

文章编号:1001-4810(2008)03-0209-06

柳林泉域岩溶水特点与地质背景条件分析

高宝玉¹, 梁永平², 王维泰²

(1. 山西省吕梁市水资源研究所, 山西 吕梁 033000; 2. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004)

摘 要:柳林泉域作为我国北方典型的单斜—顺置式岩溶水资源系统,岩溶水在循环过程中表现出与其它泉域共性的同时,也存在一些非常奇特的特征:(1)由于泉城内断层、褶皱轴和区域隔水顶板的阻水作用,造成了岩溶地下水在主径流方向上的二级排泄与三次富集;(2)由于泉域中部王家会阻水性背斜轴的倾覆所形成的地下潜流断面梯形形态,导致了泉水流量衰减幅度与阻水断面上游区岩溶地下水位下降幅度的不匹配;(3)由于泉城南、北翼岩溶地下水循环路径和所处的地球化学背景不同,导致了分布在三川河两岸相距不足300m的泉水水化学特征表现出很大的差异性;(4)由于岩相建造地处中奥陶世古膏盐湖东部边缘,泉域西部中硬石膏溶解不仅形成了岩溶热水,而且还使得柳林泉成为“锑矿泉水”。上述特征都是由柳林泉域特定的地质结构、地球化学环境和岩相古地理条件所决定的。

关键词:岩溶水; 硫同位素; 地质背景; 柳林泉域; 山西

中图分类号:P641.134

文献标识码:A

1 泉域概况

柳林泉域位于吕梁山中段西侧(图1),行政区划主要归属山西省吕梁市。泉域东部为地表分水岭边界,南、北分别与郭庄泉域和天桥泉域以地下水分水岭为界,西部为碳酸盐岩深埋滞流性边界,构成一封闭完整的岩溶泉域水资源系统,总面积6 080 km²。

柳林泉域总的地势东高西低,属大陆性半干旱气候,多年平均降水量506 mm。黄河流经泉域西侧,泉域内的北川河、东川河、南川河汇合于交口镇,其下游称为三川河,它们由东往西向黄河汇流,构成黄河水系的一、二级支流。

柳林泉域在地质构造上处于山西吕梁山复背斜向鄂尔多斯盆地过渡地带,地层从东向西依次出露太古—元古界变质岩、早古生界碳酸盐岩、晚古生界煤系地层和中生界碎屑岩,宏观上构成一向西倾斜的单斜构造,新生界广泛覆盖于不同层位之上。寒武—奥陶系碳酸盐岩主要分布于泉域南部和中、西部,其分

布类型由东向西从裸露型(面积1 238 km²)→覆盖型→埋藏型。循环于其中的岩溶地下水是系统内最重要的水资源要素。岩溶水主要接受碳酸盐岩裸露区降水入渗补给和河流(东川河、北川河、南川河、三川河在泉域内有6个渗漏段)渗漏补给。受地形和含水层产状控制,岩溶水在从东往西渗流的同时由南、北两翼向中部三川河河谷汇集,最后在柳林县城东侧受石炭、二叠系区域岩溶隔水顶板阻挡形成柳林泉群。柳林泉群由大小不等的80多个泉点组成,出露标高790~803 m,1956—2004年平均总流量3.15 m³/s。

2 岩溶水特点与地质背景条件分析

柳林泉域在东部变质岩区地表水汇集区面积1 863 km²、中部碳酸盐岩裸露区和覆盖区面积2 371.5 km²、西部碳酸盐岩埋藏区分布面积1 846 km²,具有三分天下的分布格局。在地形、水系和地质构造控制下,泉域内地表水流向、岩溶地下水总

基金项目:国土资源部公益性行业科研项目:中国北方岩溶区地下水环境问题成因机制与保护对策研究(编号:200811022)

第一作者简介:高宝玉(1952—),男,高级工程师,主要从事水资源研究管理工作。E-mail: llsigby@yahoo.com.cn.

收稿日期:2008-05-09

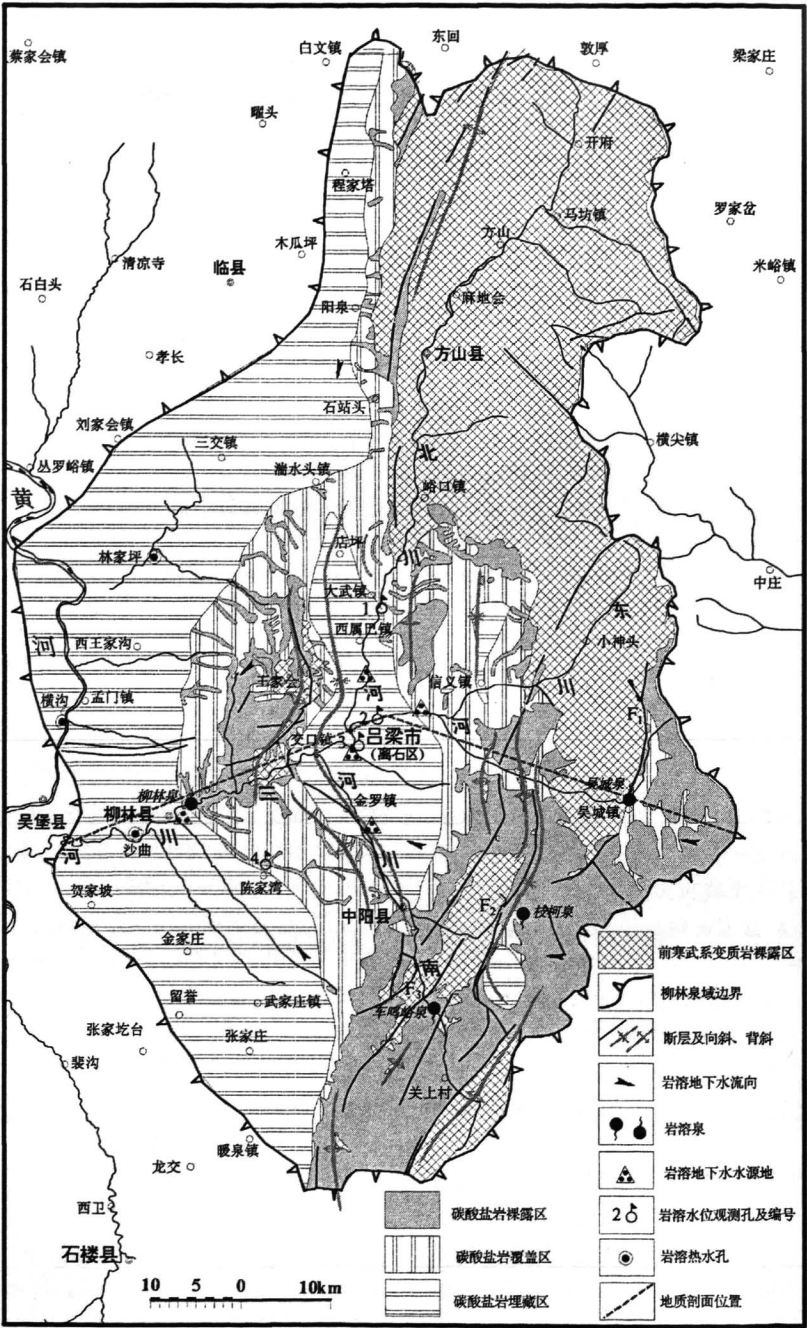


图1 柳林泉域岩溶水文地质略图

Fig.1 Karst hydrogeologic sketch map of Liulin spring basin

体流向、岩溶含水层宏观倾向均表现出“向西”的一致性,并使得泉域完整地发育了补给区、径流区、排泄区和滞流区四个水动力区。泉域的上述基本特征决定了

岩溶水系统结构,同时也决定了“单斜—顺置式系统”岩溶水的循环、富集、排泄和水化学在纵剖面方向的变化规律^[1]。与此同时,由于泉域内部一些特殊的地

质结构和特定的地质环境背景条件,柳林泉域岩溶水在很多方面又表现出独特的特点,如岩溶地下水在主径流方向上的二级排泄与三次条带状富集;泉水流量衰减幅度与岩溶地下水位降幅不协调;分布在三川河南、北两岸泉水水化学差异性明显等,而其中的一些特点又非常独特,在北方各岩溶泉域系统中所特有。这里,我们将结合最基本的地质背景条件分析这些特点的形成原因。

2.1 柳林泉流量与岩溶地下水位的衰减速率存在显著的差异性

进入上世纪以后,由于自然、人为各种活动影响,北方岩溶泉域岩溶水资源系统的条件均发生了根本性变化^[2],泉水流量大幅度衰减和区域岩溶地下水位趋势性下降的现象非常普遍。近20年来,山西15个泉域的泉水流量一般减少了30%~60%,对应区域岩溶地下水位下降幅度一般在0.7~2.0m/a^[3]。柳林泉也不例外,平均流量从1956—1979年的3.95m³/s下降到1980—2003年的2.44m³/s,降幅达38.16%,到

2004年流量仅为1.215m³/s^[2]。但泉域内4个岩溶地下水位长观孔(分别是盛底(编号1)、七里滩(编号2)、马茂庄(编号3)、麻湾则(编号4))上世纪90年代以来其水位动态却表现得非常平稳,平均降幅均在0.4m/a以下(图2),与泉水流量衰减幅度和其它泉域水位的下降幅度很不成比例。这种不协调的关系,主要与柳林泉域地质结构相关。图3是泉域沿区域岩溶地下水径流方向的地质剖面图。泉域内岩溶地下水位长观孔主要布设在离石—中阳向斜内,由于该向斜西侧是王家会背斜轴部出露太古界变质岩区域隔水层(图1),受其阻水作用影响,来自泉域东部进入离石—中阳向斜的岩溶水要绕过王家会背斜南侧倾伏端向柳林泉方向汇流,背斜轴部阻水体在地下形成一个类似水库溢洪道基座,其形态呈上大下小的不规则梯形。假定梯形坡度为45°,则根据达西定律可知,当水位有一个单位变化时,通过该溢流通道的流量的变化将是水位变化单位的二次方,从而造成了二者降幅极不协调的现象。

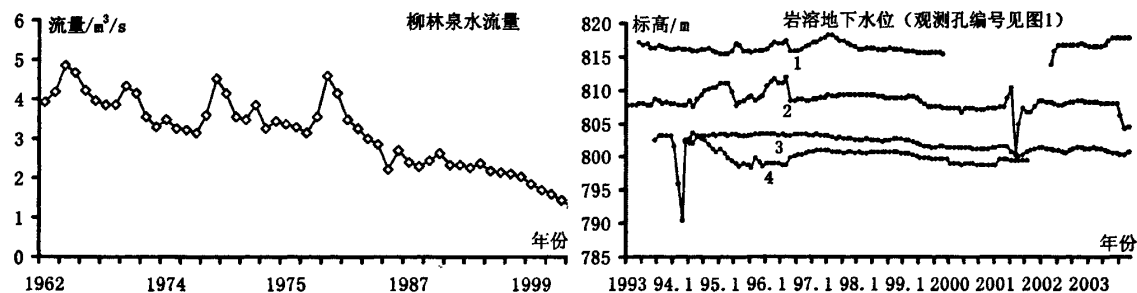


图2 柳林泉流量和泉域岩溶地下水位动态曲线图

Fig. 2 The regime curve of discharge and groundwater table in Liulin spring basin

2.2 泉域岩溶水的二级排泄和三次富集

柳林泉域岩溶地下水除以柳林泉群作为最终且最大排泄区外,在泉域东部还出露吴城泉、枝柯泉和车鸣峪泉等泉水(图1),形成了东高、西低的泉域岩溶水二级排泄。从泉域岩溶水的富集方面看,岩溶水首先在上述两级排泄区形成富集,同时,受中部离石—中阳向斜汇集和王家会背斜阻水作用,岩溶地下水在离石—中阳向斜内也富集。目前泉域内几乎所有集中供水水源地(图1,包括柳林泉区水源地、上安水源地、七里滩水源地、大土河水源地、中阳朱家店水源地等)几乎都集中在这些区域内,形成了岩溶地下水的三级富集区。从图3可以看出,柳林泉域在从东到西的岩溶水主径流方向上,地质构造形成了三次阻水作用,分别是东部北东向逆断层(图1中的王治庄—吴城逆断层(F_1))、油房坪—枝柯逆断层(F_2)、万年饱逆断层

(F_3))阻水、中部王家会背斜的阻水和西部石炭—二叠系区域隔水顶板的阻水。正是地质构造的这种阻水作用,形成了柳林泉域岩溶水的二级排泄和三次富集。

2.3 水化学、同位素从东向西变化特点

沿岩溶水从东向西的主径流方向,岩溶水由补给区进入埋藏、滞流区,水的溶解性总固体(表1)呈现出规律性增加趋势,完全符合单斜构造系统的水化学分布特点,但沿岩溶水径流方向的 $\delta^{18}\text{O}$ 值则出现中部高,东、西两头低的分布态势。这种同位素分布态势需从空间和时间两方面来进行解释。东部补给区现代水受高程效应的影响,从东向西随着岩溶水补给高程的降低, $\delta^{18}\text{O}$ 数值将增大,再向西由于为大面积分布的承压滞流区,其中保存有大量史期干冷气候条件下补给并储存的低 $\delta^{18}\text{O}$ 值岩溶“古水”^[4],从而使得这一地带的岩溶水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值最小。

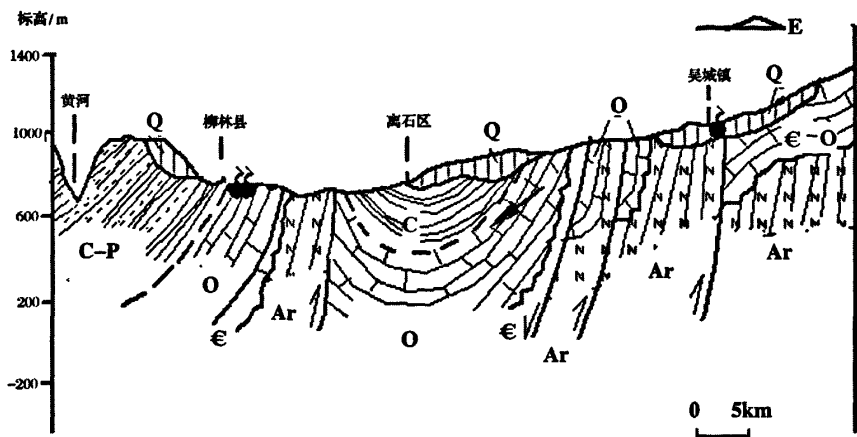


图3 柳林泉域地质剖面图
Fig. 3 Geologic section of Liulin spring basin

表1 泉域东西剖面岩溶水 TDS、 $\delta^{18}\text{O}$ 汇总表
Tab. 1 The collection of TDS and $\delta^{18}\text{O}$ along W-E section

样品位置	TDS/g/L	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	备注
吴城泉	0.236	-10.4	东部补给区
高石福利焦化厂	0.267	-9.7	中部径流区
上楼桥村井	0.351	-9.48	中部径流区
柳林上青龙泉	0.426	-9.85	西部排泄区
柳林刘家疙瘩泉	1.242	-9.9	西部排泄区
柳林康家沟	6.84	-10.5	西部滞流区
陕西吴堡县城	13.6	-12.15	西部滞流区

2.4 三川河南北两岸泉点水化学特征差异性问题

泉域最终排泄区的柳林泉群,由分布在三川河南、北两岸的 80 多个泉点组成。虽然三川河宽不足 300m,但大量水化学分析资料表明,南、北两岸泉点的水化学特征存在极大的差异性(表 2),总体表现为“北咸南淡”。为查明其成因,我们采用硫同位素方法加以解释。从泉域岩溶水的地球背景看,岩溶水中硫酸盐主要有两大来源:其一是石炭—二叠纪煤系地层中的硫铁矿,由于奥陶系与煤系地层直接接触,煤系地层中裂隙水、层间岩溶水以及矿坑水通过构造裂隙、陷落柱以及人工采煤形成的裂隙越流补给下伏岩溶水,成为岩溶水中硫酸盐的补给源;其二是华北地台在中奥陶世经历了三次大的海侵与海退的运动过程,中奥陶统各组(下马家沟组、上马家沟组和峰峰组)底部普遍为沉积有石膏的泥质白云岩,岩溶水对中奥陶统中石膏的溶解而形成泉水硫酸盐的另一来源。根据前人在娘子关泉域^[5,6]以及我们在鄂尔多斯盆地周边岩溶地区的硫—34 同位素分析,表明来源

于中奥陶统石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(一般在 20‰ 以上)和煤系地层中硫铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(一般为负值)存在很大的差异,故我们选取了泉域内的煤矿矿坑水、中奥陶统中石膏,以及三川河南、北岸主泉水和滞流区岩溶水进行了 $\delta^{34}\text{S}$ 值的对比分析(表 3)。结果表明,三川河北岸泉水的 $\delta^{34}\text{S}$ 值较南岸泉水的大,更接近于中奥陶统中石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。根据本区奥陶系碳酸盐岩岩相古地理的研究^[7],泉域西部在中奥陶世为以米脂为中心的膏盐湖沉积区,不但沉积大量石膏,同时还沉积大量岩盐(如绥德县满堂川乡“绥盐 1 井”,累计岩盐厚度达到 173m)。由此可见,造成柳林泉群在三川河南、北两岸泉点水质的差异,是由于泉域南、北两翼岩溶水径流、循环途径及地质背景条件不同所致,即:北翼岩溶水径流途径远,向西部膏盐区循环深度大,水岩作用时间更长,是现代水与滞流区岩溶水“高度混合”的结果。与此同时,北岸泉水的水化学类型中出现的 Cl^- 、 Na^+ ,以及在泉域北翼西侧陕西吴堡横沟(图 1)

表2 三川河南、北岸柳林泉水化学特征对比表(mg/L)
Tab. 2 Contrast of hydro-chemical characteristics on different side of Sanchuan river

项目	三川河南岸泉水	三川河北岸泉水
TDS	389~455	408~1460
HB	248~273	243~489
$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	41.37~57.35	52.13~320.
Cl^-	43.12~63.08	44.00~467.99
SO_4^{2-}	53.10~85.20	69.77~211.00
水温($^{\circ}\text{C}$)	15~18.5	15~21.5
水化学类型	H-Ca·Mg	H·Cl- Na·Ca

表3 泉域岩溶水硫同位素含量表
Tab. 3 The content of sulfur isotope in karst groundwater of Liulin spring basin

取样位置	$\delta^{34}\text{S}-\text{CDT}/\%$	样品性质
柳林县煤矿矿坑水	-13.6	矿坑水
离石马头山奥陶系石膏	31.4	石膏
柳林龙门会泉	16.5	南岸泉水
上青龙泉	17.2	南岸泉水
柳林刘家疙瘩泉	21.2	北岸泉水
柳林刘家疙瘩泉	22.4	北岸泉水
* 柳林刘家疙瘩泉	20.7	北岸泉水
* 山西临县林家坪热水井	27.5	北部岩溶热水
陕西吴堡横沟热水	28.8	滞流区岩溶热水
泉口下游沙曲热水	28.7	滞流区岩溶热水
* 吴堡县城	32.4	滞流区岩溶水

注：* 为收集资料。

一带奥陶系顶板埋藏很深(标高接近海拔0m)还打出单井涌水量达5 000t/d的自流井,也均佐证了这一点。

2.5 泉域岩溶热水成因问题

泉域西部埋藏岩溶区分布热水资源。现已揭露的地热点有临县林家坪、柳林县沙曲和吴堡县横沟(图1),水温分别为36℃、35℃和34.5℃。综观我国北方岩溶热水的分布,几乎无不与深大断裂构造息息相关,如汾渭地堑中各盆地内岩溶热水;太行山前河南济源、洛阳、鹤壁岩溶热水,河北邢台的岩溶热水;燕山山前北京、天津等地的岩溶热水。但柳林泉域西部,位居中、新生代以来中国大陆最稳定的鄂尔多斯地块东缘,是断裂构造罕见的地区,出现岩溶热水,有其独特性。地质上可从两个方面分析本区岩溶热水成因:其一是中生代晚期泉域西北侧的岩浆活动,临县北西约20km的紫金山出露有约20km²的碱性火成岩侵入体,矿物同位素测得岩浆的侵入年龄为138.3±1.1Ma^[8],这为本区具有一定高热流值地热背景奠定了基础;同时由于柳林泉域西部为岩溶地下水埋藏区,良好的晚古生界、中生界盖层和岩溶水循环更替速度缓慢为热流的保存提供了有利条件。其二,从岩溶热水的 $\delta^{34}\text{S}$ 值来看,3个热水孔均达到27.5%以上(表3),与本区石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 值非常接近,暗示着岩溶热水与石膏间存在着某种生成联系。硬石膏遇水时不但体积要膨胀63%,同时还释放热量(18℃时的溶解热为4.44kcal)。因此我们分析推测,泉域内的岩溶热水的形成与奥陶系含水层中石膏溶解有一定关系。

2.6 岩溶镭矿泉水的成因

构成柳林泉群的重要泉点杨家港泉、上青龙泉、刘家圪塔泉,这些泉水镭的平均含量依次达到0.7mg/L(4样品均值)、0.67mg/L和2.0mg/L,均超过矿泉水达标镭含量的3倍以上。虽然镭含量偏高在华北地台的岩溶水具有普遍性,但像柳林泉这样大流量、高含量的情况还不多见。一般认为,镭主要来源于水对天青石的溶解。天青石具有多种成因,但就本区中奥陶统岩溶含水层的具体情况而言,我们认为它是中奥陶世柳林泉域西侧米脂膏盐湖蒸发环境下海陆相硫酸盐沉积形成,因在蒸发条件下天青石早于石膏析出,具备了天青石的形成条件。而古盐湖沉积的天青石又为柳林泉水中为在的“镭”提供了充足的物质来源。

3 结 论

柳林泉域作为我国北方典型的单斜一顺置模式的岩溶水系统,岩溶水在分布、埋藏、循环、富集以及水化学同位素方面既表现出与同类系统模式的共性,但也存在独有的特色,而形成这些特色成因的答案都可在地质背景中获得。通过上述研究分析,我们得出如下结论:

(1)柳林泉域岩溶水在从东向西的渗流过程中,分别受到了东部断层、中部背斜和西部区域隔水顶板的阻挡,造成了岩溶水的二级排泄和在这些阻水体东侧的三次富集;

(2)泉域中部王家会背斜轴部出露太古界变质岩区域隔水层,该背斜在南川河以南向南倾覆,使得上覆碳酸盐岩含水层在地下形成了一个上大下小的溢流通道,是这种形态的过水断面造成了在柳林泉水急剧衰减的情况下,储存于王家会阻水背斜东侧岩溶地下水水位动态仍能够保持相对稳定的状态。

(3)硫同位素分析结果表明,造成柳林泉群分布在三川河南、北两岸的水质差异是由于泉域南北两翼岩溶水循环时间、深度及所处的地质背景不同所致,同时认为,泉域内岩溶热水的形成,一定程度上与本区中奥陶统中硬石膏的溶解有关。

(4)柳林泉水“高镭”矿泉水的成因与本区在中奥陶世所处的米脂膏盐湖边缘的古地理环境关系密切。

参考文献

[1] 梁水平,韩行瑞,时坚,等.鄂尔多斯盆地周边岩溶地下水系统模式及特点[J].地球学报,2005,26(4):365-369.
[2] 潘军峰,张江汀,梁水平,等.山西省岩溶泉水资源保护[M].中国水利水电出版社,2008:7-52.

- [3] 梁永平,高洪波,张江华,等. 娘子关泉水流量衰减原因的初步定量分析[J]. 中国岩溶,2005,24(3):227-231.
- [4] 梁永平,时坚,张良,等. 引起陕西渭北东、西部岩溶地下水特征差异性的区域地质背景对比[J]. 地球学报,2003,24(2):167-170.
- [5] 刘再华. 娘子关泉群水的来源再研究[J]. 中国岩溶,1989,8(3):200-207.
- [6] 段光武,梁永平. 应用 $\delta^{34}\text{S}$ 同位素分析阳泉市岩溶地下水硫酸盐污染[J]. 西部探矿工程,2006,117(1):100-103.
- [7] 冯增昭,陈继兴,张吉森. 鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理[M]. 地质出版社,1991.
- [8] 肖媛媛,任战利,秦江峰,等. 山西临县紫金山碱性杂岩 LA-ICP MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其地质意义[J]. 地质论评,2007,53(1):656-663.

Features of karst water and geologic background in Liulin spring basin

GAO Bao-yu¹, LIANG Yong-ping², WANG Wei-tai²

(1. *Lüliang Institute of Waterresource of Shanxi Province, Lüliang, Shanxi 033000, China;*

2. *Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin, Guanzhi 541004, China)*

Abstract: As a typical “monocline-seriate type” karst groundwater system in north China, Liulin karst spring not only is of some generality with other springs but also its own unique features. Firstly, because of the water-resistance by fault, fold axis and overlying confining bed, the “second-level drainage” and “three times enrichment” in the main direction of karst water runoff are formed. Secondly, the exist of “trapezoid shaped” of undercurrent section caused by the upset of Wangjiahui confining anticline axis in the middle of the spring area results in the rate of discharge decrease and the decline of water table at the upper reaches of the water-resistant section are out of line. Thirdly, sulfur isotope analysis shows that; because the water cycle path and the geochemical background are different between south and north limb of the spring area, which lead to gigantic hydrochemical diversity among the springs distributed in less than 300m on the different sides of Sanchuan river. And lastly, the dissolve of anhydrite comes from the middle Ordovician layer is one of the reason for the formation of karst hot water in the west of the spring area, and the west part of the spring area located in the eastern edge of ancient gypsum salt lake formed in the middle Ordovician layer, such lithoface environment made Liulin spring to be “Sr mineral water”. All the above mentioned characteristics are determined by the special geologic structure, geochemic environment and lithofacies as well as palaeogeography in the study spring.

Key words: karst groundwater; sulfur isotope; geologic background; Liulin spring basin; Shanxi province