

裂隙岩体渗流计算方法研究

毛昶熙 陈 平 李祖貽 李定方

(南京水利科学研究院)

提 要

文中系统推导了裂隙网络模型, 正交和非正交裂隙组的连续均质场模型计算公式, 编制了数值计算方法的程序并应用于实例, 还用物理模型加以验证。

经过多次裂隙渗流与多孔介质渗流计算比较, 裂隙渗流的自由面显著高于多孔介质, 因此研究裂隙岩体渗流和岩坡的稳定性以采用裂隙渗流计算方法为可靠。

一、前 言

随着高坝的建设, 坝基和坝肩裂隙岩体渗流已引起人们的重视。因有节理、裂隙、断层等而使岩体呈强烈的各向异性, 裂隙水流甚至不完全服从达西定律。关于裂隙渗流的数值计算方法, 法国路易斯^[1]较早地从岩石水力学方面提出了计算方法。随后, 美国威尔逊和威色斯庞^[2], 日本川本^[3]、大西^[4]等应用有限单元法研究了裂隙渗流问题。近几年来, 结合水库工程、矿坑排水、核废料埋藏等课题, 使裂隙渗流研究进展很快。美国加州大学^[5], 德国斯图加特大学^[6]等都积极开展研究。目前计算方法可概括为以下几种: ①把岩体裂隙当缝隙网, 或称不连续体模型; ②把裂隙渗流平均到整个岩体上当作各向异性均质场, 或称连续体模型; ③岩块当作多孔介质与裂隙渗流耦合作为双重介质模型(Duguid, 1977); ④结合应力应变研究裂隙渗流场(Moorishad, 1982); ⑤结合温度场研究裂隙渗流(O'Neill, 1978, Wang et al., 1983)等。本文针对前两种计算模型, 即研究岩体不变形情况下的裂隙渗流, 并编制了程序, 应用于实际工程。

二、各向异性裂隙岩体的渗流计算方法

(一)作为不连续体的裂隙网络计算模型

1. 计算方法原理

此法可用于岩体裂隙构造有一定规律的情况, 如图1所示, 认为岩体本身不透水, 水流只沿着1, 2, 3三组缝隙方向流动。此时可按照水力学中水管网问题进行计算^[7]。

水管网中各段管路的水头损失 Δh 与流量 Q 的关系可写为

$$\Delta h = rQ^n \quad (1)$$

式中阻力因素 r ，对于岩体缝隙中的水流，可按二平行板间水流考虑，层流时 $n=1$ ，其单宽流量为

$$q = \frac{g}{12\nu} b^3 J \quad (2)$$

式中 g 为重力加速度； ν 为运动粘滞性， b 为裂隙张开宽度； J 为裂隙中水流的水力坡降，即水头损失与缝长的比值 $\Delta h/l$ 。

比较上二式可知，阻力因素为

$$r = \frac{\Delta h}{q} = \frac{12\nu}{g} \frac{1}{b^3} = \frac{1}{k} \frac{1}{b} \quad (3)$$

式中 k 为裂隙中的渗流系数

$$k = \frac{gb^2}{12\nu} \quad (4)$$

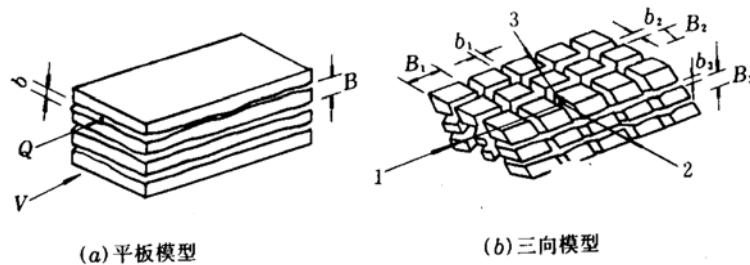


图1 岩体裂隙网计算模型示意图

对于图1所示的三种裂隙网络，缝隙间距 B 代替渗流长度 l 时，可求得沿方向 l 的缝隙中水流阻力因素为

$$r_1 = \frac{\Delta h}{q_1} = \frac{12\nu}{gb_1^3} \frac{B_1}{B_2} \quad (5)$$

如果缝中水流并非层流，且受充填物糙率影响时，同样可根据水力学公式计算阻力因素。

将各缝隙段的阻力因素算出后，就可按照水管网问题求解各结点的水头值，即写各结点进出流量相等的方程组，由式(1)得

$$\sum Q_i = \sum \left(\frac{\Delta h}{r} \right)_i^{\frac{1}{n}} = 0 \quad (6)$$

式中 $i=1, 2, \dots, N$ ，有 N 个方程，任一结点 i 的周围有 P 个管路(或缝隙)，解上述方程组即可求得 N 个未知结点的水头值，与路易斯提出的解法相比，方程数目少一倍^[1]。

求解方程组(6)时，第一次可按照线性代数方程组求解，即设 $n=1$ ，算出初次各结点水头值 h_{i0} 后，再以下式代换，使其仍为线性代数方程组逐次求解。

$$\left(\frac{\Delta h}{r_i} \right)^{\frac{1}{n}} = \left(\frac{\Delta h_{i0}}{r_i} \right)^{\frac{1}{n}-1} \left(\frac{\Delta h_{i0}}{r_i} \right)^{\frac{1}{n}} \approx \left(\frac{\Delta h_{i0}}{r_i} \right)^{\frac{1}{n}-1} \cdot \left(\frac{\Delta h_i}{r_i} \right) \quad (7)$$

即将上式右边代换的各结点值代入式(6)作为线性方程组 ($n=1$) 求解下一次改善的结点水头 h_{i1} ，如此采用迭代逼近求解非线性问题。根据计算经验，此法收敛较快，一般迭代数次即可使误差小于允许值。同时在求解过程中，根据得出的水头损失或渗流坡降，以及已知的裂隙宽度就可由水力学知识判断是层流还是紊流，能随时改变和利用正确的阻力定律关系。

实际上所研究的渗流场范围较大，裂隙分布密集，不可能计算那样多数目裂隙网络，因

此需要根据调查统计的已知裂隙构造, 归并简化为少量的等价虚构裂隙系统作为计算模型。今设 m 个天然裂隙归并为一个虚构裂隙, 即相当于 m 个天然裂隙块体归并为一个虚构块体。其间关系为, 当层流时, 按照式(2)的缝宽三次方定律, 虚构缝宽应为

$$b_f^3 = \sum_1^m b_i^3 \quad (8)$$

当 b 都相同时, $b_f^3 = m b_i^3$ 。如果天然裂隙大小间距不等, 其等价虚构裂隙位置可按求重心位置的力矩关系确定。

如果我们选取的虚构裂隙网计算模型在三个任意倾斜的三个主渗透方向1, 2, 3各包括裂隙或块体的数目依次为 m_1, m_2, m_3 , 其虚构裂隙间距为 $B_{1f} = \sum_1^{m_1} B_{1i}, B_{2f} = \sum_1^{m_2} B_{2i}, B_{3f} = \sum_1^{m_3} B_{3i}$, 相应的三个方向阻力因素则为

$$\left. \begin{aligned} r_1 &= \frac{12\nu}{g b_{1f}^3} \cdot \frac{B_{1f}}{B_{2f} \cdot B_{3f}} \\ r_2 &= \frac{12\nu}{g b_{2f}^3} \cdot \frac{B_{2f}}{B_{1f} \cdot B_{3f}} \\ r_3 &= \frac{12\nu}{g b_{3f}^3} \cdot \frac{B_{3f}}{B_{1f} \cdot B_{2f}} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

最后顺便指出, 上述的水管网解法, 实际上与有限单元法中的“线单元”解法完全相同^{[2][3]}, 因为线单元就是只考虑裂隙渗流阻力, 按照变分原理能简化推导线单元的渗透矩阵为

$$[k]^e = k \begin{bmatrix} \frac{b}{l} & -\frac{b}{l} \\ -\frac{b}{l} & \frac{b}{l} \end{bmatrix} \quad (10)$$

叠加各线单元矩阵, 就可得到与式(6)相同的方程组。并知上式系数矩阵中的元素与式(3)中阻力因素对应相同, $k \frac{b}{l} = \frac{1}{r}$ 。

2. 计算实例与试验结果比较

应用上述裂隙网计算模型, 我们曾对台湾达见水库的坝头山脊岩体裂隙进行了二向渗流计算。第一组天然裂隙 $b_1 = 1\text{mm}$, $B_1 = 0.4\text{m}$; 第二组天然裂隙 $b_2 = 0.2\text{mm}$, $B_2 = 1\text{m}$ 。但考虑了缝中充填物和缝的分离度情况, 该例经过模型化后, 选取虚构裂隙 $B_{1f} = 26\text{m}$, $B_{2f} = 25\text{m}$, 即 $26\text{m} \times 25\text{m}$ 的虚构块体; 则两个主渗透方向包括65个和25个天然裂隙, 虚构缝宽 $b_{1f} = 0.747\text{mm}$, $b_{2f} = 0.585\text{mm}$ 。计算结果如图2所示, 并用其它模拟方法的试验结果^[8]作了比较, 而且紊流时的浸润线高于层流。

3. 程序功能与三向网络模型

计算程序是按照上述方法, 并参照电阻网模试验方法把沿裂隙方向概化了的模型网络图编制成的。很显然, 它不仅适用于岩体各向异性的裂隙渗流, 同样也适应于各种复杂水管网的水力计算。只要赋给各结点间阻力因素和边界条件, 就可进行计算, 而且阻力因素的计算又完全与电阻网模型的电阻计算相同。因此, 程序本身就相当于一架电阻网装置, 是既能自动调电阻又能解非线性渗流问题的电阻网。无论是裂隙渗流, 还是多孔介质渗流, 层流还是紊流都可应用此程序计算。尤其对裂隙渗流研究, 实有推广的必要。

我们根据这个程序的特点, 按照渗透系数与阻力的倒数关系, 对已做过的电阻网试验或

有限单元法计算的土坝渗流进行计算比较, 结果甚为一致。

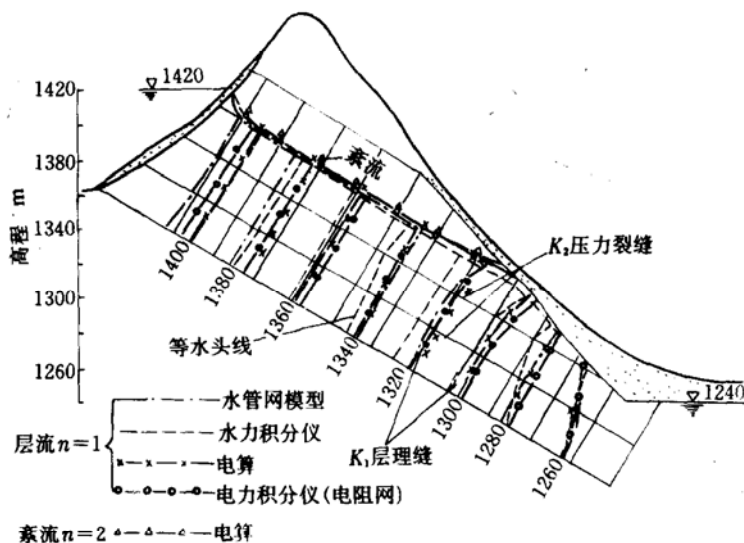


图2 达见水库计算结果比较

同样对于三向网络模型, 应用此程序也是很方便的。我们利用三层水管网问题作为简单的三向网络计算例^[9], 如图3所示。已知各管段的阻力因素 r 和进口流量 $Q=120$, 三层平面管网各有四个出口均为 $Q=10$ 。计算时可按照式(6)求出各管段水头差再求各结点水头。为了计算等势线分布, 可设进口处水头 $h=100$ (100%), 计算各结点的相对水头值。至于联接上下层的上升管路, 有的上下结点之间没有管路, 则赋给它的阻力值 $r=\infty$ 。这样对于层流情况的计算结果, 其流量分配及各结点水头值百分数均示于图3中, 与已有的柯斯拉的水力学近似计算结果相近。只要有三向渗流的渗透性参数, 在已知水头边界条件或流量边界条件以及它们组合起来的边界条件, 都能很方便地计算出水头分布及流量分配。

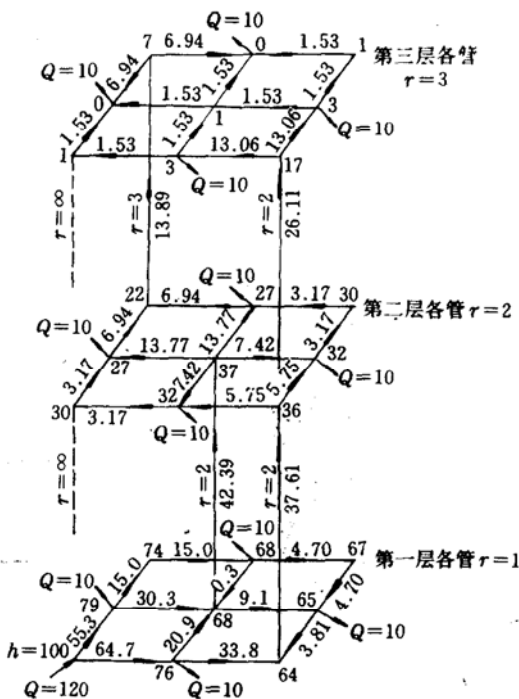


图3 三向网络算例

(二) 正交裂隙组作为连续体的计算模型

1. 计算方法原理

此种连续体模型把所研究的裂隙岩体假想为均质的各向异性介质, 则通过整个假想连续体的虚构流速 v 与缝中流速 v_b 的关系为

$$v = \frac{b}{B} v_b \quad (11)$$

对于层流 $v = k \frac{b}{B} J = kJ$, 从平行板间的层流运动, $v_b = \frac{gb^2}{12\nu} J$, 故知沿裂隙组方向的虚拟等价渗透系数为

$$k = \frac{gb^3}{12\nu B} \quad (12)$$

有了沿裂隙系统中主方向的 k 值, 则可结合场的边界条件求解均质各向异性场。以二向垂直剖面的稳定渗流为例, 求解下式

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = 0 \quad (13)$$

因为岩体裂隙渗流, 水只能沿着层理裂隙流动, 渗流方向并不与水力坡降的方向相一致, 所以式中的 k 值应以张量表示。但若将坐标系旋转使与正交裂隙组重合, 即取渗透椭圆的主轴方向为新坐标轴, 此时就可直接引用裂隙方向的主渗透系数而按一般渗流方程式(13)计算。如图4所示, x', y' 坐标代表两组正交的裂隙方向, 而且与正常的直角坐标系 x, y 成一个角度 θ , 此时则可利用转轴关系, 按下式转换成新坐标系 x', y' 。

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} \quad (14)$$

同时式(13)中的渗透系数也就相应变为沿裂隙方向的 k_x, k_y , 而它们都是已知值。这样就能利用已有的有限单元法程序计算各结点水头分布。

需要注意的是渗流自由面以及下游自由渗出段, 由于重力在控制, 在计算过程中仍然必须满足原来直角坐标系的条件 $h^* = y$, 即

$$h^* = y = x' \sin\theta + y' \cos\theta \quad (15)$$

自由面反复迭代确定后, 即求得各结点的水头 h 值的分布。

2. 计算实例与裂隙组及排水布局的比较

作为算例, 仍用图2的实例, 概化模型 $b_1 = 0.747\text{mm}$, $b_2 = 0.585\text{mm}$, $B_1 = 26\text{m}$, $B_2 = 25\text{m}$ 。按照式(12)计算等价的两个主渗透性比值为 $k_y = 2k_x$ 。因为坐标轴旋转方向为顺时针, 故上式 $\theta = -30^\circ$ 。计算结果如图5所示, 可知与缝隙网计算模型的结果基本一致, 自

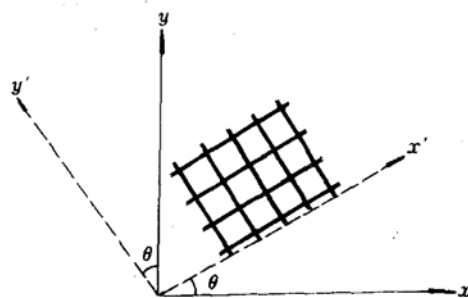


图4 渗透椭圆主轴方向

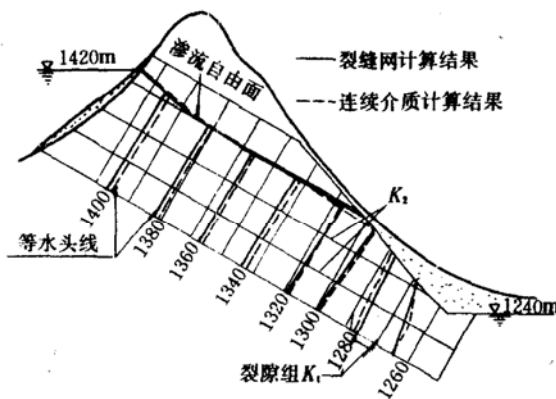


图5 裂隙组及排水布局

由面稍高约为上下游水头差的3%。

比较两组裂隙的不同透水性及其方向的影响,大致规律是:接近水平方向的裂隙透水性相对愈大时,自由面愈高;而且此强透水裂隙组的方向向下游是仰角时,比俯角时的自由面抬高更多。其下游渗出点高差的变化幅度,可达上下游水头差的40%,这对下游山坡稳定不利。若接近垂直方向的裂隙透水性相对更大时,山体自由面在上游段愈高,在下游出渗段附近则愈低。而且此强透水裂隙组的方向倾向上游时比倾向下游时的更为显著,此时对上游水位骤降时的岩坡稳定性不利。图6是接近水平裂隙组透水性愈大时的自由面上升情况的比较

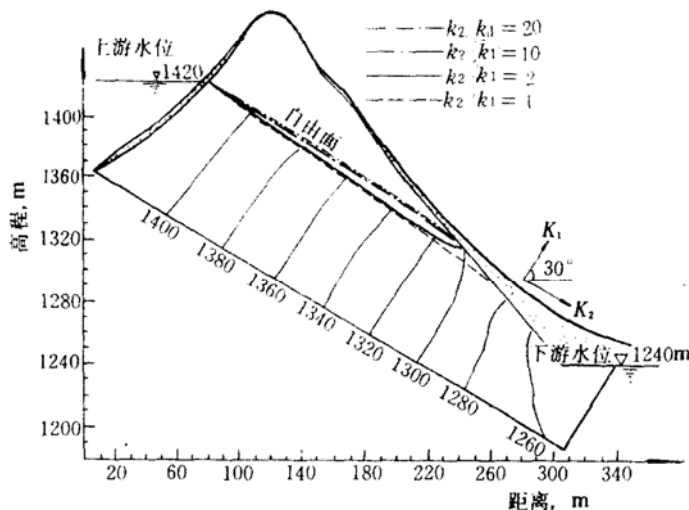


图6 不同渗透系数比值的浸润线位置比较和水头分布图

利用此连续介质模型,我们研究了山体排水廊道的位置布局。很多计算表明,钻孔排水廊道的适宜位置方向与裂隙组的方向和渗透性比值关系密切。大致规律是:排水前的渗流自由面仍符合上述规律,排水后的自由面能降到排水最低点以下,岩坡渗出点基本上控制在尾水面上,不必再布置第二级排水。排水方向以基本竖直并稍向下游倾斜效果较好(即大致沿着原有的等势线方向)。若排水稍倾向下游,则排水的渗出点降低,这样可节省钻孔排水的石方量。

(三)非正交裂隙组作为连续体的计算模型

1. 计算方法原理与渗透张量的引用

裂隙组的方向不与坐标系一致时,达西定律与渗流基本方程中的渗透系数不是一个标量,而应以渗透张量 $[k]$ 表示。对于垂直剖面二向问题,如图7所示的一组裂隙情况,水只能沿着裂隙流动,于是 y 方向的水力坡降将引起沿裂隙的流动而有 x 方向的流动分量,即 v_x 与 $\frac{\partial h}{\partial y}$ 也发生关系。因此把达西定律推广到各向异性场时应为

$$\begin{Bmatrix} v_x \\ v_y \end{Bmatrix} = - \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} \\ k_{yx} & k_{yy} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \end{Bmatrix} \quad (16)$$

或以张量符号表示流速分量为

$$v_i = -k_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} = -k_{ij} J_j \quad (17)$$

三向空间问题时, $i=1, 2, 3$; $j=1, 2, 3$ 。

将上式的达西定律代入质量守恒连续性方程式, 就可得到均质各向异性场的渗流基本方程式

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} + k_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} + k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (18)$$

或写成更一般的三向空间渗流方程为

$$\sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \left(k_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (19)$$

当稳定渗流或 $S_s=0$ 时, 上式右端为零。二向问题时, $i=1, 2; j=1, 2$ 。

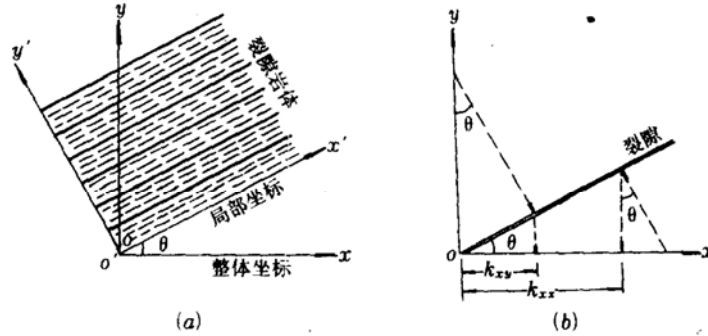


图7 垂直剖面二向问题的裂隙情况

以上式中渗透系数带双脚标的物理意义, 表示两次投影量, 例如分流速 v_x 的表达式, 从图7(b)所示的一条裂隙可以看出, k_{xx} 为沿 x 轴方向的水力坡降投影到裂隙面引起流速再投影到 x 轴上的 k 分量, 即 $k_{xx} = k \cos^2 \theta$; k_{xy} 为沿 y 轴方向的水力坡降投影到裂隙面引起流速再投影到 x 轴上的 k 分量, 即 $k_{xy} = k \sin \theta \cos \theta$ 。同样类推到 y 轴方向的分流速 v_y , 并可知 $k_{xy} = k_{yx}$ 。从而论证了式(16)各分量投影的代数和表达式。如果从坐标转换关系进行局部坐标与整体坐标(见图7(a))之间的变换, 同样可求得此种关系^[10], 因此得知上式中的渗透矩阵各分量的值应为

$$[k] = \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} \\ k_{yx} & k_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k \cos^2 \theta & k \sin \theta \cos \theta \\ k \cos \theta \sin \theta & k \sin^2 \theta \end{bmatrix} \quad (20)$$

若有两组裂隙, 如图8所示, 走向为 x_1, x_2 , 分别与总坐标 x 轴的交角为 θ_1, θ_2 , 则可利用上述关系分别推导两组裂隙的结果再进行叠加, 即可得渗透张量为

$$[k] = \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} \\ k_{yx} & k_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_1 \cos^2 \theta_1 + k_2 \cos^2 \theta_2 & k_1 \sin \theta_1 \cos \theta_1 + k_2 \sin \theta_2 \cos \theta_2 \\ k_1 \cos \theta_1 \sin \theta_1 + k_2 \cos \theta_2 \sin \theta_2 & k_1 \sin^2 \theta_1 + k_2 \sin^2 \theta_2 \end{bmatrix} \quad (21)$$

当两组裂隙互相正交时, $\theta_2 = 90^\circ + \theta_1$, 上式渗透张量就变为

$$[k] = \begin{bmatrix} k_1 \cos^2 \theta_1 + k_2 \sin^2 \theta_1 & (k_1 - k_2) \sin \theta_1 \cos \theta_1 \\ (k_1 - k_2) \cos \theta_1 \sin \theta_1 & k_1 \sin^2 \theta_1 + k_2 \cos^2 \theta_1 \end{bmatrix} \quad (22)$$

同理可推导出有几组裂隙的渗透张量^[11]。一般裂隙方位及其渗透性等参数均可在野外测定, 因而渗流方程式(18)或(19)即可求解。

需要指出的是, 上式中渗透系数 k_1 , k_2 都是裂隙缝宽 b 中的, 对于整个岩体来说, 应平均到缝距上, 即用其剖面上的假想平均的等价渗透系数, 即式(12), $k = \frac{gb^3}{12\nu B}$ 。

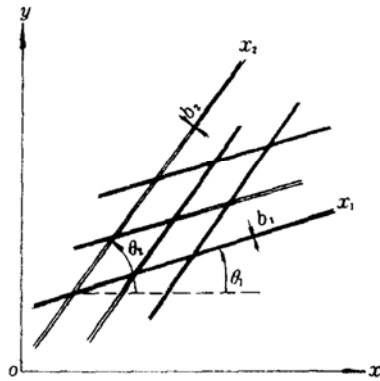


图8 裂隙系统

2. 计算实例与裂隙组交角的影响

求解各向异性场的渗流方程式(19)时, 我们按照迦辽金数值解法编制了有限单元法计算程序。首先对作为特例的正交裂隙组进行计算, 与前面已有的计算及试验结果对比完全相同后, 计算了非正交裂隙组的岩体渗流。大致结论是: 裂隙组相交角度偏离 90° , 并在 $\pm 10^\circ$ 以内时, 自由面位置只相差上下游水头差的1—2%, 因此可考虑作为正交裂隙组来计算。同时得知接近水平向的裂隙组(θ_1, k_1)相对于垂直向裂隙组(θ_2, k_2)的透水性大时, 其自由面位置

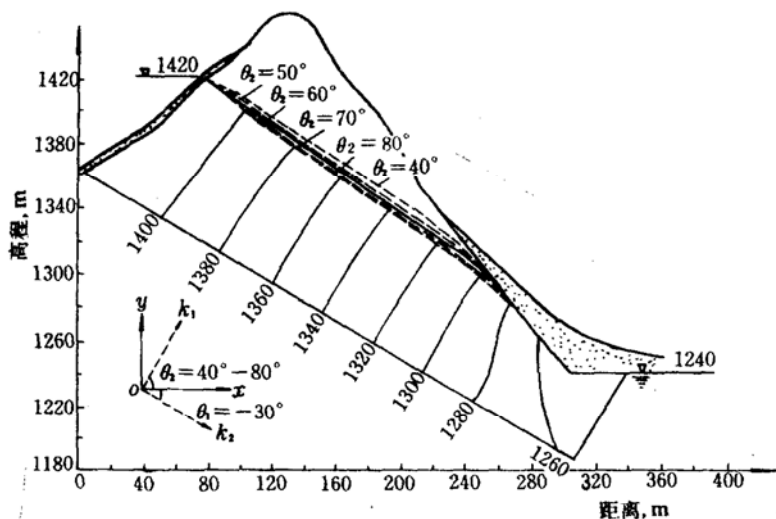


图9 各种裂隙交角计算自由面位置比较

也较高; 而且该接近水平向裂隙组向下顺着渗流方向倾斜(俯角, $-\theta_1$)时, 自由面位置又较低; 当接近水平裂隙组 θ_1 固定时, 与之相交的裂隙组愈趋向竖直方向, 自由面愈稍低。以上各单一情况自由面的差别约为上下游水位差的3%。图9为两组裂隙在 $k_1/k_2=2$ 及 $\theta_1=-30^\circ$ 情况下各种裂隙交角时计算自由面位置的比较, 高差达5—6m; 若 $k_1/k_2=1/2$, 其自由面位置相应又要降低约5—6m, 等势线也将竖直些。

三、不同方法计算结果比较讨论

文中所述裂隙岩体渗流的计算方法, 实即裂隙网与连续介质两种计算模型, 虽然计算结果基本一致, 但仍有差异, 故有不少学者研究何种情况应采用何种计算模型的问题。例如认为断面上有几千条以上的裂隙数量时应按连续体考虑(Louis, 1974), 或者认为裂隙间距与渗流边界尺寸(坝基宽度或岩坡高度)相比大于1/50时按不连续介质缝隙网考虑(Wilson and Witherspoon, 1974)。也有的认为边界尺寸大于裂隙间距10倍以上就可作为连续介质考虑(Franciss, 1985)等。然而从两种计算模型的渗透性转换关系, 由均匀连续体的 k 值过渡到不连续体模型的间距 B 和张开宽度 b , 应是等价的, 所以其间的计算差异与模型化了的网格密度或划分流场的单元数目和合理性有关。根据川本对坝基渗流所作的比较计算, 把裂隙网格加密一倍时各结点扬压力水头约增加5%左右; 改为均质的有限单元法计算时, 水头值又介于它们两值之间。大西(Ohnishi, 1985)等对缝隙网模型计算结果与室内物理模型试验结果比较, 扬压力水头的计算值约低3cm, 也说明网格不够密的误差。威尔逊等按线单元(即缝隙网)结果与奥罗斯(G. Ollos, 1963)的细管网模型比较, 水头约低7%。同样对于无压渗流的自由面, 从我们的计算和试验得知网格愈密, 自由面稍升高, 特别是在坡降很陡的一些奇异点(如井)附近特别显著。同一个工程实例(达见水库山脊)两种模型比较计算结果来看, 有限单元法的单元数量较多, 其自由面也稍高约3%。因此可以这样概括地说, 无论哪一种计算模型, 网格或单元划分愈密则愈接近实际。不过对于非层流问题, 缝隙网模型将显示其容易实现的优越性。在裂隙渗流动态及岩体稳定方面, 对裂隙明显的岩体如果采用均质异性的连续介质模型, 其结果显然也不及裂隙网模型来得逼真。当然如果考虑岩体在渗压改变下的应力应变关系则问题解答将更为全面。

裂隙渗流程序较之多孔介质程序计算出的自由面高, 但渗流场主要受岩层透水性的控制, 大体上水头分布仍属一致, 因此, 对于岩体较风化或裂隙杂乱的岩基也可用多孔介质程序研究问题。

参加部分计算工作的还有李吉庆、段祥宝、朱 丹、田永乐等同志。

参 考 文 献

- [1] Louis, C., *Stromungsvorgange in Klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen in Fels*, Ph. D. Thesis, Karlsruhe, 1967.
- [2] Wilson, C. R., Witherspoon, P. A., *Steady state flow in rigid networks of fractures*, Water Resources Research, Vol. 10, No. 2, 1974, P. 323.
- [3] 川本眺万等, 龟裂性岩盤内の浸透流の解析について, (日本)发电水力; No. 2, 1977.

- [4] Ohnishi, Y., Shibata, H., Finite element analysis of seepage flow in regularly jointed rock mass, 5th Intern. Conf. on Numerical Methods in Geotechnics, 1985.
- [5] Long, J. C. S., Billaux, D. M., From Field Data to Fracture Network Modeling: An Example Incorporating Spatial Structure, Water Resources Research, No. 7, 1987.
- [6] Giesecke, J., Soyeaux, R., Unterströmung von Talsperren auf Klüftigem Untergrund, Wasserwirtschaft, Jahrgang (80), 1990—1.
- [7] 毛昶熙等, 岩石裂隙渗流的计算与试验, 水利水运科学研究, No. 3, 1984.
- [8] Louis, C. et Wittke, W., Etude Experimentale Des Ecoulements Deau Dans un Massif Rocheux Fis-sure, Tachien project, Formose, Geotechnique, Vol. 21, No. 1, 1971 (中译本, 南科院渗流译文汇编, 第十辑: 岩石裂隙渗流的试验研究)。
- [9] 毛昶熙, 水管网的设计, 工程建设, 第22期, 1952。
- [10] 周汾、浦婉华, 裂隙岩体各向异性渗透特性及其野外测定方法, 水利水电科学研究院论文集(8), 水利出版社, 1982。
- [11] Franciss, F. O., Soil and Rock Hydraulics, Rotterdam, 1985.

Study on Computation Methods of Seepage Flow in Fractured Rock Masses

Mao Changxi, Chen Ping, Li Zuyi, Li Dingfang

(Nanjing Hydraulic Research Institute)

Abstract

In this paper, the computational formulas of fractured networks model and continuously homogeneous field models of fractures intersected either orthogonally or non-orthogonally are derived systematically. The program for numerical analysis methods is compiled and has been applied to practical examples and checked by physical models.

After numerous computations for comparison with seepage flow in fractures and in porous media, the phreatic surface is much higher in fractures than that in porous medium. Consequently, in the study of seepage flow in fractured rock masses and the stability of rock slope, the formulas of fracture seepage should be adopted and it is believed more reliable.