

# 含弱透水层岸坡地下水渗流特征的数值分析

汪 斌, 唐辉明

(中国地质大学(武汉)工程学院, 武汉 430074)

**摘 要:** 库岸滑坡同坡体内地下水渗流场的动态变化具有密切的关系。传统的饱和土渗流分析方法无法正确描述水位升降过程中岸坡内孔压场的动态变化规律。从饱和-非饱和和非稳定渗流理论出发, 选取典型的岩土体的渗流参数, 对含有弱透水夹层的理想层状岸坡进行有限元数值分析, 得到水位升降过程中岸坡内孔隙水的渗流规律。同时, 也得到了坡体内基质吸力和体积含水率随库水位升降变化的历时曲线。分析表明, 岩土体的饱和渗透系数、土水特征曲线以及坡体的结构特征等共同决定了水位升降过程中岸坡内孔隙水压力和浸润线的分布。模拟结果可为库岸尤其是含弱透水层边坡的稳定性评价及岸坡的排水加固提供参考依据。

**关 键 词:** 岸坡; 非饱和和非稳定渗流; 有限元数值分析

中图分类号: TV 138.1

文献标识码: A

## Numerical analysis of characteristic of seepage field in reservoir slope containing relative impermeable intercalated bed

WANG Bin, TANG Hui-ming

(Engineering Faculty, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

**Abstract:** There are close relationships between the dynamic changes of seepage field in slope and the failures of reservoir slopes. The traditional analysis methodology based on saturated seepage law isn't able to describe the dynamic changes law of pore water pressure in slope while reservoir water level fluctuating. Based on the theory of unsaturated and transient seepage, and the representative hydraulic parameters of 3 typical porous media selected, the finite element analysis of the seepage field is conducted with respect to the ideal layered slope containing relative impermeable intercalated bed. The distributions of pore water pressure and free surface in slope are obtained. Moreover, the diachronic changes of soil matric suction and volumetric water content corresponding to water level fluctuating are obtained. The analysis reveals that the soil saturated hydraulic conductivity, characteristic curve of soil-water, and the structural feature of slope determine the pore water pressure and free surface distributions together. The modeling results can provide evidences for the evaluating of slope stability and the design of water draining and enforcement measurement for such type slope.

**Key words:** reservoir slope; unsaturated unsteady seepage; finite element numerical analysis

## 1 引 言

含软弱夹层的岸坡是库区分布相当广泛而且滑坡多发的一类斜坡。除了抗剪强度低外, 它们都具有一个共同的特点就是相对弱透水性。Rulon 和 Freeze (1985 年) 用层状土边坡砂箱模型研究了层状土坡体内的非饱和和非稳定渗流, 边坡中间夹一层弱透水层, 在坡顶面施加常流速的入渗, 得出了在阻水层上形成滞水水位, 并向坡面移动, 最终形成了一个楔形的非饱和区和两个渗流自由面。并用 Neuman 的有限元模型与量测结果比较, 极其吻合<sup>[1]</sup>。

国内也有人对层状边坡的地下水非稳定渗流的研究, 文[2]也对水位变化引起分层边坡滑坡进行了试验研究, 用滑坡试验箱模型来研究了水位涨落时层状坡体由变形到滑坡的过程以及滑坡体内的孔隙水压力分布等。

实际上, 岸坡(库岸、河岸边坡)是常见的一类非饱和边坡, 由于季节性降雨或水库运行, 岸坡外的水位周期性变化较大, 岸坡土体的饱和度也处于变化中, 水分的相互补给改变了岸坡内的孔压场, 边坡岩土体的不均匀性以及库水的渗透与反渗将直接影响到岸坡的稳定。由于水位涨落造成的崩、滑

事故早已为人所知<sup>[3]</sup>：其中，最著名的意大利的 Vaiont 坝上游左岸大滑坡，损失惨重；Jones 调查了 Roosevelt 湖附近的一些地区 1941 年~1953 年发生的滑坡，30 % 的滑坡发生在水位骤降 10~20 m 的情况。1961 年 3 月，我国湖南资水拓溪水电站的近坝库岸滑坡，大沅河水库 1981 年 11 月放空时发生的主坝滑坡，都是库水位骤降的主要诱发因素。这些滑坡都与坡体内非饱和和非稳定渗流有关。因此，用饱和和非饱和渗流理论来分析复杂岸坡内渗流规律具有重大意义。

## 2 岸坡饱和-非饱和渗流数学模型

在岸坡工程实践中，经常发现全部或者大部分潜在滑动面可能分布于边坡地下水位线以上，即潜在滑动面可能通过具有负孔隙水压力的非饱和土；另一方面，由于库水位以上滑体处于非饱和状态，库水位以下处于饱和状态，随着库水位下降，滑体内孔隙水压力也逐渐消散，土体由饱和变为非饱和状态，而非饱和区土壤水的运动和饱和区水的运动是相互联系和影响的，将两者统一起来即所谓的饱和和非饱和问题。

对于各向同性多孔介质，渗流控制方程为

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = m_w \gamma_w \frac{\partial (H - y)}{\partial t} \quad (1)$$

式中  $k_x$ ,  $k_y$  分别为  $x$  和  $y$  方向的导水率； $Q$  为边界上水的流量；该方程描述了渗流区单元内某时段流入和流出的总净流量等于体积含水率的变化量。而体积含水率的变化是应力状态和土体的性质决定的，饱和-非饱和条件下的应力状态可以用两个变量  $(-u_a)$ ,  $(u_a - u_w)$  来描述(Fredlund and Morgenstern, 1976 年)即孔隙气压力和孔隙水压力。且认为在非稳态渗流中孔隙气压力保持等于大气压，即认为  $(\sigma - u_a)$  为常数，不随体积含水率变化。体积含水率仅仅依赖于基质吸力  $(u_a - u_w)$  变化。 $m_w$  为比水容量，定义为体积含水率  $\Theta$  对  $(u_a - u_w)$  偏倒数的负值，即  $m_w = -\frac{\partial \Theta}{\partial (u_a - u_w)}$ ，表征为土水特征曲线在某一特定孔隙水压力处的斜率。

其边界条件为：

(1) 水头边界：

$$k \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_1} = h(x, y, t) \quad (2)$$

(2) 流量边界：

$$k \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = q(x, y, t) \quad (3)$$

求解方程，有限元程序采用的是伽辽金余量加权控制方程<sup>[1]</sup>。利用二维渗流有限元分析程序 SEEP 可求得库水位变化时的渗流浸润线，并可对稳态和瞬态饱和和非饱和渗流进行模拟。

## 3 饱和-非饱和岸坡渗流数值分析

### 3.1 理想夹层岸坡模型及水土特征

描述含水率(或饱和度)与基质吸力关系的曲线称为土水特征曲线，它描述了非饱和土对水分的吸持作用。通常孔隙气压力等于大气压力，则有  $u_a = 0$ ，这样基质吸力简化为负的孔隙水压力。典型黏土、粉土和均质砂的土水特征水力参数见表 1，表 2<sup>[4]</sup>。体积含水率是土中水所占的体积与总孔隙体积之比。本文将采用的渗透性函数是按 Fredlund 等<sup>[4]</sup>提出的方法结合文[1]中土水特征曲线推导出的。

当库水位下降时，浸润面上的土变为不饱和时，空气首先取代大孔隙中的水，导致水通过较小孔隙流动，从而使流程的绕曲度增加，随着基质吸力的进一步增加，水占的孔隙体积进一步减小，水相渗透系数随着可供水流动的空间减少而急剧降低<sup>[5]</sup>。

表 1 不同介质岸坡各渗透系数函数表  
Table 1 Hydraulic conductivity functions of different slope media

| 黏土         |                          | 粉土         |                          | 砂土         |                          |
|------------|--------------------------|------------|--------------------------|------------|--------------------------|
| 基质吸力 / kPa | 渗透系数 / m·d <sup>-1</sup> | 基质吸力 / kPa | 渗透系数 / m·d <sup>-1</sup> | 基质吸力 / kPa | 渗透系数 / m·d <sup>-1</sup> |
| -0.77      | 2.16×10 <sup>-3</sup>    | -1.40      | 8.028                    | -1.40      | 78.051                   |
| -1.32      | 2.16×10 <sup>-3</sup>    | -3.48      | 6.739                    | -3.48      | 65.521                   |
| -2.27      | 2.14×10 <sup>-3</sup>    | -5.26      | 5.198                    | -5.26      | 50.538                   |
| -3.91      | 2.02×10 <sup>-3</sup>    | -11.58     | 0.198                    | -11.58     | 1.923                    |
| -6.72      | 1.71×10 <sup>-3</sup>    | -17.90     | 0.014                    | -17.90     | 0.139                    |
| -11.57     | 4.69×10 <sup>-4</sup>    | -23.96     | 0.003                    | -23.96     | 0.027                    |
| -19.90     | 7.86×10 <sup>-5</sup>    | -36.84     | 0.001                    | -36.84     | 0.006                    |
| -34.24     | 1.44×10 <sup>-5</sup>    | -62.11     | 0.000                    | -62.11     | 0.002                    |
| -58.91     | 2.90×10 <sup>-6</sup>    | -100.0     | 0.000                    | -100.0     | 0.001                    |
| -101.36    | 6.51×10 <sup>-7</sup>    |            |                          |            |                          |
| -174.37    | 1.51×10 <sup>-7</sup>    |            |                          |            |                          |

表 2 不同介质岸坡各体积含水率函数表  
Table 2 Volumetric water content functions of different slope media

| 黏土         |       | 粉土         |       | 砂土         |       |
|------------|-------|------------|-------|------------|-------|
| 基质吸力 / kPa | 体积含水率 | 基质吸力 / kPa | 体积含水率 | 基质吸力 / kPa | 体积含水率 |
| -400.00    | 0.250 | -95.00     | 0.069 | -100.00    | 0.032 |
| -200.00    | 0.280 | -70.24     | 0.075 | -77.016    | 0.034 |
| -100.00    | 0.305 | -30.00     | 0.093 | -51.269    | 0.036 |
| -70.32     | 0.318 | -19.73     | 0.107 | -27.000    | 0.051 |
| -40.00     | 0.339 | -13.68     | 0.127 | -18.175    | 0.069 |
| -20.00     | 0.360 | -6.00      | 0.247 | -11.000    | 0.126 |
| -10.00     | 0.374 | -3.31      | 0.334 | -9.200     | 0.220 |
| -6.11      | 0.380 | -2.02      | 0.339 | -7.700     | 0.315 |
| -3.54      | 0.382 | -1.05      | 0.341 | -6.500     | 0.371 |
| -0.45      | 0.383 |            |       | -4.725     | 0.384 |

本文渗流分析使用有限元程序 SEEP/W, 利用土水特征曲线和渗透性函数模拟非饱和岸坡中的渗流。岸坡分别为黏土、粉土和均质砂的理想岸坡, 其中各自含有的弱透水层的渗透系数均小于自身岸坡一个数量级, 数值模型如图 1 所示。岸坡高 60 m, 长 120 m, 高程 154 m 处存在一厚 4 m 水平层状的弱相对透水层 (图 1 中箭头所指区域), 模拟初始水位 145 m, 当库水位在 145~175 m 之间升降时, 坡面经历水位变化区域内的节点定义为变水头边界, 底面和右边界定义为零流量边界, 以此来模拟水库正常运营情况下岸坡每年经历一次高水位和低水位的情形。

由于水位升降过程中坡面的水头边界是动态的, 本文按照三峡水库蓄水后运营时水位调节方案, 设计边界水头函数为:

$$\text{水位上升时: } H(t) = \begin{cases} 145 + t, & t \in (0 \sim 30d) \\ 175, & t \in (30 \sim 160d) \end{cases}$$

$$\text{水位下降时: } H(t) = \begin{cases} 175 - 0.25t, & t \in (0 \sim 120d) \\ 145, & t \in (120 \sim 240d) \end{cases}$$

### 3.2 理想岸坡水位升降过程的渗流计算分析

进行瞬态渗流分析需要指定初始条件 (初始孔隙水压力场), 一般以稳态渗流分析的结果作为暂态渗流分析的初始条件, 稳态渗流分析中不考虑时间因素, 这与瞬态渗流分析中在时间趋向无穷时的结果相同。本文中的模拟方法是先给定库水位为 175 m 时稳态的孔隙水水压力场, 也即先假定库水位上升后经历无限长时的渗流场作为库水位下降时计算的初始渗流场, 然后再将此次瞬态渗流模拟的末时步时孔隙水压力场作为枯水位上升时瞬态渗流计算的初始条件。按照一天一个时步来分布计算不同库岸介质的渗流场和自由面变化情况。

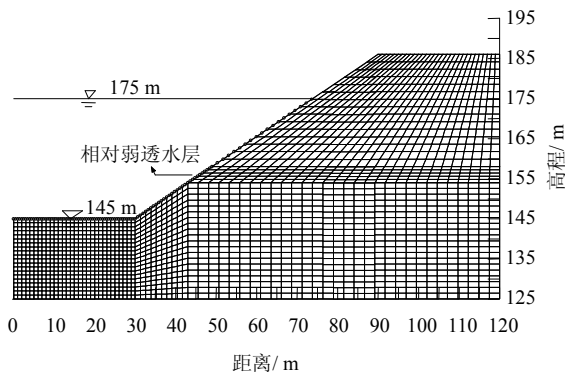


图 1 岸坡有限元模型网格划分图  
Fig.1 Finite element model mesh of reservoir slope

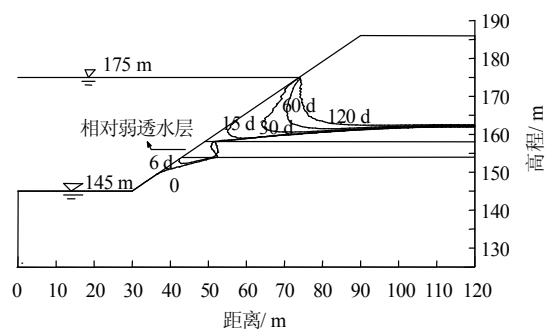


图 2 水位上升时黏土岸坡内浸润线变化  
Fig.2 Changes of saturation line when water lever rising in clay reservoir slope

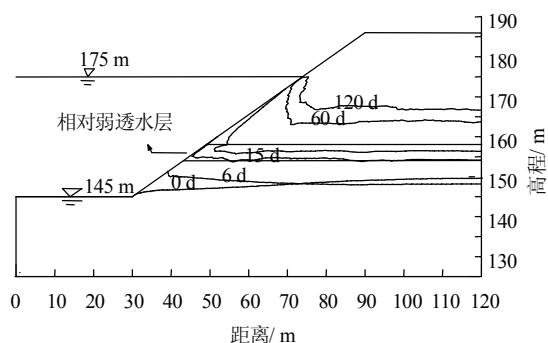


图 3 水位上升时粉土岸坡内浸润线变化  
Fig.3 Changes of saturation line when water lever rising in silt reservoir slope

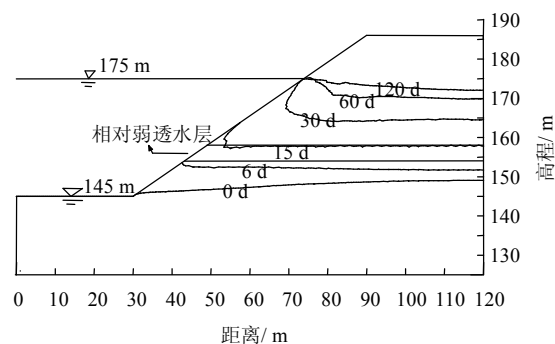


图 4 水位上升时砂土岸坡内浸润线变化  
Fig.4 Changes of saturation line when water lever rising in sand reservoir slope

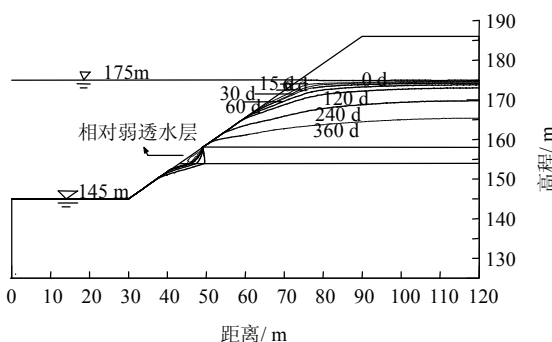


图 5 水位下降时黏土岸坡内浸润线变化  
Fig.5 Changes of phreatic surface when water lever falling

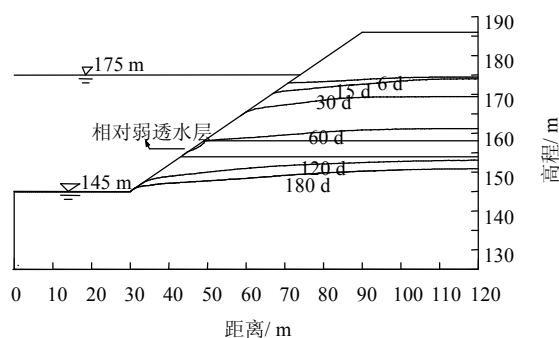


图6 水位下降时粉土岸坡内浸润线变化

Fig.6 Changes of phreatic surface when water lever falling

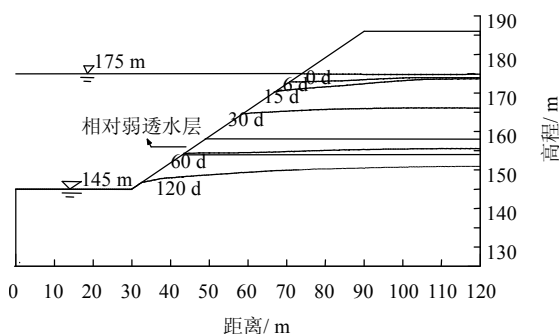


图7 水位下降时砂土岸坡内浸润线变化

Fig.7 Changes of phreatic surface when water lever falling

图2~图7分布给出了库水位从145~175 m范围内波动时,各岸坡内浸润线的上升和下降的过程。通过对比不同介质岸坡内不同时刻的浸润线可以看出,水位上升或下降过程中的同一时刻各介质岸坡内的浸润线的位置各不相同。黏土岸坡由于渗透系数很小,其饱和渗透系数为  $2.16 \times 10^{-3}$  m/d,导致坡内浸润线的位置明显滞后于库水位,而粉土的饱和渗透系数 8.0 m/d,其滞后情况稍次之,而由于砂土的饱和渗透系数为 20.0 m/d,相对前两岸坡介质,其渗透系数已经很大了,其浸润线滞后库水位的现象已经不很明显了。但从模拟结果图可以看出,无论是库水位上升或是下降,黏土基质岸坡内在开始前几个时步内总形成一个楔形的非饱和区(位于相对弱透水层与坡面相交部位)和两个渗流自由面。而且黏土岸坡的这种自由面最为明显,粉土次之。由于砂土的渗透系数已经很大了,其相对弱透水层已达到了 8 m/d,故这种现象已经不存在。导致这种自由面产生的原因是岸坡的夹层具有不同渗透性的介质结构所致,这与文[1]中 Rulon 和 Freeze(1985 年)用类似结构砂坡来研究降雨入渗时在坡体内形成的双自由面相似。

模拟分析还表明,随着饱和渗透系数的增大,浸润线以下最大孔隙水压力逐渐减小;另外,浸润

线以上负的孔隙水压力(基质吸力)分布也有很大不同,这是因为3种介质的土水特征曲线和渗透性函数形状不同而导致,由于篇幅原因,孔隙水压力等值线图不再附上。可在岸坡模型重点部位节点处布置跟踪点,以研究库水位波动时各时刻坡体内正负孔隙水压力和体积含水率的变化情况。在  $x = 74$  m;  $y = 174, 164, 154, 144$  m 节点处设置4个跟踪点,以粉土岸坡为例,其压力水头和体积含水率的跟踪结果见图8~图11。由图8可知,在库水位上升历时的前30 d内,离初始自由面较远(164 m以上)的节点处的基质吸力影响较小,而后30 d内变化较大。反之亦然。但总的趋势是随水位上升体内的孔隙水压力增加的,体积含水率的变化与孔隙水压力的变化相似的。

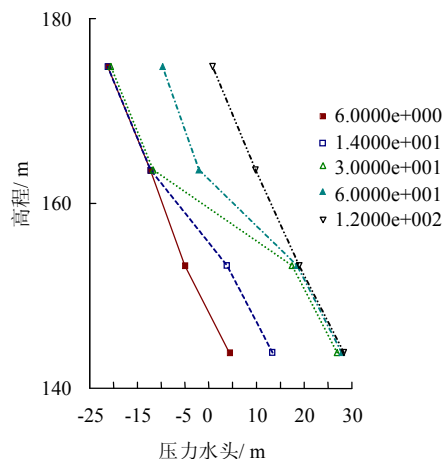


图8 水位上升时跟踪节点压力水头随时间变化图

Fig.8 Changes of nodal pressure head with time during water lever rising

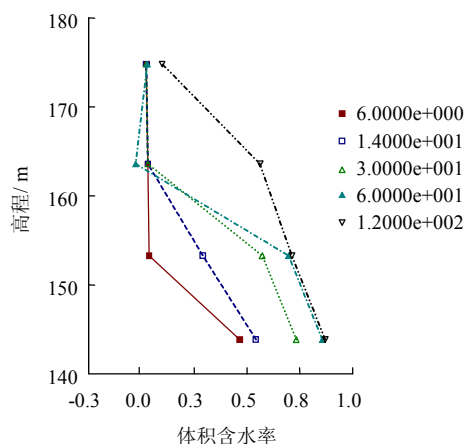


图9 水位上升时跟踪节点体积含水率随时间变化图

Fig.9 Changes of nodal volumetric water content with time during water lever rising

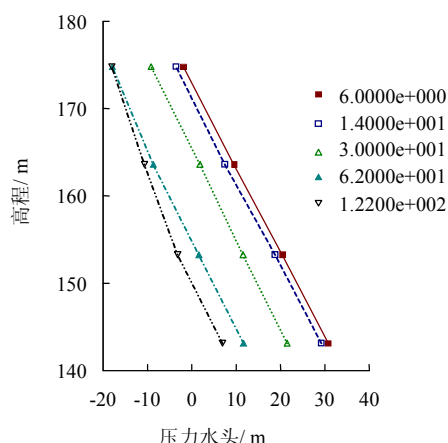


图 10 水位下降时跟踪节点压力水头随时间变化图  
Fig.10 Change of nodal pressure head with time during water lever falling

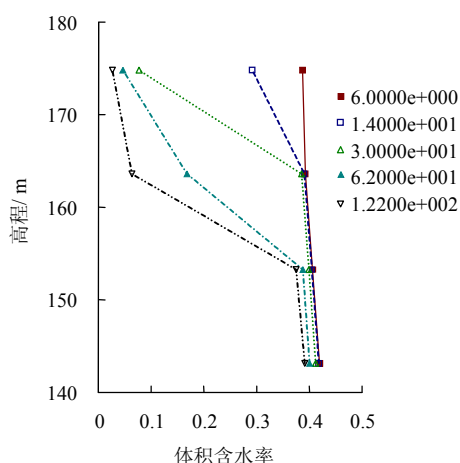


图 11 水位下降时跟踪节点体积含水率随时间变化图  
Fig.11 Changes of nodal volumetric water content with time during water lever falling

据结点跟踪结果还可知, 与库水位上升情况相反, 下升历时的前 30 d 内, 坡体内的孔隙水压力几乎是呈直线下降的。非饱和区的基质吸力在前 15 d 内增加慢, 然后增加快。此间位于 154 m 以下的节点的体积含水率变化对库水位下降不敏感, 但 154 m 以上变化很快, 其原因是随着水的排出非饱和区的基质吸力增加, 当吸力超过进气值的区域内的水很难进一步排出, 基质吸力不再增大, 体积含水率也将不再减小了。

## 4 结 语

(1) 本文主要从饱和非饱和渗流理论出发, 利用有限元数值分析手段对含有弱透水夹层的理想

层状岸坡进行饱和-非饱和非稳定渗流有限元数值分析, 探讨了库水位波动时坡体内渗流场和自由面的变化规律以及体内基质吸力和体积含水率的变化规律, 符合非饱和岸坡水、土和气相互作用的实质。显示了非饱和理论在对水位升降过程中岸坡内孔压场的动态变化规律的研究中的优越性。

(2) 模拟分析表明, 对于含有弱透水夹层的理想层状岸坡在水位波动情况下, 会形成楔形的非饱和区和两个渗流自由面, 而且, 岩土体的饱和渗透系数、土水特征函数以及坡体的结构特征等共同决定了水位升降过程中岸坡内孔隙水压力和浸润线的分布。因此, 模拟结果可作为对库岸尤其是含弱透水层边坡的稳定性评价及岸坡的排水加固提供参考依据。

## 参 考 文 献

- [1] Fredlund D G, Rahardjo H. 非饱和土土力学[M]. 陈仲颐等译, 北京: 中国建筑工业出版社.
- [2] 张均锋, 孟祥跃, 朱而千. 水位变化引起分层边坡滑坡的实验研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2004, 23(16): 2 676—2 680.  
ZHANG Jun-feng, MENG Xiang-yue, ZHU Er-qian. Testing study on landslide of layered slope induced by fluctuation of water level[J]. **Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering**, 2004, 23(16): 2 676—2 680.
- [3] 朱冬林, 任光明, 聂德新, 等. 库水位变化对水库滑坡稳定性影响的预测[J]. 水文地质工程地质, 2002, (3): 6—9.  
ZHU Dong-lin, REN Guang-ming, NIE De-xin, et al. Effecting and forecasting of landslide stability with the change of reservoir water level[J]. **Hydrological Geology and Engineering Geology**, 2002, (3): 6—9.
- [4] Fredlund DG, Xing An-qing, Huang Shang-yan. Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil 2water characteristic curve[J]. **Canadian Geotechnical Journal**, 1994, 31(3): 533—546.
- [5] 张文杰, 陈云敏, 凌道盛. 库岸边坡渗流及稳定性分析[J]. 水利学报, 2005, 36(12): 1 510—1 516.  
ZHANG Wen-jie, CHEN Yun-ming, LING Dao-sheng. Seepage and stability analysis of bank slopes[J]. **Journal of Hydraulic Engineering**, 2005, 36(12): 1 510—1 516.