

于杨, 金晓文, 徐思, 等. 延深开采影响下典型岩溶充水矿区水化学特征及涌水来源研究[J]. 中国岩溶, 2024, 43(5): 1020-1033.
DOI: [10.11932/karst20240503](https://doi.org/10.11932/karst20240503)

延深开采影响下典型岩溶充水矿区水化学特征及涌水来源研究

于 杨^{1,2}, 金晓文³, 徐 思^{1,2}, 张 玉^{1,2}, 陈彦美^{1,2}

(1. 长江大学资源与环境学院, 湖北 武汉 430100; 2. 油气地球化学与环境湖北省重点实验室, 湖北 武汉 430100; 3. 武汉中地环科水工环科技咨询有限责任公司, 湖北 武汉 430073)

摘要: 为探究延深开采影响下典型岩溶充水矿区水化学成因及涌水水源变化过程, 选取马坑矿区+420 m、+300 m、+200 m、+100 m 四个开采水平涌水点为研究对象, 在分析矿区地下水水流系统演变规律的基础上, 综合运用 Piper 三线图、离子组合比、Gibbs 图、氯碱指数等水化学方法并概化涌水点水源演化概念模型, 对矿区不同开采水平涌水点水化学成因及补给来源进行了讨论。结果表明: 向深部开采过程中, 矿区地下水径流方向发生变化, 水温、pH 及 TDS 随开采深度不断增大, 水化学类型则由 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型逐渐向 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ 型和 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型演变。矿区地下水化学组分主要受碳酸盐溶解作用影响, 其次不同开采水平还伴随黄铁矿氧化、阳离子交换作用、混合作用等因素的影响; +420 m 及 +300 m 水平涌水点充水水源为岩溶水、 P_j^1 砂岩水混合水源, 而 +200 m 与 +100 m 开采水平主要充水水源为岩溶水且深部花岗岩低温热水沿导水断层对 +100 m 水平涌水点进行补给。研究结果可为同类型岩溶充水矿区地下水管理及矿坑水防治提供一定参考。

关键词: 延深开采; 岩溶充水矿区; 开采水平; 水化学; 涌水来源

创新点: 综合利用离子组合比、水源混合比等水化学方法对马坑矿区多年开采积累的水化学数据进行分析, 探讨延深开采影响下岩溶充水矿区矿坑涌水来源的变化机制并概化相应概念模型。

中图分类号: P641.3 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-4810 (2024) 05-1020-14

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

我国南方岩溶发育地区分布很多金属矿山^[1-2], 随着其开采深度和规模不断扩大, 矿坑突涌水等资源环境问题频发^[3-4], 亟需进一步认识岩溶充水矿区深部水文地质条件。对岩溶充水矿区进行长期疏水降压是持续向其深部开采的重要保障, 然而, 岩溶水的疏干改变了矿区地下水动力场和水化学场。一方面地下水位下降、岩溶水降落漏斗不断扩大, 甚至引

发含水层结构破坏及地面塌陷等地质环境问题^[5-6]; 另一方面地下水径流速度与径流途径发生变化, 影响径流中水文地球化学过程及其反应时间, 使得地下水溶滤的水化学组分发生变化^[7-9]。

岩溶含水介质非均质性强, 补给来源与充水通道极其复杂, 而地下水化学组分作为研究地下水流动的天然示踪剂, 对识别矿区充水来源、示踪矿区径流条件及刻画其岩溶水系统结构具有重要指示意义。Huang 等^[10] 利用地水中硝酸盐作为示踪剂结合水

基金项目: 煤炭开采地下水保护与利用国家重点实验室开放基金(SHJT-17-42.9); 湖北省自然科学基金(2020CFB750)

第一作者简介: 于杨(2000—), 男, 在读硕士研究生, 研究方向: 矿区水文地质。E-mail: 201807973@yangtzeu.edu.cn。

通信作者: 陈彦美(1984—), 女, 副教授, 博士, 研究方向: 地下水灾害与污染防治。E-mail: ymchen831219@yangtzeu.edu.cn。

收稿日期: 2024-06-16

温、CO₂分压、电导率等水化学指标确定了云南某铅锌矿矿区地下水补给来源与径流特征,为该矿区铅锌矿安全开采提供了依据;吴晓丽等^[11]综合运用Piper三线图、离子组合比等方法探讨了平朔矿区山西组砂岩水、奥陶系灰岩水的水化学组分成因机制和影响因素;周智强等^[12]利用多元统计法、水化学方法分析了香花岭矿区岩溶地下水补给来源、水化学特征及演化过程;陈亚洲等^[13]以大同煤田东北部岩溶水为研究对象,利用水化学数据、钻孔水位资料等系统地分析了矿区充水来源及岩溶水与降雨间的动态关系,为煤田矿坑水害防治提供了指导。

福建马坑矿区褐铁矿资源储量丰富,然而岩溶水害问题也一直制约着矿区安全开采。为解决矿坑水害问题,相关学者在马坑矿区及周边地区开展了一系列研究,但多以水文地质勘探、地下水数值模拟、微量元素水化学识别单一涌水点来源等研究为主,对于利用常规离子水化学方法揭示延深开采影响下的涌水点充水来源变化及其机制还存在一定的不足^[14-17]。基于此,本文以福建马坑铁矿为例,利用不同开采水平涌水点的水化学资料,结合开采过程中的径流条件演化特征,通过Piper三线图、离子组合比等水化学方法,对矿区延深开采条件下的水化学特征及成因进行分析并探讨不同开采水平涌水点充水来源的变化趋势,以期为马坑矿区防治水提供依据并为同类型岩溶矿区提供参考借鉴。

1 研究区概况

马坑矿区位于龙岩盆地南部,属于侵蚀中低山地貌类型。地势总体上东高西低,最高点为北东部的天山凹断层处,标高1069 m,主要水系溪马河河床标高约420 m。矿区属于亚热带季风气候,年平均气温约20 ℃。

马坑矿区为典型的充水条件复杂的顶板岩溶直接充水型矿区^[18]。矿区主要存在四个含水层分别为燕山早期($\gamma_5^{2-3(c)}$)花岗岩风化裂隙含水层、加福组一段(P_1^j)砂岩裂隙含水层、船山组—栖霞组(C_3c-P_1q)岩溶裂隙含水层、林地组(C_1l)石英砂岩裂隙弱含水层,其中船山组—栖霞组岩溶裂隙含水层为矿区主要充水岩层;文笔山组(P_1w)粉砂质泥岩与加福组二段(P_1^j)泥岩夹粉砂岩透水性质微弱作为矿区相对隔水层,矿区水文地质简图见图1。矿区主要涌水点沿NW向断层(F10)与NNE向断层(如F1、F2等)展

布且经勘察后发现F1、F2、F10导水性质良好,故断层发育可为不同含水层间提供相互联系的通道。受天山凹断层的影响矿区东部岩溶发育比较强烈,F10断层周围岩溶发育深度均较其他断层部位增大。根据钻孔岩溶统计结果矿区岩溶发育程度随埋藏深度的增加而减弱,并且岩溶发育多在+200 m标高以上。在无采矿活动干扰下,矿区岩溶水在东部灰岩裸露区接受大气降雨补给后,会沿着地形和岩溶含水层的倾向,顺势往矿区的北部和西部径流,并通过泉1、泉3及崎濑泉等泉点排泄。开采影响下巷道涌水点补给来源除 C_3c-P_1q 岩溶水外,还存在大气降水、地表水、砂岩裂隙水、花岗岩裂隙水等间接补给。

马坑铁矿为典型矽卡岩型矿床,已探明矿石总储量高达4.34亿t。该矿区目前主要开采赋存于栖霞组与林地组之间的磁铁矿层,其浅部开采水平矿体伴生少量褐铁矿、黄铁矿及黄铜矿。除此之外,区域内还存在少量或微量的滑石、白云母、高岭石、石膏等脉石矿物。该矿区自2006年进行大规模开采,开采水平从+530 m、+420 m水平、+300 m水平、+200 m水平至目前的+100 m水平,后期还将深入开采至-300 m水平。由于主要矿体埋藏深度大,矿区水文地质条件及矿坑充水条件复杂,其水害防治工作面临严峻挑战。

2 数据与方法

为充分揭示延深开采影响下马坑矿区地下水化学特征及涌水水源变化规律,从2006—2016年间逐年收集的巷道涌水点水化学数据中选取59组数据进行分析并按开采深度将水样划分为+420 m、+300 m、+200 m、+100 m四个开采水平。由于各开采水平涌水点在垂向上存在良好的连通性,大多表现出下部开采水平出水后,上部开采水平基本干涸的情况。此外,各开采水平矿体分布不均,造成+300 m揭露的涌水点较少,取样点位置见图1。

水样采集过程中,采用哈纳HI8733便携式水质分析仪野外现场测定水样温度、pH、电导率等物理化学指标,24 h内通过盐酸滴定方法确定水样中HCO₃⁻浓度;水样经0.45 μm聚酯纤维滤膜过滤后收集于50 mL采样瓶中,用于测定阳离子含量的水样需加入浓硝酸酸化至pH<2。所有样品在4 ℃条件下冷藏保存送至中国地质大学(武汉)检测阴、阳离

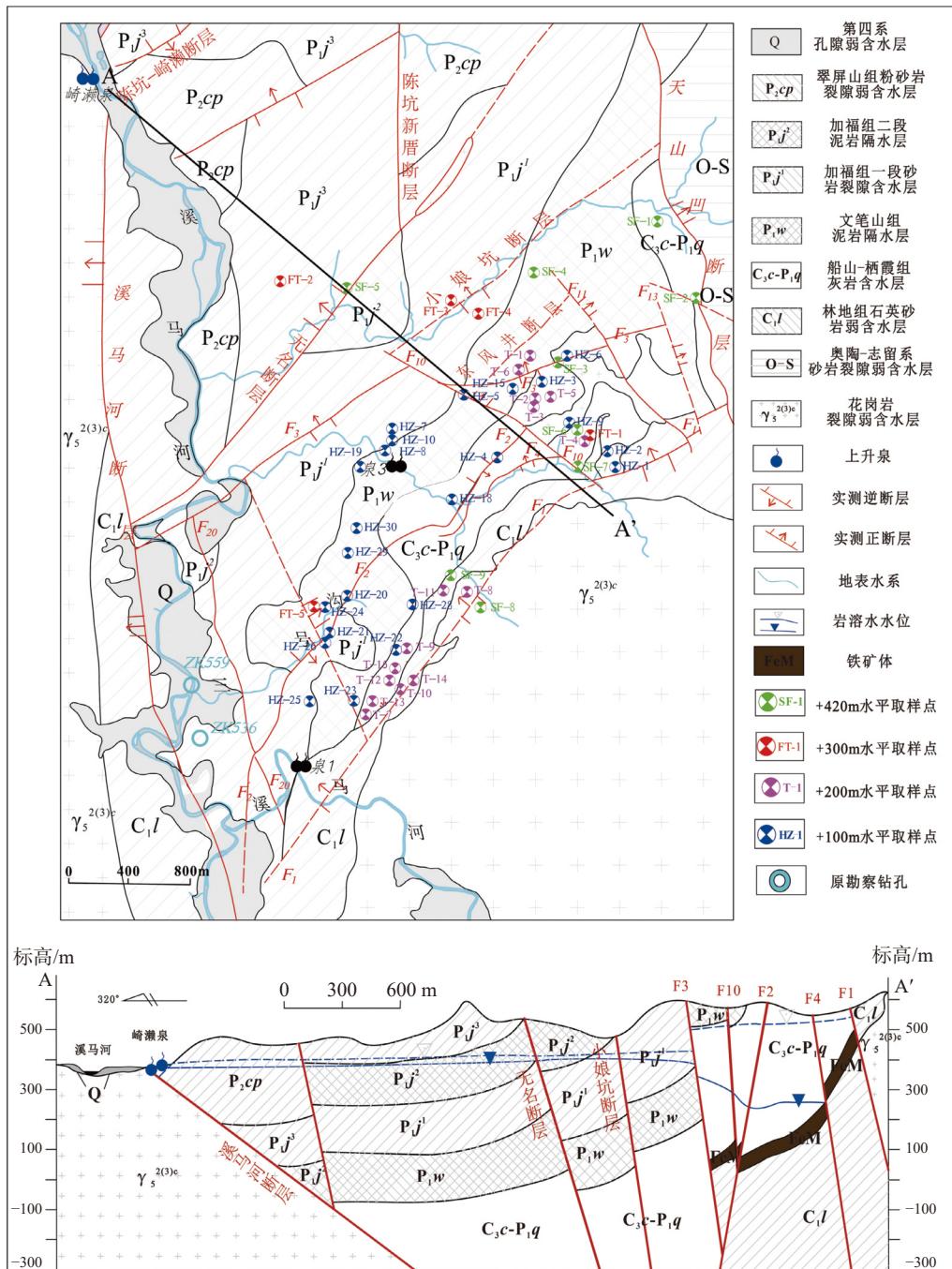


图1 矿区水文地质及取样点略图(据[1]修改)

Fig. 1 Hydrogeology and sampling points of the mining area (Revised based on [1])

子浓度。其中,阴离子采用离子色谱仪测试,精度为 $0.010\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$;阳离子则采用电感耦合等离子体发射光谱仪测试,测试精度为 $0.001\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。

3 结果与讨论

3.1 地下水流场变化

分析天然状态下与疏干降水过程中地下水流场

的变化,可以明确开采影响下矿区岩溶水系统地下水水位、流向、径流条件等诸多特征。天然状态下,矿区岩溶水系统主要受地形、构造、岩层产状等因素控制^[18]。岩溶水通过矿区东部裸露灰岩区接受大气降水补给后,沿地形及含水层倾向向矿区西南部及西北部径流并通过泉1、泉3及崎漱泉排泄于地表。矿区北面由于F₃逆断层的阻隔与其北部

崎濑—陈坑岩溶富水单元之间形成近 100 m 的水位差, 彼此水力联系不畅。但是由于矿区内北西向断裂比较发育, 一定程度上破坏了 F_3 隔水断层的完整性, 加上矿区地势的北倾, 岩溶水可通过碎屑岩风化裂隙向北微弱排泄, 成为陈坑—崎濑隐伏岩溶水的间接补给来源且这一推论也与赖树钦利用 Sr/Ca、Rb/K 值等微量元素水化学识别崎濑泉的成因过程相一致^[16]。

矿区自 2008 年 12 月起开始单独利用井下涌水点进行疏干降水, 由于垂向上导水性较好, 下一个水平揭露出水点后, 上部出水点基本干涸。随着开采的不断深入, 排泄基准面不断降低, 矿区岩溶水位持续下降并在矿区东南部沿 F_1 断层形成了一条疏干带。岩溶水强径流带主要沿 F_2 、 F_{15} 等断层破碎带分布且 +100 m 水平岩溶在 F_{15} 断层处集中发育, 进而促使岩溶水向矿区东南部径流, 并通过 +200 m、+100 m 水平涌水点排出。至 2020 年, 除崎濑泉外其它泉点已干涸, 岩溶水位已降至 200~100 m。随着开采的深入, 矿坑涌水量从 2.5 万 $m^3 \cdot d^{-1}$ 增大至目前的 3.0 万 $m^3 \cdot d^{-1}$, 而地下水位的降速却不断减小, 说明矿区涌水点的补给来源在不断变化。

3.2 水化学时空变化特征

3.2.1 地下水水化学特征及空间分布

矿区不同开采水平地下水水化学组分统计结果见表 1。矿区地下水 pH 变化范围在 5.83~8.53 之间,

且随开采的深入 pH 值不断增大。除 +420 m 水平 pH 均值小于 7 呈弱酸性以外, 其余开采水平水样的 pH 均值均大于 7, 总体上呈中性或弱碱性, 但 +300 m 水平 FT-1、FT-3 两涌水点 pH 值呈弱酸性; 矿区地下水温度变化范围为 18~30 °C, 总体呈现水温随开采深度增大而升高的趋势, +100 m 水平部分涌水点温度已达 30 °C。矿区各开采水平地下水溶解性总固体含量(TDS)的变化范围在 55.05~421.26 mg·L⁻¹。其中, +420 m、+300 m、+200 m、+100 m 四个开采水平的 TDS 均值分别为 105.73 mg·L⁻¹、109.15 mg·L⁻¹、128.82 mg·L⁻¹ 及 159.24 mg·L⁻¹。向深部开采过程中 TDS 含量逐渐升高, 一方面反映出低于区域最低侵蚀基准面采矿, 涌水点则优先排泄侵蚀基准面以下的岩溶水储存量; 另一方面则反映出随着地下水径流途径和循环深度增加, 水岩作用时间越来越长, 地下水中离子含量增加^[19]。变异系数(Cv)可用于定量分析矿区地下水化学组分形成及演化的复杂程度^[20-21]。如表 1 所示, +420 m 开采水平下 K^+ 、 SO_4^{2-} 的变异程度较大, 其他指标变异系数较为稳定; +200 m 及 +100 m 开采水平下 Na^+ 变异系数大于 100%, 属于强变异; 除此之外 +100 m 开采水平中 SO_4^{2-} 的变异系数为 141.5%, 同属于强变异, 表明 Na^+ 、 K^+ 、 SO_4^{2-} 的空间分布具有很大的异质性, 来源比较复杂^[22]。

3.2.2 水化学类型

利用马坑矿区不同开采水平出水点水化学数据

表 1 研究区地下水主要水化学指标统计表

Table 1 Statistics of main hydrochemical indicators of groundwater in the study area

开采水平	项目	pH	TDS	水温	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-
+420 m (n=9)	平均值	6.63	105.73	20.37	32.21	2.95	2.29	1.82	79.46	9.81	2.20
	标准差	0.99	58.36	1.89	19.13	1.81	2.11	2.19	46.37	10.06	0.61
	Cv(%)	14.89	55.20	9.26	59.41	61.30	92.28	120.17	58.36	102.50	27.50
+300 m (n=5)	平均值	7.22	109.15	20.46	30.40	2.87	4.79	0.78	101.60	9.02	3.45
	标准差	0.44	37.33	1.75	13.84	0.68	3.61	0.64	34.23	6.07	1.35
	Cv(%)	6.05	34.20	8.57	45.52	23.82	75.45	82.13	33.69	67.30	39.00
+200 m (n=15)	平均值	7.31	128.82	21.22	38.42	2.91	3.05	0.79	128.47	11.13	2.74
	标准差	0.28	16.99	0.48	4.53	0.84	3.27	0.59	32.27	7.66	1.68
	Cv(%)	3.82	13.19	2.24	11.80	28.79	107.12	74.01	25.12	68.81	61.32
+100 m (n=22)	平均值	7.65	159.24	23.19	48.97	4.26	3.24	0.89	134.40	23.58	4.58
	标准差	0.30	62.29	1.91	16.75	2.18	3.90	0.64	20.98	33.35	0.65
	Cv(%)	3.90	39.12	8.22	34.20	51.10	120.45	72.50	15.61	141.45	14.12

注: pH、Cv 为无量纲; 水温单位为 °C, 其余单位均为 mg·L⁻¹。

Note: pH and Cv are dimensionless; the unit of water temperature is °C; the other units are symbolized by mg·L⁻¹.

绘制 Piper 三线图 (图 2)。

矿区涌水点以 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主要组分, 表现为典型的岩溶水水化学组成, 但各开采水平均存在一定差异。 $+420\text{ m}$ 开采水平地下水类型以 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型为主; $+300\text{ m}$ 水平水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型, 其中 FT-3 点水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型, 该点表现出低 TDS 特征且 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 含量分别为 $9.62\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $54.92\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 远低于该矿区岩溶水, 推测该点为以 P_j^1 砂岩裂隙水为主的混合水。 $+200\text{ m}$ 水平 85% 以上的涌水点水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型, 部分出水点水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ 型, 推测该水平存在石膏等硫酸盐矿物的溶解或采空区积水的补给; $+100\text{ m}$ 水平涌水点水化学类型以 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型为主, 并伴有 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 、 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ 和 $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ 三种类型, 部分涌水点 Na^+ 及 SO_4^{2-} 含量升高, 推测 $+100\text{ m}$ 水平充水来源受硫酸盐矿物溶解及深部花岗岩裂隙水的共同影响。

垂向上矿区各个开采水平地下水水化学类型较为接近, 矿坑充水水源主要为上部岩溶水。但随开采深度的不断增加, 矿坑水充水水源类型存在一定

的演化; 水平方向, 由于长时间的疏干排水改变矿区岩溶水原有径流方向, 造成沿 F1 断层附近 $+200\text{ m}$ 水平与 $+300\text{ m}$ 水平涌水点水化学类型在由 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型向 $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ 型、 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型等类型演化。究其原因, 一是矿区长期开采过程中可能造成突水水源和探放水孔连接了溶洞积水或采空区积水, 造成 SO_4^{2-} 、 Na^+ 等浓度发生变化; 二是由于开采深度的增加, 地下水的赋存环境、循环深度及径流途径发生改变, 溶滤矿物成分均会随之改变, 从而造成水化学类型发生变化。除此之外, $+100\text{ m}$ 水平 HZ-1、HZ-2 两涌水点水温和 Na^+ 含量略高于同水平其他涌水点, 推测矿区深部花岗岩裂隙水与岩溶水发生混合作用从而在 $+100\text{ m}$ 水平形成 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型水。

3.3 涌水点水化学成因

3.3.1 水—岩相互作用

Gibbs 图可以用于区分地下水水化学演化过程中主要离子组分的来源并将其分为蒸发浓缩、大气降水及水—岩相互作用 3 种自然形成机制^[23]。由图 3 可知, 4 个开采水平涌水点主要集中于岩石风化控制

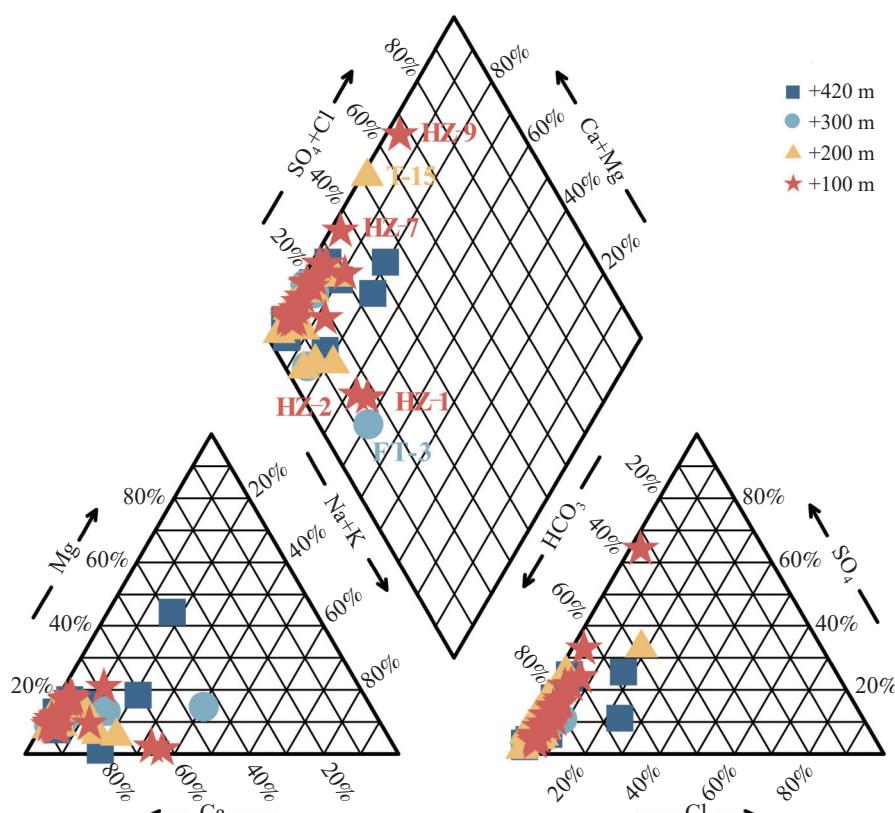


图 2 矿区不同开采水平出水点 Piper 三线图

Fig. 2 Piper three-line diagram of outlets at different mining levels in the mining area

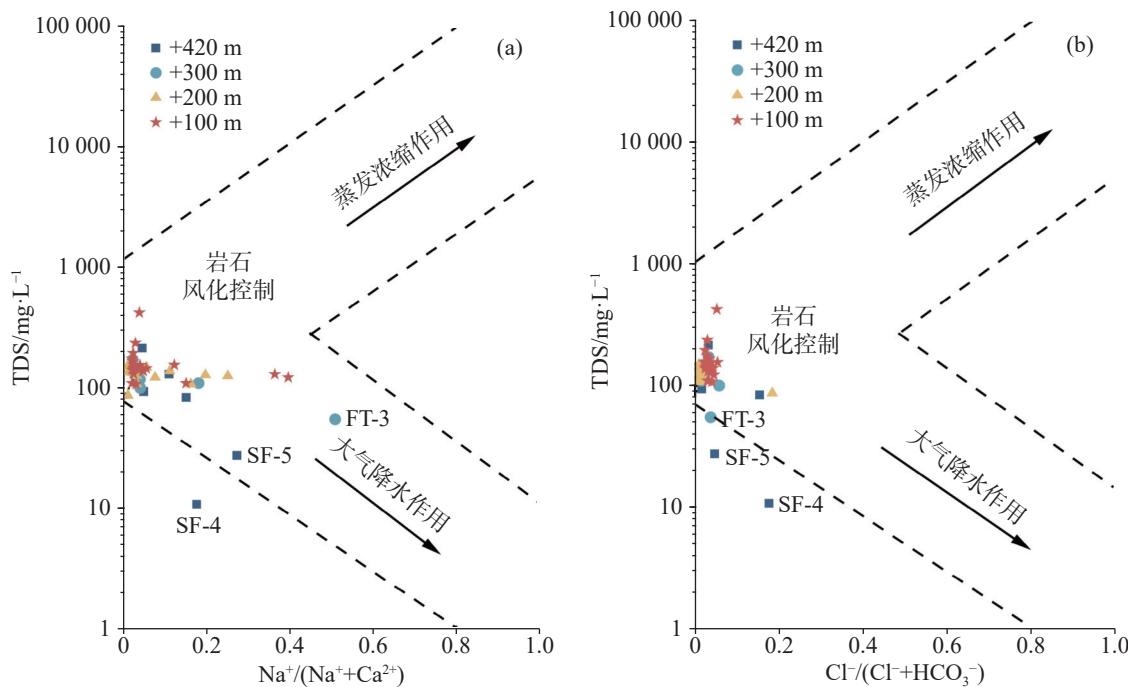


图 3 涌水点 Gibbs 图

Fig. 3 Gibbs diagram of water inflow points

区域内,说明矿区地下水水化学演变主要受灰岩含水层的水—岩相互作用控制。图 3(a)中+420 m 开采水平的 SF-5 与+300 m 水平的 FT-3 两处水样趋于大气降水控制区,推测可能是大气降水通过无名断层、小娘坑断层及周围落水洞等径流通道进入矿坑所形成出水点。结合上文对 FT-3 水化学类型分析,该涌水点处存在一定的大气降水、砂岩裂隙水的混合作用。此外,对于偏离于 Gibbs 模型虚线外的采样点,前人研究认为水化学组分受到一定人类活动影响^[24-25]。SF-4 水样偏离于模型虚线外且 TDS 含量较低,说明该涌水点的水化学组分受到采矿活动的影响。

受含水层及围岩岩性的影响,不同水—岩相互作用下形成的矿坑地下水某些离子比值也会存在一定的差异,通过离子组合比值可以进一步分析岩溶矿区地下水成因机理及主要水文地球化学过程^[26]。利用研究区主要阴阳离子毫克当量浓度进行不同组合,分析马坑矿区不同开采水平涌水点离子来源(图 4)。

$\gamma(\text{Na}^++\text{K}^+)/\gamma\text{Cl}^-$ 的比值(γ 代表毫克当量浓度)可揭示地下水中 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 的来源,同时也是表征含水层封闭程度和地下水发生浓缩作用程度的重要指标^[11]。由图 4(a)所示:研究区内各开采水平均有出水点 $\gamma(\text{Na}^++\text{K}^+)/\gamma\text{Cl}^-$ 的比值集中在 1:1 关系线附近,

以+100 m 和+200 m 开采水平最多。故+100 m 和+200 m 水平部分涌水点的 Na^+ 、 K^+ 和 Cl^- 的来源受控于一定的岩盐溶解作用,但也不能排除阳离子交换作用的影响。 $+420\text{ m}$ 、 $+300\text{ m}$ 、 $+200\text{ m}$ 均有部分出水点 $\gamma(\text{Na}^++\text{K}^+)/\gamma\text{Cl}^-$ 比值大于 1, Na^+ 、 K^+ 相对于 Cl^- 过量。推测 $+420\text{ m}$ 、 $+300\text{ m}$ 水平涌水点 Na^+ 、 K^+ 受 P_{ij} 砂岩地层中钠长石、钾长石等硅酸盐类矿物溶解及阳离子交换作用共同影响,而 $+200\text{ m}$ 水平部分涌水点 Na^+ 、 K^+ 过量则可能受栖霞组(P_{iq})上部硅质岩的溶解或下伏林地组(C_{il})砂岩水混合作用的影响。

原勘察阶段 ZK536 孔、ZK559 孔揭露深部花岗岩时,岩石风化严重且钻孔出现涌水,最大涌水量达 $2.97\text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$,说明花岗岩与林地组(C_{il})石英砂岩接触带间存在一定厚度的风化带,该风化带具有一定的储水量。据熊亮萍等人对福建岩性地热增温率的研究可知,马坑矿区灰岩地热增温率为 $1.4\text{ }^\circ\text{C}/1000\text{ m}$ ^[27]。经计算后可知+100 m 开采水平地下水温度约 $23.6\text{ }^\circ\text{C}$,而+100 m 水平部分涌水点水温已达 $30\text{ }^\circ\text{C}$,说明+100 m 水平存在深部花岗岩风化带低温热水混合作用,使得+100 m 水平少量涌水点 $\gamma(\text{Na}^++\text{K}^+)/\gamma\text{Cl}^-$ 远超于 1。此外,陈彦美等人对马坑矿区涌水点混合水源进行了研究,发现岩溶水与花岗岩裂隙水混合后 Li 元素与 Sr 元素含量均高于岩溶水, Li 元素含量约

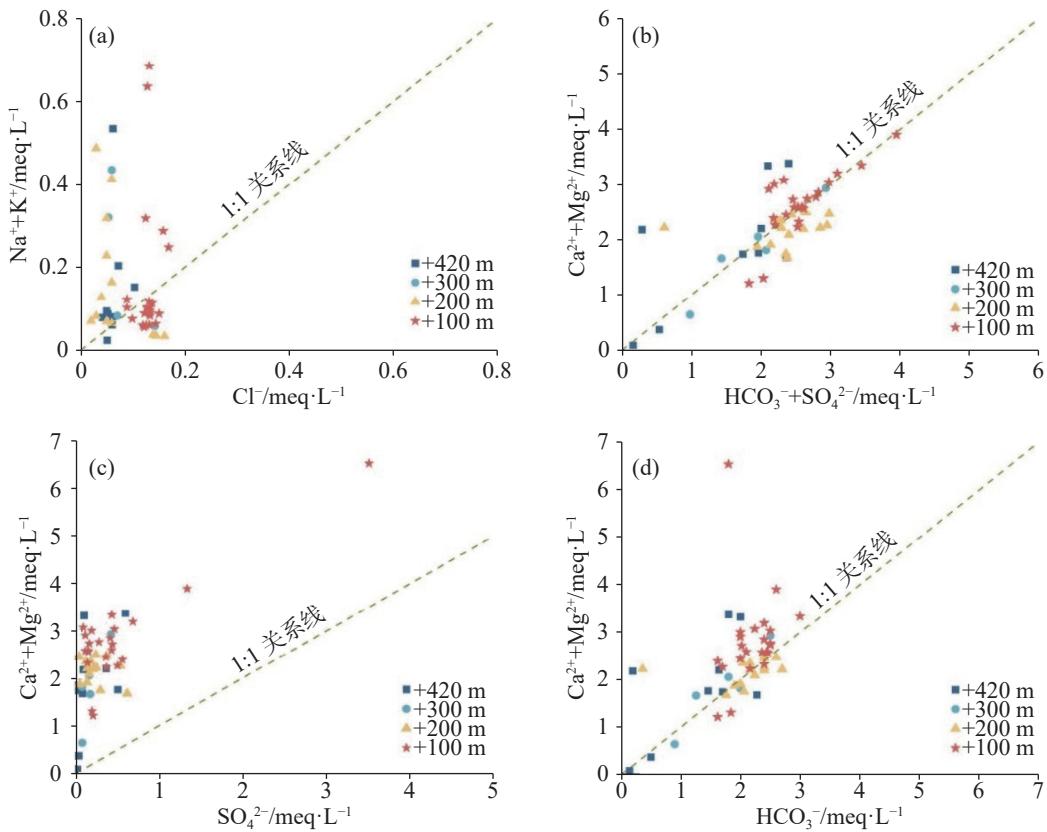


图4 马坑矿区离子比值关系图
Fig. 4 Relationship between ion ratios in the Makeng mining area

为 $19.85 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, Sr元素含量约为 $536 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ^[1]。而+100 m水平部分涌水点Li元素含量为 $23\sim27 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, Sr元素含量为 $568\sim591 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, 呈现岩溶水与花岗岩裂隙水混合水的特征, 进一步证实了+100 m开采水平存在深部花岗岩风化带低温热水的补给, 同时也说明了随着开采深度不断增大, 矿坑涌水水源在不断地变化。

矿区主要含水层为岩溶裂隙含水层, 富含大量的碳酸盐和硫酸盐矿物, 如方解石、石膏等。 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 比值可用于探究矿区地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 主要来源^[28]。由图4(b)所示, 矿区内各开采水平大部分出水点集中于 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})=1$ 附近, 表明矿区内出水点受碳酸盐岩及硫酸盐矿物溶解的影响较大; 而+200 m开采水平出水点部分分布于1:1关系线下方, 表明+200 m开采水平涌水点在一定程度上可能受硅酸盐溶解或阳离子交换作用的影响。

利用图4(c)及4(d)进一步探究, 矿区所涌水点 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\gamma(\text{SO}_4^{2-})$ 值均大于1, 而大部分涌水点集中于 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\gamma(\text{HCO}_3^-)=1$ 附近。说明单一的硫

酸盐矿物溶解并不是地下水 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的唯一来源, 而单一碳酸盐岩溶解可以解释大部分出水点的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 来源。 $+420 \text{ m}$ 水平受长期向深部开采的影响使原有封闭的环境逐渐开启, 黄铁矿发生氧化从而使地下水中 SO_4^{2-} 含量上升。受黄铁矿氧化的影响, $+420 \text{ m}$ 水平出水点水样pH值呈酸性, 加速碳酸盐矿物的溶解致使地下水 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 含量增多^[1]; 而其他开采水平处于相对还原环境, SO_4^{2-} 含量较少, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 及 HCO_3^- 仍占主导因素, 造成了 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\gamma(\text{SO}_4^{2-}) > 1$ 。 $+200 \text{ m}$ 水平部分涌水点 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\gamma(\text{HCO}_3^-) < 1$, 存在大量 HCO_3^- 说明游离的 CO_2 溶于水中形成过量的 HCO_3^- ^[29]。此外矿区持续向深部开采需长期疏干降水, 矿区岩溶水位大幅下降。矿区承压水压力降低, 地下水中产生脱碳酸作用, 使矿区中 HCO_3^- 含量降低^[30], 从而导致+100 m水平大部分涌水点 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\gamma(\text{HCO}_3^-) > 1$ 。

3.3.2 矿物饱和指数

碳酸盐岩地区, 方解石、白云石和石膏为其主要矿物^[12]。通过计算样品中方解石、石膏饱和指数(SI)

进一步分析(图5), 矿区内+100 m水平和+200 m水平的部分样品的SI(方解石)变化范围在-0.5~0.5之间

间, 趋于溶解平衡状态(SI=0), 这说明方解石存在于含水层中并控制地下水化学成分的形成^[31]。

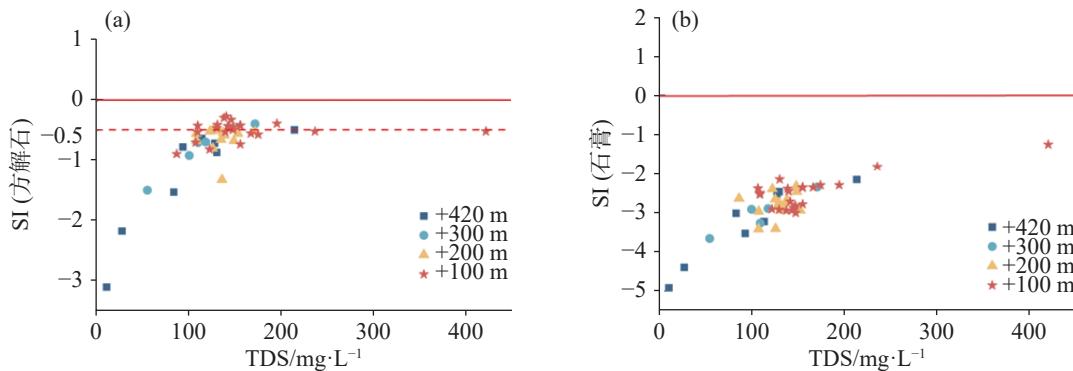


图5 方解石、石膏饱和指数图
Fig. 5 Saturation indexes of calcite and gypsum

由图5(b)可知, 各开采水平SI(石膏)均小于0, 变化范围为-1.25~3.42, 说明石膏一直呈溶解状态并未饱和。从+420 m到+100 m SI(石膏)不断升高, 表明随着地下水径流, 石膏层不断溶解^[32]。在+100 m水平SI(石膏)仍小于-1, 说明石膏仍处于较强的非饱和状态, 区域地下水对石膏仍具有溶蚀能力^[33]。结合+420 m、+300 m部分涌水点, pH呈现弱酸性, 可以说明+420 m及+300 m水平的SO₄²⁻主要来源受控于矿体伴生的黄铁矿氧化作用, 而+200 m与+100 m水平的SO₄²⁻可能源于石膏等硫酸盐矿物的溶解作用。

3.3.3 阳离子交换作用

不同阳离子吸附于岩土表面的能力不同。阳离子交换作用为地下水中Ca²⁺、Mg²⁺置换岩土颗粒表面Na⁺, 使地下水中的Na⁺含量升高。为定量表征此过程的方向与强度, 引入地下水氯碱指数(CAI₁、CAI₂)对其进行分析, 具体表达式见(1)和(2)。

$$\text{CAI}_1 = [\gamma(\text{Cl}^-) - \gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)] / \gamma(\text{Cl}^-) \quad (1)$$

$$\text{CAI}_2 = [\gamma(\text{Cl}^-) - \gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)] / [\gamma(\text{HCO}_3^-) + \gamma(\text{SO}_4^{2-})] \quad (2)$$

当CAI₁、CAI₂均为负数时为正向的阳离子交换作用, 代表地下水中Ca²⁺、Mg²⁺与岩土中Na⁺进行阳离子交换; 反之则为负向阳离子交换作用, 代表岩土中Ca²⁺、Mg²⁺置换地下水中Na⁺^[21]。氯碱指数的绝对值越大, 则阳离子交换作用越强, 矿区地下水氯碱指数见图6。

由图6可知, 矿区各个开采水平均存在不同程

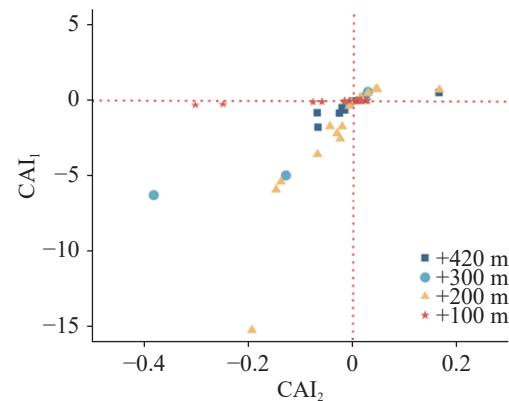


图6 矿区地下水氯碱指数图
Fig. 6 Chlor-alkali indexes of groundwater in the mining area

度阳离子交换作用, 其中+300 m、+200 m水平大部分涌水点发生较强的正向阳离子交换作用, 地下水中的Ca²⁺、Mg²⁺置换岩土中的Na⁺、K⁺, 故该开采水平Na⁺、K⁺的主要来源为阳离子交换作用而非岩盐溶解作用; 而+420 m水平虽也发生正向阳离子交换作用但程度较弱, 进一步证实+420 m水平Na⁺、K⁺过量是发生了上部砂岩裂隙水的混合作用; +100 m水平发生极其微弱的负向阳离子交换作用, 证明+100 m开采水平部分涌水点Na⁺、K⁺来源为岩盐的溶解作用, 但二者均不是该水平水化学形成的主控因素。

3.4 涌水水源变化

3.4.1 不同水源混合特征

延深开采过程中, 上部砂岩裂隙水、深部花岗岩裂隙水与岩溶水均存在一定的混合作用。混和

水的矿化度和地下水类型主要取决于参与混合的两种水的成分及混合比例,为了进一步量化不同含水层之间的连通情况可利用各端元间含量具有明显差异且不易受水岩相互作用的水化学成分计算其混合比例。

Ca^{2+} 浓度在马坑矿区岩溶水、砂岩及花岗岩裂隙水中具有明显差异, Ca^{2+} 处于饱和状态,当与远未达到饱和的砂岩裂隙水混合时,将不产生明显的化学反应;地下水中 Cl^- 相对稳定,即使在高温和高浓度下通常也不参与含水层中常见的水文地球化学反应^[34]。故为了简化混合比的计算,假定涌水点是两个端元的混合物,利用 Ca^{2+} 、 Cl^- 分别估算+420 m、+300 m水平岩溶水与砂岩裂隙水及+100 m水平岩溶水与深部花岗岩低温热水的混合比例,如公式(3)、

(4)所示。计算过程中所需各端元背景值则采用陈彦美^[1]、张慧等^[35]在马坑矿区进行放水试验过程收集岩溶水、砂岩裂隙水及花岗岩裂隙水水化学数据,见表2。

$$N = \frac{[\text{Ca}_{\text{砂}}^{2+}] - [\text{Ca}_{\text{mix}}^{2+}]}{[\text{Ca}_{\text{砂}}^{2+}] - [\text{Ca}_{\text{岩}}^{2+}]} \times 100\% \quad (3)$$

$$N = \frac{[\text{Cl}_{\text{花}}^-] - [\text{Cl}_{\text{mix}}^-]}{[\text{Cl}_{\text{花}}^-] - [\text{Cl}_{\text{岩}}^-]} \times 100\% \quad (4)$$

式中:N为岩溶水所占比重; $[\text{Ca}_{\text{mix}}^{2+}]$ 为混合水中 Ca^{2+} 浓度; $[\text{Ca}_{\text{砂}}^{2+}]$ 为砂岩水 Ca^{2+} 浓度; $[\text{Ca}_{\text{岩}}^{2+}]$ 为水5孔岩溶水饱和 Ca^{2+} 背景值; $[\text{Cl}_{\text{mix}}^-]$ 为混合水中 Cl^- 浓度; $[\text{Cl}_{\text{花}}^-]$ 为花岗岩裂隙水背景值; $[\text{Cl}_{\text{岩}}^-]$ 为涌水点附近岩溶水中 Cl^- 浓度。

表2 矿区水化学背景值

Table 2 Hydrochemical background values of the mining area

地下水类型	Na+K	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
岩溶水背景值	1.79	46.12	2.97	2.94	9.33	148.89
砂岩裂隙水背景值	1.20	2.06	1.48	1.83	1.02	12.15
花岗岩裂隙水背景值	2.48	1.29	0.13	2.23	1.26	3.80
HZ-9岩溶水	6.48	114.60	9.58	6.01	168.24	109.84

注:以上指标单位均为 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。

Note: The units of above indicators are all $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$.

前文推测+420 m、+300 m水平存在岩溶水与砂岩裂隙水混合作用,+100 m水平存在岩溶水与深部花岗岩低温热水混合作用,故利用 Ca^{2+} 平衡模型、 Cl^- 平衡模型分别估算其混合比,结果见表3。结果表

表3 矿区涌水点水源混合比

Table 3 Mixing ratios of water sources at water inflow points in the mining area

开采水平	编号	混合比率/%		
		岩溶水	砂岩裂隙水	深部花岗岩裂隙水
+420 m 水平	SF-1	77.3	22.7	/
	SF-2	62.6	37.4	/
	SF-7	65.3	34.7	/
	SF-9	60.9	39.1	/
+300 m 水平	FT-1	73.5	26.5	/
	FT-2	64.2	35.8	/
	FT-3	17.2	82.8	/
	FT-4	60.4	39.6	/
+100 m 水平	HZ-1	64.9	/	35.1
	HZ-2	61.7	/	38.3

明:+420 m水平与+300 m水平混合水多以岩溶水为主,砂岩裂隙水约占22.7%~39.1%。FT-3涌水点砂岩裂隙水补给率为82.8%,岩溶水补给率为17.2%,与上文推论基本一致。而+100 m水平两温度异常混合水源的深部花岗岩低温热水补给率分别为35.1%和38.3%,从而也进一步证实+100 m水平涌水点存在一定的深部花岗岩低温热水补给。

3.4.2 矿区涌水来源概念模型

根据对矿区各开采水平水化学特征及涌水水源混合比例的梳理,结合矿区基础水文地质条件、地下水水流场的变化,概化矿区涌水点水源演化概念模型(图7),该模型旨在表达典型顶板岩溶直接充水矿区延深开采疏干降水影响下各开采水平涌水点水化学成因及充水来源的演变机理。

井下涌水点的形成在一定程度上受到北西向及近东西向断层的控制。大气降水在矿区东部灰岩裸露与隐伏区补给岩溶含水层后向西北径流,但因受

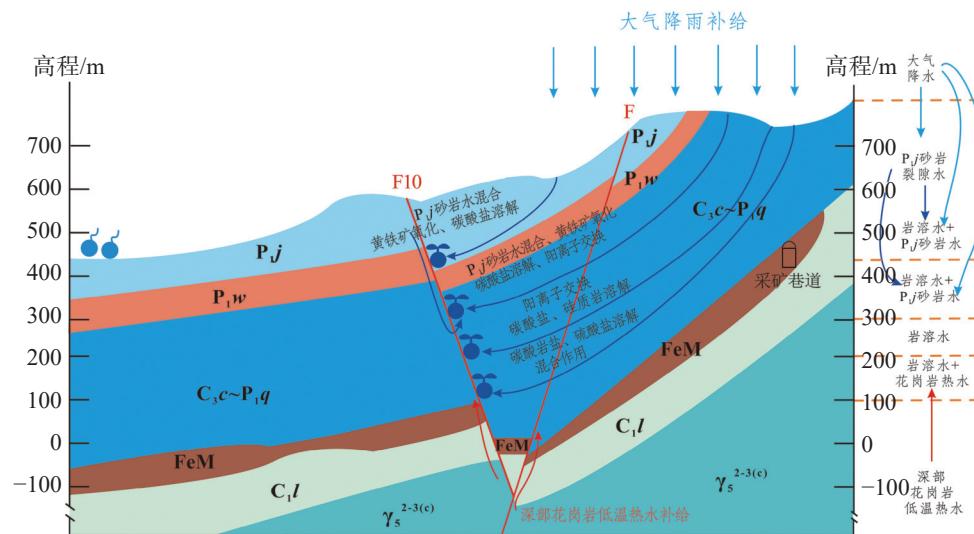


图7 矿区涌水点水源演化概念模型

Fig. 7 Conceptual model of water source change at water inflow points in the mining area

小娘坑等断层的影响,部分岩溶水流向+420 m和+300 m水平涌水点。向深部开采过程中F10等断层使文笔山组(P_{1w})隔水层在断层附近失去阻水作用,致使加福组一段(P_j^1)砂岩裂隙水在+420 m、+300 m水平与岩溶水发生混合补给涌水点。+200 m和+100 m开采水平充水水源以岩溶水为主,受延深开采影响,使深部花岗岩风化带中储存的低温热水通过导水断层上升到上部的涌水点,造成位于F10等导水断层附近的+100 m水平涌水点体现出岩溶水与花岗岩低温热水混合的特征,若继续深入开采,贮存于深部花岗岩风化带中的低温热水通过导水断层补给矿坑涌水点的几率将逐渐增大。

4 结论及建议

4.1 结 论

通过对马坑矿区涌水点常规水化学成分进行分析,从地下水流场、水化学类型等基本特征入手,结合Gibbs模型、离子组合比、氯碱指数等方法综合研究延深开采影响下矿区水化学成因及涌水水源变化规律,主要研究结果表明:

(1)随矿区延深开采和强烈疏干降水影响,岩溶水水位持续下降并在矿区东部形成疏干带,地下水由矿区东部向东南方向径流并通过F1、F10等断层附近涌水点排泄;深部开采水平地下水水温、pH值及TDS较浅部开采水平不断增大,水化学类型由 $HCO_3\text{-Ca}$ 型逐渐向 $HCO_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ 型和 $HCO_3\text{-Na}\text{-Ca}$

型演化。

(2)碳酸盐溶解是矿区地下水化学成分形成的主控因素。除此之外,+420 m开采水平地下水化学成分的形成还受黄铁矿氧化与砂岩水混合作用控制,+300 m水平存在黄铁矿氧化及阳离子交换作用;+200 m水平受阳离子交换作用与硅质岩溶解作用控制,而+100 m水平则存在一定的深部花岗岩低温热水混合作用与石膏等硫酸盐矿物溶解作用。

(3)井下涌水点涌水来源随开采深度不断变化,+420 m及+300 m水平涌水点充水水源为岩溶水、 P_j^1 砂岩水混合水源;+200 m与+100 m开采水平充水水源主要为岩溶水,但随着开采的不断深入,深部花岗岩风化带中低温热水通过导水断层上升到上部的涌水点,致使导水断层附近的+100 m开采水平涌水点岩溶水与花岗岩低温热水发生混合作用。

4.2 建 议

由于F1、F10等断层活动和花岗岩深部热传导,使得+100 m水平涌水点地下水温度升高。后期延深开采应密切关注+100 m及更深部开采水平涌水量变化情况,若出现涌水量增大则需要对井下揭露的F1、F10断层位置进行注浆,防止深部花岗岩与风化带中的低温热水沿导水构造进入矿坑补给岩溶水。

此外,为保证矿区持续向深部开采应充分利用现有设施并结合井下水文地质特征对矿区岩溶水进行分区治理并加强F1及F10等断层附近涌水点的水质、水量监测。

参考文献

- [1] 陈彦美. 南方岩溶金属矿区地下水防治理论与实践: 以福建马坑铁矿为例[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2013.
- CHEN Yanmei. Theory and practice of karst water control and prevention in iron mining area, in South China: A case study of Makeng iron mining, Fujian Province[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2013.
- [2] 黄荷, 陈植华, 王涛, 罗朝晖, 张亮, 王剑, 项彩娟, 孙帮涛, 王勇. 岩溶矿区水文地球化学特征及其水源指示意义[J]. 水文地质工程地质, 2019, 46(1): 19-26.
- HUANG He, CHEN Zhihua, WANG Tao, LUO Zhaohui, ZHANG Liang, WANG Jian, XIANG Caijuan, SUN Bangtao, WANG Yong. Groundwater source identification in carbonate-hosted deposit using hydrogeochemistry, hydrogen and oxygen isotope method[J]. Hydrogeolog & Engineering Geology, 2019, 46(1): 19-26.
- [3] 陈彦美, 陈植华, 康彩琴. 从马坑铁矿看我国南方岩溶金属矿山防治水工作[J]. 金属矿山, 2012(2): 18-113, 152.
- CHEN Yanmei, CHEN Zhihua, KANG Caiqin. Views on metal mine water prevention and control in South China from Makeng iron mine[J]. Metal Mine, 2012(2): 18-113, 152.
- [4] 袁道先, 蒋勇军, 沈立成, 蒲俊兵, 肖琼, 等. 现代岩溶学[M]. 北京: 科学出版社, 2016.
- [5] Qiao X J, Li G M, Li M, Zhou J L, Du J, Du C Y, Sun Z H. Influence of coal mining on regional karst groundwater system: A case study in West mountain area of Taiyuan City, Northern China[J]. Environmental Earth Sciences, 2011, 64: 1525-1535.
- [6] Zhang H, Wang Y, Yang R X, Ye R Z. Modeling the effects of phosphate mining on groundwater at different stages of mine development[J]. Mine Water and the Environment, 2018, 37(3): 604-616.
- [7] Yang Y G, Guo T T, Jiao W T. Destruction processes of mining on water environment in the mining area combining isotopic and hydrochemical tracer[J]. Environmental Pollution, 2018, 237: 356-365.
- [8] Motyka J, Postawa A. Impact of Zn-Pb mining in the Olkusz ore district on the Permian aquifer (SW Poland)[J]. Environmental Science and Pollution Research, 2013, 20: 7582-7589.
- [9] Huang H, Chen Z H, Wang T, Zhang L, Zhou G M, Sun B T, Wang Y. Characteristics and processes of hydrogeochemical evolution induced by long-term mining activities in karst aquifers, Southwestern China[J]. Environmental Science and Pollution Research International, 2019, 26(29): 30055-30068.
- [10] Huang H, Chen Z H, Wang T, Xiang C J, Zhang L, Zhou G M, Sun B T, Wang Y. Nitrate distribution and dynamics as indicators to characterize karst groundwater flow in a mined mineral deposit in Southwestern China[J]. Hydrogeology Journal, 2019, 27(6): 2077-2089.
- [11] 吴晓丽, 张杨, 孙媛媛, 吴吉春. 平朔矿区地下水水化学特征及成因[J]. 南京大学学报(自然科学版), 2021, 57(3): 417-425.
- [12] WU Xiaoli, ZHANG Yang, SUN Yuanyuan, WU Jichun. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in Pingshuo mining area[J]. Journal of Nanjing University (Natural Science), 2021, 57(3): 417-425.
- 周智强, 黄奇波, 汪玉松, 罗飞, 梁建宏, 熊江保. 典型岩溶矿区地表水和地下水补给来源及水化学演化机制[J]. 环境科学, 2024, 45(9): 5264-5276
- ZHOU Zhiqiang, HUANG Qibo, WANG Yusong, LUO Fei, LIANG Jianhong, XIONG Jiangyu. Recharge sources and hydrochemical evolution mechanism of surface water and groundwater in typical karst mining area[J]. Environmental Science, 2024, 45(9): 5264-5276.
- [13] 陈亚洲, 任虎俊, 李曦滨, 李健, 王锋利. 大同煤田寒武—奥陶系岩溶水系统东北区特征分析[J]. 中国岩溶, 2019, 38(6): 876-882.
- CHEN Yazhou, REN Hujun, LI Xibin, LI Jian, WANG Fengli. Characteristics of the Cambrian-Ordovician karst water system in the northeastern Datong coalfield[J]. Carsologica Sinica, 2019, 38(6): 876-882.
- [14] 陈彦美, 陈植华, 於开炳. 地下水水位及水温在查明矿区岩溶水补给条件中的应用: 以福建马坑铁矿为例[J]. 中国岩溶, 2013, 32(1): 64-72.
- CHEN Yanmei, CHEN Zhihua, YU Kaibing. To identify the recharge conditions of karst groundwater in mining area by means of groundwater table and water temperature data: A case in Makeng iron mine, Fujian[J]. Carsologica Sinica, 2013, 32(1): 64-72.
- [15] 杜欣, 陈植华, 林荣荣, 秦松柏. 福建马坑矿区水化学微量组分的指示作用[J]. 水文地质工程地质, 2008, 35(6): 33-37.
- DU Xin, CHEN Zhihua, LIN Rongrong, QIN Songbai. Hydrogeochemistry of trace elements in groundwater from Makeng district, Fujian Province[J]. Hydrogeolog & Engineering Geology, 2008, 35(6): 33-37.
- [16] 赖树钦. 微量元素在福建马坑铁矿崎瀨泉形成条件识别中的应用[J]. 中国岩溶, 2008, 27(4): 347-351, 358.
- LAI Shuqin. Identification to formation condition by means of trace elements: A case in Qilai spring, Makeng iron mine, Fujian Province[J]. Carsologica Sinica, 2008, 27(4): 347-351, 358.
- [17] 李贵仁, 赵珍, 陈植华. 复杂岩溶矿区疏干条件下的地下水数值模拟: 以福建省马坑铁矿为例[J]. 中国岩溶, 2012, 31(4): 382-387.
- LI Guiren, ZHAO Zhen, CHEN Zhihua. Numerical simulation for groundwater under draining condition in complex karst mining area: An example from the Makeng iron mine in Fujian Province[J]. Carsologica Sinica, 2012, 31(4): 382-387.
- [18] 陈彦美, 陈植华, 於开炳. 南方岩溶金属矿区地下水非均质性及防治水意义: 以福建马坑铁矿为例[J]. 地球科学, 2016, 41(4): 692-700.
- CHEN Yanmei, CHEN Zhihua, YU Kaibing. Heterogeneity and water prevention of karst water system in metal mine areas in

- Southern China: A case study of Makeng iron mine, Fujian Province[J]. *Earth Science*, 2016, 41(4): 692-700.
- [19] 黄奇波. 北方半干旱岩溶区岩溶碳汇过程及效应研究: 以山西柳林泉岩溶流域为例[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2019.
- HUANG Qibo. The carbon sequestration effect in semi-arid karst area: A case study of Liuling spring catchment, Shanxi Province [D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2013.
- [20] 卢丽, 陈余道, 邹胜章, 樊连杰, 林永生, 王皓. 岩溶区典型工业型城市地下水水化学特征及成因机制[J]. 中国岩溶, 2022, 41(4): 588-598.
- LU Li, CHEN Yudao, ZOU Shengzhang, FAN Lianjie, LIN Yongsheng, WANG Zhe. Hydrochemical characteristics and water quality evaluation of karst groundwater in typical industrial cities[J]. *Carsologica Sinica*, 2022, 41(4): 588-598.
- [21] 陈浩, 王家鼎, 王琳琳, 杨传伟, 姜福红. 山东省邹城市东部地下水水化学特征及形成机制[J]. 中国岩溶, 2023, 42(1): 139-148.
- CHEN Hao, WANG Jiading, WANG Linlin, YANG Chuanwei, JIANG Fuhong. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in east Zoucheng City, Shandong Province[J]. *Carsologica Sinica*, 2023, 42(1): 139-148.
- [22] Zhang C C, Li X Q, Wang Z X, Hou X W, Ma J F, Gao M, Bai Z X, Fu C C, Gui C L, Zuo X F. Combining stable isotope (^2H , ^{18}O , and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and hydrochemistry to understand hydrogeochemical processes in karst groundwater system, Xin'an, Northern China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2023, 82(9): 224.
- [23] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. *Science*, 1970, 170(3962): 1088-1090.
- [24] 蒲俊兵, 袁道先, 蒋勇军, 苟鹏飞, 殷建军. 重庆岩溶地下河水文地球化学特征及环境意义[J]. 水科学进展, 2010, 21(5): 628-636.
- PU Junbing, YUAN Daoxian, JIANG Yongjun, GOU Pengfei, YIN Jianjun. Hydrogeochemistry and environmental meaning of Chongqing subterranean karst stream in China[J]. *Advances in Water Science*, 2010, 21(5): 628-636.
- [25] 李伟, 耿函, 苏春利, 曹慧丽, 梁川, 卫方成. 大冶铁矿区地下水水化学演化过程及铁和硫酸盐污染机制[J]. 安全与环境工程, 2023, 30(2): 223-232.
- LI Wei, GENG Han, SU Chunli, CAO Huili, LIANG Chuan, WEI Fangcheng. Hydrochemical evolution processes and mechanism of groundwater iron and sulfate pollution in Daye mining area[J]. *Safety and Environmental Engineering*, 2023, 30(2): 223-232.
- [26] Zhang X B, Li X, Gao X B. Hydrochemistry and coal mining activity induced karst water quality degradation in the Niangziguang karst water system, China[J]. *Environmental Science and Pollution Research International*, 2015, 23(7): 6286-6299.
- [27] 熊亮萍, 胡圣标, 汪缉安, 汪集旸. 福建省西部大地热流值[J]. 地质科学, 1993, 28(1): 96-101.
- XIONG Liangping, HU Shengbiao, WANG Ji'an, WANG Jiyang. Terrestrial heat flow in western part of Fujian Province, SE China[J]. *Chinese Journal of Geology*, 1993, 28(1): 96-101.
- [28] 黄望望. 新集矿区地下水水文地球化学与环境同位素特征[D]. 合肥: 安徽大学, 2020.
- HUANG Wangwang. Groundwater hydrogeochemistry and environmental isotope characteristics in Xinji mining area[D]. Hefei: Anhui University, 2020.
- [29] 王甜甜, 张雁, 赵伟, 靳德武, 刘基, 王强民. 伊敏矿区地下水水化学特征及其形成作用分析[J]. 环境化学, 2021, 40(5): 1480-1489.
- WANG Tiantian, ZHANG Yan, ZHAO Wei, JIN Dewu, LIU Ji, WANG Qiangmin. Hydrogeochemical characteristics and formation process of groundwater in Yimin mining area[J]. *Environmental Chemistry*, 2021, 40(5): 1480-1489.
- [30] 冯海波, 董少刚, 张涛, 李铱, 刘晓波, 李政葵, 王超. 典型草原露天煤矿区地下水环境演化机理研究[J]. 水文地质工程地质, 2019, 46(1): 163-172.
- FENG Haibo, DONG Shaogang, ZHANG Tao, LI Yi, LIU Xiaobo, LI Zhengkui, WANG Chao. Evolution mechanism of a groundwater system in the opencast coalmine area in the typical prairie[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2019, 46(1): 163-172.
- [31] 唐辉, 陈洁, 钱会. 饱和指数在水—岩作用研究中的应用及其灵敏度分析[J]. 水资源与水工程学报, 2012, 23(6): 180-183.
- TANG Hui, CHEN Jie, QIAN Hui. Application of saturation index to research of water–rock interaction and its sensitivity analysis[J]. *Journal of Water Resources & Water Engineering*, 2012, 23(6): 180-183.
- [32] 黄奇波, 覃小群, 刘朋雨, 程瑞瑞, 李腾芳. 柳林泉域岩溶地下水区域演化规律及控制因素[J]. 环境科学, 2019, 40(5): 2132-2142.
- HUANG Qibo, QIN Xiaoqun, LIU Pengyu, CHENG Ruirui, LI Tengfang. Regional evolution and control factors of karst groundwater in Liulin spring catchment[J]. *Environmental Science*, 2019, 40(5): 2132-2142.
- [33] 黄奇波, 覃小群, 刘朋雨, 张连凯, 苏春田. 人为活动对乌江中上游段岩溶地下水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 及碳汇效应的影响[J]. 第四纪研究, 2016, 36(6): 1358-1369.
- HUANG Qibo, QIN Xiaoqun, LIU Pengyu, ZHANG Liankai, SU Chuntian. The impact of human activities to $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of karst groundwater and carbon sink in the upper and middle reaches of Wujiang river[J]. *Quaternary Science*, 2016, 36(6): 1358-1369.
- [34] Han D M, Liang X, Jin M G, Currell M J, Song X F, Liu C M. Evaluation of groundwater hydrochemical characteristics and mixing behavior in the Daying and Qicun geothermal systems, Xinzhou basin[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2010, 189(1-2): 92-104.
- 张慧, 郑金龙. 福建马坑铁矿主要含水层水化学特征与突水水源的识别[J]. 有色金属(矿山部分), 2010, 62(2): 20-24, 30.

ZHANG Hui, ZHENG Jinlong. Recognition of hydrochemical characteristics and water source in Makeng iron mine, Fujian

Province[J]. Nonferrous Metals (Mining Section), 2010, 62(2): 20-24, 30.

Study on hydrochemical characteristics and water inflow sources of typical karst water-filled mining areas under the influence of extended mining

YU Yang^{1,2}, JIN Xiaowen³, XU Si^{1,2}, ZHANG Yu^{1,2}, CHEN Yanmei^{1,2}

(1. College of Resources and Environment, Yangtze University, Wuhan, Hubei 430100, China; 2. Hubei Key Laboratory of Petroleum Geochemistry and Environment, Wuhan, Hubei 430100, China; 3. Wuhan Zhong Di Huan Ke Hydrological Engineering Environment Science and Technology Consulting Co., Ltd., Wuhan, Hubei 430073, China)

Abstract Mineral resources are an important pillar of China's vigorous economic development. With the rapid increase in the demand for metal minerals, the original metal mining areas continue to be mined. However, the specific geological conditions indicate that a significant number of ore bodies in China are closely associated with the limestone strata. As a result, the karst aquifer has emerged as one of the major hidden dangers threatening the deep mining of these ore deposits. Therefore, it is an important topic to study the prevention and control of pit water in mines of karst areas, but there is a lack of comprehensive case studies that have revealed the changes in water sources in pits due to deep mining on the basis of hydrochemical data from water inflow points at different mining levels. The Makeng mining area is a typical karst water-filled mining area in East China. Its hydrogeological conditions and pit water-filling conditions are complex, presenting significant challenges for water prevention and control efforts. In this study, 59 sets of hydrochemical data were selected from the water inflow points of horizontal tunnels at four mining levels (+420 m, +300 m, +200 m and +100 m) in the Makeng mining area from 2006 to 2016. Combined with the evolution law of the groundwater flow system in the mining area, various hydrochemical methods such as Piper three-line diagram, ion ratio, Gibbs diagram and chlor-alkali index were used to analyze the source of water inflow. The mixing ratios of different water sources were calculated, and a conceptual model of evolution of water sources at the water inflow points was generalized. Besides, the hydrochemical causes and recharge sources of water inflow points at different mining levels in the mining area were discussed.

The results show that the decrease of groundwater levels gradually slowed down while water inflow continuously increased during the mining process; therefore the recharge sources of pit water inflow points constantly changed. Secondly, the long-term water drainage and depressurization changed the direction of groundwater runoff in the mining area. Additionally, the water temperature, pH and TDS increased with the increase of mining depth, and the hydrochemical type gradually changed from $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ type to $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}$ type and $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ type. The dissolution of carbonate salt is the main controlling factor for the formation of groundwater in the mining area. Besides, controlled by faults and other geological structures, some water inflow points were influenced by different water sources in some degree. Moreover, different mining levels were also affected by pyrite oxidation, cation exchange, mixing action, etc. The sources of water inflow points at +420 m and +300 m were from karst water and P_j^1 sandstone water, while the main sources at mining levels of +200 m and +100 m were also from karst water. The water inflow point at +100 m was recharged by low-temperature hot water along the water diversion fault from deep granite. The Ca^{2+} and Cl^- equilibrium models were used to calculate the respective ratios of mixing karst water with sandstone fracture water and of mixing karst water with hot water from deep granite. The recharge rates of fracture water at +420 m and +300 m were about 22.7%–82.8%, and the recharge rates of low-temperature hot water from deep granite at +100 m were 35.1%–38.3%. In the future, the monitoring of water quality in water inflow points at +100 m or above should be strengthened. If necessary, F1 and other faults exposed underground should be grouted so as to prevent the low-temperature hot water from the contact zone between the deep granite and the quartz sandstone of Lindi formation (C_1l) from entering the pit along the water diversion structure to recharge karst water. In this paper, the hydrochemical

formation of water inflow source in Makeng mining area under the influence of extended mining has been discussed, and the dynamic characteristics of water inflow sources have been preliminarily analyzed, which can provide a certain reference for groundwater management and prevention and control of pit water in the same type of karst water-filled mining area.

Key words extended mining, karst water-filled mining area, mining level, hydrochemistry, water inflow sources

(编辑 杨杨)



桂林喀斯特——自然的遗产，人类的瑰宝

桂林喀斯特以发育连片分布的峰林喀斯特、峰丛喀斯特、喀斯特峡谷河流和数以万计的洞穴为特征, 形成了奇峰异洞的喀斯特王国。单在漓江流域, 喀斯特面积 $2\,665\text{ km}^2$, 峰丛 $1\,285\text{ km}^2$, 峰林 $1\,167\text{ km}^2$,

石峰 11 400 座, 峰丛石峰 7 900 座, 峰林石峰 3 500 座, 洞穴近 2 000 个。

(供稿: 钟亮 陈伟海 摄影: 钟亮)



广西桂林遇龙河沿岸峰丛及峰林平原