



DOI:10.12404/j.issn.1671-1815.2507099

引用格式:王文梅,王江思,徐子东,等.海南岛莺歌海-九所盆地水热型地热系统地球化学特征、成因模式及开发前景[J].科学技术与工程,2026,26(26):11171-11184.

Wang Wenmei, Wang Jiangsi, Xu Zidong, et al. Geochemical characteristics, genetic model and development prospect of hydrothermal geothermal system in Yinggehai-Jiusuo Basin, Hainan Island[J]. Science Technology and Engineering, 2026, 26(26): 11171-11184.

海南岛莺歌海-九所盆地水热型地热系统地球化学特征、成因模式及开发前景

王文梅^{1,2}, 王江思^{1,2*}, 徐子东³, 杨勇昌³

(1. 海南省海洋地质资源与环境重点实验室, 海口 570206; 2. 海南省生态环境地质调查院, 海口 570206;

3. 海南省水文地质工程地质勘察院有限公司, 海口 571100)

摘 要 海南岛莺歌海-九所盆地位于华南板块,处于尖峰-吊罗断裂(F1)和九所-陵水断裂(F2)附近,地热资源丰富,且广泛分布于莺歌海-九所盆地沉积砂层及花岗岩裂隙中。为解决区域沉积盆地型地热研究薄弱的问题,通过采集43件水化学样品、27件氢氧同位素样品,结合离子比例计算、PHREEQC矿物饱和指数模拟、阳离子温标、SiO₂温标、考虑最大蒸汽损失的硅-焓图解法,系统分析了地热水化学特征、物质循环规律及成因模式。研究结果表明:地热水化学呈显著空间与垂向分异,从基岩区向盆地南部,水化学类型由HCO₃-Ca·Na型转化为SO₄·HCO₃-Na型,F⁻含量均值从0.5 mg/L升至10.2 mg/L,垂向上莺歌海地热水TDS、Na⁺、Cl⁻随深度降低,九所地热水则呈升高趋势;水化学组分主要受岩石风化控制,整体封闭性较差,阳离子受硅酸盐矿物溶滤与Ca²⁺、Mg²⁺置换矿物Na⁺、K⁺的交换吸附双重调控,莺歌海地热水还受蒸发浓缩影响;F⁻富集为萤石溶解、碱性环境促进、方解石沉淀及尖峰-吊罗断裂(F1)与九所-陵水断裂(F2)协同结果;热储温度优选硅-焓图解法计算,研究区热储温度范围为84~234℃,福报千家最高167~234℃、莺歌海最低84~96℃;地热水源自大气降雨,补给高程513~977 m,呈现基岩区>盆地北部>盆地南部;建立地热成因模式,高海拔降雨沿F1下渗深循环,经燕山期花岗岩加热与水-岩作用后,形成基岩裂隙型、盆地层状-带状复合型热储,叠加F2断裂作用后形成九所高氟(F⁻)复合型热储。基于计算热储温度与实测水化学特征,进行了地热资源开发潜力分区,研究成果可为华南沿海同类沉积盆地型地热资源勘查与开发利用提供理论支撑和实践参考。

关键词 莺歌海-九所盆地;水热型地热;地球化学特征;F⁻富集;热储温度;成因模式

中图分类号 P641.3; **文献标志码** A

Geochemical Characteristics, Genetic Model and Development Prospect of Hydrothermal Geothermal System in Yinggehai-Jiusuo Basin, Hainan Island

WANG Wen-mei^{1,2}, WANG Jiang-si^{1,2*}, XU Zi-dong³, YANG Yong-chang³

(1. Hainan Key Laboratory of Marine Geological Resources and Environment, Haikou 570206, China;

2. Hainan Ecological Environment Geological Survey Institute, Haikou 570206, China;

3. Hainan Province Institute of Hydrogeology and Engineering Geology Co., Ltd., Haikou 571100, China)

[Abstract] The Yinggehai-Jiusuo Basin is located within the South China Plate and situated near the Jianfeng-Diaoluo Fault(F1) and the Jiusuo-Lingshui Fault (F2). It boasts abundant geothermal resources, which are extensively distributed in the sedimentary sand layers of the Yinggehai-Jiusuo Basin and granite fractures. To resolve the issue of insufficiency in regional sedimentary basin-type geothermal research, 43 hydrochemical samples and 27 hydrogen-oxygen isotope samples were collected. Combined with ion ratio calculation, PHREEQC-based mineral saturation index simulation, cation geothermometer, SiO₂ geothermometer, and the silicon-enthalpy graphic method considering maximum steam loss, a systematic analysis was conducted on the hydrochemical characteristics of geothermal water, laws of material cycling and genetic model. The results show the following. The hydrochemistry of geothermal water exhibits significant spatial and vertical differentiation. From the bedrock area to the southern part of the basin, the hydrochemical type transforms from HCO₃-Ca·Na to SO₄·HCO₃-Na, and the average concentration of F⁻ increases from 0.5 mg/L to 10.2 mg/L. Vertically, the contents of TDS, Na⁺, and Cl⁻ in geothermal water from Yinggehai decrease with depth, while those in Jiusuo show an

收稿日期: 2025-10-10; 修订日期: 2026-02-06

基金项目: 海南省财政厅资助项目(HNDZDC-2025-1); 海南省海洋地质资源与环境重点实验室开放课题(25-HNHYDZZYHJKF059)

第一作者: 王文梅(1986—),女,汉族,重庆人,硕士,高级工程师。研究方向:地热地质,生态环境地质。E-mail:wmln_w@163.com。

*通信作者: 王江思(1986—),男,汉族,海南东方人,硕士,高级工程师。研究方向:地热地质,生态环境地质。E-mail:zcqy_w@163.com。

increasing trend. The hydrochemical components are mainly controlled by rock weathering, with poor overall confinement. Cations are subject to dual regulation by the leaching of silicate minerals and cation exchange adsorption, where Ca^{2+} and Mg^{2+} displace Na^+ and K^+ in minerals. The enrichment of F^- is the synergistic result of fluorite dissolution, calcite precipitation promoted by an alkaline environment, and the combined action of the Jianfeng-Diaoluo Fault (F1) and Jiusuo-Lingshui Fault (F2). The silicon-enthalpy graphic method is preferred for calculating geothermal reservoir temperature, with a range of $84 \sim 234\text{ }^{\circ}\text{C}$. The temperature is the highest in the Fubao Qianjia geothermal field ($167 \sim 234\text{ }^{\circ}\text{C}$) and the lowest in the Yinggehai geothermal field ($84 \sim 96\text{ }^{\circ}\text{C}$). Geothermal water originates from atmospheric precipitation, with a recharge elevation ranging from 513 m to 977 m, showing a variation pattern of "bedrock area > the northern part of the basin > the southern part of the basin". A geothermal genetic model was established: high-altitude precipitation infiltrates along F1 and undergoes deep circulation. After being heated by Yanshanian granite and undergoing water-rock interaction, it differentiates to form bedrock fracture-type geothermal reservoirs and basin layered-banded composite geothermal reservoirs. With the superposition of the F2 fault, the Jiusuo high- F^- composite geothermal reservoir is formed. Based on the calculated geothermal reservoir temperature and measured hydrochemical characteristics, the zoning of geothermal resource development potential was carried out. The research results can provide theoretical support and practical reference for the exploration, development and utilization of similar sedimentary basin-type geothermal resources in the coastal areas of South China.

[**Keywords**] Yinggehai-Jiusuo Basin; hydrothermal geothermal; geochemical characteristics; F^- enrichment; geothermal storage temperature; genetic model

地热能作为一种新型可再生清洁能源,可助力碳达峰碳中和目标实现^[1-2]。根据赋存热量载体的不同,地热资源可划分为水热型、干热岩型^[3];水热型地热资源按照地质成因、赋存介质和运移条件,可分为沉积盆地型与隆起山地型^[3],前者因赋存条件稳定、分布范围广而成为当前勘查开发的重点领域,其开发利用价值直接取决于资源规模、温度等级及地球化学适配性^[4-5]。

海南岛地处华南板块南缘^[6-8],地形呈中高、四周低的穹隆状,中部广泛出露花岗岩,断裂构造发育,北部、南部沿海广泛分布沉积地层,全岛已发现36处隆起山地型自流温泉(水温 $32 \sim 97\text{ }^{\circ}\text{C}$),4处沉积盆地型地热田(水温 $32 \sim 55\text{ }^{\circ}\text{C}$)。关于海南岛地热资源成因的研究目前多集中在隆起山地型;文献[9-11]依据地球化学信息及岩石热物理参数对南平地热田成因机制进行了研究;文献[12-14]分别针对福报、崖城、官塘等地热田,从地球化学角度分析了成因规律。然而对于沉积盆地型研究相对薄弱,文献[15-19]对龙沐湾、九所、琼北盆地地热田成因进行了研究,但整体存在以下不足:一是多以单一地热田为研究单元,缺乏对盆地的区域构造关联性分析;二是对热储流体的地球化学特征(如同位素组成、微量组分空间分布)与循环过程的耦合机制认识不足;三是层状与带状热储的成生联系及控热构造的作用机理尚未明确。这些不足制约了对区域地热资源潜力的精准评估与可持续开发。

鉴于此,现以莺歌海-九所盆地研究对象,在区域构造背景约束下,整合水文地球化学与环境同位素数据,重点探讨:①地热流体的地球化学特征空间差异及其控制因素;②断裂构造对地热流体运移-聚集的调控机制;③沉积盆地与隆起山地地热系

统的相互作用过程;④基于地球化学特征和成因模式的地热资源开发利用潜力分析。研究成果旨在阐明该区域水热型地热系统的形成机理,明确其开发利用方向与潜力,为华南沿海类似盆地的地热资源勘查与开发利用提供理论支撑与技术参考。

1 研究区概况

研究区位于海南岛西南部乐东黎族自治县,涵盖龙沐湾、莺歌海、九所三处沉积盆地型地热田及盆地外的福报千家裂隙型地热田,如图1所示。其中,龙沐湾地热田分布于佛罗镇,莺歌海、九所地热田分别位于莺歌海镇和九所镇,三者均隶属于莺歌海-九所沉积盆地;福报千家地热田则处于盆地东侧的中低山丘陵区,为独立的基岩裂隙型热储。区域地势受构造控制呈“东高西低”倾斜,东部福报千家、尖峰一带为中低山丘陵,西南部莺歌海-九所盆地为滨海平原。

研究区地处华南褶皱系南缘,受多组深大断裂与次级断裂共同控制,构成“东西向主控、北东-北西向次级交织”的构造格架;北部为尖峰-吊罗断裂带(F1),南部为九所-陵水断裂带(F2),均为切穿地壳的深大断裂,控制海南岛南部地热资源的总体展布。沿断裂带燕山期岩浆活动强烈,花岗岩广泛侵入,为地热系统提供热源与储热介质。盆地内部发育北东向和北西向次级隐伏断裂,控制带状热储空间展布。

研究区地层岩性复杂,从老至新可分为三大类:变质岩出露于东部丘陵区,主要包括志留系陀烈组(S_1t)碳质板岩、千枚岩,长城系峨文岭组(Che)石英云母片岩及戈枕村组(Chg)混合片麻岩。岩浆岩以中生代花岗岩为主,涵盖二叠纪-白垩

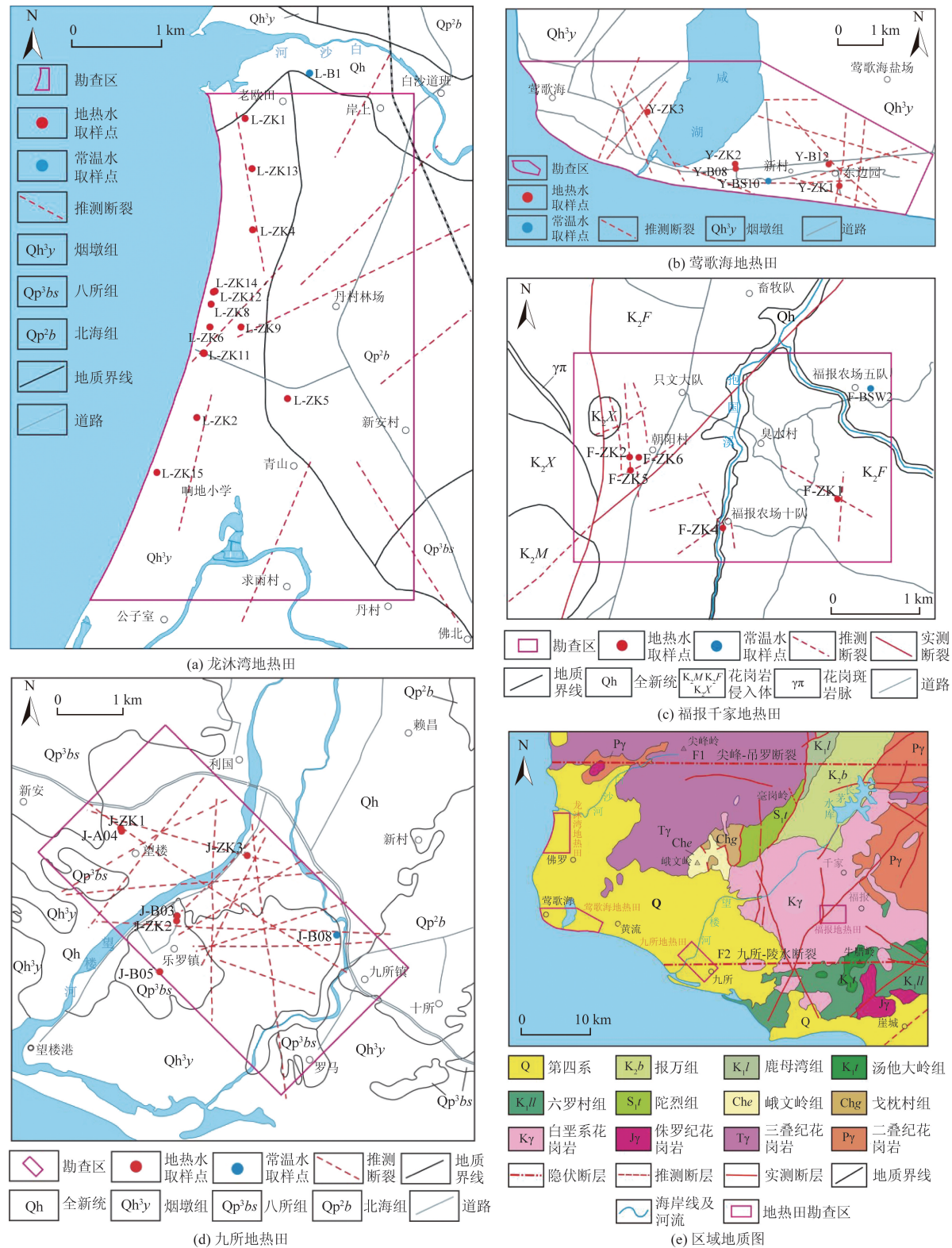


Fig. 1 Distribution map of regional geology, geothermal field locations and sampling points

纪黑云母正长花岗岩、花岗闪长岩,广泛分布于尖峰岭、福报及盆地基底;白垩系六罗村组(K_1l)流纹岩、汤他大岭组(K_1t)英安岩、白垩系鹿母湾组(K_1l)安山-英安岩等火山岩零星出露于盆地边缘。

沉积岩分布于白垩系鹿母湾组(K_1l)砂砾岩,报万组(K_1b)长石砂岩、泥岩中。莺歌海-九所盆地内自上而下为第四系和新近系地层[图 1(a)~图 1(d)],第四系地层为全新统(Qh)、全新统烟墩

组(Qh^3y)、上更新统八所组(Qp^3bs)、中更新统北海组(Qp^2b)、下更新统秀英组(Qp^1x),岩性为砂质黏土、中细砂;新近系上新统望楼港组(N_2w)为灰色黏土、黏土质砂,中新统佛罗组(N_1f)为中粗砂、含砾砂,两者构成层状热储主体。

区内地下水类型包括松散岩类孔隙水(潜水与承压水)和基岩裂隙水。孔隙潜水赋存于第四系,分布于莺歌海-九所沉积盆地;孔隙承压水主要赋存于新近系佛罗组(N_2w)与望楼港组(N_1f),剖面上最多分布9层承压含水层,各含水层之间具有一定水力联系;基岩裂隙水分布于东部丘陵区,受构造裂隙控制,富水性不均。研究区盆地内为“层状-带状”复合型热储系统,层状热储以望楼港组(N_2w)、佛罗组(N_1f)中粗砂、黏土质砂为主,带状热储分布于基底花岗岩裂隙中,混合水温 $32\sim 47\text{ }^{\circ}\text{C}$;盖层为第四系(Q)及望楼港组(N_2w)黏土,隔水性强,为热储提供良好保温条件。东部基岩区为带状热储系统,分布于花岗岩构造裂隙带,水温 $33.5\sim 47\text{ }^{\circ}\text{C}$,富水性受断裂破碎程度控制,福报千家地热田为此类型典型代表,盖层为花岗岩风化土。

2 数据来源与研究方法

为了分析莺歌海-九所盆地地热地质分布特征、成因及开发利用潜力,采用资料收集、水文地球化学分析方法进行研究。

本次研究收集了区域大量相关资料,主要有:①《中国区域地质志·海南志》(2017年出版)、1:50万区域地质图、海南地质大队编制的《海南岛1:20万水文地质普查报告》;②海南地质综合勘察设计院编制的《海南省乐东县龙沐湾国际旅游度假区热矿水资源评价报告》(2009年);③海南省地质调查院形成的《海南省乐东县龙沐湾孔隙-裂隙型地热田热矿水预可行性勘查报告》(2016年);④海南省水文地质工程地质勘察院编制的《乐东龙沐湾国际旅游度假区供水水文地质勘探》(2010年)、《海南省乐东县莺歌海孔隙-裂隙型地热田热矿水预可行性勘查报告》(2016年)、《海南省乐东县九所孔隙-裂隙型地热田热矿水预可行性勘查报告》(2016年)、《海南省乐东县福报地热田预可行性勘查报告》(2016年)、《海南省乐东县千家地热田预可行性勘查报告》(2017年),以上资料均真实可靠,且通过主管部门验收。

共采集样品70件,其中水质常规分析样43件(热水井39件、地下冷水井4件),氡氧同位素样27件,如图1所示。现场采用便携式水质检测仪测定pH值、溶解性总固体(total dissolved solids,TDS)、温

度等,阳阴离子、氢氧按要要求取样送至具有相应检测资质的实验室测试。阴阳离子分析由海南省地质测试研究中心完成,分别采用分光光度计(型号为751-GW)、ICP-AE光谱仪测试(IRISIntrepidX-SP);氢氧同位素由岩溶所自然资源部地下水科学与工程重点实验室测定,使用同位素分析仪(型号为L2130i)完成测试分析工作。

3 结果与讨论

3.1 水化学主要特征

水化学特征是地下水历史时期和地质作用的综合反映。通过研究水化学主要组成差异,可以揭示水岩相互作用、地下热水形成和演化等补径排关系。

从空间分布来看,研究区热水水化学类型及组分呈现显著的区域分异特征(图2和表1):福报千家地热田以 $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Na}$ 型为主, F^- 含量为 $0.3\sim 0.8\text{ mg/L}$,均值 0.5 mg/L ;龙沐湾地热田以 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型为主, F^- 含量为 $0.2\sim 1.3\text{ mg/L}$,均值 0.5 mg/L ;莺歌海地热田以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主, $0.7\sim 2.8\text{ mg/L}$,均值 1.3 mg/L ;九所地热田以 $\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主, F^- 含量 $0.66\sim 19\text{ mg/L}$,均值 10.2 mg/L 。整体上,研究区水化学类型及组分从基岩山区至盆地内、盆地北部至南部,阳离子由 Ca^{2+} 转变为 Na^+ 为主,阴离子由 HCO_3^- 转变为 SO_4^{2-} 为主, F^- 含量逐渐增大,反映水岩相互作用逐渐增强。这种水化学分异特征对不同区域地热资源的开发利用方向具有重要影响,低 F^- 区域更适宜直接用于康养洗浴,高 F^- 区域需进行除氟处理。

从单点垂直剖面分析,地下水化学组分表现出明显的分层规律(表1):莺歌海地热田从浅部至深部,地热水TDS、 Na^+ 、 Cl^- 整体呈现逐渐降低趋势,

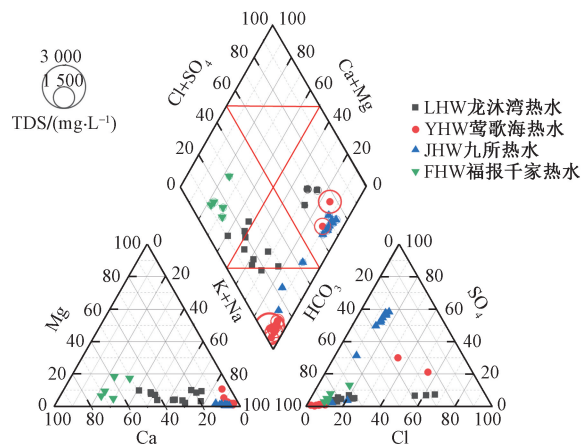


图2 地热水水化学Piper三线图

Fig. 2 Hydrochemical Piper trilinear diagram of geothermal water

表 1 海南岛莺歌海-九所盆地及周边地热田水化学组分

Table 1 Hydrochemical components of geothermal fields in Yinggehai-Jiusuo Basin and its surrounding area, Hainan Island

序号	编号	pH	温度/ ℃	含量/(mg·L ⁻¹)											水化学类型	备注
				TDS	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SiO ₂		
1	L-ZK1	6.56	32.0	135	23.4	5.3	2.2	20.8	0.2	15.4	5.2	125.0	1.1	81.7	HCO ₃ -Ca·Na	—
2	L-ZK2	8.17	40.2	242	76.6	4.2	1.5	17.1	0.4	36.6	9.7	192.0	4.2	48.7	HCO ₃ ·Cl-Na	—
3	L-ZK4	7.62	34.0	211	34.7	5.0	4.5	39.2	0.2	13.0	4.0	229.0	0.4	38.0	HCO ₃ -Ca·Na	—
4	L-ZK5	7.80	35.9	200	51.3	4.2	1.7	25.5	0.4	17.6	6.4	187.0	1.4	36.3	HCO ₃ -Na·Ca	—
5	L-ZK6	8.01	47.0	411	114.0	6.6	6.9	26.8	0.4	146.0	22.3	177.0	5.6	62.8	Cl·HCO ₃ -Na	—
6	L-ZK8	7.73	49.0	573	155.0	8.0	11.6	42.3	0.2	223.0	32.1	203.0	1.8	48.2	Cl·HCO ₃ -Na·Ca	—
7	L-ZK9	7.41	42.0	208	46.5	4.6	1.7	33.5	0.3	15.6	6.7	198.0	1.3	50.4	HCO ₃ -Na·Ca	—
8	L-ZK11	7.82	46.5	242	64.7	4.7	1.7	25.1	0.5	36.1	9.7	199.0	2.1	52.0	HCO ₃ ·Cl-Na·Ca	—
9	L-ZK12	7.66	42.0	362	55.0	4.5	1.9	26.1	0.4	16.4	4.5	198.0	3.2	50.8	HCO ₃ -Na·Ca	—
10	L-ZK13	8.10	32.0	166	31.6	6.4	2.5	25.3	0.5	16.1	7.7	153.0	3.0	66.1	HCO ₃ -Na·Ca	全孔
11	L-ZK14	7.78	42.0	239	47.1	4.6	4.6	39.3	1.3	30.6	13.7	198.0	2.5	62.3	HCO ₃ -Na·Ca	全孔
12	L-ZK15	8.35	41.0	527	153.0	4.9	9.9	28.8	0.7	220.0	31.3	158.0	3.2	36.2	Cl·HCO ₃ -Na	全孔
13	Y-ZK1a	8.48	37.0	673	175.0	3.3	1.1	5.8	1.0	19.7	4.0	416.0	5.1	19.8	HCO ₃ -Na	N
14	Y-ZK1b	8.49	37.0	652	172.0	3.3	1.2	6.5	1.0	16.1	4.0	402.0	7.6	20.6	HCO ₃ -Na	N + Qel
15	Y-ZK1c	8.43	37.0	610	164.0	3.2	1.2	6.6	0.9	17.7	4.0	364.0	4.9	19.5	HCO ₃ -Na	N + Qel + γ
16	Y-ZK2a	8.43	35.2	940	251.0	4.0	2.4	9.7	0.8	35.5	4.8	574.0	8.7	17.7	HCO ₃ -Na	全孔
17	Y-ZK2b	8.45	35.0	937	251.0	4.0	2.5	10.1	0.8	37.1	5.9	570.0	11.1	16.6	HCO ₃ -Na	N + Qel
18	Y-ZK2c	8.47	35.8	1 249	331.0	5.1	3.4	7.8	1.2	24.6	5.0	804.0	10.8	22.9	HCO ₃ -Na	N
19	Y-ZK2d	8.56	36.0	994	267.0	3.9	2.6	6.0	0.7	24.6	4.0	622.0	11.2	19.3	HCO ₃ -Na	γ
20	Y-ZK3a	8.49	37.5	1 644	463.0	14.0	31.1	20.5	1.9	459.0	239.0	349.0	8.7	18.3	Cl·HCO ₃ ·SO ₄ -Na	N
21	Y-ZK3b	8.48	37.5	1 166	327.0	8.2	10.0	20.0	2.0	187.0	221.0	338.0	7.7	17.7	HCO ₃ ·Cl·SO ₄ -Na	全孔
22	Y-B08	8.08	37.2	2 220	557.0	11.1	9.0	28.1	0.8	39.7	4.0	1 540.0	2.4	24.6	HCO ₃ -Na	—
23	Y-B12	8.56	35.5	981	257.0	3.8	1.3	7.5	2.8	7.9	4.0	641.0	1.7	21.9	HCO ₃ -Na	—
24	J-B03	8.43	35.0	338	79.1	2.9	0.91	9.8	0.72	26.6	6.2	173.0	2.09	21.6	HCO ₃ -Na	—
25	J-B05	8.96	36.0	333	82.4	1.4	0.58	5.9	0.66	17.2	4.0	198.0	2.73	18.8	HCO ₃ -Na	—
26	J-A04	8.72	44.0	475	134.0	1.7	0.4	9.3	12.0	26.2	137.0	110.0	0.2	34.2	SO ₄ ·HCO ₃ -Na	—
27	J-ZK1a	8.75	44.0	479	129.0	1.8	0.5	9.6	8.3	24.6	132.0	129.0	1.4	27.5	SO ₄ ·HCO ₃ -Na	N-9
28	J-ZK1b	8.81	45.0	496	134.0	2.0	0.4	9.0	12.0	26.2	141.0	105.0	6.3	35.7	SO ₄ ·HCO ₃ -Na	N-9 + γ
29	J-ZK2a	8.65	39.0	445	105.0	2.5	0.9	9.5	0.9	19.7	73.2	172.0	8.6	30.6	HCO ₃ ·SO ₄ -Na	N-6
30	J-ZK2b	8.85	40.0	477	137.0	2.0	0.6	8.4	12.0	26.2	130.0	110.0	4.4	24.3	SO ₄ ·HCO ₃ -Na	N-9
31	J-ZK2c	8.73	40.5	562	154.0	3.0	0.5	9.0	19.0	32.8	166.0	110.0	3.3	49.3	SO ₄ ·HCO ₃ -Na	γ
32	J-ZK3a	8.68	42.0	493	127.0	2.9	0.7	13.0	9.0	27.9	157.0	101.0	5.0	29.4	SO ₄ ·HCO ₃ -Na	N-6
33	J-ZK3b	8.71	42.0	526	144.0	2.1	0.4	10.5	19.0	29.5	157.0	101.0	3.3	45.4	SO ₄ ·HCO ₃ -Na	N-9
34	J-ZK3c	8.75	38.0	558	150.0	3.4	0.4	7.7	19.0	32.8	167.0	96.7	5.4	57.5	SO ₄ ·HCO ₃ -Na	γ
35	F-ZK1	8.21	41.8	499	40.1	3.2	11.8	57.3	0.8	19.4	8.9	290.0	4.8	62.0	HCO ₃ -Ca·Na	全孔
36	F-ZK2	7.56	47.0	502	25.4	2.9	4.0	75.4	0.3	15.9	7.3	296.0	0.2	74.8	HCO ₃ -Ca·Na	全孔
37	F-ZK4	8.39	35.0	440	28.8	1.1	12.1	63.4	0.4	28.7	29.3	207.0	5.0	47.6	HCO ₃ -Ca·Na	全孔
38	F-ZK5	8.32	34.0	533	29.7	2.6	6.7	80.3	0.4	16.8	12.6	292.0	0.9	74.0	HCO ₃ -Ca·Na	全孔
39	F-ZK6	8.32	37.2	479	31.5	6.7	3.0	68.0	0.5	15.5	17.3	241.0	0.5	72.3	HCO ₃ -Ca·Na	全孔
40	L-B01	6.13	28.0	187	22.4	7.85	6.53	8.19	0.1	26.2	19.9	0.29	40.3	37.4	Cl·SO ₄ -Na·Mg	—
41	Y-BS10	7.30	28.0	690	62.9	23.7	16.7	94.3	0.5	105.0	134.0	219.0	10.8	21.9	HCO ₃ ·Cl·SO ₄ -Ca·Na	—
42	J-B08	7.18	28.0	539	44.7	6.3	16.2	68.5	0.54	62.5	118.0	173.0	3.63	35.2	HCO ₃ ·SO ₄ ·Cl-Ca·Na	—
43	F-BSW2	7.11	28.0	267	15.4	2.6	9.0	33.1	0.27	18.0	11.0	129.0	17.50	29.5	HCO ₃ -Ca	—

注:编号中的 a、b、c 表示同一钻孔不同层位含水层;L 表示龙沐湾地热田;Y 表示莺歌海地热田;J 表示九所地热田;F 表示福报千家地热田;γ 为基岩含水层;Qel 为花岗岩残积层;N 为新近系承压含水层;N-6 为新近系第 6 承压含水层;N-9 为新近系第 9 承压含水层。

推测为莺歌海盐场、养虾塘海水渗入导致, F^- 高值集中分布于新近系佛罗组(N_{1f})、望楼港组(N_{2w})含水层中,反映特定地层条件对 F^- 富集的控制作用,也表明该地热田深部基岩裂隙带并非主要控热导水断裂发育区,其控热导水断裂推测分布于盆地上游区;九所地热田则表现为浅部至深部,地热水 TDS、 Na^+ 、 Cl^- 、 F^- 呈现逐渐升高趋势, F^- 高值出现在深部基岩裂隙含水层,这种垂向分异特征反映水岩相互作用强度逐步增强,在开发过程中可根据不同含水层的水化学特征进行分层利用。

Gibbs 图可用于判断水化学组分来源,Gibbs 将地下水成因控制因素归为 3 类^[19]:大气降水控制型(atmospheric precipitation-dominated, APD)、岩石风化控制型(rock weathering-dominated, RWD)、蒸发浓缩控制型(evaporation-concentration-dominated, ECD)。图 3 中所有地热水 TDS 含量位于图中上部,表明地热水主要受岩石风化控制,大部分热水受硅酸盐风化控制,这是由于研究区热储岩性以花岗岩为主,其主要矿物为石英、斜长石、钾长石、黑云母,这些硅酸盐的溶滤造成热水中阳离子毫克当量比值 $r(Na^+ + K^+)/r(Na^+ + K^+ + Ca^{2+})$ 更高,结合 HCO_3^-/Na^+ 与 Ca^{2+}/Na^+ 离子比端元图 4 发现,福报千家、龙沐湾地区热水受硅酸盐岩及碳酸盐岩共同控制;图 3 显示莺歌海地区热水还受蒸发浓缩影响,这与莺歌海地区存在晒盐导致海水渗入影响分析一致。

3.2 热水特征系数

分析地下水中特定离子当量浓度比值,能够有效揭示地下水的多种状态及所经历的地质作用过

程。这一分析手段已广泛应用于热水运移过程及环境特征的研究中^[20-24]。地下水变质系数^[20]($\gamma Na^+/\gamma Cl^-$),可用于表征地层封闭性及地层水变质程度等特征,通常而言, $\gamma Na^+/\gamma Cl^-$ 越小,表明地下水变质程度越高,其所处环境的封闭条件越优;反之,该比值越大,说明地下水受渗入水的影响越显著,封闭性则越差;未受人为干扰情况下,岩盐溶滤的 $\gamma Na^+/\gamma Cl^- = 1$ 。 $\gamma Ca^{2+}/\gamma Mg^{2+}$ 可用于判断 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 来源,若 $\gamma Ca^{2+}/\gamma Mg^{2+} > 2$,则说明来源硅酸盐岩或石膏; $\gamma Ca^{2+}/\gamma Mg^{2+}$ 介于 1~2,说明来源于方解石; $\gamma Ca^{2+}/\gamma Mg^{2+} = 1$,则说明来源白云石^[21]。研究区图 5(a)中所有热水点的 $\gamma Na^+/\gamma Cl^-$

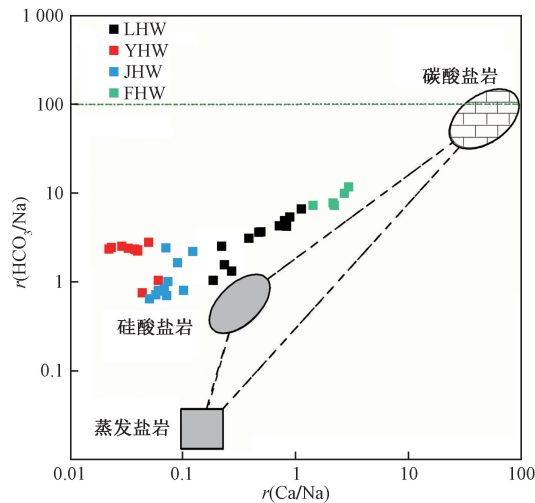


图 4 研究区地热水 HCO_3^-/Na^+ 与 Ca^{2+}/Na^+ 关系图
Fig. 4 Relationship diagram of HCO_3^-/Na^+ and Ca^{2+}/Na^+ for geothermal water in the study area

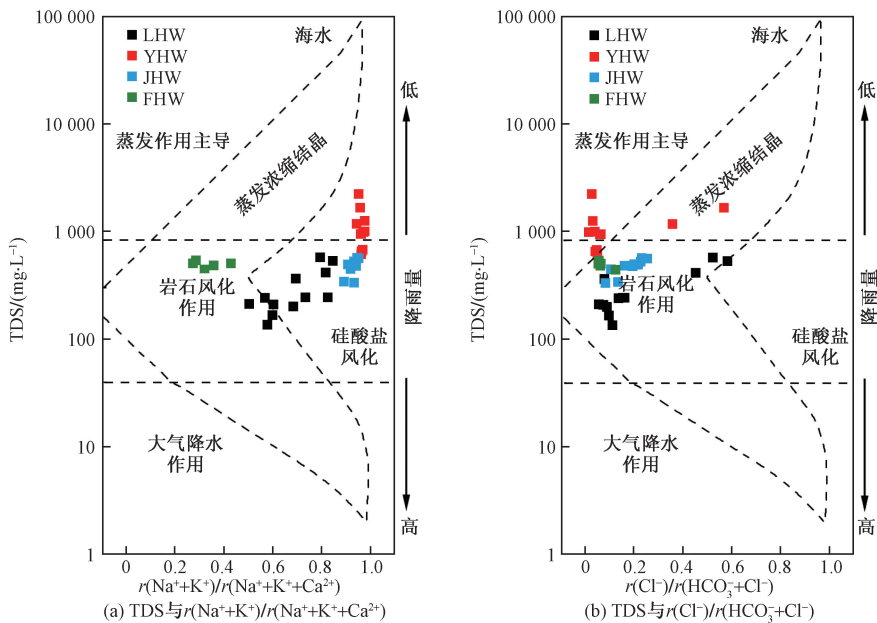


图 3 地下热水水岩作用 GIBBS 图
Fig. 3 GIBBS diagram of water-rock interaction for geothermal groundwater

均大于1,图5(b)中大部分水样 $\gamma\text{Ca}^{2+}/\gamma\text{Mg}^{2+} > 2$, 说明研究区地下热水整体封闭性差,受降雨渗入影响大,阳离子受到硅酸盐岩溶解控制为主,其次为碳酸盐岩,该结果与 Gibbs 图一致。

$\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+}$ 可判断地下水流动条件。 $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+} > 10$ 说明地下水径流更新速率缓慢, $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+} < 10$ 说明地下水径流快、更新快^[22-23];盐化系数 $\gamma\text{Cl}^-/(\gamma\text{HCO}_3^-)$ 可判断地下水浓缩程度^[24], $\gamma\text{Cl}^-/(\gamma\text{HCO}_3^-) < 1$ 表明地下水循环速度快, $\gamma\text{Cl}^-/(\gamma\text{HCO}_3^-) > 1$ 表明地下水循环慢,蒸发浓缩强,常见于封闭盆地、深层地下水或受海水入侵影响^[25]。图5(c)和图5(d)显示研究区大部分 $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+} < 10$ 、 $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{HCO}_3^- < 1$,表明研究区地下热水整体流通性较好、水循环较快、径流路径短;其中 L-ZK6、L-ZK8、L-ZK15、Y-ZK3a 的 $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{HCO}_3^- > 1$,且 $\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$ 接近1,显著低于区域均值,此结果表明龙沐湾、莺歌海地区新近系地下热水受到盐场或养虾塘海水渗入影响;福报千家地热水出露基岩山丘区,地形起伏及水力梯度大,同时受北东、北西构造断裂交错控制渗透性好, $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+}$ 呈现显著低值特征;滨海平原区作为地热水排泄区,下部隐伏断

裂发育程度低,地势平缓,水力坡度小,水流缓慢, $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+}$ 呈现显著高值特征。

地下水阳离子不仅受硅酸盐及大气降水输入影响,还受到阳离子交换吸附影响,可用氯碱指数(CAI-1、CAI-2)判别^[26-27],根据氯碱指数(CAI-1、CAI-2)的理论特性,其数值正负与水中阳离子交换方向紧密相关:当 CAI-1 和 CAI-2 数值均为正值时,水体中的 Na^+ 与 K^+ 会取代岩石矿物中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} ,若二者均为负值,则离子交换方向逆向进行,即 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 从水中进入岩石矿物,置换出 Na^+ 和 K^+ ,CAI 绝对值越大,阳离子交换程度越高,公式为

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

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

研究区地热水样本分析发现,所有水样的 CAI-1 和 CAI-2 值均呈现负值,意味着地热水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 主导岩石矿物中 Na^+ 、 K^+ 的交换过程。图6显示,莺歌海地热田区域内的阳离子交换作用强度显著高于其他地区,水体中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 置换岩石矿物中的 Na^+ 与 K^+ 最显著。

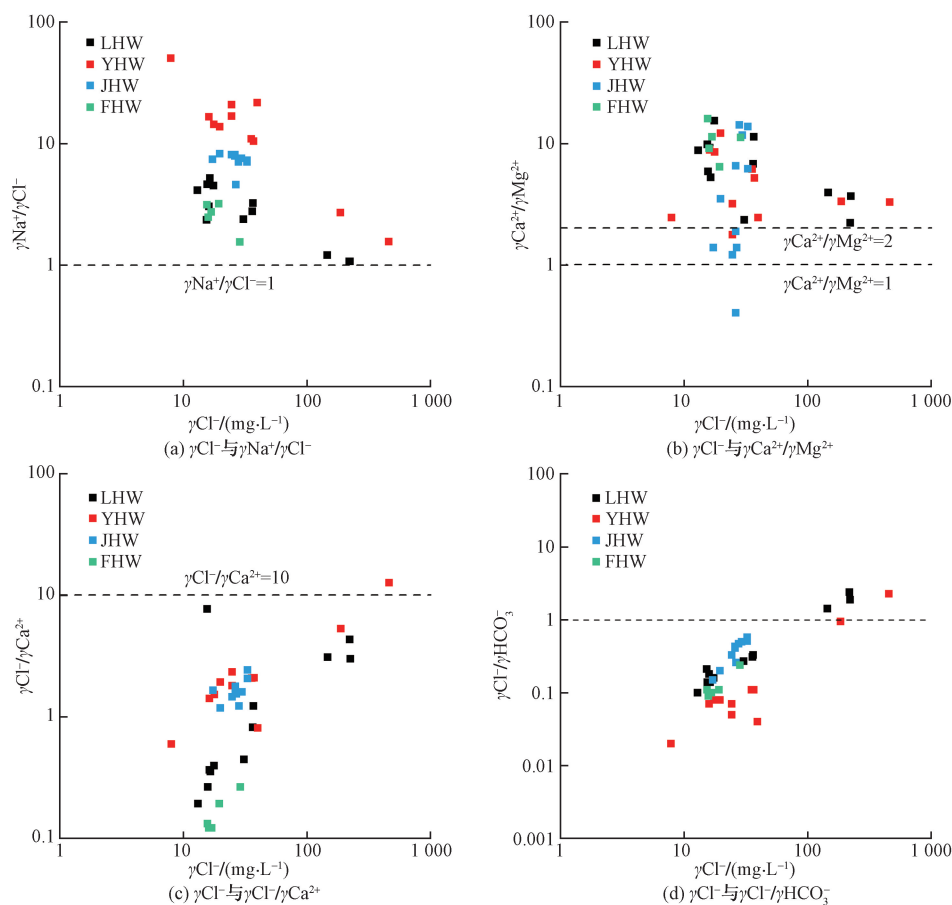


图5 研究区地热水离子比值图

Fig. 5 Ion ratio diagrams of geothermal water in the study area

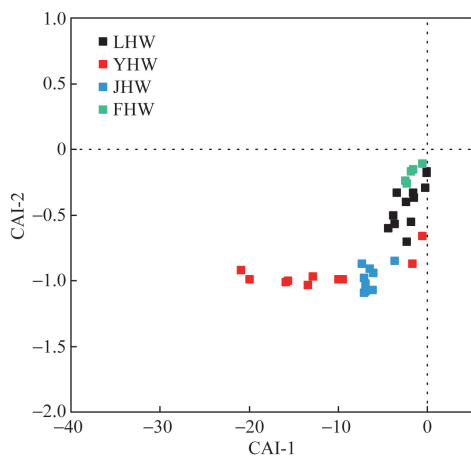


图6 研究区地热水 CAI-1 与 CAI-2 关系
Fig. 6 Relationship between CAI-1 and CAI-2 of geothermal water in the study area

3.3 F^- 的富集特征

地热水中氟受多种因素控制,主要与含氟矿物(长石、云母、角闪石和萤石等)溶解及水岩相互作用相关。为了分析地下热水水化学演化中水岩相互作用,运用 F^- 与其他离子相关性分析、PHREEQC 计算方解石和萤石饱和指数分析方法,绘制 F^- 与各离子浓度及矿物饱和指数之间的相互关系图,如图 7 所示。

为了消除海水渗入对离子影响,本部分重点分析除莺歌海以外其余地热田 F^- 分布规律及控制机制。图 7(a)~图 7(f) 显示,区域高 F^- 地热水表现为贫 Ca^{2+} 、 HCO_3^- ,富集 Na^+ ,TDS 及水温较高,pH 偏碱性的分布特征;图 7(g)~图 7(i) 显示热水样品萤石饱和指数普遍小于 0,方解石饱和指数普遍大于 0, F^- 与萤石饱和指数呈现正相关关系, F^- 高值

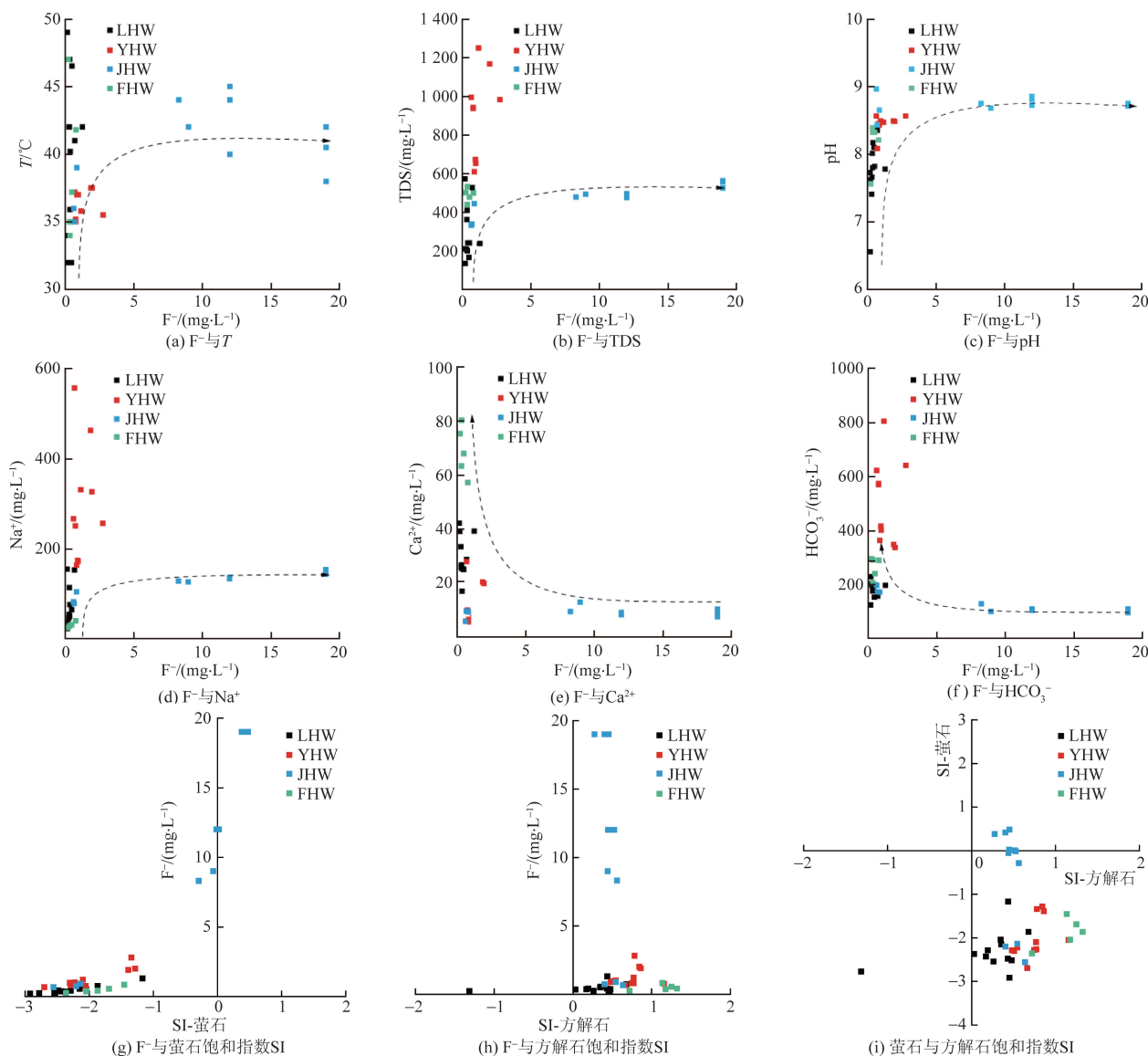
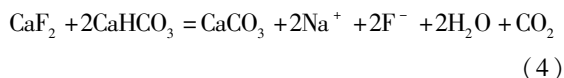
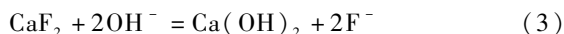


图7 研究区热水样品 F^- 离子、饱和指数关系图

Fig. 7 Relationship diagrams of F^- and saturation index of geothermal water samples in the study area

集中方解石和萤石饱和指数为 0 附近。

上述特征揭示, F^- 富集受萤石溶解与方解石沉淀的协同控制:一方面,萤石饱和指数小于 0,表明萤石始终处于持续溶解状态,为水体提供稳定的 F^- 来源;另一方面,方解石饱和指数大于 0,方解石沉淀消耗 Ca^{2+} 促进萤石溶解;其次研究区高 F^- 地热水的碱性环境可促进方解石沉淀,同时加速萤石中 F^- 的溶出效率,最终打破离子平衡,推动 F^- 在水体中富集^[28-29],核心反应为



从区域水文地质背景来看, F^- 含量的空间分异进一步受地下水循环条件与地质构造的调控:低 F^- 区,福报千家、龙沐湾地热田位于基岩山区及盆地边缘,毗邻尖峰-吊罗断裂带(F1)补给区,地下水循环交替强烈、径流速率快,水-岩相互作用时间短且不充分,含氟矿物溶滤程度有限,导致 F^- 难以形成有效富集,表现为区域内 F^- 含量处于低值水平;中 F^- 区,莺歌海地热田位于盆地中部,距离尖峰-吊罗断裂(F1)带更远,为含氟矿物的持续溶滤提供了有利条件,因此 F^- 含量显著升高;高 F^- 区,九所地热田位于盆地南部,距离尖峰-吊罗断裂带最远,且受九所-陵水深大断裂(F2)构造的直接影响,该断裂作为深部热能与流体的运移通道,造就了高地温异常环境,进一步加速了萤石、长石等含氟矿物的溶解进程,促使 F^- 随水文地球化学作用持续累积,最终呈现出区域内最为显著的 F^- 富集特征。

3.4 地热水热储温度计算

地热温标有阳离子温标、二氧化硅温标、矿物平衡法、硅-焓图解法等^[30-33]。地热水离子达到平衡状态可使用阳离子温标,地热水平衡状态可采用 Na-K-Mg 三角图判断^[30-31],由图 8 可知,研究区热水样品位于镁离子的右下角顶点处,属于“部分饱和水”和“未成熟水”,其中龙沐湾、福报千家地热田热水样位于“未成熟水”区域,处于水岩作用的初级阶段,或受上部冷水混合作用较大,九所、莺歌海地热田热水样位于“部分饱和水”区域,表明该地区地下水与围岩介质的水岩作用强度高。常见阳离子温标有 Na-K 温标、K-Mg 温标、Na-K-Ca 温标等^[31-32],其中 Na-K 温标主要用于水温 150℃ 以上热水,对于冷水混合和沸腾的影响小;K-Mg 温标适用于中低温地热水,对于热水从深部沿断层通道上升到地表的过程中经过传导冷却或与浅层冷水混合情况适应性差;Na-K-Ca 适用于富含 Ca^{2+} 、温度

较低及不平衡热水。表 2 计算显示,不同阳离子温标计算结果差异较大,主要因研究区地热水处于“部分饱和水”和“未成熟水”状态,不符合阳离子温标的理想适用条件,故阳离子温标仅具参考价值。

SiO_2 温标是利用地下热水中 SiO_2 溶解度与温度的关系计算地下水的热储温度,对温度变化敏感,适合未受混合或沸腾干扰的封闭系统^[34-35]。常用的 SiO_2 温标包含石英、玉髓温标,根据图 9 中 $\lg(SiO_2) - \lg(K^2/Mg)$ 对比图与 PHREEQC 计算的矿物饱和指数(SI),九所、莺歌海地热水分布于石英矿物指示线附近,且石英 SI 更接近 0,石英主要控制着该区 SiO_2 的溶解度,故优选石英温标;龙沐湾、福报千家地热水分布于玉髓矿物指示线附近,且玉髓 SI 更接近 0,故优选玉髓温标。

矿物平衡法是利用矿物饱和状态与温度的关系函数,找到使得多种矿物组分同时达到平衡状态的温度,即为热储温度^[36],其本质为水岩平衡假设。

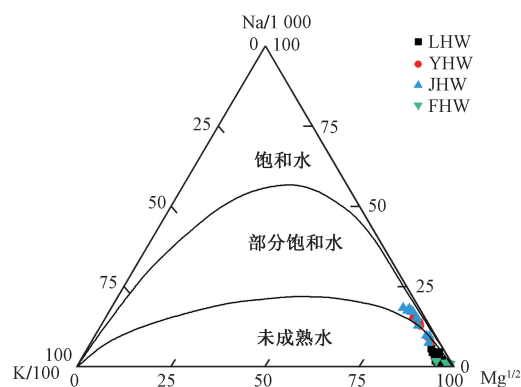
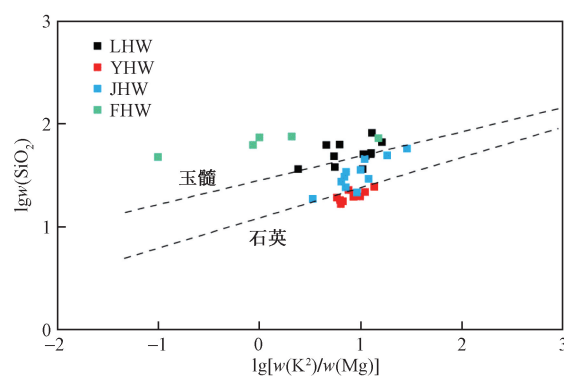


图 8 研究区地热水 Na-K-Mg 阳离子三线图

Fig. 8 Na-K-Mg cation trilinear diagram of geothermal water in the study area



$w(SiO_2)$ 、 $w(Mg)$ 分别为水溶液中二氧化硅、Mg 离子的质量浓度; $w(K^2)$ 为钾离子质量浓度平方

图 9 $\lg(SiO_2) - \lg(K^2/Mg)$ 对比图

Fig. 9 Comparison diagram of $\lg(SiO_2)$ vs. $\lg(K^2/Mg)$

根据岩石矿物资料,选取玉髓、石英、硬石膏、方解石、文石、白云石、石膏、无定性 SiO_2 、滑石、岩盐、菱铁石 11 种矿物,利用 PHREEQC 进行饱和指数计算,结果显示,大部分矿物难以同时满足平衡条件,说明研究区地热水未达到平衡状态,为混合水、未成熟水。

硅-焓图解法能有效校正混合效应影响,但对蒸汽损失敏感,为了计算地热水中冷水混合比例,采用硅-焓图解法^[37],核心公式为

$$H_c X + H_h (1 - X) = H_0 \quad (5)$$

$$\text{Si}_c X + \text{Si}_h (1 - X) = \text{Si}_0 \quad (6)$$

式中: H_c 和 Si_c 分别为浅部冷水的焓值和 SiO_2 含量; H_h 和 Si_h 分别为深部热水的焓值和 SiO_2 含量; H_0 和 Si_0 分别为混合后地热水的实测焓值和实测 SiO_2 含量; X 为冷水混合比例。

计算模型如图 10 所示。根据硅焓图解法结果,研究区地热水冷水混合比例为 0.6 ~ 0.937,说明地热水上升过程中受冷水混合比例较大,直接采用 SiO_2 温标误差较大;同时地热水离子和混合后地热水焓值; Si_c 、 Si_h 、 Si_0 为浅层冷水、深部热水和混合后地热水 SiO_2 的浓度处于未平衡及部分平衡区域,阳离子温标适用性有限;矿物平衡法因混合作用失效。综合考虑热储温度计算优选硅-焓图解法。

为了消除蒸汽损失对硅-焓图解法的影响,采用考虑最大蒸汽损失的硅-焓图解法^[33,38]计算蒸汽损失、冷水混合比例及热储温度。如图 11 所示, A 为研究区冷水、 B 为计算点地下热水,根据 BC 与 AC 的比值可以计算冷水与深部热水的混合比例。

混合前蒸汽损失的计算公式为

$$Y = 1 - \text{SiO}_2(E)/\text{SiO}_2(D) \quad (7)$$

式(7)中: Y 为蒸汽损失质量百分比; $\text{SiO}_2(E)$ 为 E

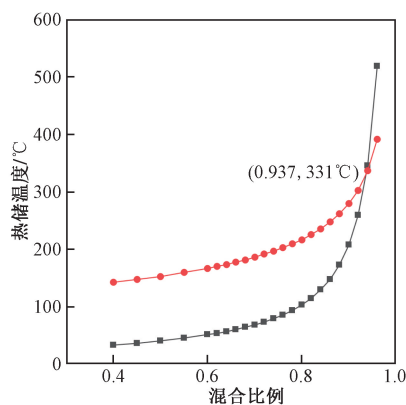


图 10 地热水硅焓方程混合曲线模型

Fig. 10 Silica-enthalpy equation mixing curve model of geothermal water

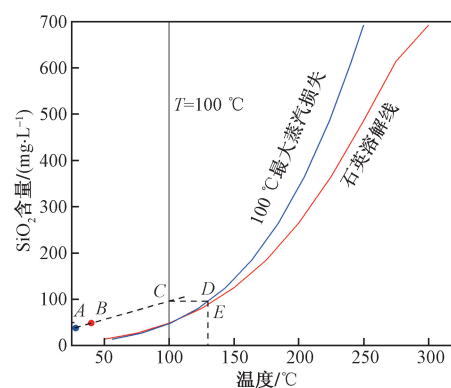


图 11 考虑最大蒸汽损失的热热水硅焓图

Fig. 11 Silica-enthalpy diagram of geothermal water considering maximum steam loss

点 SiO_2 的浓度; $\text{SiO}_2(D)$ 为 D 点 SiO_2 的浓度。

基于最大蒸汽损失硅-焓图解法,对研究区域热水上升阶段扣除蒸汽损失后的冷水混合比例及蒸汽损失量展开分析。对于 AB 直线斜率为负值的情况,说明热水上升过程在与冷水混合前已经失去热量。所有热储成果如表 2 所示。结果显示龙沐湾地热田冷水混合比例为 0.441 ~ 0.899,热储温度 98 ~ 134 °C,蒸汽损失质量百分比介于 3.3% ~ 27.4%;莺歌海地热田冷水混合比例为 0.473 ~ 0.476,对应热储温度为 84 ~ 96 °C,蒸汽损失质量百分比比较低;九所地热田冷水混合比例为 0.433 ~ 0.668,对应热储温度为 91 ~ 167 °C,蒸汽损失质量百分比为 6.6% ~ 15.8%;福报千家地热田冷水混合比例为 0.617 ~ 0.854,对应热储温度为 168 ~ 234 °C,蒸汽损失质量百分比为 16.2% ~ 27.5%。当计入最大蒸汽损失影响时,地热水初始温度及冷水混合比例均呈现不同程度降低,部分地热田在热水上升流动中已出现显著热量散失,其水温与冷水温度趋于一致。

4 地下水的起源和形成

4.1 地下热水的成因

大气中 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 含量根据地面高程的增加而降低,该方法可确定地下水的补径排高程。大气降水中的 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的含量呈线性关系,全球大气降水线^[39]为

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

海南岛雨水线^[40]为

$$\delta\text{D} = 7.37\delta^{18}\text{O} + 11.07 \quad (9)$$

龙沐湾地区大气降水线^[16]为

$$\delta\text{D} = 8.02\delta^{18}\text{O} + 7.64 \quad (10)$$

采用全球雨水线、海南岛雨水线和龙沐湾雨水线作为标准,研究本区地下热水的起源。表 3 数据

表 2 研究区热储温度计算成果

Table 2 Geothermal reservoir temperature calculation results in the study area

地热田	热储温度/℃						
	玉髓	石英	Na-K	K-Mg	Na-K-Ca	硅焙图解法	考虑最大蒸汽损失硅焙图解法
龙沐湾	56 ~ 98	87 ~ 126	155 ~ 307	53 ~ 74	234 ~ 349	135 ~ 331	98 ~ 134
莺歌海	24 ~ 40	57 ~ 69	115 ~ 152	62 ~ 72	209 ~ 260	69 ~ 120	84 ~ 96
九所	29 ~ 79	61 ~ 108	108 ~ 163	56 ~ 81	194 ~ 240	64 ~ 225	90 ~ 167
福报千家	69 ~ 93	100 ~ 122	166 ~ 301	22 ~ 73	201 ~ 333	214 ~ 302	167 ~ 234

注:Na-K^[31]表示 $T = 1\,390 / (1.75 + \lg([Na^+]/[K^+])) - 273.15$; K-Mg^[31]表示 $T = 4\,410 / \{13.95 - \lg([K^+]^2/[Mg^{2+}])\} - 273.15$; Na-K-Ca^[32]表示 $T = 1\,647 / [\lg([Na^+]/[K^+]) + \beta \lg([Ca^{2+}]^{0.5}/[Na^+]) + 2.24] - 273.15$,若 $T < 100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\beta = 4/3$, $T > 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $\lg([Ca^{2+}])^{0.5}/[Na^+] < 0$, $\beta = 1/3$;石英(无蒸汽损失)^[33]表示 $T = 1\,309 / [5.19 - \lg(SiO_2)] - 273.15$;玉髓(无蒸汽损失)^[33], $T = 1\,032 / [4.69 - \lg(SiO_2)] - 273.15$;石英温标(最大蒸汽损失)^[33]表示 $T = 1\,522 / [5.75 - \lg(SiO_2)] - 273.15$;其中 $[Na^+]$ 、 $[K^+]$ 、 $[Ca^{2+}]$ 、 $[Mg^{2+}]$ 、 $[SiO_2]$ 分别为对应离子质量浓度。

表 3 研究区氢氧同位素

Table 3 Hydrogen and oxygen isotopes in the study area

编号	¹⁸ O	D	编号	¹⁸ O	D
L-ZK14	-8.45	-59.7	J-ZK2a	-7.50	-51.6
L-ZK15	-7.45	-55.3	J-ZK2b	-7.94	-53.0
Y-ZK1a	-7.72	-52.2	J-ZK2c	-8.09	-52.8
Y-ZK1b	-7.78	-53.2	J-ZK3a	-7.94	-53.9
Y-ZK1c	-7.74	-51.4	J-ZK3b	-8.10	-53.3
Y-ZK2a	-7.84	-52.4	J-ZK3c	-8.11	-52.2
Y-ZK2b	-7.79	-54.7	Q-ZK1	-8.69	-61.3
Y-ZK2c	-7.84	-54.1	F-ZK2	-9.10	-62.0
Y-ZK2d	-7.92	-53.8	F-ZK4	-7.50	-53.0
Y-ZK3a	-7.66	-53.0	F-ZK5	-9.10	-63.0
Y-ZK3b	-7.87	-54.1	River	-3.71	-25.8
J-A04	-7.84	-53.5	雨水	-6.33	-38.9
J-ZK1a	-7.86	-53.2	L-03	-7.57	-49.0
J-ZK1b	-7.84	-52.8			

显示,全部热水样品 δD 介于 $-63\text{‰} \sim -51.4\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 介于 $-9.10\text{‰} \sim -7.45\text{‰}$, 河水同位素值明显偏正,与热水样形成清晰分区。结合图 12 所示,地热水落在全球大气降水线上、海南雨水线右侧,莺歌海、龙沐湾地热水及望楼河水存在正向的氧同位素漂移。表明研究区地下热水补给源为大气降水;莺歌海、九所地热水补给水源高程基本一致;莺歌海、龙沐湾地热水及望楼河水受水岩相互作用及蒸发影响,且作用越强,氧漂移越大。

4.2 地下热水的补给高程

根据 δD 和 $\delta^{18}O$ 同位素的高度效应,大气降水中的 δD 和 $\delta^{18}O$ 随地形高程增加而降低,计算地下热水的补给区高度为

$$H = H_0 + D - D_1/g \tag{11}$$

式(11)中: H 为地下热水补给区的高程; H_0 为取样点的高程; D 为补给水的 δD ; D_1 为参考点水样的 δD ; g 为 δD 随高程变化的递减梯度,中国西南地区 g 为 $-2.5\text{‰}/100\text{ m}$ 。

采用海口地区大气降雨 D 为 -38.9‰ , H_0 为 13.3 m 。龙沐湾地热水补给区高程 $669 \sim 845\text{ m}$, 莺

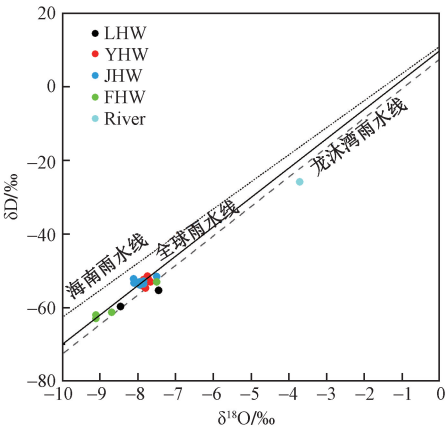


图 12 地下热水的 δD - $\delta^{18}O$ 关系图

Fig. 12 δD - $\delta^{18}O$ relationship diagram of geothermal groundwater

歌海地热水补给区高程 $513 \sim 621\text{ m}$, 九所地热水补给区高程 $521 \sim 613\text{ m}$, 福报千家地热水补给区高程 $577 \sim 977\text{ m}$ 。

5 地热田水化学演化成因机理

由图 13 概念模型可见,海南岛西南部莺歌海-九所盆地形成的大规模水热型地热田,其成因机理可概括为:高海拔区域(高程 $513 \sim 977\text{ m}$)的大气降雨,沿着尖峰~吊罗深大断裂带下渗进行深循环。下渗冷水在深部循环过程中,受断裂带燕山期花岗岩热源加热,形成热储温度最高达 $234\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的深部热水;同时,热水与地壳内部含长石、云母、萤石等矿物的花岗岩发生强烈水-岩相互作用,导致水中 Na^+ 、 F^- 含量升高,形成富 Na^+ 、高 F^- 的水化学特征。深部热水在水力梯度驱动下,沿断裂构造裂隙向上运移,部分热水在基岩区通过构造裂隙对流至地表浅部,形成福报千家基岩裂隙型地热田;部分热水继续向西南部沉积盆地运移,通过深部隐伏构造裂隙带进入莺歌海-九所盆地。进入盆地的深部热水,一方面通过热传导与浅部冷水混合,进入新近系佛罗组(N_1f)、望楼港组(N_2w)沉积含水层,形

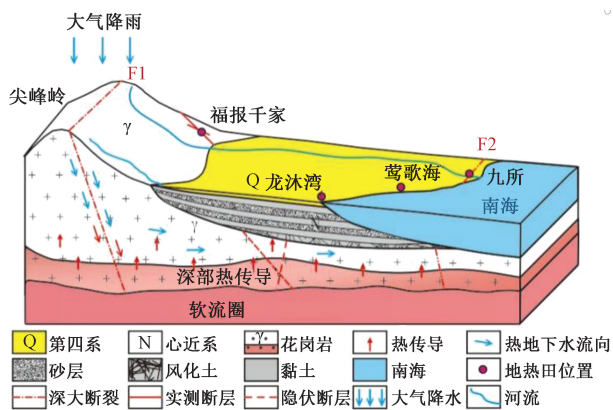


图13 研究区地热成因概念模型

Fig. 13 Conceptual model of geothermal genesis in the study area

成龙沐湾、莺歌海沉积盆地型地热田;另一方面,在盆地南部受九所-陵水深大断裂(F2)叠加控制强化水-岩相互作用,最终形成九所高 F^- 沉积盆地型地热田。

6 地热能开发利用潜力分析

基于上述地球化学特征及计算热储温度研究成果,福报千家热储温度 $167 \sim 234\text{ }^{\circ}\text{C}$,为高温资源潜力区,具备规模化地热发电潜力,发电余热可实现梯级利用,提供稳定清洁电力;龙沐湾、九所热储温度 $90 \sim 167\text{ }^{\circ}\text{C}$,为中高温资源潜力区,可用于区域城镇制冷与工业加热,替代传统能源以降低碳排放和企业能耗成本;莺歌海热储温度 $84 \sim 96\text{ }^{\circ}\text{C}$,为中低温资源潜力区,适配现代农业种植与水产养殖产业升级需求。开发过程中,福报千家、龙沐湾等地 F^- 区域的地热水可直接用于打造康养旅游产业集群,九所、莺歌海等高 F^- 区域需针对性开展水质处理,并建立科学的环境地质风险防控体系,保障地热资源高效、安全、可持续开发利用。

7 结论

针对海南岛西南部莺歌海-九所盆地的地热水,开展水化学及氢氧同位素特征分析,得到以下结论。

(1)尖峰-吊罗断裂(F1)、九所-陵水断裂(F2)控制了区域地热水的循环、分异及储集特征。F1控制地热水初始补给与深部循环,补给高程为 $513 \sim 977\text{ m}$,F2叠加调控盆地南部热能与物质分布,促成九所地区高 F^- 异常。

(2)地热水化学组分受构造与区域环境影响呈规律性演变,从基岩山区至盆地北部、南部,由 $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Na}$ 型过渡为 $\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型, F^- 含量逐步递增,从 0.5 mg/L 升至 10.2 mg/L 。水化学组分主要受岩石风化作用控制;阳离子受水-岩相互作用

与阳离子交换吸附控制;莺歌海受蒸发浓缩作用最大。 F^- 的富集规律受萤石溶解、碱性环境与、构造协同作用。

(3)地热水整体封闭性差,受降雨影响显著,以“部分饱和水”和“未成熟水”为主,且受冷水混合(混合比例 $0.433 \sim 0.899$)与蒸汽损失($3.3\% \sim 27.4\%$)影响,采用最大蒸汽损失的硅-焓图解法计算热储更可靠,热储温度范围为 $84 \sim 234\text{ }^{\circ}\text{C}$,其中福报千家地热田热储温度较高($167 \sim 234\text{ }^{\circ}\text{C}$),莺歌海地热田较低($84 \sim 96\text{ }^{\circ}\text{C}$)

(4)依据计算热储温度,福报千家为高温发电潜力区,龙沐湾、九所为中温潜力区,可服务城镇制冷与工业加热,莺歌海可作为中低温支撑现代农业。高 F^- 区域康养旅游产业发展中需加强水质处理与环境地质风险防控。

参 考 文 献

- [1] 王贵玲, 陆川. 碳中和目标驱动下地热资源开采利用技术进展[J]. 地质与资源, 2022, 31(3): 412-425, 341.
Wang Guiling, Lu Chuan. Progress of geothermal resources exploitation and utilization technology driven by carbon neutralization target[J]. Geology and Resources, 2022, 31(3): 412-425, 341.
- [2] 霍超, 林倚天, 李刚, 等. 碳中和背景下中国地热资源勘查技术研究进展[J]. 科学技术与工程, 2023, 23(12): 4917-4927.
Huo Chao, Lin Yitian, Li Gang, et al. China's geothermal resource exploration technology research progress under the background of carbon neutrality[J]. Science Technology and Engineering, 2023, 23(12): 4917-4927.
- [3] 张英, 冯建赞, 何治亮, 等. 地热系统类型划分与主控因素分析[J]. 地学前缘, 2017, 24(3): 190-198.
Zhang Ying, Feng Jianyun, He Zhiliang, et al. Classification of geothermal systems and their formation key factors[J]. Earth Science Frontiers, 2017, 24(3): 190-198.
- [4] 王贵玲, 刘彦广, 朱喜, 等. 中国地热资源现状及发展趋势[J]. 地学前缘, 2020, 27(1): 1-9.
Wang Guiling, Liu Yanguang, Zhu Xi, et al. The status and development trend of geothermal resources in China[J]. Earth Science Frontiers, 2020, 27(1): 1-9.
- [5] 孙焕泉, 毛翔, 吴陈冰洁, 等. 地热资源勘探开发技术与发展方向[J]. 地学前缘, 2024, 31(1): 400-411.
Sun Huanquan, Mao Xiang, Wu Chenbingjie, et al. Geothermal resources exploration and development technology: current status and development directions[J]. Earth Science Frontiers, 2024, 31(1): 400-411.
- [6] 高芳蕾, 杨小强, 吴国爱, 等. 海南岛温泉特征与地下热水成因[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2009, 39(2): 281-287.
Gao Fanglei, Yang Xiaoqiang, Wu Aiguo, et al. Characteristics of thermal springs and genesis of thermal underground waters in Hainan Island[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2009, 39(2): 281-287.
- [7] 张颖. 海南岛温泉特征及成因研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2019.

- Zhang Ying. A study of the characteristics and formation of the hot springs in Hainan Island[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2019.
- [8] 雷栋, 潘良云, 陈强, 等. 海南岛隆起山地型地热资源地质条件及潜力[J]. 地质通报, 2025, 44(1): 77-90.
- Lei Dong, Pan Liangyun, Chen Qiang, et al. Geological characteristics and potential of geothermal resources in the uplift mountain-type of Hainan Island[J]. Geological Bulletin of China, 2025, 44(1): 77-90.
- [9] Wang X L, Yan X X, Zhang W, et al. Hydrogeochemical characteristics and evolutionary mechanisms of the nanping geothermal field, southeastern Hainan Island, China [J]. Sustainability, 2025, 17(13): 6189.
- [10] Yan X X, Wang X L, Xue C C, et al. Terrestrial heat flow and lithospheric thermal structure characteristics in Nanping City of Hainan[J]. Energies, 2024, 17(19): 4824.
- [11] Yun X R, Zhang Y, Liang D Y, et al. Granite thermal reservoirs in Lingshui area of Hainan Island and their significance to geothermal resources, China[J]. Energy Geoscience, 2023, 4(4): 159-170.
- [12] 王江思, 欧阳正平, 徐子东, 等. 基于水文地球化学信息和环境同位素的地下热水成因分析[J]. 地球与环境, 2018, 46(1): 7-13.
- Wang Jiangsi, OuYanzhengping, Xu Zidong, et al. Geothermal water genesis analysis using hydrogeochemical information and environmental isotope[J]. Earth and Environment, 2018, 46(1): 7-13.
- [13] 王文梅, 徐子东, 欧阳正平, 等. 海南省三亚市崖城地热田地球化学特征及成因分析[J]. 工程勘察, 2017(10): 38-45.
- Wang Wenmei, Xu Zidong, Ouyang Zhengping, et al. Analysis of geochemical characteristics and formation reasons of Yacheng geothermal field in Sanya of Hainan Province[J]. Engineering Investigation, 2017(10): 38-45.
- [14] 张彦鹏, 黎清华, 余绍文. 海南岛东海岸官塘地区地热水化学特征及其循环演化过程识别[J]. 地球科学, 2024, 49(3): 952-964.
- Zhang Yanpeng, Li Qinghua, Yu Shaowen, et al. Hydrochemical characteristics constraints on evolution of geothermal water in Guantang area on the east coast of Hainan Island[J]. Earth Science, 2024, 49(3): 952-964.
- [15] 王晓林, 杨永鹏, 杨峰, 等. 海南龙沐湾地热田同位素特征及其指示意义[J]. 科学技术与工程, 2025, 25(20): 8371-8378.
- Wang Xiaolin, Yang Yongpeng, Yang Feng, et al. Isotopic characteristics and its indicating significance of Longmuwan Geothermal Field in Hainan[J]. Science Technology and Engineering, 2025, 25(20): 8371-8378.
- [16] 徐单. 海南省龙沐湾地热田的水文地球化学研究[D]. 南昌: 东华理工大学, 2017.
- Xu Dan. Hydrogeochemistry of geothermal field of Long Mu Bay, Hainan Province[D]. Nanchang: East China University of Technology, 2017.
- [17] 周艺颖, 欧阳正平, 徐子东, 等. 琼西南九所地热田水文地球化学特征及成因[J]. 地质科技通报, 2025, 44(1): 216-228.
- Zhou Yiyang, Ouyang Zhengping, Xu Zidong, et al. Hydrogeochemical characteristics and genesis of Jiusuo geothermal field in southwestern Hainan, China[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(1): 216-228.
- [18] 胡虹羽, 卢国平, 李岩, 等. 琼北地区地热水中氟的富集规律[J]. 环境化学, 2023, 42(5): 1633-1641.
- Hu Hongyu, Lu Guoping, Li Yan, et al. Study on enrichment of fluorine in geothermal water in Qiongbai Area[J]. Environmental Chemistry, 2023, 42(5): 1633-1641.
- [19] Gibbs R J, Davis S M, Link L E. Controls of the composition of river waters [J]. Water Resources Research, 1970, 6(4): 1070-1085.
- [20] 岳冬冬, 李胜涛, 贾小丰, 等. 天津山岭子地热田雾迷山组热储流体水化学特征[J]. 科学技术与工程, 2020, 20(36): 14847-14853.
- Yue Dongdong, Li Shengtao, Jia Xiaofeng, et al. Hydrochemical characteristics of heat storage fluid in Wumishan Formation of Shanlingzi Geothermal Field in Tianjin [J]. Science Technology and Engineering, 2020, 20(36): 14847-14853.
- [21] 刘玲霞, 路睿, 谢文苹, 等. 青藏高原东北部温泉分布及水文地球化学特征[J]. 地学前缘, 2024, 31(6): 173-195.
- Liu Lingxia, Lu Rui, Xie Wenping, et al. Distribution and hydrogeochemical characteristics of hot springs in northeastern Tibetan Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 2024, 31(6): 173-195.
- [22] Yi L, Qi J, Li X, et al. Geochemical characteristics and genesis of the high-temperature geothermal systems in the north section of the Sanjiang Orogenic belt in southeast Tibetan Plateau[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2021, 414: 107244.
- [23] Bao Y, Pang Z, Huang T, et al. Chemical and isotopic evidences on evaporite dissolution as the origin of high sulfate water in a karst geothermal reservoir [J]. Applied Geochemistry, 2022, 145: 105419.
- [24] 鲁涵, 曾妍妍, 周金龙, 等. 喀什噶尔河下游平原区地下水咸化特征及成因分析[J]. 环境科学, 2022, 43(10): 4459-4469.
- Lu Han, Zeng Yanyan, Zhou Jinlong, et al. Characteristics and causes of groundwater Salinization in the plain area of the lower Kashgar River [J]. Environmental Science, 2022, 43(10): 4459-4469.
- [25] 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 等. 水文地质学基础[M]. 6版. 北京: 地质出版社, 2011.
- Zhang Renquan, Liang Xing, Jin Menggui, et al. Fundamentals of hydrogeology [M]. 6th ed. Beijing: Geological Publishing House, 2011.
- [26] 赵子锐, 张薇, 王贵玲, 等. 冀中坳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, 2025, 52(1): 246-263.
- 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, 2025, 52(1): 246-263.
- [27] 王路瑶, 刘凯, 万力, 等. 江西新泉-温汤断裂东段中低温地热流体水化学特征及成因机制[J]. 地球学报, 2026, 47(1): 49-64.
- Wang Luyao, Liu Kai, Wan Li, et al. Hydrochemical characteristics and genetic mechanisms of mid-low temperature geothermal fluids in the eastern segment of the Xinquan-Wentang fault zone, Jiangxi Province[J]. Acta Geoscientia Sinica, 2026, 47(1): 49-64.

- [28] 欧浩, 卢国平, 胡晓农, 等. 广东省信宜-廉江地区地热水中氟的富集过程[J]. 环境化学, 2019, 38(5): 1128-1138.
Ou Hao, Lu Guoping, Hu Xiaonong, et al. Fluoride enrichment in geothermal waters in Xinyi-Lianjiang Region, Guangdong[J]. Environmental Chemistry, 2019, 38(5): 1128-1138.
- [29] 原若溪, 王贵玲, 刘峰, 等. 冀东北地区中低温对流型地热系统的氟指示意义研究[J]. 地质论评, 2021, 67(1): 218-230.
Yuan Ruoxi, Wang Guiling, Liu Feng. Study on the indication of fluorine of the low medium temperature convective geothermal system in northeastern Hebei Province[J]. Geological Review, 2021, 67(1): 218-230.
- [30] Giggenbach W F. Chemical techniques in geothermal exploration[M]. Rome: UNITAR/UNDP Publication, 1991.
- [31] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria: derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52(12): 2749-2765.
- [32] Fournier R, Truesdell A H. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1973, 37: 1255-1275.
- [33] Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 1977, 5(1/4): 41-50.
- [34] 辛浩, 宁艺武, 平建华, 等. 内黄凸起河南段地热田水文地球化学特征及其成因[J]. 科学技术与工程, 2024, 24(34): 14537-14550.
Xin Hao, Ning Yiwu, Ping Jianhua, et al. Hydrogeochemical characteristics and genesis of geothermal fields in the Henan section of Neihuang Uplift[J]. Science Technology and Engineering, 2024, 24(34): 14537-14550.
- [35] 牛兆轩, 牛雪, 张林友, 等. 共和盆地恰卜恰地区新近系地下水热水化学特征[J]. 科学技术与工程, 2022, 22(21): 9025-9033.
Niu Zhaoxuan, Niu Xue, Zhang Linyou, et al. Chemical characteristics of neogene geothermal water in the Chabqa Area of the Gonghe Basin[J]. Science Technology and Engineering, 2022, 22(21): 9025-9033.
- [36] 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.
- [37] 朱炳球, 朱立新, 史长义, 等. 地热田地球化学勘察[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
Zhu Bingqiu, Zhu Lixin, Shi Changyi, et al. Geochemical exploration of geothermal fields[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992.
- [38] 王晓翠. 云南沘江沿岸温泉水化学特征和水文地球化学模拟研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2016.
Wang Xiaocui. Hydrochemical characteristics and hydrogeochemical simulation of hot springs along the Bijiang River in Yunnan[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2016.
- [39] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 1961, 133(3465): 1702-1703.
- [40] 柳长柱, 文健, 薛桂澄, 等. 海南岛地热资源研究[M]. 广州: 广东旅游出版社, 2022.
Liu Changzhu, Wen Jian, Xue Guicheng, et al. Study on geothermal resources of Hainan Island[M]. Guangzhou: Guangdong Tourism Press, 2022.