阿尔泰可可托海3号脉花岗伟晶岩侵位机制、熔-流体演化、稀有金属富集机理及待解之谜

秦克章[1,2)]，周起凤[1,3)]，唐冬梅[1)]，王春龙[1,4)]，朱丽群[1,2)]

1）中国科学院矿产资源研究重点实验室，中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029；
2）中国科学院大学地球与行星科学学院，北京，100049；
3）中国冶金地质总局矿产资源研究院，北京，101300；4）中国地质大学资源学院，湖北武汉，430074

内容提要：新疆阿尔泰可可托海3号脉以独特的实心礼帽形态、完美的同心环状结构分带和复杂的稀有金属矿化组合闻名于世，是我国最重要的稀有金属矿床之一。可可托海3号脉伟晶岩岩浆具有不均一性和高度演化特征。伟晶岩岩浆沿缓倾斜节理上侵，在周缘断裂的帮助下通过岩浆顶蚀形成实心礼帽形态。岩浆就位后经历了岩浆阶段、岩浆-热液阶段和热液阶段，分别伴随Be-Nb-Ta、Li-Be-Nb-Ta和Ta-Cs-Rb-Hf矿化。结晶分异作用和液相不混溶控制着3号脉的稀有金属富集和沉淀序列，流体交代可影响稀有金属再分配。外部带（Ⅰ～Ⅳ带）的强烈结晶分异过程和发生于Ⅳ带与Ⅴ带间的流体大规模出溶，有利于岩浆达到锂饱和浓度，开始锂的大规模沉淀。指出熔-流体演化过程的精细刻画、稀有金属成矿机理的进一步解析、岩浆成因的深入探讨、挥发分P、F、B、Li和CO_2对稀有金属成矿的影响以及缓倾斜帽沿深部找矿为未来研究方向。

关键词：花岗伟晶岩；侵位机制；结晶分异；液相不混溶；稀有金属富集；新疆可可托海

新疆阿尔泰造山带是我国重要的稀有金属产地，阿尔泰可可托海3号脉是我国著名的花岗伟晶岩型稀有金属矿床，以完美的同心环状内部结构分带、罕见的岩钟状形态，稀有金属矿种多、规模大闻名于世，并具有“功勋矿”的称号，为国家发展做出了巨大贡献。20世纪80年代起，我国学者在矿物学（Wang Xianjue et al.，1981；Fan Liangming et al.，1994；Liu Yan et al.，2003；Zhang et al.，2004a，2004b，2008a，2008b；Wang et al.，2006a，2007a，2009；Liu et al.，2005；Cao et al.，2013；Zhou Qifeng et al.，2013；Zhou Tianyi et al.，2014；Wu Shourong et al.，2015；Zhou et al.，2015a；Kang Weirui，2017；Tang Hong et al.，2018）、包裹体（Zou Tianren et al.，1986；Zhang Enshi et al.，1987；Wu Changnian et al.，1994，1995a，1995b；Lu et al.，1997；Li Zhaolin et al.，1998，2000；Zhu Jinchu et al.，2000）、岩石学（Zou Tianren et al.，1975；Wang Xianjue，1980；Zou Tianren et al.，2006；Leng Chengbiao et al.，2007；Qin Kezhang et al.，2019）、年代学（Zou Tianren et al.，1986；Chen et al.，2000；Zhu Yongfeng et al.，2002；Wang Denghong et al.，2004；Zhu et al.，2006；Wang et al.，2007b；Ren Baoqin et al.，2011；Qin Kezhang et al.，2013；Liu et al.，2014；Zhou et al.，2015b，2018；Chen Jianfeng et al.，2018；Yan Junwu et al.，2020）、同位素地球化学（Zou Tianren et al.，1986；Wang Denghong et al.，1998，2001；Zhang Hui，2001；Zhu et al.，2006）、矿田构造（Tian Ye et al.，2015；Tian et al.，2016）等方面开展了大量研究，取得了丰硕成果，为我们揭示了3号脉的内部结构分带特征和形成演化阶段，并为伟晶岩岩浆性质与来源、稀

注：本文为国家自然科学基金项目（编号41602095）、中国科学院重点部署项目（编号ZDRW-ZS-2020-4-1）和国家“十二五”科技支撑计划新疆305项目（编号2011BAB06B03-04）联合资助的成果。
收稿日期：2021-07-04；改回日期：2021-08-13；网络发表日期：2021-09-15；责任编辑：蔡志慧。
作者简介：秦克章，男，1964年生。博士，研究员，从事造山带演化与成矿作用研究。E-mail：kzq@mail.iggcas.ac.cn。

引用本文：秦克章，周起凤，唐冬梅，王春龙，朱丽群. 2021. 阿尔泰可可托海3号脉花岗伟晶岩侵位机制、熔-流体演化、稀有金属富集机理及待解之谜. 地质学报，95（10）：3039～3053，doi：10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2021081.
Qin Kezhang，Zhou Qifeng，Tang Dongmei，Wang Chunlong，Zhu Liqun. 2021. The emplacement mechanism，melt-fluid evolution，rare-element metallogenesis and puzzles of the Koktokay No.3 pegmatite rare elemental deposit，Altai. Acta Geologica Sinica，95（10）：3039～3053.

有金属成矿机制、岩浆侵位机制、以及形成时代与成矿时限的探讨提供了重要证据和关键信息，为未来花岗伟晶岩成因和稀有金属成矿机理研究奠定基础。

在回顾前人工作进展的基础上，总结了可可托海3号脉伟晶岩稀有金属矿床的基本特征，介绍了最新研究进展，如岩浆不均一性和高度演化特征，岩浆顶蚀是其主要侵位机制，熔-流体演化及流体大规模出溶与结构带-矿化分带的关系，结晶分异作用和液相不混溶控制着3号脉的稀有金属富集和沉淀序列，流体交代可影响稀有金属再分配。指出了成因研究方面尚存在的问题和沿缓倾斜帽深部找矿等有待深化研究的方向。

1 矿床地质概况

阿尔泰造山带是世界著名的稀有金属伟晶岩产区，也是我国最重要的稀有金属成矿带之一，蕴藏工业白云母、陶瓷长石、稀有金属和宝石等丰富的矿产资源。阿尔泰伟晶岩型矿床可划分为加里东期、海西期、印支期至燕山早期四期。阿尔泰造山带中伟晶岩表现一定的时空分布规律。其中，泥盆纪—石炭纪和二叠纪伟晶岩主要分布于琼库尔地体中，三叠纪伟晶岩和早侏罗世伟晶岩主要分布于中阿尔泰地体中，少数分布于琼库尔地体中（Lv et al.，2018，2021；Zhou et al.，2018；Zhang Hui et al.，2019）。造山作用峰期（加里东期与海西早期）形成的伟晶岩多为工业白云母型和REE-Nb型，造山后与非造山阶段（二叠纪—中侏罗世）形成的伟晶岩多为稀有金属型（矿化类型包括Be、Li、Li-Be-Nb-Ta-Cs组合）（Qin Kezhang et al.，2013，2017）。阿尔泰稀有金属成矿带产出10万余条伟晶岩脉，划分为9个矿集区（图1）。可可托海矿集区位于阿尔泰造

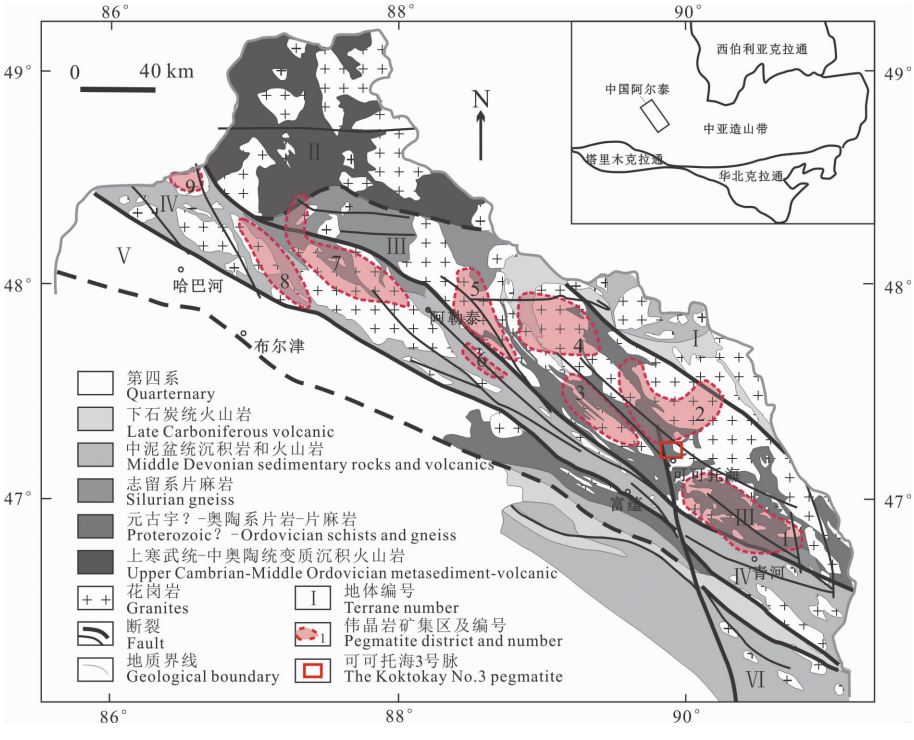

图1 阿尔泰造山带地质简图（据Windley et al.，2002；Wang et al.，2006b，2007b；Cai et al.，2011）

Fig. 1 Geological sketch map of the Chinese Altai orogeny belt

(modified from Windley et al.，2002；Wang et al.，2006b，2007b；Cai et al.，2011)

Ⅰ—北阿尔泰山地体；Ⅱ—北西阿尔泰山地体；Ⅲ—中阿尔泰山地体；Ⅳ—琼库尔-阿巴宫地体；Ⅴ—额尔齐斯地体；Ⅵ—布尔津-二台地体；1—青河矿集区；2—可可托海矿集区；3—库威-结别特矿集区；4—柯鲁木特-吉得克矿集区；5—卡拉额尔齐斯矿集区；6—大喀拉苏-可可西尔矿集区；7—小卡拉苏-切别林矿集区；8—海流滩-也留曼矿集区；9—加曼哈巴矿集区

Ⅰ—Altaishan terrane；Ⅱ—NW Altaishan terrane；Ⅲ—Central Altaishanterrane；Ⅳ—Qiongkuer-Abagong terrane；Ⅴ—Erqis terrane；Ⅵ—Perkin-Ertai terrane；1—Qinghe pegmatite district；2—Keketuohai pegmatite district；3—Kuwei-Jiebiete pegmatite district；4—Kelumute-Jideke pegmatite district；5—Kalaeerqisi pegmatite district；6—Dakalasu-Kekexier pegmatite district；7—Xiaokalasu-Qiebielin pegmatite district；8—Hailiutan-Yeliuman pegmatite district；9—Jiamanhaba pegmatite district

山带东南部，产出可可托海等稀有金属矿床。

可可托海 3 号脉花岗伟晶岩型稀有金属（Li-Be-Nb-Ta-Cs-Rb-Hf）矿床位于新疆富蕴县可可托海镇。矿区面积 20 km^2，矿区地层以哈巴河群为主（片岩和变质角砾凝灰岩），矿区内出露变辉长岩体（角闪岩、斜长角闪岩及少量角闪斜长变粒岩）、花岗岩体（黑云母花岗岩、二云母花岗岩和白云母花岗岩），以及伟晶岩脉（包括 1 号脉、2 号脉、3b 号脉和 3 号脉等）和花岗岩脉（图 2）。可可托海 3 号脉产出于变辉长岩体中。矿区构造主要为断裂及裂隙构造。走向 NW310°～340°、向南西缓倾（倾角 20°～45°）裂隙与同一走向陡倾裂隙（倾角 65°～75°）构成容矿构造裂隙，另有一组走向近 EW 的断裂为晚期构造。

2　内部结构分带

可可托海 3 号脉形似“实心礼帽”，由岩钟体和底部缓倾斜体组成（图 3）。岩钟体走向 NW335°，倾向 NE，上部倾角 40°～80°，下部倾角 80°，沿走向长 250 m，宽 150 m，斜深 250 m。底部缓倾斜体走向 N310°～320°，倾向 SW，倾角 10°～40°，沿走向已知长度 2000 m，沿倾斜控制 1500 m，厚度 20～60 m，呈阶梯状延深（Zou Tianren et al.，2006）。

根据矿物共生组合和结构构造的差异，花岗伟晶岩常表现内部结构分带。可可托海 3 号脉闻名世界的最典型特色在于其发育完善的内部结构分带型式。可可托海 3 号脉岩钟体展现完美的同心环状分带由 9 个结构带组成（图 3，图 4），由外向内产出文象伟晶岩带（Ⅰ带）、糖粒状钠长石带（Ⅱ带）、块体微斜长石带（Ⅲ带）、石英-白云母带（Ⅳ带）、叶钠长石-锂辉石带（Ⅴ带）、石英-锂辉石带（Ⅵ带）、白云母-薄片钠长石带（Ⅶ带）、锂云母-薄片钠长石带（Ⅷ带）和石英-微斜长石核（Ⅸ带）。缓倾斜体由 7 个岩相带组成，分别为文象伟晶岩和中粗粒伟晶岩带、糖粒状钠长石带、细粒伟晶岩带、块体微斜长石带、白云母-石英带、叶钠长石-石英-锂辉石带以及锂云母-薄片钠长石带。各结构分带由不同的矿物共生组合体组成，其体积占比也相差较大（表 1），反映出 3 号脉伟晶岩的不均一性和高度演化特征。

3　岩体侵位机制

可可托海矿区发育不同产状的伟晶岩脉，如岩墙、岩盖等。通过矿区岩石叶理、节理、断裂、伟晶岩与围岩接触带的详细观察和统计分析，探讨矿区伟晶岩脉（岩墙、岩盖等）的侵位机制。普遍认为张性断裂是岩浆侵位的有利通道（Matínez-Poza et al.，

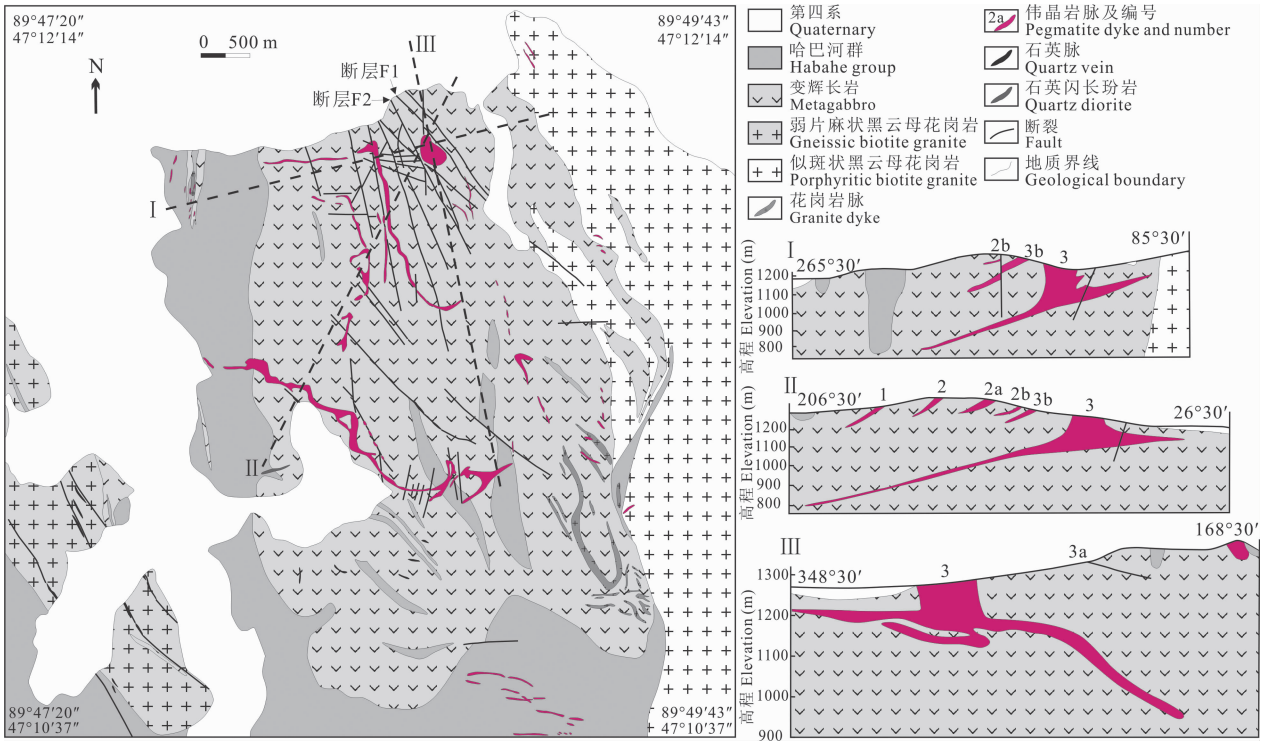

图 2　可可托海 3 号脉矿区地质图（据 Zou Tianren et al.，1986；Zhu Jinchu et al.，2000 改绘）

Fig. 2　Geological map of the Koktokay No. 3 pegmatite (modified after Zou Tianren et al.，1986；Zhu Jinchu et al.，2000)

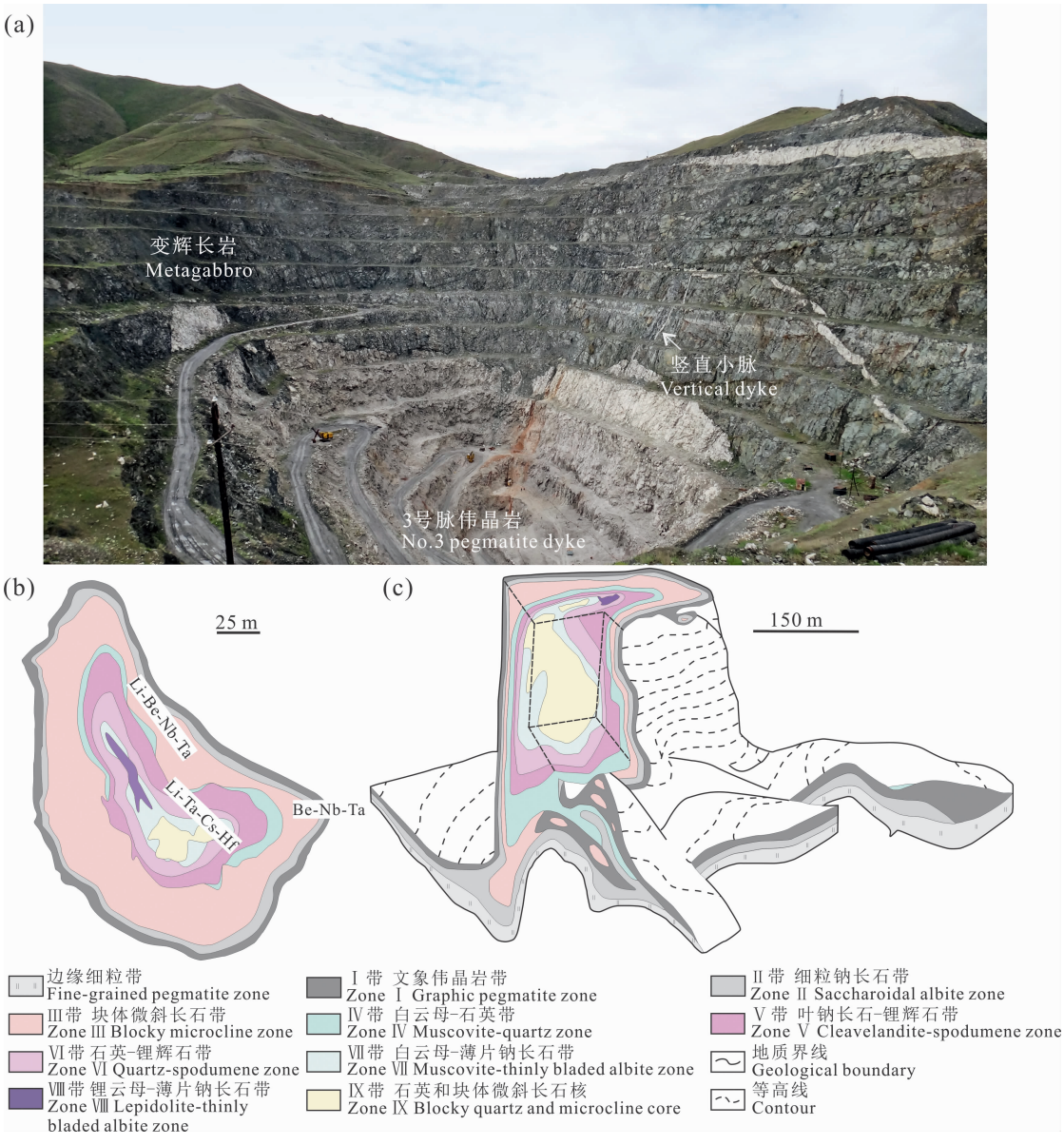

图 3 可可托海 3 号脉形态级内部结构分带示意图(据 Zou Tianren et al., 1986, 2006 改绘)

Fig. 3 The shape and internal zonation pattern of the Koktokay No. 3 pegmatite (modified after Zou Tianren et al., 1986, 2006)

(a)—3 号脉采坑照片;(b)—3 号脉平剖面示意图;(c)—3 号脉立体示意图

(a)—Photo of the Koktokay No. 3 pegmatite open pit; (b)—sketch map of horizontal section of the Koktokay No. 3 pegmatite; (c)—sketch map of three dimensional and vertical section of the Koktokay No. 3 pegmatite

2014)。由褶皱引起的中等倾角节理(moderate dipping joints)属于张性节理(Price et al., 1990)。矿区岩石叶理和中等倾角节理的形成与区域上的青河-哈龙背斜有关(Tian et al., 2016)。与陡倾节理相比,伟晶岩岩浆更倾向侵入中等倾角节理。矿区内伟晶岩岩浆侵位于深成岩体内中等倾角节理、深成岩体叶理或片岩片理,形成伟晶岩脉。矿区内的断层 F_1 和 F_2(图 2)使得具有高浮力的伟晶岩岩浆更容易发生岩浆顶蚀,抬升上覆岩石,形成 3 号脉的"实心礼帽"形态(Tian et al., 2016)。岩浆顶蚀是可可托海 3 号脉岩钟体的主要侵位机制(Tian et al., 2016)。

4 熔-流体演化与稀有金属成矿机理

可可托海 3 号脉同心环状内部结构分带和相应的稀有金属沉淀序列是研究稀有金属富集行为的最佳对象。基于可可托海 3 号脉的典型特色,开展了大量矿物学(Zhang et al., 2008a, 2008b)、岩石学

表 1　可可托海 3 号脉的 9 个内部结构带的产状、岩石相组成和矿物组成

（据 Wang Xianjue et al.，1981；Zhang et al.，2004b；Zou Tianren et al.，2006；Zhou Qifeng，2013）

Table 1　Occurrences and components for nine internal zones of the Koktokay No. 3 pegmatite

(after Wang Xianjue et al.，1981；Zhang et al.，2004b；Zou Tianren et al.，2006；Zhou Qifeng，2013)

带号	结构带名称	结构带周长(m)	结构带厚度(m)	结构带延深(m)	矿物组成（相对含量 %）	特征矿物，(副矿物)和[稀有金属矿物]	粒度和产状	岩石的相组成
Ⅰ	文象伟晶岩	665	3～7；局部达 10	220	Mc(43)，Ab(17)，Qz(31)，Ms(6)	Sps-Alm，(Brl，Ap)，[Spd，Col-Tan，Zrn，Srl]	中粗粒	白云母-石英壳 1%；文象伟晶岩，93%；细粒钠长石，2%；块体微斜长石，1%；白云母-石英集合体，3%
Ⅱ	细粒钠长石	620	3～6；局部 8～10	220	Mc(50)，Ab(33)，Qz(10)，Ms(4)	Brl，Ap，Sps-Alm，(Col-Tan)，[Spd，Zrn，Srl]	细粒，波状分带	块体微斜长石，55%；文象伟晶岩，10%；不规则的细粒钠长石巢体，29%；白云母-石英边，6%
Ⅲ	块体微斜长石	580	0～35；平均 18	185	Mc(77)，Ab(7)，Qz(13)，Ms(2)	(Brl，Srl，Ap，Sps-Alm)，[Spd，Col-Tan，Zrn]	块状，单一矿物	块体微斜长石和具有文象结构的巨大微斜长石 92%；块体微斜长石外接触带为细粒钠长石，3%，内接触带为白云母-石英，5%
Ⅳ	白云母-石英	520	4～13；平均 5	150	Mc(21)，Ab(8)，Qz(54)，Ms(15)	Spd，Brl，Srl，Ap，(Col-Tan，Sps-Alm)，[Zrn，Triplite]	粗粒	白云母-石英，60%；块体微斜长石，30%；叶钠长石-锂辉石，10%
Ⅴ	叶钠长石-锂辉石	400	3～30；平均 11	130	Mc(1)，Ab(51)，Qz(30)，Ms(5)，Spd(12)	Col-Tan，(Brl，Zrn，Srl，Ap，Mon，Triplite)，[Pol，Ura，Elb，Sps-Alm，Thorite]	巨晶	叶钠长石-锂辉石，65%；石英-锂辉石，30%；白云母-石英，5%
Ⅵ	石英-锂辉石	350	3～5；平均 7	100	Mc(1)，Ab(22)，Qz(55)，Ms(4)，Spd(17)	(Brl，Col-Tan，Pol，Ap，Triplite)，[Ura，Zrn，Srl，Elb，Sps-Alm，Mon，Thorite]	粗粒	石英-锂辉石，65%；叶钠长石-锂辉石，35%
Ⅶ	白云母-薄片钠长石	280	5～7；局部消失；可达 30～50	70	Mc(2)，Ab(63)，Qz(15)，Ms(12)，Spd(6)	Pol，Ap，(Brl，Col-Tan，Ura，Zrn)，[Lpd，Tap，Srl，Sps-Alm，Thorite]	中细粒	几乎全部为白云母-薄片钠长石；少量石英-锂辉石和块体石英
Ⅷ	锂云母-薄片钠长石	50（透镜体长度）	3～7（透镜体厚度）	15	Mc(1)，Ab(31)，Qz(2)，Lpd(64)	Pol，Ap，(Brl，Col-Tan，Elb)，[Zrn，Srl，Sps-Alm，Mon]	中细粒	几乎全部为锂云母-薄片钠长石；少量白云母-薄片钠长石
Ⅸ	块体微斜长石和石英核	35～107；下部达 130	5～40	80	Mc(49)，Qtz(48)，Ms(1)，Spd(1)	(Pol)，[Brl，Col-Tan，Zrn，Srl，Ap，Sps-Alm]	块状，单一矿物	石英核，79%；块体微斜长石，21%

注：Ⅷ带呈透镜状，位于Ⅸ带的上部，穿插于Ⅶ带和Ⅵ带中，倾向 E 和 NE，倾角 75°。

Mc—微斜长石；Ab—钠长石；Qz—石英；Mus—白云母；Spd—锂辉石；Lpd—锂云母；Brl—绿柱石；Col-Tan—铌铁矿-钽锰矿；Pol—铯榴石；Tap—重钽铁矿；Ura—铀细晶石；Zrn—锆石；Srl—铁电气石；Elb—锂电气石；Ap—磷灰石；Sps-Alm—锰铝榴石-铁铝榴石；Mon—磷锂铝石；Triplite—氟磷铁锰矿；Thorite—钍石。

(Zou Tianren et al.，1986)、地球化学(Zhang Hui，2001)和包裹体(Lu et al.，1997)研究，以期揭示 3 号脉熔-流体演化过程与稀有金属成矿机理。

4.1　熔-流体演化过程

普遍认为可可托海 3 号脉岩浆就位后经历了岩浆阶段(Ⅰ～Ⅳ带)、岩浆-热液过渡阶段(Ⅴ～Ⅶ带)和热液阶段(Ⅷ、Ⅸ带)，并分别对应 Be-Nb-Ta、Li-Be-Nb-Ta 和 Li-Ta-Cs-Hf 稀有金属矿化组合(图 3b)。

(1)结晶条件：发育内部结构分带是伟晶岩与其他类型岩石的最重要区别之一。地质学家们通过野外观察、岩相学和实验岩石学研究，来探讨花岗伟晶岩内部结构分带成因。可可托海 3 号脉发育粒度相差较大的糖粒状岩相带(如Ⅱ带)和巨晶结构带(如Ⅲ～Ⅸ带)，也见分层细晶岩(边部带)和文象伟晶岩(Ⅰ带)。这些特殊的粒度差异和结构构造揭示了其形成时体系的环境特征。如分层细晶岩、文象伟晶岩和糖粒状钠长石带的出现以及筛状电气石、绿柱石和骸晶白云母的产出表明体系中岩浆曾处于液相线下过冷却状态(～200±50 ℃，London，2018)。

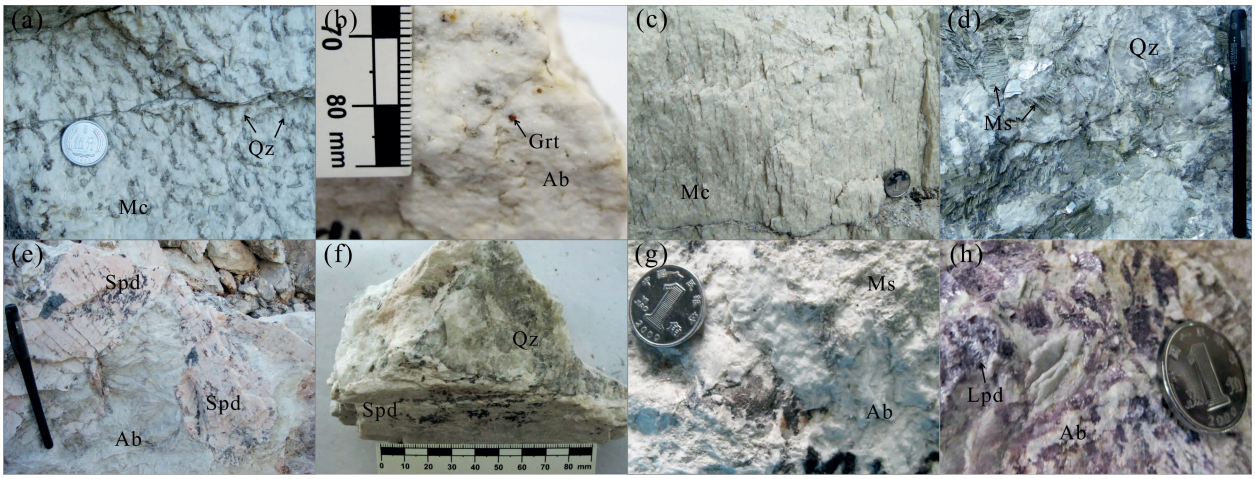

图 4 可可托海 3 号脉Ⅰ-Ⅷ带代表性岩石照片(据 Zhou Qifeng, 2013)

Fig. 4 Photos of Ⅰ-Ⅷ zones of the Koktokay No. 3 pegmatite (after Zhou Qifeng, 2013)

(a)—文象结构带(Ⅰ带);(b)—细粒钠长石带(Ⅱ带);(c)—块体微斜长石带(Ⅲ带);(d)—白云母-石英带(Ⅳ带);(e)—叶钠长石-锂辉石带(Ⅴ带);(f)—石英-锂辉石带(Ⅵ带);(g)—白云母-薄片钠长石带(Ⅶ带);(h)—锂云母-薄片钠长石带(Ⅷ带);Ms—白云母; Lpd—锂云母; Ab—钠长石; Mc—微斜长石; Qz—石英; Grt—石榴石; Spd—锂辉石

(a)—Graphic pegmatite(zone Ⅰ);(b)—sacchroidal albite(zone Ⅱ);(c)—blocky microcline(zone Ⅲ);(d)—muscovite-quartz (zone Ⅳ);(e)—cleavelandite-spodumene(zone Ⅴ);(f)—quartz-spodumene(zone Ⅵ);(g)—muscovite-thinly bladed albite(zone Ⅶ);(h)—lepidolite-thinly bladed albite(zone Ⅷ); Ms—muscovite; Lpd—lepidolite; Ab—albite; Mc—microcline; Qz—quartz; Grt—garnet; Spd—spodumene

(2)化学演化:不同结构带的矿物共生组合、矿物种属-元素含量以及包裹体物质组成变化,揭示了3 号脉岩浆就位后经历的化学演化过程。① 9 个内部结构分带的矿物共生组合表明体系经历了明显的碱质演化,即 K-Na(Ⅰ～Ⅳ带)→Na-Li-(K)(Ⅴ～Ⅶ带)→Li-Cs-K(Ⅷ、Ⅸ带)。② 贯通矿物云母、长石(Wang et al., 2007a; Zhou Qifeng et al., 2013)、石英(Tang Hong et al., 2018),副矿物石榴石(Zhou et al., 2015a)、电气石(Zhang et al., 2004a, 2008a, 2008b; Zhou et al., 2015a; Kang Weirui, 2017)、磷灰石(Liu et al., 2005; Cao et al., 2013)以及矿石矿物铌铁矿-钽锰矿(Zhang et al., 2004b; Zhou Qifeng, 2013)、绿柱石(Wang et al., 2009; Zhou Tianyi et al., 2014; Zhou et al., 2015a)、锂辉石(Zhou Qifeng, 2013)和铯榴石(Wang et al., 2006a)的矿物化学研究,厘清了矿物种属和矿物化学演化趋势(表 2)。元素或元素对比值在矿物演化中表现 3 种变化趋势,分别是连续变化趋势(如云母 K/Rb 值、绿柱石 Li 含量、电气石 Li、Ge、Pb、Bi、V 含量、石榴石 REE 含量和四分组效应等)、振荡变化趋势(如白云母 FeO 和 Zn 含量、钠长石 Ga、Ge 含量等、电气石 Sc、Nb 和 Zn 含量)、以及外部带(Ⅰ～Ⅳ带)和内部带(Ⅴ～Ⅷ带)间的明显突然转变(如白云母-锂云母、铁电气石-锂电气石、白云母 Ta 含量、绿柱石 FeO 含量、电气石分子水含量等)。总体来说,由外向内矿物的微量元素 Li、Rb、Cs、Ta 含量升高,REE 和 Y 含量降低,主要受结晶分异作用影响;外部带和内部带间的突变与 3 号脉熔体阶段的结晶分异作用以及发生泄压-流体大规模出溶有关;另外,元素在矿物相、熔体相和流体相中的分配、矿物溶解度变化、晶体相-熔体相-流体相的化学演化、微量元素、挥发分和共生矿物相的缓冲、体系氧化还原条件等因素都会影响矿物中的元素组成。③ 熔流包裹体和流体包裹体的气液相成分分析表明由外向内体系 K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+} 含量降低, HCO^{3-}, Cl^-, SO_4^{2-} 含量升高(Zou Tianren et al., 1986; Li Zhaolin et al., 1998)。3 号脉岩浆就位后的化学演化是复杂的,来源于岩浆的不均一性和高度演化特征,也受结晶分异作用、液相不混溶、晶体相-熔体相-流体相间相互作用等因素影响。总的来说,3 号脉体系向熔体相不断消耗,流体相占比升高,稀有金属矿化组合愈加复杂,体系分异演化程度不断升高的方向发展演化。这是伟晶岩岩浆尤其是富稀有金属伟晶岩岩浆就位后经历的普遍过程。

(3)物理化学条件:熔体包裹体、熔流包裹体和流体包裹体的测温结果显示可可托海 3 号脉熔-流体演化过程的温度和压力条件为熔体阶段 600～

表 2　可可托海 3 号脉各结构带矿物变化趋势(据 Zhou Qifeng, 2013)

Table 2　Variation of minerals from different internal zones of the Koktokay No. 3 pegmatite (after Zhou Qifeng, 2013)

矿物	种属	组分含量	元素对比值	内部分带结构
		外→内		
长石	斜长石(Ⅰ～Ⅲ带)→钾长石(Ⅰ带、Ⅲ带、Ⅸ带)→钠长石(Ⅱ带、Ⅴ带、Ⅶ、Ⅷ带)	钾长石 Rb、Cs↑	钾长石 K/Rb 值↓；Rb/Sr 值↑	
云母	白云母(Ⅰ～Ⅷ带)→锂云母(Ⅴ～Ⅷ带)	Li_2O、F、Rb、Cs、B、Ta、Ge↑；FeO、Nb、Sn、W↓	K/Rb、K/Cs、Nb/Ta 值↓	均一→交代和不平衡结构(蚀变边、补丁分带、不规则分带)
绿柱石	钠绿柱石(Ⅰ～Ⅳ带)→钠-锂绿柱石(Ⅴ～Ⅵ带)→钠-锂-铯绿柱石(Ⅶ、Ⅷ带)	Li_2O、Cs_2O、Rb、Cs↑；BeO、FeO、Ga↓	Na/Li、Na/Cs 值↓	发育交代蚀变绿柱石(脉状、网脉状、蚀变边)
铌钽矿族矿物	铌铁矿(Ⅱ带)、铌锰矿(Ⅰ带、Ⅱ带、Ⅳ～Ⅷ带)→钽锰矿(Ⅱ带、Ⅴ～Ⅷ带)	Ta、Sc、W↑；Y↓	Ta/(Ta+Nb)、Mn/(Fe+Mn)值↑	均一→成分分带(震荡环带、补丁分带和复杂不规则分带)
石榴石	铁铝-锰铝榴石(内接触带、分带细粒伟晶岩带、Ⅱ带)	MnO↑；FeO、Y、∑REE、Sc↓	MnO/(MnO+FeO)值↑	均一
电气石	镁电气石-福氏电气石-铁电气石(边缘带)→铁电气石(Ⅰ带、Ⅱ带、Ⅳ带)→锂电气石-罗氏电气石(Ⅴ带、Ⅵ带、Ⅷ带)	Al_2O_3、B_2O_3、Li_2O、CaO、MnO、Pb、Bi、Ge、Sb、Ta、Fe^{2+}有序度、分子水↑；FeO、MgO、Na_2O↓	Fe^{3+}/Fe^{2+}值↓	均一→不规则成分分带、振荡环带

注：↑—升高；↓—降低。

900 ℃，250～320 MPa、熔流体阶段 500～650 ℃，220～280 MPa、流体阶段 450～530 ℃，180～250 MPa(Zhang Enshi et al.，1987；Wu Changnian et al.，1994，1995a，1995b；Lu et al.，1997；Li Zhaolin et al.，1998；Zhu Jinchu et al.，2000)。结合可可托海 3 号脉的伟晶岩类型(Černý et al.，2005b)和锂矿物共生组合(Burnham et al.，1986)，根据压力众值和平均值，并以 30 MPa/km 计算，推测 3 号脉形成深度约为 11 km(Zhou Qifeng，2013)。熔流包裹体和流体包裹体的气液相成分表明体系由早至晚 pH 值升高，Eh 值降低(Zou Tianren et al.，1986；Li Zhaolin et al.，1998)。由外部带铁电气石向内部带锂电气石转变，电气石 Fe^{2+}有序度升高，体系氧化态降低(Fe^{3+}/Fe^{2+}值降低)(Zhang et al.，2008b)。体系中其他物化参数也需要开展工作，以更为系统地揭示熔-流体演化过程的物理化学条件演化。

4.2　稀有金属成矿机理

(1)结晶分异作用：由于稀有金属元素(Li、Be、Rb、Cs 、Nb、Ta、Zr、Hf、W、Sn)是不相容元素，花岗岩主要组成矿物的大量结晶，即大型花岗质岩石的广泛结晶分异作用，有利于稀有金属矿化伟晶岩岩浆的形成(Černý，1991；London，2018)。类似地，结晶分异作用对伟晶岩体系(晶体相-熔体相-流体相)中稀有金属元素的富集也有较大影响。矿物分异程度指示标志表明结晶分异作用对可可托海 3 号脉稀有金属(尤其是 Li、Ta 和 Cs)的富集沉淀具有至关重要的作用(Zhang et al.，2004a，2008b；Zhou Qifeng et al.，2013；Zhou et al.，2015a)。

(2)液相不混溶：液相不混溶在花岗伟晶岩中是较常见的现象，这与花岗伟晶岩熔体富挥发分和稀有金属以及相对低的岩浆温度(<600℃)等因素密切相关(Thomas et al.，2000，2009)。可可托海 3 号脉边部带发育的分层钠质细晶岩与微斜长石块体共生体反映了钠质熔体和钾质熔体的不混溶(Zhou Qifeng，2013)，具有不同矿物相组成的熔体包裹体和熔流包裹体(Wu Changnian et al.，1994，1995a，1995b；Li Zhaolin et al.，1998；Zhu Jinchu et al.，2000)表明了岩浆的不均一性。另外，Ⅳ带和Ⅴ带间竖直小脉的产出、外部带(Ⅰ～Ⅳ带)和内部带(Ⅴ～Ⅷ带)矿物特征的明显转变(Zhou Qifeng，2013)以及大量熔流包裹体的出现(Lu et al.，1997)，揭示Ⅳ带和Ⅴ带间发生了流体大规模出溶，开始了熔流体阶段和锂的大规模沉淀(Zhou et al.，2015a)。因此，液相不混溶使得可可托海 3 号脉熔-流体演化过程更为复杂，影响着稀有金属的富集沉淀。

(3)流体交代：流体演化阶段是花岗伟晶岩演化的晚阶段。流体交代现象在稀有金属矿化花岗伟晶岩中也较为常见。其对稀有金属(如 Nb 和 Ta)是否具有富集作用仍存争议(Van Lichterveld et al.，2007)，但流体交代再沉淀对稀有金属的重新分布有一定的影响(Yin et al.，2020)。可可托海 3 号脉矿物发育富 Li 或 Cs 蚀变边结构、补丁结构等(Zhou Qifeng et al.，2013；Wang et al.，2009；Zhou et al.，2015a)，表明流体交代及其对稀有金属元素再分配的影响。

结晶分异作用和液相不混溶共同控制着可可托海 3 号脉的稀有金属富集和沉淀序列，流体交代可

影响稀有金属再分配。

5 对全脉锂矿化伟晶岩的启示

花岗伟晶岩型锂矿是重要的硬岩型锂矿。我国典型花岗伟晶岩型锂矿，如新疆白龙山、川西甲基卡、阿尔泰柯鲁木特和库卡拉盖等，主要为全脉锂矿化伟晶岩，即锂矿化结构带在全脉体积占比大(可达70%，Zou Tianren et al.，2006)。全脉锂矿化伟晶岩与可可托海3号脉在岩浆锂含量、锂矿物共生组合、内部结构分带等方面的异同如下：

可可托海3号脉是超大型铍矿和中型锂矿，全脉平均 Li_2O 含量0.06%，阿尔泰柯鲁木特Li-Be-Nb-Ta矿112号脉和库卡拉盖锂铍矿650号脉全脉平均 Li_2O 含量分别为1.31%和1.70%。与可可托海3号脉相比，全脉锂矿化伟晶岩岩浆具有较高的锂含量。

可可托海3号脉的锂矿化集中于Ⅴ带、Ⅵ带和Ⅷ带，Li_2O 含量分别为0.95%、1.28%和2.57%，锂的工业矿物以锂辉石为主，少量磷铝锂石、磷锰锂矿、褐磷锰锂矿和锂云母(Zou Tianren et al.，2006)。柯鲁木特矿床中锂矿化结构带的 Li_2O 含量为1.83%，锂矿石矿物也以锂辉石为主。可可托海3号脉与全脉锂矿化伟晶岩锂矿化结构带的 Li_2O 含量相近，并具有相似的锂矿物共生组合和锂沉淀的物理化学条件。

可可托海3号脉与全脉锂矿化伟晶岩的内部结构分带型式的差异较大。与可可托海3号脉的同心环状内部结构分带不同，全脉锂矿化伟晶岩的内部结构分带相对简单，可发育多个内部结构分带，但以锂矿化结构带为主；或不发育内部结构分带，相对均一，矿物粒度小，如Kings Mountain和甲基卡等锂矿(Swanson，2012；Li et al.，2017)。这也是可可托海3号脉的全脉平均 Li_2O 含量明显低于花岗伟晶岩型锂矿的原因。

可可托海3号脉经历了外部带(Ⅰ～Ⅳ带)的强烈结晶分异过程和Ⅳ带和Ⅴ带间发生的流体大规模出溶，岩浆在一定温压条件下达到了锂饱和浓度，与花岗伟晶岩型锂矿岩浆相近，开始锂的大规模沉淀。因此，可可托海3号脉外部带(Ⅰ～Ⅳ带)的深入研究将为我们揭示花岗伟晶岩型锂矿岩浆的形成过程和锂的富集机制，内部带(Ⅴ～Ⅷ带)与锂矿的对比研究将为花岗伟晶岩型锂矿的熔-流体演化提供依据。

6 未解之谜与研究展望

可可托海3号脉发育完美同心环状内部结构分带，是典型的伟晶岩型稀有金属矿床，其未解之谜很多，其中，与花岗伟晶岩岩石成因和稀有金属成矿机理相关的尚未解决的关键科学问题，是未来研究的重要方向。如何拓展思路，运用新手段新方法，以期推进对可可托海3号脉的研究，加深对花岗伟晶岩型稀有金属矿床的理解和认识。笔者与团队根据在可可托海地区的工作和认识，提出以下几方面的思考和展望。

(1)熔-流体演化过程的精细刻画：花岗伟晶岩型稀有金属矿床的熔-流体演化过程是岩浆就位后的稀有金属成矿过程。精细刻画熔-流体演化过程是揭示稀有金属成矿过程和解析稀有金属成矿机理的重要基础。解析岩浆物质在一定时间内的演化是精细刻画的主要内容。① 内部结构分带成因：花岗伟晶岩的内部结构带能够反映体系的物理化学条件和控制因素，是精细刻画熔-流体演化过程的重要对象。可可托海3号脉发育完美的同心环状内部结构分带，产出世界上典型的伟晶岩结构带，如分层细晶岩、文象伟晶岩、糖粒状钠长石、巨晶结构带等，然而这些特色结构带的成因研究薄弱。例如，边部带中的分层细晶岩和Ⅰ带文象伟晶岩，属于单一方向生长结构，反映体系快速过冷却(London，2008)，但体系中由钠质至钾质的沉淀转换机制不清楚，岩浆不均一性对结构带及其中的自交代组合(如Ⅰ带的云英岩集合体、Ⅴ带的鳞片状白云母集合体等，Zou Tianren et al.，1986，2006)的作用不明。因此，深入研究内部结构分带成因对精细刻画熔-流体演化过程具有重要意义。② 演化时限：岩浆就位后冷却过程和演化时限是精细刻画熔-流体演化过程的重要方面。花岗伟晶岩的冷却时间一直存在争议。由于其晶体粗大，过去普遍认为巨晶是缓慢结晶的产物，近年来实验岩石学研究认为巨晶可在一定条件下快速形成(London，2008)。HEAT3D模拟伟晶岩冷却过程，发现高度演化的伟晶岩脉中心降温至400℃约需要5 d(London，2018)，较大规模的伟晶岩大概需要几年冷却时间(Chakoumakos et al.，1990；London et al.，2012)，花岗伟晶岩岩浆可经过快速冷却结晶形成伟晶岩脉。可可托海3号脉具有岩钟体形态和较大的体积规模，其冷却速率是怎样的尚不清楚，亟待开展相关工作，这对于熔-流体演化时限的讨论和稀有金属富集的时间尺度探讨非

常重要。③ 介质相：稀有金属伟晶岩岩浆由于具有高度分异演化以及富挥发分和稀有金属的特征，常表现岩浆不均一性，即体系为复杂的晶体-熔体-流体相系统，示踪各介质相（如熔体相、富水熔体相、超临界流体相、流体相、晶体相等）的转变和演化，是精细刻画熔-流体演化的主要内容。可可托海 3 号脉各结构带发育的自交代组合（Zou Tianren et al.，1986）、边部带中的分层细晶岩-微斜长石块体、Ⅳ带和Ⅴ带间的竖直小脉（Zhou Qifeng，2013）、具有不同物质组成的熔体包裹体和熔流包裹体（Lu et al.，1997；Zhu Jinchu et al.，2000）以及多样的矿物内部结构（如振荡分带、蚀变边结构、补丁分带、脉状填隙等，Zhang et al.，2008a，2008b；Wang et al.，2009；Zhou et al.，2015a；Qin Kezhang et al.，2019），为我们揭示了岩浆不均一性、液相不混溶以及流体交代的广泛发育。这些观察结果在一定程度上揭示了熔-流体演化过程。尽管富不相容元素边界层液相的提出能够解释巨晶的快速形成（London，2018），但伟晶岩体系更为复杂，缺少对各介质相的详细工作，难以系统的梳理体系中介质相的演化，制约了熔-流体演化的精细刻画。

（2）稀有金属富集机制的进一步解析：普遍认为花岗伟晶岩型稀有金属矿床中稀有金属富集机制为结晶分异作用和液相不混溶。结晶分异作用控制体系中稀有金属的富集沉淀序列。对于厚度较大的伟晶岩脉，与瑞利分馏相比，组成区域精练（constitutional zone refining）可使得熔体中的稀有金属在结晶分异过程中达到更高的浓度（London，2018）。可可托海 3 号脉具有岩钟体形态，其是否能够通过组成区域精炼达到更高的稀有金属浓度，从而更快速地完成稀有金属矿物的饱和沉淀，有待探讨和证明。另一方面，液相不混溶可使得稀有金属获得明显富集（如 Be 在液相不混溶过程中富集于富水熔体相，Webster et al.，1997；Thomas et al.，2002；Thomas et al.，2011a；Borisova et al.，2012）。可可托海 3 号脉具有复杂的岩浆不均一性特征，其中能够影响稀有金属富集的液相不混溶尚不清楚，目前认为流体大规模出溶与锂富集沉淀密切相关，而对于其他稀有金属元素（如铌、钽、锆、铪、铷和铯）的影响研究较少。另外，对于高度分异演化的稀有金属伟晶岩岩浆，如可可托海 3 号脉复杂的岩浆体系，如何区分结晶分异和液相不混溶对稀有金属富集的影响也是进一步解析稀有金属富集机制的难题之一。

（3）岩浆成因的深入探讨：稀有金属伟晶岩岩浆来自高度分异演化的花岗质岩浆（Breaks et al.，1992；Černý et al.，2005a；Simmons et al.，2008；Hulsbosch et al.，2014；Kaeter et al.，2018；Xu et al.，2020）或成熟变质/沉积岩的低程度部分熔融（Müller et al.，2017；Lv et al.，2018）。3 号脉 Sr 同位素组成显示其为陆壳物质重熔岩浆分异的产物（Zou Tianren et al.，2006）。Ⅳ带和Ⅴ带锆石 Hf 同位素组成（1.25～2.39）和二阶段模式年龄（1173～1103 Ma）显示 3 号脉岩浆与中亚造山带在三叠纪陆-陆碰撞后的伸展构造背景下导致加厚下地壳沉积物减压熔融有关（Chen Jianfeng et al.，2018）。可可托海 3 号脉与阿拉尔黑云母花岗岩具有相近的高 $\delta^{18}O$ 值，源岩为富 ^{18}O 值的沉积岩或变质岩（Zou Tianren et al.，1986）。可可托海矿区及外围产出片麻状黑云母二长花岗岩、中细粒黑云母花岗闪长岩、黑云母花岗岩、似斑状中粒二云母花岗岩和白云母花岗岩，这些岩体/株主要形成于泥盆纪（409～388 Ma，Wang et al.，2006b；Zhou Qifeng，2013；Yan Junwu et al.，2020）。阿拉尔花岗岩形成时代为晚三叠世（219～211 Ma，Liu et al.，2014；Liu Hong，2013）。关于可可托海 3 号脉的形成时代，尽管已有大量年代学研究（表 3），但限于样品产状和测试的局限性（如锆石蜕晶化），仍存在争议。这使得 3 号脉与阿拉尔花岗岩的关系不明，3 号脉的岩浆成因探讨受到制约。3 号脉高度分异演化的伟晶岩岩浆是经历哪些过程形成的，仍是亟需解决的重要科学问题。

（4）CO_2 对稀有金属成矿的影响：世界上多数稀有金属伟晶岩，尤其是 LCT 型伟晶岩，产出含 CO_2 的包裹体（London，1985；Ruggieri et al.，1992；Smerekanicz et al.，1999；Fuertes-Fuente et al.，2000；Thomas et al.，2011b；Wesełucha-Birczyńska et al.，2011），流体包裹体中发现 Li_2CO_3、方解石和（Mn，Fe）CO_3 子矿物（Anderson et al.，2001；Ackerman et al.，2007；Alfonso et al.，2008）。因此，CO_2 在 LCT 型伟晶岩岩浆中是普遍且较为常见的，但与其他挥发分相比，CO_2 对稀有金属成矿过程的影响研究较少。普遍认为硅酸盐熔体中 CO_2 的溶解度有限，CO_2 对其中的金属溶解度制约不大。然而，CO_2 可加强不混溶作用和独立气相分离作用（Lowenstern，2001），影响稀有金属的迁移。如可可托海 3 号脉中Ⅴ、Ⅵ带包裹体中 CO_2 含量明显升高，可达 22%（Zou Tianren et al.，1986），推测锂的

表 3 可可托海 3 号脉伟晶岩型稀有金属矿床年代学研究结果

Table 3 The age results of the Koktokay No. 3 pegmatite

内部结构带	测试结果	定年方法与资料来源
Ⅰ带	246 Ma	a1
	177.9 Ma	b1
	220±9 Ma	c2
	238.0±2.5 Ma	d2
	218.4±5.8 Ma	d3
Ⅱ带	194～292 Ma	a1
	179.7±1.1 Ma	b1*
	186.5±2.0 Ma	c3
	211.9±3.2 Ma	c3*
	212.0±1.8 Ma(缓倾斜体)	
	331.9±1.5 Ma	d1
Ⅳ带	182.1±1.0 Ma	b1*
	965±11 Ma	c3
	214.9±2.1 Ma	c3*
Ⅴ带	199 和 275 Ma	a1
	176.9±1.0 Ma	b1
	198±7 Ma	c2
	210.7±6.3 Ma	c3
	212.0±4.1 Ma	c3*
	209.4±1.3 Ma	c3**
Ⅵ带	211 Ma	a1
	181.8±1.1 Ma	b1*
	187.4±2.7 Ma	c3
Ⅶ带	160&175 Ma	a1
	196.4±1.5 Ma	c1
	213±6 Ma	c2
	214±2 Ma	c3
Ⅷ带	198.5±4.2 Ma	c3
Ⅸ带	120 Ma	a2
	148.0±1.0 Ma	b1
3b 脉	213±2 Ma	c2
	218±2 Ma	c4

注:a1—白云母 K-Ar 年龄(Zou Tianren et al., 1986); a2—钾长石 K-Ar 年龄(Zou Tianren et al.,1986); b1—白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄(Chen et al., 2000); b1*—白云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄(Zhou et al., 2015b); c1—铀细晶石 U-Pb 年龄(Zou Tianren et al.,1986); c2—锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(Wang et al., 2007b); c3—锆石 LA-ICP-MS U-Pb 加权平均年龄(Zhou et al., 2015b); c3*—锆石 LA-ICP-MS U-Pb 加权平均年龄(Chen Jianfeng et al., 2018); c3**—锆石 LA-ICP-MS U-Pb 加权平均年龄(Yan Junwu et al., 2020); c4—重钽铁矿 LA-ICP-MSU-Pb 加权平均年龄(Che et al., 2015); d1—全岩 Rb-Sr 年龄(Zou Tianren et al., 1986); d2—全岩-白云母 Rb-Sr 年龄(Zhu et al., 2002); d3—全岩-白云母-磷灰石 Rb-Sr 年龄(Zhu et al., 2006)。

富集沉淀与 CO_2 具有一定联系。另外,CO_2 亦可调节体系中的酸碱度,影响稀有金属的溶解度等。CO_2 流体的来源包括幔源、下地壳中高级变质流体以及岩浆热液(Lowenstern, 2001; Diamond, 2001; Scambelluri et al., 2001; Wilkinson, 2001)。可可托海 3 号脉流体包裹体 C 同位素显示 CO_2 来自伟晶岩岩浆,因此,其来源与伟晶岩熔体同源,可作为探讨物质来源的证据之一。未来针对 CO_2 在稀有金属成矿过程中的作用以及岩浆来源探讨可作更多的研究和挖掘。

(5)P、F、B、Li 等挥发分对稀有金属有富集作用:挥发分可降低熔体黏度,降低固相线温度,与稀有金属元素形成络合物,发生萃取,影响稀有金属矿物的溶解度等。可可托海 3 号脉富磷矿物主要有磷灰石和石榴子石,富氟矿物主要有磷灰石、云母和电气石,富硼矿物为电气石,富锂矿物为锂云母、锂辉石、锂电气石、磷锂铝石等。以往关于挥发分的探讨以实验岩石学为主,新近从矿物学角度探讨挥发分和稀有金属的关系。3 号脉石榴子石中的 Nb、Ta、Zr、Hf 含量随 P 含量的增加而不断富集;云母 Li+Be+Nb+Ta+Sn+W 与 F 呈正相关关系。锂电气石 Li 与 Be+Nb+Ta+Sn 具有正相关关系,此外锂电气石多与富含 Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Sn、W 的云母共生,且云母中的 B 含量较高。石榴子石、磷灰石、云母族矿物、电气石等中 P、F、B、Li 等挥发组分含量与稀有金属元素呈正相关关系(朱丽群等,未发表资料),不同结构带矿物中挥发分和稀有金属呈正相关关系。似乎伟晶岩结晶分异演化过程中,挥发组分 P、F、B、Li 等不仅对伟晶岩的成岩具有重要的影响,同时也制约稀有稀有金属的富集成矿。由于元素不相容性,这个现象也可以通过结晶分异来解释。挥发分对稀有金属的富集作用及影响程度,还需要更多证据来充分揭示。

(6)深部找矿:可可托海 3 号脉缓倾斜体是岩钟体的供给岩盘(Tian et al., 2016),推测 3 号脉 WSW 方向是未来找矿的潜力方向。3 号脉缓倾斜体具有 7 个岩相带,局部发育膨大体(图 5),这些膨大体可能与 3 号脉岩钟体具有相似的成因,主要受构造条件和伟晶岩岩浆性质等因素影响(Tian et al., 2016)。就位空间对花岗伟晶岩岩浆的分异演化具有重要作用,这些膨大部位有利于岩浆分异演化,推测这些膨大部位可能是矿化有利部位,但局部膨大部位是否会在深部重复出现,膨大部位是否有稀有金属矿化尚不清楚,需要进一步深入工作,为深部找矿提供依据。

致谢:新疆有色金属地质勘查局原总工申茂德教授级高工、七〇六队原总工郭正林教授级高工和郭旭吉总工、七〇一队郭峰和丁建刚高级工程师以及新疆有色集团可可托海矿山有关领导和同仁在野

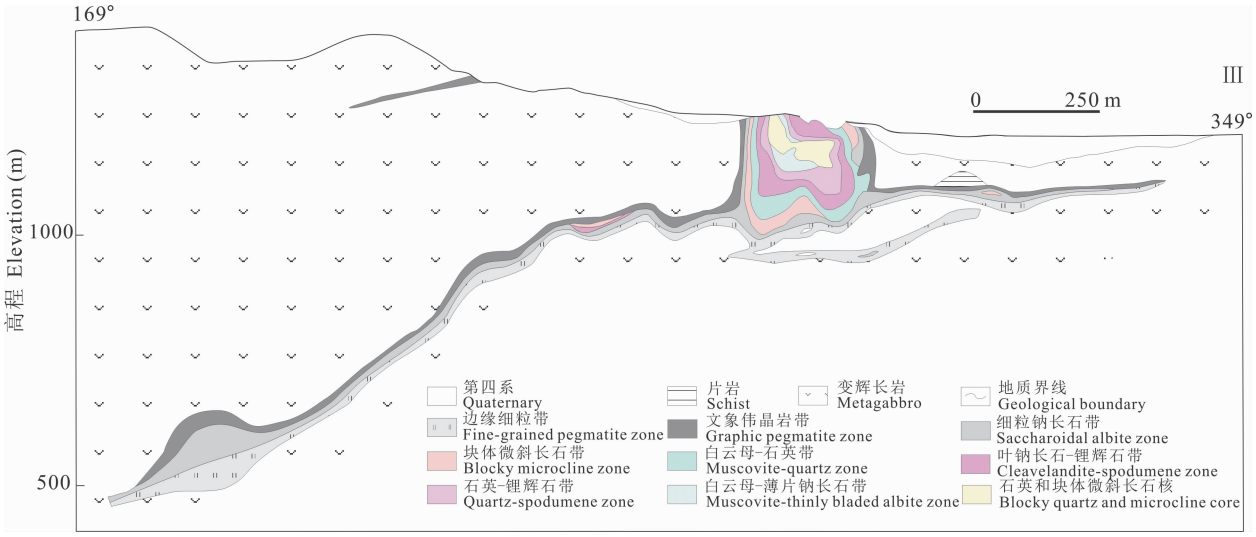

图 5　可可托海 3 号脉剖面图(a)(据新疆有色地质勘查局七〇一队，2010❶改绘)

Fig. 5　Map of vertical section of the Koktokay No. 3 pegmatite(modified after the map information from the No. 701 Geological Team of Xinjiang Geoexploration Bureau for Nonferrous Metals, 1992)

外工作中提供了大力协助和支持。参加野外工作和研讨的还有田野博士。研究工作中受益于与张辉研究员、王汝成教授、饶灿教授等同行的讨论。承蒙审稿人提出宝贵的意见和建议。在此一并表示衷心的感谢。

注　释

❶新疆有色地质勘查局七〇一队. 2010. 新疆富蕴可可托海稀有金属矿床深部普查及外围找矿报告.

References

Ackerman L, Zachariáš J, Pudilová M. 2007. *P-T* and fluid evolution of barren and lithium pegmatites from Vlastějovice, Bohemian Massif, Czech Republic. International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch), 96 (4): 623～638.

Alfonso P, Melgarejo J C. 2008. Fluid evolution in the zoned rare-element pegmatite field at cap de creus, catalonia, Spain. The Canadian Mineralogist, 246(3): 597～617.

Anderson A J, Clark A H, Gray S. 2001. The occurrence and origin of zabuyelite (Li_2CO_3) in spodumene-hosted fluid inclusions: implications for the internal evolution of rare-element granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 39(6): 1513～1527.

Borisova A Y, Thomas R, Salvi S, Candaudap F, Lanzanova A, Chmeleff J. 2012. Tin and associated metal and metalloid geochemistry by femtosecond LA-ICP-MS microanalysis of pegmatite-leucogranite melt and fluid inclusions: new evidence for melt-melt-fluid immiscibility. Mineralogical Magazine, 76 (1): 91～113.

Breaks F W, Moore J M. 1992. The Ghost Lake batholith, Superior Province of northwestern Ontario: a fertile, S-type peraluminous granite-rare element pegmatite system. The Canadian Mineralogist, 30: 835～875.

Burnham C W, Nekvasil H. 1986. Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. American Mineralogist, 71: 239～263.

Cai K D, Sun M, Yuan C, Long X P, Xiao W J. 2011. Geological framework and Paleozoic tectonic history of the Chinese Altai, NW China: a review. Russian Geology and Geophysics, 52: 1619～1633.

Cao M J, Zhou Q F, Qin K Z, Tang D M, Evans N J. 2013. The tetrad effect and geochemistry of apatite from the Altay Koktokay No. 3 pegmatite, Xinjiang, China: implications for pegmatite petrogenesis. Mineralogy and Petrology, 107: 985～1005.

Černý P. 1991. Rare-element granitic pegmatites. 1. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geoscience Canada, 18: 49～67.

Černý P, Blevin P L, Cuney M, London D. 2005a. Granite-related ore deposits. Economic Geology, 100th Anniversary Volume: 337～370.

Černý P, Ercit S T. 2005b. The classification of granitic pegmatites revisited. Canadian Mineralogist, 43: 2005～2026.

Chakoumakos B C, Lumpkin G R. 1990. Pressure-temperature constraints on the crystallization of the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico. The Canadian Mineralogist, 28: 287～298.

Che X D, Wu F Y, Wang R C, Gerdes A, Ji W Q, Zhao Z H. 2015. In situ U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite by LA-ICP-MS. Ore Geology Reviews, 65: 979～989.

Chen F W, Li H Q, Wang D H, Cai H, Chen W. 2000. New chronological evidence for Yanshanian diagenetic mineralization in China's Altay orogenic belt. Chinese Science Bulletin, 45: 108～114.

Chen Jianfeng, Zhang Hui, Zhang Jinxu, Ma Huiying. 2018. Geochronology and Hf isotope of zircon for Koktokay No. 3 granitic pegmatite in Xinjiang and its geological implications. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 28(9): 1832～1844 (in Chinese with English abstract).

Diamond L W. 2001. Review of the systematics of CO_2-H_2O fluid inclusions. Lithos, 55: 69～99.

Fan Liangming, Mao Yuyuan, Wan Yongwen, Luan Shiwei. 1994. Discovery of eucryptite and swinefordite in No. 3 pegmatite vein, Keketuohai district, Xinjiang, China. Journal of Mineralogy and Petrology, 14 (1): 1～10 (in Chinese with English abstract).

Fuertes-Fuente M, Martin-Izard A, Boiron M C, Viñuela J M. 2000. *P-T* path and fluid evolution in the franqueira granitic pegmatite, central Galicia, northwestern Spain. The Canadian Mineralogist, 38: 1163～1175.

Hulsbosch N, Hertogen J, Dewaele S, André L, Muchez P. 2014. Alkali metal and rare earth element evolution of rock-forming minerals from the Gatumba area pegmatites (Rwanda):

quantitative assessment of crystal-melt fractionation in the regional zonation of pegmatite groups. Geochimica et Cosmochimica Acta, 132: 349～374.

Kaeter D, Barros R, Menuge J F, Chew D M. 2018. The magmatic-hydrothermal transition in rare-element pegmatites from southeast Ireland: LA-ICP-MS chemical mapping of muscovite and columbite-tantalite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 240: 98～130.

Kang Weirui. 2017. The Gem-Mineralogy and Fluid Inclusion Study of Tourmaline in Koktokay, Xinjiang Province, China. Masterdegree dissertation of China University of Geosciences (Beijing), 1～86 (in Chinese with English abstract).

Leng Chengbiao, Wang Shouxu, Gou Tizhong, Lu Lina, Liu Hongjie. 2007. A review of the research on the Koktokay No. 3 granitic pegmatite dyke, Altai, Xinjiang. Geology and Mineral Resources of South China, 1: 14～20 (in Chinese with English abstract).

Li J K, Chou I M. 2017. Homogenezation experiments of crystal-rich inclusions in spodumene from Jiajika lithium deposit, China, under elevated external pressures in a hydrothermal diamond-anvil cell. Geofluids, (3-4): 1～12.

Li Zhaolin, Yang Rongyong, Li Wen, Zhai Wei. 1998. Forming physicochemical condition of different genetic pegmatites in China. Geological Science and Technology Information, 17 (Supplement): 29～34 (in Chinese with English abstract).

Li Zhaolin, Zhang Wenlan, Li Wen, Zhai Wei, Shi Guiyong. 2000. Electronic microprobe study on the melt inclusions in pegmatiteminerals from Ailaoshan and Keketuohai pegmatite deposits. Geological Journal of China Universities, 6(4): 509～522 (in Chinese with English abstract).

Liu C Q, Zhang H. 2005. The lanthanide tetrad effect in apatite from the Altay No. 3 pegmatite, Xingjiang, China: an intrinsic feature of the pegmatite magma. Chemical Geology, 214: 61～77.

Liu F, Zhang Z X, Li Q, Zhang C, Li C. 2014. New precise timing constraint for the Keketuohai No. 3 pegmatite in Xinjiang, China, and identification of its parental pluton. Ore Geology Reviews, 56: 209～219.

Liu Hong. 2013. Geochemical study on petrogenesis of Aral granite and the Keketuohai No. 3 pegmatite vein, Altay Xinjiang. Master degree dissertation of Kunming University of Science and Technology, 1～62 (in Chinese with English abstract).

Liu Yan, Gao Yan, He Mingyue, Cai Keqin. 2003. Mineralogical characteristic of Keketuohai Cat's-Eye aquamarine in Xinjiang and its exploration. Geology and Prospecting, 39(3): 25～30 (in Chinese with English abstract).

London D. 1985. Origin and significance of inclusions in quartz; a cautionary example from the Tanco Pegmatite, Manitoba. Economic Geology, 80: 1988～1995.

London D. 2008. Pegmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication, 10: 368.

London D. 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites. Ore Geology Reviews, 101: 349～383.

London D, George B, Morgan I V, Paul K A, Guttery B M. 2012. Internal evolution of a miarolitic granitic pegmatite: the Little Three Mine, Ramona, California (USA). The Canadian Mineralogist, 50: 1025～1054.

Lowenstern J B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implicatios for hydrothermal systems. Mineralium Deposita, 36: 490～502.

Lu H Z, Wang Z G, Li Y S. 1997. Magma-fluid transition and the genesis of pegmatite dike No. 3, Altay, Xinjiang, Northwest China. Chinese Journal Geochemistry, 16: 43～52.

Lv Z H, Zhang H, Tang Y, Liu Y L, Zhang X. 2018. Petrogenesis of syn-orogenic rare metal pegmatites in the Chinese Altai: Evidences from geology, mineralogy, zircon U-Pb age and Hf isotope. Ore Geology Reviews, 95: 161～181.

Lv Z H, Zhang H, Tang Y. 2021. Anatexis origin of rare metal/earth pegmatites: evidences from the Permian pegmatites in the Chinese Altai. Lithos, 380～381: 105865.

Martínez-Poza A I, Druguet E, Castaño L M, Carreras J. 2014. Dyke intrusion into a pre-existing joint network: the Aiguablava lamprophyre dyke swarm (Catalan Coastal Ranges). Tectonophysics, 630(3): 75～90.

Müller A, Romer R L, Pedersen R B. 2017. The Sveconorwegian pegmatite province-thousands of pegmatites without parental granites. The Canadian Mineralogist, 55: 283～315.

Price N J, Cosgrove J W. 1990. Analysis of Geological Sructures. Cambridge: Cambridge University Press, 511.

Qin Kezhang, Tang Dongmei, Zhou Qifeng, Shen Maode, Guo Zhenglin, Wang Chunlong, Guo Xuji, Tian Ye, Ding Jiangang. 2013. Types, intrusive and mineralization ages of pegmatite rare-element deposits in Chinese Altay. Xinjiang Geology, 31 (Supplement): 1～7 (in Chinese with English abstract).

Qin Kezhang, Zhai Mingguo, Li Guangming, Zhao Junxing, Zeng Qingdong, Xiao Wenjiao, Li Jiliang, Sun Shu. 2017. Links of collage orogenesis of multiblocks and crust evolution to characteristic metallogeneses in China. Acta Petrologica Sinica, 33(2): 305～325 (in Chinese with English abstract).

Qin Kezhang, Zhou Qifeng, Tang Dongmei, Wang Chunlong. 2019. Types, internal structural patterns, mineralization and prospects of rareelement pegmatites in East Qinling Mountain in comparison with features of Chinese Altay. Mineral Deposits, 38(5): 970～982 (in Chinese with English abstract).

Ren Baoqin, Zhang Hui, Tang Yong, Lv Zhenghang. 2011. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Altai pegmatites and its geological significance. Acta Mineralogica Sinica, 31(3): 587～596 (in Chinese with English abstract).

Ruggieri G, Lattanzi P. 1992. Fluid inclusion studies on Mt. Capanne pegmatites, Isola d'Elba, Tuscany, Italy. European Journal of Mineralogy, 4: 1085～1096.

Scambelluri M, Philippot P. 2001. Deep fluids in subduction zones. Lithos, 55: 213～227.

Simmons W, Webber K L. 2008. Pegmatite genesis: state of the art. European Journal of Mineralogy, 20: 421～438.

Smerekanica J R, Dudas F O. 1999. Reconnaissance fluid inclusion study of the Morefield pegmatite, Amelia County, Virginia. American Mineralogy, 84: 746～753.

Swanson S E. 2012. Mineralogy of spodumene pegmatites and related rocks in the tin-spodumene belt of North and South Carolina, USA. The Canadian Mineralogist, 50: 1589～1608.

Tang Hong, Zhang Hui. 2018. Characteristics of Trace elements in quartz from No. 3 pegmatite, Koktokay area, Xinjiang Autonomous Region, China and implication for magmatic-hydrothermal evolution. Acta Mineralogica Sinica, 38(1): 15～24 (in Chinese with English abstract).

Thomas R, Webster J D, Heinrich W. 2000. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139: 394～401.

Thomas R, Veksler I. 2002. Formation of granite pegmatites in the light of melt and fluid inclusion studies and new and old experimental work. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, vol. 20, 2002, 50th Anniversary of Faculty of Geology of the Warsaw University, Mineralogical Sciences, edited by Slaby E, Ilnicki S, Kozlowski A, 44～49.

Thomas R, Davidson P, Badanina E. 2009. A melt and fluid inclusion assemblage in beryl from pegmatite in the Orlovka amazonite granite, East Transbaikalia, Russia: implications for pegmatite-forming melt systems. Mineralogy and Petrology, 96: 129～140.

Thomas R, Webster J D, Davidson P. 2011a. Be-daughter minerals in fluid and melt inclusions: implications for the enrichment of Be in granite-pegmatite systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 161: 483～495.

Thomas R, Davidson P, Schmidt C. 2011b. Extreme alkali bicarbonate-and carbonate-rich fluid inclusions in granite pegmatite from the Precambrian Rønne granite, Bornholm Island, Denmark. Contributions to Mineralogy and Petrology,

161：315～329.

Tian Y，Qin K Z，Zhou Q F，Paterson G. 2016. Structural control on the shape of intrusions in the Koktokay ore district，Chinese Altai，north western China. Journal of Structural Geology，83：85～102.

Tian Ye，Qin Kezhang，Zhou Qifeng，Tang Dongmei，Wang Chunlong. 2015. The formation of curve shape quartz-muscovite layers in Koktokay pegmatite intrusions，Altay，and its implications. Acta Petrologica Sinica，31(8)：2353～2365 (in Chinese with English abstract).

Van Lichterveld M，Salvi S，Baziat D，Linnen R L. 2007. Textural features and chemical evolution in tantalum oxides；magmatic versus hydrothermal origins for Ta mineralization in the Tanco lower pegmatite，Manitoba，Canada. Economic Geology，102：257～276.

Wang Denghong，Chen Yuchuan，Li Hongyang，Xu Zhigang，Li Tiande. 1998. Mantle degassing of the Altai orogenic belt：insight from helium isotope study. Chinese Science Bulletin，43(23)：2541～2544 (in Chinese).

Wang Denghong，Chen Yuchuan，Xu Zhigang. 2001. Chronological study of Caledonian metamorphic pegmatite muscovite deposits in the Altay Mountains，northwestern China，and its significance. Acta Geological Sinica，75(3)：419～425 (in Chinese with English abstract).

Wang Denghong，Zou Tianren，Xu Zhigang，Yu Jinjie，Fu Xiaofang. 2004. Advance in the study of using pegmatite deposits as the tracer of orogenic process. Advances in Earth Science，19(3)：614～620 (in Chinese with English abstract).

Wang R C，Hu H，Zhang A C，Fontan F，Zhang H，Parseval P D. 2006a. Occurrence and lare re-equilibration of pollucite from the Koktokay No. 3 pegmatite，Altai northwestern China. American Mineralogist，91：729～739.

Wang T，Hong D W，Jahn B M，Tong Y，Wang Y B，Han B F，Wang X X. 2006b. Timing，petrogenesis，and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains，Northwest China：implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. The Journal of Geology，114：735～751.

Wang R C，Hu H，Zhang A C，Fontan F，Parseval P D，Jiang S Y. 2007a. Cs-dominant polylithionite in the Koktokay # 3 pegmatite，Altai，NW China：in situ micro - characterization and implication for the storage of radioactive cesium. Contributions to mineralogy and petrology，153：355～367.

Wang T，Tong Y，Jahn B M，Zou T R，Wang Y B，Hong D W，Han B F. 2007b. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Altai No. 3 pegmatite，NW China，and its implications for the origin and tectonic setting of the pegmatite. Ore Geology Reviews，32：325～336.

Wang R C，Che X D，Zhang W L，Zhang A C，Zhang H. 2009. Geochemical evolution and late re-equilibration of Na-Cs-rich beryl from the Koktokay # 3 pegmatite (Altai，NW China). Europe Journal of Mineral，21：795～809.

Wang Xianjue. 1980. The evolutioni of alkali elements and the division of geochemical stages at vertain pegmatitic vein No. 3，Xinjiang，China. Geochimica，(2)：186～192 (in Chinese with English abstract).

Wang Xianjue，Zou Tianren，Xu Jianguo，Yu Xueyuan，Qiu Yuzhuo. 1981. Study of Pegmatite Minerals of the Altai Region. Beijing：Science Press，1～140 (in Chinese).

Webster J D，Thomas R，Rhede D，Frster H J，Seltmann R. 1997. Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite：geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. Geochimica et Cosmochimica Acta，61：2589～2604.

Wesełucha-Birczyńska A，Słowakiewicz M，Natkaniec-Nowak L，Proniewicz L. 2011. Raman microspectroscopy of organic inclusions in spodumenes from Nilaw (Nuristan，Afghanistan)：Spectrochimica Acta Part A. Molecular and Biomolecular Spectroscopy，79：789～796.

Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos，55：229～272.

Windley B F，Kröner A，Guo J H，Qu G S，Li Y Y，Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen，NW China：new zircon age data and tectonic evolution. The Journal of Geology，110(6)：719～737.

Wu Changnian，Zhu Jinchu，Liu Changshi，Yang Shengzu，Zhu Bingyu，Ning Guangjin. 1994. A study on the inclusions in spodumenes from Altai pegmatite，Xinjiang. Geotectonica et Metallogenia，18(4)：353～362 (in Chinese with English abstract).

Wu Changnian，Zhu Jinchu，Liu Changshi，XiongXiaolin. 1995a. Study of compositions of melting fluid inclusions in pegmatites，Altay，Xinjiang. Geochimica，24(4)：351～358 (in Chinese with English abstract).

Wu Changnian，Zhu Jinchu，Liu Changshi，Yang Shengzu，Zhu Bingyu，Ning Guangjin. 1995b. A study on the inclusions in beryls from Kuwei and Keketuohai pegmatites，Altai，Xinjiang. Journal of Nanjing Univesity (Natural Sciences Edition)，31(2)：350～356 (in Chinese with English abstract).

Wu Shourong，Zhao Jingyu，Zhang Xin，Zhang Hui. 2015. Magmatic-hydrothermal evolution of the Koktokay No. 3 pegmatite，Altay，NW China：evidence from compositional variation of tourmaline. Acta Mineralogica Sinica，35(3)：299～308 (in Chinese with English abstract).

Xu Z Q，Fu X F，Wang R C，Li G W，Zheng Y L，Zhao Z B，Lian D Y. 2020. Generation of lithium-bearing pegmatite deposits within the Songpan-Ganze orogenic belt，East Tibet. Lithos，354～355：105281.

Yan Junwu，Liu Feng，Shen Ying，Zhang Zhixin. 2020. Constraints on timing of magmtic activity and formation of pegmatite in the Koktokay pegmatite field，Xinjiang. Acta Geoscientica Sinica，41(5)：663～674 (in Chinese with English abstract).

Yin R，Huang X L，Xu Y G，Wang R C，Wang H，Yuan C，Ma Q，Sun X M，Chen L L. 2020. Mineralogical constraints on the magmatic-hydrothermal evolution of rare-elements deposits in the Bailongshan granitic pegmatites，Xinjiang，NW China. Lithos，352～353，105208.

Zhang A C，Wang R C，Hu H，Chen X M. 2004a. Occurrences of foitite and rossmanite from the Koktokay No. 3 granitic pegmatite dyke，Altai，northwestern China：a record of hydrothermal fluids. The Canadian Mineralogist，42：873～882.

Zhang A C，Wang R C，Hu H，Zhang H，Zhu J C，Chen X M. 2004b. Chenmical evolution of Nb-Ta oxides and zircon from the Koktokay No. 3 granitic pegmatite，Altai，northwestern China. Mineralogical Magazine，68(5)：739～756.

Zhang A C，Wang R C，Jiang S Y，Hu H，Zhang H. 2008a. Chemical and textural features of tourmaline from the spodumene-subtype Koktokay No. 3 pegmatite，Altai，northwestern China：a record of magmatic to hydrothermal evolution. The Canadian Mineralogist，46：41～58.

Zhang A C，Wang R C，Li Y，Hu H，Lu X，Ji J，Zhang H. 2008b. Tourmalines from the Koktokay No. 3 pegmatite，Altai，NW China：spectroscopic characterization and relationships with the pegmatite evolution. European Journal of Mineralogy，20：143～154.

Zhang Enshi，Zhang Wenhuai，Liu Wei. 1987. On formation mechanism of Keketuohai pegmatite，Xinjiang，China. Earth Science-Journal of Wuhan College of Geology，12(4)：381～388 (in Chinese with English abstract).

Zhang Hui. 2001. The geochemical behaviors and mechanisms of incompatible trace elements in the magmatic-hydrothermal transition system：a case study of Altay No. 3 pegmatite，Xinjiang. PhD degree dissertation of Institute of Geochemistry Chinese Academy of Sciences，1～172 (in Chinese with English abstract).

Zhang Hui，Lv Zhenghang，Tang Yong. 2019. Metallogeny and prospecting model as well as prospecting direction of pegmatite-type rare metal ore deposits in Altay orogenic belt，Xinjiang.

Mineral Deposits, 38(4): 792～814 (in Chinese with English abstract).

Zhou Qifeng. 2013. The geochronology, mineralogy, melt-fluid evolution and metallogenesis of the Koktokay No. 3 pegmatitic rare element deposit, Altai, China. PhD degree dissertation of Institue of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, 1～122 (in Chinese with English abstract).

Zhou Qifeng, Qin Kezhang, Tang Dongmei, Ding Jiangang, Guo Zhenglin. 2013. Mineralogy and significance ofmicas and feldspars from the Koktokay No. 3 pegmatitic rare-element deposit, Altai. Acta Petrologica Sinica, 29(9): 3004～3022 (in Chinese with English abstract).

Zhou Q F, Qin K Z, Tang D M, Wang C L, Tian Y, Sakyi P A. 2015a. Mineralogy of the Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, NW China: implications for evolution and melt-fluid processes of rare-metal pegmatites. European Journal of Mineralogy, 27: 433～457.

Zhou Q F, Qin K Z, Tang D M, Tian Y, Cao M J, Wang C L. 2015b. Formation age and evolution time span of the Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, NW China: evidence from U-Pb zircon and ^{40}Ar-^{39}Ar muscovite ages. Resource Geology, 65(3): 210～231.

Zhou Q F, Qin K Z, Tang D M, Wang C L, Sakyi P A. 2018. LA-ICP-MS U-Pb zircon, columbite-tantalite and ^{40}Ar-^{39}Ar muscovite age constraints for the rare-element pegmatite dykes in the Altai orogenic belt. Geological Magazine, 155(3): 707～728.

Zhou Tianyi, Chen Yanjing, Zhang Hui. 2014. Comparative laser Raman spectroscopy study of green beryls from Azubai and Koktokay pegmatite veins in Altay, Xinjiang. Acta Petrologica et Mineralogica, 33(Supplement2): 77～84 (in Chinese with English abstract).

Zhu Jinchu, Wu Changnian, Liu Changshi, Li Fuchun., Huang Xiaolong, Zhou Dongshan. 2000. Magmatic-hydrothermal evolution and genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China. Geological Journal of China Universities, 6(1): 40～52 (in Chinese with English abstract).

Zhu Y F, Zeng Y S. 2002. Re-Sr isochron age of No. 3 pegmatite vein in the Keketuohai region. Mineral Deposits, 21(Supplement): 1110～1111 (in Chinese).

Zhu Y F, Zeng Y S, Gu L B. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. Journal of Asian Earth Sciences, 27: 61～77.

Zou Tianren, Xu Jianguo. 1975. On the origin and classification of granite pegmatites. Geochimica, 3: 161～174 (in Chinese with English abstract).

Zou Tianren, Zhang Xianghuan, Jia Fuyi, Wang Rucong, Cao Huizhi, Wu Baiqing. 1986. The origin of No. 3 pegmatite in Altaishan, Xinjiang. Mineral Deposits, 5(4): 34～48 (in Chinese with English abstract).

Zou Tianren, Li Qingchang. 2006. Rare and Rare Earth Metallic Deposits in Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 1～284 (in Chinese with English abstract).

参 考 文 献

陈剑锋，张辉，张锦煦，马慧英. 2018. 新疆可可托海3号伟晶岩脉锆石U-Pb定年、Hf同位素特征及地质意义. 中国有色金属学报，28(9)：1832～1844.

范良明，毛玉元，万永文，栾世伟. 1994. 可可托海3号伟晶岩脉中锂霞石和锂蒙脱石的发现. 矿物岩石，14(1)：1～10.

康维薇. 2017. 新疆可可托海电气石的宝石矿物学及流体包裹体研究. 中国地质大学(北京)硕士学位论文，1～86.

冷成彪，王守旭，苟体忠，陆丽娜，刘红杰. 2007. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉研究. 华南地质与矿产，1：14～20.

李兆麟，杨荣勇，李文，翟伟. 1998. 中国不同成因伟晶岩形成的物理化学条件. 地质科技情报，17(增刊)：29～34.

李兆麟，张文兰，李文，翟伟，石贵勇. 2000. 云南哀牢山和新疆可可托海伟晶岩矿物中熔融包裹体电子探针研究. 高校地质学报，6(4)：509～522.

刘宏. 2013. 新疆阿尔泰阿拉尔花岗岩地球化学特征及其与可可托海3号脉演化关系. 昆明理工大学硕士学位论文，1～62.

刘琰，高岩，何明跃，蔡克勤. 2003. 新疆可可托海绿柱石猫眼矿物学特征极其开发探讨. 地质与勘探，39(3)：25～30.

秦克章，申茂德，唐冬梅，郭正林，周起凤，王春龙，郭旭吉，田野，丁建刚. 2013. 阿尔泰造山带伟晶岩型稀有金属矿化类型与成岩成矿时代. 新疆地质，31(增刊)：1～7.

秦克章，翟明国，李光明，赵俊兴，曾庆栋，高俊，肖文交，李继亮，孙枢. 2017. 中国大陆演化、多块体拼合造山与特色成矿的关系. 岩石学报，33(2)：305～325.

秦克章，周起凤，唐冬梅，王春龙. 2019. 东秦岭稀有金属伟晶岩的类型、内部结构、矿化及远景——兼与阿尔泰地区对比. 矿床地质，38(5)：970～982.

任宝琴，张辉，唐勇，吕正航. 2011. 阿尔泰造山带伟晶岩年代学及其地质意义. 矿物学报，31(3)：587～596.

唐宏，张辉. 2018. 可可托海3号伟晶岩脉石英中微量元素组成特征与岩浆-热液演化. 矿物学报，38(1)：15～24.

田野，秦克章，周起凤，唐冬梅，王春龙. 2015. 阿尔泰可可托海伟晶岩中弧形石英白云母层的成因及意义. 岩石学报，31(8)：2353～2365.

王登红，陈毓川，李红阳，徐志刚，李天德. 1998. 阿尔泰造山带地幔脱气的氦同位素研究. 科学通报，43(23)：2541～2544.

王登红，陈毓川，徐志刚. 2001. 阿尔泰造山带岩石和矿石的氩同位素研究. 长春科技大学学报，31(2)：110～115.

王登红，邹天人，徐志刚，余金杰，付小芳. 2004. 伟晶岩矿床示踪造山过程的研究进展. 地球科学进展，19(4)：614～620.

王贤觉. 1980. 新疆阿尔泰三号伟晶岩脉碱的演化与地球化学阶段的划分. 地球化学，(2)：186～192.

王贤觉，邹天人，徐建国，于学元，裘愉卓. 1981. 阿尔泰伟晶岩矿物研究. 北京：科学出版社，1～140.

吴长年，朱金初，刘昌实，杨升祖，朱炳玉，宁广进. 1994. 阿尔泰伟晶岩锂辉石中包裹体研究. 大地构造与成矿学，18(4)：353～362.

吴长年，朱金初，刘昌实，熊小林. 1995a. 阿尔泰伟晶岩中流体熔融包裹体成分的研究. 地球化学，24(4)：351～358.

吴长年，朱金初，刘昌实，杨升祖，朱炳玉，宁广进. 1995b. 新疆阿尔泰库威和可可托海伟晶岩绿柱石中包裹体研究. 南京大学学报，31(2)：350～356.

伍守荣，赵景宇，张新，张辉. 2015. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉岩浆-热液过程：来自电气石化学组成演化的证据. 矿物学报，35(3)：299～308.

闫军武，刘锋，申颖，张志欣. 2020. 新疆可可托海伟晶岩田岩浆活动时限与伟晶岩形成. 地球学报，41(5)：663～674.

张恩世，张文淮，刘伟. 1987. 新疆可可托海伟晶岩形成机理的研究. 地球科学-武汉地质学院学报，12(4)：381～388.

张辉. 2001. 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. 中国科学院地球化学研究所博士学位论文，1～172.

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. 矿床地质，38(4)：792～814.

周起凤. 2013. 阿尔泰可可托海3号脉伟晶岩型稀有金属矿床年代学、矿物学、熔-流体演化与成矿作用. 中国科学院大学博士学位论文，1～222.

周起凤，秦克章，唐冬梅，丁建刚，郭正林. 2013. 阿尔泰可可托海3号脉伟晶岩型稀有金属矿床云母和长石的矿物学研究及意义. 岩石学报，29(9)：3004～3022.

周天仪，陈衍景，张辉. 2014. 新疆阿尔泰伟晶岩中绿柱石拉曼光谱特征研究——以可可托海3号脉与阿祖拜328、528号脉为例. 岩石矿物学杂志，33(增刊2)：77～84.

朱金初，吴长年，刘昌实，李福春，黄小龙，周东山. 2000. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉岩浆－热液演化和成因. 高校地质学报，6(1)：40～52.

朱永峰，曾贻善. 2002. 可可托海3号脉伟晶岩铷-锶同位素等时线

年龄. 矿床地质，21(增刊)：1110～1111.
邹天人，徐建国. 1975. 论花岗伟晶岩的成因和类型的划分. 地球化学，3：161～174.
邹天人，张相寰，贾富义，王汝聪，曹惠志，吴柏青. 1986. 论阿尔泰 3 号伟晶岩脉的成因. 矿床地质，5(4)：34～48.
邹天人，李庆昌. 2006. 中国新疆稀有及稀土金属矿床. 北京：地质出版社，1～284.

The emplacement mechanism, melt-fluid evolution, rare-element metallogenesis and puzzles of the Koktokay No. 3 pegmatite rare elemental deposit, Altai

QIN Kezhang[*1,2], ZHOU Qifeng[1,3], TANG Dongmei[1], WANG Chunlong[1,4], ZHU Liqun[1,2]

1) *Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China*;

2) *College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*;

3) *Institute of Mineral Resources Research, China Metallurgical Geology Bureau, Beijing* 101300, *China*;

4) *Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei* 430074, *China*

* *Corresponding author*: *kzq@mail.iggcas.ac.cn*

Abstract

The Koktokay No. 3 pegmatite dyke is famous for its overall shape of a hat, concentric zonation pattern, and complex rare-elemental mineralization assemblages. The magma of the Koktokay No. 3 pegmatite is heterogeneous and highly evolved. The main emplacement mechanism for the No. 3 pegmatite dyke involves upward intrusion of the pegmatite magma along gently inclined joints and stay in place in the form of a solid hat with the help of periperal faults. After emplacement, the pegmatite magma experienced three stages of melt, melt-fluid and late hydrothermal accompanied by mineralization of Be-Nb-Ta, Li-Be-Nb-Ta and Ta-Cs-Rb-Hf, respectively. Fractional crystallization and liquid immiscibility control the enrichment and deposition sequence of rare elements in the Koktokay No. 3 pegmatite and hydrothermal replacement may have played a role on redistribution of the rare elements. The strong fractional crystallization of the outer zones (Ⅰ～Ⅳ) and large fluid exsolution between zones Ⅳ and Ⅴ are favorable for the magma to achieve lithium saturation concentration and the system to begin lithium deposition. An important future research focus should be on the detailed description of melt-fluid evolution process, further analysis of metallogenetic mechanism of the rare elements, a thorough discussion on the genesis of magma, influence of P, F, B, Li and CO_2 on rare metal mineralization, and deep prospecting along the gently inclined brim.

Key words: fractional crystallization; liquid immiscibility; Li-Be-Nb-Ta-Cs-Rb-Hf mineralization; emplacement mechanism; Koktokay No. 3 granitic pegmatite; Xinjiang