安徽滁河断裂带温泉的水化学和同位素 特征及成因分析

隋丽媛¹⁾,周训^{1,2)},李状¹⁾,徐艳秋¹⁾,姜哲¹⁾

2) 中国地质大学(北京) 地下水循环与环境演化教育部重点实验室, 北京, 100083

内容提要: 笔者等以安徽滁河断裂带内的 6 个温泉为主要研究对象,分析了水样的水化学特征,利用氢氧同位 素对温泉的补给高程进行估算,并提出温泉的成因模式。研究区温泉阳离子以 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 为主,根据 SO_4^{2-} 和 HCO_3^{-} 的相对含量的不同,可以将水样分为两组,A 组水样(富 HCO_3^{-})的主要离子的质量浓度均低于 B 组(富 SO_4^{2-})水样,A 组水样的水化学类型为 HCO_3^{-} — $Ca^{2+} \cdot Mg^{2+}$; B 组水样的(除 AH14 为 SO_4^{2-} — Ca^{2+} 外)水化学类型为 SO_4^{2-} — $Ca^{2+} \cdot Mg^{2+}$ 。A 组水样的稀土元素含量高于 B 组,二者均在 NASC 标准化图解上表现出平坦型的配分模式,且都表现出轻稀土富集和 Eu 正异常的特征。水样的氢氧稳定同位素组成表明温泉的补给来源都是大气降水,补给区温度约为 13 ~15 ℃。A 组温泉的补给高程为 120~160 m 低于 B 组温泉的 200~260 m,且 A 组温泉的热储温度为 45~70℃,低于 B 组温泉的热储温度 70~105 ℃。地下水经历深循环获得大地热流加热后沿断裂带上升出地表。

关键词:温泉;滁河断裂带;热储温度;稀土元素;安徽

温泉是地热系统的天然露头。温泉的水化学和 同位素特征,反映了其形成过程中地质构造、地层岩 性和深部水—岩作用等多种信息(Javawardana et al., 2016)。一些温泉的分布受区域性大断裂,特 别是活动性大断裂的控制(周训等,2017),这除了 与断裂的透水性有关外,更重要的是区域性大断裂 切割较深,可以沟通和传输深部的热源,为温泉的形 成提供热量(李学礼,1992)。同时断裂带岩石破 碎,裂隙发育,又为地下水储存和运移提供了空间和 通道(梅惠呈,2016)。对于区域性深大断裂,断裂 带不同部位的地热流体由于受控于断裂带不同的水 文地质条件,往往具有不同的水循环特征和水--岩 作用,从而导致其出露的温泉表现出不同的水化学 及热储特征(林元武,1993)。例如,四川昭觉竹核 温泉主要受到木佛山断层和竹核断层的共同控制, 两条主控断裂既是储存地下热水的场所,也是地下 热水传输和运移的主要通道(卢丽等,2021)。云南 大控蚌温泉主要受到南汀河断裂的控制,南汀河断 裂属于张性断裂,不仅有利于深部热流的汇集和传

输,同时也构成了地下热水上升的主要通道,是大控 蚌高温温泉的控水和控热构造(余鸣潇等,2019)。 云南红河谷温泉受到弥勒—师宗大断裂带的控制, 弥勒—师宗大断裂带不仅断裂多、切割深、沟通深部 热源,还沟通了富水性强的碳酸盐岩地层,受断层切 割的破碎带与断层成为了良好的导热导水通道,为 红河谷温泉的补给、径流和排泄提供空间条件(白 玉鹏等,2021)。四川石棉县草科乡大热水温泉受 到摩西断裂和草科断裂的共同控制。地下水沿摩西 断裂向南径流,在径流过程中温度增加,最终沿草科 断裂裂隙上升至地表出露成泉(张正鹏等,2021)。 云南橄榄河温泉受到柯街深大断裂的控制,深大断 裂切割较深,有利于深部热流向浅部运移,同时断裂 带内的次级断裂为大气降水的下渗运移提供了良好 的通道,是橄榄河温泉的控水控热构造(潘明等, 2021)

笔者等以沿安徽滁河断裂带分布的6个温泉和 1个常温泉为主要研究对象(图1),通过分析温泉 水中主要离子特征、稀土元素并结合氢氧同位素特



¹⁾ 中国地质大学(北京)水资源与环境学院,北京,100083;

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号:42172269、41772261)的成果。

收稿日期:2021-11-02;改回日期:2022-03-04;网络首发:2022-03-20;责任编辑:刘志强。Doi: 10.16509/j.georeview.2022.03.011

作者简介:隋丽媛,女,1996年生,硕士研究生,地质工程专业;Email: 2235454176@ qq. com。通讯作者:周训,男,1963年生,博士,教授,博士生导师,主要从事地下热水(温泉)、海岸带地下水、地下卤水(盐泉)、矿泉水、地下水循环及其模拟等的研究工作;Email: zhouxun@ cugb.edu.en。





图1安徽滁河断裂带及其周边地质简图(据郭鹏等,2018,有改动)

Fig. 1 Simplified geological map of the Chuhe fault zone and the nearby areas in Anhui

(modifield from Guo Peng et al. , 2018&)

F1—肥中断裂;F2—桥头集—东关断裂;F3—金寨断裂;F4—桐柏—磨子潭断裂;F5—庐江—广济断裂;F5-1—昌邑—大店断裂;F5-2—安 丘—莒县断裂;F5-3—沂水—汤头断裂;F5-4—鄌郚—葛沟断裂;F6—六安断裂;F7—东至断裂;F8—头坡断裂;F9—铜陵断裂(严家桥—枫 沙湖断裂);F10—泾县断裂(江南断裂);F11—绩溪断裂带;F12—滁河断裂;F13—江浦—六合断裂;F14—方山—小丹阳断裂;F15—茅山 断裂带;F16—施官集断裂;F17—南京—湖熟断裂;F18—幕府山—焦山断裂;F19—周王断裂

F1—fault of Feizhong; F2—fault of Qiaotouji—Dongguan; F3—fault of Jinzhai; F4—fault of Tongbai—Mozitan; F5—fault of Lujing—Guangji; F5-1—fault of Changyi—Dadian; F5-2—fault of Anqiu—Juxian; F5-3—fault of Yishui—Tangtou; F5-4—fault of Tangwu—Gegou; F6—fault of Lu'an; F7—fault of Dongzhi; F8—fault of Toupo; F9—fault of Tongling (fault of Yanjiaqiao—Shafenghu); F10—fault of Jingxian; F11—Jixi fault zone; F12—fault of Chuhe; F13—fault of Jiangfu—Liuhe; F14—fault of Fangshan—Xiaodanyang; F15—Maoshan fault zone; F16—fault of Shiguanji; F17—fault of Nanjing—Hushu; F18—fault of Mufushan—Jiaoshan; F19—fault of Zhouwang 征,探讨了研究区温泉的补给来源、补给高程、补给 区温度以及热储温度,在此基础上总结了其中的半 汤温泉的成因模式。

1 研究区概况

1.1 自然地理概况

研究区主要位于江苏南京浦口区—安徽马鞍山 和县、含山县—巢湖市、庐江县一带,位于长江中下 游平原地区,地势低平,有低山零星分布,地势总体 上中间高东西两边低,最高海拔 595 m,最低海拔小 于 10 m。研究区为长江水系,水资源丰富,河流、湖 泊发育。气候类型为亚热带季风湿润型气候,四季 分明,气候温和,雨量适中,年平均气温约为 15.5℃,年平均降水量约为 1080 mm。

1.2 地质背景

研究区内温泉大体上沿滁河断裂带呈带状出露 (图1)。滁河断裂为一条隐伏的区域性大断裂,自 北东的江苏省浦口区进入安徽省,经和县石杨、含山 县昭关、仙踪镇、巢湖市半汤, 过巢湖向南西延至庐 江县冶父山南麓与郯庐断裂带交汇(宁金野, 2013)。滁河断裂带在安徽省内长约170 km, 宽约5 km,总体走向北东 50°~60°左右,由多条区域性断 层组成,由于其发育规模大,切割深,是地壳深部热 源的导控断裂(刘飞等,2008)。研究区位于扬子陆 块与华北陆块交界地带,属于扬子准地台下扬子台 坳。根据安徽省区域地质志(1987),研究区的地层 除缺失青白口系外,从下元古界到第四系均有发育。 下元古界主要为大理岩和片岩,中元古界主要为白 云质灰岩、大理岩和凝灰角砾岩。震旦系、寒武系和 奥陶系主要为硅质页岩、灰岩和白云岩等,志留系主 要为页岩、砂页岩等,泥盆系主要为石英砂岩和泥岩 等,石炭系、二叠系和三叠系主要为砾状灰岩、灰岩 和白云岩等,侏罗系、白垩系主要为页岩、泥岩和凝 灰岩等,新近系主要为砾岩和粉砂质泥岩等,第四系 主要为砂、砂砾层、亚砂土和亚黏土等。基岩除了在 零星分布的低山出露外,大多被第四系覆盖。震旦 系、寒武系和奥陶系碳酸盐岩是研究区的主要热储 层。

2 样品采集与测试

2.1 温泉简介与样品采集

笔者等于 2019 年 8 月对研究区内的 6 个温泉 和 1 个常温泉进行了野外考察,共采集 10 个地下水 样和 1 个雨水样。野外考察主要是观测并记录泉点 的经纬度、标高、pH、Eh、温度和游离二氧化碳含量。 所取水样清澈透明,无悬浮物。

汤泉温泉(JS1)位于江苏省南京市浦口区汤泉 镇汤泉街道。原有天然温泉出露,后有抽水井抽出 热水用于洗浴。由于不是直接从井口采样,所以温 泉实测水温(40.6℃)偏低,热水 TDS(Total dissolved solids, 溶解性固体总量的质量浓度)为 2210 mg/L, 为微咸水,pH 为 6.2,为弱酸性水。

石杨温泉(AH13)位于安徽省马鞍山市和县石 杨镇。温泉泉水出口位于鱼塘底部。混有冷水,所 以温泉实测水温(26.8℃)偏低,以及 TDS 数值(324 mg/L)偏低。泉水 pH 为7.7,主要用于鱼类养殖。

香泉温泉(AH14)位于安徽省马鞍山市和县香 泉镇,为天然泉眼,泉眼从6m×5m×1m温泉池中 间涌出。实测水温46℃;TDS为1414mg/L,为微咸 水;pH为6.7。用于洗浴和地震观测。

昭关温泉(AH15)位于安徽省含山县昭关镇东 兴村南约 1500 m。该温泉用于鱼类养殖,鱼塘内存 在多个天然温泉泉眼。渔场内有热水井,水样取自 自流热水井,实测水温 40.5℃;TDS 为 1574 mg/L, 为微咸水;pH 为 6.6。

半汤温泉"群"(AH16)位于安徽省巢湖市半汤 镇汤山脚下,因其由温泉水和冷泉水在此地汇合,因 此得名为半汤温泉,有多个泉眼和自流热水井。水 样 AH16-1 取自半汤镇河道上的自流热水井,实测 水温 54℃; TDS 为 1750 mg/L, 为微咸水; pH 为 6.8, 用于宾馆洗浴。水样 AH16-2 取自半汤镇东侧的自 流热水,井水位埋深1m,实测水温51.2℃;TDS为 1706 mg/L,为微咸水;pH为6.9,零星用于洗浴等。 水样 AH16-3 取自半汤镇温泉管委会院内,取样点 为温泉泉眼建成的蓄水池。实测水温 52.9℃; TDS 为1762 mg/L,为微咸水; pH 为 6.9, 热水供半汤镇 大部分的温泉度假村和浴室使用。水样 AH16-4 取 自半汤镇深业温泉度假村旁的山谷河沟处,泉水从 灰岩中流出,从未干涸,为常温泉,实测水温 23.5℃; TDS 为 325 mg/L; pH 为 7.3, 曾用于附近农 田的灌溉。水样 AH16-5 取自半汤镇半汤温泉苑的 热水井。实测水温 48.5℃; TDS 为 1715 mg/L, 为微 咸水;pH为6.9,用于旅馆洗浴及温泉游泳。

泉水口温泉(AH17)位于安徽省合肥市庐江县 白湖镇泉水口村,泉眼被围成一个大口径井,直径约 1.8 m,泉眼附近有1个20 m×5 m泉塘,泉眼及泉塘 中偶尔有串珠状气泡冒出。实测水温32.2℃;TDS 为286 mg/L;pH为7.1,主要用于附近村民洗衣服。

表1 安徽滁河断裂带水样水化学(mg/L)及同位素测试数据

Table 1 Hydrochemical (mg/L) and isotopic analyses of the water samples in the Chuhe fault zone, Anhui

			1 0	,	1	•		1			,		
水样编号	JS1	AH13	AH14	AH15	AH16-1	AH16-2	AH16-3	AH16-4	AH16-5	AH17	AHYS2	检出限	定量限
水样名称	汤泉温泉	石杨温泉	香泉温泉	昭关温泉	半汤温泉	半汤温泉	半汤温泉	半汤冷泉	半汤温泉	泉水口 温泉	雨水样		
<i>t</i> (℃)	40.6	26.8	46	40.5	54	51.2	52.9	23.5	48.5	32.2	26.6		
$_{\rm pH}$	6.2	7.7	6.7	6.6	6.8	6.9	6.9	7.3	6.9	7.1	8.4		
Eh(mV)	-283	-87	-78	-42	-91	-55.	-61	-51	-40	-3	-104		
$\rho(\mathbf{K}^{+})$	6.19	0.94	10.7	16.3	8.12	8.00	8.16	0.43	7.87	1.72	1.14	0.002	0.01
$ ho(\mathrm{Na}^+)$	13.4	3.7	20.4	28.5	23.3	22.9	23.2	4.41	23.6	7.51	0.72	0.2	0.6
$ ho(\mathrm{Ca}^{2^+})$	508	75.2	334	317	398	382	402	80.3	396	65.3	7.96	0.01	0.03
$ ho(\mathrm{Mg}^{2^+})$	104	36.7	61.5	102	85.2	82.5	85.7	31.9	83.9	26.3	1.09	0.01	0.03
$ ho({ m Fe})$	0.126	0.063	0.051	0.037	0.114	0.049	0.175	0.067	0.13	0.05	0.163	0.001	0.005
$\rho(\mathrm{HCO}_3^-)$	287	386	193	295	246	233	241	365	256	286	27.3		5.0
$\rho(\operatorname{SO}_4^{2-})$	1428	6.39	879	954	1105	1087	1116	14. 7	1070	36.9	1.23	0.1	0.3
$\rho(\operatorname{Cl}^-)$	4.31	3.82	7.33	6.53	3.89	3.93	3.6	4. 79	4.06	1.7	0.41	0.06	0.5
$ ho(F^-)$	2.37	0.952	3.85	2.31	3.63	2.84	2.63	0.431	2.99	1.26	0.027	0.03	0.1
$\rho(\mathrm{NO}_3)$	0.04	3.41	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	5.32	0.04	0.834	2.48	0.02	0.1
$ ho(\operatorname{Sr}^{2+})$	5.208	0.105	9.467	6.298	10. 59	10.434	10. 572	0.402	10.457	0.397	0.0211	0.001	0.005
$ ho({ m Li}^+)$	0.0728	0.00447	0.184	0.368	0.171	0.173	0.177	0.00151	0.171	0.0124	0.0124	0.0015	0.005
$ ho(\mathrm{Ba}^{2^+})$	0.0319	0. 495	0.027	0. 0258	0.0322	0.0379	0.0345	0.45	0.0372	0.139	0.0158	0.001	0.005
$\rho(\mathrm{H}_2\mathrm{SiO}_3)$	50.7	17.33	50.42	32.59	69.09	71.31	58.78	12.31	69.92	23.96	2.48	0.2	1.3
TDS	2210	324	1414	1574	1750	1706	1762	325	1715	286	28.7		
δD(%0)	-53.1	-47.5	-52	-51	-51.9	-51.8	-53.1	-45.5	-51.4	-46.7	-43.5		
$\delta^{18}O(\%)$	-6.6	-6.1	-6.9	-7	-6.9	-6.4	-6.4	-6.2	-7	-6.1	-5.5		
阴阳离子 平衡(%)	0.33	2.79	2.92	2.18	1.91	1.11	2.07	2.73	2.59	2.72	2.30		

雨水样(AHYS2)取自安徽省含山县昭关镇,时 值 2019 年台风"利奇马"席卷我国东南沿海地区,



当时正下大暴雨。TDS 为 28.70 mg/L, pH 为 8.4。 2.2 室内样品测试

温泉水样分别寄送北京市水文地质工程地质大 队和核工业北京地质研究院进行水化学全分析和同 位素测试。CO32-和 HCO3利用滴定法进行分析, F⁻、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、Na⁺、K⁺、Mg²⁺和 Ca²⁺利用离子色 谱法进行分析,TDS 采用阴阳离子质量浓度之和减 去 $\frac{1}{2}\rho(HCO_3)$ 的方法进行计算,Li、Ba、Sr 等微量元 素及 La、Ce、Pr 等稀土元素利用电感耦合等离子体 质谱法进行分析,偏硅酸等微量元素利用等离子体 发射光谱仪进行测试,测试依据是《地下水质检验 方法》(DZ/T 0064-1993)和《生活饮用水标准检验 方法》(GB/T 5750-2006)。氢氧稳定同位素利用气 体同位素质谱计进行分析,测试依据是《水中氢同 位素锌还原法测定》(DZ/T 0184-1997)和《天然水 中氧同位素二氧化碳-水平衡法测定》(DZ/T 0184-1997)。测试结果经阴阳离子平衡检验,相对误差 范围在 0.33%~2.92%,小于 5%。部分测试结果列 于表1和表2。

10	Table 2 Concentrations of the fare cartin clements of the water samples in the Church fault 2016, Allitu									
水样编号	JS1	AH13	AH14	AH15	AH16-1	AH16-2	AH16-3	AH16-4	AH16-5	AH17
水样名称	汤泉温泉	石杨温泉	香泉温泉	昭关温泉	半汤温泉	半汤温泉	半汤温泉	半汤冷泉	半汤温泉	泉水口温泉
$\rho(La)$	0.010	0.053	0.012	0.004	0.041	0.011	0.015	0.057	0.025	0.048
$ ho(\mathrm{Ce})$	0.018	0.129	0.014	0.001	0.124	0.015	0.033	0.087	0.035	0.138
$ ho(\mathrm{Pr})$	0.001	0.010	0.001	0.001	0.006	0.001	0.003	0.011	0.003	0.010
$ ho(\mathrm{Nd})$	0.009	0.052	0.013	0.003	0.039	0.008	0.018	0.057	0.024	0.044
ho(Sm)	0.001	0.011	0.001	0.001	0.009	0.001	0.005	0.011	0.004	0.010
$\rho(Eu)$	0.007	0.107	0.004	0.005	0.008	0.007	0.007	0.103	0.008	0.031
$ ho(\mathrm{Gd})$	0.001	0.012	0.001	0.001	0.012	0.002	0.006	0.014	0.005	0.011
$ ho(\mathrm{Tb})$	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
$\rho(Dy)$	0.001	0.007	0.005	0.001	0.009	0.001	0.001	0.008	0.004	0.006
ho(m Ho)	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
$ ho(\mathrm{Er})$	0.001	0.004	0.001	0.001	0.007	0.001	0.001	0.004	0.001	0.003
$ ho(\mathrm{Tm})$	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
ho(m Yb)	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001
ho(Lu)	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
$\rho(\Sigma \text{REEs})$	0.054	0.390	0.057	0.023	0.262	0.052	0.094	0.358	0.114	0.306
$\rho(\Sigma LREEs)$	0.038	0. 244	0.040	0.009	0.210	0.035	0.069	0.212	0.087	0.240
$\rho(\Sigma MREEs)$	0.012	0.139	0.013	0.010	0.040	0.013	0.021	0.138	0.023	0.060
$\rho(\Sigma HREEs)$	0.004	0.007	0.004	0.004	0.012	0.004	0.004	0.008	0.004	0.006

表 2 安徽滁河断裂带泉水样的稀土元素质量浓度(µg/L)

Table 2 Concentrations of the rare earth elements of the water samples in the Chuhe fault zone, Anhui

3 讨论

3.1 水化学特征

绘制水样的 Piper 图,如图 2 所示。在温泉水 样阳离子三角图中,水样点基本分布在一起,并无明 显分区;在阴离子三角图中,水样明显分为两组。因 此,可以将泉水大致划分为阴离子以 HCO₃ 为主的 A 组水样和以 SO₄²⁻ 为主的 B 组水样。A 组水样包 括温泉 AH13、AH17 以及常温泉 AH16-4; B 组水样 包括温泉 JS1、AH14、AH15、AH16-1、AH16-2、AH16-3 以及 AH16-5。

A 组水样的实测温度为 26.8 ~ 32.2℃, pH 为 7.1~7.7 和 Eh 为-87~-3 mV, TDS 为 286~386 mg/L。水化学类型为 HCO₃⁻⁻-Ca²⁺·Mg²⁺型。阳离 子以 Ca²⁺为主, ρ (Ca²⁺)为 65.3~80.3 mg/L,平均值 为 73.6 mg/L, Mg²⁺是第二大阳离子, ρ (Mg²⁺)为 26.3~36.7 mg/L,平均值为 31.6 mg/L,其他阳离子 为 Na⁺和 K⁺;阴离子以 HCO₃⁻为主, ρ (HCO₃⁻)为 286 ~386 mg/L,平均值为 345.7 mg/L, ρ (SO₄²⁻)为 6.39 ~36.9 mg/L,平均值为 19.3 mg/L,其他阴离子为 Cl⁻和 NO₃⁻。

B 组水样的实测温度为 40.5~54℃, pH 为 6.2 ~6.9 和 Eh 为 40~283 mV, TDS 为 1414~2210 mg/ L。除 AH14 的水化学类型为 SO²⁻₄—Ca²⁺型外, 其余 温泉水化学类型为 SO²⁻₄—Ca²⁺ · Mg²⁺型。阳离子以 Ca^{2+} 为主, $\rho(Ca^{2+})$ 为 317.0~508.0 mg/L,平均值为 391.0 mg/L, $\rho(Mg^{2+})$ 为 61.5~104.0 mg/L,平均值 为 86.4 mg/L,其他阳离子为 Na⁺和 K⁺;阴离子以 SO₄²⁻为主, $\rho(SO_4^{2-})$ 为 879.0~1428.0 mg/L,平均值 为 1091.2 mg/L, $\rho(HCO_3^-)$ 含量为 193.0~295.0 mg/L,平均值为 250.1 mg/L,其他阴离子为 Cl⁻和 NO₃⁻。

研究区水样的 Schoeller 图,如图 3 所示,A 组和 B 组的温泉水样各自靠近在一起,说明 A 组泉水和 B 组泉水分别具有相似的水化学特征,各自具有相 似的水化学演化过程。通过将 A 组与 B 组水样对 比发现,A 组温泉及常温泉具有较低的实测温度、 Eh 值和 TDS,较高的 pH 值,处于弱碱性弱还原环 境。B 组温泉具有相对较高的实测温度、Eh 值和 TDS,较低的 pH 值,处于弱酸性弱还原环境。A 组 和 B 组的阳离子中 Ca²⁺和 Mg²⁺是主要阳离子,而 Na⁺和 K⁺含量较低;阴离子中,HCO₃质量浓度相 近,Cl⁻的质量浓度都比较低,但是 B 组的 TDS 明显 高于 A 组,Ca²⁺和 SO₄²⁻毫克当量百分比相对较高,而 Mg²⁺和 HCO₃ 相对较低。

温泉中主要的微量组分有 F⁻、Fe、Sr²⁺、Li⁺和 Ba²⁺, ρ (F⁻)为 0.95~3.63 mg/L, ρ (Fe)为 0.04~ 0.18 mg/L, ρ (Sr²⁺)为 0.1~10.59 mg/L, ρ (Li⁺)为 4.47~177 mg/L, ρ (Ba²⁺)为 27.0~496.0 µg/L, ρ (H₂SiO₃)为 17.33~69.92 mg/L。根据我国《饮用 天然矿泉水》(GB 8537-2008)标准,9个温泉水水样 中锶含量均达到饮用天然矿 泉水标准[ρ(Sr²⁺)≥0.2 mg/ L], 其中 AH16-1、AH16-2、 AH16-3 和 AH16-5 达到医疗 矿泉水的浓度标准 $\rho(Sr^{2+})$ ≥10 mg/L]; ρ (Li⁺) 只有 AH15 达饮用天然矿泉水的 标准 $\left[\rho(\text{Li}^{+}) \ge 0.2 \text{ mg/L}\right];$ 除 AH13、AH16-4 和 AH17 外,氟含量均超过饮用天然 矿泉水浓度限量标准 $\left[\rho(\mathbf{F}^{-})\right]$ <0.2 mg/L]。根据《天然矿 泉水资源地质勘察规范》 (GB/T 13727-2016), JS1,



Fig. 3 Modified Schoeller diagram of the water samples in the Chuhe fault zone, Anhui

AH14、AH16-1、AH16-2、AH16-3 和 AH16-5 的偏硅 酸含量均达到命名理疗矿泉水浓度标准[ρ (H₂SiO₃)>50 mg/L],为硅酸水。

3.2 稀土元素

温泉水样中,B组稀土总量[$\rho(\Sigma REEs)$]为 0.023~0.262 μ g/L,变化范围较大,平均值为0.094 μ g/L;A组稀土总量[$\rho(\Sigma REEs)$]为0.306~0.390 μ g/L,变化范围小,平均值0.374 μ g/L,总体来说,B 组的稀土总量小于A组的稀土总量(表2)。

对研究区温泉水样中的稀土元素进行标准化处 理,选用北美页岩(Taylor et al., 1981)作为参照标 准,标准化配分模式如图 4 所示,可以看出温泉水样 表现出平坦型的标准化模式。利用轻稀土和重稀土 元素的比值定量描述稀土元素的标准化配分模式, B 组水样的ρ(ΣLREEs)/ρ(ΣHREEs)的值为 2.25~ 21.75,A 组水样的ρ(ΣLREEs)/ρ(ΣHREEs)的值为

26.5~40,可以看出 A 组的数值大于 B 组,且两组的数 值均大于 1,说明 A 组和 B 组的稀土元素都表现出轻稀 土富集的特征;因为 A 组水 样的范围小于 B 组水样,说 明 A 组水样分异程度小于 B 组水样。

Ce和 Eu 对氧化还原环 境敏感,三价 Eu 在还原或酸 性环境下,可以被还原为二 价 Eu,而三价 Ce 在氧化或碱 性环境可以被氧化为四价 Ce(Liu Haiyan et al., 2021)。A 组的 Ce 元素的异常值为 0.8~1.4,平均 值为 1.1,B 组的 Ce 元素的异常值为 0.1~1.7,平均 值为 0.9,可以看出 A 组和 B 组都没有表现出明显 的 Ce 异常;A 组的 Eu 元素的异常值范围为 12.9~40.7,平均值为 29.9;B 组的 Eu 元素的异常值范围 为 3.3~30.7,平均值为 15.3,都表现出了显著的 Eu 正异常(图 4),推测可能是围岩中含有长石类矿物, 这类富含 Eu 元素矿物的优先溶解可能是导致泉水 中 Eu 正异常的原因(Aubert et al., 2001; Feng Jinliang, 2010)。

3.3 热储温度

热储温度是划分地热系统的成因类型和评价地 热资源潜力的重要参数,但在通常情况下难以直接 测量。地热温标方法是估算热储温度的常用方法 (汪集旸等,1993)。地热温标是基于地热流体矿物 质的化学平衡而建立的地热温度计,可较为准确地



in the hot water samples in the Chuhe fault zone. Anhui

Table 3 Saturated index(SI) of quartz and chalcedony of the hot water samples in the Chuhe fault zone, Anhui									
水样编号	JS1	AH13	AH14	AH15	AH16-1	AH16-2	AH16-3	AH16-5	AH17
水样名称	汤泉温泉	石杨温泉	香泉温泉	昭关温泉	半汤温泉	半汤温泉	半汤温泉	半汤温泉	泉水口温泉
玉髓(SI)	0.46	-0.01	0.45	0.26	0.59	0.60	0. 52	0.60	0.13
石茁(SI)	0.73	0.26	0.72	0.53	0.86	0.87	0.79	0.87	0.40

表 3 安徽滁河断裂带温泉水样石英和玉髓矿物的饱和指数(SI)



估算地下热储温度(郭宁等,2020)。常用的地热温标有 SiO₂ 地热温标、阳离子地热温标、同位素地热温标和气体地热温标等(王莹等,2007)。

由于各种温标适用条件不同,所以利用温标计 算热储温度时需先对温泉水进行平衡状态分析(刘 成龙等,2020)。利用 Na—K—Mg 三角图解法 (Giggenbach,1988)来划分地下热流体的平衡状态 和类型。结果表明(图 5),研究区温泉水样位于 Na—K—Mg 三角图未成熟水区域,且靠近 SQRT (Mg)端点,表示温泉水未达到水—岩平衡状态,可 能是温泉水在上升过程中受到冷水混合作用影响 (徐刚等,2020),因此温泉的热储温度不能采用 Na—K—Mg 地热温标进行估算。笔者等采用 SiO₂ 地热温标来估算研究区温泉的热储温度。

SiO₂地热温标理论依据是处于不同的温度、压

力下的流体在平衡条件下具有不同的石英溶解度, 根据石英在热水中的平衡溶解量来预测热储温度 (朱铁军,2021)。在温度低于 300℃时,压力和附加 盐度对石英和无定形 SiO₂ 的溶解度几乎没有什么 影响,水中溶解的 SiO₂ 一般不受其他离子和配合物 的影响(周训等,2017)。所以常应用 SiO₂ 地热温标 来计算温泉热储温度。

低温地热水的水岩平衡 SiO₂ 含量不仅受控于 石英而且受控于玉髓的溶解度,温度小于 110℃时, 玉髓溶解度控制着溶液中的硅浓度(Arnorsson, 1975)。首先利用 PHREEQC 软件和 llnl. dat 数据库 (Parkhurst et al., 1999)计算温泉水样中石英和玉 髓矿物的饱和指数(*SI*)列于表 3。

从表 3 可以看出,大部分温泉水样的石英和玉 髓矿物处于饱和状态(*SI*>0),只有水样 AH13 玉髓 饱和指数是不饱和的,因此可以利用 SiO₂ 地热温标 计算温泉的热储温度(Arnorsson, 1975; Fournier et al., 1974,1982)。

石英温标——无蒸汽分离或混合作用(Fournier et al., 1982):

 $t/^{\circ}C = -42.198 + 0.288831\rho(SiO_2)/(mg/L) -$

3. $6686 \times 10^{-4} \left[\rho (\text{SiO}_2) / (\text{mg/L}) \right]^2 + 3. 1665 \times 10^{-7} \left[\rho (\text{SiO}_2) / (\text{mg/L}) \right]^3 + 77. 034 \text{ lg} \left[\rho (\text{SiO}_2) / (\text{mg/L}) \right]$ (1)

石英温标——无蒸汽损失(0~250℃)(Fournier et al., 1974):

$$t/^{\circ}C = \frac{1309}{5.19 - \lg[\rho(SiO_2)/(mg/L)]} - 273.15(2)$$

石英温标——最大蒸汽损失在 100℃(0~ 250℃)(Fournier et al., 1974):

$$t/^{\circ}C = \frac{1522}{5.75 - \log[\rho(SiO_2)/(mg/L)]} - 273.15(3)$$

玉髓温标——无蒸汽损失(0~250℃)(Fournier et al., 1974):

$$t/^{\circ}C = \frac{1032}{4.69 - \log[\rho(SiO_2)/(mg/L)]} - 273.15 (4)$$

由于研究区地下热水到达温泉泉眼时没有沸腾

且没有蒸汽散失,所以将式(3)舍去;一般来说由于 玉髓的饱和指数更接近于0,因此利用玉髓温标计 算研究区地热温泉井的热储温度更为合理。但是 AH13和AH17利用玉髓温标计算的热储温度低于 泉口温度,所以将式(4)舍去,采用石英温标式(1) 和式(2)计算的热储温度。所以汤泉温泉、石杨温 泉和香泉温泉的热储温度分别为90~95℃、45~ 50℃和90~95℃。昭关温泉、半汤温泉和泉水口温 泉的热储温度分别为70~80℃、95~105℃和60~ 70℃(表4)。

3.4 补给来源

水中的氢、氧稳定同位素受到气象过程的影响, 能提供水的起源的标志特征,其含量和分布特征是 调查和分析地下水补给来源的基础(周训等, 2017)。通过绘制全球大气降水线图(GMWL) (Carig,1961)、中国大气降水线图(LMWL)(郑淑 蕙等,1983)和中国东部地区大气降水线图 (ECMWL)(于津生等,1987),分析水样点在δD δ¹⁸O 图的位置,来判断地下水的起源。

表 4 利用地热温标估算的温泉热储温度 Table 4 Temperature of geothermal reservoirs of the hot springs estimated with the geothermometers

水样编号	温泉夕称	实测温度	t	估算热储			
71~11-200-7		(°C)	式(1)	式(2)	式(3)	式(4)	温度(℃)
JS1	汤泉温泉	40.6	91.07	90.57	92.81	59.87	90~95
AH13	石杨温泉	26.8	48.23	48.85	55.92	16.31	45~60
AH14	香泉温泉	46.0	90.83	90.33	92.60	59.61	90~95
AH15	昭关温泉	40.5	72.59	72.16	76.67	40.45	70~80
AH16-1	半汤温泉	54.0	105.05	104.68	105.03	74.96	
AH16-2	半汤温泉	51.2	106.55	106.19	106.33	76. 59	95105
AH16-3	半汤温泉	52.9	97.63	97.18	98.55	66.91	95~105
AH16-5	半汤温泉	48.5	105.62	105.25	105.52	75.58	
AH17	泉水口温泉	32.2	60.48	60.39	66.24	28.21	60~70

表 5 温泉的补给高程

Table 5 Elevation of the recharge areas of the hot springs

水样 编号	温泉名称	δD (‰)	$\delta^{18} 0 \ (\%)$	泉口海 拔(m)	式(5) δD	式(5) δ ¹⁸ 0	式(6)	式(7)
JS1	汤泉温泉	-53.1	-6.6	30	270.0	250	992.54	453.33
AH13	石杨温泉	-47.5	-6.1	10	110.0	130	574.63	286.67
AH14	香泉温泉	-52.0	-6.9	26	238.5	306	910.45	553.33
AH15	昭关温泉	-51.0	-7.0	20	207.5	320	835.82	586.67
AH16-1	半汤温泉	-51.9	-6.9	10	220.0	290	902.99	553.33
AH16-2	半汤温泉	-51.8	-6.4	10	217.5	190	895.52	386.67
AH16-3	半汤温泉	-53.1	-6.4	10	250.0	190	992.54	386.67
AH16-5	半汤温泉	-51.4	-7.0	20	217.5	320	865.67	586.67
AH17	泉水口温泉	-46.7	-6.1	40	120.0	160	514.93	286.60

绘制研究区水样的 δD—δ¹⁸O 图(图 6)。图 6 反映出地下水样点都位于中国东部大气降水线附 近,可以判断出所有泉水均起源于大气降水,同时所 有水样点都位于中国东部大气降水线右侧,表现出 轻微的¹⁸O 漂移现象,可能是因为水—岩之间的氧 同位素交换导致了水体中¹⁸O 的富集。B 组水样点 位于 A 组水样点的左下方,同时 A 组和 B 组水样点 都位于雨水点的左下方,可以看出 B 组水的氢氧同 位素数值低于可能混有冷水的 A 组水样点。

3.5 补给高程

通过利用氢氧同位素的高程效应,可以初步估 算温泉的补给区域以及估算补给高程。利用式(5) 的大气降水同位素高程效应估算温泉的补给区方 程,其中 δ D 的梯度值为-1%~4%, δ ¹⁸O 的梯度值 为-0.15%~0.5% (王恒纯,1991;汪集旸等, 1993)。

$$H/m = \frac{\delta G/\% - \delta p/\%}{k} + h/m$$
 (5)

式中:H为补给区高程;h为取样点的高程;δG为取

样点的 δD 或 $\delta^{18}O$ 值; δp 为取样点附近大气 降水的 δD 或 $\delta^{18}O$ 值;k为大气降水 δD 或 $\delta^{18}O$ 的高程梯度。

于津生等提出式(6)和式(7)的中国东 部地区同位素高程效应的方程。其中大气降 水的 δ D 的梯度值为-1.3‰, δ ¹⁸O 的梯度值 为-0.3‰(于津生等,1987)。

 $\delta D / \% = -0.0134 H / m - 39.8$ (6)

 $\delta^{18} O / \% = -0.003 H / m - 5.24$ (7)

温泉补给区高程计算结果列于表 5。根 据研究区地形特点得知,式(6)和(7)计算结 果偏大。式(5)计算结果相近,且符合当地 地形条件,得知汤泉温泉的补给源区主要为 老山,高程约为 260 m,石杨温泉的补给源区 主要为大尖山,高程约为 120 m,香泉温泉的 补给源区主要为老山,高程约为 200 m,昭关 温泉的补给源区主要为褒禅山,高程约为 260 m,半汤温泉的补给源区主要为汤山,高 程约为 250 m,泉水口温泉的补给源区主要 为冶父山,高程约为 160 m。

3.6 补给区温度

当气温逐渐下降时,大气降水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值变得越来越小,与温度大体上存在正 相关关系(Clark et al., 1997)。Dansgaard 于 1964 年建立了全球平均年降水的 $\delta^{18}O$ 和 δD





$$\delta D / \% = 5.61 t / C - 100$$
 (9)

中国大气降水的年平均 δ D 值和 δ^{18} O 值与年平均气温的近似关系(王东升,1993):

 $\delta^{18} O / \% = 0.176t / ^{\circ} C - 10.39$ (10)

 $\delta D = 3t/^{\circ}C - 92 \tag{11}$

式中:t为年平均温度(℃)。

各温泉补给区温度的计算结果列于表 6。式 (8)、式(9)和式(11)计算结果相近,并且与研究区 年平均气温接近,所以将差别较大的式(10)的计算 结果舍去。由于地下热水与围岩之间发生了¹⁸O 交 换反应,所以利用温泉水中的²H 值计算出的温泉补 给区温度比 δ¹⁸O 值更加可靠。所以研究区温泉补 给区温度范围约为 13~15℃。

表 6	温泉的补给区温度
-----	----------

Table 6 Temperature of	the recharge	areas of the	hot springs
------------------------	--------------	--------------	-------------

水样	温泉名称	δD	δ^{18} O		补给区》	温度(℃)		
编号		(‰)	(%)	式(8)	式(9)	式(10)	式(11)	
JS1	汤泉温泉	-53.1	-6.6	10.10	8.36	21.53	12.97	
AH13	石杨温泉	-47.5	-6.1	10.82	9.36	24.38	14.83	
AH14	香泉温泉	-52.0	-6.9	9.67	8.56	19.83	13.33	
AH15	昭关温泉	-51.0	-7.0	9.52	8.73	19.26	13.67	
AH16-1	半汤温泉	-51.9	-6.9	9.67	8.57	19.83	13.37	
AH16-2	半汤温泉	-51.8	-6.4	10.39	8.59	22.67	13.40	
AH16-3	半汤温泉	-53.1	-6.4	10.39	8.36	22.67	12.97	
AH16-5	半汤温泉	-51.4	-7.0	9.52	8.66	19.26	13.53	
AH17	泉水口温泉	-46.7	-6.1	10.82	9.50	24.38	15.10	

4 半汤温泉成因模式

研究区的温泉出露在若干个零星分布的低山的 山边,热储层为震旦系、寒武系和奥陶系碳酸盐岩地 层,滁河断裂带内的次级断裂切穿热储层,在断层带 或断层交汇地带,温泉水沿裂隙上升至地表,在泉眼 处多有第四系覆盖。低山区是泉水的补给区,补给 区范围有限,补给区与泉口的高差不大,是这些温泉 的共同特点。

巢湖市半汤温泉发育在汤山背斜的南西倾伏端,背斜核部的主要地层为震旦系、寒武系以及奥陶 系的灰岩和白云岩等碳酸盐岩,构成了半汤温泉的 主要热储层(宁金野,2013)。同时背斜两翼的志留 系砂质页岩和泥岩等弱透水层构成了半汤温泉的盖 层。滁河断裂带在半汤温泉附近的分支断裂切穿碳 酸盐岩地层,并沟通深部热源,同时断裂带内部裂隙 发育,富水性较强。地下水在山区获得大气降水入 渗补给后,经历深循环获得增温,然后沿断裂破碎带 上升,在山谷地形低洼处出露,有部分地下水只经历 比较浅的循环而在山脚出露地表形成常温泉(冷 泉),半汤温泉和常温泉的形成模式如图7所示。

5 结论

(1)对安徽滁河断裂带的 6 个温泉和 1 个常温 泉(共11 个水样)进行野外调查和采样测试,得到 温泉水温为 32. 2~52. 9℃,为碳酸盐岩热储地下热 水的排泄点。泉水阳离子以 Ca²⁺、Mg²⁺为主,二者占 比 90%以上,阴离子按照 SO₄²⁻和 HCO₃相对含量的 不同,可以划分为以 HCO₃为主的 A 组和以 SO₄²⁻为 主的 B 组。A 组水样的 TDS(溶解性固体总量的质 量浓度)为 286~325 mg/L,水化学类型为 HCO₃⁻⁻ Ca²⁺·Mg²⁺; B 组水的 TDS 为 1414~2210 mg/L,水

化学类型主要为 SO_4^{2-} — $Ca^{2+} \cdot Mg^{2+}$ 型。

(2) A 组水样的 ρ(ΣREEs) 为 0.306~0.390 μg/L 高于 B 组水样 0.023~0.262 μg/L,选用 NASC(北美页岩) 对水样进行标准化模式配分, 配分图表现为平坦型标准化模式。A 组水样的ρ (ΣLREEs)/ρ(ΣHREEs) 值为 26.5~40 大于 B 组 的数值 2.25~21.75,二者都表现出轻稀土富集和 Eu 正异常的特征。且 A 组水样的范围小于 B 组 水样,说明 A 组水样分异程度小于 B 组水样。

(3)利用 SiO₂ 地热温标计算出 A 组温泉的 热储温度约为 45~70 ℃, B 组温泉的热储温度约 为 70~105℃, 都属于中低温温泉。研究区温泉的



Fig. 7 Schematic profile showing the conceptual model of the genesis of the Bantang hot spring in the Chuhe fault zone, Anhui

补给来源都是大气降水,补给区温度范围约为 13~ 15℃。研究区温泉的补给区域为温泉附近的山区, 通过计算可得 A 组水样的补给高程为 120~160 m 低于 B 组水样的 200~260 m。

(4)研究区温泉成因模式总结为:地下水在零 星分布的低山山区获得大气降水补给后下渗经深循 环受到大地热流加热后沿断裂带上升至低山山谷地 表低洼处出露形成温泉。半汤温泉附近的常温泉是 山区部分地下水经历较浅的水循环在山脚处出露地 表形成的。

参考文献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

- 安徽省地质矿产局. 1987. 安徽省区域地质志. 北京. 地质出版社: 1~721.
- 白玉鹏, 李波, 余仕勇, 张秋, 汪斌, 赵宏宇. 2021. 云南弥勒红河 谷温泉水文化学特征及成因. 中国岩溶, 40(2): 290~297.
- 郭鹏,韩竹军,周本刚,周庆,毛泽斌. 2018. 安徽巢湖—铜陵地区 中强地震发生的构造标志. 地震地质,40(4):832~849.
- 郭宁, 刘昭, 男达瓦, 孙会肖, 李豪婷, 赵海华. 2020. 西藏昌都觉 拥温泉水化学特征及热储温度估算. 地质论评, 66(2): 499~ 509.
- 李学礼. 1992. 江西温泉成因与铀矿化关系研究. 华东地质学院学报, 15(3): 201~220.
- 林元武. 1993. 红河断裂带北段温泉水循环深度与地震活动性的关系探讨. 地震地质, 15(3): 193~206.
- 刘成龙, 王广才, 史浙明, 孔庆敏, 赵丹, 张卉, 何德强. 2020. 云 南硫磺洞温泉水文地球化学特征和成因分析. 地震研究, 43 (2): 278~286, 417.
- 刘飞, 汪龙虎, 洪江生. 2008. 浅论安徽巢湖半汤地热田成因及径 流通道问题. 地质学刊, 29(3): 172~178.
- 卢丽,陈余道,代俊鸽,王喆,邹胜章,樊连杰,林永生,周长松. 2021. 四川昭觉竹核温泉水文地球化学特征及成因.现代地质, 35(03):703~710.
- 梅惠呈. 2016. 江西省玉龙地区地热地质特征与地热资源评价研

究. 中国锰业, 34(3): 29~30.

- 宁金野. 2013. 合肥温泉之乡半汤地热成因模式及其外围地热前景 探讨. 安徽地质, 23(3): 227~230.
- 潘明,郝彦珍,吕勇,李波. 2021. 云南昌宁橄榄河热泉水化学特征 及复合成因机制研究.中国岩溶,40(2):281~289.
- 王东升. 1993. 中国大气降水氢氧稳定同位素浓度场的时间—空间 展布及其环境效应. 王东升, 徐乃安主编. 第二届全国同位素 水文地质方法讨论会论文选—中国同位素水文地质学之进展. 天津:天津大学出版社: 5~11.
- 王恒纯. 1991. 同位素水文地质概论. 北京: 地质出版社: 1~191.
- 汪集旸, 熊亮萍, 庞忠和. 1993. 中低温对流型地热系统. 北京: 科 学出版社: 1~240.
- 王莹,周训,于湲,柳春晖,周海燕. 2007. 应用地热温标估算地下 热储温度.现代地质,21(4):605~612.
- 徐刚, 伍坤宇, 王鹏, 陈永东, 李兴彦, 胡林, 刘子畅, 李海. 2020. 藏北温泉盆地地热田水文地球化学特征研究. 中国岩溶, 39 (3): 299~310.
- 余鸣潇,周训,刘海生,霍冬雪,张彧齐. 2019. 云南省云县大控蚌 温泉的特征及成因.南水北调与水利科技,17(5):139~147+ 155.
- 于津生, 虞福基, 刘德平. 1987. 中国东部大气降水氢、氧同位素组成. 地球化学, 16(1): 24~28.
- 张正鹏,周大吉,孙东. 2021. 四川石棉县草科乡大热水温泉成因 探讨. 矿产与地质, 35(2): 243~248.
- 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. 科学通报, 28(13): 801~806.
- 周训,金晓媚,梁四海,沈晔,张红梅. 2017. 地下水科学专论(第 二版).北京:地质出版社:1~245.
- 朱铁军. 2021. 东营凹陷中央隆起带地温场建立及地热系统发育模式. 油气地质与采收率, 28(2):68~75.
- Arnorsson S. 1975. Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal area sin Iceland. American Journal of Science, 275(7): 763~783.
- Aubert D, Stille P, Probst A, Gauthier-lafaye F, Pourcelot L, Mireille D N. 2001. Characterization and migration of atmospheric REE in soils and surface waters. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65 (3): 387~406.
- Bai Yunpeng, Li Bo, Yu Shiyong, Zhang Qiu, WangBin, Zhao Hongyu. 2021 &. Hydrochemistry and genesis of the Honghegu hot spring in Mile, Yunnan Pronince. Carsologica Sinica, 40(2): 290~297.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Anhui. 1987#. Provincial.

Regional Geology of Anhui Province. Beijing. Geological Publishing House: 1~721.

- Clark I D, Fritz P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. New York: Lewis Publishers, 1~352.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133 (346): 1702~1703.
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16(4): 436~468.
- Feng Jinliang. 2010. Behavior of rare earth elements and yttrium in ferromanganese concretions, gibbsite spots, and the surrounding terra rossa over dolomite during chemical weathering. Chemical Geology, 271(3~4): 112~132.
- Fournier R O, Truesdell A H. 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature—part 2, Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. Journal of Research the U. S. Geological Survey, 2(3): 263~270.
- Fournier R O, Potter R W. 1982. A revised and expanded silica geothermometer. Geothermal Resources Council Bulletin. 11(10): 3~12.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na—K—Mg—Ca geoindicators. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(12): 2749~2765.
- Guo Peng, Han Zhujun, Zhou Bengang, Zhou Qing, Mao Zebin. 2018&. Tectonic indications of occurrence of moderate to strong earthquakes in Chaohu—Tongling area, AnHui Province. Seismology and Geology, 40(4): 832~849.
- Guo Ning, Liu Zhao, Nan Dawa, Sun Huixiao, Li Haoting, Zhao Haihua. 2020&. The characteristics and reservoir temperatures of hot springs in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet). Geological Review, 66(2): 499~509.
- Jayawardana D T, Udagedara D T, Silva A A M P, Pitawala H M T G A, Jayathilaka W K P, Adikaram A M N M. 2016. Mixing geochemistry of cold water around non-volcanic thermal springs in high-grade metamorphic terrain, Sri Lanka. Chemie der Erde— Geochemistry, 76(4): 555~565.
- Li Xueli. 1992&. Study on the relationship between Jiangxi hot-spring genesis and uranium mineralization. Journal of East China University of Technology (Natural Science), 15(3): 201~220.
- Lin Yuanwu. 1993&. A discussion on the relation of circulation depth of hot spring water to seismic activity on the northern segment of the Honghe fault zone. Seismology and Geology, 15(3): 193~206.
- Liu Chenglong, Wang Guangcai, Shi Zheming, Kong Qingmin, Zhao Dan, Zhang Hui, He Deqiang. 2020&. Hydrogeochemical characteristic and formation of the Liuhuangdong spring in Yunnan Province. Journal of Seismological Research, 43(2): 278 ~ 286, 417.
- Liu Fei, Wang Longhu, HongJiangsheng. 2008&. On origin of Bantang geothermal field and its run-off passage in Chaohu area, Anhui. Journal of Geology, 29(3): 172~178.
- Liu Haiyan, Guo Huaming, Pourret O, Wang Zhen, Sun Zhanxue, Zhang Weimin, Liu Maohan. 2021. Distribution of rare earth elements in sediments of the North China Plain: A probe of sedimentation process. Applied Geochemistry, 134(3~4).
- Lu Li, Chen Yudao, Dai Junge, Wang Zhe, Zou Shengzhang, Fan Lianjie, Lin Yongsheng. 2021&, Zhou Changsong. Hydrogeochemical characteristics and genesis of Zhuhe hot springs in Zhaojue, Sichuan province. Geoscience, 35(3): 703~710.

- Mei Huicheng. 2016&. Geothermal geological characteristics and evaluation of geothermal resources in Jiangxi Yulong. China Manganese Industry, 34(3): 29~30.
- Ning Jinye. 2013&. Genetic model of the geothermal energy in Bantang, a spa town in Hefei and the exploration potential in the periphery. Geology of Anhui, 23(3): 227~230.
- Pan Ming, Hao Yanzhen, Lv Yong, Li Bo. 2021&. Hydrochemical characteristics and composite genesis of a geothermal spring in Ganlanhe, Changning, Yunnan Province. Carsologica Sinica, 40 (2): 281~289.
- Parkhurst D L, Appelo C A J. 1999. User's Guide to PHREEQC (Version 2) — A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. Water Resources Investigation Report, 99: 312.
- Taylor S R, McLennan S M, Armstrong R L, Tarney J. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks [and discussion]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences (1934~1990), 301(1461): 381~399.
- Wang Dongsheng. 1993#. Time—space distribution and environmental effects of hydrogen and oxygen stable isotope concentration field of atmospheric precipitation in China. / / Edited by Wang Dongsheng and Xu Nai'an. Selected papers of the 2nd National Symposium on Isotopic Hydrogeology — Progress of Isotopic Hydrogeology in China. Tianjin: Tianjin University Press: 5~11.
- Wang Hengchun. 1991#. An Introduction to the Isotopic Hydrogeology. Beijing. Geological Publishing House: 1~191.
- Wang Jiyang, Xiong Liangping, Pang Zhonghe. 1993 #. Medium and Low Temperature Convective Geothermal System. Beijing. Science Press: 1~240.
- Wang Ying, Zhou Xun, Yu Yuan, Liu Chunhui, Zhou Haiyan. 2007&. Application of geothermometers to calculation of temperature of geothermal reservoirs. Geoscience, 21(4): 605~612.
- Xu Gang, Wu Kunyu, Wang Peng, Chen Yongdong, Li Xingyan, Hu Lin, Liu Zichang, Li Hai. 2020&. Hydrogeochemical characteristics of the geothermal field in Wenquan basin, northerm Tibet. Carsologica Sinica, 39(3): 299~310.
- Yu Mingxiao, Zhou Xun, Liu Haisheng, Huo Dongxue, Zhang Yuqi. 2019&. Characteristics and formation of the Dakongbang hot spring in Yun county of Yunnan. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 17(5): 139~147+155.
- Yu Jinsheng, Yu Fuji, Liu Deping. 1987&. The oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric waters in the eastern part of China. Geochimica, 16(1): 24~28.
- Zhang Zhengpeng, Zhou Daji, Sun Dong. 2021&. Discussion on the genesis of Large Hot spring in Caoke Township of Shimian County, Sichuan. Mineral Resources and Geology, 35(2): 243~248.
- Zheng Shuhui, Hou Fagao, Ni Baoling. 1983#. Study on stable isotopes of atmospheric precipitation in China. Chinese Science Bulletin. 28 (13): 801~806.
- Zhou Xun, Jin Xiaomei, Liang Sihai, Shen Ye, Zhang Hongmei. 2017 #. Special Topics on Groundwater Sciences(Second edition). Beijing. Geological Publishing House: 1~245.
- Zhu Tiejun. 2021&. Establishment of geothermal field and development model of geothermal system in central uplift belt of Dongying Sag. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 28(2): 68~75.

Hydrochemical and isotopic characteristics and genesis of hot springs in the Chuhe fault zone, Anhui

SUI Li'ai¹⁾ , ZHOU Xun $^{1,2)}$, LI Zhuang $^{1)}$, XU Yanqiu $^{1)}$, JIANG $\rm Zhe^{1)}$

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

2) MOE Key Laboratory of Groundwater Circulation and Environmental Evolution,

China University of Geosciences (Beijing), Beijing, 100083

Abstract: Taking 6 hot springs in the Chuhe fracture zone of Anhui Province as the main research objects, we analyze the hydrochemical characteristics of the samples of the springs, use hydrogen and oxygen stable isotopes to estimate the elevation of the recharge areas of the springs, and propose the genetic mode of the hot springs. The cation of the hot water are predominated by Ca^{2+} and Mg^{2+} . Based on the different contents of SO_4^{2-} and HCO_3^- , the water samples can be divided into two groups. The TDS of Group A (HCO_3^- enriched) are lower than those of Group B ($SO_4^{2^-}$ enriched), the hydrochemical types of Group A are of HCO_3^- — $Ca^{2+} \cdot Mg^{2+}$ type, the hydrochemical types of Group B are of SO_4^{2-} — $Ca^{2+} \cdot Mg^{2+}$ type (but the hydrochemical type of AH14 is of SO_4^{2-} — Ca^{2+} type). The total content of rare earth element content of the Group A is higher than that of the Group B, the normalized patterns of Group A and Group B are relatively flat, and they all show high REEs depletion after NASC normalization and exist Eu positive abnormality. The hydrogen and oxygen stable isotopes of the water samples indicate that the hot springs are of meteoric origin, the temperature of the recharge areas is approximately $13 \sim 15^{\circ}$ C. The elevations of the recharge areas of the hot springs of Group A are $45 \sim 70^{\circ}$ C, which is lower than those of Group B ($70 \sim 105^{\circ}$ C). Groundwater undergoes a deep circulation and obtains heat from heat flow, and rises up to the land surface.

Keywords: hot spring; Chuhe fault zone; temperature of geothermal reservoirs; rare earth element; Anhui

Acknowledgements: This study was supported by the National Natural Science Foundation of China (Nos. 42172269, 41772261)

First author: SUI Li'ai, female, born in 1995, master, mainly engaged in hydrogeological research; Email: 2235454176@ qq. com

Corresponding author: ZHOU Xun, male, born in 1963, doctor, professor, doctoral tutor, mainly engaged in the researches of geothermal water (hot spring), groundwater in coastal zones, subsurface brine (salty spring), mineral spring water, groundwater circulation and its simulation; Email: zhouxun@ cugb. edu. cn

 Manuscript received on: 2021-11-02; Accepted on: 2022-03-04; Network published on: 2022-03-20

 Doi: 10. 16509/j. georeview. 2022. 03. 011
 Edited by: LIU Zhiqiang