

解子轩, 江峰, 王若帆, 等. 基于GMS的岩溶地下河水流与溶质运移过程模拟研究[J]. 中国岩溶, 2025, 44(1): 57-69.

DOI: 10.11932/karst20250104

# 基于GMS的岩溶地下河水流与溶质运移过程模拟研究

解子轩<sup>1</sup>, 江峰<sup>2,4,5</sup>, 王若帆<sup>2,5</sup>, 吉勤克补子<sup>2,5</sup>, 史浙明<sup>1</sup>, 赵良杰<sup>3,5</sup>

(1. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083; 2. 贵州省地质矿产勘查开发局114地质大队, 贵州遵义 563000; 3. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西桂林 541004; 4. 贵州大学资源与环境工程学院, 贵州贵阳 550000; 5. 岩溶水资源与环境贵州省院士工作站, 贵州遵义 563000)

**摘要:** 文章针对遵义市龙洞地下河系统, 采用地下水模拟软件GMS(Groundwater Modeling System)构建数值模型。通过构建大渗透系数K概化岩溶地下河的水流特性, 旨在通过较少的参数达成较高的模拟效率; 利用2022—2023年地下河出口流量数据进行模型识别和验证, 确保模拟结果的可靠性; 之后通过示踪试验比较模拟与观测数据, 揭示当前溶质运移模拟中存在的时空尺度误差, 尤其用大渗透系数达西流表征岩溶地下河特性的局限性。结果表明GMS在模拟岩溶地下水流动方面表现出较好的一致性, 但在溶质运移模拟方面的精度有待提高, 特别是在渗透系数大( $9000\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ )的情况下, 预测结果与实际观测存在一定偏差。通过调整模型渗透系数和设置缓冲带, 改善模拟精度, 并阐明其对溶质运移范围和速度的显著影响, 表明参数优化是提高模型预测准确度的关键。提出针对岩溶地下水模拟的改进措施, 包括优化模型的参数设置、引入更复杂的水动力学模型(如EPM、DC和CDC模型)以及提高模型在非达西流动条件下的应用能力。未来应继续探索模型参数的最优化, 并通过更多实地验证来提高模型的预测能力和适用性, 以为岩溶区水资源管理和保护提供科学的决策支持。

**关键词:** GMS; 地下水; 数值模拟; 岩溶管道

**创新点:** 使用大渗透系数( $9000\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ )的方法概化岩溶管道, 并将岩溶管道数值模拟和溶质运移模拟结合, 使溶质运移模拟得到的污染羽能够直观的体现在模型中。

**中图分类号:** P641.2 **文献标识码:** A

**文章编号:** 1001-4810(2025)01-0057-13

**开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



## 0 引言

岩溶地下水是重要的地下水资源之一, 岩溶含水层在无冰大陆表面占到15.2%, 其中亚洲面积最大达到835万 $\text{km}^2$ <sup>[1]</sup>。我国贵州省岩溶发育, 岩溶出露

面积占全省国土面积的61.9%<sup>[2]</sup>, 是我国西南岩溶地区出露地表占比最多的省份<sup>[3]</sup>。岩溶发育的不均匀性和岩溶地下水复杂的流动状态给岩溶地区勘察和评价带来了很大困难。数值模拟可以直观地理解地下水流动和溶质运移的机制预测污染物的扩散路径

资助项目: 贵州省科技成果应用及产业化项目(黔科合成果[2023]重大006); 国家重点研发计划项目子课题(2022YFC3705001-05); 岩溶水资源与环境贵州省院士工作站(黔科合平台KXJZ[2024]005); 贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目(黔地矿科合[2024]16号); 贵州省地质矿产勘查开发局重大地质科研项目(黔地矿科合[2022]2号); 国家重点研发子课题(2023YFB3907703\_05)

第一作者简介: 解子轩(1999—), 男, 硕士在读, 研究方向: 地下水数值模拟。E-mail: 734900629@qq.com。

通信作者: 江峰(1991—), 男, 博士研究生, 研究方向: 水文地球化学、岩溶地下水污染防治与机器学习预测。E-mail: gs.fjiang23@gzu.edu.cn。

收稿日期: 2024-01-01

和浓度变化,从而为环境管理和决策提供科学依据,但由于岩溶裂隙和岩溶管道的存在,使得岩溶区地下水的数值模拟工作颇具难度,因此找到一种简单方便且直观的岩溶地下水模拟通用方法将对相关项目有很大帮助。

我国西南岩溶区主要为以溶蚀裂隙—岩溶管道双重介质为典型特征的复杂岩溶水系统,实际应用中面临岩溶管道空间展布特征难以确定、降雨入渗条件划分困难等情况<sup>[4]</sup>,并且在岩溶地区管道流的渗透系数与雷诺数有关<sup>[5]</sup>,因此新的概化方式和更精确的岩溶管道模型成为岩溶地区的数值模拟研究方向,数值模拟方面徐中平等<sup>[6]</sup>整理了岩溶水数值模拟不同的概化方法,并指出精确的数值模拟需要依靠基础数学算法的提升,董贵明等<sup>[7]</sup>通过对饱和带中地下水河系统的研究,编制了模拟程序 UGRFLOW09 程序, Hartmann 等<sup>[8]</sup>通过对比 Equivalent Porous Medium (EPM)、Double Continuum (DC) 和 Combined Discrete-Continuum(CDC) 三种方法通过构建不同的数学模型进行数值模拟,为岩溶水地区水资源可利用性进行了模拟预测。2008年 Shoemaker 等<sup>[9]</sup>开发了 conduit flow process(CFP)模块引入了层流和湍流二者变化之间的过渡,即在瞬态模拟迭代过程中促进了计算机算法的收敛,闵佳等<sup>[10]</sup>使用室内实验和数值模拟论证 CFP 模块的准确性。Changsuo Li 等<sup>[11]</sup>通过 CFP 子程序证明了双介质耦合模型的准确性。赵良杰等<sup>[12]</sup>也通过该模块的实际应用探讨了各参数对岩溶管道的敏感性。杨杨等<sup>[13]</sup>通过不同评价方法的对比认为数值模拟方法在地下水资源评价中相对高效。国内外对岩溶管道概化的方法多为使用排水渠,定水头等<sup>[14-20]</sup>、以及 CFP 子程序<sup>[4,11,12,21-24]</sup>,马从文等<sup>[25]</sup>通过机器学习的方法,探究降雨与泉流量的关系,为岩溶地区水流模拟提出新的思路。现有的研究方法确实可以实现岩溶管道在地下水模拟的情况,但由于流出该模块的水量会剔除模型计算,因此在进一步溶质运移模拟时会使运移范围不精确,无法直观显示运移距离。

在岩溶地下水溶质运移方面, Goldscheider 等<sup>[1]</sup>通过示踪实验详细分析了岩溶管道中示踪粒子的运移情况,并分析了穿透曲线与流量的关系。Chu 等<sup>[26]</sup>通过裂隙—管道室内实验物理模型,发现了不同的含水层结构和示踪剂注入位置对穿透曲线的影响。赵小二等<sup>[27]</sup>通过两区模型 (TRM) 和暂时存储模型

(TSM)细致的分析的管道各参数对不同模型的影响,之后通过实验研究了弯曲岩溶管道与穿透曲线的关系<sup>[28]</sup>,对野外岩溶管道穿透曲线的解译工作提供了理论基础。国内有关岩溶管道溶质运移的研究较少,并且与 GMS 数值模拟相融合的研究也相对较少,杨杨等<sup>[23]</sup>通过 CFP 与 modular three-dimensional transport model(MT3DMS)结合刻画出了岩溶管道流溶质运移规律,但只有数据分析无法在 GMS 中直观表现。郑小康等<sup>[29]</sup>考虑管道内的层流与紊流流动,对 2 种介质的对流弥散方程进行耦合,之后与 CFP 模拟结果进行了交叉验证。

尽管上述研究提供了许多宝贵的见解,然而,均需要大量实验支持,在有限数据条件下进行岩溶地下水模拟仍然具有挑战性。美国地质调查局在模拟地下水中硝酸盐氮的迁移情况中使用大渗透系数概化岩溶管道<sup>[30]</sup>,说明使用大渗透系数来概化岩溶管道也值得探索,因此本文通过 GMS 软件构建岩溶区岩溶管道水流模型,并在此基础上进行溶质运移的模拟,并结合示踪实验重点分析这种模拟方法的实用性。

## 1 研究区概况

研究区位于遵义市西北约 4 km,北侧为喇叭河与高桥河地表分水岭地带,为黔北高原中山切割横沟谷地带,山体坡度变化较大,最高点为垃圾场地北侧峰顶,海拔高程 1 027.79 m,南西侧八卦沟底部高程 863.27 m 北西侧喇叭河高程 841.29 m,相对高差 60.0~186.5 m。G75 兰海高速公路位于工作区东侧,有 310 县道南北方向上横穿区内,乡村公路呈网状分布,交通条件极为便利(图 1)。

图 1 可见,龙洞地下河流域出露地层有二叠系阳新统栖霞组( $P_2q$ )、茅口组( $P_2m$ )和二叠系乐平统龙潭组( $P_3l$ ),其中栖霞组( $P_2q$ )以生物碎屑灰岩,夹炭泥质条带及泥灰岩,块状粉晶灰岩,层状细晶灰岩为主,区域地层厚度 97~142 m,是本次模拟的主要含水层之一。茅口组( $P_2m$ )上部存在白泥塘层和锰铁层,主要岩性为深灰色薄层状硅质岩、含黏土质硅质岩、硅质灰岩以及浅灰、棕红、灰绿、暗灰至灰黑色含黄铁矿水云母黏土岩、碳酸锰矿、菱铁矿;下部为浅~深灰色中~厚层状、块状粉晶灰岩、生物碎屑灰岩,夹燧石条带及团块,局部夹炭泥质灰岩,区域厚

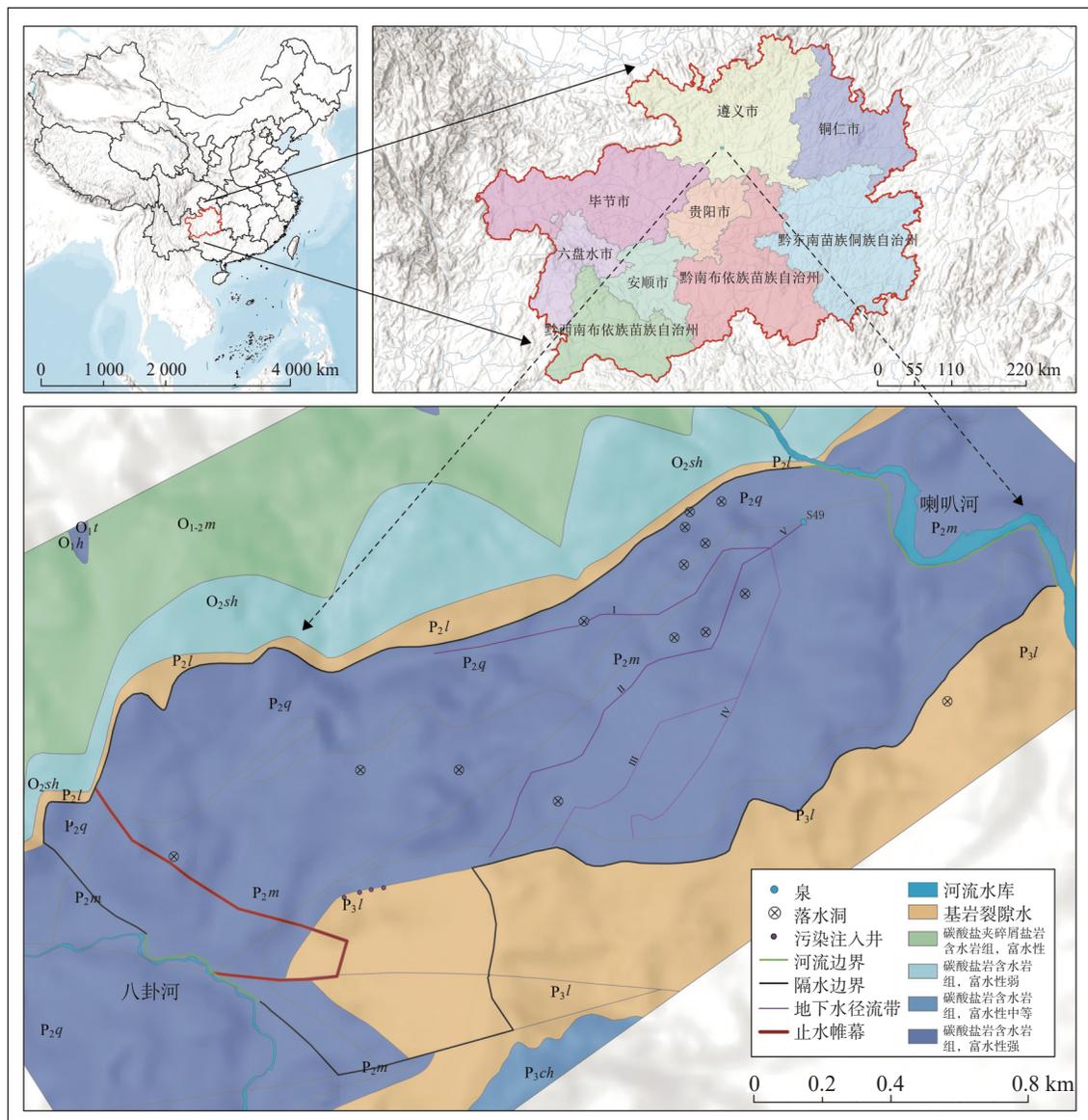


图 1 遵义市龙洞地下河岩溶流域交通位置与水文地质图

Fig. 1 Traffic location and hydrogeological map of the karst basin of the Longdong underground river in Zunyi City

度为 112~221 m, 同样为本次模拟的主要含水层之一。龙潭组(P<sub>3</sub>l)岩性为灰至深灰色黏土岩、粉砂岩、粉砂质黏土岩、夹薄层状炭质泥岩和煤线, 中下部夹薄至中厚层状硅质灰岩、硅质岩, 分布于系统南东侧, 区域地层厚度 56~134 m, 为弱透水系, 此地层为模型的隔水边界提供了划分依据。龙洞地下河出口中污染物来源于垃圾填埋场渗滤液在岩溶管道、裂隙中的残留物, 结合污染源特征及钻探、物探、示踪试验成果, 构建了龙洞地下河系统污染成因模式(图 2)。

通过资料收集与实地勘测发现, 研究区内存在多个水文地质单元, 因此使用隔水帷幕模块(Barrier)进行分割。研究区内已探明的 13 个落水洞基本位于推测的强径流带上方, 北侧山前发育较多。其中,

西南部存在两期垃圾填埋场, 是研究区的主要污染源。填埋场下覆地层包括富水的岩溶含水层和基岩裂隙含水层, 在地层相接处容易存在原生裂隙。由于长时间的溶蚀, 垃圾填埋场渗滤液极易发生泄漏。因此, 在后续的溶质运移工况设置中, 设置了四口污染注入井向模型内注水, 以模拟预计的污染泄漏量, 从而拟合实际情况。

岩溶管道出口位于 S49 号点(图 1), 在遭受污染之前(2010 年 11 月 11 日采样测试结果), Mn<sup>2+</sup>含量 < 0.001 mg·L<sup>-1</sup>, NO<sub>2</sub> 含量 < 0.006 mg·L<sup>-1</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 含量为 0.007 mg·L<sup>-1</sup>, 地下水水质类别为 III 类, 各项测试指标均未超标。2012 年 8 月中下旬, 该水源出现不明原因水质短暂变黑, 并伴随浓烈刺鼻气味, 经水化学分

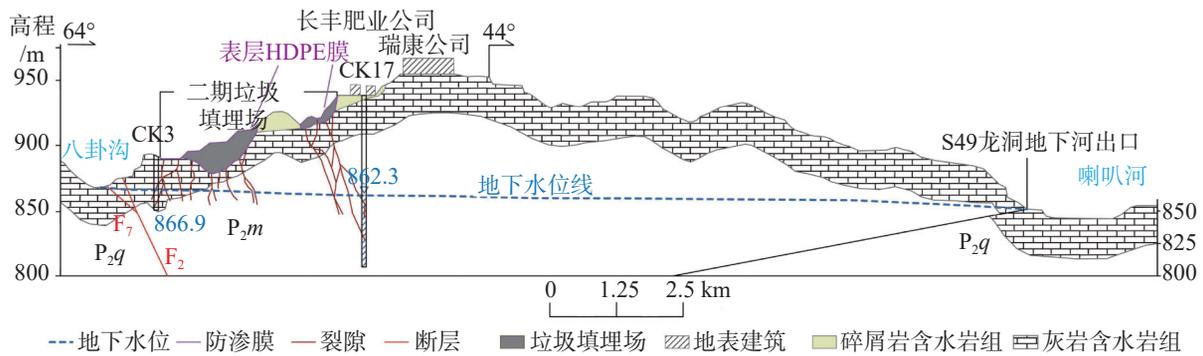


图2 龙洞地下河系统污染成因模式示意图

Fig. 2 Diagram of the pollution genesis model for the Longdong underground river system

析, 该点高锰酸盐指数(超标 0.6~5.37 倍)、氨氮(超标 15.1~67.0 倍)、锰(超标 26.8~56.7 倍)。此时水质类别由Ⅲ类恶化至Ⅴ类, 并长期监测发现,  $Mn^{2+}$  和  $NH_4^+$  在历年水质监测中均显示超标, 于是将该项列为溶质运移的特征污染物进行模拟追踪, 特征污染物的历年浓度曲线见图 3。

## 2 数值模拟

通过水文地质条件的分析将龙洞地下河流域概化为单一孔隙介质, 以达西定律为基础将研究区看作三维非稳定、非均质、各向异性的地下水流系统, 可用如下的偏微分方程来描述:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) + \omega = \mu_s \frac{\partial H}{\partial t} & (1) \\ H(x, y, z, t)|_{\Gamma_1} = \varphi(x, y, t) & (x, y \in \Gamma_1) & (2) \\ T \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = q_2(x, y, t) & (x, y \in \Gamma_2) & (3) \end{cases}$$

(1)式中:  $H$ —水位(m);  $K_x, K_y, K_z$ — $x, y, z$  方向上的渗透系数( $m \cdot d^{-1}$ );  $\omega$ —源汇项;  $t$ —时间(d);  $\mu_s$ —贮水率。

(2)式中  $\Gamma_1$  代表第一类水头边界, 边界各点在每一时刻的水头都是已知的水头用  $\varphi$  表示。

(3)式中  $\Gamma_2$  代表第二类水头边界, 单位面积上

(流入或流出)流量用  $q$  表示。

地下水模拟中最常见的关注点是饱和带中的水分运移。对于非均质、各向异性、三维结构的含水层, 地下水溶质运移的三维水动力弥散方程的数学模型可表示如下:

$$\begin{cases} \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_{yy} \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{zz} \frac{\partial C}{\partial z} \right) - u_x \frac{\partial C}{\partial x} - u_y \frac{\partial C}{\partial y} - u_z \frac{\partial C}{\partial z} + f & (4) \\ C(x, y, z, t) = C_0(x, y, z) & (x, y, z) \in \Omega \quad t = 0 \end{cases}$$

(4)式中:  $C$ —污染物浓度函数( $mg \cdot L^{-1}$ );  $C_0$ —初

始浓度( $mg \cdot L^{-1}$ );  $D_{xx}, D_{yy}, D_{zz}$ — $x, y, z$  三个主方向的弥散系数( $m^2 \cdot d^{-1}$ );  $u_x, u_y, u_z$ — $x, y, z$  方向的实际水流速度( $m \cdot d^{-1}$ );  $f$ —由吸附反应产生的溶质的增量;  $\Omega$ —溶质渗流区域。

将模型各水文地质条件进行概化, 由于岩溶管道的存在, 为了体现出岩溶管道的性质在数值模拟中将研究区概化为两层含水层, 区域总体地势由南西北东倾斜, 模拟区范围占地  $2.34 \text{ km}^2$ , 南北纵向长约  $1750 \text{ m}$ , 东西宽约  $2950 \text{ m}$ 。根据研究区范围将网格剖分为  $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$  三维网格(图 4)。

模型网格有 185 行 335 列, 活动单元格数量为

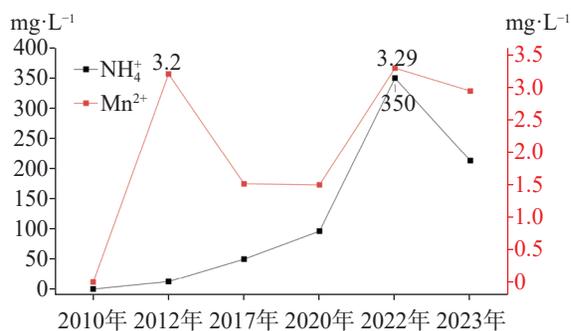


图3 特征污染物动态变化曲线

Fig. 3 Dynamic variation curves of characteristic pollutants

48 248 个,模型北侧南侧均为山区地势相对较高,并且出露岩性以基岩为主,因此作为模型的隔水边界;西南侧接壤八卦河,北侧接壤喇叭河,因此作为第三类边界使用通用水头边界,结合地表高程以及河流边缘的实际情况,确定边界的水头,其中 GMS 中边界多使用 Conductance(Cond)参数来确定由于边界条件设置而流入或流出模型的水量。将达西定律变化一下形式,除变化水头外的参数合并为一个参数的到下式:

$$Q = C\Delta H \quad (5)$$

式中:  $C$  — 即 Conductance 参数  $\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ ;  $\Delta H$  — 水头的变化  $\text{m}$ 。

Cond 参数就是渗透系数与过流面积的乘积除以水头变化的长度,在模型中线长度是自动计算的所以该参数比较简单,通过该参数的设定一定程度上可以体现出排水渠的排水能力。八卦河设置为  $1 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ,喇叭河设置为  $2 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ,排水渠模块概化的是泉水随降雨变化存在一定的动态,Cond 系数动态变化具体设置见图 5。

研究区内通过示踪实验并结合地形趋势发现西北侧存在独立的水文单元,因此在研究区西北侧根据推测分水岭使用隔水屏障模块将研究区分为两个独立的水文单元。收集到 2022 到 2024 年的动态降

雨数据,故模拟期设置为 2 年,总共 24 个应力期,时间步长为一个月,一个月按照 30 d 计算总共模拟 720 d。

研究区属中亚热带湿润季风气候,受季风影响较为显著,据气象站观测资料,研究区内多年平均降雨量为 1 074.4 mm,最高年降雨量 1 452.1 mm (1970 年),最低年降雨量 753.9 mm(2013 年)。通过资料收集得到 2022 年初到 2023 年五月份的实际测量数据,使用历年气象站观测数据整理得到 2023 年后半年月平均降雨量数据补齐两年的降雨量以形成完整的周期(图 6),根据 2021 年全国蒸散发数据集<sup>[31]</sup>,提取出研究区的逐月蒸发动态作为模拟期的蒸发数据来源,模拟区蒸发动态变化见图 6, shah 等<sup>[32]</sup>研究了沙土到黏土各种土壤在不同覆盖下的极限蒸发深度,由于没有具体岩溶区的实验数据,因此选取草地覆盖的土壤蒸发深度为模型的极限蒸发深度,取整为 4 m。根据岩溶发育地形坡度及落水洞、天窗、河流的分布情况,将研究区降雨入渗系数进行划分(图 7)。其中各个降雨入渗系数分区取值及面积见表 1。

岩溶管道出口的泉是模型的主要排泄方式,在模型识别阶段使用出口流量作为验证的手段,因此用常见的井模块概化泉的方式不够妥当,最后使用岩溶区常用的 Drain 模块以及 River 模块代替岩溶管

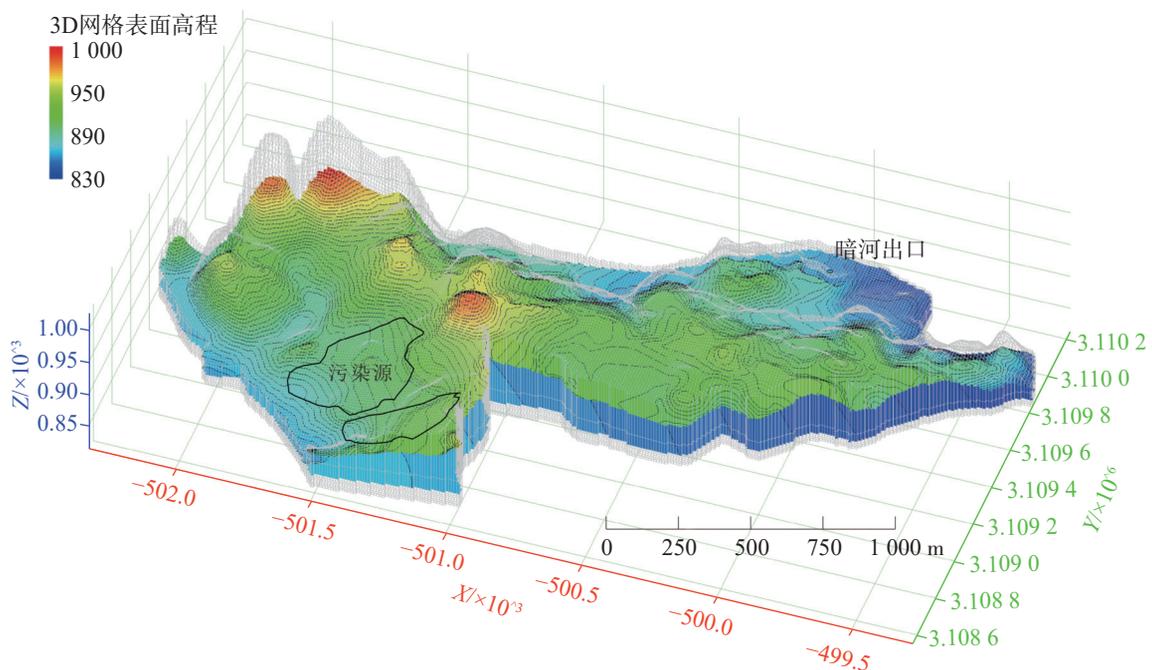


图 4 三维网格高程示意图

Fig. 4 Diagram of three-dimensional mesh elevation

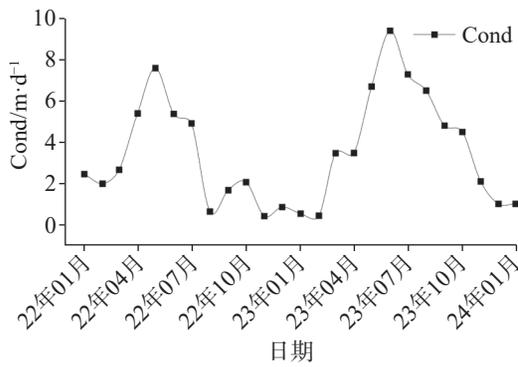


图 5 排水渠 Cond 系数变化图

Fig. 5 Cond coefficient variation of drains

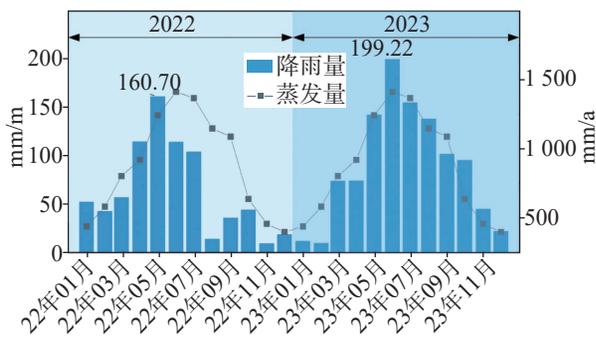


图 6 2022—2023 降雨蒸发分布图

Fig. 6 Distribution of precipitation and evaporation from 2022 to 2023

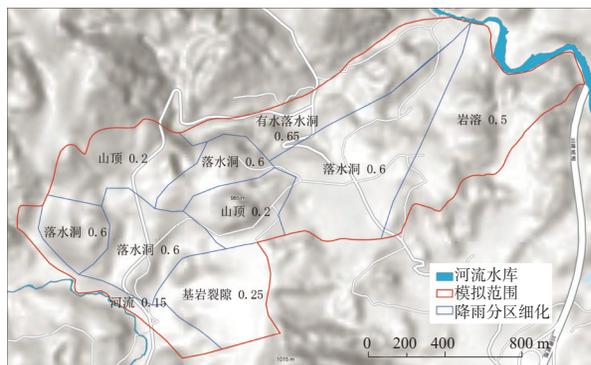


图 7 降雨入渗系数分区图

Fig. 7 Zoning of rainfall infiltration coefficient

表 1 降雨入渗系数分区表

Table 1 Zoning of rainfall infiltration coefficient

分区依据	降雨入渗系数	分区面积/km <sup>2</sup>
岩溶	0.50	0.419
有水落水洞	0.65	0.297
落水洞	0.60	0.901
岩溶裂隙	0.25	0.233
山顶	0.2	0.373
河流	0.15	0.116

道出口讨论其准确性,并将岩溶管道以大渗透系数的方法进行概化,为防止模拟过程中由于突然改变渗透系数造成的运算不收敛,在岩溶管道位置以 20 m 为一级构建缓冲区使模型便于收敛。

模型给水度、储水系数、孔隙度使用模型自带参数以及参考孔隙水经验参数识别验证后取值,本模型使用的经验值见表 2。

表 2 水文地质参数取值表<sup>[33]</sup>

Table 2 Values of hydrogeological parameter

水文地质参数	经验值
孔隙度	0.3
给水度(Sy)	0.1
储水系数(Ss)	0.000 1
纵向弥散度	30
横向弥散度	3

渗透系数分区由岩性以及推断岩溶管道强径流带分布而赋值,经过模型的识别验证得到模型渗透系数分区(图 8、图 9)。

其中第一层基岩裂隙水作为弱透水层渗透系数赋值 0.001 m·d<sup>-1</sup>,其余岩溶含水层渗透系数为 1.3 m·d<sup>-1</sup>,由于岩溶管道的存在将第二层强径流带渗透系数东

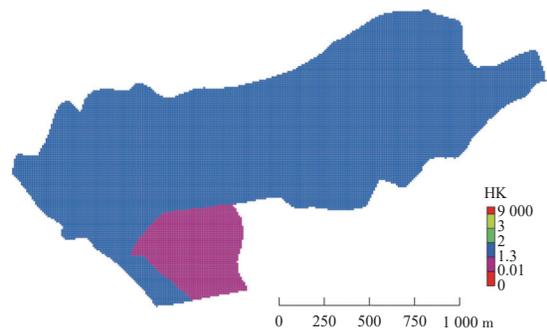


图 8 第一层水平渗透系数

Fig. 8 Horizontal permeability coefficient at the first layer

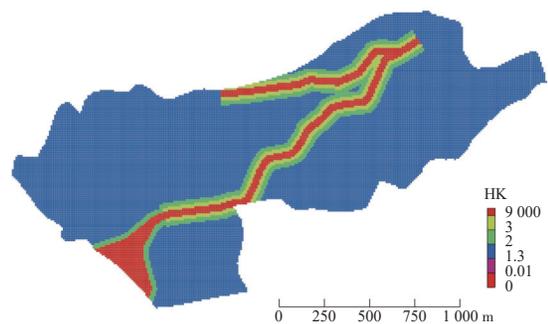


图 9 第二层水平渗透系数

Fig. 9 Horizontal permeability coefficient at the second layer

北段分为三级缓冲区,由内到外分别是 $9\ 000\ \text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ ,  $3\ \text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $2\ \text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ ,西南部分岩溶管道范围推断较大,岩溶管道走向无法确定,因此将渗透系数分区设置了两级缓冲区,分别是 $9\ 000\ \text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $3\ \text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ 。岩溶地下暗河地区弥散度在 $1\sim 500$ 之间<sup>[23]</sup>由于使用大渗透系数来概化岩溶管道,因此起主要作用的为对流作用,弥散作用较小,且为了拟合示踪试验在一定程度上有所调整,此纵向取值30横向取值3。

通过研究区收集的14孔钻孔数据经过插值与水文地质调查得到研究区的流场数据(图10)。

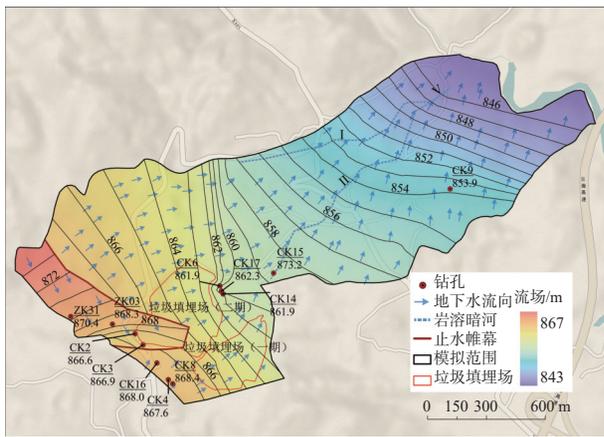


图10 龙洞地下河系统等水位线及流场图

Fig. 10 Contour map of water levels and flow field of the Longdong underground river system

岩溶地区地下水模拟,其含水层的非均质性较强,水头的拟合有时与真实情况并不相符,并且在研究区中井孔分布不均匀,基本是围绕岩溶管道的分布进行钻孔,因此在其余岩溶区域数据水位插值数据可信度较低。本研究区有较为详细的地下河出口处的泉流量数据,通过了水均衡计算,并将模拟地下河出口流量的动态变化与实际变化进行对照,作为本模型的识别验证方法。应用地下河出口处的流量实测数据对模型进行识别验证(图11)。经过误差分析发现,在22年前两个季度模拟值存在较大的误差,并且在整体上看模拟流量存在一个月的偏移量,这可能是由于降雨通过地表径流,地下渗流等原因导致岩溶管道出口处流量存在了一定的滞后性。

### 3 溶质运移

将模型以稳定流进行模拟,得到模型中各网格的水头,之后将该水头数据作为非稳定流的初始水

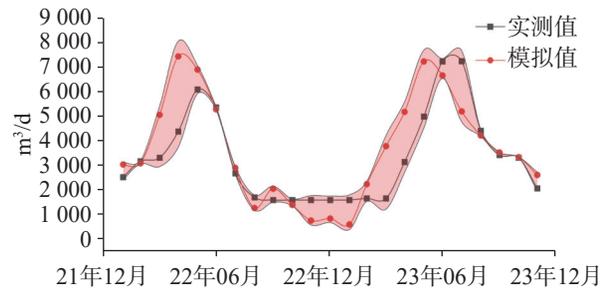


图11 岩溶管道出口流量对比

Fig. 11 Comparison of discharge from the karst pipe outlet

头,并设置24个应力期,每个应力期的时间步长为30d,模拟期为2h,模拟后得到模型非稳定流的水流模型,在此基础上运行溶质运移,其中特征污染物以氨氮和锰离子为例,运移距离即污染晕的边界以地下水三类水标准为下限来判断是否收到污染,污染源为研究区西南垃圾填埋场厂区范围,设置污染为持续定浓度污染,使用检出污染物浓度作为初始浓度的参考,其中氨氮与锰离子污染浓度分别为 $400\ \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $4\ \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ,得到污染扩散结果见图12。

图13为地下河出口处浓度变化曲线,发现在90d左右出口处浓度发生变化,随后急速上升,在第400d时发生较大突变,并在之后保持动态平衡变化,由于溶质运移中没有考虑化学反应等情况,只考虑了弥散和对流对污染物运移造成的影响,因此二者变化曲线大致相同。

为对比模型的精确性于研究区进行示踪实验,于2023年2月22日16时在垃圾填埋场附近CK6检测孔(图10)投放荧光素钠示踪剂,投放示踪剂前背景浓度检测结果显示,地下河出口处荧光素钠背景浓度约为 $4.15\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。本试验监测方式使用人工与自动监测相结合,自动检测方法的检测频率为每10min接收并记录一次数据,人工采样监测频率为8h一次。检测数据显示,地下河出口于2023年3月15日12时18分左右开始接收到荧光素钠示踪剂,之后浓度不断升高,并于3月22日达到荧光素钠峰值浓度 $21.98\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ (图14),随后其浓度开始衰减,并于2023年4月22日9点32分,降至 $4.07\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。之后,荧光素钠浓度又于2023年4月23日开始持续出现小幅升高,形成一个宽缓的第二次低矮峰值,其荧光素钠峰值浓度检测值为 $8.45\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ,随后开始衰减,于5月7日6点回归正常值 $4.15\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 附近。截止2023年5月23日泉水荧光素钠浓度稳定在

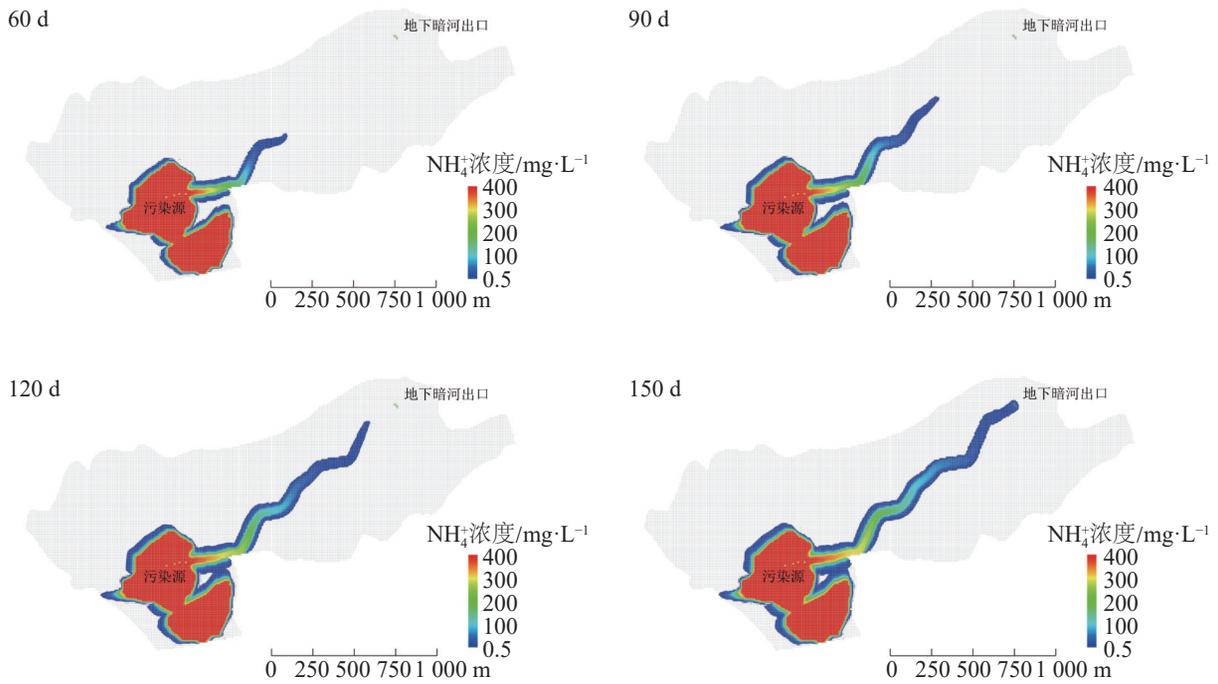


图 12 污染物运移示意图

Fig. 12 Diagram of pollutant transport

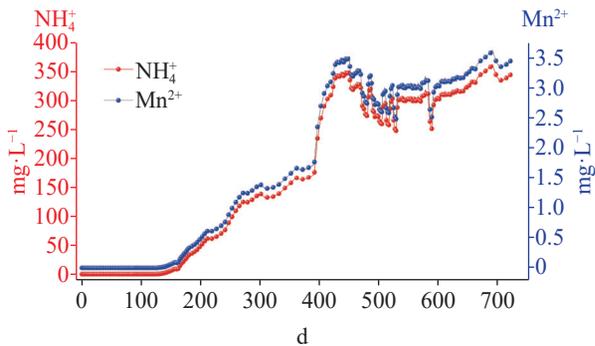


图 13 模拟浓度变化曲线

Fig. 13 Variation curve of simulated concentration

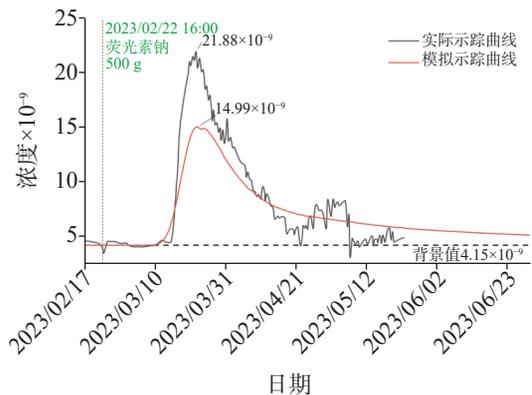


图 14 龙洞地下河出口示踪曲线对比结果

Fig. 14 Comparison of the tracer curves at the outlet of Longdong underground river

4.15  $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$  左右, 稳定时间超过 12 h, 随即结束本次示踪试验, 本次试验共进行约 3 个月, 其中从数据接收到结束共持续约 53 d。

对示踪实验进行模拟, 由于示踪实验的模拟期较短, 因此在原有的模型上重新设定应力期, 以适应模拟情况, 由于模型网格呈正方形, 并且管道处相对不够密集, 为了使模拟效果更加显著将示踪剂设定在了 CK6、14、17 系列井所在位置中, 占据 8 个大渗透系数网格, 并且在初始模拟的前两天, 每格给出大约  $20\,000\text{ m}^3\cdot\text{d}^{-1}$  的水量确保示踪剂能够注入管道, 示踪剂注入按照 500 g 计算, 最终得到初始浓度在  $0.025\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  (图 14)。

通过对比实测与模拟的示踪曲线可以发现, 二者的峰值均在示踪剂投放后约 30 d 达到。然而, 模拟曲线相较于实测数据表现出一定的理想化特征, 动态变化的细节不够明显。从浓度总量分析来看, 实测示踪曲线在 2 月 17 日至 5 月 23 日期间的积分面积为  $752.94 \times 10^{-9} \times \text{d}$ , 而在相同时间范围内, 模拟曲线的积分面积为  $704.84 \times 10^{-9} \times \text{d}$ , 代表了浓度随时间变化的积累值。这种差异可能源于模拟中示踪剂由 8 个网格同时注入, 导致其总量扩散范围较大。尽管如此, 整体趋势的一致性验证了所采用模型参数设定的合理性与可靠性。

### 4 讨论与分析

示踪试验的实测结果与溶质运移模拟结果存在一定偏差,这主要是因为模拟实验假设了一种理想化的定浓度面源污染,纯粹依靠水流模型驱动污染物运移,而实际的示踪试验是将污染物直接注入管道。为探讨不同模拟概化方法对模型的影响,力求获得更优的概化方式,笔者尝试采用给定水头边界模块和河流边界模块对地下河出口进行概化,并对溶质运移距离进行分析。标高设置和 Cond 系数均与前述模型一致。结果显示,不同模块的运移距离差异不大,原因在于河流和排水渠模块的主要区别在于是否考虑水量输出,而由于此次概化的是地下河出口,并未考虑补给条件,因此结果差异较小。分析不同地下河出口概化方式对污染物运移距离的影响(图 15)。在参数设置相同的情况下,使用河流模块以及排水渠模块对污染物运移距离的几乎没有影响,但使用定水头模块由于无法设置 Cond 系数来控制限制流量,因此水流流量更大,污染物运移距离在相同情境下会更远,三种概化方式的地下河出口流量对比见图 16。

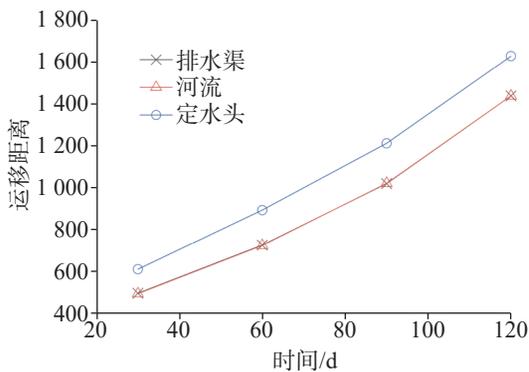


图 15 不同出口概化的污染物运移距离对比图

Fig. 15 Comparison of pollutant migration distances for different outlet generalizations

通过流量的动态变化趋势发现,使用定水头模块概化的岩溶管道出口在前一个月有较大的流量排泄,应该是初始水头在大渗透系数概化的范围内比定水头模块设置的水头高,因此为了模型的拟合会有较大的水量排泄,反观河流模块与排水渠模块二者的流量与 Cond 系数有关,因此不会出现过大的流量变化,这也能解释不同模块对降雨动态响应的敏感程度有区别的原因。通过不同模块下污染物运移

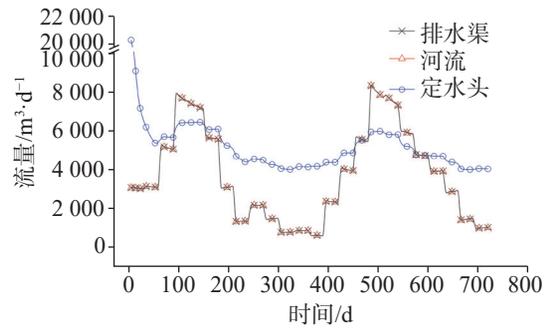


图 16 不同出口概化的流量动态图

Fig. 16 Dynamic flow chart for different outlet generalizations

距离和流量变化认为河流与排水渠模块的可靠性相对较高,两种模块使用的参数与方程在本模型中均相同,并且二者在运移距离和流量变化方面区别均较小。

在确定使用排水渠模块概化岩溶管道出口的相对可靠性后,需要进一步考虑水文地质参数对概化岩溶管道的影响。由于渗透系数对污染物运移具有决定性作用,因此,在水流模型中,不同渗透系数的设置对溶质运移距离的影响尤为重要。首先,通过改变渗透系数来分析其对污染物运移距离的影响,图 17 展示了岩溶管道在不同渗透系数条件概化下的运移距离。

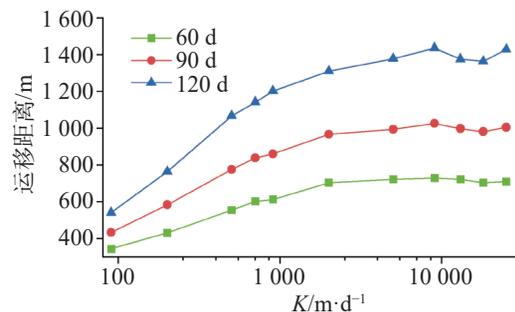


图 17 不同渗透系数下污染物运移情况示意图

Fig. 17 Schematic diagram of pollutant transport under different permeability coefficients

根据不同渗透系数下的污染物运移距离分析,结果表明渗透系数对污染物运移距离的影响呈指数关系。随着渗透系数的增加,其影响程度逐渐减弱。在渗透系数过大的情况下,模型的迭代次数和运行时间显著增加,且运行过程中容易出现错误。此外,当渗透系数较大时,模拟的运移距离几乎不再变化。

由于只是为了得到模型中管道渗透系数变化对溶质运移距离的影响程度,因此在改变渗透系数后

未进行模型的识别与验证,可能会对实际结果造成影响,并且水流模型中的概化方式对岩溶管道的概化较为简单,认为符合达西流,因此与实际情况有所偏差。

经过资料的查阅认为使用达西流概化管道流进行溶质运移的方法可能是由于将含水层概化为了孔隙介质,而非均质孔隙介质中的溶质运移存在尺度效应<sup>[34]</sup>,并且较大的渗透系数对纵向弥散度更加敏感,由于没有详细的数据支撑模型纵向弥散度设置均为30,从而导致溶质运移结果的不确定性大大增加。

对于地下河出口处的概化使用的排水渠模块,虽然大部分水量排泄是由西南侧大渗透系数网格排泄,但是不能完全排除在整个模拟期东北方向下游网格的水量向排水渠模块的排泄。

示踪实验与溶质运移模拟结果存在一定差距的原因可能还与以下因素有关,首先网格的剖分密度和剖分方式对模拟精度有直接影响。较粗的网格剖分可能导致关键细节丢失,使得水流路径和溶质运移路径不能被准确捕捉。此外,剖分方式的选择也会影响计算的稳定性和准确性,特别是在复杂地质条件下,非均匀网格剖分可能更有利于模拟效果的提升。其次,水动力模型的概化处理也可能导致偏差。尽管大渗透系数达西流模型在一定程度上能够有效简化岩溶地下河系统的复杂性,但这种简化在描述实际水动力过程时可能存在局限性。岩溶地区的水流具有明显的非均匀性和非线性特征,而这些特征在传统达西流模型中可能无法得到充分体现。因此,模型对实际复杂水动力条件的表征能力可能不足,从而导致模拟结果与实际观测数据的偏差。最后,水文地质参数的取值概化也可能是误差的来源之一。在岩溶地下水系统中,渗透系数、孔隙度等参数的空间分布通常具有高度的不均匀性。然而,在数值模型中,这些参数往往被简化为均匀或分段均匀的值,这种概化处理可能无法准确反映实际地下水系统的复杂性。因此,水文地质参数的精确取值和空间分布的合理概化对提高模拟精度至关重要。

综合考虑以上因素,未来的研究应针对这些潜在的误差来源进行更深入的探讨和改进。特别是可以通过采用更高分辨率的网格剖分、更复杂的水动力模型(如EPM、DC和CDC模型),以及更准确的

水文地质参数取值,来进一步优化模拟过程。此外,通过多种模拟方法的对比研究,探讨不同模型和参数组合对溶质运移模拟结果的影响,也将为提高模型的可靠性提供有价值的参考。

进一步的研究还应加强实地观测数据的收集与分析,通过实地试验数据与模型预测结果的不断校正与验证,逐步提高模型的准确性和适用性。这不仅有助于更好地理解岩溶地下水系统的行为特征,也为岩溶区地下水资源的合理开发和有效保护提供了科学依据。

## 5 结 论

(1)应用地下水模拟软件GMS在遵义市龙洞岩溶地下河系统进行了详细的地下水流动和溶质运移模拟。设置大渗透系数概化岩溶地下河,成功模拟复杂的地下水流动路径和溶质运移过程。模型的验证利用地下河出口处的流量动态数据及示踪试验结果,发现虽然模型在模拟地下水流动方面表现良好,但在溶质运移方面存在误差。此外,渗透系数的调整对模拟结果有显著影响,指出当前模型在处理地下河时的局限性。

(2)研究提供了一种相对简化的方法来模拟岩溶地区地下水流动和溶质运移,尽管模型展现了一定的有效性,但在溶质运移的精确模拟方面还存在不足,概化岩溶地下河模型存在时间和空间尺度误差。模型主要依赖于大渗透系数的概化方法,导致实际溶质运移过程中的一些动态特征被简化。示踪实验虽然提供了模型验证的手段,但仍然需要更多的实验数据来全面评估模型的准确性和适用性。

(3)通过不同模块概化岩溶管道出口,对比不同模块的流量以及污染物运移距离,发现定水头模块概化的方案污染物运移距离有所增加,但排泄流量前期及其不稳定,后期动态变化较低;河流与排水渠模块概化出口的方案二者相差不大,流量的动态变化也较明显,认为该方案概化的可靠性较高。

## 参考文献

- [1] Goldscheider N, Meiman J, Pronk M, Smart C. Tracer tests in karst hydrogeology and speleology[J]. *International Journal of Speleology*, 2008, 37(1).
- [2] 李宗发. 贵州喀斯特地貌分区[J]. *贵州地质*, 2011, 28(3): 177-

- 181, 234.
- LI Zongfa. Division of Karstlandform in Guizhou[J]. *Guizhou Geology*, 2011, 28(3): 177-181.
- [3] 曹建华, 袁道先, 章程, 蒋忠诚. 受地质条件制约的中国西南岩溶生态系统[J]. *地球与环境*, 2004, 32(1): 1-8.
- CAO Jianhua, YUAN Daoxian, ZHANG Cheng, JIANG Zhongcheng. Karst ecosystem constrained by geological conditions in Southwest China[J]. *Earth and Environment*, 2004, 32(1): 1-8.
- [4] 谭家华. MODFLOW-CFP软件在岩溶水系统数值模拟应用中的若干关键问题[J]. *中国岩溶*, 2023, 42(4): 636-647.
- TAN Jiahua. Several key issues in the application of MODFLOW-CFP software to the numerical simulation of karst water systems[J]. *Carsologica Sinica*, 2023, 42(4): 636-647.
- [5] 陈崇希. 岩溶管道-裂隙-孔隙三重空隙介质地下水流模型及模拟方法研究[J]. *地球科学*, 1995, 20(4): 361-366.
- CHEN Chongxi. Groundwater flow model and simulation method in triple media of karstic tube-fissure-pore[J]. *Earth Science*, 1995, 20(4): 361-366.
- [6] 徐中平, 周训, 崔相飞, 拓明明, 王昕昀, 张颖. 岩溶区地下水数值模拟研究进展[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(4): 475-483.
- XU Zhongping, ZHOU Xun, CUI Xiangfei, TA Mingming, WANG Xinyun, ZHANG Ying. Research advances of numerical simulation of groundwater in karst areas[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(4): 475-483.
- [7] 董贵明, 束龙仓, 田娟, 季叶飞. 西南岩溶地下河系统水流运动数值模型[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2011, 41(4): 1136-1143.
- DONG Guiming, SHU Longcang, TIAN Juan, JI Yefei. Numerical Model of Groundwater Flow in Karst Underground River System, Southwestern China[J]. *Journal of Jilin University. Earth Science Edition*, 2011, 41(4): 1136-1143, 1156.
- [8] Hartmann A, Goldscheider N, Wagener T, Lange J, Weiler M. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches[J]. *Reviews of Geophysics*, 2014, 52(3): 218-242.
- [9] Shoemaker W, Kuniandy E, Birk S, Bauer S, Swain E. Documentation of a conduit flow process (CFP) for MODFLOW-2005[J]. 2008.
- [10] 闵佳. “渗流—管流耦合模型”的物理模拟及数值模拟[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2020.
- MIN Jia. Physical simulation and numerical simulation of "seepage-tube coupling model"[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2019.
- [11] Li C, Xing L, Dong Y, Peng Y, Xing X, Li C, Zhao Z. Numerical simulation and protection of the dynamic change of Jinan karst spring based on coupling of seepage and conduit flow[J]. *Heliyon*, 2022, 8(9): e10428.
- [12] 赵良杰, 夏日元, 杨杨, 邵景力, 曹建文, 樊连杰. 基于CFP的岩溶管道流数值模拟研究: 以桂林寨底地下河子系统为例[J]. *地球学报*, 2018, 39(2): 225-232.
- ZHAO Liangjie, XIA Riyuan, YANG Yang, SHAO Jingli, CAO Jianwen, FAN Lianjie. Research on Numerical Simulation of Karst Conduit Media Based on CFP: A Case Study of Zhaidi Karst Underground River Subsystem of Guilin[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 2018, 39(2): 225-232.
- [13] 杨杨, 赵良杰, 潘晓东, 夏日元, 曹建文. 西南岩溶山区地下水资源评价方法对比研究: 以寨底地下河流域为例[J]. *中国岩溶*, 2022, 41(01): 111-123.
- YANG Yang, ZHAO Liangjie, PAN Xiaodong, XIA Riyuan, CAO Jianwen. Comparative study on evaluation methods of groundwater resources in karst area of Southwest China: Taking Zhaidi underground river basin as an example[J]. *Carsologica Sinica*, 2022, 41(01): 111-123.
- [14] 贺鹏, 贺颜, 张晓. 基于GMS隧道渗流场特征及涌水量数值模拟[J]. *陕西水利*, 2023(2): 28-29,35.
- HE Peng, HE Yan, ZHANG Xiao. Numerical Simulation of Seepage Field Characteristics and Water Inflow of Tunnel Based on GMS[J]. *Shaanxi Water Resources*, 2023(2): 28-29,35.
- [15] 高国庆, 齐国庆, 陈仲达, 刘剑锋. 基于GMS的红崖山隧道渗流场分析与涌水量预测[J]. *水利与建筑工程学报*, 2022, 20(4): 142-148,211.
- GAO Guoqing, QI Guoqing, CHEN Zhongda, LIU Jianfeng. Analysis of Seepage Field and Prediction of Water Inflow in Hongyashan Tunnel Based on GMS[J]. *Journal of Water Resources and Architectural Engineering*, 2022, 20(4): 142-148,211.
- [16] 康志强, 张勤军, 刘玲, 贝为昶, 袁金福, 梁爽, 黄春阳. 基于MODFLOW的贺江岩溶流域地下水资源评价[J]. *桂林理工大学学报*, 2023: 1-9.
- KANG Zhiqiang, ZHANG Qinjun, LIU Ling, BEI Weichang, YUAN Jinfu, LIANG Shuang, HUANG Chunyang. Evaluation of groundwater resources based on MODFLOW in Hejiang Karst basin [J]. *Journal of Guilin University of Technology*, 2023: 1-9.
- [17] 肖喜. 重庆东泉隧道岩溶地下水动力特征及围岩防突厚度研究[D]. 成都: 西南交通大学, 2024.
- XIAO Xi. Study on dynamic characteristics of karst groundwater and thickness of surrounding rock outburst prevention of Dongquan tunnel in Chongqing[D]. Chengdu: Southwest Jiaotong University, 2024.
- [18] 周焱钰, 陈喜, 张志才. 西南喀斯特小流域地下水数值模拟[J]. *工程勘察*, 2011, 39(4): 43-47,51.
- ZHOU Yanyu, CHEN Xi, ZHANG Zhicai. Numerical groundwater modeling in a small karst watershed of the Southwest China[J]. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 2011, 39(4): 43-47,51.
- [19] 张子琦, 许模, 曹聪, 张强, 夏强. MODFLOW岩溶暗河及出口的概化与模拟效果[J]. *地质科技通报*, 2023, 42(4): 250-258.
- ZHANG Ziqi, XU Mo, CAO Cong, ZHANG Qiang, XIA Qiang. Conceptualization and numerical simulation of a karst subterranean river and its outlets using MODFLOW[J]. *Bulletin of Geological Science and Technology*, 2023, 42(4): 250-258.
- [20] 罗利川, 梁杏, 李扬, 周宏, 罗明明. 基于GMS的岩溶山区三维地下水流模式识别[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(5): 680-689.

- LUO Lichuan, LIANG Xing, LIANG Xing, ZHOU Hong, LUO Mingming. Identifying three-dimensional groundwater flow patterns[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(5): 680-689.
- [21] 党志文, 邵景力, 崔亚莉, 李军, 宫志强, 赵良杰, 梁永升. 基于 MODFLOW-CFP 的贵州大井流域岩溶地下水数值模拟[J]. *中国岩溶*, 2023, 42(2): 266-276.
- DANG Zhiwen, SHAO Jingli, CUI Yali, LI Jun, GONG Zhiqiang, ZHAO Liangjie, LIANG Yongsheng. Numerical simulation of karst groundwater in Dajing basin of Guizhou Province based on MODFLOW-CFP[J]. *Carsologica Sinica*, 2023, 42(2): 266-276.
- [22] 高恒. 贵州平寨水库库区岩溶地下水数值模拟及地下水库库容分析[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2022.
- GAO Heng. Numerical Simulation of Karst Groundwater and Analysis of Groundwater Reservoir Capacity in Pingzhai Reservoir Area, Guizhou[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2022.
- [23] 杨杨, 赵良杰, 苏春田, 夏日元. 基于 CFP 的岩溶管道流溶质运移数值模拟研究[J]. *水文地质工程地质*, 2019, 46(4): 51-57.
- YANG Yang, ZHAO Liangjie, SU Chuntian, XIA Riyuan. A study of the solute transport model for karst conduits based on CFP[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2019, 46(4): 51-57.
- [24] Gallegos J J. Modeling Groundwater Flow in Karst Aquifers: An Evaluation of MODFLOW-CFP at the Laboratory and Sub-Regional Scales[J]. 2011.
- [25] 马从文, 张志才, 陈喜, 程勤波, 彭韬, 张林. 基于机器学习的西南岩溶泉流量模拟研究[J]. *中国岩溶*, 2024, 43(1): 48-56.
- MA Congwen, ZHANG Zhicai, CHEN Xi, CHENG Qinbo, PENG Tao, ZHANG Lin. Modelling karst spring flow in Southwest China based on machine learning[J]. *Carsologica Sinica*, 2024, 43(1): 48-56.
- [26] Chu X, Ding H, Zhang X. Simulation of solute transport behaviors in saturated karst aquifer system[J]. *Scientific Reports*, 2021, 11(1): 15614.
- [27] 赵小二, 常勇, 吴吉春. 岩溶地下河污染物运移模型对比研究[J]. *环境科学学报*, 2020, 40(4): 1250-1259.
- ZHAO Xiaoe, CHANG Yong, WU Jichun. A comparative study on two contaminant transport models used in karst underground rivers[J]. *Acta Scientiae Circumstantiae*, 2020, 40(4): 1250-1259.
- [28] 赵小二, 王正一, 武桂芝, 李琪. 弯曲岩溶管道溶质运移的尺度效应研究[J]. *水文地质工程地质*, 2023, 50(2): 44-53.
- ZHAO Xiaoe, Wang Zhengyi, WU Guizhi, LI Qi. Research on the scale effects of solute transport in a bended karst conduit[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2023, 50(2): 44-53.
- [29] 郑小康, 杨志兵. 岩溶含水层饱和-非饱和流动与污染物运移数值模拟[J]. *地质科技通报*, 2022, 41(5): 357-366.
- ZHENG Xiaokang, YANG Zhibing. Numerical simulation of saturated-unsaturated groundwater flow and contaminant transport in a karst aquifer[J]. *Bulletin of Geological Science and Technology*, 2022, 41(5): 357-366.
- [30] Davis J H, Katz B G, Griffin D W. Nitrate-N movement in groundwater from the land application of treated municipal wastewater and other sources in the Wakulla Springs springshed, Leon and Wakulla Counties, Florida, 1966-2018: 2010-5099[R]. Scientific Investigations Report. U. S. Geological Survey, 2010.
- [31] Peng Shouzhong, Ding Yongxia, Liu Wenzhao, Li Zhi. 1 km monthly temperature and precipitation dataset for China from 1901 to 2017. *Earth System Science Data*, 2019, 11, 1931-1946. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1931-2019>.
- [32] Shah N, Nachabe M, Ross M. Extinction Depth and Evapotranspiration from Ground Water under Selected Land Covers[J]. *Groundwater*, 2007, 45(3): 329-338.
- [33] 张人权. 水文地质学基础[M]. 北京: 地质出版社, 2018.
- ZHANG Renquan. Fundamentals of Hydrogeology (7th Edition) [M]. Beijing: Geology Press, Beijing, 2018.
- [34] 任婉立. 非均质孔隙介质中溶质运移模拟的不确定性分析[D]. 长春: 吉林大学, 2023.
- REN Wanli. Uncertainty analysis of solute transport simulation in heterogeneous porous media[D]. Changchun: Jilin University, 2023.

## Simulation study of groundwater flow and solute transport processes in karst underground rivers based on GMS

XIE Zixuan<sup>1</sup>, JIANG Feng<sup>2,4,5</sup>, WANG Ruofan<sup>2,5</sup>, JIQIN Kebuzi<sup>2,5</sup>, SHI Zheming<sup>1</sup>, ZHAO Liangjie<sup>3,5</sup>

(1. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. 114 Geological Brigade of Guizhou Geological and Mineral Exploration and Development Bureau, Zunyi, Guizhou 563000, China; 3. Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin, Guangxi 541004, China; 4. College of Resources and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang, Guizhou 550025, China; 5. Karst Water Resources and Environment Academician Workstation of Guizhou Province, Zunyi, Guizhou 563000, China )

**Abstract** As the demand for the development and protection of groundwater resources in karst regions increases, accurately simulating the flow and solute transport characteristics of these waters becomes crucial. This study focuses on the Longdong underground river system in Zunyi City to construct a numerical model, utilizing the Groundwater Modeling System (GMS). By conceptualizing the water flow characteristics of the karst underground river with a high

hydraulic conductivity coefficient (K), this study is aimed to achieve high simulation efficiency with fewer parameters. This approach is particularly advantageous in karst areas, where traditional modeling techniques may struggle to capture the complex interactions between water flow and geological features. Given the unique geological structures, karst conduits, and fractures present in these regions, a sophisticated model is necessary for proper conceptualization. The model considers the distinct heterogeneity and anisotropy of karst aquifers, with a particular focus on the complex flow patterns characteristic of conduit-dominated flow. Karst aquifers are known for their irregular and often unpredictable flow paths, which can significantly influence the movement of both water and solutes. This study underscores the importance of understanding these flow patterns, as they are critical for effective water resource management and pollution control in karst environments.

To ensure the reliability of the simulation results, model identification and validation were conducted with the use of discharge data from the underground river's outlet from 2022 to 2023. This validation process is essential, as it not only confirms the model's accuracy but also enhances the credibility of its predictive capabilities for future scenarios. By utilizing measured data, the study improves the model's reliability, making it a valuable tool for researchers and pollution analysts. Subsequently, tracer tests were conducted to compare simulated and observed data, revealing temporal and spatial scale errors present in current solute transport simulations, particularly highlighting the limitations of using high hydraulic conductivity Darcy flow to characterize karst underground rivers. Tracer tests are vital in hydrological studies, as they provide insights into the movements of solutes within aquifers, enabling researchers to effectively assess of their models. The discrepancies observed in this study highlight the challenges faced in accurately modeling solute transport in environments with high hydraulic conductivity, where traditional assumptions may no longer hold true. This underscores the need for continuous refinement of modeling techniques to better align with the dynamic nature of karst systems.

The findings indicate that GMS demonstrates good consistency in simulating karst groundwater flow; however, there is a need to enhance the accuracy of solute transport simulations, especially under high hydraulic conductivity (9000 m/d), where deviations between predicted results and actual observations were noted. These discrepancies emphasize the challenges of accurately modeling solute transport under high hydraulic conductivity conditions, suggesting that reliance on high hydraulic conductivity values may lead to oversimplifications that inadequately represent the complexities of solute movement in karst systems. By adjusting the hydraulic conductivity within the model and implementing buffer zones, simulation accuracy was improved, highlighting the significant impact on the range and velocity of solute transport. This indicates that parameter optimization is key to enhancing the predictive accuracy of the model. The introduction of buffer zones also underscores their potential to mitigate scale-dependent errors, providing a novel approach for managing uncertainty in karst system modeling. This innovative method not only enhances the reliability of the model but also serves as a transitional area that helps to smooth discrepancies between modeled and observed data, thereby facilitating model convergence.

Finally, this study proposes several improvements for karst groundwater simulations, including optimizing model parameter settings, incorporating more complex hydrodynamic models (such as EPM, DC, and CDC models), and increasing the model's applicability under non-Darcy flow conditions. Furthermore, the study advocates the integration of other models to better represent the interactions between karst conduits and the surrounding matrix, which could lead to more accurate predictions of both flow and solute transport in complex karst terrains. Future research should prioritize the continued optimization of model parameters and enhance the model's predictive accuracy and applicability through extensive field validation. This will provide robust scientific support for decision-making in the management and conservation of water resources in karst regions. In summary, the development of more refined models to improve the resolution of both macroscopic conduit networks and microscopic fracture systems is essential for advancing karst hydrogeological research.

**Key words** GMS, groundwater, numerical simulation, karst conduit

(编辑 杨杨)