

川西甲基卡伟晶岩型矿床中含硅酸盐子矿物包裹体的发现及其意义^{*}

The discovery of silicate daughter mineral-bearing inclusions in the Jiajika pegmatite deposit, western Sichuan, and its significance

李建康¹, 王登红¹, 张德会², 付小方³

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国地质大学, 北京 100083;

3 四川省地质研究所, 四川 成都 610081)

LI JianKang¹, WANG DengHong¹, ZHANG DeHui² and FU XiaoFang³

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

3 Institute of Geological Sciences of Sichuan Province, Chengdu 610081, Sichuan, China)

摘 要 伟晶岩对研究岩浆向热液的演化过程具有重要的研究意义。近年来, 花岗岩浆的不混溶作用日益得到重视, 被认为是伟晶岩形成的重要控制因素。川西甲基卡伟晶岩型矿床是中国最大的固体锂矿床。本人在甲基卡矿床中发现了大量富含挥发份的含硅酸盐子矿物的包裹体, 这些包裹体不同于阿尔泰可可托海伟晶岩矿床和加拿大 Tanco 伟晶岩矿床中的熔体-流体包裹体, 而同不混溶成因的水盐熔体组成相近。其他地质特征也表明, 甲基卡矿床发生了花岗岩浆的不混溶作用。因此, 可判断出, 甲基卡矿床中的含硅酸盐子矿物包裹体是花岗岩浆不混溶作用的产物, 为甲基卡矿床的花岗岩浆不混溶成因提供了新的佐证。

关键词 含硅酸盐子矿物包裹体; Li-F 花岗岩浆不混溶; 伟晶岩; 甲基卡

伟晶岩是处于岩浆-热液过渡阶段的一种岩石类型, 对理解岩浆向热液的演化过程具有重要的研究意义。许多学者 (London, 1986; 1988; 1989; Černý, 1982; 卢焕章等, 1996) 认为其是热液自挥发分饱和和岩浆出溶的结果, 其重要依据之一就是发现了熔体-流体包裹体。然而, 近年来的研究表明, 在花岗岩浆演化的晚期, 岩浆会发生液态不混溶作用, 除了分离出富硅贫挥发份的硅酸盐熔体和低盐度低密度的气液流体外, 还分离出高盐度富挥发份贫硅的水盐熔体 (Thomas et al., 2002; Veksler et al., 2002; 2004; Badanina et al., 2004)。这种不混溶作用在富 Li-F 花岗岩浆中很容易发生, 被越来越多的地质流体学者认为是伟晶岩形成和内部分带的重要控制因素。而且, 水盐熔体携带成矿金属元素的能力更强 (Veksler et al., 2002; 2004), 对成岩成矿具有重要意义。

四川甲基卡矿床是中国规模最大的伟晶岩型锂矿床 (张云湘等, 1996), 与国内外同类矿床相比具有规模大、品位富、矿种多、埋藏浅、选矿性能好等特征, 是研究伟晶岩成矿理论的理想对象。但由于该矿床位于偏远地区, 矿区海拔约 4 500m, 研究程度很低。

1 矿床地质特征

甲基卡矿区位于扬子板块西缘的松潘—甘孜造山带。矿区出露地层主要为三叠系上统, 由泥岩、粉砂岩及砂岩组成。矿区构造以南北向甲基卡背斜和一系列南北向断层为主体, 主要的控脉构造是成脉前和成

^{*}本文由国家自然科学基金(40202012、40573033)项目资助

第一作者简介 李建康, 男, 1976 年生, 博士, 从事矿床地质的研究。E-mail: li9968@126.com

脉期各类节理和裂隙,以北东、北西向 X 型陡倾剪裂隙最重要。矿区出露的二云母花岗岩体面积约 5.3 平方公里,位于矿区中部偏南,侵位于甲基卡背斜轴部南段近倾末端。伴随岩体侵位和后期构造活动的影响,甲基卡矿区三叠系地层经受了多期次、多类型、多相叠加的变质作用,自岩体向外依次出现透辉石带、十字石带、红柱石十字石带、红柱石带和黑云母带,构成较完整的蚀变岩带序列。

在水平及垂直方向上,甲基卡伟晶岩脉环绕二云母花岗岩体大致呈离心式带状成群成组分布。矿区内统计伟晶岩脉共 498 条,多产于二云母花岗岩体顶部外接触带,在内接触带仅 22 条。在甲基卡二云母花岗岩体内部的脉状伟晶岩与岩体的接触关系清楚,呈现出贯入特点,说明该类型伟晶岩脉与花岗岩不具备结晶分异的关系。此外,在岩体内部局部还存在与二云母花岗岩呈渐变过渡的异离体状伟晶岩^①。

2 含硅酸盐子矿物包裹体的特征

甲基卡矿床的包裹体研究工作集中在 No.308、No.104、No.134 和 No.158 等 4 条伟晶岩脉(图 1)。No.308 为微斜长石钠长石伟晶岩脉, No.104 和 No.158 为钠长石伟晶岩脉, No.134 为钠长石锂辉石伟晶岩脉。锂辉石和石英是伟晶岩脉中最常见的矿物,与白云母和长石共生。

在包裹体观测中,发现的流体包裹体主要为 NaCl-H₂O 包裹体、CO₂-NaCl-H₂O 包裹体和纯 CO₂ 包裹体 3 种类型,其特征见表 1。

此外,在各类型伟晶岩中还存在大量含子矿物的包裹体。该类包裹体多产在锂辉石的节理面中,常与 CO₂-NaCl-H₂O 包裹体共生,在室温下,呈现出固体硅酸盐子矿物、气态 CO₂、液态 CO₂ 和水溶液四相。子矿物一般自形程度较好,呈圆形、椭圆形或立方体型生长在包裹体中,在包裹体的体积比例多小于 20%,多位于包裹体边缘。CO₂ 相所占比例在 20%~60%。

由于含硅酸盐子矿物包裹体中含有大量挥发分,在加热过程中很容易发生破裂,完全均一温度测定十分困难,因此,本文只测到少数数据,在 500℃ 左右(表 2)。

为了确定子矿物的成分,首先在显微镜下寻找存在于表层的含子矿物包裹体,然后用电子探针确定子矿物成分。测试表明,子矿物主要为石英、钠长石、锂辉石、钾长石及少量方解石、绿柱石、钙长石等矿物,因此,可以确定该类包裹体为含硅酸盐子矿物的包裹体。

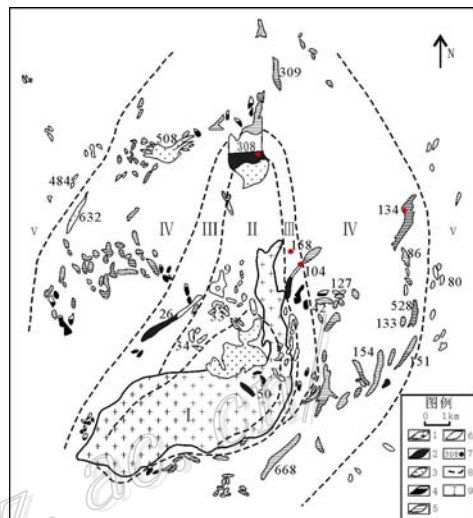


图 1 四川省甲基卡花岗伟晶岩脉分布图(引自唐国凡等, 1984)

1—二云母花岗岩; 2—微斜长石型伟晶岩; 3—微斜长石钠长石型伟晶岩; 4—钠长石型伟晶岩; 5—钠长石锂辉石型伟晶岩; 6—钠长石锂云母型伟晶岩; 7—伟晶岩脉编号及采样位置; 8—类型分带线; 9—类型分带编号; I—微斜长石伟晶岩带; II—微斜长石—钠长石带; III—钠长石带; IV—锂辉石带; V—锂(白)云母带

表 1 甲基卡矿床中流体包裹体的显微测温结果

主矿物	CO ₂ -NaCl-H ₂ O			NaCl-H ₂ O		纯 CO ₂	含硅酸盐子矿物包裹体			
	$t_{h, CO_2}/^{\circ}C$	$t_h/^{\circ}C$	$t_{h, m}$	$t_h/^{\circ}C$	$t_{ice}/^{\circ}C$	$t_h/^{\circ}C$	$t_{h, CO_2}/^{\circ}C$	$t_{h, 1}/^{\circ}C$	$t_h/^{\circ}C$	$t_m/^{\circ}C$
石英	15.2~29.3	209~415	-2.6~9.1	190~378	-10.7~-0.3	21.7~22.4	25.9~19.7	255~282		-3.9
锂辉石	15.6~28.4	260~469	-7.6~0.4	245~362	-15.0~-18.3	25.3~28.0	17.2~27.5	272~314	~500	0.4~8.0

t_{h, CO_2} —CO₂ 均一温度; $t_{h, m}$ —CO₂ 笼形物熔化温度; t_{ice} —冰点; $t_{h, 1}$ —流体相均一温度; t_h —包裹体完全均一温度。

3 讨 论

除了本矿区外,在新疆可可托海伟晶岩矿床(卢焕章等, 1996; 朱金初等, 2000)、云南哀牢山伟晶

①唐国凡, 吴盛先. 1984. 四川省康定县甲基卡花岗伟晶岩锂矿床地质研究报告.

岩矿床(李兆麟等, 2000)、加拿大 Tanco 伟晶岩矿床(London, 1986)及华南花岗岩(卢焕章等, 1996)中均发现含有硅酸盐子矿物的包裹体(图 3), 并称之为处于岩浆-流体过渡阶段的熔体-流体包裹体。与这些矿区内的包裹体相比, 甲基卡矿床的含硅酸盐子矿物包裹体存在一些与众不同之处:

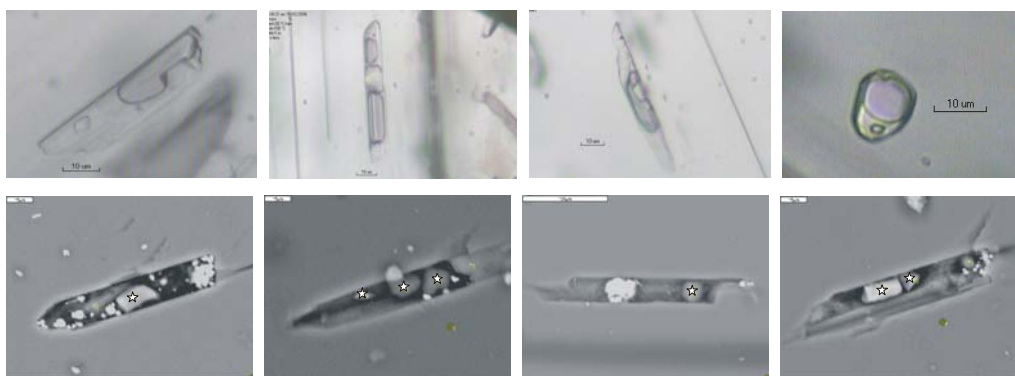


图 2 甲基卡矿床中含硅酸盐子矿物包裹体照片
(上排为显微镜照片; 下排为离子探针分析照片, “☆”标注者为硅酸盐子矿物)

(1) 包裹体内的子矿物个数较少, 且种类单一, 主要为石英, 包裹体的结构复杂程度远不及其他矿区的熔体-流体包裹体(图 2);

(2) 包裹体内子矿物所占的比例小: 液相组分($\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$)占据包裹体的大部分空间, 子矿物所占的比例一般<20%(图 2);

(3) 包裹体内流体相属于 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 体系, 未见 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 流体, 而在其他矿区两种液相组分均可以发现。

正是由于以上不同点, 本文的含子矿物包裹体不宜称为熔体-流体包裹体(与卢焕章的私下交流)。虽然含硅酸盐子矿物包裹体中的液相组分($\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$)和与之共生的 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体具有相近的气液比例、固态 CO_2 、熔化温度、均一温度、盐度、密度和组成, 证明 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 流体是从硅酸盐子矿物包裹体所代表熔体中分离出的; 但另一方面, 在甲基卡矿区的各类型伟晶岩脉中均未发现熔体包裹体, 说明该类含硅酸盐子矿物包裹体可能不是来自岩浆出溶; 而且, 硅酸盐子矿物包裹体中的固相和流体相所占的比例变化不大, 可以排除该类包裹体属于主矿物同时捕获并存储流体和硅酸盐熔体的成因。因此, 甲基卡矿床中的含硅酸盐子矿物包裹体很可能不属于熔体-流体包裹体范畴, 而可能来源于一种富 H_2O 、 CO_2 等挥发分和贫硅的伟晶岩熔体。

其他地质特征表明, 甲基卡矿床发生了花岗岩浆液态不混溶作用, 这种富挥发分贫硅的熔体是富 Li-F 花岗岩浆发生液态不混溶作用后分离出的水盐熔体。依据如下:

(1) 在甲基卡二云母花岗岩体内存在“剥离体”, 岩体内的伟晶岩与岩体呈侵入关系, 这是岩浆发生液态不混溶的特征之一(马拉库舍夫, 1983; 王联魁等, 2002)。此外, 伟晶岩脉的一些长柱状锂辉石、长条状微斜长石垂直脉壁生长, 无法用间隙溶液交代花岗岩细脉解释。吴利仁(1974)依据这些特征, 也认为甲基卡矿床的伟晶岩脉是深部岩浆房发生液态不混溶作用后, 富挥发分和稀有金属的熔体固结的产物。

(2) 由表 2 和图 4 可知, 富 Li-F 花岗岩浆发生液态不混溶现象时, Al_2O_3 、 Na_2O 和 SiO_2 、 K_2O 发生分离, 前二者在富氟等挥发份的水盐熔体中相对富集, 后两者在贫挥发份的硅酸盐熔体中相对富集(马拉库舍夫, 1983; Thomas et al., 2000; Veksler et al., 2002; Veksler, 2004; Badanina et al., 2004); 与之对比, 可发现甲基卡二云母花岗岩和伟晶岩的化学成分同岩浆液态不混溶形成的共轭熔体的组成相似, 不同于结晶分异成因的伟晶岩矿床。

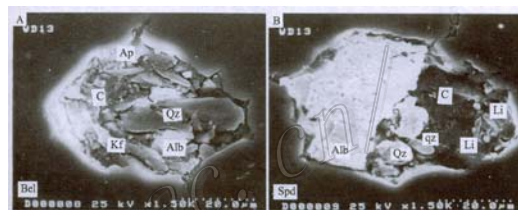


图 3 新疆可可托海伟晶岩中的熔体-流体包裹体照片(卢焕章等, 2004)

表 2 甲基卡花岗岩、伟晶岩与花岗岩浆液态不混溶熔体的成分对比

系统/地区	测试内容	SiO ₂ /%	Al ₂ O ₃ /%	Na ₂ O/%	K ₂ O/%
甲基卡伟晶岩型矿床	伟晶岩 (平均值)	72.74	15.57	4.14	3.26
	花岗岩 (平均值)	73.19	14.85	3.37	4.52
霞石-钾硅石-石英-氟硅钾石系统 1 个大气压, 1000℃	上部玻璃 (平均值)	58.09	24.04	8.26	9.62
	下部玻璃 (平均值)	72.60	15.37	4.16	7.90
霞石-钾硅石-石英系统, 含水 1%NaOH 溶液压力, 825℃, 400MPa	上部玻璃 (平均值)	61.12	22.78	9.21	6.89
	下部玻璃 (平均值)	61.59	22.36	8.38	7.67

据马拉库舍夫 (1983), 上部玻璃和下部玻璃分别为试管中富氟和贫氟熔体固结的产物。

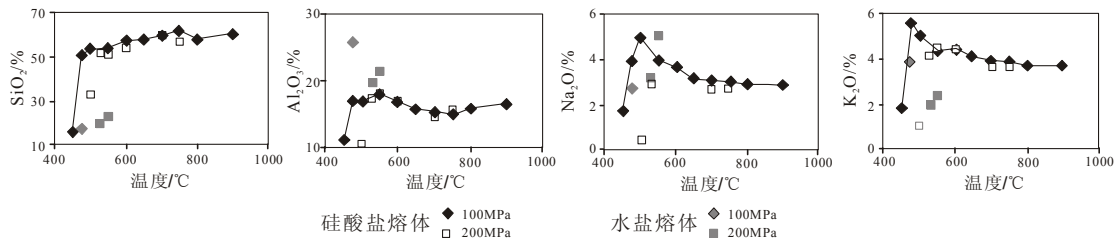


图 4 酸性岩浆液态分离出的两熔体成分对比 (Veksler et al., 2002)

由此可推断, 在甲基卡伟晶岩中, 含硅酸盐子矿物包裹体可对应于花岗岩浆液态不混溶形成的共轭包裹体对中的富挥发分贫硅的端元 (水盐熔体), 而二云母花岗岩的流体可对应于富硅贫挥发分端元 (硅酸盐熔体), 二者可以组成一对岩浆液态不混溶成因的共轭熔体。

4 结 论

在甲基卡伟晶岩中, 含硅酸盐子矿物包裹体来源于花岗岩浆液态不混溶作用分离出的水盐熔体, 该矿床的形成过程可描述如下: 由于构造作用, 使地壳重熔型花岗岩浆底劈侵入到屏蔽作用较好的三叠系西康群, 导致上覆地层发生一系列的水力破裂及构造破裂。当上部岩浆发生冷却收缩断裂后, 内部压力骤然降低, 加大了挥发分等组分与硅酸盐熔体的不混溶程度, 挥发分与 Li、Be、Nb、Ta 等元素形成富挥发分、贫硅熔体, 向岩体的上部迁移, 直至侵入围岩中形成稀有金属伟晶岩脉。

相对于富硅贫挥发分熔体和气水热液, 水盐熔体对稀有金属输运能力更强, 这点已在一些实验中得到初步证明 (Gramenitskiy et al., 1995; Zhu et al., 1996)。因此, 花岗岩浆液态不混溶作用可能是形成甲基卡超大型矿床的主要原因。

主 要 参 考 文 献

- 卢焕章, 王中刚, 李院生. 1996. 岩浆-流体过渡和阿尔泰 3 号伟晶岩脉之成因. 矿物学报, 16(1): 1~7.
- 马拉库舍夫. 1983. 内生成矿作用的岩石学模式(中译本). 国外地质科技, 7: 66~79.
- 吴利仁. 1974. 中国某地稀有金属花岗伟晶岩矿床的特征. 全国稀有元素地质会议论文集. 北京: 地质出版社.
- Badanina E V, Veksler I V, Thomas R, et al. 2004. Magmatic evolution of Li-F, rare-metal granites: a case study of melt inclusions in the Khangilay complex, Eastern Transbaikalia(Russia). Chemical Geology, 210: 113~133.
- Thomas R, Webster J D and Heinrich W. 2000. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. Contributions to Mineral. & Petrol., 139: 394~401.
- Veksler IV and Thomas R. 2002. An experimental study of B-, Pand F-rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. Contrib. Mineral. & Petrol., 143: 673~683.