doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.09.016

安徽大别山区温泉的水化学与同位素特征及成因

李状^{1,2},周训^{2,3*},方斌^{2,3},沈晔^{2,3},徐艳秋²,陈柄桦²,王蒙蒙²,隋丽媛²

LI Zhuang^{1,2}, ZHOU Xun^{2,3*}, FANG Bin^{2,3}, SHEN Ye^{2,3}, XU Yanqiu², CHEN Binghua², WANG Mengmeng², SUI Liyuan²

1.中国地质调查局天津地质调查中心,天津 300170;

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)地下水循环与环境演化教育部重点实验室,北京 100083

1. Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China;

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

3. MOE Key Laboratory of Groundwater Circulation and Environmental Evolution, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

摘要:安徽大别山区位于扬子板块和中朝板块之间的碰撞造山带东部,南东侧以池-太断裂为界,北西侧止于金寨深断裂,向 东至庐江东汤池。对大别山区 5 个温泉,即太湖县汤泉乡汤湾温泉(AH2)、岳西县温泉镇温泉(AH6)、岳西县菖蒲镇溪沸温 泉(AH7)、庐江县东汤池温泉(AH11)和舒城县西汤池温泉(AH12)进行调查和分析。深大断裂和与之平行或斜交的小型断 裂控制着大别山区温泉的出露,地下热储带分布于花岗岩和变质花岗岩中。温泉水温为 40~70℃,pH 值为 7~8.8,均为中低 温、弱碱性温泉。温泉氢氧稳定同位素组成表明,大别山区温泉的补给水源为大气降水,并具有轻微的¹⁸ O 漂移现象。利用同 位素高程效应公式估算温泉补给区高程为 950~1300 m,补给区平均温度约为 8.2℃。地下水在大别山区接受大气降水入渗补 给,经历深循环受到来自深部热源的加热之后,沿断裂带或破碎带上升,在山谷、河谷的低处出露形成温泉。估算的热储温度 为 80~120℃,热水循环深度为 1400~1800 m。结合硅焓方程法和实地调查,认为 AH2 和 AH7 不存在冷热水混合,AH6、 AH11 和 AH12 若继续扩大开采,不排除会发现热水与浅部冷水的混合。

关键词:同位素;温泉;热储温度;地下水循环;水文地质调查工程;大别山区

中图分类号:P641.1 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2022)09-1687-11

Li Z, Zhou X, Fang B, Shen Y, Xu Y Q, Chen B H, Wang M M, Sui L Y. Hydrochemical and isotopic characteristics and formation of the hot spring in the Dabie Mountain area, Anhui Province. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(9):1687–1697

Abstract: The Dabie Mountain area in Anhui is located in the eastern part of the collision orogenic belt between the Yangtze Plate and China-Korea continental Plate. The southeast side is bounded by the Chi-Tai fault, the northwest side ends by the Jinzhai deep fault, and east side to East Tangchi in the Lujiang. Five hot springs in the Dabie Mountain area including the Tangwan hot spring(AH2) in Tangquan Township of Taihu County, Wenquan Town hot spring(AH6) in Yuexi County, Xifei hot spring(AH7) in Changpu Town of Yuexi County, East Tangchi hot spring(AH11) in Lujiang County and West Tangchi hot spring(AH12) in Shucheng County are investigated. Deep and large faults and small parallel or oblique faults control the occurrence of the hot springs in the study area, and

收稿日期:2020-03-12;修订日期:2020-05-07

资助项目:中国地质调查局项目《安庆多要素城市地质调查》(编号:DD20189250)和国家自然科学基金项目《温泉沉积的钙华的形态和微量元素含量变化对环境演变的响应》(批准号:41772261)

作者简介:李状(1995-),男,硕士,助理工程师,从事水文地质、环境地质研究。E-mail:lizhuang01@mail.cgs.gov.cn

^{*} 通信作者:周训(1963-),男,教授,博士生导师,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 等研究。E-mail:zhouxun@cugb.edu.cn

underground heat storage zones exist in the granite and metamorphism granite. The water temperature of hot springs in the study area ranges from $40 \sim 64$ °C, and the pH value, from 7 to 8.8. The hot springs are of medium—low temperature and are weakly alkaline hot springs. The stable isotope compositions of hydrogen and oxygen of the hot springs indicates that the hot springs in the Dabie Mountains area are of meteoric origin and have a slight ¹⁸O shift. Based on altitude effect, the elevations of recharge areas of the hot springs are estimated to be about $600 \sim 900$ m, and the average temperature of the recharge areas is about 8.2 °C. After receiving recharge from infiltration of precipitation in the Dabie Mountain area, groundwater is heated by heat flow from below during deep circulation, then rises to the surface along fault zones or fracture zones, and emerges in the form of hot springs in the lower parts of valleys and river valleys. The estimated temperatures of the geothermal reservoirs are $80 \sim 120$ °C, and the circulation depth of hot water, $1400 \sim 1800$ m. The results with silicon enthalpy equation method and field investigation, indicate that there is no mixing of hot and cold water in hot springs AH2 and AH7. If hot springs AH6, AH11 and AH12 are exploited continually, mixing of hot water and shallow cold water will be expected. **Key words:** isotope; hot springs; temperature of geothermal reservoir; groundwater circulation; hydrogeological survey engineering; Dabie Mountain area

地热能是蕴藏在地球内部的热能,它通过火山 喷发、温泉、喷泉及岩石的热能等方式源源不断地 向地表传送,温泉即是地球内部地热能量的地表显 示[1]。世界各国对能源的强烈需求,使地下热水(温 泉)的理论研究和开发利用越来越受到国内外学者 的重视,并且取得了很大的进展。Fournier 等^[2]建 立了一系列地热温标公式,用来估算地下热水系统 的热储温度。Giggenbach 等^[3]建立三角图等研究地 热流体成因和形成机制,并对其使用条件和结论分 析做了详细的说明。Asta 等^[4] 研究了西班牙潘蒂科 萨低温地热系统的化学特征,认为该地区地热水属 于花岗岩相关的碱性热水,并应用地温模型、经典 地温计算等估算热储层温度。Lambrakis 等^[5] 以希 腊地区温泉为研究对象,对泉水来源、水-岩相互作 用机制开展了研究,认为大部分水样的水化学类型 为 Na-Cl 型,主要为深层地下水热水与海水和淡水 混合形成,地热温标结果表明,调查区主要为低温 温泉,部分地区还存在温度较高的温泉。Chatterjee 等。阿对印度北阿拉汗高温地热田的水化学特征和地 球化学过程进行了研究,并将经典地温计、多组分 流体地温测量模型(GeoT)等应用于地下热储层温 度的估算。陈墨香门分析了中国地热资源分布特 点,依据地表有无温泉及其他地热显示将中国地热 资源区分为有天然地热显示的地热资源区和隐伏 型地热资源区,并根据地热资源的形成与控制其分 布的主要地质条件将中国地热资源分为火山-岩浆 型、断裂-深循环型和沉积盆地型三大类型。汪集 旸等^[8]以福建漳州地热田为例,深入研究了断裂-深 循环型中低温对流型地热系统的形成机理。周训 等¹⁹以天津市深层基岩热水系统为研究对象,对沉 积盆地型深层地下热水运移三维数值模拟进行了 探讨。周海燕等^[10]从地质概况、水化学分析、同位 素分析等方面对广东从化温泉进行了研究,认为该 温泉是断裂-深循环型地下热水,水化学类型为 HCO₃-Na及HCO₃-Na·Ca型。谭梦如等^[11]对云 南省西双版纳地区部分温泉的地质概况、水化学及 同位素进行了分析,提出西双版纳地区温泉成因模 式。张七道等[12] 深入分析了滇西陇川盆地内尺巴 处温泉的水文地球化学及同位素特征,认为该温泉 为深循环上升泉,主要补给来源为大气降水,热源 主要为深部未冷却的岩浆传导热及活动断裂产生 的构造热,水化学组分主要来源于水岩相互作用。 柯柏林等[13]采用地质、水文地质、地球化学等方法 对北京西山谷积山地热系统开展了研究,认为热水 属 HCO₃-Ca·Mg 型,为中一弱碱性、氟水型淡热 矿水,指出谷积山地热系统的热源为地幔热流与深 部隐伏花岗岩体放射性衰变生热,并构建了谷积山 地热系统成因模式。这些研究对于地热资源的勘 探开发具有重要的指导意义。

安徽省的地热工作开始于 20 世纪 50 年代末, 截止目前,全省可供开发利用、流体温度大于 28.5℃ 的温泉有 13 个、地热钻孔 28 个,地热资源总储存量 估算为 1.12×10²⁰ J,相当于标准煤 63.52×10⁸ t^[14]。 安徽的地热工作局限于地热资源分布特征、储量估 算、远景区划等勘查开发性研究^[14-16],对地下热水 的水化学特征与循环、演化机制的研究略薄弱,研 究和开发程度总体较低。本文在野外调查和采样 测试的基础上,分析了太湖县汤泉乡汤湾温泉 (AH2)、岳西县温泉镇温泉(AH6)、岳西县菖蒲镇 溪沸温泉(AH7)、庐江县东汤池温泉(AH11)和舒 城县西汤池温泉(AH12)的出露特征,探讨温泉的补给来源、补给高程、补给区温度,估算温泉的年龄、热储温度、循环深度等,并总结其成因模式,为 大别山区温泉的勘查开发利用提供依据。

1 区域地质背景

1.1 地质概况

本次研究的 5 个温泉分布于安徽安庆市与六安 市交界处大别山区,山脉大体呈 EW 走向,地势由 西南至东北逐渐降低,地形海拔最高为 1755 m,最 低小于 150 m。研究区属亚热带季风湿润型气候, 年平均气温为 15℃,年平均降水量为 1455 mm,4— 8月是雨季高峰期。

研究区在大地构造位置上处于扬子板块和中 朝板块之间的碰撞造山带——大别山造山带东 段^[17]。区内发育多条断裂,主要有3条区域性深大 断裂:池(河)-太(湖)深大断裂(F1)、磨子潭-晓天 深断裂(F2)和金寨深断裂(F3),以及与之平行或斜 交的次生断裂,以 NNE 向断裂为主,NW 向和 EW 向断裂为辅。3条深大断裂将研究区分为4个部 分:江淮台隆和后继盆地(Ⅰ)、北淮阳地槽褶皱带 (Ⅱ)、大别山中深变质杂岩带(Ⅲ)及前陆褶皱冲断



图 1 安徽大别山区地质略图(据参考文献[18]修改)

Fig. 1 Simplified geologic map of the Dabie Mountain area, Anhui Province
I —江淮台隆和后继盆地;Ⅱ—北淮阳地槽褶皱带;Ⅲ—大别山中深变质杂岩带;Ⅲ₁—罗田-岳西变质杂岩带;Ⅲ₂—英山-潜山超高压变质 岩带;Ⅲ₃—宿松变质岩带和张八岭构造滑脱带;Ⅳ—前陆褶皱冲断带和磨拉斯盆地;Z-T₁—卷入前陆褶皱冲断带的震旦系-下三叠统; Cm—石炭纪梅山群;J₃—上侏罗统安山岩;γ—花岗岩;1—榴辉岩类;2—逆冲断层;3—走滑断层;4—正断层;

5--地质界线;6--雨水样点及编号;7--温泉及编号

带和磨拉斯盆地(Ⅳ)(图1)。

断裂带的展布格局控制着区内温泉的出露和 分布。其中,池(河)-太(湖)深断裂是中国东部一 条十分重要的巨形断裂带——郯庐断裂带西侧的 一个分支,规模较大,切割较深,沟通深部热源。以 NW 向为主的断裂多为次级压性、压扭性断裂,起 到阻水作用。5个温泉出露点中汤湾温泉(AH2)、 东汤池温泉(AH11)和西汤池温泉(AH12),在 NNE 向深大断裂(F1、F2和F3)及与之平行或斜交 的次生断裂交会带附近出露^[19](图1)。断裂带的交 错分布为大气降水入渗和地下热水的运移提供了 有利条件,也成为深部热流传导的通道。

研究区广泛分布变质岩、侵入岩等结晶类岩石。变质岩主要位于大别山中深变质杂岩带(II), 自北向南依次可分为罗田-岳西变质杂岩带(II), 英山-潜山超高压变质岩带(II2)、宿松变质岩带和 张八岭构造滑脱带(II3)。此外,侵入岩出露面积 达1.3×10⁴ km²,根据侵入期的不同,可分为元古宙 变质侵入岩和中—新生代未变质侵入岩。按照化 学成分又可分为基性—超基性侵入岩和中酸性侵 入岩^[20]。在汤湾温泉(AH2)和溪沸温泉(AH7) 采样点出露基岩属于元古代变质侵入岩。岳西县 温泉镇温泉(AH6)和西汤池温泉(AH12)出露点 附近分布的主要是中生代花岗岩,主要矿物成分 有钾长石、钠长石、石英、黑云母等^[21-22]。区内还 零散出露第四系冲洪积和残坡积松散沉积物。研 究区属于隆起山地对流型地热资源,为带状热储, 地下热水富集在花岗岩断裂破碎带、断裂交会带 及裂隙带。

1.2 采样测试及温泉概况

2019 年 6 月,笔者对研究区 5 个温泉进行了野 外调查和采样测试(包括水化学和同位素成分)。 野外调查包括泉点的经度、纬度、标高、pH、Eh、温度 和游离二氧化碳含量的现场观测。温泉水样分别 由北京市水文地质工程地质大队和核工业北京地 质研究院分析测试研究中心进行水化学全分析和 同位素测试。其中,水化学全分析根据离子色谱 法、离子体质谱法、分光光度法等测定;²²⁶ Ra 和 ²²²Rn采用氡钍放射性分析仪测定;δ²H 和 δ¹⁸O 依 据《水中氢同位素锌还原法测定》(DZ/T0184.19— 1997)^[23]和《天然水中氧同位素二氧化碳-水平衡法 测定》(DZ/T0184.21—1997)^[24]测定。

汤湾温泉(AH2)位于安徽省太湖县汤泉乡汤湾 村南侧,临近花亭湖(水库)。该温泉现有 2 个钻孔, 钻孔 ZK01 常年断续抽热水用于温泉洗浴,钻孔 ZK02 位于 ZK01 东南约 30 m 处,原有天然泉眼水温 40℃, 后在泉眼处建成一个较浅的温泉池(图版 I -a),花亭 湖水位高时刚好淹没泉池,水位较低时该泉眼及钻孔 仍可自流热水。温泉平均水温 46.3℃。ZK01 和天然 泉眼总流量约 2 L/s,热水仅零星用于洗浴和泡温泉。



图版 I Plate I

a.汤湾温泉;b.温泉镇温泉浴池;c.溪沸温泉北侧热水井;d.溪沸温泉南侧地热井;e.东汤池温泉;f.西汤池温泉

温泉镇温泉(汤池畈温泉)(AH6)位于安徽 省岳西县县城以北的温泉镇。水样取自镇中心 依水源浴城地热井(图版 I -b),该井于 2010 年 成井,井深 200 m 左右,井抽水量达 5 m³/h,井水 无色无味,实测水温为 51℃,pH 值为 8。据统 计,温泉镇上共有地热井 39 眼,个别井温度可达 70℃以上。

溪沸温泉(AH7)位于安徽省岳西县菖蒲镇溪 沸村附近天仙河西岸,现有地热井2眼(图版 I -c、 d),均为自流热水井。北侧地热井正在自流热水, 南侧地热井已封闭。北侧井于2016年成井,井深210 m,水温40℃,自流量1.4~1.7 L/s,pH 值为9.1,呈弱 碱性。主要用于村民洗衣、洗澡或供给温泉度假村 零星使用,开发利用程度很低。东侧河床可见轻微 变质的花岗岩露头。

东汤池温泉(AH11)位于安徽省合肥市庐江县 东汤池镇。现有地热井作为地震监测井(图版 I e),于20世纪70年代成井,井深327 m,第四系厚 度约为9.8 m,水温61℃,pH值为8,呈弱碱性,当地 共钻探4口热水井,单井开采量最高可达900 m³/ d,如果停采地下热水,地热井仍可自流,流量可达 25 m³/h,主要用于零星洗浴和地震监测。

西汤池温泉(AH12)位于安徽省舒城县汤池镇 镇政府南侧(图版 I -f)。采样点位于金汤池温泉 度假村旁的舒城县地震观测站东侧浴场内的地热 井,井深 30 m,热水水温 64℃,pH 值为 7.9,呈弱碱 性,停止抽水时水位埋深 1 m 左右。热水用于零星 洗浴和地震监测。

2 同位素特征

地下水中的氢氧稳定同位素组成主要受入渗 雨水及地表水的同位素特征和渗入地下水后的同 位素组成变化影响^[25]。因此,分析氢氧同位素组成 及变化特征对于理解地下水的起源和混合有重要 意义。

2.1 补给来源

利用稳定同位素对地下水的标记作用^[26],结合 地下水的 δ^2 H与 δ^{18} O数据点在 δ^2 H- δ^{18} O关系图 上的位置,可以判断地下水的起源^[1]。研究区泉水 的氢氧稳定同位素测试结果(表 1)显示,区内温泉 水样的 δ^2 H值为-55.6‰~-51.9‰, δ^{18} O值为 -7.8‰~-6.5‰,相较于高纬度地区(如北京小汤山 温泉^[27])及高海拔地区(如四川康定地热田^[28])的 $\delta^{2}H$ 和 $\delta^{18}O$ 值均偏高,符合氢氧稳定同位素的纬度 效应和高程效应^[1]。

图 2 中标出了 5 个温泉水样数据点,绘制了全 球大气降水线 GMWL^[29]、全国大气降水线 LMWL^[30]、大别山区雨季大气降水线 DBMWL (雨)和大别山区旱季大气降水线 DBMWL (旱)^[31]。可以看出,安徽大别山区5个温泉水样 点和当地雨水样点(AHYS1,采样点与 AH6 相同) 的 δ^2 H 与 δ^{18} O 数据点均分布在大气降水线附近, 说明温泉水的补给水源为大气降水。此外,除 AH11 温泉水样点外, AH2、AH6、AH7、AH12 温泉 水样点相较于大气降水线出现轻微的¹⁸O 漂移现 象,表现出明显的¹⁸O富集现象。¹⁸O富集的因素 是多元的,在较封闭的热储条件下,其主控因素是 水-岩反应^[32]。地下水在循环过程中,当温度较高 时水-岩之间¹⁸O交换相较于²H更容易^[1]。而雨 水样 AHYS1 向右上方远离温泉水样点,可能是因 为雨水经历了二次蒸发^[31]。

2.2 补给高程

大气降水的 δ^2 H 与 δ^{18} O 值存在高程效应^[1]。 在中国,高程每升高 100 m, δ^{18} O 值降低 -0.15‰~ -0.5‰, δ^2 H 值降低 -1‰~ -4‰^[1]。可以采用以下 公式估算泉水补给区高程。

方法 1, δ^{2} H 与 δ^{18} O 含量与当地海拔高度关系 的高程公式^[26]:

$$H = (\delta G - \delta p) / k + h \tag{1}$$

方法 2,中国东部地区大气降水 δ^2 H 与 δ^{18} O 值 的高程效应公式:

 $δ^2$ H=-0.0134H-39.8(中国东部地区) (2)

 δ^{18} O = -0.003*H*-5.24(中国东部地区)^[33] (3)

式中:H 为补给区高程(m);h 为取样点高程 (m); δG 为取样点的 $\delta^2 H$ 或 $\delta^{18} O$ 值(‰); δp 为取 样点附近大气降水的 $\delta^2 H$ 或 $\delta^{18} O$ 值(‰);k 为大 气降水²H 或¹⁸O 的高程梯度(东部地区 $\delta^2 H$ 的高程 梯度为-1.3‰/100 m^[33])。

由表1可知,除公式(3)的计算结果偏低外,公 式(1)和(2)的计算结果相近。可能因为地下热水 在迁移过程中水与围岩发生了¹⁸O交换反应,使¹⁸O 富集,导致公式(3)的计算结果偏低,故将公式(3) 的计算结果舍去,根据公式(1)、(2)的计算结果平 均值得出 AH2、AH6、AH7、AH11 和 AH12 的补给

表1 安徽大别山区温泉的补给高程

Table 1 Estimated altitude of the recharge areas of the hot springs in the Dabie Mountain area, Anhui Province

| 温泉名称 | 水样编号 | $\delta^{12} H \hspace{-0.5mm} / \hspace{-0.5mm} \%_{0}$ | $\delta^{18}O/ \rlap{~00}{\ }$ | 标高∕m - | 中国地区高程效应关系 | 中国东部地区高程效应关系 | |
|-------|------|--|--------------------------------|--------|------------|--------------|-------|
| | | | | | 公式(1) | 公式(2) | 公式(3) |
| 汤湾温泉 | AH2 | -51.9 | -6.5 | 80.0 | 1010.7 | 903.0 | 420.0 |
| 温泉镇温泉 | AH6 | -54.7 | -6.9 | 408.0 | 1554.15 | 1111.9 | 553.3 |
| 溪沸温泉 | AH7 | -55.6 | -6.9 | 120.0 | 1335.4 | 1179.1 | 553.3 |
| 东汤池温泉 | AH11 | -54.1 | -7.8 | 40.0 | 1140.0 | 1067.2 | 853.3 |
| 西汤池温泉 | AH12 | -54.0 | -7.0 | 100.0 | 1192.3 | 1059.7 | 586.7 |

高程分别为956.85 m、1333.05 m、1257.25 m、1103.6 m和1126 m,即补给区位于泉水出露点附近的山 区。由于泉点均出露于大别山区地形较低的山谷 和河谷,补给高程也与当地山区实际地形较符合。

2.3 补给区温度

当气温逐渐下降时,大气降水的 δ^2 H和 δ^{18} O 值越来越小,与温度大致存在正相关关系^[1]。基于温 度效应,Dansgaard于1964年建立了全球平均年降水 的 δ^{18} O和 δ^2 H值与表面空气温度的关系式^[34]:

 $\delta^{18} O = 0.695 T - 13.6 \tag{4}$

$$\delta^2 H = 5.61 T - 100 \tag{5}$$

另外,还建立了中国大气降水的年平均¹⁸O值 与年平均气温的近似关系^[1]:

 $\delta^{18}O = 0.176T - 10.39 \tag{6}$

式中:T为月平均温度(℃)。



 Fig. 2 Plot of δ²H⁻δ¹⁸O of the hot spring samples in the Dabie Mountain area, Anhui Province
 GMWL-全球大气降水线;LMWL-全国大气降水线; DBMWL(雨季)—大别山区雨季大气降水线;

DBMWL(旱季)—大别山区旱季大气降水线

利用 5 个温泉的 δ²H 和 δ¹⁸O 值计算的补给区 温度列于表 2。由表 2 可知,上述 3 种方法的计算 结果较接近,但公式(5)计算出的补给区温度与其 他 2 式相比较低,是由于公式(5)以 δ²H 值的温度 效应进行计算。由于水-岩之间的氢、氧同位素交 换反应以¹⁸O 交换反应为主,同位素交换反应对地 下热水的 δ²H 值几乎无影响^[1]。笔者认为,根据 δ²H值(公式(5))得出的结果更可靠。根据计算结 果平均值得到各温泉补给区平均气温约为 8.2℃。 该结果比研究区多年平均气温略低,推测是由于补 给区所在的山区海拔较高所致。

2.4 温泉年龄

地下水中放射性同位素由于放射性衰变,对地下水起计时作用^[26]。测试地下水中的放射性同位素有助于确定地下水的年龄。利用²²⁶Ra和²²²Rn的衰变原理,可以根据镭-氡法^[35]估算地下水年龄:

$$t = -\frac{1}{\lambda_{R_a}} \ln \left(1 - \frac{N_{R_a}}{N_{R_n}} \right) \tag{7}$$

式中: λ_{Ra} 为²²⁶ Ra 的衰变常数,其值为 4.26×10⁻⁴ a⁻¹; t 为热水年龄(a); N_{Ra} 和 N_{Rn} 分别为²²⁶ Ra 和²²² Rn 的含量(Bq/L)。用镭-氡法计算 5 个温泉的年龄结果列于表 3。

表 2 安徽大别山区温泉的补给区温度

Table 2Estimated temperature of the recharge areas ofthe hot springs in the Dabie Mountain area, Anhui Province

| 泪白夕孙 | 水样 δ ² H | | $\delta^{18}O$ | 补给温度/℃ | | | |
|-------|---------------------|-------|----------------|--------|-------|-------|--|
| 価永石协 | 编号 | /‰ | /‰ | 公式(4) | 公式(5) | 公式(6) | |
| 汤湾温泉 | AH2 | -51.9 | -6.5 | 10.2 | 8.6 | 22.1 | |
| 温泉镇温泉 | AH6 | -54.7 | -6.9 | 9.6 | 8.1 | 19.8 | |
| 溪沸温泉 | AH7 | -55.6 | -6.9 | 9.6 | 7.9 | 19.8 | |
| 东汤池温泉 | AH11 | -54.1 | -7.8 | 8.3 | 8.2 | 14.7 | |
| 西汤池温泉 | AH12 | -54 | -7 | 9.5 | 8.2 | 19.3 | |

| 表 3 | 安徽大别山区温泉镭-氡法年龄估算结果 |
|-----|--------------------|
| | |

 Table 3
 Estimated age of the hot springs in the Dabie

 Mountain area, Anhui Province

| 泪息夕称 | 水样编号 | ²²² Rn | ²²⁶ Ra | 在龄/。 |
|-------|-------|----------------------|-------------------|---------|
| | パーキョー | $/(Bq \cdot L^{-1})$ | 14√/ d | |
| 汤湾温泉 | AH2 | 0.024 | 0.004 | 427.98 |
| 温泉镇温泉 | AH6 | 0.01 | 0.002 | 523.81 |
| 溪沸温泉 | AH7 | 0.079 | 0.002 | 60.19 |
| 东汤池温泉 | AH11 | 0.052 | 0.02 | 1139.69 |
| 西汤池温泉 | AH12 | 0.03 | 0.003 | 247.33 |

由表 3 可得 5 个温泉年龄计算结果平均值为 479.8 a。温泉水年龄计算结果最小值为 AH7 水样, 所测年龄为 60.19 a,计算结果最大值为 AH11 水 样,所测年龄为 1139.69 a,推测是因为 AH11 水样 点的²²⁶ Ra 含量为其他水样点的 10 倍。由表 3 可 知,5 个温泉水样的年龄有一定差距,可能是由于在 研究区的不同地区²²⁶ Ra 和²²² Rn 含量不稳定,变化 较大,而镭-氡法测年采用对数计算,使²⁰⁶ Ra、²²² Rn 含量变化对结果有很明显的影响。

3 热水形成分析

3.1 热储温度估算

估算热储温度常用的地热温标为 SiO₂温标^[36-37]。 SiO₂温标以含硅矿物在热液中的溶解-沉淀平衡理 论为基础,当热水温度下降时,SiO₂沉淀过程很慢。 当温度低于 300℃时,盐度、压力几乎不影响石英和 无定形 SiO₂的溶解度,其他离子和化合物一般不影 响水中 SiO₂的溶解度^[1]。以上特点使 SiO₂温标在 实际中得到较广泛的运用。

主要有以下几种常用的 SiO₂地热温标计算 公式^[38-39]。

(1)石英温标-无蒸汽分离或混合作用:
 T(℃)=-42.198+0.28831 SiO₂-3.6686×10-4(SiO₂)²+

$$T(\ ^{\circ}C) = \frac{1309}{5.19 - \log SiO_2} - 273.15 \tag{9}$$

(3) 石英温标-最大蒸汽损失在 100℃ (0~250℃):

(4)α-方英石温标:

$$T(\ \C) = \frac{1000}{4.78 - \log SiO_2} - 273.15$$
(11)

(5)玉髓温标-无蒸汽损失(0~250℃):

$$T(\ ^{\circ}C) = \frac{1032}{4.69 - \log SiO_2} - 273.15$$
(12)

式中:T为热储温度(℃);SiO₂的浓度单位为 mg/L。

利用公式(8)~(12)计算得到的各温泉热储温 度结果列于表 4。

由表4可以看出,使用石英温标(公式(8))求 得的热储温度高于用方英石温标(公式(11))和玉 髓温标(式公(12))计算的热储温度;并且由于研究 区温泉的泉口温度均低于100℃,无蒸汽损失存在, 因此式(10)不适用;公式(11)计算结果明显低于其 他计算结果,且差距较大,故将公式(10)、(11)的计 算结果舍去。结合SiO₂地热温标和阳离子地热温 标法的计算结果,得出汤湾温泉(AH2)热储温度为 80~110℃,温泉镇温泉(AH6)热储温度为91~ 120℃,溪沸温泉(AH7)热储温度为79~109℃,东 汤池温泉(AH11)热储温度为93~122℃,西汤池温 泉(AH12)热储温度为92~121℃。地热温标是在 一系列假设条件下建立起来的经验公式,故同一热 水系统用不同的地热温标得到的结果可能有较大的 差异,需对实际情况进行分析,得出合理的结果^[1]。

表 4 安徽大别山区温泉热储温度估算结果

Table 4 Estimated temperature of the hot springs in the Dabie Mountain area, Anhui Province

| 温泉名称 | 水样编号 | 水温/℃- | 计算热储温度/℃ | | | | | 什管执辞泪度/% |
|-------|------|-------|----------|--------|--------|--------|--------|----------------------|
| | | | 公式(8) | 公式(9) | 公式(10) | 公式(11) | 公式(12) | 「伯昇怒傾 」()(1) |
| 汤湾温泉 | AH2 | 46.3 | 110.48 | 110.16 | 109.75 | 59.63 | 80.89 | 80∼110℃ |
| 温泉镇温泉 | AH6 | 51 | 120.46 | 120.24 | 118.36 | 69.61 | 91.83 | 91~120°C |
| 溪沸温泉 | AH7 | 40 | 109.43 | 109.1 | 108.84 | 58.59 | 79.74 | 79∼109℃ |
| 东汤池温泉 | AH11 | 61.3 | 122.23 | 122.02 | 119.88 | 71.38 | 93.79 | 93∼122℃ |
| 西汤池温泉 | AH12 | 64 | 121.05 | 120.84 | 118.87 | 70.2 | 92.49 | 89∼121℃ |

3.2 循环深度

根据氢氧同位素分析结果得知,研究区温泉补 给来源是大别山区的大气降水。地下水循环深度 也是研究温泉成因的重要信息。假设地下热量随 深度的增加遵循正常的地热增温,可以根据当地的 地温梯度估算地下热水的循环深度,计算公式 如下^[40]:

$$Z = G(T_z - T_0) + Z_0 \tag{13}$$

式中:G为地热增温级(即地温梯度的倒数, m/℃),研究区 G取 20 m/℃^[41]; T_z 为地下热储温 度(℃),选用前述地热温标计算结果平均值; T_0 为 补给区多年平均气温(℃),大别山地区多年平均气 温取 15℃; Z_0 为常温带深度(m),研究区温泉出露 于花岗岩中,选用常温带厚度 20 m。地下热水循环 深度估算结果列于表 5。

由表 5 可知,研究区汤湾温泉(AH2)循环深度 估算结果为 1620 m,温泉镇温泉(AH6)循环深度估 算结果为 1520 m,溪沸温泉(AH7)循环深度估算结 果为 1420 m,东汤池温泉(AH11)循环深度估算结 果为 1820 m,西汤池温泉(AH12)循环深度估算结 果为 1720 m。结合温泉所处的地质和地热地质条 件看,温泉水温和热储温度不高,循环深度的估算 结果较合理。

3.3 冷热水混合

温泉水在上升途中,存在与浅层冷水发生混合 的可能性。以下用硅-焓方程法对混合现象进行 分析。

假设地下深处热水溶解的 SiO₂处于饱和状态, 热水上升途中冷水混合会导致深部热水的初焓降低,SiO₂初始含量下降,直至温泉出露地表,得到温 泉水最终的终焓和 SiO₂含量。在理想假设条件下, 地下热水的初焓和冷水混入比可以根据当地冷水温

| 丰气 泪白纸环涩度计筒结用 |
|---------------|

| 温泉名称 | 水样编号 | $\begin{array}{c} G \not \\ (\ m \ \boldsymbol{\cdot} \ ^{\circ}\! \mathbf{C}^{-1} \) \end{array}$ | $T_z/^{\circ}\mathbb{C}$ | $T_0/^{\circ}\mathbb{C}$ | Z_0/m | <i>Z</i> /m |
|-------|------|---|--------------------------|--------------------------|------------------|-------------|
| 汤湾温泉 | AH2 | 20 | 95 | 15 | 20 | 1620 |
| 温泉镇温泉 | AH6 | 20 | 90 | 15 | 20 | 1520 |
| 溪沸温泉 | AH7 | 20 | 85 | 15 | 20 | 1420 |
| 东汤池温泉 | AH11 | 10 | 105 | 15 | 20 | 1820 |
| 西汤池温泉 | AH12 | 20 | 100 | 15 | 20 | 1720 |

度和对应 SiO₂含量,以及温泉水温和其 SiO₂含量估 算。前人研究^[39,42] 给出了热水中温度、焓和 SiO₂含 量之间的对应关系。根据质量守恒定律,设冷水混 入量占泉水量的比例为 *X*,则地下热水 SiO₂的初始 含量和初焓与泉水 SiO₂含量和终焓的关系可表 示为^[39]:

$$S_{c}X_{1} + S_{h}(1 - X_{1}) = S_{s}$$
(14)

$$SiO_{2c}X_2 + SiO_{2h}(1 - X_2) = SiO_{2s}$$
 (15)

式中: S_{c} 为近地表冷水的焓; S_{s} 为泉水的终焓; S_{h} 为深部热水的初焓; SiO_{2c} 为近地表冷水的 SiO_{2} 含量; SiO_{2s} 为泉水的 SiO_{2} 含量; SiO_{2h} 为深部热水 SiO_{2} 的初始含量, 是 S_{h} 的函数。由公式(14)和(15)可以求出: $X_{1} = (S_{h} - S_{s})/((S_{s} - S_{c}) 和 X_{2} = (SiO_{2h} - SiO_{2s})/((SiO_{2h} - SiO_{2c}))$ 。

将研究区雨水温度(13℃)作为近地表冷水的 温度,对应雨水中测得的 SiO,含量为 6.5 mg/L,根 据温泉在具体温度下对应的焓值和泉水的 SiO,含 量,求得一系列 X_1 和 X_2 值,并绘制硅-焓图(图 3)。 由硅-- 焓图解法估算得到的汤湾温泉(AH2)热储温 度约为209℃,冷水混入比例约为82.9%;温泉镇温 泉(AH6)热储温度约为 223℃,冷水混入比例约 82.7%; 溪沸温泉(AH7) 热储温度约为 237℃, 冷水 混入比例约为88.6%;东汤池温泉(AH11)热储温度 约为197℃,冷水混入比例约为74.4%;西汤池温泉 (AH12)热储温度约为 217℃, 冷水混入比例约为 72.1%。整体看,热储温度偏高,混合比例偏大,与 实际情况不符。汤湾温泉(AH2)和溪沸温泉 (AH7)附近都有地表水,但对温泉的水化学和水温 没有影响,且目前温泉附近的地热井均呈自流状 态,表明地下热水的水头高于水库水位和河水位, 地表水不可能流向地下热水,因此 AH2 与 AH7 不 存在与浅部冷水的混合现象。而温泉镇温泉 (AH6)、东汤池温泉(AH11)、西汤池温泉(AH12) 由于附近没有地表水,浅层第四系很薄,水温较稳 定,这3个温泉也没有出现冷热水混合,但是如果继 续大量开采地下热水,使热水水位大幅度降低,不 排除将来会出现浅部冷水混合到地下热水中。这 也说明,高温地热系统中推导出的硅-焓图解法,可 能不适用于估算研究区花岗岩中的中低温地下热 水系统的冷水混合比例。

4 温泉成因模式

研究区地处大别山造山带东段。大型断裂主



Fig. 3 Silicon-enthalpy diagram showing mixing ratios of hot and cold water





要为池(河)-太(湖)深断裂、磨子潭深断裂和金寨 断裂,并形成了大型断块隆起带——大别山断块隆 起带。相应地,安徽大别山区地热资源属于对流型 地热资源,地热显示以温泉为主,热储类型为带状 热储。

研究区温泉出露于花岗岩破碎带,部分上覆少 量第四系松散沉积物。温泉成因模式以溪沸温泉 (AH7)为代表,可以概略地用图4表示。大别山区 是地下水的补给区,大气降水入渗后逐渐沿断裂破碎和裂隙带汇聚补给地下水,地下水沿断层破碎带或裂隙带经历深循环,获得来自深部热流的加热,并在水头差驱动下上升,在地形较低的山谷和河谷处出露地表。

5 结 论

(1)安徽大别山区 5 个温泉的氢氧稳定同位素

测试结果显示,水样的 δ^2 H值为-54.7‰~-33.7‰, δ^{18} O值为-6.9‰~-4.8‰, δ^2 H- δ^{18} O关系图显示温 泉补给来源为大气降水。4个温泉(AH2、AH6、 AH7和AH12)存在轻微的¹⁸O漂移,反映出水-岩 发生氧同位素交换反应,使水中 δ^{18} O值略有增高。

(2)利用δ²H 值和δ¹⁸O 值的高程效应和温度效应,估算研究区温泉补给高程为956.85~1333.05
m,补给区温度为8.2℃,估算结果与实际情况基本相符。利用镭-氡法估算研究区温泉年龄,仅AH7水样点较合理,其他水样点所得年龄结果偏大。

(3)结合 SiO₂地热温标和阳离子地热温标法的 计算结果得出,汤湾温泉(AH2)、温泉镇温泉 (AH6)、溪沸温泉(AH7)、东汤池温泉(AH11)、西 汤池温泉(AH12)热储温度分别为 80~110℃、、91~ 120℃,、79~109℃、93~122℃、92~121℃,热水循环 深度分别约为 1620 m、1520 m、1420 m、1820 m、 1720 m。

(4)研究区温泉是地下水接受附近山区大气降水入渗地表后沿断裂带或裂隙带经历深循环,获得深部热流的加热,然后上升,在山谷、河谷的低处出露地表形成温泉。

致谢:感谢中国地质调查局南京地质调查中心 程光华、李云峰等老师对本次专题研究提供的帮助 和支持;感谢北京市水文地质工程地质大队和核工 业北京地质研究院分析测试研究中心在样品测试 中给予的支持。

参考文献

- [1]周训,金晓媚,梁四海,等.地下水科学专论(第二版)[M].北京:地 质出版社,2017.
- [2] Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J].Geothermics, 1977, 5(1/4): 41-50.
- [3] Giggenbach W F, Minissale A A, Scandiffio G. Isotopic and chemical assessment of geothermal potential of the Colli Albani area, Latium region, Italy[J]. Applied Geochemistry, 1988, 3(5): 475-486.
- [4] Asta M P,Gimeno M J,Luis F,et al.Hydrochemistry and geothermometrical modeling of low-temperature Panticosa geothermal system(Spain)[J]. Journal of Volcanology & Geothermal Research, 2012, 235/236: 84–95.
- [5] Lambrakis N, Kallergis G. Contribution to the study of Greek thermal springs: hydrogeological and hydrochemical characteristics and origin of thermal waters[J]. Hydrogeology Journal, 2005, 13(3): 506-521.
- [6] Chatterjee S, Sinha U K, Deodhar A S, et al. Isotope geochemical characterization and geothermometrical modeling of Uttarakhand geothermal field, India [J]. Environmental Earth Sciences, 2017, 76

(18):638.

- [7] 陈墨香.中国地热资源的分布及其开发利用[J].资源科学,1991,13(5):40-46.
- [8] 汪集旸, 熊亮萍, 庞忠和. 中低温对流型地热系统[M]. 北京: 科学 出版社, 1993.
- [9] 周训,陈明佑,李慈君.深层地下热水运移的三维数值模拟[M].北 京:地质出版社,2001.
- [10]周海燕,周训,柳春晖,等.广东省从化温泉热矿水水化学与同位 素特征[J].自然资源学报,2008,23(4):155-162.
- [11] 谭梦如,周训,张彧齐,等.云南勐海县勐阿街温泉水化学和同位 素特征及成因[J].水文地质工程地质,2019,46(3):74-84.
- [12]张七道,刘振南,尹林虎.深变质岩区地热流体化学特征及成因-以滇西陇川盆地温泉为例[J].吉林大学学报(地球科学版),2021, 51(6):1838-1852.
- [13] 柯柏林,林天懿,李文,等.北京西山谷积山背斜地热系统成因模式及远景区预测[J].地质通报,2019,38(8):1378-1385.
- [14] 吴海权,杨则东,疏浅,等.安徽省地热资源分布特征及开发利用 建议[J].地质学刊,2016,40(1):176-182.
- [15] 潘国林.安徽省地热资源特征及远景区划[J].中国地质灾害与防 治学报,2011,22(2):130-134.
- [16]程长根,杨立本.安庆市地热水资源分布特征与开发利用初步研究[J].安徽地质,2005,15(3):186-189.
- [17] 安徽省地质调查院.安徽省太湖幅 1:25 万区域地质调查[M].北 京:地质出版社,2006.
- [18] 徐树侗,江来利.大别山区(安徽部分)的构造格局和演化过程[J]. 地质学报,1992,66(1):1-14.
- [19] 彭吟雪.安徽省地下热水水化学和环境同位素特征及成因研究[D].合肥工业大学硕士学位论文,2016.
- [20] 安徽省地质矿产局.安徽省区域地质志[M].北京:地质出版 社,1987.
- [21] 杨义忠, 王徽, 蔡杨, 等. 北淮阳东段西汤池岩体地球化学特征、锆石U-Pb 定年及成因[J]. 地质学刊, 2018, 42(2): 187-196.
- [22] 杜建国.大别造山带中生代岩浆作用与成矿地球化学研究[D]. 合肥工业大学博士学位论文,2000.
- [23] 中华人民共和国地质矿产部.水中氢同位素锌还原法测定(DZ/ T0184.19—1997)[S].北京:中国标准出版社,1997.
- [24] 中华人民共和国地质矿产部.天然水中氧同位素二氧化碳-水平 衡法测定(DZ/T0184.21-1997)[S].北京:中国标准出版社,1997.
- [25] 钱会,马致远,李培月,等.水文地球化学[M].北京:地质出版 社,2005.
- [26] 王恒纯.同位素水文地质概论[M].北京:地质出版社,1991.
- [27] 王泽龙.北京市小汤山地区地温场特征及地下热水成因模式分析[D].中国地质大学(北京)硕士学位论文,2007.
- [28] 卞跃跃,赵丹.四川康定地热田地下热水成因研究[J].地球学报, 2018,39(4):109-115.
- [29] Craig H.Isotopic Variations in Meteoric Waters[J].Science, 1961, 133 (3465): 1702–1703.
- [30] 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研 究[J].科学通报, 1983, 28(13): 801-801.
- [31] 张蓓蓓,徐庆,姜春武.安庆地区大气降水氢氧同位素特征及水汽

来源[J].林业科学,2017,53(12):20-29.

- [32] 马致远, 吴敏, 郑会菊, 等. 对关中盆地腹部深层地下热水 δ¹⁸ O 富 集主控因素的再认识[J].地质通报, 2018, 37(2/3): 487-495.
- [33] 于津生,虞福基,刘德平.中国东部大气降水氢、氧同位素组成[J]. 地球化学,1987,16(1):24-28.
- [34] Dansgaard W.Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus, 1964, 16(4): 436-468.
- [35] Cherdyntsev V V.Uranium-234[M].Jerusalem: Keter Press, 1971.
- [36] 王莹,周训,于湲,等.应用地热温标估算地下热储温度[J].现代地 质,2007,21(4):605-612.
- [37] 单玄龙,蔡壮,郝国丽,等.地球化学温标估算长白山地热系统热储温度[J].吉林大学学报(地球科学版),2019,49(3):662-672.
- [38] Fournier R O, Potter R W II .A revised and expanded silica(quartz)

geothermometer[J].Geothermal Resources Council Bulletin, 1982, 11 (6): 3–12

- [39] Fournier R O, Truesdell A H, Calif M P. Geochemical indicators of subsurface temperature-part 2, estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water [J]. Journal of Research U. S. Geological Survey, 1974, 2(3): 263-270.
- [40] 林元武.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[J].地震地质, 1993, (3): 193-206.
- [41] 苏贵芬,李方根,韩晓南.安徽皖南地区构造盆地及深大断裂地热 潜力研究[J].中外能源,2018,23(7):15-24.
- [42] Liu Y P, Zhou X, Fang B, et al. A preliminary analysis of the formation of travertine and travertine cones in the Jifei hot spring, Yunnan, China[J].Environmental Earth Sciences, 2012, 66(7): 1887–1896.