

陆地水体对气候影响的数值研究*

王 浩

(南京大学, 210008)

摘要 本文提出了一个非静力平衡中小尺度数值模式, 在模式中包含云的微物理学参数化方案、地面温度和水温预报方案、边界层湍流参数化方案、长波和短波辐射参数化方案, 且包含地形。模式具有较好的积分稳定性, 能精确地模拟边界层内气候的演变过程。本文用该模式研究了陆地水体对温度、湿度、风和湍流强度的影响, 模拟结果与实测资料一致, 反映了陆地水体对周围气候环境的影响过程和规律。

关于水体对气候影响的研究过去主要集中在模拟特定地区的流场^[2,4,5,8-10]。本文设计了一个非静力平衡中小尺度数值模式来模拟研究水体对气候影响的形成理论和机制以及温湿风场的一般特征。

一、基本方程组及其参数化方案

1. 基本方程组

设 y 轴沿河流或湖泊较宽的方向, z 轴垂直于地面向上。在 Boussinesq 近似下的 $x-z$ 平面上二维运动方程和连续方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} + f(v - v_g) - f^* w - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_H^M \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_Z^M \frac{\partial u}{\partial z} \right] \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - w \frac{\partial v}{\partial z} - f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_H^M \frac{\partial v}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_Z^M \frac{\partial v}{\partial z} \right] \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} = & -u \frac{\partial w}{\partial x} - w \frac{\partial w}{\partial z} + f^* u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} + g \left(\frac{\theta'}{\theta} - \frac{q_c}{\rho} - \frac{q_r}{\rho} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_Z^M \frac{\partial w}{\partial z} \right] \end{aligned} \quad (3)$$

$$0 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (4)$$

热量以及水汽、雨水和云水的湿度方程为:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{L}{C_p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \cdot CER - \frac{L}{\rho C_p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \cdot EP + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_H^M \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]$$

* 本文得到国家自然科学基金资助。

本文是在傅抱璞、卢其尧教授的指导下完成的, 同时得到了钱永甫教授和虞静明副教授的帮助, 谨志谢意。

收稿日期: 1989年8月9日。

$$+ \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z^H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{1}{C_p \rho} \frac{\partial R_L}{\partial z} \quad (5)$$

$$\frac{ds}{dt} = -CER + \frac{1}{\rho} EP + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_H^H \frac{\partial s}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z^H \frac{\partial s}{\partial z} \right] \quad (6)$$

$$\frac{dq_c}{dt} = \rho \cdot CER - AC - CC + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_H^H \frac{\partial q_c}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z^H \frac{\partial q_c}{\partial z} \right] \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{dq_r}{dt} = & -\frac{\partial}{\partial z} (V_T q_r) - EP + AC + CC + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_H^H \frac{\partial q_r}{\partial x} \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z^H \frac{\partial q_r}{\partial z} \right] \end{aligned} \quad (8)$$

式中, CER 为水汽凝结率; EP 为降水的蒸发率; AC 是云水向雨水的转化率; CC 是雨滴捕获云滴的捕获率。其它符号具有气象上的常用意义。

2. 物理过程的参数化

(1) 湍流交换系数 垂直湍流交换系数采用 Estoque 给出的公式^[3]。水平湍流扩散采用两步衰减的空间滤波器来代替,空间滤波器采用 Shapiro 的公式^[11]。

(2) 云的物理学参数化方案 我们采用 Kessler 的方法^[6]。

(3) 长波辐射和冷却率 采用 Sasamori 提出的计算方案^[10]。

(4) 地面温度 地面温度采用靠近地表的一个薄层内的热通量扩散方程计算:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_0}{\partial t} = & \frac{1}{\rho_s C_s \Delta Z_{s,1}} \left[\rho C_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} u_* \theta_* + \rho L u_* q_* - \sigma T_0^4 + R_L \downarrow \right. \\ & \left. + (1-a) R_s \downarrow - \rho_s C_s K_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s} \right] \end{aligned} \quad (9)$$

式中, T_0 为地面温度; $\Delta Z_{s,1}$ 为薄层的厚度; u_* , θ_* 和 q_* 分别为摩擦速度、摩擦位温和摩擦比湿; ρ_s 和 C_s 分别为土壤的密度和比热; z_s 和 K_s 分别为土壤中的垂直坐标和土壤导热率; T_s 为土壤温度; 其它符号具有气象上常用的意义。

(5) 地面上的湍流通量 u_* , θ_* 和 q_* 根据边界层理论计算^[3]。

(6) 太阳辐射 到达地面的太阳辐射 $R_s \downarrow$ 是用与 Pielke 模式中相类似的方法计算^[10]。

(7) 水中热流量方程 静水中热流量方程可以表示为:

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = K_w \frac{\partial^2 T_w}{\partial z_w^2} - \frac{1}{\rho_w C_w} \frac{\partial R_{s,w} \downarrow}{\partial z_w} \quad (10)$$

式中,除了以下标 w 表示在水体中外,其他符号具有常用意义。

太阳辐射在水中的传输方程可以用指数形式的经验关系式来表示:

$$R_{s,w} \downarrow = (1-a) R_s \downarrow e^{-a_w z_w} \quad (11)$$

式中, a_w 为光线的衰减系数。

(8) 地面长波辐射净通量 它是从地面放出的长波辐射 (σT_0^4) 与到达地面的大气逆辐射

$$R_L \downarrow = \int_0^{Z_T} \sigma T^4 \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} dz' \quad (12)$$

之差。式中, ε 为长波辐射的发射率; Z_T 为水汽吸收层顶的高度。

(9) 压力扰动 中尺度压力扰动 p' 分为静力压力扰动 p'_s 和动力压力扰动 p'_d 。 p'_s 是根据位温场算出的, 而 p'_d 则用解泊松方程的方法求得。

(10) 考虑地形的情况 这时采用地形坐标 (x, y, z^*) ,

$$z^* = S_T \frac{Z - Z_G}{S_T - Z_G} \quad (13)$$

式中, S_T 为模式顶高度; Z_G 为地形高度。参照长江三峡的情况, 设地形为一河谷, 高 700 m, 底宽 2 000 m, 底部为水, 两侧山坡坡度为 10° 。

二、初边值条件和计算方案

1. 初始条件

首先假定风按 K 为常数的 Ekman 解析公式计算, 位温随高度线性增加, 比湿随高度线性减小, 然后在这样的初值下不加入水体, 对模式进行积分, 积分稳定后作为背景初始场。

2. 边界条件

所有量的侧边界均为无梯度, 上边界都取自 500 hPa 上值; 下边界风速为 0; 温度由前述预报方程确定; 比湿用 Pielke 方法确定^[10]。水面粗糙度与风速有关, 为 $z_0 = 0.032 u_*^2/g$ 。

3. 计算区域与网格设计

计算区域, 水平范围为 240 km; 垂直高度为 5.5 km; 水体宽度分别为 10, 5, 2 和 1 km。水平网格分为 29—39 个。垂直方向, 大气分为 18 层; 土壤中分为 4 层; 水体也分为 4 层。

4. 计算方案

第一步: 不考虑动力压力扰动和非线性平流项, 求解方程组(1)–(8)的解。

第二步: 用三次样条插值的方法加入非线性项, 求得风场 u, v 和 w 。

第三步: 用上两步求得的风场计算动力压力扰动, 并求出在动力压力扰动存在时新的风场。具体方法为: 设在静力压力扰动下算出的 u, v, w 记为 $\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{w}$ 。则有:

$$\begin{cases} u^{n+1} = \tilde{u} - \frac{\Delta t}{\rho} \delta_x p'_d \\ w^{n+1} = \tilde{w} - \frac{\Delta t}{\rho} \delta_z p'_d \\ v^{n+1} = \tilde{v} \end{cases} \quad (14)$$

式中, $\delta_x p'_d$ 和 $\delta_z p'_d$ 是 p'_d 在 x 和 z 方向的一阶偏差。由上式可得到:

$$\mathcal{D} \vec{v}^{n+1} = \mathcal{D} \vec{v} - \frac{\Delta t}{\rho} \mathcal{L} p'_d \quad (15)$$

式中, $\mathcal{D} = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}$ 为散度算子; $\mathcal{L} = \delta_x^2 + \delta_z^2$ 为拉普拉斯算子。因 $\mathcal{D} \vec{v}^{n+1} = 0$, 故

$$\mathcal{L} p'_i = \frac{\rho}{\Delta t} \mathcal{D} \vec{V} \quad (16)$$

由泊松方程(16)求得 p'_i 后,即可求出新的风场 \vec{V}^{n+1} 。具体解法详见文献[1]和[12]。

三、计算内容与分析

1. 天气尺度风较大时,过水体气流的变性可变参数有:冬季和夏季,晴天和阴天, z_0 分别为 5 和 15cm,水体的宽度为 10,5,2 和 1km。

2. 天气尺度风较小时,过水体气流的变性可变参数同第 1 项。

3. 天气尺度风为 0 时的湖陆风,可变参数有。冬季和夏季,水体宽度为 10,5,2 和 1km。

4. 水体对降水过程的影响和局地降水,可变参数同第 3 项。

5. 河谷中的水体,可变参数有:冬季和夏季。

模式从以上五个方面进行了模拟。图 1—4 是模拟结果的一部分。从图 1 可以看出,白天为湖风环流,夜间为陆风环流;从图 2 看出,白天为谷风,夜间为山风,有明显的日变化周期。从图 3 看出,水体白天有强烈的降温效应,受水体影响的空间呈“舌状”分布,在下风向的范围比上风向大得多。从图 4 可以看出,湍流交换系数有两个低值中心,一个靠近水面,是由于水面粗糙度较小;另一个在水体上方,是因为夜间水上空气较陆上空气不稳定。

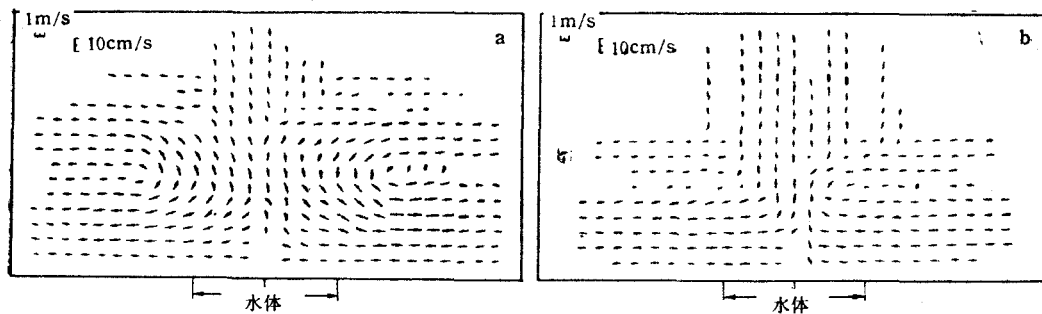


图 1 模拟出的湖陆风
Fig. 1 The simulated lake-land breezes
a. 白天; b. 夜间。

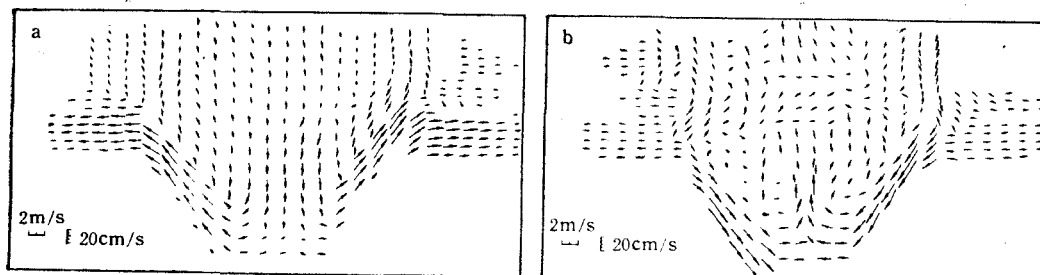


图 2 模拟出的河谷风
Fig. 2 The simulated river valley breezes
a. 白天; b. 夜间。

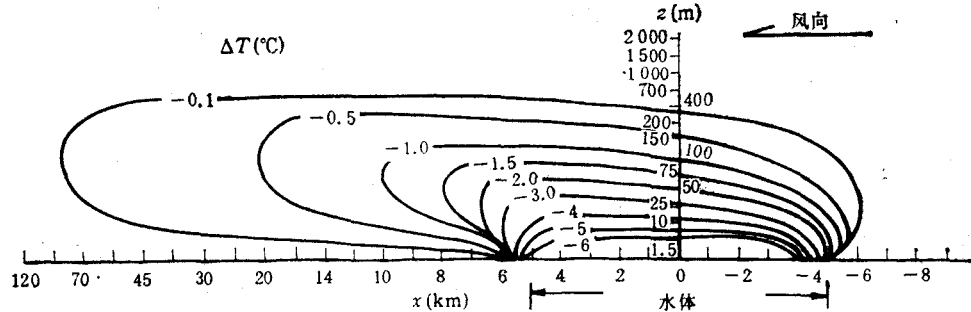


图 3 白天水体附近气温变化的模拟结果(°C)
Fig. 3 The simulated result of the change of air temperature in the vicinity of waterbody at the daytime (°C)

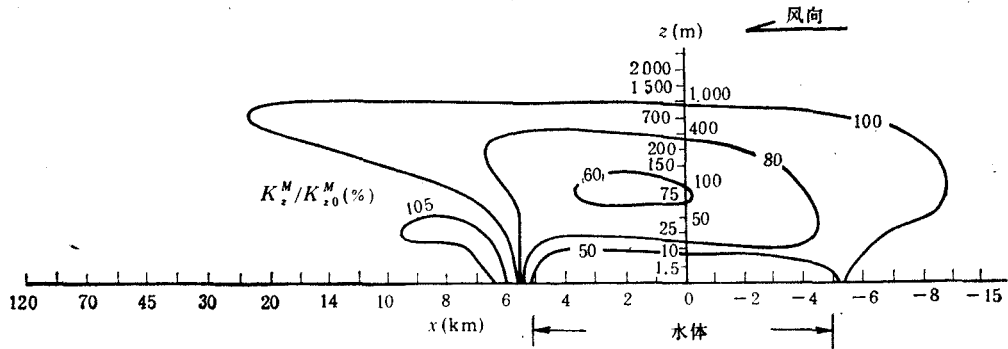


图 4 夜间水体附近湍流交换系数变化的模拟结果(%)
Fig. 4 The simulated result of the change of turbulent exchange coefficient in the vicinity of waterbody at the nighttime (%)

模拟结果表明: 本文模式具有较好的稳定性, 并且精度较高。模拟结果与实测数据和其它众多学者的研究结果一致。

四、主要结论

1. 水体对温湿度的影响主要发生在水体上风岸的 2km 以内和下风岸的 10km 以内, 受水体影响的空间呈“舌状”伸向下风向, 并且在 200—400m 高度最远。影响的幅度是晴天大于阴天, 水体中心夏季正午最大降温: 晴天达 7°C, 阴天只有 3.4°C; 午夜最大升温: 晴天达 4.5°C, 阴天只有 1°C。平均气温冬季可增加 1.2°C, 夏季降低 1°C。关于比湿的影响, 则是冬季大于夏季, 夜间大于白天, 一般可增大 50% 左右; 日平均比湿冬季可增加 10^{-3} , 夏季可增加 9.4×10^{-4} 。在岸上温湿度按指数律变化来趋近于内陆的值。

2. 当天气尺度风较大时, 过水体气流的风速增大 30—70%, 且夜间大、白天小; 气流的方向变化不大, 由于层结差异造成风向改变的最大值只有 2°。在水体上风岸, 有下沉的垂直速度; 在下风岸有上升的垂直速度。当天气尺度风较小时, 风速可增加更大, 但因局地风发展, 风向变化非常明显。白天气流爬越水体上的稳定气层, 上风岸有上升的垂直速度, 下风岸则有下沉的垂直速度; 夜间的情况与此相反。

3. 靠近水面的那层空气,无论白天还是夜间,由于水面的粗糙度较小,湍流交换系数比陆地上同高度的要小。在白天,由于水上空气较稳定,整个水体上的湍流交换系数都比陆地上小;夜间,由于水上空气较不稳定,在水体的下风方向湍流交换系数比陆地上大。夏季白天和冬季夜间分别在水体的上风岸和下风岸可形成微弱的局地降水。水体对天气过程降水的影响是:夏季水体附近的降水减少,其上风岸5—30km和下风岸15—40km内的降水有所增加,增加的幅度不超过10%。

4. 夏季湖风的最大风速达3m/s,厚度约400m;返回气流的 maximum 速度达1.5m/s,厚度约1500—3000m。冬季湖风的最大风速只有1.8m/s,厚度约400m;最大返回气流速度仅为0.5m/s,厚度为1000—2000m。夏季陆风最大风速为1m/s,厚度为100—200m;最大返回气流速度为0.1m/s,厚度为800—1000m;冬季最大陆风达1.2m/s,厚度为200—400m。

5. 模拟得出了非常明显的山(陆)、谷(湖)风环流的日变化。山谷风发展很快,而湖陆风的发展总要滞后一段时间;特别是在夜间,山风几乎日落一开始就发展,并且很快增强,而此时水体还残留着湖风的痕迹。山风,夏季最大风速近2m/s,冬季最大风速可达2.5m/s,其厚度为100m,几乎在靠近地面就达到最大风速,且北坡比南坡大。谷风,最大风速冬夏季都接近2m/s,厚度达200m;与山风不同的是,谷风的 maximum 速度出现在离坡地50—100m的高度。白天水上风速很小。

参 考 文 献

- [1] 王浩、傅抱璞,1988. 冷径流的理论研究. 气象学报 46(4): 476—482.
- [2] 黄荣辉、严帮良,1989. 一个描述河陆风变化的数值模式及其数值试验. 大气科学 13(1): 11—21.
- [3] 豪根,1984. 微气象学. 科学出版社, 251—252页.
- [4] Estoque, M. A., 1961. A theoretical investigation of sea breeze. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 87: 136—146.
- [5] Estoque, M. A., 1962. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *J. Atmos. Sci.* 19: 244—250.
- [6] Kessler, E., 1969. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monographs.* 32: 1—84.
- [7] Martin, C. L., 1983. The adequacy of the hydrostatic assumption in sea breeze modeling over flat terrain. *J. Atmos. Sci.* 40: 1472—1481.
- [8] Moroz, W. J., 1987. A lake breeze on the eastern shore of lake Michigan: Observations and model. *J. Atmos. Sci.* 24: 337—355.
- [9] Neumann, J. and Y. Mahrer, 1975. A theoretical study of the lake and sea breeze of circulation lakes. *Mon. Wea. Rev.* 103: 474—485.
- [10] Pielke, R. A., 1984. Mesoscale meteorological modeling. Academic press, San Francisco, pp. 1—512.
- [11] Shapiro, R., 1977. The use of linear filtering as a parameterization of atmospheric diffusion. *J. Atmos. Sci.* 28: 523—531.
- [12] Wang Hao and Shen Jinmei, 1989. A two-dimensional numerical study of the effects of the sheltering wind of shelterbelts. *Acta Meteorologica Sinica* 3(4): 498—505.

A NUMERICAL STUDY OF THE EFFECTS OF THE INLAND WATER BODY ON CLIMATE

Wang Hao

(*Nanjing University*, 210008)

ABSTRACT

Developed here is a non-hydrostatic mesoscale numerical model for simulating the effects of the inland water body on climate. The model compares the microphysical parameterization of clouds, the prediction schemes of the surface temperatures both on ground and on water surface, the parameterization of the turbulent exchange coefficient in the planetary boundary layer (PBL), and the calculation schemes of long and short wave radiations. It can simulate precisely the change process occurring at the PBL, the effects of non-adiabatic heating on the atmosphere, the effects of inland water body on temperature, humidity, wind, cloud, precipitation and the turbulent exchange coefficient. It may also be used for the studies about urban, mountain, agriculture, water, desert and green islands climates, in general those affected by the change of ground surface. It may also precisely reproduce the lake-land breezes and valley-mountain breezes. The simulated results are in good agreement with the field observations and other studies.