

复杂地形上稳定边界层二维流场的数值模拟*

孙学金** 曹文俊 李子华

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

建立了一个二维局地尺度数值模式,对水平扩散采用了水平平滑处理方法,提出了一种在地形追随坐标系中具有较高计算精度的差分近似方法,此方法兼具了地形追随坐标系和直角坐标系的优点,特别适用于地形特征尺度较小和垂直分层要求较细的情况。数值试验表明:该模式具有模拟局地尺度环流的能力,且计算机内存和 CPU 时间都较节省,算法稳定。利用所建立的模式对经过重庆市中区的某一实际地形下的流场进行了数值模拟。

关键词: 局地环流, 有限差分方案, 地形追随坐标系。

1 引 言

复杂地形上稳定边界层流场与该地区局地空气污染状况和天气现象的发生发展有着密切的关系。钱敏伟等^[1]的研究表明,长江两岸的地形和长江水面对雾的形成和发展影响较大,而地形对雾的影响是间接地通过风场起作用的。雷孝恩等^[2]发现局地风场的日变化对滇池地区的局地污染物浓度日变化起着重要作用。因此,为了研究复杂地形上雾的形成和发展以及对复杂地形地区的空气质量进行评价,人们已越来越重视复杂地形上稳定边界层流场的研究。目前对于地形引起的中- α 和中- β 尺度的环流系统的研究已比较充分^[3],而对于地形引起的中- γ 尺度(局地尺度)的环流系统的研究还较少。

当在数值模式中考虑地形问题时,常常采用地形追随坐标系(TFCS)。这种坐标系在大尺度和中尺度数值模式中常被广泛使用。但是正如 Mahrer^[4]所指出的,当两个垂直格点之间的距离小于 TFCS 中两相邻水平格点的高度差时,模式变量的水平导数的差分近似计算会出现较大的误差。在数值模式中要处理陡峭地形,采用较细的垂直格距时,上述情况经常会出现。为了研究稳定层结下地形引起的中- γ 尺度的环流系统,必须处理陡峭地形,采用较细的垂直格距。因此,如果采用一般的差分近似方法进行数值计算,必定会出现计算不稳定。这也是稳定层结下中- γ 尺度环流系统研究得不够充分的原因之一。尽管如此,仍有一些作者对此类系统进行了研究。如桑建国^[5]采用 Chapeau 函数的隐式格式对山区夜间边界层进行了数值模拟;黄荣辉等^[6]采用全隐式的差分方案建立了一个描述河陆风变化的数值模式。由于这些模式中采用了隐式差分,数值计算较为复杂,并且时间步

* 1992 年 10 月 4 日收到原稿,1993 年 9 月 10 日收到修改稿。

** 现在在空军气象学院工作。

长仍不能取得太大,如文献[5]中积分开始时时间步长取为 2s,积分 2000s 后也只取为 6s;在文献[6]中时间步长也只取为 10s。桑建国^[7]曾试图采用较简单的迎风差分格式求解复杂地形上的流场,但时间步长只取为 5s。由此可见,为了数值模拟复杂地形上的中-γ 尺度的流场,人们常常是通过减小时间步长,耗用计算机 CPU 时间达到计算稳定的,并没有从根本上解决引起计算不稳定的原因。本文在提出了一种较高计算精度的差分近似方法基础上,建立了一个二维局地尺度数值模式,并对三种理想地形上的流场进行了数值模拟,证明模式具有模拟局地尺度环流的能力。最后利用所建立的模式对重庆市冬季夜间稳定层结下的流场进行了数值模拟。

2 数值模式

2.1 基本方程组

模式所用的基本方程组包括两个水平动量方程、连续方程、位温方程和静力平衡方程。基本方程组如下:

$$\frac{du}{dt} = fv - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) + Fil(u) \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) + Fil(v) \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + Fil(\theta) \quad (4)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta} \quad (5)$$

其中 Exner 函数 $\pi = c_p (P/P_{00})^{(R/c_p)}$, c_p 是定压比热, R 是气体常数, P 是气压, P_{00} 是参考气压,取 $P_{00} = 1000 \text{ hPa}$ 。

u, v, w 分别是 x, y, z 方向的速度, θ 是位温。 $Fil(u), Fil(v), Fil(\theta)$ 分别是 u, v, θ 的平滑算子。 K_m, K_h 分别是动量, 热量垂直湍流交换系数。 f, g 分别是柯氏参数和重力加速度。

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

模式中采用了静力平衡假设。 Pielke^[8]研究表明,利用静力关系来描述夜间稳定边界层具有足够的精度。

2.2 扩散处理

2.2.1 水平扩散

模式中采用水平平滑代替常用的显式水平扩散的计算。因为加入水平扩散的目的是消除短波对计算稳定性的影响,采用平滑同样可以滤去短波。 Mahrer 等^[9]在二维模式中使用水平平滑和显式水平扩散两种方法进行了计算比较,结果表明用水平平滑在模拟 4h 后就得到稳定解,而用显式水平扩散在模拟 8h 后才得到同样的稳定解。

模式中采用的水平平滑为三点平滑,若 φ_i 表示第 i 格点的 φ , 平滑后的值,则

$$\bar{\varphi}_i = \alpha(\varphi_{i+1} + \varphi_{i-1})/2 + (1 - \alpha)\varphi_i \quad (6)$$

当 $\alpha=0.5$ 时, 波长为两倍格距的短波可完全被滤去。

2.2.2 垂直扩散

为简单起见, 假设垂直湍流交换系数不随时间变化, 仅是高度的函数, 并且还假设动量垂直湍流交换系数和热量垂直湍流交换系数相等。根据 O'Brien^[10],

$$\begin{aligned} \text{当 } z > H \text{ 时, } \quad K_m = K_h = K_H \\ \text{当 } H \geq z \geq h_0 \text{ 时, } \quad K_m = K_h = K_H + [(H - z)/(H - h_0)]^2 \times \{K_{h_0} - K_H + \\ (z - h_0) \times \left[\frac{\partial K}{\partial z} \right]_{h_0} + (K_{h_0} - K_H)/(H - h_0)\} \end{aligned} \quad (7)$$

$$\text{当 } z < h_0 \text{ 时, } \quad K_m = K_h = zK_{h_0}/h_0$$

其中 H 为稳定边界层的高度, 取 $H=200\text{m}$, h_0 为近地层顶的高度, 取 $h_0=0.04H$, K_{h_0} 和 K_H 分别为近地层顶和边界层顶处的垂直湍流交换系数。

2.3 边界条件、初始条件

2.3.1 侧边界条件

在模式的侧边界上, 取变量的梯度为零, 即

$$\frac{\partial}{\partial x}(u, v, w, \theta, \pi) = 0 \quad (8)$$

2.3.2 上、下边界条件

在上边界即模式顶处取

$$u = v = w = 0, \quad \theta = \text{常数}, \quad \pi = \text{常数} \quad (9)$$

在下边界即地表面处取

$$u = v = w = 0 \quad (10)$$

位温在下边界的取值根据不同下垫面性质而定。对于水面取

$$\theta_s = \theta_0 \quad (11)$$

θ_0 为恒定值。对于山地取

$$\theta_s = \theta_0 + \frac{\partial \theta}{\partial z} \times h_0 - A \times \sin \frac{\pi t}{T} \quad (12)$$

其中 h_s 为地形相对高度, A 为位温日变化振幅, 取 $A=5\text{K}$, t 为从模拟初始时刻(即当地时间 20:00 时)算起的时间, 单位为 h, T 为位温日变化周期, 取 $T=12\text{h}$ 。上式相当于模拟夜间辐射降温的情况。对于城市取

$$\theta_s = \theta_0 + A_1 \times t/11 \quad (0 \leq t \leq 11) \quad (13)$$

其中 A_1 为城乡地面温差最大值, 取 $A_1=3\text{K}$, 此式相当于模拟夜间城市热岛加热效应

2.3.3 初始条件

在初始时刻假设大气是静止的, 同时假设位温水水平均匀分布, 且为稳定层结, 并取 $\partial \theta / \partial z = 0.003\text{K/m}$ 。Exner 函数的初始分布由静力方程积分求得, 亦为水平均匀。

2.4 数值算法

2.4.1 坐标系

当在气象数值模式中需要考虑地形问题时, 使用 TFCS 是非常有效的方法。通常

TFCS 是通过下述关系式进行定义的：

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad z^* = S \frac{Z - Z_G}{S - Z_G} \quad (14)$$

其中 x^*, y^* 是 TFCS 中的水平坐标, z^* 是垂直坐标, S 是参考高度(取为模式顶高), Z_G 为地形高度。在一般的数值模式中, 当采用了 TFCS 后, 模式基本方程组需通过一定的转换关系式进行变形^[9], 变形后的方程组形式复杂, 进行差分近似时也就显得复杂。若采用笛卡尔坐标系来处理地形问题, 此时方程组和差分近似虽然简单, 但是在边界附近的处理相当复杂^[11]。文献[12]中详细讨论了 Mahrer^[4]所指出的使用 TFCS 的数值模式产生计算误差的原因, 并提出了一种改进的差分近似方法。在这种方法中, 同时采用了 TFCS 和局地直角坐标系(LCCS)。模式变量定义在 TFCS 不规则网格上, 水平导数的差分近似是在 LCCS 中通过垂直内插进行计算的。由于方程求解不是在 (x, z^*) 坐标系中, 而是在 (x, z) 坐标系中的不规则网格上, 因此方程组不需进行变形, 图 1 表示了两种坐标系的分布, 其中虚线为 TFCS, 带箭头的线段为 TFCS 中(2,3)点的 LCCS。

模式中对变量还采用了交错网格分布, 如图 2 所示。垂直方向为不等间距, 共 21 层, 模式顶高取为 700m。水平方向格点数为 41, 水平格距取为 250m。

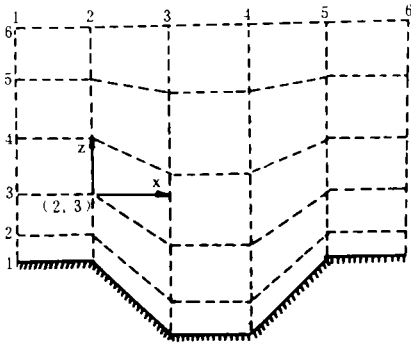


图 1 地形追随坐标系(TFCS)和坐标(2,3)点处的局地直角坐标系(LCCS)示意图

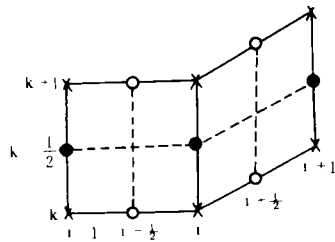


图 2 变量分布示意图
(\times : u, v, π, K_h ; \circ : w ; \bullet : θ, K_m)

2.4.2 差分方法

在一般的利用 TFCS 处理地形问题的数值模式中, 任一变量 F 的水平偏导数为:

$$\frac{\partial F}{\partial x} \Big|_z = \frac{\partial F}{\partial x} \Big|_{z^*} + \frac{\partial z^*}{\partial x} \times \frac{\partial F}{\partial z^*} \quad (15)$$

若取前向差分, 则有:

$$\frac{\partial F}{\partial x} \Big|_z = \frac{F(i+1, k) - F(i, k)}{\Delta x} + \frac{\partial z^*}{\partial x} \Big|_{(i, k)} \times \frac{F(i+1, k) - F(i+1, k-1)}{\Delta z^*} \quad (16)$$

其中

$$\frac{\partial z^*}{\partial x} \Big|_{(i, k)} = \frac{z^*(k) - S}{S - Z_G(i)} \times \frac{Z_G(i+1) - Z_G(i)}{\Delta x}$$

这种差分格式当地形比较陡峭以及垂直格距较细时, 所产生的计算误差较大。本文为了减小计算误差, 采用了如下形式的差分近似。对 TFCS 中的 (i, k) 点的任一变量 F , 其前向差

分为(如图 3 所示):

$$\left. \frac{\partial F}{\partial x} \right|_z = \frac{F_0 - F(i, k)}{\Delta x} \quad (17)$$

其中

$$F_0 = F(i+1, M) - (z(i+1, M) - z(i, k)) \times \frac{F(i+1, M) - F(i+1, M-1)}{z(i+1, M) - z(i+1, M-1)}$$

且 M 满足 $z(i+1, M-1) < z(i, k) \leq z(i+1, M)$

对 $z(i, k) \leq z(i+1, 1)$ 的情况(如图 4 所示), 此时

$$\left. \frac{\partial F}{\partial x} \right|_z = \frac{F_e - F(i, k)}{Dis} \quad (18)$$

其中 F_e 为变量 F 边界值, Dis 为 (i, k) 点到边界的水平距离。式(17)和(18)为模式中所采用的改进型前向差分近似, 它是采用 TFCS 和 LCCS 相结合的方法进行计算的。可以推导出, 当 $M=k$ 时式(16)和式(17)等同, 而当地形比较陡峭或垂直格距比较细时 M 与 k 不会相同, M 大于还是小于 k , 这与地形的坡向有关。同样可以给出后向差分、中央差分的改进型算式。

本文对平流项采用改进型迎风差分方法, 对气压梯度项采用改进型的中央差分方法, 对垂直扩散项采用 DuFort-Frankel 差分方法, 具体差分算式和差分方程组参见文献[12]。

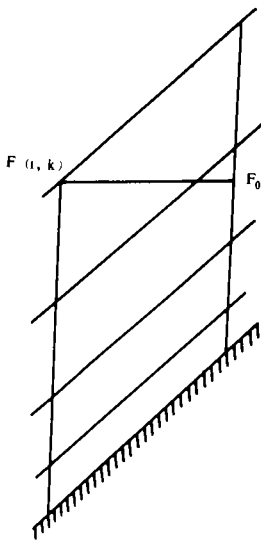


图 3 式(17)计算示意图
(F_0 由垂直内插取)

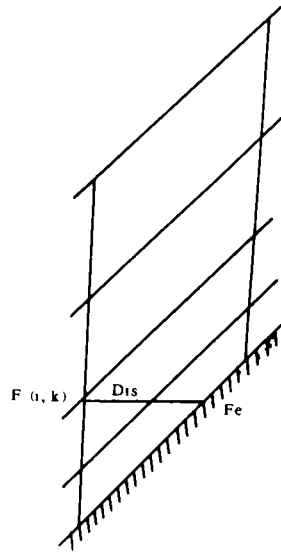


图 4 式(18)计算示意图
(F_e 为边界上的值, Dis 为 (i, k) 点到边界的水平距离)

2.4.3 计算处理

为了保证模式计算稳定, 在求解基本方程组时, 首先求解运动方程, 而后求解连续方程、热力学方程, 最后利用静力方程求得气压。在每一个变量求出后就用于求解下一个变量。连续方程是由下向上积分的, 而静力方程则是由上向下积分的。

由于对水平扩散没有采用显式水平扩散的处理方法,而是用水平平滑代替的,因此在 u, v, θ 变量求出后,需利用上文中提到的平滑算子进行水平平滑处理。在平滑过程中为了保证平滑的变量在同一水平面上,必须先对变量进行垂直内插处理。

3 数值试验结果

3.1 不同差分近似精度比较

为了比较一般的差分近似(如文中式(16)所示)和改进型差分近似(如文中式(17)和(18)所示),本文在一理想地形和理想的温压场情况下,分别计算了两种差分近似求取气压梯度力($-\theta\partial\pi/\partial x$)的误差。理想地形为一宽河谷,水平方向 2.25km 至 7.25km 之间为水面,水面两侧为斜坡,坡宽均为 1.25km,其中坡度可调(参见图 5)。为了验证不同坡度地形下的计算误差,取了两种坡度 10° 和 30° 。模式区域内位温场水平均匀,垂直递减率为 0.003K/m , π 由静力方程求得,亦为水平均匀。在此理想情况下,气压梯度力应处处为零。表 1 和表 2 分别表示坡度为 10° 和 30° 时在水平坐标 2.25km 处(计算误差最大处)的各高度(z^*)上的计算误差。由表 1 和表 2 可以看出,改进型的差分近似的计算误差都很小,接近于零,而一般的差分近似的计算误差都很大。例如在 10m 高处,坡度为 10° 时达 1.7,坡度为 30° 时高达 5.6。比较表 1 和表 2 还可以看出,坡度越大,一般的差分近似的计算误差越大,而改进型的差分近似的计算误差仍较小。各种差分近似的计算误差在模式顶部均为零。

表 1 不同差分方法计算的气压梯度力($\alpha=10^\circ$)

高度(m)	10	60	100	200	400
中央差分	1.7254	1.6821	1.6474	1.5606	1.3872
改进中央差分	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005
前向差分	1.7258	1.6824	1.6477	1.5610	1.3875
改进前向差分	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011

表 2 不同差分方法计算的气压梯度力($\alpha=30^\circ$)

高度(m)	10	60	100	200	400
中央差分	5.6296	5.4882	5.3750	5.0921	4.5263
改进中央差分	0.0001	0.0007	0.0007	0.0000	0.0005
前向差分	5.6537	5.5116	5.3978	5.1136	5.5451
改进前向差分	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0013

3.2 理想地形试验

为了检验模式设计的正确性和模式对局地尺度地形的数值模拟能力,设计了三种理想地形,对三种地形条件下的局地流场进行了数值模拟。科氏参数 $f=7.27\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$, 时间步长 $\Delta t=15\text{s}$ 。

3.2.1 宽河谷地形

地形特征及有关参数如前文所述,坡度为 10° 。此试验可模拟湖陆风。图 5a 和 5b 分别为模拟 6h 后的位温场和风场。此时在低层 245m 以下气流向水面中央辐合,在水面中

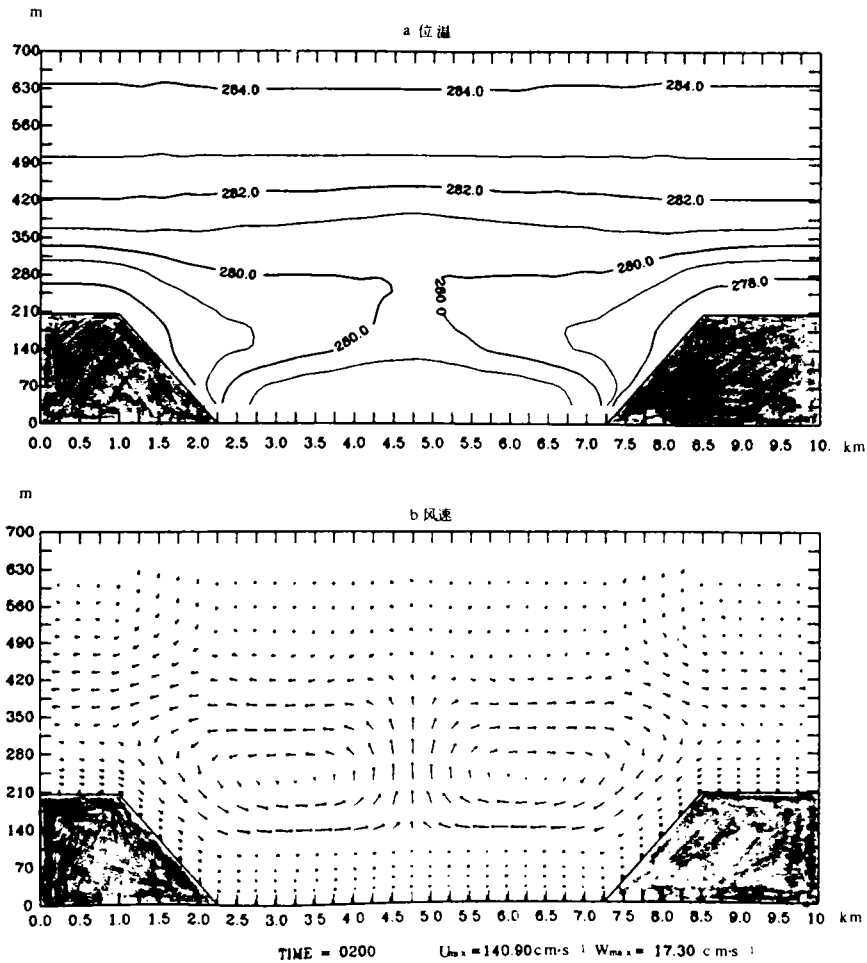


图5 a. 宽河谷地形模拟6h后的位温场和b. 风场

央辐合上升, 然后由高层从水面中央流向两侧斜坡上空, 在两侧斜坡上沿坡面下降, 形成两支完整的湖陆风环流。最大水平辐合速度为 $140.9 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 最大垂直速度为 $17.3 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

在夜间陆地由于长波辐射冷却, 而水面温度基本不变, 这样水面附近的空气温度比陆地附近的要高, 使得低层的气压梯度力从陆地指向水面, 空气在气压梯度力的推动下由陆地流向水面, 形成陆风, 从而在水面中央出现辐合上升区。同时, 由于坡面的辐射冷却作用, 靠近坡面的空气温度低于同一高度的相邻空气的温度(如图5a所示), 这样靠近坡面的空气密度大于同一高度上的相邻空气密度, 在重力和气压梯度力的共同作用下, 靠近坡面的空气将从坡顶滑向坡底, 形成下坡风, 宽河谷两侧的下坡风也使空气向水面中央辐合。由此可见, 图5b中在水面中央的辐合上升气流是由下坡风和陆风共同作用的。辐合气流上升后, 因层结稳定, 从而在245m高度以上流向两侧坡面上空, 形成了湖陆风闭合环流。

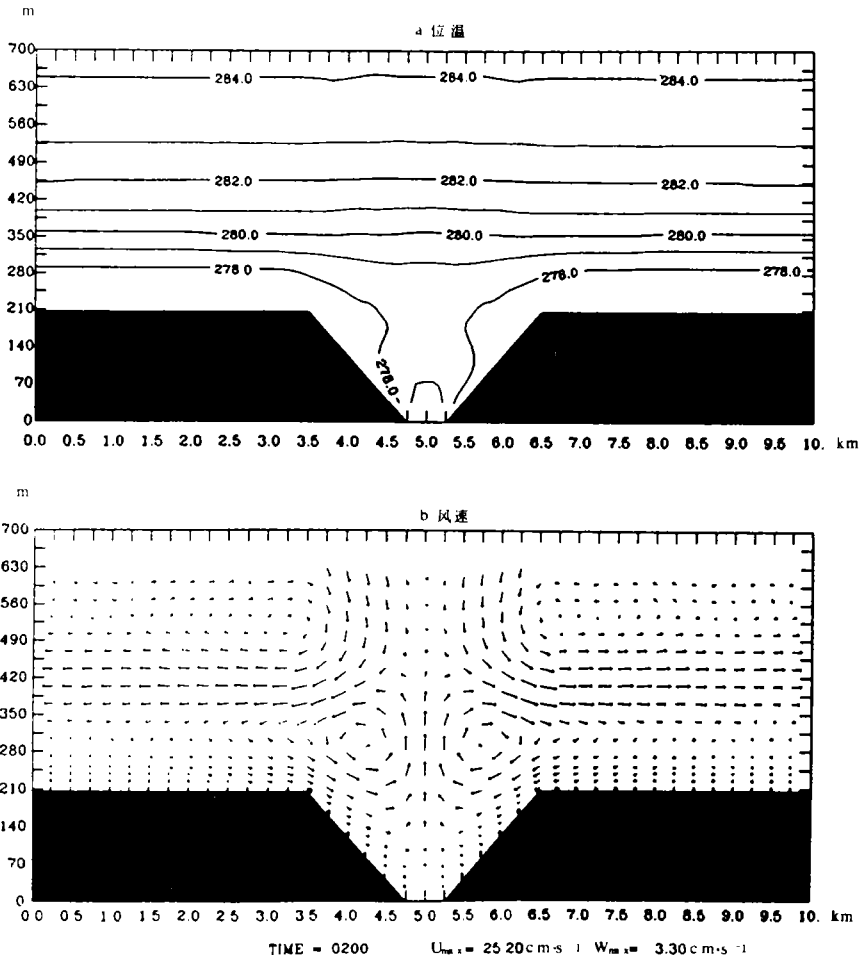


图 6 a. 窄河谷地形模拟 6h 后的位温场和 b. 风场

3.2.2 窄河谷地形

地形特征与宽河谷类似，只是此时河面宽度较窄(参见图 6)，水平方向 4.75km 至 5.25km 之间为水面，宽仅为 0.5km，其它条件与宽河谷相同。图 6a 和 6b 分别为模拟 6h 后的位温场和风场。此时环流形式与图 5b 相似，但可以看到图 6b 中的环流要比图 5b 中的环流弱。最大水平辐合速度为 $25.2\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ，最大垂直速度为 $3.3\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ，环流中心度高在 300m，环流范围明显小得多。这种情况是由于河谷较窄引起的。在两侧坡面上的下坡气流在谷底辐合，由于为稳定层结，阻碍了河谷上空的气流上升，使空气在谷底堆积，而在宽河谷中这种堆积作用不明显；堆积的空气是沿坡面下滑的冷空气，从而减弱了同一高度上河陆之间的空气温度差(比较图 5a 和图 6a)，致使窄河谷时的下坡气流小于宽河谷时的下坡气流，水平辐合气流也就相应减小。

3.2.3 孤岛地形

如图 7 所示，在水平方向 3.5km 至 6.5km 之间为一孤岛，两侧坡面的坡度为 10° ，底

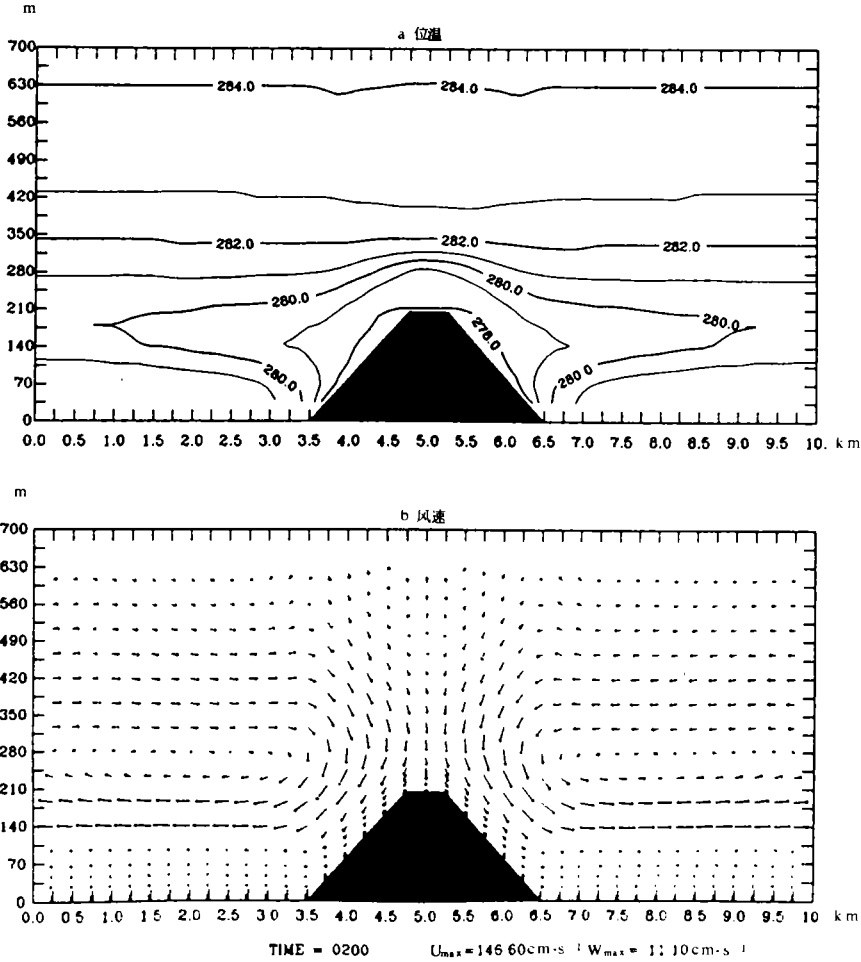


图7 a. 孤岛地形模拟6h后的位温场和b. 风场

宽3.0km,高220.4m,孤岛两侧为水面。图7a和图7b分别为模拟6h后的位温场和风场。如图7b所示,在岛的两侧坡面上为沿坡面向下的气流,一直流向水面,然后流向两侧,而在此气流之上空气由水面上空流向孤岛,在孤岛上空下降。值得指出的是,尽管图7与图6中的坡度一样,但是图7b中的下坡气流要比图6b中的大得多,最大水平速度为 $146.6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$,最大垂直速度为 $11.1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这一方面是因为此时在两侧山坡上的下滑气流不会出现因辐合而使冷空气堆积在坡底的现象;另一方面,由图6a和图7a比较得,图7a的水平温度梯度大于图6a的水平温度梯度,故孤岛时的陆风也就较大。

3.3 实际地形数值试验

本文选取了经过重庆市中区的一个地形剖面作为实际地形进行了数值试验。在此剖面内(参见图8),地形变化复杂,有长江、嘉陵江,还有重庆市,下垫面性质不均匀。本文在假设有关参数(如前文所取)的情况下,模拟了在地形、城市和水面的共同作用下重庆市冬季无背景风时的夜间稳定层结下的风场结构。图8a和图8b分别为模拟6h后的位温场和风

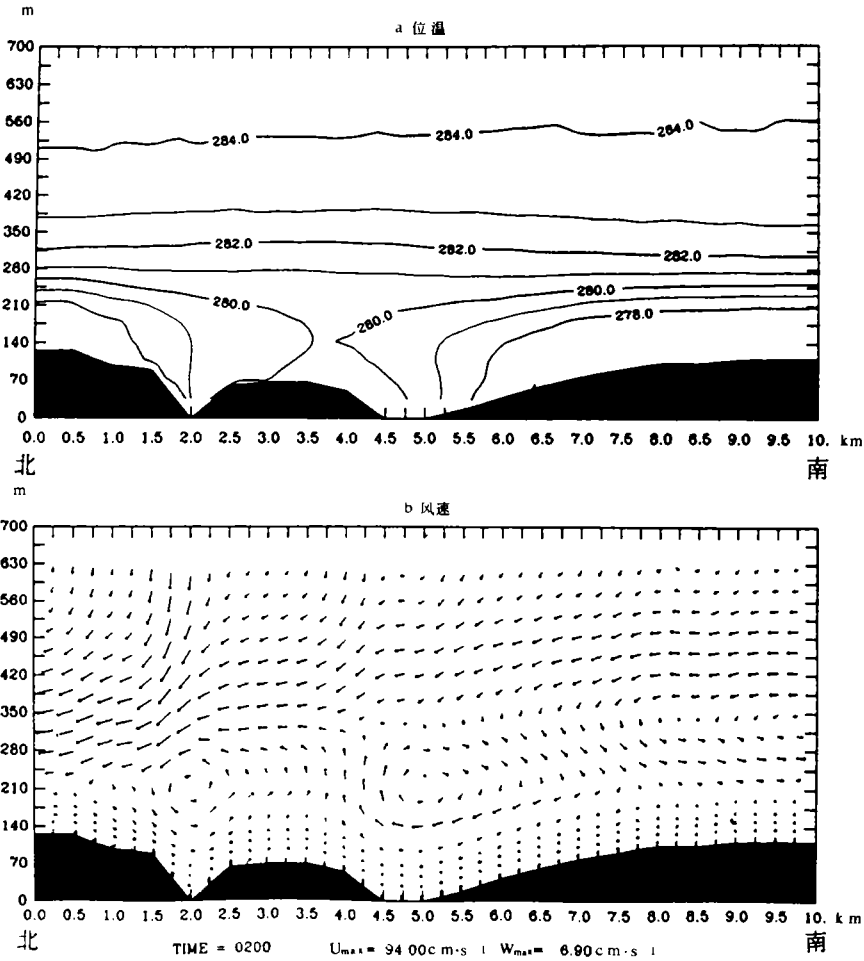


图 8 a. 实际地形模拟 6h 后的位温场和 b. 风场

(2.0km 处为嘉陵江, 2.0 至 4.5km 之间为重庆市区, 4.5 至 5.0km 之间为长江)

场。如图 8b 所示, 此时长江南坡及嘉陵江北坡均出现了沿坡面下滑的气流, 但在长江北坡及嘉陵江南坡却出现的是沿坡面的上升气流, 并在城市上空辐合上升, 上升气流达 300m 高, 此辐合区一直延伸至长江上空, 在长江上空亦存在较大的上升气流, 最大上升速度为 $6.9\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在长江南坡上空为一顺时针环流, 而在嘉陵江与重庆市北侧为一逆时针环流, 最大水平辐合速度为 $94.0\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。如图 8a 所示, 由于城市热岛效应, 在重庆市上空 300m 以下温度比四周高, 从而导致了城市上空的空气上升, 而两侧的山坡由于辐射降温, 温度低于邻近同一水平高度上的空气的温度, 从而形成了下坡风, 两侧斜坡上的下坡风向城市辐合, 加大了城市上空的上升气流。

4 结 论

本文建立的二维局地尺度数值模式, 提出了一种较高计算精度的差分近似方法, 此方

法特别适用于地形特征尺度较小和垂直分层要求较细的情况。三种理想地形下流场的数值模拟表明:模式具有模拟局地尺度环流的能力,且计算机内存和CPU时间都较节省,计算结果稳定。

利用所建立的模式对经过重庆市中区的某一实际地形下的流场进行了数值模拟,结果表明重庆市冬季夜间在无背景风的情况下,模拟区域的流场主要由两个环流所决定:一个是长江南坡上空的顺时针环流,另一个是嘉陵江与重庆市北侧上空的逆时针环流,整个城市上空均为上升气流。

参考文献

- [1] 钱敏伟,雷孝恩. 长江上空辐射雾的数值研究. 大气科学,1990,14(4):483—489.
- [2] 雷孝恩,吕云波,钱敏伟. 三维平流扩散方程模式预测滇池地区氟化物污染. 环境科学学报,1987,7(2):191—198.
- [3] Pielke R A. Mesoscale meteorological modeling. Academic Press, 1984.
- [4] Mahrer Y. An improved numerical approximation of the horizontal gradients in a Terrain-Following Coordinate System. Mon Wea Rev, 1984, 112: 918—922.
- [5] 桑建国. 山区夜间边界层的数值模拟. 气象学报,1985,43(4):458—467.
- [6] 黄荣辉,严邦良. 一个描述河陆风变化的数值模式及其数值实验. 大气科学,1989,13(1):11—21.
- [7] 桑建国. 复杂地形上湍流扩散的数值模拟. 气象学报,1988,46(4):219—226.
- [8] Pielke R A. The adequacy of the hydrostatic assumption in sea breeze modeling over terrain. J Atmos Sci, 1983, 40: 1472—1490.
- [9] Mahrer Y and Pielke R A. A numerical study of the air flow over mountains using the two-dimensional version of the university of Virginia mesoscale model. J Atmos Sci, 1975, 32: 2144—2155.
- [10] O'Brien J J. A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. J Atmos Sci, 1970, 27: 1213—1215.
- [11] Moore G E, Daly C and Mei-Kao Liu. Modeling of mountain-valley wind fields in the Southern San Joaquin valley, California. J Cli & Appl Meteor, 1987, 26: 1230—1242.
- [12] 孙学金. 非均一地形边界层风场的二维局地尺度数值模式模拟. 南京气象学院硕士论文,1991.

A TWO-DIMENSIONAL NUMERICAL MODEL ADOPTED TO SIMULATE LOCAL-SCALE CIRCULATIONS OVER INHOMOGENOUS TERRAIN UNDER STABLE CONDITIONS

Sun Xuejin Cao Wenjun Li Zihua

(*Meteorological Institute of Nanjing, Nanjing, 210044*)

Abstract

A two-dimensional numerical model was developed to simulate local-scale circulations over inhomogenous terrain under stable conditions. A horizontal smoother was used in lieu of explicit horizontal diffusions. An improved finite difference scheme for approximating horizontal derivatives in a terrain-following coordinate system was introduced. With this methodology, the error in calculation of the horizontal advection could be greatly reduced, especially in situations where the terrain is steep and the vertical grid space is small.

By using this model, some experiments have been carried out under ideal conditions. The results show that the model has the capacity of simulating local-scale circulations.

The model is also used to simulate the local-scale circulations induced by mountain, city island and water surface in Chongqing. The results are in good agreement with observations.

Key words: Local-scale circulation. Finite difference scheme. Terrain-following coordinate system.