

DOI:10.19751/j.cnki.61-1149/p.2022.02.003

LCT 型花岗伟晶岩岩石成因和锂富集机制研究进展

孙文礼^{1,2}, 刘益³, 张照伟^{4,5,6}

- (1. 甘肃工业职业技术学院, 甘肃 天水 741025; 2. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871;
3. 昆明理工大学国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 4. 中国地质调查局西安地质调查中心,
陕西 西安 7410054; 5. 自然资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室, 陕西 西安 7410054;
6. 西北地质科技创新中心, 陕西 西安 7410054)

摘要: LCT 型花岗伟晶岩是全球重要的锂资源寄主岩石之一。基于近 40 年全球 LCT 型花岗伟晶岩年代学、地球化学、包裹体、数值模拟和岩石实验学研究成果, 笔者梳理总结 LCT 型花岗伟晶岩时空分布特征、温压条件、岩浆起源与演化过程和锂富集机制, 以期为今后花岗伟晶岩型锂矿找矿工作提供理论依据。研究表明, 全球 LCT 型花岗伟晶岩形成于 3 040~7 Ma, 成岩峰期与超大陆存在期具有较好耦合性; 其侵位压力为 250~350 MPa, 液相线温度与助溶剂含量有关(650~750 °C), 固相线温度约为 425 °C。相比于大陆地壳, 不同时代 LCT 型花岗伟晶岩均具有富集 SiO₂、Na₂O、K₂O、Li、Cs、Ta 和 Nb, 亏损 Fe₂O₃、CaO、MgO、TiO₂ 和 Zr, 低 Nb/Ta 值、Zr/Hf 值等特征。LCT 型花岗伟晶岩岩浆可能起源于花岗质岩浆高程度(>90%)结晶分异、地壳物质小比例(5%~20%)深熔作用、富 F-Li 花岗质岩浆熔离作用或超临界流体(T≈731±21 °C)。LCT 型伟晶岩岩浆侵位后在较短时间内冷却固结, 具体演化过程存在不平衡结晶和不混溶之争。伟晶岩岩浆起源和演化过程均有 Li 富集效应, 其中结晶分异成因的 LCT 伟晶岩 Li 超常富集(Li≥10 000×10⁻⁶)受控于深部岩浆房总分配系数(D_{Li}<0.5)、分异程度(F>99%)和 Li 初始浓度(>100×10⁻⁶); 深熔成因 LCT 型伟晶岩 Li 超常富集受控于源区 Li 含量和残余相黑云母所占比例; 不混溶成因 LCT 伟晶岩 Li 超常富集受控于含 Li 络合物/化合物进入富挥发分贫硅熔体相能力。伟晶岩岩浆不平衡结晶演化的 Li 富集与组成带状优化过程有关, 而不混溶演化的 Li 富集受控于富挥发分熔体相温度和含水量。

关键词: LCT 型伟晶岩; 基本特征; 岩浆起源; 岩浆演化; 富锂机制

中图分类号: P618.71; P581

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2022)02-0035-21

Research Progresson Petrogenesis of LCT-type Granitic Pegmatite and Lithium Enrichment Mechanism

SUN Wenli^{1,2}, LIU Yi³, ZHANG Zhaowei^{4,5,6}

收稿日期: 2021-9-23; **修回日期:** 2022-01-10; **网络发表日期:** 2022-05-10; **责任编辑:** 吕鹏瑞

基金项目: 国家自然科学基金“柴北缘花岗伟晶岩型锂铍等关键金属超常富集成矿的可能机制”(92062217); 甘肃省教育厅高等学校创新基金项目“天水温泉岩体放射性元素生热特征与干热岩潜力评价”(2021A-230); 天水市科技支撑项目“锆石 Zr 同位素分馏与关键金属超常富集耦合关系研究”(2022-FZJHK-3012); 甘肃省青年博士基金项目“高分卫星特征参数反演算法系统集成研究”(2021QB-141)联合资助。

作者简介: 孙文礼(1990-), 男, 在读博士, 讲师, 主要从事岩浆演化过程与成矿关系研究。E-mail: sunwenli@pku.edu.cn。

- (1. Gansu Industry Polytechnic College, Tianshui 741025, Gansu, China; 2. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 3. Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China; 4. Xi'an Center of China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 5. Key Laboratory for the Study of Focused Magmatism and Giant Ore Deposits, MNR, Xi'an 710054, Shaanxi, China;
6. Northwest China Center for Geoscience Innovation, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract: LCT-type granitic pegmatite is one of the important host rocks of lithium resources in the world. Based on research results of geochronology, geochemistry, inclusion, numerical simulation and petrological experiments on LCT-type pegmatite in the past 40 years, this paper summarizes its the temporal-spatial distribution characteristics, temperature-pressure conditions, magma origin and evolution process and lithium enrichment mechanism, which is aim to provide theoretical reference for future prospecting work. Studys show that the global LCT-type granitic pegmatite was formed at $3040 \sim 7\text{Ma}$, showing a good coupling between the peak of diagenesis and the supercontinent existence. The pressure of pegmatite emplacement is $250 \sim 350\text{ MPa}$, and its liquidus temperature ($650 \sim 750\text{ }^{\circ}\text{C}$) is related to the abundance of fluxing-element while solidus temperature is about $425\text{ }^{\circ}\text{C}$. Compared with the average composition of continental crust, LCT-type granitic pegmatite is characterized by enrichment of SiO_2 , Na_2O , K_2O , Li, Cs, Ta, Nb and depletion of Fe_2O_3 , CaO, MgO, TiO_2 , Zr, Lower Nb/Ta and Zr/Hf ratios. LCT-type granitic pegmatite-forming magma is derived from granitic magma with high degree crystallization differentiation ($>90\%$), from partial melting of crustal material with low degree ($5\% \sim 20\%$), from immiscibility of F-Li-rich granitic magma and from a supercritical fluid ($T \approx 731 \pm 21\text{ }^{\circ}\text{C}$). It cooled and consolidated in a short time after emplacement, howere, its evolution process is debatable, including dynamic crystallization and melt-melt immiscibility. Both origin and evolution of pegmatite-forming melt can cause lithium enrichment. The crystallization differentiation origin modle proposes that the supernormal lithium enrichment ($\text{Li} \geq 10\,000 \times 10^{-6}$) is controlled by the total distribution coefficient ($D_{\text{Li}} < 0.5$), degree of crystallization differentiation ($>99\%$) and initial lithium concentration ($>100 \times 10^{-6}$) in deep magma chamber; however, the partial melting origin modle suggests that the lithium abundance in LCT type pegmatite is related to the abundance of lithium in its source component and the proportion of biotite in the residual phase. The immisibile origin modle point out that lithium enrichment is affected by the ability of lithium complexes/compounds entering the volatile-rich and silicion-poor melt phase. The enrichment of lithium during the dynamic crystallization evolution of pegmatite-forming magma is related to constituent zoning-refining process, however, the lithium abundacne is associated with the temperature and water content of volatile-rich melt in the immiscible evolution model.

Keywords: LCT-type pegmatite; essential feature; pegmatite-forming magma origin; pegmatite-forming magma evolution; lithium enrichment mechanism

锂资源安全供给是全球新能源产业蓬勃发展的基础保障。中国已探明锂矿资源量全球占比低于6%,而锂资源消费量全球占比超过40%,对外依存度高达75%,锂资源安全供给已成为制约中国新能源产业竞争力的“卡脖子”问题,所以寻找新资源基地、保障锂资源安全供给已成为中国重大战略需求

(徐志琴等,2021;翟明国等,2021;秦克章等,2021;胡晓君等,2021)。因此,研究花岗伟晶岩(以下简称伟晶岩)岩石成因、厘定Li元素超常富集控制因素、构建有效找矿模型是目前矿床地质研究的重要任务(徐兴旺等,2021)。伟晶岩型锂矿是全球重要的锂资源类型之一(陈衍景等,2021;胡晓君等,2021;张

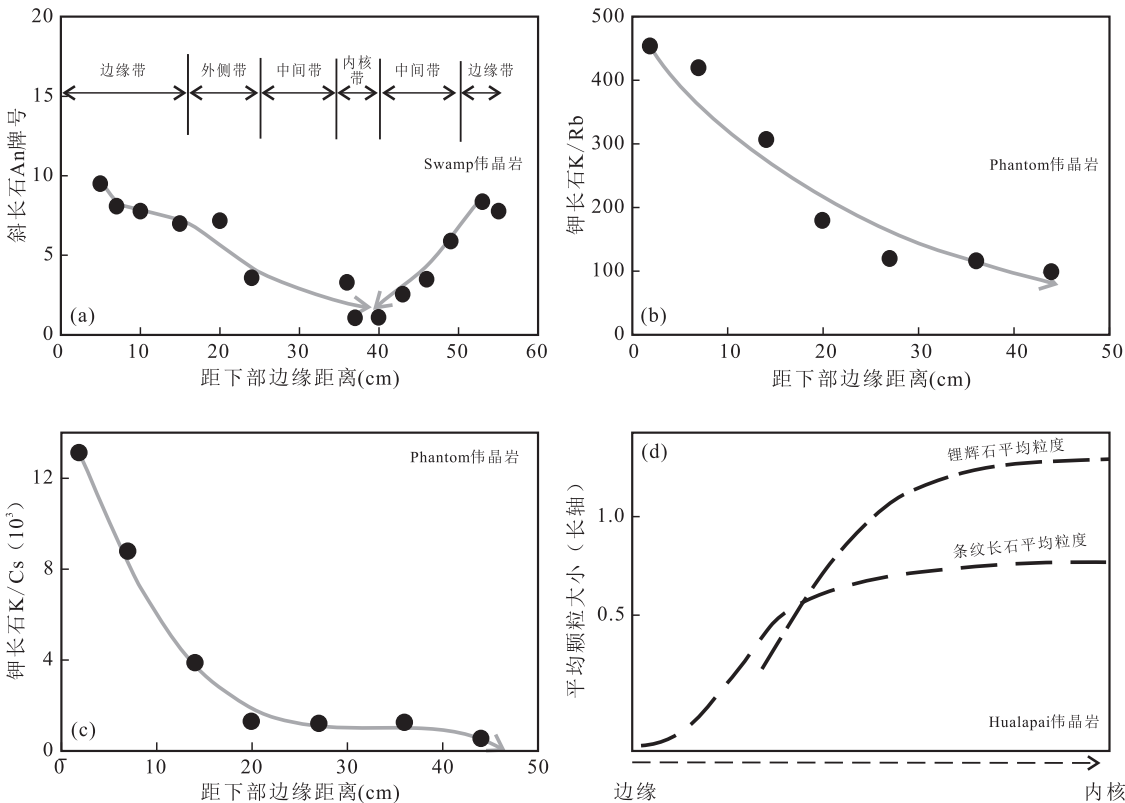
辉等,2021;孙文礼等,2021)。地质学家经过 200 多年研究已基本查清伟晶岩分带性、矿物组合和含锂矿物种类等特征,但在伟晶岩成岩、成矿的动力学背景、不同时代伟晶岩成分变化特征、伟晶岩岩浆起源和演化过程及锂富集机制等方面仍处于探索阶段,并在伟晶岩岩浆形成是否需要深部岩浆过程(London, 2018;Chen et al., 2020;Lv et al., 2020;Zhao et al., 2022)、伟晶岩岩浆演化是否发生不混溶作用(Thomas et al., 2015;London et al., 2018)、伟晶岩岩浆冷却速率(Morgan et al., 1999;Zhou et al., 2021)和伟晶岩体系 Li 元素地球化学行为特征(秦克章等,2021;薛颖瑜等,2021;Zhang et al., 2021;Zhou et al., 2021)等方面存在巨大争议。笔者通过梳理近 40 年花岗伟晶岩相关实验岩石学、模拟计算、地球化学、年代学和锂矿成因研究成果,较系统阐述 LCT 型伟晶岩基本特征、岩浆起源、岩浆演化过程和锂富集机制,以期为中国伟晶岩岩石成因和锂资源找矿工作提供参考。

1 伟晶岩定义及分类

伟晶岩主要由长石、石英和云母组成(Stilling et al., 2006;London, 2018;Faria, 2019),且具有典型岩浆结构(文象结构)和岩浆矿物结晶特征(斜长石牌号递减、钾长石 K/Rb 递减等)(图 1a、图 1b、图 1c),因此伟晶岩被认为是一种花岗质、富含助溶剂组分(H_2O 、B、P、Li、 CO_3^{2-} 等)、具有系统变化且极度粗粒矿物(图 1d)及复杂内部分带和特殊结构(晶洞等)的脉状岩浆岩(Barnes et al., 2010;Thomas et al., 2012;London, 2018)。

伟晶岩分类研究从 1920 年持续到现在(Dill et al., 2015;London, 2018),早期分类方案是基于野外观察的描述性分类方案,分类标准有矿物颗粒大小和内部分带特征等(表 1)。

随着研究深入,矿物特征、成分特征、演化程度、稀有金属矿化和岩石成因等被融入伟晶岩分类方案



(a). 斜长石牌号变化趋势;(b). 钾长石 K/Rb;(c). 钾长石 K/Cs 值变化趋势;(d). 颗粒大小变化趋势

图 1 伟晶岩边缘带到内核带矿物成分和矿物颗粒变化趋势图(据 London, 2018, 2020)

Fig. 1 The evolution trend of mineral composition and particle size distribution from margin to core in pegmatite dykes

表 1 常见伟晶岩分类方案表
Tab. 1 Common pegmatite classification schemes

分类依据	分类方案	特征	参考文献
矿物粒度	细粒伟晶岩	矿物颗粒粒度< 0.5 cm	徐耀鉴等,2009
	中粒伟晶岩	矿物颗粒粒度 0.5~2 cm	
	粗粒伟晶岩	矿物颗粒粒度 2~10 cm	
	块状伟晶岩	颗粒>10 cm	
分带特征	边缘带	由一薄层细粒花岗质岩硬壳组成	Cameron et al. ,1949
	外侧带	以晶体粒径突然增大以及发育单向固结结构为标志	
	中间带	矿物粒径突然增大,钾长石、石英含量增大	
	内核带	通常为纯石英带	
岩石学、共生关系和全岩地球化学特征	LCT 型	富集 Li、Cs、Rb、Be 和 Ta 等元素和低的 Nb/Ta 值	Černý et al. ,1991a, 1991b
	NYF 型	富集 Nb、Ti、Y、和 F 等元素且具有高 Nb/Ta 值特征	
	LCT - NYF 混合型	LCT 和 NYF 不同比例混合的产物	
形成深度、与变质作用、花岗岩浆活动关系	晶洞伟晶岩	形成深度 1.5~3.5 km	Ginsburg et al. ,1979; 张辉等,2021
	稀有金属伟晶岩	形成深度 3.5~7.0 km	
	白云母伟晶岩	形成深度 7.0~11.0 km	
	深成伟晶岩	形成深度>11.0 km	
大地构造背景、全岩地球化学特征、就位 的 P - T 条件、稀有金属矿化类型和与变质作用的关系等	晶洞伟晶岩	发育晶洞结构	Černý et al. ,2005
	稀有金属伟晶岩	富集稀有金属元素	
	白云母-稀有金属伟晶岩	发育白云母、富集稀有金属元素	
	白云母伟晶岩	发育白云母	
	深成伟晶岩	侵位深度为 4~9 kbar,温度为 700~800 ℃	
云母成分和矿化关系特征	黑云母伟晶岩	REE - Nb - U - Th - Zr 矿化	邹天仁等,1975
	二云母伟晶岩	REE - Nb(Be) 矿化	
	白云母伟晶岩	Be - Nb±REE±Ta±Hf 矿化	
	锂云母伟晶岩	Ta - Cs - Rb - Li - Hf 矿化	
矿化稀有元素的共生组合特征	Cs - Ta 伟晶岩	主要由石英、微斜长石、锂辉石和钠长石组成、交代作用强烈、矿化元素有 Cs - Ta - Li - Be - Nb±Zr±Hf	栾世伟等,1979
	Li - Be 伟晶岩	主要由石英、钠长石、锂辉石组成、发育众多含量矿物、矿化元素有 Li - Be - Nb±Ta±Zr±Hf	
	Be - 云母伟晶岩	主要由石英、微斜长石和白云母组成、钾、铝含量相对较高、矿化元素有 Be±Nb	
	Be - Nb 伟晶岩	主要由微斜长石、石英、钠长石和白云母组成、交代作用广泛、原生结构分带明显、矿化元素有 Li - Be - Nb	
	Nb - REE 伟晶岩	主要由石英、斜长石、微斜长石组成、交代作用不发育、矿化元素有 REE - Nb - U - Th - Zr	

(表 1),包括基于云母成分特征的黑云母伟晶岩、二云母伟晶岩、白云母伟晶岩和锂云母伟晶岩分类(邹天仁等,1975)、基于结构特征、成分特征、矿物特征和侵位压力特征的晶洞伟晶岩、稀有金属伟晶岩、稀有金属-白云母伟晶岩、白云母伟晶岩和深成伟晶岩分类(Černý et al. ,2005)和基于成分、矿物组合和

地质构造的应用-成因经济地质学分类(Dill et al. , 2015)等。

目前,全球对伟晶岩分类认可度最高的是基于稀有金属富集程度、母岩特征和动力学背景的 LCT 型、NYF 型和 LCT - NYF 混合型分类方案。NYF 型伟晶岩为次铝质-准铝质,富集 Nb、Y、F、REE、

Zr、Th 和 Ti 等元素且具有 $Nb > Ta$ 特征,是非造山或板内环境中下地壳来源花岗岩浆结晶分异产物(Černý, 1991a, 1991b, 1991c)。与 NYF 型花岗岩不同, LCT 型伟晶岩为过铝质、富集 Li、Cs、Ta、Rb、Be 等元素且具有 $Nb < Ta$ 特征,是同造山-晚造山中上地壳来源花岗岩浆结晶分异产物。LCT-NYF 混合型伟晶岩是 LCT 和 NYF 不同比例混合产物,显示准铝质-中等过铝质特性,与造山后-非造山次铝质-弱过铝质花岗岩具有成因联系(Černý, 1991a, 1991b, 1991c)。虽然该分类方案存在不能有效区分 Li、Cs、Nb、Y、F、Ta 以外其他元素(London, 2018), LCT 型和 NYF 型伟晶岩岩浆起源和动力学背景解释受到质疑等问题(Müller, 2017; 赵振华等, 2021; Zhang et al., 2021), 但为更好地阐述伟晶岩富锂机制, 本文 LCT 型伟晶岩仅指微量元素特征符合 Černý(1991a)定义的伟晶岩(表 1)。

2 LCT 型伟晶岩基本特征

2.1 时空分布特征

已发现最古老 LCT 型伟晶岩为 Consort 伟晶岩(3 040 Ma)(Tomkinson et al., 1995), 最年轻 LCT 型伟晶岩为 Fonte del Prete 伟晶岩(7 Ma)(陈衍景等, 2021)。统计分析年代学研究成果(图 2)显示, 全球 LCT 型伟晶岩成岩时代具有多期次, 且与潘吉亚超大陆、冈瓦纳超大陆、哥伦比亚超大陆和诺基兰超大陆存在期有较好耦合性(Magna et al., 2016; 陈衍景等, 2021; 孙文礼等, 2021; 王汝成等, 2021); 全球各大陆均发育 LCT 型伟晶岩, 但空间上具有明显区域性和集中性分布特征(McCauley et al., 2014; Li et al., 2015; Bradley et al., 2016; 孙文礼等, 2021; 王汝成等, 2021)。北美大陆 LCT 型伟晶岩主要分布在美国东海岸、西海岸和加拿大安大略、曼尼托巴等地, 包括以 Tanco 为代表 2 670~2 639 Ma, 以 Harding 为代表 1 460~1 347 Ma, 以 Kings Mountain 为代表 395~264 Ma 和以 Little Nahanni 为代表 100~90 Ma 的 4 个成岩峰期(图 2)。欧洲大陆 LCT 型伟晶岩主要分布在芬兰、瑞典、捷克和俄罗斯东部地区, 包括以 Vishnya-kovskoe 为代表 1 858~1 765 Ma、以 Oldrich 为代表 494~396 Ma 和以 Ctídrúžice 为代表 337~242 Ma 的 3 个成岩峰期(图 2)。亚洲大陆 LCT 型伟晶岩

主要集中在四川、新疆和俄罗斯远东地区, 包括以甲基卡和可可托海 3 号脉为代表 249~198 Ma, 以阿克塔斯为代表 190~148 Ma, 以 Orlovka 为代表 142~125 Ma 和以琼嘉岗为代表 25~9 Ma 的 4 个成岩峰期(图 2)。非洲大陆 LCT 型主要分布在埃塞俄比亚、莫桑比克、津巴布韦等地, 包括以 Sinceni 为代表 3 000~3 040 Ma, 以 Bikita 为代表 2 617~2 080 Ma, 以 Manono-Kitotoli 为代表 985~940 Ma 和以 Kenticha 为代表 547~452 Ma 的 4 个成岩峰期(图 2)。大洋洲大陆 LCT 型伟晶岩主要分布在澳大利亚西部, 成岩时代集中在 2 879~2 527 Ma(图 2)。南极洲只发现 490 Ma LCT 型伟晶岩(图 2)。

2.2 全岩成分与温压特征

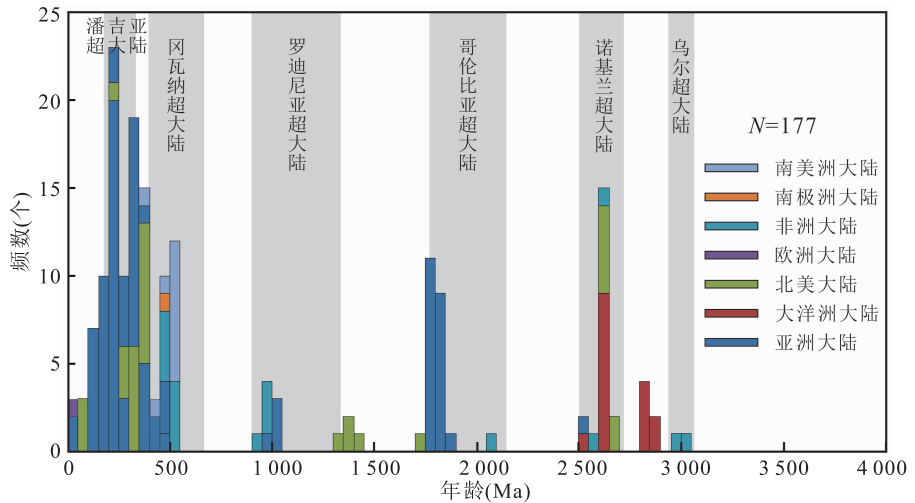
2.2.1 全岩主微量元素特征

通过网格、探槽和岩心系统取样方法获得的伟晶岩全岩平均成分覆盖 200 MPa 含水花岗岩低共熔点组分范围($Ab_{38}Or_{29}Qz_{33}$)(London, 2018), 主要由 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O 构成(图 3)(栾世伟等, 1979; Stilling et al., 2006)。不同时代的 LCT 型伟晶岩平均成分均表现出与大陆地壳平均成分相似的 Al_2O_3 含量, 更高 SiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 含量和更低 Fe_2O_3 、 CaO 、 MgO 、 TiO_2 含量特征, 但具有波动变化的 Na/K 值、 P_2O_5 和 MnO 含量(图 3)。

不同时代 LCT 型伟晶岩微量元素平均含量具有较大变化范围(图 4)。例如, Sinceni 伟晶岩(3 000 Ma)相比大陆地壳亏损 Hf 元素(图 4a), 而 Tanco 伟晶岩(2 620 Ma)相比大陆地壳富集 Hf 元素(图 4b)。但是相比于大陆地壳, 不同时代 LCT 型伟晶岩均表现出 Li、Cs、Ta、Be、Nb 等稀有金属元素超常富集和 Zr 亏损, Zr/Hf 值、Nb/Ta 值低的特征(图 4)。例如, 琼嘉岗 LCT 型伟晶岩(25 Ma) Li、Cs、Ta、Be 元素分别富集 375 倍、45 倍、32 倍和 105 倍, Zr 亏损 0.11 倍, Zr/Hf 值、Nb/Ta 值低 0.27 倍和 0.25 倍(赵俊兴等, 2021)。

2.2.2 温压特征

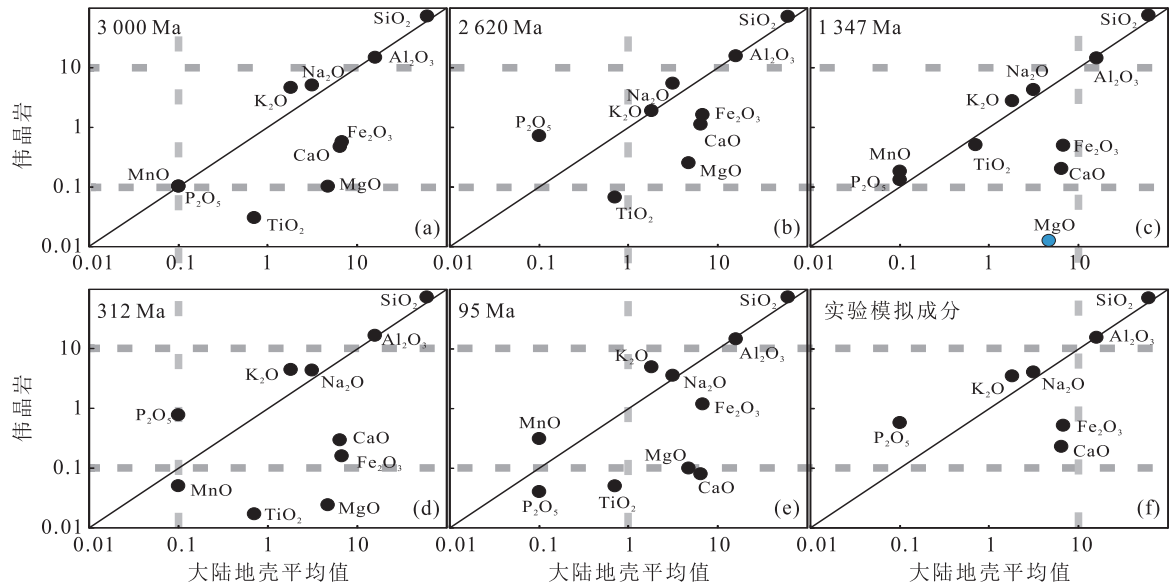
熔/流体包裹体、矿物温度计、锂硅铝矿物相变关系和实验岩石学研究是获取 LCT 型伟晶岩侵位压力、液相线温度和固相线温度常见技术方法(London, 2018; Xiong et al., 2019)。锂硅铝矿物相变关系和流体包裹体数据研究表明 LCT 型伟晶岩侵位压力为 250~350 MPa(7~12 km)(London et al., 2018, 1986)。该压力条件下, 水饱和 LCT 型伟晶岩液相



超大陆存在期数据引自王汝成等(2021);N=177 表示本文统计的 177 个 LCT 型伟晶岩成岩时代数据

图 2 全球 LCT 型伟晶岩成岩时代直方图

Fig. 2 Histogram of age distribution of LCT-type pegmatites in the world



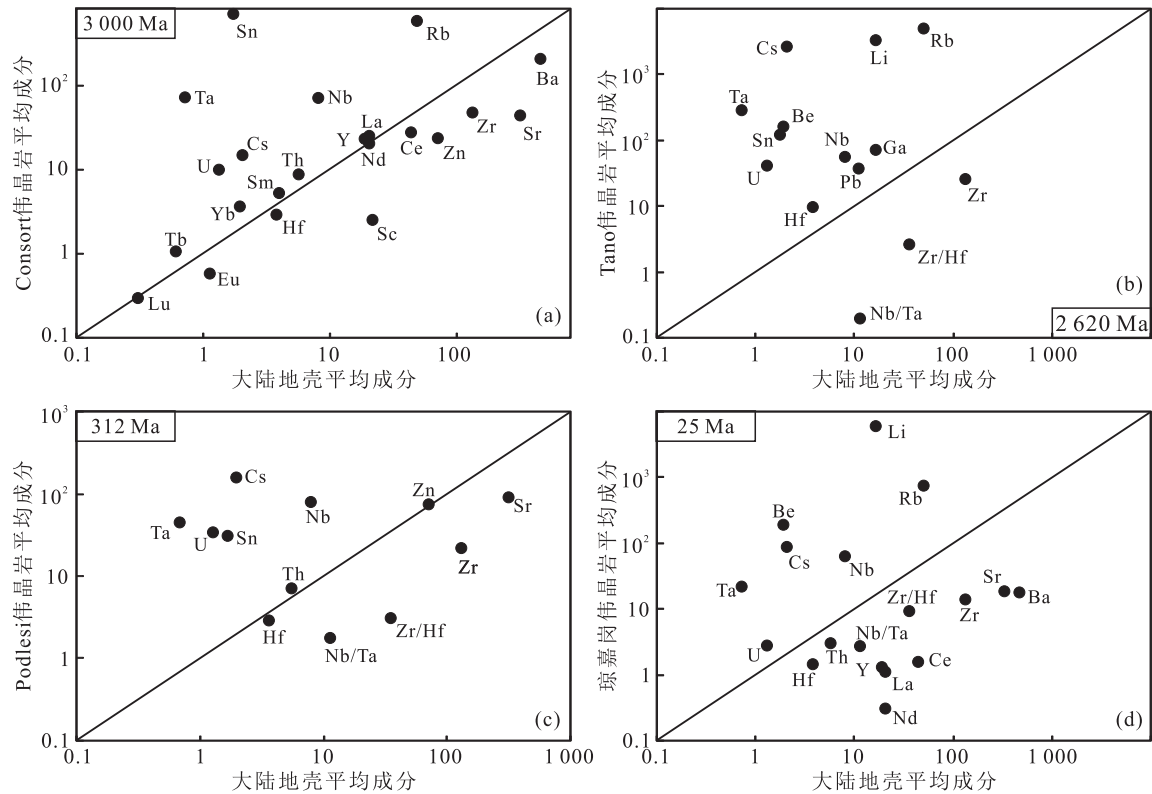
大陆地壳成分引自 Rudnick 等(2003);3 000 Ma Sinceni 伟晶岩成分引自 Trumbull 等(1993);2 620 MaTanco 伟晶岩成分引自 Stilling 等(1995);1 347 Ma Harding 伟晶岩成分引自 London(2018);312 Ma Podlesi 伟晶岩成分引自 Breiter 等(2005);95 Ma Swamp 伟晶岩成分引自 London(2018);实验模拟成分引自 London 等(1988)

图 3 不同地质历史时期 LCT 型伟晶岩主量元素特征图

Fig. 3 The major elements characteristics of LCT-type pegmatite in different geological periods

线温度约为 680 ℃;水不饱和 LCT 型伟晶岩液相线温度约为 750 ℃;富集助熔组分(H、B、P 等)LCT 型伟晶岩液相线温度约为 650 ℃(Burnham et al. , 1986; London, 1989, 2018; Chakoumakos et al. , 1990)。因为伟晶岩全岩成分无法准确获取、缺失含 Ti 氧化物和热液交代等原因,花岗岩和流纹岩中常

用锆石饱和温度计、铁钛氧化物温度计、石英 Ti-taniQ 温度计、黑云母 Ti 温度计和石榴子石-黑云母 Fe-Mg 温度计等均不适用于伟晶岩体系(London,2014)。但是钾长石在亚固相线温度热液交代和重结晶过程中可以保留原始主量成分(Parson et al. ,2009),因此钾长石固溶体温度计是确定 LCT



大陆地壳成分引自 Rudnick 等(2003);3 000 Ma Sinceni 伟晶岩全岩平均成分引自 Trumbull 等(1993);2 620 Ma Tanco 伟晶岩全岩平均成分引自 Stilling 等(2006);312 Ma Podlesi 伟晶岩全岩平均成分引自 Breiter 等(2005);25 Ma 琼嘉岗伟晶岩全岩平均成分引自赵俊兴等(2021)

图 4 不同时代 LCT 型伟晶岩微量元素特征图

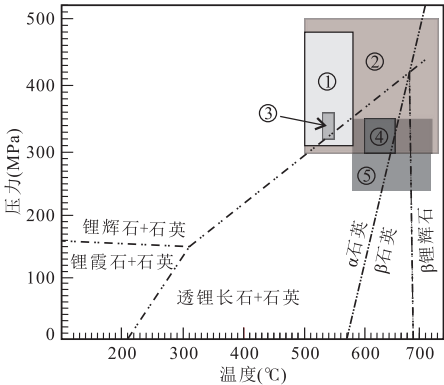
Fig. 4 The trace elements characteristics of LCT-type pegmatites in different geological periods

型伟晶岩固相线温度的可靠矿物温度计(London, 2020)。钾长石温度计研究结果表明 LCT 型伟晶岩结晶温度为 $450\pm50\text{ }^{\circ}\text{C}$, 并且从边缘带到内核带沿着 $425\text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线结晶(London, 2012, 2020)。与矿物温度计不同, 流体包裹体数据确定的 LCT 型伟晶岩结晶温度和侵位压力具有较大变化范围(图 5)。例如, Harding 伟晶岩伟晶岩形成条件是 $240\sim350\text{ MPa}$ 、 $580\sim710\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Chakoumakos et al., 1990);Peggys Cove 伟晶岩为 $300\sim350\text{ MPa}$ 、 $600\sim650\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Kontak et al., 2002);甲基卡伟晶岩为 $300\sim500\text{ MPa}$ 、 $500\sim720\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Li et al., 2017);扎乌龙伟晶岩为 $310\sim480\text{ MPa}$ 、 $500\sim580\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Xiong et al., 2019)。

3 LCT 型伟晶岩岩浆成因

3.1 结晶分异成因

因为伟晶岩和花岗岩矿物组合相似、全岩成分



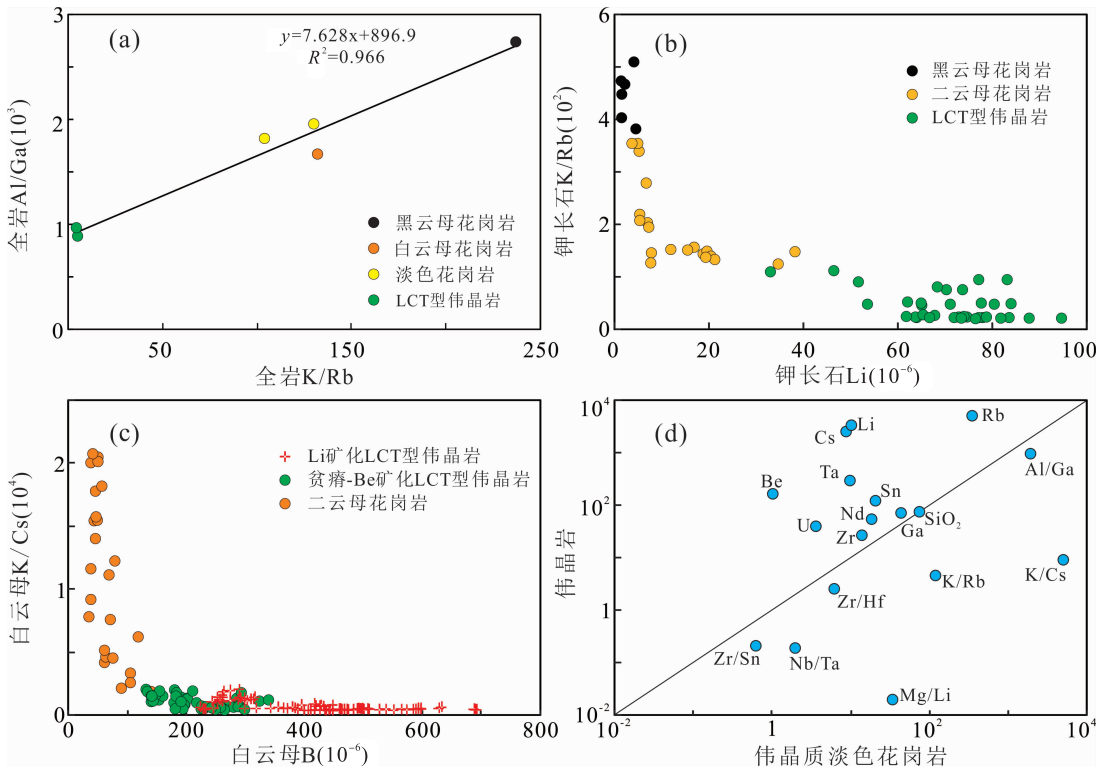
①. 扎乌龙伟晶岩; ②. 甲基卡伟晶岩; ③. Alakaha 锂辉石花岗岩斑岩; ④. Peggys Cove 伟晶岩; ⑤. Harding 伟晶岩; Peggys Cove 伟晶岩数据引自 Kontak 等(2002); Harding 伟晶岩数据引自 Chakoumakos 等(1990);扎乌龙伟晶岩数据引自 Xiong 等(2019);甲基卡伟晶岩数据引自 Li 等(2016);锂硅铝矿物相图引自 London(1984); Alakaha 锂辉石花岗岩斑岩数据引自 Annikova 等(2016)

图 5 基于流体包裹体的 LCT 型伟晶岩温压特征图

Fig. 5 The temperature and pressure conditions of LCT-type pegmatite recorded in fluid inclusions

相等和空间临近。因此,普遍认为 LCT 型伟晶岩是过铝质花岗岩浆高程度结晶分异产物(Jahns et al. , 1969; Černý et al. , 2012; Breiter et al. , 2017; London, 2018)。在全球范围内,已确认结晶分异成因的 LCT 型伟晶岩多沿区域断裂侵位于低角闪岩相-高绿片岩相地层;从花岗母岩体内部到远端依次发育贫瘠、铍矿化、铍-钼-钽矿化、锂-铍-钼-钽矿化的区域分带现象(Černý et al. , 1991c; Selway et al. , 2005; Wang et al. , 2020; Zhang et al. , 2021)。结晶分异成因伟晶岩内可见花岗母岩包体(Zhou et al. , 2021),其花岗母岩通常发育块状钾长石(>5cm)、绿色白云母、电气石、富 Mg 石榴子石、富 Hf 锆石、绿柱石等高分异特征矿物(Selway et al. , 2005; 秦克章等, 2021; Zhou et al. , 2021),且具有显著 REE 四分组效应(Zhu et al. , 2006)、低 K/Rb (4~270)、低 Mg/Li 值(1.7~50)、低 Zr/Hf 值(<15)和低 Nb/Ta 值(0.8~8.4)等特征(表 2)

(Selway et al. , 2005; Ballouard et al. , 2016; Černý et al. , 2012; Lv et al. , 2021)。因为是同一个岩浆房演化产物,所以结晶分异成因的花岗岩-伟晶岩体系表现出连续分异的全岩/单矿物地球化学趋势(图 6a、图 6b、图 6c)(Cameron, 1949; Černý et al. , 2012; London, 2014; Xing et al. , 2020; Zhang et al. , 2021)、相似的结晶年龄(Trumbull et al. , 1993; Villarros et al. , 2019)、相同的 Hf - Nd 等放射性同位素组成(Zhu et al. , 2006; 赵俊兴等, 2021)和氧同位素组成(Zhang et al. , 2021)。但是相比于花岗母岩全岩及其单矿物,作为残余相的伟晶岩全岩及其单矿物具有更显著稀土元素四分组效应、更富集 Li、Cs、Be、Rb、Ta、B 等不相容元素和更低 K/Rb 值、Zr/Hf 值、Nb/Ta 值等分异指标特征(图 6a、图 6b、图 6c、图 6d,表 2)(Stilling et al. , 2006; Roda - Robles et al. , 2012; Thomas et al. , 2012a; Cao et al. , 2013; 孙文礼等, 2021)。



a. Osis Lake 地区黑云母花岗岩、白云母花岗岩、淡色花岗岩和 LCT 型伟晶岩结晶分异趋势,数据引自 Stilling 等(2006);b. 白龙山地区黑云母花岗岩、二云母花岗岩和 LCT 型伟晶岩钾长石成分结晶分异趋势,数据引自 Yan 等(2022);c. 白龙山地区二云母、贫瘠-铍矿化和锂矿化 LCT 型伟晶岩白云母成分结晶分异趋势,数据引自 Yan 等(2022)和 Xing 等(2020);d. Osis Lake 伟晶质淡色花岗岩和伟晶岩元素含量特征,数据引自 Stilling 等(2006)

图 6 花岗岩-伟晶岩地球化学结晶分异趋势图

Fig. 6 Geochemical crystallization differentiation trend of pegmatite-granite

表 2 结晶分异成因的花岗岩-伟晶岩微量元素特征表

Tab. 2 The trace element characteristics of classic pegmatite-granite in crystallization fraction model

花 岗 母 岩						
	全岩(10 ⁻⁶)	参考文献	钾长石(10 ⁻⁶)	参考文献	白云母(10 ⁻⁶)	参考文献
Ba	6~900	[1,2]	52~148	[5]	3~130	[5]
Li	1~3540	[1,2]	7~15	[5]	200~500	[1]
Be	1~604	[1,2]	1	[5]	2~10	[5]
Rb	32~5 775	[1-3]	500~3 000	[1]	1 000~1 500	[1]
Cs	3~51	[1,2]	20~100	[1]	10~100	[1]
Sn	<1~112	[1,2]	9	[5]	86~134	[5]
Nb	24~31	[3]	n. a	[5]	16~287	[5]
Ta	5~12	[3]	0. 055	[5]	4~17	[5]
K/Rb	42~270	[1,2,4]	30~150	[1]	50~100	[1]
K/Cs	1 600~15 400	[1,2]	2 515~68 380	[5]	1 339~2 371	[5]
K/Ba	48~18 200	[1,2]	924~2 476	[1]	690~28 446	[5]
Mg/Li	1. 7~50	[1,2,4]			0. 22~8. 82	[1]
Nb/Ta	0. 8~8. 4	[1,2,4]			4~17	[5]

LCT 型 伟 晶 岩						
	全岩(10 ⁻⁶)	参考文献	钾长石(10 ⁻⁶)	参考文献	白云母(10 ⁻⁶)	参考文献
Ba	17. 9	[3]			5~372	[1]
Li	3 417	[3]	20~27	[1]	>2 000	[1]
Be	168	[3]	2~4	[5]	27~81	[5]
Rb	5 244	[3]	>3 000	[1]	>10 000	[1]
Cs	2 649	[3]	>100	[1]	>500	[1]
Sn	127	[3]	15~30	[5]	524~843	[5]
Nb	55. 94	[3]	n. a.	[5]	76~108	[5]
Ta	299. 8	[3]	n. a.	[5]	57~112	[5]
K/Rb	1. 6~4. 7	[3,6]	<30	[1]	<20	[1]
K/Cs	9. 3	[3]	263~806	[5]	496~757	[5]
K/Ba	1432	[3]			237~18 018	[5]
Mg/Li	0. 02	[3]	3~4. 4	[5]	0. 04~0. 19	[5]
Nb/Ta	0. 19	[3]			0. 96~1. 56	[5]

注:[1]. Selway et al. , (2005);[2]. Breasks et al. , (1992);[3]. Stilling et al. , (2006);[4]. Lv et al. , (2021);[5]. Garate-Olave et al. , (2018);[6]. Černý et al. , (1992);n. a. —低于检测线。

3.2 深熔成因

因为很多地区 LCT 型伟晶岩成岩时代、全岩地球化学组成和单矿物成分与空间临近花岗岩存在解耦,相反 LCT 型伟晶岩与空间邻近围岩却有相似全岩和单矿物 Hf-Sr-Nd 同位素组成(图 7a)。因此,伟晶岩被认为不是花岗岩浆结晶分异产物,而是富助溶剂成分(B、P、Li 等)地壳物质部分熔融产物

(熔融程度为 5%~20%)(图 7b)(Chen et al. , 2020;Lv et al. , 2021;赵振华等, 2021;Zhao et al. , 2022)。LCT 型伟晶岩深熔成因模型已经成功应用于阿尔泰造山带(Chen et al. , 2019;Lv et al. , 2021)、Variscan 造山带(Dill, 2015;Melleton et al. , 2012)、Sveconorwegian 造山带(Müller et al. , 2017)、Laxfordian 造山带(Shaw et al. , 2016)和松

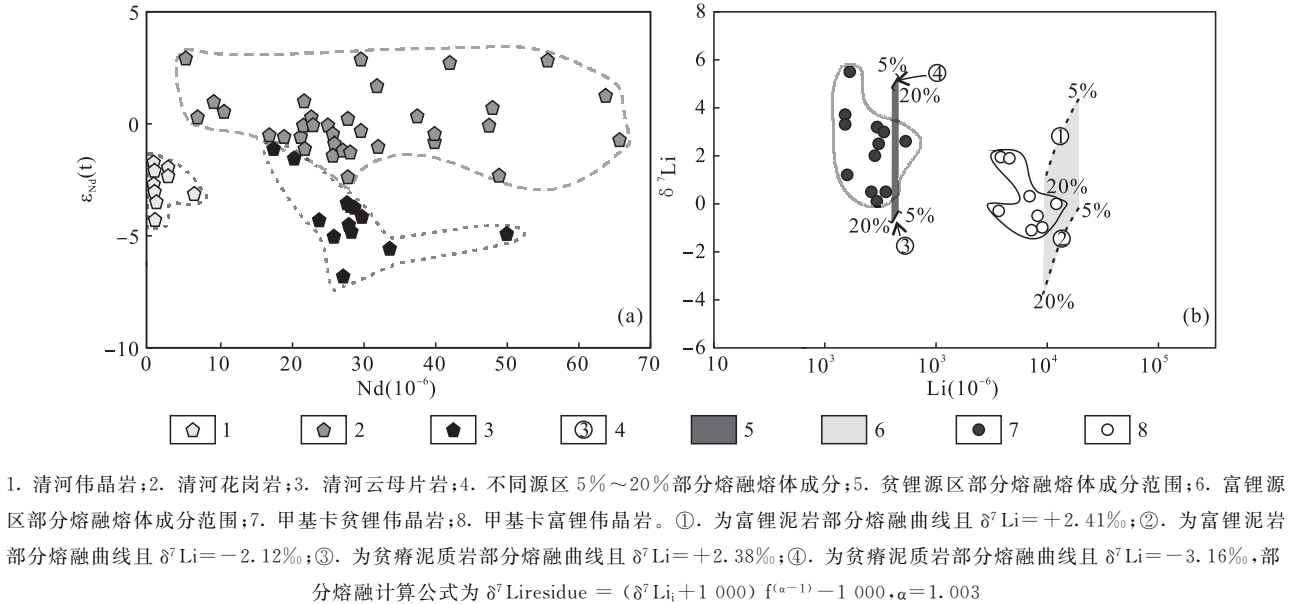


图 7 (a)清河伟晶岩、云母片岩和花岗岩的 Nd 元素丰度和 Nd 同位素特征(引自 Chen et al. ,2020)、(b)甲基卡伟晶岩和不同源区部分熔融熔体的 Li 元素丰度和 Li 同位素特征图(引自 Zhao et al. ,2022)

Fig. 7 (a) The Ndcontent and isotopic data of Qinghe pegmatite, schist and granite and (b) the Li content and isotopic data of Jiajika pegmatite and melts derived from different sources

潘甘孜造山带(Zhao et al. ,2022)的伟晶岩岩浆起源解释。深熔成因 LCT 型伟晶岩多侵位于高角闪岩相-麻粒岩相地层,与区域高温变质作用有时空耦合关系,可观察到伟晶岩与混合岩共存现象,在伟晶岩中可见变沉积岩包体(Müller et al. ,2017;Lv et al. ,2021)。因为地壳物质水致熔融的熔体成分与伟晶岩不同,所以根据深熔成因模型,认为 LCT 型伟晶岩是含水矿物脱水熔融产物(赵振华等,2021)。角闪石是重要的 REE 寄主矿物,因此,LCT 型伟晶岩被普遍认为是白云母和黑云母脱水熔融产物(Müller et al. ,2017;Chen et al. ,2020)。根据源区特征,深熔成因模型可分为均一源区不同比例熔融和不同源区同一比例熔融 2 种模型。依据均一源区不同比例熔融模型,认为 20%~40%熔融形成花岗岩,5%~20%熔融形成伟晶岩,且矿化越复杂伟晶岩对应越小熔融比例(Shearer et al. ,1992;赵振华等,2021)。根据不同源区同一比例熔融模型,认为不同稀有金属矿化伟晶岩的形成与源区化学组成和熔融机制有关(Chen et al. ,2020;Lv et al. ,2020)。

3.3 不混溶成因

伟晶岩岩浆不混溶成因有超临界流体和熔体熔离 2 种模型。Thomas 等(2012c)发现伟晶岩存在

成分共轭的 A 型熔体包裹体($H_2O \approx 16\%$)和 B 型熔体包裹体($H_2O \approx 35\%$)。在 500~700 °C 熔体包裹体均一实验中,B 型熔体包裹体水含量逐渐降低,而 A 型熔体包裹体水含量却不断增加。当温度为 731 ± 21 °C 时,2 类熔体包裹体性质基本相同且均有 $26.5\% \pm 1.5\%$ 水含量,表明 2 类熔体来源于同一体系,因此 Thomas 提出伟晶岩浆是超临界流体观点(Thomas et al. ,2012c,2015)。不同于超临界流体模型,依据熔体熔离模型,认为特定物理化学条件下,富 F-Li 花岗岩浆受碱性-碱土元素离子特性和挥发分解聚作用影响,熔离出成分共轭的富挥发分贫硅熔体(对应伟晶岩岩浆)和贫挥发分富硅熔体(对应花岗母岩)(李福春等 2003;李建康等,2008)。碱性-碱土元素含量、稀土元素配分模式、挥发分元素含量、Zr-Hf 等元素比值、O-H-Sr 同位素组成和包裹体成分突变是该类不混溶作用发生的主要标志(王联魁等,2002;Veksler et al. ,2004;李建康等,2008;熊欣等,2019)。

总之,LCT 型伟晶岩结晶分异成因和深熔成因模型建立的基础是地球化学研究结果(Shearer et al. ,2012;London,2018;Chen et al. ,2020),而不混溶成因模型建立的基础是包裹体和实验岩石学研究成果(Veksler et al. ,2004;李健康等,2008;Thomas et

al., 2015)。3种起源模型最大争论点在于LCT型伟晶岩岩浆形成是否需要深部岩浆演化过程。已有研究成果表明深部花岗质岩浆结晶分异过程、不混溶过程及地壳物质部分熔融作用均可产生LCT型伟晶岩岩浆。其中,中国白龙山伟晶岩(Yan et al., 2021)和甲基卡伟晶岩(熊欣等, 2019)是需要深部岩浆演化过程的典型代表,清河伟晶岩(Chen et al., 2020)是地壳物质深熔作用的典型代表。

4 LCT型伟晶岩演化过程

4.1 演化过程模型

从Partin于1801年开始伟晶岩研究至今(London, 2018),对伟晶岩岩浆演化过程的认识依然存在巨大争议,可以分为20世纪之争和21世纪之争2个阶段(李建康等, 2021)。20世纪主要争论是水饱和条件平衡结晶(J-B模型)(Jahns et al., 1969)和水不饱条件非平衡结晶(London模型)(London, 1988, 2014)。J-B模型,认为伟晶岩岩浆中水过饱和($>10\%$)且伟晶岩是硅酸盐熔体和富水流体共存条件下平衡结晶产物(图8a)(Jahns et al., 1969; 李建康等, 2021),并提出伟晶结构和细晶结构是含水流体对溶质迁移分异结果,钾长石巨晶和钠质细晶岩形成与硅酸盐熔体中大量K元素融入上升流体有关。虽然J-B模型对伟晶岩成因理解具有突出贡献(李建康等, 2021),但是该模型与众多实验岩石学研究和野外观察相矛盾(London et al., 1988, 1992, 1996; Morgan et al., 1999)。实验岩石学研究证实水饱和条件($>11.5\%$)只能形成自形等粒、取向随机结晶相,而水不饱条件($\leq 3.5\%$)才可以形成复杂内部分带和特殊结构结晶相(London, 1988, 1989, 2005)。因此,不同于J-B模型, London模型强调水不饱是伟晶岩形成必要条件,并提出高温伟晶岩岩浆($T_{\text{liquidus}} = 750 \pm 50^\circ\text{C}$)侵位后会与围岩产生温度差(ΔT , 冷却度),当 $\Delta T = 150 \sim 200^\circ\text{C}$ 时,具有最小成核延迟时间、最大成核密度和最小生长速率,此时有利于细晶岩形成;而 $\Delta T = 50 \sim 130^\circ\text{C}$ 时,具有最大成核延迟时间、最小成核密度和最大生长速率,从而有利于伟晶岩内带巨大矿物颗粒形成(图8b)(London, 2018)。London(1999)通过岩石实验学研究,证实伟晶岩岩浆

固结过程中熔体相与结晶相的接触区域相对富集不相容元素, London将该区域命名为边界层,并提出组成带状优化过程(CZR, constituent zoning-refine)来阐述伟晶岩岩浆具体演化过程,即伟晶岩岩浆演化过程存在特殊边界层,且随着伟晶岩岩浆持续演化,该边界层不断富集不相容元素和挥发分并逐渐向内核运移,直至内核带矿物结晶时边界层与熔体相合并。用组成带状优化过程可以解释J-B模型无法解释的条带状细晶岩成因(London, 1999; 李健康等, 2021)。

伟晶岩研究21世纪之争的关键点在于岩浆演化过程是否发生不混溶作用。Thomas等(2012c, 2015)基于熔体包裹体研究,认为London系列岩石实验研究的基本假设条件不对(水含量过低),因此在伟晶岩岩浆是超临界流体观点的基础上,提出该超临界流体运移到较浅区域(低温低压)后发生 $\text{OH}^- \rightarrow \text{H}_2\text{O}$, $\text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{CO}_2$ 转变,从而降低体系稳定性并诱发A型熔体相—B型熔体相—C型流体相不混溶(图8c)(Thomas et al., 2012b)。其中,富集水—碳酸盐—碳酸氢盐B型熔体相与中间带矿物单向生长(UTC结构)和巨大晶体结晶有关,富碱性碳酸盐C型流体包裹体有较高硅溶解度,从而有利于石英内核形成。

总而言之, London演化模型建立的基础是高温、高压实验结果,而Thomas模型建立的基础是绿柱石等矿物中熔/流体包裹体研究结果。2种模型争论日益激烈并各有回应(London, 2015; Thomas, 2015)。London认为Thomas模型存在熔/流体包裹体不是原生包裹体,不能代表伟晶岩岩浆整体组成等问题(London, 2015);而Thomas认为伟晶岩岩浆侵位后的过冷却状态很难维持London模型组成带状优化过程所需的物理化学条件(Thomas et al., 2015)。2种模型相对矛盾,但各自具有自洽性,2种模型的有效性均需未来更多的研究证实(李健康等, 2021)。

4.2 冷却速率和P-T轨迹

传统观点认为伟晶岩岩浆需要极其缓慢固结过程来保障巨大矿物颗粒生长,但是热力学数值模拟计算表明伟晶岩岩浆在较短时间可与围岩达到热平衡(Chakoumakos et al., 1990; Morgan et al., 1999; London, 2012); Li元素扩散、Li同位素分馏

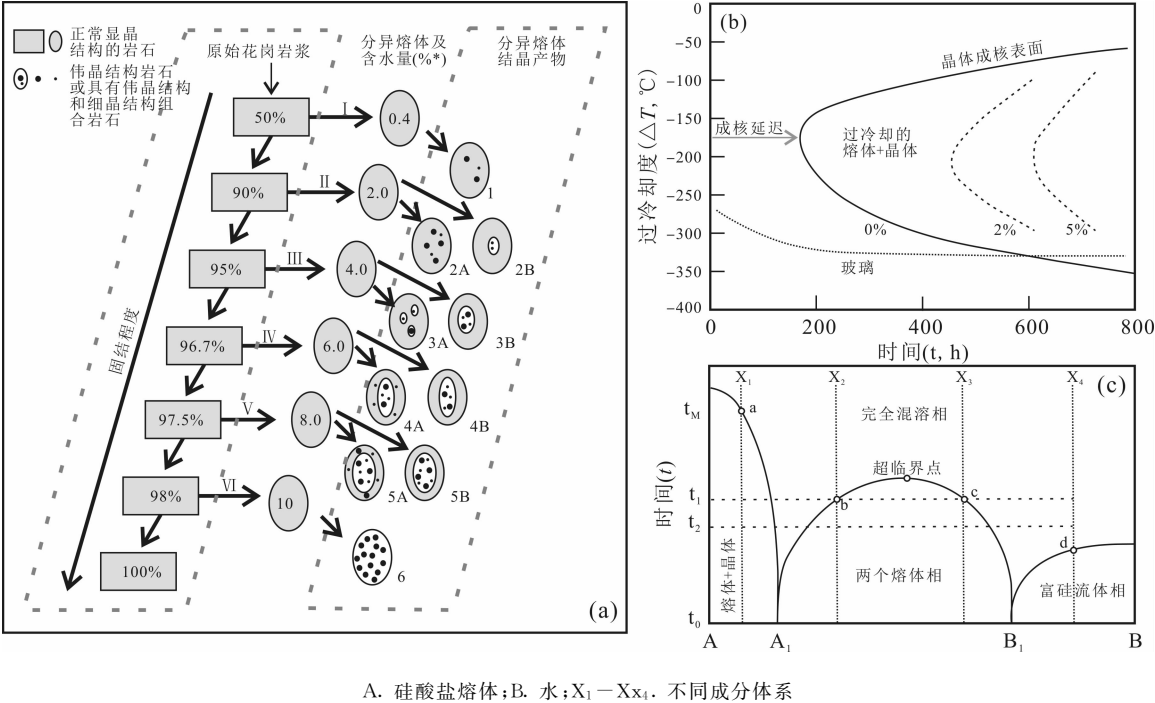


图 8 (a) J - B 模型示意图(Jahns et al. ,1969)、(b)London 模型的伟晶岩熔体过冷度与晶体生长习性关系示意图 (London,2018)、(c)Thomas 模型的不混溶原理示意图(Thomas et al. ,2012b)

Fig. 8 (a)J - B model, (b)the relationship between crystal growth and undercooling condition in London model, and (c)the immiscible paths in Thomas model

和热力学耦合计算表明伟晶岩岩浆必须在极短时间 ($<2\ 700\ \text{d}$) 内冷却固结, 否则 Li 元素会通过颗粒边界扩散作用迁移弥散到围岩, 从而不能形成伟晶岩锂矿(图 9a)(Zhou et al. ,2021)。伟晶岩岩浆冷却固结速率与侵位深度、液相线温度、围岩类型、地热增温率和脉体宽度等众多因素有关, 但同一个伟晶岩群不同伟晶岩脉冷却固结速率主要受控于脉体宽度。例如, San Diego 地区厚 1 m、2 m、8 m 和 25 m 伟晶岩内核带冷却至结晶温度($450\ ^\circ\text{C}$)所需时间分别为 12 天、50 天、600 天和 22 年(Webber et al. , 1999)。对流体包裹体研究, 表明伟晶岩岩浆固结后仍存在流体活动(Xiong et al. ,2019; Xing et al. , 2020), 全球 LCT 型伟晶岩侵位后 P - T 轨迹可以分为单阶段快速降温降压的扎乌龙型($dP/dT \approx 0.85$)和先等压降温($dP/dT \approx 0$)后快速降温降压($dP/dT \approx 0.88$)的 Harding 型(图 9b)(孙文礼等, 2021), 其中扎乌龙型单阶段 P - T 演化轨迹表明伟晶岩岩浆就位时伴随地壳抬升, 而 Harding 型两阶段 P - T 演化轨迹表明伟晶岩岩浆固结后发生地壳抬升(Chakoumakos et al. , 1990; Xiong et al. ,

2019)。

5 锂富集机制

5.1 岩浆起源过程的富锂机制

据结晶分异模型, 认为伟晶岩锂富集与花岗母岩源区过程和深部岩浆房分异过程有关, 即 Li 富集程度受控于深部母岩浆房总分配系数(表 3)、分异程度和母岩源区熔融机制(Shearer et al. ,2014; London,2018;徐兴旺等,2020)。早期岩浆分异, 认为 LCT 型伟晶岩的花岗母岩是变沉积岩白云母脱水熔融产物(Linnen et al. ,2021), 但是白云母脱水熔融($\text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qtz} = \text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Als} + \text{Melt}$)(Patinno et al. ,1998)会形成转融矿物黑云母, 从而导致 Li 不易进入熔体相($K_{\text{Bt}}^{\text{Li}} = 6.3$)(Padilla et al. , 2016); 同时, 白云母脱水熔融形成熔体体量较小($5\% \sim 20\%$)(Chen et al. ,2020), 因而需要很大体积源区参与熔融才能形成足够熔体并经历高程度结晶分异形成 LCT 型伟晶岩(0.8km^3 伟晶岩对应 $18\ 000\text{km}^3$ 源区)(London,2008), 所以该方式可能

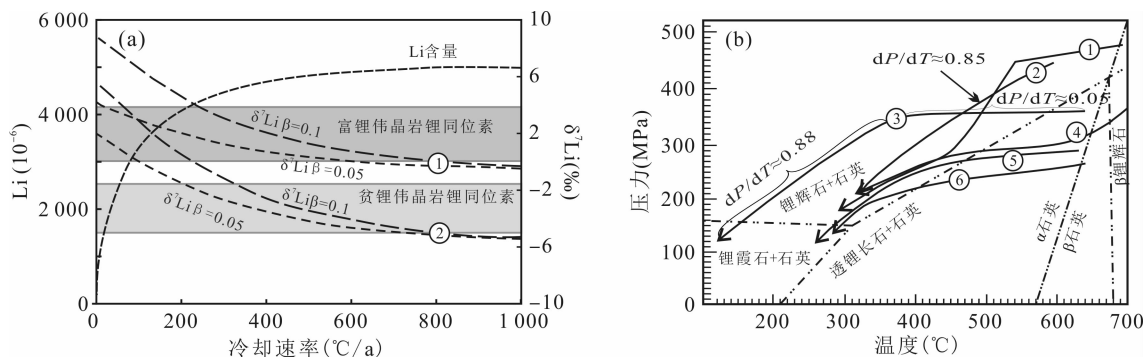


图 a:①为二云母花岗岩锂同位素分馏趋势;②为石英闪长岩锂同位素分馏趋势, β 为分馏常数;图 b:①为 Tanco 伟晶岩、数据引自 London (1986);②为 Harding 伟晶岩、数据引自 Chakoumakos 等(1990);③为可可托海 3 号伟晶岩、数据引自卢焕章等(1996);④为扎乌龙伟晶岩、数据引自 Xiong 等(2019);⑤为甲基卡伟晶岩、数据引自 Li 等(2016);锂硅铝矿物相图引自 London(1984)

图 9 (a) Li 富集程度和 Li 同位素分馏与冷却速率的关系(引自 Zhou et al., 2021)、

(b) 全球典型 LCT 型伟晶岩 P-T 演化轨迹(引自孙文礼等, 2021)

Fig. 9 The relationship between Li abundance, lithium isotope and cooling rate (a); P-T evolution paths of classic LCT-type pegmatites in the world (b)

不是 LCT 型伟晶岩富集 Li 元素的主要机制(徐兴旺等, 2020)。据近期研究, 认为黑云母片麻岩与含黑云母英云闪长片麻岩经黑云母脱水熔融形成高温黑云母花岗质岩浆是 Li 元素富集的有效机制(徐兴旺等, 2020), 因为黑云母脱水熔融不形成富 Li 转融矿物($Bt + Pl + Qtz = Opx \pm Cpx \pm Grt + Kfs + Melt$)且具有高熔体产出率(可达 50 vol%)(徐兴旺等, 2020)。无论是何种熔融机制产生的花岗岩浆, Li 元素在其深部岩浆房结晶分异时全岩分配系数总是小于 1(表 3)(Zhang et al., 2021), 即深部花岗岩浆房的结晶分异过程会导致残余熔体不断富集 Li 元素。笔者通过模拟计算发现伟晶岩 Li 超常富集(Li 含量 $> 5\,000 \times 10^{-6}$, 相对地壳丰度富集 312 倍)需要深部岩浆房全岩分配系数小于 0.5, 且结晶分异程度大于 90%(图 10a)(Trumbull et al., 1993; Zhou et al., 2021), 而初始浓度大于 100×10^{-6} , 且分异程度大于 99% 才有可能导致残余熔体 Li 浓度达到锂硅铝矿物饱和浓度($10\,000 \times 10^{-6}$, 200 MPa, 660~710 °C)(Stewart, 1978)。

据深熔成因模型, 认为伟晶岩 Li 元素含量受控于源区物质组成、熔融机制、残留相矿物组成和转融矿物与熔体平衡系数等多个因素(Chen et al., 2020; Michaud et al., 2021; Zhao et al., 2022)。源区物质组成是伟晶岩 Li 含量的主要控制因素(Shaw et al., 2016; Chen et al., 2020; Lv et al.,

2020); 微量元素模拟计算表明贫 Li 变泥质岩($Li = 216 \times 10^{-6}$)经白云母脱水熔融(5%~20%)只能形成贫瘠伟晶岩, 而富 Li 伟晶岩($Li = 3\,158 \times 10^{-6} \sim 4\,830 \times 10^{-6}$)形成需要源区加入富 Li 组分($Li = 2\,000 \times 10^{-6}$)(图 7b)(Zhao et al., 2020)。富 Li 地壳物质深熔过程 Li 元素复杂的地球化学行为可简化为残余相矿物和转融矿物与熔体的总分配系数($D_{Li}^{mineral/melt}$)(Michaud et al., 2021), 当 $D_{Li}^{mineral/melt}$ 小于 1 时 Li 元素偏向进入熔体相, 而大于 1 时偏向进入残余矿物或转融矿物。据分配系数研究结果表明, 黑云母是主要锂相容矿物(表 3); 因此, 黑云母脱水熔融($Bt + Qz + Pl + Kfs = Melt + Opx + Spl + Ilm + Kfs$)有利于 Li 元素进入熔体相, 而白云母脱水熔融($Ms + Pl + Qtz = Bt + Kfs + Als \pm Spl + Melt$)的 $D_{Li}^{mineral/melt}$ 随着源区残余黑云母和转融黑云母所占比例变化而表现出较大变化范围($D_{Li}^{mineral/melt} = 0.05 \sim 2.28$)(Michaud et al., 2021), 即源区残留较多黑云母时, 白云母脱水熔融熔体贫 Li 富重 Li 同位素, 而残留较少黑云母时, 熔体富 Li 富轻 Li 同位素(图 10b)(Chen et al., 2020; Zhao et al., 2022)。

据熔离成因模型, 认为花岗岩浆发生熔离作用形成富挥发分伟晶岩岩浆过程中, 稀有金属优先与挥发分以络合物或化合物形式相结合(LiF 、 Li_2CO_3 等)从而进入富挥发分熔体相(李建康等, 2008; Thomas et al., 2012)。岩石试验学研究证明 Li 元

表 3 Li 元素的矿物-酸性岩浆分配系数表
Tab. 3 Partition coefficient of lithium for mineral-acid magma

矿物相	分配系数($D_{Li}^{mineral/melt}$)	温度(℃)	压力(MPa)	参考文献
钾长石	0.05	600	500	Maneta et al. ,2019
	0.139	770~780	220	Padilla et al. ,2016
	0.36	500	300	Sirbescu et al. ,2017
	0.12	800~850	400	Michaud et al. ,2021
斜长石	0.1	620~750		Villaros et al. ,2019
	0.2	700~760	220~250	Bachmann et al. ,2005
	0.334	770~780	220	Padilla et al. ,2016
石英	0.05	450~650		Jolliff et al. ,1992
	0.01	620~750		Villaros et al. ,2019
黑云母	1.64	650	200	Icehower et al. ,1995
	1.67	660	200	Icehower et al. ,1995
	1	750	200	Icehower et al. ,1995
	2			Walker et al. ,1989
	1	750	200	Icehower et al. ,1995
	6.3	770~780	220	Padilla et al. ,2016
	0.41~1.67	620~750		Villaros et al. ,2019
	1.2	700~760	220~250	Bachmann et al. ,2005
	1.56~4.00	720	350~380	Pichavant et al. ,2016
	3.4	800~850	400	Michaud et al. ,2021
白云母	0.8	650	200	Icehower et al. ,1995
	0.5			Walker et al. ,1989
	0.12~0.24	620	300	Pichavant et al. ,2016
	0.12~0.82	620~750		Villaros et al. ,2019
磷灰石	227	770~780	220	Padilla et al. ,2016
角闪石	0.3	700~760	220~250	Bachmann et al. ,2005
	1.4	770~780	220	Padilla et al. ,2016
榍石	0.04	700~760	220~250	Bachmann et al. ,2005
	1.41	770~780	220	Padilla et al. ,2016

素在富 F 熔体相和贫 F 熔体相之间的分配系数大于 1(图 11a),而富 B 熔体相中 Li₂O 含量大于 30% (图 11b)。

5.2 岩浆演化过程的富锂机制

伟晶岩内部结构分带和矿物组合分带反应伟晶岩岩浆演化过程的复杂性。已有观察证实含 Li 矿石矿物出现在石英、钾长石和钠长石等矿物结晶之后(Cameron et al. ,1949;Norton,1983),表明早期不含水矿物和锂不相容矿物(表 3)结晶具有富锂效应。实验岩石学证明该富锂效应不是平衡结晶的产

物,而是组成带状优化过程局部富集结果,即随着固结程度逐渐增加,结晶相与熔体相之间边界层的不助溶剂组分和不相容元素富集效应不断放大(图 12a)直至局部达到过饱和而发生稀有金属矿石矿物沉淀(London,1999,2018)。伟晶岩岩浆 Li 初始浓度越高和脉体越宽越有利于组成带状优化过程进行从而达到超常锂富集效应(London,2014)。不同于实验岩石学研究,熔体包裹体研究,认为伟晶岩超临界流体上升浅部发生不混溶作用时,Li 等稀有金属优先与挥发分和助溶剂结合形成络合物或化合物从

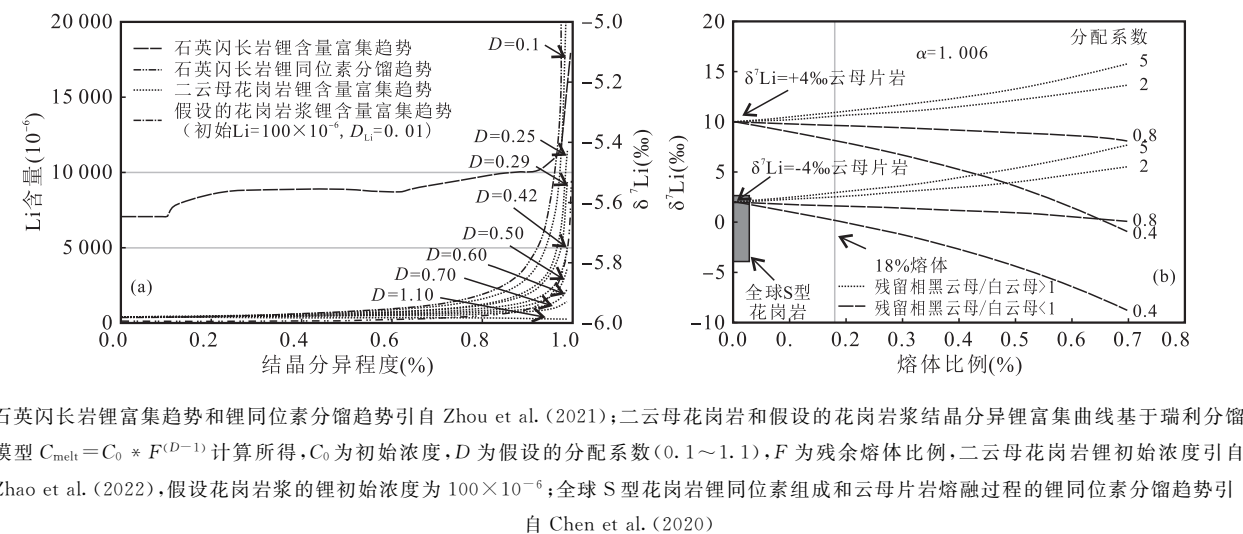


图 10 (a) 结晶分异的富锂效应及锂同位素分馏趋势、(b) 云母片岩熔融过程中的锂同位素分馏趋势图 (引自 Chen et al., 2021)

Fig. 10 (a) The trend of lithium concentration and lithium isotope fractionation along with crystallization differentiation, and (b) the lithium isotope fractionation during mica-schist partial melting

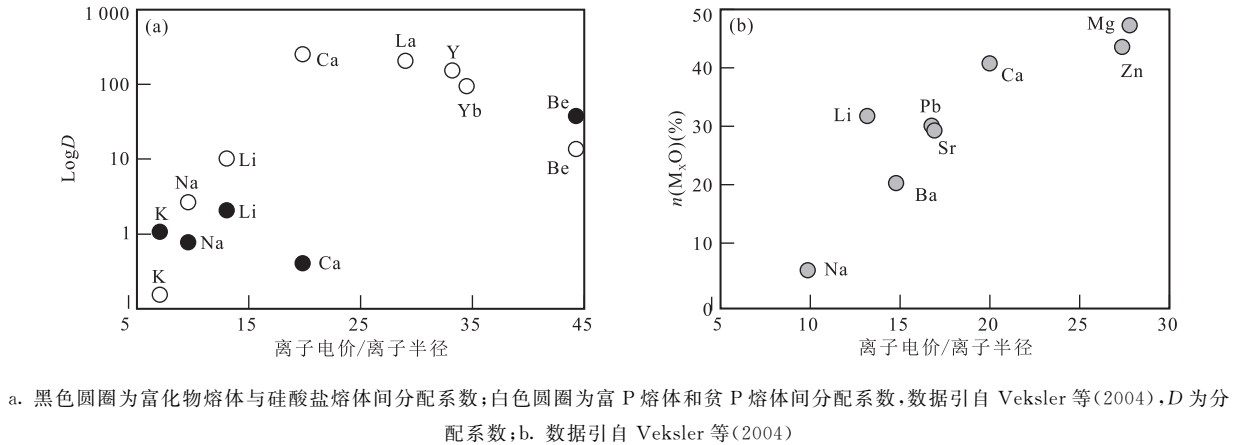


图 11 (a) 氟化物/富磷熔体和硅酸盐熔体元素分配系数、(b) 与硅酸盐熔体平衡硼酸盐熔体中元素含量

Fig. 11 (a) Trace element partition between silicate melt and fluoride/phosphorus-rich melt, and (b) trace element partition between silicate melt and B-rich melt

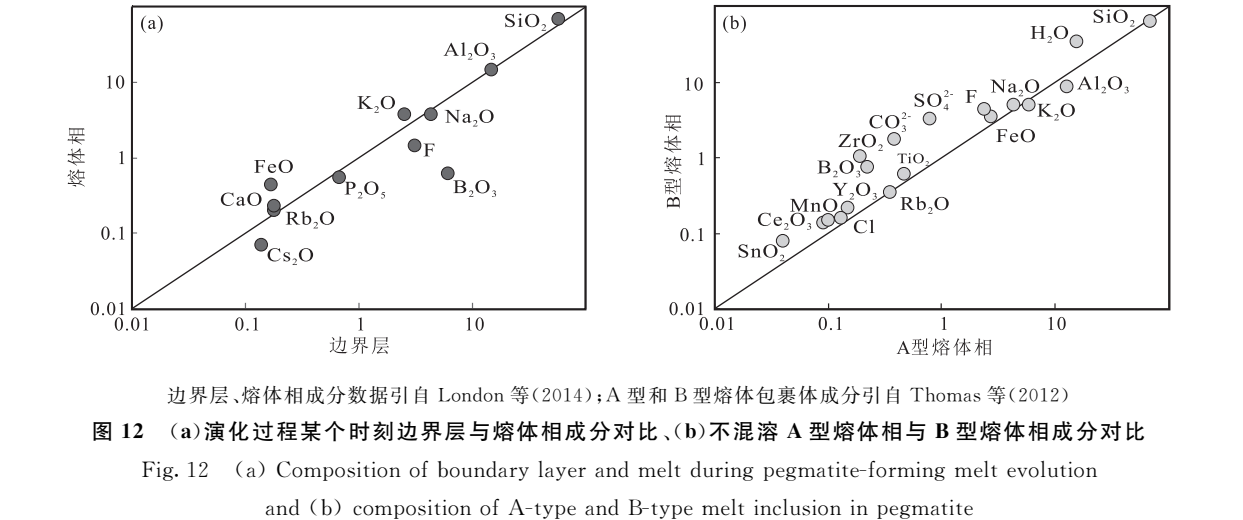


图 12 (a) 演化过程某个时刻边界层与熔体相成分对比、(b) 不混溶 A 型熔体相与 B 型熔体相成分对比

Fig. 12 (a) Composition of boundary layer and melt during pegmatite-forming melt evolution and (b) composition of A-type and B-type melt inclusion in pegmatite

而富集在 B 型熔体相;因为 B 型熔体相比 A 型熔体相更富集挥发分和助溶剂组分(图 12b);B 熔体相中 Li 等稀有金属含量与不混溶发生时 B 型熔体相温度和含水量有关(Thomas et al., 2015)。

综上所述,LCT 型伟晶岩岩浆起源和演化过程均具有锂富集效应。不同岩浆起源模型和演化模型分别从实验岩石学、地球化学、模拟计算和包裹体研究等不同角度厘定结晶分异过程、深熔作用、不混溶作用和组成带状优化过程的控锂因素。伟晶岩复杂的岩浆起源和演化过程是不同富锂机制解释模型差异较大的主要原因;另一方面,研究手段和方法的差异也是造成不同富锂机制产生的重要原因,各种富锂机制的合理性需要未来更多的研究来论证。

6 结论

(1)LCT 型伟晶岩是全球重要的 Li 元素储库之一,主要侵位于大陆上地壳(250~350 MPa),成岩时代为 3 040~7 Ma,成岩峰期与潘吉亚超大陆、冈瓦纳超大陆、哥伦比亚超大陆和诺基兰超大陆存在期有较好耦合性。不同地质历史时期 LCT 型伟晶岩均表现出与大陆地壳平均成分相似的 Al_2O_3 含量,但具有更高 SiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 、Li、Cs、Ta、Nb 和更低 Fe_2O_3 、CaO、MgO、 TiO_2 、Zr,以及低 Nb/Ta 值、Zr/Hf 值等特征。

(2)花岗质岩浆结晶分异、地壳物质深熔和花岗质岩浆不混溶均可产生 LCT 型伟晶岩岩浆。结晶分异成因 LCT 型伟晶岩 Li 元素超常富集($\text{Li} > 10\,000 \times 10^{-6}$)需要深部母岩浆房总分配系数小于 0.5、结晶分异程度大于 99% 且 Li 初始浓度大于 100×10^{-6} ;黑云母脱水熔融形成高温花岗岩浆,并发生结晶分异是比白云母脱水熔融更为高效的 Li 富集机制。源区 Li 元素含量是深熔成因 LCT 型伟晶岩 Li 元素富集程度的主要控制因素,源区残余黑云母和转融黑云母所占比例是次要控制因素。不混溶成因 LCT 型伟晶岩 Li 元素富集程度受控于挥发分含量和含 Li 化合物/络合物(LiF)进入富挥发分贫硅熔体相的能力。

(3)伟晶岩岩浆形成后在重力分异作用下上升至地壳浅部并在较短时间固结,其具体演化过程有 J-B 模型、London 模型和 Thomas 模型。其中据 London 模型,认为 Li 元素通过组成带状优化过程

富集,而 Thomas 模型显示稀有金属富集机制与熔离发生时 B 型熔体相温度和含水量有关。

致谢:感谢中国地质大学(北京)赵志丹教授和北京大学魏春景教授在本文撰写过程中的有益讨论、感谢匿名审稿人的宝贵建议。

参考文献(References):

- 陈衍景,薛莅治,王孝磊,等. 世界伟晶岩型锂矿床地质研究进展[J]. 地质学报,2021,95(10):2971-2995.
- CHEN Yanjing, XUE Lizhi, WANG Xiaolei, et al. Progress in geological study of pegmatite-typelithium deposits in the world[J]. Acta Geological Sinica, 2021, 95(10):2971-2995.
- 胡晓君,李欢. 花岗伟晶岩型锂矿床研究进展及展望[J]. 中国有色金属学报,2021,31(11):3468-3488.
- HU Xiaojun, LI huan. Research progress and prospect of granitic pegmatite-typelithium deposit[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals,2021,31(11):3468-3488.
- 李福春,朱金初,张林松,等. 富氟花岗质熔体形成和演化的实验研究[J]. 岩石学报,2003,19(1):125-130.
- LI Fuchun, ZHU Jinchu, ZHANG Linsong, et al. Experimental study on formation and evolution of F-rich granitic melt[J]. Acta Petrologica Sinica, 2003, 19(1): 125-130.
- 李建康,李鹏,严清高,等. 中国花岗伟晶岩的研究历程及发展态势[J]. 地质学报,2021,95(10):2996-3016.
- LI Jiankang, LI Peng, YAN Qinggao, et al. History of granitic pegmatite research in China[J]. Acta Geologica Sinica,2021, 95(10):2996-3016.
- 李建康,张德会,王登红,等. 富氟花岗岩浆液态不混溶作用及其成岩成矿效应[J]. 地质论评,2008,54(2): 175-183.
- LI Jiankang, ZHANG Dehui, WANG Denghong, et al. Liquid immiscibility of fluorine-rich granite magma and its diagenesis and metallogeny [J]. Geological Review, 2008, 54(2):175-183.
- 刘丽君,王登红,侯可军,等. 锂同位素在四川甲基卡新三号矿脉研究中的应用[J]. 地学前缘,2017,24(5): 167-171.
- LIU Lijun, WANG Denghong, HOU Kejun, et al. Application of lithium isotope to Jiajika new No. 3 pegmatite lithium polymetallic vein in Siichuan[J]. Earth Science Frontiers, 2017, 24(5): 167-171.

- 卢焕章,王中刚,李院生. 岩浆-流体过渡和阿尔泰三号伟晶岩脉之成因[J]. 矿物学报,1996,16(1):1-7.
- LU Huanzhang, WANG Zhonggang, LI Yuansheng. Mag-ma-fluid transition and genesis of pegmatite dike No.3 at Altay, Xinjiang[J]. Acta Mineralogica Sinica, 1996, 16(1):1-7.
- 栾世伟. 秦东稀有元素花岗伟晶岩某些地球化学特征[J]. 地球化学,1979,4:322-330.
- LUAN Shiwei. Some geochemical features of a rare element bearing granite-pegmatite in the eastern Qinling range [J]. Geochemica, 1979, 4: 322-330.
- 秦克章,赵俊兴,何畅通,等. 喜马拉雅琼嘉岗超大型伟晶岩型锂矿的发现及意义[J]. 岩石学报,2021,37(11): 3277-3286.
- QIN Kezhang, ZHAO Junxing, HE Changtong, et al. Dis-covery of the Qongjiagang giantlithium pegmatite depos-it in Himalaya, Tibet, China[J]. Acta Petrologica Sini-ca, 2021, 37(11): 3277-3286.
- 苏媛娜,田世洪,侯增谦,等. 锂同位素及其在四川甲基卡伟晶岩型锂多金属矿床研究中的应用[J]. 现代地质, 2011,25(2):236-242.
- SU Aina, TIAN Shihong, HOU Zengqian, et al. Lithium i-sotope and its application to Jiajika pegmatite typelithi-um polymetallic deposit in Sichuan [J]. Geoscience, 2011, 25(2): 236-242.
- 孙文礼,马叶情,宋庆伟. 中国花岗伟晶岩型锂矿特征和研 究进展[J]. 地质与勘探,2021,57(3):478-496.
- SUN Wenli, MA Yeqing, SONG Qingwei. Characteristics and research progress of granitic pegmatite typelithium deposits in China[J]. Geology and Exploration, 2021, 57(3): 478-496.
- 王联魁,王慧芬,黄智龙. Li-F花岗岩液态分离的同位素 地球化学标志[J]. 地质与勘探,2002,38(5):38-43.
- WANG Liankui, WANG Huifeng, HUANG Zhilong. Geo-chemical indicators of isotopes in Li-F granitic liquid segregation[J]. Geology and Exploration, 2002, 38 (5): 38-43.
- 王汝成,邬斌,谢磊,等. 稀有金属成矿全球时空分布与大陆 演化[J]. 地质学报,2021,95(1):182-193.
- WANG Rucheng, WU Bin, XIE Lei, et al. Global tempo-spatial distribution of rare-metal mineralization and con-tinental evolution[J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95 (1): 182-193.
- 熊欣,李建康,王登红,等. 川西甲基卡花岗伟晶岩型锂矿床 中熔体、流体包裹体固相物质研究[J]. 岩石矿物学杂 志,2019,38(2):241-253.
- XIONG Xin, LI Jiankang, WANG Denghong, et al. A stud- y of solid minerals in melt inclusions and fluid inclusions from the Jiajika pegmatite-type lithium deposit[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2019, 38(2): 241-253.
- 薛颖瑜,刘海洋,孙卫东. 锂的地球化学性质与富集机理 [J]. 大地构造与成矿学,2021,45(6):1202-1215.
- XUE Yinyu, LIU Haiyang, SUN Weidong. The geochemi- cal properties and enrichment mechanism of lithium[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2021, 45(6): 1202-1215.
- 徐兴旺,洪涛,李杭,等. 初论高温花岗岩-伟晶岩锂铍成矿 系统:以阿尔金中段地区为例[J]. 岩石学报,2020,36 (12):3572-3592.
- XU Xingwang, HONG Tao, LI Hang, et al. Concept of high- temperature granite-pegmatite Li-Be metallogenic system with a primary study in the middle Altyn-Tagh[J]. Acta Petrologica Sinica, 2020, 36(12): 3572-3592.
- 徐耀鉴,徐汉南,任锡钢. 岩石学[M]. 北京:地质出版社, 2007:86-87.
- XU Yaojian, XU Hannan, REN Xigang. Petrology[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2007: 86-87.
- 许志琴,朱文斌,郑碧海,等. 新能源锂矿战略与大陆动力学 研究-纪念南京大学地球科学与工程学院100周年华诞 [J]. 地质学报,2021,95(10):2937-2954.
- XU Zhiqing, ZHU Wenbin, ZHENG Bihai, et al. New en-ergy strategy forlithium resource and the continental dy-namics research-celebrating the centenary of the School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University [J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95(10): 2937-2954.
- 赵俊兴,何畅通,秦克章,等. 喜马拉雅琼嘉岗超大型伟晶岩 锂矿的形成时代,源区特征及分异特征[J]. 岩石学报, 2021,37(11):3325-3347.
- ZHAO Junxing, HE Changtong, QIN Kezhang, et al. Geo-chronology, source features and the characteristics of fractional crystallization in pegmatite at the Qongjiagang giant pegmatite-type lithium deposit, Himalaya, Tibet [J]. Acta Petrologica Sinica, 2021, 37 (11): 3325-3347.
- 翟明国,胡波. 矿产资源国家安全、国际争夺与国家战略之 思考[J]. 地球科学与环境学报,2021,43(1):1-11.
- ZHAI Mingguo, HU Bo. Thinking to state security, inter-national competition and national strategy of mineral re-sources [J]. Journal of Earth Science and Environment, 2021, 43(1): 1-11.
- 张辉,吕正航,唐勇. LCT型伟晶岩及其锂矿床成因概述

- [J]. 地质学报, 2021, 95(10): 2955-2970.
- ZHANG Hui, LÜ Zhenghang, TANG Yong. A review of LCT pegmatite and its lithium ore genesis[J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95(10): 2955-2970.
- 赵振华, 陈华勇, 韩金生. 新疆阿尔泰造山带中生代伟晶岩的稀有金属成矿作用[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2022, 1: 1-26.
- ZHAO Zhenghua, CHEN Huayong, HAN Jinsheng. Rare metal mineralization of the Mesozoic pegmatite in Altay orogeny, northern Xinjiang[J]. Acta Scientiarum Naturalium University Sunyatseni, 2022, 1: 1-26.
- 邹天人, 李庆昌. 中国新疆稀有及稀土金属矿床[M]. 北京: 地质出版社, 2006: 1-284.
- ZOU Tianren, LI Qingchang. Rare and rare earth metallic deposits in Xinjiang, China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2006: 1-284.
- Annikova I Y, Vladimirov A G, Smirnov S Z, et al. Geology and mineralogy of the Alakha spodumene granite porphyry deposit, Gorny Altai, Russia[J]. Geology of Ore Deposits, 2016, 58(5): 404-426.
- Aurisicchio C, De Vito C, Ferrini V, et al. Nb and Ta oxide minerals in the Fonte del Prete granitic pegmatite dike, Island of Elba, Italy[J]. The Canadian Mineralogist, 2002, 40(3): 799-814.
- Bachmann O, Dungan M A, Bussy F. Insights into shallow magmatic processes in large silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body, Colorado[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2005, 149(3): 338-349.
- Ballouard C, Poujol M, Boulvais P, et al. Nb - Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition[J]. Geology, 2016, 44(3): 231-234.
- Barnes E M, Weis D, Groat L A. Significant Li isotope fractionation in geochemically evolved rare element-bearing pegmatites from the Little Nahanni Pegmatite Group, NWT, Canada[J]. Lithos, 2012, 132: 21-36.
- Barnes E M. The rare element Little Nahanni Pegmatite Group, NWT: studies of emplacement, and magmatic evolution from geochemical and Li isotopic evidence [D]. University of British Columbia, 2010.
- Bradley D, Shea E, Buchwaldt R, et al. Geochronology and tectonic context of lithium-cesium-tantalum pegmatites in the Appalachians[J]. The Canadian Mineralogist, 2016, 54(4): 945-969.
- Breaks F W, Moore J M. The Ghost Lake Batholith, Superior Province of northwestern Ontario; a fertile, S-type, peraluminous granite-rare-element pegmatite system[J]. The Canadian Mineralogist, 1992, 30(3): 835-875.
- Breiter K, Ďuřisová J, Hrstka T, et al. The transition from granite to banded aplite-pegmatite sheet complexes: An example from Megilggar Rocks, Tregonning topaz granite, Cornwall[J]. Lithos, 2018, 302: 370-388.
- Breiter K, Müller A, Leichmann J, et al. Textural and chemical evolution of a fractionated granitic system: the Podlesí stock, Czech Republic[J]. Lithos, 2005, 80(1-4): 323-345.
- Burnham C W, Nekvasil H. Equilibrium properties of granite pegmatite magmas [J]. American Mineralogist, 1986, 71(3): 239-263.
- Cameron E N. Internal structure of granitic pegmatites[J]. Econ. Geol. Monograph, 1949, 2: 115.
- Cao M J, Zhou Q F, Qin K Z, et al. The tetrad effect and geochemistry of apatite from the Altay Koktokay No. 3 pegmatite, Xinjiang, China: implications for pegmatite petrogenesis[J]. Mineralogy and Petrology, 2013, 107(6): 985-1005.
- Černý P, Ercit T S. The classification of granitic pegmatites revisited[J]. The Canadian Mineralogist, 2005, 43(6): 2005-2026.
- Černý P, London D, Novák M. Granitic pegmatites as reflections of their sources[J]. Elements, 2012, 8(4): 289-294.
- Černý P. Rare-element granite pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits[J]. Geoscience Canada Reprint Series, 1991a, 18(2): 49-67.
- Černý P. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? [J]. Precambrian Research, 1991b, 51(1-4): 429-468.
- Černý P. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis[J]. Geoscience Canada, 1991c, 18: 68-81.
- Černý P. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research [J]. Applied geochemistry, 1992, 7(5): 393-416.

- Chakoumakos B C, Lumpkin G R. Pressure constraints on the crystal $\text{AlLi}_2\text{TiO}_n$ op: Te Harding Pegmatite, Taos County, New Mexico[J]. The Canadian Mineralogist, 1990, 28(2): 287-298.
- Chen B, Huang C, Zhao H. Lithium and Nd isotopic constraints on the origin of Li-poor pegmatite with implications for Li mineralization [J]. Chemical Geology, 2020, 551: 119769.
- Dill H G. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 69: 417-561.
- Ding K, Liang T, Yang X, et al. Petrogenesis of Dahongliutan Granite in West Kunlun: Evidence from Zircon U-Pb age and Li-Sr-Nd-Hf Isotope[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2019, 93(S2): 166.
- Faria P. The mineralogy and chemistry of the Spro pegmatite mine, Nesodden, and their genetic implications[D]. Oslo: University of Oslo; 2019, 1-94.
- Garate-Olave I, Roda-Robles E, Gil-Crespo P P, et al. Mica and feldspar as indicators of the evolution of a highly evolved granite-pegmatite system in the Tres Arroyos area (Central Iberian Zone, Spain)[J]. Journal of Iberian Geology, 2018, 44(3): 375-403.
- Ginsburg A I, Timofeyev I N, Feldman L G. Principles of geology of the granitic pegmatites[M]. Nedra, Moscow: 1979, 1-296.
- Icenhower J, London D. An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H_2O)[J]. American Mineralogist, 1995, 80(11-12): 1229-1251.
- Jahns R H, Burnham C W. Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites[J]. Economic Geology, 1969, 64(8): 843-864.
- Jolliff B L, Papike J J, Shearer C K. Petrogenetic relationships between pegmatite and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatite wall zones, Black Hills, South Dakota, USA[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56(5): 1915-1939.
- Kontak D J, Dostal J, Kyser T K, et al. A petrological, geochemical, isotopic and fluid-inclusion study of 370 Ma pegmatite-aplite sheets, Peggys Cove, Nova Scotia, Canada[J]. The Canadian Mineralogist, 2002, 40(5): 1249-1286.
- Li J K, Zou T R, Liu X F, Wang D H, Ding X. The metallogenetic regularities of lithium deposits in China[J]. Acta Geologica Sinica-english Edition, 2015, 89(2): 652-670.
- Li J, Chou I M. An occurrence of metastable cristobalite in spodumene-hosted crystal-rich inclusions from Jiajika pegmatite deposit, China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2016, 171: 29-36.
- Linnen R L, Van Lichtervelde M, Černý P. Granitic pegmatites as sources of strategic metals[J]. Elements, 2012, 8(4): 275-280.
- Liu L, Wang D, Hou J, et al. New data on lithium isotopic geochemistry of No. X03 lithium vein in the Jiajiaka super-large lithium deposit, Sichuan, China [J]. Acta Geologica Sinica-English Edition, 2019, 93(6): 1983-1984.
- London D, Hervig R L, Morgan G B. Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988, 99(3): 360-373.
- London D, Hunt L E, Schwing C R, et al. Feldspar thermometry in pegmatites: truth and consequences [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2020, 175(1): 1-21.
- London D, Morgan G B, Hervig R L. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + H_2O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1989, 102(1): 1-17.
- London D, Morgan G B, Paul K A, et al. Internal evolution of miarolitic granitic pegmatites at the Little Three mine, Ramona, California, USA [J]. The Canadian Mineralogist, 2012, 50(4): 1025-1054.
- London D. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites[J]. Lithos, 2014, 184: 74-104.
- London D. Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAl-SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites[J]. American Mineralogist, 1984, 69(11-12): 995-1004.
- London D. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future[J]. Lithos, 2005, 80(1-4): 281-303.
- London D. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions

- and phase-equilibrium experiments[J]. *American Mineralogist*, 1986, 71(3-4): 376-395.
- London D. Melt boundary-layers and the growth of pegmatitic textures [J]. *Canadian Mineralogist*, 1999, 37: 826-827.
- London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*[J], 2018, 101: 349-383.
- London D. Reply to Thomas and Davidson on "A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites" (London, 2014a)[J]. *Lithos*, 2015, 212: 469-484.
- Lv Z H, Zhang H, Tang Y. Anatexis origin of rare metal/earth pegmatites: Evidences from the Permian pegmatites in the Chinese Altai[J]. *Lithos*, 2021, 380: 105865.
- Magna T, Novák M, Cempírek J, et al. Crystallographic control on lithium isotope fractionation in Archean to Cenozoic lithium-cesium-tantalum pegmatites[J]. *Geology*, 2016, 44(8): 655-658.
- Maneta V, Baker D R, Minarik W. Evidence for lithium-aluminosilicate supersaturation of pegmatite-forming melts[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2015, 170(1): 4.
- Maneta V, Baker D R. The potential of lithium in alkali feldspars, quartz, and muscovite as a geochemical indicator in the exploration for lithium-rich granitic pegmatites: A case study from the spodumene-rich Moblan pegmatite, Quebec, Canada[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2019, 205: 106336.
- McCauley A, Bradley D C. The global age distribution of granitic pegmatites [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2014, 52(2): 183-190.
- Melleton J, Gloaguen E, Frei D, et al. How are the emplacement of rare-element pegmatites, regional metamorphism and magmatism interrelated in the Moldanubian domain of the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic? [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2012, 50(6): 1751-1773.
- Michaud J A S, Pichavant M, Villaros A. Rare elements enrichment in crustal peraluminous magmas: insights from partial melting experiments[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2021, 176(11): 1-33.
- Morgan VI, G. B., London, D. Crystallization of the Little Three layered pegmatite-aplite dike, Ramona District, California[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999, 136, 310-330.
- Müller A, Romer R L, Pedersen R B. The Sveconorwegian pegmatite province-thousands of pegmatites without parental granites [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2017, 55(2): 283-315.
- Norton J J. Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites [J]. *Economic Geology*, 1983, 78(5): 854-874.
- Padilla A J, Gualda G A R. Crystal-melt elemental partitioning in silicic magmatic systems: An example from the Peach Spring Tuff high-silica rhyolite, Southwest USA [J]. *Chemical Geology*, 2016, 440: 326-344.
- Parsons I, Magee C W, Allen C M, et al. Mutual replacement reactions in alkali feldspars II: trace element partitioning and geothermometry[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2009, 157(5): 663-687.
- Partington G A, McNaughton N J, Williams I S. A review of the geology, mineralization, and geochronology of the Greenbushes pegmatite, Western Australia [J]. *Economic Geology*, 1995, 90(3): 616-635.
- Patino Douce A E, Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(4): 689-710.
- Pichavant M, Villaros A, Deveaud S, et al. The influence of redox state on mica crystallization in leucogranitic and pegmatitic liquids [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2016, 54(3): 559-581.
- Roda-Robles E, Pesquera A, Gil-Crespo P, Torres-Ruiz J. From granite to highly evolved pegmatite: a case study of the Pinilla de Feroselle granite-pegmatite system (Zamora, Spain)[J]. *Lithos*, 2012, 153: 192-207.
- Rudnick R L, Gao S, Holland H D, et al. Composition of the continental crust[J]. *The Crust*, 2003, 3: 1-64.
- Selway J B, Breaks F W, Tindle A G. A review of rare-element (Li - Cs - Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, and large worldwide tantalum deposits[J]. *Exploration and Mining Geology*, 2005, 14(1-4): 1-30.
- Shaw R A, Goodenough K M, Roberts N M W, et al. Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: A case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland[J]. *Precambrian Research*, 2016, 281: 338-362.
- Shearer C K, Papike J J, Jolliff B L. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota[J]. *The Canadian Mineralogist*, 1992, 30(3):

- 785-809.
- Sirbescu M L C, Schmidt C, Veksler I V, et al. Experimental crystallization of undercooled felsic liquids: Generation of pegmatitic texture[J]. *Journal of Petrology*, 2017, 58(3): 539-568.
- Stewart D B. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites[J]. *American Mineralogist*, 1978, 63(9-10): 970-980.
- Stilling A, Černý P, Vanstone P J. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XVI. Zonal and bulk compositions and their petrogenetic significance[J]. *The Canadian Mineralogist*, 2006, 44(3): 599-623.
- Teng F Z, McDonough W F, Rudnick R L, et al. Diffusion-driven extreme lithium isotopic fractionation in country rocks of the Tin Mountain pegmatite[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 243(3-4): 701-710.
- Thomas R, Davidson P. The application of Raman spectroscopy in the study of fluid and melt inclusions[J]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 2012a, 163(2): 113-126.
- Thomas R, Davidson P. Water in granite and pegmatite-forming melts[J]. *Ore Geology Reviews*, 2012b, 46: 32-46.
- Thomas R, Davidson P, Beurlen H. The competing models for the origin and internal evolution of granitic pegmatites in the light of melt and fluid inclusion research[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2012c, 106(1): 55-73.
- Thomas R, Davidson P. 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[J]. *Ore Geology Reviews*, 2016, 72: 1088-1101.
- Tomkinson M J, Harris P O, Robb L J. The nature and structural setting of rare-element pegmatites along the northern flank of the Barberton greenstone belt, South Africa[J]. *South African Journal of Geology*, 1995, 98(1): 82-94.
- Trumbull R B. A petrological and Rb-Sr isotopic study of an early Archean fertile granite-pegmatite system: The Sinceni Pluton in Swaziland[J]. *Precambrian Research*, 1993, 61(1-2): 89-116.
- Villaro A, Pichavant M. Mica-liquid trace elements partitioning and the granite-pegmatite connection: The St-Sylvestre complex (Western French Massif Central)[J]. *Chemical Geology*, 2019, 528: 119265.
- Walker R J, Hanson G N, Papike J J. Trace element constraints on pegmatite genesis: tin mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1989, 101(3): 290-300.
- Webber K L, Simmons W B, Falster A U, et al. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California[J]. *American Mineralogist*, 1999, 84(5-6): 708-717.
- Xing C M, Wang C Y, Wang H. Magmatic-hydrothermal processes recorded by muscovite and columbite-group minerals from the Bailongshan rare-element pegmatites in the West Kunlun-Karakorum orogenic belt, NW China[J]. *Lithos*, 2020, 364: 105507.
- Xiong X, Li J, Wang D, et al. Fluid Characteristics and Evolution of the Zhawulong Granitic Pegmatite Lithium Deposit in the Ganzi - Songpan Region, Southwestern China[J]. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 2019, 93(4): 943-954.
- Yan Q H, Wang H, Chi G X, et al. Recognition of a 600-km-long late Tertiary rare metal (Li - Be - Nb - Ta) pegmatite belt in the western Kunlun orogenic belt, western China[J]. *Economic Geology*, 2022, 117(01): 213-236.
- Zhang H, Tian S, Wang D, et al. Lithium isotope behavior during magmatic differentiation and fluid exsolution in the Jiajika granite-pegmatite deposit, Sichuan, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2021, 134: 104139.
- Zhao H, Chen B, Huang C, et al. Geochemical and Sr - Nd - Li isotopic constraints on the genesis of the Jiajika Li-rich pegmatites, eastern Tibetan Plateau: implications for Li mineralization[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2022, 177(1): 1-16.
- Zhou J S, Wang Q, Xu Y G, et al. Geochronology, petrology, and lithium isotope geochemistry of the Bailongshan granite-pegmatite system, northern Tibet: Implications for the ore-forming potential of pegmatites[J]. *Chemical Geology*, 2021, 584: 120484.
- Zhu Y F, Zeng Y, Gu L. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2006, 27(1): 61-77.