

湖 – 气热传输模型及参数敏感性研究*

颜金凤¹, 李倩², 夏南¹, 孙菽芬^{2**}

(1: 上海大学, 上海市应用数学和力学研究所, 上海 200072)

(2: 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京 100029)

摘要:在一维涡扩散模型的基础上, 发展了考虑冬天结冰和夏天蒸发等水体相变问题及对流混合过程的湖 – 气热传输模型. 模型采用焓代替温度作为预报变量, 这也更加方便处理水的相变问题. 模型的计算结果与以色列 Kinneret 湖的观测资料进行对比, 验证了模型的合理性, 说明了加入对流混合过程是符合湖 – 气热传输的实际物理机制的. 对风速和湖面摩擦速度作了敏感性实验, 证明他们对湖面温度和蒸发潜热有着重要的影响.

关键词:湖 – 气热传输; 湖泊环境; 大气环境; 陆面过程

Investigation of heat exchange model and parameter sensibility between the atmosphere and lake

YAN Jinfeng¹, LI Qian², XIA Nan¹ & SUN Shufen²

(1: *Shanghai Institute of Applied Mathematics and Mechanics, Shanghai University, Shanghai 200072, P. R. China*)

(2: *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, P. R. China*)

Abstract: Based on a one-dimensional eddy diffusion model, the model for studying the heat and mass exchange between the atmosphere and water body is developed, in which the phase change of water in winter and summer is included and the importance of the convective mixing process is emphasized. The model uses enthalpy instead of temperature as the forecast variable, which helps us to easily deal with phase change process. The model is verified by observed data of Lake Kinneret, which emphasizes adding convective mixing process is in accord with the practical physical mechanism of heat and mass exchange between the atmosphere and water body. The sensibility tests of wind velocity and surface friction velocity of lake verify their great influence on lake surface temperature and latent heat.

Keywords: Heat and mass exchange between the atmosphere and lake; lake-environment; atmosphere-environment; land surface process

湖泊作为一种重要的陆面类型, 通过湖面与大气的水热传输, 对区域气候模型 (Regional Climate Models) 有着重要的影响^[1–3]. 湖泊在广泛的空间尺度上对气候有着重要的影响^[4,5], 随着计算机精度的提高和网格划分日益精细, 湖泊在全球大气模型 (Global Climate Models) 中的影响作用越来越大. 同时, 湖泊的温度、热结构和蒸发对环境 and 生态也有着重要的影响.

关于研究湖泊的水热传输模型, 早在 1985 年, B. Henderson-sellers 就提出了最初的涡流扩散模型^[6]; 1986 年他又提出湖泊表面能量必须包括短波、长波、感热、潜热等^[7]; 1990 年, S. W. Hostetler 和 P. J. Bartlein 提出基于物理意义上的涡流扩散模型^[8,9]; 1993 年, Hostetler 提出了中尺度 (MM4) 湖 – 气耦合模型^[10]; 同年, 国内的周从直应用一维涡扩散模型计算一年内不同时期的湖泊垂直温度分布和湖水蒸发率^[11]. 后来 2002 年, Patrick Menard 等又提出了研究了加拿大西北部 Great Slave Lake 的湖 – 冰模型^[12]. 但

* 国家自然科学基金项目 (40575043; 40233034) 和中国科学院创新工程项目 (KZCX3 – SW – 229) 联合资助. 2006 – 09 – 11 收稿; 2007 – 04 – 10 收修改稿. 颜金凤, 女, 1982 年生, 硕士研究生.

** 通讯作者; E-mail: ssf@lasg.iap.ac.cn.

是这些模型存在许多不足之处:首先,这些模型一般只研究单相的水体(液态或固态)而不涉及水体相变.其次,大多数的模型没有考虑对流混合机制,而当太阳下山时,大气温度的降低引起湖泊表层温度的降低,如果湖泊表层温度降低的幅度大于湖泊内部温度降低的幅度,就会产生对流混合过程,这说明对流混合机制在表层水体的温度低于相邻的下层水体温度的情况下是非常重要的.最后,几乎所有的模型都使用温度作为预报变量,这样就不方便处理水的相变问题.为了弥补现有模型的不足,我们在它们的基础上发展了新的湖泊模型来研究湖泊和大气的相互作用.发展了的模型考虑了湖泊中经常发生的水、冰相变过程,采用焓代替温度作为能量平衡方程的预报变量,更方便处理水体的结冰、融化等相变过程.此外,相邻两层的温度若处于不稳定的状态,则采取强制对流混合机制.为了研究湖面温度和蒸发潜热的影响因素,对风速和湖面摩擦速度作了一些敏感性实验.

1 能量平衡控制方程

湖泊的能量变化与太阳短波辐射、大气长波逆辐射、水面向上的长波辐射、潜热及感热通量、水层内部热传导及相变过程的能量有关.由于水的三相变化产生能量交换,使得其内部能量交换过程变得很复杂.在本模型中,采用比焓(h)代替温度(T)作为预报变量和实行对流混合机制,并定义熔点温度下的液态水比焓为零来建立能量方程.这样,模型中温度为熔点温度的液态水运输(流出或流入界面或有关径流)并不引起能量改变,比焓控制方程中就不必处理熔点温度的水流动所输送的能量.这样可以使方程简洁,程序编制简化,并节省计算时间.同时能将温度作为预报变量的模型难以处理的结冰、融化等水体的相变问题很好地解决.

1.1 能量平衡方程

目前,湖泊模型的能量平衡方程大多采用以温度为预报变量的一维涡流扩散方程^[9]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \{ A(z) [d_m + D(z,t)] \frac{\partial T}{\partial z} \} + \frac{1}{A(z)} \frac{1}{C_w} \frac{\partial [\phi A(z)]}{\partial z} \quad (1)$$

式中, T 是湖泊温度(K), t 为时间(s), z 为距离湖面的深度(m)(取湖面中心点为坐标原点,湖深方向为坐标的正方向), $A(z)$ 是深度 z 处的湖泊面积(m^2), d_m 是水的分子扩散系数(m^2/s), $D(z,t)$ 是涡动扩散系数(m^2/s), ϕ 是热源项(W/m^2), C_w 是水的体积热容($\text{J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$).

方程(1)只处理液态水的情形,没有考虑相变的影响,正如在引言中所说的那样,用焓代替温度作为预报变量可以很方便处理水的相变问题,以焓为预报变量的能量平衡方程形式如下:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [k + K(z,t)] \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial \phi}{\partial z} + Conv \quad (2)$$

式中, h 是水体的单位体积焓(J/m^3),它的表达式为:

$$h = ((1 - f_i) \times c_l \times (T - T_f) + f_i \times c_i \times (T - T_f) - f_i \times L_{ii} \times \rho_l) \quad (3a)$$

其中, c_l 为水的比热($4188 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$), c_i 为冰的比热($2052 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$), $T_f = 273.15 \text{ K}$ 为熔点温度, f_i 为单位体积水中冰的质量百分比, L_{ii} 为水的相变热($3.336 \times 10^5 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$), ρ_l 为水的密度($1000 \text{ kg}/\text{m}^3$).在方程(2)中,假定湖泊面积 $A(z)$ 在垂直方向上为单位面积,定义在 273.15 K 时,水的体积比焓 $h = 0$,这样,就很方便求解考虑水体相变的非线性能量方程. $Conv$ 为对流混合项,引入这一项的原因将在后面解释. k 为分子热传导系数($\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$), $K(z,t)$ 为涡动热传导系数($\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$).对液态水来说, $k = k_l = d_m \times C_w = 0.6 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$, $K(z,t) = K_l = D(z,t) \times C_w$.对冰来说, $k = k_i = 20.34 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$, $K(z,t) = 0$.对冰水混合物来说, k 和 $K(z,t)$ 的表达式可以写为 $k = (1 - f_i) \times k_l + f_i \times k_i$ 和 $K = (1 - f_i) \times K_l + f_i \times K_i$ 的形式. ϕ (后来用符号 S_n 表示)(W/m^2)遵循 Bear 定律,且可以用方程(11)表达.

由于在求解方程(2)的差分方程时要将湖泊分成若干层,所以要给出 Δz 厚度内的每层的焓 $h_L(J)$ 的表达式:

$$h_L = m_l \times c_l \times (T_l - T_f) + m_i \times c_i \times (T_l - T_f) - m_i \times L_{ii} \quad (3b)$$

或者
$$h_L = m_{\text{total}} \times (1 - f_i) \times c_l \times (T_l - T_f) + m_{\text{total}} \times f_i \times c_i \times (T_l - T_f) - m_{\text{total}} \times f_i \times L_{ii} \quad (3c)$$

$$h_L = h \times \Delta z \quad (3d)$$

式中: m_l 、 m_i 和 $m_{total} = (m_l + m_i)$ 分别为该层水的质量、冰的质量和总的质量(kg)。

方程(2)及(3)实际上包含了三个未知变量 (h, T , 及 f_i), 必须补充一个附加物理条件限制使 h, T , 及 f_i 的解唯一, 这样才能确定湖泊的实际状态. 下面提出实际存在的湖泊状态是以下三种可能状态中的一种, 就是一个补充的必要限制条件. 三种可能状态为:

$$\begin{aligned} h_L > 0 & \Rightarrow T > 0 \ \& \ f_i = 0.0 \\ -m_{total}L_{il} < h_L < 0 & \Rightarrow T = T_f \ \& \ 0.0 < f_i < 1.0 \\ h_L < -m_{total}L_{il} & \Rightarrow T < T_f \ \& \ f_i = 1.0 \end{aligned} \tag{4}$$

1.2 边界条件

湖面边界条件是: $Q = -[k + K] \partial T / \partial z \quad z = 0.0$ (5a)

$$Q_1 = S_n + L_n - H_s - L_{le}E + R_p \tag{5b}$$

湖底边界条件是: $-[k + K] \partial T / \partial z = 0$ (6)

式中, Q 为进入湖面的热通量 (W/m^2), S_n 为进入湖面的净短波辐射通量 (W/m^2), L_n 为进入湖面的净长波辐射通量 (W/m^2), H_s 为向上的湖面感热通量 (W/m^2), $L_{le}E$ 为向上的湖面潜热通量 (W/m^2), E 为湖面蒸发通量 ($kg/(m \cdot s)$), R_p 为降水携带的进入湖面的热通量 (W/m^2).

1.2.1 潜热与感热 对于表面能量平衡, 湖层吸收太阳辐射通量及来自降水所带来的能量, 湖面与大气间潜热与感热通量是根据 Monin - Obukhov^[13,14] 的理论求取.

$$H = \rho_\alpha C_p (\overline{w'\theta'}) = -\rho_\alpha C_p u_* \theta_* \tag{7}$$

$$E = \rho_\alpha (\overline{w'q'}) = -\rho_\alpha u_* q_* \tag{8}$$

式中, ρ_α 是空气密度 (kg/m^3), C_p 为干空气的定压比热 ($J/(kg \cdot K)$), q_* 是特征湿度, u_* 是湖面摩擦速度 (m/s), θ_* 是特征位温 (K). 计算动量、热量和水汽的垂直输运通量的方法是: 利用 Monin-ObukHChov^[13,14] 理论, 用因次分析建立通量梯度关系, 对通量梯度关系进行积分, 然后可以得到 u_* 、 θ_* 和 q_* 的函数关系式^[15].

1.2.2 降水带来的热能单位时间内降水带来的热能 R_p (W/m^2) 只存在于湖泊表层

$$R_p = \frac{P_{rain} C_i (T_{prec} - T_f) + P_{show} C_i (T_{prec} - T_f) - P_{show} L_{il}}{\Delta t} \tag{9}$$

式中, P_{rain} , P_{show} 分别为 Δt 时间内单位面积上的降雨和降雪量 (kg), T_{prec} 为降水的温度 (K), Δt 为时间间隔 (s).

1.2.3 长波辐射来自空气的向下长波辐射在湖泊表面近乎被完全吸收, 而湖泊表面则按 Stefan-Boltzmann 规律向上发出长波辐射.

$$L_n = \varepsilon L_\alpha - \varepsilon \sigma T_s^4 \tag{10}$$

式中, L_α 为向下的大气逆辐射通量 (W/m^2), T_s 为湖面温度 (K), σ 为斯蒂芬 - 波尔兹曼常数 ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W/m^2 \cdot K^4$), ε 为湖面发射率 (本模型取 $\varepsilon = 0.96$).

1.2.4 短波辐射 湖泊中的杂质吸收一定的太阳辐射, 若我们把杂质集中到表层, 认为它吸收的太阳辐射占进入湖面总的太阳辐射的百分比为 β , 则表层吸收的太阳辐射通量为 $S_n = S_n(0) \times (1 - \alpha) \times \beta$ 表层以下的太阳辐射通量遵循 Beer 定律:

$$S_n(Z) = S_n(0) \times (1 - \alpha) \times (1 - \beta) \times \exp(-\lambda Z) \tag{11}$$

式中, $S_n(0)$ 为到达湖泊表面的总的太阳辐射通量 (W/m^2), α 为湖泊表面的反照率. 对液态表面 $\alpha = 0.08$, 对冰面 $\alpha = 0.3$, 对雪面 $\alpha = 0.78$. 反照率 α 对于决定湖泊能量平衡过程是一个至关重要的参数, 它对湖面温度、湖面上的湍流通量等都有很大的影响. λ (m^{-1}) 为湖泊对太阳短波辐射的消光系数. 在液态水中 $\lambda = 0.5 m^{-1}$, 在冰中 $\lambda = 1.4 m^{-1}$, 在雪中 $\lambda = 6.0 m^{-1}$.

1.3 涡动热传导系数

我们采用 Henderson-Sellers^[16] 方案来确定涡动热传导系数, 对浅湖:

$$K(z) = 0 \tag{12}$$

对深湖, 涡动热传导系数公式可以写为如下形式:

$$K(z) = C_w \times (k_w w^* z / P_0) e^{(-k^* z)} (1 + 37 Ri^2)^{-1} \quad (13)$$

式中, k_w 是为冯卡曼常数(0.4), w^* 是表面摩擦速度 (ms^{-1}), P_0 是普朗特常数(1.0), K^* 是经度和风速的函数, Ri 是梯度 Richardson 数. 表面摩擦速度 w_* 、参数 k^* 、梯度 Richardson 数 Ri 分别定义如下:

$$w^* = 1.2 \times 10^{-3} U_2 \quad (14)$$

$$k^* = 6.6 (\sin\phi)^{1/2} U_2^{-1.84} \quad (15)$$

$$Ri = \frac{-1 + \{1 + 40 N^2 k^2 z^2 / [w^{*2} \exp(-2k^* z)]\}^{1/2}}{20} \quad (16)$$

式中, U_2 为 2 m 高度处的风速(m/s), ϕ 是模型中湖泊的经度, N 为 Brunt-Vaisala 频率, 表达式如下:

$$N = [-g/\rho(\partial\rho/\partial z)]^{1/2} \quad (17)$$

式中, ρ (kg/m^3) 为水的密度, 它是温度 T 的函数^[17], 函数表达式如下:

$$\rho = (1 - 1.9549 \times 10^{-5} |T_k - 277|^{1.68}) \times 10^3 \quad (18)$$

式中, T_k 为 K 氏温标表示的水的温度.

1.4 对流混合项

尽管早在 1990 年, S. W. Hostetler 和 P. J. Bartlein^[4] 就提出对流混合过程存在于密度的不稳定状态中, 但在后来的许多模式中都没有考虑对流混合过程, 直接采用稳定的层结来计算涡动热传导系数. 根据绝对平衡理论, 密度较小的水层必须处于密度较大的水层的上方才能保证平衡状态. 因此我们在能量平衡方程中增加对流混合项, 采用以密度为判断标准的对流混合机制来保证湖泊各层处于稳定状态. 其具体实现如下:

由湖泊各层温度求出各层对应密度:

$$\rho = (1 - 1.9549 \times 10^{-5} |T_k - 277|^{1.68}) \times 10^3 \quad (19)$$

式中, T_k 是 K 氏温标下湖泊各层的温度(K).

逐层判断, 看是否满足密度大的在下, 小的在上. 如果发现某层密度大于下面一层的密度, 则求出此两层焓的总值和总质量, 根据方程(4), 判断这两层混合后的状态, 求出此时各层新的温度、新的密度和新的冰、水的质量(若混合后为冰水混合状态, 则冰的质量先满足上层要求). 再把这两层作为一个整体和上一层的密度比较, 如果上面一层的密度大于这两层密度, 则把这两层作为一个整体和上一层进行对流混合, 逐层往上直到所有层的密度均满足大的在下, 小的在上, 再从已经对流混合好的湖层往下检查, 重复上面步骤, 直到所有层的密度均满足大的在下, 小的在上.

2 数值模拟

由于非线性方程(2) - (4) 没有解析解, 只有数值解, 所以整个湖泊需要分成若干层. 综合考虑数值效率和物理复杂性, 在湖泊模型分层方面, 由于湖泊表层附近的温度梯度非常大, 我们选择较细分层, 对于 Lake Kinneret, 我们先细分, 垂直分 45 层, 前 40 层每层厚 0.75 m, 后 5 层每层厚 2 m. 模型中, 我们把时间步长定为 10 min. 湖泊分为若干层后, 温度和焓定义在每层的中线上(实线), 认为中线上的温度和焓能代表整层湖泊的情况, 计算的水热通量定义在相邻两层之间的交界处(虚线)(图 1). Z_i 代表 i 层的中心, ΔZ_i 代表 i 层的厚度, $m_{i, total}$ 代表 ΔZ_i 厚度的第 i 层中水的总质量, 且 $m_{i, total} = \rho l \cdot \Delta Z_i$, ρl 是液态水的密度, $m_{i, total}$ 的

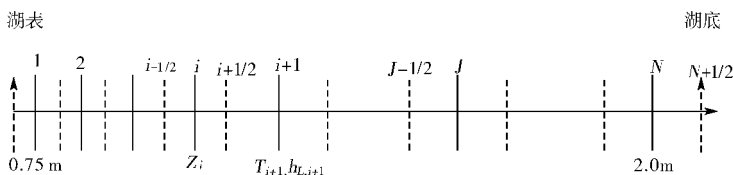


图 1 湖泊垂直分层结构

Fig. 1 The scheme of the layers division for water body vertically

组成部分 m_i 和 m_i 的质量依赖于第 i 层的焓 h_{Li} .

在方程(2)和(3a)的基础上,第 i 层的体积比焓 h_i 的差分方程为:

$$h_i^{n+1,m+1} - h_i^n = \frac{\Delta t}{\Delta z_i} \left[\frac{(k + K^{n+1,m})_{i+1/2} (T_{i+1}^{n+1,m} - T_i^{n+1,m})}{Z_{i+1} - Z_i} \frac{(k + K^{n+1,m})_{i-1/2} (T_i^{n+1,m} - T_{i-1}^{n+1,m})}{Z_i - Z_{i-1}} \right] - \frac{\Delta t}{\Delta z_i} (\phi_{i+1/2}^{n+1} - \phi_{i-1/2}^{n+1}) \quad (20a)$$

考虑到 Δz_i 厚度的第 i 层的焓 $h_{Li} = h_i \Delta z_i$, 上式可以改为

$$h_{Li}^{n+1,m+1} - h_{Li}^n = \Delta t \left[\frac{(k + K^{n+1,m})_{i+1/2} (T_{i+1}^{n+1,m} - T_i^{n+1,m})}{Z_{i+1} - Z_i} \frac{(k + K^{n+1,m})_{i-1/2} (T_i^{n+1,m} - T_{i-1}^{n+1,m})}{Z_i - Z_{i-1}} \right] - \Delta t (\phi_{i+1/2}^{n+1} - \phi_{i-1/2}^{n+1}) \quad (20b)$$

或者

$$h_{Li}^{n+1,m+1} - h_{Li}^n = \Delta t (Q_{i-1/2}^{n+1,m} - Q_{i+1/2}^{n+1,m} + \phi_{i-1/2}^{n+1} - \phi_{i+1/2}^{n+1}) \quad (20c)$$

式中

$$Q_{i-1/2}^{n+1,m} = (k + K^{n+1,m})_{i-1/2} (T_{i-1}^{n+1,m} - T_i^{n+1,m}) / (z_i - z_{i-1}) \quad (21a)$$

$$Q_{i+1/2}^{n+1,m} = (k + K^{n+1,m})_{i+1/2} (T_i^{n+1,m} - T_{i+1}^{n+1,m}) / (z_{i+1} - z_i) \quad (21b)$$

$$(k + K^{n+1,m})_{i+1/2} = \frac{(k + K^{n+1,m})_{i-1} \times (k + K^{n+1,m})_i \times (\Delta z_{i-1} + \Delta z_i)}{(k + K^{n+1,m})_{i-1} \times \Delta z_i + (k + K^{n+1,m})_i \times \Delta z_{i-1}} \quad (21c)$$

$$(k + K^{n+1,m})_{i+1/2} = \frac{(k + K^{n+1,m})_{i+1} \times (k + K^{n+1,m})_i \times (\Delta z_{i+1} + \Delta z_i)}{(k + K^{n+1,m})_{i+1} \times \Delta z_i + (k + K^{n+1,m})_i \times \Delta z_{i+1}} \quad (21d)$$

边界条件可以被同样的离散为:

$$Q_{1/2}^{n+1,m} = S_n^{n+1} + I_n^{n+1} - H_s^{n+1,m} - L_h E^{n+1,m} + R_p^{n+1} \quad (22a)$$

$$Q_{N+1/2}^{n+1,m} = 0 \quad (22b)$$

采用迭代的方法求解方程(20)、(21)和(22),得出 h_{Li}, T_i, f_i 的解,具体迭代方法如下. 猜测一个初始的湖泊温度剖面 $T_i^{n+1,m}$, $n + 1$ 代表时间步, m 代表迭代次数. 从方程(20b)可以直接求出 $h_{Li}^{n+1,m+1}$, 为了求出 $T_i^{n+1,m+1}$ 和 $f_i^{n+1,m+1}$, 需要定义 h_{Li} 的两个极值 h_{L1} 和 h_{L2} , 1) 如果第 i 层的水是 $T_i = T_f$ 的液态水, 则该层总焓 h_{Li} 为 0, 定义 $h_{L1} = 0.0$; 2) 如果第 i 层的水是 $T_i = T_f$ 的固态水, 则该层总焓 h_{Li} 为 $-m_{i,\text{total}} L_{il}$, 定义 $h_{L2} = -m_{i,\text{total}} L_{il}$ 在两个极值 h_{L1} 和 h_{L2} 定义的基础上, 根据方程(4), 各个湖层中水的状态可以很容易确定出来, 即 1) 如果 $H_{Li}^{n+1,m+1} > h_{L1} = 0.0$, 则该层中的水为液态, $h_{Li}^{n+1,m+1}$ 代表温度高于 T_f 的部分带来的热能, 所以该层温度 $T_i > T_f$; 2) 如果 $h_{Li}^{n+1,m+1} < h_{L2}$, 则该层中的水为固态, 焓的差值 $(h_{L2} - h_{Li}^{n+1,m+1})$ 代表温度低于 T_f 的部分放出的热能, 所以该层温度 $T_i < T_f$; 3) 如果 $h_{L2} < h_{Li}^{n+1,m+1} < h_{L1}$, 则该层中的水为固态和液态的混合状态, 混合状态的温度 $T_i = T_f$, 该层中冰的质量 m_i 可以由 $h_{Li}^{n+1,m+1}$ 求出, 然后由已知的 $m_{i,\text{total}}$ 可以求出该层中冰的质量百分比 $f_i^{n+1,m+1}$. $T_i^{n+1,m+1}$, $f_i^{n+1,m+1}$ 和 $h_{Li}^{n+1,m+1}$ 具体计算如下:

1) 如果 $h_{Li}^{n+1,m+1} \geq h_{L1}$, $f_i^{n+1,m+1} = 0.0$, $T_i^{n+1,m+1}$ 为

$$T_i^{n+1,m+1} = \frac{h_{Li}^{n+1,m+1}}{m_{i,\text{total}} C_l} + T_f < T_f \quad (23)$$

式中, $m_{i,\text{total}}$ 为 i 层总的水的质量.

2) 如果 $h_{Li}^{n+1,m+1} \leq h_{L2}$, $f_i^{n+1,m+1} = 1.0$, $T_i^{n+1,m+1}$ 为

$$T_i^{n+1,m+1} = \frac{h_{Li}^{n+1,m+1} + m_{i,\text{total}} L_{il}}{m_{i,\text{total}} C_i} + T_f < T_f \quad (24)$$

3) 如果 $h_{L2} < h_{Li}^{n+1,m+1} < h_{L1}$, $T_i^{n+1,m+1} = T_f$,

$$m_i = - \frac{h_{Li}^{n+1,m+1}}{L_{il}} \quad (25)$$

$$f_i^{n+1,m+1} = \frac{m_i}{m_{i,\text{total}}} \quad (26)$$

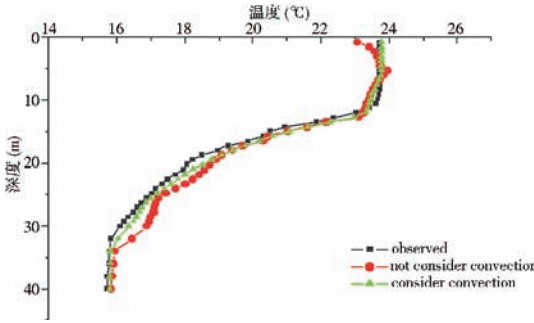


图2 对流混合前后模型的模拟值与观测值的对比
Fig. 2 Comparison of the simulated temperature profile with observed one at 01:00 on day 3

还包括每隔 10 min 记录一次的用于驱动模型的气象数据. 下面给出随机取的某一时刻, 考虑对流混合前后模型的模拟值与观测值的对比图(图 2).

由以上任取的某一时刻计算与测量对比可知, 在湖温的数值模拟中, 若不考虑对流混合过程, 则从表面到大约 7 米的深度范围内有时会出现温度上低下高的不稳定状态, 其原因是当湖泊表面的温度随着大气温度的降低而降低时, 湖泊内部温度降低的幅度有时候可能没有表面温度降低的幅度大, 此时就出现湖泊表面温度低于内部温度、表面水体密度高于内部水体密度的不稳定状态. 而当下层高温水体密度小于上层低温水体, 上层的水体由于重力作用就会向下运动, 下层密度小的水体由于浮力作用就会向上运动, 这就产生了物理过程中的对流混合过程, 这说明对流滚翻过程是实际存在和必须考虑的. 实际上, 考虑对流混合过程后, 数值模拟的湖泊温度与测量值更加的吻合. 湖泊中部考虑对流混合机制前后, 模拟值和观测值也有一定的差别, 这一现象作者和以色列 Limnological 实验室的 Prof. Moshe Gophen 讨论过, 这是由于观测的不准确性造成的, 与机制本身无关.

3.2 参数敏感性研究

3.2.1 风速 (ua) 下面给出任取的某天 4 个时刻, 采用不同的风速 (ua) 模型模拟的湖泊温度之间的对比(图 3). 当风速加大为原来的两倍时, 从湖泊表面到大约 12 m 深度范围内, 湖泊的温度下降, 湖面蒸发加大; 当风速减小为原来的 0.8 倍时, 从湖泊表面到大约 10 m 深度范围内, 湖泊的温度上升, 湖面蒸发减少(图 4).

3.2.2 涡动热传导系数 K 下面讨论不考虑对流混合机制的情况下, 涡动热传导系数 K 的大小对湖泊温度垂直分布和湖面蒸发的影响. 给出任取的某天 4 个时刻, 涡动热传导系数 (K) 改变前后湖温的模拟值与观测值之间的对比见图 5. 涡动热传导系数 (K) 改变前后潜热通量和感热通量模拟值之间的对比见图 6. 不同参数改变前后潜热通量和感热通量模拟值之间的统计见表 1.

表 1 不同参数改变前后潜热通量和感热通量模拟值之间的统计表

Tab. 1 Statistics of latent heat flux and sensible heat flux in different parameter sensibility test

改变的参数	潜热差值的平均值	潜热差值的最大值	感热差值的平均值	感热差值的最大值
	(W/m^2)	(W/m^2)	(W/m^2)	(W/m^2)
参考高度风速 ($0ua - 0.8ua$)	24.87	145.18	7.07	42.60
参考高度风速 ($0ua - 2ua$)	101.22	620.21	52.17	279.08
涡动热传导系数 ($0K - 1.5K$)	8.88	50.38	2.36	15.31

反复迭代直到迭代前后 T_i 满足 $|T_i^{n+1,m+1} - T_i^{n,m+1}| < \varepsilon$, ε 是一个给定的误差, 求出此时的 $h_i^{n+1,m+1}$, $T_i^{n+1,m+1}$ 和 $f_i^{n+1,m+1}$ 的值, m_i , m_i 可以由 $m_{i,total}$ 和 f_i^{n+1} 来确定.

3 模型验证和参数敏感性研究

3.1 模型验证

以色列的 Lake Kinneret (32.5N, 35.4E) 的观测资料(2002.5.21 - 2002.6.8) 被用来验证模型, Lake Kinneret 位于死海的北部, 它的表面积为 168 km^2 , 容积为 $4.15 \times 10^9 m^3$, 最大的深度为 46 m, 平均深度为 25 m, 是一个相对封闭的淡水湖. 测量数据是取的最大深度附近几个观测站测量数据的平均值, 数据

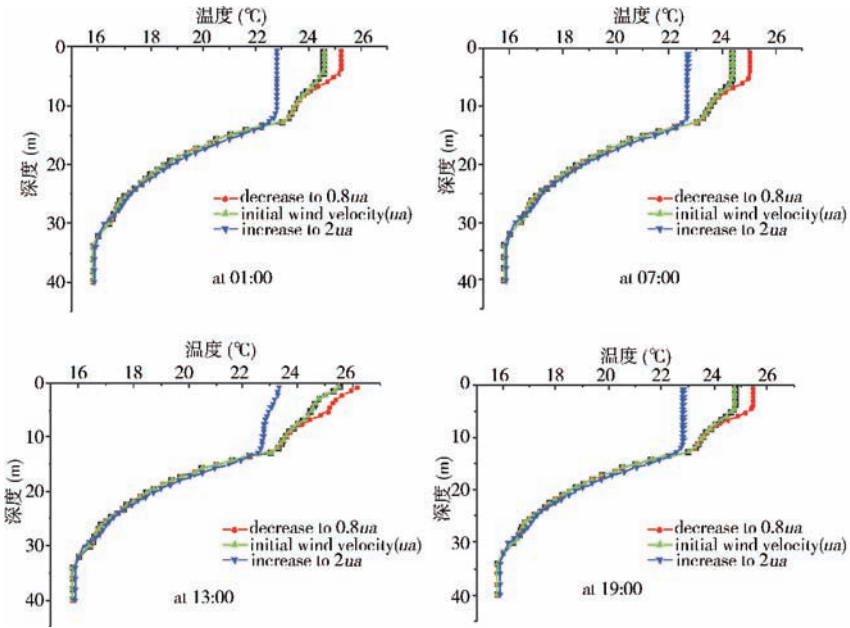


图3 不同的风速下模型模拟的湖泊温度之间的对比

Fig.3 Comparison of the simulated temperature profile in parameter sensibility test at four given time on day 3

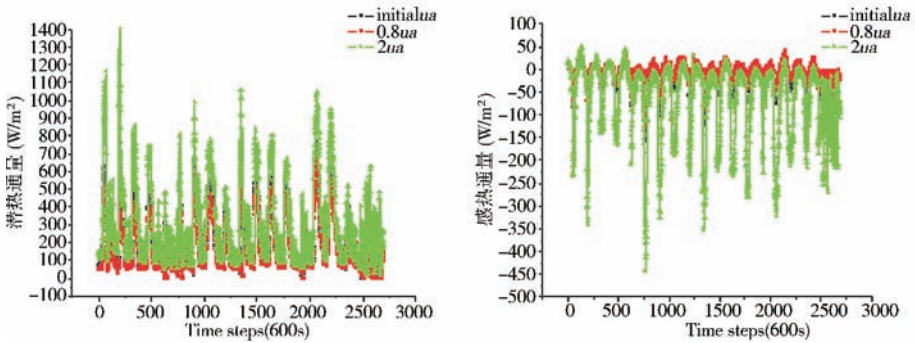


图4 风速改变前后潜热通量和感热通量模拟值之间的对比

Fig.4 Comparison of latent heat flux and sensible heat flux in parameter sensibility test

当参考高度的风速增大为原来的两倍时,从湖面到大约 12 m 左右的深度,湖泊温度明显下降,蒸发潜热比原风速下平均增加 101.22 W/m^2 ,某时刻最大增加值可达 620.21 W/m^2 ,感热比原风速下平均增加 52.17 W/m^2 ,某时刻最大增加值可达 279.08 W/m^2 . 当参考高度的风速减小为原来的 0.8 倍时,从湖面到大约 12 m 左右的深度,湖泊温度明显上升,蒸发潜热比原风速下平均减小 24.87 W/m^2 ,某时刻减小的最大值可达 145.18 W/m^2 ,感热比原风速下平均减小 7.07 W/m^2 ,某时刻最大减小值可达 42.60 W/m^2 . 当涡动热传导系数减小为原来的 0.7 倍时,从湖面到大约 7 m 左右的深度出现湖泊温度的不稳定现象,当涡动热传导系数增大为原来的 1.5 倍时,湖面温度上升,湖泊温度的不稳定现象消失,蒸发潜热比涡动热传导系数减小时平均增加 8.88 W/m^2 ,某时刻增加的最大值可达 50.38 W/m^2 ,感热比涡动热传导系数减小时平均增加 2.36 W/m^2 ,某时刻最大增加值可达 15.31 W/m^2 (图 6 和表 1).

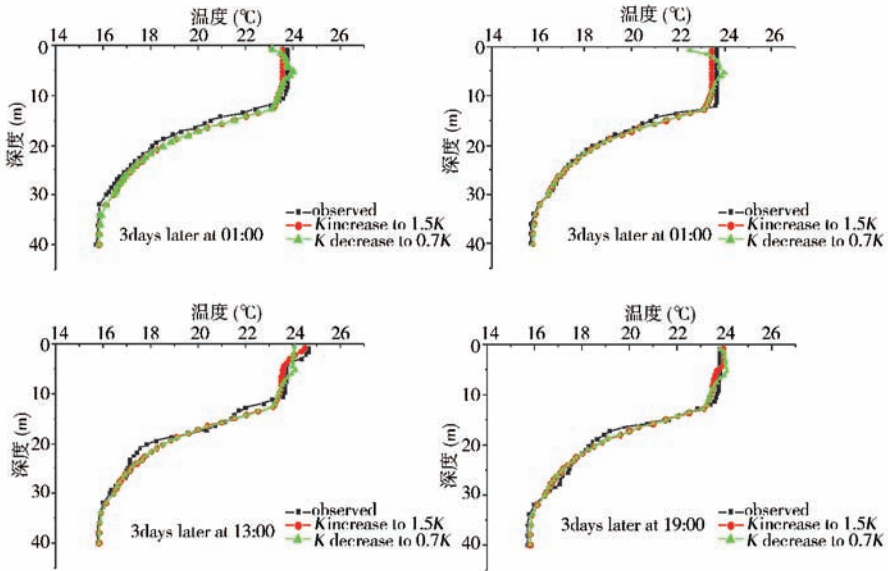


图5 涡动热传导系数改变前后湖温的模拟值与观测值之间的对比图
Fig. 5 Comparison of the simulated temperature to observed in parameter K sensibility test at four given time on day 3

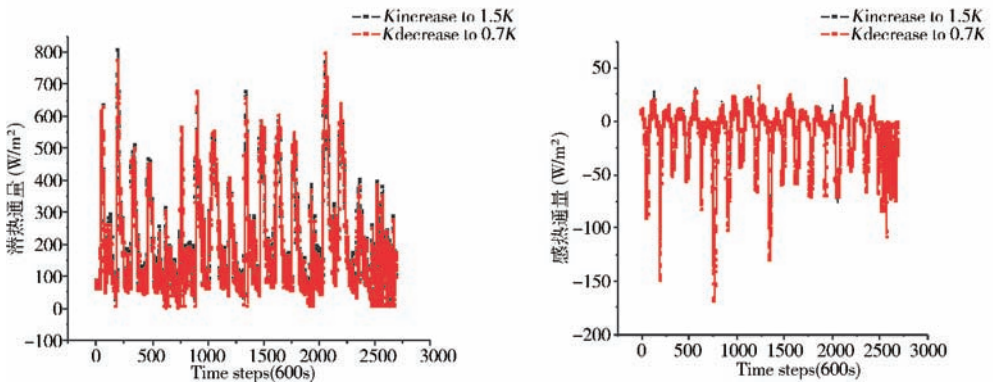


图6 涡动热传导系数改变前后潜热通量和感热通量模拟值之间的对比
Fig. 6 Comparison of latent heat flux and sensible heat flux in parameter K sensibility test

4 结论

在一维涡扩散模型的基础上,发展了考虑冬天结冰和夏天蒸发等水体相变问题及对流混合过程的湖-气水热传输模型. 模型采用焓代替温度作为预报变量,更加方便处理水体相变问题. 修正模型的计算结果选用以色列 Kinneret 湖的观测资料进行对比,验证了修正模型的合理性,说明了加入对流混合过程是符合湖-气水热传输的实际物理机制的. 对参数(风速和湖面摩擦速度)所做的一系列敏感性实验证明了这些参数在计算湖泊温度、潜热通量和感热通量的过程中有着重要的影响. 本文可得以下结论:

- 1) 由模型计算得到的湖泊温度与测量值吻合较好,这说明本模型可以用来模拟实际的湖气水热传输过程.
- 2) 考虑对流混合过程后,数值模拟的湖泊温度与测量值更加吻合.

3) 由于本模型能正确模拟湖泊的温度值, 这为研究环境污染和湖泊富氧化问题提供了基础。

4) 风速增加, 蒸发增大, 湖面到一定深度的湖温降低; 风速减小, 蒸发减小, 湖面到一定深度的湖温增加。

5) 本模型用焓代替温度作为预报量, 方便处理结冰、下雪等情形, 但由于缺少测量数据进行对比, 该部分在模式中还没有得到验证。

致谢: 感谢以色列 Kinneret Limnological 实验室的 Moshe Gophen 教授, 为我们提供近两个月的具有地中海气候的以色列北部的 Kinneret 湖的一些实测数据, 并进行了一些有益的探讨。

5 参考文献

- [1] Gerhard Krinner. Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Geophysical Research*, 2003, **108**(16): 45-20.
- [2] Hostetler S W, Bates G T, Giorgi F. Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 1993, **98**(D3): 5045-5057.
- [3] Anyah R O, Semazzi F H M. Simulation of the sensitivity of Lake Victoria basin climate to lake surface temperatures. *Theor Appl Climatol*, 2004, **79**: 55-69.
- [4] Delire C S, Levis G, Bonan J A *et al.* Comparison of the climate simulated by the CCM3 Coupled to two different land-surface models. *Clim Dyn*, 2003, **9**: 657-669.
- [5] Hostetler S W, Giorgi F, Bates G T *et al.* Bartlein; Lake-Atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan. *Science*, 1994, **263**: 665-667.
- [6] Henderson-Sellers B. New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Appl Math Modelling*, 1985, **9**: 441-446.
- [7] Henderson-Sellers B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling; A Review. *Reviews of Geophysics*, 1986, **24**(3): 625-649.
- [8] Hostetler S W, Bartlein P J. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resoures Research*, 1990, **26**(10): 2603-2612.
- [9] Hostetler S W. Simulation of lake ice and its effect on the late-Pleistocene evaporation rate of lake Lahontan. *Climate Dynamics*, 1991, **6**: 43-48.
- [10] Hostetler S W, Bates G T, Giorgi F. Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model. *Science*, 1993, **263**: 665-667.
- [11] 周从直, Steven C, Chapra. 湖泊热结构和蒸发的模拟计算. *环境科学*, 1993, **15**(2): 33-37.
- [12] Patrick Menard, Claude R, Duguay *et al.* Rouse, simulation of ice phenology on Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. *Hydrol Process*, 2002, **16**: 3691-3706.
- [13] Monin, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr Akad Nauk SSSR Geofiz Inst*, 1954, **24**(151): 163-187.
- [14] Obukhov A M. Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Tr Akad Nauk SSSR Inst Teoret Geofiz*, 1946, **2**: 7-29.
- [15] 孙长海. 湖区的陆面过程研究——模型发展[硕士论文]. 上海大学, 2005.
- [16] Henderson-Sellers B. New formulation of eddy diffusion thermo-cline models. *Appl Math Modeling*, 1985, **9**: 441-446.
- [17] Heggen R J. Thermal dependent properties of water. *Hydraul Eng*, 1983, **109**: 298-302.