

文章编号: 1000-4734(2016)04-0571-16

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

黄永胜^{1,2}, 张辉^{1*}, 吕正航¹, 唐勇¹, 唐宏^{1,2}

(1. 中国科学院地球化学研究所地球内部物质高温高压重点实验室, 贵阳, 550081; 2. 中国科学院大学, 北京, 100049)

摘要: 伟晶岩侵位深度与伟晶岩成岩成矿的温度、压力相联系, 它间接地影响着岩浆演化的热历史和成矿物质的迁移、富集、沉淀过程。本文选取新疆阿尔泰山脉代表性 4 条二叠纪伟晶岩、5 条三叠纪伟晶岩, 开展伟晶岩早期结构带及晚期石英核中石英矿物捕获的含液体 CO₂ 流体包裹体 (B 型) 显微测温学研究。卡鲁安 805、806、807 号脉中石英-钠长石-锂辉石带中石英/锂辉石矿物捕获的 B 型流体包裹体显示与熔体-流体包裹体 (A2 型) 共生的特征, 指示其形成于岩浆-热液过渡阶段体系, 其他伟晶岩早期结构带中 B 型流体包裹体呈负晶型, 孤立状分布, 与熔体包裹体 (A1 型) 共生, 指示其具有岩浆成因特征。三叠纪伟晶岩早期结构带中 B 型流体包裹体的盐度为 2.20%~3.89%, 均一温度为 400~581 °C, 计算的捕获流体压力为 235~308 MPa, 对应的侵位深度为 8.4~11.0 km。而二叠纪伟晶岩早期结构带中 B 型流体包裹体的盐度为 4.62%~6.54%, 均一温度为 430~580 °C, 捕获的流体压力为 319~406 MPa, 对应的侵位深度为 11.4~14.5 km。研究结果表明, 三叠纪伟晶岩侵位深度明显不同于二叠纪伟晶岩侵位深度。三叠纪伟晶岩侵位相对较浅, 并显示复杂矿化类型, 如卡鲁安 805、806、807 号脉的 Li 矿化, 柯鲁木特 112 号脉的 Li-Be-Nb-Ta 矿化以及可可托海 3 号脉的 Li-Be-Nb-Ta-Cs-Rb-Hf 矿化, 指示侵位较浅的伟晶岩很可能更有利于岩浆分异演化以及成矿作用发生。

关键词: 阿尔泰造山带; 伟晶岩; 流体包裹体; 压力; 深度

中图分类号: P579; P588.13

文献标识码: A

doi: 10.16461/j.cnki.1000-4734.2016.04.018

作者简介: 黄永胜, 男, 1990 年生, 硕士研究生, 矿物学岩石学矿床学研究方向。E-mail: mountainandspring@163.com

Research on Emplacement Depths of Permian and Triassic Pegmatites in Altay, Xinjiang, China: Indications from Fluid Inclusions

HUANG Yong-sheng^{1,2}, ZHANG Hui^{1*}, LYU Zheng-hang¹, TANG Yong¹, TANG Hong^{1,2}

(1. Key laboratory of High-temperature and High-pressure Study of the Earth's Interior, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550081, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049, China)

Abstract: The invasion depth, commonly, has close relation to temperature and pressure of diagenesis and mineralization of pegmatite, which indirectly influences the thermal history of magmatic evolution and influences the processes of migration, enrichment and precipitation of metallogenetic materials. In this work, 4 Permian pegmatites and 5 Triassic pegmatites were selected for conducting the microthermometry of type-B fluid inclusions which were captured by quartz in the early and late textural zones of pegmatites and were aqueous carbon dioxide fluid inclusions. The type-B fluid inclusions in Kaluan ore district (805, 806, and 807) which were captured by quartz/spodumene are generally syngenetic with melt-fluid inclusions (type-A2), indicating that they formed from magma-hydrotherm system. Whereas, the type-B fluid inclusions in the early textural zones of other pegmatites are negative crystal shape, isolated, generally syngenetic with melt inclusions (type-A1), indicating magmatic genesis. The salinity value of type-B fluid inclusion ranges from

收稿日期: 2016-05-11

基金项目: 国家自然科学基金(批准号: 41372104); 新疆有色金属工业(集团)有限责任公司科研项目(编号: 2011YSKY-02); 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开放课题资助基金(编号: 2008012)

* 通讯作者, E-mail: zhanghui@vip.gyig.ac.cn

2.20% to 3.89%NaCl_{eqv}; the total homogenization temperature ranges from 400 to 581°C in the early textural zones of Triassic pegmatites, and the calculated pressure ranges from 235 to 308 MPa, corresponding to emplacement depth within the limits of 8.4 to 11.0 km. Whereas, type-B fluid inclusions in the early textural zones of Permian pegmatites manifested that their salinity values are within the range of 4.62% to 6.54%NaCl_{eqv}; total homogenization temperature ranges between 430 and 580°C, and the calculated pressure ranges from 319 to 406 MPa, which corresponds to emplacement depth within the limits of 11.4 to 14.5 km. The results suggest that there is an obvious discrepancy of emplacement depth between the two periods. Triassic pegmatites have a shallower depth and are more fertile and more complex than that of the Permian, such as Li-mineralization in Kaluan ore district (805, 806, and 807), Li-Be-Nb-Ta-mineralization in Kelumute112, and Li-Be-Nb-Ta-C-Rb-Hf-mineralization in Keketuohai No.3 pegmatite, demonstrating that the relatively shallow emplacement depth is conducive to evolution and mineralization of pegmatite-forming melt.

Keywords: Altay orogeny; pegmatite; fluid inclusion; pressure; depth of invasion

新疆北部的阿尔泰造山带是中亚造山带的重要组成部分,区内花岗伟晶岩及与其有关的稀有金属矿床分布广泛,在大约 $2 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的区域内,分布有十余万条伟晶岩脉^[1],其中 95%以上伟晶岩脉集中分布于 38 个伟晶岩田内^[2]。因此,阿尔泰造山带是研究伟晶岩形成机制的天然实验室。已有研究显示,阿尔泰造山带主要存在 3 期伟晶岩,即二叠纪伟晶岩(280~260 Ma)、三叠纪伟晶岩(250~205 Ma)和侏罗纪伟晶岩(200~180 Ma),且主要集中于二叠纪和三叠纪^[3-9]。

研究发现,二叠纪、三叠纪伟晶岩在空间分布、地质特征、矿化程度、矿化类型等方面存在明显差异,如三叠纪伟晶岩比二叠纪伟晶岩具有更复杂的分带结构和矿化类型。作为一种侵入岩类的深成岩体,温度、压力、深度等因素严重地制约着伟晶岩脉体的分异程度、矿化程度和矿化类型^[10-13],也控制岩浆的性质和演化特征^[11,14-18]。对于伟晶岩形成的物化条件,前人进行了大量的研究。Ginsburg 等(1979)根据地质特征和地球化学指标,将伟晶岩划分为 4 类:晶洞伟晶岩、稀有金属伟晶岩、白云母伟晶岩、深成伟晶岩^[19],对应压力范围介于 100~900MPa,深度范围 4~30 km^[13,20]。London 认为伟晶岩的固相线温度可以低至 450°C^[21-22],压力为 200~300MPa,深度约为 7~9 km。目前对新疆阿尔泰伟晶岩形成 *p-t* 条件的研究较为有限,除可可托海 3 号脉^[23-25]和柯鲁木特 112 号脉^[4,26]已开展了深入的研究外,针对其余伟晶岩形成温度、压力、深度的研究还比较欠缺。

原生流体包裹体研究能还原成岩成矿时的流体环境和物理化学条件^[27-30],帮助我们重建岩浆熔体的演化过程及其机制。伟晶岩经历岩浆阶段、岩浆-热液过渡阶段和热液阶段,石英矿物中通常捕获有大量的熔体包裹体、熔体-流体包裹体和流体包裹体,由于包裹体类型齐全、数量多且包裹体尺寸大,

易于开展岩相学观察和显微测温工作。已有研究表明,流体包裹体是良好的地质压力计^[29,31-33],因此,本次选取阿尔泰造山带中具有代表性的 4 条二叠纪伟晶岩、5 条三叠纪伟晶岩脉,对伟晶岩早期结构带、晚期石英核部带内的石英矿物中的流体包裹体开展岩相学、显微测温学研究,旨在揭示二叠纪伟晶岩与三叠纪伟晶岩在侵位深度上的差异,以期探讨伟晶岩侵位深度与稀有金属矿化之间耦合关系,为指导稀有金属找矿提供理论依据。

1 区域地质特征

中亚造山带是世界上最大的显生宙增生造山带,以最显著的显生宙大陆增生、强烈的壳幔相互作用、最大的大陆成矿域和强烈的大陆改造与成矿作用为特征^[3,34-37],其中阿尔泰造山带是中亚造山带的重要组成部分^[38-42]。自古生代以来强烈的增生造山导致了区内发生了强烈的变形变质作用和大规模的岩浆活动,这为区域带来丰富的成矿物质的同时,也为矿床的存储提供了有利的空间。新疆阿尔泰造山带处于西伯利亚板块西南缘与准噶尔-哈萨克斯坦板块结合部位,南以额尔齐斯大断裂为界与准噶尔地块相接,北为西伯利亚克拉通,向南东延至蒙古国的戈壁阿尔泰,向北西延至哈萨克斯坦的矿区阿尔泰和俄罗斯的山区阿尔泰。

前人依据地层分布、岩浆活动、变质作用、构造特征等,自北向南将新疆阿尔泰造山带分为 6 个构造地体^[40-41]。近年来,大部分学者更倾向于将阿尔泰造山带划分为 4 个地块^[43-48],自北向南依次以红山嘴-诺尔特、库尔特-阿巴宫和额尔齐斯断裂为界将阿尔泰造山带分为北阿尔泰、中阿尔泰、琼库尔和南阿尔泰(图 1),有的学者则把琼库尔归并到南阿尔泰序列^[49]。这些断裂带均具有相同的 SE-NW 走向。阿尔泰稀有金属成矿带可划分为哈龙-青河、大喀拉苏-加曼哈巴稀有金属成矿亚带,

前者分布于中阿尔泰构造单元, 后者分布于南阿尔泰构造单元。岩性特征上, 北阿尔泰主要由晚泥盆世—早石炭世碎屑沉积岩、花岗岩和绿片岩相变质岩组成; 中阿尔泰主要由中奥陶世—早泥盆世地层以及大面积的花岗岩组成, 发育地层主要有奥陶纪哈巴河群和志留纪库鲁姆提群, 奥陶纪哈巴河群以片岩和千枚岩为主。琼库尔地块主要由志留纪库鲁姆提群、早泥盆世的康布铁堡组、中泥盆世阿勒泰组和大面积出露的花岗岩组成, 其中库鲁姆提群以浅变质的变质粗砂岩、细砂岩和深变质的石英片岩夹少量的片麻岩和混合岩为主。南阿尔泰则主要发育有泥盆纪含化石沉积岩及石炭纪火山碎屑岩^[49-53]。

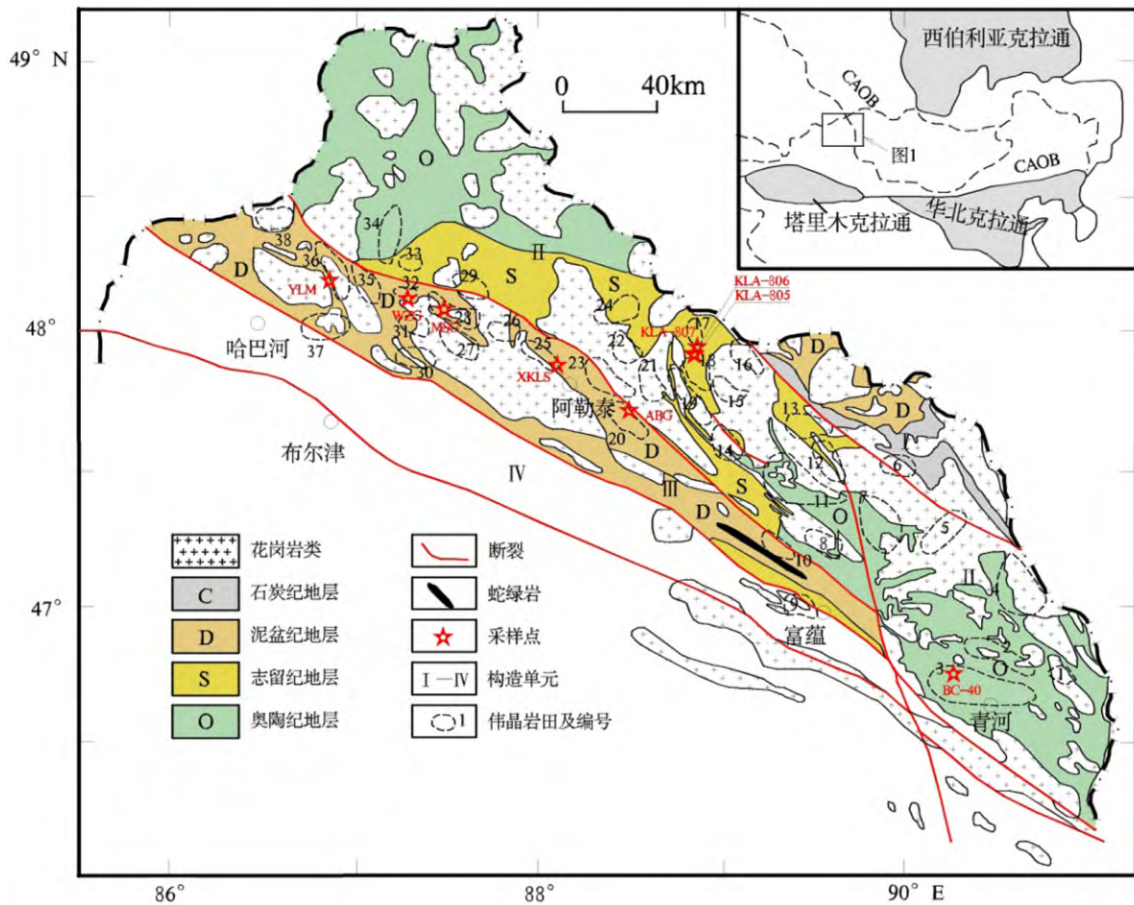
阿尔泰造山带的岩浆活动非常强烈且岩浆岩出露的面积比较大, 尤其是花岗岩, 占全区面积的40%以上^[2], 而基性岩和火山岩的出露面积较小。已有

研究显示, 阿尔泰造山带岩浆活动大致可分为514~430Ma、416~365 Ma、360~318 Ma、310~252 Ma 和 212~180 Ma 等 5 个阶段, 分别对应寒武—志留纪俯冲-碰撞、石炭纪后碰撞、二叠纪陆内拉张-剪切和中生代陆内演化 5 个阶段^[26,53-59]。其中, 早古生代的花岗岩主要分布于北阿尔泰、中阿尔泰和琼库尔构造带^[5,60]; 晚古生代花岗岩主要分布于南阿尔泰^[54,61-62]; 中生代花岗岩和伟晶岩主要分布于中阿尔泰。

2 样品的采集及分析方法

2.1 伟晶岩及其样品的采集

本次采集了自阿尔泰东南的青河县至北西的哈巴河县境内的 9 条代表性伟晶岩 (图 1, 表 1), 其



I—IV 分别代表: 北阿尔泰、中阿尔泰、琼库尔和南阿尔泰

伟晶岩田名称: 1 阿木拉宫; 2 布鲁克特-纳林萨拉; 3 阿拉克捷-塔拉特; 4 米尔根特; 5 琼湖-道尔久; 6 阿拉尔; 7 可可托海; 8 科布卡尔; 9 富蕴西; 10 库图; 11 库威-结别特; 12 秋曲拜; 13 阿拉依格尔; 14 蒙库; 15 阿拉山; 16 科鲁木特-吉得克; 17 阿祖拜; 18 琼库尔; 19 虎斯特; 20 大喀拉苏-可可西尔; 21 胡鲁宫; 22 巴塞; 23 阿巴宫; 24 土尔贡; 25 喀拉苏; 26 切米尔切克; 27 塔尔郎; 28 切别林; 29 阿尔尔克; 30 阿克塞依-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简图及伟晶岩田分布^[41,43,37]

Fig. 1. Geological sketch map of Altay orogen with distribution of pegmatitic ore fields^[41,43,37].

表 1 样品采集信息表

Table 1. Information sheet for sampling

脉体名称	坐标	产状	规模/m	围岩	矿化类型	采样位置	样品编号
阿巴宫伟晶岩	N 46°43'50.81"	5°∠46°	长: 150	片岩	Nb、Ta	WI	ABG14-01
	E 88°30'41.06"		宽: 4.6			PC	ABG14-02
磨石杂伟晶岩	N 48°04'46.89"	205°∠85°	长: 120	片麻岩	碧玺	WI	MSG14-01
	E 87°27'56.98"		宽: 3.5				
卡鲁安 805 号脉	N 47°54'30.79"	105°∠74°	长: 250	片岩	Li	IZ	805-14-01
	E 88°49'46.11"		宽: 5.5				
卡鲁安 806 号脉	N 47°56'17.38"	260°∠65°	长: 900	片岩	Li	IZ	806-14-01
	E 88°50'50.72"		宽: 4.5				
卡鲁安 807 号脉	N 47°54'57.30"	175°∠70°	长: 650	片岩	Li	IZ	807-14-01
	E 88°49'47.43"		宽: 6.8				
拜城 40 伟晶岩	N 46°45'21.38"	359°∠52°	长: 130	片岩	Nb、Ta	IZ	BC-4014-01
	E 90°15'59.27"		宽: 6.0			PC	BC-4014-02
苇子沟伟晶岩	N 48°06'18.04"	50°∠58°	长: 600	片岩	Li、Be	WI	WZG14-01
	E 87°16'09.57"		宽: 8.0				
也留曼伟晶岩	N 48°11'31.59"	250°∠47°	长: 400	片岩	Be	WI	YLM14-01
	E 86°52'02.01"		宽: 5.6			PC	YLM14-02
小喀拉苏伟晶岩	N 48°51'21.07"	30°∠43°	长: 150	片岩	Be、Nb、Ta	WI	XKLS14-01
	E 88°03'26.57"		宽: 5.4			PC	XKLS14-02

注: WI (wall zone), 壁区, 以文象结构带为主; IZ(intermediate zone), 中间带, 在 805、806、806 号脉体中主要由石英-钠长石-锂辉石(锂云母)组成, 在拜城 40 号脉中由石英-微斜长石(白云母)组成; PC(pegmatitic core), 石英核部带。

中, 5 条位于琼库尔构造带, 4 条位于中阿尔泰构造单元。根据本课题组近年来的研究, 其形成时代分别为二叠纪和三叠纪^[8-9] (课题组未发表数据)。9 条伟晶岩脉的地理位置、产出、结构分带、矿化类型及围岩蚀变等列于表 1。

(1) 阿巴宫伟晶岩位于阿勒泰市 SEE23 km 处的阿巴宫矿田, 伟晶岩形成时代 248 Ma (课题组未发表数据)。脉体走向 SE 95°, 倾向 NE, 倾角 46°, 呈顺层侵入于石英云母片岩中。脉体在走向方向上厚度变化较大, 西部厚约 2 m, 在中部明显膨大, 达到 6 m, 在东部尖灭。脉体向西延伸逐渐倾伏, 露头长约 150 m。脉体自边部向里分别为文象结构带、块状微斜长石带、石英核部带。文象结构带中可见白云母-石英巢状体分布。近脉围岩见有明显的电气石化。研究样品主要采集文象结构带和石英核中的石英 (样品编号: ABG14-01、ABG14-02)。

(2) 磨石杂伟晶岩位于阿勒泰市 NW61 km 处的阿克巴斯套矿田, 伟晶岩形成时代 248±3 Ma (课题组未发表数据)。脉体走向 SE115°, 倾向 SW, 倾角 85°, 近于直立, 脉宽 2~3 m, 脉体呈分支再复合产出, 在走向上延伸>100 m, 厚度约为 4.3 m。脉体被作为碧玺矿床开采, 主要结构带包括: 文象结构带、长石-石英-白云母(锂云母)带、块状微斜长石带。脉体围岩为黑云母石英片麻岩, 发育黑

云母化、电气石化蚀变。研究样品主要采集文象结构带中的石英 (样品编号: MSG14-01)。

(3) 卡鲁安 805 号脉位于阿勒泰市 NE56 km 处的卡鲁安-阿祖拜矿田, 伟晶岩形成时代 216±2.6Ma^[8]。脉体走向 NE15°, 倾向 SE, 倾角 67°, 脉体厚约 5.5 m, 走向方向延长约 250 m, 延深 35 m。脉体结构分带性较差, 露头上见有细粒带, 中粗粒带, 石英-钠长石-锂辉石带, 局部见有块状微斜长石。围岩为红柱石-石英片岩, 接触带上发育有黑云母化、电气石化及云英岩化蚀变。研究样品采集粗粒带中的石英和石英-钠长石-锂辉石带中的锂辉石 (样品编号: 805-01)。

(4) 卡鲁安 806 号脉位于卡鲁安-阿祖拜矿田, 为钠长石-锂辉石型伟晶岩, 伟晶岩形成时代 223±1.8 Ma^[8]。脉体走向 SE170°, 倾向 260°, 倾角 65°, 脉体在走向方向上厚度变化较大 (0.7 m~5.6 m), 长约为 900 m, 延深 200 m。伟晶岩包含细粒结构带, 石英-微斜长石中粗粒伟晶岩带, 中部为石英-薄片状钠长石-锂辉石结构带。脉体顺层侵入于黑云母-石英片岩中, 发育有黑云母化、电气石化围岩蚀变。研究样品采集石英-微斜长石中粗粒伟晶岩带中的石英 (样品编号: 806-01)。

(5) 卡鲁安 807 号脉位于卡鲁安-阿祖拜矿田, 距 805 号脉约 7 km, 伟晶岩年龄 221±15 Ma^[8]。

脉体走向 EW, 倾向 $170^{\circ}\sim 180^{\circ}$, 倾角 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$, 地表出露伟晶岩约 650 m。脉体呈波状弯曲, 厚度变化较大, 平均厚度 6.8 m。向下延深较稳定, 已控制 200 m, 且矿体有变厚的趋势。脉体切层侵位于黑云母石英片岩中, 由石英-钠长石-锂云母伟晶岩过渡到石英-钠长石-锂辉石伟晶岩。研究样品采集石英-钠长石-锂辉石结构带中的石英 (样品编号: 807-01)。

(6) 拜城 40 号伟晶岩位于青河县 NW13 km 的阿拉捷克-塔拉特矿田, 伟晶岩形成时代 $287\pm 7.2\text{Ma}^{[9]}$ 。脉走向 NEE 89° , 向北倾伏, 倾角 52° 。脉体露头延伸约 130 m 后倾伏。在走向方向上厚度变化较大, 宽处可达 8 m, 平均约 6 m。脉体侵入于白云母石英片岩, 自边缘到中心, 脉体发育有石英-白云母-微斜长石结构带、块状微斜长石带、石英-白云母带、微斜长石-石英核部带。近脉围岩接触带见有白云母化、电气石化。样品采集石英-白云母-微斜长石带和石英核部带中的石英 (样品编号: BC40-14-01、BC40-14-02)。

(7) 苇子沟伟晶岩位于哈巴河县东 64 km 处的切别林矿田, 伟晶岩形成时代 $253\pm 2.1\text{Ma}$ (课题组未发表数据)。脉体走向 NW 320° , 向 NE 倾伏, 倾角 58° , 脉体宽 8 m, 延伸较远, 产状稳定, 露头长约 600 m。结构带包括细晶岩、文象结构带、微斜长石-石英-云母结构带、糖粒状巢体带 (不连续分布)、块状微斜长石结构带。围岩主要为石英片岩, 蚀变强烈, 见明显的黑云母化。研究样品采集文象结构带中的石英 (编号: WZG14-01)。

(8) 也留曼伟晶岩位于哈巴河县 NE 38 km 处的也留曼矿田, 伟晶岩形成时代 $251\pm 5.4\text{Ma}$ (课题组未发表数据)。脉体走向 340° , 向 SW 倾伏, 倾角 47° , 延伸较远。主要结构带包括文象结构带、糖粒状钠长石带、石英-白云母带、石英-白云母-微斜长石带、石英核部带。围岩为云母-石英片岩, 近脉围岩见有明显的白云母化。研究样品采集文象结构带和石英核部带中的石英 (编号: YLM14-01、YLM14-02)。

(9) 小喀拉苏伟晶岩位于阿勒泰市 NW 3 km 处的小喀拉苏矿田内, 伟晶岩年龄 $287\pm 6.5\text{Ma}$ (课题组未发表数据)。脉体走向约 NW 300° , 倾向 NE, 倾角 43° , 脉宽大于 5.4 m, 脉体大致顺层侵入于黑云母-石英片岩。主要结构带包括文象带、块状微斜长石带、叶钠长石-白云母-石英带、石英核部带。近脉围岩发育有电气石化和白云母化蚀变。研究样品采自于接触带的文象结构带和石英核部带 (编号: XKLS14-01、XKLS14-02)。

2.2 分析测试方法

样品采集之后, 在室内对样品进行观察、描述、拍照、选定切片位置等处理工作。然后, 磨制光薄片和厚度为 $0.25\sim 0.3\text{mm}$ 的双面抛光包裹体片, 进行包裹体岩相学观察、显微测温 and 显微激光拉曼研究。包裹体测试工作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进行, 显微测温采用英国 Linkam 公司的 THMSG600 冷热台, 可测温度范围为 $-196\sim 600^{\circ}\text{C}$, 测试精度冷却时为 0.1°C , 大于 300°C 时为 1°C ; 激光拉曼探针分析采用英国 Renishaw 公司 inVia Reflex 型显微激光拉曼光谱仪, 实验条件为 514.5nmAr^{+} 激光器, 空间分辨率 $1\mu\text{m}$, 光谱分辨率 0.5cm^{-1} , 积分时间 60 s, $100\sim 4000\text{cm}^{-1}$ 连续取谱。

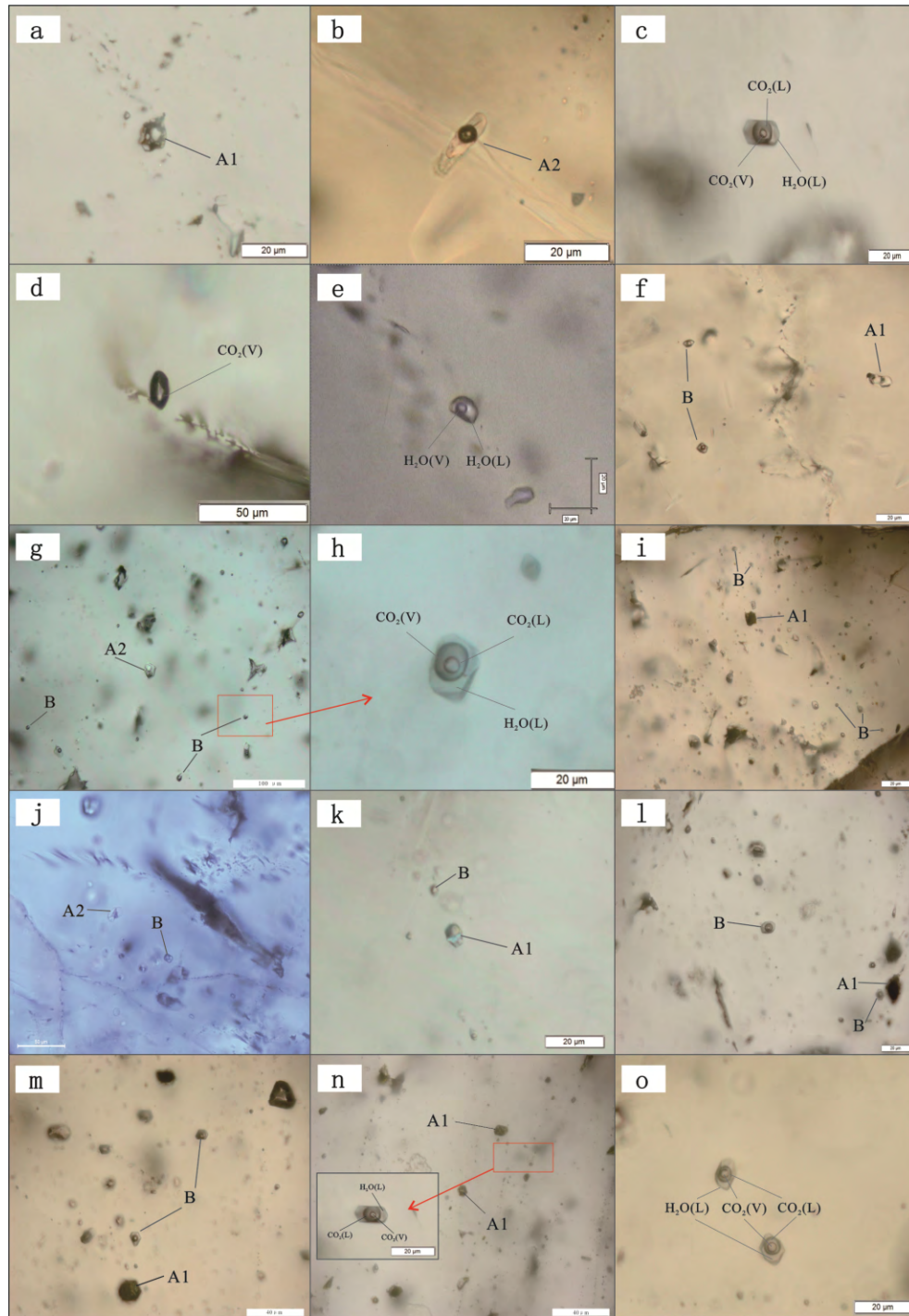
本文基于流体包裹体显微测温获得 CO_2 笼合物熔化温度 ($t_{\text{m,cla}}$)、 CO_2 的均一温度 ($t_{\text{h,CO}_2}$)、 CO_2 所占体积比例 (V_{CO_2}), 根据 Roedder (1984) 建立的 CO_2 笼合物融化温度与盐度关系式^[63]获得盐度 (w), 利用 Flincor 软件中 NaCl- H_2O - CO_2 体系状态方程^[64-66], 可获得 p - t 条件下的体系等容线; 在此基础上, 根据实测流体包裹体的完全均一温度 ($t_{\text{h,total}}$), 即可得到其与等容线相交点对应的压力。根据静岩压力公式 $p=\rho gH$ (其中岩石密度 ρ 取 2.85g/cm^3 , 重力加速度 g 取 9.8m/s^2), 可计算获得伟晶岩侵位深度 H 。利用含 CO_2 包裹体等容线相交法确定流体捕获压力, 这一方法使用的前提是: 所研究的包裹体捕获了两种不混溶或者部分不混溶的流体, 此时端元流体的均一温度和压力即为捕获温度和压力。本次研究中的 B 型包裹体为与熔体包裹体共生的原生流体包裹体, 是主晶矿物结晶时捕获的端元流体。

3 结果

3.1 流体包裹体岩相学研究

岩相学观察发现, 所研究的样品中的包裹体类型主要为: 熔体包裹体 (A1 型) (图 2a)、熔体-流体包裹体 (A2 型) (图 2b)、含液相 CO_2 包裹体 (B 型) (图 2c)、纯气相包裹体 (C 型) (图 2d)、纯液相包裹体 (D 型) (图 2e)。具体分述如下:

(1) 阿巴宫伟晶岩样品 ABG14-01 中包裹体类型主要 A1 型、B 型。其中 A 型包裹体数量较多, 大小在 $4\sim 40\mu\text{m}$ 之间。B 型流体包裹体数量较少, 呈负晶型, 大小为 $6\sim 26\mu\text{m}$, 呈孤立状分布于熔体包裹体周边 (图 2f)。



A1, 熔体包裹体; A2, 熔体-流体包裹体; B, 含液相 CO₂ 包裹体

(a) 阿巴宫伟晶岩文象带石英中的原生 A1 型包裹体, 孤立状分布; (b) 拜城 40 号伟晶岩边缘带石英中的原生 A2 型包裹体, 呈长条形, 孤立状分布; (c) 拜城 40 号伟晶岩石英核石英矿物中的原生 B 型包裹体, 呈负晶型, 散乱状分布; (d) 阿巴宫伟晶岩石英核中的 C 型纯气相包裹体; (e) 小喀拉苏伟晶岩石英核中的 D 型包裹体, 呈孤立状分布; (f) 阿巴宫伟晶岩文象结构带石英中与 A1 型包裹体共存的 B 型包裹体, 呈负晶型, 散乱状分布; (g) 阿巴宫伟晶岩石英核石英中与 A2 型包裹体共存的 B 型包裹体, 呈负晶型, 散乱状分布; (h) 阿巴宫伟晶岩石英核石英中的 B 型包裹体, 呈负晶型, 散乱状分布; (i) 磨石尕伟晶岩文象结构带中与 A1 型包裹体共存的 B 型包裹体; (j) 卡鲁安 805 号伟晶岩中与 A2 型包裹体共存的 B 型包裹体; (k) 卡鲁安 806 号伟晶岩中与 A1 型包裹体共存的 B 型包裹体; (l) 拜城 40 号伟晶岩脉边缘带中与 A1 型包裹体共存的 B 型包裹体; (m) 苇子沟伟晶岩文象结构带中与 A1 型包裹体共存的 B 型包裹体; (n) 小喀拉苏伟晶岩文象结构带中与 A1 型包裹体共存的 B 型包裹体; (o) 小喀拉苏伟晶岩石英核中的 B 型包裹体, 呈负晶型, 散乱状分布;

图 2 伟晶岩石英矿物中的流体包裹体显微照片

Fig. 2. Microphotographs of inclusions in quartz in pegmatites.

样品 ABG14-02 中包裹体主要为 A2 型、B 型、C 型、D 型。各类型包裹体均较发育, 包裹体大小变化较大; 其中 A2 型包裹体数量较少, 呈半规则形态孤立状产出; B 型包裹体数量较多 (图 2g, h)。C、D 型流体包裹体主要呈负晶型。

(2) 磨石尕伟晶岩样品 MSG14-01 中包裹体类型主要为 A1 型、B 型。A1 型包裹体为不规则状孤立状分布, 数量较多, 大小在 5~37 μm 之间。B 型流体包裹体的大小在 8~15 μm , 呈负晶型, 孤立状分布 (图 2i)。

(3) 卡鲁安 805 号伟晶岩样品 805-14-01 中包裹体类型为 A1 型、A2 型、B 型。A1 和 A2 型数量较多, 多呈不规则状散乱分布。B 型流体包裹体大小在 9~23 μm 范围, 呈负晶型孤立状分布, 数量较多。锂辉石中的 B 型流体包裹体数量较多, 大小分布于 7~30 μm 之间, 多为长条形沿结晶方向分布 (图 2j)。

(4) 卡鲁安 806 号伟晶岩样品 806-14-01 中主要包裹体类型为 A1 型、A2 型、B 型。A1 型和 A2 型包裹体为长条形或不规则状, 包裹体大小变化于较大范围。B 型流体包裹体数量较多, 大小为 8~26 μm , 多呈负晶型、孤立状产出 (图 2k)。

(5) 卡鲁安 807 号伟晶岩样品 807-14-01 中显示的主要包裹体类型为 A1 型、A2 型、B 型。A1 型和 A2 型包裹体多为不规则状产出, 包裹体大小在 6~36 μm 之间。B 型流体包裹体大小为 9~25 μm , 多呈负晶型, 数量较多, 散乱状分布。

(6) 拜城 40 号伟晶岩脉样品 BC40-14-01 中包裹体类型主要为 A1 型、A2 型、B 型。A1 型包裹体数量不多, 呈不规则状散乱分布, 大小变化在 4~34 μm 范围。B 型流体包裹体数量较少, 呈负晶型, 孤立状产出, 大小为 10~23 μm (图 2l)。

样品 BC40-14-02 中包裹体类型主要为 A2 型、B 型。A2 型包裹体数量较少, 呈不规则孤立状产出, 大小为 10~27 μm 。B 型流体包裹体数量较多, 多为负晶型, 大小为 12~30 μm , 呈孤立状产出。

(7) 苇子沟伟晶岩样品 WZG14-01 中包裹体类型主要为 A1 型、B 型。A1 型包裹体数量较多, 呈不规则状分布, 大小为 5~31 μm 。B 型流体包裹体的数量较少, 具有负晶型形态, 大小为 6~25 μm , 呈孤立状产出 (图 2m)。

(8) 也留曼伟晶岩样品 YLM14-01 中包裹体类型主要为 A1 型、B 型。A1 型包裹体数量较多, 呈不规则状散乱分布, 大小为 4~23 μm 。B 型流体包裹体数量较少, 呈负晶型、孤立状产出, 大小为 7~20 μm 。

样品 YLM14-02 中包裹体类型主要为 A2 型、B 型。A2 型包裹体发育数量不多, 多为半规则, 孤立状产出, 大小为 9~28 μm 。B 型流体包裹体数量较多, 呈负晶型, 孤立状或散乱状产出, 大小为 11~32 μm 。

(9) 小喀拉苏伟晶岩样品 XKLS14-01 中包裹体类型主要为 A1 型、B 型。A1 型包裹体数量较多, 大小变化于 4~36 μm 较大范围, 形态不规则, 多呈散乱状分布。B 型流体包裹体数量有限, 呈负晶型孤立状产出, 大小为 8~25 μm (图 2n)。

样品 XKLS14-02 中包裹体类型主要为 A2 型、B 型、C 型、D 型。A2 型包裹体数量较少, 为不规则形态, 呈孤立状产出, 大小为 10~25 μm 。B 型流体包裹体数量较多, 多为负晶型, 散乱状分布, 大小为 12~31 μm 。C、D 型流体包裹体发育较少, 呈负晶型、孤立状产出 (图 2o)。

3.2 流体包裹体显微测温及激光拉曼成分分析

本文分别对 9 条伟晶岩的早期结构带和晚期石英核部带中的原生 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 流体包裹体进行了显微测温分析 (表 2, 图 3)。所研究的 B 型流体包裹体, 存在明显的“双眼皮”现象。先冷冻包裹体至 $-120\text{ }^\circ\text{C}$ 使其完全冻结, 然后缓慢升温, 分别测定固相 CO_2 的熔化温度、 CO_2 笼合物融化温度 $t_m(\text{cla})$ 、 CO_2 的均一温度 $t_h(\text{CO}_2)$, 流体包裹体的完全均一温度 $T_{h, \text{tot}}$ 。针对不同伟晶岩脉, 具体分述如下:

(1) 阿巴宫伟晶岩早期结构带 (ABG14-01) 中 27 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 的熔化温度变化于 $-57.8\text{~-}58.2\text{ }^\circ\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $7.9\text{~-}8.4\text{ }^\circ\text{C}$ 时完全融化, 至 $18.0\text{~-}23.2\text{ }^\circ\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度 (均一至液相) 为 $413.6\text{~-}431.9\text{ }^\circ\text{C}$ 。石英核部带 (ABG14-02) 中 60 个 B 型流体包裹体显微测温结果表明, 固相 CO_2 的熔化温度变化于 $-65.4\text{~-}67.0\text{ }^\circ\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $8.9\text{~-}9.6\text{ }^\circ\text{C}$ 时完全融化, 在至 $28.0\text{~-}30.0\text{ }^\circ\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $300.0\text{~-}316.7\text{ }^\circ\text{C}$ 范围。

(2) 磨石尕伟晶岩 (MSG14-01) 18 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 的熔化温度变化于 $-58.4\text{~-}58.8.0\text{ }^\circ\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $7.8\text{~-}8.2\text{ }^\circ\text{C}$ 时完全融化, 在 $25.0\text{~-}30.0\text{ }^\circ\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度在 $550.6\text{~-}590.8\text{ }^\circ\text{C}$ 之间。

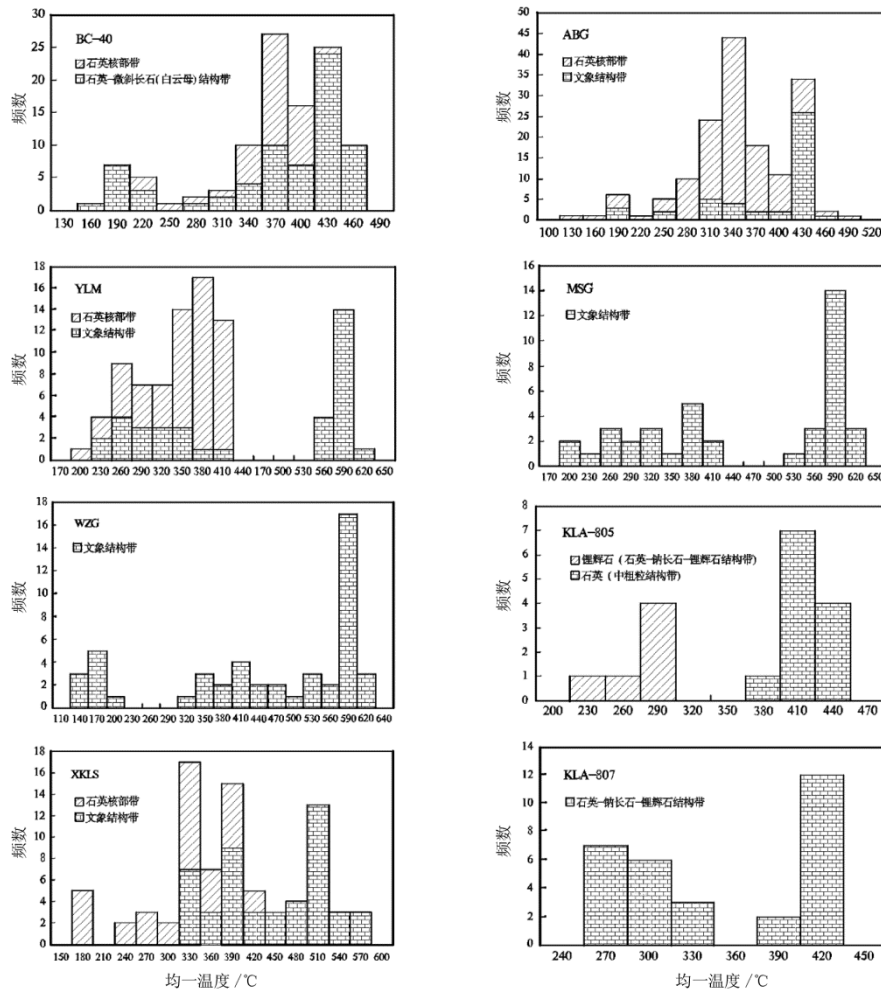
(3) 卡鲁安 805 号伟晶岩 (805-14-01) 12 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 的熔化温

表 2 阿尔泰二叠纪、三叠纪伟晶岩中 B 型包裹体显微测温数据

Table 2. Microthermometric data for B-type fluid inclusions in Permian and Triassic pegmatites from Altay

时代	伟晶岩	样品	寄主矿物	包裹体测温数据							
				N	大小/ μm	$t_m(\text{CO}_2)/^\circ\text{C}$	$t_m(\text{cla})/^\circ\text{C}$	$\rho(\text{CO}_2)/\%$	$t_h(\text{CO}_2)/^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eqv}})/\%$	$t_{h,\text{total}}/^\circ\text{C}$
三叠纪	阿巴宫	ABG14-01	石英	27	6~26	-57.8~-58.2	7.9~8.4	0.41~0.72	18.0~23.2	3.15~4.07	413.6~431.9
		ABG14-02	石英	60	8~24	-65.4~-67.0	8.9~9.6	0.30~0.65	28.0~30.0	0.83~2.20	300.0~361.7
	磨石杂	MSG14-01	石英	18	8~15	-58.4~-58.8	7.8~8.2	0.50~0.75	25.0~30.0	3.52~4.26	550.6~590.8
		805-14-01	石英	12	9~23	-59.4~-59.7	8.8~9.0	0.25~0.45	25.3~29.0	2.00~2.39	380.0~418.0
	卡鲁安 805	805-14-01	锂辉石	6	7~30		8.0~9.2	0.17~0.40	14.5~15.0	1.62~3.89	230.0~274.0
	卡鲁安 806	806-14-01	石英	18	8~26	-59.0~-59.5	8.2~9.2	0.28~0.50	25.1~27.0	1.62~3.52	380.0~436.0
	卡鲁安 807	807-14-01	石英	17	9~25	-59.4~-59.9	8.5~9.2	0.25~0.55	24.0~29.0	1.62~2.96	489.0~498.0
二叠纪	拜城 40	BC-40-14-01	石英	17	10~23	-57.0~-57.5	6.8~7.3	0.30~0.60	19.7~25.0	5.14~6.03	391.5~445.6
		BC-40-14-02	石英	30	12~30	-66.3~-66.9	9.4~9.8	0.20~0.57	23.3~28.6	0.43~1.22	300.0~377.0
	苇子沟	WZG14-01	石英	25	6~25	-57.8~-58.5	6.0~6.8	0.35~0.60	27.1~28.5	6.03~7.83	519.5~588.5
	也留曼	YLM14-01	石英	19	7~20	-57.3~-57.9	7.0~7.6	0.43~0.73	21.0~26.0	4.62~5.68	545.6~593.2
		YLM14-02	石英	43	11~32	-66.1~-66.7	9.3~9.5	0.20~0.50	25.0~30.0	1.02~1.42	307.8~406.0
	小喀拉苏	XKLS14-01	石英	23	8~25	-57.2~-58.0	7.4~8.0	0.33~0.68	21.0~25.0	3.89~4.98	454.0~565.7
		XKLS14-02	石英	21	12~31	-63.0~-64.0	8.9~9.6	0.20~0.45	29.0~30.1	0.83~2.20	305.0~345.0

注： $t_m(\text{CO}_2)$ 表示固相 CO_2 的熔化温度； $t_m(\text{cla})$ 表示 CO_2 络合物熔化温度； $\rho(\text{CO}_2)$ 表示包裹体中 CO_2 所占的体积分数； $t_h(\text{CO}_2)$ 为 CO_2 均一温度； $w(\text{NaCl}_{\text{eqv}})$ 为盐度； $t_{h,\text{total}}$ 为完全均一温度。



a. 二叠纪伟晶岩 b. 三叠纪伟晶岩

图 3 伟晶岩中流体包裹体完全均一温度直方图

Fig. 3. Histograms of total homogenization temperature for fluid inclusions in different pegmatites.

度变化于 $-59.4\sim-59.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $8.8\sim 9.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度时完全融化, 在 $25.3\sim 29.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $380.0\sim 418.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围。

(4) 卡鲁安 806 号伟晶岩 (806-14-01) 18 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 融化温度变化于 $-59.0\sim-59.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, CO_2 笼合物在 $8.2\sim 9.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $25.1\sim 27.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度 $380.0\sim 436.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

(5) 卡鲁安 807 号伟晶岩 (807-14-01) 17 个 B 型流体包裹体显微测温表明, 固相 CO_2 的融化温度变化于 $-59.4\sim-59.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $8.5\sim 9.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $24.0\sim 29.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度为 $489.0\sim 498.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

(6) 拜城 40 号伟晶岩早期结构带 (BC40-14-01) 中 17 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 的融化温度变化于 $-57.0\sim-57.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $6.8\sim 7.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $19.7\sim 25.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $391.5\sim 445.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间。石英核部带 (BC40-14-01) 中 30 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 的融化温度变化于 $-66.3\sim-66.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $9.4\sim 9.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $23.3\sim 28.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $300.0\sim 377.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间。

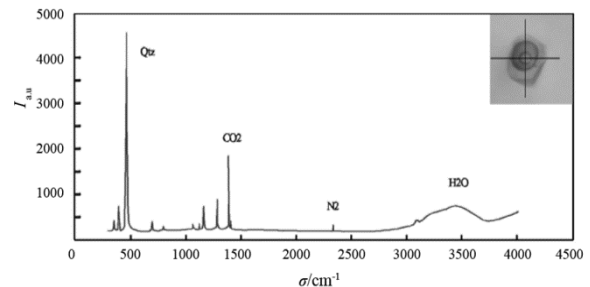
(7) 苇子沟伟晶岩 (WZG-14-01) 25 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 的融化温度变化于 $-57.8\sim-58.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $6.0\sim 6.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $27.1\sim 28.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $519.5\sim 588.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围。

(8) 也留曼伟晶岩早期结构带 (YLM-14-01) 中 19 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 的融化温度变化于 $-57.3\sim-57.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $7.0\sim 7.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $21.0\sim 26.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $545.6\sim 593.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间。石英核部带 (YLM-14-02) 中 43 个 B 型流体包裹体显微测温显示, 固相 CO_2 的融化温度变化于 $-66.1\sim-66.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $9.3\sim 9.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $25.0\sim 30.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $307.8\sim 406.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围。

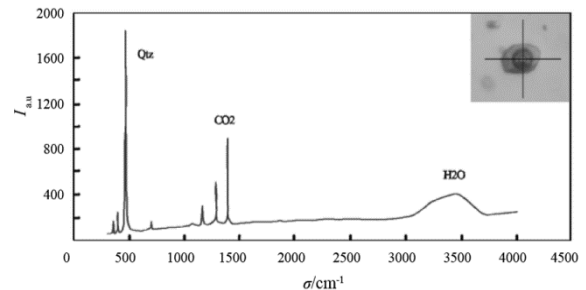
(9) 小喀拉苏伟晶岩早期结构带 (XKLS-14-01) 中 23 个 B 型流体包裹体显微测温表明, 固相 CO_2 的融化温度变化于 $-57.2\sim-58.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合

物在 $7.4\sim 8.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $21.0\sim 25.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $454.0\sim 565.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间。石英核部带 (XKLS-14-02) 中 21 个 B 型流体包裹体显微测温结果显示, 固相 CO_2 的融化温度变化于 $-63.0\sim-64.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, CO_2 笼合物在 $8.9\sim 9.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时完全融化, 在 $29.0\sim 30.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时 CO_2 完全均一至液相, 流体包裹体的完全均一温度变化于 $305.0\sim 345.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

对上述不同伟晶岩脉中 B 型流体包裹体开展的激光拉曼分析表明, 拉曼光谱均显示具有明显的 CO_2 特征峰 (1282 cm^{-1} 和 1387 cm^{-1}) 和宽缓的水峰, 并伴随有微弱的 N_2 特征峰 (2328 cm^{-1}) (图 4)。未显示出其它异常峰, 由此指示 B 型流体包裹体为 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 体系。



(a) 阿巴宫伟晶岩文象结构带石英中 B 型包裹体中的 CO_2 、 H_2O 、 N_2



(b) 807号脉石英-钠长石-锂辉石结构带石英中 B 型包裹体中的 CO_2 、 H_2O

图 4 流体包裹体拉曼谱图

Fig. 4. The LRM spectra for fluid inclusions.

3.3 压力估算

对伟晶岩早期结构带中 B 型流体包裹体进行显微测温, 并利用 Flincor 软件 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 体系状态方程^[64-66], 获得了流体包裹体体系的等容线。所用数据均是采用正态分布确定的高频值。由于均一温度未经压力校正, 包裹体的捕获温度应该高于均一温度, 所以计算获得的压力值为最小捕获压力 (图 5)。其中 5 条三叠纪伟晶岩 (卡鲁安 805 号脉、卡鲁安 806 号脉、卡鲁安 807 号脉、阿巴宫伟晶岩和磨石尕伟晶岩) 压力变化于 $235\sim 308\text{ MPa}$ 范围, 若以 28 MPa/km 的静岩压力梯度为参考标准, 则对应的侵位深度为 $8.4\sim 11.0\text{ km}$; 而 4 条二叠纪伟晶

岩（拜城 40 号脉、苇子沟伟晶岩、也留曼伟晶岩和小喀拉苏伟晶岩）压力变化于 319~406 MPa 范围，对应形成深度为 11.4~14.5 km（图 6）。由于实际捕获时的压力梯度介于静水压力与静岩压力之间，因此流体包裹体实际形成深度应比上述估算值略大。

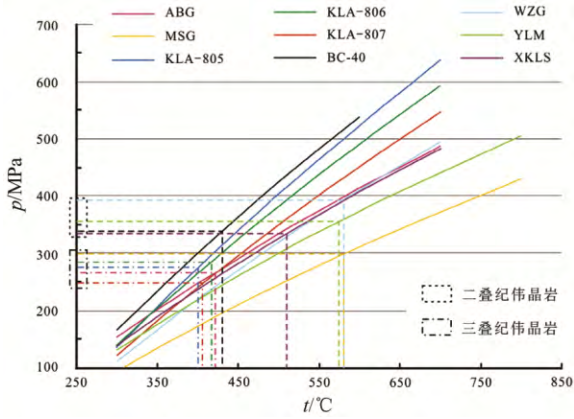


图 5 伟晶岩早期结构带石英矿物中 B 型包裹体的等容线及压力估算

Fig. 5. Isochores and estimated pressures for type-B fluid inclusions in quartzes from the early textural zones of pegmatites.

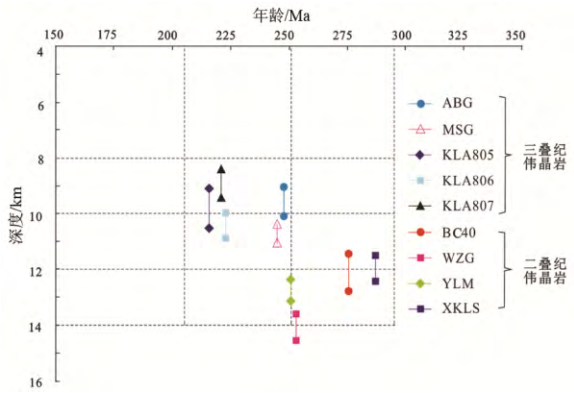


图 6 二叠纪、三叠纪伟晶岩侵位深度对比

Fig. 6. Comparison of emplacement depth between Permian and Triassic pegmatites.

与之对比，同一伟晶岩脉晚期固结石英核部带中石英矿物捕获的 B 型流体包裹体以显著低的均一温度、相对高的 CO₂ 笼合物融化温度和 CO₂ 均一温度而区别于早期固结结构带中石英捕获的 B 型流体包裹体（表 2）；对于三叠纪的阿巴宫伟晶岩，晚期固结的石英核部带中石英矿物捕获的 B 型流体包裹体均一温度在 300.0~361.7℃ 范围（表 2），计算的最小捕获压力平均值为 131 MPa，对应的侵位深度平均值为 4.68 km（表 3）；对于二叠纪的拜城 40 号脉、也留曼伟晶岩和小喀拉苏伟晶岩，晚期固结的石英核部带石英矿物捕获的 B 型流体包裹体均一

温度分别分布于 300.0~377.0、307.8~406.0 和 305.0~345.0 °C 范围（表 2），计算的最小捕获压力平均值分别为 259、270 和 193 MPa，对应的侵位深度平均值分别为 9.26、9.66 和 6.91 km（表 3）。

表 3 伟晶岩 B 型流体包裹体的完全均一温度、捕获压力及其侵位深度平均值

Table 3. Average values of trapped pressure and emplacement depth corresponding homogenization temperature of B-type fluid inclusion

伟晶岩	样品编号	$t_{h, total}/^{\circ}C$	p/MPa	侵位深度/km
阿巴宫	ABG14-01	421	266.1	9.53
	ABG14-02	324	130.6	4.68
磨石砬	MSG14-01	581	298.9	10.70
卡鲁安 805	805-14-01	400	274.3	9.82
卡鲁安 806	806-14-01	416	284.2	10.18
卡鲁安 807	807-14-01	405	245.9	8.80
拜城 40	BC-4014-01	430	337.8	12.09
	BC-4014-02	355	258.7	9.26
苇子沟	WZG14-01	580	393.0	14.07
也留曼	YLM14-01	575	355.7	12.74
	YLM14-02	376	269.9	9.66
小喀拉苏	XKLS14-021	510	334.4	11.97
	XKLS14-02	323	193.0	6.91

4 讨论

4.1 岩浆-热液演化阶段伟晶岩内部含水相变化

在 20 世纪的 60—80 年代，有关伟晶岩的成因，普遍接受的是 Jahns-Bumham 模型，认为挥发分过饱和是形成伟晶岩的必要条件^[14,67-68]。而当前的 London 模型，基于实验研究提出^[69-70]，挥发分过饱和（含有约 11.5% H₂O）的过铝质岩浆体系中结晶作用发生在蒸气相而不是熔体相，只能形成组成上均一、等粒自形、随机取向和分布的结晶相；而在水不饱和（≤3.5% H₂O）条件下成功地模拟出与伟晶岩类似的矿物组构、空间分带性以及熔体分异趋势。

研究显示，伟晶岩通常经历了岩浆、岩浆-热液过渡及热液 3 个阶段^[25,70-71]。伟晶岩初始岩浆是水不饱和的，因此岩浆阶段不存在独立的含水相；随着岩浆分离结晶作用的进行，大量无水矿物如长石、石英的晶出，使得残余熔体相中水渐趋饱和，将发生岩浆流体相的出溶，从而过渡到熔体相、结晶相和流体相共存的岩浆-热液过渡阶段；而伟晶岩中石英核代表了伟晶岩演化到最后的热液阶段。

本次研究中，在伟晶岩早期固结的结构带和晚期热液成因石英核部带石英矿物中均发现了原生的流体包裹体，尽管不同的脉体早期结构带中流体包

裹体产出的数量存在明显差异。对于卡鲁安 805、806 和 807 号脉, 早期固结的石英-钠长石-锂辉石(锂云母)结构带中, B 型流体包裹体数量较多且个体较大, 且与熔体-流体包裹体(A2 型)共生为特征, 指示它形成于岩浆-热液过渡阶段体系。而来自热液成因的石英核部带的石英矿物捕获的 B 型流体包裹体, 也观察到与熔体-流体包裹体(A2 型)共生的特征, 但未见熔体包裹体(A1 型)。其他伟晶岩脉早期固结结构带中石英捕获的 B 型流体包裹体, 以与熔体包裹体(A1 型)共生为特征, 指示形成于岩浆阶段。对于岩浆成因的早期结构带, 如文象结构中石英、微斜长石被广泛认为是因过冷而直接从岩浆中结晶的^[72-75], 在这种情况下, H₂O 未达到饱和, 不可能出溶流体相, 其存在的原生流体相包裹体很可能与不混溶作用有关。

Jahns 和 Bumham (1969)强调了在伟晶岩的形成过程中挥发组分起到了非常重要的作用, 他们认为花岗质伟晶岩是从共存的铝硅酸盐熔体和含水流体中结晶出来的^[68]。London (1990)提出早期伟晶岩矿物中的原生 H₂O-CO₂ 流体包裹体是熔体相与富含挥发组分的流体相间发生了不混溶结果^[76-77]。Veksler (2002)和他的同事通过在合成的过铝质花岗岩中加入 H₂O、B、F 等物质模拟天然花岗质伟晶岩, 发现在 450~900 °C、0.1~0.2 GPa 条件下铝硅酸盐熔体、水质流体、高温卤水能够稳定地共存^[90]。Thomas 观察到稀有金属伟晶岩中 H₂O-CO₂ 流体包裹体与过铝质熔体包裹体、富水的过碱质熔体包裹体共生现象, 这为伟晶岩熔体的不混溶提供了直接的证据^[18,27,78-80]。伟晶岩熔体本身就含有大量的挥发分物质(如 H₂O、CO₂、B、P、Cl 等), 其稳定侵位后, 根据挥发分组分、助熔剂含量的多少及所处环境的不同, 伟晶岩熔体以熔体-流体不混溶或流体相饱和和出溶的形式形成单独的流体相。当就位的伟晶岩熔体挥发分/助熔剂含量少时, 随着温度和压力的降低, 稠密的以 CO₂、H₂O 为主要组分的流体与硅酸盐熔体发生了不混溶作用, 形成了富 CO₂ 的小液滴; 当就位的伟晶岩熔体挥发分/助熔剂含量高时(如卡鲁安 805、806、807 号脉), 随着结晶作用的进行, 由于流体过饱和而出溶独立的流体相。这些不同成因的独立流体被主晶矿物捕获后形成与熔体包裹体共存的原生流体包裹体。本次研究发现了与熔体包裹体共生的原生富 CO₂ 流体包裹体(B 型), 既为主晶矿物捕获独立流体相形成的。

已有研究表明, 伟晶岩熔体演化过程中, 随着石英、长石等矿物的大量晶出, 残余体系水含量逐渐饱和, 发生液相分离, 出溶单一的流体相, 而锂

辉石矿物的大量晶出基本与流体相出溶同步^[23-26]。在岩浆-热液过渡阶段, 可出现熔体包裹体、熔体-流体包裹体和流体包裹体。实验发现, 伟晶岩熔体演化的不同阶段, B 型流体包裹体固相 CO₂ 的融化温度具有明显区别, 早期岩浆成因的结构带(文象结构带)中 B 型包裹体固相 CO₂ 的融化温度为 -57.0~-58.8 °C, 岩浆-热液过渡阶段成因的结构带(石英-钠长石-锂辉石)中的为 -59.0~-59.9 °C, 而晚期石英核部带中的为 -63.0~-67.0 °C。由此可见, 早期结构带中的固相 CO₂ 的融化温度最接近纯 CO₂ 的固相融化温度(-56.6 °C), 说明早期边缘带包裹体中 CO₂ 的密度较大, 但随着熔体逐渐的结晶分异, 温度、压力的逐渐降低, 溶解在伟晶岩熔体中的挥发组分逐渐出溶(如 B、F、P、Cl 等), 导致 CO₂ 的浓度降低。此外, 相比于早结构带, 晚期结构带 B 型包裹体的盐度有所降低, 这可能是随着结晶作用的进行, 体系中的碱质组分(Na、K)等被大量消耗而导致在残余热液中的含量减少。

4.2 早期和晚期原生流体包裹体 *p-t* 指示

同一伟晶岩脉的早期固结的结构带中石英捕获的 B 型流体包裹体均一温度、捕获的流体压力显著不同于晚期固结石英核部带中石英矿物捕获的 B 型流体包裹体; 二叠纪的拜城 40 号脉、也留曼伟晶岩和小喀拉苏伟晶岩, 早期固结结构带中石英矿物捕获的 B 型流体包裹体均一温度分别分布于 391.5~445.6、545.6~593.2 和 454.0~565.7 °C, 计算的最小捕获压力平均值分别为 338、356 和 334 MPa, 而晚期固结的石英核部带石英矿物捕获的 B 型流体包裹体均一温度分别分布于 300~377、307.8~406 和 305~345 °C, 计算的最小捕获压力平均值分别为 259、270 和 193 MPa。这与可可托海 3 号脉、柯鲁木特 112 号脉流体包裹体研究的结论一致, 前者由早期岩浆阶段的 900~600 °C、320~250 MPa 降至岩浆-热液过渡阶段的 650~500 °C、280~220 MPa, 到晚期热液阶段的 530~450 °C、250~180 MPa; 后者由岩浆阶段的约 330 MPa 降至岩浆-热液过渡阶段的 230~330 MPa 到晚期热液阶段的 300 °C、<200 MPa^[23-26,81-82]。究其原因, 由岩浆、岩浆-热液过渡到热液阶段, 温压持续降低很可能是等容体系下的 *p-t* 演化的结果或者伟晶岩体系由封闭转为相对开放所致。伟晶岩侵位到特定的裂隙空间后处在相对密闭等容体系中分异演化, 由于出溶的岩浆流体相中低的 CO₂ 含量, 不大可能产生 CO₂ 诱发的流体相沸腾而导致压力释放。因此, 压力降低很可能是等容体系下的 *p-t* 演化的结果, 即随

着温度的逐渐下降,体系内的压力也会随之降低。由此,我们认为熔体包裹体、熔体-流体包裹体和晚期热液成因石英核中的 B 型流体包裹体的均一温度分别记录岩浆成因、岩浆-热液过渡阶段体系形成的结构带以及晚期石英核部带形成温度;对于伟晶岩形成压力,不能由热液成因石英核中 B 型流体包裹体计算的捕获流体压力来限定;伟晶岩早期固结形成结构带中石英矿物捕获的 B 型流体包裹体可提供更为真实、可靠的捕获流体压力。

4.3 伟晶岩侵位深度与成矿作用耦合关系

Ginsburg 等(1979)根据地质背景和成因特征将花岗伟晶岩分为 4 大类:1)浅成伟晶岩,又称晶洞伟晶岩,形成深度 1.5~3.5 km;2)中深伟晶岩,又称稀有金属伟晶岩,形成深度 3.5~7.0 km,其矿产主要有 Li、Rb、Cs、Be、Ta、Nb 等;3)深成伟晶岩,即白云母伟晶岩,形成深度 7.0~11.0 km;4)最深伟晶岩,形成深度>11.0 km^[19]。这一分类强调了伟晶岩形成深度在伟晶岩成岩成矿中的重要作用。本次研究显示,所研究的二叠纪伟晶岩侵位深度为 11.4~14.5 km,三叠纪伟晶岩的侵位深度为 8.4~11.0 km,即二叠纪伟晶岩侵位深度显著大于三叠纪伟晶岩的侵位深度。与之对比,世界著名的可可托海 3 号脉(超大型 Li-Be-Nb-Ta-Cs-Rb-Hf 矿床)侵位最大深度为 11.5 km,柯鲁木特 112 号脉(中型 Li-Be-Nb-Ta 矿床)侵位最大深度为 11.8 km。不难看出,中国阿尔泰造山带中稀有金属伟晶岩形成深度在 8.4~14.5 km 范围,远大于 Ginsburg 等定义的稀有金属伟晶岩形成深度(3.5~7.0 km)^[19]。

从稀有金属伟晶岩分布来看,与伟晶岩相关的稀有金属矿床主要分布于中阿尔泰构造单元中,形成时代主要为三叠纪,其次为侏罗纪,如可可托海 3 号脉 Li-Be-Nb-Ta-Cs-Rb-Hf 矿床、柯鲁木特 112 号脉 Li-Be-Nb-Ta 矿床、蒙库卡拉苏 Li-Be-Nb-Ta 矿床、库卡拉盖 Li-Be-Nb-Ta 矿床、群库尔 Be-Nb-Ta 矿床、佳木开 Li-Be-Nb-Ta-Cs 矿床、虎斯特 Be-Nb-Ta 矿床。产于南阿尔泰构造单元中的伟晶岩其成岩、成矿时代则主要为二叠纪,其中大喀拉苏伟晶岩(小型 Li-Be-Nb-Ta 矿床)、小喀拉苏(小型 Li-Be-Nb-Ta 矿床)、也留曼伟晶岩^[9](小型 Be 矿床)中锆石 U-Pb 定年显示,形成时代分别为 272.5±1.4 Ma、287.0±6.5 Ma、263.8±1.6 Ma(课题组未发表数据)。中、南阿尔泰构造单元中伟晶岩型稀有金属矿床数量、矿化类型及其矿床规模上的显著差异,很可能反映其形成伟晶岩物源、成矿动力学背景上的差异。

通过对阿尔泰造山带中典型伟晶岩(可可托海 3 号脉、柯鲁木特 112 号脉、卡鲁安 805、806、807 号脉)地球化学研究,我们初步认为中亚造山带在三叠纪进行大陆碰撞造山作用,构造体制由挤压转换为伸展,导致加厚地壳物质减压熔融,是我国阿尔泰造山带中伟晶岩大规模分布的构造背景^[7-8,26,83-84]。目前对于阿尔泰造山带二叠纪伟晶岩地球化学研究还十分薄弱,还不清楚二叠纪伟晶岩成因、成矿物质来源、成矿作用以及形成的大陆动力学背景。

由于 LCT 型伟晶岩与 S 型过铝质花岗岩具有成因联系,因此,许多学者倾向性认为伟晶岩是花岗岩岩浆演化晚期的残余岩浆固结的产物^[85-87]。在空间上,自下而上存在由黑云母花岗岩→二云母浅色花岗岩→粗粒白云母浅色花岗岩→伟晶质浅色花岗岩→伟晶岩晕的垂直分异^[88];同理,自下而上存在因分离结晶作用导致的围绕着高度分异的过铝质花岗岩的伟晶岩分带,即黑云母伟晶岩、二云母伟晶岩、白云母伟晶岩以及出露于最远端的极度 Rb、Cs 富集的稀有金属伟晶岩^[89],并依次发育无矿化→Be→Be-Nb-Ta→Li-Be-Ta-Nb→Li-Cs-Be-Ta-Nb 矿化分带^[88]。显然,伟晶岩侵位深度与岩浆分异、挥发分富集、矿化类型及矿化分带复杂性以及交代作用程度存在一定耦合关系。阿尔泰三叠纪伟晶岩与二叠纪伟晶岩具有明显时空分布特征,因此,它们不可能是同一花岗岩不同期次岩浆脉动的产物。尽管如此,三叠纪伟晶岩侵位深度明显浅于二叠纪伟晶岩,这有利于挥发分的富集,促进了岩浆液相线、固相线温度降低,有利于岩浆充分的分异演化,促使稀有金属元素在残余熔体中的富集成矿。

5 主要结论

(1)阿尔泰二叠纪、三叠纪伟晶岩早期结构带与晚期石英核的石英发育大量流体和熔体包裹体,且多处可见熔体包裹体与富 CO₂ 流体包裹体共生现象,指示岩浆-热液过渡阶段伟晶岩熔体的不混溶。

(2)阿尔泰造山带中三叠纪伟晶岩侵位深度明显浅于二叠纪伟晶岩,其中三叠纪伟晶岩侵位深度为 8.4~11.0 km,而二叠纪伟晶岩侵位深度为 11.4~14.5 km,明显大于 Ginsburg 等(1979)定义的稀有金属伟晶岩形成深度(3.5~7.0 km)。

(3)相对较浅的侵位深度可能更有利于挥发分在残余岩浆中的富集,促进伟晶岩岩浆分异演化及稀有金属元素在残余熔体中的富集成矿。

参考文献:

- [1] 吴柏青, 邹天人. 试论新疆阿尔泰花岗岩伟晶岩的成因 [J]. 新疆矿产地质, 1989, (1): 60-70.
- [2] 邹天人, 曹惠志, 吴柏青. 新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志 [J]. 地质学报, 1988, (3): 229-243.
- [3] Liu F, Zhang Z-X, Li Q, et al. New precise timing constraint for the Keketuohai No. 3 pegmatite in Xinjiang, China, and identification of its parental pluton [J]. Ore Geology Reviews, 2014, 56: 209-219.
- [4] Lü 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(6): 374-391.
- [5] 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(s1-2): 325-336.
- [6] 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.
- [7] 陈剑锋. 阿尔泰 3 号伟晶岩脉缓倾斜部分岩浆的形成与演化 [D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2011: 1-87.
- [8] 马占龙, 张辉, 唐勇, 等. 新疆卡鲁安矿区伟晶岩锆石 U-Pb 定年、铅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, (1): 9-26.
- [9] 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.
- [10] Černý P, Ercit T S. The classification of granitic pegmatites revisited [J]. Canadian Mineralogist, 2005, 43(6): 2005-2026.
- [11] London D. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites [J]. Lithos, 2014, 184: 74-104.
- [12] Skinner B. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know [J]. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 1997, 3: 1-30.
- [13] 张德会, 徐九华, 余心起, 等. 成岩成矿深度: 主要影响因素与压力估算方法 [J]. 地质通报, 2011, 30(1): 112-125.
- [14] Jahns R. Internal evolution of pegmatite bodies [J]. Mineral Assoc Canada Short Course, 1982, 8: 293-327.
- [15] Jahns R H, Tuttle O F. Layered pegmatite-aplite intrusives [J]. Mineralogical Society of America Special Paper, 1963, 1: 78-92.
- [16] Leshner C, Walker D. Thermal diffusion in petrology [A]. Diffusion, Atomic Ordering, and Mass Transport [M]. Springer, 1991: 396-451.
- [17] London D. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. Amer Mineral Jahns Mem [J]. American Mineralogist, 1986, 71(3/4): 376-395.
- [18] Thomas R, Davidson P. Progress in the determination of water in glasses and melt inclusions with Raman spectroscopy: a short review [J]. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 2006, 34(3/4): 159.
- [19] Ginsburg A, Timofeyev I, Feldman L. Principles of geology of the granitic pegmatites [M]. Moscow: Nedra, 1979: 296.
- [20] Černý P, Blevin P, Cuney M, et al. Granite-related ore deposits [J]. Society of Economic Geologists, 2005, 100: 337-370.
- [21] London D. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future [J]. Lithos, 2005, 80(1): 281-303.
- [22] London D, Cerny P. Pegmatites [M]. Mineralogical Association of Canada Ottawa, 2008.
- [23] 卢焕章, 王中刚. 岩浆-流体过渡和阿尔泰三号伟晶岩脉之成因 [J]. 矿物学报, 1996, 26(1): 1-7.
- [24] 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: 1-171.
- [25] 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.
- [26] 吕正航. 新疆柯鲁木特 112 号伟晶岩岩浆-热液演化及成因初探 [D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2013: 1-194.
- [27] Thomas R, Webster J D, Davidson P. Be-daughter minerals in fluid and melt inclusions: implications for the enrichment of Be in granite-pegmatite systems [J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 2011, 161(3): 483-495.
- [28] 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征 [J]. 岩石学报, 2007, 23(9): 2085-2108.
- [29] 卢焕章. 流体包裹体 [M]. 北京: 科学出版社, 2004.
- [30] 孙贺, 肖益林. 流体包裹体研究: 进展、地质应用及展望 [J]. 地球科学进展, 2009, 24(10): 1105-1121.
- [31] Hansteen T H, Kutterolf S, Freundt A, et al. Heavy Halogen (Br, I) Injections into the Stratosphere from Large Explosive Volcanic Eruptions: Information from Melt Inclusions [J]. Agu International Meeting, 2008, 1: 0068.
- [32] Kerkhof A M V D, Hein U F. Fluid inclusion petrography [J]. Lithos, 2001, 55(s1/4): 27-47.
- [33] Roedder E, Belkin H E. Petrographic study of fluid inclusions in salt-core samples from Asse Mine, Federal Republic of Germany [R]. Geological Survey, Reston, VA (USA), 1980.
- [34] Xiao W, Pirajno F, Seltmann R. Geodynamics and metallogeny of the Altaid orogen [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32(2): 77-81.
- [35] Yuan C, Sun M, Xiao W, 等. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: insights from Paleozoic granitoids [J]. Chemical Geology, 2007, 242(1): 22-39.
- [36] 何国琦. 中国新疆古生代地壳演化及成矿 [M]. 新疆人民出版社, 1994.
- [37] 何国琦, 韩宝福, 岳永君, 等. 中国阿尔泰造山带的构造分区和地壳演化 [J]. 新疆地质科学, 1990, 2(9): 9-20.

- [38] Jahn B-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic [J]. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 226(1): 73-100.
- [39] Sengör A, Natal'in B, Burtman V. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia [J]. Nature, 1993, 364: 299-307.
- [40] Windley B F, Alexiev D, Xiao W, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt [J]. Journal of the Geological Society, 2007, 164(1): 31-47.
- [41] 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]. The Journal of Geology, 2002, 110(6): 719-737.
- [42] Xiao W, Santosh M. The western Central Asian Orogenic Belt: A window to accretionary orogenesis and continental growth [J]. Gondwana Research, 2014, 25(4): 1429-1444.
- [43] Cai K, Sun M, Yuan C, et al. Carboniferous mantle-derived felsic intrusion in the Chinese Altai, NW China: Implications for geodynamic change of the accretionary orogenic belt [J]. Gondwana Research, 2012, 22(2): 681-698.
- [44] Cai K, Sun M, Yuan C, et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China [J]. Lithos, 2011, 127(1-2): 261-281.
- [45] Long X, Min S, Chao Y, et al. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Altai: Implications for its tectonic evolution [J]. Sedimentary Geology, 2008, 208(3/4): 88-100.
- [46] Long X, Yuan C, Sun M, et al. Geochemistry and U-Pb detrital zircon dating of Paleozoic graywackes in East Junggar, NW China: insights into subduction-accretion processes in the southern Central Asian Orogenic Belt [J]. Gondwana Research, 2012, 21(s 2/3): 637-653.
- [47] Sun M, Yuan C, Xiao W, et al. Zircon U - Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai: progressive accretionary history in the early to middle Palaeozoic [J]. Chemical Geology, 2008, 247(3): 352-383.
- [48] 孙敏, 龙晓平, 蔡克大, 等. 阿尔泰早古生代末期洋中脊俯冲: 锆石 Hf 同位素组成突变的启示 [J]. 中国科学, 2009, (7): 935-948.
- [49] 龙晓平. 新疆阿尔泰古生代碎屑沉积岩的沉积时代、物质来源及其构造背景 [D]. 中国科学院研究生院(广州地球化学研究所), 2007.
- [50] 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, (1): 43-60.
- [51] 杨富全, 刘锋, 柴凤梅, 等. 新疆阿尔泰铁矿: 地质特征、时空分布及成矿作用 [J]. 矿床地质, 2011, 30(4): 575-598.
- [52] 袁峰. 新疆阿尔泰诺尔特地区花岗岩形成的构造环境 [J]. 火山地质与矿产, 1997, (3): 203-210.
- [53] 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, 19(4): 292-296.
- [54] 童英, 王涛, 洪大卫, 等. 北疆及邻区石炭-二叠纪花岗岩时空分布特征及其构造意义 [J]. 岩石矿物学杂志, 2010, 29(6): 619-641.
- [55] 王登红. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律 [M]. 原子能出版社, 2002.
- [56] 王涛, 童英, 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.
- [57] 王中刚. 阿尔泰花岗岩类地球化学 [M]. 科学出版社, 1998.
- [58] 肖序常. 新疆北部及其邻区大地构造 [M]. 地质出版社, 1992.
- [59] 周刚, 董连慧, 秦纪华, 等. 中国阿尔泰造山带岩浆活动、构造演化及成矿作用 [J]. 新疆地质, 2013, 31(z1): 8-14.
- [60] 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]. The Journal of Geology, 2006, 114(6): 735-751.
- [61] Tong Y, Wang T, Siebel W, et al. Recognition of early Carboniferous alkaline granite in the southern Altai orogen: post-orogenic processes constrained by U-Pb zircon ages, Nd isotopes, and geochemical data [J]. International Journal of Earth Sciences, 2012, 101(4): 937-950.
- [62] 童英, 王涛, 洪大卫, 等. 中国阿尔泰北部山区早泥盆世花岗岩的年龄、成因及构造意义 [J]. 岩石学报, 2007, 23(8): 1933-1944.
- [63] Roedder E, Ribbe P. Fluid inclusions [M]. Mineralogical Society of America Washington, DC, 1984.
- [64] Bowers T S, Helgeson H C. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non ideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1983, 47(7): 1247-1275.
- [65] Bowers T S, Helgeson H C. FORTRAN programs for generating fluid inclusion isochores and fugacity coefficients for the system H_2O-CO_2-NaCl at high pressures and temperatures [J]. Computers & Geosciences, 1985, 11(2): 203-213.
- [66] Brown P E. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data [J]. American Mineralogist, 1989, 74(11): 1390-1393.
- [67] Burnham C W, Nekvasil H. Speciation in granitic melts [J]. Geol Soc Am, Abstr Programs (United States), 1985, 17.
- [68] 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.
- [69] London D. Internal differentiation of rare-element pegmatites: Effects of boron, phosphorus, and fluorine [J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 1987, 51(3): 403-420.
- [70] London D. Lithophile rare element concentration in silic rocks: the alkaline trend in granitic systems [J]. Geol Assoc Can-Mineral Assoc, Program Abstr, 1989, 14: A21.

- [71] Burnham C W. Late-stage processes of felsic magmatism [J]. *Soc Mining Geol JPN*, 1980, 8: 1-11.
- [72] Evensen J M. The geochemical budget of beryllium in silicic melts and superliquidus, subliquidus, and starting state effects on the kinetics of crystallization in hydrous haplogranite melts [Z]. 2001.
- [73] Fenn P M. On the origin of graphic granite. *Am Mineral [J]. American Mineralogist*, 1986, 71(3): 325-330.
- [74] London D. Melt boundary layers and the growth of pegmatite textures [J]. *The Canadian Mineralogist*, 1999, 37: 826-827.
- [75] London D, Morgan G. VI (2012) The pegmatite puzzle [J]. *Elements*, 8: 263-268.
- [76] London D. Internal differentiation of rare-element pegmatites; a synthesis of recent research [J]. *Geological Society of America Special Papers*, 1990, 246: 35-50.
- [77] 卢焕章. 流体不混溶性和流体包裹体 [J]. *岩石学报*, 2011, 27(5): 1253-1261.
- [78] Beurlen H, Thomas R, Silva M R R D, et al. Perspectives for Li- and Ta-Mineralization in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: A review [J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 2014, 56(2): 110-127.
- [79] Thomas R, Davidson P. Water in granite and pegmatite-forming melts [J]. *Ore Geology Reviews*, 2012, 46(2): 32-46.
- [80] 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.
- [81] 吴长年, 朱金初. 阿尔泰伟晶岩中流体熔融包裹体成分的研究 [J]. *地球化学*, 1995, (4): 351-358.
- [82] 吴长年, 朱金初, 刘昌实, 等. 阿尔泰伟晶岩锂辉石中包裹体研究 [J]. *大地构造与成矿学*, 1994, 18(4): 353-362.
- [83] Zagorsky V Y, Vladimirov A, Makagon V, 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.
- [84] 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]: 硕士. 昆明: 昆明理工大学, 2013: 1-49.
- [85] Černý P. Exploration Strategy and Methods for Pegmatite Deposits of Tantalum [M]. Springer Berlin Heidelberg, 1989.
- [86] Černý P, Meintzer R. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships [J]. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 1988: 170-206.
- [87] Selway J B, Breaks F W, Tindle A G. A review of rare-element (Li-Cs-Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, and large worldwide tantalum deposits [J]. *Exploration and Mining Geology*, 2005, 14(1-4): 1-30.
- [88] 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]. *Canadian Mineralogist*, 1992, 30: 785-785.
- [89] 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(3): 349-374.
- [90] Veksler I, Thomas R, Schmidt C. Experimental evidence of three coexisting immiscible fluids in synthetic granitic pegmatite [J]. *American Mineralogist*, 2002, 87(5):775-779.