

石宏宇,周晓成,王万丽,等,2022. 岷江断裂带北段温泉流体地球化学特征. 中国地震,38(1):61~79.

岷江断裂带北段温泉流体地球化学特征

石宏宇¹⁾ 周晓成¹⁾ 王万丽¹⁾ 颜玉聪¹⁾ 李鹏飞²⁾ 姜莉²⁾

1) 中国地震局地震预测研究所,中国地震局地震预测重点实验室,北京 100036

2) 中国地质大学(北京),地球科学与资源学院,北京 100083

摘要 温泉流体地球化学方法是研究活动断裂带深浅部流体耦合变化的有利手段。通过对2011年6月至2018年7月岷江断裂带内的7个采样点进行了7次系统的调查,测定了16个气体样品中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 以及27个水样中的常量元素、微量元素和稳定同位素(δD 、 $\delta^{18}\text{O}$),得出以下结论:①岷江断裂带温泉水化学类型主要分为 $\text{Ca}\cdot\text{HCO}_3$ 、 $\text{Mg}\cdot\text{HCO}_3$ 、 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{HCO}_3$ 、 $\text{Mg}\cdot\text{Ca}\cdot\text{HCO}_3$ 四种;② δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的测量结果表明岷江断裂带温泉水主要为大气降水的补给,补给高程为3.4~4.5km;③温泉水中 SiO_2 含量为2.49~5.92mg/L,热储温度为26.00~52.22℃,循环深度为1.17~2.67km;④Na-K-Mg三角图表明岷江断裂带温泉水均为未成熟水;⑤岷江断裂带温泉水中除B、Sr、Ba外,微量元素的富集因子均小于1,说明微量元素含量较低,主要来自于岷江断裂带的灰岩;⑥幔源和壳源之间的混合作用为控制He-C系统和He-Sr系统的主要因素,且研究结果表明 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 变化范围为0.02 Ra~0.68Ra(Ra为大气中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的比值,为 1.39×10^{-6}),温泉水逸出气体中幔源He贡献率变化范围为0.07%~7.8%,表明温泉水中的He主要来自壳源,岷江断裂带内温泉水逸出气中的 CO_2 主要来自地壳中的灰岩(75.00%~99.47%)。2017年发生了九寨沟 $M_s 7.0$ 地震,研究发现地震前后温泉水地球化学特征有明显变化,但幔源He较低,表明无明显幔源He增加。因此,根据岷江断裂带温泉流体地球化学数据以及相关研究资料,建立了岷江断裂带深浅部流体耦合模型,对于今后判定岷江断裂带未来中强地震的短临前兆流体异常具有一定的参考意义。

关键词: 温泉 同位素 地球化学 地震 岷江断裂带

[文章编号] 1001-4683(2022)01-0061-19 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

温泉是出露于地表、由地球内部热能释放加热导致温度高于当地年平均温度的地下水(Griffin et al, 2017)。活动断裂是地下流体良好的运移通道,研究活动断裂中温泉流体的地球化学特征变化可以较好地监测活动断裂带内部的活动状态(Favara et al, 2001; Skelton

[收稿日期] 2020-04-17 [修定日期] 2020-08-03

[项目类别] 国家重点研发计划项目(2017YFC1500501-05、2019YFC1509203)、中国地震局地震预测研究所基本科研业务费(2021IEF0101、2021IEF1201)、国家自然科学基金(41673106、42073063、4193000170)共同资助

[作者简介] 石宏宇,女,1994年生,硕士研究生,主要从事地震地球化学研究。E-mail: shihongyu3665@163.com

周晓成,通讯作者,男,1978年生,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

et al, 2014; 仵柯田等, 2019; 盛艳蕊等, 2020)。国外学者对圣安地列斯断裂(Kennedy et al, 1997)、土耳其安纳托利亚断裂(Aydin et al, 2015)、日本俯冲带(Sano et al, 1998)和中欧等地区(Zhang et al, 2017)温泉流体进行地球化学研究发现:离子(Na^+ 、 Cl^- 和 SO_4^{2-} 等)浓度、气体(H_2 、 CH_4 和 CO_2 等)浓度和同位素($^3\text{He}/^4\text{He}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 等)含量在地震发生前后均出现大幅度变化。邢台地震发生后,我国开始了地震地球化学离子观测,发现了地震地球化学流体异常现象。近年来,国内学者对龙门山断裂带(Du et al, 2006)、岷江断裂带(Shi et al, 2014)、甘孜-玉树断裂带(刘雷等, 2012)和理塘断裂带(Zhou et al, 2017)温泉流体的地球化学研究表明,在中强地震之后,同样出现了明显的温泉流体地球化学异常变化。

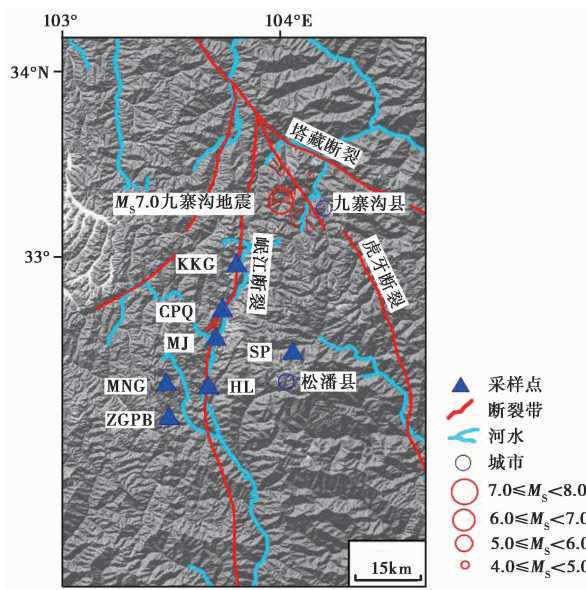
岷江断裂带位于岷山隆起的西侧,其东侧为虎牙断裂带(张岳桥等, 2010)。历史上,岷江断裂带曾在1933年、1938年和1960年分别发生了 $M_s 7.5$ 、 $M_s 6.0$ 和 $M_s 6.8$ 地震,第四纪活动强烈(Qian et al, 2000),对该区域进行温泉流体地球化学监测研究具有重要的价值。李宏业等(2003)对岷江断裂带温泉流体地球化学特征研究,发现含 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 的 CO_2 流体主要来自于地壳浅部,温泉水补给来源主要为大气降水,但尚不清楚岷江断裂带流体地球化学变化的机理和流体运移模式。汶川地震发生后的2008年6月—2010年6月期间,周晓成(2011)对岷江断裂带附近的温泉进行了3次采样监测,发现温泉气体中有大量的幔源 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 和 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 上涌。2017年岷江、虎牙和塔藏断裂交汇处发生九寨沟 $M_s 7.0$ 地震,笔者于该地震第二天到达现场,获取流体地球化学数据,发现该地震前后温泉流体地球化学特征同样出现了明显的变化。本文对岷江断裂带温泉流体的地球化学时空变化特征进行了研究,探讨了断裂带内深浅部流体耦合机理以及温泉流体地球化学特征变化与地震之间的关系,建立了岷江断裂带深浅部流体耦合模型,可为今后判断岷江断裂带未来中强地震的短临前兆流体异常变化提供帮助。

1 研究区域地质概况

研究区域距离玉树、汶川和九寨沟分别约为603km、153km和69km。岷江断裂带走向近SN,倾向NW,倾角 $60^\circ \sim 70^\circ$ (张岳桥等, 2010),位于青藏高原断块区北界,由多条SN向断裂束组成,北延与东昆仑断裂带最东段的塔藏断裂相接,南延终止于镇江关、红土坡一带(张岳桥等, 2012)。本文研究区域为岷江断裂带的主断裂,断裂东侧的摩天岭地块为古生代碳酸盐建造,西侧地表则广泛覆盖着三叠系西康群浅变质岩、板岩,为一套厚度巨大的复理石建造(周荣军等, 2000)。历史上,岷江断裂带发生过1933年 $M_s 7.5$ 叠溪地震等多次 $M_s 6.0$ 以上的地震(Chen et al, 1994; Qian et al, 2000),构造活动性较强,且岷江断裂带水文条件良好,发育卡卡沟、牟尼沟等多处温泉(赵琦, 2002; 曾超等, 2011; Shi et al, 2014)。笔者分别于2010年6月、2013年4月、2014年8月、2015年8月、2016年8月、2017年7月和2018年8月沿岷江断裂带内卡卡沟(103.7°E , 33.0°N)、川盘桥(103.6°E , 32.9°N)、松潘(103.6°E , 32.6°N)和牟尼沟(103.5°E , 32.7°N)温泉进行了7次水样和气样的采集,并于2018年8月对岷江断裂周边的岷江(103.8°E , 32.7°N)、扎嘎瀑布(103.5°E , 32.6°N)和黄龙温泉(103.6°E , 32.8°N)进行了水样采集(图1)。

2 野外采样和处理方法

本研究对温泉水中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



注：图中地震为研究区域 2008—2018 年发生的 4 级以上地震

图 1 采样点分布

器为 Dionex ICS-900 离子色谱仪和 AS40 自动进样器, 检测限为 0.01mg/L (Chen et al, 2015)。测试的离子组分为阳离子为 K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 和 Ca^{2+} ；阴离子 F^- 、 Cl^- 、 Br^- 、 NO_3^- 和 SO_4^{2-} 。通过标准滴定程序, 对温泉水中的 HCO_3^- 和 CO_3^{2-} 使用 ZDJ-3D 型电位滴定仪测量。阴阳离子的测量误差均小于 5%。根据下式计算离子平衡 (ib)

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

对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)。氢氧同位素分析使用气体同位素质谱仪 MAT253, 样品的分析精度为 $\delta D < \pm 1\text{‰}$ 和 $\delta^{18}O < \pm 0.2\text{‰}$ (刘汉彬等, 2013)；使用电感耦合等离子体发射光谱仪 Optima-5300 DV 检测 SiO_2 ；锶同位素分析使用 Phonix 型热电离质谱仪分析完成 (汤书婷等, 2015)；碳同位素分析使用 Delta Plus XL 质谱计分析完成, $^{13}C/^{12}C$ 的精度为 0.2‰ (李中平等, 2007)；氮氦同位素分析使用 Noblesse 稀有气体同位素质谱仪 (Cao et al, 2018)。

2013 年之前的气体样品在中国科学院地质与地球物理研究所石油资源研究重点实验室进行分析, 使用仪器为 Agilent 7890 (Zhou et al, 2017)；2013 年之后的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 N_2 、 H_2 、 CO_2 、 O_2 、 CH_4 和 Ar 使用 Agilent Macro 3000 便携式气相色谱仪进行测量 (Zhou et al, 2017)。

3 温泉流体地球化学特征分析

3.1 常量元素、微量元素的地球化学特征

本文采用舒卡列夫分类法将 7 个采样点水化学类型划分为 $Ca-HCO_3$ 、 $Mg-HCO_3$ 、

Ca·Mg-HCO₃、Mg·Ca-HCO₃四种(图2)。已有研究表明Ca²⁺、Mg²⁺为主要阳离子,HCO₃⁻为主要阴离子(党政等,2019),本研究与前人研究结果一致(表1、表2)。岷江断裂带温泉水中常量元素和微量元素含量与围岩密切相关,因此判断岷江断裂带上的温泉水与河水主要与灰岩发生裂解反应,从而使其水化学类型均为重碳酸型。卡卡沟、川盘桥和牟尼沟温泉水的微量元素含量(图3)与岷江断裂带温泉水相似,表明其来源一致。Pili等(2002)研究发现砂岩灰岩中主要富集碱土金属。研究区域的Mg²⁺、Ca²⁺、Sr²⁺和Ba²⁺含量较高,表明温泉水与岷江断裂带发育的砂岩、三叠系灰岩发生水岩反应,因此碱土金属含量高。

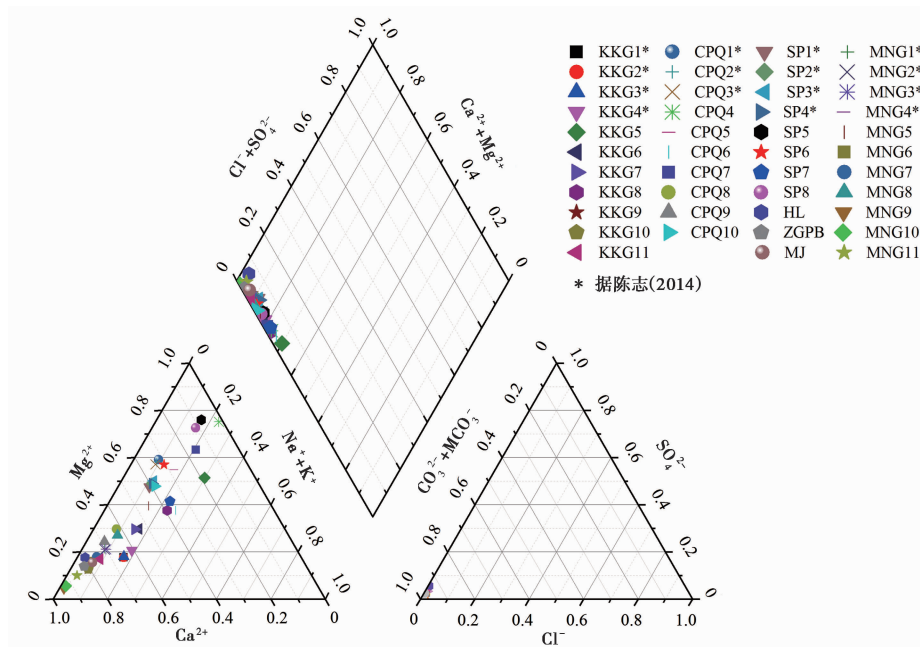


图2 水样 piper 三线图

碳酸盐岩地层和碎屑岩地层对Sr²⁺的富集最有利,pH值在7.0~8.5之间的弱碱性水更容易富集Sr²⁺(刘庆宣等,2004)。岷江断裂带温泉水pH值分布范围为6.4~9.8,平均值为7.4,又由于含游离CO₂较多的水与含有Sr²⁺的地层发生作用有利于Sr²⁺的溶解,研究区游离CO₂含量较高,因此表明该区域容易富集Sr²⁺。

张春山等(2003)的研究表明,当深度、压力增加时,B在地下水中的溶解度会增高。岷江断裂带温泉水中的B浓度较高,为5.60mg/L,根据地球物理资料发现,岷江断裂带受巴颜喀拉地块推及作用形成,因此含有大量的B。同时,Ni、Ti、Fe、Cr等金属离子易富集在高压区(Pili et al,2002),且石英中Sr²⁺、方解石中Ca²⁺和白云石中Mg²⁺的溶解会导致高岭石和氧化矿物中的Al、Fe、Ti等金属离子被动富集(Pili et al,2002;Uysal et al,2007),致使岷江断裂带温泉水中的Al、Fe、Ti的含量较高。根据富集因子(EF)的大小可以定性地判断温泉水中微量元素来源,计算公式为

$$EF_i = (C_i/C_R)_w / (C_i/C_R)_r \tag{2}$$

其中,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

表 1 温泉水样常量元素分析

采样点名称	时间 (年-月-日)	T/ (°C)	pH	TDS/ (mg·L ⁻¹)	Na ⁺ / (mg·L ⁻¹)	K ⁺ / (mg·L ⁻¹)	Mg ²⁺ / (mg·L ⁻¹)	Ca ²⁺ / (mg·L ⁻¹)	Cl ⁻ / (mg·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ / (mg·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ / (mg·L ⁻¹)	CO ₃ ²⁻ / (mg·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ / (mg·L ⁻¹)	水化学类型
KKGH1	2008-06-08	18.7	6.56	574.36	25.23	5.11	31.45	160.21	2.05	—	10.98	—	678.66	Ca-HCO ₃ *
KKGH2	2008-10-23	19.7	7.40	551.00	24.08	4.92	30.74	154.12	1.93	—	10.86	—	648.69	Ca-HCO ₃ *
KKGH3	2009-06-30	21.7	8.69	543.36	23.93	4.84	28.67	142.67	2.07	0.27	10.83	—	660.16	Ca-HCO ₃ *
KKGH4	2010-04-21	19.7	—	510.61	23.55	4.79	31.65	134.00	1.84	—	10.33	—	608.89	Ca-HCO ₃ *
KKGH5	2010-06-4	21.3	9.10	173.25	10.32	4.04	24.73	23.68	0.44	—	6.60	—	206.88	Mg·Ca-HCO ₃
KKGH6	2013-05-6	19.5	7.92	403.53	14.01	4.87	33.73	94.35	2.37	—	10.20	—	488.00	Ca·Mg-HCO ₃
KKGH7	2014-08-27	21.2	9.04	375.84	12.07	4.49	32.24	91.67	1.38	—	8.96	—	450.05	Ca·Mg-HCO ₃
KKGH8	2015-06-23	20.8	7.42	423.70	12.32	3.68	25.98	49.87	1.18	—	7.08	—	647.18	Ca·Mg-HCO ₃
KKGH9	2016-08-20	20.2	8.91	880.01	13.46	4.82	35.63	272.27	2.78	—	13.39	—	1075.31	Ca-HCO ₃
KKGH10	2017-08-09	—	6.40	806.83	14.87	—	38.29	290.32	1.50	—	10.02	—	903.65	Ca-HCO ₃
KKGH11	2018-08-27	22.1	7.51	704.82	12.09	4.64	32.78	143.22	2.31	8.44	1.35	—	1000.00	Ca·Mg-HCO ₃
CPQH1	2008-06-08	8.8	6.52	994.08	21.82	6.36	182.62	97.82	10.78	—	12.54	—	1324.27	Mg-HCO ₃ *
CPQH2	2008-10-23	9.6	6.52	967.93	21.88	6.52	183.57	103.64	10.56	0.44	12.72	—	1258.08	Mg-HCO ₃ *
CPQH3	2009-06-30	10.7	9.42	942.78	21.68	5.89	175.29	103.79	10.55	0.36	11.54	—	1228.08	Mg·Ca-HCO ₃ *
CPQH4	2010-06-04	11.0	9.82	678.57	21.57	35.00	182.74	3.59	9.74	—	9.84	—	832.17	Mg-HCO ₃
CPQH5	2013-05-6	9.5	7.64	838.46	21.89	33.47	179.89	92.56	12.04	—	10.61	—	976.00	Mg-HCO ₃
CPQH6	2014-08-26	10.1	9.35	632.16	20.48	33.20	77.24	73.75	12.45	—	11.63	—	806.81	Mg·Ca-HCO ₃
CPQH7	2015-06-23	10.0	7.06	1165.42	27.72	34.17	188.54	47.13	10.49	—	16.03	—	1682.67	Mg-HCO ₃
CPQH8	2016-08-20	10.0	7.95	1751.60	20.80	33.60	191.37	399.43	15.68	0.47	15.41	—	2150.62	Ca·Mg-HCO ₃
CPQH9	2017-08-10	—	6.55	2060.42	19.57	—	188.66	532.51	10.85	—	5.55	—	2606.56	Ca·Mg-HCO ₃
CPQH10	2018-08-27	10.3	7.48	1526.13	18.83	32.40	182.73	147.39	10.99	9.67	4.61	—	2239.00	Mg·Ca-HCO ₃
SPH1	2008-06-08	9.0	7.58	401.65	14.05	1.64	65.01	55.71	2.34	0.27	17.78	—	490.23	Ca·Mg-HCO ₃ *
SPH2	2008-10-23	9.5	8.11	399.72	14.12	1.60	65.27	52.12	2.17	0.2	16.32	—	496.23	Ca·Mg-HCO ₃ *
SPH3	2009-06-30	9.3	8.61	379.67	13.93	1.57	65.43	49.54	2.25	—	16.24	—	461.42	Ca·Mg-HCO ₃ *
SPH4	2010-04-21	9.9	—	374.99	13.81	1.60	62.90	50.12	2.48	0.2	15.96	—	456.23	Ca·Mg-HCO ₃ *

续表1

采样点名称	时间 (年-月-日)	T/ (°C)	pH	TDS/ (mg·L ⁻¹)	Na ⁺ / (mg·L ⁻¹)	K ⁺ / (mg·L ⁻¹)	Mg ²⁺ / (mg·L ⁻¹)	Ca ²⁺ / (mg·L ⁻¹)	Cl ⁻ / (mg·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ / (mg·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ / (mg·L ⁻¹)	CO ₃ ²⁻ / (mg·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ / (mg·L ⁻¹)	水化学类型
SPH5	2010-06-4	10.2	9.60	262.57	13.34	1.59	68.79	6.81	1.56	—	9.11	—	322.73	Mg-HCO ₃
SPH6	2013-05-6	9.0	8.33	381.71	12.83	1.54	66.90	36.02	2.25	—	9.63	—	505.08	Mg-HCO ₃
SPH7	2014-08-25	10.8	9.22	374.17	12.65	11.53	45.15	39.46	2.30	—	10.13	—	505.89	Ca·Mg-HCO ₃
SPH8	2015-06-23	9.2	8.16	377.69	12.98	2.45	69.72	10.88	1.64	—	9.38	—	541.28	Mg-HCO ₃
MNGH1	2008-06-08	21.6	6.45	315.37	8.75	1.34	25.73	85.17	0.93	—	3.80	—	379.30	Ca·Mg-HCO ₃ *
MNGH2	2008-10-23	20.7	7.44	317.75	8.80	1.32	25.05	84.02	0.98	0.19	4.08	—	386.99	Ca·Mg-HCO ₃ *
MNGH3	2009-06-30	20.0	8.48	289.65	8.57	1.22	23.35	77.24	1.02	0.06	3.78	—	348.94	Ca·Mg-HCO ₃ *
MNGH4	2010-04-21	19.8	—	270.78	8.21	1.27	23.23	76.73	0.97	—	3.56	—	313.61	Ca·Mg-HCO ₃ *
MNGH5	2010-06-04	20.7	9.50	171.63	8.33	1.52	25.54	29.08	0.79	—	3.50	—	205.74	Ca·Mg-HCO ₃
MNGH6	2013-05-6	20.0	8.29	597.97	6.44	1.27	20.40	98.10	0.83	—	2.45	—	936.96	Ca-HCO ₃
MNGH7	2014-08-26	20.2	9.05	521.20	7.14	1.38	21.49	89.84	0.55	—	2.83	—	795.94	Ca·Mg-HCO ₃
MNGH8	2015-06-23	20.0	7.00	500.07	6.40	1.24	20.61	47.62	4.04	3.68	4.39	—	831.53	Ca·Mg-HCO ₃
MNGH9	2016-08-20	19.3	7.64	1152.70	6.30	1.15	22.27	445.23	1.02	—	4.66	—	1344.14	Ca-HCO ₃
MNGH10	2017-08-10	—	6.40	1103.29	6.97	0	24.25	402.00	0.65	—	3.26	—	1332.32	Ca-HCO ₃
MNGH11	2018-08-28	19.8	7.30	739.14	6.12	1.53	20.67	176.37	0.57	33.13	0.75	—	1000.00	Ca-HCO ₃
HL	2018-08-27	6.0	7.80	440.42	2.82	0.91	22.57	101.24	1.52	33.12	0.74	—	555.00	Ca·Mg-HCO ₃
MJ	2018-08-27	17.0	8.47	267.70	4.28	1.42	13.10	65.42	1.11	8.72	1.67	—	344.00	Ca-HCO ₃
ZG	2018-08-27	11.9	8.08	322.81	3.29	0.98	13.33	78.29	1.15	3.71	0.55	—	443.00	CaHCO ₃

注:带*据陈志(2014),表中“—”代表无测值

表 2 离子含量的相关系数矩阵(单位: $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)

	TDS	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
TDS	1								
Na^+	0.424	1							
K^+	0.592	0.592	1						
Mg^{2+}	0.687	0.669	0.739	1					
Ca^{2+}	0.765	0.063	0.055	0.141	1				
Cl^-	0.705	0.655	0.836	0.919	0.200	1			
NO_3^-	-0.004	-0.507	-0.100	-0.284	0.104	-0.264	1		
SO_4^{2-}	0.132	0.694	0.324	0.457	-0.090	0.405	-0.581	1	
HCO_3^-	0.988	0.404	0.592	0.693	0.691	0.707	0.026	0.093	1

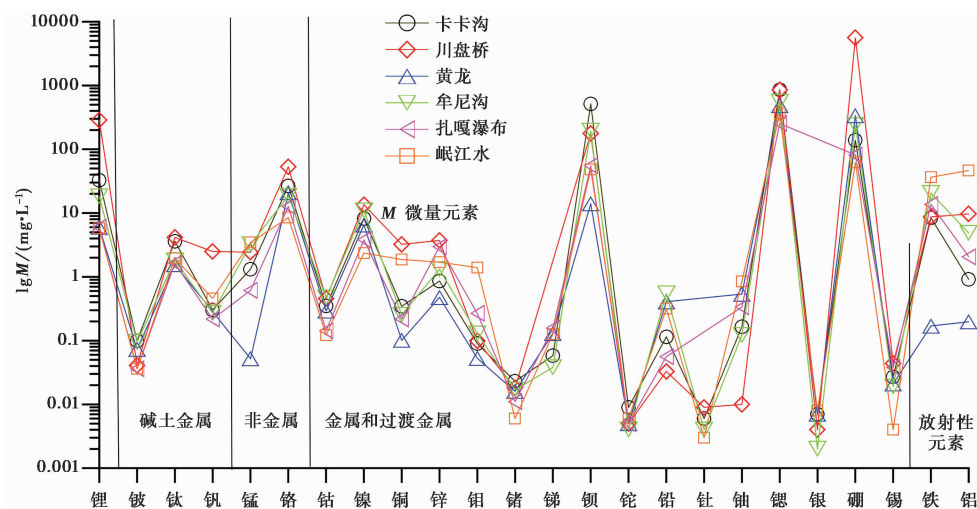


图 3 温泉中微量元素含量对比

元素浓度。富集因子能够表示某种元素在某一地质体中富集的程度,当该值小于 1 时,则意味着元素分散。

将川西地区上三叠统微量元素平均值作为参考背景(刘金华等,2005),选定地壳岩石微量元素 Ni 作参比元素,对微量元素数据进行归一化处理(表 3)。能够看出,研究区域内卡卡沟和牟尼沟温泉水中 B、Sr、Ba 元素的富集因子大于 1,川盘桥、黄龙、扎嘎瀑布和岷江水的 Sr 和 Ba 富集因子大于 1,而其他元素富集因子小于 1,表明其他元素相对分散。由图 3 可知,B、Sr 和 Ba 的含量相对其他元素较高,且常量元素中富集 Ca 和 Mg,均为碱土金属元素,因此,判断岷江断裂带温泉水主要来自于灰岩(Pili et al,2002)。

3.2 温泉水来源

岷江断裂带温泉水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测值的分布范围分别为 $-13.20\text{‰} \sim -19.80\text{‰}$ 和 $-95.6\text{‰} \sim -113.33\text{‰}$ 。观察 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图(图 4),7 个采样点主要分布在大气降水线两侧。卡卡沟、川盘桥、牟尼沟第 5 次采样出现了贫 $\delta^{18}\text{O}$ 的现象,研究区域温泉水中存在大量逸出

表 3 研究区水样中微量组分含量

温泉名称	Li/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Be/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Ti/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	V/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Mn/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Cr/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Co/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Ni/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Cu/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Zn/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Mo/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Cd/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Sb/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)
KKGH	32.70	0.10	3.61	0.30	1.32	26.70	0.35	8.19	0.35	0.86	0.09	0.02	0.06
CPQH	287.00	0.04	4.14	2.50	2.43	53.30	0.46	13.50	3.24	3.71	0.10	0.02	<0.002
HL	6.01	0.07	1.55	<0.002	0.05	20.90	0.29	6.51	0.10	0.48	0.05	0.02	0.13
MNG	18.20	0.10	1.81	0.27	3.24	18.60	0.47	11.00	0.25	1.32	0.13	0.02	0.04
ZC	6.02	0.04	1.63	0.22	0.61	12.70	0.14	3.81	0.22	2.98	0.27	0.01	0.16
MJ	5.75	0.04	1.95	0.46	3.46	8.47	0.12	2.37	1.87	1.70	1.40	0.01	0.13
温泉名称	Ba/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Tl/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Pb/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Th/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	U/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Sr/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Ag/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	B/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Sn/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Ca/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Mg/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Fe/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Al/ ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)
KKGH	516.00	0.01	0.12	0.01	0.17	858.00	0.01	138.00	0.03	240017.00	38366.00	8.38	0.91
CPQH	178.00	0.01	0.03	0.01	0.01	858.00	0.00	5595.00	0.04	327745.00	203797.00	8.72	9.68
HL	14.00	0.01	0.41	<0.002	0.54	483.00	0.01	338.00	0.02	168756.00	26602.00	0.17	0.20
MNG	195.00	0.00	0.55	0.00	0.12	557.00	0.00	240.00	0.02	324375.00	25448.00	20.60	4.85
ZC	55.00	0.01	0.06	<0.002	0.34	253.00	<0.002	81.70	0.04	86941.00	14774.00	13.70	2.07
MJ	48.30	0.01	0.32	0.00	0.85	365.00	0.01	62.20	0.00	66451.00	14326.00	36.50	46.50

气 CO₂ (表 4), 这可能是由于水与 CO₂ 同位素交换反应导致。研究区域温泉水中的 δD 和 δ¹⁸O 远低于当地大气降水, 川盘桥温泉出现了明显的“氧漂移”现象, 这可能是大气降水在补给岷山过程中, 与研究区域发育的灰岩中的方解石进行了¹⁸O 交换反应 (CaCO₃ + H₂O ↔ CaCO₃ + H₂¹⁸O) (Giggenbach, 1992)。根据氧同位素与补给高程之间的关系 (柳鉴容等, 2009)

$$\delta^{18}\text{O} = -0.002\text{Alt} - 6.327 \quad (3)$$

得出补给高程为 3.4~4.5km。

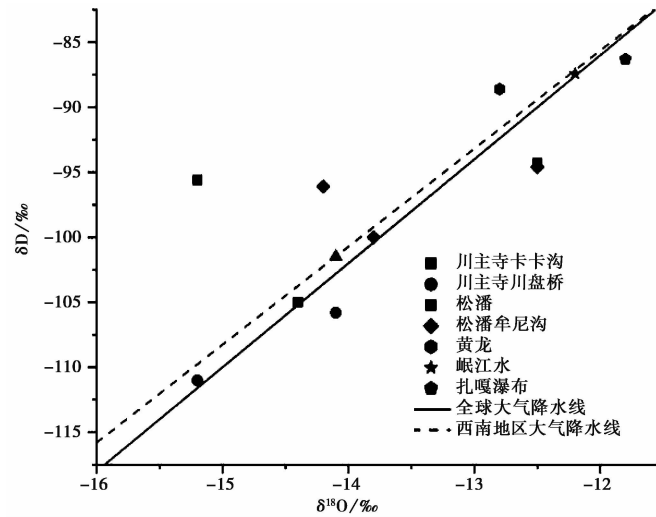


图 4 水样 δD-δ¹⁸O 分布

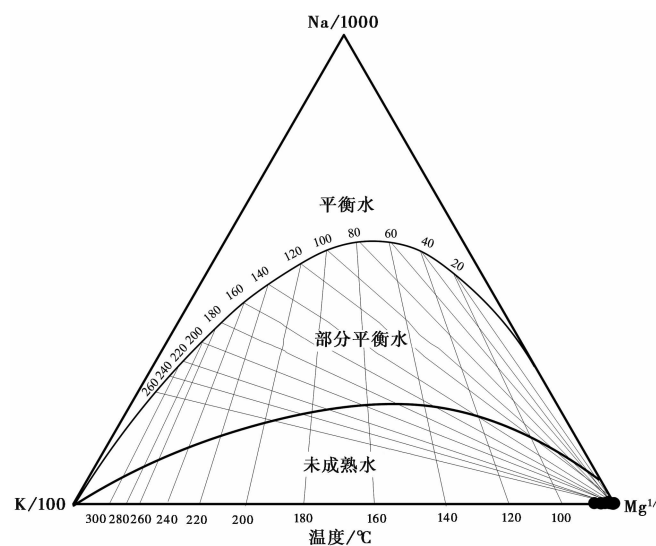


图 5 Na-K-Mg 三角图

表 4 岷江断裂带温泉气体样品组分和同位素比值

采样点	时间 (年-月-日)	He (ppm)	$^3\text{He}/^4\text{He}$ /(R/Ra)	$^3\text{He}/^4\text{He}$ /(R/Ra)	$\text{He}_{\text{mantle}}$ /%	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ /‰	H_2 (ppm)	CH_4 /%	N_2 /%	O_2 /%	H_2S /%	Ar /%	CO_2 /%
CPQH	2008-06-08	4.17	1.68				-1.90		0.03	6.95	1.46		0.09	91.50*
CPQH	2008-10-23	0.62	0.52	0.50	5.67	10.84	-3.90		0.02	1.46	0.37	0.05	0.02	98.08*
CPQH	2009-06-30	0.62	0.27	0.24	2.63	10.30	-3.40		0.04	4.79	1.07		0.06	94.10*
CPQH	2010-04-21	0.41	0.04	0.02	0.07	15.40	-2.90		0.03	0.35	0.06	0.00	0.01	99.54
CPQH	2010-06-04	0.74	0.05			3.27	-2.50		0.05	3.18	0.04	0.02	0.01	96.71
CPQH	2013-05-06	0.87	0.11	0.03	0.18	3.93	-0.70	3.6	0.04	0.24	0.02		0.01	99.90
CPQH	2014-08-26	1.90	0.20	0.09	2.17	2.50	-0.12	1.5	0.03	8.22	0.01		0.18	92.15
CPQH	2015-06-23	0.40	0.11	0.07	0.65	9.10	-1.20	13.0	0.06	15.43	0.01		0.04	84.40
CPQH	2016-08-20	1.20	0.08	0.05	0.42	11.90		2.8	0.04	0.43	0.01		0.03	99.29
CPQH	2017-08-10	1.10	0.09	0.04	0.3	5.70				0.48	0.02		0.36	99.85
CPQH	2018-08-27	0.80	0.11	0.07	0.88	7.40							0.04	
MNGH	2008-06-08	4.25	2.16				-4.20		0.02	12.18	3.11		0.16	84.50*
MNGH	2008-10-23	0.43	0.13	0.04	0.3	3.59	-5.50		0.03	4.26	1.09		0.06	94.56*
MNGH	2009-06-30	1.18	0.59	0.56	6.37	5.35	-6.60		0.01	5.93	0.99		0.08	93.00*
MNGH	2010-04-21	0.21	0.73	0.68	7.77	4.23	-6.00		0.00	0.55	0.05		0.01	99.39
MNGH	2010-06-04	0.16	0.04			3.28	-7.50		0.07	10.62	2.03		0.10	87.19
MNGH	2013-05-06	1.54	0.21	0.17	1.82	7.85	-2.80			2.11	0.20		0.26	98.35
MNGH	2014-08-26	1.40	0.61	0.22	6.95	0.60	-3.49	1.5	0.03	8.45	0.02		0.33	90.68
MNGH	2015-06-23	3.70	0.13	0.11	1.04	15.20	-3.70	288.0	0.03	6.30	0.10		0.10	94.30
MNGH	2016-08-20	4.10	0.12	0.09	0.73	9.11		0.8	0.03	2.83	0.09		0.06	97.50
MNGH	2017-08-10	1.20	0.11	0.07	0.42	8.10			0.05	1.08	0.03		0.99	99.06
MNGH	2018-08-28	4.30	0.1	0.08	0.97	12.90							0.05	

注:带*据 Zhou et al(2015),“-”代表无测值; $\text{He}_{\text{Mantle}}$ 为地幔衍生氦; R/Ra 为测量 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值除以空气中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,取值为 1.39×10^{-6} ; Rc/Ra 为空气校正氦同位素比值,取值为 $[(\text{R}/\text{Ra} \times X) - 1] / (X - 1)$ (Ozima et al, 1983), $X_{\text{空气}} = (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{测量}} / (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{空气}}$

Na-K-Mg 三角图解 (Giggenbach, 1988) (图 5) 能够反应水化学的平衡状况和平衡温度。不同条件下所用的热储温标不同, 常用的地球化学温标主要有石英、玉髓温标和离子温标, 离子温标在水岩反应达到平衡状态时适用, 而图 5 显示研究区域温泉点均处于未成熟水区域, 且研究表明温度小于 110℃ 时, 通常是玉髓控制着溶液中的 SiO₂ 含量 (郑西来等, 1996), 计算公式为 (Arnórsson, 1983)

$$T = 1112 / (4.91 - \lg(C_{\text{SiO}_2})) - 273.15 \quad (4)$$

其中, C_{SiO_2} 代表水中 SiO₂ 的质量浓度, 计算结果见表 5。因此, 岷江断裂带热储温度主要为 26.00℃ ~ 52.22℃, 循环深度主要为 1.17 ~ 2.67 km。

表 5 热储温度循环深度计算

采样点	SiO ₂ 浓度/(mg · L ⁻¹)	热储温度/℃	循环深度/km
卡卡沟	5.67	50.44	2.57
川盘桥	5.92	52.22	2.67
牟尼沟	2.97	26.00	1.17

3.3 温泉气体 He 及 CO₂ 来源

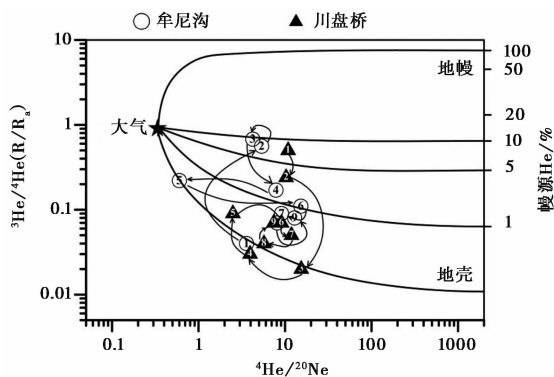
3.3.1 He 来源

2010 年 6 月—2018 年 8 月, ³He/⁴He 变化范围为 0.02Ra ~ 0.68Ra, 平均值为 0.14Ra。为估算地幔衍生氦的比例, 利用 ⁴He/²⁰Ne 对空气混染程度进行约束 (Duchkov et al, 2010)。³He/⁴He 与 ⁴He/²⁰Ne 关系图 (图 6) (Sano et al, 1985) 显示了每个气体样品的浓度, 所有点均靠近地壳端元。计算得出的幔源 He 贡献率见表 4, 其中, 2010 年 6 月—2018 年 8 月川盘桥温泉幔源氦贡献率约为 0.07% ~ 5.67%, 牟尼沟温泉的幔源氦贡献率约为 0.30% ~ 7.77%。由于 2008 年 6 月无 ⁴He/²⁰Ne 数据, 无法校正 ³He/⁴He 值, 但发现川盘桥和牟尼沟温泉中的 ³He/⁴He 分别为 1.68Ra 和 2.16Ra, 均较高。周晓成等 (2017) 研究表明汶川地震后有大量的幔源物质上涌与地壳流体混合, 而随着地震的减弱, 地幔流体对温泉的 ³He/⁴He 贡献逐渐减小。本研究发现 2017 年九寨沟 M_s7.0 地震之后 ³He/⁴He 一直呈下降趋势。

3.3.2 CO₂ 来源

2017 年 6 月测得卡卡沟、川盘桥和牟尼沟温泉水中的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比率分别为 0.70862、0.70872 和 0.70870, 利用研究区域温泉水中 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 与 ³He/⁴He 作图 (图 7), 发现川盘桥和牟尼沟温泉水主要来自于地壳, 卡卡沟温泉、川盘桥温泉和牟尼沟温泉 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 主要分布在 0.70800 左右, 推测锶主要来自于岷江断裂带发育的碳酸盐岩 (Négre, 2006)。

岷江断裂带温泉水中逸出气体的 CO₂/³He 比率范围为 0.66 × 10¹¹ ~ 100 × 10¹¹ (表 6), 均大于洋中脊玄武岩 (2 × 10⁹) (Marty et al, 1987), $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 主要分布在 0 ± 3‰。温泉逸出气中的 CO₂ 主要来源有地幔、有机质和灰岩, 为确定研究区域温泉气中 CO₂ 的来源, 绘制 ³He/⁴He (R/Ra) - $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 关系图, 见图 8。其中, 所有的采样点均靠近石灰石 (L) 端元, 计算地幔脱气 (M) 中碳的相对贡献 (Sano et al, 1995), 发现石灰石 (L) (Chiodini et al, 2004) 贡献量为 75.00% ~ 99.47% (表 6), 表明大量的 CO₂ 主要来自灰岩裂解。



注: 各不同端元的比值分别为: 空气 $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.4 \times 10^{-6}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 0.318$; 地幔 $^3\text{He}/^4\text{He} = 12 \times 10^{-6}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 100000$; 地壳 $^3\text{He}/^4\text{He} = 0.02 \times 10^{-6}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 100000$ (Ozima et al, 1983; Ballentine et al, 2005)。图中数字为采样时间: ① 2008-11-01; ② 2009-06-01; ③ 2010-04-01; ④ 2013-04-20; ⑤ 2014-08-01; ⑥ 2015-08-01; ⑦ 2016-08-01; ⑧ 2017-08-01; ⑨ 2018-08-01, 其中, 2008-11-01、2009-06-01、2010-04-01 的数据据 Zhou 等(2015)

图6 温泉气体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比值关系

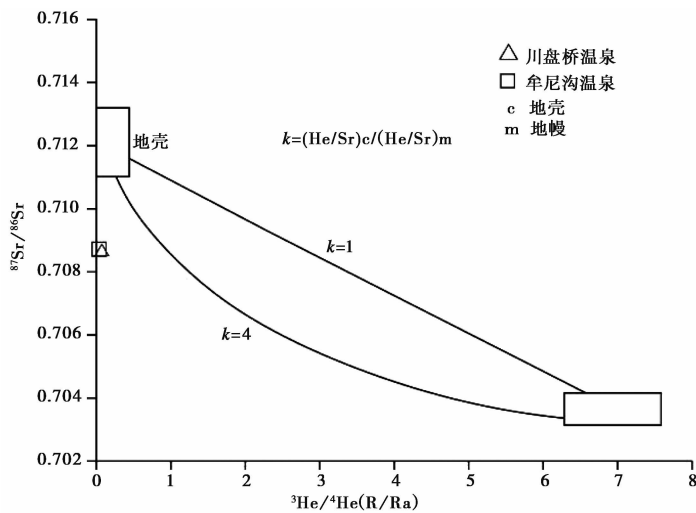


图7 岷江断裂带 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 关系图(据 Martelli 等(2008))

3.4 温泉流体地球化学变化与地震

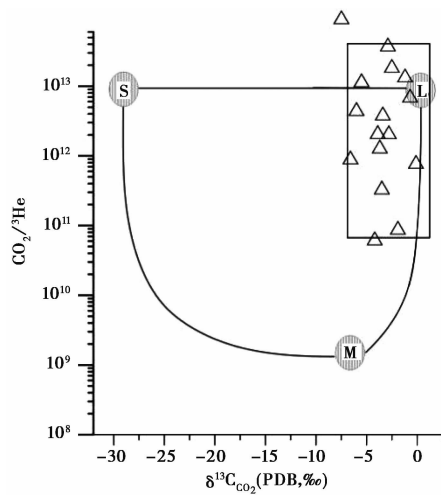
根据岷江断裂带温泉水中常量元素含量随时间的变化得到图9, 由于常量元素中阴离子 HCO_3^- 和阳离子 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 极不稳定, 易产生沉淀, 因此选用 Na^+ 、 Cl^- 和 SO_4^{2-} 作为参考, 并取 $\bar{X} + 2\sigma$ (\bar{X} : 平均值; 2σ : 2倍方差) 作为离子变化异常界。从图9中可以看出, 九寨沟地震前卡卡沟和川盘桥温泉中 Cl^- 和 SO_4^{2-} 以及牟尼沟温泉中 SO_4^{2-} 均呈现了增加的现象。

由于研究区域温泉水循环深度为1.17~2.67km, 地震的发生对温泉水中的离子浓度变化影响较小, 且汶川地震、玉树地震和芦山地震距离采样点较远, 导致图9中未发现地震引起的岷江断裂带周围温泉水离子发生明显的变化, 未能观测到震前的异常响应。九寨沟地

表 6 岷江断裂带温泉气体中地幔、石灰岩和沉积有机质 CO₂ 的比例

采样点	采样时间 (年-月-日)	CO ₂ / ³ He/(×10 ¹²)	CO ₂ 地幔(M)/%	CO ₂ 石灰岩(L)/%	CO ₂ 有机碳(S)/%
CPQH	2008-06-01	0.09	1.59	92.42	5.99 *
CPQH	2008-11-01	2.21	0.05	86.96	12.99 *
CPQH	2009-06-01	4.08	0.05	88.63	11.32 *
CPQH	2010-04-01	10.00	0.00	90.33	9.67
CPQH	2010-06-01	10.00	0.00	91.67	8.33
CPQH	2013-04-20	7.36	0.01	97.66	2.33
CPQH	2014-08-01	0.82	0.17	99.47	0.36
CPQH	2015-08-01	10.00	0.00	96.00	4.00
MNGH	2008-06-01	0.07	2.26	84.23	13.51 *
MNGH	2008-11-01	10.00	0.00	81.67	18.33 *
MNGH	2009-06-01	0.95	0.14	77.89	21.97 *
MNGH	2010-04-01	4.73	0.02	79.99	20.00
MNGH	2010-06-01	10.00	0.00	75.00	25.00
MNGH	2013-04-20	2.19	0.05	90.62	9.32
MNGH	2014-08-01	0.35	0.41	88.05	11.54
MNGH	2015-08-01	1.37	0.09	95.36	4.55

注:带 * 数据据 Zhou 等(2015)



注:不同端元组成分别为:沉积有机碳(S), $\delta^{13}C_{CO_2} = -25\text{‰} \sim -19\text{‰}$, $^3He/^4He (R/Ra) = 0.01$; 幔源碳(M), $\delta^{13}C_{CO_2} = -6\text{‰} \sim -2\text{‰}$, $^3He/^4He (R/Ra) = 8$; 灰岩(L), $\delta^{13}C_{CO_2} = 0\text{‰}$, $^3He/^4He (R/Ra) = 0.01$ (Sano et al, 1995)

图 8 $^3He/^4He (R/Ra) - \delta^{13}C_{CO_2}$ 关系图

震与卡卡沟、川盘桥和牟尼沟温泉的震中距分别约为 29km、43km 和 68km,且该地震发生在巴颜喀拉块体边缘,因此,该地震虽然未发生在岷江断裂带上,但是对岷江断裂带有一定的

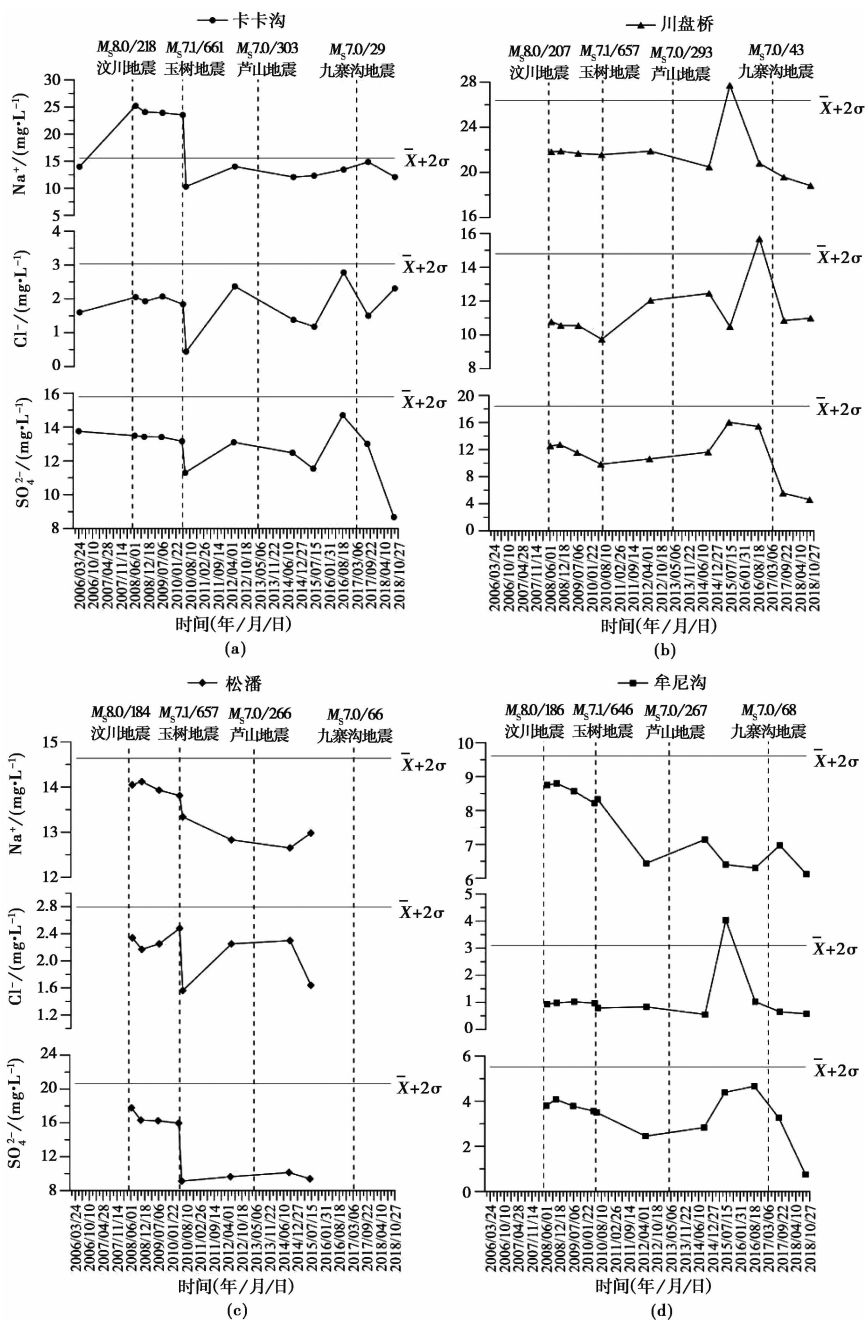


图9 温泉中离子含量随时间变化关系图

(2008年6月—2010年4月数据据陈志(2014); 2006年数据据鲁人齐等(2008); 图中地震表示为: 震级/震中距(km))

触发作用,使不同层位的含水层破碎,地表水等其他不同来源的水体混合造成了离子浓度的变化。由图9发现,九寨沟地震前卡卡沟和川盘桥温泉水中 Cl^- 和 SO_4^{2-} 以及牟尼沟温泉水中 SO_4^{2-} 都出现了不同程度的上升变化,且川盘桥温泉点的 Cl^- 浓度升高至异常界之上,认为是九寨沟地震触发作用导致。九寨沟地震发生后岷江断裂带温泉水中的常量元素发生大幅度

的下降,查阅资料发现九寨沟地震之后研究区域有大量的降雨(党政等,2019),分析原因为九寨沟地震的影响致使裂隙导通,地表水进入温泉循环路径中,震后降雨量增加稀释了温泉水,从而使浓度大幅度降低。

温泉逸出气体及同位素主要成分(CO_2 、 N_2 、 CH_4 、 O_2 、 $^3\text{He}/^4\text{He}$)见表4,由于对研究区域的气体监测点密度小,九寨沟地震前 He 、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 无明显异常,而 2015 年 H_2 出现异常高值, H_2 的异常与断裂活动密切相关,岷江断裂持续运动可能使断裂带内裂隙在连通与闭合间转换,导致 H_2 浓度变化显著。 He 是铀-钍系等放射性元素 α 衰变的产物(杨晓芳等,2013),研究区域温泉水中的铀为 $0.010\sim 0.850\text{mg/L}$ 、钍为 $0.002\sim 0.009\text{mg/L}$,含量极低,导致 He 浓度较低,且研究区域逸出气含有大量 CO_2 ,会对 He 有一定的稀释作用。周晓成(2011)研究发现,汶川地震发生后岷江断裂带有大量幔源物质上涌,而九寨沟地震前后却无明显 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 变化。岷江断裂带处于松潘-甘孜褶皱带、摩天岭地块与龙门山逆冲推覆构造带接合处(陈浩等,2014),表明岷江断裂带与龙门山断裂带联系较大,导致汶川地震对岷江断裂带的影响较为明显,因此汶川地震对岷江断裂带的影响比九寨沟地震对该断裂带的影响大,也可能是本次研究对该区域的监测密度不够,未监测到地震带来的大量幔源物质,今后还需继续监测。

3.5 温泉流体地球化学模型

巴颜喀拉块体东部位于我国南北地震带中部。龙门山断裂带、岷江断裂带和甘孜-玉树断裂带均为受到强烈的现今地壳变形影响而形成的一系列大型活动带(孔令昌等,2012;陈长云等,2013)。结合上述研究结果与已有的地质资料建立模型(图 10)。

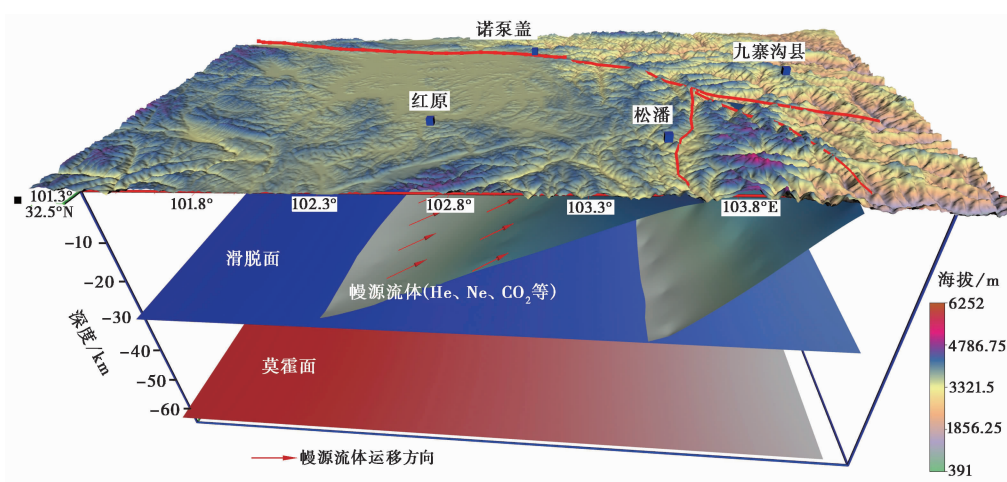


图 10 岷江断裂带温泉流体地球化学模型(据任俊杰等(2017))

如模型所示,岷江断裂带周围的温泉主要来自于 $3436\sim 4506\text{m}$ 大气降水补给。岷江断裂带为温泉水提供良好的运移通道,使温泉水沿断裂面向下运移,在运移过程中与研究区域富集的灰岩发生了水岩反应,产生少量的微量元素和较多的常量元素。部分温泉水向下运移至地壳下 $1.17\sim 2.67\text{km}$ 处,经地温加热向上补给岷江断裂带周围的温泉。研究区域构造活动强烈, 300km 范围内的中强地震孕育、发生过程中,可能会触发断裂带内部含水层破碎,

不同裂隙间的导通致使流体混合,深部流体混入从而导致岷江断裂带周围温泉水中的离子浓度发生变化,如九寨沟地震的发生导致岷江断裂带周围温泉水中的离子浓度产生变化。由于岷江断裂带向下延伸至30km处的滑脱面(邓起东等,1994;任俊杰等,2017),阻碍了部分幔源物质的上涌,因此研究区域温泉水中的幔源He贡献率较低。

已有研究发现,汶川地震和九寨沟地震的发生增加了东昆仑断裂、岷江断裂的库伦应力的积累(Shan et al,2009;汪建军等,2017)。同时,岷江断裂带温泉水中含有大量的逸出气 CO_2 , CO_2 逸出气及地震带来的深部构造带高压流体会对断层产生“润滑”作用,说明岷江断裂带温泉流体地球化学连续监测对该地区及其周围未来中强地震短临流体异常判断具有一定意义。

4 结论

通过对2010年6月—2018年8月岷江断裂带及其临近区域温泉流体地球化学数据的收集、汇总,对该区域水化学特征及水文地球化学场进行对比研究,得出以下结论:

(1)研究区域的水均为中性弱碱性水,且温泉水化学类型差异较小,根据化学组合特征将温泉水分为 Ca-HCO_3 、 Mg-HCO_3 、 $\text{Ca}\cdot\text{Mg-HCO}_3$ 、 $\text{Mg}\cdot\text{Ca-HCO}_3$ 四种类型。通过 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 和 SiO_2 值判断出岷江断裂带周围的温泉水均源于大气降水,热储温度为 $26.00\sim 52.22^\circ\text{C}$,循环深度为 $1.17\sim 2.67\text{km}$,微量元素含量较低,由此判断岷江断裂带温泉水均为水岩反应程度不高的未成熟水。岷江断裂带温泉水中的 $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 范围为 $0.70862\sim 0.70872$,判断其主要来自于碳酸盐类矿物。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 范围为 $-7.50\text{‰}\sim -0.12\text{‰}$,表明岷江断裂带内温泉水逸出气中的 CO_2 主要来自地壳中的灰岩。

(2)2017年8月8日发生 $M_s7.0$ 九寨沟地震,地震发生前后,温泉水文地球化学特征有明显变化,主要表现为地震前卡卡沟和川盘桥温泉中 Cl^- 和 SO_4^{2-} 以及牟尼沟温泉中 SO_4^{2-} 增加,地震后卡卡沟、川盘桥和牟尼沟温泉水中 Cl^- 和 SO_4^{2-} 离子下降。但 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比率变化范围为 $0.02\text{ Ra}\sim 0.68\text{ Ra}$,无明显幔源He的增加,分析原因可能为岷江断裂带向下延伸受控于30km的滑脱面阻碍了部分幔源物质上涌。

(3)结合已有地球物理资料和研究区域温泉流体地球化学特征,绘制岷江断裂带温泉流体运移模型,根据模型发现,3436~4506m的岷山上的大气降水补给岷江断裂带周围的卡卡沟、川盘桥、松潘和牟尼沟温泉,并沿岷江断裂带和裂隙向下运移至地壳下 $0.82\sim 2.67\text{km}$,运移过程中与岷江断裂带围岩发生一定的水岩反应,产生大量的常量元素、微量元素和 CO_2 等气体。而岷江断裂带周围温泉所处区域构造活动强烈,因此,300m范围内的中强地震孕育、发生过程中,可能会触发断裂带内部构造发生改变,引起含水层破碎,不同裂隙间导通致使流体混合,不同来源的流体混入,从而导致岷江断裂带周围温泉水离子浓度发生变化。

致谢:感谢中国科学院地质与地球物理研究所兰州油气资源研究中心李立武、李中平和核工业地质研究院测试中心刘汉彬、刘牧、刘小桐在测量分析时的帮助,感谢审稿专家的悉心指导。

参考文献

- 陈长云,任金卫,孟国杰,等,2013. 巴颜喀拉块体东部活动块体的划分、形变特征及构造意义. 地球物理学报, **56**(12): 4125~4141.
- 陈浩,李勇,2014. 岷江上游河流阶地对龙门山断裂带逆冲作用的响应. 山地学报, **32**(5): 535~540.
- 陈志,2014. 汶川地震后川西地区温泉水地球化学研究. 博士学位论文. 合肥:中国科学技术大学.
- 党政,任锦海,安超,等,2019. 7.0 级地震对九寨沟核心景观和水化学影响. 中国岩溶, **38**(2): 186~192.
- 邓起东,陈社发,赵小麟,1994. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. 地震地质, **16**(4): 389~403.
- 孔令昌,叶青,樊春燕,2012. 四川汶川和青海玉树地震前鲜水河断裂带地下流体异常现象分析. 地震地磁观测与研究, **33**(1): 61~66.
- 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. 分析化学, **35**(10): 1455~1458.
- 李宏业,尹观,杨俊义,等,2003. 四川牟尼沟水体的同位素地球化学特征. 地球学报, **24**(6): 529~534.
- 柳鉴容,宋献方,袁国富,等,2009. 中国东部季风区大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的特征及水汽来源. 科学通报, **54**(22): 3521~3531.
- 刘汉彬,金贵善,李军杰,等,2013. 铀矿地质样品的稳定同位素组成测试方法. 世界核地质科学, **30**(3): 174~179.
- 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. 四川地质学报, **25**(4): 198~201.
- 刘雷,杜建国,周晓成,等,2012. 青海玉树 $M_s 7.1$ 地震震后断层流体地球化学连续观测. 地球物理学进展, **27**(3): 888~893.
- 刘庆宣,王贵玲,张发旺,2004. 矿泉水中微量元素锶富集的地球化学环境. 水文地质工程地质, **31**(6): 19~23.
- 鲁人齐,王多义,左银辉,等,2008. 四川松潘卡卡沟出露温泉及其遥感地质特征分析. 四川地质学报, **28**(1): 74~76.
- 任俊杰,徐锡伟,张世民,等,2017. 东昆仑断裂带东端的构造转换与 2017 年九寨沟 $M_s 7.0$ 地震孕震机制. 地球物理学报, **60**(10): 4027~4045.
- 盛艳蕊,张子广,周月玲,等,2020. 河北何家庄流体观测井水文地球化学特征分析. 中国地震, **36**(2): 295~304.
- 汤书婷,王晓明,崔建勇,等,2015. 全岩样品碳酸盐矿物选择性溶解方法改进及其锶同位素比值测定. 世界核地质科学, **32**(1): 51~56.
- 作柯田,崔月菊,孙凤霞,等,2019. 鞍山-海城地区地震地下水地球化学研究. 中国地震, **35**(4): 629~642.
- 汪建军,许才军,2017. 2017 年 $M_w 6.5$ 九寨沟地震激发的同震库仑应力变化及其对周边断层的影响. 地球物理学报, **60**(11): 4398~4420.
- 杨晓芳,崔勇,高小其,等,2013. 新疆及哈萨克斯坦地下流体氦气震兆特征. 地震地磁观测与研究, **34**(1): 217~224.
- 曾超,赵景峰,李旭娇,2011. GIS 支持下岷江上游水文特征空间分析. 水土保持研究, **18**(3): 5~9, 14.
- 张春山,张业成,吴满路,2003. 南北地震带南段水文地球化学特征及其与地震的关系. 地质力学学报, **9**(1): 21~30.
- 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. 铀矿地质, **34**(2): 105~111.
- 张岳桥,李海龙,李建华,2010. 青藏高原东缘中更新世伸展作用及其新构造意义. 地质论评, **56**(6): 781~791.
- 张岳桥,李海龙,吴满路,等,2012. 岷江断裂带晚新生代逆冲推覆构造:来自钻孔的证据. 地质论评, **58**(2): 215~223.
- 赵琦,2002. 四川省九寨沟、黄龙等著名旅游地的地球化学特征. 四川地质学报, **22**(1): 4~9.
- 郑西来,郭建青,1996. 二氧化硅地热温标及其相关问题的处理方法. 地下水, **18**(2): 85~88.
- 周荣军,蒲晓虹,何玉林,等,2000. 四川岷江断裂带北段的新活动、岷山断块的隆起及其与地震活动的关系. 地震地质, **22**(3): 285~294.
- 周晓成,2011. 汶川 $M_s 8.0$ 地震后川西地区的气体地球化学. 博士学位论文. 合肥:中国科学技术大学.
- 周晓成,孙凤霞,陈志,等,2017. 汶川 $M_s 8.0$ 地震破裂带 CO_2 、 CH_4 、 Rn 和 Hg 脱气强度. 岩石学报, **33**(1): 291~303.
- Arnórsson S, 1983. Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems—Implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, **12**(2~3): 119~128.
- Aydın H, Hilton D R, Güleç N, et al, 2015. Post-earthquake anomalies in He- CO_2 isotope and relative abundance systematics of thermal waters: the case of the 2011 van earthquake, eastern Anatolia, Turkey. *Chem Geol*, **411**: 1~11.
- Ballentine C J, Marty B, Lollar B S, et al, 2005. Neon isotopes constrain convection and volatile origin in the Earth's mantle. *Nature*, **433**(7021): 33~38.

- 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, China. *Mar Pet Geol*, **89**:38~46.
- Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, et al, 1994. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res Solid Earth*, **99**(B12):24025~24038.
- Chen Z, Zhou X, Du J, et al, 2015. Hydrochemical characteristics of hot spring waters in the Kangding district related to the Lushan $M_s = 7.0$ earthquake in Sichuan, China. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, **15**:1149~1156.
- Chiodini G, Cardellini C, Amato A, et al, 2004. Carbon dioxide Earth degassing and seismogenesis in central and southern Italy. *Geophys Res Lett*, **31**(7):L07615.
- 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 Asian Earth Sci*, **26**(5):533~539.
- Duchkov A D, Rychkova K M, Lebedev V I, et al, 2010. Estimation of heat flow in Tuva from data on helium isotopes in thermal mineral springs. *Russ Geol Geophys*, **51**(2):209~219.
- Favara R, Grassa F, Inguaggiato S, et al, 2001. Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily). *Appl Geochem*, **16**(1):1~17.
- Giggenbach W F, 1988. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**(12):2749~2765.
- Giggenbach W F, 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet Sci Lett*, **113**(4):495~510.
- Griffin S, Horton T W, Oze C, 2017. Origin of warm springs in Banks Peninsula, New Zealand. *Appl Geochem*, **86**:1~12.
- Kennedy B M, Kharaka Y K, Evans W C, et al, 1997. Mantle fluids in the San Andreas Fault system, California. *Science*, **278**(5341):1278~1281.
- Martelli M, Nuccio P M, Stuart F M, et al, 2008. Constraints on mantle source and interactions from He-Sr isotope variation in Italian Plio-Quaternary volcanism. *Geochem Geophys Geosyst*, **9**(2):Q02001.
- Marty B, Jambon A C, 1987. C^3He in volatile fluxes from the solid Earth; implications for carbon geodynamics. *Earth Planet Sci Lett*, **83**(1~4):16~26.
- Négre P, 2006. Water-granite interaction: clues from strontium, neodymium and rare earth elements in soil and waters. *Appl Geochem*, **21**(8):1432~1454.
- Ozima M, Podosek F A, 1983. Noble Gas Geochemistry. Cambridge: Cambridge University Press, 367.
- 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. *Chem Geol*, **190**(1~4):231~250.
- Qian H, Zhou R J, Ma S H, et al, 2000. South segment of Minjiang Fault and Diexi earthquake in 1993. *Earthq Res China*, **14**(2):146~152.
- Sano Y, Marty B, 1995. Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chem Geol*, **119**(1~4):265~274.
- Sano Y, Takahata N, Igarashi G, et al, 1998. Helium degassing related to the Kobe earthquake. *Chem Geol*, **150**(1~2):171~179.
- Sano Y, Wakita H, 1985. Geographical distribution of $^3He/^4He$ ratios in Japan: implications for arc tectonics and incipient magmatism. *J Geophys Res Solid Earth*, **90**(B10):8729~8741.
- Shan B, Xiong X, Zheng Y, et al, 2009. Stress changes on major faults caused by $M_w 7.9$ Wenchuan earthquake, May 12, 2008. *China Ser D: Earth Sci*, **52**(5):593~601.
- Shi Z J, Shi Z M, Yin G, et al, 2014. Travertine deposits, deep thermal metamorphism and tectonic activity in the Longmenshan tectonic region, southwestern China. *Tectonophysics*, **633**:156~163.
- Skeltan A, Andrén M, Kristmannsdóttir H, et al, 2014. Changes in groundwater chemistry before two consecutive earthquakes in Iceland. *Nat Geosci*, **7**(10):752~756.
- Uysal I T, Feng Y X, Zhao J X, et al, 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures. *Earth Planet Sci Lett*, **257**(3~4):450~462.
- Zhang M J, Tang Q Y, Cao C H, et al, 2017. The origin of Permian Pobei ultramafic complex in the northeastern Tarim craton, western China: evidences from chemical and C-He-Ne-Ar isotopic compositions of volatiles. *Chem Geol*, **469**:85~96.
- Zhou X C, Liu L, Chen Z, et al, 2017. Gas geochemistry of the hot spring in the Litang fault zone, Southeast Tibetan Plateau. *Appl*

Geochem, **79**:17~26.

Zhou X C, Wang W C, Chen Z, et al, 2015. Hot spring gas geochemistry in western Sichuan Province, China after the Wenchuan M_s 8.0 earthquake. *Terr Atmos Ocean Sci*, **26**(4):361~373.

Geochemical Characteristics of Hot Spring Fluids along the Minjiang Fault Zone

Shi Hongyu¹⁾ Zhou Xiaocheng¹⁾ Wang Wanli¹⁾ Yan Yucong¹⁾ Li Pengfei²⁾
Jiang Li²⁾

1) Key Laboratory of Earthquake Prediction, Institute of Earthquake Science, CEA, Beijing 100036, China

2) School of the Earth Science and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

Abstract Geothermal fluid geochemistry along active fault is a powerful tool for studying coupling of mantle-derived and crust-derived fluid. Four hot springs along Minjiang fault were investigated systematically for seven times (from June 2010 to July 2018). The helium and carbon isotope ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) and gas compositions of 16 gas samples and major and trace element composition and stable isotope values ($\delta^{18}\text{O}$, δD) of 27 water samples were measured. The results show that: ① there are mainly four hydro-chemical types: Ca-HCO_3 、 Mg-HCO_3 、 $\text{Ca}\cdot\text{Mg-HCO}_3$ and $\text{Mg}\cdot\text{Ca-HCO}_3$ of the thermal springs in the Minjiang fault zone. ② δD and $\delta^{18}\text{O}$ values ($-13.2\text{‰}\sim-19.8\text{‰}$ and $-95.6\text{‰}\sim-113.33\text{‰}$) of the geothermal waters indicated that the hot springs were with a meteoric origin, where the recharge elevation range is at 3436~4506m. ③ SiO_2 in the region is 2.49~5.92mg/L, and thermal storage temperature estimated by aqueous geothermometry was 26.00°C~52.22°C. This data, along with estimated temperature, gave an estimated circulation depth for the spring waters of 1.17~2.67km. ④ the Na-K-Mg triangle diagram indicates that the spring water was a type of immature water. ⑤ almost all trace element concentration coefficients are less than 1 except for B, Sr and Ba in the spring water of the Minjiang fault zone, which suggested that the contents of trace element were low, and with a limestone origin. ⑥ the He-C and He-Sr systematics were mostly controlled by the mixture between mantle and various crustal sources. The observed $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios varied from 0.02 to 0.68Ra (Ra is atmospheric $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio = 1.39×10^{-6}) indicated that hot springs discharge gas with a low contribution of mantle-derived helium. The limestone was the primary source of carbon (75%~99.47% of the total carbon inventory) from the hot springs in the Minjiang fault zone. It was found that the geochemical characteristic of hot spring fluids before and after the earthquake has changed obviously. But the observed $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio indicates that hot springs discharge gas with a low contribution of mantle helium. Based on above observation, a fluid geochemistry model was proposed for the geochemical system combined with the geology and hydrogeology of the study area, it is very significant for the determination of precursory anomalies of the future medium-strong earthquake along Minjiang fault zone.

Keywords: Hot spring; Isotope; Geochemistry; Earthquake; Minjiang fault zone