

# 云南硫磺洞温泉水文地球化学特征和成因分析<sup>\*</sup>

刘成龙<sup>1</sup>, 王广才<sup>2</sup>, 史浙明<sup>2</sup>, 孔庆敏<sup>2</sup>, 赵丹<sup>3</sup>, 张卉<sup>2</sup>, 何德强<sup>4</sup>

(1. 中国地震局地质研究所, 北京 100029; 2. 中国地质大学(北京), 北京 100083;  
3. 中国自然资源航空物探遥感中心, 北京 100083; 4. 昭通市地震局, 云南 昭通 657000)

**摘要:** 以云南巧家硫磺洞温泉为研究对象, 开展水化学类型、温泉水循环特征和成因研究, 并对其监测地震前兆的适宜性进行研究。结果显示: 该温泉的水化学类型为  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$  型, 主要为海拔 2 200 ~ 2 300 m 的大气降水入渗补给, 热储温度约为 210 °C, 循环深度为 4 742.5 m, 且与该地区地震震源深度优势面基本吻合。硫磺洞温泉的成因为大气降水入渗经过深循环后沿逆冲型大包厂断裂流出地表而形成, 硫磺洞温泉对该地区地震发生起着重要的影响作用。分析认为, 大包厂断层地震活动性较强, 且温泉循环深度较深, 适宜进行地震前兆地球化学观测。

**关键词:** 硫磺洞温泉; 水文地球化学特征; 形成机制; 大包厂断裂带

**中图分类号:** P315.724

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2020)02-0278-09

## 0 引言

温泉是沟通地壳深部与浅部的窗口, 多沿断裂带出露, 和深部地下水循环系统有关。因此, 通过监测温泉水力、水化学特征, 可捕捉来自地壳深部活动的信息, 而了解不同温泉的循环模式则是利用温泉进行研究的基础。当前我国地震系统在许多温泉点开展了水温和水化学等测项的前兆监测, 由于对温泉的热储来源、水化学特征和形成机制不清楚, 当出现异常时, 对异常的解釋存在一定困难。除极少情况外, 温泉一般和岩浆活动无关 (López, Smith, 1995; Grasby, Hutcheon, 2001; Baietto *et al.*, 2008; Bucher *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2015; Stober *et al.*, 2016)。泉水温度一般受来自于下部的高温热储的加热影响 (Taran, Peiffer, 2009; Wen *et al.*, 2012; Jean *et al.*, 2016)。泉水的化学成份能够反映出地下水经过径流过程中一系列复杂的化学反应过程。温泉的循环深度通常能深达数千米, 它们以水头作为循环动力, 在角度较大的、渗透性高的断裂破碎区形成上升通道而出露地表 (Toth, 1978, Swanson *et al.*, 2001, Evans, Derry, 2005)。

云南省地热资源丰富, 多条断裂带都有数量不等的温泉出露 (Liao *et al.*, 1986; Tong *et al.*, 1986; Liu *et al.*, 2012; Jones, Peng, 2014)。由于开发利用的目的不同, 不同研究者对于温泉的研究所采用的研究方法也不同。目前大多数研究主要从温泉的来源、循环路径和深度以及水化学等方面开展 (王云等, 2014; 王洁青等, 2017; 拓明明等, 2018), 而以地震监测预报为目的的温泉研究也越来越受到关注。许多研究表明, 地震的孕育及发生过程能引起温泉的流量、温度和水化学组分的变化, 因此对温泉的监测也成为地震前兆监测的一项重要手段 (Akita, Matsumoto, 2004; Wang *et al.*, 2005; Ma, 2016)。然而, 将温泉作为地震前兆观测点进行监测前需要对其形成机制、循环过程进行分析, 为地震前兆监测站点的堪选提供基础资料, 从而判定是否适用于地震观测。

本文以乌蒙山脉金沙江畔的云南巧家县硫磺洞温泉为研究对象, 从水化学组成、氢氧稳定同位素、水文地球化学温标等方面对其地下水的补给来源、热储温度、循环深度、补给高程等进行研究, 并结合区域地质地形条件对其形成机理进行分析, 同时对其作为地震监测点的适宜性做出判定。

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2019-11-07.

基金项目: 国家自然科学基金 (41572238, U1602233) 和中国地震局地质研究所基本科研业务专项 (IGCEA1205) 联合资助。

## 1 地理与地质背景

硫磺洞地区属于金沙江干热河谷地带,属亚热带与温带共存的高原立体气候,年均气温 21.1℃,年平均降雨量 822.7 mm。硫磺洞温泉坐落于云南省巧家县金塘乡大洼村(26°46′47.21″N, 103°03′8.67″E),海拔高程 829 m,地处以礼河右岸,属石灰岩,距巧家县城 20 km。

硫磺洞地区主要位于川滇经向构造体系之绿汁江—小江南北构造带东缘与其东侧滇东多字型构造的结合部,NE 和 NS 向构造为主干构造,NW 向构造零星分布,该区地质简图及其剖面图如图 1 所示。大包厂断裂为该区主要断裂,为靠近小江断裂的北端主干断裂。该断裂主要呈近 NS 向反“S”形延伸,长约 20 km,断层面向西倾斜,倾角陡达 60°~70°。该断裂两侧岩石挤压破碎强烈,牵引现象发育,力学性质上属由西向东仰冲的压性断裂,地层断距达千米以上,向两端逐渐变小,以至消失。该断裂近期活动明显(云南省地质局,1978),近年来 3~4 级地震也时有发生,其西侧 1 km 的 NS 向的以礼河沿线分布有两处热泉,硫磺洞热泉为其一。

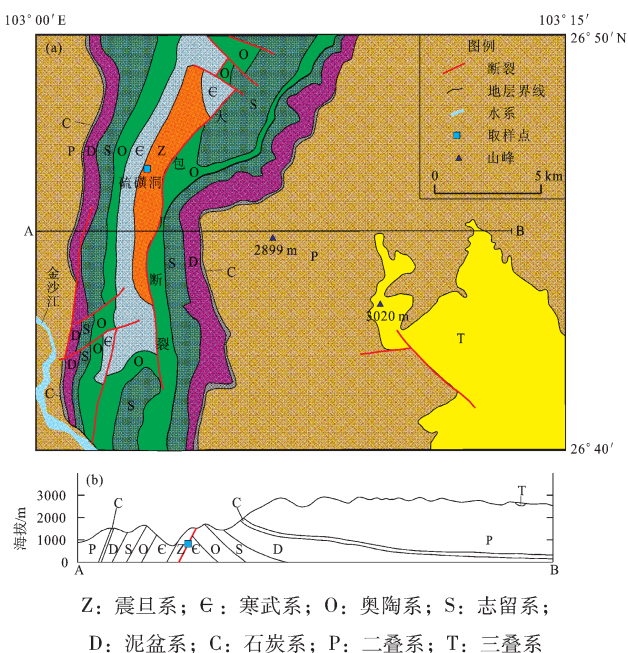


图1 硫磺洞地区地质简图(a)及其剖面图(b)  
Fig.1 Geological map (a) and profile chart (b)  
of the Liuhuangdong region

硫磺洞温泉位于药山构造带的大包厂背斜的核部。该地区从震旦系到二叠系皆有地层出露。震旦系地层岩性为浅海相沉积的白云岩和硅质条带白云岩,厚 1 257 m;寒武系到二叠系下部地层以一套浅海相、滨海—浅海相、陆相—滨海相、海相、海陆交替相的碳酸盐岩和碎屑岩沉积为主,碎屑岩有粉、细砂岩和泥岩等;二叠系上部为陆地喷发的玄武岩流;二叠系顶部为陆相沉积的含煤地层;三叠系地层为红色碎屑岩系,以暗红色粉、细砂岩为主。

## 2 采样和分析

2017 年 5 月,对硫磺洞温泉进行水样采集,使用 CLEAN 便携式多参数仪 ORP30 ORP Tester, CON30 Conductivity Tester 及 pH30 pH Tester 现场测定 ORP 值为 1,电导率为 3 250  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ,pH 值为 6.55,温度为 45.1℃。利用便捷式分光光度计(HI96770)现场测试样品中  $\text{SiO}_2$  含量。水化学样品经采集后密封,送至自然资源部地下水科学与工程重点实验室进行分析。 $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  采用火焰原子吸收法, $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{NO}_3^-$  采用离子色谱法, $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$  采用容量法测定。

在野外期间采集了 2 个雨水样品,采集时间为 2017 年 5 月,正值云南雨季。雨水样品 1 采集于距硫磺洞温泉约 16 km 的巧家县城,雨水样品 2 采集于距硫磺洞温泉约 300 km 的弥勒市。采集时先用大盆收集降雨,然后转移到 30 mL 的棕色塑料瓶中密封保存。雨水和温泉水的氢氧稳定同位素送至中国地质大学(北京)地下水循环与环境演化教育部重点实验室测试,采用液态水同位素分析仪 LGR LWIA-24d (Liquid-Water Isotope Analyzer) 测试同位素比值,并计算出相对于维也纳标准平均海水 VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) 的千分偏差值。地下水溶解气体样品在现场采集,采用真空分离瓶进行水气分离,将分离后的溶解气体用注射器抽取,注入已抽真空的气袋中,送至中国科学院油气资源研究重点实验室进行测试。气体组分含量采用 QMG220 质谱仪测试,同位素比值采用 Noblesse 型稀有气体同位素质谱计测试。

3 水文地球化学特征

3.1 水化学特征

本次水样水化学分析主要离子成分及浓度分析结果如表 1 如示。再运用阳离子平衡方法对分析结果进行检验，得到分析误差  $e$  为 4.18%。

表 1 硫磺洞温泉水化学主要离子成分

Tab. 1 Major icon components of the Liuhuangdong spring

阳离子		阴离子	
离子成份	含量/(mg · L <sup>-1</sup> )	离子成份	含量/(mg · L <sup>-1</sup> )
K <sup>+</sup>	26.50	Cl <sup>-</sup>	51.55
Ca <sup>2+</sup>	412.50	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	230.61
Na <sup>+</sup>	74.19	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1 771.39
Mg <sup>2+</sup>	166.01		

为了对硫磺洞地下水化学成分进行研究，使用 Piper 三线图解法对其水化学成分进行分类（Piper，1944）。由图 2 可见，硫磺洞温泉水化学成分阳离子以碱土金属 Ca + Mg 为主，占 90%；阴离子以 HCO<sub>3</sub> 为主，达 80%；并且碳酸盐硬度大于 50%。根据表 1，得到该泉矿化度为 2 733 mg/L，水化学类型属于 HCO<sub>3</sub> · SO<sub>4</sub> - Ca · Mg 型水（图 2）。

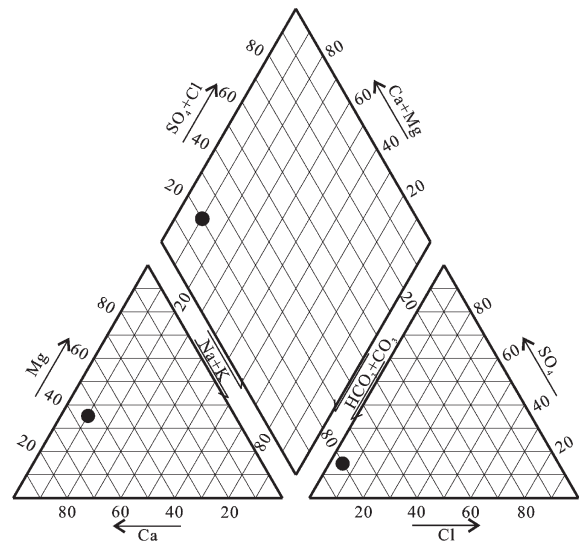


图 2 硫磺洞温泉水化学成分 Piper 三线图解

Fig. 2 The Piper diagram of water chemistry of the Liuhuangdong spring

3.2 氢氧同位素组成特征

氢氧同位素研究是确定温泉水来源和循环途

径的重要工具。Craig（1961）提出了全球雨水线方程为：

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10 \tag{1}$$

Yurtsever 和 Gat（1981）给出全球雨水线修订公式为：

$$\delta D = 8.20\delta^{18}O + 10.80, r = 0.997 \tag{2}$$

式中： $r$  为相关系数。

硫磺洞温泉水及其附近雨水的氢氧同位素组成如表 2 和图 3 所示。硫磺洞温泉的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值分别为 -97.81‰和 -13.39‰（表 2），通过与全球大气降水线比较，发现硫磺洞温泉与 2 个雨水样品点的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值均落在全球大气降水线上（图 3），说明硫磺洞温泉水补给来自大气降水。

表 2 硫磺洞温泉及其附近雨水氢氧稳定同位素组成

Tab. 2 Hydrogen and oxygen static isotopes components of the Liuhuangdong spring water and rainfall in its adjacent areas

取样点	$\delta^2D$ (‰)	$\delta^2D$ 标准差	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{18}O$ 标准差
硫磺洞温泉	-97.81	0.235	-13.39	0.026 8
雨水样品 1	-68.59	0.144	-9.74	0.061 3
雨水样品 2	-82.79	0.210	-11.57	0.028 5

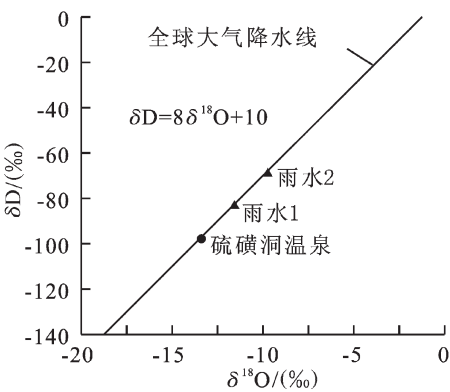


图 3 硫磺洞温泉  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  与大气降水线关系图

Fig. 3 Plot of atmospheric precipitation of relationship between  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of the Liuhuangdong spring water

3.3 气体地球化学分析

地下水中的气体具有很重要的水文地球化学意义，对研究地下水的成因类型及水岩作用过程有着重要的作用。



本文采集硫磺洞温泉地下水的溶解气样品,测定气体组分含量和稀有气体同位素比值。经测试,硫磺洞温泉溶解气体中含有  $O_2$ 、 $CO_2$ 、 $N_2$  和 Ar 等,未检测出  $CH_4$ 、 $H_2S$ 。其中  $CO_2$  含量最多,达到 75.79% (体积比),其次是  $N_2$ , 含量为 19.13%,  $O_2$  的含量为 4.87%, Ar 的含量为 0.21%。

分析认为硫磺洞温泉中  $CO_2$  含量高的原因主要为:①硫磺洞温泉中的水在下渗之前与空气接触,因此水中  $CO_2$  部分来自于空气。②硫磺洞温泉含水层为震旦系白云质灰岩,在地下深部热源的作用下,含有碳酸盐矿物的岩石发生分解产生  $CO_2$  进入地下水中(闫志为,韦复才,2003)。③根据  $CO_2$  中  $\delta^{13}C$  同位素研究,发现硫磺洞温泉中  $CO_2$  有部分来自地幔(上官志冠等,1993;刘再华等,2002)。此类幔源  $CO_2$  经由深大断裂导入含水层,再通过温泉和断裂释放出来。④深部成因的  $CO_2$  在泉口附近常见有大量的钙华堆积,硫磺洞温泉口亦堆积有大量的钙华。因此认为硫磺洞温泉的  $CO_2$  有空气、热动力变质作用和幔源 3 种来源及成因。

大气中的  $N_2$  和 Ar 随大气降水溶解入渗补给地下水,地下水中  $N_2/Ar$  值通常为 38~84 (中国科学院地球化学研究所,1998;乔海明等,2009)。研究温泉水时,通常根据  $N_2/Ar$  值将  $N_2$  来源划分为 2 种,即大气来源和非大气来源。硫磺洞温泉  $N_2/Ar$  值为 91.09,超出大气成因  $N_2/Ar$  比值范围,表明有非大气成因  $N_2$  的溶入。

空气中  $^3He/^4He$  值比较稳定,为  $1.4 \times 10^{-6}$ , 定为  $Ra$ , 样品中  $^3He/^4He$  值为  $R$ 。在研究 He 同位素组成时,经常用  $R/Ra$  值判断样品来源(陶明信等,2005;王云等,2014)。当  $R/Ra = 1$  时,认为是纯大气来源;当  $R/Ra > 1$  时,认为有幔源氦混入;当  $R/Ra < 1$  时,认为有壳源核混入。硫磺洞溶解气中  $^3He/^4He$  为  $1.29 \times 10^{-6}$ ,  $R/Ra = 0.92$ , 表明地下水中的溶解氦主要为大气成因,有一些壳源的氦混入。

自然界中有 3 种稳定的 Ne 的同位素,即  $^{20}Ne$ ,  $^{21}Ne$ ,  $^{22}Ne$ , 其中  $^{20}Ne$  丰度最大,且其唯一来源是大气,且通常很稳定,而大气中  $^4He/^{20}Ne$  值为 0.318。本研究中样品  $^4He/^{20}Ne$  值为 0.46,略高于大气比值,其来源主要为大气成因,并有一定壳源的氦混入,与  $^3He/^4He$  结论一致。根据  $^3He/^4He$

和  $^4He/^{20}Ne$  比值之间的关系,可进一步计算出幔源氦的贡献率为 9.88% (周晓成,2011)。

## 4 温泉成因分析

### 4.1 水文地球化学温标

在地热资源勘探过程中,深部热储温度的研究是评价地热资源的重要参数之一,可利用地热温标方法估算。常用的地热温标有石英 ( $SiO_2$ ) 温标、阳离子温标和同位素温标等(王广才,1996;王莹等,2007)。各种温标适用条件不同,故在利用温标计算热储温度时需先对温泉水进行平衡状态分析。本文首先采用 Na-K-Mg 三角图解法对硫磺洞温泉水热水平衡状态和类型进行划分(图4)。

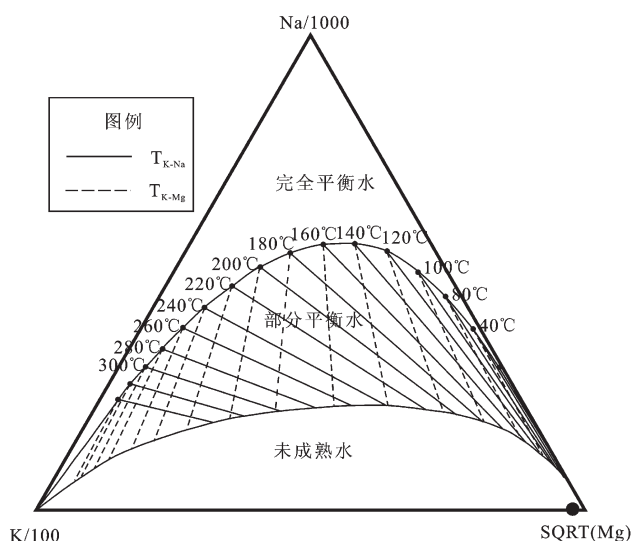


图4 硫磺洞温泉 Na-K-Mg 三角图解

Fig. 4 The Na-K-Mg diagram of the Liuhuangdong spring water

图4显示,硫磺洞温泉水位于未成熟水区域,且靠近 Mg 端,表明硫磺洞温泉受冷水稀释较明显,其热储温度不适于采用 Na-K-Mg 阳离子温标方法进行估算。由于本水样发生了稀释(混合)作用,采用  $SiO_2$  温标方法计算出来的结果通常偏低。由于硫磺洞温泉  $Ca^{2+}$  浓度较高,为 412.5 mg/L,为高钙水,也不适用 Na-K 阳离子温标方法计算,故笔者采用 Na-K-Ca 阳离子温标计算热储温度(Fournier, Trusdell, 1973; Xu et al, 2016),其公式为(Nicholson, Keith, 2012):

$$t = \frac{1647}{\log(\frac{Na}{K}) + \beta(\log(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}) + 2.06) + 2.47} - 273$$

(3)

式中： $t$  为热储温度，单位为℃；Na，K，Ca 分别代表钠、钾、钙的浓度，单位为 mg/L；当  $t < 100℃$ ， $\beta = 4/3$ ； $t > 100℃$ ， $\beta = 1/3$ 。

通过式（3）试算得出硫磺洞温泉温度高于 100℃，故取  $\beta = 1/3$ ，计算得出该泉的热储温度  $t = 209℃$ 。

4.2 冷热水混合比

深部热水在上涌过程中，如果遇上浅部含水层，则会发生与浅层含水层中水相混合的现象，热水的水化学成分和温度等会发生改变。本文采用硅-焓方程法计算硫磺洞温泉冷热水混合比。在冷热水混合过程中，将会导致深部热水初焓和 SiO<sub>2</sub> 初始含量发生变化，形成泉水的终焓和 SiO<sub>2</sub> 含量。假设冷水混入量占泉水量的比例为  $X$ ，则地下热水 SiO<sub>2</sub> 初始含量和初焓与泉水中 SiO<sub>2</sub> 含量和终焓的关系可以表示为：

$$H_c X_1 + H_h (1 - X_1) = H_s$$

(4)

$$SiO_{2c} X_2 + SiO_{2h} (1 - X_2) = SiO_{2s}$$

(5)

式中： $H_c$  为近地表冷水的焓； $H_h$  为深部热水的初焓； $H_s$  为泉水的终焓； $SiO_{2c}$  为近地表冷水 SiO<sub>2</sub> 含量； $SiO_{2h}$  为深部热水 SiO<sub>2</sub> 含量； $SiO_{2s}$  为泉水 SiO<sub>2</sub> 含量； $X_1$  和  $X_2$  分别表示各种假设热水初始温度下

计算出的每一种焓值、SiO<sub>2</sub> 浓度的混入比。其中，深部热水焓和 SiO<sub>2</sub> 含量与热水温度的关系见表 3（Fournier，Truesdell，1974；Gupta，Roy，2007）。

表 3 深部热水温度、焓和 SiO<sub>2</sub> 含量的关系

Tab. 3 The relationship between temperature, enthalpy and content SiO<sub>2</sub> of spring

温度/(℃)	焓/(4.181 6 J·g <sup>-1</sup> )	SiO <sub>2</sub> 含量/(mg·L <sup>-1</sup> )
50	50	13.5
75	75	26.6
100	100.1	48
125	125.4	80
150	151	125
175	177	185
200	203.6	265
225	230.9	365
250	259.2	486
275	289	614
300	321	692

由式（4），（5）可得：

$$X_1 = \frac{H_h - H_s}{H_h - H_c}$$

(6)

$$X_2 = \frac{SiO_{2h} - SiO_{2s}}{SiO_{2h} - SiO_{2c}}$$

(7)

解方程（6），（7），采用表 3 中所提供的参数进行求解，得出硫磺洞温泉冷热水混合比例，计算结果见表 4。

表 4 硫磺洞温泉冷热水混合比  $X_1$  和  $X_2$

Tab. 4 Calculated mixing ratio values of  $X_1$  and  $X_2$  of the Liuhuandong spring

温泉名	冷热水混合比	热水温度/(℃)										
		275	300	50	75	100	125	150	175	200	225	250
硫磺洞	$X_1$	0.145	0.508	0.655	0.735	0.785	0.820	0.845	0.865	0.881	0.894	0.905
	$X_2$	-10.429	-1.401	-0.052 6	0.429	0.652	0.771	0.843	0.887	0.916	0.934	0.941

利用表 4 中数据，通过图解法能够快速简便地求出冷热水混合比和温泉的热储温度（图 5）。由图 5 可见，2 条曲线的交点坐标为（0.865，211.5），即硫磺洞温泉冷水混入比为 86.5%，深部热储温度为 211.5℃，该温度与使用 Na-K-Ca 阳离子温标法计算得出的 209℃ 非常接近，故采用这两者的平均温度 210℃ 作为硫磺洞温泉的地储温度。

4.3 热储深度

热储深度  $H$  又称循环深度（单位为 m），其计算公式为：

$$H = (T_z - T_0)/G + H_0$$

(8)

式中： $T_z$  为热储温度，取 210℃； $T_0$  为恒温带温度，取补给区年均气温 21.1℃； $G$  为地温梯度，

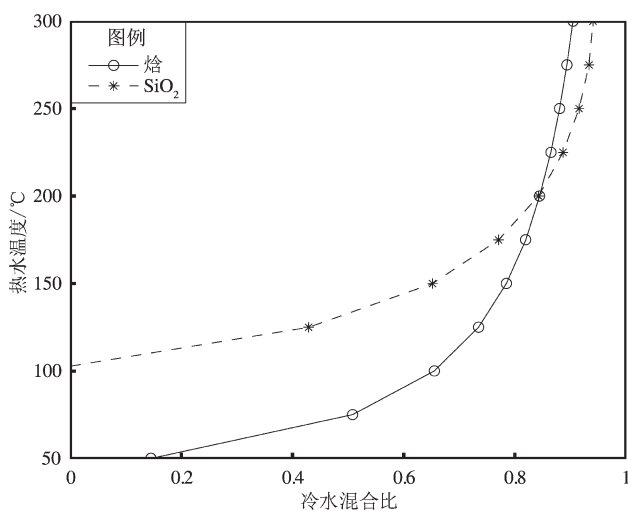


图5 硫磺洞温泉冷热水混合比例及热储温度

Fig. 5 The ratio of cool water to hot water and thermal reservoirs temperature

取地热增温率  $4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ;  $H_0$  为恒温带深度, 取  $20\text{ m}$  (何洋等, 2015)。最后计算得出热储深度为  $4\text{ }742.5\text{ m}$ 。

#### 4.4 补给高程和补给量

大气降水的氢氧同位素组成随着高度增加而逐渐降低的现象称为“高度效应”。计算地下水补给高程时主要基于以下假定: ①大气降水在补给区下渗以后直接到达其采样位置的地下水或泉, 没有发生蒸发、混合等而使其同位素发生改变的因素; ②地下水同位素高程关系等同于降水同位素高程关系。高度效应在不同海拔变化很大, 当海拔较高时, 平均气温较低, 降水中的氢氧同位素减小。如海拔每升高  $100\text{ m}$ ,  $^{18}\text{O}$  减少  $-0.15\text{‰} \sim -0.5\text{‰}$ ,  $D(^2\text{H})$  减少  $-1\text{‰} \sim -4\text{‰}$ 。利用大气降水的高度效应, 可以推测计算地下水补给区的高度和位置 (张洪平等, 1991)。确定含水层地下水的补给区高度的公式如下:

$$H = \frac{\delta_s - \delta_p}{K} + h \quad (9)$$

式中:  $H$  为同位素入渗高度 (补给区标高);  $h$  为取样点标高;  $\delta_s$  为地下水同位素组成;  $\delta_p$  为取样点附近大气降水同位素组成;  $K$  为同位素高度梯度 ( $-\delta/100\text{ m}$ ), 存在  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^2\text{H}$  两种同位素高程梯度。

本文中  $\delta_s$  为  $-13.39\text{‰}$ ,  $\delta_p$  取雨水样品 1 的测

值为  $-9.74\text{‰}$ ,  $K$  为  $0.26\text{‰}/100\text{ m}$  (Yu *et al.*, 1984),  $h$  为  $829\text{ m}$ , 计算得出  $H$  为  $2\text{ }232.8\text{ m}$ 。硫磺洞温泉出露于山区河流下切处, 其周边有多处海拔  $3\text{ }000\text{ m}$  左右的山峰, 计算得出硫磺洞温泉的补给高程与实际吻合, 较为合理。

#### 4.5 成因模式

硫磺洞温泉是受一褶皱和断层的组合控制。硫磺洞温泉的补给区为其东部海拔  $2\text{ }200\text{ m}$  左右的山区。补给主要来源于大气降水, 降水顺着构造裂隙带经深部热储加热后出露地表。如图 6 所示, 在补给区水化学成分为  $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$  型水, 随着地下水在地下径流区的不断演化, 逐渐演化成  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$  型地下水, 遇到大包厂压性阻水断裂的阻挡而流出地表。大包厂断裂与小江断裂距离很近, 小江断裂带是向深部延伸切穿了岩石圈, 甚至延伸到软流圈 (李坪, 1993), 因此有来自地壳深部的流体沿着断裂带上升, 进入地储层, 随着地储层中的地下水一起流出地表。

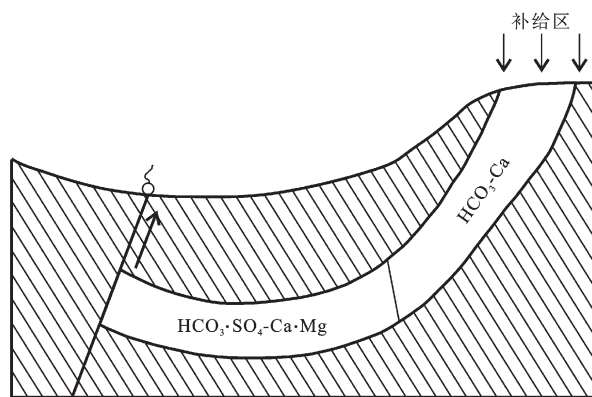


图6 硫磺洞温泉形成机理及水化学水平分带示意图

Fig. 6 Schematic profiles showing the formation and hydrochemical horizontal zoning of the Liuhuangdong spring

## 5 温泉与地震活动性关系

### 5.1 地震活动性

本文统计了 1976—2019 年研究区内 ( $26^{\circ}30' \sim 27^{\circ}00' \text{N}$ ,  $102^{\circ}40' \sim 103^{\circ}20' \text{E}$ ) 发生的  $M_L \geq 0.1$  地震共  $1\text{ }368$  次 (震源深度为  $0\text{ km}$  和未记录震源深度的排除在外), 地震震中分布如图 7 所示。从图中可以看出, 在硫磺洞温泉出露点周围发生地震的频次较少, 而在温泉出露点的南北两侧, 地

震较为密集, 频次较高。这可能是由于温泉水的弱化作用, 造成应力在温泉点附近不易积累, 故而在温泉点附近的地震频次较低 (林元武, 1994)。

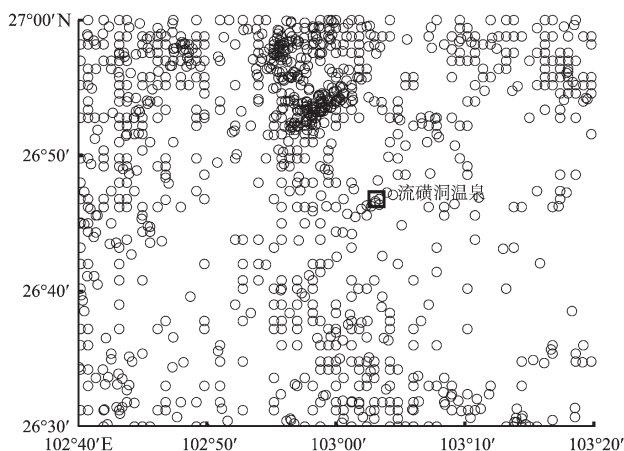


图7 研究区地震震中分布图

Fig. 7 Distribution map of earthquakes in the study area

## 5.2 温泉循环深度与震源深度关系

对研究区发生的 1 368 次地震进行了震源深度的统计, 震源深度与地震频次的关系如图 8 所示。研究区内的地震震源深度为 0 ~ 38 km, 其中有 1 017 次地震的震源深度为 5 ~ 13 km, 达到 74.34%。尤其是在 5 km 深度, 地震频次达 203 次, 形成了一个优势面, 远高于其它深度。该优势深度与硫磺洞温泉的循环深度 4 725 m 基本吻合。这可能是由于在地下含水层中, 在水的作用

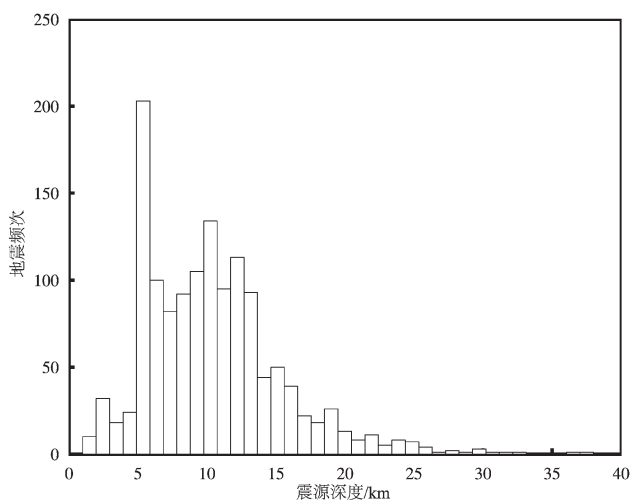


图8 震源深度与地震频次关系图

Fig. 8 Plot of relationship between focal depths and earthquake frequency

下, 周围岩石将产生泥化、水化和溶蚀等作用, 造成岩石的抗压强度和断裂的摩擦力都显著降低, 另外深部流体的孔隙压力较大, 可有效降低岩层的正压力, 对岩层有到弱化作用 (林元武, 1993; 张超等, 2001)。该结果表明, 硫磺洞温泉的循环深度对该地区的地震发生起着重要的影响作用。

## 6 结论

硫磺洞温泉属于受褶皱和断裂联合控制的开放式补给的断裂深循环型地热系统。通过对硫磺洞温泉水化学特征、氢氧稳定同位素、气体成分和所处区域地震活动性等研究, 得出以下结论:

(1) 硫磺洞温泉的水化学类型为  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$  型, 其矿化度为 2 733 mg/L。根据氢氧稳定同位素和气体地球化学的研究得出, 硫磺洞温泉为大气降水式补给。硫磺洞温泉热储温度为 210 °C, 补给高程为 2 200 m 左右, 其循环深度约为 4 742.5 m。

(2) 根据温泉水中溶解气体和稀有气体同位素比值分析, 硫磺洞温泉热储层含有来源于深部的壳源或者幔源物质进入热储层, 说明该温泉所处大包厂断裂和其附近的小江断裂北端发育较深, 是深部物质通过断裂进入热储层和地表释放的通道。

(3) 温泉水成因模式为: 大气降水在东部海拔 2 200 m 左右的山区沿着裂隙或断裂进了地下含水层, 地下水在岩性为白云岩的地下径流中流动, 水化学类型由补给区的  $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca}$  型水逐渐演化成  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$  型地下水。

(4) 硫磺洞温泉循环深度与研究区震源深度优势面基本吻合, 这说明硫磺洞温泉的循环深度对该地区地震的发生起着重要的影响作用。硫磺洞温泉所处的大包厂断裂带活动性较强, 该温泉属于深循环温泉, 在径流的过程中有可能携带深部地壳活动信息, 适合于地震前兆监测。

## 参考文献:

- 何洋, 李晓, 肖尧, 等. 2015. 草科温泉的水文地球化学特征和成因分析[J]. 地下水, 37(1): 30-32.
- 李坪. 1993. 鲜水河—小江断裂带[M]. 北京: 地震出版社.
- 林元武. 1993. 红河断裂带北段温泉水循环深度与地震活动性的关系探讨[J]. 地震地质, 15(3): 3-16.



- 林元武. 1994. 温泉热储温度对断裂的弱化作用及其对地震活动性的影响[J]. 地震学报, 16(2): 251–257.
- 刘再华, 游省易, 李强, 等. 2002. 云南白水台钙华景区的水化学和碳氧同位素特征及其在古环境重建研究中的意义[J]. 第四纪研究, 22(5): 460–467.
- 上官志冠, 刘桂芬, 高松升. 1993. 川滇块体边界断裂的 CO<sub>2</sub> 释放及其来源[J]. 中国地震, 9(2): 146–153.
- 乔海明, 宋哲, 章金彪. 2009. 十红滩铀矿床地下水中的气体在成矿过程中的作用[J]. 铀矿地质, (4): 222–227.
- 陶明信, 徐永昌, 史宝光, 等. 2005. 中国不同类型断裂带的地幔脱气与深部地质构造特征[J]. 中国科学: 地球科学, 35(5): 441–451.
- 拓明明, 周训, 郭娟, 等. 2018. 重庆温泉及地下热水的分布及成因[J]. 水文地质工程地质, 45(1): 165–172.
- 王广才. 1996. 平顶山矿区地下水深部温度估算——地球化学温标的应用[J]. 煤田地质与勘探, 24(5): 40–42.
- 王洁青, 周训, 李晓露, 等. 2017. 云南兰坪盆地羊吃蜜温泉水化学特征与成因分析[J]. 现代地质, 31(4): 174–183.
- 王莹, 周训, 于湲, 等. 2007. 应用地热温标估算地下热储温度[J]. 现代地质, 21(4): 605–612.
- 王云, 赵慈平, 刘峰, 陈坤华, 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.
- 闫志为, 韦复才. 2003. 地下水中 CO<sub>2</sub> 的成因综述[J]. 中国岩溶, 22(2): 37–42.
- 云南省地质局. 1978. 中华人民共和国区域地质调查报告鲁甸幅[M]. 北京: 地质出版社.
- 张超, 谢富仁, 张世民. 2001. 震源分布和强度指标控制因素的模式研究——红河断裂地震环境因素的实例分析[J]. 地震学报, 23(2): 125–135.
- 张洪平, 刘恩凯, 王东升, 等. 1991. 中国大气降水稳定同位素组成及影响因素[C]//中国地质科学院水文地质工程地质研究所文集(7). 北京: 地质出版社, 101–110.
- 中国科学院地球化学研究所. 1998. 高等地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 352–353.
- 周晓成. 2011. 川西地区与2008年汶川 M<sub>s</sub>8.0 地震后相关的气体地球化学[D]. 合肥: 中国科学技术大学.
- Akita F, Matsumoto N. 2004. Hydrological responses induced by the Tokachi-oki earthquake in 2003 at hot spring wells in Hokkaido, Japan[J]. Geophysical Research Letters, 31(16): 1–4.
- Baietto A, Cadoppi P, Martinotti G, et al. 2008. Assessment of thermal circulations in strike-slip fault systems: the Terme di Valdieri case (Italian western Alps)[J]. Geological Society, London, Special Publications, 299(1): 317–339.
- Bucher K, Zhang L, Stober I. 2009. A hot spring in granite of the Western Tianshan, China[J]. Applied Geochemistry, 24(3): 402–410.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 133(3465), 1702–1703.
- Evans M J, Derry L A. 2005. Hydrothermal flux of metamorphic carbon dioxide from the central Nepal Himalaya[C]. AGU Fall Meeting Abstracts.
- 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.
- Fournier R O, Truesdell A H. 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature – part 2, estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water[J]. Journal Research U S Geological Survey, 2(3): 263–270.
- Grasby S E, Hutcheon I. 2001. Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 38(3): 427–440.
- Gupta H, Roy S. 2007. Geothermal energy: an alternative resource for the 21st century[M]. Amsterdam: Elsevier, 73–77.
- Jean J S, Liao L, Kar S, et al. 2016. Hydrochemistry of hot springs in geothermal fields of central, northern, and northeastern Taiwan: implication on occurrence and enrichment of arsenic[J]. Environmental Earth Sciences, 75(19): 1316.
- Jones B, Peng X. 2014. Hot spring deposits on a cliff face: a case study from Jifei, Yunnan Province, China[J]. Sedimentary Geology, 302: 1–28.
- Liao Z, Wei T, Liu S, et al. 1986. High-temperature hydrothermal systems in West Yunnan Province, China[J]. Geothermics, 15(5–6): 627–631.
- Liu Y, Zhou X, Fang B, et al. 2012. A preliminary analysis of the formation of travertine and travertine cones in the Jifei hot spring, Yunnan, China[J]. Environmental Earth Sciences, 66(7): 1887–1896.
- López D L, Smith L. 1995. Fluid flow in fault zones: analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow[J]. Water Resources Research, 31(6): 1489–1503.
- Ma Y. 2016. Earthquake-related temperature changes in two neighboring hot springs at Xiangcheng, China[J]. Geofluids, 16(3): 434–439.
- Nicholson, Keith. 2012. Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques[M]. Dordrecht: Springer Science & Business Media.
- Piper A M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis[J]. Trans Amer Geophys Union, 25(1): 27–39.
- Stober I, Zhong J, Zhang L, et al. 2016. Deep hydrothermal fluid-rock interaction: the thermal springs of Da Qaidam, China[J]. Geofluids, 16(4): 711–728.
- Swanson S K, Bahr J M, Schwar M T, et al. 2001. Two-way cluster analysis of geochemical data to constrain spring source waters[J]. Chemical Geology, 179(1): 73–91.
- Taran Y A, Peiffer L. 2009. Hydrology, hydrochemistry and geothermal potential of El Chichón volcano – hydrothermal system, Mexico. [J]. Geothermics, 38(4): 370–378.
- Tong W, Yon M, Liu S, et al. 1986. Hydrothermal systems in tengchong, West Yunnan, China and their evolution during the past 400 years[J]. Geothermics, 15(3): 331–337.
- Toth J. 1978. Gravity-induced cross-formational flow of formation fluids, Red Earth Region, Alberta, Canada: analysis, patterns and evolution[J]. Water Resources Research, 14(5): 805–843.



- Wang G C, Zhang Z C, Wang M, *et al.* 2005. Implications of ground water chemistry and flow patterns for earthquake studies[J]. *Ground Water*, 43(4): 478 – 484.
- Wen Y H, Wang N A, Hu Z. 2012. Hydrochemistry of geothermal water in Tianshui and adjacent area, Gansu province, China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 67(5): 1281 – 1290.
- Xu T, Hou Z, Jia X, *et al.* 2016. Classical and integrated multicomponent geothermometry at the Tengchong geothermal field, Southwestern China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 75(24): 1 – 10.
- Yu J, Zhang H, Yu F, *et al.* 1984. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric water in the eastern part of Xizang[J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 3(2): 93 – 101.
- Yurtsever Y, Gat J R. 1981. Atmospheric waters[R]//Gat J R, Gonfiantini R(eds). *Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen – 18 in the water cycle*. Vienna: Technical report series 210. IAEA, 103 – 142.
- 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.

## Hydrogeochemical Characteristic and Formation of the Liuhuangdong Spring in Yunnan Province

LIU Chenglong<sup>1</sup>, WANG Guangcai<sup>2</sup>, SHI Zheming<sup>2</sup>, KONG Qingmin<sup>2</sup>,  
ZHAO Dan<sup>3</sup>, ZHANG Hui<sup>2</sup>, HE Deqiang<sup>4</sup>

(1. *Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*)

(2. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China*)

(3. *China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Natural Resources, Beijing 100083, China*)

(4. *Zhaotong Earthquake Agency, Zhaotong 657000, Yunnan, China*)

### Abstract

We have studied the Liuhuangdong spring to evaluate whether it is suited for monitoring earthquakes, including hydrochemical type, water cycle characteristics, and formation mechanism. The results indicate that the hydrochemical type of spring is of  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ . The water originates from a geothermal reservoir at about 4 742.5 m depth and supplies by meteoric water at about 2 200 ~ 2 300 m altitude. The temperature of the geothermal reservoir is about 210 °C. The circulation depth of spring is the same as the preferred plane of focal depth in this area. The research results show that the Liuhuangdong spring mainly comes from rainfall infiltration. The rainfall is heated by the surrounding rock during the runoff. Then, it comes out along the Dabaoshan fault. Hence, the Liuhuangdong spring plays an important role in earthquakes formation in this area. Due to the strong seismic activity of the Dabaoshan fault, the Liuhuangdong spring with a deep circulation is suited for earthquakes monitoring.

**Keywords:** Liuhuangdong spring; hydrogeochemical characteristic; formation mechanism; Dabaoshan fault