

一个描述河陆风变化的数值模式 及其数值实验

黄荣辉 严邦良

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文设计了一个包括水平及垂直扩散、牛顿冷却的二维46层非弹性运动方程模式来模拟及研究河陆风的变化。在模式中包括了太阳辐射；地-气系统的长波辐射；地表面、河表面向大气的感热与潜热输送以及地表面向土壤层的热传导等物理过程。

本模式采用分解算法及隐式时间差分方案，计算结果表明，这个模式无论对稳定层结或不稳定层结其计算都是稳定的，且所需计算时间也是很节省的，其计算结果是符合实际的。

一、引 言

关于局地风系的研究主要集中在海陆风与山谷风方面。如 Estoque (1961), Morez (1967), McPherson (1970), Pielke (1974) 与 Estoque (1976) 作了许多海陆风的观测与数值研究^[1-5]。山谷风的数值模拟近年来随着大气污染研究的发展而迅速发展^[6-9]。

然而，关于河陆风的研究在世界上还不多见。它虽然有点类似海陆风，但河陆风的尺度远比海陆风小，并且在海陆风中主要考虑海陆热力差异，对地形所引起的局地风系则考虑不多。此外，河陆风又似乎类似于山谷风，都考虑山与谷的热力差异与地形所引起的局地风系，但山谷风的下垫面都是土壤，在模式中下垫面与大气的热交换及下垫面的热传导特性是一致的，这就使问题较简单。而河陆风的情况，既要考虑河面与坡面的热力差异，又要考虑地形的作用；并且河水由于流动，其水温基本上没有日变化，而坡面就要考虑与大气的热交换与在土壤层中的热传导。这些使得研究河陆风变化的数学模式比研究海陆风，山谷风的数值模式要复杂得多。

近年来，由于能源及灌溉的需要，大型水电工程不断兴建，在兴建时应应对河陆风的情况进行了解，兴建后又要对河陆风的变化进行预测。如我国长江三峡水利工程兴建时，就应了解三峡地段的河陆风情况及对兴建后的变化进行预测。由于河陆风的变化不仅影响着航道的风系，而且影响着雾的生消及污染物质的扩散，因此，研究河陆风的数学模式不仅具有一定的学术意义，而且对于国民经济建设也是很有实用意义的。

本文设计了一个包括边界层各种物理过程的二维非弹性运动方程多层模式，藉以研究稳定层结与不稳定层结下河陆风的变化。

二、一个描述河陆风的数学模式

我们设计了一个包括非弹性运动方程组及热力平衡方程所组成的河陆风数学模型。

1. 基本方程组

河陆风的尺度远比海陆风小,它与山谷风的尺度相近,故我们采用 Ogura 和 Phillips (1962) 所提出的非弹性运动方程系^[10]。并且,由于我国的河流是东西流向的,故我们假设变量在东西方向是均匀的,即 $\partial/\partial x = 0$ 。

为了便于在模式中易于考虑地形,我们应用 Kasahara (1974) 所提出一个类似于 σ 坐标的变换高度坐标系^[11]。这个坐标系的垂直坐标定义为

$$s = \frac{Z - Z_G}{Z_T - Z_G},$$

Z_G 是地表面高度, Z_T 是模式顶高度。因此, $s=0$ 表示地面; $s=1$ 表示模式顶。

在 s 坐标系中包括扩散与牛顿冷却的非弹性运动方程组可写成:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\rho D u) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho D v \cdot u) + \frac{\partial}{\partial s} (\rho D \dot{s} \cdot u) - f \rho D v = \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho K_{uv}}{D} \frac{\partial u}{\partial s} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho D K_{uh} \frac{\partial u}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\rho D v) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho D v \cdot v) + \frac{\partial}{\partial s} (\rho D \dot{s} \cdot v) + f \rho D u = -C_p \Theta \rho D \\ \cdot \left[\frac{\partial \pi'}{\partial y} + \frac{g \Theta'}{C_p \Theta^2} \frac{\partial D}{\partial y} (1-s) \right] + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho K_{uv}}{D} \frac{\partial v}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho D K_{vh} \frac{\partial v}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\rho D \theta') + \frac{\partial}{\partial y} (\rho D v \cdot \theta) + \frac{\partial}{\partial s} (\rho D \dot{s} \cdot \theta') = -\rho D C (\theta' - \theta_0) \\ + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho K_{rv}}{D} \frac{\partial \theta'}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho D K_{\theta'h} \frac{\partial \theta'}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = \frac{g}{C_p \Theta} D \theta', \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} (\rho D s) + \frac{\partial}{\partial s} (\rho D \dot{s}) = 0. \quad (5)$$

上面方程中 u 是东西方向的气流速度, v 是南北方向气流的速度, $\dot{s}$ 是 s 坐标系中的垂直速度, 它与一般在 Z 坐标中垂直速度 W 的关系为

$$\dot{s} = \frac{1}{D} \left[W + (1-s) \frac{\partial D}{\partial y} s \right],$$

$D = Z_T - Z_G$ 是模式的深度, 不同的水库坝高就有不同的 D . c_p 是定压比热, g 是重力加速度, f 是柯氏参数, Θ 是冬夏大气基本态的位温, θ' 是扰动位温, 即 $\theta' = \theta - \Theta$, $\pi = (p/P)^k$, P 是某一参考压力值, $\pi' = \pi - \pi_0$ 是 π 的扰动值, $\pi_0 = -gz/c_p\Theta$, $k = R/c_p$. 这样空气的位温 θ 与温度可写成

$$\theta = \frac{T}{\pi}.$$

ρ 是密度, 它是

$$\rho = \frac{p}{k\Theta} \pi_0^{c_p/R-1}.$$

K_{Me} , K_{Te} 分别是角动量与热量的垂直涡旋扩散系数, K_{uH} , K_{vH} , $K_{\theta H}$ 是角动量与热量的水平扩散系数, C 是牛顿冷却系数.

2. 热量平衡方程

我们所研究的问题是河陆风问题, 河流是流动的. 根据观测, 像长江这样的河流, 河水表面水温几乎没有日变化, 所以不必研究它的热量平衡问题. 然而, 陆地表面温度的日变化却是很大的, 它受下垫面热平衡方程所控制. 如图1所示, 在陆地表面所接收到的太阳短波辐射及大气的长波辐射应与从地表面向大气输送的感热、潜热、向大气辐射的长波辐射以及向土壤下层的热传导相平衡,

即

$$I \downarrow + L \downarrow = SH + LH + HC + LA, \quad (6)$$

式中 $I \downarrow$ 是地表面接受到的太阳短波辐射,

$L \downarrow$ 是地表面所接受到的大气长波辐射, LA

是从地表面向大气辐射的长波辐射, HC 是从

地表面向土壤层的热传导. SH, LH 分别是地表面向大气输送的感热与潜热.

1) 太阳短波辐射

地表面所接收到的太阳短波辐射 $I \downarrow$, 根据 Kondo (1976) 推导的经验公式^[12], 它为

$$I \downarrow = (1-A) I_0 \cos i [0.57 - 0.016 e_m - 0.016 \log_{10} e_m + (0.43 + 0.016 e_m) 10^{-0.13 A \cos i}], \quad (7)$$

A 是地表面的反照率, $I_0 = 1367, W/m^2$ 是大气顶的太阳入射辐射或称太阳常数, e_m 是地表面附近的水蒸汽的气压, i 是太阳直射路径与地表面的夹角, 根据 Mahrer 和 Pilke (1977) 所用的 Kontralyer 公式^[13],

$$\cos i = \cos \alpha \cos Z + \sin \alpha \sin Z \cos(\beta - \eta), \quad (8)$$

式中 α 是河两岸斜坡的坡度,

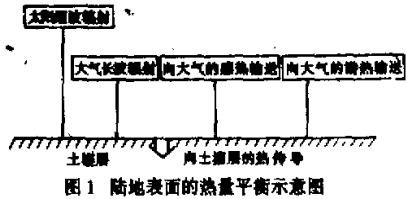


图1 陆地表面的热量平衡示意图

$$\alpha = \frac{\partial Z_a}{\partial x};$$

Z 是太阳的天顶角,

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \psi, \quad (9)$$

φ 是纬度, 长江位于北纬 30° , δ 是太阳的赤纬, 夏季 δ 为 $+23^\circ$, 冬季 δ 为 -23° , ψ 是太阳的时间角, 为 $180^\circ/1440$, β 是太阳的方位角,

$$\sin \beta = \cos \delta \sin \psi / \sin Z, \quad (10)$$

η 是地形斜坡方位角, 地形坡面向北取 $\eta = \pi$, 向南取 $\eta = 0$.

太阳的短波辐射在热量平衡方程中起着重要作用. 在上午, 地表面所接收到的太阳辐射随着太阳时间角的增大而增大, 地表面温度随之升高, 它向大气输送的感热与潜热也相应增大, 并且向土壤层的热传导也增大. 从 (7) 式也可以看到当水汽增大, 地表面所接收到的直接辐射将减少.

2) 大气的长波辐射

地表面所接收到的大气长波辐射根据 Kondo (1976) 的经验公式^[12], 它是

$$L_{\downarrow} = \sigma T_a^4 (0.52 + 0.064 N e_m) \cos \alpha, \quad (11)$$

T_a 是大气的温度, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ 是司蒂芬 - 波尔兹曼常数. 当水汽大, 地表面所接收到的大气长波辐射也大.

3) 感热输送与潜热输送

地表面不断向大气输送感热与潜热. 感热输送为

$$SH = \rho_0 C_p C_T (T_s - T_h), \quad (12)$$

其中 ρ_0 是接近地表面的空气密度, C_p 是定压比热, 它为 $1006 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, $C_T = C_T^N g_T$, C_T^N 是中性层结的大气温度输送系数, 它为

$$C_T^N = \frac{1}{P_r} \left(\frac{k}{\ln(Z_h/Z_0)} \right)^2, \quad (13)$$

k 是卡尔曼常数, P_r 是普朗德常数, Z_0 是地表面粗糙度参数, 对乡村条件一般取 10 cm 左右, Z_h 是常通量层的高度, 一般取 50 m . g_T 是依赖于常通量层的稳定性与风速切变的参数化表面曳力速度, 一般取 $g_T = (u_h + v_h)^{\frac{1}{2}}$, u_h , v_h 分别是常通量层的风速分量.

地表面向大气的潜热输送为:

$$LH = \frac{1}{B} SH, \quad (14)$$

B 是包温 (Bowen) 比, 在稳定与中性情况下 $B = \infty$, 而在不稳定层结下一般 $B = 0.5$.

4) 从地面向大气的长波辐射

从地表面辐射的长波辐射依普朗克定律可写成

$$LA = \sigma T_s^4, \quad (15)$$

T_s 是地表面的温度, 这也是我们利用热量平衡方程所要求的地表面温度值.

5) 向土壤层的热传导

当地表面受到太阳的短波辐射, 它的温度就会升高, 一旦地表面温度高于土壤层的温度, 就会产生温度的热传导, 它为

$$H_c = \rho_c C_c K_c \left(\frac{\partial T_c}{\partial Z} \right)_{z=0}, \quad (16)$$

ρ_c 是土壤的密度, C_c 是土壤的比热, K_c 是土壤的热力传导系数, 一般是 $4 \times 10^{-7} \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, T_c 是土壤的温度.

3. 边界条件

1) 侧边界条件

我们假设在河两岸的边界满足

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \theta'}{\partial y} = 0, \quad (17)$$

2) 上、下边界条件

在上边界, 我们假设

$$\begin{cases} u=v=\pi'=0, \\ \theta'=\theta'|_{s=0}, \end{cases} \quad s=1, \quad (18)$$

而在下边界, 我们假设

$$u=v=0, \quad \dot{s}=0, \quad s=0. \quad (19)$$

三、差分方程与参数

为了便于计算, 我们对模式方程 (1) — (5) 进行适当的变换, 设

$$U = \rho Du, \quad V = \rho Dv, \quad \theta = \rho D\theta', \quad (20)$$

这样, 方程 (1) — (5) 可变换成

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left[U \cdot Au \right] + \frac{\partial}{\partial S} \left[U \cdot Bu \right] - fV = \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial S} \left(K_{uv} \frac{\partial U}{\partial S} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{uh} \frac{\partial U}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (21)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} [V \cdot A v] + \frac{\partial}{\partial S} [V \cdot B v] + f U = -c_p \theta \rho D \frac{\partial \pi'}{\partial y} - \frac{g \theta}{\Theta} \frac{\partial D}{\partial y} (1-S) + \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial S} \left(K_{uH} \frac{\partial V}{\partial S} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{eH} \frac{\partial V}{\partial y} \right), \quad (22)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} [\theta \cdot A_{\theta}] + \frac{\partial}{\partial S} [\theta \cdot B_{\theta}] = -c (\theta - \theta_0) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{\theta H} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial S} \left(K_{rH} \frac{\partial \theta}{\partial S} \right), \quad (23)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial S} = \frac{g \theta}{\rho C_p \Theta}, \quad (24)$$

$$\frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial S} (\rho D \dot{S}) = 0. \quad (25)$$

上述方程组是我们进行计算的模式方程, 在五个方程中有五个未知数, 即 $U, V, \theta, \pi', \dot{S}$, 方程组是完备的. 上方程组中

$$A_u = u + K_{uH} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial S}, \quad A_v = v + K_{eH} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial S},$$

$$A_{\theta'} = v + K_{\theta'H} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial S}, \quad B_u = B_v = \dot{S} + \frac{K_{uH}}{D^2} \frac{\partial \rho}{\partial S},$$

$$B_{\theta'} = \dot{S} + \frac{K_{\theta'H}}{D^2} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial S}.$$

1. 模式的差分方程

我们在垂直方向取不等距差分, 在 y 方向取等距差分, 其变量在网格点上的分布如图 2 所示.

在 y 方向取差分方案如下:

$$\frac{\partial}{\partial y} (FA)_i = \frac{1}{2\Delta y} (F_{i+1/2} A_{i+1/2} - F_{i-1/2} A_{i-1/2}), \quad (26)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(F \frac{\partial A}{\partial y} \right)_i = \frac{1}{(\Delta y)^2} [F_{i+1/2} (A_{i+1} - A_i) - F_{i-1/2} (A_i - A_{i-1})]. \quad (27)$$

并且我们采用 y, z 方向分解算法, 在时间差分上采用全隐式差分方案, 这样可得到与 (21) — (25) 式相应的差分方程及边界条件.

2. 热平衡方程的计算方案

把方程 (7) — (16) 代入方程 (6), 可得到:

$$T_i^4 + A_1 T_i + A_2 = 0, \quad (28)$$

其中

$$A_1 = \sigma^{-1} \rho_0 C_p C_T \left(1 + \frac{1}{B} \right) - \sigma^{-1} \frac{\rho_0 C_G K_G}{\Delta Z_f},$$

$$A_2 = -\sigma^{-1} \left[\rho_0 C_p C_T T_h \left(1 + \frac{1}{B} \right) + \frac{\rho_0 C_G K_G}{\Delta Z_f} T_G - I \downarrow - L \downarrow \right],$$

ΔZ_f 是土壤层的垂直差分间隔, 我们利用牛顿降维法就可以求解方程 (28).

3. 参数选取

1) 水平扩散系数

根据文献 [14], 一般水平动量与热量扩散系数为:

$$K_{uH} = \begin{cases} 0.13 \times (Z/Z_i)^{0.5} \times u_* (1 - Z/Z_i) + 500, & \text{稳定层结,} \\ Z/1.3 \times Z_i \times u_* \exp(-45Z/u_*) + 1000, & \text{中性层结,} \\ 0.15 \times Z_i \times u_* (12 + 0.5Z/L)^{\frac{1}{3}} + 1500, & \text{不稳定层结.} \end{cases} \quad (29)$$

为简单起见, 根据文献 [8], 我们取

$$K_{eH} = K_{\theta H} = K_{uH}. \quad (30)$$

而上式中

$$U_* = u_1 + u_2 \times Z_0, \quad L = (A_{00} \times Z_0^{B_{00}})^{-1},$$

在稳定层结下, $z_i = 200$, $u_1 = 0.198$, $u_2 = 0.183$, $A_{00} = 0.01297$, $B_{00} = -0.174$, Z_0 是地面粗糙度, $Z_0 = 0.1$; 而在不稳定层结下, $Z_i = 800$, $u_1 = 0.397$, $u_2 = 0.368$, $A_{00} = -0.01227$, $B_{00} = -0.03049$.

2) 垂直扩散系数

根据文献 [14], 垂直热量扩散系数取如下形式:

$$K_{Tv} = \begin{cases} 0.013 \times u_* \times Z_i (Z/Z_i)^{0.8} \times (1 - Z/Z_i), & \text{稳定层结,} \\ 0.349 \times u_* \times Z_i \wedge (f_2 \times f_3), & \text{中性层结,} \\ U_* \times Z_i \times f_1 (-\mu)^{\frac{1}{3}} \wedge (f_2 \times f_3), & \text{不稳定层结.} \end{cases} \quad (31)$$

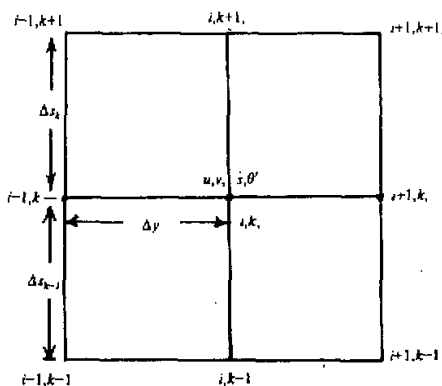


图2 差分网格及其变量分布

对于中性层结, $f_2 = 1 + 3.775 (Z/Z_i)^{1.483}$, $f_3 = 1 + 1.288 (Z/Z_i)^{0.29}$; 而对于不稳定层结, $f_1 = 0.256 (Z/Z_i)^{0.762}$, $f_2 = 1 + 2.33 (Z/Z_i)^{1.235}$, $f_3 = 1 + 2.775 (Z/Z_i)^{2.79}$, $\mu = Z_i/L$.

与水平扩散系数相同, 垂直动量扩散系数我们假设也与垂直热量扩散系数相同, 即 $K_{mz} = K_z$.

4. 差分网格的选取

在 y 方向取等距差分 $\Delta y = 200\text{m}$, 在垂直方向取不等距差分, 在边界层有 40 层, 在土壤层有 5 层, 包括地面共 46 层. 时间差分间隔 $\Delta t = 10\text{s}$.

计算过程是由热平衡方程求出地表面的温度, 再由模式方程求出 U, V, θ 的值, 从而求得 π' 和 $\dot{s}$ 的值, 完成一步迭代. 地表面的初始温度是由实测值给出的.

四、模式的计算结果

我们取一个夏季静止大气早上 8 点的状态作为初始状态进行积分来模拟河陆风的日变化. 地表面的初始位温根据观测是 297K , 江面宽度是 600m , 水温根据观测是 24.62°C . 江的两岸坡度如图 3 所示, 坡顶高度离水面约 300m . 计算结果表明此模式计

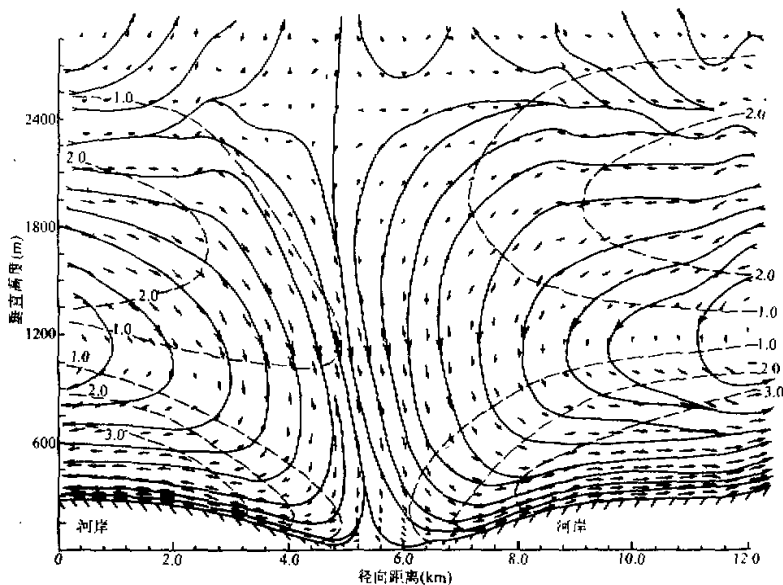


图 3 夏季长江三峡某地段上午 10 时河陆风环流图

粗线表示流线, 虚线表示合成风速值 (单位是 m/s)

算十分稳定.

图 3 是夏季上午 10 点河陆风环流图. 可以看到由于坡面受太阳短波辐射而变热, 河风从江中向南北两岸吹, 其合成河风可达到 $3\sim 4\text{m/s}$, 在江面附近其合成河风为 0.5m/s . 由于大量的空气沿两岸的坡面从江面往两岸的山顶上流, 为了补偿江面上空气

的辐散, 边界层上层的空气流向江面上空, 然后从上空下沉到江面。这样, 在南岸上空形成一顺时针方向的环流, 其环流中心位于坡面上空 900 m 左右; 而在北岸上空则形成一逆时针方向的环流, 环流中心也位于北岸坡面上空 900 m 处。此外, 还可看到在行星边界层顶附近的空气由坡顶上空向江中吹, 同时还向自由大气上空流动。在北岸坡顶上空 2500 m 处形成一逆时针方向的环流; 而在南岸坡面上空 2500 m 处也形成一顺时针方向的环流。可见由本模式计算所得到的环流与山谷风环流相近。

图 4 是午后 2 点, 即 14 点的河陆风环流图。可以看到坡面因太阳短波辐射的加强而变得更热, 因此, 从江中向南北两岸吹的河风比上午 10 点的更强。在坡面, 合成河

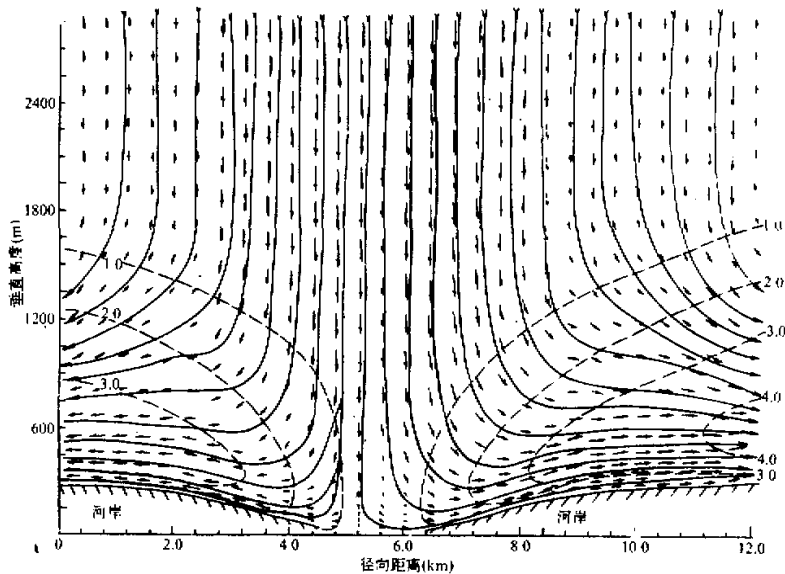


图 4 午后 14 时的环流与合成风速分布
粗线表示流线, 虚线表示合成风速值 (单位是 m/s)

风虽也是 $3 \sim 4 \text{ m/s}$, 但此河风可达到坡面上空 1500 m 高处, 比上午 10 点大大升高。在江面附近的合成河风为 0.5 m/s 。由于大量的空气从江面沿两岸的坡面往两岸的山顶上吹, 因此, 大量的空气从边界层上层下沉到江面与坡面附近。

图 5 是午后 6 点, 即 18 点的河陆风环流图。从图 5 可以看到由于坡面受热减少及由于从坡面发出长波辐射, 故坡面的温度降低, 这样江面附近的气温与坡面附近的气温差别减少, 故河风减弱。在坡面附近其合成河风只有 $1 \sim 1.5 \text{ m/s}$, 而在江面其合成河风只有 0.4 m/s 。弱的河风沿两岸坡面往坡顶上吹, 在南北两坡上空 900 m 处分别形成一个弱的顺时针方向环流与一个逆时针方向环流, 弱的环流位于坡面上空 900 m 附近, 而强的环流位于坡顶上空 900 m 附近。从图 5 还可看到边界层上层的河陆风也开始变化, 一部分空气流向更高的大气层。

图 6 是晚上 10 点, 即 22 点的河陆风环流图。可以看到河两岸的坡面由于长坡辐射而冷却, 河面附近的空气温度比坡面附近的要高, 因此陆风沿南北两岸的坡面向江中吹,

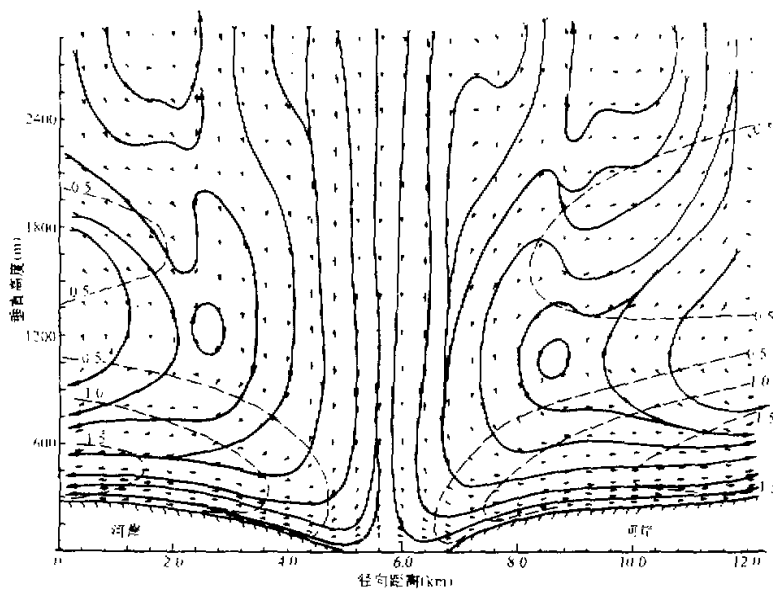


图5 傍晚18时的环流与合成风速分布
粗线表示流线, 虚线表示合成风速值 (单位是 m/s)

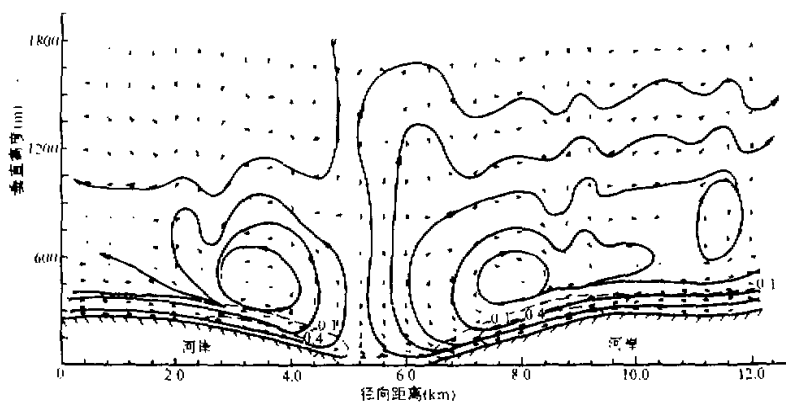


图6 夜间22时的环流与合成风速分布
粗线表示流线, 虚线表示合成风速值 (单位是 m/s)

其合成陆风可达到 $0.2 \sim 0.5 m/s$. 由于空气沿南北两岸的坡面往江面吹, 在江面造成辐合上升, 但因层结稳定, 上升的气流折向南北两岸, 在南北两岸坡面上空 $200 m$ 处各形成一顺时针方向与一逆时针方向的陆风环流, 并且在坡顶上空也形成一弱的环流.

五、结 论

本文设计了一个包括水平及垂直扩散、牛顿冷却的二维 40 层大气非弹性运动方程模式及 6 层土壤层来模拟及研究河陆风的变化。在模式中包括了太阳辐射、地 - 气系统的长波辐射、地表面及河表面向大气的感热与潜热输送以及地表面向土壤层的热传导等物理过程。

本模式采用分解算法及隐式时间差分方案计算了夏季长江三峡某地段河陆风的日变化，其计算结果是符合实际的。此计算方案无论对于稳定层结或不稳定层结其计算都是稳定的，所需计算时间也是很节省的。

我们可以利用此模式来模拟及研究江河、湖泊与山地之间所产生的河陆风，以及由于水利工程建设之后河陆风的变化。

此项工作是在“三峡工程对长江上游生态环境和社会发展的影响及其对策研究”课题资助下进行的。雷孝恩、钱敏伟两同志曾参加此工作的讨论，特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Estoque, M. A., 1961. A theoretical investigation of the sea breeze, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 87, 136—146.
- [2] Moroz, W. J., 1967. A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan: Observations and model, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 24, 337—355.
- [3] McPherson, R. D., 1970. A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 9, 767—777.
- [4] Pielke, R. A., 1974. A three dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 102, 115—139.
- [5] Estoque, M. A., J. Gross and W. H. Lai, 1976. A lake breeze over Southern Lake Ontario, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 104, 386—396.
- [6] MacHattie, L. B., 1968. Kananaskis valley winds in summer, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 7, 348—352.
- [7] Tyson, P. D. and R. A. Preston - Whyte, 1972. Observation of regional topographically - induced wind systems in Natal, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 11, 643—650.
- [8] Mannouji, N., 1982. A numerical experiment on the mountain and vally winds, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 60, 1085—1105.
- [9] San, Jianguo and E. R. Reiter, 1983. Numerical model for a Large-scale mountain - valley, *Proceedings of the First Sino - American Workshop on Mountain Meteorology*, 609—630.
- [10] Ogura, Y. and N. A. Phillips, 1962. Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 19, 173—179.
- [11] Kasahara, A., 1974. Various vertical coordinate system used for numerical weather prediction, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 102, 509—522.
- [12] Kondo, J., 1976. Heat balance of East China sea during the air mass transformation experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 56, 67—85.
- [13] Mahrer, Y. and R. A. Pielke 1977. The effects of topography on sea and land breezes in a two - dimensional numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 105, 1151—1162.
- [14] 雷孝恩. 行星边界层中湍流统计量及风速随高度变化的参数化, “中距离输送扩散规律的数值研究及模式”, 大气物理研究所集刊 (待发表).