

文章编号: 1000-4734(2023)01-0025-13

新疆阿尔泰三叠纪锂矿化伟晶岩中 热液成矿作用: 来自单个流体包裹体组成 LA-ICP-MS 原位分析证据

郭柳^{1,2}, 张辉^{1*}, 吕正航¹, 唐勇¹, 安燧^{1,2}, 陈剑争^{1,2}

(1. 中国科学院 地球化学研究所 地球内部物质与高温高压院重点实验室, 贵州 贵阳 550081;

2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 选取可可托海 3 号脉石英-锂辉石带、卡鲁安 806 号脉、库卡拉盖 650 脉, 开展石英、锂辉石中流体包裹体显微测温以及石英中捕获的单个流体包裹体组成的 LA-ICP-MS 原位分析。结果表明, 锂矿化伟晶岩晚期出溶流体相为 H₂O-NaCl-CO₂ 体系, 石英中流体包裹体均一温度为 233~407 °C, 盐度为 5.77%~20.15%; w(Li)为 1527×10⁻⁶~17767×10⁻⁶、w(Cs)为 32×10⁻⁶~4563×10⁻⁶、w(Rb)为 10×10⁻⁶~100×10⁻⁶。Li 与 Cs、Rb 与 Cs 之间存在正相关关系, 并且 Li/Rb 与 Li、Cs/Rb 与 Cs 显示正相关关系, 表明 Li、Rb、Cs 强烈分配进入流体相。流体包裹体中 K/Na<0.4, 指示锂矿化伟晶岩晚期分异出的流体显示富钠性质。26 个流体包裹体 LA-ICP-MS 分析结果显示锂矿化伟晶岩晚期流体相中含有 0.33%~3.82% Li₂O (w(Li₂O)平均值为 1.10%), 考虑到 Li、Cs、Rb 在流体/熔体间的分配系数>1, 由此提出伟晶岩型锂床具有岩浆热液成因的可能性。

关键词: 流体组成; 流体包裹体; LA-ICP-MS; 锂矿化伟晶岩; 新疆阿尔泰

中图分类号: P579; P611.1 **文献标识码:** A **doi:** 10.16461/j.cnki.1000-4734.2022.42.077

第一作者: 郭柳, 男, 1994 年生, 硕士研究生, 研究方向为地球化学. E-mail: 1593153474@qq.com

Hydrothermal mineralization in Triassic Li-mineralized pegmatites in the Altay area of Xinjiang: Evidences from the in situ LA-ICP-MS analyses of individual fluid inclusions

GUO Liu^{1,2}, ZHANG Hui^{1*}, LV Zheng-hang¹, TANG Yong¹, AN Yi^{1,2}, CHEN Jian-zheng^{1,2}

(1. Key Laboratory of High-temperature and High-pressure Study of the Earth's Interior, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: In this paper, the quartz-spodumene zone of the Koktokay No. 3 dyke, Kaluan No.806 dyke, and Kukalagai No.650 dyke were selected as research objects to have conducted the microthermometric measurements of fluid inclusions in their quartz and spodumene crystals and the LA-ICP-MS in-situ analyses of compositions of individual fluid inclusions in their quartz crystals. Results show that the exsolved fluid phase from the melt of Li-mineralized pegmatite in the late stage belongs to the H₂O-NaCl-CO₂ system. Fluid inclusions in quartz crystals have homogenization temperatures varying from 233 °C to 407 °C, salinities varying from 5.77% to 20.15% NaCleqv., contents of Li, Cs, and Rb ranging from 1527×10⁻⁶ to 17767×10⁻⁶, from 32×10⁻⁶ to 4563×10⁻⁶, and from 10×10⁻⁶ to 100×10⁻⁶, respectively. There are positive relationships between Li and Cs contents, Rb and Cs contents, and Li/Rb ratios and Li contents, and Cs/Rb ratios and Cs

收稿日期: 2021-09-15

基金项目: 国家自然科学基金项目 (编号: 91962222; 41873030); 中国科学院战略性先导科技专项 (B 类) (编号: XDB18020103)

* 通讯作者, E-mail: zhanghui@mail.gyig.ac.cn

contents, indicating that Li, Rb, and Cs were largely partitioned into the fluid phase. The K/Na ratios of the fluid inclusions are commonly less than 0.4, indicating that the exsolved fluid phase from the melt of Li-mineralized pegmatite in the late stage was rich in sodium. The LA-ICP-MS analytical results of 26 fluid inclusions show that the exsolved fluid phase from the melt of Li-mineralized pegmatite in the late stage contained Li₂O contents of 0.33%–3.82% (with the average of 1.10%). Considering that the partition coefficients of Li, Cs, and Rb between fluid and melt phases are greater than 1, it is proposed that the pegmatite-type lithium deposit could be originated from the magmatic hydrothermal metallogenesis.

Keywords: fluid composition; fluid inclusions; LA-ICP-MS; Li-mineralized pegmatite; the Altai area of Xinjiang

Li、Be、Nb、Ta、Rb、Cs、Zr、Hf 等稀有金属因具有重要战略意义而被中国和欧、美、日等国列入关键矿产资源目录^[1-2]。稀有金属具有特殊的物理化学性质。就 Li 而言, 金属锂燃料有温度高、燃烧速度快、火焰宽、排气快及单位重量小等优点, 是一种高能量的固体燃料。锂铝合金具密度低、抗腐蚀、弹性模大和耐疲劳等优点, 是航空航天工业的重要结构材料。因此, 锂及锂化合物在冶金、轻工、石油、化工、电子、橡胶、玻璃、陶瓷及医疗等传统工业领域被广泛运用, 锂也能作为核聚变反应堆的冷却剂和燃料^[3]。

花岗伟晶岩是一类重要火成岩, 其化学组成接近于含水花岗岩低共熔组成, 以矿物粒度大且变化大, 具明显的矿物分带(包括单矿物带)为特征。该类岩石的组成矿物具有明显的各向异性, 以及发育骸晶、文象结构而区别于其它火成岩^[4-5]。通常认为伟晶岩是花岗岩岩浆演化晚期的残余岩浆固结的产物^[6-8], 是稀有金属的重要来源^[9]。

阿尔泰造山带作为典型的显生宙增生型造山带, 是中亚造山带重要的组成部分^[10], 自早古生代以来遭受强烈而长期的岩浆作用和变形变质作用, 在带来了丰富的成矿物质的同时, 也为矿床的存储提供了有利空间, 这使得新疆阿尔泰成为世界上最大的伟晶岩省之一。据统计, 在阿尔泰地区分布有多达十万条伟晶岩脉, 很多伟晶岩脉具有较好的含矿性和结构分带, 构成了相关稀有金属矿产分布广泛的新疆阿尔泰花岗伟晶岩成矿带^[11]。已有研究显示, 大规模的稀有金属成矿发生在三叠纪, 集中分布于中阿尔泰地体中^[2], 形成了具有不同规模的伟晶岩型 Li 矿床, 其中可可托海 3 号脉为超大型 Li-Be-Nb-Ta-Rb-Cs-Hf 矿床, 卡鲁安为大型-超大型 Li 矿床(包括库卡拉盖 650 号脉、卡鲁安 806 号脉和 807 号脉)。

流体包裹体是研究岩浆-热液矿床成矿流体演化和金属沉淀机制的重要工具。针对阿尔泰伟晶岩, 有研究者对可可托海 3 号脉、柯鲁木特 112 号脉的流体包裹体开展了显微测温学工作^[12-14]。LA-ICP-MS 分析单个包裹体的组成, 具有高精度、低检测限、多元素同时微区检测的特点, 所获得的热液矿床矿物沉淀之前、期间和之后捕获的多期次流体包裹体中成矿元素的浓度, 对于探讨成矿流体的地球化学性质, 深入了解成矿过程、揭示成矿机理等方面具有传统方法无可比拟的优势^[15-16]。基于此, 本文开展可可托海 3 号脉石英-锂辉石-钠长石带(V-VI 带)、库卡拉盖 650 脉、卡鲁安 806 号脉中寄主矿物锂辉石和石英中的流体包裹体显微测温, 并利用 LA-ICP-MS 开展石英矿物中单个流体包裹体组成分析, 旨在评价晚期岩浆流体出溶与锂成矿作用的关系, 揭示伟晶岩岩浆-热液演化过程中的锂成矿机制。

1 区域地质概括及其所研究的伟晶岩脉体地质特征

中亚造山带是由西伯利亚克拉通与中朝、塔里木板块之间的古亚洲洋消减而形成的巨型缝合带^[17-19], 也是世界上最大的显生宙增生造山带, 以最显著的显生宙大陆增生、强烈的壳幔相互作用、最大的大陆成矿域和强烈的大陆改造与成矿作用为特征^[20-22]。阿尔泰造山带是中亚造山带的重要组成部分, 依据地层分布、岩浆活动、变质作用、构造特征等, 自北向南将新疆阿尔泰造山带分为 4 个地

体^[23-26]: 自北向南依次以红山嘴—诺尔特、库尔特—阿巴宫、特斯巴汗和额尔齐斯断裂为界将阿尔泰造山带分为北阿尔泰、中阿尔泰、琼库尔和南阿尔泰地体 (图 1)。北阿尔泰地体主要由晚泥盆世—早石炭世库马苏组和红山嘴组碎屑沉积岩, 角闪岩相至绿片岩相变质岩以及少量的花岗岩组成^[27-28]; 中阿尔泰地体发育有奥陶纪至中泥盆纪哈巴河群和库鲁姆提群碎屑岩沉积岩、片岩等, 此外花岗岩大面积出露以及发育大量伟晶岩等; 琼库尔地体主要发育有泥盆纪的康布铁堡组、中泥盆晚阿勒泰组和大面积出露的花岗岩; 南阿尔泰地体主要发育泥盆纪含化石沉积岩和石炭纪火山碎屑岩, 向南为额尔齐斯断裂带, 发育一套片麻岩系。

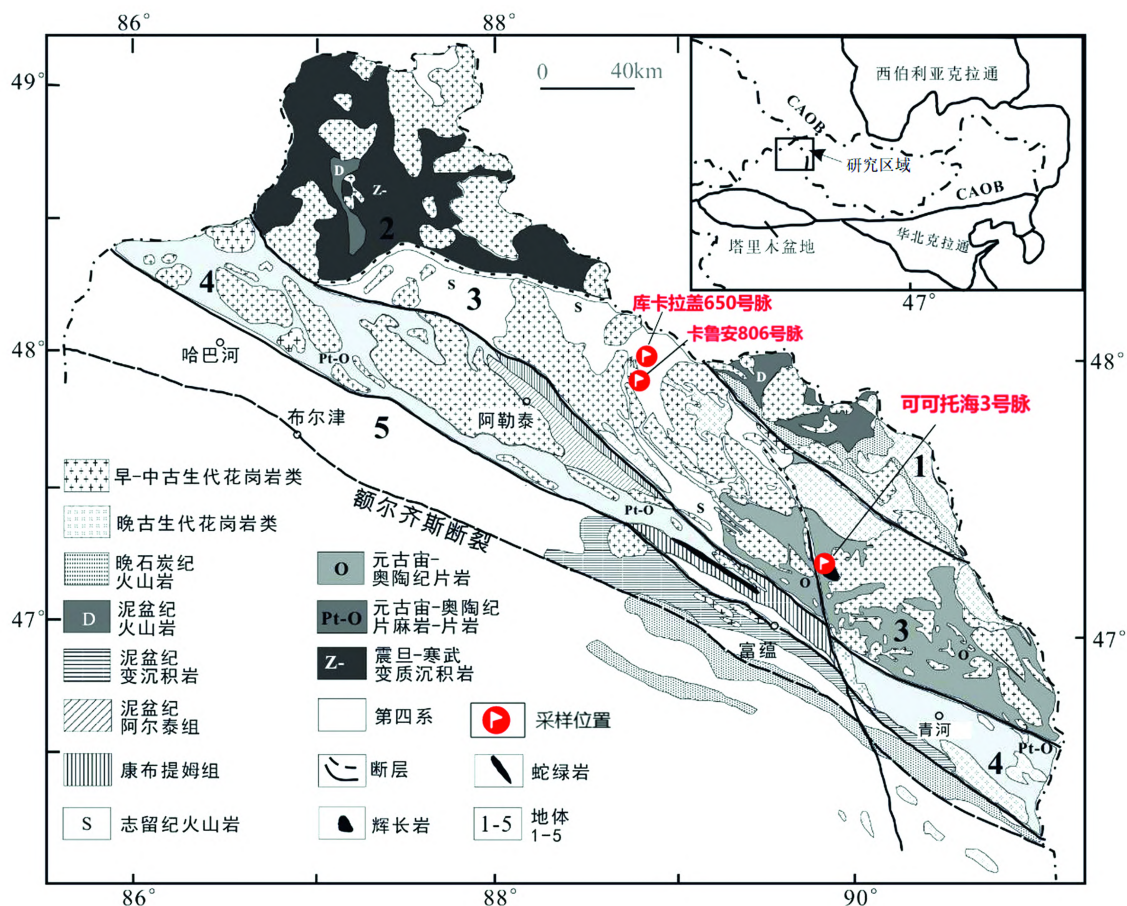


图 1 新疆阿尔泰造山带区域地质图^[32]

Fig. 1. Regional geological map for the Chinese Altai Orogen.

阿尔泰造山带从前寒武纪晚期至早古生代早期处于稳定大陆边缘阶段, 早古生代开始进入造山运动, 之后一直延续到晚古生代, 相继发生了俯冲、碰撞和增生等构造运动, 早—中二叠世时期开始进入了后造山阶段, 中生代之后则进入非造山期^[21,29-31]。阿尔泰造山带历经板块扩张、洋壳俯冲、洋壳消失、板块对接等过程。长期的增生造山作用使得成矿带构造演化历史长, 演化过程复杂。其构造演化大致可分为晚元古—早古生代早期被动大陆边缘、晚寒武—早志留世陆缘弧、志留—泥盆纪俯冲—碰撞、石炭纪后碰撞、二叠纪陆内拉张及中—新生代陆内演化等 6 个演化阶段^[32]。区内复杂的地质构造和强烈的岩浆作用, 为稀有金属矿床成矿提供了一定的成矿空间、成矿物质来源以及热源^[33]。

本次研究选择 3 条代表性的三叠纪 Li 矿化伟晶岩, 其脉体地质特征分述如下:

1) 可可托海 3 号脉伟晶岩脉 侵位于阿尔泰加里东-海西褶皱带轴部的富蕴地背斜褶皱带内的片麻状黑云母花岗岩的顶部凹陷的斜长角闪岩内, 岩脉形态较为复杂, 总体走向 310°, 倾向 SW, 倾角上

部近 90° ，下部为 $10^\circ\sim 25^\circ$ ，主要由上部岩钟状体和下部缓倾斜脉体两部分构成。岩钟状体呈椭圆柱状，从地表向下，纵深 $>250\text{ m}$ 。3 号伟晶岩脉以稀有金属矿种多、规模大和分异完善而闻名于世，形成时代为 $220\sim 210\text{ Ma}$ ^[34]。根据岩石组构和特定的矿物共生组合，从脉体边部到核部带可把伟晶岩脉划分出 9 个结构带，构成近同心环带状构造（图 2）。从外向里分别为冷凝边带、梳状结构带、文象变文象伟晶岩带（I 带）、糖粒状钠长石带（II 带）、块体微斜长石带（III 带）、白云母-石英带（IV 带）、叶钠长石-锂辉石带（V 带）、石英-锂辉石带（VI 带）、白云母-薄片状钠长石带（VII 带）、锂云母-薄片状钠长石带（VIII 带）、核部块体微斜长石带和石英（IX₁ 和 IX₂ 带）。

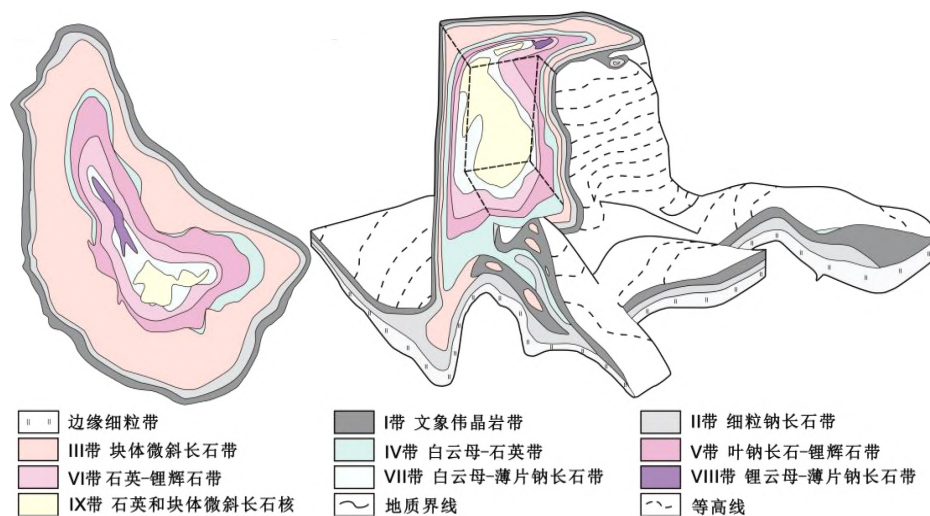
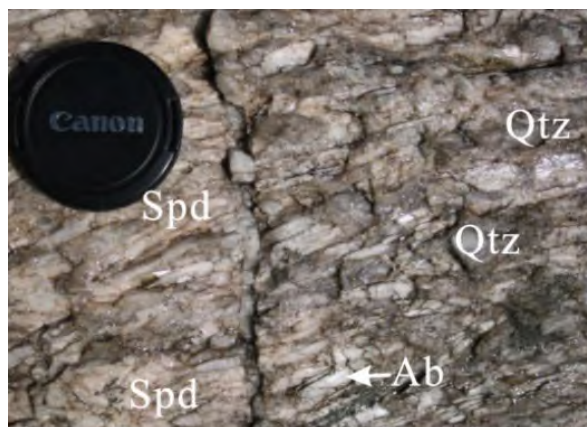


图 2 可可托海 3 号脉内部结构分带图^[11]

Fig. 2. The internal zonal structure of the Koktokay No.3 pegmatite dyke.

2) 卡鲁安 806 号脉 脉体位于卡鲁安—阿祖拜矿田内，地理坐标为 $47^\circ56'10.34''\text{N}$ ， $88^\circ50'05.42''\text{E}$ 。该脉是 2009 年对物探异常查证时发现的盲矿体，为钠长石-锂辉石型伟晶岩，形成年龄为 $(223\pm 1.8)\text{ Ma}$ ^[35]。脉体走向 $\text{SE}170^\circ$ ，倾向 260° ，倾角 65° ，矿脉形态为不规则脉状，脉体在走向方向上厚度变化较大，变化范围 $0.7\sim 5.6\text{ m}$ ，长约为 900 m ，延深超过 200 m 。伟晶岩主要由石英、钠长石、锂辉石组成（图 3），边界带包含少量细粒钠长石花岗岩^[32]，可认为是不分带的锂辉石伟晶岩。脉体顺层侵入于黑云母-石英片岩中，发育有黑云母化、电气石化的围岩蚀变。



Ab-钠长石；Spd-锂辉石；Qtz-石英

图 3 卡鲁安 806 号脉中石英-薄片状钠长石-锂辉石矿物共生组合

Fig. 3. Mineral association of quartz, lamellar albite, spodumene in the Kaluan No.806 pegmatite dyke.

3) 库卡拉盖 650 号脉 脉体地理坐标为 $47^\circ54'45.65''\text{N}$ ， $88^\circ50'24.92''\text{E}$ 。已控制长度达到 1230 m ，平均水平厚度约 10 m ，产状走向

$240^\circ\sim 250^\circ$ ，倾角在 $60^\circ\sim 70^\circ$ 之间，向南 300 m 处自然尖灭。脉体共有 2 期伟晶岩侵入（图 4），形成时代分别为 $(227.9\pm 2.6)\text{ Ma}$ 和 $(211.3\pm 2.4)\text{ Ma}$ ^[35]。早期为钠长石伟晶岩，侵入于黑云母-石英片岩层理中，只含少量锂辉石；晚期伟晶岩既有侵入到黑云母-石英片岩层理中的，也见有侵入到早期伟晶岩中的，

以薄片状锂辉石垂直接触带定向生长为特征, 主要矿物组合为锂辉石-钠长石-锂白云母和锂云母-钠长石。

2 样品的采集及分析测试方法

2.1 样品采集及处理

选择 3 条代表性的三叠纪锂矿化伟晶岩, 分别是可可托海 3 号脉、卡鲁安锂矿区的 806 号脉和库卡拉盖 650 号脉 (图 1)。野外采集可可托海 3 号脉钠长石-锂辉石带 (V 带)、石英-锂辉石带 (VI 带) 样品以及卡鲁安锂矿区中 806 号脉和库卡拉盖 650 号脉中石英-钠长石-锂辉石共生组合样品, 样品要求矿物颗粒较大, 晶形发育良好的新鲜样品 (图 5)。在室内, 详细观察伟晶岩样品并挑选石英或者锂辉石含量较多的样品进行切片, 制作光薄片和厚度为 0.25~0.30 mm 的双面抛光包裹体片, 对锂辉石以及石英中的流体包裹体片进行岩相学观察, 选择原生流体包裹体进行显微测温分析。

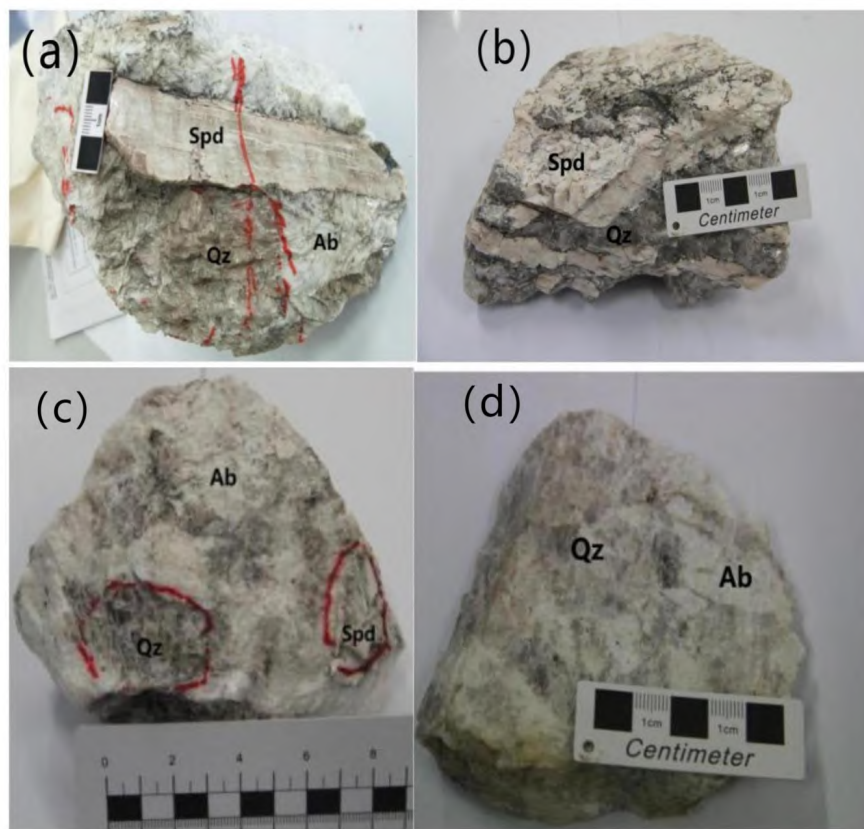
2.2 分析测试方法

1) 流体包裹体显微测温是在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成的。实验仪器为英国 Linkam 公司的 THMSG600 冷热台, 测试过程受 Linksys 软件

控制, 使用液氮来对包裹体进行降温, 可测温度范围为-196~600 °C, 测试精度冷却时为±0.1 °C, 大于 300 °C时为±1 °C, 采用人工合成气液两相包裹体进行温度标定, 升温速率≤50 °C/min, 实验过程中根据观察的需要进行调整。测试时, 使用液氮先将包裹体冷冻至-120 °C, 确保流体包裹体完全冻结起来,



图 4 库卡拉盖 650 号脉两期伟晶岩侵入关系
Fig. 4. Photograph showing intrusive relation between two stages of pegmatites in the Kukalagai No. 650 pegmatite dyke.



Ab-钠长石, Spd-锂辉石, Qtz-石英

a. 3 号脉石英锂辉石带样品; b. 650 号脉晚期锂矿化带样品; c 和 d. 806 号脉锂矿化伟晶岩样品

图 5 伟晶岩手标本照片

Fig. 5. Photographs for hand specimens from three Li-mineralized pegmatites.

然后在高温热台上对包裹体缓慢加温,加温速率应小于 $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$,仔细观察包裹体的变化,分别记录固相 CO_2 的熔化温度, CO_2 笼合物融化温度 ($t_{\text{m,cla}}$), CO_2 的均一温度 ($t_{\text{h,CO}_2}$), 流体包裹体的完全均一温度 ($t_{\text{h,total}}$), 并根据包裹体的冰点计算包裹体的盐度。

2) 流体包裹体成分的激光拉曼探针分析是在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室激光拉曼实验室完成的。测试仪器为英国 Renishaw 公司 inVia Reflex 型显微激光拉曼光谱仪, 实验条件为 514.5 nm Ar^+ 激光器, 空间分辨率 $1\text{ }\mu\text{m}$, 光谱分辨率为 0.5 cm^{-1} , 积分时间 60 s , $100\sim 4000\text{ cm}^{-1}$ 连续取谱。

3) 单个流体包裹体组成的 LA-ICP-MS 分析是在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。激光剥蚀系统是 GeoLasPro 193 nm ArF 准分子激光器, Agilent 7900 作为联用的电感耦合等离子体质谱 (ICP-MS) 在激光剥蚀过程中把氦气作为载气, 把氩气作为补偿气以调节剥蚀系统的灵敏度, 在进入 ICP 之前先通过一个 T 型接头混合两种气体。样品仓为标配的剥蚀池, 样品仓中加入树脂制作的模具来获得一个较小体积的取样空间, 以降低记忆效应, 获得瞬时信号。为取得包裹体整体组成, 避免选择性取样, 激光斑束略大于包裹体直径而能够将整个包裹体完全包裹^[36]。单个样品的信号采集包括大约 20 s 的空白信号、50 s 包裹体取样时间、20 s 左右信号衰减至背景值的时间。测试中, 激光工作参数一般为: 频率 $9\sim 10\text{ Hz}$, 能量 $10\sim 11\text{ J}/\text{cm}^2$ 。选择用于 LA-ICP-MS 分析的流体包裹体, 大小范围 $10\sim 20\text{ }\mu\text{m}$, 深度在 $20\sim 40\text{ }\mu\text{m}$ 为最佳。剥蚀过程中, 激光束斑选择比包裹体长径要大, 一般激光束斑大小范围 $24\sim 44\text{ }\mu\text{m}$ 较为合适。在测试之前用 SRM610 对 ICP-MS 性能进行优化, 使仪器达到最佳的灵敏度、电离效率、尽可能小的氧化物产率以及低的背景值。实验过程中, 需要在换样前后需要分析标样, 即每分析 10 个包裹体分析两次 NIST SRM610。对分析数据的离线处理 (包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量计算) 采用软件 SILLIS 完成^[37]。为了排除基质石英的影响, 信号选择同时有 Na、K 或其他阳离子信号的区间。在对人工合成包裹体测试时, 发现质量平衡法获得的数据高于理论值。对比质量平衡法, 电价平衡方法比质量平衡方法更可靠。因此, 对于以氯化物为主的流体包裹体, 选择电价平衡的方式来计算元素含量。该方法以 Cl^- 与阳离子之间的电价平衡为基本原理, 首先通过显微测温获得等效盐度并求得 Cl^- 的含量, 再通过 ICP-MS 获得其他阳离子与 Na 之间的比值, 求得 Na 的含量并将其作为内标, 最后获得所有待测元素的含量^[38]。流体包裹体主微量元素的定量计算使用 NIST SRM610 做外标, 使用氯化钠等效盐度 (NaCl_{eqv}) 作为内标^[39]。对于 $\text{XCl}_n\text{-H}_2\text{O}$ 体系中的流体包裹体来说, 将等效盐度转换为 Na 含量 ($w(\text{Na})/w(\text{NaCl})=23/58.45$), 并将 Na 作为内标元素, 就可以获得测试样品中任意元素的含量。

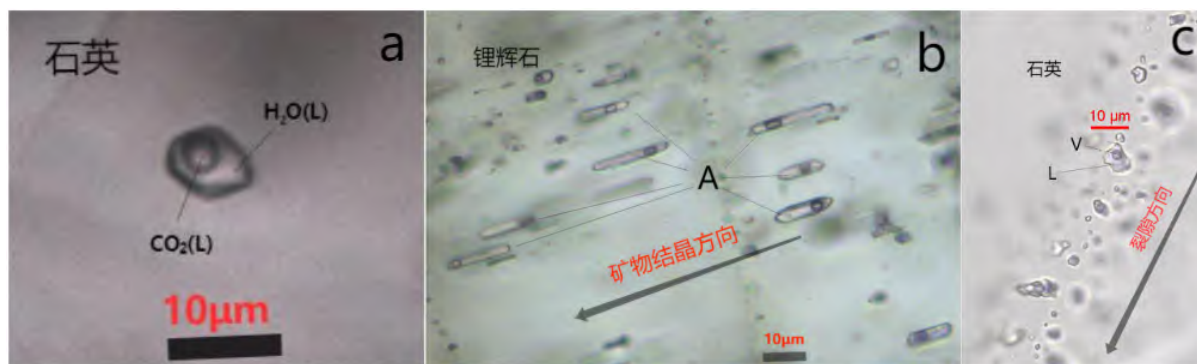
3 分析结果

3.1 流体包裹体的岩相学特征

3 条代表性锂矿化伟晶岩脉中寄主矿物石英、锂辉石捕获的流体包裹体类型主要为 $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ 型流体包裹体。具体描述如下:

1) 可可托海 3 号伟晶岩脉石英-钠长石-锂辉石带: 石英、锂辉石中主要为气液两相流体包裹体 (图 6), 石英中原生流体包裹体多为椭圆形或多边形, 呈孤立状分布, 大小主要为 $7\sim 10\text{ }\mu\text{m}$; 次生包裹体为气液两相包裹体 ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{V}_{\text{CO}_2}$), 这种包裹体的数量很多, 多沿矿物裂隙发育, 包裹体大小一般 $1\sim 15\text{ }\mu\text{m}$ 之间, 主要为圆形、椭圆形、负晶形和各种不规则状。锂辉石中为气液两相包裹体 ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{V}_{\text{CO}_2}$) 呈长条状沿锂辉石矿物结晶方向定向分布, 大小主要在 $5\sim 40\text{ }\mu\text{m}$ 之间, 数量较多, 分布密集。

2) 卡鲁安 806 号脉: 主要观察了石英和锂辉石中气液两相的流体包裹体 ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{V}_{\text{CO}_2}$), 石英中包裹体大小主要在 $5\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ 之间, 形状包括为椭圆形, 负晶形或者不规则状。锂辉石中大小主要为 $1\sim 30\text{ }\mu\text{m}$ 之间, 沿锂辉石结晶方向定向分布 (图 7)。



a. 石英中原生流体包裹体; b. 锂辉石中原生包裹体; c. 石英中次生流体包裹体

图 6 可可托海 3 号伟晶岩脉流体包裹体显微照片

Fig. 6. Microphotographs for fluid inclusions in quartzs and spodumenes from Koktokay No.3 pegmatite dyke.

3) 库卡拉盖 650 号脉: 岩相学主要观察了石英中气液三相流体包裹体 ($L_{H_2O}+L_{CO_2}+V_{CO_2}$), 石英中包裹体大小主要在 $5\sim 30\ \mu\text{m}$ 之间, 形状包括为椭圆形, 负晶形或者不规则状。石英中广泛发育的次生流体包裹体为气液两相流体包裹体 ($L_{H_2O}+V_{CO_2}$), 沿裂隙方向分布, 形状长条状, 椭圆形或不规则状 (图 8)。

3.2 流体包裹体显微测温及激光拉曼成分分析

石英中流体包裹体的激光拉曼分析结果显示, 拉曼光谱均显示具有明显的 CO_2 特征峰 ($1282\ \text{cm}^{-1}$ 和 $1387\ \text{cm}^{-1}$) 和宽缓的水峰 ($3300\sim 3600\ \text{cm}^{-1}$), 指示流体包裹体为 $NaCl-H_2O-CO_2$ 体系。

3 条代表性锂矿化伟晶岩脉中石英、锂辉石捕获的原生流体包裹体的显微测温结果列于表 1。所研究的原生流体包裹体属于 $H_2O-NaCl-CO_2$ 体系, 在室温条件下 ($20\ ^\circ\text{C}$), 该类型流体包裹体由水溶液、液相 CO_2 、气相 CO_2 组成; 而两相的由水溶液和气相 CO_2 组成。

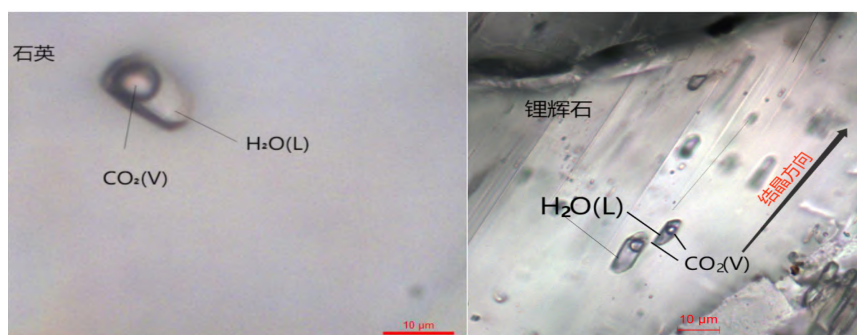
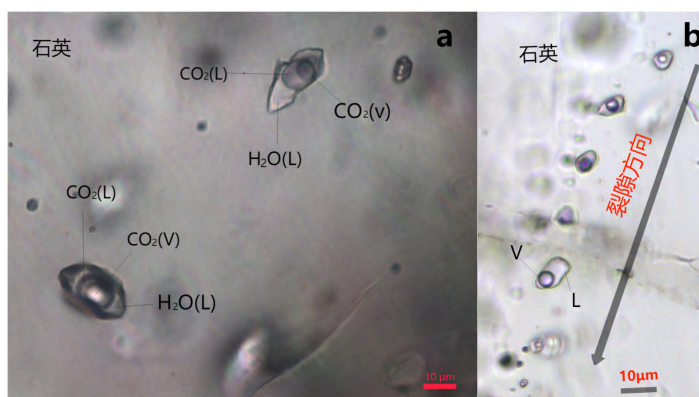


图 7 卡鲁安 806 号伟晶岩脉流体包裹体显微照片

Fig. 7. Microphotographs for fluid inclusions in quartzs and spodumenes from the Kaluan No. 806 pegmatite dyke.



a. 石英中原生流体包裹体; b. 石英中次生流体包裹体

图 8 库卡拉盖 650 号伟晶岩脉流体包裹体显微照片

Fig. 8. Microphotographs for fluid inclusions in quartzs from the Kukalagai No. 650 pegmatite dyke.

1) 可可托海 3 号脉石英-钠长石-锂辉石带: 32 个流体包裹体显微测温表明, 石英中固相 CO₂ 的熔化温度变化于-57.7~-56.3 °C 之间, CO₂ 笼合物在-6.2~-4.0 °C 时完全融化, 流体包裹体的完全均一至液相的均一温度为 210~248 °C, 盐度为 19.06%~19.83% (均值 19.36%); 锂辉石中固相 CO₂ 的熔化温度变化于-58.3~-56.6 °C 之间, CO₂ 笼合物在-6.0~-1.6 °C 时完全融化, 流体包裹体的完全均一温度 (完全均一至液相) 为 210~248 °C (表 1), 盐度范围变化于 13.75%~20.07% 之间 (均值 18.94%)。

2) 卡鲁安 806 号脉: 38 个流体包裹体显微测温结果显示, 石英中固相 CO₂ 的熔化温度变化于-57.7~-56.3 °C 之间, CO₂ 笼合物在-7.2~-0.6 °C 时完全融化, 流体包裹体的完全均一温度 (完全均一至液相) 为 226~355 °C, 盐度变化于 16.12%~20.15% 之间; 锂辉石中固相 CO₂ 的熔化温度变化于-58.1~-56.7 °C 之间, CO₂ 笼合物在-8.1~-0.6 °C 时完全融化, 流体包裹体的完全均一温度 (完全均一至液相) 为 217~402 °C (表 1), 盐度变化于 16.12%~20.34% 之间。

3) 库卡拉盖 650 号脉: 石英中 34 个流体包裹体显微测温结果表明, 固相 CO₂ 的熔化温度变化于-58.4~56.7 °C 之间, CO₂ 笼合物在 3.9~5.9 °C 时完全融化, 流体包裹体的完全均一温度 (完全均一至液相) 为 284~407 °C (表 1), 盐度 7.54%~10.62% 之间 (均值 8.82%)。

表 1 阿尔泰锂矿化伟晶岩中代表性流体包裹体显微测温结果

Table 1. Microthermometric data for representative fluid inclusions in quartzs and spodumenes from the Li-mineralized pegmatites in the Altay area of Xinjiang

伟晶岩	寄主矿物	数量	大小/ μm	$t_{\text{m,CO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{m,cls}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{h,CO}_2}/^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eqv}})/\%$	$t_{\text{h,total}}/^\circ\text{C}$
KLA806	石英	13	4~19	-57.7~-56.3	-7.2~-0.6	—	16.12~20.15	226~355
	锂辉石	25	5~20	-58.1~-56.7	-8.1~-0.6	—	16.12~20.34	217~402
KP3	石英	5	7~10	-57.7~-56.3	-6.2~-4.0	—	19.06~19.83	210~248
	锂辉石	27	6~54	-58.3~-56.6	-6.9~-1.6	—	13.75~20.07	182~320
KKLG650	石英	34	5~20	-58.4~-56.7	3.9~8.4	21.8~30.8	3.19~10.62	284~407

注: $t_{\text{m,CO}_2}$ = 固相 CO₂ 的熔化温度; $t_{\text{m,cls}}$ = CO₂ 笼合物熔化温度; $t_{\text{h,CO}_2}$ = CO₂ 均一温度; $w(\text{NaCl}_{\text{eqv}})$ = 盐度; $t_{\text{h,total}}$ = 完全均一温度; “—” 代表包裹体无液相 CO₂。

3.3 单个流体包裹体组成 LA-ICP-MS 原位分析结果

3 条代表性的锂矿化伟晶岩中石英捕获的单个流体包裹体 LA-ICP-MS 原位分析结果见图 9 和表 2。库卡拉盖 650 号脉 15 个流体包裹体 $w(\text{Li})$ 为 $1527 \times 10^{-6} \sim 8234 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Cs})$ 为 $40 \times 10^{-6} \sim 466 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Rb})$ 为 $11 \times 10^{-6} \sim 56 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Sr})$ 为 $1 \times 10^{-6} \sim 17 \times 10^{-6}$; 卡鲁安 806 号脉 10 个流体包裹体 $w(\text{Li})$ 为 $205 \times 10^{-6} \sim 17286 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Cs})$ 为 $32 \times 10^{-6} \sim 1294 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Rb})$ 为 $18 \times 10^{-6} \sim 109 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Sr})$ 为 $8 \times 10^{-6} \sim 90 \times 10^{-6}$ 。对于可可托海 3 号脉石英-锂辉石带, 仅分析了 3 个流体包裹体的化学组成, 其中 2 个流体包裹体含有很高的 Li、Cs、Rb, $w(\text{Li})$ 为 $2976 \times 10^{-6} \sim 17767 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Cs})$ 为 $1499 \times 10^{-6} \sim 4564 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Rb})$ 为 $57 \times 10^{-6} \sim 95 \times 10^{-6}$; 而另 1 个流体包裹体显示极低的 Li、Rb、Cs 含量, $w(\text{Li})$ 为 428×10^{-6} 、 $w(\text{Cs})$ 为 110.2×10^{-6} 、 $w(\text{Rb})$ 为 9.33×10^{-6} , 可能属于次生包裹体。

4 讨论

4.1 伟晶岩岩浆-热液演化过程中的流体相出溶

形成伟晶岩的初始岩浆是 H₂O 不饱和的^[5], 随着岩浆分异进行, 大量无水矿物长石、石英的结晶, H₂O 在熔体中含量逐渐增大, 当熔体中 $w(\text{H}_2\text{O})$ 达到约 11% 时, 体系中水达到过饱和将发生流体相出溶, 由此, 伟晶岩体系将进入晶体-熔体-流体 3 相共存为特征的岩浆-热液过渡阶段^[3,40]。对于可可托海 3 号脉来说, 已有研究揭示, 流体相出溶事件发生在白云母-石英带形成之后的钠长石-锂辉石带形成过程中, 此时岩浆经历约 70% 的分离结晶作用; 出现流体-熔体包裹体^[12-14,40]、锂电气石及铌铁矿-钽铁矿的韵

律环带结构^[42-43]、V 带原生绿柱石周边分布有贫 Cs-Na 次生绿柱石 (Brl-B1) 和富 Cs-Na 绿柱石细脉 (Brl-B2) 的“泼水”结构^[44] (water splashing texture), 这些特征为钠长石-锂辉石带 (V 带) 形成过程发生了流体相出溶提供了地球化学和结构证据。钠长石-锂辉石带 (V 带) 至石英核部带 (IX 带) 之前伟晶岩体系很可能反映以晶体-熔体-流体共存为特征的岩浆热液过渡阶段^[40]。伟晶岩内部带电气石基本上不含 Mg, 是黑电气石-锂电气石连续固溶体系列, 其 Fe/(Fe+Mg) 比值约为 1, 指示伟晶岩形成演化过程没有外来流体的加入^[45]。卡鲁安 806 号脉是不分带的

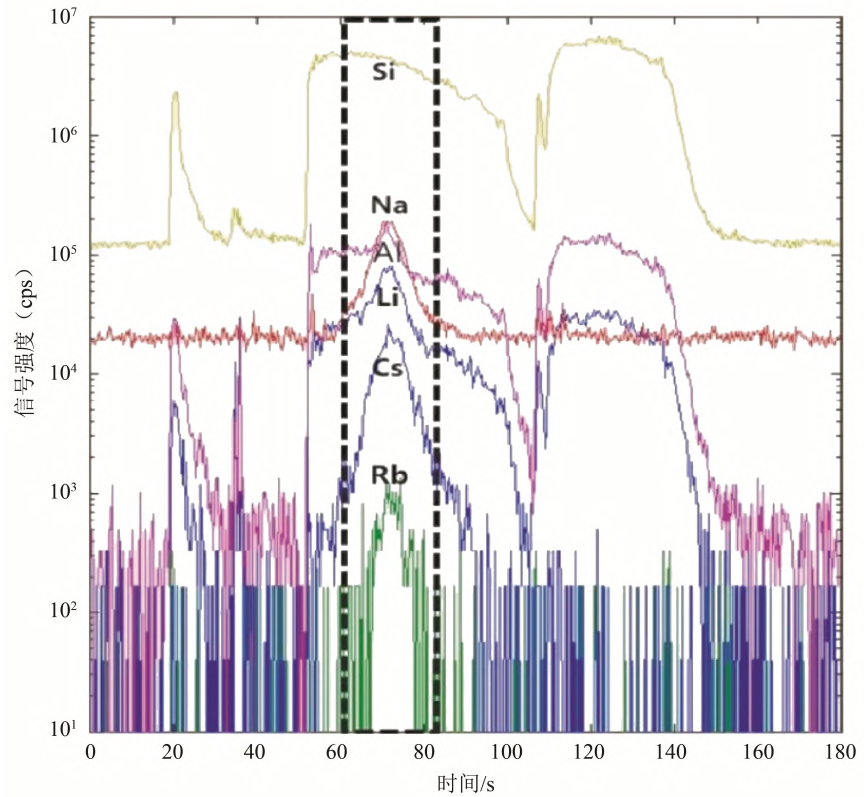


图 9 阿尔泰伟晶岩型锂矿床单个流体包裹体的 LA-ICP-MS 时间分辨率剖面图
Fig. 9. The LA-ICP-MS time resolution profile of single fluid inclusion in quartz from the Li-mineralized pegmatite in the Altay area.

锂辉石伟晶岩, 以石英、钠长石、锂辉石矿物共生组合为特征, NaCl-H₂O 型流体包裹体发育, 而且与熔体-流体包裹体共生^[32], 这指示整个锂矿化脉体形成于岩浆-热液过渡阶段。库卡拉盖 650 号脉与卡鲁安 806 号脉是同时代不分带伟晶岩^[2,35], 伟晶岩以石英、钠长石、锂辉石、锂云母共生组合为特征, 与卡鲁安 806 号脉在形成时代、矿物共生组合及围岩性质的相似性, 支持其形成于岩浆-热液过渡阶段的推断。

伟晶岩内部带石英中微量元素含量研究表明, 可可托海 3 号脉、卡鲁安 806 号脉、库卡拉盖 650 号脉以高 Al、Li 含量, 低 Ti 含量为特征, 都属于高分异演化伟晶岩^[46]。近脉蚀变围岩分析结果显示, 可可托海 3 号脉侵入相关蚀变的斜长角闪岩 $w(\text{Li}) > 700 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Rb}) > 160 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Cs}) > 80 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Be}) > 3 \times 10^{-6}$ ^[46], 而蚀变围岩的电气石 $w(\text{Li})$ 变化于 $217.6 \times 10^{-6} \sim 519.0 \times 10^{-6}$ 范围。与卡鲁安 807 号脉相关的蚀变的近脉围岩 50 cm 处 $w(\text{Li}) > 800 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Rb}) > 1000 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Cs}) > 550 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Be}) > 60 \times 10^{-6}$ ^[47], 与卡鲁安 807 号脉、库卡拉盖 650 号脉相关的蚀变围岩的电气石中含有 $1315 \times 10^{-6} \sim 1518 \times 10^{-6}$ Li^[33]。上述数据表明, 伟晶岩岩浆演化晚期出溶的流体相以富集 Li、Rb、Cs、B (电气石中主要成分) 为特征。

4.2 流体成矿作用

针对富挥发分岩浆体系, Zajacz 等(2008)^[48]利用 LA-ICP-MS 开展了共存的流体包裹体和硅酸盐熔体包裹体中成矿元素分配研究。研究结果显示 Li 与 Cs 在流体-熔体间的分配系数 (D_f) 在 1~20 之间,

表 2 新疆阿尔泰 3 条代表性锂矿化伟晶岩中石英捕获的单个流体包裹体组成的 LA-ICP-MS 原位分析结果

Table 2. Chemical compositions of individual fluid inclusions hosted in quartzs from three representative rare metal-mineralized pegmatites in the Altay area of Xinjiang (determined by using the in-situ LA-ICP-MS analysis)

样品编号	$w(\text{NaCl}_{\text{eqv}})/\%$	$t_{\text{h, total}}/^\circ\text{C}$	$w_{\text{B}}/10^{-6}$							Li/Cs	Li/Na	Li/Rb	Cs/Rb	Rb/Sr	K/Na
			Li	Cs	Na	K	Rb	Sr	Al						
KKLG650-1	7.54	336	5274	314.9	3286	—	24.6	—	2,278	16.75	1.61	214.39	12.8	—	—
KKLG650-2	8.51	351	7026	227.4	4034	—	10.66	2.8	—	30.9	1.74	659.29	21.33	3.81	—
KKLG650-3	9.74	284	4379	432.6	9508	—	35.23	13.08	3,178	10.12	0.46	124.33	12.28	2.69	—
KKLG650-4	8.82	352	8234	428.5	5605	—	12.36	7.71	—	19.22	1.47	666.29	34.67	1.6	—
KKLG650-5	8.98	344	2126	125.1	5555	401.5	—	4.82	—	16.99	0.38	—	—	—	0.07
KKLG650-6	10.62	369	4507	256.3	22519	703.3	55.86	16.65	—	17.58	0.2	80.68	4.59	3.35	0.03
KKLG650-7	9.74	357	2254	155.5	24986	—	—	—	—	14.5	0.09	—	—	—	—
KKLG650-8	8.82	362	6897	439.7	4586	383.5	29.14	2.42	298.8	15.69	1.5	236.68	15.09	12.04	0.08
KKLG650-9	9.13	374	3921	465.9	22088	268.1	53.88	14.6	—	8.42	0.18	72.77	8.65	3.69	0.01
KKLG650-10	8.98	362	3682	416	15377	243.1	32.29	1.44	—	8.85	0.24	114.03	12.88	22.42	0.02
KKLG650-11	8.51	392	2508	59.95	11085	—	10.59	—	105.7	41.83	0.23	236.85	5.66	—	—
KKLG650-12	8.82	407	4654	229.5	5822	656.9	19	9.4	2,005	20.28	0.8	244.94	12.08	2.02	0.11
KKLG650-13	7.31	309	1694	39.98	2648	—	—	1.93	5,292	42.37	0.64	—	—	—	—
KKLG650-14	5.77	312	1527	156	11633	2104	46.75	16.64	—	9.79	0.13	32.66	3.34	2.81	0.18
KKLG650-15	7.14	294	2158	283.7	15508	—	20.67	8.4	—	7.61	0.14	104.41	13.73	2.46	—
KLA806-1	17.67	226	2052	263.8	53995	—	48.14	—	—	7.79	0.04	42.63	5.48	—	—
KLA806-2	17.36	347	204.9	582.3	40140	2933	109.1	8.53	8,744	0.35	0.01	1.88	5.34	12.79	0.07
KLA806-3	18.25	329	4311	65.6	6955	—	—	—	13,562	65.72	0.62	—	—	—	—
KLA806-4	16.21	333	3814	—	1259	—	—	—	19,380	—	3.03	—	—	—	—
KLA806-5	19.41	257	11007	1240	12686	4200	58.38	11.5	9,346	8.88	0.87	188.54	21.24	5.08	0.33
KLA806-6	19.27	355	17286	1294	8852	951.2	38.08	89.63	278.1	13.36	1.95	453.94	33.98	0.42	0.11
KLA806-7	20.15	298	6832	288.1	55709	650	25.91	8.75	—	23.71	0.12	263.64	11.12	2.96	0.01
KLA806-8	20.12	254	2611	177.8	8146	2796	18.14	16.18	2,691	14.69	0.32	143.95	9.8	1.12	0.34
KLA806-9	19.76	290	6422	31.67	41061	—	—	—	—	202.78	0.16	—	—	—	—
KLA806-10	19.8	288	1811	377.9	20577	—	100.2	35.86	4,236	4.79	0.09	18.07	3.77	2.79	—
KP2003-6-1	19.83	248	2977	1498	36601	—	94.68	—	5,403	1.99	0.08	31.44	15.82	—	—
KP2003-6-2	19.76	233	428	110.2	2075	—	9.33	12.29	23,953	3.88	0.21	45.85	11.81	0.76	—
KP2003-6-3	18.89	236	17767	4564	10185	—	56.74	—	—	3.89	1.74	313.13	80.44	—	—

注: $w(\text{NaCl}_{\text{eqv}})$ 表示盐度; $t_{\text{h, total}}$ 表示完全均一温度; “—” 表示比值中除数值低于检测限。

而 D_{Rb} 主要在 0.1~1 之间。Webster 等 (1989)^[49] 实验研究了 200 MPa、800 °C 下亲石微量元素 Li、Cs、Rb、Sr 在含水流体相/黄玉流纹岩熔体相中的分配, 揭示分配系数随流体相中 Cl 含量增大而增大, D_{Li} 、 D_{Cs} 、 D_{Rb} 、 D_{Sr} 变化于 1.1~2.5、3.4~8.4、2.0~3.8、3.2~6.0 范围, 随着岩浆去气压力降低 (50 MPa), Li、Cs 在流体/熔体间分配系数显著增大 ($D_{\text{Li}}=12.6$, $D_{\text{Cs}}=23.3$)。这些研究结果表明, Li、Cs、Rb、Sr 强烈分配进入与熔体共存的流体相中。

本文对新疆阿尔泰 3 条代表性锂矿化伟晶岩石英中单个流体包裹体组成的 LA-ICP-MS 原位分析结果显示, 剔除可可托海 3 号脉流体包裹体异常点 (KP3-6-2) 和卡鲁安 806 号脉流体包裹体异常点 (KLA806-2), 其它 26 个流体包裹体中 $w(\text{Li})$ 为 $1527 \times 10^{-6} \sim 17767 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Cs})$ 为 $32 \times 10^{-6} \sim 4564 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Rb})$ 为 $11 \times 10^{-6} \sim 109 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Sr})$ 为 $1 \times 10^{-6} \sim 89 \times 10^{-6}$ 。其中 Li 与 Cs、Rb 与 Cs 之间总体存在正相关关系 (图 10), 表明 Li、Rb、Cs 具有相似的地球化学性质, 显示强烈分配进入流体相的能力。随着流体相中 Li、Cs 含量增大, Li/Rb、Cs/Rb 比值显著增大, 它们之间同样显示正相关关系, 指示 Li-Rb、Cs-Rb 之间存在显著分异 (图 10a、b)。流体包裹体中 K/Na 均小于 0.4, 指示 3 条代表性的锂矿化伟晶岩晚期分异出岩浆流体显示富钠性质。

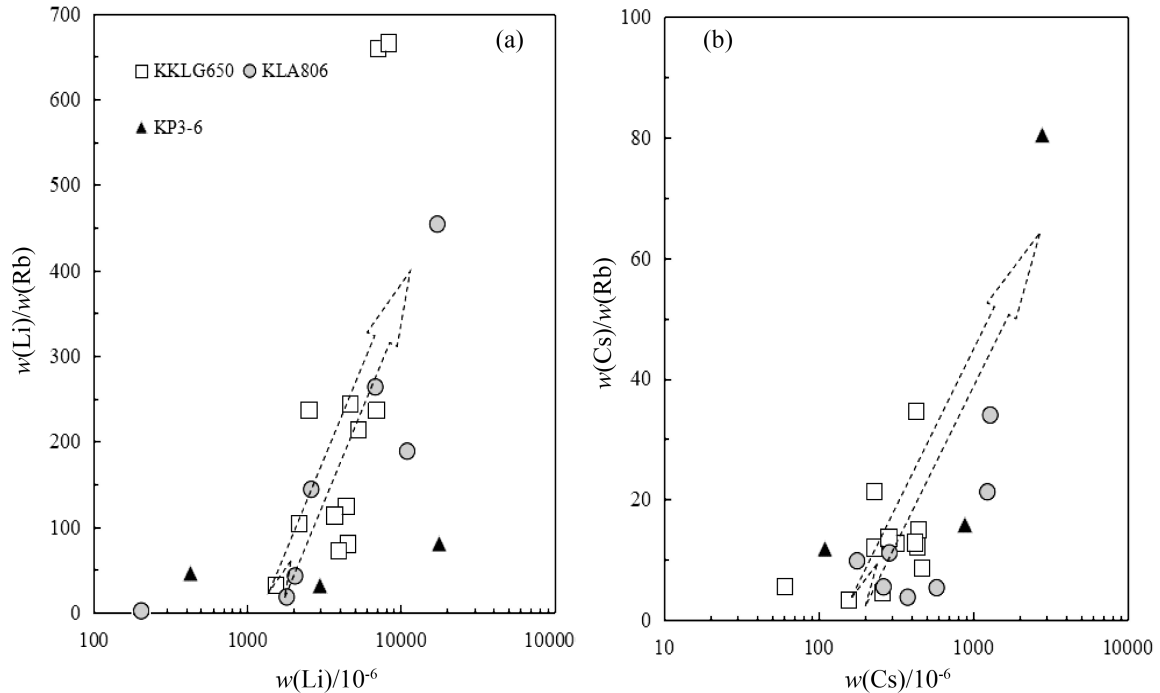


图 10 流体包裹体 Li/Rb-Li 和 Cs/Rb-Cs 协变图

Fig. 10. Plots of Li/Rb ratios vs Li contents and Cs/Rb ratios vs Cs contents for the fluid inclusions.

锂辉石单晶在黑曜岩中溶解实验以及含锂辉石的黑曜岩部分熔融实验显示, Li 饱和岩浆中 $w(\text{Li}_2\text{O})$ 变化范围在 1.5%~2.0% 之间。含锂辉石的黑曜岩结晶实验表明, 即使体系中 $w(\text{Li}_2\text{O})$ 为 3.1%~4.8% 时, 也没有出现锂铝硅酸盐矿物的结晶^[4,50]。上述实验结果表明, 自然界很可能存在高度富锂的岩浆。考虑到 Li、Cs、Rb 在流体/熔体间的分配系数大于 1, 尤其富挥发分 (H_2O 、F、P、B) 和稀有金属伟晶岩伟晶岩往往就位于远离 S 型的稀有金属花岗岩的变沉积岩中, 显然这种低粘度的岩浆从母岩浆析离、上升、就位过程将导致压力显著降低, 更有利于 Li、Cs、Rb 分配进入岩浆流体相最后形成岩浆热液矿床。26 个流体包裹体 LA-ICP-MS 分析结果显示 $w(\text{Li})$ 为 $1527 \times 10^{-6} \sim 17767 \times 10^{-6}$, 意味着 3 条代表性锂矿化伟晶岩晚期流体相 $w(\text{Li}_2\text{O})$ 为 0.33%~3.82%。26 个流体包裹体中 $w(\text{Li})$ 的中位数值为 4379×10^{-6} , 平均值为 5104×10^{-6} , 对应于 $w(\text{Li}_2\text{O})$ 分别为 0.94% 和 1.10%, 达到伟晶岩型锂矿床 Li_2O 工业品位 0.8% 的要求, 这与新疆有色地质工程公司提交的《新疆福海县卡鲁安锂辉石矿区 801、802、803、805、806 号矿脉详查报告》中卡鲁安 806 号脉 Li_2O 平均品位 1.33% 相当。锂辉石的化学组成 $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, 其中 Li_2O 的理论含量高达 8.03%。如果不分带的卡鲁安 806 号脉、库卡拉盖 650 号脉是岩浆热液矿床, 满足流体包裹体中含有 0.33%~3.82% Li_2O , 则矿石中含有 4%~47% 的锂辉石, 按照中位数和平均值锂含量估算, 则矿石中应含有 12%~14% 的锂辉石。显然, 矿石矿物中含有 12%~47% 的锂辉石, 考虑到伟晶岩脉体不同空间位置存在矿化不均匀性, 应该与实际矿石的品位和矿石中锂辉石占比是吻合的。因此, 上述 3 条代表性锂矿化伟晶岩的形成可以由岩浆热液成因进行合理的解释。所研究的 3 条代表性锂矿化伟晶岩, 其矿石矿物均为锂辉石, 在可可托海 3 号脉钠长石-锂辉石带 (V 带) 和石英-锂辉石带 (VI 带) 中锂辉石晶体大小通常是 1~4 m, 最大可达 12 m。而在卡鲁安 806 号脉、库卡拉盖 650 号脉中, 锂辉石垂直脉壁生长, 显示单向固结结构 (UST: unidirectional solidification texture), 锂辉石晶体大小变化于 5~10 cm 之间。多次对 3 条锂矿化伟晶岩脉野外地质工作均没有发现锂辉石被钠长石、集合体状绿云母交代的情形, 也未见 3 条锂矿化伟晶岩交代原生锂辉石形成的腐锂辉石的现象。因此, 可以忽略出溶流体相交代早期形成的锂辉石形成富 Li 的热液对成矿作用的贡献。

5 结论

1) 以可可托海 3 号脉、卡鲁安 806 号脉、库卡拉盖 650 号脉为代表的新疆阿尔泰锂矿化伟晶岩, 石英中的流体包裹体均一温度变化于 210~407 °C 之间, 盐度变化于 7.54%~20.15% 范围。26 个流体包裹体 LA-ICP-MS 分析结果显示锂矿化伟晶岩晚期流体相中含有 0.33%~3.82% 的 Li_2O ($w(\text{Li}_2\text{O})$ 平均 1.10%), 达到伟晶岩型锂矿床开采工业品位 ($w(\text{Li}_2\text{O}) \geq 0.8\%$)。

2) Li/Rb 与 Li、Cs/Rb 与 Cs 显示正相关线性关系, 指示 Li、Cs 强烈分配进入流体相, 与 Zajacz 等 2008 年实验获得的 Li、Cs 在流体/熔体相间分配系数明显大于 1 的结果一致, 由此提出伟晶岩型锂矿床具有热液成因的可能性。

参 考 文 献:

- [1] 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.
- [2] 张辉, 吕正航, 唐勇. 新疆阿尔泰造山带中伟晶岩型稀有金属矿床成矿规律、找矿模型及其找矿方向[J]. 矿床地质, 2019, 38(4): 792-814.
- [3] 吕正航. 新疆科鲁木特 112 号伟晶岩脉岩浆-热液演化及成因初探[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2013: 1-194.
- [4] London D. Pegmatites[M]. Canada: Canadian Mineralogist Special Publication, 2008.
- [5] London D. Reading pegmatites: Part 4-What quartz and feldspars say[J]. Rocks & Minerals, 2018, 93(4): 320-336.
- [6] Černý P, Meintzer R E. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare element pegmatites: Crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships[J]. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Publication, 1988, 39: 170-206.
- [7] Černý P. Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum[M]//Moller P, Cerny P, Saupe F. Lanthanides, Tantalum, and Niobium. New York: Springer-Verlag, 1989: 274-302.
- [8] Selway J B, Breaks F W, Tindle A G. A review of rare-element (Li-Cs-Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, and large worldwide tantalum deposits[J]. Exploration and Mining Geology, 2005, 14: 1-30.
- [9] Dill H G. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 69: 417-561.
- [10] Windley B F, Kroner A, Guo J, et al. Neoproterozoic to paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution[J]. Journal of Geology, 2002, 110(6): 719-737.
- [11] 邹天人, 李庆昌. 中国新疆稀有及稀土金属矿床[M]. 北京: 地质出版社, 2006.
- [12] 吴长年, 朱金初, 刘昌实, 等. 阿尔泰伟晶岩锂辉石中包裹体研究[J]. 大地构造与成矿学, 1994(4): 353-362.
- [13] 卢焕章, 王中刚, 李院生, 等. 岩浆-流体过渡和阿尔泰三号伟晶岩脉之成因[J]. 矿物学报, 1996, 16(1): 1-7.
- [14] 朱金初, 吴长年, 刘昌实, 等. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆—热液演化及成因[J]. 高校地质学报, 2000, (1): 40-52.
- [15] 郭伟, 林贤, 胡圣虹. 单个流体包裹体 LA-ICP-MS 分析及应用进展[J]. 地球科学, 2020, 45(4): 1362-1374.
- [16] 周云, 黄惠兰, 于玉帅, 等. 湖南锡田钨锡多金属矿床流体包裹体显微测温 and LA-ICP-MS 原位分析对成矿流体演化的制约[J]. 地球科学, 2021, 46(4): 1248-1268.
- [17] Windley B F, Alexeiev D, Xiao W, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt[J]. Journal of the Geological Society, 2007, 164(1): 31-47.
- [18] Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt [J]. Tectonics, 2003, 22(6): 1069.
- [19] Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of central Asia [J]. American Journal of Science, 2004, 304(4): 370-395.
- [20] 何国琦, 韩宝福, 岳永君, 等. 中国阿尔泰造山带的构造分区和地壳演化[G]//305 项目《新疆地质科学》编委会. 新疆地质科学(第 2 辑). 北京: 地质出版社, 1990: 14-25.
- [21] 何国琦. 中国新疆古生代地壳演化及成矿[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1994.
- [22] Liu F, Zhang Z X, Li Q, et al. New precise timing constraint for the Keketuohai No. 3 pegmatite in Xinjiang, China, and identification of its parental pluton[J]. Ore Geology Reviews, 2014, 56: 209-219.
- [23] Long X, Min S, Chao Y, et al. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Altai: Implications for its tectonic evolution[J]. Sedimentary Geology, 2008, 208(3): 88-100.
- [24] Long X, Yuan C, Sun M, et al. Geochemistry and U-Pb detrital zircon dating of Paleozoic graywackes in East Junggar, NW China: insights into subduction-accretion processes in the southern Central Asian Orogenic Belt[J]. Gondwana Research, 2012, 21(2/3): 637-653.
- [25] Sun M, Yuan C, Xiao W J, et al. Zircon U/Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai: progressive accretionary history in the early to middle Palaeozoic[J]. Chemical Geology, 2008, 247: 352-383.

- [26] Cai K D, Sun M, Yuan C, et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China[J]. *Lithos*, 2011, 127: 261-281.
- [27] 袁峰. 新疆阿尔泰诺尔特地区花岗岩形成的构造环境[J]. *火山地质与矿产*, 1997(3): 203-210.
- [28] 袁峰, 周涛发, 岳书仓. 阿尔泰诺尔特地区花岗岩形成时代及成因类型[J]. *新疆地质*, 2001, 19(4): 292-296.
- [29] Hu A Q, Jahn B M, Zhang G X, et al. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks [J]. *Tectonophysics*, 2000, 328(1): 15-51.
- [30] Windley B F, Kroner A, Guo J, et al. Neoproterozoic to paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution[J]. *Journal of Geology*, 2002, 110(6): 719-737.
- [31] Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of central Asia [J]. *American Journal of Science*, 2004, 304(4): 370-395.
- [32] 黄永胜. 新疆阿尔泰三叠纪、三叠纪伟晶岩侵位深度研究: 来自流体包裹体的指示[D]. 北京: 中国科学院大学, 2016.
- [33] 赵景宇. 新疆阿尔泰稀有金属成矿带伟晶岩型稀有金属矿床围岩蚀变地球化学特征及找矿靶区预测研究[D]. 北京: 中国科学院大学, 2016.
- [34] 陈剑锋. 阿尔泰 3 号伟晶岩脉缓倾斜部分岩浆的形成与演化[D]. 北京: 中国科学院大学, 2011.
- [35] 马占龙. 新疆卡鲁安矿区伟晶岩锆石 U-Pb 定年、Hf 同位素组成及其与哈龙花岗岩成因关系研究[D]. 北京: 中国科学院大学, 2014.
- [36] 蓝廷广, 胡瑞忠, 范宏瑞, 等. 流体包裹体及石英 LA-ICP-MS 分析方法的建立及其在矿床学中的应用[J]. *岩石学报*, 2017. 33(10): 3239-3262.
- [37] Guillong et al. LA-ICP-MS analysis of single fluid inclusions in a quartz crystal — A methodological survey[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2008, 101(1): 55-56.
- [38] Allan M M. Validation of LA-ICP-MS fluid inclusion analysis with synthetic fluid inclusions[J]. *American Mineralogist*, 2005 (11/12): 1767-1775.
- [39] Heinrich C A, Pettke T, Halter W E, et al. Quantitative multi-element analysis of minerals, fluid and melt inclusions by laser-ablation inductively-coupled-plasma mass spectrometry[J]. *Geochim Coschim Acta*, 2003, 67(8): 3473-3496.
- [40] 张辉. 岩浆-热液过渡阶段体系中不相容元素地球化学行为及其机制-以新疆阿尔泰 3 号伟晶岩脉研究为例[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2001.
- [41] 吴长年, 朱金初, 刘昌实, 熊小林, 等. 阿尔泰伟晶岩中流体熔融包裹体成分的研究[J]. *地球化学*, 1995 (4): 351-358.
- [42] Zhang A C, Wang R C, Hu H, et al. Chemical evolution of Nb-Ta oxides and zircon from the Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, northwestern China[J]. *Mineralogical Magazine*, 2004, 68(5): 739-756.
- [43] Zhang A, Wang R, Li Y. Tourmalines from the Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, NW China: spectroscopic characterization and relationships with the pegmatite evolution[J]. *European Journal of Mineralogy*, 2008, 20(1): 143-154.
- [44] Wang W et al. Confirmation of politic granulite in the Altai orogen and its geological significance[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(14): 2543-2548.
- [45] 张振民, 卢天成, 李伟龙, 等. 内蒙古准和热木音苏木钾长花岗岩特征[J]. *现代矿业*, 2015, 31(11): 149-150+152.
- [46] 唐宏. 新疆可可托海 3 号脉及卡鲁安-阿祖拜伟晶岩中微量元素组成特征及其意义[D]. 北京: 中国科学院大学, 2017.
- [47] 陈阳, 张辉, 赵景宇. 新疆卡鲁安矿区 807 号伟晶岩脉近脉围岩蚀变中成矿元素扩散模型及其影响因素[J]. *地球化学*, 2016. 45(3): 268-280.
- [48] Zoltan Zajacz et al. Determination of fluid/melt partition coefficients by LA-ICPMS analysis of co-existing fluid and silicate melt inclusions: Controls on element partitioning[J]. *Science Direct*. 2008, 72(8): 2169-2197.
- [49] Webster J D. Partitioning of Lithophile Trace Elements between H₂O and H₂O+CO₂ Fluids and Topaz Rhyolite Melt[J]. *Economic Geology*. 1989, 116-134.
- [50] Maneta V, Baker D R, Minarik W. Evidence for lithium-aluminosilicate supersaturation of pegmatite-forming melts[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2015, 170(1): 4-5.