

城市大气边界层的数值研究

李 乐 泉 *

李 兴 生

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029) (国家气象局气象科学研究所, 北京, 100081)

提 要

本文利用能量闭合的二维非线性、非定常模式, 结合地面热量平衡方程, 研究了城市热岛和城市热岛环流以及其它相关的城市边界层参量的发展演变规律; 同时探讨了在城市污染源的情况下, 污染物的扩散、输送问题. 模拟结果得到了天津市城市热岛观测资料的证实.

关键词: 能量闭合; 城市热岛; 城市热岛环流.

一、引 言

由于城市特殊的热力和表面性质使得城市的各种气象要素明显不同于郊区, 从而形成特殊的城市边界层. 城市中最重要边界层问题是由于城、郊温度差引起的城市热岛和城市热岛环流, 近几十年来, 人们对城市热岛以及其它相关的城市边界层问题进行了不少研究.

Estoque 和 Bhumralkar^[1] 最早利用一个简单的二维模式模拟了一局地热源对气温和气流的扰动, 其后 Bornstein^[2] 和叶卓佳^[3] 采用较为完善的二维模式模拟了城市边界层的发展和演变规律. 尽管有不少研究者模拟了城市热岛和城市热岛环流, 但各个研究者所模拟出的城市热岛环流却不完全一致, 与实际城市热岛环流图象有些差别. 其原因首先是因为上述工作所用模式的闭合比较简单; 其次是因为上述模式均未考虑大气辐射作用, 事实上大气辐射作用对大气的层结稳定度影响很大, 而层结稳定度的强弱直接决定了城市热岛环流的大小, 这点已由 Shreffler^[4] 的观测结果证实.

本文利用能量闭合的详细考虑了大气长波辐射的模式, 结合地面热量平衡方程, 研究了夜间城市边界层的发展和演变规律.

二、模 式

在大气是不可压条件下, 并假设城市纵向尺度 L_y 远大于横向尺度 L_x , 取 x 轴与地转风同向, 则经过城市中心的垂直剖面 $x-z$ 的气象量的控制方程组为

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} + fv - c_p \theta \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - w \frac{\partial v}{\partial z} + f(u_g - u) + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_N}{\partial z}, \end{cases}$$

1989年3月10日收到, 1990年9月29日收到修改稿.

* 大气物理所研究生, 现在中国电力企业联合会环保中心工作.

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial a}{\partial t} &= -u \frac{\partial a}{\partial x} - w \frac{\partial a}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial a}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial a}{\partial z}, \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= -u \frac{\partial q}{\partial x} - w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial q}{\partial z}, \\ \frac{\partial e}{\partial t} &= -u \frac{\partial e}{\partial x} - w \frac{\partial e}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} K_e \frac{\partial e}{\partial z} + K_z \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] \\ &\quad - \frac{g}{\theta_0} K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} - C_e \frac{e^{3/2}}{l}, \\ \frac{\partial T_i}{\partial t} &= K_i \frac{\partial T_i^2}{\partial z^2}, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \\ \frac{\partial P}{\partial z} &= -g/(c_p \theta), \quad P = (p/p_0)^{R/c_p}, \quad \theta = T/P, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

模式顶取在 3 km 处，地表以下取到 1 m 深的土壤处，垂直上的各网格点对应的高度见表 1。水平范围为 100 km，其中城市 40 km，两边郊区各 30 km，城市的水平网格距为 2 km，郊区水平网格距为 3 km，时间步长取 180 s。

边界条件按如下选取：

1. 模式顶部边界条件

$$u = u_G, v = w = 0, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0, \quad e = 0, \quad \frac{\partial q}{\partial z} = 0, \quad P = 0.90, \quad a = 0.$$

2. 地面边界条件

$u = v = w = 0, \quad \frac{\partial e}{\partial z} = 0, \quad a = a_G(x)$ 有污染物地面源 ($\partial a / \partial z = 0$ 无污染物地面源), $q = q_G(x, t), \theta = T_G(x, t), a_G(x), q_G(x, t)$ 后面给出，地表温度 T_G 由地表热量平衡方程给出，由 Bhumralkar^[1] 的办法可将地面热量平衡方程写成含 $\partial T_G / \partial t$ 的形式：

$$\alpha_1 \frac{\partial T_G}{\partial t} = \epsilon_0 (F_0^{\downarrow} - \sigma T_G^4) + R - (H + H_w) - G_s,$$

其中 $\alpha_1 = \rho_s C_p \Delta z, H = -\rho_a C_p K_z \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{z=0}, H_w = -L_w \rho_a K_z \left. \frac{\partial q}{\partial z} \right|_{z=0}, G_s = \rho_s C_p \left. \frac{\partial T_s}{\partial z} \right|_{z=-\Delta z}, R$ 为人为热， H 为感热通量， H_w 为潜热通量， $F_0^{\downarrow}$ 为到达地面的大气逆辐射通量， ϵ_0 为地面土壤的比辐射率， C_p 为地面土壤的定压比热， Δz 为紧贴地面的一土壤层厚度， G_s 为土壤第一层处的土壤热通量，其它各量均代表它们通常的气象意义。

3. 土壤下边界条件

$$T_s \Big|_{z=-d} = T_d(x).$$

4. 上游入流边界条件

上游入流边界条件由一维水平均匀的方程组决定：

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} = f v + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} = f (u_G - u) + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_N}{\partial z}, \\ \frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial e}{\partial z} \right) + K_z \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta_0} K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} - C_e \frac{e^{3/2}}{l}, \\ \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial q}{\partial z}, \\ \frac{\partial a}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial a}{\partial z}, \\ w = 0. \end{array} \right. \quad (2)$$

该组方程决定了入流城市的背景风场的大小.

5. 下游出流边界条件

下游出流边界条件采用辐射边条件^[8]:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -C \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (\phi \text{ 为 } u, v, \theta, e, q \text{ 等变量}).$$

采用辐射边条件的优点是它可以消除向外传播的脉动干扰波反射回模式的区域.

初始风场 (u, v, w) 和 e 场采用动力初始化结果, 初始大气位温场取 $\theta(x, z, 0) = 280\text{K}$, 初始土壤层的温度按 $T_s(z, 0) = 280t(-T_d + 280)z$ 计算, 初始水汽场和污染物场分别如下给出:

$$q(x, z, 0) = q_G(x, 0) - [q_G(x, 0) - 1.5] \times z / 3000,$$
$$a(x, z, 0) = a_G(x) \exp(-\beta z),$$

其中 $\beta = -\ln^{0.01}/2900$, 也就是说污染物初始浓度从地面向上以 e 指数形式减少, 到2900 m处减到地面的1%, 从2900 m到模式顶, 污染物浓度再线性减小, 在模式顶处污染物浓度减为零, $q_G(x, 0)$ 就是初始的 $q_G(x, t)$.

四、模拟结果及分析

模拟所需的各种参数见表2. 地转风 $u_G = 5.0 \text{ m/s}$, 由此地转风和方程组(2)可给出入流城市的背景风场. 我们用城市粗糙度 $z_0 = 1 \text{ m}$ 、郊区 $z_0 = 0.2 \text{ m}$ 来模拟城市近地层层中地面建筑物对风廓线的机械动力作用, 模式中的城市部分仍作为平面处理(即 $z = 0$ 处为地面); 用城市地面定压比热 $C_{pu} = 879 \text{ J kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$, 郊区 $C_{ps} = 1550 \text{ J kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 来模拟城、郊地面热力特性的差别. 由于城市表面大都由水泥混凝土构成, 而郊区表面基本由含水分较大的粘土组成, 所以郊区比热大于城市比热, 因此在获得同样热量的情况下, 城市升高的温度大于郊区升高的温度; 此外, 我们还以城市人为热 $R = 100 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 郊区 $R = 10 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 来模拟城市中由于人为热源所释放的热量. 表2的各模拟参数的选取均代表我国北方城市强污染的典型情况. 模拟从傍晚18点开始, 到第二天凌晨06点.

表2 模拟所需的各种参数

参 数	数 值	区 域	城 市	郊 区	单 位
地面密度 ρ_s			2.3×10^3	2.0×10^3	kg/m^3
地面定压比热 C_{pr}			879	1550	$\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
地面土壤导热系数 K_s			2.3×10^{-6}	0.51×10^{-6}	$\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$
地面水汽分布 $q_G(x, t)$			$4.20 - \frac{0.2}{12} \cdot t$	$4.50 - \frac{0.5}{12} \cdot t$	$t(\text{小时}) \text{ g/m}^3$
土壤下界温度 $T_d(x)$			278	276	K
人为热R			100	10	$\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
粗糙度 z_0			1.0	0.2	m
地面比辐射率 ϵ_0			0.96	0.96	
地面污染源	情形1		600	0.0	$\mu\text{g/m}^3$
	情形2		600	100	$\mu\text{g/m}^3$
地转风 u_G			5.0	5.0	m/s

在假设全模拟场位温均为 280K 的中性情况下, 求解 u, v, w, e 方程, 得到它们的定常解, 此定常解将作为模式正式运算的 u, v, w 和 e 的初始值, 这个过程就是所谓的动力初始化过程。事实上, 动力初始化结果代表了由于城郊粗糙度不同对流过城市气流的调整结果。图 1 是初始化的 u' 场分布图, u' 为任意网格点上的 x 方向水平风速 u 减去其上游边界同高度的 u 值, 也就是说 u' 是扣除背景风速场的完全由粗糙度作用产生的风场, 可以看到城市粗糙度的作用使得城市上空的水平风速 u 减小, 最大减小区发生在城市下风处 10 m 高度左右, 在风速减小区之上有一个很小的风速增大区。初始化的垂直速度场 W 中, 在城市中心上风处是上升运动, 在城市下风处是下降运动, 结合 u 场和 w 场可见, 城市粗糙度对经过城市的气流起阻碍作用, 迫使通过城市的气流抬升、减速。此外, 城市粗糙度可使城市湍流能量增强, 这是因为粗糙度能够加强机械湍流的产生。

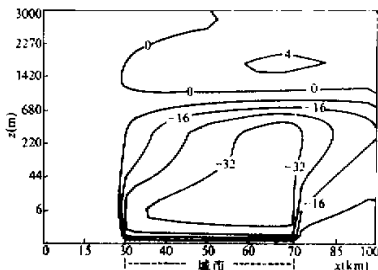
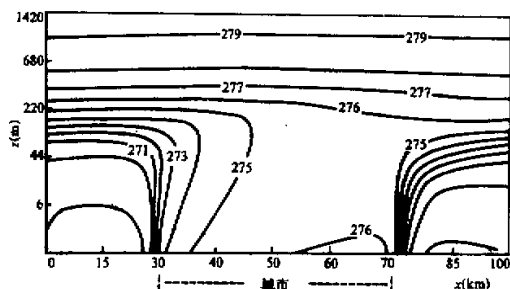
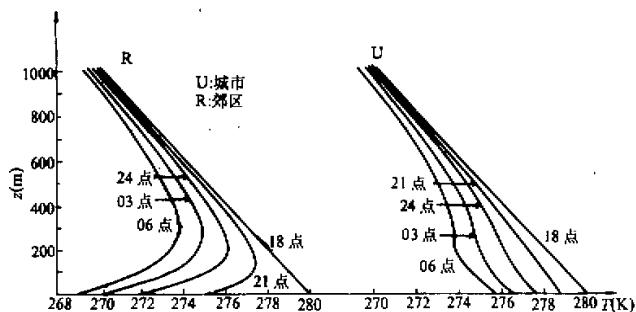
图 1 动力初始化的 u' 分布图

图 2 是模拟第二天 06 点的位温 θ 分布图。在 220 m 左右以下, 城市位温大于郊区位温。位温等值线在郊区很密集, 而在城市较为疏散, 说明在郊区有较强的稳定层结, 且城市下游郊区层结比上游郊区层结更加稳定, 而在城市上空 65—100 m 以下为弱不稳定层区, 其上仍为稳定层结。城市低空的弱不稳定层结被观测所证实^[9], 造成这种现

图 2 模拟第二天 06 时的位温 θ 分布图图 3 上游郊区 (15 km) 和城市中心 (50 km) 的温度 T 廓线的时间演变图

象的原因是：城市上游的冷平流流入城市上空，造成城市低空的位温小于地面位温，从而形成弱不稳定区，而城市的暖平流流入下游郊区，使下游郊区更加稳定。

图 3 显示了城郊温度廓线的时间演变图。可以看到初始时城郊大气温度都以 $0.98\text{ K}/100\text{ m}$ (中性层结) 的斜率向上递减。由于夜间晴空辐射作用，地面大气开始冷却，由图可见郊区的辐射冷却率远大于城市的辐射冷却率。随着时间的推移，在郊区出现了贴地逆温层，且逆温层越来越高，强度越来越大；而在城市低层，温度递减率越来越大，即该层的层结向不稳定发展，在这层之上的温度递减率越来越小，到 06 时在 220 m 到 300 m 之间出现了一个逆温层，这与天津观测结果^[10]相吻合。

由地面各种能量通量在城郊的分布可知，地面向大气的长波辐射通量和到达地面的大气逆辐射通量比感热通量、潜热通量及土壤热通量大 1 到 2 个量级，由此进一步分析 $\partial\theta/\partial t$ 方程中各项量级，发现净辐射散度项 $(1/\rho c_p)\partial F_N/\partial z$ 至少与扩散项 $(\partial/\partial t K_v)(\partial\theta/\partial t)$ 同量级或更大，这说明忽略大气辐射是有较大缺陷的。

图 4 是第二天 06 点的 $\Delta\theta$ 分布图。 $\Delta\theta$ 为模拟区域内任一网格点上的位温减去同高度上游边界处的位温，称 $\Delta\theta$ 为城市热岛强度。由图 4 可见，城市热岛中心在城市下风处 (66 km) 的地面，随着高度的增加，热岛中心轴向下风方向倾斜，这是平流作用的结果。热岛强度 $\Delta\theta$ 随高度的增加迅速减小，在热岛之上，城市气温反而小于郊区，这种现象叫做“交叉效应”，Duckworth 和 Sandberg^[11] 在美国旧金山市区和其近郊观测时，就发现这种交叉效应。此效应的形成原因是由于城市上部的辐合上升运动造成的。城市热力边界层高度达 220 m 左右，这与文献 [12] 在大城市观测的结果一致。

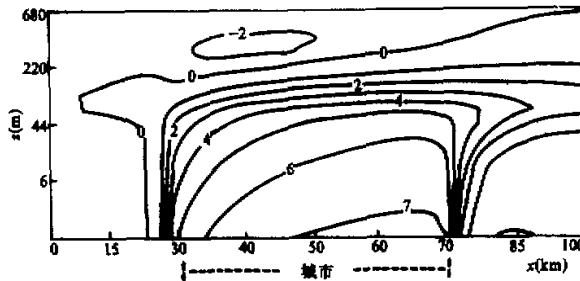


图 4 模拟第二天 06 时的热岛强度 $\Delta\theta$ 的分布图

城市最大热岛强度始终出现在地面附近，其数值在开始几个小时内增加很快，到后来发展缓慢，到早晨 06 时，最大热岛强度达最大 (见表 3)，这与周明煜^[13] 等在北京地区观测到的热岛强度随时间变化的规律是一致的。最大热岛强度为 7.28 K ，比较大，主要原因是因为模拟参数人为热 R 的取值在城市与郊区相差比较大，此值与叶卓佳^[3] 模拟的最大热岛强度 7.4 K 相当，Bronstein^[14] 曾在纽约市测得的热岛强度最大值为 11 K 。

表 3 最大热岛强度随时间变化情况

模拟时间	18	20	22	24	02	04	06
最大热岛强度	0.0	2.96	4.88	5.66	6.30	6.81	7.28

由城市热岛产生的环流叫城市热岛环流，观测表明当大尺度背景风速过大时，不会

出现明显的流向城市中心的辐合气流, 因为城市热岛环流是个弱的中尺度环流, 它很容易被大尺度背景气流所掩盖. 定义变量 $u'(x, z) = u(x, z) - u(0, z)$, $u(0, z)$ 是上游郊区边界的入流气流, 它基本上代表了大尺度的背景气流 (由方程组 (2) 与 5 m/s 的地转风决定), 所以 u' (也叫城郊风速差) 能表示由城市热岛效应诱导出的热岛环流, 确切地说 u' 代表了城市热岛环流的水平气流. 有一点值得注意, 实际上 u' 包括了因城市粗糙度对水平气流 u 的作用.

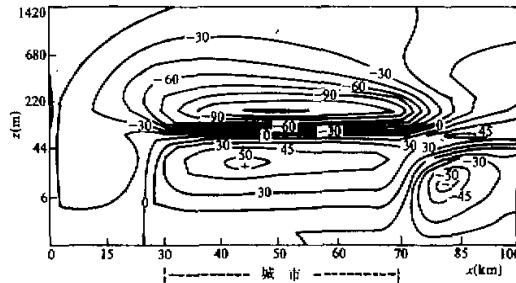


图 5 模拟第二天 06 时的 u' 分布图

图 5 是 06 点的 u' 分布图, 可以看出此图所示的 u' 场与根据许多大城市观测资料概括出的夜间静风时城市热岛环流的典型图象相似, 只是本例模拟出的环流向顺风方向偏移, 这是因为在我们的模拟中, 背景风不等于零, 背景风的平流作用是造成热岛环流向顺风方向偏移的原因. 我们来分析一下模拟出的 u' 场 (也叫城郊风速差场), 即热岛环流的水平气流. 图中城市低空的正区和下游郊区的负区分别表示从上游郊区和下游郊区流向城市的气流, 这两支气流在城市下风边缘相遇辐合. 在城市水平气流的辐合范围是区域 $40 \text{ km} \leq x \leq 80 \text{ km}$, 根据质量守恒原理, 故在 $0 \leq x \leq 40 \text{ km}$ 和 $80 \text{ km} < x \leq 100 \text{ km}$ 的郊区是水平气流的辐散区域; 在上空的一负一正区则是由于下部气流引起的补偿回流. 此模拟结果与天津观测^[15] 到的一个月的平均 05 点的城郊风速差 u' 的空间变化情况大体吻合. 图 5 中城市底部 u' 的正区范围为 0—65 m 左右, u' 的最大值为 54 cm/s, 在 28 m 高度上, 观测结果中城市底部的 u' 正区范围为 0—50 m 左右, u' 的最大值为 40 cm/s. 图 5 中城市上部 u' 的负值区的范围较大, 从 65—1600 m 左右, u' 最大值为 -120 cm/s, 出现在 150 m 高度处, 观测结果中城市上部 u' 负值区也较大, 从 50—1600 m 左右, 最大值为 -210 cm/s, 出现在 150 m 处, 可见模拟和观测结果大体一致. 下面我们再说明为什么在城市上空的 u' 负值区的数值大, 范围厚, 其原因可以追溯到前面谈到过的, u' 不仅包括由城市热岛效应的作用, 而且还包括有城市粗糙度的作用 (见图 1), 在城市上部区域内, 粗糙度和热岛对 u 的作用相同, 都使 u' 为负值, 故该区的 u' 值为两部分叠加, 所以造成城市上部区域的 u' 值较大, 从前面我们知道在天津观测到的 u' 负值区最大值达 -210 cm/s, 比我们模拟中的 -120 cm/s 大, 这是因为天津市城市粗糙度远比我们模拟中取的 1 m 的城市粗糙度大. 此外, 由图 1 可见, 粗糙度作用下的 u' 负值区可达 1200 m 左右, 所以造成城市上部区域 u' 的负值区范围比较大. 与城市上部相反的下部区域内, 粗糙度使 u' 为负值, 城市热岛使 u' 为正值, 故在该区域内 u' 是两者相减, 由此可以推断, 如果城、郊粗糙度相差太大, 那么热岛环

流根本不出现.

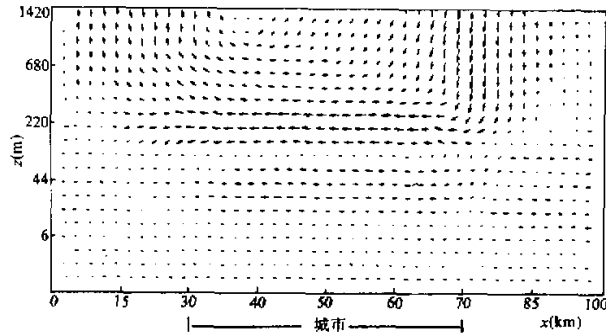


图6 模拟第二天06时的热岛环流风矢量分布图

与水平气流 u' 相应的垂直速度场 w 显示, 在城市区域 $40 \text{ km} \leq x \leq 80 \text{ km}$ 内, 是上升运动, 与该区的水平气流的辐合相对应; 在 $0 \leq x < 40 \text{ km}$ 和 $80 \text{ km} < x \leq 100 \text{ km}$ 的郊区是下沉运动, 也与这些区域的辐散运动相对应.

结合 u' 场和 w 场, 我们可以得到完整的热岛环流的图象 (见图6), 气流从上游郊区 and 下游郊区吹向市区, 在城市中心下风边缘处辐合上升, 上升到 100 m 左右后与上层下沉辐散气流相遇, 再辐散下沉到郊区, 引起郊区 ($0 \leq x < 40 \text{ km}$ 和 $80 \text{ km} < x \leq 100 \text{ km}$) 辐散. 从图6, 我们还可以看到辐合上升气流只有 100 m 高, 并且最大辐合处在靠近地面仅 28 m 左右, 所以城市热岛环流是浅薄的弱中尺度环流. 此外, 城市上层的辐散反向气流比较大, 且还比较厚, 这与天津观测^[15]到的一次热岛环流一致, 在这次观测到的热岛环流中, 到 1200 m 高度仍有辐散气流, 关于这点我们在前面已做了解释, 这主要是因为城市粗糙度的作用, 城市粗糙度的作用相当于一座山, 强的反向气流相当于爬山后的反向回流.

模拟第二天06时的湍能分布表明, 城市大气的湍流能量远大于郊区, 这一方面是因为城市粗糙度大于郊区, 从而使城市的机械湍流更容易得到发展; 另一方面是因为城市低空是个弱不稳定层, 而郊区则是个强稳定层, 所以在城区的湍流容易得到发展, 而在郊区湍流发展遭到抑制. 湍流能量最大值在城市上风处 (36 km) 的 17 m 高度上, 这是因为此处首先受到上游郊区流入的冷平流的影响, 故此处层结最不稳定, 且又在城市内. 郊区湍流能量的最大值在离地面 3.2 m 左右高度处. 上游郊区 $x = 15 \text{ km}$ 处 3.2 m 高度上的湍流能量与城市中心 $x = 50 \text{ km}$ 处 17 m 高度上的湍流能量随时间变化情况列于表4. 郊区层结经过18点到21点3小时演变从中性变到较强的稳定层结, 湍流能量由 $0.19 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 变到最小值 $0.06 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 再经过2小时演变, 湍流能量增至 $0.08 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 然后在以后的7小时内湍流能量基本保持不变. 在23点之前, 城市中心弱不稳定层还没有发展到 17 m , 所以在23点之前的5个小时内, 城市中心 17 m 处的湍流能量从 $0.31 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 减少到23点的 $0.19 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 其在以后的7小时内慢慢增加, 到第二天06时, 该处湍流能量已增至 $0.32 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

垂直湍流交换系数分布与湍能分布的轮廓相似. 图7是模拟第二天06时城市中心

表 4 上游郊区 ($x = 15 \text{ km}$) 3.2 m 高度上和城市中心 ($x = 50 \text{ km}$) 17 m 高度上各小时的湍流能量值

变量 \ 时间 数值		高度上各小时的湍流能量													
		18 点	19 点	20 点	21 点	22 点	23 点	24 点	01 点	02 点	03 点	04 点	05 点	06 点	
湍流 能量	郊区 (15 km) 3.2 m 高度处	0.19	0.14	0.08	0.06	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	
	城市 (50 km) 17 m 高度处	0.31	0.26	0.22	0.20	0.19	0.19	0.21	0.22	0.24	0.26	0.28	0.30	0.32	

(50 km) 和上游郊区 (15 km) 的垂直湍流交换系数 K_z 廓线, 可看出城市垂直湍流交换系数大于郊区, 郊区垂直湍流交换主要在 90 m 以下的区域内, 而城市垂直湍流交换的高度则大得多; 城市垂直湍流交换系数最大值在 70 m 左右高度上, 而郊区垂直湍流交换系数最大值在 30 m 左右。水平湍流交换系数 K_x 在城郊交界处数值很大, 最大值为 $271.8 \text{ m}^2/\text{s}$, 而在城市较小, 最大值为 $14.5 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

污染物在大气中的输送分布情况是由大气风、温场控制的, 城市特殊的风、温场结构决定了污染物在城市中的扩散、输送规律不同于平原地区, 本节着重研究污染物在城市中的扩散、输送规律。

我们模拟了如表 2 表示的二种污染源情况下污染物在城市中的扩散、输送过程, 这两种污染源状况代表了我国北方城市强污染的典型情况。

图 7 是在城市地面污染源为 $600 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 、郊区无污染源的情形中 06 点的污染物分布图, 可见污染物集中分布在城市和下风郊区, 污染物浓度的最大值出现在城市下风边缘处, 这是因为城市热岛环流在此处辐合, 故容易造成污染物在城市下风边缘处聚积。因为污染源在城市, 郊区无污染源, 所以上游郊区几乎无污染物, 当然还有少量污染物

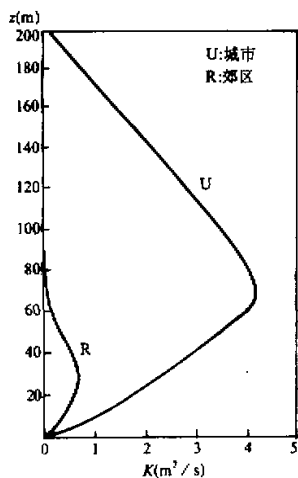


图 7 模拟第二天 06 时上游郊区 (15 km) 和城市中心 (50 km) 的垂直湍流交换系数廓线

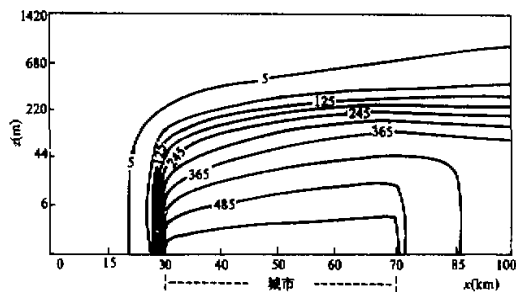


图 8 在城市地面污染源为 $600 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 、郊区无污染源的情形 1 中 06 点的污染物分布图

可以扩散到上游郊区的有限区域。由于平流作用和上部稳定层结的作用造成在后几小时内污染物被限制在 1000 m 以下。在城市地面污染源为 $600 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ，郊区地面污染源为 $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 的情形 2 中污染物分布与情形 1 大致类似，只是在上游郊区有污染物分布。

五、结 论

我们采用非线性、非定常的能量闭合模式，研究了城市热岛、城市热岛环流及其它边界层参量的发展和演变规律，污染物在城市中的扩散与输送等二方面的问题。现将所得的主要结论归纳如下：

(1) 城市粗糙度对经过城市上空的气流起阻碍作用，迫使气流抬升，减速；城市粗糙度还可以加强机械湍流的产生。

(2) 由于城、郊地面的动力和热力特性不同，在城市上形成城市热岛，热岛中心轴向下同方向倾斜，且有所谓的“交叉效应”出现。

(3) 在郊区存在贴地逆温层，此贴地逆温层的强度和厚度均随时间增长而增加，大气呈稳定状态；在城市低空有一弱不稳定层，发展到最后八小时，在此弱不稳定层之上的 220—300 m 之间出现一空中逆温层。

(4) 城市热岛环流是弱的浅薄的中尺度环流，模拟出的城市热岛环流的图象是：在下层气流从郊区向城市辐合，气流在城市下风处辐合上升，到上层后再辐散下沉到郊区，与观测结果相符。

(5) 城市粗糙度和热岛的作用使得城市的湍流能量和垂直湍流交换系数大于郊区。

(6) 污染物主要集中分布在城市和下风郊区，污染物浓度的最大值出现在城市下风边缘处。

参 考 文 献

- [1] Estoque, M. A. and Bhumralkar, C. M., 1969, Flow over a localized heat source, *Monthly Weather Review*, **97**, 850—859.
- [2] Bornstein, R. D., 1975, The two-dimensional URBMET urban boundary layer model, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1459—1475.
- [3] 叶卓佳, 关虹, 1986, 夜间城市边界层发展的数值研究, *大气科学*, **10**, 80—88.
- [4] Shreffler, J. H., 1978, Detection of centripetal heat island circulations from tower data in St. Louis, *Boundary Layer Meteorology*, **15**, 229—242.
- [5] Rowe, D. and Liou, K. N., 1978, Influence of cirrus clouds on the infrared cooling rate in the troposphere and lower stratosphere, *J. Appl. Meteor.*, **17**, 92—105.
- [6] Garratt, J. R. and Brost, R. A., 1981, Radiative cooling effects within and above the nocturnal Boundary Layer, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2730—2746.
- [7] Bhumralkar, C. M., 1975, Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1246—1258.
- [8] Miller, M. J. and Thorpe, A. J., 1981, Radiation conditions for the lateral boundaries of limited area numerical models, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **107**, 615—628.
- [9] Clarke, J. F. and McElroy, 1970, Experimental studies of the nocturnal urban boundary layer, *World Meteorol. Org. Teh. Note*, **108**, 108—112.
- [10] 孙荣敏, 1985, 天津市边界层内逆温结构的研究, 天津市气象科学研究所, 8—30.

- [11] Duckworth, F. S. and Sandberg, J. S., 1954, The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients, *Bulletin of American Meteorological Society*, 35, 198 — 207.
- [12] Oke, T. R., Review of urban climatology 1968 — 1973, World Meteorol. Org. Note, No. 134, 98 — 124.
- [13] 周明煜, 曲绍厚, 李玉英, 宋锡铭, 1980, 北京地区热岛环流特征, 环境科学, No. 5, 12 — 17.
- [14] Bornstein, R. D., 1968, Observation of the urban heat island effect in New York city, *J. Appl. Meteorol.*, 7, 575 — 582.
- [15] 陈英, 王长友, 1985, 天津市风场的研究, 天津市气象科学研究, 1 — 20.

The Numerical Study of Urban Atmospheric Boundary Layer

Li Lequan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029)

Li Xingsheng

(Academy of Meteorological Science, Beijing, 100081)

Abstract

Combining with the surface heat balance equation, a nonlinear and nonsteady two-dimensional numerical model, which is closed by energy method, is used to study the evolution of urban heat island and circulation as well as other parameters related to urban boundary layer. The transportation and dispersion of pollutant is also discussed in the case of urban pollutant area source. The simulation results are verified by the observation data on urban heat island in Tianjin.

Key Words: Energy closure, Urban heat island, Urban heat island circulation