DOI:10. 16030/j. cnki. issn. 1000-3665. 2017. 04. 03

西昌市尔乌泉域泉水水文地球化学特征及成因

袁建飞1,邓国仕1,徐 芬2,唐业旗1

(1. 中国地质调查成都地质调查中心,四川成都 610081;

2. 中国地质大学(武汉)环境学院,湖北武汉 430074)

摘要:泉和泉群是川西南乡村居民首要的生活水源,对本区泉水水文地球化学特征及成因的研究具有重要的科学价值和指导意义。以尔乌泉域泉水和地表水为研究对象,通过分析泉水和地表水常规水化学组分、氢氧同位素和氚同位素,探讨了该泉域泉水水文地球化学特征及成因。结果显示:尔乌泉域泉水为中偏碱性低矿化水,其水化学类型为 HCO₃—Ca·Mg和 HCO₃·SO₄—Ca·Mg型水。地表水因受泉水补给影响具有与泉水相似的组分特征。氢氧同位素分析显示尔乌泉水和地表水补给来源为大气降水,且未发生氧同位素漂移。氚同位素进一步确定泉水为非现代水,地下水经历较长的径流时间。受断裂带和褶皱构造的影响,入渗补给的大气降水与碎屑岩中碳酸盐岩、石膏等矿物发生水岩相互作用,后与第四系黏土物质发生阳离子交换反应,致使泉水水化学组分以 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻和 SO₄²⁻为主。此外,居民生活污水的排放和化学肥料的施用也对泉水中 Na⁺和 SO₄²⁻ 组分产生影响。

关键词:泉域;水文地球化学特征;氢氧同位素;水岩相互作用;成因

中图分类号: P641.3 文献标识码: A 文章编号: 1000-3665(2017)04-0015-08

Hydrogeochemical characteristics and genesis of springs in the catchment area of the Erwu spring of Xichang

YUAN Jianfei¹, DENG Guoshi¹, XU Fen², TANG Yeqi¹

(1. Chengdu Center of China Geology Survey, Chengdu, Sichuan 610081, China;
2. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China)

Abstract: Springs and/or spring groups are primary groundwater resources for local people in towns and villages in the southwest Sichuan Province. A study of hydrogeochemical characteristics and genesis of spring water is of scientific value and realistic significance to the local people. Chemical components, oxygen and hydrogen and tritium isotopes of the springs and surface water in the catchment area of the Erwu spring of Xichang are combined to identify the hydrogeochemical characteristics and genesis of the spring water. The chemical components analyses show that the spring waters with low TDS are neutral to weak alkalinity groundwater, and are of HCO₃ – Ca · Mg and HCO₃ · SO₄ – Ca · Mg types. The chemical components of the spring waters are similar to those of the spring waters. The hydrogen and oxygen isotopes illustrate that the spring waters and surface waters are of meteoric origin, and there is no isotope shift of oxygen. Moreover, tritium isotopes demonstrate that the spring waters originated from meteoric waters, and experienced a long runoff time. local fault and fold structure are helpful in leading to interaction between the meteoric water and carbonate, gypsum of clastic rocks, and the cation exchange with clay minerals of Quaternary sediments subsequently occurs, which results in the major chemical constituents of Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻ can be interpreted

收稿日期: 2016-08-03;修订日期: 2016-09-20

基金项目:中国地质调查局项目(12120114030301,DD20160286);国家自然科学基金项目(41502245)

第一作者:袁建飞(1983-),男,博士,工程师,主要从事水文地球化学和地热地质的研究。E-mail: jianfeiyuan@163. com

by the influence of sewage and chemical fertilizers.

Keywords: catchment area of a spring; hydrogeochemical characteristics; oxygen and hydrogen isotopes; water-rock interaction; genesis

泉是地下水的天然露头,其物理化学参数不仅能反 映地下水的水质问题,还能够识别径流途径和揭示主要 的水化学过程,如水岩相互作用过程、阳离子交换、不同 含水层混合过程及人类活动的影响^[1-2]。泉水的环境 同位素组成特征则能够反映地下水补给来源,年龄和径 流更新能力^[2-3]。目前,很多学者将水化学和稳定同位 素技术用于泉水水化学特征及成因的研究^[4-6]。

乌蒙山区是中国西南贫困连片分布区,而凉山彝族自治州是乌蒙山区典型的"老、少、边"贫困区和严重缺水区,泉水是当地居民首要,甚至是唯一的供水水源。尔乌泉域地处凉山彝族自治州首府西昌市川兴镇东北约5km处,区内出露泉或泉群7处,单个泉点流量为1.3~120.5 L/s。该泉群是尔乌生产生活、农业灌溉,渔业养殖的唯一水源,同时也是西昌市川兴镇后备水源地。近年来,随着尔乌建设规模拓展和旅游业的发展,生活用水和农业灌溉用水量增加,区内水量和水质的研究愈发迫切。然而,尔乌泉域地区仅开展过少量地质灾害和构造地质的研究,而未开展过泉水水化学和同位素特征的研究^[7]。

本研究充分收集和整理尔乌泉域地质、水文地质资料,采用水化学、同位素方法分析了区内泉水和地表水水 化学类型,水化学组分特征,补给来源和径流特征,探讨 了影响泉水主要溶质组分的水化学过程,并建立了尔乌 泉域泉水形成的成因模型。研究成果对区内地下水资源 的开发利用和管理具有重要的科学价值和指导意义。

1 研究区概况

尔乌泉域属构造剥蚀侵蚀中山地貌,山体坡度 15°~40°,高差200~500 m。区内水系为东河和干河 沟,其主要接受降雨和地下水补给,并最终汇入安宁 河。河谷开阔处,有小型山间坝子,属人口密集区及农 业强活动区。区内交通便利,西昌市至昭觉县的307 省道由此经过。区内气候属于亚热带高原季风气候, 多年平均气温16.9 ℃,年平均降雨量为1013.5 mm, 降雨集中于6—9月,占全年的76%,雨型多为暴雨, 日最大降雨量199.5 mm^[7]。

研究区内出露地层自老至新分别为:白垩系飞天山组长石石英砂岩、粉砂岩夹泥岩,底部为砾岩,厚度 162~1106 m;白垩系小坝组钙质粉砂岩,粉砂质泥 岩,灰黄色泥灰岩,含石膏层,与飞天山组呈假整合或 角度不整合接触;第四系全新统坡洪松散堆积物。地 质构造属于石安村断裂和尔乌背斜。石安村断裂为左 行走向逆断层。该断裂于区内存在两个分支,其东支 在尔乌泉域一带为隐伏断裂(图1)。尔乌背斜发育在 飞天山组内,为南东向倾伏,对称、开阔、直立短轴背 斜。由于区域性断裂发育,并切割了褶皱构造,小坝 组、飞天山组砂岩地层破碎,节理裂隙发育。

根据区内地层岩性、地下水赋存条件和径流特征, 将地下水划分为基岩孔隙裂隙水和第四系孔隙水两 类。其中,基岩孔隙裂隙水主要赋存于飞天山组和小 坝组砂岩、粉砂岩地层中,透水性好,且受石安村断裂 影响,于尔乌泉域一带形成地下水集中排泄区。据1: 20万西昌幅水文地质普查资料,尔乌一带发育三处常 年性大泉或泉群,其流量分别为160.80 L/s、 38.46 L/s和8.47 L/s^[7],并为当地居民开采引用。第 四系孔隙水则零散分布于河流冲洪积松散物中,水量 贫乏,未被开采利用。

2 样品采集和测试方法

2.1 样品采集

为系统地了解尔乌泉域地下水水文地球化学特征, 于 2015 年 9 月对该区域出露泉点或泉群、地表河水开 展了系统的水样采集工作,共采集水样 9 组 27 件,采样 点分布位置见图 1。采样瓶为 350 mL 用盐酸浸泡并用 去离子水清洗干净的聚乙烯瓶。采样时,用水样润洗采 样瓶 3 次后,再将采样瓶放入泉水中装满,并水下盖紧 瓶盖。所有水样当日用 0.45 μ m 的微孔滤膜进行抽滤, 并分成三份用于不同水化学组分的测试。其中,一份不 添加任何试剂用于氢氧同位素和氚同位素测试(δ D, δ ¹⁸ O 和³H),一份不添加任何试剂用于阴离子测试,最后一 份加入优级纯的硝酸至溶液 pH 小于 2,用于阳离子分 析。所有水样低温保存(4 ℃),并于采样一周内送相应 实验室进行测定。碱度在 24 h 内采用盐酸滴定。

2.2 测试方法

采用便携式水质分析仪(哈纳,HI991301)现场测 试水温(T),pH值,总溶解性固体(TDS)等指标。常 规化学组分(包括 Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺、 K⁺和 SiO₂)在西昌市地矿检测中心采用离子色谱仪



Fig. 1 Simplified map of geology and sample locations (a) and hydrogeological profile (b) in the study area

(IC)和原子发射光谱仪(AES)测定,氢氧同位素(δ D, δ^{18} O和³H)在中国地质科学院岩溶地质研究所采用稳 定同位素质谱仪(MT253)和超低本底液体闪烁能谱仪 (Quantulus 1220)测定。所有测试水样阴阳离子电荷 平衡误差均在±5%以内,氢同位素和氧同位素测定仪 器的误差分别为±1‰和±0.1‰。

此外,采用水化学模拟软件 PHREEQC3.3.3 程序 计算了所采集水样中主要矿物的饱和指数(碳酸钙、 白云石、石膏、石英、玉髓和 CO₂ 分压),用于分析地下 水运移过程中与围岩矿物的平衡关系。

3 结果及讨论

3.1 水化学组分特征

本研究采集水样的测试结果见表 $1 - 2_{\circ}$ 尔乌泉域 泉水 pH 和 TDS 平均值分别为 7.79 和202.4 mg/L,为 中偏碱性低矿化水。其水温平均值为 13.5 °C,阳离子 以 Ca²⁺和 Mg²⁺为主,平均含量分别为 36.6 mg/L 和 14.9 mg/L;阴离子以 HCO₃⁻和 SO₄²⁻主,平均含量分别 为 157.2 mg/L 和40.2 mg/L。泉水中二氧化硅的含量 为 13.8~15.0 mg/L,平均值为 14.4 mg/L。地表水与 泉水的物理化学参数相近(表 1),其 pH,TDS,Ca²⁺, $Mg^{2+},Na^+,K^+,HCO_3^-,SO_4^{2-},SiO_2$ 和 Cl⁻的平均含量分 別为 7.91,215.9 mg/L,37.4 mg/L,14.4 mg/L,15.3 mg/L,0.1 mg/L,157.4 mg/L,42.7 mg/L,12.8 mg/L 和 10.3 mg/L,说明地表水与地下水具有相似的来源。野 外调查过程中发现,尔乌区域泉水形成径流后汇入地表 水,致使地表水具有与泉水相似的化学特征。此外,雨 季河水易倒灌影响部分泉水水质。由 Piper 三线图可 知,尔乌泉水和地表水的水化学类型主要为 HCO₃—Ca · Mg 和 HCO₃·SO₄—Ca·Mg 型水(图 2)。



图 2 研究区水样 piper 三线图



3.2 δD \δ¹⁸O 和³H 的特征

尔乌泉域泉水的 δ D 值介于 – 96. 2‰和 – 93. 8‰ 之间,平均值为 – 95. 4‰; δ^{18} O 值介于 – 12. 74‰和 – 12. 18‰之间,平均值为 – 12. 62‰(表 1)。几个泉 水样(除 XC702 外,该泉水临近地表河流,可能受地表 河水影响)的 δ D 和 δ^{18} O 值较接近,说明其相似的补给 来源和径流过程。



表1 研究区水样的水化学指标和同位素测试结果

Table 1 Chemical and isotopic compositions of water samples in the study area

		流量/	温度/		TDS Na	+ K +	Ca ² +	Mg^{2+} Cl ⁻	SO ₄ ² - HCO ₃ ⁻ SiO	2 TH				
编号	类型	(L•s ⁻¹)	$^{\circ}\mathrm{C}$	рН				$/(mg \cdot L^{-1})$)		$-\delta D/\%$	$\delta^{18}0/\%$	³ H/TU	水化学类型
XC042	泉水	120.5	14.0	7.49	193.7 11.	5 0.1	31.9	14.9 7.9	37.3 145.0 13.	8 141.0) -95.3	- 12. 74	< 2.00	HCO ₃ —Ca · Mg
XC170	泉水	15.0	13.0	7.55	255.4 12.	9 0.1	41.8	21.1 4.8	62.8 183.9 15.	0 191.2	2 - 95.2	- 12. 74	< 2.00	$\mathrm{HCO}_3 \cdot \mathrm{SO}_4$ —Ca · Mg
XC171	泉水	25.0	13.0	8.00	227.2 11.	9 0.1	36.8	18.4 4.0	50.7 173.3 14.	2 167.6	5 - 96.2	- 12. 73	< 2.00	$\mathrm{HCO}_3 \cdot \mathrm{SO}_4$ —Ca · Mg
XC198	河水	20.5	15.0	7.91	184.9 6.	0 0.1	39.7	13.3 11.9	18.6 162.7 10.	4 154.0	- 88.3	- 11. 85	2.11	HCO ₃ —Ca•Mg
XC199	河水	4.5	13.0	7.90	246.9 24.	6 0.1	35.0	15.4 8.7	66.8 152.1 15.	3 150.8	8 - 92.9	- 12. 59	< 2.00	$\mathrm{HCO}_{3}\cdot\mathrm{SO}_{4}\mathrm{-\!Ca}\cdot\mathrm{Mg}\cdot\mathrm{Na}$
XC210	泉水	1.3	15.2	8.10	268.2 19.	6 0.1	39.4	20.5 9.5	79.4 159.2 14.	8 183.0	96.3	- 12. 69	< 2.00	$\mathrm{HCO}_{3}\cdot\mathrm{SO}_{4}$ —Ca · Mg
XC534	泉水	5.1	11.0	7.73	153.0 8.	0 1.0	34.4	10.5 10.7	13. 2 146. 3 -	128.8	3 –	-	-	HCO ₃ —Ca · Mg
XC535	泉水	2.1	13.0	7.88	157.5 9.	4 0.6	35.6	9.5 9.0	18.0 146.3 -	127.7	7 —	-	-	HCO_3 —Ca · Mg
XC702	泉水	11.0	15.0	7.75	162.0 10.	0 0.6	36.1	9.8 9.7	20.3 146.3 -	130. 6	5 - 93.8	- 12. 18	< 2.00	HCO ₃ —Ca · Mg

注:氢氧同位素(δD 和δ¹⁸O)均以 V-SMOW 标准给出;pH 为无量纲。"TDS"为总溶解性固体,"TH"为总硬度,"-"表示未检测。

表 2 研究区各水样的矿物饱和指数

Table 2	Saturation	indices	and	log	P _{CO2}	for	water	samples	in	the	study	area
---------	------------	---------	-----	-----	------------------	-----	-------	---------	----	-----	-------	------

矿物类别	XC042	XC170	XC171	XC198	XC199	XC210	XC534	XC535	XC702		
方解石	-0.43	-0.20	0.18	0.15	0.00	0.28	-0.19	0.00	- 0. 09		
白云石	-1.01	-0.52	0.23	0.03	-0.19	0.49	-0.75	-0.39	-0.54		
石膏	- 2. 25	- 1.96	-2.08	-2.46	- 1. 99	- 1.89	-2.64	-2.49	-2.44		
硬石膏	- 2. 67	-2.39	-2.52	-2.87	-2.42	-2.30	- 3.09	-2.93	-2.86		
石英	0.51	0.56	0.53	0.37	0.57	0.52	-	-	-		
玉髓	0.04	0.09	0.07	-0.09	0.10	0.06	-	-	-		
log P _{CO2}	- 2. 40	-2.37	- 2. 84	- 2. 77	- 2.80	-2.97	- 2.65	- 2. 79	- 2.65		

注:表中矿物饱和指数采用水化学模拟软件 PHREEQC 计算,"-"表示未计算。

地表水的 δ D 和 δ^{18} O 平均值分别为 – 90.6‰和 -12.22‰。地表水较泉水富集重同位素,尤其富集重 的氧同位素,这可能受水域蒸发作用引起^[1]。此外, 由于 XC702 泉水是 XC199 河水的主要水源,致使地表 水 XC199 与 XC702 泉水样 δ D 和 δ^{18} O 值接近。

由图 3 可知:尔乌泉域泉水和地表水的 δ D 和 δ^{18} O 值靠近全球大气降水曲线(δ D = 8.0 δ^{18} O + 10)^[8]和 西南地区降水曲线(δ D = 7.54 δ^{18} O + 4.84)^[9],表明 其补给来源为大气降水。此外,泉水中 δ^{18} O 值不存在 漂移,说明地下水径流活动性强,地下水交替更新快。 通过相应的计算,得出尔乌泉域泉水的补给高程为 2 806~2 886 m。尔乌泉水出露带附近山峰高程均小 于 2 500 m,这说明泉水非本地补给,而是来源于远处 的山峰,地下水经历较长的循环途径。

除 XC198 水样外,尔乌泉域泉水和接受泉水补给的 XC199 河水样的³H 含量值均小于 2TU,说明地下水为非现代水,补给来源较远,且经历较长的径流时间(大于 60 a)^[10],这与 δ D 和 δ ¹⁸O 的分析结果一致。

3.3 影响地下水主要组分的水化学过程

影响地下水水化学特征的因素包括自然因素和人 为因素。赋存基岩孔隙裂隙中的地下水在补给、运移 和排泄过程中与大气组分、土壤、围岩发生交换、溶解、 沉淀和混合,形成化学组分不同的地下水^[1~2]。此外, 人类活动(生活污水和农业灌溉)会通过土壤、岩石裂 隙和孔隙等通道,影响地下水组分的组成^[2]。

3.3.1 水岩相互作用

利用 TDS 与 Cl/(Cl + HCO₃)和 Na/(Na + Ca)的关系图,可将地下水水化学组分的成因类型划分为三类: 岩石风化型,降水控制型和蒸发-浓缩型^[11]。尔乌泉域 泉水受大气降水补给,降水入渗后与含水层主要矿物发 生反应,溶解或沉淀部分水化学组分,形成具有不同组 分特征的水溶液。由图 4 可知尔乌泉域泉水和地表水 为岩石风化型,其主要组分来源于水岩相互作用过程。

尔乌泉域泉水水化学组分以 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻和 SO₄²⁻为主,水化学类型主要为 HCO₃—Ca · Mg 和 HCO₃ · SO₄—Ca · Mg 型水,这与区内地层中钙质(方 解石和白云石)、石膏组分密切相关。当岩石中的白云石和方解石共同溶解时,其化学方程可表示为:

 $CaCO_3 + CaMg(CO_3)_2 + 3CO_2(g) + 3H_2O \rightarrow 2Ca^{2+} + Mg^{2+} + 6HCO_3^{-}$ (1)

假如地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 HCO_3^- 含量受碳酸盐 岩(不区分白云石和方解石)溶解控制,地下水中 ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$)和 HCO_3^- 毫克当量浓度相等,即($Ca^{2+} + Mg^{2+}$)/HCO₃⁻=1。从图5(a)看出绝大多数冷泉水





位于1:1关系线附近,说明钙质组分溶解对泉水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 HCO₃⁻溶质组分具有重要影响。此外, 泉水中含有较高浓度的 SO₄²⁻离子,说明石膏矿物的 溶解影响了地下水中 Ca²⁺和 SO₄²⁻含量。假如石膏和 碳酸盐岩矿物溶解共同影响地下水中 Ca²⁺、 Mg^{2+} 、 HCO₃⁻和 SO₄²⁻浓度含量,那么水样数据点应该落在 (Ca²⁺ + Mg²⁺)和(HCO₃⁻ + SO₄²⁻)毫克当量浓度的 1: 1关系线上。从图 5(b)中发现尔乌泉域水样点位于该 曲线附近,说明石膏和钙质矿物的溶解过程是影响泉 水 Ca²⁺、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 和 SO₄⁻浓度的主要因素。



研究区内白垩系小坝组和飞天山组地层含有石 英、钠长石和钾长石等硅酸盐岩矿物^[7],硅酸盐岩矿 物的溶解将一定程度影响尔乌泉水中 SiO₂、Na⁺、K⁺ 和 HCO₃⁻等组分的浓度,其溶解方程式为:

2NaAlSi₃O₈(钠长石) + 2CO₂ + 11H₂O→4H₄SiO₄ +

 $2HCO_{3}^{-} + 2Na^{+} + Al_{2}Si_{2}O_{5}(OH)_{4}$ (2) 2KAlSi_{3}O_{8}(钾长石) + 2CO_{2} + 11H_{2}O \rightarrow 4H_{4}SiO_{4} +

$$2\text{HCO}_{3}^{-} + 2\text{K}^{+} + \text{Al}_{2}\text{Si}_{2}\text{O}_{5}(\text{OH})_{4}$$
 (3)

然而, 尔乌泉水主要离子组分以 Ca²⁺、Mg²⁺、 HCO₃⁻和 SO₄⁻为主, 而 K⁺、Na⁺和 SiO₂ 浓度均不高 (表1), 说明硅酸盐岩矿物溶解影响了泉水中上述组 分的含量, 但却不是主要的水岩相互作用过程。



矿物饱和指数(SI)是确定水与矿物处于溶解还 是沉淀状态的参数^[5]。当 SI 介于 - 0.5 和 + 0.5 之间 时,说明地下水与围岩矿物达到平衡状态^[12]。研究区 地层矿物主要是碳酸盐岩和硅酸盐岩矿物,上文分析 亦说明方解石、白云石和石膏矿物对地下水中主要溶 质组分的影响。由表2和图6可以看出:①地下水中 CO,的分压高于大气中 CO,的分压,说明尔乌泉水出 露区段地下水为开放系统[13~14],地下水与大气、土壤 物质处于较好的交换过程中,水中 HCO; 含量丰富; ②所有水样中石膏和硬石膏处于非饱和状态,地下水 具有溶解更多该类矿物的能力:③除 XC042 和 XC534 号水样外,其他水样中方解石、白云石、石英和玉髓处 于平衡状态,地下水中该类矿物将不再发生溶解过程。 XC042 和 XC534 水样中白云石未达到饱和状态,这可 能是由于含水层中白云石含量较少,或者地下水与白 云石反应时间不够所引起的。

3.3.2 阳离子交换过程

已知泉水中 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻和 SO₄⁻浓度来 源于石膏和钙质矿物的溶解过程,但图 5b 显示部分

地下水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 偏离石膏和碳酸盐岩矿物共 同溶解曲线, $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) = (HCO_3^- + SO_4^{2-})$ 比值 (meq/L)小于 1。说明其他水化学过程影响了尔乌 泉水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 离子浓度, 比如阳离子交换 作用。

尔乌泉域泉水主要出露于第四系松散物与白垩系 飞天山组地层的接触带,并于第四系松散物孔隙中流 出(图1)。泉水运移至第四系松散物地层时,很容易 同该层基质发生阳离子交互作用,进而影响地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Na^+ 组分的含量。($Na^+ - Cl^-$)和(Ca^{2+} + Mg^{2+})-($HCO_3^- + SO_4^{2-}$)毫克当量浓度关系图(图 7)可以反映 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 与 Na^+ 的离子交换作用^[15], 其反应式可表达为:

 $Ca^{2+}(Mg^{2+})$ +2Na - 基质↔2Na⁺ +Ca(Mg) - 基质 (4)



图 7 研究区地下水中(Na⁺ - Cl⁻)和(Ca²⁺ + Mg²⁺) -(HCO₃⁻ + SO₄²⁻)关系图

Fig. 7 Relationship between (Na $^+$ – Cl $^-$) and (Ca $^{2+}$ + Mg $^{2+}$) – (HCO $_3^-$ + SO $_4^{2-}$) of water samples in the study area

从图 7 可以看出,尔乌泉域泉水水样点均位于 (Na⁺ - Cl⁻)和(Ca²⁺ + Mg²⁺) - (HCO₃⁻ + SO₄²⁻)毫 克当量浓度1:1的关系线附近,说明离子交换过程对 泉水中 Ca²⁺、Mg²⁺和 Na⁺的浓度存在影响。当尔乌 泉水运移至第四系坡洪积物堆积物时,地下水中 Ca²⁺和 Mg²⁺离子与黏土、粉砂质黏土和粉砂土中的 Na⁺离子发生阳离子交换作用,泉水中 Ca²⁺和 Mg²⁺ 离子进入第四系基质中,而基质中的 Na⁺离子进入 泉水中。这个过程导致泉水中 Ca²⁺和 Mg²⁺离子浓 度降低,(Ca²⁺ + Mg²⁺)与(HCO₃⁻ + SO₄²⁻)比值变小 (小于1),具体表现为图 5(b)中(Ca²⁺ + Mg²⁺)浓度 值位于石膏和碳酸盐岩矿物共同溶解曲线以下(图 7)。

3.3.3 人类活动影响

人类活动常常对地下水水质产生影响,导致地下

水中 Cl^{-} 、 K^{+} 、 SO_{4}^{2-} 和 Na⁺等组份的变化^[2]。本次研 究中发现,尔乌泉域泉水中 Cl⁻和 K⁺离子浓度不高 (表1),其来源受大气降水和水岩相互作用影响,而受 人为影响不大。然而,尔乌泉点或泉群从水化学类型 上分为两个不同的类,第一类为 HCO₃—Ca·Mg 型, 包括的泉点或泉群为 XC042, XC534, XC535 和 XC702,该类泉水远离尔乌居民区;第二类为 HCO, · SO₄—Ca·Mg型,属于该类的泉点或泉群为 XC170, XC171 和 XC210.其临近尔乌居民区,为当地渔业养殖 和农田浇灌用水。此外,第二类泉水较第一类泉水含 较高浓度的 SO_4^{2-} 和 Na⁺。同属断裂控制,赋存于破 碎带中的孔隙裂隙地下水为何在水化学类型和离子组 分上具有这样的差异,是否受到人类活动的影响?人 类活动,如生活污水排放,化学肥料(硫胺)施用等,是 否导致泉水和地表水中 SO4- 和 Na+离子组分浓度的 增加?

为了分析人类活动对泉水中 SO4- 离子浓度的 影响,假设地下水中 Ca²⁺离子仅仅来源于碳酸盐岩 和石膏的溶解,则 $SO_4^{2-}/(HCO_3^{2-} - Ca^{2+})$ 毫克当量 比值系数应该为1或小于1(同时受阳离子交换影 响),如果地下水中有其他来源的 SO₄²⁻,则 SO₄²⁻/ $(HCO_3^- - Ca^{2+})$ 比值大于1。通过计算,发现第一类 泉水或泉群(XC042, XC534, XC535 和 XC702)中 SO²⁻/(HCO⁻₃ - Ca²⁺)比值为0.40~0.99,而第二 类泉水或泉群(XC170, XC171 和 XC210)中 SO4-/ (HCO₃⁻ - Ca²⁺)比值为1.06~2.59。由SO₄²⁻与 SO²-/(HCO⁻₂ - Ca²⁺)毫克当量比值关系图(图 8a) 可知,两类泉水处于不同的区域内,这说明人类活动 可能影响泉水中 SO₄²⁻ 离子浓度值。此外, Cl⁻/Na⁺ 与 SO₄²⁻/Na⁺ 的毫克比值关系图也可得出相似结论 (图 8b)^[14]。野外调查中发现, XC170, XC171 和 XC210 泉点附近为养鱼池及农田,渔业饲料和化学 肥料(硫胺)的施用比较普遍。通过分析泉水中 NO₃ 的浓度发现,第二类泉水中 NO₃ 的浓度值高于 第一类泉水,这进一步说明人类活动对泉水化学组 分的影响^[7]。后期将对尔乌泉水中硫同位素和氮同 位素开展测试和分析工作,以定量评估人类活动对 尔乌泉水中 SO₄⁻ 和 NO₅ 离子组分的影响程度。

3.4 尔乌泉域发育成因

高程近2800多米地区的大气降水沿断裂带入 渗,并在入渗过程中与围岩介质中硅酸盐岩、钙质和石 膏等矿物发生水岩相互作用,溶解形成Ca²⁺、Mg²⁺、



图 8 研究区所采集水样中[SO₄²⁻/(Ca²⁺ + HCO₃⁻)]与 SO₄²⁻(a),Cl⁻/Na⁺与 SO₄²⁻/Na⁺(b)关系图 Fig. 8 Plots of [SO₄²⁻/(Ca²⁺ + HCO₃⁻)] and SO₄²⁻(a),

Cl⁻/Na⁺ and SO₄²⁻/Na⁺ (b) of water samples collected from the study area

HCO₃⁻、SO₄²⁻和Si等化学组分,快速径流至尔乌一带 受地形、沟谷切割影响,于第四系与白垩系飞天山组地 层接触带出露成泉或泉群,并形成地表径流汇入附近 溪沟河流。当地下水进入第四系松散物时,发生阳离 子交换过程,地下水中的Ca²⁺和Mg²⁺组分进入基质 中,基质中的Na⁺则进入地下水中增加其浓度。此外, 生活污水和农业化学肥料使用也一定程度影响了泉水 水质(图9)。



图 9 尔乌泉域地下水成因模式图

Fig. 9 Genetic model of groundwater in the catchment area of the Erwu spring

4 结论

(1)尔乌泉水为中偏碱性低矿化水,阳离子以 Ca²⁺和 Mg²⁺为主,阴离子以 HCO₃⁻和 SO₄²⁻为主,其 水化学类型主要为 HCO₃—Ca · Mg 和 HCO₃ · SO₄— Ca · Mg 型水。地表水与泉水的物理化学参数相近, 其组分含量与泉水相似,这主要是因为尔乌区域泉水 形成径流后汇入地表水,致使地表水具有与泉水相似 的化学特征。

(2)尔乌泉域泉水中 δD 和 δ¹⁸O 的平均值分别 为-95.4‰和-12.62‰。相比之下,地表水较泉水 富集重同位素,尤其富集重的氧同位素,这可能受水 域蒸发作用引起。尔乌泉域泉水和地表水的 δD 和 δ¹⁸O 值靠近全球大气降水曲线和西南地区降水曲 线,说明其补给来源为大气降水。氚同位素结果说 明尔乌泉水为非现代水,补给来源较远,且经历较长 的径流时间。

(3)碳酸盐岩和石膏矿物的共同溶解, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Na⁺的阳离子交换和人类活动(生活污水排放和化 学肥料施用)是影响尔乌泉水中 Ca²⁺、 Mg^{2+} 、HCO₃⁻和 SO₄²⁻等组分的主要因素。

(4)区域内石安村断裂切割了尔乌背斜,使小坝 组、飞天山组砂岩地层破碎或节理裂隙发育,并广泛 出露,降雨通过破碎带和裂隙通道入渗,快速径流, 后在尔乌一带因沟谷天然切割,形成地下水的集中 排泄带。

参考文献:

- [1] 翟远征,王金生,周俊.北京市潮白河冲积扇地下水流动和更新模式的水化学和同位素标记[J].应用基础与工程科学学报,2013,21(1):32-44.
 [ZHAI Y Z, WANG J S, ZHOU J. Hydrochemical and isotopic markers of flow patterns and renewal mode of groundwater in Chaobai River alluvial fan in Beijing [J]. Journal of Basic Science and Engineering, 2013, 21(1):32-44. (in Chinese)]
- [2] 袁建飞,邓国仕,徐芬,等. 毕节市北部岩溶地下水水文地球化学特征[J]. 水文地质工程地质,2016,43(1):12-21. [YUAN J F, DENG G S,XU F, et al. Hydrogeochemical characteristics of karst groundwater in the northern part of the city of Bijie [J]. Hydrogeology & Engineering Geology,2016,43(1):12-21. (in Chinese)]
- [3] 王海静,张金流,刘再华,等. 基于水化学和同位素

特征的四川黄龙沟泉群分类研究[J]. 地球学报, 2011, 32(3): 367 – 372. [WANG H J, ZHANG J L, LIU Z H, *et al.* Classification of spring groups based on hydrochemical and isotopic features of Huanglong Ravine [J]. Acta Geoscience Sinica, 2011, 32(3): 367 – 372. (in Chinese)]

- [4] 尹德超,罗明明,张亮,等. 基于流量衰减分析的次 降水入渗补给系数计算方法[J].水文地质工程地 质,2016,43(3):11-16. [YIN D C, LUO M M, ZHANG L, et al. Methods of calculating recharge coefficient of precipitation event based on spring recession analysis [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2016,43(3):11-16. (in Chinese)]
- [5] 袁建飞. 广东沿海地热系统水文地球化学研究
 [D]. 武汉:中国地质大学, 2013: 74-78. [YUAN J F. Hydrogeochemistry of the geothermal systems in coastal areas of Guangdong province, south China
 [D]. Wuhan: China University of Geoscience, 2013: 74-78. (in Chinese)]
- [6] 王莉骄,张有全,宫辉力,等.北京市玉泉山泉恢复条件研究[J].水文地质工程地质,2016,43(3): 22-28. [WANG L J, ZHANG Y Q, GUO H L, et al. A study on recovery condition of Yuquanshan spring in Beijing [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2016, 43(3): 22-28. (in Chinese)]
- [7] 邓国仕,唐业旗,袁建飞,等. 乌蒙山区1:50000西 昌幅水文地质环境地质调查报告[R]. 成都:中国 地质调查局成都地质调查中心, 2015, 76 - 77.
 [DENG G S, TANG Y Q, YUAN J F, et al. An investigation reports of 1:50000 hydrogeology and environmental geology survey in the Wumeng Mountain [R]. Chengdu: Chengdu Center, China Geological Survey, 2015, 76 - 77. (in Chinese)]
- [8] H Craig. Isotopic Variations in Meteoric Waters [J]. Science, 1961, 133: 1702 - 1703.
- [9] 刘进达,赵迎昌. 中国大气降水稳定同位素时空分

布规律探讨[J]. 勘察科学技术, 1997(3): 34 -39. [LIU J H, ZHAO Y C. Discussion on the stable isotope time-space distribution law of China atmospheric precipitation [J]. Site Investigation Science and Technology, 1997(3): 34 - 39. (in Chinese)]

- [10] Cloutier V, Lefebvre R, Savard M M, et al. Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada [J]. Hydrogeology Journal, 2006, 14: 573 – 590.
- [11] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry [J]. Science, 1970, 170: 1088 - 1090.
- [12] Deutsch W J, Siegel R. Groundwater Geochemistry: Fundamentals and Applications to Contamination[M]. CRC Press, 1997.
- [13] 杨树苗,周训,王晓翠,等. 云南云龙和兰坪地区温泉中游离二氧化碳特征[J]. 水文地质工程地质,
 2015,42(4):156-161. [YANG S M, ZHOU X,
 WANG X C, et al. Characteristics of free carbon dioxide in the hot springs in the Yunlong-Langping area of Yunnan [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2015,42(4):156-161. (in Chinese)]
- [14] Gastmans D, Hutcheon L, Menegario A A, et al. Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern portion of Serra Geral Aquifer, Sao Paulo state (Brazil) [J]. Journal of Hydrology, 2016, 535: 598-611.
- [15] Han Y, Wang G C, Cravotta C A, et al. Hydrogeochemical evolution of Ordovician limestone groundwater in Yanzhou, North China [J]. Hydrological Processes, 2013, 27: 2247 – 2257.

责任编辑:张若琳