

DOI: 10.11779/CJGE201908011

# 基于承压含水层水力响应的溪洛渡水电工程区 谷幅收缩变形预测研究

庄超, 周志芳\*, 李鸣威, 王锦国

(河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 211100)

**摘要:** 溪洛渡高拱坝位于一个向斜盆地内, 区域水文地质学的一个典型特征是盆地内下覆有一个完整延伸的阳新灰岩承压含水层。水库蓄水以来上下游库岸边坡发生了明显的谷幅收缩变形, 主要是由于水库蓄水引起承压含水层孔隙水压力增加, 从而引起灰岩地层因有效应力减小而产生膨胀, 以及相对隔水层底板扬压力增加所引起的。基于承压含水层水力响应规律, 建立了谷幅收缩变形反演及预测的解析模型, 分别预测了在变形速率小于 0.01, 0.001 mm/d 两个收敛准则下的谷幅收缩变形收敛时间以及收敛值。所建立的反演预测模型能够较好地重现谷幅收缩变形历时曲线, 反映出谷幅收缩变形与库水位变化具有高度的相关性。模型预测结果显示, 溪洛渡水电工程的谷幅收缩变形已趋于收敛。  
**关键词:** 谷幅收缩变形; 承压含水层; 水力响应; 预测

中图分类号: TU413.6

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2019)08-1472-09

**作者简介:** 庄超(1990—), 男, 博士, 讲师, 主要从事水文地质方面的科研工作。E-mail: zchao1990@hhu.edu.cn。

## Prediction of valley shrinkage deformation in Xiluodu Hydropower Plant based on the hydraulic responses of a confined aquifer

ZHUANG Chao, ZHOU Zhi-fang, LI Ming-wei, WANG Jin-guo

(School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 211100, China)

**Abstract:** The Xiluodu high-arch dam is situated in a synclinal basin, and one of the typical hydrogeologic features is that there exists an intact and regionally extended confined aquifer consisting of Yangxin limestone buried beneath the riverbed. Remarkable valley shrinkage deformation has been detected on both the upstream and downstream of the dam since the impoundment. The valley shrinkage deformation is speculated to be due to the expansion, which is associated with the decrease in the effective stress of the Yangxin limestone formation and the increase in the hydraulic uplift pressure imposed on the bottom plane of the relatively impervious formation, which result from the increase in pore water pressure when responding to the change of the reservoir stage. Based on the patterns of hydraulic responses of the Yangxin confined aquifer, an analytical model is established to calibrate and predict the valley shrinkage deformation of each measuring line. Furthermore, the convergence time and values of each line are predicted under two prescribed convergence principles with the respect of deformation rate, i.e., less than 0.01 mm/d and 0.001 mm/d. Overall, the proposed analytical model yields fairly good calibration performance, revealing that the valley shrinkage deformation is highly correlated with the change of the reservoir stage. The prediction results demonstrate that the valley shrinkage deformation of the Xiluodu Hydropower Plant is approaching the convergence condition.

**Key words:** valley shrinkage deformation; confined aquifer; hydraulic response; prediction

## 0 引言

国内外水利工程普遍遇到库岸变形问题, 相对于库岸山体的沉降变形, 抬升变形现象比较少见<sup>[1]</sup>。伍法权等<sup>[2]</sup>和祁生文等<sup>[3]</sup>对湖南江垭水库大坝及近坝山体的抬升变形进行了机理分析和数值模拟研究, 并认为水库蓄水引起下覆承压含水层水头增大是导致坝体和山体抬升的本质原因。张超萍等<sup>[4]</sup>认为, 大渡河

最末梯级铜街子水电站蓄水后发生的右坝段抬升变形主要是由坝址区承压水头增加所导致的。蒋中明等<sup>[1]</sup>总结分析国内外文献后认为, 水库枢纽区抬升变形的水文地质结构模式是坝址区存在倾向下游或两岸的承

基金项目: 国家自然科学基金项目(91747204); 中国三峡公司资助项目

收稿日期: 2018-08-01

\*通讯作者(E-mail: zhouzf@hhu.edu.cn)

压含水层。

水库蓄水后可能出现谷幅收缩变形的现象,即两岸边坡向河谷中心收缩。国内外许多大坝在蓄水期均观测到谷幅减少的现象,如意大利的 Vajont 拱坝<sup>[5]</sup>和加拿大的 Oldman 土石坝<sup>[6]</sup>,中国的有李家峡拱坝<sup>[7]</sup>、锦屏一级拱坝<sup>[8-9]</sup>和溪洛渡拱坝<sup>[10-11]</sup>等。

溪洛渡高拱坝水电站位于四川省雷波县和云南省永善县境内金沙江干流上。自 2012 年 12 月开始蓄水以来,坝址区表现出 4 个典型的变形特征:①上游近坝库区库盘总体沉降且左岸局部微抬;②坝基与下游河谷基岩大部分上抬;③拱坝坝顶累计径向变位朝向上游;④坝区上下游均发生明显的谷幅收缩变形。其中,谷幅收缩变形与其它水电工程相比呈现出变形量大、上下游基本一致、岸坡各高程变形量相当的特点。

梁国贺等<sup>[10]</sup>通过建立逐步回归模型,分析了溪洛渡谷幅发展过程与库水位、气温及其他作用因子的相关性,分析认为谷幅收缩变形与库水位及气温的相关性较小。杨学超等<sup>[11]</sup>对溪洛渡坝区各谷幅测线的监测数据采用指数函数进行了拟合,据此预测了谷幅收缩变形发展趋势以及大坝的安全性。

目前,造成溪洛渡坝区谷幅收缩变形的机理尚不明确,仍有待深入研究。谷幅收缩变形最重要和最直接的原因在于水库蓄水导致了研究区水文地质条件发生了相应的变化。本文基于承压含水层对河水位变化的水力响应规律,构建溪洛渡谷幅收缩变形反演及预测模型。根据实测变形监测资料率定模型参数,并进一步预测谷幅收缩变形发展趋势。

## 1 溪洛渡谷幅收缩变形机理分析

溪洛渡坝址位于雷波—永善菱形盆地的中部,该盆地内发育有两个次一级的、相对独立的向斜盆地,即马湖向斜盆地和永盛向斜盆地,其间为竹叶坪背斜隆起(图 1)。永盛向斜盆地轴向东北,其中北西翼地层平缓,倾角  $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ ,南东翼较陡,倾角  $20^{\circ} \sim 35^{\circ}$ ,盆地北东长 35 km,北西宽 25 km,面积约  $750 \text{ km}^2$ ,为一个没有被区域断裂切割的、宽缓而相对完整的构造向斜盆地。由于竹叶坪隆起带下覆的志留系相对隔水层分布位置均较高,天然状态下和水库正常蓄水后,两个次一级水文地质单元之间无论是地表水,还是地下水均无直接水力联系<sup>[12]</sup>。因此,坝区地下水系统的演变主要依赖于永盛向斜盆地的水文地质条件。

永盛向斜盆地内有 3 层较为连续的相对隔水层和 3 层透水层相间展布,相对隔水层有二叠系上统宣威组砂页岩层( $P_{2x}$ )、泥页岩层( $P_{2\beta n}$ )和志留系泥页岩层(S),3 层透水层有第四系松散堆积层(Q)、二叠系上

统峨眉山玄武岩层( $P_2\beta$ )和二叠系下统上段茅口组阳新灰岩层( $P_{1y}$ ),各层层间均为假整合接触且第四系不同成因的松散堆积物不整合于上述基岩之上。图 1 中  $P-P'$  剖面线对应的地质剖面如图 2 所示。

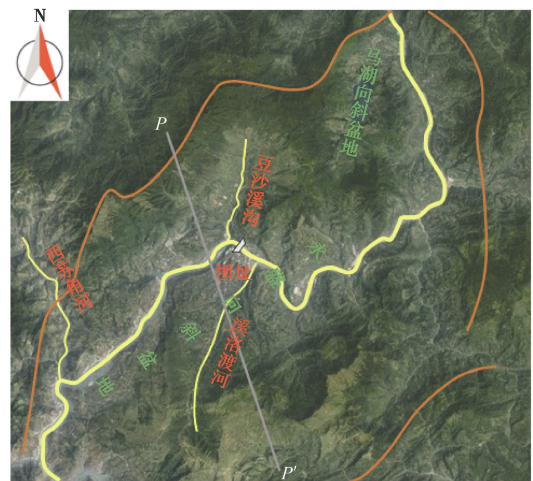


图 1 雷波—永善菱形盆地

Fig. 1 Leibo-Yongshan rhombic basin

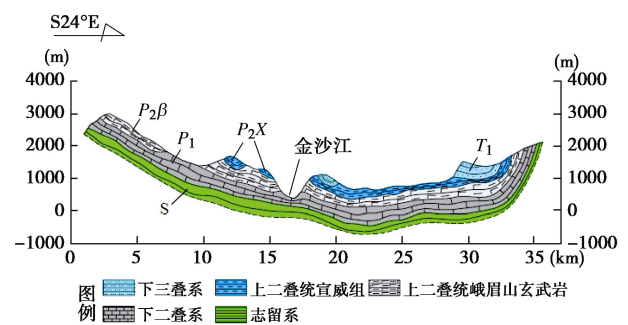


图 2 永盛向斜盆地剖面图

Fig. 2 Vertical cross-section of Yongsheng synclinal basin

永盛向斜盆地内峨眉山玄武岩广泛出露,厚度约 500 m,致密且坚硬。茅口组阳新灰岩以向斜形式埋藏于玄武岩下部,总厚度 500 m 左右,连续出露于永盛向斜盆地周边,盆地内除金沙江横切的个别地段有灰岩出露外,连续深埋于盆地下部(图 3),在向斜轴部埋深于河床下 900 m,高程 500 m 以下,谷肩以上埋深大于 1600 m。坝址区上游灰岩部分出露,下游埋藏于玄武岩之下,灰岩顶板在坝区河床下的高程为 220~300 m。 $P_{2\beta n}$  为海陆交互相沉积的泥页岩,一般厚 2~3 m,钻孔揭示最大厚度 5.1 m,底板高程 234~255 m,埋深 79~163 m,岩性软弱。宣威组的碎屑沉积岩层和志留系页岩层,层厚稳定,在整个区域内连续分布,分别是顶部孔隙含水层的隔水顶板和深部阳新灰岩含水层的隔水底板,是坝区乃至整个永盛向斜盆地的相对抗水层,对地下水运动起着边界控制作用。

金沙江横贯永盛向斜盆地,其切割深度大于 1000~1500 m,是盆地最低侵蚀基准面和地下水、地表水的排泄区。区域地下水系统的补给来源主要为

阳新灰岩地层出露区的大气降水入渗。永盛向斜盆地边缘,灰岩地层出露高程大多在 1500~2000 m。在永盛向斜盆地特定的地形、地貌、地质条件下,由于地表水上部孔隙介质地下水和大气降水难以入渗至玄武岩层中,且灰岩地层上部和下部为相对隔水层,因此,区域地下水流主要是在接受永盛向斜盆地东、南、西三侧边缘灰岩出露区降水补给后,顺阳新灰岩流向金沙江排泄(图 3),其水循环深度大,循环周期长,水量少,地下水矿化度和水温一般较局部水流高。

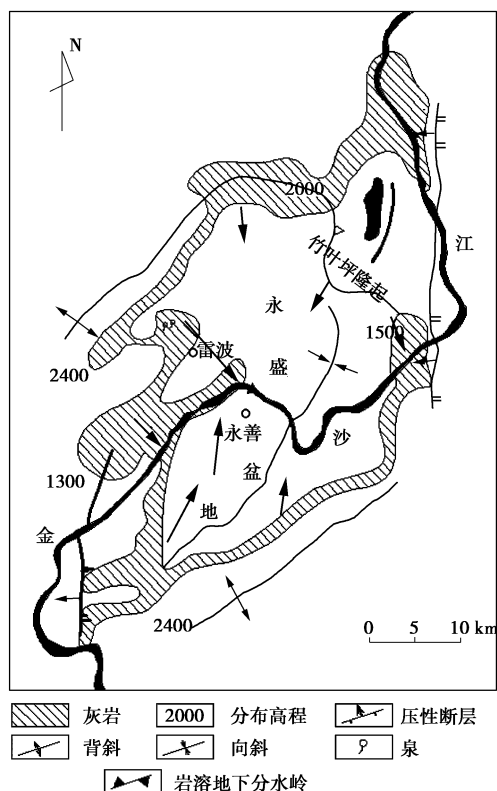


图 3 永盛向斜盆地地下水流动系统图示

Fig. 3 Schematic diagram of groundwater flow system of Yongsheng synclinal basin

阳新灰岩透水层在地下水埋藏条件上可视为区域性的承压含水层,且已查明天然条件下坝址区的灰岩承压水位高于金沙江水位 2~3 m。天然条件下,阳新灰岩承压含水层与金沙江水力联系密切。位于灰岩地层的 X25 钻孔(距离河谷 57.1 m)长期水位观测资料显示(观测起始时间为 1992 年 1 月 10 日),灰岩地下水位随江水位的抬升或下降表现出同步性好,迟后反应不明显的特点(图 4)。这主要是因为灰岩岩体贮水空间非常有限,灰岩承压水对江水的水力响应以压力传递为主,地下水位对江水位反应敏感。因而,阳新灰岩承压含水层的压力传导系数一般很大,且水库蓄水以后,沿金沙江向盆地边缘方向的较大范围内都有承压水位增加。与此同时,灰岩地层有效应力减小,且相对隔水层底板扬压力增加,二者共同作用,引发溪洛渡库岸山体抬升变形和谷幅收缩变形<sup>[13-14]</sup>。

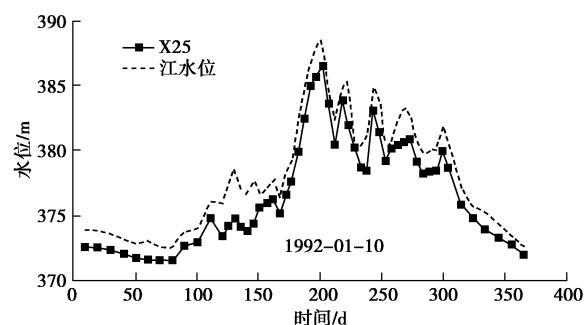


图 4 阳新灰岩地下水位与江水位动态

Fig. 4 Dynamics of Jinsha River stage and groundwater level of Yangxin limestone formation

## 2 谷幅变形监测数据分析

溪洛渡坝址区谷幅变形监测采用外部变形一等边长观测方法进行观测,共设置 9 条谷幅测线,其中上游 4 条,即 VD01、VD02、VD03、VD04,下游 4 条,即 VD05、VD06、VD07、VD08,坝顶高程 610 m 灌浆平硐一条,即 VD09。各测线的具体布置见图 5。

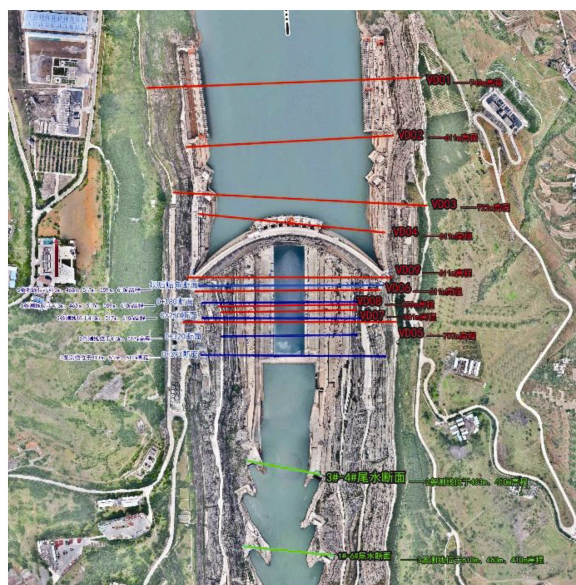


图 5 溪洛渡坝区谷幅测线平面布置图

Fig. 5 Layout of valley deformation monitoring system for Xiluodu arch dam project

VD09 的起测时间为 2016 年 1 月,VD08 布置在 561 m 高程的抗力体排水洞内(深入岩体约 150 m),起测时间为 2014 年 7 月,其他谷幅测线起测时间为 2012 年 12 月。水库蓄水以来的各谷幅测线监测的谷幅变形历时曲线如图 6 所示。可以看出,上下游谷幅均表现为收缩变形(变形量为负值),累计变形量 -66.36~-87.31 mm,VD03 的变形量最大。截至目前,谷幅收缩变形速率为 -1.04~-1.36 mm/月,上下游各测线的变形速率相近;距离坝体最近的 VD04 和 VD07





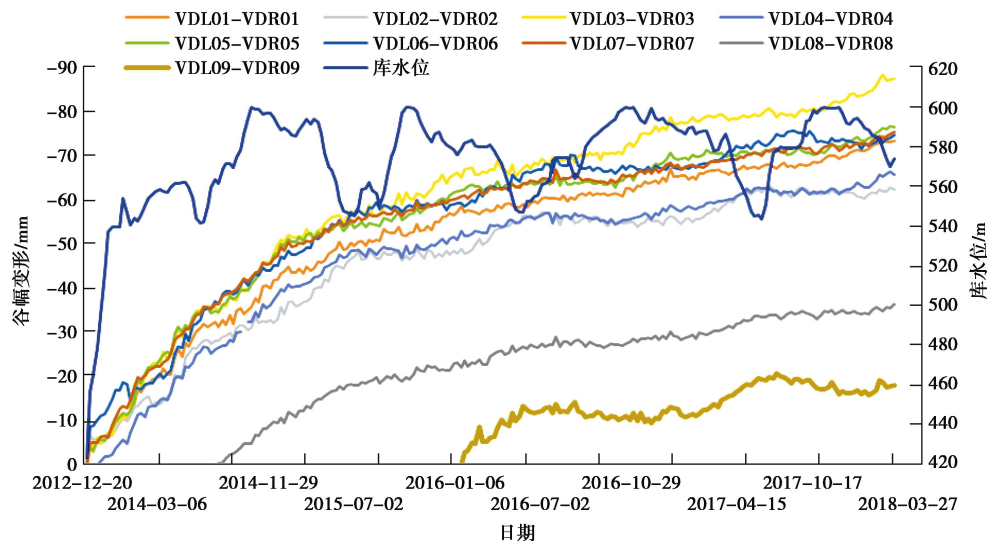


图6 溪洛渡坝区谷幅变形和库水位历时曲线

Fig. 6 Transient variations of valley deformation and reservoir water level for Xiluodu dam project

的平均变形速率为 $-1.16 \text{ mm/月}$ 。目前,溪洛渡库区已经历了3次完整的蓄水、放水过程,但是谷幅收缩变形仍在持续增长,表明谷幅变形具有滞后性。不过,谷幅收缩变形速率却是逐年递减的。截至2018年4月12日,距离坝体最近的测线VD04所测得的谷幅收缩变形速率从2013年5月—2014年5月的 $-2.13 \text{ mm/月}$ 递减至2017年5月—2018年4月的 $-0.47 \text{ mm/月}$ 。

### 3 承压含水层水力响应规律

溪洛渡谷幅收缩变形直接影响着拱坝的安全,因而,对谷幅收缩变形的预测就显得尤为重要。目前,针对溪洛渡谷幅变形的预测分析大多采用纯数学公式拟合的方法<sup>[10-11]</sup>,还未有基于物理过程的反演及预测。

本研究将基于阳新灰岩承压含水层的一维水力响应解析解建立谷幅收缩变形反演及预测模型。传统的一维承压含水层解析解模型考虑的边界条件较为简单,如模型一侧为非稳定的水位变化边界,如瞬时定降深边界和周期波动性边界等,而另一侧为定水头或者隔水边界。

对于溪洛渡水电站而言,金沙江的库水位变化可作为模型一侧的非稳定边界,可是从实际的监测数据可以发现,库水位变化特征无法用定降深和周期性波动函数等一般数学函数来拟合,而能准确概化实际水位变化过程的只有分段线性函数。同位素监测资料显示,排泄区的灰岩地下水具有较为稳定的补给高程<sup>[15]</sup>。因此,模型的另一侧可设定为定水头或零降深边界。建立的一维阳新灰岩承压含水层对库水位变化的水力响应过程如图7所示。

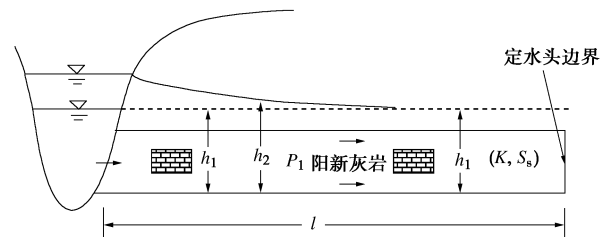


图7 承压含水层水力响应示意图

Fig. 7 Schematic diagram of hydraulic responses of one-dimensional confined aquifer

假设:①阳新灰岩承压含水层均质各向同性,产状水平,水平延展长度为 $l$ ;②承压含水层的右侧为定水头边界,左边界为动水位边界,水位与库水位一致;③天然条件下,承压含水层水位与蓄水前的库水位一致;④库水位的变化可以用一段段线性函数来表示。则承压含水层水力响应的控制方程为

$$\frac{\partial u(x,t)}{\partial t} = a \frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial x^2}, \quad (1)$$

初始条件为

$$u(x,0) = 0, \quad (2)$$

边界条件为

$$u(0,t) = \beta_i t - \beta_i t_{i-1} + \sum_{j=1}^{i-1} \beta_j (t_j - t_{j-1}), \quad (3)$$

$$u(l,t) = 0. \quad (4)$$

式中  $u(x,t)$  为在第  $i$  个时间段内承压含水层中的地下水位在  $x$  处,  $t$  时刻的变化量;  $a = K/S_s$  为承压含水层的压力传导系数,  $K$  为渗透系数,  $S_s$  为贮水率;  $\beta_i$  为第  $i$  个时间段内库水位的变化速率;  $t_i$  为第  $i$  个时间节点, 其中,  $t_0 = 0$ 。

根据 Zhuang 等<sup>[16]</sup>给出的分离变量法求得式(1)~(4)所示的初边值问题的解析解为

$$u(x,t) = \left[ \beta_i(t-t_{i-1}) + \sum_{j=1}^{i-1} \beta_j(t_j-t_{j-1}) \right] \left( 1 - \frac{x}{l} \right) - \frac{2l^2}{\pi^3 a} \sum_{j=1}^i \beta_j \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^3} \left\{ \exp \left[ -n^2 \pi^2 \frac{a}{l^2} (t-t_j) \phi(i-j) \right] - \exp \left[ -n^2 \pi^2 \frac{a}{l^2} (t-t_{j-1}) \right] \right\} \sin \left( n \pi \frac{x}{l} \right) \quad (5)$$

其中,

$$\phi(i-j) = \begin{cases} 0 & (j=i) \\ 1 & (j \neq i) \end{cases} \quad (6)$$

将 2012 年 12 月 20 日作为研究时段的初始时刻, 将 2018 年 02 月 21 日作为研究时段的终了时刻, 溪洛渡库水位的变化过程经 41 个连续的线性段拟合如图 8 所示。取阳新灰岩承压含水层的水平延伸长度为 10 km, 当压力传导系数  $a = 50000 \text{ m}^2/\text{d}$  时, 计算得距岸坡 1, 2, 5, 8 km 位置处的水力响应历时曲线如图 9 所示。

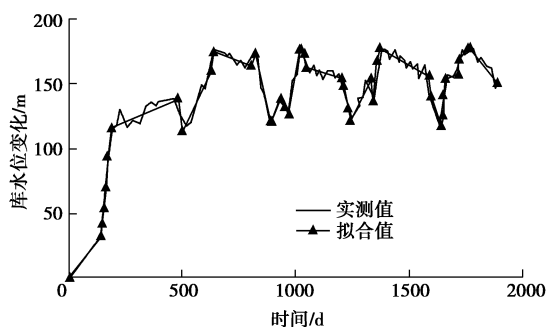


图 8 分段线性拟合库水位

Fig. 8 Variation of approximated Xiluodu reservoir stage by piecewise linear segments

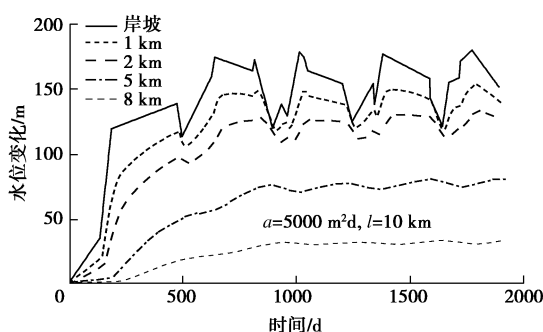


图 9 阳新灰岩承压含水层水位增量

Fig. 9 Transient increments in hydraulic head of confined aquifer consisting of Yangxin limestone

经过相同水力响应时间后, 承压含水层内离岸坡距离较近的位置承压水位变化幅度较大, 且能够反映出库水位的周期性变化特征, 离岸坡距离越远, 承压水位变化幅度越小, 周期性变化特征也随之衰减。

尽管承压含水层的贮水率较小, 但是较大的水平延伸长度使得承压含水层仍然具有一定的贮水能力,

因而含水层内各点的水力响应存在滞后性, 距离岸坡越远, 滞后性越明显。当库水位保持稳定的周期性波动时, 承压含水层水力响应的滞后性还可以从含水层地下水位与库水位的相位差来反映, 库水位由下降转而上升时, 承压含水层内距离岸坡一定位置处的地下水位总是继续下降一段时间, 而后才转而上升, 二者存在相位差, 且距离岸坡越远, 相位差就越大。

由于承压含水层各点的水力响应曲线是不相同的, 为了探求承压含水层在水平方向上的平均水力响应过程, 需将式中的  $u(x, t)$  在水平方向上进行积分并除以水平延展长度  $l$ , 求得承压含水层平均水力响应历时过程的解析解  $\bar{u}(t)$  为

$$\begin{aligned} \bar{u}(t) &= \frac{\int_0^l u(x,t) dx}{l} \\ &= \frac{1}{2} \left[ \beta_i(t-t_{i-1}) + \sum_{j=1}^{i-1} \beta_j(t_j-t_{j-1}) \right] - \frac{2l^2}{\pi^4 a} \sum_{j=1}^i \beta_j \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^4} \left\{ \exp \left[ -n^2 \pi^2 \frac{a}{l^2} (t-t_j) \phi(i-j) \right] - \exp \left[ -n^2 \pi^2 \frac{a}{l^2} (t-t_{j-1}) \right] \right\} [1 - (-1)^n] \quad (7) \end{aligned}$$

取阳新灰岩承压含水层的水平延伸长度为 10 km, 当压力传导系数  $a = 10000, 20000, 50000, 70000 \text{ m}^2/\text{d}$  时, 承压含水层平均水力响应历时曲线如图 10 所示。由图 10 可以看出: ①承压含水层的平均地下水位变化量随时间是逐渐增加的; ②总体而言, 经历相同水力响应时间, 压力传导系数  $a$  越大, 含水层平均地下水位变化量就越大, 所反映的周期性波动特征也越明显; ③当压力传导系数  $a$  足够大时, 地下水位变化量的差异不明显; ④水力响应时间足够长时, 含水层平均地下水位变化量将趋于稳定, 且等于稳定库水位变化量 (稳定蓄水位减去天然江水位) 的一半。

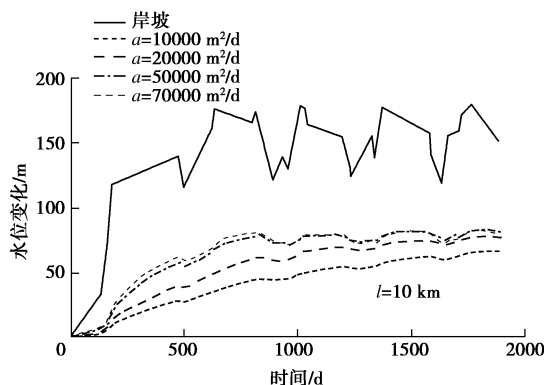


图 10 阳新灰岩承压含水层平均水位增量

Fig. 10 Average transient increments in hydraulic head of confined aquifer consisting of Yangxin limestone

4 谷幅收缩变形发展趋势预测

影响谷幅变形的因素有库水位、含水层水压力、温度、构造应力、地形地貌、岩层产状、岩体力学性质、岩体水力学性质等。结合前述分析, 溪洛渡谷幅变形与阳新灰岩承压含水层水位增加直接相关。此外, 对比图 10, 6 不难发现, 谷幅变形与承压含水层水力响应过程具有十分相似的时序变化特征。由此推断, 阳新灰岩岩体的水力学性质是影响谷幅变形的关键因素。一般来说, 在给定外部荷载的条件下, 岩体变形所能达到的最大变形量取决于岩体本身固有的变形能力, 因此灰岩及其上覆地层的岩体力学性质也是影响谷幅变形的关键因素。

综合考虑这两个关键因素, 并参考土力学中太沙基有效应力原理计算累计变形量的数学表达式, 从而建立基于图 10 所示的阳新灰岩承压含水层平均水位增量的谷幅变形反演预测模型为

$$y(t) = \xi \bar{u}(a', l', t) / 1000 \quad , \quad (8)$$

式中,  $\bar{u}$  为整个承压含水层范围内平均水头变化量,  $a' = a / 10000$ ,  $l' = l / 1000$ 。 $a'$  反映岩体的水力学性质, 常数  $\xi$  主要反映岩体的力学性质。该模型基于承压含水层对库水位变化的水力响应过程, 以灰岩岩体的压力传导系数和含水层延伸长度为自变量, 通过常数  $\xi$  将承压含水层水位变化与谷幅变形联系起来。对于平面上不同位置的各谷幅测线(图 5), 其对应的模型参数反演结果应当具有一定的差异性。这种差异性主要受岸坡形态、地形地貌、地下介质的非均质性、地下水径流条件等多因素的影响。

溪洛渡 9 条谷幅测线分布于大坝附近, 上下游均有分布。由于测线所处位置不同, 每条测线监测到的谷幅变形是该位置处所有影响因素综合作用的结果, 因此对每条谷幅测线都建立上述的反演模型, 采用基于 MCMC 的 DRAM 算法<sup>[17]</sup>估计的上述 3 个模型参数结果如表 1 所示, 基于所估计的模型参数值计算得研

究时段内谷幅变形模拟值与实测值的对比如图 11 所示。谷幅变形模拟值与观测值的拟合程度用均方差 MSE 来评价, MSE 的值越小且越趋近于 0, 拟合程度就越高, 获得的模型参数估计值可靠性就越高。MSE 的表达式为

$$MSE = \frac{\sum_{n=1}^N (\hat{y}_n - y_n)^2}{N} \quad , \quad (9)$$

其中,  $N$  为谷幅变形数据总数,  $\hat{y}_n$  为第  $n$  个谷幅变形监测值,  $y_n$  为第  $n$  个谷幅变形模拟值。

从表 1 可以看出, VD01 和 VD05 实测值与模拟值拟合程度高, VD03、VD07 和 VD08 拟合程度较高, VD02、VD04 和 VD06 拟合程度较差。总体而言, 式(8)所示的模型均能较好地反映谷幅变形的发展趋势。VD09 拟合程度很差, 经分析与该测线位于坝体上方有关。监测资料显示, 谷幅收缩变形时坝体压应力增加, 这说明坝体能够阻碍谷幅的收缩变形, 因此基于式(8)所得的谷幅收缩变形模拟值与实测值差别很大。

根据表 1 所示的模型参数估计结果以及相应的协方差矩阵, 以 2012 年 12 月 20 日作为初始时刻, 预测 2012 年 12 月 20 日—2035 年 5 月 1 日(共计 8167 d)的谷幅收缩变形发展趋势如图 12 所示(VD09 除外, 且只展示 VD01, VD03, VD05 和 VD07)。

总体而言, 目前, 谷幅收缩变形基本处于增长速率迅速减缓即趋于收敛阶段, 不同测线具有一定的差异性。差异性主要体现在两个方面, 一是谷幅收缩变形的收敛值, 二是达到收敛所需的时间。为获得谷幅变形收敛值和达到收敛所需的时间, 需首先确定谷幅收敛准则。本研究从谷幅收缩变形的平均速率角度, 拟定两个溪洛渡水电站谷幅收缩变形收敛准则, 分别为平均速率小于 0.01, 0.001 mm/d。根据拟定的收敛准则, 结合表 1 所示的模型参数反演结果, 对各条谷幅测线的收敛时间、收敛值进行了预测, 预测结果见表 2。

表 1 谷幅变形模型参数反演结果

Table 1 Inversion results of parameters for valley shrinkage deformation model

谷幅测线	MSE/mm <sup>2</sup>	$\xi$			$a' / (\text{mm}^2 \cdot \text{d}^{-1})$			$l' / \text{m}$		
		均值	95%置信区间		均值	95%置信区间		均值	95%置信区间	
VD01	2.46	-1.16	-1.23	-1.09	1.67	1.08	2.26	13.97	12.47	15.46
VD02	8.14	-1.03	-1.11	-0.94	2.51	1.63	3.40	17.08	14.20	19.97
VD03	3.67	-1.53	-1.71	-1.35	1.61	0.73	2.49	15.63	13.53	17.73
VD04	5.45	-1.01	-1.05	-0.96	3.24	1.60	4.89	16.57	12.00	21.14
VD05	2.04	-1.06	-1.10	-1.02	1.72	1.27	2.17	11.62	11.26	11.98
VD06	8.74	-1.09	-1.14	-1.04	3.27	1.48	5.06	16.31	11.42	21.20
VD07	2.62	-1.03	-1.07	-0.99	1.54	1.17	1.91	10.58	9.95	11.21
VD08	3.04	-0.98	-1.00	-0.96	2.98	0.54	5.41	15.08	8.45	21.72
VD09	48.31	-0.99	-1.04	-0.94	1.70	0.48	2.92	13.94	9.43	18.45

表 2 预测谷幅变形收敛时间与收敛值

Table 2 Predicted convergence time and values of valley shrinkage deformation

谷幅测线	收敛标准 1 (<0.01 mm/d)			收敛标准 2 (<0.001 mm/d)		
	时间/d	日期	收敛值/mm	时间/d	日期	收敛值/mm
VD01	2380	2019-06-27	-77.24	5040	2026-10-08	-90.92
VD02	2210	2019-01-08	-69.66	4890	2026-05-11	-78.82
VD03	3090	2021-06-06	-102.56	7570	2033-09-11	-118.51
VD04	1975	2018-05-18	-66.21	4295	2024-09-23	-75.44
VD05	1990	2018-06-02	-74.86	4180	2024-05-31	-82.67
VD06	2030	2018-07-12	-76.13	4260	2024-08-19	-84.98
VD07	1900	2018-03-04	-75.45	3900	2023-08-25	-80.67
VD08	1937	2018-04-10	-37.62	3827	2023-06-13	-41.88

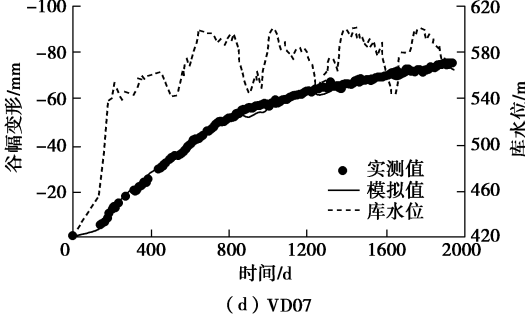
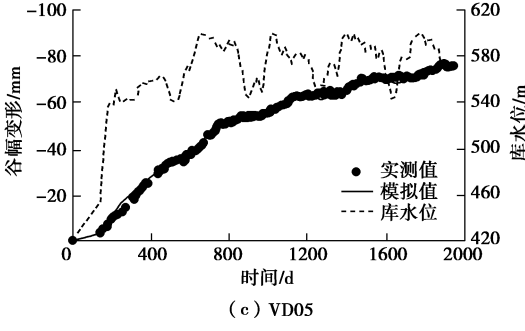
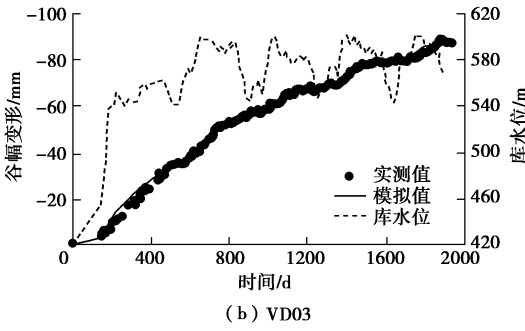
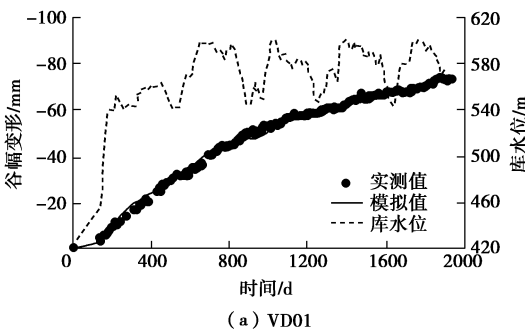


图 11 实测谷幅变形与模拟结果对比

Fig.11 Simulated versus observed valley shrinkage deformation

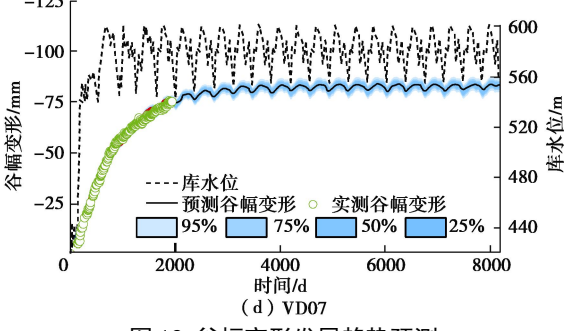
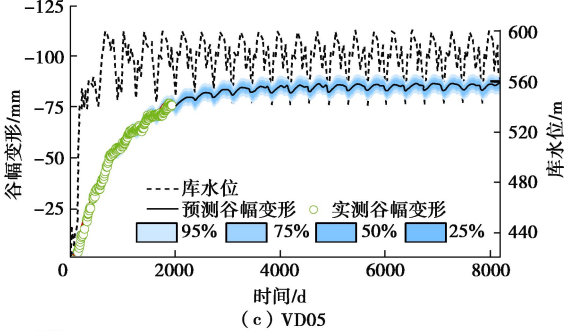
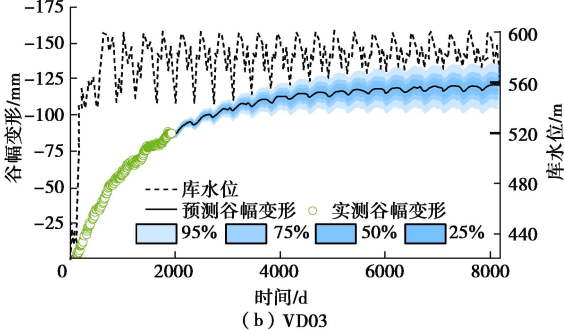
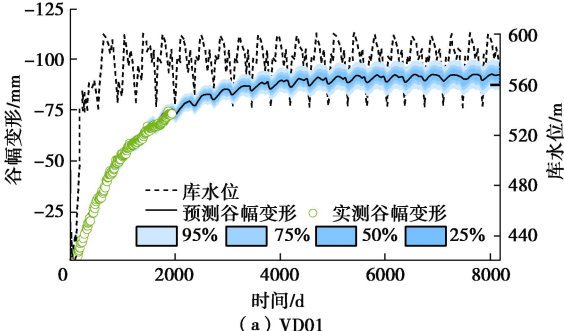


图 12 谷幅变形发展趋势预测

Fig. 12 Prediction of valley shrinkage deformation



对于拟定的收敛准则 1, VD04、VD05、VD06、VD07 和 VD08 测线的谷幅收缩变形已达到收敛状态, VD01 和 VD02 测线已接近达到收敛状态, 而 VD03 测线则仍需 3 a 左右的时间, 直至 2021 年才能基本收敛。对于拟定的收敛准则 2, VD04、VD05、VD06、VD07 和 VD08 测线的谷幅变形还需要 5~6 a 才能进入收敛状态, VD01、VD02 还需要 8 a 左右的时间达到收敛, 而 VD03 测线还需要约 15 a 才能进入收敛状态。

对比发现, 虽然两个收敛准则下的收敛时间有所差异, 但是收敛时对应的谷幅变形量差别不大, 除 VD01 和 VD03 测线外, 其余测线在不同收敛准则下的收敛值差异小于 10 mm, VD01 对应的差异为 13.68 mm, VD01 对应的差异为 15.95 mm。

受模型可靠性和实测数据量的限制, 预测值可能与后期的实测值存在一定差异。以水平、均质、各向同性的承压含水层解析模型作为预测模型具有一定的局限性, 这主要是因为: ①阳新灰岩承压含水层的空间展布并不是水平的, 而是受永盛向斜盆地地质构造的限制; ②在区域上阳新灰岩地层的渗透性是非均质的, 总体体现为靠近库岸的渗透性大于向斜核部; ③阳新灰岩地层的渗透性具有各向异性。为提高模型的可靠性, 后期需结合实际的区域水文地质条件, 建立相应的数值模型, 精细化模拟阳新灰岩承压含水层的水力响应过程。此外, 为增加模型预测的精度, 后期需继续增加谷幅变形的实测数据以提高模型参数反演的精度。

## 5 结 论

本文从溪洛渡水电工程特殊的区域水文地质条件出发, 基于承压含水层的水力响应规律建立了溪洛渡水电工程区谷幅收缩变形的反演及预测模型; 基于实测的谷幅收缩变形数据, 采用 MCMC 方法估计了模型参数, 并预测了谷幅收缩变形的发展趋势; 基于设定的谷幅收缩变形收敛准则, 估计了各条谷幅测线变形的收敛值和收敛时间, 得到以下 4 点结论。

(1) 溪洛渡谷幅收缩变形很大程度上是在永盛盆地特定水文地质结构条件下, 水库蓄水过程中阳新灰岩承压水位增加, 导致灰岩地层因有效应力减小而产生膨胀以及其上相对隔水层底板扬压力增加所引起的。

(2) 阳新灰岩承压含水层响应库水位变化时, 岸坡附近承压水位变化幅度较大, 且能够反映出库水位的周期性变化特征, 离岸坡距离越远, 承压水位变化幅度越小, 周期性变化特征也随之减弱, 但是滞后性

却随之增强。

(3) 基于一维承压含水层水力响应过程建立了溪洛渡谷幅变形反演预测模型, 谷幅测线 1 和 5 的变形实测值与模拟值拟合程度高, 测线 3, 7, 8 次之, 测线 2, 4, 6 较差, 总体而言, 除第 9 条测线外, 该模型能较好地重现各条谷幅测线的收缩变形过程。

(4) 截止目前, 溪洛渡谷幅收缩变形总体趋于收敛, 离大坝最近的 VD04 测线目前的平均收缩变形速率已经小于 0.01 mm/d, 预计达到 0.001 mm/d 还需要约 6 a 的时间。

基于精细化数值模拟的溪洛渡谷幅收缩变形反演预测还有待进一步研究。

## 参考文献:

- [1] 蒋中明, 李双龙, 丁 鹏, 等. 水库枢纽区抬升变形水文地质结构模式研究[J]. 岩土工程学报, 2017, 39(11): 2026 - 2033. (JIANG Zhong-ming, LI Shuang-long, DING Peng, et al. Modes of hydro-geological structure for uplift deformation near reservoir pivot[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2017, 39(11): 2026 - 2033. (in Chinese))
- [2] 伍法权, 祁生文. 江垭水库大坝及近坝山体抬升变形机理[J]. 岩土工程学报, 2003, 25(4): 295 - 300. (WU Fa-quan, QI Sheng-wen. Mechanism of uplift deformation of the dam foundation of Jiangya reservoir and the nearby mountains[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2003, 25(4): 449 - 454. (in Chinese))
- [3] 祁生文, 伍法权. 江垭水库大坝及近坝山体抬升发展趋势[J]. 岩土工程学报, 2004, 26(2): 259 - 262. (QI Sheng-wen, WU Fa-quan. Development of uplift deformation of dam foundation and surrounding mountains of Jiangya water power station[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2004, 26(2): 259 - 262. (in Chinese))
- [4] 张超萍, 王 东, 沈定斌, 等. 铜街子水电站右岸大坝抬升原因浅析[J]. 长江科学院院报, 2015, 32(5): 57 - 60, 65. (ZHANG Chao-ping, WANG Dong, SHEN Ding-bin, et al. Causes of uplift deformation on the right bank of the dam of Tongjiezi hydropower station[J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2015, 32(5): 57 - 60, 65. (in Chinese))
- [5] MULLER P. The rock slide in the Vajont Valley [J]. Journal of the International Society of Rock Mechanics, 1964, 2: 148 - 212.
- [6] 邓建辉, CHAN D H, MARTIN C D, 等. 一例由蓄水诱发的库岸边坡变形[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2002,

- 13(1): 21 - 24. (DENG Jian-hui, CHAN D H, MARTIN C D, et al. Impounding-induced deformation of reservoir banks, a case history[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2002, 13(1): 21 - 24. (in Chinese))
- [7] 杨杰, 胡德秀, 关文海. 李家峡拱坝左岸高边坡岩体变位与安全状态分析[J]. 岩石力学与工程学报, 2005, 24(19): 3551 - 3560. (YANG Jie, HU De-xiu, GUAN Wen-hai. Analysis of high slope rock deformation and safety performance for left bank of Lijiaxia arch dam[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2005, 24(19): 3551 - 3560. (in Chinese))
- [8] 杨强, 潘元炜, 程立, 等. 蓄水期边坡及地基变形对高拱坝的影响[J]. 岩石力学与工程学报, 2015, 34(增刊 2): 3979 - 3986. (YANG Qiang, PAN Yuan-wei, CHENG Li, et al. Impounding influence of slope and foundation deformation on high arch dam[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2015, 34(S2): 3979 - 3986. (in Chinese))
- [9] 杨强, 潘元炜, 程立, 等. 高拱坝谷幅变形机制及非饱和裂隙岩体有效应力原理研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2015, 34(11): 2258 - 2269. (YANG Qiang, PAN Yuan-wei, CHENG Li, et al. Mechanism of valley deformation of high arch dam and effective stress principles for unsaturated fractured rock mass[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2015, 34(11): 2258 - 2269. (in Chinese))
- [10] 梁国贺, 胡昱, 樊启祥, 等. 溪洛渡高拱坝蓄水期谷幅变形特性与影响因素分析[J]. 水力发电学报, 2016, 35(9): 101 - 110. (LIANG Guo-he, HU Yu, FAN Qi-xiang, et al. Analysis on valley deformation of Xiluodu high arch dam during impoundment and its influencing factors[J]. Journal of Hydroelectric Engineering, 2016, 35(9): 101 - 110. (in Chinese))
- [11] 杨学超, 高克静, 赵文光, 等. 谷幅收缩变形对溪洛渡拱坝的安全影响分析[J]. 水利与建筑工程学报, 2018, 16(1): 72 - 78. (YANG Xue-chao, GAO Ke-jing, ZHAO Wen-guang, et al. Influence of valley deformation on safety of Xiluodu arch dam[J]. Journal of Water Resources and Architectural Engineering, 2018, 16(1): 72 - 78. (in Chinese))
- [12] 周志芳, 王锦国. 河流峡谷区地下水温度异常特征分析[J]. 水科学进展, 2003, 14(1): 62 - 66. (ZHOU Zhi-fang, WANG Jin-guo. Abnormal characteristics analysis of groundwater temperature field in canyon areas[J]. Advances in Water Science, 2003, 14(2): 62 - 66. (in Chinese))
- [13] 周志芳, 李鸣威, 庄超, 等. 溪洛渡水电站谷幅变形成因与形成条件[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2018, 46(6): 497 - 505. (ZHOU Zhi-fang, LI Ming-wei, ZHUANG Chao, et al. Impact factors and forming conditions of valley deformation of Xiluodu Hydropower Station[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2018, 46(6): 497 - 505. (in Chinese))
- [14] 周志芳, 庄超, 李鸣威, 等. 水库库盘变形的特征及其地质成因分析[J]. 工程地质学报, 2019, 27(1): 38 - 47. (ZHOU Zhi-fang, ZHUANG Chao, LI Ming-wei, et al. Analysis on the characteristics and geological causes of reservoir plate deformation[J]. Journal of Engineering Geology, 2019, 27(1): 38 - 47. (in Chinese))
- [15] 周志芳, 王锦国. 金沙江溪洛渡水电站环境水文地质综合评价[J]. 高校地质学报, 2002, 8(2): 227 - 235. (ZHOU Zhi-fang, WANG Jin-guo. Comprehensive assessment of environmental hydrogeology in Xiluodu hydropower station[J]. Geological Journal of China Universities, 2002, 8(2): 227 - 235. (in Chinese))
- [16] ZHUANG C, ZHOU Z, ZHAN H, et al. A new type curve method for estimating aquitard hydraulic parameters in a multi-layered aquifer system[J]. Journal of Hydrology, 2015, 527: 212 - 220.
- [17] HAARIO H, LAINE M, MIRA A, et al. DRAM: efficient adaptive MCMC[J]. Statistics and Computing, 2006, 16: 339 - 354.