

四川李家沟锂辉石矿床 I 号脉成因

——来自稀有元素空间分布特征及原位结晶模拟的证据

罗小龙^{1,2}, 席世强³, 谭 华¹, 费光春², 蔡云华¹, 李佑国², 袁彦伟²,
刘 榆², 李云强², 马志平³, 赵恒兵⁴

(1. 四川省综合地质调查研究所, 四川 成都 610081; 2. 成都理工大学地球与行星科学学院, 四川 成都 610059;
3. 四川德鑫矿业资源有限公司, 四川 阿坝 624101; 4. 四川能投锂业有限公司, 四川 成都 610041)

摘 要: 为查明四川省金川县李家沟锂辉石矿床稀有元素分布特征、伟晶岩成因及深部找矿潜力, 从东到西, 对李家沟锂辉石矿床规模最大的 I 号脉 2、5、9、11 号勘探线上探槽和钻孔的含矿伟晶岩、不含矿伟晶岩和围岩中, 稀有元素进行了统计分析, 并对可尔因二云母花岗岩和 I 号脉含矿伟晶岩进行了原位结晶模拟计算。研究表明, I 号脉稀有元素以 Li 为主, 共伴生有 Be、Rb、Nb、Ta、Sn 等元素, 与甲基卡 X03 号脉稀有元素特征相似。I 号脉含矿伟晶岩自上而下所体现出来的矿化分带规律是上部 Li 元素、中部 Be 元素、下部 Nb 和 Rb 元素相对富集, 而甲基卡 X03 号脉 Nb、Rb 元素在矿体上部相对富集。原位结晶模拟计算表明李家沟 I 号脉并不是由形成可尔因二云母花岗岩体的一套岩浆系统结晶分异形成的, 李家沟锂辉石矿床伟晶岩的形成机制可能是: 首先变质沉积岩经历低程度部分熔融生成相对富 Li 的熔体, 之后熔体通过结晶分异进一步富集形成 Li 饱和熔体, 最终结晶形成锂辉石伟晶岩。

关键词: 锂辉石矿床; I 号脉; 稀有元素; 空间分布特征; 原位结晶模拟; 李家沟

中图分类号: P611; P611.1+2; TD983

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2025)04-0949-16

Genesis of No. 1 pegmatite vein in Lijiagou spodumene deposit, Sichuan: Evidence from spatial distribution characteristics of rare elements and in situ crystallization simulation

LUO Xiao-long^{1,2}, XI Shi-qiang³, TAN Hua¹, FEI Guang-chun², CAI Yun-hua¹, LI You-guo², YUAN Yan-wei²,
LIU Yu², LI Yun-qiang², MA Zhi-ping³ and ZHAO Heng-bing⁴

(1. Sichuan Institute of Comprehensive Geological Survey, Chengdu 610081, China; 2. College of Earth and Planetary Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 3. Sichuan Dexin Mineral Resource Co., Ltd., Aba 624101, China;
4. Sichuan Energy Investment Lithium Technology Co., Ltd., Chengdu 610041, China)

Abstract: In order to find out the distribution characteristics of rare elements, the genesis of pegmatite and deep prospecting potential of Lijiagou spodumene deposit in Jinchuan County, Sichuan Province, statistical analysis of rare elements from ore-bearing pegmatite, barren pegmatite and wall rock in exploration trenches and drill holes on No. 2, 5, 9 and 11 from exploration lines from east to west in the largest No. 1 vein of Lijiagou spodumene deposit,

收稿日期: 2024-05-16; 接受日期: 2024-11-26; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 国家自然科学基金项目(41702074); 四川省科技厅项目(25JBG0V0001); 四川省地质调查研究院科研项目(SCLGS-CZDXM-2024001); 四川省政府投资地质勘查项目(DZ202414)

作者简介: 罗小龙(1998-), 男, 硕士研究生, 地质学专业, 主要从事矿床学研究, E-mail: 547130719@qq.com; 通讯作者: 谭 华(1975-), 男, 硕士, 高级工程师, 主要从事矿产勘查与评价研究, E-mail: 1040485762@qq.com。

网络首发时间: 2025-03-25; 网络首发地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1966.P.20250324.1253.002.html>

and in situ crystallization simulation calculation was conducted on the Ke'eryin two-mica granite and the ore-bearing pegmatite of No. I vein. The analysis results show that the main rare element in No. I vein is Li, accompanied with Be, Rb, Sn, Nb and Ta, which have similar characteristics to the rare element in the Jiajika X03 vein. The metallogenetic elements distribution regularity of the No. I vein from top to bottom is that Li is enriched in the upper part, Be is enriched in the middle part, Nb and Rb are enriched in the lower part, while Nb and Rb in the Jiajika X03 vein are relatively enriched in the upper part of the ore body. The in situ crystallization simulation calculation indicated that the No. I vein of Lijiagou was not formed by crystallization differentiation of a set of magma systems that formed Ke'eryin two-mica granite. The petrogenesis mechanism of the pegmatite of Lijiagou spodumene deposit may be that the first step is the low degree partial melting of the metamorphic sedimentary rock to generate relatively Li rich melt, followed by further enrichment of the melt through crystallization differentiation to form Li saturated melt, and finally crystallization to form spodumene pegmatite.

Key words: spodumene deposit; No. I vein; rare element; spatial distribution characteristics; in situ crystallization simulation; Lijiagou

Fund support: National Natural Science Foundation of China (41702074); Science and Technology Department of Sichuan Province (25JBGOV0001); Research project of Sichuan Institute of Geological Survey (25LGS-CZDXM-2024001); The Geological Exploration Project Invested by the Sichuan Provincial Government (DZ202414)

锂(铍、铌、钽、铯、铷等)资源作为21世纪关键金属矿产资源,在生态环保、高科技产业、国防航空航天、新材料新能源等方面发挥了关键作用,具有极其重要的经济和战略意义(秦克章等, 2021),拥有“绿色能源金属”和“白色石油”等美誉(李建康等, 2014; 毛景文等, 2019; 翟明国等, 2019)。在国家新能源战略大背景下,新能源及新兴产业被纳入了“十四五”规划,锂(Li)等稀有金属也被国家列为了关键金属(王登红等, 2016)。全球范围内锂矿床主要类型有卤水型、硬岩型和沉积型,其中硬岩型锂矿床包括伟晶岩型、花岗岩型和隐爆角砾岩型等,我国硬岩型锂矿床以伟晶岩型锂矿床为主(费光春等, 2020; 王核等, 2022)。

川西松潘-甘孜造山带是我国著名的稀有金属锂矿带,分布有甲基卡 and 可尔因两个稀有金属矿田(分别简称甲基卡矿田和可尔因矿田)(图1a)。可尔因矿田近年来发现了多个伟晶岩型锂矿床,其中李家沟伟晶岩型锂矿床(简称李家沟矿床)位于可尔因矿田的东南部(图1b),已探明锂资源量(Li_2O 含量)51.2万吨,其中I号脉为矿区主矿体,全脉Li矿化,已探明锂资源量(Li_2O 含量)占整个矿床的70%以上(Fei *et al.*, 2018)。前人对李家沟矿床的研究主要集中在年代学(Fei *et al.*, 2020, 2023)、伟晶岩分类(费光春等, 2014)、矿石组构特征及矿物化学(费光春等, 2015, 2025)、成矿流体来源及演化(邓运等, 2018; Fei *et al.*, 2018, 2021; Yuan *et al.*,

2023; 韩警锐等, 2025)等方面。甲基卡矿田开展了稀有元素矿化特征方面的研究,包括新三号脉(X03号脉)稀有元素空间分布特征研究(刘丽君等, 2016)和伟晶岩型锂矿科学钻探工程(许志琴等, 2023),而李家沟矿床稀有元素分布特征及富集规律方面的研究仍十分薄弱。此外,李家沟矿床伟晶岩成因仍存在争议,而原位结晶模拟可以有效判别伟晶岩是否可能由花岗质残余岩浆连续结晶分异形成(Barros and Menuge, 2016)。

本文对李家沟I号脉2、5、9、11号勘探线上的探槽、钻孔的含矿伟晶岩、不含矿伟晶岩和围岩中的稀有元素空间分布特征开展了详细研究,查明富集规律,提炼深部找矿信息,并与甲基卡X03号脉进行对比,同时开展可尔因二云母花岗岩与李家沟I号脉的原位结晶模拟,结合元素空间分带特征,讨论李家沟矿床伟晶岩成因,并分析深部找矿潜力,为李家沟矿床及可尔因矿田其他锂矿床的找矿方向提供理论依据。

1 区域地质

松潘-甘孜造山带形态上呈倒三角形(图1a),北部以东昆仑-阿尼玛卿古特提斯缝合带与昆仑-柴达木陆块相邻,西南部以金沙江-哀牢山-红河古特提斯缝合带与羌塘-昌都陆块相邻,东部以龙门山逆冲断裂带与扬子陆块相邻(许志琴等, 2018)。该区先

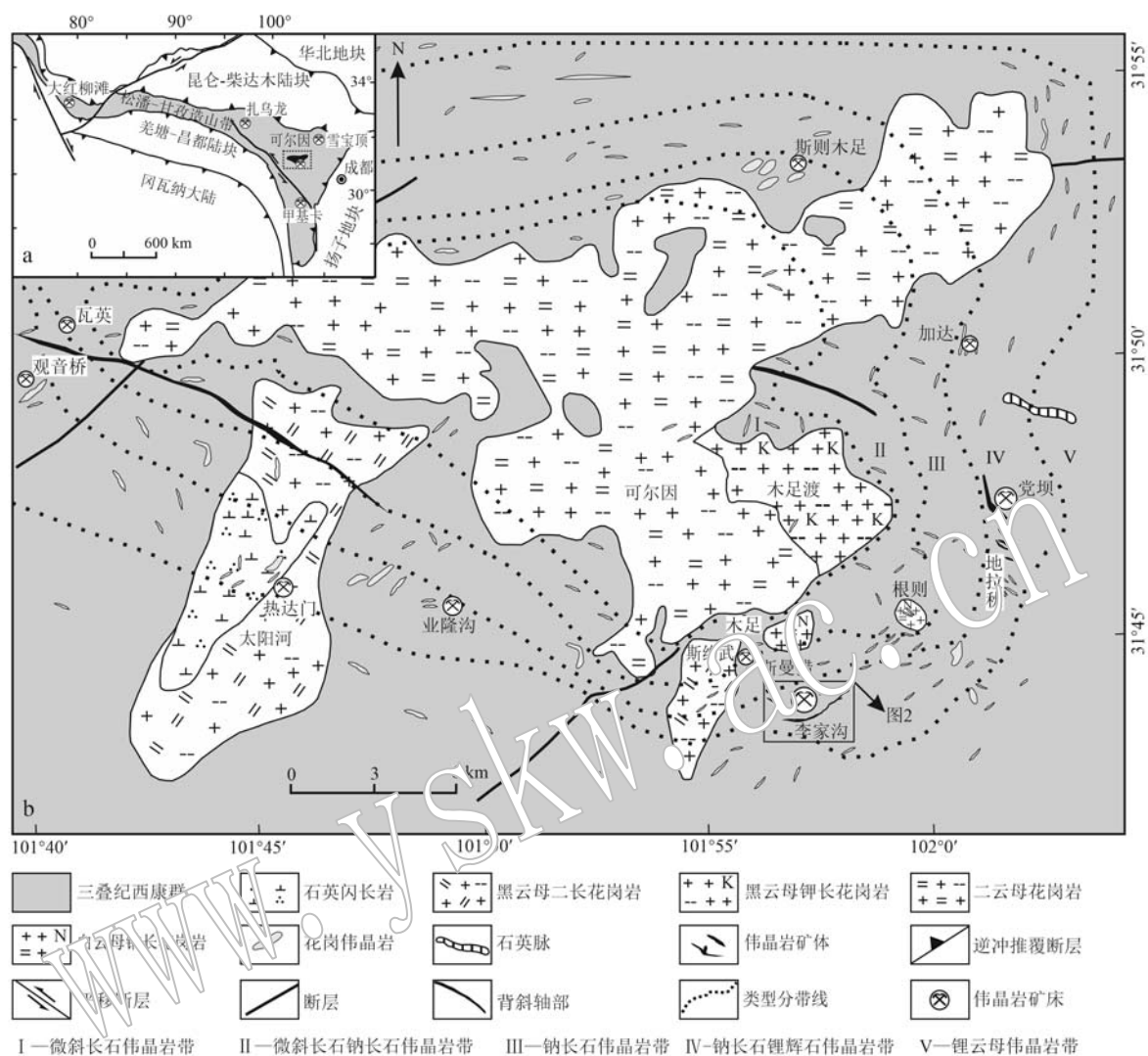


图1 可尔因稀有金属矿田区域地质简图[据李建康(2006)、Fei等(2020)修编]

Fig. 1 Simplified geological map of the Ke'eryin orefield (Modified after Li Jiankang, 2006; Fei *et al.*, 2020)

后经历了古特提斯、新特提斯造山阶段,从残余洋盆演化到了造山带,发育巨厚的西康群复理石沉积。

可尔因矿田位于松潘-甘孜造山带中部,主要出露西康群,包括上三叠统杂谷脑组(T_3z)、侏倭组(T_3zw)和新都桥组(T_3xd)以及第四系(Q)(图1b),岩性以灰黑色长英质砂岩、粉砂岩、绢云母板岩、泥质板岩及灰岩等为主。区域上出露岩浆岩主要为可尔因复式岩体,包括可尔因岩体和太阳河岩体。可尔因岩体由二云母花岗岩、黑云母钾长花岗岩、黑云母二长花岗岩和白云母钠长花岗岩组成,太阳河岩体则由石英闪长岩和黑云母二长花岗岩组成。区域构造活动强烈,稀有金属伟晶岩脉分布广泛,近年来发现了党坝、李家沟、热达门、斯曼措、业隆沟、观音桥、斯则木足和加达等多个伟晶岩型锂矿床

(图1b)。

根据花岗伟晶岩(简称伟晶岩)中石英、微斜长石、钠长石、锂辉石和锂云母等矿物的含量,将可尔因矿田内的伟晶岩划分为微斜长石伟晶岩带(I)、微斜长石钠长石伟晶岩带(II)、钠长石伟晶岩带(III)、钠长石锂辉石伟晶岩带(IV)和锂云母伟晶岩带(V),水平方向上距可尔因岩体0~800、800~1500、1500~2300、2300~5000和>5000 m依次分布(古城会,2014)。其中,I~IV带锂辉石的体积分数分别为0、0~1%、2%~5%和15%~45%,体积分数15%以上被划分为钠长石锂辉石伟晶岩。垂直方向上,随着海拔上升,除了有部分2~3种类型的伟晶岩包含于一条伟晶岩脉中之外,大部分伟晶岩类型的变化符合I→II→III→IV→石英脉的规律。I→

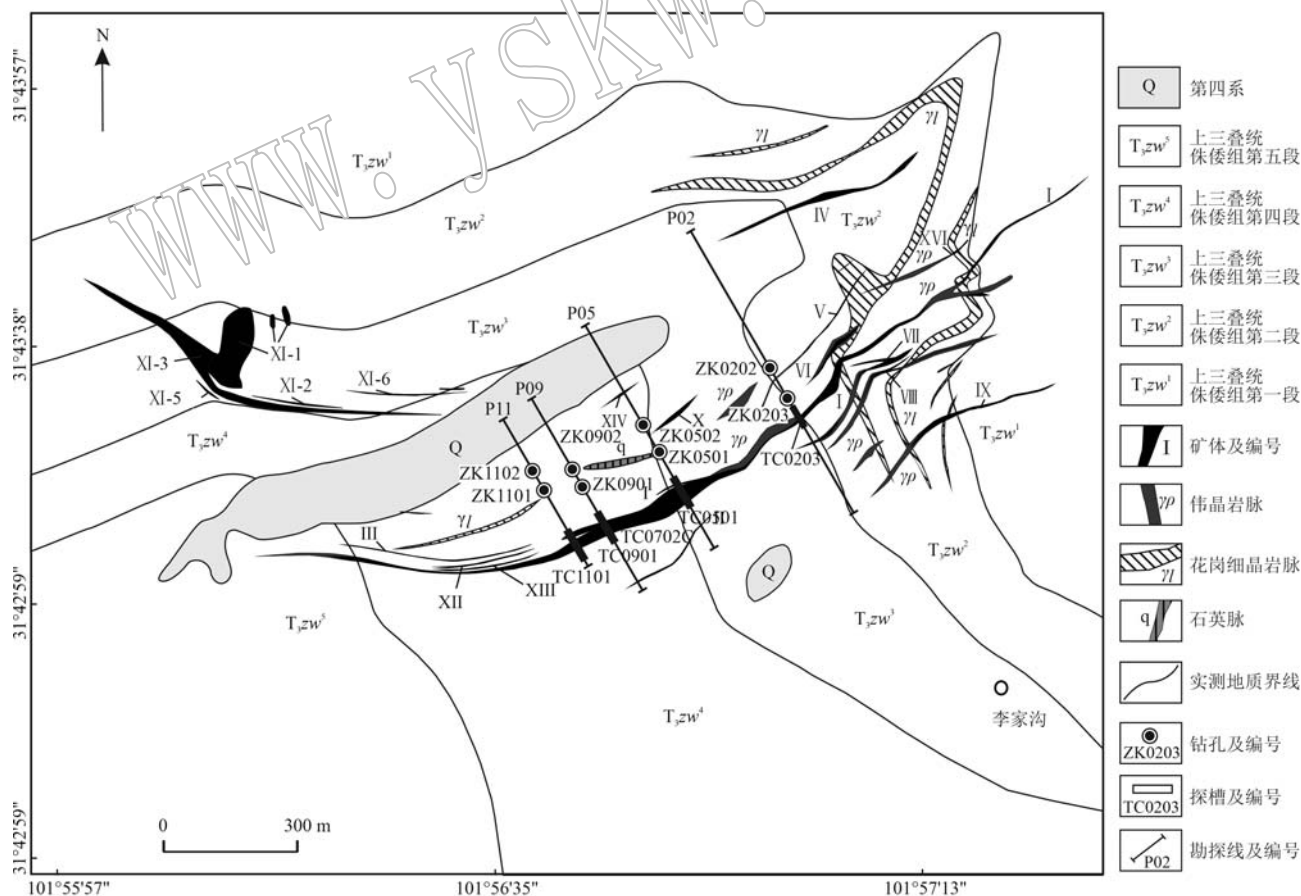
V带伟晶岩主要矿物组成包括石英、钠长石、微斜长石和云母等。I→III带伟晶岩中微斜长石和钠长石含量呈相反的变化趋势,微斜长石含量逐渐降低而钠长石含量逐渐升高,石英含量轻微升高,此外可见少量电气石和石榴子石。IV带伟晶岩主要发育锂辉石、铌钽铁矿、锡石和绿柱石等也开始广泛发育。V带伟晶岩出现锂云母,并可见少量锂辉石、绿柱石和铌钽铁矿。区域伟晶岩脉内部表现为弱分带,I、II带伟晶岩分异较完全,III、IV、V带伟晶岩分异较差。区域上大部分伟晶岩脉分布在上三叠统侏倭组(T_3zw)中,少量伟晶岩脉在花岗岩体中呈透镜状、脉状产出。与花岗岩体中的伟晶岩脉不同,地层中的伟晶岩脉大多受节理裂隙的控制,且相互间呈近平行状产出,或穿层产出,还有部分伟晶岩脉的产出受褶皱控制,产出于背斜的核部。按照岩石成因和稀有金属元素的富集特征,伟晶岩可划分为LCT(Li-Cs-Ta)、NYF(Nb-Y-F)以及混合的LCT+NYF这3种亚类(Cerny and Ercit, 2005),李家沟矿床伟晶岩应

划分为LCT型富Li稀有金属亚类。

2 矿床地质特征

矿区出露的地层主要为上三叠统侏倭组以及少量第四系(图2)。侏倭组在地质过程中形成了一套包含碳质泥岩、长石石英细砂岩、杂砂岩和粉砂岩等的滨海-浅海相沉积岩,具韵律式互层结构,受接触变质以及区域变质作用影响演化成角岩和变粒岩(邓运等, 2018)。根据矿物组合及岩性特征,侏倭组被划分为5段($T_3zw^1 \sim T_3zw^5$),一段到四段($T_3zw^1 \sim T_3zw^4$)岩性以角岩为主,五段(T_3zw^5)主要为变粒岩。

矿区构造主要是节理裂隙和断层。节理裂隙包括东西向和北西-南东向两组,成矿前后均发育,成矿前节理裂隙对伟晶岩脉的分布具有控制作用。断层主要为位于矿区中部呈北西-南东向的两条隐伏正断层(F_1 、 F_2),倾向 $160^\circ \sim 230^\circ$,倾角 $40^\circ \sim 80^\circ$,长



约800~1 200 m,横切错动主矿体I号脉,错动平距2~20 m,断层带宽1~15 m。矿区发育细晶岩脉、伟晶岩脉和少量石英脉(图2)。细晶岩脉多呈脉状、透镜状产出,局部发育有分支,长度约120~1 000 m,厚度约3~23 m,走向呈北东东-南西西向,总体顺地层的层间裂隙产出,发育两期晚三叠世细晶岩,早期的细晶岩脉被锂辉石伟晶岩脉穿插,稀有金属成矿潜力较低(Fei *et al.*, 2023)。达到工业品位的伟晶岩脉共24条,19条出露地表,5条隐伏地下,大多数伟晶岩脉长度约20~200 m,最长可达2 800 m,厚度约15~30 m,最厚可达124 m。矿区共圈定16条伟晶岩矿体,位于矿床的中部和北部。矿体产出上三叠统侏倭组,整体上呈规则脉状产出,少数呈似层状、透镜状产出。矿体整体近东西向展布,各矿体之间近平行状产出。其中I号脉规模最大最具代表性(图2),东西向延伸超过2 000 m,在矿床中部呈脉状展布,走向240°~60°,倾向330°,倾角35°~75°。I号脉中部较厚,而向东西两侧延伸的矿体厚度逐渐变薄并尖灭,此外矿体中深部连续性被断层 F_1 、 F_2 切断,断层两侧矿体品位明显降低。区内矿体规模仅次于I号脉的是XI号脉,集中分布于矿床西北侧,由6条较小的矿体组成(分别为XI-1、XI-2、XI-3、XI-4、XI-5、XI-6,其中XI-4号矿体为隐伏矿体)。XI号脉整体呈北西-南东向展布,与区内其他伟晶岩脉明显不同,走向135°~155°,倾向0°~44°,倾角34°,从近地表到地下深部矿体厚度逐渐变薄。区内除I、XI号脉规模较大外,其他伟晶岩脉相对较小,大部分呈北东-南西向脉状展布,集中分布在矿区东部及I号脉附近。锡石和铌钽铁矿定年显示I号脉伟晶岩形成于晚三叠世(Fei *et al.*, 2020)。

李家沟矿床I号脉2、5、9、11号勘探线沿北西-南东向展布(图2),沿I号脉走向从东到西依次分布,部分矿体被隐伏断层 F_1 、 F_2 切断(图3b、3d)。

由李家沟矿床I号脉勘探线剖面图(图3)和地层分布情况可知,I号脉在侏倭组一段到四段均有分布,从东到西(2~11号勘探线)海拔逐渐升高,赋存层位逐渐向上部移动。I号脉勘探线钻孔见矿深度分布在53.97~428.0 m之间。东部2号勘探线地下见矿深度较浅,在53.97~226.0 m之间,地下延伸的矿体厚度均匀。中部5、9、11号勘探线矿体地下延伸更深,在155.0~428.0 m之间,矿体厚度更大。I号脉相比东部较窄的矿体,中部矿体厚度大部位地下延伸更深。在围岩岩性方面,I号脉主要赋存

在角岩中,以炭质黑云角岩、二云石英角岩、黑云长英角岩和角闪长英角岩等为主。2号勘探线伟晶岩脉在 T_{3zw}^1 和 T_{3zw}^2 都有分布,底板围岩可见 T_{3zw}^1 透辉长英角岩。5、9、11号勘探线伟晶岩脉在 T_{3zw}^2 ~ T_{3zw}^4 都有分布,5、9号勘探线围岩可见 T_{3zw}^2 、 T_{3zw}^3 石榴角闪石英角岩、石榴黑云石英角岩、阳起黑云石英角岩、透辉长英角岩、角闪黑云石英角岩,11号勘探线顶板围岩可见 T_{3zw}^3 绿黝帘长英角岩。石榴黑云石英角岩、石榴角闪石英角岩、绿黝帘长英角岩和阳起黑云长英角岩等围岩作为矿体的顶板围岩存在,这些特定岩性围岩的出现指示其下部可能有矿体未被揭露。

3 样品采集和分析方法

本文样品来自李家沟矿床I号脉东部2号勘探线钻孔ZK020、ZK0203,中部5、9、11号勘探线钻孔ZK0501、ZK0502、ZK0901、ZK0902、ZK1101,2号勘探线探槽TC0203、5号勘探线探槽TC0501、9号勘探线探槽TC0901和11号勘探线探槽TC1101(图3),统计分析了含矿伟晶岩、不含矿伟晶岩和围岩样品中的Li、Be、Rb、Nb、Ta、Sn等稀有金属元素的含量特征。

本文所用样品数据来源有两种,一种是《四川省李家沟超大型锂辉石矿床的发现及找矿勘查技术研究报告》中含矿、不含矿伟晶岩和围岩稀有元素的分析数据;另一种是本次实验所测得的含矿伟晶岩稀有元素的分析数据。本次研究的李家沟矿床I号脉样品包括钠长石锂辉石伟晶岩373件化学样样品和83件化学组合样样品以及30件钠长石伟晶岩和50件围岩化学分析样品。化学样单独采样分析主量元素,组合样混合采样综合分析相关伴生元素。

本次实验的钠长石锂辉石伟晶岩全岩主、微量元素分析测试在广州拓岩检测技术有限公司完成。微量元素测试的样品制备方法为密闭高压HF+HNO₃熔样,冷却后,ICP-MS测量的最终稀释系数约为3 000。参考物质AMH-1(安山岩)和OU-6(板岩)的分析结果和不确定度与信息值吻合较好(Thompson *et al.*, 2000; Potts and Kane, 2005)。对于大多数元素,ICP-MS分析的误差值为±(5%~10%)。主量元素采用ICP-OES(Agilent 720)进行测定,样品制备过程与微量元素相同,稀释倍数为1 000(除SiO₂外)。测定SiO₂含量时,采用碱熔法溶解样

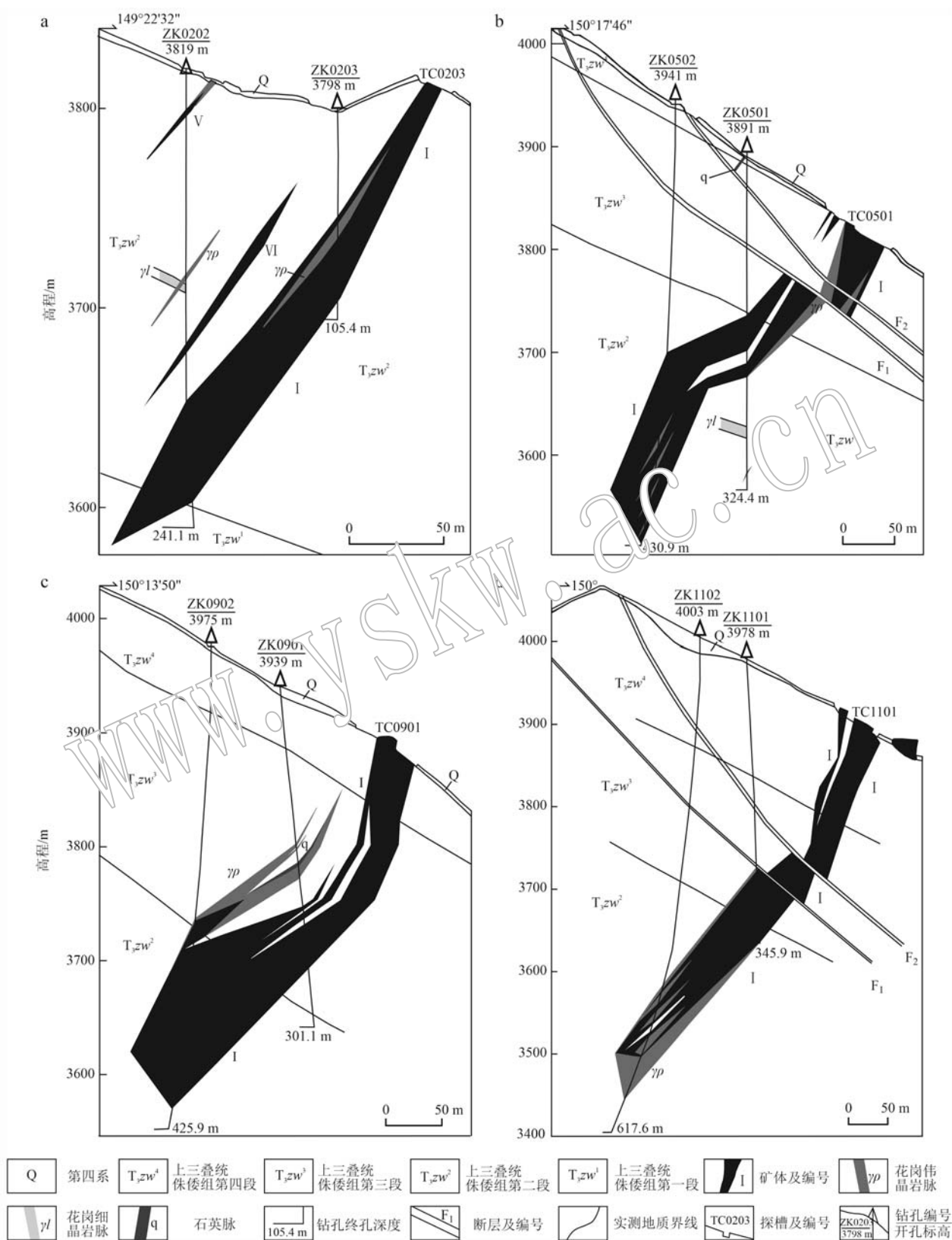


图3 李家沟矿床I号脉勘探线剖面图[据古城会等(2012)修编]

Fig. 3 Cross section along exploration line of No. I vein in Lijiagou deposit (Modified after Gu Chenghui *et al.*, 2012)

品。主要氧化物浓度(>0.5%)的分析精度为±2%,次要氧化物浓度(0.1%~0.5%)的分析精度为±5%。

2020 年发布的行业标准《DZ/T0203-2020 矿产地质勘查规范稀有金属类》中的边界品位进行了对比。

4 分析结果

李家沟矿床 I 号脉含矿伟晶岩、不含矿伟晶岩、围岩和甲基卡新 3 号脉(X03 号脉)(刘丽君等, 2016)稀有元素平均含量统计见表 1, 本文将其与

由表 1 可知,李家沟矿床 I 号脉钻孔含矿伟晶岩 Li、Be、Rb、Nb、Ta、Sn 平均含量分别为 $6\,064\times10^{-6}$ 、 170.5×10^{-6} 、 $1\,033\times10^{-6}$ 、 52.66×10^{-6} 、 24.93×10^{-6} 、 616.5×10^{-6} ,不含矿伟晶岩 Li 平均含量 682.5×10^{-6} ,围岩 Li 平均含量 $1\,305\times10^{-6}$; I 号脉探槽含矿伟晶岩 Li、Be、Rb、Nb、Ta、Sn 平均含量分别为 $6\,801\times10^{-6}$ 、

表 1 李家沟 I 号脉稀有元素分析结果表
Table 1 Contents of rare elements of No. I vein in Lijiagou

工程编号	样品数 (组合样数)	含量	含矿伟晶岩						不含矿伟晶岩	围岩
			Li	Be	Rb	Nb	Ta	Sn	Li	
ZK0202	43(6)	最小	2 180	122.5	667.5	40.79	17.12	89.0	336.1	511.0
		最大	11 469	172.9	1 554	59.93	35.13	1 200	1 161	1 420
		平均	5 821	148.3	1 044	52.48	27.13	651.3	987.1	840.1
ZK0203	29(5)	最小	2 183	99.6	734.3	41.99	19.20	476.9	1 022	603.9
		最大	8 640	197.5	1 641	60.8	60.69	3 339	1 440	5 621
		平均	6 100	148.8	1 221	48.04	45.70	1 222	1 231	2 148
ZK0501	41(5)	最小	3 205	64.5	644.7	33.99	15.60	725.8	232.3	418.1
		最大	8 454	231.1	1 607	3.37	53.19	2 433	1 347	4 088
		平均	5 795	167.6	889.8	61.64	34.00	956.1	411.0	1 812
ZK0502	114(17)	最小	1 270	122.7	731.5	37.44	5.01	230.0	232.3	1 840
		最大	12 321	255.8	1 372	55.75	32.92	560.0	1 486	1 840
		平均	6 009	178.7	1 005	45.68	19.58	397.1	849.7	1 840
ZK0901	50(6)	最小	2 137	119.5	670.1	33.79	19.20	371.2	92.90	185.8
		最大	8 826	232.5	950.9	74.27	38.00	1 066	511.0	3 530
		平均	5 580	201.4	807.2	57.53	29.43	715.9	225.6	939.8
ZK0902	105(17)	最小	1 790	115.3	914.4	46.56	5.18	330.0	511.0	232.0
		最大	10 949	205.4	1 280	70.60	32.02	840.0	511.0	2 930
		平均	6 175	162.4	1 007	57.65	17.38	545.3	511.0	1 209
ZK1101	54(10)	最小	2 090	133.7	1 045	32.09	14.50	213.5	139.4	371.6
		最大	12 310	238.2	1 661	64.98	33.90	706.4	464.5	511.0
		平均	6 539	177.5	1 233	51.02	27.37	557.4	278.7	449.0
I 号脉钻孔	436(66)	平均	6 064	170.5	1 033	52.66	24.93	616.5	682.5	1 305
TC0203	7(1)	最小	6 643	191.0	1 178	50.08	34.50	887.4		929.0
		最大	9 476	191.0	1 178	50.08	34.50	887.4		975.5
		平均	8 536	191.0	1 178	50.08	34.50	887.4		952.3
TC0501	42(7)	最小	929	128.0	740.7	54.18	22.93	340.0		325.2
		最大	10 173	190.5	1 273	76.07	56.49	1 049		1 765
		平均	6 748	152.1	1 031	63.56	40.10	671.6		596.1
TC0901	32(5)	最小	1 579	143.0	855.1	45.98	36.40	50.07		278.7
		最大	10 359	214.9	1 245	72.37	48.50	329.1		325.2
		平均	5 632	175.0	1 037	59.80	41.56	240.7		301.9
TC1101	28(4)	最小	2 416	154.5	923.4	48.48	25.70	451.5		325.2
		最大	12 263	370.1	1 693	73.97	45.70	626.8		836.1
		平均	7 992	234.9	1 201	59.98	33.27	575.7		522.6
I 号脉探槽	109(17)	平均	6 801	180.6	1 081	60.82	38.59	535.0		584.0
甲基卡 X03 号脉钻孔	44	最小	5 347	118	70	52	4.23	10		32
		最大	17 970	743	1 171	103	53.8	270		2 645
		平均	11 945	212.2	548.0	73.50	24.45	94.17		813.5

注:甲基卡 X03 号脉钻孔数据转引自刘丽君等(2016)。

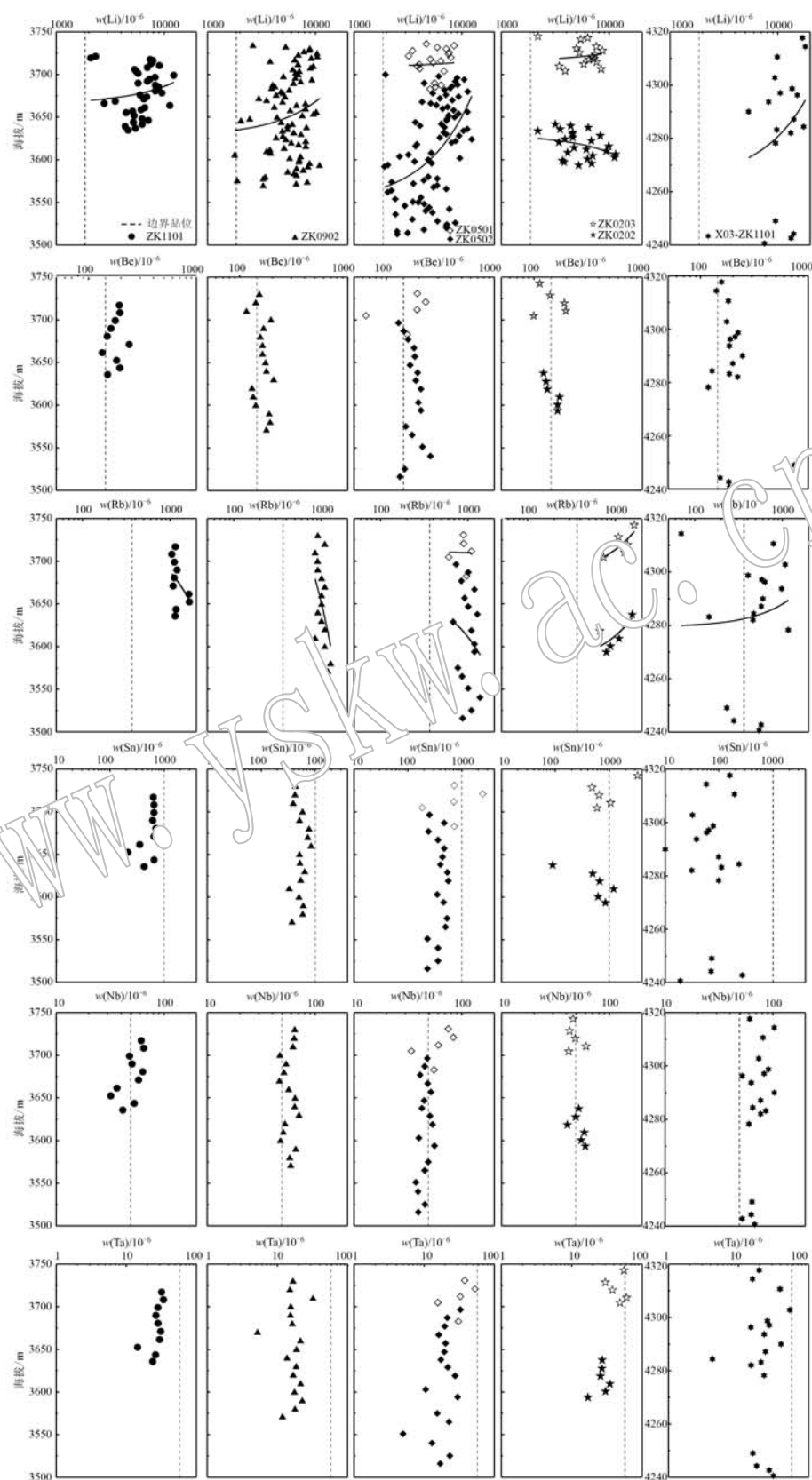


图4 李家沟I号脉和甲基卡X03号脉钻孔样品的稀有元素含量随海拔变化图

Fig. 4 Contents change of rare elements with elevation of No. I vein in Lijiagou and X03 vein in Jiajika

180.6×10^{-6} 、 $1\,081 \times 10^{-6}$ 、 60.82×10^{-6} 、 38.59×10^{-6} 、 535.0×10^{-6} , 围岩 Li 平均含量 584.0×10^{-6} ; X03 号脉钻孔含矿伟晶岩 Li、Be、Rb、Nb、Ta、Sn 平均含量分别为 119.45×10^{-6} 、 212.2×10^{-6} 、 548.0×10^{-6} 、 73.50×10^{-6} 、 24.45×10^{-6} 、 94.17×10^{-6} , 围岩 Li 平均含量 813.5×10^{-6} 。李家沟矿床 I 号脉含矿伟晶岩除 Sn 之外, 地表探槽 Li、Be、Rb、Nb、Ta 平均含量均高于地下钻孔平均含量。

5 讨论

5.1 稀有金属矿化空间分布特征

李家沟矿床 I 号脉稀有金属矿化以 Li 为主, 并伴生有 Be、Rb、Nb、Ta、Sn 等稀有金属, Nb、Ta 相互伴生, Nb 含量比 Ta 含量总体相对偏高。

在稀有元素空间变化上, 由李家沟 I 号脉和甲基卡 X03 号脉钻孔稀有元素含量随海拔变化图(图4)可知: ① I 号脉勘探线整体中部 Be 含量高, 下部 Nb 含量高; ② 2 号勘探线 ZK0203 上部 Li 含量高, ZK0202 下部 Li 含量高, 且勘探线 ZK0201 Li 平均含量高于 ZK0202, 因此 2 号勘探线上部 Li 含量高。此外 5、9、11 号勘探线上部 Li 含量高, 因此 I 号脉勘探线整体上部 Li 含量高。③ 2 号勘探线上部 Rb 含量高, 5、9、11 号勘探线下部 Rb 含量高。由于 I 号脉东部(2 号勘探线)海拔相比中部(5、9、11 号勘探线)低, 因此 I 号脉整体下部 Rb 含量高。李家沟 I 号脉含矿伟晶岩自上而下所体现出来的矿化分

带规律是: Li 上部富集, Be 中部富集, Nb、Rb 下部富集, Ta、Sn 大部分未达到边界品位。

5.2 与甲基卡矿田 X03 号脉的对比

甲基卡矿田是我国目前规模最大的硬岩型锂矿最集中的产地之一(王登红等, 2016), 分布有数百条伟晶岩脉, 其中新发现的 X03 号脉规模最大, 稀有金属矿化同样以 Li 为主。X03 号脉 ZK1101 位于矿体中部靠南侧, 孔深 126.49 m, 地下 17.2~41.74 m 见矿, 含矿伟晶岩赋存在上三叠统新都桥组(T_3xd)中, 顶底板围岩主要为含电气石二云母石英片岩和红柱石二云母石英片岩。X03 号脉 ZK1101 相比李家沟 I 号脉钻孔海拔更高(海拔在 4 300 m 以上), 但 I 号脉钻孔向下延伸更深, 含矿伟晶岩埋藏更深, 最深处为 ZK0502 的 428 m。甲基卡 X03 号脉含矿伟晶岩 Li、Rb、Nb 上部富集, Be 中部富集, Ta、Sn 大部分未达到边界品位(图4)。李家沟 I 号脉和甲基卡 X03 号脉 Li、Be 矿化分布特征相同, Rb、Nb 相反。

李家沟 I 号脉和甲基卡 X03 号脉含矿伟晶岩稀有元素平均含量对比图和含量变化箱线图(图5)可知, 在元素含量方面(图5a), I 号脉与 X03 号脉 Li、Rb、Sn 平均含量相差较大, X03 号脉 Li 平均含量高于 I 号脉, I 号脉 Rb、Sn 平均含量高于 X03 号脉, I 号脉和 X03 号脉 Ta 平均含量相近。在元素含量分布方面(图5b), I 号脉 Rb 整体含量较高, X03 号脉 Li、Be、Nb 整体含量较高, I 号脉 Be、Rb 含量变化范围较小, X03 号脉 Li 含量变化范围较小。

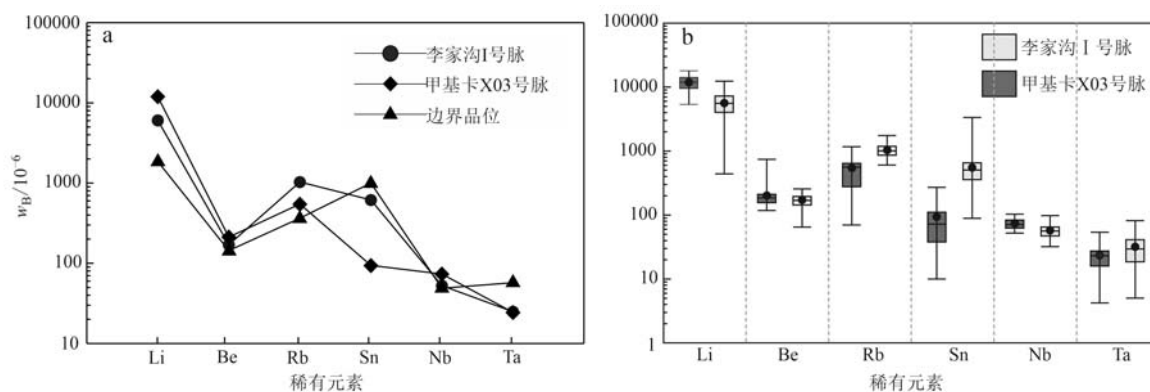


图5 李家沟 I 号脉和甲基卡 X03 号脉含矿伟晶岩稀有元素平均含量对比图(a)和含量变化箱线图(b)

Fig. 5 Comparison of average content (a) and box plot (b) of rare elements in ore-bearing pegmatites between No. I vein in Lijiagou and X03 vein in Jiajika

5.3 原位结晶模拟

为进一步验证李家沟 I 号脉的形成是否与可尔

因花岗岩体有关, 将可尔因二云母花岗岩和李家沟 I 号脉中的 Li、Rb、Ba、Sr、Nb、Ta 元素进行了原位结

晶模拟计算。二云母花岗岩全岩 Li、Rb、Ba、Sr、Nb、Ta 作为岩石示踪剂,其含量平均值作为结晶分异时的初始岩浆含量(表 2)。Li、Rb、Nb、Ta 为不相容元素富集于伟晶岩。

表 2 可尔因二云母花岗岩和李家沟 I 号脉 Li、Rb、Ba、Sr、Nb、Ta 含量
Table 2 Li, Rb, Ba, Sr, Nb, Ta contents of Ke'eryin two-mica granite and No. 1 vein of Lijiagou

元素	可尔因二云母花岗岩			李家沟钠长石锂辉石伟晶岩		
	Fei et al., 2020(n=7)			Fei et al., 2020(n=5) 和本文 I 号脉实测		
	最小	最大	平均值	最小	最大	平均值(本文实测样品数)
Li	93.4	213	158.8	929	13 855	6 325(373)
Rb	233	318	280.1	293.5	2 643	1 160(83)
Ba	258	744.6	472.2	3.19	28.1	9.55(5)
Sr	60.2	335	181.9	3.89	42.7	17.79(5)
Nb	13.3	20.6	17.3	18	152	74.92(83)
Ta	1.08	3.82	2.2	5	60.7	29.33(83)

Langmuir(1989)提出的定量原位结晶模型验证了伟晶岩和花岗岩体在封闭体系中通过连续演化后存在成因联系的假设,并且从这个假设推导出了方程

$$C_L/C_0 = (M_L/M_0)^{f(D-1)/[D(1-f)+f]} \tag{1}$$

式中, C_0 为岩浆中 i 元素的初始浓度, C_L 为分异岩浆中 i 元素的浓度, M_0 为岩浆的初始质量, M_L 为残余岩浆的质量, D 为体积分配系数, f 为从凝固区返回到未分馏岩浆房的部分岩浆的体积分数。体积分配系数 D 可以通过以下方程计算

$$D = \frac{1}{f} (X_A K_A + X_B K_B + X_C K_C + \dots) \tag{2}$$

其中, X_A 为矿物 A 在岩石中的质量分数, K_A 为矿物 A/熔体分配系数(表 3)。在原位结晶过程中,残余熔体中微量元素相对母熔体的富集程度(C_L/C_0)随残余熔体相对岩浆房总质量(M_L/M_0)的变化而变化,根据岩石地球化学资料, C_0 值被认为是作为初始岩浆的可尔因花岗岩体微量元素 i 的浓度计算值。 M_L/M_0 值相当于残余岩浆的质量分数,其值介于 0.01(99%残余岩浆,开始结晶)和 0.99(1%残余岩浆,结晶结束)之间。 f 值的范围在 0.01(表示非常快速的结晶过程,即只有 1%液体从凝固区返回)和 1(表示瑞利分馏过程,即凝固区的所有液体全部返回)之间。

原位结晶的建模需要计算体积分配系数。正如 Jolliff 等(1992)、Shearer 等(1992)研究表明,体积分配系数的适当值具有不确定性,这种不确定性主要是温度、围压和熔体成分(Rollinson, 1993)不同导致的,但这些都该研究的花岗岩-伟晶岩系统中的主要科学问题。花岗岩和伟晶岩矿物中关键元素在不同矿物/熔体中的分配系数见表 3。本文建模选取

的数值代表锂氟花岗岩,与可尔因花岗岩体一致,在参考值有范围的情况下,使用可用的最大值计算体积分配系数。为了更好地进行原位结晶模拟,估测可尔因二云母花岗岩的矿物由石英(35%)、钠长石(30%)、钾长石(20%)、白云母(8%)和黑云母(7%)组成。

表 3 Li、Rb、Ba、Sr、Nb、Ta 在不同矿物/熔体中的分配系数

Table 3 Mineral/melt partition coefficients of Li, Rb, Ba, Sr, Nb and Ta used for quantitative modeling

矿物	钠长石	白云母	石英	钾长石	黑云母
Li	0.10	1.67	0.05	0.05	1.65
Rb	0.06	1.75	0.016	0.74	5.30
Ba	0.19	5.50	0.015	6.70	7.00
Sr	3.31	0.50	0.01	5.00	0.06
Nb	0.12	3.41	0.14	0.08	4.07
Ta	0.04	0.40	0.05	0.03	1.71

Li、Rb、Ba、Sr 数据来源于 Barros 和 Menuge(2016); 钠长石、白云母、石英和钾长石 Nb、Ta 分配系数来源于王贤觉等(1998), 黑云母 Nb、Ta 分配系数来源于干国梁(1993)。

以可尔因二云母花岗岩为初始岩浆进行模拟的二元图(图 6)上可以看出,通过结晶分异使得 Li、Rb 富集和 Ba、Sr 亏损可以达到李家沟 I 号脉的平均含量。然而,需要不同的结晶条件来单独解释所分析的元素。比如在 $f=0.6$ 时,花岗岩浆需要经过近 99.9%的结晶分异才能达到李家沟 I 号脉的 Li-Rb 含量(图 6a); 当 $f \approx 0.7$ 时,需要经过 >99% 的结晶分异才能达到李家沟 I 号脉的 Li-Ba 含量(图 6b); 当 $f \approx 0.8$ 时,需要经过 >99% 的结晶分异才能达到李

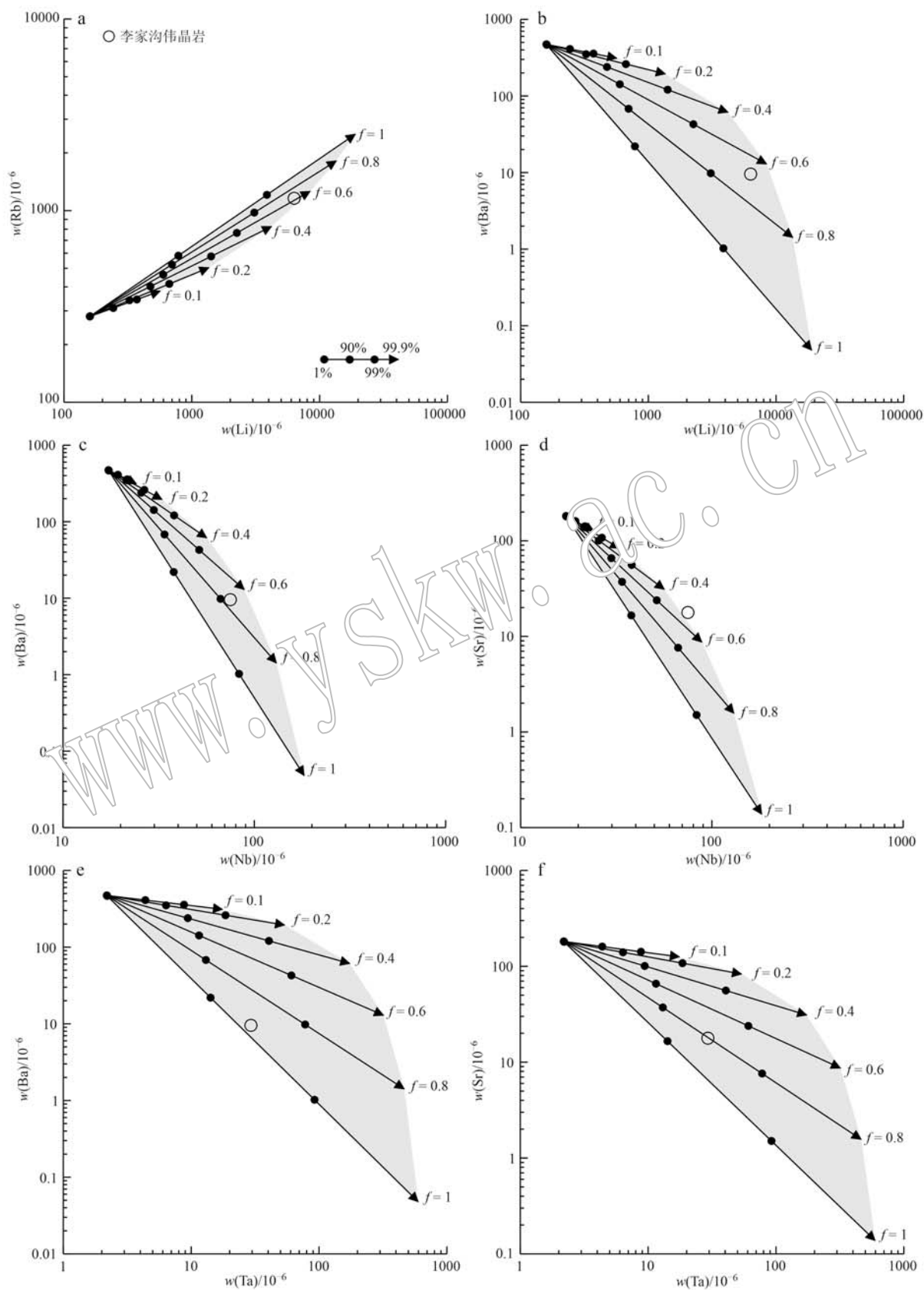


图6 以可尔因二云母花岗岩的平均含量为初始岩浆的原位结晶模拟的二元图解

Fig. 6 Bivariate plots of in situ crystallization modeling with the average Ke'eryin two-mica granite as the initial magma

家沟 I 号脉的 Nb-Ba 含量(图 6c); 当 $f \approx 0.9$ 时, 需要经过近 95% 的结晶分异才能达到李家沟 I 号脉的 Ta-Ba 含量(图 6e); 当 $f = 0.8$ 时, 需要经过近 95% 结晶分异才能达到李家沟 I 号脉的 Ta-Sr 含量(图 6f)。除李家沟 I 号脉的 Nb-Sr 含量不能通过原位结晶再现之外(图 6d), 只考虑二云母花岗岩浆结晶分异形成李家沟 I 号脉似乎可以达到, 但是需要花岗岩浆结晶分异程度达到近 99.9% 时残余岩浆结晶才可能形成含矿伟晶岩脉, 因此认为李家沟 I 号脉不太可能由可尔因二云母花岗岩浆结晶分异得到。

5.4 李家沟 I 号脉成因

目前伟晶岩成因存在两种观点, 第 1 种是花岗质岩浆结晶分异成因 (Cěrný *et al.*, 2012; London, 2018; Dittrich *et al.*, 2019), 第 2 种是变质深熔成因 (Shaw *et al.*, 2016; Simmons *et al.*, 2016; Muller *et al.*, 2017; 张辉等, 2019)。另外, Koopmans 等 (2024) 提出了一种多阶段重熔模型, 认为变质沉积岩重熔生成的熔体以及随后在封闭系统中经历结晶分异的熔体均达不到 Li 饱和, 而熔体结晶为花岗岩之后再重熔可以形成富 Li 熔体。Knoll 等 (2023) 则认为当变质沉积岩部分熔融生成含锂的熔体时, 熔体仍然需要通过白云母和十字石的结晶分异才能达到锂辉石的饱和浓度 (500×10^{-6}), 最后形成富锂辉石的伟晶岩。

李家沟 I 号脉与甲基卡 X03 号脉稀有元素矿化分带规律存在一定差异, 二者伟晶岩成因可能不同。对于甲基卡锂矿, 许志琴等 (2023) 提出了一种“多层次穹状花岗岩席”控矿理论, 即多层次穹状花岗岩席形成的母岩浆经高度结晶分异和强烈的流体不混溶作用形成了富锂伟晶岩, 而刘丽君等 (2016, 2017) 则认为 X03 号脉由二云母花岗岩浆结晶分异形成。前人研究表明, 可尔因二云母花岗岩锆石 U-Pb 年龄约为 219.2~206 Ma (廖远安等, 1992; Fei *et al.*, 2020), 李家沟矿床钠长石锂辉石伟晶岩形成时代约为 211~198 Ma (Fei *et al.*, 2020), 与松潘-甘孜造山带的锂辉石伟晶岩形成时代相近, 形成于同一构造背景。但是, 造山带内有的矿床规模庞大, 有的矿床规模较小, 如果都将二云母花岗岩作为母岩, 很难解释矿床规模为什么存在明显差异。此外, 原位结晶模拟显示李家沟 I 号脉很难由形成可尔因二云母花岗岩的一套岩浆系统结晶分异形成, 李家沟矿床伟晶岩与可尔因二云母花岗岩在年龄和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值范围

上存在差异 (Fei *et al.*, 2020), 流体包裹体特征指示从可尔因岩体→外围不含矿伟晶岩→李家沟矿床含矿伟晶岩, 不具备花岗质岩浆连续结晶分异演化的特征 (Fei *et al.*, 2021), 锆石微量元素特征更是指示可尔因二云母花岗岩不是锂辉石伟晶岩的直接母岩 (胡方泱等, 2024)。松潘-甘孜造山带内的锂辉石伟晶岩脉大部分受控于片麻岩穹隆构造, 锂辉石伟晶岩脉受节理裂隙控制。微量元素在矿物中的分配取决于矿物与熔体的分配系数, 而相分离或者熔流体不混溶均会影响稀有元素的配分 (Liu *et al.*, 2024)。李家沟矿床 I 号脉规模大且品位较高, 仅靠结晶分异作用很难形成如此大规模的锂辉石伟晶岩脉。

变质沉积岩含较多的黏土、云母类矿物和十字石等 Li 的载体矿物, 其中黏土矿物在沉积过程中易于吸附 Li 元素 (Stepanov *et al.*, 2014; London and Morgan, 2017; Knoll *et al.*, 2023)。Li 在黑云母/熔体的分配系数较高, 黑云母是 Li 的重要储库 (London, 2008)。合成和天然十字石 Li 含量最高分别可达 1.850×10^{-6} 和 5.900×10^{-6} (Dutrow *et al.*, 1986; Wunder *et al.*, 2007)。可尔因矿田侏倭组中的十字石和黑云母含有较高含量的 Li, 十字石 Li 含量介于 $450 \times 10^{-6} \sim 2.750 \times 10^{-6}$ 之间 (未发表数据), 黑云母 Li 含量主要介于 $200 \times 10^{-6} \sim 5.087 \times 10^{-6}$ 之间 (胡方泱等, 2022)。李家沟 I 号脉侵位于马尔康片麻岩穹隆幔部变质沉积岩中, 后者经历了两期高温变质作用, 第 1 期温压条件为 0.70~0.72 GPa、664~704℃, 第 2 期温压条件为 0.33~0.37 GPa、570~590℃ 和 0.36~0.44 GPa、592~628℃, 高温导致变质沉积岩中的 Li 脱离岩石 (郑艺龙等, 2021)。Knoll 等 (2023) 的地球化学模拟实验表明, 变质沉积岩在 0.7 GPa、668℃ 条件下发生低程度部分熔融, 初始熔体中的 Li 主要来源于白云母和十字石, 熔融温度未达到黑云母脱水熔融温度, 在体积分数 7% (动态) 或 20% (静态) 提取阈值上需要 81%~99% 的结晶分异程度以允许锂辉石在残余熔体中结晶, 驱动力由浮力提供。马尔康片麻岩穹隆第 1 期高温变质作用温压条件与 Knoll 等 (2023) 的实验结果相吻合, 变质沉积岩发生十字石和白云母矿物的变质熔融, 未发生黑云母脱水熔融, 变质沉积岩低程度部分熔融可以生成相对富 Li 的熔体。Koopmans 等 (2024) 实验结果显示, 变质沉积岩在 0.8 GPa、660~690℃ 条件下, 白云母发生脱水熔融向熔体中释放 Li, 而黑云母

直到 0.3 GPa、约 780℃ 才开始脱水熔融。变质沉积岩经低程度部分熔融至少需要重熔出 10% (体积分数) 的初始熔体,之后熔体经历结晶分异作用生成的富锂熔体与残余熔体比例大致为 1:9,分异残余的熔体通常会结晶形成云母、长石、角闪石和石榴子石等其他的造岩矿物,驱动力通常由造山活动提供 (Koopmans *et al.*, 2024)。马尔康片麻岩穹隆第 2 期高温变质作用温度条件显著低于实验显示的黑云母脱水熔融温度。此外,李家沟矿床伟晶岩中的捕获锆石与侏倭组变质沉积岩中的碎屑锆石二阶段模式年龄更为接近,而非可尔因花岗岩,这也间接证明变质沉积岩经历了部分熔融 (袁彦伟等, 2022)。李家沟 I 号脉的形成应与初始岩浆浓度及 Li 含量、结晶分异程度、稀有元素的配分以及节理裂隙的发育程度等有关。

李家沟 I 号脉围岩 Li 含量差异较大,部分样品锂含量较高,可达工业品位。ZK0203 含矿伟晶岩下部炭质黑云角岩 Li 含量为 5.621×10^{-6} , ZK0501 含矿伟晶岩中部炭质黑云角岩 Li 含量为 4.088×10^{-6} ,而 ZK0202 含矿伟晶岩上部透辉长英角岩 Li 含量仅 557.4×10^{-6} ,这种差异与围岩中的黑云母含量高低有关。变质沉积岩低程度部分熔融期间,初始熔体中的 Li 主要来自白云母和十字石的熔融,但是白云母 Li 含量较低,并且十字石在可尔因地区变质沉积岩中含量较低,仅靠白云母和十字石熔融释放 Li 无法形成锂饱和熔体。因此,变质沉积岩低程度部分熔融生成熔体后,再经历结晶分异作用,进而促使锂辉石饱和结晶。

综上所述,李家沟 I 号脉与可尔因二云母花岗岩并不属于同一套岩浆系统,变质沉积岩在白云母脱水熔融温压条件下发生低程度部分熔融,导致白云母和十字石熔融释放 Li 形成相对富锂的熔体,随后熔体通过结晶分异达到锂饱和并使锂辉石结晶,最终形成李家沟 I 号脉。

6 结论

(1) 李家沟锂辉石矿床 I 号脉 Li 整体在矿体上部富集, Be 整体在矿体中部富集, Nb、Rb 整体在矿体下部富集, Ta、Sn 大部分未达到边界品位。

(2) 李家沟锂辉石矿床伟晶岩并不是由形成可尔因二云母花岗岩的一套岩浆系统结晶分异形成的,而是由富稀有元素的变沉积岩低程度部分熔融

生成的相对富 Li 的熔体再经历结晶分异形成。

References

- Barros R and Menuge J F. 2016. The origin of spodumene pegmatites associated with the Leinster granite in southeast Ireland[J]. *The Canadian Mineralogist*, 54(4): 847~862.
- Cerny P and Ercit T S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited[J]. *The Canadian Mineralogist*, 43(6): 2 005~2 026.
- Cerny P, London D and Novak M. 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources[J]. *Elements*, 8(4): 289~294.
- Deng Yun, Fei Guangchun, Li Jian, *et al.* 2018. Study of C-H-O isotopes and geochronology of the Lijiagou pegmatite-spodumene deposit in Sichuan Province[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 38(3): 40~47 (in Chinese with English abstract).
- Ditttrich T, Sifert T, Schulz B, *et al.* 2019. Archean Rare-metal Pegmatites in Zimbabwe and Western Australia: Geology and Metallogeny of Pollucite Mineralisations[M]. Berlin: Springer.
- Jurow B L, Holdaway M J and Hinton R W. 1986. Lithium in staurolite and its petrologic significance[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4): 496~506.
- Fei Guangchun and Fang Bing. 2015. The characteristics of the ore fabric of Lijiagou deposit in Ke'eryin orefield, west Sichuan[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 35(S1): 1 033 (in Chinese).
- Fei G C, Li B H, Yang J Y, *et al.* 2018. Geology, fluid inclusion characteristics and H-O-C isotopes of large Lijiagou pegmatite-spodumene deposit in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibet: Implications for ore genesis[J]. *Resource Geology*, 68(1): 37~50.
- Fei G C, Li T R, Menuge J F, *et al.* 2023. Petrogenesis of aplites in the Ke'eryin rare metal orefield in the Songpan-Garze Fold Belt, Eastern Tibet: Evidence from mineralogy, geochemistry, geochronology and Hf-Nd isotopes[J]. *Lithos*, 438: 107017.
- Fei G C, Menuge J F, Chen C S, *et al.* 2021. Evolution of pegmatite ore-forming fluid: The Lijiagou spodumene pegmatites in the Songpan-Garze fold belt, southwestern Sichuan Province, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 139: 104441.
- Fei G C, Menuge J F, Li Y Q, *et al.* 2020. Petrogenesis of the Lijiagou spodumene pegmatites in Songpan-Garze fold belt, west Sichuan, China: Evidence from geochemistry, zircon, cassiterite and coltan U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions [J]. *Lithos*, 364: 105555.
- Fei Guangchun, Tan Xin, Yuan Yanwei, *et al.* 2025. The genesis of

- spodumene pegmatites in the Ke'eryin orefield, Sichuan Province: Evidence from mineralogy, in-situ geochemistry and Rayleigh fractionation simulation of K-feldspar[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 41(6): 2161~2178 (in Chinese with English abstract).
- Fei Guangchun, Yang Zheng, Yang Jiye, *et al.* 2020. New precise timing constraint for the Dangba granitic pegmatite type rare-metal deposit, Markam, Sichuan Province: Evidence from cassiterite LA-MC-ICP-MS U-Pb dating[J]. *Acta Geologica Sinica*, 94(3): 836~849 (in Chinese with English abstract).
- Fei Guangchun, Yuan Tianjing, Tang Wenchun, *et al.* 2014. Classification of ore-bearing pegmatites in Kerin pegmatite-type rare metal deposits in western Sichuan[J]. *Mineral Deposits*, 33(S1): 187~188 (in Chinese).
- Can Guoliang. 1993. Mineral-melt element partition coefficients: Data and major variation regularities[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 12(2): 144~181 (in Chinese with English abstract).
- Gu Chenghui. 2014. Metallogenic regularity of spodumene deposits in the closely spaced pegmatite area in the southeastern Keeryin pegmatite field, Sichuan Province[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 29(1): 59~65 (in Chinese with English abstract).
- Gu Chenghui, Li Jian, Luo Wenzhi, *et al.* 2012. Supplementary geological exploration report on Jiajika spodumene deposit in Jinchuan County, Sichuan Province[R]. Chengdu: Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources (in Chinese).
- Han Jingrui, Ran Fengqin, Dor Ji, *et al.* 2025. Evolution of melt-fluid and metallogenic age of the Lijiagou granite pegmatite type lithium deposit, western Sichuan-constraints from the composition and U-Pb isotopic analysis of muscovite and cassiterite microregions[J/OL]. *Acta Petrologica et Mineralogica*. <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1966.p.20250307.1047.002.html> (in Chinese with English abstract).
- Hu Fangyang, Wu Fuyuan, Chen Guohui, *et al.* 2022. The critical factors of lithium enrichment in the metasedimentary wall rocks of granitic pegmatite-type lithium deposit: Insights from the Ke'eryin area in the eastern Songpan-Ganzi Belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(7): 2017~2051 (in Chinese with English abstract).
- Hu Fangyang, Yang Lei, Chen Guohui, *et al.* 2024. Tracking the magmatic-hydrothermal evolution during lithium mineralization with zircon trace elements[J]. *Acta Geologica Sinica*, 98(5): 1615~1636 (in Chinese).
- Jolliff B L, Papike J J and Shearer C K. 1992. Petrogenetic relationships between pegmatite and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatite wall zones, Black Hills, South Dakota, USA [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5): 1915~1939.
- Knoll T, Huet B, Schuster R, *et al.* 2023. Lithium pegmatite of anatectic origin—A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling [J]. *Ore Geology Reviews*, 154: 105298.
- Koopmans L, Martins T, Linnen R, *et al.* 2024. The formation of lithium-rich pegmatites through multi-stage melting [J]. *Geology*, 52(1): 7~11.
- Langmuir C H. 1989. Geochemical consequences of in situ crystallization [J]. *Nature*, 340(6230): 199~205.
- Li Jiankang. 2006. Mineralizing Mechanism and Continental Geodynamics of Typical Pegmatite Deposits in Western Sichuan, China[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- Li Jiankang, Lin Xifan and Wang Denghong. 2014. The metallogenic regularity of lithium deposits in China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2260~2263 (in Chinese with English abstract).
- Li Yufan and Yao Xueliang. 1992. Evolution feature and mineralogical relations peraluminous granites from Jinchuan, western Sichuan [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 12(1): 12~22 (in Chinese with English abstract).
- Liu Lijun, Wang Denghong, Hou Kejun, *et al.* 2017. Application of lithium isotope to Jiajika new No. 3 pegmatite lithium polymetallic vein in Sichuan[J]. *Earth Science Frontiers*, 24(5): 167~171 (in Chinese with English abstract).
- Liu Lijun, Wang Denghong, Yang Yueqing, *et al.* 2016. Metallogenic characteristics of X03 rare metal vein in Jiajika of Sichuan[J]. *Journal of Guilin University of Technology*, 36(1): 50~59 (in Chinese with English abstract).
- Liu X C, Kohn M J, Wang J M, *et al.* 2024. Formation of lithium-rich pegmatites via rapid crystallization and shearing-case study from the South Tibetan Detachment, Himalaya[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 629: 118598.
- London D. 2008. Pegmatites[M]. Ottawa: Mineralogical Association of Canada (Canada), 1~347.
- London D. 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites[J]. *Ore Geology Reviews*, 101: 349~383.
- London D and Morgan VI G B. 2017. Experimental crystallization of the Macusanj obsidian, with applications to lithium-rich granitic pegmatites[J]. *Journal of Petrology*, 58(5): 1005~1030.
- Mao Jingwen, Yang Zongxi, Xie Guiqing, *et al.* 2019. Critical minerals: International trends and thinking[J]. *Mineral Deposits*, 38(4): 689

- ~698 (in Chinese with English abstract).
- Müller A, Romer R L and Pedersen R B. 2017. The sveconorwegian pegmatite province—Thousands of pegmatites without parental granites [J]. *The Canadian Mineralogist*, 55(2): 283~315.
- Potts P J and Kane J S. 2005. International association of geoanalysts certificate of analysis; Certified reference material OU-6 (Penrhyn slate) [J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(2): 233~236.
- Qin Kezhong, Zhao Junxing, He Changtong, *et al.* 2021. Discovery of the Qiongiagang giant lithium pegmatite deposit in Himalaya, Tibet, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 37(11): 3 277~3 286 (in Chinese with English abstract).
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation (1st edition) [M]. The Longman Geochemistry Series, 352.
- Shaw R A, Goodenough K M, Roberts N M W, *et al.* 2016. Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: A case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland [J]. *Precambrian Research*, 281: 338~362.
- Shearer C K, Papike J J and Jolliff B L. 1992. Petrogenetic link among granites and pegmatites in the Harney Peak rare element granite pegmatite system, Black Hills, South Dakota [J]. *Canadian Mineralogist*, 30(3): 785~809.
- Simmons W, Falster, Weber K, *et al.* 2016. Bulk composition of Mt. mica pegmatite, Montana, USA: Implications for the origin of an albitic type pegmatite in anatexis [J]. *The Canadian Mineralogist*, 54(4): 1 053~1 070.
- Stepanov A, A Mavrogenes J, Meffre S, *et al.* 2014. The key role of mica during igneous concentration of tantalum [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(6): 1 009.
- Thompson M, Potts P J, Kane J S, *et al.* 2000. GeoPT5. An international proficiency test for analytical geochemistry laboratories—Report on round 5 [J]. *Geostandards Newsletter*, 24(1): E1~E28.
- Wang Denghong, Wang Ruijiang, Fu Xiaofang, *et al.* 2016. A discussion on the major problems related to geological investigation and assessment for energy metal resources base: A case study of the jiajika large lithium mineral resource base [J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 37(4): 471~480 (in Chinese with English abstract).
- Wang He, Huang Liang, Bai Hongyang, *et al.* 2022. Types, distribution, development and utilization of lithium mineral resources in China: Review and perspective [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 46(5): 848~866 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xianjue, Niu Hecai and Guo Guozhang. 1998. The tracking study of Nb and Ta in magmatic evolution process for pegmatite vein No. 3, Altay, China [J]. *Geochimica*, 27(1): 1~11 (in Chinese with English abstract).
- Wunder B, Meixner A, Romer R L, *et al.* 2007. Lithium isotope fractionation between Li-bearing staurolite, Li-mica and aqueous fluids: An experimental study [J]. *Chemical Geology*, 238(3~4): 277~290.
- Xu Zhiqin, Wang Rucheng, Zhao Zhongbao, *et al.* 2018. On the structural backgrounds of the large-scale “hard-rock type” lithium ore belts in China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 92(6): 1 091~1 106 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Zhu Wenbin, Zheng Bihai, *et al.* 2023. New ore-controlling theory of “multilayered domal granitic sheets” of the Jiajika pegmatite-type lithium deposit: The major discoveries of the “Jiajika Pegmatite-type Lithium Deposit Scientific Drilling Project (JJD)” [J]. *Acta Geologica Sinica*, 97(10): 3 133~3 146 (in Chinese with English abstract).
- Yuan Y B, Chen B, Shao J B, *et al.* 2023. Lithium enrichment of the magmatic-hydrothermal fluid in albite-spodumene pegmatite from Li-jiaogou, Eastern Tibetan Plateau: Evidence from fluid inclusions [J]. *Ore Geology Reviews*, 162: 105685.
- Yuan Yanwei, Fei Guangchun, Zheng Luo, *et al.* 2022. U-Pb age and Lu-Hf isotope of detrital zircons, geochemical characteristics and geological significance for Zhuwo Formation meta-sedimentary rocks in ke'erlyn region, western Sichuan [J]. *Earth Science*, 47(8): 2 902~2 924 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Mingguo, Wu Fuyuan, Hu Ruizhong, *et al.* 2019. Critical metal mineral resources: Current research status and scientific issues [J]. *Bulletin of National Natural Science Foundation of China*, 33(2): 106~111 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Hui, Lü Zhenghang and Tang Yong. 2019. Metallogeny and prospecting model as well as prospecting direction of pegmatite-type rare metal ore deposits in Altay orogenic belt, Xinjiang [J]. *Mineral Deposits*, 38(4): 792~814 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Yilong, Xu Zhiqin, Gao Wenqi, *et al.* 2021. Tectonic genesis of the Markam gneiss dome and pegmatitic lithium deposits in western Sichuan Province [J]. *Acta Geologica Sinica*, 95(10): 3 069~3 084 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 邓运, 费光春, 李剑, 等. 2018. 四川李家沟伟晶岩型锂辉石矿床碳氢氧同位素及成矿时代研究 [J]. *矿物岩石*, 38(3): 40~

- 47.
- 费光春, 方 兵. 2015. 川西可尔因矿田李家沟锂辉石矿床矿石组构特征[J]. 矿物学报, 35(S1): 1 033.
- 费光春, 谭 心, 袁彦伟, 等. 2025. 四川可尔因矿田锂辉石伟晶岩成因: 来自钾长石矿物学、微区地球化学和瑞利分馏模拟的证据[J]. 岩石学报, 41(6): 2 161~2 178.
- 费光春, 杨 峥, 杨继忆, 等. 2020. 四川马尔康党坝花岗伟晶岩型稀有金属矿床成矿时代的限定: 来自 LA-MC-ICP-MS 锡石定年的证据[J]. 地质学报, 94(3): 836~849.
- 费光春, 袁天晶, 唐文春, 等. 2014. 川西可尔因伟晶岩型稀有金属矿床含矿伟晶岩分类浅析[J]. 矿床地质, 33(S1): 187~188.
- 干国樑. 1993. 矿物-熔体间元素分配系数资料及主要变化规律[J]. 岩石矿物学杂志, 12(2): 144~181.
- 古城会. 2014. 四川省可尔因伟晶岩田东南密集区锂辉石矿床成矿规律[J]. 地质找矿论丛, 29(1): 59~65.
- 古城会, 李 剑, 罗维维. 2012. 四川省金川县李家沟锂辉石矿床补充地质勘探报告[R]. 成都: 四川省地质矿产勘查局化探队.
- 韩警锐, 冉凤琴, 多 吉, 等. 2025. 川西李家沟花岗伟晶岩型锂矿床熔-流体演化及成矿时代——来自白云母和锡石微区成分及 U-Pb 同位素的约束[J/OL]. 岩石矿物学杂志. <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1966.p.20250307.1047.002.html>
- 胡方洪, 吴福元, 陈国辉, 等. 2012. 花岗-伟晶岩型锂矿床围岩变质沉积岩中锂富集的关键因素: 以滇-黔-桂构造带东部可尔因地区为例[J]. 岩石学报, 38(7): 2 017~2 051.
- 胡方洪, 杨 雷, 陈国辉, 等. 2024. 锆石微量元素示踪锂成矿岩浆-热液演化过程[J]. 地质学报, 98(5): 1 615~1 636.
- 李建康. 2006. 川西典型伟晶岩型矿床的形成机理及其大陆动力学背景[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 李建康, 刘喜方, 王登红. 2014. 中国锂矿成矿规律概要[J]. 地质学报, 88(12): 2 269~2 283.
- 廖远安, 姚学良. 1992. 金川-过铝多阶段花岗岩体演化特征及其与成矿关系[J]. 矿物岩石, 12(1): 12~22.
- 刘丽君, 王登红, 侯可军, 等. 2017. 锂同位素在四川甲基卡新三号矿脉研究中的应用[J]. 地学前缘, 24(5): 167~171.
- 刘丽君, 王登红, 杨岳清, 等. 2016. 四川甲基卡新三号稀有金属矿脉成矿特征的初步研究[J]. 桂林理工大学学报, 36(1): 50~59.
- 毛景文, 杨宗喜, 谢桂青, 等. 2019. 关键矿产——国际动向与思考[J]. 矿床地质, 38(4): 689~698.
- 秦克章, 赵俊兴, 何畅通, 等. 2021. 喜马拉雅琼嘉岗超大型伟晶岩型锂矿的发现及意义[J]. 岩石学报, 37(11): 3 277~3 286.
- 王登红, 王瑞江, 付小方, 等. 2016. 对能源金属矿产资源基地调查评价基本问题的探讨——以四川甲基卡大型锂矿基地为例[J]. 地球学报, 37(4): 471~480.
- 王 核, 黄 亮, 白洪阳, 等. 2022. 中国锂资源的主要类型、分布和开发利用现状: 评述和展望[J]. 大地构造与成矿学, 46(5): 848~866.
- 王贤觉, 牛贺才, 郭国章. 1998. 阿尔泰山伟晶岩脉岩浆演化过程中铌、钽示踪的研究[J]. 地球化学, 27(1): 1~11.
- 许志琴, 王汝成, 赵中宝, 等. 2018. 试论中国大陆“硬岩型”大型锂矿带的构造背景[J]. 地质学报, 92(6): 1 091~1 106.
- 许志琴, 朱文斌, 郑碧海, 等. 2023. 川西甲基卡伟晶岩型锂矿的“多层次穹状花岗岩席”控矿新理论——记“川西甲基卡锂矿科学钻探”创新成果[J]. 地质学报, 97(10): 3 133~3 146.
- 袁彦伟, 费光春, 郑 璐, 等. 2022. 川西可尔因地区侏倭组变质沉积岩地球化学、碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素特征及其地质意义[J]. 地球科学, 47(8): 2 902~2 924.
- 翟明国, 吴福元, 胡瑞忠, 等. 2019. 战略性关键金属矿产资源: 现状与问题[J]. 中国科学基金, 33(2): 106~111.
- 张 辉, 吕正航, 唐 勇. 2019. 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, 38(4): 792~814.
- 郑艺龙, 许志琴, 高文琦, 等. 2021. 川西马尔康片麻岩穹隆与伟晶岩型锂矿的构造成因[J]. 地质学报, 95(10): 3 069~3 084.