

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2024.02.016

基于水化学特征的赣东南石城–寻乌断裂带地热水成因模式

韩基弘¹, 唐石^{2*}, 黄长生³, 陈威^{4,5*}, 李璇^{1,3}, 王芳婷³, 侯萍萍¹, 邹金¹, 任崇贺¹

HAN Ji-Hong¹, TANG Shi^{2*}, HUANG Chang-Sheng³, CHEN Wei^{4,5*}, LI Xuan^{1,3}, WANG Fang-Ting³,
HOU Ping-Ping¹, ZOU Jin¹, REN Chong-He¹

1. 中国地质大学(武汉), 湖北 武汉 430074; 2. 江西省地质调查勘查院基础地质研究所, 江西 南昌 330046; 3. 中国地质调查局武汉地质调查中心(中南地质科技创新中心), 湖北 武汉 430205; 4. 湖北省地质局第四地质大队, 湖北 咸宁 437100; 5. 资源与生态环境地质湖北省重点实验室(湖北省地质局), 湖北 武汉 430034

1. China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 2. Basic Geological Survey Institute of Jiangxi Geological Survey and Exploration Institute, Nanchang 330046, Jiangxi, China; 3. Wuhan Center, China Geological Survey (Geosciences Innovation Center of Central South China), Wuhan 430205, Hubei, China; 4. Fourth Geological team of Hubei Geological Bureau, Xianning 437100, Hubei, China; 5. Hubei Key Laboratory of Resources and Eco-Environment Geology (Hubei Geological Bureau), Wuhan 430034, Hubei, China

摘要: 石城–寻乌断裂带控制了红层盆地分布、花岗岩侵入与深部热水的运移, 是江西温泉分布最密集的区域, 也是赣南最主要的控热构造。但目前研究仅限于零散地热田, 缺乏从区域构造带尺度对地热水成因进行系统研究。为了探明石城–寻乌断裂带地热水成因, 文章研究了石城–寻乌断裂带已有的14个地热田, 采用水化学组分、同位素等方法手段开展研究。结果表明: (1) 石城–寻乌断裂带整体可分为北段邵武–石城断裂, 中段会昌浅层次热隆伸展构造及南段的寻乌断裂带三部分, 地热水分别受上述3条主断裂控制, 且断裂带活动程度由北向南增强, 导致不同地热田的热储特征存在较大差异; (2) 地热水属中性偏弱碱性水, 在石城及会昌盆地阳离子以钠和钙离子为主, 阴离子以硫酸根、重碳酸根为主; 在南部寻乌断裂带阳离子则以钠离子为主, 阴离子以重碳酸根为主。水化学组分主要来源于水岩相互作用, 蒸发岩与硅酸盐岩是主要离子的物源; (3) 地热水来源于周边山脉雨水的就近补给。研究区地热水对应表观年龄较长, 且构造带由北向南有热水年龄、幔源物质比例与热储温度同步增大的趋势; (4) 断裂带热水属未成熟水, 但随断裂带向南延伸有逐渐成熟的趋势。热储温度在54~144℃之间, 最低温在石城沔坊, 最高温在寻乌南桥东, 呈现向南升温的趋势, 对应热水循环深度也向南逐渐增加, 最大可超过3 km深(寻乌南桥东)。沿断裂带地热水空间分异明显, 水岩相互作用强度、地热水成熟度、热储温度、循环深度及水年龄、大地热流值、岩浆活动、地震活动等均与断裂带活跃程度相关, 且随断裂带向南延伸而增加。断裂带南桥东地热田潜力最大, 可作为断裂带深循环中高温地热水勘查优先区。

关键词: 石城–寻乌断裂带; 地热; 水化学; 成因模式

中图分类号: P314

文献标识码: A

文章编号: 2097-0013(2024)02-0413-22

Han J H, Tang S, Huang C S, Chen W, Li X, Wang F T, Hou P P, Zou J and Ren C H. 2024.
Groundwater Genesis Model of Shicheng–Xunwu Fault Zone in Southeast Jiangxi Province
Based on Hydrochemical Characteristics. *South China Geology*, 40(2): 413–434.

Abstract: The Shicheng–Xunwu fault zone, which controls the distribution of red bed basin, granite intrusion

收稿日期: 2024-03-17; 修回日期: 2024-04-23

基金项目: 江西省地质勘查基金(No.20160007、No.20190006)和南昌市水文地质与优质地下水资源开发利用重点实验室基金(No.2023B21)

第一作者: 韩基弘(1999—), 男, 硕士研究生, 主要从事地热地质、地质工程研究, E-mail: 2462482098@qq.com

通讯作者: 唐石(1987—), 男, 工程师, 主要从事水文地质、环境地质调查研究, E-mail: 526311590@qq.com

陈威(1992—), 男, 博士后, 主要从事地热地质与成矿规律研究, E-mail: weichen@cug.edu.cn

and deep hot water migration, is the most densely distributed hot spring area in Jiangxi Province and the most important heat-controlling structure in southern Jiangxi Province. However, the current research is limited to scattered geothermal fields without the origin of geothermal water from the scale of regional tectonic zones. In order to find out the origin of geothermal water in the Shicheng-Xunwu fault zone, 14 geothermal fields in the Shicheng-Xunwu fault zone have been studied by means of hydrochemical components and isotopes. The results show that: (1) The Shicheng-Xunwu fault zone can be divided into three parts: the Shaowu-Shicheng fault in the north, the Huichang shallow thermal rise extensional structure in the middle and the Xunwu fault zone in the south. Geothermal water is controlled by the above three main faults respectively, and the activity degree of the fault zone increases from north to south, resulting in great differences in the heat storage characteristics of different geothermal fields; (2) The geothermal water belongs to neutral and weakly alkaline water. In Shicheng and Huichang basin, the cations are mainly sodium and calcium ions, and the anions are mainly sulfate and bicarbonate. In the southern Xunwu fault zone, the cation is mainly sodium ion, and the anion is mainly bicarbonate. The hydrochemical components are mainly derived from water-rock interaction, and evaporite and silicate rock are the main source of ions; (3) Geothermal water comes from the nearby recharge of rainwater from the surrounding mountains. The apparent age of geothermal water in the study area becomes longer, and the hot water age, the ratio of mantle source material and the heat storage temperature increase synchronously from north to south in the tectonic belt; (4) The hot water in the fault zone is immature water, but it tends to mature gradually as the fault zone extends southward. The heat storage temperature ranges from 54 °C to 144 °C, with the lowest temperature in Mianfang, Shicheng, and the highest temperature in the east of Nanqiao, Xunwu, showing a trend of getting warm to the south, corresponding to gradual increase in depth of hot water circulation to the south, and the maximum depth can exceed 3 km (east of Nanqiao, Xunwu). The spatial differentiation of geothermal water along the fault zone is obvious. Water-rock interaction intensity, geothermal water maturity, heat storage temperature, circulation depth and water age, earth heat flow value, magmatic activity and seismic activity are all related to the active degree of the fault zone, and increase with the southward extension of the fault zone. The Nanqiao East geothermal field in the fault zone has the greatest potential and can be used as the priority area for high temperature geothermal exploration in the deep cycle of the fault zone.

Key words: Shicheng-Xunwu fault zone; geothermal; hydrochemistry; genesis model

面临能源短缺、环境污染日益严重的挑战,地热能是当下研究的热点。地热水的高效开发利用是实现我国经济低碳发展的有效途径,对推进消费革命、促进生态文明建设、落实乡村振兴战略具有重要意义(Yan J H et al., 2024)。

江西温泉数居全国第七位,占全国总数的3.55%(陈墨香, 1991)。全省有129处地热田与91处温泉,均属低温地热资源(水温低于90℃),尤以石城-寻乌断裂带分布为多。前人围绕石城-寻乌断裂带地热水的来源和热源开展了大量研究。前人(储小东, 2016; 邹国瑶和杨倩, 2019; 王进等, 2020; 叶

海龙等, 2023)围绕石城县地热田展开研究,认为大气降水是地热水的主要来源。在热源方面有三种观点:花岗岩放射性生热导热、深部断裂对流循环以及地应力异常。刘前进等(2019)认为水温与热水中放射性元素含量的一致性指示热源为印支期花岗岩质岩石放射性生热,水温取决于盖层厚度和围岩的放射性含量。一些学者认为地热水受断裂构造、地层岩性等条件控制明显,地热水严格受断裂控制,为带(脉)状分布的对流型热储系统(储小东, 2016; 邹国瑶和杨倩, 2019; 王进等, 2020)。叶海龙等(2023)认为石城县所有地热田均属同一地热系统,

大气降水入渗经深部循环对流获取深部大地热流生热,遇断裂阻水后向浅部排泄。刘大任(1997)发现寻乌段较石城段温泉温度高,应和该段的地应力大相关。前人研究存在如下问题:(1)现有研究主要集中于构造运动、气体同位素、干热岩与零散地热田水化学分析,关于地热水化学特征与地热成因方面的研究较少;(2)水化学采样点跨度很小且往往只针对热水采样,缺乏从深断裂带角度较为系统的水化学研究与地热成因分析,无法从大空间尺度上明确各地热田的联系与差异,从而制约了人们对该构造带控热机制的认识。

针对上述问题,本文系统采集了石城-寻乌断裂带中的水样,以水化学特征分析为切入点(Ellis and Mahon, 1964),研究断裂带的地热水化学特征及其成因机制,以期研究区地热资源开发利用、中高温地热勘查靶区优选提供理论支撑。

1 地热地质条件

1.1 地质背景

研究区跨石城、瑞金、会昌、寻乌四县(市),隶属赣州市,所处位置属华夏地块武夷造山带,地处 $24^{\circ}32' \sim 26^{\circ}35'N$, $115^{\circ}20' \sim 116^{\circ}38'E$ 之间。研究区位于赣东南中低山丘陵区,群山环绕,山地丘陵占总面积的70%以上,以侵蚀剥蚀构造高丘陵地形为主。东部紧靠武夷山毗连福建,南面经南岭与广东接壤,整体地势周高中低、南高北低,断陷盆地贯穿其中。

石城-寻乌断裂带属晚近期活动性断裂,多期次活动,沿线地震频发。石城-寻乌断裂带由邵武-石城断裂、会昌热隆伸展构造以及寻乌断裂带的多条大规模深断裂组成,控制了山脉走势、水系流向、红层盆地与温泉分布,是研究区最重要的控热构造。断裂带总体走向北北东向,倾角 $45^{\circ} \sim 60^{\circ}$,由数条近于平行的断裂破碎带组成。在北部石城段,断裂带控制了元古宙-中生代地层分布;在中南部,断裂带控制了白垩纪-古近纪瑞金、会昌、寻乌断陷盆地的发育。在会昌、寻乌等地,见有新近纪玄武岩呈北东向展布,说明该断裂带切穿地壳。作为江西境内最活跃的一条断裂带,历史上它的周边发生过至少4次5级以上的破坏性地震,目前仍处于活跃期。除上述主断裂

外,区域内还发育大量次级断裂,近等距出露、平行排列。断裂规模相对较小,宽度几米,地表以发育硅化破碎带为主要特征。断裂带多切割白垩纪-侏罗纪火山岩,表明其在燕山晚期以来仍存在强烈活动,对区内中生代火山喷发起到重要控制作用。

断裂带周围有多期次的花岗岩及脉岩大范围发育,形成丘陵山体。在断裂带北部的石城县、瑞金市,以震旦纪、寒武纪地层为主构成的武夷山复式背斜形态破碎、复杂,构成地热田褶皱基底;在断裂带中部、南部,上白垩统紫红色砂砾岩、泥岩构成的红层盆地岩层完整、平缓,是地热水的主要盖层。研究区地下水类型主要有第四系松散岩类孔隙水、碎屑岩类裂隙孔隙水、基岩(花岗岩、变质岩)裂隙水、硅化破碎带构造裂隙水4类,地热水主要产于硅化破碎带构造裂隙水中。破碎带露头处常有天然温泉,钻孔穿过基岩揭露硅化破碎带后亦会出现涌水量增大、水温升高等现象。破碎带岩芯松散,断裂面弯曲粗糙,裂隙发育,有蜂窝状溶蚀空洞和假化石。围绕断裂带全境选择最具有代表性的14个地热田开展研究,地热田位置、研究区地质及构造略图见图1,典型地热田地质剖面图见图2,地热田位置及采样信息见表1。

1.2 地温场特征

江西省实测地表热流平均值为 70.14 mW/m^2 ,自赣北、经赣中到赣南,地表热流值越来越高,研究区大地热流平均值大于 75 mW/m^2 ,表明具有地热潜能。江西省水文地质大队根据江西断裂、地震及温泉的分布将省内地热异常区分为隆起断裂带地热异常远景区与沉降盆地传导型地热资源远景区,研究区属于隆起断裂带地热异常远景区。此外,研究区处于上地幔隆起区,地壳厚度为 32.5 km ,居里面埋深 24 km (熊盛青等, 2016),有北东向深大断裂穿过该区域,指示该区具较高的地热资源潜力。研究区地温梯度值较大,超过 $3.0^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$,高于江西省平均水平。

根据重力、大地电磁测深、阿尔泰-台湾(江西段)深部地学剖面等资料可知,研究区属莫霍面埋深较浅的相对隆起区。莫霍面隆起是深部热源构造的表现。在隆起区及其边缘热源物质活动剧烈,构造、岩浆活动发育,即可为岩浆上涌、地下热水流

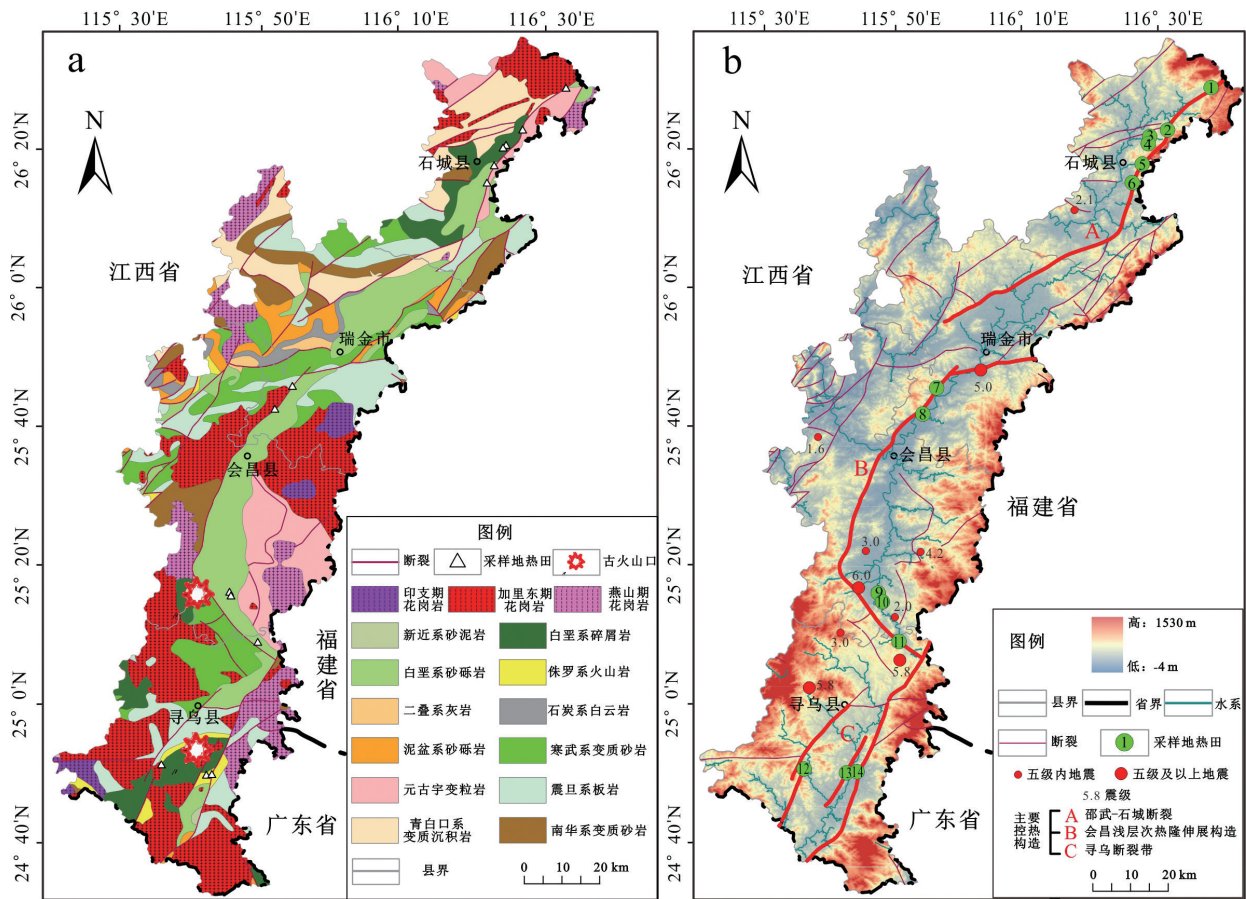


图1 研究区地质及构造略图

Fig. 1 Geological and structural sketch of the study area

地热田编号:①石城上温寮;②石城烧湖里;③石城沔坊;④石城楂山里;⑤石城通天寨;⑥石城九寨;⑦瑞金安子山;⑧瑞金谢坊;
⑨会昌筠门岭;⑩会昌坝背;⑪寻乌上津;⑫寻乌河角;⑬寻乌南桥西;⑭寻乌南桥东

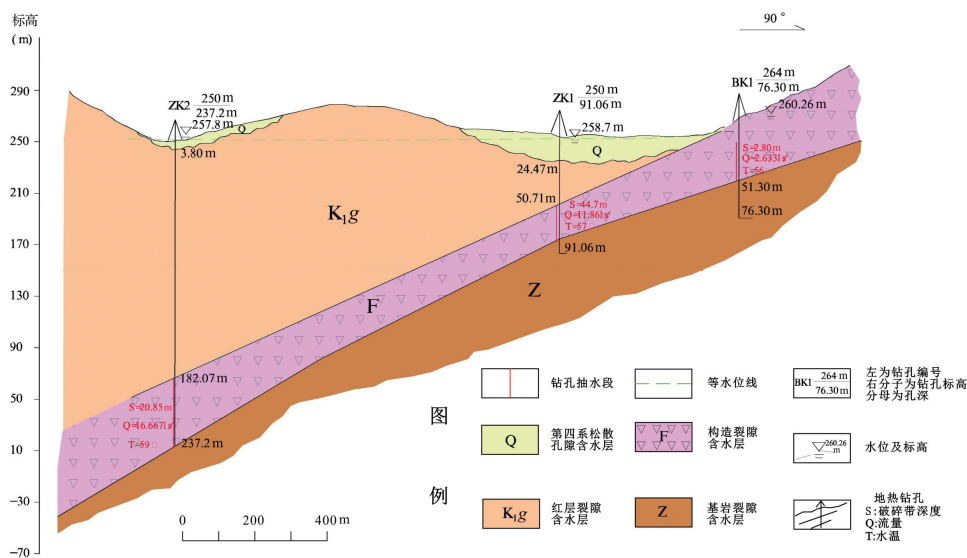


图2 研究区石城九寨地热田热结构

Fig. 2 Thermal structure of Jiuzhai geothermal field in Shicheng county

据邹咸华等(2009)

表 1 研究区地热田基本信息

Table 1 Basic information of geothermal fields in the study area

地热田编号	地热田名称	位置	经度(E)	纬度(N)	温度(℃)	储层埋深(m)	上/下盘岩性
①	上温寮	石城	116°34'55.31"	26°29'51.32"	41	200~350	砂砾岩/花岗岩
②	烧湖里	石城	116°27'23.47"	26°23'12.46"	39	50~100	砂砾岩/变质岩
③	沔坊	石城	116°25'42.21"	26°21'32.31"	27	600	砂砾岩/变质岩
④	楂山里	石城	116°24'20.43"	26°20'47.53"	55	400	砂砾岩/变质岩
⑤	通天寨	石城	116°23'17.36"	26°19'11.20"	41	700~1000	砂砾岩/变质岩
⑥	九寨	石城	116°21'50.48"	26°15'24.43"	58	80~200	砂砾岩/变质岩
⑦	安子山	瑞金	115°53'22.15"	25°45'33.42"	32	200~600	砂砾岩/变质岩
⑧	谢坊	瑞金	115°51'13.47"	25°42'46.02"	41	300~600	砂砾岩/花岗岩
⑨	筠门岭	会昌	115°46'25.53"	25°15'35.47"	52	30~100	均为砂砾岩
⑩	坝背	会昌	115°46'33.15"	25°14'40.02"	35	450	均为砂砾岩
⑪	上津	寻乌	115°48'46.21"	25°09'35.31"	37	200~450	砂砾岩/花岗岩
⑫	河角	寻乌	115°60'12.11"	24°49'34.05"	74	20~500	均为火山岩
⑬	南桥西	寻乌	115°41'20.11"	24°50'31.11"	44	350	火山岩/花岗岩
⑭	南桥东	寻乌	115°42'35.52"	24°49'23.52"	54	200~400	均为火山岩

动、火山喷发等提供通道,又可为深部幔源物质的运移和聚集提供空间。

1.3 构造带热储分区

区内地热水沿石城-寻乌构造带控制及出露,自北向南形成三个断陷盆地(石城-瑞金、会昌及寻乌盆地),共出露 14 个典型地热田。可分为 3 条形态各异、特征不同的较大断裂带(图 1):北段为邵武-石城断裂,中段为会昌浅层次热隆伸展构造,南段为寻乌断裂带,它们呈左列式断续排列。研究区主要控热构造断裂特征总结于表 2。

表 2 研究区主要控热构造断裂特征一览

Table 2 List of fracture characteristics of major heat-controlling structures in the study area

控热构造	走向	产状及规模	构造特征	力学性质
邵武-石城断裂	北东	倾向北西,倾角 48°,长度大于 100 km 并延至区外,最大宽度 200 m	发育硅化构造岩、挤压破裂面,断层面上发育多组且不同方向的断裂擦痕。在呈“线状”展布的区段为线状负地形,其他构造形迹不明显。断裂切割变质岩地层、白垩系,多处被北西向断裂切割,具有继承性、长期性、多期性、多运动方向的活动特点。	以压扭性为主
	环形	倾向北西西,倾角 50°,规模参照武夷山环状构造之西线外环	由伸展构造核、剥离断层及其上盘的中新生代断陷红盆 3 部分组成。但剥离断层下盘未出现经韧性剪切变形作用形成的动力变质带,而围绕伸展构造核呈完整的环状断层系。伸展构造期的火山活动相当强烈,不仅有中心式火山喷发,还有裂隙式的喷溢,形成沿西侧剥离断层广泛分布的中基性火山岩。	左行斜冲
会昌热隆构造	北东	倾向东南,倾角 30°~51°,宽数十米至百米	属武阳-周田旋扭断裂的一部分。东缘为环状伴生断裂所切,不整合于寒武系、前寒武系及燕山期花岗岩之上,主要出露白垩系茅店组、周田组和河口组。	前期压扭,后期张扭
	北北西向	倾向由北西-南西-南东逐渐变化,倾角 15°~35°,在会昌县内长约 58 km	地层由白垩系茅店组和周田组组成,南部受北西向断裂影响倾向南西。在南部湖塘附近发育一小型倾向伏向斜,其轴向北北东,枢纽东段仰起,西端被北北西向断裂所限。	以压扭性为主
寻乌断裂带	北北东向	倾向南东东-南东,倾角 50°,长大于 6 km,宽 5~30 m	断裂面呈舒缓波状,断裂带由断层泥、角砾岩、糜棱岩、挤压透镜体等组成,局部硅化。	前期张扭,后期压扭
	近东西向	倾向北,倾角 45°,长大于 2.5 km,宽 3~20 m	断裂面凹凸不平,舒缓波状,形成断崖,并有擦痕,断裂带由糜棱岩、角砾岩、碎裂岩组成,具硅化、叶蜡石化。	先压扭,后张扭
	北东	倾向北西,倾角 70°,长 450~3000 m,宽 0.5~5 m	断裂面呈舒缓波状,断面较光滑,有擦痕,断裂带由糜棱岩、挤压透镜体组成。	以压扭性为主

石城段地热流体主要赋存在白垩系红层(上盘)与南华纪万源岩组/震旦系变质岩(下盘)接触处主干断裂破碎带(楂山里、九寨、沔坊、通天寨及烧湖里地热田)及加里东期花岗岩(上盘)与下白垩统砂砾岩(下盘)接触处主干断裂破碎带(上温寮地热田)。

瑞金-会昌段地热沿主控热构造会昌浅层次热隆伸展构造(环形构造)呈弧形分布。地热流体主要赋存于以下地质构造中:白垩系红层与震旦系浅变质岩或燕山期花岗岩接触处的主干断裂破碎带(安子山、谢坊地热田);白垩系周田组中发育的近南北向主干断裂破碎带,以及白垩系晚期茅店组中发育的近南北向主干断裂、北东向次级断裂和北西向断裂破碎带的交接复合部位(会昌坝背、筠门岭)。

寻乌段地热沿北北东向主控热构造(寻乌断裂带/罗塘-丘坊断裂)呈带状分布,地热流体主要赋存在侏罗系鸡笼嶂组中发育的北东向主干断裂的次生北北东向断裂破碎带中(河角地热田)、地层中主控断裂构造的次生构造或次生构造与近东西及北西方向的断裂构造交汇部位(南桥地热田)。热储受断裂构造与岩性共同控制,地热流体呈带状,为

断裂破碎带型带状热储。寻乌段地热田处在贯穿多个构造单元的深大断裂带附近,有很多断裂带交汇,与其他地热田具有明显差异。

2 样品采集与水化学特征

2.1 水样采集与测试

本文对研究区的 14 个地热田(表 1)进行水样采集。其中,热水样品 71 份(地热水采集部位为自涌泉泉口或地热井口,包含温泉样与地热钻孔样,温泉样注明“WQ”;钻孔样注明“ZK”)、冷泉样品 11 份(冷泉样选择沿硅化破碎带自然出露的天然常温泉采集,全部属破碎带构造裂隙水)、地表水 2 份以及雨水 1 份;另外采集氢氧同位素水样 19 份,地热水 ^{14}C 、 ^{13}C 同位素水样 7 份。各地热田内地质及水样信息见图 3。

采样瓶使用高密度聚乙烯瓶,配合密封塑料螺丝盖。水样按《地热资源地质勘查规范》(GB/T11615-2010)(中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局和中国国家标准化管理委员会,2010)采集处理。全分析与微量元素分析样品送国土资源部南

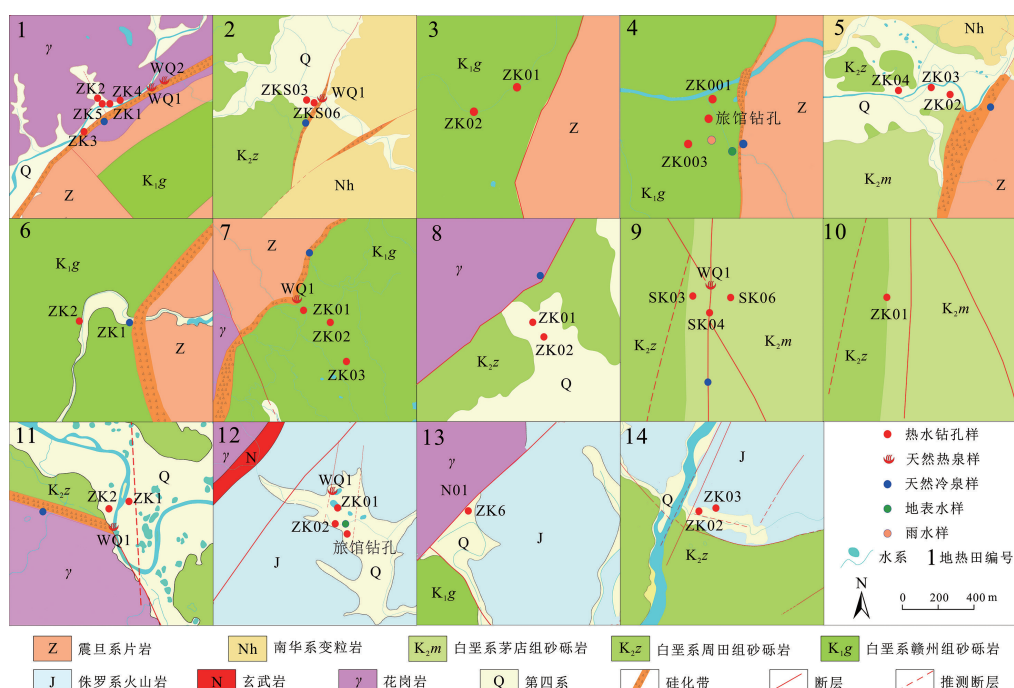


图3 研究区地热田采样点分布图

Fig. 3 Distribution map of sampling points in geothermal fields in the study area

昌矿产资源监督检测中心检测,阳离子(K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等)采用电感耦合等离子体发射光谱仪测定(ICP-OES)(型号Agilent 5110); F^- 、偏硅酸(H_2SiO_3)采用比色法测定, HCO_3^- 、 Cl^- 采用滴定法测定, SO_4^{2-} 采用重量法测定。测试环境温度 $20\sim 35^\circ C$,湿度 $45\%\sim 65\%$,离子测试精度5%。氢氧同位素样品在国土资源部岩溶地质资源环境监督检测中心检测。 ^{14}C 和 ^{13}C 由江西省核工业地质局测试研究中心采用液闪仪(PE 1220 QUANTULUS)测试完成。

2.2 水样测试结果

由于热水样数据较多,故选取每个地热田的典型温泉及地热钻孔展示平均值;冷泉样、地表水样、雨水样数据全部展示。研究区地热水离子含量平均值和地热田冷水样水化学测试数据见表3、表4。

2.3 水化学类型及基本特征

研究区地表水与冷泉、雨水的pH值为 $5.50\sim 9.21$,TDS含量 $37.30\sim 94.80\text{ mg/L}$;地热水pH值 $6.48\sim 8.27$,TDS含量 $228.52\sim 2512.97\text{ mg/L}$,地热水离子浓度普遍高于冷泉。石城-寻乌断裂带冷水属重碳酸-钙/钠钙型水。前人研究认为区内地表水与冷泉水化学性质类似,水岩相互作用途径短,水化学特征均类似大气降水(孙占学等,1992;叶海龙等,2023)。为使冷泉样的采集更具有代表性,以便围绕构造带冷泉展开分析,本文冷泉全部选择为距地热钻孔最近且与深部热水出于同一硅化破碎带、自然出露的常温的泉水采样,此类冷泉最可能与深部热水发生混合(海阔,2019),与地热田关系最为密切。从表4可以看出,冷泉阳离子 Na^+ 、 K^+ 的比例明显较地表水、雨水更高,说明冷泉经历过一定程度的水岩相互作用,与普通冷泉有明显差异。

在分析离子浓度的基础上,采用三线图判断水化学类型(Giggenbach,1988)(图4)。可见断裂带石城段与瑞金-会昌段地热水化学类型属重碳酸硫酸-钠钙型水,寻乌段地热水属重碳酸-钠型水。

将水样分为A1、A2、B1、B2、C1、C2、D共七个亚类整体分析。A1为所有地表水、雨水样与部分水岩作用尚浅的冷泉样,代表构造带补给区;经过断裂等构造下渗并初步发生一定的水岩相互作用,形成破碎带冷泉A2,代表特征为 Na^+ 、 K^+ 所占比例升高。B1为构造带北段上部覆盖红层,下部为变质岩

基底的石城地热群热水代表(通天寨地热田);C1为构造带中段会昌盆地北缘热水代表(安子山地热田),水温较低(低于 $40^\circ C$),水化学成分由A2经断裂构造参与深循环演变而来,阴离子 Cl^- 、 SO_4^{2-} 所占比例有所升高,可视为由冷泉经破碎带下渗循环而被初步加热的热水。C2为研究区北段与中段剩余的绝大多数地热田,构造带大多数温泉水化学性质均与之相似,特点是水化学分类区间处于C1、B1之间,储层较为开放且普遍存在混合,可视为径流区热水。此外,B2为会昌盆地中心(坝背、筠门岭)地热田热水,存在自流现象,储层上下盘皆为白垩系红层盆地,可视为断陷盆地排泄区热水;D区为构造带南段寻乌断裂带的火山岩热泉,缺乏白垩系盖层,地热水发育于侏罗系火山岩的断层之中,属重碳酸-钠型水,为火山岩地区典型的热水特征,也是构造带出露热水温度最高的位置, Na^+ 、 K^+ 所占比例达到最大,可视为构造带热水的成熟区。由Na-K-Mg平衡图解(图5)可知热水点大多落在“未成熟水”区域,说明大部分地热田水岩相互作用尚未达到平衡,不宜采用阳离子温标法求解热储温度(Giggenbach,1988)。从图5可以看出,随断裂带向南延伸,地热水有逐渐成熟的趋势。因此,地热水在构造带上应当按B1-B2-D路径演化,在径流循环路径上则应按A1-A2-C1-C2-B1路径进行水岩相互作用。

采用多元统计分析可对地热田的相似性及离子相关性进行辅助判断。使用IBM SPSS Statistics 26.0软件对水质数据进行聚类分析与相关分析,结果如图6、表5所示。聚类分析结果表明,断裂带北部石城、瑞金的地热田被归为一大类,特点为硫酸根、钙离子所占的离子比例更高;而南部会昌、寻乌的地热田被归为另一大类,对应了研究区中南部地热田重碳酸根、钠离子所占比例更大的特点。

相关性分析结果(表5)显示, Ca^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 与TDS明显呈正相关,相关系数为 $0.625\sim 0.918$,意味着这几种离子是TDS的主要控制离子。地热水中的氟离子与所有离子均为负相关,说明氟离子在对应的热泉温度下可能已经达到饱和,早已达到平衡状态(段瑞,2022)。目前已知研究区地热水氟离子有两类来源,一是来自地热水在深循环过程中与深部隐伏花岗岩发生淋滤作用;二

表3 研究区地热水离子含量平均值
Table 3 Average ion concentration of geothermal water in the study area

编号	地热田	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻	SiO ₂	H ₂ SiO ₃	TDS	Li ⁺	Si ²⁺	δ ¹⁸ O	δD
①	上温寮	7.02	42.4	1.68	14.97	81.06	5.93	138.64	181.24	4.67	43.71	56.82	424.59	0.27	0.52	/	/
②	烧湖里	7.18	18.15	0.96	3.18	29.15	6.3	64.95	84.5	2.51	35.3	46.93	228.52	0.14	0.35	-6.95	-41.94
③	沔坊	7.46	52.9	1.5	3.75	93.97	6.98	228.75	112.01	6.2	25.21	32.77	475.8	0.4	1.71	/	/
④	楂山里	7.5	29.11	0.57	4.43	65.63	5.26	109.29	104.63	10.78	45.59	57.34	324.29	0.16	0.53	-7.07	-43.55
⑤	通天寨	7.45	68.17	0.62	8.39	211.81	5.7	388.1	131.74	5.63	53.35	69.35	812.2	0.39	1.94	-7.69	-48.01
⑥	九寨	7.85	62.37	1.45	13.26	143.15	9.53	260	260	5.7	58.47	76.04	742.24	0.75	1.43	-6.86	-41.03
⑦	安子山	6.48	107.73	16.83	28.28	207.4	16.25	292.39	660	4.22	26.9	31.46	1167.34	0.78	0.86	/	/
⑧	谢坊	7.24	89.11	0.92	8.03	196.32	17.78	276.21	412.15	4.13	103.66	134.75	906.08	0.53	1.74	/	/
⑨	筠门岭	7.32	49.87	2.66	12.04	202.27	168.64	33.57	397.07	5.8	75.48	102.72	876.26	0.29	0.29	-7.47	-46.21
⑩	坝背	7.87	64.26	5.93	10.17	231.85	201.22	42.99	487.86	4.78	72.44	94.16	881.35	0.29	0.5	-7.39	-53.10
⑪	上津	7.61	26.53	1.48	5.88	198.7	11.28	102.97	450.38	6.89	61.46	80.07	643.17	0.59	0.64	/	/
⑫	河角	8.27	13.95	0.09	3.37	75.67	9.02	28.16	160.15	13.03	80.21	104.27	307.11	0.2	0.08	-7.22	-44.41
⑬	南桥西	7.15	39.81	0.46	7.42	336.09	16.17	90	539.33	2.36	81.04	105.55	1071.26	0.39	0.39	-6.52	-36.8
⑭	南桥东	7.1	82.55	17.22	28.28	576.76	31.92	275	1751.52	6.8	137.28	178.47	2512.97	1.14	1.43	-6.81	-43.79

注:δD,δ¹⁸O单位为‰,pH值无量纲,其他单位为mg/L.

表4 研究区地热田冷水样水化学数据

Table 4 Chemical data of cold water samples in geothermal fields of the study area

编 号	地热田 及冷水类型	温度 (℃)	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻	SiO ₂	H ₂ SiO ₃	TDS	δ ¹⁸ O	δD
①	上温寮冷泉	18.3	6.78	2.90	0.76	1.01	4.23	0.16	2.10	36.60	0.13	25.80	33.50	55.40	/	/
②	烧湖里冷泉	18.3	5.88	1.73	0.70	1.69	4.61	2.01	2.75	28.40	0.08	19.70	25.60	48.70	/	/
④	楂山里冷泉	18.3	9.06	10.71	0.51	0.47	4.63	2.42	4.00	49.39	0.30	29.08	37.82	85.88	/	/
④	楂山里地表水	25	7.13	13.43	1.03	1.44	3.25	1.87	3.00	49.39	0.40	14.99	19.48	94.80	-5.7	-35.30
④	楂山里雨水	25	8.96	10.86	0.36	0.49	0.25	2.34	8.00	31.96	0.28	0.69	0.89	45.11	-6.03	-36.00
⑤	通天寨冷泉	18.3	6.16	1.70	0.78	0.59	4.21	0.30	1.94	28.40	0.24	29.00	37.70	53.00	/	/
⑥	九寨冷泉	18.3	6.52	1.87	0.71	1.05	4.38	0.21	2.71	28.40	0.10	27.10	35.20	52.30	-5.84	-34.70
⑦	安子山冷泉	19	6.50	6.08	2.02	0.00	1.80	0.13	2.79	44.00	0.09	16.70	21.80	51.60	/	/
⑧	谢坊冷泉	23.5	6.43	0.67	0.15	0.08	3.62	0.41	3.41	13.50	0.76	21.40	27.80	37.30	/	/
⑨	筠门岭冷泉	19.3	5.95	6.29	0.67	4.20	4.07	2.76	1.54	19.00	0.15	13.10	17.00	42.30	-5.47	-31.50
⑨	筠门岭地表水	26.0	7.20	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	-4.79	-40.30
⑨	筠门岭雨水	26.0	7.03	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	-5.98	-33.40
⑪	上津冷泉	18.9	6.42	5.12	0.19	2.58	8.28	0.55	4.68	48.80	0.66	24.90	32.40	71.40	/	/
⑫	河角冷泉	21.5	9.21	11.06	0.27	2.94	1.76	2.34	18.00	40.68	0.48	28.38	36.89	69.60	-4.88	-33.90
⑫	河角地表水	25	7.55	16.78	0.73	1.84	2.94	3.75	8.00	66.83	1.20	18.97	24.66	90.12	-5.68	-42.60
⑫	河角雨水	26.0	6.93	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	-5.48	-32.90
⑬	南桥西冷泉	21.5	5.50	2.77	0.28	4.91	2.35	1.05	3.27	19.00	0.03	16.50	21.40	40.70	/	/

注:δD、δ¹⁸O单位为‰,pH值无量纲,其他单位为mg/L.

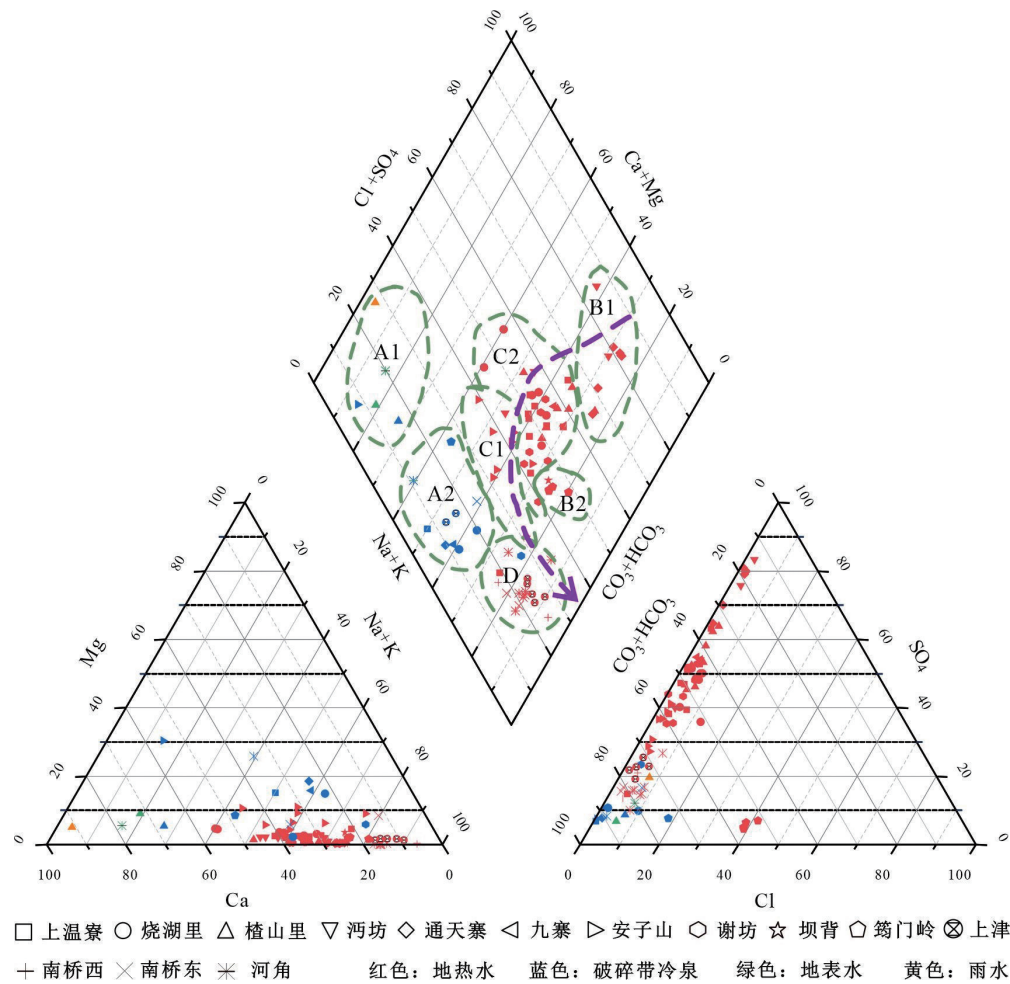


图4 石城-寻乌断裂带地热水、冷泉、地表水、雨水三线图

Fig. 4 Piper diagram of geothermal water, cold springs, surface water, and rainwater in the Shicheng-Xunwu fault zone
A1: 雨水、地表水; A2: 破碎带冷泉; B1: 变质岩封闭热水; B2: 盆地中心自留热水; C1: 盆地北缘热水; C2: 径流区热水; D: 火山岩热水
紫色带箭头虚线表示构造带内热水演化方向

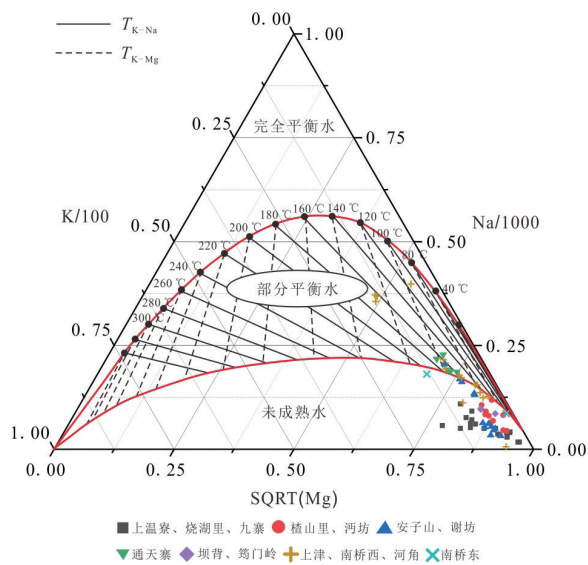


图5 研究区地热水 Na-K-Mg 平衡图解

Fig. 5 Na-K-Mg diagram for geothermal water in the study area

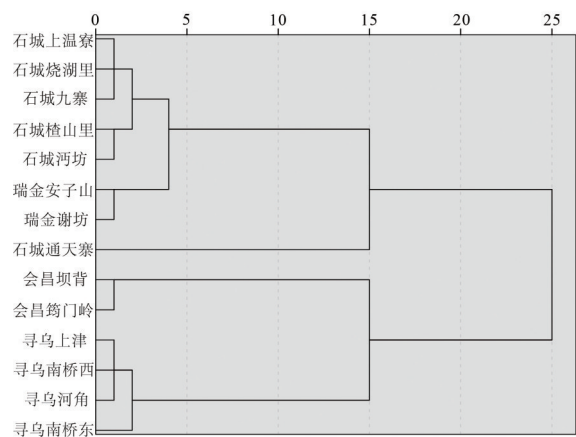


图6 研究区地热田聚类分析谱系图

Fig. 6 Cluster analysis dendrogram of geothermal fields in the study area

表5 研究区地热水离子之间的相关系数矩阵

	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻	SiO ₂	TDS
Ca ²⁺	1.000									
Mg ²⁺	0.504	1.000								
K ⁺	0.726	0.703	1.000							
Na ⁺	0.689	0.339	0.586	1.000						
Cl ⁻	0.322	0.355	0.303	0.592	1.000					
SO ₄ ²⁻	0.810	0.282	0.527	0.546	0.038	1.000				
HCO ₃ ⁻	0.520	0.555	0.656	0.739	0.691	0.263	1.000			
F ⁻	-0.280	-0.254	-0.225	-0.042	-0.027	-0.188	-0.028	1.000		
SiO ₂	0.046	-0.310	-0.009	0.407	0.352	-0.126	0.372	0.271	1.000	
TDS	0.816	0.446	0.680	0.918	0.625	0.645	0.785	-0.095	0.290	1.000

是高温地热水上涌时溶解萤石矿床(叶海龙, 2023)。考虑到萤石矿在石城-寻乌断裂带中只在楂山里、谢坊分布,难以对其他地热田产生远距离影响,故研究区地热水的氟离子主要来源应当为深部花岗岩,侧面证明了断裂带地热水可能通过断裂构造形成局部深循环,吸收了隐伏花岗岩的热能。

3 断裂带地热水循环特征

热储温度、循环深度及补给高程可用来定量评价地热水的循环特征,相关公式及参考文献见表6。

表6 热储温度、循环深度、补给高程计算式

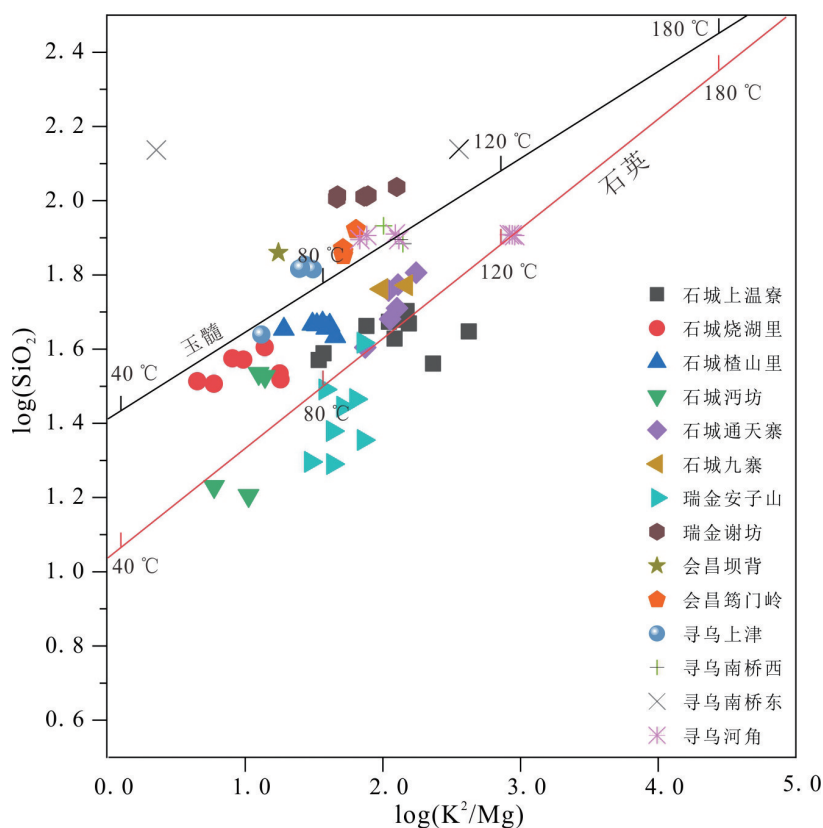
计算内容	表达式	参考文献
无蒸汽损失石英温标(℃)	$T = \frac{1309}{5.19 - \lg(\text{SiO}_2)} - 273.15$	Fournier, 1977
石英温标(℃)	$T = -44.119 + 0.24469 * (\text{SiO}_2) - 1.7414 * 10^{-4} * (\text{SiO}_2)_2 + 79.305 * \lg(\text{SiO}_2)$	Verma and Santoyo, 1997
玉髓温标(℃)	$T = \frac{1032}{4.69 - \lg(\text{SiO}_2)} - 273.15$	Fournier, 1977
循环深度(km)	$H = 100 \left(\frac{T - T_0}{g} \right) + h$	汪集旻等, 1990
氢、氧同位素高程效应(m)	$\delta D = -25.11 - 0.047H$ $\delta^{18}\text{O} = -4.82 - 0.0032H$	Li J L et al., 2017

3.1 热储温度与循环深度

采用二氧化硅温标结合 log(SiO₂)-log(K²/Mg)图(图7),可在验证地热水中SiO₂的存在形式的基础上给出热储温度(汪啸,2018)。阳离子温标适用于水岩作用相对充分的地热田(Fournier, 1979; Fouillac and Michard, 1981),需在判定水岩平衡状态的基础上应用(Fournier, 1977)。此外,采用硅熔

混合模型可判定地热水是否发生混合并求解混合比例(海阔,2019;宋利红等,2021);采用多矿物平衡图解(Reed and Spycher, 1984;孙占学和吴红梅, 1999)可作为地温计温标及混合模型的验证。由热储温度可进一步对地热水的循环深度进行计算(张梦昭等,2023)。

研究区地热水中SiO₂同时以石英、玉髓的形式

图7 研究区地热水 $\log(\text{SiO}_2)$ - $\log(\text{K}^2/\text{Mg})$ 图Fig. 7 $\log(\text{SiO}_2)$ - $\log(\text{K}^2/\text{Mg})$ diagram of the geothermal water in the study area

存在,不能用单一温标给出结论。结合现场情况,泉点无蒸汽损失,故选取无蒸汽损失的石英温标与玉髓温标的均值作为热储温度(表8)。石城-寻乌断裂带热储温度在54~144 °C之间,最低温在石城沔坊,最高温在寻乌南桥东,呈现出向南升温的趋势,对应了断裂带越向南越活跃的特点。

采用多矿物平衡图解法,选择硬石膏、霏石、方解石、玉髓、温石棉、白云石、萤石、滑石、石英9种低温温泉中的常见矿物在PHREEQC Version 3中展开模拟,绘制出温度-矿物饱和指数(SI)图(图8),得出的热储温度总体与二氧化硅温标一致。在对应热储温度下,石英、玉髓、萤石等矿物同时接近平衡,断裂带石城段、瑞金-会昌段及寻乌段对应热储温度分别在50~100 °C、50~150 °C及80~170 °C区间。

地下热水在深部地球化学环境中溶解的 SiO_2 遵循石英的溶解度曲线,温度越高, SiO_2 的溶解度越大;但这部分热水在温度下降时暂不会将过饱和 SiO_2 析出,因此地下热水都有“记忆”其曾达到的温

度的功能。基于此原理,采用硅焓图解即可计算出冷热水混合比例。根据地热田冷水焓和 SiO_2 含量在坐标系中投下点A,再根据泉水焓和 SiO_2 含量投下点B,A、B两点连成直线,延长该直线与石英溶解度曲线相交于点C。该点所对应的焓值即为地下热水的初焓,线段AB与线段AC长度的比值即为热储水在混合水中的比例(图9)。由硅焓图解可知:除谢坊、南桥东、南桥西地热田无交点外,构造带北部混合冷水的比例最高,可达85.44%;构造带南部寻乌断裂带的混合比例较低,最低20.93%。这表明研究区地热水普遍存在混合现象,且构造带北端混合作用较强(表7)。

循环深度的选取实际上取决于热储温度,研究区地热田钻孔测温普遍无法反映真实的地热增温率。江西省平均地温梯度23.83 °C/km,赣州平均地温梯度33.6 °C/km(李学礼等,1992)。考虑到研究区地热田分布在赣州市地温梯度偏高的地区,因此采用赣州地温梯度上限3.59 °C/100 m为研究区基

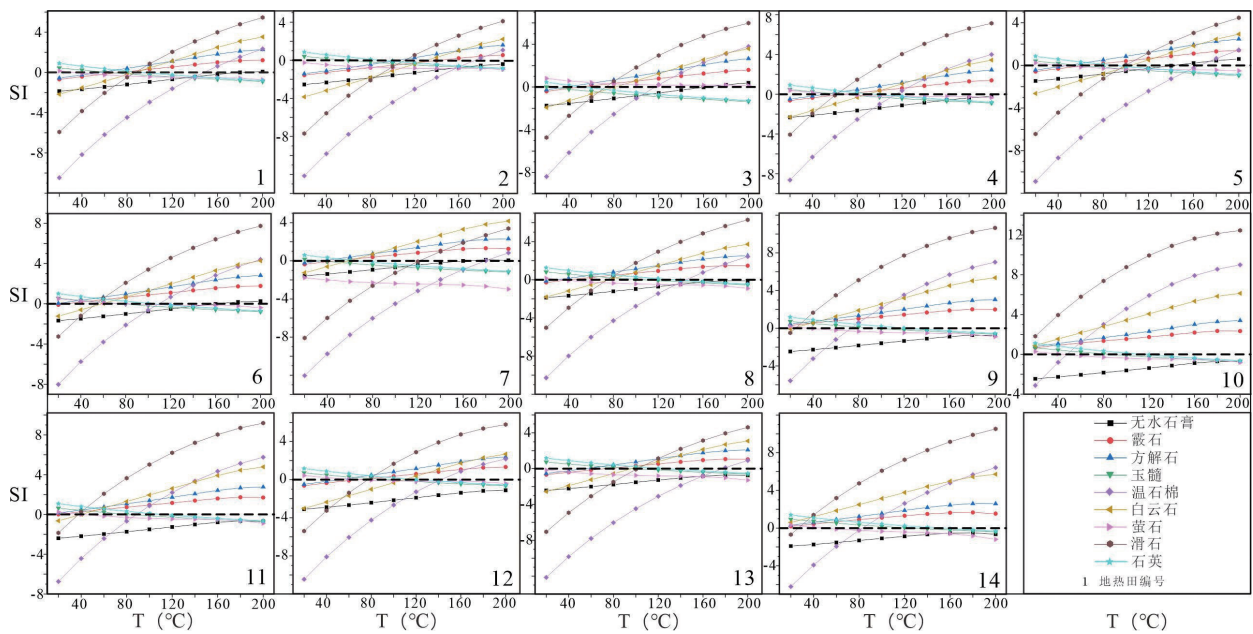


图8 石城-寻乌断裂带地热田矿物饱和指数模拟图解

Fig. 8 Simulation diagram of mineral saturation index in geothermal fields along the Shicheng-Xunwu fault zone

岩地温梯度的平均值较为可信。由热储温度能够确定地热水循环深度在1~3.5 km之间(表8)。其中石城段循环深度较浅,普遍在1~2 km;瑞金-会昌-寻乌段的热水循环深度则在逐渐增加,最大可超过3 km(寻乌南桥东)。断裂带地热水的出露温度往往与储层埋深、盖层厚度无直接关联,出露温度最高的地热田(寻乌河角、石城楂山里)也不是热储温度及循环深度对应最大的地热田,展现出中低温对流型地热系统的典型特点,表明地热田潜在热储温度、循环深度上限应与断裂构造的活跃程度高度相关。研究区处于区域性深大断裂河源-邵武断裂带核心部位,经历了加里东期以来的多期次多旋回构造运动,区内断裂构造、褶皱构造特别发育。特别是古近纪以来的新构造运动,使研究区南部古断裂复活上升,使得南部地热田热储温度、循环深度值较高。

3.2 补给来源与补给高程

根据氢氧同位素的高程效应,可推算地下水补给高程(Li J L et al., 2017)。选择全球大气降水线和江西大气降水过程线进行分析,绘制研究区地热水、冷泉以及雨水的氢氧同位素分布图(图10)。水样全部落在降水线与当地雨水线附近,表明补给来源属大气降水。经计算,研究区地热水的补给高程

为248.72~896.88 m(表9),代表地热水来自周边山脉的就近补给。研究区北部石城县东侧为武夷山脉,最高峰鸡公寨位于石城县与福建宁化县交界处,高度1389.9 m,呈现出三面环山而中部至西部较平坦的沟谷地形,有利于大气降水入渗补给与径流;研究区中部瑞金市、会昌县四面高峻,地势渐向中、西南方向降低,围成的会昌盆地中部狭长,自东南向西北倾斜,推断补给来源为盆地西侧丘陵的就近补给。研究区南部寻乌县的最高峰为闽粤赣三省交界处的项山甌,主峰海拔1529.8 m,总体地形南西高,中间低。地热田多发育在呈“U”型的沟谷处,非常利于大气降水补给区与地热田之间形成高程差,为大气降水入渗参与深循环对流提供了足够的水压力条件。

相比冷泉和雨水,地热水的氢氧同位素值明显偏负,且没有明显的氧同位素漂移现象,表明地热水经过补给后,经历了相对较深、较久的径流过程,虽可能与围岩存在同位素交换,但未经明显的蒸发作用(汪啸, 2018)。铝硅酸盐岩围岩中水岩的氧同位素交换能力远逊于碳酸盐岩(徐文忻等, 1991),地热水的氧漂移现象并不明显,证明控制研究区热水化学离子来源的是铝硅酸盐。

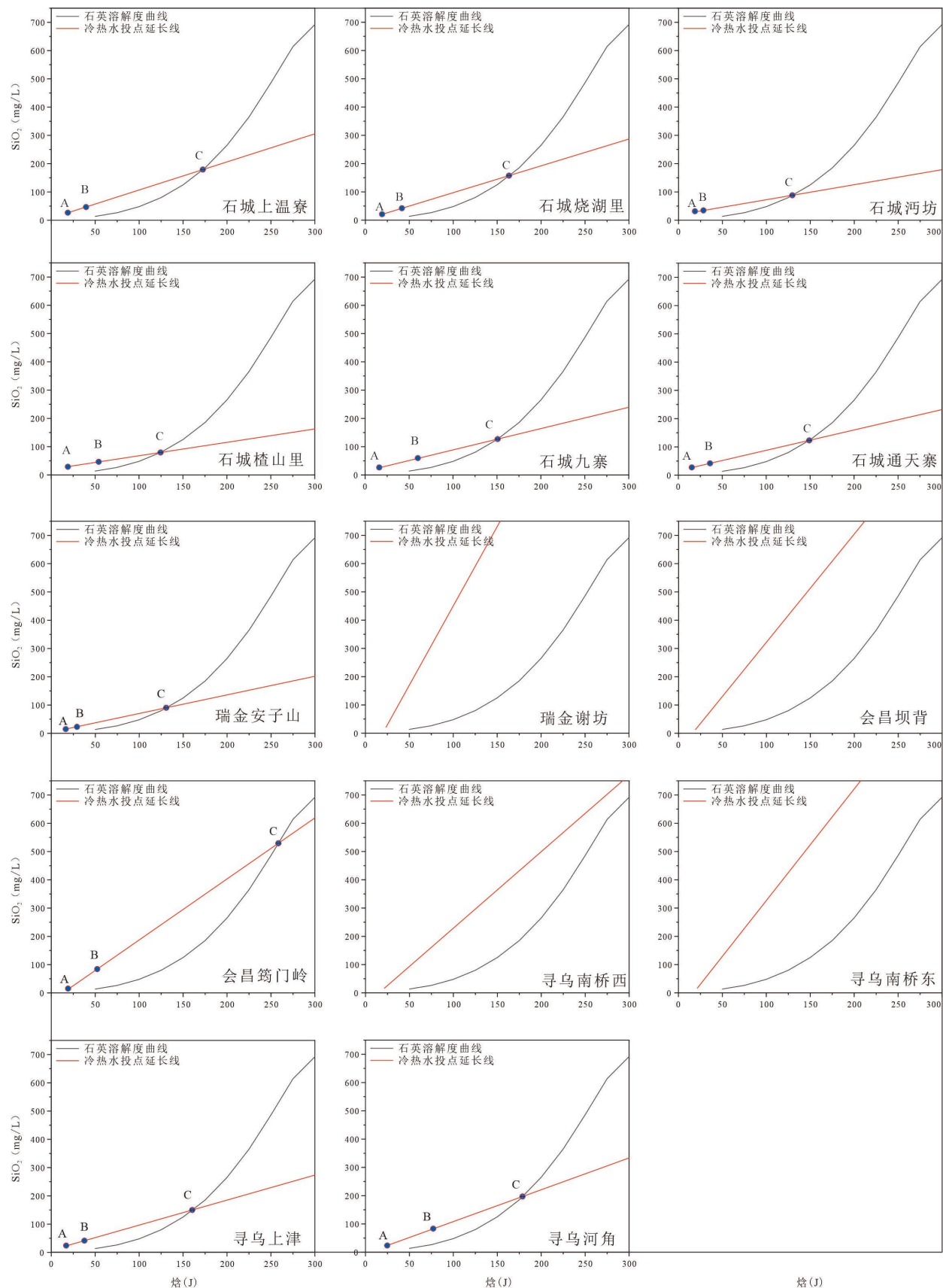


图9 硅焓图解原理示意

Fig. 9 Silicon enthalpy diagram of geothermal field in the study area

表 7 混合计算结果

Table 7 Mixed calculation results

构造分区	地热田编号	地热田名称	混入冷水比例(%)	“热储水”比例(%)
邵武-石城断裂	①	石城上温寮	46.24~70.91	29.09~53.76
	②	石城烧湖里	46.12~70.55	29.45~53.88
	③	石城沔坊	66.72~85.44	14.56~33.28
	④	石城楂山里	42.07~52.86	47.14~57.93
	⑤	石城通天寨	55.36~78.82	21.18~44.64
	⑥	石城九寨	45.70~57.07	42.93~54.30
会昌浅层次热 隆伸展构造	⑦	瑞金安子山	58.16~67.6	32.4~41.84
	⑧	瑞金谢坊	无交点	无交点
	⑨	会昌筠门岭	42.56~59.36	40.64~57.44
	⑩	会昌坝背	78.54	21.46
	⑪	寻乌上津	38.57~76.45	23.55~61.43
寻乌断裂带	⑫	寻乌河角	20.93~30.71	69.29~79.07
	⑬	寻乌南桥西	无交点	无交点
	⑭	寻乌南桥东	无交点	无交点

表 8 石城-寻乌断裂带地热水热储温度与平均循环深度

Table 8 Reservoir temperature and average circulation depth of in the Shicheng-Xunwu fault zone

地热田编号	地热田名称	井口温度(℃)	热储温度(℃)	循环深度(km)
①	上温寮	41	80	1.685
②	烧湖里	39	71	1.420
③	沔坊	27	55	0.975
④	楂山里	55	83	1.750
⑤	通天寨	42	90	1.950
⑥	九寨	58	95	2.090
⑦	安子山	33	58	1.080
⑧	谢坊	41	126	2.920
⑨	筠门岭	52	108	2.460
⑩	坝背	35	106	2.400
⑪	上津	37	97	2.135
⑫	河角	74	111	2.550
⑬	南桥西	44	112	2.570
⑭	南桥东	54	144	3.450

3.3 水年龄与深部碳物质比例

通过评估地热水中CO₂的δ¹³C值及生物成因和中深部碳成因的比重,可以定量确定地热水中CO₂的来源,判断深部循环路径,进而追踪地热水循环过程。研究区地热水¹⁴C含量为1.04±0.04~45.76±0.17 pMC,对应的地热水表观年龄为4712.13~36403.16 a。由断裂带地热田δ¹³C_{CO₂}生物贡献与深部贡献所占比例可知(表 10),虽然生物因为地

热水δ¹³C的主要来源因素,但地热水也受深部幔源物质影响。

结合地热田位置和水年龄,可以看出构造带由北向南有热水年龄与热储温度同步增大的趋势。¹⁴C年龄越大的地热田对应的热储温度越高,且地热水的¹⁴C年龄与热储温度呈正相关,表明热水滞留时间越长,越有充足时间积累热能。断裂带中石城烧湖里、楂山里地热水最年轻,年龄为约5000 a,

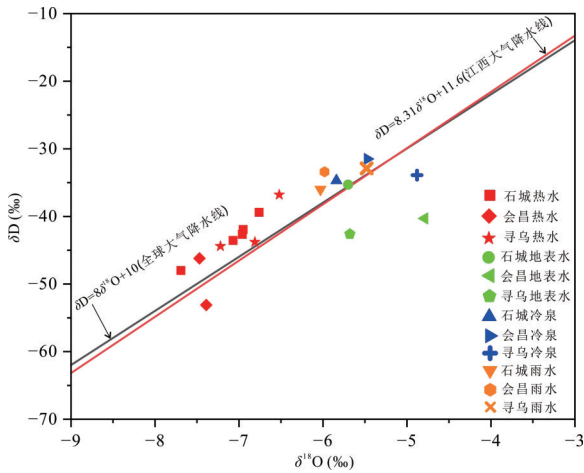


图 10 研究区地热水氢氧同位素分布图

Fig. 10 Distribution map of hydrogen and oxygen isotopes in geothermal water of the study area

属全新世中期滞留;其他地区地热水年龄普遍大于 1 万年,属第四纪末次冰期滞留。会昌筠门岭、寻乌

南桥地热水最老,为 3 万年左右。寻乌断裂带西侧的河角地热田地处寻乌盆地边缘,地热水径流路径、滞留时间相较于南桥地热田更短,因此热水中幔源碳的比例相对较低。

地热水温度越高、埋深越大,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值越高。控制石城楂山里、烧湖里地热田碳稳定同位素的主要因素是生物因素,最高占比 73%;对于会昌筠门岭、寻乌南桥东地热田,深部因素则对地热水的形成有更大贡献。研究区 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 深部值呈现出随断裂带向南延伸而逐渐增大的趋势,热水系统由开放型、氧化型逐渐转为封闭型、还原型,热储温度也在对应升高。前人研究表明,地热水气体组分起源于大气、地壳和地幔的混合(孙占学等,2014),在本研究中得到了验证。如构造带最南部寻乌南桥地热田的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 生物值为负,体现了该地热田的

表 9 地热田补给高程计算结果

Table 9 Calculation results of geothermal field recharge elevation				
地热田编号	地热田名称	采样点高程(m)	δD 高程(m)	$\delta^{18}\text{O}$ 高程(m)
②	石城烧湖里	321	358	666
④	石城楂山里	338	392	703
⑤	石城通天寨	263	487	897
⑥	石城九寨	241	373	669
⑥	石城九寨	216	304	606
⑨	会昌筠门岭	220	449	828
⑩	会昌坝背	550	596	803
⑫	寻乌河角	294	411	750
⑬	寻乌南桥西	150	249	531
⑭	寻乌南桥东	239	397	622

表 10 地热田碳同位素及水年龄

Table 10 Carbon isotope and water age in geothermal fields						
地热田编号	地热田名称	^{14}C (pMC)	表观年龄(a)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB, ‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 生物 (PDB, ‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 深部 (PDB, ‰)
②	石城烧湖里	48.07±0.17	4712.13	-11.8	63.84	36.16
④	石城楂山里	45.76±0.17	5119.26	-14	72.76	27.24
⑤	石城通天寨	6.91±0.06	20747.54	-7.4	40.24	59.76
⑥	石城九寨	9.96±0.06	17725.06	-5.2	24.99	75.01
⑨	会昌筠门岭	3.69±0.04	25933.78	-3.6	15.97	84.03
⑫	寻乌河角	23.70±0.09	10558.42	-10.6	47.48	52.52
⑭	寻乌南桥东	1.04±0.04	36403.16	0.8	-7.62	107.62

^{13}C 源于地幔深部,佐证了断裂带南部循环深度较大,特别是南桥东地热田具有最大热储埋深的计算结果。

3.4 主要溶质组分的物源机制

成绪光等(2020)认为赣南地下水吸收岩石骨架中的热能及矿物质,进而形成载热流体。陈四宝等(2018)认为会昌地热水经裂隙与花岗岩基底存在充分反应。Li J L et al. (2017)等人运用离子二元关系图判定了赣南地热水离子间的相关性,但无法得知离子的具体来源。由此可见研究区缺乏地热水化学角度对离子物源的追溯。本研究利用 Origin 2024 绘制吉布斯图(图 11a、11b)、摩尔比-二元图(图 11c、11d)、离子比例关系图(图 11e-11h)并展开分析,优点是可以判断离子最可能来源于哪种自然过程及具体矿物,在定性判断地热水化学组分来源的基础上(Gibbs, 1970)检验三种主要风化机制(硅酸盐、碳酸盐和蒸发岩风化溶解)对地下水溶质形成的贡献,并判断水中化学物质具体的可能来源(Sheppard, 1986)。

研究表明,热水样主要分布在水岩作用区周围,接近全球平均的蒸发岩与硅酸盐岩风化区,证明石城-寻乌断裂带地热水化学组分主要来源于水岩相互作用,且蒸发岩与硅酸盐岩是主要离子物源(图 11a、11b)(Liu R et al., 2023)。蒸发岩在研究区以分布极广的含氯化物(石盐、钾盐等)、硫酸盐(杂卤石、石膏等)等的白垩系周田组、茅店组的地热盖层为代表,是强酸根阴离子的主要来源。与此同时,地热水在径流过程中也对富含硅酸盐矿物的围岩——花岗岩、变质岩等进行了水解、酸化,促使钠钾离子释放并与钙离子交换(Liu S S et al., 2023);可见硅酸盐作为研究区各地质体最主要的造岩矿物,是地热水 Na^+ 、 K^+ 、 SiO_2 的重要来源(Wickman and Richard, 1981)。

断裂带热水样全部分布在($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)— Cl^- 线下方、($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$)—($\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$)线及 Ca^{2+} — SO_4^{2-} 线上方,并沿 $2(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - \text{HCO}_3^-$ 白云石溶解线分布(图 11e-11h),表明 Na^+ 和 K^+ 除来自盐岩溶解外,应主要由硅酸盐岩中的斜长石等风化溶解形成(Steiner, 1970; Sonney and Mountain, 2013)。其中会昌坝背、筠门岭地热田的全部热水点样位置最靠

上,验证了会昌白垩系红层盆地蒸发岩最为丰富的特点。 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 和 $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 的关系图表明钙镁离子主要来自于含钙镁的硅酸盐矿物溶解(Srinivasamoorthy et al., 2012)。在 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 与 HCO_3^- 关系图中,离子分布与白云岩水解曲线吻合度较高,说明 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 离子可能也来自于白云岩的溶解。研究区存在含白云岩的地层,且构造带附近多分布有胶结不甚牢固的砂砾岩(梅惠呈, 2018)。胶结物富含碳酸盐、黄铁矿等,地下热水在经历循环与上升等途径后可能会冲刷、溶蚀大量胶结物而获得白云石等组分。在 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 关系图(图 11h)中,硫酸根比例较钙离子更高,表明地热水硫酸根并非全部来源于红层盆地石膏溶解,可能还来自黄铁矿等的风化或硫化氢气体的氧化(储小东, 2016)。

4 断裂带地热成因模式

研究区热储特征总结及地热水成因模式图见表 11、图 12。赣南地热田热源主要为深大断裂传导热或花岗岩放射生热,属中低温对流型地热系统(Rybach and Muffler, 1981; 刘前进等, 2019)。石城-寻乌断裂带地热田的形成应与断裂带热传导及花岗岩生热导热两者皆有关系。构造上,石城-寻乌断裂带总体延伸方向为北北东,与武夷山复背斜构造线方向一致。受后期东西向构造的叠加破坏后,硅化破碎带产生偏转,形成略呈右旋的弧形构造。几经构造破坏而形成的北东向硅化破碎带裂隙发育,热水呈脉状赋存其中,再经次级断裂向地表运移产出。作为石城-寻乌深断裂带的较小分支,次级断裂连通了主断裂,使大气降水得以下渗,向深部运移至热储。在地下热力场中,各处地下水的温度使之比重不同,引起压力的变化,形成热对流循环,热水比重小而向上运移,以温泉的形式排泄。

在研究区北部、中部,白垩系砂砾岩与下伏的震旦系片岩、南华系变粒岩分别组成了厚重的隔热、隔水层,虽使得热储结构有利于古沉积相红层盆地盐类物质释放(李志勇等, 2020),但很大程度上阻隔了地热水与花岗岩、火山岩直接接触,导致地热水较断裂带其他地热田难以进一步向下运移,

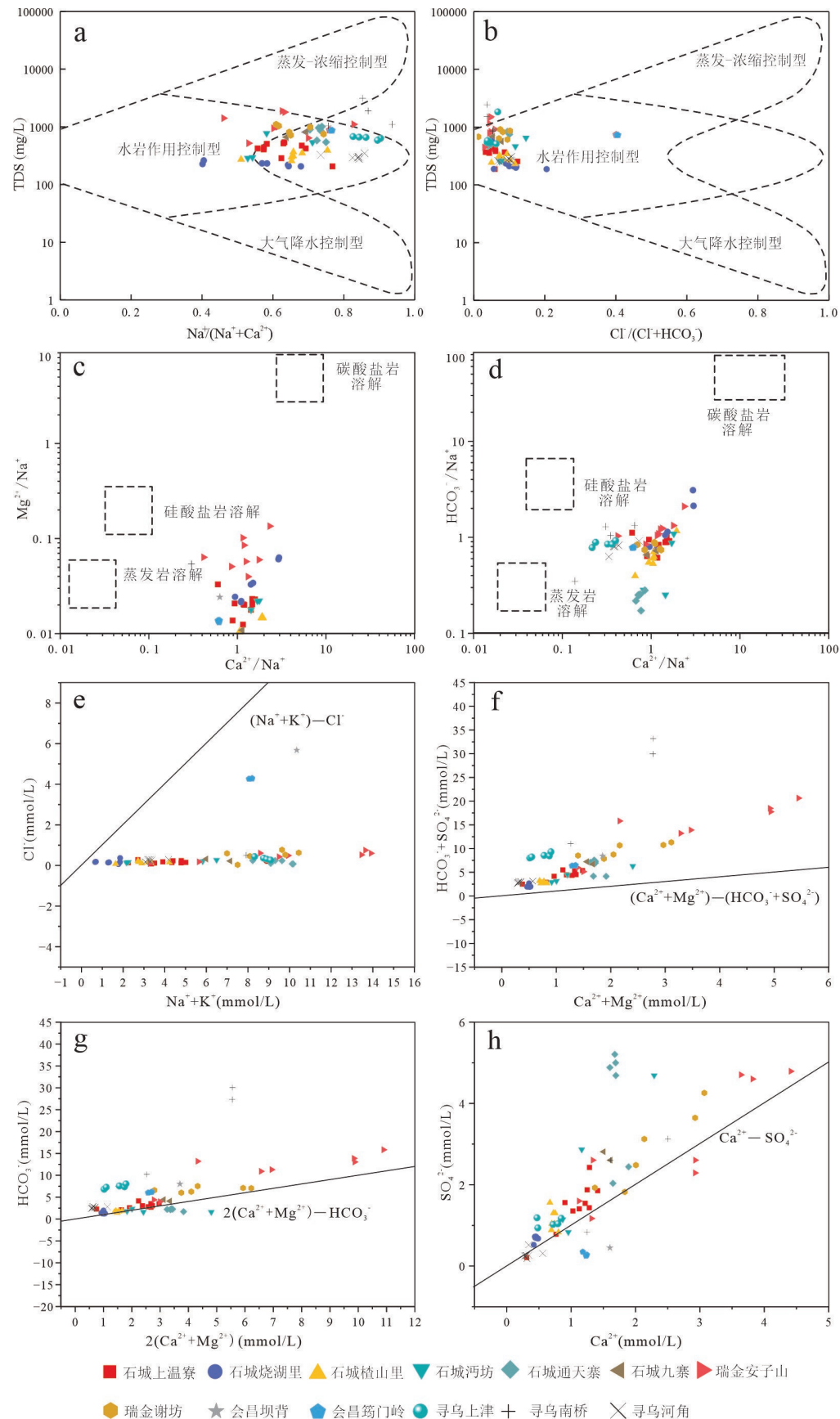


图 11 研究区地热水样离子关系图解

Fig. 11 Ionic relationship diagram of geothermal water samples in the study area

表 11 研究区构造带分区热储特征总结				
Table 11 Summary of characteristics of zonal heat storage in structural belt in the study area				
分区名称	地热地质特点	地热田分布特征	地热资源特点	热储位置总结
石城段	主控断裂沿盆缘展布,呈北东走向、倾向北西,北西侧为红盆,基底及南东侧为变质岩或岩浆岩;多配套有北北西等方向导水构造	分布典型地热 6 处,沿主控断裂呈北东向分布,主要分布于石城县东北部,毗邻武夷山的丘陵区	水温 29~50 ℃,可开采资源量 430~4400 吨/日;钻孔地温梯度 2.1~18.8 ℃/100 m	北东向主控断裂与北西向断裂交汇复合部位
瑞金-会昌-寻乌北段	主控断裂沿盆缘展布,呈开口向东的半圆弧形,走向北东-北西、倾向东,为武夷山环形构造西缘,东侧为红盆,基底多为花岗岩,局部为变质岩;多配套有近东西等方向导水构造	分布典型地热 5 处,链状展布于会昌盆地边缘,沿主控断裂呈弧形分布,控制了瑞金中南部、会昌全部、寻乌北部的地热田分布	水温 32~51 ℃,可开采资源量 625~3000 吨/日;钻孔地温梯度 2.91~5.28 ℃/100 m	北东向控热构造及盖层与基底的复合部位
寻乌段	主控断裂沿留车盆地两侧缘呈北北东向展布,断裂倾向盆地中心,基底多为花岗岩,局部为变质岩,北东东向断裂控制留车盆地的北缘;局部配套近东西向构造	分布典型地热 3 处,分别位于盆缘两侧的主控断裂之上	水温 56~76 ℃,可开采资源量 2200~2800 吨/日;钻孔地温梯度 5.2~9.2 ℃/100 m	北东向断裂破碎带的节理裂隙、北北东向次级张性断裂,节理裂隙发育部位

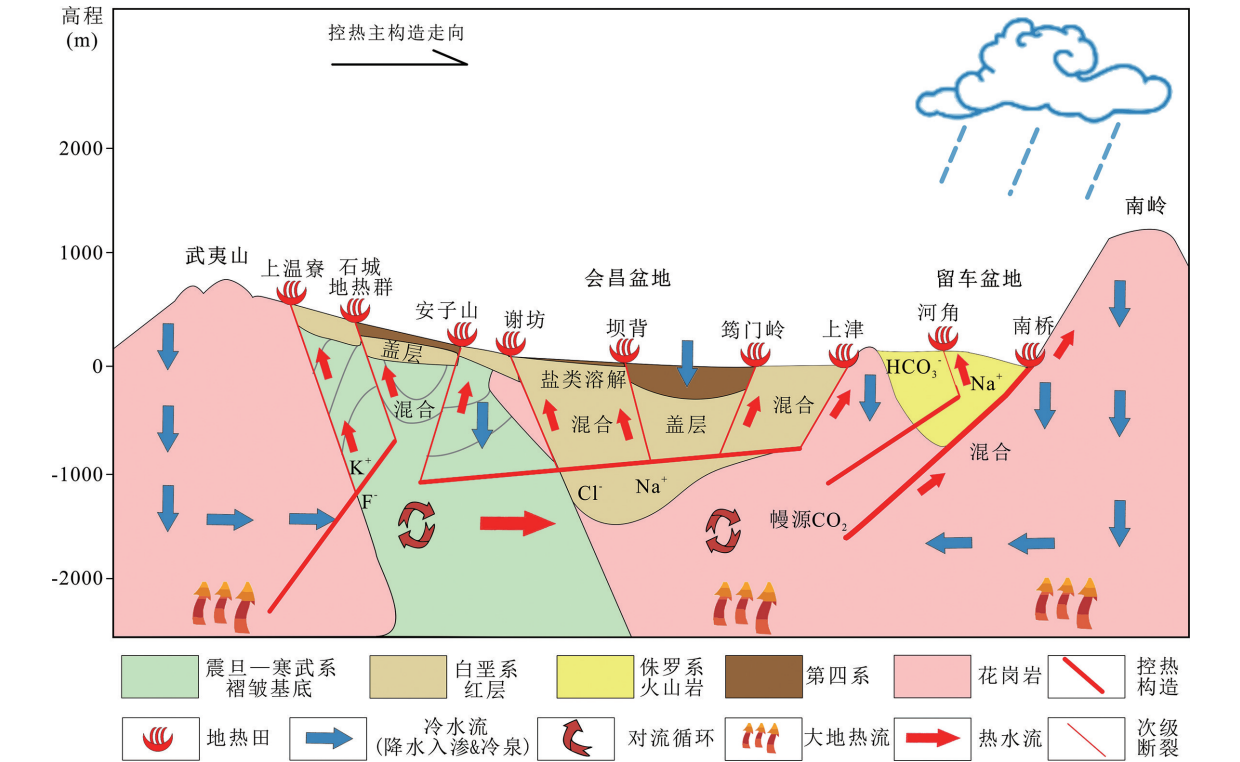


图 12 石城—寻乌断裂带地热水成因模式

Fig. 12 Genesis model diagram of geothermal water in the Shicheng-Xunwu fault zone

水岩相互作用程度较断裂带南部普遍不高,故以盆地盐类物质为代表的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 及 Cl^- 、 SO_4^{2-} 所占比例更高。而研究区南部存在数个古火山口(何晓亮, 1985),火山岩覆盖广泛且质地致密坚实。钻孔揭露

范围内,断裂带、热储发育于侏罗系凝灰质角砾岩中,甚至可揭露出玄武岩岩脉,地质历史时期火山活动强烈又存在多期次岩浆侵入,使阳离子交换作用相对充分(Li Y et al., 2021),因而 Na^+ 、 K^+ 、 HCO_3^- 所占比例大,符合火山岩地区的水化学特征(陈全根, 2015; 邱辉等, 2022)。

石城段与会昌盆地,地热田储层岩性组合主要为砂砾岩+变质岩,对应水化学类型为重碳酸硫酸-钠钙型水,地热水成熟度较低;在断裂带南部寻乌段,地热水类型属重碳酸-钠型水,产出于岩浆岩中,热水成熟度及阳离子交换程度均为研究区最强。主断裂及其次级构造把研究区分割成数个下部有震旦系变质岩、多期侵入的花岗岩及侏罗系火山岩的不同性质红层盆地,引起了研究区南北的水化学差异。富含蒸发岩的白垩系红层盆地及钻孔揭露溶蚀强烈的花岗岩、变质岩是地热水离子物源的主要来源。

邵武—石城断裂分布典型地热田6处,沿主控断裂呈北东向分布,主要沿屏山盆地东侧边缘的控盆构造沿线沿北东向断裂呈串珠状分布,表明本区水热活动与断裂构造存在明显联系。除北部上温寮地热田有花岗岩出露外,石城地热田基底普遍为变质岩构成,上部覆盖有一定厚度的红层盆地。大面积分布的白垩系碎屑岩不整合覆盖于震旦系浅变质碎屑岩之上,因白垩系胶结紧密,且含有相当厚度(约200 m)的泥岩,构成良好的隔水保温层。白垩系下伏的变质岩之间经历了多期次多旋回构造运动,断裂、节理和裂隙发育的硅化破碎带,为热水的运移和储存提供了空间,有利于形成脉状和层状热储。

会昌盆地西缘热隆伸展构造分布典型地热田5处,沿主控断裂呈弧形分布,分布在瑞金西南、会昌中南部与寻乌北部,水热活动亦与断裂构造存在明显的内在联系。主要地层为震旦系桃溪岩组黑云斜长变粒岩、石英片岩及富含盐类物质的白垩系周田组、茅店组砂砾岩,在构造上属石城-寻乌断裂带与会昌-武平环状构造复合部位。区内大面积分布的白垩系红层不整合覆盖于震旦系浅变质碎屑岩(北部)及燕山期花岗岩之上,因白垩系胶结紧密且厚度较大,是该区良好的隔水保温层。白垩系下伏

的变质岩及岩体之间有较宽的构造破碎带为热水的运移和储存提供了空间。盆地边缘的地热田与石城段地热田成因相似,热水储层较为开放,水年龄较低;盆地内部的坝背、筠门岭地热水完全产于红层盆地中,储层较为封闭古老。

寻乌断裂带分布典型地热田3处,地热水大部分出露于次生构造或次生构造的交汇部位。石城-寻乌断裂带大体组成了东南沿海地震亚区的西界,震源深度本就存在由内陆向东南沿海加深的趋势。从地震空间分布看,无东西向构造复合作用影响的石城地区地震活动很少,寻乌段地震频率与震级显著更高。寻乌断裂带又位于石城-寻乌断裂带与东西向的南岭构造带复合区交汇处,在它们的复合作用下,自晚近期活跃至今的多条北东向大断裂对倾形成地堑构造,更利于地热水参与深部径流循环,因此断裂带南部地热水表观年龄、深部碳物质比例以及热储温度等整体均高于北部。

5 结论

(1)沿赣南石城-寻乌断裂带由北向南,地热水水化学特征在空间上存在显著变化。水化学类型由硫酸—钙钠型向重碳酸—钠型逐渐过渡。水岩相互作用整体由北向南逐渐增强,地热水成熟度、热储温度及循环深度、水年龄均随断裂带延伸而向南逐渐增高,地热水化学组分主要来源于硅酸岩及蒸发岩地层。

(2)研究区由南北边界分别为南岭和武夷山脉,大型山脉的存在为冷水的富集与下渗提供了良好条件。降水沿裂隙缓慢下渗,吸收断裂带及花岗岩围岩中的热能、矿物质,富集在断裂交汇处形成承压水,在深部接受大地热流加热而发生对流循环。温度较高的流体沿构造裂隙、断裂带逐渐上涌,并不断与向下运移的破碎带冷泉混合,温度逐步降低,受隔水带阻隔或浅层裂隙引导在地表低洼处出露。

(3)总体而言,断裂带南段的成熟条件优于中段和北段,深部地热特征亦沿断裂带由北西向南东发生递变。其中南桥东地热水碳同位素具有深部碳特征,水年龄大于3.6万年,由两条北东向大断裂对倾形成地堑构造,发育侏罗系火山盆地和白垩系—

古近系盆地沉积,且石城-寻乌北东向断裂带在此与南岭近东西向断裂相交。故建议优先以南桥东为中心开展中高温地热勘查。

对武汉地质调查中心王节涛高工在成文过程中的精心指导,江西省地质局水文地质大队白细民教授级高工、第七地质大队肖则佑高工、有色地质大队陈仁祥、宋勇高工在野外工作中的大力支持和帮助,在此一并表示衷心感谢!

参考文献

- 陈墨香.1991.中国地热资源的分布及其开发利用[J].自然资源,(5):40-46+58.
- 陈全根.2015.河源市高埔岗温泉勘查与评价[J].地下水,(1):45-46.
- 陈四宝,张缓缓,陈 铖,叶永芳,董 兴.2018.赣州会昌县坝背地区地热特征[J].中国煤炭地质,30(8):43-48.
- 成绪光,张玉树,刘 捷.2020.赣南断陷盆地带地热水分布规律及成因探讨[J].低碳世界,10(11):118-119.
- 储小东.2016.江西省石城地热田成因机制及找矿预测[D].南京大学硕士学位论文.
- 段 瑞.2022.兰州城区地热水化学特征及开采潜力评价[D].长安大学硕士学位论文.
- 海 阔.2019.运用多种方法估算深部热储温度[D].中国地质大学硕士学位论文.
- 何晓亮.1985.江西中生代火山岩[J].地质通报,(5):13-28.
- 李学礼,史维浚,周文斌,孙占学,张卫民,牛小平,胡 标,熊亮萍,邓 孝,汪集旸.1992.江西大地热流[J].地质科学,(S1):383-385.
- 李志勇,黎义勇,黄长生,孙亚鑫,肖 攀,邵长生,路 韬.2020.赣江流域红层盆地典型构造样式与地下水动力学模式[J].地质通报,39(12):1873-1882.
- 刘大任.1997.邵武—河源断裂带活动性及分段评价[J].地质力学学报,3(2):54-60.
- 刘前进,黄 迅,董 毓,王盘喜.2019.江西邵武-河源断裂带会昌断裂控热机理研究[J].地质调查与研究,42(2):154-160.
- 梅惠呈.2018.江西省会昌县车心地热资源特征及评价[J].资源信息与工程,33(6):31-32.
- 邱 辉,李 朋,罗强,朱育坤,谢浴根,陈 斌.2022.粤东北贝岭地热田地热地质特征及水化学分析[J].地质与勘探,58(1):158-167.
- 宋利红,杨 宇,李海福,孙晗森,郑丽婧,徐春阳.2021.基于硅-熔混合模型的热储温度估算方法[J].天然气勘探与开发,44(3):112-117.
- 孙占学,高 柏,张展适.2014.赣南地热气体起源的同位素与地球化学证据[J].地质科学,49(3):791-798.
- 孙占学,李学礼,史维浚.1992.江西中低温地热水的同位素水文地球化学[J].华东地质学院学报,(3):243-248.
- 孙占学,吴红梅.1999.地热系统中矿物—流体化学平衡的判断及热储温度的估算[J].地球学报,(增刊):605-608.
- 汪集旸,熊亮萍,庞忠和.1990.利用地热资料确定地下水循环深度[J].科学通报,35(5):378-380.
- 汪 啸.2018.广东沿海典型深大断裂带地热水系统形成条件及水文地球化学特征[D].中国地质大学硕士学位论文.
- 王 进,肖则佑,侯怀敏.2020.赣南断褶山地对流型地热系统特征及成因——以石城县楂山里地热系统为例[J].华东地质,41(4):381-386.
- 熊盛青,杨 海,丁燕云,李占奎.2016.中国陆域居里等温面深度特征[J].地球物理学报,59(10):3604-3617.
- 徐文圻,周亚敏,肖孟华.1991.初论碳酸盐岩地区利用碳,氧同位素地球化学找矿的可能性[J].矿产与地质,5(6):464-469.
- 叶海龙,樊柄宏,白细民,陈 强,陈锡岳,冯子晋,曹 进.2023.石城地热带水文地球化学特征与成因分析[J].地质学报,97(1):238-249.
- 张梦昭,郭清海,刘明亮,刘 强.2023.山西忻州盆地地热水地球化学特征及其成因机制[J].地球科学,48(3):973-987.
- 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局,中国国家标准化管理委员会.2010.GB/T 11615—2010 地热资源地质勘查规范[S].
- 邹国瑶,杨 倩.2019.江西省石城县上温寮地热水成因分析[J].资源信息与工程,34(5):28-30.
- 邹咸华,李松林,刘孝萍.2019.江西省石城县珠坑乡九石蔡地热水勘查报告[R].江西省地质矿产勘查开发局水文地质工程地质大队.
- Ellis A, Mahon W. 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(8): 1323-1357.
- Fouillac C, Michard G. 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs[J]. *Geothermics*, 10(1): 55-70.
- Fournier R O. 1979. A Revised Equation for the Na/K Geothermometer[J]. *Transactions of the Geothermal Resources Council*, 3: 221-224.
- Fournier R. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 5(1-4):

- 41-50.
- Gibbs R J. 1970. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. *Science*, 170(3962): 1088-1090.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12): 2749-2765.
- Li J L, Gao B, Dong Y H, Chen G X, Sun Z X. 2017. Sources of geothermal water in Jiangxi Province, SE-China: Evidences from hydrochemistry and isotopic composition[J]. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17: 837-840.
- Li Y, Tian J, Cheng Y, Jiang G, Zhang Y, Chen K, Pang Z. 2021. Existence of high temperature geothermal resources in the igneous rock regions of South China[J]. *Frontiers in Earth Science*, 9: 728162.
- Liu R, Li H M, Zhao Z, Zhang Z Y. 2023. Analysis of geothermal fluid chemical characteristics and genetic model—A case study from the urban area of Jingmen, China[J]. *Frontiers in Earth Science*, 10: 1081781.
- Liu S S, Tang X C, Han X M, Zhang D L, Wang G L. 2023. Hydrochemistry of the Geothermal in Gonghe Basin, Northeastern Tibetan Plateau: Implications for Hydro-Circulation and the Geothermal System[J]. *Water*, 15(11): 1971.
- Reed M, Spycher N. 1984. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7): 1479-1492.
- Rybach L, Muffler L J P. 1981. Geothermal systems: Principles and case histories[M]. New York: Wiley.
- Sheppard D. 1986. Fluid chemistry of the Waimangu geothermal system[J]. *Geothermics*, 15(3): 309-328.
- Sonney R, Mountain B. 2013. Experimental simulation of greywacke-fluid interaction under geothermal conditions[J]. *Geothermics*, 47: 27-39.
- Srinivasamoorthy K, Vasanthavignar M, Chidambaram S, Anandhan P, Manivannan R, Rajivgandhi R. 2012. Hydrochemistry of groundwater from Sarabanga minor basin, Tamilnadu, India[J]. *Proceedings of the International Academy of Ecology and Environmental Sciences*, 2(3): 193.
- Steiner A. 1970. Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in an active geothermal environment at Wairakei, New Zealand[J]. *Mineralogical Magazine*, 37(292): 916-922.
- Verma S P, Santoyo E. 1997. New improved equations for NaK, NaLi and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(1-2): 9-23.
- Wickman F E, Richard D. 1981. Chemistry and geochemistry of solutions at high temperatures and pressures: An introduction to the symposium[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 13: 1-8.
- Yan J H, Zeng Z F, Zhou S, Ming Y Y, Ren Z W, Wang L X, An B Z, Tan H D, Zhao J W. 2024. Study on the resistivity structure and geothermal genesis mechanism of Gudui geothermal field in Tibet, China[J]. *Geothermics*, 119: 102929.