

复杂地形局地环流的数值模拟研究

韩志伟 张美根 雷孝恩

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘要 采用一个三维中尺度动力学诊断模式, 对重庆地区气象场进行了实例模拟, 研究了复杂地形和不同下垫面型对流场的动力和热力作用, 揭示了中尺度局地环流(山谷风、河陆风)的基本特征和变化规律, 模拟结果与实测资料有好的一致性, 表明该模式能够成功地模拟复杂地形局地环流。

关键词 局地环流 山谷风 动力学诊断模式 动力张弛

1 引言

一个正确而合理的动力学模式是大气质量模式的基础。特别是对于复杂地形和下垫面地区, 地形的动力作用会使流场发生形变, 产生气流的辐合与辐散, 增强气流的切变, 地形或下垫面的加热不均会引起某些局地环流, 如山谷风、河陆风、海陆风和城市热岛环流等。这些作用都会影响气流的轨迹和大气湍流强度, 从而影响污染物的输送和扩散过程。因此, 建立一个能正确反映复杂地形条件下流场和温度场的中尺度模式是十分必要的。

大气质量模式所需的流场, 通常可通过两种方法获得: 一是利用现场观测的有关资料获得风场, 称为客观分析方法或诊断方法; 二是用数值方法求解具有特定边界条件的大气运动方程组, 称为动力学初始化方法或预报方法。

诊断方法是根据实际观测资料, 先进行客观内插, 再经过质量守恒调整得到的, 这种方法得到的风场比较符合实际风场, 而且计算量小, 模式比较简单, 但需要的观测资料较多, 所得结果对观测资料的依赖性较大, 对物理约束的考虑粗略。预报方法或数值方法考虑流动的各种物理约束和边界条件影响, 其物理模型合理, 模拟结果能够比较客观地反映实际大气情况, 可以弥补野外观测的不足, 减少人力和物力的消耗, 并可进行各种可控试验和定量预测, 但该方法模式比较复杂, 所需的计算时间长, 但随着计算机速度和容量的高速发展, 预报型数值模式越来越显示出其优越性。

本文将以诊断结果作为数值模式的初始场, 并在一定程度上用观测值进行动力推动或张弛, 这样可使模拟结果既满足严格的数理方程, 又与实测值尽量吻合。

目前, 国内外中尺度模式发展很快, 有的已得到广泛的应用, 如宾州大学和NCAR共同研制的MM4^[1](基于流体静力平衡的中尺度模拟系统)和在MM4基础上发展的非流体静力中尺度模式MM5^[2]、Pielke的中尺度气象模拟系统RAMS^[3]和英国气象局的UKMO^[4]模式等; 国内, 程麟生^[5]、黄荣辉^[6]、蒋维楣^[7]等在这方面做了许多

工作。

本文根据观测资料拟合出地表温度日变化规律, 以此作为下边界条件, 能够很好地代表实际情况, 并且使模式简化, 节省计算时间; 基本方程中用偏差量代替平均量, 能够更好地反应下垫面的强迫作用, 使模拟的流场更加细致; 此外还采用了动力张弛技术。

2 模式介绍

本节介绍准静力中尺度动力学模式。通常在下述条件下, 大气运动可假定是准静力平衡的^[8]: (1) 对流活动较弱, 垂直速度较小; (2) 地形坡度较小 (如 $< 45^\circ$); (3) 地形的特征尺度不小于几公里。合乎上述条件的大气运动可采用准静力模式。在这类模式中, 气压场是根据大气准静力关系, 由温度场计算得到。

重庆地区地形主要以山地和丘陵为主, 约占整个区域的 89.6%, 但地形比较平缓, 从图 1 中可见, 山地坡度最大不超过 30° , 加上重庆特定的气象条件 (小风频率高, 对流较弱等), 因此在重庆地区采用准静力动力学模式是合理的。

影响气象要素时空变化的因子有 3 个: 大的天气系统 (台风, 西南和东北季风, 副热带高压, 冷锋过程等) 影响, 热力作用 (海陆风、山谷风) 及大风中性情况的动力作用 (高山引起的上升和下沉运动及其绕流)。

本文介绍的中尺度动力学模式包括考虑地形影响的地形追随坐标系, 地表和水温的日变化, 求解流体力学和热力学方程组, 采用动力张弛技术等。用此模式可很好地反映天气系统、下垫面的动力和热力作用对气象要素的共同影响, 模拟出山谷风等局地环流的基本特征。

2.1 方程组及数值计算方案^[9]

2.1.1 基本方程组

模式采用如下地形追随坐标系:

$$z^* = \frac{z - z_g}{D}, \quad D = \frac{z_t - z_g}{z_t}, \quad (1)$$

动力学方程、静力平衡方程、连续方程和热力学方程分别为

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} (Du^2) - \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} (Duv) - \frac{\partial}{\partial z^*} (uw^*) - \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + g \frac{\theta'}{\Theta} \left(1 - \frac{z^*}{z_t} \right) \frac{\partial z_g}{\partial x} \\ & + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} \left(DK_s \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} \left(DK_s \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_v \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) \frac{1}{D^2} + fv, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} (Duv) - \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} (Dv^2) - \frac{\partial}{\partial z^*} (vw^*) - \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + g \frac{\theta'}{\Theta} \left(1 - \frac{z^*}{z_t} \right) \frac{\partial z_g}{\partial y} \\ & + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} \left(DK_s \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} \left(DK_s \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_v \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) \frac{1}{D^2} + fu, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = g \frac{\theta'}{\Theta^2} D, \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(Du) + \frac{\partial}{\partial y}(Dv) + \frac{\partial}{\partial z^*}(Dw^*) = 0, \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta'}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x}(Du\theta') - \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y}(Dv\theta') - \frac{\partial}{\partial z^*}(w^*\theta') - DS w^* \\ & - \left(u \frac{z_g}{\partial x} + v \frac{z_g}{\partial y}\right) S \left(1 - \frac{z^*}{z_t}\right) + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} \left(DK_g \frac{\partial \theta'}{\partial x}\right) + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} \left(DK_g \frac{\partial \theta'}{\partial y}\right) \\ & + \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_v \frac{\partial \theta'}{\partial z^*}\right) \frac{1}{D^2}, \end{aligned} \quad (6)$$

其中, $\pi = c_a(\pi/\pi_0)^{R/c_a}$, $\theta = T(p_0/p)^{R/c_a}$ 。方程中的常量和变量的含义说明如下: π 、 θ 分别为参考态的 Exner 函数和位温; π' 、 θ' 分别为相对于参考态的偏差; p_0 、 p 为地面气压和气压; z_t 为模式顶高度; z_g 为地形高度; c_a 、 R 为干空气定压比热和干空气气体常数; S 为初始位温递减率 ($d\theta/dz$); f 为科里奥利参数; K_g 、 K_v 水平和垂直扩散系数; u 、 v 为水平风场的分量; w^* 为 z^* 坐标系中的垂直速度。

2.1.2 数值计算方案

数值差分格式采用交错网格。这种交错网格的优越性是能利用一阶差分格式达到二阶的精度。其中平流项采用施主格式(Donor scheme)。

$\partial u / \partial t = -u \partial u / \partial x$ 写为

$$u_{i,j,k}^{n+1} = u_{i,j,k}^n - \frac{Dt}{Dx} u_{i,j,k}^n (u_{i,j,k}^n - u_{i-1,j,k}^n), \quad u_{i,j,k}^n > 0 \quad (7)$$

$$u_{i,j,k}^{n+1} = u_{i,j,k}^n - \frac{Dt}{Dx} u_{i,j,k}^n (u_{i+1,j,k}^n - u_{i,j,k}^n), \quad u_{i,j,k}^n < 0 \quad (8)$$

$\partial u / \partial t = -v \partial u / \partial x$ 写为

$$u_{i,j,k}^{n+1} = u_{i,j,k}^n - \frac{Dt}{Dy} \bar{v}_{i,j,k}^n (u_{i,j,k}^n - u_{i-1,j,k}^n), \quad \bar{v}_{i,j,k}^n > 0 \quad (9)$$

$$u_{i,j,k}^{n+1} = u_{i,j,k}^n - \frac{Dt}{Dy} \bar{v}_{i,j,k}^n (u_{i+1,j,k}^n - u_{i,j,k}^n), \quad \bar{v}_{i,j,k}^n < 0 \quad (10)$$

其中, $\bar{v}_{i,j,k}^n = (\bar{v}_{i-1,j,k}^n + \bar{v}_{i-1,j+1,k}^n + \bar{v}_{i,j,k}^n + \bar{v}_{i,j+1,k}^n) / 4$ 。

在垂直方向上, 垂直速度定义在全 z^* 面上, 其它变量定义在半 z^* 面上。半 z^* 面上的变量代表了整层的平均。表 1 给出了垂直分层定义。

表 1 模式的垂直 z^* ($\times 10$ m) 分层 k

k	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
整层	0	0.4	1.6	3.4	6.6	8.4	11.6	28.4	31.6	68.4	71.6	108	192	208	292
半层	/	0.2	1.0	2.5	5.0	7.5	10	20	30	50	70	90	150	200	250

模式的时间差分采用前差格式。为了避免计算过程中带来的解的分离, 对模式变量作频率滤波。

$$\tilde{\alpha}' = (1 - \nu)\alpha' + \frac{1}{2}\nu(\alpha'^{t+1} + \tilde{\alpha}'^{t+1}), \quad (11)$$

其中, α 是滤波后的变量, 模式中系数 ν 取为 0.1。

2.1.3 边界及初始条件

初始条件: 将观测值客观内插, 经过诊断分析后, 作为风场的初值; 温度场用实测值经客观内插获得, 对各个网格点的温度作 24 小时平均, 用积分开始时刻的温度内插值减去 24 小时平均温度, 其偏差作为温度场的初值。

模式侧边界条件: 在模式的西侧边界 ($x=0$), 如果 $u>0$, 则为流入边界, 变量保持其值不变; 如果 $u<0$, 则为流出边界, 变量取与其邻近内点上的值。在模式的东侧边界 ($x=x_{\max}$), 如果 $u>0$, 则为流出边界, 变量取其邻近内点上的值; 如果 $u<0$, 则为流入边界, 变量保持其值不变。同理, 在模式的南侧边界 ($y=0$), 如果 $v>0$, 则为流入边界, 否则为流出边界; 在模式的北侧边界 ($y=y_{\max}$), 如果 $v>0$, 则为流出边界, 否则为流入边界。

模式顶部边界的处理: 为了避免扰动在模式顶部的反射, 模式设最高 5 层为吸收层, 从第 $N-4$ 层开始向上逐步消减扰动量。

$$\bar{\alpha}_{i,j,k} = \alpha_{i,j,k} - \gamma(\alpha_{i,j,k} - \alpha_{i,j,N}), \quad k = N-4, \dots, N, \quad (12)$$

其中, $\gamma=0, 0.25, 0.5, 0.75, 1.0$ 。

下边界 ($k=1$) 取随时间变化的内插值。如水平速度方向分量的下边界为

$$u_{i,j,1}^{n+\Delta t} = \hat{u}_{i,j,1}^T + \frac{n\Delta t}{DT} (\hat{u}_{i,j,k}^{T+\Delta T} + \hat{u}_{i,j,k}^T), \quad (13)$$

温度的下边界条件为

$$\theta_{i,j,1}^{n+\Delta t} = \theta_{G_{i,j}}^T + \frac{n\Delta t}{\Delta T} (\theta_{G_{i,j}}^{T+\Delta T} - \theta_{G_{i,j}}^T) - \bar{\theta}_{G_{i,j}}^T, \quad (14)$$

其中, $n=0, 1, 2, \dots$; $T \leq t + n\Delta t < T + \Delta T$; Δt 是时间积分步长; ΔT 是内插值时间间隔; $\hat{u}_{i,j,k}^T$ 是内插得到的网格点资料; θ_G 是地表位温; $\bar{\theta}_G$ 是地表位温 24 小时的时间平均。模式中 $\Delta T=1 \text{ h}$ 。

2.1.4 动力张弛方案^[10~12]

为了使模式计算得到的三维风场更加准确, 模式采用了动力张弛方法 (nudging), 即模式里的气象变量在积分期间用观测值推动 (或逼近)。动力张弛过程采用以下关系来实现:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = A + G_u(u_{\text{obs}} - u), \quad (15)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = A + G_v(v_{\text{obs}} - v), \quad (16)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = A + G_\theta(\theta'_{\text{obs}} - \theta'), \quad (17)$$

其中, A 代表模式方程右端的强迫项。 G_u 、 G_v 和 G_θ 分别是速度分量和位温的张弛系数。张弛系数在中尺度范围内通常取为 $10^{-4} \sim 5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 与中纬度科里奥利参数相当。由于本文研究尺度较小, 张弛系数取为 $10^{-3} \sim 5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。

2.2 模式初始化和参数确定

2.2.1 地理位置和地形地貌

重庆市位于四川省东南部,处于长江、嘉陵江交汇处,地势四周高,中间低,地形以丘陵和低山为主,分别占全市总面积的 63.6%和 26%,平坝占 10.4%。地势总趋势

为南高北低(见图 1),山脉走向基本是南北或东北-西南方向,地貌形态大致为偏南北向条状山脉与丘陵谷地相间排列的岭谷地貌,3个主要山脉分别为西部南北走向的中梁山、东部北北东到南南西走向的铜锣山和东南部南北走向的明月山,山脉最高为海拔 690 m(东南部的明月山),地势最低处为海拔 156 m,长江、嘉陵江河谷海拔约 200 m 左右,在中梁山和铜锣山脉之间是许多 300 m 左右的山丘。长江由西南向东北贯穿重庆市,长江水面宽度约 1 km,航道非常曲折。

下垫面粗糙度 Z_0 是模式计算必须参数。根据不同的下垫面型, Z_0 按以下标准确定:城市 $Z_0 = 0.8$ m,森林 $Z_0 = 0.6$ m,农田 $Z_0 = 0.3$ m,水面 $Z_0 = 0.001$ m。

2.2.2 风、温观测站点分布

图 1 给出了研究区域内地面和高空风、温测站的分布、名称和海拔高度。

地面有 16 个风测站,分别是陈家坪、歌乐山、观音桥、寸滩、两路镇、南坪、南山、长生、南温泉、珞璜、蔡家、沙坪坝、人和、滨江、体育场和杨家坪。

仪器是电接风向风速仪和三向风速仪,进行全天 24 小时连续观测,可提供逐时的地面风场资料。

地面气温有 13 个测点,分别是珞璜、两路镇、观音桥、杨家坪、长生、人和、沙坪坝、大渡口、双碑、南山、南坪、滨江、体育场。探测仪器主要是阿斯曼温度表及温度自动记录仪。一天 24 小时观测。

高空有 9 个风测点,分别为珞璜、两路镇、观音桥、杨家坪、长生、人和、滨江、体育场和沙坪坝。探测手段和设备是小球测风、小气艇、大气艇、无线电雷达测风和多

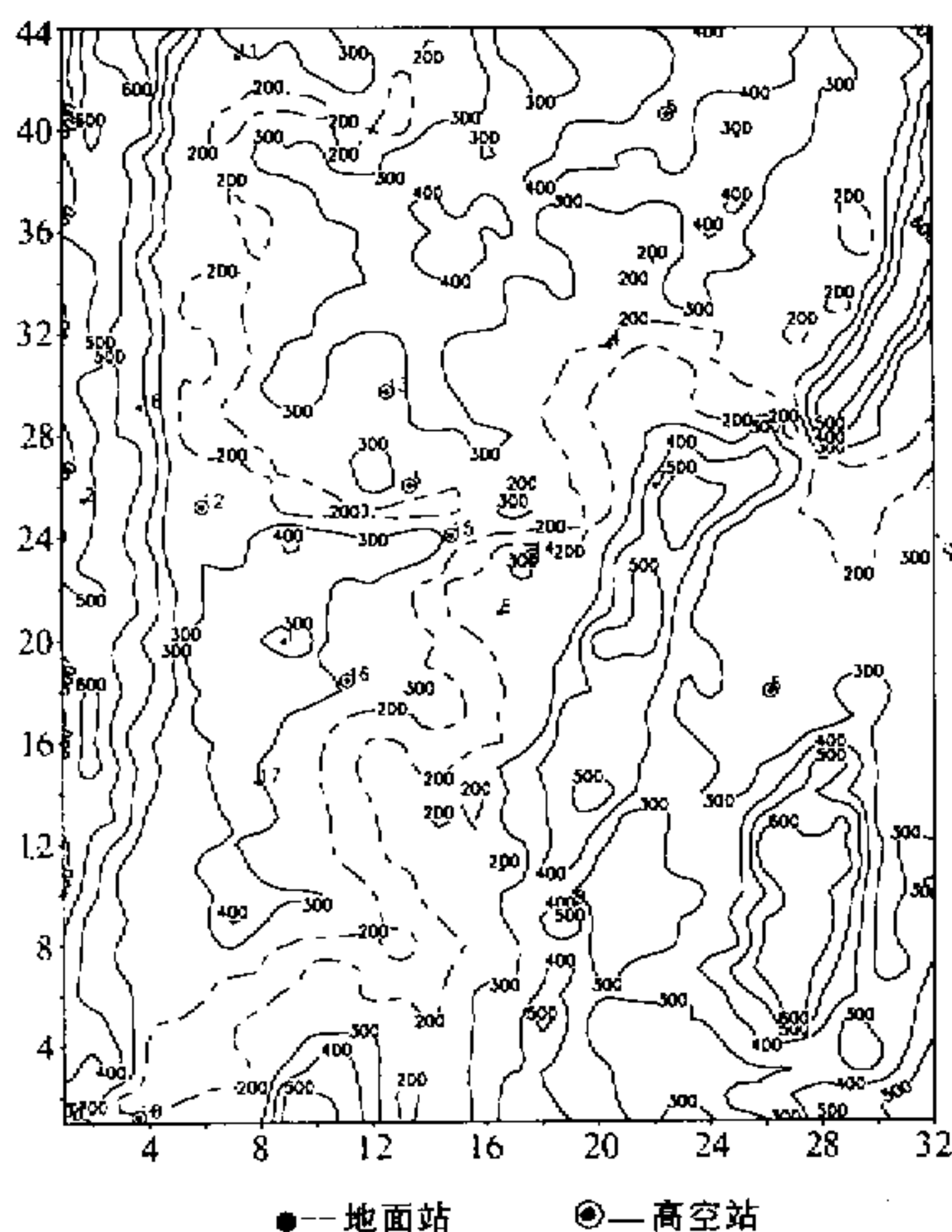


图 1 重庆地形和风温测站位置分布图

虚线为长江和嘉陵江,重庆城区位于图中部两江交汇处。1: 陈家坪; 2: 歌乐山;

3: 观音桥; 4: 寸滩; 5: 两路镇;

6: 南坪; 7: 南山; 8: 长生; 9: 南温泉;

10: 珞璜; 11: 蔡家; 12: 沙坪坝; 13: 人和;

14: 滨江; 15: 体育场; 16: 杨家坪;

17: 大渡口; 18: 双碑

普勒声雷达。小气艇、大气艇测风、温每天 6 次 (07、11、15、19、23、02 时)。探测高度为 10、20、50、75、100、150、200、300、400、500、600、700、800 m。

高空温度有 5 个测点, 分别是人和、滨江、体育场、陈家坪和沙坪坝。探测手段和设备分别为小气艇、大气艇、低空探空仪和无线电探空仪。低空探空仪和无线电探空仪一天探测 6 次, 探测高度为 1 km。

2.2.3 地表温度及水面温度

地温有效测点 5 个, 代表城市、农田、河岸和森林 4 种典型的生态下垫面, 每个点作 5、15、20 cm 三个地下层观测, 观测时间为 02、08、14、20 时 4 次。按以下关系导出 24 小时地表温度的日变化^[13]。

$$T_s = A + B\sin\omega + C\sin 2\omega + D\cos\omega + E\cos 2\omega, \quad (18)$$

其中, $\omega = 2\pi(t - 8)/24$, t 为一天的小时数; $A = (T_{02} + T_{08} + T_{14} + T_{20})/4$, $B = (T_{14} - T_{02})/2$, $D = (T_{08} - T_{20})/2$, $E = A - B - T_{02}$, $C = (T_{02} + T_{20})/2 - A + 0.707B + 0.707D$ 。不同下垫面型的 T_s 日变化的幅度不同。根据重庆地区的历史资料^[13], 可得到模拟时段的长江水面平均温度为 19.24°C , 由于水温的日变化很小, 因此模式中水温在一天中是不变的。

2.2.4 水平和垂直扩散参数^[14]

大气边界层具有明显的湍流特征。本文采用下面的大气边界层湍流参数化方案:

对于水平扩散参数, 采用 Pielke 非线性动力参数化方案:^[3]

$$K_h = \alpha \Delta x \Delta y \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{0.5} \right\}.$$

其中, $\alpha = 5.0$ 。

对于垂直扩散系数, 采用雷孝恩^[14]的参数化方案:

以实测的 10 m 和 100 m 之间的逐时温度梯度 $\Gamma(^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}) = (T_{100} - T_{10}) / (Z_{100} - Z_{10})$ 作为稳定度判据。 $\Gamma = -0.5 \sim -1.5$ 为中性大气; $\Gamma < -1.5$ 为不稳定大气; $\Gamma > -0.5$ 称为稳定大气。

中性大气条件下, PBL 厚度 $Z_i = 600 \text{ m}$, 垂直扩散参数为

$$K_z = 1.24z / [(6.17 - \ln Z_0)(1 + 2.86e - 4z^{1.483})(1 + 4.32e - 18z^{6.29})]. \quad (20)$$

稳定大气条件下, $Z_i = 300 \text{ m}$, 垂直扩散参数为

$$K_z = [3.13z^{0.58} / (1 + 2.23e - 8z^{3.155}) - 0.025z^{0.421}] / (6.24 - \ln Z_0). \quad (21)$$

不稳定大气条件下, $Z_i = 1000 \text{ m}$, 垂直扩散参数为

$$K_z = 1.73z^{0.762} / [(1 + 2.15e - 43z^{14.345})(1 + 1.18e - 8z^{2.79})(6.14 - \ln Z_0)]. \quad (22)$$

如果 $z > Z_i$, 则

$$K_z(z) = K_z(Z_i). \quad (23)$$

2.2.5 模拟方法和参数选取

本研究区域为 $32 \text{ km} \times 44 \text{ km} \times 3 \text{ km}$, 而实际模拟范围为 $38 \text{ km} \times 50 \text{ km} \times 3 \text{ km}$,

以减小边界的影响。水平格距为 1 km, 垂直方向采用不等距网格, 共 14 层, 时间步长 Δt 为 2 s。模拟实例为 1992 年 4 月 15 日全天, 为保证模式的稳定和 01:00 值的可靠, 先预积分 2 个小时以使模式达到平衡, 所以, 共模拟了 26 小时。由实测值进行客观内插得到初始风场, 将其结果作为中尺度动力学模式的初始场和推动场, 模式计算过程中每小时推动一次, 由模拟计算得到风、温场, 将结果与实测值进行对比, 以验证模式性能, 并对重庆地区局地环流的基本特征进行分析。

3 模拟结果及分析

3.1 4月15日晴天情况下的环流型

模拟结果表明, 1992 年 4 月 15 日有明显的山谷风环流, 山风、谷风的日变化十分明显。4 月 15 日是典型晴天, 近地面平均风速为 1.7 m/s, 最大风速不超过 5 m/s, 系统风向基本为南北转换型, 高空为偏西气流控制。地表温度日变化很明显, 近地层系统风也不大, 有利于山谷风的形成。以下将对模拟结果进行分析。

3.1.1 水平流场形势分析

经分析, 4 月 15 日 00:00~07:00, 模拟区域的 3 座主要山脉都有明显的山风出现。从图 2a 可看到, 02:00 时, 整个区域风速较小, 中梁山、明月山、铜锣山脉的北部和中部有明显的下坡风, 风速最大约 2 m/s, 而铜锣山脉的南部和其它地势较低的山地虽有下坡风, 但因风速很小, 所以不明显。山风从山顶吹向山底, 风速逐渐增大, 到山底达到最大, 随后风速很快减小。在铜锣山和明月山之间, 由于下坡风的对吹, 可看到较弱的气流辐合区, 而在明月山的西北部, 下坡风与铜锣山的下坡风汇合, 沿着山谷, 流向东北。在长江所处的河谷处有明显的气流辐合。由于此时低层的风速较小, 所以主要反映了下垫面的热力作用。

到 08:00, 山风减弱 (图 2b), 此时为山风向谷风转换的过渡期, 热力作用减弱, 地形的动力扰动作用较明显, 整个区域基本为西南气流控制, 风速约 2 m/s。在明月山的西南部, 可看到迎风坡风速减小, 并有气流变向, 背风坡风速增加, 反映了气流的过山和绕流。在铜锣山的东北处, 气流绕山现象十分明显, 此外, 在铜锣山的中北部, 气流越山和绕流也比较明显。过渡期的时段是 08:00~11:00, 到 12:00, 开始有上坡风出现。

图 2c 反映了 14:00 的流场, 在明月山、铜锣山、中梁山的南部, 有明显的上坡风, 沿长江河谷有多处气流辐散区。而中梁山脉的中部则没有上坡风, 这是因为该处系统风很强, 形成明显的过山气流, 使山东部的上坡风发展受阻, 同样的现象还可在明月山北部看到。此外, 在铜锣山的东北部, 除了有上坡风外, 还有明显的气流绕山现象, 这反映了系统风、热力和动力的共同作用。谷风持续的时间是 11:00~17:00。

到 18:00 上坡风已减弱, 转为过渡型 (图 2d), 此时中梁山还有较弱的大范围的上坡风, 而明月山和铜锣山的东北部气流的过山和绕流十分明显, 铜锣山的中部有一明显的过山气流带, 可见同为过渡期, 08:00 与 18:00 流场有相似处。从 18:00~21:00 为过渡型, 22:00~24:00, 又有山风出现并将持续和加强。至此, 山谷风完成了其全部演变过程。

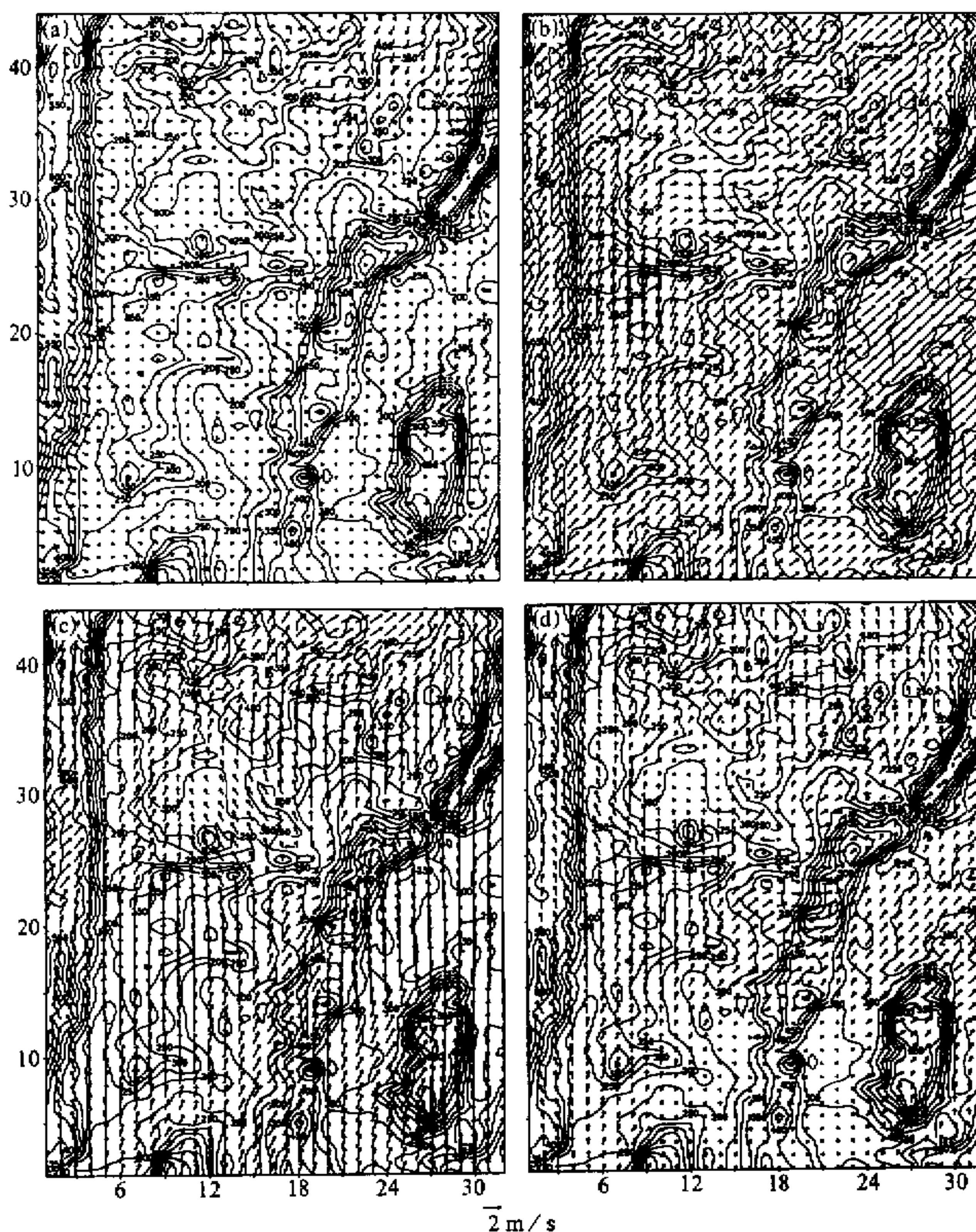


图2 模式模拟的1992年4月15日各时刻10 m高度流场
(a) 02:00; (b) 08:00; (c) 14:00; (d) 18:00

分析 02:00 各高度的流场图, 发现 50、100 m 流场形式与地面相似, 但山风更强, 表明山风的最大高度不在地面, 而在 50 m 左右, 长江河谷的气流辐合更加明显, 到 300 m, 山风已减弱 (图 3a), 中梁山脉为较强的系统风 (西风) 控制, 区域东北部是系统东北风, 这两股气流在长江拐弯处汇合, 明月山北部的山风已经消失, 只有铜锣山和明月山的南麓还有辐散气流。这说明, 山风厚度约 300 m。

分析 14:00 各高度的流场图, 发现 50 m 和 100 m 流场形势与地面相似, 但其强度

更强,上坡风最大风速可达到 2.5 m/s , 到 300 m 高度 (图 3b), 谷风减弱, 但铜锣山中部、明月山南坡的上坡风仍然可见, 到 500 m , 谷风已消失, 整个区域被偏西气流控制, 因此, 白天谷风厚度大概在 300 m 到 500 m 之间, 和夜间山风相比, 谷风的厚度较大。

3.1.2 垂直速度场形势分析

图 4 是 10 m 高度各时刻垂直速度的分布图。由图 4a 发现, 02:00, 与山风相对应, 3 个主要山脉都有大范围的下沉气流, 垂直速度最大为 10 cm/s , 位置在铜锣山的东北端和中梁山的南部, 这与地形的坡度和下坡风强度有关; 在铜锣山和明月山之间, 有上升气流区, 约 0.5 cm/s , 与这里气流的辐合相对应; 在山脉下沉气流区周围有相间的上升气流区; 沿长江河谷和城市区有大范围弱的上升气流, 反映了下坡气流在河谷和城市上空的辐合, 此时的流场是山谷地形和城市热岛效应共同作用的结果。

从图 4b 可看到, 明月山和铜锣山大范围的山风已消失, 中梁山东麓由于系统风过山而形成大范围的下沉气流, 速度可达 -10 cm/s ; 明月山的迎风坡是上升气流, 垂直速度可达 10 cm/s , 背风坡是下沉气流, 垂直速度可达 15 cm/s ; 铜锣山中部迎风坡有大面积的上升气流区, 速度可达 5 cm/s , 与之相对应, 背风坡是大范围的下沉气流区, 速度为 5 cm/s ; 此时地形的动力作用十分明显, 另外由于风速的加大, 整个区域的垂直速度也比夜间有所增加。

14:00 (图 4c), 上坡风盛行, 3 个主要山脉都有上升气流区, 但由于系统风较强, 上升气流区范围不如 02:00 时下沉气流区范围大; 在明月山的迎风坡有大范围的上升气流区, 其速度可达 15 cm/s , 大于 08:00 迎风坡的垂直速度, 可见此时动力和热力共同作用使上坡风加强, 垂直速度加大; 而由于系统风较强, 过山后在背风坡辐散下沉, 使

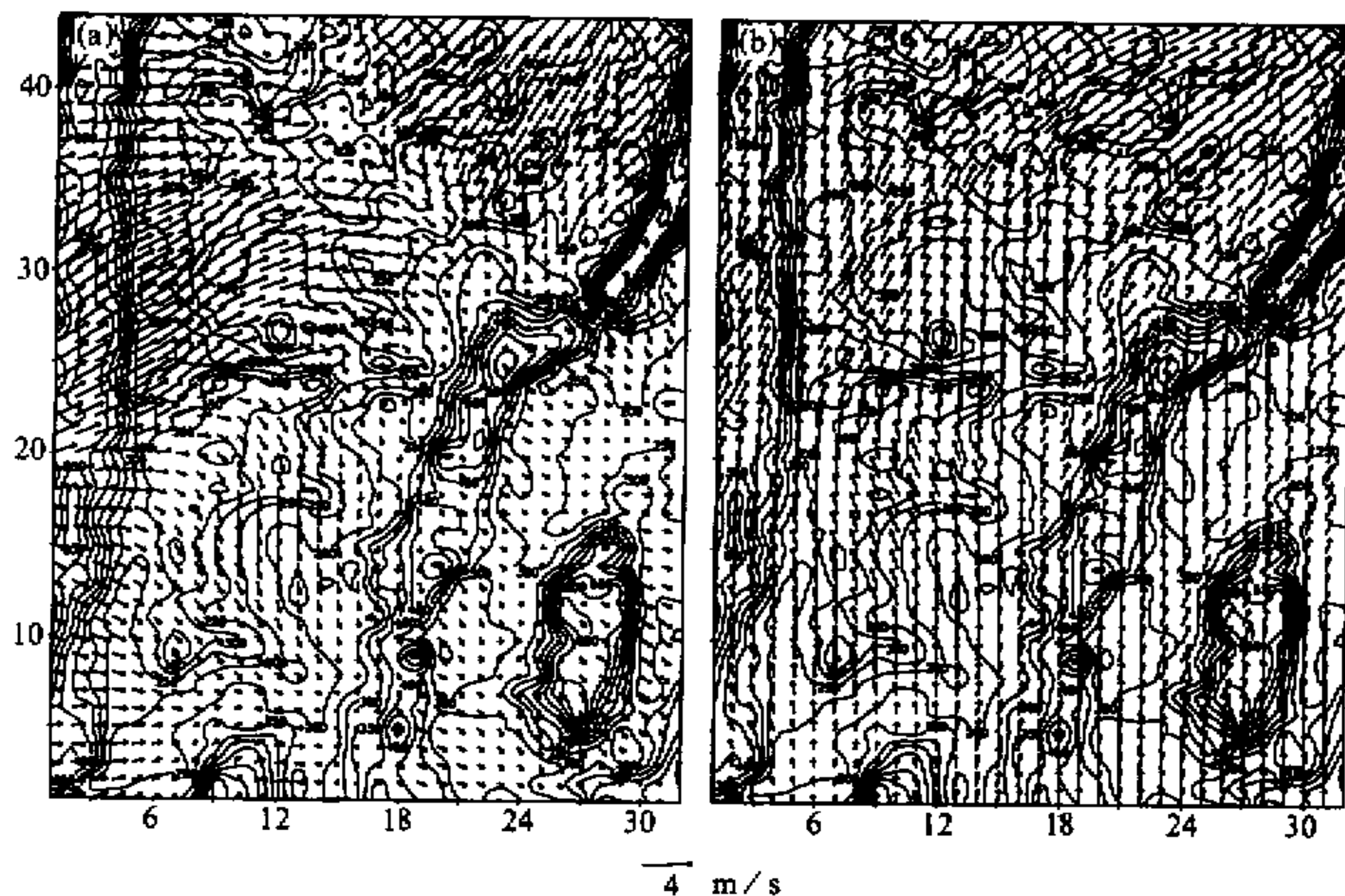


图 3 模式模拟的 1992 年 4 月 15 日 300 m 高度的流场
(a) 02:00; (b) 14:00

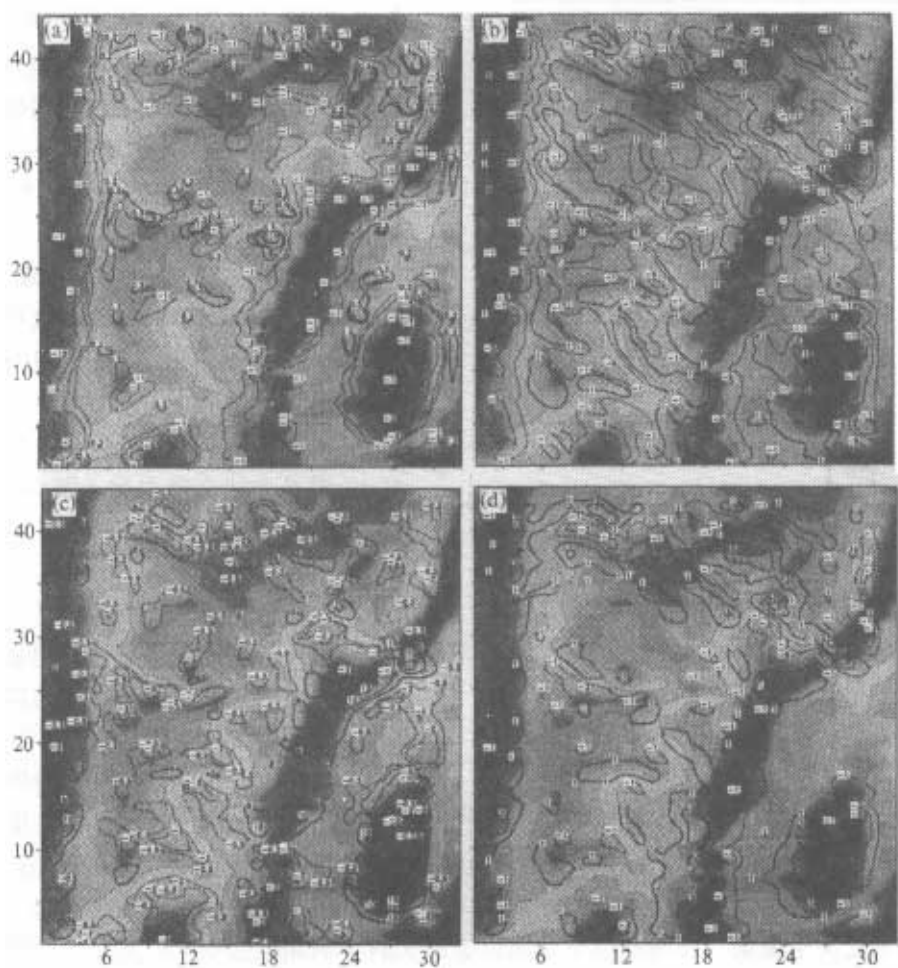


图 4 10 m 高度各时刻垂直速度的分布图
地形填色背景深色表示高地形、浅色代表低地形。单位：cm / s
(a) 02:00; (b) 08:00; (c) 14:00; (d) 18:00

山北端的上坡风难以形成，因此在背风坡是下沉气流区，垂直速度可达 10 cm / s，小于 08:00 背风坡的垂直速度，可见在谷风的形成过程中，系统风的作用在坡前和坡后是不同的。沿河谷是大范围的下沉气流带，而城市上空下沉气流区中相间着上升气流区，垂直速度可达 5 cm / s，这反映了白天晴天的城市效应。

18:00 (图 4d)，又转变为过渡型，与 08:00 类似，主要反映地形的动力作用，不同的是垂直速度比 08:00 时要小。由此可见，垂直速度的水平分布与水平风场的分布有很好的 consistency。

分析垂直速度的随高度分布发现，50 m 时，垂直速度达到最大，其随高度分布与风场随高度分布有好的对应。

3.1.3 山谷风的特征分析

从模拟结果分析发现，山风沿坡面而下，风速逐渐增大，在坡底达到最大，而谷风

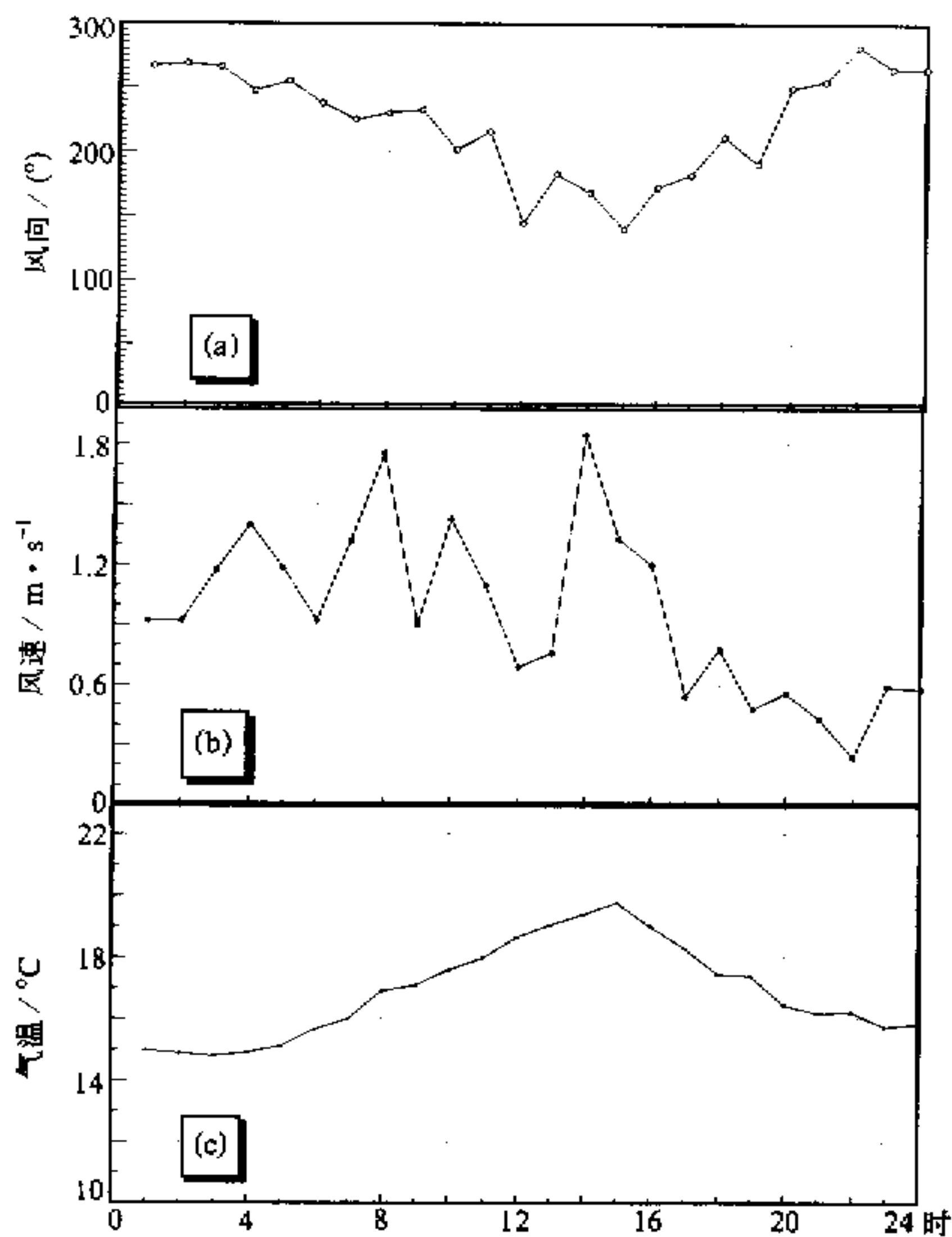


图5 坡面上山谷风风向、风速、气温的日变化
坐标点位置 (30, 10), 高度 10 m

沿坡而上, 风速逐渐减小。图5是山坡上(地面)风向风速和温度的日变化曲线, 所取点是明月山的东坡, 位置处于整个山坡的接近坡底处, 坐标点位置为(30, 10)。从图5a、b中可见, 一天中山谷风风向、风速日变化明显, 山风在04:00达到最大, 风速为1.4 m/s, 但小于08:00过渡期的风速1.76 m/s, 上坡风风速14:00达到最大, 风速是1.85 m/s, 可见白天谷风的强度大于山风。山坡上气温日变化也很明显(图5c), 夜里03:00气温最低, 白天15:00气温最高。

从图5b中还可发现, 夜间下坡风风速的变化有比较明显的间歇性和周期性, 这与坡风的实地观测结果基本一致^[15], 这是由于夜间地表冷却使冷空气在重力的作用下贴着坡面向下滑动, 而山坡的地况特性(地表的拖曳和阻挡)可能使

气流在下滑过程中速度减慢、受阻或堆积, 当坡面上冷空气堆积到一定程度时, 在重力的作用下又向下流动, 因而造成下坡风风速时大时小的间歇性变化, 其变化的周期和风速的大小取决于坡面温度、坡面的下垫面和地貌状况。

分析山谷风的风向、风速随高度变化发现, 山风和谷风风速最大出现的高度并不在地表, 而在近地层某一高度, 山风一般在25 m, 谷风约在50 m, 这与地表的摩擦拖曳有关。山谷风在300 m左右风速明显增加, 这反映了高空系统风的影响和山谷风的厚度。

3.2 模式模拟结果的验证

为了检验模拟效果, 用实际观测资料进行验证是十分必要的。具体做法如下: 对9个测点不做风向、风速张弛逼近, 这9个点分别是杨家坪、观音桥、两路镇、南山、长生、珞璜、沙坪坝、人和、体育场; 对6个测点不做温度张弛逼近, 这6个点分别为陈家坪、南山、长生、沙坪坝、人和、体育场, 非张弛点高度从地面到900 m。将模式预测的全天24小时的10层风向、风速、温度与实测值进行逐时逐点的分析比较, 得到的统计结果见表2、3。

表2、3的统计结果表明, 观测与模式预测的风向差小于 32.5° 的频率达到78.4%, 风向差小于 45° 的频率达到82.1%, 风速比值大于0.5小于1.5的频率为

77.8%，小于 0.3 大于 2.0 的频率仅为 8.8%，观测与模式预测的温度差小于 0.4℃ 的频率达到 76.5%。以上验证结果表明在复杂地形和下垫面条件下，模式模拟的结果与实测值有好的一致性，因此模拟结果具有代表性和客观性。

为进一步验证模式模拟的效果，表 4 给出了模式预测的各典型时刻山区各代表点的地面风向、风速值与对应的实测值的对比。

表 2 对重庆地区 9 个观测点风向、风速预报结果的验证

风速比值范围	频率	风向差 / (°)	频率
0.7~1.3	62.1%	< 22.5	71.7%
0.5~1.5	77.8%	< 32.5	78.4%
0.3~2.0	91.2%	< 45.0	82.1%

表 3 对重庆地区 6 个观测点温度预报结果的验证

温度差范围 / °C	≤ 0.1	0.1~0.2	0.2~0.3	0.3~0.4	≥ 0.4
频率	25.3%	23.5%	16.2%	11.5%	23.5%

表 4 各时刻 10 m 高度模式预测的风向 (°)、风速 (m·s⁻¹) 和实测值的对比

时 间		南 山		长 生		南温泉		歌乐山	
		风 速	风 向	风 速	风 向	风 速	风 向	风 速	风 向
02:00	实 测	0.5	165.4	0.7	197.9	0.1	201.8	1.8	344.7
	模 拟	0.3	94.1	0.7	208.3	0.2	257.5	1.4	343.4
04:00	实 测	1.8	227.3	1.3	180.4	0.7	243.4	1.3	347.8
	模 拟	0.8	234.5	1.2	197.4	0.9	244.0	0.8	329.0
08:00	实 测	1.9	226.5	2.5	226.1	0.8	243.8	2.0	226.0
	模 拟	1.5	225.0	2.2	225.4	1.0	235.1	2.2	215.4
12:00	实 测	0.8	175.2	1.0	174.8	0.6	29.2	1.7	208.5
	模 拟	0.7	196.3	0.8	169.8	0.3	69.4	1.2	203.5
14:00	实 测	2.4	180.2	3.0	176.7	1.3	204.1	2.1	247.4
	模 拟	1.9	198.4	2.3	174.2	1.4	194.2	1.6	224.5
18:00	实 测	2.0	227.0	1.5	220.3	0.6	43.7	0.7	213.1
	模 拟	1.4	229.6	1.3	219.9	0.3	63.4	0.8	194.8

从表 4 可看到，风向差大于 22.5° 的只有 02:00 南山 (71.3°)、南温泉 (55.7°) 和 12:00 南温泉 (40.2°)，其它各时刻风向差都小于 22.5°；其中长生预测结果最好，歌乐山和南山次之，18:00 长生风向差仅为 0.4°。以上分析表明，对于典型时刻各山区测点，模式预测的结果与实测值也有好的一致性。另一方面，由于模式建立在基本的数理方程基础上，因此其结果也可用于鉴别实际观测的可靠性。

3.3 河陆风对山谷风的影响

河陆风环流主要是由水陆之间热力差异造成的，在实例模拟中，长江水面温度取为 19.24℃ (嘉陵江基本无水)，不随时间变化，长江宽度为 1 km。为了表现长江对局地环流的影响，将长江流经的区域用农田代替，其地表温度日变化按农田下垫面型给出，模拟实例仍为 4 月 15 日，其它条件不变。模拟结果表明，两个结果相差不大，流场形势和风速基本相同，这可能是由于水面面积与整个区域相比相对较小，因此其热力作用

不明显,主要表现为山谷风环流。为详细说明两个结果的区别,取长江上某一代表点,其坐标是(15, 18),高度为10 m,将两种试验结果的具体数据列在表5中。

表5 不同的下垫面型对气象参数的影响

时 间	下垫面型	$u / \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	$v / \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	$T / ^\circ\text{C}$	$w / \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$
02:00	农 田	0.06	0.20	15.4	0.30
	长 江	0.07	0.20	15.7	0.35
14:00	农 田	0.29	1.28	25.9	-2.60
	长 江	0.32	1.29	25.3	-2.67

从表5中可看到,长江水面的影响不明显,但二者仍有差别,不论白天还是夜间,长江水面的影响都使得水平风速和垂直速度有所增加,而且白天水面的影响更大一些;与农田下垫面型相比,夜间江面上的空气温度较高,而白天江面上气温较低。总之,由于长江水面的热力作用而产生的河陆风叠加在山谷风之上,使山谷风有所加强。

4 结 论

本文运用一个基于静力平衡的中尺度动力学模式对重庆地区的局地环流(山谷风、热岛环流)进行了实例模拟,得到以下结果:

(1) 本模式能够很好地反映系统风以及下垫面的热力、动力作用,模拟复杂地形局地环流的变化过程,真实地反映客观流场的状况。常用的流场诊断模式一般只能反映地形的动力作用,无法反映下垫面的热力作用,其调整效果还取决于实测资料的代表性和分辨率。本模式建立在严格的数理方程基础上,对观测资料的依赖性小,其数理依据可靠,模拟的流场分辨率更细致,可以填补野外观测的资料窗。如与大尺度动力学模式耦合,利用大尺度模式预报的气象参量作为动力张弛项,即可对城市尺度气象场进行细致的预报。

(2) 重庆地区的局地环流十分明显,特别是晴天,山谷风的转换明显,白天山区谷风盛行,夜间山风发展,白天谷风无论是强度和厚度都大于夜间山风,当地的谷风厚度为300~500 m,山风厚度不到300 m。

(3) 对山谷风特性的分析发现,下坡风风速的变化有比较明显的间歇性和周期性;风速最大的高度不在地表,而是在地面以上的某一近地层高度。

参 考 文 献

- 1 R. A. Anthes, et al., 1987, Description of the Penn State/NCAR mesoscale model version 4 (MM4), NCAR/TN-282+STR, May, 1987, Boulder, Colorado, USA.
- 2 G. A. Grell, et al., 1994, A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5), NCAR/TN-398+STR, NCAR Technical Note, 1138.
- 3 R. A. Pielke, 1992, 中尺度气象模拟, 北京: 气象出版社.
- 4 程麟生, 1994, 中尺度气象模式与模拟, 北京: 气象出版社, 388~441.
- 5 陈长和、黄建国、程麟生等, 1993, 复杂地形上大气边界层和大气扩散的研究, 北京: 气象出版社, 83~98.
- 6 黄荣辉、严邦良, 1989, 一个描述河陆风变化的数值模式及其数值实验, 大气科学, 13(1):11~21.

- 7 Jiang Weimei, Wu Xiaoming and Zhou Tingnaw, 1995, Numerical simulation on the TIBL structure in shoreline areas with a 2D higher-order turbulence closure model, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 2166~2181.
- 8 桑建国等, 1990, 大气扩散的数值计算, 北京: 气象出版社, 208.
- 9 中国科学院大气物理研究所, 1996, 岭澳核电站与大亚湾核电站厂址的大气相关性研究, 研究报告, 11~15.
- 10 C-Y. J. Kao and T. Yamada, 1988, Use of the CAPTEX data for evaluations of a long-range transport numerical model with a four-dimensional data assimilation technique, *Mon. Wea. Rev.*, **10**, 293~306.
- 11 Yamada, T. et al., 1987, Development of a nested grid, second moment turbulence closure model and application to the 1982 Ascot Brush Creek data simulation, LANL, Los Alamos, NM.
- 12 Yamada, T. et al., 1988, Airflow and air quality simulations over the western mountainous region with a four-dimensional data assimilation technique, LANL, Los Alamos, NM.
- 13 中国科学院大气物理研究所, 1996, 重庆市大气污染控制规划研究, 大气环境参数及大气污染诊断和预测模式, 专题研究报告, p.43.
- 14 雷孝恩, 1990, 行星边界层中湍流统计量和风速随高度变化的参数化, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第14号, 北京: 科学出版社, 1~18.
- 15 中国科学院大气物理研究所, 1978, 山区空气污染与气象学, 北京: 科学出版社.

Numerical Simulation of Regional Circulation in Complex Terrain

Han Zhiwei, Zhang Meigen and Lei Xiaoen

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A three dimensional dynamics model based on hydrostatic equilibrium is used to practically simulate meteorological field in Chongqing area; the dynamic and thermal effect of complex terrain and underlying surfaces on wind field are investigated, the basic characteristic and variation rules of mesoscale local circulation (such as mountain-valley breeze, river-land breeze) are obtained; there are good agreement between the results simulated by dynamics model and experimental data; comparing with other objective analysis methods, the dynamic model can simulate regional circulation successfully.

Key words regional circulation mountain-valley breeze dynamic analysis model dynamic nudging