

罗一鸣, 成建梅, 徐文杰, 等. 西南岩溶区深埋隧洞涌水条件分析及涌水量预测——以滇中引水工程大坡子隧洞为例[J]. 中国岩溶, 2023, 42(6): 1224-1236.

DOI: 10.11932/karst20230608

西南岩溶区深埋隧洞涌水条件分析及涌水量预测 ——以滇中引水工程大坡子隧洞为例

罗一鸣¹, 成建梅¹, 徐文杰², 巴净慧², 黄盛财¹, 段天宇¹

(1. 中国地质大学(武汉)环境学院, 湖北武汉 430078; 2. 云南地质工程第二勘察院有限公司, 云南昆明 650218)

摘要:隧洞涌水预测是隧洞安全施工的重要保证, 而分析涌水条件、识别涌水来源是涌水量预测的前提。本文以滇中引水工程大坡子隧洞为研究对象, 通过分析研究区地层岩性、地质构造, 结合地下水水化学特征、同位素结果, 厘清了研究区地下水的水文地质条件, 确定了隧洞涌水补给来源; 在此基础上, 利用解析法和数值法对隧洞最大单位涌水量和正常单位涌水量进行计算, 并将预测涌水量与实测涌水量进行了对比。其中, 基于FEFLOW构建的地下水流数值模型, 耦合模拟区域宏观流场的同时, 采用多时间序列与各类内边界综合赋值的方法刻画动态施工过程。结果表明: 解析法可以在工程初勘设计阶段高效计算隧洞涌水量, 但不能动态预测隧洞涌水变化且在地下水位较高区段预测精确度不如数值法; 数值法能够精细刻画含水系统结构、参数分布以及隧洞施工工况, 能较精确预报施工涌水量变化; 故采用解析-数值方法可以显著提高涌水量预测效率和精度。本文采用的方法和模型对于大风险隧洞突涌水灾害防控具有重要意义。

关键词:西南岩溶区; 深埋隧洞; 涌水条件; 涌水量; 解析法; 数值法

中图分类号: P641.134 文献标识码: A

文章编号: 1001-4810(2023)06-1224-13

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

中国西南岩溶地区地形复杂且岩溶发育, 碳酸盐岩出露面积大, 地表岩溶洼地、槽谷分布广, 地下岩溶裂隙管道发育, 隧洞施工容易发生隧洞涌突水, 对生命财产构成重大威胁^[1-3], 因此查明隧洞涌水条件、识别隧洞涌水来源以及预测隧洞涌突水量是近年来岩溶水文地质工作重点关注问题^[4-7]。

隧道涌水来源识别方法有模糊数学分析法、水化学分析法和同位素分析法等, 其中水化学分析法

是通过测定地下水中的常量元素来综合反映地下水的化学特征, 再结合水文地质条件分析能大致确定地下水来源^[8-9]; 氢氧同位素作为天然示踪剂, 可以识别地下水补给来源、分析水力联系以及计算补给高程, 罗明明^[10]、范威^[11]、常威^[12]等学者结合水化学和氢氧同位素识别了隧道涌水来源。隧洞涌水量的计算常用方法有水文比拟法、水均衡法、解析法和数值法^[13-14]等。解析法主要是通过经验计算公式对隧洞涌水量进行高效计算, 大多数解析法是基于一些假设和特定边界条件, 限制了其复杂情况下的适用

资助项目: 滇中引水工程II标段重点隧洞地下水模型研究(2021046356)

第一作者简介: 罗一鸣(1999-), 男, 湖南娄底人, 在读硕士, 主要从事岩溶水文地质研究。E-mail: 2312238375@qq.com。

通信作者: 成建梅(1971-), 女, 新疆博乐人, 博士, 教授, 主要从事地下水水流和污染数值模拟研究。E-mail: jmcheng@cug.edu.cn。

收稿日期: 2022-04-30

性;数值法常用的岩溶水流动模拟方法主要包括等效多孔介质法、双重连续介质法和三重介质法^[15-16],由于大尺度下裂隙网络的刻画具有局限性,因此等效多孔介质法仍是研究地下水规律的有效手段^[17],数值法可以通过获取准确的地质特征数据来模拟复杂的地质条件,然而在数值计算中,其精度受钻孔数据控制且建模过程相对复杂^[18]。因此数值法与解析法相互补充可以显著提高涌水量预测的效率与准确性,谯乾峰^[7]、王建华等^[6]学者分别采用数值法和解析法对岩溶隧洞涌水量进行了预测。但是,以往多数研究仅在勘察设计阶段对隧洞涌水量进行预测,未在模型中刻画实际施工进度以及未通过实际涌水数据来验证各类方法预测结果的准确性。

滇中引水工程大坡子隧洞属岩溶区深埋隧洞,水文地质条件复杂,断层发育较多,在水岩作用下,岩溶发育较为强烈。本文结合地下水水化学特征和同位素特征对隧洞涌水条件和涌水来源进行综合分析,在此基础上,分别采用解析法和数值法对涌水量进行预测,并将预测涌水量与实测涌水量进行对比。其中,数值法^[19]基于FEFLOW构建地下水流模型,耦合模拟区域宏观流场,采用多时间序列与各类内边界综合赋值的方法刻画动态施工过程,着重构建工程尺度下岩溶水精细模型,以满足解决岩溶区工程建设引起的水环境和灾害综合防治问题的需要。

1 研究区背景

云南省滇中引水工程大坡子隧洞上接红白吉坎渡槽,下接绿冲河倒虹吸。研究区内隧洞长 6.94 km,出露二叠系纯灰岩、峨眉山玄武岩、三叠系不纯碳酸盐岩以及第三系碎屑岩。在歪头山、龙潭寨旋转构造影响下,区内各类断层密布(图 1),其中对隧洞施工影响较大的断层为尼腊—鱼鲜珠—官厅弧形断裂(F_{42-1} 、 F_{42-2} 、 F_{42-3}),该断层总体属阻水断层,但断层上下两盘岩石经过多期力学性质的转换,产生大量扭性和张性裂隙,在构造作用下,断层形成深切沟谷,使其有较大的汇水面积,有利于地表水与浅层风化裂隙水汇聚,在隧道开挖形成排泄基准面后会产生涌水(图 1)。在断层带的控制下,隧道涌水总体表现出分段涌水的特点,因此在计算涌水量时,可以以断层为界线,计算不同里程段的隧洞涌水量。

2 隧洞涌水条件分析

研究区地下水类型主要包括:松散岩类孔隙水、基岩裂隙水和岩溶水,其中对隧洞影响较大的主要是基岩裂隙水和岩溶水(图 2),基岩裂隙水主要分布于二叠系玄武岩及三叠系砂岩,富水性中等,由于渗透系数、降雨入渗补给系数较低,因此该段涌突水程

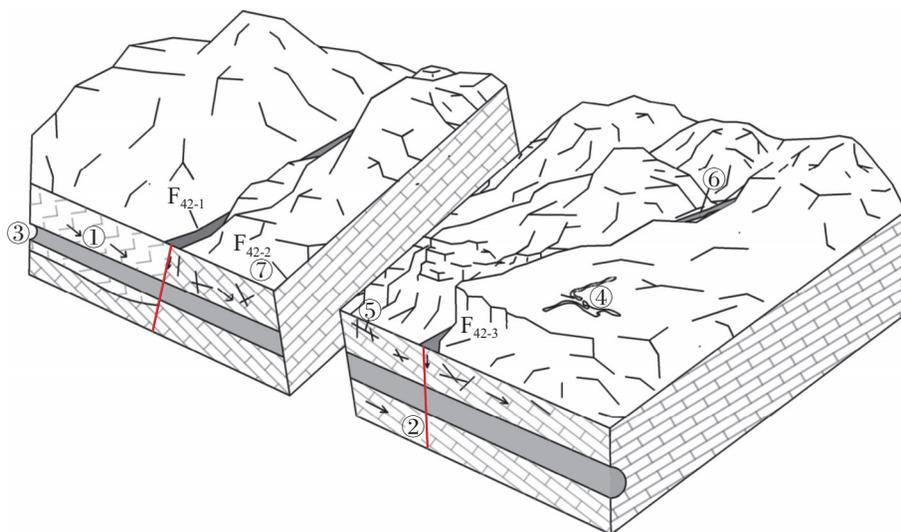


图 1 大坡子隧洞涌水条件三维示意图

① 基岩裂隙水 ② 岩溶水 ③ 大坡子隧洞 ④ 表层裂隙 ⑤ 浅层裂隙 ⑥ 岩溶槽谷 ⑦ 断层

Fig. 1 3D schematic diagram of water inflow conditions of Dapozi tunnel

① Bedrock fissure water ② Karst water ③ Dapozi tunnel ④ Surface fracture ⑤ Shallow fracture ⑥ Karst valley ⑦ Fault

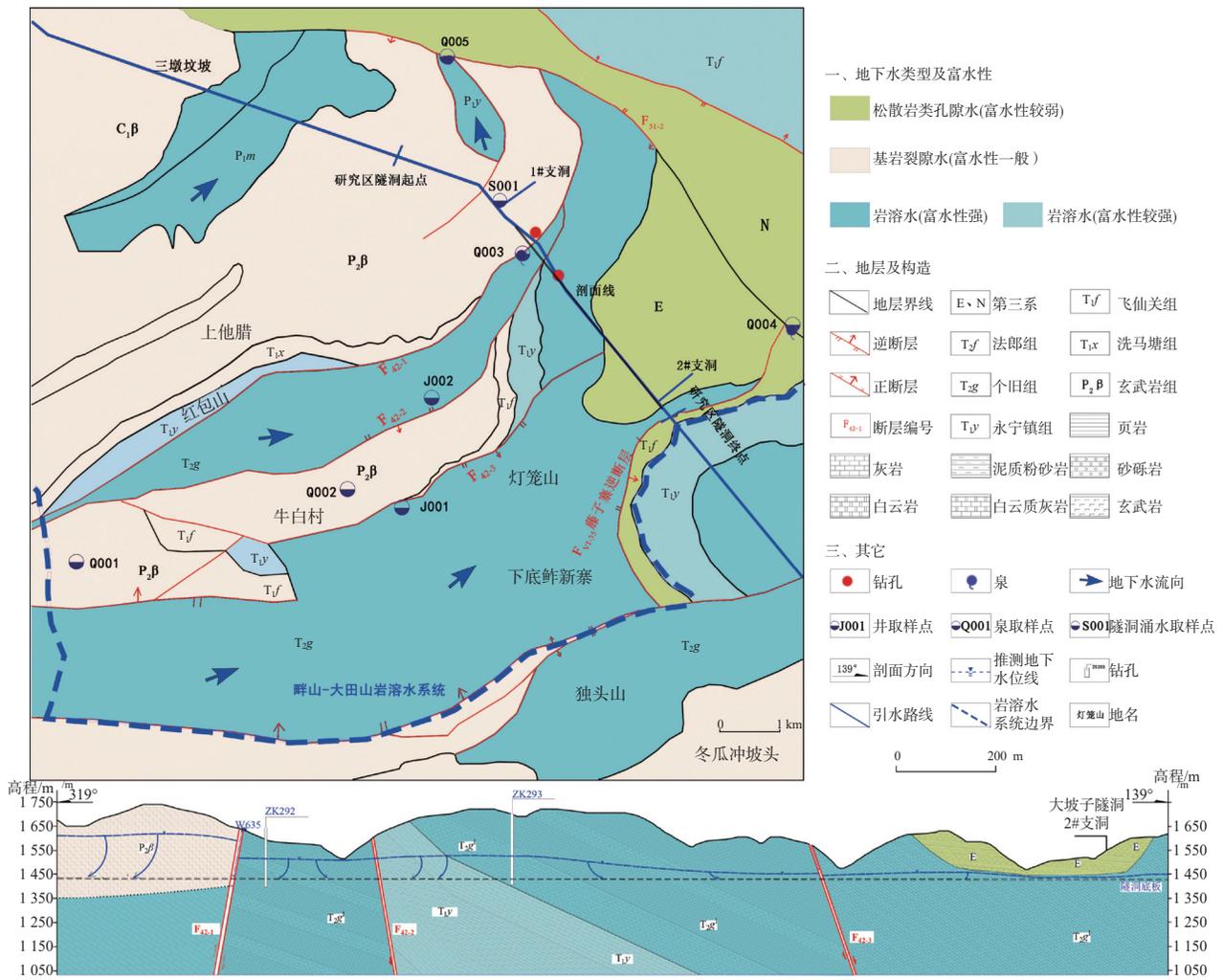


图 2 研究区水文地质图及采样点分布图

Fig. 2 Hydrogeological map and distribution of sampling points of the study area

度受降雨影响较低,隧洞涌水主要来源于裂隙中存储的地下水^[7]。岩溶水分布于研究区碳酸盐岩中,富水性强,主要接受大气降雨入渗补给,发育于碳酸盐岩中的溶蚀裂隙管道系统为降雨及地表水补给地下水提供了良好的通道,岩溶水往往沿岩溶层与非可溶岩接触带、盆地边缘等运移,遇阻隔水地层、断层后多以泉点形式排泄,因此,隧洞所在岩溶区地下水运动主要以水平径流为主,并通过裂隙通道接受部分降雨补给。

2.1 隧洞与岩溶水系统关系

大坡子隧洞在水文地质单元上属于泸江岩溶水系统的二级水系统畔山—大田山岩溶水系统(图 2),区内主要出露三叠系个旧组灰岩、白云岩、白云质灰岩、二叠系阳新组灰岩,集中分布于大坡子隧洞马

家山段的北西部和南东部。在二级水文地质单元畔山—大田山地质单元控制下,以地层岩性和地下水补径排条件为划分依据,可将可溶岩分布区划分为三个三级岩溶水文地质单元,分别为马家山岩溶水文地质单元(I)、歪头山岩溶水文地质单元(II)、磨依河岩溶水文地质单元(III)。

隧址区主要穿越马家山岩溶水系统单元(I),在该单元内,地表岩溶形态以洼地为主,其周边有石芽、石山发育;地层岩性主要为白云质灰岩,并发育有裂隙、溶隙,玄武岩上覆于阳新组灰岩上,在玄武岩阻隔下发育有单元内发育有马家山泉,地下水位在隧洞地板高程之上,在隧道施工形成新的排泄通道,岩溶槽谷汇集降雨及地表水,并沿岩溶裂隙渗入隧洞,因此在该段涌水风险较高。

2.2 地下水水化学特征

通过对研究区水样水化学特征进行测定(表 1), 其结果表明: 研究区水样 pH 值在 7.01~8.05 之间, 平均值为 7.69, 整体呈偏碱性水。地下水中的 TDS 介于 63.5~360.0 mg·L⁻¹ 之间, 呈现出由南到北逐渐升高的特征, 表明地下水流向由南至北流动, 可溶地层中水岩作用较为强烈, 地下水径流途径距离中等。

结合 Piper 三线图(图 3), 研究区水样全部位于“5”区, 其碱土金属离子大于碱金属离子, 弱酸根大于强酸根, 碳酸盐硬度大于 50%, 水化学特征以 HCO₃-Ca·Mg 型为主, HCO₃-Ca·Mg 型地下水主要形成原因是地下水在径流过程中, Mg²⁺ 浓度逐渐上升, 尤其在岩溶区与含钙镁矿物发生水岩作用后, Mg²⁺ 大幅增加。此外 1 号支洞隧洞涌水水样与基岩裂隙水特征

表 1 研究区地下水水化学组分特征

Table 1 Characteristics of hydrochemical components of groundwater in the study area

编号	水样性质	位置	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	TDS mg·L ⁻¹	舒卡列夫 分类
				mg·L ⁻¹							
Q001	泉水	补给区	8.55	108.58	0.89	18.49	26.24	7.39	7.09	93.6	HCO ₃ -Ca·Mg
J001	井水		7.28	80.52	0.35	15.31	17.76	7.68	3.27	79.9	HCO ₃ -Ca·Mg
Q002	泉水	径流区	8.31	61.00	0.20	20.03	12.72	7.29	4.84	63.5	HCO ₃ -Ca·Mg
J002	井水		8.02	451.40	5.32	45.00	78.56	38.93	35.51	307	HCO ₃ -Ca·Mg
Q003	泉水	排泄区	7.25	399.55	3.90	23.49	77.44	33.83	12.38	284.0	HCO ₃ -Ca·Mg
Q004	泉水		7.01	502.03	5.32	68.25	100.00	42.77	33.42	360.0	HCO ₃ -Ca·Mg
Q005	泉水		7.00	305.00	3.55	25.20	85.84	12.93	6.90	289.0	HCO ₃ -Ca
S001	涌水		8.09	294.02	1.95	25.02	47.12	27.46	20.30	198.4	HCO ₃ -Ca·Mg

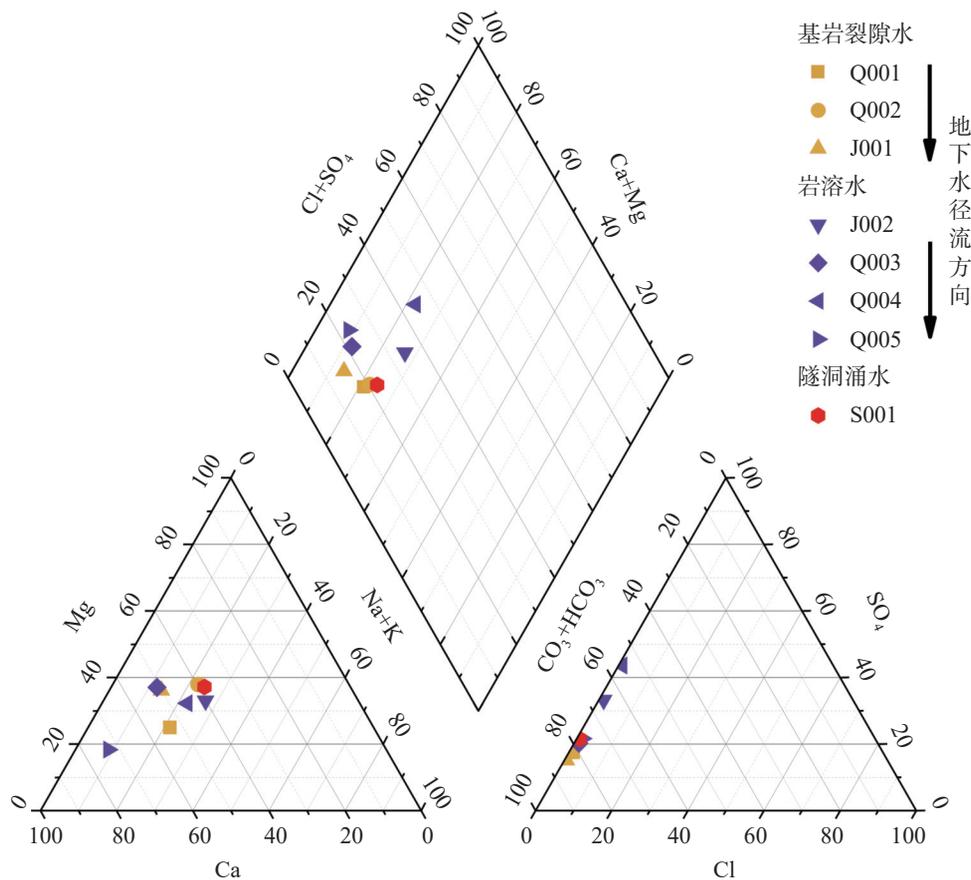


图 3 研究区不同点位水样 Piper 三线图

Fig. 3 Piper diagram of water samples at different locations in the study area

相似,因此推测二者有相似的径流路径。

天然水体中的可溶性离子主要来源于岩石和土壤的风化分解、大气降水所携带的海盐输入、人类活动输入^[20]。为更加直观表示地下水中的离子成分来源,将相关测试结果绘制到 Gibbs 图中(图 4),地下水中的化学组分位于 Gibbs 图中间靠左位置,其

$Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ 比值位于 0.02~0.28 之间, $Cl^-(Cl^-+HCO_3^-)$ 比值位于 0.007~0.020 之间,说明地下水中的离子成分主要来源于岩石风化,可以进一步确定岩溶区内地下水径流速度较快,从而水岩作用较强烈,由于溶解 Ca^{2+} ,故在可溶岩内会形成岩溶裂隙,使得隧洞涌水风险增加。

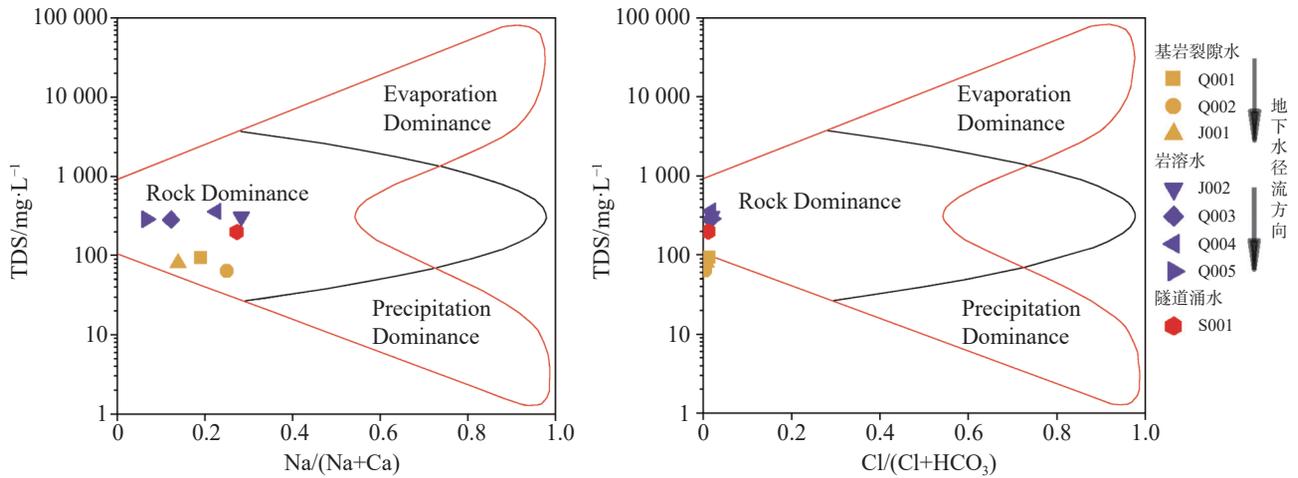


图 4 研究区不同点位水样 Gibbs 图

Fig. 4 Gibbs diagram of water samples at different locations in the study area

2.3 地下水氢氧同位素特征

通过同位素可以分析地下水的来源及补给高度。 δD 和 $\delta^{18}O$ 同位素采用液态水同位素分析仪(型号 IWA-35-EP)在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室完成测试,测试精度分别为 $\pm 0.6\text{‰}$ 和 $\pm 0.2\text{‰}$,分析标准采用 V-SMOW,通过将测试结果与当地降雨线、全球降雨线和当地蒸发线相结合,绘制数据制作 δD 与 $\delta^{18}O$ 关系图(图 5)。结

果表明,分布于玄武岩中的地下水样点位于当地大气降水线与全球大气降水线之间,说明主要来自大气降水补给;其余水样分布于蒸发线与区域大气降水线之间,由此可知在可溶岩区的地下水主要有两种补给来源,即大气降水补给和汇集于沟谷中的地表水的渗漏补给。

根据降水中 ^{18}O 的高度效应,对于现代入渗成因的地下水,其补给区的海拔高程可通过计算得到,其中,高程每增加 100 m, $\delta^{18}O$ 减少 0.26 ‰^[21],本次选定标准样为六街镇大庄村黑龙潭,该泉以大气降水为补给来源、且补给高程相对确定,区内地下水的推测补给高程可由式(1)计算,计算结果见表 2。

$$H = 2300 - \frac{\delta^{18}O + 11.74}{0.0026} \quad (1)$$

式中: H 为地下水补给高程(m); $\delta^{18}O$ 为 ^{18}O 同位素组成(‰)。

根据计算结果表明,大坡子隧洞 1 号支洞水样补给高度 1 457.69 m,且相较于其它水样补给高程较低,上节分析中可知该处水样 TDS 偏低,因此可知 1 号支洞涌水径流距离中等,推测其补给来源是研究区中部的基岩裂隙水。

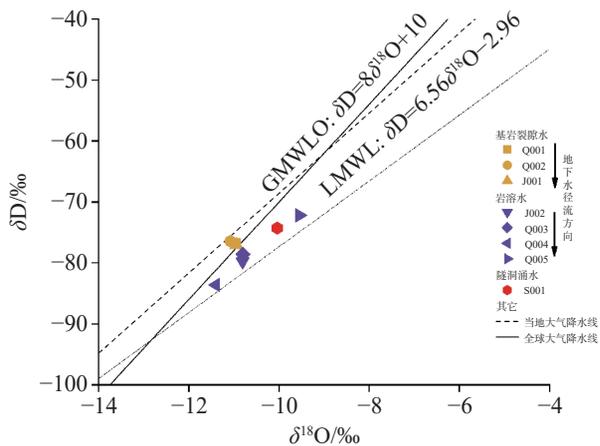


图 5 研究区水样 $\delta D-\delta^{18}O$ 比值图

Fig. 5 $\delta D-\delta^{18}O$ ratio diagram of water samples in the study area

表 2 地下水补给高程计算结果
Table 2 Calculation results of groundwater recharge elevation

样品来源	编号	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	推测补给高程/m
牛白村饮用水点	J001	-77.09	-10.95	1 996.15
下他腊村井点	J002	-79.83	-10.81	1 942.31
鱼渣珠泉点	Q001	-76.87	-10.96	2 000.00
泉80	Q002	-76.49	-11.08	2 046.15
泉635	Q003	-78.63	-10.80	1 938.46
泉637	Q004	-83.64	-11.40	2 169.23
泉630	Q005	-72.19	-9.55	1 457.69
大坡子隧洞1号支洞	S001	-74.30	-10.04	1 646.15

3 隧洞涌水量计算

隧洞涌水量变化形式主要为初期最大涌水、递减涌水和正常涌水^[4]。本文将通过解析法和数值法分别计算最大涌水量和正常涌水量。

3.1 解析法计算

隧址区未发育大型岩溶管道和暗河，且隧洞施工段总体上位于地下水水平径流带内，故在初期阶段，可简化为横向一维模型，利用解析法粗略计算单位长度隧道涌水量^[4]。本次主要利用铁路勘测规范经验公式、大岛洋志公式计算隧洞单位最大涌水量，科斯加可夫公式与铁路勘测规范经验公式计算隧洞单位正常涌水量，其计算公式如下：

铁路勘测规范经验公式如下：

$$q_{\max} = 0.0255 + 1.9224KH \quad (2)$$

$$q_s = KH(0.676 - 0.06) \quad (3)$$

大岛洋志公式如下：

$$q_{\max} = \frac{2\pi mK(H-r)}{\ln[2(H-r)/r]} \quad (4)$$

科斯加可夫公式如下：

$$q_s = \frac{2\alpha KH}{\ln R - \ln r} \quad (5)$$

$$R = 2S \sqrt{KH} \quad (6)$$

式中： q_{\max} 为隧洞通过含水层单位长度可能最大涌水量 ($\text{m}^3 \cdot (\text{d} \cdot \text{m})^{-1}$)； q_s 为隧洞通过含水层单位长度正常涌水量 ($\text{m}^3 \cdot (\text{d} \cdot \text{m})^{-1}$)； K 为岩体的渗透系数 ($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)； H 为含水层中原始静水位至隧洞地板的垂直距离 (m)，据钻孔及勘察资料，隧址区地下水位总体保持稳定，故 H 取值为年平均水位与该段隧洞高程差值； r 为隧洞洞身横断面的等价圆半径 (m) (r 取 3.33 m)； S 为隧洞水位降深 (m)； R 为隧洞涌水影响半径 (m)； α 为修正系数 ($\alpha = \pi/2 + H/R$)； m 为转换系数，一般取 0.86。经过计算，各分段隧洞涌水量结果如表 3 所示。

3.2 数值模拟法涌水量计算

通过对研究区的水文地质条件进行分析后，确定数值模型边界如表 4 和图 6 所示。研究区水文参

表 3 解析法预测的隧洞各区段单位涌水量值
Table 3 Calculations of water inflow by different analytical formula

位置	起始里程	终点里程	穿越地层	K $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$	隧洞 长度 /m	$q_{\max}/\text{m}^3 \cdot (\text{d} \cdot \text{m})^{-1}$		$q_s/\text{m}^3 \cdot (\text{d} \cdot \text{m})^{-1}$	
						大岛洋志	铁路经验	科斯加可夫	铁路经验
1#支洞上游	HH83+500	HH84+772	$P_2\beta$	0.08	1 702.96	53.86	71.93	32.77	25.06
	HH84+772	HH85+777	T_2g	0.12	1 142.82	47.73	68.16	28.50	23.69
1#支洞下游	HH85+777	HH86+532	$T_1\gamma$	0.10	351.39	12.65	10.35	20.85	29.75
	HH86+532	HH87+500	T_2g	0.12	506.23	21.14	30.21	12.62	10.49
2#支洞上游	HH87+500	HH88+315	T_2g	0.12	1 531.51	53.33	76.14	29.88	26.44
	HH88+315	HH89+525	T_2g	0.12	1 116.49	42.27	55.23	23.51	19.19
2#支洞下游	HH89+525	HH90+240	T_2g	0.12	589.27	22.30	29.15	12.42	10.12

表 4 模型边界划分依据
Table 4 Classification of model boundary

边界名称	边界特性
北部边界	发育有F ₅₁₋₂ 断层, 透水性弱, 因此可以概化为隔水边界
南部边界	位于畔山—大田山岩溶水系统分界线处, 作为地下水分水岭, 可将其概化为隔水边界
东部边界	发育有F _{V1-35} 断层, 其上盘主要地层为T ₁ f、P ₂ β等非可溶岩地层, 透水性弱, 因此概化为隔水边界
西部边界	主要地形以山地为主, 高程明显高于两侧, 因此将山峰高程最高点的连线作为地表分水岭, 故将其概化为隔水边界
东北部边界	地形为研究区高程最低点, 故可将F ₅₁₋₂ 和F _{V1-35} 延伸作为研究区的最低排泄点, 故将其概化为流量交换边界

数地质参数取值如表 5。

通过对区内水文地质条件系统分析, 根据达西

定律和渗流连续性方程, 建立与区内地下水系统概念模型相对应的数学模型如式 7 所示:

$$\begin{cases}
 \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) + \varepsilon = \mu_s \frac{\partial H}{\partial t} & (x, y, z) \in \Omega, t > 0 \\
 K_{xx} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + K_{yy} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 - K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} + \omega = \mu_d \frac{\partial H}{\partial t} & (x, y, z) \in \Gamma_0, t > 0 \\
 H(x, y, z, t)|_{\Gamma_0} = z & (x, y, z) \in \Gamma_0, t > 0 \\
 H(x, y, z, t)|_{r=0} = H_0(x, y, z) & (x, y, z) \in \Omega \\
 H(x, y, z, t)|_{\Gamma_1} = H_1(x, y, z, t) & (x, y, z) \in \Gamma_1, t > 0 \\
 K_n \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) & (x, y, z) \in \Gamma_2, t > 0
 \end{cases} \quad (7)$$

式中: Ω 为模拟范围; H 为含水层水头; K_{xx} 、 K_{yy} 、 K_{zz} 为分别为 x 、 y 、 z 方向上的渗透系数 ($m \cdot d^{-1}$); K_n 为边界法线方向上的渗透系数 ($m \cdot d^{-1}$); μ_s 为单位储水系数 ($1/m$); ε 为源汇项 ($1/d$); μ_d 为重力给水度; Γ_0 为上边界; Γ_1 为第二类边界; n 为研究区边界外法线方向; $q(x,$

y, z, t)为第二类边界单宽流量 ($m \cdot d^{-1}$)。

模拟区面积 99.6 km², 使用 FEFLOW 软件中的 Triangle 算法对模型进行三角网格剖分, 对研究区内主要的断层、泉点以及观测孔进行局部网格加密 (图 7)。使用 FEFLOW 中的 Discrete Feature 模块刻画区内断层, 通过增大断层带的垂向渗透系数来刻画地下水沿断层的垂向运动。源汇项处理方面, 降雨补给是通过分区降雨量乘以降雨入渗补给系数后, 再按照泰森多边形插值, 并通过 In/outflow on top/bottom 分配至模型第一层, 其中, 在降雨入渗系数上, 主要影响因素为地形和岩性, 例如, 岩溶槽谷区不仅汇集降雨且发育岩溶裂隙, 因此入渗系数较高, 而坡面以及第四系发育地区则入渗系数较低。隧洞处理则是通过 hydraulic-head BC 将隧洞高程概化为定水头边界, 利用时间序列的方法模拟隧洞逐日开挖进度, 使用“GAP”功能来刻画隧洞边开挖边封堵的工况。

为刻画隧洞开挖实际工况, 整理隧洞施工数据, 采用基于二阶准确 (AB/T) 预测校正法的自动时间步长方案进行计算控制, 通过耦合宏观流场和局部钻孔 (2 个实际钻孔, 4 个虚拟钻孔) 水位进行双重校正, 过识别验证后, 误差满足《地下水资源管理模型

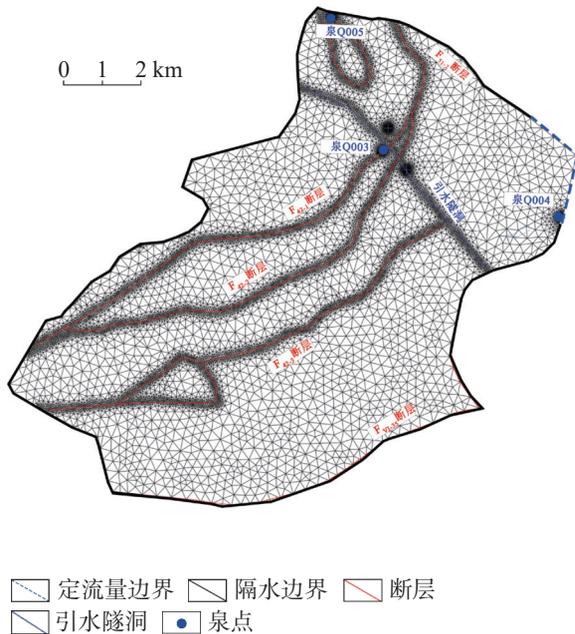


图 6 研究区边界与剖分图

Fig. 6 Boundary and subdivision map of the study area

表 5 研究区水文参数地质参数取值

Table 5 Values of hydrological and geological parameters in the study area

地层、构造代号	$K_{xx}/m \cdot d^{-1}$	$K_{yy}/m \cdot d^{-1}$	$K_{zz}/m \cdot d^{-1}$	有效孔隙度	u_s
N、E	0.10	0.10	0.10	0.12	0.000 1
T _{2g}	0.90	0.90	0.95	0.20	0.000 5
T _{1y}	0.60	0.60	0.60	0.20	0.000 3
T _{1f} 、T _{1x}	0.15	0.10	0.10	0.12	0.000 1
P _{2β}	0.15	0.10	0.10	0.12	0.000 1
P _{1y}	0.90	0.90	0.95	0.20	0.000 5
断层F ₄₂₋₁ 、F ₄₂₋₂ 、F ₄₂₋₃	0.10	0.10	0.70	0.20	0.000 5

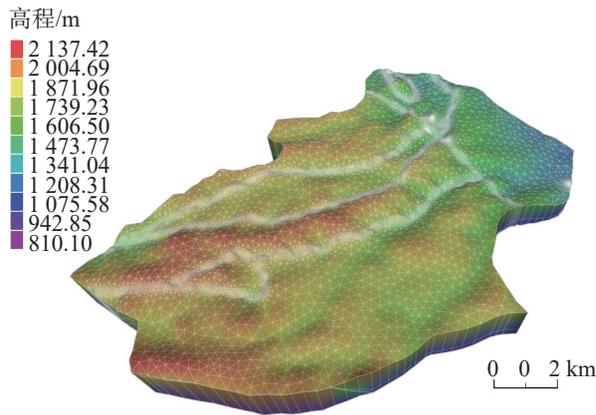


图 7 研究区三维地质模型

Fig. 7 3D geological model of the study area

工作要求》标准，限于篇幅，本文未详细列出模型识别反演效果。

在隧洞边挖边堵注浆排水的工况下，隧洞会形成新的排泄基准面。经过模拟计算，得到各区段涌水量如表 6 所示：

3.3 实测数据验证与对比分析

采用不同的方法对隧洞各里程段涌水量进行了预测后，结合现有施工段隧洞涌水数据，将 1 号支洞上下游的预测的最大单位涌水量、平均单位涌水量与

预测涌水过程与实测值进行了对比，平均单位涌水量和预测涌水过程与实测进行了对比，可以得出以下结论：

(1) 在 1 号支洞上游以及下游 I 段，其岩性以玄武岩为主。该段数值法计算平均单位涌水量约为 $2.5 m^3 \cdot (d \cdot m)^{-1}$ ，最大单位涌水量约为 $6.0 m^3 \cdot (d \cdot m)^{-1}$ ；解析法计算平均单位涌水量约为 $27.5 m^3 \cdot (d \cdot m)^{-1}$ ，最大单位涌水量约为 $60.4 m^3 \cdot (d \cdot m)^{-1}$ 。通过与实测涌水量对比可知，数值法计算涌水量结果与实测接近，而解析法计算结果偏大(图 8)，其原因为：数值解中计算涌水量时考虑了施工进度因素和逐段封堵情况，按照时间序列模拟实际隧洞开挖进度，由此计算出的涌水量是施工期影响范围内隧道实际涌水段的总水量，而非全段涌水量累计；而大岛洋志公式和科斯加可夫公式等是基于具有稳定水位 H 的潜水含水层向完整井稳定运动的理论推导出的解析公式^[22]，其计算出的涌水量值是对应于隧洞段全段均匀涌水状态下的涌水量，该计算结果严重依赖于稳定水位 H 的取值，而 1 号支洞上游以及下游 I 段稳定水位相对其它施工段较高，因此解析法计算出的涌水量偏大。

(2) 对于 1 号支洞下游 II 段和 III 段，岩性以灰

表 6 数值法预测的隧洞各区段涌水量值

Table 6 Calculation of water inflow by numerical model

位置	起始里程	终点里程	穿越地层	隧洞长度 /m	$q_s /m^3 \cdot (d \cdot m)^{-1}$	$q_{max} /m^3 \cdot (d \cdot m)^{-1}$
1#支洞上游	HH83+500	HH84+772	P _{2β}	1 702.96	1.82	5.17
	HH84+772	HH85+777	T _{2g}	1 142.82	3.33	6.83
1#支洞下游	HH85+777	HH86+532	T _{1y}	351.39	24.45	26.27
	HH86+532	HH87+500	T _{2g}	506.23	9.70	12.87
2#支洞上游	HH87+500	HH88+315	T _{2g}	1 531.51	5.14	16.67
	HH88+315	HH89+525	T _{2g}	1 116.49	11.76	16.25
2#支洞下游	HH89+525	HH90+240	T _{2g}	589.27	17.61	42.32

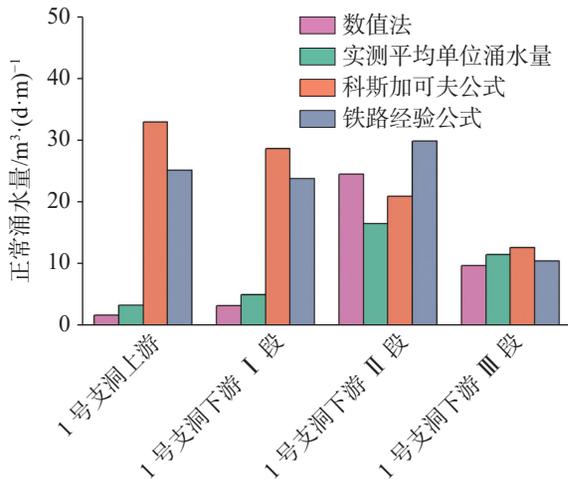


图 8 不同方法预测平均单位涌水量与实测值对比图

Fig. 8 Comparison between predicted average water inflow and measured value by different methods

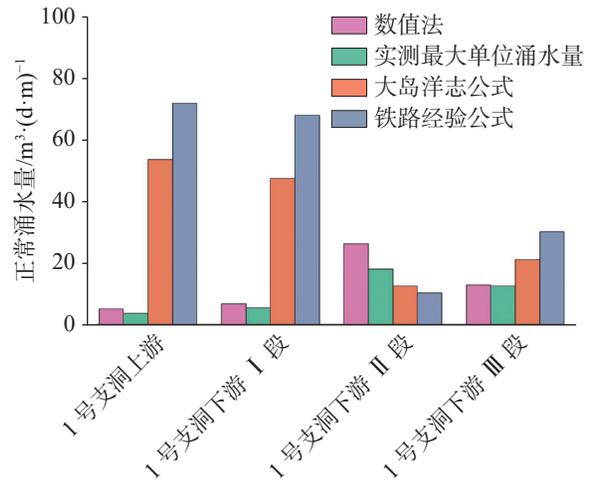


图 9 不同方法预测最大单位涌水量与实测值对比图

Fig. 9 Comparison between predicted maximum water inflow and measured value by different methods

岩及白云岩为主,岩溶较为发育。该段数值法与解析法计算结果相近,两者单位平均涌水量约为 $16.0 \text{ m}^3 \cdot (\text{d} \cdot \text{m})^{-1}$,最大单位涌水量约为 $20.0 \text{ m}^3 \cdot (\text{d} \cdot \text{m})^{-1}$,由对比可知两种方法计算的最大单位涌水量和正常单位涌水量均与实测接近(图 9),因此计算结果具有较大参考价值。

(3)通过将数值法预测涌水量变化曲线与实测值变化趋势对比可以进一步验证模型的准确性,如图 10 所示,实测涌水量值为 1 号支洞上下游每月平均抽水量,曲线代表数值法计算预测 1 号支洞上下游每日涌水量,通过对比可知,两者趋势大致相同,证明模型具有一定的可靠性,在计算后期预测值与

实测值存在部分差异,产生误差的可能原因是模型局部地层参数与实际水文地质参数存在一定差异。

(4)数值法可以结合施工进度对涌水量进行动态预测,如图 11 所示,横坐标表示每一区段施工时间,即第 0 天隧洞从 1 号支洞上下游开始施工,第 335 天与第 510 天开挖至 1 号支洞下游 II 段与 III 段,纵坐标表示预测涌水量,在“开挖—封堵”工况下,隧洞涌水量呈先增加后降低的趋势,结合施工进度可以动态预测涌水量值,因此较解析法具有独特优越性,但是数值法的精度受实际钻孔资料影响且耗时较大,因此采用“解析—数值”方法预测隧洞涌水,可以显著提高预测效率和精度。

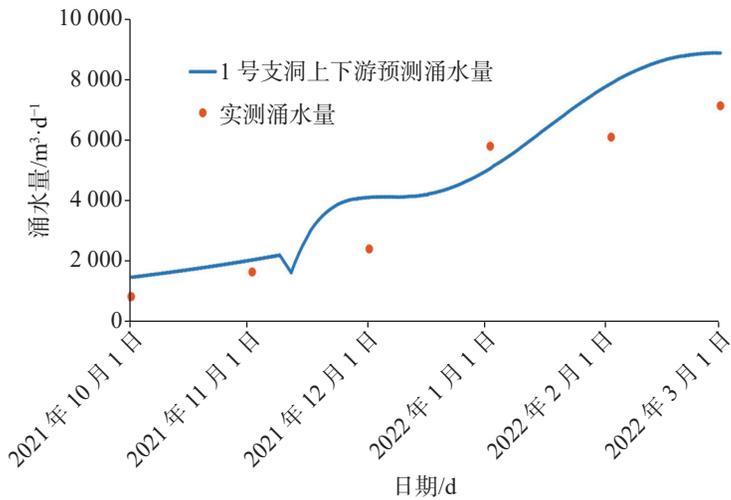


图 10 数值法预测 1 号支洞上下游涌水与实测值对比图

Fig. 10 Comparison between numerical method for predicting upstream and downstream water inflow of No. 1 tunnel and actual observation value

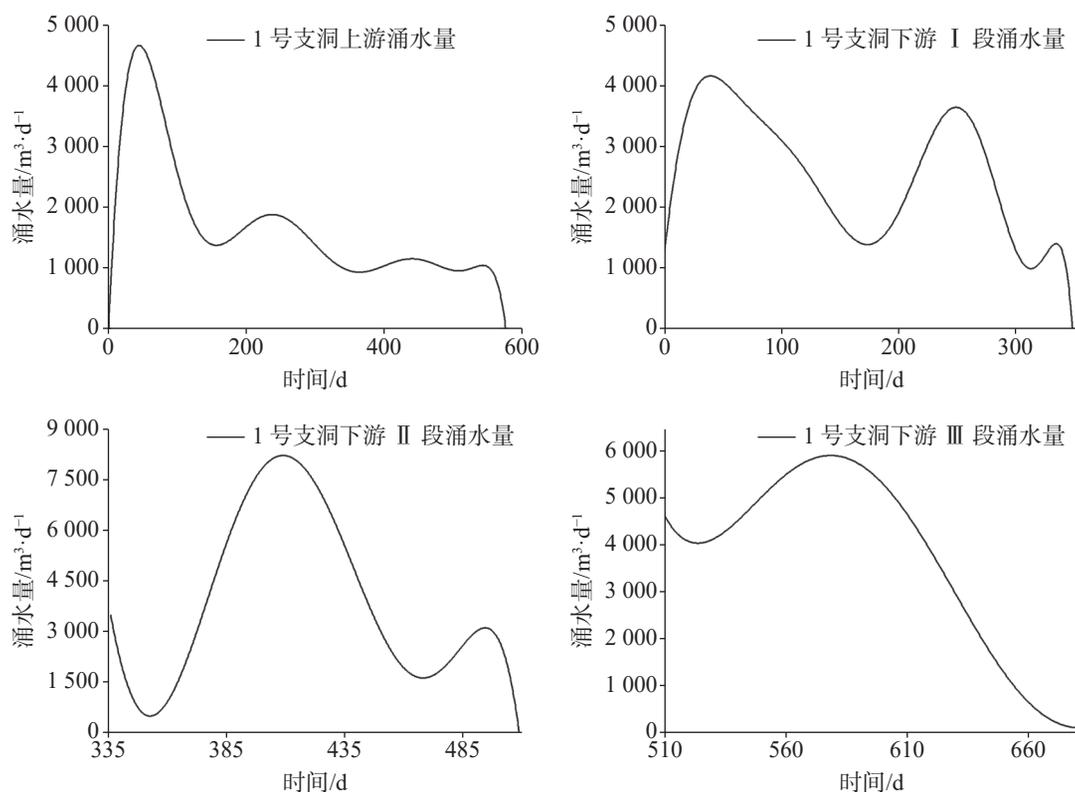


图 11 数值法预测涌水量与施工时间动态变化图

Fig. 11 Dynamic variation diagram of water inflow predicted by numerical method and construction time

4 结 论

(1) 研究区内断层较为发育, 断层形成的沟谷汇聚大气降水和地表水, 加大了隧洞涌水风险。分析隧洞与岩溶水系统的关系, 认为马家山岩溶水系统单元(I)岩溶较发育, 且地下水高程位于隧道底板之上, 部分地下水可能通过地下岩溶裂隙进入隧洞, 产生涌水风险。分析研究区内地下水水化学特征可知, 区内地下水 TDS 呈现由南到北逐渐升高的特征, 表明地下水流向由研究区南部向北部流动, 结合同位素分析结果, 认为隧洞内涌水补给高程较低, 地下水径流距离中等, 并以大气降水为主要补给。由 Gibbs 图可知, 地下水中的离子主要来源于岩石风化, 表明可溶岩层发育岩溶裂隙增大了隧洞涌水风险。

(2) 采用解析法和数值法预测隧洞涌水量, 解析法通过大岛洋志公式和科斯加可夫公式在工程初勘设计阶段粗略计算隧洞最大涌水量和平均涌水量, 计算结果可以作为数值法的补充和验证; 数值法着重构建宏观流场控制下的工程尺度岩溶水精细模型, 重视对动态施工过程和工程区条件的高精度刻画,

即耦合宏观流场的同时, 采用多时间序列刻画动态施工过程以及“GAP”法刻画隧洞边开挖边封堵工况, 能较精确预报施工涌水量变化, 具有独特优越性。由于每种方法都有自身特点和局限性, 因此要根据实际水文地质条件, 选取多种方法相互验证可以显著提高涌水量预测的精度。

(3) 将解析法和数值法预测涌水量与实测涌水量进行对比, 在地下水位较高的玄武岩隧址区段, 由于大岛洋志公式和科斯加可夫公式是基于具有稳定水位 H 的潜水含水层向完整井稳定运动的理论推导出的解析公式, 结果受地下水位影响较大, 故该段解析法预测值相对数值法误差较大。在地下水位较低的碳酸盐岩隧址区段, 由于区段内未发育大型落水洞与岩溶管道, 地下水整体以水平径流为主, 因此两种方法预测结果与实测值相近, 故预测结果具有较大参考价值。

参考文献

- [1] 袁广祥, 李建勇, 黄志全, 王朋姣. 隧道工程勘察阶段涌水预测的问题探讨[J]. 地质与勘探, 2015, 51(5): 993-998.
YUAN Guangxiang, LI Jianyong, HUANG Zhiqian, WANG Pengjiao. On prediction of water inflow into tunnels during engi-

- neering surveys[J]. *Geology and Exploration*, 2015, 51(5): 993-998.
- [2] 张世旭. 贵州麻江贤昌隧道岩溶发育特征与涌水量预测分析[D]. 贵阳: 贵州大学, 2019.
ZHANG Shixu. Karst development characteristics and water inflow prediction of Xianchang tunnel in Majiang, Guizhou Province[D]. Guiyang: Guizhou University, 2019.
- [3] 常威, 谭家华, 黄琨, 程焱, 黄镇, 万军伟. 地下水多元示踪试验在岩溶隧道水害预测中的应用: 以张吉怀高铁兰花隧道为例[J]. *中国岩溶*, 2020, 39(3): 400-408.
CHANG Wei, TAN Jiahua, HUANG Kun, CHENG Xi, HUANG Zhen, WAN Junwei. Application of groundwater multi-element tracing tests to water hazard prediction of karst tunnels: An example of the Lanhua tunnel on the Zhangjiijie-Jishou-Huaihua high-speed railway[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(3): 400-408.
- [4] 成建梅, 罗伟, 徐子东, 胡学夫. 火山岩体围岩隧道断层带涌水量计算方法综合研究: 以青云山隧道为例[J]. *地质科技情报*, 2015, 34(6): 193-199.
CHENG Jianmei, LUO Wei, XU Zidong, HU Xuefu. Calculation method for water inflow of typical fault zone in volcanic rock tunnel: Case study of Qingyunshan tunnel[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2015, 34(6): 193-199.
- [5] 刘广英. 燕山隧道涌水量预测方法分析与对比[J]. *铁道建筑*, 2021, 61(7): 67-70.
LIU Guangying. Analysis and comparison of water inflow prediction methods for Yanshan tunnel[J]. *Railway Engineering*, 2021, 61(7): 67-70.
- [6] 王健华, 李术才, 李利平, 许振浩. 隧道岩溶管道型突涌水动态演化特征及涌水量综合预测[J]. *岩土工程学报*, 2018, 40(10): 1880-1888.
WANG Jianhua, LI Shucai, LI Liping, XU Zhenhao. Dynamic evolution characteristics and prediction of water inflow of karst piping-type water inrush of tunnels[J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2018, 40(10): 1880-1888.
- [7] 譙乾峰. 滇东南特长隧洞涌突水预测研究: 以滇中引水工程大坡子隧洞为例[D]. 成都: 成都理工大学, 2014.
QIAO Qianfeng. Research on extra-long tunnel water bursting prediction of southeast Yunnan: Taking an example of Dapozhi tunnel from water diversion project in Yunnan[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2014.
- [8] 武亚遵, 潘春芳, 林云, 曹飞龙, 王子杰. 典型华北型煤矿区主要充水含水层水文地球化学特征及控制因素[J]. *地质科技情报*, 2018, 37(5): 191-199.
WU Yazun, PAN Chunfang, LIN Yun, CAO Feilong, WANG Zijie. Hydrogeochemical characteristics and controlling factors of main water filled aquifers in the typical North China coal-field[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2018, 37(5): 191-199.
- [9] Xu Chenghua, Yu Dandan, Luo Zujiang. Recharge sources and genetic model of geothermal water in Tangquan, Nanjing, China[J]. *Sustainability*, 2021, 13(8): 4449.
- [10] 罗明明, 黄荷, 尹德超, 周宏, 陈植华. 基于水化学和氢氧同位素的峡口隧道涌水来源识别[J]. *水文地质工程地质*, 2015, 42(1): 7-13.
LUO Mingming, HUANG He, YIN Dechao, ZHOU Hong, CHEN Zhihua. Source identification of water inrush in the Xiakou tunnel based on hydrochemistry and hydrogen-oxygen isotopes[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2015, 42(1): 7-13.
- [11] 范威, 王川, 金晓文, 胡德勇, 陈植华. 吉莲高速公路钟家山隧道涌突水条件分析[J]. *水文地质工程地质*, 2015, 42(2): 38-43.
FAN Wei, WANG Chuan, JIN Xiaowen, HU Deyong, CHEN Zhihua. Water inrush condition analysis of the Zhongjiashan tunnel in the Jilian highway[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2015, 42(2): 38-43.
- [12] 常威. 复杂岩溶水系统识别及其在隧道涌水量预测的应用研究: 以张吉怀高铁大青山隧道为例[D]. 武汉: 中国地质大学, 2021.
CHANG Wei. Study on the identification of complex karst water system and its application in tunnel water disaster prediction: A case study of Zhangjiijie-Jishou-Huaihua high-speed railway Daqing mountain tunnel[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2021.
- [13] 张彦龙, 田卿燕, 张建同. 广东地区某公路岩溶隧道水害分析及其数值模拟研究[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(2): 307-313.
ZHANG Yanlong, TIAN Qingyan, ZHANG Jiantong. Water disaster analysis and numerical simulation of a karst tunnel in a highway of Guangdong Province[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(2): 307-313.
- [14] 江思珉, 王耀明, 栗现文, 周念清. 深长隧道涌水量预测的三维数值模拟研究[J]. *现代隧道技术*, 2018, 55(2): 78-83.
JIANG Simin, WANG Yaoming, LI Xianwen, ZHOU Nianqing. 3D numerical simulation for predicting water inflow volume in deep and long tunnels[J]. *Modern Tunnelling Technology*, 2018, 55(2): 78-83.
- [15] 赵贵清, 陈舟, 周云, 陈长生, 张科正. 深埋隧洞涌水量预测数值模型研究进展[J]. *工程勘察*, 2017, 45(4): 27-34.
ZHAO Guiqing, CHEN Zhou, ZHOU Yun, CHEN Changsheng, ZHANG Kezheng. Review of numerical study on groundwater inflow forecasting in deep-buried tunnel construction[J]. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 2017, 45(4): 27-34.
- [16] 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, TUO Mingming, WANG Xinyun, ZHANG Ying. Research advances of numerical simulation of groundwater in karst areas[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(4): 475-483.
- [17] 梁腾飞, 成建梅, 张乃俨, 史文, 开萨尔江艾合买提. 基于数值模拟的汾河二库对晋祠泉岩溶水系统渗漏补给作用研究[J]. *中国岩溶*, 2020, 39(2): 147-153.
LIANG Tengfei, CHENG Jianmei, ZHANG Naiyan, SHI Wen,

- KAISAERJIANG Aihemaiti. Numerical study on surface water leakage replenishment of the Fenhe 2nd reservoir into the Jinci spring system[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(2): 147-153.
- [18] ZHOU Jiaqing, LIU Hongbin, LI Changdong, HE Xianglan, TANG Huiming, ZHAO Xianjin. A semi-empirical model for water inflow into a tunnel in fractured-rock aquifers considering non-Darcian flow[J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 597: 126149.
- [19] 成建梅, 罗一鸣. 岩溶多重介质地下水模拟技术及应用进展[J]. *地质科技通报*, 2022, 41(5): 220-229.
- CHENG Jianmei, LUO Yiming. Overview of groundwater modeling technology and its application in karst areas with multiple-void media[J]. *Bulletin of Geological Science and Technology*, 2022, 41(5): 220-229.
- [20] J H Feth, R J Gibbs. Mechanisms controlling world water chemistry: Evaporation-crystallization process[J]. *Science*, 1971, 172(3985): 870-872.
- [21] 王梅, 许模. 滇池盆地东侧黑龙潭与白龙潭水力关系研究[J]. *地下水*, 2018, 40(2): 15-17.
- WANG Mei, XU Mo. On the hydraulic connection between Heilongtan and Bailongtan in the eastern part of Dianchi basin[J]. *Ground Water*, 2018, 40(2): 15-17.
- [22] 王玉蕊. 基于解析法的岩溶隧道涌水量计算改进探析[D]. 成都: 成都理工大学, 2015.
- WANG Yurui. The improvement of analytical method for karst tunnel inrush water calculation[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2015.

Analysis of water inflow conditions and prediction for water inflow of deep-buried tunnels in the karst area of Southwest China: Taking Dapozi tunnel of central Yunnan Water Diversion Project as an example

LUO Yiming¹, CHENG Jianmei¹, XU Wenjie², BA Jinghui², HUANG Shengcai¹, DUAN Tianyu¹

(1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430078, China; 2. Yunnan Geological Engineering the Second Investigation Institute Co., Ltd., Kunming, Yunnan 650218, China)

Abstract The karst area in Southwest China is characterized by complex terrain and karst development, with a large area of exposed carbonate rocks and a wide distribution of karst depressions and valleys on the surface. Therefore, this area is highly subject to water inflow in tunnel construction. The Dapozi tunnel area of the central Yunnan Province is a deep-buried tunnel in the karst area, in which exist many faults and very complex hydrogeological conditions. Therefore, it is necessary to predict the tunnel inflow during construction by analyzing the water inflow conditions and identifying its sources, which can ensure the safety of tunnel construction. Currently, numerical and analytical methods are commonly used to predict water inflow. The analytical methods mainly calculate the water inflow of tunnel through empirical calculation formulas. However, most of these methods are based on some assumptions and specific boundary conditions, which may limit their applicability in complex cases. The numerical method can simulate complex geological conditions by obtaining accurate data about geological characteristic, but its accuracy is restricted by the accuracy of borehole data in numerical calculation. Therefore, the mutual supplementation of numerical and analytical methods can significantly improve the efficiency and accuracy of water inflow prediction. Besides, most of the previous studies only predicted the water inflow of tunnel in the survey and design stage. But they did not describe the actual construction progress in the model, and the accuracy of prediction results conducted separately with numerical or analytical methods were not verified by the actual water inflow data.

By analyzing the stratigraphic lithology and geological structure of the strata in the study area, we preliminarily identified the construction sections with the risks of water inflow. Based on hydrogeological surveys, we collected water samples from tunnels, springs, and wells in the study area to measure the geochemical characteristics of groundwater. Furthermore, we analyzed the sources for tunnel inflow and degrees of karst development, using Piper trilinear diagrams and Gibbs diagrams. Based on the procedures above, we used analytic and numerical methods to calculate the maximum and average water inflow of each tunnel unit, and compared the predicted values with the actual ones. We have also built a numerical groundwater flow model based on FEFLOW, which couples the simulation of regional macroscopic groundwater distribution and employs a method that combines multiple time series with the comprehensive assignment of various internal boundaries to depict the dynamic construction process.

The results show the study area is developed with three main faults in. Although the permeability of these faults

is weak, the gullies formed by these faults will gather atmospheric precipitation and surface water, increasing water inflow risk during tunnel construction. The TDS of groundwater in the area gradually increases from south to north, indicating that groundwater flows from the south to the north of the study area. The δD and $\delta^{18}O$ isotope results prove that the water inflow in tunnel is from the low altitude; the distance of the groundwater runoff path is medium; atmospheric precipitation is the primary supply source. Gibbs diagram shows that the ions in the groundwater are mainly from rock weathering, suggesting that there may be karst fissures in carbonate rocks due to water-rock interaction within the area. In addition, the analytical method can efficiently calculate the water inflow of tunnel in the preliminary survey and design stage of the project. However, this method cannot dynamically predict the change in the water inflow. In essence, it is an analytical formula derived from the theory on the stable movement of the phreatic aquifer to the complete well. Therefore, the groundwater table dramatically affects the result, and the prediction accuracy in the section of the high groundwater table of analytical method is lower than that of the numerical method. The numerical method focuses on the high-accuracy model of engineering scale in the karst system, which is controlled by the macroscopic groundwater distribution. It pays attention to the description of the dynamic process and the conditions of the project area. Specifically, it describes the dynamic construction process by multi-time series. The working conditions of the excavating and lining are described by "GAP" in FEFLOW, which can accurately predict the change of water inflow in construction. Therefore, based on the actual hydrogeological conditions, the analytical-numerical method can significantly improve the efficiency and accuracy of water inflow prediction. The methods and models used in this paper are significant for preventing and controlling water inflow disasters in high-risk tunnels.

Key words the karst area in Southwest China, deep-buried tunnel, water inflow conditions, inflow rate, analytical method, numerical method

(编辑 张玲)

人类活动对碳酸盐岩风化和碳收支的影响取得新认识

碳酸盐岩风化是全球碳循环的重要组成部分,在气候变化中起着重要的作用。近年来,人类活动对环境的影响越来越受到关注,除碳酸外,酸雨也广泛参与了碳酸盐岩的地球化学循环,对碳酸盐岩的风化过程产生重要影响,但酸雨对不同岩性碳酸盐岩风化和相关碳汇收支的影响还不清楚。中国地质调查局岩溶地质研究所岩溶碳汇研究团队对中国西南地区典型的石灰岩、石灰岩-白云岩组合

流域的岩溶泉水进行了水化学和 $\delta^{13}C_{DIC}$ 特征分析,发现酸雨参与了碳酸盐岩的风化,导致碳酸岩的风化速率增加 14%~19%,岩溶碳汇通量减少 7%~11%,从而影响全球碳循环和气候变化。该项研究揭示了人类活动对不同岩性碳酸盐岩风化和相关碳汇收支的影响,进一步提升岩溶流域碳汇效应评估的精准性。

(供稿 谢银财)