

城市下垫面对河谷城市兰州冬季热岛效应及边界层结构的影响^{* 1}

王腾蛟^{1,2} 张 镭¹ 张博凯¹ 曹贤洁¹ 王宏斌¹

WANG Tengjiao^{1,2} ZHANG Lei¹ ZHANG Bokai¹ CAO Xianjie¹ WANG Hongbin¹

1. 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州大学, 兰州, 730000

2. 四川省气象培训中心, 成都, 610072

1. Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2. Sichuan Meteorological Training Center, Chengdu 610072, China

2012-11-08 收稿, 2013-06-18 改回.

王腾蛟, 张镭, 张博凯, 曹贤洁, 王宏斌. 2013. 城市下垫面对河谷城市兰州冬季热岛效应及边界层结构的影响. 气象学报, 71(6): 1115-1129

Wang Tengjiao, Zhang Lei, Zhang Bokai, Cao Xianjie, Wang Hongbin. 2013. The impacts of urban underlying surface on the winter urban heat island effect and the boundary layer structure over the valley city Lanzhou. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(6): 1115-1129

Abstract The Weather Research Forecasting (WRF) numerical model and its coupled single-layer Urban Canopy Model (UCM) are used to simulate the Urban Heat Island (UHI) effect over Lanzhou during 25–28 January 2005. In order to evaluate the impacts of urbanization over Lanzhou, the land use data that inversed from the MODIS 1 km resolution data is applied. A sensitivity experiment without urban underlying surface is designed to investigate the effects of urban underlying surface on urban boundary layer structures. The main results are as follows: The urban underlying surface increases the surface air temperature and decreases the wind speed, especially in the night. The contribution rate of the urban underlying surface to Lanzhou UHI intensity is 44%. The urban surface air keeps the characteristic of neutral stratification at nighttime. The upward movement of UHI circulation promotes the mountain breeze circulation, and reaches the height of 600 m. Due to the heating effects of mountain peak, there is an inversion layer existing at the height of 400–600 m above the city at daytime. The UHI circulation restrain the formation and development of the valley breeze during 11:00–15:00 BT. The low albedo characteristics of urban underlying surface and the multiple reflection of buildings lead the net radiation in urban areas to being more than that in non-urban areas. Because of materials waterproofness of buildings, the latent heat flux is far less than sensible heat flux with the heat storage capacity enhanced obviously.

Key words Valley city, Urban heat island effect, WRF model, Urban boundary layer

摘 要 利用中尺度数值模式 WRF 耦合单层城市冠层模块 UCM, 引入 2005 年 MODIS 土地利用类型资料, 在对 2005 年 1 月 25—28 日兰州市热岛现象进行高分辨率数值模拟的基础上, 设计了去除城市下垫面敏感性试验, 探讨了城市下垫面对城市边界层的影响程度。结果表明, 城市下垫面能使近地层大气温度升高而风速减小, 并且, 在夜间表现更明显。由城市热岛强度日变化分析可知, 城市下垫面对兰州市热岛强度的贡献率为 44%。夜间, 城市上空 200 m 以下的近地层大气保持了白天的混合层特征, 热岛环流的上升运动促进了山风环流, 使得上升气流到达地面以上 600 m 左右; 白天, 由于山峰加热效应, 城市上空 400—600 m 存在一个脱地逆温层, 城市热岛环流使得 11—15 时(北京时)市区近地层出现弱上升气流, 抑制了谷风环流

* 资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目(2010CB428604)和国家重大科学研究计划(2012CB955302)。

作者简介: 王腾蛟, 主要从事中尺度数值模式和大气边界层研究。E-mail: wangtj1988@yeah.net

通讯作者: 张镭, 主要从事大气物理学与大气环境研究。E-mail: zhanglei@lzu.edu.cn

的形成及发展。城市下垫面的低反照率特性和建筑物的多次反射作用导致城市下垫面的净辐射通量大于非城市下垫面;城市下垫面由于建筑材料的不透水性,导致潜热通量远小于感热通量,而储热项所占比重大明显增大。

关键词 河谷城市, 城市热岛效应, WRF 模式, 城市边界层

中图法分类号 P435

1 引言

城市化是指人口大量向城市集中的过程,是人类频繁活动的重要体现。城市面积扩大,人口增多,建筑群密集,土地利用类型、地表反照率、植被覆盖率等下垫面性质的改变,影响了城市地-气物质和能量的交换,形成了独特的城市局地气候。

城市热岛现象作为城市气候的典型特征之一,是指城市中的气温明显高于周围郊区的现象(Oke, 1974)。该现象自 19 世纪被发现至今,很多学者都对其进行了观测研究和数值模拟分析,并指出城市热岛效应的强弱不仅受内部因素(如城市规模、城市地表特征、人为热量排放)的影响,也与外部因素(如气象条件、地形分布)密切相关(Bornstein, 1968; Oke, 1982; Owen, et al, 1998; Kalnay, et al, 2003; He, et al, 2007; Hua, et al, 2008)。大量观测事实表明,城市热岛现象在冬季和晴朗无风的夜间最为明显(Montavez, et al, 2000; Kim, et al, 2002; Gedzelman, et al, 2003)。数值模式的不断发展为研究热岛现象的形成机制提供了便利(Estoque, et al, 1970; Bornstein, 1975; Leroyer, et al, 2011)。Kimura 等(1991)、Saitoh 等(1996)、Kusaka 等(2004a)利用三维动力学模式成功模拟了东京的城市热岛现象,并通过敏感性试验研究土地利用类型和人为热量排放对热岛强度的贡献率。中国主要针对北京(李晓莉等, 2005; 江晓燕等, 2007; 周荣卫等, 2008; Zhang, et al, 2009)、长江三角洲(戎春波等, 2010; Zhang, et al, 2011; 李欣等, 2011; 蒙伟光等, 2012)的城市化效应开展了大量的数值模拟研究,并指出城市热岛效应对近地层温度场、风场、地表能量平衡特征以及区域降水均有显著影响。

世界上 60% 的大城市或临海而建,或位于河流冲刷的河谷盆地中,因此,地形引起的局地环流与城市热岛效应的相互作用受到广泛关注(寿亦萱等, 2012)。Kim 等(2004)综合分析了 1973—2001 年韩国 6 个城市每日热岛强度最大值的年变化特征,指出沿海城市的热岛强度特征由于受海陆风的影

响,与内陆城市相比存在很多差异。Oliveira 等(2003)利用观测数据和 Freitas 等(2007)利用模式对圣保罗近地面气象场进行研究,发现该地区存在海陆风、山谷风和城市热岛环流,同时三者还存在明显的耦合效应。刘树华等(2009)在中国的京津冀地区同样发现上述现象的存在。Lin 等(2008a)利用中尺度模式 MM5 对中国台北的城市热岛现象进行了模拟研究,并指出城市化不仅能改变地表能量平衡特征,也会影响海风环流的持续时间及强度。可见复杂地形中的城市热岛效应与当地的局地环流存在明显的相互影响。

兰州市位于青藏高原东北边缘,坐落于南北两山夹峙的黄河河谷盆地中,城区东西长,南北窄,黄河自西向东纵贯市区,是典型的带状河谷城市。兰州市作为中国西北地区重要的交通枢纽、商贸中心、综合性工业基地,随着城市规模的扩大,下垫面性质和格局发生巨大变化(杨永春等, 2005)。20 世纪 90 年代开始对兰州城市热岛现象的研究,结果表明,20 世纪 50 年代以来,兰州城市热岛效应一直呈增强趋势,热岛效应在冬季尤为明显(陈榛妹, 1991; 白虎志等, 1997, 2005; 李卓仑等, 2007)。然而,对兰州城市热岛效应与山谷风环流相互影响进行详细研究的工作并不多见。如今,模式分辨率的提高改善了对复杂地形的模拟能力,为深入研究兰州城市热岛现象提供了支持。

本研究利用新一代中尺度气象数值模式 WRF 耦合城市冠层模块(UCM),对兰州市冬季城市热岛现象进行了高分辨率数值模拟。分析兰州市热岛现象的范围及强度的日变化规律,并通过与去除城市下垫面敏感性试验的对比,系统地分析了城市下垫面对兰州市边界层气象场、山谷风环流、地表辐射平衡及地表能量平衡的影响程度。

2 个例介绍

2005 年 1 月 25—28 日,兰州地区受稳定的西风气流控制,天气晴好,利于城市热岛的发展。选取兰州站和西固站的气温平均代表城区气温,榆中站

气温代表郊区(表1);定义城市热岛强度为城乡气温差 ΔT (Oke,1987)

$$\Delta T = \frac{T_{Lanzhou} + T_{Xigu}}{2} - T_{Yuzhong} \quad (1)$$

式中, $T_{Lanzhou}$ 、 T_{Xigu} 和 $T_{Yuzhong}$ 分别是兰州站、西固站和榆中站的 2 m 高气温。

图 1 为模拟期间观测的城乡近地层气温对比和城市热岛强度日变化。模拟期间观测到热岛强度平

均值为 2.89℃;最大值 6.24℃ 出现在 1 月 26 日 04 时(北京时,下同)。1 月 25 和 27 日 10—17 时热岛强度均为负值,说明乡村气温高于城市,此现象称为冷岛效应,多出现在北方城市的冬季。这是由于在中国北方,冬季乡村植物枯萎,土壤冻结,热容量减小,在太阳辐射相同的情况下,其升温速度高于城区(王欣等,2003;王建凯等,2007)。

表 1 兰州市城乡观测站相关信息

Table 1 The information on the two city observatories and a single suburb observatory in Lanzhou

	站名	经纬度(°E, °N)	海拔(m)	基本情况
城市站	兰州	103.88, 36.05	1518	中国国家基本气象站,位于甘肃省气象局内,完全城市化
城市站	西固	103.61, 36.12	1555	大气边界层观测试验站点,位于兰州市第二自来水厂内,周围为居民区
乡村站	榆中	104.15, 35.87	1875	中国国家基本气象站,位于兰州市东南约 30 km,测点附近地势平坦,周围以农田为主

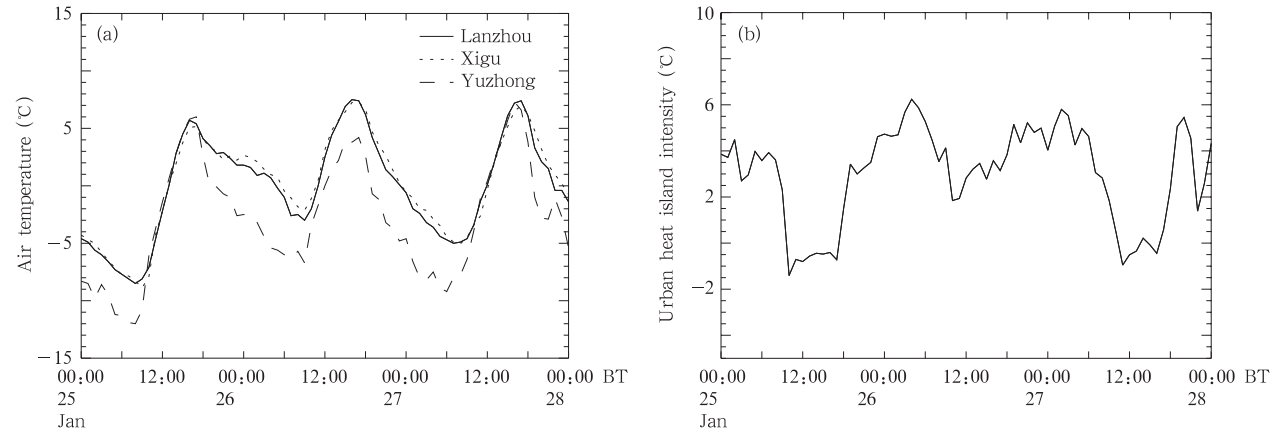


图 1 实测温度(a. 城乡温度对比,b. 城市热岛强度)

Fig. 1 Variation of the observed temperature from 00:00 BT 25 to 00:00 BT 28 January

(a. comparison of temperature between urban and suburb areas, b. urban heat island intensity)

3 模式及试验方案设计

3.1 模式介绍

WRF (Weather Research and Forecasting Model)模式系统是由美国国家环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)联合开发的中尺度天气模式。WRF 模式通过耦合 Noah 陆面过程模式整体调整模式网格中关于城区的参数(如反照率、粗糙度)来反映城市的影响(Ek, et al, 2003)。Oke(1987)提出城市冠层的概念,定义为从地面至建筑物顶的大气层,与建筑物高度、密度、几何形状、建筑材料、街道宽度和走向、绿化面积等关

系密切。为了更详细地描述城市的热力学和动力学效应,WRF 在其 Noah 陆面过程模式中耦合了城市冠层模块 (Urban Canopy Model, 简称 UCM) (Chen,et al,2004;Tewari,et al,2006),考虑了城市的几何特征、建筑物的遮挡和对长短波辐射的反射以及路面、墙面和屋顶的热力作用(Kusaka, et al, 2001, 2004b)。通过上述改进,WRF-UCM 模式对城市地表能量平衡、流场和降水的分布特征等均有较强的模拟能力 (Niyogi, et al, 2006; Lin, et al, 2008b;宋静等,2009;蒙伟光等,2010)。

3.2 试验设计

本次模拟试验所采用的 WRF 模式为 3.1.1

版,已耦合了 UCM 城市冠层模块。模拟区域设计为三重嵌套网格(表 2),模拟区域如图 2。模式垂直方向分为 38 层,模式顶为 50 hPa,为了细致地描述近地层结构,采用地形追随坐标。初始场选用 NCEP/NCAR $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料;2005 年 1 月 24 日 20 时开始,积分时间为 78 h,每 6 h 更新一次边界条件,逐时输出模拟结果。主要物理参数化过程包括:WSM3 微物理方案;RRTM 长波辐射方案;Dudhia 短波辐射方案;莫宁-奥布霍夫近地层方案;MYJ 边界层参数化方案,适用于稳定边界层(王颖

等,2010);Noah 陆面过程方案;Kain-Fritsch 积云对流方案,其中,第 2 子网格由于分辨率较高(1 km)而未采用对流参数化方案。

表 2 模拟区域嵌套网格参数
Table 2 The parameters of nested grid in the three domains

网格域	中心位置 (°E, °N)	格点数	水平格距 (km)	积分时间 步长(s)
D01	103.88, 36.05	91×91	25	100
D02	103.88, 36.05	91×91	5	20
D03	103.88, 36.05	91×91	1	4

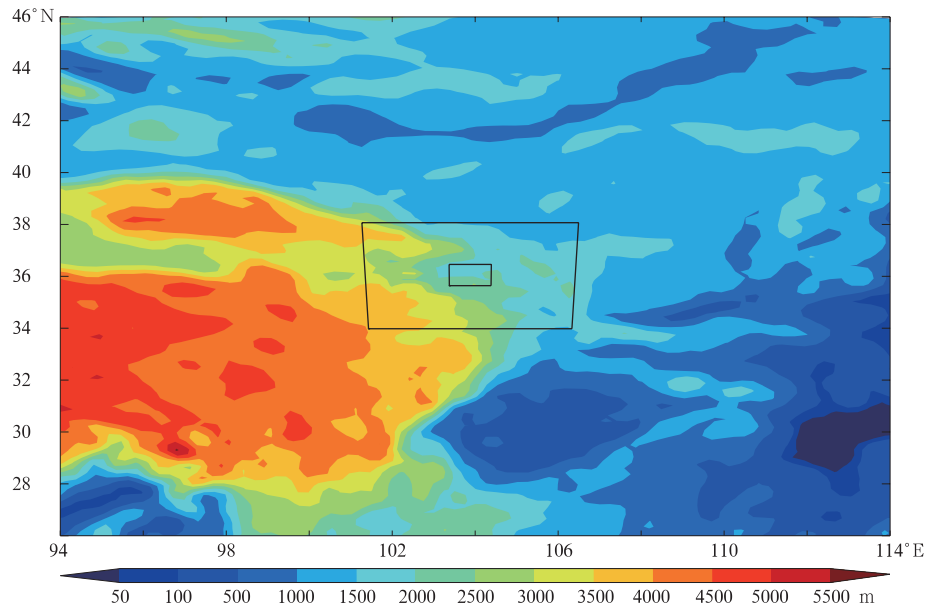


图 2 模拟区域的嵌套分布(色阶为地形高度)
Fig. 2 Model domains coverage (the shadow indicates terrain heights)

合理的下垫面分类资料是模拟城市热岛现象的必要条件。采用 2005 年 MODIS 土地利用类型分类反演资料替换原有的美国地质调查局 USGS (1992 年)下垫面分类资料,更能体现现阶段兰州城区范围下垫面状况(图 3a)。模拟区域土地利用类型主要分为灌丛、草原、城市以及水体等 4 类。表 3 列出了模式对 4 种土地利用类型的参数取值,城市下垫面相对于植被下垫面具有低反照率、低比热容和高粗糙度的特点,说明在同样的太阳辐射条件下,城市吸收辐射较多,而升温速度也相对较快。城市下垫面反照率比郊区小的原因主要有两方面:一是城区绿地面积比郊区小,深色屋顶和墙壁等建筑材料的反射率比植被小;二是城市由于建筑的几何形状,形成复杂下垫面。墙壁、屋顶、路面对太阳辐射有多次反

射作用,导致太阳辐射在受射面上吸收的次数增多,而被反射的能量则减少(周淑贞等,1994)。

本研究设计了两个模拟试验:Urban 试验是控制试验,采用城市下垫面(图 3a);Nature 试验是去除城市下垫面敏感性试验,用榆中站的下垫面类型替换 Urban 试验中的城市类型(图 3b)。通过控制试验与敏感试验的对比,研究下垫面的改变对兰州

表 3 土地利用类型参数
Table 3 The parameters for the landuse types

土地利用类型	反照率 (%)	比辐射率	粗糙度 (cm)	比热容 (J/(K·m ³))
灌丛	30	0.93	1	2.08×10^6
草原	23	0.92	12	2.92×10^6
城市	15	0.90	80	1.89×10^6
水体	8	0.98	0.01	9.0×10^{25}

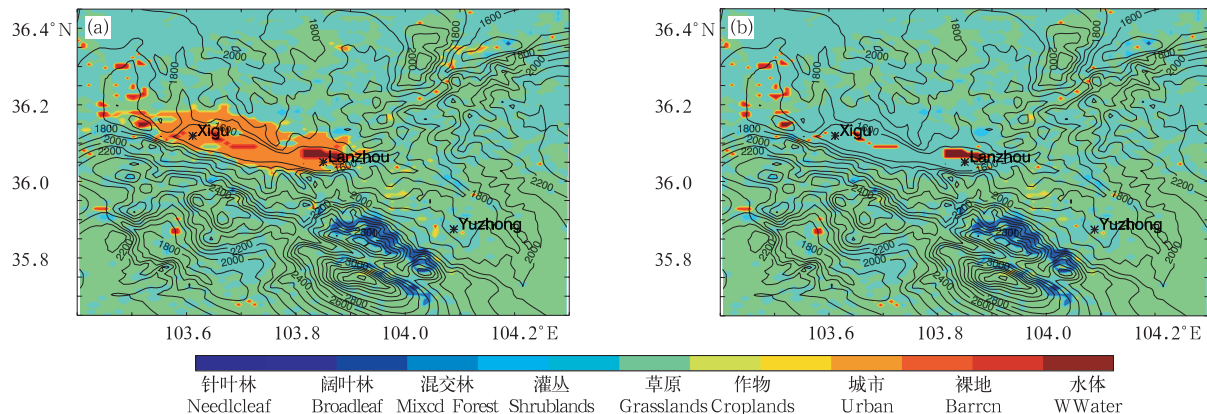


图3 D03区域地形分布(等值线,单位:m)及土地利用类型(色阶)

(a. Urban, b. Nature)

Fig. 3 Terrain heights (contour, unit: m) and landuse types (shadow) in the D03 domain

(a. Urban, b. Nature)

城市热岛效应及边界层各气象场的影响。

4 结果分析

4.1 模式验证

为了验证 WRF-UCM 对兰州城市热岛现象的模拟能力,将兰州、西固和榆中 3 站的 2 m 高温及热岛强度模拟值与观测值进行对比(图 4)。可见模拟的 2 m 高温日变化特征与实测基本一致,最高值出现在 16 时,最低值则出现在 06 时。但是均存在白天低估而夜间高估的现象,这可能是由于冬季土壤冻结,土壤的比热容小于模式的设定值,导致模拟的日变化趋势较实际平缓。需要指出的是,1 月 26 日 18 时以后模拟的地面温度误差增大,这可能是由于使用的最外网格域(即 D01)范围较小造成的。图 4d 中热岛强度值是利用式(1)计算得到的,可见模拟的热岛强度日变化趋势与实况基本吻合:热岛强度于 18 时开始迅速增大,20 时达到最强,以后逐渐稳定,到次日清晨 08 时骤然降低,于 10 时达到最弱并维持至 18 时。同时,模式也模拟出了 25 和 27 日白天出现的冷岛效应。

表 4 给出了兰州、西固和榆中 3 站的 2 m 高温及热岛强度模拟值与观测值差别统计分析。结果表明,城市站(兰州和西固)2 m 高温模拟值与观测值的平均绝对误差为 1.84℃,平均均方根误差为 2.21℃;乡村站(榆中)的绝对误差为 1.94℃,均方根误差为 2.40℃;城乡温度模拟值与实测值的相关系数都在 0.9 以上。城市热岛强度的绝对误差和均

方根误差分别为 1.26℃和 1.58℃,相关系数为 0.65。Sarkar 等(2011)利用 ARPS 区域预报模式模拟夏季巴黎的城市热岛效应,城市热岛强度模拟值与实测值的相关系数为 0.62,与本研究模式验证结果相近。因此,WRF-UCM 模式能够对河谷城市兰州的热岛现象进行较好的模拟。

4.2 敏感性试验分析

兰州市作为带状河谷城市,山谷地形和城市下垫面同时影响着该地区的边界层气象场,通过对比 Urban 和 Nature 试验的结果,探讨城市下垫面对兰州市边界层气象因子场、山谷风环流、地表辐射平衡及地表能量平衡的影响程度。

4.2.1 近地层风、温场水平分布特征

图 5a—d 给出了 Urban 和 Nature 试验模拟的 1 月 27 日 02 和 14 时研究区域近地面气温场和风场的空间分布。从图 5a 可知,夜间研究区的近地层气温场与地形分布以及下垫面类型存在对应关系:高温区分布在地势较低的山谷中,兰州市区为高温中心,气温在 0℃以上,表现出明显的热岛特征;冷中心则集中在地势较高且植被覆盖密集的南部山区。兰州市区近地面表现为较强的辐合流场,在东、西部盆地各有一个辐合中心,与热岛中心相对应,该处风速较小,约为 1 m/s;东部谷口处为偏东风,西部谷口处为偏西风,由于狭管效应,这两处风速较大(约为 3 m/s)。形成上述强辐合流场的主要原因是:(1)夜间山坡下垫面辐射冷却,近坡面空气迅速变冷,沿山坡下滑形成山风;(2)城市热岛效应引起

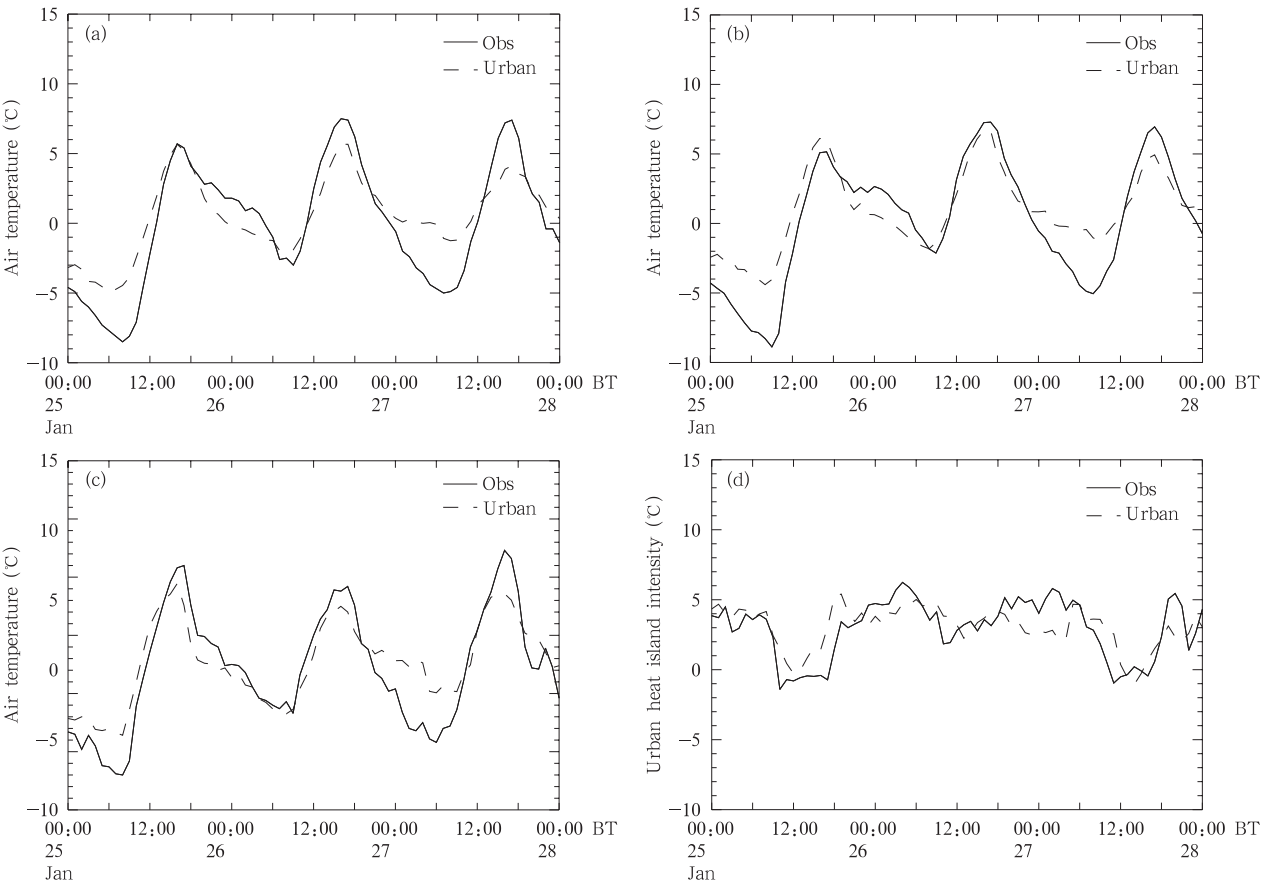


图4 2005年1月25—28日Urban试验模拟的2 m 高气温与观测值对比
(a. 兰州, b. 西固, c. 榆中, d. 热岛强度)

Fig. 4 Comparisons of observed and simulated values of 2 m temperature ((a) Lanzhou; (b) Xigu; and (c) Yuzhong) and (d) Urban heat island intensity, from the urban experiments during 25 – 28 January 2005

表4 2 m 高气温和城市热岛强度模拟值
与观测值的误差统计
Table 4 Error statistics of 2 m temperature and
UHI intensity between simulations and observations

	绝对误差(°C)	均方根误差(°C)	相关系数
兰州	1.86	2.23	0.917
西固	1.82	2.19	0.918
榆中	1.94	2.40	0.909
热岛强度	1.26	1.58	0.65

的热岛环流使得周围郊区的空气向城市汇合。因此,山谷城市兰州夜间的辐合流场是山谷风环流和城市热岛环流共同作用的结果(安兴琴等,2002;缪国军等,2007;李江林等,2009)。27日白天(14时)温度场依然存在与地形的对应关系(图5b),但兰州市区不是高温中心,相比榆中呈现冷岛特征(与图1的实况一致)。热岛环流减弱,谷风环流成为主导因素,因此,兰州市区近地面风场以辐散为主,风向由

山谷吹向周围山体,在东、西部盆地各有一个辐散中心,表现为静风区。由图5a—d可见,无论昼夜,Nature试验模拟的兰州市热岛强度及范围均小于Urban试验,但市区风速大于Urban试验。

为了更直观地反映城市下垫面对兰州市近地层风温场的影响,图5e—h则给出了Urban与Nature试验近地面气温差及水平风速差的空间分布。由图5e、f可见,夜间兰州市区温差为正值,最大值位于西固区,达到2.4℃;白天兰州市仍然为正值区,但范围及强度都小于夜间,主城区的温差最大为0.4℃,部分地区出现负值,即城市冷岛区域。表明城市下垫面的近地层气温高于自然下垫面的近地层气温,并且,在夜间表现更明显。这是因为城市下垫面主要由水泥、沥青、混凝土等反射率低、吸收率高的材料组成,所以,在相同的太阳辐射条件下,城市下垫面能吸收更多的热量并储存,在夜间通过长

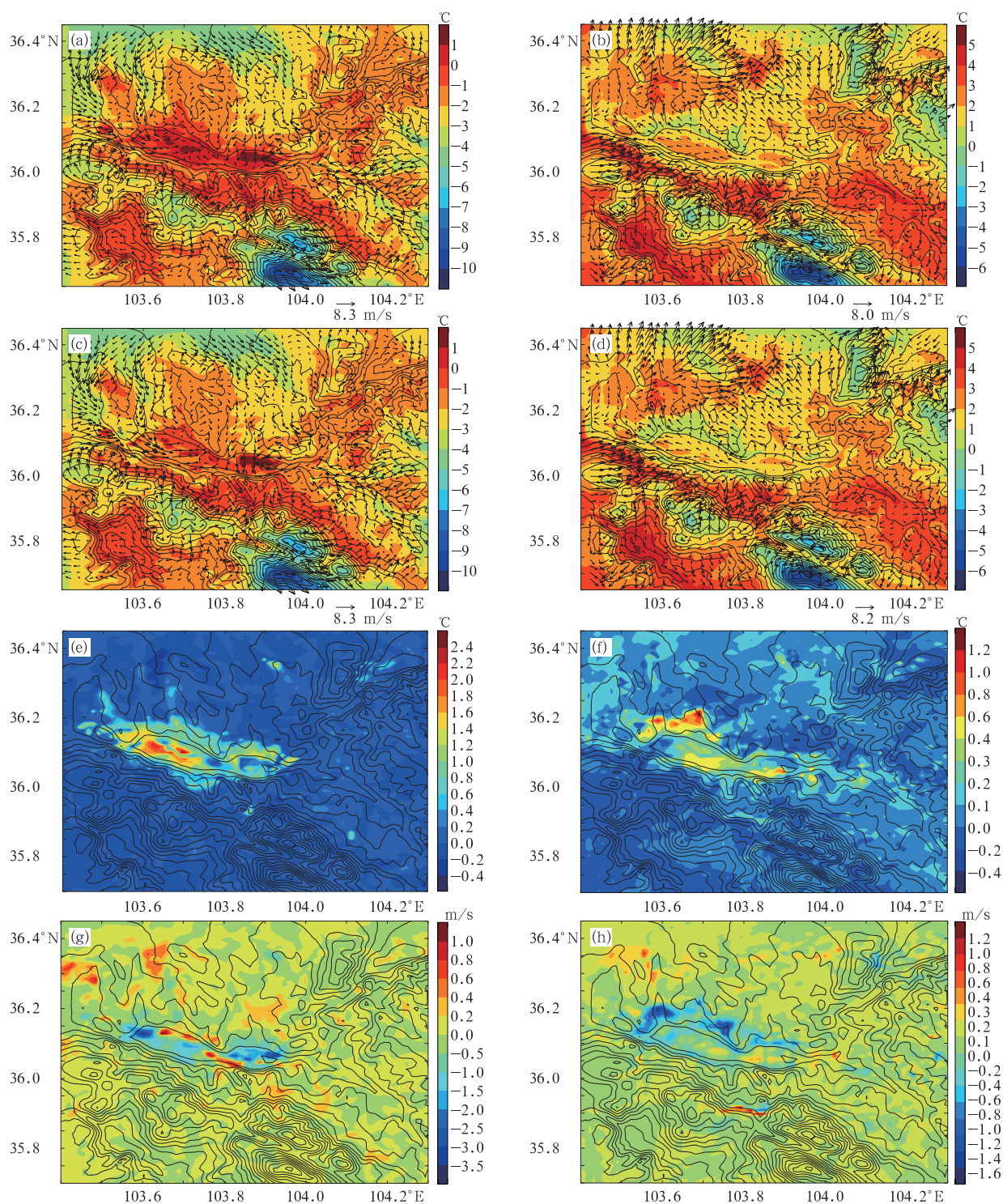


图5 两种方案模拟的1月27日02时(a、c、e、g)、14时(b、d、f、h)近地面温度场(°C)和风场(m/s)分布
(a, b. Urban试验近地面温度; c, d. Nature试验近地面温度; e, f. Urban试验与Nature试验的近地面温度差;
g, h. Urban试验与Nature试验的水平风速差)

Fig. 5 Horizontal distribution of surface temperature field (°C) and wind field (m/s) as simulated by the model for 02:00 (a, c, e, g) and 14:00 (a, c, e, g) BT 27 January (a, b. surface temperature of Urban experiment; c, d. surface temperature of Nature experiment; e, f. surface temperature difference between Urban experiment and Nature experiment; g, h. surface wind speed difference between Urban experiment and Nature experiment)

波辐射来加热近地层大气,使得城市下垫面上的近地层大气降温慢于自然下垫面。由图 5g、h 可见,无论昼夜,兰州市为负值区,大部分差值在 1.0—1.5 m/s。这说明城市由于建筑物对风的阻挡作用导致近地层风速小于自然下垫面。

4.2.2 近地面气温日变化特征

为分析下垫面类型对兰州市近地面气温日变化规律的影响,图 6 给出了两个试验模拟的 1 月 25—28 日 3 d 平均的 2 m 高气温及热岛强度日变化曲线。由图 6a、b 可知,Nature 试验模拟的城市站 2 m 高气温整体低于 Urban 试验,夜间差值较大,达到 2℃,而白天则相对较小,在 10—14 时甚至出现接近 0℃的情况。这表明去除兰州市后近地层大气在夜间降温速度加快。榆中县由于没有修改下垫面,所以,Nature 与 Urban 试验模拟的气温一致(图 6c)。由图 6d 可知,冬季的热岛强度日变化曲线呈双峰结构,峰值出现在 19 和 06 时,谷值出现在 13 时。Na-

ture 试验的热岛强度日变化趋势较 Urban 试验相对平缓,热岛强度值也整体下降,夜间最大降温近 3℃。Urban 试验的热岛强度平均值为 3.03℃,Nature 试验则降为 1.69℃。定义城市热岛贡献率(R_{ate})为

$$R_{ate} = \frac{\Delta T_{Urban} - \Delta T_{Nature}}{\Delta T_{Urban}} \times 100\% \quad (2)$$

其中, ΔT_{Urban} 和 ΔT_{Nature} 分别是 Urban 和 Nature 试验计算的热岛强度值。由此可得城市下垫面对兰州市热岛强度的贡献率为 44%。

4.2.3 近地层温度垂直变化特征

兰州市由于河谷地形及城市下垫面的双重影响,形成了独特的垂直温度场分布。图 7 给出了两个方案模拟的城市站 02 和 14 时的近地层位温廓线。夜间(图 7a),Nature 试验的位温廓线在 200 m 以下表现为明显的逆温结构;而 Urban 试验则为中性层结。表明城市下垫面的降温速度减慢,使得

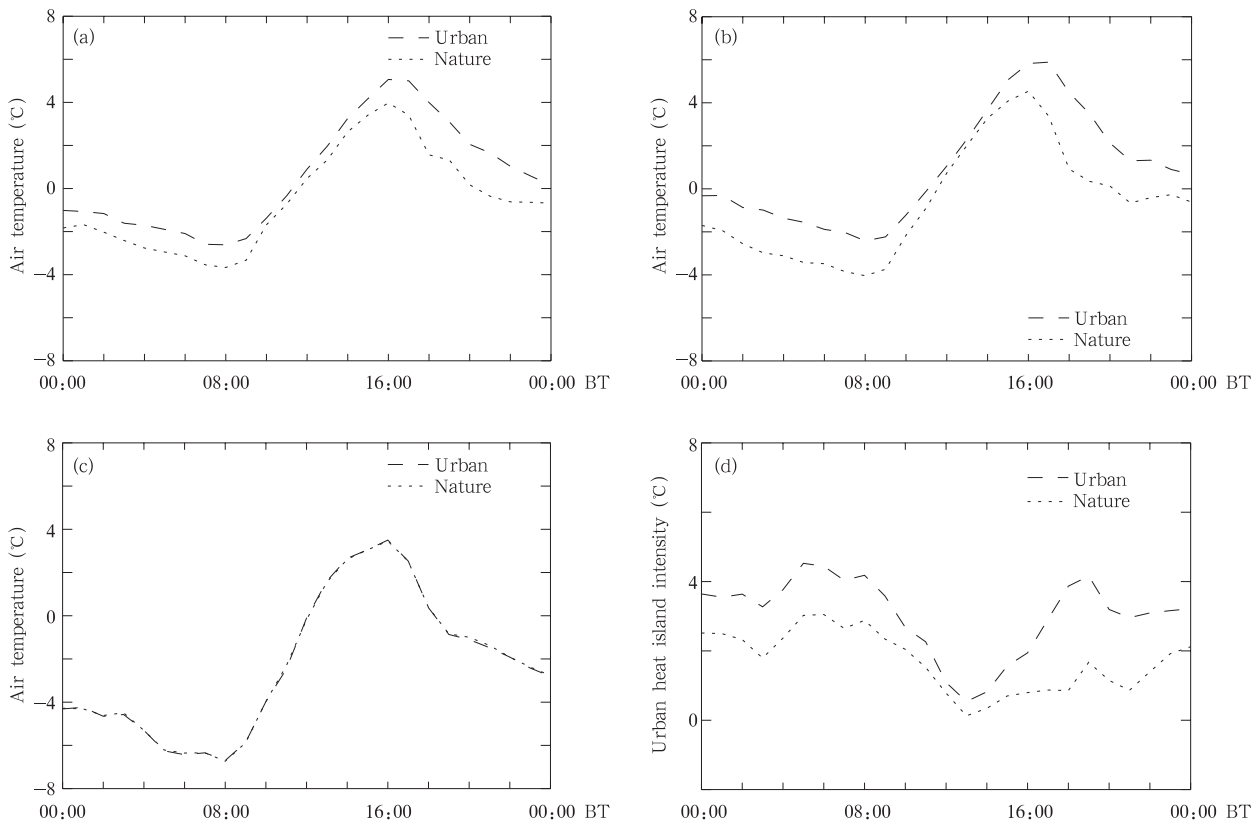


图 6 两个试验模拟的 1 月 25—28 日 3 d 平均的 2 m 气温日变化

(a. 兰州, b. 西固, c. 榆中, d. 热岛强度)

Fig. 6 Diurnal variations of average 2 m temperature simulated by the two experiments

(a. Lanzhou, b. Xigu, and c. Yuzhong) and (d) urban heat island intensity during 25–28 January 2005

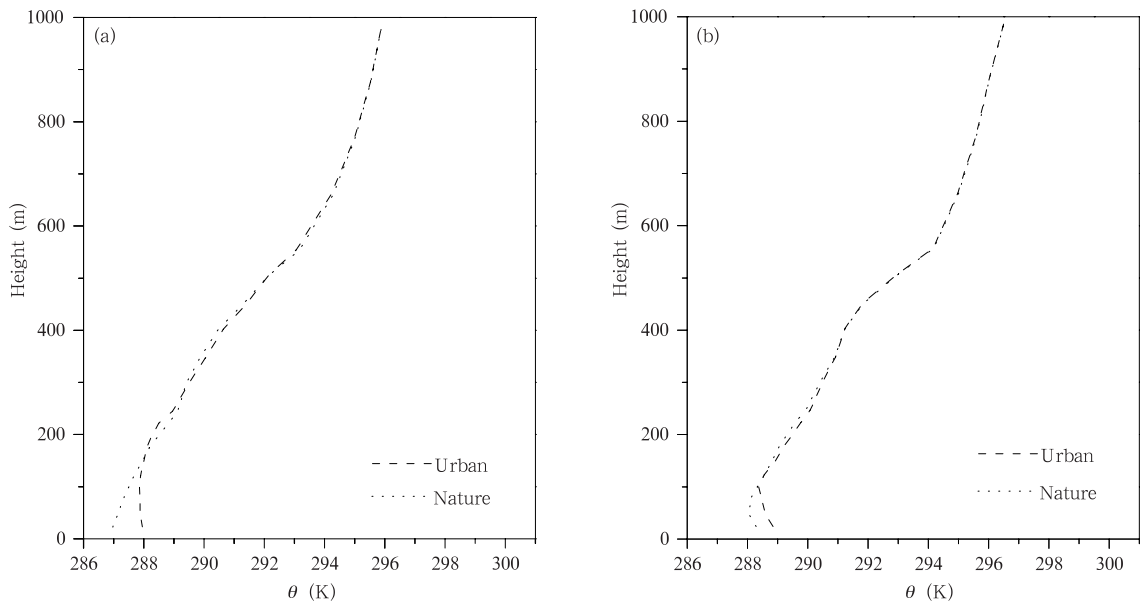


图 7 两个试验模拟的 1 月 27 日城市站位温廓线

(a. 02 时; b. 14 时)

Fig. 7 Vertical profile of potential temperature simulated by the two experiments on 27 January

(a. 02:00, b. 14:00 BT)

近地层大气保持了白天的混合层特征。日出后,地表吸收太阳辐射而升温,近地层大气被加热,逆温消失,混合层开始从地面向上发展,Urban 试验由于城市下垫面的加热作用,使得近地层的超绝热状态较 Nature 试验强(图 7b)。白天,两试验模拟的位温廓线在 400—600 m 均存在一个逆温层。形成冬季兰州市白天脱地逆温的主要原因是山峰加热效应(张强等,2001)。由于山峰加热效应,山顶温度比山谷

高,局地热力环流将山峰加热的空气输送到河谷城市上空,同河谷较低温度形成日间脱地逆温(安兴琴等,2008)。

4.2.4 山谷风环流特征

兰州市位于河谷盆地中,由地形引起的山谷风环流对局地气候有重要的影响。兰州站位于河谷内辐合、辐散的中心区域(见 4.2.1 节),其垂直方向的风向变化能很好地代表山谷环流的转变。图 8 分别

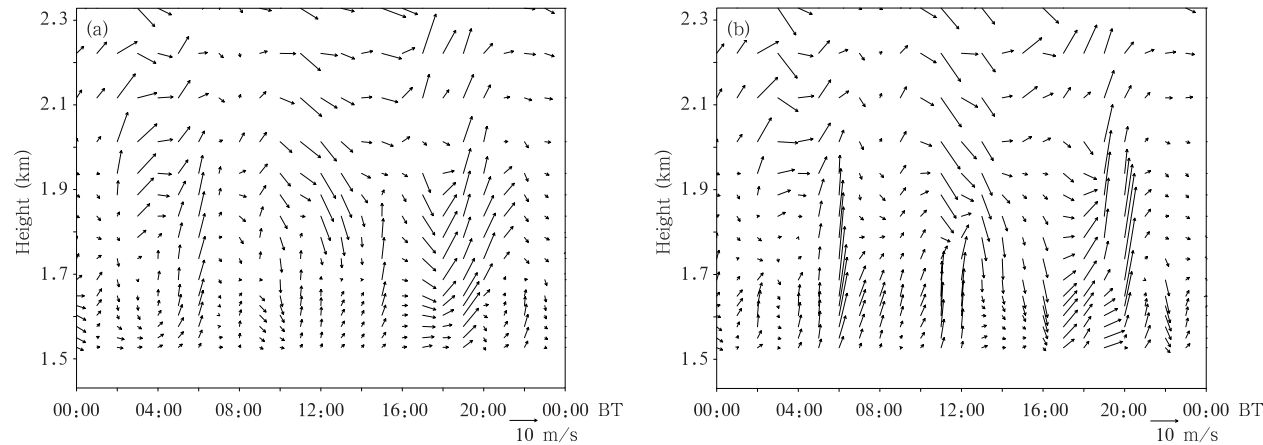


图 8 两个试验模拟的兰州站 1 月 27 日风廓线日变化

(a. Urban, b. Nature)

Fig. 8 Diurnal variations of wind profiles at Lanzhou simulated by the two experiments on 27 January

(a. Urban, b. Nature)

给出了 Urban 和 Nature 试验模拟的 1 月 27 日兰州站从地面至 800 m 的风廓线日变化。由图 8b 可见, 去除城市下垫面后, 兰州站的风廓线日变化表现出明显的山谷风特点: 夜间为山风环流, 河谷中以上升运动为主, 在 06 时最为强烈; 日出后谷风开始形成, 上升运动逐渐减弱, 河谷中的气流于 13 时转为下沉运动并维持至 17 时。由图 8a 可见, 当保留城市下垫面时, 11—15 时兰州站上空 300 m 以上为下沉气流, 近地层则为上升气流。这说明在白天城市热岛环流抑制了谷风环流下沉支的形成及发展。

图 9 是两个试验模拟的 1 月 27 日 02 和 14 时纵穿兰州站的南北向垂直速度分布, 其中, 黑色区为山体, 城市范围为 36.03° — 36.15° N, 处于山谷中, 且南山远高于北山。夜间, 山坡上的空气因辐射冷却而流向谷底, 谷底的空气则受到挤压而出现上升运动。因此, 在图 9a、b 中, 南山和北山的近地表均出现负的垂直速度, 市区上空 600 m 以下为正的垂

直速度, 600—900 m 范围内呈现微弱的负垂直速度, 说明该区域为逆温层顶, 抑制了河谷中的上升气流继续向上运动。Urban 试验由于城市下垫面的存在, 热岛环流的上升运动促进了山风环流, 使得上升气流达到高度为地面以上 600 m 左右, 高出 Nature 试验近 400 m。白天, 山峰作为一个相对热源加热周围空气, 导致山坡上的空气不断上升, 而山谷上空的空气由于补充作用出现下沉运动。由图 9c、d 可见, 南山因海拔高而接收的太阳辐射较多, 所以, 其顶部的上升运动强烈, 最大垂直速度约为 0.35 m/s; 地势较低的北山只在近地层表现出弱上升运动, 垂直速度仅为 0.05 m/s。Nature 试验模拟的市区上空主要为下沉气流, 而 Urban 试验则在近地层有弱的上升气流出现, 削弱了谷风环流引起的下沉运动。两个试验均在距地面 400—600 m 高度范围内模拟出了垂直速度接近 0 m/s 的区域, 阻断了上方下沉气流的继续向下运动, 该区域对应冬季

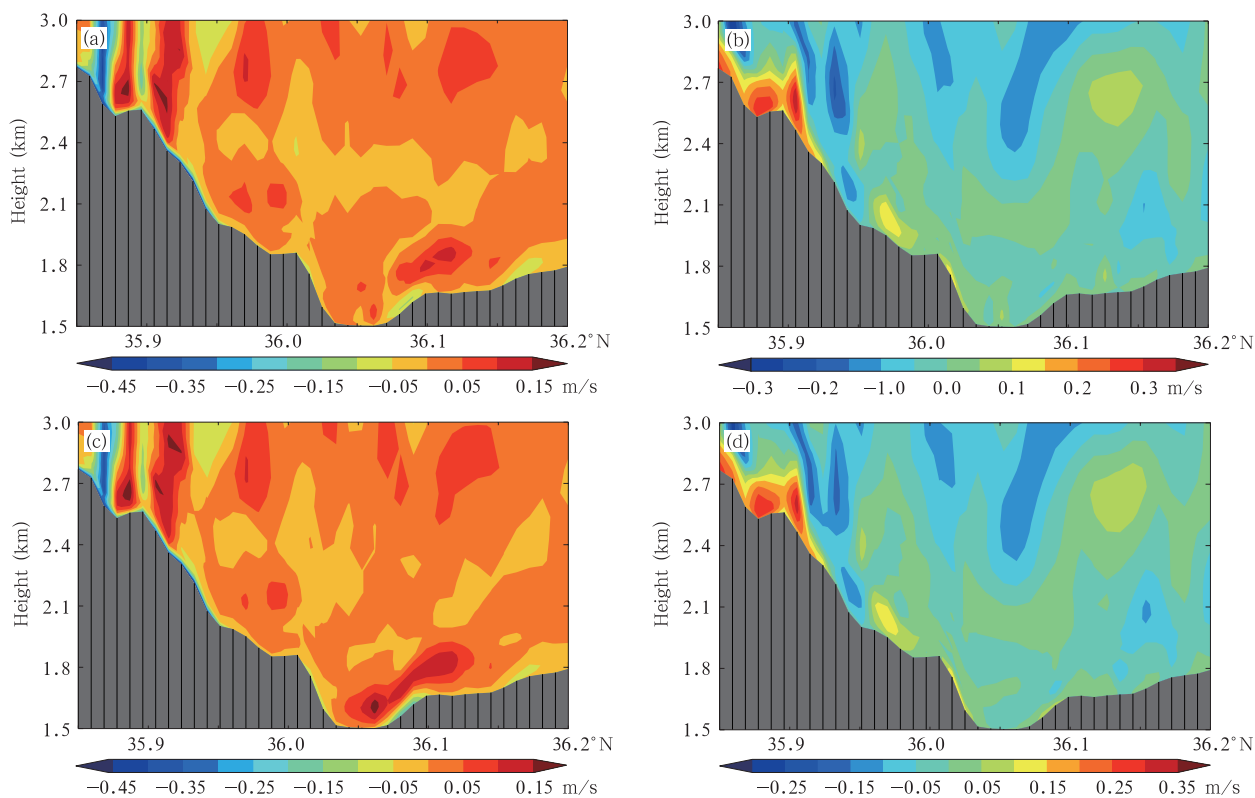


图 9 Urban(a、b)与 Nature(c、d)试验模拟的 1 月 27 日兰州市南北向垂直速度分布(m/s)
(a、c. 02 时; b、d. 14 时)

Fig. 9 Distribution of vertical speed in the south-north cross-section through Lanzhou simulated by Urban (a, b) and Nature (c, d) experiments on 27 January (m/s)
(a, c. 02:00; b, d. 14:00 BT)

出现在河谷城市上方的脱地逆温层。

综上所述,冬季兰州市的大气边界层全天都存在逆温结构,导致河谷城市内各种大气污染物不易向外扩散,这是造成兰州市比其他开阔城市污染更严重的客观原因之一(张强,2001)。

4.2.5 地表辐射平衡特征

地表辐射平衡是决定城市热岛形成的重要过程,近地层温度变化主要取决于地表接收的净辐射通量。地表净辐射通量 Q^* 可以简单表示为

$$Q^* = Q_{SR}^* + Q_{LR}^* = (Q_{SR\downarrow} + Q_{SR\uparrow}) + (Q_{LR\downarrow} + Q_{LR\uparrow}) \quad (3)$$

式中, Q_{SR}^* 和 Q_{LR}^* 分别为净短波、长波辐射通量, $Q_{SR\downarrow}$ 和 $Q_{SR\uparrow}$ 分别为太阳总辐射通量和短波反射辐射通量, $Q_{LR\downarrow}$ 和 $Q_{LR\uparrow}$ 分别为大气长波辐射通量和地表长波辐射通量。

图 10 给出了 Urban 和 Nature 试验模拟的城市站地表辐射通量的日变化曲线。由图 10a 可见,

Urban 和 Nature 试验的太阳总辐射通量完全一致,夜间为 0,白天 08—17 时为正值,并在 13 时达到最大值,约为 550 W/m^2 。两试验模拟的反射辐射通量在白天存在较大的差异, Nature 试验的模拟值明显大于 Urban 试验,差值在 13 时达到最大,约为 50 W/m^2 。这种差异是由两试验的地表反照率不同导致的,城市下垫面的地表反照率为 0.15,而灌丛下垫面的反照率为 0.30。因此,城市地表接收的净短波辐射大于自然下垫面(图 10b),并且这种差异在太阳辐射较强的中午时段最为明显。而对于长波辐射来说(图 10c、d),两试验的大气长波辐射基本一致,全天都维持在 200 W/m^2 左右; Urban 试验的地表长波辐射在白天与 Nature 试验基本持平,而在夜间则大于 Nature 试验近 20 W/m^2 ,说明地表长波辐射是导致城市热岛强度夜间强于白天的主要原因。模式中,地表长波辐射通量是通过黑体辐射定律计算得到的,其大小主要取决于地表的比辐射

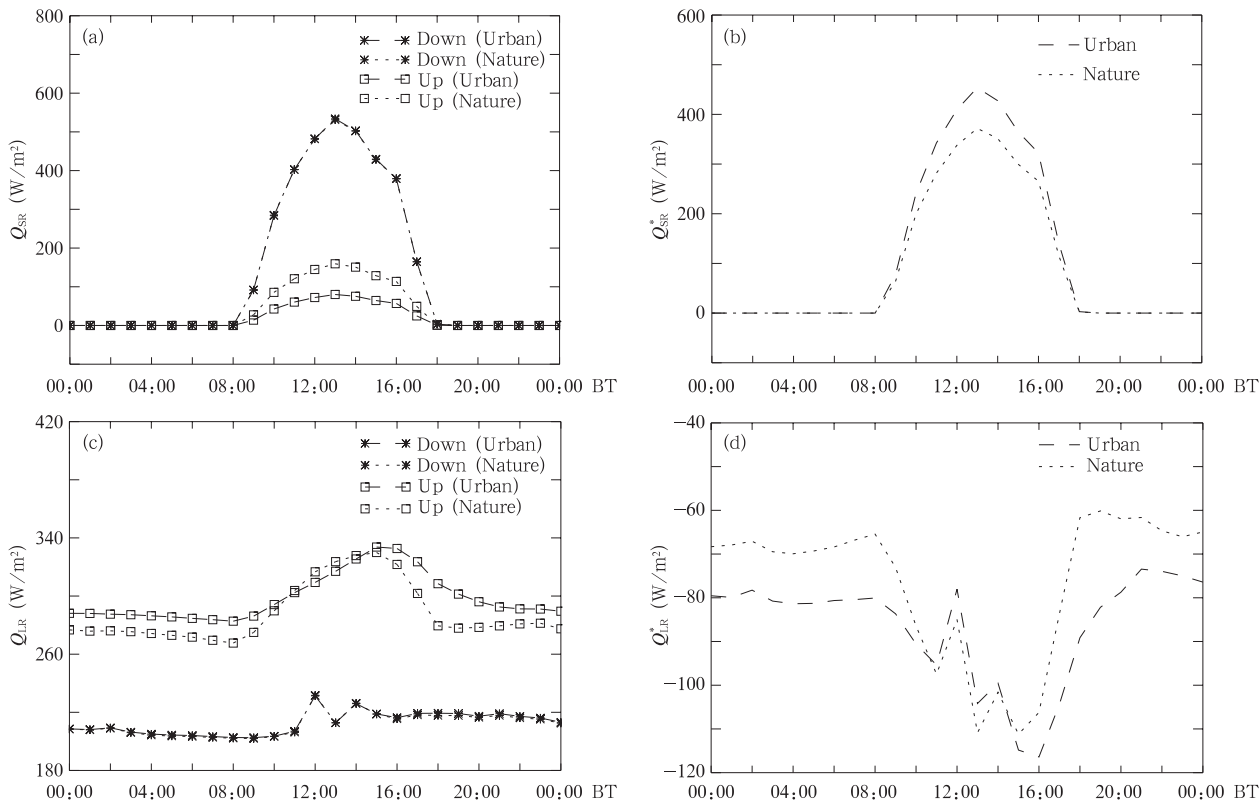


图 10 两个试验模拟的城市站 1 月 25—28 日 3 d 平均的辐射通量日变化

(a. 向上、向下短波辐射; b. 净短波辐射; c. 向上、向下长波辐射; d. 净长波辐射)

Fig. 10 Diurnal variations of 3 d averaged radiation flux simulated by the two experiments

(a. upward and downward shortwave radiation flux, b. net shortwave radiation flux,

c. upward and downward longwave radiation flux, d. net longwave radiation flux)

率与地表温度,而这两个量与下垫面属性密切相关。可见,导致城乡地表辐射平衡存在差异的重要原因就是下垫面属性的不同。

4.2.6 地表能量平衡特征

城市下垫面不仅改变了地表辐射特征,而且也影响地-气能量交换,从而改变地表能量平衡。地表能量是从辐射过程中获取的,其分配过程可表示为

$$Q^* = H + LE + G \quad (4)$$

式中, H 为感热通量, LE 为潜热通量, G 为储热项。图 11 给出了两个试验模拟的城市站 1 月 25—28 日 3 d 平均的地表能量平衡分量的日变化。净辐射通量是地表辐射收支平衡后用来加热大气和地表的主要能源,图 11a 是上述地表辐射平衡分析的总结。由图可见,夜间净辐射通量为负值且变化平缓,Urban 试验的值略高于 Nature 试验;08 时前后转为正值,且两试验的模拟值差异逐渐变大,13 时达到最大值(约为 100 W/m^2)。这是因为城市建筑物和街

道的几何形状对太阳辐射有多次反射作用,会造成辐射的“截陷”效应,导致净辐射通量要大于自然下垫面,这种差异在太阳辐射较强的中午时段最为明显(李欣等,2011)。白天,下垫面接收的净辐射能量通过感热通量和潜热通量来加热大气,同时通过储热将一部分能量存储起来,并在夜间释放,为冷却提供能量。Urban 试验模拟的潜热通量在夜间几乎为 0,在 11 时左右逐渐增大,峰值为 10 W/m^2 左右;而 Nature 试验的夜间潜热通量大于 0,说明存在一定的蒸发冷却,峰值则超过 20 W/m^2 (图 11c)。可见,城市下垫面由于建筑材料的不透水性,导致潜热通量低于自然下垫面。相反,由图 11b、d 可见,Urban 试验模拟的感热通量和储热项均大于 Nature 试验近 20 W/m^2 。综上所述,城市下垫面的潜热通量远小于感热通量,而在城市冠层的作用下储热能力明显增强。

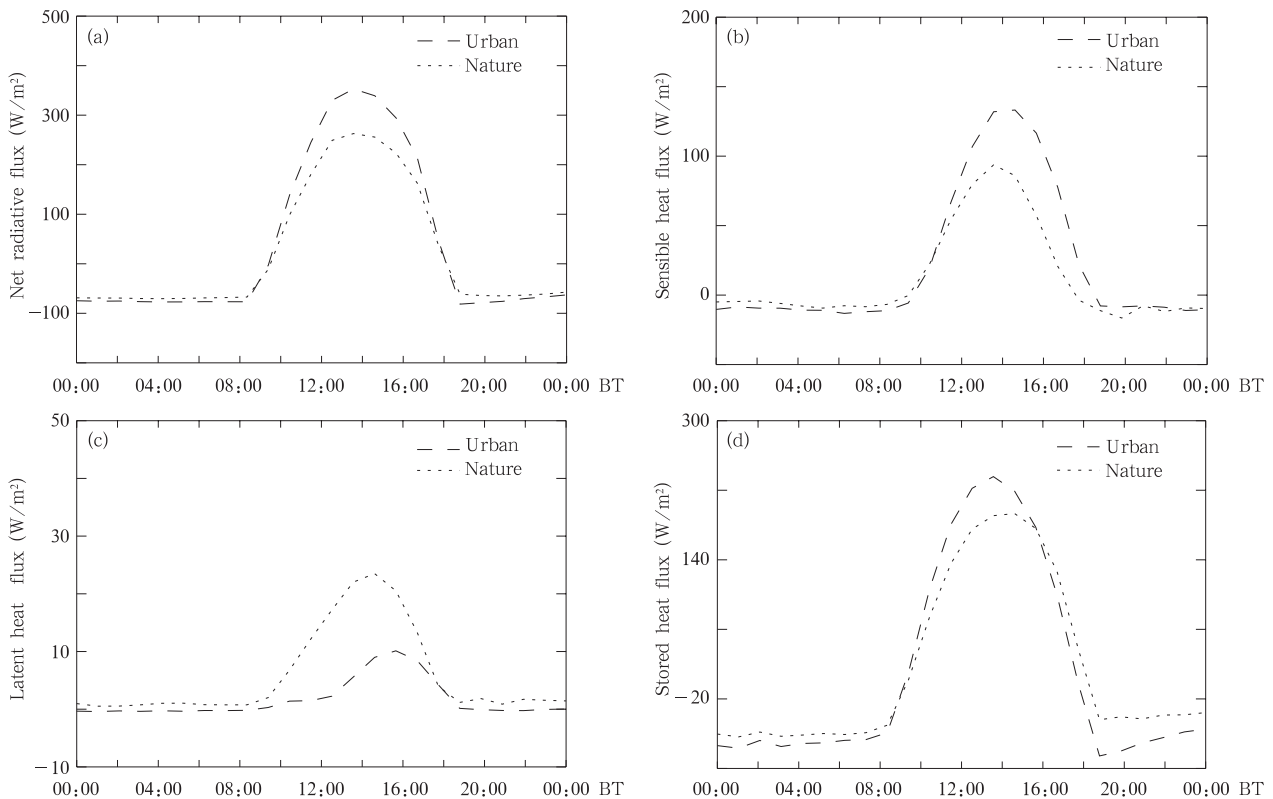


图 11 两个试验模拟的城市站 1 月 25—28 日 3 d 平均的能量通量日变化

(a. 净辐射通量, b. 感热通量, c. 潜热通量, d. 储热项)

Fig. 11 Diurnal variations of 3 day averaged radiation flux simulated by the two experiments

(a. net radiation flux, b. sensible heat flux, c. latent heat flux, d. residual term)

5 总结与讨论

为了研究河谷城市的热岛现象,利用新一代中尺度气象数值模式 WRF 耦合单层城市冠层模块 UCM,并引入 2005 年 MODIS 下垫面分类资料,对兰州市 2005 年 1 月 25—28 日的城市热岛现象进行了高分辨率数值模拟。通过对比控制试验与去除城市下垫面试验的模拟结果,探究城市下垫面对兰州城市热岛强度以及城市边界层气象因子场、山谷风环流、地表辐射平衡和地表能量平衡的影响程度。得到以下主要结论:

(1) Urban 试验模拟的城乡近地面气温与实测值的相关系数在 0.9 以上;城市热岛强度日变化趋势与实况基本吻合:20 时到次日 08 时为峰值区,10—18 时为谷值区。同时,模式也模拟出 25—27 日白天出现的冷岛效应。研究区的近地层温度场与地形分布以及下垫面类型存在对应关系。兰州市区近地面风场在白天以辐散为主,在东、西部盆地各有一个辐散中心,表现为静风区;夜间则表现为较强的辐合流场,在东、西部盆地各有一个辐合中心,与热岛中心相对应。这是山谷风环流和城市热岛环流共同作用的结果。

(2) 通过对比 Nature 与 Urban 试验模拟的近地面水平风、温场发现:城市下垫面对近地层大气有加热作用,并且在夜间表现最明显,高出自然下垫面 2.4°C ;城市由于建筑物对风的阻挡作用导致近地层风速小于自然下垫面,差值为 $1.0\text{—}1.5\text{ m/s}$ 。Urban 试验的热岛强度日平均值为 3.03°C ,Nature 试验则降为 1.69°C ,可见,城市下垫面对兰州市热岛强度的贡献率为 44%。

(3) 通过对比 Nature 与 Urban 试验模拟的近地面垂直风、温场发现:夜间,城市下垫面的降温速度较慢,使得 200 m 以下的近地层大气保持了白天的混合层特征;热岛环流的上升运动促进了山风环流,使得上升气流到达地面以上 600 m 左右,高出 Nature 试验近 400 m。白天,由于山峰加热效应,两试验模拟的位温廓线在 400—600 m 高度均存在一个脱地逆温层;城市热岛环流使得 11—15 时兰州站近地层出现弱上升气流,抑制了谷风环流的形成及发展。

(4) 根据地表辐射平衡和地表能量平衡的分析可知,导致城乡地表辐射平衡存在差异的重要原因就是下垫面属性(反照率、比辐射率、比热容等)的不同。城市下垫面由于建筑材料的不透水性,导致潜热通量远小于感热通量,而在城市冠层的作用下储热能力明显增强。

需要指出的是,上述结论只是基于兰州市一次冬季热岛现象的个例模拟结果,初步探索城市下垫面对河谷城市边界层各气象因子场的影响程度,还需要更多的观测试验和个例模拟来验证和完善。另外,影响城市热岛现象的因素还有人为热排放,因此,今后的工作中将考虑在数值模式中引入兰州市人为热量排放清单,为全面研究城市边界层形成及发展奠定基础。

致谢:感谢甘肃省超级运算中心提供数值运算平台。

参考文献

- 安兴琴,陈玉春,吕世华. 2002. 中尺度模式对冬季兰州市低空风场和温度场的数值模拟. 高原气象, 21(2): 186-192
- 安兴琴,胡隐樵,吕世华等. 2008. 山峰加热效应的数值试验研究. 高原气象, 27(2): 287-292
- 白虎志,张焕儒,张存杰. 1997. 兰州城市化发展对局地气候的影响. 高原气象, (4): 75-81
- 白虎志,任国玉,方锋. 2005. 兰州城市热岛效应特征及其影响因子研究. 气象科技, 33(6): 492-495, 500
- 陈榛妹. 1991. 兰州的城市热岛效应. 高原气象, 10(1): 83-87
- 江晓燕,张朝林,高华等. 2007. 城市下垫面反照率变化对北京市热岛过程的影响——一个案例分析. 气象学报, 65(2): 301-307
- 李江林,陈玉春,吕世华等. 2009. 利用 RAMS 模式对山谷城市冬季局地风场的数值模拟. 高原气象, 28(6): 1250-1259
- 李晓莉,毕宝贵,李泽椿. 2005. 北京冬季城市边界层结构形成机制的初步数值研究. 气象学报, 63(6): 889-902
- 李欣,杨修群,汤剑平等. 2011. WRF/NCAR 模拟的夏季长三角城市群区域多城市热岛和地表能量平衡. 气象科学, 31(4): 441-450
- 李卓仑,王乃昂,轧靖等. 2007. 近 40 年兰州城市气候季节性变化与城市发展. 高原气象, 26(3): 586-592
- 刘树华,刘振鑫,李炬等. 2009. 京津冀地区大气局地环流耦合效应的数值模拟. 中国科学(D辑:地球科学), 39(1): 88-98
- 蒙伟光,张艳霞,李江南等. 2010. WRF/UCM 在广州高温天气及城市热岛模拟研究中的应用. 热带气象学报, 26(3): 273-282
- 蒙伟光,李昊睿,张艳霞等. 2012. 珠三角城市环境对对流降水影响的模拟研究. 大气科学, 36(5): 1063-1076
- 缪国军,张镭,舒红. 2007. 利用 WRF 对兰州冬季大气边界层的数值模拟. 气象科学, 27(2): 169-175
- 戎春波,朱莲芳,朱焱等. 2010. 城市热岛影响因子的数值模拟与

- 统计分析研究. 气候与环境研究, 15(6): 718-728
- 寿亦萱, 张大林. 2012. 城市热岛效应的研究进展与展望. 气象学报, 70(3): 338-353
- 宋静, 汤剑平, 孙鉴泞. 2009. 南京地区城市冠层效应的模拟试验研究. 南京大学学报(自然科学版), 45(6): 779-789
- 王建凯, 王开存, 王普才. 2007. 基于 MODIS 地表温度产品的北京城市热岛(冷岛)强度分析. 遥感学报, 11(3): 330-339
- 王欣, 卞林根, 逯昌贵. 2003. 北京市秋季城区和郊区大气边界层参数观测分析. 气候与环境研究, 8(4): 475-484
- 王颖, 张镭, 胡菊等. 2010. WRF 模式对山谷城市边界层模拟能力的检验及地面气象特征分析. 高原气象, 29(6): 1397-1407
- 杨永春, 孟彩红, 郭士梅等. 2005. 基于 GIS 的兰州城市用地变化分析. 山地学报, 23(2): 174-184
- 周荣卫, 蒋维楣, 何晓凤. 2008. 城市冠层结构热力效应对城市热岛形成及强度影响的模拟研究. 地球物理学报, 51(3): 715-726
- 周淑贞, 束炯. 1994. 城市气候学. 北京: 气象出版社, 618pp
- 张强. 2001. 地形和逆温层对兰州市污染物输送的影响. 中国环境科学, 21(3): 230-234
- 张强, 吕世华. 2001. 兰州市大气污染物越山输送与地形和小气候特征的关系. 高原气象, 20(S1): 118-125
- Bornstein R D. 1968. Observations of the urban heat island effect in New York City. J Appl Meteor, 7(4): 575-582
- Bornstein R D. 1975. The two-dimensional URBMET urban boundary layer model. J Appl Meteor, 14(8): 1459-1477
- Chen F, Kusaka H, Tewari M, et al. 2004. Utilizing the coupled WRF/LSM/Urban modeling system with detailed urban classification to simulate the urban heat island phenomena over the Greater Houston area // Fifth Conference on Urban Environment, Vancouver, BC, Canada, Amer Meteor Soc, CD-ROM. 9, 11
- Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, et al. 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. J Geophys Res, 108(D22): 8851, doi:10.1029/2002JD003296
- Estoque M A, Bhumralkar C M. 1970. A method for solving the planetary boundary-layer equations. Bound Layer Meteor, 1(2): 169-194
- Freitas E D, Rozoff C M, Cotton W R, et al. 2007. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. Bound Layer Meteor, 122(1): 43-65
- Godzelman S D, Austin S, Cermak R, et al. 2003. Mesoscale aspects of the urban heat island around New York City. Theor Appl Climatol, 75(1-2): 29-42
- He J F, Liu J Y, Zhuang D F, et al. 2007. Assessing the effect of land use-land cover change on the change of urban heat island intensity. Theor Appl Climatol, 90(3-4): 217-226
- Hua L J, Ma Z G, Guo W D. 2008. The impact of urbanization on air temperature across China. Theor Appl Climatol, 93(3): 179-194
- Kalnay E, Cai M. 2003. Impact of urbanization and land-use change on climate. Nature, 423(6939): 528-531
- Kim Y H, Baik J J. 2002. Maximum urban heat island intensity in Seoul. J Appl Meteor, 41(6): 651-659
- Kim Y H, Baik J J. 2004. Daily maximum urban heat island intensity in large cities of Korea. Theor Appl Climat, 79(3-4): 151-164
- Kimura F, Takahashi S. 1991. The effects of land-use and anthropogenic heating on the surface temperature in the Tokyo metropolitan area; A numerical experiment. Atmos Environ Part B. Urban Atmos, 25(2): 155-164
- Kusaka H, Kondo K, 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(3): 329-358
- Kusaka H, Kimura F. 2004a. Thermal effects of urban canyon structure on the nocturnal heat island; Numerical experiment using a mesoscale model coupled with an urban canopy model. J Appl Meteor, 43(12): 1899-1910
- Kusaka H, Kimura F. 2004b. Coupling a single-layer urban canopy model with a simple atmospheric model; Impact on urban heat island simulation for an idealized case. J Meteor Soc Japan Ser II, 82(1): 67-80
- Leroyer S, Bélair S, Mailhot J, et al. 2011. Microscale numerical prediction over Montreal with the Canadian external urban modeling system. J Appl Meteor Climatol, 50(12): 2410-2428
- Lin C Y, Chen F, Huang J C, et al. 2008a. Urban heat island effect and its impact on boundary layer development and land-sea circulation over northern Taiwan. Atmos Environ, 42(22): 5635-5649
- Lin C Y, Chen W C, Liu S C, et al. 2008b. Numerical study of the impact of urbanization on the precipitation over Taiwan. Atmos Environ, 42(13): 2934-2947
- Montavez J P, Rodriguez A, Jimenez J I. 2000. A study of the urban heat island of Granada. Int J Climatol, 20(8): 899-911
- Niyogi D, Holt T, Zhong S, et al. 2006. Urban and land surface effects on the 30 July 2003 MCS event observed in the southern Great Plains. J Geophys Res, 111(D19), D19107, doi:10.1029/2005JD006746
- Oke T R. 1974. Review of urban climatology, 1968-1973. Vienna: WMO Publ, Tech Note, 134: 132pp
- Oke T R. 1982. The energetic basis of the urban heat island. Quart J Roy Meteor Soc, 108(455): 1-24
- Oke T R. 1987. Boundary Layer Climates. Cambridge: Great Britain at the University Press
- Oliveira A P, Bornstein R D, Soares J. 2003. Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. Water, Air, Soil Pollution: Focus, 3(5-6): 3-15
- Owen T W, Carlson T N, Gillies R R. 1998. An assessment of sat-

- ellite remotely-sensed land cover parameters in quantitatively describing the climatic effect of urbanization. *Int J Remote Sens*, 19(9): 1663-1681
- Saitoh T S, Shimada T, Hoshi H. 1996. Modeling and simulation of the Tokyo urban heat island. *Atmos Environ*, 30(20): 3431-3442
- Sarkar A, De Ridder K. 2011. The urban heat island intensity of Paris: A case study based on a simple urban surface parametrization. *Bound Layer Meteor*, 138(3): 511-520
- Tewari M, Chen F, Kusaka H. 2006. Implementation and evaluation of a single-layer urban model in WRF/Noah// *Proceedings of the 7th WRF users' workshop*, 2006
- Zhang C L, Chen F, Miao S G, et al. 2009. Impacts of urban expansion and future green planting on summer precipitation in the Beijing metropolitan area. *J Geophys Res*, 114(D2): D2116
- Zhang N, Zhu L F, Zhu Y. 2011. Urban heat island and boundary layer structures under hot weather synoptic conditions: A case study of Suzhou City, China. *Adv Atmos Sci*, 28(4): 855-865