

doi: 10.12029/gc20230601001

刘畅, 苏金宝. 2024. 西藏羊八井—宁中盆地地下水深循环三维模拟及对地热异常分布的限定[J]. 中国地质, 51(6): 1868–1882.

Liu Chang, Su Jinbao. 2024. Geothermal distribution and forming mechanism: Insight from 3D numerical simulation on Yangbajing–Ningzhong Basin, Tibet[J]. Geology in China, 51(6): 1868–1882(in Chinese with English abstract).

## 西藏羊八井—宁中盆地地下水深循环三维模拟 及对地热异常分布的限定

刘畅, 苏金宝

(河海大学海洋学院, 江苏南京 210098)

**摘要:**【研究目的】高山区大气降水下渗至地下深部, 经地下深循环排泄至地表, 该过程涉及深部构造和水文地球化学, 是形成丰富的地热和矿产资源的流体来源之一。前人使用水化学与同位素和数值模拟等方法研究探讨地下水源区和流动系统等, 分析地下水循环深度、地下水循环时间和地下水运移机制, 进而评估区域地热和矿产资源分布。【研究方法】结合西藏羊八井—宁中盆地 DEM 数据、断层和岩性等资料建立三维有限元几何模型, 使用地下水模拟软件求解标准饱和和地下水流动方程, 探讨研究区典型热泉的循环系统和区域地下水运移规律。【研究结果】模拟结果表明, 地下水在羊八井、拉多岗和曲才热泉的最大循环深度分别为 5~7 km、3.5~4 km 和 3~3.6 km, 相应的地下水循环时间为 23~80 年、5~6 年和 4~8 年。念青唐古拉山地下水入渗深度达 10 km, 时间达百万年。【结论】各个热泉的地下水循环深度不同, 循环补给时间也差异较大, 它们之间的补给源区和循环路径存在较大差异, 虽位于同一裂谷, 但羊八井、拉多岗和曲才热泉彼此之间没有水力联系, 造成物质组成的差异。

**关键词:** 青藏高原; 高温热泉; 地下水; 断层; 数值模拟; 水文地质调查工程; 地热地质调查工程

**创 新 点:** 使用地质建模软件建立三维几何模型并划分有限元网格, 导入地下水数值模拟软件进行模拟, 结果揭示了研究区热泉不同的流动系统和区域地下水入渗深度, 为区域地下水流动和热泉循环模式研究提供了可行的技术方法。

中图分类号: P641.6 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2024)06-1868-15

## Geothermal distribution and forming mechanism: Insight from 3D numerical simulation on Yangbajing–Ningzhong Basin, Tibet

LIU Chang, SU Jinbao

(College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, Jiangsu, China)

**Abstract:** This paper is the result of hydrogeological survey engineering.

**[Objective]** Meteoric water in the mountain areas infiltrates deep underground and circulates to the surface. It involves deep structural and hydrogeochemical processes, and it is one of the fluid source of forming rich geothermal and mineral resources. Predecessors focused on the groundwater source, circulation depth and flow system using methods of hydrochemistry isotope and

收稿日期: 2023-06-01; 改回日期: 2023-08-27

基金项目: 国家重点研发计划(2023YFC2907105)国家自然科学基金项目(42272236, 41872074)资助。

作者简介: 刘畅, 男, 1999 年生, 硕士生, 主要从事数值模拟研究; E-mail: lc1999@hhu.edu.cn。

通讯作者: 苏金宝, 男, 1980 年生, 博士, 副教授, 主要从事构造地质学研究; E-mail: sujinhao@hhu.edu.cn。

numerical simulation, and further evaluated the distribution of regional geothermal and mineral resources. **[Methods]** Based on the data of DEM, fault structure, and lithology of the Yangbajing–Ningzhong basin, we establish 3D geometry finite element model. The standard saturated groundwater flow equation is solved using groundwater simulation software, and we analyse the circulation system of the typical hot springs and regional groundwater migration. **[Results]** The simulation results show that the maximum circulation depths of groundwater are respectively 5–7 km, 3.5–4 km, and 3–3.6 km at Yangbajing, Laduogang, and Qucai springs, and the corresponding groundwater circulation times are 23–80, 5–6 and 4–8 years. The groundwater of Nyainqentanglha Mountain seeps down to 10 km depth, where the time spans million years. **[Conclusions]** In general, the circulation depth and the recharge time of hot springs are different due to their different supply sources and circulation paths. Notably, there is no hydraulic connection between the hot springs at Yangbajing, Laduogang, and Qucai, although they are located in the same rift valley. It results in differences in material composition among these springs.

**Key words:** Tibet Plateau; hot spring; groundwater; fault; numerical simulation; hydrogeological survey engineering; geothermal geological survey engineering

**Highlights:** The finite element 3D geometry model is established and meshed by using geological modeling software. We import the mesh to the groundwater numerical simulation software. The results reveal the different flow systems of hot springs and the regional groundwater infiltration depth in the study area, which provides a feasible technical method for the study of groundwater flow and hot spring circulation mode.

**About the first author:** LIU Chang, male, born in 1999, master candidate, engaged in numerical simulation research; E-mail: [lc1999@hhu.edu.cn](mailto:lc1999@hhu.edu.cn).

**About the corresponding author:** SU Jinbao, male, born in 1980, doctor, associate professor, engaged in structural geology and tectonics research; E-mail: [sujinbao@hhu.edu.cn](mailto:sujinbao@hhu.edu.cn).

**Fund support:** Supported by the National Key Research and Development Program of China (No.2023YFC2907105) and the National Natural Science Foundation of China (No.42272236, No.41872074).

## 1 引言

高海拔山区的大气降水下渗, 经过地下深循环, 在低地排泄形成异常高温热泉(大于 60°C), 这类现象普遍存在于世界各地, 如加拿大落基山脉 (Grasby and Hutcheon, 2001)、新西兰南阿尔卑斯山 (Menzies et al., 2014)、中国西藏 (Craw et al., 2005)、祁连山脉 (Stober et al., 2016)。地下水循环过程往往涉及到许多地下水作用, 影响地质构造与矿产资源分布: 如一些关键金属元素受水力条件变迁富集迁移 (Marazuella et al., 2020)、流体渗入到孕震带增加孔隙水压力并降低岩体临界剪切强度 (Wang et al., 2021)、冷却侵入岩浆 (Cathles et al., 1997)、富集地热资源等等 (Feng et al., 2012; Zeng et al., 2014, 2018)。目前关于大气降水在复杂地质构造条件下的地下循环过程仍存在许多疑问, 特别在地下水的循环深度与循环时间方面存在很大争议。许多学者通过不同的方法对高山区地下水循环深度进行研究, Ge et al. (2008) 对中国西藏拉萨到格尔木青藏铁路沿线进行了二维的地下水数值模

拟, 研究结果显示地下水平均循环深度为 1 km, 而下渗至 2 km 深的地下热水向上排泄形成高温热泉 (60~70°C); 在新西兰高山断层系统研究中, Menzies et al. (2014) 发现小于 2 km 深的地热流体有着明显的大气水的氢氧同位素特征, 但认为大气降水最深可以达到 6 km 深; Wanner et al. (2020) 对瑞士地下水进行了基于地球化学的数值模拟研究, 发现循环深度可以到达 9 km 深; Diamond et al. (2018) 总结了前人文献中的大气降水入渗深度, 在对阿尔卑斯山的研究中提出当地地下水能循环至 9~10 km 深。也有观点认为, 地下深循环的大气降水可能并不是经过液态大气水下渗, 而是在地表受沉积和构造作用被卷入地下到达脆韧转换带 (Nesbitt et al., 1989; Wickham et al., 1993; Butler et al., 1997)。另一方面, 相对应的地下水循环时间也存在着疑问, 比如在 The Grimsel Pass 地热系统中的地下水 <sup>14</sup>C 研究中, 发现其循环时间至少为 30 ka (Diamond et al., 2018); 而在瑞士另一处低渗透率的结晶质基岩中, 地下水的循环时间最大也超过 11.5 ka, 模拟的氯离子需要 100 ka 时间循环至 8 km 深 (Wanner et al.,

2020)。

羊八井—宁中盆地位于亚东—谷露裂谷的中北部,亚东—谷露裂谷带位于喜马拉雅地热带(Hochstein and Regenauer-Lieb, 1998),该带上分布有广泛的热液活动,如喷气孔、蒸汽裂隙、温泉和热液爆炸等,裂谷内的大部分温泉温度超过 80℃,高温热田密集(Su et al., 2020)。亚东—谷露裂谷带温泉富集 Li、Rb、Cs 和 B 等元素,其成因可能起源于深部岩浆(Zhang et al., 2015)。羊八井—宁中盆地的深部岩浆熔融体深度约在 12~15 km(Brown et al., 1996; Alsdorf et al., 1998)。羊八井、宁中和谷露热泉具有较明显的  $\delta^{18}\text{O}$  漂移现象(刘昭等, 2014),表明亚东—谷露裂谷带地下水循环深度存在差异。有研究认为整个西藏地下水量严重不平衡(Yong et al., 2021),可能存在地下水深层次循环,地下水深部循环运移过程十分复杂,区域大规模的地下水循环深度、循环时间以及循环过程尚难确定,从而影响能源与资源的评估认识。青藏高原典型热泉同位素年龄从一百年到十几年不等(刘昭等, 2014; Tan et al., 2014),定年差异与上述高山区热泉的地下水年龄差异巨大。青藏高原上持续快速更新的热泉补给表明地热系统对气候变化可能存在响应,全球变暖引起的冰川融化会加大热泉流量(Tan et al., 2014),对地热资源的开发也会导致地热景观消失、地下水位下降、地面沉降等问题,研究地下水循环范围、循环深度和循环时间对于改善水资源管理和地下水可持续利用等也具有重要意义(Chen et al., 2021)。

亚东—谷露裂谷是青藏高原最年轻的近南北向裂谷,羊八井—宁中盆地地形多变,地震频繁,地热资源丰富,发育多处热泉,是了解地下水在复杂地质构造条件下循环机制的理想研究场所。本研究结合构造、岩性和实际地形数据建立三维地质模型并进行地下水深循环数值模拟研究,分析地下水循环的时空分布,探讨研究区地热泉之间的内在联系。

## 2 地质背景

印度板块与欧亚板块碰撞导致青藏高原隆升,在青藏高原中南部形成了一系列近南北走向的裂谷(Tapponnier et al., 1981)。亚东—谷露裂谷是其中之一,裂谷起始于亚东县,止于谷露镇以北 30

km 处,长 500 km(吴中海等, 2015)。根据裂谷内主要分界断层的构造特征,裂谷可分为北段、中段和南段,包括 7 个地堑或地堑群,北段包括谷露地堑、当雄—羊八井地堑和格达地堑(Zuo et al., 2021)。羊八井—宁中盆地位于 90°2'40"E~91°8'34"E, 29°40'5"N~30°36'48"N,它是拉萨地块中部的一条狭长地堑,其西北侧的念青唐古拉山脉海拔最高 7162 m,平均海拔 6000 m;地堑东南侧山地平均海拔 5200 m。念青唐古拉山东侧临近盆地发育长 100 余千米、宽 0.5~5 km 的韧性剪切带,主要为糜棱岩和糜棱片岩(吴珍汉等, 2005)。研究区主要出露地层为石炭系、古近系以及数百米厚的第四系,侵入岩主要为念青唐古拉山脉的中新世巨型花岗岩、白云母—二云母花岗岩和古近纪侵入岩。地堑北部主要为石炭纪浅海碎屑沉积物和灰岩,白垩纪至古近纪—新近纪花岗岩和各种成因的冰川、冲积、河流、湖泊第四纪沉积物(Armijo et al., 1986; Kapp et al., 2008)。研究区存在 3 处典型热泉,其中羊八井热泉处有 F1~F5 五条断层呈阶梯式分布;拉多岗热泉发育在 F6 和 F7 断层之间, F6 与 F7 断层在深部与 F2 断层相交;曲才热泉出露位置在 F12 断层上,北侧有 F1 主边界断层以及 F9、F10、F11 三条次级断层(图 1)。

## 3 研究方法

### 3.1 模型建立、网格划分和边界条件设置

结合 INDEPTH 项目的地震深反射剖面的约束,以及区域地质、前人论文(Alsdorf et al., 1998; Zhang et al., 2013; Tian et al., 2015)和实地研究中收集到的资料,基于 DEM 的真实地形数据(数据集由中国科学院计算机网络信息中心地理空间数据云站点提供(<http://www.gscloud.cn>))和 1:250000 地质调查成果使用地质建模软件 Geomodeller 构建三维几何模型,盆地内部存在与热泉相关的 13 条断层(图 1),断层倾角为 55°~70°, 5~6 km 深(Feng et al., 2012),模型内断层统一设置为倾角 60°、宽度 150 m、深度 6 km(图 2a)。模型根据研究区主要岩性划分为沉积物、糜棱岩、灰岩砂岩和花岗岩四个单元(图 2b)。构建的几何模型长 122390 m,宽 121693 m,模型底部为 18 km 深,地形最高点 7054 m,最低点 3641 m。模型体积为 3.42678×

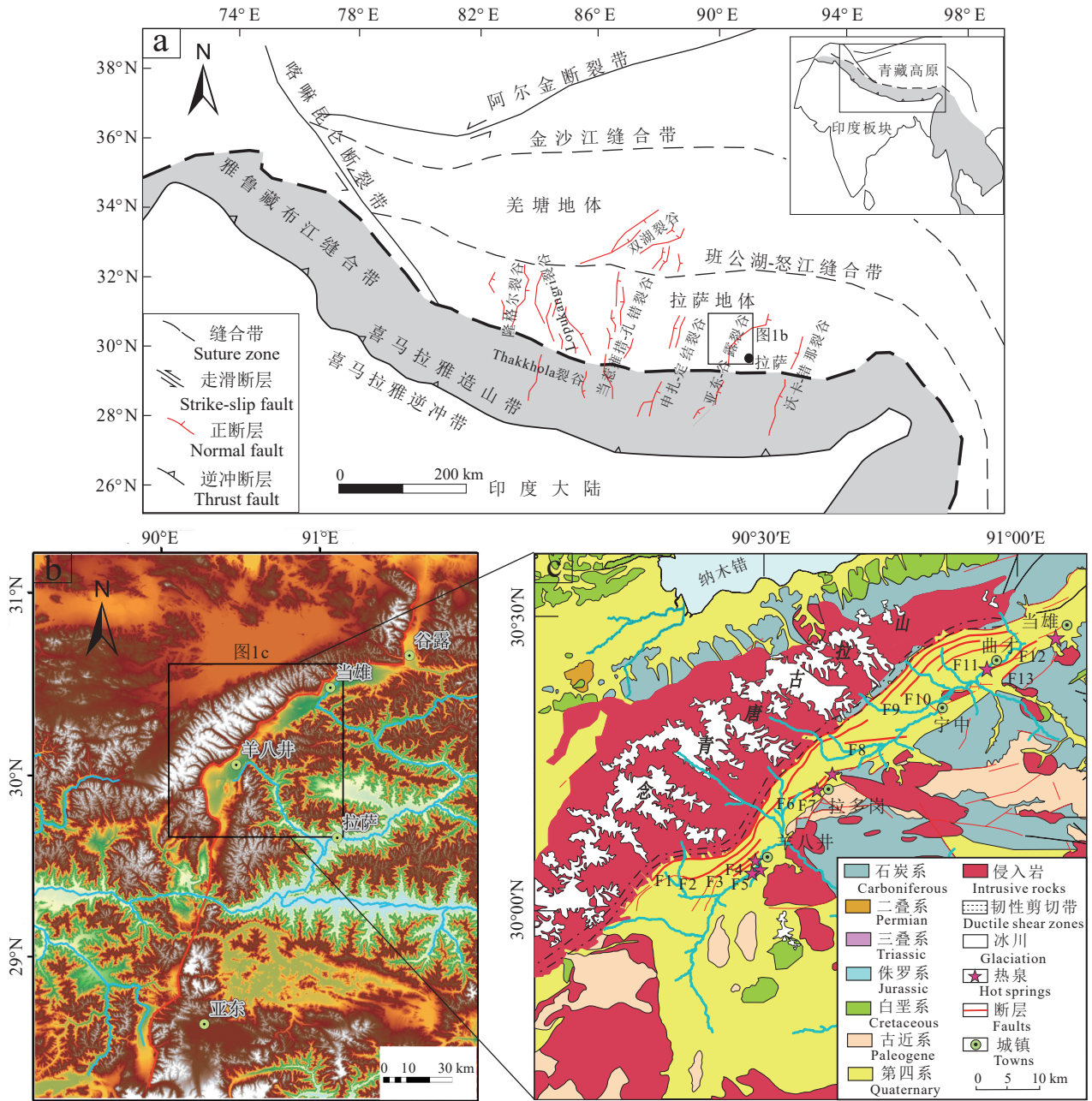


图 1 喜马拉雅—西藏造山带区域构造图(a, 底图据 Liu et al., 2021)和研究区区域地质图(b, c)

Fig.1 Tectonic map of Himalayan-Tibetan orogen (a, after Liu et al., 2021) and regional geological map (b, c) of study area

$10^{14} \text{ m}^3$ , 对模型建立划分网格, 共 832594 个节点、3463588 个单元、13 个断层面。

由于缺乏对高山区的水位观测, 将模型视为饱和和多孔介质, 即地下水位设置与地形高度一致, 这在造山带环境区域流动模拟中认为是可行的 (Tiedeman et al., 1998; Bossong, 2003; Caine et al., 2006; Taillefer et al., 2018; Wanner et al., 2020)。忽略降水事件的影响, 将整个模型视为承压含水层,

忽略潜水含水层, 研究区主要河流和纳木错湖保持着长期的水位不变, 设置为定水头边界, 保持与地表高程一致。羊八井、拉多岗和曲才 3 处热泉设置为井边界, 流量分别为 73 L/s、5 L/s 和 10 L/s(佟伟, 2000)。该地区冰川覆盖高度在 5500 m 以上 (Ren et al., 2020), 模型的横向和底部不允许水流通过。使用有限元模拟软件 FEFLOW 进行稳态流计算, 模型水头分布如图 3 所示。

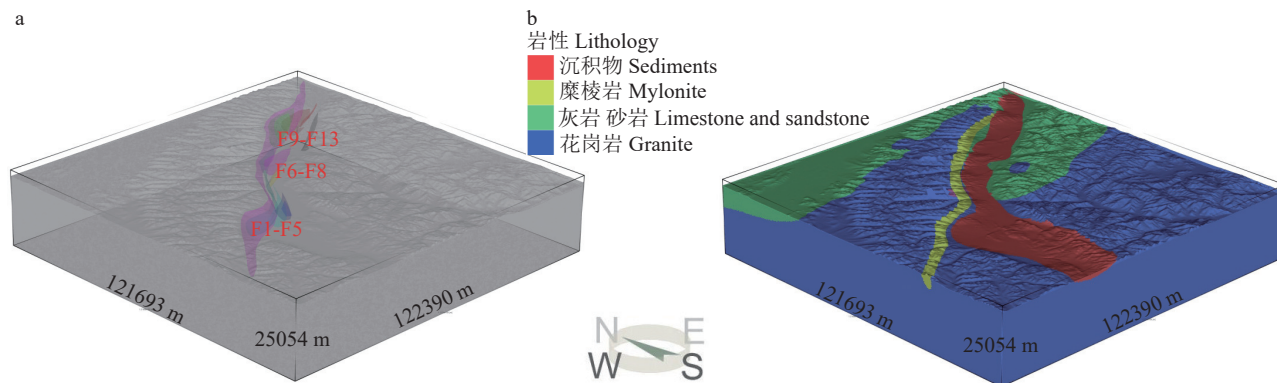


图2 包括断层(彩色)的三维地质简化模型(a)和模型岩性单元设置(b)  
Fig.2 3D geological simplified model with the faults (colorful) (a) and lithology units setting in the model (b)

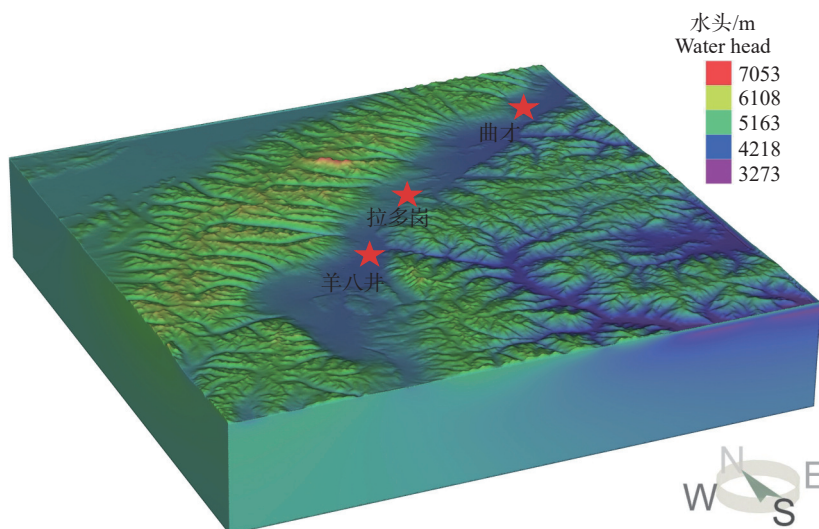


图3 水头分布  
Fig.3 Distribution of hydraulic head

### 3.2 软件控制方程与参数设置

FEFLOW 是由德国 WASY 开发的地下水流及溶质运移模拟软件。该软件利用伽辽金有限单元法求解二维及三维的复杂孔隙-裂隙介质中地下水流、质量及热量运移控制方程,能够精确模拟三维地层、断层裂隙等复杂地质结构,可以灵活地进行网格的处理和加密。FEFLOW 是现有的功能最复杂的、模拟多孔介质中饱和及非饱和地下水流和溶质运移的有限元软件包。它包括交互式图形、GIS 界面、数据分区化、可视化工具以及强大的数值技术。这使得它在建立有限元剖分网格、给模型赋参数值、设定边界条件、进行模拟计算和结果可视化等方面都保持更高的效率。软件内的地下水

渗流场数学模型的控制方程是结合达西定律和连续方程推导出来的,多孔介质岩石中的地下水流可以表示为:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right\} + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

其中  $K_x$ 、 $K_y$  和  $K_z$  分别代表 X、Y 和 Z 方向上的水力传导系数,  $W$  代表来自源、汇项的体积通量,  $S_s$  代表含水层贮水率,  $h$  代表水位。假设地下水流系统长期处于平衡状态。因此,偏微分方程可以写成:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right\} + W = 0 \quad (2)$$

渗透系数  $K(\text{m/s})$  是模拟的主要控制参数, 综合前人对西藏的研究与野外地质调查结果, 断层以及厚度较薄的灰岩砂岩、第四系沉积物和糜棱岩渗透系数设置为定值, 花岗岩渗透系数设置为随深度变化的函数关系式(Stober and Bucher, 2015):

$$K = \frac{\rho g}{\mu} k \quad (3)$$

$$\log k = -1.38 \times \log z - 15.4 \quad (4)$$

其中  $\rho$  为地热水密度( $\text{kg/m}^3$ ),  $g$  为重力加速度( $\text{m/s}^2$ ),  $\mu$  为地热水动力黏滞系数( $\text{Pa}\cdot\text{s}$ ),  $k$  为岩体渗透率( $\text{m}^2$ ),  $z$  为深度( $\text{km}$ )。

各地质单元的水平方向均值渗透系数见表 1, 垂直方向均值渗透系数分布见图 4, 水平方向渗透系数( $k_x$ 、 $k_y$ )为垂直方向渗透系数( $k_z$ )的 10 倍, 即  $10k_z = k_x = k_y$ 。

## 4 数值模拟结果分析与讨论

### 4.1 热泉地下水深循环

热泉地下水模拟结果如图 5 所示, 选择 3 处热泉节点的反演流线研究热泉的地下水循环过程, 后分别对羊八井、拉多岗和曲才热泉建立二维剖面分析模拟结果。

羊八井热泉出露于海拔约 4300 m 的第四纪沉积物中, 补给源区位于念青唐古拉山南缘海拔 4500~5000 m 和 5400~5800 m 处(图 6)。补给高程 4500~5000 m 处的地下水存在多个断层的地质中渗流, 最后上升在地堑排泄形成热泉, 流线方向大体与断层倾向一致。在地形和断层的共同作用下分化为浅层和深层两个循环系统: 浅层流动系统循环深度为 200~400 m, 径流长度 2000~3600 m, 循环时间为 0.5 a 左右; 中层流动系统深 1600~1800 m, 径流长度 5700~6200 m, 循环时间为 5~8 a; 补给高程 5400~5700 m 处的流线对应深层流动系统, 循环深度为 5000~7000 m, 径流长度 25000~30000 m, 循环时间为 23~80 a。

羊八井地热田浅层热储埋深在地表以下 180~280 m, 温度 130~173℃, 分布于第四系沉积物孔隙中, 地热水水化学类型为  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$  型, 属于浅层热储地热水与冷水混合的产物; 深层热储位

表 1 模型内各岩性单元水平渗透系数

Table 1 Horizontal permeability coefficient of each lithology unit in the model.

岩性单元	水平渗透系数/(m/s)	数据来源
花岗岩	$1 \times 10^{-8} \sim 1 \times 10^{-10}$	Mejias et al., 2009; Stober and Bucher, 2015
第四系沉积物	$5.5 \times 10^{-4}$	Yao et al., 2021
糜棱岩	$5.3 \times 10^{-4}$	Fan, 2002
灰岩砂岩	$1.7 \times 10^{-5}$	Yao et al., 2017
断层	$1 \times 10^{-3}$	Ge et al., 2008

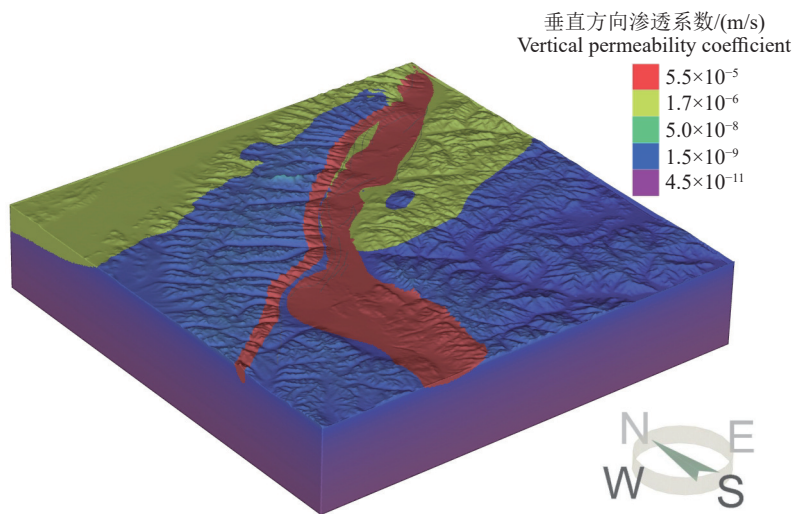


图 4 模型垂直渗透系数

Fig.4 Vertical permeability coefficient in the model

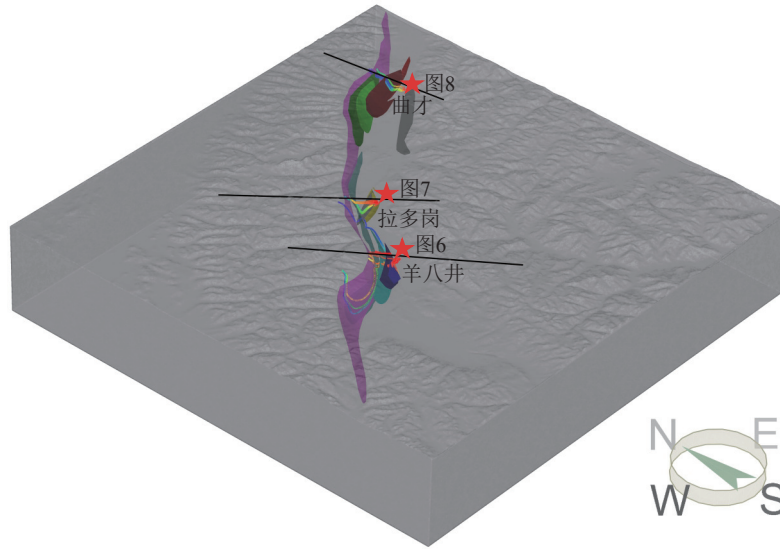


图5 热泉地下水模拟结果及测线剖面位置

Fig.5 Simulation results of hydrothermal spring groundwater, and section locations of survey line

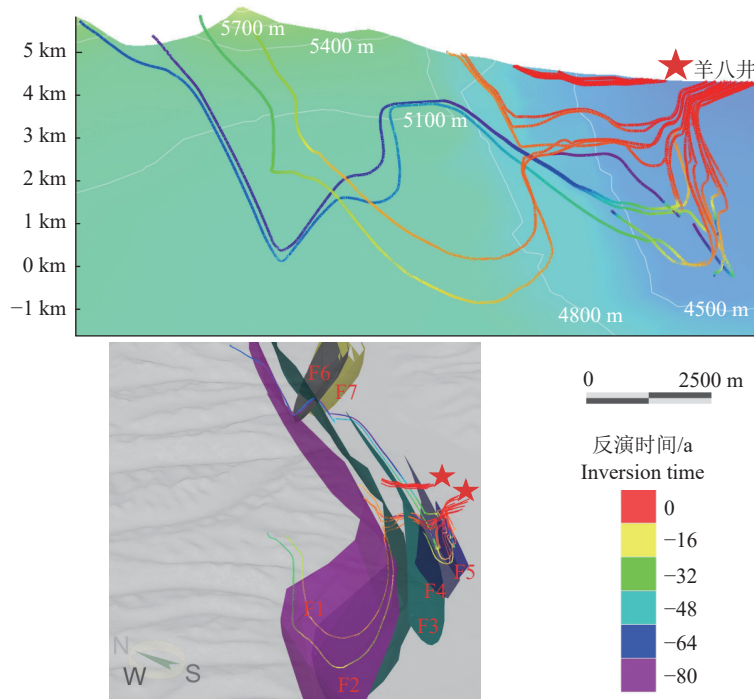


图6 羊八井热泉剖面地下水流线和地下水流动三维路径(白色线为水头等厚线)

Fig.6 Groundwater streamline of Yangbajing hot spring profile and 3D path of groundwater flow (white line represents the contour line of the water head)

于地表以下 1000~1850 m, 温度为 240~330℃, 分布于花岗岩裂隙中, 地热水水化学类型为 Cl-Na 型 (Duo and Zhao, 2000; Fan, 2002; 多吉, 2003; Guo et al., 2007; 周立, 2012)。卫克勤等 (1983) 对羊八井氢、氧稳定同位素组成分析认为羊八井地热水主要

补给来源是当地的大气降水, 补给区位于海拔 4800~5000 m, 同时羊八井 16 个钻孔中地热水样的氡含量测量结果显示, 有 5 个钻孔水样小于 1 TU, 属于次现代水补给; 其余钻孔地热水样氡含量为 3~20 TU, 大部分为 8 TU 左右, 属于现代水补给, 表

明大气降水循环时间短。羊八井地热田深层和浅层地热流体中的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  分别为 0.2‰~1.8‰ 和 1.1‰~8.3‰, 表明两个系统中的地下水在到达地表之前有不同的流动路径 (Guo, 2012)。周立 (2012) 计算得到的羊八井热储地下水循环深度为 760~1060 m, 使用镭氡法估算的温泉热水年龄为 42 a, 同时得到的氢氧同位素数据点位于大气降水线左下方, 表明热泉补给来源为大气降水。

模拟结果显示羊八井热泉补给区处于念青唐古拉山南缘滑脱断层系下盘附近, 羊八井热泉处深层循环的地下水补给源与浅中层循环地下水补给源不一致。羊八井处存在 F1 至 F5 五条倾向一致的断层, 不同区域入渗的地下水被分化成不同深度的地下水流动系统。4500~5000 m 补给高程的地下水沿着地层断层 F1、F2、F3 入渗, 形成了浅、中层流动系统, 深度分别为 200~400 m 和 1600~1800 m, 对应羊八井地热田浅层和深层热储; 浅层水在第四系沉积物内流动; 中层水循环深度位于花岗岩和裂隙带内。但模拟结果也显示, 5400~5800 m 高程的地下水入渗深度最深达到 7 km, 沿断层 F1 运移, 后沿断层 F4、F5 补给热泉。模拟的流动系统地下水年龄分别为 0.5 a、5~8 a、23~80 a, 与羊八井氡含量研究得到的结果相同, 属于次现代水和现代水混合

补给。

拉多岗热泉海拔高度为 4550 m 左右, 热泉补给高程为 5000~5400 m, 地下水沿着断层快速下渗然后上升, 形成由 F2 和 F6 两个断层构成的特殊的“V”字形流线, 形成了浅层和深层两个流动系统 (图 7): 低补给高程的地下水在第四系沉积物内运移, 形成浅层流动系统, 循环深度为 500~1000 m, 径流长度 5300~6500 m, 循环时间为 1~2 a; 而相对较高补给高程的地下水则沿着 F2、F6 断层形成的“V”字形通道运移, 形成深层流动系统, 循环深度为 3500~4000 m, 径流长度 8000~9000 m, 循环时间为 5~6 a。

拉多岗热田热储流体位于 150~800 m 深, 流体最高温度为 113℃, 盖层岩性为第四系砂砾石, 为中小型中低温地热田, 水化学类型为  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$  型 (邵兆刚, 2005)。模拟的拉多岗热泉平均补给高程 5150 m, 拉多岗处 F2 与 F6、F7 断层在深部相交构成了地下水的运移通道, 深层地下水通过断层运移, 循环深度为 3500~4000 m; 浅层地下水在第四系沉积物内运移, 循环深度为 500~1000 m, 对应拉多岗热田热储流体的深度。热泉由浅层冷水和深层地热水混合而成, 模拟的拉多岗热泉浅层、深层流动系统的循环时间为 1~2 a 和 5~6 a。

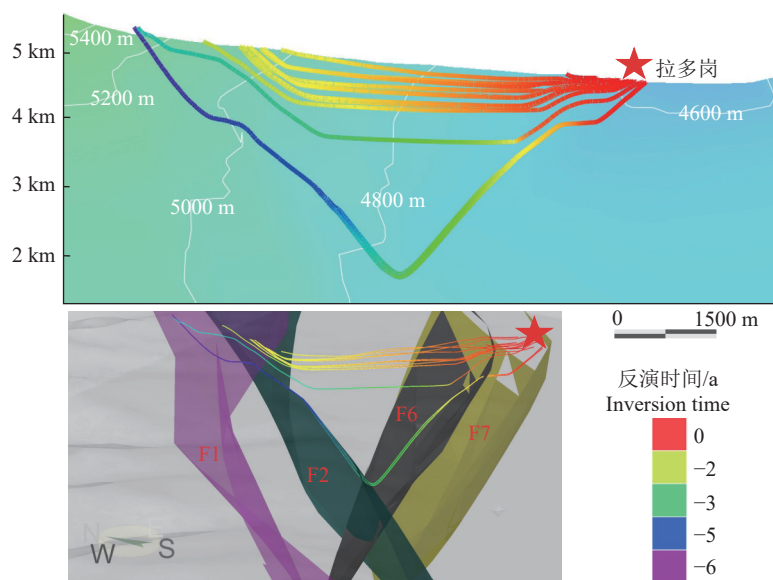


图 7 拉多岗热泉剖面地下水流线和地下水流动三维路径(白色线为水头等厚线)

Fig. 7 Groundwater streamline of Laduogang hot spring profile and 3D path of groundwaterflow (white line represents the contour line of the water head)



曲才热泉海拔 4200 m, 补给源头高程在 5000~5200 m, 地下水沿着糜棱岩剪切带、沉积物、灰岩砂岩地层和断层 F11 下渗然后沿着断层 F12 上升排泄, 在深部呈“V”字形, 循环深度 3000~3600 m, 径流长度 9000~11000 m, 循环时间为 4~8 a。曲才热泉没有形成明显深度差异的流动系统(图 8)。

曲才热泉区位于念青唐古拉断块隆起带的前缘地带, 构造比较发育。区内主干断裂为念青唐古拉南缘断裂 F1 和伴随该断裂产生的次级断裂。曲才温泉区地表被大量第四系沉积物覆盖, 温泉水化学类型为  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$  型, 使用镭氡法计算得到的曲才地下热水年龄为 21 a(周立, 2012), 利用  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Li-Mg}$  计算得到的储层温度为 130~157°C(Tan et al., 2014)。曲才地热水氧化还原电位(Eh)大于 0, 认为曲才地热水在上升过程中经历了与浅层冷水的混合(刘明亮, 2018)。模拟的曲才热泉平均补给高程 5100 m, 地下水沿着糜棱岩带快速入渗再上升, 深度为 3~3.6 km, 时间为 4~8 a。地下水经由 F11 和 F12 断层构成的通道运移, 在上升过程中与浅层冷水混合, 在裂谷第四系沉积物内排泄成泉。

模拟结果说明在地下水运移过程中水力梯度是第一驱动力, 断层和岩层的渗透系数也是重要的影响因素, 从模拟结果可以看出, 地下水沿着断层渗透, 经过深层循环又沿断层补给地热水, 断层在地下水的下渗和上升过程以及远距离的地下水输

送方面, 作为通道提升了地下水流动能力, 从而对油气运移和热液循环等过程也都起到重要作用。

汇总三处热泉模拟的地下水循环时间和循环深度、径流长度的结果可以看出(图 9), 循环时间与循环深度和径流长度呈正相关。可以看到羊八井—宁中盆地内部的三个热泉具有比较明显的差异。羊八井热泉处地下水补给分为三个部分, 从循环时间来看, 分别是循环时间在 0.5 a 左右的短距离浅层水, 在浅层沉积物中循环深度小于 500 m, 径流长度小于 4 km; 其次是循环时间在 5~8 a 的中层水, 循环深度在 1~2 km, 径流长度为 5~6 km; 最后是循环时间为 23~80 a, 入渗近 5~7 km 深, 径流长度为 25~30 km 的深层水。拉多岗热泉处地下水补给分为两个部分, 浅层水在沉积物中循环深度不足 1 km, 径流长度 5~7 km, 循环时间为 1~2 年; 深层地下水循环深度为 3.5~4 km, 径流长度为 8~9 km, 循环时间为 5~6 a。曲才热泉处的地下水补给没有出现明显深度差异的流动系统, 循环深度为 3~3.6 km, 径流长度为 9~11 km, 循环时间为 4~8 a。

#### 4.2 区域地下水深循环

选择海拔高于 5500 m 的正演流线研究分析地下水的入渗, 5500 m 为念青唐古拉山雪线高程, 可以看到该高程基本在念青唐古拉山范围以及安岗地堑附近(图 10a)。念青唐古拉山脉的地下水流分

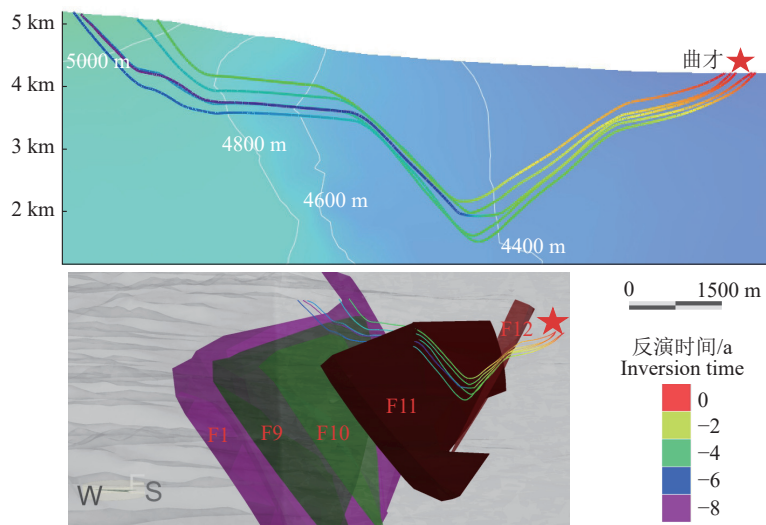


图 8 曲才热泉剖面地下水流线和地下水流动三维路径(白色线为水头等厚线)

Fig.8 Groundwater streamline of Qucai hot spring profile and 3D path of groundwater flow (white line represents the contour line of the water head)

成两部分,一部分向北部纳木错湖排泄,另一部分向裂谷带内部排泄。安岗地堑附近的地下水流由于缺乏较高的地形和断层,从该地高点流出的地下水在低渗透性基岩中的循环深度以及循环范围都无法与念青唐古拉山处的地下水相比(图 10)。

从 5500 m 高程地下水模拟结果看出(图 11),在没有断层的情况下,高山区大气水或冰川融水入渗低渗透性基岩需要很长的时间,高山区地下水平均入渗深度为 10 km,在花岗岩基岩中入渗的地下水经过近 10 Ma 才呈现上升趋势。念青唐古拉山靠近边界断层 F1 的部分地下水在断层的作用下经过相对较浅的地下水循环排泄,相应的地下水年龄

在 50 a 左右甚至更短(图 12)。在设置的断层深度范围内,地下水沿着断层迁移,大大加快了地下水的更新速率。

### 4.3 地下水循环与深部熔融体关系

研究区热田高温升流区位于念青唐古拉变质核杂岩体南缘的一套北东向滑脱断层系中。在念青唐古拉山主体急剧抬升背景下,两侧形成拉张环境,使浅部正断层与深部韧性滑脱断层沟通,而深部滑脱断层又有效沟通了深部岩浆热源与浅部地层。

青藏高原地热水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  变化范围为  $-166.8\text{‰}$ ~ $-127.4\text{‰}$ (平均值为  $-151.0\text{‰}$ )和  $-21.51\text{‰}$

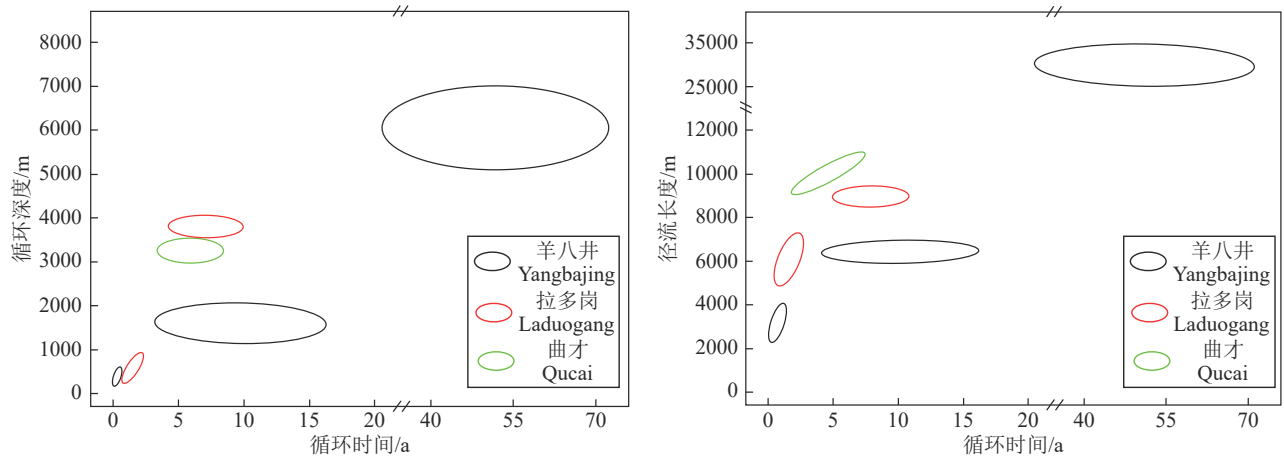


图 9 三个热泉地下水模拟结果汇总  
Fig.9 Summary of groundwater simulation results from three hot springs

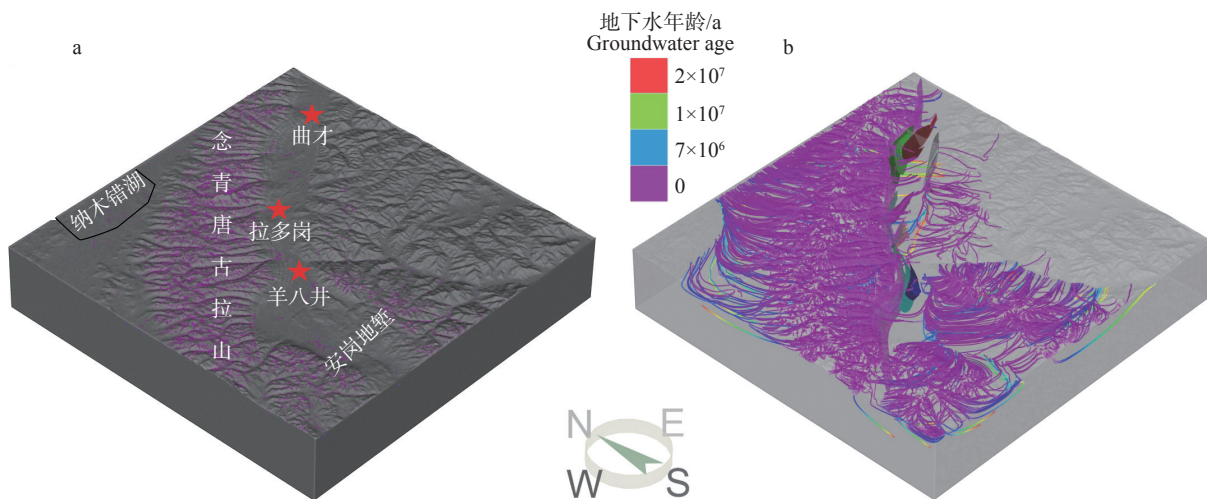


图 10 补给高程高于 5500 m 区域位置(a)和补给高程高于 5500 m 以上的地下水流线模拟结果(b)  
Fig.10 Locations in recharge elevation above 5500 m (a), and groundwater streamline simulation results in recharge elevation above 5500 m (b)

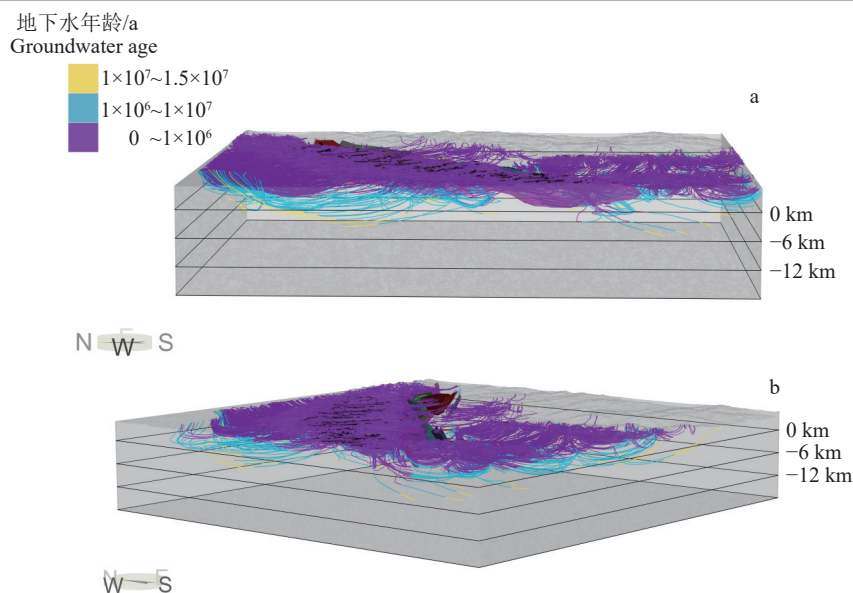


图 11 补给高程高于 5500 m 以上地下水流线年龄的模拟结果(a-W 向,b-SW 向)

Fig.11 Groundwater streamline agesimulation results with recharge elevation above 5500 m (a-W direction; b-SW direction)

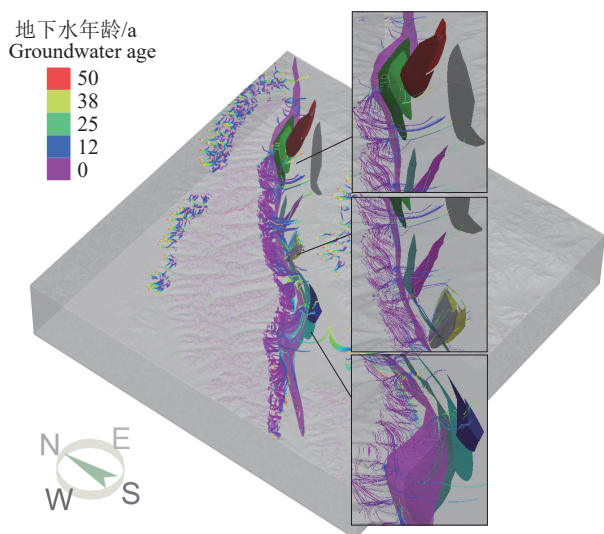


图 12 补给高程高于 5500 m 的地下水流线 50 a 年龄模拟结果  
Fig.12 Groundwater streamline age simulation results in 50 a  
with recharge elevation above 5500 m

至 $-15.25\%$ (平均值为 $-18.26\%$ ),  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  变化很大,这是因为泉水和井的地层储层深度不同(Tan et al., 2014)。多数地热水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值都在不同程度上偏离了西藏大气降水及喜马拉雅冰雪融水的 H、O 同位素分布范围。西藏地热水的氢氧同位素组成并没有出现明显的  $^{18}O$  漂移现象,由此判断西藏地热的水岩作用并不强烈。前人对羊八井不同泉口及不同深度地热水的氢氧同位素分析也没

有发现强烈水岩作用导致的  $^{18}O$  漂移现象(卫克勤等, 1983)。Tan et al.(2014)利用  $\delta^{18}O$  数值计算得出青藏高原地热水平均补给高程约为 5338.7 m,位于模拟得到的三个热泉的补给高程区间(4500~5800 m)。青藏高原地热水平均补给高程接近青藏高原雪线(5500 m),每年夏天,随着气候变暖,会融化大量的雪或冰,产生大量的水。在印度板块和欧亚板块碰撞期间,在抬升的喜马拉雅山和青藏高原上发育了许多伸展断裂。在重力作用下,来自冰川、雪或高山区降雨的水可能沿着伸展断裂渗透,经深层循环最终补给地热地下水。

虽然羊八井、拉多岗、曲才热泉处于同一裂谷内,且三者具有相似的地质、构造条件,但彼此之间并没有明显的水力联系,模拟得到的三处热泉的补给高程、循环深度和循环时间各不相同,水化学和地球化学数据也存在差别(赵平等, 2003; 周立, 2012; 刘昭等, 2014; 刘明亮, 2018; 陆艺等, 2019)。实地考察和地质资料也表明,羊八井地热田和拉多岗地热田的规模不同,热储的深度和温度也不同;曲才只发现了高温沸泉群在地表出露,未发现大规模的热储。因此认为是深部岩浆热源和构造环境共同作用导致了三处热泉和地热储层的差别。

物探分析认为整个裂谷在 12~15 km 深存在着相应的深部熔岩体(Brown et al., 1996; Alsdorf et al.,

1998), 模拟的区域的地下水循环深度为 10 km, 区域地下水可能与深部熔融体接触。亚东—谷露裂谷温泉的地热水富含稀有碱金属元素, 对其富集的机制一直存在争议, 有学者认为深部熔融体是关键原因, 但并没有直接证据证明深部熔融体是否以及如何与温泉的稀有碱金属异常有关。

西藏地热水中富集的 Li、B、Cs、Rb、As 等元素在岩浆岩中含量甚微, 很难通过溶滤围岩的观点来解释这些元素在地热水中的富集。赵平等(2003)对羊八井地热水和围岩的 Sr 同位素研究表明, 地热水中的 Sr 来源于上新统花岗岩。Yokoyama et al. (1999)的 He 同位素研究则表明西藏温泉区可能存在由侵入岩浆所携带的少量幔源 He。李振清等(2005)通过对高温温泉区硅华和自然硫的 S 同位素分析也认为西藏地热水中存在岩浆源物质的补给。羊八井地热田气体中 CO<sub>2</sub> 的  $\delta^{13}\text{C}$  为  $-11.33\text{‰}$ ~ $-7.72\text{‰}$ , H<sub>2</sub>S 的  $\delta^{34}\text{S}$  为  $0.2\text{‰}$ ~ $8.3\text{‰}$ , 反映了这些气体是念青唐古拉核杂岩体局部熔融的产物(赵平等, 1998)。羊八井地热田自然硫的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-5.6\text{‰}$ ~ $+2.4\text{‰}$ , 具有深源硫的特点, 表明地热田内硫化物的硫源来自地壳深部, 岩浆体可能是热水中除淋滤围岩外的另一物质来源(张锡根, 1998)。

一般来讲, 除了水岩作用及蒸发作用外, 地热水中如果混入岩浆水或者海水等与大气降水氢氧同位素组成不同的流体, 也可以导致地热水中的  $\delta\text{D}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值发生变化。西藏主要的高温地热水表现出较好的线性相关性, 而且其拟合线通过了地壳岩浆的 H、O 同位素分布范围。He 同位素研究也表明, 羊八井、谷露等西藏地热系统既有地壳熔融体的补给, 也有少量地幔组分(3%)的补给(赵平等, 2001, 2002)。因此壳源岩浆流体的混入可能是西藏高温地热水 H、O 同位素组成偏离当地大气降水的原因。此外, 岩浆流体的混入也可以很好地解释在水岩作用并不强烈的前提下, 部分温泉依然排泄富集 Cs、B、Li 等元素的地热水。

羊八井—当雄活动构造带断裂构造发育, 地震和新构造活动频繁, 造就了区内强烈的水热活动, 水热活动的不同分布明显受到地震和新构造活动的影响。刘昭等(2014)认为, 大气降水和融雪水沿断裂不断下渗温度不断增加, 局部熔融层为其提供流体物源, 当温度增加到一定程度, 伴随着气体成

分不断加入, 地热流体开始向上运移, 过程中不断溶滤围岩物质, 地下热水进入断裂, 形成深部热储; 地下热水沿基底断裂或盆地边界断裂上升至近地表时, 不断有大气组分混入, 进入具有良好孔隙渗透性的第四系松散砂砾石层中, 形成浅部热储。但模拟的三处热泉的循环深度(4~7 km)小于深部熔融体的深度, 羊八井地热田浅层热储深度 180~280 m, 温度 130~173℃; 深层热储深度 1000~1850 m, 温度为 240~330℃, 若只通过热传导, 深部岩浆熔融体位置过深, 不足以支持热储层和热泉的形成。

值得注意的是, 裂谷边界滑脱断层的深度可能已达到中地壳部分熔融层深度(Zhang et al., 2013), Su and Tan(2022)在对亚东—谷露裂谷的二维剖面模拟研究中, 认为深部结构控制了亚东—谷露裂谷温泉的热度和分布, 当边界断层的深度至少达到地表以下 10 km, 才能与深部熔融体相联系, 深部的热液对流通过断层传递能量, 促使浅部储层以及高温热泉的形成, 并携带稀有碱性金属元素在热泉中富集。本模拟设置的断层深度为 6 km, 从区域地下水平均入渗深度可达到 10 km 的模拟结果来看, 上述观点是极其可能的。

## 5 结 论

通过对亚东—谷露裂谷中北段羊八井—宁中盆地进行三维地下水数值模拟, 结果显示羊八井热泉区具有浅、中、深三个地下水循环系统。浅层流动系统循环深度 200~400 m, 径流长度 2000~3600 m, 地下水循环时间 0.5 a 左右; 中层流动系统深 1600~1800 m, 径流长度 5700~6200 m, 地下水循环时间 5~8 a; 深层流动系统深 5000~7000 m, 径流长度 25000~30000 m, 地下水年龄 23~80 a。拉多岗具有浅、中两个循环系统, 浅层循环系统深 500~1000 m, 径流长度 5300~6500 m, 循环时间 1~2 a; 深层循环系统深 3500~4000 m, 径流长度 8000~9000 m, 循环时间 5~6 a。曲才泉流动系统循环深度 3000~3600 m, 径流长度 9000~11000 m, 地下水年龄 4~8 a。虽位于同一裂谷, 但羊八井、拉多岗和曲才热泉彼此之间没有水力联系。数值模拟结果在一定程度上与地球化学研究结果相符。

西藏高山区地下水平均渗透深度为 10 km, 时

间在百万年以上,地下水与深部的熔融体可能存在接触。强渗透性断层在地下水的入渗和上升起到了通道的作用,一方面控制着水流的路径,另一方面加快地下水循环更新速率。深部熔融体可能控制了亚东—谷露裂谷温泉的热程度和分布,深部的热液对流通过断层传递能量,促使浅部储层以及高温热泉的形成,并携带稀有碱性金属元素在热泉中富集。

在资料有限、前人研究较少的高寒地区,地下水模型的建立是一个十分困难的问题。数值模拟研究发现如此快速和大规模的地下水活动,使得我们应该重新评估类似区域的地热潜力,以考虑带来的水岩反应,地热和矿床资源评估等方面的问题。有限元法是建立青藏高原或其他相似高山地区地下流体场和温度场数值模型的有利途径,未来需要更进一步的研究。

## References

- Alsldorf D, Brown L, Nelson K D, Makovsky Y, Klemperer S, Zhao W J. 1998. Crustal deformation of the Lhasa terrane, Tibet plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles[J]. *Tectonics*, 17(4): 501–519.
- Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L, Han T L. 1986. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B14): 13803–13872.
- Bosson C R. 2003. Hydrologic Conditions and Assessment of Water Resources in the Turkey Creek Watershed, Jefferson County, Colorado, 1998–2001[M]. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Brown L D, Zhao W J, Nelson K D, Hauck M, Alsldorf D, Ross A, Cogan M, Clark M, Liu X W, Che J K. 1996. Bright spots, structure, and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling[J]. *Science*, 274(5293): 1688–1690.
- Butler R W H, Harris N B W, Whittington A G. 1997. Interactions between deformation, magmatism and hydrothermal activity during active crustal thickening: A field example from Nanga Parbat, Pakistan Himalayas[J]. *Mineralogical Magazine*, 61(404): 37–52.
- Caine J S, Manning A H, Verplanck P L, Bove D J. 2006. Well construction information, lithologic logs, water level data, and overview of research in Handcart Gulch, Colorado: An alpine watershed affected by metalliferous hydrothermal alteration[J]. Open-File Report. U. S. Geological Survey.
- Cathles L M, Erendi A H J, Barrie T. 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event?[J]. *Economic Geology*, 92(7/8): 766–771.
- Chen J C, Kuang X X, Lancia M, Yao Y Y, Zheng C M. 2021. Analysis of the groundwater flow system in a high-altitude headwater region under rapid climate warming: Lhasa River Basin, Tibetan Plateau[J]. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 36: 100871.
- Craw D, Koons P O, Zeitler P K, KIDD W S F. 2005. Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of Namche Barwa–Gyala Peri, eastern Himalayan syntaxis[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(9): 829–845.
- Diamond L W, Wanner C, Waber H N. 2018. Penetration depth of meteoric water in orogenic geothermal systems[J]. *Geology*, 46(12): 1063–1066.
- Duo J, Zhao P. 2000. Characteristics and genesis of the Yangbajing geothermal field, Tibet[C]//Proceedings of the world geothermal congress, Kyushu–Tohoku, Japan. 28.
- Duo Ji. 2003. The basic characteristics of the Yangbajing geothermal field—A typical high temperature geothermal system[J]. *Strategic Study of CAE*, 5(1): 42–47 (in Chinese with English abstract).
- Fan X P. 2002. Conceptual Model and Assessment of the Yangbajing Geothermal Field, Tibet, China[M]. United Nations University.
- Feng Z J, Zhao Y S, Zhou A C, Zhang N. 2012. Development program of hot dry rock geothermal resource in the Yangbajing Basin of China[J]. *Renewable Energy*, 39(1): 490–495.
- Ge S M, Wu Q B, Lu N, Jiang G L, Ball L. 2008. Groundwater in the Tibet Plateau, western China[J]. *Geophysical Research Letters*, 35(18): 18403–1–5.
- Grasby S E, Hutcheon I. 2001. Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(3): 427–440.
- Guo Q H, Wang Y X, Liu W. 2007. Major hydrogeochemical processes in the two reservoirs of the Yangbajing geothermal field, Tibet, China[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166(3/4): 255–268.
- Guo Q H. 2012. Hydrogeochemistry of high-temperature geothermal systems in China: A review[J]. *Applied Geochemistry*, 27(10): 1887–1898.
- Hochstein M P, Regenauer-Lieb K. 1998. Heat generation associated with collision of two plates: The Himalayan geothermal belt[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83(1/2): 75–92.
- Kapp P, Taylor M, Stockli D, Ding L. 2008. Development of active low-angle normal fault systems during orogenic collapse: Insight from Tibet[J]. *Geology*, 36(1): 7–10.
- Li Zhengqing, Hou Zengqian, Nie Fengjun, Meng Xiangjin. 2005. Characteristic and distribution of the partial melting layers in the upper crust: Evidence from active hydrothermal fluid in the South Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(1): 68–77 (in Chinese with English abstract).
- Liu Mingliang. 2018. Boron Geochemistry of the Geothermal Waters From Typical Hydrothermal Systems in Tibet[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 1–129 (in Chinese with English

- abstract).
- Liu Z C, Wang J G, Liu X C, Liu Y D, Lai Q Z. 2021. Middle Miocene ultrapotassic magmatism in the Himalaya: A response to mantle unrooting process beneath the orogen[J]. *Terra Nova*, 33(3): 240–251.
- Liu Zhao, Lin Wenjing, Zhang Meng, Xie Ejun, Liu Zhiming, Wang Guiling. 2014. Geothermal fluid genesis and mantle fluids contributions in Nimu–Naqu, Tibet[J]. *Earth Science Frontiers*, 21(60): 356–371 (in Chinese with English abstract).
- Lu Yi, Su Jinbao, Tan Hongbing, Xu Peng, Chen Zhenkun. 2019. Geochemical characteristics and origin of sinters in the southeastern margin of Tibet[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 38(6): 1207–1223 (in Chinese with English abstract).
- Marazuela M A, Ayora C, Vázquez–Suñé E, Olivella S, García–Gil A. 2020. Hydrogeological constraints for the genesis of the extreme lithium enrichment in the Salar de Atacama (NE Chile): A thermohaline flow modelling approach[J]. *Science of the Total Environment*, 739: 139959.
- Mejías M, Renard P, Glenz D. 2009. Hydraulic testing of low–permeability formations: A case study in the granite of Cadalso de los Vidrios, Spain[J]. *Engineering Geology*, 107(3/4): 88–97.
- Menzies C D, Teagle D A H, Craw D, Cox S C, Boyce A J, Barrie C D, Roberts S. 2014. Incursion of meteoric waters into the ductile regime in an active orogen[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 399: 1–13.
- Nesbitt B E, Muehlenbachs K, Murowchick J B. 1989. Genetic implications of stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and Hg deposits in the Canadian Cordillera[J]. *Economic Geology*, 84(6): 1489–1506.
- Ren Shaoting, Menenti M, Li J, Zhang J, Zhang J X, Li X. 2020. Glacier mass balance in the Nyainqentanglha Mountains between 2000 and 2017 retrieved from ZiYuan–3 stereo images and the SRTM DEM[J]. *Remote Sensing*, 12(5): 864.
- Shao Zhaogang. 2005. Analysis of the Cenozoic Hydrothermal Metallotectonic System and Evaluation of Ore Resources in the Yangbajain–Lhunzhunb Region, Tibet[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1–155 (in Chinese with English abstract).
- Stober I, Bucher K. 2015. Hydraulic conductivity of fractured upper crust: Insights from hydraulic tests in boreholes and fluid–rock interaction in crystalline basement rocks[J]. *Geofluids*, 15(1/2): 161–178.
- Stober I, Zhong J S, Zhang L F, Bucher K. 2016. Deep hydrothermal fluid–rock interaction: The thermal springs of Da Qaidam, China[J]. *Geofluids*, 16(4): 711–728.
- Su J B, Tan H B, Chen X. 2020. The groundwater deep circulation and large–scale geothermal deposition in response to the extension of the Yadong–Gulu rift, South Tibet, China[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 395: 106836.
- Su J B, Tan H B. 2022. The genesis of rare–alkali metal enrichment in the geothermal anomalies controlled by faults and magma along the northern Yadong–Gulu rift[J]. *Ore Geology Reviews*, 147: 104987.
- Taillefer A, Guillou–Frotier L, Soliva R, Magri F, Lopez S, Courrioux G, Millot R, Ladouche B, Goff E L. 2018. Topographic and faults control of hydrothermal circulation along dormant faults in an orogen[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(12): 4972–4995.
- Tan H B, Zhang Y F, Zhang W J, Kong N, Zhang Q, Huang J Z. 2014. Understanding the circulation of geothermal waters in the Tibetan Plateau using oxygen and hydrogen stable isotopes[J]. *Applied Geochemistry*, 51: 23–32.
- Tapponnier P, Mercier J L, Armijo R, Han T L, Zhou J. 1981. Field evidence for active normal faulting in Tibet[J]. *Nature*, 294(5840): 410–414.
- Tian X B, Chen Y, Tseng T L, Klemperer S L, Thybo Hans, Liu Z, Xu T, Liang X F, Bai Z M, Zhang X, Si S K, Sun C Q, Lan H Q, Wang E C, Teng J W. 2015. Weakly coupled lithospheric extension in southern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 430: 171–177.
- Tiedeman C R, Goode D J, Hsieh P A. 1998. Characterizing a ground water basin in a New England mountain and valley terrain[J]. *Groundwater*, 36(4): 611–620.
- Tong Wei. 2000. Thermal Springs in Tibet[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Wang Z, Wang J, Yang X Q. 2021. The role of fluids in the 2008 Ms8.0 Wenchuan earthquake, China[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(2): e2020JB019959.
- Wanner C, Waber H N, Bucher K. 2020. Geochemical evidence for regional and long–term topography–driven groundwater flow in an orogenic crystalline basement (Aar Massif, Switzerland)[J]. *Journal of hydrology*, 581: 124374.
- Wei Keqin, Lin Ruifen, Wang Zhixiang. 1983. Hydrogen and oxygen stable isotopic composition and tritium content of waters from Yangbajain geothermal area, Xizang, China[J]. *Geochimica*, (4): 338–346 (in Chinese with English abstract).
- Wickham S M, Peters M T, Fricke H C, O’Neil J R. 1993. Identification of magmatic and meteoric fluid sources and upward– and downward–moving infiltration fronts in a metamorphic core complex[J]. *Geology*, 21(1): 81–84.
- Wu Zhenhan, Hu Daogong, Liu Qisheng, Ye Peisheng, Wu Zhonghai. 2005. Chronological analyses of the thermal evolution of granite and the uplift process of the Nyainqentanglha range in Central Tibet[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 26(6): 505–512 (in Chinese with English abstract).
- Wu Zhonghai, Ye Peisheng, Wang Chengmin, Zhang Keqi, Zhao Hua, Zheng Yonggang, Yin Jinhui, Li Huhou. 2015. The relics, ages and significance of prehistoric large earthquakes in the Angang Graben in South Tibet[J]. *Earth Science*, 40(10): 1621–1642 (in Chinese with English abstract).

- Yao Y Y, Zheng C M, Andrews C B, Scanlon B R, Kuang X X, Zeng Z Z, Jeong S J, Lancia M, Wu Y P, Li G S. 2021. Role of groundwater in sustaining Northern Himalayan Rivers[J]. *Geophysical Research Letters*, 48(10): e2020GL092354.
- Yao Y Y, Zheng C M, Andrews C B, Zheng Y, Zhang A J, Liu J. 2017. What controls the partitioning between baseflow and mountain block recharge in the Qinghai-Tibet Plateau?[J]. *Geophysical Research Letters*, 44(16): 8352-8358.
- Yokoyama T, Nakai S, Wakita H. 1999. Helium and carbon isotopic compositions of hot spring gases in the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Volcanology And Geothermal Research*, 88(1/2): 99-107.
- Yong B, Wang C Y, Chen J S, Chen J Q, Barry D A, Wang T, Li L. 2021. Missing water from the Qiangtang Basin on the Tibetan Plateau[J]. *Geology*, 49(7): 867-872.
- Zeng Y C, Tang L S, Wu N Y, Cao Y F. 2018. Numerical simulation of electricity generation potential from fractured granite reservoir using the MINC method at the Yangbajing geothermal field[J]. *Geothermics*, 75: 122-136.
- Zeng Y C, Wu N Y, Su Z, Hu J. 2014. Numerical simulation of electricity generation potential from fractured granite reservoir through a single horizontal well at Yangbajing geothermal field[J]. *Energy*, 65: 472-487.
- Zhang W J, Tan H B, Zhang Y F, Wei H Z, Dong T. 2015. Boron geochemistry from some typical Tibetan hydrothermal systems: Origin and isotopic fractionation[J]. *Applied Geochemistry*, 63: 436-445.
- Zhang Xigen. 1998. Sulfur mineralization of modern geothermal system in Yangbajing basin of Xizang[J]. *Geology of Chemical Minerals*, 20(1): 1-10 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z J, Chen Y, Yuan X H, Tian X B, Klemperer S L, Xu T, Bai Z M, Zhang H S, Wu J, Teng J W. 2013. Normal faulting from simple shear rifting in South Tibet, using evidence from passive seismic profiling across the Yadong-Gulu Rift[J]. *Tectonophysics*, 606: 178-186.
- Zhao Ping, Duo Ji, Xie Ejun, Jin Jian. 2003. Strontium isotope data for thermal waters in selected high-temperature geothermal fields, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(30): 569-576 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Ping, Jin Jian, Zhang Haizheng, Duo Ji, Liang Tingli. 1998. Chemical composition of thermal water in the Yangbajing geothermal field, Tibet[J]. *Chinese Journal of Geology*, 33(1): 61-72 (in Chinese with English)
- Zhao Ping, Kennedy M, Duo Ji, Xie Ejun, Du Shaoping, Shuster D, Jin Jian. 2001. Noble gases constraints on the origin and evolution of geothermal fluids from the Yangbajing geothermal field, Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 497-503 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Ping, Xie Ejun, Duo Ji, Jin Jian, Hu Xiancai, Du Shaoping, Yao Zhonghua. 2002. Geochemical characteristics of geothermal gases and their geological implications in Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 539-550 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Li. 2012. Characteristics of the Typical Hot Springs in the Central Tibet[D]. Beijing: China University of Geosciences, 1-79 (in Chinese with English abstract).
- Zuo J M, Wu Z H, Ha G H, Hu M M, Zhou C J, Gai H L. 2021. Spatial variation of nearly NS-trending normal faulting in the southern Yadong-Gulu rift, Tibet: New constraints from the Chongba Yumtso fault, Duoqing Co graben[J]. *Journal of Structural Geology*, 144: 104256.

## 附中文参考文献

- 多吉. 2003. 典型高温地热系统—羊八井热田基本特征[J]. *中国工程科学*, 5(1): 42-47.
- 李振清, 侯增谦, 聂凤军, 孟祥军. 2005. 藏南上地壳低速高导层的性质与分布: 来自热水流体活动的证据[J]. *地质学报*, 79(1): 68-77.
- 刘明亮. 2018. 西藏典型高温水热系统中硼的地球化学研究[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 1-129.
- 刘昭, 蔺文静, 张萌, 谢鄂军, 刘志明, 王贵玲. 2014. 西藏尼木—那曲地热流体成因及幔源流体贡献[J]. *地学前缘*, 21(6): 356-371.
- 陆艺, 苏金宝, 谭红兵, 徐鹏, 陈振坤. 2019. 西藏东南缘地热泉华的地球化学特征和成因[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 38(6): 1207-1223.
- 邵兆刚. 2005. 西藏羊八井—林周地区新生代水热成矿构造系统分析及资源评价[D]. 北京: 中国地质科学院, 1-155.
- 佟伟. 2000. 西藏温泉志[M]. 北京: 科学出版社.
- 卫克勤, 林瑞芬, 王志祥. 1983. 西藏羊八井地热水的氢、氧稳定同位素组成及氡含量[J]. *地球化学*, (4): 338-346.
- 吴珍汉, 胡道功, 刘琦胜, 叶培盛, 吴中海. 2005. 念青唐古拉花岗岩热演化历史和山脉隆升过程的热年代学分析[J]. *地球学报*, 26(6): 505-512.
- 吴中海, 叶培盛, 王成敏, 张克旗, 赵华, 郑勇刚, 尹金辉, 李虎侯. 2015. 藏南安岗地堑的史前大地震遗迹、年龄及其地质意义[J]. *地球科学*, 40(10): 1621-1642.
- 张锡根. 1998. 西藏羊八井现代地下水热水系统硫矿的成矿作用[J]. *化工矿产地质*, 20(1): 1-10.
- 赵平, 金建, 张海政, 多吉, 梁廷立. 1998. 西藏羊八井地热田热水的化学组成[J]. *地质科学*, 33(1): 61-72.
- 赵平, Mack KENNEDY, 多吉, 谢鄂军, 杜少平, David SHUSTER, 金建. 2001. 西藏羊八井热田地热流体成因及演化的惰性气体制约[J]. *岩石学报*, 17(3): 497-503.
- 赵平, 谢鄂军, 多吉, 金建, 胡先才, 杜少平, 姚中华. 2002. 西藏地热气体的地球化学特征及其地质意义[J]. *岩石学报*, 18(4): 539-550.
- 赵平, 多吉, 谢鄂军, 金建. 2003. 中国典型高温热田热水的总同位素研究[J]. *岩石学报*, 19(3): 569-576.
- 周立. 2012. 西藏中部典型温泉特征[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 1-79.