



DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2016.05.029

朱海明, 许模, 黄勋, 等. 玉溪市安化向斜地下水径流模式剖析[J]. 南水北调与水利科技, 2016, 14(5): 178-183. ZHU Hai ming, XU Mo, HUANG Xun, et al. Groundwater runoff mode of Anhua syncline in Yuxi[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2016, 14(5): 178-183. (in Chinese)

玉溪市安化向斜地下水径流模式剖析

朱海明¹, 许模², 黄勋¹, 王玉蕊², 宋海波², 汪亚莉², 肖斌²

(1. 重庆市勘测院, 重庆 401121; 2. 成都理工大学 地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 成都 610059)

摘要: 安化向斜由于褶皱及断层构造作用, 地下水径流和出露特征具有一定规律, 且出露泉点多作为附近村庄的生活水源。通过对研究区内水文地质条件、地下水水化学组分、氢氧同位素组成等进行分析, 采用水均衡法、水文地球化学反向模拟技术等手段, 最终确定研究区内共存在3种不同的地下水径流模式: 沿可溶岩条带地下水径流模式、断层导通的地下水绕轴径流模式及沿断层破碎带的地下水径流模式, 研究成果探明了该地区地下水的径流和排泄规律, 对该地区地下水资源的开发利用和保护具有重要的参考意义。

关键词: 安化向斜; 径流模式; 水化学组分; 氢氧同位素; 反向模拟; Phreeqc; 水均衡

中图分类号: P641 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-1683(2016)05-0178-06

Groundwater runoff mode of Anhua syncline in Yuxi

ZHU Hai ming¹, XU Mo², HUANG Xun¹, WANG Yu rui², SONG Hai bo², WANG Ya li², XIAO Bin²

(1. Chongqing Survey Institute, Chongqing 401121, China; 2. State Key Laboratory of

Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Due to fold and fault structures of Anhua syncline, groundwater runoff and outcrop characteristics have certain rules, and most of the dew point springs are used as living water in nearby villages. In this paper, hydrogeological conditions, chemical composition of groundwater, and hydrogen and oxygen isotopic data in the study area were analyzed, and the water balance method, hydrogeochemical reverse simulation and other means were adopted. It was found that there were three kinds of groundwater runoff modes co-existing in this area: groundwater runoff patterns along the strip of karst, fault conducting groundwater runoff patterns around the syncline axis and groundwater runoff patterns along the fault fracture zone. The results revealed the rules of runoff and discharge of groundwater in the area, therefore providing significant reference for the development, utilization and protection of groundwater resources there.

Key words: Anhua syncline; runoff mode; water chemical composition; hydrogen and oxygen isotopes; reverse simulation; Phreeqc; water equilibrium

褶皱发育地区, 地下水径流往往会受到构造的控制作用, 构造在很大程度上决定了地下水补给、径流、排泄条件等^[1-2]。蔡祖煌提出地质构造通过直接

和间接两个途径控制着地下水的运移^[3]; 肖维通过对典型向斜型岩溶蓄水构造的水文地质条件进行研究, 总结出四种向斜型岩溶蓄水构造的地下水径流

收稿日期: 2015-11-08 修回日期: 2016-03-15 网络出版时间: 2016-08-19
网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20160819.1509.012.html>
基金项目: 重庆市社会民生科技创新专项项目

Fund: Social Technical Innovation Project in Chongqing

作者简介: 朱海明(1988), 男, 江苏徐州人, 主要从事水文地质、环境地质、工程地质等方面的研究工作。E-mail: 569993779@qq.com

通讯作者: 许模(1963), 男, 重庆涪陵人, 教授, 博士生导师, 主要从事工程地质、水文地质、环境地质等方面的研究工作。E-mail: xm@cdut.edu.cn

模式^[4];杨会峰等依据构造控水理论对宁南地区地下水赋存规律进行了系统研究,从而指导宁南找水工作^[5]。玉溪市安化向斜位于江城盆地与玉溪盆地之间,向斜面积不大,但是,地下水出露丰富、类型多样,向斜北翼完整,主要以冷水的形式出露,南翼被断层切割缺失,在断层带上以热水的形式出露,向斜区出露泉点大多作为附近村庄的生活水源,且在龙马山一带正在规划龙马山旅游区。目前,研究区内地下水径流方面的研究极其缺乏,为了更加有效的利用和保护该地区的地下水资源,本文专门对安化向斜区褶皱及断层控制影响作用下的地下水径流模式的进行剖析,进而查明该地区地下水的径流排泄特征,以期为该地区地下水资源的开发利用和保护提供理论指导。

1 研究区地质背景条件

1.1 研究区地质环境背景

安化向斜位于云南省玉溪市境内,区域上处于扬子准地台,地貌上属于滇中区的昆明、通海高原湖盆小区。区域内向斜轴部西端的地下水最终汇入玉溪大河,向斜轴部东端的地下水最终汇入星云湖。

安化向斜轴向与区域内南北向古构造线垂直,以近东西向延伸,轴长 30 km。向斜北翼较为完整,向北强烈突出,南翼因石洞河-长岭岗断层的切割影响而缺失,在地貌上形成一个等腰三角形形状。向斜区南北端高程分别为 2 391 m 和 2 045 m 左右,东西端高程分别为 2 136 m 和 2 391 m 左右,中部高程在 1 900 m 左右,因四周地形较高,中部地形低缓,在轴部区形成安化构造盆地,研究区地理地形图见图 1。

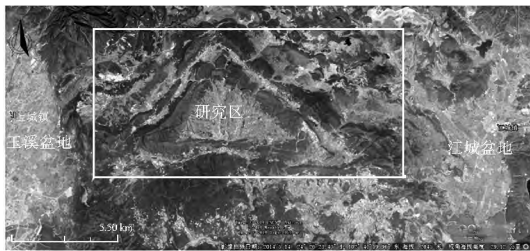


图 1 研究区地理地形(Google earth)

Fig. 1 Geographic topographic map in the study area(Google earth)

区内地层从震旦系至侏罗系均有出露,地层较完整,北翼可溶岩地层包括震旦系陡山沱组(Zbd)及灯影组(Zbdn)灰质白云岩;泥盆系上统(D3)、石炭系岩关阶及大扩阶(C1)、威宁组(C2w)及二叠系阳新组(P1y)灰岩夹白云岩;可溶岩条带中穿插寒武系箬竹寺组(ϵ 1q)、泥盆系海口组(D2h)粉砂岩夹页岩及二叠系倒石头组(P1d)的铝土岩、页岩隔

水地层;向斜轴部以中生界三叠系及侏罗系的粉砂岩、泥岩、页岩等非可溶岩为主。

1.2 研究区水文地质条件

经现场调查发现,区内泥盆系、石炭系、二叠系碳酸盐岩岩溶较发育且均为较质纯的灰岩。其中,以阳新组(P1y)岩溶发育最为强烈,在响水村、下麦冲、玉苗村等附近阳新组灰岩地层中均发现规模较大的岩溶洼地和落水洞,在白龙潭公园、庄科村还发现两处地下暗河出口。

研究区内地下水主要赋存于可溶岩地层中,富水性中等-强,地下水径流模数大于 $5 \text{ L/s} \cdot \text{m}^2$ 。非可溶岩地层的地下水类型以基岩裂隙水为主,富水性中等-弱,地下水径流模数低于 $2 \text{ L/s} \cdot \text{m}^2$ 。

向斜北翼最北端毡帽山、响水村一带存在一个区域内的地下水分水岭,将大部分地下水分为东南、南西向径流。研究区内出露泉点共 10 个,主要分布在向斜轴部东西两端碳酸盐岩与第四系松散堆积层的接触带及南翼石洞河-长岭岗断裂带上,研究区地层及泉点出露分布见图 2。

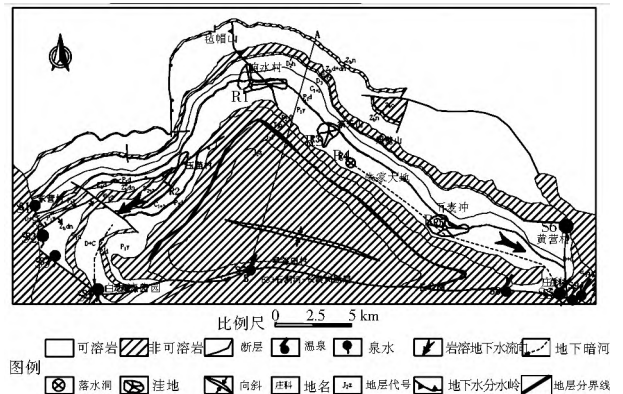


图 2 研究区地层及泉点出露分布

Fig. 2 Strata and distribution of outcrop spring in the study area

地下水在轴部两端的平均出露高程基本一致,分别为 1 756 m 和 1 711 m 左右,各泉点温度介于 $15 \text{ }^{\circ}\text{C} \sim 18 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间。向斜轴部西端出露东营村龙潭、双林寺龙潭、小龙潭、白龙潭等泉点,这些泉点为玉溪市北城镇东营村、古城村、山头村等多个村庄的生活水源。向斜轴部东端出露黑龙潭和庄科村龙潭等泉点,为江城镇黄营村、庄科村等多个村庄的生活水源。

石洞河-长岭岗断裂带上地下水出露以温泉为主,出露高程主要集中在两个高程区间上,断层东端地下水出露高程在 1 570 m 左右,断层中东部地下水出露高程介于 1 850~ 1 860 m 之间,温泉温度介于 $30 \text{ }^{\circ}\text{C} \sim 32 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,主要作为早谷田村、大龙潭村、温泉村的生产、生活水源。研究区各泉点丰、枯季出露特征表见表 1。

表 1 研究区各泉点丰、枯季出露特征

Tab. 1 Water outcrop characteristics in the study area

编号	泉点所处构造部位	位置	出露高程/m	泉水类型	流量		水温 (°C)	时间
					$/(L \cdot s^{-1})$	$(^{\circ}C)$		
S1		东营村	1694	冷水泉	11	18	2013. 8	2014. 4
					11	17		
S2	安华向斜轴部西端	双林寺	1689	冷水泉	45	16	2013. 8	2014. 4
					44	17		
S3		古城村	1710	冷水泉	78. 5	16	2013. 8	2014. 4
					80	18		
S4		白龙潭公园	1753	冷水泉	74	15	2013. 8	2014. 4
					50	15		
S5	安华向斜轴部东端	庄科村	1765	冷水泉	105	17	2013. 8	2014. 4
					90	17		
S6		黄营村	1747	冷水泉	132	16	2013. 8	2014. 4
					120	18		
S7		早谷田村	1862	温水泉	81	32	2013. 8	2014. 4
S8	石洞河长岭岗断层带	大龙潭村	1848	温水泉	/	/	/	/
					3	28		
S9		温泉群	1752	温水泉	1. 5	30	2013. 8	2014. 4
					1. 5	30		

1.3 研究区水化学特征

丰水期, 区域内各泉点地下水类型以 $HCO_3^- Ca$

• Mg 型和 $HCO_3^- Mg \cdot Ca$ 型为主。枯水期, 地下水类型大部分转变为 $HCO_3^- SO_4^- Ca \cdot Mg$ 型。各泉点丰枯季矿化度均较为集中, 丰水期矿化度介于 215. 5~ 378. 6 mg/L, 枯水期矿化度介于 365. 4~ 402. 4 mg/L^[6], 各泉点水化学组分见表 2。

2 研究区地下水径流模式分析

2.1 北翼沿可溶岩条带地下水径流模式

此种类型的地下水径流模式在研究区内最好识别。由于安化向斜的褶皱构造作用, 北翼地层以向北凸起的条带状展布, 加上可溶岩顶底板隔水层的阻水作用, 导致地下水只能由毡帽山-响水村分水岭一带沿可溶岩条带分别向南东、南西方向径流。轴部东端主要在 S5、S6 泉点排泄, 轴部西端主要在 S1、S2、S3、S4 四处泉点排泄。对轴部西端出露的地下水化学组分分析发现, S1、S2、S3 丰水期和枯水期流量基本相同, S4 丰水期比枯水期流量增加了 48%, 由区域内岩溶洼地及落水洞调查结果(见图 2), 可以推测 S1、S2、S3 主要由 R1 处补给, S4 主要由 R2 处补给, 前者地下水径流路径长、补给面积大, 导致前者地下水流量动态比后者稳定^[7-8], 研究区此种模式地下水径流模式示意图见图 3。

表 2 研究区各泉点水化学组分

Tab. 2 Water Chemical composition in the study area

编号	泉点所处构造部位	阳离子/ $(mg \cdot L^{-1})$			阴离子/ $(mg \cdot L^{-1})$			pH 值	总矿化度/ $(mg \cdot L^{-1})$	水化学类型	取样时间
		$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-				
S1	向斜轴部西端	10. 1	73. 4	47. 5	2. 8	20. 3	449. 0	7. 8	378. 6	$HCO_3^- Mg \cdot Ca$	2013. 8
S4		21. 4	76. 95	28. 69	20. 14	139. 50	223. 33	6. 9	398. 4	$Ca \cdot Mg \cdot HCO_3^- SO_4$	2014. 4
S5	向斜轴部东端	1. 1	52. 8	28. 1	0. 4	1. 0	297. 0	7. 9	232. 5	$HCO_3^- Ca \cdot Mg$	2013. 8
		23. 7	96. 99	15. 07	14. 46	130. 00	244. 10	7. 4	402. 4	$Ca \cdot Mg \cdot HCO_3^- SO_4$	2014. 4
S6		0. 9	55. 0	25. 6	1. 6	1. 0	290. 0	7. 7	229. 0	$HCO_3^- Ca \cdot Mg$	2013. 8
		25. 8	76. 15	29. 17	15. 60	141. 10	198. 32	7. 2	387. 0	$Ca \cdot Mg \cdot HCO_3^- SO_4$	2014. 4
S7	石洞河长岭岗断层带	1. 8	47. 3	26. 9	0. 6	1. 5	275. 0	7. 8	215. 5	$HCO_3^- Ca \cdot Mg$	2013. 8
		5. 5	86. 17	23. 34	19. 99	138. 20	184. 28	7. 1	365. 4	$Ca \cdot Mg \cdot HCO_3^- SO_4$	2014. 4
S9		2. 6	45. 6	30. 3	0. 7	8. 9	287. 0	7. 9	231. 6	$HCO_3^- Ca \cdot Mg$	2013. 8
		1. 9	92. 18	24. 31	12. 05	136. 50	213. 57	7. 1	373. 67	$Ca \cdot Mg \cdot HCO_3^- SO_4$	2014. 4

2.2 核部东端沿断层破碎带的地下水径流模式

2013 年 8 月对研究区的泉点出露情况调查时发现一个奇怪的现象, 庄科村北面的黄营村出露一处大型岩溶泉点(黄营村黑龙潭 S6), 流量为 132 L/s, 该泉点比庄科村泉点(S5)流量大 27 L/s。但是, 据现场野外调查, 出露 S5 的二叠系阳新组灰岩比出露 S6 的泥盆系灰岩岩溶更为发育, 地下水的补给区前者

也比后者更大, S5 和 S6 出露地层的岩溶发育情况与泉点流量相矛盾。对比 S5 与 S6 的水化学分析结果, 两者的水化学组分含量基本相同, 由于 S5 比 S6 的出露高程更高且在两个泉点之间发育一个断层, 推测 S5 与 S6 之间由于断层的导通作用存在一个沿断层破碎带的地下暗河, 庄科村处汇集的地下水在 S5 排泄一部分后, 其余部分由于断

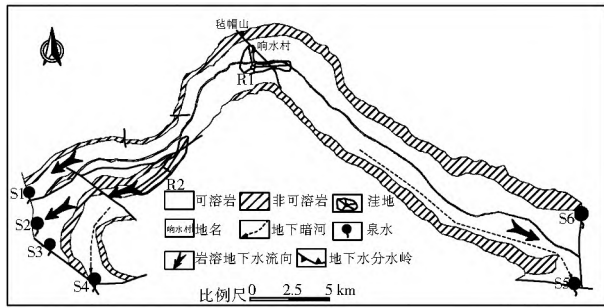


图3 沿可溶岩条带地下水径流模式示意

Fig. 3 Schematic diagram of groundwater runoff patterns along the strip of karst

层的导水作用转而向北径流至黄营村 S6 出露地表^[8]。

为了验证 S5[→]S6 地下水径流路径的存在, 本次研究使用美国地质调查局开放式软件 Phreeqc 对 S5[→]S6 路径进行水文地球化学反向模拟。

根据研究区实际的地层岩性和对模型参数的调试, 最终选取可能发生的矿物相有: 石盐、石膏、白云石、方解石, 由于径流路径所穿越的可溶岩层组均裸露地表, 为半开放体系, 因此 CO₂(g) 也应作为一个可用的相态^[9-10]。

模拟的初始水温、终止水温、pH 值均以实测值为准, S6、S5 的不确定度分别设为 0.08 和 0.07^[11]。需要指出的是由于枯水期水样检测结果受附近其它水体的影响较小, 更能反映真实的地下水径流路径, 因此, 模拟的地下水化学组分以 2014 年 4 月的检测结果为准。

由表 3 对模拟计算矿物饱和指数的计算结果可知, 石盐、石膏、白云石的矿物饱和指数均 < 0, 方解石的矿物饱和指数 > 0, 表明地下水还可以继续溶解石盐、石膏和白云石, 但水中方解石处于过饱和状态。

表 3 模拟计算矿物饱和指数

Tab. 3 Mineral water saturation index characteristics from model calculation

矿物	饱和指数	
	S5	S6
石盐	- 8.15	- 8.08
石膏	- 1.40	- 1.37
白云石	- 0.11	- 0.04
方解石	0.23	0.24

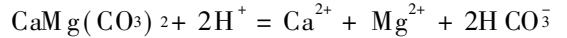
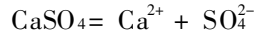
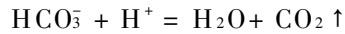
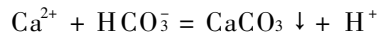
最终的模拟结果显示, 推测的路径成立。模拟路径矿物转化量列于表 4。(表中“+”表示溶解,“-”表示沉淀)。

表 4 模拟计算矿物转化量

Tab. 4 Mineral transformation from model calculation

矿物相	石盐	石膏	白云石	方解石	CO ₂ /g
模拟结果	3.126E-05	2.175E-04	5.359E-04	- 1.334E-03	- 4.547E-05

由表 4 可知, 石盐、白云石和石膏发生了溶解, 方解石和 CO₂ 产生了沉淀。S5[→]S6 地下水径流路径的水-岩反应模型可以简写为^[4]



石膏和白云石的溶解虽然消耗了部分的 H⁺, 产生了 Ca²⁺、HCO₃⁻、SO₄²⁻, 但是方解石的沉淀消耗了更多的 Ca²⁺ 和 HCO₃⁻, 同时产生了 H⁺, 最终使 Ca²⁺ 和 HCO₃⁻ 含量减少, H⁺ 和 SO₄²⁻ 含量增加, 溶液的 PH 值降低, 模拟结果与泉点的水化学分析结果相符^[12]。

将 S5 与 S6 泉点的矿化度对比发现, 虽然模拟结果证明 S5[→]S6 径流路径成立, 但是因为 S5 泉点的矿化度比 S6 泉点的稍大, 说明 S6 泉点出露的地下水虽然大部分来自 S5, 但是同时也存在较短路径的地下水补给且补给量处于模型设定的不确定度之内。

2.3 断层导通的地下水绕轴径流模式

研究区向斜南翼轴部附近发育贯穿安化向斜东西两端的石洞河-长岭岗断层, 断层在区域内以近东西向展布。由于断层的逆错影响, 断层南面的向斜部分已经缺失, 出露向斜底部的大片 Z_ac 砂岩地层。断裂带上发现两处断层导通的上升泉 (S7、S8) 和一处温泉群 (S9), 本次研究选取了 S7 和 S9 中的泉点做了水化学简分析 (分析结果列于表 2)。根据现场调查和分析结果可知, S7、S9 泉点的水化学组分、泉水温度、出露形态都极其相似, 推断石洞河-长岭岗断层带上出露的温泉均为同一成因^[13]。现以 S7 泉点为例, 研究向斜和断层两种构造的共同影响作用下, 温泉的地下水径流模式。

根据研究区的构造及可溶岩分布情况 (见图 2), S7 泉水的来源可能有 3 种情况: (1) 断层东西两端可溶岩地层中的地下水沿断裂带向中间汇集而来; (2) S7 西面出露的小面积可溶岩在 S7 处排泄; (3) 向斜北翼的岩溶地下水通过绕轴径流及断层的导通作用在此处出露地表。现在, 对 S7 泉点的三种可能成因模式详细分析如下。

(1) 假设 S7 东西两端可溶岩中的地下水沿断裂带向 S7 处汇流, 因为断裂的导通作用, 地下水由东西两端向 S7 处汇流时不具备承压性, 因此, 不会形成上升性质的温泉。据现场调查, S4 和 S8 泉点的出露高程均比 S7 低, 可以断定 S7 东西两端可溶岩地层中的地下水已经通过 S4 和 S8 排泄至地表。因此, S7 泉点的地下水不可能来自东西端的可溶岩

地层^[13]。

(2) S7 泉点西面出露一小面积威宁组灰岩区域 (见图 2), 现通过水均衡法对此可溶岩区和 S7 泉点流量进行水均衡匹配。通过计算和调查资料, 均衡区面积为 219 852 m², 均衡期设为 1 年, 研究区江川县的年降水量为 850 mm, 假设全年降水全部补给地下水, 降水入渗系数取 1, 且没有蒸发, S7 泉点流量取枯季流量 59.5 L/s。降水入渗的补给量由下式计算^[14]:

$$X = h \times T \quad (1)$$

式中: h 为年降水量; T 为入渗系数。

通过计算, 全年的降水入渗量为 186 874 m³, 泉点流量为 18 763 920 m³, 由计算结果可以看到, 即使全年的降雨全部补给地下水, 总补给量也只达到 S7 泉点枯季全年流量的十分之一, 因此, S7 泉水的第二种来源的可能性也被排除。

(3) 将 S7 和 S5 简分析结果对比发现, 两个泉点的水化学组分几乎一致, S7 总矿化度仅比 S5 低 37 mg/L, 推测两者应该具有相似的补给源和径流路径。利用大气降水氢氧稳定同位素的高程效应 (高程越高, δD 、 $\delta^{18}O$ 值越低, 高程与 δD 和 $\delta^{18}O$ 之间存在的线性关系)。

根据降水中¹⁸O(或 D)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(H)可由下式计算:

$$H = \frac{\delta_s - \delta_p}{K} + h \quad (2)$$

式中: H 为地下水补给区的高程(m); h 为取样点(井、泉)的标高(m); δ 为地下水的 $\delta^{18}O$ (或 δD) 值; δ_p 为大气降水中的 $\delta^{18}O$ (或 δD) 值; K 为同位素高度梯度(‰/100 m)。

其中水的氢、氧稳定同位素成分则用其与国际标准平均海水 SMOW 的偏差: $\delta^{18}O$ ‰, δD ‰ 计算公式为

$$\delta(D) \text{ ‰} = \frac{(D/H)_{\text{样品}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \times 1000 \quad (3)$$

$$\delta(^{18}O) \text{ ‰} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{样品}} - (^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}} \times 1000 \quad (4)$$

根据中国科学院贵阳地球化学研究所于津生等人对西南地区 $\delta^{18}O$ 高程效应的研究, 西南地区同位素高度梯度值为 -0.26 ‰/100 m, 即高程每增加 100 m, $\delta^{18}O$ 减少 0.26 ‰^[15]。

根据公式(2), 由 S7 和 S5 泉点的同位素水文地球化学分析结果推测的补给高程见表 5。

表 5 同位素水文地球化学检测结果及推测补给高程表

Tab. 5 Isotope hydrology geochemical test results and calculated recharge elevation

取样地点	泉点编号	$\delta^{18}O$ (V-SMOW) ‰	δD (V-SMOW) ‰	出露高程/m	推测补给高程/m
早谷田村	S7	-11.43	-83.4	1862	2181
庄科村	S5	-11.52	-80.8	1765	2215

根据表 5, S7、S5 的 δD 、 $\delta^{18}O$ 监测结果和推测的补给高程很接近, S7 的推测补给高程仅比 S5 低 34 m, 进一步佐证了 S7 与 S5 的补给区相似。造成 S7 比 S5 矿化度和推测补给高程稍低的原因可能是: 虽然泉点西面出露的小面积灰岩不是 S7 泉点的主要补给区, 但是仍有小部分的岩溶地下水对 S7 就近补给^[16-17]。

通过以上分析, 可以确定 S7 泉水的来源基本为向斜北翼的岩溶地下水, 只有极小部分来源于西面小面积威宁组灰岩中岩溶水的就近补给。因为安化向斜的褶皱构造作用, 可溶岩层面在南北向被挤压成一个“U”型面, 由于向斜北翼的可溶岩出露高程比南翼高, 加上石洞河-长岭岗断裂将下覆可溶岩地层与地表沟通, 可溶岩地层中的承压岩溶水就会顺断层破碎带向上出露地表, 在断层带上形成上升的温泉, S7 泉点地下水径流排泄示意剖面见图 4, 剖面线方向为图 2 中 AB 方向。

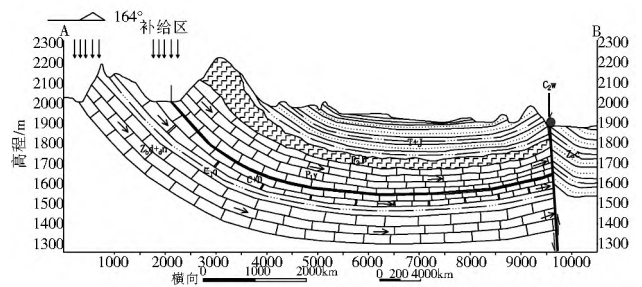


图 4 S7 泉点地下水径流排泄示意剖面

Fig. 4 Schematic diagram of groundwater runoff patterns along the strip of karst

3 结论

(1) 通过研究发现, 安化向斜区由于褶皱和断层的影响, 区域内共存在 3 种地下水径流模式: 沿可溶岩条带地下水径流模式; 核部东端沿断层破碎带的地下水径流模式; 断层导通的地下水绕轴径流模式。

(2) 通过采用 Phreeqc 对 S5→S6 径流路径的反向模拟, 证明了 S5、S6 之间断层对地下水的导通作用, 使庄科村处汇集的地下水在 S5 排泄一部分后,

其余部分沿断层破碎带转而向北径流,最终在黄营村 S6 泉点出露地表。

(3) 通过水化学简分析结果、水均衡法及依据同位素推测补给高程最终证明:处于石洞河-长岭岗断层带上的 S7、S8、S9 三处温泉地下水径流模式均为断层导通的地下水绕轴径流模式,出露地下水大部分来自于向斜北翼可溶岩地层中的岩溶水, S7 泉点出露的地下水有小部分为西面威宁组灰岩中岩溶水的就近补给。

参考文献(References):

- [1] 孙一博,王文科,张春潮.关中盆地浅层高氟水形成演化机制[J].水文地质工程地质,2013,40(6):117-122.(SUN Yibo, WANG Wenke, ZHANG Chunhao. Evolution mechanism of shallow high fluoride groundwater in the Guanzhong basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2013, 40(6): 117-122. (in Chinese))
- [2] 成龙.渭北石炭-二叠纪煤田地质构造发育特征对地下水的控制作用[D].西安:西安科技大学,2013.(CHENG Long. Wei bei P-C Coalfield geological tectonic development control characteristics of groundwater[D]. Xi'an: Xian University of Science and Technology, 2013. (in Chinese))
- [3] 蔡祖煌.构造水文地质学[J].地球科学进展,1991,6(3):96-97.(CAI Zuhuang. Constructure hydrogeology[J]. Advances in Earth Science, 1991, 6(3): 96-97. (in Chinese))
- [4] 肖维.向斜型岩溶蓄水构造地下水径流模式及地球化学模拟研究[D].成都:成都理工大学,2010.(XIAO Wei. Study on the runoff model of karst synclinal water storing structure and geochemical simulation[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2010. (in Chinese))
- [5] 杨会峰,张发旺,王贵铃,等.构造对宁南地下水系统控制作用研究[J].南水北调与水利科技,2008,6(5):45-49.(YANG Hui feng, ZHANG Fa wang, WANG Gui ling, et al. Structure on controlling groundwater system in Sounthern Ningxia[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2008, 6(5): 45-49. (in Chinese))
- [6] 杨在文,李晓,付梅,等.基于图表及统计方法的水化学综合分析[J].地下水,2012,34(6):29-31.(YANG Zai wen, LI Xiao, FU Mei, et al. Comprehensive analysis of the hydrochemistry based on graphical and statistical methods[J]. Ground water, 2012, 34(6): 29-31. (in Chinese))
- [7] 方俊波.圆梁山隧道向斜地段岩溶水循环特征及隧道施工对策[J].现代隧道技术,2003,40(4):53-58.(FANG Jun bo. Karst water cycling features in the syncline section of Yuanliangshan tunnel and countermeasures in construction[J]. Modern Tunneling Technology, 2003, 40(4): 53-58. (in Chinese))
- [8] 应用水文地质学[M].孙晋玉译.北京:高等教育出版社,2011.(Applied Hydrogeology[M]. Translated by SUN Jinyu. Beijing: Press of Higher Education, 2011. (in Chinese))
- [9] 李义连,杨玉环,卢学实.水岩相互作用模拟的研究进展[J].水文地质工程地质,2003(3):95-99.(LI Yiflian, YANG Yuhuan, LU Xueshi. Research advance on modeling study of water rock interaction[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2003(3): 95-99. (in Chinese))
- [10] 漆继红,许模,杨华云,等.川东铜锣山背斜南温泉背斜温泉水利联系分析[J].人民长江,2011,42(11):5-9.(QI Jihong, XU Mo, YANG Huiyun, et al. Analysis on Hydraulic connection of hot springs of Tongluo mountain anticline to south hot spring anticline in Eastern Sichuan Province[J]. Yangtze River, 2011, 42(11): 5-9. (in Chinese))
- [11] Parkhurst D L, Appelo C A J. User's guide to PHREEQC (version2)-a computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations[R]. 2002.
- [12] 王梅,许模,范辰辰,等.宜宾市巡司场地下水径流路径探析[J].南水北调与水利科技,2014,12(12):22-26.(WANG Mei, XU Mo, FAN Chenchen, et al. Flow path of groundwater in Xunsichang of Yibin[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2014, 12(12): 22-26. (in Chinese))
- [13] 周慧芳,谭红兵,张西营,等.江苏南通地下水补给源、水化学特征及形成机理[J].地球化学,2011,40(6):566-576.(ZHOU Hui fang, TAN Hong bing, ZHANG Xi ying, et al. [J]. Geochimica, 2011, 40(6): 566-576. (in Chinese))
- [14] 屈科,许模,毛邦燕,等.圆梁山隧道毛坝向斜段岩溶水均衡研究[J].成都理工大学学报,2001,28(2):135-138.(QU Ke, XU Mo, MAO Bangyan, et al. A research into the karst water balance of Yuanliangshan tunnel in Maoba syncline[J]. Journal of Chengdu University of Technology, 2001, 28(2): 135-138. (in Chinese))
- [15] 于津生,张鸿斌,虞福基,等.西藏东部大气降水氧同位素组成特征[J].地球化学,1980(2):113-121.(YU Jinsheng, ZHANG Hongbin, WANG Tao, et al. Oxygen isotopic composition of meteoric water in the Eastern Part of Xizang[J]. Geochimica, 1980(2): 113-121. (in Chinese))
- [16] 胡海英,包为民,王涛,等.氢氧同位素在水文学领域中的应用[J].中国农村水利水电,2007(5):4-8.(HU Haiying, BAO Weimin, WANG Tao, et al. Application of hydrogen and oxygen isotopes in hydrology[J]. China Rural Water and Hydropower, 2007(5): 4-8. (in Chinese))
- [17] 李云峰,田春声,吴耀国.利用氢氧同位素研究本钢郑家水源地地下水的形成[J].勘察科学技术,1994(3):38-40.(LI Yunfeng, TIAN Chunshen, WU Yaoguo. Study of the formation of groundwater at Zhengjia water resource station of benxi iron and steel company using hydrogen oxygen isotopes[J]. Site Investigation Science and Technology, 1994(3): 38-40. (in Chinese))