

黄琴辉,张华,康晓波,等.滇西陇川断陷盆地地热水化学特征及循环过程[J].中国岩溶,2020,39(6):793-801.
DOI:10.11932/karst20200601

滇西陇川断陷盆地地热水化学特征及循环过程

黄琴辉¹,张华²,康晓波²,王波²,刘海峰²,柴金龙³,黄钊⁴,王燕⁴

(1. 云南国土资源职业学院, 昆明 652501; 2. 云南省地质环境监测院, 昆明 650216; 3. 云南省地质调查局, 昆明 650051; 4. 云南省地质调查院, 昆明 650216)

摘要:通过对陇川盆地开展地热地质调查,查清其地热资源分布:盆地内共出露地热点11处,热储结构类型为带状型和层状型,盆地中部为层状型,两侧盆地边缘为带状型,其中北西部受断裂控制明显,南东部受节理裂隙控制明显。其储热层为变质岩及新近系芒棒组的花岗质砂砾岩、细砂岩;地热水受大气降水影响明显,循环深度都在1600 m以上,大部分在1800~2400 m之间,主要来源于深部热源,通过断裂、裂隙及砂砾石孔隙作为导水、储水上涌通道,接收来自山区补给的地下水混合出露于地表,补给距离在1.5 km以上,如南宛河温泉温度最高,地下水循环深度最深,补给距离最远,达10 km;盆地北东和西部水温高,循环深度深。

关键词:滇西;陇川盆地;地热地质条件;化学特征;成因分析

中图分类号:P314.1;P641.3 **文献标识码:**A

文章编号:1001-4810(2020)06-0793-09 **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



0 引言

地热是一种可再生的清洁能源,中国是低温地热资源储量丰富、具有很大开发空间的地热资源大国^[1],大规模开展地热资源的普查、勘查和开发始于20世纪70年代^[2]。2009-2011年,国土资源部在系统收集已有相关专业、相关部门地质资料的基础上,对中国地热资源潜力进行了重新调查评价,统计有出露温泉2334处,地热开采井5818眼^[3]。2014年云南省开展了地热资源调查评价与区划,地热资源可开采热量为 $43\ 511.65 \times 10^9 \text{ kJ} \cdot \text{a}^{-1}$,已开采热量为 $12\ 037.7 \times 10^9 \text{ kJ} \cdot \text{a}^{-1}$ 。云南地热能资源丰富,数量多、分布广,全省绝大部分县、市(104个县市)均有温、热泉出露,有较大发展前途。

云南省“十三五”规划提出坚持绿色发展,着力改善生态环境,2018年云南省政府工作报告提出全力打造世界一流的“绿色能源”、“绿色食品”、“健康生活目的地”“三张牌”战略。地热资源作为绿色能

源将在今后发展中有更加广阔的前景。但因调查程度较低,目前对地热能资源的分布规律、形成的地质环境及资源潜力等的研究程度较低,认识较肤浅,开发利用水平、利用率还较低。云南省地热资源在滇东和滇西的差异明显,地热类型分为盆地型(如昆明地热田)、断裂带型(如安宁温泉、汤池温泉等)和岩浆型(腾冲地热田)。本文通过对陇川地热开展地质条件、水样分析,运用舒卡列夫分类法评价地下水化学类型,采用数学公式计算热水循环深度,并按照氢氧稳定同位素的高程效应原理计算地热水补给高程,以中国大气降水线方程分析地热水补给来源和途径,从而分析陇川的地热地质条件、水化学特征及循环过程,以为陇川盆地的地热资源开发提供资源保障,为滇西断陷盆地地热研究提供借鉴。

1 研究区概况

陇川盆地位于云南的西部,属德宏州管辖,研究

基金项目:云南省地质勘查基金项目(D201709)

第一作者简介:黄琴辉(1984-),女,硕士,工程师、讲师,主要从事基础地质研究及教学工作。

通信作者:张华(1982-),男,高级工程师,主要从事水文、工程、环境地质调查研究。E-mail:ynddysghs.zhh@163.com。

收稿日期:2020-01-27

区地理坐标为: E97°45'06" ~ 97°59'29", N24°09'56" ~ 24°26'36", 范围以盆地底部为主, 面积约414 km²; 地貌类型为构造堆积地貌, 可进一步划分为断陷堆积地貌和湖积台地低丘地貌; 整体地势北东高, 南西低, 受构造控制, 盆地和山川均为北东—南西走向。根据陇川县气象局近30年资料统计, 陇川县年平均温度为19.1℃, 多年平均降水量为1508.8 mm, 年均

日照时数为2225 h, 年均蒸发量为1455 mm。

陇川盆地有出露地热点11处, 其中温泉8处(上升温泉5处、上升温泉群3处)、热水钻孔3处, 均为低温温泉^[4]; 地热显示点主要分布在清平乡的广岭村, 城子镇的曼邦村、下吕连村、新山村、撒定村, 章凤镇的费岗村、弄贯村、吕门村和陇把镇的龙安村等区域(图1)。

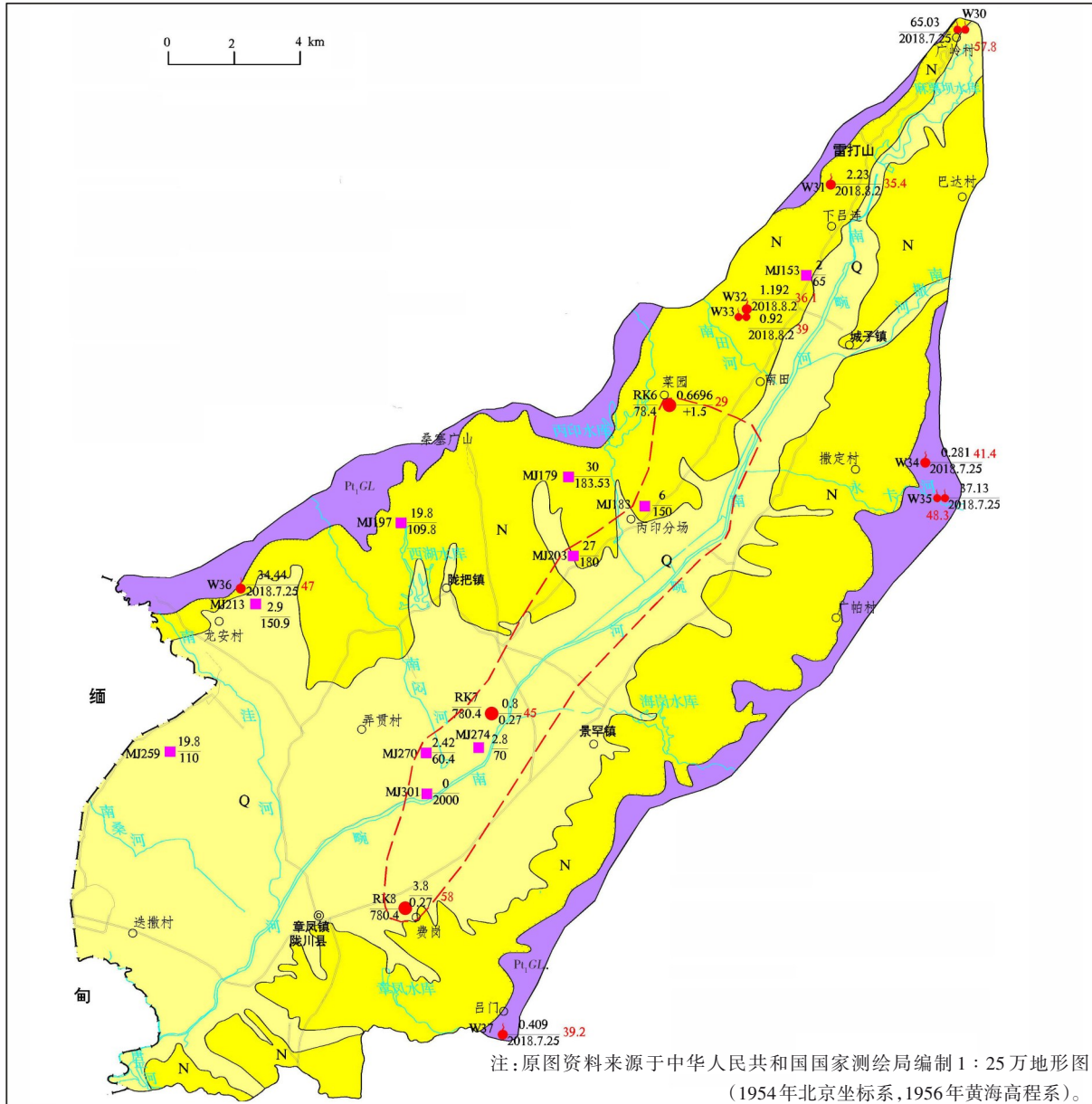


图1 陇川盆地地热出露点分布图

Fig. 1 Distribution of geothermal outcrops in Longchuan basin

2 地热地质条件

2.1 地热地质背景

陇川地热属滇西高温热水区高黎贡山—腾冲亚区盈江—陇川高温热水带,该带地热资源丰富,出露地热显示点64处,其中温泉51处,平均水温为47.7℃,热孔9处,平均水温为72℃,大口井4处,平均水温为46.2℃,平均热流值为85.4 mW·m⁻²,最高热流值可达118 mW·m⁻²,是云南最高的高热流区^[5]。研究区位于欧亚大陆、印度次大陆和太平洋板块交汇的前缘,区内地震活动常具有明显的群发性及沿SN向断层迁移的特征,且次级断层活动触发主断层活动而引起的地震强烈^[6],据中国地震台网共享数据,在1981—2014年区内发生的4级(包含4级)以上的地震达37次。强烈的构造活动是高温地热带形成的重要原因。

陇川盆地的北西部沿边缘出露瓦德龙断裂^[7],其控制了盆地北西部的温泉出露。该断裂北东起于梁河县南林村附近,向南西经瓦德龙、陇川盆地北西缘的广岭村分发山,至昔马后入缅甸境内,全长大于120 km,中国境内长约100 km;走向30°~45°,倾向南东或北西,倾角较陡,达80°以上;断裂破碎带宽几米至百余米不等,以碎裂岩为主,发育糜棱岩、角砾岩、断层泥等;断裂普遍错断上新统,显示出断裂长期以强烈挤压为主的活动的特点;在研究区呈北东向45°延伸,北东隐伏于梁河县曼东盆地之下,南西则隐伏于陇川盆地之下,出露长约14 km,断裂带及其西侧为一宽约2 km的强烈挤压糜棱岩化带。

陇川盆地属新近纪断陷盆地,新构造运动强烈,基底隐伏活动断裂较多^[8](图2);受断裂控制,南宛河纵贯盆地,盆地出口高程约900 m,底部平坦区与周边山地高差千米以上。

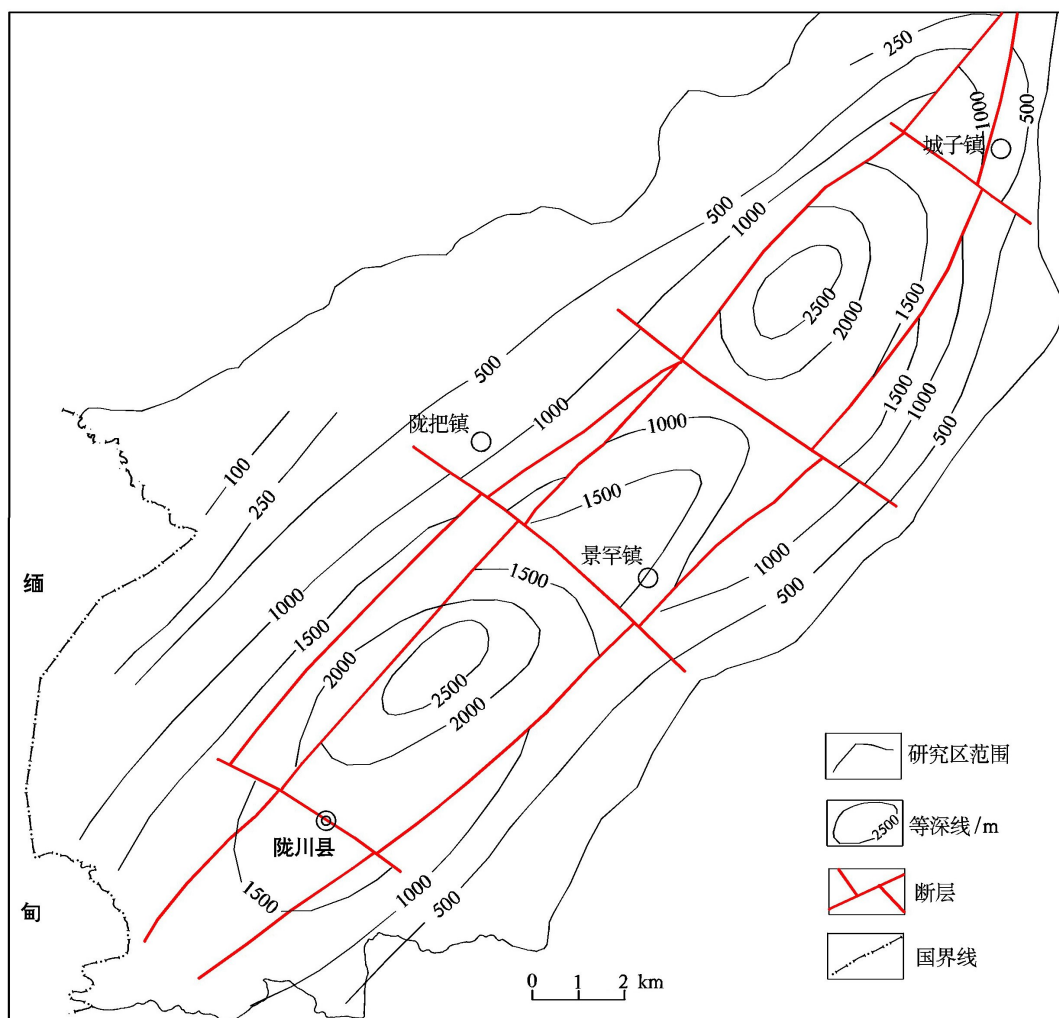


图2 陇川盆地基底构造埋深图(根据文献[8]修编)

Fig. 2 Buried depth map of basement structure in Longchuan basin (modified from reference[8])

区域内地层主要出露下元古界变质岩基底及新近系、第四系盖层。下元古界高黎贡山岩群(Pt_1GL)为黑云母质斜长变粒岩、斜长片麻岩,云母片岩、云母石英片岩、石英岩,夹有少量角闪黑云斜长片麻岩、大理岩与石榴绿帘石英岩。新近系芒棒组(N_2m)为花岗质砂砾岩,细砂岩,黏土质粉砂岩、黏土及薄煤层。第四系(Q)为砂、砾石、粗砂质黏土。通过物探测量陇川盆地西部覆盖层由盆地边缘75 m、370 m、560 m过渡到盆地中部大于2 km,再往东过渡到1 250 m、579 m,覆盖层由盆地边缘至中部渐次变厚。根据RK8热孔揭示情况,780.4 m孔深未揭穿芒棒组,盆地底部平坝区覆盖层厚度数百米至千米以上,古近系和新近系沉积厚度大于2 500 m^[9-12]。

2.2 地热地质特征

陇川盆地的热储结构类型为带状型和层状型(图3),盆地中部为层状型,两侧盆地边缘为带状型,其中北部受断裂控制明显,南东部受节理裂隙控制明显。陇川盆地储热层为变质岩及新近系芒棒组的花岗质砂砾岩、细砂岩。热储层顶板埋深大于597 m,由于没有深井揭露,且第三系厚度大,底板界线不清,在平面上圈定面积为48.22 km²,东至新造运动一级阶地边缘,南至隐伏推测构造,西至隐伏构造,北至隐伏推测构造,呈北东—南西向展布,长15.03 m,宽2.59 km。

通过分析盆地底部的京旺温泉热井(RK8)^[13]和滇黔桂石油队勘查的石油钻井(RK6、RK7),区内三个热井都是通过钻探开采而出露地表,且水位在+0.27 ~ +1.5 m,圈定为陇川地热异常区,平均地温梯度为4.0 °C·(100 m)⁻¹,热储埋深大于597 m;圈定面积为48.22 km²,东至新造运动一级阶地边缘,南至隐伏推测构造,西至隐伏构造,北至隐伏推测构造;显示呈北东—南西向展布,长15.03 m,宽2.59 km。

陇川盆地地热为新生代沉积盆地传导型地热,热储系统的特点是“层控热储,侧向径流补给,大地热流供热”^[14]。新近系地层中发育一层稳定且较厚的泥页岩、炭质页岩夹褐煤层,导热性差,具有一定的保温作用,是良好的盖层。按地层时代从新到老可分为两个热储系统,上部为新近系半成岩砂砾岩、含砾砂岩热储系统,下部为下元古界高黎贡山岩群片麻岩热储系统;按照区域地热地质条件,陇川盆地中热储主要指新近系热储层及下部变质岩热储层。京旺温泉位于陇川盆地底部南东边缘,各地层厚度变薄,为取较高温度的热水,主要开采新近系中砂岩和砂砾岩含水层,热储层总厚度为183.40 m,热储中热水来源自随沉积物一起沉积时保存下来的沉积水,同时还有来自东部方向的径流补给水和上层的越流补给水,径流排泄。

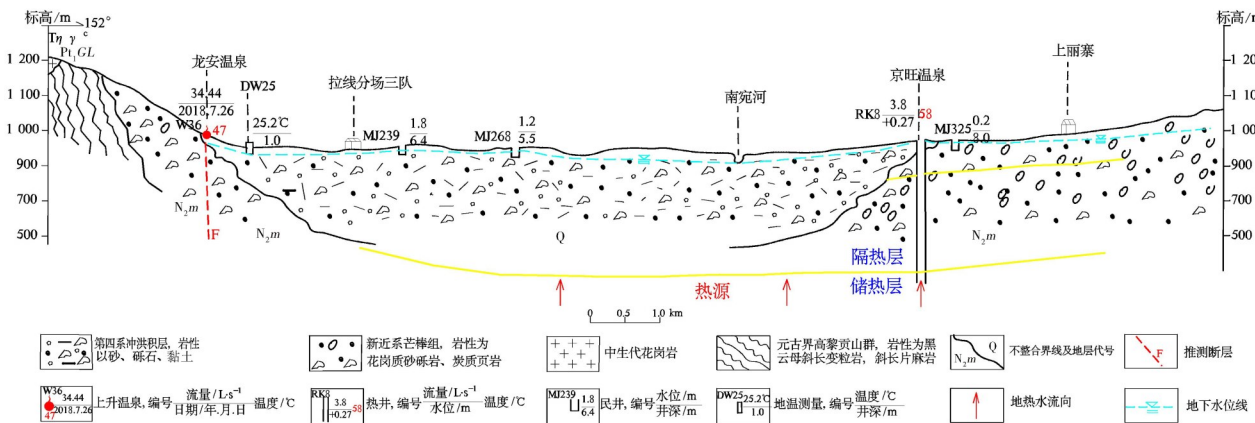


图3 陇川盆地地热地质剖面图
Fig. 3 Geothermal geological profile of Longchuan basin

3 地热流体化学特征

3.1 水化学特征

据10组水样分析,温泉共4种化学类型,热水水

化学类型以HCO₃-Na为主,其次为SO₄-Na、HCO₃-Na·Ca、HCO₃·SO₄-Na,矿化度一般在0.195 ~ 0.485 g·L⁻¹之间(表1,图4)。从地下水化学类型分析看,地下水类型差异大,说明地热水补给来源复

杂。在变质岩区,由于变质作用的 Na^+ 来源于浅层地下水对钠长石等含钠矿物成分的溶滤,受深部热源温度的影响反映出温度高的温泉 Na^+ 、 SO_4^{2-} 也高,且 Cl^- 的含量也高,以深部热源为主,受混合作用强烈,

其水温和离子含量偏低。受区域出露的地层、水文地质条件、地质构造等因素的综合影响,在蒸发浓缩、溶滤、混合离子交换等共同作用下,地下水化学类型呈现复杂性^[15]。

表 1 陇川盆地地下水化学类型表($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)
Table1 Groundwater chemical types in Longchuan basin($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)

统一编号	水温/ $^{\circ}\text{C}$	pH值	溶解性总固体	偏硅酸	地下水化学类型	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	F^-	CO_3^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}
W30	57.8	8.0	279.1	102.9	HCO_3-Na	2.66	66.67	4.05	0.00	114.2	7.26	8.86	8.69	7.03
W31	35.4	7.5	244.1		$\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$	1.17	48.27	11.35	0.97	108.2	2.02	0.00	1.60	31.50
W32	36.1	7.4	195.1		HCO_3-Na	1.50	54.22	14.59	0.00	132.2	5.16	2.95	1.67	19.16
W34	41.4	7.8	379.1		SO_4-Na	2.42	105.20	6.48	0.00	66.10	2.64	8.86	6.06	150.10
W35	48.3	8.3	299.2	76.27	SO_4-Na	2.20	90.86	4.05	0.49	39.06	1.89	20.68	3.92	115.90
W36	47.0	8.5	238.1	74.36	HCO_3-Na	1.29	62.33	2.43	0.49	66.10	8.65	23.64	9.25	4.85
W37	39.2	8.8	231.6		HCO_3-Na	0.96	64.92	2.43	0.00	81.12	3.84	29.55	3.51	10.35
RK6	29.0	6.5	349.1		$\text{HCO}_3-\text{Na}\cdot\text{Ca}$	5.22	33.89	34.04	3.40	168.30	0.12	0.00	1.13	27.45
RK7	45.0	8.1	485.7	60.36	HCO_3-Na	3.21	144.70	2.43	0.97	297.40	8.07	8.86	4.65	2.65
RK8	58.0	8.5	327.6	49.62	HCO_3-Na	1.45	91.97	3.24	1.46	195.30	5.69	8.86	4.06	2.20

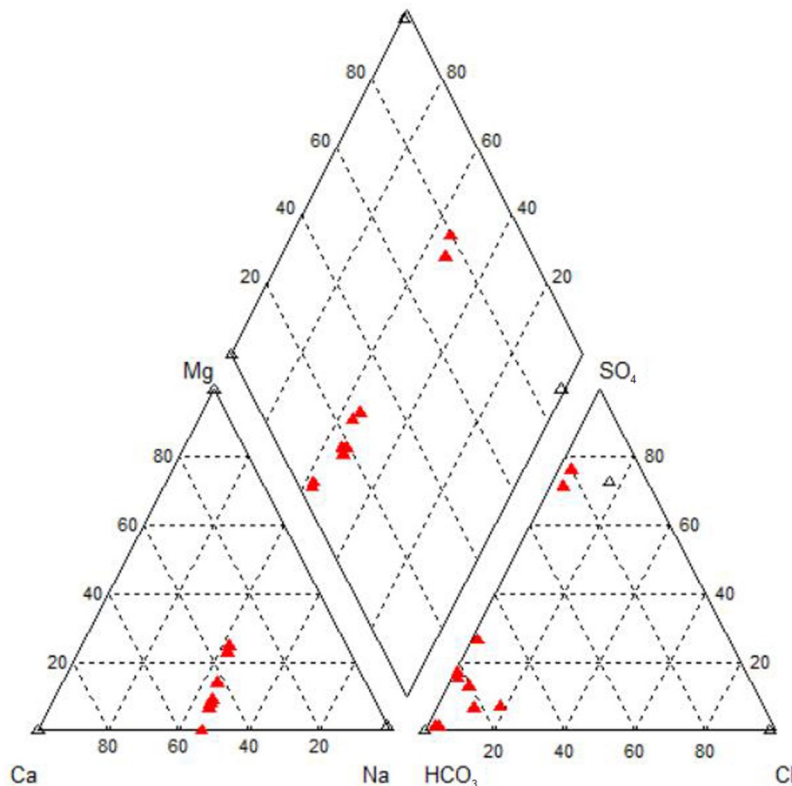


图 4 陇川盆地热水水化学类型三线图

Fig. 4 Three-line diagram of hydrochemistry types of geothermal water in Longchuan basin

陇川盆地边缘温泉的偏硅酸含量比盆地中部高,是由于温泉的热水循环于含有大量硅酸盐岩的

深部花岗岩中,且直接出露于基岩裂缝和断裂带,与含硅酸盐矿物接触面积较大所造成的^[16]。阴离子中

重碳酸根离子含量一般偏高,阳离子中钠、钙的含量较高,矿化度低,由于热储埋深浅,热水的形成是大气降水补给经松散的砂砾石溶滤,重碳酸根不断富集的过程。3个热水钻孔分布于盆地中,钠离子含量高,重碳酸根含量低,说明热源大部分来自深部。而东部的W34、W35出露于基岩中,表现出的化学类型与变质岩的岩性关系较大。

3.2 地热水理化指标

pH为6.5~8.8,平均值为7.9;溶解氧为0.53~6.01 mg·L⁻¹,平均值为3.18 mg·L⁻¹;电导率为180~1 104 μs·cm⁻¹,平均值为452.1 μs·cm⁻¹;总硬度为6.07~99.17 mg·L⁻¹,平均值为24.89 mg·L⁻¹;溶解性总固体

为195.1~485.72 mg·L⁻¹,平均值为302.86 mg·L⁻¹。钾离子为0.96~5.22 mg·L⁻¹,平均值为2.21 mg·L⁻¹;钠离子为33.89~144.7 mg·L⁻¹,平均值为76.30 mg·L⁻¹;钙离子为2.43~34.04 mg·L⁻¹,平均值为8.51 mg·L⁻¹;镁离子为0~3.4 mg·L⁻¹,平均值为0.78 mg·L⁻¹;重碳酸根离子为39.06~297.4 mg·L⁻¹,平均值为126.8 mg·L⁻¹;氟离子为0.12~8.65 mg·L⁻¹,平均值为4.53 mg·L⁻¹;碳酸根离子为0~29.55 mg·L⁻¹,平均值为11.23 mg·L⁻¹;氯离子为1.13~9.25 mg·L⁻¹,平均值为4.45 mg·L⁻¹;硫酸根离子为2.2~150.1 mg·L⁻¹,平均值为37.12 mg·L⁻¹。

3.3 氢氧同位素特征

取10组样品进行H、O同位素分析,结果见表2。

表2 陇川盆地H、O同位素分析结果表

Table 2 Analysis results of H and O isotopes in Longchuan basin

样品名称	统一编号	δD(VSMOW)‰	δ ¹⁸ O(VSMOW)‰	热储温度/°C	H(m)方法(一)	H(m)方法(二)	地下热水循环深度/m
南宛河温泉	W30	-62.617 359	-9.145 160	139.21	1 187	1 003	2 477
吕连温泉	W31	-59.846 225	-8.854 293	107.01	1 095	1 032	1 806
南田温泉1号	W32	-59.471 821	-8.537 402	107.31	1 082	1 000	1 813
撒定温泉2号	W34	-65.964 416	-9.505 440	125.04	1 299	984	2 182
撒定温泉1号	W35	-64.651 623	-9.477 918	125.04	1 255	1 032	2 182
龙安温泉	W36	-61.346 235	-8.669 495	122.60	1 145	962	2 131
吕门温泉	W37	-60.587 369	-8.888 026	115.13	1 120	1 058	1 976
新山热井	RK6	-61.585 017	-8.966 947	135.73	1 153	988	2 405
陇把热井	RK7	-59.256 741	-8.544 968	110.35	1 075	948	1 876
京旺温泉	RK8	-58.280 701	-8.368 021	101.25	1 043	972	1 686

注:W—温泉;RK—热孔,由云南省地理研究所实验室测试分析。

3.3.1 地下热水深循环深度

根据当地年平均气温和地温梯度,采用数学公式计算各温泉点的循环深度。陇川多年平均气温19.1℃;根据《工程地质手册》(第四版),由于没有观测资料,恒温层深度采用大气影响深度表中取最大值5 m,地温梯度取4.8℃·(100 m)⁻¹,陇川热储顶板埋深597 m,陇川热储温度为47.51℃^[4]。

$$t=ta+(H+h)r$$

式中: t 为热储温度; ta 为年平均气温; H 为地下热水循环深度; h 为常温带深度; r 为地温梯度。

经计算得出:地热水循环深度都在1 600 m以上,大部分在1 800~2 400 m,受基底构造及砂砾石导水储水,主要来自四周山区补给。南宛河温泉温度最

高,地下水循环深度最深,总体上陇川盆地北东和西部水温高,循环深度深,中部、南部水温低循环深度浅。

3.3.2 地下热水补给高程估算

大气气团沿地形高处抬升,水汽因温度降低而产生冷凝,导致氢氧同位素动力学分馏,高程越高,降雨中的¹⁸O与D的含量越低,按照氢氧稳定同位素的高程效应原理,δD值随着地下水补给高程的增大而减小^[17],采用两种方法进行补给高程计算,通过对比估算各地热点的补给高程。

方法(一):根据高程效应^[18]将中国大气降水的δD值表达为:

$$\delta D=-0.03ALT-27$$

式中: ALT 为高程(m)。

方法(二):根据地热的地理位置选择适当的 δD 梯度值,将其带入地下水补给高程计算公式^[19]:

$$H=H_r+(D-D_r)/gradD$$

式中: H 为地下水补给高程(m); H_r 为参考点的高程(m); D 为给水的 δD 值, ‰ (VSMOW); D_r 为参考点水样的 δD 值, ‰ (VSMOW)。盈江地区各地热点的 δD 在氘氧同位素关系图上的连线与雨水线的 δD 为 -85‰ ,陇川地区的 δD 为 -67‰ 。 $gradD$ 为 δD 值随高度递减的梯度值, ‰ (VSMOW) $\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 。中国西南地区 δD 值的高程梯度值为 $-2.5\text{‰}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 。

经两种计算,方法(一)的补给高程较高;方法(二)的补给高程偏低。利用各主要地热点的地形图及其周边山体高程与计算结果对比分析,结果与方法(一)为较高的补给高程相近:

南宛河温泉(W30)补给高程约1 187 m,该点北东部的章巴村以北高程为1 159 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约9.9 km。

吕连温泉(W31)补给高程约1 095 m,该点北部的雷打山高程为1 153 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约1.5 km。

南田温泉(W32、W33)补给高程约1 082 m,该点北西部的摩水岭山以南高程为1 150 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约2.0 km。

新山热孔(RK6)补给高程约1 153 m,该点西部

的山区高程为1 175 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约3.4 km。

撒定温泉(W34、W35)补给高程约1 299 m,该点东部的摩德兰高程为1 397 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约1.9 km。

龙安温泉(W36)补给高程约1 145 m,该点西部的张配广山高程为1 185 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约2.4 km。

陇把热孔(RK7)补给高程约1 075 m,该点东部的贺蚌山高程为1 107 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约6.6 km。

京旺温泉(RK8)补给高程约1 043 m,该点东部的曼棒一线高程为1 046 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约4.0 km。

吕门温泉(W37)补给高程约1 120 m,该点北东部南马河高程为1 110 m,计算的补给高程与实际补给高程相近,补给距离约3.4 km。

3.3.3 地热水补给来源和途径

同位素方法获取水文地质信息的主要依据是稳定同位素和放射性同位素能对水起着标记作用和计时作用^[20]。同位素技术是研究地热水来源的有效工具^[21],研究区内无大气降水方程式,故采用中国大气降水线方程($\delta D=7.9\delta^{18}D+8.2$)^[22]。根据所分析的冷水和雨水水样稳定检测表,将其点绘至大气降水线上(图5)。

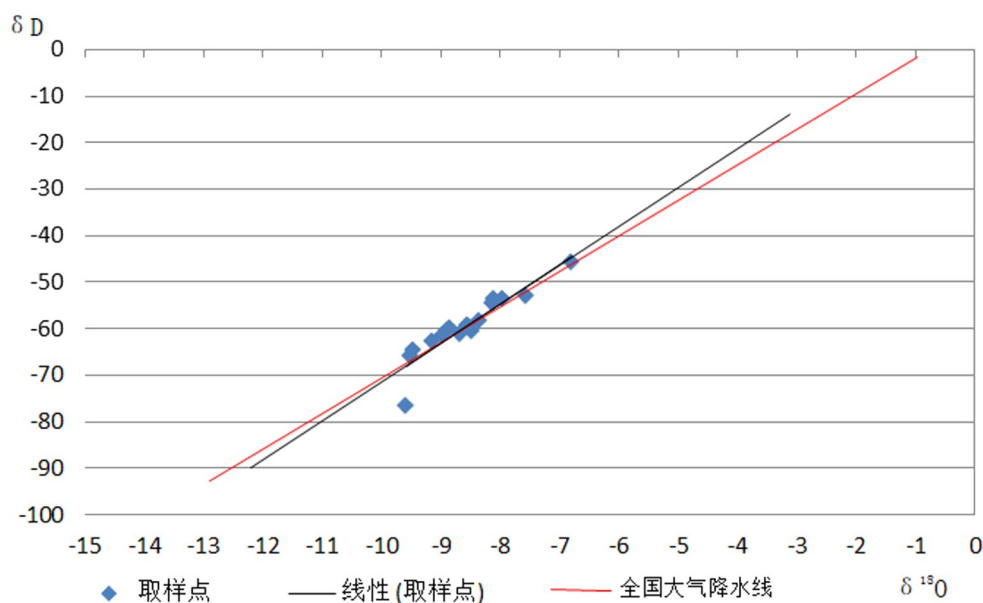


图5 陇川地热水氘氧与大气降水线关系图

Fig. 5 Map showing the relationship between geothermal water deuterium oxygen and atmospheric precipitation line

从图5可知,陇川地热水大部分处于中国大气降水线附近,表明绝大部分地热系统中的热水来自大气降水^[23],而因深循环地温加热作用,部分地热水落在大气降水线下方,说明这部分水样受蒸发浓缩作用,重同位素富集,发生轻微氧漂移。在降水线上方的点可能是由于二次降水和深部循环作用使得氢同位素富集。根据热水中离子含量可知,Cl⁻含量不同区域变化较大。W30、W36位于陇川盆地的北、西部,地下水化学类型为HCO₃-Na,为受断裂控制的对流型温泉,温度高,Cl⁻含量高,说明地热水来源深,径流途径长,径流时与变质岩中的地下水溶滤。W32、W37温度稍低,流量小,地下水化学类型为HCO₃-Na,Cl⁻含量低,说明地下水补给强烈,补给途径短、循环浅,属对流型。RK7、RK8位于盆地中部,来源热储层,受覆盖保温层控制,地下水化学类型为HCO₃-Na,水温高,Cl⁻含量稍高,说明地热水来源中等,径流途径不长。W31位于盆地北西边缘,温度低,地下水化学类型为HCO₃-SO₄-Na,Cl⁻含量低,补给来源浅、径流途径短,水量少,说明地下水补给强烈,混合离子交换强烈。W34、W35位于东部盆地边缘,出露于基岩裂隙中,水温中等,地下水化学类型为SO₄-Na,Cl⁻含量中等,离子交换强烈,说明地热水来源浅,径流途径不长。RK6位于盆地中部,温度低,地下水化学类型为HCO₃-Na·Ca,Cl⁻含量低,径流途径短、循环浅,地下水补给强烈,混合离子交换强烈。

4 结 语

陇川盆地热储结构类型为带状型和层状型,11个出露的地热点为低温温泉,储热层为变质岩及新近系芒棒组的花岗质砂砾岩、细砂岩;热水水化学类型以HCO₃-Ca为主,地热水补给距离在1.5 km以上,最远达10 km,地热水循环深度都在1 600 m以上,最深达2 477 m,在径流、循环中与地下水交流强烈,水化学类型复杂;地热水来源于深部热源,通过断裂、裂隙及砂砾石孔隙作为导水、储水上涌通道,接收来自山区补给的地下冷水混合出露于地表,总体水温偏低,在蒸发浓缩、溶滤、混合离子交换等共同作用下,水化学特征复杂。

致 谢:本研究得到了云南省地质环境监测院陇川盆地地热资源调查项目组成员们的帮助,在此向他们深表谢忱。

参考文献

- [1] 尹玉龙. 中国地热资源及其潜力评估[J]. 科技与创新, 2018(5):57-58.
- [2] 洪乃静, 张晓霞. 关于地热资源勘查及评价方法的讨论[J]. 地热能, 2006(2):20-24.
- [3] 王贵玲, 张薇, 梁继运, 等. 中国地热资源潜力评价[J]. 地球学报, 2017, 38(4):449-459.
- [4] 张华, 何绕生, 杨颖彬, 等. 云南省盈江至陇川高温热水带地热资源专项调查报告[R]. 昆明: 云南省地质环境监测院, 2019.
- [5] 汪缉安, 徐青, 张文仁. 云南大地热流及地热地质问题[J]. 地震地质, 1990, 12(4):367-377.
- [6] 黄小龙, 吴中海, 赵小艳, 等. 2014年5月云南盈江MS5.6、MS6.1地震震构造分析[J]. 地球学报, 2015, 36(6):761-770.
- [7] 安晓文, 常祖峰, 陈宇军, 等. 云南第四纪活动断裂暨云南第四纪活动断裂分布图[M]. 北京: 地质出版社, 2018.
- [8] 王朝栋. 大地电磁测深在陇川盆地石油勘探中的应用效果[J]. 云南地质, 1993, 12(2):209-218.
- [9] 陈布科, 赵永胜, 邝平河, 等. 滇西陇川盆地形成机制[J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(4):308-315.
- [10] 吴中海, 李贵书, 毛晓长, 等. 泛亚铁路云南大理至瑞丽沿线基础地质与主要工程地质问题[M]. 北京: 地质出版社, 2013.
- [11] 孙泽轩. 滇西新生代盆地与砂岩型铀矿成矿[R]. 成都: 成都理工大学, 2007.
- [12] 叶培盛, 吉凤宝, 孙玉军, 等. 腾冲火山活动区新构造体系与动力学背景研究成果报告[R]. 北京: 中国地质科学院地质力学研究所, 2015.
- [13] 李彪. 云南省德宏州陇川县章凤镇贵岗村地热可行性研究勘查报告[R]. 大理: 云南南方地勘工程总公司, 2016.
- [14] 张颖. 辽宁凌海地区深层地热资源赋存条件与开发利用分析[J]. 科技创新导报, 2014, 11(7):88.
- [15] 郎旭娟, 蔺文静, 刘志明, 等. 贵德盆地地下热水水文地球化学特征[J]. 地球科学, 2016, 41(10):1723-1734.
- [16] 张雪, 周训, 李再光, 等. 河北丰宁县洪汤寺温泉的水化学与同位素特征[J]. 水文地质工程地质, 2010, 37(5):123-127.
- [17] 郑克棣, 多吉, 田廷山, 等. 中国高温地热勘查开发—四川省甘孜藏族自治州高温地热资源专题研究论文集[M]. 北京: 地质出版社, 2013.
- [18] 刘进达, 刘恩凯, 赵迎昌, 等. 影响中国大气降水稳定同位素组成的主要因素分析[J]. 勘察科学技术, 1997(4):14-18.
- [19] 王现国, 张慧, 张娟娟. 开封凹陷区地热水水化学特征及同位素分析[J]. 安全与环境工程, 2012, 19(6):88-91.
- [20] 王恒纯. 同位素水文地质概论[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [21] 文冬光. 用环境同位素论区域地下水资源属性[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2002, 27(2):141-147.
- [22] 钱会, 马致远. 水文地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2005: 124-127.
- [23] Zhou Xun, Fang Bin, Zhou Haiyan, et al. Isotopes of deuterium and oxygen-18 in thermal groundwater in China[J]. Environmental Geology, 2009, 57(8):1807-1814.

Chemical characteristics and circulation process of geothermal water beneath Longchuan basin, western Yunnan

HUANG Qinhui¹, ZHANG Hua², KANG Xiaobo², WANG Bo², LIU Haifeng², CHAI Jinlong³, HUANG Zhao⁴,
WANG Yan⁴

(1.Yunnan Land and Resources Vocational College, Kunming, Yunnan 652501, China; 2.Yunnan Institute of Geological Environment Monitoring, Kunming, Yunnan 650216, China; 3.Yunnan Geological Survey, Kunming, Yunnan 650051, China; 4.Yunnan Institute of Geological Survey, Kunming, Yunnan 650216, China)

Abstract A survey of geothermic geology has been conducted to clarify the distribution of geothermal resources beneath the Longchuan basin. Results show that geothermal sources are exposed at 11 sites in this basin, in which heat reservoirs are zonal and layered type structures. Of them, the layered type appears in the central part of the basin, and the edges of each side of the basin are of zonal type. In the northwest of the basin, the heat reservoirs are obviously controlled by faults, while in the southeast joints and cracks have profound influence on the geothermal sources. The host rocks of these thermal reservoirs include metamorphic rocks, granitic glutenite and fine sandstone of Neogene Manban formation. Hydrochemical analysis suggests that geothermal water is obviously affected by atmospheric precipitation, and its circulation depth is above 1,600 m, mostly between 1,800 and 2,400 m, mainly from the surrounding mountains, with recharge distance over 1.5 km. The Nanwanhe hot spring has the highest temperature and the deepest groundwater circulation, with the longest recharge distance up to 10 km. Overall the water temperature is relatively high and water circulation is deep in the northeast and west of the basin. The heat of the geothermal water comes from the deep thermal source. It is a mixed type of geothermal water that receives groundwater recharge from mountainous areas and surface water through faults, fissures and sand and gravel pores as upwelling channels for water diversion and storage.

Key words western Yunnan, Longchuan basin, geological conditions of geotherm, chemical characteristics, genetic analysis

(编辑 黄晨晖)