

地表水长期回灌对温汤断裂热储的影响

樊柄宏^{1,2)}, 白细民^{1,2)}, 叶海龙^{*1,2)}, 周国彬¹⁾, 李严严³⁾, 曾梓琪^{1,2)}, 陈进¹⁾,
王正^{1,2)}

1) 江西省地质局水文地质大队, 江西南昌, 330095;

2) 南昌市水文地质与优质地下水资源开发利用重点实验室, 江西南昌, 330095

3) 北京工业大学建筑工程学院, 北京, 100124

内容摘要: 断裂型热储回灌在增大地热水供给能力、抬升地热水水位等方面成效显著, 能有效改善地热开发利用过程中的资源与环境问题, 已引起广泛关注。本文以宜春温汤地热田为研究对象, 采用时间序列分析、水文地球化学等方法, 分析地热田地表水回灌—开采过程中回灌量、开采量、水温、水位和水质等长序列监测数据, 总结地热田地温场、流体场和化学场等动态变化规律, 研究长期回灌对断裂型热储回灌的可持续性和安全性。结果表明, 回灌量是影响地温场、流体场和化学场动态变化的主要因素。长期回灌抬升地热田水位 3.952~4.986m, 增大水位动态变幅 13.4 倍, 倒转水位平面分布方向; 回灌量未超出阈值时, 开采井水温随回灌量呈 3~9 个月延迟的反向变化, 超出后则呈“断崖式”下降; 长期回灌引起井温整体下降, 最大幅度 6.8~10.0°C, 但控制回灌量后趋于稳定; 回灌水直接“淡化”地热水, Piper 三线图中水化学类型向地表水方向迁移, 由 HCO₃-Na 型转变为 HCO₃-SO₄-Na-Ca 型; 长期监测证实地热田回灌量控制在 9734m³/d 以下时安全可控, 资源量增大 414%。断裂型热储地表水回灌在控制回灌量不超出阈值时具有良好的可行性和安全性。

关键词: 温汤; 断裂对流型; 地热; 地表水回灌; 热储动态

中图分类号: P314

收稿日期: 2025-01-17

Influence of long-term surface water reinjection on the thermal reservoir of the Wentang Fault

Fan Binghong^{1,2)}, Bai Ximin^{1,2)}, Ye Hailong^{*1,2)}, Zhou Guobin¹⁾, Li Yanyan³⁾, Zeng Ziqi^{1,2)}, Chen Jin¹⁾, Wang Zheng^{1,2)}

1)Hydrogeology Brigade of Jiangxi Geological Bureau,Jiangxi Nanchang,330095

2)Nanchang Key Laboratory of Hydrogeology and High Quality Groundwater Resources Exploitation and Utilization,Jiangxi Nanchang,330095

3) College of Architecture and Civil Engineering, Beijing University of Technology, Beijing, 100124

Abstract:Fractured geothermal reservoir reinjection has garnered significant attention for its remarkable effectiveness in enhancing geothermal water supply capacity, raising water levels, and mitigating resource and environmental issues associated with geothermal exploitation. This study focuses on the Yichun Wentang geothermal field, employing time series analysis and hydrogeochemical methods to analyze long-term monitoring data of reinjection volume, extraction volume, water temperature, water level, and water quality during surface water reinjection and extraction processes. The study summarizes the dynamic variations in the geothermal field's temperature field, fluid field, and chemical field, and investigates the sustainability and safety of long-term reinjection in fractured reservoirs. The results indicate that reinjection volume is the primary factor influencing the dynamic changes in the temperature, fluid, and chemical fields. Long-term reinjection raises the geothermal field's water level by 3.952–4.986 m, increases the dynamic amplitude of water level fluctuations by 13.4 times, and reverses the planar distribution direction of water levels. When the reinjection volume remains below the threshold, the production well's water temperature exhibits an inverse correlation with reinjection volume, delayed by 3–9 months; exceeding the threshold leads to a "cliff-like" decline in temperature. Long-term

re injection causes an overall decrease in well temperatures, with a maximum reduction of 6.8–10.0°C, though stabilization occurs after controlling reinjection volume. Reinjection water directly "dilutes" geothermal water, shifting hydrochemical types in the Piper diagram toward surface water characteristics, transitioning from HCO₃-Na type to HCO₃·SO₄-Na·Ca type. Long-term monitoring confirms that the geothermal field remains safe and controllable when reinjection volume is maintained below 9,734 m³/d, increasing resource availability by 414%. Surface water reinjection in fractured reservoirs demonstrates good feasibility and safety, provided the reinjection volume does not exceed the threshold.

Keywords: Wentang; Fracture-Controlled Convection; Geothermal; Surface Water Reinjection; Reservoir dynamics

地热资源是宝贵的清洁可再生资源,具有极大的利用价值(Wang Jiyang., 2008; Lund et al., 2016; Gon[□]dal et al., 2017; 刘凯等, 2018; Wang Guiling et al., 2020),其开发利用涵盖发电、采暖、理疗、温室、养殖等多元领域,尤其在水热型地热系统中,断裂对流型热储因构造控热显著、补给机制复杂等特点,成为中低温地热研究的核心对象(蔺文静等, 2013; 王贵玲等, 2017)。江西省作为我国水热型地热资源富集区,有天然温泉 95 处,隐伏型地热田 42 处^①,断裂对流型地热系统占比近 70%,其资源开发潜力与生态环境效益备受关注(高柏等, 2006; 王贵玲, 2018; 王安东等, 2023)。然而,天然状态下断裂型地热资源受限于补给通道狭窄、径流路径长等地质约束,资源再生速率难以匹配规模化开采需求。另一方面,长期超采易引发水位持续下降与热储衰竭(邓安利, 2002)。

地热回灌技术将地表清洁水源或地热尾水通过回灌井注入热储层,可有效维持储层压力、延缓水位下降并提升资源再生能力,已成为国际地热可持续开发的关键手段(Bakke et al., 1995; 周总瑛等, 2015; 樊柄宏等, 2024)。自 1969 年美国加州 Geysers 地热田首次实施回灌以来,该技术已在美国、冰岛等高温热田及巴黎盆地等中低温传导型热储中广泛应用,形成了以对井回灌、动态监测为核心的技术体系(刘久荣, 2003)。国内地热回灌工作起步于 1971 年,宜春温汤地热田在勘查过程中开展了地热回灌试验,通过将地表水回灌至井内,不同程度的提高了下游地热井的水量、水位和水温,并开始利用地表水回灌—开采地热水,但对回灌机理未开展深入研究。同期,为提高地热水可开采量和应对长期开采地热水引起的地下水位显著下降,湖南灰汤、广东邓屋、福建福州、西藏羊八井等国内诸多断裂对流型地热田开展了回灌试验和研究工作,在增加地热水资源量、抬升地下水位等方面也取得了良好的效果,但研究多限于短期效果评估,长期回灌对热储温度场、化学场的累积效应及安全阈值仍缺乏系统数据支撑(何连发, 2004; 许多龙等, 2018)。1980 年起,北京、天津等地盆地传导型地热田,通过回灌有效的遏制了地下水位下降趋势,但相关成果多聚焦于热储压力恢复与水化学稳定性,对温度场演变的定量分析仍显不足(阮传侠, 2018; 殷肖肖, 2024)。

近年来,针对断裂对流型地热田回灌的研究逐

渐深入,但仍存在诸多关键科学问题。如现有温度场演化模型多基于传导型热储构建,难以准确刻画断裂带内流体垂向对流与水平径流的耦合作用;长期回灌可能引发热突破与化学组分迁移,但回灌量-水温响应机制及临界阈值尚未明确;回灌对地热水压力的重构及其对开采布局优化的指导意义仍需进一步研究。以宜春温汤地热田为例,其通过断裂对流型回灌技术将可开采资源量提升至天然量的 11.6 倍,显著改善资源供给能力,但长期监测显示回灌量超限会导致水温“断崖式”下降,凸显回灌可持续性研究的迫切性。

宜春温汤是首批“中国温泉之乡”,自 1971 年起开始利用地表水回灌—开采地热水,是断裂对流型地热回灌的典型代表。本文以宜春温汤地热田为研究对象,针对断裂型热储回灌的特殊性,系统整合 1971 年以来的勘查数据与 2019 年后的高精度监测网络,对比研究温汤地热田回灌—开采条件下的地热水动态特征,分析长期持续回灌—开采的热储层变化特征,着重研究回灌量对温度场延迟响应规律及回灌临界阈值,探索回灌驱动下地热水“淡化效应”及水化学类型迁移机制,分析水位分布倒转与动态变幅扩增的关系,为进一步优化温汤地热资源可持续利用提供科学支撑。

1 研究区概况

1.1 地质背景

研究区位于江西省宜春市西南 15km 处的温汤镇,地处武功山低山丘陵区之山间洼地,南部山势雄伟,地形陡峭,向北地势逐渐降低。属华夏构造体系,处于东南造山带与钦杭结合带中段之武功山隆起北缘,历经多期岩浆活动,地质构造十分发育。武功山隆起呈北东向椭圆形穹隆状,基底为南华纪—寒武纪变质岩系,环绕加里东期花岗岩体,其内部又有燕山期花岗岩体侵入,构成了武功山复式岩体(楼法生, 2002; 陈艳, 2023)。

研究区及周边主要出露震旦—寒武系温汤岩组、寒武系牛角河组浅变质岩及全新统冲积洪积层。岩浆岩则以志留世早期付坊序列片麻状黑云二长花岗岩为主,南部为侏罗世晚期西华山序列黑云二长花岗岩。构造形迹以北东向、北北东向及北西向断裂为主(刘细元等, 2003)。北东向温汤大断裂,倾向南东,倾角 $55^{\circ} \sim 60^{\circ}$,宽 45~105m,局部可达 300m,延伸约 52km,形成于中生代末,

具多期活动的特点，为压扭性断裂，属区域性控热构造，控制了温汤温泉出露，沿线还在地热盲区探获了鼻田、枫树下、夏家坊、长岭、万龙山、新泉等多处隐伏型地热田（图 1）。导热构造为北西向断裂，倾向北东，钻孔揭露厚度 6.3~14.54m，形成于晚近期，为张扭性断裂，切穿了压扭性温汤大断裂，控制了温汤地热水的分布、运动和排泄。温汤地热田属断裂对流型地热系统，热能来源于大地热流，在水热对流作用下存储于控热构造和次级导热构造交汇部位的构造裂隙中（辛田军，2016；樊柄宏，2024）。

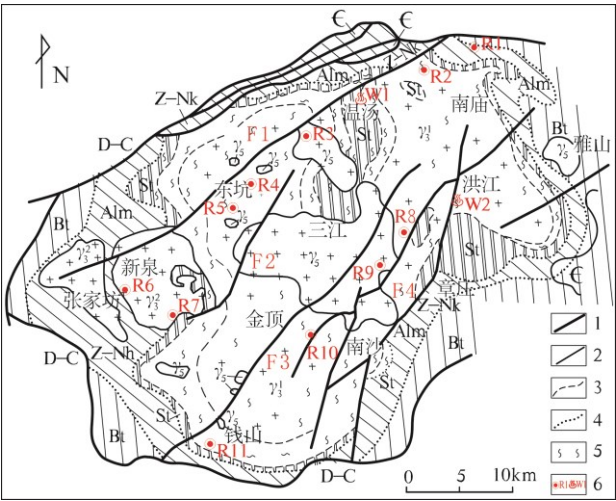


图 1 武功山隆起构造地质略图

Fig.1 Geological sketch map of the Wugongshan uplift structure

D-C-泥盆—石炭系； ϵ -寒武系；Z-Nh-震旦—南华系； γ_5 -印支—燕山期花岗岩； γ_3^2 -加里东晚期花岗岩； γ_3^1 -加里东早期片麻状花岗岩、花岗质糜棱岩；Bt-绿泥石—黑云母带；Alm-铁铝榴石带；St-十字石带；1-断层；F1 温汤大断裂，F2 青龙山断裂，F3 梅州—泰山—钱山大断裂，F4 洪江—浒坑大断裂；2-地质界线；3-渐变质地质界线；4-变质矿物组合带界线；5-混合岩化带；6-地热田：R1 鼻田地热，R2 枫树下地热，R3 夏家坊地热，R4 长岭地热，R5 万龙山地热，R6 新泉地热，R7 麻田地热，R8 唐佳山地热，R9 三江地热，R10 泰山地热，R11 钱山地热，W1 温汤温泉，W2 温塘温泉

D-C-Devonian - Carboniferous series; ϵ -Cambrian series; Z-Nh-Changian - Sinian series; γ_5 -Indosinian-Yanshanian granite; γ_3^2 -Late Caledonian granite; γ_3^1 -Early Caledonian augen granite and felsic mylonite; Bt-chlorite - biotite zone; Alm-andalusite zone; St-staurolite zone; 1-Faults: F1 Wentang major fault, F2 Qinglongshan fault, F3 Meizhou - Taishan - Qianshan major fault, F4 Hongjiang - Hukeng major fault; 2-Geological boundary; 3-Gradational metamorphic geological boundary; 4-Metamorphic mineral assemblage boundary; 5-Migmatite zone; 6-Geothermal fields: R1 Bitian geothermal, R2 Fengshuxia geothermal, R3 Xiajiafang geothermal, R4 Changling geothermal, R5 Wanlongshan geothermal, R6 Xinquan geothermal, R7 Matian geothermal, R8 Tangjia geothermal, R9 Sanjiang geothermal, R10 Taishan geothermal, R11 Qianshan geothermal, W1 Wentang hot spring, W2 Wentang hot spring.

1.2 地热田历次回灌试验

研究区出露天然温泉，水温 57~62℃，自流量 864m³/d。1971~1973 年，施工地质勘查孔 40 口，探明地热田天然资源量 1300m³/d。在勘查时发现钻孔 ZK27、ZK6 等循环水漏失，同时 ZK1、ZK26 等钻孔水位大幅上升甚至自流，得出“循环水漏失相当于向钻孔注水，可提升地热田水量和水位”的结论，在 1971 年 2 月~1973 年 4 月间，对 ZK27、ZK30、ZK34、ZK38、ZK40 等钻孔开展了回灌试验（图 2、图 3），利用下坪河水自流无压回灌，获得了水温 66℃，自流量 2000~2600m³/d 的地热水^②。

此后，因地热水资源需求持续增加，地热田多次增建开采井和回灌井，其中 1981~1982 年，增建 811~814 回灌井及开采井各 2 口；2003~2004 年，增建 CK1~CK4 回灌井及开采井各 2 口；2011 年，增建 3#~6#回灌井及开采井各 2 口。同时开展了增量回灌试验，回灌量从 6200 m³/d 增长至 20181 m³/d，估算资源量由 1300m³/d 提高到 10239m³/d，计算采灌比 0.56~0.77，实现了地热水资源量阶梯式增长。其中，1972~2008 年期间试验过程监测的地热水水温、水化学指标基本保持稳定。但在 2011 年试验中，回灌量达 20181m³/d 时，出现了水温急剧下降、水化学主要组分含量下降的情况，表明地热田的原有平衡状态被打破，回灌水通过裂隙快速流向开采井（辛田军，2016；樊柄宏等，2024）。

2 动态监测过程

研究区较系统的动态监测工作起步较晚。1971~2006 年，除勘查、增建开采井和回灌井、开展增量回灌试验时对地热水位、水文和水质进行了测量和采样测试外，未开展系统的监测工作。2007~2011 年，对 ZK39 等地热井的水温、水位、水量和水化学等进行了少量的监测。2019 年起，为科学统筹、有效管理地热水资源，实现地热水可持续开发利用，地热田建立了系统和科学的实时动态监测系统，对回灌井的水量、浊度、pH 和水化学，开采井及古井（温泉）的温度、水位、水量、浊度及水化学开展动态监测。其中，温度、水位、水量、pH 及浊度的监测频次 1 分钟/次；温度监测采用投入式温度传感器，型号 Pt1000，监测精度±0.1℃；水位监测采用液位变送器，测量精度±0.5%；水量监测采用非接触式超声波流量计，测量精度±1%；

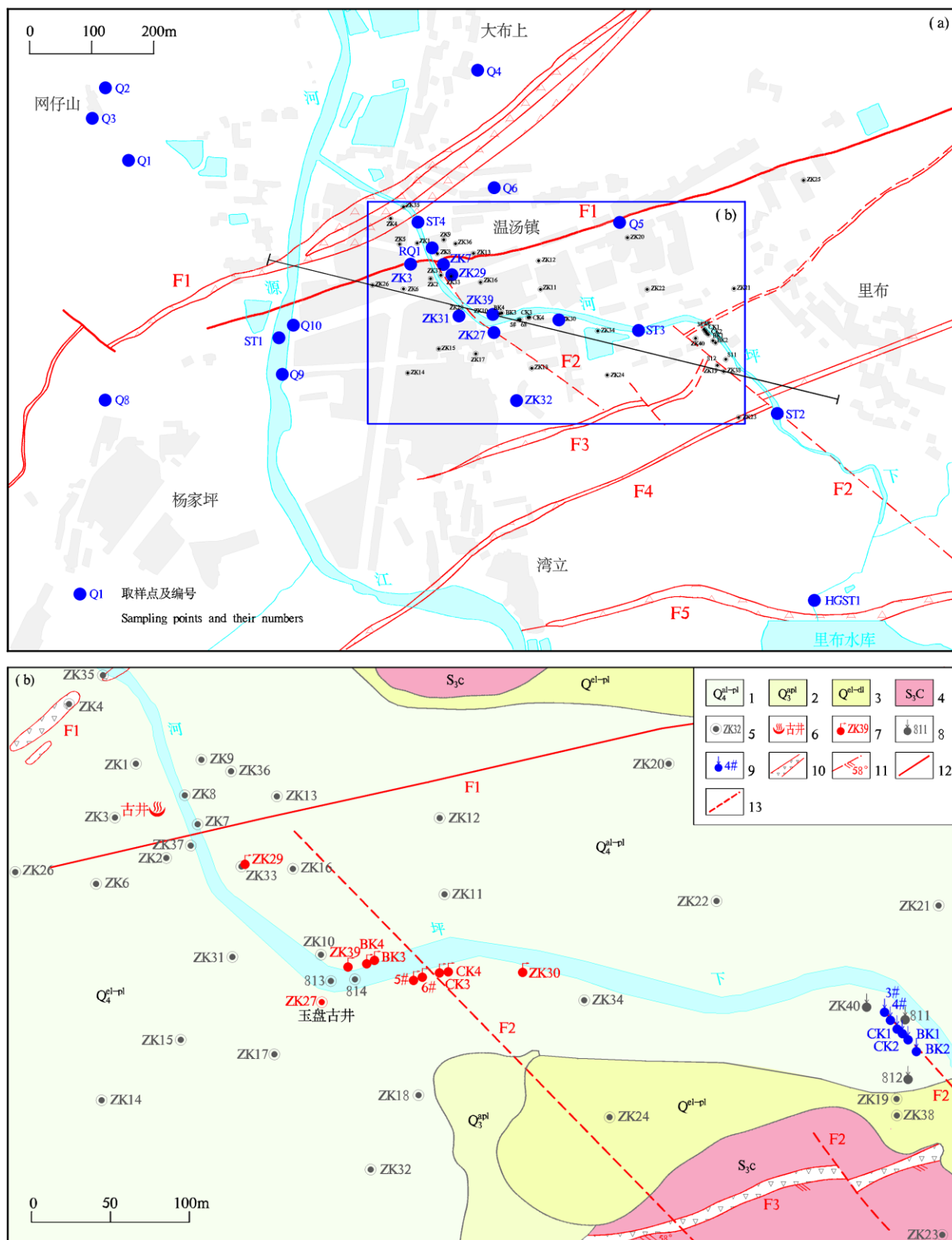


图2 温汤采样点位置 (a)、地热地质及开采一回灌井分布 (b) 简图

Fig. 2 Locations of sampling points in Wentang (a) and simplified map of geothermal geology and distribution of production and recharge wells (b)

1-第四系全新统冲积洪积层; 2-第四系上更新统冰积层; 3-第四系坡积残积层; 4-晚志留世稠坪单元花岗岩; 5-原勘查孔; 6-温泉古井; 7-现有开采井; 8-原回灌井; 9-现有自流回灌井; 10-硅化破碎带; 11-压扭性断裂; 12-张性断裂; 13-推测断裂

1-Quaternary Holocene alluvial - colluvial deposits; 2-Quaternary upper Pleistocene till; 3-Quaternary slope - residual deposits;

4-Late Silurian Chaoping Unit granite; 5-Original exploration boreholes; 6-Ancient hot spring wells; 7-Existing production wells;
8-Original recharge wells; 9-Existing gravity recharge wells; 10-Silicified fracture zones; 11-Reverse - strike - slip faults;
12-Tensional faults; 13-Speculation of fracture.

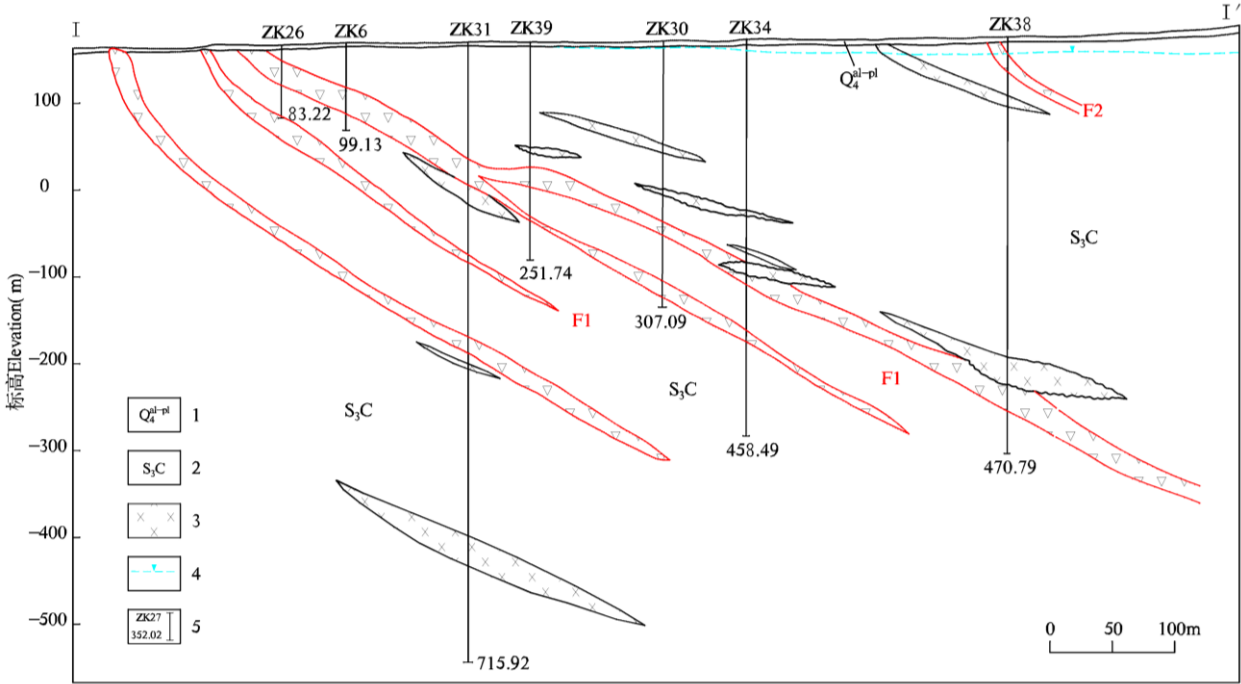


图 3 温汤地热田钻孔地质剖面图

Fig. 3 Geological cross-section of drill holes in the Wentang geothermal field

1-第四系全新统冲积洪积层; 2-晚志留世稠坪单元花岗岩; 3-辉绿岩脉; 6-地热水位; 7-原勘查孔

1-Quaternary Holocene alluvial - colluvial deposits; 2-Late Silurian Chaoping Unit granite; 3-Dolerite dyke; 6-Geothermal water level; 7-Original exploration boreholes.

浊度和 pH 监测采用在线水质分析仪，型号 NBDT-1800，浊度监测精度±1.0%，pH 监测精度±0.02；主要开采井的水化学监测频次为 1 次/月，回灌井的水化学监测频次为 1~2 次/年，测试内容为全分析和微量元素分析，样品采集严格按照《地下水水质分析方法水样的采集和保存》（DZ/T0064.2-2021）的要求进行，水质分析委托国土资源部南昌矿产资源监督检测中心（江西省地质矿产勘查开发局实验测试中心）和江西省勘察设计研究院有限公司完成。同时，为监测回灌对地温场等的影响，于 2016、2023 年分别对 ZK30、ZK39、CK3 等开采井开展了水文测井和钻孔电视测试工作，水文测井采用 JGS-3 智能工程测井系统，深度测量误差≤4%，数据采集频次 0.1m/次，钻孔电视测试采用 JKX-4 钻孔全孔壁成像系统，图像水平分辨率 1024px，垂直分辨率 0.1mm。

3 地热田动态特征

3.1 水位动态特征

地热田开采井水位动态变化受到地质环境、气候和人为活动等多种因素共同决定（殷肖肖，

2024）。温汤地热田未回灌前（1971 年 1 月），ZK2、ZK7 等钻孔静止水位呈小幅波动变化，最大变幅 0.20m（辛田军，2016）；ZK29、ZK39、ZK40、ZK38 静止水位标高依次 168.996m、168.582m、165.396 m、165.166 m，水位呈现出北西高南东低特点（图 4）。

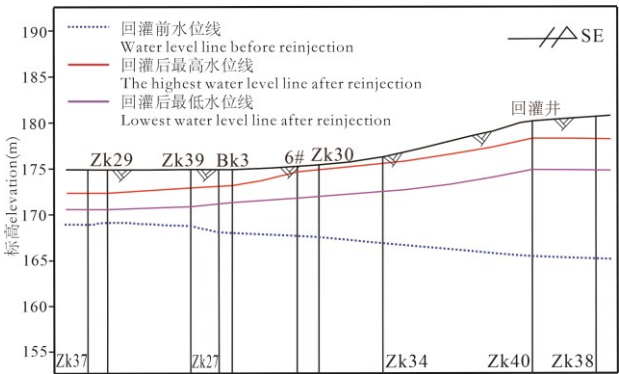


图 4 地热田回灌前、后钻孔水位分布图

Fig. 4 Borehole water level distribution in the geothermal field before and after recharge

2019~2023 年回灌开采期间，地热田回灌量基本等于开采量，灌采比约为 1:1，采用小波分析对期间开采量、回灌量进行周期分析，开采量存在着 250d，600~760d，900~1100d 尺度的周期变化特

征, 其中, 600~760d 尺度的周期变化在监测期间表现的较为稳定, 周期为 384~419d, 在 2020 年 5 月~2021 年 6 月, 2021 年 6 月~2022 年 6 月, 2022 年 6 月~2023 年 6 月较为明显; 250d 尺度的周期变化在 2019 年 10 月~2021 年 8 月较为明显, 之后出现了变异; 900~1100d 尺度的周期 2022 年~2024 年较为明显。回灌量存在着 250d, 600~750d, 800~1100d 尺度的周期变化特征, 其中 600~750d 尺度的周期变化在 2019 年 10 月~2023 年 12 月期间表现的较为稳定, 周期为 392~421d, 从 2020 年 4 月~2021 年 5 月, 2021 年 5 月~2022 年 6 月, 2022 年 6 月~2023 年 6 月较为明显; 250d 尺度的周期变化在 2019 年 10 月~2020 年 8 月较为明显; 900~1100d 尺度的周期 2022 年~2024 年较为明显 (图 5)。

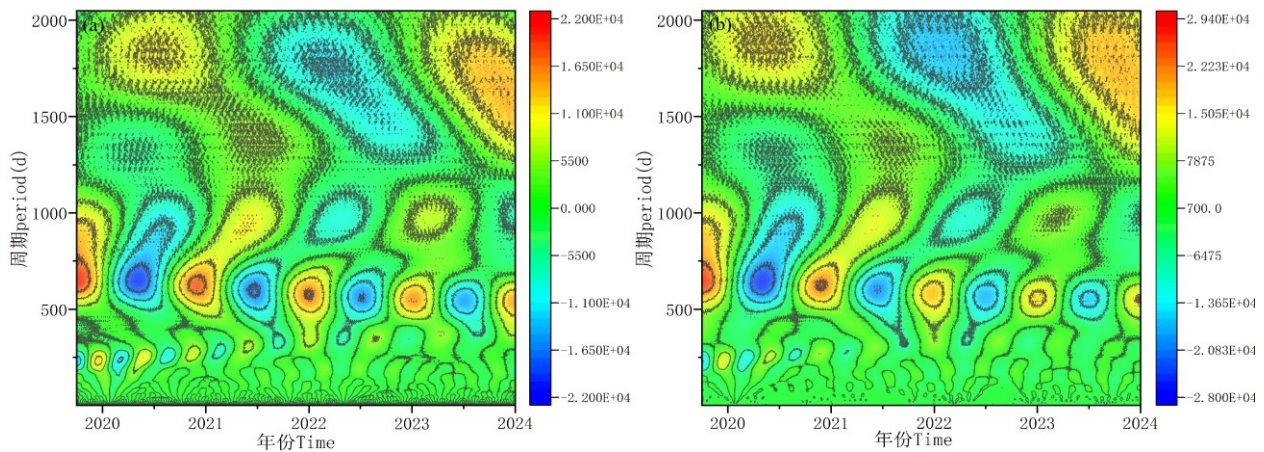


图 5 开采量(a)、回灌量(b)小波变化系数实部图

Fig. 5 Real parts of wavelet transformation coefficients of production (a) and recharge (b)

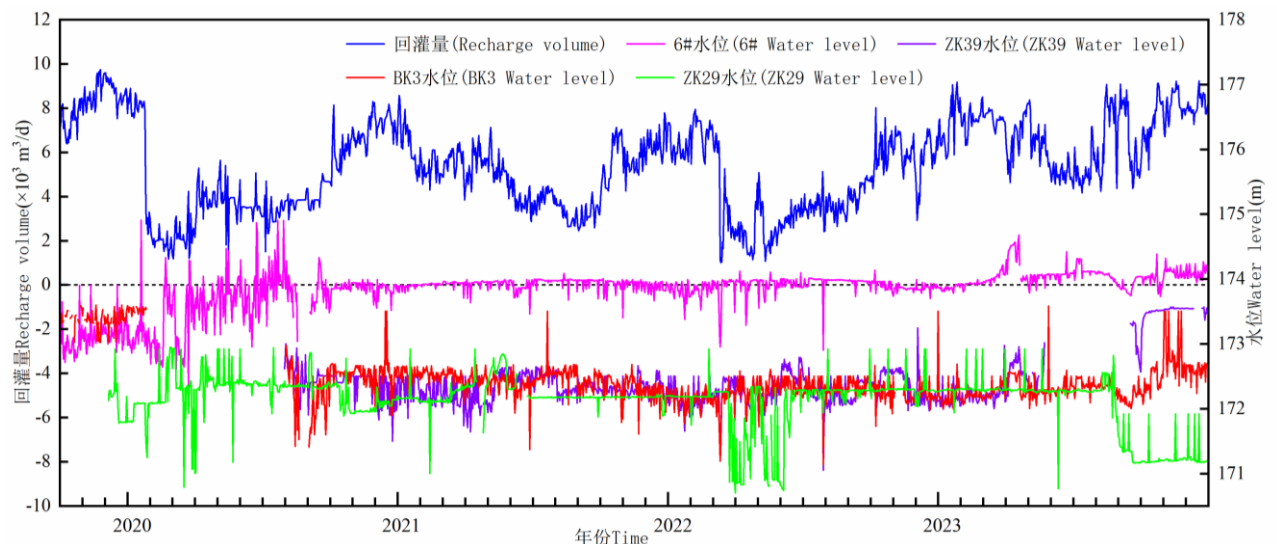


图 6 2019~2023 年开采井水位动态曲线

Fig. 6 Water level dynamic curves of production wells from 2019 to 2023

采用交叉小波方法可以分析回灌和水位、水温的相干性及滞后时间, 小波相干图中倒钟状黑线包

在此期间, ZK29 孔水位标高 170.704~172.948m, 平均 172.123m, 最大变幅 2.244m; ZK39 孔水位标高 171.055~173.568m, 平均 172.417m, 最大变幅 2.513m; BK3 孔水位标高 17.139~173.599m, 平均 17.441m, 最大变幅 2.460m; 6# 孔水位标高 172.232~174.905m, 平均 173.834m, 最大变幅 2.673m (图 6)。各孔最高水位和最低水位呈现出南东高北西低的特点。各开采井水位动态总体呈波动起伏变化, 水位变幅 2.244~2.673m, 并具有离回灌区越远水位逐步降低且变幅越小的特点。总体上, 回灌开采前后, 温汤地热田地热水水位相对稳定, 均呈波动起伏变化。静止水位较天然背景下抬升 3.952~4.986m, 水位动态变幅也显著增大, 水位平面分布方向发生整体倒转。

围的区域表示通过 95%置信区间红噪声检验的区域。箭头的角度反映了回灌与水位、水温的相对相

位关系, 0° ($\rightarrow$) 表示二者的相位相同, 不存在滞后关系; 90° ($\downarrow$) 表示二者存在 $1/4$ 个周期的滞后关系; 180° ($\leftarrow$) 表示二者相位相反, 存在 $1/2$ 个周期的滞后关系; 270° ($\uparrow$) 表示二者存在 $3/4$ 个周期的滞后关系(Li, M.et al., 2019; 介飞龙, 2023)。由图 7 (a) 可以看出, 在 2~32 天的周期内, 存在少量黄色能量集中区域, 表明在该尺度下, ZK29 水位和回灌量间的相关性相对较弱; 在 62~144d 的周期内, 存在明显的黄色能量集中区域, 表明在该尺度下, 在 2020 年 1~5 月、2022 年 2~8 月、2023 年 5~9 月间, ZK29 水位和回灌量存在较高的相关性, 滞后时间分别为 36~48d、12~16d、53~85d。图 7 (b) 显示, 在 4~8 天的周期内, 存在大量较分散的黄色能量区域, 表明在该尺度下, 6#水位和回灌量存在约 $1/2$ 周期的滞后关系; 在 6~37d、27~62d 的周期内, 在 2022 年 1~6 月、2023 年 1~5 月间, 6#水位和回灌量存在较高的相关性, 滞后

时间分别为 5~33d、15~34d。

分析认为, 温汤地热田热储为呈带状分布的断裂构造裂隙, 坚硬的花岗岩体围岩具有稳定的地质环境背景, 地热水经深循环热对流形成, 补给途径远造成其不易直接受到降雨等气候变化的干扰, 从而形成在无人活动影响下地热田地下水水位较为稳定的特征。但回灌相当于在回灌区增加地热系统的补给水源, 自回灌井回灌进入控热断裂中的地表水经相对较近的循环路程即流达开采井, 造成各回灌井水位整体抬升。地热田回灌量在 $1014 \sim 9734 \text{ m}^3/\text{d}$ 区间的大幅变化造成各井水位变化幅度增大 13.4 倍; 回灌水径流距离向外围逐步增大, 水头损失逐步增大造成了各井水位呈现自回灌区向外围逐步下降和变幅逐步减少的特点, 且增大回灌量各孔水位随之迅速抬升。因此, 温汤地热田水位动态变化已由受气候因素控制转变为主要受回灌控制(邓安利, 2002; 辛田军, 2016; 高洪雷, 2023)。

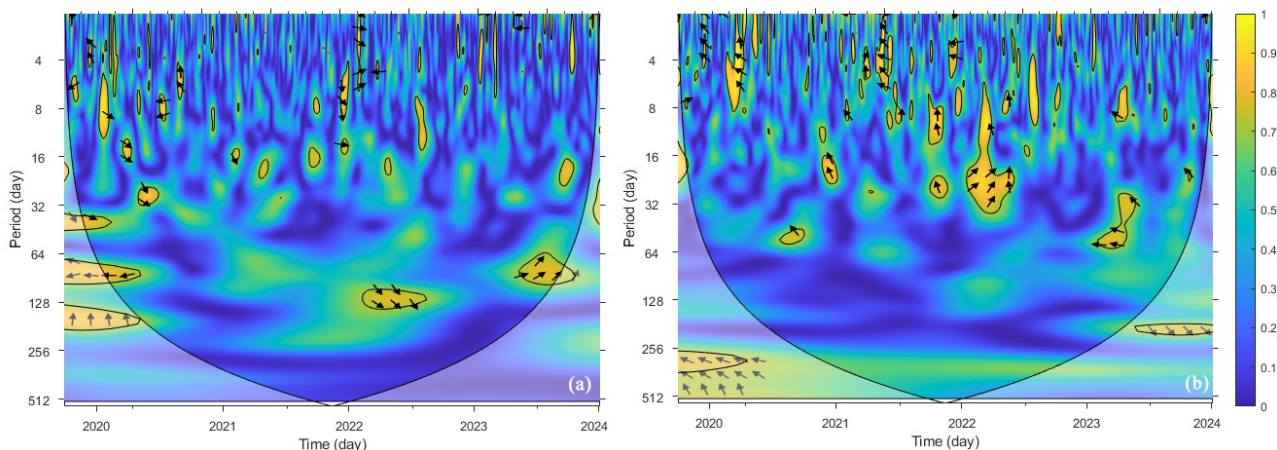


图 7 回灌量和 ZK29(a)、6#(b)水位的小波相干图

Fig. 7 Wavelet coherence between recharge and water levels of ZK29 (a) and 6# (b)

3.2. 井口水温动态特征

温汤天然温泉水温 $57 \sim 62^\circ\text{C}$, 钻孔水温介于 $66 \sim 66.8^\circ\text{C}$ 之间。地热田在不同回灌量下, 开采井口水温有所变化。其中 1982 年、2005 年等回灌试验中, 回灌量小于 $10805 \text{ m}^3/\text{d}$, 开采井口水温保持在 66°C ; 但在 2008 年回灌量达到 $13366 \text{ m}^3/\text{d}$ 时, 水温下降为 64°C ; 2011 年回灌量达到 $20181 \text{ m}^3/\text{d}$ 时, 水温突降至 58°C 后仍有下降趋势, 最低降至 55.2°C 。

地热田实施精准回灌后取得的长序列监测数据显示, 2019~2023 年间各井水温总体稳定, 呈波动变化(图 8)。剔除异常数据后, 6#开采井口水温 $56.4 \sim 57.9^\circ\text{C}$, 平均值 57.17°C ; CK4 开采井口水温 $55.5 \sim 57.5^\circ\text{C}$, 平均值 56.91°C ; BK3 开采井口水

温 $54.1 \sim 57.6^\circ\text{C}$, 平均值 56.61°C ; ZK29 开采井口水温 $54.0 \sim 57.2^\circ\text{C}$, 平均值 56.06°C , ZK30 开采井口水温 $54.0 \sim 57.1^\circ\text{C}$, 平均值 55.63°C , ZK39 开采井口水温 $54.8 \sim 57.0^\circ\text{C}$, 平均值 55.89°C 。总体上, 井口水温峰值出现在 8~10 月, 谷值出现在 3~6 月。

地热田回灌过程中, 随回灌量变化, 井口水温呈延迟 3~9 个月的反向变化。如自 2023 年 5 月起, 地热田回灌量整体呈增长趋势, 而各井水温曲线于 2023 年 8 月达到峰值后整体下降。统计数据也显示, 2023 年 2~7 月回灌量较 2022 年同期增大 $2736 \text{ m}^3/\text{d}$, 而 2023 年 6~10 月水温较 2022 年同期下降约 0.7°C 。根据小波相干图 9 (a), ZK29 水温和回灌量在 2~14d 的周期内, 存在少量黄色能量

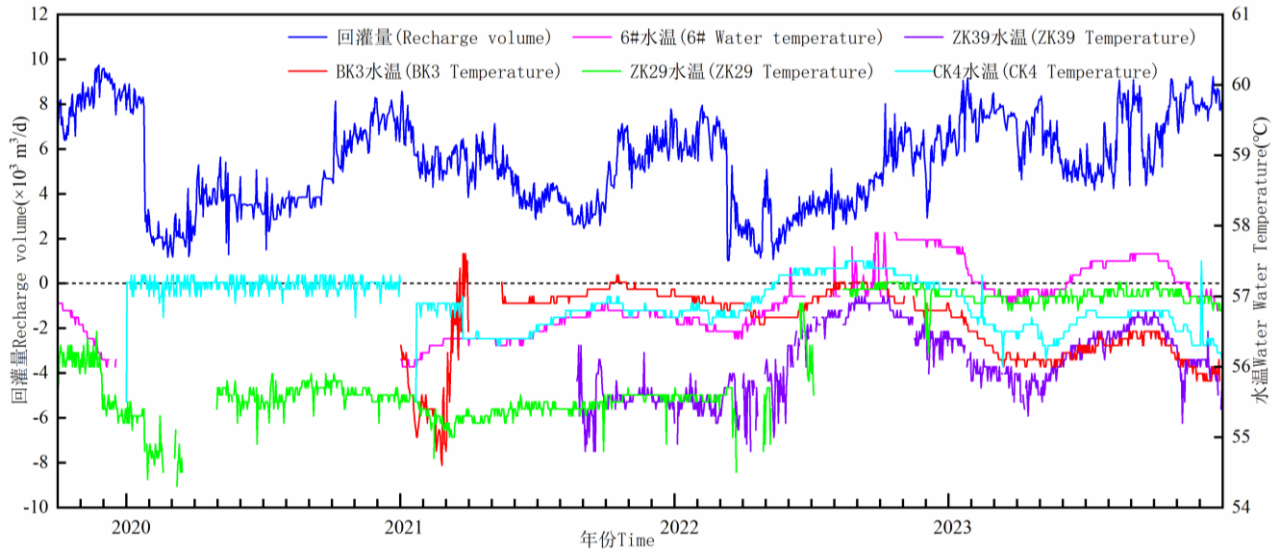


图 8 2019~2023 年井口水温与回灌量变化曲线图

Fig. 8 Curves of wellhead temperature and recharge volume from 2019 to 2023

集中区域,表明在该尺度下,其相关性较弱;在 7~31d 的周期内,在 2019 年 12 月~2020 年 3 月、2022 年 10 月~2022 年 12 月间, ZK29 水温与回灌量存在较高的相关性,滞后时间分别为 7~29d、6~26d;在 28~79 天的周期内,2021 年 1 月~2021 年 6 月、2022 年 2 月~2022 年 5 月, ZK29 水温与回灌量存在较高的相关性,滞后时间为 9~19d、10~13d;在 117~512d 的长周期内,存在大面积黄色高能区,表明在 2020 年 4 月~2021 年 4 月、2021 年 7 月~2023 年 1 月、2020 年 10 月~2022 年 12 月间,ZK29 水温和回灌量存在强相关性;滞后时间分别为 12~18d、112~220d、210~374d。由图 9 (b) 可知, CK4 水温与回灌量在 2~16 天的周期内,存在零散小块黄色能量集中区域,表明其相关性较弱;在 7~34d 的周期内,在 2020 年 8 月~2023 年 7 月、2021 年 9 月~2021 年 10 月、2022 年 12 月~2023 年 5

月间, ZK29 水温与回灌量存在较高的相关性,滞后时间分别为 8~22d、6~17d、17~31d;在 45~135d 的周期内,2019 年 11 月~2020 年 7 月、2021 年 9 月~2022 年 5 月、2021 年 11 月~2022 年 7 月、2023 年 4 月~2023 年 8 月, CK4 水温与回灌量存在较高的相关性,滞后时间分别为 3~11d、28~40d、76~109d、48~66d;在 174~512d 的长周期内,2021 年 5 月~2023 年 5 月, CK4 水温与回灌量存在较高的相关性,滞后时间为 114~337d。总体上看,开采井井口温度较回灌量的变化总体滞后约 112~374d。分析认为,深部地热能相对恒定,回灌量的变化同时改变了回灌冷水量和运移速度,直接影响了回灌冷水增温程度,而回灌水运移至开采井所需的时间差造成了曲线间的延迟。因此,地热田回灌量是影响各地热井水温的主要因素。

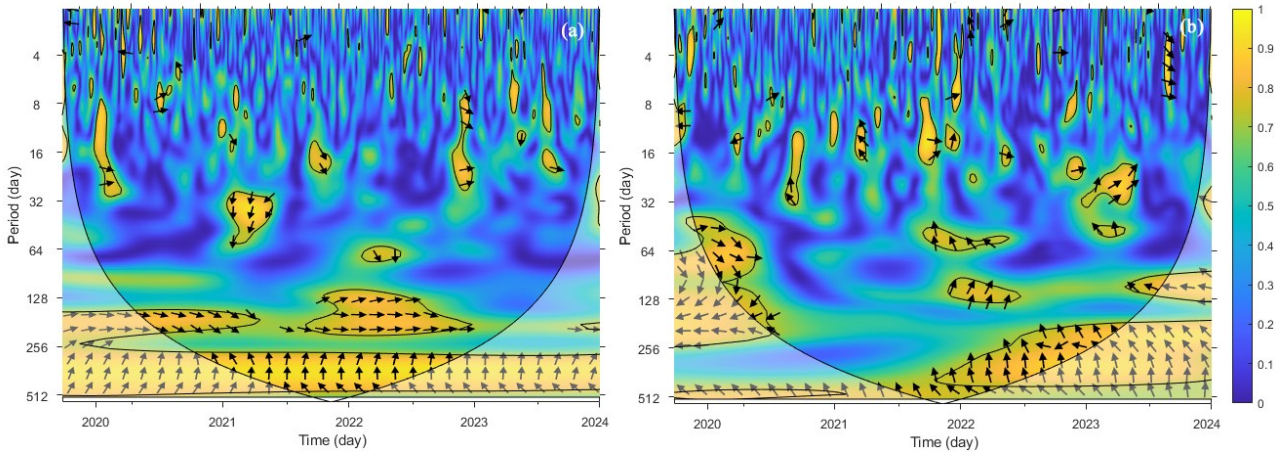


图 9 回灌量和 ZK29(a)、CK4(b)水温的小波相干图

Fig. 9 Wavelet coherence between recharge and water temperature of ZK29 (a) and CK4 (b)

3.3 地温场动态特征

为更好刻画温汤地热田热储空间表征, 研究地温场动态特征, 采用 Geomodeler 软件有效整合了地质、物探、钻探等多源数据, 构建出研究区三维地质模型(图 10)。地热田主要热储为压扭性区域大断裂 F1 和张扭性断裂带 F2 交汇部位的构造裂隙, 在空间上由西北向南东倾斜, 上部倾角 $55^{\circ}\sim 70^{\circ}$, 深部逐渐变缓, 由于强烈的地质作用, 沿线岩石硅化破碎强烈, 具挤压或压碎结构, 部分糜棱岩化, 具良好的透水性和储水性(图 11)。在天然状态下, 地温场在垂向上随深度加深而升高, 至热储层达最高值, 其后出现拐点, 体现为典型的断裂对流型地热田增温特征(陈墨香等, 1996; 汪集旻, 1990)。根据 1971 年勘探过程中 ZK1、ZK29 等钻孔孔内温度绘制的等值线显示, 地温场等值线以天然温泉为中心, 在平面上成近东西向展布, 在纵面上似向东南朝地壳深部斜置的喇叭口(图 12)。

回灌一开采后, ZK30、ZK39 等开采井的孔内测温显示, 在热储段以上, 2016 年、2023 年由于开采自流造成井温整体抬升, 孔温无法与 1971 年对比。但热储段以下, 随着回灌一开采时间的推移, 井温整体下降, 且温度下降最大幅度位置位于主要

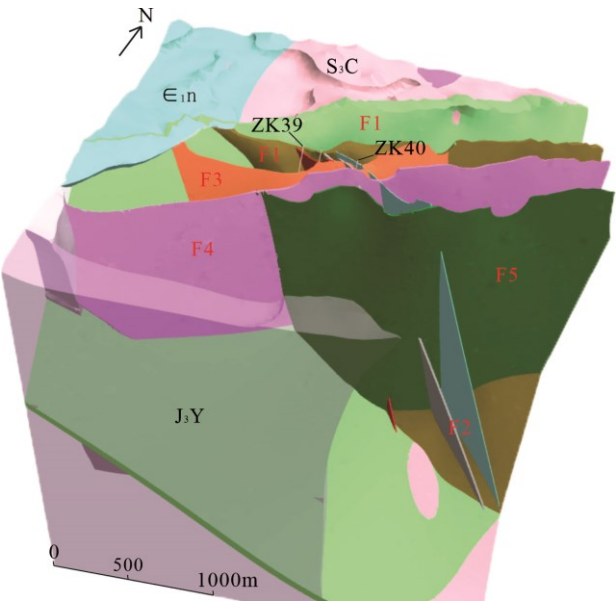


图 10 研究区三维地质模型图

Fig. 10 3D geological model of the study area

E_{1n}-寒武系牛角河组变质岩; S_{3C}-晚志留世稠坪单元花岗岩; J_{3Y}-晚侏罗世窑上单元花岗岩; F1-断裂构造; ZK39-开采井; ZK40-回灌井
E_{1n}-metamorphic rocks of the Cambrian Niujiao River Group; S_{3C}-granite of the Late Silurian rounp Chouping Unit; J_{3Y}-granite of the Late Jurassic Yaoshang Unit; F1 - fault structure; ZK39 - production well; ZK40 - recharge well.

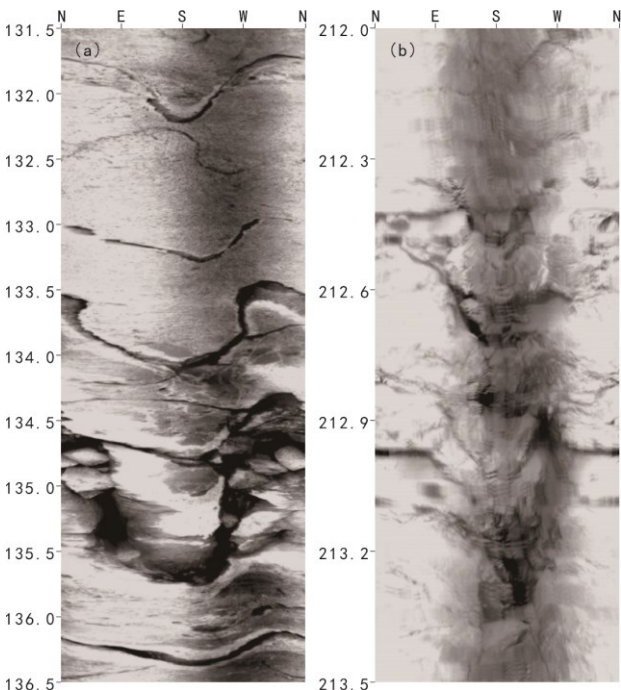


图 11 开采井 CK3 (a)、ZK30 (b) 主要热储段孔内成像

Fig. 11 Borehole imaging of the main geothermal reservoir sections in production wells CK3 (a) and ZK30 (b)

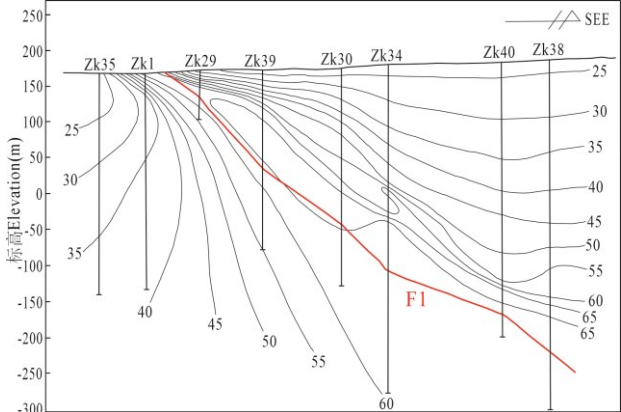


图 12 地热田垂向天然地温场等值线图

Fig. 12 Contour map of the vertical natural geothermal gradient in the geothermal field

热储段(图 13)。如 ZK30 井在 158m 以下, 孔内温度整体下降, 下降幅度 $6.8\sim 10.0^{\circ}\text{C}$, 最大降幅位于 176.6m 处, 温度由 1971 年的 66.8°C , 陆续下降至 2016 年、2023 年的 56.8°C 、 60.0°C ; ZK39 井在 72m 以下孔内温度下降幅度 $8.3\sim 9.6^{\circ}\text{C}$, 最大降幅位于 72.8m 处, 温度由 1971 年的 67°C , 陆续下降至 2016 年、2023 年的 57.4°C 、 57.3°C 。因此, 长期回灌已造成 ZK30、ZK39 等开采井内热储段温度整体下降, 回灌水的冷锋面已向开采井移动, 同时地温场的平衡状态发生了变化。分析认为, 低温地表水经回灌井注入热储层进行深循环, 打破地热田原有的动态平衡状态, 引发流场周边一定范围内的

温度降低,形成以回灌井为起点的向深部和开采井的冷锋面,造成热储段及其周边井温整体下降。2016 年地热田控制回灌量后,孔温下降趋势减缓,热储段孔温基本保持稳定。如 2023 年主要热储段孔温较 2016 年仅下降 0.4℃,热储段之下孔温最大下降 3.0℃。但是后续还需加强孔温监测工作,研究热储层温度下降趋势是否继续发展。

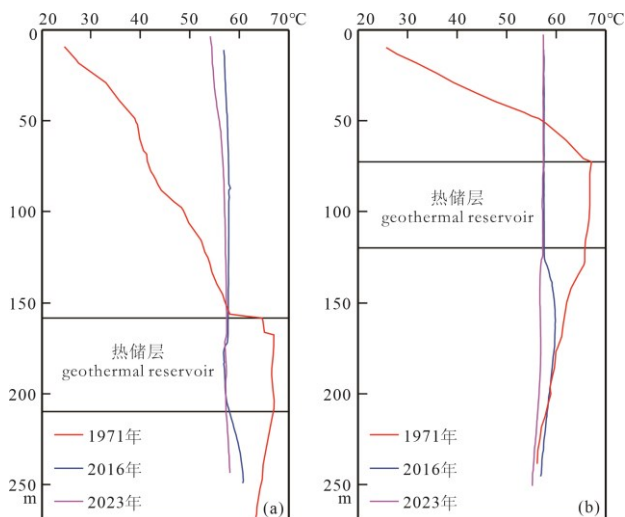


图 13 ZK30 (a)、ZK39 (b) 孔内温度变化曲线图
Fig. 13 Temperature variation curves in boreholes ZK30 (a) and ZK39 (b)

3.4 水化学动态特征

本次共收集了研究区水样 46 组,其中地表河水样 4 组、冷泉水样 9 组、回灌水样 1 组,回灌前地热水样 10 组、回灌后地热水样 22 组(图 2 (a)、表 1)。

研究区地表河水 pH 值 6.7~7.5, TDS 含量 76.5~238.45mg/L, 平均 122.29mg/L, 主要为中性低矿化水, 水化学类型多为 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型, 少数为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型; 冷泉水 pH 值 6.3~7.1, TDS 含量 33.64~104.85mg/L, 平均 57.46mg/L, 主要为中性低矿化水, 水化学类型多为 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型, 少数为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型和 $\text{HCO}_3\cdot\text{Cl-Na}\cdot\text{Ca}$ 型; 回灌前温泉及地热水 pH 值 6.7~7.6, 平均 7.33, TDS 含量 144.82~258.27mg/L, 平均 203.67mg/L, 主要为中性低矿化水, 水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型; 回灌后地热水 pH 值 6.98~8.09, 平均 7.35, TDS 含量 96~160mg/L, 平均 132.95mg/L, 主要为中性低矿化水, 水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型, 少量为 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型和 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Na}$ 型。

利用 Piper 三线图可判断地热水是否由另外两种水混合而来(王瑞久, 1983), 据此根据研究区

地表水、冷泉水、回灌前地热水和回灌后地热水样品分析结果(图 14)可以看出, 研究区地表水、冷泉水多落于 Piper 图菱形 5 区, 回灌前地热水多落于菱形 8 区, 回灌后地热水多落于菱形 9 区。回灌后地热水的落点介于回灌前地热水与地表水、冷泉水之间, 说明地热水是原生地热水与回灌水混合的结果(叶海龙等, 2023; 张彦鹏, 2024), 地表回灌水对地热水质产生了影响, 其水化学类型向地表水迁移。

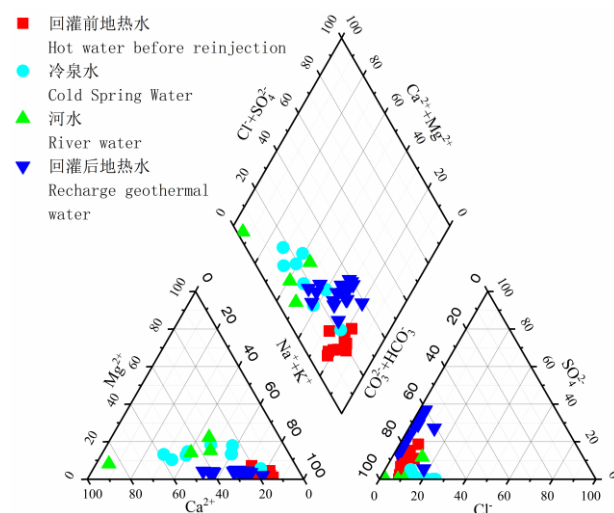


图 14 地热田及周边水体 Piper 三线图

Fig. 14 Piper trilinear diagram of the geothermal field and surrounding water bodies

在宏量组分方面, 地热田及周边水体样品的阳离子以 Na^+ 、 Ca^{2+} 为主, 阴离子以 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 为主。其中, 地表水阴离子以 HCO_3^- 为主, 含量 55.21~240.30mg/L; 阳离子以 Ca^{2+} 、 Na^+ 为主, Ca^{2+} 含量 7.98~69.74mg/L, Na^+ 含量 5.34~18.68mg/L。冷泉水阴离子以 HCO_3^- 、 Cl^- 为主, HCO_3^- 含量 24.65~88.84mg/L, Cl^- 含量 4.00~10.00mg/L; 阳离子以 Na^+ 、 Ca^{2+} 为主, Na^+ 含量 5.36~13.73mg/L, Ca^{2+} 含量 2.64~20.46mg/L。回灌前地热水阴离子以 HCO_3^- 为主, 含量 105.28~128.39mg/L; 阳离子以 Na^+ 为主, 含量 36.94~49.34mg/L。回灌后地热水阴离子以 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 为主, HCO_3^- 含量 37.26~76.61mg/L, SO_4^{2-} 含量 2.38~19.94mg/L; 阳离子以 Na^+ 、 Ca^{2+} 为主, Na^+ 含量 13.7~20.3mg/L, Ca^{2+} 含量 4.1~11.99mg/L。回灌后, 地热水中 TDS 均值从 203.67mg/L 显著降低至 132.95mg/L; Na^+ 均值从 42.79mg/L 显著降低至 16.59mg/L, 其余阳离子含量变化不大; HCO_3^- 均值从 117.58mg/L 显著降低至 47.45mg/L, 其余阴离子含量变化不大。由于回灌增

表 1 主要水样水化学数据一览表

Table 1 Overview of hydrochemical data for major water samples

序号	编号	取样时间	pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	NO ₃ ⁻	TDS	F ⁻	H ₂ SiO ₃	Se
				mg/L												
1	ZK3	1970.9	7.30	49.34		9.68	1.42	10.00	14.26	128.39	0	0.35	165.42	3.50	-	-
2	ZK7	1970.9	7.40	47.61		8.50	0.89	6.00	19.02	123.23	0	0.35	169.10	1.90	-	-
3	ZK27	1971.2	7.60	36.94		8.04	0.81	6.06	2.24	113.62	0	0	211.03	2.00	-	-
4	ZK27	1973.5	6.90	47.35		6.39	0.28	6.00	11.00	105.28	0	0	213.75	2.00	-	-
5	ZK29	1971.4	7.60	40.50		7.44	0.56	6.00	8.00	112.53	0	0	229.02	2.00	-	-
6	ZK30-1	1971.2	7.60	39.05		8.48	0.27	5.05	6.71	111.76	0	0	215.46	2.00	-	-
7	ZK30-2	1973.5	6.70	47.05		6.85	0.56	6.00	15.00	114.47	0	0	232.39	2.00	-	-
8	ZK31	1971.1	7.40	40.89		10.18	2.15	4.00	14.00	126.60	0	0	144.82	1.90	-	-
9	ZK32	1971.5	7.40	39.54		10.76	0.88	6.00	12.00	117.30	0	0	258.27	2.50	-	-
10	RQ1	1970.9	7.40	39.65		8.82	0.51	7.00	0	122.61	0	0.04	197.38	2.90	-	-
11	Q1	1970.9	6.60	8.21		8.80	1.42	8.00	0	42.13	0	0	62.55	0.40	-	-
12	Q2	1970.9	6.30	5.36		5.57	1.07	4.00	0	29.81	0	0	40.95	0.60	-	-
13	Q3	1970.9	6.70	10.42		6.45	2.14	4.00	2.38	48.29	0	0	54.58	0.65	-	-
14	Q4	1970.9	6.50	8.99		3.52	1.07	6.00	0	29.81	0	0	49.53	0.50	-	-
15	Q5	1970.9	6.40	13.73		2.64	0.53	6.00	0	36.97	0	0	45.44	0.55	-	-
16	Q6	1970.9	6.30	7.50		2.93	0.89	5.00	0	24.65	0	0	33.64	0.30	-	-
17	Q8	1970.1	6.50	9.61		3.49	1.57	4.00	0	36.97	0	0	37.16	-	-	-
18	Q9	1971.4	6.40	9.89		14.88	1.69	6.00	0	71.01	0	0	88.45	0.20	-	-
19	Q10	1971.4	7.10	8.40		20.46	2.88	10.00	1.00	88.84	0	0	104.85	0.20	-	-
20	ST1	1970.11	6.70	5.34		69.74	4.02	4.00	0	240.30	0	0	238.45	0.20	-	-
21	ST2	1970.10	7.30	18.68		11.76	3.06	5.00	0	91.99	0	0.13	94.62	0.30	-	-
22	ST3	1970.10	7.30	11.59		11.14	2.14	5.00	0	66.78	0	0	76.50	0.35	-	-
23	ST4	1970.10	7.50	12.58		7.98	3.31	6.00	6.92	55.21	0	0.13	79.58	1.00	-	-
24	ZK39-1	2017.8	8.09	1.80	13.75	9.22	0.56	0.84	10.05	54.32	0	1.23	110.35	0.60	58.64	0.0042
25	ZK39-2	2017.11	7.42	8.33	14.76	11.99	0.65	0.68	10.40	76.61	0	0.66	129.48	0.43	56.23	0.004
26	ZK39-3	2018.3	7.70	1.80	14.22	11.48	0.66	1.06	10.34	68.21	0	0.88	120.35	0.51	58.86	0.004
27	ZK39-4	2019.3	7.53	2.05	15.08	4.36	0.41	5.63	2.38	41.93	0	0.46	98.87	0.08	61.67	0.0058
28	ZK39-5	2019.4	7.37	1.82	13.70	4.29	0.47	1.02	12.72	37.26	0	2.33	100.89	0.60	58.88	0.006
29	ZK29	2019.3	7.64	2.39	19.54	4.10	0.27	4.69	14.70	41.93	0	0.46	125.93	0.45	75.87	0.0079
30	ZK39-6	2020.9	7.07	2.07	16.05	5.76	0.49	0.88	18.67	41.19	0	2.41	135.00	0.64	60.45	0.0081
31	ZK39-7	2020.9	7.04	2.20	16.68	6.48	0.61	0.76	13.30	53.39	0	1.46	145.00	0.54	63.93	0.0076
32	ZK39-8	2020.10	7.06	2.16	14.99	6.17	0.61	0.80	13.09	50.34	0	1.38	139.00	0.53	63.29	0.008
33	ZK39-9	2021.3	7.45	2.01	15.47	6.59	0.58	0.86	15.06	47.94	0	1.36	144.00	0.54	69.30	0.008
34	ZK39-10	2021.6	7.27	2.20	17.13	6.55	0.56	0.76	17.06	40.68	0	1.72	138.00	0.59	68.04	0.008
35	ZK39-11	2021.7	7.55	1.87	14.96	6.45	0.51	0.88	16.51	43.59	0	1.54	136.00	0.64	67.65	0.008
36	ZK39-12	2021.9	7.52	2.23	17.47	6.17	0.61	1.10	19.50	40.68	0	1.60	142.00	0.68	69.59	0.008
37	ZK39-13	2021.9	7.20	2.14	17.32	6.63	0.60	1.02	17.80	37.78	0	1.66	131.00	0.58	70.30	0.009
38	ZK39-14	2021.9	7.20	2.07	17.67	6.47	0.58	1.07	17.17	43.59	0	1.67	140.00	0.63	76.22	0.009

序号	编号	取样时间	pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	NO ₃ ⁻	TDS	F ⁻	H ₂ SiO ₃	Se
				mg/L												
39	ZK39-15	2021.10	7.27	2.35	18.04	6.96	0.72	0.93	16.64	44.37	0	1.72	144.00	0.62	73.59	0.009
40	ZK39-16	2021.11	7.13	2.04	17.69	6.55	0.58	0.97	15.50	42.99	0	1.65	142.00	0.56	72.73	0.010
41	ZK39-17	2021.12	7.23	2.21	17.29	6.13	0.60	1.06	18.01	46.57	0	1.78	96.00	0.54	67.97	0.0095
42	ZK39-18	2022.4	7.40	2.20	18.01	6.24	0.63	0.77	19.43	50.28	0	1.95	151.00	0.56	64.24	0.010
43	ZK39-19	2022.4	7.25	2.40	20.30	6.28	0.61	0.98	19.18	53.42	0	1.73	160.00	0.60	72.23	0.010
44	ZK39-20	2022.10	6.98	2.13	17.21	5.66	0.54	1.05	19.40	40.36	0	1.75	142.00	0.60	69.78	0.011
45	ZK39-21	2023.1	7.26	2.19	17.54	6.07	0.58	1.22	19.94	46.57	0	1.88	154.00	0.65	69.86	0.011
46	HGST1	2024.5	7.24	1.23	5.62	5.98	1.34	0.616	2.25	40.27	0	0.45	74.40	0.084	16.60	-

加了地热系统的补给水源，造成回灌水与原生地热水混合，使回灌后地热水宏量组分曲线介于原生地热水与回灌水之间。而回灌水中 Na⁺、HCO₃⁻含量相较其他组分显著低于原生地热水（图 15），从而造成回灌后地热水中的 Na⁺、HCO₃⁻主要离子含量显著降低，水化学类型由 HCO₃-Na 型向 HCO₃·SO₄-Na·Ca 型改变。

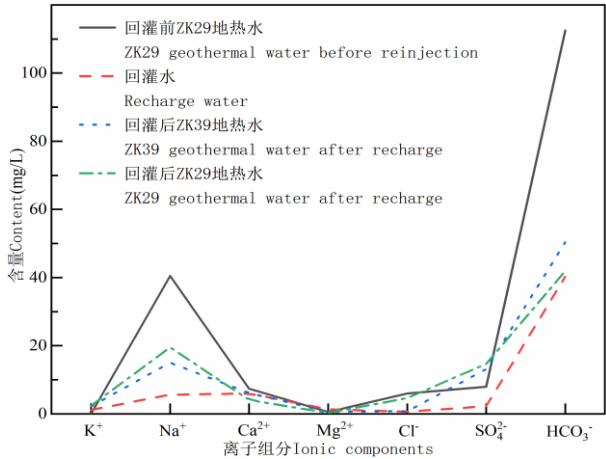


图 15 回灌水与回灌前后地热水宏量组分含量变化趋势图
Fig. 15 Changes in major component concentrations of recharge water and geothermal water before and after recharge

在特征组分方面，温汤地热水以 H₂SiO₃、Se 为最，是偏硅酸、硒复合型矿泉水，同时也是富硒的偏硅酸理疗热矿水。1995 年测得地热水偏硅酸含量 96.3~99.1mg/L，硒含量 0.013~0.015mg/L（邓焕彩等，1988；刘慧婷，2016）。2007~2023 年 H₂SiO₃ 含量 56.23~76.22mg/L，均值 66.79mg/L，变异系数 8.81%，含量较 1995 年有所降低，多年来呈上下波动趋势（图 16）；Se 含量 0.004~0.011mg/L，平均 0.01mg/L，变异系数 26.03%，含量有一定程度的波动，其中 2007~2013 年呈上升趋势，2013~2019 年呈下降趋势，2019~2023 年呈显著上升趋势；2021 年 11 月以后，Se 含量 0.008~

0.011mg/L，平均 0.01mg/L，变异系数 11.78%，动态变化逐渐趋于稳定⑤（图 17）。特殊组分动态变化特征表明，回灌影响了地热水中特殊组分的含量。1995~2018 年由于地表回灌水的混入造成地热水“淡化”，Se 和 H₂SiO₃ 含量整体下降；但 2019 年利用动态监测系统控制回灌量后，Se 和 H₂SiO₃ 含量小幅回升。

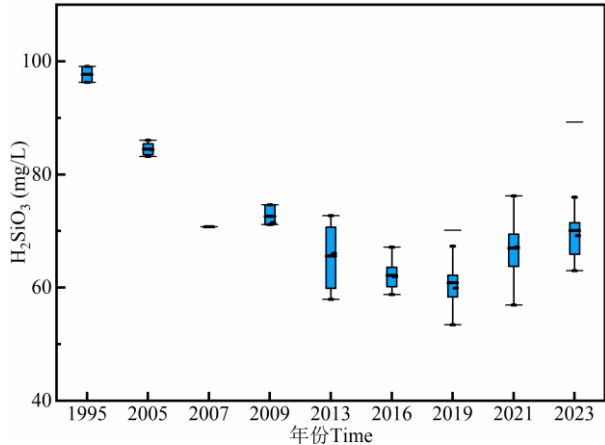


图 16 地热水中 H₂SiO₃ 动态变化图
Fig. 16 Trends in the dynamic changes of H₂SiO₃ in geothermal water

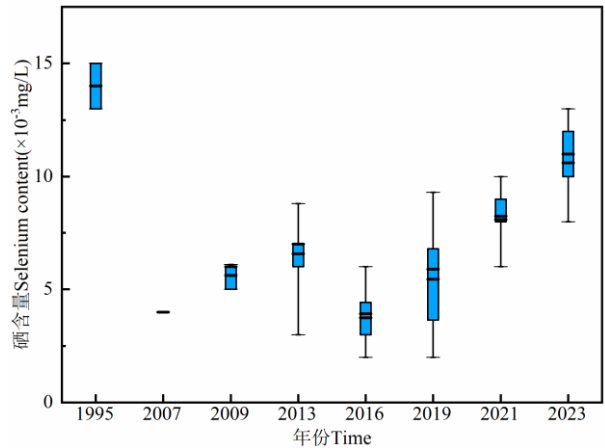


图 17 地热水中 Se 动态变化图
Fig. 17 Dynamic changes of Se in geothermal water

4 回灌增产可行性分析

自 1971 起,温汤地热田四次增量回灌试验过程中,地表水通过回灌井无压自流注入断裂裂隙中,回灌量陆续增大至 20181m³/d。开采区地热井涌水量同时大幅增大,地热田资源量由 1300 m³/d 增大至 13053m³/d,计算热储层渗透系数平均值 423.8m/d(辛田军,2016)。开采井水位上升显著,静止水位较天然背景下抬升 3.952~4.986m。回灌造成开采区井温整体下降 6.8~10.0℃,且最大降幅位置位于主要热储段。表明温汤地热田构造裂隙发育,连通性好,具有易回灌、高增产特点。

监测数据显示,回灌会造成温汤地热田地温场、流体场和化学场变化,而这种变化的稳定性是决定回灌增产是否安全可行的关键因素。1971~2011 年间,缺乏回灌—开采过程的回灌量、开采量、水温、水质等系统性监测数据。少量测量数据显示,在 1971~1981 年间少量回灌状态下,水温下降 0.8℃;在 1982~2005 年间,第一和第二次增量回灌试验回灌量分别为 6200m³/d、10805 m³/d 时,未引起水温变化,但水质逐步淡化,偏硅酸和硒含量迅速下降;2008~2010 年间,第三次增量回灌试验回灌量 13366 m³/d 时,水温下降 2℃,水中偏硅酸和硒含量趋于平衡;在 2011 年第四次增量回灌试验时将回灌量增大至 20181 m³/d 后,开采井水温骤降 6℃,水质同步大幅变化,矿物组分含量显著降低。推测回灌量 13366 m³/d、20181 m³/d 是地热田两个回灌量阈值,超出回灌量阈值即造成地热田水温大幅下降(图 18)。2019~2023 年间,地热田逐步加大回灌监控,回灌量保持 1014~9734m³/d 区间,地热田水位、水温、水质动态总体呈波动变化,孔温下降趋势减缓^③;2020~2022 年回灌量减少期间矿物组分及水温呈现上升趋势。经相关分析,不同阶段增量回灌试验中的回灌量阈值与水温呈负线性相关(图 19)。

以上现象表明,回灌是造成地热田水位、水温、孔温和水化学的变化的主要原因。回灌前天然状态下,温汤地热水主要来源于武功山大气降水沿断裂带下渗,通过漫长的深循环,最终以上升泉的形式排泄于地表,形成温泉(辛田军,2016)。回灌后,地表水经入回灌井在地热田内经过相对较短距离的运移即进入热储层。少量经浅部裂隙与热水发生混合,造成水温与回灌量之间 6~31d 的延迟时间,而大部分经控热断裂继续向深部运动,并与深部地

热流体逐渐混合,受热后向上循环,延迟 112~374d 后到达地表,造成地热水水量的增大、水位的抬升以及水温在一定程度上的波动(图 20)。经长期动态监测,回灌对水温的影响主要与回灌量阈值有关,回灌量不超出阈值,水温呈动态波动变化,但一旦超出阈值即会快速在开采井水温上获得响应,造成“热突破”。回灌对水化学的影响则是渐进式的,增大回灌量会不断引起水质的“淡化”。2016 年以来,保持近乎稳定的回灌量使得地热田水化学逐步趋于新的稳定状态。2020~2022 年受疫情影响,回灌量的降低造成水化学类型在 Piper 三线图中向原生地热水区域迁移,溶解性总固体、偏硅酸、硒含量等均呈上升趋势。监测数据显示,2019 年 10 月以来,在 1014~9734m³/d 动态回灌量及 1679~9512m³/d 动态开采量状态下,地热田水质、水温和水位达到了新的动态平衡。因此,温汤地热田保持当前回灌开采状态是安全可行的,资源量较天然状态增产 414%。

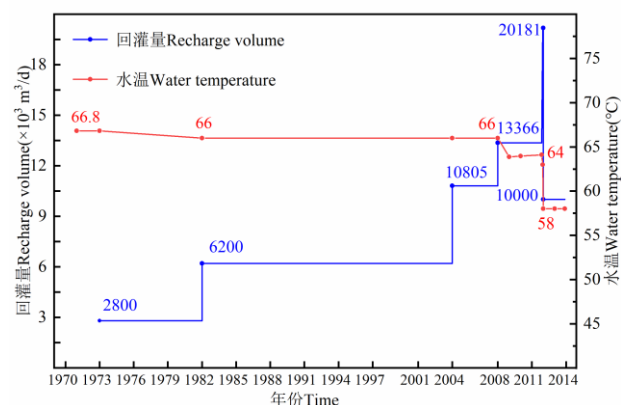


图 18 回灌量及井口水温曲线图

Fig. 18 Curves of recharge volume and wellhead temperature

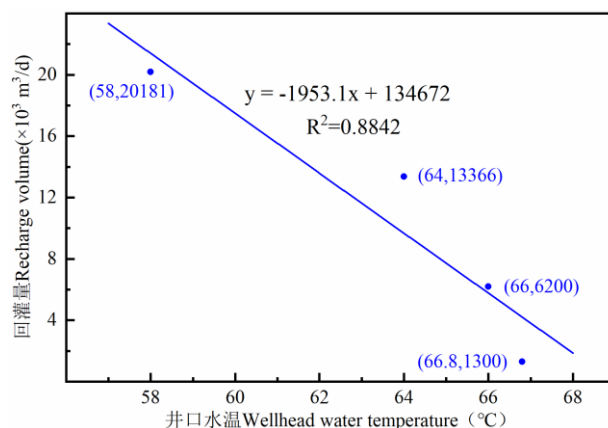


图 19 地热水回灌量与水温关系图

Fig. 19 Relationship between geothermal water recharge volume and wellhead temperature

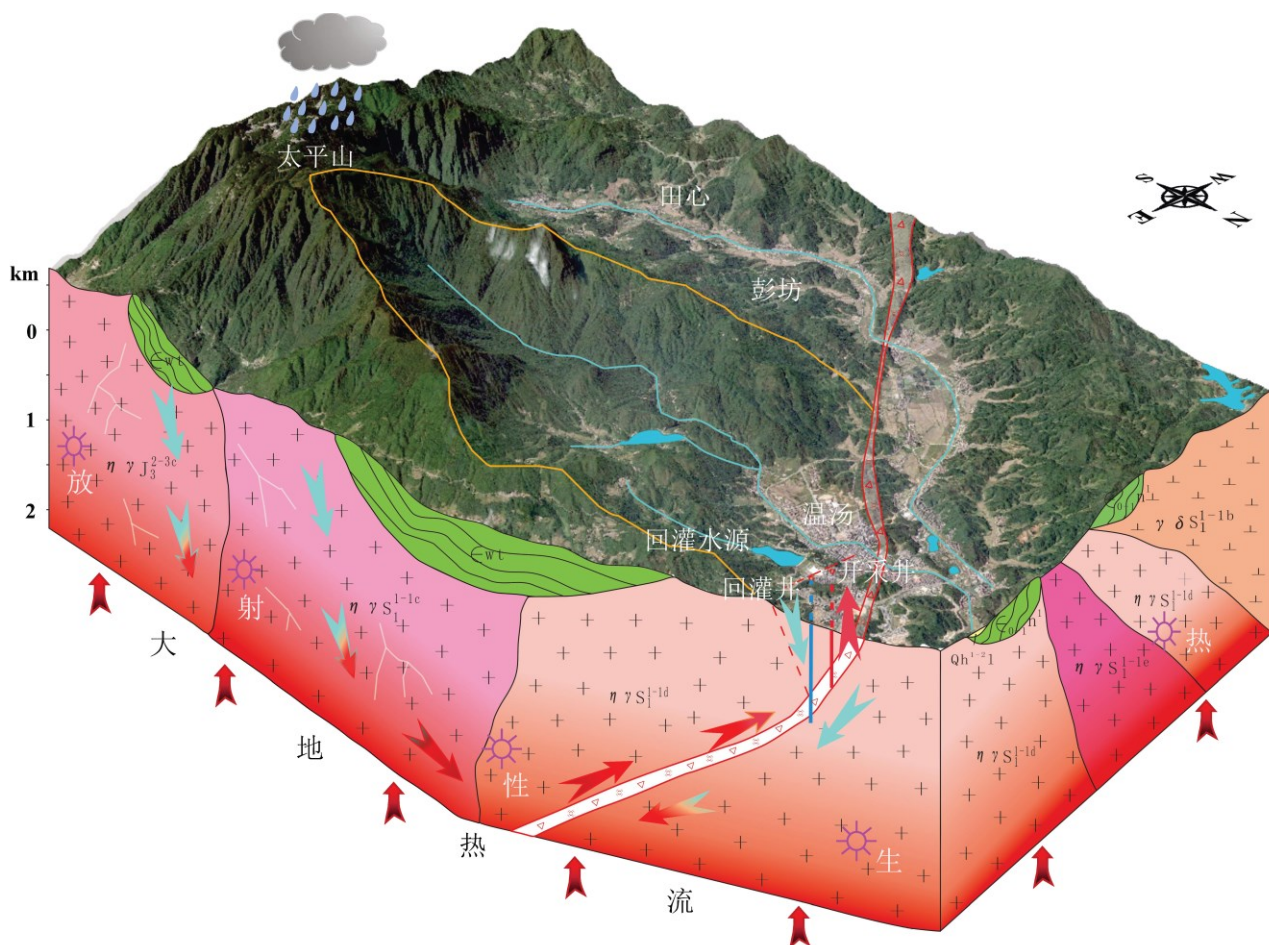


图 20 地热水循环模式图

Fig. 20 Schematic diagram of geothermal water circulation

5 结论

(1) 地热田回灌前，开采区钻孔水位北西高南东低，呈小幅波动变化。回灌后，各钻孔水位总体抬升 3.952~4.986m，自回灌区向外围逐步下降、变幅逐步减少，动态变幅增大 13.4 倍。回灌量是影响地热田水位变化的主要因素。

(2) 2019~2023 年间各井水温总体稳定，介于 54.1~57.9℃，随回灌量呈 3~9 个月延迟的反向变化。长期回灌造成开采井内热储段温度整体下降，最大降幅 6.8~10.0℃，2016 年地热田控制回灌量后，孔温下降趋势减缓，热储段孔温基本保持稳定。

(3) 回灌前地热水 TDS 含量 144.82~258.27mg/L，水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型；回灌后地热水 TDS 含量 96~160mg/L，水化学类型多为 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Ca}$ 型。Piper 三线图中，回灌后地热

水的落点介于回灌前地热水与地表水、冷泉水之间，地热水宏量组分含量介于原生地热水与回灌水之间，说明地热水是原生地热水与回灌水混合的结果。

(4) 温汤地热田构造裂隙发育，连通性好，具有易回灌、高增产的特点。回灌量直接影响着地温场、流体场和化学场动态变化。回灌量增大但不超出阈值时，地热田水位抬升迅速，水化学渐进式“淡化”。井口水温下降；降低回灌量后，水位、水温、水化学呈反向变化。但回灌量超出阈值后，水温、水化学组分含量呈“断崖式”下降。监测数据显示，回灌量保持 1014~9734m³/d 区间时，地热田水位、水温、水质动态总体呈波动变化，说明该回灌量低于阈值。温汤地热田回灌量控制在 9734m³/d 以下安全可控，资源量较天然增产 414%。

注 释 / Notes

- ① 江西省地质局水文地质大队.2024.江西省地热水资源特征与成矿规律研究报告.
- ② 江西省地质局水文地质大队.1973.江西省宜春县温汤地热田水文地质勘探报告.
- ③ 江西省地质局水文地质大队.2024.江西省宜春市温汤地热田地热水资源可持续开发利用研究,未刊资料.

References

- Bakke, S., Vik, E. A., Gruener, H., et al. 1995. Produced water reinjection (PWRI): Experiences from the Ula field. *Environmental Science Research*, 52: 447-456.
- Benoit, D., Johnson, S., Kumataka, M. 2000. Development of an injection augmentation program at the Dixie Valley, Nevada geothermal field. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000*, Kyushu-Tohoku, Japan: 819-824.
- Chen, M. X., Wang, J. Y., Deng, X. 1996. Types map of geothermal systems in China and its brief explanation. *Geological Science* (02): 114-121. (in Chinese)
- Chen, Y., Yuan, J., Tang, C. H., et al. 2024. Remote sensing methods for geothermal resource prediction in the Wugongshan uplift area. *Natural Resource Remote Sensing* (02): 27-35. (in Chinese)
- Deng, A. L., Sun, H. P. 2002. Dynamic variation of geothermal water caused by over-exploitation in Qicun Geothermal Field, Shanxi Province. *Earth Science*, 27(2): 133. (in Chinese)
- Deng, H. C., Peng, X. Y., Jiang, L., et al. 1987. Fluoride reduction in Yichun Wentang mineral water. *Journal of Jiangxi Medical College* (02): 11-18. (in Chinese)
- Fan, B. H., Ye, H. L., Bai, X. M., et al. 2024. Implications of geothermal fluid dynamics for injection-production balance in Wentang Geothermal Field. *Geological Review* (S1): 195-195. (in Chinese)
- Fan, X. F., Wu, Z. X., Jian, W. B. 2004. Study on groundwater exploitation and water level response in Fuzhou geothermal area. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control* (04): 85-85. (in Chinese)
- Gao, B., Sun, Z. X., Liu, J. H. 2006. Development and protection of geothermal springs in Jiangxi Province. *Water Resources Protection*, 22(2): 92-97. (in Chinese)
- Gao, H. L., Hu, Z. H., Wan, H. P., et al. 2023. Geothermal geological characteristics of Gulu Geothermal Field in Tibet. *Earth Science*, 48(3): 1014-1024. (in Chinese)
- GONDAL, I. A., MASOOD, S. A., AMJAD, M. 2017. Review of geothermal energy development efforts in Pakistan and way forward. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 71(12): 687-698.
- He, L. F. 2004. Discussion on artificial recharge models in Fuzhou Geothermal Field. *Geology of Fujian* (02): 77-81. (in Chinese)
- He, M. C., Liu, B., Yao, L. H., et al. 2004. Theoretical study on seepage fields of geothermal water reinjection through double wells. *Journal of China University of Mining & Technology* (03): 11-15. (in Chinese)
- Jie F L. 2023. Research on the lagging and uncertainty of drainage in large Yellow River irrigation areas. Doctoral Dissertation. Xi'an University of Technology. Doctor. (in Chinese)
- Li, M., Hinnov, L.A., and Kump, L.R. 2019. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate projects and education, *Computers & Geosciences*, 127: 12-22
- Lin, W. J., Liu, Z. M., Wang, W. L., et al. 2013. Assessment of geothermal resources and their potential in China. *Geology in China*, 40(1): 312-321. (in Chinese)
- Liu, H. T. 2016. Selenium-rich geothermal water resources and environmental protection in Yichun Wentang. *Energy and Environment* (05): 48-50. (in Chinese)
- Liu, J. R. 2003. Current status of geothermal reinjection development. *Hydrogeology & Engineering Geology* (03): 100-104. (in Chinese)
- Liu, K., Ye, C., Liu, Y. Z., et al. 2018. Zoning of geothermal resource potential in Beijing. *Journal of Engineering Geology* (02): 551-560. (in Chinese)
- Liu, X. Y., Zhong, C. D. 2003. Discussion on tectonic issues in the Wugongshan area, western Jiangxi. *Journal of East China Geological Institute* (03): 249-254. (in Chinese)
- Lou, F. S., Shu, L. S., Yu, J. H., et al. 2002. Petrogenesis and geochemical characteristics of granites in Wugongshan Dome, Jiangxi. *Geological Review* (01): 80-83. (in Chinese)

- LUND, J. W., BOYD, T. L. 2016. Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics*, 60(11): 66-97.
- Ruan, C. X. 2018. Research on geothermal reinjection in Wumishan Formation, Tianjin. PhD Dissertation, China University of Geosciences (Beijing). (in Chinese)
- Sifford, A. 2000. Geothermal electric power production in the United States: A survey and update for 1995-1999. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan*: 441-4510.
- Wang, A. D., Sun, Z. X., Lin, W. J., et al. 2023. Occurrence characteristics and potential evaluation of geothermal resources in Jiangxi Province. *Geology in China* (06): 1646-1654. (in Chinese)
- Wang, G. L., Lin, W. J. 2020. Formation mechanisms and genetic models of hydrothermal geothermal systems in China. *Acta Geologica Sinica*, 94(7): 1923-1937. (in Chinese)
- Wang, J. Y., Xiong, L. P., Pang, Z. H. 1990. Determination of geothermal water circulation depth using geothermal data. *Chinese Science Bulletin* (05): 378-380. (in Chinese)
- Wang, R. J. 1983. Trilinear diagram and its hydrogeological interpretation. *Geotechnical Investigation & Surveying* (06): 6-11. (in Chinese)
- Xu, D. L., Jing, T. Y., Tan, J. Q. 2018. Monitoring and impact analysis of production wells in Yangbajain Geothermal Field. *Sino-Global Energy* (12): 22-29. (in Chinese)
- Xin, T. J. 2016. Genetic mechanism and development prospects of geothermal water in Wentang Geothermal Field, Jiangxi. Master's Thesis, Nanjing University. (in Chinese)
- Yang, L., Tong, J., Zhang, A., et al. 2023. Hydrogeochemical characteristics of geothermal water in the Wugongshan Hot Spring Chain, Jiangxi. *Mineral Exploration* (06): 909-914. (in Chinese)
- Ye, H. L., Fan, B. H., Bai, X. M., et al. 2023. Hydrogeochemical characteristics and genetic analysis of the Shicheng Geothermal Belt. *Acta Geologica Sinica* (01): 238-244. (in Chinese)
- Yin, X. X., Zhao, S. M., Cai, Y., et al. 2024. Dynamic characteristics of thermal reservoirs under large-scale geothermal development in Tianjin over the past 30 years. *Acta Geologica Sinica* (01): 297-315. (in Chinese)
- Zeng, M. X., Li, H. J., Shi, J. J., et al. 2007. Exploration of drilling techniques for reinjection wells in Neogene thermal reservoirs. *Geology and Exploration* (02): 88-98. (in Chinese)
- Zhang, Y. P., Li, Q. H., Yu, S. W. 2024. Hydrochemical characteristics and circulation evolution of geothermal water in Guantang area, eastern Hainan Island. *Earth Science*, 49(3): 909-915. (in Chinese)
- Zhao, Q. M. 1991. Mechanism analysis of deep-circulation heat exchange through artificial recharge in Fuzhou Geothermal Field. *Geology of Fujian* (03): 220-242. (in Chinese)
- Zhou, Z. Y., Liu, S. L., Liu, J. X. 2015. Characteristics and development strategies of geothermal resources in China. *Journal of Natural Resources*, 30(07): 1210-1221. (in Chinese)

中文参考文献

- 陈墨香,汪集昶,邓孝.1996.中国地热系统类型图及其简要说明.地质科学(02):114-121.
- 陈艳,袁晶,唐春花,孙超,唐泉,汪明有.2024.武功山隆起区地热资源预测遥感方法研究.自然资源遥感(02):27-38.
- 邓安利,孙和平.2002.山西省奇村地热田超采引起的水文动态变化.地球科学,27(2):134-134.
- 邓焕彩,彭小玉,蒋琳,吴美芳,程民.1988.宜春温汤矿泉水的降氟研究.江西医学院学报(02):11-14.
- 高柏,孙占学,刘金辉.2006.江西省地热温泉开发利用与保护.水资源保护,22(2):92-94.
- 高洪雷,胡志华,万汉平,郝伟林,张松,梁晓.2023.西藏谷露地热田地热地质特征.地球科学,48(3):1014-1029.
- 何连发.2004.福州地热田人工回灌模式的探讨.福建地质(02):77-81.
- 何满潮,刘斌,姚磊华,徐能雄.2004.地热水对井回灌渗流场理论研究.中国矿业大学学报(03):11-14.
- 介飞龙.2023.大型引黄灌区退水滞后性与不确定性研究,博士学位论文,西安理工大学.博士
- 樊柄宏,叶海龙,白细民,周国彬,庄莹.2024.地热流体动态对温汤地热田地热水灌采平衡的指示意义.地质论评(S1):195-198.
- 樊秀峰,吴振祥,简文彬.2004.福州温泉区地下热水开采与水位动态响应研究.中国地质灾害与防治学报(04):85-89.
- 楼法生,舒良树,于津海,王德滋.2002.江西武功山穹隆花岗岩岩石地球化学特征与成因.地质论评(01):80-88.
- 刘细元,袁存堤.2003.关于赣西武功山地区构造问题的讨论.

华东地质学院学报(03):249-253.

刘久荣.2003.地热回灌的发展现状.水文地质工程地质(03):100-104.

刘凯,叶超,刘玉忠,李志萍,孙颖.2018.北京地区地热资源潜力区划.工程地质学报(02):551-560.

刘慧婷.2016.宜春温汤富硒温泉水资源与环境保护研究.能源与环境(05):48-50.

蔺文静,刘志明,王婉丽,王贵玲.2013.中国地热资源及其潜力评估.中国地质,40(1):312-321.

王安东,孙占学,蔺文静,杨旒,叶海龙,童珏,王运.2023.江西省地热资源赋存特征及潜力评价.中国地质(06):1646-1654.

王贵玲,蔺文静.2020.我国主要热水型地热系统形成机制与成因模式.地质学报,94(7):1923-1937.

王瑞久.1983.三线图解及其水文地质解释.工程勘察(06):6-11.

汪集旸,熊亮萍,庞忠和.1990.利用地热资料确定地下热水循环深度.科学通报(05):378-380.

许多龙,荆铁亚,谭金群.2018.羊八井热田生产井监测及变化影响分析.中外能源(12):22-28.

辛田军.2016.江西省温汤地热田地热水成因机理及开发利用前景.硕士学位论文,南京大学.

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.地质学报(01):238-249.

张彦鹏,黎清华,余绍文.2024.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.地球科学,49(3):909-917.

赵钦铭.1991.福州地热田人工补给深循环热交换机理分析.福建地质(03):220-246.

周总瑛,刘世良,刘金侠.2015.中国地热资源特点与发展对策.自然资源学报(07):1210-1221.

阮传侠.2018.天津地区雾迷山组热储地热回灌研究.学位论文,中国地质大学(北京).博士.

杨兰,童珏,张安,王运,王安东,赵碧波,朱满怀.2023.江西省武功山温泉链地热水水文地球化学特征研究.矿产勘查(06):909-917.

殷肖肖,赵苏民,蔡芸,闫佳贤,许磊.2024.近三十年天津市地热大规模开发热储动态特征研究.地质学报(01):297-313.

曾梅香,李会娟,石建军,赵娜,杨永江,田宗宝.2007.新近系热储层回灌井钻探工艺探索.地质与勘探(02):88-92.