



移动阅读

王昱文, 周晓成, 何苗, 等, 2023. 四川稻城地区温泉流体地球化学特征及地震活动性分析[J]. 沉积与特提斯地质, 43(2): 373–387. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.04011

WANG Y W, ZHOU X C, HE M, et al., 2023. Hydrogeochemical and seismic activity characteristics of hot springs in Daocheng area, Sichuan Province[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(2): 373–387. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.04011

四川稻城地区温泉流体地球化学特征及地震活动性分析

王昱文¹, 周晓成^{1*}, 何苗¹, 天娇¹, 李静超¹, 董金元¹, 颜玉聪¹, 刘峰立¹, 姚炳宇¹,
曾召君¹, 陈曲菲²

(1. 高压物理与地震科技联合实验室, 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036; 2. 新疆维吾尔自治区消防救援总队乌鲁木齐市消防救援支队经济技术开发区大队, 新疆 乌鲁木齐 830009)

摘要: 稻城地区位于青藏高原东南缘的川滇地块北部, 为揭示该区域温泉流体地球化学特征以及其和地震活动性之间的关系, 本次研究采集了稻城地区 6 个温泉的水样以及逸出气体样品。对温泉水中离子组分和浓度, 温泉逸出气体组分及气体同位素进行了测试, 得到以下认识。研究区温泉水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 和 $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ 型, 通过阳离子温标估算热储温度在 $74^\circ\text{C}\sim 159^\circ\text{C}$ 之间, 循环深度在 $2.2\text{ km}\sim 5.0\text{ km}$ 之间。温泉气体中 CO_2 主要是由储层中的碳酸盐岩受热分解或溶解产生的, 氦来自幔源组分的比例较低, 在 $0.4\%\sim 2.4\%$ 之间, 研究区的温泉是由沿断裂带渗入的大气降水经地壳深部的热源加热形成的。在稻城地区, 循环深度以及幔源气体贡献率等不同的温泉流体地球化学特征与地震活动性之间有很好的对应关系, 并且研究区地震活动性要弱于周缘鲜水河断裂地区等深部流体上涌地区。同时在区域尺度上, 未来位于断裂交汇部位的稻城仲堆温泉一带的地震活动性最值得关注。

关键词: 温泉; 水文地球化学; 同位素; 地震活动性; 稻城

中图分类号: P315.5

文献标识码: A

Hydrogeochemical and seismic activity characteristics of hot springs in Daocheng area, Sichuan Province

WANG Yuwen¹, ZHOU Xiaocheng^{1*}, HE Miao¹, TIAN Jiao¹, LI Jingchao¹, DONG Jinyuan¹,
YAN Yucong¹, LIU Fengli¹, YAO Bingyu¹, ZENG Zhaojun¹, CHEN Qufei²

(1. United Laboratory of High-Pressure Physics and Earthquake Science, Institute of Earthquake Forecasting CEA, Beijing 100036, China; 2. Economic and Technological Development Zone Brigade, Fire and Rescue Detachment of Urumqi, Fire and Rescue department of Xinjiang, Urumqi 830009, China)

Abstract: Daocheng area is located in the northern part of Sichuan-Yunnan block on the southeastern margin of Qinghai-Tibet Plateau. In order to reveal the geochemical characteristics of hot spring fluid and the relationship between the fluid and seismic

收稿日期: 2022-12-23; 改回日期: 2023-04-16; 责任编辑: 曹华文; 科学编辑: 曹华文

作者简介: 王昱文 (2001—), 男, 硕士研究生, 主要从事地震地球化学研究。E-mail: wyw20010122@163.com

通讯作者: 周晓成 (1978—), 男, 研究员, 主要从事构造地球化学、流体地球化学研究。

E-mail: zhouxiaocheng188@163.com

资助项目: 中国地震局地震预测研究所基本科研业务费 (CEAIEF2022030205, CEAIEF20220507, CEAIEF20220213, CEAIEF2022030200, 2021IEF0101, 2021IEF1201), 国家重点研发计划 (2017YFC1500501-05, 2019YFC1509203, 2018YFE0109700), 国家自然科学基金面上项目 (41673106, 42073063, 4193000170, U2039207), IGCP 项目 724

activity in this area, hot spring water samples and gas samples from six hot springs in Daocheng area were collected, and the ion components and concentrations in hot spring water, gas components and gas isotopes of hot spring were tested. The following conclusions are obtained: the chemical types of hot spring water in the study area are mainly $\text{HCO}_3\text{-Na}$ and $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ types. The Reservoir temperature is estimated to be between 74°C and 159°C by cationic temperature scale, and the circulation depth is between 2.2 km and 5.0 km. The CO_2 in the hot spring gas is mainly generated by the decomposition or dissolution of the carbonate rocks in the reservoir, and the proportion of helium from the mantle component is relatively low, ranging from 0.4% to 2.4%. The hot spring in the study area is formed by the heating of the deep crustal heat source caused by the atmospheric precipitation penetrating along the fault zone. In Daocheng area, the geochemical characteristics of hot spring fluid such as circulation depth and contribution rate of mantle-derived gas have a good correlation with seismic activity, and the seismic activity of the study area is weaker than that of deep fluid upwelling areas such as the surrounding Xianshuihe fault area. At the same time, in the regional scale, the future seismic activity in the Zhongdui hot spring area of Daocheng, located at the intersection of faults, is the most noteworthy.

Key words: Hot spring; Hydrogeochemistry; Isotope; Seismicity; Daocheng

0 引言

利用地球化学方法对温泉流体进行研究可以有效反映多种地质意义,通过监测断裂带内温泉的水化学和气体成分的变化能够获得地球深部物质运动和地震活动的信息(Skelton et al., 2014; 杜建国等, 2018; Walraevens et al., 2018; Liu et al., 2022)。流体在地震孕育过程的参与有着重要的被动和主动作用(Smeraglia et al., 2016)。被动作用体现在地震活动孕育过程中对断裂带地区温泉流体地球化学特征造成的影响,已经有大量研究在地震活动前后发现了温泉流体地球化学特征出现的异常(Skelton, 2014; Pérez et al., 2008; Zhou et al., 2017)。流体的主动作用体现在地震活动孕育过程中其发挥的重要影响(Miller et al., 1999; 段庆宝等, 2015; Liu et al., 2022; Wang et al., 2023),活动断裂带内深循环的热液流体可以弱化地层,从而对地震活动产生促进作用(Diamond et al., 2018)。地热流体中的氦气和二氧化碳被认为是川西地震活动的可靠指标,地震活动性较强的区域往往有着更大 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值(Du et al., 2006)。对云南澜沧江断裂带温泉气体中 He-CO_2 的观测也表明区域断裂系统中流体的化学过程和构造应力场可以控制断裂的渗透性,进而使局部产生流体超压区并导致区域上的高地震风险(Wang et al., 2023)。上述研究都表明了温泉在沿断裂的循环过程中,其流体地球化学特征一定程度上可以指示断裂带地区地震活动性的时空变化。

因此,对断裂带附近的温泉流体开展地球化学观测为了解地下水热循环、断裂活动以及地震活

动性提供了途径。近年来在研究区附近其他断裂带地区上的温泉水、温泉气体的地球化学含量和同位素组成的研究成果颇多,如金沙江-红河断裂带(李其林等, 2019; Zhou et al., 2020)、鲜水河断裂带(Liu et al., 2022; Yan et al., 2022)和理塘断裂带(Zhou et al., 2017; Hou et al., 2018; Zhou et al., 2022)等。稻城地区位于川滇菱形地块的中部,在该地区断裂带附近有着许多的温泉出露,且其空间上多沿着断裂带分布(唐晗晗等, 2020),该地区曾经在1974年、1975年和2013年,分别发生了 $M_s5.6$ 、 $M_s4.9$ 、 $M_s4.2$ 地震。然而在稻城地区,现有的温泉流体地球化学研究主要聚焦于地热资源的开发利用(王茜, 2002; 高志友等, 2004; 曹文正和刘哲, 2015)。并且在该地区还鲜有对温泉气体地球化学特征的报告,针对温泉流体地球化学特征以及区域地震活动性之间关系的研究还是空白。通过对该区域进行温泉流体地球化学研究,对探明区域温泉流体地球化学特征以及与地震活动性之间潜在的关系、丰富区域地球化学背景场数据具有重要的价值。

因此,本文测定了稻城地区六个温泉水样品中溶解的主量元素与微量元素浓度、温泉逸出气组分以及温泉气体同位素等地球化学指标,计算了研究区温泉的热储温度与循环深度,并对温泉气体中不同来源的氦气和二氧化碳的比例进行了计算。本次研究建立了该地区简要的温泉流体循环模式,并系统分析了区域地震活动性与温泉水化特征、气体特征之间的关系,这项成果为理解该区域及川滇地块北部地震活动性的空间变化提供了帮助。

1 区域地质背景

稻城地区位于川滇菱形地块的内部,受印度板块与欧亚板块的碰撞及印度板块运移的影响,青藏高原中部羌塘地块向东滑移,在受华南地块的阻挡后,造成了川滇菱形块体的 SE-SSE 向平移和顺时针转动及其东边界的高速左旋走滑运动(Xu et al., 2003)。由于板块间的相互挤压所形成的强大应力场,该区域的构造运动及岩浆活动较为强烈并产生了区域上的高热背景(高志友等, 2004),稻城地区的地表热流背景值在 74~88 mW·m⁻² 之间(唐哈哈等, 2020)。位于川滇地块北部的稻城地区属理塘次生扩张带,多期地质构造运动强烈,各种构造体系相互干扰相互穿插,断裂系统发育良好,强烈的构造活动伴随着频繁的地震。区内主要的断裂带均为现代活动断裂,并深入地壳,是地下热水运移的主要通道(傅广海, 2009; Zhang et al., 2017)。研究区附近的德格—乡城断裂带由几个向东突出的弧形反向断层组合而成,金沙江断裂是一条右旋、间歇性、分散性断裂带,滑移速率较低,约为 0.4±1.6 mm a⁻¹(Wang et al., 2008),赤土断裂经稻城赤土乡呈波状延长 144 千米、尼隆断层南起各瓦乡尼隆村沿被动向延伸至蒙自东北、解放乡断层沿着巴隆曲西整体呈 N315°延伸,本次研究的温泉均出露在上述断裂及其分支的断裂的交汇位置上。该区主要的褶皱和断裂构造均呈北北西、北西方向展布,且均体现出了压性特征。自晚三叠世以来,岩浆与地震活动开始变得频繁,与此同时,该区许多热水开始沿断裂带溢出,并形成了甘孜、理塘、稻城一带的南北向展布的热水束。该区出露的地层以中生界地层为主,广泛出露三叠系灰岩、砂岩、板岩和印支期、燕山期岩浆岩(王茜, 2002)。区内地热水储层主要由震旦系、寒武系、奥陶系、泥盆系、二叠系中的碳酸盐岩组成,热储盖层则主要由三叠系的砂板岩等组成(高志友等, 2004)。

稻城地区的地震活动频繁,但震级普遍较小,震级最大的一次地震活动是在 1974 年 6 月 5 日发生在该区西北侧的 M_s5.6 地震(见图 1)。该区水系广泛分布,该区主要河流均属金沙江水系,河流的最主要补给方式为大气降水,且河流落差较大,水资源丰富。该地区位于亚热带气候带,属大陆型季

风高原型气候,年平均气温为 4.1℃,年平均降雨量约 636 毫米(王茜, 2002)。

2 样品采集与测试方法

2010 年 6 月,在稻城地区 6 处温泉采集温泉水样和气样,采样点位置与信息分别见图 1、附表 1^{*}。水样从温泉口采集,容器为 100 ml 的聚乙烯瓶,事先用超纯水清洗;气样是使用为 500 ml 的玻璃瓶在野外通过排水集气法采集的(Du et al., 2006)。

采样现场测定温泉水的温度、电导率和 pH 值。其中,温度通过日本 YF-160 数字温度计测定,电导率和 pH 值通过美国奥立龙 4-Star pH 计测定。本次研究的温泉水除稻城茹布温泉以及稻城杜鹃温泉中的 Mg²⁺以外,所有常量元素的测定在中国地震局地震预测重点实验室完成,使用的仪器为 Dionex ICS-900 离子色谱仪和 AS40 自动进样器,检测限为 0.01 mg/L (Chen et al., 2015)。测试的离子组分中阳离子为 K⁺、Na⁺、Mg²⁺和 Ca²⁺;阴离子 F⁻、Cl⁻、Br⁻、NO₃⁻和 SO₄²⁻,通过标准滴定程序,对温泉水中的 HCO₃⁻和 CO₃²⁻使用 ZDJ-3D 型电位滴定仪测量,根据下式计算离子平衡(ib),阴阳离子的测量误差均小于 5%(见附表 2^{*})。

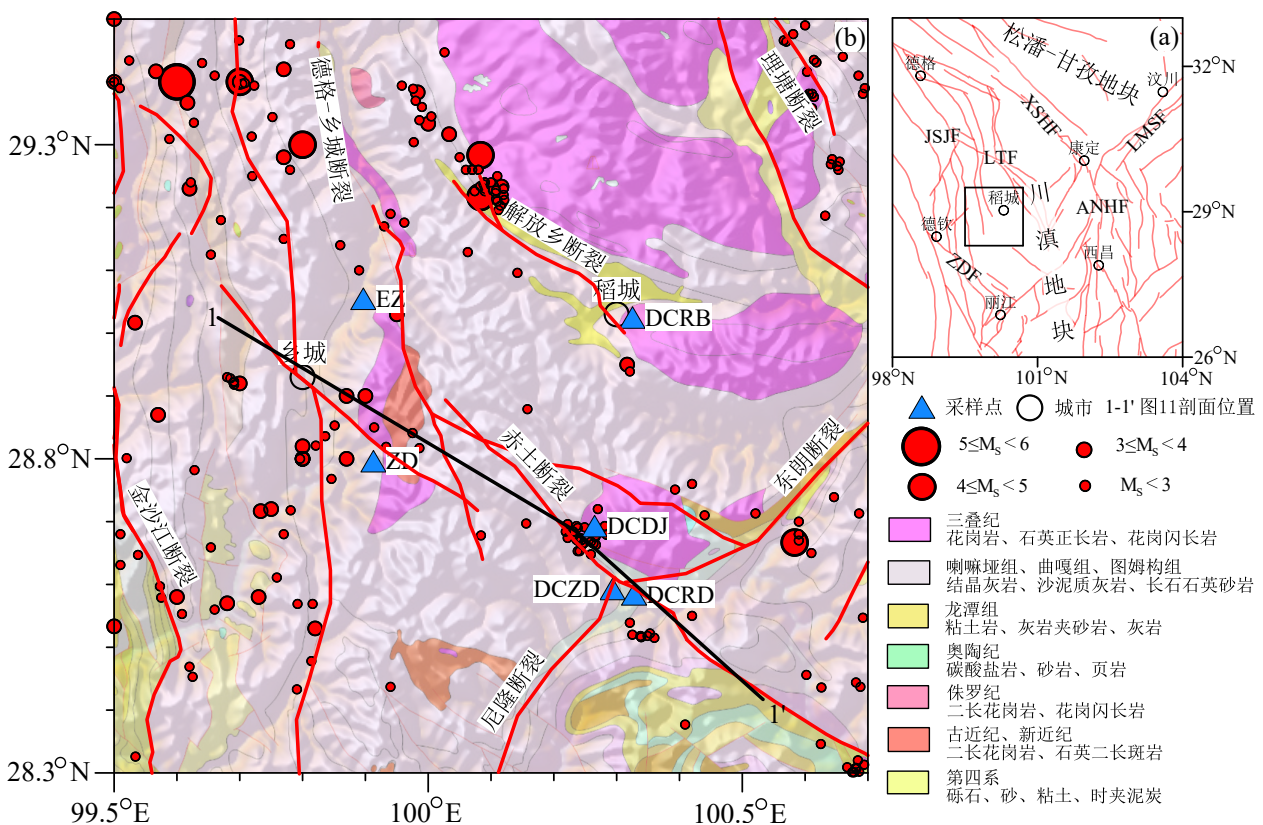
$$ib[1\%] = \frac{\sum \text{阳离子} - \sum \text{阴离子}}{(\sum \text{阳离子} + \sum \text{阴离子}) \times 0.5} \times 100$$

对稻城茹布温泉以及稻城杜鹃温泉中含量较低的 Mg²⁺以及全部微量元素的测定在核工业地质研究院测试中心分析完成,采用 Element 型电感耦合等离子体质谱仪 ICP-MS(张彦辉等, 2018)。碳同位素分析使用 Delta Plus XL 质谱计分析完成,¹³C/¹²C 的精度为 0.2%(李中平等, 2007),氮同位素分析使用 Noblesse 稀有气体同位素质谱仪(Cao et al., 2018)。气体样品在中国地震局地震预测研究所分析完成。温泉气体中的 N₂、H₂、CO₂、O₂、CH₄ 和 Ar 使用 Agilent Macro3000 便携式气相色谱仪进行测量(Zhou et al., 2017),温泉气体数据见附表 3^{*}。

3 分析结果

分析结果见附表 2^{*},稻城地区六个温泉水的水温变化范围为 38.7~64.0℃; pH 值变化范围为

*数据资料联系编辑部或者登录本刊网站获取。



图中地层与断裂资料来自庞健峰等 (2017)。XSH—鲜水河断裂, JSJF—金沙江断裂, LMSF—龙门山断裂, LTF—理塘断裂, ZDF—中甸断裂, ANHF—安宁河断裂。

图 1 稻城地区区域构造背景图 (a) 和采样点分布图 (b)

Fig. 1 Study area location map (a) and sampling point distribution map (b)

8.53~9.77, 平均值为 9.16, 均为典型的碱性水; 电导率变化范围为 138~2 540 $\mu\text{S}/\text{cm}$; TDS 变化范围为 49.24~1 685.09 mg/L。温泉水中主要的阴阳离子分别是 HCO_3^- 以及 Na^+ 和 Ca^{2+} , 泉水中的 Li 和 B 的含量较高, 除此之外, 其他大部分微量元素的浓度普遍小于 1 mg/L (附表 4^{*})。不同的温泉气体分别以 N_2 和 CO_2 为主要组成部分, 所有的温泉气体中, $^3\text{He}/^4\text{He}(\text{R}/\text{Ra})$ 值的分布范围是 0.09~0.56, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}(\text{PDB})$ 值的分布范围为 -15.00‰~-3.30‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}(\text{PDB})$ 值的分布范围是 -50.80‰~-23.80‰

4 讨论

4.1 温泉水化学成分特征

4.1.1 主量元素地球化学特征

本文采用舒卡列夫分类法将六个温泉采样点水化学类型划分为 HCO_3-Na 、 $\text{HCO}_3-\text{Na}\cdot\text{Ca}$ 两种。为了更好的研究区域常量元素的分配规律, 使用 Origin 软件对 6 个采样点的水样绘制 Piper 三线图

(图 2), 已有研究结果表明稻城地区 Na^+ 为主要阳离子, HCO_3^- 为主要阴离子 (曹文正和刘哲, 2015), 本研究温泉水样中的主要离子与前人研究结果一致 (附表 2^{*})。在六个温泉样品中, 稻城茹布温泉与稻城杜鹃温泉的 TDS 较低 (小于 100 mg/L), 这很可能归因于较浅的循环深度, 相比之下其余温泉的 TDS 较高, 且都以高 HCO_3^- 含量为特征。研究区主要发育碳酸盐岩以及花岗岩, 稻城地区的温泉水样品中的常量元素与微量元素的含量与围岩密切相关。 Na^+ 是一种具有很强的迁移能力的阳离子, 并且容易在地下水中积累。在川西非火山地热系统中的 Na^+ 很有可能从热储层中钠长石、钾长石等硅酸盐矿物的溶解所致 (Tian et al., 2018), 硅酸盐矿物的溶解也反映在 HCO_3+SO_4 与 $\text{Ca}+\text{Mg}$ 的曲线上 (图 3a), 如果这些离子都来自方解石、白云石以及石膏的溶解, 那么他们的比例应该接近 1:1, 然而稻城地区所有温泉水都分布在 1:1 线的上方, 过量的 HCO_3+SO_4 需要硅酸盐矿物的溶解产生的

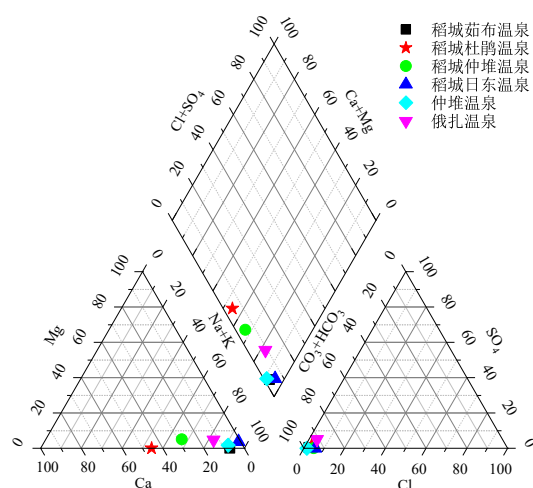


图2 稻城地区温泉水样 piper 三线图

Fig. 2 Piper diagram of water sample in Daocheng area

Na^+ 保持电荷平衡(Fisher and Mullican, 1997)。所以该区稻城茹布温泉、稻城日东温泉、仲堆温泉与俄扎温泉的 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型水的成因与区域上发育的花岗岩之间具有联系。而稻城杜鹃温泉与稻城仲堆温泉水的主要阳离子除了 Na^+ 还有 Ca^{2+} 。在温泉水中 Ca^{2+} 浓度受控于碳酸盐、硅酸盐以及石膏等矿物的溶解(Liu et al., 2022), 研究区广泛出露花岗岩与二长花岗岩等, 这意味着如果是大量的钙长石的溶解时, 应有相当数量钾长石也发生了溶解(迟恩先等, 2014), 然而杜鹃温泉与仲堆温泉中钙离子浓度(平均 5.46 meq/L)远大于钾离子浓度(平均 0.54 meq/L), 这表明钙长石溶解对 Ca^{2+} 浓度的贡献是有限的, 同时稻城地区的 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 的比值也远大于 1(图 3b), 引起这种现象的原因很可能是碳酸盐的溶解导致了 Ca^{2+} 相对于 SO_4^{2-} 的过剩。因此判定这些温泉水中的 Ca^{2+} 则主要来源于碳酸盐岩的溶解, 这些 $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ 型温泉水主要源于温泉水与硅酸盐矿物和灰岩的溶解反应。

4.1.2 微量元素地球化学特征

温泉水中的微量元素来源于地下水在循环过程中的水岩反应, 因此可以反映温泉水发生的水岩反应程度。本次各温泉水中微量元素具有含量较低的特点(见图 4、附表 4*)。根据微量元素富集因子(EF)的大小可以定性判断温泉水中的微量元素来源(Soto-Jimenez and Páez-Osuna, 2001), 计算公式是:

$$EF_i = (C_i/C_R)_w / (C_i/C_R)_r$$

式中: C_R 为选定的参比元素含量; C_i 为样品中元素

含量; w 为水样中元素浓度; r 为岩石中元素浓度。因此将川西地区上三叠统微量元素平均值组作为标准(刘金华等, 2005), 使用 Ti 浓度对微量元素数据进行归一化, 计算研究区微量元素富集因子 EF(图 5)。从温泉水中微量元素分布归一化为 Ti 富集系数对比图中可以看出微量元素的富集状况, 结合微量元素含量, 对研究区微量元素特征做出以下分析:

稻城地区东南侧的稻城仲堆及稻城日东温泉的微量元素相对富集, 且富集因子较大。而研究区东北侧的稻城茹布温泉及稻城杜鹃温泉与研究区其他温泉相比, 其微量元素富集因子明显偏低。从总体上来看, 本次研究温泉水中的微量元素分布特征与地表水较为接近, 但相较于地表水而言, 所有温泉水中都含有更多的 B^{2+} , 有研究表明当深度和压力在增加时, B^{2+} 在地下水中的溶解度会增加(Zhang et al., 2003), 且温泉水中的 B 大多受岩浆岩或者海相碳酸岩溶滤的控制(刘明亮, 2018)。研究区出露于碳酸盐岩中的稻城仲堆、稻城日东、俄扎及仲堆温泉的 B 元素富集程度较高, 因此这些温泉水中高浓度的 B^{2+} 可以反映研究区温泉水中的 B^{2+} 主要来自区域碳酸盐岩的储层中。上述四个温泉中的 Sr 与 Ba 元素的富集因子同样大于 1, 较为富集, 且由图 4 可知 Sr 与 Ba 元素含量较高, 与直接出露在花岗岩的两个温泉相比, 这四个温泉的 TDS 较高, 常量元素中的 Ca 和 Mg 等碱土金属元素的富集程度也明显较高, 可以判断这些元素主要来自于该区发育的碳酸盐岩中(Pili et al., 2002)。除此之外该区温泉水中的 Fe 元素含量同样较大且富集系数较高, 这些 Fe 元素的高浓度可能归因于围岩中部分煤层中的黄铁矿溶解。同时区内大多温泉的微量元素含量整体较低, 因此判定研究区的水岩反应程度较低, 微量元素主要来自于温泉与碳酸盐岩储层间的水岩反应。

4.1.3 矿物饱和状态

通过饱和指数(SI)参数估计温泉水中的矿物反应性, 可以表示溶液是否与固相平衡并预测温泉流体循环过程中可能沉淀的矿物, 一般来说, SI 在 -0.2 到 0.2 之间, 可认为相应的矿物处于平衡状态。正 SI 值对应于过饱和(沉淀), 而负值对应于特定矿物的欠饱和(溶解)(Deutsch, 1997)。在温泉泉口温度和 pH 值下, 使用 PHREEQC 软件计算了地热系统储层中可能存在的热液矿物的饱和指数, 结

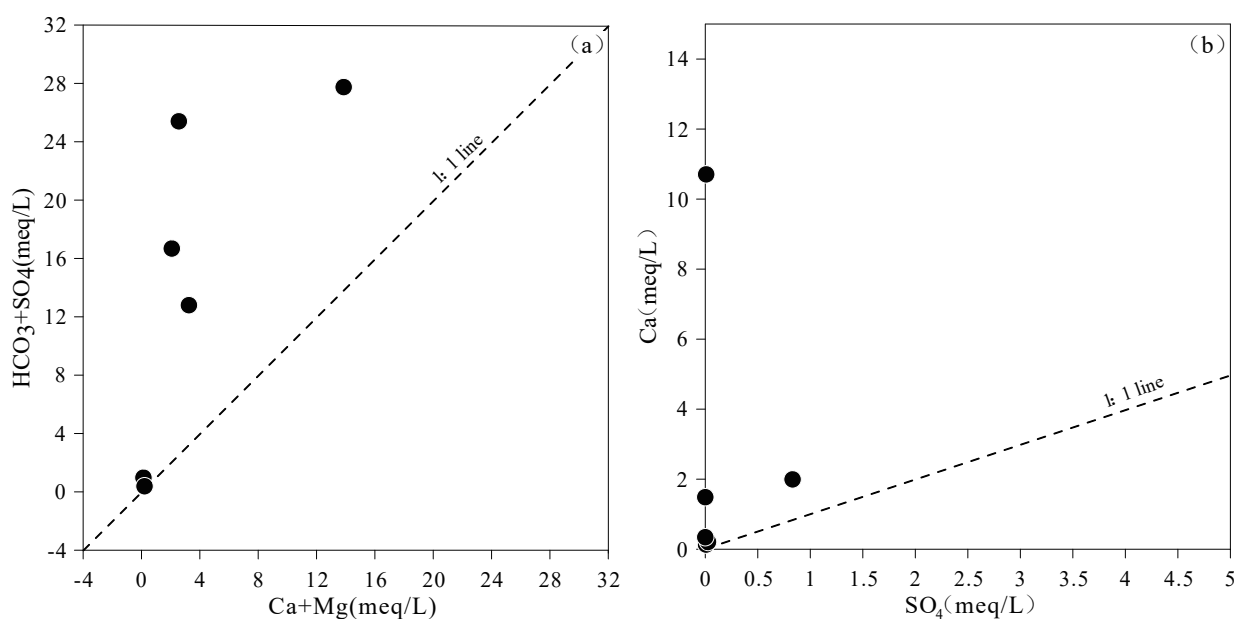
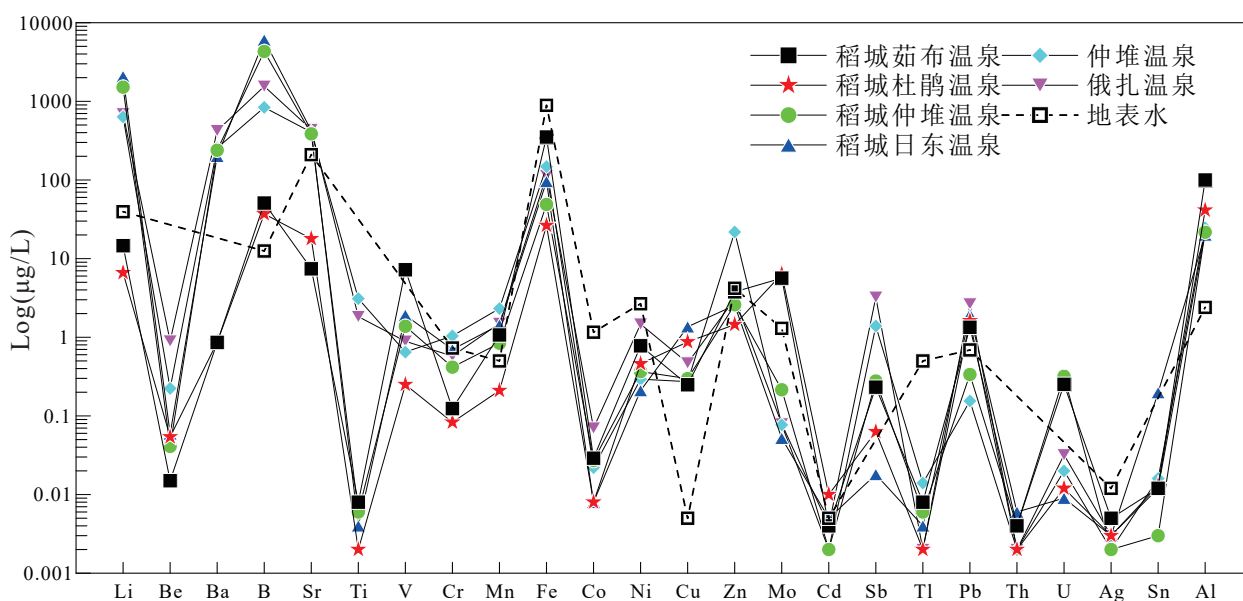


图3 稻城地区地热水的 $\text{HCO}_3+\text{SO}_4/\text{Ca}+\text{Mg}$ 比值图 (a) 和 Ca/Mg 比值图 (b)

Fig. 3 $\text{HCO}_3+\text{SO}_4/\text{Ca}+\text{Mg}$ ratio diagram (a) and Ca/Mg ratio diagram (b) of geothermal water in Daocheng area



图中地表水数据来自 Huang et al. (2008, 2009) 和 Gaillardet et al. (2014)

图4 稻城地区温泉微量元素分布图

Fig. 4 Distribution map of trace elements in hot spring in Daocheng area

果如图6所示。在采样温度下,稻城仲堆温泉以及稻城日东温泉的水样相对于方解石都过饱和($\text{SI}>0$),这种过饱和状态表明含水层系统中存在大量此类矿物和足够的停留时间(Rouabhia et al., 2012),稻城茹布温泉具有负值,但它也几乎与方解石平衡(图6),稻城仲堆温泉和稻城日东温泉的温泉样品与文石和白云石同样($\text{SI}>0$)处于过饱和状

态。除此之外,几乎所有地下水样本都处于石盐、石膏以及硬石膏的欠饱和状态($\text{SI}<-2$)。

4.2 热储温度与循环深度

4.2.1 水岩反应程度及平衡状况

采用Na-K-Mg三角图解(Giggenbach, 1988)可以对水岩反应的平衡状况进行判断,从而选用合适的地热温标对热储温度进行估算。该图解将不同

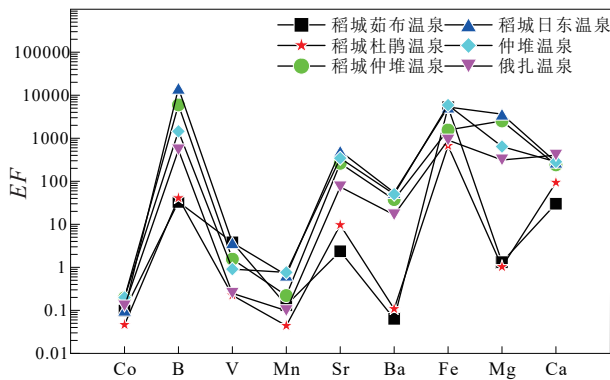


图5 稻城地区温泉中微量元素分布归一化为 T_1 富集系数对比图

Fig. 5 Trace element distribution normalized to T_1 enrichment coefficient in the hot springs in Daocheng area

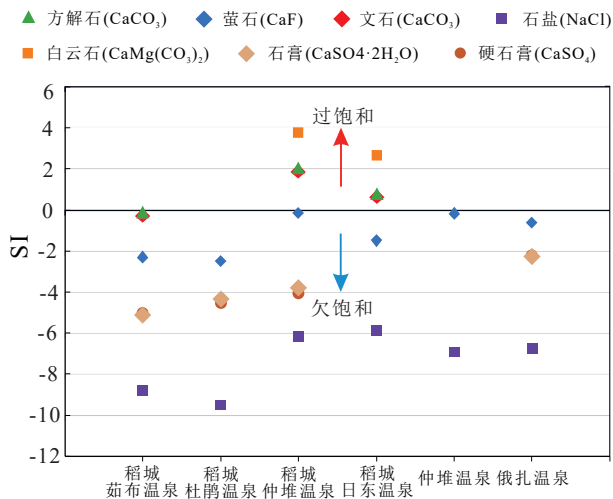


图6 稻城地区温泉流体矿物饱和指数图

Fig. 6 Mineral saturation index diagram of hot spring fluid in Daocheng area

地下流体分为平衡水、部分平衡水以及未成熟水三个区域。本次稻城地区温泉水样中,几乎所有样品均分布在未成熟水区域,且均位于图中 $Mg^{1/2}$ 一侧(见图7),这表明了温泉水在循环过程中与围岩之间发生的水岩反应程度较弱,还可能发生的情况是,这些温泉在上升过程中与较多来自浅部的冷水发生了混合,导致水样难以达到平衡。

4.2.2 断裂带不同温泉的循环深度特征

在地球化学系统中,气体组分同位素的分布可以作为温度的函数,因此甲烷及二氧化碳气体同位素可以作为地质温度计对温泉的热储温度进行估算。对于温度范围在 $150^{\circ}\text{C} \sim 500^{\circ}\text{C}$ 范围内的温泉,可以用该温标进行估算(Lyon and Hulston, 1984)。

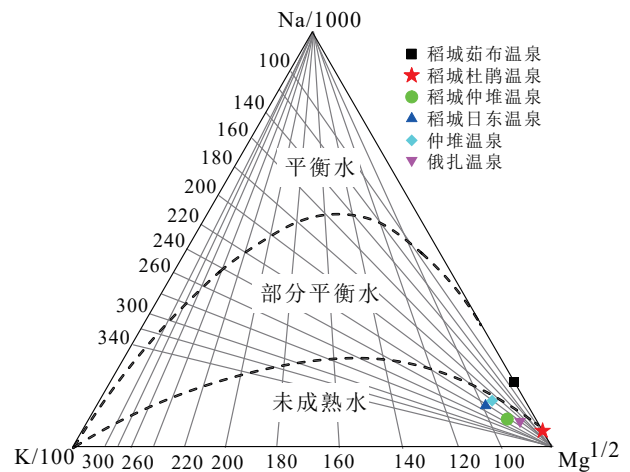


图7 稻城地区温泉水样的 Na-K-Mg 三角图(底图据 Giggenbach (1988))

Fig. 7 The triangle diagram of Na-K-Mg of the water samples in Daocheng area (according to Giggenbach (1988))

阳离子温标可以通过水中溶解的阳离子含量与温度之间的关系对地热水的热储温度进行估算(庞忠和, 2013),常用的有 Na-K 温标(Giggenbach, 1988)、Na-K-Ca 温标(Fournier and Truesdell, 1973)、K-Mg 温标(Giggenbach et al., 1988)、Li-Na 温标(Kharaka, 1982)、Li-Mg 温标(Kharaka and Mariner, 1989)等。本次研究所采水样大多属于未成熟水(图7),这意味着这些阳离子温标的计算可能存在一定的误差(Giggenbach et al., 1988; 王莹等, 2007),在这种情况下利用 SiO_2 地热温标可能是更好的方法(王莹等, 2007),但遗憾的是在本次研究中未采集相关样品,本文利用阳离子温标对稻城地区温泉的热储温度大致进行了估算,未来对该区温泉热储温度进行 SiO_2 地热温标计算可进一步提升热储温度的准确性。

本次研究通过以上不同地热温标分别计算温泉水的热储温度,计算结果见附表5^{*}。对于 $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ 温标而言,得到较高的温度很可能由于该方法确定的温度来源于比实际温泉水循环更深的位置。而 Na-K-Ca 温标较高的计算结果原因是在遇到富 Mg^{2+} 的中低温热水时,容易产生较大的误差(庞忠和, 2013)。

在本文多数温泉的未成熟水条件下,利用不同离子温标进行计算的结果对热储温度仍然具有一定的意义。K-Mg 温标建立在较快的平衡反应上,因此代表着实际不太深处的热储温度(庞忠和等, 2013),在面对部分非酸性的未成熟水时,该温标可

能仍然有效(Giggenbach, 1988), 因此其可以用来估算低温地热系统的储层温度, 此时流体中的 Mg 未与围岩达到平衡(许鹏等, 2018), 研究区未成熟水产生的原因很可能是由于混入了较大比例的不平衡状态的冷水, 此时该温标的计算结果会受浅部冷水影响, 从而得到比实际温度更低的温度。对于 Na-K 温标而言, 其建立在地热水与碱性长石之间的平衡上(Giggenbach, 1988), 其在未成熟水条件下, 系统中离子反应尚未达到平衡, 因此该温标计算结果可能偏高(孙红丽等, 2015), 本次研究及王茜(2002)通过 K-Mg 温标的计算结果与 Na-K 温标温度之间的差值在 25~62℃ 之间。因此本文中稻城茹布温泉仅使用 K-Mg 温标值, 其求得温度可能略低于实际热储温度, 但由于其温度较低对 K-Mg 温标适用性更好, 所以误差应该是有限的, 除此之外其余温泉均使用上述两种温标的平均值作为最终实际热储温度的值, 并提供一些 Li-Na 以及 Li-Mg 等其他阳离子温标的计算结果作为参考(附表 5^{*})。

利用热储温度, 通过以下公式可求得区域温泉流体的循环深度:

$$H = (T - T_0) / g + h$$

式中: H 为循环深度(km); T 为地热水的热储温度(℃); T_0 为研究区平均气温(℃), 研究区平均气温取 4.1℃; 地温梯度(g)取 32.15℃/km(姜光政等, 2016); h 为常温带深度, 取 20 m。共求得上述五个温泉的循环深度(附表 5^{*})。

经计算该研究区五个温泉的循环深度分布范围在 2.3 km~5.0 km, 距离稻城县城最近的稻城茹布温泉的循环深度最小, 为 2.2 km, 其余四个温泉的循环深度较为接近, 其循环深度分布在 4.1 km~5.0 km 之间。值得注意的是虽然部分温标的计算结果之间存在较大的差异, 但在几乎所有温标的计算结果中, 稻城仲堆温泉以及稻城日东温泉都具有更高的热储温度, 这两个温泉出露于同一山坡, 且具有相同的补给源(高志友等, 2004), 处于断裂交汇位置并且有着更深的水热循环可能是产生这一现象的原因。

4.3 温泉气体特征

4.3.1 温泉气体组分特征

根据稻城地区温泉气体的主要组分可以将本

次研究中采集了温泉气体的 5 个温泉划分为 2 种类型, 第一类为稻城杜鹃温泉和稻城茹布温泉, 是以 N_2 为主要组成成分的温泉, N_2 浓度均大于 85.00%。第二类为稻城日东温泉、俄扎温泉与稻城仲堆温泉, 这些温泉气体以 CO_2 或 CH_4 为主要组成成分, CO_2 浓度分别为 86.95%、95.96% 和 38.30%, 其中稻城仲堆温泉的温泉气体还含有大量的 CH_4 , 浓度可达 36.08%。

4.3.2 氦来源

氦共有 2 个稳定同位素分别是 3He 和 4He , 这两种同位素在大气、地壳与地幔中的丰度具有明显的差异, 在这三种不同圈层中可供参考的 $^3He/^4He$ 分别为 1.4×10^{-6} 、 2.0×10^{-8} 、 1.2×10^{-5} (O'Nions and Oxburgh, 1988; Ballentine et al., 2005), 且大气中的这一比值常表示为 R_a 。本次研究中除仲堆温泉以外共测得五个温泉气体样品的 $^3He/^4He$, 将测得的 $^3He/^4He$ 值直接除以 R_a 标准值后可以得出: 这些温泉气体中 $^3He/^4He$ 的变化范围为 0.08 R_a ~0.56 R_a , 平均值为 0.23 R_a 。为了估算温泉气体中来自地幔的氦的比例, 将这些样品投入 $^3He/^4He$ 与 $^4He/^{20}Ne$ 比值关系图(Ballentine et al., 2005)见 图 8, 其中温泉幔源氦比例均在 0.4%~2.4% 之间(见附表 6^{*})。因此, 温泉气体中的氦主要是来自于地壳, 只有在稻城仲堆的温泉气体中有明显的幔源氦(>2%), 岩石圈以及软流圈地幔岩石的部分熔融是地幔 He 脱气的主要来源(Ballentine and Burnard, 2002), 断裂带的规模与性质对幔源流体的上涌起着决定性作用(Tamburello et al., 2018), 在青藏高原东缘的张性断裂以及大型走滑断裂系统, 可以为变质二氧化碳和地幔氦等深层地热挥发物提供通道, 鲜水河断裂是川滇地块及周缘中典型的大型活动走滑断裂, 因此其幔源挥发物上升较多(Tian et al., 2021)。稻城地区幔源流体上涌少于周边断裂地区可能归因于较浅的断裂深度, 同时稻城地区主要的构造均呈现压性特征(王茜, 2002), 这可能也对该区域的深源流体上涌产生了影响。在研究区内稻城仲堆温泉具有最高的幔源氦比例, 这与其出露于断裂交汇部位有关, 这种趋势源于转换挤压导致断裂带破碎化程度和渗透性增加, 从而对幔源流体上涌起到了促进作用(徐胜等, 2022)。

*数据资料联系编辑部或者登录本刊网站获取。

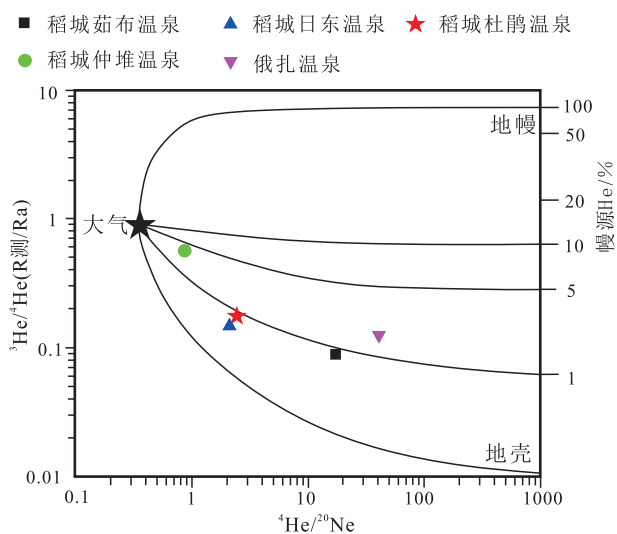
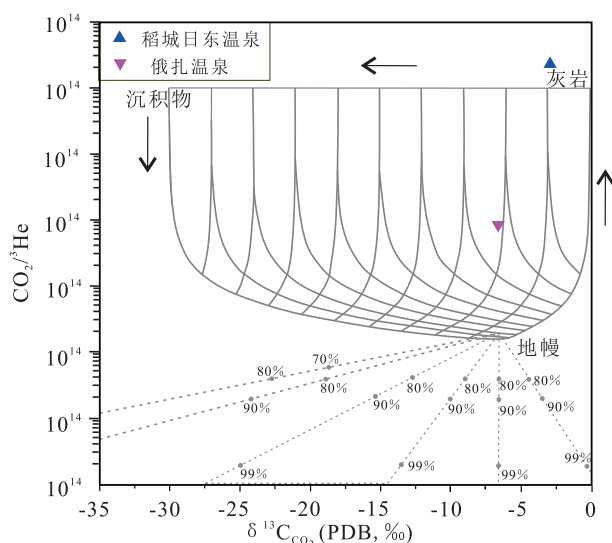


图8 稻城地区温泉气体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比值关系图
Fig. 8 Ratio diagram of $^3\text{He}/^4\text{He}$ and $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ in hot spring gas in Daocheng area

4.3.3 温泉气体组分特征

在温泉气体中的含碳化合物中,不同的碳同位素组成中包含着关于温泉气体来源的信息(Hilton, 1996; Zhou et al., 2020)。但是温泉气体中不同来源的同位素组成会相互重叠,难以直接通过其碳同位素组成来解析气体的来源,所以通常用 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 的比值关系来解析 CO_2 的来源(Sano and Marty, 1995; Hilton, 1996)。在 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ - $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 图解中分别有三个端元,分别代表幔源(M)、灰岩来源(L)与有机质来源(S)。本次研究测得五个温泉采样点的气体同位素含量,这些气体的 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比率范围为 $5.31 \times 10^7 \sim 2.85 \times 10^{15}$,其中稻城日东温泉和俄扎温泉的温泉气体是以 CO_2 气体为主($>85\%$),而其余温泉的温泉气体中 CO_2 含量较低,使用该图解时误差较大(Ray et al., 2009)。因此将上述两个样品投入 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ - $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 图解(图9)可见:这两个样品在图中均靠近灰岩端元,经定量计算(结果见附表7*)该地区温泉气体中 CO_2 幔源组成比例的范围是 $0\% \sim 1.7\%$,灰岩来源范围是 $81.8\% \sim 94.1\%$,有机成因来源 $5.9\% \sim 16.5\%$ 。这表明该稻城地区温泉气体中的 CO_2 主要是储层中的碳酸盐岩受热分解或溶解产生的。这一特征与周边断裂地区类似,在金沙江断裂、理塘断裂以及鲜水河断裂的温泉气体中 CO_2 也是主要来自灰岩的热解(Zhou et al., 2015, 2017, 2020)。



不同端元含量: 幔源($\text{CO}_2/{}^3\text{He}=2 \times 10^9$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}=-6.5\text{‰}$); 灰岩来源: ($\text{CO}_2/{}^3\text{He}=1 \times 10^{13}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}=0\text{‰}$) 有机质来源 ($\text{CO}_2/{}^3\text{He}=1 \times 10^{13}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}=-6.5\text{‰}$)。底图据 Marty and Jambon (1987); Sano and Marty (1995)

图9 稻城地区温泉气体 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ - $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 关系图
Fig. 9 Ratio diagram of $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ in hot spring gas in Daocheng area

在本次研究的温泉气体样品中,稻城仲堆温泉气体中的 CH_4 浓度较高,达 36.08% ,其余均低于 1% 。稻城仲堆温泉与稻城日东温泉出露于同一山坡(高志友等, 2004),且水文地球化学特征之间也存在一定的一致性,而稻城日东温泉气体中绝大部分为 CO_2 ,并且甲烷含量很少。通过碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ - $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 关系图(图10)表明,稻城多数的温泉气体中少量的甲烷主要为无机成因,而稻城仲堆温泉气体中高浓度的甲烷主要是有机成因。因此,推断稻城仲堆温泉的甲烷气体是在厌氧条件下,由于生物作用消耗 CO_2 形成的。

4.4 稻城地区温泉地球化学循环模式

稻城地区及乡城地区地处义敦岩浆弧,断层多沿北西—南东方向展布(Zhang et al., 2015),本次研究的六个温泉的循环受断裂构造控制,均出露在乡城断裂、赤土断裂、解放乡断裂、尼隆断裂、东郎断裂及其分支断裂的交汇位置上。研究区温泉气体中的幔源组分含量很少,这表明这些断裂系统延伸的深度有限,温泉气体中氦气与 CO_2 气体来自幔源的组分所占比例均不足 5% 。通过温泉气体中的氦同位素可以对大地热流中来自地壳/地幔组分的

*数据资料联系编辑部或者登录本刊网站获取。

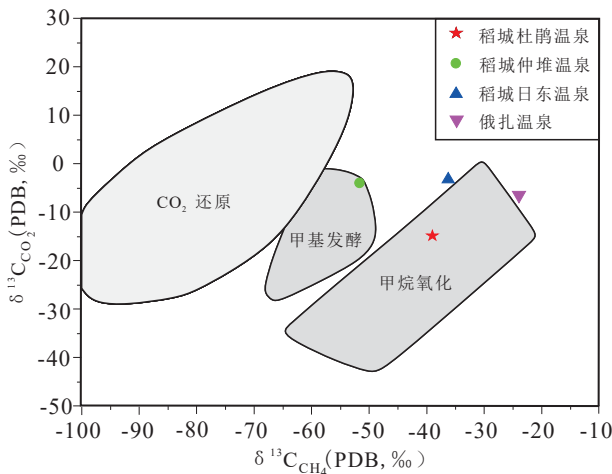


图 10 稻城地区温泉气体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ - $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 关系图 (底图据 Woltemate et al. (1984))

Fig. 10 Ratio diagram of $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ in hot spring gas in Daocheng area (according to Woltemate et al.(1984))

比例进行估算, 汪洋(2000)提出了二者之间的统计公式, 本文利用该方法对稻城地区热流特征进行了分析, 结果表明: 稻城地区地壳热流在大地热流中所占比例(Q_c/Q)在 50%~61% 之间, 这一比例与临近的理塘热水区相近并显著高于康定热水区 (Zhang et al., 2017)。在研究区内水热活动最强的稻城仲堆温泉附件来自地壳热流比例最低 ($Q_c/Q=0.5$), 而水热活动较弱的稻城茹布温泉一带则具有研究区最高的 Q_c/Q 值, 这表明研究区大地热流的分布格局一定程度上受着来自深部的热量叠加地表的水热活动控制, 并且来自地壳与来自地幔的热量相当或略多于来自地幔的热量。

在研究区通过大地电磁测深发现地壳 15 km 以下深度存在高导层 (Bai et al., 2010), 而且在中下地壳 20 km 深处存在着以稻城为中心的 S 波低速带 (Feng and An, 2010; Zhang et al., 2017), 上述这些研究都为该区域地壳深部存在热源提供了地球物理学证据 (Zhang et al., 2017)。研究区海拔较高, 高山终年积雪, 通过对该区各温泉水体的氢氧同位素研究发现温泉水的补给方式主要为大气降水, 且补给高程都在 3 500 m 以上 (高志友等, 2004)。

因此, 对研究区温泉的循环模式总结如下 (图 11), 剖面位置见图 1: 稻城地区海拔 3 500 m 以上的高山为温泉的补给区, 来自高山的大气降水沿着断裂构造入渗对地下水进行补给, 地下水可以一直入渗至地下 2.2 km~5.0 km 的位置, 在这个过程中温泉水不断获得来自地壳深部的热源加热使温度

增加至 74~159℃, 并主要与灰岩以及硅酸盐矿物发生水岩反应, 与围岩的水岩反应过程中 B^{2+} 等微量元素不断进入水中, 并最终形成了水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 与 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 的温泉水。之后在静水压力与热动力对流的驱动下出露在地表的沟谷中。

4.5 区域地震活动性与温泉水化特征、气体特征之间的关系

已有地物资料表明在稻城地区地壳中低速高导层的存在 (Bai et al., 2010; Zhang et al., 2017), 这为该地区发生在上地壳中的浅源地震提供了深部构造条件。统计小震观测目录可知: 在研究区东南侧赤土断裂上发生的 31 次地震, 震源深度平均值为 7.1 km, 地震震级平均为 2.3 级。在乡城断裂一带, 俄扎与仲堆温泉之间共发生 24 次地震, 震源深度平均值为 8.5 km, 发生地震震级略大。总体来看, 稻城地区西侧与南侧靠近断裂带的区域地震分布较多, 而分布在县城附近的地震较少, 且震源区普遍要低于温泉水的循环深度。

通常情况下, 当温泉水的循环深度更深时, 孔隙流体压力增加, 水岩反应程度更高, 可以在一定程度上弱化断裂带, 使得更容易发生地震 (Wintsch et al., 1995; 段庆宝等, 2015)。在川滇菱形地块东北边界, 鲜水河断裂系统活跃且深度较大, 该系统具有研究区周边最高的储层温度和最频繁的强震 (Tian et al., 2021)。在玉树—甘孜—鲜水河断裂系统沿线的深层流体对地震的高频率起着至关重要的作用, 且地震往往发生在流体环流深度较大的区域 (Liu et al., 2022), 在研究区附近, 理塘断裂带温泉循环深度可达 5.5 km (Zhou et al., 2022), 在前文提到的鲜水河断裂带中温泉循环深度甚至可高达 6.9 km (Yan et al., 2022), 本次研究中稻城地区温泉水的循环深度要小于以上地震高频活动区, 最深处在 5.0 km 左右。在断裂地区非均匀的热结构和地壳变形特征引起的应力场可以为大地震的发生创造条件 (Wang et al., 2023), 其中关于热结构的观点已经在对玉树—甘孜—鲜水河断裂系统以及红河断裂带 (邵维晔等, 2022) 的研究中得到证实, 通过对区域热储温度进行差值计算后发现了强震震中大多位于地热储层温度揭示的地热异常过渡带, 并且相邻地热异常区的热储温度之间的温差都在 100℃ 以上。而相比之下稻城地区的温泉间热储温度差异较小, 对促进中强地震形成的热应力条件

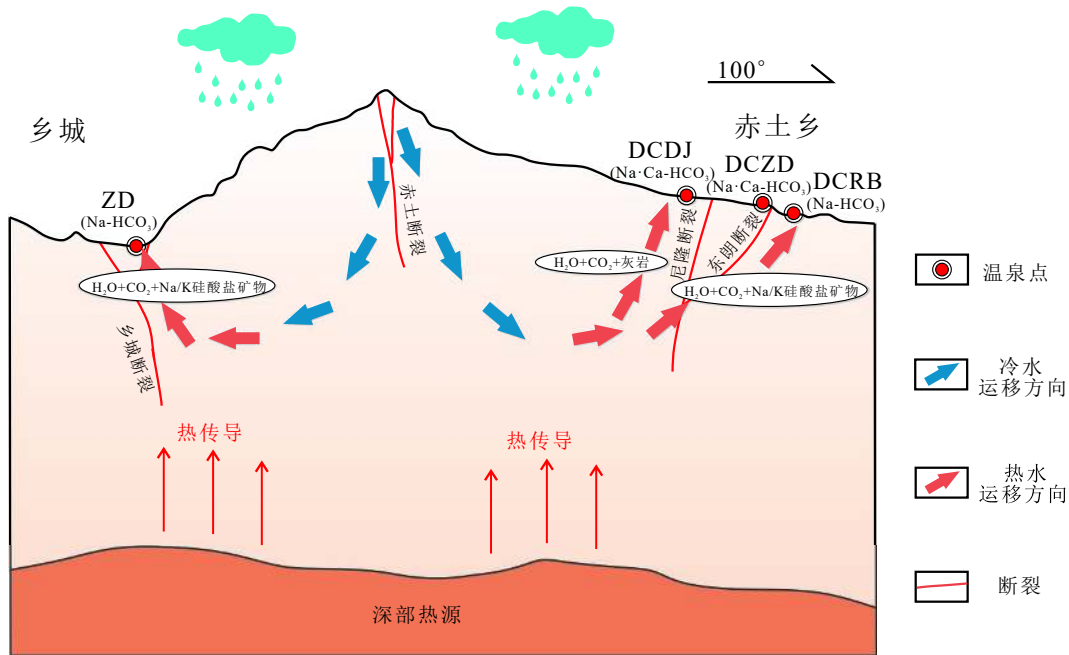


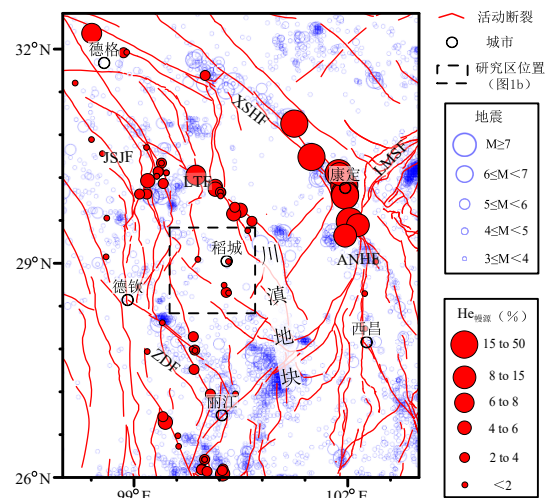
图 11 稻城地区温泉循环模式示意图

Fig. 11 Schematic Diagram of Hot Spring Circulation Mode in Daocheng District

不够充分。同时,通过 GPS 对稻城地区运动学的测量表明虽然该地区所在地块有着向东南方向上约 20 mm/yr 的运动特征,但 GPS 速度场在稻城所在的川滇地块次级块体的内部变化很小(Wang et al., 2021),因此可以说明稻城地区地壳强度较为均匀,该地区对强震($M_s > 7$)孕育过程中产生应力集中所需的条件不够充分。

在温泉流体中的中深源氦和 CO_2 气体是地震和构造活动的重要地球化学标志(Du et al., 2006; Sano et al., 1998)。在川滇菱形地块东边界上地震活跃的鲜水河断裂带温泉流体中具有高达 9~33% 的幔源 He,与此同时在区域上其最大 R/Ra 值位于主震震中,但随着远离震中而降低(徐胜等, 2022)。除此之外,在研究区附近的金沙江—红河断裂带内温泉幔源氦比例平均值也在 0~7.5% 之间(Zhou et al., 2020),理塘断裂带也同样高达 11.1%(Zhou et al., 2017),与上述周边深部流体上涌地区相比,稻城地区的幔源氦贡献率明显更低,地震活动性也弱于以上地区(图 12)。

除此之外,二氧化碳浓度高的流体也被认为对地震孕育有促进作用(Chiodin et al., 2020),当温泉流体中存在大量 CO_2 时,溶解某些矿物组分的能力就越强,可以加速地下岩石的弱化(Luca et al., 2016; Chiodini et al., 2011),同时这些来自深部的流



图中其他断裂带地区温泉气体幔源氦比值据 (Zhou et al.(2015, 2017, 2022))

图 12 川滇地块北部地震活动性与幔源氦比例的关系
Fig. 12 The relationship between seismic activity in the north of Sichuan-Yunnan block and the ratio of mantle helium

体也很可能在运移过程中被困住形成流体超压区(Smeraglia et al., 2016),从而对区域的地震活动产生影响。研究区中稻城仲堆、稻城日东与俄扎温泉的温泉气体中都含有很高比例的 CO_2 ,而其他温泉气体以惰性气体组分 N_2 为主,这表明了在这些

温泉气体中来自地壳深处的变质产物 CO_2 的缺乏。而从构造位置上分析,稻城仲堆温泉与日东温泉靠近北东向断裂与北西向断裂交汇的位置,在本次研究的所有温泉中只有稻城仲堆的温泉气体中有明显幔源氮的存在,并且稻城仲堆与日东温泉水对于方解石与白云石都处于过饱和状态,意味这些温泉流体在循环过程可能会发生上述碳酸盐矿物的沉淀,使在地热储层中形成异常的孔隙流体压力。综合以上分析表明在区域尺度上,位于稻城地区的这一地热水循环区域的地震活动最值得关注。本文建立了稻城地区温泉流体简要的循环模式,通过研究稻城地区及周边主要断裂地区的温泉水和逸出气的地球化学特征与地震活动之间的关系,为深入理解研究区的流体地球化学特征以及评估川滇地块北部地震活动性的空间变化提供了帮助。

5 结论

本文对稻城地区的六个温泉的流体地球化学特征进行了分析与讨论,得到以下结论:

(1)研究区东南侧的稻城杜鹃温泉与稻城仲堆温泉的水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$,其余均为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型水。稻城地区温泉水以未成熟水为主,温泉的热储温度在 $74^\circ\text{C}\sim 159^\circ\text{C}$ 之间,循环深度分布范围在 $2.2\text{ km}\sim 5.0\text{ km}$ 之间。

(2)稻城地区不同温泉的气体分别以 CO_2 与 N_2 为主要组分,温泉气体中的 CO_2 主要是储层中的碳酸盐岩受热分解或溶解产生的。研究区的温泉气体中幔源氮比例在 $0.4\%\sim 2.4\%$ 之间,幔源 CO_2 比例的范围在 $0\%\sim 1.7\%$ 之间,在区域断裂构造的控制下,与川滇地块北部的其他断裂地区相比,稻城地区的深部流体上涌较少,研究区的温泉是由沿断裂带渗入的大气降水经地壳深部的热源加热形成的。

(3)在稻城地区,不同的温泉流体地球化学特征与地震活动性之间有很好的对应关系,该区域温泉水的循环深度要小于周边地震高频活动区,区域内部热结构和地壳变形特征均匀,温泉气体中 He 与 CO_2 的幔源献率也明显更低,断裂系统延伸的深度有限的同时地震活动性也弱于以上地区。处于断裂交汇部位的稻城仲堆温泉与日东温泉产生异常孔隙流体压力的风险较高,未来这一地热水循环区域的地震活动值得关注。

References

- Ballentine C J, Burnard P G, 2002. Production release and transport of noble gases in the continental crust[J]. *Reviews In Mineralogy & Geochemistry*, 47: 481 – 538 .
- Ballentine C J, Marty B, Sherwood L B, et al., 2005. Neon isotopes constrain convection and volatile origin in the Earth's mantle[J]. *Nature*, 433 (7021) : 33 – 38 .
- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al., 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric imaging[J]. *Nature Geoscience*, 3: 358 – 362 .
- Cao C H, Zhang M J, Tang Q Y, et al., 2018. Noble gas isotopic variations and geological implication of Longmaxi shale gas in Sichuan Basin[J]. *Marine And Petroleum Geology*, 89: 38 – 46 .
- Cao W Z, Liu Z, 2015. Analysis on the Geotectonic Environment and the Forming Mechanism of the Rubuchaka Hot Spring in Daocheng[J]. *Pearl River*, 36 (1) : 61 – 65 (in Chinese with English abstract).
- Chen Z, Zhou X C, Du J G, et al., 2015. Hydrochemical characteristics of hot spring waters in the Kangding district related to the Lushan $M_s=7.0$ earthquake in Sichuan[J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15: 1149 – 1156 .
- Chi E X, Lan B, Xiao Y Q, 2014. Impact of temperature and CO_2 in solution on feldspar solubility[J]. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 25 (2) : 230 – 232 (in Chinese with English abstract).
- Chiodini G, Cardellini C, Di L, et al., 2020. Correlation between tectonic CO_2 Earth degassing and seismicity is revealed by a 10-year record in the Apennines[J]. *Science Advances*, 6 (35) : eabc2938 .
- Chiodini G, Caliro S, Cardellini C, et al., 2011. Geochemical evidence for and characterization of CO_2 rich gas sources in the epicentral area of the Abruzzo 2009 earthquakes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 304 (3–4) : 389 – 398.
- Deutsch, W J, 1997. *Groundwater Geochemistry: Fundamentals and Applications to Contamination*[M]. New York: Lewis Publisher.
- Diamond L W, Wanner C, Waber H N, 2018. Penetration depth of meteoric water in orogenic geothermal systems[J]. *Geology*, 46: 1063 – 1066 .
- Du J G, Cheng W Z, Zhang Y L, et al., 2006. Helium and carbon isotopic compositions of thermal springs in the earthquake zone of Sichuan, Southwestern China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26 (5) : 533 – 539 .
- Du J G, Wu K T, Sun F X, 2018. Earthquake generation: a review[J]. *Earth Science Frontiers*, 25 (4) : 255 – 267.
- Duan Q B, Yang X S, Cheng J Y, et al., 2015. Review of geochemical and petrophysical responses to fluid processes within seismogenic fault zones[J]. *Progress in Geophysics*, 30 (6) : 2448 – 2462 (in Chinese with English abstract).
- Feng M, An M J, et al., 2010. Lithospheric structure of the Chinese

- mainland determined from joint inversion of regional and teleseismic Rayleigh-wave group velocities[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115: B06317.
- Fisher R S, Mullican F W, 1997. Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas[J]. *Hydrogeology Journal*, 10 (1997): 455 – 474.
- Fournier R O, Truesdell A H, 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37 (5): 1255 – 1275.
- Fu G H, 2009. A Study on The Types, Causes and Tourism development pattern about hot Springs of Ganzi prefecture in Sichuan Province[D]: Chengdu University of Technology.
- Gao Z Y, Yin G, Fan X, et al., 2004. Distribution characteristics of geothermal resources and Isotopic geochemistry of Hot-Water in the Daocheng County, Sichuan Province[J]. *Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry*, 2: 134 – 139 (in Chinese with English abstract).
- Gaillardet J, Viers J, Dupré B, et al., 2014. Trace elements in river waters[M]//Heinrich D, Holland, Karl K. et al., *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. Elsevier, 195 – 235.
- Giggenbach W F, 1988. Geothermal solute equilibria: derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52 (12): 2749 – 2765.
- Hilton D R, 1996. The helium and carbon isotope systematics of a continental geothermal system: Results from monitoring studies at Long Valley Caldera[J]. *Chemical Geology*, 127 (4): 269 – 295.
- Hou Y, Shi Z, Mu W, 2018. Fluid geochemistry of fault zone hydrothermal system in the Yidun-Litang area, eastern Tibetan Plateau geothermal belt[J]. *Geofluids*, 2018: 1 – 13.
- Huang X, Sillanpää M, Duo B, et al., 2008. Water quality in the Tibetan Plateau: Metal contents of four selected rivers[J]. *Environmental Pollution*, 156 (2): 270 – 277.
- Huang X, Sillanpää M, Gjessing E T, et al., 2009. Water quality in the Tibetan Plateau: Major ions and trace elements in the headwaters of four major Asian rivers[J]. *Science of The Total Environment*, 407 (24): 6242 – 6254.
- Jiang G Z, Gao P, Rao Song, et al., 2016. Compilation of heat flow data in the continental area of China (4th edition) [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 59 (8): 2892 – 2910 (in Chinese with English abstract).
- Kharaka M, 1982. Chemical Geothermometers Applied to formation waters, Gulf of Mexico and California Basins: Abstract[J]. *Aapg Bulletin*, 66.
- Kharaka Y K, Mariner R H, 1989. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. 99~117. // *Thermal History of Sedimentary Basins*[M]. New York: Springer-Verlag.
- Li Q L, Wang Y, Zhou Y Y, et al., 2019. Study on the relationship between geochemical characteristics and seismicity of hot springs in the northwest margin of Sichuan-Yunnan Ling Block[J]. *Progress in Earthquake Sciences*, 8: 121 – 122 (in Chinese with English abstract).
- Li Z P, Tao M X, Li L W, et al., 2007. Determination of isotope Composition of Dissolved inorganic Carbon by Gas-Chromatography-Conventional isotope-ratio Mass Spectrometry[J]. *Chinese Journal of Analytical Chemistry*, 35 (10): 1455 – 1458 (in Chinese with English abstract).
- Liu W, Guan L F, Liu Y, et al., 2022. Fluid geochemistry and geothermal anomaly along the Yushu-Ganzi-Xianshuihe fault system, eastern Tibetan Plateau: Implications for regional seismic activity[J]. *Journal of Hydrology*, 607: 127554.
- Liu J H, Zhang S Q, Zhang P F, et al., 2005. On the lithogeochemical features of the upper Triassic sequence strata in West Sichuan[J]. *Acta Geologica Sichuan*, 25 (4): 198 – 201 (in Chinese with English abstract).
- Liu M L, 2018. Boron geochemistry of the geothermal waters from typical hydrothermal systems in Tibet[D]: China University of Geosciences (Beijing).
- Luca U, Antonio P, Jonny R, et al., 2016. Dynamic simulation of CO₂-injection-induced fault rupture with slip-rate dependent friction coefficient[J]. *Geomechanics for Energy and the Environment*, 7: 47 – 65.
- Lyon G L, Hulston J R, 1984. Carbon and hydrogen isotopic compositions of geothermal gases[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 169 – 173.
- Marty B, Jambon A, 1987. C³/He in volatile fluxes from the solid Earth: Implication for carbon geodynamics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 83 (1-4): 16 – 26.
- Miller S A, Ben-Zion Y, Burg J P, 1999. A three-dimensional fluid-controlled earthquake model: behavior and implications[J]. *Journal of Geophysics Research*, 104 (B5): 10621 – 10638.
- O'Nions R K, Oxburgh E R, 1988. Helium volatile fluxes and the development of continental crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 90 (3): 331 – 347.
- Pang J F, Ding X Z, Han K Y, et al., 2017. The National 1: 1000000 Geological Map Spatial Database[J]. *Geology in China*, 44 (S1): 8 – 18 (in Chinese with English abstract).
- Pang Z H, Yang F T, Luo L, et al., 2013. Methods for studying reservoir temperature in geothermal fields[M]//Din Z L, *Solid Earth Science Research Methods*. Science Press, 219 – 242.
- Pérez N M, Hernández P A, Igarashi G, et al., 2008. Searching and detecting earthquake geochemical precursors in CO₂-rich groundwaters from Galicia, Spain[J]. *Geochemical Journal*, 42 (1): 75 – 83.
- Pili É, Poitras F, Gratier J P, 2002. Carbon-oxygen isotope and trace element constraints on how fluids percolate faulted limestones from the

- San Andreas Fault system; partitioning of fluid sources and pathways[J]. *Chemical Geology*, 190 (1-4) : 231 – 250 .
- Ray M C, Hilton D R, Mu J, et al., 2009. The effects of volatile recycling, degassing and crustal contamination on the helium and carbon geochemistry of hydrothermal fluids from the Southern Volcanic Zone of Chile[J]. *Chemical Geology*, 266 (1-2) : 38 – 49 .
- Rouabhia A, Djabri L, Hadji R, et al., 2012. Geochemical characterization of groundwater from shallow aquifer surrounding Fetzara Lake NE Algeria[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 5: 1 – 13.
- Sano Y, Marty B, 1995. Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs[J]. *Chemical Geology*, 119 (1-4) : 265 – 274 .
- Sano Y, Takahata N, Igarashi G, et al., 1998. Helium degassing related to the Kobe earthquake[J]. *Chemical Geology*, 150 (1-2) : 171 – 179 .
- Shao W Y, Wang Y, Li Q L, et al., 2022. A study on hydrogeochemistry and tectonic activity features of hot springs in the Red River fault zone[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 41 (3) : 612 – 624.
- Skelton A, Andr  n M, Kristmannsd  ttir H, et al., 2014. Changes in groundwater chemistry before two consecutive earthquakes in Iceland[J]. *Nature Geoscience*, 7 (2014) : 10.1038 .
- Smeraglia L, Berra F, Billi A, et al., 2016. Origin and role of fluids involved in the seismic cycle of extensional faults in carbonate rocks[J]. *Earth And Planetary Science Letters*, 450: 292 – 305 .
- Soto-Jimenez M F, P  rez-Osuna F, 2001. Distribution and normalization of heavy metal concentrations in Mangrove and Lagoonal Sedi-ments from Mazatl  n Harbor (SE Gulf of California) [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53 (3) : 259 – 274 .
- Tamburello G, Pondrelli S, Chiodini G, et al., 2018. Global-scale control of extensional tectonics on CO₂ earth degassing[J]. *Nature Communications*, 9: 4608 .
- Sun H L, Ma F, Liu W J, et al., 2015. Geochemical Characteristics and Geothermometer Application in High Temperature Geothermal Field in Tibet[J]. *Bulletin of Geological Science and Technology*, 34 (3) : 171 – 177 (in Chinese with English abstract).
- Tang H H, Guo L H, Fang Y, 2020. Estimation of heat flow in southeastern margin of Tibetan Plateau and its analysis of the correlation with earthquake activity[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 63 (3) : 1056 – 1069 (in Chinese with English abstract).
- Tian J, Pang Z H, Liao D W, et al., 2021. Fluid geochemistry and its implications on the role of deep faults in the genesis of high temperature systems in the eastern edge of the Qinghai Tibet Plateau[J]. *Applied Geochemistry*, 131: 105036 .
- Tian J, Pang Z H, Guo Q, et al., 2018. Geochemistry of geothermal fluids with implications on the sources of water and heat recharge to the Rekeng high-temperature geothermal system in the Eastern Himalayan Syntax[J]. *Geothermics*, 74: 92 – 105 .
- Walraevens K, Bakundukize C, Mtoni Y E, et al., 2018. Understanding the hydrogeochemical evolution of groundwater in Precambrian basement aquifers: A case study of Bugesera region in Burundi[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 188 (3) : 24 – 42 .
- Wang Q L, Cui D X, Wang W P, et al., 2008. Research on current vertical crustal movement in Western Sichuan[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 38: 598 – 610 .
- Wang Q, 2002. Study on the Thermal Spring Character of Isotope and Element Hydrogeochemistry in Daocheng, Sichuan[D]: Chengdu University of Technology.
- Wang W, Qiao X, Ding K, 2021. Present-day kinematics in southeastern Tibet inferred from GPS measurements[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2020JB021305.
- Wang Y C, Zhou X C, Tian J et al., 2023. Volatile characteristics and fluxes of He-CO₂ systematics in the southeastern Tibetan Plateau: Constraints on regional seismic activities[J]. *Journal of Hydrology*, 617 (C) : 129042 .
- Wang Y, 2000. Estimations of the ratio of crust/mantle heat flow using helium isotope ratio of underground fluid[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 6: 762 – 770.
- Wang Y, Zhou X, Yu Y, et al., 2007. Application of geothermometers to calculation of temperature of geothermal reservoirs[J]. *Geoscience*, 4: 605 – 612 (in Chinese with English abstract).
- Wintsch R P, Christoffersen R, Kronenberg A K, 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100: 13021 – 13032 .
- Woltemate I, Whiticar M J, Schoell M, 1984. Carbon and hydrogen isotopic composition of bacterial methane in a shallow freshwater lake[J]. *Limnology and Oceanography*, 29 (5) : 985 – 992 .
- Xu P, Tan H B, Zhang Y F, et al., 2018. Geochemical characteristics and source mechanism of geothermal water in Tethys Himalaya belt[J]. *Geology in China*, 45 (6) : 1142 – 1154.
- Xu S, Guan L F, Zhang M L, et al., 2022. Degassing of deep-sourced CO₂ from Xianshuihe-Anninghe fault zones in the eastern Tibetan Plateau[J]. *Science China Earth Sciences*, 65 (1) : 139 – 155.
- Xu X W, Wen X Z, Zheng R Z, et al., 2003. Pattern of latest tectonic motion and its dynamics for active blocks in Sichuan-Yunnan region. China: Science in China Series D[J]. *Earth Sciences*, 46 (2) : 210 – 226 .
- Yan Y C, Zhou X C, Liao L X, et al., 2022. Hydrogeochemical Characteristic of geothermal water and precursory anomalies along the Xianshuihe Fault Zone, Southwestern China[J]. *Water*, 14: 550 .
- Zhang C, Zhang Y, Wu M, 2003. Study on relationship between earthquake and Hydro-Geochemistry of groundwater in southern part of North-South earthquake belt in China[J]. *Journal of Geomechanics*, 9: 21 – 30 .
- Zhang J, Li W Y, Tang X C, et al., 2017. Geothermal data analysis at the high-temperature hydrothermal area in Western Sichuan[J].

Science China Earth Sciences, 60: 1507–1521.

Zhang Y, Replumaz A, Wang G, et al., 2015. Timing and rate of exhumation along the Litang fault system, implication for fault reorganisation in South East Tibet[J]. *Tectonics*, 34 (6): 1219–1243.

Zhang Y H, Zhang L S, Chang Y, et al., 2018. Determining trace elements in rock samples containing Refractory minerals by pressurize-microwave inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Uranium Geology*, 34 (2): 105–111 (in Chinese with English abstract).

Zhou R, Zhou X C, Li Y, et al., 2022. Hydrogeochemical and isotopic characteristics of the hot springs in the Litang fault zone, Southeast Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Water*, 14, 1496.

Zhou X C, Liu L, Chen Z, et al., 2017. Gas geochemistry of the hot spring in the Litang fault zone, Southeast Tibetan Plateau[J]. *Applied Geochemistry*, 79: 17–26.

Zhou X C, Cheng J W, Yang L M, et al., 2015. Hot Spring gas geochemistry in Western Sichuan Province, China After the Wenchuan Ms8.0 earthquake[J]. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 26 (4): 361–373.

Zhou X C, Wang W L, Li L W, et al., 2020. Geochemical features of hot spring gases in the Jinshajiang-Red River fault zone, Southeast Tibetan Plateau[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36 (7): 2197–2214.

附中文参考文献

曹文正, 刘哲, 2015. 稻城茹布查卡温泉地质构造环境及形成机理分析[J]. *人民珠江*, 36 (1): 61–65.

迟恩先, 兰波, 肖延卿, 2014. 溶液温度及 CO₂ 含量对长石溶解度的影响[J]. *水资源与水工程学报*, 25 (2): 230–232.

杜建国, 仵柯田, 孙凤霞. 2018. 地震成因综述[J]. *地学前缘*, 25 (4): 255–267.

段庆宝, 杨晓松, 陈建业, 等, 2015. 地震断层带流体作用的岩石物理和地球化学响应研究综述[J]. *地球物理学进展*, 30 (6): 2448–2462.

傅广海, 2009. 四川省甘孜州温泉类型、成因及旅游开发模式研究[D]: 成都理工大学.

高志友, 尹观, 范晓, 等, 2004. 四川稻城地热资源的分布特点及

温泉水的同位素地球化学特征[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2: 134–139.

姜光政, 高棚, 饶松, 等, 2016. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第四版)[J]. *地球物理学报*, 59 (8): 2892–2910.

李其林, 王云, 周艺颖, 等, 2019. 川滇菱块西北缘温泉地球化学特征与地震活动性关系研究[J]. *国际地震动态*, 8: 121–122.

李中平, 陶明信, 李立武, 等, 2007. 气相色谱-稳定同位素质谱法测定溶解无机碳同位素[J]. *分析化学*, 35 (10): 1455–1458.

刘金华, 张世奇, 张鹏飞, 等, 2005. 川西地区上三叠统层序地层岩石地球化学特征[J]. *四川地质学报*, 25 (4): 198–201.

刘明亮, 2018. 西藏典型高温水热系统中硼的地球化学研究[D]: 中国地质大学.

庞健峰, 丁孝忠, 韩坤英, 等, 2017. 1: 100 万中华人民共和国数字地质图空间数据库[J]. *中国地质*, 44 (S1): 8–18.

庞忠和, 杨峰田, 罗璐, 等, 2013. 地热田储层温度的研究方法[M]//丁仲礼, 固体地球科学研究方法. 科学出版社, 219–242.

邵维晔, 王云, 李其林, 等, 2022. 红河断裂带温泉水文地球化学及构造活动特征研究[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 41 (3): 612–624.

孙红丽, 马峰, 蔺文静, 等, 2015. 西藏高温地热田地球化学特征及地热温标应用[J]. *地质科技情报*, 34 (3): 171–177.

唐晗晗, 郭良辉, 方圆, 2020. 青藏高原东南缘热流估算及与地震活动相关性分析[J]. *地球物理学报*, 63 (3): 1056–1069.

王茜, 2002. 四川稻城温泉同位素、元素水文地球化学特征研究[D]: 成都理工大学.

汪洋, 2000. 利用地下流体氦同位素比值估算大陆壳幔热流比例[J]. *地球物理学报*, 6: 762–770.

王莹, 周训, 于媛, 等, 2007. 应用地热温标估算地下热储温度[J]. *现代地质*, 4: 605–612.

许鹏, 谭红兵, 张燕飞, 等, 2018. 特提斯喜马拉雅带地热水化学特征与物源机制[J]. *中国地质*, 45 (6): 1142–1154.

徐胜, 管芦峰, 张茂亮, 等, 2022. 青藏高原东缘鲜水河-安宁河断裂带深源气体释放[J]. *中国科学: 地球科学*, 52 (2): 291–308.

张彦辉, 张良圣, 常阳, 等, 2018. 增压-微波消解电感耦合等离子体质谱法测定含难溶矿物岩石样品中的微量元素[J]. *铀矿地质*, 34 (2): 105–111.