

文章编号: 1004-8227(2010)07-0814-07

阿海水库水温数值预测研究

任华堂, 夏建新, 陶 亚

(中央民族大学环境科学系, 北京 100081)

摘 要: 阿海水电站是金沙江中游梯级电站之一, 电站水库水深较大, 枯水年易形成水温分层, 造成库区和下游河道的水温环境大幅变化, 对水环境产生不利影响。建立三维水温模型, 利用实验室异重流资料验证了模型在分层流动计算中的可靠性, 在此基础上利用该模型对阿海水库枯水年水温分布进行数值预测。研究表明: (1) 冬季和春季由于上游来水温度较低, 库首形成弱分层, 4 月份垂向温差最大为 4.59℃; (2) 库区下泄水温随时间的变化过程与天然情况相比出现了滞后性, 2~3 月份下泄水温有所降低, 9 月~翌年 1 月份下泄水温有所增高; (3) 水库蓄水后, 冬季水温极小值有所增高, 在 11、12 月份温差分别为 2.30 和 2.09℃。

关键词: 阿海水库; 数值模型; 水温预测

文献标识码: A

阿海水电站是原国家发展计划委员会组织审查通过的《金沙江中游河段水电规划报告》中推荐的金沙江中游河段“一库八级”水电开发方案的第四个梯级。工程最大坝高 130 m, 水库总库容 $8.06 \times 10^8 \text{ m}^3$, 正常蓄水位为 1 504 m 时, 回水长度约 75.3 km, 有效库容 $2.38 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。按照枯水年的流量计算库水交换次数 α 为 39.63, 可知阿海水库属弱混合型水库。由于入库流量在一年内变化较大, 枯水期可能形成水温分层, 改变库区和下游河道的水温环境, 对水体中的许多物理、化学和生物过程产生不利影响。对阿海水库的水温分布进行预测和分析对于工程的生态环境影响评价和相关设计具有重要意义。

分层水库水温变化规律研究一直是水环境研究的热点问题和难点问题^[1-3]。温度差异不仅会通过斜压梯度力影响水体的流动, 还会影响到动量和热量垂向扩散强度。对于分层水体而言, 垂向紊动扩散强度直接决定了温度和速度的垂向梯度, 而不同的温度垂向结构又会抑制或促进紊动的发展, 紊流模型的精度直接决定了温度预测结果的可靠性。为了减小计算量, 目前对于大型水库的水温预测多为立面二维模型^[4-9], 三维模型一般仅应用于大型水库的库首位置^[10-12]。但是, 由于紊动本身的三维特

性, 二维简化模型所带来的误差难以估计。本文建立了大型水库的三维数值预测模型, 采用实验室异重流资料对模型进行验证, 在此基础上预测阿海水库水温分布规律。

1 数学模型

1.1 控制方程

由于河流地形变化复杂, 水体的运动受地形影响明显。为了更好地反映水底地形的起伏, 本模型在垂直方向采用了 σ 坐标系。 σ 定义为: $\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}$ $H(X, Y)$ 为静水深; η 为自由表面相对于静水深表面的位置。

本模型采用 A F Blumberg 和 G L Mellor^[13] 提出的控制方程, 具体方程如下:

$$\frac{\partial D U}{\partial x} + \frac{\partial D V}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U D}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial U V D}{\partial y} + \frac{\partial U w}{\partial \sigma} - f V D + \\ & g D \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g D^2}{\rho} \int_{\sigma}^{\sigma_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma = \\ & \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) + F_x \end{aligned} \quad (2)$$

收稿日期: 2009-06-19; 修回日期: 2009-09-14

基金项目: 国家自然科学基金项目(50909108); 北京高等学校化学实验教学示范中心建设项目(2008); 中央民族大学本科专业建设项目(2008); 中央民族大学教学改革项目(2008)

作者简介: 任华堂(1976~), 男, 山东省聊城人, 讲师, 博士, 主要从事水环境数值模拟工作, E-mail: rh103@mails.tsinghua.edu.cn

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial Vw}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\rho}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) + F_y \quad (3)$$

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial Tw}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + F_T + \frac{1}{\rho_p} \frac{\partial R}{\partial \sigma} \quad (4)$$

式中: U 、 V 、 w 分别为 x 、 y 、 σ 个方向的速度分量; D 为全水深, $D = H + \eta$; η 为水位; f 为科氏力参数; F_x 、 F_y 、 F_T 为各方程中的水平扩散项; T 为水温; ρ 为水体密度; ρ_0 为参考密度; R 为进入水体的热辐射量; c_p 为水体的等压比热容; K_M 、 K_H 分别为动量、温度的垂向扩散系数。

紊流模型 2 $\frac{1}{2}$ 阶的 Mellor-Yamada 模型^[14], 该模型在分层大气和海洋中应用广泛, 其控制方程如下:

$$\frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial q^2 UD}{\partial x} + \frac{\partial q^2 VD}{\partial y} + \frac{\partial q^2 w}{\partial \sigma} = \frac{2k_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2gK_H}{\rho_0} \frac{2\rho}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q \quad (5)$$

$$\frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial q^2 l UD}{\partial x} + \frac{\partial q^2 l VD}{\partial y} + \frac{\partial q^2 l w}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right) + E_1 k \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{gK_H}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{Dq^3 W}{B_1 l} + F_l \quad (6)$$

$$G_H = \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \left[\frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{1}{c_s} \frac{\partial p}{\partial z} \right] \quad (7)$$

$$\left. \begin{aligned} K_M &= S_M q(l + kz_0), K_H \\ &= S_H q(l + kz_0) \\ S_H &[1 - (3A_2 B_2 + 18A_1 A_2) G_H] A_2 \\ &(1 - 6A_1/B_1) \\ S_M &(1 - 9A_1 A_2 G_H) \\ &- S_H [(18A_1^2 + 9A_1 A_2) G_H] \\ &= A_1 (1 - 3C_1 - 6A_1/B_1) \\ &(A_1, B_1, A_2, B_2, C_1) \\ &= (0.92, 16.6, 0.74, 10.1, 0.08) \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

式中: $q^2/2$ 为单位质量流体的紊动能; l 为流体的紊动混合长; F_q 、 F_l 为方程中的水平扩散项; k 为卡门常数, 一般取 0.4; G_H 为理查德森数; z_0 为粗糙高度; E_1 、 E_3 为常数, 分别取 1.8 和 1.0; c_s 为水体中的声速; W 为壁近似函数。

1.2 边界条件

垂向速度: $w(0) = w(-1) = 0$ (9)

表面边界:

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = (\tau_x, \tau_y);$$

$$\frac{K_M}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \frac{q_{surf}}{\rho c_p};$$

$$(q^2(0), q^2 l(0)) = (B_1^{2/3} u_r^2(0), 0) \quad (10)$$

式中: $q_{surf} = SR + AR - BR - E - C$; SR 为水体吸收的太阳短波辐射量; AR 为水体吸收的大气长波辐射量; BR 为水体长波返回辐射量; E 为水体蒸发发热损失量; C 为热传导通量。

底部边界:

$$\left. \begin{aligned} \frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) &= C_z (U^2 + V^2) (U, V); \\ C_z &= \frac{k^2}{\{\ln[(1 + \alpha_{b-1})D/z_0 + 1]\}^2} \\ \frac{K_H}{D} &= 0; (q^2(-1), q^2 l(-1)) = \\ &(B_1^{2/3} u_r^2(-1), 0) \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

式中: B_1 为和紊流相关的常数, 本文取 16.6; α_{b-1} 为最靠近壁面层的 σ 坐标值; q_{surf} 为表面热通量; u_r 为剪切速度; z_0 为粗糙高度。

侧向开边界条件: 对于上游入流边界, 可以给定流速, 水温值根据有关资料给定。坝前断面水位给定为已知值, 水温给定法向零梯度条件。

2 数值求解

采用算子分裂方法对控制方程进行离散, 自编程序实现对方程的求解。该方法根据控制方程中物理过程的特点分裂求解。对时间步长要求比较苛刻的快过程(表面压强梯度力对水体的作用、垂向扩散过程)采用隐格式求解, 而对时间步长要求较为宽松的慢过程(水平扩散过程、平流过程、斜压梯度力对水体的作用等)采用显格式求解。该求解方法协调了不同物理过程模拟的时间步长, 提高了计算效率。水动力学方程的数值求解可按照以下步骤进行。

第一步: 显式求解方程中的慢过程

$$\left(\frac{U^* - U}{\Delta t} \right) D + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial Uw}{\partial \sigma} - fVD + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\rho}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma = F_x \quad (12)$$

$$\left(\frac{V^* - V}{\Delta t} \right) D + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial Vw}{\partial \sigma} + fUD$$

$$+ \frac{gD^2}{\rho_0} \int_0^{\sigma} \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma = F_y \quad (13)$$

式中,除 U^* 、 V^* 外,其他物理量皆为 n 时刻的已知值。

第二步:隐式求解方程中的垂向扩散项

$$\begin{aligned} \frac{(U^{**} - U^*)D}{\Delta t} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial U^{**}}{\partial \sigma} \right); \\ \frac{(V^{**} - V^*)D}{\Delta t} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial V^{**}}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (14)$$

式中, U^{**} 、 V^{**} 为考虑了垂向扩散过程的速度。

第三步:隐式求解表面压强梯度力的影响

$$\frac{\partial D U}{\partial x} + \frac{\partial D V}{\partial y} + \frac{\partial \eta U}{\partial t} = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial U D}{\partial x} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0; \quad \frac{\partial V D}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (16)$$

其中, $(U, V) = \int_0^{\sigma} (U, V) d\sigma$

当时间步长非常大时,这一步也可以化为多步小时间步长进行计算。

第四步:根据 U 、 V 的变化更新各层的流速 U 、 V

$$\begin{aligned} U &= U^{**} + (U - \int_{-1}^{\sigma} U^{**} d\sigma); \\ V &= V^{**} + (V - \int_{-1}^{\sigma} V^{**} d\sigma) \end{aligned} \quad (17)$$

第五步:利用连续方程(1)求解,得到垂向速度 w

温度方程和紊流方程由于主要是对流扩散效应,应用算子分裂法进行两个步骤就可以完成。首先,求解除垂向扩散项之外的慢过程;其后,求解垂向扩散过程。由于温度场的分布直接关系到计算域内压强梯度力和紊动能的变化,温度方程、水动力方程及紊流模型一起耦合求解。具体的计算过程、离散格式参见文献[15]~[17]。

3 模型验证

采用美国陆军工程兵团 Johnson 于 1980~1981 年为模拟水库动力学模型而做的模型实验。水库的详细几何尺寸如图 1 所示。

在初始时刻,水库内水体温度为 21.44℃。入水口断面 0.15 m 以上为挡板,冷水从挡板以下流入,冷水的温度为 16.67℃。入流流量不变,为 0.00063 m³/s,速度为 0.46 m/s。出水口为位于底部以上 0.15 m 处的直径 2.54 cm 的小孔,面积为 5.067 cm²,距离两侧 0.46 m,出流流量同样为 0.00063 m³/s。在数值模拟中,边界条件为:上、下游给定孔口出流的流速。底部采用阻力平方近似,底部拖曳力系数取 0.002。热力学边界条件采用上

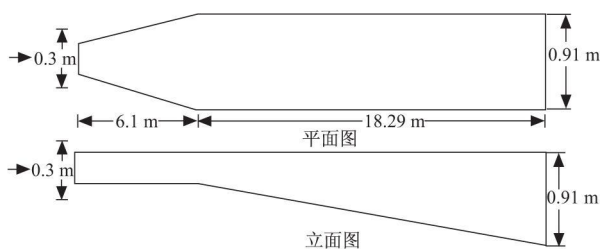


图 1 水库模型布置图

Fig. 1 Schematic of Reservoir Model

游给定温度,下游采用温度梯度为零条件,表面和底部采用热通量为零的条件。

图 2 为 11 min 时水库内温度场的立面分布。图中可以明显地看出冷水进入水槽后由于密度较大迅速下潜至底部。水槽中冷水和暖水形成了明显的温度跃层。数学模型真实再现了实验水槽内的物理现象,适用于分层流流动的模拟。

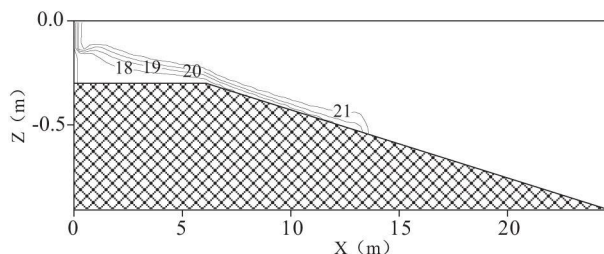


图 2 $t = 11$ min 时横向中心断面的温度分布(℃)

Fig. 2 Temperature Distribution of the Middle Profile at $t = 11$ min (℃)

图 3 为 11 min 时距水库入口 11.43 m 中垂线水平流速垂向分布的实测值和若干数学模型的计算值。由图可以看出:①本模型计算结果在库底速度较大,而其他模型在库底流速迅速衰减至零。这可能是因为本模型在底部采用了可滑移边界条件,而其他模型采用的是不可滑移边界条件。②包括本模型在内的各类模型均准确显示了库内水体的立面环流形式,即下部冷水潜入库底运行,而上部水体产生回流。③数学模型模拟的冷水层厚度偏大,尤以 LARM 模型明显。本文模型和 RSM 模型误差最小。④流速在水体上部分布均匀,而在底部流速梯度较大。这主要是因为上层水体密度基本一致,流速切变较小,而靠近底部紊动受到温度分层的抑制,流速垂向梯度较大。

图 4 显示了实验水槽出流水温的实测值和数学模型计算值随时间的变化过程。在上游冷水尚未运行至下泄孔口时,出流水温为 21.44℃。实测值显示在 15 min 时,下泄水温受到上游冷水的影响迅速

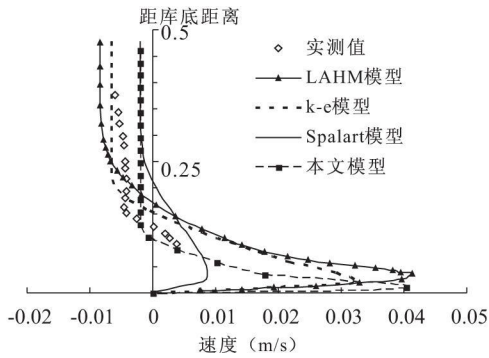


图 3 $t = 11 \text{ min}$ 时距入口 11.43 m 中垂线水平流速垂向分布

Fig. 3 Vertical Distribution of Horizontal Velocity 11.43 m from the Entrance at $t = 11 \text{ min}$

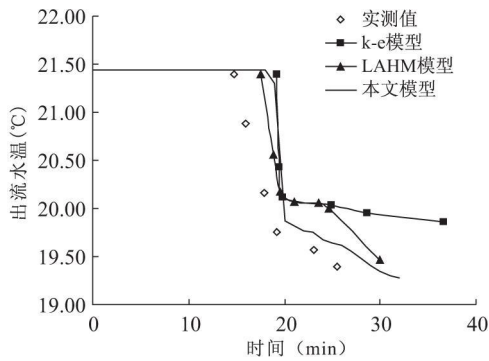


图 4 出流水温随时间的变化

Fig. 4 Outflow Temperature Variation with Time

下降, 在 20 min 时, 降温速度开始变慢。本模型计算结果在水温降幅方面最接近实测值, 优于其他模型。数学模型的最大误差在于出流水温开始下降的时间迟于实测值, 这可能是由于该实验水槽底部非常光滑, 而数学模型由于受到计算稳定性的限制底

部糙率取值无法太小, 冷水层的实际运动速度比模拟值大形成的。

4 阿海水库水温数值预测

4.1 计算条件

阿海水库处于低纬度高原, 冬夏两季日射角度变化小, 地面温度比较均匀; 而每年夏秋, 又受含水较多的东南季风和西南季风的影响, 阴雨天多, 地面气温不易升高; 加上纵横交错的山脉成为阻挡北方寒流的天然屏障, 所以全区大部分地方冬无严寒, 夏无酷暑, 气候宜人。阿海电站附近气温逐月平均值差别不大, 全年平均气温在 12.7°C 左右。由于该地区气候干湿季的差别, 5~10 月份云层覆盖率较高, 多在 6 成以上, 其余时间云层覆盖率相对较低。同时, 日照时间也是干季多于湿季。受云南四季如春气候特点的影响, 阿海电站附近月平均辐射量、月平均相对湿度等差别不大。阿海水库上游的入流水温以及流量、坝前水位如表 1 所列, 其中入流水温由于资料缺乏, 系采用阿海水库坝址附近测站和上游石鼓观测站的水温插值得到。计算中采用的气象资料如表 2 所列。所有资料均将月份平均值视为本月 15 日之值, 计算时插值至预测时刻。

根据阿海水库深泓线蜿蜒曲折和河道长宽比悬殊的特点, 在平面上采用曲线正交四边形网格剖分计算区域。在河宽方向划分为 5 个网格, 在深泓线方向剖分为 148 个网格。模型垂向采用 σ 坐标, 分为均匀的 20 层。整个计算区域一共划分为 14 800 个网格。发电孔口根据深度一致的原则概化为一个网格。

表 1 阿海水库入流水温及流量、水位时间分布

Tab. 1 Distribution of Upstream Water Temperature, Flux, Water Level in Ahai Reservoir

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
水温($^\circ\text{C}$)	7.06	8.94	11.13	13.39	15.62	17.43	18.16	18.20	16.70	14.04	9.96	7.32
流量(m^3/s)	396	371	385	471	1 170	1 730	1 600	1 890	1 970	1 020	677	480
水位(m)	1504.00	1504.00	1504.00	1504.00	1504.00	1503.07	1503.07	1503.07	1503.07	1503.07	1503.07	1503.07

表 2 阿海水库气象条件

Tab. 2 Meteorologic Conditions of Ahai Reservoir

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
气温($^\circ\text{C}$)	13.3	16.9	20.4	23.1	25.4	24.7	23.9	23.4	21.5	19.3	15.0	12.6
总云量(成)	2.1	3.5	4.2	5.9	6.5	8.5	9.2	8.6	8.4	5.8	3.4	2.1
太阳辐射(W/m^2)	181.6	182.0	235.9	244.9	236.8	197.2	190.0	196.4	177.7	179.5	174.0	172.6
风速(m/s)	2.0	2.2	2.5	2.5	2.5	1.7	1.2	1.1	0.9	0.9	0.6	0.9
相对湿度(%)	54	37	38	43	48	72	79	84	85	81	71	67

计算工况选取最有利于水体分层的枯水年水文条件,上游给定入流量 Q_{inlet} 和入流水温 T_{inlet} ;下游发电孔口给定发电流量 Q_{outlet} ;粗糙高度 $z_0 = 0.0025\text{ m}$;动量水平扩散系数 $A_M = 10\text{ m}^2/\text{s}$;温度水平扩散系数 $A_H = 5\text{ m}^2/\text{s}$;水体表面吸收率 $\beta = 0.5$;大气长波辐射和太阳短波辐射的反射率均取 0.03 ;太阳短波辐射沿水深的衰减系数 $\eta = 0.5\text{ m}^{-1}$ 。以上参数主要参考了文献[15]中二滩水库、三峡水库算例的取值。

4.2 预测结果与分析

计算结果表明流场在垂向无明显分层,流速沿垂直方向近似呈对数分布,由于篇幅所限,不再

赘述。

4.2.1 坝前水温垂向分布

枯水年坝前水温的预测结果如图 5 所示。在 1~4 月份由于来流水温较低,密度较大,潜入水库的底部,在 1435 m 高程以下形成明显的低温区域。其中,3 月份表层水温和底部水温之差为全年最大值,为 $4.59\text{ }^\circ\text{C}$ 。此后,随着流量的加大,水体紊动逐渐增强,冷水不断受到掺混并排出水库,5 月份底部冷水层明显减弱,表层水温和底部水温之差小于 $1.0\text{ }^\circ\text{C}$ 。在 6~9 月份,冷水层一直处于减弱的趋势。10 月份后,由于入流水温低于库内水温,进入库区后潜入底部对冷水层起到了加强的作用。

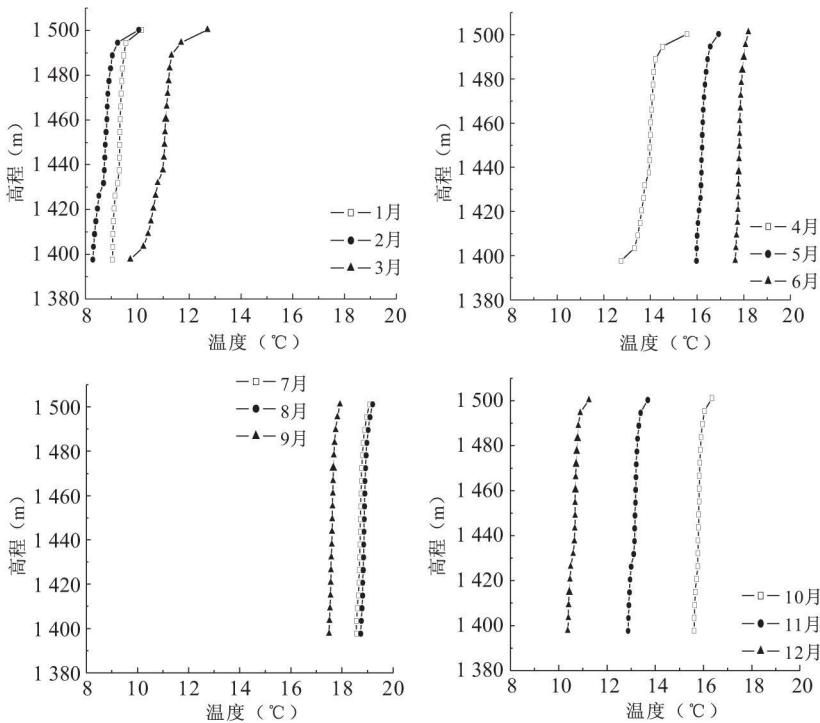


图 5 枯水年坝前逐月水温垂向分布

Fig. 5 Vertical Distribution of Temperature near the Dam in Each Month of Dry Year

坝前表层水温变化具有明显的季节性,在 1~4 月份虽然垂向平均水温较低,但由于高原地区太阳辐射较强,表层形成明显的温跃层。其中,在 3 月份,表层水温高于垂向平均水温 $2.42\text{ }^\circ\text{C}$ 。在 6~9 月份由于流量较大,水体垂向掺混强烈,垂向温度无明显差异。表层水温和垂向平均温度之差在 $0.20\text{ }^\circ\text{C}$ 左右。

4.2.2 水库深泓线水温的立面分布

计算结果表明,由于阿海水库为典型的河道型水库,水面宽度较小,水温分布主要表现为纵向和垂向差异,如图 6 所示。

由于所研究水库地处云贵高原,太阳短波辐射较强,水库上游来水在流动过程中处于吸热状态,垂向平均水温下游高于上游。

在 1 月份,上游来水具有温度低密度大的特点,进入库区后潜入底部,具有明显的异重流特点。进入 4 月份后,上游入流水温升高,异重流现象趋弱,但是水体表面升温较快,表面温跃层明显。在 7 月份,水库水体交换强烈,水体的水力停留时间较短,水温在垂向和纵向均无明显差别。10 月份,由于气温下降和太阳短波辐射量的减小,表面温跃层较弱,同时由于入流水温的降低,出现异重流现象。

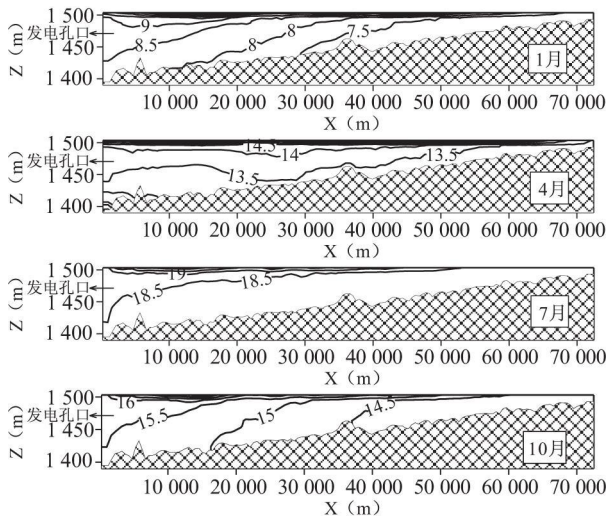


图 6 枯水年阿海水库不同季节深泓线水温立面分布示意图(°C)

Fig. 6 Vertical Distribution of Temperature Along the Talweg in Each Season of Dry Year

4.2.3 下泄水温时间过程

水库正常蓄水条件下, 水库的下泄水温和坝址处自然水位相比(见图 7), 具有以下特点:

(1) 水库蓄水后热容量增加, 库区下泄水温和天然情况相比出现滞后性。2~3 月份下泄水温低于天然情况, 9 月~翌年 1 月份下泄水温高于天然情况。

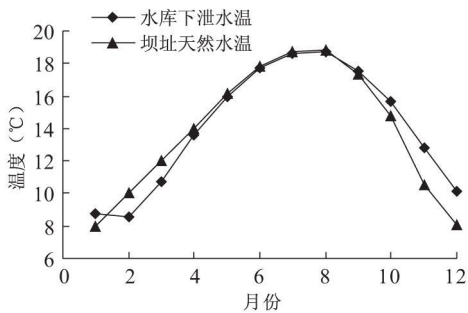


图 7 下泄水温时间过程线

Fig. 7 Time Process of the Outflow Temperature

(2) 流量大小对下泄水温值影响明显。夏季由于流量较大, 水体在库区的滞留时间较短, 水温和坝址处天然水温接近, 5~8 月份二者之差均小于 0.2°C。在冬季和春季, 水体的水力停留时间较长, 二者之间温差较大, 在 11、12 月份温差分别为 2.30 和 2.09°C。

5 结论

本文建立了大型水库水温预测的三维数值模型, 并采用实验室异重流资料进行验证, 在此基础上对阿海水库枯水年水温分布进行预测, 得到如下结论:

(1) 采用算子分裂法建立适用于大型水库的水温分层数值计算模型, 并采用实验室资料验证了模型的有效性和实用性;

(2) 预测结果显示阿海水库枯水年库首会出现弱分层现象, 3 月份垂向温差最大为 4.59°C;

(3) 阿海水库水温下泄时间过程与天然情况相比出现明显的滞后性, 2~3 月份下泄水温低于天然情况, 9 月~翌年 1 月份下泄水温高于天然情况;

(4) 和坝址处天然水温相比, 冬季阿海水库下泄水温明显升高, 在 11、12 月份温差分别为 2.30 和 2.09°C。

参考文献:

- [1] 黄真理, 李玉禄, 陈永灿, 等. 三峡水库水质预测和环境容量计算[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2006.
- [2] 彭泽州, 杨天行, 梁秀娟, 等. 水环境数学模型及其应用[M]. 北京: 化学工业出版社, 2007.
- [3] 黄真理, 廖文根, 刘德富, 等. 中国环境水力学 2006[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2006.
- [4] 王颖, 臧林, 张仙娥. 河道水温模型及糯扎渡水库下游河道水温预测[J]. 西安理工大学学报, 2003, 19(3): 235~239.
- [5] 江春波, 马强, 付清潭. 二维温度分层流的数值模拟[J]. 水力发电学报, 2003, 29(2): 24~26.
- [6] 邓云. 大型深水库的水温预测模型[D]. 成都: 四川大学, 2003.
- [7] 熊伟, 李克峰, 邓云, 等. 二维温度耦合模型在三峡水库水温中的应用研究[J]. 四川大学学报(工程科学版), 2005, 37(2): 22~27.
- [8] COLE T, BUCHAK E. CE-QUAL-W2: A two-dimensional, laterally averaged, hydrodynamic and water quality model, Version 3.1[R]. Instruction Report EL-2002-1, US army engineering and research development center, Vicksburg, MS, 2002.
- [9] 何书琴, 槐文信, 曾玉红. 连续弯道平面二维温排水的数值模拟[J]. 长江流域资源与环境, 2007, 16(1): 17~20.
- [10] 马方凯, 江春波, 李凯. 三峡水库近坝区三维流场及温度场的数值模拟[J]. 水利水电科技进展, 2007, 27(3): 17~20.
- [11] 李冰冻, 李克峰, 李嘉. 水库温度分层流动的三维数值模拟[J]. 四川大学学报(工程科学版), 2007, 39(1): 23~27.
- [12] 刘兰芬, 张士杰, 刘畅. 漫湾水电站水库水温分布观测与数学模型计算研究[J]. 中国水利水电科学研究院学报, 2007, 5

- (2): 87~ 94.
- [13] MELLOR G L. User' s Guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical model [Z]. New Jersey: Princeton University, 2002.
- [14] UCHIYAMA Y. Wetting and drying scheme for POM and its applications to San Francisco Bay [C] // Hydrodynamics VI, theory and application Perth, West Australia, 2004: 293~ 299.
- [16] 任华堂. 大型水库水温特性三维数值模拟研究 [D]. 北京: 清华大学, 2006.
- [16] 任华堂, 陈永灿, 刘昭伟, 等. 深水湖泊水库水温数值计算模型研究 [J]. 水力发电学报, 2007(3): 99~ 104.
- [17] 任华堂, 陈永灿, 刘昭伟. 大型水库水温分层数值模拟 [J]. 水动力学研究与进展, A 辑, 2007, 22(6): 667~ 675.

ON TEMPERATURE NUMERICAL PREDICTION IN AHAI RESERVOIR

REN Huatang, XIA Jianxin, TAO Ya

(Department of Environment Science, Central University for Nationalities, Beijing 100081, China)

Abstract: Ahai Hydropower Station is one of hydropower stations in the middle Jinshajiang River. Ahai Reservoir is very deep and inclined to form temperature stratification, which will change the water temperature significantly and bring disadvantage to the water environment. The temperature distribution of Ahai Reservoir in dry year was predicted by a 3D numerical model, which was verified through stratified current experimental data. The result shows: (1) the head area is in weak stratification state in winter and spring because of the low temperature of upstream flow. The maximal vertical temperature difference is 4.59 °C in April. (2) the temperature process of released water is lagged behind the natural process. The temperature will be lower between Feb. and Mar. but it will be higher between Sep. and Jan. the next year. (3) The minimal water temperature is increased after the reservoir stores water. The differences are 2.30 and 2.09 °C in Nov. and Dec. respectively.

Key words: Ahai Reservoir; numerical model; temperature prediction