

香格里拉地区温泉水化学特征及成因分析

郑玉慧^{1,2}, 李小慧^{1,2}, 白曜宇³, 侯合明^{1,2}, 姚志鹏^{1,2}, 闫玉才^{1,2}

(1. 河南省地质局生态环境地质服务中心, 河南 郑州 450053; 2. 河南省矿山环境生态修复工程技术研究中心, 河南 郑州 450053; 3. 云南富盛铎鑫投资股份有限公司, 云南 昆明 650021)

摘要: 为了解香格里拉地区的地热资源状况, 以天生桥温泉和下给温泉为研究对象, 利用水化学分析法、氢氧同位素分析法以及地热温标法, 对天生桥温泉和下给温泉地热系统的水化学特征、地下水补给来源以及热储温度进行了分析。结果表明: 天生桥温泉水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Ca} \cdot \text{Na}$ 和 $\text{HCO}_3\text{-Na} \cdot \text{Ca}$ 型, 下给温泉为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Na}$ 和 $\text{HCO}_3\text{-Na} \cdot \text{Ca}$ 型; 天生桥温泉和下给温泉均来源于大气降水, 且存在 ^{18}O 漂移现象, 其补给高程分别为 3 710 m 和 3 842 m, 位于温泉东南方向的刺那一带, 补给温度分别为 -11.98°C 和 -12.91°C , 均为未成熟水; 天生桥温泉和下给温泉混合的冷水比例分别为 52% 和 72%, 利用 SiO_2 地热温标法计算得到热储温度分别为 98°C 和 160°C 。

关键词: 水化学分析; 同位素分析; 地热温标法; 天生桥温泉; 下给温泉; 香格里拉地区

中图分类号: P314

文献标志码: A

文章编号: 1004-6933(2024)05-0158-07

Hydrochemical characteristics and genesis analysis of hot springs in Shangrila Region//ZHENG Yuhui^{1,2}, LI Xiaohui^{1,2}, BAI Yaoyu³, HOU Heming^{1,2}, YAO Zhipeng^{1,2}, YAN Yucan^{1,2} (1. Ecological Environment Geo-Service Center of Henan Geological Bureau, Zhengzhou 450053, China; 2. Technology Research Center for Mine Environment Ecological Restoration Engineering of Henan, Zhengzhou 450053, China; 3. Yunnan Fushengxinxing Investment Co., Ltd., Kunming 650021, China)

Abstract: In order to understand the status of geothermal resources in the Shangrila Region, the Tianshengqiao Hot Spring and Xiagei Hot Spring were taken as research objects. Water chemistry analysis, hydrogen and oxygen isotope analysis, and geothermal temperature scale method were used to analyze the hydrochemical characteristics of the geothermal system, groundwater recharge sources, and thermal storage temperature of Tianshengqiao Hot Spring and Xiagei Hot Spring. The results indicate that the hydrochemical types of Tianshengqiao Hot Spring are $\text{HCO}_3\text{-Ca} \cdot \text{Na}$ type and $\text{HCO}_3\text{-Na} \cdot \text{Ca}$ type, while the Xiagei Hot Spring are $\text{HCO}_3 \cdot \text{Na}$ type and $\text{HCO}_3\text{-Na} \cdot \text{Ca}$ type. Both Tianshengqiao Hot Spring and Xiagei Hot Spring are sourced from atmospheric precipitation and exhibit ^{18}O drift phenomenon. The recharge elevations are 3 710 m and 3 842 m, respectively, located in the southeast direction of the hot springs in the area of China. The recharge temperatures are -11.98°C and -12.91°C , respectively, and both are immature water. The proportions of cold water mixed in Tianshengqiao Hot Spring and Xiagei Hot Spring are 52% and 72%, respectively. The thermal storage temperatures calculated using the SiO_2 geothermal temperature scale method are 98°C and 160°C , respectively.

Key words: hydrochemical analysis; isotopes analysis; geothermal temperature scale method; Tianshengqiao Hot Spring; Xiagei Hot Spring; Shangrila Region

与化石燃料相比, 地热能源的使用几乎不产生任何碳排放, 是一种清洁能源, 对于解决环境污染、能源危机和实现“双碳”目标战略等问题具有重要意义^[1-3]。温泉作为一种分布广泛而又常见的中低温型地热资源, 其温度多介于 $25\sim 80^\circ\text{C}$ ^[4-5]。我国温泉多分布于藏南-川西-滇西水热活动带, 是地中海-喜马拉雅地热带的重要组成部分^[6-8]。诸多学者针对温泉作为地热水资源的问题, 利用水化学分析、氢

氧同位素分析、地热温标法等对地下水形成与演化过程、地下热水的补给来源、补给温度、循环深度及热储温度等^[9-11]开展了研究。汪集旻等^[12]通过对福建福州和漳州的断裂深循环地热田进行了深入的调查研究, 提出了深循环条件下的中低温对流型水热系统。罗欢等^[13]采用水化学分析法和氢氧同位素分析法对温泉及地下水的水文循环过程、水化学演化及其成因模式进行了研究。Fournier^[14]建立了

作者简介: 郑玉慧(1988—), 女, 工程师, 硕士, 主要从事环境地质勘查研究。E-mail: 819998110@qq.com

通信作者: 白曜宇(1985—), 男, 高级工程师, 主要从事地质矿产勘查研究。E-mail: 406754345@qq.com

一系列地热温标公式,用来确定地下热水系统中的热储温度。

香格里拉地区位于滇藏地热带,地处欧亚板块与印度洋板块交汇之处,是我国构造活动最为强烈、活跃的地带之一,地热异常现象显著。已有学者对香格里拉地区的地热资源进行了研究,如王宇等^[15]分析了香格里拉地区地热特征、热储类型,介绍了温泉群分布特征及温泉成因;李丽辉等^[16]通过对香格里拉地区地质资料及物探结果分析,查明了香格里拉地区热储层位为深埋藏碳酸盐岩储热储水层。据统计,香格里拉地区有 21 个水热活动区,16 个温泉(热泉),其中天生桥温泉和下给温泉有多个泉眼出露,位于构造断裂带上,地质条件复杂,为典型的中低温对流型深循环地热系统。本文以天生桥温泉和下给温泉为研究对象,通过分析这两处温泉的水文地球化学、同位素特征和热储特征揭示香格里拉地区地热水的物质来源及演化规律,以期为滇藏地热资源的开发利用提供参考。

1 研究区概况

天生桥温泉和下给温泉位于云南省迪庆藏族自治州香格里拉市,研究区内地势北高南低,海拔一般在 3000 m 以上,地形高差大,气候垂直分带明显,年平均降水量 618.4 mm^[17],地表水系较为发育。香格里拉地区东北部地处印度板块和欧亚板块交接带的东北缘,为三江造山带的中心地带,断裂构造发育。现存的构造方向以北西-北北西向为主,其次为北东向。其中,中甸断裂(F_1)、央谷断裂(F_2)、格咱河-阿热断裂(F_3)、天生桥断裂(F_{12})、康师断裂(F_5)是主要的水热控制构造^[15], F_3 和 F_{12} 之间断裂破碎带是主要的导水通道。温泉区出露地层主要为三叠系上统哈工组三段(T_3ha^3)和四段(T_3ha^4)地层,主要岩性为石灰岩、粉砂岩、砂岩、泥岩、硅质岩等含量较少。研究区内岩浆岩出露,其中火山岩出露较少,岩石类型有基性、中性熔岩和火山碎屑岩^[16];侵入岩主要分布在属都海地层,以三叠系的石英闪长玢岩、石英二长斑岩为主。

2 数据采集与处理

天生桥温泉和下给温泉分别位于县城东南 11 km 处建塘镇四村和 15 km 处浪丁村西部山坡台地上,下给温泉在天生桥温泉的上游。天生桥温泉出露水温为 54.5~56.9℃,pH 值为 5.14~5.31,高程为 3315~3385 m,流量为 1~3 m³/s,泉眼处均有钙华产生。下给温泉出露温度为 27.0~63.1℃,pH 值为 5.57~7.67,高程为 3425~3445 m,流量为

0.5~1.5 m³/s,温泉点附近发育多种钙华。天生桥温泉多个泉眼已不能自流,现今出水泉眼有 2 处,编号为 YX1 和 YX1-2。下给温泉本次观测到 7 处泉眼,编号分别为 YX2-1~YX2-7,温泉采样点分布如图 1 所示。在两处温泉各泉眼位置采样,采样之前先用采样点的热热水对采样用具及容器进行严格清洗,以保证最大限度地减少样品的二次污染。同时,对天生桥温泉和下给温泉的出露位置、地形地貌及钙华出露的形态、位置进行实地调查,并对温泉所在的地理位置坐标、高程、温泉水温、pH 值、氧化还原电位(Eh)5 个参数进行现场测试,样品信息如表 1 所示,表中除了现场测试的 9 处样品,另整理了已有研究中天生桥温泉和下给温泉 41 号、42 号、49 号、50 号、51 号^[15],YX1-8、YX2-8^[18],3 号、7 号和 YX3^[19]等采样点收集的样品信息。



图例 ● 采样点
(a) 天生桥温泉



图例 ● 采样点
(b) 下给温泉

图 1 天生桥温泉和下给温泉采样点分布

Fig. 1 Distribution of sampling points in Tianshengqiao and Xiagei hot springs

样品采集后立即送至实验室,测试项目包括主要离子、微量元素和氢氧稳定同位素等。主要离子和微量元素项目测试在北京市地质工程勘察院实验室完成,氢氧稳定同位素测试在中国地质科学院稳定同位素实验室完成。基于 GB/T 5750.5—2023《生活饮用水标准检验方法》,采用离子色谱仪对 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等常规离子进行测定。基于 DZ/T 0064.51—1993《地下水水质检验方法离子色谱法测定氯离子、氟离子、溴离子、硝酸根和硫酸根》,对 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 等离子的浓度进行测定。基于 DZ/T 0064.49—1993《地下水水质检验方法滴定法测

表 1 天生桥温泉和下给温泉地热流体样品信息

Table 1 Information on geothermal fluid samples from Tianshengqiao and Xiagei hot springs

温泉名称	样品编号	高程/m	水温/°C	pH 值	Eh/mV	水化学类型
天生桥温泉	YX1	3315±27	56.9	5.31	119	HCO ₃ -Na·Ca
	YX1-2	3385±13	54.5	5.14	120	HCO ₃ -Ca·Na
	YX1-8	3440	56.0	8.15		HCO ₃ -Na
	41号	3390	56.8	7.50		HCO ₃ -Ca·Na
	42号	3420	56.8	7.20		HCO ₃ -Ca·Na
下给温泉	YX2-1	3436±12	63.0	6.70	18	HCO ₃ -Na
	YX2-3	3439±7	50.5	5.57	91	HCO ₃ -Na·Ca
	YX2-5	3425±7	41.4	7.66	-42	HCO ₃ -Na
	YX2-6	3433±5	61.6	7.67	-45	HCO ₃ -Na·Ca
	YX2-7	3429±6	63.1	7.56	-7	HCO ₃ -Na
	YX2-8	3480	67.0	8.25		HCO ₃ -Na
	49号	3460	64.2	7.40		HCO ₃ -Na·Ca
	50号	3440	37.3	7.60		HCO ₃ -Na·Ca
	51号	3460	67.8	7.20		HCO ₃ -Na
	3号	3440	56.0	8.15	67	HCO ₃ -Na·Ca
7号	3480		8.25	164	HCO ₃ -Ca	

定碳酸根、重碳酸根和氢氧根》，对 HCO₃⁻ 和 CO₃²⁻ 离子的浓度进行测定。基于 DZ-T 0184.19—1997《水中氢同位素的锌还原法测定》和 DZ/T 0184.21—1997《天然水氧同位素组成测定 二氧化碳-水平衡法测定》，对²H、¹⁸O 同位素进行测试。²H 采用金属锌还原-直接测定法，测量仪器为 MAT-253 型气体同位素质谱仪，精密度 σ ≤ 1‰；¹⁸O 采用 CO₂-H₂O 平衡法测定，测量仪器为 MAT-253 型气体同位素质谱仪，精密度 σ ≤ 0.1‰。

3 结果与分析

3.1 水化学特征分析

3.1.1 水化学类型

基于舒卡列夫分类法，并借助 Piper 图判断研

究区内温泉水化学类型，结果见图 2。天生桥温泉水化学类型主要为 HCO₃-Ca·Na 型，其次为 HCO₃-Na·Ca 和 HCO₃-Na 型；下给温泉水化学类型主要为 HCO₃-Na·Ca 型，其次为 HCO₃-Na 型。对比分析结果表明，天生桥温泉和下给温泉的水化学组分相似，证明这两处温泉的地下热水在运移过程中遇到的围岩具有相似的成分，二者具有相同或类似的成因模式以及补给来源。两处温泉表现出温度和水化学性质上的差异可能是因为取水点位置的不同。

3.1.2 主要组分来源

天生桥温泉和下给温泉地热流体的主要离子组成类似，主要阴离子为 HCO₃⁻、Cl⁻ 和 SO₄²⁻，主要阳离子为 Ca²⁺、Na⁺ 和 K⁺。天生桥温泉阳离子中，YX1 和 YX1-8 中 Na⁺ 占比分别为 50% 和 60%，其他 3 个泉

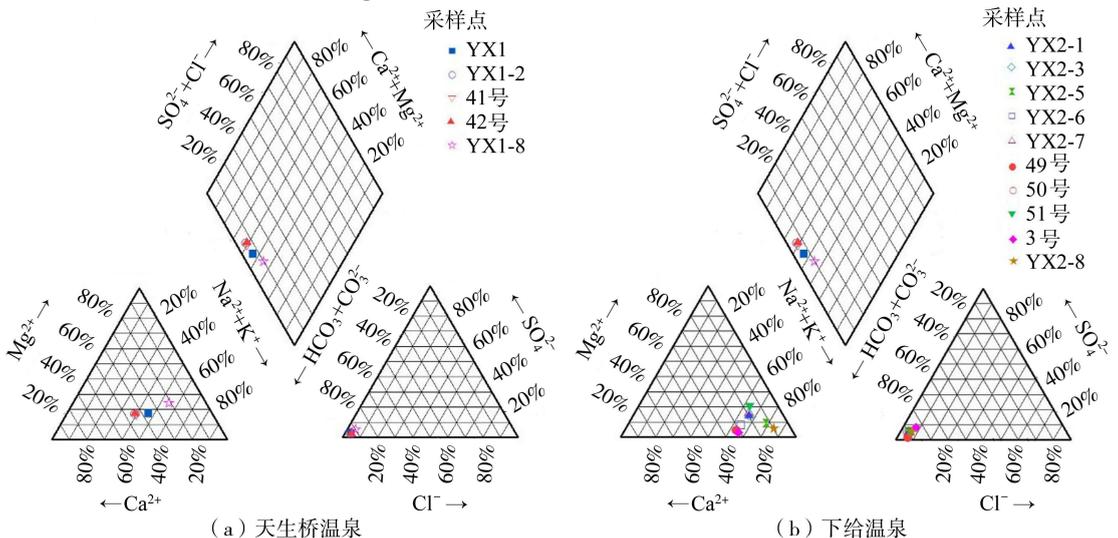


图 2 天生桥温泉和下给温泉水样 Piper 图

Fig. 2 Piper diagram of water samples from Tianshengqiao and Xiagei hot springs

眼 Ca^{2+} 均比 Na^+ 多, 约占阳离子的 45%, 质量浓度为 162.0~216.6 mg/L; 下给温泉均以 Na^+ 为主, 占阳离子 65% 以上, 质量浓度为 219~255 mg/L。天生桥温泉阴离子以 HCO_3^- 为主, 约占 91.4%~96.2%, YX1-8 和 YX2-8 中 HCO_3^- 的质量浓度相对较低, 分别为 662 mg/L 和 640 mg/L, 其他采样点 HCO_3^- 质量浓度为 1000~1400 mg/L; 下给温泉的 HCO_3^- 质量浓度为 759.1~951.9 mg/L, Cl^- 和 SO_4^{2-} 质量浓度远小于 HCO_3^- 。另外, 下给温泉 7 号冷泉中阳离子以 Ca^{2+} 为主, Mg^{2+} 次之, Na^+ 几乎没有, 水化学类型为 HCO_3^- -Ca 型, 3 号温泉为 HCO_3^- -Na·Ca 型, 说明温泉成因模式和补给来源与冷泉相差较大。

天生桥温泉出露于三叠系哈工组四段 (T_3ha^4) 的灰岩, 主要是层状亮晶含生物碎屑灰岩、钙质泥岩和泥质泥晶灰岩。下给温泉热储为哈工组三段 (T_3ha^3) 的泥岩、粉砂岩夹灰岩、含有硅质透镜体及石英砂岩透镜体。地下热水在运移过程中, 与围岩发生溶解、溶滤和水热蚀变等反应, 是地下热水中的 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 的主要物质来源之一。此外, 地下热水在深循环过程中携带大量的 CO_2 以及浅部冷水中混入的 CO_2 也是 HCO_3^- 的来源之一。除上述原因以外, Ca^{2+} 的质量浓度还可能与石膏沉积物、岩浆岩、变质岩等含钙矿物的风化溶解以及阳离子交换吸附作用有关, 如三叠系哈工组四段中的钙质泥岩。 Mg^{2+} 与 Ca^{2+} 化学性质相似, 但由于镁盐在地壳中的分布不广泛, Mg^{2+} 的质量浓度一般小于 Ca^{2+} 。

Na^+ 和 K^+ 盐类都可溶, 迁移性很强, 天生桥温泉和下给温泉的 Na^+ 质量浓度均较高, 与围岩中含有的硅酸盐岩或芒硝等钠盐溶于地下热水有关。 Cl^- 和 SO_4^{2-} 同样具有很强的迁移性, 但在天生桥温泉和下给温泉中含量较低, 约占所有阴离子质量分数的 2%~4%, 原因可能是大气降水中所含 Cl^- 含量较低。而 SO_4^{2-} 含量较低的原因是 CaSO_4 的溶解度较小, 较高的 Ca^{2+} 含量会对 SO_4^{2-} 有限制作用, 并且大气降水、热储岩层和围岩中硫酸盐或硫化物的含量也很低, 在封闭的深层地质构造中 SO_4^{2-} 在去硫菌的作用下, 被还原成了 H_2S [20]。

3.2 同位素水文地球化学分析

稳定同位素对于温度变化、水-岩相互作用和不同来源水的混合作用十分敏感, 易于检测, 因而适于作标记或示踪剂 [21-23], 可用于研究地下水的起源、补给温度和补给高程等问题。

3.2.1 补给来源

结合郑淑惠等 [24] 对我国 107 个降水样品中的

氢、氧同位素组成进行分析和研究提出的中国大气降水线和李广等 [25] 利用云南腾冲地区 339 个大气样品提出的腾冲大气降水线, 采用全球大气降水线方程 [23] 确定研究区地下水补给来源。根据研究区温泉 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的测试数据, 绘制天生桥温泉和下给温泉的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值与全球大气降水线、中国大气降水线以及腾冲大气降水线的关系, 如图 3 所示, 图中 YX3 采样点为本团队 2013 年野外考察白水台地区冷泉的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 用来与温泉作对比分析。由图 3 可见, 研究区水样 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值均在大气降水线附近, 说明天生桥温泉和下给温泉补给来源为大气降水, 但由于蒸发作用, 样品数据集中在大气降水线右下方。据测算, 研究区两温泉的 ^{18}O 漂移度较小, 约 1‰~2‰, 说明两温泉存在轻微的 ^{18}O 漂移现象, 指示存在水岩作用造成的 ^{18}O 同位素交换反应。

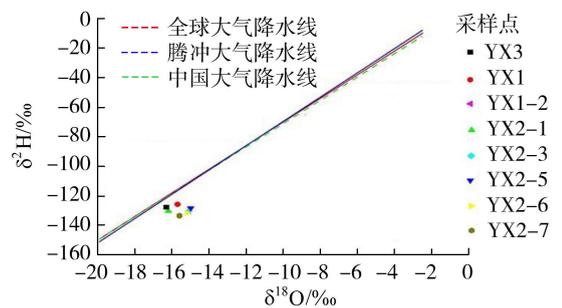


图 3 天生桥温泉和下给温泉水样 $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 关系
Fig. 3 $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ relationship of water samples from Tianshengqiao and Xiagei hot springs

3.2.2 补给高程

大气降水中 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值随着高程的升高而降低的效应称为高程效应。由于不同地区的气候和地形条件不一, 其高程效应亦存在差异。一般而言, 高度每升高 100 m, $\delta^{18}\text{O}$ 值减少 0.15‰~0.5‰, $\delta^2\text{H}$ 值减少 1‰~4‰。天生桥温泉和下给温泉水样品存在 ^{18}O 漂移现象, 利用 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算补给高程可能存在一定的偏差, 故本文选取 3 种方法计算补给高程: 方法 1 采用 Dansgaard [26] 的中国大气降水 $\delta^2\text{H}$ 值的高程效应公式; 方法 2 采用周训等 [27] 在西藏东部、四川、贵州等地得出的高度梯度公式; 方法 3 采用降水中 $\delta^2\text{H}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值与当地海拔的高程公式 (式 (1))。3 种方法计算的研究区各温泉点补给高程结果如表 2 所示。

$$H = h + (G - P) / K \quad (1)$$

式中: H 为补给高程; h 为取样点高程; G 为取样点水样的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($\delta^2\text{H}$ 值); P 为大气降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($\delta^2\text{H}$ 值); K 为大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($\delta^2\text{H}$ 值) 的高度梯度, 本文取 -0.31‰ (-2.6‰)。

表2 天生桥温泉和下给温泉补给高程

$$T = 1.45G_0 + 19.71$$

(2)

Table 2 Supply elevation of Tianshengqiao and Xiagei hot springs

样品编号	泉口高程/m	$\delta^2\text{H}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	补给高程/m		
				方法1	方法2	方法3
YX1	3315	-125.7	-15.7	3290	3673	3889
YX1-2	3385	-130.2	-15.1	3440	3846	4122
YX2-1	3436	-130.3	-16.2	3443	3850	4186
YX2-3	3445	-130.2	-15.1	3440	3846	4182
YX2-5	3439	-128.3	-15.0	3377	3773	4109
YX2-6	3435	-131.5	-15.2	3483	3896	4232
YX2-7	3425	-133.4	-15.6	3547	3969	4305
3号	3429	-127.6	-16.3	3746	3746	4082

因研究区地形条件复杂,气候特殊,取3种方法平均值作为温泉的补给高程,因此天生桥温泉和下给温泉大气降水的平均补给高程分别为3710 m和3842 m。由此得出,温泉补给区为刺那一带,含水层为三叠系哈工组三段和四段灰岩,地面高程为3450~3800 m,与研究区温泉的平均补给高程吻合。

3.2.3 补给温度

大气降水的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素与补给温度 T 呈正相关关系,利用稳定同位素相关数据可推测温泉的补给温度。本文选取3种方法计算天生桥温泉和下给温泉的补给温度:方法1利用北半球高纬度地区大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算,公式见式(2);方法2采用Schoeller^[28]研究中利用北半球大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的公式;方法3采用王东升等^[29]研究中中国大气降水 $\delta^2\text{H}$ 值温度效应公式,结果如表3所示。由表3可见,方法3计算结果较低,这主要由于水岩之间的同位素交换反应主要是以 ^{18}O 交换反应为主,对地下热水的 $\delta^2\text{H}$ 值几乎无影响,故地下热水 $\delta^2\text{H}$ 值比 $\delta^{18}\text{O}$ 值更能反映地下热水的来源^[30]。同时,由方法3计算的补给温度较低,在一定程度上印证了研究区海拔高、气候垂直立体分布的整体特征。因此,本文取方法3计算得到的天生桥和下给温泉的补给温度分别为-11.98℃和-12.91℃。

表3 天生桥温泉和下给温泉的补给温度

Table 3 Supply temperature of Tianshengqiao and Xiagei hot spring

水样编号	$\delta^2\text{H}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	补给温度/℃		
			方法1	方法2	方法3
YX1	-125.7	-15.7	-3.04	-1.42	-11.23
YX1-2	-130.2	-15.1	-2.17	-0.27	-12.73
YX2-1	-130.3	-16.2	-3.77	-2.38	-12.77
YX2-3	-130.2	-15.1	-2.17	-0.27	-12.73
YX2-5	-128.3	-15.0	-2.03	-0.08	-12.10
YX2-6	-131.5	-15.2	-2.32	-0.46	-13.17
YX2-7	-133.4	-15.6	-2.90	-1.23	-13.80
3号	-127.6	-16.3	-3.91	-2.57	-11.87

式中 G_0 为 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

3.3 热储分析

热储温度是评价地热资源的重要参数之一,可通过地球化学温标法反演获取^[14]。目前常见的地球化学温标法主要有 SiO_2 地热温标法和阳离子地热温标法。利用 SiO_2 地热温标法及阳离子地热温标法分别计算天生桥温泉和下给温泉地下深部的热储温度,结果表明由阳离子地热温标法获得的热储温度明显偏大,不符合实际,因此本文采用 SiO_2 地热温标法计算热储温度。 Na-K-Mg 三角图解法常用于评价地下热水的平衡状态,可将地下热水划分为完全平衡水、部分平衡水及未成熟水3种类型^[31]。研究区内水样点均为未成熟水,且 Mg^{2+} 的含量普遍偏高,表明水-岩反应的温度不高,两处温泉均可能存在热水与浅部冷水混合的现象,地下热水在上升过程中受到浅层冷水的稀释,使热水中元素的含量变低。在不考虑冷热水混合作用下,天生桥和下给温泉的热储平均温度分别约为86℃和120℃。地下热水在上升过程中与浅部冷水发生混合(稀释),混合作用可能影响热水化学组分含量、温度以及地热流体的化学平衡状态。一般来说,当地下热水中 Na^+ 与 Cl^- 质量浓度呈正相关关系、 Mg^{2+} 与 Cl^- 质量浓度呈负相关关系时可以判断为混合水。天生桥温泉和下给温泉中 Na^+ 与 Cl^- 质量浓度呈正相关关系、 Mg^{2+} 与 Cl^- 质量浓度呈负相关关系,这说明两处温泉存在冷热水的混合作用。因此,由 SiO_2 地热温标法计算的热储温度偏低,还需确定冷热水的混合比例。

宋利红等^[32]的研究表明,可利用硅-焓模型来确定混合水的深部热储温度和冷热水混合比例。根据天生桥温泉和下给泉水试验测试数据求出一系列混入热水的冷水比例 X_i ($i=1,2,3,4$),绘制深部热水温度 T_0 与 X_i 的关系曲线,如图4所示,曲线的交点所对应的比例即为最佳混入冷水比例,交点所对应的温度就是深部热水的初焓,即热储温度。由图4可见,天生桥温泉冷水混入比例为52%,混入前热储温度为110℃;下给温泉冷水混入比例为72%,混入前热储温度为200℃。结果表明,硅-焓模型得出的热储温度比实际的热储温度偏高,可能因为深部热水在上升至地表的过程中仅考虑了一股冷水混入,而实际可能有多股冷水多次混入,另外冷水焓值及 SiO_2 含量均为经验估计值,也会对结果的准确性造成影响。综上,硅-焓模型的计算值偏大, SiO_2 地热温标法由于没有考虑浅部的冷水混合,计算值偏

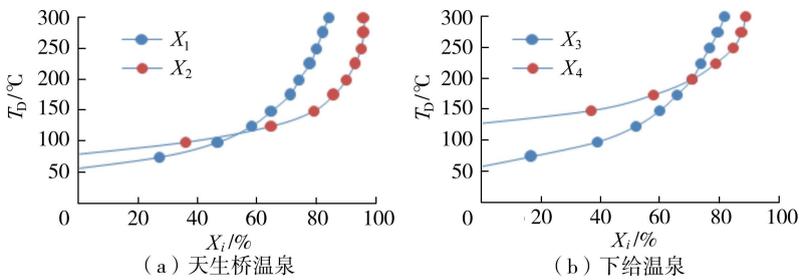


图4 温泉深部热储温度与冷水混入比例关系

Fig. 4 Relationship between deep thermal storage temperature and cold water mixing ratio in hot springs

小。故本文取两者平均值作为天生桥温泉和下给温泉的热储温度,分别为 98℃ 和 160℃。

4 结论

a. 天生桥温泉和下给温泉位于高山区断陷盆地,断裂构造发育,温泉区出露的基岩以灰岩为主。两处温泉均为中低温对流型地下热水系统,且阴离子以 HCO_3^- 占绝对优势。天生桥温泉水化学类型为 $\text{HCO}_3-\text{Ca} \cdot \text{Na}$,阳离子以 Na^+ 、 Ca^{2+} 为主;下给温泉水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Na}$ 和 $\text{HCO}_3-\text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型,阳离子以 Na^+ 为主。

b. 天生桥温泉和下给温泉均来源于大气降水,且存在 ^{18}O 漂移现象。利用 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的高程效应和温度效应计算出天生桥温泉和下给温泉的补给高程分别为 3710m 和 3842m,位于温泉东南方向的刺那一带,补给温度分别为 -11.98°C 和 -12.91°C 。

c. 天生桥温泉和下给温泉均为未成熟水,用阳离子地热温标法对温泉进行地下热储估算,结果偏大,适合用 SiO_2 地热温标法。通过对浅部冷水与热水混合比例的判断,计算出两处温泉混合的冷水比例分别为 52% 和 72%,结合 SiO_2 地热温标得出热储温度分别为 98℃ 和 160℃。

参考文献:

[1] DOTSIKA E. H-O-C-S isotope and geochemical assessment of the geothermal area of central Greece[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2015, 150: 1-15.

[2] 陶庆法,胡杰. 我国地热资源的勘查开发与管理[C]//中国能源研究会地热专业委员会. 中国地热资源开发与保护-全国地热资源开发利用与保护考察研讨会论文集. 北京:地质出版社, 2007: 13-20.

[3] CRAIG J, ABSAR A, BHAT G, et al. Hot springs and the geothermal energy potential of Jammu & Kashmir State, N. W. Himalaya, India [J]. Earth-Science Reviews, 2013, 126: 156-177.

[4] 胡泽祥,赵学钦,李松,等. 色达-松潘断块温泉水文地球化学特征及成因分析[J]. 现代地质, 2022, 36(2): 484-493. (HU Zexiang, ZHAO Xueqin, LI Song, et al.

Geothermal hydrogeochemical characteristics and genetic analysis of the seda-songpan fault block[J]. Geoscience, 2022, 36(2): 484-493. (in Chinese))

[5] TAYLOR M, YIN An. Active structures of the Himalayan-Tibetan orogen and their relationships to earthquake distribution, contemporary strain field, and Cenozoic volcanism[J]. Geosphere, 2009, 5(3): 199-214.

[6] PAN Guitang, WANG Liquan, LI Rongshe, et al. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet plateau [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 53: 3-14.

[7] LYU Yuanyuan, ZHENG Mianping, ZHAO Ping, et al. Geochemical processes and origin of boron isotopes in geothermal water in the Yunnan-Tibet geothermal zone [J]. Science China Earth Sciences, 2014, 57(12): 2934-2944.

[8] 王博. 滇西北断裂带土壤气地球化学及地热特征与断层活动关系研究[D]. 北京:中国地震局地质研究所, 2023.

[9] 詹沪成,赵娜,陈建生. 雾水和降水的氢氧稳定同位素差异及其影响因素[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2023, 51(4): 10-17. (ZHAN Lucheng, ZHAO Na, CHEN Jiansheng. Hydrogen and oxygen stable isotope difference between fog water and precipitation and influencing factors [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2023, 51(4): 10-17. (in Chinese))

[10] 师红杰,刘明亮,卫兴,等. 西藏玛旁雍错地热地球化学特征及其成因机制分析[J]. 沉积与特提斯地质, 2023, 43(2): 311-321. (SHI Hongjie, LIU Mingliang, WEI Xing, et al. Geochemical characteristics and formation mechanisms of the geothermalwaters from the Mapamyumco, Tibet [J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2023, 43(2): 311-321. (in Chinese))

[11] 杨旒,王安东,孙占学,等. 福建漳州地热水水化学及氢氧同位素特征研究[J]. 东华理工大学学报(自然科学版), 2023, 46(2): 167-178. (YANG Ni, WANG Andong, SUN Zhanxue, et al. Hydrochemistry and hydrogen-oxygen isotope characteristics of geothermal water in Zhangzhou, Fujian [J]. Journal of East China University of Technology (Natural Science), 2023, 46(2): 167-178. (in Chinese))

[12] 汪集旻,熊亮萍,庞忠和. 中低温对流型地热系统[M].

- 北京:科学出版社,1993:67-82.
- [13] 罗欢,刘振南,马一奇,等.云南落漏河流域温泉水化学特征及成因模式[J].煤田地质与勘探,2024,52(1):56-69. (LUO Huan, LIU Zhennan, MA Yiqi, et al. Hydrochemistry characteristics and genesis mode of hot springs in the Luolou River basin, Yunnan, China [J]. Coal Geology & Exploration, 2024, 52(1): 56-69. (in Chinese))
- [14] FOURNIER R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems [J]. Geothermics, 1977, 5 (1/2/3/4):41-50.
- [15] 王宇,杨世瑜.香格里拉盆地地热地质特征及勘探前景[J].矿物岩石地球化学通报,2003,22(3):265-269. (WANG Yu, YANG Shiyu. The geothermal feature and exploring prospect of the Xianggelila Basin in northwestern Yunnan, China [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2003, 22(3):265-269. (in Chinese))
- [16] 李丽辉,王宇.云南省迪庆香格里拉盆地地热资源勘查物探方法的应用[J].中国岩溶,2004,23(3):187-195. (LI Lihui, WANG Yu. Application of geophysical method to geothermal resource prospecting in Xianggelila Basin, Yunnan [J]. Carsologica Sinica, 2004, 23(3): 187-195. (in Chinese))
- [17] 王书贤,张加龙,鲍瑞,等.香格里拉高山松地上生物量及遥感因子的时空变化特征研究[J].西北林学院学报,2023,38(5):43-48. (WANG Shuxian, ZHANG Jialong, BAO Rui, et al. Temporal and spatial variation characteristics of above ground biomass of *Pinus densata* forest and remote sensing factors in Shangri-La [J]. Journal of Northwest Forestry University, 2023, 38(5):43-48. (in Chinese))
- [18] 云南省地方志编纂委员会.云南省志-卷二十五-温泉志[M].昆明:云南人民出版社,1999.
- [19] 袁道先.中国岩溶动力系统[M].北京:科学出版社,2002.
- [20] DILSIZ C. Conceptual hydrodynamic model of the Pamukkale hydrothermal field, southwestern Turkey, based on hydrochemical and isotopic data [J]. Hydrogeology Journal, 2006, 14(4):562-572.
- [21] 魏兴,周金龙,梁杏,等.新疆喀什三角洲地下水流系统的水化学和同位素标记[J].地球科学,2020,45(5):1807-1817. (WEI Xing, ZHOU Jinlong, LIANG Xing, et al. Hydrochemical and isotopic markers of groundwater flow systems in the Kashgar delta area in Xinjiang [J]. Earth Science, 2020, 45(5):1807-1817. (in Chinese))
- [22] 陈建生,王文凤,马芬艳.阿尔山新生代玄武岩地下水补给源及其成因分析[J].河海大学学报(自然科学版),2021,49(3):249-256. (CHEN Jiansheng, WANG Wenfeng, MA Fenyan. Recharge source and genesis analysis of Cenozoic basalt groundwater in Arshan [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2021, 49(3):249-256. (in Chinese))
- [23] CRAIG H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters [J]. Science, 1961, 133(3467):1833-1834.
- [24] 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. (ZHENG Shuhui, HOU Fagao, NI Baoling. Study on hydrogen and oxygen stable isotopes of atmospheric precipitation in China [J]. Chinese Science Bulletin, 1983, 28(13):801.
- [25] 李广,章新平,张新主,等.云南腾冲地区大气降水中氢氧稳定同位素特征[J].长江流域资源与环境,2013,22(11):1458-1465. (LI Guang, ZHANG Xiping, ZHANG Xinzu, et al. Stable hydrogen and oxygen isotopes characteristics of atmospheric precipitation from Tengchong, Yunnan [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2013, 22(11): 1458-1465. (in Chinese))
- [26] DANSGAARD W. Stable isotopes in precipitation [J]. Tellus, 1964, 16(4):436-468.
- [27] 周训,胡伏生,何江涛,等.地下水科学概论[M].2版.北京:地质出版社,2014.
- [28] SCHOELLER H. Qualitative evaluation of ground water resources [M]. Paris: UNESCO, 1967:44-52.
- [29] 王东升,王经兰,申建梅,等.中国大气降水的氧同位素温标[J].矿物岩石地球化学通报,2001,20(4):394-396. (WANG Dongsheng, WANG Jinglan, SHEN Jianmei, et al. The isotope thermometer of precipitation in China [J]. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 2001, 20(4):394-396. (in Chinese))
- [30] 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):70-80. (TAN Mengru, ZHOU Xun, ZHANG Yuqi, et al. Hydrochemical and isotopic characteristics and formation of the Mengajie hot spring in Menghai County of Yunnan [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2019, 46(3):70-80. (in Chinese))
- [31] GIGGENBACH W F. Geothermal solute equilibria derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52(12):2749-2765.
- [32] 宋利红,杨宇,李海福,等.基于硅-焓混合模型的热储温度估算方法[J].天然气勘探与开发,2021,44(3):112-117. (SONG Lihong, YANG Yu, LI Haifu, et al. Methods to estimate the temperature in geothermal reservoirs based on the silicon-enthalpy hybrid model [J]. Natural Gas Exploration and Development, 2021, 44(3): 112-117. (in Chinese))

(收稿日期:2024-01-26 编辑:王芳)