

• 特约论文 •

DOI: 10.13471/j.cnki.acta.snus.2021D058

新疆阿尔泰造山带中生代伟晶岩的 稀有金属成矿作用*

赵振华¹, 陈华勇¹, 韩金生²

1. 中国科学院深地科学卓越创新中心 / 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640
2. 中国地质大学(武汉)资源学院, 湖北 武汉 430074

摘要: 阿尔泰稀有金属伟晶岩具有大规模、多时代、多类型特点, 主要形成于晚古生代-早中生代, 形成了以可可托海 3 号伟晶岩脉为代表的、三叠纪世界级大、超大型稀有金属伟晶岩成矿带。大量精确定年数据表明, 中生代是阿尔泰稀有金属伟晶岩主要成矿期, 其中三叠纪 (250~202 Ma) 是稀有金属伟晶岩成矿高峰期。本区仅有少量稀有金属伟晶岩与同时期的花岗岩有直接成因联系 (如阿尔卡斯特 Be-Nb-Mo 伟晶岩)。中生代稀有金属伟晶岩的显著特点是其产出规模远超过同时代花岗岩, 其形成与赋矿花岗岩存在显著时差 (约 200 Ma) 和地球化学特征的不连续, 如 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 及 Nb/Ta、Zr/Hf、K/Rb 等比值不同, 表明伟晶岩与花岗岩无成因关系。著名的可可托海稀有金属三号伟晶岩脉虽与阿拉尔花岗岩形成年龄相近 (220~211 Ma), 但它们之间距离超过 10 km, 地球化学特征也有较明显差异, 而被认为两者无直接成因联系。与常见稀有金属伟晶岩不同, 阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩与赋存花岗岩的时、空及地球化学特征存在明显差异, 成矿规模巨大, 本文将其称为“阿尔泰型伟晶岩”。其源区为不成熟地壳与变泥质古老地壳物质混合源, 在陆内伸展减压背景下发生小比例 (<10%) 脱水部分熔融形成独立伟晶岩岩浆, 即深熔伟晶岩, 经高程度分离结晶的熔体-流体共存系统形成稀有金属伟晶岩矿床。

关键词: 中国阿尔泰; 稀有金属伟晶岩; 中生代; 深熔伟晶岩

中图分类号: P618.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 2097-0137 (2022) 01-0001-26

Rare metal mineralization of the Mesozoic pegmatite in Altay orogeny, northern Xinjiang

ZHAO Zhenhua¹, CHEN Huayong¹, HAN Jinsheng²

1. CAS Center for Excellence in Deep Earth Science / Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China
2. School of Resources, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China

Abstract: Rare metal pegmatites in the Chinese Altay have shown characteristics of multi-period, multi-type and mainly formed in the late Paleozoic to early Mesozoic. A world-class large-superlarge scale

* 收稿日期: 2021-07-26 录用日期: 2021-08-16 网络首发日期: 2021-11-09

基金项目: 国家自然科学基金 (41930424)

作者简介: 赵振华 (1941 年生), 男; 研究方向: 微量元素及稀土元素地球化学; E-mail: zhzhao@gig.ac.cn

赵振华, 二级研究员, 博士生导师。曾任中国科学院广州地球化学研究所所长兼党委书记, 广东省矿物岩石地球化学学会理事长。长期从事花岗岩类及相关矿床地球化学研究, 曾负责多项国家和中国科学院重大基础理论研究和科技攻关项目, 曾任国家攀登计划“与寻找超大型矿床有关的基础研究”首席科学家。第一作者学术论文 62 篇, 其中 SCI 论文 20 篇; 第一作者专著 6 部。以主要获奖人曾获得国家自然科学一等奖 1 项, 二等奖 2 项; 国家科技进步二等奖 1 项; 省部级科技进步一等奖 5 项。1992 年获国务院政府特殊津贴, 2008 年获中国科学院杰出贡献教师奖, 2019 年获“庆祝中华人民共和国成立 70 周年”纪念章。

rare metal pegmatite metallogenic belt represented by the Keketuohai rare metal No. 3 pegmatite is the most prominent feature of Altay orogeny, with a peak forming age in the Triassic (250–202 Ma). There are only a few Mesozoic rare metal pegmatites related to synchronous high fractionated granitic melts (such as Askaerte Be-Nb-Mo pegmatite). The Keketuohai rare metal No. 3 pegmatite has nearly the same zircon U-Pb ages (220–211 Ma) as the Ala'er granites, but they are not related in genesis because of the distance between them exceeding 10 km and the different $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values. The Mesozoic pegmatites are widely distributed but the synchronous granites are relatively less. Most rare metal pegmatites display temporal decoupling (large gap of forming age) and different sources ($\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, Nb/Ta, Zr/Hf, and K/Rb ratios) with their surrounding granites, indicating that pegmatites in the Chinese Altay were not derived from differentiated granitic melts. A reasonable genetic model for the Mesozoic Altay rare metal pegmatite is that they were generated by lower degree (<10%) dehydration partial melting of a mixed juvenile with metapelite source, i. e., anatectic pegmatite—the Altay-type rare metal pegmatite.

Key words: Chinese Altay; rare metal pegmatite; Mesozoic; anatectic pegmatite

阿尔泰造山带西起俄罗斯和哈萨克斯坦, 经新疆北部一直延伸到蒙古国南缘, 北邻西伯利亚 Sayan 地块, 南以额尔齐斯断裂带为界与准噶尔地块相接, 是中亚造山带的重要组成部分^[1-2]。该造山带位于中国境内部分统称为中国阿尔泰造山带。新疆北部地处中亚增生型造山带的核心部位, 多类型洋盆演化、多块体汇聚, 形成了陆缘成矿系统最大的大陆成矿域。以 Windley 等^[1, 3]的划分方案为参考, 以红山嘴断裂、阿巴宫断裂、克兹加尔断裂和额尔齐斯断裂为界, 根据各自不同的地层、岩浆活动和矿产特征, 将新疆阿尔泰划分为北阿尔泰、中阿尔泰、南阿尔泰(琼库尔)和额尔齐斯带, 大致平行造山带走向展布。张辉等^[4]将其称为地体(domain)。新的研究认为, 上述不同地体只是代表了不同深度造山带地壳物质的剥露, 其差异性不足以作为区别不同地体的标准^[5]。

在印度板块与欧亚大陆碰撞远程效应和深部壳幔作用的共同控制下, 发生了最强烈的壳幔相互作用、最显著的显生宙大陆增生和最强烈的新生代构造改造, 这些特征使中亚造山带成为研究大陆增生及成矿机制的天然实验室^[6]。近些年来, 新疆阿尔泰造山带伟晶岩与花岗岩的成岩成矿精确定年成果表明, 本区早中生代发育了强烈的岩浆和成矿作用, 并形成了以阿勒泰可可托海3号伟晶岩脉为代表的、三叠纪(印支期)世界级大型和超大型稀有金属伟晶岩成矿带^[4, 7]。更值得关注的是, 阿尔泰造山带及邻区准噶尔近几年相继发现了侏罗纪(燕山期)岩浆岩和稀有金属伟晶岩矿床^[8-25]。这些研究成果显示, 新疆北部中生代岩浆岩不仅是伟晶岩, 包括花岗岩类和火山岩, 均

具有重要的稀有金属成矿作用, 形成了中亚增生型造山带成矿的另一重要特色。而许多中生代稀有金属伟晶岩与赋存花岗岩成岩的显著时差、与同期花岗岩空间分离及地球化学特点差异等显著特征, 形成了独具特色的阿尔泰型稀有金属伟晶岩, 本文称其为阿尔泰型稀有金属伟晶岩。阿尔泰型稀有金属伟晶岩对稀有金属伟晶岩与花岗岩之间成因关系的传统认识提出了挑战, 因而对研究中亚造山带的动力学演化具有重要意义。本文重点综合近些年来本区中生代岩浆岩及相关稀有金属成矿作用研究资料, 探讨了阿尔泰造山带中生代带岩浆岩, 特别是稀有金属伟晶岩成岩成矿特点及与花岗岩的关系, 并提出了应进一步研究的关键科学问题。

1 中生代是阿尔泰稀有金属伟晶岩主要成矿期

1.1 三叠纪是阿尔泰稀有金属伟晶岩成矿高峰期

阿尔泰造山带是世界著名的稀有金属伟晶岩成矿带, 区内出露有不同规模的约10万余条伟晶岩脉, 集中分布在9个伟晶岩矿集区的38个伟晶岩田中, 已发现超大型矿床1处(可可托海), 大型矿床2处(卡鲁安Li矿, 柯鲁木特Li-Be-Nb-Ta矿)、中型矿床5处, 小型81处, 以及众多矿点和矿化点^[19, 26]。

阿尔泰伟晶岩呈现了多时代、多类型特点, 主要形成于晚古生代-早中生代。但受研究手段, 特别是同位素定年方法精确度的限制, 多年来虽然积累了大量研究成果, 但对伟晶岩的成岩成矿时代认识仍存在明显分歧。仅以最具代表性的可

可托海3号伟晶岩脉为例, 其成岩成矿有晚古生代(早石炭世)到中生代(三叠纪, 侏罗纪)的不同认识^[4, 7, 27-28]。随着近年大量锆石^[7-24]、少量辉钼矿 Re-Os 等时线^[8] 和铌钽铁矿 U-Pb^[9, 29-30] 等精确定年方法的应用, 确认三号伟晶岩脉锆石年龄为晚三叠世 220~211 Ma, 使世界著名的阿勒泰稀有金属伟晶岩的成岩、成矿年龄进一步厘清, 成岩、成矿年龄框架变得更加清晰^[9, 29-30]。张辉等^[4] 将阿尔泰伟晶岩成矿划分为4个期次: 泥盆纪-早石炭世(403~333 Ma); 二叠纪(275~250 Ma); 三叠纪(248~200 Ma); 侏罗纪(199~157 Ma)(图1

和表1)。杨福全等^[19, 31] 也将其划分为4期成矿作用, 但时限不同: 奥陶纪-早志留世(476~436 Ma), 晚泥盆世(约370 Ma), 二叠纪(296~258 Ma)和三叠纪-侏罗纪(250~151 Ma)。

综合本区超大型、大型伟晶岩矿床精确年龄数据一致表明: 与区内花岗岩成岩高峰期为早泥盆世(约400 Ma)不同, 阿勒泰稀有金属伟晶岩成矿高峰期为三叠纪(250~202 Ma; 表1), 主要分布于琼库尔和中阿尔泰地体中较大的范围(纵深60~80 km)^[4, 31] (图2), 构成了一条重要的中生代稀有金属伟晶岩成矿带。

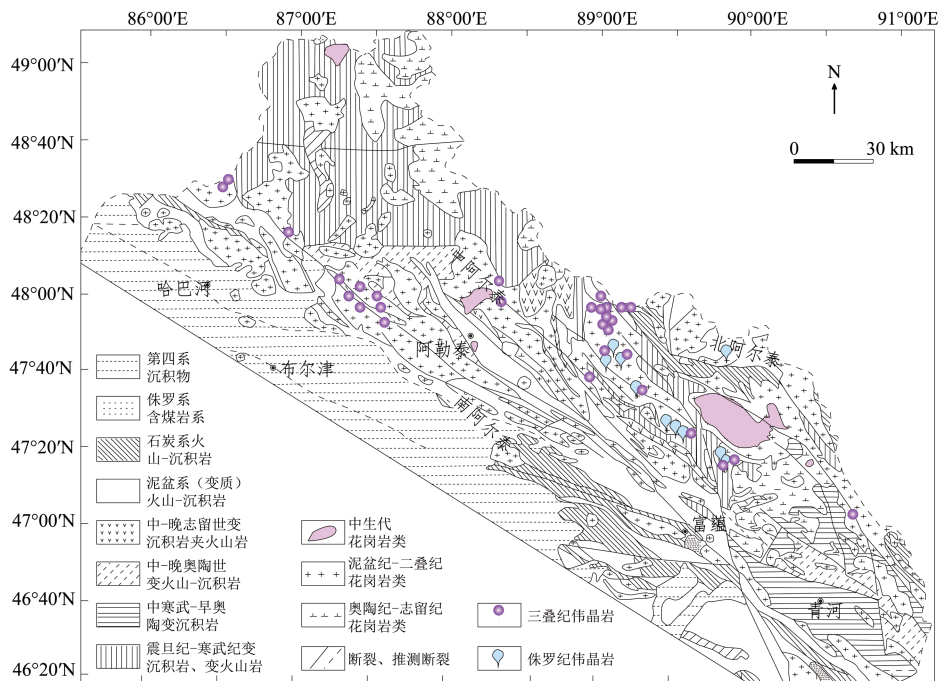


图1 阿尔泰中生代伟晶岩、花岗岩类分布(据张辉等^[4] 修改)

Fig. 1 Distribution of Altay Mesozoic pegmatites and granites(modified after Zhang et al^[4])

表1 新疆阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩成矿年龄

Table 1 Isotopic ages of Altay rare metal pegmatites

伟晶岩	测定矿物	年龄/Ma	方法	文献
可可托海3号脉	锆石	220±9; 198±7; 213±6	SHRIMP U-Pb	[7]
		211.9±3.2; 212.0±4.1; 212.0±1.8; 214.9±2.1	LAICPMS U-Pb	[10]
	辉钼矿	208.8±2.4	Re-Os 等时线	[8]
	铌钽铁矿	218.0±2.0	LAICPMS U-Pb	[9]
205.6±2.6		[30]		
佳木开 Li-Be-Nb-Ta	锆石	212.2±1.7	LAICPMS U-Pb	[22]
虎斯特 Be-Nb-Ta	锆石	244.3±1.1		
切别林 Be	锆石	240.5±1.4		
苇子峡 Be	锆石	248.2±2.2		
阿巴宫 Be-Nb-Ta	锆石	246.8±1.2		

续表

伟晶岩	测定矿物	年龄/Ma	方法	文献
阿斯卡尔特 Be-Nb-Mo	辉钼矿	228.7±7.1	Re-Os 等时线	[25]
		218.6±1.3		[32]
		214.9±1.2		[33]
	锆石	218.2±3.9	LAICPMS U-Pb	[32]
		220.6±1.6		[25]
小虎斯特 Be	锆石	198.5±2.5	LAICPMS U-Pb	[22]
		190.6±1.2		[23]
		195.9±2.4		[23]
库儒尔特 (60号山?)	锆石	180.7±0.5	LAICPMS U-Pb	[22]
别也萨麻斯 Li-Be-Nb-Ta	锆石	151.0±1.8, 157.2±0.5	LAICPMS U-Pb	[18-19]
	铌钽铁矿	160.1±1.1	LAICPMS U-Pb	[21]
卡鲁安 Li	锆石	216.0±2.6	LAICPMS U-Pb	[24]
		223.7±1.8		
		221±15		
		224.6±2.3		
	铌钽铁矿	224.3±2.9	LAICPMS U-Pb	[35]
群库尔 Be-Nb-Ta	锆石	194.3±1.6	LAICPMS U-Pb	[23]
		192.0±2.3		[34]
		191.8±1.4		[23]
		188.3±1.7		[17]
		206.8±1.6, 207.2±1.6		[17,22]
阿祖拜 Be	锆石	215.6±0.9	LAICPMS U-Pb	[34,36]
		201.0±1.3		
		191.6±2.0		
库威-结别科 Be	锆石	200.2±1.9	LAICPMS U-Pb	[4]
		197.3±1.3		
		194.2±1.8		
		192.9±1.5		
阿拉散 Be	锆石	185.0±2.7	LAICPMS U-Pb	[19]
卡鲁安 Li	锆石	191.6±2.0	LAICPMS U-Pb	[24]
		192.6±2.3		
	铌钽铁矿	198.3±2.0		
佳木开 Be-Nb-Ta	锆石	196.1±1.0	LAICPMS U-Pb	[22]
		192.0±2.3		[34]

1.2 侏罗纪是阿尔泰稀有金属伟晶岩重要成矿期

20世纪80—90年代末, Ar-Ar及Rb-Sr等时线方法的应用在伟晶岩获得了一些侏罗纪年龄数据, 如阿祖拜稀有金属-宝石伟晶岩获得Ar/Ar年龄为(154.1±0.1) Ma^[38]; 可可托海3号伟晶岩脉182~169 Ma^[28-29, 38]。锆石、铌钽铁矿U-Pb年龄的获得

确认了阿尔泰稀有金属伟晶岩的侏罗纪成矿年龄(图1, 表1), 例如, 可可托海3号伟晶岩脉的Ⅱ和V~Ⅷ结构带锆石U-Pb年龄为(198.5±4.2)~(186.5±2.0) Ma^[7, 34]; 别也萨麻斯Li伟晶岩锆石U-Pb年龄(157.2±0.5) Ma^[18]、(151.1±1.8) Ma^[19-20]和钽锰矿U-Pb年龄(160.1±1.1) Ma^[21]。

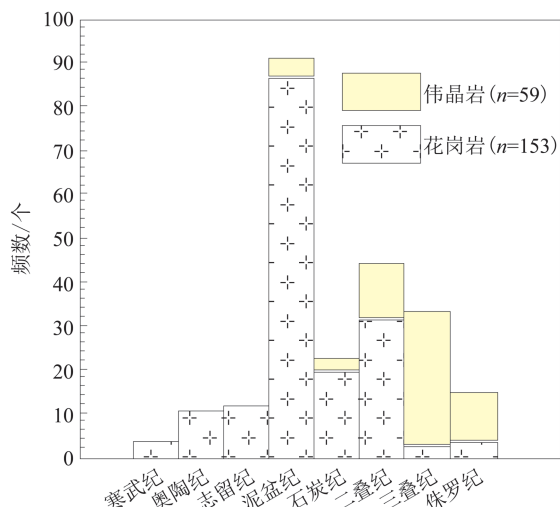


图2 阿尔泰造山带伟晶岩与花岗岩成岩年龄直方图
(据张辉等^[4]修改)

Fig. 2 Isotopic age histogram of Altay pegmatites and granites (modified after Zhang et al^[4])

琼库尔 Be-Nb-Ta 和阿拉散 Be 伟晶岩矿床成矿年龄分别为 194.3 Ma^[23] 和 185 Ma^[19]; 阿祖拜 Be 伟晶岩矿锆石 U-Pb 年龄为 192 和 201 Ma^[4, 34]; 可可托海镇北库儒尔特 (60 号山) 伟晶岩型 Be-Nb-Ta 矿床锆石 U-Pb 年龄 180.7 Ma^[22]; 库威-结别特伟晶岩 Be 矿锆石 U-Pb 年龄 192~200 Ma; 小虎斯特 Li-Be-Nb-Ta 矿床锆石 U-Pb 年龄为 (190.6±1.2) Ma^[22-23]。

上述侏罗纪伟晶岩主要特点是其为小-中型 Be±Li±Nb-Ta 矿床和碧玺宝石矿, 并显示为叠加成矿作用, 即叠加在晚三叠世成矿上, 如可可托海 3 号脉、卡鲁安、阿祖拜等伟晶岩矿床, 而别也萨麻斯、库威-结别特等则为早侏罗世成矿。这些年龄资料确定了侏罗纪是本区伟晶岩的重要成矿期, 具有重要成矿潜力。

1.3 三叠纪、侏罗纪花岗岩具有一定规模

阿尔泰造山带古生代花岗岩规模最大, 出露面积约 2.5 万 km², 约占全区面积 40%。近年来, 单颗粒锆石 U-Pb 年龄测定确认了阿尔泰造山带中的中生代三叠纪花岗岩 (表 2), 如可可托海镇东北阿拉尔晚三叠世黑云母 (钾长或二长) 花岗岩、二云母花岗岩, 面积约 1 300 km², 锆石年龄为 219~210 Ma^[11, 20, 39]; 阿勒泰市东北乌希里克由细粒、中粗粒白云母二长花岗岩组成的霍热木德克岩体 (面积 54 km²) 锆石年龄 (222.3±1.8) Ma, 满克依顶萨依岩体 (面积 32 km²) 锆石年龄 (217.9±2.3) Ma^[13]; 由碱长花岗岩、正长花岗岩

和二长花岗岩组成的辉腾阿尔善岩体 (面积 110 km²) 锆石 U-Pb 年龄为 (203.1±2.1) Ma 和 (202.3±2.2) Ma^[14]。呈小岩株产出的清河阿斯克尔特白云母花岗岩、白云母钠长花岗岩锆石年龄 222.6~219.2 Ma^[25, 32]。此外, 在东天山东戈壁花岗岩斑岩年龄为 (233.2±2.2) Ma, 白山黑云母二长花岗岩 212 Ma, 斑状花岗岩 (237.0±4.7) Ma, 均与斑岩 Mo 矿有关^[40]。

上述岩体均为晚三叠世 (230~202 Ma), 主要岩石类型为黑 (白) 云母二长花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩等富铝、富碱花岗岩。岩体出露总面积约 1 600 km², 约占阿尔泰花岗岩总面积的 6%。

20 世纪 80—90 年代末, Ar-Ar 及 Rb-Sr 等时线方法的应用在本区花岗岩获得了一些侏罗纪年龄数据。如阿勒泰小克兰河东尚克兰白云母钠长石铍钨淡色花岗岩是较典型的稀有金属花岗岩, 出露的 4 个白云母钠长石花岗岩总面积 0.3 km², 其 Rb-Sr 等时线年龄为 (176.1±12.9) Ma 和 (181.9±9.2) Ma^[28, 44]。这些侏罗纪花岗岩多呈岩株产出, 属高演化的淡色花岗岩。其锆石由于 U、Th 含量高而造成明显蜕变或蚀变, U、Pb 不同程度丢失, 难以获得准确年龄。Ar-Ar 年龄可能显示了侏罗纪对晚古生代和三叠纪岩浆岩的改造作用。对上述花岗岩开展的锆石 U-Pb 年龄测定显示了多组年龄, 例如, 小克兰河西侧黑云母二长花岗岩单颗粒锆石年龄为 (203±3) Ma, 12 个颗粒锆石中有 5 个颗粒年龄为 196~158 Ma (平均 181.6 Ma)^[11], 与上述小克兰河东尚克兰 Be、W 淡色花岗岩 Rb-Sr 年龄 181~176 Ma 一致。阿勒泰将军山二云母二长花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (151±2) Ma^[11], 黑云母钾长花岗岩为 (268.3±1.9) Ma^[45]。2021 年陕西省区域地质调查中心测得, 阿拉尔东绿柱石矿围岩阿克沙特二云母花岗岩锆石年龄 195 Ma (1:25 万填图) (表 2)。

蔺新望等^[12]测定了中哈、中俄边境友谊峰木孜他乌岩体, 该岩体位于木孜他乌山、加格尔他乌山一带, 面积约 70 km², 平面呈近等轴状 (北界已出境)。岩体由黑云母花岗岩、斑状黑云母正长花岗岩、白云母正长花岗岩组成。其黑云母钾长花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (198.3±3.8) Ma (表 2)。

阿尔泰造山带南部的喀拉通克地区粗安岩锆石 U-Pb 年龄为 (181.9±0.7) Ma, 这种岩石在区内

表2 新疆北部中生代花岗岩类年龄
Table 2 Isotopic ages of Altay Mesozoic granites

岩体	岩石名称	年龄/Ma	文献
阿拉尔	黑云母花岗岩	232.7±3.4	[10]
	二云母花岗岩	(211±3), (212±2)	[7]
	黑云母花岗岩	211.4±0.8	[20]
	黑云母二长花岗岩	218.7±3.3	[39]
	黑云母钾长花岗岩	210±5	[39]
	似斑状黑云母花岗岩	218.1±1.6	
	中细粒黑云母花岗岩	218.7±1.8	[41]
	似斑状黑云母花岗岩	218.4±1.5	
	中细粒黑云母花岗岩	219.0±1.4	
青河县阿尔沙特	绿柱石矿围岩	216.7±2.8	[12]
	二云母花岗岩	195	[42]
阿勒泰乌希里克辉腾	碱长-二长花岗岩	202.3±2.2	
阿勒泰霍热木德克	白云母二长花岗岩	222.3±1.8	[13-14]
阿尔泰满克依萨顶	白云母二长花岗岩	217.9±2.3	
尚克兰	花岗岩	181.6(5个点), 203±3(12个点)	[11]
	白云母花岗岩	247.5±2.2	[25]
阿斯卡尔特	白云母钠长花岗岩	231.4±2.0	
	白云母钠长花岗岩	219.2±2.9	[32]
	二云母花岗岩	222.6±4.6	
将军山	二云母二长花岗岩	216.7±2.8	[39]
	二云母二长花岗岩	151±2	[11]
友谊峰木孜他乌	黑云母钾长花岗岩	198.3±3.8	[12]
博格达	闪长岩	154.9±1.9	[15]
	二长花岗岩	152.7±1.8	
喀拉通克火山岩	粗安岩	181.9±0.7	[16]
准噶尔盆地西北火山岩	玄武岩	191±14	[43]
准噶尔盆地东北火山岩	流纹岩	197±14	

呈多条潜火山岩岩脉分布^[16]。准噶尔盆地西北及东北基底玄武岩和流纹岩的锆石分别获得(191±14)和(197±14) Ma^[43], 克拉玛依西玄武岩 Ar/Ar 年龄为(192.7±1.3) Ma^[46]。在博格达地区发现了晚侏罗世闪长岩和二长花岗岩, 年龄分别为(154.9±1.9) Ma 和(152.7±1.8) Ma^[15]。东天山白山 Mo(-Re)矿床有关的黑云母斜长花岗岩锆石 U-Pb 年龄为(181±3) Ma^[47]。上述侏罗纪岩浆岩确切年龄为 192~150 Ma, 一些岩体年龄有待进一步精确测定。不同于三叠纪岩浆岩, 侏罗纪岩浆岩既有花岗岩类, 也有火山岩, 岩石类型主要为黑云母钾长花岗岩、闪长岩、粗安岩、流纹岩等, 出露面积较小(表2)。

近年来, 阿尔泰邻区中生代沉积岩中陆续发现侏罗纪岩浆碎屑锆石, 提供了区内中生代岩浆活动的证据。例如, 天山北麓中-新生代沉积地层及准噶尔盆地周缘碎屑锆石年代学研究和源区分析发现, 碎屑物中有大量晚中生代锆石, 其具有明显的震荡环带, 属岩浆锆石, 年龄峰分别为 132、153、161~162、169 Ma, 说明该地区存在一定规模的燕山期岩浆活动。天山地区燕山运动的启动时间限定在约 160 Ma, 即上侏罗统齐古组开始沉积的时代^[48]。

综合上述分析可以确认, 北疆特别是阿尔泰地区, 广泛发育了中生代三叠纪-侏罗纪伟晶岩和花岗质岩浆活动, 伟晶岩在三叠纪达到稀有金属

成矿高峰, 一些高演化的淡色花岗岩岩体出露面积虽小, 但同位素年龄区间大, 如将军山二云母二长花岗岩锆石年龄范围(268.0±1.9)~(151.0±2.0) Ma^[11, 45], 尚克兰白云母钠长花岗岩也具类似特征, 并都形成稀有金属矿化, 可能显示了岩体受到后期岩浆或热液叠加改造, 这为探讨阿尔泰造山带构造动力学演化及三叠纪大规模稀有金属伟晶岩成矿机制和规律提供了重要依据。

2 阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩与花岗岩的关系

如上述, 阿尔泰伟晶岩主要形成于晚古生代-早中生代(也留曼REE-Nb矿床476 Ma, 别也萨麻斯Li-Be-Nb-Ta矿床151 Ma), 主要集中在240~180 Ma, 于三叠纪达到成岩成矿峰值(图1)^[4, 19]。约占阿尔泰面积40%的花岗岩类锆石年龄范围470~150 Ma, 在早泥盆世(约400 Ma)达到成岩峰值(图1)。花岗岩可划分为3个阶段^[11-16]: 早中生代470~440 Ma(中晚奥陶世)和425~360 Ma(晚志留世-晚泥盆世)、晚古生代355~318 Ma(早石炭世)和290~270 Ma(早二叠世)以及早中生代245~150 Ma(中晚三叠世-早侏罗世)。

上述伟晶岩与花岗岩形成年龄对比结果及空间分布关系显示, 阿尔泰伟晶岩和花岗岩具有明显不同于传统花岗岩-伟晶岩成岩、成矿系统的时空关系: 稀有金属伟晶岩与周围花岗岩形成年龄存在显著时差(间断达200 Ma); 中生代稀有金属伟晶岩的产出规模大, 而同时代花岗岩类产出及成岩、成矿规模小、分布零星, 这些特点对用传统花岗岩-伟晶岩模型剖析本区稀有金属伟晶岩成岩、成矿作用和找矿提出了挑战。

2.1 稀有金属伟晶岩形成与赋存花岗岩存在显著时差和地球化学差异

本区多数稀有金属伟晶岩周围很少发育同期的花岗岩类, 伟晶岩形成年龄与围岩花岗岩年龄明显不同, 时差约200 Ma, 地球化学特征也有差异。代表性的伟晶岩有柯鲁木特、卡鲁安、佳木开(图3a), 别也萨麻斯及沙依肯布拉克等(表3)。

围绕哈龙花岗岩基(约600 km²)分布的柯鲁木特-吉得克伟晶岩田、阿拉山伟晶岩田、卡鲁安-阿祖拜伟晶岩田和佳木开-琼库尔伟晶岩田有上万条伟晶岩脉。伟晶岩的锆石、铌钽铁矿年龄为225~192 Ma, 哈龙花岗岩为408~401 Ma, 两者时差约200 Ma; 其Hf同位素组成也明显不同。如

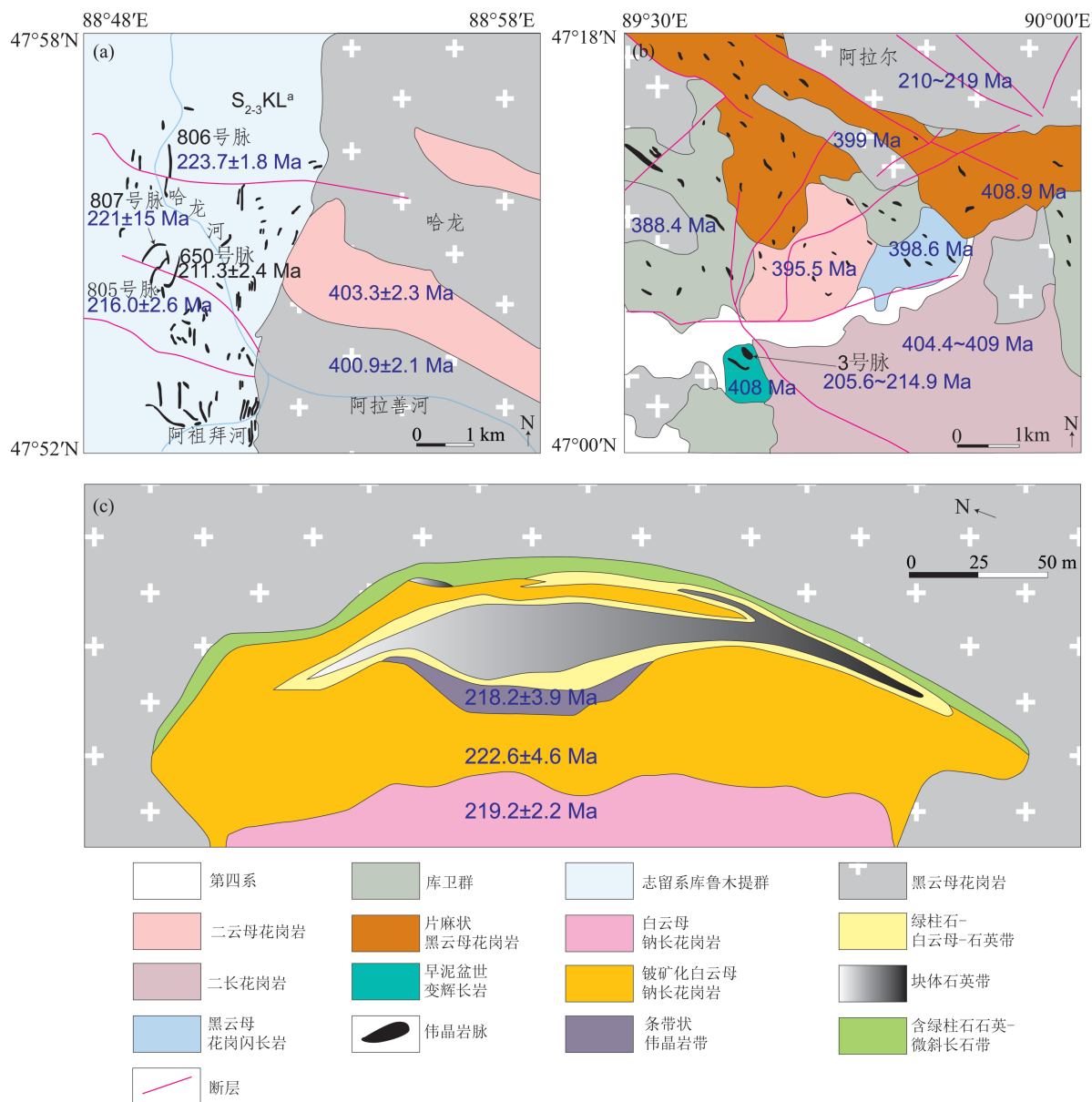
哈龙花黑云母和二云母花岗岩408~401 Ma, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 7.85 \sim 14.95$, 周边的阿祖拜Be矿化伟晶岩215~192 Ma, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -0.6 \sim +6.3$; 佳木开Be-Nb-Ta矿化伟晶岩212~192 Ma, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 0.4 \sim 3.3$; 卡鲁安Li矿化伟晶岩228~211 Ma, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 0.65 \sim 2.50$ ^[22, 24, 34-35, 50]。产于哈龙花岗岩基东吉得克岩体的柯鲁姆特伟晶岩年龄238.3~210.7 Ma, 赋矿黑云母花岗岩(455.6±5.4) Ma, 二云母花岗岩(445.6±5.9) Ma。112号伟晶岩脉 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 0.03 \sim 2.35$, $T_{\text{DM2}} = 1112 \sim 1225$ Ma; 二云母花岗岩、黑云母花岗岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -1.41 \sim 4.13$; $T_{\text{DM2}} = 1172 \sim 1515$ Ma^[17]。别也萨麻斯Li-Be-Nb-Ta伟晶岩形成年龄160~151 Ma(锆石、钽锰矿), 围岩白云母花岗岩449~430 Ma^[16, 18-19], 两者相差近300 Ma; 两者Hf同位素组成也明显不同, 伟晶岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 0.02 \sim 0.68$; 0.62~1.30, 平均为+0.93。二云母二长花岗岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 8.6 \sim 14.9$; 1.35~6.07平均为3.74^[18]。沙依肯布拉克Be伟晶岩201~202 Ma, 矿区花岗闪长岩、中细粒花岗闪长岩锆石年龄分别为406 Ma和531 Ma^[19]。

上述特征表明, 阿尔泰造山带中生代伟晶岩与围岩花岗岩形成年龄之间存在明显间断和物源的明显差异或脱耦, 稀有金属伟晶岩的形成与围岩花岗岩无直接关系^[4, 17, 50], 代表了本区中生代稀有金属伟晶岩的主要特征。本区二叠纪稀有金属伟晶岩也显示了类似特点, 稀有金属伟晶岩成矿时间为275~250 Ma, 峰值在260~250 Ma; 花岗岩年龄为295~265 Ma, 峰值在280~275 Ma, 伟晶岩一般晚于花岗岩约20 Ma。此外, 它们的地球化学特征, 如Hf同位素组成也有明显差异, 暗示了伟晶岩与花岗岩的成岩差异^[4](表4)。

2.2 稀有金属伟晶岩形成与花岗岩的关系存在争议

可可托海3号脉超大型稀有金属伟晶岩与周围花岗岩的关系一直存在争议(图3b)。该伟晶岩的直接围岩辉长岩年龄为408 Ma^[37, 53], 而伟晶岩锆石年龄为220~211 Ma^[7-10]; 周围黑云母二长花岗岩年龄409~404 Ma, 黑云母花岗岩399~388 Ma, 二云母花岗岩396 Ma^[30, 49]; 距三号伟晶岩脉约15 km外的阿拉尔花岗岩基主要由黑云母花岗岩、黑云母二长花岗岩和钾长花岗岩组成(面积约1300 km²), 花岗岩年龄232~210 Ma^[7, 10-11, 39], 与伟晶岩年龄相近, 据此认为三号脉稀有金属矿形成与阿拉尔花岗岩基有关^[8, 27, 54-55]。

但阿拉尔花岗岩与伟晶岩Hf同位素组成明显



(a) 中生代稀有金属伟晶岩与赋存花岗岩存在显著时差和地球化学差异^[24];
 (b) 中生代稀有金属伟晶岩形成与花岗岩的关系存在争议^[4,7-8,10-11,30];
 (c) 中生代稀有金属伟晶岩形成与赋存围岩花岗岩密切相关^[25,32]。

图3 阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩与花岗岩的时空关系

Fig. 3 Temporal and spatial relationship of Altay Mesozoic pegmatites and granites

不同, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分别为 $-4.2 \sim 4.9$ ^[11] 和 $1.25 \sim 2.39$ ^[10]、 $1 \sim 4$ ^[52] (表4), 指示阿拉尔花岗岩源区比三号伟晶岩脉源区具有较多老地壳物质, 这与三号脉边部 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -2.27 \sim 3.12$ 一致^[54]。阿拉尔花岗岩微量元素分异指标也明显区别于世界范围内的高分异花岗岩, 属于低分异的贫瘠花岗岩 (barren granite), 例如, Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值高 (平均值分别为 33.3 和 16.2)、稀有金属含量低 (Li、Be、Nb、Ta 平均分别为 40.7、4.1、17.9 和 1.2 mg/kg) 和钾长

石 K/Rb 比值高 (181~246), 不具备形成稀有金属伟晶岩的潜力。瑞利分馏计算表明, 阿拉尔花岗岩需经由非常高分度的分离结晶 (>99.99%) 才能形成可可托海 3 号伟晶岩脉, 这些特征显然表明它们无成因联系^[4, 52]。目前文献中有关围绕阿拉尔花岗岩体的伟晶岩水平分布的 15 个脉体群^[55], 实际是不同时代伟晶岩空间分布叠合, 例如, 别也萨麻斯、库威脉体群均为侏罗纪伟晶岩群, 与阿拉尔花岗岩无关。

表3 阿尔泰中生代伟晶岩容矿花岗岩体锆石U-Pb年龄
Table 3 Zircon U-Pb isotopic ages for host plutons of Altay rare metal pegmatites

伟晶岩	花岗岩	年龄/Ma	文献
可可托海周边	黑云母二长花岗岩	405.4±1.4	[49]
	花岗岩	409±7, 399±2	[37]
	黑云母二长花岗岩	408.9±1.1	[30]
	黑云母花岗闪长岩	398.6±1.3	
	二云母花岗岩	395.5±1.3	
	黑云母花岗岩	388.4±1.4	
哈龙岩基	花岗岩	397.3±2.4	[34]
	花岗岩	399.7±2.9	[24]
	黑云母花岗岩	400.9±2.1	
	二云母花岗岩	403.3±2.3	
	黑云母花岗岩	407.9±2.3	[50]
阿斯卡尔特	白云母花岗岩	247.5±2.2	[25,32]
		231.4±2.0	
	白云母钠长花岗岩	219.2±2.9	
		222.6±4.6	
克鲁木特	二云母二长花岗岩	216.7±2.8	[39]
	二云母花岗岩	445.6±5.9	[17]
	黑云母花岗岩	455.6±5.4	
沙依肯布拉克	花岗闪长岩	405.6±3.9	[19]
	中细粒花岗闪长岩	531±6.3	
别也萨麻斯 乔拉克赛	白云母花岗岩	449±4.2	[19]
	二云母花岗岩	502±6.3	
大喀拉苏	黑云母花岗岩	256±4	[51]
	黑云母花岗岩	270.4±1.9	[45]
将军山	黑云母碱长花岗岩	268.3±1.9	[45]
	二云母二长花岗岩	151±2	[11]
	辉长岩	280±6	

传统的花岗岩-伟晶岩系统中两者空间关系密切, 花岗岩岩浆的高程度分离结晶形成伟晶岩, 伟晶岩一般在花岗岩的内、外接触带呈带状分布, 成矿伟晶岩多在外接触带, 或在花岗岩岩体顶部连续分布(如本区的阿斯卡尔特花岗岩-伟晶岩Be-Nb-Mo矿床)。花岗质岩浆与伟晶岩空间关系进行了理论模拟计算^[56], 模拟的岩浆房体积10 km×10 km×10 km, 温度800 °C, 围岩温度分别为500和300 °C。模拟计算表明, 花岗岩与伟晶岩距离与伟晶岩分异程度成正比, 即伟晶岩分异程度越高, 两者相距越远, 但伟晶岩与母岩体的距离不超过10 km, 且母岩体不应是小岩体。而LCT型

伟晶岩通常分布于以稀有金属花岗岩母岩为中心的10 km半径范围内^[57], 阿拉尔岩体规模较大, 但其与可可托海3号伟晶岩脉的空间距离约15 km, 超出了理论模拟值范围, 不支持可可托海3号脉与阿拉尔花岗岩的成因联系。

2.3 稀有金属伟晶岩形成与围岩花岗岩密切相关

目前在阿尔泰发现的、具有传统的花岗岩-伟晶岩成岩成矿系统特点的实例以阿斯喀尔特为典型, 伟晶岩和花岗岩均形成Be-Nb-Mo矿床, 是我国典型的大型花岗岩型铍矿床(图3c)。赋矿二云母花岗岩露头面积约5 km², 条带状伟晶岩与白云母钠长石花岗岩呈渐变过渡关系, 分布在岩体

表 4 新疆阿尔泰中生代伟晶岩及相关花岗岩 Hf 同位素组成
Table 4 Hf isotopic compositions of Altay rare metal pegmatites and host granites

伟晶岩	年龄/Ma	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}/Ma	文献
I带 KLP-1	238±3.2	0.282 673~0.282 688	+1.73~+2.26	1 122~1 155	
II带 KLP-2	233	0.282 66~0.282 694	+1.16~+2.35	1 112~1 188	
III带 KLP-3	188	0.282 656~0.282 680	+0.03~+0.88	1 171~1 225	
克鲁姆特 V带 KLP-5	219	0.282 672~0.282 693	+0.21~+0.46	1 122~1 169	[17]
VI带 KLP-6	211	0.282 664~0.282 690	+0.92~+1.82	1 133~1 190	
片麻状二云母花岗岩	446~509	0.282 301~0.282 617	-5.85~+3.67	1 191~1 875	
黑云母花岗岩	456~514	0.282 19~0.282 626	-9.83~+4.13	1 170~2 078	
伟晶岩	151.0±1.8	0.282 696~0.282 716	+0.62~+1.30	739~767	[20]
别也萨马斯 二云母二长花岗岩	449.0±4.2	0.282 2541~0.282 693	+1.35~+6.07	834~1 017	
伟晶岩	157.2. ±0.5		+0.02~+0.62	1 106~1 267	[18]
二云母二长花岗岩	430.6±2.0		+8.6~+14.9	546~992	
卡鲁安伟晶岩	228~211	0.282 627~0.282 708	-0.51~+2.50	1 090~1 276	
佳木开伟晶岩	212~192	0.282 66~0.282 74	+0.4~+3.3	1 028~1 208	[24,34]
阿祖拜伟晶岩	215~192	0.282 63~0.282 83	-0.6~+6.3	833~1 276	
哈龙黑云母和二云母花岗岩	401~403	0.282 81~0.282 96	+9.9~+15.2	423~760	
可可托海 3 号脉伟晶岩	206~220	0.282 676~0.282 706	+1.26~+2.39	1 103~1 159	[10]
阿拉尔 花岗岩	218~219		+1~+4	1 007~1 196	[52]
二长花岗岩	210~216	0.282 529~0.282 784	-4.2~+4.9	940~1 520	[11]
阿斯卡尔特伟晶岩	216~247	0.282 624~0.282 648	-0.45~+0.38	1 231~1 280	[32]
阿斯卡尔特白云母花岗岩	219~222	0.282 643~0.282 696	-0.05~+1.99	1 130~1 298	
将军山碱长花岗岩	268.3±1.9	0.282 447~0.282 763	-6.1~+5.3	1 714~2 439	
大喀拉苏花岗岩	270.4±1.9; 268.3±1.9	0.282 446~0.282 770	-7.0~+5.6	1 579~2 498	[45]
将军山二长花岗岩	150	0.282 691~0.282 896	+0.5~+8.8	740~1 170	[11]
		0.282 899~0.282 922	+4.5~+6.3	510~670	
尚克兰黑云母二长花岗岩	203	0.282 712~0.282 889	+2.1~+8.2	720~1 110	[11]

顶部或边部, 二者的矿物组成基本一致。赋矿花岗岩与伟晶岩年龄一致^[23, 27, 32-33, 40]: 锆石年龄(247.5±2.2) Ma, 白云母钠长花岗岩(231.4±2.0)~(216.7±2.8) Ma; 伟晶岩锆石年龄(220.6±1.6)~(218.2±3.9) Ma, 辉钼矿 Re-Os 模式年龄为(218.6±1.3) Ma, (214.9±1.2) Ma 和(228.7±7.1) Ma。花岗岩与伟晶岩 Hf 同位素组成也相似^[30]: 白云母钠长花岗岩 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=-0.72\sim-1.33$; 矿化白云母钠长花岗岩为 $-0.36\sim-1.99$; 条带状伟晶岩为 $-0.45\sim-0.38$ ^[25]。

此外, 可可托海镇西北的库儒尔特(也称 60 号山、库吉尔特) Li-Be-Nb-Ta 矿床, 其伟晶岩锆石年龄为(180.7±0.5) Ma^[22], 赋矿二云母花岗岩 Rb-Sr (矿物内部等时线) 年龄为 173.1

Ma^[44], 花岗岩与伟晶岩成矿可能有关。大喀拉苏 Be-Nb-Ta 伟晶岩锆石 U-Pb 年龄为 272~231 Ma, 赋矿黑云母花岗岩 248 Ma^[22-23, 29], 两者形成时间相近。

2.4 阿尔泰造山带稀有金属伟晶岩的类型

综合上述伟晶岩与花岗岩的关系及成矿时代和成矿规模巨大等特征, 本区稀有金属伟晶岩可能源于独立的伟晶岩岩浆, 可总称为阿尔泰型, 并划分为 4 种亚类型。① 可可托海 3 号脉型: 为超大型 Li-Be-Ta-Nb-Cs 矿床, 伟晶岩结构分带完整、典型; 远离同时代花岗岩, 成矿为晚三叠世(220~211 Ma)^[4-7], 与赋矿早泥盆世花岗岩(约 400 Ma) 存在显著时差^[30, 49]; ② 卡鲁安型: 为大型 Li-Be-Nb-Ta 矿床, 矿区具有超大型 Li 成矿潜

力, 成矿为晚三叠世 (228~211 Ma), 与赋矿早泥盆世花岗岩 (约 400 Ma) 存在显著时差^[22,24,34-35,50]; ③ 别也萨麻斯型: 为中型 Li-Be-Nb-Ta 矿床, 伟晶岩成矿为晚侏罗世 (160~151 Ma)^[18, 20-21], 与赋矿花岗岩晚奥陶世 (449 Ma) 时差约 300 Ma; ④ 阿斯卡尔特型: 为大型 Be-Nb-Mo 矿床, 伟晶岩与花岗岩空间和成矿连续 (219 Ma^[23] 或 231~229 Ma^[25]), 属花岗岩-伟晶岩成矿系统。

3 与阿尔泰中生代岩浆岩成岩成矿相关的关键科学问题

阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩与花岗岩的时空关系特点决定了必须突破传统的花岗岩-伟晶岩成岩成矿系统模式, 从多因素综合剖析本区稀有金属伟晶岩的成岩、成矿作用的关键科学问题, 建立适于阿尔泰中生代伟晶岩形成的合理模型。

3.1 阿尔泰造山带的构造动力学背景

阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩与周围花岗岩的时间或物质关系脱耦, 如此大规模的稀有金属伟晶岩爆发形成受何种因素控制? 同时代花岗岩产出规模小、空间分布及地球化学特征与伟晶岩明显不同, 是否指示了独立伟晶岩岩浆的存在? 或相关花岗岩在深部隐伏存在? 有关这些问题的关键控制因素是什么?

3.1.1 位于喀纳斯-阿尔泰-青河布格重力梯度带 虽然伟晶岩的形成深度多在上地壳范围 (多在 3.5~5.0 km), 但伟晶岩分布区的构造动力学演化、壳幔结构与成分是探讨伟晶岩和相关花岗岩源区成分及成矿物质来源、演化的重要依据。

阿尔泰伟晶岩区处于喀纳斯湖-阿勒泰-青河布格重力梯度带, 长约 400 km, 宽 60 km。重力异常反映了地壳浅部与深部不同物质密度不均匀和厚度的变化, 是从地表到上地幔组成物质变化的综合反映。该重力梯度带呈北西-南东向延伸, 布格重力异常梯度自南而北均匀下降。南、北地壳厚度变化大, 南薄 (46 km) 北厚 (48 km), 形成了阿尔泰慢坡带, 慢坡陡缓不一, 呈阶梯状。慢坡带地壳性质活泼、莫霍面起伏明显、幔源断裂发育, 可能是本区长期构造活动带的深部因素。加厚的地壳更有利于伟晶岩的成岩成矿, 其显著的地球化学特征是富集 Be、Li、Ta、Nb、W、Sn、Pb、Zn、Cu、Au、Ag 等, 可能为阿尔泰巨型稀有金属伟晶岩带形成提供了有利背景条件^[26, 55, 58]。

3.1.2 古生代构造动力学为陆缘岛弧背景 对阿

尔泰造山带古生代构造动力学背景(属性)一直存在不同认识, 包括被动大陆边缘^[59]、岛弧^[1, 3, 60]、陆缘岛弧^[61]、活动大陆边缘^[62]和增生杂岩体^[63-65]等, 其中活动陆缘或增生楔为主流观点。目前, 本区已积累大量有关变质岩碎屑锆石及岩浆岩中继承锆石年代学、地球化学研究资料^[60, 62, 66-68], 岩浆成因锆石年龄介于 2 800~460 Ma 之间; 其中分布于中阿尔泰块体友谊峰的喀纳斯群中岩浆锆石年龄范围为 858~545 Ma, 以 567~536 Ma 为主, 应属震旦-早寒武世^[67]。分布较广的哈巴河群以 540~460 Ma 为主, 显示为中奥陶世-早泥盆世^[62, 66]。古生代花岗岩中元古代锆石晶核年龄为 1 804~886 Ma, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -15.03 \sim 1.19$, $\delta^{18}\text{O} = 10.87\% \sim 14.78\%$ ^[68]。哈巴河群中的元古代和太古代锆石所占比例很小。

大陆弧主要特点是其火山弧出现在大陆边缘且没有同大陆分离。在大洋板块向大陆板块俯冲过程中, 如果上盘大陆板块出现弧后扩张, 导致原本位于大陆边缘的部分大陆岩石圈从大陆分离, 或出现在大陆架海域, 有时会构成新的俯冲带上盘, 在这些地区形成陆缘岛弧 (continental margin island arcs)。例如, 中生代陆缘岛弧主要分布在太平洋西北缘, 包括千岛群岛、日本-琉球等岛弧^[69]。如上所述, 阿尔泰岩浆弧由大量增生杂岩及变质沉积岩构成, 其碎屑锆石内部结构显示主要为岩浆锆石, 磨圆程度差, 表明以短距离搬运或原地沉积为主。此外, 年轻岩浆锆石 Hf 同位素组成以地幔来源和年轻地壳为主, 表明阿尔泰造山带早古生代处于活动陆缘或者陆缘弧, 应属于古生代期间古亚洲洋俯冲-增生形成的以新生地壳物质为主的陆缘岛弧。其古生代哈巴河群、库鲁姆提群、康布铁堡组、阿勒泰组和红山嘴组地层显示低的 CIA 值 (50~70), ($\text{Fe}_2\text{O}_3^+ + \text{MgO}$)、 TiO_2 含量以及 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ 值, La、Ce 含量及 Th/Sc、La/Sc 值均显示古生代地层碎屑沉积岩主体形成于大陆岛弧背景^[70]。

肖文交等^[71]称阿尔泰主体为古生代期间古亚洲洋俯冲-增生形成的以新生地壳物质为主的日本型岩浆弧, 是一种特殊类型的洋内弧。其前期为安第斯型岩浆弧, 后期由于弧后裂解作用从原来的大陆边缘裂离出来, 并在弧后地区形成具有大洋地壳的弧后盆地。由于包含一些老的碎屑物质及较富集的同位素组成, 曾经长期被认为作为微陆块参与造山演化过程。

综合阿尔泰造山带古生代变质岩、沉积岩和花岗岩的分布及岩石地球化学特点,本区古生代以来经历了活动陆缘、陆缘裂解的陆缘岛弧环境。而古生代晚期洋盆闭合,中生代则进入陆内伸展背景。

3.1.3 中生代构造动力学为陆内伸展背景 对于中亚造山带的最终拼贴时限一致存在较大争议,有晚泥盆世^[72]、晚泥盆至早石炭世^[58, 72]、晚石炭世^[73-75]、二叠纪^[76]、二叠纪末至中三叠世^[77-78]等不同认识。

阿尔泰造山带的三叠纪花岗岩和伟晶岩时限为 230~202 Ma,恰与我国东部的印支运动时限吻合。印支运动使扬子、中朝、塔里木等小陆块拼合在一起。肖文交等^[71]认为,从中生代开始,中亚造山带受到周围构造域强烈的叠加改造影响。例如,特提斯构造域一系列陆块向北漂移并拼贴到欧亚大陆南缘,其挤压应力通过塔里木克拉通传递到天山及以北的区域。从三叠纪开始,伴随古亚洲洋的关闭,新疆北部处于古太平洋和古特提斯洋两个活动陆缘之间的陆内或板内构造环境^[58],阿尔泰三叠纪伟晶岩和以富铝富碱为特征的花岗岩恰是这种陆内伸展背景的产物。

在侏罗纪,全球三大洋(古太平洋、新特提斯洋和蒙古-鄂霍茨克洋)近乎同时扩张。与中亚造山带中部和东部不同,阿尔泰造山带晚中生代燕山运动的启动和发展应与新特提斯构造域洋壳俯冲消减历史和板块汇聚碰撞过程(或远程效应^[79])密切相关。发生于侏罗纪的“燕山运动”这一重要的构造事件对天山及邻区的影响过去虽有报道^[80],但有关该事件在新疆北部的启动时间及相关岩浆活动却很少涉及。朱文斌等^[48]认为,天山及邻区燕山期的构造变形具有多个方向,也是晚中生代东亚多板块汇聚在天山及邻区的具体体现。多板块的汇聚造成了岩石圈增厚^[80],阿尔泰增生造山带中喀纳斯-阿尔泰-青河布格重力梯度厚地壳(46~48 km)可能与这种构造过程有关。

俄罗斯学者^[81-82]认为,阿尔泰山三叠纪花岗岩类与西伯利亚超级地幔柱有关的幔源含矿岩浆活动的时限基本一致,是该地幔柱演化最后阶段的产物;而王登红等^[38]则认为,阿勒泰地区印支期-燕山期与稀有金属有关的白云母花岗岩类的形成与长期活动的化学地幔柱或热点有关。地幔柱和化学地幔柱能带来大量稀有金属。肖序常^[58]认为,新疆北部三叠纪至侏罗纪岩浆岩源于地幔柱

活动。三叠纪晚期到侏罗纪中期,该区发育以准噶尔盆地为中心的地幔柱,幔源岩浆底侵,导致局部地壳熔融,形成了该区具有明显地壳特征的岩浆岩。然而,西伯利亚大火成岩省年龄为(251.2±0.3) Ma,明显早于本区晚三叠纪的花岗岩和伟晶岩。朱永峰^[83]认为新疆的印支-燕山运动可能对应着大陆内部均衡阶段的地质过程。

本文认为,在上述大区域动力学背景下,中亚造山带的最终拼贴时限从西向东存在差异,阿尔泰造山带二叠纪末(约 250 Ma)地壳格架已基本完成。中生代本区进入陆内伸展背景,古生代强烈地壳增生及与古陆壳混合形成的地壳受到改造,发生了大规模岩浆活动,大量花岗岩的形成提高了地壳成熟度,为中生代稀有金属伟晶岩,特别是稀有金属伟晶岩形成提供了有利条件。例如,三叠纪伟晶岩在琼库尔和中阿尔泰地体中皆有产出,侏罗纪伟晶岩则主要产于中阿尔泰地体中,少量产于北阿尔泰地体。

3.2 阿尔泰造山带是全球显生宙最大的增生造山带

阿尔泰造山带所处的中亚造山带是长期多阶段复式增生形成的全球显生宙最大的增生造山带,该过程使亚洲大陆的面积在古生代期间增加了约 530 万 km²,其中约一半的大陆生长来自新生地壳的增生^[64],也是发育年轻地壳最多的造山带^[79, 84-88]。

根据地壳磁场性质、速度结构、莫霍面、康氏面空间状态和地球化学场等诸多因素,阿尔泰地壳属硅铝-镁铁质地壳。该类地壳区构造岩浆活动强烈,侵入岩、火山岩发育,矿种类型多^[58]。

3.2.1 阿尔泰造山带显著的多样性地壳增生 在执行“阿尔泰花岗岩类及其与成矿关系研究”项目(1986—1990)中,我们首先发现了该区花岗岩的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值较高, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值近于 0 或低正值,指示花岗岩源于地壳停留时间很短的年轻地壳,据此将阿尔泰花岗岩类划分为阿尔泰造山系列花岗岩-年轻地壳改造、重熔型花岗岩^[44, 84],代表了增生型造山带的重要特征。国际地质对比计划 IGCP420 项目“显生宙大陆增生:东-中亚地区的证据”(1997—2001)积累的大量数据表明,阿尔泰造山带年龄在 400 Ma 左右的花岗岩占绝对优势,以英云闪长岩和花岗闪长岩为主,化学成分横跨低钾拉斑到中钾和高钾钙碱系列,大量 Sr-Nd 同位素及锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 数据一致表明本区早古生代花岗岩具有富集的同位素组成,而晚古生代花岗岩具有

较为亏损的同位素组成, 总体显示了新生地壳和古老地壳物质的混合作用, 主要源自新生物质源区^[60, 79, 84-87]。

阿尔泰地区花岗岩、沉积岩及片麻岩中分选出来的岩浆成因锆石年龄和 Hf 同位素测定显示^[60], 在~420 Ma 前 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值有正有负, 此后几乎全部为正值。这表明, ~420 Ma 前岩浆主要来自古老物质和新生物质的混合, 之后则以新生物质熔融为其主要生成方式, 可能暗示是洋中脊俯冲驱动大量新生幔源熔体进入岩石圈, 导致该区岩石圈成分在~420 Ma 被强烈改造。

阿尔泰花岗岩 Nd 同位素填图显示^[86], 阿尔泰中部块体岩体的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值较低, Nd 同位素模式年龄 T_{DM2} 为 1.0~1.3 Ga, 暗示存在古老地壳。 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值由北向南增高, 模式年龄变年轻, 显示陆壳向南生长, 中生代时期阿尔泰造山带保留水平增生结构, 没有发生大规模构造块体垂向叠覆。花岗岩锆石 Hf 同位素填图也显示相似结果^[79, 87], 阿尔泰深部物质组成具有中部相对较老, 南侧相对较新的结构。

Şengör 等^[63] 推测中亚造山带可能近 50% 是年轻地壳。根据区内岩浆岩 Nd、Hf 同位素组成的研究, 作者发现中亚增生型造山带核部的阿尔泰造山带地壳在 420~380 Ma 发生了快速增生, 累积生长比例>60%, 达到该区地壳 90%。这种快速增生是非均匀性的, 岩浆作用的爆发和超过 90% 的新生地壳的快速加入在 20~40 Ma 内完成^[87-88]。

阿尔泰造山带南的准噶尔岩浆岩锆石 Hf、O 和全岩 B 同位素组成在 300 Ma 前后显著不同^[89], 准噶尔地壳的生长发生在 300 Ma 之前, 300 Ma 之后的岩浆岩与成熟大陆地壳同位素组成相一致。这些特征表明准噶尔地区在 300 Ma 时从典型的洋内弧地壳转变为成熟的大陆地壳。元素和同位素计算显示, 对于这些 300 Ma 之后的岩浆岩源区含有大于 50% 的火山沉积物^[89]。这种地幔物质转化为陆壳物质机制的揭示也为限定阿尔泰伟晶岩源区性质提供了依据。

本区古生代富碱火成岩、埃达克岩、富铯玄武岩及富镁火成岩的岩石组合和地球化学特征, 显示了地壳增生的多样性^[90]。Xiao 等^[91-92] 提出了中亚造山带西部以多洋盆、多俯冲带、多方向增生的复式增生造山长期演化为特征。阿尔泰造山带陆壳增生的特点对中生代伟晶岩、花岗岩的成岩、成矿提供了有利制约。

3.2.2 强烈的壳幔相互作用 阿尔泰造山带广泛发育古生代中-低压型递增变质带和数个热-构造-片麻岩穹隆^[93-94], 发生的两次高温低压变质作用, 均与壳幔相互作用有关。第一次在早古生代晚期, 变质温度多为 500~750 °C, 压力 2~4 kbar, 低于 Al_2SiO_5 三相点的压力, 变质热梯度可达到 60~150 °C/km^[95]。变质岩中的锆石增生边年龄为~390 Ma^[62, 68], 增生边 Ti 温度计计算结果 ≥ 710 °C, 表明高温低压变质作用与锆石增生时间一致, 发生在中泥盆世 (~390 Ma)^[60], 暗示异常高的热量涌入, 这一现象被解释为洋中脊俯冲^[60] 或者岩石圈地幔减薄^[65] 导致热的软流圈上涌所致。第二次在阿勒泰以东喀拉苏附近超高温变泥质麻粒岩, 其峰期变质条件为压力 8 kbar, 温度 960 °C。锆石 U-Pb 年龄为 (271±5) Ma, 表明阿尔泰造山带南缘超高温变质事件发生于二叠纪, 这种高热流伸展背景可能与二叠纪 (280~270 Ma) 塔里木地幔柱活动有密切关系^[93]。“片麻岩穹隆”是中下地壳热动力过程产生的与岩浆作用 (或混合岩化作用) 密切相关的穹状构造, 它是壳幔相互作用的一种表现形式, 或是“热点”。是大型锂矿田富集的重要构造样式, 这一过程有利于解析含锂伟晶岩脉的生成和锂矿的富集^[96]。

大量以高 Nd 低 Sr 同位素比值为特征的阿尔泰古生代岛弧火山岩、碱性花岗岩以及埃达克岩、富 Nb 玄武岩、高镁安山岩及苦橄岩以及洋脊俯冲, 表明中亚造山带壳幔相互作用强烈^[97-100]。阿尔泰造山带稀有金属伟晶岩成矿高峰期在晚三叠世, 晚于上述古生代两期低压高温变质作用, 但这两期高温变质作用显示了强烈的壳幔相互作用, 使增生楔经受了反复改造, 形成具有成熟大陆地壳结构的块体, 为中生代稀有金属伟晶岩的形成和成矿作用奠定了重要的物质基础。而阿尔泰慢坡带则可能是导致本区长期构造活动的深部因素, 相对稳定和封闭的穹隆构造环境有利于有较强的活动性锂等稀有金属富集成矿。

4 阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩的形成模式

4.1 阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩区别于传统伟晶岩的特征

4.1.1 伟晶岩与赋存花岗岩形成时间存在显著间断和地球化学特征差异 伟晶岩的形成过程十分复杂, 花岗质岩浆经结晶分异产生富挥发分的残

余岩浆-热液(伟晶岩浆)结晶的成因说占据主导地位^[101-103]。伟晶岩与花岗岩具有密切的时空耦合关系,伟晶岩是花岗岩极端分异的产物,花岗岩是伟晶岩的母源^[104-106]。

然而,阿尔泰中生代大型稀有金属伟晶岩田普遍显示了与周围花岗岩的时间和成岩关系脱耦,两者存在显著的时差或间断(长达约200 Ma)(图3)。如可可托海超大型稀有金属三号伟晶岩脉的直接围岩辉长岩和周围花岗岩为泥盆纪(~400 Ma)^[8, 37, 53],而伟晶岩为晚三叠世^[7-10](~200 Ma);克鲁姆特、卡鲁安稀有金属伟晶岩为225~202 Ma,阿祖拜和佳木开稀有金属伟晶岩测得侏罗纪年龄(190~150 Ma),它们赋存的哈龙花岗岩基为400 Ma^[24, 34]。在区域分布上,中生代稀有金属伟晶岩大规模分布,但中生代花岗岩类分布面积小、局限,并与伟晶岩相互分离。重要的是,伟晶岩与同时期花岗岩地球化学特点也明显不同(Hf同位素组成、岩浆分异及成矿微量元素比值指标)。国外也有类似实例,例如伟晶岩周围无过铝花岗岩^[107-108],花岗岩与伟晶岩地球化学特征明显不连续^[109],形成时间间断^[110-111]。例如,世界著名的加拿大Tanco伟晶岩、澳大利亚Greenbush伟晶岩等。这些特点一致表明伟晶岩与赋存花岗岩无成因关系,暗示本区中生代伟晶岩可能来自独立的伟晶岩岩浆。

4.1.2 稀有金属伟晶岩水平分带不典型 传统的花岗岩-伟晶岩系统中,伟晶岩与花岗岩之间存在密切时空关系,物质组成上具有明显演化关系,围绕赋存花岗岩伟晶岩常形成典型水平分带,如加拿大Superprovince(Ontario)、Bernic Lake(Manitoba)地区的太古代伟晶岩(约2 640 Ma),与花岗岩之间时空关系密切、物质组成上明显演化关系,伟晶岩在空间上可划分出不同类型的矿化带^[57]。我国湘鄂赣三省交界的晚中生代仁里超大型花岗伟晶岩型铌钽矿床也具有类似特征,稀有金属伟晶岩围绕晚中生代幕阜山花岗岩呈环状分布,岩体内为伟晶岩型铍矿带→距岩体0~3 km为伟晶岩型铌钽矿带→距岩体3~5 km为伟晶岩型锂铌钽矿带→距岩体5~10 km为石英脉型铍矿带^[112]。幕阜山黑云母二长花岗岩年龄为(154.1±2.5) Ma,白云母二长花岗岩(141.0±2.4) Ma,伟晶岩中铌钽铁矿U-Pb年龄为(140.2±2.3) Ma,独居石Th-Pb年龄(140.7±2.2) Ma,与花岗岩具有密切时空关系。川西甲基卡超大型锂辉石伟晶岩

矿床也具有典型的水平分带,以同时代的马颈子二云母花岗岩为中心,伟晶岩向外可划分为5个带,最外为石英脉带^[113]。这种伟晶岩与花岗岩的密切时空关系构成了典型的花岗岩-伟晶岩成岩成矿系统。

阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩的水平分带一般不典型或不完整。如晚三叠世-侏罗纪卡鲁安-阿祖拜伟晶岩由早泥盆世哈龙花岗岩向外划分为4个带^[24],I带为矿化或无矿,II和III带为主要成矿带,IV带为石英脉。可可托海超大型稀有金属伟晶岩三号脉呈现复杂景象,岩脉主体具有典型的内部分带,从核心到边缘可划分为9个共生-结构带,呈近同心环状,成为世界伟晶岩完整分带的典型,被国内外学者广泛接受。但该区伟晶岩的空间分布却十分复杂。许多学者按照花岗岩-伟晶岩系统的水平分带规律划分本区的伟晶岩分带,例如,栾世伟等^[55]认为阿拉尔花岗岩与可可托海3号伟晶岩脉和脉体群密切相关,将该岩体周边的15个伟晶岩脉体群划分为内带、中带、外带和最外带。认为4个带的矿物、稀有金属元素组合呈规律性变化,伟晶岩由低级演变为高级,由单脉变为分支复合,交代作用变强。但随着本区花岗岩和伟晶岩成岩精确年龄的测定,该区不同岩性花岗岩和伟晶岩的成岩时间完全打破了原来的格局,三号脉周围的花岗岩从黑云母花岗闪长岩、英云闪长岩到黑云母二长花岗岩锆石U-Pb年龄集中于405~388 Ma^[8, 37],属早泥盆世,而远离三号脉、位于其东北方向的阿拉尔花岗岩年龄为218~210 Ma^[10-11]。在这些岩体中还分散分布有侏罗纪200~151 Ma花岗岩(如阿尔沙特二云母花岗岩^[42]及库儒尔特、库威-结别特、别也萨麻斯伟晶岩)^[4]。侏罗纪阿尔沙特划在了I带,库儒尔特和别也萨麻斯划在了III带,库威-结别特划在了IV带。此外,与传统伟晶岩主要成矿分布在花岗岩-伟晶岩水平分带的中间带不同,本区规模最大的稀有金属伟晶岩矿床三号脉分布在外带(III带)。可见,围绕阿拉尔花岗岩的稀有金属伟晶岩显示了三叠纪和侏罗纪伟晶岩的交叉分布。

由上述特点可见,阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩形成不同于传统的单一花岗岩-伟晶岩成岩系统,暗示了本区伟晶岩岩浆的特殊性。

4.2 阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩的源区属性

除了考虑阿尔泰伟晶岩所处的宏观地球物理场和构造背景演化外,还应从形成伟晶岩的源区

物质地球化学组成及成岩成矿过程建立阿尔泰中生代伟晶岩区形成的新模式。

4.2.1 贫 Th-Pb 地球化学块体 Pb 同位素除用于示踪、确定成岩和成矿物质来源外, 还具有很强的构造块体与区域性特征。特定构造块体与成矿区带上不同类型的矿种与不同矿床类型的 Pb 同位素组成存在差异。然而, 新疆北部的矿石 Pb 同位素组成有很小的变化范围, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.94\sim 18.20$ (平均 18.07 ± 0.10); $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.49\sim 15.63$ (平均 15.57 ± 0.10); $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.67\sim 38.15$ (平均 37.95 ± 0.20), 构成了一个独立的、相对贫 Th-Pb 铅同位素省, 与我国大陆其他构造区明显不同, 具有火山岩、化学沉积与碎屑岩三组分混合特征, 可能表明该区地壳从地幔分异出来的时间较晚, 上下地壳的分异不明显^[114]。

王中刚等^[44]报道了区内相似的花岗岩和伟晶岩中钾长石 Pb 同位素组成。可可托海 3 号脉和那森恰伟晶岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.160\sim 17.495$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.455\sim 15.477$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.705\sim 37.847$; 12 个花岗岩样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.999\sim 18.398$ (平均 18.249), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.487\sim 15.605$ (平均 15.562), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.809\sim 38.410$ (平均 38.156)。童英等^[51]对区内较典型的同造山 (21 个样) 和后造山 (27 个样) 不同类型的花岗岩以及相伴生的基性岩 (6 个样) 进行长石 Pb 同位素的测定, 结果显示花岗岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.997\sim 18.921$, 平均值为 18.269 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.460\sim 15.599$, 平均值为 15.528 , $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.661\sim 38.262$, 平均值为 37.954 ; 其 μ 值为 $9.19\sim 9.71$, 集中于 $9.30\sim 9.60$, 与典型的壳源花岗岩明显不同。这些特点明显不同于上地壳、下地壳和深海沉积物, 而与洋岛玄武岩 OIB 和岛弧玄武岩相似。与花岗岩同时代的伴生基性岩 Pb 同位素也具有相似的特征, 说明两者可能具有相似的物源特征, 即幔源组分。

通过中亚造山带内蛇绿岩的 Pb 同位素研究, Liu 等^[115]认为, 与特提斯地幔域相比, 古亚洲洋地幔域存在长期的低 Th/U 储集库, 两个构造域不同的岩浆-构造过程最终导致了 Pb 同位素组成的差异。

4.2.2 富 Li、Be、Nb 等稀有金属的地球化学块体 阿尔泰区大桥幅和富蕴幅 1:20 万区域化探资料显示, 阿尔泰镇小区志留系变质碎屑岩 Li、Zr、Th 和泥盆系地层 Nb、Y 为区域背景值的 1.5~2.0 倍。在上述两幅图的各地层小区中, 地层时代由老到

新, 元素富集作用增强, 并在中泥盆统和下石炭统达到高峰。在奥陶纪、泥盆纪片麻岩中富集 Zr、La、Th、Nb、Li、Sn 和 U 等, 在片岩中富集 Li、La、Th、Zr、W 和 Nb 等。可以看出, 在阿尔泰造山带早古生代变质岩中均富集 Li、Nb 等稀有金属^[116]。

王中刚等^[44]报道区内不同时代花岗岩 Li、Be、Nb、Ta 等元素定量分析 (约 600 个样) 得到的平均值分别为 55、6.2、15 和 2.8 mg/kg。Nb 和 Ta 平均值与全球花岗岩相近, Li 和 Be 明显高于后者 (分别为 30 和 5 mg/kg)^[117]。

在中蒙跨境阿尔泰地区开展的 1:100 万地球化学填图, 覆盖面积约 30 万 km², 获得了高质量 Be 地球化学数据及其图件^[118]。结果表明, 中国境内 Be 中位值 (1.99 mg/kg), 平均值 (2.14 mg/kg), 高于蒙古国中位值和平均值, 表明中国境内 Be 平均含量高于蒙古国。阿尔泰构造带 Be 元素总体含量变化范围是 1.29~4.79 mg/kg, 中位值和平均值分别是 1.96 和 2.18 mg/kg; 阿尔泰南缘弧盆系 Be 含量范围 1.36~5.26 mg/kg, 中值 2.03 mg/kg, 平均值 2.28 mg/kg; 邻区东、西准噶尔弧盆系 Be 含量范围 1.26~3.12 mg/kg, 中位值和平均值分别是 1.86 和 1.95 mg/kg; 准噶尔地块 Be 含量范围 1.41~3.06 mg/kg, 中位值为 2.07 mg/kg, 平均值为 2.11 mg/kg。这些特点表明, 阿尔泰南缘弧盆系及阿尔泰构造带显著富集 Be 元素, 大量稀有金属伟晶岩矿床也产在该构造带内。圈定了 8 个异常区并优选出 6 个地球化学省, 其中可可托海、柯鲁木特、库卡拉盖等中大型稀有金属矿床及其外围存在地球化学省, 为该区寻找稀有金属矿床提供重要选区。阿尔泰锂地球化学省 (Li01) 异常面积约 25 km², 异常内锂含量均值 70.9 mg/kg, 异常浓集中心显著, 该异常是重要的花岗伟晶岩型稀有金属成矿带之一^[119]。

根据上述朱炳泉等^[114]提出的北疆独立的、不同于我国其他陆块的贫 Th-Pb 地球化学省, 以及 2003 年提出的地球化学急变带概念, 结合区域化探资料, 本文认为该区应是西伯利亚与准噶尔板块之间的岩石圈以稀有金属 Li、Be 为代表的地球化学边界。

4.3 阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩的壳幔混合源区

阿尔泰中生代伟晶岩锆石的 Hf 同位素组成资料显示 (表 4, 图 4), 三叠纪伟晶岩 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为近于 0 的低正值, 主要集中在 0.0~2.5 之间, 少数为负值 (-0.60, -0.45)。模式年龄较年轻, T_{DM_2} 为

0.75~1.28 Ga。侏罗纪伟晶岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值低于三叠纪, 多为近于 0 的低正值 (一个负值 (-0.6)), 变化范围大于三叠纪伟晶岩, 介于 0.02~6.3 之间, Hf 模式年龄最低 T_{DM2} (0.833~1.298 Ga)。

目前, 区内中生代花岗岩的 Hf 同位素数据很少, 仅有阿拉尔、阿斯卡尔特、尚克兰和将军山花岗岩, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围较大 (-4.2~8.8), T_{DM2} 为 0.52~1.34 Ga^[11, 25, 32]。与同期伟晶岩相比, 阿斯卡尔特花岗岩-伟晶岩型稀有金属矿床的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值基本一致, 分别为 -0.72~1.33 和 -0.36~1.99, 显示了花岗岩-伟晶岩系统的特点, 但可可托海 3 号

脉伟晶岩与同时期阿拉尔花岗岩有一定差异, 阿拉尔二长花岗岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 -4.2~4.9, 三号伟晶岩脉为 1.25~2.39^[10-11, 52]。

阿尔泰稀有金属伟晶岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄图 (图 4) 显示, 侏罗纪伟晶岩除个别样品较高外, 大多数样品 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值较低, 三叠纪伟晶岩低于或近于侏罗纪伟晶岩, 趋近于球粒陨石演化线分布, 二叠纪最高。总体反映了阿尔泰中生代伟晶岩较晚古生代伟晶岩源区存在较多的古老地壳物质, 为壳-幔混合源区, 显示了增生型地壳的显著特点。

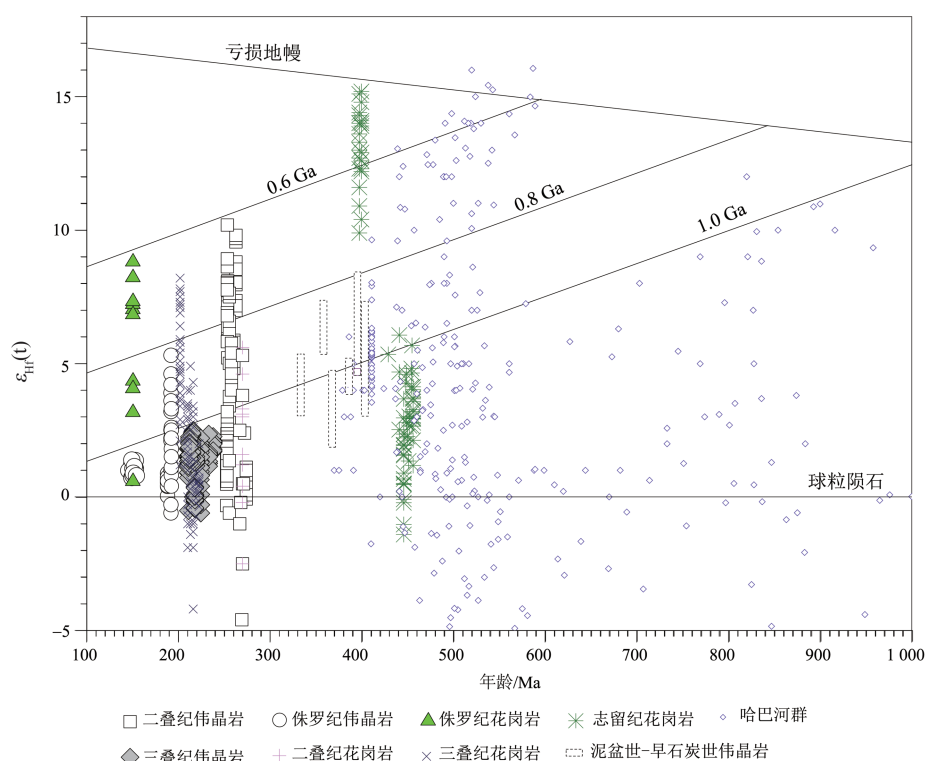


图 4 阿尔泰稀有金属伟晶岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄图 (据文献 [4,17] 略有修改)

Fig. 4 Zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs age diagram of the Altay rare metal pegmatites (modified after references [4,17])

对阿尔泰花岗岩的 Nd 同位素填图也显示了类似特点^[79, 86]。伟晶岩大量分布的阿尔泰中部块体和北山中南部花岗岩具有低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-6~-1) 和老的 T_{DM} (1.7~1.0 Ga), 表明阿尔泰深部物质组成具有中部相对较老, 南侧相对较新的结构, 说明 Nd 同位素揭示的“中老南新”的地壳深部物质结构是客观存在。例如, 三叠纪阿拉尔、霍热木德克、辉腾、满克依顶萨依等花岗岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 皆为近于 0 的负值, 范围 -3.9~-0.3^[11-13], $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.701 16~0.713 20, 绝大多数 < 0.710。俄罗斯阿尔泰中生代花岗岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-5~-2)。北疆阿尔泰侏罗纪花岗岩 Nd、Hf 同位素组成数据很少, 将

将军山二云母二长花岗岩 (151 Ma) 的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 1.0~5.2, 其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 1~8^[11]; 60 号山 (库儒尔特, 180.7 Ma)^[22] 的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7071$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -3.85$ ^[34]。显然, 该地区中生代早期花岗岩以壳-幔混合源为特点。

邻区准噶尔 300 Ma 之后的岩浆岩锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 非常高、全岩 $\delta^{11}\text{B}$ 值低, 与成熟大陆地壳同位素组成一致, 其源区含有大于 50% 的火山沉积物^[89]。这些特征也表明中生代的岩浆岩源区具有壳-幔混合特征。

根据稀土元素及 Sr、Nd 同位素组成, 模拟计算表明阿尔泰古生代黑云母花岗岩源区物质由亏

损地幔与年轻地壳以3:2比例混合组成, 中生代花岗岩, 如60号山二云母花岗岩、尚克兰钠长花岗岩的源区年轻地壳约占50%, 而亏损地幔所占比例降低^[84]。

Li同位素组成与岩浆分异程度、伟晶岩类型无关, ${}^6\text{Li}$ (丰度低, 7.6%) 偏向于保留在固相中, 而 ${}^7\text{Li}$ (丰度高, 92.4%) 易于进入流体中。阿尔泰清河贫Li伟晶岩的Li同位素组成分析提供了源区岩石学成分特点^[120], 它明显富集重Li同位素($\delta^7\text{Li}=4.1\%\sim 14.5\%$), Li含量低(3.6~50 mg/kg), 与区内片岩、花岗岩及全球富Li伟晶岩明显不同(片岩 $\delta^7\text{Li}=0.9\%\sim 3.0\%$, Li=24~123 mg/kg; 花岗岩 $\delta^7\text{Li}=0.9\%\sim 3.0\%$, Li=24~70 mg/kg; 全球富Li伟晶岩 $\delta^7\text{Li}=-1.0\%\sim 10\%$, Li>500 mg/kg)。模拟实验表明, 源区富黑云母可导致贫Li伟晶岩一般比富Li伟晶岩富 ${}^7\text{Li}$, 加拿大Little Nahanni伟晶岩^[121]、法国中央高原伟晶岩^[111]以及川西甲基卡、西昆仑白龙山Li伟晶岩也显示类似特征^[121-122]。这表明贫Li伟晶岩源区以黑云母为主(超过白云母), 它贫助熔组分Li、Na、B、F、 CO_3^{2-} 和 HCO_3^- , 为杂砂岩质或泥质岩, 形成于贫水、富硅酸盐熔体; 而富Li伟晶岩源区为富白云母的片岩, 富含上述助熔组分, 形成于富水、贫硅酸盐的超临界流体^[123]。清河贫Li伟晶岩不是花岗岩高程度分异演化的产物^[120]。目前, 本区仅对清河贫Li伟晶岩的Li同位素组成开展了研究^[120], 所反映的源区矿物组成特点可作为阿尔泰富Li伟晶岩源区的参考。

4.4 阿尔泰中生代稀有金属伟晶岩的成岩过程

阿尔泰中生代伟晶岩与赋存花岗岩明显的成岩时间差异表明它们无成因联系。国外一些学者提出几乎所有暴露在地表的伟晶岩脉均与深部的花岗岩体有成因联系^[124-125], 对同一区内没有母花岗岩存在的孤立伟晶岩, 提出了其母花岗岩埋藏于深部的假设^[101, 106]。Dill^[126-127]认为用地球物理测量和钻孔样品可排除花岗质母岩埋藏在深部, 如中欧的Hagendorf-Pleystein伟晶岩田。然而, 世界范围内的大多数伟晶岩的母岩并未得到证实, 其中包括著名的加拿大Tanco伟晶岩、澳大利亚Greenbush伟晶岩。

Webster等^[124]研究了德国Erzgebirge的稀有矿化伟晶岩, 并在石英中找到了较多含硅酸盐子晶的熔融包裹体, 其成分与稀有矿化伟晶岩的总体成分相当, 表明自然界存在有一种特殊的、富含

稀有金属的伟晶岩浆。

上述精确定年和Hf及少量Li同位素组成资料显示, 阿尔泰中生代伟晶岩与花岗岩的形成时代和(或)物源解耦, 表明伟晶岩不是花岗质岩浆分异演化晚期的残余岩浆结晶的产物, 而是造山后加厚的不成熟地壳物质在伸展减压背景下发生小比例部分熔融(深熔)形成的独立伟晶岩^[4, 128], 称为阿尔泰型伟晶岩。对中亚造山带俄罗斯阿尔泰^[129], 美国阿利根尼造山带^[130]、欧洲海西造山带^[126-127, 131]和格林威尔造山带^[132]的研究都提出了伟晶岩为深熔成因的认识。

4.4.1 由变泥质岩脱水部分熔融形成 伟晶岩熔体组成类似于含 H_2O 花岗岩, 传统研究认为伟晶岩与花岗岩同源, 是花岗岩分异演化的产物。实验表明, 在2~3 kbar(约6.5~10 km), $(680\pm 20)^\circ\text{C}$ ^[133](花岗岩低共熔温度), 或 $(700\pm 50)^\circ\text{C}$ ^[134](伟晶岩液相线温度)水饱和条件下, 泥质岩发生小比例部分熔融可直接形成独立的伟晶岩岩浆。与Li-Be-Nb-Ta-Cs矿床相关的伟晶岩为LCT型伟晶岩^[101], 以过铝质, 富含B、Be、Li、P、碱质(Na、K), 贫Fe、Mg、Ca为特征, 这意味着LCT伟晶岩很可能是由泥质岩深熔形成。

Shearea等^[135]总结了成矿花岗岩和相关伟晶岩形成的3个端员模型: 均一的花岗质岩浆连续结晶模型、不同程度部分熔融模型和成分明显不同的源区的部分熔融(部分熔融程度相同)。伟晶岩中稀有元素的极端富集可部分用富挥发分的岩浆中-高程度(70%~90%)分离结晶模拟, 但部分熔融对控制明显不同岩浆类型的挥发分和不相容元素含量也很重要。第二种模型更适于阿尔泰伟晶岩形成, 即不同成分变沉积岩的低程度部分熔融(~10%)可形成稀有金属伟晶岩, 而高程度(20%~40%)部分熔融可作为成分不同花岗岩的母岩浆。

如上所述, 阿尔泰中生代伟晶岩的Hf同位素组成源区显示存在较多古老地壳物质, 具有增生型地壳的显著特点。已有资料表明, 震旦-早寒武世的喀纳斯-库威群^[67]和中奥陶-早泥盆世哈巴河群^[66]是本区最主要的变质岩, 它们主要由云母片岩和粉砂岩、页岩和夕线石-石榴子石片麻岩等组成。哈巴河群变质岩Hf同位素组成指示其主要源自活动陆缘火成岩剥蚀物^[66], 被认为是阿尔泰伟晶岩源区的主要岩石^[17]。目前缺少有关喀纳斯-库威群的地球化学资料, 但据其岩石学主成分特征

与哈巴河群类似,因此,可将它们均作为阿尔泰伟晶岩的最可能源区物质。

本区古生代显著地壳增生及多次高温低压的变质作用^[93],使上述源区物质受到反复热异常改造,形成了本区特征的稀有金属地球化学块体,为中生代伟晶岩形成及大规模稀有金属成矿奠定了基础。

此外,本区稀有金属伟晶岩普遍存在与直接花岗岩围岩时差约 200 Ma,可能暗示了阿尔泰古生代花岗岩也可能做为中生代伟晶岩的源区之一,花岗岩的低程度部分熔融形成了伟晶岩熔体。

根据模拟实验资料,地壳物质的深熔作用主要有 2 种类型^[136]:注水熔融(fluid-fluxing / fluid present melting)和脱水熔融(dehydration / fluid-absent melting)。脱水熔融所形成的熔体成分与喜马拉雅淡色花岗岩相似,而注水熔融形成的熔体成分为奥长花岗岩。与脱水熔融相比,注水熔融形成的熔体地球化学特点是 Ca、Sr、Ba、Zr、Hf、Th、LREE 和 Zr/Hf 较高, Rb、Nb、Ta、U 和 Rb/Sr、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 较低^[137]。

综合上述分析,阿尔泰伟晶岩具有与脱水熔融相似的地球化学特征,应是喀纳斯群、哈巴河群云母片岩在下地壳(6~10 kbar, $\leq 750\text{ }^{\circ}\text{C}$)条件下云母脱水、云母片岩发生低程度(<10%)部分熔融形成(图 5)。

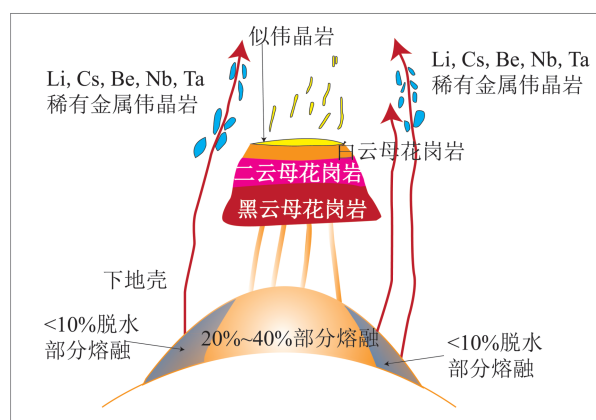


图 5 阿尔泰稀有金属伟晶岩形成模式图(据文献[135]修改)

Fig. 5 Petrogenesis model of the Altay Mesozoic pegmatites (revised after reference [135])

4.4.2 形成于熔体-流体共存系统 石英流体包裹体测温结果表明,阿尔泰三叠纪稀有金属伟晶岩温度为 $600\sim 416\text{ }^{\circ}\text{C}$, 压力为 $350\sim 266\text{ MPa}$, 对应的侵位深度 $8.4\sim 11.8\text{ km}$, 与 Černý (1991)^[101] 提出的 LCT 型伟晶岩相似 ($200\sim 400\text{ MPa}$), 比区内

二叠纪伟晶岩的侵位深度 $11.4\sim 14.5\text{ km}$ 浅^[138]。其形成的温压条件不同于 London (2008)^[139] 的资料,侵位深度也明显大于金兹堡等 (1979)^[140] 提出的稀有金属伟晶岩侵位深度 ($3.5\sim 7.0\text{ km}$), 表明阿尔泰伟晶岩初始岩浆来源较深。这有利于挥发分的富集,降低了岩浆的固相线温度,有利于岩浆充分的分异演化和稀有金属元素在残余熔体中的富集成矿,在空间上形成完整的共生-结构分带。如上述,中生代阿尔泰稀有金属伟晶岩具有非常典型、完整的呈近同心环状共生-结构带,这些结构带矿物组成、地球化学特点及同位素精确定年的研究资料,为探讨稀有金属伟晶岩的成矿过程提供了重要依据。具有最完整结构分带 (I~IX) 的可托海 3 号脉,其 I~IV 带为外部带, V~IX 带为内部带。朱金初等^[141] 对三号脉各结构带的包裹体综合研究,在边壳带和 I、III 带发现硅酸盐熔融包裹体, IV~VII 带的锂辉石和绿柱石中发现流体-熔体包裹体,流体包裹体出现在 VI 带和 IX 带的矿物中,认为外带是富水但水不饱和的伟晶岩浆,内带在晶体相、熔体相和流体相三相并存的条件下,即岩浆-热液过渡阶段结晶形成的;最内 IX 带是在热液早阶段从高温富硅酸盐溶质的超临界流体中晶出。在卡鲁安伟晶岩 805、806 和 807 号脉的石英、锂辉石中包裹体中, B 型 (含液相 CO_2 包裹体) 与 A2 型 (熔体-流体) 包裹体共存,也指示这些伟晶岩的形成经历了岩浆-热液过渡阶段^[138]。这与稀有金属伟晶岩是在超临界状态下硅酸盐熔体与热液流体完全混熔形成的实验结果一致^[142]。

可托海 3 号伟晶岩脉中 I~VI 带磷灰石稀土组成呈典型 M 型稀土四分组效应,磷灰石是典型的全配分型矿物,其成分反映了赋存系统的成分特点,因此,其稀土四分组效应指示稀有金属伟晶岩的熔体-流体共存特征^[143-146]。其外带 (IV 带) 锆石的稀土组成也具有四分组效应,特别是 HREE 部分,脉体中背散射和阴极发光图中弱和均匀发光、无明显震荡环带的锆石具有岩浆锆石与热液锆石过渡特征,均指示伟晶岩形成于岩浆熔体-热液流体共存体系^[147]。柯鲁木特 112 号大-中型 Li-Nb-Ta 伟晶岩脉 I 带和 II 带为岩浆阶段,锆石稀土组成未显示四分组效应, III~V 带锆石呈现显著的 M 型四分组效应,显示了岩浆-热液共存特征^[148]。

伟晶岩中各结构带的贯通性矿物云母和长石的微量元素成分由外带向内带呈规律性变化,可

可可托海3号脉云母由白云母系列向锂白云母(V~VII带)、锂云母(VIII带)系列演化;钾长石具有低K/Rb、K/Cs比值由外带向内带降低,FeO、Li、Rb、Cs、F、Ta含量明显呈震荡式增加,表明体系由外部带以熔体为主的阶段进入以熔流体为主内部带^[149]。

电气石的微量元素组成可以有效地约束成岩与成矿的温度、压力和氧逸度等。三号脉早期结构带(I~IV带)中电气石为黑电气石-锂电气石系列,无明显成分带,为岩浆成因;而伟晶岩晚期结构带(V~VII带)中电气石为锂电气石,显示振荡环带,形成于岩浆-热液过渡阶段体系^[150]。

Li、Be活动性特点为伟晶岩的形成和成矿提供了信息,在流体中Li是中等不活动元素,Be是相对不活动的,但在硅酸盐熔体中是活动的,因此,Be迁移主要受控于硅酸盐熔体,而非富水流体^[151]。富水硅酸盐熔体交代地幔过程中,Li的明显富集并伴随Be的加入^[152]。阿尔泰以Li、Be为代表的大规模伟晶岩稀有金属成矿是伟晶岩系统中熔体-流体共存的产物。

伟晶岩不同结构带的同位素年龄精确测定提供了其成矿系统地球化学特点演化过程的时序。如可可托海3号伟晶岩,从外带(I、II和IV带)到内带(V、VII带),同位素年龄(锆石、铌钽铁矿、辉钼矿)从220 Ma变化到209 Ma,而早侏罗世年龄(198.7~183 Ma)主要出现在内带的V和VIII带,少数出现在外带的II带(186 Ma)(表1)。可见,形成超大型稀有金属伟晶岩矿床的成矿系统应是经历了长时间的演化,其成矿系统从早期以熔体为主经熔体-流体共存最终演化为热液阶段;已有的研究显示,可可托海3号脉成矿的岩浆阶段延续了约8 Ma(220~211.9 Ma),熔体-流体共存延续约5 Ma(214.9~210.7 Ma),热液阶段延续约12 Ma(198.5~186 Ma),而从岩浆阶段演化到热液阶段则延续约35 Ma(220~186 Ma)(表1)。这种长时间尺度的成矿作用应是长时间结晶分异并受到早侏罗世成矿作用叠加的结果,II、IV和VI带白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar坪年龄分布为(179.7±1.1)、(182.7±1.0)和(181.8±1.1) Ma以及三号脉周围侏罗纪伟晶岩产出(库威-结别特、库儒尔特、别也萨麻斯等)提供了证据(表1)^[4, 153]。对具有大-中型Li-Be-Nb-Ta成矿规模的柯鲁姆特112号伟晶岩脉的6个结构带进行了系统的锆石年龄测定和地球化学研究也显示了类似的特征^[17], I、II、

III、V和VI带年龄分别为238.3、233.5、188.3、218.8和210.7 Ma(表1),包裹体特征显示I和II带为岩浆阶段,III~V带为岩浆-流体共存阶段,而VI带则为流体阶段。表明该矿床从岩浆阶段到热液阶段经历了约50 Ma(238.3~188.3 Ma),期间,受到早侏罗世成矿作用的叠加。Lv等(2012)^[17]认为该伟晶岩的岩浆-热液过程经历了约28 Ma(238.3~210.7 Ma),而热液过程经历了约22 Ma(210.7~188.3 Ma)。

花岗岩-伟晶岩稀有金属成矿系统的长时间演化主要集中于花岗岩。湖南仁里超大型伟晶岩铌钽矿床与幕阜山花岗岩密切相关,花岗岩和伟晶岩精确定年资料显示,从花岗闪长岩演化到二云母二长花岗岩延续了约20 Ma(151~130 Ma)^[112, 154-155],伟晶岩成矿年龄与二云母二长花岗岩和白云母花岗岩一致(130 Ma)^[156]。

综上所述,阿尔泰型伟晶岩的主要特征是成矿规模巨大,伟晶岩与赋矿花岗岩存在显著时差,它远离同时代花岗岩且地球化学特征差异显著,源于增生型造山带陆内伸展背景下新生地壳物质与变泥质岩混合源低程度部分脱水熔融形成的独立岩浆,经历高程度分离结晶的熔体-流体共存系统结晶而成;此外,阿尔泰型伟晶岩成矿系统一般延续较长时间,和/或受到另一期成矿作用叠加,这是阿尔泰型伟晶岩的另一个重要特征,也是其形成大型-超大型稀有金属伟晶岩矿床的重要条件。

5 一些尚待深入研究的重要科学问题

深入开展阿尔泰中生代伟晶岩与花岗岩类时空分布、稀有金属成矿作用特征及控制因素研究,是本区稀有金属成矿与找矿的关键科学问题,其内容至少包括以下6个方面:

- 1) 阿尔泰造山带晚三叠世稀有金属伟晶岩大规模爆发成矿的关键控制因素(宏观的,微观的)。
- 2) 与广泛分布的中生代稀有金属伟晶岩同时代花岗岩的产出规模小、分布零散,是否指示了独立伟晶岩岩浆的存在?或与伟晶岩有关的花岗岩隐伏在深部?除同位素年龄数据外,如何区分深熔伟晶岩与花岗岩-伟晶岩成岩、成矿系统?
- 3) 中生代(主要为三叠纪和侏罗纪)岩浆岩(重点是花岗岩类)的分布范围、岩石地球化学特点及成矿潜力。
- 4) 系统开展伟晶岩与相关花岗岩时空关系的研究,如伟晶岩在赋存花岗岩体中的位置(顶部、

内接触带、外接触带),伟晶岩与花岗岩 Li、B、Ba、Hf 同位素组成的对比研究;伟晶岩、花岗岩中贯通性矿物(如钾长石和云母等)和特征副矿物(如磷灰石和锆石等)微量元素特征的对比研究等。

5) 加强伟晶岩分布区岩石圈三维结构与物性探测。阿尔泰伟晶岩的形成深度多在上地壳范围(8~12 km),但阿尔泰造山带的深部,特别是伟晶岩密集分布构造单元的壳幔结构、物质组成是探讨伟晶岩及相关花岗岩源区成分、成矿物质来源及演化的重要依据,应加强研究,并利用大数据挖掘新、旧物化探数据的新信息。

6) 加强与邻区俄罗斯、哈萨克斯坦和蒙古中生代花岗岩类及其成矿作用的对比研究^[157-158]:中国阿尔泰山和俄罗斯阿尔泰山均属于阿尔泰山脉的组成部分,地理上互相连接,地质上具有相似的古生代演化史。在俄罗斯阿尔泰山发育以花岗岩岩株和岩脉型 W-Mo、Li-Ta 为主的稀有金属矿床,时限为晚三叠世和早侏罗世;而中国阿尔泰山则发育以花岗伟晶岩脉型 Li-Be-Nb-Ta 为主的稀有金属矿床,时限从晚三叠世到晚侏罗世。花岗岩成矿规模较小,研究程度低。目前确切的中生代花岗岩稀有金属矿床仅为阿斯卡尔特 Be-Nb-Mo 及 60 号山 Li-Be-Nb-Ta 矿床^[4, 25, 32-33]。将军山及尚克兰等稀有金属矿化淡色花岗岩的成岩显示为晚二叠世-侏罗纪年龄^[11, 28, 44-45]。因此,应加强它们之间的对比研究,为深入探讨阿尔泰中生代花岗岩与伟晶岩之间的成岩、成矿关系及中生代

花岗岩成矿潜力及找矿提供重要依据。

6 结 语

1) 阿尔泰造山带发育了世界罕见的 10 万余条伟晶岩脉,在晚三叠世稀有金属成矿达到高峰。三叠纪、侏罗纪花岗岩出露面积小,呈点状与同时代伟晶岩分离分布,稀有金属成矿弱。

2) 阿尔泰造山带古生代构造动力学背景属陆缘岛弧(或日本型岛弧),早古生代地壳增生显著、壳幔相互作用强烈,花岗岩类广泛产出;造山带内分布多个富稀有金属地球化学省。这些特点为形成中生代陆内伸展背景下大规模伟晶岩形成和稀有金属成矿奠定了基础。

3) 阿尔泰中生代伟晶岩可称为阿尔泰型稀有金属伟晶岩,其显著特点是伟晶岩与赋存花岗岩成岩存在显著时差(间断达 200 Ma);稀有金属伟晶岩的产出规模大,但同时代的花岗岩类分布零星,成岩、成矿规模小,空间上远离同时代成矿伟晶岩;Hf 同位素组成及成矿地球化学参数与伟晶岩明显不连续。阿尔泰型伟晶岩是由增生型造山带造山后陆内加厚的不成熟地壳与变泥质古老地壳物质混合、低程度(<10%)脱水部分熔融(深熔)形成独立伟晶岩岩浆,经岩浆、岩浆-热液和热液阶段较长时间(几到十几,甚至几十百万年)高程度分离结晶的熔体-流体共存系统,形成稀有金属伟晶岩。花岗岩岩浆分异演化形成伟晶岩的传统模型可能不适于阿尔泰伟晶岩。

参考文献:

- [1] WINDLEY B F, KRÖNER A, GUO J, et al. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution[J]. *Journal of Geology*, 2002, 110: 719-737.
- [2] XIAO W J, WINDLEY B F, BADARCH G, et al. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implications for the growth of Central Asia[J]. *Journal of the Geological Society*, 2004, 161: 339-342.
- [3] WINDLEY B F, ALEXEIEV D, XIAO W J, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Journal of Geological Society*, 2007, 164: 31-47.
- [4] 张辉,吕正航,唐勇.新疆阿尔泰造山带中伟晶岩型稀有金属矿床成矿规律、找矿模型及其找矿方向[J]. *矿床地质*, 2019, 38(4): 792-814.
- [5] BROUSSOLLE A, SUN M, SCHULMANN K, et al. Are the Chinese Altai "terrane" the result of juxtaposition of different crustal levels during Late Devonian and Permian orogenesis? [J] *Gondwana Research*, 2019, 66: 183-206.
- [6] 肖文交,舒良树,高俊,等.中亚造山带大陆动力学过程与成矿作用[J]. *新疆地质*, 2008, 26(1): 4-8.
- [7] WANG T, TONG Y, JAHN B M, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Altai No. 3 pegmatite, NW China, and its implications for the origin and tectonic setting of the pegmatite[J]. *Ore Geology Reviews*, 2007, 32: 325-336.
- [8] 刘锋,张志欣,李强,等.新疆可可托海 3 号伟晶岩脉成岩时代的限定:来自辉钼矿 Re-Os 定年的证据

- [J]. 矿床地质, 2012, 31(5): 1111-1118.
- [9] CHE X D, WU F Y, WANG R C, et al. In situ U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite by LA-ICP-MS [J]. *Ore Geology Reviews*, 2015, 65: 979-989.
- [10] 陈剑锋,张辉,张锦煦,等. 新疆可可托海3号伟晶岩脉锆石 U-Pb 定年、Hf 同位素特征及地质意义[J]. *中国有色金属学报*, 2018, 28(9): 1832-1844.
- [11] WANG T, JAHN B M, KOVACH V P, et al. Mesozoic intraplate granitic magmatism in the Altai accretionary orogeny, NW China: implications for the orogenic architecture and crustal growth [J]. *American Journal of Science*, 2014, 314: 1-42.
- [12] 蔺新望,张亚峰,王星,等. 新疆阿尔泰友谊峰地区木孜依乌岩体锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. *西北地质*, 2017, 50(3): 83-91.
- [13] 田红彪,陈有炘,何峻岭,等. 阿尔泰地区霍热木德克花岗岩体年代学、地球化学特征及构造意义[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2017, 44(1): 94-108.
- [14] 陈有炘,高峰,裴先治,等. 新疆阿尔泰地区辉腾花岗岩体年代学、地球化学特征及构造意义[J]. *岩石学报*, 2017, 33(10): 3076-3090.
- [15] 刘松柏,窦虎,张为民,等. 准噶尔东北亚克拉铜矿地区侏罗纪粗安岩的分析及地质意义[J]. *地质论评*, 2018, 64(6): 1519-1529.
- [16] 刘松柏,窦虎,李海波,等. 新疆东天山博格达地区晚侏罗世中酸性侵入岩的发现、锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *地质通报*, 2019, 38(2/3): 288-294.
- [17] LV Z H, ZHANG H, TANG Y, et al. Petrogenesis and magmatic - hydrothermal evolution time limitation of Kelumute No. 112 pegmatite in Altay, Northwestern China: evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes[J]. *Lithos*, 2012, 154: 374-391.
- [18] 吕正航,张辉,唐勇. 新疆别也萨麻斯L1号伟晶岩脉 Li-Nb-Ta 矿床与围岩花岗岩成因关系研究[J]. *矿物学报*, 2015(Suppl): 323.
- [19] 杨富全,张忠利,王蕊,等. 新疆阿尔泰稀有金属矿地质特征及成矿作用[J]. *大地构造与成矿学*, 2018, 42(6): 1010-1026.
- [20] 丁建刚,杨成栋,杨富全,等. 新疆阿尔泰别也萨麻斯稀有金属矿床含矿伟晶岩与花岗岩围岩成因关系[J]. *地球科学与环境学报*, 2020, 42(1): 71-85.
- [21] 何哈哈,艾尔肯·吐尔孙,王登红,等. 新疆别也萨麻斯矿区钽锰矿的矿物学特征及其 TIMS U-Pb 定年[J]. *岩矿测试*, 2020, 39(4): 609-619.
- [22] 任宝琴,张辉,唐勇,等. 阿尔泰造山带伟晶岩年代学及其地质意义[J]. *矿物学报*, 2011, 31(3): 587-596.
- [23] 秦克章,申茂德,唐冬梅,等. 阿尔泰造山带伟晶岩型稀有金属矿化类型与成岩成矿时代[J]. *新疆地质*, 2013, 31(Suppl): 1-7.
- [24] 马占龙,张辉,唐勇,等. 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[J]. *地球化学*, 2015, 44(1): 9-26.
- [25] 刘文政,张辉,唐红峰,等. 新疆阿斯喀尔特铍钼矿床中铪钼矿 Re-Os 定年及成因意义[J]. *地球化学*, 2015, 44(2): 145-154.
- [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.
- [27] 邹天人,张相宸,贾富义,等. 论阿尔泰3号伟晶岩脉的成因[J]. *矿床地质*, 1986, 5(4): 34-48.
- [28] 陈富文,李华芹,王登红. 中国阿尔泰造山带燕山期成岩成矿同位素年代学新证据[J]. *科学通报*, 1999, 44(11): 1142-1147.
- [29] ZHOU Q F, QIN K Z, TANG D M, et al. LA-ICP-MS U-Pb zircon, columbite-tantalite and ^{40}Ar - ^{39}Ar muscovite age constraints for the rare-element pegmatite dykes in the Altay orogenic belt, NW China [J]. *Geology Magazine*, 2018, 158(3): 707-728.
- [30] 闫军武,刘锋,申颖,等. 新疆可可托海伟晶岩田岩浆活动时限与伟晶岩形成[J]. *地球学报*, 2020, 41(5): 663-674.
- [31] 杨富全,张志欣,刘国仁,等. 新疆中亚造山带三叠纪矿床地质特征、时空分布及找矿方向[J]. *矿床地质*, 2020, 39(2): 197-214.
- [32] 王春龙,秦克章,唐冬梅,等. 阿尔泰阿斯喀尔特 Be-Nb-Mo 矿床年代学、锆石 Hf 同位素研究及其意义[J]. *岩石学报*, 2015, 31(8): 2337-2352.
- [33] 丁欣,李建康,丁建刚,等. 新疆阿斯喀尔特 Be-Nb-Mo 矿床 Re-Os 同位素年龄及地质意义[J]. *桂林理工大学学报*, 2016, 36(1): 60-65.
- [34] ZHANG X, ZHANG H, MA Z L, et al. A new model for the granite-pegmatite genetic relationships in the Kaluan-Azubai-Qiongkuer pegmatite-related ore fields, the Chinese Altay [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, 124: 139-155.
- [35] FENG Y, LIANG T, ZHANG Z, et al. Columbite U-Pb Geochronology of Kalu'an lithium pegmatites in Northern Xinjiang, China: implications for genesis and emplacement history of rare-element pegmatites [J]. *Minerals*, 2019, 9(8): 456.
- [36] 周天怡. 中国新疆阿祖拜伟晶岩型海蓝宝石成因研究[D]. 北京:北京大学,2015.
- [37] WANG T, HONG D W, JAHN B M, et al. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai mountains, Northwest China:

- Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogeny[J]. *The Journal of Geology*, 2006, 114: 735-751.
- [38] 王登红,陈毓川,徐志刚,等. 阿尔泰成矿省的成矿系列与成矿规律[M]. 北京:原子能出版社,2002.
- [39] 张亚峰,蔺新望,郭岐明,等. 阿尔泰南缘可可托海地区阿拉尔花岗岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学特征及其源区意义[J]. *地质学报*, 2015, 89(2):339-354.
- [40] 吴云辉,熊小林,赵太平,等. 新疆东戈壁斑岩型 Mo 矿辉钼矿 Re-Os 年龄和成矿岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *大地构造与成矿学*, 2013, 37(4): 743-753.
- [41] 刘宏. 新疆阿尔泰阿拉尔花岗岩地球化学特征及其与可可托海 3 号脉演化关系[D]. 昆明:昆明理工大学,2013.
- [42] 彭素霞,程建新,丁建刚,等. 阿尔泰阿拉尔岩体周缘花岗岩序列与伟晶岩成因关系探讨[J]. *西北地质*, 2015, 48(3):202-213.
- [43] 郑建平,王方正,成中梅,等. 拼合的准噶尔盆地基底:基底火山岩 Sr-Nd 同位素证据[J]. *地球科学*, 2000, 25(2):179-185.
- [44] 王中刚,赵振华,邹天人. 阿尔泰花岗岩类地球化学[M]. 北京:科学出版社,2013. 743-753.
- [45] LIU Y L, ZHANG H, TANG Y, et al. Petrogenesis and tectonic setting of the Middle Permian A-type granites in Altay, northwestern China: Evidences from geochronological, geochemical, and Hf isotopic studies[J]. *Geological Journal*, 2018, 53(2): 527-546.
- [46] 徐新,陈川,丁天府,等. 准噶尔西北缘早侏罗世玄武岩的发现及地质意义[J]. *新疆地质*, 2008, 26(1): 9-16.
- [47] 李华芹,吴华,陈富文,等. 东天山白山钼钨矿区燕山期成岩成矿作用同位素年代学证据[J]. *地质学报*, 2005, 79(2):249-255.
- [48] 朱文斌,王富军,曹远远,等. 天山及邻区燕山期构造岩浆事件[J]. *地质学报*, 2020, 94(5): 1331-1346.
- [49] 刘锋,曹峰,张志欣,等. 新疆可可托海近 3 号脉花岗岩成岩时代及地球化学特征研究[J]. *岩石学报*, 2014, 30(1):1-15.
- [50] 刘涛,田世洪,王登红,等. 新疆卡鲁安硬岩型锂矿床花岗岩与伟晶岩成因关系:锆石 U-Pb 定年、Hf-O 同位素和全岩地球化学证据[J]. *地质学报*, 2020, 94(11):3293-3334.
- [51] 童英,王涛,洪大卫,等. 中国阿尔泰造山带花岗岩 Pb 同位素组成特征:幔源成因佐证及陆壳生长意义[J]. *地质学报*, 2006, 80(4):517-528.
- [52] 张辉,刘宏. 新疆可可托海 3 号伟晶岩脉是阿拉尔花岗岩岩浆演化晚期的产物?[J]. *矿物学报*, 2013, 33(Suppl 2):279.
- [53] CAI K D, SUN M, YUAN C, et al. Keketuohai mafic-ultramafic complex in the Chinese Altai, NW China: Petrogenesis and geodynamic significance[J]. *Chemical Geology*, 2012, 294: 26-41.
- [54] 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.
- [55] 栾世伟,毛玉元,范良明. 可可托海地区稀有金属成矿与找矿[M]. 成都:成都科技大学出版社,1996.
- [56] BAKER D R. The escape of pegmatite dikes from granitic plutons: constraints from new models of viscosity and dike propagation[J]. *The Canadian Mineralogist*, 1998, 36(2):255-263.
- [57] 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(1/2/3/4): 1-30.
- [58] 肖序常. 中国新疆地壳结构与地质演化[M]. 北京:地质出版社,2010.
- [59] 何国琦,韩宝福,岳永军,等. 中国阿尔泰造山带的构造分区和地壳演化[J]. *新疆地球科学*, 1990(2): 9-20.
- [60] SUN M, YUAN C, XIAO W J, et al. Zircon U-Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai: progressive accretionary history in the early to middle Paleozoic[J]. *Chemical Geology*, 2008, 247(3): 352-383.
- [61] 牛贺才,于学元,许继峰. 中国新疆阿尔泰晚古生代火山作用及成矿[M]. 北京:地质出版社,2006.
- [62] LONG X P, SUN M, YUAN C, et al. Detrital zircon age and Hf isotopic studies for metasedimentary rocks from the Chinese Altai: Implications for the Early Paleozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Tectonics*, 2007, 26(5): TC5015.
- [63] SENGOR, CELAL A M, NATAL'IN, et al. Turke-type orogeny and its role in the making of the continental crust[J]. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 1996, 24:263-337.
- [64] CAI K D, SUN M, YUAN C, et al. Geological framework and Paleozoic tectonic history of the Chinese Altai, NW China: A review[J]. *Russian Geology and Geophysics*, 2011, 52: 1619-1633.
- [65] JIANG Y D, SCHULMANN K, KRÖNER A, et al.

- Neoproterozoic–Early Paleozoic Peri–Pacific accretionary evolution of the Mongolian collage system: insights from geochemical and U–Pb zircon data from the Ordovician sedimentary wedge in the Mongolian Altai[J]. *Tectonics*, 2017, 36(11): 2305–2331.
- [66] LONG X P, YUAN C, SUN M, et al. Detrital zircon ages and Hf isotopes of the early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, NW China: New constraints on depositional age, provenance and tectonic evolution [J]. *Tectonophysics*, 2010, 180(1): 213–231.
- [67] 王星, 蔺新望, 赵端昌, 等. 阿尔泰北部喀纳斯群碎屑岩锆石U–Pb同位素年龄及其意义[J]. *西北地质*, 2016, 49(3): 13–27.
- [68] 张鑫, 曲正钢. 中国阿尔泰基底性质研究: 锆石Hf–O同位素证据[J]. *矿物学报*, 2020, 40(5): 529–538.
- [69] 徐义刚, 王强, 唐功建, 等. 弧玄武岩的成因: 进展与问题[J]. *中国科学: 地球科学*, 2020, 50(12): 1818–1844.
- [70] 沈瑞峰, 张辉, 唐勇, 等. 阿尔泰造山带古生代地层的地球化学特征及其对沉积环境的制约[J]. *地球化学*, 2015, 44(1): 43–60.
- [71] 肖文交, 宋东方, WINDLEY B F, 等. 中亚增生造山过程与成矿作用研究进展[J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49(10): 1512–1545.
- [72] XU B, CHARVET J, CHEN Y, et al. Middle Paleozoic convergent orogenic belts in western Inner Mongolia (China): framework, kinematics, geochronology and implications for tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt [J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(4): 1342–1364.
- [73] CHARVET J, SHU L S, LAURENT-CHARVET S. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates[J]. *Episodes*, 2007, 30(3): 162–186.
- [74] 高俊, 龙灵利, 钱青, 等. 南天山: 晚古生代还是三叠纪碰撞造山带?[J]. *岩石学报*, 2006, 22(5): 1049–1061.
- [75] LI J. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo–Asian Ocean and subduction of the Paleo–Pacific plate[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2006, 26(3/4): 207–224.
- [76] HAN B F, HE G Q, WANG X C, et al. Late carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan–Yili terranes in the western segment of the South Tianshan Orogen, Central Asia, and implications for the Northern Xinjiang, western China[J]. *Earth–Science Reviews*, 2011, 109(3/4): 74–93.
- [77] XIAO W J, WINDLEY B F, HUANG B C, et al. End–Permian to mid–Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2009, 98(6): 1189–1217.
- [78] XIAO W, WINDLEY B F, HAN C, et al. Late Paleozoic to early Triassic multiple roll–back and oroclinal bending of the Mongolia collage in Central Asia [J]. *Earth–Science Reviews*, 2018, 186: 94–128.
- [79] 王涛, 董英, 李舫, 等. 阿尔泰造山带花岗岩时空演变、构造环境及地壳生长意义——以中国阿尔泰为例[J]. *岩石矿物学杂志*, 2010, 29(6): 595–618.
- [80] 董树文, 张岳桥, 李海龙, 等. “燕山运动”与东亚大陆晚中生代多板块汇聚构造——纪念“燕山运动”90周年[J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49(6): 913–938.
- [81] DOBRETSOV N L. Mantle plumes and their role in the formation of anorogenic granitoids[J]. *Geologiya i Geofizika*, 2003, 44(12): 1243–1261.
- [82] POTSELUEV A A, BABKIN D I, KOTEGOV V I. The Kalguty complex deposit, the Gornyy Altai: Mineralogical and geochemical characteristics and fluid regime of ore formation[J]. *Geology of Ore Deposits*, 2006, 48(5): 384–401.
- [83] 朱永峰. 新疆的印支运动与成矿[J]. *地质通报*, 2007, 26(5): 510–519.
- [84] 赵振华, 王中刚, 邹天人, 等. 阿尔泰花岗岩REE及O、Pb、Sr、Nd同位素组成及成岩类型[M]//涂光炽. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京: 科学出版社, 1993: 230–239.
- [85] JAHN B, WU F, CHEN B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic[J]. *Episodes*, 2000, 23(2): 82–92.
- [86] WANG T, JAHN B, KOVACH V P, et al. Nd–Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Lithos*, 2009, 110(1/2/3/4): 359–372.
- [87] 王涛, 黄河, 宋鹏, 等. 地壳生长及深部物质架构研究与问题: 以中亚造山带(北疆地区)为例[J]. *地球科学*, 2020, 45(7): 2326–2344.
- [88] TANG G, WANG Q, WYMAN D A, et al. Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Evidence from late Carboniferous adakites and high–Mg diorites in the western Junggar re-

- gion, northern Xinjiang (west China) [J]. *Chemical Geology*, 2010, 277(3/4): 281–300.
- [89] TANG G J, WANG Q, WYMAN D A. et al. Crustal maturation through chemical weathering and crustal recycling revealed by Hf-O-B isotopes [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 524: 115709.
- [90] 赵振华, 王强, 熊小林, 等. 新疆北部晚古生代地壳增生方式的多样性—来自富碱火成岩及埃达克岩 [M]//中国科学院地球化学研究所和广州地球化学研究所. 郭承基院士纪念文集. 广州: 广东科技出版社, 2007: 110–124.
- [91] XIAO W J, HAN C M, YUAN C, et al. Transitions among Mariana-, Japan-, Cordillera- and Alaska-type arc systems and their final juxtapositions leading to accretionary and collisional orogenesis [J]. *Geological Society London Special Publications*, 2010, 338: 35–53.
- [92] XIAO W, ZHANG L, QIN K, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of central Asia [J]. *American Journal of Science*, 2004, 304(4): 370–395.
- [93] SCHULMANN K, PATERSON S. Asian continental growth [J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(12): 827–829.
- [94] 全来喜, 陈义兵, 徐义刚, 等. 阿尔泰超高温变泥质麻粒岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. *岩石学报*, 2013, 29(10): 3435–3445.
- [95] WEI C, CLARKE G, TIAN W, et al. Transition of metamorphic series from the kyanite- to andalusite-types in the Altai orogen, Xinjiang, China: Evidence from petrography and calculated KMnFMASH and KFMASH phase relations [J]. *Lithos*, 2007, 96(3/4): 353–374.
- [96] 许志琴, 王汝成, 赵中宝, 等. 试论中国大陆“硬岩型”大型锂矿带的构造背景 [J]. *地质学报*, 2018, 92(6): 1091–1106.
- [97] 陈毓川, 刘德权, 王登红, 等. 新疆北准噶尔苦橄岩的发现及其地质意义 [J]. *地质通报*, 2004, 23(11): 1059–1065.
- [98] 张海祥, 年贺才. 新疆北部晚古生代埃达克岩, 富铌玄武岩组合: 古亚洲洋板块南向俯冲的证据 [J]. *高校地质学报*, 2004, 10(1): 106–113.
- [99] 王强, 赵振华, 许继峰, 等. 天山北部石炭纪埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 岛弧玄武岩: 对中亚造山带显生宙地壳增生与铜金成矿的意义 [J]. *岩石学报*, 2006, 22(1): 11–30.
- [100] 赵振华, 王强, 熊小林, 等. 新疆北部的富镁火成岩 [J]. *岩石学报*, 2007, 23(7): 1696–1707.
- [101] ČERNÝ P. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis [J]. *Geoscience Canada*, 1991, 18: 68–81.
- [102] ČERNÝ P, ERCIT T S. The classification of granitic pegmatites revisited [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2005, 43(6): 2005–2026.
- [103] ČERNÝ P, LONDON D, NOVÁK M. Granitic pegmatites as reflections of their sources [J]. *Elements*, 2012, 8(4): 289–294.
- [104] 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.
- [105] HULSBOSCH N, HERTOGEN J, DEWAELE S, et al. 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 [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 132: 349–374.
- [106] LONDON D. Ore-forming processes within granitic pegmatites [J]. *Ore Geology Reviews*, 2018, 101: 349–383.
- [107] SIMMONS W B S, WEBBER K L. Pegmatite genesis: state of the art [J]. *European Journal of Mineralogy*, 2008, 20(4): 421–438.
- [108] SIMMONS W B, FOORD E E, FALSTER A U, et al. Evidence for an anatectic origin of granitic pegmatites, western Maine, USA [J]. *Geol Soc Amer Ann Mtng Abstr Prog*, 1995, 27: A411.
- [109] MARTINS T, RODA-ROBLES E, LIMA A, et al. Geochemistry and evolution of micas in the Barroso-Alvão pegmatite field, Northern Portugal [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2012, 50(4): 1117–1129.
- [110] 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.
- [111] DEVEAUD S, MILLOT R, VILLAROS A. The genesis of LCT-type granitic pegmatites, as illustrated by lithium isotopes in micas [J]. *Chemical Geology*, 2015, 411: 97–111.
- [112] 文春华, 罗小亚, 陈剑锋, 等. 湘东北幕阜山地区燕山期岩浆演化与稀有金属成矿的关系 [J]. *中国地质调查*, 2019, 6(6): 19–28.
- [113] 付小方, 袁蔺平, 王登红, 等. 四川甲基卡矿田新三

- 号稀有金属矿脉的成矿特征与勘查模型[J]. 矿床地质, 2015, 34(6): 1172-1186.
- [114] 朱炳泉, 陈民杨, 毛存孝, 等. 新疆北部铅同位素省及部分层控矿床成因与化探评价[M]//涂光炽. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京: 科学出版社, 1993: 39-52.
- [115] LIU X, XU J, XIAO W, et al. The boundary between the Central Asian Orogenic belt and Tethyan tectonic domain deduced from Pb isotopic data [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 113: 7-15.
- [116] 黄守民, 崔燮祥. 新疆阿尔泰东部区域地球化学特征及成矿地质条件[J]. 新疆地质, 1999, 17(2): 137-144.
- [117] TAYLOR S R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1964, 28(8): 1273-1285.
- [118] 刘汉粮, 聂兰仕, 王学求, 等. 中蒙跨境阿尔泰地区铍区域地球化学特征[J]. 地质与勘探, 2019(1): 95-102.
- [119] 王学求, 刘汉粮, 王玮, 等. 中国锂矿地球化学背景与空间分布: 远景区预测[J]. 地球学报, 2020, 41(6): 797-806.
- [120] 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.
- [121] 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.
- [122] FAN J, TANG G, WEI G, et al. Lithium isotope fractionation during fluid exsolution: Implications for Li mineralization of the Bailongshan pegmatites in the West Kunlun, NW Tibet [J]. *Lithos*, 2020, 352: 105236.
- [123] 侯江龙, 李建康, 张玉洁, 等. 四川甲基卡锂矿床花岗岩体 Li 同位素组成及其对稀有金属成矿的制约[J]. 地球科学, 2018, 43(6): 2042-2054.
- [124] WEBSTER J D, THOMAS R, RHEDE D, et al. Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(13): 2589-2604.
- [125] FUERTES-FUENTE M, MARTIN-IZARD A, BOIRON M C, et al. P-T path and fluid evolution in the Franqueira granitic pegmatite, central Galicia, northwestern Spain [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2000, 38(5): 1163-1175.
- [126] DILL H G. The Hagendorf-Pleystein Province: the center of pegmatites in an ensialic orogeny [M]. Switzerland: Springer International Publishing, 2015: 1-465.
- [127] DILL H G. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology [J]. *Ore Geology Reviews*, 2015, 69: 417-561.
- [128] LV Z, ZHANG H, TANG Y, et al. Petrogenesis of syn-orogenic rare metal pegmatites in the Chinese Altai: Evidences from geology, mineralogy, zircon U-Pb age and Hf isotope [J]. *Ore Geology Reviews*, 2018, 95: 161-181.
- [129] ZAGORSKY V Y, VLADIMIROV A G, MAKAGON V M, et al. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere [J]. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, 55(2): 237-251.
- [130] SIMMONS W B, FALSTER A U. Evidence for an anatectic origin of an LCT type pegmatite: Mt. Mica, Maine [C]. Colorado: Second Eugene E. Foord Pegmatite Symposium, 2016: 103.
- [131] DILL H G. The CMS classification scheme (chemical composition-mineral assemblage-structural geology)-linking geology to mineralogy of pegmatitic and aplitic rocks [J]. *Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 2016, 193: 231-263.
- [132] MÜLLER A, ROMER R L, SZUSZKIEWICZ A, et al. Can pluton-related and pluton-unrelated granitic pegmatites be distinguished by their chemistry? [C]. Colorado: Second Eugene E. Foord Pegmatite Symposium, 2016: 67-69.
- [133] TUTTLE O F, BOWEN N L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAl-Si₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O [J]. *Memoir of Geological Society of America*, 1958, 74. DOI: 10.1130/MEM74-p1.
- [134] LONDON D A. petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites [J]. *Lithos*, 2014, 184: 74-104.
- [135] 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.
- [136] PATIÑO-DOUCE A E, HARRIS N. Experimental

- constraints on Himalayan anatexis[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(4): 689-710.
- [137] GAO L, ZENG L, ASIMOW P D. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites[J]. *Geology*, 2017, 45(1): 39-42.
- [138] 黄永胜, 张辉, 吕正航, 等. 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[J]. *矿物学报*, 2016, 36(4): 571-585.
- [139] LONDON D. *Pegmatites* [M]. Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 2008.
- [140] 金兹堡, 阿别利琴(赵振华译). 稀有金属矿床及其与地壳的岩浆作用和构造的关系[J]. *地质地球化学*, 1974(9): 18-22.
- [141] 朱金初, 吴长年, 刘昌实, 等. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆-热液演化和成因[J]. *高校地质学报*, 2000, 6(1): 40-52.
- [142] 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.
- [143] 张辉, 刘丛强, 赵振华. 过铝质岩浆体系中稀土四重效应及其形成机制[M]. 广州: 广东科技出版社, 2007: 125-137.
- [144] 赵振华, 增田彰正, 夏巴尼. 稀有金属花岗岩的稀土元素四分组效应[J]. *地球化学*, 1992(3): 221-233.
- [145] ZHAO Z, XIONG X, HAN X, et al. Controls on the REE tetrad effect in evidence from the Qianlishan and Baerzhe granites, China[J]. *Geochemical Journal*, 2002, 36(6): 527-543.
- [146] IRBER W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(3/4): 489-508.
- [147] 唐勇, 张辉, 吕正航. 不同成因锆石阴极发光及微量元素特征: 以新疆阿尔泰地区花岗岩和伟晶岩为例[J]. *矿物岩石*, 2012, 32(1): 8-15.
- [148] 吕正航, 张辉, 唐勇. 稀有金属伟晶岩锆石的 REE 特征, Zr/Hf 和 Y/Ho 比值对岩浆-热液演化过程的指示[J]. *矿物学报*, 2013, 33(Suppl 2): 235.
- [149] 周起凤, 秦克章, 唐冬梅, 等. 阿尔泰可可托海 3 号脉伟晶岩型稀有金属矿床云母和长石的矿物学研究及意义[J]. *岩石学报*, 2013, 29(9): 3004-3022.
- [150] 伍守荣, 赵景宇, 张新, 等. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆-热液过程: 来自电气石化学组成演化的证据[J]. *矿物学报*, 2015, 35(3): 299-308.
- [151] JOHNSON M C, PLANK T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1999. DOI:10.1029/1999GC000014.
- [152] PAQUIN J, ALTHERR R, LUDWIG T. Li-Be-B systematics in the ultrahigh-pressure garnet peridotite from Alpe Arami (Central Swiss Alps): Implications for slab-to-mantle wedge transfer [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 2004, 218: 507-519.
- [153] ZHOU Q, QIN K, TANG D, et al. Formation age and evolution time span of the Koptokay No. 3 pegmatite, Altai, NW China: evidence from U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar muscovite ages [J]. *Resource Geology*, 2015, 65(3): 210-231.
- [154] WANG L, MA C, ZHANG C, et al. Genesis of leucogranite by prolonged fractional crystallization: a case study of the Mufushan complex, South China [J]. *Lithos*, 2014, 206: 147-163.
- [155] 许畅, 李建康, 施光海, 等. 幕阜山南缘似斑状黑云母花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及其地质意义[J]. *矿床地质*, 2019, 38(5): 1053-1068.
- [156] 周芳春, 黄志飏, 刘翔, 等. 湖南仁里铌钽矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. *大地构造与成矿学*, 2020, 44(3): 476-485.
- [157] 韩宝福. 中俄阿尔泰山中生代花岗岩与稀有金属矿床的初步对比分析[J]. *岩石学报*, 2008, 24(4): 655-660.
- [158] 申萍, 潘鸿迪, 李昌昊, 等. 中哈俄阿尔泰稀有金属矿床时空分布、成因及成矿规律[J]. *地球科学与环境学报*, 2021, 43(3): 487-505.

(责任编辑 秦社彩)