西藏卡吾地热水地球化学特征及其成因机制

王轲[a,b]，刘明亮[a,b*]，师红杰[a,b]，卫兴[a,b]，黄丽浈[a,b]

长江大学 a. 油气地球化学与环境湖北省重点实验室；b. 资源与环境学院，武汉 430100

第一作者，E-mail：m15681901095@163.com

* 通信作者，E-mail：lml2008@cug.edu.cn

2024-08-25 收稿；2024-12-13 修回；2024-12-27 接受

基金项目：国家自然科学基金项目(41902257)；第二次青藏高原科考项目(2022QZKK0202)；地热资源勘查与开发利用山西省重点实验室开放基金项目(SX202205)；自然资源部深部地热资源重点实验室开放基金项目(KLDGR2022G01)

中图分类号：P314　　文章编号：2096-8523(2025)04-0142-12　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240477

摘　要：卡吾是藏南地区典型的高温水热系统，具有较大的开采潜力，而现阶段对其成因机制还远未充分认识，限制了地热资源的进一步开发利用。为了进一步探究卡吾地热区地热成因及热源，基于卡吾地热区地热水和浅层冷水的水文地球化学和氢氧同位素特征，评估了地热系统的热储温度，探讨了地热水形成过程中的水文地球化学过程(水-岩反应、冷水混合、水-汽分离等)，识别了地热系统的深部热源，进而揭示了地热系统的成因机制。结果表明：地热水水化学类型主要为 HCO_3-Cl-Na 型，Na-K 温标计算的深层统一热储温度为 280℃，K-Mg 温标和石英温标计算的浅层热储温度约 175℃，冷水混合比例为 50%～76%，还原的深部热储氘氧同位素范围分别为 −207.20‰～−185.25‰，−22.26‰～−17.74‰。基于以上认识，提出了卡吾地热系统的成因模式：卡吾为一具有岩浆热源的的地热系统，深部统一的母地热流体沿区域内不同断裂向上运移并经过不同水文地球化学过程形成 4 个不同分布的浅部热储，最终出露形成卡吾地热水。研究成果为卡吾地热区地热资源的合理开发和高效利用提供了重要的指导作用，并可为藏南地区同类型地热系统成因机制的研究提供借鉴思路。

关键词：地热系统；水文地球化学；成因机制；岩浆热源；西藏卡吾地热区

随着经济的快速发展，近代工业革命对传统能源(如煤炭、石油和天然气)的需求日益增大，导致传统石化资源被大量开采并日趋短缺，对环境也造成了严重的影响[1-3]。近年来，在“2030 年碳达峰、2060 年碳中和”的大背景下，“双碳”目标成为当下全球关注的热点话题[4-8]。同时，随着能源结构的不断优化，环保观念的日益增强，全球对环保能源的需求量呈指数级上升。作为减少大气碳排放的一种方法，地热资源的开发和利用在世界范围内受到越来越多的关注。

地热能既源源不断地产生，又在使用过程中几乎不会产生二氧化碳等温室气体和其他污染物的排放。这对于减缓气候变化、改善空气质量以及保护环境都非常有益。相对于风能和太阳能等可再生能源，地热能具有更高的稳定性和可靠性，不受季节或天气的影响，可以始终提供稳定的能源供应。地热能的转换效率通常可达到 70% 以上，远高于传统能源的转换效率[3, 9-12]。

我国地热高温地热资源主要分布于藏南、川西、滇西及台湾地区等。其中，西藏作为我国地热资源最为丰富的地区之一，热水活动极其发育，水热显示区多达 677 余处，地热资源潜力巨大[13-15]，总体上显示南晚北早、南强北弱的特点。由于西藏部分区域用电、供暖等问题突出，以西藏丰富的地热资源为依托，对该地区的地热资源进行综合开发与利用，可望在改善环境、提高人民生活水平、减少能源浪费等

著录信息：王轲，刘明亮，师红杰，等. 西藏卡吾地热水地球化学特征及其成因机制 [J]. 地质科技通报，2025，44(4)：142-153.
WANG Ke, LIU Mingliang, SHI Hongjie, et al. Geochemical characteristics and genesis mechanisms of Kawu geothermal water in Tibet[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(4): 142-153.

© Editorial Office of Bulletin of Geological Science and Technology. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.　https://dzkjtb.cug.edu.cn

方面取得显著成效。已开展的西藏地区地热系统的成因机制研究工作[16-23]，评价地热资源开发可利用性和潜在产量，对确定中高温地热资源非常必要[24-25]。目前已有水文地球化学、地球物探、数值模拟和同位素分析等多种研究方法对地热的成因机制开展研究[26-33]。

西藏卡吾地热区，具有明显的热液活动，但现今对于该地区地热的研究较少。因此，笔者拟在西藏卡吾地热区域采集地热水、河水样品和冷泉水样，进行水文地球化学和氘氧(D-O)同位素分析，阐明其水-岩相互作用、热储温度、补给来源等，进而揭示卡吾温泉群的成因机制，以期为西藏萨迦县卡吾地热资源的勘探、开发和利用提供参考依据。

1 研究区概况

卡吾温泉位于西藏萨迦县，萨迦冲曲两岸，海拔高程为 4 620 ~ 4 700 m，温泉为典型的沸泉，温泉区两岸谷坡均为碳质板岩，盆地东和东北部山体则为浅成侵入体。卡吾地热田的强热液表现为泉华、沸腾泉、温泉、喷气孔和热液蚀变。该区钙化泉华发育，古泉华最厚处达 50 m 以上，据此推测卡吾温泉发育地质历史时间长。温泉的水温从 48℃ 到 85℃ 以上 (当地的沸点对应海拔 4 650 m)。大多数温泉散发出强烈的硫磺气味，特别是一些沸腾的温泉。

该区域地质构造复杂，变形显著，岩浆岩发育，晚新生代的构造隆升十分显著。拉轨岗日构造带显示出强烈的变形变质特征，核部杂岩体系中发育花岗岩体的短轴状热穹窿体。核部杂岩带由阿马、总布容和普弄抗日 3 个平面上呈穹状和短轴状的变质核杂岩组成，受后期 NNE 向左行平移断层的影响。测区整体呈倾向 NW 的单斜构造，地层变形强烈，局部区域存在小型向斜和背斜构造，断层发育。与卡吾地热区域关系最密切的是卡吾断裂及其次级断裂，该断裂周围发现一系列推测断裂和破碎带，这些相互交错的断裂和破碎带形成了大量的裂隙，提供了优良的地下热水储存空间，加强了地下热水之间的水力联系，适合地下热水的勘探。音频大地电磁测深显示，卡吾盆地出口附近存在隐伏的年轻花岗岩岩体，这些岩体具有丰富的热能，能够持续为地下水提供热量[34]。大气降水通过深部循环吸收地球深部热能并赋存，形成深部裂隙带状高温热储层，后受研究区切割深、延展广的深大断裂及其断裂剪切带影响，受静水压力沿断层通道、构造裂隙上升出地表，形成卡吾温泉群。

2 样品采集与测试分析

笔者于 2023 年 7 月在研究区共采集了 14 个水样，其中 11 个地热水样，2 个河水样，1 个冷泉水样，详细采样位置见图 1a。每个采样点收集了 2 瓶水样，并在取样前使用待取水样润洗聚乙烯瓶 3 次，确保样品的准确性和可靠性。所有水样均通过 0.22 μm 滤膜过滤，并储存在 500 mL 聚乙烯瓶中。用于阳离子分析的水样在取样后加入优级纯硝酸至 pH 值小于 1，用于阴离子分析的水样未经特殊处理。采集后的所有样品均在 4℃ 条件下冷藏，并在一周内完成测试。现场使用便携式多参数测定仪(Hach LDOTM HQ10)测试了水样的温度(T)、总溶解性固体 ρ(TDS)、pH、氧化还原电位(Eh)和电导率(EC)。硫化物和亚铁离子通过便携式比色计(Hach DR300 型)进行现场测定，同时用摩尔浓度为 0.025 mol/L 稀盐酸滴定碱度。离子色谱仪用于分析 F^-、Cl^-、SO_4^{2-}，电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)测定 Na^+、K^+、Ca^{2+} 和 Mg^{2+}，微量元素通过电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)分析。ICP-OES 和 ICP-MS 的分析误差均小于 2.0%。碱度借助 PHREEQC 软件计算得出 HCO_3^- 和 CO_3^{2-} 的含量，数据库为 WATEQ4F。绝大部分样品的电荷平衡误差在±5%，确保了测试结果的可靠性。上述所有测试工作均在中国地质大学(武汉)环境学院分析测试中心完成。水中同位素 $\delta^{18}O$、δD 在中国地质科学院岩溶地质研究所，通过多接受等离子体同位素质谱仪(Neoma)测量 $^2H/^1H$ 和 $^{18}O/^{16}O$ 的比值，结果相对于 SMOW 的标准差分别为±2‰和±0.30‰。

3 结果与讨论

3.1 地热水地球化学特征

卡吾地热水泉口温度为 49 ~ 82℃，地热水的 ρ(TDS)值均显著高于当地河水和冷泉水，为 886.1 ~ 1 548 mg/L。ρ(TDS)值与温度呈正相关关系，可以推测大部分化学成分受到深部来源的贡献。氧化还原电位 (Eh) 值在−0.2 ~ −152.2 mV 之间，反映了卡吾热水处于相对还原环境。在 Piper 图中(图 2)，冷水中以 Ca^{2+}为主要阳离子，HCO_3^- 为主要阴离子，水化学类型为 HCO_3-Ca 型。地热水基本为 HCO_3-Cl-Na 型，此类型地热水往往是由具有较高 ρ(TDS)和较高

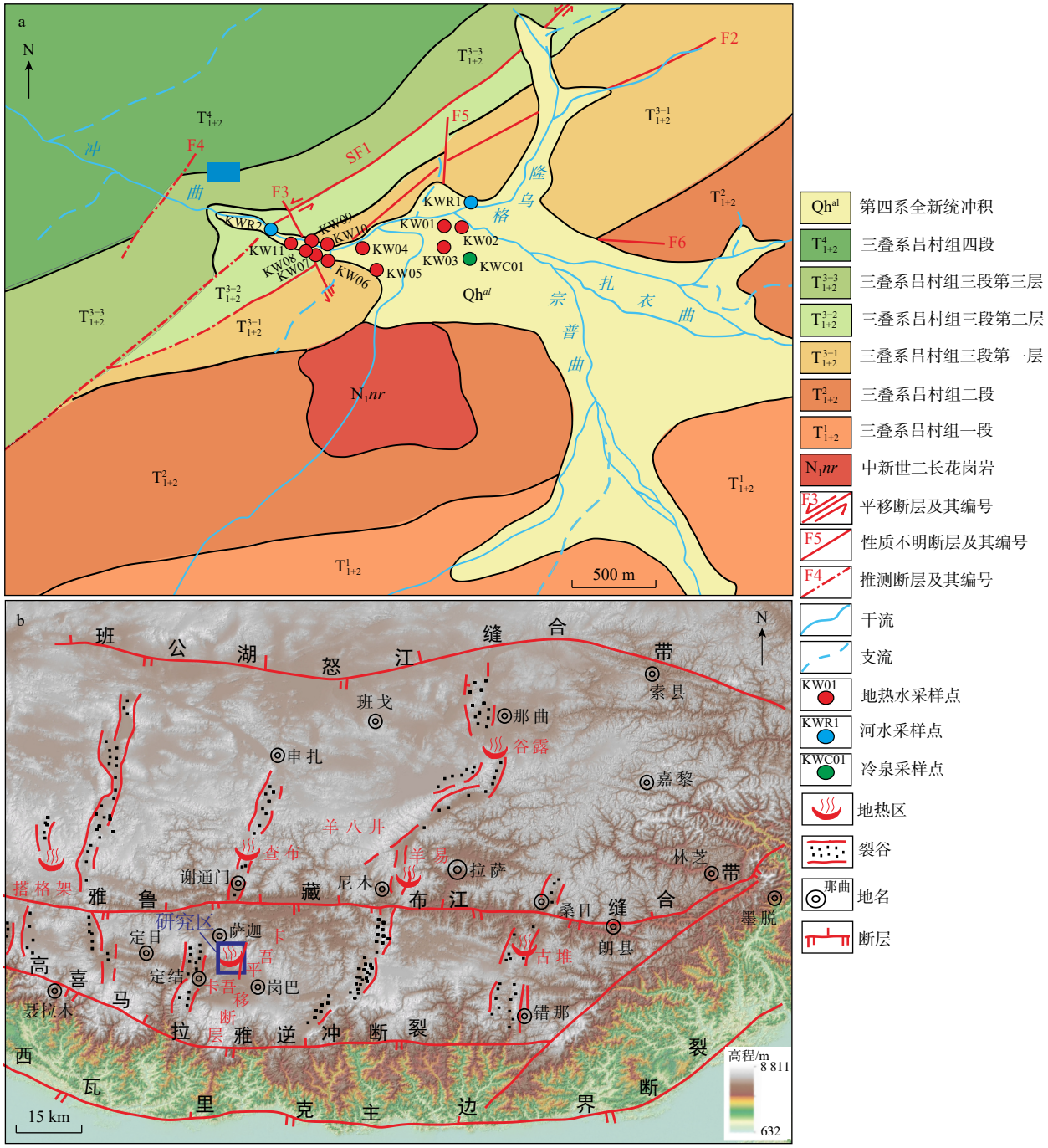


图 1　西藏卡吾地质简图及采样点分布图（a）和我国藏南热泉点、构造分布图（b）

Fig. 1　Simplified geological map of Kawu and sampling point distribution (a), and distribution of hot springs and tectonics in southern Tibet, China (b)

温度的 Cl-Na 型水(该水化学类型反映了深部热储层的性质)在向上流动并与表面冷水混合过程中，随着温度和压力大幅度下降，溶解的 CO_2 进一步离解使得反应性增强，进而发生强烈的氢交代过程，导致地热水中 HCO_3^-含量增加的结果，这种水化学类型往往出露于高温地热田外围[35]。与 2012 年和 2021 年的水样对比[36-37]，卡吾地热水水化学成分基本稳定，表明深层有稳定的热源流体供应来源，未来可持续开发。

Na、K、B、Cl、SiO_2、Li、Cs、Rb 一般被认为是地热水的特征组分[38-39]，这些组分在卡吾地热水中的含量明显高于当地冷泉水与河水，且各离子之间的变化趋势基本一致(图 3)。此外，采样点 KW06～KW10 上述特征组分之间的含量基本相当，表明这部分出露的地热水很可能来源于深部统一的热储层。河水的特征组分虽然均明显低于地热水，但是 KWR2 的特征组分含量却明显高于 KWR1 和 KWC01，联

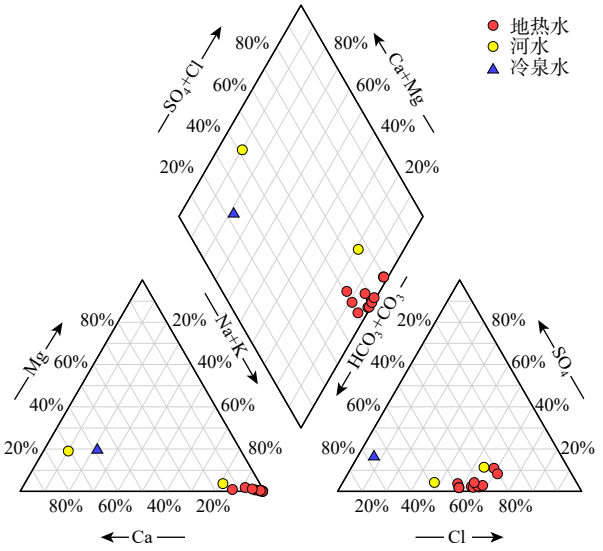


图 2　卡吾地区地表水、地热水 Piper 三线图

Fig. 2　Piper diagram of surface water and geothermal water in Kawu area

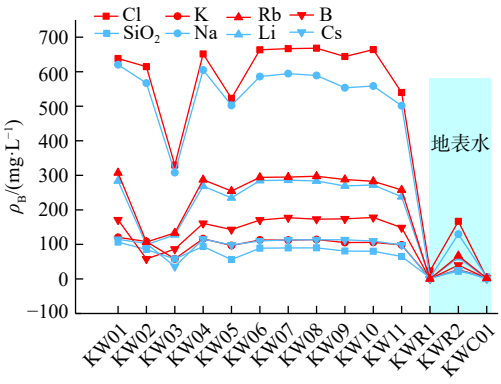


图 3　卡吾地区地表水、地热水特征离子含量关系图

Fig. 3　Major ions in surface water and geothermal water in Kawu area

系区域的地质构造分布，可见 KWR2 位于活动断层 SF1 附近且为河流下游，可能是受到了上游的地热水排放的影响。

3.2　热储平衡状态及温度估算

目前，用于估算地下热储温度的主流方法是地球化学温度计法。在采用地球化学温度计法估算地下热储温度时，首先需要确定地下热水溶液与矿物之间的化学平衡状态。常用的 Na-K-Mg 三角图[40]是基于 Na/K 和 K/Mg 比值为温度的函数这一关系，来展示地热水与钠长石、钾长石、白云母和斜绿石的化学平衡状态。Na^+的反应活性最为缓慢，受浅层冷水混合的影响较小，K^+的反应活性适中，而 Mg^{2+}反应活性较快，K/Mg 比值对于温度的响应要比 Na/K 更为敏感。因此，K-Mg 温标一般反映的是浅层热储温度，而 Na-K 温标反映深层热储温度。由于冷却和(或)混合作用，地热流体在向上流动或平流过程中开始与其他 SiO_2 相(如玉髓、方石英和无定形 SiO_2)重新达到平衡。尽管可以通过假设可能的 SiO_2 相来评估深部温度，但这并不能反映整个再平衡过程的初始温度[41-44]。

对于卡吾的地热水样品，Na-K 温标、K-Mg 温标和石英温标分别计算出的储热温度为 277.9 ~ 282.5，136.7 ~ 221.1 和 147.8 ~ 189.1℃。Na-K 温标估算的储热温度与 Na-K-Mg 三角图计算的储热温度基本一致，均高于 K-Mg 温标和石英温标估算的热储温度。各温标的估算结果出现了显著差异，因此想要确定研究区的热储温度，就需要探究温标的适用性。

从图 4 可以看出，卡吾地区的地热水样点大多属于未成熟水类型，靠近未成熟水和部分平衡或混合水的交界处，水岩作用并未完全达到平衡状态。大多数卡吾地热样品的 Na/K 比值非常接近，地热水样本几乎都沿着同一等温线分布，这暗示它们可能源自于同一深层地热流体，Na-K 温标估算温度约为 280℃，同样表明储层地热水与地下冷水混合现象。同时，Na/K 活度比与石英温度的关系图(图 5a)也表明[45]，研究区地热水样品远离钠长石/钾长石平衡线，均与钠长石和钾长石未达到平衡，这也表明地表附近的冷水进入热储层并与热水混合，使得水岩相互作用未能重新达到平衡，因此 Na-K 温标并不适合计算研究区浅层热储温度。

K-Mg 和石英温标对温度变化的响应速度相似，且比 Na-K 温标快得多，反映了地热流体上升过程中的传导冷却或混合再平衡过程中的温度。基于地热水中溶解性 SiO_2 (石英温标)与 K、Mg 离子(K-Mg

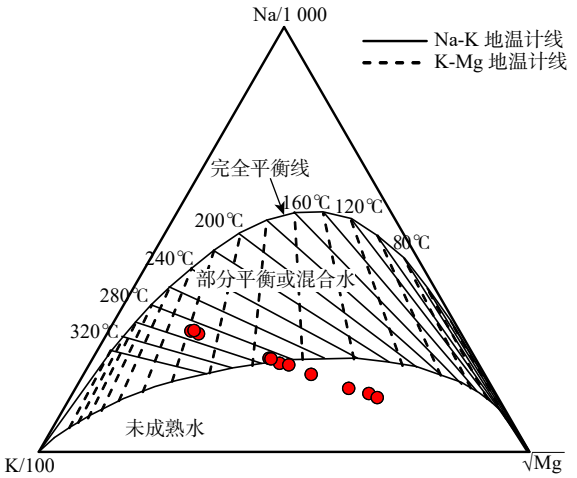


图 4　卡吾地区地热水样品的 Na-K-Mg 三角图

Fig. 4　Na-K-Mg ternary diagram of geothermal water samples in Kawu area

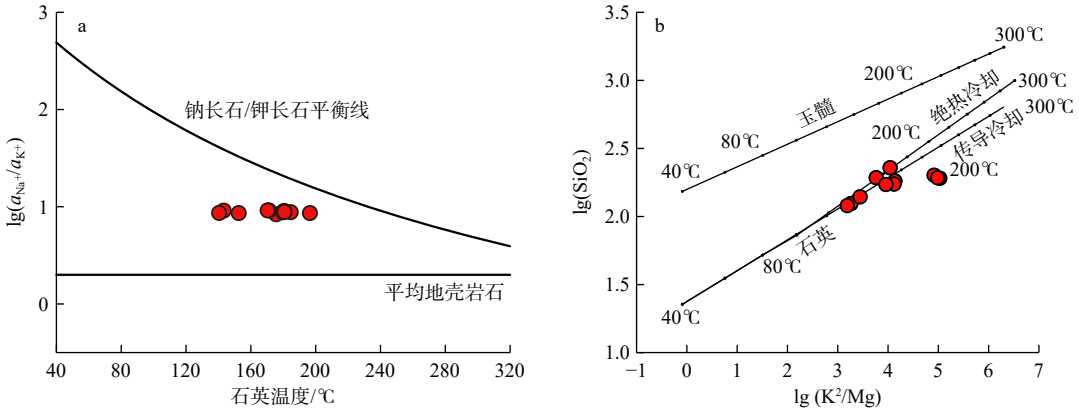


图 5　卡吾地区地热水样品 Na/K 活度比与石英温度关系图 (a) 和 lg(SiO_2)-lg(K^2/Mg) 图 (b)

Fig. 5　Na/K activity ratios versus Quartz temperatures diagram (a), and lg(SiO_2)-lg(K^2/Mg) diagram (b) of geothermal water samples in Kawu area

温标)的含量而建立 lg(SiO_2)-lg(K^2/Mg) 图, 卡吾大部分地热水样品的数据点都在图 5b 的石英平衡线附近, 证实对于研究区石英和 K-Mg 化学平衡体系对温度变化的反应速度大致相当, 地热水样相较于钾镁矿物(钾长石、白云母、绿泥石等)和石英矿物是处于部分平衡状态。因此, K-Mg 和石英温标结果相比 Na-K 温标更准确地反映了浅层热储温度。

图 5b 表明存在温度接近 175°C 的浅层储层, 因为大部分采样点近似水平趋势。推测这个浅层储层可能由更深层、更高温的深部热储供给, 这些深部热储上升受到了富 Ca 和 Mg 的地下冷水稀释。图 5b 中大部分样品的数据点水平扩散, 是因为 K-Mg 地温计对这种混合比石英地温计更敏感, K-Mg 和石英温度之间的不一致导致。在地热水的上升过程中, 大部分地热水主要受到传导冷却的控制, 只有 KW01 和 KW08 位于绝热冷却平衡线上。

3.3　热储水文地球化学过程

基于 Na-K-Mg 三角平衡图解的分析结果, 我们发现研究区内的地热水样点主要位于未成熟水或部分平衡或混合水区域。由此可以推断出, 卡吾地热温不仅受到水-岩相互作用的直接影响, 而且受到冷水混合作用的影响, 这种混合可能显著影响地热温泉水的热储温度。笔者采用硅-焓方程法[46] 来研究研究区域内地热水中冷水混入的情况。硅-焓方程法图适用于混合前未发生蒸汽损失的情况, 且假设了过程中二氧化硅不会发生沉积与溶解。假设地下深处的热水溶解了饱和的 SiO_2, 当地下热水向上移动并与浅层冷水混合时, 导致泉水中深部热水的初始焓和 SiO_2 含量降低。如果混入冷水的量占泉水总量的比例系数为 X, 则可以用以下方程形式表示地下热水中 SiO_2 的初始含量和初焓, 与泉水的终焓和 SiO_2 含量之间的关系:

$$H_cX + H_h(1-X) = H_s, \quad (1)$$

$$\rho_c(SiO_2)X + \rho_h(SiO)_2(1-X) = \rho_s(SiO_2), \quad (2)$$

式中: X 为冷水的混合比例; H_c 和 $\rho_c(SiO_2)$ 分别为近地表冷水的焓值和 SiO_2 含量; H_h 和 $\rho_h(SiO_2)$ 分别为深部地热流体的初始焓值和 SiO_2 含量; H_s 和 $\rho_s(SiO_2)$ 分别为取样地热水的终焓和 SiO_2 含量。

笔者选用冷泉水 KWC01 作为近地表冷水的参考样本, 其焓值 H_c 为 16.2×4.168 6 kJ/kg, $\rho_c(SiO_2)$ 为 6.27 mg/L。据此绘制深部地热水温度与冷水混合比例的关系图(图 6), 可知除了研究区内地热水样 KW07 之外, 其余的水样点均在通过硅-焓方程法图中出现交点, 解出交点温度以及冷水的混合比例。卡吾其余水样点借助硅-焓方程法图得到的热储温度为 141℃ ~ 217℃, 冷水混合比例为 50% ~ 76%。对于 KW07, 进一步采用硅-焓图解法[47], 但无论是通过硅-焓方程法图还是硅-焓图解法图, 都未能得到热储的估算值。曲线均未相交, 推测是因为热储温度过高, 以及冷水混入比例过大[8](图 7)。

3.4　地热系统热源识别及成因机制

稳定同位素在地下水研究中扮演着关键角色, 通过分析地热水中氢、氧同位素的组成, 可以揭示地热水的补给来源、运移过程等。地热水在形成过程中往往经历多段反应, 其中包括水-岩反应、冷水混合、水-汽分离等过程。地热水的氢氧同位素组成受到这些过程影响, 从温泉口或井口采集的地热水通常已经发生了变化。为了更为准确地识别热源, 对氘氧同位素进行还原计算。

地热水水-汽分离前和冷水混合前的氢氧同位素组成, 可以通过温泉口或地热井口水样的氢氧同

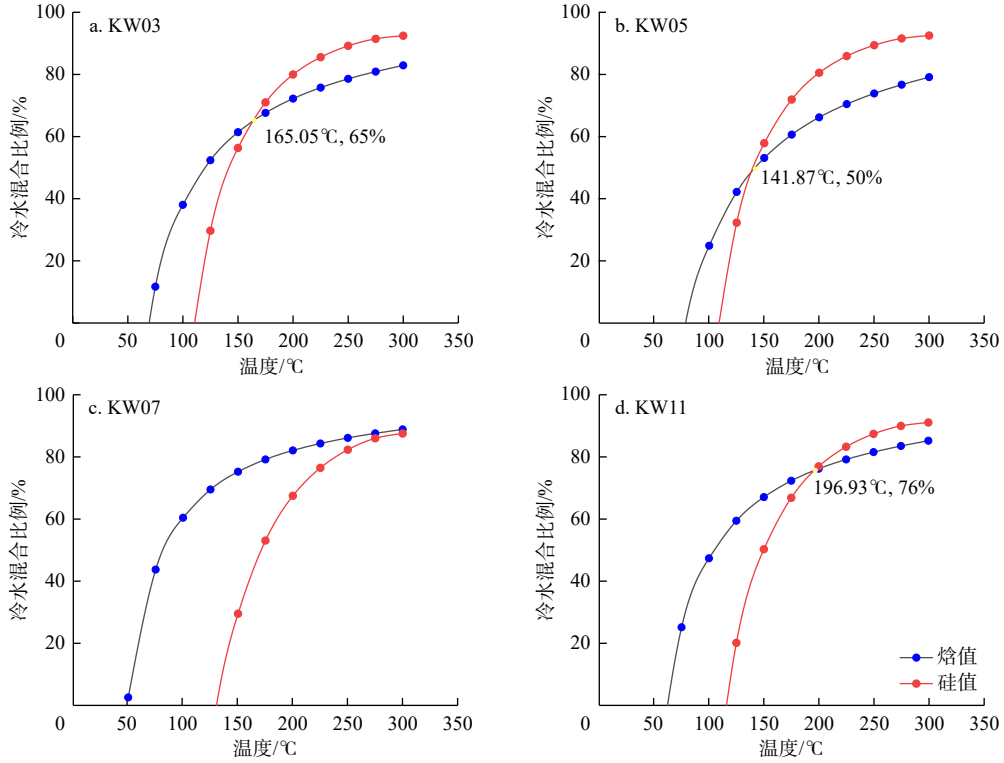


图 6　卡吾地区部分地热水样点硅-焓方程法图示

Fig. 6　Schematic of the Silicon-Enthalpy method for selected geothermal water samples in Kawu area

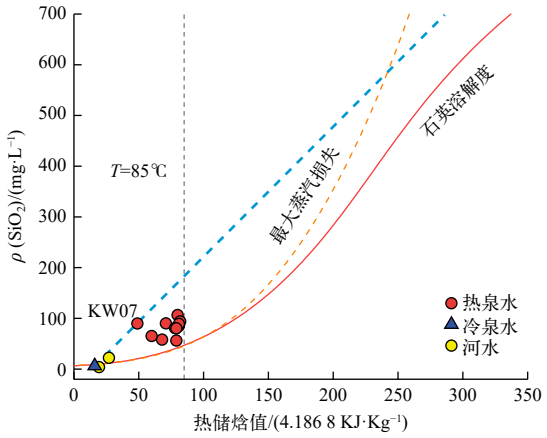


图 7　卡吾地区硅-焓图解法

Fig. 7　Silicon-Enthalpy diagram for water samples in Kawu area

位素计算得出[48]。地热水在浅层与冷水发生的混合作用，发生在地表水-汽分离之前，可通过深部热水的热焓 H_h 和冷水的热焓 H_c 的混合，计算出水-汽分离前地热水的热焓 H_0：

$$H_0 = H_h(1-f_c) + H_c f_c, \quad (3)$$

式中：f_c 为冷水混合比例。

冷水的混合比例不仅影响了冷水对地热水氢氧同位素的改变，还决定了水-汽分离前的地热水热焓。根据前文对卡吾地区 11 个地热水样品（包括温泉和浅层地热井）的分析，通过硅-焓方程法计算出冷水混合比例这一关键参数，卡吾地区（除 KW07 外）冷水混合比例为 50%～76%。根据前文计算的热储温度以及冷水混合比例，冷水的 H_c 取卡吾地区冷泉水 19℃ 对应的热焓 83 kJ/kg，代入式（3）中，计算的水-汽分离前地热水的热焓 H_0 如表 1 所示。

笔者通过 Giggenbach 和 Stewart 水-汽分离后水样的氢氧同位素组成来推算水-汽分离前氢氧同位素组成的方法消除该过程中氢氧同位素分馏影响[49]。以往研究发现，液相和气相在沸腾过程中会迅速交换同位素，导致沸腾后气液相达到同位素平衡。沸腾时的水汽分馏系数 $\alpha_{l\text{-}v}$ 决定在水-汽分离过程中引起的氢氧同位素分馏程度[50]，且水-汽分离是单级过程，其定量关系可以表示为：

表 1　水-汽分离前地热水的热焓（H_0）及蒸汽损失比例（f_v）计算结果

Table 1　Calculation of geothermal water enthalpy (H_0) and steam loss ratio (f_v) before vapor separation

编号	KW01	KW02	KW03	KW04	KW05	KW06	KW08	KW09	KW10	KW11
H_0/(kJ·kg^{-1})	438.55	515.39	478.63	494.33	654.31	505.63	392.39	492.23	513.84	359.68
f_v/%	3.60	6.95	5.34	6.03	13.00	6.52	1.59	5.94	6.88	0.16

$$\delta_l - \delta_v = 1\,000 \ln \alpha_{l\text{-}v}, \quad (4)$$

$$\delta_v f_v + \delta_l (1 - f_v) = \delta b_0, \quad (5)$$

式中: δ_l, δ_v 分别为水-汽分离后水和汽的同位素值; δb_0 为水-汽分离前地热水的同位素值; f_v 为蒸汽损失比例。

根据水-汽分离前水的热焓 H_0、水-汽分离后水的热焓 H_l 和蒸汽热焓 H_v, 可以计算 f_v:

$$f_v = (H_0 - H_l)/(H_v - H_l)。 \quad (6)$$

利用上述关系, 可以得到水-汽分离前地热水的同位素值:

$$\delta b_0 = \delta_l - f_v \times 1\,000 \ln \alpha_{l\text{-}v}。 \quad (7)$$

已知水-汽分离的热力学温度时, 可以利用以下多项式方程近似计算氢和氧同位素的分馏系数:

$$1\,000 \ln \alpha_{l\text{-}v}D = 1\,158.8(T^3/10^9) - 1\,620.1(T^2/10^6) + 794.84(T/10^3) - 161.04 + 2.999\,2(10^9/T^3) \quad (8)$$

$$1\,000 \ln \alpha_{l\text{-}v}(^{18}O) = -7.685 + 6.711\,23(10^3/T) - 1.666\,4(10^6/T^2) + 0.350\,41(10^9/T^3)。 \quad (9)$$

式中: T 为 85℃ 对应的热力学温度, K。

假设在绝热条件下, 水-汽分离前的地热水在当地大气压下开始沸腾, 导致水的氢氧同位素发生分馏。当地水的沸点为 85℃ 时, 水的热焓为 H_l = 355.92 kJ/kg, 而蒸汽的热焓为 H_v =2 652 kJ/kg。将这些值代入式(6), 计算出蒸汽的损失比例 f_v(表 1)。以当地的沸点温 85℃ 对应的热力学温度 τ=358.15 K, 计算出氘和氧同位素的分馏系数分别为 1.035 和 1.006, 再将其代入式(7), 即可计算出水-汽分离前的氘和氧同位素值(表 2)。

确定了在浅层发生冷水混合的氢氧同位素组成后, 可以利用二元混合模型估算未发生冷水混合前的地热水的氢氧同位素组成。未发生混合前的地热水 (m_0)、浅部冷水 (c) 和发生混合后的地热水 (m) 的氢氧同位素遵循以下关系:

$$\delta m = \delta b_0 = \delta m_0 (1 - f_c) + \delta c f_c, \quad (10)$$

式中: δm 为混合后热水与冷水的氢氧同位素值, ‰; δm_0, δc 分别为混合前的热水和冷水的氢氧同位素值, ‰, δc 使用卡吾冷泉的氢氧同位素值。

根据各样品对应的冷水混合比例, 代入式(10)计算出卡吾地区 10 个地热水样品在未被冷水混合前的氢氧同位素值(表 2)。

通过上述还原计算, 卡吾地热水在经历水-汽分离、冷水混合等过程中氢氧同位素的变化如图 8。结合前文热储平衡状态 Na-K-Mg 三角图的特征, 推测研究区所有地热水可能来自于一个深部统一热储层, 而后沿着不同上升通道上升并受到一系列不同的水文地球化学过程作用改变, 最后出露地表。在还原结果中, 冷水混合前的应为浅层热储的氢氧同位素组成特征, 而图 5b 表明卡吾地热水大部分都受传导冷却控制, 传导冷却并不会引起氢氧同位素分馏, 故认为其即为统一深部热储(即研究区母地热流体)的氢氧同位素组成。

研究区大气降水补给在经历深部加热及水岩反应形成深部热储后, 出现了不同程度的“^{18}O 漂移”, 整体漂移值范围为 3.71‰ ~ 8.47‰。通常情况下, 地热水的“^{18}O 漂移”主要受到水-岩反应的控制, 而水-岩反应的剧烈程度往往却决于地热水的反应温度和深部压力[13], 在这些条件下, 水-岩反应引起“^{18}O 漂移”仅仅介于 1.5‰ ~ 3.0‰。而由图 8 可见, 卡吾地区所有地热水冷水混合前的“^{18}O 漂移”均大于

表 2　卡吾地区地热水氢氧同位素值偏移还原计算

Table 2　Calculation of geothermal water hydrogen and oxygen isotope deviations in Kawu area

编号	实测数据		水汽分离前		冷水混合前	
	δD/‰	$\delta^{18}O$/‰	δD/‰	$\delta^{18}O$/‰	δD/‰	$\delta^{18}O$/‰
KW01	−159.9	−18.8	−161.14	−19.00	−185.25	−18.77
KW02	−161.7	−19.17	−164.09	−19.57	−186.58	−20.31
KW03	−161	−19.91	−162.84	−20.21	−186.11	−22.26
KW04	−163	−19.56	−165.07	−19.90	−191.33	−21.31
KW05	−164.4	−19.92	−168.86	−20.66	−187.43	−22.21
KW06	−162.7	−19.29	−164.94	−19.66	−189.87	−20.60
KW08	−159.9	−18.65	−160.45	−18.74	−187.88	−17.74
KW09	−161.7	−19.32	−163.74	−19.66	−187.63	−20.63
KW10	−162	−19.19	−164.36	−19.58	−187.30	−20.35
KW11	−163.9	−19.78	−163.96	−19.79	−207.20	−21.94

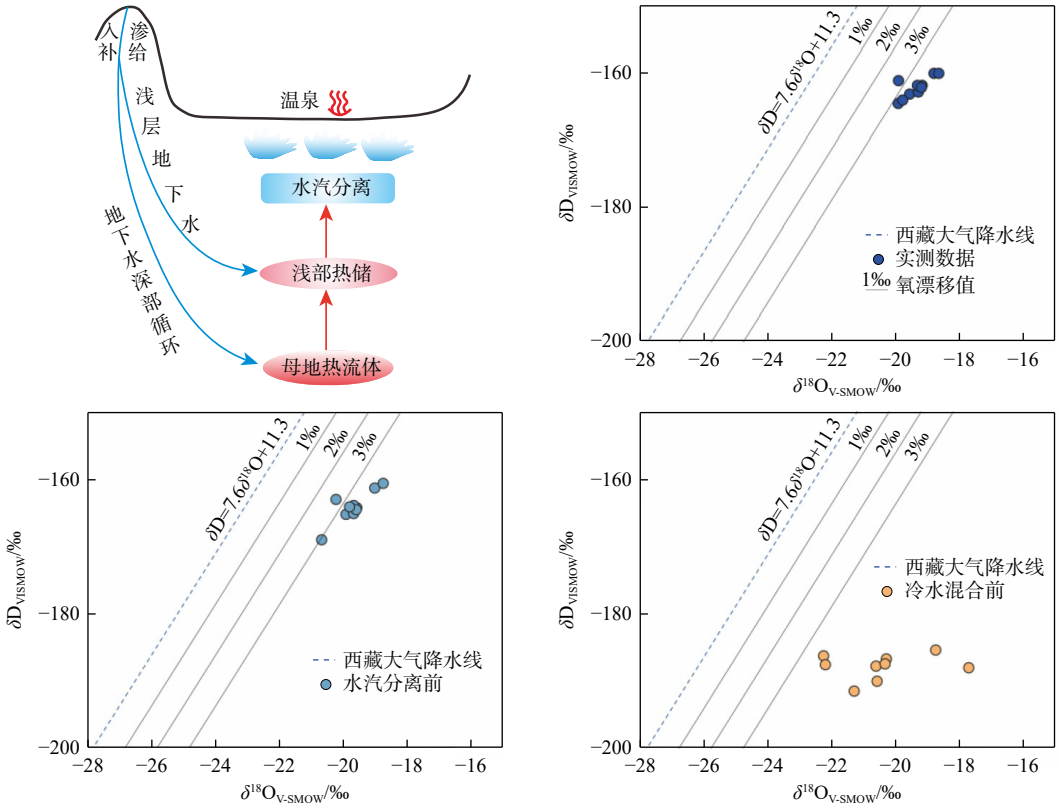


图 8　卡吾地区地热水氢氧同位素偏移过程示意图

Fig. 8　Schematic diagram of hydrogen and oxygen isotope deviations in geothermal water in Kawu area

3‰, 甚至部分样品偏移超过 5‰。所以水-岩反应不太可能是导致卡吾地热水正向偏离的唯一原因, 应考虑还有岩浆补给的影响。

地热水在静水压力下沿导水通道上升与冷水发生混合作用, 由图 8 可见, 不同采样点受到不同比例的冷水混合后, 氢氧同位素都发生了不同程度的漂移, 所有地热水都在氢氧同位素值较高的冷水混合下, 呈现出较大程度的正向偏移, 由于冷水与地热水的氢同位素差异显著高于氧同位素值, 因此冷水混合作用下氢同位素的偏移量远大于氧同位素。其中 KW11 的氢同位素偏移量最大, 为 43.24‰, 明显是受到最大混合比例控制的结果。

冷水混合作用发生后, 地热水沿各自通道继续上移到近地表发生水-汽分离, 从图 8 可以看到, 卡吾地热水在水-汽分离过程中, 由于质量差异, 轻同位素通常会比重同位素更容易从水中逸出。因此, 氢同位素比氧同位素更容易在蒸发和凝结过程中发生分馏, 导致氢同位素的变化更大。D 偏移量为 0.06‰ ~ 4.46‰, ^{18}O 偏移量为 0.01‰ ~ 0.74‰, 水-汽分离程度由蒸汽损失比例表征, 范围为 0.16% ~ 13.00%(除 KW07 外), 在水-汽分离阶段, 可以明显发现 KW11 受到的影响最小, 推测是受最大冷水混合后, 温度大幅度下降导致最后较小蒸汽损失的结果。而根据采样温度来看, KW07 和 KW11 的出露温度明显低于研究区其他水样, 进一步说明 KW07 可能受到了远大于 KW11 的冷水混合比例影响。

卡吾地热田位于喜马拉雅地热带的一部分。基于卡吾高温地热系统的地质特征、水化学特征和同位素地球化学特征, 总结了卡吾地热系统的概念模型见图 9。

区域地震波和大地电磁资料揭示, 卡吾地层存在不连续的低速高导电性带[34, 51]。最新的地震层析成像还表明, 在深处的裂谷与雅江缝合带交界处存在软流圈物质上涌和幔源岩浆脱气现象[52-53]。区域内分布卡吾平移断裂及其一系列次级断裂, 岩浆熔体沿着区域活动断裂向上侵入上地壳, 触发了卡吾地区强烈的热液活动。因此, 这些岩浆熔体就是研究区下方的主要热源。同时通过此次的水化学以及氢氧同位素分析, 进一步证实了卡吾地热田深部存在岩浆流体。

卡吾地热田位于 EN 向和 WN 向断裂构造交汇处, 大部分为张性活动断裂, 为地热水的循环提供了有利通道。这些断裂和裂隙体系做为大气降水下渗的通道, 降水在重力作用下运移到地壳深处, 被深部

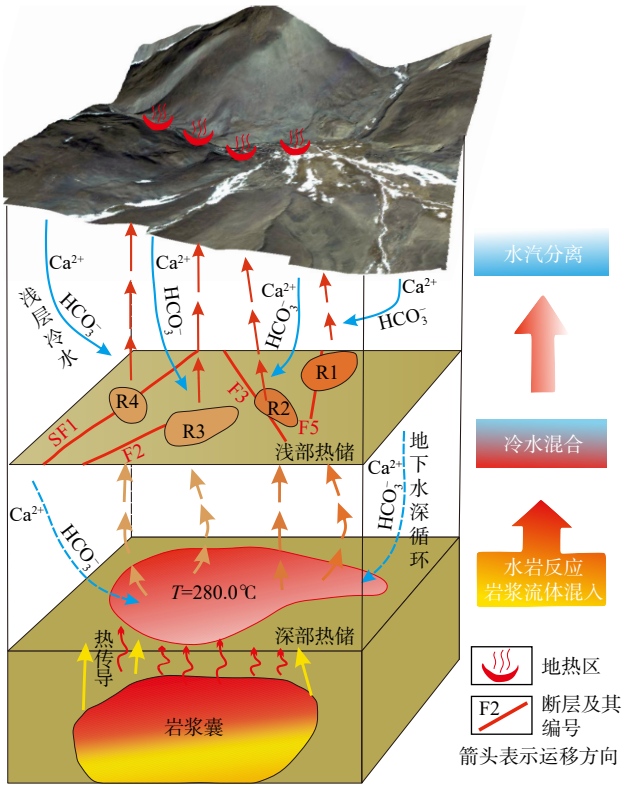


图 9　卡吾地热系统成因模式概念图（R1 ~ R4 为浅部热储编号）

Fig. 9　Conceptual diagram of genesis model for the Kawu geothermal system

岩浆流体混合增温后，入渗的地下水获得热量和特定离子（如 Cl、B、Li、Rb、Cs 等），加热后的地热水沿着卡吾断裂带或裂缝集中带向上升至地表，形成深部或浅层储层。在这些储层中，高温地热水与储层岩石发生了不同程度的水岩反应，形成了不同的地热水化学类型，同时发生同位素特征的改变。

在深部，高温岩浆流体受到浮力或对流压力的作用而上升，与下渗的深循环地下水混合，形成卡吾地区统一的深部母地热流体（即为该处深部热储层），估算热储温度为 280℃。随着深部向浅部转变和脆性构造的发育，这种流体形成了 4 个浅部热储。其中一个浅部热储（R1）由沿着断裂 F5 上涌的热流体，经传导冷却形成，温度相对较高，随后与浅层地下水混合，最终在 KW01 ~ KW03 区域出露形成地热显示区。在冲曲卡吾河段下游区域，深部热储上升过程中，受研究区西南活动构造 SF1 以及一系列次级断裂的控制，分别形成 3 个浅部热储（R2 ~ R4）。R2 沿 F3 断裂通道上升，一部分绝热冷却形成 KW04，另一部分再次受到冷水混合或传导冷却形成 KW05；浅层热储层 R3 和 R4 继续绝热冷却，分别沿着断裂 F2 和 SF1 上升，进而出露地表形成 KW06 ~ KW10 和 KW11 地热区。

4　结　论

（1）卡吾地热水水化学类型主要为 HCO_3-Cl-Na 型水，特征组分 B、Cl、SiO_2、Li、Cs、Rb 的含量明显高于当地冷泉水与河水，与 2012 年和 2021 年的水样对比，水化学成分基本稳定，表明深层有稳定的热源流体供应来源。

（2）地热水样品显示了相近的 Na-K 温度，说明深部存在统一的母地热流体，热储温度约为 280℃；K-Mg 温标和石英温标对温度的响应更敏感，适用于计算地热系统浅层热储温度，计算结果约为 175℃。

（3）根据水化学以及还原的氢氧同位素分析，计算的冷水混合比例（除 KW07 外）为 50% ~ 76%；补给的大气降水在经历深部加热及水岩反应形成的深部热储，其氧同位素偏移量均大于 3‰；其整体氧漂移值范围为 3.71‰ ~ 8.47‰，并不能通过单一的水-岩反应过程来解释，还存在岩浆流体输入的贡献。

（4）卡吾地表热液活动强烈，区域地震波和大地电磁资料揭示，卡吾地下可能存在岩浆房；从水化学以及还原后的深部热储氢氧同位素组成，地热水可能受到岩浆流体的影响；即有岩浆流体输入形成深部热储。随着一系列断裂上升并经过不同水文地球化学过程形成 4 个浅部热储，进而出露形成卡吾 49 ~ 82℃ 的地热水。

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献：

[1] GUO Q, PANG Z H, WANG Y C, et al. Fluid geochemistry and geothermometry applications of the Kangding high-temperature geothermal system in eastern Himalayas[J]. Applied Geochemistry, 2017, 81: 63-75.

[2] 朱颖, 甘建军, 鹿淇瑞, 等. 降雨型花岗岩残积土滑坡碎屑流运动过程分析: 以湖北黄梅县袁山村为例 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(3): 268-279.
ZHU Y, GAN J J, LU Q R, et al. Analysis of rainfall induced-movement of landslide debris flows in granite residual soil: A case study of Yuanshan Village, Huangmei County, Hubei Province[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(3): 268-279. (in Chinese with English abstract)

[3] 王贵玲, 张薇, 梁继运, 等. 中国地热资源潜力评价 [J]. 地球学报, 2017, 38(4): 449-450.
WANG G L, ZHANG W, LIANG J Y, et al. Evaluation of geothermal resources potential in China[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2017, 38(4): 449-450. (in Chinese with English abstract)

[4] ZHANG X B, HU Q H. Development of geothermal resources in China: A review[J]. Journal of Earth Science, 2018, 29(2):

452-467.

[5] MUTHER T, SYED F I, LANCASTER A T, et al. Geothermal 4.0: AI-enabled geothermal reservoir development-current status, potentials, limitations, and ways forward[J]. Geothermics, 2022, 100: 102348.

[6] MORAGA J, DUZGUN H S, CAVUR M, et al. The geothermal artificial intelligence for geothermal exploration[J]. Renewable Energy, 2022, 192: 134-149.

[7] 邹俊, 武斌, 马昭雄, 等. 西藏谢通门县卡嘎地热成因与资源潜力分析 [J]. 水文地质工程地质, 2023, 50(3): 207-216.
ZOU J, WU B, MA Z X, et al. Geothermal genesis and resource potential of Kaga in Xietongmen County in Tibet[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2023, 50(3): 207-216. (in Chinese with English abstract)

[8] 周鹏, 孙明露, 张云辉, 等. 藏南隆子县模麓温泉群水文地球化学特征及成因机制研究 [J]. 沉积与特提斯地质, 2023, 43(2): 322-339.
ZHOU P, SUN M L, ZHANG Y H, et al. Hydrogeochemical characteristics and genetic mechanism of the Molu geothermal springs in the Longzi County, southern Tibet[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2023, 43(2): 322-339. (in Chinese with English abstract)

[9] WANG Y C, GU H Y, LI D, et al. Hydrochemical characteristics and genesis analysis of geothermal fluid in the Zhaxikang geothermal field in Cuona County, southern Tibet[J]. Environmental Earth Sciences, 2021, 80(11): 415.

[10] ERBAŞ H A, BOZDAĞ A. Hydrogeochemical characteristics and evaluation of the geothermal fluids in the Gazlıgöl geothermal field (Afyonkarahisar), western Anatolia, Turkey[J]. Geothermics, 2022, 105: 102543.

[11] 王贵玲, 刘彦广, 朱喜, 等. 中国地热资源现状及发展趋势 [J]. 地学前缘, 2020, 27(1): 1-9.
WANG G L, LIU Y G, ZHU X, et al. The status and development trend of geothermal resources in China[J]. Earth Science Frontiers, 2020, 27(1): 1-9. (in Chinese with English abstract)

[12] 蔺文静, 刘志明, 王婉丽, 等. 中国地热资源及其潜力评估 [J]. 中国地质, 2013, 40(1): 312-321.
LIN W J, LIU Z M, WANG W L, et al. The assessment of geothermal resources potential of China[J]. Geology in China, 2013, 40(1): 312-321. (in Chinese with English abstract)

[13] 郭清海. 岩浆热源型地热系统及其水文地球化学判据 [J]. 地质学报, 2020, 94(12): 3544-3554.
GUO Q H. Magma-heated geothermal systems and hydrogeochemical evidence of their occurrence[J]. Acta Geologica Sinica, 2020, 94(12): 3544-3554. (in Chinese with English abstract)

[14] 佟伟, 章铭陶, 张知非. 西藏地热 [M]. 北京: 科学出版社, 1981: 192.
Tong W, Zhang M T, Zhang Z F. Geothermals Beneath Xizang (Tibetan) Plateau [M]. Beijing: Science Press, 1981: 192.(in Chinese)

[15] 佟伟. 西藏温泉志 [M]. 北京: 科学出版社, 2000.
TONG W. Thermal springs in Tibet[M]. Beijing: Science Press, 2000. (in Chinese)

[16] WANG Y C, LI L, WEN H G, et al. Geochemical evidence for the nonexistence of supercritical geothermal fluids at the Yangbajing geothermal field, southern Tibet[J]. Journal of Hydrology, 2022, 604: 127243.

[17] SU J B, TAN H B. The genesis of rare-alkali metal enrichment in the geothermal anomalies controlled by faults and magma along the northern Yadong-Gulu rift[J]. Ore Geology Reviews, 2022, 147: 104987.

[18] LI J X, WANG X Y, RUAN C X, et al. Enrichment mechanisms of lithium for the geothermal springs in the southern Tibet, China[J]. Journal of Hydrology, 2022, 612: 128022.

[19] GUO Q H, PLANER-FRIEDRICH B, LIU M L, et al. Magmatic fluid input explaining the geochemical anomaly of very high arsenic in some southern Tibetan geothermal waters[J]. Chemical Geology, 2019, 513: 32-43.

[20] SHI H J, LIU M L, WEI X, et al. Fluid geochemical constraints on the geological genesis of carbonate geothermal systems: A case study of Quzhuomu in southern Tibet, China[J]. Applied Geochemistry, 2024, 177: 106222.

[21] 师红杰, 刘明亮, 卫兴, 等. 西藏玛旁雍错地热水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 H J, LIU M L, WEI X, et al. Geochemical characteristics and formation mechanisms of the geothermal waters from the Mapamyumco, Tibet[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2023, 43(2): 311-321. (in Chinese with English abstract)

[22] 尚建波, 卫兴, 曹园园, 等. 不同类型地热水硼的地球化学特征及对地热系统成因机制的指示 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(1): 288-297.
SHANG J B, WEI X, CAO Y Y, et al. Boron geochemical characteristics in different types of geothermal water and its indications for the genesis mechanism of geothermal systems[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(1): 288-297. (in Chinese with English abstract)

[23] 牛新生, 刘喜方, 吕苑苑, 等. 西藏当雄错流域热泉成因机制及其对盐湖成矿物质(Li-Rb-Cs)的供给 [J]. 中国地质, 2023, 50(4): 1163-1175.
NIU X S, LIU X F, LYU Y Y, et al. Origin mechanism of thermal springs and their supply of minerals to the salt lake(Li-Rb-Cs) in the Tangqung Co watershed of Tibet[J]. Geology in China, 2023, 50(4): 1163-1175. (in Chinese with English abstract)

[24] 周艺颖, 欧阳正平, 徐子东, 等. 琼西南九所地热田水文地球化学特征及成因 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(1): 216-228.
ZHOU Y Y, OUYANG Z P, XU Z D, et al. Hydrogeochemical characteristics and genesis of Jiusuo geothermal field in southwestern Hainan, China[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(1): 216-228. (in Chinese with English abstract)

[25] 卫兴, 师红杰, 陈松, 等. 水文地球化学方法在地热资源勘查中的应用: 以湖北省应城市为例 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(3): 68-80.
WEI X, SHI H J, CHEN S, et al. Application of hydrogeochemical methods in geothermal resource exploration: A case study of Yingcheng City, Hubei Province[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(3): 68-80. (in Chinese with Eng-

lish abstract)

[26] PANG Z H, KONG Y L, LI J, et al. An isotopic geoindicator in the hydrological cycle[J]. Procedia Earth and Planetary Science, 2017, 17: 534-537.

[27] ZHOU R, ZHOU X C, LI Y, et al. Hydrogeochemical and isotopic characteristics of the hot springs in the Litang fault zone, Southeast Qinghai-Tibet Plateau[J]. Water, 2022, 14(9): 1496.

[28] PÉREZ-ZÁRATE D, PROL-LEDESMA R M, RODRÍGUEZ-DÍAZ A A, et al. Soil gas flux, hydrogeochemistry and multicomponent geothermometry of thermal springs in the La Escalera geothermal prospect, Mexico[J]. Applied Geochemistry, 2022, 139: 105256.

[29] GUDALA M, GOVINDARAJAN S K, YAN B C, et al. Numerical investigations of the PUGA geothermal reservoir with multistage hydraulic fractures and well patterns using fully coupled thermo-hydro-geomechanical modeling[J]. Energy, 2022, 253: 124173.

[30] 郭镜, 夏时斌. 川东褶皱带地热系统的空间载体: 相互连通的断裂系统: 以四川广安牟家镇地热井为例 [J]. 沉积与特提斯地质, 2022, 42(4): 642-652.
GUO J, XIA S B. Spatial carrier of geothermal system in eastern Sichuan fold zone: Interconnected fault system: A case study of geothermal well in Moujia Town, Guang'an, Sichuan[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2022, 42(4): 642-652. (in Chinese with English abstract)

[31] CHENG Y Z, PANG Z H, KONG Y L, et al. Imaging the heat source of the Kangding high-temperature geothermal system on the Xianshuihe fault by magnetotelluric survey[J]. Geothermics, 2022, 102: 102386.

[32] 李义曼, 陈凯, 天娇, 等. 广东丰顺汤坑地热田热水中稀土元素特征及其影响因素 [J]. 地质论评, 2022, 68(3): 993-1005.
LI Y M, CHEN K, TIAN J, et al. REE characteristics and their influencing factors of the geothermal water in Tangkeng geothermal field, Fengshun, Guangdong Province[J]. Geological Review, 2022, 68(3): 993-1005. (in Chinese with English abstract)

[33] LUO J, LI Y M, TIAN J, et al. Geochemistry of geothermal fluid with implications on circulation and evolution in Fengshun-Tangkeng geothermal field, South China[J]. Geothermics, 2022, 100: 102323.

[34] 马昭雄, 邹俊, 谢伟, 等. 西藏自治区萨迦县卡吾地热地质构造特征及成因初步分析 [J]. 四川地质学报, 2023, 43(4): 597-601.
MA Z X, ZOU J, XIE W, et al. Preliminary analysis on the geological structure characteristics and genesis of the geothermal in Kawu, Sakya County, Tibet[J]. Acta Geologica Sichuan, 2023, 43(4): 597-601. (in Chinese with English abstract)

[35] 郭清海. 岩浆热源型地热系统释义 [J]. 地质学报, 2022, 96(1): 208-214.
GUO Q H. Definition of magma-impacted geothermal system[J]. Acta Geologica Sinica, 2022, 96(1): 208-214. (in Chinese with English abstract)

[36] 张庆, 谭红兵, 张文杰, 等. 西藏萨迦县卡乌地热水的水环境效应 [J]. 水资源保护, 2015, 31(2): 45-49.
ZHANG Q, TAN H B, ZHANG W J, et al. Water environmental effects of Kawu geothermal water in Sajia County, Tibet[J]. Water Resources Protection, 2015, 31(2): 45-49. (in Chinese with English abstract)

[37] 孙会肖, 郎旭娟, 男达瓦, 等. 西藏萨迦冲曲流域地下热水成因及工程效应分析 [J]. 安全与环境工程, 2021, 28(3): 147-155.
SUN H X, LANG X J, NAN D W, et al. Geothermal water genesis and engineering effect in Saga Chongqu Basin, Tibet[J]. Safety and Environmental Engineering, 2021, 28(3): 147-155. (in Chinese with English abstract)

[38] PANDEY V, CHOTALIYA B, BIST N, et al. Geochemical analysis and quality assessment of geothermal water in Gujarat, India[J]. Energy Geoscience, 2023, 4(1): 59-73.

[39] GUO Q H. Hydrogeochemistry of high-temperature geothermal systems in China: A review[J]. Applied Geochemistry, 2012, 27(10): 1887-1898.

[40] GIGGENBACH W F. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52(1): 2749-2765.

[41] GUO Q H, WANG Y X, LIU W. Hydrogeochemistry and environmental impact of geothermal waters from Yangyi of Tibet, China[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2009, 180(1): 9-20.

[42] GEMICI Ü, FILIZ Ş. Hydrochemistry of the Çeşme geothermal area in western Turkey[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2001, 110(1/2): 171-187.

[43] SANTOYO E, DÍAZ-GONZÁLEZ L. A new improved proposal of the Na/K geothermometer to estimate deep equilibrium temperatures and their uncertainties in geothermal systems[C]//Anon. Proceedings of the Proceedings world geothermal congress. Bali, Indonesia: [s.n.], 2010: 25-29.

[44] FOURNIER R. Interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters[C]//Anon. Proceedings of the 1990 International Symposium on Geothermal Energy. Davis, CA, United States: [s.n.]. 1990: 1421-1425.

[45] LIU M L, GUO Q H, ZHANG X B, et al. Geochemistry of geothermal waters from the Gonghe region, northwestern China: Implications for identification of the heat source[J]. Environmental Earth Sciences, 2016, 75(8): 682.

[46] FOURNIER R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 1977, 5(1/2/3/4): 41-50.

[47] LI X, HUANG X, LIAO X, et al. Hydrogeochemical characteristics and conceptual model of the geothermal waters in the Xianshuihe fault zone, southwestern China[J]. International Journal of Environmental Research and Public Health, 2020, 17(2): 500.

[48] GIGGENBACH W F. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1992, 113(4): 495-510.

[49] GIGGENBACH W F, STEWART M K. Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas[J]. Geothermics, 1982, 11(2): 71-80.

[50] HORITA J, WESOLOWSKI D J. Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the

critical temperature[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(16): 3425-3437.

[51] WANG W D, WEI H Z, JIAN S Y, et al. The origin of rare alkali metals in geothermal fluids of southern Tibet, China: A silicon isotope perspective[J]. Scientific Reports, 2019, 9(1): 7918.

[52] KLEMPERER S L, ZHAO P, WHYTE C J, et al. Limited underthrusting of India below Tibet: $^{3}He/^{4}He$ analysis of thermal springs locates the mantle suture in continental collision[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2022, 119(12): e2113877119.

[53] SHI D N, KLEMPERER S L, SHI J Y, et al. Localized foundering of Indian lower crust in the India-Tibet collision zone[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2020, 117(40): 24742-24747.

Summary for “西藏卡吾地热水地球化学特征及其成因机制”

Geochemical characteristics and genesis mechanisms of Kawu geothermal water in Tibet

WANG Ke[a,b], LIU Mingliang[a,b*], SHI Hongjie[a,b], WEI Xing[a,b], HUANG Lizhen[a,b]

a. Hubei Key Laboratory of Petroleum Geochemistry and Environment; b. College of Resources and Environment, Yangtze University, Wuhan, 430100, China

First author, E-mail: m15681901095@163.com

* Corresponding author, E-mail: lml2008@cug.edu.cn

Abstract: [**Objective**] The Kawu area is a typical high-temperature hydrothermal system in southern Tibet, with high potential for exploitation. However, the current understanding of its genesis mechanisms is still insufficient, which limits the further development and utilization of geothermal resources. This study aims to investigate the genesis and thermal sources of the Kawu geothermal region. [**Methods**] Hydrogeochemical characteristics and hydrogen-oxygen isotope data of geothermal and shallow cold waters were analyzed to assess the thermal reservoir temperatures of the geothermal system. The hydrogeochemical processes involved in the formation of geothermal waters, including water-rock interactions, cold water mixing, and water-steam separation, were explored. Additionally, the deep thermal sources of the geothermal system were identified, shedding light on the genesis mechanisms of the system. [**Results**] The results indicated that the geothermal waters primarily exhibited a neutral to weakly alkaline HCO_3-Cl-Na chemical type. The Na-K geothermometer estimated the uniform deep thermal reservoir temperature at 280℃, while the K-Mg and quartz geothermometers estimated the shallow thermal reservoir temperature at approximately 175℃. The cold-water mixing ratio ranged from 50% to 76%. The deuterium and oxygen isotopic values of the reduced deep thermal reservoir ranged from −207.20‰ to −185.25‰ and −22.26‰ to −17.74‰, respectively. Based on these findings, a conceptual model for the Kawu geothermal system is proposed. It is suggested that Kawu area is a geothermal system with a magmatic heat source, where a uniform deep geothermal fluid rises along various regional fractures and undergoes different hydrogeochemical processes, resulting in the formation of four distinct shallow thermal reservoirs with varying distributions. This ultimately leads to the emergence of Kawu geothermal water. [**Conclusion**] The study provides important guidance for the rational development and efficient utilization of geothermal resources in the Kawu geothermal region and offers valuable insights for studying the genesis mechanisms of similar geothermal systems in southern Tibet.

Key words: geothermal system; hydrogeochemistry; genesis mechanism; magmatic heat source; Kawu geothermal region,Tibet

Received: 2024-08-25; Revised: 2024-12-13; Accepted: 2024-12-27

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240477