

刘国东,杜成鸿,侯杰,等. 基于用高斯分布生成管道的岩溶地下水流数值模拟. 吉林大学学报(地球科学版), 2024, 54(2): 592–603. doi:10.13278/j.cnki.jjuese.20220255.

Liu Guodong, Du Chenghong, Hou Jie, et al. Numerical Simulation of Groundwater Flow in a Karst Area with Conduits Generated by Gaussian Distribution. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2024, 54(2): 592–603. doi:10.13278/j.cnki.jjuese.20220255.

基于用高斯分布生成管道的岩溶地下水流数值模拟

刘国东^{1,2}, 杜成鸿¹, 侯杰¹, 杨梦溪¹, 陈宇¹, 谢杨¹

1. 四川大学水利水电学院, 成都 610065

2. 四川大学水力学与山区河流开发保护国家重点实验室, 成都 610065

摘要: 为更精确地模拟岩溶区地下水运动, 以贵州省黔西南普安县某岩溶水文地质单元为研究区, 用基于有限单元法的 FEFLOW 软件建立研究区岩溶管道-等效多孔介质耦合地下水流数值模拟模型。模拟中, 在地质条件控制下应用高斯随机分布生成地下暗河的管道, 用非稳定三维地下水运动的偏微分方程描述等效多孔介质水流运动, 用 Manning-Strickler 方程描述管道水流运动, 将导水断层处理为强渗透条块, 将落水洞汇水范围的降水入渗系数设置为 1, 将泉水处理为定水头的抽水井。流场模拟结果显示, 25 个观测点计算水位与实测水位关系的决定系数可达到 0.998 5, 纳西效率系数达 0.998 2, 极接近于 1; 表明基于这些处理建立的地下水模拟模型反映了岩溶地下水运动特征, 具有较强的仿真能力, 可用于提高岩溶区地下水资源评价精度。

关键词: 岩溶地下水; 地下暗河; FEFLOW; 地下水数值模拟; 高斯分布

doi:10.13278/j.cnki.jjuese.20220255

中图分类号: TV221

文献标志码: A

Numerical Simulation of Groundwater Flow in a Karst Area with Conduits Generated by Gaussian Distribution

Liu Guodong^{1,2}, Du Chenghong¹, Hou Jie¹, Yang Mengxi¹, Chen Yu¹, Xie Yang¹

1. College of Water Resource & Hydropower, Sichuan University, Chengdu 610065, China

2. State Key Laboratory of Hydraulics and Mountain River Engineering, Sichuan University, Chengdu 610065, China

Abstract: In order to simulate the groundwater movement in the karst area more accurately, a karst hydrogeological unit in Pu'an County, southwest Guizhou Province was taken as the research area. The FEFLOW software based on the finite element method was employed to establish a numerical simulation model that couples karst conduits with equivalent porous media for groundwater flow in the area. Gaussian random distribution was employed to generate conduits for underground rivers controlled by the geological conditions such as fault, fissure, fracture etc. The water flow in the equivalent porous

收稿日期: 2022-09-10

作者简介: 刘国东(1962—), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事地下水科学、生态水文学方面的研究, E-mail: liugd988@163.com

基金项目: 国家自然科学基金项目(52379071)

Supported by the National Natural Science Foundation of China (52379071)

medium was described by the partial differential equation of the 3-D transient flow, and the water flow in the conduit was described by the Manning-Strickler equation. The water conducting fault is treated as a strong permeable block, the infiltration coefficient of rainfall in the catchment areas of the sinkhole is set to 1, and the spring is treated as a pumping well with a constant head in the numerical model. The simulation results showed that the determining coefficient of the relationship between the calculated water level and the measured water level at 25 observation wells can reach 0.998 5, and the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient reaches 0.998 2, which is very close to 1. It shows that the groundwater simulation model based on these treatments reflects the characteristics of karst groundwater movement and has strong simulation ability, which can be used to improve the evaluation accuracy of karst groundwater resources.

Key words: karstic groundwater; underground river; FEFLOW; groundwater numerical simulation; Gaussian distribution

0 引言

据估计,岩溶含水层覆盖 15.2% 的地球大陆表面,地球上 11.8 亿人生活在岩溶地区,占全球总人口的 16.5%^[1];岩溶含水层为世界约 10% 的人口提供了饮用水源^[2]。我国城市供水总量中地下水占比已达 30%,全国有 1/3 的大城市以地下水为供水资源,约 1/4 的大城市为地表水和地下水联合供水。贵州省位于中国西部岩溶区的中心,是我国岩溶发育最复杂、类型最齐全、面积最大、分布最广的省,因此被称为中国的“岩溶省”^[3]。贵州西部地区具有地上地下双重岩溶结构,水资源特征表现为地表水资源匮乏而地下水资源丰富,水资源总量丰富但水资源分布极度不均、开发利用程度低,水资源供需矛盾日益突出。在当地开展水文地质研究,建立地下水流数值模拟模型,对于准确评价其地水资源量、制订水资源开发方案具有重要的现实指导意义。

岩溶区地下水含水介质的多样性和地下水流运动的复杂性一直是地下水流数值模拟的难点,岩溶管道流明暗交替、层流紊流相互转换,加大了刻画复杂岩溶含水系统中地下水流、水质运移问题^[4-5]和岩溶地下水资源评价工作的难度。杨杨等^[6]总结了岩溶区多重介质水流模型研究进展,认为主要有 3 种模型被用于概化岩溶含水层,包括等效多孔介质、双重孔隙介质、三重孔隙介质模型,在实际岩溶区地下水流数值模拟工作中,研究人员大多将含水层概化为等效多孔介质或双重孔隙介质。例如:任智丽等^[7]利用 Visual MODFLOW 软件对会仙湿地岩溶地下水流进行模拟,将含水层概化为单层潜水含水层,赋予管道及大型裂隙较大的渗透系数;洪淑娜等^[8]利

用 GMS(groundwater modeling system)对广西崇左市岩溶地下水进行模拟,将地下水流运动概化为单层含水层中非均质各向异性的二维稳定流,结合水文地质测绘及物探资料,确定岩溶管道分布,将岩溶管道处理为排水沟渠;陈丽娜等^[9]对某岩溶项目区地下水流进行数值模拟评价时,利用 MODFLOW 中排水沟及河流子程序对管道流进行处理;张美泉^[10]利用 MODFLOW - CFP 模块建立了重庆明月山南段多孔介质-管道流耦合地下水流双重孔隙介质模型,考虑岩溶管道流对地下水流系统的影响,预测了隧道涌水量;Kavousi 等^[11]、杨郑秋等^[12]、武亚遵等^[13]也采用 MODFLOW - CFP 模块将岩溶管道流与多孔介质流进行耦合,取得了较为满意的结果;Zheng 等^[14]采用耦合离散-连续体建模的方法,将隧道和岩溶管道都视为离散通道,基于场地特征、地下水观测和隧道排放数据,建立了较大埋深的长隧道施工环境下的三维岩溶含水层地下水流模型,并利用 FEFLOW 进行地下水流数值模拟,预测了施工隧道涌水量;刘建国等^[15]通过实地调查数据判断岩溶管道几何形态及空间展布,利用 GIS 软件处理其顶底板高程,将其处理为顺层直线型管道并输入 FEFLOW,利用 Hagen-Poiseuille 流体公式计算管道流,建立了岩溶管道流模型。

在建立符合岩溶区含水介质特性的数值模型时,若将岩溶管道与等效多孔介质耦合处理,则需要在模型中输入岩溶管道的空间展布。由于前期水文地质勘察资料的有限性及工程项目时间、资金的限制,当缺乏勘探或物探资料时,岩溶管道的发育方向、发育强度难以查明,因而只能将其概化为顺层或直线型管道。为解决岩溶管道空间分布不确定性问题,发展随

机管道演化模型,即根据随机理论结合水文地质条件生成岩溶管道网络是一个新的方向^[16-21]。

本文以贵州省黔西南普安县某岩溶水文地质单元为对象,根据野外现场调查和区域水文地质勘察资料,视岩溶管道发育服从高斯过程,结合实际岩溶出露控制点、暗河发育地层产状、区内构造裂隙发育方向自动生成岩溶管道,建立研究区岩溶管道-多孔介质耦合模型,并对断层、落水洞、泉等进行处理,运用 FEFLOW 软件进行地下水流数值模拟,以期解决岩溶管道空间分布不确定性问题,从而较精确地模拟岩溶区地下水运动。

1 研究区概况

研究区位于贵州省西南部乌蒙山区,黔西南布依族苗族自治州普安县中南部,马别河中游楼下河流域,面积约 95 km²(图 1)。区内多年平均气温 13.7℃,年平均降水量 994.8 mm,降雨集中在每年 6 月至 8 月。研究区地处博上向斜和牛角山—旧营向斜区域,区内主要地层为三叠系关岭组(T_{2g})和永宁镇组(T_{1yn})海相碳酸盐岩,包括白云岩、灰岩和泥灰岩,在关岭组一段(T_{2g}¹)和永宁镇组一段(T_{1yn}¹)中部夹有 100~218 m 厚的陆源碎屑岩,主要为泥页岩、砂质泥岩、粉砂岩,上覆第四系残坡积土,但基岩尤其碳酸盐岩广泛出露。区内分布两条规模较大的北东向断层——雪甫—甘河断层和黄家桥—嘿社断层,均为导水断层。研究区属典型的喀斯特地貌区,区域内溶沟、溶槽、溶蚀洼地、落水洞、地下河等岩溶形态发育,岩溶泉分布广泛,地下水资

源丰富。

实地调查结果表明,区域内分布 3 条地下暗河(FH01、FH03、FH04)。3 条暗河基本特征如表 1 所示,暗河及地下水位观测孔位置如图 2 所示。由图 2 可知:研究区北侧边界的屯脚河汇入溶洞 1 后形成地下伏流即 FH01 暗河,其出口位于平塘河左

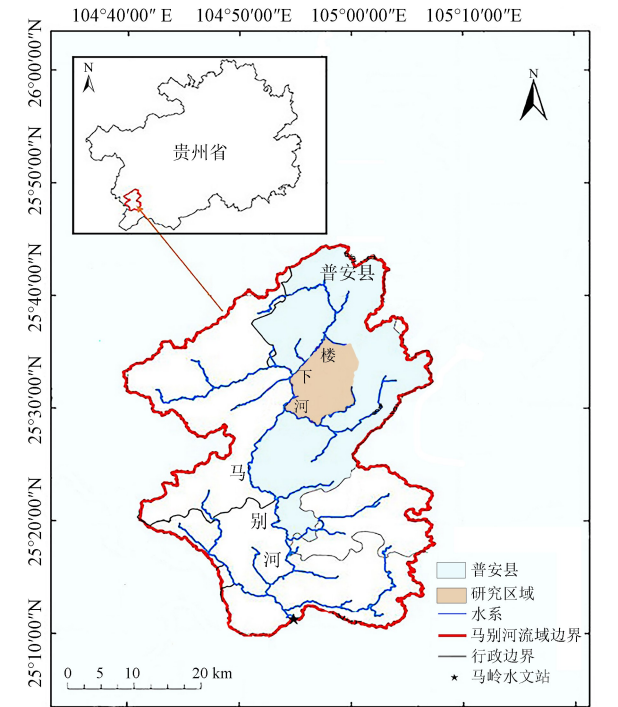


图 1 研究区地理位置

Fig.1 Geographical of the study area

表 1 暗河基本特征

Table 1 Basic characteristics of the underground river

编号	起始高程/m	出口高程/m	高差/m	发育地层及岩性	枯/平/丰水期流量/(L/s)	发育特征
FH01	1 547	1 327	220	T _{2g} , 灰岩	266.0/317.0/355.0	在溶洞 1 处汇入地下,在打风岩附近平塘河左岸坡脚的溶洞 2 处涌出,径流路径长 3.6 km,平均水力坡度 6.1%,平均流速 0.45 m/s。目前无利用
FH03	1 557	1 547	10	T _{2g} , 灰岩	24.0/31.0/53.0	径流长度 1.5 km,平均水力坡度 0.7%,平均流速 0.1 m/s,主要用于农田灌溉
FH04	1 537	1 486	11	T _{2g} , 灰岩	11.5/12.8/14.3	新沙坑处地表径流经落水洞 1 汇入地下,于 QD23 泉点处涌出,用于灌溉及生活用水,而后再度汇入地下。全长约 2.9 km,平均水力坡度 0.3%,洞径 1.5 m,平均流速 0.2 m/s

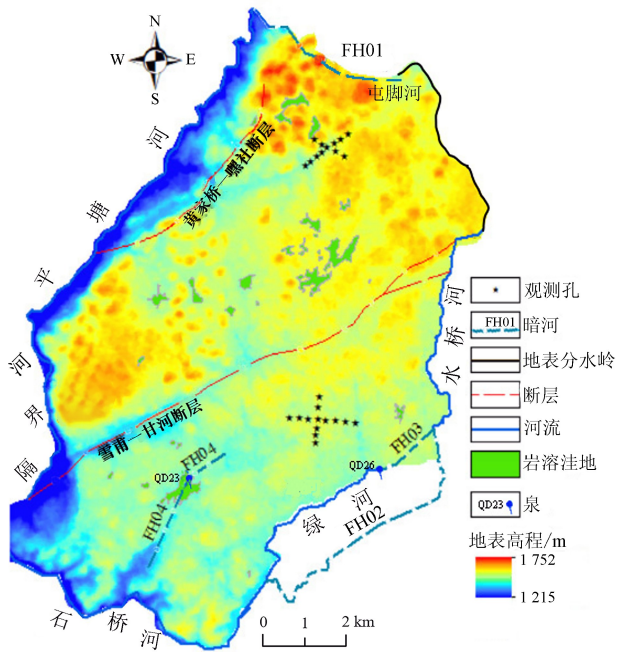


图 2 研究区地下水位观测孔及地下暗河位置

Fig.2 Location of groundwater level observation holes and underground rivers in the study area

岸坡脚的溶洞 2 处,径流路径长 3.6 km,汇入口与出口高差 220 m,平均水力坡度 6.1%,平均流速 0.45 m/s。研究区东侧的水桥河自北向南径流,流至新田人工坝体处断流,地下形成两支伏流:一支(FH03 暗河)由西北向南西向径流,在泉点 QD26 处涌出成为绿河的源头,该段伏流径流长度 1.5 km;另一支通过地下岩溶管道及岩溶裂隙继续向南径流,形成 FH02 暗河,该条暗河位于模拟区外。地表径流通过落水洞 1 汇入地下形成 FH04 暗河,其通过地下岩溶管道及岩溶裂隙径流,全长约 2.9 km。FH04 暗河在泉点 QD23 处以上升泉形式涌出,该泉点现被当地居民用混凝土砌护,用于灌溉以及生活用水,涌出水流除被开发利用外向南径流小段距离后再度汇入地下。

2 研究区地下水流模型及数值模型

根据研究区水文地质条件,将研究区含水层概化为含有强渗透带(断层)和管道流(暗河)的分块非均质单层潜水含水层,含水介质分为基质与管道两类,基质赋存孔隙水和裂隙水。基质中地下水流属于达西流,暗河地下水为有压管道流。模拟区(图 3)东北边界同时为地表分水岭和地下分水岭,将其概化为隔水边界(第二类边界条件);其余边界或为地表河流

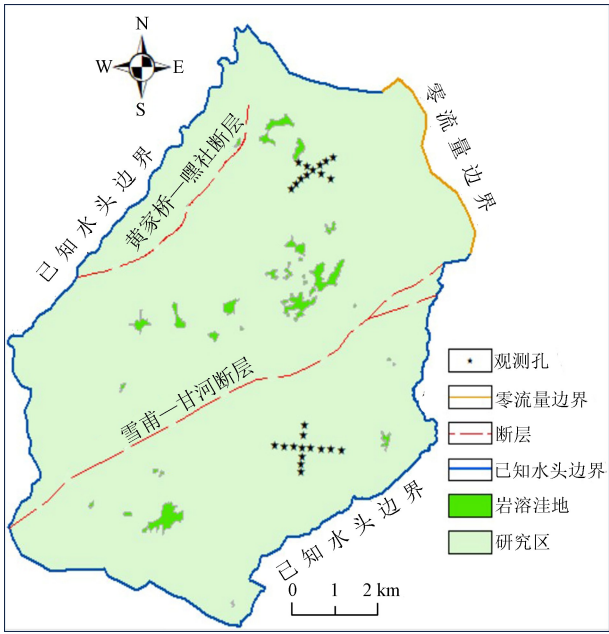


图 3 研究区边界条件类型

Fig.3 Boundary condition type of the study area

或为地下暗河,均概化为已知水头边界(第一类边界条件),实测了上下游和暗河出入口的水位。

1) 基质中地下水流数学模型

基质含有溶孔、溶隙、溶缝、构造裂隙、断层等,概化为等效孔隙介质,其中地下水流可用非均质、各向异性、三维非稳定潜水运动的偏微分方程描述,定解条件包括初始条件和各类边界条件,数学表达式如下。

状态方程:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) + W = \mu^* \frac{\partial H}{\partial t}, (x, y, z) \in \Omega; \quad (1)$$

初始条件:

$$H(x, y, z, 0) = H_0(x, y, z), (x, y, z) \in \Omega; \quad (2)$$

潜水面条件:

$$H(x, y, z, t) |_{\Gamma_U} = z, (x, y, z) \in \Gamma_U; \quad (3)$$

隔水底板条件:

$$\frac{\partial H}{\partial n} |_{\Gamma_D} = 0, (x, y, z) \in \Gamma_D; \quad (4)$$

河流边界条件:

$$H(x, y, z, t) |_{\Gamma_1} = H_1(x, y, z, t), (x, y, z) \in \Gamma_1; \quad (5)$$

分水岭边界条件:

$$\frac{\partial H}{\partial n} |_{\Gamma_2} = 0, (x, y, z) \in \Gamma_2. \quad (6)$$

式中: x, y, z 为空间位置坐标; K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} 分别为 x, y, z 方向上的渗透系数(m/d); $H = H(x,$

y, z)为潜水水位(m); W 为源汇项(1/d); μ^* 为潜水储水率(L^{-1}), $\mu^* \approx \mu / (H - B)$, μ 为给水度, B 为底板标高(m); t 为时间(s); Ω 为地下水流模拟范围; H_0 为初始水位分布函数(m); Γ_U 为潜水面; Γ_D 为隔水底板; Γ_1 为西、北、东河流(含暗河)边界; Γ_2 为东北分水岭边界; H_1 为 Γ_1 上已知水位分布函数; n 为边界面的法线方向。

2)地下暗河水流方程

对地下暗河中水流采用曼宁-斯特里克勒(Manning-Strickler)方程进行描述:

$$Q = \int_0^R v 2\pi r dr = \frac{\pi \Delta p}{2\eta l} \int_0^R (R^2 - r^2) r dr = \frac{\pi \Delta H}{8\eta l} R^2;$$
(7)

$$v = C \sqrt{RJ};$$
(8)

$$C = R^{\frac{1}{6}} / n_1.$$
(9)

式中: Q 为管道内流量(m^3/s); R 为管道半径(m); v 为管道内流体流速(m/s); r 为管内任意半径(m); Δp 为作用在管道两端的压力差(Pa); η 为黏滞系数; l 为管道长(m); ΔH 为作用在一段管道两端的水头差(Pa); C 为谢才系数; J 为水力梯度; n_1 为管道壁面粗糙系数。

地下暗河与基质中地下水流量交换(耦合)通过FEFLOW自带的分离体(discrete feature)功能实现。分离体将暗河分成若干段,每段结点与相邻基质中有限单元结点一致,并使这个结点上的地下水位与暗河结点水位相同,当这个结点水位高于(或低于)基质内部结点水位,则暗河有水流进入(或排出)基质。

地下水流数值模拟已有 60 多年历史,模拟方法主要是有限差分法有限单元法,此外,近些年基于系统方法和人工神经网络还发展了许多替代模型^[20]。本文以基于有限元法的 FEFLOW 软件对研究区地下水流进行数值模拟。以研究区地面高程数据(DEM)作为建立三维模型的基础,根据钻孔资料确定研究区含水层底板的高程和地层厚度,采用克里金法插值生成数值模型所需有限(钻孔)的底板高程信息。在 FEFLOW 软件中,先生成平面二维三角形单元网络(图 4),然后将三角形单元垂向拉伸为三维棱柱单元,再按层(slice)进行四面体网格剖分(图 5)。

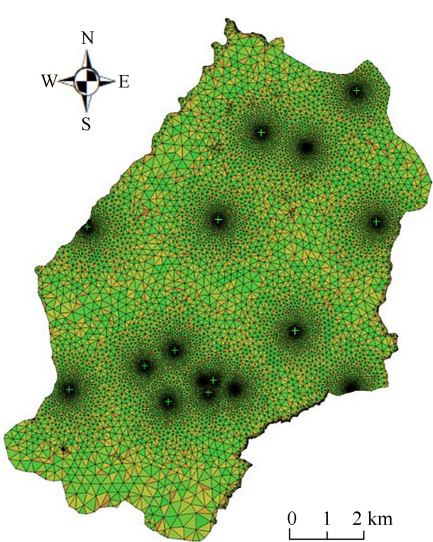


图 4 平面二维网络剖分
Fig.4 Flat 2D network

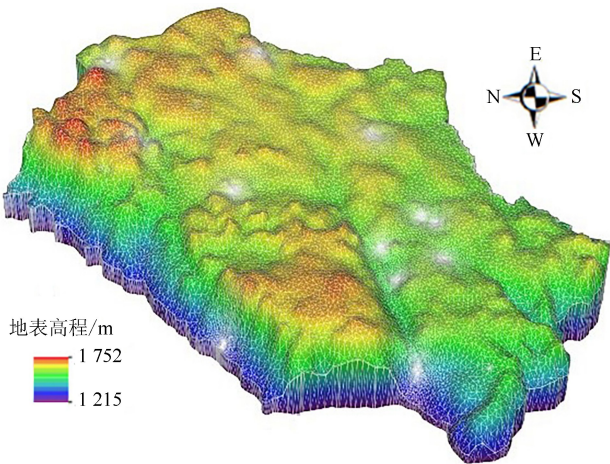


图 5 三维四面体网格剖分
Fig.5 3D tetrahedral mesh

3 基于高斯过程生成岩溶管道

3.1 高斯过程

高斯过程(Gaussian process, GP)是概率论和数理统计中随机过程的一种,是一系列服从正态分布的随机变量在一指数集内的组合。高斯过程中任意随机变量的线性组合都服从正态分布,且其本身在连续指数集上的概率密度函数即是所有随机变量的高斯测度,因此被视为联合正态分布的无限维广义延伸^[22-24]。

高斯过程的数学表达如下:

对于数据集 $D' = \{(\mathbf{x}_i, y_i) \mid i=1, 2, \dots, q\} = (\mathbf{X}, \mathbf{Y})$, 其中, $\mathbf{x}_i \in M^f$ 为 f 维输入矢量, $\mathbf{X} = [\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2, \mathbf{x}_3, \dots, \mathbf{x}_q]$ 为 $q \times f$ 维输入矩阵, $y_i \in M$ 为输出标量, $\mathbf{Y} = [y_1, y_2, y_3, \dots, y_q]$ 为输出矢量, $\mathbf{X}$ 与 $\mathbf{Y}$ 联合概率分布服从 f 维高斯分布^[21]。

从函数空间看,高斯过程的统计特征完全由均值函数 $u(x)$ 和协方差函数 $\sigma(x, x')$ 确定:

$$\begin{cases} u(x) = E[\mathbf{Y}(\mathbf{X})]; \\ \sigma(x, x') = E[(\mathbf{Y}(x) - u(x))(\mathbf{Y}(x') - u(x'))]. \end{cases} \quad (10)$$

式中: $x, x' \in \mathbf{X}$ 均为随机输入变量; E 为数学期望值。高斯过程可定义为

$$f(x) \sim G(u(x), \sigma(x, x')). \quad (11)$$

3.2 管道随机生成原理

假定在岩溶管道起始点到终点的空间域内岩溶管道的发育方向服从一个高斯过程,并且岩溶管道发育方向受到该暗河发育地层走向、倾向,以及区内构造裂隙发育方向的影响,具体如下。

假定在空间连续域上岩溶管道的发育方向为一个高斯过程,即在某一空间点 i 上,岩溶管道的发育方向 $\mathbf{D}$ 为一服从高斯分布的随机变量,且各个空间点上的 $\mathbf{D}$ 相互独立,若在岩溶管道入口和出口直线方向共 N 个空间点上依次进行岩溶管道发育方向计算,有

$$\mathbf{D}_i \sim N(u_i, \sigma_i^2), i=1, 2, 3, \dots, N; \quad (12)$$

$$\mathbf{D}_i \perp \mathbf{D}_j, i \neq j. \quad (13)$$

式中: $N(u_i, \sigma_i^2)$ 为以 u_i 为均值、 σ_i^2 为方差的高斯分布; $\mathbf{D}_i = (D_{i,x}, D_{i,y}, D_{i,z})$ 为表示方向的三维向量。

岩溶管道入口处的方向由实际观测确定。在生成岩溶管道时通过对 $\mathbf{D}_i$ 进行采样,就可以得到位置 i 处的岩溶管道发育方向。一旦当前点 i 的岩溶管道发育方向确定,在给定当前点 i 与下一点 $i+1$ 之间距离(某一方向上两点之间的距离)的情况下,沿着当前点 i 的岩溶管道发育方向便可获得 $i+1$ 点的空间位置。通过计算各个岩溶管道发育控制点坐标,可得到整个岩溶管道路径。

为了考虑地质条件(如构造裂隙发育方向)对岩溶管道发育方向的约束,假定当前位置为 i , ζ_i 为当前位置裂隙发育方向 $\mathbf{S}_i$ (称为成因项)、上一位置岩溶管道发育方向 $\mathbf{D}_{i-1}$ (称为惯性项)和当前位置与岩溶管道出口连线方向 $\mathbf{O}_i$ (称为约束项)的线性组

合,即

$$\zeta_i = w_s \mathbf{S}_i + w_d \mathbf{D}_{i-1} + w_o \mathbf{O}_i \quad (14)$$

式中, w_s 、 w_d 和 w_o 分别为 $\mathbf{S}_i$ 、 $\mathbf{D}_{i-1}$ 、 $\mathbf{O}_i$ 的权重系数。

当前位置 i 与下一点 $i+1$ 处之间的距离 Δd_i 也通过随机的方法

$$\Delta d_i = N\left(\frac{d_i}{N+1-i}, \sigma_d^2\right) \quad (15)$$

计算。式中: d_i 为 x 方向上当前位置 i 与岩溶管道出口之间的距离; σ_d^2 为方差。

第 $i+1$ 个点的位置坐标为

$$d_{i+1} = d_i + \mathbf{D}_i \otimes \left| \frac{\Delta d_i}{D_{i,x}} \right|. \quad (16)$$

式中, $\otimes$ 为向量 $\mathbf{D}_i$ 中每个元素均与符号右侧数值相乘。

为了使得岩溶管道路径受到出、入口位置的约束, σ_i^2 应当先增大后降低。假定 σ_i^2 每隔一个步长 S_u 即每计算个空间点上的发育方向便增大一次,直到设定的方差增长至终点 N_u 。即若当前点 i 是设定的上升步长 S_u 的整数倍,则当前点的 σ_i^2 为上一点处的 σ_{i-1}^2 与增长速率 r_u ($r_u > 1$) 的乘积,否则 σ_i^2 与上一个点的 σ_{i-1}^2 一致,直到 i 大于设定的方差增长终点 N_u , 即

$$\sigma_i^2 = \sigma_{i-1}^2 r_u,$$

$$i < N_u, \text{ 且 } i \bmod S_u = 0. \quad (17)$$

式中, $\bmod$ 表示取余运算。

相应地,设置一个方差开始减小的起点为 N_d ($N_d > N_u$), 当 i 介于 N_u 和 N_d 之间时, σ_i^2 与上一个点的 σ_{i-1}^2 一致,即

$$\sigma_i^2 = \sigma_{i-1}^2, N_u \leq i < N_d. \quad (18)$$

当 i 大于 N_d 时, σ_i^2 开始逐步减少。设定一个减小步长 S_d , 当 i 为设定减小步长 S_d 的整数倍时,当前点的 σ_i^2 就为上一个点的 σ_{i-1}^2 与降低速率 r_d ($0 < r_d < 1$) 的乘积,否则 σ_i^2 与上一个点的 σ_{i-1}^2 一致,即

$$\sigma_i^2 = \sigma_{i-1}^2 r_d,$$

$$i \geq N_d, \text{ 且 } i \bmod S_d = 0. \quad (19)$$

当前后两点之间的距离大于某一个距离阈值时,在两点之间采用三角函数插值的形式添加中间点,避免出现将点位导入 FEFLOW 中时出现部分单元体内没有数据点的情况。

本文基于高斯过程生成的岩溶管道路径具有随机性,因管道的出入口位置和大小作为限制条件是

确定的;而一旦管道位置确定后,其中的流量将由入口处的补给量和管道周边基质中的地下水流场决定,因此管道中水流是确定而不是随机的,可以用确定性水流模型描述和模拟。

3.3 岩溶管道生成

研究区共有 3 条暗河,其中: FH01、FH03 两条暗河位于模拟区边界,且暗河位置已知; FH04 暗河仅知道出入口位置,未调查到暗河的具体空间位置即路径,因此作为本次模拟对象。根据 FH04 暗河出入口之间距离和出口处洞口规模(洞口直径约 1.5 m),推测该暗河属于小型暗河,模拟时设定管道截面积不变,为 1.8 m²。由于 FH04 暗河水流在 QD23 泉处出露后又转入地下,因此该暗河实际上被分为两段。

首先在 ArcGIS 软件中基于该暗河发育地层的走向和倾向、区内构造裂隙的发育方向(北东向)以及暗河的入口与出口之间的方向,利用 3.2 小节的方法生成两条岩溶管道路径(图 6),得到岩溶管道的空间位置数据;然后输入 FEFLOW 软件建立的模型,使用 FEFLOW 的分离体(discrete feature)功能对岩溶管道单独进行四面体网络剖分,建立岩溶管道离散结构单元(图 7)。分离体功能可按有限元剖分要求自动将管道单元与基质单元进行联结,离散单元与基质间的水量交换根据分离体与相邻基质单元中的水头差用下式进行计算:

$$q = \Phi K (H_2 - H_r)。(20)$$

式中: q 为从基质流入或流出暗河的单位面积水量(m/d); H_2 为暗河相邻基质单元内部结点的已知地下水位(m); H_r 为暗河水位(m); K 为相邻基质渗透系数(m/d); Φ 为交换率(m⁻¹)。

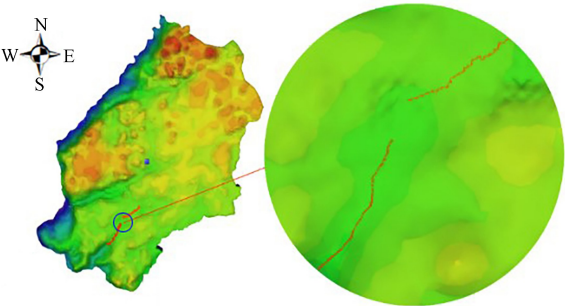


图 6 随机生成的岩溶管道
Fig.6 Randomly generated karst pipe

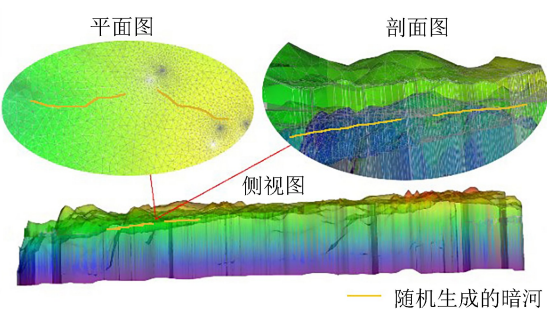


图 7 岩溶管道剖分及空间展布
Fig.7 Karst pipe segmentation and spatial layout

4 岩溶区地下水流模拟

4.1 特殊水文地质体处理

4.1.1 岩溶大泉

岩溶区泉流量极不稳定,丰枯期差异很大。流量小的泉多为上层滞水补给的季节性泉,对岩溶水均衡影响不大,本次研究予以忽略;而岩溶大泉对地下水均衡和地下水流场影响较大,在地下水流场模拟时不可忽略。根据现场水文地质调查,研究区内存在 4 个流量大的泉点,最大泉的流量为 20 ~ 70 L/s。在数值模型中,要准确模拟泉水是比较困难的,为解决这个困难,我们在区域剖分时先将泉点设为结点并赋予渗出或抽水属性,再利用 FEFLOW 软件的 seepage face(渗出面)模块固定该结点水头值等于泉水出露高程,渗出量或抽水量等于泉流量。

4.1.2 断层

目前在地下水流数值模拟工作中对断层的处理方法为,将断层作为参数区界线,对其两侧含水层渗透系数分别取值;或将断层与相邻含水层视为同一系统,不做处理。单独概化三维断层时,FEFLOW 软件相较于 GMS、Visual MODFLOW 等有限差分法软件可以消除“锯齿状”剖分网格的不利影响,能更准确地描述断层的空间形态,提升数值模拟结果的准确性^[25-30]。模拟区内发育有雪甫—甘河断层和黄家桥—嘿社断层两条断层,其中黄家桥—嘿社断层规模较小,对地下水流场影响较小,可不进行特殊处理;而雪甫—甘河断层自北东至西南向切割整个模拟区且断距较大,水文地质调查表明该断层为导水断层。为模拟断层结构,根据断层倾角、倾向、走向及断层深度,在 GIS 中制作反映断层空间形态的数据文件(形文件)导入 FEFLOW 中,也使用 FEFLOW 的分离体功能将断层作为一个独立的强

渗透条块进行四面体剖分,并对断层区加密剖分单元。

4.1.3 岩溶洼地及落水洞

模拟区内发育有岩溶洼地共 44 个、落水洞 4 个,根据调查结果确定岩溶洼地和落水洞的地表汇水范围,在模拟时将这些范围单独分区。对于岩溶洼地,在其汇水范围内给予较大的降水入渗系数和较大的渗透系数;对于落水洞,在其汇水范围内将降水入渗系数置为 1。

4.2 模型识别与验证

本研究依托于某电厂地下水环境影响评价项目,开展了三期地下水位统测工作,调查了包括民井、钻孔、岩溶竖井、天窗、地下河出口和有效泉点等地下水露头,实测了这些露头的地下水位。电厂规划厂址位于研究区东北部及东南部,其周边布设了 25 个地下水钻孔(观测孔),将这些钻孔作为校准观测点。根据调查点(地下水露头)各期实测水位,采用克里金插值获得实际地下水等水位线图或流场图,调查点(实测地下水位点)位置如图 8 所示,共计 86 个。以枯水期地下水流场作为模型初始流场,平

水期地下水流场为模拟目标流场,丰水期地下水流场为校核流场,进行模型及其参数的识别。采用试错-目估法判断计算的平水期(拟合期)流场等水位线与目标流场等水位线的拟合程度,识别结果见图 8,可见两个流场有较高的拟合度。另外,丰水期(校核期)流场(图 9)也具有较高的拟合度。

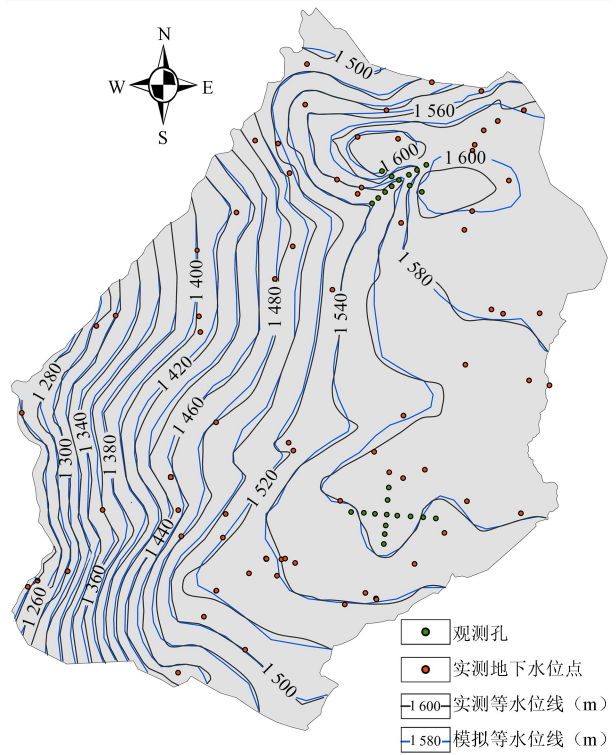


图 8 研究区平水期潜水等水位线拟合图(流场图)

Fig.8 Suitable diagram of diving isometric lines in the study area during the normal-water period (flow field diagram)

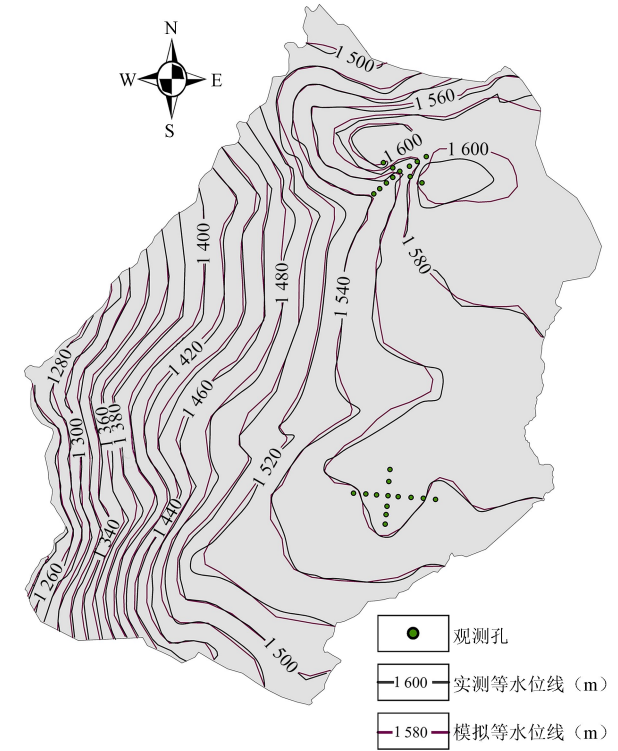


图 9 研究区丰水期潜水等水位线拟合图(流场图)

Fig.9 Suitable diagram of diving isometric lines in the study area during the flood period (flow field diagram)

通过模型校正与识别,将研究区划分了 86 个水文地质参数区(包括 4 个断层区)和 33 个降水入渗系数区(包括岩溶洼地、落水洞),得到了各水文地质参数区渗透系数(图 10)、给水度和各入渗系数区的降水入渗系数(图 11)。由图 10 可见:断层带 x 方向上的渗透系数大于非断层带,且研究区内 x 方向上的渗透系数均大于 $0.020\ 0\ \text{m/d}$,符合岩溶地区含水层的渗透性。由图 11 可见:岩溶洼地和落水洞以外区域降水入渗系数为 $0.20\sim 0.45$,表明该区域垂直向溶隙、溶缝较发育。

4.3 模拟结果

4.3.1 地下水观测水位与计算值比较

1)检验 25 个校准观测点处计算水位与实测水位之间的差值(表2),结果显示,平水期(拟合期)有

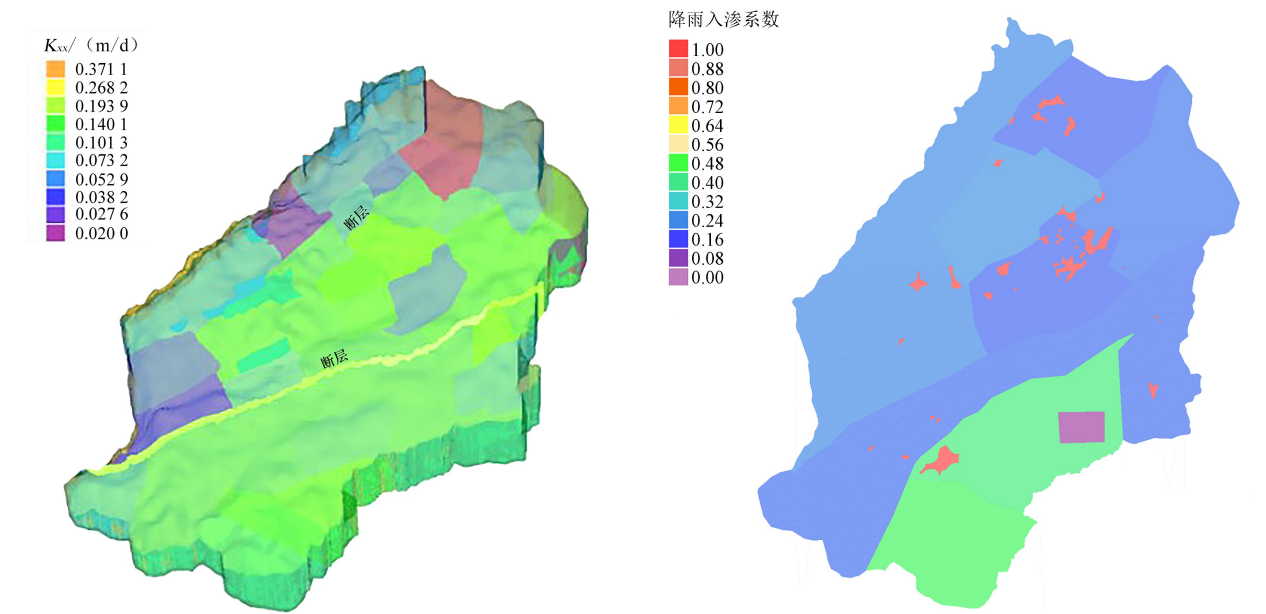


图 10 研究区渗透系数(K_{xx})分区

图 11 研究区降雨入渗系数分区

Fig.10 Permeability coefficient (K_{xx}) zoning of the study area

Fig.11 Rainfall infiltration coefficient zoning of the study area

表 2 研究区观测孔实测水位与计算水位对比结果

观测孔	拟合期			校核期		
	实测水位/m	计算水位/m	水位差/m	实测水位/m	计算水位/m	水位差/m
ZK1	1 566.20	1 566.51	−0.31	1 566.60	1 566.55	0.05
ZK2	1 569.50	1 569.26	0.24	1 570.00	1 569.63	0.37
ZK3	1 570.78	1 570.55	0.23	1 571.20	1 570.88	0.32
ZK4	1 571.00	1 571.71	−0.71	1 571.40	1 571.56	−0.16
ZK5	1 574.00	1 574.35	−0.35	1 574.20	1 574.27	−0.07
ZK6	1 575.50	1 575.84	−0.34	1 575.80	1 575.82	−0.02
ZK7	1 557.70	1 557.51	0.19	1 557.90	1 557.70	0.20
ZK8	1 561.30	1 562.08	−0.78	1 561.60	1 561.84	−0.24
ZK9	1 564.80	1 565.72	−0.92	1 565.10	1565.41	−0.31
ZK10	1 574.80	1 574.78	0.02	1 575.25	1 575.01	0.24
ZK11	1 567.50	1 567.90	−0.40	1 568.06	1 567.98	0.08
ZK12	1 559.60	1 559.90	−0.30	1 560.25	1 560.08	0.17
ZK13	1 549.30	1 550.47	−1.17	1 549.90	1 550.18	−0.28
ZK14	1 596.40	1 596.89	−0.49	1 596.70	1 596.79	−0.09
ZK15	1 578.70	1 580.64	−1.94	1 579.14	1 579.89	−0.75
ZK16	1 562.70	1 565.95	−3.25	1 563.20	1 564.58	−1.38
ZK17	1 551.55	1 555.55	−4.00	1 561.75	1 560.65	1.10
ZK18	1 548.67	1 549.63	−0.96	1 548.97	1 549.30	−0.33
ZK19	1 545.40	1 545.74	−0.34	1 545.60	1 545.67	−0.07
ZK20	1 541.50	1 542.00	−0.50	1 541.82	1 541.91	−0.09
ZK21	1 540.70	1 541.05	−0.35	1 541.10	1 541.07	0.03
ZK22	1 615.65	1 611.87	3.78	1 615.95	1 613.91	2.04
ZK23	1 579.10	1 575.16	3.94	1 579.50	1 577.33	2.17
ZK24	1 573.90	1 575.26	−1.36	1 573.24	1 574.25	−1.01
ZK25	1 609.00	1 608.17	0.83	1 609.35	1 608.76	0.59

18 个点水位差值的绝对值在 1.00 m 以内,丰水期(校核期)有 20 个点水位差值的绝对值在 1.00 m 以内。丰水期计算水位与实测水位的水位差范围极小,最大水位差值为 2.17 m,差值在 0.50 m 范围内的观测孔较多。进一步计算得知:计算水位与实测水位关系的决定系数 R^2 可达到 0.998 5,极接近于 1;平均绝对误差 E_{MA} 和均方根误差 E_{RMS} 分别为 0.486 和 0.766 m,表明模拟结果较好。

决定系数、平均绝对误差和均方根误差计算公式如下:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^{N'} (H_{O_i} - H_{\bar{O}})(H_{A_i} - H_{\bar{A}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N'} (H_{O_i} - H_{\bar{O}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{N'} (H_{A_i} - H_{\bar{A}})^2}} \right)^2; \tag{21}$$

$$E_{\text{MA}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N'} |H_{O_i} - H_{A_i}|; \tag{22}$$

$$E_{\text{RMS}} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N'} (H_{O_i} - H_{A_i})^2}。 \tag{23}$$

式中: H_{O_i} 为第 i 个观测孔的实测水位(m); H_{A_i} 为第 i 个观测孔的计算水位(m); $H_{\bar{O}}$ 为所有水位点观测数据的平均值(m); $H_{\bar{A}}$ 为所有水位点的模型计算平均值(m); N' 为观测水位点的总数。

2) 采用纳西效率系数 E_{NS} 对模拟结果进行评价。公式为

$$E_{\text{NS}} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N'} (H_{O_i} - H_{A_i})^2}{\sum_{i=1}^{N'} (H_{O_i} - H_{\bar{O}})^2}。 \tag{24}$$

计算结果表明,25 个地下水位观测点模拟得到的水位与实测水位比较, E_{NS} 可达 0.998 2,极接近于 1,表明模拟结果很好。

4.3.2 水均衡分析

根据模拟结果对研究区模拟期(5 个月)进行水均衡计算。结果(表 3)表明,研究区地下水流入总量为 $5.76 \times 10^7 \text{ m}^3$,其中河流及降雨补给量为 $2.42 \times 10^7 \text{ m}^3$,河流、暗河及泉水排泄量 $2.33 \times 10^7 \text{ m}^3$,地下水均衡差为 $0.02 \times 10^7 \text{ m}^3$,占总量的 0.35%,基本满足均衡要求。

表 3 研究区地下水均衡表			
Table 3 Groundwater balance in the study area			
	源汇项	水量/ (10 ⁷ m ³)	占总量比 例/%
流入	水位变动	3.34	57.93
	储存量		
	河流补给量	0.06	1.09
	降雨补给量	2.36	40.98
	合计	5.76	
流出	水位变动	3.41	59.48
	释放量		
	河流排泄量	0.65	11.35
	暗河排泄量	0.02	0.27
	泉排泄量	1.66	28.90
	合计	5.74	
均衡差		0.02	0.35

5 结论与建议

1) 地下暗河(形成)的位置既有规律性(主要受地质构造控制)也有随机性,本文采用采用高斯随机分布函数在岩层产状、地质构造发育方向和进出口位置的限制下成功生成了与实际暗河走向一致的地下暗河,以此建立的双重介质岩溶水地下水数值模型取得了较高的模拟精度,表明本文提出的方法是可行的。

2) 对于岩溶水特殊的水文地质条件(地下水暗河、洼地、落水洞、大泉和导水断层等),通过对暗河使用管道流,将导水断层处理为强渗透条块,对洼地和落水洞的汇水范围给予较大的降水入渗系数,把泉水处理为定水头的抽水井后,大大提高了岩溶地下水流场的模拟精度,25 个观测点模拟水位与实测水位纳西效率系数达 0.998 2,极接近于 1,为准确模拟岩溶水流提供了综合处理的思路。

3) 暗河的空间尺寸即管道截面积大小也是随机变化的,本文只考虑具有有压水流的等截面积管道的空间位置变化,忽略了大截面积时管道水流的无压状态,模拟的地下水流场与实际流场存在一定偏差,这将在今后研究中进行改进。

参考文献(References):

[1] Goldscheider N, Chen Z, Auler A S, et al. Global

- Distribution of Carbonate Rocks and Karst Water Resources[J]. *Hydrogeology Journal*, 2020, 28(5): 1 - 17.
- [2] Stevanović Z. Karst Waters in Potable Water Supply: A Global Scale Overview [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2019, 78(23): 662.
- [3] 朱昊. 岩溶含水介质刻画: 以桂林毛村流域为例[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2017.
- Zhu Hao. Description for Karst Aquifer Medium: A Case Study in Maocun Basin of Guilin [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2017.
- [4] 李琪, 赵小二, 武周虎, 等. 溶潭容积对岩溶管道穿透曲线的影响实验[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2022, 52(3): 979 - 991.
- Li Qi, Zhao Xiaor, Wu Zhouhu, et al. Experiments on Effect of Karst Pool Volume on Breakthrough Curves in Karst Conduits [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2022, 52(3): 979 - 991.
- [5] 陈亚洲, 董维红. 利用示踪试验时间-浓度曲线分析岩溶管道结构特征[J]. *水文地质工程地质*, 2022, 49(1): 41 - 47.
- Chen Yazhou, Dong Weihong. Analysis of Structural Characteristics of Karst Conduit by Time-Concentration Curve of Tracer Test [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2022, 49(1): 41 - 47.
- [6] 杨杨, 唐建生, 苏春田, 等. 岩溶区多重介质水流模型研究进展[J]. *中国岩溶*, 2014, 33(4): 419 - 424.
- Yang Yang, Tang Jiansheng, Su Chuntian, et al. Research Advances on Multi-Medium Flow Model for Karst Aquifers [J]. *Carsologica Sinica*, 2014, 33(4): 419 - 424.
- [7] 任智丽, 路明, 孙小双. 会仙湿地岩溶地下水数值模拟[J]. *南水北调与水利科技*, 2020, 18(5): 157 - 164.
- Ren Zhili, Lu Ming, Sun Xiaoshuang, et al. Numerical Simulation of Karst Groundwater in Huixian Wetland [J]. *South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2020, 18(5): 157 - 164.
- [8] 洪淑娜, 蓝俊康, 陈丽娜. 基于 GMS 的模拟结果绘制岩溶区地下水位等值线图[J]. *中国农学通报*, 2013, 29(29): 113 - 117.
- Hong Shuna, Lan Junkang, Chen Lina. The Preparation of Contour Maps of Groundwater Table in Karst Based on GMS [J]. *Chinese Agricultural Science Bulletin*, 2013, 29(29): 113 - 117.
- [9] 陈丽娜, 洪淑娜, 蓝俊康. 管道型岩溶地下水水资源量计算方法探讨[J]. *人民珠江*, 2014, 35(2): 38 - 41.
- Chen Lina, Hong Shuna, Lan Junkang. Discussion on Calculation Method of Pipeline Karst Groundwater Water Resources [J]. *Pearl River*, 2014, 35(2): 38 - 41.
- [10] 张美泉. 穿越岩溶管道介质的隧道地下水流场三维模拟[D]. 成都: 成都理工大学, 2019.
- Zhang Mei-quan. Three-Dimensional Simulation of Groundwater Movement in Tunnels Crossing Karst Pipeline Medium [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2019.
- [11] Kavousi A, Reimann T, Lied R, et al. Karst Aquifer Characterization by Inverse Application of MODFLOW - 2005 CFPv2 Discrete-Continuum Flow and Transport Model [J]. *Journal of Hydrology*, 2020, 587: 124922.
- [12] 杨郑秋, 杨杨, 邵景力, 等. 基于 MODFLOW - CFP 的岩溶水模型降雨非线性入渗补给研究: 以湖南省香花岭地区为例[J]. *中国岩溶*, 2019, 38(5): 691 - 695.
- Yang Zhengqiu, Yang Yang, Shao Jingli, et al. Study on Non-Linear Rainfall Infiltration Recharge of Numerical Karst Water Model Based on MODFLOW - CFP: A Case Study of Xianghualing Area, Hunan Province [J]. *Carsologica Sinica*, 2019, 38(5): 691 - 695.
- [13] 武亚遵, 李彦涛, 林云, 等. 管道流模型参数敏感性分析及其在许家沟泉域的应用[J]. *水文地质工程地质*, 2020, 47(2): 68 - 75.
- Wu Yazun, Li Yantao, Lin Yun, et al. A Sensitivity Analysis of Conduit Flow Model Parameters and Its Application to the Catch Area of the Xujiagou Spring [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2020, 47(2): 68 - 75.
- [14] Zheng X K, Yang Z B, Wang S, et al. Evaluation of Hydrogeological Impact of Tunnel Engineering in a Karst Aquifer by Coupled Discrete-Continuum Numerical Simulations [J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 597: 125765.
- [15] 刘建国, 许光照, 马学礼. 基于 FEFLOW 的岩溶管道模型构建方法探讨[J]. *中国岩溶*, 2015, 34(6): 586 - 590.
- Liu Jianguo, Xu Guangzhao, Ma Xueli. Application of FEFLOW to the Description of Karst Conduit Flow Model [J]. *Carsologica Sinica*, 2015, 34(6): 586 - 590.
- [16] Fandel C, Ferré T, Chen Z, et al. A Model Ensemble

Generator to Explore Structural Uncertainty in Karst Systems with Unmapped Conduits[J]. Hydrogeology Journal,2021,29(1):229 – 248.

[17] Malard A, Jeannin P, Vouillamoz J, et al. An Integrated Approach for Catchment Delineation and Conduit-Network Modeling in Karst Aquifers: Application to a Site in the Swiss Tabular Jura[J]. Hydrogeology Journal, 2015,23(7):1341 – 1357.

[18] Borghi A, Renard P, Cornaton F. Can One Identify Karst Conduit Networks Geometry and Properties from Hydraulic and Tracer Test Data? [J]. Advances in Water Resources,2016,90:99 – 115.

[19] Sivellev V, Renard P, Labat D. Coupling SKS and SWMM to Solve the Inverse Problem Based on Artificial Tracer Tests in Karstic Aquifers [J]. Water,2020,12(4):1139.

[20] Schmidt S, Geyer T, Guttman J, et al. Characterisation and Modelling of Conduit Restricted Karst Aquifers; Example of the Auja Spring, Jordan Valley[J]. Journal of Hydrology, 2014, 511: 750 – 763.

[21] 李小兰,曾献奎,王栋,等.基于优化-自适应稀疏网格替代模型的地下水模拟参数不确定性分析[J].吉林大学学报(地球科学版), 2022, 52(4):1234 – 1243.

Li Xiaolan, Zeng Xiankui, Wang Dong, et al. Uncertainty Analysis of Groundwater Simulation Parameters Based on Optimized-Adaptive Sparse Grid Surrogate Model [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2022, 52(4):1234 – 1243.

[22] Williams C K I, Rasmussen C E. Gaussian Processes for Machine Learning[M]. Cambridge: MIT Press, 2006: 7 – 32.

[23] 何志昆,刘光斌,赵曦晶,等.高斯过程回归方法综述[J].控制与决策,2013,28(8):1121 – 1129.

He Zhikun, Liu Guangbin, Zhao Xijing, et al. Overview of Gaussian Process Regression[J]. Control and Decision, 2013, 28(8): 1121 – 1129.

[24] 郑倩贞,徐平峰.基于自适应惩罚的潜变量高斯图模型结构学习[J].吉林大学学报(理学版), 2023, 61(5): 1056 – 1062.

Zheng Qianzhen, Xu Pingfeng. Structure Learning of Gaussian Graphical Models with Latent Variables Based on Adaptive Penalties [J]. Journal of Jilin University (Science Edition), 2023, 61 (5): 1056 – 1062.

[25] 朱君,安瑞瑞.复杂断层矿区地下水三维数值模拟[J].水资源保护,2016,32(6):45 – 50,56.

Zhu Jun, An Ruirui. Three-Dimensional Numerical Simulation of Groundwater in Mining Areas with Complex Faults [J]. Water Resources Protection, 2016,32(6): 45 – 50,56.

[26] 刘志峰,柳硕林,王琳琳,等.数值模拟法在西龙河峰山断层带岩溶水允许开采量评价中的应用[J].地质学刊,2010,34(3):271 – 274.

Liu Zhifeng, Liu Shuolin, Wang Linlin, et al. Application of Numerical Modeling in Permissive Karst Water Yield Assessment in Fault Zone in Yishan Along Xilong River [J]. Geology Journal, 2010,34(3):271 – 274.

[27] 梁世川,徐明,王磊,等.GMS在地下水数值模拟及断层处理中的应用:以盖孜河水源地为例[J].地下水, 2013,35(6):53 – 54,125.

Liang Shichuan, Xu Ming, Wang Lei, et al. The Application of GMS in the Groundwater Value Simulation and Fault Treatment: Take the Water Source of the Gaizi River as an Example [J]. Groundwater,2013,35 (6): 53 – 54,125.

[28] 闫佰忠,徐文杰,李玉涵,等.地下水源热泵抽灌井优化布置及参数灵敏度[J].吉林大学学报(地球科学版), 2023, 53(1):218 – 229.

Yan Baizhong, Xu Wenjie, Li Yuhuan, et al. Optimal Layout of Pumping and Recharging Wells for Groundwater Source Heat Pump and Parameter Sensitivity [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2023, 53(1):218 – 229.

[29] 李露露,张秋兰,李星宇,等.高放废物深地质处置地下水数值模拟应用综述[J].水文地质工程地质, 2022, 49 (2): 43 – 53.

Li Lulu, Zhang Qiulan, Li Xingyu, et al. Review of Groundwater Numerical Simulation for Deep Geological Disposal of High-Level Radioactive Waste [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2022, 49 (2): 43 – 53.

[30] 刘玲,陈坚,牛浩博,等.基于FEFLOW的三维土壤-地下水耦合铬污染数值模拟研究[J].水文地质工程地质, 2022, 49 (1): 164 – 174.

Liu Ling, Chen Jian, Niu Haobo, et al. Numerical Simulation of Three-Dimensional Soil-Groundwater Coupled Chromium Contamination Based on FEFLOW [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2022, 49 (1): 164 – 174.