

李耀锬, 巢纪平, 匡贡献. 2015. 城市热岛效应和气溶胶浓度的动力、热力学分析. 地球物理学报, 58(3): 729-740, doi:10.6038/cjg20150303.

Li Y K, Chao J P, Kuang G X. 2015. Dynamic and thermodynamic analysis of the urban heat island effect and aerosol concentration. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 58(3): 729-740, doi:10.6038/cjg20150303.

# 城市热岛效应和气溶胶浓度的动力、热力学分析

李耀锬<sup>1,2</sup>, 巢纪平<sup>3</sup>, 匡贡献<sup>4</sup>

1 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875

2 全球变化研究协同创新中心, 北京 100875

3 国家海洋环境预报中心, 北京 100081

4 北京市 2433 信箱, 北京 100081

**摘要** 在能量平衡方程中引入气溶胶的吸收和散射作用, 并与三维行星边界层运动方程组相耦合, 根据温度分布显式求解运动场, 探讨三维行星边界层内温度、运动、气溶胶浓度分布特征. 结果表明, 城市人为热释放直接决定了城市热岛效应的强度, 城市面积越大, 城市热岛效应的强度也越强, 城市面积固定时, 城市越分散, 城市热岛效应的强度越弱, 这为城市建设多采取卫星城的方式提供了一定的理论支撑. 气溶胶的散射作用要大于吸收作用, 其对城市热岛效应的强度主要起削弱作用, 当气溶胶浓度较大时, 吸收作用更显著一些, 此时城市热岛效应的强度会有一定的增强, 但是幅度不大. 当城市热岛效应的强度增强时, 其所驱动的环境环流也会增强, 造成城区中心气溶胶浓度略有下降.

**关键词** 行星边界层; 能量平衡方程; 城市热岛效应; 空气污染物; 城市群

doi:10.6038/cjg20150303

中图分类号 P404

收稿日期 2014-06-24, 2014-09-15 收修定稿

## Dynamic and thermodynamic analysis of the urban heat island effect and aerosol concentration

LI Yao-Kun<sup>1,2</sup>, CHAO Ji-Ping<sup>3</sup>, KUANG Gong-Xian<sup>4</sup>

1 College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China

2 Joint Center for Global Change Studies, Beijing 100875, China

3 National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081, China

4 P. O. Box 2433, Beijing 100081, China

**Abstract** With the accelerating urbanization and deteriorating urban environment, the interaction between urban heat island (UHI) effect and air pollutants has been attracting more attention. On one hand, the circulation induced by the UHI effect could rearrange the distribution of the air pollutants in the planetary boundary layer (PBL). On the other hand, air pollutants could influence the UHI effect by absorbing and scattering effects on radiation processes. Using a theoretical model, the relationship between UHI effect and air pollutants is analytically solved in two types of city distributions: a single big city and urban agglomeration.

Dividing the long-wave radiation absorption spectrum into strong and weak parts, then the radiation processes could be expressed as functions of the temperature distribution. Setting the

**基金项目** 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2014CB953903)、中央高校基本科研业务费专项资金(2013YB45)资助。

**作者简介** 李耀锬, 男, 1984 年 9 月生, 2012 年博士毕业于中国科学院大气物理研究所, 讲师. 主要从事陆面过程、海洋环流等方面的理论研究. E-mail: liyaokun@bnu.edu.cn

temperature declines exponentially with height, then the three-dimensional PBL motion could also be expressed as functions of the temperature distribution. If fixing the air pollutants emission intensity, the radiation absorption coefficients could be determined. Then substituting the coefficients into the temperature equation, it is easy to solve the temperature equation and to calculate the three-dimensional PBL motion which in turn could influence the air pollutants concentration. Therefore, the UHI effect and air pollutants are coupled through the theory.

The UHI effect is directly determined by the anthropogenic heat release intensity. The larger a city is, the stronger the UHI is. When the area of a city is given, the more scattering the city is, the weaker UHI is. This provides certain theoretical support for the multi-city conurbation approach in city construction and development. The situation is similar to the air pollutants concentration. Stronger emission intensity corresponds to higher air pollutants concentration. Same emission intensity causes more serious pollution in a single big city than in urban agglomeration. It also implies that the multi-city conurbation could bring better air quality. With strengthening emission intensity, the UHI effect intensity decreases to a minimum value then increasing slowly. The scattering effect of the aerosol could decrease the temperature anomalies by reducing the amount of solar radiation on the lower boundary. However, the absorption heating effect could surpass the scattering cooling effect when pollutants concentration is high enough. The UHI intensity would intensify with a moderate range under this circumstance. Stronger UHI intensity could drive a stronger PBL circulation cell which could redistribute and transport more pollutants far from the emission center hence reducing the pollutants concentration there. Comparing with the relieving effect of the anthropogenic heat release on pollutants concentration, its driving effect on the UHI is more significant.

Above results show that the interaction between the UHI effect and air pollutants concentration could be coupled through a simple theoretical model. On one hand, air pollutants could scatter and absorb the radiation hence weakening and strengthening the UHI intensity. On the other hand, the stronger circulation cell induced by the stronger UHI effect could transport more pollutants from the emission center and relieve the contamination extent of the air. Both the UHI intensity and pollution extent are weaker in the urban agglomeration than in a single big city which might provide certain theoretical guide for the city construction and development.

**Keywords** Planetary boundary layer; Energy balance model; Urban heat island effect; Air pollutants concentration; Urban agglomeration

## 1 引言

城市热岛效应是指城市温度高于郊野温度的现象. 城市地区水泥、沥青等所构成的下垫面反照率小、热容大, 能够有效地吸收太阳辐射, 加之人类活动释放的热量, 使城市区域形成高温中心, 并由此向外围递减. 而气溶胶是悬浮在大气中的固态粒子或液态小滴物质的统称. 人类活动已向大气中排放了大量的人为气溶胶, 其中含有的有毒有害的细颗粒物会对人体造成危害, 有研究表明由于空气污染增加了肺癌、心脏病和中风的发病率, 使我国北方居民

的预期寿命减少了 5.5 年(Chen et al., 2013). 随着城市化进程的加快及城市环境日益恶化, 城市热岛效应与大气污染物的相互影响成为研究的热点之一. 城市热岛效应诱发的环流会改变污染物在边界层内的分布, 而空气污染物也会通过散射和吸收太阳辐射对城市热岛效应产生影响(寿亦萱和张大林, 2012).

数值模式是研究城市热岛效应及大气污染物的有利工具, 如今国内外已经开发出多种模式, 如城市能量平衡模式(TEB)(Lemonsu et al., 2004)、MM5/WRF 城市冠层模式(Kusaka et al., 2000)、WRF 建筑环境参数化模式(Martilli, 2002; Dupont et

al., 2004)、三维非静力区域边界层模式(Jiang et al., 2002; 徐敏等, 2002; Fang et al., 2004)、根据污染物扩散方程的气溶胶输送模式(毛节泰, 1992; 黄美元等, 1996; 王自发等, 1997; 罗淦和王自发, 2006). 边界层模式更重视人为热及城市冠层的热力、动力作用, 而污染物扩散模式则更强调在已给环流条件下污染物的输送和扩散, 如二者相结合即可讨论城市热岛和污染物的相互影响. 此外, 采用一些简单的物理模型进行分析也是非常必要的, 如 Oke (1988) 分析了城市冠层的能量平衡过程, 直接促进了各种模式的建立和发展. 桑建国等(桑建国, 1986; 桑建国等, 2000)从大气热力、动力方程组出发分析城市加热引起的热岛环流特征. Agarwal 和 Tandon (2010)利用一个稳定态的二维数学模型(污染物浓度扩散方程)研究了城市热岛条件下污染物的扩散现象.

然而这些研究主要是从城市热岛效应或污染物浓度某一个方面分析的, 尚没有对二者的相互作用进行分析. 考虑到作为空气污染物的气溶胶粒子能够吸收和散射太阳辐射, 对边界层内的辐射过程产生影响, 若在温度方程中引入气溶胶的吸收和散射作用, 则可以考虑气溶胶对辐射平衡(温度分布)的影响, 将温度方程与边界层运动相耦合, 便可讨论温度对边界层运动的影响, 边界层运动进一步会对污染物浓度分布产生影响. 基于以上分析, 本文在巢纪平和陈英仪(1979)建立的考虑辐射能传输过程的能量平衡模式中引入气溶胶粒子的吸收和散射作用, 并将其与三维行星边界层运动方程组相结合, 显式表达温度对环流的驱动作用, 并根据环流分布计算气溶胶粒子的浓度分布特征, 由此实现城市热岛效应和气溶胶浓度的物理联系, 从动力和热力的角度对其进行分析.

## 2 模式方程组

根据观测, 气溶胶主要分布在大气边界层内(陈鹏飞等, 2012), 把静止大气作为大气的背景状态, Boussinesq 近似下的边界层运动方程组可写为

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \mu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (2)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g\alpha T, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \bar{\rho} C_p \frac{\bar{T}}{g} N^2 w = \kappa_h \nabla_h^2 T + (\kappa_z + \kappa_r) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \lambda^2 T \\ - k' Q_0 e^{-\int_0^z k_v dz} e^{-\int_0^z k_{sc} dz} \int_z^\infty k_a dz, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + w \frac{\partial C}{\partial z} = K_h \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) + \\ K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \gamma C, \end{aligned} \quad (6)$$

式中  $\bar{\rho}$  为静止大气背景的空气密度,  $\bar{T}$  为静止大气背景的空气温度, 它们均只是高度的函数,  $T, p, u, v, w$  分别为空气温度、压强、速度相对于静止大气背景的偏差. 静止大气的背景状态中没有基本气流, 可去掉基本气流对城市热岛效应和气溶胶浓度的影响, 更加清楚地显示出二者间相互影响的过程. 另一方面, 基本气流较大时, 城市热岛效应会被破坏, 局地的气溶胶浓度也会大幅度降低, 此时二者受基本气流的影响更大一些, 而其相互影响则相对较弱. 因此, 以静止大气为背景来讨论城市热岛效应和气溶胶的相互影响更为合适.  $f$  为柯氏参数,  $\alpha$  为空气的热膨胀系数,  $\mu$  为垂直方向的湍流黏性系数,  $C_p$  为空气的定压比热,  $g$  为重力加速度,  $N$  为浮力频率,  $\kappa_h, \kappa_z$  分别为水平和垂直湍流导热系数,  $\nabla_h^2$  为水平拉普拉斯算子,  $\kappa_r$  为辐射交换系数,  $\lambda^2$  为牛顿辐射冷却系数,  $Q_0$  为抵达大气上界的太阳辐射,  $C$  为气溶胶的浓度,  $\gamma$  为气溶胶的消耗参数,  $K_h, K_z$  分别为水平和垂直湍流导温系数. 太阳辐射的吸收系数  $k'$  由两部分构成, 一部分是水汽对太阳辐射的吸收  $k_v$ , 一部分是气溶胶粒子对太阳辐射的吸收  $k_a$ , 即  $k' = k_v + k_a$ ,  $k_{sc}$  是气溶胶对太阳辐射的散射系数, 气溶胶的吸收系数与散射系数之和为气溶胶的消光系数. 温度方程的具体推导过程可参见附录 A.

温度方程的上边界条件取为  $z \rightarrow \infty, T \rightarrow 0$ . 下边界条件取在城市冠层顶部, 仅考虑感热与净辐射、人为热相平衡

$$\begin{aligned} -\kappa_z \frac{\partial T}{\partial z} = -(1 - \Gamma_{uc}) Q_0 e^{-\int_0^\infty k_v dz} e^{-\int_0^\infty k_{sc} dz} \int_0^\infty k_a dz \\ + 4\epsilon_{uc} \sigma \bar{T}^3 (T - T_{uc}) + Q_a, \end{aligned} \quad (7)$$

式中  $\Gamma_{uc}$  为城市冠层的反照率,  $\epsilon_{uc}$  为城市冠层的灰体系数,  $T_{uc}$  为城市冠层温度相对于静止大气的偏差,  $Q_a$  为城市人为热释放量.

气溶胶浓度方程(6)的上边界可取为  $z \rightarrow \infty, C \rightarrow 0$ , 下边界取为

$$-K_z \frac{\partial C}{\partial z} = S - V_s C, \quad (8)$$

式中  $S$  为源排放率,  $V_s$  为干沉降速度. 气溶胶粒子的沉降速度  $V_s$  与气溶胶粒子大小等有关, 可测量或用参数化的方法求得, 本文中为了方便起见, 令其为常数, 并对不同的沉降速度进行比较.

根据推导可求得速度分布为(参见附录 B)

$$u = -\frac{gh_R\alpha}{\mu} \frac{1}{\left(\frac{1}{h_R^4} + \frac{4}{h_E^4}\right)} \left[ A(z) \frac{\partial T_0}{\partial x} - B(z) \frac{\partial T_0}{\partial y} \right], \quad (9)$$

$$v = -\frac{gh_R\alpha}{\mu} \frac{1}{\left(\frac{1}{h_R^4} + \frac{4}{h_E^4}\right)} \left[ B(z) \frac{\partial T_0}{\partial x} + A(z) \frac{\partial T_0}{\partial y} \right], \quad (10)$$

$$w = \frac{gh_R\alpha}{\mu} \frac{1}{\left(\frac{1}{h_R^4} + \frac{4}{h_E^4}\right)} \int_0^z A(z) dz \cdot \nabla_h^2 T_0, \quad (11)$$

将垂直速度(11)代入温度方程(5)中可得

$$\begin{aligned} (\kappa_h - \kappa_m) \nabla_h^2 T + (\kappa_z + \kappa_r) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \lambda^2 T \\ = k' Q_0 e^{-\int_z^{\infty} k_v dz} e^{-\int_z^{\infty} k_{sc} dz} \int_z^{\infty} k_a dz, \end{aligned} \quad (12)$$

式中

$$\kappa_m = \rho C_p \frac{N^2 h_R}{\mu} \frac{1}{\left(\frac{1}{h_R^4} + \frac{4}{h_E^4}\right)} e^{z/h_R} \int_0^z A(z) dz. \quad (13)$$

温度方程(12)中气溶胶的吸收和散射作用均与气溶胶浓度有关, 要与气溶胶浓度方程(6)联立才能求解出温度和气溶胶温度分布, 求得温度分布后, 即可根据(9), (10), (11)三式计算速度分布.

### 3 结果分析

计算中参数取值为  $\bar{T}=273$  K,  $\rho=1.293$  kg  $\cdot$  m $^{-3}$ ,  $f=1 \times 10^{-4}$  s $^{-1}$ ,  $\epsilon=1$ ,  $\mu=5$  m $^2$   $\cdot$  s $^{-1}$ ,  $C_p=1004$  J  $\cdot$  kg $^{-1}$   $\cdot$  K $^{-1}$ ,  $N=1.16 \times 10^{-2}$  s $^{-1}$ ,  $g=9.8$  m  $\cdot$  s $^{-2}$ ,  $\kappa_h=6.5 \times 10^4$  W  $\cdot$  m $^{-1}$   $\cdot$  K $^{-1}$ ,  $\kappa_z=6.5 \times 10^3$  W  $\cdot$  m $^{-1}$   $\cdot$  K $^{-1}$ ,  $K_h=50$  m $^2$   $\cdot$  s $^{-1}$ ,  $K_z=5$  m $^2$   $\cdot$  s $^{-1}$ ,  $\sigma=5.6696 \times 10^{-8}$  W  $\cdot$  m $^{-2}$   $\cdot$  K $^{-4}$ ,  $k_s=1.364$  m $^{-1}$ ,  $k_w=1.3327 \times$

$10^{-3}$  m $^{-1}$ , 根据以上参数取值可得,  $\kappa_r=3.6076$  W  $\cdot$  m $^{-1}$   $\cdot$  K $^{-1}$ ,  $r=0.53331$ ,  $h_E=316.23$  m,  $\lambda^2=5.7403 \times 10^{-3}$  W  $\cdot$  m $^{-3}$   $\cdot$  K $^{-1}$ , 参照附录 B 的讨论, 取  $h_R=h_E$ .

气溶胶的特征厚度可取为  $H_a=1500$  m, 一般而言, 气溶胶的散射系数要远大于其吸收系数, 参照对几次雾霾天气中气溶胶辐射性质的观测(表 1), 单次散射反射率取为  $\omega_0=0.85$ , 气溶胶对可见光的吸收主要由黑碳气溶胶引起的, 北京郊区夏季的观测结果表明黑碳浓度占 PM2.5 浓度的比例基本都在 5% 以下(荆俊山等, 2011), 据此气溶胶的吸收系数  $k_a=0.05\alpha_{bc}C$ ,  $\alpha_{bc}$  为黑碳气溶胶的质量吸收系数, 其值可取为  $8.28$  m $^2$   $\cdot$  g $^{-1}$ (吴兑等, 2009). 求得气溶胶的吸收系数后, 即可根据单次散射反射率求得其消光系数  $k_{ex}$ . 城市冠层的反照率取为  $\Gamma_{uc}=0.15$ .

人为热  $Q_a$  取决于人均能源消耗量及城市人口密度(Oke, 1988), 参照桑建国等(2000), 将其写为

$$Q_a(x, y) = Q_l \exp(-x^2/a_1^2 - y^2/b_1^2), \quad (14)$$

取  $Q_l=100$  W  $\cdot$  m $^{-2}$ , 距离参数  $a_1=b_1=16.5$  km, 表示一个直径为 50 km 的圆形城市. 参照胡非等(1999), 取拖曳系数  $C_D=0.0625$ , 参考风速  $V=1$  m  $\cdot$  s $^{-1}$ , 可算得城市冠层的阻抗  $r_c=16$  s  $\cdot$  m $^{-1}$ . 为了比较, 另给一种城市人为热分布型

$$Q_a(x, y) = Q_l \exp\left[-\left(x \pm \frac{1}{2}L\right)^2/a_2^2 - \left(y \pm \frac{1}{2}L\right)^2/b_2^2\right], \quad (15)$$

距离参数  $a_2=b_2=8.3$  km, 表示四个中心分别位于  $(\pm \frac{1}{2}L, \pm \frac{1}{2}L)$ , 直径为 25 km 的圆形城市. 两种情

况下城市的总面积是相同的, 人为热排放强度也是相同的, 不同之处在于前者是单个城市, 后者是四个稍小的城市组成的一个城市群(见图 1). 气溶胶排放分布取与人为热相同的形式, 参照 Venkatachalappa 等(2003)及 Agarwal 和 Tandon(2010), 气溶胶排放强度取为  $S=1$   $\mu$ g  $\cdot$  m $^{-2}$   $\cdot$  s $^{-1}$ , 沉降速度取为  $V_s=1$  mm  $\cdot$  s $^{-1}$ , 消耗参数取为  $\gamma=2 \times 10^{-5}$  s $^{-1}$ .

根据(14)式确定的单个城市人为热及气溶胶分

表 1 气溶胶浓度、消光系数及单散射反射率的观测值

Table 1 Observational values of aerosol concentrations, extinction coefficients, and the single scattering albedo (SSA) in different stations

地点	观测时间段	平均浓度( $\mu$ g $\cdot$ m $^{-3}$ )	消光系数(Mm $^{-1}$ )	单散射反射率	来源
北京	2011-09-01—2011-12-07	137.1	1001.0	0.94	赵秀娟等(2013)
济南	2009-10-11—2009-11-18	137.2	662.7	0.88	徐政等(2011)
广州	2004-10-04—2004-11-05	103	509	0.83	Andreae 等(2008)

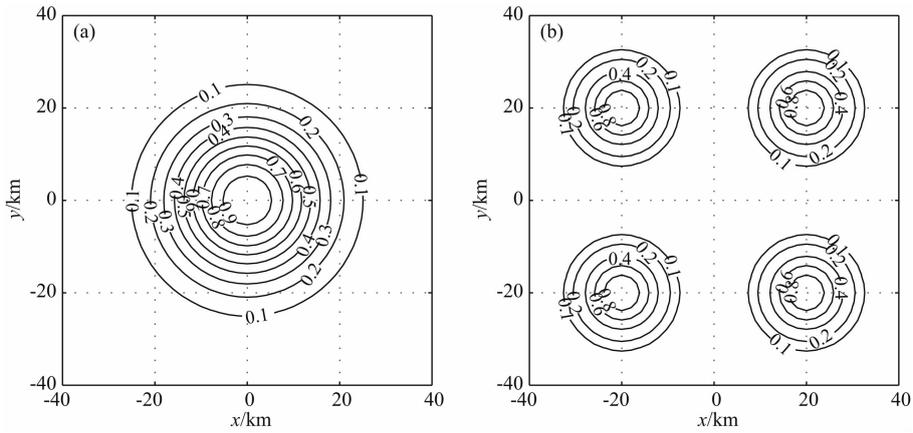


图1 人为热释放的两种分布型:单一大城市(a)和由四个小城市组成的城市群(b)

Fig. 1 Two patterns of the anthropogenic heat release; a single big city (a) and a urban agglomeration with four small cities (b)

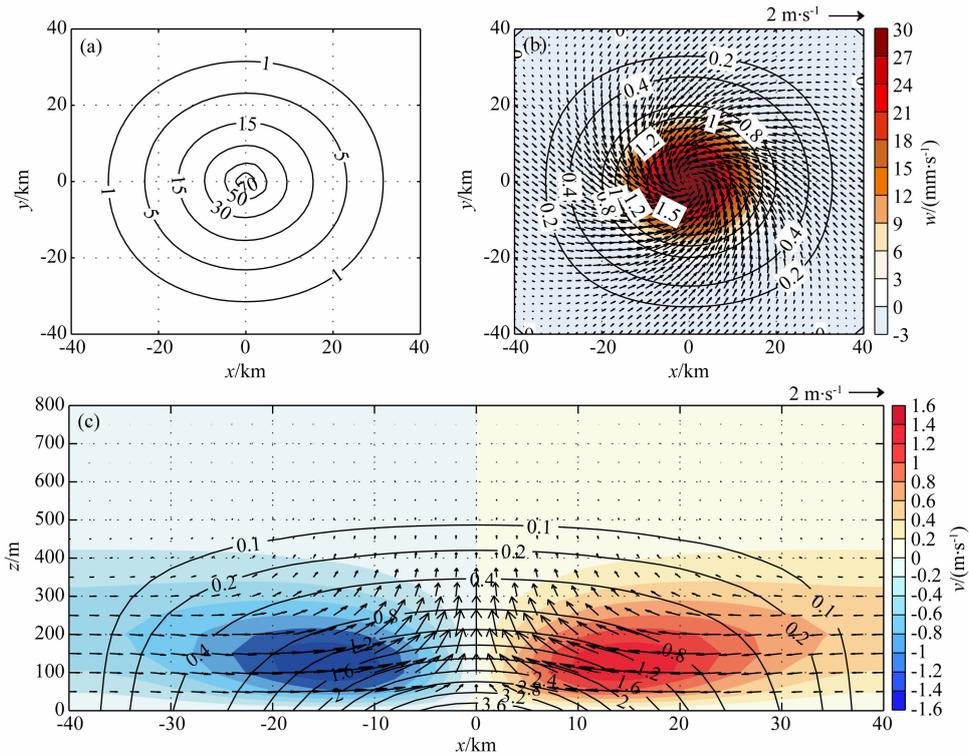


图2 气溶胶浓度分布(a);150 m 高度处扰动温度(等值线)、水平速度(矢量)和垂直速度(填色)的分布(b);  
y=0 剖面温度(等值线)、速度(矢量,填色)分布(c),(c)中垂直速度已扩大 100 倍

Fig. 2 (a) The aerosol concentration distribution; (b) The temperature perturbation (contour) and the horizontal velocity (vector), and the vertical velocity (shaded) distributions at 150 m; (c) The temperature (contour) and the velocity (vector) distributions at  $y=0$  profile. The vertical velocity in (c) has been expanded 100 times.

布算得气溶胶浓度、温度、速度场分布如图 2 所示。气溶胶浓度、温度分布由下边界强迫的分布决定,表现为在排放、加热中心区最大,向四周依次减弱。排放中心区气溶胶浓度可达  $87 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ,温度超过  $3.5 \text{ }^\circ\text{C}$ 。城市热岛驱动了一个气旋性环流,气流向加热中心辐合上升,在 150 m 高度处达到最大,

可达  $3 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,上升到高空后向四周辐散,在远离加热中心的区域下沉。水平速度在温度梯度最大处达到最大,可达  $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。人为热对大气的加热作用随高度增加而降低,到 500 m 高度已经较为微弱。

由(15)式确定的城市群的计算结果(图 3)与单个城市(图 2)类似,气溶胶浓度分别在每个排放中

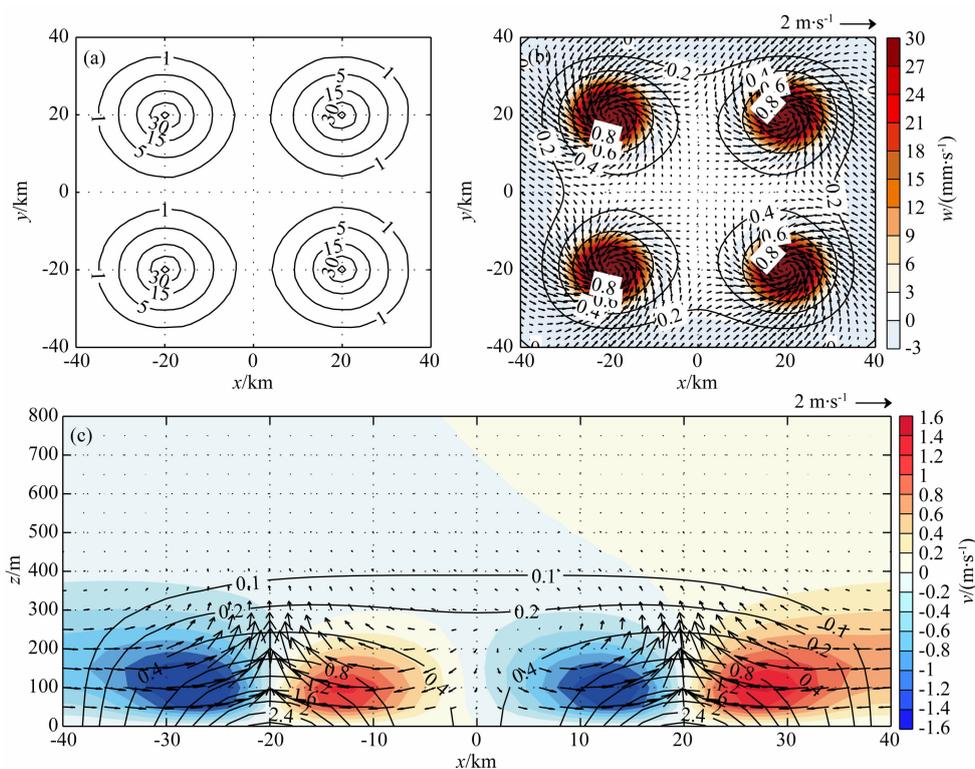


图3 气溶胶浓度分布(a);150 m 高度处扰动温度(等值线)、水平速度(矢量)和垂直速度(填色)的分布(b);

$y = \frac{1}{2}L$  剖面温度(等值线)、速度(矢量,填色)分布(c),(c)中垂直速度已扩大 100 倍

Fig. 3 (a) The aerosol concentration distribution; (b) The temperature perturbation (contour) and the horizontal velocity (vector), and the vertical velocity (shaded) distributions at 150m; (c) The temperature (contour) and the velocity (vector) distributions at  $y = \frac{1}{2}L$  profile. The vertical velocity in (c) has been expanded 100 times

心达到最大,向四周递减,每个加热中心都驱动产生了相应的气旋性环流.但是也有一定的不同之处,城市群中,气溶胶浓度有了一定程度的下降,排放中心最大浓度为  $57 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ,比单个城市的情形下降了约  $30 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ,整个计算区域内,气溶胶平均浓度从  $5.4 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  下降到  $4.0 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ;城市群中,城市热岛的强度也受到了一定程度的削弱,从单个城市的  $3.9^\circ\text{C}$  下降到  $3.0^\circ\text{C}$ ,下降幅度接近  $1^\circ\text{C}$ . 城市热岛的高度也出现了一定的下降,以  $0.1^\circ\text{C}$  等温线为例,单个城市在约 500 m 高度处,而多个城市组成的城市群下降到 400 m 高度处.城市热岛强度降低,其驱动的环境强度也有一定程度的减弱.

图 4a 进一步给出了城市热岛效应和城市半径的关系,图中实线(虚线)表示单个城市(城市群)引起的城市热岛效应强度.由图可知,单个城市引起的城市热岛强度要高于城市群,并且城市面积越大,二者差距越大,最大可接近  $1^\circ\text{C}$ ;图 4b 为城市总面积固定在  $1963.5 \text{ km}^2$  时城市数目对城市热岛效应强

度的影响,由图可见,随着城市数目的增加,城市热岛效应的强度在逐步减弱,从单个城市到六个小城市构成的城市群,城市热岛效应的强度可降低约  $1^\circ\text{C}$ . 与之类似,虽然排放强度固定,随着城市面积不断扩大,中心城区的气溶胶浓度也在增加,当城市面积固定时,中心城区气溶胶浓度在单个城市要比小城市群更高(图略). 综上可知,相同的城市面积下,一个单一大城市中空气污染程度、城市热岛效应均要超过几个城市组成的城市群. 而我国许多城市的发展一般都是由中心城区不断向外扩张,这种发展不仅造成了严重的交通问题,而且还加重了城市热岛效应和城市污染问题,因此,采取建设卫星城的方式扩张城市将减小城市发展给环境带来的压力.

两种城市分布情况下气溶胶排放源强度与中心城区气溶胶浓度及城市热岛效应强度的关系如图 5 所示. 气溶胶浓度会随着排放强度的增强而增加,由于没有侧边界的输入和输出,二者之间表现为较为简单的线性关系(图 5a). 同时可以发现小城市群城

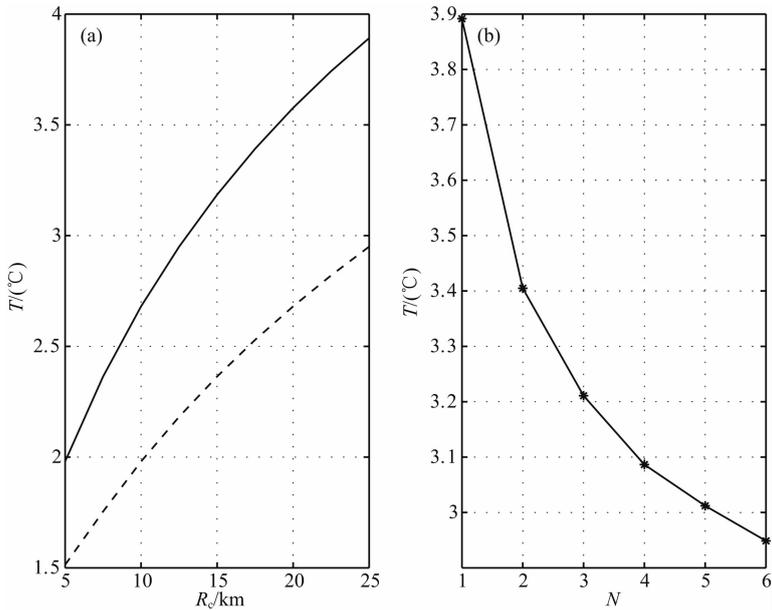


图 4 城市热岛效应强度和城市半径(a)及城市数目(b)的关系

(a)中实线表示单个大城市,虚线表示小城市群.

Fig. 4 The relationships among the urban heat island effect and (a) the city radius and (b) the city numbers  
The solid and dash lines in (a) represent the single big city and the city agglomeration with four small cities respectively.

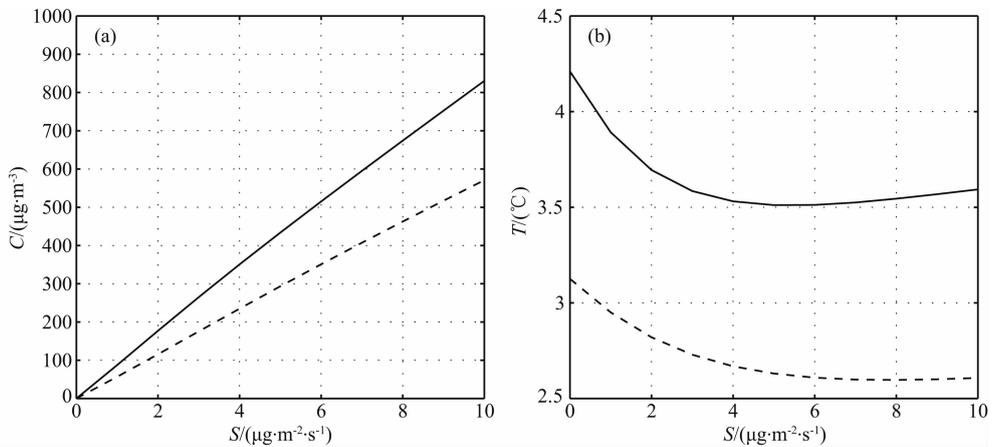


图 5 排放源 S 强度与气溶胶浓度(a)及城市热岛强度(b)的关系

实线表示单个大城市,虚线表示小城市群.

Fig. 5 The relationships among the emission source intensity S and (a) the aerosol concentration and (b) the urban heat island intensity

The solid and dash lines represent the single big city and the city agglomeration with four small cities respectively.

区中心气溶胶浓度要低于单个大城市,二者的差距随着排放强度的增加而加大,这表明排放越强,小城市群对气溶胶浓度的降低作用越显著.城市热岛效应的强度则随着排放增强表现为逐步减弱而后又有所增加的特征(图 5b),这是由于在人为热释放固定的条件下,随着排放增强,空气中气溶胶浓度逐步增加,气溶胶粒子散射的太阳辐射逐步增加,从而使城市冠层吸收的太阳辐射逐步减小,城市冠层温度降低,从而减弱城市热岛的强度.随着气溶胶浓度的增

加,当散射作用使得抵达城市冠层的太阳辐射可以忽略时,散射就不再起作用,而气溶胶吸收的太阳辐射会加热空气,此时空气温度又会有所增加.一般而言,气溶胶对太阳辐射的散射要大于其吸收作用,因此其降温作用一般而言要大于增温作用.由于环流是由温度驱动的,当城市热岛效应减弱时,环流的强度也会减弱.

在相同的排放强度下,城市热岛效应的强度在小城市群中大约要比单个城市低 0.8 °C 左右,进一

步体现出城市分散对城市热岛效应的抑制作用. 另一方面,  $500 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  的气溶胶浓度引起的城市热岛效应强度变化在  $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$  左右, 若与气溶胶排放为零时单个城市热岛效应的强度 (约  $4 \text{ }^\circ\text{C}$ ) 相比,  $500 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  的气溶胶浓度对城市热岛效应的强度能造成约 13% 的减弱; 若与没有气溶胶排放时小城市群热岛效应的强度 (约  $3 \text{ }^\circ\text{C}$ ) 相比,  $500 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  的气溶胶浓度对城市热岛效应强度能产生约 17% 的减弱.

在排放强度固定的情况下, 沉降速度越大, 空气中气溶胶浓度也就越低 (图 6a), 若不考虑沉降作用, 同样的排放强度下单个中心城区气溶胶浓度可达  $90 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  以上 (实线), 而小城市群中心城区气溶胶浓度可达  $60 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  (虚线), 均比前文计算值

要高; 当沉降速度为  $10 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$  时, 单个城市中心城区气溶胶浓度下降到约  $50 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ , 而小城市群中心城区气溶胶浓度下降到  $40 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ , 均比前文计算值小了不少. 根据前述分析可知, 气溶胶浓度降低有利于增强城市热岛效应的强度 (图 6b), 沉降速度从零增加到  $10 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$ , 单个城市热岛效应强度可增强  $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$ , 而小城市群则增温不到  $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ , 同时小城市群的城市热岛效应强度要比单个城市低将近  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ , 进一步说明小城市群对城市热岛效应的抑制作用.

人为热释放对中心城区气溶胶浓度的影响如图 7a 所示. 随着城市热岛效应的增强, 城市热岛诱导的环流强度也在逐步增强, 环流对气溶胶的输送和

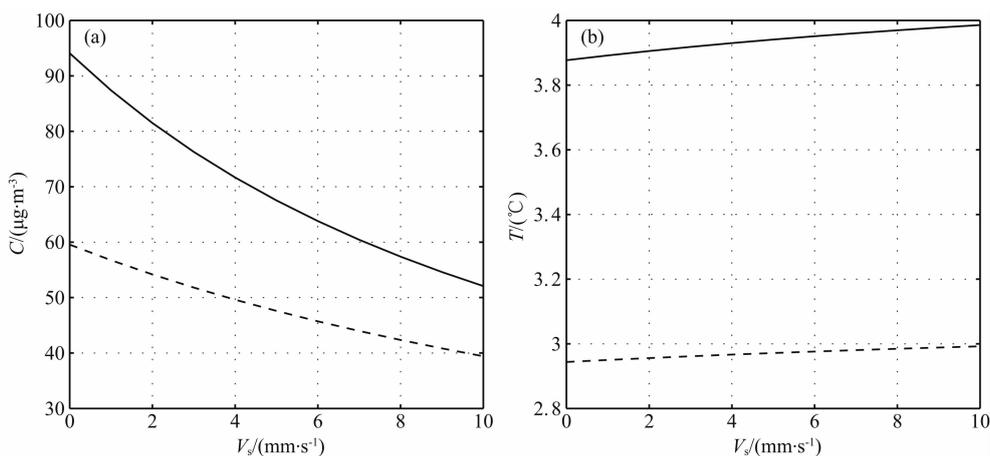


图 6 沉降速度  $V_s$  与气溶胶浓度(a)及城市热岛强度(b)的关系

实线表示单个大城市, 虚线表示小城市群.

Fig. 6 The relationships among the deposition speed  $V_s$  and (a) the aerosol concentration and (b) the urban heat island intensity. The solid and dash lines represent the single big city and the city agglomeration with four small cities respectively.

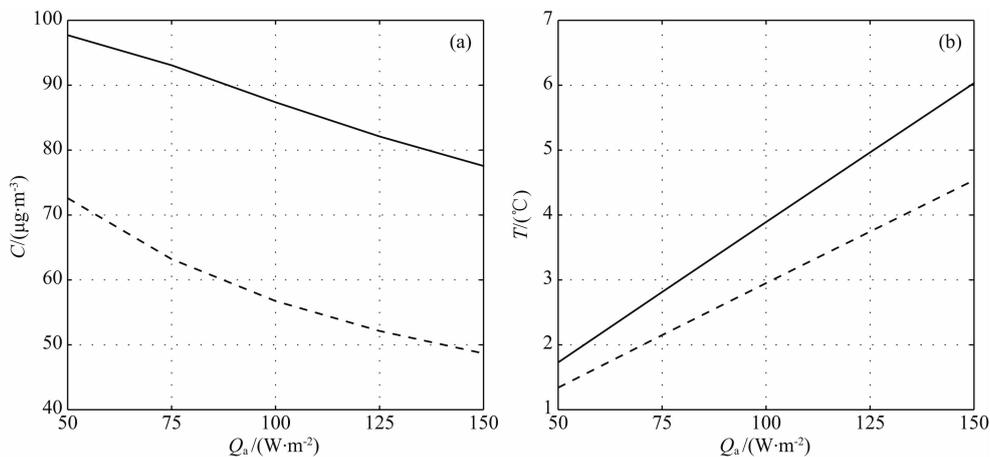


图 7 人为热  $Q_a$  与气溶胶浓度(a)及城市热岛强度(b)的关系

实线表示单个大城市, 虚线表示小城市群.

Fig. 7 The relationships among the anthropogenic heat  $Q_a$  and (a) the aerosol concentration and (b) the urban heat island intensity. The solid and dash lines represent the single big city and the city agglomeration with four small cities respectively.

再分配作用也增强,从而有助于降低中心城区的气溶胶浓度.对单个城市而言(图 7a 实线),人为热释放从  $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  增加到  $150 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,气溶胶浓度减小了  $20 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  左右,而对小城市群而言(图 7a 虚线),气溶胶浓度减小了约  $25 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ,可见小城市群有助于降低气溶胶浓度.显然城市热岛效应的强度随着人为热释放的增加而增加(图 7b),但人为热对单个大城市的加热作用要超过小城市群,且二者间的差值会随着人为热的增加而不断增大,说明小城市群会对城市热岛效应的强度起到一定的抑制作用.图 7 进一步说明城市分散对减弱城市热岛效应、降低污染物浓度的有益贡献.

综上所述,排放源的强弱决定了气溶胶浓度的高低,排放源越强气溶胶浓度越高,而沉降速度越大,气溶胶浓度则越低,人为热释放的强度直接决定了城市热岛的强度,人为热释放越大,城市热岛效应越强.另一方面,气溶胶浓度增加对城市热岛效应起到了抑制作用,气溶胶浓度增加会加大气溶胶粒子对太阳辐射的散射作用,减少到达城市冠层的太阳辐射,最终降低城市上方的空气温度.在相同的排放源强度、沉降速度和人为热释放量下,小城市群对城市热岛效应的强度均能起到一定的抑制作用,同时也有利于降低中心城区的污染物浓度.

## 4 结论

本文在能量平衡方程中引入气溶胶粒子的吸收和散射作用,并将其与三维行星边界层运动方程组相耦合,将运动场显式表达为温度的函数,根据边界强迫求解气溶胶浓度、温度及速度场分布特征,从理论上分析了不同城市分布下城市热岛效应和气溶胶浓度的相互影响,主要结论如下:

气溶胶排放源的强度和分布形式决定了空气中气溶胶浓度及其分布特征.气溶胶对城市热岛效应的作用主要体现在气溶胶粒子对太阳辐射的吸收和散射作用上.气溶胶粒子对太阳辐射的散射作用要大于其吸收作用,因此,气溶胶主要表现降温作用,随着气溶胶浓度增加,城市热岛效应会逐步减弱,直到吸收作用超过散射作用,城市热岛效应的强度又会有所增加,但是增加的幅度不大.

人为热释放直接加热了城市上方的空气,并驱动一个相应的气旋性环流,人为释放量越大,城市热岛效应也就越强,驱动的环境流强度也随之加强.城市热岛强度对气溶胶分布的影响主要体现在热岛环流

对气溶胶浓度的再分配作用上,环流加强会降低中心城区的气溶胶浓度,不过城市热岛效应对气溶胶浓度的影响有限.

在人为热释放强度固定的情况下,城市面积越大,城市热岛效应的强度也越强,而在城市总面积固定时,城市内建筑物越分散,城市热岛效应的强度也就越低.在污染物排放强度固定的情况下,城市面积越大,中心城区的气溶胶浓度也越高,污染越严重,而在城市总面积固定时,城市建设越分散,中心城区的气溶胶浓度也越低.因此对城市建设发展而言,多中心的卫星城模式更有利.

致谢 感谢两位审稿专家富有建设性的意见.

## 附录 A

考虑辐射能传输和湍流耗散后,温度方程可以写为

$$\bar{\rho} C_p \frac{dT}{dt} - \frac{dp}{dt} = \kappa_h \nabla_h^2 T + \frac{\partial}{\partial z} \left( \kappa_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \sum_j k_j (A_j + B_j - 2E_j) + k' Q, \quad (\text{A1})$$

式中  $\bar{\rho}$  为参考态空气密度,  $C_p$  为其定压比热,  $T$ 、 $p$  分别为空气的温度和压强,  $\kappa_h$ 、 $\kappa_z$  分别为水平和垂直湍流导热系数,  $\nabla_h^2$  为水平拉普拉斯算子,  $k$  为对长波辐射的吸收系数,  $k'$  为对太阳辐射的吸收系数,  $A$ 、 $B$  分别表示向下和向上的长波辐射,  $E$  为黑体辐射,下标  $j$  表示波长  $\Delta\lambda_j$  范围内.

求解(A1)式需要在整个吸收谱范围内求和,直接计算较为繁琐,参照巢纪平和陈英仪(1979),采用简化方案求解辐射能传输过程(Kuo, 1973),可得

$$\bar{\rho} C_p \frac{dT}{dt} - \frac{dp}{dt} = \kappa_h \nabla_h^2 T + (\kappa_z + \kappa_r) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \lambda^2 T + k' Q + C_0, \quad (\text{A2})$$

式中  $\kappa_r = \frac{8r\epsilon\sigma\bar{T}^3}{k_s}$  为辐射交换系数,  $\lambda^2 = 8(1-r)k_w\epsilon\sigma\bar{T}^3$  为牛顿辐射冷却系数,其中  $k_s$ 、 $k_w$  分别为强弱吸收区的吸收系数,  $r$  为强吸收区占总吸收的比例,  $\epsilon$  为灰体系数,  $\sigma$  为史蒂芬-玻耳兹曼常数,  $\bar{T}$  为参考态空气温度,  $C_0$  为一积分常数.

若令参考态空气为静止大气,即令  $T = \bar{T}(z) + T'$ ,  $Q = \bar{Q}(z) + Q'$ ,  $(u, v, w) = (u', v', w')$ , 同时忽略高阶项,可将(A2)式写为

$$\bar{\rho} C_p \frac{\bar{T}}{g} N^2 w = \kappa_h \nabla_h^2 T' + (\kappa_z + \kappa_r) \frac{\partial^2 T'}{\partial z^2} - \lambda^2 T' + k' Q', \quad (\text{A3})$$

因为

$$Q = Q_0 e^{-\int_z^{\infty} k_v dz} e^{-\int_z^{\infty} k_{sc} dz} e^{-\int_z^{\infty} k_a dz} \approx Q_0 e^{-\int_z^{\infty} k_v dz} e^{-\int_z^{\infty} k_{sc} dz} \left(1 - \int_z^{\infty} k_a dz\right), \quad (A4)$$

$Q_0$  为抵达大气上界的太阳辐射. 据此可认为辐射偏差

$$Q' = -Q_0 e^{-\int_z^{\infty} k_v dz} e^{-\int_z^{\infty} k_{sc} dz} \int_z^{\infty} k_a dz, \quad (A5)$$

将其代入方程(A3)中, 即可得到(已略去温度偏差之撇号)

$$\rho C_p \frac{\bar{T}}{g} N^2 w = \kappa_h \nabla_h^2 T + (\kappa_z + \kappa_r) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \lambda^2 T - k' Q_0 e^{-\int_z^{\infty} k_v dz} e^{-\int_z^{\infty} k_{sc} dz} \int_z^{\infty} k_a dz. \quad (A6)$$

## 附录 B

令  $U = u + vi$ , 将(3)式代入(1)、(2)两式消去  $p$ , 将(1)、(2)两式合写为

$$\frac{\partial^3 U}{\partial z^3} - \frac{f}{\mu} i \frac{\partial U}{\partial z} = \frac{g\alpha}{\mu} \left( \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} i \right), \quad (B1)$$

假定在  $z \rightarrow \infty$  时

$$\left( \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - \frac{f}{\mu} i U \right) \rightarrow 0, \quad (B2)$$

于是(B1)式可写为

$$\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - \frac{f}{\mu} i U = -\frac{g\alpha}{\mu} \int_z^{\infty} \left( \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} i \right) dz \equiv F(x, y, z), \quad (B3)$$

将其改写为

$$LU = F(x, y, z), \quad (B4)$$

式中算子  $L = \frac{\partial}{\partial z} \left[ p(z) \frac{\partial}{\partial z} \right] + q(z)$ ,  $p(z) = 1$ ,  $q(z) =$

$-\left(\frac{1+i}{h_E}\right)^2$ , 而  $h_E = \sqrt{\frac{2\mu}{f}}$  为 Ekman 标高. 边界条件

取为

$$z \rightarrow 0, \infty, \quad DU = 0, \quad (B5)$$

其中  $D = 1$  可称为边界条件算子.

方程(B4)的解为

$$U = \int_0^{\infty} G(z, \xi) F(x, y, \xi) d\xi, \quad (B6)$$

式中  $G(z, \xi)$  为 Green 函数, 根据 Green 函数的性质 (数学手册编写组, 1979), 可求得

$$G(z, \xi) = \begin{cases} -\frac{1}{2\beta} [e^{\beta(z-\xi)} - e^{-\beta(z+\xi)}], & 0 \leq z < \xi \\ -\frac{1}{2\beta} [e^{\beta(\xi-z)} - e^{-\beta(z+\xi)}], & \xi < z \leq \infty \end{cases} \quad (B7)$$

式中已令  $\beta = (1+i)/h_E$ . 为了求解(B6)式, 还需求得  $F(x, y, z)$  的表达式, 若令

$$T(x, y, z) = T_0(x, y) e^{-z/h_R}, \quad (B8)$$

$T_0(x, y)$  为城市冠层顶部的温度分布,  $h_R$  可称为温度垂直分布的特征高度. (B8)式可称为求解方程的辅助温度函数. 借助辅助函数, 可将  $F$  写为

$$F(x, y, z) = -\frac{g\alpha}{\mu} \left( \frac{\partial T_0}{\partial x} + \frac{\partial T_0}{\partial y} i \right) \int_z^{\infty} e^{-z/h_R} dz = -\frac{gh_R\alpha}{\mu} \left( \frac{\partial T_0}{\partial x} + \frac{\partial T_0}{\partial y} i \right) e^{-z/h_R}. \quad (B9)$$

为保证积分有限, 需满足  $h_R > 0$ , 即辅助函数需满足温度分布向上递减的要求. 需要指出, (B8)式只是为求解积分表达式引入的一个近似辅助函数, 并不意味着以上各式中  $T$  均按此高度分布. 将(B9)式及 Green 函数(B7)式代入解(B6)中

$$U = -\frac{1}{2\beta} \frac{gh_R\alpha}{\mu} \left( \frac{\partial T_0}{\partial x} + \frac{\partial T_0}{\partial y} i \right) \int_0^{\infty} e^{-\beta(z+\xi)} e^{-\frac{\xi}{h_R}} d\xi + \frac{1}{2\beta} \frac{gh_R\alpha}{\mu} \left( \frac{\partial T_0}{\partial x} + \frac{\partial T_0}{\partial y} i \right) \int_0^z e^{-\beta(z-\xi)} e^{-\frac{\xi}{h_R}} d\xi + \frac{1}{2\beta} \frac{gh_R\alpha}{\mu} \left( \frac{\partial T_0}{\partial x} + \frac{\partial T_0}{\partial y} i \right) \int_z^{\infty} e^{-\beta(\xi-z)} e^{-\frac{\xi}{h_R}} d\xi, \quad (B10)$$

分别计算积分项, 并分开实部和虚部即可得到

$$u = -\frac{gh_R\alpha}{\mu} \frac{1}{(1/h_R^4 + 4/h_E^4)} e^{z/h_R} \left[ A(z) \frac{\partial T_0}{\partial x} - B(z) \frac{\partial T_0}{\partial y} \right], \quad (B11)$$

$$v = -\frac{gh_R\alpha}{\mu} \frac{1}{(1/h_R^4 + 4/h_E^4)} e^{z/h_R} \left[ B(z) \frac{\partial T_0}{\partial x} + A(z) \frac{\partial T_0}{\partial y} \right], \quad (B12)$$

式中

$$A(z) = \frac{1}{h_R^2} \left[ e^{-z/h_R} - e^{-z/h_E} \cos \frac{z}{h_E} \right] - \frac{2}{h_E^2} e^{-z/h_E} \sin \frac{z}{h_E}, \quad (B13)$$

$$B(z) = \frac{2}{h_E^2} \left[ e^{-z/h_R} - e^{-z/h_E} \cos \frac{z}{h_E} \right] + \frac{1}{h_R^2} e^{-z/h_E} \sin \frac{z}{h_E}. \quad (B14)$$

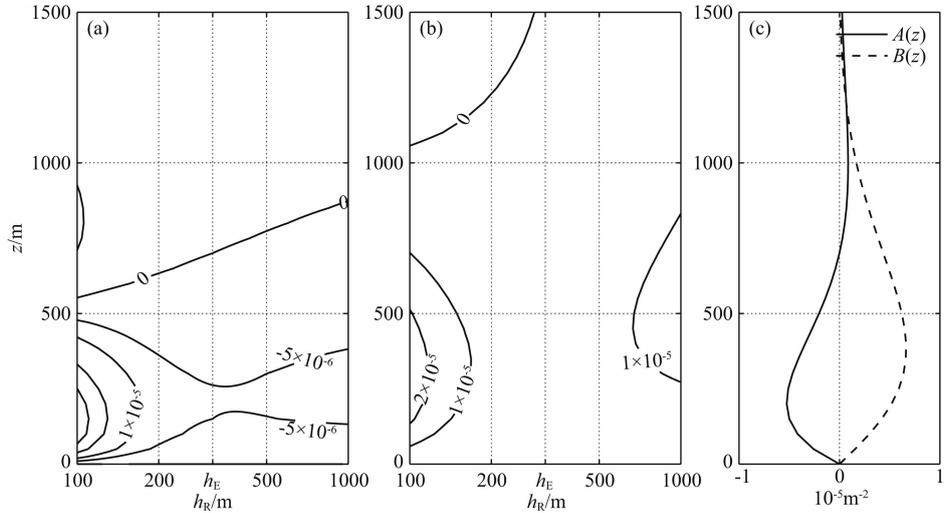
若研究范围为城市区域, 可不考虑柯氏参数  $f$  随  $y$  的变化, 在  $z = 0, w = 0$  的条件下可求得垂直速度

$$w = \frac{gh_R\alpha}{\mu} \frac{1}{(1/h_R^4 + 4/h_E^4)} \int_0^z A(z) dz \cdot \nabla_h^2 T_0. \quad (B15)$$

为了求解(B6)式的积分表达式, 引入了温度垂直分布的特征高度  $h_R$  这一参量, 其对速度垂直分布函数  $A(z)$  和  $B(z)$  的影响分别如附图(a)、(b)所示. 在垂直方向上,  $A(z)$  存在一个值等于零的高度, 在这一高度以下,  $A(z)$  均小于零, 并存在一个极小值, 而在这一高度以上,  $A(z)$  大于零, 但是其值已经较小. 随着  $h_R$  的增加, 零点高度逐步增加, 极

值的大小也有所变化,但是分布型没有实质性的改变.在垂直方向上, $B(z)$ 也存在一个值等于零的高度,该高度以下,值为正数,存在一个极大值,这一高度以上值较小,随着 $h_R$ 的增加,极值的强度发生变化,不过分布型也没有太大的改变.附图(c)给出了

$h_R = h_E$  时  $A(z)$  和  $B(z)$  的分布特征,  $A(z)$  在垂直方向上存在一个极小值,且其值小于零,而  $B(z)$  在垂直方向上存在一个极大值,其值大于零,这一分布特征基本能够反映  $h_R$  取其他值时的分布特征,因此计算中可令  $h_R = h_E$ .



附图  $A(z), B(z)$  随  $h_R$  及高度  $z$  的分布(a, b)及在  $h_R = h_E$  时的分布(c)

Appendix Fig The distributions of  $A(z), B(z)$  in  $h_R$  and  $z$  space (a, b) and in  $h_R = h_E$  situation (c)

## References

Agarwal M, Tandon A. 2010. Modeling of the urban heat island in the form of mesoscale wind and of its effect on air pollution dispersal. *Appl. Math. Model.*, 34(9): 2520-2530.

Andreae M O, Schmid O, Yang H, et al. 2008. Optical properties and chemical composition of the atmospheric aerosol in urban Guangzhou, China. *Atmos. Environ.*, 42(25): 6335-6350.

Chao J P, Chen Y Y. 1979. The effect of climate on pole ice and the surface albedo feedback in two dimensions energy balance model. *Scientia Sinica Mathematica* (in Chinese), 22(12): 1198-1207.

Chen P F, Zhang Q, Quan J N, et al. 2012. Vertical profiles of aerosol concentration in Beijing. *Research of Environmental Sciences* (in Chinese), 25(11): 1215-1221.

Chen Y Y, Ebenstein A, Greenstone M, et al. 2013. Evidence on the impact of sustained exposure to air pollution on life expectancy from China's Huai River policy. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(32): 12936-12941.

Dupont S, Otte T L, Ching J K. 2004. Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model. *Bound.-Layer Meteor.*, 113(1): 111-158.

Fang X Y, Jiang W M, Miao S G, et al. 2004. The multi-scale numerical modeling system for research on the relationship between urban planning and meteorological environment. *Adv.*

*Atmos. Sci.*, 21(1): 103-112.

Hu F, Li X, Chen H Y, et al. 1999. Turbulence characteristics in the rough urban canopy layer. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 4(3): 252-258.

Huang M Y, Wang Z F, He D Y, et al. 1996. Modeling studies on sulfur deposition and transport among different areas in China in summer and winter. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 41(11): 1013-1016.

Jiang W M, Zhou M, Xu M, et al. 2002. Study on development and application of a regional PBL numerical model. *Bound.-Layer Meteor.*, 104(3): 491-503.

Jing J S, Zhang R J, Tao J. 2011. Continuous observation of PM<sub>2.5</sub> and black carbon aerosol during summer in Beijing suburb. *Journal of the Meteorological Sciences* (in Chinese), 31(4): 510-515.

Kuo H L. 1973. On a simplified radiative-convective heat transfer equation. *Pure Appl. Geophys.*, 109(1): 1870-1876.

Kusaka H, Kimura F, Hirakuchi H, et al. 2000. The effects of land-use alteration on the sea breeze and daytime heat island in the Tokyo metropolitan area. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 78(4): 405-420.

Lemonsu A, Grimmond C S B, Masson V. 2004. Modeling the surface energy balance of the core of an old Mediterranean city: Marseille. *J. Appl. Meteor.*, 43(2): 312-327.

Luo G, Wang Z F. 2006. A Global Environmental Atmospheric Transport Model (GEATM): model description and validation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 30(3): 504-518.

- Mao J T. 1992. A statistic model on the range of acid deposition. *Acta Scientiae Circumstantiae* (in Chinese), 12(1): 28-36.
- Martilli A. 2002. Numerical study of urban impact on boundary layer structure: Sensitivity to wind speed, urban morphology, and rural soil moisture. *J. Appl. Meteor.*, 41(12): 1247-1266.
- Mathematics Handbook Team Writing Team. 1979. Mathematics handbook (in Chinese). Beijing: Higher Education Press.
- Oke T R. 1988. The urban energy balance. *Prog. Phys. Geog.*, 12(4): 471-508.
- Sang J G, Zhang Z K, Zhang B Y. 2000. Dynamical analyses on heat island circulation. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 58(3): 321-327.
- Sang J G. 1986. An analytical solution for the effects of heat island. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 44(2): 251-255.
- Shou Y X, Zhang D L. 2012. Recent advances in understanding urban heat island effects with some future prospects. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 70(3): 338-353.
- Venkatachalappa M, Khan S K, Kakamari K A G. 2003. Time dependent mathematical model of air pollution due to area source with variable wind velocity and eddy diffusivity and chemical reaction. *Proceedings of Indian National Science Academy*, 69A(6): 745-758.
- Wang Z F, Huang M Y, He D Y, et al. 1997. Studies on transport of acid substance in China and East Asia. Part I: 3-D Eulerian transport model for pollutants. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 21(3): 367-375.
- Wu D, Mao J T, Deng X J, et al. 2009. Black carbon aerosols and their radiative properties in the Pearl River Delta region. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(8): 1152-1163.
- Xu M, Jiang W M, Ji C P, et al. 2002. Numerical modeling and verification of structures of the boundary layer over Beijing Area. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 13(S1): 61-68.
- Xu Z, Li W J, Yu Y C, et al. 2011. Characteristics of aerosol optical properties at haze and non-haze weather during autumn at Jinan city. *China Environmental Science* (in Chinese), 31(4): 546-552.
- Zhao X J, Pu W W, Meng W, et al. 2013. PM<sub>2.5</sub> pollution and aerosol optical properties in fog and haze days during autumn and winter in Beijing Area. *Environmental Science* (in Chinese), 34(2): 416-423.

## 附中文参考文献

- 巢纪平, 陈英仪. 1979. 二维能量平衡模式中极冰-反照率的反馈对气候的影响. *中国科学 数学*, 22(12): 1198-1207.
- 陈鹏飞, 张蕾, 权建农等. 2012. 北京上空气溶胶浓度垂直廓线特征. *环境科学研究*, 25(11): 1215-1221.
- 胡非, 李昕, 陈红岩等. 1999. 城市冠层中湍流运动的统计特征. *气候与环境研究*, 4(3): 252-258.
- 黄美元, 王自发, 何东阳等. 1996. 我国冬夏季硫污染物沉降与跨地区输送模拟研究. *科学通报*, 41(11): 1013-1016.
- 荆俊山, 张仁健, 陶俊. 2011. 北京郊区夏季 PM<sub>2.5</sub> 和黑碳气溶胶的观测资料分析. *气象科学*, 31(4): 510-515.
- 罗淦, 王自发. 2006. 全球环境大气输送模式(GEATM)的建立及其验证. *大气科学*, 30(3): 504-518.
- 毛节泰. 1992. 广东、广西地区酸沉降统计模式的研究. *环境科学学报*, 12(1): 28-36.
- 桑建国, 张治坤, 张伯寅. 2000. 热岛环流的动力学分析. *气象学报*, 58(3): 321-327.
- 桑建国. 1986. 城市热岛效应的分析解. *气象学报*, 44(2): 251-255.
- 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.
- 数学手册编写组. 1979. 数学手册. 北京: 高等教育出版社
- 王自发, 黄美元, 何东阳等. 1997. 关于我国和东亚酸性物质的输送研究 I. 三维欧拉污染物输送实用模式. *大气科学*, 21(3): 367-375.
- 吴兑, 毛节泰, 邓雪娇等. 2009. 珠江三角洲黑碳气溶胶及其辐射特性的观测研究. *中国科学 地球科学*, 39(11): 1542-1553.
- 徐敏, 蒋维楣, 季崇萍等. 2002. 北京地区气象环境数值模拟试验. *应用气象学报*, 13(S1): 61-68.
- 徐政, 李卫军, 于阳春等. 2011. 济南秋季霾与非霾天气下气溶胶光学性质的观测. *中国环境科学*, 31(4): 546-552.
- 赵秀娟, 蒲维维, 孟伟等. 2013. 北京地区秋季雾霾天 PM<sub>2.5</sub> 污染与气溶胶光学特征分析. *环境科学*, 34(2): 416-423.

(本文编辑 何燕)