DOI:10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202512090182

新疆布隆温泉水文地球化学特征及成因分析

张 彤[1]，曹 磊[1]，郑姝卉[2]，王祎凡[3]，周 睿[1]，龚 莉[1]，史浙明[1,*]

（1. 中国地质大学（北京）水资源与环境学院，北京 100083；2. 山东省水利勘测设计院有限公司，山东 济南 250013；
3. 中国地质大学（北京）珠宝学院，北京 100083）

摘要：西天山地区是新疆地热资源主要的赋存区，广泛分布中低温温泉。然而目前对这些温泉的水文地球化学特征及成因机制仍缺乏深入认识。本文以伊犁尼勒克县布隆温泉为研究对象，基于水化学、微生物及氢氧同位素数据，对布隆温泉的水文地球化学特征及成因模式进行分析。分析结果表明，布隆温泉（BL01、BL02）呈碱性（pH：9. 16～9. 35），水化学类型为CO_3·SO_4-Na型或SO_4·CO_3-Na型。其水化学组分受硅酸盐矿物溶解作用和微生物的控制。其中，硫氧化菌约占微生物群落总量的80%，主导了地下热水的硫氧化进程。地下热水起源于冰雪融水，补给高程为4089～4366 m，补给区温度为-0. 42～4. 61 ℃，热储温度为100～102 ℃，冷水混合比例为45. 7%～49. 5%，地下热水表观年龄为11590～12040 a BP。布隆温泉出露于花岗岩地层，其成因模式为地下水在高山区接受降水和冰雪融水补给，经历万年尺度的地下循环加热，沿基岩裂隙向上运移并混合部分冷水，在河谷地形低洼处出露形成温泉。

关键词：温泉；水岩相互作用；热储温度；水文地球化学特征；成因机制
中图分类号：P314. 3 **文献标志码：**A **文章编号：**1000-8527(2026)02-0427-14

Hydrogeochemical Characteristics and Genetic Mechanisms of Bulong Hot Springs, Xinjiang

ZHANG Tong[1], CAO Lei[1], ZHENG Shuhui[2], WANG Yifan[3], ZHOU Rui[1], GONG Li[1], SHI Zheming[1,*]

(1. *School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing* 100083, *China*;
2. *Shandong Surveying and Design Institute of Water Resources Co., Ltd. Jinan, Shandong* 250013, *China*;
3. *School of Gemmology, China University of Geosciences (Beijing), Beijing* 100083, *China*)

Abstract: The Western Tianshan region is the primary reservoir of geothermal resources in Xinjiang, where low-to-medium temperature hot springs are widely distributed. However, there remains a lack of in-depth understanding regarding the hydrogeochemical characteristics and genetic mechanisms of these hot springs. This study focuses on the Bulong Hot Spring in Nilka County, Ili, analyzing its hydrogeochemical features and genetic model based on data of water chemistry, microorganisms, and hydrogen and oxygen isotopes. The results show that the Bulong Hot Springs (BL01, BL02) are alkaline (pH: 9. 16-9. 35), with hydrochemical types classified as CO_3·SO_4-Na or SO_4·CO_3-Na, and their hydrochemical composition is primarily controlled by silicate mineral dissolution and microbial activities. Specifically, sulfur-oxidizing bacteria account for approximately 80% of the total microbial community, dominating the sulfur oxidation process in the geothermal water.

收稿日期：2025-12-09；**修回日期：**2026-01-06；**编辑：**戚开静。
基金项目：自然资源部2024年度部省合作项目（2024ZRBSHZ028）。
作者简介：张彤，男，博士研究生，1998年生，地质学专业，主要从事水文地质研究。Email：1143980504@qq. com。
＊通信作者：史浙明，男，教授，1988年生，水文地质专业，主要从事水文地质教学和科研工作。Email：szm@cugb. edu. cn。
引用格式：张彤，曹磊，郑姝卉，等. 新疆布隆温泉水文地球化学特征及成因分析［J］. 现代地质，2026，40（2）：427-440. DOI：10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202512090182.
ZHANG Tong, CAO Lei, ZHENG Shuhui, et al. Hydrogeochemical Characteristics and Genetic Mechanisms of Bulong Hot Springs, Xinjiang ［J］. GEOSCIENCE, 2026, 40 (2): 427-440. DOI: 10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202512090182.

The geothermal water originates from snow and ice meltwater, with a recharge elevation of 4089–4366 m, a recharge zone temperature of −0.42 to 4.61 ℃, a heat reservoir temperature of 100–102 ℃, a cold water mixing ratio of 45.7%–49.5%, and an apparent age of the geothermal water ranging from 11,590 to 12,040 years before present (a BP). The Bulong Hot Spring emerges from granite formations. Its genetic model involves groundwater receiving precipitation and snow/ice meltwater recharge in mountainous areas on both sides of the valley, undergoing subsurface circulation and heating, then ascending along bedrock fractures while mixing with some cold water, and finally emerging at lower elevations in the valley to form the hot spring.

Key words: hot spring; water-rock interaction; reservoir temperature; hydrogeochemical characteristics; genetic mechanism

0 引 言

地热能是来自地球内部的一种储量丰富、性质稳定的清洁能源[1-3]，水热型地热能是地热能的一种重要表现形式[4]，具有极高的应用价值[5-8]。温泉作为水热系统的天然露头，其水化学特征和同位素特征可以反映出地下热水在循环演化过程中的补给条件、地质条件和水-岩相互作用等多种信息[9-11]。地下热水在运移的过程中，持续与所接触围岩发生水岩相互作用，形成了一个含有多种溶解组分的水化学系统。前人往往利用水化学离子比例关系研究地下水在地热系统形成过程中发生的水-岩反应从而研究其中的水文地球化学过程[12-14]。根据温泉口的水化学特征，结合矿物平衡理论，可以反演地下水在热储层达到水岩平衡时的组分含量，从而实现对深部流体化学组分的重建以及热储温度的估算[15-18]。结合地温梯度等参数，便可估算出水热系统的大致循环深度[19-21]。氢氧同位素则为我们示踪水热系统的水汽来源、热水的补给高程、补给水源等提供了有用的参考[22-24]。近年来，随着微生物技术在地下水研究中的应用，使得我们在水热系统水-岩反应的基础上可以进一步地理解其中的生物地球化学过程，从而更好地理解水热系统的形成过程[25-28]。当前的研究往往从水化学、同位素等角度对水热系统的形成演化进行研究[29-31]，而较少从水化学、同位素及微生物的角度综合展开研究，因此难以解释部分离子组分的形成过程和机理。

新疆天山地区是中亚造山带的重要组成部分，其中西天山位于中亚造山带西南缘，受到多期构造变动影响，区域内形成了多个构造块体。不同构造体系之间的交接复合为地热水的形成和运移提供较好的条件[32-34]。因此，该地区是新疆地热资源主要的赋存区，一半以上的地热田分布于此[35]。前人研究表明，该地区的地热资源往往以断裂深循环成因的中低温水热型为主，具有较好的开发潜力。然而，从现有研究来看，目前对于该地区温泉的水化学演化过程、循环特征及成因还缺乏深入的研究。对该地区的水热系统开展水文地球化学、同位素及微生物的综合研究，有助于更全面地理解天山地区断裂型地热系统的形成演化机理。

本文以布隆温泉为研究对象，通过野外调查和水化学、同位素分析，研究地热水的水文地球化学、微生物及氢氧同位素特征，探求研究区地热水在循环演化过程中经历的水-岩相互作用，结合地热水的补给、热储温度和混合作用，理解断裂型水热系统温泉的成因机制。本文不仅深化了对西天山地区花岗岩地层中温泉形成机制的理解，还为区域内相似地热系统的科学评价、合理开发与可持续利用提供了重要的理论与实践依据。

1 研究区概况

1.1 自然地理概况

研究区地处新疆维吾尔自治区伊犁哈萨克自治州尼勒克县。该县位于伊犁谷地东段的喀什河流域，其北、东、南三面环山，共同组成尼勒克断陷盆地。喀什河自东向西流贯盆地中部，形成一条东西走向的带状河谷，整体地势东高西低，东部山地区域海拔最高超过4000 m，而西部河谷底部海拔仅约1000 m。

尼勒克县属于大陆性北温带气候，年均气温为5.6 ℃。研究区位于该县东部山区，属天山西脉中段，气候特征表现为气温随高程增加而递减，春季温度波动显著，秋季降温迅速，冬夏季节温差悬殊。当地以东风和西风为主导风向。该区域

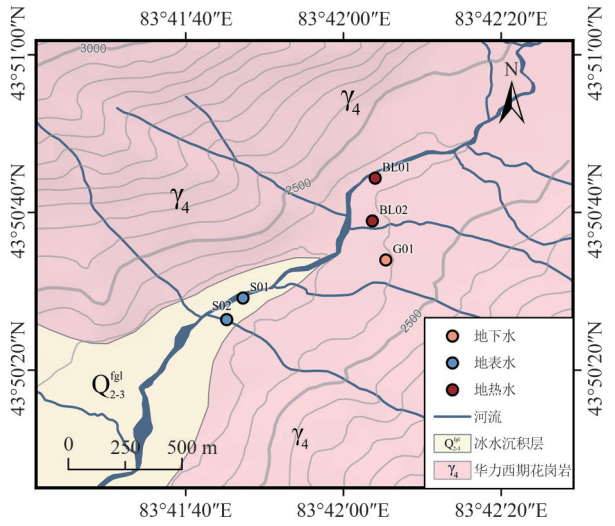


图 1　新疆布隆温泉采样点位置图（修改自朱志新[40]）

Fig. 1　Location of sampling sites at Bulong Hot Spring, Xinjiang (modified from Zhu[40])

降水量较西部河谷更为充沛，年均介于 700 ~ 1000 mm 之间，降水多集中于 4 月至 9 月，其中 5、6、7 月为降水高峰期，8 月起雨量逐渐减少[36-37]。

1.2　地质背景

布隆温泉（也称弥玥泉）位于西天山布隆大峡谷中喀什河南北向支流阿尔桑萨依河东（图 1），地貌上属于受河流下蚀作用形成的大起伏中山地貌，西北和东南两侧为山脉。地下热水出露于华力西期花岗岩（γ_4）中，呈青灰色，块状构造，节理裂隙发育，表层风化较为严重。在河谷周围表层覆盖有第四系中更新统—上更新统冰水沉积物（Q_{2-3}^{fgl}），分选较差。研究区内地下水类型主要为基岩裂隙水，分布于构造裂隙和花岗岩的风化裂隙中。原生裂隙和次生裂隙的交汇处形成局部张性通道，构成易于导热、导水的构造带，有利于流体上涌和循环[38-39]。

2　数据采集和测试

本次研究于 2025 年 7 月期间共采集了 5 组水化学样品，包括 2 个地热水样、1 个地下水样、2 个地表水样。采样前使用待取水样润洗聚乙烯瓶 3 次，所有水样均经 0.45 μm 滤膜过滤后再装样。为保障样品中离子稳定性，用于主要阳离子和微量元素分析的水样在装瓶后加入浓硝酸酸化至 pH < 2。所有样品瓶均满装（顶部无空气），采样后立即用封口膜密封，以隔绝空气。此外，使用 10 L 采样桶采集了两组地热水样（BL01，BL02）用于过滤微生物。采集当晚，利用薄膜过滤器将水样过滤至 0.22 μm 的无菌 MCE（混合纤维素酯）滤膜上。过滤结束后，迅速将滤膜放入无菌离心管并立即置于液氮中冷冻保存，供后续 DNA 提取。全程采用严格的无菌操作以避免外源微生物污染。

现场使用便携式多参数测定仪（EasyProbe30）测试水样的温度（T）、总溶解性固体（TDS）、pH、氧化还原电位（Eh）、电导率（EC）、溶解氧（DO）和浊度（Turb）。使用 HI96770 便携式分光光度计（HANNA Instruments，Italy）现场测量二氧化硅（SiO_2）浓度。阴阳离子采用 Dionex AQUIONIC（Thermo Fisher Scientific，USA）离子色谱系统测量，检测限为 0.01 mg/L，碳酸根和碳酸氢根使用 ZDJ-3D 型电位滴定仪（先驱威锋，中国）通过标准滴定程序进行测量，滴定所用盐酸浓度为 0.05 mol/L。为了校准色谱，在测量每批水样品之前需测量标准样品，测量偏差在 ± 2‰ 以内，根据离子平衡法计算阴阳离子的测量误差均小于 5%。采用 8900 ICP-MS 电感耦合等离子质谱仪（Agilent，USA）对微量元素、稀土元素进行测量。上述水化学测试工作均在中国地震局地震预测研究所水化实验室完成。

本研究中 BL01、BL02 水样的 16S rRNA 测试由广东美格基因科技（广州）有限公司完成。首先，使用 Fast DNA Spin Kit for Soil（MP Biomedical，USA）试剂盒，按照制造商提供的操作流程从地下水样品中提取 DNA。通过琼脂糖凝胶电泳（1% 浓度）法检测所提取的 DNA 质量，并利用 Nanodrop One 超微量分光光度计（Thermo Fisher Scientific，USA）检测 DNA 的纯度和浓度。随后，使用引物对 515F（5′-GTGYCAGCMGCCGCGGTAA-3′）和 806R（5′-GGACTACNVGGGTWTCTAAT-3′）对 16S rRNA 基因的 V4 高变区进行 PCR 扩增。PCR 反应体系（50 μL）包含：25 μL2x Taq Plus Master Mix、引物 515F 和 806R（10 μm）各 1 μL、DNA 模板（约 50 ng）及无菌超纯水。PCR 扩增程序为：94 ℃预变性 5 min；94 ℃变性 30 s，52 ℃退火 30 s，72 ℃延伸 30 s，共进行 30 个循环；最后 72 ℃延伸 10 min。扩增产物经 1.5% 琼脂糖凝胶电泳检测后，利用 GeneToolsAnalysis Software（Version4.03.05.0，SynGene）对 PCR 产物进行浓度对比，按照等摩尔比原则计算各样品所需体积，将各 PCR 产物进行混合。使用 E. Z. N. A. D2500-

03（Omega Bio-tek， USA）凝胶回收试剂盒回收PCR混合产物，TE缓冲液洗脱回收目标DNA片段。后续按照标准流程建库，并在Illumina MiSeq测序平台上进行PE250测序。

^{14}C的测试由中国地质科学院水文地质环境地质研究所完成。样品制备采用了磷酸消解和Zn-Fe火焰封管的方法。制备完的样品使用1.5 SDH-1加速质谱仪（NEC Corporation，Japan）进行测试。并参考文献［41］，基于加速器质谱仪测试的$\delta^{13}C$值校正了样品制样和测试过程中的同位素分馏效应，以确保数据的准确性。

3 结 果

3.1 水化学、稳定同位素特征

研究区水样的水化学、稳定同位素测试结果均列于表1，经阴阳离子平衡检查，主要离子含量测试结果相对误差均小于5%，符合可靠性要求。结合离子毫克当量百分比柱状图（图2）和Piper三线图（图3），可以直观反映溶液中的离子相对浓度。地下热水样品（BL01，BL02）整体呈碱性（pH为9.16～9.35），相较于地表水和地下水具有较高的温度（35.8～37.5 ℃）。其稳定同位素组成为$\delta D = -94.75‰ \sim -91.81‰$，$\delta^{18}O = -13.89‰ \sim -13.59‰$。水化学类型为$CO_3 \cdot SO_4$-Na型或$SO_4 \cdot CO_3$-Na型，显示出以$Na^+$为主导阳离子（43.9～45.5 mg/L），$SO_4^{2-}$（40.9～41.6 mg/L）和$CO_3^{2-}$为主导阴离子的特征。地热水具有显著较高的$SiO_2$浓度（72～74 mg/L），这是深部水岩相互作用的结果。地热水的总溶解固体（TDS）含量中等（132.8～143.9 mg/L），表明该地热系统流体来源稳定。这些特征共同指示了地热水经历了深部循环过程中的中低温水岩相互作用。地下水样品（G01）的pH值低于地下热水样品，其稳定同位素组成为$\delta D = -82.25‰$，$\delta^{18}O = -12.47‰$。水化学类型为$HCO_3 \cdot SO_4$-Ca·Na型。阴离子以HCO_3^-（71.6 mg/L）为主，阳离子中Ca^{2+}（19.4 mg/L）和Na^+（15.0 mg/L）含量相当，TDS（103.9 mg/L）和SiO_2浓度（26 mg/L）均处于中等水平。地表水样品（S01，S02）的水温（8.66～9.38 ℃）接近当地年平均气温，呈现为弱碱性（pH为8.08～8.70），稳定同位素组成分别为：S01，$\delta D = -87.89‰$，$\delta^{18}O = -13.39‰$；S02，$\delta D = -75.90‰$，$\delta^{18}O = -11.77‰$；其中S01为HCO_3-Ca型水，S02为$HCO_3 \cdot$Cl-Ca·Na型水，S02总离子含量显著高于S01。

表1 新疆布隆温泉水样水化学组分、稳定同位素组分测试结果

Table 1 Hydrochemical parameters and stable isotopes of water samples from Bulong Hot Spring, Xinjiang

编号	水类型	pH	T (℃)	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	质量浓度(mg/L)										水化学类型
						Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	TDS	SiO_2	
BL01	地热水	9.35	37.50	−94.75	−13.89	45.5	1.4	0.3	5.8	3.5	41.60	10.1	31.3	143.9	72	$CO_3 \cdot SO_4$-Na
BL02	地热水	9.16	35.80	−91.81	−13.59	43.9	1.4	0.3	6.5	3.5	40.90	28.2	14.2	132.8	74	$SO_4 \cdot CO_3$-Na
G01	地下水	8.61	20.40	−82.25	−12.47	15.0	2.5	1.1	19.4	1.7	23.20	71.6	0	103.9	26	$HCO_3 \cdot SO_4$-CaNa
S01	地表水	8.70	8.66	−87.89	−13.39	1.2	2.3	0.6	5.2	0.9	1.85	20.3	0	24.2	3	HCO_3-Ca
S02	地表水	8.08	9.38	−75.90	−11.77	24.5	9.0	2.2	33.7	34.7	34.10	79.6	0	180.4	16	HCO_3Cl-CaNa

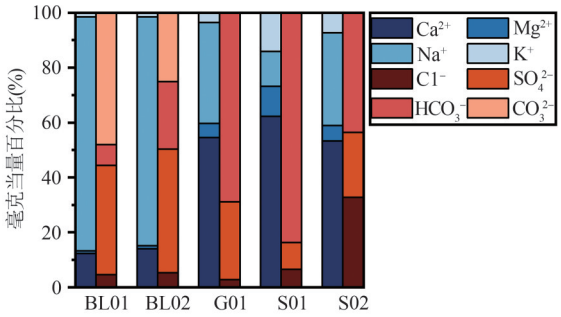


图2 新疆布隆温泉主要阴阳离子毫克当量百分比柱状图

Fig. 2 Milliequivalent percentages of major anions and cations in Bulong Hot Spring. Xinjiang

3.2 微生物特征

对两组地热水样本（BL01，BL02）进行了16S rRNA基因高通量测序，经过质控共获得（BL01：118939；BL02：119314）条有效序列。为了解群落整体的多样性结构，绘制了丰度等级曲线（图4）。该曲线显示，样本BL01和BL02的曲线均呈现出急剧下降的趋势，且X轴范围很短（物种排名数量少），表明两组水样中微生物群落的物种丰富度和均匀度较低，表现为由少数几个高丰度物种绝对主导。

为了鉴定上述群落中的主导物种，分析BL01和BL02在门水平（图5a）、属水平（图5b）上的群落组成。结果与丰度等级曲线的特征高度一致，群落高度简化。门水平上，两个样品的Proteobac-

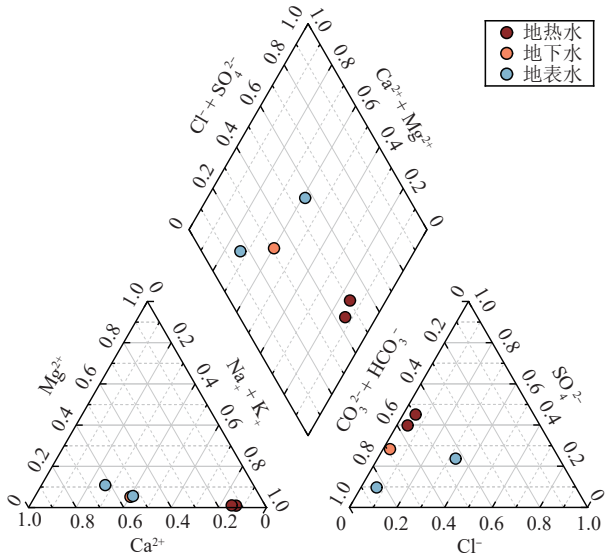


图 3　新疆布隆温泉水样 Piper 三线图

Fig. 3　Piper diagram of water samples from Bulong Hot Spring, Xinjiang

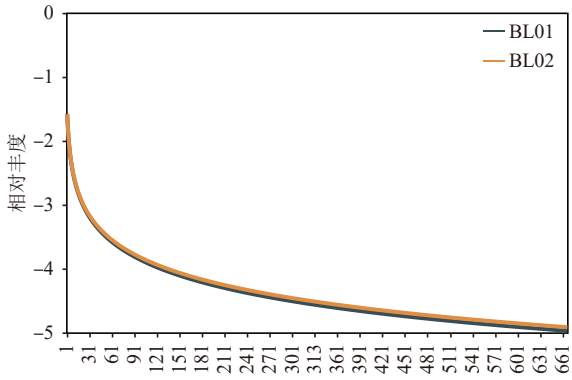


图 4　新疆布隆温泉微生物丰度等级曲线

Fig. 4　Rank-abundance curve of Bulong Hot Spring, Xinjiang

teria 菌均高达 90%。属水平上，丰度最高的属为硫氧化细菌属 *Thiovirga*，在 BL01 和 BL02 中的丰度分别为 72. 71% 和 66. 04%，该属通过氧化还原性硫化物来获取能量。其次，*Thiobacillus* 属也占一定比例，在 BL01 和 BL02 中的丰度分别为 5. 42% 和 15. 79%，该属为硫杆菌属，作为化能自养菌，氧化还原性硫化物或铁来获取能量，并固定 CO_2，在硫循环和铁循环中起到关键作用。此外，还存在一些未分类的 Burkholderiales 和 Rhodocyclaceae 科的细菌以及耐热的 *Bacillus* 属，但丰度均远低于 *Thiovirga* 属和 *Thiobacillus* 属。两个温泉水样品的微生物群落分析表明，其结构主要由硫杆菌构成，功能主要以氧化还原性硫化物为主。

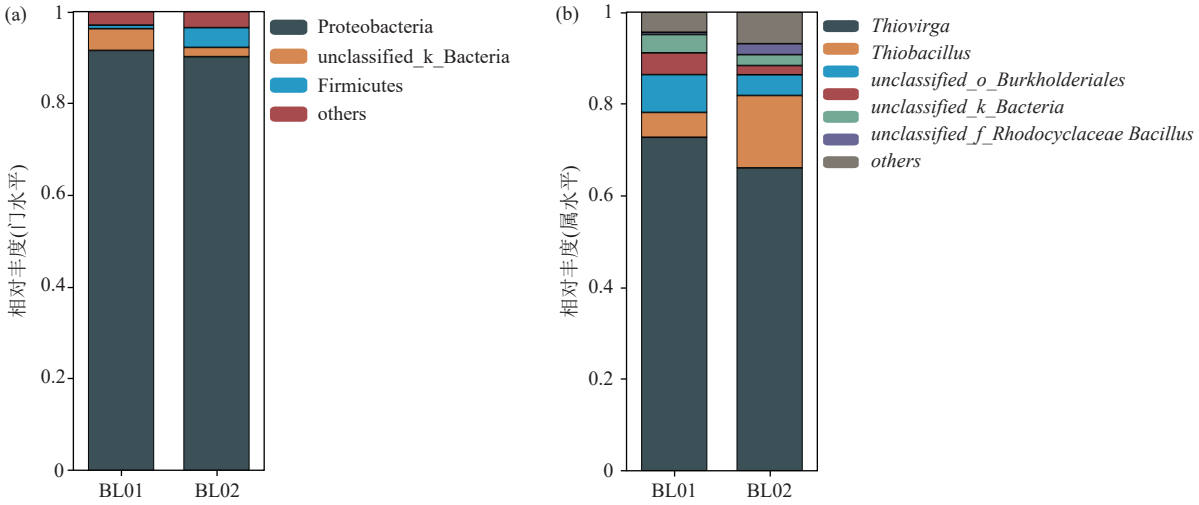


图 5　新疆布隆温泉微生物群落相对丰度分布图

Fig. 5　Relative abundance distribution of microbial communities in Bulong Hot Spring, Xinjiang

4　讨　论

4.1　水文地球化学特征

在地热流体循环过程中，绝大部分离子的浓度易受到水-岩相互作用、离子交换等作用的影响[42]。因此，了解研究区的岩性特征并利用主要离子之间的比例关系有助于阐明关键的地球化学过程[43-46]。研究区出露于花岗岩地层中，为确定地热水是否受硅酸盐矿物溶解的控制，使用（$Ca^{2+}+Mg^{2+}$）/（$HCO_3^-+SO_4^{2-}$）和（$Ca^{2+}+Mg^{2+}-HCO_3^-{-}SO_4^{2-}$）/（$Na^++K^+-Cl^-$）做进一步判断。地下热水落在 1∶1 线下（$HCO_3^-+SO_4^{2-}>Ca^{2+}+Mg^{2+}$）（图 6a），说明硅酸盐风化（释放 Na、$HCO_3^-$、$SiO_2$）在系统中占比大。$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$偏低，则为高 pH 条件下促使 Ca^{2+}和 Mg^{2+}以碳酸盐形式沉淀和通过阳离子交换作用将 Ca^{2+}和 Mg^{2+}从水相置换到固相

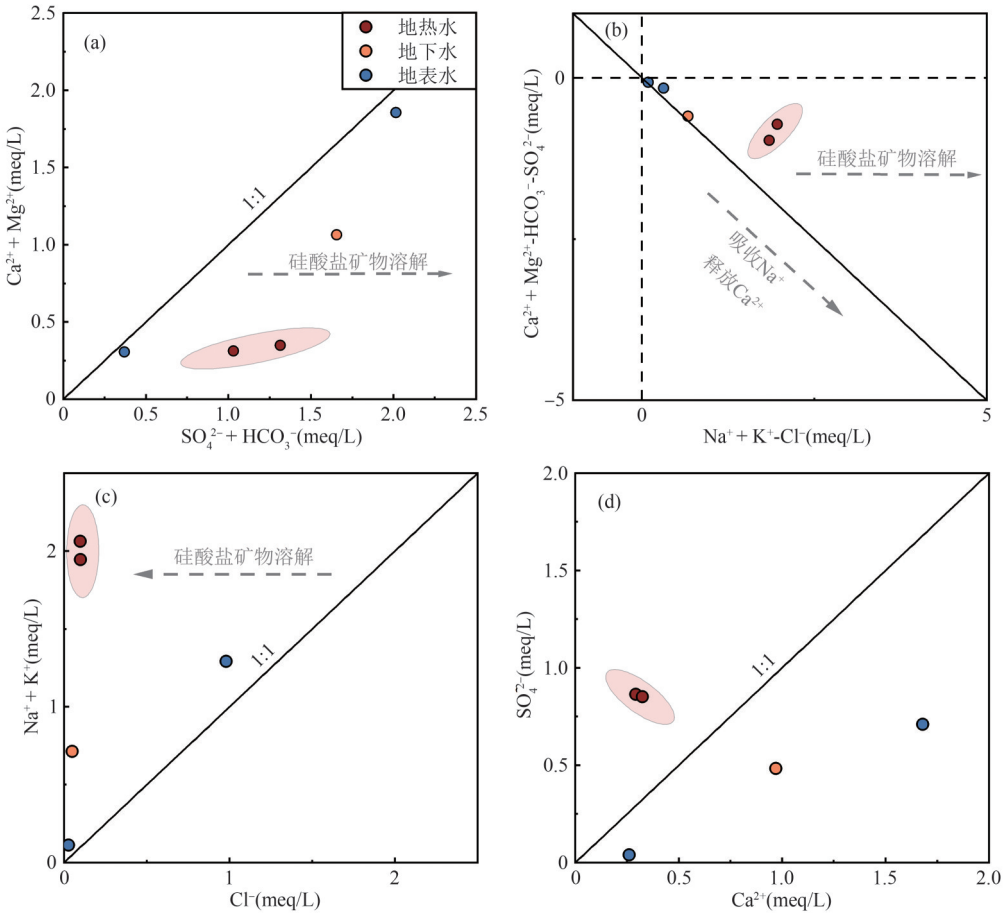


图6 新疆布隆温泉水样水化学离子关系图

Fig. 6 Relationships between hydrochemical parameters of the samples from Bulong Hot Spring, Xinjiang

中（图6b）。地热水点位在图（图6c）中靠近$Na^+ + K^+$轴，Na^+和K^+的含量显著高于Cl^-含量，说明Na^+和K^+的来源不是卤水或岩盐溶解，而是硅酸盐溶解或离子交换作用释放的Na^+。地下热水中的主导阴离子SO_4^{2-}并非来源于石膏的溶解，因为其SO_4^{2-}大于Ca^{2+}的含量（图6d）。表明地下热水中大量SO_4^{2-}可能来源于硫化物氧化。

由于组成岩浆岩的矿物中，长石的含量最多，占整个岩浆岩成分的60%，因此地热水在运移的过程中会接触到大量的长石类矿物，又因其在热力学方面具有不稳定性，与水接触时会产生非全等溶解[47]。其风化产物主要取决于水文条件和风化速率[48]。因此，为了分析研究区水样中长石类矿物的存在形式，绘制了长石类矿物及其次生矿物的稳定场图（图7）[49]。水样点相对边界线的位置反映这两种矿物在地下水中的稳定性。如果水样点位于边界线上，说明水溶液与两种矿物均处于平衡状态，若是位于边界线一侧，说明这种矿物在地下水中是稳定的。

地下水与硅酸盐矿物发生反应，首先会生成三水铝石，之后转变为高岭石。研究区中地热水与地下水均已经过此阶段，此时与钙蒙脱石和微斜长石处于稳定状态。就地下热水而言，水样点接近钠长石–钠蒙脱石平衡线，处于两种矿物的平衡态。地下水水样点则位于钠蒙脱石一侧，表现出钠蒙脱石稳定性。此外，所有水样点均位于石英溶解饱和线右侧，说明水中石英处于过饱和状态。与之形成对照的是，所有水样点均处在非晶质二氧化硅溶解度线左侧，这表明非晶质二氧化硅控制着溶解二氧化硅含量的上限。

4.2 微生物作用

微生物在地球化学循环中扮演着重要的角色[50]，根据对地热水的水文地球化学特征分析，推测地热水中过量的硫酸根来自硫化物的氧化。BL01和BL02采样点显示出了强烈的硫氧化特征（图5），根据属水平相对丰度前6的微生物群落组成，硫氧化菌（*Thiovirga*属和*Thiobacillus*属）在两个地热水点占80%左右，这两类化能自养菌通

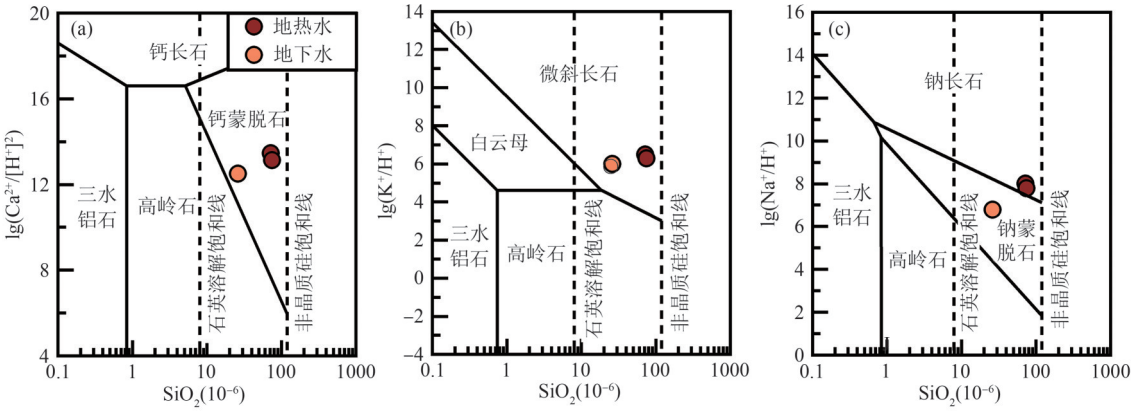


图 7　长石类及其次生矿物稳定场图

Fig. 7　Stability relation of feldspars and their secondary minerals

过氧化硫化物（S^{2-}）生成硫酸盐（SO_4^{2-}）[51]，驱动地热水的硫氧化进程，印证了地热水中过量的硫酸根来自硫化物氧化这一推测。

使用 PICRUSt 软件通过比对 16S 测序数据获得的物种组成信息，推测样本中的功能基因组成，取相对丰度前 15 的基因进行了分析（图 8）。其中，硫氧化系统（sox）的多个核心基因（K02014，K01992，K02004，K01990，K02003）总丰度占比最高，这表明利用还原性硫化物作为电子供体是该群落获取能量的主要方式。此外，热休克蛋白基因（K03406）丰度也较高，是微生物对温泉高温环境的适应证据。结果表明，丰度最高的功能基因完全由硫氧化、环境适应等相关基因所主导，这与此前基于物种分类分析得出的结论一致。

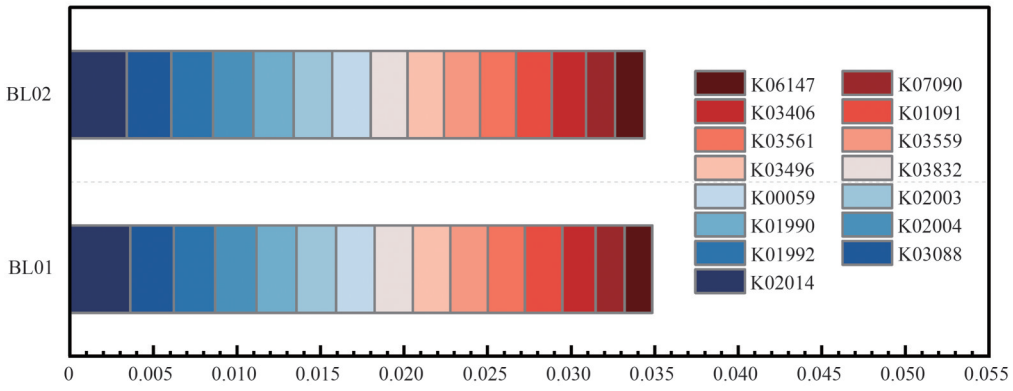


图 8　功能基因堆积柱状图

Fig. 8　Stacked bar chart of functional genes

综上，可知温泉水中微生物群落结构呈现出高度特异性，主要由硫氧化细菌 *Thiovirga* 和 *Thiobacillus* 所主导。基于 16S rRNA 基因序列的微生物群落功能预测进一步揭示，硫氧化是该微生物群落的核心代谢途径。在微生物作用下，温泉水中的还原态硫（如硫化氢）最终被氧化为硫酸根（SO_4^{2-}），这一过程也解释了地热水中较高 SO_4^{2-} 浓度的成因。

4.3　氢氧同位素特征

4.3.1　水汽来源

HYSPLIT（Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory），即混合单粒子拉格朗日综合轨迹模型，常用于研究水汽输送轨迹，计算和分析大气污染物输送、扩散轨迹等内容[52-53]。本次研究选取 2024 年 7 月—2025 年 7 月的气象数据，以布隆温泉（BL01，BL02）为气团运动的终点，在海拔 3000 m 的高度对气团进行了 120 小时的后向轨迹分析，随后进行了聚类统计，确定研究区的水汽来源和输送路径。模拟结果（图 9）表明气团均为自西向东运移，研究区水汽主要来源于大西洋和地中海，经由西风带输送至亚欧大陆内部，使研究区内降水表现出受西风带水汽控制的特征。

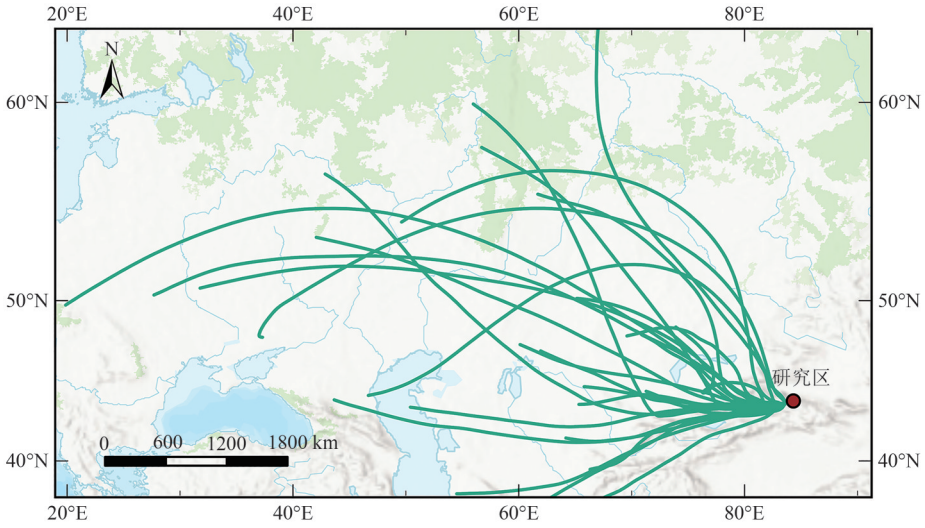


图 9 HYSPLIT后向轨迹模拟结果

Fig. 9 HYSPLIT backward trajectory simulation results

4.3.2 补给来源

氢氧同位素分析是解析地热水补给来源与类型的常用研究方法。在研究区地热水样点的δD–δ^{18}O关系图（图10）中，依据水样点的分布形态与相对位置能够有效地揭示地热水的补给来源及演化路径[23, 54]。全球大气降水线由Craig在1961年提出，指示大气降水的氢氧同位素组成呈线性变化，表达式如下[55]：

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10 \quad (1)$$

研究区位于西天山喀什河流域，地处西风带控制区，其水汽来源主要受西风输送影响。该区域以山地地形为主，来自大西洋和地中海的水汽在运移过程中受地形抬升作用，形成充沛的降水。使得该区域内空气湿度较大，气温较低。因此，云下二次蒸发过程较弱，导致当地大气降水线的斜率和截距均高于全球平均水平。该区域当地大气降水线的具体表达式如下[56-57]：

$$\delta D = 8.2\delta^{18}O + 16.8 \quad (2)$$

根据研究区水样δD和δ^{18}O数据点与大气降水线之间的分布关系（图10），可以看出所有水样点均分布在当地大气降水线附近，并与其具有相似的斜率，说明研究区水体均来自当地大气降水的补给。

4.3.3 补给高程

通过利用氢氧同位素的高程效应，可以初步估算温泉的补给区高程值[58]。本次研究以地表溪水样S02（高程为2385 m，δD值为−75.9‰，δ^{18}O值为−11.77‰）作为参考值。由于伊犁地区位于内陆，且主要接收西风环流带来的大西洋和北冰洋水汽，

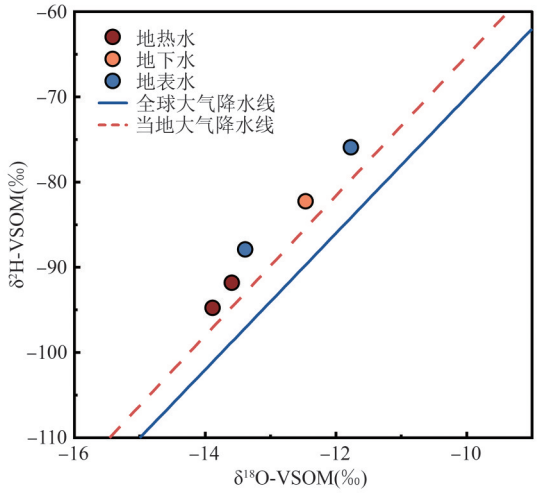


图 10 新疆布隆温泉水样δD-δ^{18}O关系图

Fig. 10 δD-δ^{18}O relationships of water samples from Bulong Hot Spring, Xinjiang

不适宜使用全国的δ^{18}O同位素高程梯度值（k_H=−0.15‰/100 m）[59]。因此选取中亚天山山脉区域的δ^{18}O同位素高程梯度值（k_H=−0.11‰/100 m）作为高程梯度[60]，并利用式（3）计算地热水补给高程：

$$H = \frac{\delta_T - \delta_S}{k_H} + h \quad (3)$$

其中：H为地热水补给高程（m）；δ_T为地热水δ^{18}O值（‰）；δ_S为地表水δ^{18}O值（‰）；h为采样点高程（m）。

应用公式（3）估算补给高程范围为4089～4366 m（表2）。研究区周围山峰高程约为4000 m，与估算出的补给区高程较为吻合。因此，温泉主要接受河谷周围山顶冰雪融水的补给。

表 2　新疆布隆温泉的补给区高程

Table 2　Elevation of the recharge area for Bulong Hot Spring, Xinjiang

编号	T (℃)	h (m)	δD (‰)	δ^{18}O (‰)	补给高程 (m)
BL01	37.53	2439	−94.75	−13.89	4366
BL02	35.81	2432	−91.81	−13.59	4089

4.3.4　补给区温度

大气降水中的δD和δ^{18}O值与温度存在正相关关系，可以利用稳定同位素相关数据推测出温泉补给区温度（T_a）。Dansgaard在总结全球大气降水数据后建立了氢、氧同位素与温度之间的线性关系式[61]：

$$\delta^{18}O = 0.695T - 13.6 \quad (4)$$

$$\delta D = 5.61T - 100 \quad (5)$$

新疆地区的大气降水中氢、氧同位素组成同样呈明显的温度效应，δ^{18}O温度效应方程如下[62]：

$$\delta^{18}O = 0.39T_a - 15.39 \quad (6)$$

各温泉补给区温度的计算结果列于表3中，式（4）、式（5）和式（6）计算结果相近，低于研究区年平均气温（5.6 ℃），表现为来自高海拔地区补给。研究区温泉补给区的温度范围为−0.42 ~ 4.61 ℃，平均值为1.74 ℃。

表 3　新疆布隆温泉的补给区温度

Table 3　Temperature of the recharge area for Bulong Hot Spring, Xinjiang

编号	T(℃)	δD(‰)	δ^{18}O(‰)	补给区温度(℃)		
				式(4)	式(5)	式(6)
BL01	37.53	−94.75	−13.89	−0.42	0.94	3.85
BL02	35.81	−91.81	−13.59	0.01	1.46	4.61

4.4　热储温度

地热温标是估算深部热储温度的重要方法，其中二氧化硅温标和阳离子温标是两种最常用类型[63-65]。由于各类地热温标使用的条件不同，需在使用之前对地下热水的状态进行判断。Na-K-Mg三角图（图11）区分了（1）未成熟水，（2）部分平衡水，（3）完全平衡水。利用该图解，可以判断地热流体的平衡状态和阳离子地热温标的适用性[66]。地热水大多未达到平衡状态（图11），说明该地区地热水的更新循环速率较快。研究区水样的平衡温度不是很高，属于典型的低热值地热区，地热水中的钠、钾矿物处于不饱和状态。这表明地热流体在上升过程中主要经历了混合和冷却，而未发生显著的水-矿物反应[67]。这些过程会使阳离子比值偏离水-岩平衡状态，这种情况下，利用阳离子温标法计算的热储温度可能无法充分反映实际的地热储层温度。因此，研究区地热水的热储温度需要结合其他方法进一步分析，以获得更准确的热储特征。

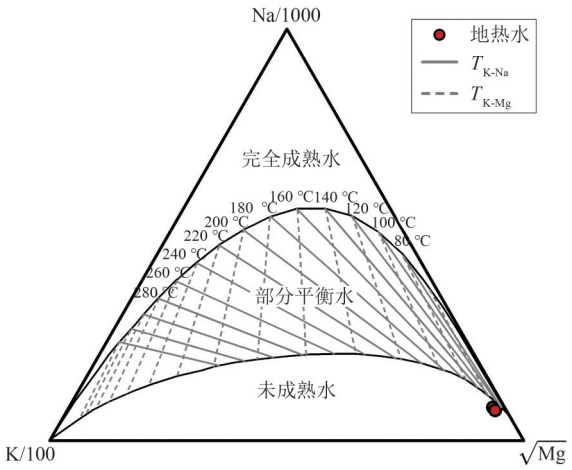


图 11　Na-K-Mg三角图

Fig. 11　Na-K-Mg triangular plot of geothermal water

4.4.1　SiO_2温标

SiO_2地热温标是一种基于岩石中含硅矿物在地下热水中的溶解-沉淀平衡反应估算热储温度（t）的方法。由于研究区地热井口的出水温度较低，无蒸汽损失存在，因此选用以下几种方法来计算热储温度，其中C为SiO_2浓度（mg/L）：

石英温标（无蒸汽损失）[68]

$$t = \frac{1309}{5.19 - \lg C} - 273.15 \quad (7)$$

玉髓温标（无蒸汽损失）[68]

$$t = \frac{1032}{4.69 - \lg C} - 273.15 \quad (8)$$

玉髓温标（传导冷却）[69]

$$t = \frac{1112}{4.91 - \lg C} - 273.15 \quad (9)$$

基于SiO_2地热温标估算得到的热储温度见表4。本次利用石英温标估算得到的热储温度范围为119.63 ~ 121.04 ℃。利用玉髓温标计算得到的热储范围为91.12 ~ 92.71 ℃，式（8）和式（9）计算结果相近，体现出较大的一致性。利用石英温标计算得到的热储温度高于玉髓温标计算出的热储温度。

表 4 利用 SiO_2 温标估算的热储温度

Table 4 Temperature of geothermal reservoir estimated with the SiO_2 geothermometer

编号	温度(℃)	热储温度(℃)		
		式(7)	式(8)	式(9)
BL01	37.53	119.63	91.17	91.12
BL02	35.81	121.04	92.71	92.55

4.4.2 多矿物平衡法

多矿物平衡法计算热储温度的核心原理是通过热液流体化学成分反演其在地下高温环境中与矿物的平衡状态，从而确定真实热储温度[70]。在研究中，常使用饱和指数（SI）来判断热液流体中矿物溶解或沉淀反应是否达到平衡，其被定义为离子活度积（Q）和平衡常数（K）比值的对数。

$$SI = \lg\left(\frac{Q}{K}\right) \tag{10}$$

当 SI > 0，表示水中矿物处于过饱和状态，可能会出现沉淀现象；SI = 0 时，表示水与矿物处于临界饱和状态，处于动态平衡；SI < 0 时：表示水中矿物未达到饱和状态，矿物会继续溶解。对目标矿物，计算不同温度下的 SI 值，并绘制饱和指数-温度曲线，寻找一个最佳的温度值，使得大部分选定的矿物的饱和指数（SI）都接近于零，该温度值即为热储温度。

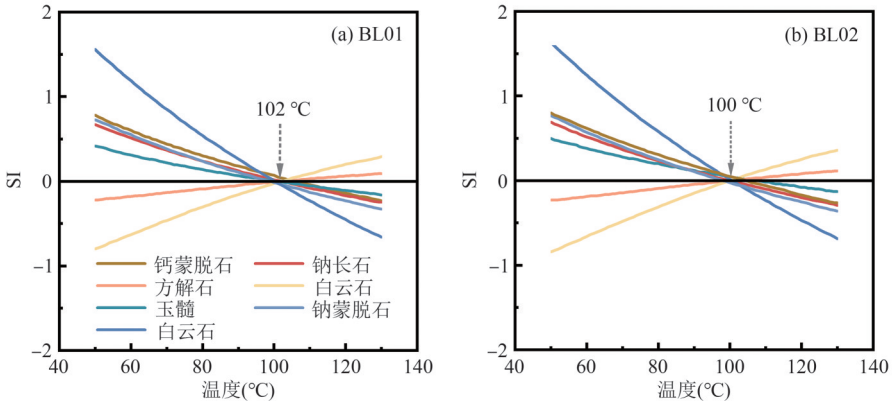


图 12 多矿物平衡法估算热储温度

Fig. 12 Reservoir temperature estimation based on the multi-mineral equilibrium method

研究区地热水点出露于花岗岩地层，根据地质条件，选取钾长石、方解石、石英、玉髓、白云石、伊利石、高岭石、微斜长石、钙蒙脱石、钠蒙脱石、白云母、石英等矿物，重建储层水化学条件。水中 Al 浓度的测量普遍存在误差，其中一个原因就是在样品过滤过程中可能以胶体形式去除了 Al，这对计算的多组分化学平衡有明显的影响，因此假设地热水与钠长石达到平衡状态，以消除缺乏铝的错误分析导致的精度问题[71]。本次研究采用 GeoT 2.1 软件估算储层温度[72]，该软件采用 Newton-Raphson 迭代算法确定收敛性。为提高准确性，GeoT 程序整合了浓度/稀释系数（cfact）与蒸汽分数（stwf）这两个参数，分别用于量化流体在上升过程中的稀释/浓缩效应及蒸汽损失情况。其中，*cfact* 系数可校正浅层地下水造成的流体稀释或蒸发作用导致的流体浓缩，其默认值为 1（表示无需进行浓度校正），大于 1 和小于 1 分别代表稀释和浓缩。研究区域混入的冷水比例可通过稀释系数计算得出[73]：当稀释系数为 1 时，代表该数值反映了样品实际的水化学参数；当稀释系数大于 1（设为 X）时，相当于将样品中各组分的浓度均乘以 X。若将冷水混入视为用纯水稀释，则加入的冷水比例为（X-1）/X（百分比）[74]。蒸汽分数（stwf）用于量化气体损失：stwf = 0 表示无脱气现象，而数值大于 0 时，反映的是损失气体量占地热流体总体积的比例。

结果表明，研究区储层温度范围为 100 ~ 102 ℃（图 12），冷水混合比为 45.9% ~ 49.5%（表 5）。计算出热储温度低于石英温标计算出的热储温度，高于玉髓温标计算出的热储温度，这与其他学者估算的尼勒克县布隆地热异常区的热储温度（96 ℃）基本一致[35]，因此选用多矿物平衡法求解出热储层的温度是较为准确的。

4.5 地下水年龄

^{14}C 是一种常见的放射性同位素，常被用来判断地下水年龄[75-76]。本次研究采集 BL01、BL02

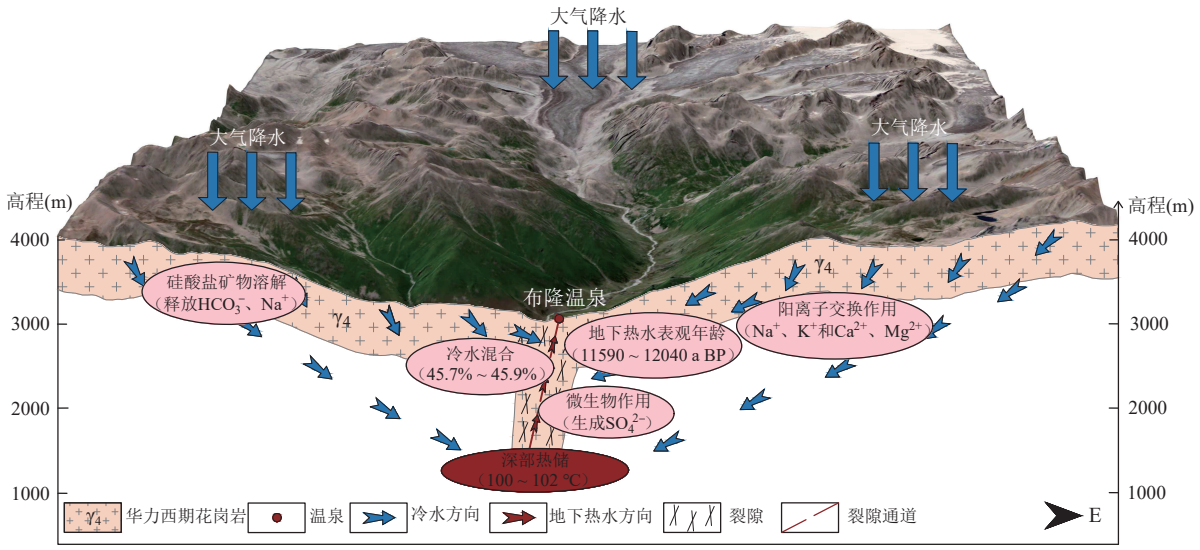


图 13　新疆布隆温泉成因模式概念图

Fig. 13　Conceptual model of the genesis of the Bulong Hot Spring，Xinjiang

表 5　利用多矿物平衡法估算的热储温度

Table 5　Geothermal reservoir temperature estimated by integrated multicomponent geothermometry method

编号	温度(℃)	热储温度(℃)	stwf	cfact	冷水混合比例(%)
BL01	37.53	102	0	1.98	49.5
BL02	35.81	100	0	1.84	45.7

两组地下热水样品进行^{14}C同位素测试。测试结果显示，BL01 的现代碳比值（Fm）为 0.2235 ± 0.0023，^{14}C表观年龄为（12040 ± 90） a BP；BL02 的现代碳比值（Fm）为 0.2361 ± 0.0015，^{14}C表观年龄为（11590 ± 60） a BP。根据其^{14}C表观年龄可以判断出，地下热水主要来自全新世初期（11700 a BP）[77] 的降水补给。在该时期气候较为湿润[78]，大量降水入渗形成了地下水，并经历较长时间的循环，在地表出露。

4.6　循环深度

研究区地下热水来源于大气降水。降水在地表入渗后参与循环，在此过程中获得来自深部大地热流的加热，最终汇集进入热储层。循环深度（Z）可表示为下式：

$$Z = \frac{(t - T_y)}{G} + M \tag{11}$$

式中：Z（m）为循环深度，t（℃）为深部热储温度，T_y（℃）为年平均气温，G（℃/m）为地温梯度，M（m）为常温层厚度。

在饱和状态下单裂隙花岗岩的导热系数（k）可以表示为与温度（T）有关的函数[79]：

$$k = 3.67128 - 0.04151 \times T + 2.58172 \times 10^{-4} T^2 \tag{12}$$

大气降水温度的最低值为补给区温度（1.74 ℃），最高可达到热储温度（101 ℃），变化范围约为 100 ℃。假设以温度范围的一半作为入渗全程所流经花岗岩地层的平均温度（50 ℃），可以得到花岗岩的导热系数（k）约为 2.24 W/（m·K）。西天山构造带大地热流值为 60～80 mW/m^2[80]，这里取中间值 70 mW/m^2。在一维稳态条件下，大地热流值在数值上（Q）与岩石导热系数（k）、垂向地温梯度（G）有如下关系，可计算得到地温梯度（G）约为 0.031 ℃/m。

$$Q = k \times G \tag{13}$$

研究区年平均气温为 5.6 ℃，常温带厚度取 15 m，地温梯度为 0.031 ℃/m，计算可得地下热水的循环深度。计算结果显示，BL01 的循环深度为 3125 m，BL02 的循环深度为 3060 m。

4.7　温泉成因模式

布隆温泉成因模式（图 13）可概括为起源于高海拔地区（4089～4366 m）的冰雪融水，沿裂隙通道下渗，经历地下深循环加热形成地下热储层（100～102 ℃），在循环过程中与硅酸盐矿物发生非全等溶解，释放Na^+、K^+及SiO_2，形成以Na^+为主导的水化学特征。地下热水中的Ca^{2+}、Mg^{2+}通过碳酸盐沉淀或阳离子交换作用被去除，而SO_4^{2-}的富集主要归因于微生物的硫化物氧化作用。高 pH 条件促使地下热水中HCO_3^-转化为CO_3^{2-}，最终与Na^+结合形成$CO_3 \cdot SO_4$–Na 和$SO_4 \cdot CO_3$–Na 型水。在温度梯度和压力梯度的作用下，入渗水经历万

年尺度的地下循环加热后沿基岩裂隙向上运移，并与浅层冷水发生混合（混合比例为 45.7% ~ 49.5%），最终在河谷地形低洼处出露形成温泉。

5 结 论

以伊犁地区尼勒克布隆温泉为研究对象，基于水化学、微生物及氢氧同位素数据，分析了尼勒克县布隆温泉水化学特征及成因机制，得出的结论如下：

（1）布隆温泉（BL01、BL02）出水口温度为 35.8 ~ 37.5 ℃，呈碱性（pH 为 9.16 ~ 9.35），TDS 含量中等（122.2 ~ 143.9 mg/L），具有较高的 SiO_2 含量（72 ~ 74 mg/L），水化学类型为 CO_3·SO_4-Na 型或 SO_4·CO_3-Na 型。当地地下水和地表水相较于地热水，碱性稍弱（pH 为 8.08 ~ 8.70），SiO_2 含量降低（地表水：3 ~ 16 mg/L；地下水：26 mg/L），分别以 HCO_3·SO_4-Ca·Na 和 HCO_3·Cl-Ca·Na 型水为主。

（2）布隆温泉水化学组分受硅酸盐矿物溶解作用的控制，水中较高含量的 Na^+ 来源于研究区内长石类矿物的风化溶解以及与固相进行阳离子交换作用，高含量的 HCO_3^- 来源于硅酸盐矿物溶解，并在高 pH 的条件下，向 CO_3^{2-} 转化。此外，微生物参与下的硫氧化过程将 H_2S 等还原态硫转化为 SO_4^{2-}，构成地热水中 SO_4^{2-} 的主要来源。Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量较低，则归因于高 pH 条件下碳酸盐沉淀的形成，以及阳离子交换作用使其从水相转移至固相。

（3）布隆温泉补给来源为河谷两侧山峰的冰雪融水，补给高程约为 4089 ~ 4366 m；补给区温度约为 -0.42 ~ 4.61 ℃，低于年平均气温（5.6 ℃）。经估算，其热储温度为 100 ~ 102 ℃，沿基岩裂隙上升过程中混入 45.7% ~ 49.5% 的冷水。温泉水的表观年龄为 11590 ~ 12040 a BP。

（4）研究区温泉成因模式可以总结为：大气降水在河谷两侧山区沿裂隙通道下渗，经历地下循环加热，沿基岩裂隙向上运移过程中混合部分冷水，在河谷地形低洼处出露形成温泉。

参考文献：

[1] ZHU J, HU K, LU X, et al. A review of geothermal energy resources, development, and applications in China: Current status and prospects[J]. Energy, 2015, 93: 466 - 483.

[2] SOLTANI M, MORADI KASHKOOLI F, SOURI M, et al. Environmental, economic, and social impacts of geothermal energy systems [J]. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 2021, 140: 110750.

[3] 孙焕泉，毛翔，吴陈冰洁，等. 地热资源勘探开发技术与发展方向[J]. 地学前缘，2024，311：400 - 411.

[4] HU Y, CHENG H, TAO S. Opportunity and challenges in large-scale geothermal energy exploitation in China[J]. Critical Reviews in Environmental Science and Technology, 2022, 52(21): 3813 - 3834.

[5] LUND J W, TOTH A N. Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review[J]. Geothermics, 2021, 90: 101915.

[6] LUND J W, HUTTRER G W, TOTH A N. Characteristics and trends in geothermal development and use, 1995 to 2020[J]. Geothermics, 2022, 105: 102522.

[7] 邱楠生，朱传庆，宋佳霖，等. 中国地热资源分布及开发利用[J]. 石油学报，2026，47(1)：294 - 310.

[8] 章惠，汪新伟，周总瑛，等. 渤海湾盆地内黄隆起东斜坡奥陶系岩溶热储地热资源评价[J]. 现代地质，2024，38(2)：398 - 408.

[9] HUANG J, ZHANG Y, DENG C, et al. Identifying the genesis of hydrothermal activities in the Xiangcheng fault belt, southwestern China: Evidence from hydrochemistry and stable isotopes[J]. Ore Geology Reviews, 2024, 173: 106221.

[10] LI B, WANG G, LIU F, et al. Hydrochemical characteristics and evolution of geothermal waters in western Yunnan, China based on self-organizing map and hydrogeochemical simulation [J]. Applied Geochemistry, 2025, 181: 106291.

[11] 刘玲霞，路睿，谢文苹，等. 青藏高原东北部温泉分布及水文地球化学特征[J]. 地学前缘，2024，31(6)：173 - 195.

[12] ZENG Z, YANG L, CUI Y, et al. Assessment of geothermal waters in Yunnan, China: Distribution, quality and driving factors[J]. Geothermics, 2025, 130: 103323.

[13] CHEN L, ZHANG J, XU L, et al. A study on the geothermal circulation system of granite: An example from the Lancang area, Yunnan[J]. Geothermics, 2024, 116: 102853.

[14] LIU H, WU D, WEI W, et al. Study on hydrochemical characteristics of underground hot water in typical granite thermal storage and hot water development model in Dabie Mountain, Anhui province[J]. Environmental Earth Sciences, 2024, 83(5): 138.

[15] ZHANG X, XIE X, WANG Y, et al. Geochemistry of high temperature initial geothermal fluids in the Dabie orogenic belt[J]. Journal of Hydrology, 2024, 633: 131026.

[16] GUO Q, PANG Z, WANG Y, et al. Fluid geochemistry and geothermometry applications of the Kangding high-temperature geothermal system in eastern Himalayas[J]. Applied Geochemistry, 2017, 81: 63 - 75.

[17] KING J M, HURWITZ S, LOWENSTERN J B, et al. Multireaction equilibrium geothermometry: A sensitivity analysis using data from the Lower Geyser Basin, Yellowstone National Park, USA [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2016, 328: 105 - 114.

[18] 李洁祥，许亚东，蔺文静. 传统水化学地热温度计的适用性

分析[J]. 地学前缘, 2024, 31(6): 145 - 157.
[19] TA M, ZHOU X, GUO J, et al. Hydrogeochemical characteristics and formation of the hot springs occurring in the plunging ends of an anticline in Chongqing, Eastern Sichuan Basin, China[J]. Environmental Earth Sciences, 2019, 78(15): 468.
[20] 隋丽媛, 周训, 李状, 等. 安徽滁河断裂带温泉的水化学和同位素特征及成因分析[J]. 地质论评, 2022, 68(3): 981 - 992.
[21] 邓岳飞, 张寿川, 刘凯, 等. 江西武功山西部高氟地热水水文地球化学特征及成因机制[J]. 地质论评, 2025, 71(2): 524 - 536.
[22] HE P, ZHANG H, LI S, et al. Geological and hydrochemical controls on water chemistry and stable isotopes of hot springs in the Three Parallel Rivers Region, southeast Tibetan Plateau: The genesis of geothermal waters[J]. Science of the Total Environment, 2024, 906: 167648.
[23] WANG C, ZHENG M, ZHANG X, et al. O, H, and Sr isotope evidence for origin and mixing processes of the Gudui geothermal system, Himalayas, China [J]. Geoscience Frontiers, 2020, 11(4): 1175 - 1187.
[24] TAN H, ZHANG Y, ZHANG W, et al. Understanding the circulation of geothermal waters in the Tibetan Plateau using oxygen and hydrogen stable isotopes [J]. Applied Geochemistry, 2014, 51: 23 - 32.
[25] GUO L, WANG G, SHENG Y, et al. Hydrogeochemical constraints shape hot spring microbial community compositions: Evidence from acidic, moderate-temperature springs and alkaline, high-temperature springs, southwestern Yunnan geothermal areas, China[J]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2021, 126(3): e2020JG005868.
[26] GUO L, WANG G, SHENG Y, et al. Temperature governs the distribution of hot spring microbial community in three hydrothermal fields, Eastern Tibetan Plateau Geothermal Belt, Western China[J]. Science of the Total Environment, 2020, 720: 137574.
[27] CROGNALE S, AMALFITANO S, CASENTINI B, et al. Microbial signature of groundwater mixing in geothermal areas: Insights from the Cimino-Vico volcanic system (central Italy) [J]. Scientific Reports, 2025, 15(1): 28941.
[28] 赵倩, 王露霞, 李煜, 等. 岩浆热源型高温热泉中的微生物群落特征及其主控环境因素辨识[J]. 地球科学, 2025, 50(4): 1638 - 1650.
[29] STEFÁNSSON A, ARNÓRSSON S, SVEINBJÖRNSDÓTTIR Á E, et al. Isotope (δD, δ^{18}O, ^{3}H, δ^{13}C, ^{14}C) and chemical (B, Cl) Constrains on water origin, mixing, water-rock interaction and age of low-temperature geothermal water[J]. Applied Geochemistry, 2019, 108: 104380.
[30] WANG Z, GUO H, XING S, et al. Hydrogeochemical and geothermal controls on the formation of high fluoride groundwater [J]. Journal of Hydrology, 2021, 598: 126372.
[31] LANDA-ARREGUÍN J F A, VILLANUEVA-ESTRADA R E, MORALES-ARREDONDO J I, et al. Hydrogeochemistry and isotopic assessment of a new geothermal prospect in rancho Nuevo (Guanajuato-Central Mexico)[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2023, 253: 107294.
[32] 高俊, 钱青, 龙灵利, 等. 西天山的增生造山过程[J]. 地质通报, 2009, 28(12): 1804 - 1816.
[33] 李紫源, 肖文交, 谢明财, 等. 西天山造山带晚古生代构造演化和成矿作用[J]. 地质科学, 2021, 56(3): 701 - 729.
[34] 黄惠明, 李鹏飞, 胡万万, 等. 西天山伊犁地块早古生代拼贴:来自碎屑锆石U-Pb年代学和Hf同位素的制约[J]. 大地构造与成矿学, 2021, 45(4): 786 - 804.
[35] 孔彦龙, 董远卓, 叶灿滔, 等. 新疆地热资源分布、成因及开发利用方向:第三次新疆综合科学考察地热科考成果综述[J]. 地学前缘, 2025, 33(1): 283 - 295.
[36] 王小丽. RS与GIS支持下的伊犁谷地地质灾害风险评价——以尼勒克县滑坡为例[D]. 西安:长安大学, 2014.
[37] 尼勒克县政府. 尼勒克县基本概况[EB/OL]. (2025-05-11)[2025-11-12]. https://www.xjnlk.gov.cn/xjnlk/c113301/202205/c2490a4afdb34ff59feef38ecebe02ca.shtml.
[38] 毛佳睿, 马秀敏, 孙尧, 等. 地应力作用下鸭绿江断裂带活动对丹东五龙背地热温泉的影响初析[J]. 地质力学学报, 2023, 29(3): 402 - 416.
[39] 王贵玲, 蔺文静. 我国陆区热状态及控热要素[J]. 地学前缘, 2024, 31(6): 1 - 18.
[40] 朱志新. 新源县幅K44C001004 1/25万区域地质调查成果报告[R]. 乌鲁木齐:新疆维吾尔自治区地质调查院, 2005.
[41] STUIVER M, POLACH H A. Discussion reporting of ^{14}C data [J]. Radiocarbon, 1977, 19(3): 355 - 363.
[42] SUN Z, LIU-ZENG J, SHAO Y, et al. Hydrogeochemical characteristics of geothermal springs along the central section of Altyn Tagh fault: Implications for deep fluid circulation and tectonic activity[J]. Geothermics, 2025, 130: 103327.
[43] WU Y, ZHOU X, WANG M, et al. Comparison of hydrogeological characteristics and genesis of the Xiaguan Hot Spring and the Butterfly Spring in Yunnan of China[J]. Journal of Hydrology, 2021, 593: 125922.
[44] WU Y, ZHOU X. Structural control effects on hot springs' hydrochemistry in the northern Red River Fault Zone: Implications for geothermal systems in fault zones [J]. Journal of Hydrology, 2023, 623: 129836.
[45] 李状, 周训, 方斌, 等. 安徽省大别山区温泉水化学特征与演化机制分析[J]. 地质通报, 2025, 44(1): 158 - 172.
[46] 梁颂, 路玉沁, 梁金龙, 等. 川西巴塘温泉地球化学特征及其循环演化过程[J]. 现代地质, 2025, 39(6): 1716 - 1729.
[47] 钱会, 马致远. 水文地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2005: 1 - 235.
[48] KORTATSI B K. Hydrochemical characterization of groundwater in the Accra plains of Ghana[J]. Environmental Geology, 2006, 50(3): 299 - 311.
[49] TARDY Y. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs[J]. Chemical Geology, 1971, 7(4): 253 - 271.
[50] UPIN H E, NEWELL D L, COLMAN D R, et al. Tectonic set-

tings influence the geochemical and microbial diversity of Peru hot springs[J]. Communications Earth & Environment, 2023, 4(1): 112.

[51] ITO T, SUGITA K, YUMOTO I, et al. Thiovirga sulfuroxydans gen. nov., sp. nov., a chemolithoautotrophic sulfur-oxidizing bacterium isolated from a microaerobic waste-water biofilm[J]. International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology, 2005, 55(3): 1059 - 1064.

[52] BAGHERI R, BAGHERI F, KARAMI G H, et al. Chemo-isotopes (^{18}O & ^{2}H) signatures and HYSPLIT model application: Clues to the atmospheric moisture and air mass origins[J]. Atmospheric Environment, 2019, 215: 116892.

[53] MAO H, WANG G, SHI Z, et al. Spatiotemporal variation of groundwater recharge in the lower reaches of the Poyang Lake Basin, China: Insights From stable hydrogen and oxygen isotopes [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2021, 126(6).

[54] 徐一鸣, 李傲宇, 程立群, 等. 冀东平原馆陶组地热流体水化学成分和H-O同位素组成特征及其地质意义[J]. 现代地质, 2025, 39(2): 429 - 439.

[55] CRAIG H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 1961, 133: 1702 - 1703.

[56] 曾康康, 杨余辉, 胡义成, 等. 喀什河流域降水同位素特征及水汽来源分析[J]. 干旱区研究, 2021, 38(5): 1263 - 1273.

[57] 曾康康. 伊犁喀什河流域不同水体同位素特征及水汽来源分析[D]. 乌鲁木齐:新疆师范大学, 2022.

[58] 贺婷婷, 杜利, 谈心, 等. 开封坳陷中牟凹陷馆陶组砂岩热储地热系统成因模式及开发潜力[J]. 现代地质, 2024, 38(6): 1557 - 1570.

[59] LIU Z, TIAN L, CHAI X, et al. A model-based determination of spatial variation of precipitation $\delta^{18}O$ over China[J]. Chemical Geology, 2008, 249(1): 203 - 212.

[60] WU H, WU J, SAKIEV K, et al. Spatial and temporal variability of stable isotopes ($\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$) in surface waters of arid, mountainous Central Asia[J]. Hydrological Processes, 2019, 33(12): 1658 - 1669.

[61] DANSGAARD W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus, 1964, 16(4): 436 - 468.

[62] 侯典炯, 秦翔, 吴锦奎, 等. 乌鲁木齐大气降水稳定同位素与水汽来源关系研究[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(10): 136 - 142.

[63] VERMA M P. Chemical thermodynamics of silica: A critique on its geothermometer[J]. Geothermics, 2000, 29(3): 323 - 346.

[64] FOURNIER R O, TRUESDELL A H. Geochemical indicators of subsurface temperature: Part 2, estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water[J]. Journal of Research of the U. S. Geological Survey, 1974, 2(3): 263 - 270.

[65] MENG F, LIANG X, XIAO C, et al. Multi-index-weighted geothermometer estimation of geothermal reservoir temperature: Applications and future directions [J]. Renewable Energy, 2024, 221: 119792.

[66] GIGGENBACH W F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52(12): 2749 - 2765.

[67] BAI Y, SHI Z, TONG J, et al. Mixing mechanisms control the hydrogeochemical composition in medium-low enthalpy geothermal areas[J]. Geothermics, 2025, 128: 103270.

[68] FOURNIER R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 1977, 5(1): 41 - 50.

[69] ARNÓRSSON S, GUNNLAUGSSON E, SVAVARSSON H. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1983, 47(3): 567 - 577.

[70] REED M, SPYCHER N. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984, 48(7): 1479 - 1492.

[71] PANG Z H, REED M. Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: Problems and methods[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1998, 62(6): 1083 - 1091.

[72] SPYCHER N, PEIFFER L, SONNENTHAL E L, et al. Integrated multicomponent solute geothermometry [J]. Geothermics, 2014, 51: 113 - 123.

[73] SPYCHER N, PEIFFER L, FINSTERLE S, et al. GeoT user's guide, a computer program for multicomponent geothermometry and geochemical speciation, version 2.1[J/OL]. 2016[2025-11-13]. https://escholarship.org/uc/item/8hs3b99h.

[74] SHI Z, BAI X, BAI Y, et al. Assessing long-term cold-water reinjection impacts on the Wentang geothermal reservoir of Jiangxi, China[J]. Journal of Hydrology, 2025, 663: 134222.

[75] MAŁOSZEWSKI P, ZUBER A. Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers: 1. Models and their applicability[J]. Journal of Hydrology, 1982, 57(3): 207 - 231.

[76] CARREÓN-DIAZCONTI C, NELSON S T, MAYO A L, et al. A mixed groundwater system at midway, UT: Discriminating superimposed local and regional discharge [J]. Journal of Hydrology, 2003, 273(1): 119 - 138.

[77] WALKER M, GIBBARD P, HEAD M J, et al. Formal subdivision of the Holocene series/epoch: A summary[J]. Journal of the Geological Society of India, 2019, 93(2): 135 - 141.

[78] CHENG H, SINHA A, VERHEYDEN S, et al. The climate variability in northern Levant over the past 20, 000 years[J]. Geophysical Research Letters, 2015, 42(20): 8641 - 8650.

[79] 贵仁, 李建中, 胡天杨, 等. 温度对花岗岩导热系数的影响研究[J]. 铁道科学与工程学报, 2020, 17(8): 1986 - 1992.

[80] 顾新鲁, 刘涛, 陈锋, 等. 新疆地热资源成因类型及控热模式分析[J]. 新疆地质, 2015, 33(2): 275 - 278.