

太湖水温模型和气象参数对水温的影响*

余丰宁 蔡启铭 徐勇积

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210018)

摘要 建立了一个太湖水温数值模型, 模拟太湖平均水温的日变化过程。应用本模式和由太湖气象水文数据自动采集系统测得的资料(1990年9月26—27日)分析了气温、湿度和风速对水温的影响。由计算和数值试验结果看出, 本模式较好地模拟出了选定的两天中水温变化过程; 随着空气温度的增加, 水温线性增加; 在空气相对湿度较大或风速较小时, 它们的变化对水温有较大的影响。

关键词 数值模型 水温 气象参数 太湖

由于太湖面积大(约 2460 km²), 同时水浅底平(平均水深仅 2m 左右), 因此太湖中水温场分布较均匀, 水平和垂直方向的温差均较小, 故本文中忽略水体自身的热交换过程, 同时略去人类活动和湖岸的影响, 主要考虑水气间的交换过程, 并将湖底的作用参数化, 依据水气交界面上的热力方程, 建立了一个水体温度模型; 用观测到的气象要素模拟水温及其日变化过程, 并分析各气象要素对水温变化的影响。其中蒸发和感热交换项, 从大气边界层湍流运动造成的水气和热量通量的角度出发进行处理 (Yeh, 1971), 较为严谨, 同时避免了一般参数化需要大量实测数据订正参数的困难。

1 模型的建立

1.1 热力方程 根据热量守恒原理, 水深为 H 的单位面积水体的热平衡方程为:

$$HCS \frac{\partial T}{\partial t} = R - (LE + P)|_{z=0} + \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H} \quad (1)$$

式中, 左端为湖水温度 T 变化项, C, ρ 分别为水的热容量和密度; 右端为各加热(冷却)项, 分别为辐射平衡, 水、气交界面上的蒸发与感热交换, 水体与湖底的热量交换。

1.1.1 辐射平衡

$$R = S(1 - \gamma_s) + E_a(1 - \gamma_a) - \epsilon_w \sigma T_w^4(K) \quad (2)$$

其中, S, E_a 分别为到达水面的太阳短波辐射和大气长波辐射; γ_s, γ_a 分别为水面对太阳辐射和大气辐射的反射率; ϵ_w 是水体长波发射率; $\sigma = 5.76 \times 10^{-8} \text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$ 为史蒂芬-波尔兹曼常数。

大气长波辐射的强度由史蒂芬-波尔兹曼定律 $E_a = \epsilon_a \sigma T_a^4(K)$ 求得, T_a 是以绝对温度表示的在水面以上 2m 左右的气温; ϵ_a 是大气长波发射率, 无云层覆盖的大气发射率在气温高于和低于冰点时 Idso-Jackson 公式可给出较好的结果 (傅国伟, 1987), $\epsilon_{a,c} = 1 - 0.261 \exp(-0.74 \times 10^{-4} T_a^2(^\circ\text{C}))$, 然后用 Bolz 公式求 $\epsilon_a, \epsilon_a = \epsilon_{a,c}(1 + \gamma C_r^2)$, 这里 C_r 为云层率, γ 为由云高确定的系数, 取平均值 $\gamma = 0.17$ 。

* 国家自然科学基金, 4880207 号。

收稿日期: 1991年11月9日; 接受日期: 1992年3月2日。

水面对太阳辐射的反射率用 Anderson (1954) 提出的水面总反射率方程 $\gamma_s = Aa^B$ 求得。式中 a 为太阳高度角; A, B 是与云层有关的系数, 本文中依据太湖的情况加以订正, 取

$$A = 2.2 + \frac{C_Y^{0.7}}{4} - (C_Y^{0.7} - 0.4)^2 / 0.16$$

$$B = -0.9 + \frac{C_Y^{0.7}}{16} + \frac{(C_Y^{0.7} - 0.4)^2}{0.64}$$

水体的长波发射率 ε_w 和水面对大气辐射的反射率 γ_a 取为常数, $\varepsilon_w = 0.97$, $\gamma_a = 0.03$ 。

1.1.2 蒸发与感热 (1) 式中右端第二项 $[(LE + P)|_{z=0}]$ 表示水气间通过蒸发和感热交换的热量。其中 $L = 2502.7 - 2.35T(^\circ\text{C})(\text{J/g})$ 是水的蒸发潜热, E, P 为蒸发量和感热通量, 它们决定于水气间的温度差、湿度差以及大气边界层的湍流交换强度, 可表示为

$$E = -\rho_a K_e \frac{\partial q}{\partial Z}$$

$$P = -\rho_a C_p K_p \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (3)$$

其中, q 是空气比湿; K_e, K_p 分别为水汽和感热输送的扩散系数; C_p 为定压比热。大气近于中性状态时, $K_e = K_p = K_m$, K_m 代表着大气边界层的湍流交换强度, 主要决定于风速垂直梯度和大气层结稳定度, 可表示为

$$K_m(Z) = \kappa^2 \frac{U_2 - U_1}{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)} Z(1 - \alpha R_i)$$

式中, U_1, U_2 分别为 Z_1, Z_2 高度上的风速; $\kappa = 0.39$ 是卡曼常数;

$$R_i = g \frac{\partial \ln T}{\partial Z} / \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right)^2$$

为 Richardson 数; $\alpha = 3.0$ 。湍流交换还与下垫面粗糙度有关, 而水面的粗糙度又是受湍流运动影响的, 它与风速和风浪有关, 本文中取

$$K_e = K_p = K_m(Z) = \begin{cases} \kappa^2 \frac{U_2 - U_1}{\ln(Z_2/Z_1)} Z(1 - \alpha R_i) = K_1 Z & Z_0 < Z_1 \\ \kappa^2 \frac{U_2}{\ln(Z_2/Z_0)} Z(1 - \alpha R_i) = K_2 Z & Z_0 \geq Z_1 \end{cases}$$

其中 Z_1, Z_2 分别为 70cm 和 155cm。并由

$$\frac{U_2 - U_1}{\ln(Z_2/Z_1)} = \frac{U_1}{\ln(Z_1/Z_0)} = \frac{U_2}{\ln(Z_2/Z_0)}$$

得到

$$Z_0 = \begin{cases} Z_1 \exp\left(-\frac{U_1 \ln(Z_2/Z_1)}{U_2 - U_1}\right) & Z_0 < Z_1 \\ Z_2 \exp\left(-\frac{U_2 \ln(Z_2/Z_1)}{U_2 - U_1}\right) & Z_0 \geq Z_1 \end{cases}$$

由于水表面是与湍流有关的一个波动面, 因此下垫面高度也是一个变化的参数, 本文中用

Z_0 作为它的参数表达。另外由状态方程得到空气密度

$$\rho_a = \frac{p}{RT_a(K) \left(1 + 0.378 \frac{e}{p}\right)}$$

p, e 是大气压力和水汽压; $R = 0.287[\text{J}/(\text{g} \cdot \text{度})]$ 由此 (3) 式可写成

$$E = \begin{cases} \frac{p}{RT_1 \left(1 + 0.378 \frac{e_1}{p}\right)} K_1 \frac{q_0 - q_1}{\ln\left(\frac{Z_1}{Z_0}\right)} & Z_0 < Z_1 \\ \frac{p}{RT_2 \left(1 + 0.378 \frac{e_2}{p}\right)} K_2 \frac{q_0 - q_2}{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_0}\right)} & Z_0 \geq Z_1 \end{cases} \quad (4)$$

$$P = \begin{cases} \frac{pC_p}{RT_1 \left(1 + 0.378 \frac{e_1}{p}\right)} K_1 \frac{T_0 - T_1}{\ln\left(\frac{Z_1}{Z_0}\right)} & Z_0 < Z_1 \\ \frac{pC_p}{RT_2 \left(1 + 0.378 \frac{e_2}{p}\right)} K_2 \frac{T_0 - T_2}{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_0}\right)} & Z_0 \geq Z_1 \end{cases} \quad (5)$$

其中 q_1 和 T_1, q_2 和 T_2 分别为 Z_1, Z_2 高度上的比湿和气温 (K); q_0, T_0 分别为水面比湿和水温。取 q_0 为水温 T_0 对应的饱和比湿, 即

$$q_0 = \frac{0.622}{p} \times 6.1078 \exp \left[\frac{17.26939(T_0 - 273.16)}{T_0 - 35.86} \right]$$

空气的比湿 q_1, q_2 和水汽压 e_1, e_2 均可由大气观测的要素(空气相对湿度) f_1, f_2 转换得到。

1.1.3 与湖底的热量交换 (1) 式中右端第三项 $\left(\lambda \frac{\partial T}{\partial Z} \Big|_{z=H}\right)$ 表示, 由于水体与湖底间的温度差异而引起的热传导, 它对于水体的作用可使水温的日变化和年变化减小(濮培民, 1984)。另一方面, 随水层的深度增加, 由于热容量增加也使水温变化减小, 由此将湖底作用参数化, 在计算中令 $H' = H + h$, 其中 h 为一个附加的水深, 本文中取 $H = 2\text{m}, h = 0.5\text{m}$ 。

1.2 计算方案 采用全隐式差分格式, 将 (1) 式写成

$$T_0^{n+1} - T_0^n = \frac{\Delta t}{H' \rho C} \times 0.5 \times \{[R - LE - P]^{n+1} + [R - LE - P]^n\} \quad (6)$$

将 (2), (4), (5) 式代入上式, 迭代求解 $T_0^{n+1}, \Delta t = 600\text{s}$ 。

(2), (4), (5) 式中与加热(冷却)有关的气象要素, 由中国科学院太湖湖泊生态系统研究站设立在太湖梅梁湾口的自动观测系统所测资料得到, 其中包括到达湖面的太阳辐射、气压、70cm 和 155cm 高度上的气温和湿度、风速等参数的日变化序列值。

2 计算结果分析

2.1 模拟水温的结果 用 1990 年 9 月 26—27 日(晴)测得的各气象要素时间序列, 取云量 C_r 为零, 代入模式中计算得到这两天的水温日变化 T_0 。与实测三层(水面、水下

50cm 和 水下 120cm) 水温的平均值 T_w , 比较(图 1), 可见水温模拟结果较好, 能够反映水温日变化趋势和特征。水温日变化平缓, 变幅远小于气温(T_a)日变幅, 前者为 1—1.5°C, 后者为 5—6°C。由图 1 还可见, 最高和最低水温出现时间均较气温峰值滞后约 1h。

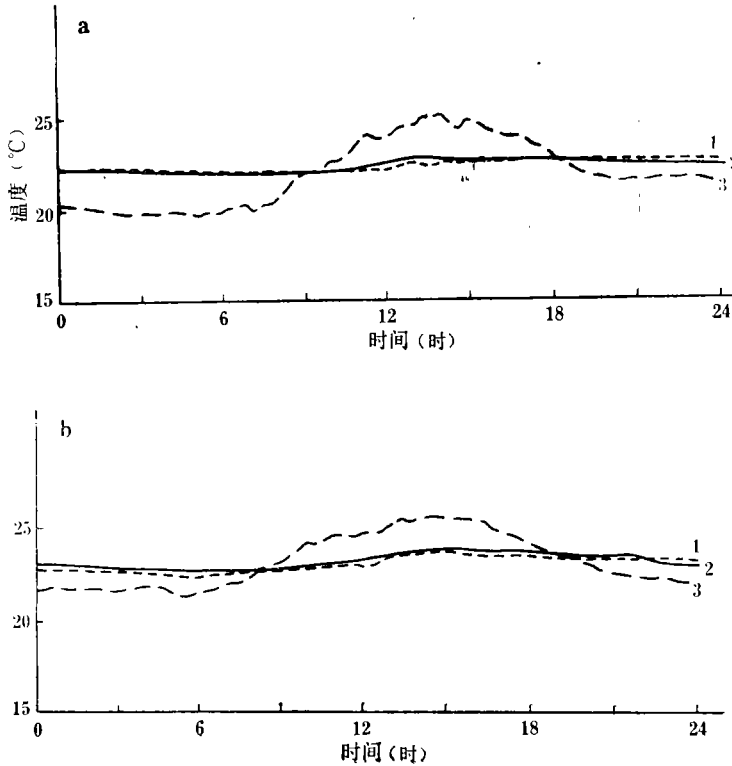


图 1 计算与实测的日变化曲线比较

Fig. 1 The comparison between daily variation of water temperature stimulated with the model (T_w) and that of observed water (T_w) and air (T_a) temperature a. 26日; b. 27日. 1. 水温模型的计算值 (T_w); 2. 实测平均水温 (T_w); 3. 实测气温 (T_a).

2.2 主要气象参数对水温的影响

2.2.1 气温的影响

气温一方面决定着大气长波辐射的强度, 另一方面又关系着水气感热交换的强度和方向。为考虑在不同的气温条件下水温的变化, 将实测的气温减小或增大, 分别代入模式, 其他各要素保持不变, 计算得到不同的水温变化曲线。图 2 中实线为模拟的水温, 其余 4 条曲线分别为气温取实测值的 0.7, 0.9, 1.1, 1.3 倍时 (即与实测值相差 $\pm 7^\circ\text{K}$ 和 $\pm 2.5^\circ\text{K}$) 得到的计算值。计算结果(图 2)表明, 在不同的气温及其变化条件下, 水温日变化的趋势不变, 各时刻的水温值随气温的增加而线性增加, 日平均气温增加约 2.5°C , 水温也增加 2°C 左右; 而气温日变化振幅的影响则很小。对比 26 日(图 2 a)和 27 日(图 2 b)的情况, 还可见两日水温随气温线性变化的斜率有所不同, 这是由湍流交换强度差异所致。27 日风速垂直切变大, 湍流交换强, 气温变化造成了较大的水温差异; 与之对比, 26 日则相反。

2.2.2 空气湿度的影响

空气湿度影响蒸发或凝结过程, 因而将对水温变化产生作用。

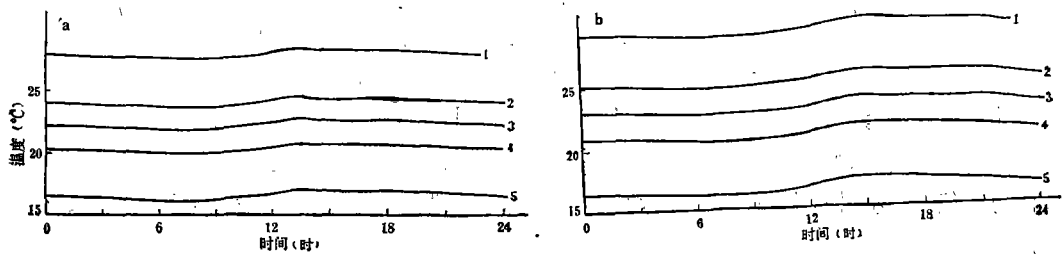


图 2 气温变化对水温日变化影响的数值试验

Fig. 2 The results of numinical experiments about the influence of air temperature on daily variation of water temperature

a. 26 日; b. 27 日。1. $0.7T_a$; 2. $0.9T_a$; 3. T_a ; 4. $1.1T_a$; 5. $1.3T_a$ 。

由(4)式可知,蒸发一方面决定于湍流强度,同时又受制于水面与空气比湿之差。图3是在选取了空气相对湿度 f 为实测值的0.25,0.5倍和空气湿度接近饱和 $[0.5 \times (f + 100)]$ 和达到饱和($f = 100$)的几种情况下,水温的对比情况。其中实线为以实测气象要素模拟的水温日变化曲线。由计算结果可见,水温随空气湿度增大而增大,但不呈线性变化。在空气湿度较高及达到饱和时的两种情况下,水温日变化曲线相互基本平行,趋势与模拟水温相同;而且随湿度增大,水温对湿度变化的响应较强,变化显著。同时由于两日湍流扩散强度不同,这种响应又有差异。27日湍流强,蒸发较大,水温随湿度增加变化就较小。在空气湿度较低时,一方面随湿度变化,水温变化不显著,同时水温的日变化趋势又有较大的起伏波动。由此可知,由于水面湿度通常较大,当空气干燥时,两者比湿差异大,有足够的蒸发潜力;这时蒸发的大小主要受湍流强度的控制,以至水温日变化曲线也由于湍流强度的波动而有较明显的波动,而对应明显的空气湿度差异,水温的差异却很小。当空气潮湿,接近或达到饱和时,水气间比湿差异小,这时比湿的差值成为控制蒸发的主要因子,湿度变化就对应有明显的水温差异。

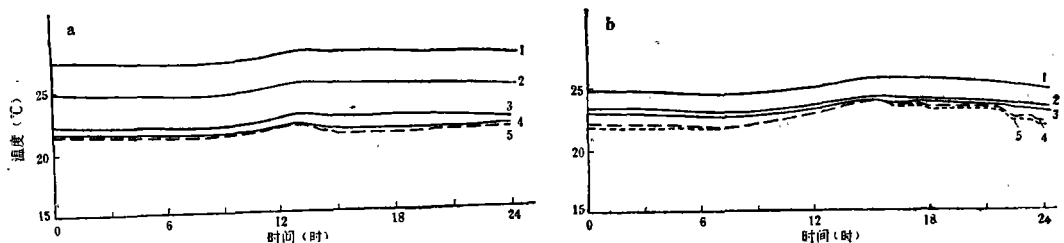


图 3 空气湿度变化对水温日变化影响的数值试验

Fig. 3 The results of numinical experiments about the influence of relative humidity on daily variation of water temperature

a. 26 日; b. 27 日。1. 100%; 2. $50 + 0.5f$; 3. f ; 4. $0.5f$; 5. $0.25f$ 。

2.2.3 风速的影响 风速垂直切变是反映湍流交换强度的主要因子,而湍流交换的强弱又是蒸发和感热交换的决定因素之一。选取风速切变分别为实测值的0.5,0.75,1.5,3.0倍,作为数值计算的参数,这种情况下,风切变的日变化振幅也相应地缩小和增大了。

由计算结果(图 4)可知,随着风速切变的增大,水温降低,且变化规律呈对数形式。风速切变小时,水温随风速急剧变化;而风速切变大时,变化趋于缓和。说明风速切变大时,湍流交换强,这时水气间的比湿差和温度差均较小,而且成为控制蒸发和感热变化从而影响水温的主要因子;风速则为次要因子,因而其变化引起的水温差异很小。风切变小时,情况则相反。对于水温日变化趋势,只有在风切变的日变化振幅很大时(图 4 中风切变为实测值的 3 倍),才对水温日变化趋势有明显影响,其他几种情况,水温日变化曲线相互平行。

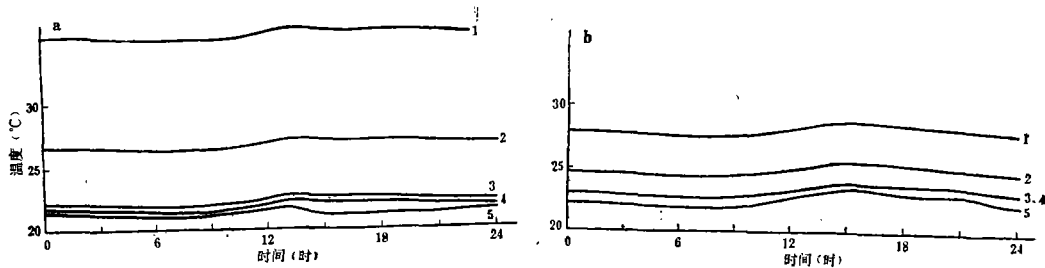


图 4 风速垂直切变对水温日变化影响的数值试验

Fig. 4 The results of numerical experiments about the influence of wind shear on daily variation of water temperature

a. 26; b. 27 日。1. $0.5\Delta u$; 2. $0.75\Delta u$; 3. u ; 4. $1.5\Delta u$; 5. $3.0\Delta u$ 。

3 结语

本文依据热力平衡方程,建立了一个水温模型,用这一水温模型模拟的 1990 年 9 月 26—27 两日的太湖水温日变化过程,得到了较好的结果。通过数值试验分析气温、空气湿度和风速等气象要素对太湖水温的影响,得到以下结果。

3.1 水温随日平均气温增高而线性增高,变化斜率受湍流交换强度影响,湍流强时,水温受气温影响较显著,而气温日变化振幅对水温日变化影响很小。

3.2 水温随空气相对湿度的增大呈指数形式增高,空气湿度较大时,湿度的变化对水温有较大的影响;而湿度低时,蒸发主要受湍流交换强度控制。

3.3 水温随水面风速(风速垂直切变)的增大呈对数形式降低,湍流交换强时,风速的变化对水温影响小;而在湍流弱时,风速的变化对水温有着显著的作用。

综上所述,水温受到空气温度、湿度,风速以及辐射和大气压力等气象要素的综合影响。本文只是对太湖水温在一个特定季节里日变化特征的一个个例研究,以验证模型的可靠性并分析一些气象参数对水温的影响。在此基础上,还可以进一步计算在不同的背景下,水温随各要素变化的连续曲线,使我们对水温变化的规律以及气象参数对其影响的特征有更深入的了解。

参 考 文 献

- 傅国伟,1987,河流水质数学模型及其模拟计算,中国环境科学出版社(北京),42—52。
 濮培民,1984,影响水面蒸发诸因素的分析与蒸发量的折算,中国科学院南京地理研究所集刊,2: 1—13。
 Yeh, G. T. and Brutsaert, W., 1971, A solution for Simultaneous turbulent heat and vapor transfer between a water surface and the atmosphere boundary-layer, *Meteorol.*, 2(1): 64—82。

A WATER TEMPERATURE MODEL FOR TAIHU LAKE AND METEOROLOGICAL INFLUENCE ON WATER TEMPERATURE

She Fengning Cai Qiming Xu Yongji

(*Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica 210008*)

ABSTRACT

A water temperature model was developed in this paper based on the equation of heat balance in water. The daily variations of water temperature in Taihu Lake during two days in September, 1990 were simulated successfully with the model and data from a hydro-meteorological observation system.

The influence of air temperature, humidity and wind speed on water temperature were also studied with the method of numerical experiment. The results showed as follows.

1. Water temperature varies linearly with daily average of air temperature. Its variation slope is influenced by the air turbulivity. Water temperature could change considerably with air temperature variation when turbulent exchange is strong, while was affected little by the daily vibration amplitude of air temperature.

2. Water temperature varies exponentially with relative humidity. With high air humidity the vaporation is great affected by humidity change and with low humidity it is mainly affected by air turbulivity.

3. Water temperature dropped logarithmically with the rise of wind speed on the water surface. The influence of wind change on water temperature is depended on the strength of turbulent exchange.

It is shown that water temperature is comprehensively affected by meteorological factors, such as air temperature and humidity, wind speed, radiation, pressure and etc. In this paper, only is a single sample of water temperature change in a specific circumstance discussed to test the reliability of this model and analysis some relations between water temperature and meteorological factors.

Key words Numerical model Water temperature Meteorological influence Taihu Lake