

昆明城市热岛效应的数值模拟研究

周晓宇¹ 王咏薇² 孙绩华³ 段玮³ 杨大虎²

1. 玉溪市气象局, 玉溪, 653100

2. 南京信息工程大学大气物理学院, 南京, 210000

3. 云南省气象局, 昆明, 650034

摘要 本文利用 WRF(V3.9.1)模式中耦合 Noah/SLUCM 方案作为 Control 案例,研究了土地利用类型(Md04 案例)、陆面过程(NoUCM 案例)和湖泊(Nolake 案例)对城市热岛强度及昆明城市气象要素水平、垂直的时空分布特征的影响。得到的主要结论如下:(1)四种案例城市热岛强度的平均日变化趋势相似,白天城市热岛强度较弱、夜间较强,在北京时 20:00 左右达到最大值。城市冠层(湖泊)对城市热岛有较明显的减(增)温,Control-NoUCM(Nolake)案例中,平均日最大差值为 -0.79°C ($+1.07^{\circ}\text{C}$)。(2)从能量平衡方程分析 Control-Md04 案例,感热(潜热)通量的差值为 $+46.18$ (-79.71) W/m^2 ,潜热通量释放大于感热通量的绝对值。Control-NoUCM 案例中,感热(潜热)通量的差值为 -40.88 ($+29.60$) W/m^2 ;这是由于 NoUCM 案例未考虑几何建筑物储热与遮挡,太阳辐射大部分被地表所吸收,从而导致感热通量偏大。(3)四种案例中,15:00(07:00)时边界层高度达到最大(小)值。NoUCM(Nolake)案例中城市边界层高度分别降低 103m(32m)左右,而 Md04 案例中城市边界层高度增加 102m 左右。(4)湖泊(滇池)对城市热岛环流影响的试验表明,湖泊上空垂直运动较弱;但水平方向湖陆风较大,这有利于向城市输送水汽,增加干空气湿度,使城市中空气的水汽含量增加;同时增大潜热能量释放,降低感热通量,减小了垂直温度梯度。

关键词 城市热岛 WRF 模式 城市冠层 土地利用类型 湖陆风

文章编号 2021062A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2105.21062

A Numerical Simulation of Urban Heat Island Effect in Kunming

ZHOU Xiaoyu¹ WANG Yongwei² SUN Jihua³ DUAN Wei³ YANG Dahu²

1. Yuxi Meteorological Bureau, Yuxi, 653100

2. College of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210000

3. Yunnan Meteorological Bureau, Kunming, 650034

Abstract In this paper, the coupling Noah/Single Layer Urban Canopy scheme coupled with WRF

收稿日期: 2021-6-23; 网络预出版日期:

作者简介: 周晓宇, 男, 1992 年生, 硕士研究生, 主要从事大气边界层与大气环境研究。E-mail: zxy245144672@163.com

通讯作者: 周晓宇, E-mail: zxy245144672@163.com

资助项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目 2019QZKK0105

Funded by: The second comprehensive scientific research project of Qinghai Tibet Plateau (2019QZKK0105)

(V3.9.1) model is used as a control case to investigate the effects of land use type (Md04 scheme), land surface process (NoUCM scheme) and lake (Nolake scheme) on the intensity of urban heat island and the horizontal and vertical spatial distribution characteristics of urban meteorological elements in Kunming. The main results we obtained are as in the followings: (1) In the four cases, the average daily variation trend of the urban heat island intensity is almost similar. The UHI intensity is weak in the daytime and strong at night, and reaches the maximum at about 2000 BT (Beijing Time). In the case of Control-NoUCM (Nolake), the average daily maximum difference is -0.79°C ($+1.07^{\circ}\text{C}$). (2) From the energy balance equation analysis of Control-Md04 case, the difference of the sensible heat (latent heat) flux is $+46.18$ (-79.71) W/m^2 , and the release of latent heat flux is larger than the absolute value of the sensible heat flux. In the case of Control-NoUCM, the difference of the sensible heat (latent heat) flux is -40.88 ($+29.60$) W/m^2 . NoUCM scheme does not consider the heat storage and shielding of geometric buildings, and most of the solar radiation are absorbed by the land surface, resulting in a large absolute value of the sensible heat flux. (3) In the four cases, the boundary layer height reaches the maximum (minimum) value at 1500(0700) BT. The height of urban boundary layer in NoUCM (Nolake) decreased by about 103m (32m), while that in Md04 case increased by about 102m. (4) The numerical simulation results of the influence of lake (Dianchi lake) on the circulation of urban heat island show that the vertical movement over the lake is weak, while the horizontal lake-land breeze is strong. The breeze circulation is to the benefit of the transportation of water vapor to the city center, and to increase the humidity of dry air and enlarge the water vapor content. Then it increases the release of latent heat flux, and reduce the sensible heat flux and the temperature gradient.

Key words Urban Heat Island, WRF model, Urban canopy, Land use type, Lake land breeze

1 引言

城市面积约占地球陆地面积的3%,但人口占比总人数50%以上(Grimm et al., 2008; Mora et al., 2017)。人口聚集在城市区域内,将导致土地利用和土地覆盖(LULC)的巨大变化(Liu et al., 2014)。近几十年来,特别在发展中国家,城市化发展与城市人口的剧增,使周边广阔的土地成为了城市和城郊区(Christ et al., 2016)。城市化将导致城市地区高于乡村地区的温度,即城市热岛(UHI)效应(Oke, 1982; Rizwan et al., 2008)。UHI改变了局地的气候,可能会加剧空气污染了,从而降低了能见度,亦可能会影响农业生产及增加水资源的利用(Julian et al., 2012; Sharma et al., 2017)。鉴于21世纪城市地区及人口的持续增长以及全球变化导致的极端天气事件发生概率的增加,人们越来越关注城市热岛的加剧(Roth, 2007; Grimm et al., 2008);以及由此带来严重的健康问题(Kovats et al., 2008)、环境问题(Sarrat et al., 2006)与能源问题(Kolokotroni et al., 2012)。因此,对城市热岛的研究和预测仍然对人们的生活和生产具有重要意义。

Myrup and Leonard (1969)利用数值模式模拟城市热岛,可为改善现有与未来城市的气候提供科学依据。Giannaros et al. (2013)利用WRF (Weather Research Forecasting)模式耦合Noah陆面过程对雅典上空的UHI进行了模拟;Sharma et al. (2017)使用WRF耦合城市冠层(简称WRF/UCM,下同)探讨了芝加哥大都市区的城市化对城市热岛和湖陆风

的影响。Miao et al. (2007, 2008, 2009) 在北京地区采用 WRF/UCM 研究了山谷环流与城市热岛的相互作用; Lin et al. (2008) 使用 WRF/UCM 模式, 模拟了台湾北部地区热岛效应、边界层发展及海陆风的时空变化; 朱丽等 (2020) 使用 WRF 模式给出了重庆山地城市热岛环流的三维结构特征; 郑亦佳等 (2017) 使用 WRF 模式研究了滇中不同城市化发展与湖泊下垫面的影响, 在夏季能形成 UHI 的“下游效应” (Zhang et al., 2009, 2011)。不过上述研究大都未采用真实的土地覆盖类型。

土地覆盖是城市气候模型的重要输入参数, 影响着地面与大气之间的能量与水汽交换 (Twine et al., 2004)。Chen et al. (2007) 发现, 边界层发展、云、降水和气象要素的预测依赖于土地覆盖数据的更新。LULC 的变化影响局地温度、相对湿度和降雨等气象要素 (Jiang et al., 2014; Yao et al., 2015; Gogoi et al., 2019)。在 WRF 模式中默认的 Modis 土地覆盖数据大都来自于 2004 年, 旧的土地覆盖数据不能真实反映城市导致的土地利用变化 (Meij and Vinuesa., 2014), 这是城市气候模拟的重要误差来源之一。

使用高分辨率的实时土地覆盖数据, 能真实的反映城市下垫面的地表特征。Kedia et al. (2021) 利用 WRF 模式中嵌入高分辨率的 LULC 数据, 真实再现了城市化进程对 UHI 与地面气象要素的影响。Feng et al. (2014) 在 WRF 模式讨论了不同的 LULC 对杭州市热岛强度的影响。孙永等 (2019) 使用高分辨率下垫面地理信息系统 (GIS) 数据集, 利用 WRF 耦合多层冠层 (BEP+BEM) 方案对重庆夏季高温过程的模拟研究指出, 夜间城市地表储热与空调废热向大气释放, 是 UHI 形成的主要原因。

昆明市是中国西南地区重要的中心城市之一; 近年来随着经济的发展, 昆明城市人口快速增长, 城市化与工业化使城市热岛效应日益显著 (陈艳等, 2012)。目前使用高分辨率土地覆盖数据及中尺度数值模式, 研究西南地区城市化进程对区域气候影响的工作开展得较少。本文采用与模拟时间一致的 2018 年 Modis 下垫面数据; 利用 WRF 模式中耦合 Noah 陆面过程耦合的单层城市冠层方案 (简称 Noah/SLUCM, 下同) 研究土地利用类型 (默认下垫面)、陆面过程和滇池 (湖泊) 对昆明城市热岛强度及气象要素的时空分布特征的影响。

2 研究方法

2.1 WRF 模式与 Noah/SLUCM 城市参数化方案简介

WRF 模式为完全可压缩及非静力多层嵌套模式 (Skamarock et al., 2005), 水平方向采用 Arakawa C 网格点, 垂直方向采用地形追随质量坐标。该模式中动力框架、物理参数化方案为相互独立的模块化, 空间格点分辨率上能达到 1km 以内。WRF 在选择合理的城市冠层参数化方案, 具有很好的模拟城市区域温度、湿度、风速时空分布能力。下面介绍 WRF 模式中 Noah 陆面过程耦合的单层城市冠层。

如图 1 所示, Noah 陆面过程 (Chen and Dudhia, 2001) 在模拟城市下垫面时, 通常采用与郊区下垫面相似的平板单层 (简称 NoUCM, 下同) 方案来计算城市水泥下垫面辐射能量

平衡。NoUCM 案例采用比自然下垫面较大的热容量和热传导参数来表征城市下垫面的储热作用；在动力作用方面，城市区域用较大的粗糙度来表征动量的损耗以及向湍能的转化；该方案并未涉及城市建筑的几何结构。Kusaka et al. (2001, 2004) 发展可与 WRF 耦合的单层城市冠层；它假定城市构造中，街道峡谷参数化为无限长，在街道峡谷中包含了遮挡阴影、太阳辐射、辐射陷阱以及垂直风廓线的计算。如图 1，SLUCM 把城市单元格划分为城市（非渗透性）表面以及植被（渗透性）表面，城市区域内植被、路面、建筑物表面、墙面以及屋顶六个表面上的温度是通过建立能量平衡方程求出，这样大大提高该模式对城市区域的模拟能力。本研究采用耦合了单层城市冠层模型的 WRF 模式。

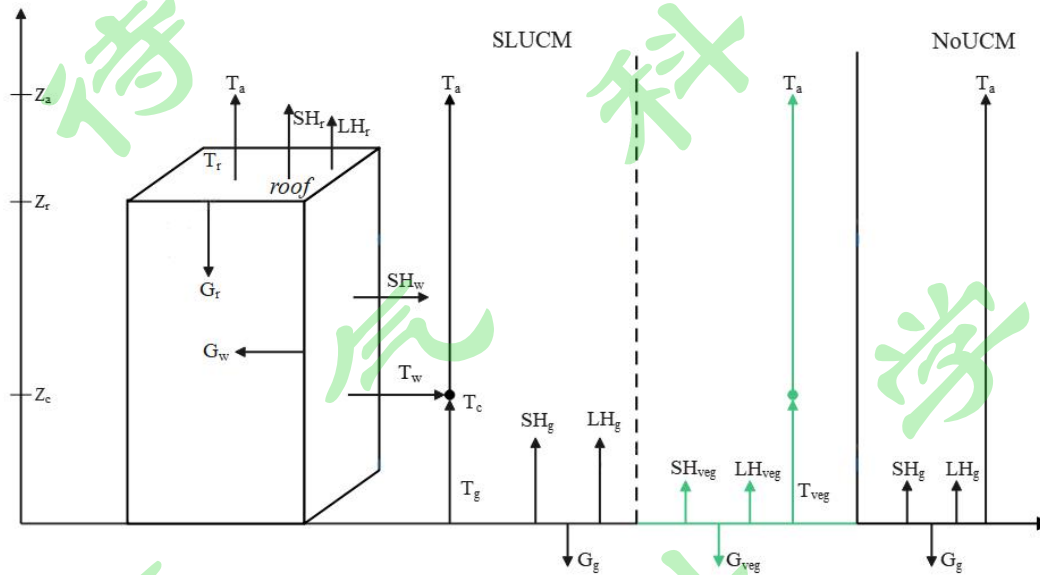


图 1 WRF-Noah/SLUCM 及 NoUCM 空间示意图 (LH (SH) 表示潜 (感) 热通量, T 代表温度, G 代表热通量; 其下标 *veg*、*w*、*g*、*r* 分别表示植被、墙面、地面、屋顶; T_c 为街道峡谷的气温, T_a 表示模式第一层的气温; 左侧垂直结构中 Z_c 、 Z_r 、 Z_a 分别为街道峡谷、屋顶、模式第一层高度)

Fig 1 WRF Noah/SLUCM and NoUCM space diagram (LH (SH) is the latent (sensible) heat flux with subscript (veg) the vegetated fraction, (g) denoting the ground flux, (w) the wall, (roof) the roof; T with other subscripts denotes air temperature for street canyon (c) and first level of atmospheric model (a); Levels at left depict street canyon height (Z_c), rooftop height (Z_r), and the first level of atmospheric model (Z_a))

2.2 资料与研究个例

本文使用的资料为昆明市区域国家观测站数据 (10 个站), 包含了海拔高度与经纬度 (表 2) 以及逐小时气温、相对湿度、风速、气压、降水等气象要素。引用孙绩华等 (2015) 文章的方法, 依据人口密集程度与各站点的地理位置, 将各站点划分为 3 种类型: 城市站点 (昆明、呈贡、安宁代表城市)、近郊站点 (嵩明、宜良、富民、晋宁代表小城镇)、远郊站点 (石林、禄劝、寻甸代表乡村); 随着城市面积的扩大与人口的剧增, 本文将安宁站划分为城市站点。

研究时段为 2018 年 7 月 17 日 00:00-7 月 19 日 24:00（北京时，简写 17-19 日），该时段昆明市无强对流天气过程。从 500hpa 天气形势图（图 2a）可知，高压脊线位于北纬 25°N 左右，等压线梯度小；昆明市受高压外围东偏南气流控制，背景风场较弱，风速低于 7m/s，天气形势稳定。根据 NASA 提供的逐小时卫星云图显示（图略），除 19 日午后受中南半岛低压倒槽外围云系影响，昆明市为多云间晴，其余时段均为晴到少云天气。地面气象观测站逐小时降水数据显示三天内均无降水。

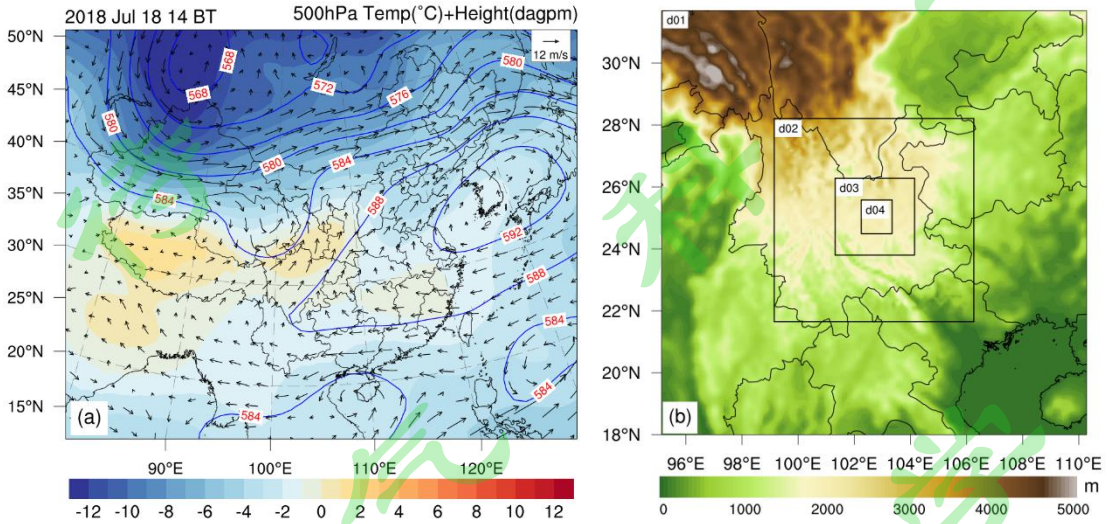


图 2 (a) 2018 年 7 月 18 日 14:00（北京时，下同）NCEP FNL $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 分析资料 500hpa 温度场（色阶；单位：°C）、位势高度场（等值线；单位：dagpm）、风场（矢量，单位：m/s）的叠加；（b）模拟的四重嵌套区域和地形高度分布（色阶；单位：m）

Fig 2 (a) The temperature field (shaded; unit: °C), geopotential height field (contours; units: dagpm) at 500 hPa and wind field (vectors, units: m/s) from NCEP FNL $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ analysis data at 1400 BT (Beijing time) 18 July, 2018; (b) Coverage and terrain height (shaded, units: m) of model domains 1, 2, 3 and 4 (denoted by do1, do2, do3, and do4, respectively)

2.3 模拟区域与案例设计

本文采用版本为 WRFV3.9.1 对研究个例进行模拟。起始的模拟时间为 2018 年 7 月 16 日 08:00，总积分时长为 88h；前 16h 为模式 spin-up 时间，之后 72h 用于模拟结果分析；初始场与边界条件为 NCEP（National Centers for Environmental Prediction）FNL 再分析资料 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 逐 6h 输入的数据。模拟的区域中心为昆明主城区（25.03°N，102.71°E）；模式使用了四重嵌套方案（图 2b），从外到内各层格点数分别为 110×110 、 154×157 、 160×166 、 214×232 ，分辨率为 13.5、4.5、1.5、0.5km。垂直方向设置为 53 层，模式顶层气压设置为 100hpa，近地层 2km 以内共设置 21 层。

图 3a、b 分别为第四层嵌套（do4 表示，下同）区域 2004、2018 年下垫面土地类型，地形资料使用的分辨率为 0.5km 的 Modis（15s）数据。图 3a 中，2004 年的 Modis（15s）数据为 WRF 官网所提供的默认下垫面，近十几年由于城市的发展与周围生态环境的变化，模

拟区域下垫面类型的显著改变。因此下垫面的替换对高分辨率的数值模拟研究尤为重要。本文采用与模拟时间一致的 2018 年 Modis (15s) 下垫面，该数据能真实的反应土地类型特征。如图 3b 所示，近十几年昆明主城区区域向四周与呈贡区扩展，滇池周边的农田更改为城市与稀树草原。根据卫星资料所提供的 Modis 土地覆盖类型 (MCD12Q1) 产品 (Dong et al. 2015)，由于植被的生长与演变，do4 下垫面中的混交林大部分更替为稀树草原。

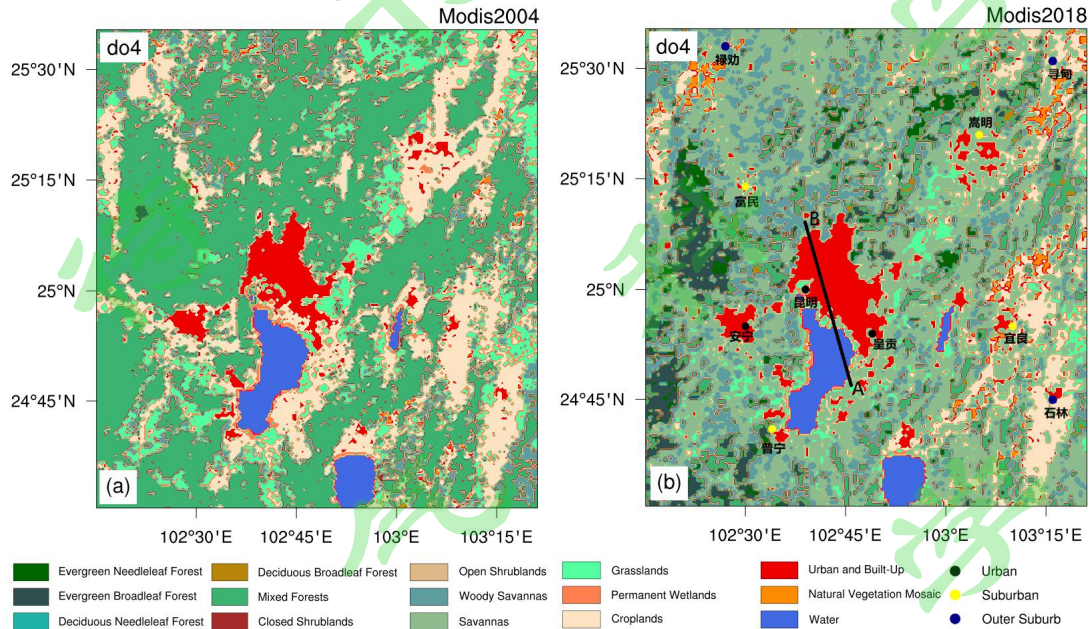


图 3 (a) do4 区域 Modis2004 的土地类型分类；(b) do4 区域 Modis2018 的土地类型分类（黑、黄、绿色圆点分别表示城市、近郊、远郊站点并标注各站点名称，AB 线段为图 8 中垂直剖面）

Fig 3 (a) The land use type of Modis 2004 in the do4 area; (b) The land use type of Modis 2018 in the Do4 area (the black, yellow, green dots indicate urban, suburban, outer suburban sites respectively and mark the locations of each site, the line AB is the vertical cross sections in Figure 8)

本文设计四个案例 (表 1)，其中 Control 为控制案例，Md04 案例为 WRF 默认的下垫面土地类型，NoUCM 案例为未添加 SLUCM，Nolake 案例把湖泊 (滇池) 更换为农田。模式中所采用的物理参数化方案有: WSM3 微物理方案 (Hong et al., 2004), RRTM 长波辐射方案 (Mlawer et al., 1997)，Dudhia 方案 (Dudhia et al., 1989)，MYJ 边界层方案 (Janji, 2002)，Kain-Fritsch 方案 (Kain et al., 1993)。Sun et al. (2013) 在不同的气候背景下，通过实地观测验证了该模式中引入了城市植被的灌溉、城市绿洲效应参数 (Yang et al., 2015) 的性能较好。本文城市绿洲效应及植被灌溉参数设置参考 Miao and Chen (2014) 的文章，其余城市冠层参数化方案为默认数值。

表 1 数值模拟案例与参数化方案设置

Table 1 Numerical simulation cases and settings of the parameterization scheme

案例名称	Control	Md04	NoUCM	Nolake
地形数据	Modis2018	Modis2004	Modis2018	Modis2018 (湖泊替换为农田)

城市冠层方案	SLUCM	SLUCM	未添加 SLUCM	SLUCM
WRF 版本	WRFV3.9.1（以下设置均保持一致）			
陆面过程方案	Noah 陆面过程（Chen and Dudhia, 2001）			
绿洲效应参数	1.5			
植被灌溉	夏季（5-9 月）每晚 21:00 时灌溉			
垂直分层	53 层（其中 2km 以下设置 21 层）			
区域中心经纬度	25.03°N, 102.71°E			
模拟时间	2018 年 7 月 16 日 08:00-19 日 24:00（总积分时长 88h）			
四重嵌套网格数	第一层：110×110；第二层：154×157；第三层：160×166；第四层：214×232			
水平格点分辨率	第一层：13.5km，第二层：4.5km，第三层：1.5km，第四层：0.5km			
初始边界条件	逐 6 h 的 NCEP 再分析资料（1°×1°）			
微物理过程方案	WSM3 微物理方案（Hong et al., 2004）			
长波辐射过程方案	RRTM 长波辐射方案（Mlawer et al., 1997）			
短波辐射过程方案	Dudhia 方案（Dudhia et al., 1989）			
边界层方案	MYJ 边界层方案（Janji, 2002）			
积云对流方案	Kain-Fritsch 方案（Kain et al., 1993）（第一层嵌套使用）			

3 模式验证与校验

将 10 个站点划分为城市、近郊、远郊站的三种类型，利用逐小时地面观测资料与模拟的 2m 气温（ T_2 ）、2m 相对湿度（RH）和 10m 风速（ V_{10} ）进行对比分析。如图 4 所示，模式模拟 2m 气温的逐小时变化与观测值基本一致，整体模拟温度比观测值偏大，这与模式城市冠层中非渗透性表面的默认值占比过大有关。温度的偏高，导致三种类型站点逐日 00:00~10:00 时相对湿度整体略偏小；城市站点在 14:00 时左右出现最大差值为 16%。风速的对比中，整体的变化趋势基本吻合，而风速模拟值偏大原因是：1）城市冠层建筑物高度相同，未考虑建筑物的拖拽对动能的损耗（伍见军等，2013）；2）10m 风速由第一层风速值取对数得出，而模式的第一层高度设置在 45m。

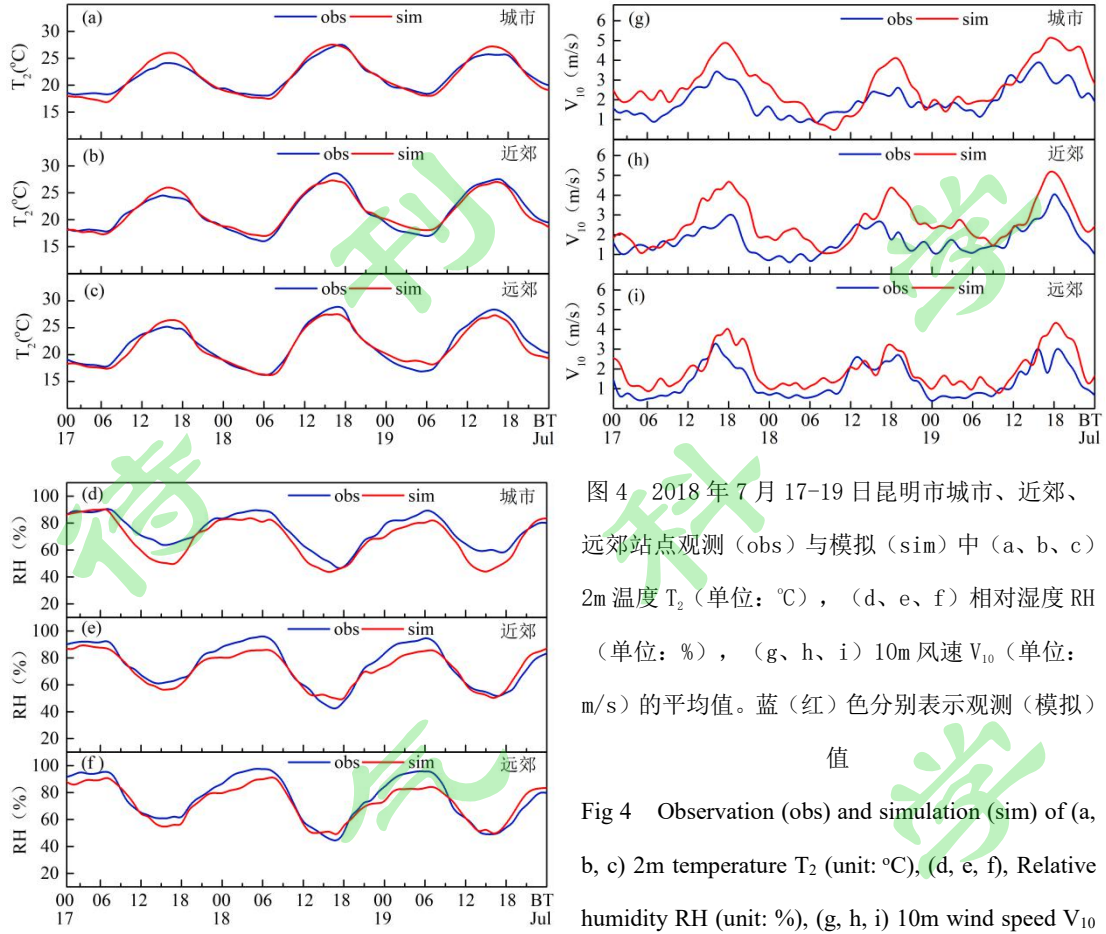


图4 2018年7月17-19日昆明市城市、近郊、远郊站点观测 (obs) 与模拟 (sim) 中 (a、b、c) 2m 温度 T_2 (单位: $^{\circ}\text{C}$), (d、e、f) 相对湿度 RH (单位: %), (g、h、i) 10m 风速 V_{10} (单位: m/s) 的平均值。蓝 (红) 色分别表示观测 (模拟) 值

Fig 4 Observation (obs) and simulation (sim) of (a, b, c) 2m temperature T_2 (unit: $^{\circ}\text{C}$), (d, e, f), Relative humidity RH (unit: %), (g, h, i) 10m wind speed V_{10}

(unit: m/s) average value of Kunming urban, suburban, and outer suburban sites from BT 17-19 July, 2018. The blue (red) colors respectively represent the distribution of the observed (simulated) average value

163 为定量验证模式结果的可靠性, 本文参考 Miao et al. (2008) 计算的统计指标 (表 2),
164 如观测值方差 (σ_{obs})、模拟值方差 (σ_{sim})、模拟与观测的标准差之比 (Ratio)、均方根
165 误差 (RMSE)、相关系数 (R)。计算公式如下: 其中, sim 和 obs 分别表示模拟和观测的
166 气象要素值, N 为样本数。

$$Ratio = \frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (sim_i - \overline{sim})^2 / N}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (obs_i - \overline{obs})^2 / N}} \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (sim_i - obs_i)^2}{N}} \quad (2)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N [(sim_i - \overline{sim})(obs_i - \overline{obs})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (sim_i - \overline{sim})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (obs_i - \overline{obs})^2}} \quad (3)$$

167 如表 2 所示, 各站点温度与相关湿度的相关系数 (R) 数值在 0.85~0.98 之间, 风速的
168 相关系数在 0.36~0.61。根据 Pielke (1984) 指出, 当 $Ratio \approx 1$ 与 $RMSE < \sigma_{obs}$ 时, 模式的
169 结果可靠; 模拟与观测的标准差之比 (Ratio) 的数值接近于 1。总体来说, 除风速大小模

170 拟与观测存在一定差异外，模式基本能较好模拟出近地面气象要素场的变化。

171 表 2 10 个气象观测站点信息与 2m 气温、相对湿度、10m 风速的统计指标数值

172 Table 2 Information of 10 meteorological observation stations and statistical index values of 2m

173 temperatures, relative humidity and 10m wind speeds

站名	昆明	安宁	呈贡	富民	嵩明	晋宁	宜良	寻甸	石林	禄劝
海拔高度（m）	1888	1848	1976.6	1692.7	1919.7	1893.1	1532.5	1873.2	1695.8	1750.9
经度（°N）	25.00	24.92	24.90	25.23	25.35	24.68	24.92	25.52	24.75	25.55
纬度（°E）	102.65	102.50	102.82	102.50	103.08	102.57	103.17	103.27	103.27	102.45
2m 气温 （℃）	Ratio	1.33	1.07	1.21	0.81	0.91	1.05	0.97	0.89	1.00
	RMSE	1.45	0.80	1.29	1.54	1.05	1.32	1.20	1.45	1.48
	R	0.92	0.98	0.95	0.97	0.96	0.95	0.94	0.94	0.93
相对湿度 （%）	Ratio	1.35	1.05	1.26	0.66	0.81	1.09	0.83	0.77	1.03
	RMSE	15.88	7.63	6.37	12.08	9.48	6.62	7.66	8.96	6.47
	R	0.85	0.95	0.92	0.94	0.87	0.93	0.85	0.87	0.91
10m 风 速（m/s）	Ratio	1.42	1.20	1.28	1.59	1.58	1.01	1.22	1.05	0.97
	RMSE	1.59	1.25	1.49	1.59	1.50	1.81	1.56	1.19	1.14
	R	0.41	0.60	0.56	0.60	0.36	0.49	0.29	0.56	0.61

174

175 4 模式模拟结果分析

176 4.1 昆明市城市热岛特征

177 由于高原各站点的海拔高度具有一定的差异，本文参考段旭等（2011）对气温资料进行
178 订正，以昆明站为标准高度，其余各站点按照气温递减率（0.51℃/100m）进行消除海拔高
179 度对气温的影响。城市站点（ $\overline{T}_{urban}$ ）与远郊站点（ $\overline{T}_{rural}$ ）2m 气温的平均差值来代表城市热岛
180 （UHI）效应，计算方法与孙绩华等（2015）文章一致。

181 图 5a 给出了昆明城市热岛强度逐小时平均的日变化特征，四种案例的 UHI 强度变化趋
182 势相似。在白天 08:00~16:00 时阶段，城市热岛强度较低。这是由于：1）白天城市建筑具
183 有较强的储热能力，净辐射的能量主要存储于水泥建筑墙面、屋顶、道路等，城市热岛强度
184 减弱；2）城市建筑峡谷中遮挡作用。在 16:00~20:00 时，随着太阳辐射强度减弱，建筑物
185 储存的热量开始释放，夜间城市热岛强度出现最大值；20:00 时之后至凌晨，城市热岛开始
186 减弱；04:00~08:00 时，远郊比城市水汽条件充足，远郊站点的潜热能量释放降低了近表面
187 温度，城市热岛强度增大。Md04 案例中城市区域面积偏小，城市热岛强度较弱，在 10:30
188 时左右出现“冷岛”现象；而城市化的影响逐步抵消了“冷岛”作用，显现出“热岛”特征
189 （陈艳等，2012）。NoUCM 案例中未添加城市冠层方案，城市热岛强度整体偏高；由于把城
190 市下垫面整体当作水泥板块，地面受热较快且无建筑物储热与遮挡作用。而 Nolake 案例为

湖泊用农田替换，湖泊比农田的比热容大，储热能力强，使近表面温度升温较慢，城市热岛强度反而减弱。

如图 5b 所示，Control-NoUCM (Nolake) 案例热岛强度的差值中，反映城市冠层与湖泊对城市热岛强度的影响。城市冠层对城市热岛有所减弱，11:00 时热岛强度减小 0.79℃。白天湖泊对城市热岛有增温作用，7:00 时热岛强度增大 1.07℃。综上所述，城市冠层与湖泊对城市热岛的作用相反。

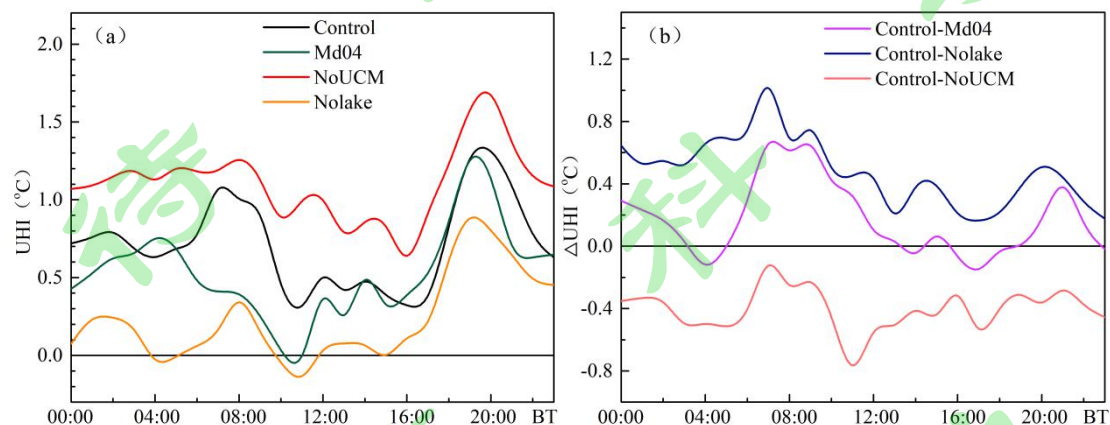


图 5 (a) 四个案例中城市热岛 (UHI) 强度的平均日变化 (单位: °C); (b) Control 案例与三个案例城市热岛平均日变化的差值 (单位: °C)

Fig 5 (a) The average daily change of urban heat island (UHI) intensity in the four cases (unit: °C); (b) The difference between the Control case and the three cases e of the average daily change of UHI (unit: °C)

4.2 昆明市气象要素的水平分布特征

如图 6 所示，为 Control-Mo04 (NoUCM) 案例 2m 温度、比湿与 10m 风场 (矢量) 三天平均的差值。图 6a 中，除 4.1 章节提到城市热岛增强外，也表明城市热岛效应向周围扩张。主城区周边扩张为城市下垫面的温度增温 0.32~0.61℃，与郑亦佳等 (2017) 将昆明城市下垫面更换成农田的温度差值基本接近。从风矢量场差值中，因城市下垫面受热引起的次级环流，湖边周围存在偏西气流的增强。图 6b 中，模式中添加城市冠层，使温度降低 0.62~0.90℃，说明耦合的城市冠层方案，能真实的模拟出温度时空变化特征。模拟时段近地面处于副高外围的东南气流控制，而叠加的风矢量场差值为西北风向，使城市冠层中 10m 风速减弱 1m/s 左右。

在模式中，Noah 陆面过程的土壤湿度设定为固定参数 0.1mm (Sharma et al., 2017)。而耦合的城市冠层中，墙面、屋顶最大积水深度 (无降水的情况下) 设置为 0.2mm (Yang et al., 2015); 依据 Ramamurthy and Bou-Zeid (2014) 研究表明，将城市道路最大积水深度设置为 1mm。图 6c 中，由于城市建筑内部的积水，大部分以潜热的形势消耗，相比土壤中的水分流失更快，因此 Control-Md04 案例的比湿 (Q_2) 减少 0.42~0.72g/kg。图 6d 中，耦合的城市冠层中考虑了墙面与屋顶的积水深度参数设置; 另外，图 6b 中城市冠层温度较低，冠层内积水消耗的较慢，对比 NoUCM 案例的比湿增加了 0.16~0.39g/kg。

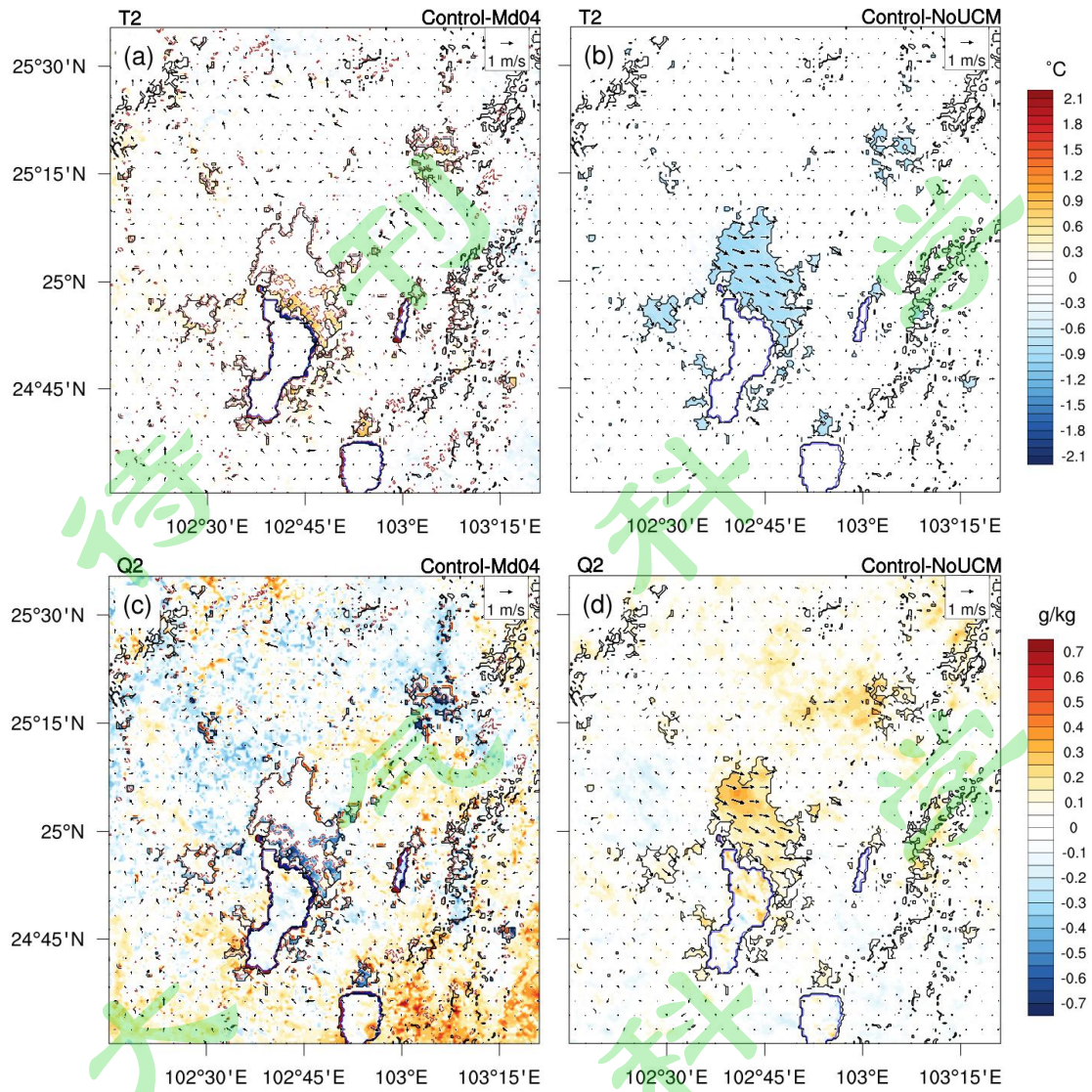


图6 为Control案例与Md04 (NoUCM) 案例模拟中 (a、b) 2m 温度 T_2 (单位: $^{\circ}\text{C}$)、(c、d) 比湿 Q_2 (单位: g/kg) 叠加 10m 风场 V_{10} (箭头; 单位: m/s) 的三天平均差值

Fig 6 The three-day average difference between the Control case and Md04 (NoUCM) case of (a, b) 2m temperature T_2 (unit: $^{\circ}\text{C}$), (c, d) specific humidity Q_2 (unit: g/kg) and 10m wind field V_{10} (vector; unit: m/s) in do4 area.

图7 中, 为Control案例与Mo04 (NoUCM) 案例感热通量 (SH)、潜热通量 (LE) 与 10m 风场 (矢量) 三天平均的差值。本文给出 WRF 模式中耦合 Noah/SLUCM 方案的表面能量平衡方程计算方程:

$$R_n + Q_F = LE + SH + G \quad (4)$$

$$LE = (LE_{urban} + Q_{ALH})f_{urban} + LE_{veg}(1 - f_{urban}) \quad (5)$$

$$LE_{veg} = C_H E_p \alpha_{oasis} \quad (6)$$

公式中 R_n 表示净辐射通量, Q_F 代表人为热通量, LE 、 SH 和 G 分别为潜热、感热和地表热通量, LE_{urban} 与 LE_{veg} 分别表示城市非自然下垫面与自然植被下垫面的潜热通量。 Q_{ALH} 表示人

为潜热通量, f_{urban} 为城市非自然下垫面的占比, C_H 为相关变量对蒸散系数 (E_p) 的影响, α_{oasis} 为绿洲参数。

图 7b、d 中, Control-NoUCM 案例感热 (潜热) 能量的差值为 $-40.88 (+29.60) \text{ W/m}^2$, 在 NoUCM 案例中没有考虑建筑几何结构的储热与阳光遮挡作用, 大部分热量被地表平面所吸收; G 地表热通量的增加, 导致图 6b 近表面 2m 温度较高。图 7a、c 中, Control-Md04 案例感热 (潜热) 通量的差值为 $+46.18 (-79.71) \text{ W/m}^2$, 潜热能量释放大于感热通量的绝对值。在等式 (5、6) 中, 由于城市周边自然植被的蒸散作用 (E_p) 大约是远郊的 1.30 倍 (Oke, 1979), 潜热通量的释放较大。根据等式 (4) 的能量平衡方程可知, Md04 案例中潜热通量的增大, 导致感热通量与地表热通量的减少。因此, 上图 6a 中 Mo04 比 Control 案例近表面 2m 温度低, 使能量方程达到新的平衡关系。

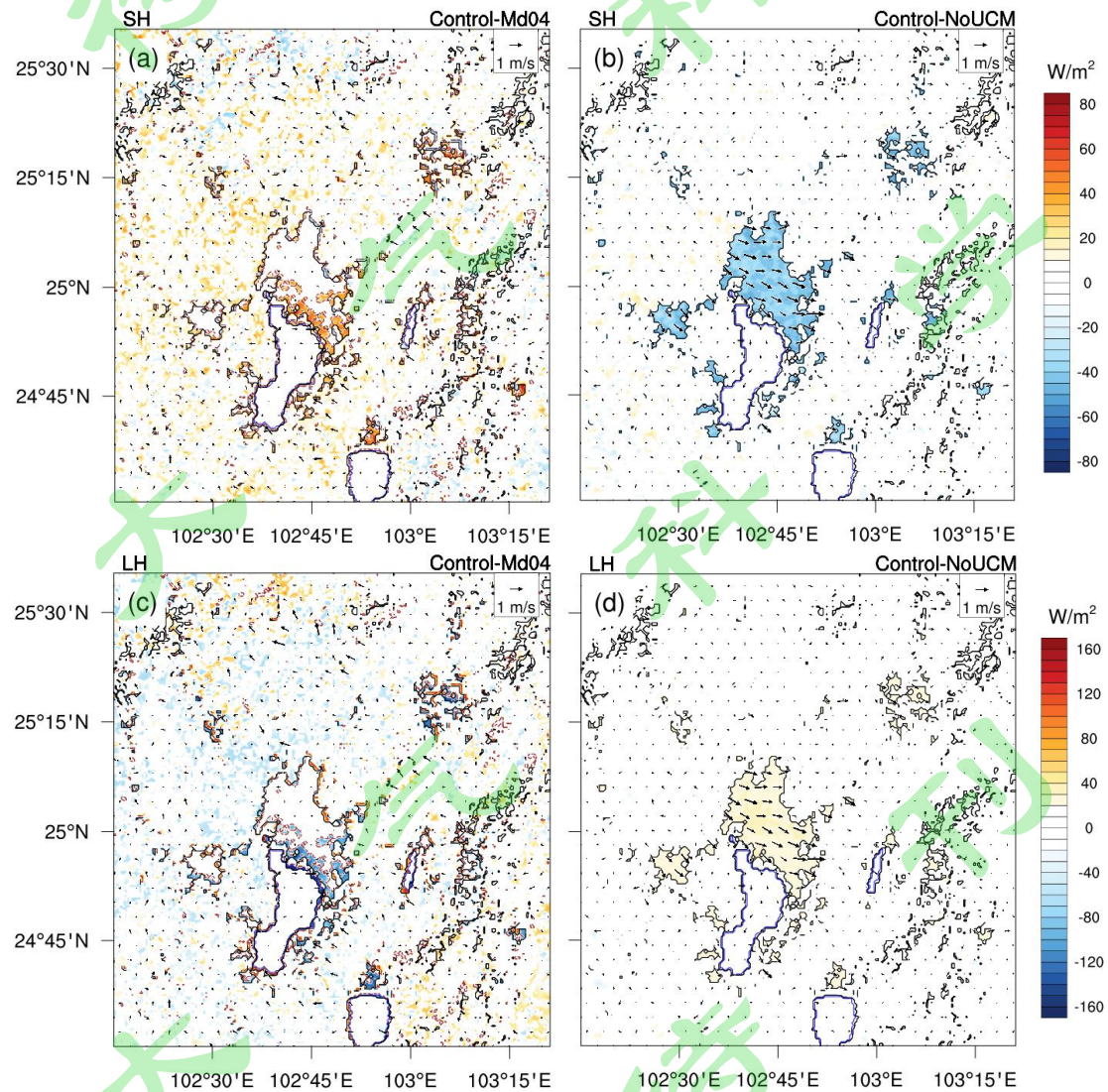


图 7 为 Control 案例与 Md04 (NoUCM) 案例模拟中 (a、b) 感热通量 SH (单位: W/m^2)、(c、d) 潜热通量 LH (单位: W/m^2) 叠加 10m 风场 V_{10} 矢量 (箭头; 单位: m/s) 的三天平均差值

Fig 7 The three-day average difference between the Control case and Md04 (NoUCM) case of (a, b) sensible

heat flux SH (unit: W/m^2), (c, d) latent heat flux LH (unit: W/m^2) and 10m wind field V_{10} (vector; Unit: m/s)

4.3 昆明市气象要素的垂直分布特征

本文取城市区域格点平均海拔高度为 1.92km。图 8a 为四个案例城市区域边界层高度的平均日变化。四个案例城市边界层日变化趋势相似，15:00 时边界层高度达到最大值；夜间无太阳短波辐射，边界层高度逐渐降低，07:00 时出现最小值。

图 8b 给出了 Control 案例与其余三个案例城市边界层日变化的差值。Control-NoUCM 案例日变化边界层高度差为负值，NoUCM 案例中太阳短波辐射加热地面，受热后以长波辐射直接加热大气，在 08:00 时出现最大差值 -103.35m；Control 案例因受城市中建筑物的遮阳作用，使大气加热较慢；之后边界层高度差值出现波动，与建筑物储存的热量逐步释放有关。Control-Nolake 案例，在午后 12:00~17:00 时，受湖泊（冷）与城市（热）之间热力差异的作用，城市边界层高度差值为 -32.33m。Control-Md04 案例中城市边界层高度增大，受城市面积扩大，城市建筑物遮挡作用明显，07:00~11:00 时边界层降低 9m 左右；白天建筑物储热较多，在夜间城市边界层高度最大增加 102.46m。

城市边界层高度的变化与湍流动能的大小密切相关（杜云松等，2011）。图 8c、d、e 为四个案例 17-19 日三个时刻平均湍流动能（TKE）的垂直廓线图。四个案例在 15:00 时 TKE 最活跃，TKE 随高度不断增大；在垂直高度 2.2~2.3km 湍流动能出现最大值，Md04 与 NoUCM 案例 TKE 分别为 $0.86\text{m}^2/\text{s}^2$ 与 $1.22\text{m}^2/\text{s}^2$ 。Nolake 与 Control 案例相比，受下垫面（湖泊更改成农田）热力差异影响，在 2.7km 以上 TKE 活跃程度较强，2.7km 以下两者数值基本重合，最大 TKE 数值 $0.92\text{m}^2/\text{s}^2$ 。夜间 20:00 时，城市热岛所提供的热量有限，除 1.9~2.0km 内湍流动能相对较高，垂直高度上 TKE 明显减弱，边界层高度减小；次日 07:00 时垂直结构上 TKE 达到最低值，随之边界层高度达到日最低。

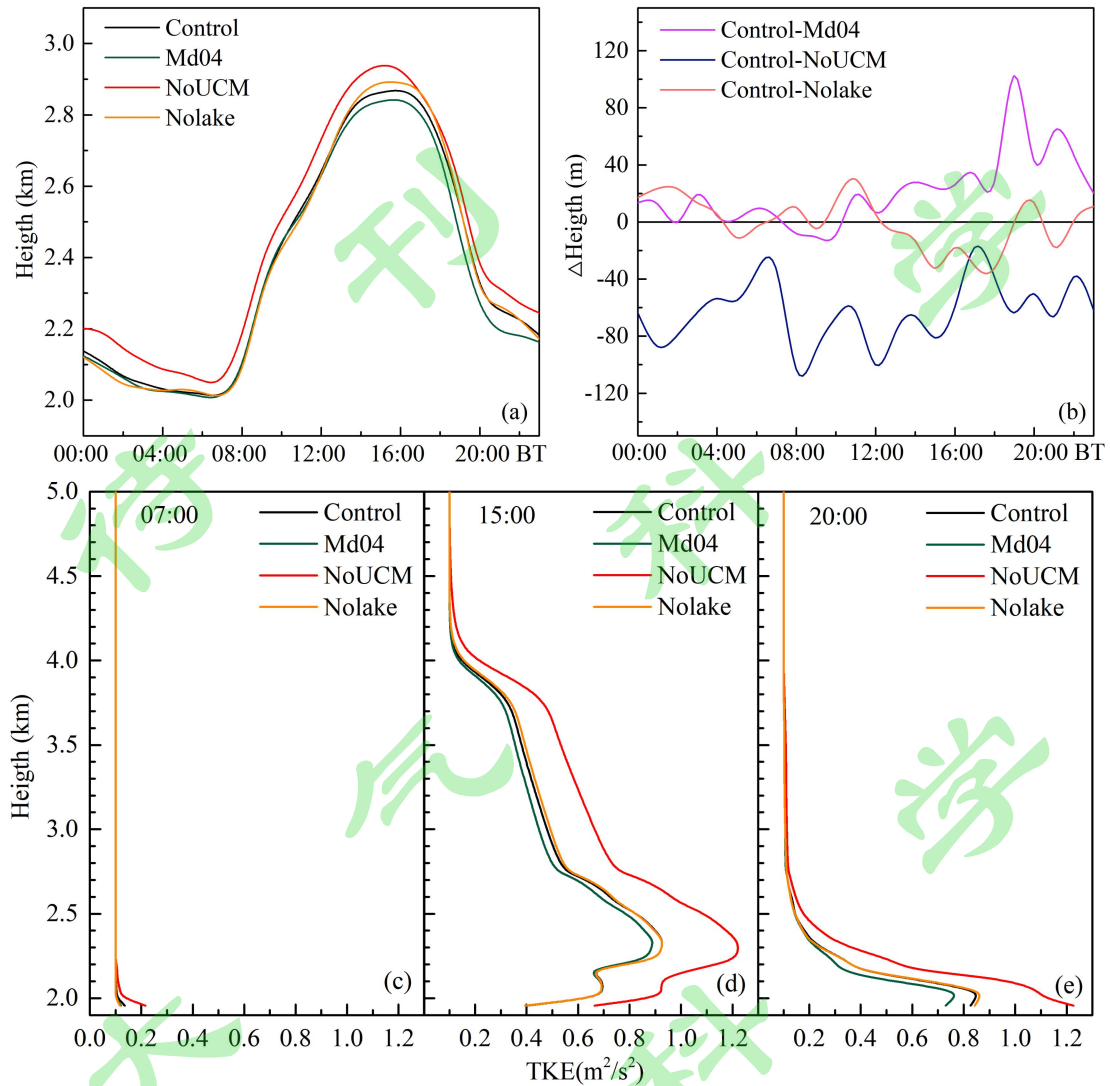


图 8 (a) 四个案例城市区域边界层高度的平均日变化 (单位: km); (b) Control 案例与三个案例边界层高度平均日变化的差值 (单位: m); (c、d、e) 分别为四个案例 17-19 日 07:00、15:00、20:00 时平均湍流动能 TKE 的垂直廓线 (单位: m^2/s^2)

Fig 8 (a) The average daily change of the height of the boundary layer in the four cases (unit: km); (b) The average daily change difference of the height of the boundary layer between the Control case and the three cases (unit: m); (c, d, e) The vertical profile of the average turbulent kinetic energy TKE (unit: m^2/s^2) in the four cases at 0700, 1500 and 2000 BT on the 17-19th.

图 9 是将 Control 与 Nolake 案例, 沿着起始点 A(24.76°N, 102.75°E) 与终点 B(25.15°N, 102.6°E) 连线的垂直剖面温度、相对湿度与风场的叠加图。考虑垂直风速比水平风速的量级较小, 将合成风矢量中垂直分量扩大 5 倍显示垂直速度特征。AB 垂直剖面呈现东南低西北高, 平均海拔高度为 1.90km。

为反映湖泊对城市区域气温、水汽分布以及风场结构的影响, 本文选择 2018 年 7 月 18 日 (高压外围控制, 背景风场较弱, 云量少) 具有代表性的四个时刻进行分析。Control 与 Nolake 案例对比, 06:00 时湖泊 (water) 相对较暖湿; 垂直上升运动明显, 城市 (urban)

258 与湖泊上空形成较弱的城市热岛环流，整层水汽含量较高；大气斜压性明显，湍流动能活跃，
 259 垂直温度梯度大。中午 12:00 时，受太阳辐射增强，Nolake 案例中农田（cropland）对大
 260 气加热较快，形成明显的垂直上升运动，使水汽抬升至一定高度聚集；而 Control 案例中湖泊
 261 泊（比热容大）储存热量，垂直运动不明显，同时吸收的部分能量以潜热形式释放，增加了
 262 底层干空气湿度。下午 17:00 时，Control 案例中城市与湖泊热力差异增强，导致湖泊上空
 263 垂直运动较弱，而水平方向湖陆风较大；Nolake 案例中农田上空垂直湍流运动明显，使城
 264 市垂直运动高度升高，但底层垂直上升运动相比 Control 案例较弱。夜间 22:00 时，随着湖
 265 泊增温，湖陆风占主导作用；相比农田储热能力较差，城市区域风速较小。

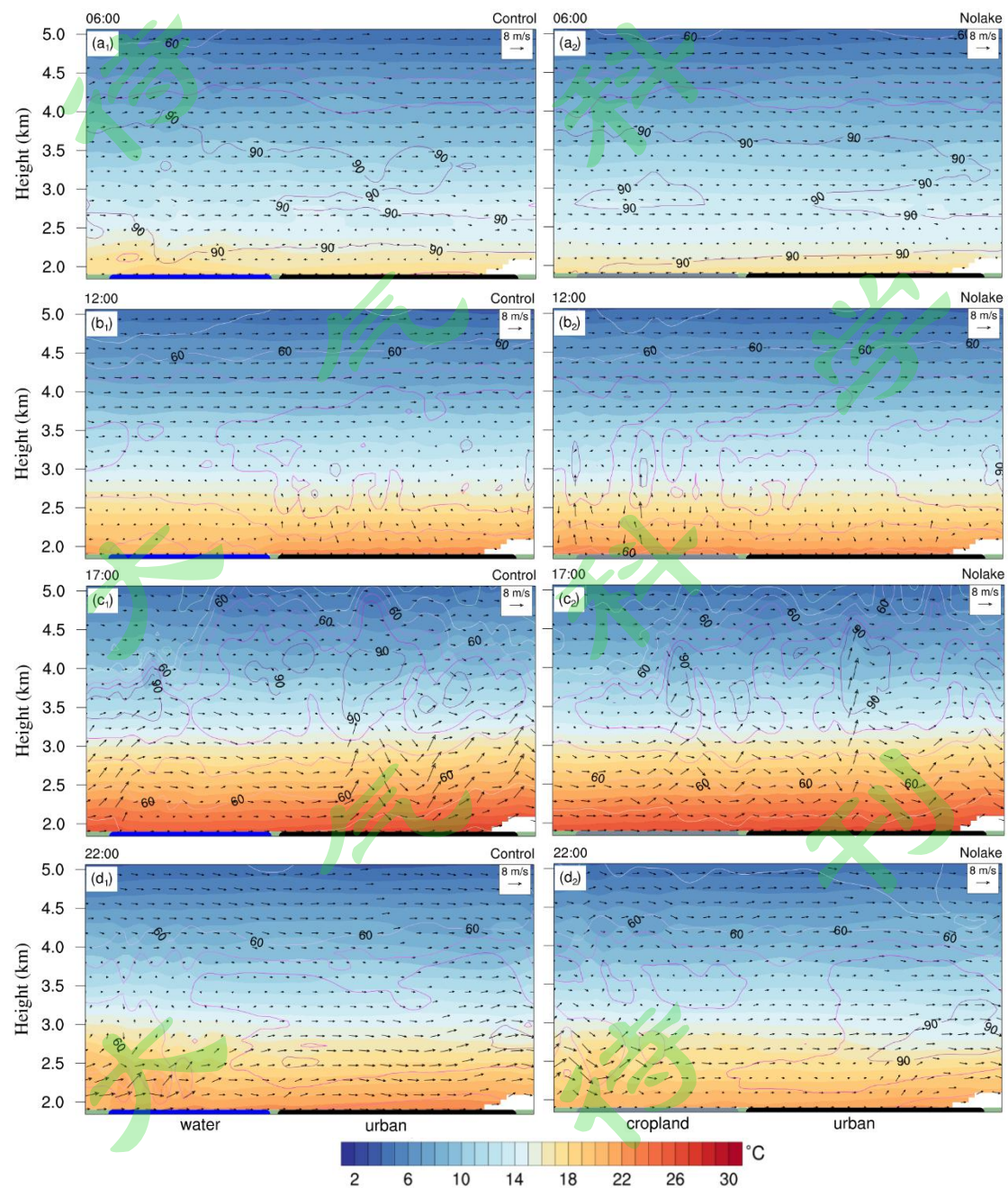


图 9 2018 年 7 月 18 日 (a₁₋₂) 06:00、(b₁₋₂) 12:00、(c₁₋₂) 17:00、(d₁₋₂) 22:00 时沿
 图 3b 中 AB 线段，Control 案例 (a₁-d₁) 与 Nolake 案例 (a₂-d₂) 温度（色阶；单位：°C）、

风场（箭头；单位：m/s；其中垂直风速扩大 5 倍）和相对湿度（等值线；单位：%）叠加的垂直剖面。横坐标上的黑色实线代表城市（urban）、绿色代表湖泊（water）、灰色代表农田（corpland），右边白色区域为地形高度

Fig 9 Vertical cross sections of Control example (a₁-d₁) and Nolake example (a₂-d₂) temperature (shade; unit: °C), wind field(vectors; unit: m/s; the vertical wind speed is expanded by 5 times) and relative humidity (color lines; unit: %) along the line AB in Fig 3b at 0600 (a₁₋₂), 1200(b₁₋₂), 1700(c₁₋₂) and 2200 (d₁₋₂) BT 18 July, 2018 . The black solid line on the horizontal axis represents the urban, the green represents the water, the gray represents the corpland, the white area is the terrain height on the right

266 图 10 给出 17-19 日四个时刻平均位温 (θ) 与相对湿度 (RH) 的垂直廓线图, 来分析
267 各案例垂直结构上的变化。图 10b、c 中, 白天低层大气受到明显的加热作用, Md04 案例中
268 城市下垫面较小导致位温偏低, 其余三个案例位温的差异不明显。图 10a、d 中, 夜间各案
269 例均为逆温层结构。图 10e、f、g、h 中, 白天 06:00~17:00 时, 受城市热岛影响, 垂直结
270 构上各案例相对湿度最大值逐渐向上倾斜, 低层相对湿度由 84%减少至 50%左右; 夜间 22:00
271 时, 低(高)层相对湿度缓慢增加(减少), 3.5km 以下相对湿度基本维持在 72~76%。

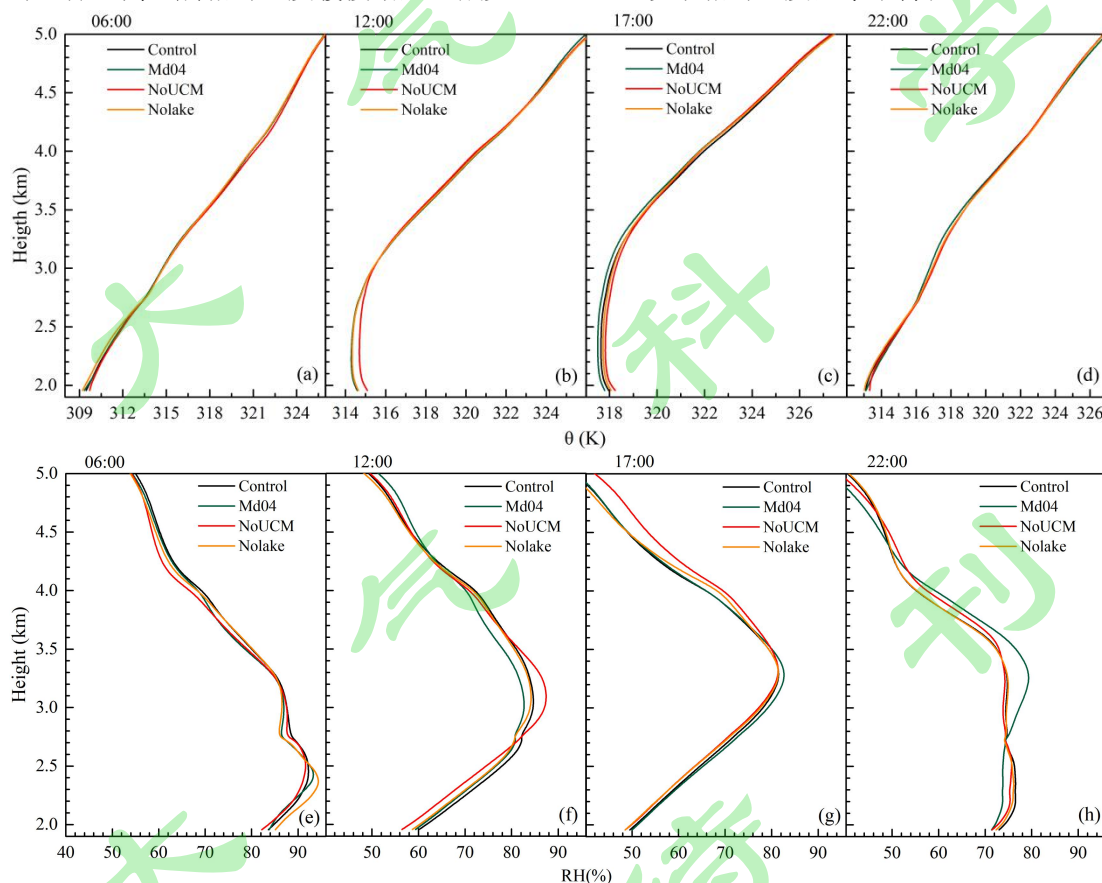


图 10 四个案例城市区域 17-19 日 06:00、12:00、17:00、22:00 时平均 (a、b、c、d) 位温 θ 的垂直廓线 (单位: K) 与 (e、f、g、h) 相对湿度 RH 的垂直廓线 (单位: %)

Fig10 The vertical profile of the average (a, b, c, d) potential temperature θ (unit: K) and (e, f, g, h) relative humidity RH (unit: %) in the four case urban areas at 0600, 1200, 1700 and 2200 BT on the 17-19th

5 结论

本文选取 2018 年 7 月 17-19 日, 夏季昆明市受高压外围东偏南气流控制、晴朗少云、天气形势稳定作为模拟时段。利用 WRF (V3. 9. 1) 模式中耦合 Noah/SLUCM 方案作为 Control 案例, 研究了土地利用类型 (Md04 案例)、陆面过程 (NoUCM 案例)、湖泊 (Nolake 案例) 对城市热岛强度及昆明城市气象要素水平、垂直的时空分布特征的影响。得到的主要结果如下:

(1) 研究表明, 四种案例城市热岛强度的平均日变化趋势相似。白天城市热岛强度较弱、夜间较强, 在 20:00 时左右 UHI 达到最大值。Control-NoUCM (Nolake) 案例中, 城市冠层 (湖泊) 对城市热岛有较明显的减 (增) 温, 平均日最大差值为 -0.79°C ($+1.07^{\circ}\text{C}$)。

(2) Control-Md04 (NoUCM) 案例中, 分析土地利用类型与陆面过程对城市气象要素水平的影响。主城区周边扩张为城市下垫面的 2m 温度 (T_2) 增加 $0.32\sim 0.61^{\circ}\text{C}$, 比湿 (Q_2) 减少 $0.42\sim 0.72\text{g/kg}$, 下垫面的更改使温度梯度较大, 导致湖边周围偏西气流的加强。城市冠层使温度降低 $0.62\sim 0.90^{\circ}\text{C}$, 比湿增加 $0.16\sim 0.39\text{g/kg}$, 城市冠层粗糙度加大, 使 10m 风速减弱 1m/s 左右。从能量平衡方程分析 Control-Md04 案例, 感热 (潜热) 能量的差值为 $+46.18$ (-79.71) W/m^2 , 潜热通量释放大于感热通量的绝对值。Control-NoUCM 案例中感热 (潜热) 能量的差值为 -40.88 ($+29.60$) W/m^2 , NoUCM 案例未考虑几何建筑物储热与遮挡, 大部分被地表所吸收, 导致感热绝对值较大。

(3) 四种案例中, 15:00 (07:00) 时边界层高度达到最大 (小) 值。Control-NoUCM (Nolake) 案例中出现最大差值为 -103.35m (-32.33m), 相反 Control-Md04 案例中城市边界层高度增加 102.46m 。边界层高度和湍流动能大小密切相关, 15:00 时 TKE 最活跃, 四种案例在垂直高度 $2.2\sim 2.3\text{km}$ 上 TKE 最大值在 $0.86\sim 1.22\text{m}^2/\text{s}^2$, 夜间城市热岛提供的热量有限, 垂直结构上 TKE 明显减弱, 次日 07:00 时 TKE 达到最小, 随之边界层高度降至最低。

(4) 从截取 AB 垂直剖面 (图 9), 分析湖泊对城市热岛环流的影响。结果显示, 湖泊上空垂直运动较弱, 水平方向湖陆风较大, 有利于向城市输送水汽, 增加干空气湿度, 使水汽含量较高; 从而增加潜热能量释放, 相应降低感热通量, 垂直温度梯度减小。对应四个时刻的平均位温与相对湿度的垂直廓线图 (图 10), 白天城市受热致位温偏低, 夜间为逆温层结构。白天相对湿度最大值向上倾斜, 低层降至 50% 左右; 夜间垂直结构 (3.5km 以内) 相对湿度达到平衡, 维持在 72~76% 左右。

本文使用 WRF 模式, 对昆明市下垫面进行更新替换, 利用高分辨率的土地数据有助于城市热岛的模拟。由于缺乏建筑物高度、密集程度等实测数据, 城市冠层参数方案并未对城市下垫面进行高、中、低密度建筑区以及不同城市占比大小的划分; 模式中计算的边界层高度与湍流动能, 尚未与相应的探空资料进行验证; 这些将是下一步研究工作的重点。此外城市热岛强度随季节具有不同的特征, 不同季节时段城市化对城市热岛与城市气象要素时空分布

的影响有待进一步地深入研究。

参考文献 (References)

- 陈艳, 段旭, 董文杰, 等. 2012. 昆明地区城市热岛效应的再分析 [J]. 高原气象, 31(006):1753-1760. Chen Yan, Duan Xu, Dong Wenjie. 2012. Reanalysis on the Urban Heat Island Effect in Kunming [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 31(006): 1753-1760. doi:CNKI:SUN:GYQX.0.2012-06-031
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an Advanced Land Surface Hydrology Model with the Penn State NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary Model Validation [J]. Monthly Weather Review, 129(4): 569-585. doi:10.1175/1520-0493(2001)1292.0.CO;2
- Chen F, Manning K W, Lemone M A, et al. 2007. Description and Evaluation of the Characteristics of the NCAR High-Resolution Land Data Assimilation System [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 46(6): 694-713. doi:10.1175/JAM2463.1
- Christ Bren D'Amour, Reitsma F, Baiocchi G, et al. 2016. Future urban land expansion and implications for global croplands [J]. Proc. Natl. Acad. Sci., 114(34): 8939-8944. doi:10.1073/pnas.1606036114
- Cs A, Al B, Vm A, et al. 2006. Impact of urban heat island on regional atmospheric pollution [J]. Atmos. Environ., 40(10): 1743-1758. doi:10.1016/j.atmosenv.2005.11.037
- 段旭, 陶云, 段长春. 2011. 云南省细网格气候区划及气候代表站选取 [J]. 大气科学学报, 34(03): 336-342. Duan Xu, Tao Yun, Duan Changchun. 2011. A fine mesh climate division and the selection of representative climate stations in Yunnan Province [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 34(03): 336-342. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2011.03.010
- 杜云松, 彭珍, 张宁, 等. 2011. 南京地区一次降水过程湍流特征研究 [J]. 南京大学学报 (自然科学), 47(6): 703-711. Du Yunsong, Peng Zhen, Zhang Ning, et al. 2011. Turbulent characteristics of surface layer during a heavy precipitation event over the Nanjing area, eastern China [J]. Journal of Nanjing University (in Chinese), 47(6): 703-711. doi : CNKI:SUN:NJDZ.0.2011-06-007
- Dong L, Yan Z, Huang L, et al. 2015. Evaluation of the Consistency of MODIS Land Cover Product (MCD12Q1) Based on Chinese 30 m GlobeLand30 Datasets: A Case Study in Anhui Province, China [J]. ISPRS International Journal of Geo-Information, 4(4): 2519-2519. doi:10.3390/ijgi4042519
- Dudhia, Jimmy. 1989. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model [J]. J. atmos., 46(20): 3077-3107. doi:10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2

340 Giannaros TM, Melas D, Daglis IA, et al. 2013. Numerical study of the urban heat island over
 341 Athens (Greece) with the WRF model [J]. *Atmos. Environ.*, 73(Jul.): 103 – 111.
 342 doi:10.1016/j.atmosenv.2013.02.055
 343 Gogoi P P, Vinoj V, Swain D, et al. 2019. Land use and land cover change effect on surface
 344 temperature over Eastern India [J]. *Scientific Reports*, 9(1): 8859.
 345 doi:10.1038/s41598-019-45213-z
 346 Grimm, NB, Faeth, et al. 2008. Global change and the ecology of cities [J]. *Science*, 319(5864):
 347 756-60. doi:10.1126/science.1150195
 348 Grimm, NB, Faeth, et al. 2008. Global change and the ecology of cities [J]. *Science*, 319: 756–760.
 349 doi:10.1126/science.1150195
 350 Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the
 351 Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation [J]. *Monthly Weather Review*, 132(1): 103-120.
 352 doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2
 353 Janji Z I. Nonsingular Implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso
 354 Model. Ncep Office Note 437, 2002: 61.
 355 Jiang Q, Tang C, Ma E, et al. 2014. Variations of Near Surface Energy Balance Caused by Land
 356 Cover Changes in the Semiarid Grassland Area of China [J]. *Advances in Meteorology*, 2014(6971):
 357 1-9. doi:10.1155/2014/894147
 358 Julian, C, Hunt, et al. 2012. Implications of climate change for expanding cities worldwide [J]. *Proc.*
 359 *ICE Urban Des. Plan.*, 166(4): 241–254. doi: 10.1680/ udap.10.00062.
 360 Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective Parameterization for Mesoscale Models: The
 361 Kain-Fritsch Scheme [J]. *Meteorological Monographs*, 24: 165-170.
 362 doi:10.1007/978-1-935704-13-3_16
 363 Kedia S, Bhakare S P, Dwivedi A K, et al. 2021. Estimates of change in surface meteorology and
 364 urban heat island over northwest India: Impact of urbanization [J]. *Urban Climate*, 36(34): 100782.
 365 doi:10.1016/j.uclim.2021.100782
 366 Kolokotroni M, Ren X, Davies M, et al. 2012. London's urban heat island: Impact on current and
 367 future energy consumption in office buildings [J]. *Energy Build*, 47: 302–311.
 368 doi:10.1016/j.enbuild.2011.12.019
 369 Kovats, R, Sari, et al. 2008. Heat Stress and Public Health: A Critical Review [J]. *Annu. Rev. Public*
 370 *Health*, 29(1): 41–55. doi:10.1146/annurev.publhealth.29.020907.090843
 371 Kusaka H, Kimura F. 2004. Coupling a Single-Layer Urban Canopy Model with a Simple
 372 Atmospheric Model: Impact on Urban Heat Island Simulation for an Idealized Case [J]. *Journal of*
 373 *the Meteorological Society of Japan*, 82(1): 67-80. doi:10.2151/jmsj.82.67
 374 Kusaka H, Kondo H, Kikegawa Y, et al. 2001. A Simple Single-Layer Urban Canopy Model For

375 Atmospheric Models: Comparison With Multi-Layer And Slab Models [J]. [Boundary-Layer](#)
376 [Meteorology](#), 101(3): 329-358. doi:10.1023/A:1019207923078

377 Lin C Y, Fei C, Huang J C, et al. 2008. Urban heat island effect and its impact on boundary layer
378 development and land-sea circulation over northern Taiwan [J]. [Atmos. Environ.](#), 42(22):
379 5635-5649. doi:10.1016/j.atmosenv.2008.03.015

380 Liu Z, He C, Zhou Y, et al. 2014. How much of the world's land has been urbanized, really? A
381 hierarchical framework for avoiding confusion [J]. [Landscape Ecology.](#), 29(5): 763-771.
382 doi:10.1007/s10980-014-0034-y

383 Meij A D, Vinuesa J F. 2014. Impact of SRTM and Corine Land Cover data on meteorological
384 parameters using WRF [J]. [Atmospheric Research](#), 143(Jun.): 351-370. doi:10.1016/j.atm
385 osres.2014.03.004

386 Miao J F, Chen D, Wyser K, et al. 2008. Evaluation of MM5 mesoscale model at local scale for air
387 quality applications over the Swedish west coast: Influence of PBL and LSM parameterizations [J].
388 [Meteor. Atmos. Phys.](#), 99(1-2): 77-103. doi:10.1007/s00703-007-0267-2

389 Miao J, Chen D, Borne K. 2007. Evaluation and Comparison of Noah and Pleim Xiu Land Surface
390 Models in MM5 Using GTE2001 Data: Spatial and Temporal Variations in Near-Surface Air
391 Temperature [J]. [Journal of Applied Meteorology and Climatology](#), 46(10): 1587-1605.
392 doi:10.1175/JAM2561.1

393 Miao S G, Chen F. 2014. Enhanced modeling of latent heat flux from urban surfaces in the
394 Noah/single-layer urban canopy coupled model [J]. [Science China Earth Sciences](#), 57(010):
395 2408-2416. doi:10.1007/s11430-014-4829-0

396 Miao S, Chen F, Lemone M A, et al. 2009. An Observational and Modeling Study of Characteristics
397 of Urban Heat Island and Boundary Layer Structures in Beijing [J]. [Journal of Applied Meteorology](#)
398 [and Climatology.](#), 48(3): 484-501. doi:10.1175/2008JAMC1909.1

399 Miao S, Chen F. 2008. Formation of horizontal convective rolls in urban areas [J]. [Atmos. Res.](#),
400 89(3): 298-304. doi:10.1016/j.atmosres.2008.02.013

401 Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous
402 atmosphere: RRTM [J]. [Journal of Geophysical Research Atmospheres](#), 102(14): 16663-16682.
403 doi:10.1029/97JD00237

404 Mora C, Dousset B, Caldwell I R, et al. 2017. Global risk of deadly heat [J]. [Nature Climate Change](#),
405 7(7): 501-506. doi:10.1038/nclimate3322

406 Myrup, Leonard O. 1969. A numerical model of the urban heat island [J]. [J. appl. Meteor.](#), 8(6):
407 908-918. doi:10.1175/1520-0450(1969)008<0908:ANMOTU>2.0.CO;2

408 Oke T R. 1979. Advectively-assisted evapotranspiration from irrigated urban vegetation [J].

409 [Boundary-Layer Meteorology](#), 17(2): 167-173. doi:10.1007/BF00117976

410 Oke TR. 1982. The energetic basis of the urban heat island [J]. [Q. J. RMeteorol. Soc.](#), 108(455):

411 1–24. doi:10.1002/qj.49710845502

412 Pielke R. 1984. Mesoscale meteorological modeling [M]. [Academic Press](#), 541–599.

413 doi:10.1016/B978-0-08-092526-4.50019-5

414 Ramamurthy P, Bou-Zeid E. 2014. Contribution of impervious surfaces to urban evaporation [J].

415 [Water Resources Research](#), 50(4): 2889-2902. doi:10.1002/2013WR013909

416 Rizwan AM, Dennis LYC, Liu C. 2008. A review on the generation, determination and mitigation of

417 urban heat island [J]. [J. Ecol. Environ. Sci.](#), 20(001): 120-128. doi:10.1016/S1001-0742(08)60019-4

418 Roth M. 2007. Review of urban climate research in (sub) tropical regions [J]. [International Journal](#)

419 [of Climatology](#), 27(14): 1859–1873. doi:10.1002/joc.1591

420 孙绩华, 冯健武, 段玮. 2015. 昆明城市热岛效应变化特征研究 [J]. [气候与环境研究](#), 20(6):

421 645-653. Sun jihua, Feng jianwu, Duan wei. 2015. Change in the urban heat island effect in

422 Kunming [J]. [Climatic and Environmental Research \(in Chinese\)](#), 20(6): 645-653.

423 doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15072

424 孙永, 王咏薇, 高阳华, 等. 2019. 复杂地形条件下城市热岛及局地环流特征的数值模拟 [J].

425 [大气科学学报](#), 42(2): 280–292. Sun Yong, Wang Yongwei, Gao Yanghua, et al. 2019.

426 Numerical simulation of urban heat island and local circulation characteristics under complex

427 terrain conditions [J]. [Transactions of Atmospheric Sciences \(in Chinese\)](#), 42(2): 280–292.

428 doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20180204001

429 Sharma A, Fernando H, Hamlet A F, et al. 2017. Urban meteorological modeling using WRF: a

430 sensitivity study [J]. [International Journal of Climatology](#), 37(4): 1885-1900. doi:10.1002/joc.4819

431 Skamarock W C. 2005. A description of the advanced research WRF version 3 [J]. [Ncar. Technical.](#),

432 113: 7-25. doi:10.5065/D68S4MVH

433 Sun T, Bou-Zeid E, Wang Z H, et al. 2013. Hydrometeorological determinants of green roof

434 performance via a vertically-resolved model for heat and water transport [J]. [Building and](#)

435 [Environment](#), 60(FEB.): 211-224. doi:10.1016/j.buildenv.2012.10.018

436 Twine TE, Kucharik CJ, Foley JA. 2004. Effects of land cover change on the energy and water

437 balance of the Mississippi River basin [J]. [Journal of Hydrometeorology](#), 5(4): 640-655.

438 doi:10.1175/1525-7541(2004)0052.0.CO;2

439 伍见军, 王咏薇, 朱彬, 等. 2013. WRF 模式中城市冠层参数化方案在重庆气象环境模拟中的

440 性能比较 [J]. [长江流域资源与环境](#), 22(12): 1627-1627. Wu Jianjun, Wang Yongwei, Zhu Bin,

441 et al. 2013. Performance comparison of different urban canopy schemes in WRF model under

442 Chongqing meteorological simulation [J]. [Resources and Environment in the Yangtza Basin\(in](#)

443 [Chinese](#)), 22(12): 1627-1627. doi:CNKI:SUN:CJLY.0.2013-12-015

444 Yang J, Wang Z H, Chen F, et al. 2015. Enhancing Hydrologic Modelling in the Coupled Weather
 445 Research and Forecasting–Urban Modelling System [J]. [Boundary-Layer Meteorology](#), 155:
 446 87–109. doi:10.1007/s10546-014-9991-6

447 Yao X, Wang Z, Hua W. 2015. Impact of Urbanization and Land-Use Change on Surface Climate in
 448 Middle and Lower Reaches of the Yangtze River, 1988–2008 [J]. [Advances in Meteorology](#),
 449 2015(4): 1-10. doi:10.1155/2015/395094

450 郑亦佳, 刘树华, 何萍等. 2017. 滇中地区夏季城市热岛效应的数值模拟研究 [J]. 北京大学
 451 学报(自然科学版), 53(282): 46-58. Zhen Yijia, Liu Shuhua, He Ping, et al. 2017. Numerical
 452 Study of Summertime Urban Heat Island in Dian zhong [J]. [Acta Scientiarum Naturalium](#)
 453 [Universitatis Pekinensis \(in Chinese\)](#), 53(282): 46-58. doi:10.13209/j.0479-8023.2016.127

454 朱丽, 苗峻峰, 高阳华. 2020. 重庆城市热岛环流结构和湍流特征的数值模拟 [J]. [大气科学](#),
 455 44(03): 205-226. Zhu Li, Miao Junfeng, Gao Yanghua. 2020. A Numerical Simulation of Urban
 456 Breeze Circulation Structure and Turbulence in Chongqing [J]. [Chinese Journal of Atmospheric](#)
 457 [Sciences \(in Chinese\)](#), 44(03): 205-226. doi:CNKI:SUN:DQXK.0.2020-03-015

458 Zhang D L, Shou Y X, Dickerson R R, et al. 2011. Impact of upstream urbanization on the urban
 459 heat island effects along the Washington-Baltimore Corridor [J]. [Journal of Applied Meteorology](#)
 460 [and Climatology](#), 50(10): 2012–2029. doi:10.1175/JAMC-D-10-05008.1

461 Zhang D L, Shou Y X, Dickerson R R. 2009. Upstream urbanization exacerbates urban heat island
 462 effects [J]. [Geophysical Research Letters](#), 36(24): 88–113. doi:10.1029/2009GL041082