

高阳,邱振忠,于青春.层流—紊流共存流场中岩溶裂隙网络演化过程的数值模拟方法[J].中国岩溶,2019,38(6):831-838.
DOI:10.11932/karst20190601

层流—紊流共存流场中岩溶裂隙网络 演化过程的数值模拟方法

高阳¹,邱振忠^{1,2},于青春¹

(1. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院,北京100083;
2. 山东省冶金设计院股份有限公司,济南250101)

摘要:研究岩溶水系统的演化过程对许多资源与环境问题有着重要意义。岩溶地区水资源、油气资源的预测与开发、水土流失成因及防治等课题都与此密切相关。岩溶管道是地下水对裂隙的逐渐溶蚀扩展形成的,岩溶演化初期,所有裂隙宽度不大,流场整体成层流状态。随着溶蚀的进行,一部分裂隙优先扩大使其中的水流进入紊流状态,而另一部分裂隙中水流仍呈层流状态。文章提出一种数值方法,能够模拟层流—紊流共存流场的岩溶演化过程。利用蒙特卡罗(Monte-Carlo)方法模拟初始裂隙网络,通过非连续介质方法模拟裂隙网络中的渗流。裂隙扩展的速度通过岩石表面溶蚀速度经验公式计算,使用迭代方法求解层流—紊流共存条件下的水头非线性方程。构建了能够利用解析法求解的模型,把数值解和解析解的结果进行对比,验证了本研究的数值法及软件的可行性。

关键词:岩溶演化数值模拟;裂隙网络;层流与紊流共存流场

中图分类号:P641.134 文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2019)06-0831-08 开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

我国岩溶分布广泛,总面积达 $3.44 \times 10^6 \text{ km}^2$,约占国土面积的1/3,岩溶发育完好,种类多样,在国际上具有范例性^[1],因此,与岩溶有关的资源与环境问题也多种多样,岩溶研究在我国有着特殊的理论与实践意义。

岩溶地质体中发育有裂隙、管道和溶洞等多种地下岩溶形态,为地下水和矿产资源提供了赋存空间。全国各地岩溶蓄水构造赋存的岩溶水资源为4亿多人提供了丰富的水资源。我国油气勘探已进入地球深部的古岩溶层,由于岩溶介质的高度非均质性,资源勘探的实践依赖于岩溶发育机理和油气储层形成及演化过程的理论研究^[2]。

岩溶系统是重要的陆地碳汇^[3],通过岩溶作用回收或释放大气中的 CO_2 ^[4],调节温室气体浓度^[5],缓解环境酸化^[6]。岩溶作用也导致石漠化、水土流失^[7]、干旱缺水、地下河污染等环境地质问题,引发岩溶塌陷、洼地内涝、矿井突水等多种地质灾害,因此岩溶演化过程的研究,对灾害防治等有着重要意义。

岩溶含水系统是由裂隙岩溶含水系统演化而来,由于发育多种不同形态的岩溶,以及水流对碳酸盐岩裂隙的差异性溶蚀,导致了岩溶系统的复杂性^[8]。岩溶含水系统大多具有开放性,接受外部环境具有溶蚀性的水流补给,在系统内部不同级次的裂隙网络中流动并溶蚀流经的裂隙管道,最后将溶蚀后的水流排出系统。岩溶含水系统中,水流在流动过程中通过溶蚀作用不断改造介质,从而也改变了

第一作者简介:高阳(1991—),博士研究生,研究方向:岩溶裂隙演化数值模拟。E-mail:gy8281068@163.com。

通信作者:于青春(1963—),教授,主要从事水文地质、工程地质、环境地质问题研究。E-mail:yuqch@cugb.edu.cn。

收稿日期:2019-06-30

自身的补给、径流和排泄条件以及动态特征^[9]。

岩溶演化初期,地下水流动主要以层流为主,裂隙发育较为均匀且没有大型的溶蚀管道,整个介质场呈现出较好的均质性^[10];岩溶演化中后期,由于裂隙宽度的不断增大,一部分裂隙中水流从层流渐变到紊流,当水流为层流与紊流共存时,整个岩溶裂隙网络中水头、流量、裂隙拓宽速率等都与层流时有很大不同。因此,对岩溶裂隙水及其岩溶化过程的模拟需要对层流—紊流共存的非连续渗流进行模拟。

岩溶系统中的大型溶洞或溶蚀裂隙是由裂隙逐渐溶蚀扩展而成,利用非连续裂隙网络渗流方法模拟岩溶系统的演化过程是比较符合实际情况的,许多作者^[11-13]对此进行了讨论,到目前为止这些研究都限于层流。模拟裂隙的溶蚀扩展需要使用可溶岩表面溶蚀速度公式,根据实验数据提出了自己的溶解速度公式^[14],但绝大多数溶解速度公式是基于层流实验获得的,紊流条件下这些速度函数是否适用还有待于进一步研究。本研究的软件采用了 Dreybrodt (2001)^[15]提出溶解速率公式,同时把这部分计算成了一个相对独立的子程序(函数),用户可以输入自己认为合适的关系式。

本文通过非连续裂隙网络数值方法,模拟岩溶系统的演化,能够处理层流紊流同时存在的渗流场。通过雷诺数判断裂隙中的水流的层流或紊流状态,通过迭代法求解描述紊流形成的非线性方程组,以及求解节点 Ca^{2+} 浓度时的非线性方程组。

1 裂隙网络渗流及溶蚀演化过程数值模拟方法

1.1 数值模拟的基本流程

本文的数值模拟过程流程图如图1。

(1)裂隙网络生成:首先根据实测参数生成初始裂隙网络。为了减少计算量,程序会自动搜索删除对导水没有意义的无效裂隙,生成相互连通的裂隙网络,并对节点进行编号。

(2)赋值裂隙节点水头初值:平面流问题时,各裂隙节点水头初值为最小的定水头边界的水头值;剖面流问题时,各裂隙节点水头初值为研究区高程的0.99^[16]。

(3)节点水头值的迭代计算:根据赋予的节点水头初值,首先使用层流公式,利用水均衡方程求解出

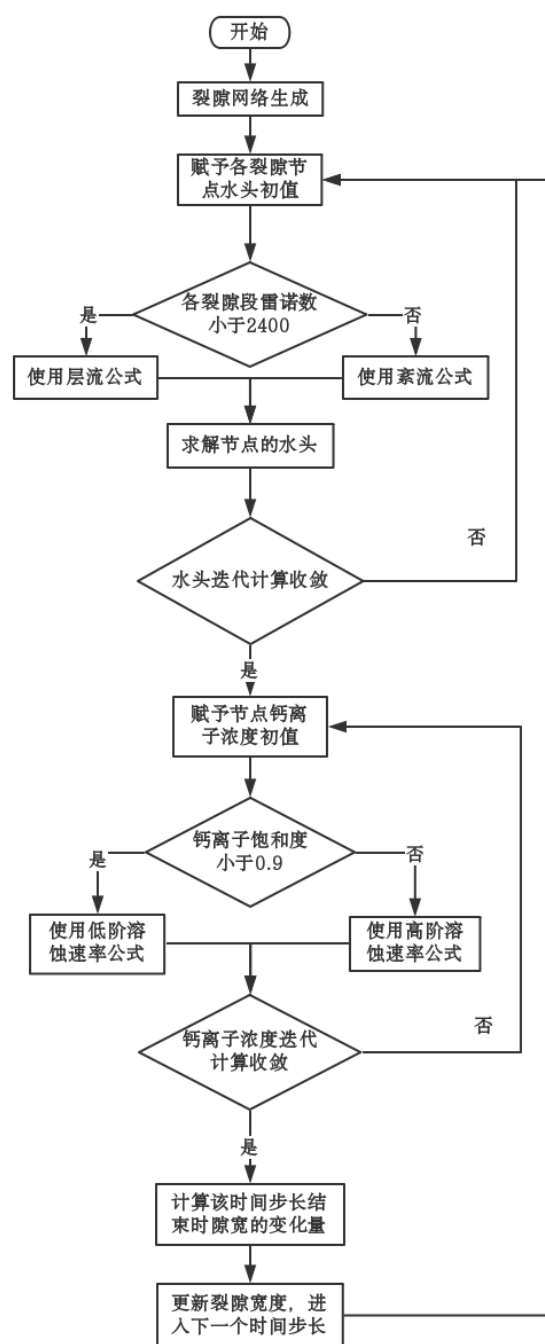


图1 岩溶裂隙网络溶蚀发展数值模拟流程图

Fig. 1 Flowchart for the numerical simulation of karst fracture network dissolution

所有节点的水头和各裂隙段的流量。然后使用这些水头值计算出各裂隙段的雷诺数,若所有节点雷诺数均小于2400,节点水头值与裂隙段流量无需重新迭代计算。否则,将雷诺数大于等于2400的裂隙段改用紊流公式,再建立水均衡方程,重新迭代计算节点水头与裂隙段流量。

(4)溶蚀过程的迭代计算:假设初始流入裂隙的水流不含钙离子,即钙离子浓度为0,计算出各节点

的钙离子浓度及其与平衡浓度的比值。若比值 < 0.9, 则使用低阶溶蚀速率公式, 若比值 ≥ 0.9, 则改用高阶溶蚀速率公式。根据质量守恒定律, 联立钙离子均衡方程求解该时间步长内所有裂隙段隙宽的溶蚀拓宽量。

(5) 根据上一步求得的溶蚀拓宽量, 更新裂隙段隙宽后, 重复以上 (2)、(3)、(4) 步骤, 直至所有的时间步长均计算完成即可查看可视化图件。

1.2 裂隙网络生成

离散介质模型^[17-20] 又称不连续网络模型, 详细刻画裂隙网络, 认为岩体中的水流仅在裂隙网络中转移, 而裂隙与岩块之间不存在水量交换。

裂隙网络构建需要生成的裂隙分为两种: 一种是需要野外测量的相对较大的裂隙, 实测得到迹长、隙宽、空间展布、方向等参数, 在模拟中称为确定裂隙。另一种是无法全部测量的相对较小的裂隙, 但需要统计裂隙在研究区的几何参数分布规律, 称为随机裂隙。确定裂隙的参数可直接输入模型, 随机裂隙则需要输入得到的参数统计规律, 利用蒙特卡洛随机模拟方法生成随机裂隙。结合所有边界、确定裂隙和随机裂隙即可生成原始裂隙网络。

许多学者研究发现, 随机裂隙几何参数经常符合某些特定分布规律^[21], 如: 裂隙坐标位置服从均匀分布; 裂隙长度服从对数正态分布; 裂隙宽度服从负指数分布; 裂隙走向服从正态分布等。

表 1 为某个随机裂隙网络几何参数实例, 图 2 为利用蒙特卡洛方法模拟生成的裂隙网络。原始裂隙网络中, 存在一些无效裂隙, 不具有导水意义。

表 1 随机裂隙几何参数表

Table 1 Geometry parameters of the random fractures

裂隙组	参数名称	分布类型	均值	方差	平均间距/m
I	隙宽/mm	负指数	0.04	0.03	10
	迹长/m	对数正态	50	10	10
	走向/deg	正态	90	5	10
II	隙宽/mm	负指数	0.04	0.03	10
	迹长/m	对数正态	50	8	10
	走向/deg	正态	180	16	10

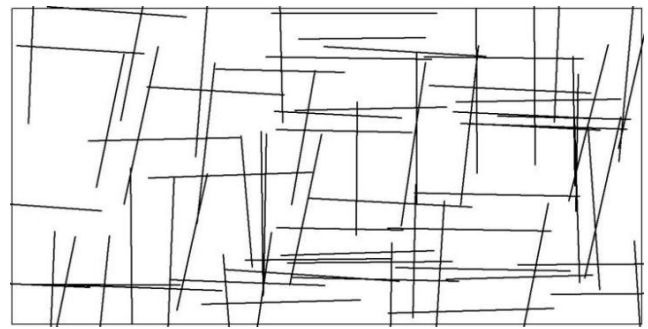


图 2 原始裂隙网络 (模型范围: 200 m × 100 m)

Fig. 2 Initial fracture network (200 m × 100 m)

为节省计算量, 软件会自动删除不参加水量转移的裂隙, 生成相互连通具有导水意义的裂隙网络, 并对节点进行编号。

1.3 渗流方程

单个裂隙中水流为层流时可用立方定律^[11] 描述:

$$q = \frac{gb^3}{12\nu} J \quad (1)$$

式中: q 为水的单宽流量; g 为重力加速度; b 为裂隙宽度; J 为水力梯度; ν 为运动粘性系数。

单个裂隙中的水流为紊流时用 Lomize^[22-23] 提出的紊流公式:

$$q = 4.7b \left[\frac{g^4}{\nu} b^5 J^4 \right]^{\frac{1}{7}} \quad (2)$$

雷诺数表达式:

$$R = \frac{2bV_f}{\nu} \quad (3)$$

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

式中: R 为雷诺数; V_f 为裂隙中流体的平均流速。

岩溶含水系统发育初期, 隙宽较窄, 赋存其中的水流流速缓慢, 大多属于层流状态, 溶蚀作用缓慢。随着系统的发育演化, 裂隙隙宽不断扩大, 水流流速也不断加快, 部分裂隙段中水流呈紊流状态, 溶蚀作用加快。

在判别水流是否为紊流时, 需要使用临界雷诺数, 不同的流态变化, 临界雷诺数也有很大区别。流态从层流过渡到紊流时, 称为上临界雷诺数; 从紊流过渡到层流时, 称为下临界雷诺数。上临界雷诺数很不稳定且变化区间较大, 下临界雷诺数相对稳定。

本文选用下临界雷诺数 2 400 作为判别水流的流态的依据。

1.4 裂隙网络节点水头计算

计算水头之前,需要对生成的裂隙网络进行部分处理,给节点编号。假设节点都是两条裂隙的交点,即每个节点最多有 4 个相邻的节点。将裂隙网络中的每个节点与相邻的 4 个节点视为一个计算单元,每条裂隙被节点分割成数个裂隙段。

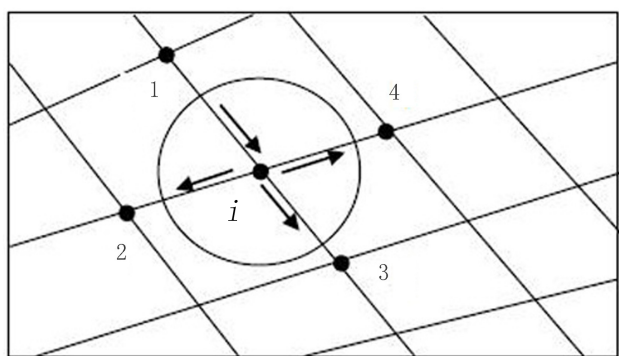


图3 裂隙网络水头计算单元图

Fig. 3 Waterhead calculation unit in fracture network

根据水均衡原理,为裂隙网络中各节点写一个水均衡方程,从而建立以节点水头为未知数的联立方程组,然后求解这个方程组。如图 3 所示,以节点 i 为中心,从节点 1 流入 i 的流量等于从 i 流出到 2、3、4 节点的总和。

层流—紊流共存条件下水头计算公式:

$$\sum_{j=1}^4 q_{ij} = 0 \quad (5a)$$

$$q_{ij} = \frac{\rho g}{12\mu} b_{ij}^3 J_{ij}, \quad R < 2400 \quad (5b)$$

$$q_{ij} = \frac{4.7 J_{ij}}{|J_{ij}|} b_{ij} \left[\frac{g}{\nu} b_{ij}^5 J_{ij}^4 \right]^{\frac{1}{7}} \quad R > 2400 \quad (5c)$$

$$R_{ij} = \frac{\rho g b_{ij}^3 J_{ij}}{6\mu^2} \quad (5d)$$

式中: b_{ij} 为节点 i 与节点 j 之间的裂隙隙宽,若 i 与 j 之间没有裂隙连接,则 $b_{ij}=0$; J_{ij} 为两节点之间水力梯度, $J_{ij}=(H_i-H_j)/L_{ij}$; L_{ij} 为两节点之间的裂隙长度; R_{ij} 为两节点之间的裂隙段雷诺数。

当研究区水流均为层流时,水头迭代方程为:

$$H_i^{m+1} = \frac{\sum_{j=1}^4 \rho g b_{ij}^3 H_i^m}{\sum_{j=1}^4 12\mu L_{ij}} \quad (6)$$

式中: H_i^{m+1} 为中心节点第 $m+1$ 次迭代的水头值; H_i^m 为中心节点第 m 次迭代的水头值。

当研究区水流为层流与紊流共存时,由于迭代方程为非线性方程,不能直接给出迭代表达式。在本文的数值计算中,采用二分迭代法对 H_i^{m+1} 进行迭代计算,直到满足精度要求。

水头计算收敛条件为:

$$\text{Max}(|H_i^{m+1} - H_i^m|) < \varepsilon \quad (7)$$

式中: ε 为迭代计算精度,取值为 1×10^{-7} m。

1.5 裂隙网络溶蚀拓宽量计算

许多作者提出了自己的灰岩表面溶解速率^[24-25]公式。使用 FractureToKarst 软件进行岩溶演化模拟时,用户可嵌入自己认为合适的公式。本文采用 Drebrot 提出的经验公式:

$$F(c) = k_1 (1 - c/c_{eq}), \quad (c < c_s) \quad (8a)$$

$$F(c) = k_4 (1 - c/c_{eq})^4 \quad (c > c_s) \quad (8b)$$

式中: $F(c)$ 为溶解速率($\text{ML}^{-2} \cdot \text{T}^{-1}$); k_1 为低阶溶解速率常数, k_4 为高阶溶解速率常数^[12] ($k_1=4 \times 10^{-11} \text{ mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, $k_4=4 \times 10^{-8} \text{ mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$); c 为溶液中钙离子浓度(ML^{-3}), c_{eq} 为钙离子平衡浓度($c_{eq}=3.35 \times 10^{-4} \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$), c_s 为低阶与高阶反应发生变化时的钙离子浓度临界值($c_s=0.9c_{eq}$)。

对于每个裂隙段,根据质量守恒定律,裂隙壁溶蚀到水中的钙离子量与水中溶解增加的钙离子量相等,即:

$$V \frac{dC}{dt} = 2AF \quad (9)$$

$$V = BA \quad (10)$$

式中: V 为溶液体积(L^3); C 为溶液中 Ca^{2+} 浓度; A 为溶液与裂隙隙壁一侧的接触面积(L^2)。

由立方定律可知,流经单个裂隙段的时间 t 为:

$$t = \frac{L^2}{\frac{\rho g}{12\mu} B^2 \Delta H} \quad (11)$$

式中: L 为裂隙长度。

假设溶液流入裂隙之前的初始钙离子浓度为 C_0 , 流出裂隙时钙离子浓度为 C , 溶液流经裂隙的时间为

t , 联立(8)至(11)各式, 并积分可得:

$$C = \frac{C_{eq} \left(e^{\frac{2k_1 t}{BC_{eq}}} - 1 \right) + C_0}{e^{\frac{2k_1 t}{BC_{eq}}}} \quad (c < c_s) \quad (12a)$$

$$C = C_{eq} - \sqrt[3]{\frac{BC_{eq}^4 (C_{eq} - C_0)^3}{(C_{eq} - C_0)^3 6k_4 t + BC_{eq}^4}} \quad (c > c_s) \quad (12b)$$

在一个时间步长 Δt 内, 溶液所带走的钙离子量 n 为:

$$n = Q\Delta t(C - C_0) \quad (13)$$

溶液所带走的钙离子量 n 与隙宽变化量 ΔB 之间的关系为:

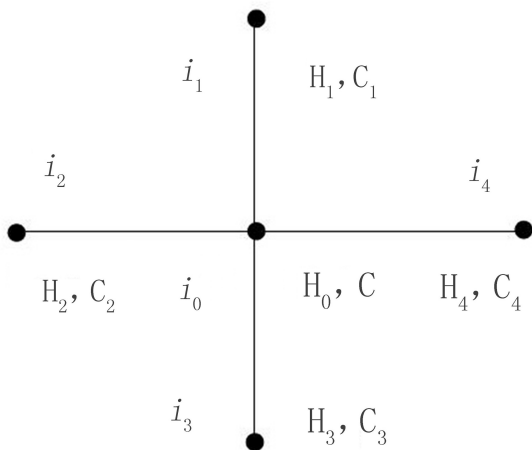


图 4 裂隙网络溶蚀计算单元

Fig. 4 Dissolution calculation unit in fracture network

$$\Delta B = \frac{\rho_s n A}{M_{CaCO_3}} \quad (14)$$

式中: M_{CaCO_3} 为碳酸钙的摩尔质量 ($100 \text{ g}\cdot\text{mol}^{-1}$); ΔB 为经过溶蚀作用后隙宽的变化量; ρ_s 为溶解的碳酸盐岩的密度。

当考虑整个岩溶裂隙网络的溶蚀计算时, 以一个裂隙计算单元^[13]为例(图4), 中心节点的钙离子浓度 C , 相邻节点的钙离子浓度分别为 C_1, C_2, C_3, C_4 。根据质量守恒定律, 可得出中心节点的钙离子浓度 C 为:

$$C = \frac{\sum_{i=1}^4 q_i (C_i + \Delta C_i)}{\sum_{i=1}^4 q_i} \quad (15)$$

其中:

$$\Delta C_i = \frac{C_{eq} \left(e^{\frac{2k_1 t_i}{B_i C_{eq}}} - 1 \right) + C_i}{e^{\frac{2k_1 t_i}{B_i C_{eq}}}} \quad (c < c_s)$$

$$\Delta C_i = C_{eq} - \sqrt[3]{\frac{B_i C_{eq}^4 (C_{eq} - C_i)^3}{(C_{eq} - C_i)^3 6k_4 t_i + B_i C_{eq}^4}} \quad (c > c_s)$$

$$q_i = \frac{\rho g}{12\mu} J_i B_i^3 \quad R < 2400$$

$$q_i = \frac{4.7 J_i}{|J_i|} B_i \left[\frac{g^4}{\nu} B_i^5 J_i^4 \right]^{\frac{1}{7}} \quad R > 2400$$

$$t_i = \frac{L_i}{\frac{\rho g}{12\mu} J_i B_i^2}$$

式中: C_i 为 i_n 节点的钙离子浓度; ΔC_i 为水流从节点 i_n 到中心节点 i_0 的钙离子浓度的变化量; q_i 为从节点 i_n 到中心节点 i_0 的单宽流量; L_i 为从节点 i_n 到中心节点 i_0 的裂隙隙长, B_i 为从节点 i_n 到中心节点 i_0 的裂隙的隙宽; t_i 为水流从节点 i_n 到中心节点 i_0 的时间; J_i 为从节点 i_n 到中心节点 i_0 的水力梯度。

钙离子浓度迭代方程为:

$$C_i^{m+1} = \frac{\sum_{j=1}^4 q_{ij} (C_i^m + \Delta C_{ij}^{m+1})}{\sum_{j=1}^4 q_{ij}} \quad (16)$$

式中: C_i^{m+1} 为中心节点 i 第 $m+1$ 次迭代的钙离子浓度值; C_i^m 为中心节点 i 第 m 次迭代的钙离子浓度值; ΔC_{ij}^{m+1} 为从相邻节点 j 到中心节点 i 的第 $m+1$ 次迭代钙离子浓度的增加量。

浓度计算收敛条件为:

$$\text{Max}(|C_i^{m+1} - C_i^m|) < \varepsilon \quad (17)$$

式中: ε 为迭代计算精度, 取值为 $1 \times 10^{-7} \text{ mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 。

通过上述数值方法, 可迭代计算出研究区所有节点的钙离子浓度和该时间步长下隙宽的溶蚀变化量, 更新隙宽之后, 便可进入下一个时间步长进行计算, 直到计算完成最后一个时间步长, 从而实现了对整个层流—紊流共存流场下岩溶裂隙网络演化过程的模拟。

2 数值算法解析解验证

为了验证本文计算方法和代码的正确性, 构建了如下简单的平面二维模型。假设研究区为长

200 m,宽 100 m 的灰岩承压含水层,上边界和下边界为隔水边界,左边界和右边界是定水头边界,水头分别为 50 m 和 40 m。岩层中存在 2 条确定性裂隙,隙宽均为 0.3 cm,裂隙网络如图 5 所示。其中,节点 2 的坐标为(0,80),节点 4 的坐标为(100,30)。

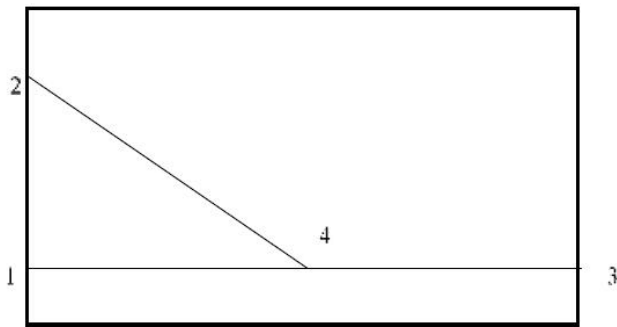


图 5 解析解裂隙验证模型

Fig. 5 Fracture model for analytical solution validation

该模型的渗流问题和裂隙溶解问题可用解析法求解。我们分别计算了初始时刻和溶蚀 100 年后的流场与化学溶蚀情况,将数值解法的结果和解析法的结果相对比,以验证算法和程序代码的正确性。之所以构建这样的模型,优点在于:(1)足够简单,可以通过解析法求解,对数值算法进行解析解验证。(2)足够复杂,它是一个层流—紊流共存的流场。节点 2,4 之间和节点 1,4 之间的裂隙中的水流为层流,而节点 4,3 之间为紊流。表 2,3,4 对两种解法的主要计算结果进行了对比。其中表 2 对比了初始时刻节点水头与钙离子浓度,表 3 对比了初始时刻裂隙段流量与雷诺数,表 4 对比了 100 年后节点水头与钙离子浓度,表 5 对比了 100 年后裂隙段流量、雷诺数与隙宽变化量。

表 2 初始时刻水头和 Ca²⁺浓度计算结果对比表

Table 2 Comparison of waterhead and Ca²⁺ concentration calculation results at initial time

节点编号	水头值/m		Ca ²⁺ 浓度值/mol·L ⁻¹	
	解析解	数值解	解析解	数值解
1	50.00	50.00	0	0
2	50.00	50.00	0	0
3	40.00	40.00	1.70×10 ⁻⁴	1.70×10 ⁻⁴
4	46.93	46.93	1.32×10 ⁻⁴	1.32×10 ⁻⁴

表 3 初始时刻流量和雷诺数计算结果对比表

Table 3 Comparison of flux and Reynolds number calculation results at initial time

裂隙段	单宽流量/cm ² ·s ⁻¹		雷诺数	
	解析解	数值解	解析解	数值解
1—4	6.77	6.77	1 354.49	1 354.66
2—4	6.06	6.06	1 211.53	1 211.65
4—3	12.83	12.83	3 055.13	3 055.34

表 4 100年后水头和 Ca²⁺浓度计算结果对比表

Table 4 Comparison of waterhead and Ca²⁺ concentration calculation results after one hundred years

节点编号	水头值/m		Ca ²⁺ 浓度值/mol·L ⁻¹	
	解析解	数值解	解析解	数值解
1	50.00	50.00	0	0
2	50.00	50.00	0	0
3	40.00	40.00	3.70×10 ⁻⁶	3.70×10 ⁻⁶
4	49.26	49.26	2.51×10 ⁻⁶	2.51×10 ⁻⁶

表 5 100年后流量、雷诺数及 ΔB 计算结果对比表

Table 5 Comparison of flux, Reynolds number and ΔB calculation results after one hundred years

裂隙段	单宽流量/cm ² ·s ⁻¹		雷诺数		ΔB/cm	
	解析解	数值解	解析解	数值解	解析解	数值解
1—4	347.67	347.7	983 330	983 090	4.03	4.04
2—4	326.19	326.20	879 544	879 303	4.04	4.04
4—3	673.86	673.86	3 130 376	3 130 513	2.45	2.45

除了上述解析解验证模型,我们还构建了许多具有解析解的模型对本研究的算法和软件进行对比验证,由于本文篇幅限制,这里不一一列举。本研究的软件已具有足够的鲁棒性(robust),可以求解具有成千上万条裂隙的模型,用于分析岩溶地下水系统演化中的分水岭消失流动系统合并、降雨量影响分析、补给水 CO₂分压影响分析等问题。FractureTo-Karst 的 C++源代码是公开的,感兴趣的读者可联系本文作者索要或登录 rockfractures.com 网站下载。

3 结 论

岩溶系统会通过地下水的作用不断自我演化,这一特点具有很广泛的资源与环境意义。地层中岩溶发育的部位往往也是水资源、油气资源等的富集场所,同时也是水土流失、矿坑突水、地面塌陷等灾害问题突出的场所。岩溶演化过程研究是水文地质工程地质中的前沿问题之一。

随着岩溶发育过程的进行,一些扩展较快的裂隙中会出现紊流。因此,模拟岩溶演化过程的数值方法需要求解层流—紊流同时存在的流场中的渗流问题。本研究在以往工作的基础上,完成层流—紊流同时存在的非连续裂隙流场岩溶演化模拟的算法以及利用蒙特卡洛(Monte-Carlo)方法模拟岩层裂隙网络;通过非连续介质方法模拟裂隙网络中的渗流;通过岩石表面溶蚀速度公式计算裂隙扩展的速度;使用迭代方法求解紊流的非线性方程;通过解析解对比验证了数值算法及软件的正确性。本研究的数值方法及软件,既可以模拟纯层流流场,也可以模拟纯紊流流场,还可以模拟两种流态共存的流场。

裂隙的溶蚀扩展与可溶岩表面溶蚀速度有关,许多作者提出了自己的溶解速度公式。在本文的算法和软件中,用户可以带入自己认为合适的方程。但目前为止,绝大多数溶解速度公式都是基于层流实验获得的,紊流条件下的溶解速度函数还有待于进一步研究。在本文的研究中,只考虑了化学溶解的岩溶作用。实际上,当紊流发生后机械侵蚀作用会逐渐变得明显,如何运用数值模拟描述这一过程,仍有待于进一步工作。

参考文献

- [1] 袁道先,章程. 岩溶动力学的理论探索与实践[J]. 地球学报, 2008, 29(3): 355-365.
- [2] 袁道先. 新形势下我国岩溶研究面临的机遇和挑战[J]. 中国岩溶, 2019, 28(4): 329-331.
- [3] 刘再华, 岩石风化碳汇研究的最新进展和展望[J]. 科学通报, 2012, 57(2-3): 95-102.
- [4] 蒋忠诚, 覃小群, 曹建华, 等. 中国岩溶作用产生的大气CO₂碳汇的分区计算[J]. 中国岩溶, 2011, 30(4): 363-367.
- [5] 张永祥, 董英, 陈鸿汉, 等. 北方半干旱区不同岩溶系统的碳循环研究[J]. 中国岩溶, 1997, 16(4): 296-303.
- [6] 曹建华, 蒋忠诚, 袁道先, 等. 岩溶动力系统与全球变化研究进展[J]. 中国地质, 2017, 44(5): 874-900.
- [7] 蒋忠诚, 罗为群, 邓艳, 等. 广西岩溶区的水土流失及其防治[J]. 广西科学, 2018, 25(5): 449-455.
- [8] 武亚遵, 万军伟, 林云. 岩溶演化过程中含水介质的时空变化特征研究[J]. 河南理工大学学报(自然科学版), 2015, 34(2): 216-221.
- [9] 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 等. 水文地质学基础(第六版)[M]. 北京: 地质出版社, 2011: 141-154.
- [10] 毛亮, 于青春, 王敬霞, 等. 降雨对裂隙型岩溶含水系统演化影响的数值模拟研究[J]. 中国岩溶, 2017, 36(1): 42-48.
- [11] 薛亮, 于青春. 岩溶水系统演化中河间地块分水岭消失过程的数值模拟分析[J]. 水文地质工程地质, 2009, 36(2): 7-12.
- [12] 王云, 于青春, 薛亮, 等. 裂隙岩溶含水系统溢流泉演化过程的数值模拟[J]. 中国岩溶, 2010, 29(4): 378-384.
- [13] 张莉丽, 张辛, 王云, 等. 非常低延展性裂隙岩体REV存在性研究[J]. 水文地质工程地质, 2011, 38(5): 20-25.
- [14] 王敬霞, 地下水作用下灰岩裂隙溶解扩展过程实验研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2019.
- [15] Gabrovsek F, Dreybrodt W. A Model of the Early Evolution of Karst Aquifers in Limestone in the Dimensions of Length and Depth [J]. Journal of Hydrology, 2001, 240(3): 206-224.
- [16] 王云, 于青春, 薛亮. 溶蚀作用下古岩溶盆地系统中介质场演化模拟[J]. 现代地质, 2010, 24(5): 1007-1015.
- [17] Long J C S, Gilmour P, Witherspoon P A. A Model for Steady Fluid Flow in Random Three Dimensional Networks of Disc-shaped Fracture [J]. Water Resources Research, 1985, 21(8): 1105-1115.
- [18] Yu Qingchun, Shen Jifang, Wan Junwei. Some Investigation on Early Organization of Karst System [J]. Journal of China University of Geosciences, 1999, 10: 314-321.
- [19] Dreybrodt, W. Principle of Early Development of Karst Conduits Under Natural and Man-Made Conditions Revealed by Mathematical Analysis of Numerical Models [J]. Water Resources Research, 1996, 32(9): 2923-2935.
- [20] Tsang Y W & Tsang C F Channel Model of Flow Through Fracture Media [J]. Water Resources Research, 1987, 23(3): 467-479.
- [21] 于青春, 黄喜新. 非连续裂隙网络水流计算机模拟[J]. 水文地质工程地质, 1992, 1(3): 20-24.
- [22] 速宝玉, 詹美礼, 赵坚. 仿天然岩体裂隙渗流的实验研究[J]. 岩土工程学报, 1995, 17(5): 19-24.
- [23] Lomize G M. Flow in Fractured Rocks[M]. Moscow: Gesener-Goizdat, 1951.
- [24] Wolfgang Dreybrodt. Processes in Karst Systems [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1988: 230-234.
- [25] 刘再华, 何师意, 曹建华. 方解石溶解、沉淀速率控制的物理、化学机制[J]. 中国岩溶, 2001, 20(1): 75.

Numerical simulation method for the karst development of carbonate fracture networks with both laminar and turbulent flow

GAO Yang¹, QIU Zhenzhong^{1,2}, YU Qingchun¹

(1. School of Water Resource & Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China; 2. Limited by Share Ltd Metallurgical Design Institute of Shandong Geological Province, Jinan, Shandong 250101, China)

Abstract The development process of karst water systems is of great significance to many resource and environmental problems. The issues such as the prediction and exploitation of water resource, oil and gas resources, and the prevention of soil erosion are all closely related to this process. Karst conduits are formed by the gradual dissolution of fractures by groundwater. In the early stage of karstification, the width of the fractures is small and the whole flow field is laminar flow. With the progress of karstification, the flow in some fractures becomes turbulent because of preferential dissolution, and the flow in other fractures remains laminar. This paper presents a numerical method to simulate the karst development of fracture networks with both laminar and turbulent flow. The initial fracture networks are constructed by Monte-Carlo simulation. The groundwater flow is simulated by the discrete fracture network method. The dissolution enlargement of fractures is calculated by the empirical equations of dissolution rate of carbonate rock surface. The nonlinear equation system for the water heads of the flow field, with both laminar and turbulent flow, is solved using the iteration method. The numerical method and software of this work are proved by comparing the calculation results of the analytical and numerical methods.

Key words numerical simulation of karst development, fracture network, flow field with both laminar and turbulent flow

(编辑 张玲)