

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdkj.2019.0120

余鸣潇,周训,刘海生,等. 云南省云县大控蚌温泉的特征及成因[J]. 南水北调与水利科技, 2019, 17(5): 139-147, 155. YU M X, ZHOU X, LIU H S, et al. Characteristics and formation of the Dakongbang hot spring in Yun County of Yunnan[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2019, 17(5): 139-147, 155. (in Chinese)

## 云南省云县大控蚌温泉的特征及成因

余鸣潇<sup>1</sup>, 周训<sup>1,2</sup>, 刘海生<sup>1</sup>, 霍冬雪<sup>1</sup>, 张彧齐<sup>1</sup>

(1. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083;

2. 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, 北京 100083)

**摘要:**大控蚌温泉位于云南省云县,地处滇藏地热带。温泉区附近断裂发育,主要的热储层岩性为临沧花岗岩。泉水共有5个主要泉眼,水温88.3~96℃。地下热水中主要阳离子为K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>和Mg<sup>2+</sup>,主要阴离子为Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>,水化学类型为HCO<sub>3</sub>-Na型;热水矿化度0.625~0.702 g/L, pH值为6.7~9,偏硅酸质量浓度为161.1~261 mg/L, F<sup>-</sup>质量浓度为5.85~16.1 mg/L。根据δ<sup>2</sup>H和δ<sup>18</sup>O稳定同位素分析得知温泉水源为大气降水;估算出热水补给高程约为1800 m;估算补给区温度约为3.6~7.2℃;热储温度约为143~181℃;循环深度约为2858~3496 m。综合分析得出大控蚌温泉成因模式为大气降水在周围山区补给区入渗补给,地下水向深大断裂带汇集,在经历深循环过程获得深部热流加热后沿导水断裂带上涌,在上升的过程中与浅部冷水发生混合,最终以高温沸泉和喷泉出露地表。

**关键词:**温泉;水化学;同位素;成因;云南

中图分类号:P641 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标识码(OSID):



### Characteristics and formation of the Dakongbang hot spring in Yun County of Yunnan

YU Mingxiao<sup>1</sup>, ZHOU Xun<sup>1,2</sup>, LIU Haisheng<sup>1</sup>, HUO Dongxue<sup>1</sup>, ZHANG Yuqi<sup>1</sup>

(1. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

2. MOE Key Laboratory of Groundwater Circulation and Environmental Evolution,

China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China)

**Abstract:** Located in Yun county of Yunnan, Dakongbang hot spring lies in the Yunnan-Tibet geothermal belt. In the hot spring area, the geothermal reservoir is mainly composed of the Lincang Granite with well-developed fractures. There are five spring orifices with water temperature ranging from 88.3 to 96℃. Most of the cations in the hot water are K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup>, and most of the anions are Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. The hot water is characterized by HCO<sub>3</sub>-Na type in hydrochemistry, and TDS 0.625-0.702 g/L, pH 6.7-9, H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> 161.1-261 mg/L and F<sup>-</sup> 5.85-16.1 mg/L. According to analysis of stable isotope, the δ<sup>2</sup>H and δ<sup>18</sup>O contents of the hot water samples indicate that the hot spring originates from precipitation. The elevation of the recharge area is estimated at 1800 m. Temperature of recharge area is about 3.6-7.2℃, and that of geothermal reservoir 143-181℃. The circulation depths of the thermal groundwater are approximately 2858-3496 m. The formation of the hot spring can be summarized as that recharging by precipitation in the surrounding mountain areas, the groundwater flows to deep and large fractures, heated by heat flows during deep circulation, then upwells as geothermal water along the fracture zones and finally crops out after mixing with cold

收稿日期:2019-01-31 修回日期:2019-04-14 网络出版时间:2019-05-05

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20190430.1321.003.html>

基金项目:国家自然科学基金(41772261;41572223)

作者简介:余鸣潇(1992—),女,河北衡水人,主要从事水文地质学等方面的研究。E-mail:1522958503@qq.com

通信作者:周训(1963—),男,广西兴业人,教授,博士生导师,主要从事海岸带地下水、地下热水(温泉)、地下卤水(盐泉)、矿泉水、地下水循环及其模拟等方面的研究。E-mail:zhouxun@cugb.edu.cn

shallow groundwater as boiling springs and fountains of high temperature.

**Key words:** hot spring; hydrochemistry; isotope; formation; Yunnan

我国是一个地热资源分布比较广泛的国家,主要包括沉积盆地型地下热水和隆起山区出露的温泉。云南省是全国温泉数量最多的省份,达 1 000 个以上,既有中低温温泉,又有高温沸泉、喷泉和间歇喷泉等。分布在云南省云县的大控蚌温泉是一个规模较大的高温温泉,既有沸泉泉眼,又有喷泉泉眼,开展高温温泉成因研究,对于地下热水资源的开发利用具有重要意义。

前人对温泉做过大量的研究,取得很大的进展。Albu 等<sup>[1]</sup>详细阐述了地下水中的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值分布以及可能偏离大气降水线的方向。Qin 等<sup>[2]</sup>分析总结西安地热田的水文地球化学特征,对地热田的地下水循环演化进行探讨,认为地热田的需求量远高于其自身补给量。Zhou<sup>[3]</sup>等通过对出露于花岗岩的北京松山温泉的地质概况、水化学及同位素特征进行研究,总结出该温泉的成因,阐明了温泉与附近自流井的水循环的差异。Aysen<sup>[4]</sup>对土耳其乌萨克地区温泉的同位素进行分析,得出热储层热水和冷地下水来源均是大气降水,热水循环中发生的主要水-岩作用是  $\text{Na}^+$  和  $\text{Ca}^{2+}$  之间碳酸盐溶解和离子交换反应。Liu 等<sup>[5]</sup>通过分析云南鸡飞温泉的水化学特征并与当地非钙华沉积温泉和其他六个钙华沉积温泉进行比较,总结出温泉沉积钙华的条件。杜毓超等<sup>[6]</sup>研究了滇西潞西盆地典型温泉的地质概况及水文地球化学特征等方面,认为研究区温泉为典型断裂控制型温泉,水化学类型以  $\text{HCO}_3^-$ -Na、 $\text{HCO}_3^-$ -Ca·Na 型为主。郭忠杰等<sup>[7]</sup>在区域地质构造和水文地质条件的基础上,分析了云南省鹤庆县西山温水龙潭温泉的水文地球化学和同位素特征,探讨了温泉的成因机制。谭梦如<sup>[8]</sup>对云南省西双版纳地区部分温泉的地质概况、水化学及同位素进行分析,指出该区地处澜沧江断裂带南段西侧,岩性主要为临沧花岗岩体,水化学类型全部为  $\text{HCO}_3^-$ -Na 型,通过对该区部分温泉特征进行研究,提出温泉成因模式。本文在查阅文献收集资料的基础上,根据野外调查和 5 个泉眼水样测试结果,分析研究了云南省云县大控蚌温泉的基本特征,探讨了温泉成因。

## 1 区域水文地质条件

### 1.1 地质概况

大控蚌温泉位于云南省临沧地区云县,云县总

体为低纬亚热带高原季风气候,干湿季分明,年平均气温  $18\text{ }^\circ\text{C}$ ,一般雨季为 6—10 月,旱季为 11 月到次年 5 月。

云县所在的滇西地区地处印度板块与欧亚板块的碰撞带及其影响区内,自中生代以来,地壳运动十分活跃,岩浆作用和变质作用强烈。新生代经历了 5 次大的火山活动,伴有大量酸性岩侵入。深部残余的岩浆给地热活动提供了热源,上部的花岗岩和花岗岩质砂砾岩是地热流体的储集层。沸泉、热泉、间歇喷泉、喷气孔乃至喷气穴、水热爆炸等高温地热显示繁多<sup>[9]</sup>。

本区地处横断山脉南段,地势西南高,东北低,主要的山脉与河流呈近南北向延伸。温泉出露在断裂谷东肩一支沟,地形切割较深,两侧为崖壁,标高差的存在增大了水头压力,使热水更易于流出地表。

区内断裂构造复杂且十分发育,大控蚌温泉处于南汀河断裂东侧,南汀河断裂是滇西地区新生代重要的北东走向的走滑断裂系,断裂微向北西倾,倾角大于  $80^\circ$ <sup>[10]</sup>。从构造上看,南汀河断裂西支北东段和次一级北西向断裂在云县盆地受区域东西向挤压应力场作用下形成一对“X”型共轭剪切断裂,这种断裂形式形成可能是强烈喜马拉雅造山运动的结果<sup>[11]</sup>,切断了变质岩体和花岗岩体,这些北东向及北西向断裂表现了极大的活动性(图 1)。大控蚌温泉受南汀河断裂西支北东段控制,该断裂主要沿云县盆地、南桥河、冷水箐、盘河、勐旨一线展布,属于张性断裂,在云县一带基本上分布在云县盆地西界及其南西延线上,长度约 90 km。在南河乡政府至县南桥河电厂之间,断层破碎带发育<sup>[12]</sup>,南汀河断裂西支北东段为地下水补径排提供良好的导水通道。

大控蚌温泉出露于临沧花岗岩体,临沧花岗岩是长期多次岩浆侵入活动的结果,与中元古界澜沧群、大勐龙群呈侵入接触或交代侵入接触关系<sup>[11]</sup>,以中粒-中粗粒黑云二长花岗岩为主。在温泉北部区域为三叠系忙怀组变质流纹岩、硅质岩和板岩。沟谷、河道内新近系、第四系沉积物不整合覆盖于基岩之上(图 1)。

### 1.2 温泉简述

大控蚌温泉又名南河温泉(南河沸泉),位于云南省云县爱华镇南河村东南 500 m 南河东肩的



1. 第四系砂岩、砾岩、黏土;2. 新近系砂泥岩;3. 中侏罗统砂岩、砾岩;4. 三叠系中统忙怀组变质流纹岩、硅质岩;5. 下古生界澜沧群变质岩;6. 酸性火山岩;7. 花岗岩;8. 花岗岩、花岗斑岩;9. 闪长岩;10. 脉岩;11. 混合岩带;12. 断裂;13. 大控蚌温泉

构造断裂带编号及名称:①南汀河西支断裂北东段;②晓街-大寨断裂;③北桥河断裂(凤庆-洛党-云县断裂);④帮海-蚂蚁堆断裂;⑤南汀河东支断裂

图1 云南云县地区地质略图(据文献[13],有改动)

Fig.1 Geological sketch map of the Yun county area of Yunnan (modified after[13])

支沟中(图2、图3),泉口海拔的1 150 m。据《云南省·温泉志》记载有5个显示区<sup>[14]</sup>。陈墨香等<sup>[15]</sup>也指出云南省云县大困兵(大控蚌)温泉有沸泉、水热爆炸等高温地热显示,泉口最高水温 96 ℃,总流量 21.92 L/s。作者 2017 年 8 月野外实地调查得知,该温泉在支沟北东向有 5 个主要的天然泉眼,均为沸泉,编号为 YLC15、YLC15-2、YLC15-3、YLC15-4 和 YLC15-5,温泉出露于花岗岩体。其中北侧的 YLC15 呈喷发状,水汽猛烈不停向外喷,喷发高度达 10 m 以上,远处可见,响声数百米外可以听到。YLC15-2、YLC15-3、YLC15-4、YLC15-5 4 个泉眼在 YLC15 的南侧,距 YLC15 有数十米,流量较小。YLC15 从断层破碎带沸腾喷出,其余 4 个从花岗岩裂隙沸腾涌出,翻滚较强烈,泉水均无色透明,有轻微 H<sub>2</sub>S 气味。YLC15 泉眼自喷猛烈的原因可能为热水在地下被高温加热呈沸腾状态,大量水汽沿岩石裂隙带喷出地表,显示为高温喷泉。

YLC15 因喷发猛烈无法在喷口处取样和观测水温。《云南省·温泉志》记载其温度 96 ℃,pH 值

为 9,矿化度 0.702 g/L。YLC15-2 泉口水温 88.2 ℃,pH 值 7.8,矿化度 0.625 g/L。YLC15-3 泉口水温 89.4 ℃,pH 值 6.9,矿化度 0.686 g/L。YLC15-4 泉口水温 92.7 ℃,pH 值 6.9,矿化度 0.683 g/L。YLC15-5 泉口水温 88.8 ℃,pH 值 6.7,矿化度 0.664 g/L。大控蚌温泉是很少的壮观大喷泉,由于位置比较偏僻,目前仅有零星游客前来观光,尚未进行其他的开发利用。



图2 大控蚌 YLC15 野外照片

Fig.2 Photo YLC15 of the Dakongbang hot spring

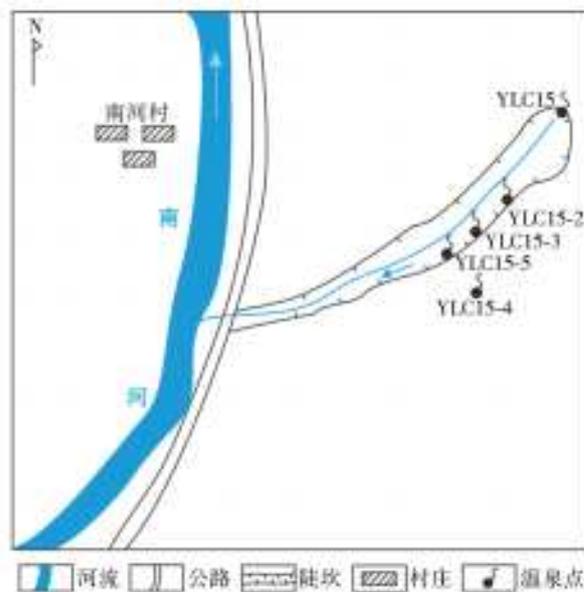


图3 大控蚌温泉出露位置示意平面图

Fig.3 Schematic map of the Dakongbang hot spring

## 2 水化学特征

### 2.1 水化学成分特征

2017 年 8 月采集水样进行测试结果列于表 1。

表 1 大控蚌温泉水化学测试数据

Tab. 1 Hydrochemical analysis of the Dakongbang hot spring

成水	YLC15	YLC15-2	YLC15-3	YLC15-4	YLC15-5
K <sup>+</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	23.4	14.3	11.8	12.4	12.7
Na <sup>+</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	177	178	169	169	170
Ca <sup>2+</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	0.12	3.26	10.2	11.6	11.4
Mg <sup>2+</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	0.11	0.81	1.62	1.52	1.91
Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	—	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	329	318	414	423	384
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	37.5	50	—	—	20.8
Cl <sup>-</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	33	27.8	25.1	23.7	23.9
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	31	24.7	48.5	35.7	32.8
F <sup>-</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	16.1	7.74	6.36	6.06	5.85
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	0.195	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08
Li/(mg·L <sup>-1</sup> )	1.2	1.068	0.78	0.742	0.753
Sy/(mg·L <sup>-1</sup> )	—	0.0824	0.341	0.365	0.38
Zn/(mg·L <sup>-1</sup> )	—	0.00108	0.00101	0.00327	0.00161
Cd/(mg·L <sup>-1</sup> )	—	<0.00005	<0.00005	<0.00005	<0.00005
Ba/(mg·L <sup>-1</sup> )	—	0.0154	0.0408	0.0447	0.046
Cr <sup>6+</sup> /(mg·L <sup>-1</sup> )	—	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Pb/(mg·L <sup>-1</sup> )	—	<0.00002	<0.00002	<0.00002	<0.00002
Mn/(mg·L <sup>-1</sup> )	—	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> /(mg·L <sup>-1</sup> )	261	161.1	191.1	190.2	190.2
游离 CO <sub>2</sub> /(mg·L <sup>-1</sup> )	0	0	1.804	0	0
矿化度/(g·L <sup>-1</sup> )	702	625	686	683	664
pH	9	7.8	6.9	6.9	6.7
<sup>226</sup> Ra/(Bq·L <sup>-1</sup> )	0.022	0.067	0.031	0.04	0.026
<sup>222</sup> Rn/(Bq·L <sup>-1</sup> )	0.22	0.36	1.74	1.51	0.98
温度/°C	96	88.3	89.4	92.7	88.8

注: YLC15 数据引自文献[14], <sup>226</sup>Ra 和 <sup>222</sup>Rn 值取泉眼下方水样测试结果; 其余数据均为本次测试结果。

大控蚌温泉 5 个泉眼水中主要阳离子有 K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 和 Mg<sup>2+</sup>, 主要的阴离子为 Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 和 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, 次要离子主要有 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、F<sup>-</sup>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 等。其中 Na<sup>+</sup> 质量浓度最高的阳离子, 其值为 169~178 mg/L, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 是质量浓度最高的阴离子, 其值为 318~423 mg/L。

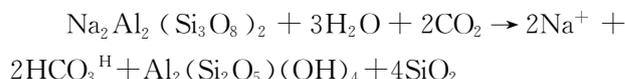
热水中微量组分主要有锂、锶、锌、钡。5 个热水水样中锂的质量浓度为 0.742~1.200 mg/L, 锶的为 0.0824~0.3800 mg/L, 锌的为 0.00101~0.00327 mg/L, 钡的为 0.0154~0.0460 mg/L。特征组分中偏硅酸质量浓度为 161.1~261.0 mg/L, 氟质量浓度为 5.85~16.10 mg/L。温泉水中偏硅酸和氟的质量浓度较大, 成为温泉水的标志组分。

根据我国《饮用天然矿泉水》(GB 8537—2008) 标准, 5 个温泉水水样中锂、锶达到饮用天然矿泉水标准, 但氟超标, 因此不适宜作饮用天然矿泉水。根

据《天然矿泉水资源地质勘察规范》(GB/T 13727—2016), 5 个温泉水的偏硅酸均达到命名理疗矿泉水浓度标准, 均为硅酸水。

## 2.2 综合指标特征

根据表 1 数据, 绘制 Piper 图(图 4)。从图 4 来看, 大控蚌温泉水化学类型均为 HCO<sub>3</sub>-Na 型。这是由于温泉出露区基岩主要为二长花岗岩, 含大量硅酸盐矿物如钠长石, 含 CO<sub>2</sub> 的大气降水和地表水入渗花岗岩体时发生溶滤作用, 与花岗岩中钠长石发生反应<sup>[8]</sup>



出露于花岗岩的地热水与地表水联系密切, 大气降水入渗后, 径流条件好, 溶滤作用强, 故最终形成 HCO<sub>3</sub>-Na 型水。

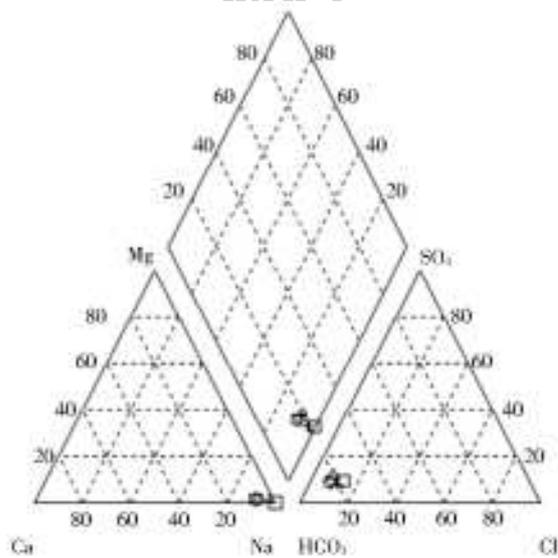


图 4 温泉水样 Piper 图

Fig. 4 Piper diagram showing the water samples of the hot spring

## 3 同位素应用

研究地下热水同位素组成有助于了解地下热水的补给来源和循环条件。

### 3.1 补给来源

Craig H 通过对全球各地大气降水和地表水的  $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  数据进行分析, 揭示了大气降水的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  之间存在线性关系<sup>[16-17]</sup>

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (1)$$

式(1)即为 Craig 方程, 将 2017 年 8 月野外调查采集的大控蚌温泉水样测试的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  数据绘制成  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  关系图(表 2、图 5), 从图 5 中可以看出 5 个水样的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  均散落在全球大气降水线附近, 说明大气降水是其补给来源, 温泉是由大气降水入渗补给经断裂深循环而形成。

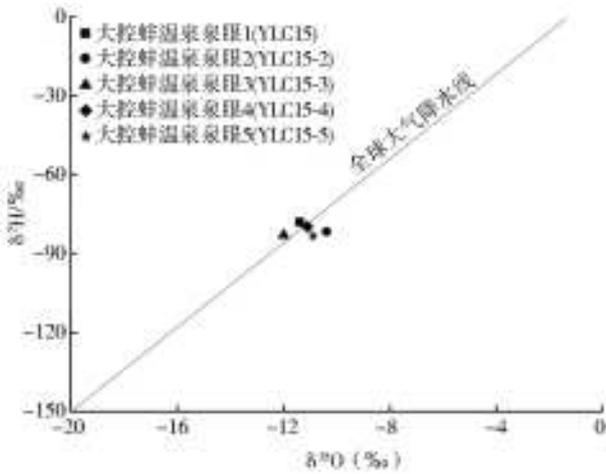


图5 温泉水样的  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  关系

Fig. 5 Plot of  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of water samples of the hot spring

### 3.2 补给高程

在气团沿山地向上爬升凝结成降水的过程中,由于瑞利分馏和清除效应流失  $\delta^{18}\text{O}$ ,使得降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  随海拔的升高而降低<sup>[18]</sup> 表现为高程效应。补给区的高程就利用高程效应来计算。YU Jinsheng 等<sup>[19]</sup>通过对西藏东部大气降水氢氧同位素与高程效应关系进行总结得出

$$\delta^{18}\text{O} = -0.0031H - 6.19, \delta^2\text{H} = -0.026H - 30.2 \quad (2)$$

式中:  $H$  为补给高程(m)。

本次利用公式(2)计算出温泉补给区高程,结果列于表 2,可以看到温泉补给区的高程为 1 700 ~ 2 000 m,估算温泉补给高程为 1 800 m。

表 2 地下热水补给高程计算结果

Tab. 2 Estimated elevation of the recharge area of the hot spring

水样编号	标高/m	温度/°C	$\delta^2\text{H}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	补给高程/m(据 $\delta^2\text{H}$ )	补给高程/m(据 $\delta^{18}\text{O}$ )	平均值/m
YLC15	1 150	96	-78.2	-11.4	1 846	1 681	1 764
YLC15-2	1 140	88.3	-81.7	-10.4	1 981	1 358	1 670
YLC15-3	1 140	89.4	-83.1	-12	2 035	1 874	1 955
YLC15-4	1 140	92.7	-79.8	-11.1	1 908	1 584	1 746
YLC15-5	1 140	88.8	-83.3	-10.9	2 042	1 519	1 781

大控蚌温泉出露在南河东侧花岗岩支沟内,估算的温泉补给区高程为 1 800 m,高出取样点 600 m 左右,温泉出露区周围山顶高程在 1 200 ~ 2 800 m,与周围山地为温泉补给区的实际地形情况基本相符。

### 3.3 补给区温度

根据大控蚌温泉 5 个天然泉点的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  数据,采用三种方法对补给区水的温度进行估算。

方法一 北半球高纬度地区年平均降水  $\delta^{18}\text{O}$  与年平均气温关系<sup>[20]</sup>为

$$t(\delta^{18}\text{O}) = 0.695t - 13.6 \quad (3)$$

方法二 Yurtsever 提出北半球大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  和平均温度  $t$  关系<sup>[21]</sup>为

$$t(\delta^{18}\text{O}) = (0.521 \pm 0.014)t - (14.96 \pm 0.21)\text{‰} \quad (4)$$

方法三 中国大气降水  $\delta^2\text{H}$  的值和平均温度  $t$  之间的关系<sup>[22]</sup>为

$$t(\delta^2\text{H}) = 3t - 92 \quad (5)$$

本次利用三种方法计算温泉补给区温度,结果列于表 3。由上述三种方法进行计算得到的结果相差不是很大,估算大控蚌温泉补给区温度为 3.6 ~ 7.2 °C,低于云县平均气温,本次结果值偏低。

表 3 温泉补给区温度计算结果

Tab. 3 Estimated temperature of the recharge area

水样编号	$\delta^2\text{H}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	补给区温度/°C(据式(3))	补给区温/°C(据式(4))	补给区温度/°C(据式(5))	平均值/°C
YLC15	-78.2	-11.4	3.2	6.6	4.6	7.2
YLC15-2	-81.7	-10.4	4.6	8.6	3.4	5.5
YLC15-3	-83.1	-12	2.3	5.4	3.1	3.6
YLC15-4	-83.1	-11.1	3.6	7.2	3.1	4.6
YLC15-5	-83.3	-10.9	3.9	7.6	2.9	4.8

### 3.4 地下热水年龄

计算地下热水年龄时可以依据  $^{226}\text{Ra}-^{222}\text{Rn}$  放射性同位素衰变原理利用式(6)(Cherdynstev 1971)来进行近似计算

$$t = -\frac{1}{\lambda_{R_a}} \ln\left(1 - \frac{N_{R_n}}{N_{R_a}}\right) \quad (6)$$

式中:  $t$  为热水年龄(a);  $\lambda-^{226}\text{Ra}$  为衰变常数,取值 0.00043;  $N_{R_a}$   $^{226}\text{Ra}$  含量(Bq/L),  $N_{R_n}$   $^{222}\text{Rn}$  含量

(Bq /L)。计算结果列于表 4。

表 4 地下水年龄计算结果  
Tab. 4 Estimated age of the hot water

水样编号	<sup>226</sup> Ra 含量/(Bq·L <sup>-1</sup> )	<sup>222</sup> Rn 含量/(Bq·L <sup>-1</sup> )	年龄/a
YLC15	0.022	0.22	238
YLC15-2	0.067	0.36	470
YLC15-3	0.031	1.74	47
YLC15-4	0.04	1.51	70
YLC15-5	0.026	0.98	70

注:YLC15 的<sup>226</sup>Ra 和<sup>222</sup>Rn 值取泉眼下方水样测试结果;其余数据为泉眼测试结果。

从计算结果可以看出大控蚌温泉泉眼 YLC15 和 YLC15-2 比 YLC15-3、YLC15-4、YLC15-5 的热水年龄要大得多。由于用镭氡公式中存在对数计

算,<sup>226</sup>Ra 和<sup>222</sup>Rn 的值有轻微波动都会对计算结果造成偏差<sup>[23]</sup>。本次 YLC15 和 YLC15-2 热水年龄计算结果偏大,大控蚌温泉热水年龄应该在 100 a 以下。

## 4 温泉成因分析

### 4.1 热储温度

在地热区可以利用地热温标来估算深部热储温度。这种方法是建立在地热流体与矿物达到化学平衡基础上的。根据研究区地热地质条件和水化学资料,采用表 5 中的地热温标来估算地下热储温度<sup>[1,24-25]</sup>。

根据表 5 中的公式计算得出大控蚌温泉热储温度,列于表 6。

表 5 地下水地热温标公式  
Tab. 5 Geothermometers function of the hot water

地热温标方法	计算公式
石英温标-无蒸汽分离或混合作用	$T = -42.198 + 0.28831SiO_2 - 3.6686 \times 10^{-4}(SiO_2)^2 + 3.1665 \times 10^{-7}(SiO_2)^3 + 77.0341lgSiO_2$ (7)
石英温标-无蒸汽损失(0~250℃)	$T = \frac{130.9}{5.19 - lgSiO_2} - 273.15$ (8)
石英温标-最大蒸汽损失在 100℃(0~250℃)	$T = \frac{152.2}{5.75 - lgSiO_2} - 273.1$ (9)
α-方英石温标	$T = \frac{100.0}{4.78 - lgSiO_2} - 273.1$ (10)
玉髓温标-无蒸汽损失(0~250℃)	$T = \frac{103.2}{4.69 - lgSiO_2} - 273.1$ (11)

注:T 为热储温度(℃),SiO<sub>2</sub> 质量浓度单位 mg/L。

表 6 热储温度计算结果  
Tab. 6 Estimated temperature of the geothermal reservoir

水样编号	温度/℃	计算热储温度/℃					热储温度取值/℃
		式(7)	式(8)	式(9)	式(10)	式(11)	
YLC15	96	180.9	180.3	168.5	130.6	159.3	169~181
YLC15-2	88.3	149.7	149.5	143.1	99.1	124.3	143~150
YLC15-3	89.4	160.0	159.9	151.7	109.6	136	152~160
YLC15-4	92.7	159.9	159.6	151.5	109.3	135.7	152~160
YLC15-5	88.8	159.9	159.6	151.5	109.3	135.7	152~160

注:YLC15 温度及 SiO<sub>2</sub> 数据引自文献[14]。

一般来讲石英温标适用于高温热储,玉髓温标适用于中低温热储。大控蚌温泉温度接近沸点,温度较高,故采用石英温标计算结果作为温泉的热储温度,估算大控蚌温泉热储温度为 143~181℃。

### 4.2 循环深度

大控蚌温泉是大气降水入渗经深循环,经地温梯度加热,沿断裂带上升至地表后形成的温泉,根据以下公式估算温泉的循环深度

$$Z = G(T_z - T_0) + Z_0 \quad (12)$$

式中:G 为地热增温级(m/℃),取区域值 22 m/℃(地温梯度的倒数,地温梯度取 45℃/km)<sup>[26]</sup>;T<sub>z</sub> 为地下热储温度(℃);T<sub>0</sub> 为多年平均气温(℃),取 18℃;Z<sub>0</sub> 为常温带深度(m),取区域值 20 m。热水循环深度计算结果列于表 7,大控蚌温泉循环深度约为 2 858~3 496 m。由于地下水循环过程影响因素较多,实际估算热水循环深度过程较为复杂,初步认为本次计算结果偏大。

表 7 地下水循环深度计算结果

水样编号	$G/(m \cdot ^\circ C^{-1})$	$T_z/^\circ C$	$T_0/^\circ C$	$Z_0/m$	$Z/m$
YLC15	22	176	18	20	3 496
YLC15-2	22	147	18	20	2 858
YLC15-3	22	157	18	20	3 078
YLC15-3	22	157	18	20	3 078
YLC15-4	22	157	18	20	3 078

### 4.3 冷水混合比例

大控蚌温泉位于南河东侧、南汀河断裂带右侧,断裂带裂隙发育,径流条件好,深部地下水在上升运移阶段有可能会与浅部冷水发生混合。由质量守恒原理可知,冷水混合进入深源热水后会致使热水初焓及二氧化硅初始含量降低。假定深源热水的二氧化硅处在饱和状态,冷水混合的份额为  $X$ ,则可以得到下面两个方程式<sup>[5]</sup>。

$$S_c X + S_h (1 - X_1) = S_s \quad (13)$$

$$C(SiO_2) X + h(SiO_2) (1 - X_2) = S(SiO_2) \quad (14)$$

式中: $S_c$ 为近地表冷水的焓,假设当地年平均气温  $18^\circ C$ ;  $S_h$ 为深部热水的初焓;  $S_s$ 为泉水的终焓;  $C(SiO_2)$ 为近地表冷水的  $SiO_2$  质量浓度,取  $10 \text{ mg/L}$ ;

$S(SiO_2)$ 为泉水的  $SiO_2$  质量浓度;  $h(SiO_2)$ 为深部热水  $SiO_2$  的初始质量浓度,是  $S_h$  的函数。将式(13)和(14)变换  $X$  的表达式为

$$X_1 = \frac{S_h - S_s}{S_h - S_c} \quad (15)$$

$$X_2 = \frac{h(SiO_2) - S(SiO_2)}{h(SiO_2) - C(SiO_2)} \quad (16)$$

将大控蚌温泉数据代入上述公式利用表 8<sup>[5]</sup>的有关参数,计算得到一系列  $X_1$  和  $X_2$  值,结果见表 9。根据两组数据作图,两条线交点即为冷水混入比例(图 6)。

表 8 热水温度、焓和  $SiO_2$  质量浓度关系Tab. 8 Relationship between temperature, enthalpy and  $SiO_2$  contents

温度/ $^\circ C$	焓/ $(\times 4.1868 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1})$	$SiO_2$ 质量 浓度/ $(\text{mg} \cdot \text{L}^{-1})$	温度/ $^\circ C$	焓/ $(\times 4.1868 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1})$	$SiO_2$ 质量 浓度/ $(\text{mg} \cdot \text{L}^{-1})$
50	50	13.5	200	203.6	265
75	75	26.6	225	230.9	365
100	100.1	48	250	259.2	486
125	125.4	80	275	289	614
150	151	125	300	321	692
175	177	185			

表 9 温泉  $X_1$  和  $X_2$  计算结果Tab. 9 Results of  $X_1$  and  $X_2$  of the hot spring

水样编号	温度/ $^\circ C$											
	50	75	100	125	150	175	200	225	250	275	300	
$X_1$	YLC15	-1.44	-0.4	0.05	0.27	0.4	0.5	0.57	0.62	0.66	0.7	0.72
	YLC15-2	-1.2	-0.23	0.14	0.34	0.47	0.55	0.61	0.66	0.7	0.73	0.75
	YLC15-3	-1.23	-0.25	0.13	0.33	0.46	0.55	0.61	0.66	0.69	0.72	0.75
	YLC15-4	-1.33	-0.31	0.09	0.3	0.43	0.52	0.59	0.64	0.68	0.71	0.74
	YLC15-5	-1.21	-0.24	0.14	0.34	0.46	0.55	0.61	0.66	0.69	0.72	0.75
$X_2$	YLC15	-53.6	-10.5	-4	-1.7	-0.66	-0.09	0.25	0.5	0.6	0.7	0.72
	YLC15-2	-51.8	-10.13	-3.86	-1.64	-0.61	-0.06	0.28	0.48	0.61	0.69	0.73
	YLC15-3	-43.29	-8.34	-3.08	-1.21	-0.35	0.11	0.39	0.56	0.67	0.74	0.77
	YLC15-4	-36.97	-7.01	-2.5	-0.9	-0.16	0.24	0.48	0.63	0.72	0.78	0.81
	YLC15-5	-41.4	-7.94	-2.91	-1.12	-0.29	0.15	0.42	0.58	0.69	0.75	0.78

由图 6 可以看出大控蚌温泉 5 个泉眼除 YLC15-2 数据不理想外,其余 4 个泉眼冷水混合份额为  $0.6 \sim 0.7$ ,混合比例较大,但从泉眼流出的热水温度不低,说明温泉出露内热储层为高温热储。同时,4 个泉眼冷水混合比例相差不大而且位置相隔不远,说明可能是相同热水在上升过程中与冷水混合。

冷热水混合法得出混合前温度约为  $225 \sim 275^\circ C$ ,与利用地热温标估算得到的热储温度  $150 \sim 180^\circ C$  相比计算值偏高。由于本方法根据的是理想条件严格按照二氧化硅溶解曲线计算,深部热储实际情况复杂,基本无法达到理想条件,认为地热温标计算出

来的热储温度更合理,用此方法计算出来的热储温度偏大。

### 4.4 温泉形成模式

大控蚌温泉出露于临沧花岗岩体,以中粒-中粗粒黑云-二长花岗岩为主。花岗岩为侵入的岩浆冷凝后结晶形成的岩石,花岗岩往深处逐渐过渡岩浆,来自岩浆的热量往地表传输形成大地热流,成为大控蚌温泉这一高温水热区的热源。并且大控蚌温泉处于南汀河断裂东侧,南汀河断裂被认为是滇西南临沧地区规模最大的活动断裂,断裂微向北西倾,倾角大于  $80^\circ$ ,属于张性断裂,有利于来自深部热流的汇集和传输,同时也构成温泉热水上升的主要通道。

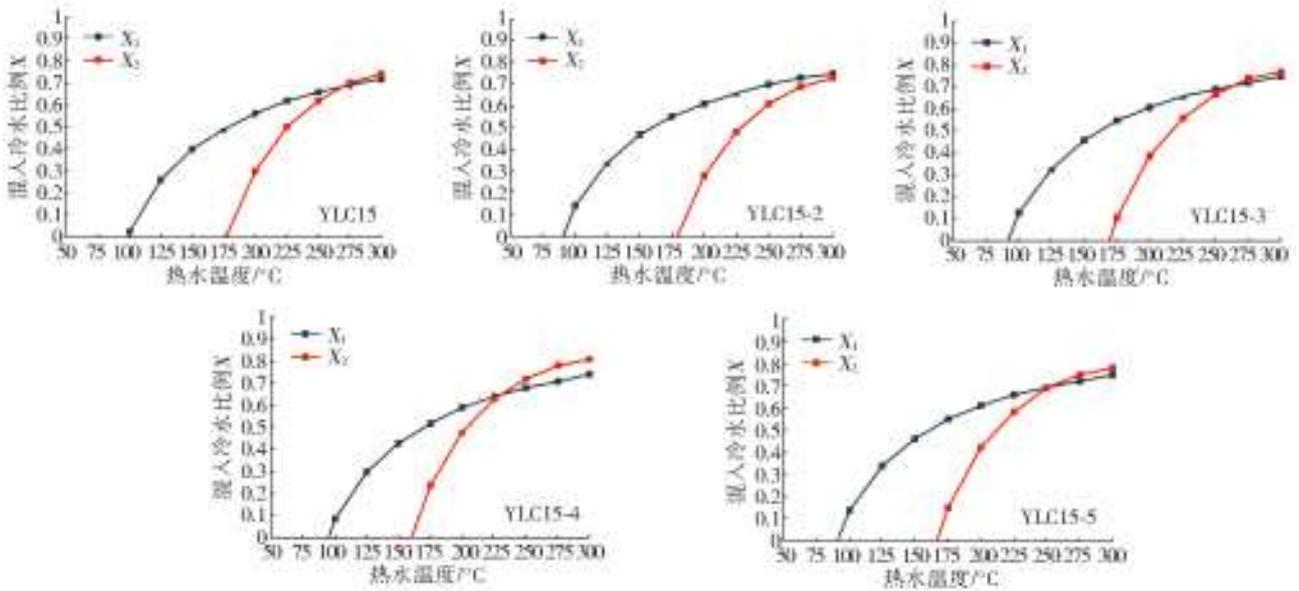


图 6 大控蚌温泉冷热水混入比例

Fig. 6 Mixing ratio of cold water and hot water of the Dakongbang hot spring

大气降水为温泉的主要补给来源,沿断层带地下水径流条件好,有利于地下水深循环和热流加热,且温泉出露的支沟地形切割较深,有利于温泉的出露。

综上,大控蚌温泉成因模式可归纳为大气降水在周围山区补给区入渗补给后,地下水向深大断裂带汇集,在经历深循环过程中获得来自深部热流加热后沿导水断裂带上涌,在上升的过程中与浅部冷水发生混合,以高温喷泉或沸泉出露于地表(图 7)。

$Mg^{2+}$ , 主要的阴离子有  $Cl^-$ 、 $SO_4^{2-}$  和  $HCO_3^-$ , 水化学类型为  $HCO_3^-Na$  型。温泉水中偏硅酸和氟二者含量都较高,成为温泉水的标志组分。另外,5 个泉眼的偏硅酸质量浓度达到命名理疗矿泉水标准。

通过  $\delta^2H-\delta^{18}O$  数据关系图表明大气降水是温泉的补给来源,利用稳定同位素数据估算出热水补给高程约为 1 800 m;估算补给区温度为 3.6~7.2 °C;采用  $SiO_2$  温标法估算的热储温度为 143~181 °C,估算地下水循环深度为 2 858~3 496 m。大控蚌温泉控水和控热构造为南汀河断裂,大气降水在山区补给区入渗补给后,地下水向深大断裂带汇集,在经历深循环过程获得深部热流加热后沿导水断裂带上涌,在上升的过程中与浅部冷水发生混合,以高温喷泉或沸泉形式出露于地表,其热源间接来源于深处的岩浆。大控蚌温泉可以作为观光旅游、医疗保健等进一步开发利用。

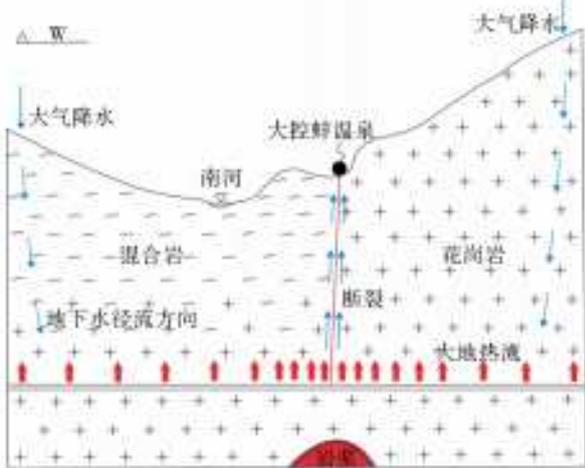


图 7 大控蚌温泉成因模式示意剖面图

Fig. 7 Schematic profile showing the formation pattern of the Dakongbang hot spring

## 5 结论

云南省云县大控蚌温泉出露于花岗岩,有 5 个天然泉眼,温度为 88.3~96 °C,属于高温温泉,地表显示为沸泉或喷泉,温泉 TDS 为 0.625~0.702 g/L; pH 值 6.7~9; 主要阳离子有  $K^+$ 、 $Na^+$ 、 $Ca^{2+}$  和

## 参考文献(References):

- [1] ALBU M, BANKS D, NASH H. Mineral and Thermal Groundwater Resources[J]. Geothermics, 2012, 27(1). DOI:10.1007/978-94-011-5846-6.
- [2] QIN D J, TURNER J V, PANG Z H. Hydrogeochemistry and groundwater circulation in the Xi'an geothermal field, China[J]. Geothermics, 2005(34): 471-494. DOI: 10.1016/j.geothermics.2005.06.004.
- [3] ZHOU X, LI J, ZHOU H Y, et al. Increase in thermal groundwater due to a flowing well near the Songshan hot spring in Beijing, China[J]. Environmental Geology, 2008, 53 (7): 1405-1411. DOI: 10.1007/s00254-007-0749-z.

- [4] DAVRAZ A. Hydrogeochemical and hydrogeological investigations of thermal waters in the Usak Area (Turkey) [J]. *Environmental Geology*, 2008, 54: 615-628. DOI:10.1007/s00254-007-0829-0.
- [5] LIU Y P, ZHOU X, FANG B, et al. A preliminary analysis of the formation of travertine and travertine cones in the Jifei hot spring, Yunnan, China [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2012, 66(7): 1887-1896. DOI: 10.1007/s12665-011-1413-1.
- [6] 杜毓超, 吕勇, 罗贵荣. 滇西路西盆地温泉水文地球化学特征及其成因[J]. *地质通报*, 2012, 31(z1): 406-412. (DU Y C, LV Y, LUO G R. Hydrogeochemical characteristics and genetic analysis of hot springs in Luxi basin, western Yunnan Province [J]. *Geological Bulletin of China*, 2012, 31(2/3): 406-412. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.1671-2552.2012.02.026.
- [7] 郭忠杰, 王锦国, 陈舟, 等. 云南省鹤庆西山温水龙潭温泉成因机制探讨[J]. *工程勘察*, 2015, 43(5): 43-48. (GUO Z J, WANG J G, CHEN Z, et al. Discussion on the formation mechanism of Wenshui Longtan hot spring in Xishan, Heqing, Yunnan province [J]. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 2015, 43(5): 43-48. (in Chinese))
- [8] 谭梦如. 云南西双版纳地区部分温泉水化学和同位素特征及成因研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018: 1-68. (TAN M R. A study of the hydrochemical and isotopic characteristics and geneses of some of the hot springs in the Xishuangbanna area of Yunnan, China [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2018: 1-68. (in Chinese))
- [9] 吴乾蕃, 祖金华, 谢毅真, 等. 云南地区地热基本特征[J]. *地震地质*, 1988, 10(4): 177-183. (WU Q F, ZU J H, XIE Y Z, et al. Characteristics of geothermal field in Yunnan region [J]. *Seismology and Geology*, 1988, 10(4): 177-183. (in Chinese))
- [10] 段建中, 谭筱虹. 滇西三江地区新生代主要走滑断裂性质及特征[J]. *云南地质*, 2000, 19(1): 8-23. (DUAN J Z, TAN X H. The nature and feature of cenozoic main strike-slip fault in the three-river area of west Yunnan [J]. *Yunnan Geology*, 2000, 19(1): 8-23. (in Chinese))
- [11] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990. (Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan. Regional geology of Yunnan Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990. (in Chinese))
- [12] 王晋南, 王洋龙, 安晓文, 等. 南汀河西支断裂北东段最新活动性分析[J]. *地震研究*, 2006, 29(3): 264-268. (WANG J N, WANG Z L, AN X W, et al. Analysis of latest activity on NE-segment of West Branch of Nantinghe Fault [J]. *Journal of Seismological Research*, 2006, 29(3): 264-268. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.1000-0666.2006.03.010.
- [13] 刘德利, 刘继顺, 张彩华, 等. 滇西南澜沧江结合带北段云县花岗岩的地质特征及形成环境[J]. *岩石矿物学杂志*, 2008, 27(1): 23-31. (LIU D L, LIU J S, ZHANG C H, et al. Geological characteristics and tectonic setting of Yunxian granite in the northern part of South Lancangjiang convergent margin, Western Yunnan Province [J]. *Acta Petrological et Mineralogica*, 2008, 27(1): 23-31. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.1000-6524.2008.01.003.
- [14] 云南省地方志编纂委员会. 云南省志(卷25)温泉志[M]. 昆明: 云南人民出版社, 1999: 128-129. (Local Chronicles Codification Committee of Yunnan Province. The Local Chronicles of Yunnan Province (25 volumes) Hot Spring [M]. Kunming: Yunnan People's Publishing House, 1999: 128-129. (in Chinese))
- [15] 陈墨香, 汪集旸, 邓孝. 中国地热资源-形成特点和潜力评估[M]. 北京: 科学出版社, 1994. (CHEN M X, WANG J Y, DENG X. Geothermal resources in China-formation characteristics and potential evaluation [M]. Beijing: Science Press, 1994. (in Chinese))
- [16] CRAIG H. Isotopic variations in meteoric waters [J]. *Science*, 1961(133): 1702-1703. DOI: 10.1126/science.133.3465.1702.
- [17] CRAIG H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water [J]. *Science*, 1961(133): 1833-1834. DOI: 10.1126/science.133.3467.1833.
- [18] 杨晓新, 徐柏青, 杨威, 等. 藏东南不同季节水体中氧同位素的高程递减变化研究[J]. *科学通报*, 2009(54): 2140-2147. (YANG X X, XU B Q, YANG W, et al. Study of altitudinal lapse rates of  $^{18}\text{O}$  in precipitation/river water with seasons on the southeast Tibetan Plateau [J]. *Chinese Science Bull*, 2009, 54: 2742-2750. (in Chinese)) DOI: http://ir.itpcas.ac.cn:8080/handle/131C11/186.
- [19] YU J S, ZHANG H B, YU F J, et al. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric waters in the eastern part of Xizang [J]. *Geochemistry*, 1984, 3(2): 93-101.
- [20] DANSGAARD W. Stable isotopes in precipitation [J]. *Tellus*, 1964, 16: 436-468. DOI: 10.3402/tellusa.v16i4.8993.
- [21] 周训, 金晓媚, 梁四海, 等. 地下水科学专论[M]. 第二版. 北京: 地质出版社, 2017. (ZHOU X, JIN X M, LIANG S H, et al. Special topics on groundwater sciences (second edition) [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2017. (in Chinese))

(下转第 155 页)

- 2008, 12, 012.
- [13] YANG Q, XIAO H L, ZHAO L J, et al. Hydrological and isotopic characterization of river water, groundwater, and groundwater recharge in the Heihe River basin, northwestern China [J]. *Hydrological Processes*, 2011, 25(8):1271-1283. DOI:10.1002/hyp.7896.
- [14] 郝爱兵,李文鹏,梁志强. 利用 TDS 和  $\delta^{18}\text{O}$  确定蒸发和溶滤作用对内陆干旱区地下水咸化贡献的一种方法[J]. *水文地质工程地质*, 2000, 27(1):4-6. (HAO A B, LI W P, LIANG Z Q. Using TDS and  $\delta^{18}\text{O}$  to determine contribution of evaporation and dissolution to the salinization of inland arid area[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2000, 27(1):4-6. (in Chinese)) DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2000.01.002.
- [15] 陈宗宇,苏晨,郑昭贤,等. 我国重点跨界含水层水文地质调查报告:塔城盆地[R]. 石家庄:中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 2016:105-127. (CHEN Z Y, SU C, ZHENG Z X, et al. Report of hydrogeological survey on key transboundary aquifer in China: Tacheng basin[R]. Shijiazhuang, Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Science, 2016:105-127. (in Chinese))
- [16] HUANG T M, PANG Z H. The role of deuterium excess in determining the water salinization mechanism: a case study of the arid Tarim River basin, NW China [J]. *Applied Geochemistry*, 2012, 27(12):2382-2388. DOI:10.1016/j.apgeochem.2012.08.015.
- [17] 王雨山,郭媛. 干旱区地下水咸化机制的区域氘盈余解析[J]. *水文地质工程地质*, 2015, 42(6):29-35. (WANG Y S, GUO Y. A study of groundwater salinization mechanism in arid areas using regional deuterium excess[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2015, 42(6):29-35. (in Chinese)) DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2015.06.05.
- [18] ZHENG Z X, ZHANG H D, CHEN Z Y, et al. Hydrogeochemical and isotopic indicators of hydraulic fracturing flowback fluids in shallow groundwater and stream Water, derived from Dameigou shale gas extraction in the northern Qaidam basin [J]. *Environmental Science & Technology*, 2017, 51:5889-5898. DOI:10.1021/acs.est.6b04269.
- [19] 沈照理. 水文地球化学基础[M]. 北京:地质出版社, 1990:71-74. (SHEN Z L. *Hydrogeochemistry Basis* [M]. Beijing: Geological Press, 1990: 71-74. (in Chinese))
- [20] LIU J, CHEN Z Y, WANG L J, et al. Chemical and isotopic constrains on the origin of brine and saline groundwater in Hetao plain, Inner Mongolia [J]. *Environmental Science pollution Research*, 2016, 23:15003-15014. DOI:10.1007/s11356-016-6617-1.
- [21] SCHOELLER H. Qualitative Evaluation of Ground Water Resources [M]. In: Schoeller, H., Ed., *Methods and Techniques of Groundwater Investigation and Development*, Water Resource Series No. 33, UNESCO, Paris, 1967:44-52.
- [22] 王晓曦,王文科,王周锋,等. 滦河下游河水及沿岸地下水水化学特征及其形成作用[J]. *水文地质工程地质*, 2014, 41(1):25-33, 73. (WANG X X, WANG W K, WANG Z F, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of river water and groundwater along the downstream Luanhe River, northestern China[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2014, 41(1):25-33, 73. (in Chinese)) DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2014.01.005.

(上接第 147 页)

- [22] 王恒纯. 同位素水文地质概论[M]. 北京:地质出版社, 1991:46-50. (WANG H C. *Introduction to isotope Hydrogeology* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991:46-50. (in Chinese))
- [23] 李婷. 地下热水中天然放射性镭-226 和氡-222 测定及分析评价[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2013:1-67. (LI T. *Measurement and analysis of natural radioactive elements Ra-226 and Rn-222 in the groundwater* [D]. China University of Geosciences (Beijing), 2013:1-67. (in Chinese))
- [24] FOURNIER R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 1977, 5 (1/4):41-50. DOI:10.1016/0375-6505(77)90007-4.
- [25] GIGGENBACH W F. Geothermal solute equilibrium, derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988:52, 2749-2765. DOI:10.1016/0016-7037(88)90143-3.
- [26] 袁玉松,马永生,胡圣标,等. 中国南方现今地热特征[J]. *地球物理学报*, 2006, 49(4):1118-1126. (YUAN Y S, MA Y S, HU S B, et al. Present-day geothermal characteristics in South China[J]. *Chinese Journal of Geophysics* 2006, 49 (4): 1118-1126. (in Chinese)) DOI:10.3321/j.issn:0001-5733.2006.04.025.