

蔡定雍,徐世光,张兵. 云南盈江莲花山地热异常区水化学特征及成因[J]. 世界核地质科学, 2025, 42(1): 96-109. doi: 10.3969/j.issn.1672-0636.2025.01.008

CAI Dingyong, XU Shiguang, ZHANG Bing. Hydrochemical characteristics and genesis of the Lianhuashan geothermal anomalies in Yingjiang of Yunnan[J]. World Nuclear Geoscience, 2025, 42(1): 96-109 (in Chinese).

## 云南盈江莲花山地热异常区水化学特征及成因

蔡定雍<sup>1</sup>, 徐世光<sup>2,3</sup>, 张兵<sup>1</sup>

1 昆明理工大学国土资源工程学院, 云南 昆明 650093

2 昆明理工大学公共安全与应急管理学院, 云南 昆明 650093

3 云南地矿工程勘察集团有限公司, 云南 昆明 650011

**摘要** 云南省盈江县莲花山地区是云南为数不多蕴含中高温地热区域, 以往地热研究更多是围绕生产实际需求展开, 在地热水化学组分来源、水-岩相互作用、热储温度多方法评价及地热系统成因机制等方面并未深入探究。基于水文地球化学方法, 旨在识别地热水的循环过程, 阐明地热系统的形成机理。利用水化学指标数理统计及相关性分析、Piper图、schoeller图、阴阳离子关系图解、氢氧同位素分析、SiO<sub>2</sub>地热温标与多矿物平衡法, 对盈江盆地地热水化学类型、主要离子组分来源、地热水补给来源、热储温度以及循环深度进行系统研究, 继而推断地热水成因。结果表明: 盈江盆地内地热田水化学类型为HCO<sub>3</sub>-Na型。地热水中主要离子组分来源于卤化物矿物、长石类、氟化物与石膏等矿物的溶解, 并伴随着阳离子交换作用的影响; 地热水主要接受介于1348~1571 m之间山区大气降水, 深部热储温度168.2℃。地热水在上涌过程中与围岩发生水-岩相互作用与阳离子交换作用, 致使其水化学组分发生改变; 热储热源主要来自地壳深部的岩浆囊, 热源一部分通过苏典断裂带沟通以热对流形式向上传递热量, 另一部分通过岩石以热传导的方式向上传递热量。大气降水沿导水结构下渗循环接受岩浆囊向上传递的热量使其增温, 最终在断裂带附近形成以HCO<sub>3</sub>-Na型水为主的对流-传导复合型水热系统。

**关键词** 盈江县莲花山; 地热异常区; 地热特征; 水化学; 成因机理

中图分类号 P641.3 文献标志码 A 文章编号 1672-0636(2025)01-0096-14

## Hydrochemical characteristics and genesis of the Lianhuashan geothermal anomalies in Yingjiang of Yunnan

CAI Dingyong<sup>1</sup>, XU Shiguang<sup>2,3</sup>, ZHANG Bing<sup>1</sup>

1 Faculty of Land Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China

2 School of Public Safety and Emergency Management, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China

3 Geological and Mineral Engineering Survey Group, Kunming 650011, China

**Abstract:** The Lianhua Mountain area in Yingjiang county, Yunnan province, is one of the several w regions in Yunnan that contains medium-high temperature geothermal resources. Previous geothermal research was

**基金项目:** 云南省盈江至陇川高温热水带地热资源专项调查(编号: D201709)资助

**收稿日期:** 2024-12-12 **改回日期:** 2025-01-30

**第一作者:** 蔡定雍, 男, 1999年生, 硕士研究生, 主要从事地热地质研究。E-mail: 1927248483@qq.com

**通信作者:** 徐世光, 男, 1963年生, 正高级工程师, 主要从事地热地质研究。E-mail: 1033450155@qq.com

Supported by Special Survey on Geothermal Resources in the High-Temperature Hot Water Belt from Yingjiang to Longchuan in Yunnan Province (No. D201709)

**Received date:** 2024-12-12 **revised date:** 2025-01-30

**First author:** CAI Dingyong, male, born in 1999, master, focusing on geothermal geology research. E-mail: 1927248483@qq.com

**Corresponding author:** XU Shiguang, male, born in 1963, senior engineer, focusing on geothermal geology research. E-mail: 1033450155@qq.com

more focused on meeting the actual production needs, lack of the in-depth exploration in aspects such as the sources of geothermal water chemical components, water-rock interactions, multi-method evaluations of reservoir temperatures, and the genetic mechanisms of geothermal systems. Based on hydro-geochemical methods, this paper aims to identify the circulation process of geothermal water and clarify the formation mechanism of the geothermal system. Through mathematical statistics and correlation analysis of hydrochemical indicators, Piper diagrams, Schoeller diagrams, diagrams of the relationships between anions and cations, hydrogen and oxygen isotope analysis,  $\text{SiO}_2$  geothermal temperature scale, and the multi-mineral equilibrium method, a systematic study was carried out on the geothermal water chemical types, sources of major ionic components, recharge sources of geothermal water, reservoir temperatures, and circulation depths in the Yingjiang basin. Subsequently, the origin of geothermal water was inferred. The results show that the hydrochemical type of the geothermal fields in the Yingjiang basin is  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  type. The major ionic components in the geothermal water originate from the dissolution of halide minerals, feldspars, fluorides, gypsum, and other minerals, and are influenced by cation-exchange reactions. The geothermal water is mainly recharged by mountainous atmospheric precipitation at an altitude between 1 348-1 571 m. The deep reservoir temperature is  $168.2^\circ\text{C}$ . During the upwelling process, the geothermal water undergoes water-rock interactions and cation-exchange reactions with the surrounding rocks, resulting in the changes of its hydrochemical components. The heat source of the reservoir mainly comes from the magma chamber in the deep crust. Part of the heat is transferred upward in the form of heat convection through the connection of the Sudian-type fault zone, and the other part is transferred upward through rocks in the form of heat conduction. Atmospheric precipitation infiltrates and circulates along the water-conducting structure, absorbs the heat transferred upward by the magma chamber, and heated. Eventually, a convective-conductive composite hydrothermal system dominated by  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  type water formed near the fault zone.

**Keywords:** Lianhuashan in Yingjiang county; geothermal anomalous area; geothermal characteristics; hydrochemistry; genetic mechanism

随着我国经济的持续发展,能源需求不断攀升,地热资源作为一种可再生的清洁能源更加受到关注。地热是一种来自地球内部的天然能源,具有储量丰富、清洁环保、分布广泛、稳定性高等特点<sup>[1-4]</sup>。我国地热资源分布广泛且类型多样,西南地区更是凭借独特的地质构造背景孕育了诸多极具研究与开发价值的地热富集区域<sup>[5-6]</sup>。云南省盈江县莲花山地区便是这样一处引人瞩目的所在,其处于复杂且活跃的地质构造交汇地带,独特的地质条件为地热资源的形成与赋存创造了得天独厚的环境,长期以来,莲花山地热异常区以显著的温泉群、周边岩石呈现明显的热蚀变特征、地下裂隙热液充填等现象,引起了地质、能源等领域学者们的广泛关注<sup>[7-8]</sup>。本文通过实地勘查、样本分析及数据分析,对莲花山地区水文地质特征开展研究,剖析其化学组分、热储温度和补-径-排条件等要素,为合理开发利用这一宝

贵资源提供科学依据。

## 1 研究区地质概况

研究区地理位置独特,坐落于盈江盆地北部,处于大盈江右岸一级支流盏达河上游盆地边缘地带,地热异常区海拔介于 840~865 m 之间。盈江盆地处于腾冲-梁河弧形构造带与槟榔江弧形构造带的复合交汇之处,其地质构造演化进程显著受控于大盈江断裂以及苏典断裂,从地质构造属性来看,属于新近纪断陷堆积盆地范畴<sup>[9-10]</sup>。

该区域下伏基岩主要由元古代( $\text{Pt}_\gamma$ )片麻花岗岩、花岗闪长岩、高黎贡山群( $\text{Pz}_1\text{gl}$ )斜长变粒岩以及三叠系( $\text{T}_\gamma\text{m}$ )二长花岗岩构成。自下更新世起,盆地呈现以沉积堆积为主的地质特征,不同成因类型的堆积物相互组合,进而构建形成了 I-IV 级上迭阶地以及洪积扇等地质地貌单元。进入全新世时期,盆地出现间歇

性上升现象,在此过程中,河流下切作用表现得颇为显著,致使上更新统堆积物持续遭受侵蚀,最终使得全新统冲积层直接覆盖于中更新统冲积层之上(图 1)。

大寨断裂和苏典断裂作为研究区域内的两条重要断裂构造,它们的交汇部位形成独特的地质构造环境。在构造交汇区域,岩石破碎程度高,裂隙发育,为地下热水的运移提供良

好的通道。同时,这种复杂的构造环境使得深部热储与浅部地层之间的水力联系更加紧密,有利于热储中的热水沿着断裂通道上升至地表,从而形成温泉。

就地下水补-径-排条件而言,其主要补给来源为大气降水入渗,而风化裂隙以及构造裂隙是补给与径流的主要通道,地下水顺着这些通道向沟谷以及当地最低侵蚀基准面处运移并排泄。

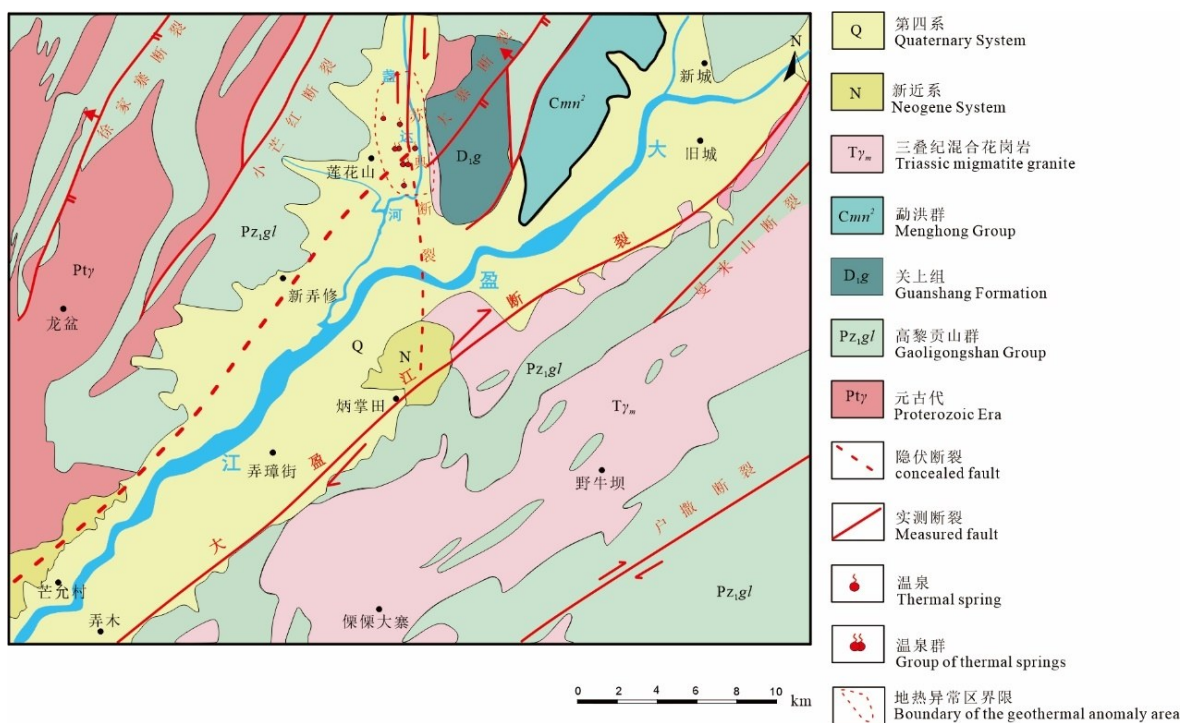


图 1 研究区区域地质图

Fig. 1 Regional geological overview map of the study area

## 2 地热特征

### 2.1 温度场特征

莲花山地热异常区的基底岩石主要由花岗岩以及变质岩构成,其覆盖层则主要为第四系、新近系的黏土、砂质黏土、粘质砂土以及砂砾石层,覆盖层厚度在十几米至几百米之间不等。覆盖层与基岩交界处的砂砾石层中发育明显的硅质胶结,厚度介于 5~7 m 之间,主要沿 SN 向苏典断裂分布,产状表现平缓,形成良好的盖层。

依据温泉的出露位置以及民用井水温等多方面信息,圈定异常区等温线图(图 2),受苏典断裂的影响,等温线长轴方向为 SN 向。

从水温数据来看,地热井井口温度较高,

温度介于 94.2~124 °C 之间;温泉泉口温度相对较低,温度介于 35.0~72.3 °C 之间;民井井口温度范围跨度大且整体偏低,温度介于 21.6~62.7 °C 之间;此外,通过对比还发现,位于断裂带附近的温泉温度明显高于其他地段的温泉温度,而出露于河沟砂砾层位置的温泉温度则低于通过人工开挖所形成的地热井温度。

### 2.2 地热水化学特征

在水文地质综合调查的基础上,本次对研究区内对地热井、民井及温泉取水样共 8 组,采样位置如图 2 所示。研究区水样的采集与处理严格依据《地热资源地质勘查规范: GB/T 11615—2010》<sup>[11]</sup> 执行。地热井温度数据,均为井口温度;温泉样品用 1 L 聚乙烯塑料瓶储存,样品由云南地质工程勘察设计院

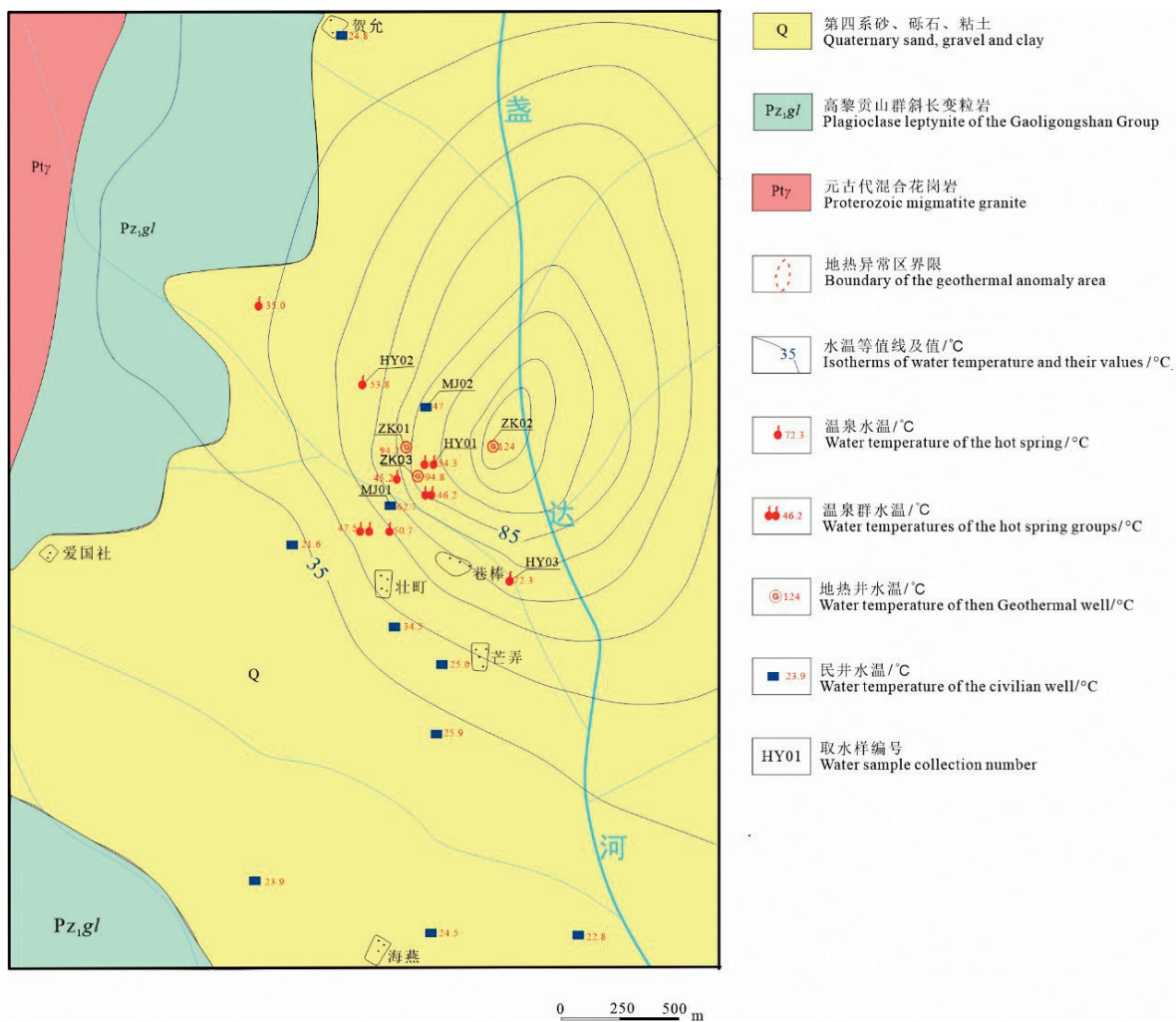


图 2 取样位置及等温线图

Fig. 2 Map of sampling locations and isotherms

究院测试分院进行检测分析;水温、pH 使用哈希便携式多参数分析仪 HQ40d 现场测定,地热井水温使用热电偶温度计测量;SiO<sub>2</sub> 采用钼酸黄分光光度法测定;阳离子使用北京普析 TAS-990 的火焰原子吸收光谱,氢氧稳定同位素样品,由 50 mL 聚四氟乙烯 (PTFE) 小瓶装满无顶空后封瓶,寄送北京清析技术研究院完成检测。阴离子使用瑞士万通 ECO 的离子色谱仪测定;氢氧稳定同位素使用赛默飞同位素质谱分析仪测定。具体测试结果见表 1。

### 2.2.1 地热水化学指标分析

地热水化学组分含量受多种地质因素控制,如地质构造、岩性、地下水运移途径、地层结构、地壳运动及气象气候条件等,不同地质状况下,其水化学组分差别较大<sup>[12-13]</sup>。结合表 1 与图 3 分

析,研究区地热水温度介于 47~124 °C 之间;pH 介于 7.7~9.2 之间,均值 8.46,整体呈弱碱性;溶解性总固体(TDS)含量介于 532.09~837.63 mg·L<sup>-1</sup> 之间,均值 657.78 mg·L<sup>-1</sup>;阳离子主要以 Na<sup>+</sup> 为主,其含量介于 104.1~178.5 mg·L<sup>-1</sup> 之间,均值 135.14 mg·L<sup>-1</sup>,阴离子主要以 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 为主,其含量介于 189~322.2 mg·L<sup>-1</sup> 之间,均值 250.6 mg·L<sup>-1</sup>,地热水水化学类型为 HCO<sub>3</sub>-Na。由水化学成分组成可知,主要阳离子地热水以 Na<sup>+</sup> 为主,占比介于 78%~90% 之间, Ca<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup> 次之,依次占比介于 3%~15%、4%~8% 之间。阴离子以 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 为主,占比介于 63%~78% 之间。研究区上广泛发育由斜长石、钠长石和云母等矿物组成的花岗岩,在水热循环过程中,强烈的水-岩作用反应花岗岩中的 Na<sup>+</sup> 大量溶解,并在热水中富集。

由 Piper 三线图(图 4)可知,阳离子主要分

表 1 研究区地热 waters 样主要离子浓度表

Table 1 Table of main ion concentrations of geothermal water samples in the study area

样品编号		HY01	HY02	HY03	ZK01	ZK02	ZK03	MJ01	MJ02
类型		温泉	温泉	温泉	地热井	地热井	地热井	民井	民井
取样温度/°C		54.3	53.8	72.3	94.2	124	94.8	62.7	47.0
流量/(m <sup>3</sup> ·d <sup>-1</sup> )		104.5	127.0	178.0	268.7	345.6	172.8	31.1	11.8
阳离子质量浓度/(mg·L <sup>-1</sup> )	Na <sup>+</sup>	104.11	123.92	120.04	124.75	178.47	164.78	147.93	117.24
	K <sup>+</sup>	10.74	10.27	10.51	9.62	13.14	13.17	6.48	9.72
	Ca <sup>2+</sup>	14.52	23.39	9.68	4.03	10.48	6.45	11.29	7.26
	Mg <sup>2+</sup>	0.49	0.23	0.31	0.44	0.39	0.40	0.12	0.25
阴离子质量浓度/(mg·L <sup>-1</sup> )	Cl <sup>-</sup>	27.83	35.32	35.72	36.87	50.97	53.62	36.15	33.89
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	37.97	52.58	21.60	25.01	52.58	20.25	75.99	33.22
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	220.01	272.67	247.93	189.04	322.18	297.47	235.53	219.95
	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0.00	0.00	0.00	21.33	12.19	18.28	12.19	0.00
	F <sup>-</sup>	9.09	10.72	11.18	12.00	17.29	18.92	12.05	12.44
SiO <sub>2</sub> /(mg·L <sup>-1</sup> )		126.47	180.30	176.60	185.35	221.82	194.54	168.66	176.60
pH		8.0	7.7	8.9	9.2	9.1	8.3	8.5	8.0
TDS/(mg·L <sup>-1</sup> )		532.09	683.36	597.90	580.50	847.63	764.78	679.76	576.23
水化学类型		HCO <sub>3</sub> -Na	HCO <sub>3</sub> -Na	HCO <sub>3</sub> -Na	HCO <sub>3</sub> -Na	HCO <sub>3</sub> -Na	HCO <sub>3</sub> -Na	HCO <sub>3</sub> -Na	HCO <sub>3</sub> -Na

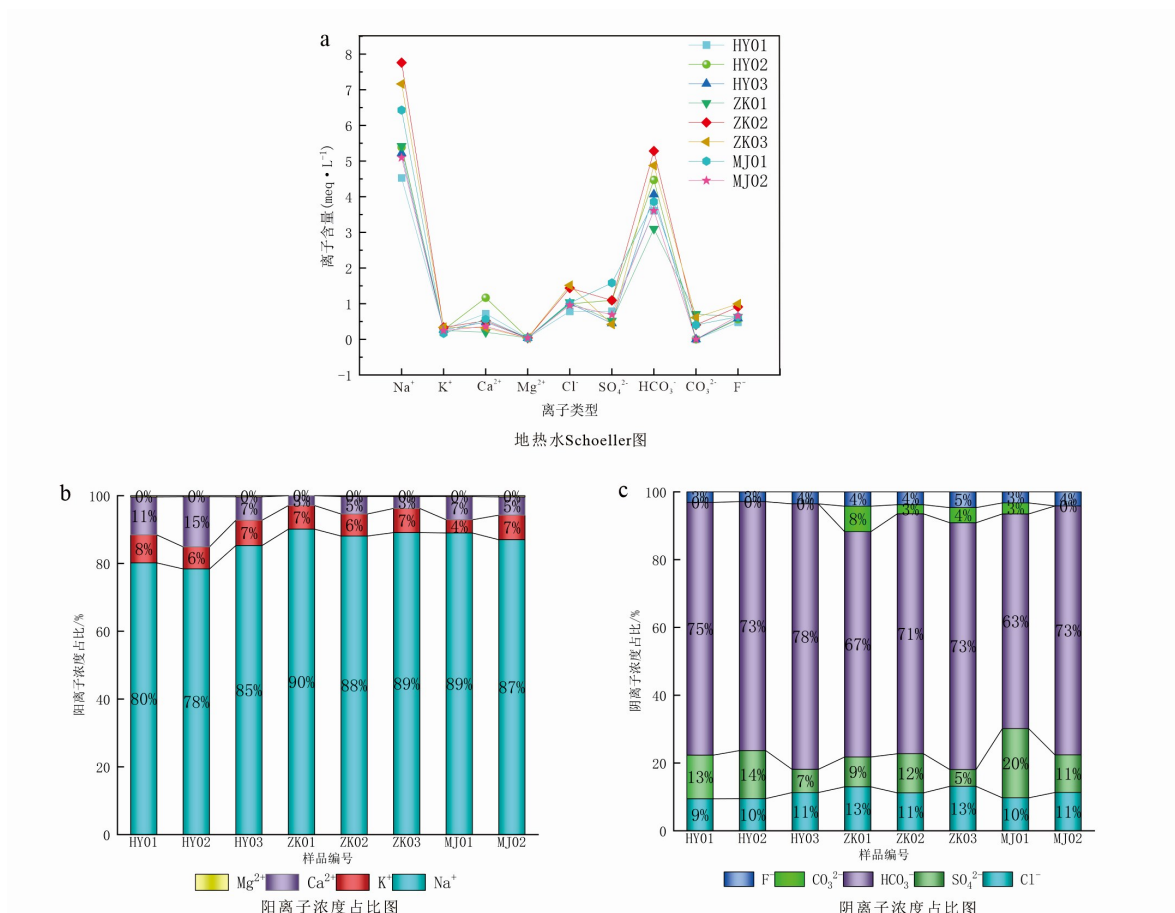


图 3 研究区地热 waters 样 Schoeller 图及水体元素组成

Fig. 3 Schoeller diagram of geothermal water samples in the study area and elemental composition of water bodies

布在 Na<sup>+</sup> 端, 阴离子主要分布在 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 端, 根据舒卡列夫的分类方法, 研究区地热水属于

HCO<sub>3</sub>-Na 型水, 地热流体全部投点在较小区域内, 结合研究区地质条件, 表明研究区地热水

的循环特征总体上一致,但由于热储封闭性与补-径-排条件的影响具有轻微差异。

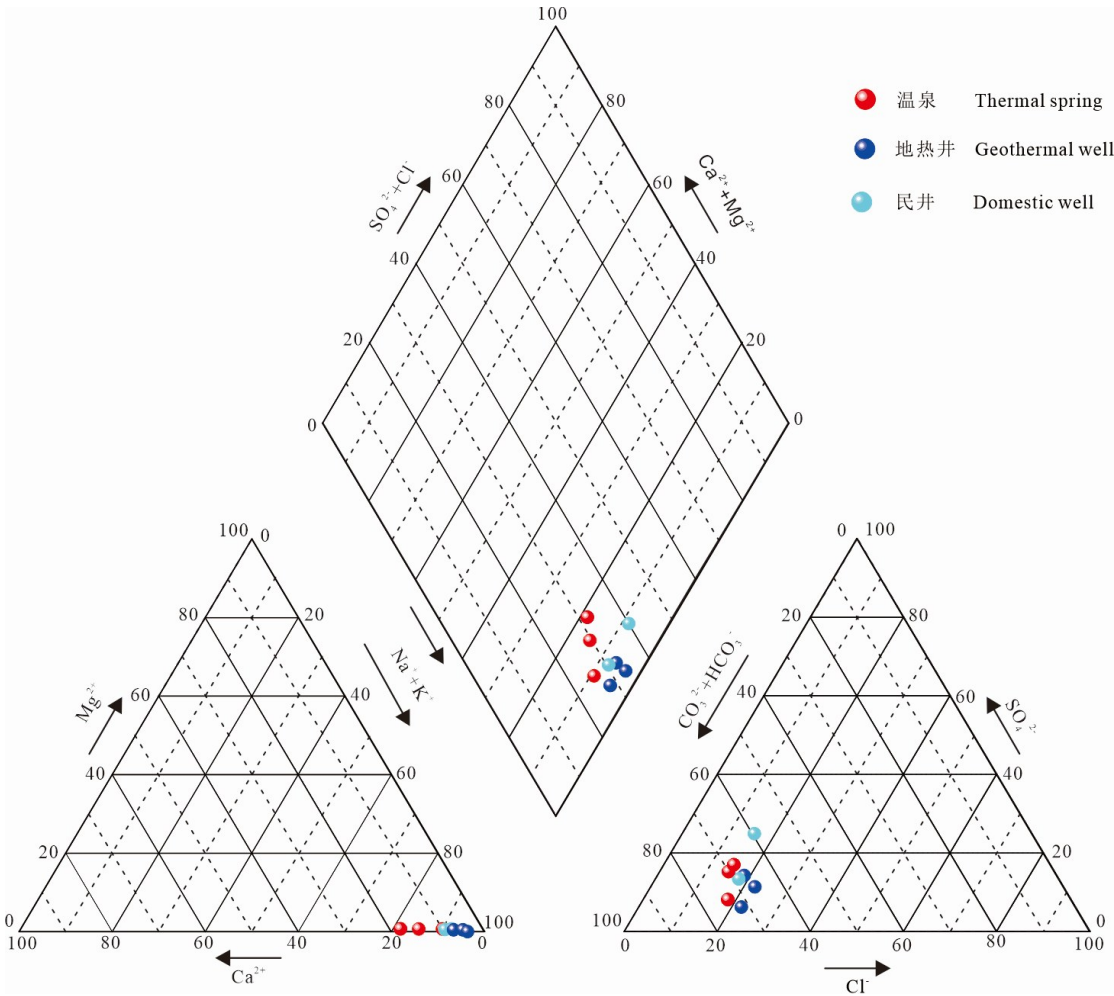


图 4 研究区地热水样 Piper 三线图

Fig. 4 Piper trilinear diagram of geothermal water samples in the study area

离子之间的相关性系数可推断水化学组分之间的潜在关系。通过计算不同离子浓度之间的相关性系数,可以识别离子之间是否具有共同的来源或受到相似的地球化学过程影响。由图 5 可知,研究区水样中  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{F}^-$  及  $\text{HCO}_3^-$  之间存在较高的相关性系数,相关性系数介于 0.72~0.98 之间,表明这四种离子物质来源相同,其中地热水在流经含有卤化物矿物和长石类矿物的地层,致使这些矿物溶解同时释放  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{F}^-$  和  $\text{HCO}_3^-$ ;  $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{SO}_4^{2-}$  4 种离子与各种离子之间相关性系数均整体较低, $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{SO}_4^{2-}$  可能主要来源于某些特定的含石膏、白云石等矿物的岩石。另外 TDS 与  $\text{Na}^+$ 、 $\text{HCO}_3^-$  的相关性系数均大于 0.9,说明地热水中的 TDS 含量主要受这两种离子

控制。

借助 Gibbs 图(图 6)能够对地热水化学组分的影响因素进行定性分析<sup>[14]</sup>,识别水体中元素的来源。由图 6a 可得,  $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$  介于 0.857~0.983 之间,表明地热水可能受到阳离子交换作用和地质环境的共同影响;同时,较高的钠离子比例代表着地热水的形成过程中,钠长石等含钠矿物的溶解对水体的化学组成具有重要贡献。观察图 6b 发现,  $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$  介于 0.107~0.174 之间,由于研究区地处内陆,其  $\text{Cl}^-$  不会来源于海水入侵;同时研究区地层未赋存盐岩矿物和卤水资源,因此,研究区  $\text{Cl}^-$  主要来源于地幔组分。

图 6 中大部分水样(无论是温泉、地热井还是民井)的化学组成主要受岩石风化控制。部

pH	pH	*											
温度	0.76	温度	*	*				*			*	*	
TDS	0.23	0.71	TDS					**	**		*	*	
Na <sup>+</sup>	0.40	0.78	0.95	Na <sup>+</sup>				**	*		**	*	
K <sup>+</sup>	0.11	0.60	0.50	0.42	K <sup>+</sup>								
Ca <sup>2+</sup>	-0.63	-0.13	0.048	-0.22	-0.086	Ca <sup>2+</sup>							
Mg <sup>2+</sup>	0.27	0.44	-0.099	-0.056	0.66	-0.29	Mg <sup>2+</sup>						
Cl <sup>-</sup>	0.36	0.81	0.88	0.92	0.65	-0.33	0.15	Cl <sup>-</sup>	*		****	*	
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-0.16	-0.14	0.31	0.26	-0.52	0.49	-0.63	-0.12	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>				
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		0.54	0.91	0.78	0.67	0.25		0.78	0.16	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		*	
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0.59	0.71	0.42	0.61	0.12	-0.60	0.24	0.62	-0.067	0.083	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		
F <sup>-</sup>	0.30	0.75	0.83	0.89	0.63	-0.42	0.15	0.98	-0.14	0.72	0.61	F <sup>-</sup>	*
SiO <sub>2</sub>	0.50	0.76	0.80	0.79	0.45	-0.27	-0.077	0.82		0.64	0.49	0.77	SiO <sub>2</sub>
	pH	温度	TDS	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	F <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>

\*p<=0.05    \*\*p<=0.01    \*\*\*p<=0.001    \*\*\*\*p<=0.0001

图 5 各个水文地球化学组成之间的相关性图

Fig. 5 Correlation diagram among various hydrogeochemical compositions

分温泉水样有向蒸发-浓缩控制型偏移的趋势,但这种影响相对较小,这表明研究区域内的水体在形成过程中,岩石风化是最主要的化学控制因素。

2.2.2 水化学演化过程与来源

高温高压下,地热流体与热渗透区域岩石发生水-岩相互作用,改变流体成分与岩石结构,使地热水呈现明显水文地球化学特征,热储层和导水通道的矿物组成是决定其化学成分的关键<sup>[15-17]</sup>。

离子之间含量关系图(图 7)能判断地热水中的离子来源于何种矿物的溶解。观察图 7a、7b 和 7c 发现,  $\gamma(\text{Na}^+)/\gamma(\text{HCO}_3^-)$  值介于 1.13~1.63 之间,  $\gamma(\text{Na}^+)/\gamma(\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{F}^-)$  值介于 0.84~1.38 之间,  $\gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\gamma(\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{F}^-)$  值介于 0.87~1.28 之间,观察图 7b、7c,水样点落于各矿物的溶解线附近,  $\gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$  与  $\gamma(\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{F}^-)$  在  $y=x$  线附近,偏差不大,表明  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{F}^-$  来源物质基本相同,主要来源于长石类矿物、氟化物矿物和卤化物矿物等矿物,同时也表明地下水封闭性较好,

水化学离子组分主要受热储层和导水通道的矿物组成所决定。

对于地热水中  $\text{Ca}^{2+}$  的主要来源可以通过分析  $\gamma(\text{Ca}^{2+})$  和  $\gamma(\text{SO}_4^{2-})$  比值关系来判断。观察图 7d 发现,  $\gamma(\text{Ca}^{2+})/\gamma(\text{SO}_4^{2-})$  值介于 0.25~1.31 之间,温泉的水样总体落在石膏溶解线  $y=x$  线附近,而地热井与民井落于线右下方,表明温泉中  $\text{Ca}^{2+}$  主要来源于石膏的溶解,此外  $\gamma(\text{Ca}^{2+})$  与  $\gamma(\text{SO}_4^{2-})$  比值较小,水样点向右偏移,其原因是地热井和民井的开采改变地下水的流动路径和水力条件,可能是含硫矿物的氧化导致  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度升高。

阳离子交换作用在地下水化学演化过程中发挥着重要作用,1977 年国外学者 Schoeller 提出了氯碱指数 ( $\text{CAI}_1$ 、 $\text{CAI}_2$ ) 用以识别地下水阳离子交换过程的方向和强度,计算公式<sup>[18]</sup>如下:

$$\text{CAI}_1 = \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-} \quad (1)$$

$$\text{CAI}_2 = \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{NO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}} \quad (2)$$

式中各离子均采用当量浓度进行计算,  $\text{meq} \cdot \text{L}^{-1}$

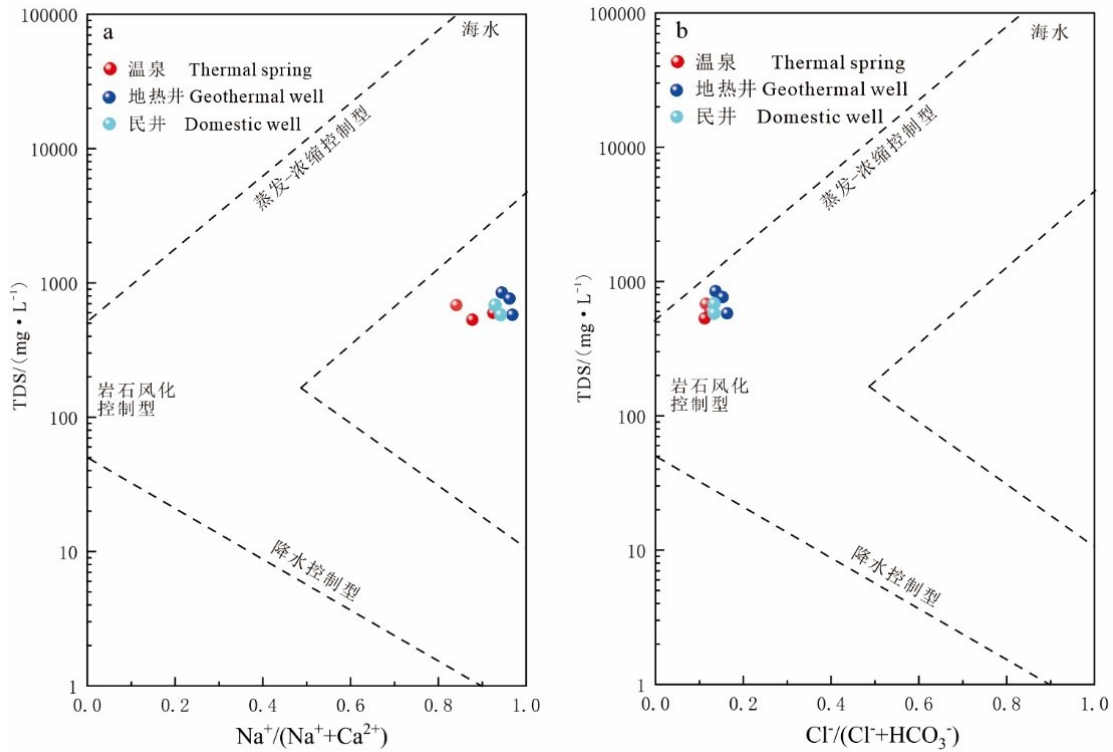


图 6 研究区水样品 Gibbs 图

Fig. 6 Gibbs diagram of water samples in the study area

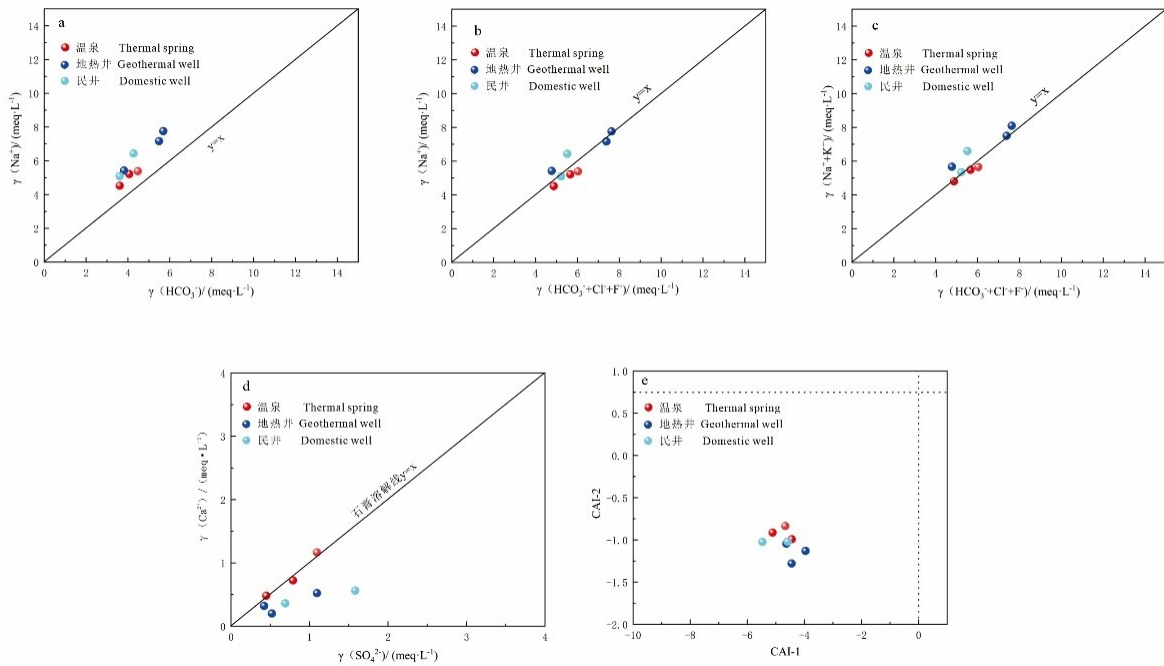


图 7 研究区主要阴阳离子关系图

Fig. 7 Relationship diagram of major anions and cations in the study area

CAI 值负, 意味着地热水中的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  与围岩中的  $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$  发生离子交换; CAI 值正, 表明离子反向交换, 同时  $\text{CAI}_1$  和  $\text{CAI}_2$  的绝对值越大, 阳离子交换的强度越大, 反之相反<sup>[19]</sup>。

如图 7e 所示,  $\text{CAI}_1$  值介于  $-5.79 \sim -3.91$  之间,  $\text{CAI}_2$  值介于  $-1.67 \sim -0.76$  之间, CAI 值均为负, 表明地热水中  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  与围岩中  $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$  发生阳离子交换作用且阳离子交换的强度较强,

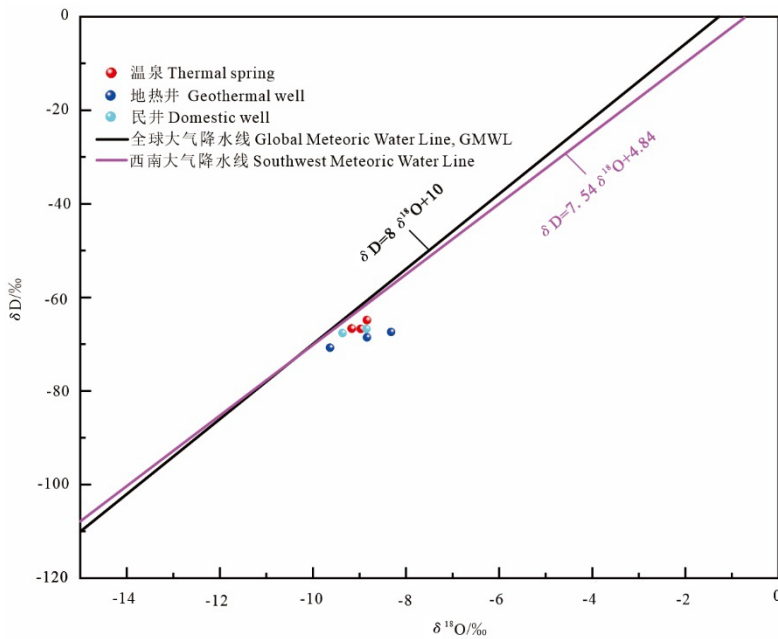


图 8 研究区地热水的  $\delta D-\delta^{18}O$  关系图

Fig. 8 Relationship diagram of  $\delta D-\delta^{18}O$  of geothermal water in the study area

表 2 研究区水样氢氧同位素与补给高程结果表

Table 2 Results table of hydrogen and oxygen isotopes in water samples and recharge elevation in the study area

编号	取样点高程/m	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	补给高程/m
HY01	842	-66.79	-8.97	1 410
HY02	839	-66.75	-9.16	1 405
HY03	852	-64.88	-8.84	1 348
ZK01	853	-68.55	-8.84	1 489
ZK02	848	-70.79	-9.63	1 571
ZK03	852	-67.43	-8.32	1 445
MJ01	845	-66.77	-8.85	1 413
MJ02	859	-67.64	-9.36	1 460

从而导致研究区热水中  $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$  含量相对较少。

### 3 成因分析

#### 3.1 地热水补给来源

氢氧稳定同位素的含量与分布特征可以识别地热水的补给来源。通过绘制氢氧同位素与全球大气降水线方程<sup>[20]</sup>、西南大气降水线方程<sup>[21]</sup>分布图(图 8)可知,研究区地热水同位素数据点大致分布于大气降水线附近且向右下方偏移,表明研究区地热水主要由大气降水补给,并经过了水-岩反应。

#### 3.2 地热水补给高程

根据计算公式<sup>[22]</sup>(3),计算地热水补给高程。

$$H = \frac{\delta_s - \delta_p}{k} + h \quad (3)$$

式(3)中: $H$ —补给高程, m; $\delta_s$ —地热水样中  $\delta D$  值,  $\text{‰}$ ; $\delta_p$ —大气降水中  $\delta D$  值,  $\text{‰}$ ; $k$ —大气降水中  $\delta D$  的高程梯度,  $\text{‰}/100\text{ m}$ ,  $k$  取我国西南地区  $\delta D$  的高程梯度  $-2.6\text{ ‰}/100\text{ m}$ <sup>[23]</sup>; $h$ —取样点高程, m。本次在研究区内取大气降水样 1 个,测试结果  $\delta D$  值为  $-52.14\text{ ‰}$ ,  $\delta^{18}O$  值为  $-8.51\text{ ‰}$ 。计算结果见表 2,研究区地热水补给高程介于  $1\ 348\sim 1\ 571\text{ m}$  之间,主要补给区为东部山区。

#### 3.3 热储温度的计算和判别

##### 3.3.1 水-岩相互作用程度

通过绘制研究区地热水  $Na-K-Mg^{1/2}$  三元图(图 9)来对研究区地热水的平衡程度(完全平衡水、部分平衡水和未成熟水)进行识别<sup>[24]</sup>。发现研究区的水样点均落在未成熟水区,表明研究区地热水水-岩反应时间短,反应程度较低,因此不宜采用阳离子地热温标估算的热储温度。

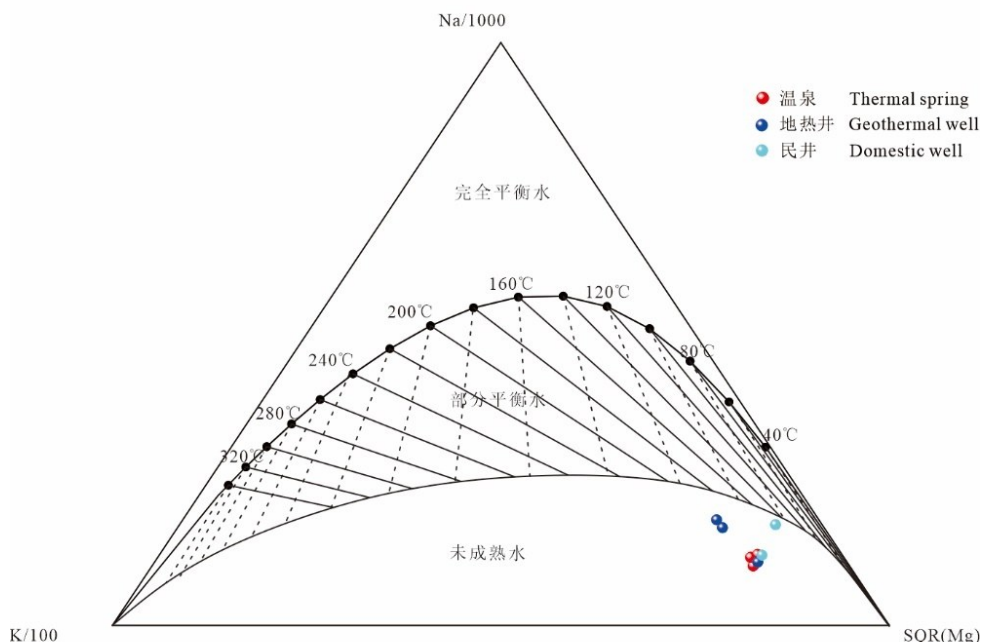


图 9 研究区水样 Na-K-Mg<sup>1/2</sup> 三元图

Fig. 9 Na-K-Mg<sup>1/2</sup> ternary diagram of water samples in the study area

### 3.3.2 热储温度的计算

根据研究区地热水 Na-K-Mg<sup>1/2</sup> 三元图的分析发现研究区地热水尚未达到水-岩平衡状态, 在计算深部热储温度时, 不易采用阳离子地温温标计算热储温度, 而更适宜采用石英地热温标公式以及多矿物平衡法计算热储温度。

#### 1) 石英温标<sup>[25]</sup>

无蒸汽损失:

$$t = \frac{1309}{5.19 - \lg(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (4)$$

最大蒸汽损失:

$$t = \frac{1522}{5.75 - \lg(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (5)$$

#### 2) 玉髓地热温标<sup>[25]</sup>

$$t = \frac{1032}{4.69 - \lg(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (6)$$

根据二氧化硅地热温标计算结果(表 3)。研究区热储石英温标(无蒸汽损失)计算温度介于 150.8~187.1 °C 之间, 均值 172.0 °C, 石英温标(最大蒸汽损失)计算温度介于 144.1~174.0 °C 之间, 均值 161.6 °C, 玉髓温标计算温度介于 125.6~167.1 °C 之间, 均值 149.7 °C。玉髓为颗粒极小的石英变种, 与普通石英相比具有更大的表面能, 与水的反应相比于石英更接近平衡, 玉髓温标更适合估算中低温地热系统的热储温度, 并且综合研究区已有地热井钻孔资料进行分析, 认为考虑最大蒸汽损失的石英温标更接近实际热储温度。

表 3 热储温度计算与热循环深度结果表

Table 3 Results table of geothermal reservoir temperature calculation and thermal circulation depth

样品编号	SiO <sub>2</sub> / (mg·L <sup>-1</sup> )	井口温度 / °C	石英温标 (无蒸汽损失) / °C	石英温标(最大蒸汽损失) / °C	玉髓温标 / °C	多矿物平衡法 / °C
HY01	126.47	54.3	150.8	144.1	125.6	
HY02	180.30	53.8	173.0	162.5	150.8	
HY03	176.60	72.3	171.6	161.3	149.3	
ZK01	185.35	94.2	174.8	164.0	152.9	154
ZK02	221.80	124.0	187.1	174.0	167.1	148
ZK03	194.50	94.8	178.1	166.6	156.7	151
MJ01	168.66	62.7	168.6	158.9	145.9	
MJ02	176.60	47.0	171.6	161.3	149.3	

### 3 多矿物平衡法

多矿物平衡法是通过模拟地热水样品的加热路径,依据矿物热力学数据绘制热液矿物饱和指数( $SI=\log Q/K$ , $Q$ —离子活度积, $K$ —特定温度下的反应平衡常数)与温度关系图<sup>[26-27]</sup>。若 $SI>0$ ,表明矿物处于过饱和状态,矿物在热水中发生沉淀;若 $SI=0$ ,表明矿物处于溶解和沉淀平衡状态;若 $SI<0$ ,表明矿物处于不饱和状态,矿物会继续发生溶解。通过使用 Phreeqc 软件计算地热系统多种矿物在不同

温度下的饱和指数,并绘制在 $T-SI$ 关系图中找到多条矿物饱和指数曲线同时收敛于 $SI=0$ 的交点,该点的温度即为预测的深部热储温度,该方法基于地热水所有成分的热力学数据,原则上适用于任何地热系统。

根据研究区热储层的岩性和地质条件,选取霏石、方解石、玉髓、石英、 $\alpha$ -方石英和温棉石进行计算其饱和指数 $SI$ ,并绘制 $T-SI$ 关系图(图 10)。根据多矿物平衡法推测研究区热储温度介于 $148\sim 154\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,均值 $151\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。详见表 3。

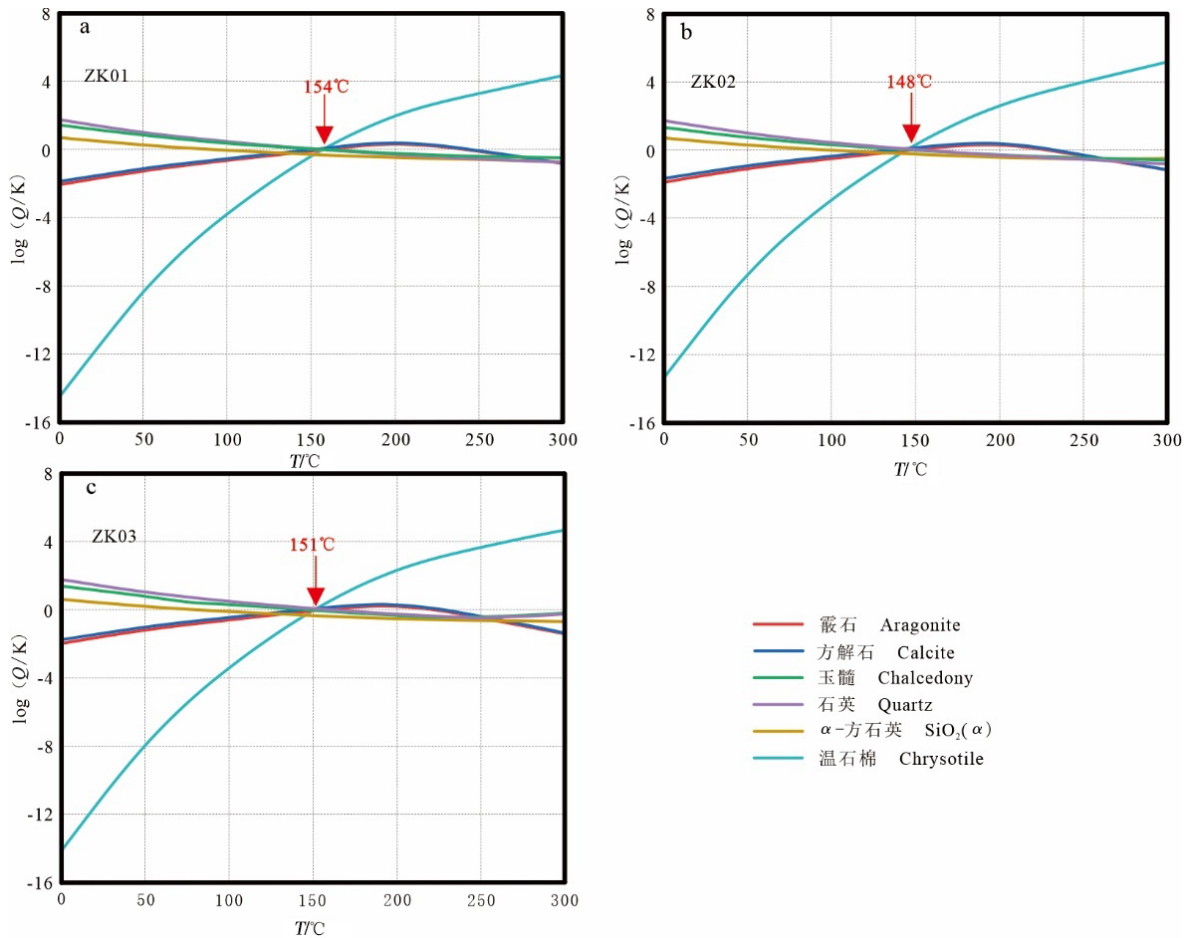


图 10 研究区热水各矿物 $SI-T$ 图

Fig. 10  $SI-T$  diagram of various minerals in hot water in the study area

### 4 成因分析

基于研究区地质、构造、水文地质和钻探资料,并结合本次水文地球化学分析结果,进而提出莲花山地热异常区水热系统概念模型(图 11)。

1)异常区位于大寨断裂和苏典断裂交汇区,其中苏典断裂为现代活动性断裂<sup>[28-29]</sup>。该地热异常区明显受断裂构造控制,其热储类型属于带状热储。热储温度估算结果显示:该异常区为高温地热资源。热源主要来自地壳深部的岩浆囊,热源一部分通过苏典断裂带沟通

以热对流形式向上传递热量;另一部分通过岩石以热传导的方式向上传递热量。

2)异常区主要接受大气降水的补给,补给区位于莲花山东部山区海拔介于1 348~1 571 m之间的区域。山区降水通过风化岩石裂隙及苏典断裂与大寨断裂中基岩裂隙所形成的通道运移,再经深部热源加热后使水体增温,最终形成168.2 °C深部热水。

3)受印度板块与欧亚板块强烈碰撞的影响,研究区基底岩体破碎,裂隙和断裂构造发育<sup>[30-31]</sup>,为热储的形成提供良好空间。

4)莲花山地热异常区内第四系、新近系的黏土、砂质黏土、粘质砂土以及硅质胶结的砂砾石层,因其导热性、透水性差,为热储的形成提供良好的盖层。

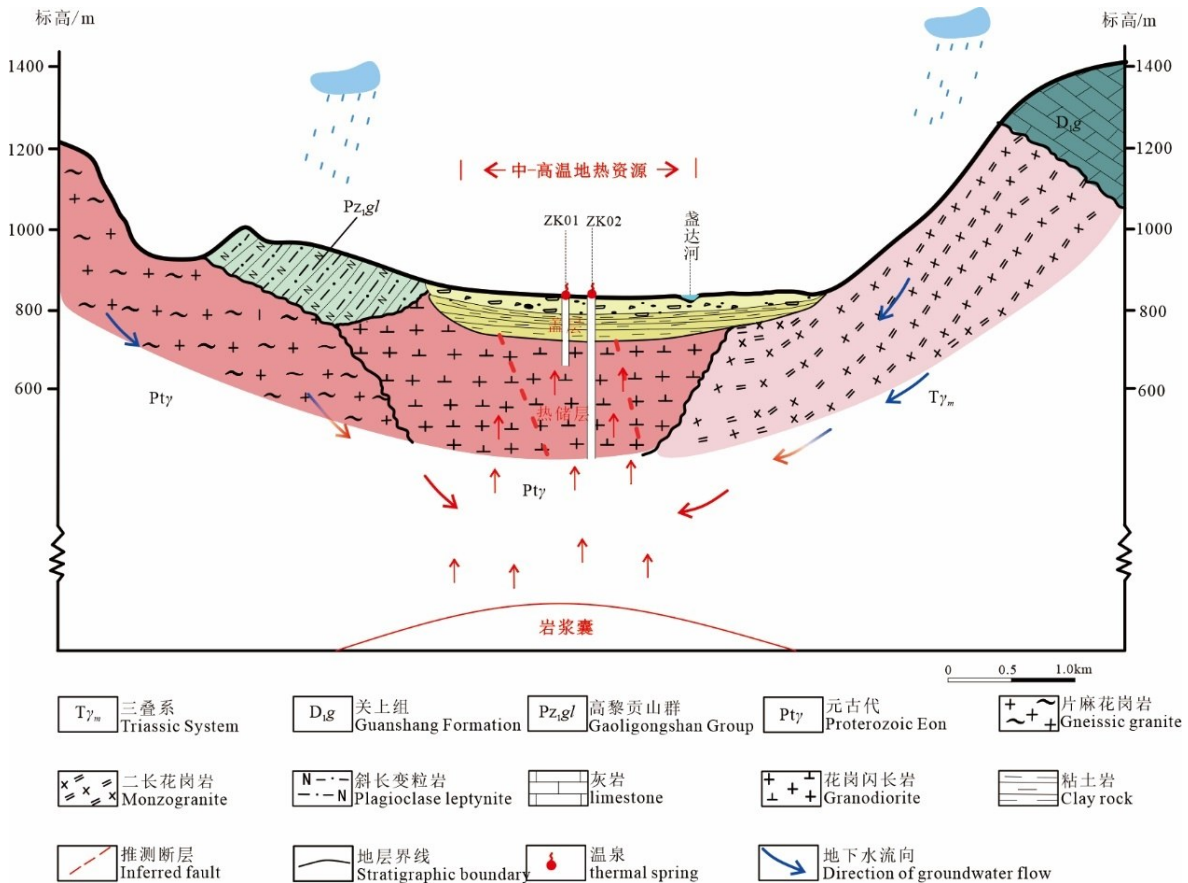


图 11 莲花山地热异常区水热系统概念模型图

Fig. 11 Conceptual model diagram of hydrothermal system in Lianhua mountain geothermal anomaly area

### 5 结 论

1)莲花山地热异常区热储呈带状,南北向展布,苏典断裂贯穿地热异常区,基底花岗岩、变质岩碎裂带为热储层,盖层主要为第四系、新近系的黏土、砂质黏土、粘质砂土以及硅质胶结的砂砾石层。地热异常区内温泉水口水温介于35.0~72.3 °C之间,民井井口水温介于21.6~62.7 °C之间,地热井井口水温介于94.2~124 °C之间。

2)根据研究区地热水样品分析结果显示,研究区水化学类型为HCO<sub>3</sub>-Na型,Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>主要

来源于长石类矿物、岩盐及氟化物矿物的溶解;研究区热水中HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>基本来源于长石类矿物的溶解,Ca<sup>2+</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>主要来源于石膏的溶解,并且热水在循环过程中伴随着阳离子交换作用,致使Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>含量较低。根据Na-K-Mg<sup>1/2</sup>平衡图解,研究区地热水均处于非平衡区,属于未成熟水。地热水补给来源为东部山区大气降水,补给高程介于1 348~1 571 m之间,研究区深部热储温度为168.2 °C。

3)热储的热量主要来自地壳深部的岩浆囊,热源一部分通过苏典断裂带沟通以热对流形式

向上传递热量;另一部分通过岩石以热传导的方式向上传递热量。大气降水沿断裂破碎带下渗循环接受深部热源传递的热量使其增温,最终形成以  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  型水为主的热水。

**致谢:**对编辑及审稿专家致以诚挚的感谢,他们在百忙之中抽出时间审阅论文,并给出宝贵的建设性意见,让研究有了更坚实的改进。

### 参考文献

- 1 陈墨香,汪集旻. 中国地热研究的回顾和展望[J]. 地球物理学报, 1994, 37(增刊1): 320-338.  
CHEN Moxiang, WANG Jiyang. Review and prospect of geothermal research in China[J]. Chinese Journal of Geophysics, 1994, 37(Sup.1): 320-338(in Chinese).
- 2 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): 449-450+134+451-459.  
WANG Guiling, ZHANG Wei, LIANG Jiyun, et al. Evaluation of geothermal resource potential in China [J]. Acta Geoscientia Sinica, 2017, 38(4): 449-450+134+451-459(in Chinese).
- 3 孙双振,朱炎,赵青松,等. 河北平泉低温地热资源水文地球化学特征及成因[J]. 世界核地质科学, 2024, 41(5): 919-934.  
SUN Shuangzhen, ZHU Yan, ZHAO Qingsong, et al. Hydrogeochemical characteristics and genesis of the low geothermal resources in Pingquan of Hebei [J]. World Nuclear Geoscience, 2024, 41(5): 919-934(in Chinese).
- 4 王贵玲,蔺文静. 我国主要水热型地热系统形成机制与成因模式[J]. 地质学报, 2020, 94(7): 1923-1937.  
WANG Guiling, LIN Wenjing. Formation mechanism and genetic model of major hydrothermal geothermal systems in China [J]. Acta Geologica Sinica, 2020, 94(7): 1923-1937(in Chinese).
- 5 姜光政,王亚奇,胡杰,等. 中国中-高温地热资源勘探方向与优选靶区[J]. 科技导报, 2022, 40(20): 76-82.  
JIANG Guangzheng, WANG Yaqi, HU Jie, et al. Medium-high temperature geothermal resources in China: Exploration directions and optimizing prospecting targets[J]. Science & Technology Review, 2022, 40(20): 76-82(in Chinese).
- 6 梅超,胡志华. 川西巴塘地区措纳柯温泉水成分及微量元素特征[J]. 世界核地质科学, 2024, 41(4): 756-764.  
MEI Chao, HU Zhihua. Composition and trace element characteristics of Cuonake hot spring water in the Batang area of western Sichuan [J]. World Nuclear Geoscience, 2024, 41(4): 756-764(in Chinese).
- 7 BA J J, SU C T, LI Y Q, et al. Characteristics of heat flow and geothermal fields in Ruidian, western Yunnan province, China [J]. International Journal of Heat and Technology, 2018, 36(4): 1203-1211.
- 8 YANG Y B, CAO Q, FANG C H, et al. Characteristics of geothermal field and evaluation of geothermal resource potential in the Yingjiang basin [J]. Energy Geoscience, 2023, 4(4): 100-210.
- 9 吴慧慧. 滇西大盈江流域河流阶地特征及其对新构造运动响应研究[D]. 北京: 中国地质大学, 2013.  
WU Huihui. The characteristics of river terraces of Dayingjiang river in west Yunnan and the response of its neotectonic movement [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2013(in Chinese).
- 10 安晓文,常祖峰,石静芳. 大盈江断裂西南段晚第四纪活动研究[J]. 地震研究, 2009, 32(2): 193-197+222.  
AN Xiaowen, CHANG Zufeng, SHI Jingfang. Investion of Late Quaternary activity along the southwestern segment of the Dayingjiang fault [J]. Journal of Seismological Research, 2009, 32(2): 193-197+222(in Chinese).
- 11 全国国土资源标准化技术委员会. 地热资源地质勘查规范: GB/T 11615—2010[S]. 北京: 中国标准出版社, 2010.  
National Technical Committee for Standardization of Land and Resources. Geologic exploration standard of geothermal resources: GB/T 11615—2010[S]. Beijing: Standards Press of China, 2010(in Chinese).
- 12 APPLEO C A J, Postma D. Geochemistry, groundwater and pollution[M]. 2nd Edition. London: CRC press, 2005.
- 13 郝伟林,谢迎春,周鹏,等. 谷露地热田水文地球化学特征[J]. 世界核地质科学, 2022, 39(2): 321-329.  
HAO Weilin, XIE Yingchun, ZHOU Peng, et al. Hydrogeochemical characteristics of Gulu geothermal field [J]. World Nuclear Geoscience, 2022, 39(2): 321-329(in Chinese).
- 14 GIBBS R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. Science, 1970, 170(3962): 1088-1090.
- 15 高杨,徐荣华,高柏,等. 龙南市南部某断裂带地热水文地球化学特征及成因分析[J/OL]. 地学前缘, <https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2024.7.57>.  
GAO Yang, XU Ronghua, GAO Bai, et al. Geothermal geochemical characteristics and genesis analysis of geothermal water in a fault zone in the south of Longnan city [J/OL]. Earth Science Frontiers, <https://doi.org/>

- 10.13745/j.esf.sf.2024.7.57(in Chinese).
- 16 符海转,王世军,黄泽佼,等.海南省陵水县高峰地热田水文地球化学特征与成因分析[J].世界核地质科学,2024,41(3):508-521.  
FU Haizhuan, WANG Shijun, HUANG Zejiao, et al. Hydrogeochemical characteristics and genesis of Gaofeng geothermal fields in Hainan province [J]. World Nuclear Geoscience, 2024, 41(3): 508-521 (in Chinese).
- 17 YIN Ziyue, LUO Qiankun, WU Jianfeng, et al. Identification of the long-term variations of groundwater and their governing factors based on hydrochemical and isotopic data in a river basin [J]. Journal of Hydrology, 2021, 592: 125-604.
- 18 SCHOELLER H. Groundwater studies: An international guide for research and practice [C]//Geochemistry of groundwater, Paris: UNESCO, 1977: 1-18
- 19 赵子锐,张薇,王贵玲,等.冀中拗陷高阳地热田水文地球化学特征及其对地热成因的约束[J].中国地质,2024,52(1):1-23.  
ZHAO Zirui, ZHANG Wei, WANG Guiling, et al. Hydrogeochemical characteristics of Gaoyang geothermal field in central Hebei depression and its constraint on geothermal genesis [J]. Geology in China, 2024, 52(1): 1-23 (in Chinese).
- 20 CRAIG H. Isotopic variations in meteoric waters [J]. Science, 1961, 33(3465): 1702-1703.
- 21 刘进达,赵迎昌,刘恩凯,等.中国大气降水稳定同位素时-空分布规律探讨[J].勘察科学技术,1997(3): 34-39.  
LIU Jinda, ZHAO Yingchang, LIU Enkai, et al. Discussion on the stable isotope time-space distribution law of China atmospheric precipitation [J]. Site Investigation Science and Technology, 1997(3): 34-39 (in Chinese).
- 22 柳鉴容,宋献方,袁国富,等.中国东部季风区大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的特征及水汽来源[J].科学通报,2009,4(22):3521-3531.  
LIU Jianrong, SONG Xianfang, YUAN Guofu, et al. Characteristics of  $\delta^{18}\text{O}$  in atmospheric precipitation and water vapor sources in the monsoon region of eastern China [J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 4(22): 3521-3531 (in Chinese).
- 23 YU Jinsheng, ZHANG Hongbin, YU Fuji, et al. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric waters in the eastern part of Xizang [J]. Geochemistry, 1984, 3(2): 93-101.
- 24 GIGGENBACH W F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52(12): 2749-2765.
- 25 FOURNIER R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems [J]. Geothermics, 1977, 5(1/4): 41-50.
- 26 李佳乐,孙占学,王驹,等.水热型地热系统水文地球化学研究进展[J].世界核地质科学,2024,41(4): 765-779.  
LI Jiale, SUN Zhanxue, WANG Ju, et al. Research progress in hydrogeochemistry of hydrothermal geothermal systems [J]. World Nuclear Geoscience, 2024, 41(4): 765-779 (in Chinese).
- 27 REED M, SPYCHER N. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984, 48(7): 1479-1492.
- 28 黄小龙,吴中海,赵小艳,等.2014年5月云南盈江MS5.6、MS6.1地震发震构造分析[J].地球学报,2015, 36(6): 760-769.  
HUANG Xiaolong, WU Zhonghai, ZHAO Xiaoyan, et al. Seismogenic structure of 2014 MS5.6 and MS6.1 earthquakes in Yingjiang, Yunnan Province [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2015, 36(6): 760-769 (in Chinese).
- 29 张艳凤,常祖峰,彭永中等.2014年云南盈江6.1级地震宏观异常及其与构造关联性讨论[J].地震研究, 2018, 41(1): 148-156.  
ZHANG Yanfeng, CHANG Zufeng, PENG Yongzhong, et al. Discuss on macro-anomalies of the Yunnan Yingjiang M6.1 earthquake and its relation of tectonics [J]. Journal of Seismological Research, 2018, 41(1): 148-156 (in Chinese).
- 30 蓝江波.滇西高黎贡-腾梁-盈江带中生代岩浆作用及其构造意义[D].广州:中国科学院广州地球化学研究所,2009.  
LAN Jiangbo. Mesozoic-Cenozoic magmatic activities and their tectonic significance in the Gaoligong-Tengchong-Lianghe-Yingjiang belt, western Yunnan [D]. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 2009 (in Chinese).
- 31 肖常先.云南腾冲-盈江地区地质构造与矿产资源分布[J].云南地质,2015, 34(1): 7-11.  
XIAO Changxian. Geological structure and distribution of mineral resources in Tengchong-Yingjiang area, Yunnan [J]. Yunnan Geology, 2015, 34(1): 7-11 (in Chinese).