

雾雨作用下的非饱和边坡稳定性研究

宋晓晨¹, 徐卫亚¹, 邵建富², 徐瑞春³

(1. 河海大学岩土工程研究所, 江苏 南京 210098; 2. 法国里尔科技大学, 法国 里尔 59650;
3. 长江水利委员会综合勘测局, 湖北 宜昌 443002)

摘要:提出了一种雾雨作用下非饱和边坡的稳定性分析方法. 采用模糊综合评判理论预测挑流泄洪雾化降雨量; 将有限元法应用于模拟降雨入渗引起的边坡饱和非饱和暂态渗流场; 采用有限差分法分析滑坡在渗流荷载作用下的稳定性. 研究中综合运用了泄洪雾化降雨量的预测结果及渗流场的模拟结果, 并在力学分析中直接使用了渗流分析的有限元网格, 使得渗流力的考虑更加精确. 以水布垭水电站坝区台子上滑坡为工程实例, 分析了台子上滑坡在雾雨作用下的非饱和边坡稳定性问题, 所得结论符合实际.

关键词: 雾化降雨; 入渗; 非饱和和渗流; 有限元分析; 滑坡稳定

中图分类号: TV139.14 文献标识码: A 文章编号: 1000-198X(2002)06-0016-05

大型水电工程泄水建筑物多采用挑流消能方式. 实践表明, 挑流消能使坝下游局部范围内产生泄洪雾化降雨现象, 可能对机电设备和水工建筑物的正常运行、两岸交通及下游岸坡稳定造成危害性影响. 一般而言, 泄洪雾化降雨的影响范围可波及到水舌射距的数倍以外, 升腾高度可超过坝顶. 因此, 泄洪时在坝区下游相当大空间内都存在水雾的影响. 水雾带来的直接后果主要是使雾区产生强大暴雨. 而这些暴雨具有强度大、时间集中的特点. 根据对实测资料进行的对比, 泄洪雾化降雨的雨强往往可以超过我国大气降雨的极值^[1]. 因此, 水电工程泄洪雾雨对坝下游一定范围内的岸坡稳定性构成了直接的威胁. 对于处于干旱少雨的内陆地区的水利工程, 这种影响尤其严重. 研究雾雨作用下坝下游滑坡的稳定性, 对解决水利工程建设中的环境地质问题具有重要的意义.

结合清江水布垭水电站台子上滑坡的稳定性问题^[2], 研究了在雾雨作用下滑坡内形成的饱和非饱和渗流对滑坡稳定的影响. 采用模糊综合评判方法对泄洪雾化降雨量进行综合评价和预报, 将得到的降雨强度作为入渗边界条件施加于滑坡的上表面; 采用有限元法模拟降雨入渗引起的土坡饱和非饱和暂态渗流场, 将得到的渗流场作为稳定分析的初始条件; 采用有限差分程序分析滑坡在渗流荷载作用下的应力分布和稳定性.

1 工程概况

清江水布垭水电站是清江上游的一个待建特大型水电站. 河床布置混凝土面板堆石坝, 最大坝高 233 m. 溢洪道采用光面陡槽挑流鼻坎式一级消能方案. 万年一遇洪水入库流量 $Q = 24\,400\text{ m}^3/\text{s}$, 泄洪水头达到 171 m. 其单宽流量和总洪水泄量及落差高度均属世界之最, 将造成极大的雾雨环境.

台子上滑坡位于坝下游左岸, 为一基岩微顺层滑坡, 滑体一般厚 35 ~ 40 m, 总体积约 780 万 m^3 , 是坝后最大的滑坡. 距泄洪区 600 ~ 800 m, 处于雾雨影响范围内. 滑体的物质组成主要位于中上部的粘土夹块石和位于中下部的似基岩大块石夹土, 在纵向上大体可分为 4 层. 滑体地下水的补给主要来源于大气降雨. 其富水性较差, 但地下水可以有较大的变幅范围.

2 滑坡区雾化降雨预测

泄洪雾化是一个复杂的物理现象, 影响因素多, 其形成机理难以从理论上展开分析. 而物理模型试验结果存有缩尺影响, 所以理论分析和物理模型试验方法均存在一定的局限性. 笔者在文献 [3, 4] 提出的分析挑

流泄洪雾化问题的方法——模糊综合评判方法的基础上进行了改进,对泄洪雾化降雨量进行综合评价。

2.1 滑坡区雾化降雨模糊评判模式

泄洪雾化降雨物理过程复杂,不仅与泄洪水力条件和出流边界条件有关,而且受地形条件和气象条件影响。因此,雾化降雨区域内任一点处的雨强可以表示为

$$S = f(Q, H, \alpha, \beta, \beta_1, \beta_2, x, y, z) \tag{1}$$

式中: Q ——泄洪流量; H ——上、下游水位差; α ——挑坎末端至下游水面高差; β ——地形条件影响因素; β_1 ——挑流出口边界条件和水舌运动状态影响因素; β_2 ——气象条件影响因素; x, y, z ——以水舌入水点为参照点,被考察点的空间坐标,其中 x 沿水舌流出方向, z 沿铅垂方向。

对于水布垭大坝挑流泄洪雾化,不考虑 β_1, β_2, β 的影响,同时,设 $k = \alpha/H, \xi = x/H, \zeta = y/H, \eta = z/H$ 。式(1)可写成

$$S = f(Q, H, k, \xi, \zeta, \eta) \tag{2}$$

在上述条件下,得出雾化雨强及其分布的影响因子集为 $\{Q, H, k, \xi, \zeta, \eta\}$ 。采用两级评判方法:首先,对泄洪雾化降雨中特征雨强的量级进行综合评判,其影响因子集为 $\{Q, H, k\}$ 。定义雾化特征雨强为在给定的 $\{Q, H, k\}$ 条件下,与 $\xi = 0.5, \zeta = 0.3, \eta = 0.1$ 处降雨量相等的雨量值;其次,对降雨强度的分布进行分析评价,影响因子集为 $\{\xi, \zeta, \eta\}$ 。隶属函数的选取经验性较强,采用文献[4]中所选取的隶属函数,权重根据观测资料和隶属函数所建立的模糊关系方程并参考文献[3]给出。

按下述步骤评判特征雨强的量级 $S_0 = f(Q, H, k)$ 。(a)将 S_0 及其影响因子 Q, H, K 均分为 7 级(见表 1);(b)确定 Q, H, K 的隶属函数和权重分配(见表 2);(c)根据表 2 所列的隶属函数,导出单因素评判矩阵 R ,用 A 和 R 进行合成运算,得出第一级评判的综合评判集 $B = A \circ R$;(d)按最大隶属原则确定 S_{\max} 评判结果。

对雨强分布 $S = f\{\xi, \zeta, \eta\}$ 进行评判的步骤与特征雨强量级的评判过程相同(见表 3 A)。

2.2 滑坡区雾化降雨模糊综合评判分析

以滑坡体中心点为预测点,其相应的水力条件和边界条件如表 5 所示。根据表 5 所列出的 $\{Q, H, k, \xi, \zeta, \eta\}$,可以按前述两级评判模型对泄洪雾化降雨进行综合评价。

S_0 及其影响因子分级参见表 1,根据表 2 所给隶属函数,可导出单因素评判矩阵 R 和综合评判集 B 。

$$R = \begin{bmatrix} 9.472 \times 10^{-1} & 1.888 \times 10^{-1} & 2.519 \times 10^{-4} & 2.176 \times 10^{-9} & 1.519 \times 10^{-19} & 1.361 \times 10^{-33} & 7.295 \times 10^{-40} \\ 1.807 \times 10^{-1} & 7.482 \times 10^{-1} & 9.481 \times 10^{-1} & 3.677 \times 10^{-1} & 4.364 \times 10^{-2} & 1.585 \times 10^{-3} & 1.762 \times 10^{-5} \\ 4.611 \times 10^{-3} & 2.097 \times 10^{-2} & 7.433 \times 10^{-2} & 4.407 \times 10^{-1} & 9.615 \times 10^{-1} & 7.716 \times 10^{-1} & 2.278 \times 10^{-1} \end{bmatrix}$$

$$B = (1.774 \times 10^{-1} \quad 1.637 \times 10^{-1} \quad 1.637 \times 10^{-1} \quad 1.637 \times 10^{-1} \quad 1.137 \times 10^{-1} \quad 1.137 \times 10^{-1} \quad 1.036 \times 10^{-1})$$

按最大隶属原则可以确定特征雨强属于第 1 级,即 $S_0 = 1100 \text{ mm/h}$ 。雨强分布及影响因子的分级标准参见表 3。单因素评判矩阵 R 由表 4 中的隶属函数求出,得到

$$R = \begin{bmatrix} 4.493 \times 10^{-32} & 5.072 \times 10^{-29} & 9.796 \times 10^{-25} & 2.251 \times 10^{-18} & 4.136 \times 10^{-11} & 4.696 \times 10^{-4} & 9.998 \times 10^{-1} \\ 5.383 \times 10^{-5} & 1.123 \times 10^{-3} & 2.278 \times 10^{-2} & 2.659 \times 10^{-1} & 9.506 \times 10^{-1} & 3.935 \times 10^{-1} & 5.313 \times 10^{-3} \\ 3.354 \times 10^{-4} & 2.187 \times 10^{-3} & 4.393 \times 10^{-2} & 3.246 \times 10^{-1} & 1.000 & 1.353 \times 10^{-1} & 3.726 \times 10^{-6} \end{bmatrix}$$

$$B = (2.411 \times 10^{-4} \quad 1.572 \times 10^{-3} \quad 3.158 \times 10^{-2} \quad 2.535 \times 10^{-1} \quad 2.333 \times 10^{-1} \quad 2.535 \times 10^{-1} \quad 2.307 \times 10^{-1})$$

按最大隶属原则可以确定滑坡中心处雨强属于第 4 级,即 $110 \text{ mm/h} > S > 22 \text{ mm/h}$ 。

表 1 S_0, Q, H, K 分级

Table 1 Scale of S_0, Q, H and K

| 级别 | $S_0(\text{mm} \cdot \text{h}^{-1})$ | $Q(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$ | H/m | k |
|----|--------------------------------------|-------------------------------------|--------------|------|
| 1 | 1100 | 18000 | 270 | 0.60 |
| 2 | 950 | 16000 | 230 | 0.55 |
| 3 | 800 | 13000 | 190 | 0.50 |
| 4 | 650 | 10000 | 150 | 0.40 |
| 5 | 500 | 6000 | 110 | 0.30 |
| 6 | 350 | 2000 | 70 | 0.20 |
| 7 | 200 | 500 | 30 | 0.10 |

表 2 Q, H, K 的隶属函数和权重分配

Table 2 Membership function and weight allocation of Q, H and K

| 因子 | 权重 A | 隶属函数 |
|-----|--------|--|
| Q | 0.39 | $\mu(Q) = \exp[-2.8 \times 10^{-7} \{Q - Q_i\}^2]$ ($i = 1, 2, \dots, 7$) |
| H | 0.36 | $\mu(H) = \exp[-3.7 \times 10^{-4} \{H - H_i\}^2]$ ($i = 1, 2, \dots, 7$) |
| k | 0.25 | $\mu(k) = \exp[-50 \{k - k_i\}^2]$ ($i = 1, 2, \dots, 7$) |

表3 S, ξ, ζ, η 的分级
Table 3 Scale of S, ξ, ζ and η

| 级别 | S/(mm·h ⁻¹) | ξ | ζ | η | 级别 | S/(mm·h ⁻¹) | ξ | ζ | η |
|----|--|-----|------|------|----|--|-----|------|------|
| 1 | S ≥ S ₀ | 0.5 | 0.30 | 0.10 | 5 | $\frac{1}{50}S_0 > S \geq \frac{1}{100}S_0$ | 2.2 | 1.40 | 0.50 |
| 2 | $S_0 > S \geq \frac{1}{2}S_0$ | 0.7 | 0.50 | 0.15 | 6 | $\frac{1}{100}S_0 > S \geq \frac{1}{500}S_0$ | 3.2 | 1.85 | 0.70 |
| 3 | $\frac{1}{2}S_0 > S \geq \frac{1}{10}S_0$ | 1.0 | 0.75 | 0.25 | 7 | $\frac{1}{500}S_0 > S$ | 4.5 | 2.35 | 1.00 |
| 4 | $\frac{1}{10}S_0 > S \geq \frac{1}{50}S_0$ | 1.5 | 1.05 | 0.35 | | | | | |

3 滑坡体饱和和非饱和渗流分析

使用三维有限元程序 3D-FLOW 进行雾雨作用下滑坡体内的渗流分析,该商业程序可以较好地模拟多孔介质中的饱和和非饱和渗流。

3.1 饱和非饱和渗流有限元控制方程

采用压力水头 Ψ 作为控制方程的因变量,对于二维流动问题,当坐标轴取向与主渗透系数方向一致时,渗流控制方程可以写成^[5]

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial z} + k(\Psi) \right) = (\alpha(\Psi) + \alpha S_s) \frac{\partial \Psi}{\partial t} \quad (3)$$

$$\alpha(\Psi) = d\theta/d\Psi$$

式中: S_s——贮水系数; α(Ψ)——比水容量; θ——体积含水率; α——判断饱和与非饱和状态的参数, α = 0 时计算非饱和渗流, α = 1 时计算饱和渗流. 非饱和和透水系数 k 是压力水头 Ψ 的函数。

3.2 计算参数

求解式(3)时需要掌握的参数包括:饱和渗透系数,最大和最小含水量;土水特征曲线(体积含水率 θ 与负的压力水头 Ψ);非饱和和透水系数曲线(体积含水率 θ 与比透水系数 k_r).饱和渗透系数、最大和最小含水量和土水特征曲线通过实测来决定,而非饱和和透水系数曲线可根据水分特征曲线进行推定.其推定方法如下: θ ~ k_r 的关系可以用 VG 模型来表示^[6]

$$S_e = \left(\frac{1}{1 + (\alpha\Psi)^n} \right)^m \quad (4)$$

$$m = 1 - 1/n \quad S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

式中: S_e——有效饱和度; θ_s——最大体积含水率; θ_r——最小体积含水率.将式(4)代入 Mualem 提出的水分特征曲线和非饱和和透水系数的数值模型中^[7],可以得到比透水系数

$$k_r = S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2$$

3.3 计算模型、有限元网格及计算数据

选取某一典型地质剖面为计算剖面.考虑到基岩的弱透水性对渗流场的影响,计算模型的下边界选为微风化上界以下 200 m.计算模型长 1 148 m,高 262 m.所得到的有限元解析网格见图 1.模型的物质分带见图 2.鉴于清江河流的特征,将作为边界条件的地下水位,在左侧设定于地表下 15 m(高程 530 m)的位置.右侧的河流水位初期设定于 198 m.

对主要分区(覆盖层、似基岩、滑带土)进行了室内渗透实验.饱和实验采用 ST55-3 型渗透仪,进行了变水头平行渗透实验.非饱和实验使用英国 GDS 公司非饱和土三轴仪测得土水特征曲线.其余分区的渗透性参数采用委托方数据.所得计算参数见表 6.

表4 ξ, ζ, η 的隶属函数和权重

Table 4 Membership function and weight of ξ, ζ and η

| 因子 | 权重 A | 隶属函数 |
|----|------|--|
| ξ | 0.32 | $\mu(\xi) = \exp[-4.5(\xi - \xi_i)^2]$ (i = 1, 2, ..., 7) |
| ζ | 0.35 | $\mu(\zeta) = \exp[-7.0(\zeta - \zeta_i)^2]$ (i = 1, 2, ..., 7) |
| η | 0.33 | $\mu(\eta) = \exp[-5.0(\eta - \eta_i)^2]$ (i = 1, 2, ..., 7) |

表5 滑坡区水力条件和边界条件

Table 5 Hydraulic and boundary conditions of Taizishang Slope

| 因子 | Q/(m ³ ·s ⁻¹) | H/m | k | ξ | ζ | η |
|----|--------------------------------------|-----|-------|-------|-------|-----|
| 测点 | 18440 | 202 | 0.272 | 4.505 | 1.485 | 0.5 |

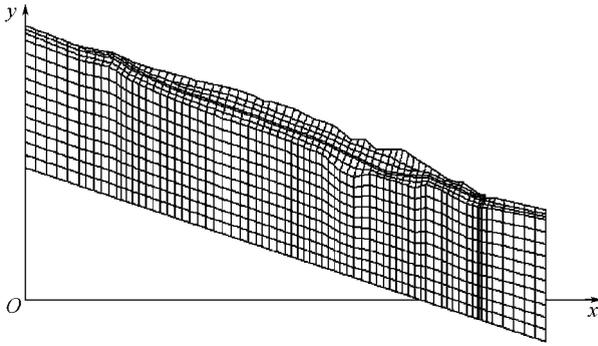


图 1 台子上滑坡有限元网格

Fig.1 Finite element mesh for Taizishang Slope

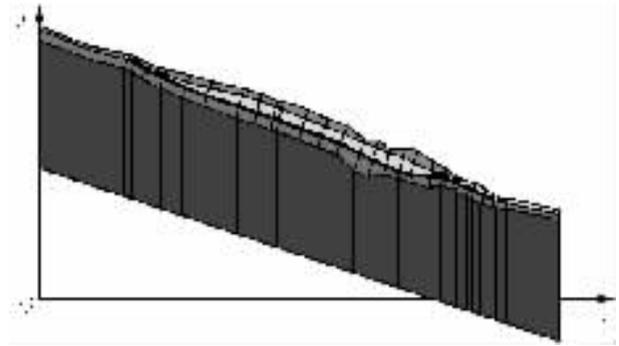


图 2 台子上滑坡材料分区格

Fig.2 Material subareas of Taizishang Slope

3.4 渗流计算成果分析

渗流有限元计算分两个阶段,第一阶段进行稳定流计算,目的是为了得到雾雨前期滑坡体及基岩的初期水分值以及地下水的位置.第二阶段进行非稳定流计算,外力采用最大预测雾雨强度 110 mm/h. 根据渗流计算可以得到各个时间地下水位的位置和等势线的分布.

由图 3 中可以看出,在自然状态下,滑坡体地下水位的位置绝大部分处于滑带以下,这与实测结果是一致的.

由图 4、5 可以看出,雾雨作用 3 h 后滑坡体部分区域开始饱和,雾雨作用 5 h 后滑坡体大部分区域已经饱和,地下水位线已接近地表,但在滑坡体内存在一条封闭的非饱和带.雾雨作用 6 h 后,除了仍然存在于滑坡体内的面积有所减小的一条封闭的非饱和带以外,滑坡体整个区域已经呈饱和状态,此时地下水位线已经到达地表,雾雨已不再入渗,其将以地表径流的方式排泄走,而不再影响滑坡的地下水位分布.

表 6 台子上滑坡各分区的渗透性

Table 6 Infiltration characteristics of subareas of Taizishang Slope

| 分区 | 渗透系数 ($m \cdot h^{-1}$) | VG 模式的参数 | | | |
|----------|------------------------------|----------|-----|------------|------------|
| | | α | n | θ_s | θ_r |
| 基岩 | 7.2×10^{-4} | 0.010 | 2.0 | 0.55 | 0.10 |
| 强-弱风化带岩体 | 1.0×10^{-3} | 0.010 | 2.0 | 0.55 | 0.10 |
| 滑带 | 2.0×10^{-3} | 0.008 | 1.0 | 0.60 | 0.15 |
| 似基岩 | 4.0×10^{-2} | 0.150 | 5.0 | 0.35 | 0.00 |
| 覆盖层 | 1.0×10^{-3} | 0.010 | 2.0 | 0.55 | 0.10 |
| 挡土墙 | 4.0×10^{-2} | 0.150 | 5.0 | 0.35 | 0.00 |

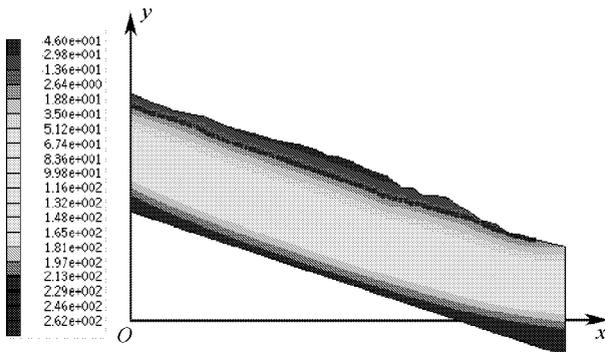


图 3 自然状态下渗流场等势线

Fig.3 Seepage equipotential line under natural condition

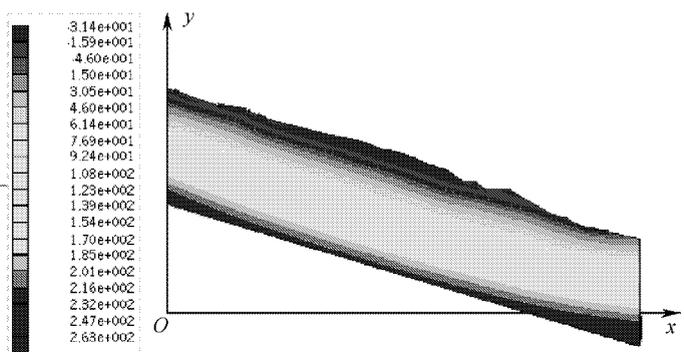


图 4 雾雨作用 3 h 后渗流场等势线

Fig.4 Seepage equipotential line after a 3-hour atomized rain

4 渗流力作用下的滑坡稳定分析

在滑坡稳定性计算中考虑渗流力的影响,一般的方法是用极限平衡法进行土坡稳定性分析.在极限平衡分析中考虑饱和度对抗剪强度的影响,并且将根据水位线计算的水压力施加到每一土条上.这样的计算方法有一定的不足^[8].极限平衡分析中假定土条侧边水压力作用在条块底部是不符合实际的,特别是在非均质土坡和非稳定渗流情况下,计算结果将导致较大的误差.而且在计算中,渗流力的大小、方向和作用点的位置都必须正确考虑,否则得不到正确的结果.本文尝试在滑坡稳定的有限差分分析中直接运用渗流场的计算结果.计算中将渗流场(节点水头)作为其稳定分析的初始条件,研究滑体在各主要因素作用下的位移、应力、塑性区分布情况,可以较全面地了解滑体的稳定状况和发展趋势.具体计算时,由 3D-FLOW 程序输出单元信息、节点坐标值和节点水头值,编制高级语言程序将单元信息、节点坐标值读入有限差分程序中,生成与 3D

- FLOW 程序中完全相同的网格. 编制另外的程序将节点水头值读入有限差分中, 赋予相应的节点, 作为力学计算的渗流场. 根据计算结果, 雾雨作用 3 h 后, 由于非饱和区负压的减小及暂态饱和区渗流力的作用, 滑带附近部分区域开始出现剪切塑性区. 雾雨作用 6 h 后, 滑带内出现了贯通的剪切塑性区, 在剪出口与挡土墙接触处则出现大片的张拉塑性区(图 6). 由于挡土墙提供的抗力不足以抵抗滑坡的整体移动, 因此滑坡此时已处于临界状态或者已经失稳.

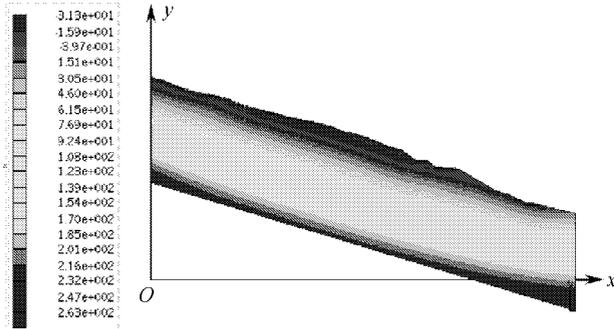


图 5 雾雨作用 6 h 后渗流场等势线

Fig. 5 Seepage equipotential line after a 6-hour atomized rain

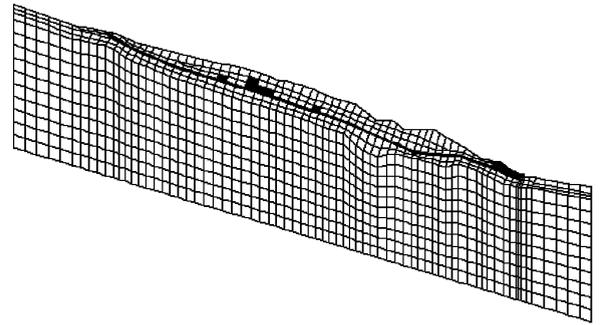


图 6 雾雨作用 6 h 后滑坡体塑性区分布

Fig. 6 Plasticity states after a 5-hour atomized rain

参考文献:

- [1] 谭颖. 挑流水雾的影响、危害及预防措施[J]. 水力发电, 1998(2): 15~20.
- [2] 徐卫亚, 刘德富. 清江水布垭坝址及库首若干重大滑坡稳定性分析[J]. 葛洲坝水电工程学院学报, 1996, 18(1): 15~21.
- [3] 姜树海, 陈慧玲. 高坝泄洪下水雾的模糊预报模式[J]. 水利水运科学研究, 1993(1): 77~83.
- [4] 周辉, 陈慧玲. 挑流泄洪雾化降雨的模糊综合评判方法[J]. 水利水运科学研究, 1994(12): 165~170.
- [5] 朱伟, 山村和也. 堤防地基渗透破坏机制及其治理[J]. 水利水运科学研究, 1999(4): 338~347.
- [6] Van Genuchten M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil[J]. Soil Sci Am J. 1980 44(5): 892~898.
- [7] Mualem Y. Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: generalized macroscopic approach[J]. Water Res, 1978, 14(2): 325~334.
- [8] 李吉庆, 毛昶熙. 渗流作用下土坡稳定计算方法的研究[J]. 水利水运科学研究, 1991(3): 245~257.

Stability analysis of unsaturated soil slope under atomized rain

SONG Xiao-chen¹, XU Wei-ya¹, SHAO jian-fu², XU Rui-chun³

(1. Research Institute of Geotechnical Engineering, Hohai Univ., Nanjing 210098, China;

2. Universite des Science et Technologi de Lille, Lille 59650, France;

3. Reconnaissance Bureau of Changjiang River Water Conservancy Commission, Yichang 443002, China)

Abstract: With the project of the Taizisang Slope at the Shuibuya Hydropower Station as an example, an approach is presented to analysis of the stability of the unsaturated soil slope under the action of atomized rain. The fuzzy synthetic evaluation method is used to evaluate the atomized rain intensity of jet overflow; the finite element method is used to simulate the atomized rain infiltration induced saturated-unsaturated seepage flow fields; the finite differential method is used to analyze the slope stability under the infiltration. In calculation, the analyzed results of the former stage are used in analysis of the later stage, and the FEM mesh and the seepage fields obtained in seepage analysis are directly used in the FDM Code for stability analysis, thus improving the analytic precision of seepage forces. The analyzed result and practical situation are in good agreement.

Key words: atomized rain; infiltration; unsaturated flow; FEM analysis; slope stability