

日本琵琶湖流域 大气边界层的三维数值模拟

张利民 濮培民

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提要 本文在地形坐标下引入一种水平导数差分近似方法, 建立一个适合日本琵琶湖复杂地形、满足静力平衡条件的三维非定常大气边界层数值模式。在弱的背景风场下, 模式加入了琵琶湖流域的实际地形, 计算结果表明: 模式运行十分稳定, 且占机内存小, 节省计算时间, 同时模式还做了流域地形、湖泊本身存在与否等因子对边界层风场影响的数值试验。在强的背景风场下, 模式加入了经过适当平滑的琵琶湖流域地形, 得出了一些有益的看法。

关键词 琵琶湖 边界层 数值模拟

1 引言

琵琶湖面积 673.8 km², 湖区四面环山, 地势起伏较大, 有高达海拔 1000 m 的山, 南部地势较低, 植被以稻作、桑、茶、针叶和阔叶树林为主。流域面积 3848 km², 约为湖本身面积的 5.7 倍, 接近滋贺县行政区域的范围。目前滋贺、京都、大阪和兵庫等四个地区 1300×10⁴ 人口的生活用水均依靠琵琶湖, 因此, 琵琶湖是日本最重要的水资源。近几十年以来, 由于该地区人口的增长, 工业、农业、畜牧业的发展以及日益加重的雨水污染程度均加速了湖泊的富营养化过程。因此, 水质问题已经成为政府和有关部门十分重视的问题。

湖泊流域边界层的风、温、湿场直接影响湖泊内各个要素, 如湖流、水温等, 从而影响水体中污染物、藻类在湖泊中的分布状况。因此, 要研究如何改善水质的问题, 应该了解流域边界层风、温、湿场的变化规律。

对复杂地形下中尺度环流系统如海陆风、山谷风和城市环流等的数值模式很多, 如 A visser 等^[1]对海陆风的数值模式进行了全面总结, 指出在数值研究海陆风时必须考虑由于水陆温差引起的气压梯度力、大气层结、垂直热量交换、湍流摩擦、地球自转、盛行气流以及地形等因子。Schultz^[2]等用二维数值模式研究了美国洛杉矶盆地夏季海风、山谷风和都市环流三个中尺度现象间的相互作用。C. Subbarao Maddukuri^[3]对安大略南部湖陆风进行了二维数值模式的研究, 结果表明实验是成功的。

本文建立了一个适合于日本琵琶湖复杂地形的三维非定常静力条件下的大气边界层模式, 然后用该模式进行了弱、强背景风场下的数值试验, 获得了一些有益的初步结论。

收稿日期: 1992年12月23日, 接受日期: 1993年12月14日。

2 模式简介

2.1 控制方程组

采用地形坐标 $Z^* = Z_H \times \frac{Z - Z_G}{Z_H - Z_G}$ [4], 在此坐标系下控制方程组为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w^* \frac{\partial u}{\partial z^*} - \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + g \frac{\theta'}{\Theta} \left(\frac{Z_H - Z^*}{Z_H} \right) \frac{\partial Z_G}{\partial x} \\ &\quad + f(v - v_g) + \left(\frac{Z_H}{Z_H - Z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w^* \frac{\partial v}{\partial z^*} - \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + g \frac{\theta'}{\Theta} \left(\frac{Z_H - Z^*}{Z_H} \right) \frac{\partial Z_G}{\partial y} \\ &\quad - f(u - u_g) + \left(\frac{Z_H}{Z_H - Z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) \\ \frac{\partial \theta'}{\partial t} &= -u \frac{\partial \theta'}{\partial x} - v \frac{\partial \theta'}{\partial y} - w^* \frac{\partial \theta'}{\partial z^*} + \left(\frac{Z_H}{Z_H - Z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_\theta \frac{\partial \theta'}{\partial z^*} \right) + F_N \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - w^* \frac{\partial q}{\partial z^*} + \left(\frac{Z_H}{Z_H - Z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_m \frac{\partial q}{\partial z^*} \right) \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{Z_H - Z_G} \left(u \frac{\partial Z_G}{\partial x} + v \frac{\partial Z_G}{\partial y} \right) &= 0 \\ \frac{\partial \pi'}{\partial z^*} &= \left(\frac{Z_H - Z_G}{Z_H} \right) \frac{g \theta'}{\Theta^2} \end{aligned}$$

其中 u, v, w 分别为 x, y, z 方向上的风速分量;

w^* 为转换坐标下的垂直风速;

θ', q 分别是位温与参考状态值的偏差、比湿。

Π, Θ 分别是 π 函数及位温 θ 在参考状态的值;

$\theta' = \theta - \Theta, \pi' = \pi - \Pi - \frac{f}{\Theta}(v_g x - u_g y), u_g, v_g$ 为地转风速的两个分量, f 为地转参数,

Z_H 为模式顶高度, Z_G 为地形高度, F_N 为辐射冷却率。其中

$$\Pi = C_p \left(\frac{p}{p_\infty} \right)^{\kappa/c_p}, w^* = \frac{Z_H}{Z_H - Z_G} w + \frac{Z^* - Z_H}{Z_H - Z_G} \left(u \frac{\partial Z_G}{\partial x} + v \frac{\partial Z_G}{\partial y} \right),$$

x 轴正向指东, y 轴正向指北。

2.2 边界层参数化

2.2.1 垂直交换系数的求法

采用 Estoque [5] 的方法

$$K = \begin{cases} l^2 \left| \frac{d\bar{v}}{dz} \right| (1 - \alpha_c S) & R_i < 0 \\ l^2 \left| \frac{d\bar{v}}{dz} \right| (1 + \alpha_c S)^{-1} & R_i \geq 0 \end{cases}$$

其中 $l = \frac{\chi Z}{1 - \chi Z/\lambda}$, χ 为卡门常数取 0.35, l 为混合长, $\lambda = 0.00027G/f$, $G = (u_g^2 + v_g^2)^{1/2}$,

$$\alpha_i \text{ 为经验常数, 一般取为 } 18, \text{ 稳定度 } S = \frac{(gl)^{1/2}}{\theta} \left(\frac{\partial \theta / \partial z}{|d v / dz|} \right) .$$

2.2.2 大气长波辐射的计算

大气由于长波辐射而导致本身冷却的过程对形成夜间温度廓线至关重要, 其中大气中的水汽和 CO_2 起主要作用。计算表明, 略去 CO_2 的作用对温度层结并无显著影响, 因此本文只考虑水汽对长波辐射通量的作用。

计算采用 Sasamori^[6] 的方法, 在第 k 到 $k+1$ 层中大气温度的变化由于水汽红外辐射而引起的变化为:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_k = - \frac{\sigma}{\rho_w (Z_{k+1} - Z_k)} \left\{ (T_k^* - T_k^{\dagger}) [\varepsilon(Z_{k+1}, Z_0) - \varepsilon(Z_k, Z_0)] \right. \\ \left. + (T_{\text{top}}^{\dagger} - T_k^{\dagger}) [\varepsilon(Z_{k+1}, Z_{\text{top}}) - \varepsilon(Z_k, Z_{\text{top}})] \right\}$$

其中 $Z_{\text{top}}, T_{\text{top}}$ 分别为模式顶高度和温度;

σ 是史蒂芬-波尔兹曼常数;

T_k 和 T_s 为第 k 层温度和地表温度;

$\varepsilon(Z_1, Z_2)$ 表示从 Z_1 到 Z_2 气层中水汽的放射率;

r 为 Z_1, Z_2 之间水汽光学路径长度。根据 Atwater 建议 ε 可写成

$$\varepsilon(Z_1, Z_2) = a \log r + b, r = \frac{1}{\rho_w} \int_{Z_2}^{Z_1} q \rho dz ;$$

ρ_w, ρ 分别为水和空气的密度, a, b 为常数, q 为空气比湿, 初始水汽廓线为:

$$q = \begin{cases} 5 \text{ g/kg} & Z \leq 1000 \text{ m} \\ 5 - 10 \times 10^{-3} \lambda (Z - 1000) \text{ g/kg} & 1000 \leq Z \leq 1500 \text{ m} \\ 0 & Z > 1500 \text{ m} \end{cases}$$

2.2.3 地表温度的计算

地表温度的变化是通过地表能量平衡方程计算得到的:

$$m c_s \frac{dT_s}{dt} = H_N + H_H + H_L + H_G$$

其中, m 为地表层单位面积上的质量, c_s 为这一层物质的比热, 这里取 $m c_s = 6.2 \text{ J/cm}^2 \text{ } ^\circ\text{C}$, H_N 为净辐射通量, H_H 为地表感热能量, H_L 为潜热通量, H_G 为土壤内部向地表层的热量输送。具体解法参考文献[7]。

2.3 边界条件

2.3.1 下边界条件 ($Z^* = 0$) $u = v = w = 0$, 地表温度根据能量平衡方程求得, $T_{(\text{水面})|Z=0} = \text{const}$, $q_{(\text{水面})|Z=0} = q_w$ (饱和比湿), $\frac{\partial q}{\partial z^*} = 0$ (陆面)。

2.3.2 上边界条件 ($Z^* = 6500 \text{ m}$) $u = u_g, v = v_g, \theta' = \text{const}, w = w^* = 0, q = \text{const}$ 。

2.3.3 侧边界条件 $\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\partial \varphi}{\partial y} = 0$, φ 为 u, v, θ', q 。

2.3.4 初始条件 水平速度是由下述方程组的中性定常解获得:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f(v - v_g)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + f(u, -u)$$

然后用控制方程组积分2 h,让地形从平坦地形逐步变为实际地形,然后再积分1 h 得到盛行风场。

2.4 差分方案

2.4.1 模式预报变量在差分网格上的分布 具体分布如图1,该分布可提高 π, ω 的计算精度。本文选用 $39 \times 27 \times 19$ 的网格点分布,水平方向(x, y)格距2.2 km,铅直方向分为19层,分别为0、5、10、30、60、100、200、300、500、800、1100、1500、2000、2500、3300、4100、4900、5700、6500 m。

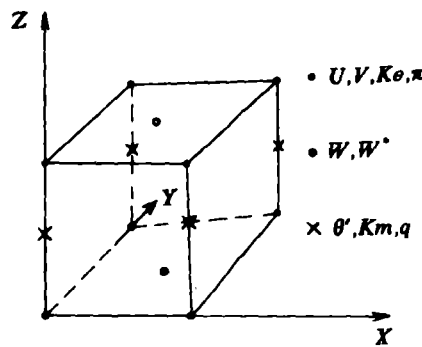


图1 变量配制图

Fig. 1 Distribution of variables in the grid

2.4.2 差分方法 采用半隐式的方法,对平流项采用迎风显式差分格式,对气压梯度项及连续方程采用中央差分,对垂直扩散项采用 Dufort-Frankel^[8]差分方法,以 θ' 为例:

$$\begin{aligned} \frac{\theta'_{i,j,k+\frac{1}{2}}^{n+1} - \theta'_{i,j,k+\frac{1}{2}}^n}{\Delta t} = & - \frac{u_{i,j,k}^{n+1} + u_{i,j,k+1}^{n+1}}{2} \cdot \frac{\theta'_{i,j,k+\frac{1}{2}}^n - \theta'_{i,j,k-\frac{1}{2}}^n}{x_{i+\frac{1}{2}} - x_i} - \frac{v_{i,j,k}^{n+1} + v_{i,j,k+1}^{n+1}}{2} \\ & \cdot \frac{\theta'_{i,j,k+\frac{1}{2}}^n - \theta'_{i,j,k-\frac{1}{2}}^n}{y_{jj} - y_j} - W_{i,j,k+\frac{1}{2}}^{n+1} \cdot \frac{\theta'_{i,j,k+\frac{1}{2}}^n - \theta'_{i,j,k+\frac{1}{2}}^{n+1/2}}{Z_{k+\frac{1}{2}}^* - Z_{k+\frac{1}{2}}^*} \\ & + \left(\frac{Z_H}{Z_H - Z_{\sigma(i,j)}} \right)^2 \cdot \left(K_{\theta,j,k}^* \cdot \frac{\theta'_{i,j,k+\frac{1}{2}}^n - \theta'_{i,j,k-\frac{1}{2}}^n}{Z_{k+\frac{1}{2}}^* - Z_{k+\frac{1}{2}}^*} \right. \\ & \left. - K_{\theta,i,j,k-1}^* \cdot \frac{\theta'_{i,j,k+\frac{1}{2}}^{n+1} - \theta'_{i,j,k-\frac{1}{2}}^n}{Z_{k+\frac{1}{2}}^* - Z_{k-\frac{1}{2}}^*} \right) / (Z_{k+1}^* - Z_k^*) \end{aligned}$$

其中

$$\begin{aligned} w_{i,j,k+\frac{1}{2}}^{n+1} = & \frac{1}{8} (w_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k}^{n+1} + w_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+1}^{n+1} + w_{i-\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k+1}^{n+1} + w_{i-\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k}^{n+1} \\ & + w_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k+1}^{n+1} + w_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k}^{n+1} + w_{i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k+1}^{n+1} + w_{i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k}^{n+1}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 ii &= \begin{cases} i+1 & u_{i,j,k}^{n+1} + u_{i,j,k+1}^{n+1} \leq 0 \\ i-1 & u_{i,j,k}^{n+1} + u_{i,j,k+1}^{n+1} > 0 \end{cases} \\
 jj &= \begin{cases} j+1 & v_{i,j,k}^{n+1} + v_{i,j,k+1}^{n+1} \leq 0 \\ j-1 & v_{i,j,k}^{n+1} + v_{i,j,k+1}^{n+1} > 0 \end{cases} \\
 kk &= \begin{cases} k+1 & w_{i,j,k+1/2}^{n+1} \leq 0 \\ k-1 & w_{i,j,k+1/2}^{n+1} > 0 \end{cases}
 \end{aligned}$$

在以前的数值模式中,为了避免出现水平导数的数值差分近似错误,一般是将垂直格距取得较粗,或者要求地形起伏不能太大。为此 Mahrer^[9]提出了一种改进的有限差分方案,在这种方案中,格点是以地形坐标系定义的,而变量的水平导数的差分近似却是在局地直角坐标中通过垂直内插求取的。用这种改进的水平导数差分近似方案,可明显减少其计算误差。本文在水平导数计算中采用了这一方法,模式中时间步长经试验为60 s。

3 模式应用结果分析

模式将日落18:00定为初始时刻,此时模式各处位温相等,均为290 K,即取 $\theta = 290$ K。对下述几种情形积分12 h。

3.1 弱的背景风场时的结果

(1) 将琵琶湖区域实际地形代入模式中,并且假设 $u_s = -0.5$ m/s, $v_s = 0.5$ m/s,积分6 h后得到 $I = 17$, $J = 10$ 两剖面的风场矢量图,图2表明,在南北剖面上低层风场明显向湖区辐合,湖区上空有辐合上升气流,两边坡地均有补偿性的下沉气流。南部坡地上有风速上下切变,在北部坡地上有反时针的垂直环流出现。在东、西剖面上,低层风场是向湖面辐合的,在湖区上空存在上升气流,在东西坡地上均存在下沉气流,这样就形成了两个坡地上明显的风速切变。积分9 h后(图3),在南北剖面上流场态势基本和6 h一样,但北部的反时针垂直环流更加明显,流速也加大了,在南部坡地也出现了顺时针的垂直环流。在东西剖面上,流场态势基本与积分6 h结果一致。模式积分12 h后,图3表明,南北剖面上风速明显加大,两坡地上环流更加明显。由于湖的南部地势较低,而湖四周其它部分地势均较陡峭,这样夜间山脉冷空气不断向湖区倾泻,在湖区上堆积,继而朝地势低的南部运动。

(2) 在(1)的基础上,假设湖区为陆面,夜间也存在长波辐射降温,积分9 h后得到图4a,湖的四周坡地上流场基本和(1)式中模式积分9 h流场一致,但湖区所在地上的流速明显减少,流向更加偏北。其中有动力和热力的原因,由于原本存在的湖陆粗糙度和温度差异的减少,使得湖面流速减小,所以湖区的存在与否,对流场大小、分布有一定影响。

(3) 在(1)的基础上,假设湖周围均是平坦的地形,积分9 h后如图4b所示,整个风场以偏南风为主,分布也较均匀,主要受地转风的影响,这表明湖区四周高低不平的山地对形成琵琶湖流域局地风场起了决定性的作用。

3.2 强的背景风场下的结果

将实际地形进行适当平滑,并假设 $u_g = -8\text{m/s}$, $v_g = 6\text{m/s}$,积分12h后得到图5,可以看到低层风速除了增大以外,而且以偏东南、南为主,这也主要受地转风的影响,所以在强的背景风场作用下,琵琶湖流域局地环流将受到极大影响。

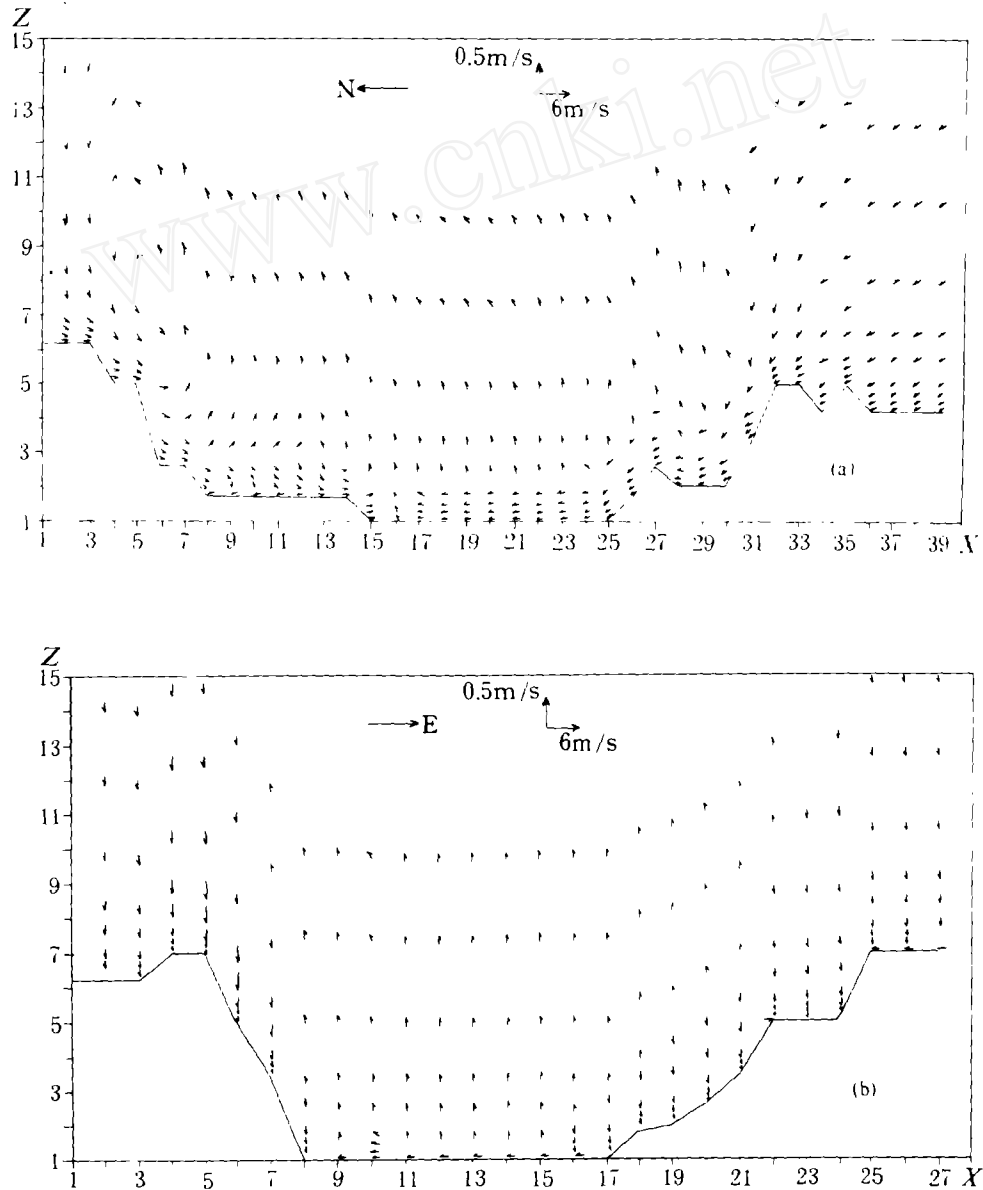


图2 模式积分6h后 $J=10$ (a)和 $I=17$ (b)剖面上的风场
(水平格距2.2 km,垂直格距100 m)

Fig. 2 Profile of vertical wind field at $J=10$ (a), $I=17$ (b),
after simulating 6h ($\Delta x = 2.2$ km, $\Delta z = 100$ m)

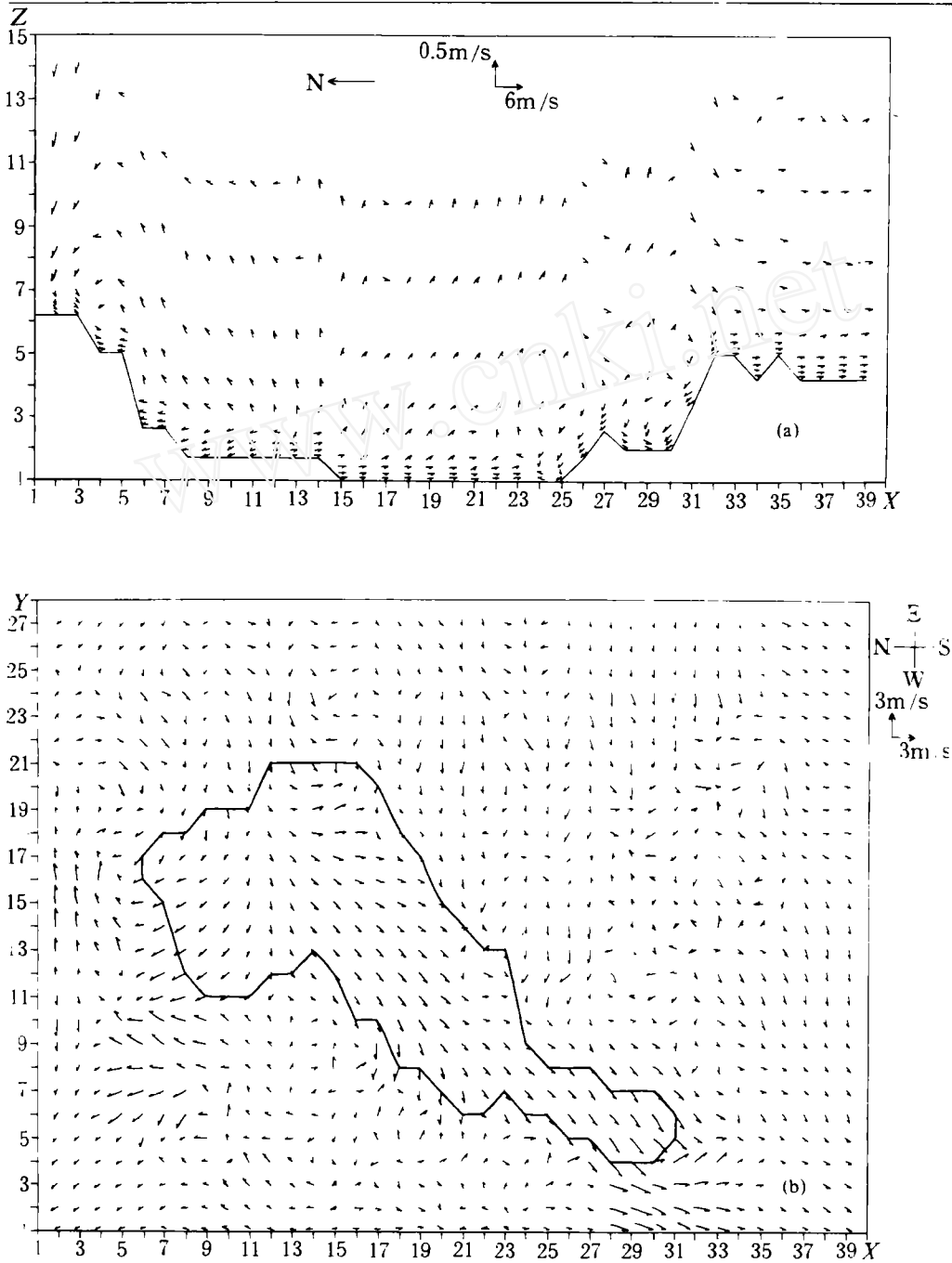


图3 模式积分12h后, $J = 10$ (a)剖面风场($\Delta x = 2.2 \text{ km}, \Delta y = 100 \text{ m}$), 和 $Z^* = 10 \text{ m}$ (b)的水平风场($\Delta x = \Delta y = 2.2 \text{ km}$)

Fig. 3 Profile of wind field at (a): $J = 10$ ($\Delta x = 2.2 \text{ km}, \Delta z = 100 \text{ m}$) and (b): $Z^* = 10 \text{ m}$ ($\Delta x = \Delta y = 2.2 \text{ km}$), after simulating 12 h

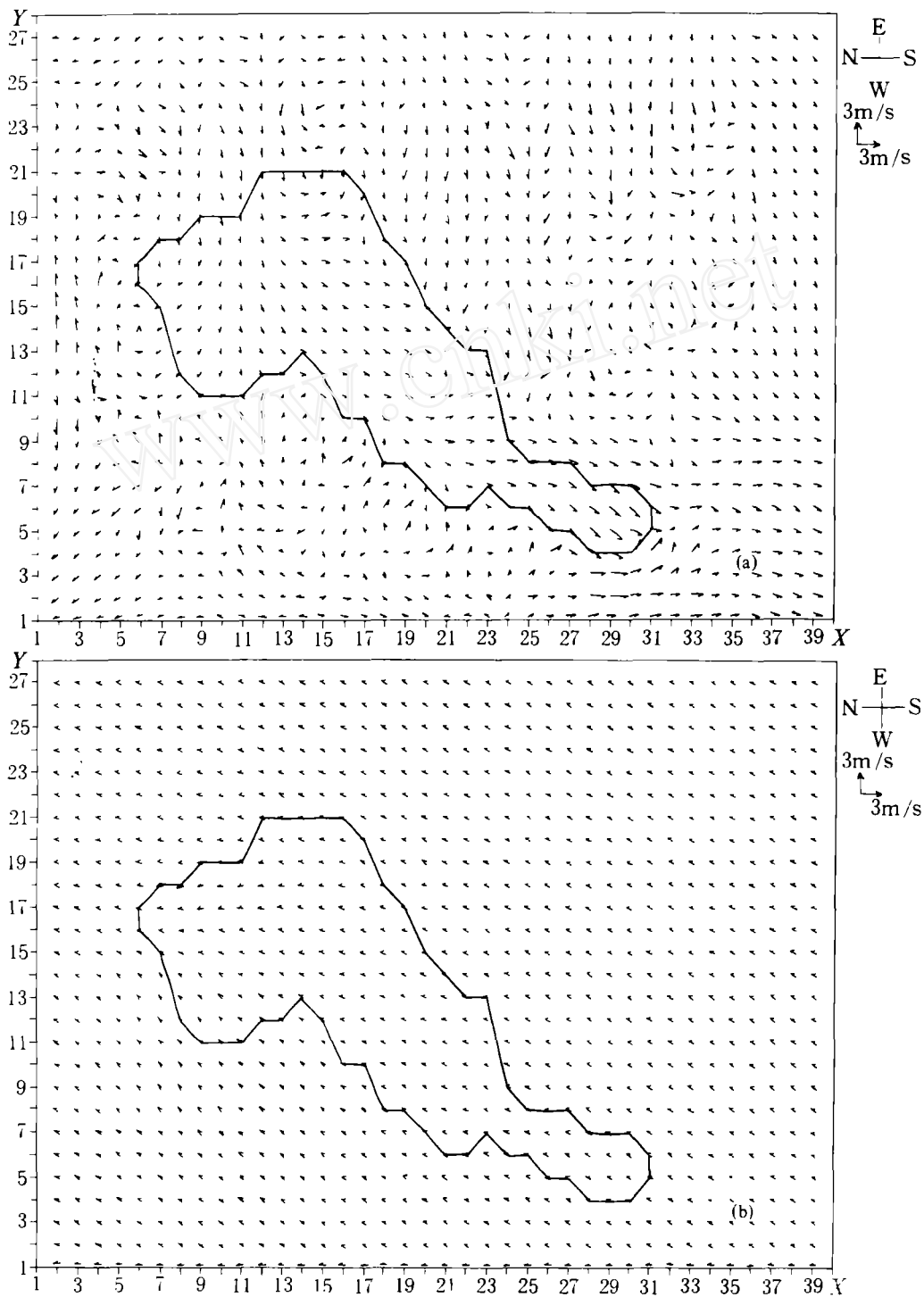


图4 模式积分9 h后, $Z^* = 10$ m的水平风场

(a)假设湖区是一陆面,(b)假设湖周均为平坦地形(水平格距 $\Delta x = \Delta y = 2.2$ km)

Fig. 4 Horizontal wind field at $Z^* = 10$ m, (a) suppose that the lake is a land ;
 (b) suppose there is flat terrain around the lake, after simulating 9 h ($\Delta x = \Delta y = 2.2$ km)

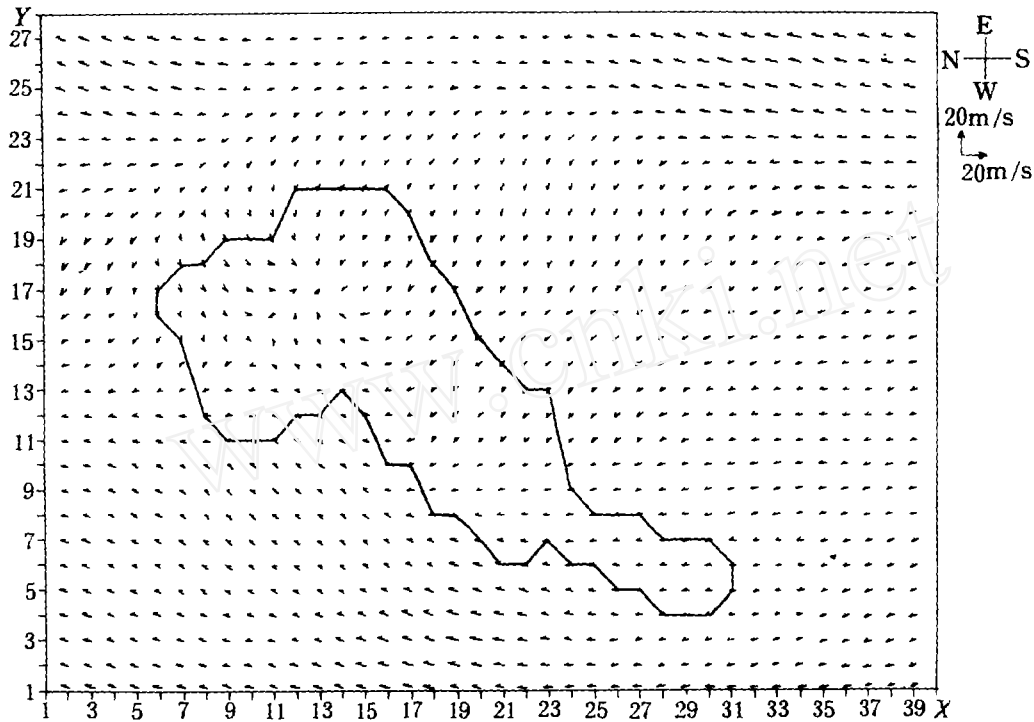


图5 模式积分12h后 $Z^* = 10\text{m}$ 的水平风场(在强背景风场下, 格距 $\Delta x = \Delta y = 2.2\text{ km}$)

Fig. 5 Horizontal wind field at $Z^* = 10\text{m}$, after simulating 12 h
(under strong large-scale wind field, $\Delta x = \Delta y = 2.2\text{ km}$)

4 初步结论

通过建立复杂地形下的三维大气边界层数值模式,并加入琵琶湖流域实际地形,本文获得了一些合乎边界层理论的初步看法,并且研究了琵琶湖周围地形,琵琶湖的存在与否及强背景风场下边界层风速的变化等,主要结论如下:

(1) 在弱的背景风场下,夜间边界层风场在低层向湖区辐合,并向地势较低的湖南部流出。在湖区上空有上升气流出现,而湖四周均有下沉气流出现,这样在湖的南北、东西坡地上空均有垂直环流或风速切变出现。

(2) 在弱的背景风场下,湖区的存在与否对琵琶湖流域局地风场的态势形成有一定影响,但起决定作用的是湖四周高低不平的山地。

(3) 在强的背景风场下,低层风场主要受背景风场的影响,在风速大小、方向上均异于弱背景风场下的风速。

最后应该指出,模式应加入实际风场进行验证,本文尚是日本 BITEX'93 计划实施前的一个理论探讨,尽管这种尝试是十分必要的。另外,今后也应发展成非静力模式,以使模式更符合实际情况。

参 考 文 献

- 1 Avissar R. and Y. Mahrer, Mapping frost-sensitive areas with a three-dimensional local-scale numerical model. *J. Appl. Meteor.* 1988, 27(4); 400—413.
- 2 Schultz P. and T. T. Warner, Characteristics of summer-time circulations and pollutant ventilat in the Los Angeles Basin. *J. Appl. Meteor.* 1982, 21(5); 672—682.
- 3 C. Subbarao Maddukuri, A numerical simulation of an observed lake breeze over southern Lake Ontario, B. L. M., 1982, 23; 369—387.
- 4 曹旭斌、周明煜、李兴生. 斜坡地形下城市岛和陆风相互作用的三维数值模拟. *大气科学*, 1989, 13(30); 358—366.
- 5 Estoque, M. A., Flow over a localized heat source, *Mon. Wea. Rev.* 1969, 97; 850—859.
- 6 Sasamori, T., A linear harmonic analysis of atmospheric motion with radiative dissipation, *J. Met. Soc. Japan.* 1972, 50; 505—517.
- 7 桑建国. 大气扩散的数值计算. 北京: 气象出版社, 1992; 235—237.
- 8 Richtmyer R. D., *Difference methods for initial value problems*, Wiley (Interscience), New York, 1967; 238—240.
- 9 Mahrer Y., An improved finite difference scheme procedure for approximating horizontal derivatives, *Mon. Wea. Rev.*, 1984, 112; 918—922.

A THREE-DIMENSIONAL BOUNDARY-LAYER MODEL IN LAKE BIWA WATERSHED

Zhang Limin Pu Peimin

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)

Abstract

A three-dimensional time-integrated boundary-layer model is designed to be applied for Lake Biwa complex terrain, and an improved finite difference scheme procedure for approximating horizontal derivatives in a terrain-following coordinate system is introduced.

Under weak large-scale wind field, the authors add real Lake Biwa terrain to the model and the results show that the model computation is very stable and saves computing time. Meanwhile, some numerical experiments are made with giving consideration to such different factors as watershed terrain, the existence of lake, etc.

Under strong large-scale wind field, the authors add smooth terrain of Lake Biwa to this model, and the results obtained are satisfactory.

Key Words Lake Biwa, boundary-layer, numerical simulation