

文章编号: 0258-7106 (2000) 04-0376-10

华南富锂氟含稀有金属花岗岩 的成因分析

李福春 朱金初 金章东

(南京大学地球科学系, 成矿作用国家重点实验室, 南京 210093)

提 要: 雪球结构的产出特征、钠长石电子探针分析及其它间接证据都说明, 雪球结构是在岩浆结晶过程中形成的。雪球结构形成与否主要与岩浆熔体中 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值和 F 、 H_2O 含量有关。较大的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值 (> 1) 使钠长石首先从熔体中晶出; 较高的 F 含量使岩浆固相线温度大大降低, 有利于岩浆分异演化并形成接近端员组分的钠长石和钾长石; 较高的 H_2O 含量有利于石英以较快的速度生长并逐渐包裹钠长石形成雪球结构。自形的 α -石英斑晶、接近各自端员组分的钾长石和钠长石等说明该类花岗岩形成温度较低。众多的地质、地球化学依据都证明了, 华南富锂氟含稀有金属花岗岩是从过铝富氟富钠的残余熔体中直接结晶而成的。

关键词: 雪球结构 α -石英 稀有金属花岗岩 华南

中图法分类号: P618.7

文献标识码: A

绝大多数稀有金属花岗岩型矿床成矿作用与花岗质岩石有着密切的关系^[1]。在这类矿床中, 稀有金属矿物呈浸染状或细脉浸染状产出, 矿石和岩石往往难以用肉眼分辨。花岗岩中稀有金属含量达到工业品位的部分就构成矿床。该类矿床的最大特点是富含锂和氟 (主要以锂云母、黄玉和萤石的形式产出), 因此常常被称为 (富锂氟含) 稀有金属花岗岩^[2]。

我国华南和世界各地广泛分布的富锂氟含稀有金属花岗岩一般位于多阶段侵入的复式岩体的顶部。复式岩体由早到晚可分为如下岩相: 斑状黑云母 (角闪石) 花岗岩—中粒黑云母或黑鳞云母花岗岩—二云母花岗岩—细粒白云母或锂云母钠长石花岗岩。其中, 顶部的晚阶段花岗岩常以高度富集挥发分的小岩株形式出现, 并且由下至上还可细分为如下相带: 锂黑云母花岗岩—黑鳞云母 (铁锂云母) 花岗岩—白云母或锂云母钠长石花岗岩—云英岩—似伟晶岩。各相带在岩石学、矿物学和地球化学上均显示演化关系, 说明它们是同一个岩浆体系在演化的不同阶段形成的产物。富锂氟花岗岩的火山、次火山岩相岩石 (如蒙古翁岗岩、美国黄玉流纹岩)^[3, 34]和富锂氟花岗岩的石英和黄玉中熔融包裹体^[4, 5]的发现, 使岩浆成因观点被越来越多的学者所接受, 但岩浆说与交代说之间的争论并未因此而完全平息。本文试图从分析雪球结构的形成机理、花岗岩熔化温度以及主要造岩矿物 (石英, 长石和云母) 对成因的指示意义等方面入手, 进一步探讨该类花岗岩的成因。

基金项目: 国家自然科学基金 (编号: 49573185 和 49873017) 和南京大学成矿作用国家重点实验室开放课题资助

第一作者简介: 李福春 (1964—), 男, 现为南京大学地球化学专业博士研究生

收稿日期: 1999-09-16; 修订日期: 2000-01-17

1 雪球结构成因

岩浆论者和交代论者对雪球结构形成机理的认识绝然不同, 他们都把雪球结构作为支持所持观点的重要证据。因此, 雪球结构的形成机理成了解决富锂氟钠长石花岗岩成因的关键问题之一。

1.1 雪球结构的特征及成因

在含稀有金属花岗岩的石英和钾长石斑晶中, 经常见到板条状钠长石晶体呈环带状出现的现象, 在地质文献中称之为雪球结构或环带结构^[6-10, 35]。有些学者将雪球结构分为成熟型、半成熟型和未成熟型^[7, 8]。我们认为, 雪球结构只是一种特殊的包含结构。在一般的包含结构和所谓的雪球结构之间存在着过渡状态, 它们彼此之间不存在截然的界限。一般的包含结构和雪球结构在成因上应该是相同的, 只不过雪球结构的形成条件更加特殊而已。本文按斑晶中钠长石包裹体的发育程度将包含结构大致划分为 3 个等级: ① 雪球结构, 仅见于石英自形斑晶中。钠长石晶体粒度小、分布密度高, 出现 3~5 个明显的环带。环带在横切面上接近正六边形, 棱角不太分明者接近于圆形; 在纵切面上则为沿石英斑晶 C 轴延长的六边形, 可见到明显的六方柱状双锥的切面。雅山白云母-钠长石花岗岩、松树岗黄玉碱长花岗岩和俄罗斯西伯利亚等地的白云母-钠长石花岗岩(含 Be、W)、锂云母-大河石-钠长石花岗岩(含 Ta、Nb、Sn)^[35]中发育雪球结构; ② 数量较少的钠长石晶体被包裹在石英、钾长石和黄玉中但不显示规律性排列的现象属于一般的包含结构, 这种结构在稀有金属花岗岩中普遍发育; ③ 介于上述两种情形之间者可称为半雪球结构, 见于石英和钾长石斑晶中, 在黄玉斑晶中偶尔见到。在发育雪球结构的花岗岩中都可见到半雪球结构。此外, 在栗木、仑山、尖峰岭、大吉山花岗岩中也可见到半雪球结构。

在不同岩体中, 雪球结构中的钠长石晶体形态有一定差别, 这反映了熔体性质和生长环境的差异。例如, 雅山岩体石英斑晶中钠长石为长条状, 其长宽比平均 2.4: 1, 松树岗岩体石英斑晶中钠长石为板状, 长宽比 1.7: 1。在同一岩体的不同部位, 包含结构的表现形式存在明显差异。例如, 我们在观察雅山 ZK34 的岩石薄片时发现, 由钻孔深部向浅部存在着由一般包含结构到半雪球结构、雪球结构的变化趋势。在岩体顶部, 雪球结构极其常见, 有时在一个视域中可见到几个雪球体。

含有雪球结构的石英斑晶常被基质钠长石环绕包围, 它们的长轴与斑晶晶面近于平行, 形成包球结构^[7]。包球结构中的钠长石比雪球结构中的钠长石粒度大得多。雅山岩体石英斑晶中的钠长石与基质钠长石平均长度比在 1: 4~1: 10 之间, 宽度比在 1: 2.7~1: 10 之间。另外, 钾长石中的钠长石比石英中的钠长石粒度略大。如雅山花岗岩石英和钾长石中的钠长石平均宽度比为 1: 1.3; 大吉山为 1: 1.5^[11]。

我们统计了雅山钠长石花岗岩中 4 个雪球体中的钠长石粒度。图 1 为其平均宽度变化曲线, 可以看出, 由雪球体的内带到外带, 钠长石晶体的宽度有增大的趋势。

此外, 雪球结构还具有以下特征: ① 含雪球结构的斑晶自形程度较好, 自形程度较差的斑晶中很少见到雪球结构。这说明雪球结构不是钠质溶液交代石英或钾长石斑晶而形成的, 更不可能是石英在“自净”^[12]过程中形成的。因为如果是交代作用造成的, 则雪球结构的发育程

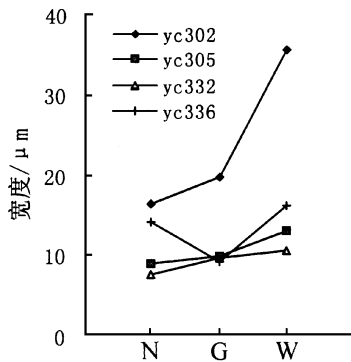


图1 雅山花岗岩石英斑晶中钠长石包裹体的宽度变化图

N—内带; G—过渡带; W—外带。

Fig. 1. Variation in width of albite inclusions in quartz phenocrysts of Yashan granite.

N—Internal zone; G—Transitional zone;

W—External zone.

度应该与斑晶的自形程度无关。同时, 自形斑晶本身就说明它们是在自由的生长空间即熔体中形成; ② 雪球结构往往同包球结构共生, 不含雪球结构的斑晶周围也不发育包球结构。说明雪球结构形成于钠长石晶体特别发育的位置, 一部分钠长石被斑晶包裹, 另一部分未被包裹而继续生长; ③ 在雅山岩体顶部常见2个甚至3个含雪球结构的石英斑晶连生。当斑晶完全接合在一起时, 常见钠长石环穿过两个石英斑晶的假象, 经仔细观察可以发现, 它们不是同一个环, 而是两个雪球体在各自的寄主石英中分别生长最后相接所致; ④ 在发育雪球结构的石英中有时可见到他形的石英颗粒(通常位于中心部位), 可以肯定这是被包裹进去而不是交代形成的, 因为交代作用的重要特点是热液与先形成的矿物发生化学反应, 从而形成与被交代矿物化学成分不同的新矿物; ⑤ 石英斑晶裂隙极不发育, 不具备供

交代溶液流经的通道, 因此很难用交代假说来解释雪球结构的成因。

1.2 雪球结构岩浆成因的可能性分析

结晶实验研究表明, 体系中F、Cl等挥发分的存在可以大大地改变矿物的结晶顺序。而且, 矿物的结晶顺序还与所加第二挥发分的形式密切相关。例如, 用花岗岩(白岗岩)分别加入NaF、KF和HF进行实验, 获得了完全不同的相图和矿物结晶序列^[3, 36-38]。其中, 在加入NaF时(F 2%)时的结晶序列是钠长石→石英→钾长石, 即钠长石先于石英和钾长石结晶。夏卫华等在 1×10^8 Pa条件下用松树岗、雅山和水溪庙花岗岩进行了熔化实验, 得到了总体上的矿物消失顺序为黄玉+云母→钾长石→石英+钠长石, 也说明钠长石和石英同为岩浆早期结晶的产物^[8]。

刘昌实等^[9]用电子探针分析了钾长石中钠长石包裹体的 P_2O_5 含量, 发现 P_2O_5 含量从雪球体的核部向边缘有增高的趋势, 这符合 P_2O_5 在晚期岩浆中富集的一般规律, 说明从内带到外带的空间关系间接地反映了钠长石被包裹的先后顺序, 即核部的钠长石先被包裹, 边部的钠长石后被包裹。随着岩浆的演化, 晚阶段形成的斜长石更偏向酸性, 如雅山岩体由 Y_3^a 经 Y_5^{b-1} 和 Y_5^{b-2} 到 Y_5^{b-3} , Ab分子数逐渐增高。我们对石英中钠长石包裹体的电子探针分析结果(表1)表明, Ab分子数由内到外增高的趋势并不明显(图2)。这可能是由于先后形成的钠长石在主成分上没有明显差异, 而主要差异反映在挥发分上的缘故。

香花岭431岩脉中, 局部以钠长石斑晶为主, 这可以看作是钠长石首先从岩浆中晶出的天然标本。总之, 实验结果和地质事实都证明钠长石完全有可能早于石英或与石英同时结晶。

从矿物的生长速率来看, 钠长石生长速率低于石英也有利于雪球结构的形成。据研究, 在翁岗岩结晶过程中, 从斑晶含量5%生长到斑晶含量44%这一阶段, 钠长石与钾长石、石英生长速度比为1: 1.8: 16^[34]。在合成花岗岩体系(水压为 5×10^8 Pa中, 大约在150~250℃的

表 1 雅山花岗岩石英斑晶中钠长石电子探针分析结果 (%)

Table 1. Electron microprobe analyses of albite from quartz phenocrysts in Yashan granite

序号	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Mn	FeO	总量	Ab	Or	An
1	9.977	-	20.157	69.562	0.100	0.198	-	-	-	99.994	97.2	0.7	2.1
2	9.255	-	20.278	70.832	0.110	0.198	-	-	-	100.666	97.0	0.8	2.2
3	10.489	-	19.896	70.147	0.118	0.093	-	0.038	0.039	100.820	98.3	0.7	1.0
4	10.358	-	19.919	68.292	0.166	0.173	-	-	0.004	98.912	97.2	1.0	1.8

注: 序号 1~4 为由雪球结构核部向边部的测点; 由南京大学成矿作用国家重点实验室赖鸣远测定

过冷度 (相当于岩浆温度 750~650℃) 范围内, 钠长石生长速率最大, 过冷度增大和减小都会导致生长速率的减小。同时, 随着体系中 H₂O 含量增加, 钠长石生长速率也降低^[25,26]。但是, 在相同的条件下, H₂O 含量对石英的成核和生长的影响程度小于长石^[27]。

随着岩浆结晶分异作用的进行, 熔体中水的含量将增高, 因为早期结晶的矿物以无水者为主^[14]。在压力相同的条件下, 钠长石熔体中 H₂O 的溶解度随着温度的降低而略有升高的趋势^[28]。因此, 随着岩浆熔体的结晶演化, H₂O 含量升高和过冷度增大, 石英的生长速率将高于钠长石。根据以上分析, 我们认为雪球结构的形成机理是: 在富钠 (相对于钾) 花岗质岩浆中, 钠长石以高速率成核并以低速率生长, 石英同时或略晚于钠长石结晶; 随着岩浆的演化, 熔体中 H₂O 含量升高和过冷度增大使岩浆有利于石英以高于钠长石的生长速率生长; 石英在生长过程中逐渐包裹钠长石形成雪球结构。

(半) 雪球结构不仅仅出现在稀有金属花岗岩中。在香花岭 431 岩脉的翁岗岩和蒙古翁岗岩中发育半雪球结构。翁岗岩以与围岩的侵入接触关系。冷凝边构造、流动构造以及熔融包裹体的存在使其岩浆成因被所有研究者所接受^[15,16]。这有力地支持了岩浆成因的观点。

2 花岗岩初熔温度曲线

前人已进行的岩石熔化实验结果表明^[17-20], 华南 5 个主要稀有金属花岗岩的初熔温度明显低于正常花岗岩。同时, 它们彼此之间也存在一定的差异 (图 3)。雅山钠长石花岗岩初熔温度最低 (在压力从 0.5×10⁸ Pa 到 2.0×10⁸ Pa 条件下, 初熔温度从 630℃ 到 576℃), 其它岩体依次升高的顺序是: 水溪庙→ 癞子岭→ 尖峰岭→ 邓埠仙 (第四期), 这与雪球结构的发育

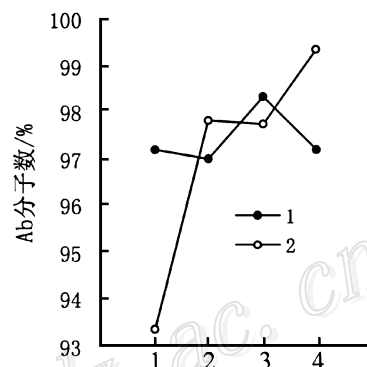


图 2 雅山岩体及其石英中钠长石包裹体 Ab 含量变化曲线示意图

(全岩数据 [13])

横坐标 1→4 代表由石英核部到边部 (雪球结构) 和由 Y^{3a} 到 Y^{3b-3} (全岩) 的方向

Fig. 2. Variation in Ab percentage of albite with in matrix of Yashan granite or quartz phenocrysts. 1→4 along the abscissa indicates the direction from the core to the edge of quartz (snow ball tecture) and from Y^{3a} to Y^{3b-3} (whole rock).

程度由高到低的顺序基本一致。研究表明,初熔温度可以近似地代表固相线温度^[29],因此,华南稀有金属花岗岩初熔温度较低说明它们是在较低温度条件下结晶而成。较低的固相线温度使碱性长石固溶体有可能分离结晶形成钾长石和钠长石。固相线温度降低主要与岩浆熔体中较高的F含量有关。例如,雅山花岗岩(F含量1.4%)在 1×10^8 Pa条件下的熔化温度为 590°C ^[17],在F含量为2%、4%和6%时,在 1×10^8 Pa条件下的熔化温度分别为 540°C 、 510°C 和 475°C ^[3]。

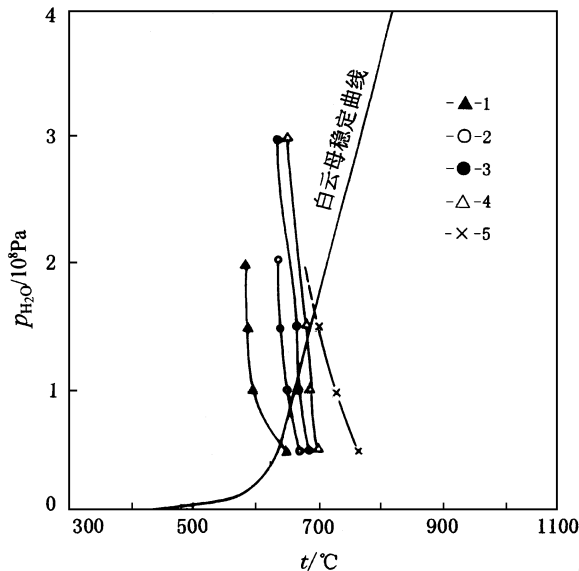


图3 白云母稳定曲线和华南某些稀有金属花岗岩初熔温度曲线
1—雅山^[17]; 2—水溪庙[●]; 3—尖峰岭^[18]; 4—癞子岭^[19]; 5—邓埠仙^[20]
(虚线部分为推测)。白云母稳定曲线^[30]

Fig. 3. Stability curve of muscovite and melting curves
of some rare metal granites in South China.

1—Yashan; 2—Shuiximiao; 3—Jianfengling; 4—Laiziling; 5—Dengbuxian.

3 主要造岩矿物对成因的指示意义

3.1 石英斑晶

一般认为,自然界中保存下来的石英都是 α -石英,即使形成时是高温的 β -石英,随着温度的降低也已转变为 α -石英,但仍会保留 β -石英的假象,例如苏州花岗岩中见到呈 β -石英假象的 α -石英^[21]。华南稀有金属花岗岩的石英斑晶大多数为自形—半自形。在花岗岩风化产物中石英斑晶保存良好,具有明显的六方双锥柱状,柱面上发育横纹。最大者长度可达5 mm。在岩石薄片常见正六边形的横切面和双锥柱状的纵切面,石英斑晶内发育雪球结构,之外被基质钠长石呈环形包围。无论是在风化花岗岩残余的石英斑晶中还是在岩石薄片中,我们均未发现 β -石英的假象。

图4为雅山和栗木岩体的石英斑晶粉晶的X衍射图象。从图上可以看出,15个较强峰均为 α -石英的特征峰。此外,衍射图上还显示几个弱峰,是石英斑晶中钠长石包裹体的特征谱线,而不是 β -石英所应有的特征谱线。

由 SiO_2 一元体系相图(图5)可以看出,在常压下 β -石英与 α -石英的转变温度是 573°C 。由于 α -石英和 β -石英之间的结构差别不大,所以转变迅速而且可逆。随着压力增大,转变温度升高,在富锂氟花岗岩形成的压力范围内(大致在 $1.0 \times 10^8 \sim 2.5 \times 10^8$ Pa^[8])内转变温度大约在 $600 \sim 650^\circ\text{C}$ 之间。从相图可知,如果在深部结晶形成高温石英,当压力突然降低,岩

● 甘晓春, 1989, 南京大学硕士学位论文

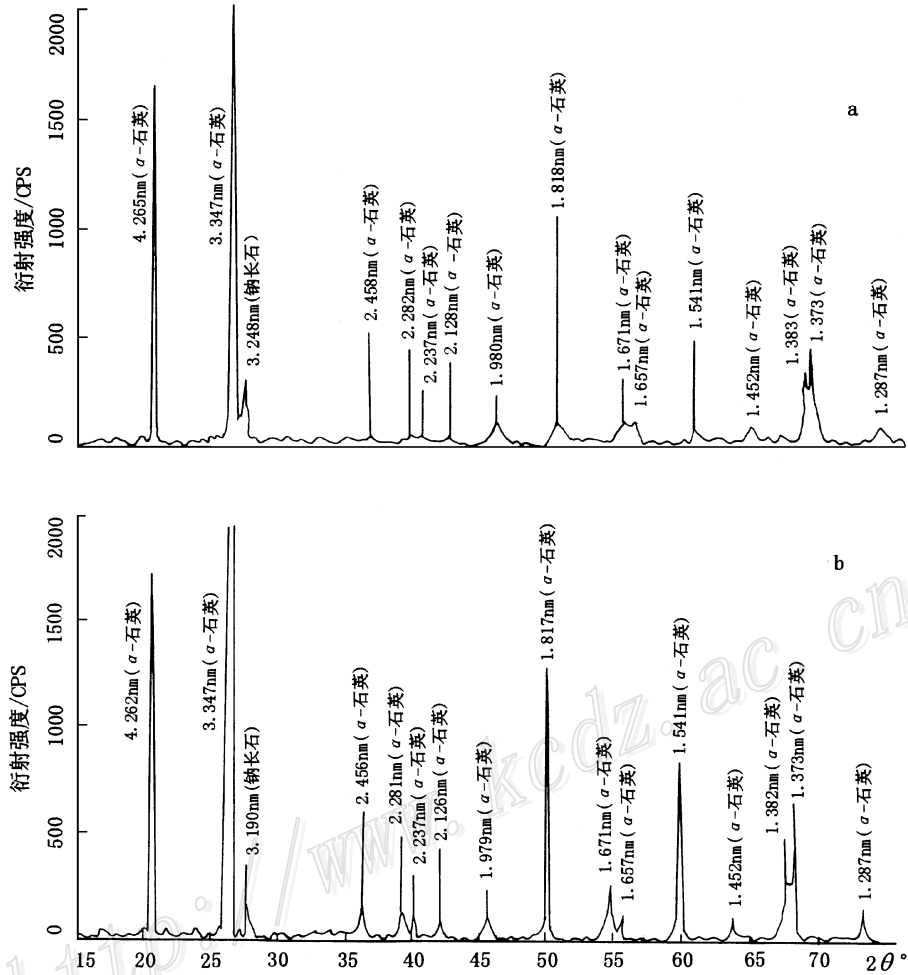


图 4 石英斑晶粉晶 X 光衍射图谱

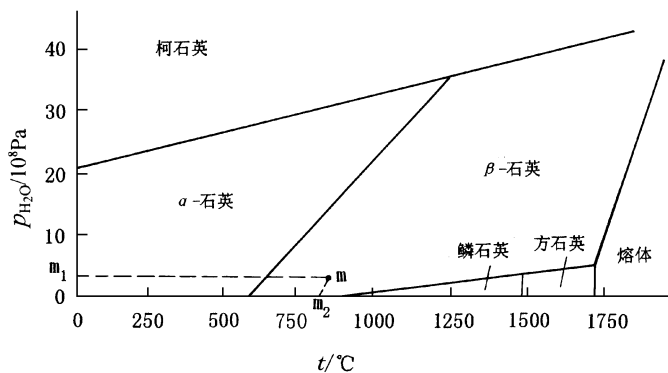
a—LX411; b—YC350

(由南京大学现代测试中心叶宇达测试)

Fig. 4. XRD pattern of quartz phenocrysts from samples LX411 (a) and YC350 (b).

浆喷发到地表, m 点移至 m_2 点, 石英来不及发生相转变而保留 β -石英的假象。华南稀有金属花岗岩中的石英不具备 β -石英假象, 这有两种可能: ① 石英直接在低温熔体中结晶; ② 石英在深部高温条件下结晶, 在等压条件下缓慢降温, m 点移至 m_1 点, 石英在冷却过程中由 β -石英转变为 α -石英, 但不保留 β -石英的假象。 β -石英转变为 α -石英的过程中要产生体积的不均匀收缩 (约 5.5%), 使晶体发生碎裂。同时, 发生相转变时产生的热效应易使 β -石英斑晶从边缘或裂纹处发生熔蚀。然而, 我们在观察栗木、雅山、香花岭等岩体的钠长石花岗岩时并未发现这些现象。这样, 基本上排除了上述第二种情况的可能性。

以上分析和石英斑晶中广泛发育熔融包裹体的事实说明, 石英斑晶是从温度较低的晚期

图5 SiO_2 一元体系相图^[22]Fig. 5. Phase diagram of SiO_2 .

岩浆中直接晶出的 α -石英。

3.2 长石

(1) 钠长石含量及分布: 稀有金属花岗岩中钠长石含量一般 30% 左右, 局部可高达 60% 以上, 有时形成几乎全部由钠长石组成的钠长石岩。在一个矿床范围内, 从早期到晚期钠长石含量增加, 例如, 栗木由 30.55% → 39.4% → 41.3%, 414 矿^①由 33% → 37% → 55%^[8]。总体上, 钠长石分布

均匀, 不受裂隙构造控制, 也未见在蚀变岩中有钠长石化的报道。

(2) 钾长石镶边结构: 表现为钾长石呈半自形—自形围绕钠长石颗粒生长。其中的钠长石晶形完整而清晰, 与钾长石的接触界线平直。电子探针分析结果表明, 该接触界线处 Na 和 K 的浓度是突变的, 说明二者之间不是交代关系 (若是交代关系, 则 Na 和 K 浓度应该是渐变的)^[7]。由于纯组分的钾长石和钠长石在晶体结构上相似, 因此 Kovalenko 认为, 当岩浆演化到适合于钾长石结晶时, 在已有的钠长石晶核基础上继续生长可能比单独成核更为有利^[30]。看来, 这种解释是比较合理的。

(3) 化学成分特点: 在富锂氟花岗岩中, 钾长石半自形—他形, 有时见自形, 极少见到双晶。钠长石板状、板条状半自形—自形, 无论是斑晶中包含的钠长石还是基质钠长石都常见双晶。石英和钾长石斑晶中的钠长石和基质中的钠长石几乎都接近其端员组分。例如栗木钾长石 O_r 为 82.60~98.06, 平均 94.27; 钠长石 A_b 为 96.69~98.80, 其中 65% 以上 A_n 为 0~1^[7,13]。雅山岩体晚阶段花岗岩中钾长石 O_r 为 72.10~83.30, 平均 78.3。钠长石 A_b 平均 98.28^[13]。根据 KAISi_3O_8 - $\text{NaAISi}_3\text{O}_8$ 有限固溶体二元系相图^[22], 在高温时 A_b - O_r 固溶体完全混溶, 形成碱性长石。当温度降低时, 碱性长石固溶体分解形成富钾长石的固溶体 Kfss 和富钠长石的固溶体 Abss , 并分别结晶, 形成接近各自端员组分的钾长石和钠长石。碱性长石固溶体最后分离的程度取决于分离时的温度。温度越低, 分离越彻底。富锂氟花岗岩中钾长石和钠长石都接近端员组分而不形成碱性长石说明岩浆结晶温度较低。

在我们利用钠长石花岗岩进行碱性长石的结晶动力学实验过程中发现, 在实验条件下 (温度为 750~650°C), 结晶的长石全部是碱性长石。这说明, 在该条件下钠长石和钾长石从钠长石花岗岩体系中分离结晶的温度至少应低于 650°C。

3.3 白云母

华南稀有金属花岗岩中云母类矿物可分为两个系列, 一为 Fe-Al 演化系列 (正常系列), 即黑云母→黑磷云母→高铁白云母或铝黑磷云母→铁白云母→白云母; 另一系列为 Fe-Li 演化系列 (含钼花岗岩系列), 即由黑云母→黑磷云母→铁锂云母→铁质锂云母或绿磷云母→锂云母^[8]。黑磷云母属于岩浆成因, 这一点在研究者中已形成共识, 争论的焦点在白云母和锂云母等演化端员矿物的成因上。

从岩石薄片中发现稀有金属花岗岩中云母(主要是白云母和/或锂云母)具有如下特点:它们分布均匀,同石英、钠长石和钾长石共生,晶形由他形到自形,如赣葛铁锂云母呈自形六边形,其中包含钠长石^[8]。云母之间及云母与其它矿物之间未见交代现象,在新鲜岩石样品中发现云母中包含早期的矿物(黑云母、石英、正长石和铌钽铁矿等),这些现象说明,钠长石花岗岩中云母是一种结晶较晚的原生矿物。

众所周知,在大多数含白云母的花岗岩中,有两种成因的白云母:岩浆成因的早世代白云母和交代成因的晚世代白云母。由于早期岩浆熔体中缺少足够的 Al_2O_3 ,使岩浆成因的白云母含量十分有限^[30]。在很宽的压力范围内,白云母的稳定区落在花岗岩最低熔融温度曲线之下,因此在普通花岗岩中一般不能以原生矿物出现^[30]。然而,由于稀有金属花岗岩的最大特点是富含Li、F等挥发分。F的存在可以大大降低岩浆的固相线温度^[3,31,32],在 1×10^8 Pa条件下可降至 $550^\circ C$ 以下^[33]。我国地球化学工作者已经对华南主要稀有金属花岗岩进行了熔化实验研究。我们将这些结果投影到Yoder^[30]之白云母稳定曲线投影图上,可以看出,对于该类花岗岩(特别是雅山花岗岩)来说,白云母的稳定区在很宽的压力范围内能够落在花岗岩初熔温度曲线之上。

Kovalenko(1979)对总压为 1×10^8 Pa的翁岗岩- H_2O -HF体系研究证实,在化学成分相当于钠长石花岗岩的系统中,云母(相当于锂云母或白云母)可以在 $625^\circ C$ 以下、 $575^\circ C$ (固相线温度)以上稳定($F > 0.5\%$,转引自孙世华^[23])。熊小林用实验证明了,在钠长石花岗岩体系中,在 $500 \sim 580^\circ C$ 条件下可以结晶出云母(电子探针分析表明可能是铁锂云母或黑磷云母)和黄玉,从而证实了黄玉云英岩岩浆成因的可能性^[24]。

以上说明,含矿岩体中的白云母在 $1 \times 10^8 \sim 3 \times 10^8$ Pa水压范围内能够在固相线温度之上稳定存在,即从钠长石花岗质岩浆中直接晶出白云母是完全可能的。

4 结 论

(1) 雪球结构是在岩浆结晶过程中石英、钾长石捕获钠长石形成的。在石英和钾长石以较快速率生长之前形成大量细粒钠长石晶体是形成雪球结构的前提。较大的 Na_2O/K_2O 比值导致钠长石首先从熔体中晶出;F含量高使岩浆固相线温度降低、液相区扩大,岩浆充分分异演化,形成接近端员组分的钾长石和钠长石。 H_2O 含量增高有利于石英以大于钠长石的生长速率生长并在生长过程中逐渐包裹钠长石形成雪球结构。

(2) 白云母完全有可能在富锂氟花岗质岩浆中直接晶出。

(3) 原生的 α -石英斑晶、花岗岩较低的初熔温度、接近端员组分的钾长石和钠长石等特征都说明,该类花岗岩形成温度较低。

石英、黄玉和锂辉石等矿物中熔融包裹体的发现^[4,5,14],以及黄玉、锡石、细晶石和钽铌铁矿等被岩浆期主要矿物包裹等特征也说明它们是岩浆成因。总之,富锂氟含稀有金属花岗岩是富含挥发分和稀有金属元素的花岗质残余岩浆直接结晶的产物。

在作者进行野外调研和采样期间,得到了宜春414钽铌矿钱国文、彭世全、香花岭锡矿李建华、栗木锡矿梁伯海、邓埠仙钨矿陈伯堂等地质同行的大力支持和帮助;在成文过程中,作者与中国有色金属工业矿产地质研究院林德松和谭运金两位教授级高工进行了有益的讨

论; 电子探针分析由南京大学赖鸣远老师完成; X 衍射分析由南京大学叶宇达老师完成, 在此一并表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 毛景文, 王登红. 花岗岩有关稀有金属矿床研究新进展 [J]. 矿床地质, 1997, 16 (2): 189~192.
- 2 袁忠信, 白鸽, 杨岳清. 稀有金属花岗岩型矿床成因讨论 [J]. 矿床地质, 1987, 6 (1): 88~96.
- 3 熊小林, 朱金初, 饶冰. 花岗岩-H₂O-HF 体系相关性及氟对花岗质熔体结构的影响 [J]. 地质科学, 1997, 32 (1): 1~9.
- 4 常海量, 黄惠兰. 尖峰岭似伟晶岩内黄玉中的熔液包裹体 [J]. 岩石矿物学杂志, 1998, 17 (1): 81~86.
- 5 周凤英, 朱金初, 王汝成. 癞子岭黄玉云英岩中流体-熔融包裹体研究——黄玉云英岩成因的探讨 [J]. 矿物学报, 1995, 15 (3): 259~264.
- 6 夏卫华, 章锦统. 关于华南稀有金属矿化花岗岩成因的几个问题 [J]. 地球科学, 1982, (1): 119~128.
- 7 徐启东. 广西栗木稀有金属花岗岩中长石的成因与意义 [J]. 矿物岩石, 1989, 9 (1): 15~26.
- 8 夏卫华, 章锦统, 冯志文等. 南岭花岗岩型稀有金属矿床地质 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1989, 87~123.
- 9 刘昌实, 黄小龙, 王汝成等. 江西雅山花岗岩长石中磷的分布及意义 [J]. 岩石学报, 1999, 15 (2): 291~297.
- 10 邹海波, 徐洪武, 周新民. 钼花岗岩中雪球结构的成因研究 [J]. 科学通报, 1991, (16): 1245~1247.
- 11 孙世华, 于洁. 钼花岗岩结构 [J]. 科学通报, 1990, (9): 687~689.
- 12 南京大学地质系. 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系 [M]. 北京: 科学出版社, 1981, 73~88.
- 13 林德松. 华南富钼花岗岩矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 1996, 1~114.
- 14 朱金初. 硅铝质熔浆体系中的水质流体 [J]. 南京大学学报, 1997, 33 (地质流体专辑): 11~20.
- 15 朱金初, 刘伟新, 周凤英. 香花岭翁岩 [R]. 南京大学国家重点实验室年报, 1991~1992, 12~16.
- 16 黄蕴慧, 杜绍华, 周秀仲. 香花岭岩石矿床与矿物 [M]. 北京: 北京科学技术出版社, 1988, 1~231.
- 17 中国科学院地球化学研究所. 华南花岗岩类的地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1979, 1~421.
- 18 陈德潜. 试论黄玉霏斑岩的特征与成因 [M]. 岩石矿物及测试, 1984, (1): 1~17.
- 19 地矿部南岭项目花岗岩专题组. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社, 1~444.
- 20 宋新华, 周琦若, 吴国忠. 邓埠仙花岗岩熔融实验研究 [J]. 地质科学, 1998, (3): 247~253.
- 21 张兴隆, 王家炳, 沈春波. 苏州 A 型花岗岩性质的研究 [J]. 岩石学报, 1987, (2): 1~15.
- 22 邱家骧. 岩浆岩岩石学 [M]. 北京: 地质出版社, 1985, 1~340.
- 23 孙世华. 云母和钼花岗岩的成因联系 [J]. 岩石学研究, 1984, (4): 25~41.
- 24 熊小林, 朱金初, 饶冰. 黄玉云英岩成因的初步实验研究 [J]. 科学通报, 1996, 41 (10): 917~919.
- 25 Swanson Samuel E. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures [J]. American Mineralogist, 1977, 62: 966~978.
- 26 Samuel E, Swanson, Philip M Fenin. The effect of F and Cl on the kinetics of albite crystallization: a model for granitic pegmatites [J]? The Canadian Mineralogist, 1992, 30: 549~559.
- 27 London David. The application of experimental perology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites [J]. The Canadian Mineralogist, 1992, 30 (3): 499~519.
- 28 McMullan P F, Holloway J R. Water solubility in aluminosilicate melts. Contri [J]. Mineral. Petrol., 1987, 97: 320~332.
- 29 Huang W L, Wyllie P J. Phase relationship of S-type granite with H₂O to 35 kbar: Muscovite granite from Harney Peak, South Dakota [J]. J. Geol. Rev., 1981, 86: 10515~10529.
- 30 Yoder H S, Eugster H P. Synthetic and natural muscovite [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1955, 8 (5-6): 225~280.
- 31 Manning D A C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb [J]. Contribution Mineralogy Petrology, 1981, 76 (2): 206~215.

- 32 Scaillet B, Fichavant M, Roux J. Experimental crystallization of leucogranite magmas [J]. *Journal of the Petrology*, 1995, 36: 663~705.
- 33 London D. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites [J]. *The Canadian Mineralogist*, 1992, 30 (3): 499~450.
- 34 Коваленко В И, Кузьмин М И, Антипин В С и др. . Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. Доклад АН СССР, 1971, 199 (2): 430~433.
- 35 Беус А А, Северов З А, Ситнин А А и др. . Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) [М]. Издательство АН СССР, Москва, 1962, 1~87.
- 36 Глюк Д С, Анфилогов В Н, Фазовые равновесия в системе гранит- H_2O - HF при давлении $1000\text{кг}/\text{см}^2$ [М]. *Геохимия*, 1973 (3): 434~439.
- 37 Глюк Д С, Анфилогов В Н, Фазовые равновесия в системе гранит— H_2O - KF при давлении паров $1000\text{кг}/\text{см}^2$. *Геохимия*, 1973, 210 (4): 938~940.
- 38 Анфилогов В Н, Глюк Д С, Труфанова Л Г. Фазовые отношения при взаимодействии гранита с фторидом натрия при давлении паров $1000\text{кг}/\text{см}^2$ [J]. *Геохимия*, 1973 (3): 434~439.

GENETIC INTERPRETATION OF Li-F-RICH RARE METAL-BEARING GRANITES IN SOUTH CHINA

Li Fuchun, Zhu Jinchu and Jin Zhangdong

(Department of Earth Sciences, State Laboratory for Research of Mineral Deposits,
Nanjing University, Nanjing 210093)

Key words: snow ball texture, α -type quartz, rare metal granite, South China

Abstract

The mode of occurrence of snow ball texture, the electron microprobe analysis of albite from quartz and K-feldspar phenocrysts as well as other evidence suggest that the snow ball texture might have been generated during the crystallization of magmatic melt. The formation of snow ball texture was closely related to the Na_2O/K_2O ratio as well as the fluorine and H_2O content of the granitic melt. The relative high Na_2/K_2O ratio (> 1) probably caused the first crystallization of albite. The increase of fluorine content might have resulted in the decrease of solidus temperature and benefited the evolution of magma and the formation of K-feldspar and albite approximately with end-member composition. Comparatively high content of H_2O was favorable for the faster growth of quartz than albite. Finally, the quartz phenocrysts which contained albite laths might form snow ball texture. Snow ball texture, together with low melting temperature of the granites, euhedral α -type quartz phenocrysts as well as K-feldspar and albite approximately with end-member composition, indicates that L-F-rich rare metal-bearing granites in South China were directly crystallized from the peraluminous F-Na-rich residual granitic melt.