

文章编号: 1000-4734(2011)03-0587-10

阿尔泰造山带伟晶岩年代学及其地质意义

任宝琴^{1,2}, 张辉¹, 唐勇¹, 吕正航^{1,2}

(1. 中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

摘要: 利用 LA-ICPMS 技术对阿尔泰造山带 19 条伟晶岩脉中锆石进行 U-Pb 年代学研究, 结果显示, 阿尔泰伟晶岩可划分为 4 个主要形成时期: 加里东期, 形成年龄约 476 Ma; 海西晚期, 形成年龄约 260~280 Ma; 印支期, 形成年龄主要分布在 205~250 Ma; 燕山期, 形成年龄主要分布在 180~200 Ma 范围。其中以二叠纪、三叠纪-侏罗纪为主, 形成于构造体制由挤压转换为伸展的背景。另外, 阿尔泰地区分布有大量稀有金属伟晶岩, 综合前人和本文研究结果, 认为这些稀有金属伟晶岩主要形成于印支期。

关键词: LA-ICP-MS; 锆石 U-Pb; 伟晶岩; 阿尔泰

中图分类号: P588.13; P597 文献标识码: A

作者简介: 任宝琴, 女, 1984 年生, 硕士研究生, 地球化学专业。E-mail: renbq123@sina.com

中亚造山带是世界上最大的显生宙增生造山带之一^[1-3], 其中阿尔泰造山带是中亚造山带的重要组成部分^[4]。阿尔泰地区分布有大约 10 万多条伟晶岩脉, 90% 以上的伟晶岩脉集中分布于 38 个伟晶岩田内, 是我国稀有金属 Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta 等以及宝石、白云母矿产的重要产地^[5]。

前人根据伟晶岩脉的时空分布、造岩矿物组合、矿化特征、副矿物类型以及与围岩的接触关系等, 将区内的伟晶岩分为变质分异伟晶岩、混合交代伟晶岩以及重熔岩浆分异伟晶岩等 3 种不同类型^[6]。但截止目前, 有关阿尔泰造山带伟晶岩的形成时代以及形成的大地构造背景的研究还相当缺乏, 尽管少数稀有金属伟晶岩的形成时代已有研究报道, 如对于世界著名的阿尔泰 3 号伟晶岩脉形成时代, Wang 等^[7]利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年获得 I、V 和 VII 带的形成年龄分别为 (220±9) Ma、(198±7) Ma 和 (213±6) Ma; Zhu 等^[8]报道了边缘带形成的 Rb-Sr 等时线年龄为 (218±5.8) Ma; 陈富文等^[9]获得文象变文象伟晶岩带中白云母的 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 等时线年龄为 (178±1.8) Ma, 叶钠长石-锂辉石带中白云母的 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 等时线年龄为 (169±3.0) Ma, 而核部带微斜长石 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 坪

年龄为 (148±1.0) Ma。对于大、小喀拉苏伟晶岩形成时代, 王登红等^[10]分别获得白云母 Ar-Ar 坪年龄为 (248.4±2.1) Ma、(233.8±0.4) Ma。此外, 王登红等^[11]报道了阿祖拜伟晶岩中白云母 Ar-Ar 坪年龄为 (154.1±0.1) Ma, 等时线年龄为 (151.4±2.0) Ma。

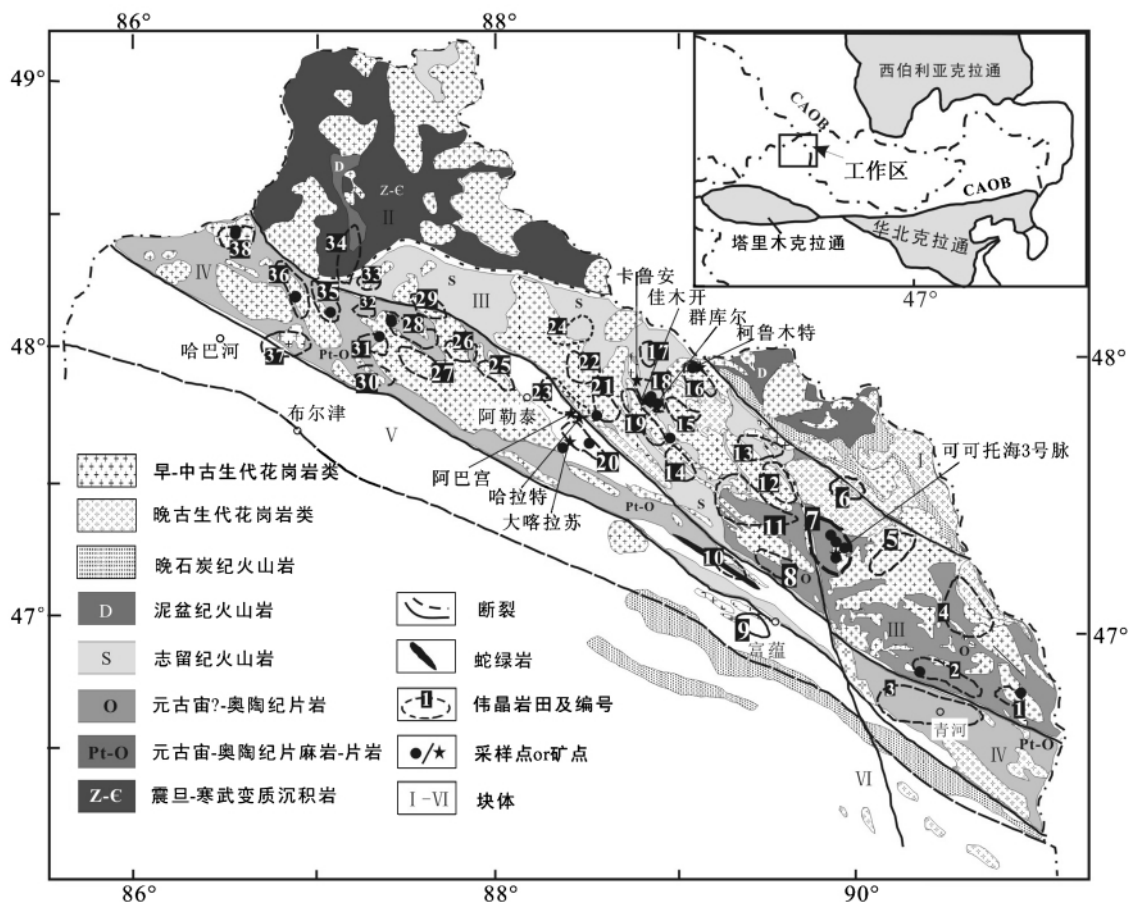
由于伟晶岩作为一种独立的矿床类型, 不但在矿床学上占有不可忽视的地位, 而且在示踪大地构造演化的过程中同样具有重要意义^[12]。因此, 本文利用 LA-ICPMS 技术, 较系统的开展对阿尔泰造山带伟晶岩的年代学研究, 旨在厘定阿尔泰造山带伟晶岩形成时代和期次, 探讨其形成的大地构造背景及其对中亚造山带演化的制约。

1 地质背景

中国阿尔泰造山带位于中亚造山带的西南部, 北邻西萨彦岭古岛弧带, 南侧以额尔齐斯断裂与准噶尔地块接壤, 向南东可连至蒙古的戈壁阿尔泰, 向西北可延至哈萨克斯坦的矿区阿尔泰和俄罗斯的山区阿尔泰, 总面积大约 6 万 km²。关于阿尔泰的大地构造格局, 目前主要认为是西伯利亚板块与哈萨克斯坦—准噶尔板块碰撞形成的。以红山嘴—诺尔特断裂、康布铁堡—库尔特断裂、额尔齐斯断裂带为界, 可将阿尔泰造山带划分为北、中、南 3 个次级构造带^[13-16]。北阿尔泰主要由泥盆纪和石炭纪火山沉积岩组成, 花岗岩主要

收稿日期: 2011-03-01

基金项目: 国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号: 2007CB411303; 2006CB403508); 国家科技部支撑计划“305”项目(编号: 2007BA825B01); 国家自然科学基金面上项目(批准号: 40673052)



I-北阿尔泰构造带, II和III-中阿尔泰构造带, IV-南阿尔泰构造带, V-额尔齐斯构造带, VI-东准噶尔块体; CAOB-中亚造山带; 伟晶岩田: 1. 阿木拉宫 2. 布鲁克特-纳林萨拉 3. 阿拉捷克-塔拉特 4. 米尔特根 5. 琼湖-道尔久 6. 阿拉尔 7. 可可托海 8. 柯布卡尔 9. 富蕴西 10. 库图图 11. 库威-结别特 12. 丘曲拜 13. 阿拉依格勒 14. 蒙库 15. 阿拉山 16. 柯鲁木特-吉得克 17. 阿祖拜 18. 群库尔 19. 虎斯特 20. 大喀拉苏-可可西尔 21. 胡鲁官 22. 巴塞 23. 阿巴宫 24. 吐尔贡 25. 卡拉苏 26. 切米尔切克 27. 塔尔朗 28. 切别林 29. 阿尔尔克 30. 阿克赛依-阿克苏 31. 阿克巴斯塔乌 32. 萨尔加克, 33. 乌鲁克特 34. 切伯罗依-阿克贡盖特 35. 海流滩-冲乎尔 36. 也留曼 37. 哈巴河东 38. 加曼哈巴

图1 阿尔泰造山带区域地质及伟晶岩分布图 (据 Wang 等^[21]; 邹天人等^[5] 改编)

Fig. 1. Geological and pegmatite distribution of the Chinese Altai Orogen.

形成于早-中古生代^[17]; 中部块体主要为震旦纪-泥盆纪深变质岩系, 可能存在前寒武纪基底^[18], 具有微陆块的特点, 花岗岩在该区最为发育; 南部块体主要由早泥盆统康铁堡组和中泥盆统阿勒泰组的变质火山-沉积岩系组成, 古生代花岗岩在该区广泛分布。此外还发育有泥盆纪的蛇绿混杂岩, 可能形成于弧后盆地^[19-20]。

阿尔泰伟晶岩分布在中、南阿尔泰构造单元内。在区内呈北西-南东向展布, 在大约 2 万 km² 的范围内, 已发现的伟晶岩脉有近 10 万余条, 分属于 38 个伟晶岩田 (伟晶岩田即指伟晶岩脉集中区) (图 1)。受构造-岩浆-变质等因素的影响, 每一个伟晶岩田内伟晶岩脉的类型、矿化种类及矿化程度、形成时间都不尽相同^[5]。

2 样品采集及分析测试方法

2.1 样品采集

野外地质工作发现, 以阿勒泰县-富蕴县为界, 阿尔泰造山带伟晶岩可分出 NW 段 (包括布尔津县、哈巴河县) 和 SE 段 (阿勒泰县、福海县、富蕴县和青河县) 2 段具有显著不同的演化特征。NW 段出露的伟晶岩为简单的长英质脉, 宽仅为数米, 主要结构带为文象带、块体微斜长石带和微斜长石-石英-白云母巢集体带。伟晶岩分异演化简单, 仅见稀有元素 Be 的矿化。SE 段出露的伟晶岩有简单长英质脉和复杂的 LCT 型 (如锂辉石型) 伟晶岩, 伟晶岩规模可从数米宽的脉体到

长、宽、高为数十米至数百米的岩钟体(如3号脉)除发育文象带、块体微斜长石带和石英-白云母巢体带外,还发育糖粒状钠长石带、石英-叶钠长石-锂辉石带以及可能发育锂云母-薄片状钠长石带。伟晶岩分异较完善,以存在钠长石、锂辉石、锂云母等矿物为特征。

本次研究采集了阿尔泰造山带中可可托海伟晶岩田、大喀拉苏伟晶岩田、柯鲁木特吉得克伟晶岩田、切别林伟晶岩田、冲乎尔伟晶岩田以及加曼哈巴等伟晶岩田中19件伟晶岩样品。所研究伟晶岩脉的地理位置、结构分带、矿化类型以及围岩特征列于表1。

2.2 样品分选与制靶

首先对野外采集的伟晶岩大样进行清洗-粗碎,所有样品利用不锈钢捣钵碎样,过筛60~80目,然后进行浮选、重力分选、磁选,之后将分离的锆石置于双目镜下挑纯。将锆石颗粒制靶后,先后进行反射光、透射光、阴极发光照相。

2.3 分析测试

锆石 LA-ICPMS 年龄分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室和西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。矿床地球

表1 阿尔泰伟晶岩的基本特征

Table 1. Main characteristics of the studied pegmatites from Altai

样品编号	伟晶岩田	地理位置	结构分带	围岩	矿化类型
BRJ08-13	也留曼	N48°11'1.4" E86°52'40.7"	GP、MQM、BQC	细粒花岗岩	Be
QH10-1	布鲁克特	N46°45'24.7" E90°16'8.1"	GP、BM、MQM、SA、 QS、BQC	斜长角闪岩	Be
HB08-7	加曼哈巴	N48°26'9" E86°30'45.6"	GP、MQM、BQC	等粒花岗岩	Be
HB08-06	加曼哈巴	N48°26'7.9" E86°30'49.4"	GP、BM、MQM、BQC	斑状黑云母花岗岩	Be
BRJ08-15	也留曼	N48°11'11" E86°52'49.6"	GP、MQM、BQC	二云母花岗岩	Be
BRJ08-10	阿克巴斯塔乌	N48°2'1.4" E87°20'38.4"	GP、MQM、BQC	云母片岩	Be
BRJ08-7	且别林	N48°5'27.9" E87°24'5.7"	GP、SA、BM、QM	黑云母花岗岩	Be
FH08-1	大喀拉苏	N47°36'40.3" E88°19'49.9"	GP、QM、BQC	黑云母花岗岩	Be、Nb、Ta
FH08-5	大喀拉苏	N47°37'35.2" E88°28'31.6"	GP、BM、QM、BQC	黑云母花岗岩	Be、Nb、Ta
FH08-8	虎斯特	N47°38'51" E88°54'52.8"	GP、BM、QM、BQC	黑云母花岗岩	Be、Nb、Ta
FH08-11	柯鲁木特	N47°54'55.9" E89°2'12.6"	GP、SA、BM、QM	黑云母花岗岩	Li、Be、Nb、Ta
KP08-11	可可托海	N47°12'51.9" E89°51'46"	GP、BM、MQM、BQC	黑云母花岗岩	Li、Be、Nb、Ta
KP08-9	可可托海	N47°16'39.4" E89°47'18"	GP、BM、QM、BQC	黑云母花岗岩	Li、Be、Nb、Ta
KP4-08-6	可可托海	N47°15'02" E89°49'1.1"	GP、QM、SA、 CS、BQC	变辉长岩	Li、Be、Nb、Ta
KP1-08-3	可可托海	N47°11'38.2" E89°48'58.8"	GP、BM、QM、MQM、 SA、CS、QS、LA、BQC	变辉长岩	Li、Be、Nb、Ta、Cs、Rb、HF
ALT10-1	胡鲁宫	N47°43'54.1" E88°30'52.8"	GP、BM、QM、BQC	片麻岩	Be、Nb、Ta
JMK10-A	群库尔	N47°48'16.7" E88°47'35.5"	GP、SA、CS、BQC	片麻岩	Be、Nb、Ta、Cs
JMK10-2	群库尔	N47°47'19.7" E88°48'20.5"	GP、SA、MQM、 BM、BQC	片岩、片麻岩	Li、Be、Nb、Ta、Cs
QK10-2	群库尔	N47°46'54.0" E88°50'39.1"	QM、SA、MQM、 QS、BQC	黑云母花岗岩	Be、Nb、Ta

注: GP. 文象伟晶岩带; BM. 块体微斜长石带; QM. 石英-白云母巢体带; MQM. 微斜长石-石英-白云母巢体带; SA. 糖粒状钠长石带; CS. 叶钠长石-锂辉石带; QS. 石英-锂辉石带; LA. 锂云母-钠长石带; BQC. 块体石英核。

化学国家重点实验室的激光剥蚀系统为德国 Lamda Physik 公司制造的 GeoLasPro, 激光束斑直径为 32 μm , 剥蚀深度 20 ~ 40 μm , 背景信号采集时间 20 s, 剥蚀信号采集 40 s, 激光工作频率为 5 Hz; 电感耦合等离子体质谱 (ICP-MS) 系统为加拿大 PerkinElmer 公司制造的型号为 ELAN DRC-e 的四级杆等离子体质谱仪。采用 He 作为剥蚀物质的载气。测试过程中以锆石 GJ-1 为外标, 校正元素分馏, 并以锆石 Plešovice 监控数据质量。以 NIST SRM 610 为外标, ^{91}Zr 为内标, 对锆石的微量元素含量进行定量计算^[22-23]。测试数据的离线处理采用 ICPMSDataCal 软件完成^[22-23]。年龄计算和谐和图采用 Isoplot (ver 3.27) 得出。大陆动力学国家重点实验室的激光剥蚀系统为德国

MicroLas 公司生产的 GeoLas200M, 测试时激光束斑直径为 30 μm , 剥蚀深度 20 ~ 40 μm , 剥蚀信号采集 40 s, 激光脉冲 10 Hz; 电感耦合等离子体质谱 (ICP-MS) 系统为 Agilent7500a, 采用 He 作为剥蚀物质的载气, 由美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST SRM610 进行仪器最佳化, 采用国际标准锆石 91500 作为外标标准物质, 外标校正方法为每隔 4 ~ 5 个样品分析点测一次标准样品, 保证标准和样品的仪器条件一致。锆石 U-Pb 同位素数据处理采用 ICPMS Data Cal (V4.6) 程序, U-Pb 年龄计算及作图使用 Isoplot (3.00 版) 完成^[24]。测试中的误差标准为 1σ , 实验详细的流程参见文献 [22-24]。测试结果见表 2 和表 3。

表 2 阿尔泰代表性伟晶岩中锆石 U-Pb 年代学 LA-ICPMS 分析数据

Table 2. LA-ICPMS U-Pb data for zircons of typical pegmatites from Chinese Altai

分析点	$w_B/10^{-6}$		Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		年龄/Ma		
	U	Th		比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
KP108-3-01	5349	216	0.0404	0.0525	0.0012	0.22398	0.0048	0.0309	0.0002	0.0097	0.0002	309±52	205±4	196±1
KP108-3-02	2504	359	0.1434	0.0604	0.0020	0.27155	0.0085	0.0326	0.0003	0.0101	0.0002	620±72	244±7	207±2
KP108-3-03	16916	275	0.0162	0.0509	0.0014	0.23132	0.0051	0.0329	0.0005	0.0104	0.0003	238±64	211±4	209±3
KP108-3-04	490	8	0.0155	0.0576	0.0019	0.25598	0.0085	0.0323	0.0003	0.0642	0.0148	514±56	231±7	205±2
KP108-3-05	1006	51	0.0504	0.0580	0.0042	0.24624	0.0177	0.0308	0.0003	0.0096	0.0013	530±164	224±14	195±2
KP108-3-06	823	63	0.0769	0.0517	0.0016	0.23361	0.0070	0.0328	0.0003	0.0112	0.0004	271±53	213±6	208±2
KP108-3-07	4941	548	0.1108	0.0532	0.0010	0.23973	0.0039	0.0327	0.0002	0.0103	0.0001	335±41	218±3	207±1
KP108-3-08	6282	1208	0.1924	0.0666	0.0014	0.19057	0.0040	0.0208	0.0001	0.0063	0.0001	825±46	177±3	132±1
KP108-3-09	30465	460	0.0151	0.0503	0.0002	0.22706	0.0024	0.0327	0.0003	0.0156	0.0005	210±12	208±2	207±2
KP108-3-10	7972	92	0.0115	0.0502	0.0007	0.22666	0.0027	0.0327	0.0002	0.0103	0.0001	206±31	207±2	208±1
KP108-3-11	5155	16	0.0031	0.0506	0.0005	0.22864	0.0031	0.0327	0.0002	0.1006	0.0099	222±21	209±3	208±1
KP108-3-12	1270	30	0.0237	0.0504	0.0013	0.22898	0.0055	0.0330	0.0003	0.0104	0.0003	213±60	209±5	209±2
KP108-3-13	723	20	0.0272	0.0615	0.0017	0.28412	0.0069	0.0336	0.0003	0.0536	0.0046	656±37	254±5	213±2
KP108-3-14	9208	42	0.0046	0.0501	0.0006	0.22666	0.0024	0.0328	0.0002	0.0104	0.0003	199±28	207±2	208±1
KP108-3-15	13539	1332	0.0984	0.0570	0.0013	0.25917	0.0057	0.0330	0.0003	0.0103	0.0003	490±52	234±5	209±2
KP108-3-16	874	18	0.0206	0.0501	0.0010	0.22822	0.0042	0.0330	0.0003	0.0104	0.0001	200±47	209±3	210±2
KP108-3-17	7197	350	0.0487	0.0607	0.0035	0.26775	0.0151	0.0320	0.0004	0.0099	0.0004	630±127	241±12	203±2
KP108-3-18	8621	104	0.0121	0.0514	0.0009	0.23169	0.0035	0.0327	0.0002	0.0103	0.0011	257±40	212±3	208±1
KP108-3-19	483	10	0.0216	0.0544	0.0013	0.24755	0.0062	0.0331	0.0002	0.0348	0.0081	387±43	225±5	210±2
KP108-3-20	5826	81	0.0139	0.0513	0.0012	0.23306	0.0050	0.0330	0.0003	0.0104	0.0008	252±34	213±4	209±2
QH10-1-01	6077	9	0.0015	0.0547	0.0018	0.3285	0.0074	0.0435	0.0010	0.0136	0.0012	401±73	288±6	275±6
QH10-1-02	7614	6	0.0008	0.0544	0.0003	0.4572	0.0046	0.0610	0.0006	0.0590	0.0028	387±13	382±3	382±3
QH10-1-03	4591	16	0.0034	0.0531	0.0023	0.3186	0.0096	0.0436	0.0014	0.0137	0.0008	331±101	281±7	275±8
QH10-1-04	3466	3	0.0007	0.0533	0.0021	0.3214	0.0088	0.0438	0.0013	0.0137	0.0005	340±93	283±7	276±8
QH10-1-05	5818	35	0.0060	0.0535	0.0023	0.3191	0.0094	0.0433	0.0013	0.0136	0.0005	348±98	281±7	273±8
QH10-1-06	2504	2	0.0010	0.0538	0.0005	0.4356	0.0056	0.0589	0.0007	0.2482	0.0349	361±22	367±4	369±4
QH10-1-07	5245	42	0.0081	0.0526	0.0014	0.3136	0.0059	0.0432	0.0008	0.0136	0.0003	312±61	277±5	273±5
QH10-1-08	5527	13	0.0024	0.0522	0.0025	0.3128	0.0101	0.0434	0.0015	0.0136	0.0015	295±112	276±8	274±9
QH10-1-09	6148	5	0.0009	0.0546	0.0026	0.3317	0.0119	0.0441	0.0014	0.0138	0.0089	394±109	291±9	278±8
QH10-1-10	13502	16	0.0012	0.0546	0.0002	0.4516	0.0049	0.0599	0.0005	0.1908	0.0125	394±42	378±3	375±3

续表 2

分析点	$w_B/10^{-6}$		Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		年龄/Ma		
	U	Th		比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
QH10-1-1	4730	5	0.0010	0.0548	0.0005	0.4585	0.0056	0.0607	0.0006	0.0870	0.0074	467±25	383±4	380±4
QH10-1-2	2083	3	0.0015	0.0552	0.0016	0.3334	0.0084	0.0438	0.0007	0.0137	0.0040	421±68	292±6	276±4
QH10-1-3	2078	3	0.0013	0.0609	0.0016	0.3671	0.0084	0.0445	0.0011	3.1463	0.8257	635±24	318±6	281±7
BRJ08-13.01	9107	220	0.0242	0.1078	0.0149	1.0863	0.1440	0.0731	0.0029	0.0212	0.0184	1762±267	747±70	455±17
BRJ08-13.02	10676	486	0.0455	0.0675	0.0072	0.7172	0.0742	0.0770	0.0021	0.0235	0.0053	854±232	549±44	478±12
BRJ08-13.03	5685	1144	0.2013	0.1041	0.0185	1.0673	0.1812	0.0744	0.0040	0.0216	0.0025	1698±355	737±89	463±24
BRJ08-13.04	10174	714	0.0701	0.0943	0.0142	0.8584	0.1255	0.0660	0.0022	0.0194	0.0075	1515±301	629±69	412±13
BRJ08-13.05	7559	8402	1.1115	0.1851	0.0178	1.8371	0.1580	0.0720	0.0031	0.0198	0.0008	2699±164	1059±57	448±19
BRJ08-13.06	14964	2146	0.1434	0.0944	0.0134	0.7539	0.1047	0.0579	0.0018	0.0170	0.0035	1516±284	570±61	363±11
BRJ08-13.07	9999	523	0.0523	0.0871	0.0182	1.2477	0.2535	0.1038	0.0050	0.0308	0.0157	1364±449	822±115	637±29
BRJ08-13.08	46971	505	0.0108	0.0914	0.0141	0.8940	0.1324	0.0709	0.0030	0.0209	0.0234	1455±312	649±71	442±18
BRJ08-13.09	7215	487	0.0675	0.0714	0.0201	0.7576	0.2092	0.0769	0.0039	0.0233	0.0112	969±597	573±121	478±23
BRJ08-13.10	21018	223	0.0106	0.0680	0.0144	0.7339	0.1522	0.0783	0.0032	0.0238	0.0460	869±467	559±89	486±19
BRJ08-13.11	9830	1201	0.1222	0.0734	0.0099	0.6652	0.0869	0.0658	0.0021	0.0199	0.0014	1024±288	518±53	411±13
BRJ08-13.12	8602	341	0.0396	0.0742	0.0088	0.7880	0.0918	0.0771	0.0015	0.0232	0.0116	1046±250	590±52	479±9
BRJ08-13.13	6772	1639	0.2420	0.1032	0.0096	0.9931	0.0899	0.0698	0.0015	0.0203	0.0016	1683±178	700±46	435±9
BRJ08-13.14	6962	86	0.0123	0.0681	0.0057	0.5961	0.0488	0.0635	0.0011	0.0193	0.0200	872±179	475±31	397±7
JMK10-A-01	12764	733	0.0574	0.0534	0.0010	0.2265	0.0042	0.0308	0.0002	0.0096	0.0003	345±45	207±3	195±1
JMK10-A-02	5147	458	0.0890	0.0461	0.0036	0.1957	0.0154	0.0308	0.0003	0.0147	0.0110		182±13	196±2
JMK10-A-03	8138	591	0.0726	0.0754	0.0050	0.3225	0.0201	0.0310	0.0006	0.0093	0.0002	1079±136	284±15	197±4
JMK10-A-04	11200	326	0.0291	0.0521	0.0014	0.2213	0.0052	0.0308	0.0005	0.0097	0.0002	288±65	203±4	196±3
JMK10-A-05	207960	33494	0.1611	0.0509	0.0006	0.2174	0.0021	0.0310	0.0002	0.0098	0.0001	238±25	200±2	197±1
JMK10-A-06	13489	1418	0.1051	0.0599	0.0018	0.2523	0.0071	0.0305	0.0003	0.0094	0.0003	600±66	228±6	194±2
JMK10-A-07	11014	884	0.0802	0.0588	0.0014	0.2542	0.0053	0.0313	0.0004	0.0097	0.0002	561±54	230±4	199±2
JMK10-A-08	8447	1930	0.2285	0.0653	0.0024	0.2814	0.0096	0.0312	0.0004	0.0096	0.0002	785±79	252±8	198±3
JMK10-A-09	209779	26683	0.1272	0.0503	0.0002	0.2194	0.0038	0.0316	0.0005	0.0095	0.0001	209±18	201±3	200±3
JMK10-A-10	19685	1872	0.0951	0.0502	0.0031	0.2128	0.0121	0.0307	0.0008	0.0097	0.0004	205±143	196±10	195±5
JMK10-A-11	43704	2849	0.0652	0.0514	0.0029	0.2189	0.0123	0.0309	0.0004	0.0097	0.0003	258±133	201±10	196±2
JMK10-A-12	15366	521	0.0339	0.0516	0.0029	0.2167	0.0115	0.0305	0.0006	0.0096	0.0010	267±132	199±10	193±4
JMK10-A-13	8212	244	0.0297	0.0523	0.0020	0.2229	0.0080	0.0309	0.0004	0.0097	0.0008	298±88	204±7	196±2
JMK10-A-14	3807	149	0.0391	0.0520	0.0053	0.2197	0.0221	0.0306	0.0003	0.0096	0.0035	287±231	202±18	194±2
JMK10-A-15	6657	438	0.0658	0.0555	0.0015	0.2390	0.0057	0.0313	0.0004	0.0098	0.0002	430±60	218±5	198±2

表 3 阿尔泰伟晶岩中锆石 U-Pb 年代学 LA-ICPMS 分析结果

Table 3. U-Pb ages of zircons of pegmatites from Chinese Altai, determined by using LA-ICPMS

样品	$w(\text{U})/10^{-6}$	$w(\text{Th})/10^{-6}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	年龄/Ma		
								$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
BRJ08-13	5685 ~ 21018	220 ~ 1144	0.0106 ~ 0.2013	0.0675 ~ 0.1078	0.7172 ~ 1.0863	0.0731 ~ 0.0783	0.0212 ~ 0.0238	854 ~ 1762	549 ~ 747	476±12
QH10-1	2078 ~ 6148	3 ~ 42	0.0007 ~ 0.0081	0.0522 ~ 0.0609	0.3128 ~ 0.3671	0.0432 ~ 0.0445	0.0136 ~ 3.1463	295 ~ 635	276 ~ 318	275.5±4.2
ALT10-1	4473 ~ 31105	36 ~ 410	0.0035 ~ 0.0453	0.0516 ~ 0.0566	0.2779 ~ 0.3066	0.0386 ~ 0.0395	0.0121 ~ 0.0128	269 ~ 475	249 ~ 272	246.8±1.2
HB08-6	3728 ~ 30697	792 ~ 14042	0.1675 ~ 1.8439	0.0520 ~ 0.0559	0.3077 ~ 0.3248	0.0423 ~ 0.0429	0.0026 ~ 0.0180	287 ~ 450	272 ~ 286	269.4±1.6
BRJ08-15	7986 ~ 37609	247 ~ 771	0.0113 ~ 0.0356	0.0512 ~ 0.0570	0.2959 ~ 0.3207	0.0408 ~ 0.0424	0.0127 ~ 0.0176	248 ~ 490	263 ~ 282	263.8±1.6
FH08-1	1785 ~ 2875	5 ~ 591	0.0027 ~ 0.2851	0.0492 ~ 0.0529	0.2887 ~ 0.3188	0.0428 ~ 0.0436	0 ~ 0.0506	167 ~ 333	258 ~ 281	272.5±1.4
FH08-5	2920 ~ 30836	540 ~ 15602	0.0865 ~ 2.0979	0.0520 ~ 0.0604	0.3041 ~ 0.3590	0.0425 ~ 0.0436	0.0022 ~ 0.0181	286 ~ 619	270 ~ 311	270.1±1.7
BRJ08-10	3055 ~ 47950	91 ~ 2094	0.0288 ~ 0.0437	0.0512 ~ 0.0525	0.2783 ~ 0.2873	0.0393 ~ 0.0397	0.0124 ~ 0.0207	249 ~ 308	249 ~ 256	249.7±0.7
BRJ08-7	783 ~ 8834	64 ~ 1706	0.0355 ~ 0.4585	0.0499 ~ 0.0599	0.2616 ~ 0.3146	0.0377 ~ 0.0381	0.0117 ~ 0.0133	189 ~ 600	236 ~ 278	240.5±1.4
FH08-8	6505 ~ 89562	366 ~ 9063	0.0179 ~ 0.1613	0.0511 ~ 0.0566	0.2706 ~ 0.2947	0.0378 ~ 0.0390	0.0071 ~ 0.0145	247 ~ 476	243 ~ 262	244.3±1.1
FH08-11	6425 ~ 39607	34 ~ 542	0.0050 ~ 0.0142	0.0499 ~ 0.0537	0.2219 ~ 0.2379	0.0314 ~ 0.0323	0.0099 ~ 0.0224	189 ~ 358	203 ~ 217	202.9±0.8
JMK10-2	2175 ~ 218085	134 ~ 19552	0.0538 ~ 0.2441	0.0508 ~ 0.0656	0.2353 ~ 0.3096	0.0332 ~ 0.0340	0.0070 ~ 0.0105	232 ~ 794	215 ~ 274	212.2±1.7
KQ10-2	4937 ~ 125820	22 ~ 3294	0.0044 ~ 0.1583	0.0512 ~ 0.0633	0.2200 ~ 0.3011	0.0316 ~ 0.0338	0.0035 ~ 0.1020	250 ~ 817	202 ~ 267	206.8±1.6
KP108-3	483 ~ 30465	10 ~ 548	0.0031 ~ 0.1108	0.0501 ~ 0.0544	0.2267 ~ 0.2476	0.0327 ~ 0.0331	0.0103 ~ 0.1006	199 ~ 387	207 ~ 225	208.1±0.8
KP08-11	10103 ~ 88137	128 ~ 855	0.0097 ~ 0.0292	0.0504 ~ 0.0551	0.2319 ~ 0.2525	0.0332 ~ 0.0339	0.0104 ~ 0.0107	212 ~ 418	212 ~ 229	212.7±2.5
KP08-9	1314 ~ 4646	24 ~ 1055	0.0180 ~ 0.2271	0.0500 ~ 0.0522	0.2084 ~ 0.2172	0.0298 ~ 0.0303	0.0018 ~ 0.0182	195 ~ 295	192 ~ 200	190.6±1.2
KP408-6	5772 ~ 25233	38 ~ 470	0.0037 ~ 0.0488	0.0490 ~ 0.0608	0.1955 ~ 0.2412	0.0282 ~ 0.0287	0 ~ 0.1419	150 ~ 632	181 ~ 219	180.7±0.5
JMK10-A	3807 ~ 209779	149 ~ 33494	0.0291 ~ 0.2285	0.0461 ~ 0.0754	0.1957 ~ 0.3225	0.0305 ~ 0.0316	0.0093 ~ 0.0147	205 ~ 1079	182 ~ 284	199.1±1.0
HB08-7	4304 ~ 5636	1000 ~ 1061	0.1775 ~ 0.2464	0.0507 ~ 0.0523	0.2647 ~ 0.2718	0.0374 ~ 0.0377	0.0016 ~ 0.0019	228 ~ 298	238 ~ 244	237.5±2.6

3 结果

3.1 代表性伟晶岩中锆石特征及 Th/U 比值

BRJ08-13: 锆石颗粒粗大 (150~400 μm) 棕褐色, 不透明, 为自形或半自形的四方柱状和自形四方双锥。锆石阴极发光特征为: 几乎不显示韵律环带, 大部分锆石内部呈斑杂状 (图 2a 中测点 2)。锆石 CL 图中呈星点状分布的微斑表明锆石中含有数量不等的矿物包裹体。锆石边部成分相对比较均一、干净 (图 2a 中测点 1、5、10)。锆石的 U、Th 含量分析表明, 锆石内部斑杂状区域, U 含量比较高, $\mu\text{w}(\text{U}) = 6772 \times 10^{-6} \sim 46971 \times 10^{-6}$; 而边部相对均一的部位 U 含量相对较低, $\mu\text{w}(\text{U}) = 5685 \times 10^{-6} \sim 21018 \times 10^{-6}$ 。除 5 号点的 Th/U 为 1.11 外, 其余点的 Th/U 比值均小于 0.24。

QH10-1: 锆石粒径约 100~300 μm , 淡褐色, 不透明至半透明, 自形四方双锥。阴极发光图像显示, 大部分锆石边部可见韵律环带 (图 2b 中测点 7、9、12、13), 内部则几乎不发育环带结构。其中左下方锆石显示出由核 \rightarrow 幔 \rightarrow 边, CL 由强至弱变化, 而且显示核部 (测点 6) 与边部 (测点 9) 的韵律带不一致, 可能指示有继承核的存在。右下方锆石保留了清晰的锆石环带结构, 但内部退化显著, 裂隙较发育, 表明锆石发生了一定程度的蜕晶化。该锆石也含有较多的包裹体矿物。U、Th 含量分析显示, 位于岩浆环带部位的测点 U 含量比较低, $\mu\text{w}(\text{U}) = 2078 \times 10^{-6} \sim 6148 \times 10^{-6}$, $\mu\text{w}(\text{Th}) = 3 \times 10^{-6} \sim 42 \times 10^{-6}$; 位于锆石核部的测点 U 含量相

对比较高, $\mu\text{w}(\text{U}) = 2504 \times 10^{-6} \sim 13502 \times 10^{-6}$, $\mu\text{w}(\text{Th}) = 2 \times 10^{-6} \sim 16 \times 10^{-6}$ 。所有分析点的 Th/U 比值非常低, 介于 0.001~0.008 之间。

KP1-08-3: 锆石颗粒较大 (150~450 μm) 浅褐色至棕褐色, 半透明至不透明, 呈自形-半自形四方双锥或四方柱状。在阴极发光图像中, 大部分锆石外部显示了清晰明亮的岩浆振荡环带 (图 2c 中测点 7、12、13、19), 弱化了环带结构表明发生了部分重结晶作用 (图 2c 中右上方锆石); 内部阴极发光较弱, 呈明暗相间的斑杂状结构。其中位于岩浆环带发育部位的测点以高 U 低 Th, $\mu\text{w}(\text{U}) = 483 \times 10^{-6} \sim 30465 \times 10^{-6}$, $\mu\text{w}(\text{Th}) = 10 \times 10^{-6} \sim 548 \times 10^{-6}$; 而内部无环带区域以低 U 高 Th 为特征, $\mu\text{w}(\text{U}) = 490 \times 10^{-6} \sim 13539 \times 10^{-6}$, $\mu\text{w}(\text{Th}) = 8 \times 10^{-6} \sim 1332 \times 10^{-6}$ 。样品所有测点的 Th/U 比值介于 0.003~0.19。

JMK10-A: 锆石颗粒粗大 (200~350 μm) 棕褐色, 不透明, 呈自形或半自形的四方双锥或四方柱状。阴极发光图像显示, 大部分锆石阴极发光较弱, 内部呈斑杂状结构, 外部则保留了不同程度蜕化的岩浆环带 (图 2d 中测点 3、4、11、15)。有些锆石可见明显的岩浆振荡环带, 为典型的岩浆锆石 (图 2d 中测点 12)。高的 U、Th 含量造成了锆石内部显著的蜕晶化和不同程度的重结晶作用, $\mu\text{w}(\text{U})$ 和 $\mu\text{w}(\text{Th})$ 分别为 $3807 \times 10^{-6} \sim 209779 \times 10^{-6}$, $149 \times 10^{-6} \sim 33494 \times 10^{-6}$, Th/U 比值变化于 0.03~0.23 之间。

3.2 代表性伟晶岩锆石 U-Pb 年龄

代表性伟晶岩锆石 U-Pb 年龄分析数据见表 2。

BRJ08-13: 样品共分析测点 14 个, 其中 7 个测点 (测点 4、6、7、8、11、13、14) 在 U-Pb 年龄谐和图上偏离谐和曲线, 谐和度较差, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分散变化于 363~673 Ma。其中 6 个测点年龄 ≤ 450 Ma, 表明选择的锆石微区可能发生了不同程度的蜕晶质化作用, 并由此导致了子体 Pb 丢失; 剩余的 1 个测点的年龄高达 673 Ma, 可能是锆石中包体或因放射性晶格损伤后普通 Pb 加入所致。因此, 这些点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄不具有任何地质意义, 故不参与加权平均年龄计算。其余 7 个测点来自锆石边部均匀、干净的区域, U (5685 $\times 10^{-6} \sim 21018 \times 10^{-6}$) 含量相对较低, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄相对比较集中 (455~486 Ma) 加权平均年龄

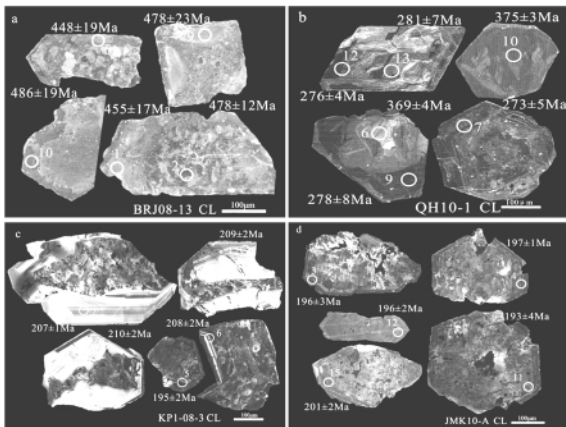


图2 阿尔泰伟晶岩代表性样品的
锆石阴极发光图像

Fig. 2. CL images of zircons in the typical

为 476 ± 12 Ma (MSWD=0.45) (图 3a), 代表了锆石的结晶年龄, 指示形成于加里东期。

QH10-1: 共选择分析测点 13 个, 其中有 4 个点 (测点 2、6、10、11) 位于锆石核部, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中在 369 ~ 382 Ma 之间, 加权平均年龄为 (377 ± 3.6) Ma (MSWD=2.2), 代表继承锆石年龄, 与 CL 特征所揭示的锆石组成一致。另外 9 个测点均位于岩浆环带发育部位, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄比较集中 (273 ~ 281 Ma), 加权平均年龄为 (275.5 ± 4.2) Ma (MSWD=0.14) (图 3b), 代表该伟晶岩锆石形成年龄, 为海西晚期。

KP1-08-3: 共分析测点 20 个, 其中有 8 个测点位于锆石内部阴极发光微弱, 无环带或环带蜕化的部位, 在锆石年龄谐和图上明显偏离谐和曲线, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分散且跨度较大, 变化于 132 ~ 213 Ma 之间。年龄显著小于 200 Ma 的微区指示锆石可能发生了不同程度的放射性成因 Pb 的丢失或者因为不完全的部分重结晶作用影响了年龄谐和度。明亮且韵律环带几乎退化的重结晶区域未给出与韵律环带可区别的年龄 (如图 2c 中测点 12 与 19)。而来自锆石外部阴极发光明亮, 岩浆环带清晰的 12 个测点, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄

谐和度高且比较集中, 分布在 207 ~ 210 Ma 之间, 加权平均年龄为 (208.1 ± 0.8) Ma (MSWD=0.35) (图 3c), 代表了伟晶岩锆石的形成年龄, 为印支晚期。

JMK10-A: 共分析测点 15 个, 所有测点选自锆石外部残余环带或 CL 弱的均一原生微区, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄比较集中, 分布在 193 ~ 201 Ma 之间, 其 $w(\text{U})$ 和 $w(\text{Th})$ 分别为 3807×10^{-6} ~ 209779×10^{-6} , 149×10^{-6} ~ 33494×10^{-6} , Th/U 比值变化于 0.03 ~ 0.23 之间。 $w(\text{U})$ 最高的测点 5 (207960×10^{-6}) 和测点 9 (209779×10^{-6}) 给出了谐和度 $\geq 97\%$ 的年龄, 分别为 196.5 和 200 Ma, 表明极高的 U 含量虽然会因放射性衰变破坏锆石晶格而影响年龄, 但是高的子体 Pb 含量有利于准确测量 U-Pb 年龄。4 个测点 (测点 3、6、7、8) 不同程度偏离了谐和线, 加之较高的 U、Th 含量, 表明可能受到了不同程度蜕晶化作用影响。但这些测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (194 ~ 199 Ma) 与来自典型岩浆锆石测点 12 所获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (196 Ma) 在误差范围内一致, 表明蜕晶化作用导致的 Pb 丢失只对 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄产生显著影响。因此 15 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的加权平均年龄 (196.1 ± 1)

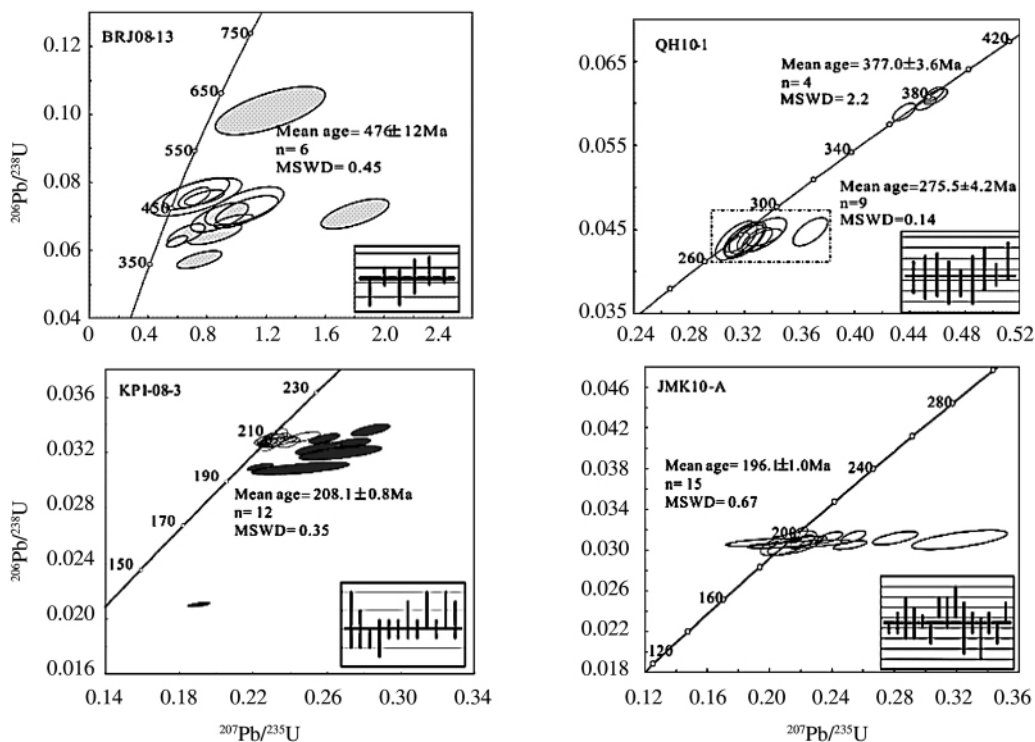


图 3 阿尔泰伟晶岩代表性锆石 U-Pb 年龄谐和图

Ma (MSWD = 0.67) (图3d), 代表该伟晶岩锆石的形成年龄, 指示为燕山期。

4 讨论

4.1 阿尔泰造山带伟晶岩形成时代

利用 LA-ICP-MS 技术对阿尔泰地区 19 条伟晶岩脉中单颗粒锆石进行了精确定年, 其结果列于表 3。分析结果表明, 阿尔泰西北部也留曼伟晶岩田中的 1 条伟晶岩脉, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 476 ± 12 Ma, 形成时代为加里东期; 其余位于阿尔泰中部地区的可可托海、柯鲁木特以及大喀拉苏等伟晶岩田的 18 条伟晶岩脉的形成时代在晚二叠世之后, 其年龄分布于在 180 ~ 280 Ma 的范围内。由此, 可将阿尔泰造山带伟晶岩划分为 4 主要形成时期: 加里东期, 形成年龄约 476 Ma; 海西晚期, 形成时代为 260 ~ 280 Ma; 印支期, 形成时代主要分布在 205 ~ 250 Ma; 燕山期, 形成时代主要分布在 180 ~ 200 Ma 范围。

4.2 稀有金属伟晶岩形成时代

本文研究表明, 群库尔稀有金属伟晶岩 (Be-Nb-Ta 矿床) 形成时代为 (206.8 ± 1.6) Ma, 佳木开稀有金属伟晶岩 (Li-Be-Nb-Ta-Cs 矿床) 形成于 (212.2 ± 1.7) Ma, 阿巴宫-塔拉特稀有金属伟晶岩 (Nb-Ta 矿床) 形成于 (246.8 ± 1.2) Ma, 均指示形成于印支期。

此外, 已有的研究表明, 可可托海 3 号伟晶岩脉这一中亚造山带中超大型稀有金属矿床 (Li-Be-Nb-Ta-Cs-Rb-Hf 矿床), 其冷凝边 Rb-Sr 等时线年龄为 (218.4 ± 5.8) Ma^[8], 内部带 IV 带、V 带的锆石 U-Pb 年龄 (220 ± 9) Ma 和 (198 ± 7) Ma^[7]。表明世界最著名的可可托海 3 号伟晶岩脉形成于印支期。柯鲁木特 112 号伟晶岩脉 (Li-Be-Nb-Ta 矿床) 是中亚造山带中仅次于可可托海 3 号伟晶岩脉的一重要的稀有金属矿床, 锆石 U-Pb 定年结果显示, 柯鲁木特 112 号伟晶岩脉 Li-Be-Nb-Ta 矿床形成时代为 238 ~ 216 Ma (据吕正航未发表数据)。大喀拉苏伟晶岩 (Li-Be-Nb-Ta 矿床), 其钠长石-石英-白云母带的白云母 Ar-Ar 坪年龄为 (248 ± 0.1) Ma; 小喀拉苏伟晶岩 (Nb-Ta 矿床) 中白云母 Ar-Ar 坪年龄为 (233.8 ± 0.5) Ma^[10]。

由此, 我们认为阿尔泰造山带中与伟晶岩有关的稀有金属矿床主要形成于印支期。

4.3 阿尔泰伟晶岩形成的大地构造背景

以前关于阿尔泰的大地构造演化模式主要有: ①奥陶纪-志留纪古亚洲洋向西伯利亚板块俯冲, 形成阿尔泰加里东岛弧; ②早-中泥盆纪出现陆弧或陆缘边缘裂解; ③晚泥盆世岛弧地壳变厚, 形成岩浆混杂地壳; ④早石炭世板块停止俯冲, 出现弧后拉张; ⑤早石炭世晚期-晚石炭世早期, 西伯利亚和准噶尔板块发生碰撞, 形成北准噶尔和南阿尔泰两个碰撞造山带; ⑥早二叠世北准噶尔造山带处于碰撞后期拉张环境下, 地壳变薄, 软流圈地幔上涌, 形成一套偏碱性的岩石组合^[34]。因此, 对于阿尔泰伟晶岩的成因, 许多学者倾向性认为其形成于非造山背景。

Cěrný 将这种富含 Li、Rb、Cs、Be、Ga、Sn、Nb < Ta、B、P、F 等元素的伟晶岩称为 LCT 型伟晶岩, 认为这种 LCT 型伟晶岩通常与同造山、造山晚期过铝质 S 型花岗岩密切相关^[25-26]。与 Li-Be-Nb-Ta-Cs 矿床相关的伟晶岩, 以过铝质, 富含 B、Be、Li、P、碱质 (Na、K), 贫 Fe、Mg、Ca 以及矿物 (如磷灰石) 显示强烈的 REE “四重效应” 为特征^[27-28], 这意味着它很可能是由沉积的泥质岩深熔形成。而泥质岩, 尤其是与蒸发岩有关的粘土岩类, 是最富集电气石的, 可提供大量的 B^[29-30], 以及 Na、K、Li、Cl、F、P、Fe、Mn 等组分^[31-32]。野外地质揭示, 阿尔泰造山带伟晶岩及其围岩中以显著富集电气石为特征。由于世界上强过铝质花岗岩主要形成于后碰撞构造环境, 形成于造山作用所导致地壳增厚之后的构造减压过程^[33], LCT 型伟晶岩是典型的过铝质岩浆体系分异演化的产物, 因此, 可以合理地推断阿尔泰造山带稀有金属伟晶岩的形成与后碰撞构造背景有密切的关系。阿尔泰伟晶岩主要形成于二叠纪、三叠纪-侏罗纪, 表明在三叠纪-侏罗纪构造体制由挤压转换为伸展, 导致加厚地壳物质减压熔融形成大量的 LCT 型伟晶岩。

由此, 我们初步认为中亚造山带在三叠纪仍持续进行块体聚合和碰撞造山作用, 古中亚洋壳并非在二叠纪俯冲消减完毕。

对于形成时代为 (476 ± 12) Ma 的加里东期伟晶岩 (样品 BRJ08-13), 在时间上应与中亚主造山阶段时间吻合。在奥陶世-志留世 (400 ~ 470 Ma), 阿尔泰造山带处于古亚洲洋南支向西伯利亚板块俯冲过程中, 随着俯冲进行, 温度、压力的增大, 导致俯冲板片的部分熔融形成伟晶岩岩浆。

5 结 论

(1) 根据伟晶岩中锆石 U-Pb 定年, 阿尔泰造山带中伟晶岩可划分为 4 个主要形成时期, 即加里东期伟晶岩 (约 476 Ma)、海西晚期伟晶岩 (260 ~ 280 Ma)、印支期伟晶岩 (205 ~ 250 Ma) 和燕山期伟晶岩 (180 ~ 200 Ma);

(2) 阿尔泰造山带中稀有金属伟晶岩主要形成于印支期;

(3) 在三叠纪-侏罗纪, 构造体制由挤压转换为伸展, 导致加厚地壳物质减压熔融形成大量的 LCT 型伟晶岩。

(4) 形成时代为 (476±12) Ma 的加里东期伟晶岩应是同造山期岩浆分异演化的产物。

参 考 文 献:

- [1] Yuan C, Sun M, Xiao W J, L, et al. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids [J]. *Chemical Geology*, 2007, (242): 22-39.
- [2] Xiao W J, Han C M, Yuan C, et al. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia [J]. *Asian Earth Sci*, 2008a, (32): 102-117.
- [3] Xiao W J, Pirajno F, Seltmann R. Geodynamics and metallogeny of the Altaid orogen [J]. *Asian Earth Sci*, 2008b, (32): 77-81.
- [4] Sengor A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia [J]. *Nature*, 1993, (364): 299-307.
- [5] 邹天人, 李昌庆. 中国新疆稀有及稀土金属矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 2006, 12-33.
- [6] 吴柏青, 邹天人. 试论新疆阿尔泰花岗伟晶岩的成因 [J]. *新疆矿产地质*, 1989, (1): 60-70.
- [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(1-2): 325-336.
- [8] Zhu Y F, Zeng Y S, Gu L B. Geochemistry of the rare metalbearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, Northwest China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2006, 27: 61-77.
- [9] 陈富文, 李华芹, 王登红, 等. 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(011): 1142-1148.
- [10] 王登红, 陈毓川, 徐志刚. 新疆阿尔泰印支期伟晶岩的成矿年代学研究 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2003, 22(1): 14-17.
- [11] 王登红, 陈毓川, 徐志刚. 新疆阿尔泰阿祖拜稀有金属-宝石矿床的成矿时代——燕山期稀有金属成矿的新证据 [J]. *地质论评*, 2000, 46(3): 307-311.
- [12] 王登红, 邹天人, 徐志刚, 等. 伟晶岩矿床示踪造山过程的研究进展 [J]. *地球科学进展*, 2004, 19(4): 614-620.
- [13] 何国琦, 李茂松, 刘德权, 等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿 [M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1994: 1-437.
- [14] Windley B F, Kroner A, Guo J H, et al. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: New zircon age date and tectonic evolution [J]. *Journal of Geology*, 2002, 110: 719-737.
- [15] Li J Y, Xiao W J, Wang K Z, et al. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China. In: *Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altai and Tianshan* [J]. *IAGOD Guidebook Series*, 2003, (10): 31-74.
- [16] Xiao W J, Windley B F, Badarch G, et al. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altai: Implications for the growth of Central Asia [J]. *Journal of the Geological Society*, 2004, 161: 339-342.
- [17] 袁峰, 周涛发, 岳书仓. 阿尔泰诺尔特地区花岗岩形成时代及成因类型 [J]. *新疆地质*, 2001, (4): 292-296.
- [18] Hu A Q, Jahn B M, Zhang G X, et al. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks [J]. *Tectonophysics*, 2000, (328): 15-51.
- [19] Xu J F, Castillo P R, Chen F R, et al. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: implications for backarc mantle evolution [J]. *Chemical Geology*, 2002, 193(1/2): 137-154.
- [20] 张海祥, 牛贺才, Hiroaki Sato, 等. 新疆北部晚古生代埃达克岩-富铋玄武岩组合: 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.
- [21] 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 Orogen [J]. *J Geol*, 2006, 114: 735-751.
- [22] Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(15): 1535-1546.

- [23] Liu Y S , Gao S , Hu Z C , et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating , Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths [J]. *Journal of Petrology* , 2010 , 51 (1/2) : 537-571.
- [24] Ludwig KR. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [J]. *Berkeley Geochronological Center Special Publication* , 2003 , 4: 1-70.
- [25] Williams A E , McKibben M A. A brine interface in the Salton Sea Geothermal System , California: Fluid geochemical and isotopic characteristics [J]. *Geochimica and Cosmochimica Acta* , 1989 , 53(8) : 1905-1920.
- [26] Cerny P , Goad B E , Hawthorne F C , et al. Fractionation trends of the Nb-Ta bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole , southeastern Manitoba [J]. *American Mineralogist* , 1986 , (71) : 501-517.
- [27] 张辉,刘丛强. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉磷灰石矿物中稀土元素“四分组效应”及其意义[J]. *地球化学* , 2001 , 30(4) : 323-334.
- [28] 张辉. 岩浆-热液过渡阶段体系中不相容元素地球化学行为及其机制—以新疆阿尔泰3号伟晶岩脉研究为例[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2001.
- [29] Wu Y B , Zheng Y F. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age [J]. *Chinese Science Bulletin* , 2004 , 49: 1554-1569.
- [30] Grew E S. Borosilicates (exclusive of tourmaline) and boron in rock-forming minerals in metamorphic environments [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* , 1996 , 33(1) : 387-502.
- [31] Leeman W P , Sisson V B. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* , 1996 , 33(1) : 645-707.
- [32] Slack J F , Palmer M R , Stevens B P J. Boron isotope evidence for the involvement of non-marine evaporites in the origin of the Broken Hill ore deposits [J]. *Nature* , 1989 , (342) : 913-916.
- [33] Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. *Lithos* , 1998 , (45) : 29-44.

LA-ICPMS U-Pb Zircon Geochronology of the Altai Pegmatites and Its Geological Significance

REN Bao-qin^{1 2} ZHANG Hui¹ , TANG Yong¹ , LU Zheng-hang^{1 2}

(1. Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guiyang 550002 , China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences , Beijing 100049 , China)

Abstract: In this paper , we report new LA-ICPMS U-Pb zircon ages for 19 pegmatite veins in the Altai area , NW China. According to zircon ages , the pegmatite can be divided into four periods: (1) Caledonian Period , about 476 Ma; (2) late Hercynian period , 260–280 Ma; (3) Indosinian Period , 205–250 Ma; (4) Yanshan Period , 180–200 Ma. Our results suggest that the Altai pegmatites were mainly formed in Permian and Trias-Jurassic. And Indosinian is an important rare-metal mineralization epoch in the Altai area. After early Permian (< 280 Ma) , the regional tectonic regime changed from compressional to extensional. Pegmatite formation is controlled by the extensional regime.

Key words: LA-ICP-MS; zircon; U-Pb age; pegmatite; Altai; Central Asian orogenic belt