

# 龙门山断裂带温泉水文地球化学特征\*

颜玉聪<sup>1</sup>, 刘峰立<sup>1</sup>, 郭丽爽<sup>2♣</sup>, 周晓成<sup>1</sup>, 欧阳澍培<sup>1</sup>, 李静超<sup>1</sup>, 王万丽<sup>1</sup>

(1. 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036; 2. 应急管理部国家自然灾害防治研究院  
中国地震局地壳动力学重点实验室, 北京 100085)

**摘要:** 对地震活动强烈地区进行水文地球化学监测可以很好地获取与地震相关的深部流体地球化学信息。通过研究龙门山断裂带及其周围 13 个温泉及观测井的水文地球化学特征, 建立该断裂带温泉水文循环模型, 揭示其水化学变化与地震活动的关系。结果表明: ①龙门山断裂带温泉水主要来自其周围 0.8 ~ 3.2 km 高山的大气降水; ②温泉水化学类型沿龙门山断裂带从北到南、从西到东依次为重碳酸型、硫酸型、氯化物型, 温泉水的循环深度、水岩反应程度及微量元素富集因子不断增加; ③在汶川  $M_s 8.0$  地震、芦山  $M_s 7.0$  地震发生后, 震中距 200 km 以内的温泉的离子组分呈下降趋势, 这可能是在震后愈合过程中, 龙门山断裂带内部渗透性减弱、水岩反应程度衰减所致。

**关键词:** 温泉; 水文地球化学; 地震; 龙门山断裂带

**中图分类号:** P314.1

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2021)02-0170-15

## 0 引言

温泉多沿断裂带出露, 是沟通地壳深部与浅部的窗口, 和深部地下水系统有着密切的关系 (Zhang *et al.*, 2015; Zhou *et al.*, 2017)。研究活动断层的温泉流体地球化学特征有助于深入了解该断层的活动方式、活动强度以及切割深度等断层运动特性, 对探索断层带深部、特别是震源区附近介质的物理化学环境、研究各类地球化学组分的地震前兆机制、寻找特定地区的前兆观测组分有重要意义 (Lambrakis, Kallergis, 2005; Liu *et al.*, 2009)。因此, 在地震易发区对温泉的水文地球化学特征进行监测, 可捕捉来自地壳深部活动的信息 (蒲小武等, 2013; 王云等, 2014; Walraevens *et al.*, 2018; Xu *et al.*, 2019)。

近年来, 国内外许多专家对温泉动态与地震活动的关系进行了研究 (Tsunogai, Wakita, 1995; Shi *et al.*, 2020)。Skelton 等 (2014) 对冰岛 2012

年 10 月以及 2013 年 4 月 2 次 5 级地震之间以及地震前后 4 ~ 6 个月的地下水中稳定同位素比率 and 钠、钙等溶质的浓度变化规律进行研究, 获得了该地区地震前后地下水水文地球化学变化的规律; Okuyama 等 (2016) 研究发现 1965—1968 年日本松代地震群前后水中某些溶解组分随井深呈线性增长; Pérez 等 (2008) 研究 1995 年西班牙加利西亚 4.6 级地震以及 1997 年 5.3 级地震发现, 在震中距为 90 km 的地下水观测井中  $\text{Cl}^-$  浓度明显增加。另外, Shi 等 (2020) 的研究显示, 氢氧同位素以及微量元素的变化对地震的响应也较为明显, 2018 年通海  $M_s 5.0$  地震后, 江川观测井的水化学以及氢氧同位素明显上升, 微量元素 ( $\text{Li}^+$ 、 $\text{Pb}^{2+}$ 、 $\text{As}^{2+}$  等元素) 的浓度呈明显下降。

龙门山断裂带是青藏高原东缘山脉与扬子板块的结合部位, 地质构造复杂, 地震活动剧烈 (Lin *et al.*, 2018)。自 2008 年汶川  $M_s 8.0$  地震后, 我国在该地区建立了大量的流动观测网、温泉和热水井固定观测点, 丰富了该地区的流体地球化

\* 收稿日期: 2021-01-11.

**基金项目:** 国家重点研发计划 (2017YFC1500501)、国家自然科学基金面上项目 (41673106) 和中国地震局地震预测研究所基本科研业务费 (2017IES010205, 2016IES010304, 2018IEF010104, 2020IEF0604, 2020IEF0703) 联合资助。

**第一作者简介:** 颜玉聪 (1996-), 女, 在读硕士研究生, 主要从事地震地球化学研究。

E-mail: yanyucong2020@163.com.

**♣通讯作者简介:** 郭丽爽 (1983-), 高级工程师, 主要从事地下流体地球化学方面的研究。

E-mail: guolish02@163.com.

学背景(程万正等, 2013)。目前, 关于龙门山断裂带地下流体的研究主要集中在地震前后温泉水温、水化学组分、水氡以及温泉逸出气异常等方面(Chen *et al.*, 2015; 晏锐等, 2015; Zhou *et al.*, 2015; 杨耀等, 2019)。Chen 等(2015)对2008—2010年川西地区32个温泉的水化学变化进行了研究, 发现了汶川地震后温泉的离子浓度呈下降变化; Zhou 等(2015)对该地区32个温泉气进行了3次采样, 结果表明汶川 $M_s 8.0$ 地震后, 四川西部地区有更多地幔流体进入地壳, 地幔成分的流体上涌可能与大地震的发生有关系; 杨耀等(2019)研究了川西地区地下流体观测井的地下水的水化学特征, 确定了四川西部地区主要观测井的水文地球化学背景。

前人对龙门山断裂带温泉水文地球化学特征的研究主要集中于川西地区附近, 没有对整个龙门山断裂带展开更为细致的分析, 鉴于此, 本文对龙门山断裂带13个温泉及观测井的水文地球化学特征进行分析, 针对该断裂带不同断裂计算温泉水的热储温度与循环深度, 确定温泉水的补给来源和补给高程, 判断其水文地球化学的控制因素和影响因素, 建立龙门山断裂带温泉水循环模型。通过探讨2008—2016年龙门山断裂带温泉水文地球化学变化与汶川、芦山地震活动的关系, 为该地区震情跟踪、异常落实和地震预测提供基础研究。

## 1 研究区地质概况

龙门山断裂带是青藏高原东缘的边界山脉, 北起广元、南至天全, 长约500 km、宽约30~50 km, 呈NE—SW向展布, 形成于印支晚期, 受多期复杂构造运动影响(邓起东等, 1994; Clark, Royden, 2000; Godard *et al.*, 2009; Kouketsu *et al.*, 2017)。该构造带是由一系列大致平行的逆冲、逆冲兼走滑的断裂构成, 自西向东发育有茂汶—汶川断裂( $F_1$ )、北川—映秀断裂( $F_2$ )、安县—灌县断裂( $F_3$ )和广元—大邑隐伏断裂带( $F_4$ )以及一系列龙门山山前断裂(图1)(王二七等, 2001; 徐锡伟等, 2008; 付碧宏等, 2008)。

龙门山地区位于高原气候区与季风气候区交界处, 受大气降水和高山冰雪融水的共同补给, 水系较为发育(李奋生等, 2015), 从西南到东北

依次发育青衣江、岷山、沱江、涪江和嘉陵江等一系列斜交于龙门山断裂带的河流(王志等, 2010)。龙门山断裂带由多期构造变动形成, 水文地质条件复杂, 温泉多沿断裂带发育且呈带状分布。研究区主要的含水层包括第四系松散堆积层孔隙含水层、侏罗系—白垩系碎屑岩裂隙孔隙—基岩裂隙含水层、震旦系—三叠系碳酸盐岩岩溶裂隙—基岩裂隙水以及前震旦系基底含水层4大含水层, 且在褶皱和断裂构造共同作用下, 各含水层之间相互联系(陶广斌, 2019)。前人已收集到的地震数据显示龙门山地区最早记录的地震为1161年北川 $M_s 4.45$ 地震, 根据中国地震局监测预报司统计, 自公元1161年至2020年7月, 本区共发生 $M_s > 4\frac{3}{4}$ 地震196次, 其中 $M_s 5.0 \sim 5.9$ 地震112次,  $M_s 6.0 \sim 6.9$ 地震21次,  $M_s > 7.0$ 地震5次, 因此, 该区具有重要的研究价值(张岳桥等, 2008)。

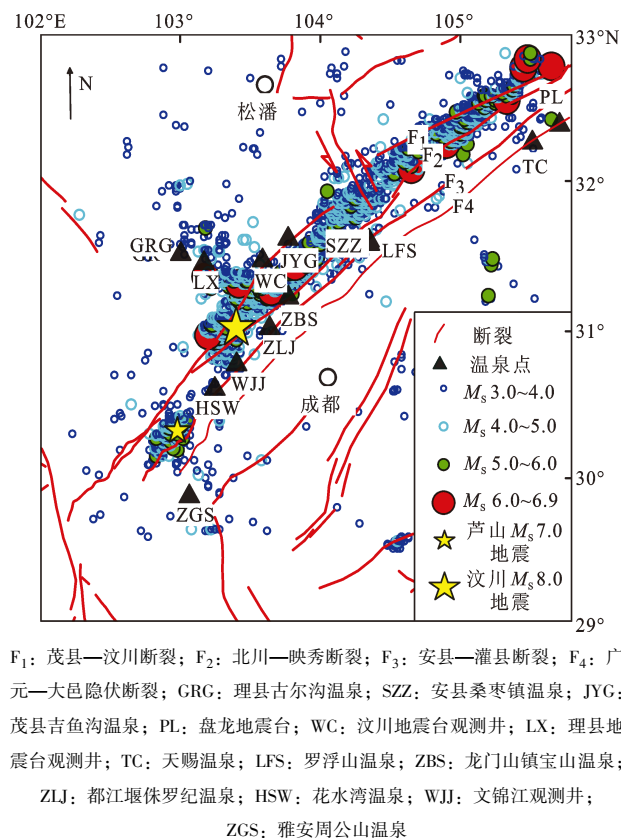


图1 龙门山地区构造背景及地震分布  
(据周晓成等, 2020 修改)

Fig. 1 Geotectonic settings and distribution of historical earthquakes in the Longmenshan area (according to Zhou *et al.*, 2020)

## 2 研究方法

笔者对 2008—2016 年龙门山断裂带 13 个温泉 (表 1) 进行了 9 次调查, 共 59 个温泉水样, 每个温泉水样采集 4 瓶用于测定其主量元素、微量元素、氢氧同位素及  $\text{SiO}_2$  含量。野外采样时, 采样容器为 250 mL 的聚乙烯塑料瓶, 将聚乙烯瓶置于水中润洗 2~3 次后装样, 取样时将瓶内空气排净, 避免水样受空气影响, 并现场测定温泉水的水温、pH、电导率, 并向测定微量元素的样品中加入 1.00 mL 的浓硝酸 ( $\text{pH} < 2$ ), 在室温条件下保存。

温泉水样品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, 使用仪器为 Dionex ICS-900 离子色谱仪及 AS40 自动进样器, 检测限为 0.01 mg/L。温泉水中的  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{CO}_3^{2-}$  浓度使用 ZDJ-3D 型电位滴定仪通过标准滴定程序进行测

量, 滴定所用盐酸浓度为 0.05 mol/L。为了校准色谱, 在测量每批水样品之前需测量标准样品, 测量偏差在  $\pm 2\%$  以内。离子平衡 ( $ib$ ) 计算公式如下:

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

式中: 阴阳离子的测量误差均小于 5%。

微量元素的含量分析在中国地震局地壳应力研究所采用 Element 型电感耦合等离子体质谱仪 ICP-MS 完成, 样品的分析精度优于 5%。氢氧同位素分析采用气体同位素质谱仪 MAT253, 以国际标准即标准平均海洋水 (SMOW) 为标准, 分别记为  $\delta D$  和  $\delta^{18}\text{O}$ , 氢氧同位素参考标准物质为国家标准物质 (GBW04401, 04402), 样品的分析精度为  $\delta D < \pm 1\%$  和  $\delta^{18}\text{O} < \pm 0.2\%$ 。利用电感耦合等离子体发射光谱仪 Optima-5300DV 检测  $\text{SiO}_2$  含量。

表 1 龙门山断裂带温泉点位置

Tab. 1 Locations of the observational points of hot springs along the Longmenshan Fault

区域编号	采样点	位置		$\text{SiO}_2$ 浓度/ ( $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ )	所处断裂 位置	温泉出露岩石
		$\lambda_E/(\circ)$	$\varphi_N/(\circ)$			
GRG	理县古尔沟温泉	103.004 4	31.522 7	29.70	F <sub>1</sub>	侏罗系莲花口组碎屑岩* <sup>2</sup>
SZZ	安县桑枣镇温泉	104.348 1	31.614 0	5.32	F <sub>3</sub>	三叠系嘉陵江组灰岩、白云岩* <sup>2</sup>
JYG	茂县吉鱼沟温泉	103.770 8	31.626 6	12.20	F <sub>1</sub>	震旦系灯影组白云岩、页岩* <sup>3</sup>
PL	盘龙地震台	105.708 2	32.403 0	11.20	F <sub>4</sub>	三叠系上统须家河组砂岩* <sup>4</sup>
WC	汶川地震台观测井	103.587 9	31.479 3	3.67	F <sub>1</sub>	志留系—泥盆系泥质灰岩夹黄铁矿* <sup>1</sup>
LX	理县地震台观测井	103.170 0	31.461 6	23.30	F <sub>1</sub>	志留系—泥盆系泥质灰岩夹黄铁矿* <sup>1</sup>
TC	天赐温泉	105.514 5	32.281 7	15.00	F <sub>4</sub>	三叠系上统须家河组砂岩* <sup>4</sup>
LFS	罗浮山温泉	104.350 7	31.591 7	12.50	F <sub>3</sub>	三叠系雷口坡组—嘉陵江组灰岩、白云岩* <sup>2</sup>
ZBS	龙门山镇宝山温泉	103.773 3	31.227 0	7.34	F <sub>2</sub>	三叠系雷口坡组—嘉陵江组灰岩、白云岩* <sup>2</sup>
ZLJ	都江堰侏罗纪温泉	103.638 7	31.018 6	0.81	F <sub>3</sub>	三叠系雷口坡组—嘉陵江组灰岩、白云岩* <sup>2</sup>
HSW	花水湾温泉	103.247 7	30.605 5	17.10	F <sub>3</sub>	三叠系雷口坡组灰岩、白云岩* <sup>2</sup>
WJJ	文锦江观测井	103.403 1	30.772 2	4.98	F <sub>3</sub>	侏罗—白垩系蓬莱镇—天马山组泥灰岩* <sup>2</sup>
ZGS	雅安周公山温泉	103.065 4	29.874 3	19.40	F <sub>4</sub>	三叠系雷口坡组—嘉陵江组灰岩、白云岩* <sup>2</sup>

注: 表中上标 1 来源于陈志 (2014), 2 来源于崔希林 (2014), 3 来源于柯斌 (2014), 4 来源于李生红 (2013)。

## 3 温泉水样分析结果

对所采集的温泉水样进行分析, 结果见表 2。研究区温泉水样水温变化范围为 10.8℃~64.0℃; pH 变化范围为 6.86~9.50, 平均值为 7.96, 均为典型的弱碱性水; 电导率变化范围为 154.00~132 400.00  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , TDS 的变化范围为 0.08~201.37 g/L, 其中

WJJ 为卤水, LFS、ZGS 为盐水, HSW、TC、PL 为咸水, GYG、SZZ、JYG 为淡水, LX、WC、ZBS、ZLJ 为微咸水温泉。从表 2 还可看出, 水样中的主量元素相对丰度: 阳离子主要为  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ ; 阴离子主要为  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{Cl}^-$ ; 水样中  $\delta D$  和  $\delta^{18}\text{O}$  测值的分布范围分别为  $-6.18\text{‰}$ ~ $-17.80\text{‰}$ 和  $-51.50\text{‰}$ ~ $-119.20\text{‰}$ 。微量元素含量较低, 其丰度结果见表 3,  $\text{SiO}_2$  含量的分布范围为 0.81~29.70 mg/L。

表 2 温泉水样主量元素分析表

Tab. 2 Major elements of the water samples from the hot springs

采样点 名称	日期	TDS/ (g·L <sup>-1</sup> )	T/ ℃	pH	电导率/ (μs·cm <sup>-1</sup> )	Na <sup>+</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	K <sup>+</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	Mg <sup>2+</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	Ca <sup>2+</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	Cl <sup>-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	水化学类型	δ <sup>18</sup> O (‰)	δD (‰)
GRG01*	2008-06-11	0.34	56.5	9.50	163.00	91.11	2.33	0.80	5.24	2.58	0.00	21.76	0.00	223.52	Na-HCO <sub>3</sub>	-11.74	-116.81
GRG02*	2008-10-21	0.24	58.0	7.99	165.00	60.76	2.23	0.83	4.74	2.45	2.14	21.33	0.00	150.62	Na-HCO <sub>3</sub>	-14.42	-116.49
GRG03*	2009-06-20	0.24	56.0	8.60	155.00	54.36	2.18	0.83	5.22	2.61	2.04	22.63	0.00	150.62	Na-HCO <sub>3</sub>	-16.27	-116.99
GRG04*	2010-04-19	0.15	55.8	8.06	160.00	30.82	1.58	0.00	7.58	2.08	0.00	16.20	0.00	63.92	Na-HCO <sub>3</sub>	-16.34	-116.65
GRG06	2013-04-28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-16.20	-119.20
SZZ01*	2008-07-14	0.55	19.0	7.41	694.00	64.78	2.67	12.27	73.27	64.74	0.00	108.24	0.00	229.38	Ca·Na-HCO <sub>3</sub>	-6.18	-61.66
SZZ02*	2008-11-01	0.39	19.1	7.53	610.00	41.92	2.68	12.90	55.57	30.39	0.00	72.65	0.00	175.98	Ca·Na-HCO <sub>3</sub>	-9.79	-69.63
SZZ03*	2009-06-27	0.36	19.7	8.41	621.00	40.26	2.60	12.04	50.64	30.57	0.00	71.52	0.00	158.27	Ca·Na-HCO <sub>3</sub>	-9.87	-68.40
SZZ04*	2010-04-22	0.36	19.5	8.22	461.00	37.63	2.61	12.88	45.01	30.45	0.00	65.72	0.00	166.74	Ca·Na-HCO <sub>3</sub>	-9.96	-70.34
SZZ05	2010-06-03	0.26	19.6	7.94	496.00	40.73	2.33	12.02	41.68	27.60	0.00	85.31	0.00	109.68	Ca·Na-HCO <sub>3</sub>	—	—
SZZ06	2013-05-03	0.36	24.5	7.92	635.00	49.07	2.64	12.47	46.77	34.90	0.36	88.13	0.00	258.64	Ca·Na-HCO <sub>3</sub>	-14.70	-67.10
SZZ07	2014-08-30	0.36	18.4	7.57	463.00	37.23	1.91	11.89	69.94	23.33	1.24	80.30	0.00	261.64	Ca·Na-HCO <sub>3</sub>	—	—
SZZ08	2015-06-24	0.33	19.5	7.84	451.00	38.02	2.16	12.25	34.07	23.87	0.41	81.04	0.00	278.48	Na·Ca-HCO <sub>3</sub>	—	—
SZZ09	2016-08-23	0.38	18.2	7.52	632.00	37.92	2.19	12.35	79.47	24.16	1.55	87.83	0.00	275.72	Ca·Na-HCO <sub>3</sub>	—	—
JYG01*	2008-06-09	0.83	32.9	6.86	1 652.00	202.49	9.06	20.48	26.48	60.83	5.16	237.79	0.00	272.78	Na-HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub>	-14.01	-107.26
JYG02*	2008-10-21	0.81	29.5	7.76	1 331.00	189.00	9.15	20.66	26.01	64.16	3.82	225.51	0.00	272.34	Na-HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub>	-13.59	-106.10
JYG03*	2009-06-28	0.74	32.0	8.33	1 420.00	163.55	8.86	20.55	28.71	10.28	2.99	232.20	0.00	270.10	Na-HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub>	-14.57	-106.62
JYG04*	2010-04-19	0.73	29.5	8.22	1 314.00	150.98	8.75	20.41	26.73	9.65	0.00	241.18	0.00	267.84	Na-HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub>	-13.95	-106.54
JYG06	2013-05-04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-17.80	-77.50
PL06	2013-05-03	4.34	37.7	7.94	2 698.00	16.58	11.97	113.13	586.59	8.57	0.00	2 331.17	0.00	2 544.33	Ca-HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub>	-14.20	-77.30
WC02*	2008-10-21	1.57	15.4	7.72	1 466.00	71.65	4.21	128.73	182.01	47.39	9.35	878.08	0.00	248.12	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	-8.37	-72.01
WC03*	2009-06-20	1.13	15.5	8.36	1 300.00	61.72	4.35	80.38	151.53	29.51	10.00	720.73	0.00	70.05	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	-10.14	-73.78
WC04*	2010-04-20	1.03	10.8	8.24	1 230.00	54.99	4.55	70.43	137.22	30.47	0.00	687.83	0.00	46.65	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	-10.02	-73.11
WC05	2010-06-05	0.93	15.0	8.90	1 322.00	61.48	6.50	87.07	110.25	31.06	0.82	590.30	0.00	96.06	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	—	—
WC06	2013-05-07	1.55	11.9	8.08	1 811.00	98.00	6.88	115.03	173.62	62.86	20.91	917.79	0.00	317.20	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	-15.50	-70.10
WC07	2014-08-27	1.57	15.0	8.61	1 943.00	98.85	7.07	129.12	175.30	93.87	0.00	902.02	0.00	333.79	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	—	—
WC08	2015-06-21	1.64	15.5	7.88	1 871.00	114.04	7.87	123.16	148.88	71.79	20.29	980.71	0.00	341.24	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	—	—
WC09	2016-08-19	2.03	15.2	8.34	1 890.00	107.16	7.37	119.43	197.66	100.85	25.61	1 317.77	0.00	303.29	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	—	—

续表 2

采样点 名称	日期	TDS/ (g·L <sup>-1</sup> )	T/ ℃	pH	电导率/ (μs·cm <sup>-1</sup> )	Na <sup>+</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	K <sup>+</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	Mg <sup>2+</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	Ca <sup>2+</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	Cl <sup>-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> / (mg·L <sup>-1</sup> )	水化学类型	δ <sup>18</sup> O (‰)	δD (‰)
LX01 *	2008-06-11	1.58	30.5	7.06	1 181.00	35.95	5.64	103.76	252.78	8.15	0.16	862.32	0.00	310.70	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	-9.53	-80.88
LX02 *	2008-10-22	1.19	32.1	7.79	1 034.00	37.29	5.00	78.59	182.66	7.82	0.03	812.50	0.00	68.47	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	-11.75	-81.76
LX03 *	2009-06-20	1.11	27.1	9.16	898.00	37.91	5.44	76.82	161.15	7.90	0.00	780.09	0.00	34.00	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	-11.01	-82.13
LX04 *	2010-04-20	1.02	27.3	8.50	911.00	36.15	5.72	69.97	146.64	7.48	0.00	741.96	0.00	14.63	Ca·Mg-SO <sub>4</sub>	-11.62	-80.88
TC06	2013-05-03	6.10	50.6	7.94	4 180.00	243.06	37.07	164.35	635.66	425.64	0.00	2 882.26	0.00	3 423.41	Ca-HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub>	-9.70	-77.50
LFS06	2013-05-03	16.99	26.0	8.00	18 800.00	2 800.46	119.47	322.86	472.62	7 088.67	0.00	1 701.60	0.00	8 977.77	Na-HCO <sub>3</sub> ·Cl	-13.80	-68.10
ZBS06	2013-05-02	2.22	39.3	8.12	2 895.00	549.89	11.25	5.27	51.09	977.76	0.00	19.44	0.00	1 220.19	Na-HCO <sub>3</sub> ·Cl	-16.20	-70.10
ZLG06	2013-04-30	1.50	26.5	8.53	2 089.00	384.27	2.58	10.84	28.66	623.68	0.00	19.69	0.00	868.33	Na-HCO <sub>3</sub> ·Cl	-11.60	-55.50
HSW06	2013-04-29	9.24	63.6	7.72	14 140.00	2 936.00	208.90	108.20	393.30	2 390.30	39.80	3 007.70	0.00	322.08	Na-SO <sub>4</sub> ·Cl	-13.40	-81.50
HSW07	2014-09-04	8.95	62.0	8.35	14 220.00	2 797.70	183.90	106.50	412.50	2 353.80	0.00	2 864.60	0.00	463.91	Na-SO <sub>4</sub> ·Cl	—	—
HSW08	2015-07-16	11.81	64.0	8.00	14 310.00	3 743.00	259.20	146.20	465.60	3 255.60	13.00	3 766.50	0.00	320.17	Na-SO <sub>4</sub> ·Cl	—	—
HSW09	2016-08-16	9.73	58.5	7.91	14 210.00	3 091.70	218.00	108.00	378.00	2 590.40	46.60	3 131.20	0.00	348.10	Na-SO <sub>4</sub> ·Cl	—	—
WJ06	2013-05-01	112.94	27.2	7.41	130 900.00	36 070.30	542.20	568.10	2 929.90	72 722.90	0.00	0.00	0.00	219.60	Na-Cl	-10.10	-51.50
WJ07	2014-08-29	201.37	26.5	6.88	132 400.00	63 064.20	964.00	976.60	5 225.90	130 849.50	38.30	0.00	0.00	511.12	Na-Cl	—	—
WJ08	2015-07-15	111.52	27.4	7.44	129 200.00	35 764.40	534.30	547.20	2 824.80	71 700.10	3.60	0.00	0.00	289.34	Na-Cl	—	—
WJ09	2016-08-16	110.78	26.8	6.96	132 100.00	34 888.70	632.50	511.00	2 765.40	71 792.10	0.00	0.00	0.00	347.45	Na-Cl	—	—
ZGS06	2013-04-28	21.74	27.5	7.55	34 000.00	4 806.99	383.52	201.92	807.84	11 592.01	0.00	3 829.00	0.00	248.88	Na-Cl	-13.90	-72.40
ZGS07	2014-09-04	18.60	45.5	7.89	24 590.00	5 031.04	298.44	142.98	518.38	9 176.90	0.00	3 323.50	0.00	216.49	Na-Cl	—	—

注: \*数据来源于陈志 (2014); 一代表该点无采样; 样品编号 01 为 2008 年 10 月采集、02 为 2008 年 6 月采集、03 为 2009 年 6 月采集、04 为 2010 年 4 月采集、05 为 2010 年 6 月采集、06 为 2013 年 4 月采集、07 为 2014 年 8 月采集、08 为 2015 年 6 月采集、09 为 2016 年 8 月采集。

表 3 温泉水样微量元素分析表

Tab. 3 Trace elements of the water samples from the hot springs

样品编号	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Mo	U	W	As	Se	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
GRG01	31.51	13.06	6.97	51.30	6.61	35.08	0.34	36.54	36.43	11.27	5.93	1.00	0.02	1.41	30.95	0.03	0.00	1.01	61.78
GRG02	28.41	13.10	6.41	49.35	1.25	31.20	0.35	34.87	30.52	10.97	6.22	0.60	0.00	0.00	29.96	0.01	0.00	0.00	10.03
GRG03	29.56	11.73	6.76	41.24	0.21	33.33	0.22	38.85	33.58	9.37	6.21	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	75.74
GRG04	29.87	12.17	7.37	38.99	0.23	33.50	0.37	39.32	37.75	11.48	7.38	3.11	1.21	3.56	0.00	0.04	0.00	3.94	12.46
HSW07	9 252.00	348.40	34.20	13 660.00	37.70	0.50	0.00	0.00	37.50	0.00	4.40	92.20	0.00	19.80	913.60	0.30	10.70	2.20	0.00
HSW08	9 336.00	355.10	34.40	13 630.00	32.60	0.70	0.00	0.00	48.10	0.00	11.80	94.20	0.00	2.10	685.50	0.10	12.30	1.90	36.10

(单位: ug/L)

续表3

样品编号	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Mo	U	W	As	Eu	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
HSW09	11 900.00	371.40	35.21	16 670.00	50.50	0.80	0.00	0.01	53.34	0.01	8.68	14.73	14.80	0.00	1.81	1 378.00	0.51	6.29	1.29	15.25
JYC01	112.40	22.76	4.95	3 680.00	29.06	2.99	1.32	2.29	57.40	0.01	5.95	4.61	0.56	0.51	2.27	723.60	0.26	5.15	2.86	54.96
JYC02	76.24	16.04	3.31	3 047.00	21.87	2.69	0.96	1.83	54.34	0.01	4.25	2.46	0.11	0.00	0.00	558.00	0.20	3.27	0.49	6.62
JYC03	75.82	15.89	3.14	2 953.00	23.09	3.05	1.25	1.44	41.81	0.01	4.02	2.13	0.00	0.00	0.00	573.20	0.22	3.83	0.72	74.23
JYC04	86.49	17.55	3.81	3 218.00	21.38	2.81	1.24	1.53	46.04	0.00	4.08	2.87	1.99	1.52	2.07	629.60	0.25	1.05	0.32	14.15
LFS06	6 450.00	189.80	8.07	36 525.00	78.80	3.43	0.02	5.64	364.65	0.02	9.29	6.19	192.30	8.35	5.15	2 098.50	0.72	12.86	11.33	10.64
LX01	353.20	51.37	49.31	988.10	39.16	0.55	0.57	18.32	0.76	0.01	9.27	5.90	2.14	3.42	2.29	129.20	0.06	0.20	2.04	114.60
LX02	314.70	47.64	52.18	1 105.00	36.69	0.08	0.34	10.27	0.00	0.01	9.07	4.55	0.66	0.27	0.00	104.80	0.03	0.00	0.81	5.73
LX03	341.90	50.75	57.20	1 075.00	25.55	0.08	0.72	10.66	0.00	0.01	6.91	4.47	0.00	0.00	0.00	31.64	0.03	0.00	0.00	41.12
LX04	331.10	49.75	58.43	1 390.00	36.43	0.09	1.82	8.27	1.16	0.00	7.45	4.97	3.22	1.60	3.83	71.83	0.03	0.00	0.00	4.30
PL06	197.30	14.01	0.30	12 280.00	32.47	1.60	0.03	0.03	1.36	0.01	5.96	2.57	1.37	0.00	11.58	2 350.00	0.79	12.55	2.82	8.73
SZZ02	206.20	8.28	1.02	5 082.00	83.03	1.26	0.34	0.10	2.45	0.03	4.99	2.51	6.51	0.00	2.12	188.90	0.06	1.01	0.68	165.00
SZZ03	98.17	4.00	0.60	2 663.00	131.30	0.32	0.11	0.00	0.00	0.04	0.45	0.37	1.55	0.23	0.00	146.30	0.05	0.33	0.00	22.85
SZZ04	61.25	2.70	0.41	2 460.00	149.20	0.42	0.16	0.00	1.22	0.04	0.00	0.66	2.84	2.11	2.02	173.20	0.07	0.00	0.00	7.34
SZZ05	66.89	2.75	0.34	2 278.00	147.70	0.36	0.16	0.00	0.14	0.04	2.01	0.76	1.59	0.00	0.87	81.80	0.02	0.00	0.86	0.00
SZZ06	75.54	3.21	0.48	2 539.00	137.10	0.18	0.15	0.00	1.55	0.03	2.84	1.21	3.21	0.11	1.97	188.00	0.07	0.30	1.03	4.93
SZZ08	59.98	2.86	0.38	2 276.00	130.50	0.17	0.20	0.00	0.76	0.04	0.72	0.20	1.93	0.29	1.34	97.02	0.04	0.77	0.50	2.56
SZZ09	64.48	3.18	0.67	2 820.00	193.70	0.35	0.24	0.00	0.00	0.05	1.29	3.51	0.13	0.03	1.10	314.40	0.16	2.04	0.09	4.82
TC06	810.85	39.21	1.32	14 680.00	8.45	0.23	0.01	0.01	4.84	0.00	8.18	4.80	12.73	0.14	14.63	2 617.00	1.24	14.43	3.97	5.52
WC04	34.78	1.70	0.10	2 322.00	34.73	0.45	16.43	0.00	0.00	0.01	1.12	0.98	0.45	0.29	0.00	488.50	0.23	2.71	0.60	80.49
WC05	34.82	1.44	0.10	2 304.00	37.22	0.41	15.09	0.00	0.88	0.01	0.00	0.84	2.73	1.90	2.08	422.00	0.18	0.07	0.00	9.90
WC06	36.92	1.34	0.05	2 203.00	37.87	0.26	16.54	0.00	0.00	0.01	2.04	0.45	1.22	0.16	0.87	392.70	0.13	1.80	1.04	19.44
WC07	43.85	1.76	0.10	2 968.00	46.46	0.46	21.16	0.00	0.91	0.01	0.72	0.53	1.98	0.72	1.92	580.20	0.22	2.90	1.20	15.98
WC08	51.18	1.88	0.13	3 227.00	44.65	0.36	26.82	0.00	0.38	0.01	2.29	1.01	7.89	0.60	1.48	540.60	0.18	3.80	1.98	2.05
WC09	50.44	1.81	0.11	3 586.00	49.98	0.40	25.55	0.00	0.00	0.01	0.92	5.05	0.68	0.26	1.61	843.60	0.35	4.95	1.53	11.15
WJ07	18 560.00	1 150.00	160.00	958 900.00	1 229 000.00	0.00	20.00	0.00	350.00	370.00	0.00	2 370.00	2 300.00	0.00	26 710.00	66 190.00	10.00	440.00	120.00	0.00
WJ08	17 710.00	1 060.00	120.00	932 900.00	1 209 000.00	0.00	0.00	0.00	1 210.00	350.00	0.00	0.00	1 380.00	0.00	1 030.00	8 290.00	0.00	0.00	0.00	0.00
WJ09	16 580.00	1 161.00	154.90	1 073 000.00	1 581 000.00	14.21	0.00	0.00	650.90	299.10	9.97	26.38	463.60	28.40	1 233.00	10 850.00	3.83	41.22	255.30	282.20
ZBS06	1 852.00	25.19	6.01	4 499.00	1183.00	1.92	0.01	38.84	8.49	0.30	1.75	2.00	31.92	0.98	2.12	190.40	0.09	0.46	1.05	5.73
ZCS06	14 910.00	808.60	78.30	33 620.00	110.40	40.90	0.00	0.60	112.70	0.00	0.00	12.80	301.80	0.00	374.70	2 908.00	1.60	28.10	1.90	0.00
ZLS06	19.48	1.92	0.09	503.80	176.00	25.49	6.40	2.48	4.76	0.05	0.25	0.91	20.81	1.40	85.46	1080	0.53	300.90	12.23	6.25

4 讨论

4.1 温泉水来源

Craig (1961) 通过总结全球各地区大气降水中的  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  数值变化范围及二者之间的关系, 最先提出了用于判断地下水现代补给来源的全球大气降水线 (GMLW)。在此之后, 不断有学者提出了一系列降水线方程, 本文选取了 Xu 等 (2015) 对龙门山地区建立的大气降水线方程 (LMLW):  $\delta D = 7.6\delta^{18}O + 11.3$ , 绘制龙门山断裂带温泉  $\delta D - \delta^{18}O$  关系图。从图 2 可观察到, 龙门山断裂带的温泉水同位素数据主要分布在大气降水线两侧, 表明研究区温泉水及观测井水主要来源于大气降水。

研究区水样  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  测值的分布范围分别为  $-6.18\text{‰} \sim -17.80\text{‰}$  和  $-51.50\text{‰} \sim -119.20\text{‰}$ , 由于龙门山地区海拔变化较大, 氢氧同位素会受到高程效应的影响, 因此可以利用同位素的高程效应估算温泉水的补给高程 (Clark, Royden, 2000; 于津生, 1997; Zhou *et al*, 2010; 刘成龙等, 2020)。

我国西部降水的  $\delta D$  值与高程  $H$  的关系为 (于津生, 1997):

$$\delta D = -0.026H - 30.2 \quad (2)$$

中国大气降水  $\delta D$  的高程效应可以表示为 (Zhou *et al*, 2010):

$$\delta D = -0.03H_{ALT} - 27 \quad (3)$$

式中:  $H_{ALT}$  为海拔高程值。

根据这些公式计算研究区温泉补给高程再取平均值 (表 4)。由表 4 可见, 研究区温泉的补给高程大致为 0.8 ~ 3.2 km; 断裂带南西段温泉的补给高程为 1.4 ~ 3.2 km, 补给高程较高; 北东段温泉的补给高程为 0.8 ~ 1.9 km, 相对较低, 这与龙门山断裂带总体呈现由南向北、由西向东倾斜的趋势一致。

表 4 龙门山断裂带温泉补给高程

Tab. 4 Elevations of the supply of the hot springs in the Longmenshan Fault Zone 单位: km

区域编号	式 (2)	式 (3)	平均值
GRG	3.4	3.0	3.2
SZZ	1.4	1.4	1.4
JYG	2.7	2.5	2.6
PL	1.8	1.7	1.7
WC	1.6	1.5	1.6
LX	2.0	1.8	1.9
TC	1.8	1.7	1.8
LFS	1.5	1.4	1.5
ZBS	1.5	1.4	1.5
ZLJ	1.0	0.9	1.0
HSW	2.0	1.8	1.9
WJJ	0.8	0.8	0.8
ZGS	1.6	1.5	1.6

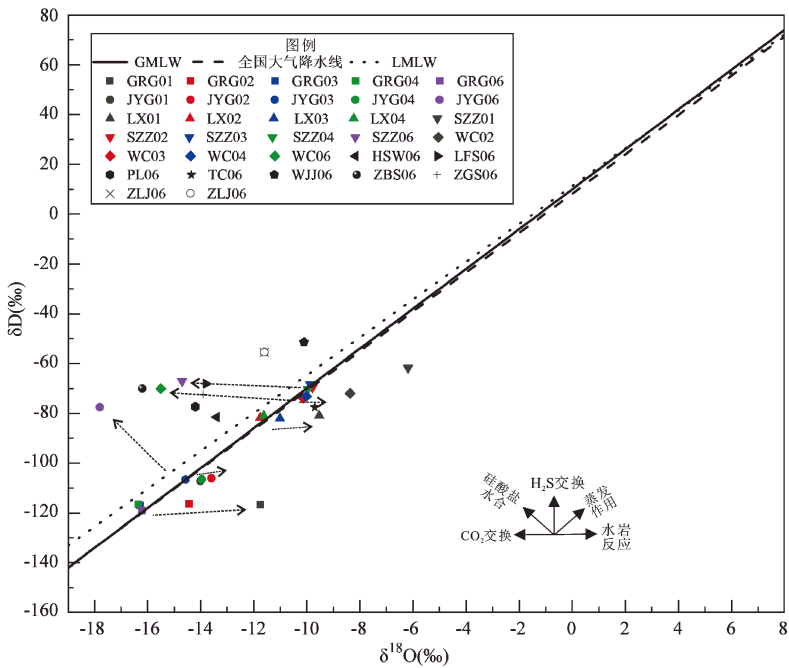


图 2 水样  $\delta D - \delta^{18}O$  分布图 (据 Mokadem *et al*, 2016 修改)

Fig. 2 Relations between  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  in the water samples (according to Mokadem *et al*, 2016)



## 4.2 水化学成分特征

### 4.2.1 常量元素

本文使用了舒卡列夫分类法（毫克当量百分比分别大于 25% 的阴阳离子参与命名）将龙门山断裂带的温泉水划分为  $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 、 $\text{Ca}\cdot\text{Na}-\text{HCO}_3$ 、 $\text{Na}-\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ 、 $\text{Ca}-\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ 、 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}-\text{SO}_4$ 、 $\text{Na}-\text{HCO}_3\cdot\text{Cl}$ 、 $\text{Na}-\text{SO}_4\cdot\text{Cl}$ 、 $\text{Na}-\text{Cl}$  八种水化学类型，利用 origin 软件绘制 Piper 三线图，观测离子分配规律（图 3），从空间上看，该地区水化学类型复杂，从时间上看，该地区温泉水化学类型在采样期间没有明显改变。

位于茂县—汶川断裂带的 GRG、JYG 温泉水化学类型为  $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 、 $\text{Na}-\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ ，矿化度较低，其含水层为分别为侏罗系莲花口组钙质砂岩、粉砂岩以及震旦系灯影组白云岩、页岩。温泉中  $\text{Na}^+$  主要来源于钠长石、钾长石、钙长石等矿物发生的溶解作用和阳离子吸附的交替作用。 $\text{HCO}_3^-$  主要来源于灰岩、白云岩等碳酸盐岩的溶解，一般来说，随着地下水入渗深度的增加，溶滤作用增强，温泉水中的  $\text{SO}_4^{2-}$  含量也会增加。WC、LX 温泉的水化学类型为  $\text{Ca}\cdot\text{Mg}-\text{SO}_4$ ，出露于志留系—泥盆系泥质灰岩夹黄铁矿岩层中，含水介质中黄铁矿的氧化作用可加快灰岩及白云

岩的溶解，从而使 WC、LX 温泉富集  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  及  $\text{SO}_4^{2-}$ 。

位于龙门山地区北川—映秀断裂、安县—灌县断裂及广元—大邑隐伏断裂带南段附近的 WJJ、ZGS、HSW 温泉，靠近四川盆地，矿化度高，为卤水和咸水，水化学类型为  $\text{Na}-\text{Cl}$  型及  $\text{Ma}-\text{SO}_4^{2-}$  型，而 LFS、ZBS、ZLJ 温泉水化学类型为  $\text{Na}-\text{HCO}_3\cdot\text{Cl}$  型。这可能是由于四川盆地从震旦系到白垩系各个地层均赋存有地下卤水（周训等，2015），而在构造应力相对集中带、断裂破碎带和裂隙发育带是卤水的主要富集地带（林耀庭，2001；杨耀等，2019），因此 WJJ、ZGS、HSW 温泉的形成可能起源于古海水，在水体循环过程中以浓缩作用为主，最终形成高矿化度的深部卤水（曹琴等，2015）。而 LFS、ZBS、ZLJ 温泉可能是地下水体循环过程中经过含盐地层，水体溶滤大量氯化物岩类（周训，1993），从而导致地下水的矿化度增高。研究区中段 SZZ 温泉水化学类型为  $\text{Ca}\cdot\text{Na}-\text{HCO}_3$  型，而北段 PL、TC 温泉的水化学类型为  $\text{Ca}-\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3$ ，都出露于三叠系嘉陵江组灰岩、白云岩。而北段温泉中  $\text{SO}_4^{2-}$  含量增加是由该温泉含水介质中三叠系嘉陵江组岩层中夹厚层硬石膏所致。

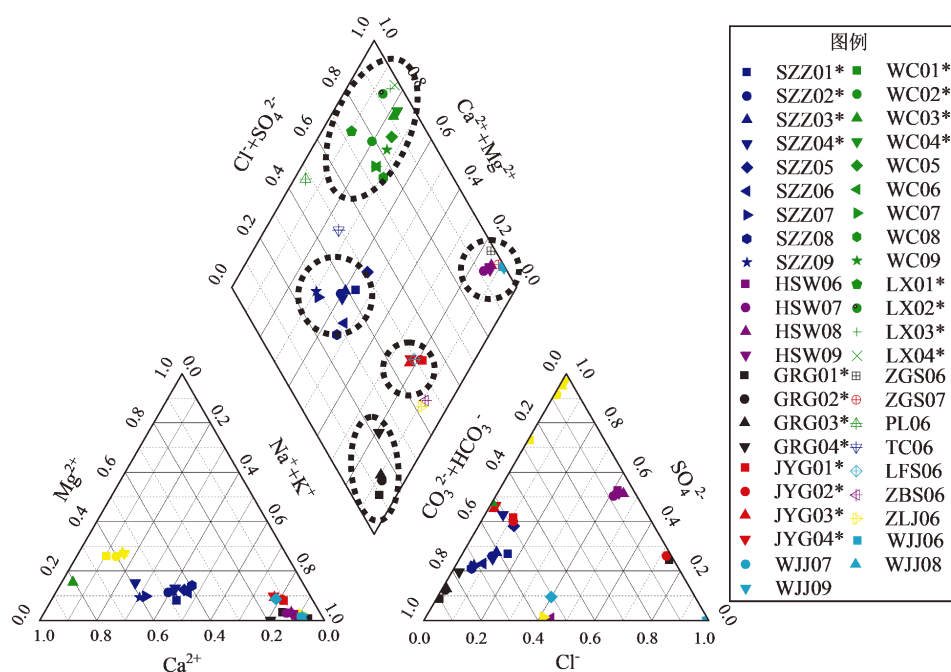


图3 温泉水样 Piper 三线图（数据来源于陈志，2014）

Fig. 3 Piper diagram of water samples (according to Chen, 2014)



#### 4.2.2 微量元素

深循环地下热水中微量元素的含量特征与区域地球化学背景值、元素性质、地下水的物理化学条件、水-岩相互作用等密切相关 (Zhang *et al.*, 2016)。研究区温泉围岩以白云岩、泥质灰岩、碎屑岩及砂岩为主, 温泉水循环于碳酸盐岩中, 微量元素富集因子的大小可以定性判断温泉的水岩反应程度 (Soto - Jiménez, Páez - Osuna, 2001), 其计算方法为:

$$EF_i = (C_i/C_R)_w / (C_i/C_R)_r \quad (4)$$

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。因此将龙门山地区方解石及石英岩脉的微量元素含量 (薛钧月, 2009) 作为标准, 使用  $T_i$  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 4)。从图 4 中可以明显看到微量元素的富集状况, 结合微量元素含量, 对研究区微量元素地球化学特征进行分析, 发现断裂带南西段温泉微量元素相对富集, 且微量元素富集因子比北东段大。

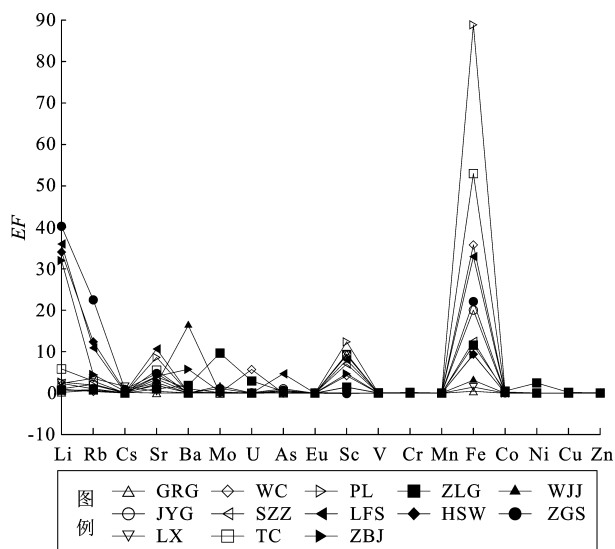


图 4 温泉中微量元素分布归一化为  $T_i$  富集系数对比图

Fig. 4 Trace element distribution normalized to  $T_i$  enrichment coefficient in the hot springs

#### 4.3 水岩反应程度

Na-K-Mg 三角图能够反应温泉的水岩平衡状态和平衡温度 (Giggenbach, 1988)。从研究区的水岩反应图 (图 5) 可以看出, WJJ 温泉落在完

全平衡区。林耀庭等 (1997) 和 Zhou 等 (2015) 根据四川盆地地下卤水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值将其划分为 4 种类型: 大气水淋滤型卤水、海相沉积型卤水、海相沉积-大气降水叠加型卤水以及海相沉积-岩浆水叠加型卤水。WJJ 温泉矿化度较高, 其  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  落于大气降水线上部, 表明其成因与大气降水有关, 为大气淋滤型卤水, 且水-岩反应达到离子平衡状态。HSW06、ZLJ06、LFA06、ZBS06、ZGS06、ZGS07 为部分平衡水, 其它温泉为未成熟水在图中  $Mg^{1/2}$  的一侧, 表明水岩反应程度低, 并受到一些浅层冷水混合作用。

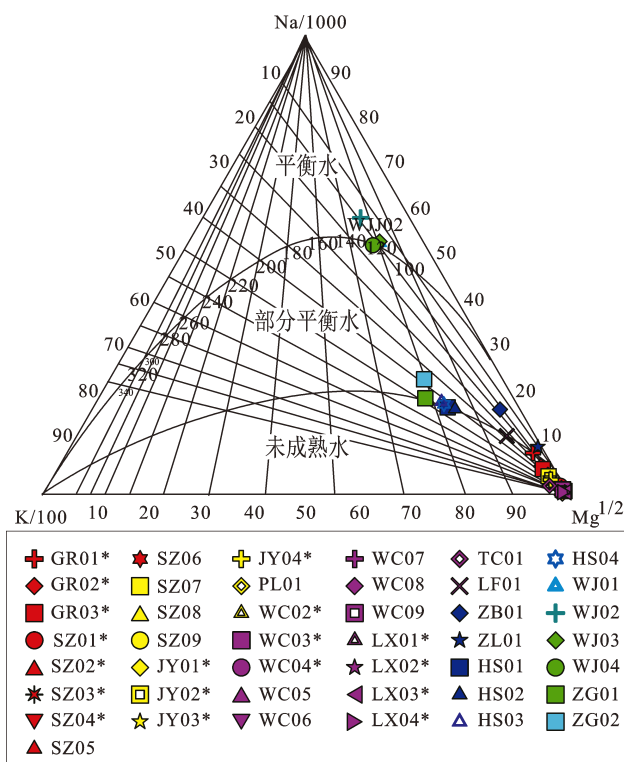


图 5 Na-K-Mg 三角图 (据 Giggenbach, 1988 修改)

Fig. 5 The triangle diagram of Na-K-Mg of the water samples (according to Giggenbach, 1988)

#### 4.4 热储温度与循环深度

目前常用的地热温标主要分为两大类, 一类是阳离子温标, 另一类为  $SiO_2$  温标。阳离子温标方法一般用于估算部分平衡水及平衡水的热储温度 (Fournier, Rowe, 1966), 阳离子温标法中 K-Mg 温标适用于中低温地热水。研究区 WJJ 平衡水温泉及 HSW、ZLJ、LFA、ZBS、ZGS 温泉等部分平衡水为中低温地热水系统, 因此采用 K-Mg 温标计算热储温度更适合 (王逸凌等, 2020)。而  $SiO_2$  相对于

其他矿物而言, 稳定性较高, 能够指示未成熟水的热储温度 (庞忠和等, 1990), 因此该地区未成熟水温泉采用  $\text{SiO}_2$  温标。通过计算得到龙门山地区热储温度范围为  $20.1\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 123.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  (表5)。

研究区温泉及观测井为大气降水入渗补给通过深循环获得深部热流加热之后在升流至地表形成, 其热水水循环深度计算公式如下:

$$H = (T - T_0) / g + h \quad (5)$$

式中:  $H$  为循环深度 (km);  $T$  为地热水的热储温度 ( $^{\circ}\text{C}$ );  $T_0$  为研究区的平均气温 ( $^{\circ}\text{C}$ ), 研究区内平均气温取  $17\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;  $g$  为地温梯度, 为  $24.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ;  $h$  为常温带深度, 为  $30\text{ m}$  (崔希林, 2014)。

表5 龙门山断裂带温泉补给高程及热储温度

Tab. 5 Supply elevations and the temperature of geothermal reservoirs in the Longmenshan Fault Zone

编号	补给高程/ km	水温/ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$T_{\text{玉髓}}/(^{\circ}\text{C})$	$T_{\text{K-Mg}}/(^{\circ}\text{C})$	选取 $T_{\text{热储}}/(^{\circ}\text{C})$	循环深度/ km
GRG	3.2	56.5	79.0	62.0	79.0	2.5
SZZ	1.5	19.7	20.1	143.9	20.1	0.1
JYG	2.6	30.9	45.8	57.0	45.8	1.1
PL	1.8	37.7	43.0	45.3	43.0	1.1
WC	1.6	14.2	9.9	32.7	32.7	0.7
LX	1.9	29.2	69.3	33.4	33.4	0.7
TC	1.8	50.6	53.0	65.4	53.0	1.5
LFS	1.4	26.0	46.7	85.3	85.3	2.8
ZBS	1.5	39.3	29.6	77.7	77.7	2.5
ZLJ	0.9	26.5	—	38.3	38.3	0.9
HSW	1.9	62.0	57.7	115.5	115.5	4.0
WJJ	0.8	26.9	18.2	123.3	123.3	4.4
ZGS	1.6	36.5	62.3	123.4	123.4	4.4

由表5得到龙门山断裂带内热水循环深度范围为  $0.1 \sim 4.4\text{ km}$  (表5)。其北东段 TC 及 PL 温泉循环深度为  $1.1 \sim 1.5\text{ km}$ , 中部 GRG 等温泉的循环深度为  $0.7 \sim 2.5\text{ km}$ , 其中以  $\text{Cl}^-$  为主的 LFS、ZBS、ZLJ 温泉, 其循环深度为  $0.9 \sim 2.8\text{ km}$ , 北部 HSW、WJJ、ZGS 温泉循环深度为  $4.0 \sim 4.4\text{ km}$ 。结合温泉常量元素及微量元素特征可以发现, 以  $\text{HCO}_3^-$  为主的温泉, 循环深度较浅,  $\text{SO}_4^{2-}$  次之, 而以  $\text{Cl}^-$  为主要阴离子的温泉循环深度较深。结合 Na-K-Mg 三角图 (图4)、水化学组分特征以及循环深度综合分析, 龙门山断裂带温泉的水化学

类型沿茂县—汶川断裂带、北川—映秀断裂、安县—灌县断裂及广元—大邑隐伏断裂带从北到南、从西到东依次为重碳酸型、硫酸型、氯化物型温泉水, 其水岩反应程度、水化学组分含量、循环深度沿断裂分布不断加深。

#### 4.5 温泉水化学变化与地震的响应

构造活动和地震活动会打破地壳中流体原有的水-岩平衡状态, 使温泉循环深度, 热储温度, 深部热水循环程度, 水-岩相互作用改变, 造成离子组分, 氢氧同位素等发生变化 (Skelton *et al*, 2014)。通过龙门山地区温泉的各离子浓度绘制主要离子相对变化率 ((测量值 - 平均值) / 平均值  $\times 100\%$ ) 随时间变化的折线图 (图6), 根据采集样品离子含量的方差占平均值的百分比来判断研究区异常值的临界。

通过对比距离汶川  $M_s 8.0$  地震震中  $108\text{ km}$  以内的 GRG、JYG、SZZ、LX、WC 温泉在震后 1 个月及 5 个月采集的两次温泉水样 (表6), 发现随着时间的变化, 温泉中的主要离子组分 ( $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ ) 及微量元素含量 ( $\text{Li}^+$ 、 $\text{Pb}^{2+}$ 、 $\text{As}^{2+}$ ) 呈下降趋势, 同时 2008 年 6 月至 2010 年 6 月采集水样的  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  也回归至大气降水线附近。从  $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$  关系图 (图2) 发现, 2008 年 6 月和 10 月采集的 GRG01、GRG02、JYG01、LX01、SZZ01、WC02 的氧同位素偏离于大气降水线的右下方。这可能是由于区域构造活动的改变使断层封闭性改变, 增加了温泉水与矿物的接触, 使其水岩反应增强, 水化学离子含量增加。

2013 年芦山  $M_s 7.0$  地震后, 在 2013 年 4 月及 2014 年 8 月采集了震中距为  $65\text{ km}$  以内 HSW 和 WJJ 温泉以及震中距为  $195\text{ km}$  以内的 SZZ、WC 的水样, 其化学组分部分呈下降趋势, 但变化不明显, 也有少量元素呈增加的趋势 (表6)。这可能与芦山地震后研究区多次发生 5 级以上余震, 且在 2014 年 11 月发生了康定  $M_s 6.5$  地震 (见图6中红色框), 其深部热水供应变化不大有关。从  $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$  关系图可以发现, 2013 年 5 月采集的 JYG06、LFS06、PL06、SZZ06、WC06、WJJ06、ZBS06、ZGS06、ZLJ06 氢氧同位素偏离于大气降水线的左上方。因此, 推测 2013 年芦山地震时各温泉离子浓度发生变化的原因为地震引起的各含水层间渗透性增强, 地下水混合所致。

表 6 震后龙门山断裂带温泉观测点的离子异常情况

Tab. 6 Anomaly of ions at hot-spring points in Longmenshan Fault Zone after earthquakes

区域编号	采样点	$\Delta_{\text{汶川}}/\text{km}$	汶川震后离子 异常情况	$\Delta_{\text{芦山}}/\text{km}$	芦山震前离子 异常情况	芦山震后离子 异常情况	$\Delta_{\text{康定}}/\text{km}$
GRG	理县古尔沟温泉	56	下降	136	—	—	178
SZZ	安县桑枣镇温泉	108	下降	195	上升/ $\text{Cl}^-$ 下降	下降	284
JYG	茂县吉鱼沟温泉	67	下降	165	—	—	239
PL	盘龙地震台	263	—	348	—	—	439
WC	汶川地震台观测井	44	下降	143	上升	下降	215
LX	理县地震台观测井	41	下降	130	—	—	184
TC	天赐温泉	240	—	325	—	—	416
LFS	罗浮山温泉	107	—	193	—	—	282
ZBS	龙门山镇宝山温泉	40	—	127	—	—	215
ZLJ	都江堰侏罗纪温泉	29	—	101	—	—	193
HSW	花水湾温泉	60	—	41	—	上升	143
WJJ	文锦江观测井	40	—	65	—	上升	162
ZGS	雅安周公山温泉	143	—	48	—	—	131

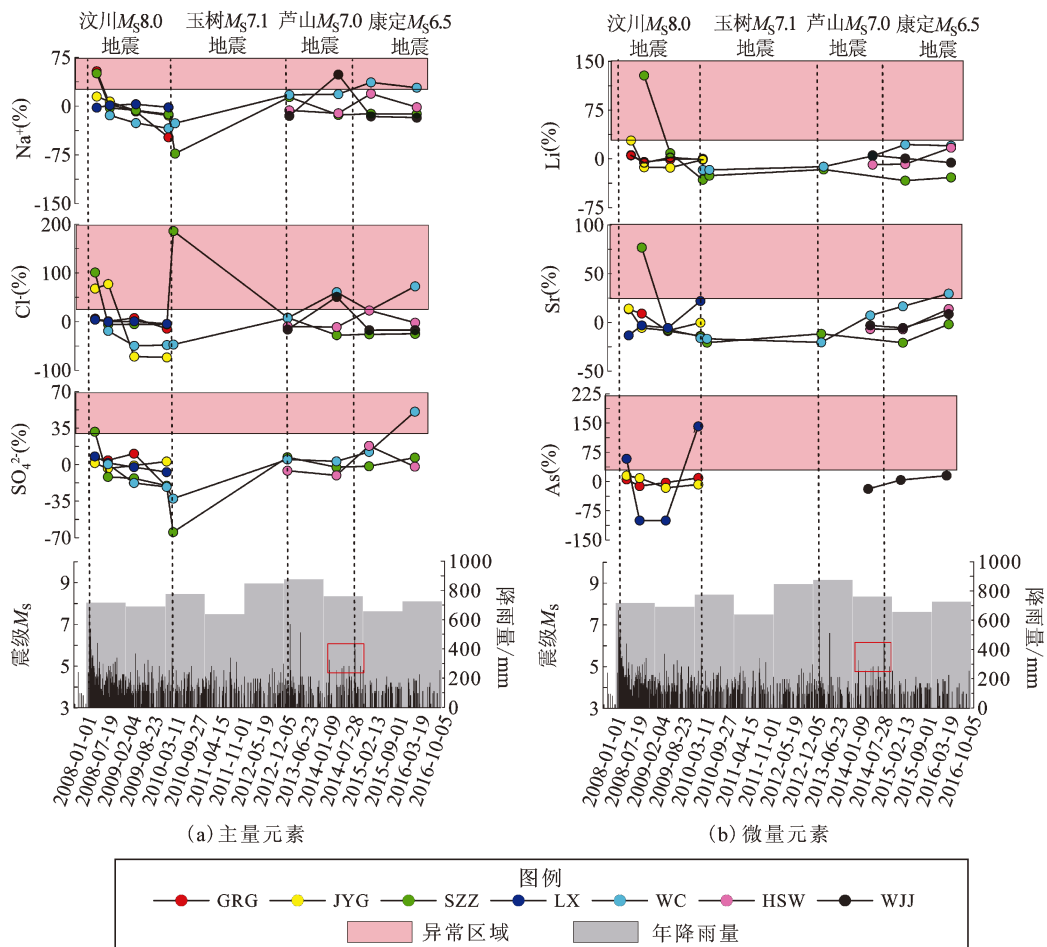
图 6 温泉水化学组分相对平均值变化率随时间变化对比  
(2008-06—2010-04 的数据来源于陈志, 2014)

Fig. 6 The change rate of ion contents in hot springs with time (the date from June 2008 to April 2010 according to Chen, 2014)

地震活动还会改变应力场变化,断裂带裂隙发生变化,引起渗透率发生变化,从而导致地震震中区周围的流体行为改变 (Zhou *et al.*, 2017)。周永胜等 (2008)、宋娟和周永胜 (2013) 研究发现川滇地区的龙门山断裂以及红河断裂带发生内部流体孔隙压力周期性变化以及断层带脆-塑性转化、裂缝张开与愈合等现象。强震发生后,在岩石塑性变形、压溶、静态重结晶、水岩反应等作用下,断层内部由地震形成的断层和微裂缝逐渐被愈合,把断层深部的流体密封。Luo 等 (2017) 研究发现地下热水的氧同位素向右偏移的原因为地下热水在深循环过程中与富集  $\delta^{18}\text{O}$  围岩发生水岩作用,伴随氧同位素的交换,导致地下热水  $\delta^{18}\text{O}$  的升高,这与 2008 年氢氧同位素的变化表现一致。2013 年 5 月,氢氧同位素偏离大气降水线的左上方,其原因为温泉水与深部来源的  $\text{CO}_2$  相互溶解的过程中发生了  $\delta^{18}\text{O}$  同位素交换 (Benavente *et al.*, 2016), 这与 2013 年氢氧同位素的变化表现一致。

地震的孕育和发生过程中也会改变含水层及其周围岩土环境,引起渗透率变化或水体混合,从而引起水文地球化学变化。地震后,断层愈合,各离子浓度又大幅度回落,这可能是由地震后断

裂内部渗透性减弱、深部流体供应减少、水岩反应程度衰减以及当地降雨量的增多、大量浅层水混入所致。

#### 4.6 温泉成因模式

结合已有的地球物理资料和本文的研究成果建立模型,龙门山断裂带周围 3.2 km 的高山为温泉的补给区,大气降水入渗沿断裂带汇聚补给地下水,地下水沿断层破碎带或裂隙带经历深循环,获得来自深部热源加热,此时水体的温度增加至  $123\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,循环深度增大至地下 4 km 左右,与周围的岩石发生水岩反应,并在水头差驱动下上升,在地形较低的山谷和河谷处出露地表 (图 7)。而龙门山断裂带两侧中上地壳存在低速高导层,为龙门山中上地壳内浅源地震的孕育提供了深部构造条件。地震的孕育及发生可以改变地下应力应变状态,触发断裂带内部含水层破碎,导致深部流体以及浅层冷水混入从而影响地下热水的水岩反应程度,并改变研究区温泉的水化学组分及同位素特征。本文通过以上研究建立了龙门山地区温泉水化学模型,结合研究区温泉水化学变化对地震的响应,为该地区的震情跟踪、异常落实和地震预测提供基础研究。

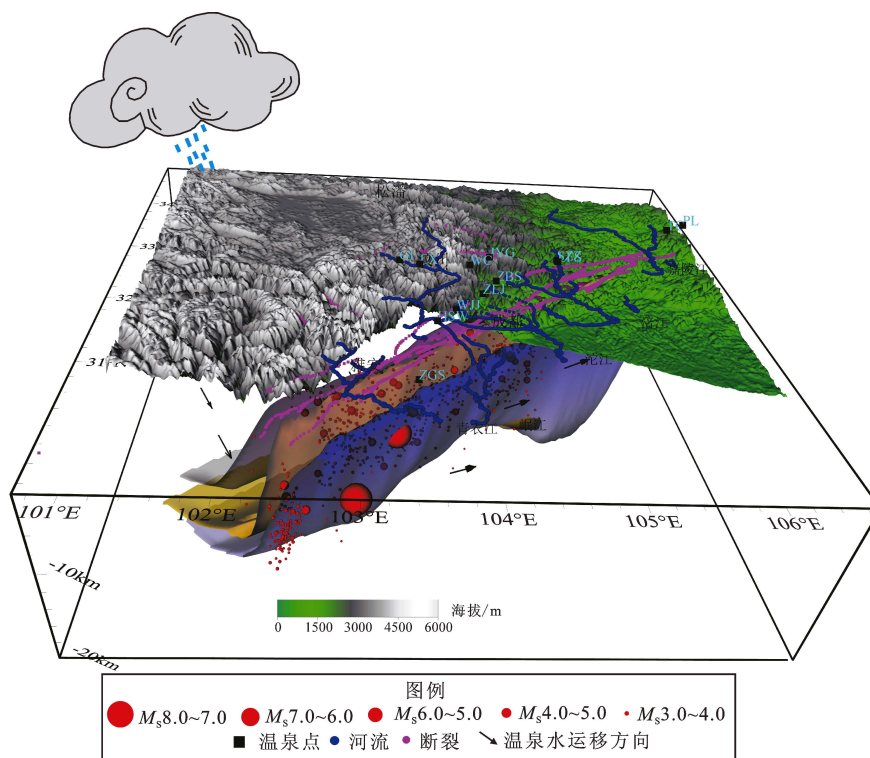


图 7 龙门山断裂带温泉水文地球化学运移示意图

Fig. 7 A model of hydrogeochemical migration of the hot springs in the Longmenshan Fault Zone

## 5 结论

本文对龙门山断裂带 13 个温泉及观测井的水文地球化学特征进行分析研究,得到以下结论:

(1) 龙门山断裂带温泉水的主要来源为周围 3.2 km 高山的大气降水。

(2) 根据 Na-K-Mg 三角图、水化学组分特征以及循环深度综合分析,龙门山断裂带温泉水的水化学类型沿龙门山断裂带从北到南、从西到东依次为重碳酸型、硫酸型、氯化物型,水岩反应程度、水化学组分含量、循环深度沿断裂分布不断增加。其中茂县—汶川断裂带温泉为未成熟水,水岩反应程度较弱,循环深度达到 0.7~2.5 km;北川—映秀断裂、安县—灌县断裂及广元—大邑隐伏断裂带北部为未成熟水,水岩反应程度较弱,循环深度达到 1.1~1.5 km;中部为部分平衡水,水岩反应程度较强,循环深度达到 0.9~2.8 km;南部为平衡水及部分平衡水,水岩反应程度强,循环深度达到 4.0~4.4 km。

(3) 对比汶川  $M_s 8.0$  地震、芦山  $M_s 7.0$  地震震后几个月内温泉水化学组分 ( $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、Li、Sr、As、 $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta\text{D}$ ) 的变化,发现震中距 200 km 以内的温泉水化学组分呈下降趋势,结合氢氧同位素的变化推测这可能是由震后断层愈合、断层渗透系数减弱、水岩反应程度衰减所致。以上研究可为该地区震情跟踪、异常落实和地震预测提供基础。

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与中国地震局地壳应力研究所的相关工作人员在样品分析过程中给予的帮助,在此表示衷心的感谢!

### 参考文献:

- 曹琴,周训,张欢,等. 2015. 四川盆地卧龙河储卤构造地下卤水的水化学特征及成因[J]. 地质通报, 34(5): 990-997.
- 陈志. 2014. 汶川地震后川西地区温泉水地球化学研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学.
- 程万正,官致君,李军. 2013. 对汶川 8.0 级地震前四川地区地下流体观测异常的研究[J]. 四川地震, (2): 1-8.
- 崔希林. 2014. 四川盆地中西部温泉成因模式研究[D]. 成都: 成都理工大学.
- 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[J]. 地震地质, 16(4): 389-403.
- 付碧宏,时丕龙,张之武. 2008. 四川汶川  $M_s 8.0$  大地震地表破裂带的遥感影像解析[J]. 地质学报, 82(12): 1679-1687.
- 柯斌. 2014. 四川茂县吉鱼温泉成因模式及开发远景分析[D]. 成都: 成都理工大学.
- 李奋生,赵国华,李勇,等. 2015. 龙门山地区水系发育特征及其对青藏高原东缘隆升的指示[J]. 地质论评, 61(2): 345-355.
- 李生红. 2013. 川东褶皱带中、下三叠统水文地质特征研究[D]. 成都: 成都理工大学.
- 林耀庭,唐庆,熊淑君,等. 1997. 四川盆地卤水的氢、氧同位素地球化学特征及其成因分类研究[J]. 地质地球化学, (4): 20-26.
- 林耀庭. 2001. 四川盆地三叠纪卤水成藏条件[J]. 化工矿产地质, 23(1): 19-24.
- 刘成龙,王广才,史浙明,等. 2020. 云南硫磺洞温泉水文地球化学特征和成因分析[J]. 地震研究, 43(2): 278-286.
- 庞忠和,汪集旸,樊志成. 1990. 利用  $\text{SiO}_2$  混合模型计算漳州地热田热储温度[J]. 科学通报, (1): 57-59.
- 蒲小武,武银,狄国荣,等. 2013. 甘肃清水温泉井与临夏井水温在汶川地震前后的异常变化特征[J]. 地震研究, 36(3): 269-274.
- 宋娟,周永胜. 2013. 断层带流体对断层强度和强震孕育的影响[J]. 国际地震动态, 420(12): 5-16.
- 陶广斌. 2019. 川西淡矿化温泉地球化学特征及成因研究[D]. 成都: 成都理工大学.
- 王二七,孟庆任,陈智樑,等. 2001. 龙门山断裂带印支期左旋走滑运动及其大地构造成因[J]. 地学前缘, 8(2): 165-174.
- 王逸凌,穆文清,史浙明. 2020. 鲜水河断裂南段温泉水文地球化学特征[J]. 地震研究, 43(2): 287-295.
- 王云,赵慈平,刘峰,等. 2014. 小江断裂带及邻近地区温泉地球化学特征与地震活动关系研究[J]. 地震研究, 37(2): 228-243.
- 王志,赵琳娜,张国平,等. 2010. 汶川地震灾区堰塞湖流域雨量计算方法研究[J]. 气象, 36(6): 7-12.
- 徐锡伟,闻学泽,叶建青,等. 2008. 汶川  $M_s 8.0$  地震地表破裂带及其发震构造[J]. 地震地质, 30(3): 597-629.
- 薛钧月. 2009. 龙门山构造带中—北段构造流体地球化学特征及其与成藏关系的探讨[D]. 成都: 成都理工大学.
- 晏锐,官致君,刘耀炜. 2015. 川西温泉水温观测及其在芦山  $M_s 7.0$  地震前的异常现象[J]. 地震学报, 37(2): 347-356.
- 杨耀,周晓成,官致君,等. 2019. 川西地下流体观测井水文地球化学特征[J]. 矿物岩石地球化学通报, 38(5): 966-976.
- 于津生. 1997. 中国同位素地球化学研究[M]. 北京: 科学出版社.
- 张岳桥,杨农,施炜,等. 2008. 青藏高原东缘新构造及其对汶川地震的控制作用[J]. 地质学报, 82(12): 1668-1678.
- 周晓成,王万丽,李立武,等. 2020. 金沙江—红河断裂带温泉气体地球化学特征[J]. 岩石学报, 36(7): 2197-2214.
- 周训,曹琴,尹菲,等. 2015. 四川盆地东部高褶皱三叠系地层卤水和温泉的地球化学特征及成因[J]. 地质学报, 89(11): 1908-1920.
- 周训. 1993. 四川盆地龙女寺储卤构造深层地下卤水的水文地球化学特征及成因[J]. 现代地质, 7(1): 83-92.
- 周永胜,何昌荣,杨晓松. 2008. 中地壳韧性剪切带中的水与变形机

- 制[J]. 中国科学:地球科学,38(7):819–832.
- Benavente O, Tassi F, Reich M, *et al.* 2016. Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5° S and 36° S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile[J]. *Chemical Geology*, 420(1):97–113.
- 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, China[J]. *Natural Hazards & Earth System Encees Discussions*, 2(6):1149–1156.
- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow[J]. *Geology*, 28(8):703–706.
- Craig H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters[J]. *Science*, 133(3465):1702–1703.
- Fournier R O, Rowe J J. 1966. The deposition of silica in hot springs[J]. 29(1):585–587.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geothermometers[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 52(12):2749–2765.
- Godard V, Pik R, Cattin R, *et al.* 2009. Late Cenozoic evolution of the central Longmen Shan, eastern Tibet: Insight from (U–Th)/He thermochronometry[J]. *Tectonics*, 28(5):TC5009.
- Kouketsu Y, Shimizu I, Wang Y, *et al.* 2017. Raman spectra of carbonaceous materials in a fault zone in the Longmenshan thrust belt, China; comparisons with those of sedimentary and metamorphic rocks[J]. *Tectonophysics*, 699(1):129–145.
- Lambrakis N, Kallergis G. 2005. Contribution to the study of Greek thermal springs: hydrogeological and hydrochemical characteristics and origin of thermal waters[J]. *Hydrogeology Journal*, 13(3):506–521.
- Lin X, Dreger D, Ge H, *et al.* 2018. Spatial and Temporal Variations in the Moment Tensor Solutions of the 2008 Wenchuan Earthquake Aftershocks and Their Tectonic Implications[J]. *Tectonics*, 37(3):989–1005.
- Liu Y, Ren H, Wang B. 2009. Application of environmental isotopes and tracer techniques to seismic subsurface fluids[J]. *Earth Science Frontiers*, 16(1):369–377.
- Luo J, Pang Z H, Kong Y K, *et al.* 2017. Geothermal potential evaluation and development prioritization based on geochemistry of geothermal waters from Kangding area, western Sichuan, China[J]. *Environmental Earth Encees*, 76(9):343.
- Mokadem N, Demdoum A, Hamed Y, *et al.* 2016. Hydrogeochemical and stable isotope data of groundwater of a multi-aquifer system: North-east Gafsa basin – Central Tunisia[J]. *Journal of African Earthsciences*, 114(1):174–191.
- Pérez N M, Hernández P A, Igarashi G, *et al.* 2008. Searching and detecting earthquake geochemical precursors in CO<sub>2</sub> – rich groundwaters from Galicia, Spain[J]. *Geochemical Journal*, 42(1):75–83.
- Okuyama Y, Funatsu T, Fujii T, *et al.* 2016. Mid – crustal fluid related to the Matsuhiro earthquake swarm (1965 – 1967) in northern Central Japan: geochemical reproduction, *Tectonophysics*, 679(3):61–72.
- Shi Z, Zhang H, Wang G. 2020. Groundwater trace elements change induced by  $M_s 5.0$  earthquake in Yunnan[J]. *Journal of Hydrology*, 581:124424.
- Skelton A, Andren M, Kristmannsdottir H, *et al.* 2014. Changes in groundwater chemistry before two consecutive earthquakes in Iceland[J]. *Nature Geoscience*, 7(10):752–756.
- Soto – Jiménez M F, Pérez – Osuna F. 2001. Distribution and Normalization of Heavy Metal Concentrations in Mangrove and Lagoonal Sediments from Mazatlán Harbor (SE Gulf of California) [J]. *Estuarine Coastal & Shelf Ence*, 53(3):259–274.
- Tsunogai U, Wakita H. 1995. Precursory Chemical Changes in Ground Water: Kobe Earthquake, Japan[J]. *Science*, 5220(269):61–63.
- 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.
- Xu Q, Hoke G D, Jing L Z, *et al.* 2015. Stable isotopes of surface water across the Longmenshan margin of the eastern Tibetan Plateau[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 15(8):3416–3429.
- Xu Z, Zhen F, Li S X, *et al.* 2019. The 2018  $M_s 5.9$  Mojiang Earthquake: Source model and intensity based on near – field seismic recordings[J]. *Earth and Planetary Physics*, 3(3):88–101.
- Zhang Y F, Tan H B, Zhang W J, *et al.* 2015. A New Geochemical Perspective on Hydrochemical Evolution of The Tibetan Geothermal System[J]. *Geochemistry International*, 53(12):1090–1106.
- Zhang Y F, Tan H B, Zhang W J, *et al.* 2016. Geochemical constraint on origin and evolution of solutes in geothermal springs in western Yunnan, China[J]. *Chemie der Erde – Geochemistry*, 76(1):63–75.
- Zhou X, Jiang C, Zhao J, *et al.* 2015. Occurrence and resource evaluation of the subsurface high – K brines in the Pingluoba brine – bearing structure in western Sichuan Basin[J]. *Environmental Earth Sciences*, 73(12):8565–8574.
- Zhou X C, Li C, Ju X M, *et al.* 2010. Origin of Subsurface Brines in the Sichuan Basin[J]. *Groundwater*, 35(1):53–58.
- 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(1):17–26.



## Hydrogeochemical Characteristics of the Hot Springs in the Longmenshan Fault Zone

YAN Yucong<sup>1</sup>, LIU Fengli<sup>1</sup>, GUO Lishuang<sup>2</sup>, ZHOU Xiaocheng<sup>1</sup>,  
OUYANG Shupe<sup>1</sup>, LI Jingchao<sup>1</sup>, WANG Wanli<sup>1</sup>

(1. *Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China*)

(2. *National Institute of Natural Hazards, Ministry of Emergency Management, Key Laboratory of  
Crustal Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing 100085, China*)

### Abstract

Hydrogeochemical Monitoring in the regions with strong earthquake activities would facilitate the obtaining of the geochemical information about deep fluids correlated to seismic anomalies. In this paper the hydrogeochemical characteristics of 13 hot springs (wells) in the Longmenshan Fault Zone were investigated, so as to establish the hydrogeochemical cycle model of the hot springs and reveal the relationship between hydrogeochemical variations and seismic activity in the Fault Zone. The results show that: ①The hot springs in the Longmenshan Fault Zone were recharged by the meteoric water at elevations ranging from 0.8 to 3.2 km. ②The chemical types of the hot springs from north to south, and from west to east along the Longmenshan Fault Zone were respectively carbonic acid, sulfuric acid and chloride. Likewise, the circulation depth of spring water deepened; the water-rock reaction intensified; and enrichment factors of the trace element of the hot springs continuously increased. ③After the Wenchuan  $M_s8.0$  earthquake and the Lushan  $M_s7.0$  earthquake, the dissolved hydrochemical composition got declining in hot springs within the epicenter of 200 kilometers, which could be the result of the permeability decrease and the attenuation of water-rock reaction inside the fault in the healing process of the Longmenshan Fault after earthquake,

**Keywords:** hot spring; hydrogeochemistry; earthquake; the Longmenshan Fault Zone