

任晓倩, 李倩, 陈文, 等. 2014. 一个新的湖—气热传输模型及其模拟能力评估 [J]. 大气科学, 38 (5): 993–1004, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13243.
Ren Xiaoqian, Li Qian, Chen Wen, et al. 2014. A new lake model for air–lake heat exchange process and the evaluation of its simulation ability [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (5): 993–1004.

一个新的湖—气热传输模型及其模拟能力评估

任晓倩^{1,2} 李倩¹ 陈文¹ 刘辉志³

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 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 基于原有模型, 采用温度为预报变量, 改进了数值计算方法, 并为模型中的浅湖部分加入了底部沉积层模块, 建立了一个新的湖泊—维涡扩散水热传输模型。利用德国 Kossenblatter 湖的观测资料 (2003 年 5~10 月) 对模型进行了验证, 并与其他四个湖泊模式的模拟结果进行了对比。进一步应用本模型和洱海上观测站的资料 (2012 年 1~12 月) 详细分析了湖泊水热状态的季节变化和日变化。模拟结果表明: 模型可以很好地模拟出洱海水温的季节变化以及日变化, 湖泊表面温度和剖面温度的模拟值与观测值吻合很好, 最大误差均在 2°C 范围内; 湖泊表面通量的模拟效果比温度略差, 尤其对感热通量有明显低估, 差值约为实测值的 33%。这部分偏差可能是由观测误差、缺测数据的填补与订正方法以及模型表面参数化过于简单所共同导致。

关键词 湖泊 水热传输 数值模拟 洱海

文章编号 1006-9895(2014)05-0993-12

中图分类号 P343.3

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13243

A New Lake Model for Air–Lake Heat Exchange Process and Evaluation of Its Simulation Ability

REN Xiaoqian^{1,2}, LI Qian¹, CHEN Wen¹, and LIU Huizhi³

1 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

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

Abstract On the basis of an original lake model with a one-dimensional eddy diffusion scheme, a new lake model for the heat and mass exchange processes between the atmosphere and water bodies has been developed. Temperature is used as the predicted variable, which improves the new numerical calculation method, and a lake sediment module is added for shallow lakes. The new lake model is verified and compared with other four lake models by using observation data of Lake Kossenblatter in Germany recorded in May–October 2003. We further use this model to simulate the energy exchange process that occurred over Erhai Lake in Yunnan Province, China, in January–December 2012. A comparison of the model results and observed data indicates that the new lake model can effectively simulate the diurnal and seasonal variations of water temperature in Erhai Lake. The agreement between computed and measured temperature profiles is very good, with an error of less than 2°C. Compared with the water temperature simulation, the heat flux simulation results are poor. The model significantly underestimated the sensible heat flux with a maximum difference of 33% of the

收稿日期 2013-08-14, 2013-11-04 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金重点项目 41030106、41275003

作者简介 任晓倩, 女, 1988 年出生, 博士研究生, 主要从事陆面模式研究。E-mail: 7522811ren@163.com

measured value. This result is likely caused by errors in observation, the data packing and correction method, and simplistic surface parameterization.

Keywords Lake model, Heat and mass exchange, Numerical simulation, Erhai Lake

1 引言

陆地约占地球表面的三分之一,是气候系统的重要组成部分。陆面通过与大气之间的能量和水分交换,对气候和水资源的变化有着重要影响。陆—气之间的能量和水分交换强烈依赖于下垫面的特征。目前的陆面过程研究侧重于陆地不同的植被状况和雪盖情况,比如对于青藏高原影响(韦志刚等, 2002, 2008; 王澄海等, 2003; 李跃清等, 2009); 干旱与半干旱区陆气相互作用特征(朱德琴等, 2006; 刘远永等, 2007; Chen et al., 2009; 房云龙等, 2010; 黄荣辉等, 2013); 以及季风区陆面过程及其影响(温之平等, 2007; 左志燕和张人禾, 2008; Zhang and Dong, 2010)。

湖泊作为一种重要的下垫面类型,其温度、热结构和表面通量的变化对区域天气和气候的变化有重要影响,同时,对水体环境污染和湖泊富营养化等问题的研究也有重要意义。近年来,随着模式网格的不断细化,很多区域天气或气候模式中都耦合了湖泊模块,但一般都比较简化,且尚未得到很好地验证和完善(Subin et al., 2012)。因此,为了能够给天气或气候模式提供合理的下垫面反馈,发展能准确模拟湖泊水热传输过程的物理模型尤为重要。

早在 1990 年,Hostetler and Bartlein (1990) 就提出了一套基于物理意义上的涡流扩散模型,为湖泊水热传输模型的发展奠定了基础。之后,又出现了很多不同种类的湖泊模式,例如,类似于 Hostetler and Bartlein (1990) 的有限差分模式 MINLAKE96 (Fang and Stefan, 1996a), 复杂的湍流闭合模式 LAKEoneD (Joehnk and Umlauf, 2001)、SIMSTRAT (Goudsmit et al., 2002)、LAKE (Stepanenko and Lykossov, 2005), Goyette 发展的简单的混合层模型 (Goyette et al., 2000), 以及基于利用海洋自相似理论发展的 Flake 模式 (Mironov, 2008) 等。

国内关于湖泊水热传输模型方面的研究比较匮乏,早期周从直和 Chapra (1994) 应用一维涡扩散模型计算了湖泊垂直温度分布以及蒸发率。后来, Sun et al. (2008) 在一维涡扩散模型的基础上,

采用焓代替温度作为预报变量,为解决湖泊水体的相变问题提供了有效手段,但模型仍存在很大的不足。首先,在模拟非冻融过程时采用焓进行计算比较消耗机时,并且每次迭代对初值的选定要接近方程的解,否则有可能得不到收敛的结果,直接影响到模型的使用;其次,模型中尚未考虑底部沉积层与湖泊水体之间的热量交换,而很多研究 (Birge et al., 1927; Fang and Stefan, 1996b; Ryzanin, 1997) 都已表明这种忽略是不合理的,尤其是对浅湖和冰湖。为了弥补模型的这些不足,我们发展了新的湖泊模型来研究湖泊与大气之间的相互作用。新发展的湖泊模型在构造上可分为两部分,一部分用于非冻融期,另一部分用于冻融期。本研究的目的是介绍新发展的湖泊非冻融期模型,并评估其对非冻融湖泊的水热状况变化的模拟能力。

2 湖泊物理模型的建立

2.1 能量平衡方程

对于非冻融期的湖泊,由于不存在水体的相变问题,因此,没有必要用焓作为预报变量,这样可以使方程更加简洁,从而节省计算时间。即模型的主控方程采用温度为预报变量的一维涡流扩散方程 (Hostetler and Bartlein, 1990)。对于水层,有

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left[A(z) (d_w + D(z, t)) \frac{\partial T_w}{\partial z} \right] - \frac{1}{A(z) c_w} \frac{\partial [\phi A(z)]}{\partial z} + \text{Conv.} \quad (1)$$

由于浅湖需要考虑水体底层与底部沉积层(包括底泥和岩床两部分)之间的热量交换。底部沉积层为固体,不用考虑湍流扩散作用。因此,对于底部沉积层,主控方程可写为:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(d_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) - \frac{1}{c_s} \frac{\partial \phi}{\partial z}, \quad (2)$$

式中, T_w 和 T_s 分别是湖水和底部沉积层的温度 (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_w 和 c_w 是水的分子扩散系数 ($1.433 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 和体积热容 ($4.188 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)。 d_s 和 c_s 分别为底部沉积

层(底泥或岩床)的分子扩散系数和体积热容, 对于底泥, d_s 取值范围为 $1.157 \times 10^{-7} \sim 1.127 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, c_s 取值范围为 $1.4 \times 10^6 \sim 3.8 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ (Fang and Stefan, 1998); 对于岩床, d_s 和 c_s 取值分别为 $1.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 和 $2 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ (Oleson et al., 2010)。 $D(z, t)$ 是水体的湍流扩散系数 ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$); c_w 和 c_s 分别是水和底部沉积层的体积热容 ($\text{J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$); ϕ 是短波辐射项 (W m^{-2}), 模型中假设短波辐射到达底泥表层后被全部吸收。Conv 项表示由密度层结不稳定引起的对流混合过程。

2.2 湍流扩散系数

我们仍采用 Henderson-Sellers (1985) 方案来确定湍流扩散系数:

$$D(z, t) = (k_v w^* z / P_0) e^{(-k^* z)} (1 + 37 Ri^2)^{-1}, \quad (3)$$

式中, k_v 是为冯卡曼常数 (0.4), w^* 是表面摩擦速度 (m s^{-1}), P_0 是普朗特常数, 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:

$$w^* = 1.2 \times 10^{-3} u_a, \quad (4)$$

$$k^* = 6.6 (\sin \phi)^{1/2} u_a^{-1.84}, \quad (5)$$

$$Ri = \frac{-1 + \left\{ 1 + 40 N^2 k^2 z^2 / \left[w^{*2} \exp(-2k^* z) \right] \right\}^{1/2}}{20}, \quad (6)$$

式中, u_a 为参考高度高度处的风速 (m s^{-1}), ϕ 是模型中湖泊的经度, N 为 Brunt-Vaisala 频率, 表达式如下:

$$N = [-g / \rho (\partial \rho / \partial z)]^{1/2}, \quad (7)$$

式中, ρ (kg m^{-3}) 为水的密度, 它是水体温度 T_w (K) 的函数 (Heggen, 1983), 函数表达式如下:

$$\rho = (1 - 1.9549 \times 10^{-5} |T_w - 277|^{1.68}) \times 10^3. \quad (8)$$

2.3 边界条件

对于非冻融湖泊, 湖面水体直接与大气相连接, 湖表面能量平衡由湖泊表层所吸收的辐射通量、湖面与大气间的通量交换以及大气中降水所带来的热量共同决定。因此, 根据傅里叶导热定律 (过增元和朱宏晔, 2007), 湖泊的上边界条件为

$$Q = -c_w [d_w + D(z, t)] \partial T_w / \partial z, \quad (9)$$

$$Q = L_n - H_s - L_v E + R_p, \quad (10)$$

式中, Q 为进入湖面的热通量 (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}), $L_v E$ 为向上的湖面潜热通量 (W m^{-2}), E 为湖面向上蒸发通量 ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$),

R_p 为降水携带的进入湖面的热通量 (W m^{-2})。

对于下边界的处理, 深湖和浅湖则有所不同。对于深湖, 到达一定深度后, 水温梯度几乎为 0, 因此, 可以忽略底部沉积层的热量影响, 有

$$-c_w [d_w + D(z, t)] \partial T_w / \partial z = 0. \quad (11)$$

而对于浅湖, 我们认为底部沉积层由底泥和岩床两种介质组成。在水—泥交界面和泥—岩交界面上, 热通量是连续的。在岩床底部, 即底部沉积层的下边界, 热通量为 0, 即:

$$-c_b d_b \partial T_b / \partial z = 0, \quad (12)$$

式中, T_b 为岩床的温度 (K), d_b 是岩床的分子扩散系数 ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$), c_b 是岩床的体积热容 ($\text{J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)。

2.4 对流混合项

当密度较大的水层在较小的水层上方时, 会造成水体层结不稳定, 从而产生对流混合。因此, 我们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。根据 (8) 式, 由各层湖泊的温度可以求出其对应的密度。

具体判断方法为: 从下到上, 对所有水层的密度逐层判断, 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, 则将这两层的能量进行混合, 求出两层混合后新的状态、温度以及密度, 再作为一个整体与上层密度进行比较, 重复这个过程, 直到所有层都处于稳定状态 (颜金凤等, 2007)。

2.5 数值方法

求解非线性方程 (1) 和 (2), 需要对整个湖泊进行垂直分层。如果选择较细分层, 可以较好地考虑到湖泊水热状况在垂直方向上的相异性, 但会降低计算效率; 而粗糙的分层正好相反。因此, 对于有限差分模式, 分层的选择需要综合考虑到物理复杂性和计算效率的问题, 同时也要顾及湖泊实际观测点深度的设置。一般地, 我们采用非均匀分层的方法, 靠近湖泊表面, 水体的温度日变化和梯度都比较大, 分层尽量要薄, 这样才能更好地反映湖泊上层的特点; 而随着深度的加深, 湖泊温度随时间的变化很小, 梯度也不明显, 分层可适当加厚。

在对方程 (1) 和 (2) 的离散化过程中, 时间的偏微分用前差 (或后差) 近似, 空间二阶导数用中心差分近似, 并采用设置权重系数的方法对方程进行离散化近似, 这样方便调整和研究数值计算方法对模拟结果和计算效率的影响。

方程 (1) 和 (2) 都可以写成以下形式:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = E, \quad (13)$$

其中, E 表示方程 (1) 或 (2) 中右边各项。则上式的差分格式可写为

$$\frac{T_i^{n+1} - T_i^n}{\Delta t} = \eta E_i^n + (1 - \eta) E_i^{n+1}, \quad (14)$$

式中, 上标 n 和下标 i 分别表示时间步和空间层; η 为权重系数, 取值在 $0 \sim 1$ 之间。我们可以通过调节 η 的值来保证计算的精确性、有效性和可靠性。当 $\eta = 1$ 时, 为显格式, 优点是可以直接求解, 计算简单, 无需像隐格式那样求解大量联立方程, 但是稳定性差, 一般是条件稳定的, 通常需要满足 Courant-Friedrichs-Lewy 条件 (戴嘉尊和邱建贤, 2002), 以保证计算的稳定性。有时为了满足数值稳定性条件, 还需要不断调整和变更时间步长和分层厚度; 当 $\eta = 0$ 时, 为全隐式格式, 无条件稳定, 但求解复杂; 当 $0 < \eta < 1$ 时, 为半隐式格式, 即对方程中一部分取显式, 另一部分取隐式, 在一定程度上综合了显式和隐式的优点, 比较常用的是 Crank-Nicolson 方法 (戴嘉尊和邱建贤, 2002), 即 $\eta = 1/2$, 可以看作是显性和隐性有限差分方法的一个平均, 其最大的优点在于它比一般的有限差分法具有更高阶的精确度, 且无条件稳定, 能比上述两种方法更快地收敛到偏微分方程的解。

图 1 为湖泊水体以及底部沉积层 (包括底泥和岩床) 的分层示意图, 各层温度定义在中线上, 代表该层湖泊的平均状况, 各层间的热通量定义在交界面上。深湖则不考虑底泥和岩床各层。

根据 (13) 式, 我们将湖泊水体以及底部沉积层中的能量平衡方程 (1) 式和 (2) 式分别离散化并进行化简, 可将湖泊和底部沉积层各层的温度差分方程表示为以下形式:

$$A_i T_{i-1}^{n+1} + B_i T_i^{n+1} + C_i T_{i+1}^{n+1} = F_i, \quad 1 < i < L \quad (15)$$

方程中各项系数及右侧项 F_i 分别为:

$$A_i = -\frac{(1-\eta)l_i}{m_i^{n+1}}, \quad (16)$$

$$B_i = 1 + \frac{(1-\eta)l_i}{m_{i+1}^{n+1}} + \frac{(1-\eta)l_i}{m_i^{n+1}}, \quad (17)$$

$$C_i = -\frac{(1-\eta)l_i}{m_{i+1}^{n+1}}, \quad (18)$$

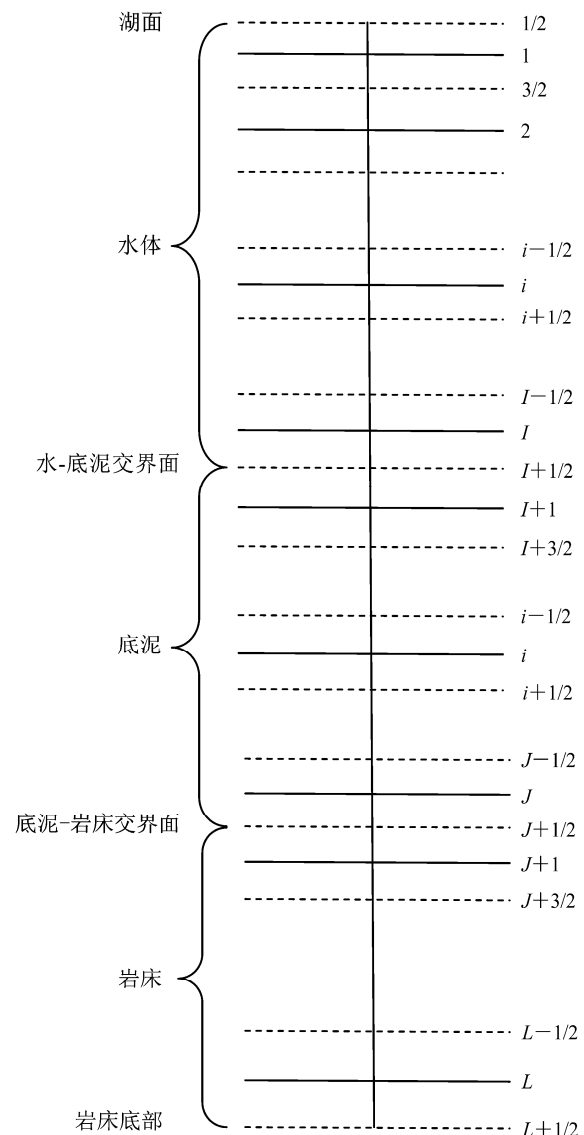


图 1 湖泊水体及底部沉积垂直分层结构 (实线和虚线分别代表各层中线和各层之间的交界面, 右侧数字为层数)

Fig. 1 The vertical layered structure for lake water and sediments (Solid lines and dashed lines represent the centerline of each layer and the interface between layers, the right numbers are the numbers of layers)

$$F_i = \begin{cases} \frac{\eta l_i}{m_i^n} T_{i-1}^n + \left(1 - \frac{\eta l_i}{m_{i+1}^n} - \frac{\eta l_i}{m_i^n}\right) T_i^n + \frac{\eta l_i}{m_{i+1}^n} T_{i+1}^n - \frac{l_i}{c_w} \left[A \left(z_{i+1/2} \right) \phi_{i+1/2}^{n+1} - A \left(z_{i-1/2} \right) \phi_{i-1/2}^{n+1} \right], & 1 < i \leq I \\ \frac{\eta l_i}{m_i^n} T_{i-1}^n + \left(1 - \frac{\eta l_i}{m_{i+1}^n} - \frac{\eta l_i}{m_i^n}\right) T_i^n + \frac{\eta l_i}{m_{i+1}^n} T_{i+1}^n + \frac{l_i}{c_s} \phi_{i-1/2}^{n+1}, & i = I + 1 \\ \frac{\eta l_i}{m_i^n} T_{i-1}^n + \left(1 - \frac{\eta l_i}{m_{i+1}^n} - \frac{\eta l_i}{m_i^n}\right) T_i^n + \frac{\eta l_i}{m_{i+1}^n} T_{i+1}^n, & I + 1 < i < L \end{cases} \quad (19)$$

式中,

$$\Delta z_i = z_{i+1/2} - z_{i-1/2}, \quad (20)$$

则

$$z_{i+1} - z_i = \frac{1}{2}(\Delta z_i + \Delta z_{i+1}). \quad (21)$$

当 $1 \leq i \leq I$ 时, 中间变量 l_i 和 m_i 可分别表示为:

$$l_i = \Delta t / A(z_i) \Delta z_i, \quad (22)$$

$$m_i = \frac{z_i - z_{i-1}}{A(z_{i-1/2})(d_{w,i-1/2} + D_{i-1/2})} = \frac{1}{2A(z_{i-1/2})} \left(\frac{\Delta z_{i-1}}{d_{w,i-1} + D_{i-1}} + \frac{\Delta z_i}{d_{w,i} + D_i} \right). \quad (23)$$

当 $I < i < L$ 时,

$$l_i = \Delta t / \Delta z_i, \quad (24)$$

$$m_i = \frac{z_i - z_{i-1}}{d_{S,i-1/2}} = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta z_I}{d_1 + D_1} + \frac{\Delta z_{I+1}}{d_{S,I+1}} \right), & i = I+1 \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta z_{i-1}}{d_{S,i-1}} + \frac{\Delta z_i}{d_{S,i}} \right), & I+1 < i \leq L \end{cases} \quad (25)$$

将 2.3 节中对应的边界条件离散化后代入方程中, 可得到一个三对角方程组 [见式 (26)], 利用追赶法求解, 可得到湖泊各层当步的温度值, 从而预报湖泊水体及底部沉积的温度变化。方程组中各量下标 w 表示水层, S 表示底部沉积层, s 表示底泥层, b 表示岩床层。

3 湖泊模型验证

Kossenblatter 湖位于德国 (52.13°N, 14.1°E), 平均深度仅为 2 m, 最深处有 5 m, 面积为 1.68 km²,

湖泊常年处于混合状态。我们选取 2003 年 5~9 月五个月的实测数据对模型进行验证。模型需要输入的大气外强迫项包括气温、湿度、风速、向下短波辐射、向下长波辐射、降水以及气压。模型中需给定的参数取值见表 1。

表 1 模式中主要物理参数取值表

Table 1 Key parameters and coefficient values used in the model

	反照率	消光系数/ m^{-1}	水面发射率	动量粗糙高度/ m^{-1}	感热粗糙度/ m^{-1}	潜热粗糙度/ m^{-1}
Kossenblatter 湖	0.07	7.08	0.99	2×10^{-4}	2×10^{-4}	2×10^{-4}
洱海	0.05	1	0.96	10^{-5}	10^{-6}	10^{-4}

如图 2 和图 3 所示, 表面温度的模拟值与实测值吻合的较好, 通量的模拟, 尤其是潜热通量的误差略大。根据模拟的误差统计结果 (表 2), 表面温度的模拟值与观测值的相关系数高达 0.99, 均方根偏差仅为 1°C 左右; 感热和潜热通量的相关系数分别为 0.86 和 0.85。除了我们的模式, 表 1 中还给出了 Flake、Hostetler 的湖泊模式、LAKE 以及 LAKEoneD 四个单点湖泊模式的模拟结果, 不难看出, 各个模式的模拟效果差别不甚明显, 尤其是对表面温度模拟效果都很好, 相关系数都高达 0.98 以上, 与观测温度的均方根误差也在 1°C 左右。综合来看, 湍流闭合模式 LAKEoneD 的模拟效果最好。相比较, 我们的模式 LakeIAP 对感热潜热的模拟偏差略大。为避免偶然性, 我们还对芬兰的 Valkea-Kotinen 湖以及美国威斯康辛州的 Sparking 湖进行了模拟对比, 都反映出同样的问题。这很可能是由粗糙高度的参数化过于简单化或涡动相关 (EC) 方法带来的能量闭合问题所引起的, 有待进一步研究改进。

$$\begin{bmatrix} B_{w,1} & C_{w,1} \\ A_{w,2} & B_{w,2} & C_{w,2} \\ & \ddots & \ddots \\ & & A_{w,I-1} & B_{w,I-1} & C_{w,I-1} \\ & & & A_{w,I} & B_{w,I} & C_{w,I} \\ & & & & A_{s,I+1} & B_{s,I+1} & C_{s,I+1} \\ & & & & & \ddots & \ddots \\ & & & & & & A_{s,J-1} & B_{s,J-1} & C_{s,J-1} \\ & & & & & & & A_{s,J} & B_{s,J} & C_{s,J} \\ & & & & & & & & A_{b,J+1} & B_{b,J+1} & C_{b,J+1} \\ & & & & & & & & & \ddots & \ddots \\ & & & & & & & & & & A_{b,L-1} & B_{b,L-1} & C_{b,L-1} \\ & & & & & & & & & & & A_{b,L} & B_{b,L} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_{w,1}^{n+1} \\ T_{w,2}^{n+1} \\ \vdots \\ T_{w,I-1}^{n+1} \\ T_{w,I}^{n+1} \\ T_{s,I+1}^{n+1} \\ \vdots \\ T_{s,J-1}^{n+1} \\ T_{s,J}^{n+1} \\ T_{b,J+1}^{n+1} \\ \vdots \\ T_{b,L-1}^{n+1} \\ T_{b,L}^{n+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_{w,1} \\ F_{w,2} \\ \vdots \\ F_{w,I-1} \\ F_{w,I} \\ F_{s,I+1} \\ \vdots \\ F_{s,J-1} \\ F_{s,J} \\ F_{b,J+1} \\ \vdots \\ F_{b,L-1} \\ F_{b,L} \end{bmatrix}. \quad (26)$$

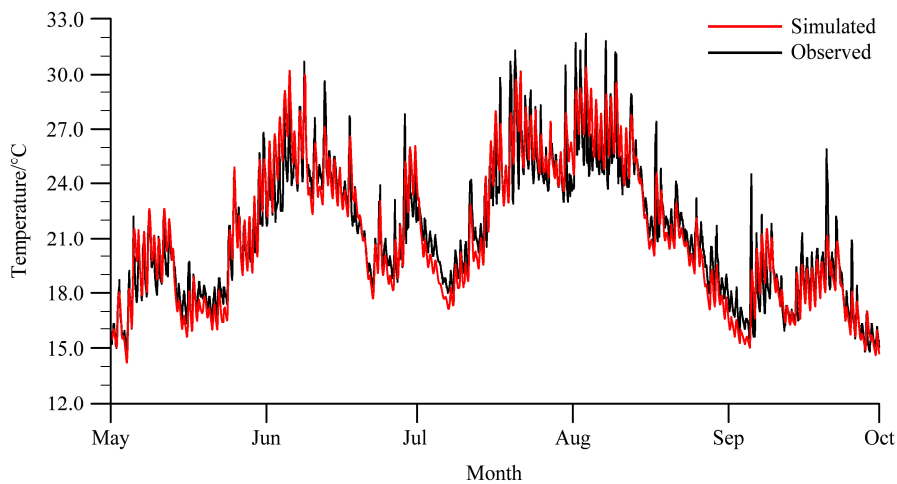


图2 Kossenblatter 湖表面水温模拟和观测对比
Fig.2 Comparison of simulated and observed Kossenblatter Lake surface water temperature

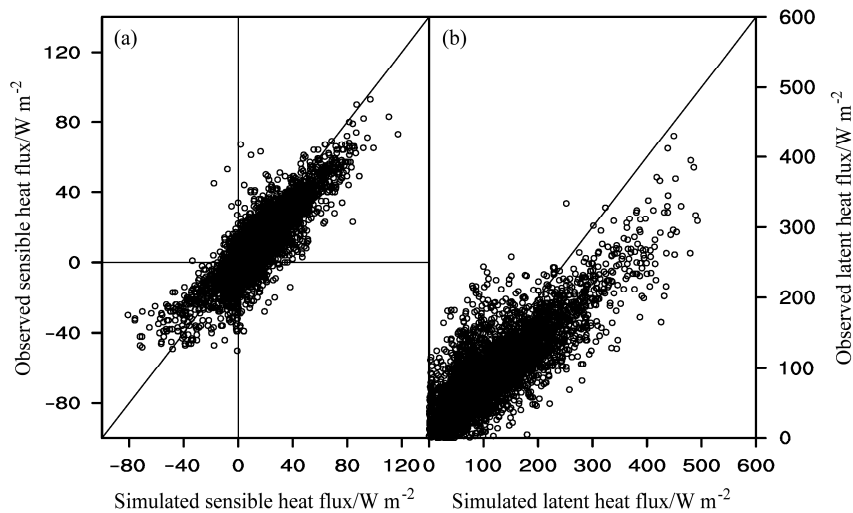


图3 Kossenblatter 湖表面通量模拟和观测对比：(a) 感热通量；(b) 潜热通量。横、纵坐标分别为模拟值和观测值
Fig. 3 Comparison of simulated and observed surface energy fluxes in Kossenblatter Lake: (a) Sensible heat; (b) latent heat. The abscissa and ordinate are simulated and observed values, respectively

表 2 不同湖泊模式对 Kossenblatter 湖模拟结果统计
Table 2 Statistics of simulations of Kossenblatter Lake by five 1-D lake models

模式	表面水温		感热通量		潜热通量	
	相关系数	均方根误差/ $^{\circ}\text{C}$	相关系数	均方根误差/ W m^{-2}	相关系数	均方根误差/ W m^{-2}
LakeIAP	0.99	1.37	0.85	11.10	0.86	41.37
FLAKE	0.98	1.67	0.89	8.44	0.86	29.27
Hostetler	0.98	1.35	0.92	9.07	0.87	33.26
LAKE	0.99	1.00	0.91	11.62	0.88	40.49
LAKEoneD	0.99	1.25	0.91	7.72	0.91	26.97

注：相关系数通过 1%水平的显著性检验

4 湖泊模型的应用

4.1 观测数据和模式参数设置

4.1.1 洱海观测点以及数据介绍

洱海位于云南省大理市 (25°46'N, 100°09'E),

是云南省的第二大高原淡水湖，东临玉案山，西及点苍山，呈南北走向。海拔高度为 1978 m，南北长约 42.58 km，东西最大宽度为 9.0 km，湖面面积为 256.5 km²，平均深度为 10 m，最大深度可达 20 m。湖区气候属典型的高原季风气候类型，四季温和，日照差大，光照充足，干湿季节分明，雨量季节分配不均（彭文启等，2005）。湖水全年不结冰，属于温暖的单季节循环湖。

观测站在洱海的位置可参见图 4 中三角形标记，该站点距岸约 70 m，平台直径约 2 m，与水面的平均距离约 1.5 m。观测项目包括风速、风向、温度、湿度、辐射四分量、向下和向上光合有效辐射、水表红外温度以及水温廓线（深度分别在水面以下 5 cm、20 cm、50 cm、1 m、2 m、4 m、6 m、

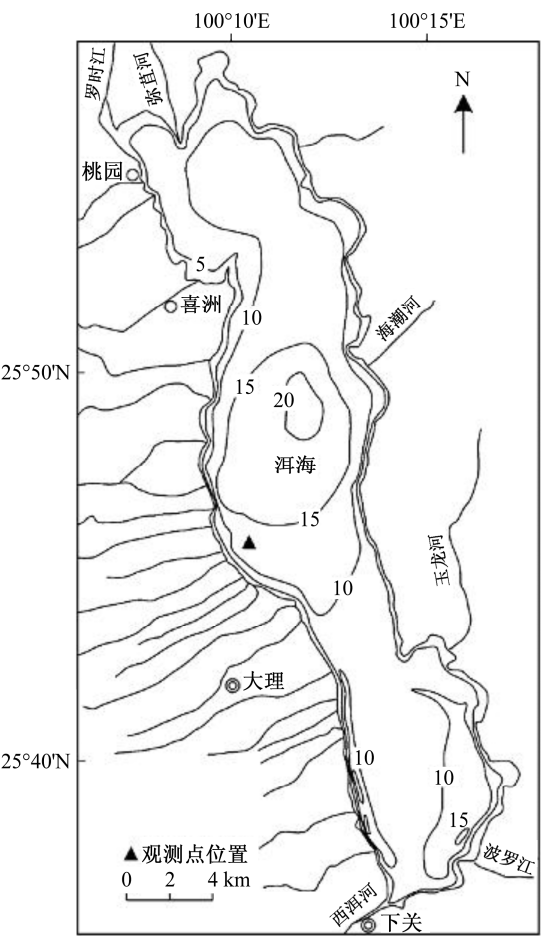


图4 洱海地理位置及观测点略图（沈吉等，2004）
Fig. 4 Location of the Erhai lake and observation site (Shen et al., 2004)

8 m)。观测站利用涡动相关法直接测量湖面湍流量，湍流数据和气象数据的采样频率分别为 10 Hz 为 1 分钟（刘辉志等，2013）。洱海站于 2011 年 6 月份建立，基于观测数据的可用性和连续性，本文选取 2012 年 1 月到 12 月一整年的观测数据进行验证分析，便于评价模型对季节变化的模拟能力。

4.1.2 模式参数设置

对于洱海，我们将其垂直不均匀的分为 8 层，为方便与观测数据对比，各层中线位置分别位于各个观测点所在深度：5 cm、20 cm、50 cm、1 m、2 m、4 m、6 m、8 m。模式的时间步长为 1 分钟。模式输入数据包括气温、湿度、风速、向下和向上短波辐射、向下和向上长波辐射。反照率由每步读入的向下和向上短波辐射观测数据求得。模式初始剖面值设定为 2012 年 1 月 1 日 00:00（北京时，下同）的观测剖面温度。模式中权重系数 η 取 0，即采用全隐式差分格式。如表 1 所示，模型中所需的湖泊特征参数根据观测数据分析给定（刘辉志等，

2013）。

4.2 模拟结果

4.2.1 水温

4.2.1.1 季节变化

如图 5 所示，观测的 8 层水温都有明显的季节变化，表面温度最高出现在 8 月中旬，接近 25℃，最低温度则出现在 1 月末，为 10℃ 左右。湖泊表层和底层温度差的最大值不超过 2.5℃，可见，洱海水温分层状态并不明显，这从图 6 的温度剖面中也不难看出。而结合表 3 可以看出，模型计算的各层水温与实际观测值吻合的很好，平均偏差和均方根偏差都不超过 1℃。只有在秋季计算值稍高于观测值，误差也在 2℃ 以内。

表 3 不同深度水温日平均模拟值误差统计

Table 3 Statistics of simulations of daily mean water temperatures in Erhai Lake

深度/m	相关系数	平均误差/℃	均方根偏差/℃
0.05	0.996	0.58	0.75
0.2	0.996	0.61	0.78
0.5	0.996	0.58	0.76
1	0.996	0.62	0.81
2	0.996	0.79	0.98
4	0.997	0.73	0.90
6	0.997	0.55	0.70
8	0.993	0.49	0.63

注：相关系数通过 1%水平的显著性检验

图 6 为随机选取一年中四天分别代表四个季节的温度剖面分布。可以看出，模拟的日平均温度剖面分布与观测值吻合的很好，只有秋季（图 6d）的温度剖面模拟值整体稍高于观测值，相差在 1℃ 左右。温度剖面的季节变化不是很明显，这主要跟大理当地四季如春的特殊气候类型有关。在春季（图 6b），湖泊基本呈现等温状态，表面和底层温度相差不到 1℃，这是由于春季风速较大，风对水体的扰动加强了湖水的混合。夏季，太阳辐射量增大，表面水体吸收辐射后温度上升，加上风速明显降低，使得湖泊混合强度明显减小，温度层结稳定，混合层深度仅为 2 m 左右，2 m 到 4 m 形成温跃层。直至秋冬季节，水体表面空气温度下降，较冷的表层水体下沉，使得温度分层结构被破坏，伴随着冬季风速增大，混合区域加深直至全湖混合，湖泊再次呈现等温状态。综上所述，湖泊内的湍流混合强度主要由风扰动和密度层结两个因子决定。湖泊内的湍流混合不仅影响水温分布，还可以将湖底营养

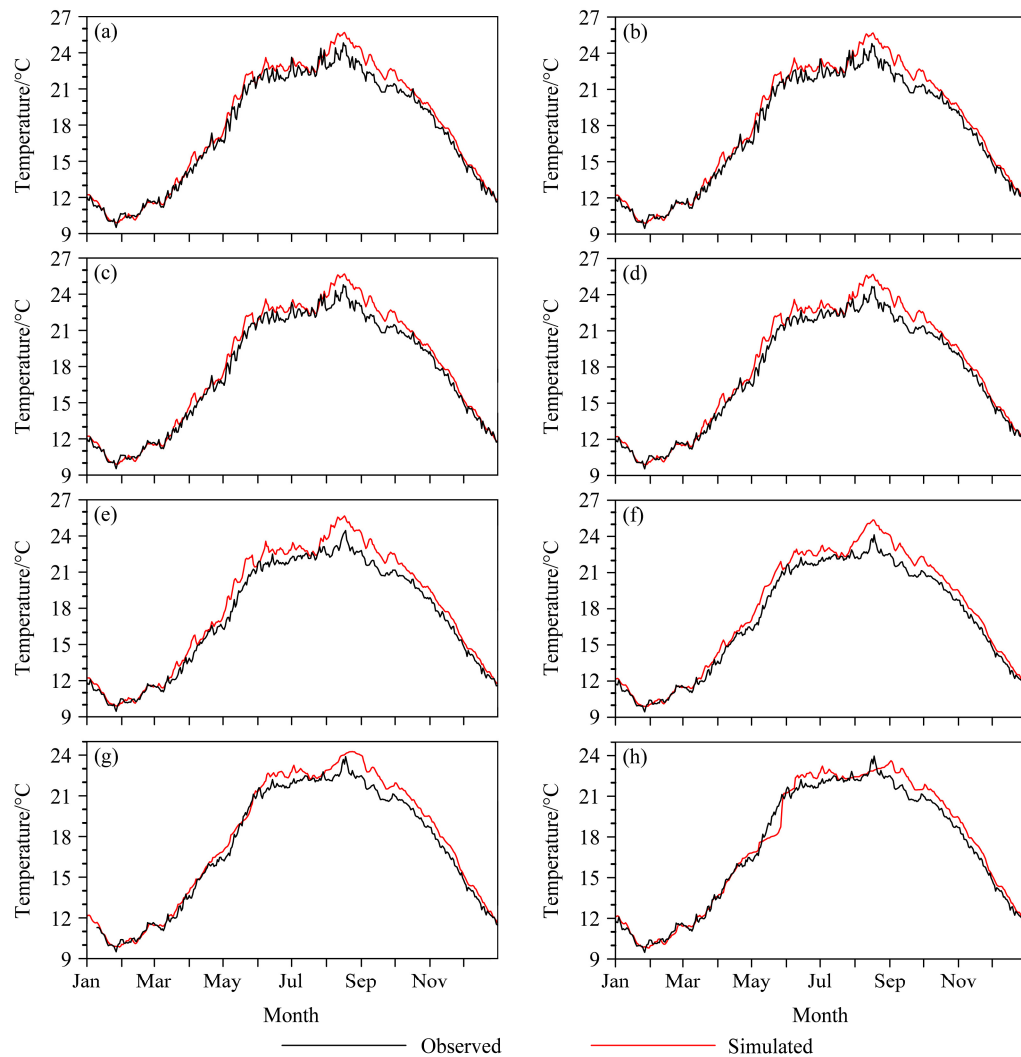


图 5 2012 年洱海 8 层水温日平均模拟值和观测值年变化的对比: (a) 0.05 m; (b) 0.2 m; (c) 0.5 m; (d) 1 m; (e) 2 m; (f) 4 m; (g) 6 m; (h) 8 m

Fig. 5 Comparison of simulated and observed daily mean water temperature at eight different depths in Erhai Lake in the year of 2012: (a) 0.05 m; (b) 0.2 m; (c) 0.5 m; (d) 1 m; (e) 2 m; (f) 4 m; (g) 6 m; (h) 8 m

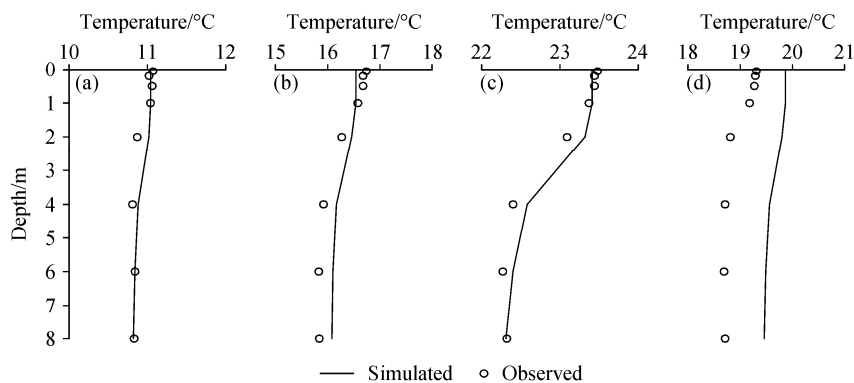


图 6 洱海各个季节日平均温度剖面模拟值与观测值的比较: (a) 1 月 15 日; (b) 4 月 20 日; (c) 7 月 26 日; (d) 10 月 29 日

Fig. 6 Comparison of simulated and observed daily mean temperature profiles in Erhai Lake in different seasons: (a) 15 January; (b) 20 April; (c) 26 July; (d) 29 October

物质带至表层，表层含氧量高的水体混入湖底，对湖泊浮游生物以及鱼类等生物的生存具有重要意义。

4.2.1.2 日变化

从图 7 可以看出，洱海年平均表面水温日较差较小，在 1°C 左右。下午 5 点左右水温达到最大值，最小值则出现在 09:00，模拟值比观测值整体略偏高，且日变化幅度比观测要小，但最大值和最小值出现的时间同观测非常一致。

图 8 为随机选取湖泊水温分层时期中一天四个时刻的水温剖面，可以看出，模式虽然大致可以模拟出各个时刻的水温剖面变化情况，但各层水温模拟还有一定误差，但误差都在 2°C 以内，对深层水温的模拟则略偏高，有必要对模型中的湍流混合方案做进一步的研究和改进。

从图中四个时刻剖面分布我们也不难看出湖泊混合状况的日变化。2012 年 7 月 26 日表层水温日较差还是比较大的，达到 3°C 左右，这可能是由于夏季强烈的太阳辐射造成。前面我们提到，湖泊混合强度主要由风扰动和内部密度层结共同影

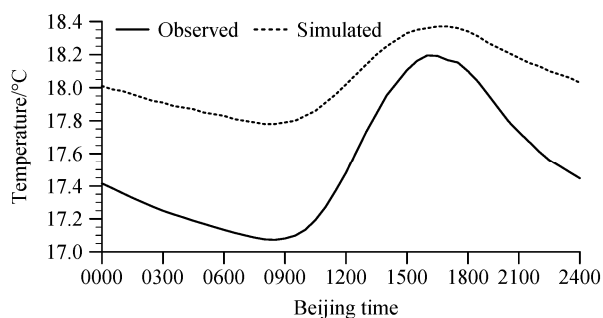


图 7 洱海年平均表面水温日变化模拟值和观测值对比

Fig. 7 Comparison of simulated and observed diurnal variation of annual mean surface water temperature in Erhai Lake

响。在夜间（图 8a），风速增大，湖泊表层失去热量，温度降低，造成表面温度层结不稳定，在一定深度内水温均匀混合，形成混合层；在中午（图 8c），太阳辐射达到最大，水温开始上升，由于此时的风速不足以造成表面温度混合，因此稳定的温度层结形成；下午湖面不断接受能量，到了傍晚（图 8d），水温上升至 26°C ，随着傍晚风速开始增大，温度层结也开始被破坏，表面混合层开始发展形成，可以看到，傍晚模拟值与观测值相差较大，表层温度低估了约 1°C ，且模拟出了一个不到 1 m 深的表面混合层。

4.2.2 通量

由于 2012 全年通量数据约有 27% 缺失，在此我们使用填补和订正后的观测数据与模拟结果进行对比。由图 9 和表 4 可以看出，与温度相比，模型对通量的模拟能力欠佳，其中，感热通量年总量相对观测值偏低较多，湖泊年感热通量和潜热通量计算值和观测值的总差值分别为 393.07 W m^{-2} 和 7.68 W m^{-2} ，占实测值的 33% 和 0.024%。

表 4 洱海表面通量日平均模拟值误差统计

Table 4 Statistics of simulations of daily mean surface energy fluxes in Erhai Lake

	相关系数	平均误差/ W m^{-2}	均方根偏差/ W m^{-2}
感热通量	0.89	3.66	4.60
潜热通量	0.77	15.93	19.26

注：相关系数通过 1% 水平的显著性检验

为进一步分析模式对表面通量的模拟能力，我们计算了年平均的通量日变化，并与观测值进行对比（见图 10）。可以看出，模式清晰的反映出了感热通量的日变化规律，在夜间和早上，感热通量为正值，湖泊从大气中吸收热量，在清晨 7 点左右达

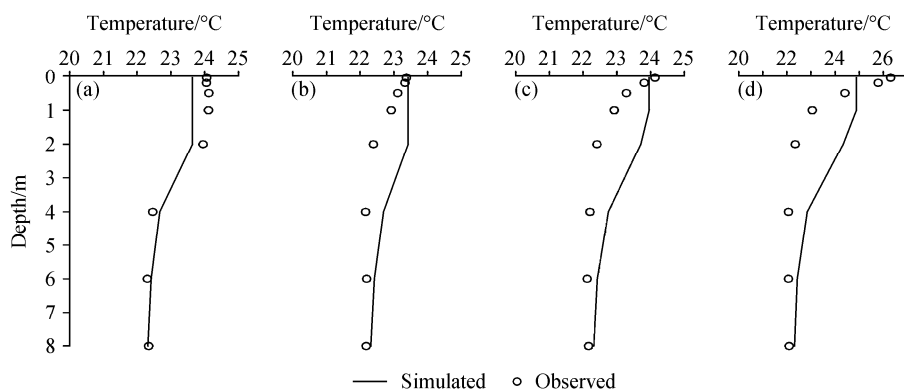


图 8 2012 年 7 月 26 日四个时刻温度剖面模拟值与观测值的比较：(a) 01:00；(b) 07:00；(c) 13:00；(d) 19:00

Fig. 8 Comparison of simulated and observed daily temperature profiles at (a) 0100, (b) 0700, (c) 1300, (d) 1900 on 26 July, 2012

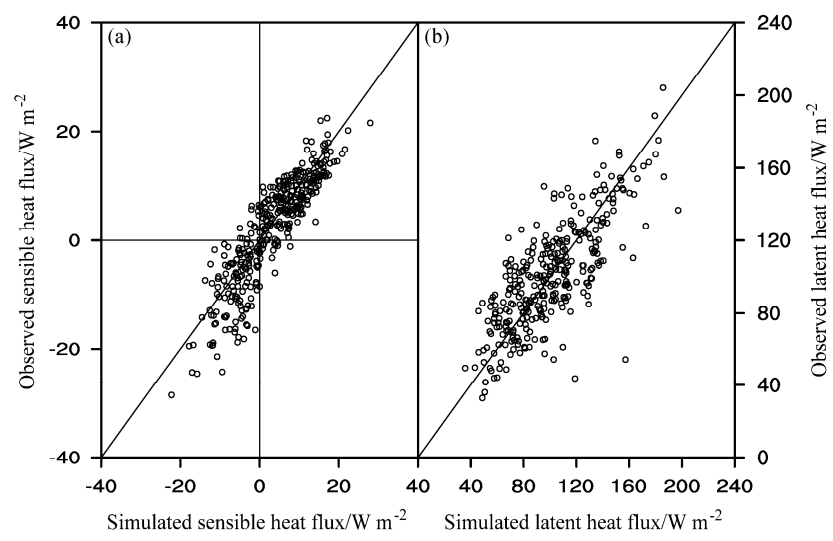


图 9 洱海表面通量模拟值和观测值的对比: (a) 感热通量; (b) 潜热通量。横纵坐标分别为模拟值和观测值
Fig. 9 Comparison of simulated and observed surface energy fluxes in Erhai Lake: (a) Sensible heat; (b) latent heat. The abscissa and ordinate are simulated and observed values, respectively

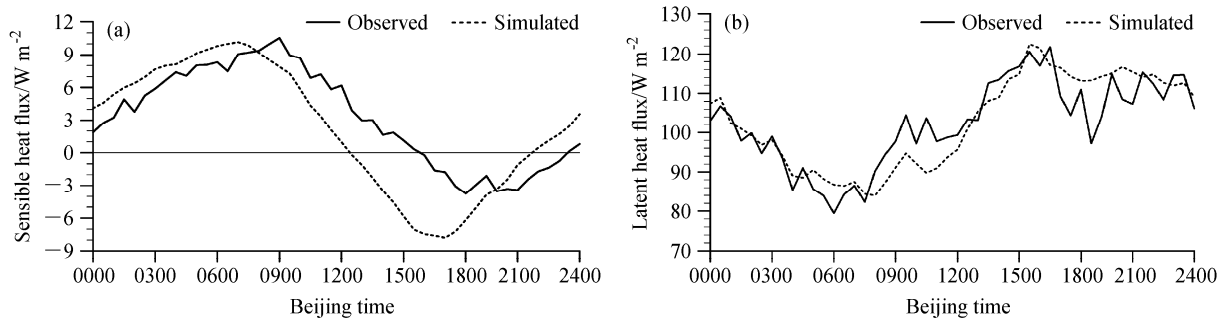


图 10 洱海年平均表面通量的日变化: (a) 感热通量; (b) 潜热通量
Fig. 10 Comparison of simulated and observed diurnal variation of annual mean surface energy fluxes in Erhai Lake: (a) Sensible heat; (b) latent heat

到最大,到了下午,湖泊表面温度升高,开始向大气输送热量,感热通量转为负值。但是,由图 10a 可见,模拟的感热通量日变化最值出现的时间和观测略有差异,为了揭示模拟与观测差异的成因,我们将年平均的湖气温差和感热通量的日变化做对比,从图 11 可以看出,相对于感热通量的观测值,模拟值与湖气温差的日变化更为一致。因此,图 10a 中反映的感热通量异常不排除是由观测误差造成的可能性,由于洱海观测站距离岸边比较近,通量印痕分析也表明,感热通量受陆地影响较大。另一方面,洱海处于山谷之中,局地环流在一定程度上可能会对湖泊表面热输送产生巨大影响,而模式中对于湖泊表面,尤其是粗糙高度的参数化过于简单,对异常热输送的捕捉能力欠佳,一定程度上只能代表整体热输送的平均水平。

模式模拟的潜热通量的年平均日变化与观测值则基本吻合(见图 10b)。模拟和观测都显示,湖

面潜热通量最大值出现在下午 4 点左右,约为 120 W m^{-2} ,最低值出现在大约早上 6 点,约为 80 W m^{-2} 。潜热通量主要由风速和饱和水汽压差决定。根据观测站的气象数据,2012 年平均每天中午 12 点到第二天 2 点之间的风速都在 3 m s^{-1} 以上,在午后 16 点左右达到一个极大值,约为 3.5 m s^{-1} 。潜热通量在午后 14:00~16:00 达到最大值,与饱和水汽压差(VPD)的最大值出现时间一致。结合表 5,潜热通量平均误差为 4.45 W m^{-2} ,约占观测值的 4.3%。

表 5 洱海水温和通量日变化模拟误差统计

Table 5 Statistics of simulated diurnal variation of surface water temperature and energy fluxes in Erhai Lake			
	相关系数	平均误差	均方根偏差
表层水温	0.99	0.52°C	0.58°C
感热通量	0.83	2.84 W m^{-2}	3.40 W m^{-2}
潜热通量	0.88	4.45 W m^{-2}	5.58 W m^{-2}

注: 相关系数通过 1%水平的显著性检验

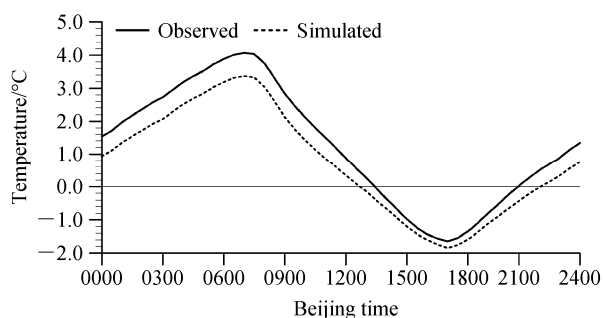


图 11 洱海模拟与观测的湖—气温差年平均值日变化的对比

Fig. 11 Comparison of simulated and observed diurnal variation of annual mean air-surface water temperature differences in Erhai Lake

5 结论

本文在颜金凤等（2007）发展的湖泊模型基础上发展了一个新的湖泊模型来研究湖泊与大气之间的相互作用。新模型在构造上分为两部分，一部分用于非冻融期，另一部分用于冻融期；新模型在处理湖泊非冻融过程时，采用温度为预报变量，改进了数值计算方法，并为模型中的浅湖部分加入了底部沉积层模块。进一步应用德国 Kossenblatter 湖和我国云南省洱海的实地观测数据对模型进行了模拟验证，评估了模型对非冻融湖泊的水热状况变化的模拟能力，并对洱海表面温度、温度剖面以及表面通量的季节变化和日变化特征做了详细的对比分析。

新模型计算得到的德国 Kossenblatter 湖和我国洱海的湖泊温度变化与观测值吻合的都比较好，说明本模型可以用来模拟实际的湖—气水热传输过程。相对于表面温度，模型对洱海湖泊表面通量的模拟与观测值差别较大，这一方面可能是由于模型中对于表面通量的处理，尤其是粗糙高度的参数化过于简单，因为粗糙高度与湖泊风浪区、深度以及风速等有关（Subin et al., 2012），模型中我们将其简化设定为一个常数，在很大程度上不能精确模拟表面通量的变化，从而导致模拟误差的产生。因此，模型中对粗糙高度的参数化方案还需要进一步研究和完善；另一方面，由于天气影响以及仪器故障等原因，洱海通量观测数据中有部分的缺测，加上后期对数据进行质量控制和订正引入的误差，也是造成洱海感热通量模拟偏差较大的可能原因。此外，模型通量模拟效果虽然不够好，但并未严重影响到温度的模拟，这可能是由于感热和潜热通量的模拟误差有所抵消导致。

对于浅湖和冰湖来说，底部沉积层是除大气以

外的另一个重要的热源，且它与大气向湖泊水体的热量输送呈现出明显的互补关系，这在我们以后对有冻融湖泊的模拟工作中会进一步讨论。Fang and Stefan（1996）就曾对湖泊底部沉积层和水体之间的热交换进行过讨论，并在 MINLAKE 模式加入底部沉积模块后，发现模拟结果发生很大改变，非结冰期表面混合层和近湖底温度最大值都减小。此外，湖泊底部的热量状态对于评估湖泊对温室气体释放的贡献很有帮助，这也是气候变化模拟的一个重大课题（Tsai et al., 1992）。因此，新模型中加入底部沉积层和湖泊水体的热交换作用是非常必要的，但由于目前缺少底部沉积层的相关观测数据，该部分在模型中尚未得到验证。此外，新模型还可以应用于有冻融的湖泊，湖泊冻融对高纬度或高海拔地区的天气气候有重要影响，这部分模型的检验和模拟也将是我们未来工作的重点。

参考文献（References）

- Birge E A, Juday C, March H W. 1927. The temperature of the bottom deposits of Lake Mendota: A chapter in the heat exchanges of the lake [J]. *Trans. Wisc. Acad. Sci.*, 23: 187–231.
- Chen W, Zhu D Q, Liu H Z, et al. 2009. Land-air interaction over arid/semi-arid areas in China and its impact on the East Asian summer monsoon. Part I: Calibration of the Land Surface Model (BATs) using multicriteria methods [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26 (6): 1088–1098.
- 戴嘉尊, 邱建贤. 2002. 微分方程数值解法 [M]. 南京: 东南大学出版社, 56–69.
- Dai Jiazun, Qiu Jianxian. 2002. Numerical solutions for differential equations [M]. Nanjing: Southeast University Press, 56–69.
- Fang X, Stefan H G. 1996a. Long-term lake water temperature and ice cover simulations/measurements [J]. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 24 (3): 289–304.
- Fang X, Stefan H G. 1996b. Dynamics of heat exchange between sediment and water in a lake [J]. *Water Resour. Res.*, 32 (6): 1719–1727.
- Fang X, Stefan H G. 1998. Temperature variability in lake sediments [J]. *Water Resour. Res.*, 34 (4): 717–729.
- 房云龙, 孙菽芬, 李倩, 等. 2010. 干旱区陆面过程模型参数优化和地气相互作用特征的模拟研究 [J]. *大气科学*, 34 (2): 290–306.
- Fang Yunlong, Sun Shufen, Li Qian, et al. 2010. The optimization of parameters of land surface model in arid region and the simulation of land-atmosphere interaction [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (2): 290–306.
- Goudsmit G H, Burchard H, Peeters F, et al. 2002. Application of $k-\epsilon$ turbulence models to enclosed basins: The role of internal seiches [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (C12): 3230–3242.
- Goyette S, McFarlane N A, Flato G M. 2000. Application of the Canadian regional climate model to the Laurentian great lakes region: Implementation of a lake model [J]. *Atmosphere-Ocean*, 38 (3): 481–503.
- 过增元, 朱宏晖. 2007. 热质的运动和传递——热子气的守恒方程和傅立叶定律 [J]. *工程热物理学报*, 28 (1): 86–88.
- Guo Zengyuan, Zhu

- Hongye. 2007. Motion and transfer of thermal mass-conservation equations of thermon gas and Fourier's Law [J]. *Journal of Engineering Thermophysics* (in Chinese), 28 (1): 86–88.
- Heggen R J. 1983. Thermal dependent physical properties of water [J]. *J. Hydraul. Eng.*, 109 (2): 298–302.
- Henderson-Sellers B. 1985. New formulation of eddy diffusion thermocline models [J]. *Applied Mathematical Modelling*, 9 (6): 441–446.
- Hostetler S W, Bartlein P J. 1990. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon [J]. *Water Res. Res.*, 26 (10): 2603–2612.
- 黄荣辉, 周德刚, 陈文, 等. 2013. 关于中国西北干旱区陆—气相互作用及其对气候影响研究的最近进展 [J]. *大气科学*, 37 (2): 189–210.
- Huang Ronghui, Zhou Degang, Chen Wen, et al. 2013. Recent progress in studies of air-land interaction over the arid area of Northwest China and its impact on climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 37 (2): 189–210.
- Joehnk K, Umlauf L. 2001. Modelling the metalimnetic oxygen minimum in a medium sized alpine lake [J]. *Ecological Modelling*, 136 (1): 67–80.
- 李跃清, 刘辉志, 冯健武, 等. 2009. 高山草甸下垫面夏季近地层能量输送及微气象特征 [J]. *大气科学*, 33 (5): 1003–1014. Li Yueqing, Liu Huizhi, Feng Jianwu, et al. 2009. Characteristics of energy transfer and micrometeorology in the surface layer of the atmosphere in summer over the alpine meadow of the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (5): 1003–1014.
- 刘辉志, 冯健武, 孙绩华, 等. 2014. 洱海湖气界面水汽和二氧化碳通量交换特征 [J]. *中国科学: 地球科学*, 待刊. Liu Huizhi, Feng Jianwu, Sun Jihua, et al. 2014. Eddy covariance measurements of water vapor and CO₂ fluxes above the Erhai lake [J]. *Science China: Earth Sciences*, doi:10.1007/S11430-014-4828-1.
- 刘远永, 文军, 韦志刚, 等. 2007. 黄土高原塬区地表辐射和热量平衡观测与分析 [J]. *高原气象*, 26 (5): 928–937. Liu Yuanyong, Wen Jun, Wei Zhigang, et al. 2007. Observation and analysis of the land surface radiation and energy balance over the Loess Plateau Mesa Region [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 26 (5): 928–937.
- Mironov D V. 2008. Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model [R]. COSMO Technical Report. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany.
- Oleson K W, David M L, Bonan G B, et al. 2010. Technocal description of version 4. 0 of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR Tech. Note. NCAR/TN478+STR, 113–116.
- 彭文启, 王世岩, 刘晓波. 2005. 洱海水质评价 [J]. *中国水利水电科学研究院学报*, 3 (3): 192–198. Peng Wenqi, Wang Shiyang, Liu Xiaobo. 2005. Assessment on Erhai Lake water quality [J]. *Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research* (in Chinese), 3 (3): 192–198.
- Ryazhzhin S V. 1997. Thermophysical properties of lake sediments and water-sediments heat interaction [R]. Report No. 3214. Sweden: Department of Water Resources Engineering, Institute of Technology, University of Lund.
- 沈吉, 杨丽原, 羊向东, 等. 2004. 全新世以来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录 [J]. *中国科学: 地球科学*, 34 (2): 130–138.
- Shen J, Yang L Y, Yang X D, et al. 2005. Lake sediment records on climate change and human activities since the Holocene in Erhai catchment, Yunnan Province, China [J]. *Science in China: Earth Sciences*, 48(3): 353–363.
- Subin Z M, Riley W J, Mironov D. 2012. An improved lake model for climate simulations: Model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1 [J]. *J. Adv. Modeling Earth Syst.*, 4 (1), doi:10.1029/2011MS000072.
- Sun S, Yan J F, Xia N, et al. 2008. The model study of water mass and energy exchange between the inland water body and atmosphere [J]. *Science in China Series G: Physics Mechanics and Astronomy*, 51 (8): 1010–1021.
- Stepanenko V M, Lykossov V N. 2005. Numerical modeling of heat and moisture transfer processes in a system lake—Soil [J]. *Russ. J. Meteorol. Hydrol.*, (3): 95–104.
- Tsay T K, Ruggaber G J, Effier S W. 1992. Thermal stratification modeling of lakes with sediment heat flux [J]. *J. Hydraul. Eng.*, 118 (3): 407–419.
- 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 2003. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究 [J]. *地球物理学报*, 46 (3): 309–316. Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. 2003. Study on relationship between the frozen-thaw process in Qinghai-Xizang Plateau and circulation in East Asia [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 46 (3): 309–316.
- 韦志刚, 陈文, 黄荣辉. 2008. 青藏高原冬春积雪异常影响中国夏季降水的数值模拟 [J]. *高原山地气象研究*, 28 (1): 1–7. Wei Zhigang, Chen Wen, Huang Ronghui. 2008. Numerical simulation of the influence of the Tibetan Plateau winter-spring snow anomalies on the summer precipitation in China [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research* (in Chinese), 28 (1): 1–7.
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文, 等. 2002. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征 [J]. *大气科学*, 26 (4): 496–508. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen, et al. 2002. Spatial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau weather stations [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 26 (4): 496–508.
- 温之平, 吴乃庚, 冯业荣, 等. 2007. 定量诊断华南春旱的形成机理 [J]. *大气科学*, 31 (6): 1223–1236. Wen Zhiping, Wu Naigeng, Feng Yerong, et al. 2007. A quantitative diagnosis for the mechanisms of spring droughts in South China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (6): 1223–1236.
- 颜金凤, 李倩, 夏南, 等. 2007. 湖—气热传输模型及参数敏感性研究 [J]. *湖泊科学*, 19 (6): 735–743. Yan Jinfeng, Li Qian, Xia Nan, et al. 2007. Investigation of heat exchange model and parameter sensibility between the atmosphere and lake [J]. *J. Lake Sci.* (in Chinese), 19 (6): 735–743.
- Zhang J Y, Dong W J. 2010. Soil moisture influence on summertime surface air temperature over East Asia [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 100: 221–226.
- 周从直, Chapra S C. 1994. 湖泊热结构和蒸发的模拟计算 [J]. *环境科学*, 15 (2): 33–38. Zhou Congzhi, Chapra S C. 1994. Simulation of thermal structure and evaporation for lakes [J]. *Chinese Journal of Environmental Sciences* (in Chinese), 15 (2): 33–38.
- 朱德琴, 高晓清, 陈文. 2006. 陆面模式 (SSiB) 对敦煌荒漠戈壁下垫面陆面过程的模拟及敏感性试验 [J]. *中国沙漠*, 26 (3): 466–472. Zhu Deqin, Gao Xiaoping, Chen Wen. 2006. Validation of SSiB model over gobi in Dunhuang and its sensitivity to vegetation parameters [J]. *Journal of Desert Research* (in Chinese), 26 (3): 466–472.
- Zuo Z Y, Zhang R H. 2007. The spring soil moisture and the summer rainfall in eastern China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 52 (23): 3310–3312.