

江西省安福地区地热水化学特征研究

余廷溪^{1,2)}, 刘 凯^{1)*}, 孙军亮²⁾, 王路瑶¹⁾, 王书训³⁾

1) 中国地质科学院, 北京 100037;

2) 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083;

3) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083

摘 要: 为研究江西安福地区水文地球化学特征及控制因素, 本文采集了 15 组样品, 采用水化学、同位素分析等方法进行研究。结果表明: 研究区地热水以 Na-HCO₃ 型水为主, 地下水以 HCO₃-Na·Ca 型为主, 地表水由西南向东北从 HCO₃-Na·Ca 向 HCO₃-Ca 型水演化。水化学组分演化过程主要受岩石风化作用控制, 地层封闭性较差, 水中的 Na⁺、HCO₃⁻、Sr²⁺ 来源于硅酸盐岩风化溶解。由稳定同位素特征可知, 研究区地热水补给来源为大气降水。研究区热储温度为 49.8~101.4 °C, 地热水循环深度为 1 502.6~1 513.6 m。热水在沿断裂带上升过程中与浅层冷水发生混合, 其混合比例为 76.1%~87.5%。研究成果为安福地区水循环演化提供依据, 有利于地热资源的合理开采与保护。

关键词: 地热水; 水化学; 稳定同位素; 锶

中图分类号: P592 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2022.121601

Hydrochemical Characteristics of Geothermal Water in Anfu Area, Jiangxi Province

YU Tingxi^{1,2)}, LIU Kai^{1)*}, SUN Junliang²⁾, WANG Luyao¹⁾, WANG Shuxun³⁾

1) Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037;

2) School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083;

3) School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083

Abstract: To study the hydrogeochemical characteristics and control factors in the Anfu area of Jiangxi Province, we collected 15 groups of geothermal water samples and analyzed their isotopic and hydrochemical characteristics. The results revealed that the geothermal water in the study area was dominated by Na-HCO₃-type water. The groundwater primarily comprised HCO₃-Na·Ca-type water, and the surface water changed from HCO₃-Na·Ca-type to HCO₃-Ca-type from the southwest to the northeast in the region. Rock weathering primarily controlled the evolution process of hydrochemical components in the area, and the formation sealing was poor. Na⁺, HCO₃⁻, and Sr²⁺ in water originated from the weathering and dissolution of silicate. According to the analysis of stable isotope characteristics, the geothermal water in Anfu was of meteoric origin and had a slight ¹⁸O shift. The geothermal reservoir temperature in the study area ranged between 49.8–101.4 °C, and the geothermal water circulation depth was between 1502.6–1513.6 m. The geothermal water rising in the study area was mixed with shallow cold water, and the mixing ratio was calculated to be 76.1%–87.5%. These results provide a basis for understanding the evolution of the water cycle in the Ji'an area, which is conducive to the rational exploitation and protection of geothermal resources.

Key words: geothermal waters; hydrochemistry; stable isotope; strontium

本文由中国地质调查局地质调查项目(编号: DD20221677-2; DD20201165)和中央财政基本科研业务费项目(编号: JKY202004)联合资助。

收稿日期: 2022-10-13; 改回日期: 2022-12-15; 网络首发日期: 2022-12-22。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 余廷溪, 女, 1997 年生。硕士研究生。水文地质专业。E-mail: yutx2020@163.com。

*通信作者: 刘凯, 男, 1983 年生。正高级工程师。长期从事水文地质相关研究。E-mail: liukai@cags.ac.cn。

地热资源在能源开采过程中更加稳定,不受天气、季节等变化影响,具有极好的利用价值。在开发利用深部地热资源的同时可以有效控制地震活动、地气无序溢出及火山运动等地质灾害的发生。我国地热资源分布广泛,以中低温地热资源为主,在云南、广东、江西、北京、吉林、新疆等地均有地热利用工程。中低温地热资源在大型沉积盆地中具有储层多、分布广、储量大等特点,主要分布于我国东部、松辽盆地、环鄂尔多斯断陷盆地等地区(王贵玲等, 2017; 卢予北等, 2018)。

由于地下水中各组分的相互关系受经历的水文地球化学过程所控制,可以利用地下热水水化学特征研究地热流体的特征和成因,了解地下热水的化学成份和补给来源,以揭示热循环机制。Piper 于 20 世纪所提出的 Piper 三线图简便直观地对地下水水样化学类型进行区分, Schoeller 图能够直观地展现研究区水样离子含量变化,展示离子浓度的变化趋势,同时由离子特征系数判定地下水的来源及所处环境的封闭程度(薛燕等, 2022); Craig(1961)利用氢氧同位素在空间上的分布规律提出大气降水线概念,在此基础上郑淑蕙对中国各地大气降水进行研究并总结出全国大气降水线,并以此判断地下水的补给来源及循环途径(郑淑蕙等, 1983); 此外,利用氢氧稳定同位素的空间分布特征可以验证高程效应及纬度效应,结合二端元模型计算不同水源对河流的补给关系及混合比例(卞跃跃等, 2018; 林韵等, 2020; 刘芳等, 2020); 由大气降水线与水样点位置关系判断水汽再循环现象(张兵等, 2014), 结合氡盈余现象判定地热水在循环过程中与岩层相互作用程度(刘凯等, 2015; 李永康等, 2021; 杜晨等, 2022); 锶同位素能体现地下热水在含水层中的滞留情况,由 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高低判断地下水来源(赵平等, 2003; Li et al., 2017; 山俊杰, 2020); 基于矿物在地下水中溶解度的不同,利用地热水中矿物饱和指数与温度的关系来判断计算热储温度(Reed et al., 1984; 谭梦如, 2018); 利用地热水 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 SiO_2 等数据也可针对不同条件下的地热水进行分析,估算研究区热储温度及地热水与冷水的混合情况(吴桂武等, 2015; 李常锁等, 2018; 多晓松, 2020)。

江西中低温地热资源丰富,不少学者在九江、萍乡、赣州等地进行了大量研究(胡圣标等, 1992)。通过分析断裂构造、长期观测地热流体的动态变化,评判了江西遂川、温汤等地循环途径及地区地热开采潜力(朱章显, 2007; 辛田军等, 2016); 通过分析罗溪、上温寮、庐山等地地下热水阴阳离子、特殊组分、同位素组成等,估算地区地热水补给来源、

年龄、循环深度及冷热水混合情况,判定地热水形成原因,并对地区地热水合理开采及保护提出建议(李鹭等, 2019; 樊柄宏等, 2020; 鲍志诚等, 2021); 对宜春等地地下水中锆同位素进行研究,分析研究区内地热水起源及渗流途径(高胜强等, 2022); 在整体上,评估江西干热岩地热资源,估算其地热能资源量,对地区开采深度及目标温度提出建议(余敏等, 2015)。

本文对江西吉安市安福地区 15 组水样进行水文地球化学分析,通过不同类型地下水对研究区水化学特征、稳定同位素组成进行分析,讨论研究区地热水补、径、排情况,研究地下热水形成与演化,揭示地热水形成原因,计算当地热储温度及循环深度,补全武功山南部安福地区地热资源资料,对安福地区地热资源的合理开发与保护提供科学依据。

1 研究区概况

研究区位于江西省吉安市安福地区武功山东南部(图 1),为丘陵、山区地貌,成因类型主要为侵蚀剥蚀地貌类型。地层主要为白垩纪晚侏罗世羊狮慕序列,北部部分区域有白垩纪早志留世武功山序列地层出露,出露面积不大。研究区历经多期次构造运动、变质作用及岩浆侵入,出露大片的黑云二长花岗岩和混合岩。研究区内断裂带呈北东方向展布贯穿整个研究区,倾角 $20^\circ \sim 50^\circ$ 不等,延长 50 km,带宽 30~320 m。总体以硅化破碎为主,断裂带宽窄变化大,带内构造岩分带明显且重复出现。研究区地下水含量丰富,主要类型为基岩裂隙水,补给来源为大气降水。研究区两处地热区分别为文家地热井及温塘地热泉,均位于断裂带附近,由地下热源将地下冷水加热后沿断裂带上升形成。根据现场测试的结果,地热水温度为 $30 \sim 60^\circ\text{C}$, 水中含有 Sr、F、Li、Se、偏硅酸等物质,对人体有一定的医疗价值。

2 样品采集和实验方法

水样采集时间为 2021 年 5 月,采集地表水、泉水及地下热水水样共 15 个,采集泉水及地下热水时尽量靠近水源源头,采样前用泉水润洗取样瓶三遍,装有硝酸、氢氧化钠等保护剂的棕色玻璃瓶则不润洗,装瓶时尽量将瓶口装满以排出空气,随后拧紧并做好标记。地热井直采时 pH、EC 及 Eh 使用便携式水质检测仪测试,溶解氧(DO)及水温利用哈希水质检测仪检测。美国 BETA 实验室进行放射性碳测年,应用加速质谱仪(AMS)和 Gasbench II-连续流稳定同位素质谱仪(IRMS)完成 ^{13}C 、 ^{14}C 的测试。同位素及放射性测试由中科院地理研究所完成,氡测

试依据为《水中氟的分析方法》(GB12375—1990), Sr 和 ^{34}S 按照《岩石中铅、锶、钕同位素测定方法》(GB/T 17672—1999),《硫酸盐中硫同位素组成的测定》(DZ/T0184.15—1997)进行测定;水化学分析由圭瑞测试科技(北京)有限公司完成,钾、钠、氨氮、碳酸盐等严格按照《水质 65 种元素的测定电感耦合等离子体质谱法》(HJ 700—2014)、《水质氨氮的测定纳氏试剂分光光度法》(HJ 535—2009)及《地质矿产实验室测试质量管理规范》(DZ/T 0130—2006)的要求进行样品分析。

3 水化学特征

3.1 水化学离子

对研究区三种类型水样中的主要阴阳离子、 Sr^{2+} 、偏硅酸含量、水温及溶解性总固体(TDS)进行相关性分析(表 1)。在地热水中, TDS 与 Na^+ 、 K^+ 、 HCO_3^- 、偏硅酸均显著相关, 相关系数为 0.95、0.94、

0.88、0.91, 且 K^+ 、 Na^+ 、 HCO_3^- 与偏硅酸两两相关性较好, 表明钠长石、钾长石与黑云二长花岗岩的溶解对研究区水化学组成有明显的控制作用, 研究区地热水在演化过程中离子来源相似。在地下热水与地下冷水中, Sr^{2+} 与偏硅酸相关系数分别为 0.65 及 0.61, 而地表水中其相关性仅为 0.34, 在地下水循环过程中, 含锶矿物溶解具有指示性特征。分析研究区冷水及地热水阴阳离子, 其中地热水 Na^+ 含量为 15.2~19.2 mg/L, HCO_3^- 含量为 13.2~53.2 mg/L(表 2), 化学类型均为 HCO_3^- -Na 型水, Na^+ 由于其较高的溶解度及较强的迁移能力, 钠长石风化溶解的 Na^+ 成为研究区域地热水中的主要阳离子(图 2a); 大部分区域主要阴离子为 HCO_3^- (图 2b), 其中文家地热井(AF0102)地热水中主要阴离子为 CO_3^{2-} , CO_3^{2-} 含量为 10.6 mg/L, 该点地热水水温 60 $^{\circ}\text{C}$, CO_2 含量极少且 F 较高, 可判断该处地热水在循环过程中 CO_2 与萤石(CaF_2)等含氟矿物发生反应, 生成 CaCO_3 沉淀与大量 CO_3^{2-} , 与其他水样相比 Mg^{2+} 含量极少且 CO_3^{2-} 含量较高。

研究区冷水氟离子含量为 0~0.117 mg/L, 文家地热井水(AF0102)及温塘地热泉(AF0109)氟离子含量远高于冷水, 分别为 3.01 mg/L 和 1.84 mg/L, 其中文家地热井水氟离子浓度大于 2 mg/L, 可命名为氟水; 地表水偏硅酸含量为 4.6~21.6 mg/L, 地下冷水偏硅酸含量为 24.0~33.4 mg/L, 文家地热井(AF0102)及温塘地热泉(AF0109)偏硅酸含量分别为 63.1 mg/L、62.6 mg/L, 地热水中偏硅酸含量大于 50 mg/L, 可命名为硅水, 大部分地下冷水含量超过 25 mg/L, 达到国家医疗价值标准。

利用离子浓度比的关系可揭示地下水的演化过程及各离子的矿物来源(表 3)。钠氯系数($\gamma_{\text{Na}/\gamma_{\text{Cl}}}$)是评价地层封闭性、地层水变质程度和活动性的重要指标(何明霞等, 2021; 罗宝玲, 2014), 海水的钠氯系数比为 0.85, 其系数比越低则表示变质作用越强烈, 地层封闭程度越高; 若钠氯系数比接近于 1, 则表明

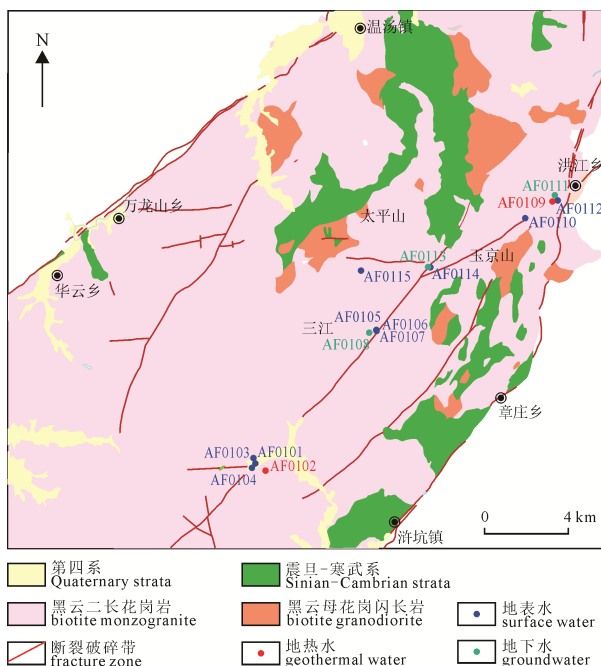


图 1 采样点分布图

Fig. 1 Location of sampling sites

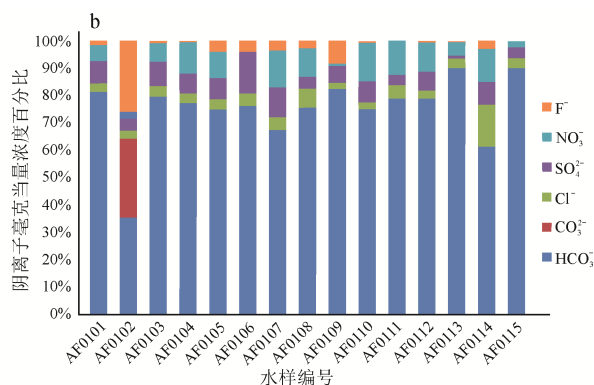
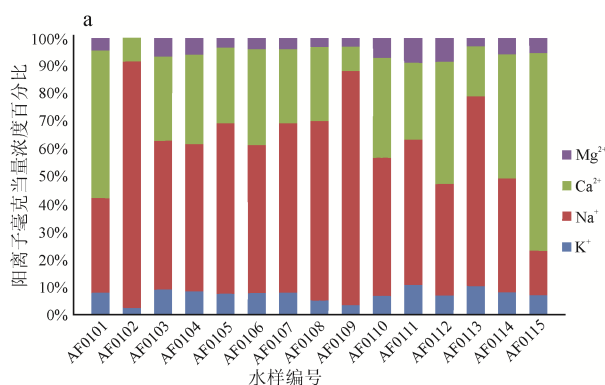


图 2 研究区水样阳离子(a)、阴离子(b)柱状图

Fig. 2 Histogram of cations(a) and anions(b) in water samples from the study area

地下水是受到岩盐地层溶滤作用影响较大。安福地区地下热水与冷水钠氯系数比均远大于 0.85, 其来源于大陆气团; 两处地热水钠氯系数较大, 为 35.73~40.98。

脱硫系数($100\gamma\text{SO}_4^{2-}/\gamma\text{Cl}$)的大小可用来判别地下热水所处环境, 脱硫酸细菌在还原环境下将 SO_4^{2-} 还原为 H_2S 的现象, 地层还原环境越强, 脱硫系数越小, 封闭性越好(韩光等, 2021)。研究区脱硫系数范围为 83.14~662.54, 远大于 1, 且水样中 S^{2-} 含量 < 0.005 mg/L, Eh 值为 112~195, 研究区地下热水处于氧化环境, 钠氯系数较大, 裂隙发育明显, 该处地层封闭条件较差, 有外部水体混入。

钙镁系数($\gamma\text{Ca}/\gamma\text{Mg}$)可用于判别水体中的离子来

源。研究区内钙镁系数比值大于 2, 该地区硅酸盐风化或石膏溶解占有主要地位(龚磊等, 2021)。结合研究区多为黑云二长花岗岩, SO_4^{2-} 含量较低, 判断该处离子来源多为硅酸盐岩风化形成。

3.2 水化学特征分析

水化学特征对地下水的补径排条件以及水岩相互作用过程具有重要的指示作用, 由 Piper 三线图(图 3a)可知, 地热水文家地热井(AF0102)为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型水, 温塘地热泉(AF0109)为 $\text{CO}_3\text{-HCO}_3\text{-Na}$ 型水, 地下冷水多为 $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ 型水; 明月山水库水为补给区, 为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型水, 随着地表水径流与硅酸盐水解反应, 地表水类型由补给来源的 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型水向 $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ 型演化。

表 1 研究区水样离子相关性
Table 1 Ion correlation of water samples in the study area

类型		水温	TDS	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	F^-	Sr^{2+}	偏硅酸
地热水	水温	1.00											
	TDS	0.57	1.00										
	K^+	0.37	0.94	1.00									
	Na^+	0.71	0.95	0.87	1.00								
	Ca^{2+}	0.21	0.62	0.67	0.45	1.00							
	Mg^{2+}	-0.11	0.70	0.85	0.57	0.52	1.00						
	Cl^-	0.47	0.85	0.78	0.88	0.41	0.63	1.00					
	SO_4^{2-}	0.35	0.90	0.96	0.86	0.59	0.85	0.75	1.00				
	HCO_3^-	0.18	0.88	0.94	0.79	0.58	0.94	0.81	0.95	1.00			
	F^-	0.93	0.79	0.64	0.91	0.33	0.19	0.71	0.62	0.48	1.00		
	Sr^{2+}	0.15	0.86	0.95	0.76	0.63	0.95	0.78	0.94	1.00	0.45	1.00	
	偏硅酸	0.80	0.91	0.79	0.98	0.39	0.44	0.87	0.74	0.68	0.95	0.65	1.00
地下水	水温	1.00											
	TDS	0.55	1.00										
	K^+	0.20	0.74	1.00									
	Na^+	0.72	0.92	0.62	1.00								
	Ca^{2+}	0.03	0.48	0.45	0.19	1.00							
	Mg^{2+}	-0.17	0.55	0.71	0.31	0.69	1.00						
	Cl^-	0.41	0.76	0.75	0.74	0.28	0.57	1.00					
	SO_4^{2-}	0.33	0.83	0.49	0.74	0.54	0.62	0.50	1.00				
	HCO_3^-	0.13	0.86	0.83	0.73	0.49	0.79	0.74	0.80	1.00			
	F^-	0.93	0.76	0.35	0.91	0.08	-0.01	0.55	0.57	0.40	1.00		
	Sr^{2+}	0.12	0.86	0.77	0.71	0.56	0.81	0.70	0.86	0.99	0.39	1.00	
	偏硅酸	0.77	0.87	0.68	0.95	0.17	0.30	0.82	0.57	0.65	0.89	0.61	1.00
地表水	水温	1.00											
	TDS	0.53	1.00										
	K^+	0.18	0.75	1.00									
	Na^+	0.72	0.86	0.55	1.00								
	Ca^{2+}	-0.05	0.40	0.43	-0.05	1.00							
	Mg^{2+}	-0.18	0.57	0.73	0.26	0.52	1.00						
	Cl^-	0.05	0.34	0.36	0.21	0.31	0.31	1.00					
	SO_4^{2-}	0.32	0.81	0.48	0.72	0.29	0.61	0.25	1.00				
	HCO_3^-	0.12	0.86	0.84	0.63	0.50	0.79	0.28	0.76	1.00			
	F^-	0.92	0.71	0.30	0.91	-0.07	-0.04	0.17	0.56	0.34	1.00		
	Sr^{2+}	0.08	0.84	0.78	0.55	0.65	0.80	0.39	0.78	0.97	0.29	1.00	
	偏硅酸	0.75	0.73	0.53	0.94	-0.21	0.20	0.08	0.51	0.49	0.86	0.34	1.00

表 2 研究区水化学组分分析结果
Table 2 Analysis results of water chemical composition in the study area

样品编号	水样 类型	K ⁺ /(mg/L)	Na ⁺ /(mg/L)	Ca ²⁺ /(mg/L)	Mg ²⁺ /(mg/L)	HCO ₃ ⁻ /(mg/L)	Cl ⁻ /(mg/L)	SO ₄ ²⁻ /(mg/L)	NO ₃ ⁻ /(mg/L)	pH	水温 /°C	Eh /mV	TDS /(mg/L)
AF0101	地表水	0.60	1.52	4.15	0.21	14.60	0.310	2.34	1.04	8.27	22.2	35.0	25
AF0102	地热水	0.70	15.2	2.47	0.02	13.20	0.575	2.83	0.86	8.74	60.0	112.0	43
AF0103	地表水	0.37	1.30	1.28	0.17	11.30	0.314	1.95	0.98	8.18	23.5	145.0	14
AF0104	地表水	0.52	1.96	2.07	0.23	10.20	0.267	1.52	1.55	8.31	22.2	149.0	18
AF0105	地表水	0.50	2.40	1.86	0.14	10.20	0.295	1.66	1.35	7.98	19.0	173.0	26
AF0106	地表水	0.34	1.38	1.56	0.11	8.54	0.288	1.76	0.60	8.11	19.0	194.0	12
AF0107	地表水	0.52	2.35	1.80	0.16	8.54	0.346	2.13	1.76	7.89	19.0	194.0	14
AF0108	地下水	0.35	2.60	1.88	0.13	10.50	0.564	0.91	1.48	7.33	20.1	127.0	18
AF0109	地热水	1.30	19.2	3.51	0.72	53.20	0.833	5.94	0.27	7.20	30.0	195.0	64
AF0110	地表水	0.58	2.52	3.18	0.38	15.90	0.288	2.58	3.05	7.54	19.0	194.0	21
AF0111	地下水	1.03	2.94	2.72	0.53	18.20	0.675	1.26	2.96	5.93	24.0	167.0	24
AF0112	地表水	0.82	2.80	5.38	0.63	23.60	0.485	3.21	3.28	6.51	20.0	181.0	32
AF0113	地下水	1.03	4.02	1.85	0.18	19.90	0.443	0.50	1.05	6.16	19.0	171.0	22
AF0114	地表水	0.62	1.85	3.53	0.28	10.70	1.570	2.23	2.16	7.36	17.8	185.0	22
AF0115	地表水	0.95	1.27	9.93	0.45	31.80	0.750	2.31	0.73	7.30	21.8	172.0	36

表 3 研究区水样离子系数比
Table 3 Ratio of ionic coefficients of water samples in the study area

水点类型	水样编号	水点名称	$\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$	$\gamma\text{Ca}/\gamma\text{Mg}$	$100\gamma\text{SO}_4^{2-}/\gamma\text{Cl}$
地热水	AF0102	文家地热井	40.98	75.03	364.00
	AF0109	温塘地热泉	35.73	2.96	527.39
地下水	AF0108	垱头下降泉	7.15	8.79	119.85
	AF0111	温塘北东地下水	6.75	3.12	138.06
	AF0113	塘家山泉水	14.07	6.24	83.14
地表水	AF0103	嵯源水厂	6.42	4.57	558.27
	AF0104	嵯源水厂回灌井	11.38	5.47	459.30
	AF0105	嵯源水厂南河	12.61	8.07	421.04
	AF0106	三江南南东向溪水	7.43	8.62	416.17
	AF0107	三江东南向溪水	10.53	6.83	451.97
	AF0101	三江北东向溪水	7.60	12.01	455.29
	AF0110	山峰村北溪水	13.56	5.08	662.54
	AF0112	温塘东南溪水	8.95	5.19	489.50
	AF0114	塘家山东南泉水	1.83	7.66	105.05
	AF0115	明月山水库	2.63	13.41	227.79

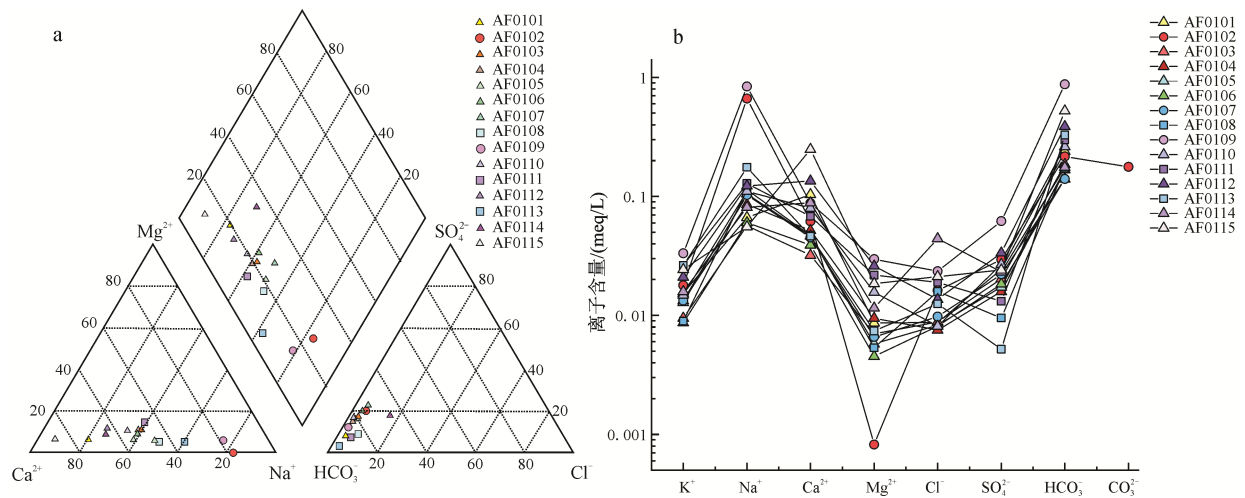


图 3 研究区水化学 Piper 三线图(a)及 Schoeller 图(b)
Fig. 3 Piper trilinear (a) and Schoeller diagrams (b) of water chemistry in the study area

根据 Schoeller 图研究(图 3b), 同一区域冷水水样具有相似的水化学组成, 离子变化趋势基本一致, 表明其演化途径相似。文家地热井(AF0102) Mg^{2+} 及 CO_3^{2-} 离子趋势与附近地下水有较大差异, 表明其有更深的径流循环及不同类型的矿物溶解。

Gibbs 图利用 TDS 与水中 $\text{Na}^+(\text{Na}^++\text{Ca}^{2+})$ 、 $\text{Cl}^-(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ 的比值关系判断水中离子的来源, 其控制因素可分为蒸发浓缩、岩石风化、大气降水。研究区水样点均落在岩石风化区域且部分向大气降水区域偏离(图 4a)。地下冷水及地热水 TDS 浓度 10~100 mg/L, $\text{Na}^+(\text{Na}^++\text{Ca}^{2+})$ 在 0.6~0.9 之间, 而 $\text{Cl}^-(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ 接近 0.1; 地表冷水 $\text{Na}^+(\text{Na}^++\text{Ca}^{2+})$ 在 0.1~0.7 之间, 而 $\text{Cl}^-(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ 低于 0.2。研究区水样离子由岩石风化及大气降水作用共同影响, 岩石风化作用占主要地位; 由于研究区硅酸盐岩风化水解作用, 水体中 HCO_3^- 含量偏高, 使得水样点在 TDS- $\text{Cl}^-(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ 中向左侧堆积(图 4b)。

由 $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ 与 $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 比值、 $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ 与 $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 比值可以判别蒸发岩溶解、硅酸盐水解及碳酸盐岩风化对研究区地下水及地表水的影响。地下冷水及地热水及地表水分布在硅酸盐水解区域附近(图 5), 研究区地下水离子成分主要来源于硅酸盐水解作用, 地表水离子主要由硅酸盐水解控制; 地热水随着循环深度的增加, 受到离子交换作用及岩石矿物相互作用的影响, $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 比值偏低。

4 同位素特征

4.1 氢氧同位素特征

通过对不同高度大气降水中 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系进行拟合, 得出全球大气降水线, 判断研究区地下水的补给来源, 研究其循环过程。研究区地热水及地下冷水氢氧同位素组成落在全球大气降水线以上(图 6), 表明研究区地下水均为大气降水补给且在循环过程中经历了硅酸盐水解现象(Pang et al., 2017)。同时

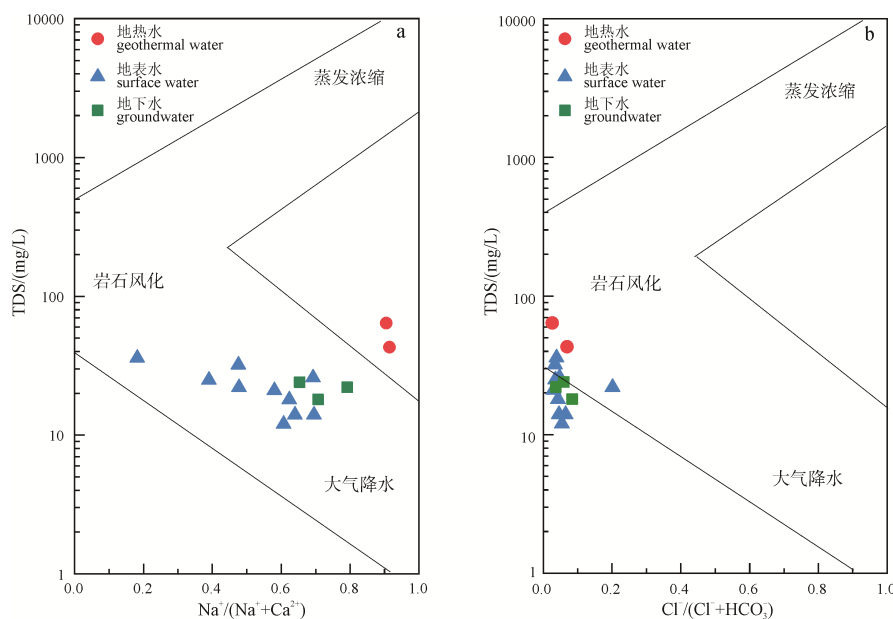


图 4 研究区水样 Gibbs 图
Fig. 4 Gibbs plot of water samples

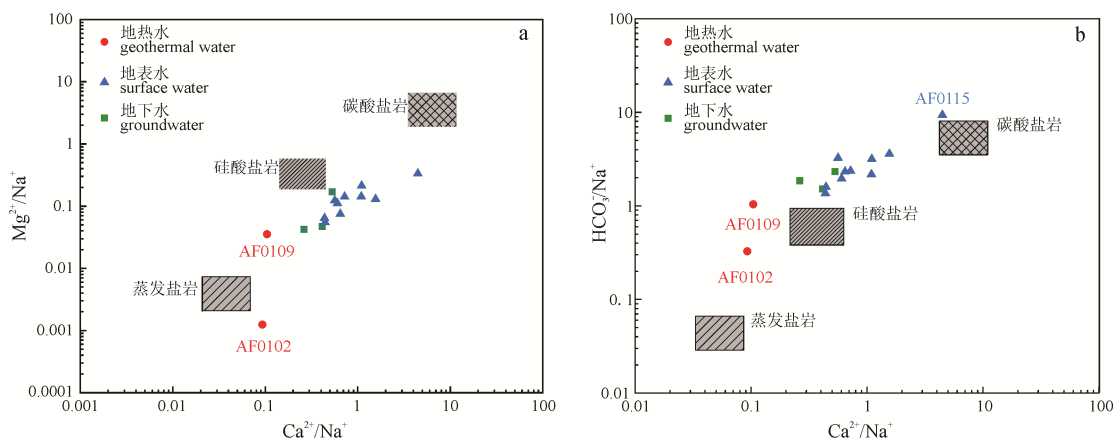


图 5 研究区水样 $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (a) 及 $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (b) 比值关系
Fig. 5 Relationship of $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (a), $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (b) in water samples

可发现拟合线斜率小于当地大气降水线斜率, 水源在补给过程中有水汽再循环现象, 存在一定程度蒸发作用。地热水、地下冷水及地表水由上至下明显有分段现象, 有水力联系但循环途径有一定的差异, 研究区地热水由于为中低温温泉, 温度为 30~60℃, 且在循环过程中存在与浅表冷水混合现象, 因此在图中氧漂移现象并不明显。

氡盈余($d\text{-excess} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$)可反映出地下热水在循环过程中与围岩相互作用程度, 其值与地下水的滞留时间存在直接联系。大气降水入渗补给地下水后随着循环时间增长, 地热水与围岩同位素交换程度越高, 将导致地热水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高而 $\delta^2\text{H}$ 变化不大, $d\text{-excess}$ 值越小。安福地区地下热水 $d\text{-excess}$ 值为 10.61‰~12.68‰, 地下水 $d\text{-excess}$ 值为 9.56‰~21.68‰, 地表水 $d\text{-excess}$ 值为 10.6‰~21.22‰, 大部分点落于 $d\text{-excess}=10\text{‰}$ 上方, 降水气团来自于内陆。与冷水相比, 地热水 $d\text{-excess}$ 值相对较低且氡值明显小于冷水(图 7), 地下热水除了受到蒸发作用影响外, 在岩层中有较长时间的滞留。

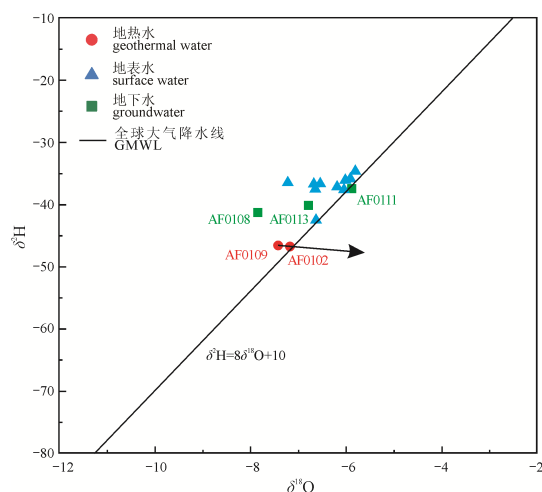


图 6 研究区水样 $\delta^2\text{H}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 关系
Fig. 6 Relationship between $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$

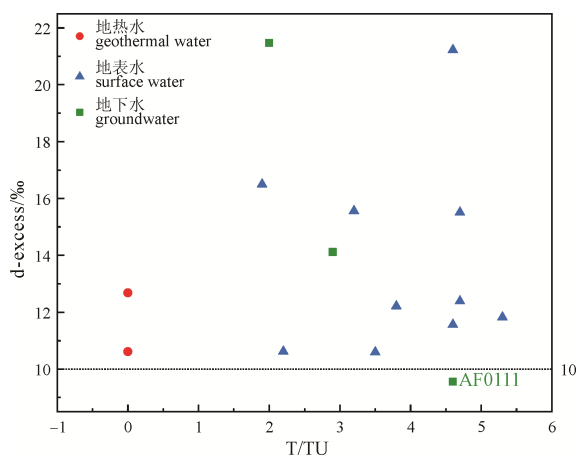


图 7 研究区水样 $d\text{-excess}$ 值与氚(T)的关系
Fig. 7 Relationship between $d\text{-excess}$ and tritium (T) in water samples

4.2 锶同位素特征

陆相流体受地壳物质的影响下 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值偏高, 海水来源受地幔物质的影响 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值偏低。根据研究区水样数据绘制 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值图(图 8)。两处温泉点中文家地热井(AF0102)、温塘地热泉(AF0109)锶同位素比值范围为 0.729 075~0.731 792, 平均值为 0.730 434, 位于壳源硅铝质岩锶同位素平均值上方, 具有高锶同位素值特征; 地下水锶同位素比值平均值为 0.720 935, 处于壳源硅铝质岩锶同位素平均值附近且远高于早白垩世海水锶同位素平均值, 说明研究区地下水锶元素主要来源于地壳中含锶矿物岩石(表 4)。与地表水及地下冷水相比, AF0115 为明月山顶水库点水样, 标高 1 517 m, 直接受到大气降水补给, 硅酸岩水解影响小, 从而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 偏低, 在图中呈现出偏离现象。

为了进一步追溯研究区水的来源, 通过锶浓度、TDS 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的关系来进行分析(图 9, 图 10)。研究区地热水中锶浓度为 9.12~50.90 $\mu\text{g/L}$, 地下冷水中锶浓度为 6.90~13.2 $\mu\text{g/L}$, 地表水中锶浓度为

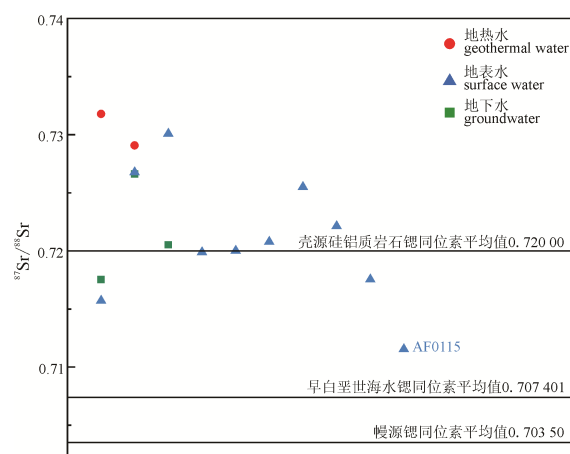


图 8 研究区水样 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值
Fig. 8 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of water samples

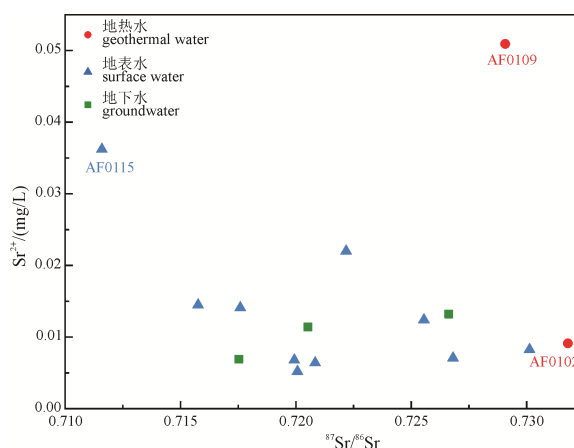


图 9 研究区水样 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 Sr^{2+} 关系
Fig. 9 Relationship between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and Sr^{2+} in water samples

表 4 研究区水样 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值及其平均值
Table 4 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values and their mean values for water samples

水点类型	水样编号	水点名称	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	平均值
地热水	AF0102	文家地热井	0.731 792	0.730 434
	AF0109	温塘地热泉	0.729 075	
地下水	AF0108	垱头下降泉	0.720 833	0.720 935
	AF0111	温塘北东地下水	0.726 629	
	AF0113	塘家山泉水	0.720 519	
	AF0101	嵎源水厂	0.715 759	
地表水	AF0103	嵎源水厂回灌井	0.726 809	0.720 712
	AF0104	嵎源水厂南河	0.730 128	
	AF0105	三江南南向溪水	0.719 935	
	AF0106	三江东南向溪水	0.717 527	
	AF0107	三江北东向溪水	0.720 069	
	AF0110	山峰村北溪水	0.725 548	
	AF0112	温塘东南溪水	0.722 174	
	AF0114	塘家山东南泉水	0.717 587	
	AF0115	明月山水库	0.711 587	
	AF0102	文家地热井	0.731 792	
	AF0109	温塘地热泉	0.729 075	

6.79~36.2 μg/L, 均为低锶浓度水。高 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值低锶浓度水, 可被认为是大气降水起源, 低 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值高锶浓度水为深部热液混合, 文家地热井(AF0102)由于在循环过程中地热水与地表冷水的混合作用, 与温塘地热泉(AF0109)相比锶浓度偏低。

研究区地热水 TDS 为 43~64 mg/L, 地下水为 18~24 mg/L, 地表水为 12~36 mg/L, 均为低矿化度水。地热水水样点向右上方偏移, 表现出高 TDS 与高 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值特征, 符合地下热水深循环情况。

5 结果与讨论

5.1 热储温度及冷热水混合

热储温度常通过阳离子地热温标、二氧化硅温标来估算。从研究区 Na-K-Mg 三角图可知(图 11), 研究区地热水、地下冷泉及地表水均为未成熟水, 表明在研究区地热环境中的地下热水与岩石矿物未达到水-岩平衡状态, 不适合利用阳离子地热温标进行计算, 同时可推测地热水在上升过程中发生了冷热水混合现象。

在地热水温度小于 300 ℃且随着循环过程中温度降低的情况下, 石英和无定形 SiO₂ 不随着周围压力与盐度的变化而变化, 由石英地热温标分布图(图 12)文家地热井(AF0102)位于石英最大蒸汽损失线之下, 计算得热储温度为 101.4 ℃(式 1), 温塘地热泉(AF0109)水样点位于方英石线附近, 计算得热储温度为 49.8 ℃(式 2)。

石英温标-最大蒸汽损失:

$$T=1522/(5.75-\lg\text{SiO}_2)-273.15 \tag{1}$$

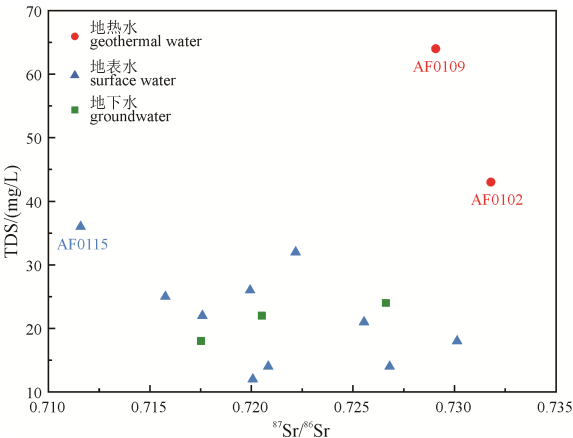


图 10 研究区水样 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值与 TDS 关系
Fig. 10 Relationship between ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio and TDS in water samples

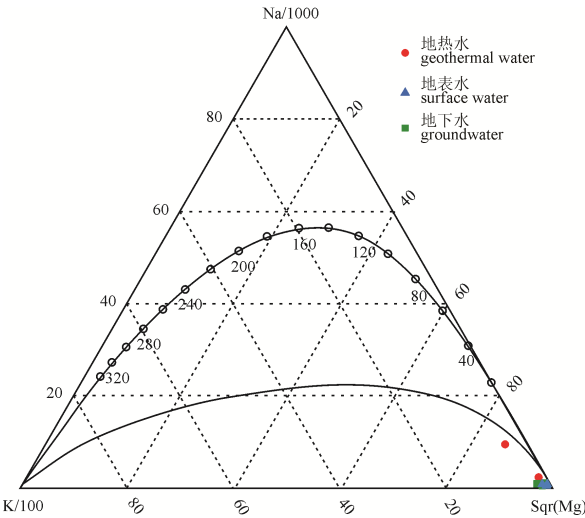


图 11 研究区 Na-K-Mg 三角图
Fig. 11 Ternary diagram of Na-K-Mg in the study area

方英石温标:

$$T=1\,000/(4.78-\lg\text{SiO}_2)-273.15 \quad (2)$$

其中: T 为热储温度($^{\circ}\text{C}$); SiO_2 为地下水二氧化硅浓度(mg/L)。

在地热水系统中, 原有的热水平衡会因冷热水混合而改变, 导致部分矿物过饱和或者析出的现象。深部热水的初焓和 SiO_2 含量在冷水混合的影响下降低, 设冷水混合比例为 X , 通过硅焓方程可对冷热水混合比例进行计算(Fournier, 1977; 邓吉, 2021):

$$S_c+S_h(1-X_1)=S_s \quad (3)$$

$$\text{SiO}_{2c}+\text{SiO}_{2h}(1-X_2)=S_{2s} \quad (4)$$

式中: S_c 为地表冷水初焓, 使用热水水样附近地表冷水初焓数据; S_h 为深部热水初焓; S_s 为泉水终焓; SiO_{2c} 为地表冷水 SiO_2 含量, 使用热水水样附近地表冷水 SiO_2 数据; SiO_{2h} 为深部热水 SiO_2 的初始含量, 是 S_h 的函数。

通过公式模拟两条冷热水混合比例随温度变化的曲线, 由两条曲线相交点即可得知该处地热水点的冷水混入情况及深部热储温度。可得知文家地热井(AF0102)冷热水混合比例为 79.1%, 热储温度为

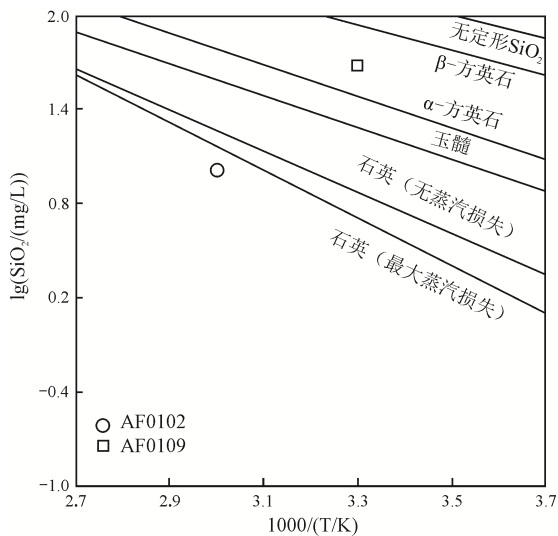


图 12 研究区地下热水 SiO_2 温标分布图
Fig. 12 Distribution of underground hot water SiO_2 temperature scale

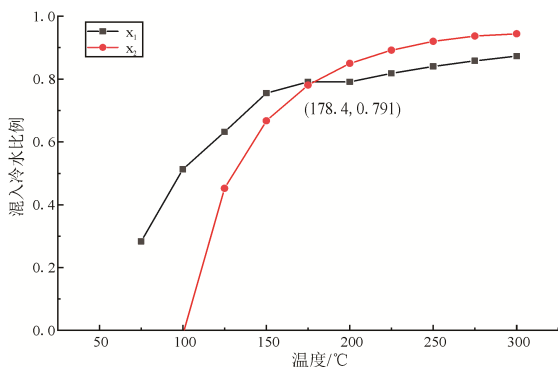


图 13 文家地热井(AF0102)混合比例图
Fig. 13 Wenjia geothermal spring (AF0102) mixing ratio chart

178.4 $^{\circ}\text{C}$ (图 13)。温塘地热泉(AF0109)两条曲线未发生相交(图 14), 考虑到有蒸汽损失的情况, 可以应用 Truesdell et al.(1977)提出的考虑最大蒸汽损失情况下, 利用 SiO_2 溶解度和焓之间的关系估算研究区热储温度及冷水混合比例。利用 SiO_2 溶解度和焓之间的关系进行绘图。

$$X=1-(AB/AC) \quad (5)$$

$$X=1-(AB/AE) \quad (6)$$

其中 X 为冷水混合比例。

文家地热井(AF0102)中, A、B 点相连并延长可以与石英溶解度曲线相交于点 C, C 坐标为(163.0, 152.7), C 点横坐标即为深部热水焓值(图 15)。温塘地热泉(AF0109)中, A、B 延长线与石英溶解度曲线无相交点, 表明在冷热水混合之前深部地热水已经发生了蒸汽损失, 由 $X=1-(AB/AE)$ 计算考虑最大蒸汽损失情况下冷水混合比例。F 点横坐标数值为地热水蒸汽损失之前的焓值, G 点纵坐标数值为蒸汽损失之前地热水溶解的 SiO_2 含量(图 16)。计算可得文家地热井(AF0102)冷水混合比例为 73.0%, 热储温度为 163 $^{\circ}\text{C}$; 温塘地热泉(AF0109)冷水混合比例为 87.5%, 热储温度为 183.5 $^{\circ}\text{C}$ 。

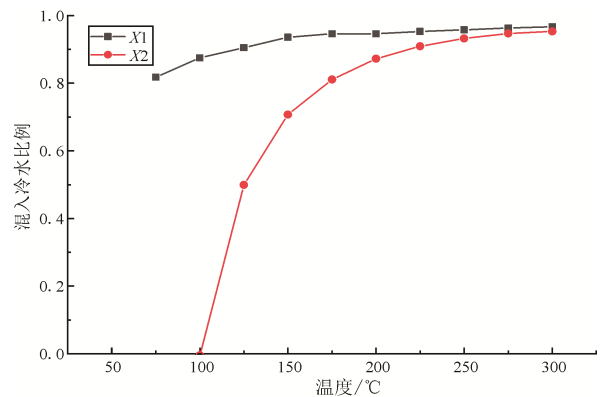


图 14 温塘地热泉(AF0109)混合比例图
Fig. 14 Wentang geothermal spring (AF0109) mixing ratio chart

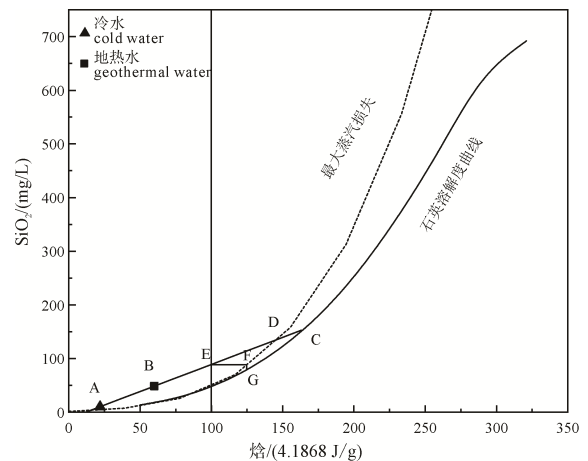


图 15 文家地热井(AF0102)热储温度的硅焓图解
Fig. 15 Silicon enthalpy diagram of the thermal storage temperature of the Wenjia geothermal well (AF0102)

石英温标法、硅焓方程与硅焓图解法所计算出热储温度差异较大,由于研究区断裂有岩石硅化带填充,导致地热水在循环上升过程中再次溶解较多SiO₂,使得硅焓方程与硅焓图解法所计算热储温度偏高。结合钻孔时所测井底温度,文家地热井深90.32 m时井底温度为79℃;温塘地热50 m深测温26.6℃,判断石英温标法较为正确,即文家地热井(AF0102)热储温度为101.4℃,温塘地热泉(AF0109)热储温度为49.8℃。

硅焓方程与硅焓图解法所得出冷水混合比例相近,取其平均值作为最终结果:文家地热井水(AF0102)冷水混合比例为76.1%;温塘地热水(AF0109)冷水混合比例为87.5%(表5)。

5.2 地热水循环深度

研究区地热水由大气降水补给入渗,经过循环及地热增温后沿断裂上升至地表形成,根据式(7)估算研究区地温梯度为3.6℃/(100 m)。

$$G=(t_0-t)/(h_0-h) \tag{7}$$

式中: G 为地温梯度(℃/(100 m)); t_0 为孔底温度(℃), 59.6℃; t 为当地年平均气温(℃), 17℃; h_0 为孔底深度(m), 为1 190 m; h 为恒温带深度(m), 取江西地区恒温带平均深度30 m。

地下水二氧化硅浓度取决于地下水循环过程中二氧化硅矿物的溶解,矿物中二氧化硅溶解度与水温呈正相关关系,由此可通过水样中二氧化硅浓度估算循环深度(式(8)、式(9)):

$$T=1032/(4.69-\lg C)-273.15 \tag{8}$$

$$H=(T-T_0)/G+h \tag{9}$$

式中: T 为达到循环深度的地温(℃); C 为水中二氧化硅浓度(mg/L); H 为热储深度(m); T_0 为恒温带温

度(℃), 研究区取17℃; G 为地温梯度(℃/(100 m)), 为3.6℃/(100 m); h 为恒温带深度(m)。

研究区地热水循环深度在1502.6~1513.6 m, 地下冷水循环深度为343.4~709.8 m(表6)。

5.3 地热水补给高程

在地形起伏较大的地区,大气降水中²H和¹⁸O含量会随着海拔高度的增加而下降。可通过计算研究区水样的补给高程来确定大气降水对其补给作用,以便了解研究区的地下水的运移与循环。

$$H=h+(\delta G-\delta P)/k \tag{10}$$

式中: H 为水样点补给高程(m); δG 为水样 $\delta^2\text{H}$ 或 $\delta^{18}\text{O}$ 值; δP 为取样点附近大气降水 $\delta^2\text{H}$ 或 $\delta^{18}\text{O}$ 值; h 为取样点标高(m); k 为大气降水氢或氧同位素梯度值, ‰/(100 m)。

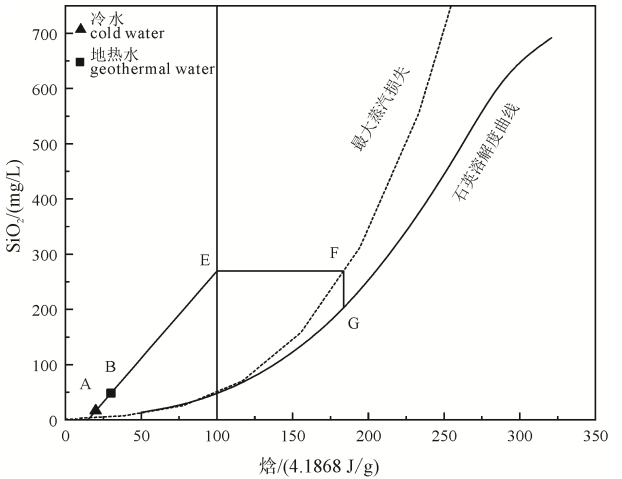


图 16 温塘地热泉(AF0109)热储温度的硅焓图解
Fig. 16 Silicon enthalpy diagram of thermal storage temperature at the Wentang geothermal spring (AF0109)

表 5 研究区地热水热储温度及冷水混合比例
Table 5 Geothermal water thermal storage temperature and cold water mixing ratio

编号	水点名称	热储温度/℃			冷水混合比例/%	
		石英温标	硅焓方程	硅焓图解	硅焓方程	硅焓图解
AF0102	文家地热井	101.4	178.4	163.0	79.1	73.0
AF0109	温塘地热泉	49.8	—	183.5	—	87.5

注: “—” 表明该方法不适用。

表 6 研究区地热水及地下水循环深度
Table 6 Depth of geothermal water and groundwater circulation

水样编号	水点名称	水点类型	取样点标高/m	循环深度/m
AF0102	文家地热井	地热水	342	1 513.6
AF0109	温塘地热泉	地热水	246	1 502.6
AF0108	垵头下降泉	地下水	578	343.4
AF0111	温塘北东地下水	地下水	254	709.8
AF0113	塘家山泉水	地下水	654	587.3

由于地热水在循环过程中由于压力及温度的影响下氧同位素会有不同程度的氧漂移现象, 而氢同位素在岩石矿物中含量极少, 此次通过对研究区不同高程水样点的氢同位素数据进行拟合(图 17)。水样 $\delta^2\text{H}$ 点值随高度的增加而降低, 为负相关性, 符合高程效应, 高程每增加 100 m, $\delta^2\text{H}$ 减少 2.3‰, 即氧高程梯度值 $k = -2.3\text{‰}/(100\text{ m})$ 。计算所得文家地热井水(AF0102)补给高程为 868.3 m; 温塘地热水(AF0109)补给高程为 644.1 m(表 7)。

6 结论

本次研究通过对中国吉安市安福县地区所采集的地热水, 地下冷水及地表水的水化学及同位素特征进行分析:

(1)随着循环的加深, 地下水类型由补给区的 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型水向 $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ 型演化, 最终在水岩相互作用的影响下形成 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型地热水排出地表。水中离子元素受硅酸盐风化水解作用影响, 随着循环深度的增加, 地下热水阳离子交替吸附作用增强。根据钠氯系数($\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$)、钙镁系数($\gamma\text{Ca}/\gamma\text{Mg}$)、脱硫系数($100\gamma\text{SO}_4^{2-}/\gamma\text{Cl}$), 研究区地下水所处地层封闭性较差, 有外部冷水混入, 地下水内离子主要来源于硅酸盐岩风化溶解。

(2)根据氢氧稳定同位素及锶同位素组成, 研究区地下水补给来源为大气降水, 且有水汽再循环现象; 地下水锶元素主要来源于地壳中含锶矿物岩石。

表 7 研究区地热水补给高程
Table 7 Geothermal water recharge elevation in the study area

编号	水点名称	地热水 $\delta^2\text{H}$	取样点标高 /m	补给高程 /m
AF0102	文家地热井	-46.76	342	868.3
AF0109	温塘地热水	-46.62	246	644.1

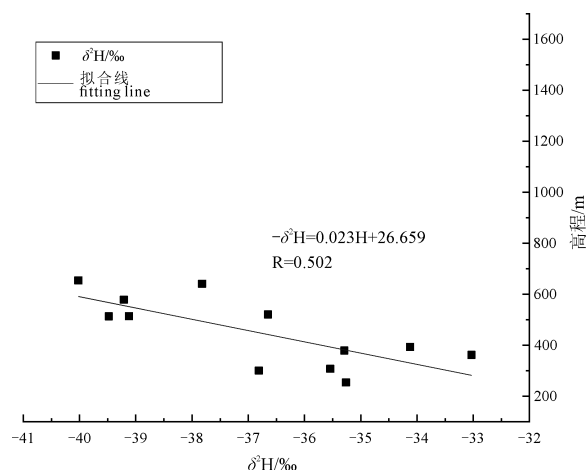


图 17 $\delta^2\text{H}$ 点值随高程变化
Fig. 17 $\delta^2\text{H}$ values with elevation

(3)通过对研究区热储温度进行估算, 可知当地地下水均为未成熟水; 地下热水受到冷水混合比例较大, 为 76.1%~87.5%, 热储温度为 49.8~101.4 °C。研究区地热水循环深度为 1 502.6~1 513.6 m, 地下冷水循环深度在 343.4~709.8 m。地下热水补给高程为 644.1~868.3 m。

(4)研究区内温泉均为中低温热水, 受地质构造作用影响, 在循环过程中由深部地热升温之后沿断裂上升, 与浅部冷水混合后上升地表形成温泉。两处地热水 F 及偏硅酸含量较高, 具有一定的医疗价值; 温塘地热水(AF0109)开采程度较低, 仍具有较大的开发利用潜力。

Acknowledgements:

This study was supported by China Geological Survey (Nos. DD20221677-2 and DD20201165), and Central Public-interest Scientific Institution Basal Research Fund (No. JKY202004).

参考文献:

- 鲍志诚, 查小惠, 赵影, 等, 2021. 九江庐山地区地下水水文地球化学特征及成因[J]. 大地测量与地球动力学, 41(5): 471-477.
- 卞跃跃, 赵丹, 2018. 四川康定地热田地下热水成因研究[J]. 地球学报, 39(4): 491-497.
- 邓吉, 2021. 贵州水银洞地热水水文地球化学特征及成因研究[D]. 贵阳: 贵州大学.
- 杜晨, 张丽娟, 杨艺萍, 等, 2022. 哈尔滨大气降水氢氧稳定同位素特征及水汽来源[J]. 环境科学学报, 42(7): 94-105.
- 多晓松, 2020. 再谈河北省滦平县马营子乡高锶天然矿泉水特征与开采量估算[J]. 矿产勘查, 11(3): 580-585.
- 樊柄宏, 白细民, 邹国瑶, 等, 2020. 江西石城县上温寮地热水地温场特征研究[C]//江西地质新进展 2020-江西省地质学会第十次会员代表大会暨江西省地质学会 2020 年学术年会论文集: 55-60.
- 高胜强, 刘凯, 孙文洁, 等, 2022. 花岗岩带状热储水化学与锶同位素地球化学特征[J]. 人民长江, 53(8): 36-42, 49.
- 龚磊, 王新峰, 宋绵, 等, 2021. 江西兴国县潜在偏硅酸矿泉水水化学特征及水质健康功能评价[J]. 岩矿测试, 40(6): 894-906.
- 韩光, 樊启顺, 刘久波, 等, 2021. 柴达木盆地中西部背斜构造深层卤水水化学特征与成因[J]. 盐湖研究, 29(4): 1-11.
- 何明霞, 张兵, 夏文雪, 等, 2021. 天津七里海湿地水化学组成及主要离子来源分析[J]. 环境科学, 42(2): 776-785.
- 胡圣标, 熊亮萍, 汪集旻, 等, 1992. 江西省首批实测大地热流数据报道[J]. 科学通报, (19): 1791-1793.
- 李常锁, 武显仓, 孙斌, 等, 2018. 济南北部地热水水化学特征及其形成机理[J]. 地球科学, 43(S1): 313-325.
- 李鹭, 孙占学, 陈功新, 等, 2019. 罗溪温泉水文地球化学特征及热水来源[J]. 中国矿业, 28(1): 164-169.
- 李永康, 陈正山, 王甘露, 2021. 运用 H、O 同位素分析石阡地区地热水来源[J]. 水文, 41(1): 28-34.
- 林韵, 高磊, 李绍恒, 等, 2020. 广东江门地热水水文地球化学特征及来源分析[J]. 环境化学, 39(2): 512-523.
- 刘芳, 曹广超, 曹生奎, 等, 2020. 祁连山南坡主要流域河水稳定同位素特征及补给关系[J]. 中国沙漠, 40(6): 151-161.

- 刘凯, 刘颖超, 孙颖, 等, 2015. 北京地区地热水氡过量参数特征分析[J]. 中国地质, 42(6): 2029-2035.
- 罗宝玲, 2014. 鄂尔多斯盆地镇泾地区中生界地层水化学特征及其地质意义[J]. 内蒙古石油化工, 40(5): 36-39.
- 卢予北, 李艺, 卢玮, 等, 2018. 新时代地热资源勘查开发问题研究[J]. 探矿工程(岩土钻掘工程), 45(3): 1-8.
- 山俊杰, 2020. 新疆库车盆地盐泉水地球化学特征及成因分析[D]. 西宁: 中国科学院大学(中国科学院青海盐湖研究所).
- 谭梦如, 2018. 云南西双版纳地区部分温泉水化学和同位素特征及成因研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 王贵玲, 张薇, 梁继运, 等, 2017. 中国地热资源潜力评价[J]. 地球学报, 38(4): 449-459.
- 吴桂武, 王鹏, 王晓峰, 等, 2015. 铜仁市地热水水化学类型及主要组分成因分析[J]. 地下水, 37(4): 4-7.
- 辛田军, 陈锡岳, 陈丹, 2016. 江西省温汤地热田地热水资源可持续开发利用前景研究[J]. 西部探矿工程, 28(8): 157-161.
- 薛燕, 王春连, 刘殿鹤, 等, 2022. 江汉盆地潜江凹陷王场地区深层卤水水化学特征及成因研究[J]. 地球学报, 43(3): 347-358.
- 余敏, 祝爱明, 黄修保, 等, 2015. 江西干热岩地热资源潜力评估[J]. 矿产与地质, 29(6): 766-770.
- 张兵, 宋献方, 张应华, 等, 2014. 第二松花江流域地表水与地下水相互关系[J]. 水科学进展, 25(3): 336-347.
- 赵平, 多吉, 谢鄂军, 等, 2003. 中国典型高温热田热水的锶同位素研究[J]. 岩石学报, 19(3): 569-576.
- 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄, 1983. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J]. 科学通报, 28(13): 801-806.
- 朱章显, 2007. 江西遂川热水洲温泉[J]. 华南地质与矿产, (3): 63-69.

References:

- BAO Zhicheng, ZHA Xiaohui, ZHAO Ying, et al., 2021. Hydrogeochemical characteristics and genesis of groundwater in Lushan area of Jiujiang [J]. Journal of Geodesy and Geodynamics, 41(5): 471-477(in Chinese with English abstract).
- BIAN Yueyue, ZHAO Dan, 2018. Genesis of geothermal waters in the Kangding Geothermal Field, Sichuan Province[J]. Acta Geoscientica Sinica, 39(4): 491-497(in Chinese with English abstract).
- CRAIG H, 1961. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 133(3465): 1702-1703.
- DENG Ji. 2021. Hydrogeochemical characteristics and genesis of the geothermal water in Shuiyindong, Guizhou Province[D]. Guiyang: Guizhou University(in Chinese with English abstract).
- DU Chen, ZHANG Lijuan, YANG Yiping, et al., 2022. Stable isotopic characteristics of precipitation and water vapor origins in Harbin[J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 42(7): 94-105(in Chinese with English abstract).
- DUO Xiaosong, 2020. Re-discussion on the characteristics and estimated mining volume of high strontium natural mineral water in Yanshan District of northern Hebei[J]. Mineral Exploration, 11(3): 580-585(in Chinese with English abstract).
- FAN Binghong, BAI Ximin, ZOU Guoyao, et al., 2020. Characterization of the geothermal water field in the Shangwenliao geothermal waters of Shicheng County, Jiangxi[C]//New Advances in Geology in Jiangxi 2020- Proceedings of the Tenth General Meeting of Jiangxi Geological Society and Annual Academic Conference of Jiangxi Geological Society: 55-60(in Chinese).
- FOURNIER R O, 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 5(1-4): 41-50.
- GAO Shengqiang, LIU Kai, SUN Wenjie, et al., 2022. Water chemical and strontium isotope geochemistry characteristic of granitic banded thermal reservoirs[J]. Yangtze River, 53(8): 36-42, 49(in Chinese with English abstract).
- GONG Lei, WANG Xinfeng, SONG Mian, et al., 2021. Hydrochemical characteristics and water quality health function evaluation of potential metasilicate mineral water in Xingguo County, Jiangxi Province[J]. Rock and Mineral Analysis, 40(6): 894-906(in Chinese with English abstract).
- HAN Guang, FAN Qishun, LIU Jiubo, et al., 2021. Origin and hydrochemistry of deep brines from anticlinal reservoir in the Western-Central Qaidam Basin[J]. Journal of Salt Lake Research, 29(4): 1-11(in Chinese with English abstract).
- HE Mingxia, ZHANG Bing, XIA Wenxue, et al., 2021. Hydrochemical characteristics and analysis of the Qilihai Wetland, Tianjin[J]. Environmental Science, 42(2): 776-785(in Chinese with English abstract).
- HU Shengbiao, XIONG Liangping, WANG Jiyang, et al., 1992. Report on the first measured geothermal heat flow data in Jiangxi Province[J]. Chinese Science Bulletin, (19): 1791-1793(in Chinese).
- LI Changsuo, WU Xianchang, SUN Bin, et al., 2018. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of geothermal water in northern Ji'nan[J]. Earth Science, 43(S1): 313-325(in Chinese with English abstract).
- LI Hongxia, CAI Chunfang, 2017. Origin and evolution of formation water from the Ordovician carbonate reservoir in the Tazhong area, Tarim Basin, NW China[J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 148: 103-114.
- LI Lu, SUN Zhanxue, CHEN Gongxin, et al., 2019. Hydrogeochemical characteristics and sources of Luoxi hot spring[J]. China Mining Magazine, 28(1): 164-169(in Chinese with English abstract).
- LI Yongkang, CHEN Zhengshan, WANG Ganlu, 2021. Analysis of geothermal water source by H and O isotopes in Shiqian area[J]. Journal of China Hydrology, 41(1): 28-34(in Chinese with English abstract).
- LIN Yun, GAO Lei, LI Shaoheng, et al., 2020. Hydrogeochemical characteristics and source identification of geothermal waters in Jiangmen, Guangdong Province[J]. Environmental Chem-

- istry, 39(2): 512-523(in Chinese with English abstract).
- LIU Fang, CAO Guangchao, CAO Shengkui, et al., 2020. Research on stable isotope characteristics and recharge relationship of the main river on the southern slope of Qilian Mountains[J]. Journal of Desert Research, 40(6): 151-161(in Chinese with English abstract).
- LIU Kai, LIU Yingchao, SUN Ying, et al., 2015. Characteristics of deuterium excess parameter of geothermal water in Beijing[J]. Geology in China, 42(6): 2029-2035(in Chinese with English abstract).
- LUO Baoling, 2014. The chemical characteristics and geological significance of the formation water of Mesozoic in Zhenjing area of Ordos Basin[J]. Inner Mongolia Petrochemical Industry, 40(5): 36-39(in Chinese with English abstract).
- LU Yubei, LI Yi, LU Wei, et al., 2018. Research on exploration and development of geothermal resources in the new era[J]. Drilling Engineering, 45(3): 1-8(in Chinese with English abstract).
- SHAN Junjie, 2020. Geochemical characteristics and genesis analyses of saline springs in the Kuqa Basin, Xinjiang[D]. Xining: University of Chinese Academy of Sciences (Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences)(in Chinese with English abstract).
- REED M, SPYCHER N, 1984. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48(7): 1479-1492.
- TAN Mengru, 2018. A study on hydrochemical and isotopic characteristics and geneses of some of the hot springs in the Xishuangbanna area of Yunnan[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing)(in Chinese with English abstract).
- TRUESDELL A H, FOURNIER R O, 1977. Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water by using a plot of dissolved silica versus enthalpy[J]. Journal of Research of the United States Geological Survey, 5(1): 49-52.
- WANG Guiling, ZHANG Wei, LIANG Jiyun, et al., 2017. Evaluation of geothermal resources potential in China[J]. Acta Geoscientica Sinica, 38(4): 449-459(in Chinese with English abstract).
- WU Guiwu, WANG Peng, WANG Xiaofeng, et al., 2015. Hydro-geochemical type and main components origin analysis of the geothermal water in Tongren[J]. Ground Water, 37(4): 4-7(in Chinese with English abstract).
- XIN Tianjun, CHEN Xiyue, CHEN Dan, 2016. Study on the prospect of sustainable development and utilization of geothermal water resources in Wentang geothermal field, Jiangxi Province[J]. West-China Exploration Engineering, 28(8): 157-161(in Chinese).
- XUE Yan, WANG Chunlian, LIU Dianhe, et al., 2022. Hydrochemical characteristics and genesis of deep brines in Wangchang area, Qianjiang Depression, Jiangnan Basin[J]. Acta Geoscientica Sinica, 43(3): 347-358(in Chinese with English abstract).
- YU Min, ZHU Aiming, HUANG Xiubao, et al., 2015. Evaluation on geothermal resources potential of hot dry rocks in Jiangxi[J]. Mineral Resources and Geology, 29(6): 766-770(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Bing, SONG Xianfang, ZHANG Yinghua, et al., 2014. Relationship between surface water and groundwater in the second Songhua River basin[J]. Advances in Water Science, 25(3): 336-347(in Chinese with English abstract).
- ZHAO Ping, DUR Ji, XIE Ejun, et al., 2003. Strontium isotope data for thermal waters in selected high-temperature geothermal fields, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 19(3): 569-576(in Chinese with English abstract).
- ZHENG Shuhui, HOU Fagao, NI Baoling, 1983. Hydrogen and oxygen stable isotopes of atmospheric precipitation in China[J]. Chinese Science Bulletin, 28(13): 801-806(in Chinese).
- PANG Zhonghe, KONG Yanlong, LI Jie, et al., 2017. An isotopic geoinicator in the hydrological cycle[J]. Procedia Earth and Planetary Science, 17: 534-537.
- ZHU Zhangxian, 2007. Hot-spring in the Reshuizou region of Jiangxi Province[J]. South China Geology, (3): 63-69(in Chinese with English abstract).