

郭永丽, 吴佩艳, 黄芬, 等. 环境同位素示踪的毛村地下河流域水流特征[J]. 中国岩溶, 2022, 41(4): 577-587.  
DOI: 10.11932/karst20220406

## 环境同位素示踪的毛村地下河流域水流特征

郭永丽, 吴佩艳, 黄芬, 孙平安, 苗迎, 刘绍华

(中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室, 广西桂林 541004)

**摘要:** 岩溶水文特征是岩溶区生态环境可持续发展的关键驱动力。文章利用环境同位素示踪剂反馈的水动力过程, 解译毛村地下河流域的水流特征。其流域内水体  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  范围均位于大气降水  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  的范围内, 大气降水是流域主要的补给来源; 基于  $\delta^{13}C_{DIC}$  利用质量守恒定律计算岩溶水体中 DIC 来源于碳酸盐岩溶解的平均值为 52.13%, 可揭示相关的水—碳酸盐岩相互作用历程; 流域内岩溶水点  $^{222}Rn$  和 EC 值对大气降水的响应特征表明降水的蓄积作用可驱动深层岩溶裂隙水运移, 且具有较强的稀释作用; 基于  $^{222}Rn$  的衰变特征, 计算 6 月份地下河管道有效水流速度为  $2\ 427.49\ m\cdot d^{-1}$ ; 西南岩溶地下河水流与地表水流相似, 且对降水响应敏感。综合毛村地下河流域的水文地质条件及其水文点 SI、 $^{222}Rn$ 、 $\delta^{13}C_{DIC}$  和  $\delta^{18}O$  间的相关关系, 环境同位素可更好地示踪岩溶裂隙水流特征, 揭示岩溶含水系统的空间结构特征及水流路径。水化学环境天然示踪剂可提供有关岩溶含水系统的重要信息, 对水动力学方法具有重要的补充作用。

**关键词:** 环境同位素; 毛村地下河流域; 水流; 空间结构

**中图分类号:** X143      **文献标识码:** A

**文章编号:** 1001-4810(2022)04-0577-11      **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



### 0 引言

中国天然岩溶地下水资源总量为  $2\ 039.67 \times 10^8\ m^3 \cdot a^{-1}$ , 约占中国地下水资源量的  $1/4$ <sup>[1]</sup>。南方岩溶水资源量约占中国岩溶地下水资源总量的 91%, 其赋存场所主要是一些相对独立的地下河系统<sup>[1-2]</sup>。峰丛洼地型地下河系统是广西农村主要的供水水源, 但受控于其地质结构特征, 地下河系统具有水文动态变化大、开发利用困难、易受污染和旱涝灾害频发等特点, 成为制约当地生态环境可持续发展的重要问题, 已引起政府和科技界的关注。岩溶水文过程是岩溶区生态环境可持续发展的关键驱动力, 阐

明其相关过程和机理是解决此问题的关键。

岩溶地下河系统中地下河管道的时空分布规律、水文及水流特征等与地表河流相似, 地下河管网与地表水文网具有相互消长的关系<sup>[3]</sup>。岩溶地下河系统发育受到岩性、构造、地形、地貌和地表水文的控制, 具有管道、洞穴、裂隙和溶隙等多重介质, 孔隙流、裂隙流和管道流并存, 水动力特征复杂<sup>[4-5]</sup>。岩溶地下河系统内多重介质水流的精确刻画需要大量的实测数据, 而描述此类复杂变化水流的信息往往是缺失的, 集成各类方法分析可获取的数据是解决此难题的有效便捷方式。岩溶水水化学特征与水的补给交替强度(水动力条件)密切相关<sup>[6]</sup>, 同时, 基于

资助项目: 国家重点研发计划项目(2019YFC0507504, 2021YFE0107100); 广西自然科学基金项目(2021GXNSFBA075013, 2018GXNSFDA050002, 桂科 AB22035010); 国家重点研发计划项目(2020YFE0204700); 基本科研业务费(2021001); 中国地质调查项目(DD20221820)

第一作者简介: 郭永丽(1989—), 女, 博士, 主要从事岩溶水文地质方面的工作。E-mail: gyongli@mail.cgs.gov.cn。

通信作者: 黄芬(1984—), 女, 博士, 副研究员, 主要从事岩溶环境学方面的工作。E-mail: huangfen@mail.cgs.gov.cn。

收稿日期: 2022-03-10

水化学天然示踪剂的特征可提供有关岩溶含水层系统功能的重要信息<sup>[7-9]</sup>,对水动力学方法具有重要的补充作用<sup>[10]</sup>。

水化学场的演化过程以水动力场为载体,利用水化学的指示意义可反馈水动力场的动态过程。天然水化学示踪剂/人工示踪剂已被广泛应用于岩溶水的补给来源、径流路径和速度等方面<sup>[11]</sup>,岩溶水文过程和水文地球化学过程的响应特征可计算快速流与慢速流、管道流与裂隙流的比例等<sup>[12]</sup>,基于物理化学指标的响应特征可分析岩溶水体的滞后、延迟效应及其来源等<sup>[13]</sup>。同位素的时空变化特征及其影响因素可示踪水体运移过程,其中氢氧稳定同位素是水循环研究的天然示踪剂,特别适合应用于各类岩溶水文过程特征<sup>[14-15]</sup>及岩溶山区地下水的补给来源和循环深度的研究<sup>[16]</sup>。西南岩溶区岩溶发育,地表水、浅层地下水连通性良好,水循环迅速,浅层地下水滞留时间短。<sup>3</sup>H、CFCs和SF<sub>6</sub>是浅层地下水中常规的测年技术,已被广泛用于研究岩溶区地下水年龄、地下水更新速率和地下水流动系统等科学问题<sup>[17-18]</sup>。环境示踪剂<sup>222</sup>Rn是放射性铀和镭的衰变产物,半衰期3.82 d,可有效用于判断更短时间尺度的岩溶水文过程特征<sup>[19]</sup>。Falcone等<sup>[19]</sup>利用主要水化学离子和多示踪技术( $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ )分析岩溶含水系统水文过程的时空变化特征,且基于<sup>222</sup>Rn计算的裂隙流和管道流的有效水流速度分别为 $10\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $35\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ ,验证了岩溶含水系统的双重水流特征。Guo等<sup>[20]</sup>利用峰丛洼地岩溶含水系统各类水体的水化学和氢氧同位素特征示踪其水文过程间的差异。Lauber和Goldscheider<sup>[11]</sup>利用天然示踪剂( $\delta^{18}\text{O}$ 和<sup>3</sup>H)计算阿尔卑斯高山岩溶水流的平均过渡时间,管道和宽裂隙中的快速流、中间流和慢速流的平均过渡时间分别为3~13天、2.9~4.9 m和1 a。Rusjan等<sup>[15]</sup>将降水和岩溶泉/岩溶地下河的氢氧同位素分别作为输入项和输出项,对比分析岩溶含水系统水文过程的空间变化特征及季节性动态变化过程。

毛村地下河流域是中国地质科学院岩溶地质研究所的野外科研基地,属于峰丛洼地型地下河系统。目前,流域内已开展的工作主要有地下河水化学特征<sup>[21]</sup>、碳酸盐岩溶蚀<sup>[22]</sup>、岩溶碳循环<sup>[23]</sup>、石灰土特性<sup>[24-25]</sup>和含水介质特征<sup>[26-27]</sup>研究,尚未开展该流域的动态水文特征研究。本研究包括:(1)利用稳定同位素示踪岩溶含水系统水源特征;(2)利用放射性同

位素<sup>222</sup>Rn在岩溶水系统中的变化特征,示踪水流路径并计算岩溶管道中的水流速度;(3)利用环境同位素间的相关关系解译岩溶含水系统的空间结构及其水流特征。

## 1 研究区概况

毛村地下河流域位于桂林市东南约28 km的灵川县潮田乡,属于亚热带季风气候区,四季分明,雨量充沛,热量丰富。其流域高程为178 m,年平均气温为18.6℃,年平均降水量为1590 mm,一般雨季从每年的3月份开始到8月份,4-7月份最集中,9月份至次年2月份为枯季。

毛村地下河流域处于南圩—沙子断裂的北段,构造上位于潮田向斜的东侧,发育有NNE向的潮田、大岩前区域断裂及伴生的NEE向和NW向断裂。流域内出露的地层岩性为应堂祖的砂岩和粉砂岩、东岗岭组的灰岩和白云岩、融县组的灰岩和第四系的泥砾石、砂砾石和黏土。毛村地下河系统总面积11.24 km<sup>2</sup>,分为岩溶区(7.83 km<sup>2</sup>)与非岩溶区(3.41 km<sup>2</sup>)两部分,两者在山湾一带交界,其中岩溶区位于北部,非岩溶区位于南部(图1)。南部非岩溶区,地表水和地下水均补给毛村地下河系统。因此,地表分水岭作为南部边界,属稳定的分水岭边界。北部、东部以及北西部均为岩溶区,都是将地表分水岭看作地下分水岭,属局部分水岭。

毛村地下河是具有完整的补给、径流和排泄系统的独立水文地质单元。含水介质由巨大岩溶洞穴、管道和细小岩溶裂隙组成,具有明显的多重介质结构。含水介质以单一岩溶管道为主,直流管道不发育,一般不具有统一的地下水面。地表岩溶形态可见溶蚀洼地、漏斗、溶痕、溶槽、溶盘、落水洞和天窗,地下岩溶形态有沿构造破碎带发育的洞穴、管道和地下河,是独具特色的岩溶水文地质系统。毛村地下河流域的内源补给主要是岩溶区的水,外源补给包括小龙背地表河水和磨刀江上游来水,最终在毛村地下河出口排出(图2)。

## 2 研究方法

### 2.1 地下水样品检测

本次研究根据岩溶水的出露特征和2021年月

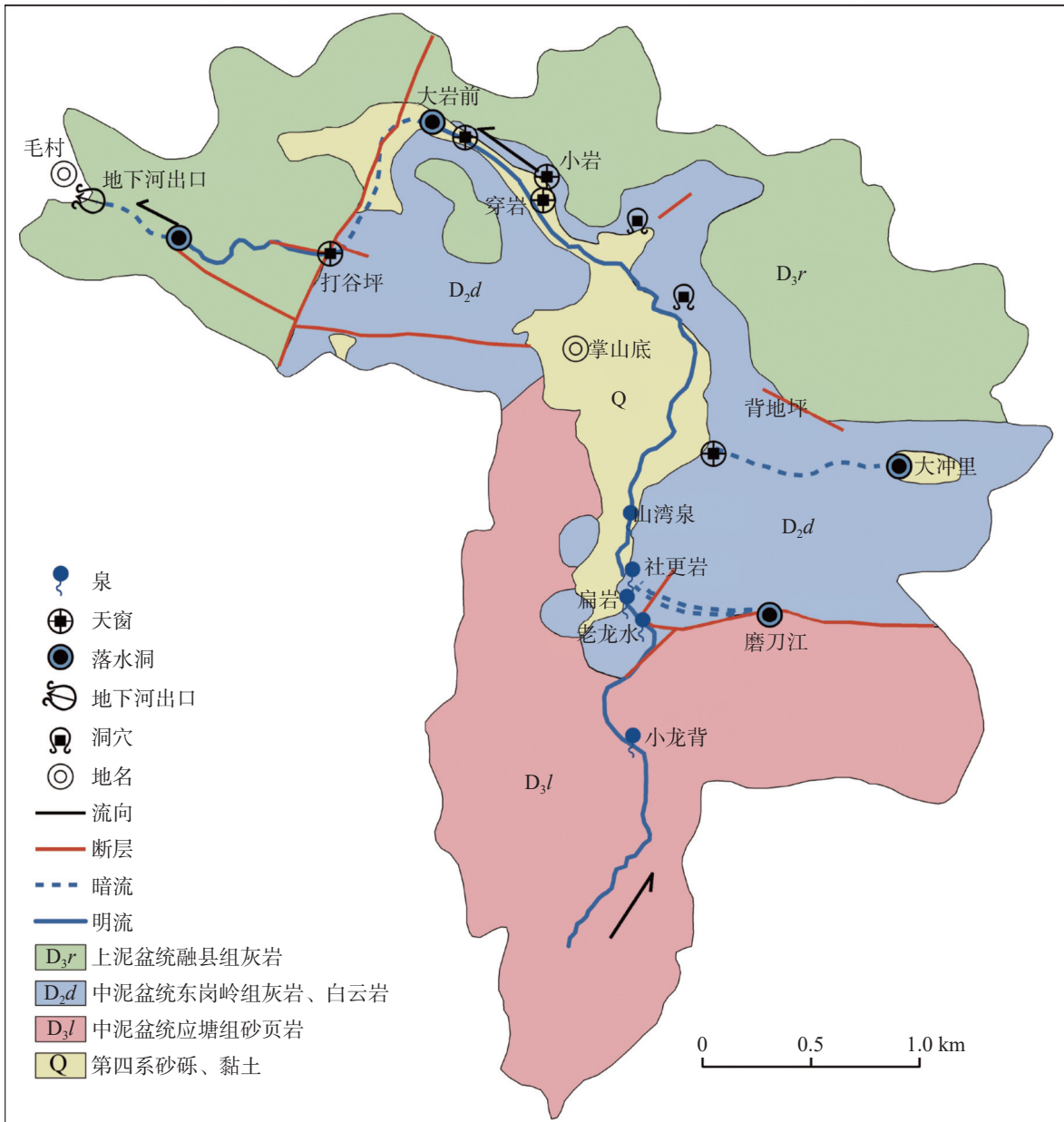


图 1 毛村地下河流域水文地质简图

Fig. 1 Hydrogeological map of Maocun underground river basin

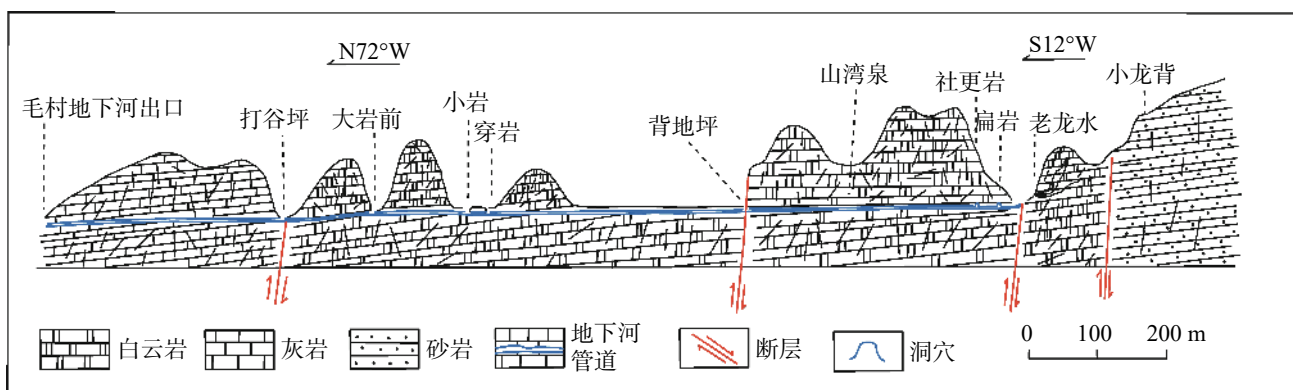


图 2 毛村地下河流域主管道剖面示意图

Fig. 2 Profile map of the main conduit in Maocun underground river basin

降水量,监测毛村地下河流域上游至下游岩溶泉水、天窗、落水洞和地下河出口等水点,揭示毛村地下河流域的水流特征。野外取样时利用便携式水质分析仪器(法国 PONSEL)现场测定水化学参数,包括水温( $T$ ,  $^{\circ}\text{C}$ )、pH、氧化还原电位( $E_h$ ,  $\text{mv}$ )和溶解氧( $\text{DO}$ ,  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ );利用便携式硬度计和碱度计(德国 Merck)现场测定  $\text{Ca}^{2+}$  ( $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ )和  $\text{HCO}_3^-$  ( $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ )。聚乙烯瓶采集的地下水样品用于测试阴离子、阳离子和同位素,每个采样瓶上标明取样点及检测项目等信息,4  $^{\circ}\text{C}$  冷藏保存,7 d 内在中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶地质与资源环境测试中心分析测试。

地下水同位素样品( $\delta\text{D}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ )利用 50 mL 聚乙烯瓶采集,其中  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  的取样瓶加入 2 滴饱和  $\text{HgCl}_2$  溶液。 $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  由中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶地质与资源环境测试中心分析测试,检测仪器为 MAT-253 稳定同位素质谱仪,采用 VSMOW(Vienna Standard Mean Ocean Water)进行标准化, $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的检测精度分别为  $\pm 0.2\%$  和  $\pm 0.6\%$ 。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  由自然资源部第三海洋研究所分析测试,检测仪器为 MAT-253 质谱仪,采用 VPDB(Vienna Pee Dee Belemnite)进行标准化,检测精度为  $\pm 0.1\%$ 。

自然界中氦主要来源于具有放射性物质的地质体(以花岗岩和片麻岩为主),且易溶于水<sup>[28]</sup>。从地层角度,不同岩石中氦的本底值具有较大差异,花岗岩最高达  $102\ 400\ \text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ ,石灰岩仅为  $6\ 400\ \text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ <sup>[29]</sup>。广西处于地质构造稳定区,氦气的释放量较低。桂林岩溶水外源水来自放射性含量较低的砂岩等碎屑岩地区<sup>[28]</sup>,桂林地区岩溶水系统中  $^{222}\text{Rn}$  活度偏低。因此,本次研究利用美国 Durrige 公司的 RAD7 测氦仪及其 Big Bottle System(2 500 mL)取样配件测量水体中  $^{222}\text{Rn}$  活度值<sup>[30]</sup>,并根据测量时间间隔和温度进行校正<sup>[31]</sup>。每个样品测量 3~4 次,15  $\text{min}\cdot\text{次}^{-1}$ 。

## 2.2 计算方法

本次研究基于稳定同位素线性质量守恒模型计算地下水水化学组分来源的比例,解译岩溶含水系统中的水流特征。计算方程如下:

$$\delta_n = f_1\delta_{1n} + f_2\delta_{2n} \quad (1)$$

$$1 = f_1 + f_2 \quad (2)$$

式中: $f_1$ 、 $f_2$  为两种来源的比例; $\delta_{1n}$ 、 $\delta_{2n}$  为两种来源  $n$

元素的同位素值; $\delta_n$  为水体中  $n$  元素的同位素值。

本次研究利用岩溶水体碳酸盐岩的饱和指数,评估岩溶水溶蚀碳酸盐岩的能力,计算方程如下:

$$SI = \text{Lg}(IAP/K) \quad (3)$$

式中: $IAP$  为水体中碳酸盐的离子活度积; $K$  为碳酸盐岩的平衡常数; $SI < 0$ , 为未饱和状态, $SI = 0$ , 为平衡状态, $SI > 0$ , 为过饱和状态, $SI$  绝对值越大,溶蚀能力越强。

一级衰减模型(The first-order decay model)是最适合描述化学物质质量变化过程的模型。本次研究将其应用于岩溶含水系统中  $^{222}\text{Rn}$  的衰变过程,计算两点之间  $^{222}\text{Rn}$  的衰变时间。计算方程如下:

$$T = \text{Ln}(C - C_0)/\lambda \quad (4)$$

式中: $C$  和  $C_0$  分别是  $t$  和  $t_0$  时刻的  $^{222}\text{Rn}$  浓度 ( $\text{Bq}\cdot\text{L}^{-1}$ ), $\lambda$  为  $^{222}\text{Rn}$  的衰变常数值 ( $0.693/t_{1/2}$ ), $t_{1/2}$  是  $^{222}\text{Rn}$  的半衰期(3.82 d)。结合两点之间径流路径的长度,获取岩溶水水流速度。

## 3 结果与讨论

### 3.1 稳定同位素示踪

流域内出露的碳酸盐岩主要为东岗岭组( $D_2d$ )白云岩和融县组( $D_3r$ )石灰岩。岩溶水点 pH 的平均值为 7.08,未检出到  $\text{CO}_3^{2-}$  和  $\text{OH}^-$ 。地下水中  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{CO}_2$  的平均值分别为  $197.30\ \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$  和  $2.49\ \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ,  $\text{CO}_2$  仅占 DIC 的 1%。岩溶水体中溶解无机碳(DIC)主要成分为  $\text{HCO}_3^-$ <sup>[32]</sup>。因此,区内地下水碱度、DIC 近似等于  $\text{HCO}_3^-$ 。 $\delta\text{D}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  特征可指示岩溶水的补给和来源特征(表 1)。

流域内岩溶水体中  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的变化范围分别为  $-35.29\%$  ~  $-30.73\%$  和  $-6.15\%$  ~  $-5.60\%$ , 平均值分别为  $-33.35\%$  和  $-5.87\%$ 。桂林市全年大气降水  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的变化范围分别为  $-96.27\%$  ~  $29.05\%$  和  $-12.96\%$  ~  $-0.20\%$ , 平均值分别为  $-34.76\%$  和  $-5.76\%$ <sup>[33]</sup>。流域内水体  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  范围均落在了大气降水  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的范围内,进一步证实了大气降水是流域主要的补给来源。毛村地下河流域的裂隙、落水洞、天窗等,直接接受大气降水的补给。大气降水的时空分布特征,在研究非均质各向异性岩溶含水介质的水流特征中发挥着重要作用。

流域内岩溶水体中  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  的变化范围为

表 1 2021 年 6 月和 8 月监测的水体  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C_{DIC}$  值  
Table 1 Monitoring values of  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C_{DIC}$  in June and August of 2021

监测点	6月26日			8月28日		
	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	$\delta^{13}C_{DIC}/\text{‰}$	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	$\delta^{13}C_{DIC}/\text{‰}$
小龙背	-34.48	-6.09	-9.50	-34.42	-5.88	-15.84
老龙水	-34.13	-5.99	-13.36	-34.21	-5.94	-13.91
扁岩	-33.08	-5.93	-14.33	-33.42	-5.87	-15.86
社更岩	-31.55	-5.72	-14.90	-33.64	-5.88	-14.14
山湾泉	-32.27	-5.80	-13.76	-33.13	-5.82	-14.00
背地坪	-30.73	-5.60	-15.79	-32.02	-5.66	-16.41
穿岩	-31.91	-5.66	-13.83	-33.09	-5.80	-13.87
大岩前	-31.82	-5.69	-13.67	-33.84	-5.83	-13.63
毛村出口	-31.60	-5.66	-13.89	-32.93	-5.75	-14.23

-16.41‰ ~ -12.85‰, 平均值为-14.03‰。岩溶水体中 DIC 来源多样, 碳酸盐岩溶解的  $\delta^{13}C_{DIC}$  为-2‰ ~ 2‰, 天然大气  $CO_2$  中  $\delta^{13}C_{DIC}$  为-7‰, 土壤中  $CO_2$  中  $\delta^{13}C_{DIC}$  变化范围为-30‰ ~ -7‰。生物  $CO_2$  中  $\delta^{13}C_{DIC}$  变化范围为-30‰ ~ -24‰, 平均值为-27‰。因此, 流域内岩溶水体中 DIC 主要受到碳酸盐岩溶解和土壤  $CO_2$  的影响。利用线性质量守恒模型 [方程(1)和(2)], 可计算流域内岩溶水体中 DIC( $DIC_{gw}$ ) 来源于土壤( $DIC_{soil}$ )和碳酸盐岩溶解( $DIC_{carb}$ )的比例范围。流域内岩溶水体中 DIC 来源于碳酸盐岩溶解的比例范围为 42.47%~61.25%, 平均值为 52.13%。流域岩溶水体中 DIC 的来源特征可揭示岩溶含水系统中水和碳酸盐岩的相互作用历程, 进而示踪岩溶水文循环特征。

### 3.2 放射性同位素示踪

放射性同位素 $^{222}Rn$ 是地层中铀衰变生成的惰性气体。桂林地区岩层中放射性物质含量较低, 洞穴沉积物中铀含量的范围为  $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.20 \times 10^{-6}$ 。 $^{222}Rn$ 的扩散过程与其浓度梯度和介质性质等因素密切相关<sup>[29]</sup>。西南岩溶区具有特殊的二元结构特征, 水体交换频繁, 水文过程响应敏感。不同水体中 $^{222}Rn$ 的活度差异显著, $^{222}Rn$ 含量取决于地下水水位的季节波动特征、岩性和裂隙网络特征, 其可示踪岩溶水循环和水流特征<sup>[30,34]</sup>。

野外示踪试验结果显示, 毛村地下河流域具有三个子系统, 分别为社更岩和扁岩地下河子系统、大冲里—背地坪子系统以及大岩前—毛村出口子系

统<sup>[26]</sup>。岩溶含水层中 $^{222}Rn$ 的含量取决于水岩相互作用时间、碳酸盐岩特征( $^{226}Ra$ 浓度:  $50 \sim 70 Bq \cdot kg^{-1}$ )、岩溶裂隙网络和岩溶发育特征<sup>[34]</sup>。岩石/土壤介质中水岩相互作用时间越长、水力传导系数越低, 水体中 $^{222}Rn$ 的含量越高<sup>[34]</sup>。水的电导率(EC)体现的是水中总溶解固体总量, 表征水体传导电子的能力。岩溶含水系统中电导率取决于水岩相互作用时间。电导率可反映含水系统中不同来源水的比例, 解译地下水系统的流动或补给类型, 识别含水系统结构特征<sup>[35-36]</sup>。基于 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 分析可知流域内大气降水为主要补给来源, 2021年6月、7月和8月的降水量分别为 301.50 mm、202.50 mm 和 67.80 mm。岩溶含水层结构空间复杂, 不同气象水文条件下, 岩溶水点具有不同的补给源及径流路径。基于 $^{222}Rn$ 和 EC 的环境指示意义, 利用不同降水条件下(2021年6月和8月)岩溶水点 $^{222}Rn$ 和 EC 值的监测值(表 2), 可揭示流域内岩溶水点的水文特征。

小龙背为外源水, 非岩溶泉, 地形坡度大, 水流速度快, 水岩相互作用时间短, $^{222}Rn$ 和 EC 电导率最低(表 2)。小龙背至扁岩具有多层管道, 含水介质极不均匀, 扁岩只是其中一个表层岩溶泉出露点。小龙背流经岩溶管道和地表明流交替进入扁岩, 受到水岩相互作用的影响, 扁岩的 $^{222}Rn$ 和 EC 均较小龙背高(表 2)。在降水量极小/无降水条件下, 小龙背→扁岩, 磨刀江→社更岩水流以岩溶裂隙水流为主, 水岩相互作用时间较长, 8月份扁岩、社更岩的 $^{222}Rn$ 含量和 EC 值高于 6 月份。

老龙水是流域内的表层岩溶泉, 对降水响应敏

表2 2021年6月和8月监测的水体<sup>222</sup>Rn和EC值  
Table 2 Monitoring values of <sup>222</sup>Rn and EC  
in June and August of 2021

监测点	6月26日		8月28日	
	<sup>222</sup> Rn/Bq·L <sup>-1</sup>	EC/μs·cm <sup>-1</sup>	<sup>222</sup> Rn/Bq·L <sup>-1</sup>	EC/μs·cm <sup>-1</sup>
小龙背	0.09	23.6	0.20	20.0
老龙水	5.87	284.7	2.15	324.3
扁岩	10.83	118.8	11.86	228.6
社更岩	4.34	262.0	19.13	285.7
山湾泉	18.58	230.3	5.62	293.0
背地坪	6.42	457.7	2.58	506.5
穿岩	17.10	332.4	15.70	360.9
大岩前	3.65	323.5	16.10	362.2
毛村出口	2.49	342.3	0.70	377.9

感。社更岩泉水来源于磨刀江,扁岩泉水来源于扁岩,两股外源水汇集于山湾。大冲里—背地坪系统,汇集大冲里岩溶洼地降水,流至背地坪。6月份,在强降水的条件下,降水蓄积作用驱动着表层岩溶带深层裂隙水向下游流动,老龙水、山湾和背地坪6月份的<sup>222</sup>Rn含量高于8月份(表2)。而6月份老龙水、山湾和背地坪的EC值小于8月份(表2),凸显大气降水较强的稀释作用,也进一步证实大气降水是流域内的主要补给水源。

野外示踪试验和物探探测结果显示,流域内中游岩溶地下水主要通过溶沟、溶槽、溶蚀裂隙向下游补给,社更岩—穿岩水力联系好,不存在明显优先流,未发现较大岩溶管道<sup>[26]</sup>。流域内中游的穿岩汇集的水源多样,包括社更岩、背地坪和岩溶裂隙水流等,具有相对稳定的流量。6月和8月,穿岩<sup>222</sup>Rn含量均较高且变化较小(表2),表明穿岩受到降水的影响小,进一步证明穿岩补给来源以分散的岩溶裂隙水流为主。

大岩前—毛村出口系统,汇集扁岩、社更岩、大冲里—背地坪系统、山湾—穿岩,由大岩前进入地下河系统,最后由毛村出口流出。6月和8月,大岩前<sup>222</sup>Rn含量差异较大(表2),进一步表明了岩溶水点补给来源的复杂性和多变性。大岩前—毛村出口地下河管道较单一,无较大分岔口,示踪结果显示旱季水位较低时,分岔较明显<sup>[26]</sup>。较低<sup>222</sup>Rn含量的6月份,降水量较大,以蓄积降水驱动管道水流为主,水流速度大,水岩相互作用时间短。较高<sup>222</sup>Rn含量

的8月份,降水量较小,以分散的岩溶裂隙水流为主,水流速度慢,水岩相互作用时间长。

大岩前至毛村出口,毛村出口<sup>222</sup>Rn含量均低于大岩前(表2)。岩溶地下河水流速度大,地下水滞留时间短,大岩前—毛村出口水岩相互作用对<sup>222</sup>Rn的影响可忽略,<sup>222</sup>Rn含量的变化以衰变为主。利用大岩前和毛村出口<sup>222</sup>Rn的浓度,基于<sup>222</sup>Rn衰变方程(4)计算8月份大岩前水流至毛村出口的时间为15.07 d(>3.82 d),表明降水量较小的情景下,岩溶管道中<sup>222</sup>Rn的含量受到自然衰变和岩石的影响。因此,不能利用<sup>222</sup>Rn的自然衰变模型计算8月份管道中的水流速度。6月,在较大降水量的驱动下,大岩前水流至毛村出口的径流时间为0.82 d(<3.82 d),水岩相互作用时间影响的<sup>222</sup>Rn含量可忽略<sup>[37]</sup>。大岩前至毛村出口的地下河管道长度(1 986 m)除以水流时间,计算出6月大岩前至毛村出口地下河管道水流的有效速度为2 427.49 m·d<sup>-1</sup>,与利用人工示踪的雨季最大水流速度处于同一个数量级<sup>[26]</sup>。降水量是岩溶水流运移的驱动力,降水量越大,水流速度越大。因此,利用<sup>222</sup>Rn的衰变特征可有效揭示雨季岩溶管道水流特征。在强降水条件下,地下河管道水流速度大,水流状态为紊流,与地表水流相似,是西南岩溶地下河水流的主要特征之一。

### 3.3 多种环境同位素示踪

人工示踪剂代表的流域空间尺度具有局限性,不能有效指示岩溶含水系统的空间结构特征<sup>[38]</sup>。基于岩溶水点天然环境示踪剂的指示意义,可解译岩溶空间结构的多重水流特征,弥补人工示踪剂的局限性。大气降水是毛村地下河流域的主要补给源,较强降水条件下的岩溶水化学环境特征,更能真实地体现岩溶含水系统的水文特征。本次研究基于6月份检测的环境同位素(<sup>222</sup>Rn、δ<sup>18</sup>O和δ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub>)间的相关关系(图3),利用水化环境示踪剂的指示意义,揭示岩溶含水系统的空间结构及其水流特征。

大岩前和毛村出口,环境同位素特征相似(图3),表明大岩前—毛村出口,以管道流为主,无明显分支。流域内水文点的SI值均小于0,处于非饱和状态(图3a),仍具有较强的溶解碳酸盐岩的能力。小龙背为非岩溶水,溶解能力最强。下游的大岩前和毛村出口,水流路径最长,趋于饱和,溶解碳酸盐岩的能力最差。根据毛村地下河流域的地质背景条件,

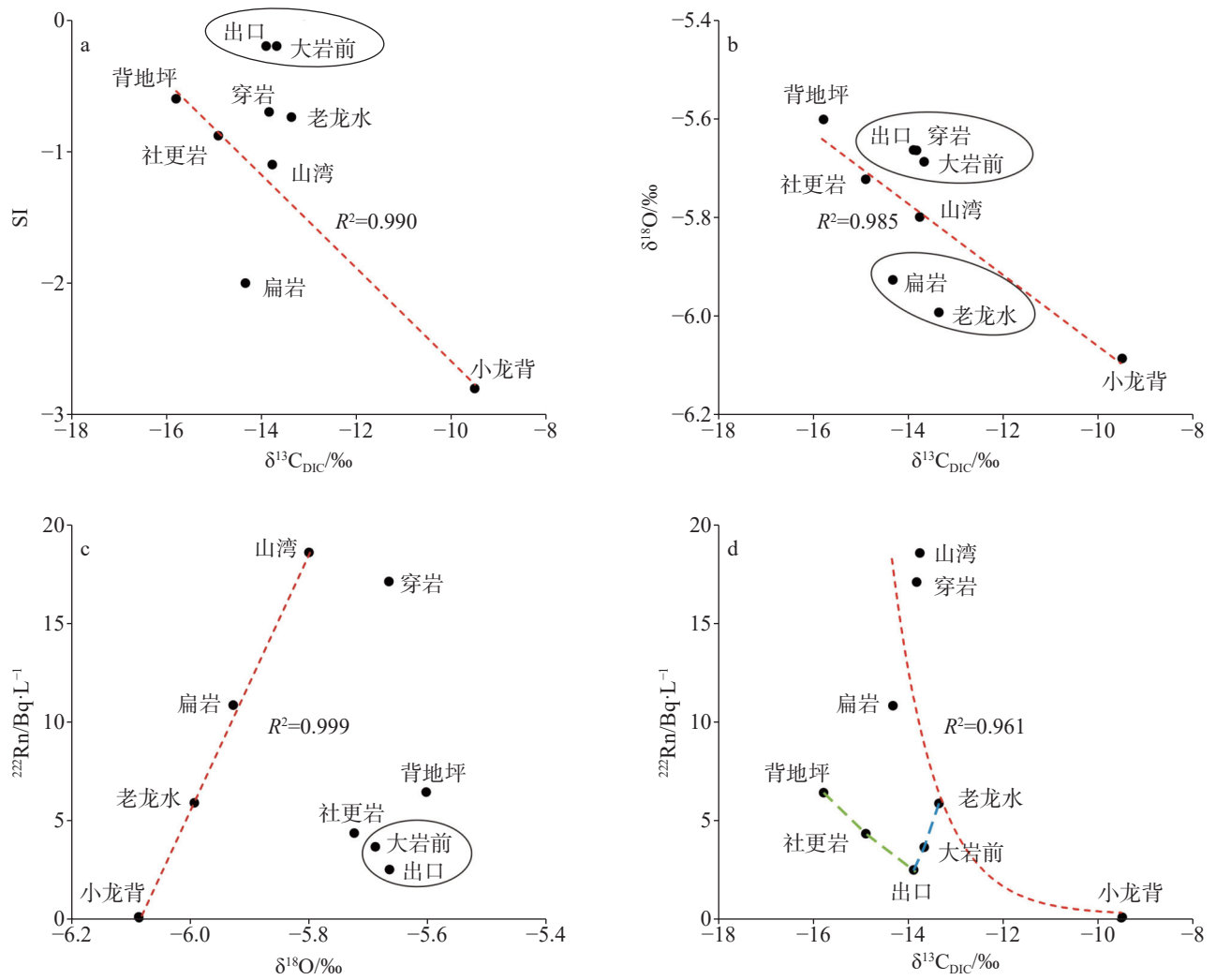


图 3 水化学环境示踪剂间的相关关系图

a.  $\delta^{13}C_{DIC} - SI$  b.  $\delta^{13}C_{DIC} - \delta^{18}O$  c.  $\delta^{18}O - {}^{222}Rn$  d.  $\delta^{13}C_{DIC} - {}^{222}Rn$

Fig. 3 Interrelationships among hydrochemical environmental tracers

$\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C_{DIC}$  相关关系图揭示了水体的分组特征 (图 3b)。小龙背属于非岩溶水, 与其他岩溶水点偏离较大。穿岩、大岩前和毛村出口位于流域中下游, 地下河明流和暗流交替, 汇集社更岩、背地坪和山湾泉水以及分散的裂隙水流。扁岩和老龙水位于上游断层附近, 外源水流经碳酸盐岩区形成表层岩溶泉。小龙背、山湾、社更岩和背地坪, 位于流域中上游, 非岩溶区向岩溶区过渡, 多以表层岩溶泉出露; 小龙背、山湾、社更岩和背地坪 SI 和  $\delta^{13}C_{DIC}$ 、 $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C_{DIC}$  具有良好的线性关系 (图 3a, 图 3b), 且  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C_{DIC}$  的相关关系 (图 3b) 可将流域水文点根据地质背景条件进行分组, 表明水化学环境示踪剂可揭示岩溶含水系统的空间结构特征。

小龙背、老龙水、扁岩和山湾,  ${}^{222}Rn$  和  $\delta^{18}O$  具

有明显的正相关性 (图 3c), 小龙背—山湾, 非岩溶水点至流域中游,  ${}^{222}Rn$  和  $\delta^{18}O$  均具有明显地上升趋势, 表明此段水化学环境特征主要受到水岩相互作用的影响, 以岩溶裂隙水流为主。山湾、穿岩—毛村出口,  ${}^{222}Rn$  具有明显地降低。社更岩—大岩前—毛村出口,  ${}^{222}Rn$  随着  $\delta^{18}O$  的增加而降低, 表明此段岩溶水以管道流为主,  ${}^{222}Rn$  自然衰变 (图 3c)。小龙背、老龙水、扁岩和山湾,  ${}^{222}Rn$  和  $\delta^{13}C_{DIC}$  具有明显地指数关系 (图 3d), 表明稳定同位素和放射性同位素, 可更好示踪岩溶裂隙水流特征。 ${}^{222}Rn$  与  $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C_{DIC}$  间的相关关系, 也进一步揭示小龙背、老龙水、扁岩和山湾间具有良好的水力连通性。背地坪—社更岩—毛村出口和老龙水—大岩前—毛村出口具有良好的线性关系, 表明毛村出口接受不同

径流路径水源的补给,且流域内具有复杂的岩溶水径流路径(图 3d)。

综上所述,利用毛村地下河流域各类水点多种环境示踪剂间的相关关系,可指示多重含水介质间的水力联系,解译岩溶含水介质中的水流特征,为典型峰丛洼地型地下河水文过程变化机理的研究提供科学支撑。

## 4 结 论

(1)基于稳定同位素( $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C_{DIC}$ )分析,大气降水是流域主要的补给来源;岩溶水点 DIC 主要受到碳酸盐岩溶解和土壤  $CO_2$  的影响,来源于碳酸盐岩溶解的平均值为 52.13‰;

(2)基于不同情景下流域内岩溶水点 $^{222}Rn$ 和 EC 监测值的变化特征分析,降水较小条件下(8月),岩溶含水系统以分散的裂隙水流为主,管道中的径流时间大于 $^{222}Rn$ 的衰变周期,不适宜利用 $^{222}Rn$ 的衰变特征计算水流速度;降水较大条件下(6月),降水的蓄积作用驱动表层岩溶带深层裂隙水/管道水流运移,且具有较强的稀释作用。基于 $^{222}Rn$ 的衰变特征分析,6月份地下河管道有效水流速度为  $2\ 427.49\ m\cdot d^{-1}$ ,与地表水流相似,揭示出西南岩溶地下河水流的紊流特征;

(3)分析水化学环境示踪剂间的相关关系,可将毛村地下河流域水文点根据地质背景条件进行分组,揭示岩溶含水系统的空间结构特征。水化学环境示踪剂可更好示踪岩溶裂隙水流特征,弥补野外示踪试验两点间连通性的缺陷。

## 参考文献

- [1] 袁道先. 中国岩溶学[M]. 北京: 地质出版社, 1994.  
YUAN Daoxian. Karst Science in China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994.
- [2] 袁道先. 我国岩溶资源环境领域的创新问题[J]. 中国岩溶, 2015, 34(2): 98-100.  
YUAN Daoxian. Scientific innovation in karst resources and environment research field of China[J]. *Carsologica Sinica*, 2015, 34(2): 98-100.
- [3] 郭纯青, 方荣杰, 于映华. 中国南方岩溶区岩溶地下河系统复杂水流运动特征[J]. 桂林理工大学学报, 2010, 30(4): 507-511.  
GUO Chunqing, FANG Rongjie, YU Yinghua. Complex water movement in underground river system in south China karst area[J]. *Journal of Guilin University of Technology*, 2010, 30(4): 507-511.
- [4] 李建鸿, 蒲俊兵, 张陶, 王赛男. 相关和频谱分析法在岩溶系统中的应用研究综述[J]. 中国岩溶, 2020, 39(3): 335-344.  
LI Jianhong, PU Junbing, ZHANG Tao, WANG Sainan. Review on application of correlation and spectrum analyses in karst system research[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(3): 335-344.
- [5] 樊连杰, 邹胜章, 解庆林, 卢丽, 林永生, 朱丹尼, 王佳, 周长松, 李军. 乌蒙山区地下水赋存独特性与开发利用模式: 以昭觉地区为例[J]. 地质学报, 2021, 95(11): 3544-3555.  
FAN Lianjie, ZOU Shengzhang, XIE Qinglin, LU Li, LIN Yongsheng, ZHU Danni, WANG Jia, ZHOU Changsong, LI Jun. Unique characteristics of groundwater occurrence and its development and utilization model in the Wumeng Mountain area: A case study of the Zhaojue area[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2021, 95(11): 3544-3555.
- [6] 陶小虎, 赵坚, 陈孝兵, 甘磊, 邱莉婷. 岩溶含水层水流模型研究进展[J]. 水利水电科技进展, 2014, 34(2): 76-84.  
TAO Xiaohu, ZHAO Jian, CHEN Xiaobing, GAN Lei, QIU Liting. Research progress in numerical models for water flow in karst aquifer[J]. *Advances in Sciences and Technology of Water Resources*, 2014, 34(2): 76-84.
- [7] PAVLOVSKIY I, SELLE B. Integrating hydrogeochemical, hydrogeological, and environmental tracer data to understand groundwater flow for a karstified aquifer system[J]. *Groundwater*, 2015, 53(1): 156-165.
- [8] 韩行瑞. 岩溶水文地质学[M]. 北京: 科学出版社, 2015.  
HAN Xingrui. Karst Hydrogeology[M]. Beijing: Science Press, 2015.
- [9] 郭永丽, 章程, 吴庆, 全洗强. 岩溶裂隙含水层中石油类有机物的自然衰减机制[J]. 地球科学, 2021, 46(6): 2258-2266.  
GUO Yongli, ZHANG Cheng, WU Qing, QUAN Xiqiang. Natural attenuation mechanisms of petroleum hydrocarbons in a fractured karst aquifer[J]. *Earth Science*, 2021, 46(6): 2258-2266.
- [10] 郭清海, 王焰新. 水文地球化学信息对岩溶地下水流动系统特征的指示意义: 以山西神头泉域为例[J]. 地质科技情报, 2006, 25(3): 85-88.  
GUO Qinghai, WANG Yanxin. Hydrogeochemistry as an indicator for karst groundwater flow: A case study in the Shentou karst water system, Shanxi, China[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2006, 25(3): 85-88.
- [11] LAUBER U, GOLDSCHIEDER N. Use of artificial and natural tracers to assess groundwater transit-time distribution and flow systems in a high-alpine karst system (Wetterstein Mountains, Germany)[J]. *Hydrogeology Journal*, 2014, 22(8): 1807-1824.
- [12] 姜光辉, 于爽, 常勇. 利用水化学方法识别岩溶水文系统中的径流[J]. 吉林大学学报:地球科学版, 2011, 41(5): 1535-1541.  
JIANG Guanghui, YU Shi, CHANG Yong. Identification of runoff in karst drainage system using hydrochemical method[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2011, 41(5): 1535-1541.



- [13] VESPER D J, WHITE W B. Storm pulse chemographs of saturation index and carbon dioxide pressure: implications for shifting recharge sources during storm events in the karst aquifer at Fort Campbell, Kentucky/Tennessee, USA[J]. *Hydrogeology Journal*, 2004, 12(1): 135-143.
- [14] MANCE D, HUNJAK T, LENAC D, RUBINIĆ J, ROLLER-LUTZ Z. Stable isotope analysis of the karst hydrological systems in the Bay of Kvarner (Croatia)[J]. *Applied Radiation and Isotopes*, 2014, 90(4): 23-34.
- [15] RUSJAN S, SAPAČ K, PETRIČ M, LOJEN S, BEZAK N. Identifying the hydrological behavior of a complex karst system using stable isotopes[J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 577(10): 123956.
- [16] 蒲俊兵. 重庆岩溶地下水氢氧稳定同位素地球化学特征[J]. *地球学报*, 2013, 34(6): 713-722.  
PU Junbing. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of karst groundwater in Chongqing[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2013, 34(6): 713-722.
- [17] VRZEL J, SOLOMON D K, BLAZEKA Ž, OGRINC N. The study of the interactions between groundwater and Sava River water in the Ljubljansko polje aquifer system (Slovenia)[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 556(1): 384-396.
- [18] GIL-MÁRQUEZ J M, SÜLTENFUB J, ANDREO B, MUDARRA M. Groundwater dating tools ( $^3\text{H}$ ,  $^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$ , CFC-12,  $\text{SF}_6$ ) coupled with hydrochemistry to evaluate the hydrogeological functioning of complex evaporite-karst settings[J]. *Journal of Hydrology*, 2020, 580(1): 124263.
- [19] FALCONE R A, FALGIANI A, PARISSÉ B, PETITTA M, SPIZZICO M, TALLINI M. Chemical and isotopic ( $\delta^{18}\text{O}$ ‰,  $\delta^2\text{H}$ ‰,  $\delta^{13}\text{C}$ ‰,  $^{222}\text{Rn}$ ) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory-central Italy)[J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 357(3): 368-388.
- [20] GUO Y L, WU Q, JIANG G H, HAN Z W, TANG Q J, QUAN X Q. Dynamic variation characteristics of water chemistries and isotopes in a typical karst aquiferous system and their implications for the local karst water cycle, Southwest China[J]. *Carbonate and Evaporites*, 2019, 34(3): 987-1001.
- [21] 蒋然, 朱小平, 梁志宏, 雷列辉, 刘艺斯. 桂林毛村地下河水质评价[J]. *水资源保护*, 2016, 32(5): 85-90.  
JIANG Ran, ZHU Xiaoping, LIANG Zhihong, LEI Liehui, LIU Yisi. Water quality evaluation in subterranean river at Maocun village in Guilin[J]. *Water Resources Protection*, 2016, 32(5): 85-90.
- [22] 莫春梦. 桂林市毛村流域碳酸盐岩混合溶蚀实验研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2019.  
MO Chunmeng. Experimental study on mixed dissolution of carbonate rocks in Maocun watershed of Guilin [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2019.
- [23] 黄芬. 漓江流域氮素对岩溶碳循环过程的影响机制[D]. 北京: 中国地质科学院, 2020.  
HUANG Fen. Impact of nitrogen on karst carbon cycle in the Lijiang river basin [D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Science, 2020.
- [24] XIE Y, YANG L, ZHU T B, YANG H, ZHANG J B, YANG J L, CAO J H, BAI B, JIANG Z C, LIANG Y M, LAN F N, MENG L, MÜLLER C. Rapid recovery of nitrogen retention capacity in a subtropical acidic soil following afforestation[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2018, 120(5): 171-180.
- [25] YANG H, ZHANG P, ZHU T B, LI Q, CAO J H. The characteristics of soil C, N, and P stoichiometric ratios as affected by geological background in a karst graben area, Southwest China[J]. *Forests*, 2019, 10(7): 601.
- [26] 尹伟璐. 桂林市毛村流域岩溶含水介质及碳汇效应研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2016.  
YIN Weilu. Study on karst aquifer medium and carbon sink effect in Maocun river basin of Guilin [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2016.
- [27] 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.
- [28] 李彬, 林玉石, 徐胜友. 桂、湘某些岩溶洞穴及其子体分布特征的初步研究[J]. *中国岩溶*, 1995, 14(4): 345-351.  
LI Bin, LIN Yushi, XU Shengyou. A preliminary study of radon in the caves of Guangxi and Hunan, China[J]. *Carsologica Sinica*, 1995, 14(4): 345-351.
- [29] 罗国焯, 刘广才. 放射性氡污染及其环境岩土工程问题[J]. *工程勘察*, 1988, 5: 1-5.  
LUO Guoyu, LIU Guangcai. Pollution of radioactive radon and its application in solving environmental engineering[J]. *Engineering Investigation*, 1988, 5: 1-5.
- [30] 郭芳, 韦丽琼, 姜光辉. 广西典型岩溶水系统环境中 $^{222}\text{Rn}$ 的分布及指示意义[J]. *中国环境科学*, 2021, 41(9): 4294-4299.  
GUO Fang, WEI Liqiong, JIANG Guanghui. Characteristic of radon in typical karst water systems and its indicating significance in Guangxi, China[J]. *China Environmental Science*, 2021, 41(9): 4294-4299.
- [31] BASKARAN M. Randon: A tracer for geological, geophysical and geochemical studies [M]. Springer International Publishing Switzerland, 2016.
- [32] 张春来, 黄芬, 蒲俊兵, 曹建华. 中国岩溶碳汇通量估算与人工干预增汇途径[J]. *中国地质调查*, 2021, 8(4): 40-52.  
ZHANG Chunlai, HUANG Fen, PU Junbing, CAO Jianhua. Estimation of karst carbon sink fluxes and manual intervention to increase carbon sinks in China[J]. *Geological Survey of China*, 2021, 8(4): 40-52.
- [33] 吴夏, 朱晓燕, 张美良, 白晓, 张碧云. 大气降水中稳定同位素组成的高分辨率记录: 以桂林地区为例[J]. *长江流域资源与环境*, 2013, 22(2): 182-188.  
WU Xia, ZHU Xiaoyan, ZHANG Meiliang, BAI Xiao, ZHANG

- Biyun. High-resolution stable isotope record of atmospheric precipitation in Guilin[J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2013, 22(2): 182-188.
- [34] TALLINI M, PARISSÉ B, PETITTA M, SPIZZICO M. Long-term spatio-temporal hydrochemical and  $^{222}\text{Rn}$  tracing to investigate groundwater flow and water-rock interaction in the Gran Sasso (central Italy) carbonate aquifer[J]. *Hydrogeology Journal*, 2013, 21(7): 1447-1467.
- [35] MASSEI N, MAHLER B J, BAKALOWICZ M, FOURNIER M, DUPONT J P. Quantitative interpretation of specific conductance frequency distributions in karst[J]. *Groundwater*, 2007, 45(3): 288-293.
- [36] 郭芳, 姜光辉, 刘绍华, 汤庆佳. 利用电导率频率分布辨别岩溶含水系统的水源组分[J]. *水科学进展*, 2018, 29(2): 245-251.
- GUO Fang, JIANG Guanghui, LIU Shaohua, TANG Qingjia. Identifying source water compositions of karst water systems by quantifying the conductance frequency distribution of springs[J]. *Advances in Water Science*, 2018, 29(2): 245-251.
- [37] TADOLINI T, SPIZZICO M. Relation between "terra rossa" from the Apulia aquifer of Italy and the radon content of groundwater: experimental results and their applicability to radon occurrence in the aquifer[J]. *Hydrogeology Journal*, 1998, 6(3): 450-454.
- [38] 汪丙国. 地下水补给评价方法研究: 以华北平原为例[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2008.
- WANG Bingguo. Research on estimating methods of groundwater recharge: A case study in North China plain [D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2008.

## Water flow characteristics of Maocun underground river basin based on environmental isotopes

GUO Yongli, WU Peiyan, HUANG Fen, SUN Ping'an, MIAO Ying, LIU Shaohua  
(*Institute of Karst Geology, CAGS / Key Laboratory of Karst Dynamics, MNR & GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China*)

**Abstract** Underground river basins in peak-cluster depressions are main water supply sources of villages in Guangxi. But there exist problems of groundwater exploitation, groundwater pollution and natural disasters in these areas due to a special geological structure. Besides, the karst hydrological process is critical driving force for the sustainable development of ecological environment in karst areas; therefore, understanding mechanism of hydrological process is the key to the problem of ecological environment. Hydrochemical characteristics are closely related to hydrodynamics in a karst groundwater system, and hydrochemical tracers have been successfully used to indicate recharging sources, flow paths and water flow velocities.

Taking Maocun underground river basin in peak-cluster depression in Guilin, Guangxi as an example, we interpret water flow characteristics in the study area based on the hydrodynamic processes indicated by hydrochemical environmental tracers. Temporal and spatial variations of isotopes and their influence factors, especially those of stable environmental isotopes as natural tracers of water cycle, are suitable for indicating water flow characteristics and hydrodynamic processes in karst areas. Variation ranges of  $\delta\text{D}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of karst water samples fall in the ranges of local precipitation, indicating that precipitation is the main recharge source in the study area. Dissolved inorganic carbon (DIC) in karst water is approximately equal to  $\text{HCO}_3^-$ , and the concentration of  $\text{HCO}_3^-$  is mainly affected by dissolution of carbonates and soil  $\text{CO}_2$ . Based on isotopes of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  and the linear mass conservation, the average value of DIC from carbonates dissolution is 52.13%, which can be used to interpret the water-carbonate interaction.

In southwestern karst areas, karst is well developed with the characteristics of special dual structure. Surface water and shallow groundwater is well connected, the retention time of shallow groundwater is short, and hydrological processes are sensitive to precipitation or artificial influences.  $^{222}\text{Rn}$  with the half-time of 3.82 d is the decay product of radioactive uranium and radium, which can be used to determine the characteristics of karst hydrological processes on a short-time scale. Different types of water bodies are of significant differences in the values of  $^{222}\text{Rn}$ , which can indicate the seasonal variation characteristics of groundwater levels, fractured karst networks, karst water cycles and

water flow patterns.

Electrical conductivity (EC) in the karst groundwater system is determined by interaction time of water and carbonate, which could be used to interpret ratios of recharging sources, groundwater flow patterns and structure characteristics of aquifer system. The complex spatial structures of karst aquifers interpreted by the responding characteristics of  $^{222}\text{Rn}$  and EC values to the precipitation show that karst water is recharged by different sources and water flow paths under different meteorological and hydrological conditions.

Precipitation is driving force of water flow in karst areas. Accumulated precipitation can drive fractured water of deep karst flow to the downstream with strong dilution. The larger the amount of precipitation is, the faster the velocity of karst water flow is. The dispersed fissure flow is the main pattern in the karst aquifer system under the situation of less precipitation in August. Because the flow time in the conduit is longer than the half-time of  $^{222}\text{Rn}$  (3.82 d), decay characteristics of  $^{222}\text{Rn}$  (3.82 d) cannot be used to calculate the flow velocity of karst water. Accumulated precipitation could drive fractured water of the deep karst and conduit water to flow to the downstream under the situation of heavy precipitation in June. The flow time of conduit water from Dayanqian to outlet is 0.82 d ( $<3.82$  d). The influence of water-carbonate interaction on  $^{222}\text{Rn}$  can be ignored, and the decay characteristics of  $^{222}\text{Rn}$  can be used to interpret flow patterns of conduit water in the rainy season. Based on the decay model of  $^{222}\text{Rn}$  in June, the effective water flow velocity in the underground conduit is  $2,427.49 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , which is in the same order of magnitude as the results calculated by artificial tracers. Therefore, the decay characteristics of  $^{222}\text{Rn}$  can effectively reflect water flow patterns of conduits in the rainy season.

Water flow patterns in the underground river of southwest China are similar to those of surface water, and the underground river responds sensitively to precipitation. Due to the limitations of spatial characteristics indicated by artificial tracers, they cannot be used to interpret spatial structure characteristics of a karst aquifer system. However, hydraulic connection of the karst aquifer system can be interpreted by the interrelationships among SI,  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  of water samples located in the transition zone from non-karst areas to karst areas. Karst water in Xiaolongbei, Laolongshui, Bianyan and Shanwan are well connected hydraulically. The good linear relationships among Beidiping-Shegengyan-Outlet and Laolongshui-Dayanqian-Outlet by environmental tracers indicate that there are complex water flow paths recharging the outlet in the underground river basin. Environmental isotopes can divide karst water samples into several groups, and better interpret water flow paths and spatial structure characteristics of karst aquifer system. Therefore, hydrochemical environmental tracers can provide important information of a karst aquifer system, interpret multiple flow characteristics and compensate for drawbacks of hydrodynamic methods.

**Key words** environmental isotopes, Maocun underground river basin, water flow, spatial structure

(编辑 黄晨晖)