LCT型伟晶岩及其锂矿床成因概述

张辉,吕正航,唐勇

中国科学院地球化学研究所,地球内部物质高温高压院重点实验室,贵州贵阳,550081

内容提要:花岗伟晶岩具有与低共熔花岗岩相似的矿物和化学组成,通常与高分异花岗岩具有成因联系。花岗伟晶岩划分为富Li-Cs-Ta(LCT)、富Nb-Y-F(NYF)和混合的LCT+NYF型,其中LCT型伟晶岩以过铝质,富集助熔组分(H_2O、F、P、B)、稀有元素(Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Be、Sn),极其低的Nb/Ta比值(<5)为特征。通常LCT型伟晶岩显示内部分带,主要包括边界带、壁带、中间带和核部带;此外,可能还发育交代体、层状细晶岩和晶洞。大多数LCT型伟晶岩形成与(同造山)-晚造山的过铝质S型、I型或混合的S+I型花岗岩具有成因联系。对于壳源沉积岩小比例部分熔融直接形成的伟晶岩,通常形成于伸展背景下的晚造山和造山后阶段,侵入于典型的低压角闪岩-高绿片岩相的变沉积岩中。伟晶岩外带(包括边缘带、壁带、细晶岩)中的细粒和细晶岩结构、UST(单向固结结构)是液相线过冷所致,而伟晶岩内带(中间带、核部带)中粗大矿物形成、矿物分带以及稀有金属矿物的饱和结晶是助熔组分(H_2O、B、P、F)、稀有金属(Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta)通过组成带状纯化方式在边界层聚集的结果。伟晶岩分离结晶作用的开始与液相线过冷状态密切相关,晶体成核延迟、晶体生长速率、晶体成核密度取决于液相线过冷程度(ΔT)。针对LCT型伟晶岩,已提出的稀有金属成矿机制主要有分离结晶作用、岩浆不混溶、超临界流体和组成带状纯化。对于全脉矿化锂辉石伟晶岩成因,尚不清楚是岩浆液态分离还是Li强烈分配进入流体相所致?

关键词:组成特征;结构分带;岩石成因;成矿机制;LCT型伟晶岩

战略性关键金属指现今社会必需、安全供应存在高风险的稀有金属、稀土金属、稀散金属、稀贵和部分其他金属(如PGE、Cr、Co等)。近年来,Li、Be、Rb、Cs、Nb、Ta、Zr、Hf、W、Sn等稀有金属因其重要战略意义而列入中国和欧、美、日等国关键矿产资源目录(Zhai Mingguo et al., 2019)。花岗伟晶岩作为赋存稀有金属矿产的重要岩石类型之一,长期以来被认为是花岗质岩浆分异演化晚期残余岩浆固结的产物。本文通过大量阅读近30年来国内外伟晶岩及其相关的稀有金属矿床的研究文献,并结合近20年来我课题组对阿尔泰造山带伟晶岩科学研究实践,较系统阐述伟晶岩基本特征(包括定义、概念、专业术语)、组成与结构、成因分类、内部分带模式、LCT型伟晶岩岩石成因、时空分布特征以及相关锂矿床的成因,旨在推动我国的伟晶岩及其相关的稀有金属矿床研究。伟晶岩及相关稀有金属矿产广泛分布于我国的阿尔泰造山带、天山造山带、松潘-甘孜造山带、西昆仑造山带、秦岭-大别造山带、喜马拉雅造山带、三江造山带、武夷-云开造山带和江南造山带(Zhang Hui et al., 2019),因此,开展伟晶岩岩石学和矿床学研究不但具有岩石成因学和大陆动力学研究的科学意义,而且对指导稀有金属矿床的找矿与勘查具有重要应用价值。

1 伟晶岩的基本定义及其主要分类

花岗伟晶岩是一类重要火成岩,通常具有花岗质组成,以极度粗粒且变化的颗粒大小,或以大量骸晶、文象结构或其他强烈定向生长习性的晶体而区别于其他火成岩(London, 2008, 2014)。其后,London(2018a)进一步明确花岗伟晶岩具有3大特

注:本文为国家自然科学基金委"战略性关键金属超常富集成矿动力学"重大研究计划、国家自然科学基金项目(编号91962222、41873030)联合资助成果。

收稿日期:2021-08-16;改回日期:2021-09-10;网络发表日期:2021-09-22;责任编辑:周健。

作者简介:张辉,男,1965年生。博士,研究员,主要从事伟晶岩及相关的稀有金属矿床研究。E-mail: zhanghui@mail.gyig.ac.cn。

引用本文:张辉,吕正航,唐勇. 2021. LCT型伟晶岩及其锂矿床成因概述. 地质学报, 95(10): 2955~2970, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2021093.

Zhang Hui, Lü Zhenghang, Tang Yong. 2021. A review of LCT pegmatite and its lithium ore genesis. Acta Geologica Sinica, 95(10): 2955~2970.

征:① 极度粗粒和系统变化的晶体大小,从边缘到中心,晶体大小通常增大~2 个数量级;② 以大量骸晶、文象结构或其他强烈定向生长习性的晶体为特征;③ 以矿物共生组合明显的空间分带为特征,包括单矿物带。这些组构中的任何一个就足以定义伟晶岩,但这些特征往往同时出现。

伟晶岩在其起源的深成岩体顶部带最上面的数十米内形成析离体(segregations),常见的是从花岗岩岩体顶部发散出来的脉群;也就是说,伟晶岩以分凝体形式存在于花岗岩穹顶和边缘,以及以脉状侵入于火成岩和变质岩中(London, 2018a)。

根据伟晶岩形成深度、与变质作用和花岗岩侵入体的关系,Ginsburg et al.(1979)提出晶洞伟晶岩、稀有元素伟晶岩、白云母伟晶岩和深成伟晶岩 4 种地质类型,对应的深度分别为 1.5~3.5 km、3.5~7.0 km、7.0~11.0 km 和 >11.0 km。在 Ginsburg et al.(1979)地质分类基础上,Černý et al.(2005)提出 5 种地质分类方案,分别为深成伟晶岩、白云母伟晶岩、白云母-稀有元素伟晶岩、稀有元素伟晶岩和晶洞伟晶岩(表 1),并且基于矿物共生组合和地球化学特征,进一步细分为 24 个亚类。其中稀有元素伟晶岩(REL),可划分 REL-REE 和 REL-Li 亚类(subclass),前者可细分为褐帘石-独居石型、黑稀金矿型和硅铍钇矿型(type);后者可划分为绿柱石型、复杂型、钠长石-锂辉石型和钠长石型(type),绿柱石型再细分出绿柱石-铌铁矿型和绿柱石-铌铁矿-磷酸盐亚型(subtype),而复杂型再细分为锂辉石型、透锂长石型、锂云母型、锂电气石型和磷锂铝石型亚型(subtype)。不仅如此,根据岩石成因及稀有金属元素(矿物)明显富集特征,Černý (1991)、Černý et al.(2005)把花岗伟晶岩划分为 LCT(富集 Li-Cs-Ta)、NYF(富集 Nb-Y-F)和混合的 LCT+NYF 族系(family)(表 2),其中 LCT 型伟晶岩包含 S 型(沉积岩)花岗岩源区的特征:过铝质属性,富集助熔组分(H_2O、F、P、B)和稀碱、稀有元素(Li、Rb、Cs、Ta>Nb、Be、Sn),极其低的 Nb/Ta 比值(<5),起源于大洋沉积物(主要为黑色页岩)的部分熔融;与形成于(同造山)-晚造山-(非造山)的过铝质 S 型、I 型或混合的 S+I 型花岗岩具有成因联系。对于壳源沉积岩小比例部分熔融

表 1 花岗伟晶岩的地质、矿物共生组合和地球化学分类(据 Černý et al., 2005)

Table 1 The class system of geological, paragenetic and geochemical classification of granitic pegmatites (after Černý et al., 2005)

种类(class)	子类(subclass)	类型(type)	亚类(subtype)
1. 深成伟晶岩(AB)	AB-HREE AB-LREE AB-U AB-BBe		
2. 白云母伟晶岩(MS)			
3. 白云母-稀有元素伟晶岩(MSREL)	MSREL-REE MSREL-Li		
4. 稀有元素伟晶岩(REL)	REL-REE	褐帘石-独居石 黑稀金矿 硅铍钇矿	
	REL-Li	绿柱石	绿柱石-铌铁矿 绿柱石-铌铁矿-磷酸盐
		复杂	锂辉石 透锂长石 锂云母 锂电气石 磷锂铝石
		钠长石-锂辉石	
		钠长石	
5. 晶洞伟晶岩(MI)	MI-REE	黄玉-绿柱石 硅铍钇矿-褐钇铌矿	
	MI-Li	绿柱石-黄玉 MI-锂辉石 MI-透锂长石 MI-锂云母	

注:AB—abyssal(深成伟晶岩);MS—muscovite(白云母伟晶岩);MSREL—muscovite-rare element(白云母-稀有元素伟晶岩);REL—rare element(稀有元素伟晶岩);MI—miarolitic(晶洞伟晶岩)。

表 2　深成岩起源的花岗伟晶岩的岩石成岩分类（据 Černý et al., 2005）

Table 2　The family system of petrogenetic classification of granitic pegmatites of the plutonic derivation (after Černý et al., 2005)

族系(Family)	子类(subclass)	地球化学特征	伟晶岩总组成	相关花岗岩	花岗岩总组成	源岩
LCT	REL-Li MI-Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta＞Nb, (B, P, F)	过铝质-次铝质	(同造山)-晚造山-(非造山);成分主要是不均匀	过铝质 S, I 或混合 S+I 型	未亏损的上-中地壳表壳岩石和基底片麻岩
NYF	REL-REE MI-REE	Nb＞Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	次铝质-准铝质(次碱质)	(同造山, 晚造山, 后造山)-主要为非造山;成分准均匀	(过铝质)-次铝质和准铝质 A 和 I 型	亏损的中-下地壳麻粒岩,新生花岗岩,地幔-交代地壳
LCT+NYF	混合 LCT 与 NYF	混合的	(准铝质)-中等过铝质	(后造山)-非造山;成分不均匀	次铝质-弱过铝质	混合源岩或 NYF 花岗岩同化壳岩石

直接形成的伟晶岩,通常形成于伸展背景下的晚造山和造山后阶段;近年来研究表明,同造山阶段也可形成 LCT 型稀有金属伟晶岩 (Lü et al., 2018)。NYF 型伟晶岩,具有次铝质-准铝质属性,主要与非造山或板内 A 型花岗岩具有成因联系;这些伟晶岩富集 Nb＞Ta、Y、REE、F、Sc、Zr、U、Th、Ti 等元素,具有高的 Nb/Ta 比值。混合的 LCT+NYF 型伟晶岩,其地球化学具有混合特征,显示准铝质-中等过铝质特性,与造山后、非造山的次铝质-弱过铝质花岗岩具有成因联系,其岩浆源于混合源区或 NYF 型伟晶岩岩浆同化上地壳岩石的结果。LCT 型伟晶岩 (稀有元素-Li 和晶洞-Li 亚类)在数量上远超过 NYF 型伟晶岩 (稀有元素-REE 和晶洞-REE 亚类),并且,绿柱石型伟晶岩和复杂的锂辉石/透锂长石型伟晶岩占绝对优势。

此外,我国学者 Zou Tianren et al. (1975)根据特征矿物云母类划分出黑云母伟晶岩、二云母伟晶岩、白云母伟晶岩和锂云母伟晶岩等 4 种类型。之后,Wu Baiqing et al. (1989) 将阿尔泰伟晶岩划分为变质分异伟晶岩、混合交代伟晶岩和重熔岩浆分异伟晶岩等 3 种不同成因类型,提出重熔岩浆在上侵过程中,岩浆中挥发组分 (H_2O、F、Cl、CO_2)从岩浆中分离,集中于岩浆体的顶部,形成富含挥发分和稀碱、稀有金属的"气化岩浆"并固结成伟晶岩;而残余岩浆因晶体沉降被压出形成伟晶岩或花岗岩内的囊包体。

2　伟晶岩的组成与结构

2.1　伟晶岩组成

由于伟晶岩矿物颗粒粗大和分带导致的不均匀性,难以采集代表性全岩样品,因此,伟晶岩总组成难以精确限定。

由于 WWII(第二次世界大战)战略物质需求的驱使,美国地质调查局组织、协调地质填图与全美伟晶岩型铍、钽和层状云母资源勘查。在勘查科罗拉多州伟晶岩过程中,实施了网格、探槽和岩芯取样,采集到 1803 个伟晶岩全岩样品。对实际矿物含量分析表明,绝大多数伟晶岩是普通的花岗伟晶岩,几乎没有外来矿物 (exotic mineral,特指除长石、石英、云母外的其他矿物)。这些伟晶岩具有横跨～200 MPa、H_2O 条件下人造花岗岩低共熔组成范围 ($Ab_{38}Or_{29}Qz_{33}$)的显著特点 (London, 2018a),严格意义上说,绝大多数伟晶岩就是普通花岗岩,其中石英、斜长石和碱性长石以近相同的比例构成岩石的 80% (Streckheisen, 1976),此外,电气石 (B)、绿柱石 (Be)、磷灰石 (P)、云母和萤石 (F)以次要矿物 (＜5%)形式存在,以及含有少量副矿物 (＜1%) (London, 2008)。Lü Zhenghang et al. (2021a)对中国江南造山带中的梵净山白云母花岗岩及其周边有成因关系的、分带不明显的稀有金属伟晶岩进行了全岩成分研究,发现二者的全岩主量成分非常接近,但是微量组成差别较大。已有的研究显示,显著富集锂铝硅酸盐-磷酸盐、绿柱石、Sn-Nb-Ta-REE 氧化物以及铯沸石的伟晶岩在某一伟晶岩脉群中或某一地区内屈指可数;例如,在美国南达科他州黑山地区填图的～24000 条伟晶岩脉中,仅识别出 32 条含 Be 伟晶岩和 7 条富 Li 伟晶岩 (Page et al., 1953);同理,我国新疆阿尔泰稀有金属成矿带中号称有十万余条伟晶岩脉,发现稀有金属矿床及矿化点仅为 63 处,其中超大型矿床 1 处 (可可托海 3 号脉 Li-Be-Nb-Ta-Cs-Rb-Hf 矿床)、大型矿床 1 处 (卡鲁安伟晶岩型锂矿床)、中型矿床 2 处 (柯鲁木特 112 号脉 Li-Be-Nb-Ta 矿床和阿斯喀尔特伟晶岩型 Be-Mo 矿床)、小型矿床 37 处和矿化点 22 处。考虑花岗伟晶岩主要全球分布区,Černý (1991)估计稀有金属伟晶岩仅占所有伟晶岩＜2%;可以这样说,即使高分异伟晶岩,其组成仍然在花岗岩组成范围;绝大多数花岗伟晶岩,甚至是化学上非常复杂的稀有金属伟晶岩,其组成仍然接近于含水花岗岩低共熔组成 (Stilling et al., 2006; London et al.,

2012)。已有的研究显示,在 200～300 MPa 下 H_2O 饱和的人造花岗岩体系(Ab-Or-Qz-H_2O)的低共熔温度为 680±20 ℃(Tuttle et al.,1958)。通常,岩石学家以 700±50 ℃作为伟晶岩熔体的液相线温度(London,2014),其中 750 ℃对应于 H_2O 不饱和或含有少量 Ca 的含水花岗质熔体,而 650 ℃对应于富集助熔组分(H,B,P 或 F)的花岗质熔体。

2.2 伟晶岩内部结构

2.2.1 不分带伟晶岩(unzoned pegmatites)

不是所有的伟晶岩都显示内部分带的,通常,内部组构均匀的伟晶岩只能由其粒径大小(数厘米或更大)来定义的,其中斜长石和石英呈他形,具有一致的晶体大小,而钾长石倾向于斑状的,常常显示骸晶或文象花岗岩共生。岩石组构显示各向同性,晶体分布和取向是随机的,或者晶体取向由主要树枝状钾长石巨晶确定。不分带伟晶岩主要存在于小的浅色花岗岩穹顶的内部以及紧靠着浅色花岗岩边缘,是长石、石英、云母原料的主要来源,通常称之为"陶瓷"伟晶岩,"伟晶花岗岩"或者"花岗岩-伟晶岩类"。

值得一提的是,"不分带的锂辉石伟晶岩"或称之为"全脉锂矿化伟晶岩",目前对这些具有经济意义的不分带锂辉石伟晶岩尚未进行深入研究,还不清楚其细粒、不分带和均匀组构的形成机制。这些伟晶岩中矿物颗粒均匀,其中锂辉石倾向于呈斑晶至 10 cm 长的晶体,通常不发育单向固结结构(UST-unidirectional solidification texture)、矿物分层(mineral layering)以及有组织的空间分带(spatial zonation)结构或矿物共生组合。

川西甲基卡超大型锂矿床,已探明 Li_2O 资源量 300 万 t,预测远景 Li_2O 资源量 500 万 t,其中新三号脉(X03) Li_2O 资源量 89.46 万 t,是目前发现的亚洲最大硬岩型锂矿床(Huang Tao et al,2020;Yang Yueqing et al.,2020)。锂矿床主要赋存于碱长花岗岩(有学者认为是细晶岩)和花岗伟晶岩中,锂辉石呈微晶毛发状、细晶粒状及中粗梳状韵律条带,其中微晶-细晶锂辉石占总量的 70%,这一矿床类型在国内外锂矿田中非常罕见(Yang Yueqing et al.,2020)。此外,新疆阿尔泰稀有金属成矿带中的哈龙-青河稀有金属成矿亚带中卡鲁安锂矿田,已探明 Li_2O 资源量 6.5 万 t,属于大型-潜在的超大型锂矿床。代表性的卡鲁安 806 号脉、卡鲁安 807 号脉、库卡拉盖 650 号脉,基本上是全脉锂矿化伟晶岩,主要矿物共生组合为石英-钠长石-锂辉石,在梳状结构带中锂辉石垂直脉壁生长,显示单向固结结构特征(Ma Zhanlong et al.,2015)(图 1)。



图 1 库卡拉盖 650 号脉锂辉石垂直脉壁生长,显示单向固结结构(UST)

Fig. 1 Spodumenes of unzoned pegmatite perpendicular to the contact between the dike and wall rock in Kukalagai No. 650 pegmatite dike, showing unidirectional solidification texture (UST)

2.2.2 分带伟晶岩(zoned pegmatites)

内部分带是伟晶岩主要区分其他普通深成火成岩的重要特征,表现在矿物颗粒大小空间分布、矿物共生组合、晶体习性或岩石组构的变化(London,2008,2009,2014)。Cameron et al.(1949)奠定了描述伟晶岩分带结构的基础,绝大数描述伟晶岩内部分带的术语一直沿用至今;伟晶岩内部分带主要包括边界带、壁带、中间带和核部带(图 2、图 3);此外,还可能发育交代体、层状细晶岩和晶洞。

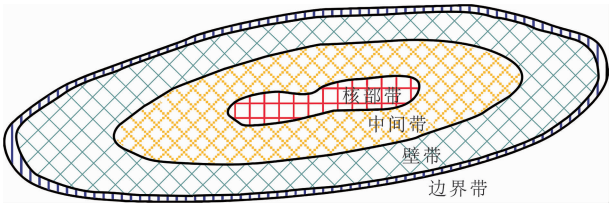


图 2 Cameron et al.(1949)提出的伟晶岩内部分带模式

Fig. 2 Model for internal zonation of pegmatite proposed by Cameron et al.(1949)

(1)边界带(border zone):边界带位于伟晶岩与围岩接触处,由一薄层(1～3 cm)细粒花岗质岩硬壳组成(图 4),通常具有花斑结构,即在斜长石中分布有大量花斑状石英微晶。边界带中占主导的矿物为斜长石、石英和白云母,此外,可以含有石榴子石、磷灰石、电气石、绿柱石、黑云母以及铌铁矿等。特别值得注意的是,边界带中斜长石组成为钠-更长

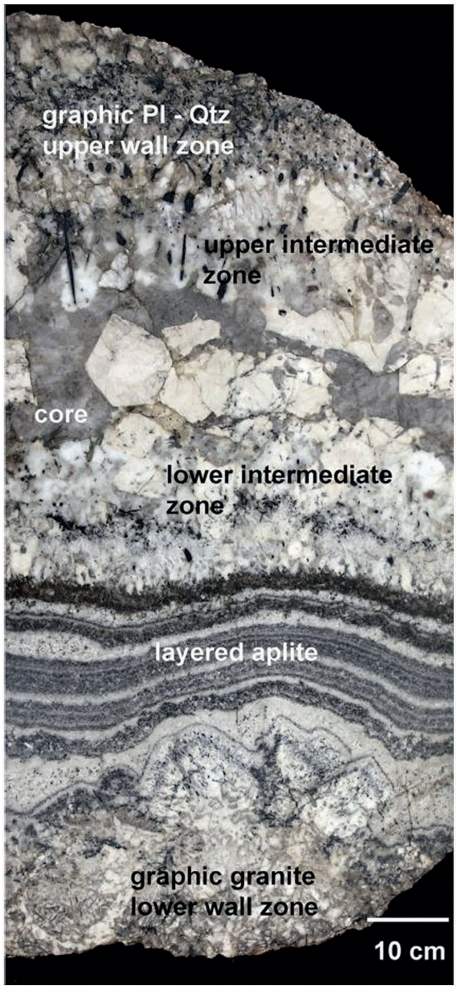


图 3　美国加利福尼亚圣地亚哥县 Ramona 的 Little Three 矿区一条伟晶岩脉的完整断面图（据 London，2018a）

Fig. 3　A complete section of a pegmatite dike from Little Three mining area of Ramona, San Diego County, California (USA) (after London, 2018a)

core—核部带;graphic granite lower wall zone—文象花岗岩下部壁带;graphic Pl-Qtz upper wall zone—文象斜长石－石英上部壁带;layered aplite—层状细晶岩;lower intermediate zone—下部中间带;upper intermediate zone—上部中间带

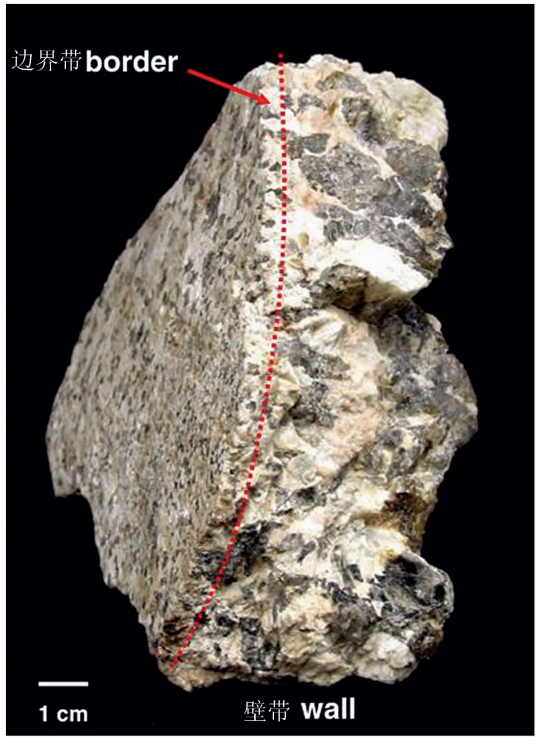


图 4　美国康尼狄格州波特兰＃1 伟晶岩的边界带和壁带，由＜4 mm 薄的边界带突然过渡到粗粒的 UST（骸晶灰色石英和陶瓷钾长石组成）（据 London，2018）

Fig. 4　Border and wall zones of ＃1 pegmatite dike, Portland, Connecticut (USA), the thin border (＜4 mm) transitions sharply into coarse-grained UST with skeletal gray quartz and creamy K-feldspar (after London, 2018)

石（An_{10-20}），并向内快速降低至 An_0。

（2）壁带（wall zone）：从边界带向内是壁带，以晶体粒径突然增大以及发育单向固结结构（UST）为标志（单向固结结构同义于梳状结构）（图 5）。在单向固结结构中，晶体垂直于接触带生成并向内展开（喇叭型逐渐张开），显示明显单向固结结构的矿物包括钾长石、电气石、白云母和绿柱石。壁带中普遍存在骸晶和文象共生（图 6），除钾长石外，壁带与边界带中主要矿物基本一样，因此，区分壁带与边界带，主要依据它们的组构。由于边界带和壁带以各向异性和细的粒径（包括细晶岩和文象花岗岩共生）为特征，因此，Uebel（1977）把这两个带归并在一起，称之为伟晶岩“壳”（shell）。

（3）中间带（Intermediate zone）：由壁带向内，文象花岗岩共生析离成单矿物钾长石和大晶体石英，矿物晶体变得更为等粒状，取向变得更为随机。与外部带（边界带＋壁带）比较，中间带中矿物粒径突然增大，钾长石、石英含量增大。在富石英的矿物共生组合中，锂铝硅酸盐和磷酸盐构成了 LCT 型伟晶岩最内部的中间带。对于全球分异最完善的可可托海 3 号脉来说，中间带包括糖粒状钠长石带（II 带）至石英核部带（IX 带）之间的所有结构带，具体包括块体微斜长石带（III 带）、白云母-石英巢体带（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），其中 V～VIII 带含有大量锂铝硅酸盐矿物，属于分异程度很高的中间带。这些结构带中的矿物粒径通常为分米至米级，其中 V～VI 带的锂辉石晶体通常为 1～4 m，最大长达 12 m（Zou Tianren et al.，2006）。

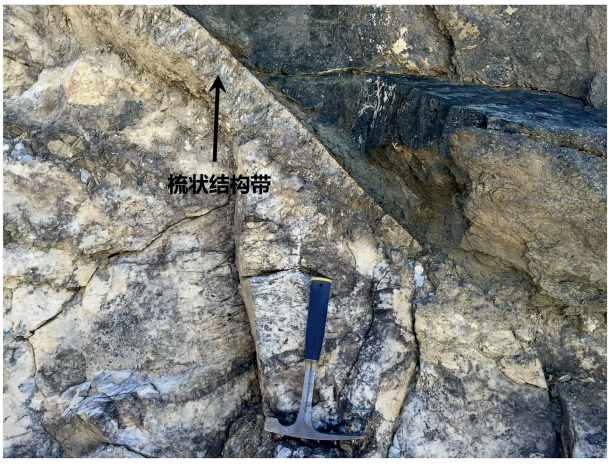


图 5 可可托海 1 号脉边界带向内发育有～10 cm 的梳状结构，由钾长石、石英、白云母、电气石等矿物组成

Fig. 5 Comb texture (～10 cm) developed in the wall zone of Koktokay No. 1 pegmatite dike, mainly composed of K-feldspar, quartz, muscovite and tourmaline

(4)核部带 (Core zone)：大多数伟晶岩的核部带通常为纯石英带，认为是最晚期形成的单元 (图 3)。Burnham et al. (1986)提出石英核应是热液成因的，因为低共熔组成的花岗质熔体不可能沉淀单矿物石英。在富锂伟晶岩中，石英块体可能不是最晚形成的单元。例如，Janhn et al. (1977)识别出锂辉石-钠长石-锂云母组合与副矿物磷灰石、绿柱石和细晶石构成了新墨西哥 Harding 伟晶岩主要的核部带。Norton (1983)提出最晚形成的核部带富集钠长石和锂云母或锂辉石，以及包含绿柱石、磷酸盐、氧化物等稀有金属矿物。利用 Macusani 黑曜岩进行的岩石学实验中，London et al. (2017)成功发现继纯石英分离结晶后产生了钠长石-锂云母的共生组合 (图 7)。

(5)交代体 (replacement bodies)：明显观察到伟晶岩中残余矿物或具形态学特征的晶体假象，清楚地指示伟晶岩中的交代作用。尽管层状细晶岩早期被认为是同化围岩的交代产物 (Cameron et al., 1949)，而 Jahns et al. (1963)提出块状或层状细晶岩是原生的；同样，文象花岗岩也曾被认为是石英交代长石的产物，但 Fenn (1986)实验证实石英与长石是同时结晶的共生关系。对于伟晶岩体系来说，分离结晶作用是岩浆-热液演化过程中最重要的方式。随着大量无水矿物 (长石、石英)结晶，残余熔体中 H_2O 逐渐增大，直至 H_2O 在熔体相中饱和出溶，形成独立的流体相，岩浆由此进入晶体、熔体、流体三相共存的岩浆-热液过渡阶段。出溶的流体在

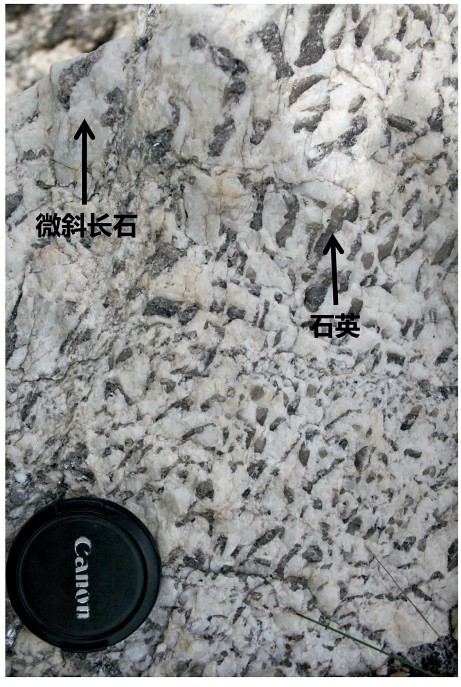


图 6 可可托海 3 号脉中文象石英-钾长石共生伟晶岩带

Fig. 6 Graphic pegmatite zone with quartz-feldspar intergrowths in Koktokay No. 3 pegmatite

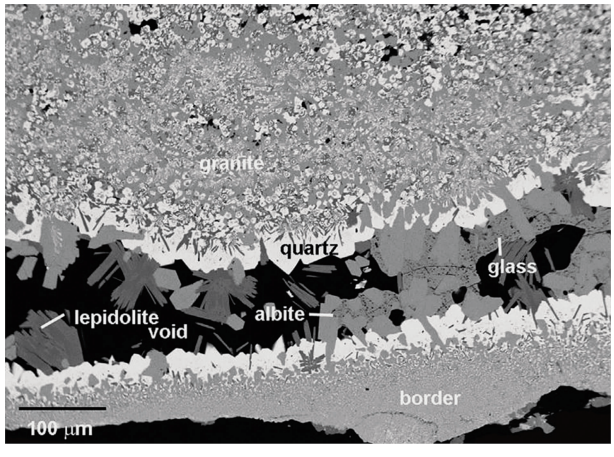


图 7 利用 Macusani 黑曜岩进行的结晶实验，揭示石英晶出后的最晚期晶洞中结晶的钠长石、锂云母矿物 (据 London et al., 2017)

Fig. 7 Crystallization experiment of Macusani obsidian, indicating that quartz is absent but only albite and lepidolite occur in miarolitic cavity (after London et al., 2017)

albite—钠长石；border—边界带；glass—玻璃；granite—花岗岩；lepidolite—锂云母；quartz—石英；void—空洞

上升过程中将对已固结的不同结构带中矿物进行交代，在可可托海 3 号脉、青河哈木斯泰伟晶岩中常见到块体微斜长石、锂辉石矿物被晚期热液交代形成集合体状浅绿色白云母、细粒钠长石和石英的现象 (图 8A、B)。在可可托海矿区的小虎斯特 91 号脉

中,可见到交代岩“东陵玉”和“紫丁香玉”(图 9A、B),很可能是早期含钠流体与晚期含锂流体交代早期长石的产物或流体的填隙物(Tian Run et al.,2021)。

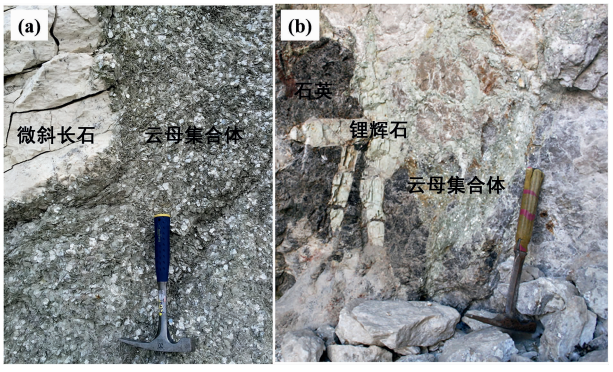


图 8　伟晶岩中交代作用

Fig. 8　Replacement in pegmatite

(a)—可可托海 3 号脉块体微斜长石带局部被交代形成浅绿色云母集合体;(b)—青河县塔拉提伟晶岩锂辉石被交代形成云母、石英、钠长石集合体

(a)—Local replacement of microcline by gray green mica as aggregates in Koktokay No. 3 pegmatite; (b)—replacement of spodumene by green mica, quartz and albite as aggregates in Talati pegmatite, Qinghe County, Altay

(6)层状细晶岩(layered aplites):也称之为“线岩(line-rock)”,在层状伟晶岩中是常见的单元,通常占据脉体的下盘部分(图 3)。在某些层状伟晶岩中出现的几乎是纯的钠长石细晶岩(Černý,2005),但绝大多数细晶岩是由韵律震荡条带构成,其中由斜长石+石英组成的浅色部分占主导,而深色层由钾长石+镁铁质矿物组成。层状细晶岩具有花岗质组成,但比花岗岩低共熔组成具有更高的钠质。来自加州 Little Three 矿区的 3 个细晶岩标准矿物组成及化学组成与低共熔花岗岩非常接近。层状细晶岩是不对称分布的,通常处于伟晶岩的下盘的下部壁带(lower wall zone)与上覆的下部中间带(overlying lower intermediate zone)之间;包括细晶岩在内的伟晶岩下盘单元,先于伟晶岩所有粗粒中间带之前已经形成。细晶质线岩有时呈近水平的平行分层,或者显示复杂的扭曲;某些线岩单元拥有垂直于分层的单向固结结构(UST);当围绕斑晶(如钾长石或石英)生长时,细晶岩层产生分层中的扭曲。对于层状细晶岩的成因,前人分别提出含水流体相的不定期的出溶(Jahns et al.,1963;Rockhold et al.,1987;Webber et al.,1997)或者晶体沉降(crystal settling)(Kleck et al.,1999)机制。而 London(2014)提出晶体成核密度(nucleation density)是液相线过冷度(liquidus undercooling)的函数,因此,细粒细晶岩的形成是晶体成核密度急剧增大的结果。

(7)晶洞(miarolitic cavities):在近水平分布的带状伟晶岩脉中沿着中心线,通常可以发现晶洞(图 10)。在近水平的伟晶岩中黏土充填的或无充填的晶洞的形成归因于伟晶岩侵位深度比无晶洞伟晶岩更浅,因为在高温下压力降低使得含水流体摩尔体积增大,即在较低压力下,等质量的含水流体占据更大的空间。London(1986a)注意到许多很重要的产宝石的晶洞伟晶岩包含有锂辉石+石英共生组合。伟晶结构的形成长期以来被归因于含水溶液从花岗质熔体中出溶,含水溶液形成相互连通的气泡网络,气泡上升通过花岗质熔体在形成伟晶岩熔体的上部区域形成了晶洞(Jahns,1982;Simmons et al.,2012)。显然,上述推断如果正确的话,那么所有的伟晶岩应该存在数量可观的如晶洞那样的空隙空间。事实上,晶洞伟晶岩仅占已知所有伟晶岩中很小的比例,并且,晶洞所占空间大体上仅占伟晶岩脉的<5%。

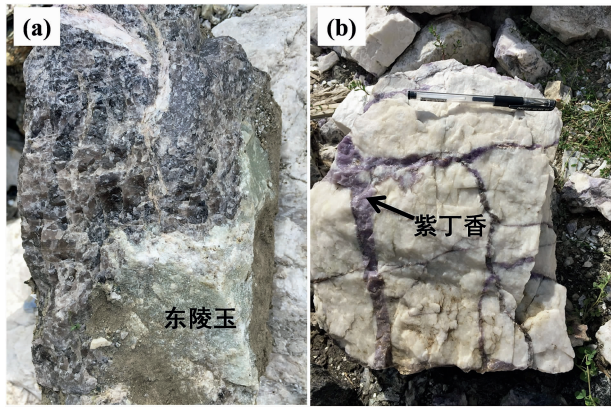


图 9　可可托海矿区小虎斯特 91 号脉中的交代岩

Fig. 9　Replacement rocks in Xiaohusite No. 91 pegmatite of Koktokay mining area

(a)—交代石英-叶钠长石-锂辉石带(IV 带)形成的隐晶质交代岩,俗称“东陵玉”;(b)—隐晶质紫色细脉沿裂隙贯入块体微斜长石(II 带)中,俗称“紫丁香玉”

(a)—Cryptocrystalline rock, commonly known as “Dongling” jade, formed by replacement of quartz-cleavelandite-spodumene zone (IV zone); (b)—cryptocrystalline purple veinlet, know as “purple Dingxiang” jade, injected into massive microcline (II zone)

2.2.3　矿物分带序列

基于伟晶岩实际矿物学以及从边缘到中心矿物组合序列,Cameron et al.(1949)定义了伟晶岩的

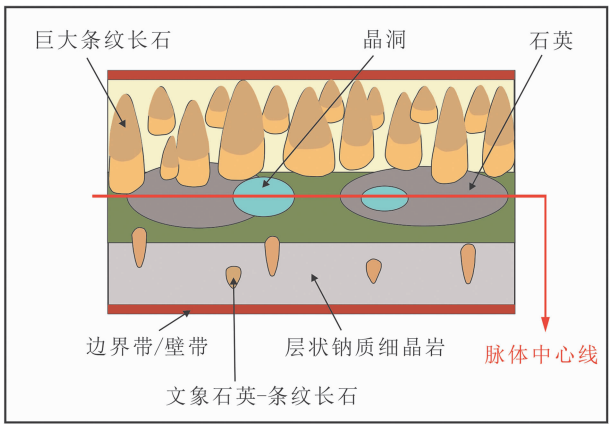


图 10 代表性的近水平展布的分带伟晶岩脉示意图(据 London, 2018a)

Fig. 10 Schematic representation of a subhorizonal layered pegmatite dike (after London, 2018a)

分带。尽管从一个地区到另一个地区伟晶岩分带序列可能存在不同,但存在其共性(Cameron et al., 1949),从边缘到中心或者从边界带到核部带,伟晶岩内部矿物分带总的序列为:

(1)斜长石-石英-白云母(Pl-Qtz-Mus)

(2)斜长石-石英(Pl-Qtz)

(3)石英-斜长石-条纹长石+白云母+黑云母(Qtz-Pl-Per+Mus+Bio)

(4)条纹长石-石英(Per-Qtz)

(5)条纹长石-石英-斜长石-磷铝锂石-锂辉石(Per-Qtz-Pl-Amb-Spd)

(6)斜长石-石英-锂辉石(Pl-Qtz-Spd)

(7)石英-锂辉石(Qtz-Spd)

(8)锂云母-斜长石-石英(Lep-Pl-Qtz)

(9)石英-微斜长石(Qtz-Mic)

(10)微斜长石-斜长石-富锂云母-石英(Mic-Pl-Li-rich mica-Qtz)

(11)石英核(Qtz)

基于对富锂伟晶岩露头观察,如加拿大曼尼托巴省的 Tanco 伟晶岩(Crouse et al., 1972)、津巴布韦的 Bikita 伟晶岩以及美国南达科他州黑山地区相似的伟晶岩,Norton(1983)修正了上述分带序列:

(1)斜长石-石英-白云母(Pl-Qtz-Mus)

(2)斜长石-石英(Pl-Qtz)

(3)石英-斜长石-条纹长石+白云母+黑云母(Qtz-Pl-Per+Mus+Bio)

(4)条纹长石-石英(Per-Qtz)

(5)斜长石-石英-锂辉石、斜长石-石英-透锂长石、斜长石-石英-羟磷铝锂石、或斜长石-石英-透锂长石-羟磷铝锂石(Pl-Qtz-Spd, Pl-Qtz-Pet, Pl-Qtz-Mon, or Pl-Qtz-Pet-Mon)

(6)石英-锂辉石、石英-透锂长石、石英-羟磷铝锂石、或石英-透锂长石-羟磷铝锂石(Qtz-Spd, Qtz-Pet, Qtz-Mon, or Qtz-Pet-Mon)

(7)石英-微斜长石(Qtz-Mic)

(8)石英核(Qtz)

(9)锂云母或含锂云母-斜长石-石英-微斜长石(Lep/lithium mica-Pl-Qtz-Mic)

2.2.4 伟晶岩内部分带模式

(1)同心环状分带(concentric zonation):陡立倾角的伟晶岩显示从边缘朝中心双侧对称分布的趋向,以中心线(沿着伟晶岩脉轴平面中心位置)为界,分带是对称的和同心状的(图 11)。根据 Cameron et al. (1949)、Jahns et al. (1969)的描述,在陡倾伟晶岩的上部将发育较多的化学上演化程度更高的内部带。此外,伟晶岩宽度与内部分异程度之间存在明显的相关性,伟晶岩上部较宽部位显示分异程度更大的趋势。

(2)层状分带(layered zonation):低倾角的伟晶岩显示平行于接触带的层状结构,矿物学和结构分带从一侧到另一侧是不对称的,伟晶岩脉的中心线在伟晶岩脉轴平面之上(图 10)。通常,在伟晶岩下盘,细粒钠质斜长石占据绝对优势,而极度粗粒的钾长石沿着上盘富集。但也存在与上述分带完全倒转的情形,在美国加利福尼亚州的圣地亚哥县,许多伟晶岩脉显示钾长石主要沿着下盘分布,而富钠斜长石的组合沿着上盘分布(London, 2008)。

3 LCT 型伟晶岩及其相关的锂矿床的成因机制

3.1 LCT 型伟晶岩岩石成因、时空分布特征及内部分异演化

所有的 LCT 型伟晶岩就位于造山腹地,包括那些现存于前寒武纪克拉通内部的伟晶岩。它们是板片汇聚的产物,绝大部分伟晶岩可能与碰撞而不是俯冲相联系。截至目前,即使有但很少 LCT 型伟晶岩与特定的板块构造(例如与普通的岛弧过程、碰撞或俯冲过程的大陆壳过度加厚、碰撞过程或碰撞后的板块断离或板块拆离、晚期碰撞伸展塌陷及随后的减压熔融)相联系。基于全球伟晶岩的调查,Černý (1991)提出大多数 LCT 伟晶岩形成于同造山构造晚期至造山后构造早期。对新疆阿尔泰伟晶

岩的研究显示,LCT 型伟晶岩在俯冲(泥盆纪)、弧-弧碰撞(二叠纪)以及陆-陆碰撞(三叠纪)背景下皆有发育,但大规模的 Li-Be 成矿发生在陆-陆碰撞后的伸展背景(Lü Zhenghang et al.,2012,2018,2021b;Ma Zhanlong et al.,2015;Zhou Qifeng et al.,2018)。

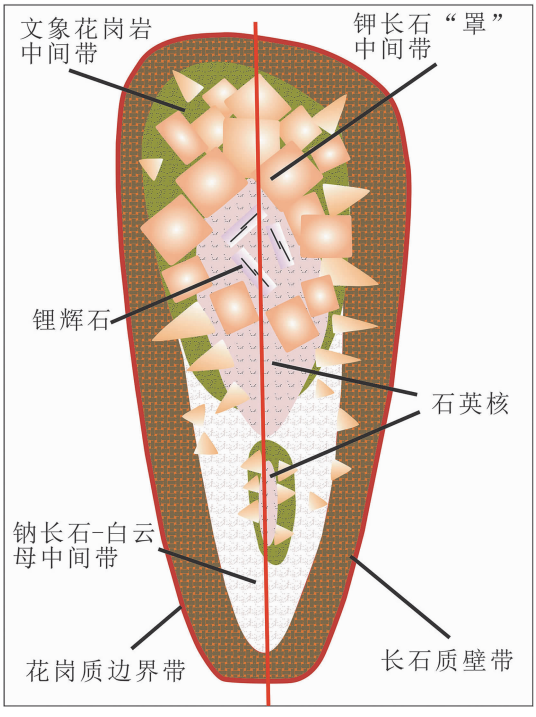


图 11　近垂直侵入的代表性伟晶岩脉示意图(据 London,2018),陡立倾角的伟晶岩显示从边缘朝中心双侧对称分布的,脉体上部将发育更多结构带

Fig. 11　Schematic representation of a subvertical zoned pegmatite dike, showing bilaterally symmetrical zonation from the border to the core zones, and more textural zones developed in the upper part of pegmatite (after London, 2018)

大多数 LCT 型伟晶岩侵入于典型的低压角闪岩—高绿片岩相的变沉积岩中(Černý,1991),一些 LCT 型伟晶岩侵入到花岗岩(如柯鲁木特 112 号脉,Lü Zhenghang et al.,2012)、斜长角闪岩/辉长岩(如可可托海 3 号脉)或其他火成岩中,但似乎不可能侵入到未变质的沉积岩或火山岩序列中(Bradley et al.,2013)。

LCT 型伟晶岩主要分布于北美、非洲南部、北欧、澳大利亚和中国,代表性锂等稀有金属矿床有加拿大的 Tanco,美国北卡罗来纳的 Kings Mt.,刚果(金)的 Manono,津巴布韦的 Bikita,澳大利亚的 Greenbushes 以及中国川西的甲基卡、西昆仑白龙山和阿尔泰可可托海 3 号脉。在全球范围内,伟晶岩形成时间与碰撞造山引起的超级大陆拼贴时间具有耦合关系,LCT 型伟晶岩形成峰值时间分布为 2638 Ma、1800 Ma、962 Ma、529 Ma、485 Ma、371 Ma、274 Ma(McCauley et al.,2014),但 LCT 型伟晶岩很少形成于 2450～2225 Ma、1625～1000 Ma、875～725 Ma、250～200 Ma 超级大陆存在期。由此,有些西方学者认为,纵观地球演化历史,与 LCT 型伟晶岩相关的最大的锂矿床都是出现在太古宙(Bradley et al.,2013)。由于 LCT 型伟晶岩形成峰期没有包含我国的三叠纪和喜马拉雅期伟晶岩,并且近年研究表明,三叠纪是我国伟晶岩型锂矿重要的成矿期,其中可可托海 3 号脉超大型 Li-Be-Nb-Ta-Rb-Cs-Hf 矿床、卡鲁安大型-超大型 Li 矿床、白龙山超大型 Li-Rb 多金属矿床及甲基卡超大型锂矿床均形成于三叠纪,显然西方学者对世界范围内的三叠纪稀有金属成矿缺乏足够认识。

通常 LCT 型伟晶岩的母花岗岩是典型的过铝质 S-型花岗岩,尽管某些太古宙伟晶岩显示与准铝质 I-型花岗岩具有成因关系(Martin et al.,2005),它代表花岗质熔体最高分异和最后结晶的组分,因此,许多学者倾向性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(Černý et al.,1988;Černý,1989;Selway et al.,2005)。在空间上,自下而上存在由黑云母花岗岩→二云母浅色花岗岩→粗粒白云母浅色花岗岩→伟晶质浅色花岗岩→伟晶岩的垂直分异;同理,因分离结晶程度逐渐增强导致的围绕着高分异的过铝质花岗岩自下而上的伟晶岩区域分带,即黑云母伟晶岩、二云母伟晶岩、白云母伟晶岩以及出露于最远端的极度富集 Li、Rb、Cs 的稀有金属伟晶岩(Breaks et al.,1992;Selway et al,2005;Hulsbosch et al.,2014),并依次发育无矿化→Be→Be-Nb-Ta→Li-Be-Ta-Nb→Li-Cs-Be-Ta(-Sn)矿化分带(Shearer et al.,1992)。但很可能因为存在这样的区域分带,许多伟晶岩可能只有一个推测的埋藏的深成母花岗岩,在这种 LCT 型伟晶岩田中,空间结构上侵入位置最高的伟晶岩尤其最有希望寻找稀有金属矿床。LCT 型伟晶岩富集不相容元素(Li、Cs、Rb、Ta、Sn)而区别于其他稀有金属伟晶岩,形成 LCT 型伟晶岩的母花岗质熔体富含助熔组分 H_2O、F、P、B,不仅降低固相线温度、黏度和密度,同时增大熔体的总扩散率,由此拉长了岩浆分异的时限,使得分离结晶作用进行得更为彻底。

对于伟晶岩内部分带,最早提出硅酸盐熔体与含水流体相互作用的机理,而 Cameron et al. (1949)认为主要归因于分离结晶作用。其后,发展的伟晶岩成因理论以 J-B 模型(Jahns-Burnham 的缩写)(Jahns et al., 1969)和 London 模型(London et al., 1989; London, 2009)为代表。J-B 模型认为水过饱和是形成伟晶岩的必要条件,由花岗岩过渡到伟晶岩-细晶岩对应于在硅酸盐熔体中含水流体相的饱和,伟晶结构、细晶结构应归于从硅酸盐熔体中出溶的含水流体对溶质迁移和分异的影响。不仅如此,还提出 Na 与 K 的分异是硅酸盐熔体中大量的 K 进入上升的含水流体中所致。但 London et al. (1988, 1989)实验揭示,挥发分过饱和(>11.5% H_2O)的过铝质岩浆体系中结晶作用发生在蒸气相而不是熔体相,只能形成组成上均一、等粒自形、随机取向的结晶相;而水不饱和(≤3.5% H_2O)条件下成功地复制出矿物组构(如骸晶、文象)、矿物分带和纯石英核,由此认为水不饱和是伟晶岩形成的前提条件。在此基础上,London (2009)提出伟晶岩外带(包括边缘带、壁带、细晶岩)中的细粒结构、细晶岩结构、UST(单向固结结构)是液相线过冷(liquidus undercooling)所致,而伟晶岩内带(中间带、核部带)中粗大矿物形成、矿物分带以及稀有矿物饱和结晶是助熔组分(H_2O、B、P、F)、稀有金属(Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta)通过组成带状纯化(CZR-constitutional zone refining)方式在边界层聚集(boundary layer pile-up)的结果。

伟晶岩分离结晶作用的开始与液相线过冷状态密切相关,晶体成核延迟、晶体生长速率、晶体成核密度取决于液相线过冷程度(ΔT=液相线温度-伟晶岩结晶环境温度)。ΔT=150~200 ℃,具有最小的晶体成核延迟时间和最大的晶体生长速率、晶体成核密度,促使形成细晶岩;大的过冷程度(ΔT≥250 ℃)将导致伟晶岩的外带(边界带、文象壁带)的形成;随着结晶作用的进行,总的熔体组成发生变化,过冷程度逐渐降低,而小的过冷程度(ΔT=50~130 ℃)有利于伟晶岩内带(中间带和核部带)的形成(Fenn, 1977; London, 2014)。

3.2 伟晶岩型锂矿床成因机制

近年来,尽管我国在稀有金属找矿勘查方面取得了重大进展,如发现了松潘-甘孜造山带中的甲基卡超大型锂矿床、西昆仑-喀喇昆仑造山带中白龙山超大型锂铷多金属矿床以及新疆阿尔泰造山带中卡鲁安大型-潜在超大型锂矿床(Ma Zhanlong et al., 2015; Li Jiankang et al., 2017; Wang He et al., 2017; Wang Rucheng et al., 2017; Wang Denghong, 2019),但有关伟晶岩成因理论及其稀有金属矿床成矿机制等方面的研究仍然相对滞后。

对于 Li 矿化伟晶岩,依据 Li 铝硅酸盐相图可知,锂辉石(±透锂长石)原生相稳定存在的压力范围为 250~300 MPa,对应的伟晶岩侵位深度约在 7~9 km(London, 1986b, 2014)。已有的研究显示,在 200~300 MPa 下 H_2O 饱和的人造花岗岩体系(Ab-Or-Qz-H_2O)的低共熔温度为 680±20 ℃(Tuttle et al., 1958)。通常,岩石学家以 700±50 ℃作为伟晶岩熔体的液相线温度(London, 2014)。根据长石固溶体溶离温度计,伟晶岩中碱性长石结晶温度为~450±50 ℃(London, 2018b),并指示从边缘到中心伟晶岩脉的结晶似乎是沿着~425℃等温线进行的(London, 2020)。由此,我们可以理解为:伟晶岩的分异演化是在 700±50 ℃液相线温度与~450±50 ℃固相线温度之间进行的。

迄今,针对 LCT 型伟晶岩提出的稀有金属成矿机制主要包括:分离结晶作用(Černý et al., 1988; Shearer et al., 1992; Hulsbosch et al., 2014; Wu et al., 2017; Wang Rucheng et al., 2018; Wu Fuyuan et al., 2015)、岩浆不混溶(Webster et al., 1997; Veksler et al., 2002a; Zhang Hui, 2001; Li Jiankang et al., 2007; Zhou Qifeng et al., 2015)、超临界流体(Thomas et al., 2016, 2019; Fan Jingjing et al., 2020)和组成带状纯化(London, 2018a)。显然,分离结晶作用是稀有不相容元素在残余岩浆中高度富集的最重要的途径,富集程度取决于稀有金属元素在主要造岩矿物/熔体间总的分配系数(D_i)以及在初始岩浆中的浓度(C_i)(赵振华, 2016; Wang Rucheng et al., 2019)。但在特定的岩浆体系中,岩浆液态分离(或称之为岩浆不混溶)也是稀有金属元素富集成矿的重要机制。例如 Webster et al. (1997)在研究德国东部 Ehrenfriedersdrof 伟晶岩中石英时,发现富磷球体存在于富硅熔体中,其中富磷球粒以富集 Be、W、Sn、Ta、Nb、Ca、U、Th、Zr、B、Li、F 为特征。针对中国可可托海 3 号脉糖粒状钠长石带(II 带)中超大型铍矿体与磷灰石紧密共生的特征,Zhang Hui (2001)提出富 P 熔体与富 Si 熔体不混溶,Be 强烈分配进入富 P 熔体相的岩浆不混溶的成因观点。Li Jiankang et al. (2007)在研究川西甲基卡伟晶岩与马颈子二云母花岗岩成因关系时,提出甲基

卡矿区伟晶岩与二云母花岗岩是岩浆液态不混溶所致。

基于包裹体研究,Thomas et al. (2012, 2016)发现在伟晶岩中存在共存 A 型熔体包裹体(相对贫 H_2O 过铝质的)、B 型熔体包裹体(富 H_2O 过碱质的)和 C 型流体包裹体,指示伟晶岩形成中存在熔体 A-熔体 B-流体三相不混溶作用,证实 Veksler (2004)、Veksler et al. (2002a, 2002b)所揭示的伟晶岩体系中存在熔体 A-熔体 B-流体三相不混溶现象。基于伟晶岩中熔体包裹体熔化均一温度、H_2O 含量的测定,Thomas et al. (2016)构建出 A 型、B 型熔体包裹体均一温度与 H_2O 含量的准二元的不混溶线以及熔体包裹体中 Be、Sn、As、P、Cl、Ta 含量与 H_2O 含量的准二元的不混溶线,由此提出伟晶岩形成于超临界流体的观点(Thomas et al., 2016, 2019)。但 London (2018a)强烈反对这一观点,因为 Thomas et al. (2016, 2019)提出伟晶岩形成的超临界流体温度(730±20 ℃)显著高于花岗岩低共熔温度(680±20 ℃)。

London (2014, 2018a)认为典型伟晶岩的形成,在熔体与结晶前缘之间存在一个富集助熔组分和不相容元素的边界层。助熔组分(H_2O、F、P、B)和不相容元素在边界层中的聚集,最后发生边界层熔体的分离结晶作用,导致富挥发分和稀有金属的矿物相饱和结晶。由此,组成带状纯化(CZR)理论可以合理解释伟晶岩演化晚期阶段的稀有金属锂(钽)富集成矿的机制。

对于锂的超常富集机制,Wang Denghong et al. (2017)提出了"多旋回深循环内外生一体化"的新认识,即沉积过程的首次富集、花岗岩化的二次富集、伟晶岩化的三次富集,从而形成多期次成矿的特点。针对东秦岭伟晶岩中的锂矿化,Qin Kezhang et al. (2019)认为锂的矿化主要发生在伟晶岩岩浆侵位之前。

新疆阿尔泰、天山及西昆仑造山带中伟晶岩型锂矿床的矿石矿物是锂辉石,主要存在如下 3 种产状的锂辉石:① 岩浆-热液过渡阶段形成的锂辉石矿床(图 12a),如可可托海 3 号脉中与钠长石、石英共生的锂辉石矿体(V-VI 带);② 热液成因的锂辉石矿床(图 12b),如小虎斯特 91 号脉(Xu Yaochen et al., 2019; Tian Run et al., 2021)以及东天山镜儿泉伟晶岩 I 号脉核部带中的石英-锂辉石矿体(Li Jibang, 2018);③ 矿浆或热液成因的锂辉石矿床(图 12c),如卡鲁安 806 号脉、库卡拉盖 650 号脉,基本上全脉锂矿化(石英-钠长石-锂辉石组合),在梳状结构带中锂辉石垂直脉壁生长,显示单向固结结构(UST)特征;该类型是西昆仑白龙山伟晶岩的主要类型(Wang He et al., 2017),也是川西甲基卡锂矿化伟晶岩的主要矿石类型,London (2018a)称之为不分带锂辉石伟晶岩(unzoned spodumene pegmatite)。

新疆阿尔泰稀有金属成矿带中伟晶岩型 Li 矿

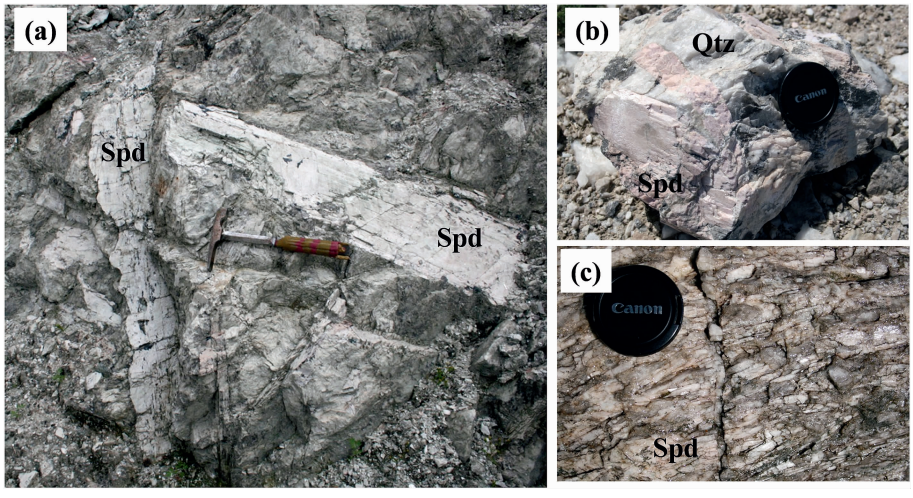


图 12　新疆伟晶岩型锂矿床重要的矿石类型

Fig. 12　Main ore type in LCT pegmatite-type Li ore deposits in Xinjiang

(a)—可可托海 3 号脉叶钠长石-锂辉石带(V 带)中巨晶锂辉石(晶体 1~4 m 长);(b)—东天山镜儿泉伟晶岩 I 号脉中石英-锂辉石核部带中锂辉石(晶体>0.2~0.8 m 长);(c)—卡鲁安 806 号脉中全脉矿化伟晶岩中锂辉石(晶体 5~10 cm 长);Spd—锂辉石;Qtz—石英

(a)—Spodumene crystals (1~4 m in size) in cleavelandite-spodumene zone (V zone) from Koktokay No. 3 pegmatite; (b)—spodumene (>0.2~0.8 m in size) in quartz-spodumene core zone from Jingerquan No. 1 pegmatite; (c)—spodumene (5~10 cm in size) in Kaluan No. 806 pegmatite (unzoned spodumene pegmatite); Spd—spodumene; Qtz—quartz

床主要形成于三叠纪伟晶岩中,常伴随 Nb-Ta 矿化。近年来找矿突破的松潘-甘孜造山带中的甲基卡超大型锂矿床、西昆仑-喀喇昆仑造山带中白龙山超大型锂铷多金属矿床形成时代也是三叠纪(Hao Xuefeng et al., 2015; Yan Qinghe et al., 2016; Zhang Hui et al., 2019)。Li 矿化主要取决于岩浆中 Li 的含量及形成温度,500 MPa、750~500℃条件下在花岗质熔体中透锂长石、锂辉石、锂霞石饱和时 Li 的溶解度为 1.5%~2.0% Li_2O(London, 2008; Maneta et al., 2015),但 500 MPa、650~550℃条件下分离结晶实验研究揭示,花岗岩质熔体中存在过饱和 Li(3.1%~4.8% Li_2O)而不发生锂铝硅酸盐矿物的结晶(Maneta et al., 2015)。这种温度较低的 Li 过饱和熔体,由于低的黏度,高的活动性,通过围岩的断层、裂隙逃逸到远离母花岗岩数千米地方形成富锂的伟晶岩脉。随着熔体演化程度增大,更加富集助熔组分(H_2O、F、Li、P、B),或者熔体快速冷却后将促进锂铝硅酸盐(锂辉石、透锂长石等)的结晶,从而形成简单分带伟晶岩核部带中 Li 的富集,甚至发生全脉矿化(Baker, 1998; Maneta et al., 2014, 2015)。阿尔泰伟晶岩形成于相对较高的压力(>240~310 MPa)(Huang Yongsheng et al., 2016),因此更利于α-锂辉石型锂矿床的形成。London (2014, 2018a)提出组成带状纯化(CZR)机制可有效解释锂辉石、锂云母和锂电气石在富含助熔组分(H_2O、F、P、B)的边界层熔体中的富集。但由于缺少 Li 在流体/熔体相间的分配系数实验及包裹体(流体包裹体/熔体包裹体)实测数据,目前还不能确定小虎斯特 91 号脉、东天山镜儿泉伟晶岩 I 号脉中热液成因锂矿床形成的温度、压力及流体组成条件。同理,因缺少熔体包裹体及实验证据,不清楚形成卡鲁安 806 号脉、库卡拉盖 650 号脉全脉锂矿化(石英-钠长石-锂辉石组合)矿浆的成因及形成条件。对于锂矿形成,尚不清楚是岩浆液态分离还是 Li 强烈分配进入流体相所致?

4 结语与展望

伟晶岩所具有的高分异特征导致其失去了大部分有关原岩信息,内部矿物分带又极大阻碍了对其全岩组成的精确测定,从而限制了对其成岩成矿的理解。LCT 型伟晶岩作为重要的战略性矿产资源 Li、Cs、Ta 来源,但对其成岩和成矿机制仍不十分清楚。成岩方面,花岗质母岩浆的结晶分异是否为形成 LCT 型伟晶岩岩浆的唯一途径?以 H_2O 为主的挥发分和 B、P、F 等助熔组分对伟晶岩内部分带以及岩石组构的形成究竟扮演什么角色?构造减压和升温是如何影响 LCT 型伟晶岩的形成?伟晶岩是岩浆快速还是缓慢分离结晶的产物?针对新疆阿尔泰伟晶岩岩石成因,是不成熟壳源沉积岩石小比例熔融(深熔作用)还是由花岗岩高度分异的残余岩浆固结形成?成矿方面,稀有金属在沉积源区、花岗质母岩浆以及伟晶岩岩浆中迁移和富集的机理是什么?控制 LCT 型伟晶岩区域分带的因素是什么?针对川西甲基卡锂矿床,矿化的碱长花岗岩与不分带锂辉石伟晶岩的成因关系以及锂成矿机制是什么?针对幕阜山地区出露的非典型伟晶岩(由于没有典型、稳定的内部分带,故称之为非典型伟晶岩,如湖南平江仁里 5 号脉),伟晶岩岩石成因、不同类型(微斜长石型、钠长石型、钠长石-锂辉石型)伟晶岩之间成因关系是什么?热液交代作用是仁里超大型 Nb-Ta 矿床形成主要机制吗?对于东秦岭伟晶岩,锂等稀有金属成矿潜力如何?锂铍矿化伟晶岩与铀矿化伟晶岩是否具有成因关系?上述科学问题很可能为未来我国 LCT 型伟晶岩的研究思路提供了方向。

致谢:感谢南京大学许志琴院士的约稿。新疆有色金属地质勘查局原总工申茂德教授级高工以及新疆有色集团可可托海矿山有关领导和地测科刘坚华工程师在野外工作中提供了大力协助和支持,研究工作中受益于与王汝成教授、陈衍景教授、秦克章研究员等同行的讨论;此外,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!

References

Baker D R. 1998. The escape of pegmatite dikes from granitic plutons: constraints from new models of viscosity and dike propagation. Canadian Mineralogist, 36: 255~263.

Bradley D, McCauley A. 2013. A preliminary deposit model for lithium-cesium-tantalum (LCT) pegmatites. U. S. Geological Survey Open-File Report 2013-1008.

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. Canadian Mineralogist, 30: 835~875.

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

Cameron E N, Jahns R H, McNair A H, Page L R. 1949. Internal structure of granitic pegmatites. Economic Geology Monograph, 2: 115.

Černý P. 1989. Exploration Strategy and Methods for Pegmatite Deposits of Tantalum. In: Moller P, Cerny P, Saupe F, eds. Lanthanides, Tantalum, and Niobium. New York: Springer-Verlag, 274~302.

Černý P. 1991. Rare-element granite pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geoscience Canada, 18: 49~67.

Černý P. 2005. The Tanco rare-element pegmatite deposit, Manitoba: regional context, internal anatomy, and global comparisons. In: Linnen R L, Sampson I A, eds. Rare-element Geochemistry of Ore Deposits. Geological Association of Canada Short Course Notes, 17: 127～158.

Černý P, Meintzer R E. 1988. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. In: Recent Advances in the Geology of Granite-related Mineral Deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Publication 39: 170～206.

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

Fan Jingjing, Tang Gongjian, Wei Gangjian, Wang He, Xu Yigang, Wang Qiang, Zhou Jinsheng, Zhang Zhuoying, Huang Tongyu. 2020. Lithium isotope fractionation during fluid exsolution: implications for Li mineralization of the Bailongshan pegmatites in the West Kunlun, NW Tibet. Lithos, 353～353.

Fenn P M. 1977. The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. Canadian Mineralogist, 15: 135～161.

Fenn P M. 1986. On the origin of graphic granite. American Mineralogist, 71: 325～330.

Ginsburg A I, Timofeyev I N, Feldman L G. 1979. Principles of Geology of the Granitic Pegmatites. Nedra, Moscow, USSR (in Russian).

Hao Xuefeng, Fu Xiaofang, Liang Bin, Yuan Linping, Pan Meng, Tang Yi. 2015. Formation ages of granite and X03 pegmatite vein in Jiajika, western Sichuan, and their geological significance. Mineral Deposits, 34(6): 1199～1208 (in Chinese with English abstract).

Huang Tao, Fu Xiaofang, Ge Liangquan, Zou Fuge, Hao Xuefeng, Yang Rong, Xiao Ruiqing, Fan Junba. 2020. The genesis of giant lithium pegmatite veins in Jiajika, Sichun, China: insight from geophysical, geochemical as well as structural geology approach. Ore Geology Reviews, 124: https://doi. org/10. 1016/j. oregeorev. 2020. 103557.

Huang Yongsheng, Zhang Hui, Lü Zhenghang, Tang Yong, Tang Hong. 2016. Research on emplacement depths of Perian and Triassic pegmatites in Altay, Xinjiang, China: indications from fluid inclusions. Acta Mineralogica Sinica, 36(4): 571～585 (in Chinese with English abstract).

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.

Jahns R H. 1982. Internal evolution of pegmatite bodies. In: Černý P, ed. Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 8: 293～327.

Jahns R H, Tuttle O F. 1963. Layered pegmatite-aplite intrusives. Mineralogical Society of America Special Paper, 1: 78～92.

Jahns R H, Burnham C W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: I. a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Economic Geology, 64: 843～864.

Jahns R H, Ewing R C. 1977. The Harding Mine, Taos County, New Mexico. Mineralogical Record, 8: 115～126.

Kleck W D, Foord E E. 1999. The chemistry, mineralogy, and petrology of the George Ashley Block pegmatite body. American Mineralogist, 84: 695～707.

Li Jiankang, Wang Denghong, Zhang Dehui, Fu Xiaofang. 2007. Mineralization Mechanism and Continental Geodynamic of Pegmatite Type Deposites in Western Sichuan, China. Beijing: Atomic Energy Press, 72 ～ 122 (in Chinese with English abstract).

Li Jiankang, Zou Tianren, Wang Denghong, Ding Xin. 2017. A review of beryllium metallogenic regularity in China. Mineral Deposits, 36(4):951～978 (in Chinese with English abstract).

Li Jibang. 2018. The genetic linkage between pegmatites and granites from Jingerquan, East Tianshan Mountains: evidence of zircon U-Pb geochronological and Hf isotopic composition. Master thesis of University of Chinese Academy of Sciences, 12 ～15 (in Chinese with English abstract).

London D. 1986a. Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites. American Mineralogist, 71: 396～405.

London D. 1986b. The magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. American Mineralogist, 71: 376～395.

London D. 2008. Pegmatites. Canadian Mineralogist Special Publication, 10: 1～347.

London D. 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites. Canadian Mineralogist, 47: 697～724.

Lodon D. 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. Lithos, 184-187: 74～104.

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

London D. 2018b. Reading pegmatites: Part 4-What quartz and feldspars say. Rocks and Minerals, 93(4): 320～336.

London D, Hervig R L, Morgan VI G B. 1988. Melt-vapor solubilities and element partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99: 360 ～373.

London D, Morgan VI G B, Hervig R L. 1989. Vapor-undersaturated experiments in the system macusanite-H_2O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 102: 1～17.

London D, Morgan VI G B, Acosta-Vigil A. 2012. Experimental simulations of anatexis and assimilation involving metapelite and granitic melt. Lithos, 153: 292～307.

London D, Morgan VI G B. 2017. Experimental crystallization of the Macusani obsidian, with applications to lithium-rich granitic pegmatites. Journal of Petrology, 58: 1005～1030.

London D, Hunt L E, Schwing C R, Guttery B M. 2020. Feldspar thermometry in pegmatites: truth and consequences. Contributions to Mineralogy and Petrology, 175(8): 1～21.

Lü Zhenghang, Zhang Hui, Tang Yong, Guan Shenjin. 2012. Petrogenesis and magmatic-hydrothermal evolution time limitation of Kelumute No. 112 pegmatite in Altay, Northwestern China: evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes. Lithos, 154: 374～391.

Lü Zhenghang, Zhang Hui, Tang Yong, Liu Yunlong, Zhang Xin. 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.

Lü Zhenghang, Chen Juan, Zhang Hui, Tang Yong. 2021a. Petrogenesis of Neoproterozoic rare metal granite-pegmatite suite in Jiangnan Orogen and its implications for rare metal mineralization of peraluminous rock in South China. Ore Geology Reviews, 128: https://doi. org/10. 1016/j. oregeorev. 2020. 103923.

Lü Zhenghang, Zhang Hui, Tang Yong. 2021b. Anatexis origin of rare metal/earth pegmatites: evidences from the Permian pegmatites in the Chinese Altai. Lithos, 380-381: https://doi. org/10. 1016/j. lithos. 2020. 105865.

Ma Zhanlong, Zhang Hui, Tang Yong, Lü Zhenghang, Zhang Xin, Zhao Jingyu. 2015. Zircon U-Pb geochronology anf Hf isotopes of pegmatites from the Kaluan area in the Altay, Xinjiang and their genetic relationship with the Halong granite. Geochimica, 44(1): 9～26 (in Chinese with English abstract).

Maneta V, Baker D R. 2014. Exploring the effect of lithium on pegmatitic textures: an experimental study. American Mineralogist, 99: 1383～1403.

Maneta V, Baker D R, Minarik W. 2015. Evidence for lithium-aluminosilicate supersaturation of pegmatite-forming melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 170(1): 1～16.

Martin R F, De Vito C. 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. Canadian Mineralogist, 43: 2027～2048.

McCauley A, Bradley D. 2011. Age distribution of lithium-cesium-tantalum enriched pegmatites and relationships to orogeny. AGU Fall Meeting 2011, abstract V13B: 2600.

Norton J J. 1983. Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites. Economic Geology, 78: 854～874.

Page L R, Norton J J, Stoll W C, Hanley J B, Adams J W, Pray L C, Steven T A, Erickson M P, Joralemon P, Stopper R F, Hall W E. 1953. Pegmatite investigations, 1942-1945, Black Hills, South Dakota. United States Geological Survey Professional Paper, 247: 228.

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

Rockhold J R, Nabelek P I, Glascock M D. 1987. Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: the role of boron. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 487～496.

Selway J B, Breaks F W. 2005. A review of rare-element (Li-Cs-Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, and large world tantalum deposits. Exploration and Mining Geology, 14: 1～30.

Shearer C K, Papike J J, Jolliff B L. 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. Canadian Mineralogist, 30: 785～809.

Simmons W B, Pezzotta F, Shigley J E, Beurlen H. 2012. Granitic pegmatites as sources of colored gemstones. Elements, 8: 281～287.

Stilling A, Černý P, Vanstone P J. 2006. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XVI. Zonal and bulk compositions and their petrogenetic significance. Canadian Mineralogist, 44: 599～623.

Streckheisen A F. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth-Sciences Reviews, 12: 1～33.

Thomas R, Davidson P, Beurlen H. 2012. The competing models for the origin and internal evolution of granitic pegmatites in the light of melt and fluid inclusion research. Mineralogy and Petrology, 106: 55～73.

Thomas R, Davidson P. 2016. Revisiting complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids, and the extreme enrichment of some elements in the supercritical state-consequences for the formation of pegmatites and ore deposits. Ore Geology Reviews, 72: 1088～1101.

Thomas R, Davidson P, Appel K. 2019. The enhanced element enrichment in the supercritical states of granite-pegmatite systems. Acta Geochimica, 38(3): 335～349.

Tian Run, Zhang Hui, Lü Zhenghang, Tang Yong. 2021. Mineralogical characteristics and geological significance of mica in Xiaohusite No. 91 pegmatite in Koktokay mining area, Xinjiang. Acta Mineralogica Sinica (in press) (in Chinese with English abstract).

Tuttle O F, Bowen N L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Geological Society of America Memoir, 74: 153.

Üebel P J. 1977. Internal structure of pegmatites, its origin and nomenclature. Neues Jarbuch für Mineralogie Abhandlungen, 131: 83～113.

Veksler I V. 2004. Liquid immiscibility and the role at the magmatic-hydrothermal transition: a summary of experimental studies. Chemical Geology, 210: 7～31.

Veksler I V, Thomas R, Schmidt C. 2002a. Experimental evidence of three coexisting immiscible fluids in synthetic granitic pegmatites. American Mineralogist, 87: 775～779.

Veksler I V, Thomas R. 2002b. An experimental study of B-, P- and F-rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 673～683.

Wang Denghong. 2019. Study on critical mineral resources: significance of research, determination of types, attributes of resources, progress of prospectiong, problem of utilization, and direction of exploitation. Acta Geologica Sinica, 93(6): 1189～1209 (in Chinese with English abstract).

Wang Denghong, Wang Chenghui, Sun Yan, Li Jiankang, Liu Shanbao, Rao Kuiyuan. 2017. New progresses and discussion on the survey and research of Li, Be, Ta ore deposits in China. Geological Survey of China, 4(5): 1～8 (in Chinese with English abstract).

Wang He, Li Pei, Ma Huadong, Zhu Bingyu, Qiu Lin, Zhang Xiaoyu, Dong Rui, Zhou Kailin, Wang Min, Wang Qian, Yan Qinghe, Wei Xiaopeng, He Bin, Lu Hong, Gao Hao. 2017. Discovery of the Bailongshan superlarge lithium-rubidium deposit in Karakorum, Hetian, Xinjiang, and its prospecting implications. Geotectonic et Metallogenia, 41(6): 1053～1062 (in Chinese with English abstract).

Wang Rucheng, Wu Fuyuan, Xie Lei, Liu Xiaochi, Wang Jiamin, Yang Lei, Lai Wen, Liu Chen. 2017. A preliminary study of rare-metal mineralization in the Himalayan leucogranite belts, South Tibet. Science China Earth Sciences, 60: 1655～1663.

Wang Rucheng, Zhou Meifu. 2018. Granites: origin and associated mineralization. Science China Earth Science, 61: 1932～1933.

Wang Rucheng, Xie Lei, Zhu Zeying, Hu Huan. 2019. Micas: important indicators of granite-pegmatite-related rare-metal mineralization. Acta Petrologica Sinica, 35(1): 69～75 (in Chinese with English abstract).

Webber K L, Falster A U, Simmons W B, Foord E E. 1997. The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in pegmatite-aplite dikes. Journal of Petrology, 38: 1777～1791.

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

Wu Baiqing, Zou Tianren. 1989. The genesis of granitic pegmatites in Xinjiang Altai. Mineral Geology Xinjiang, 1: 60～70 (in Chinese).

Wu Fuyuan, Liu Zhichao, Liu Xiaochi, Ji Weiqiang. 2015. Himalayan leucogranite: petrogenesis and implications to orogenesis and plateau uplift. Acta Petrologica Sinica, 31(1): 1～36 (in Chinese with English abstract).

Wu Fuyuan, Liu Xiaochi, Ji Weiqiang, Wang Jiamin, Yang Lei. 2017. Highly fractionated granites: recognition and research. Science China Earth Sciences, 60: 1201～1219.

Xu Yaochen, Lu Han, Rao Can. 2019. Mineralogical behavior of lithium and its implications from the Xiekusite pegmatite, Altay, Xinjiang. Geological Journal of China Universities, 25(3): 321～332 (in Chinese with English abstract).

Yan Qinghe, Qiu Zengwang, Wang He, Wang Min, Wei Xiaopeng, Li Pei, Zhang Rongqing, Li Congying, Liu Jianping. 2016. Age of the Dahongliutan rare metal pegmatite deposit, West Kunlun, Xinjiang (NW China): constraints from LA-ICP-MS U-Pb dating of columbite-(Fe) and cassiterite. Ore Geology Reviews, 100: 561～573.

Yang Yueqing, Wang Denghong, Liu Shanbao, Liu Lijun, Wang Chenghui, Guo Weiming. 2020. The co-occurrence mechanism of the two types of spodumene ore bodies and their prospecting significance in Jiajika, Sichuan Province. Acta Geologica Sinica, 94(1): 287～302 (in Chinese with English abstract).

Zhai Mingguo, Wu Fuyuan, Hu Ruizhong, Jiang Shaoyong, Li Wenchang, Wang Rucheng, Wang Denghong, Qi Tao, Qin Kezhang, Wen Hanjie. 2019. Critical metal mineral resources: current research status and scientific issues. Science Foundation in China, 33(2): 106～111 (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. Doctor dissertation of Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, 21～34 (in Chinese with English abstract).

Zhang Hui, Lü 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, Qin Kezhang, Tang Dongmei, Wang Chunlong, Tian Ye, Patrick Asamoah Sakyi. 2015. 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(3): 433～457.

Zhou Qifeng, Qin Kezhang, Tang Dongmei, Wang Chunlong, Patrick Asamoah Sakyi. 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.

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

Zou Tianren, Li Qingchang. 2006. Rare and Rare Earth Metallic Deposits in Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 34～59 (in Chinese with English abstract).

参　考　文　献

郝雪峰,付小方,梁斌,袁蔺平,潘蒙,唐屹. 2015. 川西甲基卡花岗岩和新三号矿脉的形成时代及意义. 矿床地质,34(6): 1199～1208.

黄永胜,张辉,吕正航,唐勇,唐宏. 2016. 新疆阿尔泰二叠纪、三叠纪伟晶岩侵位深度研究:来自流体包裹体的指示. 矿物学报,36(4): 571～585.

李寄邦. 2018. 东天山镜儿泉伟晶岩与花岗岩成因关系:来自锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素证据. 中国科学院大学硕士学位论文,12～15.

李建康,王登红,张德会,付小方. 2007. 川西典型伟晶岩型矿床的形成机制及大陆动力学背景. 北京:原子能出版社,72～122.

李建康,邹天人,王登红,丁欣. 2017. 中国铍矿成矿规律. 矿床地质,36(4): 951～978.

马占龙,张辉,唐勇,吕正航,张鑫,赵景宇. 2015. 新疆卡鲁安矿区伟晶岩锆石 U-Pb 定年、铪同位素组成及其与哈龙花岗岩成因关系研究. 地球化学,44(1): 9～26.

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.

田润,张辉,吕正航,唐勇. 2021. 新疆可可托海矿区小虎斯特 91 号伟晶岩脉的岩浆-热液演化:来自云母类矿物学及其化学组成演化的证据. 矿物学报,(待刊).

王登红. 2019. 关键矿产的研究意义、矿种厘定、资源属性、找矿进展、存在问题及主攻方向. 地质学报,93(6): 1189～1209.

王登红,王成辉,孙艳,李建康,刘善宝,饶魁元. 2017. 我国锂铍钽矿床调查研究进展及相关问题简述. 中国地质调查,4(5): 1～8.

王核,李沛,马华东,朱炳玉,邱林,张晓宇,董瑞,周楷麟,王敏,王茜,闫庆贺,魏小鹏,何斌,卢鸿,高昊. 2017. 新疆和田县白龙山超大型伟晶岩型锂铷多金属矿床的发现及其意义. 大地构造与成矿学,41(6): 1053～1062.

王汝成,谢磊,诸泽颖,胡欢. 2019. 云母:花岗岩-伟晶岩稀有金属成矿作用的重要标志矿物. 岩石学报,35(1): 69～75.

吴柏青,邹天人. 1989. 试论新疆阿尔泰花岗伟晶岩的成因. 新疆矿产地质,1: 60～70.

吴福元,刘志超,刘小驰,纪伟强. 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石学报,31(1): 1～36.

徐遥辰,卢奂,饶灿. 2019. 新疆阿尔泰协库斯特伟晶岩中锂的矿物学行为及其启示. 高校地质学报,25(3): 321～332.

杨岳清,王登红,刘善宝,刘丽君,王成辉,郭唯明. 2020. 四川甲基卡两类锂辉石矿体共存机制及其找矿意义. 地质学报,94(1): 287～302.

翟明国,吴福元,胡瑞忠,蒋少涌,李文昌,王汝成,王登红,齐涛,秦克章,温汉捷. 2019. 战略性关键金属矿产资源:现状与问题. 中国科学基金,33(2): 106～111.

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,21～34.

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. 矿床地质,38(4): 792～814.

赵振华. 2016. 微量元素地球化学原理. 北京:科学出版社,29～73.

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,李庆昌. 2006. 中国新疆稀有及稀土金属矿床. 北京:地质出版社,34～59.

A review of LCT pegmatite and its lithium ore genesis

ZHANG Hui*, LÜ Zhenghang, TANG Yong

Key Laboratory of High-temperature and High-pressure Study of the Earth's Interior, Institute of Geochemistry, ChineseAcademy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550081, *China*

* *Corresponding author*: *zhanghui@mail.gyig.ac.cn*

Abstract

Granitic pegmatite shares similar modal and chemical compositions with eutectic granite, and has a genetic links with the highly fractionated granite. The LCT-family, NYF-family, and mixed LCT+NYF-family pegmatites were classified petrogenetically, in which LCT pegmatites are peraluminous, characterized by enrichment of rare and alkali elements (Li, Rb, Cs, Be, Sn) and fluxing components (H_2O, F, P, B), and very low Nb/Ta ratios (<5). In general, LCT pegmatite shows internal textural zonation, including the border, wall, intermediate and core zones; in addition, some of pegmatites maybe develop replacement bodies, layered aplites and miarolitic cavities. Most of LCT pegmatites intruded into metasedimentary rocks, typically at low-pressure amphibolite to upper greenschist facies under tectonic setting of late syn-collision to early post-collision with respect to enclosing rocks. Aplitic textures in the outer zone (including border, wall zones and aplite) of pegmatites and UST (unidirectional solidification texture) have resulted from the liquidus undercooling of viscous granitic liquids prior to the onset of crystallization, while increasing crystal size in the internal zones (including intermediate and core zones), mineral zonations and crystallization of rare metal minerals have originated from a flux-enriched (H_2O, F, P, B) and pile-up of rare metal (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta) boundary layer of liquid developed adjacent to the crystallization front by constitutional zone refining CZR mechanism. The onset of crystallization is closely related to liquidus undercooling state, while nucleation delay, crystal growth rate and nucleation density are dependent on the degree of liquidus undercooling. Up to now, the four main metallogenic mechanism proposed for pegmatite-type rare metal deposits include fractional crystallization, magmatic immiscibility, supercritical fluids and constitutional zone refining (CZR). For unzoned Li pegmatitic deposit (or whole vein Li-mineralized pegmatite), ore genesis is unclear as it could have resulted either from the magmatic immiscibility or Li strongly partitioning into magmatic fluids.

Key words: composition; textural zonation; petrogenesis; metallogenic mechanism; LCT pegmatite