

DOI :10.3969/j.issn.1004-6933.2012.01.014

# 利用 GIS 水化学和同位素方法判断灵水来源

姜光辉<sup>1,2</sup> 郭 芳<sup>1,2</sup>

( 1. 中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶动力学重点实验室 广西 桂林 541004 ;  
2. 联合国教科文组织国际岩溶研究中心 广西 桂林 541004 )

**摘要** : 尝试利用多种方法确定南宁市武鸣县灵水岩溶泉的补给来源和汇水范围。获取了可能在其汇水范围内的岩溶泉、钻孔、表层岩溶泉枯季及雨季水化学资料,在  $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  平衡体系中区分不同出露形式的岩溶水的水化学成因,发现  $\text{CO}_2$  分压、地下水赋存条件和污染等因素影响此化学平衡体系。灵水的钙离子浓度和  $\text{CO}_2$  分压在岩溶泉中较高,体现了灵水为区域地下水流系统的排泄点。环境同位素分析表明,当地雨水的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  同位素存在季节效应和高程效应,地下水中同位素的变化被混合作用削弱,其平均值接近于夏季雨水的同位素组成,表明该地区的降雨入渗补给主要发生在夏季。利用 GIS 技术划分地表水流域,以此作为地下水流域识别的依据。得到灵水汇水面积为  $697 \text{ km}^2$ ,其中约  $126 \text{ km}^2$  属于埋藏型岩溶,其余为覆盖型岩溶。

**关键词** 岩溶水 环境同位素 边界条件 水化学分析 GIS

中图分类号 :P641+.3 文献标识码 :A 文章编号 :1004-6933(2012)01-0059-05

## Source identification of Lingshui Spring using GIS-based hydrochemistry and environmental isotopic methods

JIANG Guang-hui<sup>1,2</sup>, GUO Fang<sup>1,2</sup>

( 1. Laboratory of Karst Dynamics, Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin 541004, China ;

2. The International Research Center on Karst under the Auspices of UNESCO, Guilin 541004, China )

**Abstract** : Multiple methods were used in this study in an attempt to identify the boundary and source of the Lingshui Spring, a karst spring in Wuming County of Nanning City. Hydro chemical data from the karst springs, boreholes, and epikarst springs possibly distributed in the Lingshui drainage area were collected in dry and rainy seasons. The hydro-chemical causes for different karst water were distinguished in the  $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  equilibrium system. It was discovered that the chemical equilibrium system was influenced by  $\text{CO}_2$  partial pressures, pollution, and the existing conditions of groundwater. The analysis of the environmental isotope indicates that the isotopes  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in the rainwater of the study area were affected by season and altitude. The variation of isotopes in groundwater was weakened by the mixed process in the aquifer. The average contents of  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  were almost equal to those of rainfall in summer, indicating that the rainfall infiltration recharge mostly occurred in summer. The GIS technique was used to divide the watersheds of the surface water system, based on which the groundwater drainage area was identified. The drainage area of the Lingshui Spring was found to be  $697 \text{ km}^2$ , of which  $126 \text{ km}^2$  were buried karst and the rest were covered karst.

**Key words** : Karst water ; environmental isotope ; boundary condition ; hydrochemical analysis ; GIS

灵水是武鸣县城的供水水源地,目前大约提供 10 万人口的生活用水。在 20 世纪 80 年代初期进行的水文地质调查认为,灵水的补给面积为  $400 \text{ km}^2$ ,主

要由灵水北部的那甲向斜储水构造构成<sup>[1-2]</sup>。但实际上那甲向斜储水构造的面积仅约  $250 \text{ km}^2$ ,这显然是矛盾的。2004 年印尼海啸和 2008 年汶川地震发生后灵

水的颜色出现异常,由此产生灵水深远来源的联想。判断灵水的来源和补给范围成为保护灵水的前提。

1977 年和 1978 年灵水的枯季流量还能达到  $4\text{ m}^3/\text{s}$ ,20 世纪 90 年代和近年测量的枯季流量最低只有约  $2\text{ m}^3/\text{s}$ 。灵水 1 号出口作为武鸣自来水公司的取水口,1963 年 12 月实测流量达  $1.78\text{ m}^3/\text{s}$ ,但 1997 年至今的多次测量显示,该出口的流量减小了约 90%,现在取水口已经移至 2 号出口。当地群众普遍感觉灵水流量有了明显的减少趋势。另一方面,灵水水质也不如从前,以硝酸盐和氯化物为例,1977 年灵水的  $\rho(\text{Cl}^-)$  质量浓度约  $2\text{ mg/L}$ , $\text{NO}_3^-$  未检出,但目前这两种离子的质量浓度分别达到  $5\text{ mg/L}$  和  $3\sim 5\text{ mg/L}$ 。2010 年同样位于武鸣盆地距离灵水仅约  $10\text{ km}$  的唐村饮水井(系地下河管道)受到上游企业排污污染<sup>[3]</sup>,为灵水的保护敲响了警钟。为了保护灵水,制定合理的保护方案,有必要认清灵水的来源和补给范围。

### 1 研究区概况

武鸣县位于广西中南部,县城距离南宁市西北约  $30\text{ km}$ ,灵水位于武鸣县城内,距武鸣河仅  $400\text{ m}$ ,出口形成面积  $2.93\text{ 万 m}^2$  的灵水湖,是旅游健身的良好场所。

从古生代泥盆系至中生代三叠系下部本地区基本都是海相的碳酸盐岩沉积,从三叠系中统开始地层变为泥岩和砂岩。期间在二叠系和三叠系之间以及三叠系和白垩系之间分别有一次不整合,二叠系和三叠系之间的不整合面上发育古岩溶。

### 2 水文地质

灵水所在的武鸣盆地属于覆盖型岩溶盆地,部分地区有新生代沉积的砂岩覆盖,属于埋藏型岩溶。大气降雨补给是盆地内岩溶地下水的主要来源,因为很少有洼地、落水洞和脚洞存在,所以降雨以分散补给为主。盆地周围山区和平原的交界处可能成为地表水补给地下水的地带,但盆地内部很少发现河流集中补给地下水的情况,盆地内的水库等没有发生岩溶引起的渗漏。发源于盆地周围高山的武鸣河成为盆地内地表水和地下水的排泄基准面,岩溶地下水普遍排向河流,其径流路线和汇流面积一般都不大。盆地内最大的地下水系统为灵水流域,其他较大岩溶泉或地下河还有 18 个。古生代和中生代之间不整合面上沉积的 20 多米厚的硅质岩以及下三叠系中的泥岩夹层因为厚度太小而不具有完好的隔水作用。因此该地区沉积的碳酸盐岩构成一个岩溶含水岩组,岩溶泉或者地下河流域之间的边界不明显,但某些地质构造有

利于岩溶水的汇集和岩溶管道的形成。

以下因素对盆地岩溶水运动的控制非常重要。首先向斜或者背斜构造有利于岩溶水的汇集和岩溶管道的发育<sup>[4]</sup>。灵水正处于那甲向斜的转折端,因此将那甲向斜作为灵水的主要补给来源是合理的<sup>[1]</sup>。该向斜核部为泥岩,北部为红层覆盖,两翼和南部则为土壤层覆盖的碳酸盐岩地层。那甲向斜东边的东风农场背斜核部发育岩溶管道,枯季地下河水位埋深  $20\text{ m}$  左右,地下水流方向从南向北,与灵水岩溶泉相反。

其次,河流切割岩溶含水层使岩溶水在临近的河流两边排泄,盆地内多数岩溶泉或者地下河的出口都靠近河流,充分证明了这一点。分散流动的岩溶水形成对河流的分散形式的补给。因此统一的岩溶含水岩组在浅部可能被地表水系分割成多个单元,但这不代表河床下部的岩溶水也是如此。与灵水连接的管道或者溶蚀裂隙则可能因为向斜构造的影响而埋深较大,出现穿越地表河流的现象。

### 3 水化学成分分析

在岩溶地区方解石的溶解对水化学成分的影响显著,盆地内的天然水基本上都是  $\text{Ca}-\text{HCO}_3$  类型,这两种离子在阳离子和阴离子的比例都在 90% 以上。该地区年平均气温为  $23^\circ\text{C}$ ,地下水和地表水的温度接近平均气温,所取水样的现场测量温度都在  $20^\circ\text{C}$  上下,相差不超过  $5^\circ\text{C}$ ,在小范围的温差条件下,方解石的溶解度受温度影响很小。利用 PHREEQC<sup>[5]</sup> 计算得到  $20^\circ\text{C}$  时,纯水中方解石在不同的  $\text{CO}_2$  分压( $P_{\text{CO}_2}$ )的溶解平衡曲线,参照此理论曲线,根据盆地内水样中  $\text{Ca}^{2+}$  和  $P_{\text{CO}_2}$  作出盆地内地下水、地表水方解石溶解图(图 1)。

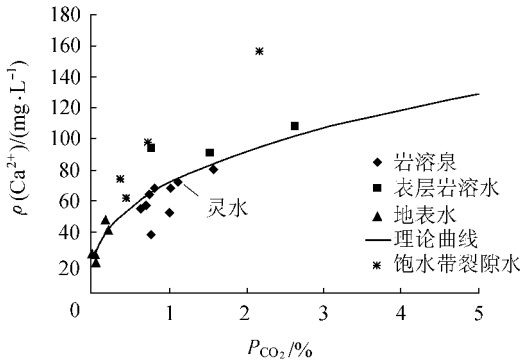


图 1 用  $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  平衡体系表征的地表水和地下水的水化学特征

图 1 中理论曲线上方区域为溶解饱和区域,曲线下方为溶解不饱和区域。样品点在图上的位置不仅显示盆地水体的方解石饱和状态,而且还能反映

方解石溶解的  $\text{CO}_2$  环境和人类活动对水质的影响, 水化学成分空间演化趋势图上也有所反映。北缘大明山下的山前溪流来自于非岩溶地区, 具有最低的  $\text{Ca}^{2+}$  浓度, 其  $P_{\text{CO}_2}$  接近大气。而盆地中部的河流因为接受岩溶含水层的补给使得  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  和  $P_{\text{CO}_2}$  升高。河流中方解石的溶解饱和指数( $SI_c$ )刚好达到饱和, 因此处于方解石溶解平衡曲线上。表层岩溶水中  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  较高, 一方面与  $P_{\text{CO}_2}$  较大有关系, 另一方面表层岩溶水位于平衡曲线的上方, 处于过饱和状态, 则表明可能有其他来源的  $\text{Ca}^{2+}$ 。饱水带裂隙水(钻孔中获取)  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  的变化范围很大, 有的水样  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  特别高, 这是因为取样点属于民井, 处于村庄内部, 受到生活垃圾的污染。岩溶泉的样品都落在理论曲线附近, 位置处于地表水和表层岩溶水之间。灵水的  $SI_c$  稍高于零,  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  和  $P_{\text{CO}_2}$  与其他岩溶泉相比稍高, 仅有一个岩溶泉高于灵水, 原因可能在于局部地带土地利用类型、包气带厚度等的差异。岩溶供水水文地质勘探的实际资料说明, 一般而言, 岩溶水的富水性都具有随深度而减少的规律, 但褶皱和断层等构造作用可能改变岩溶水的分布<sup>[4]</sup>。灵水含水层的储水空间处于向斜核部所形成的密集张裂隙分布带, 而不是其他岩溶泉所处的近地表的强溶蚀带。这使灵水的来源较远且径流较深,  $\text{CO}_2$  不会因为裂隙的导通作用而向大气释放, 且地下水与岩石之间有充足的反应时间。

地表水水化学演化的顺序是: 具有最低矿化度的高山溪水进入盆地后, 一部分在山前冲积扇下渗补给盆地岩溶水, 另一部分向河流下游运动, 此后不断补充盆地中的岩溶水, 矿化度增高。地下水水化学演化可以分为垂直和水平两个方向, 在垂直方向上表层岩溶带的岩溶水  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  和  $P_{\text{CO}_2}$  都高, 浅层裂隙岩溶水(地面以下 200 m 深度以内)可能是蒸发强烈或者是交替速度慢的原因, 容易富集来自于人类活动产生的盐类, 使部分水样矿化度很高。但来自不同部位的岩溶水混合, 受到其中来自管道型补给的低矿化度水的影响, 汇集到岩溶泉后  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  和矿化度是下降的。

在水平方向上, 盆地边缘岩溶水的水化学和盆地中部是有区别的。考察天然水体中的方解石溶解体系, 以岩溶泉的总溶解固体(TDS)和  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  表示岩溶水的水化学特征, 分布在盆地北部的三冬、四明和清江 3 个岩溶泉无论是枯季(2 月)还是雨季(7 月)其矿化度都比盆地中部的岩溶泉低(图 2)。排除污染的影响造成的水化学突变(雨季的东风农场泉), 灵水的矿化度和  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  都是最高, 体现了地

下水径流距离对方解石溶解体系的影响。根据水化学的空间变化可以认为, 盆地内(武鸣河的北部)岩溶水的流向大致与地表水一致, 从北部和东部向中部汇集, 中间有三冬、四明、东风农场、琴泉和罗波潭等岩溶泉为代表的地下水排泄点, 灵水是岩溶水最终的排泄点。

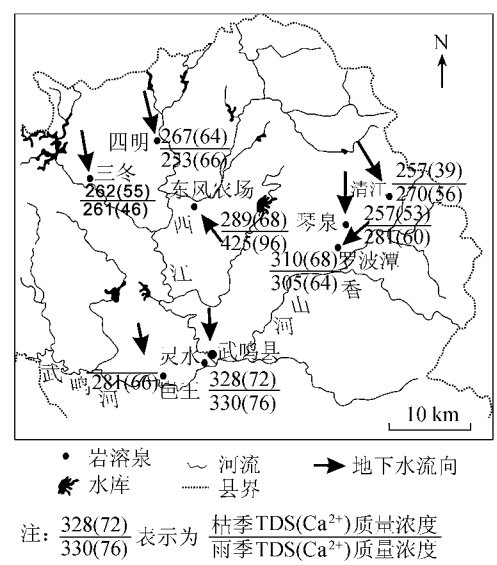


图 2 枯季和雨季岩溶水水化学特征的空间变化

一般而言, 岩溶地下水的  $P_{\text{CO}_2}$  分压比大气高得多, 因为参与岩溶作用的  $\text{CO}_2$  大部分来自于土壤而非大气<sup>[7]</sup>。  $SI_c$  被用来指示洪水过程中岩溶泉来源的变化<sup>[8]</sup>。对于一个岩溶水文系统,  $P_{\text{CO}_2}$  和  $SI_c$  存在场雨时间尺度和季节尺度的变化, 能够影响  $P_{\text{CO}_2}$  和  $SI_c$  季节尺度变化的因素主要是四季气温变化、季风气候带来的雨季和枯季轮替以及植物随季节变化的生理活动周期。在南方地区, 岩溶泉雨季流量比枯季大得多, 水循环速度加快, 会导致方解石溶解不饱和。当然不同的岩溶水文系统因其补给方式、径流方式、排泄方式、包气带厚度以及流域形状、大小的差异导致水化学表现不一致。武鸣盆地内岩溶泉的  $P_{\text{CO}_2}$  (以  $\text{CO}_2$  体积百分比对数表示  $SI\text{-CO}_2$ ) 在雨季时普遍地稍微比旱季大, 体现了雨季气温高, 植物生长旺盛, 土壤  $\text{CO}_2$  浓度也随之增加。但对于方解石溶解的饱和程度, 多数岩溶泉表现为雨季小于枯季, 少数岩溶泉出现相反情况, 可能是这些岩溶泉流量变化比较稳定, 地下水循环周期不一定与季节变化同步所致(图 3)。

#### 4 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素

当地雨水的氢氧稳定同位素存在明显的季节效应, 表现为春季至夏季受东南季风的影响降雨量增大,  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  同位素(SMOW)偏负, 而秋冬季降雨量显著减少引起同位素富集。降雨的季节变化在地下

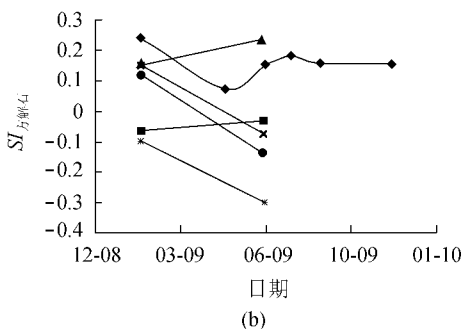
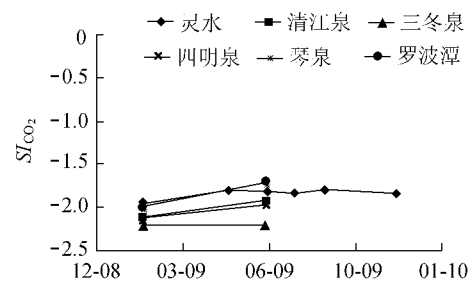


图3 武鸣盆地岩溶水水化学性质季节变化曲线  
水中得到显著的削弱,并且随着深度的增加地下水的同位素变化幅度会更小<sup>[9]</sup>。灵水的同位素随季节变化不明显,并且接近雨季雨水的同位素值,显示地下水埋深较大,枯季降雨对地下水的贡献不大(图4)。

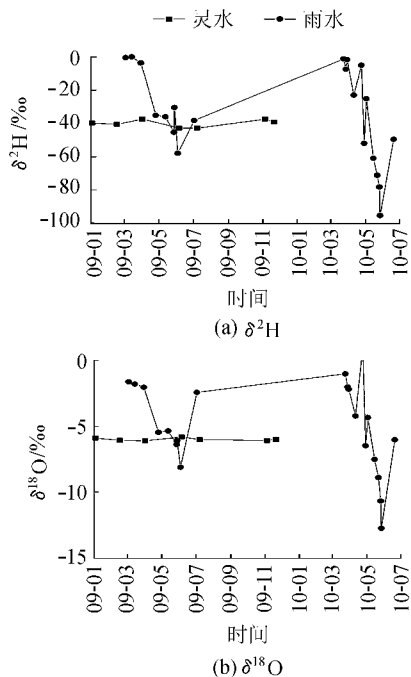


图4 雨水和地下水  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  同位素时间变化曲线  
武鸣盆地北缘大明山的河流其同位素取样位置海拔 1224 m,远高于盆地的海拔(约 100~400 m),高山溪流和山前河流的同位素偏负,是因为海拔高度较高时平均气温较低,降水中的同位素偏负。河流经过平原地区时因为混入平原地区的地下水补给和水面蒸发作用的影响而使同位素富集。包括灵水在

内,盆地中的岩溶水的氢氧同位素非常接近,都接近夏季雨水同位素值,说明盆地中地下水主要来自于夏季降雨<sup>[9]</sup>。以水井为代表的浅层地下水其同位素的变化范围较大,因为地下水减弱雨水季节变化的效应是随深度增加的(图5)。

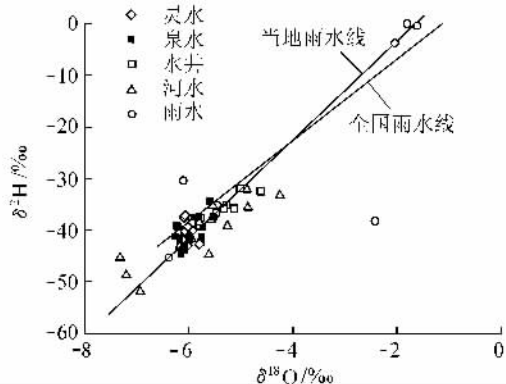


图5  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  同位素在各种水体中的分布  
总之,通过同位素分析发现,在武鸣盆地降雨的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  同位素变化存在着季节变化和高程效应。盆地中出露的地下水都是接受降雨补给,但是因为地下水的混合作用很强烈,除表层岩溶水外,岩溶水(水平径流带)的地下水同位素季节变化和空间变化非常微小,难以体现不同海拔降雨补给的影响。

## 5 利用 GIS 分析盆地内的分水岭

武鸣盆地的内洼地、落水洞非常稀少,并且灵水出口亦非单一管道型。除东风农场岩溶泉和三冬泉管道特征较明显外,其余岩溶泉流域内均不见可进入的管道,据此判断盆地内大型管道存在的可能性不高,含水层中可能大量存在的是介于管道和裂隙之间的沿着各种结构面发育的溶蚀裂隙,这也符合汇流盆地型岩溶水的特征<sup>[4]</sup>。因此认为盆地内岩溶水的分布是比较均匀的。根据武鸣盆地伊岭地区钻孔开采涌水量统计,该地区属于岩溶水分布相对均匀的<sup>[4]</sup>。在没有大型管道控制水流,而且无隔水层的条件下,地形因素更加重要,依据地表分水岭推测地下水的汇水范围较为合理。

在 1:5 万比例的数字地形图的基础上利用 ARCGIS 中的 HYDROLOGY 分析模块判断盆地内水系和分水岭。计算结果的水系分布与实际符合,分水岭划分合理。从地形上判断,灵水的汇水范围包含在武鸣河的西江支流和香山河支流两个地表水流域内,由图 6 所示的 1~10 个流域组成。当然这 10 个流域内的地下水并非全部经过灵水排泄。例如在 1 号流域有三冬岩溶泉作为岩溶水的一个排泄点,四明泉处于 2 号流域,6 号和 9 号流域则有东风农场岩溶泉和罗波潭及琴泉。那甲向斜所包含的 5、

7、10 号流域则全部在灵水的汇水范围之内,这与比例 1:20 万水文地质调查的结论符合<sup>[1]</sup>。10 个流域的面积合计为 697 km<sup>2</sup>,这是灵水的汇水面积,其中有约 126 km<sup>2</sup> 属于埋藏型岩溶,其余的绝大部分属于覆盖型岩溶(图 6)。

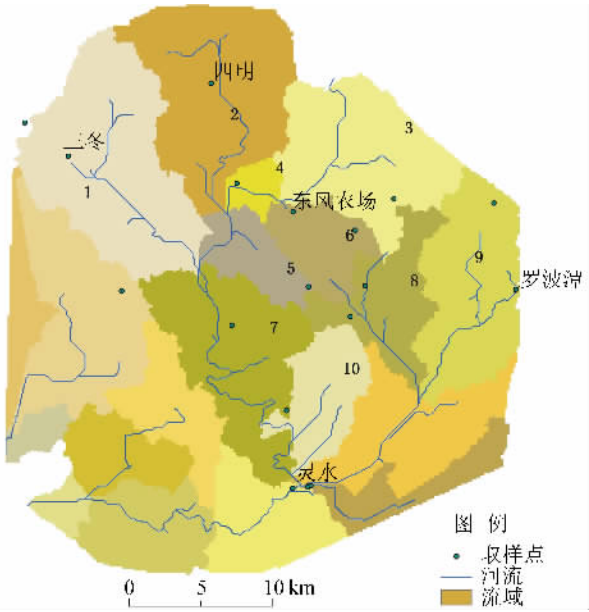


图 6 利用 GIS 技术绘制的河流和流域分布

6 结 论

从地质、地貌、水化学、同位素的证据来看,灵水和其他岩溶泉共同来自于同一个岩溶含水层,主要接受盆地中降雨补给,因此其来源是盆地内大气降水,河流沿途渗漏补给和山前冲积平原地区通过上覆第四纪松散含水层的补给都占次要地位。没有证据表明盆地内岩溶泉之间存在确定的分水岭,其边界类型为自由边界<sup>[10]</sup>。但是因为岩溶水都是就近排泄在河流中,河流可能将浅层岩溶水阻断。在判断岩溶水属于均匀性良好分布特征后,利用地表分水岭初步判断盆地内岩溶地下水流系统的分布。

灵水流量稳定,水质不受降雨影响、保持常年清澈的特征使人误认为它不会受到污染。实际上在覆盖型岩溶区,覆盖层的厚度只有约 5 m,在池塘位置覆盖层只有约 1 m,污染物很容易通过降雨入渗进入到含水层深处。采取措施对保护灵水水质是必要的,应首先根据灵水的汇水范围确定保护区,根据地质条件和水流单元的分布确定保护区的等级,其次应建立包括灵水和其他岩溶泉在内的观测网,了解岩溶水水质实时变化,继续开展岩溶水流规律的研究。

致谢:该项研究得到武鸣县政府、武鸣县政协、武鸣县自来水公司的支持,参加项目的人员有于癯、王松、韦丽丽、刘和生、张强、李邦强、林玉石、姜光辉、郭芳、常勇、康彩霞、黄美桃、彭稳、覃政教等。水

化学测试由岩溶地质研究所完成,同位素测试由岩溶地质研究所和中国地质科学院矿产资源研究所完成。

参考文献:

[1] 广西壮族自治区地质局,广西水文工程地质队普查分队. 中华人民共和国区域水文地质普查报告:南宁幅(F-49[7]) [R]. 南宁:广西壮族自治区地质局,广西水文工程地质队普查分队,1979.

[2] 广西壮族自治区地质局,广西水文工程地质队普查分队. 中华人民共和国区域水文地质普查报告:上林幅(F-49[1]) [R]. 南宁:广西壮族自治区地质局,广西水文工程地质队普查分队,1979.

[3] 何秀,武鸣唐村饮用水突现“黑油”四千村民靠消防救急 [N]. 南国早报,2010-02-27(4).

[4] 袁道先,孔繁叶,肖仁美,等. 岩溶地区供水水文地质工作方法 [M]. 北京:地质出版社,1979:18-19.

[5] US Department of the Interior, US Geological Survey. User's guide to phreeqc (version 2): a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations [R]. Washington D C: US Department of the Interior, US Geological Survey, 1999.

[6] 刘再华,何师意,袁道先,等. 土壤中的 CO<sub>2</sub> 及其对岩溶作用的驱动 [J]. 水文地质工程地质,1998(4):42-45.

[7] VESPER D J, WHITE W. 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: 135-143.

[8] 刘再华, CROVES C, 袁道先, 等. 水-岩-气相互作用引起的水化学动态变化研究:以桂林岩溶试验场为例 [J]. 水文地质工程地质, 2003(4):13-18.

[9] IAN D C, PETER F. 水文地质学中的环境同位素 [M]. 张慧, 张新基, 译. 郑州:黄河水利出版社, 2006.

[10] 沈照理, 刘光亚, 杨成田, 等. 水文地质学 [M]. 北京:科学出版社, 1985:48-49.

(收稿日期 2010-10-28 编辑:高渭文)

