第 59 卷 第 3 期
2026 年（总 247 期）

西 北 地 质
NORTHWESTERN GEOLOGY

Vol. 59 No. 3
2026(Sum247)



引文格式：依力扎提·居马洪，涂其军，凤永刚，等. 东天山镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床成矿流体演化与稀有金属富集机制[J]. 西北地质，2026，59(3)：60−79. DOI：10.12401/j.nwg.2025174

Citation：JUMAHONG Yilizhati, TU Qijun, FENG Yonggang, et al. Characteristics of Ore-forming Fluids of the Jing'erquan Granitic Pegmatite-type Lithium-Beryllium Deposit in the Eastern Tianshan[J]. Northwestern Geology, 2026, 59(3): 60−79. DOI: 10.12401/j.nwg.2025174

东天山镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床成矿流体演化与稀有金属富集机制

依力扎提·居马洪[1]，涂其军[1]，凤永刚[2]，吴世保[2]，钟岳蔚[2]，李平[1]，吴昌志[2,3,*]

（1. 新疆维吾尔自治区地质研究院，新疆 乌鲁木齐 830000；2. 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室，长安大学地球科学与资源学院，陕西 西安 710054；3. 新疆自然资源与生态环境研究中心，新疆 乌鲁木齐 830000）

摘 要：富子晶流体包裹是伟晶岩熔−流体演化的关键载体，为揭示伟晶岩流体的起源、迁移、相态转变及其伴生的元素富集机制提供了最直接的证据。镜儿泉稀有金属矿床位于中亚造山带西段，是东天山最为典型的花岗伟晶岩型锂铍矿床，其成矿流体来源及演化特征仍不清楚。笔者对该矿床的伟晶岩中的流体包裹体开展了详细的岩相观察、激光拉曼光谱、显微测温及气相色谱和离子色谱等分析。结果表明，镜儿泉流体包裹体类型丰富、成矿流体整体表现为中低温（主要为240～380 ℃）、中低盐度（集中在1.0～5.5 wt%$NaCl_{eqv}$）、低密度（0.5～0.9 g/cm^3）的特征，流体包裹体成分富含CO_2、H_2O、N_2，还含有少量C_2H_2、CH_4，相对富集F^-、Cl^-及碱金属阳离子。研究认为，镜儿泉锂铍矿成矿流体主要为岩浆来源，是花岗质岩浆在相对封闭环境下高度结晶分异演化的产物。花岗质岩浆不同阶段分异演化分别形成了以锂辉石和绿柱石为主的两条伟晶岩脉。成矿过程中流体性质发生了从中低温度、低盐度、低密度向低温、中低盐度、低密度的演化。其主要原因为，随着CO_2和NaCl-H_2O的温度、压力和溶解度的降低，CO_2逐渐达到饱和并与成矿流体分离。在此过程中，CO_2作为重要的载体，有利于锂的运移并富集成矿。此外，相对富集F^-、Cl^-及碱金属阳离子，其中F^-有利于与Li^+、Be^{2+}等稀有金属阳离子形成络合物或化合物的形式迁移并沉淀富集成矿。

关键词：稀有金属伟晶岩；流体包裹体；成矿流体；镜儿泉；东天山；气相色谱及离子色谱

中图分类号：P611 **文献标志码**：A **文章编号**：1009-6248(2026)03-0060-20

Characteristics of Ore-forming Fluids of the Jing'erquan Granitic Pegmatite-type Lithium-Beryllium Deposit in the Eastern Tianshan

JUMAHONG Yilizhati[1], TU Qijun[1], FENG Yonggang[2], WU Shibao[2], ZHONG Yueyu[2], LI Ping[1], WU Changzhi[2,3,*]

（1. Xinjiang Uygur Autonomous Region Institue of Geology, Urumqi 830000, Xinjiang, China; 2. Key Laboratory of Western Mineral Resources and Geological Engineering Ministry of Education, School of Earth Sciences and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 3. The Research Center for Resource and Environment of Xinjiang, Urumqi 830000, Xinjiang, China）

收稿日期：2025-12-31；**修回日期**：2026-03-08；**责任编辑**：吕鹏瑞

基金项目：新疆维吾尔自治区重点研发计划“天山成矿带铜镍钴资源预测与潜力评价”（2023B03006-4）资助。

作者简介：依力扎提·居马洪（1998−），男，硕士研究生，矿床学专业。E−mail：2022127044@chd.edu.cn。

*通讯作者：吴昌志（1975−），男，教授，博士/硕士研究生导师，主要从事金属矿床形成机制研究。E−mail：wucz@chd.edu.cn。

© Editorial Office of *Northwestern Geology*. OA under CC BY-NC-ND

Abstract: Crystal-rich fluid inclusions serve as a crucial carrier in the evolution of pegmatitic melts-fluids, providing the most direct evidence for unraveling the origin, migration, phase transitions, and associated element enrichment mechanisms of pegmatitic fluids. The Jing'erquan rare metal deposit is a typical granite-pegmatite type lithium-beryllium deposit in the East Tianshan, western Central Asian Orogenic Belt. However, the source and evolutionary characteristics of its ore-forming fluids remain unclear. This study conducted detailed petrographic observations, along with laser Raman spectroscopy, microthermometry, gas chromatography, and ion chromatography analyses on fluid inclusions from pegmatites in this deposit. The results indicate that the fluid inclusions at Jing'erquan are diverse in type. They are generally characterized by moderate-low temperatures (mainly ranging from 240 ℃ to 380 ℃) and salinities (predominantly between 1.0 wt% $NaCl_{eqv}$ and 5.5 wt% $NaCl_{eqv}$), as well as low densities (0.5～0.9 g/cm^3). The fluid is rich in CO_2, H_2O, and N_2, with minor amounts of C_2H_2 and CH_4, and is relatively enriched in F^-, Cl^-, and alkali metal cations. This study proposes that the ore-forming fluids for the Jing'erquan Li-Be deposit were primarily magmatic in origin, resulting from the high fractional crystallization of granitic magma in a relatively closed environment. Two distinct pegmatite veins, dominated by spodumene and beryl, respectively, were formed during different stages of granitic magma differentiation. During the mineralization process, the fluid properties transitioned from moderate-low temperature-low salinity-low density to low temperature-moderate-low salinity-low density. The primary reason for this shift is that CO_2 gradually reached saturation and separated from the ore-forming fluid, as the temperature, pressure, and solubility of CO_2 and NaCl-H_2O decreased. In this process, CO_2 acted as an important carrier, facilitating the transportation and enrichment of lithium. Furthermore, the relative enrichment of F^-, Cl^-, and alkali metal cations played a significant role. Specifically, F^- was conducive to the formation of complexes or compounds with rare metal cations such as Li^+ and Be^{2+}, aiding their migration and subsequent precipitation and enrichment to form ore.

Keywords: rare-metal pegmatite; fluid inclusions; ore-forming fluid; Jing'erquan; eastern Tianshan; gas and ion chromatography

锂具有高电化学活性、优异的导热导电性、低密度和高强度等物理化学性质, 在能源转型、高端制造和医药健康等领域有着重要的应用前景, 已成为现代工业和高新技术领域不可或缺的材料(翟明国等, 2019; 李建康等, 2021)。尤其是随着电动汽车与可再生能源产业的迅猛发展, 市场对锂的需求持续攀升, 锂资源的勘探、开采及提取工作也随之愈发关键(Chakhmouradian et al., 2015; 毛景文等, 2019; 徐兴旺等, 2023)。目前, 锂的主要资源类型可分为盐湖卤水型、黏土型与花岗伟晶岩型 3 类(Kesler et al., 2012; 李建康等, 2014)。其中, 花岗伟晶岩型锂资源具有矿石品位高、采选冶技术成熟、提锂周期短等优势, 已成为国内锂资源供给的重要来源。中国的花岗伟晶岩型锂矿床主要分布在阿尔泰锂成矿带、阿尔金锂成矿带、西昆仑–松潘甘孜锂成矿带、喜马拉雅锂成矿带、秦岭锂成矿带及东天山锂成矿带(李建康等, 2014; 李侃等, 2019; 任广利等, 2022; 孔会磊等, 2023)。

东天山造山带作为中亚造山带重要的组成部分, 是一个由俯冲、碰撞、陆内伸展等多期构造和岩浆活动形成的带状区域, 发育了铜、镍、金、铁、铅锌及稀有金属等多种类型矿床(Chen et al., 2012; 张连昌等, 2021; 穆合塔尔·麦麦提尼亚孜等, 2023)。镜儿泉是东天山地区目前唯一已报道的花岗岩伟晶岩型锂铍稀有金属矿床, 是认识东天山印支期岩浆演化及成矿规律的重要研究对象。前人对镜儿泉矿床已开展过细致的矿物学、岩石地球化学和成岩成矿年龄研究(陈郑辉等, 2006; 顾连兴等, 2007; Liu et al., 2019; 李寄邦等, 2020; Muhtar et al., 2020; 凤永刚等, 2021; 田祥雨等, 2024; 依力扎提·居马洪等, 2025; Gu et al., 2026), 但对于成矿流体来源、性质及演化等方面仍不清楚。

作为熔–流体演化研究的关键载体, 流体包裹体为揭示伟晶岩流体的起源、迁移、相态转变及其伴生

的元素富集机制提供了最直接的证据(Stefanova et al., 2014)。伟晶岩中的富子晶流体包裹体较完整地记录了分异作用过程产生的富挥发分伟晶岩熔–流体系统的温压条件与成分特征(London et al., 1986)。镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床伟晶岩中的矿物发育了大量流体包裹体,较为完整地记录了晚期岩浆活动与成矿作用过程,是研究该矿床成矿过程的理想研究对象。笔者选取镜儿泉伟晶岩矿物中的流体包裹体作为研究对象,开展了系统的流体包裹体岩相观察、激光拉曼光谱、显微测温及气相色谱和离子色谱等分析,以期揭示花岗岩伟晶岩型锂铍稀有金属矿床成矿流体性质及其演化征,进一步揭示成矿过程,并为东天山同类矿床的找矿部署提供理论依据。

1 区域地质背景和矿床地质特征

天山造山带位于中亚造山带南缘,东西伸展约2 500 km,横跨中国、哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦和乌兹别克斯坦4国,中国天山是中国境内天山造山带的一部分,大致沿～E 88°或托克逊–库米什高速公路分为东天山和西天山(Gao et al., 2009; Huang et al., 2020)(图1a)。东天山位于准噶尔–吐哈地块和塔里木地块的聚合部位,是一个由陆块、岛弧及增生杂岩碰撞和增生形成的古生代造山拼贴体。区域内构造–岩浆活动强烈,陆壳增生显著。构造上,东天山自北向南可分为:哈尔里克岛弧带、大南湖–头苏泉岛弧带、康古尔–黄山韧性剪切带、阿齐山–雅满苏岛弧带及中天山地块北缘构造带(周国超等,2025)。东天山以大草滩断裂、康古尔断裂、雅满苏断裂及阿其库都克断裂等4条深部大型断裂为代表,形成了该区域的大地构造框架。区域内的深部大断裂带不仅是天山构造单元的关键组成部分,更是对区内的构造、岩浆活动和矿床形成起着决定性的影响(杨富全2025;图1b)。

镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床位于康古尔–黄山韧性剪带的东侧。矿区主要出露地层是中元古界咸水泉组角闪岩和上石炭统干墩组片岩(赵献军等,2012;张亮等,2017)。镜儿泉岩体侵位于石炭系变质地层中,出露的花岗岩均为中–细粒花岗结构、块状构造,按照矿物的组成的不同可划分为白云母花岗岩、二云母花岗岩和黑云母花岗岩,三者呈过渡渐变的接触关系(李寄邦等,2020)。北部的辉长岩与白云母花岗岩呈侵入接触。伟晶岩脉发育在白云母花岗岩岩体内,与白云母花岗岩具有过渡渐变的接触关系,大多数规模小、矿化程度低、均赋存在白云母花岗岩的顶部,其中规模最大、具有经济效益的是镜儿泉1号锂辉石伟晶岩脉和2号绿柱石伟晶岩脉(依力扎提·居马洪等,2025;图2)。

1号锂辉石伟晶岩脉走向为NE–SW,倾角大约50°～70°,长达280 m,不规则透镜状,中间膨胀,向两头变窄,膨胀处岩脉分带明显。伟晶岩从核部向边缘

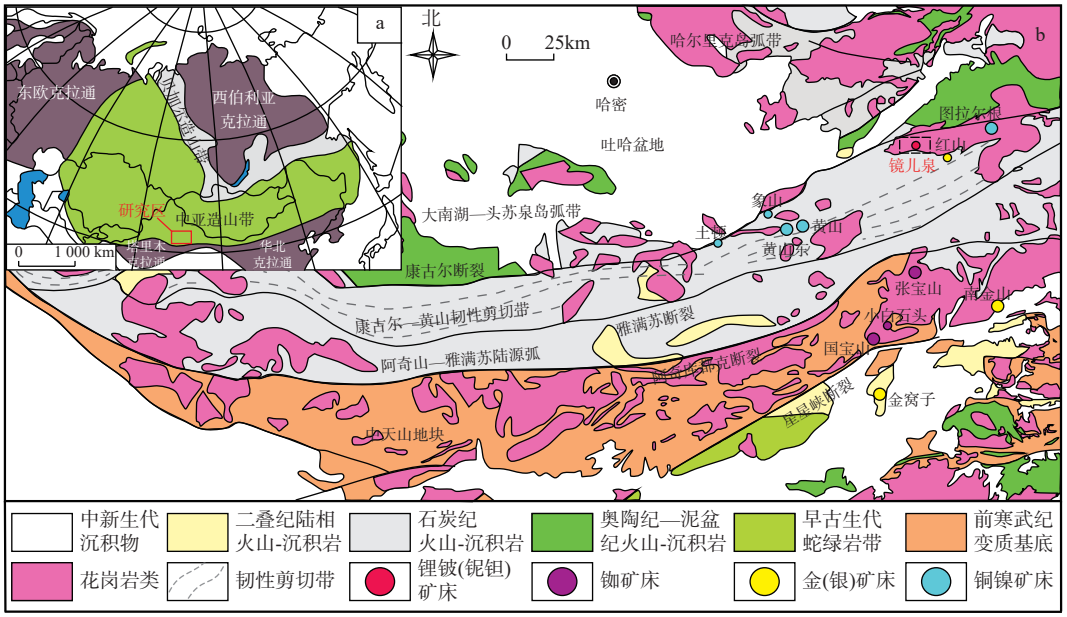


图1 中亚造山带地质简图(a;据 Sengör et al., 1993 修改)、东天山地质简图(b;据 Deng et al., 2017 修改)

Fig. 1 (a) Geological sketch map of the Central Asian Orogenic Belt, (b) tectonic sketch map of Chinese Eastern Tianshan

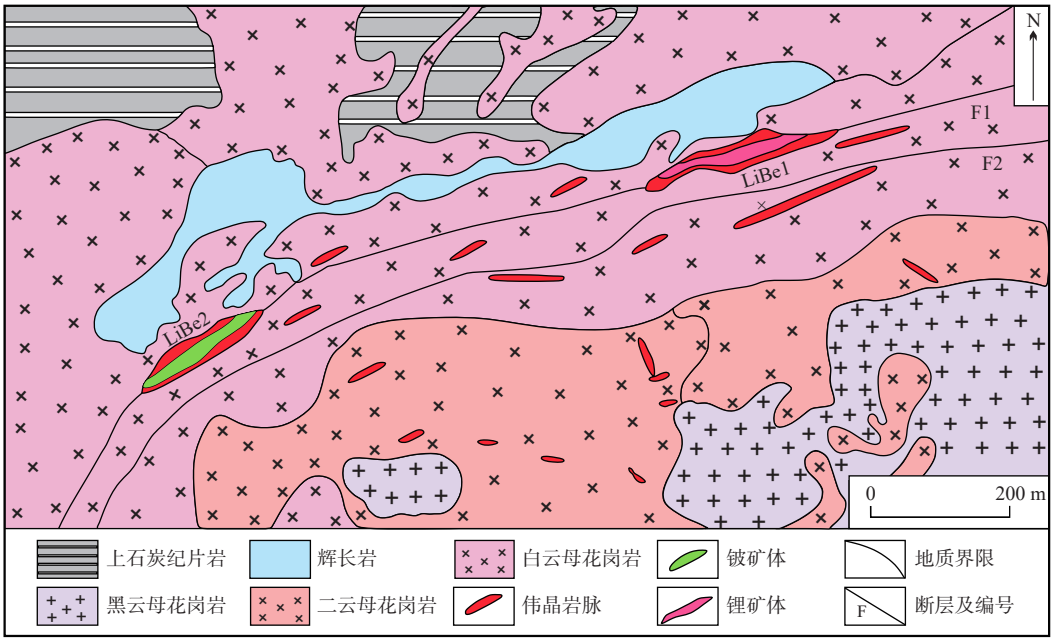


图2　东天山镜儿泉矿区简图(据张亮等, 2017 修改)

Fig. 2　Simplified geological map of Jing'erquan deposit in eastern Tianshan

可划分出石英–锂辉石核部带、锂辉石–微斜长石–白云母带、石英–微斜长石–白云母带和文象结构带(李寄邦等, 2020; 图 3a)。锂辉石主要分布在锂辉石–微斜长石–白云母带内, 石英–锂辉石核部带内次之。该伟晶岩脉的矿石矿物以锂辉石为主、还含少量绿柱石、锂云母及铌钽铁矿, 脉石矿物主要有石英、长石和云母等(邓小华等, 2023)。

2 号绿柱石伟晶岩脉走向为 NE–SE, 倾角为 30°～50°, 长达 230 m, 呈不规则透镜状, 岩脉最大膨胀处分带明显。绿柱石主要发育在核部带南侧的钠长石内, 尤其是特别集中分布在该带靠地表地段。绿柱石主要呈浅绿色六方柱状或粒状产出(图 3b; 刘思宇等, 2021)。

2　样品与分析方法

2.1　样品描述

流体包裹体研究样品以赋存在 1 号伟晶岩脉锂辉石–微斜长石–白云母带中的锂辉石、石英–微斜长石–白云母带中的石榴子石, 以及与绿云母集合体共生的绿柱石中的流体包裹体为主; 以赋存在 2 号伟晶岩脉钠长石–白云母带中绿柱石的流体包裹体为主(表 1)。1 号伟晶岩脉中的绿柱石呈浅黄色、六方柱状, 与绿色鳞片状云母集合体共生(图 4a)。锂辉石–微斜长石–白云母带中的锂辉石为浅粉色、晶型完整, 是主成矿阶段的产物(图 4b)。石英–微斜长石–白云母样品中的石榴子石呈暗红色、自形程度高、粒度较大。2 号伟晶岩脉钠长石–白云母带中的绿柱石分为两种类型: ①呈浅绿色、典型的六方柱状、晶型完整, 包裹在石英中, 形成于主成矿阶段(图 4c); ②呈暗绿色, 包裹在钠长石中, 形成时间相对较晚(图 4d)。

表 1　镜儿泉流体包裹体研究样品岩性及采集位置

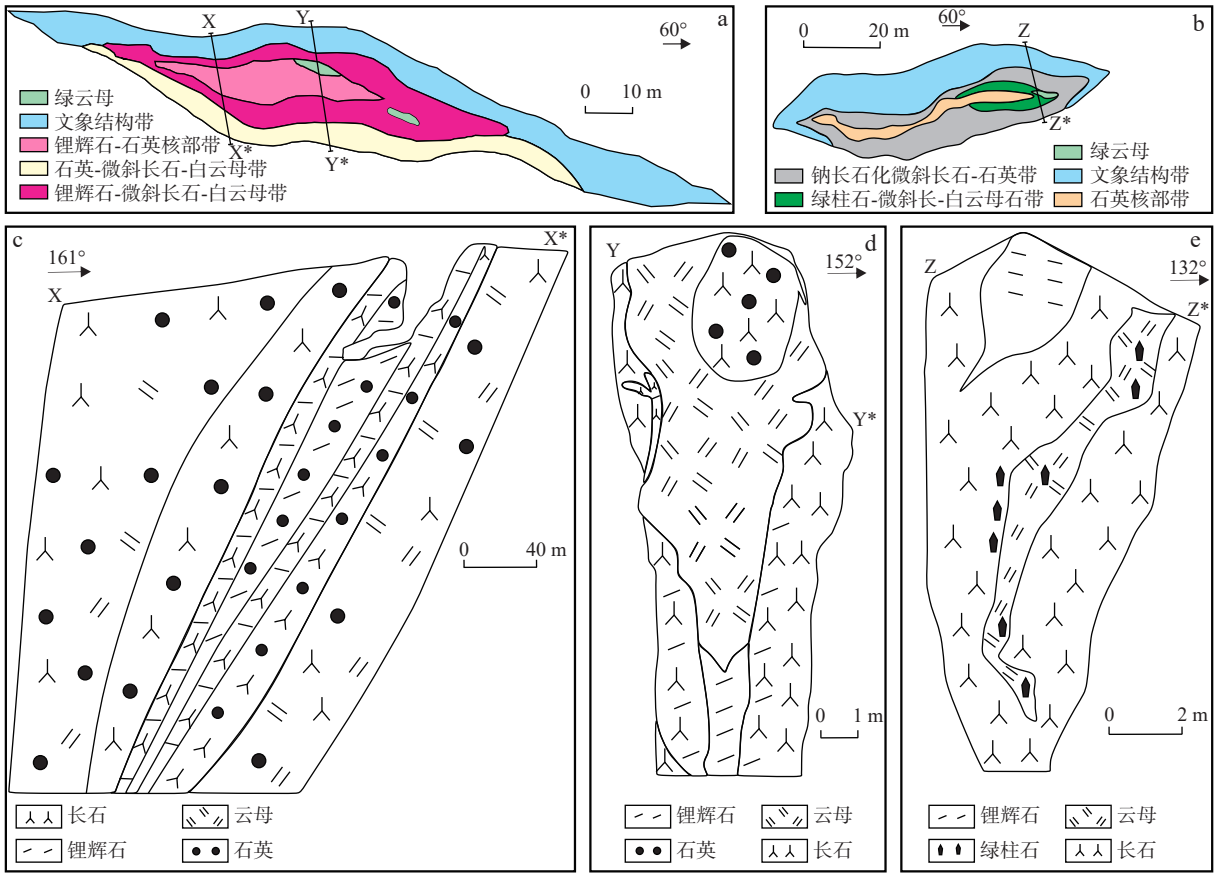
Tab. 1　Lithology and collection locations of samples for fluid inclusion research in Jing'erquan

样品号	岩性(主矿物)	采样位置
J19	伟晶岩(石榴子石)	1号伟晶岩脉
J23	伟晶岩(绿柱石)	1号伟晶岩脉
J24	伟晶岩(锂辉石)	1号伟晶岩脉
J25(1)	伟晶岩(绿柱石)	2号伟晶岩脉
J25(2)	伟晶岩(绿柱石)	2号伟晶岩脉

2.2　分析方法

2.2.1　流体包裹体激光拉曼光谱

激光拉曼光谱仪(LA-Raman)分析在长安大学成矿作用及其动力学实验室完成。拉曼光谱分析法是以拉曼散射效应为基础, 通过对不同入射光频率的散射光谱进行分析, 获得分子振动、旋转等方面信息, 从而应用于分子结构研究的一种分子结构研究方法。对



a. 1 号矿体平面图；b. 2 号矿体平面图；c. 1 号矿体 1 号勘探线剖面图；d. 1 号矿体掌子面剖面图；e. 2 号矿体掌子面剖面图

图3 镜儿泉伟晶岩型锂铍矿床 1 号和 2 号矿体地质简图(据邓小华等, 2023 修改)

Fig. 3 Geological sketch map of Jing'erquan pegmatite-type Li-Be deposit

石榴子石、锂辉石、绿柱石中流体包裹体进行了激光拉曼光谱分析, 所用仪器为法国 HORIBA JOBIN YVON 公司生产的 LabRam HR evolution 800 mm 焦长大型共焦激光拉曼光谱仪, 激发光源设置为 532 nm, 采用 600 刻线密度/mm 光栅, 激光光源能量为 100 mW, 激光束斑直径 1 μm, 使用 50 倍物镜, 分析波段为 0～4 000 cm^{-1}, 扫描时间 10 s, 叠加次数 3 次, 激光能量 50 %。利用 HR evolution 拉曼光谱仪配套的 Labspec6 软件对测试结果进行了光谱基线校正及平滑处理。

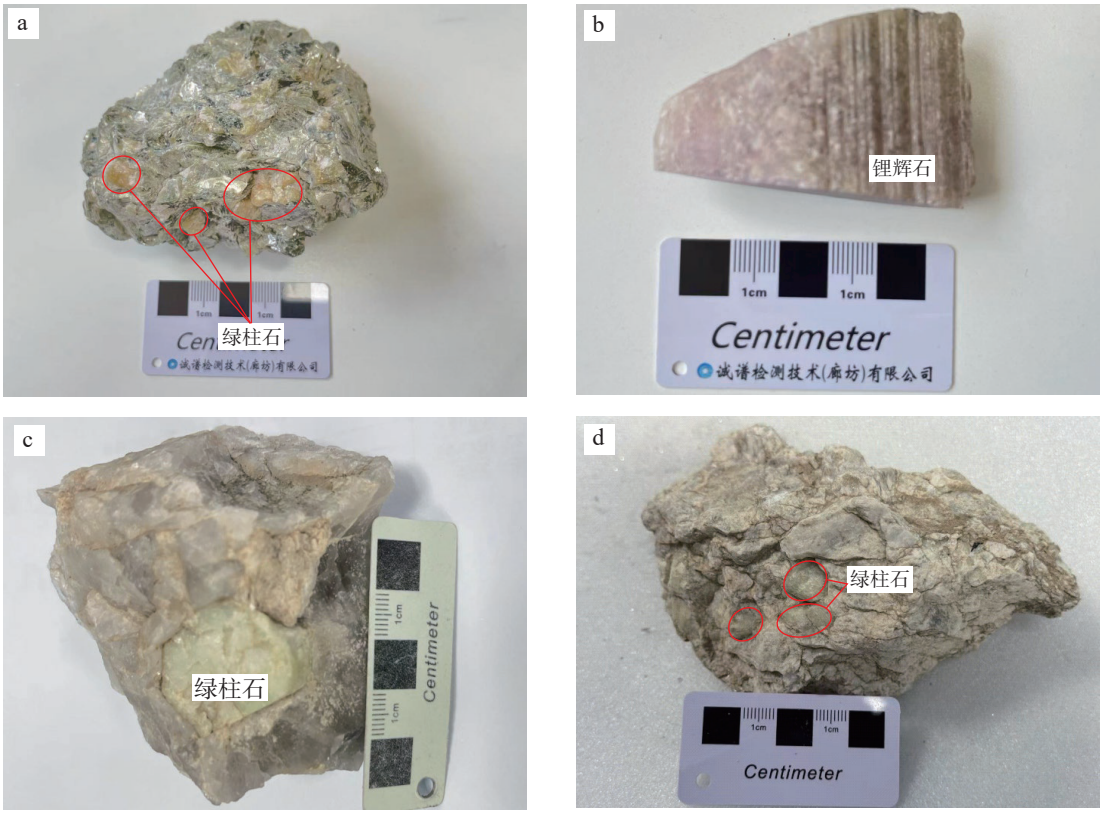
2.2.2 流体包裹体显微测温

镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍稀有金属矿床流体包裹体的显微测温在长安大学成矿作用及其动力学实验室流体包裹体实验室完成的, LinkamTHMS600 型显微测温的冷热台测温范围−196～600 ℃, 400 ℃ 时相对于标准物质误差为±2 ℃, −22 ℃ 时误差为±0.1 ℃。本次测试的均一温度和冷冻数据精确度分别为±1 ℃和±0.1 ℃(仪器本身精度±0.1 ℃), 其余具体仪器参数和实验流程见(范宏瑞等, 2005)。

本次研究采用均一法、冷冻法测定镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍稀有金属矿床石榴子石、锂辉石、绿柱石样品中的流体包裹体均一温度及冰点。首先以 30 ℃/min 速率大约降至−100 ℃ 后, 再逐渐升温至−20 ℃ 时观察液相有没有变化, 若有变化速率降低至 5 ℃/min, 接近相变时的升温速率降至 1 ℃/min, 注意观察包裹体相变并记录。根据盐水溶液包裹体的冰点和均一温度估算即可得到盐度。

2.2.3 流体包裹体群体气相色谱分析

流体包裹体气相色谱及离子色谱分析在中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室完成。气相色谱分析仪器采用日本岛津公司 GC-2010 型气相色谱仪和澳大利亚 SGE 公司生产的 PIU-F 型热爆裂炉。色谱柱使用日本岛津公司 13X 分子筛分离柱: 粒径 178～250 μm(60～80 目), 2 mm ×3 m; Porapak Q 分离柱: 粒径 178～250 μm(60～80 目), 2 mm × 2 m。标准气体(国家标准物质研究中心)具体参数见表 2。实验用水为 Mili-Q 水(电阻率 18 MΩ·cm)。色谱工作



a. 1 号伟晶岩脉绿云母带中的绿柱石；b. 1 号伟晶岩脉锂辉石–微斜长石–白云母带中锂辉石单矿物；
c. 2 号伟晶岩脉中的绿柱石与石英共生；d. 2 号伟晶岩脉中的绿柱石与钠长石共生

图4　镜儿泉锂辉石型伟晶岩与绿柱石型伟晶岩样品的手标本

Fig. 4　Typical spodumene and beryl pegmatite hand-specimen from Jing'erquan

条件: 色谱柱柱温为 50 ℃, 气化室温度是 150 ℃, 热导检测器(TCD)温度为 150 ℃, 氢火焰离子化检测器(FID)温度大小为 150 ℃, TCD 桥电流大小 50 mA, 不分流进样(杨丹等, 2007)。

2.2.4　流体包裹体群体离子色谱分析

离子色谱分析仪器采用日本岛津公司 HIC-10A Super 型离子色谱仪: LP-10ADSP 型输液泵、SIL-10ASP 型自动进样器、DGU-12A 型脱气装置、CDD-10ASP 型电导检测器。色谱柱(日本岛津公司): 阴离子柱 SHIM-PACK IC-SA3(250 mm×4.0 mm i. d)和阳离子柱 SHIM-PAC IC-SCI(150 mm×4.6 mm i. d)。主要试剂—标准溶液(国家标准物质研究中心), 阴离子包括 F^-、Cl^-、Br^-、NO^{2-}、NO^{3-}、SO_4^{2-}, 阳离子包括 Li^+、Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}(均为 100 μg/g), 具体参数见表 3。实验室用水为 Simplicity 纯水系统产出的纯水(Milipore 公司), 电阻率为 18.2 MΩ·cm, 溶解氧浓度小于 5×10^{-9}, 总有机碳浓度小于 10^{-9}。阴离子流动相为 Na_2CO_3 3.6 mmol/L, 流速为 0.8 mL/min。阳离子流动相为 H_2SO_4 3.5 mmol/L, 流速大小为 0.8 mL/min。柱温箱温度为 45 ℃。进样量为 1 000 μL(杨丹等, 2014)。

3　分析结果

3.1　流体包裹体显微观察

1 号脉锂辉石镜下呈板状、晶面具纵纹、见裂理、近正交的两组解理; 绿柱石呈无色、半自形; 石英–微斜长石–白云母带的石榴子石颜色呈红褐色、无解理、有不规则的裂纹。2 号脉绿柱石镜下特征为: 与石英

表 2　标准气体主要参数(μg/g)

Tab. 2　Main parameters of standard gases(μg/g)

标准气	CH_4	C_2H_2	C_2H_6	C_3H_8	CO_2	O_2	N_2	CO
参数	1.05×10^4	50.2	77.7	78.3	2.08×10^4	2.14×10^3	1.05×10^4	2.04×10^4

表 3 标准溶液主要参数(μg/mL)

Tab. 3 Main parameters of standard solutions(μg/mL)

离子	Li^+	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	F^-	Cl^-	Br^-	NO_2^-	NO_3^-	SO_4^{2-}
参数	1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.10	1.00

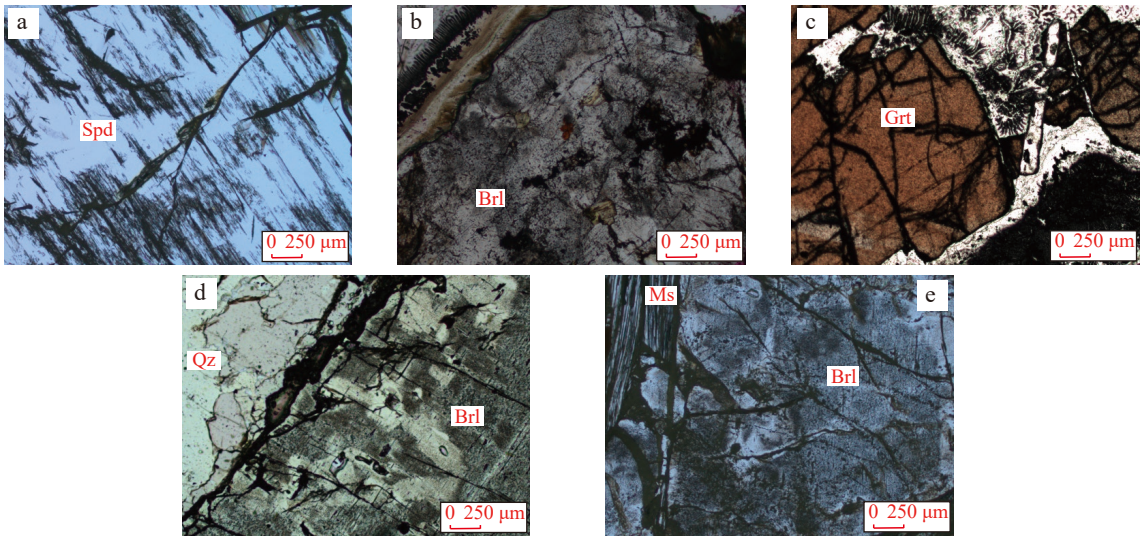
共生的绿柱石呈自形柱状、浅绿色、具有不完全解理、与石英有显明的界限;与钠长石、云母共生的绿柱石呈无色、发育平行柱面的裂理(图 5)。

1 号脉锂辉石中的流体包裹体均属于原生包裹体,具体的包裹体类型主要有气–液两相型(富液相包裹体)、液–固两相型(含子晶包裹体)及气–液–固三相型(含子晶包裹体)(图 6)。气–液–固三相型包裹体部分单个包裹体大小大于 100 μm,形状较为规则、呈近长方形产出,气相所占百分比一般为 5 %～20 %。气–液两相型包裹体大小较小,主要为近椭圆形、不规则形。气–液–固三相型包裹体内部固相部分呈近六边形、在正交偏光镜下具有高的干涉色,是典型的碳酸盐矿物,主要成分为 Li_2CO_3(图 6b)。液–固两相型包裹体固相还存在浅绿色的近方块形磷锰矿(图 6d)。

1 号脉包裹体寄主矿物绿柱石中发育原生包裹体,以气–液两相型、气–液–液三相型包裹体为主,富含 CO_2。气–液–液三相型包裹体单个包裹体大小为 25～100 μm,形状主要呈近椭圆形、不规则形,气相所占百分比一般在 10 %～30 %;液相以水、盐水溶液及液态 CO_2 为主。纯液相包裹体和气–液两相型包裹体一般成群分布,也可见孤立分布,形状呈近椭圆形、菱形和不规则形,大小主要为 5～30 μm(图 7)。

1 号脉包裹体寄主矿物石榴子石中出现原生和次生的两种不同成因类型的流体包裹体。原生包裹体沿主矿物显微晶面呈平行条带状分布,单个包裹体大小 2～25 μm,包括气–液两相型、气–液–固三相型包裹体,形状大部分近椭圆形、不规则形,气相所占百分比一般为 5 %～30 %。次生包裹体沿主矿物颗粒的裂隙分布,单个包裹体大小为 2～25 μm,包括气–液两相型、气–液–固三相型包裹体,形状近椭圆形、不规则形,气相所占百分比一般为 5 %～20 %(图 8)。

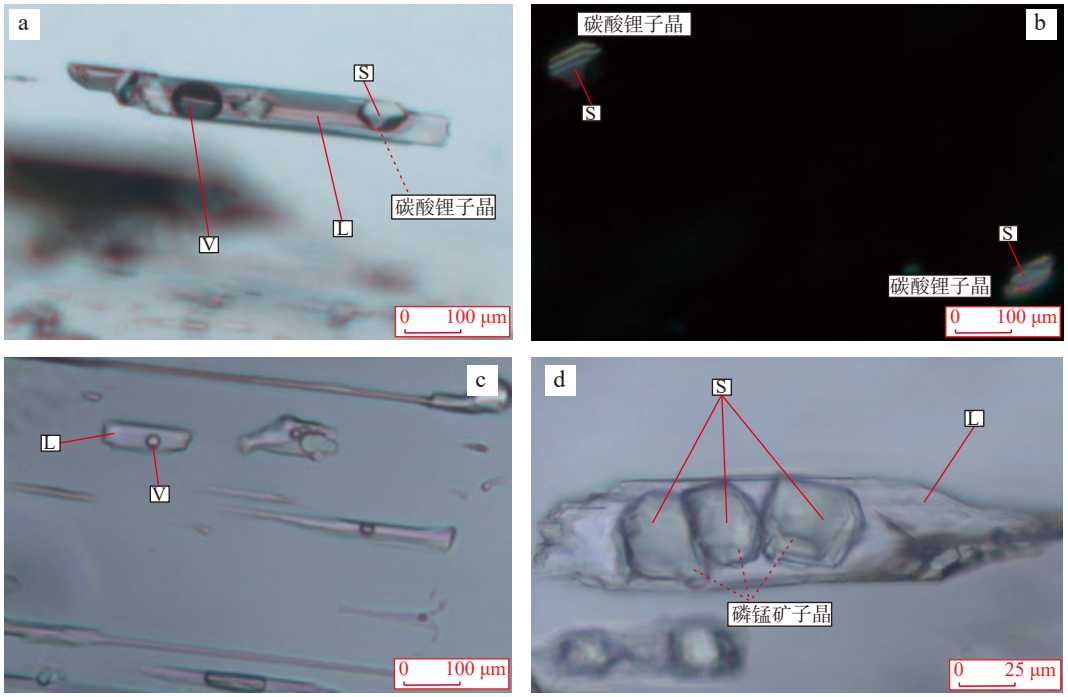
2 号脉包裹体寄主矿物绿柱石根据共生矿物的不同,其发育的包裹体也有区别。与石英共生的绿柱石包裹体以气–液两相型包裹体为主,沿着绿柱石晶面定向分布,单个包裹体大小 2～20 μm,形状近椭圆形、长方形,气相所占百分比一般为 5 %～30 %。其中也存在纯液相包裹体一般成群分布,形状呈近椭圆形、近菱形、近长方形和不规则形,大小主要为 2～10 μm



a. 1 号伟晶岩脉中的锂辉石镜下特征(单偏光);b. 1 号伟晶岩脉中的绿柱石镜下特征(单偏光);c. 1 号伟晶岩脉中的石榴子石镜下特征(单偏光);d. 2 号伟晶岩脉中的绿柱石镜下特征(单偏光);e. 2 号伟晶岩脉中的绿柱石镜下特征(单偏光);Spd. 锂辉石;Brl. 绿柱石;Qz. 石英;Grt. 石榴子石;Ms. 白云母

图5 镜儿泉锂辉石、石榴子石和绿柱石镜下特征

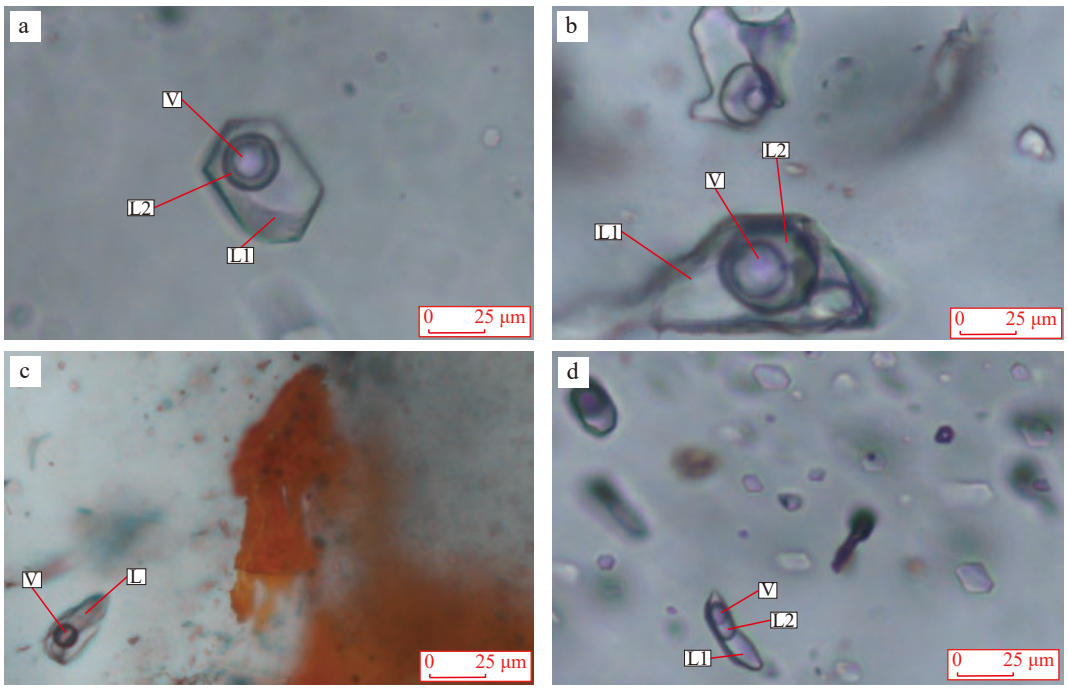
Fig. 5 Photomicrographs of the spodumene, garnet and beryl



a. 锂辉石中的气–液–固三相型包裹体；b. 锂辉石中的碳酸锂子晶正交偏光镜下特征；
c. 锂辉石中的气–液两相型包裹体；d. 锂辉石中的磷锰矿子晶镜下特征

图6　镜儿泉 1 号脉锂辉石流体包裹体镜下特征

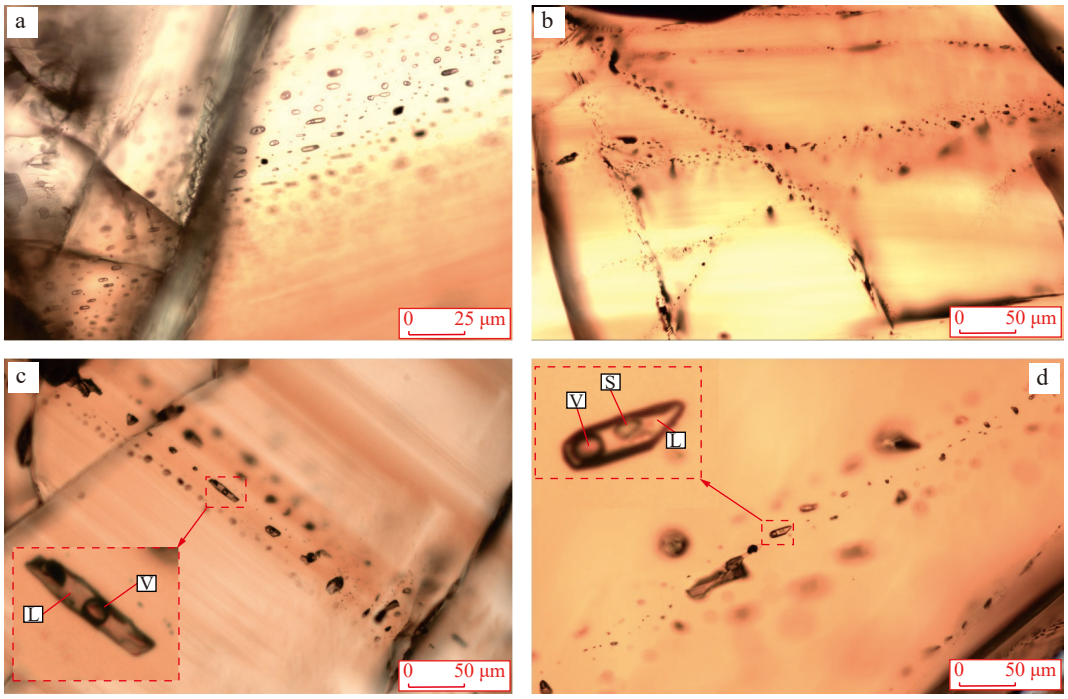
Fig. 6　Microscopic characteristics of fluid inclusions in spodumene



a. 绿柱石中的气–液–固三相型包裹体；b. 绿柱石中的气–液–固三相型包裹体；
c. 绿柱石中的气–液两相型包裹体；d. 绿柱石中的气–液–固三相型包裹体

图7　镜儿泉 1 号脉绿柱石流体包裹体镜下特征

Fig. 7　Microscopic characteristics of fluid inclusions in beryl



a. 石榴子石中的原生包裹体；b. 石榴子石中的次生包裹体；c. 石榴子石中的气–液两相型包裹体；
d. 石榴子石中的气–液–固三相型包裹体

图8 镜儿泉 1 号脉石榴子石流体包裹体镜下特征

Fig. 8 Microscopic characteristics of fluid inclusions in garnet

（图 9a、图 9b）。

与钠长石共生的绿柱石包裹体以气–液–液三相型包裹体为主，也具有气–液两相型包裹体，在绿柱石晶面孤立状分布，单个包裹体大小为 2～25 μm，形状呈不规则形、也有部分流体包裹体近椭圆形，气相所占百分比一般为 5 %～35 %，液相以水、盐水溶液及液态 CO_2 为主。气–液两相型包裹体相对较小，大小主要为 2～10 μm，包裹体气相占比大于 5 %～30 %（图 9c、图 9d）。

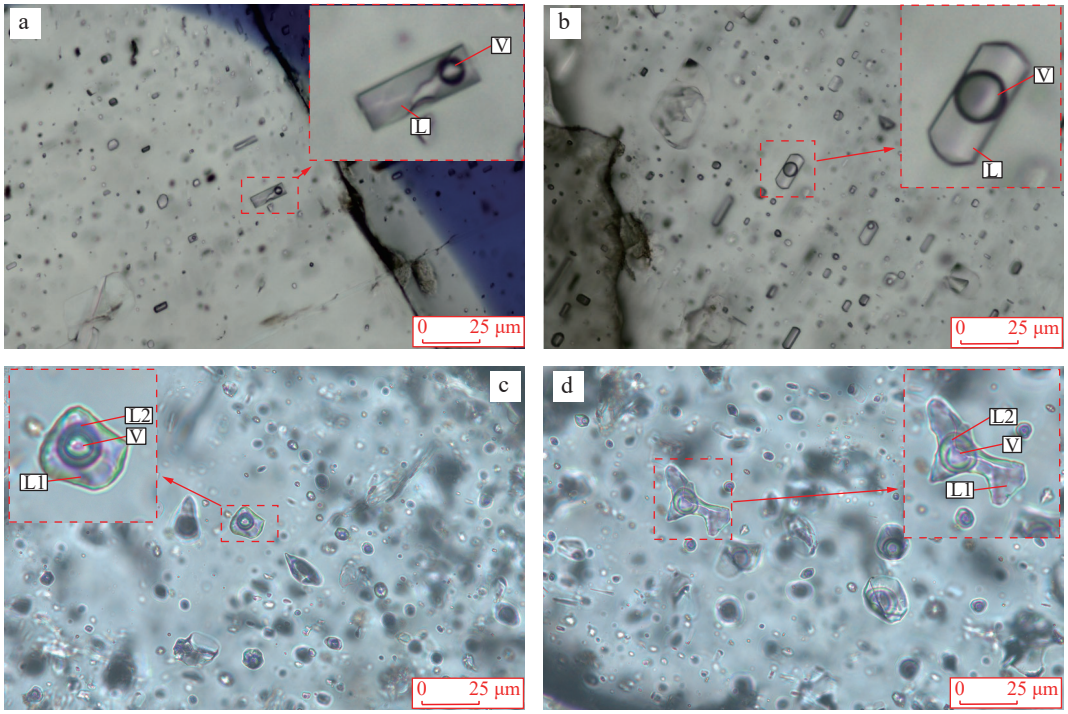
3.2 流体包裹体激光拉曼光谱

利用激光拉曼分析方法对上述石榴子石、绿柱石流体包裹体进行成分分析。由于锂辉石在测试过程中出现强烈的荧光效应，无法使用相应特征峰判别。对 1 号脉绿柱石包裹体周围主晶进行激光拉曼光谱仪检测，特征峰为以 685 cm^{-1}、3 604.96 cm^{-1} 的峰为主，是绿柱石典型的拉曼峰。对该矿物中的流体包裹体检测之后，去除绿柱石主矿物背景拉曼信号，气相以峰位 1 279.69 cm^{-1} 和 1 384.38 cm^{-1} 为特征，是典型的 CO_2 特征峰；液相以峰位 2 924.76 cm^{-1} 为特征，是典型的 H_2O 特征峰。总体而言，成矿流体属于 H_2O-NaCl-CO_2 体系（图 10a、图 10b ）。

1 号脉石榴子石包裹体周围主晶进行激光拉曼光谱仪检测，特征峰为以 350 cm^{-1}、552 cm^{-1}、905 cm^{-1} 的峰为主，是石榴子石典型的拉曼峰。对该矿物中的流体包裹体检测之后，去除石榴子石主矿物背景拉曼信号，气相以峰位 2 871.00 cm^{-1}、1 534.25 cm^{-1}、1 335.68 cm^{-1} 为特征，分别是 H_2O、CH_4、CO_2 特征峰；液相以峰位 1 361.23 cm^{-1}、1 532.47 cm^{-1}、2 868.35 cm^{-1}、2 929.17 cm^{-1} 为特征，分别是 CO_2、CH_4、H_2O 特征峰；成矿流体属于 H_2O-NaCl-CO_2-CH_4 体系（图 10c、图 10d）。

对 2 号脉两种类型的绿柱石包裹体周围主晶进行激光拉曼光谱仪检测，特征峰为以 685 cm^{-1}、1 068 cm^{-1}、3 604 cm^{-1} 的峰为主，是典型的绿柱石拉曼峰。对该矿物中的流体包裹体检测之后，去除绿柱石主矿物背景拉曼信号，Ⅰ型流体包裹体气相与液相表现相同的峰位 2 859.28 cm^{-1} 为特征，是典型的 H_2O 特征峰；成矿流体属于 H_2O-NaCl 体系（图 11a、图 11b）。

2 号脉绿柱石Ⅱ型流体包裹体气相以峰位 1 281.32 cm^{-1} 和 1 384.55 cm^{-1} 为特征，是典型的 H_2O 和 CO_2 特征峰；液相以峰位 1 646.32 cm^{-1}、2 907.03 cm^{-1} 为特征，是典型的 H_2O 特征峰；成矿流体属于 H_2O-NaCl-CO_2 体系（图 11c、图 11d）。



a. 绿柱石中的气–液两相型包裹体；b. 绿柱石中的气–液两相型包裹体；c. 绿柱石中的气–液–固三相型包裹体；d. 绿柱石中的气–液–固三相型包裹体

图9　镜儿泉 2 号脉绿柱石流体包裹体镜下特征

Fig. 9　Microscopic characteristics of fluid inclusions in beryl

3.3　流体包裹体气相色谱分析

镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床不同矿物的流体包裹体气相色谱测定之后，发现锂辉石(J-1)中流体测得 CO_2 为 509.94 μg/g、H_2O 为 445.83 μg/g、N_2 为 127.79 μg/g、C_2H_4 为 1.13 μg/g、CH_4 为 0.62 μg/g；锂辉石(J-2)中流体测得 CO_2 为 863.35 μg/g、H_2O 为 317.57 μg/g、N_2 为 1 035.26 μg/g、C_2H_4 为 1.37 μg/g、C_2H_6 为 0.23 μg/g、CH_4 为 0.91 μg/g，总体上富 CO_2 和 H_2O、含有少量 CH_4 和 C_2H_4(表 4)。

绿柱石(J-3)中流体测得 CO_2 为 593.09 μg/g、H_2O 为 238.46 μg/g、N_2 为 232.46 μg/g、C_2H_4 为 0.21 μg/g、C_2H_6 为 0.08 μg/g、CH_4 为 0.53 μg/g；绿柱石(J-4)中流体测得 CO_2 为 666.87 μg/g、H_2O 为 248.50 μg/g、N_2 为 919.87 μg/g、C_2H_4 为 0.82 μg/g、C_2H_6 为 0.09 μg/g、CH_4 为 0.41 μg/g，总体上富 CO_2 和 H_2O、含有少量 CH_4 和 C_2H_4、C_2H_6(表 4)。

石榴子石(J-5)中流体测得 CO_2 为 539.24 μg/g、H_2O 为 99.97 μg/g、N_2 为 1 113.07 μg/g、C_2H_4 为 0.45 μg/g、CH_4 为 0.25 μg/g，总体上富 CO_2 和 H_2O、含有少量 CH_4 和 C_2H_4(表 4)。以上特征显示，镜儿泉锂辉石型伟晶岩及绿柱石型伟晶岩的成矿流体富 CO_2、N_2 和 H_2O，含有少量 CH_4、C_2H_4 的流体。

3.4　流体包裹体显微测温

1 号脉石榴子石流体包裹体的均一温度为 215.2～293.5 ℃，大部分包裹体的均一温度集中在 240 ～260 ℃，平均温度为 252 ℃；盐度为 0.88～3.39 wt.%$NaCl_{eqv}$，大多数集中在 1.5～2.5 wt.%$NaCl_{eqv}$，平均盐度为 1.89 wt.%$NaCl_{eqv}$(表 5，图 12a、图 12e)。

1 号脉锂辉石流体包裹体的均一温度为 163.5～325.5 ℃，大部分包裹体的均一温度集中在 240 ～260 ℃，平均温度为 232 ℃；盐度为 3.06～7.73 wt.%$NaCl_{eqv}$，大多数集中在 4.5～5.5 wt.%$NaCl_{eqv}$，平均盐度为 5.69 wt.%$NaCl_{eqv}$(表 5，图 12b、图 12f)。

1 号脉绿柱石流体包裹体的均一温度为 176.8～397.5 ℃，大部分包裹体的均一温度集中在 280～320 ℃，平均温度为 310 ℃；盐度为 0.88～3.06 wt.%$NaCl_{eqv}$，大多数集中在 1.0～2.0 wt.%$NaCl_{eqv}$，平均盐度为 1.68 wt.%$NaCl_{eqv}$(表 5，图 12c、图 12g)。

2 号脉绿柱石流体包裹体的均一温度为 229.7 ～419.3 ℃，大部分包裹体的均一温度集中在 360～380 ℃，平均温度为 346 ℃；盐度为 0.35～2.74 wt.%$NaCl_{eqv}$，大多数集中在 1.5～2.5 wt.%$NaCl_{eqv}$，平均盐度为

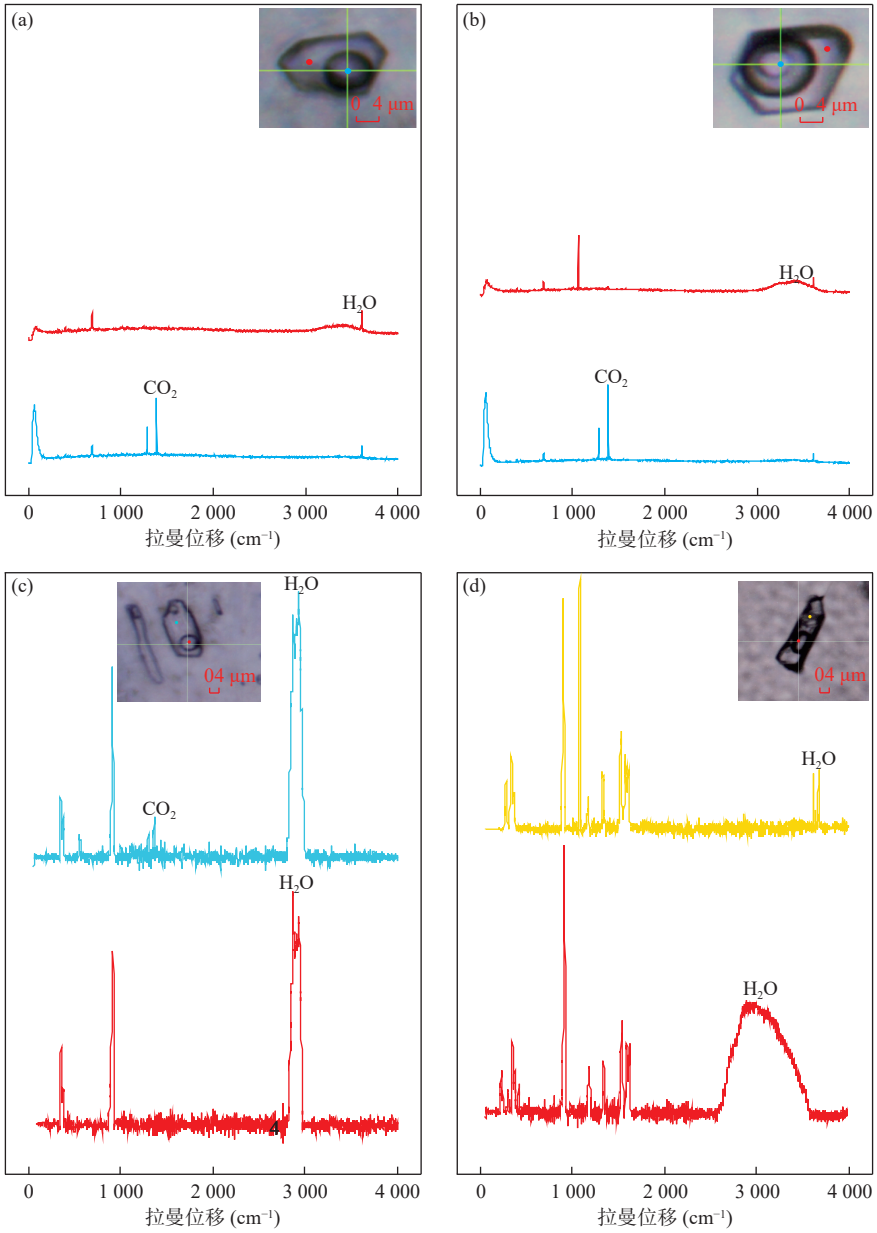


图10 镜儿泉 1 号脉绿柱石(a、b)和石榴子石(c、d)流体包裹体拉曼光谱

Fig. 10 Raman spectra of fluid inclusions in (a, b) beryl and (c, d) garnet from No. 1 vein of Jing'erquan

1.73 wt.%$NaCl_{eqv}$(表 5, 图 12d、图 12h)。

3.5 流体包裹体离子色谱分析

不同矿物的流体包裹体离子色谱测定之后, 锂辉石(J-1)主要阳离子包括 Li^+、Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}, 测试结果分别是 6.59 μg/g、4.51 μg/g、0.20 μg/g、0.02 μg/g、0.22 μg/g; 主要阴离子包括 F^-、Cl^-、NO^{2-}、SO_4^{2-}, 测试结果分别为 0.46 μg/g、1.88 μg/g、0.26 μg/g、2.43 μg/g。锂辉石(J-2)主要阳离子包括 Li^+、Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}, 测试结果分别是 9.21 μg/g、0.98 μg/g、0.87 μg/g、0.05 μg/g、0.50 μg/g; 主要阴离子包括 F^-、Cl^-、NO^{2-}、SO_4^{2-}, 测试结果分别为 0.15 μg/g、1.99 μg/g、0.16 μg/g、3.27 μg/g, 总体上富 Li^+、Na^+和 F^-、Cl^-(表 6)。

绿柱石(J-3)主要阳离子包括 Li^+、Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}, 测试结果分别是 0.07 μg/g、10.28 μg/g、9.20 μg/g、0.24 μg/g、2.32 μg/g; 主要阴离子包括 F^-、Cl^-、NO^{2-}、SO_4^{2-}, 测试结果分别为 0.51 μg/g、2.10 μg/g、0.04 μg/g、1.17 μg/g、11.35 μg/g。绿柱石(J-4)主要阳离子包括 Li^+、Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}, 测试结果分别是 0.10 μg/g、11.71 μg/g、18.54 μg/g、4.72 μg/g、2.60 μg/g; 主要阴离子包括 F^-、Cl^-、NO^{2-}、SO_4^{2-}, 测试结果分别为 0.63 μg/g、

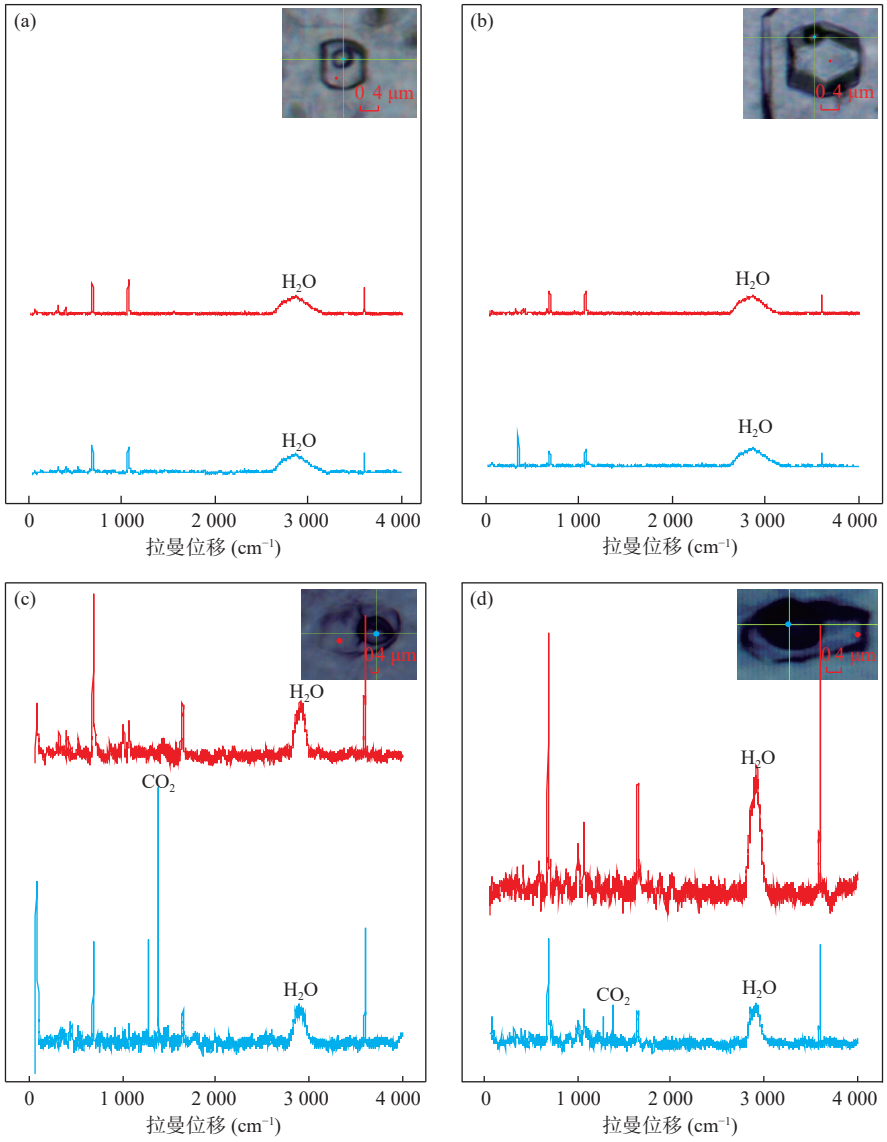


图11　镜儿泉 2 号脉绿柱石流体包裹体拉曼光谱

Fig. 11　Raman spectra of fluid inclusions in beryl from No. 2 vein of Jing'erquan

表 4　镜儿泉流体包裹体成分的气相色谱数据(μg/g)

Tab. 4　Gas chromatography data of fluid inclusion components in Jing'erquan(μg/g)

样品编号	J-1_Spd	J-2_Spd	J-3_Brl	J-4_Brl	J-5_Grt
矿物名称	锂辉石	锂辉石	绿柱石	绿柱石	石榴子石
取样温度(℃)	100～500	100～500	100～500	100～500	100～500
CH_4	0.62	0.91	0.53	0.41	0.25
C_2H_4	1.13	1.37	0.21	0.82	0.45
C_2H_6	–	0.23	0.08	0.09	–
CO_2	509.94	863.35	593.09	666.87	539.24
H_2O	445.83	317.57	238.46	248.50	99.97
O_2	129.89	163.11	131.47	198.18	213.65
N_2	127.79	1 035.26	232.46	919.87	1 113.07
CO	–	–	–	–	–
Sum	1 215.20	2 381.80	1 196.29	2 034.74	1 966.63

注：“–”表示未检测出结果。

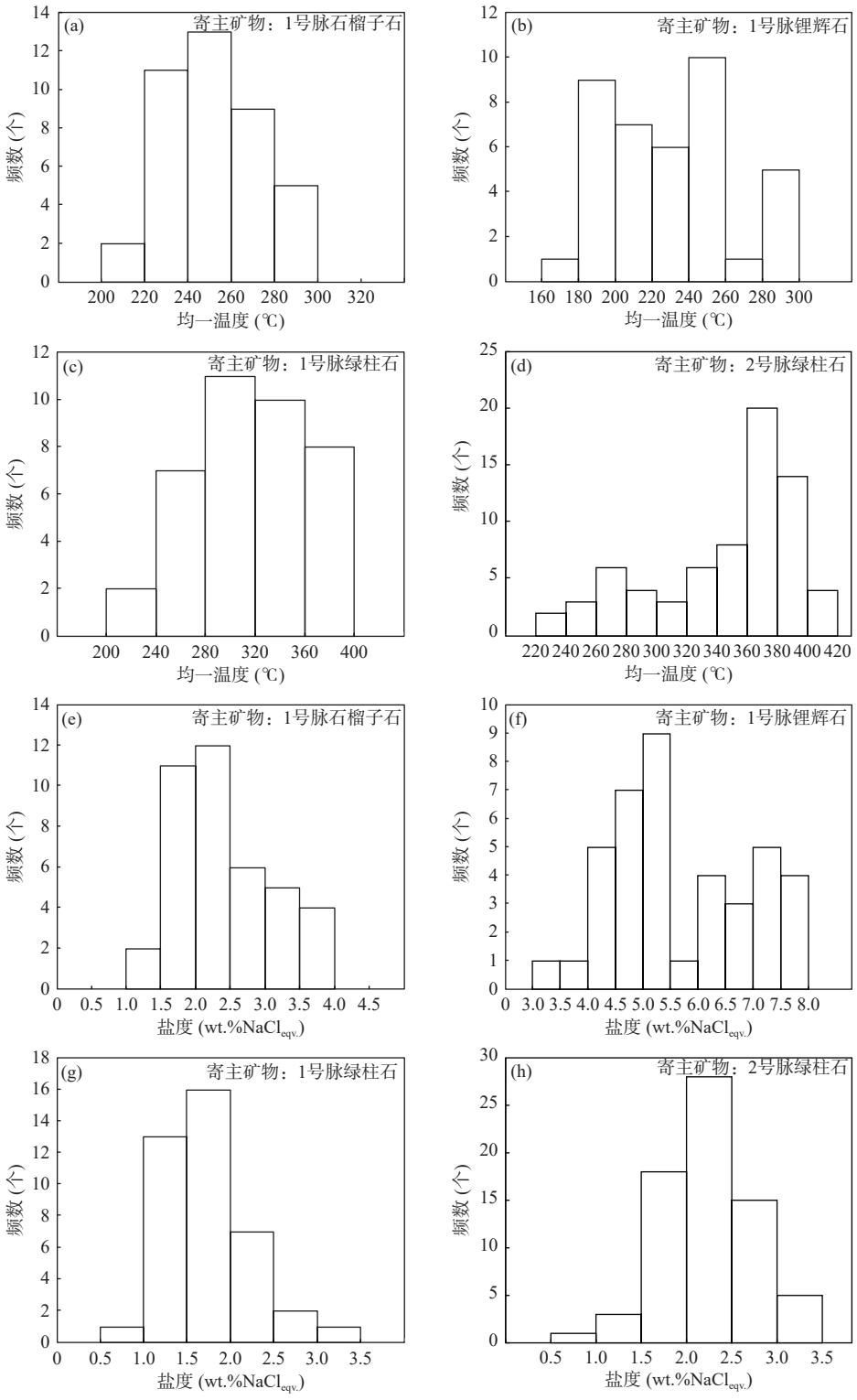


图12 镜儿泉流体包裹体均一温度与盐度直方图

Fig. 12 Histogram of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions

4.05 μg/g、0.07 μg/g、0.29 μg/g、7.46 μg/g, 总体上富 Na^+、K^+和 F^-、Cl^-、SO_4^{2-}(表 6)。

石榴子石(J-5)主要阳离子包括 Li^+、Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}, 测试结果分别是 1.26 μg/g、2.28 μg/g、9.78 μg/g、1.28 μg/g、7.31 μg/g; 主要阴离子包括 F^-、Cl^-、NO^{2-}、SO_4^{2-}, 测试结果分别为 1.11 μg/g、3.25 μg/g、1.41 μg/g、0.48 μg/g、3.88 μg/g, 总体上富 Ca^{2+}、K^+和 F^-、Cl^-、SO_4^{2-}(表 6)。

表 5　镜儿泉流体包裹体显微测温表

Tab. 5　Microthermometric table of fluid inclusions in Jing'erquan

编号	主矿物(分析点数)	均一状态	冰点(℃)	均一温度(℃)	盐度(wt.%$NaCl_{eqv}$)
J19	石榴子石(40)	液相	2.0～0.5	215.2～293.5	0.88～3.39
J23	绿柱石(40)	液相	1.8～0.5	176.8～397.5	0.87～3.06
J24	锂辉石(40)	液相	4.9～1.8	163.5～325.5	3.06～7.72
J25	绿柱石(30)	液相	1.8～0.5	176.8～419.3	0.87～3.06
JE-20	绿柱石(40)	液相	1.5～0.2	328.2～417.1	0.35～2.57

4　讨论

4.1　伟晶岩成矿流体的演化

镜儿泉 1 号脉绿柱石流体包裹体主要为气−液两相、气−液−液三相包裹体为主, 成矿流体属于富 CO_2 的 H_2O-NaCl-CO_2 体系, 均一温度相显示出中低温(集中在 280～320 ℃)、低盐度(集中在 1.0～2.0 wt.%$NaCl_{eqv}$)的特征。1 号脉锂辉石流体包裹体主要为气−液两相、液−固两相、气−液−固三相包裹体为主, 成矿流体属于富含 CO_2 的 H_2O-NaCl-CO_2 体系, 均一温度相表现出低温(集中在 240～260 ℃)、盐度较绿柱石流体包裹体更高(集中在 4.5～5.5 wt.%$NaCl_{eqv}$)的特征。1 号脉石英−微斜长石−白云母带石榴子石流体包裹体主要为气−液两相、气−液−固三相包裹体为主, 成矿流体属于 H_2O-NaCl-CO_2-CH_4 体系, 均一温度相呈现出低温(集中在 240～260 ℃)、低盐度(集中在 1.5～2.5 wt.%$NaCl_{eqv}$)的特征(图 13)。

2 号脉绿柱石流体包裹体主要为气−液两相、气−液−液三相包裹体, 成矿流体属于富 CO_2 的 H_2O-NaCl-CO_2 体系, 均一温度相呈现出中低温(集中在 360～380 ℃)、低盐度(集中在 1.5～2.5 wt.%$NaCl_{eqv}$)的特征(图 13)。

根据前人对镜儿泉岩体的研究(顾连兴等, 2007), 该岩体形成于东天山印支期造山带后碰撞伸展背景, 幔源岩浆的上侵与内侵贯穿始终, 表明体系整体处于相对封闭的环境, 未受外部因素的显著干扰。流体包裹体镜下观察进一步支持这一认识: 锂辉石和绿柱石中发育的包裹体均属原生包裹体, 寄主矿物在整个演化过程中未遭受后期改造, 亦未见明显蚀变现象, 表明流体演化未受外来流体的混入或后期热液事件的干扰。镜儿泉流体包裹体密度值分布在 0.5～0.9 g/cm^3 的范围内, 表明其流体可能主要源自岩浆(＜1.0 g/cm^3; Roedder et al., 1976)。镜儿泉流体包裹体的均一温度和盐度(大多数为 240～380 ℃, 1.0～5.5 wt.%$NaCl_{eqv}$)与甲基卡 86 号脉(集中在 250～350 ℃; 熊欣等, 2019)、甲基卡 308 号脉(291～365 ℃; 杨茜等, 2020)、509 道班西锂矿床(256.9 ～326.5 ℃; 任慧, 2022)流体包裹体所表现出来的特征相似, 属于中低温、低盐度的流体, 成矿流体均为岩浆来源。因此, 镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床的成矿流体主要为岩浆来源, 是花岗质岩浆高度结晶分异演化的产物。

镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床富锂白云母花岗岩形成年龄为(246±2)Ma、(252.9±1.9)Ma(独居石 SIMS U-Pb 年龄), 伟晶岩的形成年龄为(240.9±0.9)Ma(与斜长石和石榴子石共生的白云母 Ar-Ar 坪年龄)、(238.0±0.4)Ma(与巨晶锂辉石共生的黑云母 Ar-Ar 坪年龄)、(235.7±0.4)Ma(与巨晶锂辉石共生的锂云母 Ar-Ar 坪年龄)(邓小华等, 2023)。前人对该区域的成岩成矿年龄的测定工作能够说明, 花岗岩到伟晶

表 6　镜儿泉流体包裹体成分的离子色谱测试结果(μg/g)

Tab. 6　Ion chromatography test results of fluid inclusion components in Jing'erquan(μg/g)

矿物名称及编号	Li^+	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	F^-	Cl^-	NO_2^-	Br^-	NO_3^-	SO_4^{2-}
锂辉石J-1	6.59	4.51	0.20	0.02	0.22	0.46	1.88	0.26	−	−	2.43
锂辉石J-2	9.21	0.98	0.87	0.05	0.50	0.15	1.99	0.16	−	−	3.27
绿柱石J-3	0.07	10.28	9.20	0.24	2.32	0.51	2.10	0.04	−	1.17	11.35
绿柱石J-4	0.10	11.71	18.54	4.72	2.60	0.63	4.05	0.07	−	0.29	7.46
石榴子石J-5	1.26	2.28	9.78	1.28	7.31	1.11	3.25	1.41	−	0.48	3.88

注: “−”表示未检测出结果。

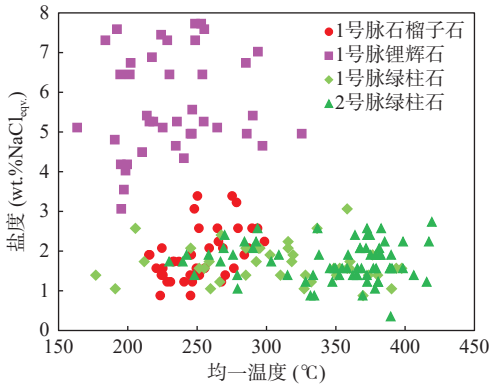


图13 镜儿泉流体包裹体均一温度与盐度散点图

Fig. 13 Scatter plot of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions

岩的形成是连续演化所致(Liu et al., 2019; Muhtar et al., 2020; 李寄邦, 2020; 邓小华等, 2023)。从黑云母花岗岩到二云母花岗岩,再到白云母花岗岩暗色矿物含量逐渐减少,长石石英含量相应增加。花岗岩与伟晶岩具有渐变过渡的接触关系,说明黑云母花岗岩、二云母花岗岩到白云母花岗岩是持续结晶分异的产物,伟晶岩是白云母花岗岩持续演化所形成的。花岗伟晶岩的形成通常经历岩浆阶段、岩浆–热液过渡阶段和热液阶段,其中岩浆–热液过程是大陆地壳锂铍稀有金属循环–成矿系统中最重要的一环(Cuney et al., 1992; Raimbault et al., 1995; 徐兴旺等, 2023; 申萍等, 2023)。岩浆阶段以及岩浆–热液过渡阶段与可与花岗伟晶岩的内部矿物共生结构带相对应,其中花岗岩对应于岩浆阶段,岩浆–热液过渡阶段对应于 1 号伟晶岩脉石英–微斜长石–白云母带、锂辉石–微斜长石–白云母带和锂辉石–石英核部带。镜儿泉锂铍稀有金属矿床的 1 号伟晶岩脉锂辉石–微斜长石–白云母带中的石榴子石、锂辉石及绿云母集合体中的的绿柱石富晶体流体包裹体为岩浆–热液过渡阶段的产物;2 号伟晶岩脉钠长石–白云母带中的绿柱石流体包裹体也是岩浆–热液过渡阶段的产物。综上所述,镜儿泉 1 号锂辉石脉和 2 号绿柱石脉均与花岗质岩浆高度结晶分异演化有关。镜儿泉流体包裹体研究为此矿床在同等条件下能够形成两条不同的伟晶岩脉给出了答案。流体包裹体测温分析表明,锂辉石与绿柱石均一温度及盐度具有明显的差异,均一温度表现为绿柱石高、锂辉石低的特征,而盐度表现为锂辉石高、绿柱石低的特征。均一温度与盐度的负相关关系反映了成矿流体的演化趋势:随着岩浆结晶分异的进行,残余熔体中挥发分和盐度逐渐升高,导致后期形成的锂辉石结晶温度较低而盐度较高,而早期形成的绿柱石则温度较高、盐度较低。结合前人研究(顾连兴等, 2007; 凤永刚等, 2021),能够形成不同的两条伟晶岩脉的主要原因是同源岩浆不同程度的演化有关。

4.2 伟晶岩稀有金属富集机制

镜儿泉绿柱石流体包裹体的测温、激光拉曼分析和气相色谱分析结果表明,绿柱石成矿流体属于富含 CO_2、H_2O、N_2,还含有少量 C_2H_4、CH_4 的中低温度、低盐度流体体系;锂辉石与石榴子石成矿流体属于含少量 C_2H_4、CH_4,富 CO_2、H_2O、N_2 的低温度、中低盐度流体体系(图 14)。绿柱石的结晶是铍成矿的开端,锂辉石的结晶是锂矿化的开始(Li et al., 2016)。成矿过程中流体性质发生了从中低温度、低盐度、低密度到低温、中低盐度、低密度的演化。前人研究表明,伟晶岩型稀有金属矿床的成矿流体通常具有多期次、多阶段演化的特征,流体成分和物理化学条件的演变直接控制了稀有金属的迁移、富集与沉淀(刘家军等, 2019; 王登红等, 2020)。在镜儿泉,造成低盐度的 NaCl-H_2O-CO_2 体系逐渐演化为相对较高盐度的 NaCl-H_2O-CO_2 体系的主要原因,是在锂辉石结晶过程中,随着 CO_2 和 NaCl-H_2O 体系的温度和压力的降低,CO_2 逐渐达到饱和并与成矿流体发生相分离(Mulja et al., 1996; Thomas et al., 2006; 任慧, 2022)。这一过程与典型 LCT 型伟晶岩的成矿流体演化规律一致,即早期富挥发分的流体在温度压力降低时发生不混溶,导致气相(富 CO_2)与液相分离,残余流体盐度相对升高,进而促进稀有金属络合物的分解与矿物的结晶(London, 1986; Mulja et al., 1996)。

在此过程中,成矿流体中的 CO_2 能够增强流体不混溶性并促进独立气相分离,在含金属络合物的形成和演化中发挥着关键作用(Lowenstern et al., 2001; Müller et al., 2015)。CO_2 的存在不仅提高了流体的临界温度与压力范围,还通过缓冲流体 pH 值和调节氧化还原状态,影响稀有金属络合物的稳定性。随着 CO_2 等挥发分和碱性元素(如 Na、K、Li)的不断富集,稀有金属在溶液中可能以不稳定络合物(如氟络合物、碳酸络合物)的形式进行迁移;在温度、压力、pH 值或氧逸度等条件发生变化时,这些络合物发生分解,导致稀有金属的沉淀与富集(贾旭, 2019; 刘家军等, 2021)。这一机制在国内外多个稀有金属伟晶岩矿床中已得到证实(Thomas et al., 2006; 王登红等, 2020)。

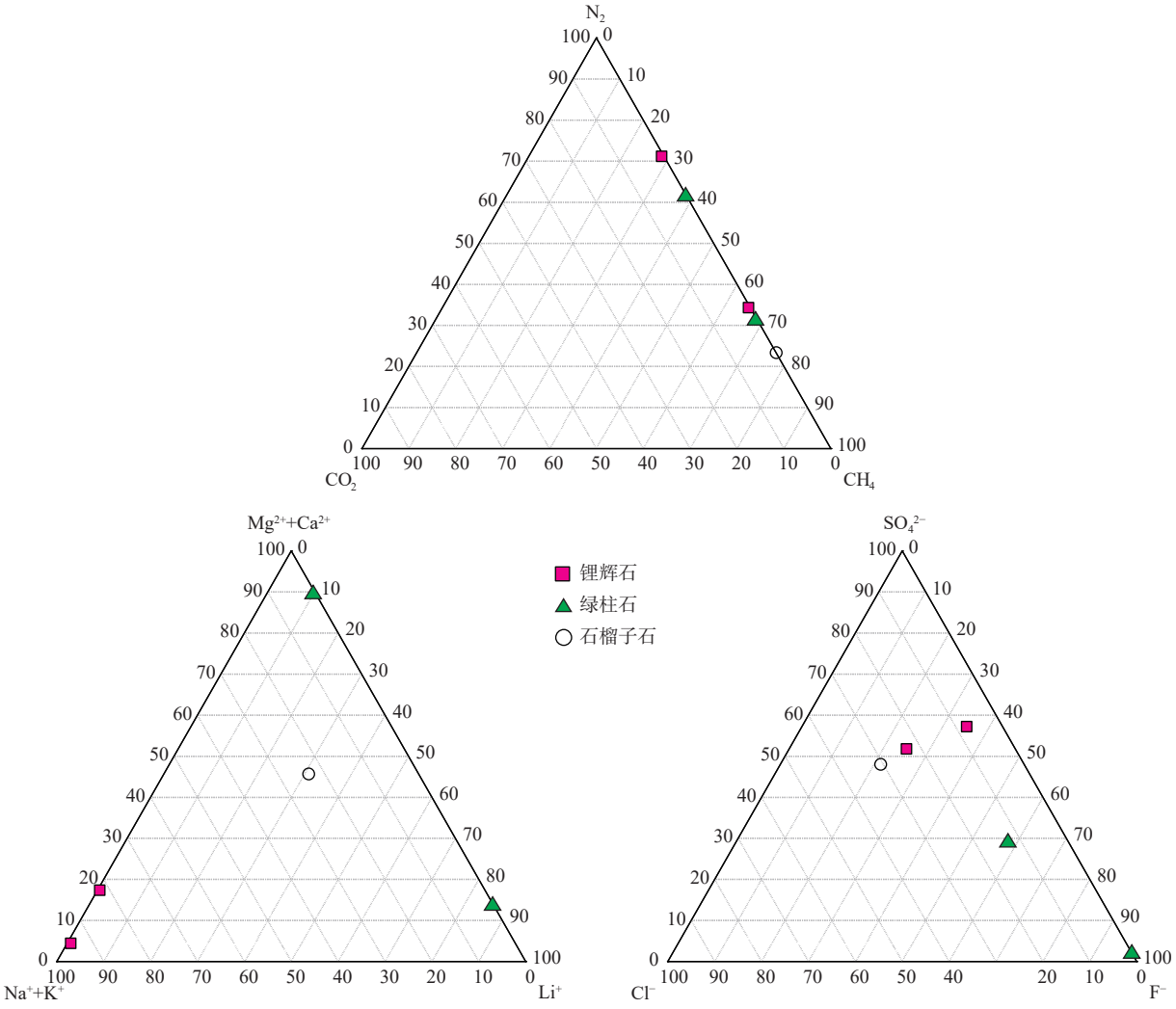


图14　镜儿泉流体包裹体色谱分析三角图(mol/g)

Fig. 14　Triangular diagram of chromatographic analysis of fluid inclusions (mol/g)

花岗伟晶岩中的岩浆–热液系统常发育富 CO_2 的流体环境。富锂伟晶岩中的锂辉石往往含有富 CO_2 或碳酸盐的流体包裹体(如扎布耶石 Li_2CO_3)(刘永超, 2021), 而稀有金属矿物的结晶与富锂–碳酸盐流体体系密切相关, 其中碳酸盐组分或溶解态 CO_2 对锂辉石等矿物的结晶分异具有关键控制作用(任慧, 2022)。因此, 这类挥发性组分的存在状态可作为重要示踪指标, 为揭示花岗伟晶岩中锂、铍等稀有金属的富集机制与地质演化过程提供依据(Thomas et al., 2011)。

镜儿泉稀有金属矿床的成矿流体具有多元气体耦合特征。含锂辉石伟晶岩中发育的富 CO_2 包裹体及其伴生的 CH_4 组分(气、液相), 共同揭示了深部流体的复杂演化过程。流体中的 CH_4 可能包括①深部幔源流体输入、②有机质沉积地层变质脱气、③H_2O-CO_2-CH_4 体系内的可逆反应($CH_4+2H_2O \rightleftharpoons CO_2+H_2$)动态平衡 3 个来源(卢焕章等, 2004)。鉴于该矿床流体包裹体组合特征, 尤其是 H_2O-CO_2-CH_4 三相包裹体的识别, 第③种来源机制在成矿过程中可能占主导。CH_4 的存在指示着还原性环境, 在还原性条件下, CO_2 与 CH_4 等气相组分可与 Li^+形成 $Li(CO_3)^-$、$Li(HCO_3)$等稳定络合物, 从而显著提升 Li 的迁移能力(翟裕生等, 2011)。该络合迁移机制不仅加快了解离态 Li^+的扩散速率, 也通过降低流体过饱和度延长了锂辉石的结晶窗口, 这可能是镜儿泉伟晶岩锂品位普遍较高的重要成矿因素(任慧, 2022; 刘永超, 2021)。

值得注意的是, H_2O 作为成矿流体的基础介质, 其含量与盐度共同控制熔体–流体的相态转变。高水含量能降低熔体粘度, 从而显著促进含矿流体的迁移(Nabelek et al., 2010; 任慧, 2022)。镜儿泉流体包裹体整体表现为富 H_2O 的特征, 成矿流体中的 H_2O 不仅是

锂迁移的主要载体，其与 CO_2 构成的二元挥发分体系还能通过改变熔体结构，成为控制伟晶岩结晶分异的关键因素。综上所述，镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床的流体演化以不混溶与相分离为主导，该机制有效驱动了 Li、Be 等稀有金属在残余流体中的高度富集，进而促进成矿。

镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿床的成矿作用受岩浆结晶分异与岩浆–热液过渡阶段双重控制。锂铍铌钽等稀有金属作为不相容元素在岩浆结晶过程中倾向于在残余熔体中富集，London et al.(2002, 2008)研究表明，花岗质岩浆较大的过冷度与较慢的冷却速率有利于绿柱石、锂辉石达到饱和并沉淀成矿。随着岩浆演化进入岩浆–热液过渡阶段，流体作用成为稀有金属富集的关键环节。镜儿泉矿床不同矿物流体包裹体成分显示，锂辉石流体富 Li^+、Na^+和 F^-、Cl^-，绿柱石流体富 Na^+、K^+和 F^-、Cl^-、SO_4^{2-}，石榴子石流体富 Ca^{2+}、K^+和 F^-、Cl^-、SO_4^{2-}。这一特征表明，成矿流体中相对富集的 F^-、Cl^-等阴离子易与 Li^+、Be^{2+}等稀有金属阳离子形成可溶性络合物(如 $[BeF_4]^{2-}$、[LiCl] 等)，在热液中稳定迁移；而 Na^+、K^+等碱金属阳离子则通过形成混合络合物进一步增强了稀有金属的溶解度。当含矿热液运移至温度、压力、pH 值等条件发生变化的构造部位时，络合物稳定性降低并发生分解，最终导致锂辉石、绿柱石、铌钽铁矿等稀有金属矿物在伟晶岩脉中沉淀富集。

5 结 论

(1)镜儿泉 1 号脉及 2 号脉伟晶岩中流体包裹体类型丰富，整体表现为中低温(大多数集中在 240～380 ℃)、中低盐度(集中在 1.0～5.5 wt.%$NaCl_{eqv}$)、低密度(0.5～0.9 g/cm^3)的特征，流体成分富含 CO_2、H_2O、N_2，还含有少量 C_2H_2、CH_4，相对富集 F^-、Cl^-及碱金属阳离子。

(2)镜儿泉绿柱石和锂辉石伟晶岩脉是高分异花岗质岩浆在相对封闭环境经历不同程度的分异演化的产物。

(3)锂在成矿过程中流体性质发生了从中低温度、低盐度、低密度 NaCl-H_2O-CO_2 体系到低温、中低盐度、低密度 NaCl-H_2O 的演化是锂辉石结晶成矿的关键过程中，而流体中 CO_2 的相变是锂的运移沉淀的关键。

(4)岩浆–热液的过渡阶段镜儿泉锂铍稀有金属富集成矿的重要环节，流体的不混溶与相分离是 Li 和 Be 等元素在残余流体中高度富集的重要机制。

致谢：感谢新疆维吾尔自治区地质局哈密地质大队对野外工作的大力支持。长安大学研究生唐国卿、白世恒及袁宏典在实验和野外工作中提供了重要帮助，作者等谨致谢忱。

利益冲突声明(Conflict of Interests)：

所有作者声明不存在利益冲突。

All authors disclose no relevant conflict of interests.

参考文献(References)：

陈郑辉，王登红，龚羽飞，等. 新疆哈密镜儿泉伟晶岩型稀有金属矿床^{40}Ar-^{39}Ar 年龄及其地质意义[J]. 矿床地质，2006，25(4)：470−476.

CHEN Zhenghui, WANG Denghong, GONG Yufei, et al. ^{40}Ar-^{39}Ar isotope dating of muscovite from Jingerquan pegmatite rare metal deposit in Hami, Xinjiang, and its geological significance[J]. Mineral Deposits, 2006, 25(4): 470−476.

邓小华，吴昌志，吴艳爽，等. 东天山印支期矿床地质特征、成因类型及成矿规律[J]. 地球科学与环境学报，2023，45(3)：590−621.

DENG Xiaohua, WU Changzhi, WU Yanshuang, et al. Geological Characteristics, Genetic Types and Metallogenic Regularity of Indosinian Deposits in East Tianshan, China[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2023, 45(3): 590−621.

范宏瑞，郭敬辉，胡芳芳，等. 鲁东南岚山头超高压变质岩流体包裹体特征与板片折返史[J]. 岩石学报，2005，24(4)：1125−1132.

FAN Hongrui, GUO Jinghui, HU Fangfang, et al. Fluid inclusions and exhumation of ultra-high-pressure metamorphic rocks at Lanshantou in the Sulu terrane, southeastern Shandong province[J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 24(4): 1125−1132.

凤永刚，梁婷，雷如雄，等. 稀有金属伟晶岩过度冷却与侵位之关系——基于野外地质观察及年代学的思考[J]. 地球科学与环境学报，2021，43(1)：100−116.

FENG Yonggang, LIANG Ting, LEI Ruxiong, et al. Relationship Between Undercooling and Emplacement of Rare-element Pegmatites: Thinking Based on Field Observations and Pegmatite Geochronology[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2021, 43(1): 100−116.

顾连兴，张遵忠，吴昌志，等. 东天山黄山—镜儿泉地区二叠纪地质-成矿-热事件：幔源岩浆内侵及其地壳效应[J]. 岩石学报，2007，23(11)：2869−2880.

GU Lianxing, ZHANG Zunzhong, WU Changzhi, et al. Permian geological, metallurgical and geothermal events of the Huangshan-Jing'erquan area, Eastern Tianshan: indications for mantle magma intraplating and its effect on the crust[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(11): 2869−2880.

贾旭. 甲基卡花岗伟晶岩型稀有金属矿床成矿特征 [D]. 成都: 成都理工大学, 2019.

JIA Xu. Metallogenic characteristics of the Jiajika granite pegmatite-type rare metal deposit[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2019.

李寄邦, 张辉, 吕正航. 东天山镜儿泉伟晶岩与花岗岩成因关系: 来自锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素证据[J]. 地球化学, 2020, 49(4): 385−403.

LI Jibang, ZHANG Hui, LU Zhenghang, et al. Genetic linkage between pegmatites and granites from Jing'erquan, East Tianshan Mountains: evidence from Zircon U-Pb geochronological and Hf isotopic data[J]. Geochimica, 2020, 49(4): 385−403.

孔会磊, 任广利, 李文渊, 等. 西昆仑大红柳滩东含锂辉石花岗伟晶岩脉年代学和地球化学特征及其地质意义[J]. 西北地质, 2023, 56(2): 61−79.

KONG Huilei, REN Guangli, LI Wenyuan, et al. Geochronology, Geochemistry and Their Geological Significances of Spodumene Pegmatite Veins in the Dahongliutandong Deposit, Western Kunlun, China[J]. Northwestern Geology, 2023, 56(2): 61−79.

李建康, 李鹏, 严清高, 等. 中国花岗伟晶岩的研究历程及发展态势[J]. 地质学报, 2021, 95(10): 2996−3016.

LI Jiankang, LI Peng, YAN Qinggao, et al. Research history and development trend of granite pegmatite in China[J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95(10): 2996−3016.

李建康, 刘喜方, 王登红. 中国锂矿成矿规律概要[J]. 地质学报, 2014, 88(12): 2269−2283.

LI Jiankang, LIU Xifang, WANG Denghong. The Metallogenetic Regularity of Lithium Deposit in China[J]. Acta Geologica Sinica, 2014, 88(12): 2269−2283.

李侃, 高永宝, 滕家欣, 等. 新疆和田县大红柳滩一带花岗伟晶岩型稀有金属矿成矿地质特征、成矿时代及找矿方向[J]. 西北地质, 2019, 52(4): 206−221.

LI Kan, GAO Yongbao, TENG Jiaxin, et al. Metallogenic Geological Characteristics, Mineralization Age and Resource Potential of the Granite-Pegmatite-Type Rare Metal Deposits in Dahongliutan Area, Hetian County, Xinjiang[J]. Northwestern Geology, 2019, 52(4): 206−221.

刘家军, 刘冲昊, 王建平, 等. 西秦岭地区金矿类型及其成矿作用[J]. 地学前缘, 2019, 26(5): 1−16.

LIU Jiajun, LIU Chonghao, WANG Jianping, et al. Gold deposit types and mineralization in the Western Qinling area[J]. Earth Science Frontiers, 2019, 26(5): 1−16.

刘家军, 李立峰, 高苗. 低渗透油藏中 CO_2 与原油的相互作用[J]. 油田化学, 2021, 38(3): 464−469.

LIU Jiajun, LI Lifeng, GAO Miao. Interaction between CO2 and crude oil in low permeability reservoirs[J]. Oilfield Chemistry, 2021, 38(3): 464−469.

刘思宇. 东天山印支期岩浆作用和稀有金属矿化 [D]. 北京: 中国地质大学 (北京), 2021.

LIU Siyu. Indosinian Magmatism and Rare Metal Mineralization in EastTianshan: An Example Study of Jingerquan Li-Be-Nb-Ta Pegmatite Deposit[D]. Beijing: University of Geosciences (Beijing), 2021.

刘永超. 过铝质花岗岩类矿床中碳酸盐/CO_2 对稀有金属成矿的作用 [D]. 北京: 中国地质科学院, 2021.

LIU Yongchao. The Role of Carbonate/CO_2 in Rare Metal Mineralization in Peraluminous Granitoid Deposits[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2021.

卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体 [M]. 北京: 科学出版社, 2004.

毛景文, 袁顺达, 谢桂青, 等. 21 世纪以来中国关键金属矿产找矿勘查与研究新进展[J]. 矿床地质, 2019, 38(5): 935−969.

MAO Jingwen, YUAN Shunda, XIE Guiqing, et al. New advances on metallogenic studies and exploration on critical minerals of China in 21st century[J]. Mineral Deposits, 2019, 38(5): 935−969.

穆合塔尔·麦麦提尼亚孜, 吴昌志, 肖文交. 东天山康古尔-黄山剪切带的活动与成矿: 对区域找矿勘查的指示[J]. 岩石学报, 2023, 39(11): 3434−3446.

MUHTAR Maimaitiniyazi, WU Changzhi, XIAO Wenjiao. Movement and mineralization of the Kanggur-Huangshan shear zone in the East Tianshan: Implications for regional exploration[J]. Acta Petrologica Sinica, 2023, 39(11): 3434−3446.

任慧. 西昆仑大红柳滩 509 道班西伟晶岩型锂矿床成矿流体研究 [D]. 成都: 成都理工大学, 2022.

REN Hui. Study on the Ore-forming Fluids of the Pegmatite-type Lithium Deposit West of the 509 Road Maintenance Station in Dahongliutan, Western Kunlun[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2022.

申萍, 潘鸿迪, 李昌昊, 等. 中亚成矿域锂矿床成矿规律及成矿模式[J]. 岩石学报, 2023, 39(11): 3185−3209.

SHEN Ping, PAN Hongdi, LI Changhao, et al. Lithium deposits in the Central Asian Metallogenic Domain: Metallogenic regularity and model[J]. Acta Petrologica Sinica, 2023, 39(11): 3185−3209.

任广利, 孔会磊, 赵凯东, 等. 新疆喀喇昆仑大红柳滩一带锂矿光谱特征 及其找矿指示意义[J]. 西北地质, 2022, 55(4): 103−114.

REN Guangli, KONG Huilei, ZHAO Kaidong, et al. Spectral Characteristics and Prospecting Implications of Lithium Deposits in

Dahongliutan Area, Karakoram, Xinjiang[J]. Northwestern Geology, 2022, 55(4): 103−114.

田祥雨, 王瑞, 刘思宇, 等. 云母对伟晶岩型关键金属矿床的成因和勘查指示: 以东天山镜儿泉伟晶岩型 Li-Be-Nb-Ta 矿床为例[J]. 岩石学报, 2024, 40(9): 2944−2962.

TIAN Xiangyu, WANG Rui, LIU Siyu, et al. Indications of mica for the genesis and exploration of pegmatite-type critical metal deposits: A case study of the Jing'erquan pegmatite-type Li-Be-Nb-Ta deposit in the Eastern Tianshan[J]. Acta Petrologica Sinica, 2024, 40(9): 2944−2962.

王登红, 陈毓川, 徐志刚, 等. 矿床成矿系列组—六论矿床的成矿系列问题[J]. 地质学报, 2020, 94(1): 18−35.

WANG Denghong, CHEN Minchuan, XU Zhigang, et al. Metallogenic Series Group of Mineral Deposits: The Sixth Discussion on the Metallogenic Series of Mineral Deposits[J]. Acta Geologica Sinica, 2020, 94(1): 18−35.

熊欣, 李建康, 王登红, 等. 川西甲基卡花岗伟晶岩型锂矿床中熔体、流体包裹体固相物质研究[J]. 岩石矿物学杂志, 2019, 38(2): 241−253.

XIONG Xin, LI Jiankang, WANG Denghong, et al. Study on the solid substances of melt and fluid inclusions in the Chuanxi Jiajika granite pegmatite-type Lithium deposit[J]. Journal of Petrology and Mineralogy, 2019, 38(2): 241−253.

徐兴旺, 翟明国, 洪涛, 等. 大陆地壳锂铍迁移-循环过程与富集-成矿机制[J]. 岩石学报, 2023, 39(3): 639−658.

XU Xingwang, ZHAI Mingguo, HONG Tao, et al. Migration-circulation processes and enrichment-mineralization mechanism of lithium-beryllium elements in the continental crust[J]. Acta Petrologica Sinica, 2023, 39(3): 639−658.

杨丹, 徐文艺, 崔艳合, 等. 二维气相色谱法测定流体包裹体中气相成分[J]. 岩矿测试, 2007, (6): 451−454.

YANG Dan, XU Wenyi, CUI Yanhe, et al. Determination of Gaseous Components in Fluid Inclusion by Two-dimensional Gas Chromatography[J]. Rock and Mineral Testing, 2007, (6): 451−454.

杨丹, 徐文艺. 多种矿物流体包裹体中液相阴阳离子的同时测定[J]. 岩石矿物学杂志, 2014, 33(3): 591−596.

YANG Dan, XU Wenyi. Ion Chromatogram method for the determination of liquid composition of fluid inclusions in several common minerals by using a trace amount of sample[J]. Journal of Petrology and Mineralogy, 2014, 33(3): 591−596.

杨富全, 谷高中, 张忠利, 等. 新疆中亚造山带稀有金属矿地质特征及时空分布规律[J]. 西北地质, 2025, 58(4): 250−269.

YANG Fuquan, GU Gaozhong, ZHANG Zhongli, et al. A Review of Geological Characteristics and Time-Space Distribution of Rare Metal Deposits in the Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 250−269.

杨茜, 陈斌, 赵慧. 富锂型伟晶岩流体的演化特征: 以川西甲基卡和新疆大红柳滩富锂型伟晶岩矿床为例 [A]. 中国地球科学联合学术年会论文摘要 [C], 2020: 231−232.

依力扎提·居马洪, 凤永刚, 雷如雄, 等. 东天山镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿中石榴子石的地球化学特征: 岩浆过程和稀有金属矿化的指示[J]. 地球科学与环境学报, 2025, 47(1): 16−33.

JUMAHONG Yilizhati, FENG Yonggang, LEI Ruxiong, et al. Geochemical Characteristics of Garnet in Jing'erquan Granitic Pegmatite-type Lithium-beryllium Deposit in Eastern Tianshan: Implications for Magmatic Processes and Rare-metal Mineralization[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2025, 47(1): 16−33.

翟明国, 吴福元, 胡瑞忠, 等. 战略性关键金属矿产资源: 现状与问题[J]. 中国科学基金, 2019, 33(2): 106−111.

ZHAI Mingguo, WU Fuyuan, HU Ruizhong, et al. Strategic key metal mineral resources: Current situation and problems[J]. China Science Fund, 2019, 33(2): 106−111.

翟裕生, 姚书振, 蔡克勤. 矿床学 [M]. 北京: 地质出版社, 2011.

张连昌, 董志国, 陈博, 等. 东天山重要成矿区带、成矿系统与成矿规律[J]. 地球科学与环境学报, 2021, 43(1): 12−35.

ZHANG Lianchang, DONG Zhiguo, CHEN Bo, et al. Ore-forming System and Regularity of Important Metallogenetic Belts in East Tianshan, China[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2021, 43(1): 12−35.

张亮, 吴飞, 王丹阳, 等. 浅谈新疆哈密市镜儿泉锂铍矿矿床特征及成矿模型[J]. 西部探矿工程, 2017, 29(8): 145−147+150.

ZHANG Liang, WU Fei, WANG Danyang, et al. Characteristics and metallogenic model of Jing'erquan Li-Be deposit near Hami, Xinjiang[J]. West-China Exploration Engineering, 2017, 29(8): 145−147+150.

赵献军, 殷长江, 王芳, 等. 新疆哈密市镜儿泉伟晶岩型锂辉石矿床特征及成因初探[J]. 中国科技博览, 2012, 22: 277−278.

ZHAO Xianjun, YIN Changjiang, WANG Fang, et al. A brief discussion on the deposit characteristics and metallogenic model of the Jing'erquan lithium deposit in Hami, Xinjiang[J]. China Science and Technology Review, 2012, 22: 277−278.

周国超, 王玉往, 王京彬, 等. 新疆东天山月牙湾铜镍硫化物矿床 Sr-Nd-Pb-S 同位素特征及其地质意义[J]. 西北地质, 2025, 58(4): 87−101.

ZHOU Guochao, WANG Yuwang, WANG Jingbin, et al. Sr-Nd-Pb-S Isotopic Characteristics and Its Geological Significance of the Yueyawan Cu-Ni Sulfide Deposit in East Tianshan, Xinjiang[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 87−101.

Chakhmouradian A R, Smith M P, Kynicky J. From “strategic” tungsten to “green” neodymium: A century of critical metals at a glance[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 64: 455−458.

Chen Y J, Pirajno F, WU G, et al. Epithermal deposits in north Xinji-

ang, NW China[J]. International Journal of Earth Sciences, 2012, 101: 889−917.

Cuney M, Marignac C, Weisbrod A. The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France): the disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization[J]. Economic Geology, 1992, 87(7): 1766−1794.

Deng X H, Chen Y J, Santosh M, et al. U–Pb zircon, Re–Os molybdenite geochronology and Rb–Sr geochemistry from the Xiaobaishitou W(–Mo) deposit: Implications for Triassic tectonic setting in eastern Tianshan, NW China[J]. Ore Geology Reviews, 2017, 80: 332−351.

Gao Jun, Long Lingli, Klemd Reiner, et al. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: Geochemical and age constraints of granitoid rocks[J]. International Journal of Earth Sciences, 2009, 98: 1221−1238.

Gu Haowei, He Xiheng, Hayden Dalton, et al. Mica ArAr and in-situ RbSr geochronology for the Jingerquan rare-metal pegmatite deposit, Eastern Tianshan[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2026, 107958: 0375−6742.

Huang He, Wang Tao, Tong Ying, et al. Rejuvenation of ancient micro-continents during accretionary orogenesis: Insights from the Yili Block and adjacent regions of the SW Central Asian Orogenic Belt[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 103255.

Kesler S E, Gruber P W, Medina P A, et al. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits[J]. Ore Geology Reviews, 2012, 48: 55−69.

Li J, Chou I. An occurrence of metastable cristobalite in spodumene-hosted crystal-rich inclusions from Jiajika pegmatite deposit, China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2016, 171: 29−36.

Liu S Y, Wang R, Jeon H, et al. Indosinian magmatism and rare metal mineralization in East Tianshan orogenic belt: An example study of Jingerquan Li-Be-Nb-Ta pegmatite deposit[J]. Ore Geology Reviews, 2019, 116: 103265.

London D. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments[J]. American Mineralogist, 1986, 71(3−4): 376−395.

London D, Evensen J M. Beryllium in Silicic Magmas and the Origin of Beryl-Bearing Pegmatites[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2002, 50(1): 445−486.

London D. Pegmatites[M]. Quebec: Mineralogical Association of Canada, 2008.

Lowenstern J. B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. Mineral[J]. Deposita, 2001, 36(6): 490−502.

Muhtar M N, Wu C Z, Santosh M, et al. Peraluminous granitoid magmatism from isotopically depleted sources: The case of Jing'erquanbei pluton in Eastern Tianshan, Northwest China[J]. Geological Journal, 2020, 55(1): 117−132.

Mulja T, Williams-Jones A E, Martin R F. Compositional variation and structural state of columbite-tantalite in rare-element granitic pegmatites of the Preissac-Lacorne batholith, Quebec, Canada[J]. American Mineralogist, 1996, 81(1−2): 146−157.

Müller T, Massonne H, Willner P A. Special Collection: Mechanisms, Rates, and Timescales of Geochemical Transport Processes in the Crust and Mantle. Timescales of exhumation and cooling inferred by kinetic modeling: An example using a lamellar garnet pyroxenite from the Variscan Granulitgebirge, Germany[J]. American Mineralogist, 2015, 100(4): 747−759.

Nabelek P I, Whittington A G, Sirbescu M L C. The role of H_2O in rapidemplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystalsin highly undercooled melts[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2010, 160(3): 313−325.

Raimbault L, Cuney M, Azencott C, et al. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central[J]. Economic Geology & the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 1995, 90(3): 548−576.

Roedder E. Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks[A]. Wolf K H (ed.). Handbook of Strata-bound and SAtratiform Ore Deposits: I. Principles and General Studies: Vol. 2, Geochemical Studies[M]. New York: Elsevier, 1976: 67−110.

Sengör A M C, Natalin B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid Tectonic Collage and Palaeozoic Crustal Growth in Eurasia[J]. Nature, 1993, 364(6435): 299−307.

Stefanova E, Driesner T, Zajacz Z. Melt and Fluid Inclusions in Hydrothermal Veins: The Magmatic to Hydrothermal Evolution of the Elatsite Porphyry Cu-Au Deposit, Bulgaria[J]. Economic Geology & the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 2014, 109(5): 1359−1381.

Thomas R, Davidson P, Beurlen H. Tantalite-(Mn) From the Borborema Pegmatite Province, northeastern Brazil: conditions of formation and melt- and fluid inclusion constraintsm on experimental studies[J]. Mineral Deposita, 2011, 46(7): 749−759.

Thomas R, Webster J D, Davidson P. Understanding pegmatite formation: The melt and fluid inclusion approach[M]. Mineralogical Association of Canada, 2006, 189−210