

袁兴成,张云辉,王鹰,等,2023. 鲜水河断裂带地热水化学特征及结垢趋势分析[J]. 沉积与特提斯地质,43(2): 357-372. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.04005

YUAN X C, ZHANG Y H, WANG Y, et al., 2023. Geothermal water chemical characteristics and scaling analysis of Xianshuihe fault zone[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(2): 357–372. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.04005

# 鲜水河断裂带地热水化学特征及结垢趋势分析

袁兴成1,2,张云辉1,2\*,王鹰1,2,黄珣1,孙明露2,吕国森1,2

(1. 西南交通大学,四川 成都 611756; 2. 宜宾西南交通大学研究院,四川 宜宾 644000)

摘要: 地热资源作为潜力巨大的清洁能源,大力开发地热资源是我国实现双碳目标的重要路径。川西鲜水河断裂带地热资源丰富,但地热结垢成为了地热资源开发利用中的主要问题之一。为进一步查明地热资源的赋存状态和结垢趋势特征,本文以鲜水河断裂带上的磨西、榆林宫、二道桥、中谷、八美和道孚地热区为研究区,采用水化学分析、氢氧同位素、热储温度估算和结垢趋势特征分析等方法,开展了鲜水河断裂带地热水水化学及结垢趋势特征研究。结果表明: 地热水的水化学类型主要为 Na-HCO₃、Ca-HCO₃、Ca·Na-HCO₃ 和 Na-Cl·HCO₃型; 地热水主要来源于大气降水的补给且氧漂移现象明显; 地热水均未达到完全的水-岩平衡状态,混合冷水后的浅部热储温度为 61℃~172℃,深部初始热储温度平均值为 183℃~284℃,冷水混合比例平均值为 77%~86%;指数分析法和饱和指数判别法得出以上地热区均有可能形成碳酸盐结垢,硅酸盐结垢仅可能会形成于少数 SiO₂含量异常高的区域,而硫酸盐结垢几乎不形成;依据硅-焓模型估算的冷水混合比例重构得出深层储层流体组分,计算得出二道桥地区的碳酸盐结垢程度是最严重的,主要是因为该区的热储岩性为碳酸盐岩,以及热储温度能促进 CaCO₃沉淀。对于除垢和预防,可以采用机械拆除、控制 CO₂分压、控制溶液的 pH 值和使用化学添加剂(阻垢剂)等。研究成果可为鲜水河断裂带及川西地热资源的可持续开发利用提供理论依据。

关键词:鲜水河断裂带;地热水水化学;补给来源;热储温度;地热水结垢

中图分类号: P314.1 文献标识码: A

# Geothermal water chemical characteristics and scaling analysis of Xianshuihe fault zone

YUAN Xingcheng<sup>1,2</sup>, ZHANG Yunhui<sup>1,2\*</sup>, WANG Ying<sup>1,2</sup>, HUANG Xun<sup>1</sup>, SUN Minglu<sup>2</sup>, LÜ Guosen<sup>1,2</sup>

(1. Southwest Jiaotong University, Chengdu 611756, China; 2. Yibin Research Institute of Southwest Jiaotong University, Yibin 644000, China)

**Abstract:** Geothermal resources have great potential as clean energy, and can be used to achieve the goal of carbon peaking and carbon neutrality. The Xianshuihe fault zone in western Sichuan is rich in geothermal resources, but geothermal scaling has become one of the main problems in the development and utilization of geothermal resources. In order to further identify the occurrence state and scaling trend characteristics of geothermal resources, this paper takes the six areas of Moxi, Yulingong, Erdaoqiao, Zhonggu, Bamei and Daofu on the Xianshuihe fault zone as the research area, and uses water chemistry analysis, hydrogen and oxygen

收稿日期: 2023-01-04; 改回日期: 2023-03-25; 责任编辑: 曹华文

作者简介: 袁兴成(1999—), 男,硕士研究生,主要从事地热地质研究工作。E-mail: yxcheng0722@163.com

通讯作者: 张云辉(1990—),男,副教授,主要从事水文地质与地热地质教学科研工作。

E-mail: zhangyunhui@swjtu.edu.cn

**资助项目:** 国家自然科学基金(42072313, 42102334),四川省科技厅项目(2022NSFSC1084, 2022NSFSC0413, 2023YFS0356),西南交通大学培育项目(2682021ZTPY063, 2682022ZTPY064),西藏自治区科技计划项目(XZ202201ZY0021G)

isotopes, heat storage temperature estimation and scaling trend characteristics analysis to carry out the geothermal water hydrochemistry and scaling trend characteristics of the Xianshuihe fault zone. The results show that the hydrochemical types of geothermal water are mainly Na-HCO<sub>3</sub>, Ca-HCO<sub>3</sub>, Ca·Na-HCO<sub>3</sub> and Na-Cl·HCO<sub>3</sub>; Geothermal water mainly comes from the supply of atmospheric precipitation and oxygen drift occurs in most areas; The geothermal water has not reached the complete water-rock equilibrium state, and the shallow geothermal reservoir temperature is  $61^{\circ}\text{C} \sim 172^{\circ}\text{C}$ . The average temperature of deep thermal reservoir is  $183^{\circ}\text{C}$  to  $283^{\circ}\text{C}$ , and the average cold water mixing ratio is 77% to 86%; The exponential analysis method and the saturation index discrimination method show that carbonate scaling may occur in the all above geothermal areas. Silicate scaling may only occur in several areas with abnormally high  $SiO_2$  content, while sulfate scaling almost does not occur. According to the cold water mixing ratio estimated by the silicon-enthalpy model, the fluid composition of the deep reservoir is reconstructed. Combined with the formula, it is calculated that the carbonate scaling degree in the Erdaoqiao area is the most serious, mainly because the reservoir lithology in the area is carbonate salt, and the reservoir temperature can promote the precipitation of  $CaCO_3$ . For descaling and prevention, mechanical removal, control of  $CO_2$  partial pressure, control of solution pH, and use of chemical additives (scale inhibitors) can be used. The research results can provide a theoretical basis for the sustainable development and utilization of geothermal resources in the Xianshuihe fault zone and western Sichuan.

**Key words:** Xianshuihe fault zone; hydrochemistry of geothermal water; recharge source; reservoir temperature; scaling of geothermal water

# 0 引言

全球能源危机和环境问题日趋严峻,促使世界 各 国 越 来 越 重 视 清 洁 能 源 的 开 发 和 利 用 (Capaccioni et al., 2011)。作为减少碳减排的重要 途径,地热资源的开发和利用在世界范围内受到越 来越多的关注(Wang et al., 2021)。地热资源由热、 矿物和水组成,是最实用和最具竞争力的清洁能源 之一,可作为化石燃料的可行替代品,以缓解能源 危机和全球气候变化(Kong et al., 2014, Lu et al., 2018)。地热资源可用于地热发电、浅层地热能供 暖、种养殖与康养及相关矿产开发等(赵斌等, 2023)。但是在开采地热资源的过程中,地热井结 垢成为了地热资源开发利用中的主要问题之一(雷 宏武等, 2023, 王奎峰等, 2010, 韦梅华等, 2012)。 为减少地热结垢带来的负面影响,保障地热资源开 发利用,亟需探明地热流体的结垢趋势特征并估算 结垢量。

分析地热流体的结垢趋势特征,需要基于地热流体的水化学类型、补给来源和热储温度等,并结合相应的方法和软件估算预测地热水的结垢趋势和结垢量。近年来,国内外许多学者对地热水的水文地球化学特征和结垢问题进行了大量的研究,并取得了丰硕的成果。Zhang et al.(2021)等通过Piper 三线图判断地热水的水化学类型区,并区分不同类型的地热水。氢氧同位素可以追踪地热水

的补给来源并估算补给高程(Blasch and Bryson, 2007, Xu et al., 2022)。地热温标可以估算浅部和 深部的热储温度以及冷水混合比例,如阳离子温标、 二氧化硅温标和硅—焓图解法(Fournier, 1977, Truesdell and Fournier, 1977, Giggenbach, 1988) 关于结垢问题, Ellis(1983)首先提出了用雷兹诺指 数(LI)判断地热水的碳酸钙结垢趋势。我国学者 通常是将雷兹诺指数(LI)和拉申指数(RI)一起判 断碳酸盐的结垢趋势(蔡义汉, 2004)。硫酸盐和硅 酸盐的结垢趋势可以通过估算硫酸钙和硅酸钙的 相对饱和度得出(王奎峰等, 2010)。一些学者运用 水文地球化学模拟软件 PHREEQC 分析地热流体 中不同矿物的饱和状态以及结合热井筒中流体的 地球化学演化进行建模, 预测结垢趋势(Delalande et al., 2011, 张恒等, 2016, Akın and Kargı, 2019)。 Satman et al.(1999)研究了时间和离井的径向距离 对方解石沉淀的影响。Chauhan et al.(2021)运用了 六方模型模拟了井筒中方解石沉淀的影响因素。 此外,还可以通过深部流体组分数据,利用相关公 式定量估算地热流体的结垢速率和结垢量(Zhang and Farquhar, 2001, Zhang et al., 2001, Li et al., 2020b), 并运用井筒模拟软件 TOUGHREACT, 得 出不同深度的结垢差异(Wanner et al., 2017, 雷宏 武等, 2023)。

鲜水河断裂带位于四川省西部,大地热流值高, 地热资源丰富,是目前地热资源开发利用的重点区 域(Tang et al., 2016, Liu et al., 2017)。然而, 众多研 究显示地热井筒结垢是限制该地区地热资源生产 利用的重要难题之一。韦梅华等(2012)采用综合 指数分析法和 WATCH 程序法分析了康定炉城镇 驷马桥地区地热水的结垢趋势。王延欣等(2015) 通过对甘孜康定某地热井的结垢成分进行 X 射光 衍射和X射线荧光光谱分析得出结垢成分主要为 CaCO3, 并提出了相应的防垢对策。张恒等(2016) 基于水文地球化学模拟软件 PHREEQC 计算地热 流体中不同矿物的饱和指数,从而判断康定某高温 地热井的结垢类型。李义曼和庞忠(2018)、Li et al.(2020b)通过化学模拟软件 WATCH 和 PHREEOC, 并联合井筒模拟器 HOLA 和 WELLSIM, 定量分析 了康定地热井的碳酸钙结垢深度变化和结垢量。 上述研究成果虽然都对局部地热流体结垢问题开 展了研究,但大多数都是以一种或两种方法来研究, 缺乏多方法的综合分析。此外,上述学者研究区域 尺度较小,仅针对个别地热井,缺乏对鲜水河断裂 带整体结垢趋势研究,难以探明鲜水河断裂带地热 区的结垢差异。

因此,本文在前人研究的基础上,基于鲜水河 断裂带磨西、榆林宫、二道桥、中谷、八美和道孚 这六个典型地热区的已发表温泉和地热井数据,开 展以下研究:(1)分析了地热水的水化学特征和氢 氧同位素特征,估算了地热水的热储温度;(2)结合 水化学特征和热储温度得出的结果,分别运用指数 分析法、饱和指数判别法和公式计算法,揭示了鲜 水河断裂带上六个地热区的结垢趋势特征和规律; (3)通过定量研究川西整体区域地热流体的水文地 球化学特征和结垢趋势特征,可以进一步了解鲜水 河断裂带地热水的水化学构成、补给来源和热循 环过程,找出结垢趋势和原因,并提出了具体除垢 和预防措施。本次研究揭示了鲜水河断裂带主要 地热区结垢趋势和原因,以期为鲜水河断裂带地热 结垢的研究提供理论支撑和科学依据,为川西地热 带地热资源的可持续开发和利用提供理论依据。

# 1 研究区概况

# 1.1 区域地质背景

四川西南部新生代构造与印度-欧亚大陆汇聚导致的后碰撞陆内变形有关,研究区位于印度板块与欧亚板块碰撞区的前部,构造变形十分复杂(Wang et al., 1998, Guo et al., 2017)。其中有三条

显著的断裂带构成了一个Y形交汇,分别是鲜水 河断裂带、龙门山断裂带和安宁河断裂带 (Tapponnier and Molnar, 1977)。研究区是位于鲜 水河断裂带上,自始新世欧亚-印度碰撞以来,鲜水 河断裂带一直以左旋走滑的方式移动(Bai et al., 2018)。GPS 测量得出,沿鲜水河断裂带的左旋速 率为 10-12 mm/年(Zhang, 2013)。鲜水河断裂带的 起源为甘孜北部的东谷,向东南延申依次经过了朱 倭、炉霍、道孚、八美、康定和磨西,最后到达石棉 (赵友年, 1981, 李晓等, 2018)。鲜水河断裂带主要 分为西北部、中部和东南部三个大段。西北段包 括炉霍分支、道孚分支和八美分支;中段在康定和 八美之间,分别为南部的折多塘分支、中部的色拉 哈分支和北部的雅拉河分支;南段主要为康定和磨 西分支(Jiang et al., 2015, Li et al., 2020a)。鲜水河 断裂带的地貌主要为高山和低谷。高程范围为 3000 m~7556 m, 高差为3000 m~4000 m, 最高 点是位于康定南部的贡嘎山(7556 m)(Li et al., 2020a)(图 1)。由于地形和季风环流的影响,研究 区所处的川西高原属于亚热带和温带气候。年温 度范围为-14.1℃~29.4℃(平均值为 7.1℃), 年降 雨量和湿度分别为 500 mm~800 mm 和 73%(Luo et al., 2017, Zhang et al., 2018)<sub>o</sub>

三叠纪复理石组合在鲜水河断裂带两侧广泛 出露,包括变形和变质长石石英砂岩、凝灰质砂岩、 粉砂岩和泥岩(Tang et al., 2017)。鲜水河断裂带东 部出露的前寒武纪和古生代岩石包括浅变质砂岩、 板岩、灰岩透镜体、灰岩和变质石英砂岩。此外鲜 水河断裂带附近的三叠系地层被多期花岗岩侵入 (Liu et al., 2022)。侵入岩的分布主要是以大雪 山—农戈山断裂为界,东部主要出露晋宁期的侵入 岩,如康定杂岩;西部为西康群变质岩和印支期— 燕山期侵入岩,如折多山花岗岩(李晓等, 2018)。 鲜水河断裂带上的热泉主要由深部岩浆、花岗岩 的放射性热和构造走滑摩擦热加热形成(Tang et al., 2016, Li et al., 2020a)。沿鲜水河断裂带有大量 的温泉出露,且大多数温泉均出露在主断裂带与次 生断裂带交汇的位置。温泉主要以高山冰雪融水 和大气降水补给为主(Zhang et al., 2018, 李晓等, 2018, Li et al., 2020a) o

# 1.2 地热水结垢特征

前人研究发现, 康定炉城镇驷马桥地区地热水会发生碳酸钙结垢(以方解石、滑石和温石棉为主)

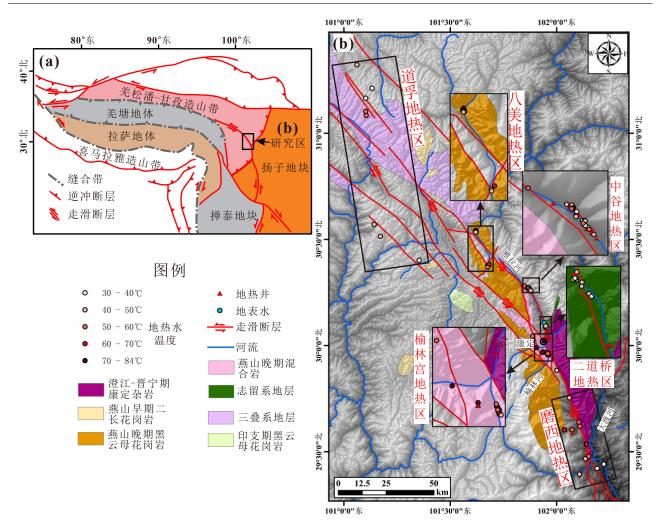


图 1 (a) 鲜水河断裂带区域构造位置图和 (b) 鲜水河断裂带地热区分布图 (根据文献李晓等, 2018, Li et al., 2020a, 张云辉等, 2021, 唐渊等, 2022 修改)

Fig. 1 (a) Regional tectonic map of the Xianshuihe fault zone and (b) the distribution map of geothermal areas in the Xianshuihe fault zone (modified from Ref. Li et al., 2018, Li et al., 2020a, Zhang et al., 2021, Tang et al., 2022)

(韦梅华等, 2012)。康定县城北部某高温地热井喷放 48 小时后,管壁结垢厚度达到了 3 cm(图 2a) (张恒等, 2016)。甘孜某地热井分析得出结垢成分 95% 主要为 CaCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> 含量很少(图 2b)(王延欣等, 2015)。康定地热区深部储层流体,估算得出在 48 h 内结垢速率和结垢量为 2.94 cm 和 300 kg(Li et al., 2020b)。本次研究在现场调查中发现,在二道桥地区,地热水已被用于温泉洗浴。在开发利用过程中发生了井口结垢现象,造成地热井经常发生井堵现象,需要定期进行除垢(图 2c 和 d);在老榆林地区的龙头沟和灌顶温泉也发生了明显的结垢现象,结垢物的颜色以黄色和白色为主(图 2e, f)。

# 2 数据来源

本文所选取的数据均来自前人的相关研究(附表 1\*)。其中在磨西地区选取了 12 个温泉样点和 1 个地热井样点;榆林宫地区选取了 12 个温泉样点,10 个地热井样点和 1 个地表水样点;二道桥地区选取了 9 个温泉样点,3 个地热井样点和 1 个地表水样点;中谷地区选取了 15 个温泉样点和 11 个地热井样点;八美地区选取了 9 个温泉样点;道孚地区选取了 8 个温泉样点。样品数据一共为 92 个。统计的内容有温度、pH、TDS、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、CI<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SiO<sub>2</sub>和氢氧同位素。其中阴离子和阳离子主要采用离子色谱仪 DIONEX-500、

<sup>\*</sup>数据资料联系编辑部或者登录本刊网站获取。

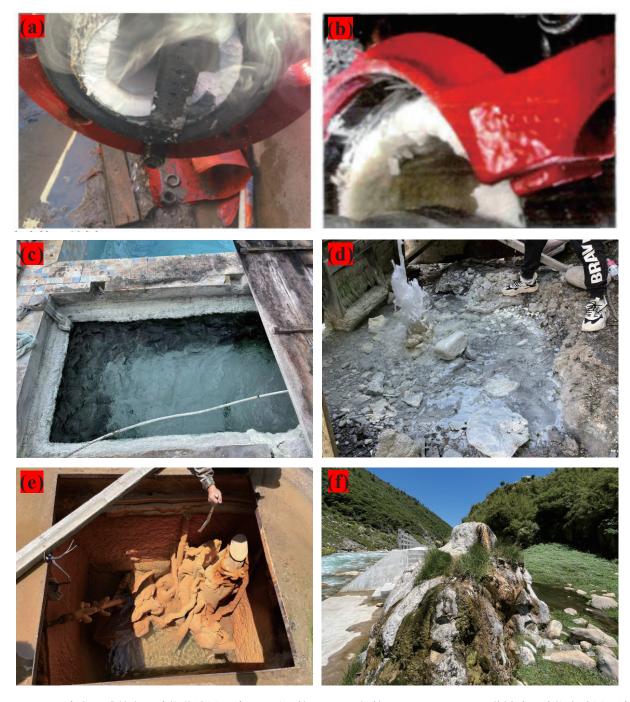


图 2  $(a \times b)$  康定县城某高温地热井结垢照片(王延欣等, 2015, 张恒等, 2016); $(c \times d)$  二道桥地区地热水结垢照片; $(e \times f)$  老榆林地区龙头沟和灌顶地热水结垢照片

Fig. 2 (a, b) The scaling pictures of a high temperature geothermal well in Kangding County (Wang et al., 2015, Zhang et al., 2016); (c, d) Scaling pictures of geothermal waters in Erdaoqiao area; (e, f) Scaling pictures of Longtougou and Guanding geolothermal waters in Laoyulin area

ICP-AES、 Dionex ICS-1100、 ICP-OES(Thermo Fisher ICAP-6300)和 ICP-MS(AGLIENT 7500a)测定; 氢和氧同位素主要采用激光吸收水同位素分析仪(PicarroL1102-i)、OA-ICOS、液体水同位素分析仪(IWA-35EP)和(LGR IWA-35-EP)进行测试。

所有样品均按照相关标准进行测定。样品的主要阳离子和阴离子之间的电荷平衡误差低于±10%。氧和氢同位素的精度分别为±0.6%和±0.2%(Luo et al., 2017, Li et al., 2018, 张云辉, 2018, Li et al., 2020a, 张云辉等, 2021)。可以看出引用的数据所采用的

测试方法和仪器精度有差异,可能会造成测出的数据产生误差,但是本文分析的数据量比较大(92个),可以有效减小这些差异带来的影响。且本文主要以六个典型地热区为研究对象,地热区内单个热水样本之间的误差对整个地热区的影响较小。

# 3 结果与分析

#### 3.1 地热水水化学特征

本文对鲜水河断裂带上的磨西、榆林宫、二道 桥、中谷、八美和道孚这六个典型地热区进行了水 化学物理参数统计(图 3)。水文地球化学成果统 计分析后发现鲜水河断裂带几个地热显示区化学 组分具有几个特征。①榆林宫的地热水温度最高, 平均温度达到了88.7℃,这是由于统计的地热水数 据里面包含几个高温地热井。温度最低的为二道 桥, 平均温度仅有 40.2℃; 六个地热显示区的 pH 值 变化均较大,但总体偏弱碱性;②榆林宫地热显示 区的 TDS、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup>和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>均为最大值,说明 榆林宫地区的地热水相较于其他几个地区可能具 有更长的循环和停留时间以及溶解过程(Alcicek et al., 2017, Erbaş and Bozdağ, 2022), 导致水-岩反应 作用更强,离子浓度更高;③二道桥地热区显示出 更高的 Mg<sup>2+</sup>和 Ca<sup>2+</sup>离子浓度。这是由于该地区出 露的主要岩石为灰岩(姜哲等, 2022), 较高的方解 石和白云石的风化溶解导致 Mg2+和 Ca2+离子浓度 增加; ④磨西地热区的 SO42-离子浓度较高; ⑤榆 林宫和中谷地区的 SiO<sub>2</sub>含量均较高,说明这两 个地热区的热储温度相应的也比较高(Li et al., 2020a)<sub>o</sub>

基于主要阳离子和阴离子的毫克当量,绘制了研究区的 Piper 三线图(Piper, 1944)(图 4),以此分析鲜水河断裂带上六个典型地热显示区的水化学类型。从图 4 可以看出,地热水的主要阳离子为 Na<sup>+</sup>和 Ca<sup>2+</sup>,主要阴离子为 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>和 Cl<sup>-</sup>;地表水的主要阳离子为 Ca<sup>2+</sup>和 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>。水化学类型主要为 Na-HCO<sub>3</sub>、Ca-HCO<sub>3</sub>、Ca·Na-HCO<sub>3</sub>和 Na-Cl·HCO<sub>3</sub>型。磨西、榆林宫、二道桥、中谷、八美和道孚这六个地区的地热水表现出明显的差异。①Na-HCO<sub>3</sub>型地热水占比最多,在磨西、榆林宫、中谷、八美和道孚地区均有分布;②Ca-HCO<sub>3</sub>型地热水,主要是分布在二道桥地区,道孚地区也有少量分布,且地表水也是属于此类型;③Ca·Na-HCO<sub>3</sub>型地热水,此类型属于过渡型地热水,分布的地区主要是

磨西和榆林宫的过渡带,二道桥和道孚地区也有分布;④Na-Cl·HCO<sub>3</sub>型地热水,主要分布在榆林宫地区,且以地热井水为主。

# 3.2 地热水同位素特征

本次研究主要是分析鲜水河断裂带上六个典 型地热区的氢氧同位素特征。通过分析地热水的 δD-δ<sup>18</sup>O 比值特征可以追踪补给来源。绘制了研究 区的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  的比值图(图 5), 从图上可以看出 地热水样点几乎都位于全球大气降水线(Craig, 1961)和西南地区大气降水线(Kong et al., 2019)附 近,说明研究区地热水主要来源于大气降水的补给。 同时大部分地热水样点还偏向于全球大气降水线 和西南地区大气降水线右下侧,表明发生了"氧同 位素漂移"现象(Craig, 1961),其中榆林宫和磨西 地区的氧漂移现象最严重(漂移最大值样点的  $δ^{18}O$  分别为-14.70‰和-10.09‰), 表明这两个地 区的水-岩作用强烈,其余地区则相对较弱。造成 这种现象的原因是地热系统在高温状态下,在地下 深部循环的地热水和围岩之间会发生氧同位素交 换,从而导致地热水中氧同位素更加富集(Craig, 1961, 张云辉, 2018)。值得注意的是, 从磨西到道 孚地区, 地热水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值逐渐降低。由同位 素的高程效应可知(Blasch and Bryson, 2007), 道孚、 八美、中谷和榆林宫地区的补给高程较高,而二道 桥和磨西地区的补给高程相对而言较低。

# 3.3 地热水热储温度估算

深层储层中的地热流体在到达地表之前会发生显著冷却并与浅部地下冷水混合,这会导致深部储层中流体的温度要远高于地表温度(Erbaş and Bozdağ, 2022)。因此,需要使用地温计估算地热系统的储层温度。地温计基于温度相关的水-岩平衡,控制地热水的化学和同位素组成(Li et al., 2020a)。

在估算热储温度前,需要判断地热水的水岩平衡状态。可以运用 Na-K-Mg 三角图 (Giggenbach, 1988)来判断。研究区大部分样点均落在未成熟水区域,仅榆林宫的几个地热井样品落在了部分饱和水区域,这意味着地热水在储层中的反应程度较低,并未达到完全的水-岩平衡状态(图 6)。此外,在Na-K-Mg 三角图中,除了磨西地区,其它地区的大多数样点似乎呈现出线性分布的趋势,倾向于 Na-K等值线,而不是随机分布的。根据 Na-K 地热温度计(Giggenbach, 1988)的估算,我们可以推断在

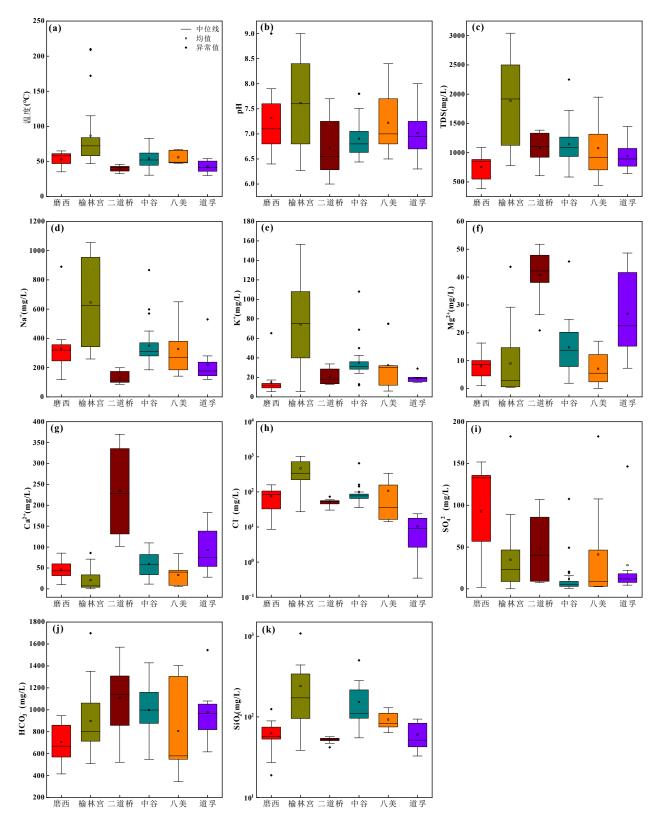


图 3 鲜水河断裂带地热水水化学参数箱型图。(a) 温度 (°C); (b)pH; (c)TDS(mg/L); (d) Na<sup>+</sup> (mg/L); (e) K<sup>+</sup> (mg/L); (f) Mg<sup>2+</sup> (mg/L); (g) Ca<sup>2+</sup> (mg/L); (f) Cl<sup>-</sup> (mg/L); (i) SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (mg/L); (j) HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (mg/L); (k) SiO<sub>2</sub> (mg/L) (数据来源于附表 1\*)

Fig. 3 Box diagram of hydrochemical parameters of geothermal waters in the Xianshuihe fault zone. (a) temperature ( $^{\circ}$ C); (b)pH; (c)TDS(mg/L); (d) Na $^{+}$  (mg/L); (e) K $^{+}$  (mg/L); (f) Mg $^{2+}$  (mg/L); (g) Ca $^{2+}$  (mg/L); (f) Cl $^{-}$  (mg/L); (i) SO $_{4}^{2-}$  (mg/L); (j) HCO $_{3}^{-}$  (mg/L); (k) SiO $_{2}$  (mg/L) (data from Supplement table 1)

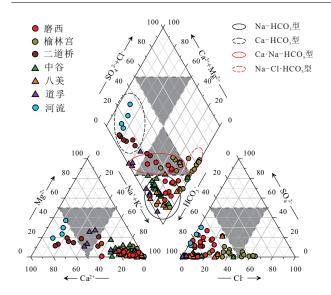


图 4 鲜水河断裂带地热水的 Piper 三线图 (Piper, 1944) (图中椭圆分别对应四种水化学类型;数据来源于附表 1\*)

Fig. 4 Piper triangle diagram of geothermal waters in the Xianshuihe fault zone (Piper, 1944) (The ellipses correspond to four hydrochemical types; data from supplement table 1)

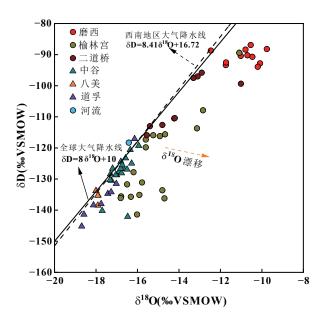


图 5 鲜水河断裂带地热水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  关系图(数据来源于附表  $1^{\circ}$ )

Fig. 5 Plot of  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  for the geothermal waters in the Xianshuihe fault zone (data from supplement table 1)

鲜水河断裂带上的一些地热区之下存在约 260℃ 的深部储层。研究区大部分地热泉是来自于较浅 的储层,这些储层是由深部储层与不同比例的浅部 冷水混合形成。因此研究区的地热水在上升过程

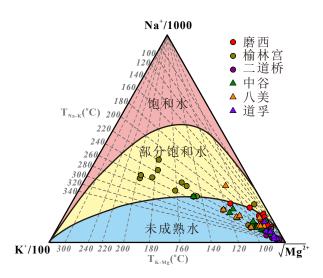


图 6 鲜水河断裂带地热水的 Na-K-Mg 三角图 (Giggenbach, 1988) (数据来源于附表 1°)

Fig. 6 Na-K-Mg trilinear equilibrium diagram of the geothermal waters in the Xianshuihe fault zone (Giggenbach, 1988) (data from supplement table 1)

中混合了浅部冷水,使用阳离子地温度计估算热储温度偏差较大。

二氧化硅地温计计算的出的热储温度取决于 水中二氧化硅的含量,如石英,玉髓,方石英和无定 形二氧化硅的数量控制(Peralta Arnold et al., 2017, Liu et al., 2022)。 log(K²/Mg)与 log(SiO<sub>2</sub>)比值图可 以指示地热流体中的二氧化硅种类(Giggenbach and Glover, 1992)。图 7a 绘制研究区地热水样点 (不包含地热井和SiO, 异常高的热泉)的  $log(K^2/Mg)$ 与 log(SiO<sub>2</sub>)比值图,发现几乎所有的地热样品点 均位于玉髓溶解线以上,因此可以确定石英和玉髓 是研究区地热储层中主要的二氧化硅矿物。使用 PHREEQC3.0 软件计算得出石英和玉髓的饱和指 数 SI 分别为-0.09~0.99 和-0.49~0.63, 可以看出 基本处于过饱和状态,并且石英的饱和程度更高。 因此研究区选用二氧化硅地温计(石英地热温标 (Fournier, 1977))估算热储温度,估算结果为 61℃~ 172℃。其中榆林宫、中谷和八美的热储温度较高, 热储温度平均值分别为 134℃、129℃ 和 132℃; 磨 西、二道桥和道孚的热储温度较低,热储温度平均 值分别为 106℃、104℃ 和 108℃。考虑到存在冷 水混合的影响, 石英地热温标估算得到的热储温度 为浅层热储温度,因此需要进一步使用硅--焓模型 (Truesdell and Fournier, 1977)估算深部热储温度和 冷水混合比例(图 7b)。估算得出这六个地热区的

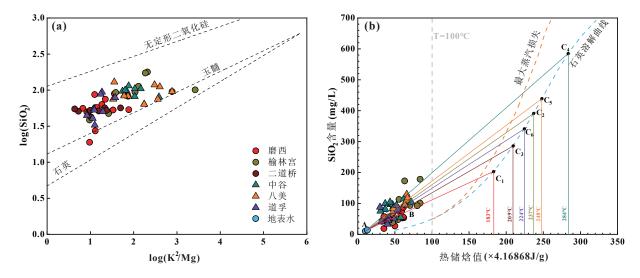


图 7 (a) 鲜水河断裂带地热水的  $lg(K^2/Mg)/lg(SiO_2)$  比值图和 (b) 硅—焓模型图(数据来源于附表  $l^*$ )

Fig. 7 (a) The  $lg (K^2/Mg)/lg (SiO_2)$  ratio diagram and (b) silicon-enthalpy model diagram of the geothermal waters in the Xianshuihe fault zone (data from supplement table 1)

平均温度为 183  $\mathbb{C}$   $\sim$  284  $\mathbb{C}$ , 平均冷水混合比例为  $77\% \sim 86\%$ 。其中, 中谷地区平均热储温度和冷水混合比例最高, 达到了 284  $\mathbb{C}$  和 86%; 磨西地区平均热储温度最低, 为 183  $\mathbb{C}$ ; 榆林宫地区的平均冷水混合比例最低, 为 77%。

# 3.4 地热水结垢趋势分析

结垢是地热流体利用和生产过程中的主要问题之一(Chauhan et al., 2021)。当成垢相在地热循环中时,由于气体析出或由于温度和/或压力的变化以及不同化学组成的水溶液之间的混合而导致溶解度降低而过饱和时,就会析出形成结垢(Bozau et al., 2015)。当结垢量过大时,会导致井筒上形成很厚的垢层,从而使地热流体流速变缓,流量变小,甚至堵塞管道(王延欣等, 2015),严重影响地热资源的开发和利用。因此本研究通过指数分析、饱和指数判别和公式定量化估算来探究鲜水河断裂带上六个地热区的结垢趋势。

# 3.4.1 指数分析法

# (1)碳酸盐结垢趋势

地热流体中的碳酸盐结垢物主要是碳酸钙,根据前人的研究(蔡义汉,2004),目前运用比较多的方法是采用拉申指数(LI)和雷兹诺指数(RI)(Ellis,1983)来定性判断地热水的碳酸钙结垢趋势。在地热水中,当 Cl<sup>-</sup>离子的含量较高时(毫克当量百分数>25%),采用拉申指数法判断碳酸钙结垢趋势

更为合理;当 CI<sup>-</sup>含量较低时(毫克当量百分数 <25%),则可以采用雷兹诺指数法判断碳酸钙结 垢趋势(韦梅华,2012)。公式如 1~5 所示(附表 2\*)。拉申指数的判断标准为:当 LI>0.5,表示不结垢,但有腐蚀性;当 LI<0.5,表示可能结垢,且无腐蚀性(朱家玲和姚涛,2004)。雷兹诺指数的 Kc 是包括与温度有关的平衡常数和活度系数的复杂常数,通常用图解法(Larson and Sollo, 1967)来估算,Ke则是常数。雷兹诺指数的判断标准为:当 RI<4.0 时,结垢非常严重;4.0<RI<5.0,结垢严重;5.0<RI<6.0,结垢中等;6.0<RI<7.0,结垢轻微; RI>7.0,不发生结垢(韦梅华,2012)。

采用拉申指数和雷兹诺指数估算鲜水河六个地热区碳酸钙结垢趋势的结果如表1所示。由于榆林宫地热区的 Cl<sup>-</sup>毫克当量百分数(范围为0.03%~64.16%,平均值为41.78%)平均值大于25%,因此该地区采用拉申指数的估算结果,估算得出 LI 的平均值为0.98,不会发生碳酸钙结垢。其余五个地热区的Cl<sup>-</sup>毫克当量百分数平均值均小于25%,采用雷兹诺指数估算的结果。磨西、中谷和道孚地区的碳酸钙结垢趋势为中等~严重;二道桥地区的碳酸钙结垢趋势为严重~非常严重;八美地区的碳酸钙结垢趋势为轻微~严重。

# (2)硫酸盐结垢趋势

地热流体中的硫酸盐结垢物主要有石膏、天

<sup>\*</sup>数据资料联系编辑部或者登录本刊网站获取。

表 1 鱼	鲜水河断裂带典型地热区碳酸钙结垢趋势预测结果
-------	------------------------

Table 1	Prediction results of CaCO	3 scaling trend in typical geothermal areas of Xianshuihe fault zone
I abic I	I i cuiction i courts of CaCO	13 Scannig ti chu in typicai geothei mai ai cas oi Aianshuine iaun zone

地区	LI	结垢趋势	$RI^1$	结垢趋势 RI²		结垢趋势	Cl¯毫克当量%	
磨西	_	_	4.24	严重	5.59	中等	13.05	
榆林宫	0.98	不结垢	3.90	_	_	中等	41.78	
二道桥	_	_	3.46	非常严重	4.55	严重	7.56	
中谷	_	_	4.09	严重	5.45	中等	13.07	
八美	_	_	4.70	严重	6.13	轻微	13.97	
道孚	_	_	4.05	严重	5.19	中等	1.79	

注:表中所有的计算结果均为平均值;1代表取K。计算;2代表取K。计算;"一"表示没有计算。

青石和重晶石,其中影响较大的为石膏(张恒等, 2016)。当地热流体温度小于 100℃时, CaSO₄ 主要以石膏(CaSO₄·2H₂O)形式沉淀。判断石膏的结垢趋势可以用相对饱和度 R.S.定性估算(王奎峰等, 2010), 如公式 6 所示(附表 2\*)。其中 logK<sub>石膏</sub>表示石膏的溶解度积,可以根据总固体物浓度 TDS 和温度换算得出(韦梅华等, 2012)。石膏相对饱和度 R.S.的判别标准为: 当 R.S. < 1 时, 表示未饱和, 不会造成石膏结垢; 当 R.S. > 1 时, 表示饱和, 可能会结垢。估算结果得出整个研究区的石膏相对饱和度 R.S.在 0.000 004~0.107 368 变化, 平均值为 0.014 035。因此, 鲜水河断裂带上的这六个典型地热区均不会产生石膏垢。

#### (3)硅酸盐结垢趋势

硅酸盐的结垢较为复杂,可以运用无定形二氧化硅的相关对饱和度 R.S.来判断(王奎峰等,2010)。如公式 7 所示(附表 2\*)。无定形二氧化硅的相对对饱和度 R.S.的判别标准为: 当 R.S.<1 时,无硅酸盐垢生成; 当 R.S.>1 时,可能有硅酸盐垢生成。估算结果得出整个研究区的二氧化硅相对饱和度 R.S.在 0.119~4.184 变化,平均值为 0.587。因此,研究区大部分地热水均不会产生硅酸盐垢。可能产生硅酸盐垢(R.S.>1)的地热水样品主要分布在榆林宫和中谷地区,这些地热水的共同特征是SiO<sub>2</sub>浓度异常高,均超过了 282 mg/L,最高的一处甚至达到了 1 082 mg/L。

综合以上估算结果可知,鲜水河断裂带上这六个地热区主要是发生碳酸盐结垢,硫酸盐结垢几乎不会产生,硅酸盐结垢仅会出现在 SiO<sub>2</sub>浓度异常高的地区(榆林宫和中谷)。由于拉申指数和雷兹诺指数均没有考虑地热水上升过程中的动力学特征、CO<sub>2</sub>分压变化和 pH 值的变化,因此需要进一步分析。

# 3.4.2 饱和指数判别法

在地热流体生成过程中,潜在的结垢问题可能会发生在地热流体上升过程中,因此需要利用相关的模拟软件分析地热流体在上升过程中发生的一系列反应,预测可能出现的结垢(韦梅华,2012)。本文主要利用 PHREEQC 软件计算矿物的饱和指数(SI),以此来判断不同矿物的溶解沉淀状态(Singh et al., 2017)。如公式 8 所示(附表 2\*)。

选择地热流体中典型的碳酸盐类矿物: 霰石、方解石、白云石; 硫酸盐类矿物: 硬石膏和石膏; 硅酸盐类矿物: 玉髓、石英和无定形二氧化硅, 分别模拟温度在井口温度~200℃和 pH 在 4~11 之间的各种矿物的平衡状态。

可以看出(图 8),随着温度的增加,这六个地区中碳酸盐类矿物的饱和度指数 SI 始终大于 0,处于过饱和状态。值得关注的是,当温度超过 180℃以后,碳酸盐类矿物(霰石和方解石)的 SI 开始出现减小的趋势。这是因为根据亨利定律, CO₂ 的溶解度会在 150℃~180℃ 达到最小值,当地热流体在此温度下发生沸腾时, CO₂ 脱气程度最大,导致CaCO₃ 向过饱和和沉淀的方向趋势更明显(李义曼和庞忠和, 2018)。当温度超过 180℃以后, CO₂ 的溶解度变大使 CaCO₃ 趋向于溶解,导致碳酸盐类矿物的 SI 变小。由前文热储温度估算的结果可知,这六个地热区深部的平均热储温度为 183℃~284℃。因此,说明随着温度和深度的增加,鲜水河断裂带上六个地热区的地热水均有可能发生碳酸盐结垢。

随着 pH 的增加(图 9),研究区地热水中的碳酸盐类矿物均表现为,从欠饱和状态逐渐过渡到了过饱和状态。值得注意的是,不同地热区的碳酸盐矿物(以方解石为例)达到平衡状态时的 pH 值不同。其中二道桥地区达到平衡状态时的 pH 最小,

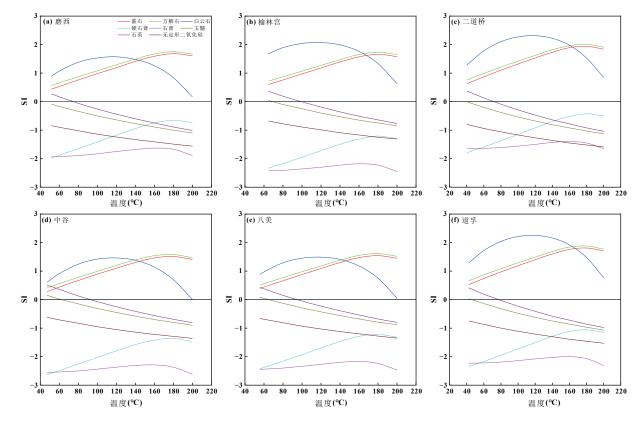


图 8 鲜水河断裂带地热水中典型矿物的饱和指数在不同温度下的变化

Fig. 8 Variation of saturation index of typical minerals in geothermal waters at different temperatures in the Xianshuihe fault zone

为 6.06; 磨西和八美地区的最大, 均为 6.70。因此 pH 对于碳酸盐类矿物的饱和度影响较大, pH 的增加会导致碳酸盐矿物变为过饱和状态而发生沉淀。当地热流体从深部(高温、高压)向浅部(低温、低压)流动的时候, 会导致 CO₂ 脱气和地热水发生沸腾, 这都会导致 pH 增加, 从而促进 CaCO₃ 沉淀(Li et al., 2020b)。尽管地热流体在 pH 小于 9 时相对于石英稍微过饱和, 但由于动力学原因, 处于过饱和状态的石英发生沉淀很缓慢, 只有随着闪蒸以一定速率产生无定形二氧化硅且随后冷却, 才可能出现沉淀(韦梅华, 2012)。由于无定形二氧化硅在 pH 增加过程中始终处于欠饱和状态, 因此不会出现硅酸盐结垢。

总之,鲜水河断裂带上的地热水从深部形成到 出露地表,硫酸盐和硅酸盐结垢难以形成,碳酸盐 结垢是该区主要问题,这与前文指数分析法得出的 结论基本一致。

# 3.4.3 公式计算法

深层储层流体组分的数据可以更加准确的判断结垢的趋势。本次研究利用井口样品数据重建

深部流体组分。根据前文的硅-焓模型估算得出的混合比例,结合测出的冷水端元和井口混合流体组分,可以重建深层储层流体组分(李义曼和庞忠和,2018)。选取每个地热区温泉数据的平均值作为重建原始数据。重建后各地区的流体组分如表2所示。

# (1)CaCO3结垢速率法

地热流体在流动过程中,方解石晶体表面的生长速率可使用方程估算。使用公式 9(附表  $2^*$ )可以计算方解石的结垢速率(Zhang and Dawe, 1998, Zhang et al., 2001)。流体中  $Mg^{2+}$ 浓度会抑制方解石的生长,当 Mg/Ca 摩尔比为  $0.1\sim0.5$  时,可使方解石生长速率降低 40%(Dawe and Zhang, 1997)。仅榆林宫地区的 Mg/Ca 摩尔比(1.25)大于 0.5,其余地区的 Mg/Ca 摩尔比均处于  $0.1\sim0.5$  之间,因此结公式 10 和 11(附表  $2^*$ )分别估算含有高浓度 Mg 和低浓度 Mg 溶液中方解石的生长速率(Zhang and Farquhar, 2001)。其中 I 取 0.02 mol/kg。估算了六个地热区地热水深部( $150^{\circ}$ C)和地表(排泄温度)在 48 小时内方解石的理论结垢厚度。结果显示,在这六个地热区的深部,方解石结垢厚度最大

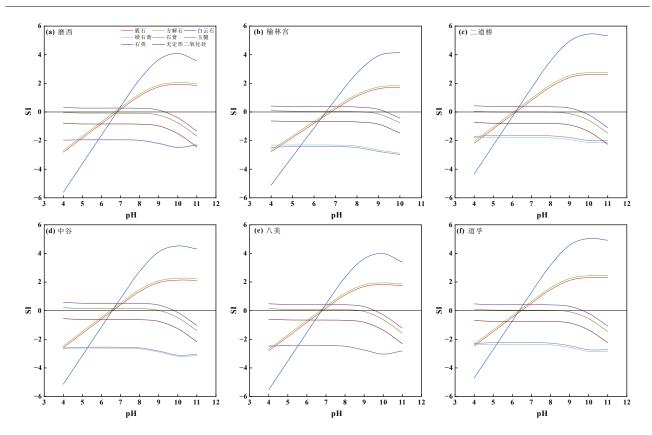


图 9 鲜水河断裂带地热水中典型矿物的饱和指数在不同 pH 下的变化

Fig. 9 Variation of saturation index of typical minerals in geothermal waters at different pH in the Xianshuihe fault zone

表 2 鲜水河断裂带典型地热区深部流体组分重建结果
Table 2 Reconstruction results of deep fluid components in typical geothermal area of Xianshuihe fault zone

	-		-				-		-	•
地区	温度(℃)	рН	Na <sup>+</sup>	$K^{+}$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	Cl <sup>-</sup>	$SO_4^{2-}$	$HCO_3^-$	$SiO_2$
			mg/L							
磨西	150.0	6.70	994.66	35.91	109.94	20.44	260.47	310.44	2 310.89	166.26
榆林宫	150.0	6.68	1 102.21	112.24	49.65	37.23	575.86	112.93	2 013.39	244.72
二道桥	150.0	6.06	624.05	101.76	822.61	153.16	231.35	236.10	4 180.94	203.66
中谷	150.0	6.47	1 117.56	106.60	153.72	24.67	252.06	30.83	3 131.62	304.17
八美	150.0	6.70	985.47	97.30	36.75	6.92	327.72	98.29	2 213.07	262.21
道孚	150.0	6.34	928.99	78.12	299.15	92.15	39.09	78.05	3 822.45	226.23

注: pH取各地区方解石达到平衡状态时的值。

的为二道桥地区,达到了 35.20 cm; 磨西、中谷和道 孚地区结垢厚度也较大,分别为 9.63、10.92 和 19.61 cm; 榆林宫和八美地区结垢厚度最小,分别 为 5.50 cm 和 2.54 cm。但是在地表温泉排泄温度下,这六个地热区的结垢厚度均小于 0.02 cm。说明地热水从地下深处上升到地表的过程中,方解石结垢速率会逐渐变小。

(2)基于 Ca<sup>2+</sup>浓度差异的方法 由于地热流体在上升过程中 Ca<sup>2+</sup>会以 CaCO<sub>3</sub> 或  $CaMg(CO_3)_2$  的形式沉淀出来,会导致流体中  $Ca^{2+}$ 的浓度不断降低。因此该方法假设储层流体 和井口样品之间的钙浓度差异是由方解石沉淀引起的,可以运用公式  $12(附表 2^*)$  计算( $\acute{A}$ mannsson, 1989,李义曼和庞忠和, 2018);其中 v 取 3 L/s, t 取 48 h。估算得出磨西、榆林宫、二道桥、中谷、八美和道孚这六个地热区的地热水从热储温度为 150  $^{\circ}$  的深处上升到地表的过程中,方解石结垢的总量分别为 86.60 kg、26.58 kg、804.26 kg、116.75 kg、4.84

kg 和 267.03 kg。

因此定量分析表明,二道桥地区的方解石结垢 最为严重,榆林宫和八美地区较为轻微。但由于重 建的流体仅仅是根据混合的方式计算的,忽略了流 体在上升过程中发生的一系列溶解或沉淀作用,因 此后续需进一步分析地热水在上升过程中的溶解 或沉淀作用。

#### 3.4.4 结垢原因分析

综上所述,我们可以初步得出鲜水河断裂带上 这六个地热区均有可能发生碳酸盐结垢,硅酸盐结 垢可能会发生在几个 SiO<sub>2</sub> 含量异常高的区域(榆 林宫和中谷),而硫酸盐结垢几乎不会发生。值得 注意的是二道桥地区的碳酸盐结垢程度是最严重 的;磨西、中谷和道孚地区碳酸盐结垢程度为中等; 榆林宫和八美地区结垢程度轻微。

二道桥地区方解石结垢程度严重主要是由于 地热流体中 Ca<sup>2+</sup>的浓度非常高。造成这个现象的 原因主要是该地区的储层岩性和储层温度导致的。 首先二道桥地区出露的岩性主要是以泥盆纪的碳 硅质板岩夹千枚岩、石灰岩、石英岩和志留纪的结 晶灰岩、次闪片岩为主,地热流体可能赋存于由结 晶石灰岩和花岗岩组成的储层中(Li et al., 2018)。 这就导致了该地区的地热流体在上升迁移的过程 中,会溶解大量的 Ca<sup>2+</sup>离子。其次是氢氧同位素分 析表明二道桥地区的水-岩相互作用相对于榆林宫 和磨西较弱, 储层温度更低, 可能会影响 Ca<sup>2+</sup>离子 的溶解。但是二道桥地区估算出的深层储层温度 约为 209℃, 正好接近于 CO, 在水中的最小溶解温 度(150℃~180℃)。随着地热水上升过程中压力 和温度的降低,在此温度范围内可能就会发生沸腾。 发生沸腾时 CO<sub>2</sub> 的脱气程度最大, 会产生大量的 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>离子与 Ca<sup>2+</sup>离子产生反应,从而促进了 CaCO, 的形成。虽然二道桥地区的储层流体的 pH值(6.06)较低,会抑制 CaCO。的沉淀。但是在 沸腾过程中流体中的 pH 值会增大(李义曼和庞忠 和, 2018), 因此二道桥地区储层流体较低的 pH 对 CaCO, 结垢的形成影响不是很大。

# 3.4.5 除垢和预防

由于 CaCO<sub>3</sub> 结垢问题,会造成地热井经常发生堵井现象,阻碍了地热资源的顺利开发利用。因此,需要对 CaCO<sub>3</sub> 结垢进行处理。对于 CaCO<sub>3</sub> 结垢的处理方式主要是清除和预防。主要的方法有机械拆除、控制 CO<sub>2</sub> 分压、控制溶液的 pH 值和使

用化学添加剂(阻垢剂)等(Corsi, 1986, Li et al., 2020b)。对于中—低温地热系统,满足不了发电需 求,主要是提供地热供暖、温泉洗浴和种养殖等。 因此可以采取的措施有:①机械拆除。由于温泉洗 浴等的机械装置较简单,可以对机械进行定期的拆 除清理结垢。依据实际的结垢速率和厚度,可以一 年进行一次或两次。②可以将地热泵置于沸点以 下,通过注入冷水或注入酸或 CO,来冷却储层流体, 从而控制地热水中的 pH 来抑制方解石结垢。对 于高温地热系统,满足发电的需求,可以采取方法 较多,如机械拆除、控制 CO2 分压、控制溶液的 pH 值和使用化学添加剂都可以。其中化学添加剂 是运用的最多且最有效的方法。如对于 CaCO、结 垢,我国羊八井地热发电站采用的是盐酸做清洗剂, 烷基吡啶类做缓蚀剂,最后用2%浓度的磷酸三钠 做钝化剂对抑制 CaCO。结垢起到了良好的效果 (杨东方和唐令龙, 1995)。此外, 还可以添加 nano-Ca-DTPMP 矿物抑制剂, 使 Ca<sup>2+</sup>离子还原的浓速率 降低, 让溶液中 Ca2+离子的存在时间延长, 从而减 缓 CaCO, 沉淀的速率(Kiaei and Haghtalab, 2014)。

# 4 结论

本次研究基于鲜水河断裂带上的磨西、榆林宫、二道桥、中谷、八美和道孚这六个地热区的地 热水已有研究数据,开展了水化学、氢氧同位素和 结垢趋势特征分析,得出以下四点结论:

- (1)鲜水河断裂带地热水 pH 值总体偏弱碱性, 主要阳离子为 Na<sup>+</sup>和 Ca<sup>2+</sup>, 主要阴离子为 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>和 Cl<sup>-</sup>, 水 化 学 类 型 主 要 为 Na-HCO<sub>3</sub>、Ca-HCO<sub>3</sub>、 Ca·Na-HCO<sub>3</sub> 和 Na-Cl·HCO<sub>3</sub> 型。
- (2)氢氧同位素特征表明,地热水主要来源于 大气降水的补给且大部分地区发生了氧漂移现象, 其中榆林宫和磨西地区的氧漂移现象最严重,表明 这两个地区的水-岩作用强烈,其余地区则相对 较弱。
- (3)地热水未达到完全的水—岩平衡状态。冷水混合后的热储温度为  $61 \, \mathbb{C} \sim 172 \, \mathbb{C}$ 。深部热储温度平均值为  $183 \, \mathbb{C} \sim 284 \, \mathbb{C}$ ,冷水混合比例平均值为  $77\% \sim 86\%$ 。
- (4)指数分析法和饱和指数判别法得出鲜水河 断裂带六个地热区均有可能发生碳酸盐结垢,硅酸 盐结垢可能会发生在几个 SiO<sub>2</sub> 含量异常高的区域 (榆林宫和中谷),而硫酸盐结垢几乎不会发生。通

过硅-焓模型估算的冷水混合比例重构得出深层储层流体组分,并结合井口数据进行计算,得出二道桥地区的碳酸盐结垢程度是最严重的,主要是因为该区域的储层岩性为碳酸盐岩,以及储层温度能促进 CaCO<sub>3</sub> 沉淀所导致。对于除垢和预防,主要的方法有机械拆除、控制 CO<sub>2</sub> 分压、控制溶液的 pH 值和使用化学添加剂(阻垢剂)等。

#### References

- Akın T, Kargı H, 2019. Modeling the geochemical evolution of fluids in geothermal wells and its implication for sustainable energy production [J]. Geothermics, 77: 115 129.
- Alçiçek H, Bülbül A, Brogi A, et al., 2017. Origin, evolution and geothermometry of thermal waters in the Gölemezli Geothermal Field, Denizli Basin (SW Anatolia, Turkey) [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 349: 1 30.
- Ámannsson H, 1989. Predicting calcite deposition in krafla boreholes [J]. Geothermics, 18 (1-2): 25 32.
- Bai M, Chevalier M-L, Pan J, et al., 2018. Southeastward increase of the late Quaternary slip-rate of the Xianshuihe fault, eastern Tibet. Geodynamic and seismic hazard implications[J]. Earth and Planetary Science Letters, 485: 19 – 31.
- Blasch K W. Bryson J R. 2007. Distinguishing sources of ground water recharge by using delta2H and delta18O[J]. Ground Water, 45 (3): 294-308.
- Bozau E, Häußler S, van Berk W, 2015. Hydrogeochemical modelling of corrosion effects and barite scaling in deep geothermal wells of the North German Basin using PHREEQC and PHAST[J]. Geothermics, 53: 540 547.
- Cai Y H, 2004. Geothermal Direct-Use[M]. Tianjin: University of Tianjin Press.
- Capaccioni B, Vaselli O, Tassi F, et al., 2011. Hydrogeochemistry of the thermal waters from the Sciacca Geothermal Field (Sicily, southern Italy) [J]. Journal of Hydrology, 396 (3-4):292-301.
- Chauhan V, Saevarsdottir G, Tesfahunegn Y A, et al., 2021.

  Computational study of two-phase flashing flow in a calcite scaled geothermal wellbore [J]. Geothermics, 97: 102239.
- Corsi R, 1986. Scaling and corrosion in geothermal equipment: problems and preventive measures [J]. Geothermics, 15 (5-6): 839 856.
- Craig H, 1961. Isotopic variations in meteoric waters [J]. Science, 133 (3465):1702-1703.
- Dawe R A, Zhang Y, 1997. Kinetics of calcium carbonate scaling using observations from glass micromodels[J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 18 (3):179-187.
- Delalande M, Bergonzini L, Gherardi F, et al., 2011. Fluid

- geochemistry of natural manifestations from the Southern Poroto-Rungwe hydrothermal system (Tanzania): Preliminary conceptual model [J]. Journal of volcanology and geothermal research, 199 (1-2): 127 141.
- Ellis P, 1983. Review of shell-and-tube heat exchanger fouling and corrosion in geothermal power plant service radian corporation [A].
- Erbaş H A, Bozdağ A, 2022. Hydrogeochemical characteristics and evaluation of the geothermal fluids in the Gazlıgöl geothermal field (Afyonkarahisar), Western Anatolia, Turkey[J]. Geothermics, 105: 102543.
- Fournier R O, 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems [J]. Geothermics, 5(1-4):41-50.
- Giggenbach W F, Glover R B, 1992. Tectonic regime and major processes governing the chemistry of waterand gas discharges from the Rotorua geothermal field, New Zealand [J]. Geothermics, 21 (1-2): 121-140.
- Giggenbach W F, 1988. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. Geochimica et cosmochimica acta, 52 (12): 2749 2765.
- Guo Q, Pang Z H, Wang Y C, et al., 2017. Fluid geochemistry and geothermometry applications of the Kangding high-temperature geothermal system in eastern Himalayas [J]. Applied Geochemistry, 81:63-75.
- Jiang G Y, Wen Y M, Liu Y J, et al., 2015. Joint analysis of the 2014 Kangding, southwest China, earthquake sequence with seismicity relocation and InSAR inversion[J]. Geophysical Research Letters, 42 (9): 3273 3281.
- Jiang Z, Zhou X, Chen B H, et al., 2022. Stable Isotope Characteristics of Geothermal Water and Calculation of Geothermal Reservoir Temperature in the Erdaoqiao Area of Kangding in Sichuan Province[J]. Geoscience, 36 (4): 1183 1192 (in Chinese with English abstract).
- Kiaei Z, Haghtalab A, 2014. Experimental study of using Ca-DTPMP nanoparticles in inhibition of CaCO3 scaling in a bulk water process [J]. Desalination, 338: 84 92.
- Kong Y L, Pang Z H, Shao H B, et al., 2014. Recent studies on hydrothermal systems in China: a review[J]. Geothermal Energy, 2 (1):1-12.
- Kong Y L, Wang K, Li J, et al., 2019. Stable Isotopes of Precipitation in China: A Consideration of Moisture Sources[J]. Water, 11 (6): 1239.
- Larson T E, Sollo F R, 1967. Loss in Water Main Carrying Capacity [J].

  Journal (American Water Works Association), 59 (12): 1565 1572.
- Lei H W, Bai B, Cui Y X, et al, 2023. Quantitative Assessment of Calcite Scaling of a High Temperature Geothermal Production Well: Hydrogeochemistry —Application to the Yangbajing Geothermal Fields, Tibet[J]. Earth science, 48 (3): 935 945.

- Li J X, Yang G, Sagoe G, et al., 2018. Major hydrogeochemical processes controlling the composition of geothermal waters in the Kangding geothermal field, western Sichuan Province [J].

  Geothermics, 75: 154 163.
- Li X, Huang X, Liao X, et al., 2020a. Hydrogeochemical Characteristics and Conceptual Model of the Geothermal Waters in the Xianshuihe Fault Zone, Southwestern China[J]. International Journal of Environmental Research and Public Health, 17 (2): 500 514.
- Li X, Wang J J, Huang X, et al, 2018. Chemical and isotopic characteristics of hot water in the Kangding-Daofu section of Xianshuihe fault zone, Sichuan, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 45 (6): 733 745 (in Chinese with English abstract).
- Li Y M, Pang Z H, 2018. Carbonate Calcium Scale Formation and Quantitative Assessment in Geothermal System[J]. Advances in New and Renewable Energy, 6 (4): 274 281 (in Chinese with English abstract).
- Li Y M, Pang Z H, Galeczka I M, 2020b. Quantitative assessment of calcite scaling of a high temperature geothermal well in the Kangding geothermal field of Eastern Himalayan Syntax[J]. Geothermics, 87: 101844.
- Liu Q Q, Shi Y N, Wei D P, et al., 2017. Near-surface Geothermal Gradient Observation and Geothermal Analyses in the Xianshuihe Fault Zone, Eastern Tibetan Plateau[J]. Acta Geologica Sinica English Edition, 91 (2): 414 428.
- Liu W, Guan L F, Liu Y, et al., 2022. Fluid geochemistry and geothermal anomaly along the Yushu-Ganzi-Xianshuihe fault system, eastern Tibetan Plateau: Implications for regional seismic activity [J].

  Journal of Hydrology, 607: 127554.
- Lu L H, Pang Z H, Kong Y L, et al., 2018. Geochemical and isotopic evidence on the recharge and circulation of geothermal water in the Tangshan Geothermal System near Nanjing, China: implications for sustainable development[J]. Hydrogeology Journal, 26 (5): 1705 1719.
- Luo J, Pang Z H, Kong Y K, et al., 2017. Geothermal potential evaluation and development prioritization based on geochemistry of geothermal waters from Kangding area, western Sichuan, China [J]. Environmental Earth Sciences, 76 (9): 2-24.
- Peralta Arnold Y, Cabassi J, Tassi F, et al., 2017. Fluid geochemistry of a deep-seated geothermal resource in the Puna plateau (Jujuy Province, Argentina) [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 338: 121 134.
- Piper A, 1944. A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water-Analyses [J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 25: 914 923.
- Satman A, Ugur Z, Onur M, 1999. The effect of calcite deposition on geothermal well inflow performance [J]. Geothermics, 28: 425-44.
- Singh C K, Kumar A, Shashtri S, et al., 2017. Multivariate statistical

- analysis and geochemical modeling for geochemical assessment of groundwater of Delhi, India [J]. Journal of Geochemical Exploration, 175: 59-71.
- Tang X C, Zhang J, Pang Z H, et al., 2017. The eastern Tibetan Plateau geothermal belt, western China: Geology, geophysics, genesis, and hydrothermal system[J]. Tectonophysics, 717: 433 448.
- Tang X C, Zhang J, Pang Z H, et al., 2016. Distribution and genesis of the eastern Tibetan Plateau geothermal belt, western China[J]. Environmental Earth Sciences, 76 (1) : 1 15.
- Tang Y, Wang P, Deng H, et al., 2022. Petrological records of major tectono-magmatic events since Oligocene in the southeastern segment of Xianshuihe fault zone in the eastern margin of Tibetan Plateau [J].
  Geological Bulletin of China, 41 (7): 1121 1143 (in Chinese with English abstract).
- Tapponnier P, Molnar P, 1977. Active faulting and tectonics in China[J].

  Journal of Geophysical Research, 82 (20): 2905 2930.
- Truesdell A, Fournier R, 1977. Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water by using a plot of dissolved silica versus enthalpy [J]. USGS J Res, 5:49-52.
- Wang E, Burchfiel B C, Royden L H, et al., 1998. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of Southwestern Sichuan and Central Yunnan, China[J]. Special Paper of the Geological Society of America, 327: 1 108.
- Wang K F, Yang D P, Song X S, et al., 2010. Chemical characteristics and encrustment and erosion of geothermal water in the Guantao Formation in Linqing [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 37 (1):130-134 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y C, Gu H Y, Li D, et al., 2021. Hydrochemical characteristics and genesis analysis of geothermal fluid in the Zhaxikang geothermal field in Cuona County, southern Tibet[J]. Environmental Earth Sciences, 80 (11): 415.
- Wang Y X, Liu S L, Bian Q Y, et al., 2015. Scaling Analysis of Geothermal Well from Ganzi and Countermeasures for Anti-scale[J]. Advances in New and Renewable Energy, 3 (3): 202 – 206 (in Chinese with English abstract).
- Wanner C, Eichinger F, Jahrfeld T, et al., 2017. Unraveling the Formation of Large Amounts of Calcite Scaling in Geothermal Wells in the Bavarian Molasse Basin: A Reactive Transport Modeling Approach[J]. Procedia Earth and Planetary Science, 17: 344 347.
- Wei M H, 2012. Analysis of the scaling Mechanism and Trend of Thermal Groundwater in Kangding County of Sichuan Province[D]. China University of Geosciences (Beijing).
- Wei M H, Tian T S, Sun Y D, et al., 2012. A study of the scaling trend of thermal groundwater in Kangding county of Sichuan [J]. hydrogeology & engineering geology, 39 (5): 132 138 (in Chinese with English abstract).
- Xu S, Guan L F, Zhang M L, et al., 2022. Degassing of deep-sourced

- $CO_2$  from Xianshuihe-Anninghe fault zones in the eastern Tibetan Plateau [J]. Science China Earth Sciences, 65 (1): 139 155.
- Yang D F, Tang L L, 1955. Scales Removal of Geothermal Well in Xizang[J]. Sichuan electric power technology, 18 (4): 8 10 (in Chinese with English abstract).
- Zhang H, Hu Y Z, Yun Z H, et al., 2016. Applying Hydro-Geochemistry Simulating Technology to Study Scaling of the High-Temperature Geothermal Well in Kangding County[J]. Advances in New and Renewable Energy, 4 (2): 111 117 (in Chinese with English abstract).
- Zhang P Z, 2013. A review on active tectonics and deep crustal processes of the Western Sichuan region, eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Tectonophysics, 584: 7 22.
- Zhang Y P, Dawe R, 1998. The kinetics of calcite precipitation from a high salinity water [J]. Applied Geochemistry, 13(2):177-184.
- Zhang Y H, He Z H, Tian H H, et al., 2021. Hydrochemistry appraisal, quality assessment and health risk evaluation of shallow groundwater in the Mianyang area of Sichuan Basin, southwestern China[J]. Environmental Earth Sciences, 80 (17):576.
- Zhang Y H, 2018. Research on genesis and development of the geothermal system in the Kangding-Moxi segment of the Xianshuihe fault[D]: Chengdu University of Technology.
- Zhang Y H, Li X, Xu M, et al., 2021b. Hydrogeochemical Characteristics of Geothermal Waters in the Daofu Area of the Xianshuihe Geothermal Belt[J]. Safety and Environmental Engineering, 28 (3): 42-51 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y., Farquhar, R., 2001. Laboratory determination of calcium carbonate scaling rates for oilfield wellbore environments. In: Proceedings of International Symposium on Oilfield Scale. Society of Petroleum Engineers.
- Zhang Y P, Shaw H, Farquhar R, et al., 2001. The kinetics of carbonate scaling—application for the prediction of downhole carbonate scaling[J]. Journal of Petroleum Science Engineering, 29 (2):85-95.
- Zhang Y H, Xu M, Li X, et al., 2018. Hydrochemical Characteristics and Multivariate Statistical Analysis of Natural Water System: A Case Study in Kangding County, Southwestern China[J]. Water, 10 (1):
- Zhao B, Lyu Y, Wen R, et al., 2023. Utilization situation and development prospect of geothermal energy in Tibet[J]. Thermal Power Generation:  $52\ (1): 1-6$ .
- Zhao Y N, 1981. Discussion on the relationship between the Xianshuihe en echelon fracture fracture and seismic activity from the evolution history of Xianshuihe fracture[J]. Earthquake Research in Sichuan, (3):10-14 (in Chinese with English abstract).

Zhu J L, Yao T, 2004. Judgement and Calculation of Trend of Corrosion and Scaling of Geothermal Water[J]. Industaial Waters & Wastewaters, 35 (2):23-25 (in Chinese with English abstract).

# 附中文参考文献

- 蔡义汉,2004. 地热直接利用[M]. 天津: 天津大学出版社.
- 姜哲,周训,陈柄桦,等,2022.四川康定市二道桥地区地下热水稳定同位素特征及热储温度计算[J].现代地质,36(4):1183-1192.
- 雷宏武,白冰,崔银祥,等,2023.高温地热生产井碳酸钙结垢定量评价:水文地球化学—以西藏羊八井为例[J].地球科学48(3):935-945.
- 李晓,王金金,黄珣,等,2018.鲜水河断裂带康定至道孚段热水 化学与同位素特征[J].成都理工大学学报(自然科学版), 45(6):733-745.
- 李义曼, 庞忠和, 2018. 地热系统碳酸钙垢形成原因及定量化评价 [J]. 新能源进展, 6(4):274-281.
- 唐渊,王鹏,邓红,等,2022.青藏高原东缘鲜水河断裂带南东段 渐新世以来主要构造岩浆事件的岩石记录[J].地质通报, 41(7):1121-1143.
- 王奎峰,杨德平,宋香锁,等,2010.临清市馆陶组地热水化学特征及结垢腐蚀性研究[J].水文地质工程地质,37(1):130-134.
- 王延欣, 刘世良, 边庆玉, 等, 2015. 甘孜地热井结垢分析及防垢 对策[J]. 新能源进展, 3 (3): 202-206.
- 韦梅华,2012.四川省康定县地下热水结垢机理及趋势分析[D]:中国地质大学(北京).
- 韦梅华,田廷山,孙燕冬,等,2012.四川省康定地区地热水结垢趋势分析[J].水文地质工程地质,39(5):132-138.
- 杨东方,唐令龙,1955.西藏地热井除垢[J].四川电力技术, 18(4):8-10.
- 张恒,胡亚召,云智汉,等,2016.水文地球化学模拟技术在康定 某高温地热井结垢研究中的应用[J].新能源进展,4(2):111-
- 张云辉,2018.鲜水河断裂康定-磨西段地热系统成因及开发利用研究[D]:成都理工大学.
- 张云辉,李晓,许模,等,2021b.鲜水河地热带道孚地区地热水水 文地球化学特征研究[J].安全与环境工程,28(3):42-51.
- 赵斌,吕玥,温柔,等,2023.西藏地热能开发利用现状及发展前景[J].热力发电:52(1):1-6.
- 赵友年, 1981. 从鲜水河断裂带演化史谈鲜水河雁行式断裂带与地震活动的关系[J]. 四川地震, (3):10-14.
- 朱家玲,姚涛,2004. 地热水腐蚀结垢趋势的判断和计算[J]. 工业 用水与废水,35(2):23-25.