# 相图对广西栗木花岗岩斑晶及起源岩浆的 热力学形成条件的分析

梁磊1),张玲2)

1) 中国有色桂林矿产地质研究院有限公司, 广西桂林, 541004;

2)中国地质科学院岩溶地质研究所,国土资源部/广西壮族自治区岩溶动力学重点实验室,

广西桂林,541004

内容提要:与压力、温度、源岩成分、部分熔融程度有关的岩浆起源量化分析是花岗岩研究的难点。以广西栗木 第二阶段花岗岩为研究对象,在岩相学及晶体类型分析的基础上,选择熔体晶体群中的斑晶和小颗粒环带净边结构 斜长石及自形石英等作为探讨花岗岩起源之初始岩浆的特殊晶体群,运用相图分析它们形成时的压力和温度,进而 推导出初始岩浆形成时的压力约为 0.43 GPa(相当于深约 16km 处的上地壳),开始熔融出岩浆的共结点温度约为 720°,初始岩浆最终熔出温度略高于 800°,源岩成分的基性程度 Ab/An 值大于 7.8。研究还表明,选择的特殊晶体群 没有经历岩浆上升途中的阶段性生长,并认为,对于钙长石含量低的 An—Ab—Or—Q 岩浆体系(An<5%),斑晶条纹 长石的成分能够反映花岗岩浆起源时的部分熔融程度。该研究克服了前人利用矿物化学成分计算只能得出岩浆侵 位时结晶温度、压力而得不到部分熔融时的熔融温度和压力的缺点,可为花岗岩起源分析提供有益的参考。

关键词:相图分析;热力学条件;斑晶;晶体群;起源岩浆;广西栗木花岗岩

花岗岩起源之初始岩浆的形成压力、温度、源 岩的成分、部分熔融程度等量化分析是难以通过一 般岩石化学方法获得的。虽然我们可以通过矿物成 分计算的方法得出岩浆侵位时结晶的压力和温度 (或深度),但得不到起始岩浆熔融时的压力和温 度,由于大规模的岩浆结晶作用通常主要发生在岩 浆侵位以后,所以通过普通的矿物成分计算的方法 得出岩浆结晶时的温压条件对分析初始岩浆的温压 条件意义不大:利用全岩分析数据在 Ab-Or-O-H<sub>2</sub>O系统相图中进行投点来求压力的方法,也因为 岩浆曾经历各种演化等多方面的原因,同样不那么 可靠。总之,花岗岩浆形成时的压力和温度长期以 来是一个研究难点(吴福元等,2007)。近年来,在 对岩浆岩进行晶体类型分析的基础上,利用其中的 一些特殊晶体群对岩浆形成时的温压分析进而探讨 岩浆起源成为一个新的研究方向,比如利用金刚石、 柯石英等特殊晶体群探讨相关岩浆的起源及大地构 造环境(Yang JS et al., 2007;杨经绥等, 2008, 2011: Yamamato et al., 2009; 田亚洲等, 2015)。但这 方面的研究集中在基性—超基性岩方面,对于花岗 岩而言,特别是那些高分异花岗岩,尚未见到这方面 的研究报道,主要原因应该是未找到合适的晶体群。

本研究以物相鉴定分析结合前人的实验岩石学 成果为主要研究手段,在岩相学及晶体类型分析的 基础上,选择岩石中的斑晶斜长石、斑晶条纹长石和 小颗粒自形石英、小颗粒净边结构自形斜长石等作 为探讨岩浆起源特殊晶体群,运用相图重点对栗木 第二阶段花岗岩中的斑晶组合形成时的压力、温度 等物理化学平衡条件进行分析,进而在相关相图上 推导出初始岩浆熔融时的压力、温度、初始岩浆成 分,以及源岩成分的 Ab/An 值。研究成果为深入了 解栗木花岗岩的起源成因及推动花岗岩的深入研究 提供有用参考。

## 1 栗木花岗岩区地质概况

研究区区域构造上位于江南古陆东南缘的桂东 北坳陷区的海洋山褶断带中,次级构造位于恭城复 向斜北段。区内地层主要由角度不整合分割的下构

注:本文为全国危机矿山接替资源勘查项目"广西恭城县栗木锡矿接替资源勘查"(编号:200645091)、广西区大规模地质找矿项目"广西 恭城县五福锡钽铌矿普查"(编号:[2010]604)的成果。

收稿日期:2018-08-02;改回日期:2019-04-16;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2019.03.006

作者简介:梁磊,男,1963年生,岩石学硕士,高级工程师,主要从事岩石学和矿床学研究, Email: 2754506887@ qq.com。

造层寒武系以及上构造层泥盆系—下石炭统组成, 受南北向断裂影响,形成南北走向的盆岭,西部断块 上隆构成岭区,主要出露下构造层寒武系和部分泥 盆系地层;东部以地堑形式构成次级盆地,主要出露 上构造层泥盆系—下石炭统,花岗岩主要分布在盆 (东)岭(西)的结合部位。

区内花岗岩以小岩株和岩钟形式产出(图1), 据钻探工程揭露,大部分呈隐伏状态。推测这些零 散出露和隐伏的小岩体在深部是相连接的,统称栗 木花岗岩体。花岗岩侵入于寒武系、泥盆系、下石炭 统中,根据接触关系(岩芯资料表明存在先后的侵 入关系)、年龄资料和其他地质地球化学信息,前人 将栗木花岗岩分为三个侵入阶段,其中第一阶段花 岗岩未见明显矿化,第二阶段、第三阶段花岗岩与 锡、钨、钽、铌的矿化关系密切,研究也最为深入,本 文的研究主要针对第二阶段花岗岩。

根据最新的年代测试结果,第二阶段花岗岩的 年龄为 223.6±1.7 Ma 至 224.8±1.6Ma(张怀峰等, 2013,2014);第三阶段花岗岩为 218.3±2.4Ma(康 志强等,2012),成矿年龄为 214.1±1.9 Ma(杨锋等, 2009)。上述的年龄显示,栗木花岗岩第二阶段、第 三阶段的成岩及成矿作用均为印支期。



# 2 岩体垂向分带特征

与华南其它地区稀有金属花岗岩发育垂向分带 类似(南京大学地质系,1980;王联魁等,1983,1997; 袁忠信等,1987;黄小娥等,2005;朱金初等,2011), 栗木花岗岩普遍发育有明显的垂向分带(图2),其 中岩体内带自上而下依次为:岩体顶部非对称伟 晶—细晶花岗岩+云英岩化、钠长石化花岗岩(I带) →无斑中细粒结构白云母花岗岩(II带)→"层"状 细晶岩群+斑状含锂白云母花岗岩(II带)→二云 母花岗岩(IV带)。各带之间,为相变过渡关系(甘 晓春等,1992;梁磊等,2017)。

最新的研究表明,栗木花岗岩是经历了大规模 的气—液分异演化形成的花岗岩,岩体具有的垂向 分带是富水花岗岩浆在侵位时第一次气—液分异形 成的熔体相过冷却结晶后、上部又遭受第二次气— 液分异形成的残余富气流体交代的结果(梁磊等,



2017)。

其中,岩体内 I、II、III 带中的蚀变带花岗岩是 由原岩为二云母花岗岩的岩石经不同程度自变质交 代蚀变形成的,各自不同程度保留有原岩的部分矿 物成分和结构(云英岩除外)(梁磊等,2017)。IV 带的二云母花岗岩蚀变弱(弱绢云母化),斑晶保存 完整,是本研究的主要对象。下面只对第二阶段 IV 带的二云母花岗岩的岩相学特征进行描述,其它分 带的岩相学特征详见相关文献(甘晓春等,1992;梁 磊等,2017;张玲等,2018)。

3 第二阶段二云母花岗岩的岩相学 特点及以斑晶为主的特殊晶体群

#### 3.1 花岗岩的岩相学特点

现以第二阶段最下面的 IV 带二云母花岗岩 (未见底)作为主要研究对象。岩石为斑状结构(图 3a),斑晶由斜长石和碱性长石组成,晶型完整,粒 度粗大(4~15mm)。斑晶斜长石成分为 An28~ An33,部分具震荡环带(图 3b),含量约 2%;斑晶碱 性长石(含量约 2%)为条纹长石,自形宽板状,内部 含有少量小的、自形的、不规则分布的斜长石包裹 晶;而富钠碱性长石组成的正条纹(一般称为钠长 石客晶)具有一致方向的双晶纹及消光位,据统计, 条纹长石中客晶和主晶的比例=20:80(图 3c)。 基质粒度一般小于 1.5mm,矿物成分主要为他形的 石英、钾长石、钠长石、白云母和黑云母。另外粒度



图 3 IV 带二云母花岗岩岩石照片

#### Fig. 3 Photograph and photomicrographs (b, c and d) of two-mica granite(IV)

(a) 二云母花岗岩的斑状结构; (b) 具震荡环带的斜长石斑晶以及小颗粒自形石英; (c) 斑晶条纹长石中有更早晶出的小颗粒自形斜长石包裹晶;钠长石客晶(富钠碱性长石)具方向一致的双晶纹和消光位;(d) 部分黑云母转变为白云母。(b)、(c)正交偏光; (d)单偏光 (a) Porphyritic texture in two-mica granite(IV);(b) zoning plagioclase phenocryst and fine grain idiomorphic crystal quartz; (c) perthite phenocryst, which has a fine grain plagioclase inside ;(d) part of the biotite changed to muscovite. (b) and (c) are photomicrographs in cross-polarized light; (d) is in polarized light

处于基质等级的还有少量小颗粒环带净边结构的自 形斜长石(含量约1%)、以及具六方柱状自形特征 (含量小于0.5%,图3b)的石英;基质钾长石则没有 斑晶那样的条纹长石析出;白云母大多数由黑云母 转变而来(图3d),因此推测深部可能进一步相变为 黑云母花岗岩。岩石蚀变弱,内部有轻微绢云母化 (图3b)。厚度超过200m。

### 3.2 晶体类型分析及特殊晶体群选择

梁磊等(2017)研究表明,栗木花岗岩斑晶和大部分基质各自代表两种截然不同物理化学条件的晶体群,粗大且自形完整的斑晶形成于晶骸少的相对富水岩浆的结晶条件,而细小的基质是气—液分异导致的熔体过冷却结晶所致。当富水岩浆上升到侵位水平面时,岩浆发生大规模第一次减压排气或气—液分异,导致岩浆水压P<sub>H20</sub>突然降低,熔体发生过冷却结晶,晶骸数量快速增多结晶形成细粒的基质晶体群。由于岩浆减压排气发生过冷却结晶后即不能移动,所以主要的基质晶体群代表侵位作用的发生,因此,对于普遍发育斑状结构的岩石而言,斑晶是富水岩浆在侵位前深部岩浆房形成的,而主要的基质则是岩浆在侵位时或稍后结晶形成的。

### 3.2.1 将斑晶作为研究对象特殊晶体群

由于斑晶是富水岩浆在侵位前深部岩浆房形成 的,所以首先考虑将斑晶作为研究对象特殊晶体群。

罗照华(2013)曾把火成岩的晶体矿物群分为 固体晶体群、熔体晶体群和流体晶体群,其中固体晶 体群指的是残留晶和捕虏晶等以固态加入岩浆的晶 体群;熔体晶体群指的是从熔浆中晶出的晶体群,包 括从不同深度岩浆房晶出的晶体亚群;流体晶体群 主要指正岩浆阶段后期生成的晶体群,流体晶体群 可以理解为岩浆二次气一液分异形成的残余流体相 结晶或交代形成的蚀变新生矿物(梁磊等,2017)。 显然选取的特殊晶体群只有属于熔体晶体群,对其 研究探讨岩浆起源才有意义。

上述斑晶晶形完整,斑晶斜长石发育多层环带 结构(图 3b),表明其是岩浆成因,排除斑晶斜长石 来自变质岩的残留晶或捕掳晶的可能;斑晶斜长石 的边部与具六方自形特征石英呈嵌入共生结构,边 界平直,而且斜长石靠外侧的环带与石英相交,说明 斑晶斜长石结晶后期与石英共生。根据斑晶斜长石 环带的连贯性特征,表明斑晶斜长石从开始单独结 晶到后来与石英共生,都是处在同一种岩浆中,因此 可以排除具有这种特征的斜长石是外来岩浆岩捕掳 晶的可能,所以斜长石属于原生岩浆结晶成因(熔 体晶体群)。而条纹长石斑晶晶形完整,含有大小 不等的自形斜长石包裹晶,且部分斜长石包裹晶有 生长环带,符合晶体在岩浆结晶的生长特点,因此斑 晶条纹长石同样是原生岩浆结晶成因。

### 3.2.2 选择非斑晶形式的小颗粒自形石英及具有 环带净边结构的自形斜长石

#### 作为特殊晶体群

小颗粒自形石英及环带净边结构自形斜长石从 粒度上归类属于基质,在成因上则不同于大多数的 基质形成于侵位时或稍后的结晶作用,它们与斑晶 一样,主要是在深部岩浆房形成的。理由除了将在 后面结合相图分析外,还有如下原因:

(1)小颗粒自形石英与它形基质石英的不同在 于,除了呈自形晶外,其晶体生长(具有平直的生长 边,有别于交代的锯齿边)嵌入斑晶边部(图3),显 示出曾与斑晶共同生长的特点,而它形的基质石英 则呈它形(图4),与斑晶接触时呈附着状态沿斑晶 边部生长。

(2)小颗粒环带净边结构自形斜长石(图4)核 部成分与斑晶相同,为 An28~An33 的更一中长石, 并具有环带结构,而基质中的钠长石没有环带,成分 为 An8~An12,所以小颗粒环带净边结构自形斜长 石形成环境与斑晶斜长石相同。

综上所述,选择花岗岩中的斑晶斜长石和斑晶 条纹长石,以及小颗粒的自形石英及环带净边结构 自形斜长石作为热力学条件分析的对象——特殊晶 体群。

4 特殊晶体群形成的热力学条件分析

#### 4.1 斑晶液相线矿物的形成压力

据前面的岩相分析,二云母花岗岩的斑晶为斜 长石和碱性(条纹)长石,未见大的石英斑晶,其中, 条纹长石斑晶内部普遍包裹有小的斜长石包裹晶 (图 3c),说明斑晶斜长石结晶早于斑晶条纹长石, 是最早晶出的矿物斑晶。根据实验岩石学原理(邓 晋福,1987),最早晶出的斑晶斜长石就是初始岩浆 的近液相线矿物,是熔融过程中最后一个消失的矿 物相。

二云母花岗岩的基质的矿物成分为斜长石 (Pl)+石英(Q)+钾长石(Or)+黑云母(Bi)+白云母 (Ms),IV带二云母花岗岩中的白云母不多,且大部 分可以看出是由黑云母转变而成(图 3d),所以,对 整个岩浆体系而言,即使有少量结晶白云母,栗木花 岗岩依然可以看成是 Pl+Q+Or+Bi+g(g代表挥发



图 4 二云母花岗岩中的小颗粒环带净边斜长石,且钠化边在同一个晶体不同晶面上发育程度往往不同, 有的晶面钠化边明显,有的不明显

Fig. 4 Photomicrograph of fine grain zoning plagioclases in two-micagranite. The fine grain plagioclases show a different degree albitization on the different crystal faces of the same crystal

份)体系。根据过量水花岗岩熔融实验(Wyllie, 1976),对于 Pl+Q+Or+Bi+g 体系,如果  $P_{H_{2}0}>0.5$ GPa,石英 Q 为最后一个消失,即熔融体系的液相线 矿物为石英,相应地,在起始岩浆中石英将是第一个 晶出;而如果  $P_{H_{2}0}<0.5$  GPa 时,斜长石 Pl 最后一个 消失,即熔融体系的液相线矿物为斜长石,相应地, 在起始岩浆中斜长石将是第一个晶出。根据栗木花 岗岩斑晶第一个晶出的是斜长石,即其熔融体系的 液相线矿物为斜长石 Pl,据此判断起源岩浆的压力  $P_{H_{2}0}<0.5$  GPa。

这个步骤的关键在于确定合适的岩浆体系,有 的学者不加分辨基质的矿物成分组合,采用 5% H<sub>2</sub>O情形下拉斑玄武岩和安山岩相图(图据 Green, 1982),得出如果花岗岩岩浆源区存在斜长石,岩浆 起源的压力<1 GPa 的结论,这个压力上限就太大 了。

# 4.2 斑晶斜长石与斑晶碱性长石共生的 热力学成因分析

Tuttle 和 Bowen(1958)的实验研究表明,对于钙 长石含量低的岩浆体系(An 在 An—Ab—Or—Q 体 系中<5%),可以只作为 Ab—Or—Q 体系考虑,水压  $P_{H_{2}O}$ 对 Ab—Or—Q 系的花岗岩的结构和组成有重 大影响。

当 P<sub>H20</sub><0.36 GPa 时, Ab—Or—Q 体系具等压 最低点而无等压共结点,花岗岩中没有单独的斜长 石出现,斜长石只作为富钠碱性长石与富钾碱性长 石共生出现在条纹长石中,即花岗岩中只结晶生成 碱性长石,这类花岗岩就是 Tuttle 和 Bowen(1958) 所谓的"高不混溶线花岗岩(hypersolvus granites)"。

而当 P<sub>H20</sub>>0.36 GPa 时, Ab—Or—Q 体系具有

等压共结点。花岗岩中斜长石可独立存在并与碱性 长石共生,这类花岗岩就是 Tuttle 和 Bowen(1958) 所谓的"两种长石花岗岩"(subsolvus or two feldspar granites)。

据上一节分析可知,栗木花岗岩是 Pl+Q+Or+Bi +g(g 代表挥发分)体系,其中的 Pl+Q+Or(Pl 为 An—Ab 固溶体系列,Or 为 Ab—Or 固溶体系列)就 属于 An—Ab—Or—Q 体系(不考虑 Bi+g 的情况 下)。经计算,所有的栗木花岗岩 An(标准矿物质 量百分数)<5%,所以栗木花岗岩又属于钙长石含 量低的 Ab—Or—Q 体系,斑晶中有独立的斜长石 (图 3b),因此是"两种长石花岗岩",而不是"高不 混溶线花岗岩",所以其斑晶形成环境为 $P_{H_{2}0}$ >0.36 GPa。结合上一小节(4.1)起源岩浆的压力  $P_{H_{2}0}$ <0.5 GPa,于是得 0.36 GP</br>
<br/>  $P_{H_{2}0}$ =0.43 GPa。

按照上地壳平均密度(2700 kg/m<sup>3</sup>)换算得到对 应的形成深度相当于 16 km。

### 4.3 斜长石环带的成因分析及所反映的

### 岩浆演化意义

斜长石有两种不同成因的环带,一种是震荡型 环带,主要是晶体正常生长过程中晶体周围的成分 扩散速度因浓度消耗发生间歇性变化造成的 (Barker,1983),其特点是环带的生长不影响双晶纹 的生长,即双晶纹连续并贯通环带(图 3b);另一种 环带就是发育在晶体的最外缘的钠化边,其特点是 核部的双晶纹到了钠化边发生明显褪色甚至消失, 钠化边显得比较干净,故称净边结构。斑晶斜长石 中只有第一种成因的环带,缺少明显的钠化边,或仅 局部晶面稍有褪色;而小颗粒自形斜长石既有第一 种成因的环带(不太发育)又发育钠化边,而且钠化 边在同一晶体的不同部位发育程度有明显差异(图 4)。

由上一节可知,当*P*<sub>H20</sub>>0.36 GPa时,岩浆中斜 长石可独立存在并与碱性长石共生;而当*P*<sub>H20</sub>< 0.36 GPa时,岩浆没有单独的斜长石出现。因此, 如果岩浆从深部上升到浅部过程中发生停顿(有过 渡性岩浆房)的话,则在过渡岩浆房中已经形成的 斜长石不但停止生长,而且将会与液相发生新的反 应,比如形成钠化边。而斑晶斜长石没有钠化边,说 明岩浆从深部上升到浅部过程中没有发生长时间的 停顿。

小颗粒环带净边结构自形斜长石(图4),一方

面,它们的核部双晶测试的牌号与斑晶相同,说明它 们的核部与斑晶斜长石一样生长于 *P*<sub>H20</sub>>0.36 GPa 的环境;另一方面它们的粒度小,发育有明显的或比 较宽的钠化边(净边结构),而且钠化边仍残留双晶 痕迹,说明钠化边是在原有基础上钠化褪色形成。 也说明它们是在没有长大的情况下岩浆就上侵,改 变了它们的生长环境,所以它们的钠化边是岩浆上 升至 *P*<sub>H20</sub><0.36 GPa 的环境下形成的。

小颗粒自形斜长石的净边结构与斑晶斜长石无 钠化边相矛盾。分析认为,造成这个矛盾现象的原 因是,形成小颗粒环带净边结构的这个 P<sub>H2</sub>0<0.36 GPa 的低压环境是岩浆在浅部侵位发生大规模减压 排气导致熔体过冷却结晶的环境,但低压过冷却环 境却不能让斑晶形成明显钠化边。理由如下:

熔体发生过冷却结晶时,晶骸数量快速增多,大的斑晶面成为晶骸生长的附床,晶面布满了小的晶体,进而阻隔了斑晶与岩浆水的接触,而数量众多的细小晶体结晶快速生长迅速消耗掉熔体中的岩浆水,使得斑晶斜长石不能与岩浆水有充分反应,所以没有在低压过冷却环境下形成明显的或比较宽的钠化边。而小颗粒环带自形斜长石由于颗粒小,在熔体发生过冷却结晶过程中,与其它生长的基质颗粒之间仍保留有相对大的间隙和晶隙间的岩浆水并与之进行反应,所以形成局部明显的或比较宽的钠化边。

综上所述,小颗粒环带净边结构的自形斜长石 的钠化边是在岩浆侵位时过冷却环境形成的。而斑 晶斜长石没有钠化边则反映了其形成后岩浆从深部 上升到浅部过程中比较迅速,中间没有明显停顿。

### 4.4 斑晶斜长石与细粒自形石英共生的

#### 热力学条件分析

因为斑晶斜长石在侵位时不再生长,图 3b 中有 嵌入斑晶斜长石边部与之共生的细粒自形晶石英, 说明自形石英是在深部与斑晶斜长石共结形成的, 证明了该 Ab—Or—Q 体系具有等压共结点(即 P<sub>H2</sub>O >0.36 GPa),且共结发生于晶出斑晶长石后期。自 形石英没能长大是因为在共结点开始晶出石英不 久,岩浆便上升侵位,压力降低,脱离了共结环境。 而在浅部的过冷却结晶条件下形成的基质石英为它 形晶。

# 4.5 相图对斑晶条纹长石固溶体析出的

# 热力学形成条件分析

斑晶中条纹长石由富钾碱性长石和富钠碱性长石组成(图 3c)。



图 5 不同 *P*<sub>H<sub>2</sub>0</sub>下 Or—Ab 系相图(Bowen and Tuttle, 1952; Yoder et al., 1957。由 Turner et al., 1960; Morse, 1970 修改。 转引自邱家骧, 1986)(注:底部的含量为质量百分数)

Fig. 5 The systemKAlSi $_{3}O_{8}$ —NaAlSi $_{3}O_{8}$  with H $_{2}O$  at different pressure (After Qiu Jiaxiang, 1986)

岩浆成因的条纹长石有两种成因,一种是液相 线析出的碱性长石在温度到达共结点时发生的固溶 体分离成因,另一种是由固态碱性长石在固溶体分 离线之下的不混溶区发生的固溶体分离成因。

4.5.1 在共结点温度发生固溶体分离成因的

条纹长石

把碱性长石视为 Ab—Or—Q 体系中的一个封闭 Or—Ab(KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>)体系,如图 5 所示。

当 *P*<sub>H20</sub><0.36 GPa 时(图 5a—c), Or—Ab 系的 结晶固相线与下面的条纹长石固溶体区是分离的, 没有共结点。

只有当  $P_{H_{20}}$  > 0.36 GPa 时(图 5d、e), Or—Ab 系的固溶体分离线与固相线相切, 也才会有共结点。

共结点成因的条纹长石形成过程如图 6 所示, 当 $P_{H_{20}}$ >0.36 GPa 时,如果岩浆的原始组分位于图 6 中的 $c_d$ 之间的范围内,在结晶作用过程中,当温 度到达液相线x点温度 $t_x$ 时,岩浆开始晶出单相的 碱性长石,随着温度下降,液相成分沿液相线变化; 当温度持续下降到共结点 E 的温度 $t_E$ 时,晶出的碱 性长石落在固相线上h点上,与液相平衡的碱性长 石直接析出c点组成的富钾碱性长石和d点组成富 钠碱性长石,形成条纹长石。可见,条纹长石的客晶 成分和主晶成分是固定的,不因岩浆原始组分的不 同而发生变化,都分别为c点组成和d点组成;但条 纹的比例(客晶和主晶的数量比)则随原始组分的 不同而不同,在图 6 中,h 点对应的条纹比例=富钠 碱性长石(客晶)/富钾碱性长石(主晶)=ch/hd,该 比例与原始组分(x 点在横坐标的投影 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/ NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>比)相对应。

### 4.5.2 不混溶区固溶体分离成因的条纹长石

不混溶区固溶体分离成因的条纹长石形成于图



5 各相图 (无论是 *P*<sub>H<sub>2</sub>0</sub> < 0.36 GPa 还是 *P*<sub>H<sub>2</sub>0</sub> > 0.36 GPa)下部不混溶线之下的不混溶区。

但是,并不是温度下降到不混溶线之下的不混 溶区内的碱性长石就一定发生固溶体分离形成条纹 长石,比如喷出岩中的斑晶透长石,其内部通常就不 转变成条纹长石(只在裂隙边缘因后期蚀变有局部 的条纹长石化),故被称为高温固溶体系列。

是什么因素影响碱性长石在不混溶区内发生固 溶体分离形成条纹长石呢?答案是水或蒸汽相。在 图 6 的 P<sub>H20</sub> = 0.5 GPa 的相图(Morse, 1976)中,每个 区域都比吉布斯相律多出一个蒸汽相,其解释是反 应需要一个额外的组分:水。即如果没有蒸汽相 (或水)的参与,在条纹长石区的富钠碱性长石和富 钾碱性长石也不会随着温度的降低而析出相应的固 溶体,可以理解为没有水的参与会限制已经结晶的 晶体中钠离子和钾离子的移动。喷出岩斑晶透长石 因为岩浆喷出后发生过冷却结晶,过冷却结晶过程 产生的晶骸数量快速增多,将斑晶作为生长附床,阻 隔斑晶与岩浆水接触并迅速消耗岩浆水,所以斑晶 透长石进入过冷却结晶及之后的降温过程是缺水 的,不能随温度的降低而进一步析出固溶体。因此 斑状结构可以作为不能在不混溶区内发生固溶体分 离形成斑晶条纹长石的一个判别标志。

### 4.5.3 栗木花岗岩斑晶条纹长石的固溶体分离 成因分析

(1)前面(4.1~4.2节)已经论证斑晶形成的 压力为 0.36 GPa<*P*<sub>H20</sub><0.5 GP,即斑晶条纹长石的 形成具备共结点成因的热力学条件,且 4.4 小节已 经论证岩浆在深部结晶经历了共结点结晶。

(2) 栗木花岗岩是斑状结构(图 3a)。如上 (4.3~4.5.2节)所述,斑晶在过冷却结晶是缺水 的,不能在不混溶区内发生固溶体分离形成斑晶条 纹长石。故排除其为不混溶区内固溶体分离成因的 可能。

(3)前面4.3节对斑晶斜长石缺少钠化边的分析已经论证,斑晶斜长石没有显示出岩浆上升过程中有过渡阶段的生长特点。因此同为斑晶的条纹长石同样没有经历过渡阶段的生长。

综上所述,栗木花岗岩斑晶条纹长石是单相碱 性长石在共结点温度发生固溶体分离的成因,并且 形成后没有进一步发生固溶体分离。

### 4.5.4 斑晶条纹长石的相图分析

既然斑晶条纹长石是单相碱性长石在共结点温 度发生固溶体分离的成因,图6所示,利用条纹长石 的主客晶比例,就可以分析其晶出时的温度以及对 应岩浆原始组分等热力学条件。

因为缺少  $P_{H_{20}} = 0.43$  GPa 的 KAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub>— NaAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub> 实验体系相图,以  $P_{H_{20}} = 0.5$  GPa 的 KAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub>—NaAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub>体系相图(图 6)作底图,通过 内插法可作出  $P_{H_{20}} = 0.43$  GPa 的相关相图。又因 为  $P_{H_{20}} = 0.43$  GPa 的相图与图 6 十分接近,所以下 面先用图 6 的实验相图对栗木花岗岩斑晶条纹长石 进行分析和计算,然后直接给出在  $P_{H_{20}} = 0.43$  GPa 相图(图略)的数据。

(1) 斑晶条纹长石客晶和主晶的比例=20:80
 (见 3.1 节),利用杠杆原理在图 6 中的 cd 线段求解
 客晶和主晶的比例分界线 h 点位置:

富钠碱性长石/富钾碱性长石=20:80=ch/hd 由此求得 h 点位置。h 点在液相线的投点 x,是原始 组分随温度下降到达液相线并开始晶出单相碱性长 石的位置,其对应的温度  $t_x$ 约为 780℃。当岩浆温 度持续下降至共结点温度  $t_E$ 约 700℃时,液相成分 沿液相线从 x 点到达共结点 E 点,液相成分也从最 初的 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>=47:53(x 点在横坐标的 投影)变化为 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>=28:72(E 点在 横坐标的投影)。

熔融是结晶的反过程,即当 $P_{H_{2}0}$  = 0.5 GPa,始 熔温度是一定的,当温度上升到达共结点时的温度  $t_E$  = 700 ℃ 时, $c_{,c}d$ 范围内的任意固相组成发生熔融 作用时,熔出的岩浆均为 E 点的组成(KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/ NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 28 : 72)。当 Or—Ab 所在的整个 Ab— Or—Q 源岩体系中的石英 Q 在共结点全部熔融后, 温度才会继续升高,岩浆组分才会沿液相线发生变 化。直至温度升到  $t_x$  = 780℃,液相成分到达 x 点, 源岩中的碱性长石才全部熔融消耗完,x 点熔出的 岩浆原始组成为 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 47 : 53。

(2) 而通过内插法作出  $P_{H_{20}} = 0.43$  GPa 的 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>体系相图(图略)得出的分析 数据为:岩浆在液相线上碱性长石开始晶出(或熔 融过程中碱性长石被熔融消耗完)(相当于图 6 上 的 x 点)的温度约为 800℃,该位置对应的岩浆原始 组分 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 49 : 51;共结点温度  $t_E$ 约 720℃,对应的 E 点岩浆组成为 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 30 : 70。

### 4.5.5 斑晶条纹长石对初始岩浆的 部分熔融程度的判断

由图 6 可见, h 对应的 x 点是源岩(残余相)中 碱性长石熔融消失的点, 对于钙长石含量低的岩浆 体系(An 在 An—Ab—Or—Q 体系中<5%)而言,意 味着部分熔融在残余相中碱性长石熔融消失后只熔 融了少量斜长石后不久温度便不再增加,所以 h 点 接近最后熔融结束点,h 点对应的液相线温度( $t_x$ ) 也就接近初始岩浆的最终熔出温度,h 点对应的熔 融形成的岩浆组分(x 点在横坐标的投影 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/ NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>)接近最终形成的初始岩浆成分。h 点偏 离 E 点越近,其对应的液相线温度( $t_x$ )越接近共结 点温度  $t_E$ ,说明熔融程度越低,反之h 点偏离 E 点越 远,熔融程度越高。所以 h 点的位置还可反映了岩 浆的部分熔融程度。

因此,4.5.4 小节得出的栗木第二阶段花岗岩 碱性长石开始晶出的温度约为  $800^{\circ}$ ,这个温度接 近初始岩浆的最终熔出温度,同样,h点对应的岩浆 组分(KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 49:51)近似于最终形 成的初始岩浆成分。

- 4.6 相图对源区性质的分析——求解等压等 组成(P—X)共结点 E
- **4.6.1** Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系相图中的 相关概念及含义

图 7 为在 Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系统中不同水压 的等压共结线(图中只画出 0.1 GPa 和 0.5 GPa 等



Point M: the minimum on the quartz-feldspar cotectic line

压共结线),每条共结线将相图分为上面的Q(石 英)首晶区和下面的Af(碱性长石)首晶区,随着压 力的增加,共结线向远离Q顶方向移动,并且Q首 晶区增大。共结线上的M点为等压最低点(图7中 "×"为不同水压等压共结线上的M点)。

# 4.6.2 An—Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系统在 Ab—Or—

## Q 面上的投影、P—X 共结点的意义

图 8 为 An—Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系统在 Ab— Or—Q 面上的投影相图,与图 7 的 Ab—Or—Q— H<sub>2</sub>O系相图相比,An—Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系相图中 有三个首晶区,分别为Q 首晶区、Af 首晶区和 Pl(斜 长石)首晶区。三个分区线的交点为共结点 *E*,*E* 点 比*M* 点更靠近 Q—Or 边和Q 顶点,即有 An 参加的 系统中更富 Q 和 Or 组分。并且随着源岩固相岩石 中 Ab/An 值的不同而 *E* 点的位置不同,图中 Ab/An 比值是源岩固相岩石中 Ab、An 标准矿物质量分数 的比值,而不是部分熔融产生的岩浆中的比值,所以 *E* 点不是等压共结点,而是等压等组成(*P*—*X*)共结 点。在 *E* 点岩浆的熔出是在恒温下进行,直至其中



图 8 An—Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系统在 Ab—Or—Q 面上的 投影相图(据普拉顿等,转引自邓晋福,1987)

Fig. 8 The projection diagram of the system CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>— NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O on NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>— KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub> system (After Deng Jinfu, 1987#) *M* 点为 Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系统同结线上的最低温度点;*E* 点为 An—Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系统中石英—碱性长石—斜长石共结点 Point*M*: the minimum on the quartz-feldspar cotectic line of the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO—H<sub>2</sub>O; Point E: the quartz alkali plagioclase—plagioclase eutectic point of the system CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>—NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O





Fig. 9 The projection diagram of the system  $CaAl_2Si_2O_8$ — NaAlSi<sub>3</sub>  $O_8$ —KAlSi<sub>3</sub>  $O_8$ —Si $O_2$ —H<sub>2</sub> O on NaAlSi<sub>3</sub>  $O_8$ — KAlSi<sub>3</sub>  $O_8$ —Si $O_2$  system at 0.2 GPa (After Deng Jinfu, 1987)

一个相消失(在本研究中,栗木花岗岩的液相线矿 物是斜长石而不是石英,所以最先消失的相是石 英)。

在 An-Ab-Or-Q-H<sub>2</sub>O 系统中, E 点熔出岩 浆的成分取决于源岩中 Ab/An 值以及 PHO。图 9 所示,在水压 PHO = 0.2 GPa,源岩的 Ab/An 值= 1.8、3.8、5.2、7.8时,分别对应的共结点 E 点(图中 黑圆点)和首晶分区(虚线为首晶区分区线)。可 见,在一定的压力下,源岩固相岩石中 Ab/An 值的 不同对应的 E 点的位置不同,即一定源岩的 Ab/An 值与 E 点熔出岩浆成分有一定的对应关系(而在前 面图 6 及 4.5.4 节中, 在相当范围内, 比如图 6 的 c、 d 范围内,源岩的 Ab/Or 比值不影响 E 点开始熔出 岩浆的组成)。并且源岩的 Ab/An 值加大(比如源 区泥质含量增高或钙质减少), E 点向富 Ab 移动(E 点产生的岩浆成分 Ab 组分增高);源岩的 Ab/An 值 减小(源区斜长石含量增高), E 点主要向贫 Ab 富 Or 和 Q 移动移动(E 点产生的岩浆 Ab 组分减少而 Or Q 增加)。通过求解起 *E* 点位置,我们可以知道 源岩的 Ab/An 值(基性程度)。

### 4.6.3 相图上对共结点 E 的求解

正如前面所说, E 点是等压等组成(P—X)共结 点, 所以知道了岩浆的组成和水压 P<sub>H0</sub>就可以在相 图中确定 *E* 点。我们在前面已经求出  $P_{H_{20}}$  = 0.43GPa,以及 *E* 点的共结点岩浆组成 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 30 : 70(见 4.5.4 小节)。设计以下的方法来精确求解低共结点 *E* 点。

首先用插图法在图 7 作出  $P_{H_{2}0}$  = 0. 43 GPa 时的 共结线,该共结线可看成是  $P_{H_{2}0}$  = 0. 43 GPa 时 Ab/ An =  $\infty$  对应的 An—Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系统在 Ab— Or—Q 面上的投影相图曲线,在此基础上,作出类似 图 9 上其它不同 Ab/An 值的曲线,然后将不同 Ab/ An 值曲线上的低共结点连接成线段  $E_1E_5$ (图 10)。

再根据前面得到的 *E* 点岩浆共结比组分 KAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 30:70(或 NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 70 :30),在图 10的 Ab—Or 边上作 P 点使NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/ KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 70:30,则 QP 线上所有的点NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/ KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> 比值都是 70:30,连线 QP 与低共结点连 接线  $E_1E_5$ 的交点  $E_p$ 就是  $P_{H_2O}$  = 0.43 GPa 时的低共 结点。该低共结点对应的 Ab/An 值位于 7.8 与∞ 之间,即源区成分为 Ab/An 值介于 7.8 与∞ 之间 (或>7.8)的岩石。

在前人的实验岩石学中,典型杂砂岩性质的副



图 10 在 *P*<sub>H<sub>2</sub>0</sub> = 0. 43 GPa 下的 An—Ab—Or—Q—H<sub>2</sub>O 系 统在 Ab—Or—Q 面上的投影相图中,不同 Ab/An 比值 的共结点连接线 E<sub>1</sub>E<sub>5</sub>, *E*p 为该共结点连接线上的待求 点

Fig. 10 Connecting line of point E's of different Ab/An ratio in the projection diagram of the system  $CaAl_2 Si_2 O_8$ — NaAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub> O on NaAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub>— KAlSi<sub>3</sub> O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub> system at 0.43 GPa, *E*p is the eutectic point to be solved 片麻岩其 Ab/An 值=5.0(邓晋福编,1987),Ab/An 值≥7.8 的副变质岩石应该属于变泥质岩(未查到 泥质岩 Ab/An 值的具体数值)。所以,如果源区岩 石为副变质岩(即花岗岩如果属于 S 型花岗岩的 话),则源区岩石性质应该是变泥质岩。

5 讨论

### 5.1 能否分辨出斑晶形成于不同的生长阶段

"斑晶能否代表深部岩浆房的初始岩浆结晶, 上升过程中是否经历过不同的结晶阶段?"可能是 本研究最令人质疑的地方。尽管在前面的4.3~4.5 节对这个问题有充分论证,仍需要对这个问题作进 一步的分析讨论。为了说明问题,笔者等将最近考 察的广西台马花岗岩作一个简单分析,方便读者对 比不同情况进行研究探讨。

台马花岗岩为斑状结构,斑晶组成为石英(Q)、 斜长石(Pl)和碱性长石(无条纹,为非严格意义上 的钾长石 Or),基质霏细结构。斑晶石英颗粒大,并 有明显的熔蚀现象,形成港湾状,斑晶斜长石和斑晶 钾长石呈可拼合的碎裂状,边部有轻微的熔蚀现象 和窄的珠边结构。部分石英、斜长石、钾长石仍可看 出自形晶形态,证明它们不是捕掳晶或残留晶(即 不是固体晶体群),是从熔浆中晶出的熔体晶体群。 并且根据矿物组合大致可确定花岗岩属于4.1节所 说的 Pl+Q+Or+Bi+g 花岗岩浆体系。台马花岗岩的 岩相学特征可参考杨丽贞(2011)的相关论文。

岩石为斑状结构,且基质为近隐晶的过冷却结 晶结构,表明岩浆侵位时发生大规模的气—液分异, 熔体发生过冷却结晶,斑晶成为基质小晶体析出的 附床,来不及与熔体发生比较大的反应(只能有小 的反应,形成窄的珠边结构)。所以斑晶石英的溶 蚀主要不是侵位到地表时发生的,而是在深部阶段 性减压形成的。

台马花岗岩的斑晶组合为石英+斜长石+碱性 (钾)长石。据4.1节和图7~8,无论是石英先结晶 还是斜长石先结晶都有可能形成这个斑晶组合,但 所代表的形成环境和演化却大不相同。

(1)如4.5节所述,如果是斜长石 Pl 先结晶 (0.36 GPa<P<sub>H20</sub><0.5 GPa),则斑晶石英为温度较 低的共结点成因,而在共结点条件下斑晶碱性长石 将析离形成条纹长石。而台马花岗岩斑晶碱性长石 并无条纹长石,反过来说明结晶过程没有到达共结 点岩浆就上升侵位了,所以斑晶石英不是共结点成 因,而是最先结晶形成的,这也与石英斑晶粒度较大 相吻合。

(2) 据前面的 4.1 节, 斑晶石英先结晶, 说明其 形成于 P<sub>H0</sub>>0.5 GPa 环境。结合石英斑晶溶蚀现 象及斑晶组合,结晶过程分析如下:如图8所示,先 在 Q 区晶出石英,并向 Q 与斜长石 Pl 的分区线(即 同结线)移动,到达同结线后,同时晶出石英0和斜 长石 Pl,并沿同结线向共结点 E 演化移动(但未达 共结点 E)。岩浆在石英 Q 与斜长石 Pl 同结线的结 晶过程中,随后上升到 0.36 GPa<P<sub>HO</sub><0.5 GPa 的 过渡性岩浆房环境继续结晶。如图 7~8 可见,水压 降低时,石英与长石的分区线将上移,即石英0晶 出区向上收缩变小,原来压力大时的液相线位置落 在了压力小时的斜长石 Pl 晶出区,先结晶的石英不 稳定发生溶蚀,而斜长石继续晶出,并向 Pl 与 Af 分 区线(同结线)移动,到达同结线后同时晶出斜长石 和碱性长石,最后岩浆在未到达未到达共结点时发 生上升侵位( $P_{H,0} < 0.36$  GPa),所有斑晶停止生长。

因此,对比之前的栗木花岗岩,可以得出这样的 结论:相图结合岩相学分析是可以解决"斑晶能否 代表深部岩浆房的初始岩浆结晶,上升过程中是否 经历过不同的结晶阶段"这一问题的。

### 5.2 相图分析的精度

在 4.5.4 小节的相图分析中,计算产生的误差 可能主要有两个,一个来自对斑晶中主客晶的比例 测量误差,另一个来自内插法的误差。

(1)对于斑晶条纹长石中主客晶的比例测量误 差,如图 6 中可见, cd 线段的长度只占 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>— NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>线段的约 1/3,在 cd 线段上的一个变化反 映在 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>成分边上就被降低到只 占原来变化的约 1/3。而 cd 线段对应的原始组分 液相线是斜率较小的曲线,成分在横轴上的变化引 起的纵轴上温度的变化很小。所以,主客晶比例的 测量误差对原始组分 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>比值的计 算以及对液相线上(一种)碱性长石开始结晶的温 度估算影响不大。

(2)来自内插法的误差对共结点温度有比较大的影响,温度误差范围可能在 0~20℃。

### 5.3 斑晶条纹长石对初始岩浆部分熔融程度 判断的意义

栗木花岗岩有三个阶段的花岗岩,深部钻探表 明之间存在先后的侵入关系,三个阶段的花岗岩岩 性和成矿作用均有所不同。对于花岗岩的起源主要 来自源区岩石发生部分熔融产生的岩浆已经成为一 种共识,源区岩石成分、部分熔融条件、部分熔融程 度等因素可以造成不同阶段岩浆成分的巨大变化 (罗照华,2007)。对于大致相同的源区岩石,如果 不同阶段形成的岩浆的部分熔融程度不同,则它们 的成分就会有差异。

因此,如果我们能够把栗木的三个不同阶段低 钙花岗岩中的斑晶条纹长石进行成分对比(分析见 4.5.5小节),就可以确定三个阶段花岗岩它们的初 始岩浆的部分熔融程度的差别,进而探讨熔融程度 与成矿物源的关系,这些问题有待今后的工作解决。

# 6 结论

(1)所选取的栗木第二阶段花岗岩特殊晶体 群,包括斑晶斜长石、斑晶条纹长石,以及小颗粒的 自形石英及环带净边结构自形斜长石,属于从熔浆 中晶出的熔体晶体群。其中斑晶除了在深部结晶 外,在上升途中侵位前没有明显的阶段性生长或与 岩浆的进一步的反应,是深部岩浆房的初始岩浆结 晶的产物。

(2) 栗木第二阶段花岗岩的初始岩浆的深部岩 浆房压力为 P<sub>H20</sub> = 0.43 GPa,按照上地壳平均比重 (2700 kg/m<sup>3</sup>)换算得到对应的形成深度相当于 16km;初熔岩浆共结点温度为720℃;源岩固相成分 的基性程度 Ab/An>7.8(如果源区岩石为副变质岩 系,则源岩性质属于变泥质岩)。

(3) 栗木第二阶段花岗岩斑晶条纹长石的固溶 体析出成因为单相碱性长石在共结点温度 720℃与 液相平衡发生固溶体分离的成因;对于熔融过程,源 岩在共结点温度 720℃时恒温熔融,熔融形成的岩 浆组成为 KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> = 30 : 70,直到石英 被全部消耗完,温度才继续上升,同时岩浆组成发生 改变。

(4) 栗木第二阶段花岗岩斑晶条纹长石的富钠 碱性长石(客晶)/富钾碱性长石(主晶)=20:80, 其对应的初始岩浆开始晶出单相碱性长石时的温度 约为800℃;对于熔融过程,800℃则是源岩中的碱 性长石在熔融过程中被全部消耗完的温度,800℃时 熔融形成的岩浆组分为:KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>/NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>=49: 51,由于岩浆属于钙长石含量低的岩浆体系,这个成 分接近最终形成的初始岩浆成分,最终形成的初始 岩浆的熔出温度略高于 800℃。

(5) 对于钙长石含量低的 An—Ab—Or—Q 岩浆体系(An<5%),由碱性长石在共结点温度发生固溶体分离成因的斑晶条纹长石的成分(或主客晶条纹比例)能够反映花岗岩起源时源区岩石发生部分

熔融的熔融程度,可以用来探讨同一地区大的岩浆 热事件中不同阶段花岗岩部分熔融程度的差异。

**致谢**:野外工作中得到了栗木锡矿公司的支持 帮助,马昌前教授审阅文稿,并提出宝贵意见,在此 一并表示衷心的感谢!

### 参考文献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

- 邓晋福.1987.岩石相平衡与岩石成因.武汉:武汉地质学院出版社:54 ~66.
- 甘晓春,朱金初,沈渭洲.1992.广西栗木水溪庙稀有金属花岗岩成因. 地质找矿论丛,7(2):35~45.
- 黄小娥,徐志华.2005.江西雅山花岗岩体交代作用及其与稀有金属 的成矿关系.江西有色金属,19(4):1~4.
- 康志强,冯佐海,杨锋,廖家飞,潘会彬.2012.广西桂林地区东部栗木 花岗岩体 SHRIMP 锆石 U—Pb 年龄.地质通报 38(1):1306~ 1312.
- 梁磊,张玲,颜自给,董业才.2017.广西栗木花岗岩岩浆气—液分异 作用与成矿作用.地质论评,63(1):61~74.
- 罗照华,黄忠敏,柯珊.2007.花岗质岩石的基本问题.地质论评,53 (Supp.):181~226.
- 罗照华,杨宗锋,代耕,程黎鹿,周九龙.2013.火成岩的晶体群与成因 矿物学展望.中国地质,40(1):176~181.
- 南京大学地质系.1981.华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系.北 京:科学出版社:291~304.
- 邱家骧.1985.岩浆岩岩石学.北京:地质出版社:238~240.
- 田亚洲,杨经绥,张仲明,熊发挥,李源,刘钊,刘飞,牛晓露.2015.新 疆萨尔托海高铝铬铁矿中异常矿物群的发现及意义.岩石学报, 31(12):3650~3662.
- 王联魁,朱为方,张绍立.1983.液态分离—南岭花岗岩分异方式之一. 地质论评,29(2):365~373.
- 王联魁,王慧芬,黄智龙.1997.锂氟花岗质岩石三端元组分的发现及 液态分离成因.地质与勘探,33(3):11~20.
- 吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞.2007.花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报,23(6):1217~1238.
- 杨锋,李晓峰,冯佐海,白艳萍.2009.栗木锡矿云英岩化花岗岩白云 母<sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar 年龄及其地质意义.桂林工学院学报,29(1):21~24.
- 杨经绥,白文吉,方青松,戎合.2008.西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中的 超高压矿物和新矿物(综述).地球学报,29(3):263~274.
- 杨经绥,徐向珍,李源,李金阳,巴登珠,戎合,张仲明.2011.西藏 雅鲁 藏布江缝合带的普兰地幔橄榄岩中发现金刚石:蛇绿岩型 金刚 石分类的提出.岩石学报,27(11):3171~3178.
- 杨丽贞,刘融涛,白艳萍.2011.广西南部钦州地区早—中三叠世火山 事件——台马碎斑熔岩.地质通报,30(1):95~100
- 袁忠信,白鸽,杨岳清.1987.稀有金属花岗岩型矿床成因讨论.矿床地 质,6(1):88~9.
- 张怀峰,陆建军,王汝成,章荣清.2013.广西栗木矿区牛栏岭岩体印 支期年龄的厘定及其意义.高校地质学报,19(2):220~232.
- 张怀峰,陆建军,王汝成,马东升,朱金初,章荣清.2014.广西栗木大 歧岭隐伏花岗岩的成因及其构造意义:岩石地球化学、锆石 U— Pb 年代学和 Nd—Hf 同位素制约.中国科学:地球科学,44(5): 901~918.

- 张玲,梁磊.2018.伟晶岩与细晶岩的成因—以广西栗木稀有金属花 岗岩地区为例.桂林理工大学学报,38(2):175~188.
- 朱金初,王汝成,陆建军,张辉,张文兰,谢磊,章荣清.2011.湘南癞 子岭花岗岩体分异演化和成岩成矿.高校地质学报,17(3):381 ~392.
- Barker D S. 1983. Igneous Rocks. New Jersey: Prentice-Hall: 24~123.
- Deng Jinfu. 1987#. Phase Relations and Generation of Rocks. Wuhan: Press of Geology College in Wuhan: 54~66.
- Department of Geology, Nanjing University. 1981#. Granitoids of Different Ages in South China and their Metallogenetic Relations. Beijing: Science Press: 291~304.
- Gan Xiaocun, Zhu Jinchu and Shen Weizhou. 1992&. The genesis of Shuiximiao rare metal granite Limu, Guangxi Autonomous Region. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 7(2): 35~45.
- Green T H. 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In: Thorp R S(ed). Andesites, John Wiley & Sons, 465~487.
- Huang Xiaoe and Xu Zhihua. 2005&. Metasomatism of Jiangxi Yashan Granite body and metallogenic relationship between it and rare metals. Jiangxi Nonferrous Metals, 19(4); 1~4.
- Kang Zhiqiang, Feng Zhuohai, Yang Feng, Liao Jiafei, Pan Huibin. 2012&. SHRIMP zircon U-Pb age of the Limu granite in eastern Guilin, Guangxi. Geological Bulletin of China, 31 (8): 1306 ~ 1312.
- LiangLei, Zhang Ling, Yan Zigei and Dong Yecai. 2017&. Liquid—gas fractionation and mineralization in the Limu granites, Guangxi. Geological Review, 63(1): 61~74.
- Luo Zhaohua, Huang Zhongmin, Ke Shan. 2007. An overview of granitoid. Geological Review, 53 (Supp.): 181~226.
- Luo Zhaohua, Yang Zongfeng, Dai Geng, Cheng Lilu, Zhou Jiulong. 2013&. Crystal population of igneous rocks and their implications in genetic mineralogy. Geology in China, 40(1): 176~181.
- Morse S A. 1976. Alkali feldspars with water at 5kb pressure. Journal of Petrology, 11:221~251.
- Qiu Jiaxiang. 1985#. Igneous Rocks. Beijing: Geology Press: 238~240.
- Tian Yazhou, Yang Jingsui, Zhang Zhongming, Xiong Fahui, Li Yuan, Liu Zhao, Liu Fei and Niu Xiaolu. 2015&. Discovery and implication of unusual mineral group from Sarthay high-Al chromitites, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 31 (12): 3650 ~ 3662.
- Tuttle O F and Bowen N J. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>— H<sub>2</sub>O. Geol.Soc.America Memoir, 74:153~158.
- Wang Liankui, Zhu Weifang and Zhang Shaoli. 1983&. Liquid segregation-one of the main modes of differentiation of the Nanling Granite. Geological Review, 29(2): 365~373.
- Wang Liankui, Wang Huifen and Huang Zhilong. 1997& Discovery on the three end-members' components of Li—F granite rock and its liquid -state separation origin. Geology and Prospecting, 33(3): 11 ~20.

- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Yang Jinhui and Zheng Yongfei. 2007&. Discussions on the petrogenesis of granites. Acta Petrologica Sinica, 23(6): 1217~1238.
- Wyllie P J. 1976. Granitic magmas, possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequence. Can. J. Earth Sci., 13 (8): 7~8.
- Yang Feng, Li Xiaofeng, Feng Zuohai, Bai Yanping. 2009&. <sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar Dating of muscovite from greiseized granite and geological significance in Limu tin deposit. Journal of Guilin University of Technology, 29(1): 21~24.
- Yang J S, Dobrzhinetskaya L, Bai W J, Fang Q S, Robinson P T, Zhang J F and Green H W. 2007. Diamond and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. Geology, 35(10): 875~878.
- Yang Jingsui, Bai Wenji, Fang Qingshong, Rong He. 2008 & Ultrahighpressure minerals and new minerals from the Luobusa ophiolite chromitites in Tibet: A review. Acta Geoscientica Sinica, 29(3): 263~274.
- Yang Jingsui, Xu Xiangzhen, Li Yuan, Li Jinyang, Ba Dengzhu, Rong He, Zhang Zhongming. 2011 &. Diamond recovered from peridotite of the Purang ophiolite in the Yarlung-Zangbo suture of Tibet: A proposal for a new type of diamond occurrence. Acta Petrologica Sinica, 27(11): 3171~3178.
- Yang Lizhen, Lin Rongtao, BaiYanping. 2011&. The Early— MidleTriassic volcanic event——the Taima porphyroclastic lava in the Qinzhou area, southern Guangxi, China. Geological Bulletin of China, 30(1): 95~100.
- Yamamoto S, Komiya T, Hirose K and Maruyam S. 2009. Coesite and clinopyroxne exsolution lamellae in chromitites: In-situ ultrahighpressure evidence from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. Lithos, 109(3~4): 314~322.
- Yuan Zhongxin, Bai Ge and Yang Yueqing. 1987&. A discussion on petrogenesis of rare metal granites. Mineral Deposit, 6(1): 88~94.
- Zhang Huaifeng, Lu Jianjun, Wang Rucheng, Zhang Rongqing. 2013&. Confirmation of Indosinian age of the Niulanling granite from Limu Orefield, Guangxi Province and its significance. Geological Journal of China Universities, 19(2): 220~232.
- Zhang Huaifeng, Lu Jianjun, Wang Rucheng, Ma Dongsheng, Zhu Jinchu, Zhang Rongqing. 2014&. Pelrogenesis of the concealed Daqiling intrusion, Guangxi Province and its tectonic significance: Constraints from geochemistry, zircon U-Pb dating and Nd—Hf isotopic composition. Science China:Earth Science, 44(5): 901~ 918.
- Zhang Ling and Liang Lei. 2018&. Genesis of pegmatite and aplite: rare metal granite study of Limu in Guangxi. Journal of Guilin University of Technology, 38(2): 175~188.
- Zhu Jinchu, Wang Rucheng, Lu Jianjun, Zhang Hui, Zhang Wenlan, Xie Lei and Zhang Rongqing. 2011&. Fractionation, evolution, petrogenesis and mineralization of Laiziling granite pluton, southerm Hunan province. Geological Journal of China University, 17(3): 381~392.

# Phase diagram analysis on thermodynamic conditions of phenocrysts and original magma of Limu granite in Guangxi

LIANG Lei<sup>1</sup>, ZHANG Ling<sup>2</sup>

1) China Nonferrous Metals (Guilin) Geology and Mining Company Limited, Guilin, Guangxi, 541004;

 Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Science/Key Laboratory of Karst Dynamics, Ministry of Land and Resources & Guangxi Zhuang Autonomous Region, Guilin, Guangxi, 541004

**Objectives**: To learn that the forming thermodynamic conditions of phenocrysts and original magma of Limu granite in Guangxi.

**Methods**: On the basis of petrography study and classification of crystals of the granite, take the phenocrysts, fine grain zoning plagioclase and idiomorphic crystal quartz, which belong to the melt—crystal group, as the special crystal group for exploring the forming thermodynamic conditions of original magma. By means of phase diagram analysis, to get the forming temperature and pressure of the phenocrysts of the rocks from the second stage granite, further more, to elicit the thermodynamic conditions of original magma forming, and the ratio of Ab to An of source rock.

**Results**: ① The pressure of original magma forming was about 0.43 GPa (equivalent to a depth of about 16km of the upper crust), the melting temperature of eutectic point was about 720°, the final melting temperature was a little higher than 800°, and the ratio of Ab to An of the source rock was greater than 7.8. ② The formation of precipitated phases of perthite phenocrysts was aroused by the separating of alkali feldspar solid solution when the temperature of the magma got to the eutectic point of 720°, before this temperature, alkali feldspar were single-phase and equilibrium with liquid phase. ③The selected phenocrysts did not undergo the staged growth on the way of magma rise, can represent the crystallization of initial magma in deep magma chamber. ④For the magma An—Ab—Or—Q systems which have low calcium feldspar content (An<5%), the compositions (or components) of the perthite phenocrysts can reflect the partial melting degree of original magma.

**Conclusions**: By means of using phase diagram analysis on phenocrysts, could get the forming thermodynamic conditions of phenocrysts and original magma of Limu granite in Guangxi. This study overcomes the disadvantages made with the calculation of mineral chemical composition, can get the temperature and pressure of crystallization of magma in deep magma chamber and melting temperature and partial melting degree, instead of getting the temperature and pressure of crystallization after magmatic emplacement.

Keywords: phase diagram analysis; thermodynamic condition; phenocrysts; special mineral group; original magma; Limu granite in Guangxi Province

Acknowledgements: This study was financially supported by Project of Superseding Resources Prospecting in Guangxi Limu Tin Deposit (No. 200645091) (from Project of Superseding Resources Prospecting in Crisis Mine in China) and Geological Survey Project of Wufu Tin—Tantalum—Niobium Mine in Guangxi Limu (No. [2010]604) (from Mineral Exploration Project in Guangxi Province)

First author: LIANG Lei, male, born in 1963, master, senior engineer. He current interests focus on geological research related to ore prospecting, Email: 2754506887@ qq.com

Manuscript received on: 2018-08-02; Accepted on: 2019-04-16; Edited by: ZHANG Yuxu **Doi**: 10.16509/j.georeview.2019.03.006