离散裂隙渗流方法与裂隙化渗透介质建模

王明玉¹,陈劲松²,万 力²

(1. 美国亚利桑那大学,亚利桑那州图桑市 85721;2. 中国地质大学水资源与环境工程系,北京 100083)

摘要:流体渗流模拟的连续介质方法通常适用于多孔地质体,并不一定适用于裂隙岩体,由 干裂隙分布及其特征与孔隙差异较大,若流体渗流主要受裂隙的控制,对于一定尺寸的裂隙 岩体,多孔介质假设则较难刻划裂隙岩体的渗流特征,离散裂隙渗流方法不但可直接用于模 拟裂隙岩体非均质性和各向异性等渗流特征,而且可用其确定所研究的裂隙岩体典型单元体 及其水力传导(渗透)张量大小.主要讨论了以下问题.(1)饱和裂隙介质中一般的离散流体渗 流模拟:(2)裂隙岩体中的 REV(典型单元体)及其水力传导(渗透)张量的确定:(3)利用离散 裂隙网络流体渗流模型研究裂隙方向几何参数对水力传导系数和 REV 的影响:(4)在二维 和三维离散裂隙流体渗流模型中对区域大裂隙和局部小裂隙的处理方法,调查结果显示离散 裂隙流体渗流数学模型可用来评价不同尺度上的裂隙岩体的水力特征,以及裂隙方向对裂隙 化岩体的水力特征有着不可忽视的影响,同时,局部小裂隙、区域大裂隙应当区别对待,以便 据其所起的作用及水力特征,建立裂隙化岩体相应的流体渗流模型. 关键词: 地下水渗流模拟;裂隙岩体;离散裂隙流体渗流方法;典型单元体;水力传导张量;局 部小裂隙:区域大裂隙。 **中图分类号**: P641.2 文献标识码:A **文章编号:**1000-2383(2002)01-0090-07

作者简介: 王明玉(1961-),男,1988 年毕业于中国地质大学(北京),获水文地质学硕士学 位,现为亚利桑那大学博士后,在美国环境总署所属的地下水与环境研究中心作为高级学者 从事地下水与环境研究及技术资询. E-mail: mingyuwpan@yahoo.com

裂隙岩体中地下水(流体)渗流模拟是一项具有 研究意义和实用价值的复杂课题,在水文地质、环境 工程和石油工程等许多领域都非常重要.在解决与 裂隙岩体水力特征相关的实际问题时往往需要定性 的和定量的评价.而目前常用的地下水模拟方法均 基于以下假设.地下水是在连续的地质体中流动.由 于裂隙分布及其特征与孔隙差异较大,若流体渗流 主要受裂隙的控制,对于一定尺寸的裂隙岩体,多孔 介质假设则较难刻划出裂隙岩体的渗流特征.这些 常用方法通常可用于像冲积物一样的多孔地质体, 当地质体以裂隙为主时这些方法就不一定适用,因 此将连续介质方法应用到裂隙岩体时必须首先确定 这种方法的适用范围.通常,一个研究区需要用不同 统计意义上的均质区来表示,而每一均质区可表现 为不同的各向异性特征.离散裂隙渗流方法不但可 直接用于模拟裂隙岩体非均质性和各向异性等渗流 特征,充分反映含水系统不同部分各裂隙系统内部 变化和相互影响,而且可用其确定所研究的裂隙岩 体典型单元体的存在及其大小.国内外许多学者虽 然在裂隙系统的刻划描述以及裂隙中流体渗流的建 模方面做了较多的研究^[1~13].但是在许多方面仍有 待进一步研究,如裂隙随机几何参数对水力传导系 数和典型单元体的影响等.

1 饱和裂隙介质中离散裂隙网络流体 渗流模拟

1.1 裂隙描述和网络模型

建立离散裂隙网络流体渗流模型前必须建立裂隙网络模型. 岩体中裂隙的几何形态可从一个统计 意义上的均质区变化到另一个均质区,而每一统计 意义上的均质区又必须由不同的裂隙几何参数来描述^[5].因此,在岩体裂隙几何形态模拟过程中,首先

收稿日期: 2001-04-23

基金项目:国家教委优秀学者研究项目访问基金;美国亚利桑 那大学博士研究生研究奖学金.

应该对统计意义上的均质区进行识别.要模拟统计 意义上的均质区在三维空间内裂隙的几何形态,必 须先了解裂隙组的数量.然后再针对有联系的每个 裂隙组,了解裂隙的密度、间隔、位置、方向、形态、隙 宽以及空间分布等.这些裂隙几何参数本质上都是 可以统计的,它们的定量化要用数理统计方法.

由于野外数据得到的裂隙几何参数样本数值通 常存在取样偏差,且仅能直接反映一维或二维特征. 因此,通过样本数值推断参数统计分布特征前必须 校正野外数据的取样偏差.取样偏差可能存在于样 本裂隙的方向、二维密度、间隔、延伸长度和宽度等 统计数据方面.另外,从二维裂隙延伸长度几何参数 推断三维裂隙大小等几何参数时也存在取样偏差. 在研究校正取样偏差和从一维或二维参数推断三维 裂隙几何参数的手段时,需要应用立体测量学原理 或几何学概率方法.下面仅讨论样本裂隙宽度离散 数据存在取样偏差的有关原因.

裂隙能否与取样面相交取决于以下 5 点:(1)裂隙相对于取样面的方向;(2)裂隙大小;(3)裂隙形态;(4)取样面大小;(5)取样区域的形态.一般来说,裂隙越大,与取样面相交的可能性也就越大.要想获得裂隙宽度分布(包括分布类型、样本数据的均值和方差)方面的参数,必须机会均等的测量每条裂隙以避免产生裂隙宽度的取样偏差.然而,如上所述,裂隙方向和大小均存在取样偏差,而由此可导致裂隙宽度偏差.例如,裂隙越大,裂隙与取样面相交的可能也越大.通常大裂隙具有较大隙宽,那么从取样数据得到的平均裂隙宽度往往大于实际的平均裂隙宽度.由此可导致大裂隙相对权重偏大.根据流量与隙宽的立方定律,裂隙流体的平均速率可能远远地偏离实际数值.

Kulatilake 等^[4]于 1998 年开发了名为 FRAC-NTWK 的软件包. 该软件包可用来分析在钻孔、测 线、平面出露(如岩体露头)、隧道壁以及隧道顶板等 处测得的离散数据,然后完成离散岩体裂隙特征和 裂隙网络模型,并产生岩体内岩石裂隙系统. 该软件 包包括 26 个计算程序和 24 个图形程序.

1.2 离散裂隙流体三维渗流一般数学模型

对饱和裂隙介质而言,裂隙在地下水的渗流中 起了很重要的作用.裂隙对地下水渗流的影响取决 于裂隙组的数量、裂隙密度、大小、相互联络程度、方 向以及裂隙的导水系数和贮水系数.基质的作用有 时也不能忽略,其对地下水渗流的影响取决于基质 的水力传导系数和单位储水量(释水度).裂隙介质 中的地下水渗流是裂隙渗流和基质渗流两者的结 合,如果两者都很重要,那么必须进行两者的耦合.

在三维流体渗流中,裂隙中的流体可看作仅沿 裂隙进行二维流动,基质中的流体可看作充满三维 空间的三维渗流.对裂隙而言,二维流体渗流数学模 型如下:

$$\sum_{i=1}^{2} \frac{\partial}{\partial x_{i}} \left(T \frac{\partial h}{\partial x_{i}} \right) + q_{s} = S \frac{\partial h}{\partial t}, \qquad (1)$$

式中:S 为裂隙贮水系数;h 为水头;T 为裂隙导水 系数; q_s 为单位面积流量(\bar{m}/\bar{L});t 为时间; $x_i,x_1,$ x_2 为平面坐标系中的座标轴.需要指出的是即使在 同一裂隙中导水系数 T 也可能发生变化.

对基质而言,三维流体渗流数学模型如下:

$$\sum_{i=1}^{3} \frac{\partial}{\partial x_{i}} \left(K \frac{\partial h}{\partial x_{i}} \right) + q_{V} = S_{s} \frac{\partial h}{\partial t}, \qquad (2)$$

式中: S_s 为基质的储水率;h为水头;K为基质渗透 系数; q_V 为单位体积的流量(\bar{m}/\bar{L});t为时间; $x_i,x_1,$ x_2,x_3 为空间坐标系中的坐标轴. 同样需要指出的是 即使在同一基质中渗透系数 K 也可能发生变化.

由扩散方程式(1),(2),用有限差分方法或有限 元解法可求方程的近似解.地下渗流可能是稳定流 或非稳定流,式中对时间导数用常规有限差来处理. 需要指出的是,每组裂隙及基质可选取自己的坐标 系,建立自己的线性方程,然后联立求解.

2 裂隙岩体典型单元体(REV)及其 水力传导张量的确定

2.1 裂隙岩体的典型单元体

使用离散裂隙流体渗流模拟方法解决实际野外 问题时需消耗大量计算机资源.考虑到时间和经费 等方面的原因,如果经过调查证明裂隙岩体 REV 存在并能确定其大小,对于裂隙化地质体渗流则可 考虑应用连续流体渗流模拟方法.

应用等效连续介质方法模拟裂隙岩体水力特征 前,必须先研究反映岩体水力特征的典型单元体 (REV). REV 有这样的特征:当岩体的尺寸等于或 大于 REV 时,在其上存在大小不随岩体尺寸而变 的二阶(second-rank)、对称(symmetric)、正定(positive-definite)的水力传导张量(渗透张量).多孔介 质的 REV 可能较小,而裂隙岩体的 REV 可能很 大,在某些情况下有可能不存在^[7,8](并可参见本文 第3部分).需要指出的是,如果 REV 不存在或其 尺寸大于抽水井与观察井之间的距离,将不适合用 等效连续介质方法分析裂隙岩体含水层抽水试验数 据.理论上讲,通过野外水力试验,如抽水试验可估 计裂隙岩体的典型单元体,然而其可行性较小,尤其 是对于高度各向异性裂隙岩体.例如,为了确定 REV,需要在抽水井不同方向上距抽水井不同距离 布置一定数量的观察井,然后监测观察井中地下水 位的响应,从中获得岩体水力参数随抽水井距离和 方向的变化,进而调查岩体的 REV.这是一项既耗 时又费钱的试验.然而,离散裂隙流体渗流模拟可刻 画任意范围内的裂隙岩体中的水力特征,从而可用 它研究和估计裂隙岩体的典型单元体.

2.2 REV 及水力传导张量

基于上面的方程式,通过已建立的裂隙网络可 建立裂隙网络流体渗流数值模型.然后可用数值模 型来确定裂隙岩体的 REV.从 REV 的定义可知 REV 必须满足以下两点:(1)当岩体的尺寸等于或 大于 REV 时,方向水力传导系数随岩体尺寸未有 明显变化;(2)达到或接近连续介质水力传导张量 特征:二阶(second-rank)、对称(symmetric)、正定 (positive-definite).对于二维渗流,第一个标准很容 易检验是否满足,而第二个标准可用误差 *E*_r 来评估 二维样品区块的等效连续性.*E*_r 可由式(3)计算:

$$E_{\rm r} = \frac{\left[(1/N)\sum^{N} (K^{(p)} - \overline{K^{(p)}})^2\right]^{1/2}}{\left[(1/N)\sum^{N} K^{(p)}\right]}, \qquad (3)$$

式中: E_r 为相对连续介质的标准误差;N为数值计 算时水力传导系数的方向数; $K^{(p)}$ 为由数值计算得 到的平行水力梯度单位向量 p方向的水力传导系 数, $\overline{K^{(p)}}$ 理论上 p方向的水力传导系数.

Kanatani^[3]和 Oda^[6]认为二维区域的 $\overline{K^{(p)}}$ 可由 式(4),(5)得到:

 $\overline{K^{(p)}} = \mathbf{K}_{ij} p_i p_j, \qquad (4)$

 $K_{ij} = (4/N) \left[\sum_{i=1}^{n} K^{(p)} p_i p_j - (1/4) \delta_{ij} \sum_{i=1}^{n} K^{(p)} \right].$ (5) 上式中: K_{ij} 为二维区域理论水力传导系数张量估 值; p_i, p_j 为平行水力梯度的单位向量 p 在相互垂 直的方向i, j上的分量; δ_{ij} 为克罗内克记号(其意 义:i=j时, $\delta_{ij}=1$;否则, $\delta_{ij}=0$).

对于三维空间裂隙岩体的 REV,首先应通过离 散裂隙网络流体渗流数值模型在三维空间计算出不 同方向的方向水力传导系数. 然后根据 REV 的上 述两条基本要求,即可确定之^[9].

下面将讨论在通过计算得到多个沿 REV 水力 梯度方向的方向水力传导系数后,如何获得三维空 间的水力传导(渗透)张量的过程和公式.沿水力梯 度单位向量 m 的方向水力传导系数 K_d(m)与水力 传导(渗透)张量 K 具有如下关系:

 $K_{\rm d}(\boldsymbol{m}) = \boldsymbol{m}^{\rm T} \boldsymbol{K} \boldsymbol{m}. \tag{6}$

设径向向量 $r = [K_d(m)]^{-1/2}, \mathbf{1}(6)$ 两边同时 乘以 r^2 ,可得: $r^T \mathbf{K} r = 1.$ (7)

(7)式是半轴为 $K_1^{(-1/2)}, K_2^{(-1/2)}, K_3^{(-1/2)}$ 的典型 椭圆体,其中 K_1, K_2, K_3 为 3 个主水力传导系数.

从(6)式可以推导出:

 $m_{i1}^2 K_{11} + m_{i2}^2 K_{22} + m_{i3}^2 K_{33} + 2m_{i1}m_{i2}K_{12} +$

 $2m_{i2}m_{i3}K_{23}+2m_{i1}m_{i3}K_{13}=K_{d}(m_{i}).$ (8) 式中: $K_{11}, K_{22}, K_{33}, K_{12}, K_{23}, K_{13}$ 是水力传导张量 的 6 个独立分量, $K_{d}(m_{i})$ 是沿水力梯度单位向量 m_{i} 的方向水力传导系数, $m_{i} = (m_{i1}, m_{i2}, m_{i3})^{T}, i = 1,$ …,N,其中 N 为所取的总方向数.

如果可获得沿 $N(N \ge 6)$ 个指定梯度方向的水 力传导系数值,通过回归求解 N 维线性代数方程组 可得水力传导张量的 6 个未知独立分量: K_{11} , K_{22} , K_{33} , K_{12} , K_{23} , K_{13} .

笔者编制了按照上面的步骤和公式获得线性回 归后计算的水力传导张量和相关系数的程序.同时, 可以决定3个主水力传导系数和与该3个主水力传 导系数相关的主方向.

3 应用离散裂隙网络二维流体渗流模型研究裂隙方向几何参数对水力传导系数及 REV 的影响

Panda 等^[7,8]于 1999 年使用确定性裂隙网络渗 流模拟方法研究了二维区域内裂隙大小、密度对水 力传导系数和 REV 的影响,得到的结论是裂隙越 长、密度越大,裂隙岩体中存在 REV 的可能性也就 越大. 笔者应用随机裂隙网络流体渗流方法得到了 相似的结果^[11,13].下面应用随机裂隙网络方法仅讨 论二维区域内裂隙方向对水力传导系数和 REV 的 影响. 应当指出,在此仅考虑裂隙控制裂隙岩体渗流 的情况而忽略基质的渗流影响.

3.1 研究步骤与裂隙网络的配置关系 研究步骤.(1)在一定尺寸的方形区块内通过计

表1 裂隙网络的配置关系

Table 1	Configurations	of	fracture	sets
---------	----------------	----	----------	------

伯早	$\theta/(^{\circ})$	$\sigma_1/(°) rac{ ho/(条 \cdot m^{-2})}{m^{-2}}$	<i>ρ</i> /(条・	裂隙(γ分布)大小/m			列附公女	
姍丂			m^{-2})	α	β	σ_2	均值	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~
#1	30/120	0	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀
#2	30/120	5	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀
#3	30/120	10	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀
#4	30/150	0	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀
#5	30/150	5	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀
#6	30/150	10	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀
#7	30/60	0	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀
#8	30/60	5	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀
#9	30/60	10	2.0	1.6	2.0	0.64	2.5	均匀

θ. 裂隙组平均方向;σ₁. 方向标准偏差;ρ. 裂隙组的裂隙密度;
 σ₂. 裂隙大小的标准偏差.

算机模拟产生不同裂隙几何配置关系的裂隙;(2)在 不同的渗流方向上从此区块内选取不同较小尺寸的 方形取样区块;(3)在每个较小的取样区块上确定上 下水力边界间所有对整个取样区块渗流有贡献的关 联裂隙;(4)使用离散裂隙流体数值方法计算每个取 样区块内不同渗流方向上的水力传导系数;(5)研究 裂隙方向对水力传导系数和 REV 的影响.此次研 究中裂隙网络的配置关系如表 1 所示.

3.2 裂隙方向对水力传导系数和 REV 的影响

首先在 $20 \text{ m} \times 20 \text{ m}$ 方形区域内通过计算机模 拟生成具有不同裂隙几何参数的裂隙网络系统. 然 后,从此具有裂隙系统的方形区块($20 \text{ m} \times 20 \text{ m}$)中 取出 $2 \text{ m} \times 2 \text{ m}$,4 m×4 m,8 m×8 m,12 m×12 m, $16 \text{ m} \times 16 \text{ m}$ 的较小区块. 对每一样本区块在平面以 等间隔 30° 取 12 个方向. 这样使用离散裂隙网络流 体渗流数值模拟方法可计算出每个区块不同裂隙网 络配置关系下 12 个方向上的方向水力传导系数.不 同裂隙网络配置关系下的计算结果均值如图 1 所示 (水力梯度 I=1.0,裂隙导水系数 $T=5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$).从计算结果可以看出:当两组裂隙的平均方向夹 角减小时,其方向水力传导系数的平均值降低;与此 同时,裂隙方向的离散程度对方向水力传导系数均 值的影响增大.

如前所述,误差(*E*_r)值能度量不同裂隙配置关 系裂隙渗流网络的不同二维样品区块的等效连续 性.*E*_r 越小,裂隙岩体越接近连续介质.从图 2 可以 看到,两组裂隙的平均方向夹角越小,*E*_r 有变大趋 势,裂隙岩体越难达到 REV.同时,当两组裂隙的夹 角越小时,同组裂隙的方向离散程度对 *E*_r 或相对连 续介质的标准误差的影响有增大的趋势.从这些有 限的裂隙渗流网络的调查计算结果及其他研究结 果^[7,13]可以得出,连续与非连续介质渗透特征对 *E*_r 要求的分界值可以取自 0.1 和 0.2 之间的某个值. 图 3 中给出了方向水力传导系数随第一类裂隙系统 区块尺寸变化的趋势.对第一类裂隙系统而言, REV 的尺寸大约为 12 m.

4 二维和三维离散裂隙渗流建模中处 理区域大裂隙和局部小裂隙的方法

如果一个裂隙在研究区域展布延伸较大,其延 伸长度占整个渗流区域尺寸(如等效四边形或立方





Fig. 1 Relations of mean hydraulic conductivity coefficient vs. fracture system and block sizes



图 2 误差与裂隙系统和岩块大小的关系 Fig. 2 Error vs. fracture system and block sizes



- 图 3 K 与 ♯ 1 号裂隙系统不同样品大小的渗流方向关系 (K 的单位:10⁻⁴ m・s⁻¹)
- Fig. 3 Direction hydraulic conductivity coefficient vs. flow direction for different sample sizes of fracture sytsem # 1

体边长)的 50%或以上,这种裂隙(例如大断层)可 归类为区域大裂隙,反之,其他裂隙可归类为局部小 裂隙.使用数理统计方法进行的裂隙参数分析和裂 隙网络模拟通常针对于大量分布的局部小裂隙.如 果研究区域内既存在区域大裂隙又存在局部小裂 隙,如何处理区域大裂隙则成为裂隙介质渗流建模 的一个关键环节.下面讨论在既考虑区域大裂隙又 考虑局部小裂隙的不同情况下如何建立离散裂隙流 体渗流模型.

(1)确定性区域大裂隙及局部小裂隙离散裂隙 网络渗流模型.如果每条区域大裂隙和局部小裂隙 的位置、方向、形状和尺寸等参数均可以获得,那么 可建立确定性裂隙网络.在已建立的裂隙网络基础 上据裂隙宽度和导水系数等水力参数可建立离散流 体渗流模型,模型中区域大裂隙和局部小裂隙的水 力参数可能不同.这种方法适合于裂隙能被一一查 明确定的情况.

(2)确定性区域大裂隙及随机性局部小裂隙离 散裂隙网络渗流模型.在这种模型中,区域大裂隙被 放置在确定的位置,而局部小裂隙是随机分布的.在 裂隙网络模型的基础上据裂隙水力特征及参数可建 立离散裂隙渗流模型.裂隙网络模型可通过野外裂 隙调查数据来建立.

(3)确定性区域大裂隙离散裂隙渗流模型.如果 裂隙岩体中的流体渗流特征受区域大裂隙控制,而 局部小裂隙对渗流的影响可忽略不计,那么在建立 确定性离散裂隙渗流模型时仅考虑区域大裂隙是可 行的.

(4)随机性局部小裂隙离散裂隙网络渗流模型. 在某些情况下,虽然研究区域内存在区域大裂隙,但 其导水系数相对较小,因此裂隙岩体中的流体渗流 特征主要由局部小裂隙控制,而区域大裂隙对渗流 的影响可忽略不计,那么在建立确定性或随机离散 裂隙渗流模型时仅考虑局部小裂隙.

(5)含有定水头区域大裂隙离散裂隙网络渗流 模型.如果区域大裂隙的导水系数远远大于局部小 裂隙的导水系数,且有足够的地下水补充区域大裂 隙,那么可将区域大裂隙作定水头内边界处理,而仅 对局部小裂隙建立离散裂隙流体渗流模型.

(6)确定性区域大裂隙及反映局部小裂隙与孔 隙基质水力特征的 REV 的离散、连续渗流模型.如 果裂隙岩体中以区域大裂隙为边界的区块等于或大 于 REV,那么这些岩体子块整体上具有连续介质特 征,从而用连续介质方法可描述局部小裂隙与孔隙 基质水力特征.因此,可建立具有确定性区域大裂隙 (具离散介质特征)及反映局部小裂隙与孔隙基质水 力特征的 REV(具连续介质特征)的离散、连续渗流 模型.有一点必须指出:在用数值模拟方法(如有限 元)解决实际问题时离散岩体最终得到的子块必须 等于或大于 REV.

6 结论

(1)对于饱和裂隙化渗透介质,同时考虑流体在 裂隙中渗流和基质中渗流,可获得流体渗流数学模 型,并由此可建立离散裂隙流体渗流数值模型.(2) 在不同的统计意义上的裂隙化岩体均质区其裂隙几 何参数不同,因此,每个统计意义上的均质区必须由 不同的裂隙几何模型来描述. 在通过样品数据推测 这些参数的统计分布规律前必须纠正野外数据的取 样偏差.取样偏差可能存在于取样裂隙的方向、密 度、走向长度及裂隙宽度等方面.(3)离散裂隙流体 渗流数学模型可用来刻画任何尺度上的裂隙岩体的 水力特征,同时,也可用它来调查裂隙岩体的 REV 及其估算水力传导张量. (4) 裂隙方向对裂隙化岩体 的水力特征有着不可忽视的影响. 当两组裂隙的平 均方向夹角减小时,其方向水力传导系数的平均值 降低:与此同时,裂隙方向的离散程度对方向水力传 导系数的均值的影响增大. 两组裂隙的平均方向夹 角越小,反映逼近连续介质误差的 E, 值有变大趋 势,因而裂隙渗透岩体越难达到 REV,即 REV 增 大,同时,当两组裂隙的夹角越小时,同组裂隙的方 向离散程度对 E, 或相对连续介质的标准误差的影 响有增大的趋势. (5) 根据区域大裂隙及局部小裂隙 所起的作用及水力特征,裂隙化岩体主要的流体渗 流模型可包括:① 确定性区域大裂隙及局部小裂隙 离散裂隙网络渗流模型:②确定性区域大裂隙及随 机性局部小裂隙离散裂隙网络渗流模型:③确定性 区域大裂隙离散裂隙渗流模型:④随机性局部小裂 隙离散裂隙网络渗流模型;⑤含有定水头区域大裂 隙离散裂隙网络渗流模型;以及⑥确定性区域大裂 隙及反映局部小裂隙与孔隙基质水力特征的 REV 的离散、连续渗流模型.

致谢:此项研究得到了国家教委优秀学者研究 项目访问基金及美国亚利桑那大学博士研究生研究 奖学金的支持.同时,亚利桑那大学教授 Kulatilake 博士给予了热心帮助.在此深表谢意.

参考文献:

- Hsieh P A, Neuman S P. Field determination of the three-dimensional hydraulic conductivity tensor of anisotropic media, 1, Theory [J]. Water Resources Research, 1985, 21(11): 1655-1665.
- [2] Hsieh P A, Neuman S P, Stiles G K, et al. Field determination of the three-dimensional hydraulic conductivity tensor of anisotropic media, 2, methodology and application to fractured rocks [J]. Water Resources Research, 1985, 21(11): 1667-1676.
- [3] Kanatani K. Distribution of directional data and fabric tensors [J]. Int J Engrg Sci, 1984, 22(2): 149-164.
- [4] Kulatilake P H S W, Wang M, Um J, et al. Software package for FRACNTWK — a computer package to model discontinuity geometry in rock masses [CP]. Submitted to Metropolitan Water District of Southern California, Los Angeles, CA, 90071-3123, USA.
- [5] Kulatilake P H S W, Wathugala D N, Stephansson O. Joint network modeling with a validation exercise in Stripa Mine, Sweden [J]. Int J Rock Mech Min Sci & Geomech Abstr, 1993, 30(5): 503-526.
- [6] Oda M. Permeability tensor for discontinuous rock masses [J]. Geotechnique, 1985, 35(4): 483-495.
- [7] Panda B B, Kulatilake P H S W. Influence of discontinuity geometry parameters and transmissivity on hydraulic behavior of discontinuous rock [J]. Jour of Engrg Mech, 1999, 125(1): 41-50.
- [8] Panda B B, Kulatilake P H S W. Relations between fracture tensor parameters and permeability tensor parameters for discontinuous rock [J]. Jour of Engrg Mech, 1999, 125(1): 51-59.
- [9] Wang M, Kulatilake P H S W, Um J. Estimation of REV size and three-dimensional hydraulic conductivity tensor for a rock mass through discrete fracture fluid flow modeling [A]. In: Girard J, Liebman M, Breeds C, et al. Proceedings of 38th U. S. Rock Mechanics Symposium [C]. Washington, DC, USA: Balkema A A/Rotterdam/Brookfield, 2001.
- [10] Wang M, Kulatilake P H S W, Panda B, et al. Groundwater resources evaluation case study via fracture fluid flow modeling [J]. An International Journal: Engineering Geology, 2001, 62(4): 267-291.
- [11] Wang M. Investigation of hydraulic behaviors for fluid flow in fractured rocks based on fracture geometry parameters [J]. American Geophysical Union, 2000, 81 (48): 409.
- [12] Wang M, Kulatilake P H S W. Discrete fracture fluid

flow simulation of pumping tests in a fractured rock mass [A]. Proceedings of the Fourth North American Mechanics Symposium [C]. Seattle, Washington, USA: American Rock Mechanics Association, 2000. 831-839.

[13] Wang M. Discrete fracture fluid flow modeling and field applications in fractured rocks [D]. Tucson, Arizona, USA: The University of Arizona, 2000. 303.

Groundwater (Fluid) Flow Modeling in Fractured Rocks via Discrete Fracture Fluid Flow Approach

Wang Mingyu¹, Chen Jingsong², Wan Li²

(1. The University of Arizona, Tucson, Arizona 85721, USA; 2. Department of Water Resources and Environmental Engineering, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The continuum approach in fluid flow modeling can generally be applied to porous geological media, but has limited applicability for fractured rocks. With the presence of a complex fracture network pattern and the fluid flow restricted mainly to the fractures, the porous media assumption does not adequately describe the flow behavior in the fractured rocks. A discrete fracture flow model has the capability not only in capturing inhomogeneity and anisotropy, but also in estimating representative elementary volume (REV) and determining hydraulic conductivity tensor for fractured rocks. In this paper, the following sub-topics were discussed: (a) general discrete fracture fluid flow modeling for saturated fractured geologic media; (b) determinations of REV and hydraulic conductivity tensor for fractured rocks using a discrete fracture network fluid flow model; (c) investigations of fracture orientation effect on the hydraulic conductivity and REV using a discrete fracture network fluid flow model, and (d) the ways to treat major fractures vs. minor fractures in the 2D and 3D discrete fracture fluid flow models. The results from this investigation indicate that a discrete fracture flow model could be used to evaluate the hydraulic properties at different scales. In addition, the orientation of fractures plays an important role in determining the hydraulic behaviors in fractured rocks. Furthermore, various conceptual fluid flow models are presented to reflect the different flow features of both minor and major fractures identified in fractured rock masses.

Key words: groundwater flow modeling; fractured rock; discrete fracture fluid flow approach; representative elementary volume; hydraulic conductivity tensor; minor fracture; major fracture.

(上接80页)

象表明曾位于喜马拉雅造山带根部的下地壳变质杂 岩经历了由高压到低压的绝热快速抬升过程,与17 Ma 以来喜马拉雅的隆升作用密切相关.在喜马拉 雅隆升、变质杂岩揭顶和基性麻粒岩剥露的过程中, 麻粒岩及其相关的韧性剪切带叠加多期构造变形, 不同程度地受到拆离断层和平移断层的改造.

喜马拉雅造山带中段核部变质杂岩中的基性麻

粒岩形成于地壳深层韧性剪切带,受控于喜马拉雅 造山带根部高温、高压、高应变构造环境,其成因可 能与下地壳层流作用密切相关.在喜马拉雅造山带 的快速隆升过程中,下地壳基性麻粒岩与角闪岩相 变质岩一起剥露出地表,麻粒岩具有更快的上升速 率,经历了一系列退变质降压反应,并叠加了脆一韧 性和脆性构造的改造.