

# 华南大容山-十万大山花岗岩体中石榴石成因以及麻粒岩包体变质作用研究<sup>\*</sup>

焦淑娟<sup>1</sup> 郭敬辉<sup>1</sup> 彭松柏<sup>2</sup>

JIAO ShuJuan<sup>1</sup>, GUO JingHui<sup>1</sup> and PENG SongBai<sup>2</sup>

1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室,北京 100029

2. 中国地质大学地球科学学院,武汉 430074

1. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2013-02-04 收稿, 2013-04-02 改回.

**Jiao SJ, Guo JH and Peng SB. 2013. Petrogenesis of garnet in the Darongshan-Shiwandashan granitic suite of the South China Block and the metamorphism of the granulite enclave. *Acta Petrologica Sinica*, 29(5):1740–1758**

**Abstract** Garnets from the Jiuzhou granitic pluton of the Darongshan-Shiwandashan suite have been distinguished into four types based on their different textural and chemical characteristics; magmatic, peritectic, residual/metamorphic grains, and the transform from peritectic to magmatic that confirms the dissolution-precipitation process. Two types of granulite enclaves are divided based on their different microdomainal mineral assemblages. Recognition of microdomainal mineral assemblages, determination of metamorphic stages, and reaction analyses, combined mineral chemistry with phase equilibria modeling are performed to constrain thermal evolution of the two types of granulite enclave in granite. The original conditions of the granulite enclaves are 800 ~ 830°C and 7.2 ~ 8.0 kbar, which is representative of the garnet-bearing assemblage, reflecting the late stage of the partial melting in the source. Opx + Crd reaction rim around garnet or biotite might be coeval with crystallization of cordierite, and formed at conditions of 810 ~ 860°C and 4.6 ~ 5.2 kbar. Further decompression results in the formation of Spl + Crd association at 850°C and 3.1 ~ 3.8 kbar. In combination of the obtained data, a clockwise *P-T* path is retrieved and characteristic of decompression associated with slightly heating and succedent isobaric cooling in response to ascent and emplacement of the host granitic magma. This study coupled with the available geochronological data from previous researches suggests that the petrogenesis of both granite and its granulite enclave is related to the anatexis of the crust during 250 ~ 260 Ma, and might have been provided with heat source by the coeval Emeishan mantle plume.

**Key words** Garnet petrogenesis; Garnet trace element composition; Granulite enclave; Phase equilibria modeling; S-type granite

**摘要** 根据石榴石不同的结构和化学特征,在大容山-十万大山岩套旧州岩体中共识别出四种不同成因类型的石榴石:岩浆型、转熔型、变质型和由于上升岩浆中溶解-再沉淀机制导致的从转熔型向岩浆型转变的过渡型石榴石。由于含不同的微域矿物组合,麻粒岩包体被分为两类。根据微区矿物组合识别,变质期次确定和变质反应分析,结合矿物化学和相平衡模拟计算,得到了两类麻粒岩包体内不同矿物组合的温压条件。麻粒岩包体源区的温压条件为 800 ~ 830°C 和 7.2 ~ 8.0 kbar,以含石榴石的矿物组合为代表,反映了源区部分熔融作用的晚期阶段。岩浆上升过程中石榴石或黑云母首先反应形成了 Opx + Crd 反应边组合,温压条件为 810 ~ 860°C 和 4.6 ~ 5.2 kbar。花岗岩中岩浆型堇青石的形成也可能基本与此同期。进一步减压在 850°C 和 3.1 ~ 3.8 kbar 时形成了 Spl + Crd 组合。综合这些数据可以确定一条顺时针的 *P-T* 轨迹以减压为主但伴随轻微的升温,随后为一个近等压冷却过程。这是由寄主花岗岩质岩浆上升和侵位造成的。本研究与有效的年代学资料相结合,暗示了花岗岩岩浆和麻粒岩包体是下地壳源区部分熔融的结果,形成时代为 250 ~ 260 Ma,可能受到了同期峨眉山山地幔柱的热影响。

**关键词** 石榴石成因;石榴石微量元素特征;麻粒岩包体;相平衡模拟;S-型花岗岩

**中图法分类号** P588.347

<sup>\*</sup> 本文受国家自然科学基金重点项目(41023009、40730315)和“973”项目(2012CB416601)联合资助。

第一作者简介:焦淑娟,女,1984年生,博士生,岩石学专业,E-mail:jiaoshujuan0215@126.com

## 1 引言

对花岗岩内石榴石的成因问题存在长期的争论,如 Lackey *et al.* (2012) 所总结,石榴石可以通过岩浆结晶作用形成,也可以是黑云母转熔反应的产物,或是岩浆捕获的残余变质颗粒。最近, Taylor and Stevens (2010) 提出岩浆中包含的石榴石颗粒将通过自身的溶解-再沉淀机制发生重结晶作用,使新成的颗粒具有岩浆成因特征,并与岩浆达到平衡状态。大容山-十万大山地区的过铝质花岗岩套是由壳源变沉积岩部分熔融而成(邓希光等, 2004; Charoy and Barbey 2008; Zhao *et al.*, 2012)。这些花岗岩中(尤其在旧州岩体)麻粒岩包体普遍存在,被看作是熔融残余体(Zhao *et al.*, 2012)。大容山-十万大山岩套旧州岩体发育的花岗岩及其麻粒岩包体普遍含各种类型的石榴石,为其成因研究提供了良好的条件。

Zhao *et al.* (2012) 对旧州岩体出露的麻粒岩包体进行了详细的变质作用研究,依据 Grt-Opx 温度计和 Grt-Opx-Pl-Qz 压力计得到了麻粒岩包体顺时针的  $P-T-t$  轨迹。该  $P-T-t$  轨迹主要包含三个变质阶段:(1) 在夕线石稳定域大约  $800^{\circ}\text{C}$  代表了进变质阶段;(2) 在  $260 \sim 250\text{Ma}$ , 大约  $7.5 \sim 8.0\text{kbar}$  和  $950 \sim 1000^{\circ}\text{C}$  时发生了峰期变质作用形成了 Spl + Qz 的矿物组合;(3) 在  $240 \sim 230\text{Ma}$  间,近等温减压阶段形成了 Opx + Pl 或 Opx + Crd 组合的后成合晶,其温压条件为  $3.2 \sim 3.7\text{kbar}$  和  $790 \sim 820^{\circ}\text{C}$ 。上述年代学资料主要来自赵亮等(2010)和 Chen *et al.* (2011)。近年来热力学研究的进步为温压的计算提供了强有力的工具,尤其是 THERMOCALC 软件(Powell and Holland, 1988)的不断更新和内部一致性数据库(Holland and Powell, 1998)的愈加完善使得可以计算基于整体化学成分的视剖面图来正演一定温压范围内特定的岩性可能出现的矿物组合域。对变泥质岩,可以在近真实的 NCKFAMSTHO 体系中模拟视剖面图,甚至还可以利用矿物成分(尽量选择扩散速率较慢的离子)或含量等值线来辅助限定温压,比如计算紫苏辉石中<sup>VI</sup>Al 和石榴石中 Ca (Ca/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca)) 的等值线。将视剖面图模拟结果与传统温压计的结果(Zhao *et al.*, 2012)相对比,来更精确可靠地限定该区麻粒岩包体的热演化过程。矿物名称缩写见 Whitney and Evans (2010)。

在本文中,首先根据详细的岩相学和微区地球化学分析研究确定了 S-型花岗岩和其麻粒岩包体内不同成因类型的石榴石,接着利用视剖面图模拟来正演麻粒岩包体的热演化过程。基于这些结果和前人资料的结合(例如, Charoy and Barbey, 2008; Zhao *et al.*, 2012),最后讨论大容山-十万大山花岗岩套的构造热演化历史。

## 2 地质背景

华南陆块(图 1a)是由扬子陆块和华夏陆块在约  $880\text{Ma}$  拼合而成(Li *et al.*, 2008, 2009; 薛怀民等, 2010)。华夏陆块主要以广泛分布的侵入岩体和喷出岩体为特征,其中区域内花岗岩的分布约占总面积的 30%,且这些花岗岩的侵入年龄沿东南向呈年轻化趋势,主要侵入时代包括加里东期( $500 \sim 400\text{Ma}$ )、印支期( $280 \sim 185\text{Ma}$ )、燕山期( $185 \sim 70\text{Ma}$ )和喜马拉雅期(Charoy and Barbey, 2008; Chen *et al.*, 2011)。大容山-十万大山花岗岩套位于华夏陆块,是印支期岩浆活动的主要代表。

大容山-十万大山花岗岩套位于广西省东南部,长约  $400\text{km}$ 、宽约  $20 \sim 75\text{km}$ 、沿 NE-SW 向展布,其出露总面积大于  $10000\text{km}^2$ (图 1b)。该花岗岩套是由 40 多个小岩体或岩基组成,以自东向西分布的大容山、旧州和台马岩体为主。这些岩体一般被一些 NE 向的深断裂所分割(图 1b)。大容山岩体以中粗粒的堇青石-黑云母花岗岩为特征,在岩体的边部还发育细粒含紫苏辉石的堇青石-黑云母花岗岩或华岗斑岩。大容山岩体在东北缘侵入到混合岩和混合花岗岩内。旧州岩体主要是由含石榴石、紫苏辉石、黑云母和堇青石的斑状花岗岩组成。台马岩体主要是由浅成、超浅成相的紫苏辉石花岗岩斑岩组成,矿物组合除长石和石英外主要为紫苏辉石、堇青石和黑云母,向西南逐渐过渡为三叠系的板八火山岩系(汪绍年, 1991; Charoy and Barbey, 2008)。汪绍年(1991)提出这些花岗岩的源区相同,因而它们组成了一套深成、半深成和喷出岩石系列。然而 Charoy and Barbey (2008) 却认为旧州岩体的源区最深,由于岩石中包含石榴石,不含堇青石。这些 S-型花岗岩侵入到早、新古生代和早三叠纪的地层中,被晚三叠纪以及侏罗纪沉积物所覆盖。围岩为复理石组合,局部为磨拉石或碳酸盐岩组合(汪绍年, 1991)。岩体与围岩接触边界平直截然,围岩一侧受到了不同程度的热变质(汪绍年, 1991)。大容山岩体、旧州岩体及台马岩体的锆石结晶年龄分别为  $250.3\text{Ma}$ (浦北地区为  $260 \sim 255.5\text{Ma}$ ; 图 1)、 $259.7\text{Ma}$  和  $255.4 \sim 253.7\text{Ma}$ , 其中误差一般小于  $5\text{Ma}$ (Chen *et al.*, 2011)。这些岩体中独居石颗粒结晶晚于锆石,旧州岩体中独居石的化学年龄为  $224.3 \pm 3.1\text{Ma}$ , 而台马和大容山岩体的独居石年龄分两期:其中台马岩体花岗岩的独居石结晶年龄分别为  $263.5 \pm 9.3\text{Ma}$  和  $230.5 \pm 4.1\text{Ma}$ ; 而大容山岩体的为  $255.7 \pm 3.0\text{Ma}$  和  $230 \pm 2.9\text{Ma}$ , 较老的独居石年龄与这些岩体中锆石的结晶年龄相似(Chen *et al.*, 2011)。

S-型花岗岩中直径为厘米(甚至分米)级的包体随处可见,岩性主要为麻粒岩(变泥质岩)、长英质片麻岩、片岩、长石砂岩、石英岩、角岩以及少量的基性微晶粒状包体,其中麻粒岩(变泥质岩)包体含量最多。旧州岩体发育的麻粒岩包

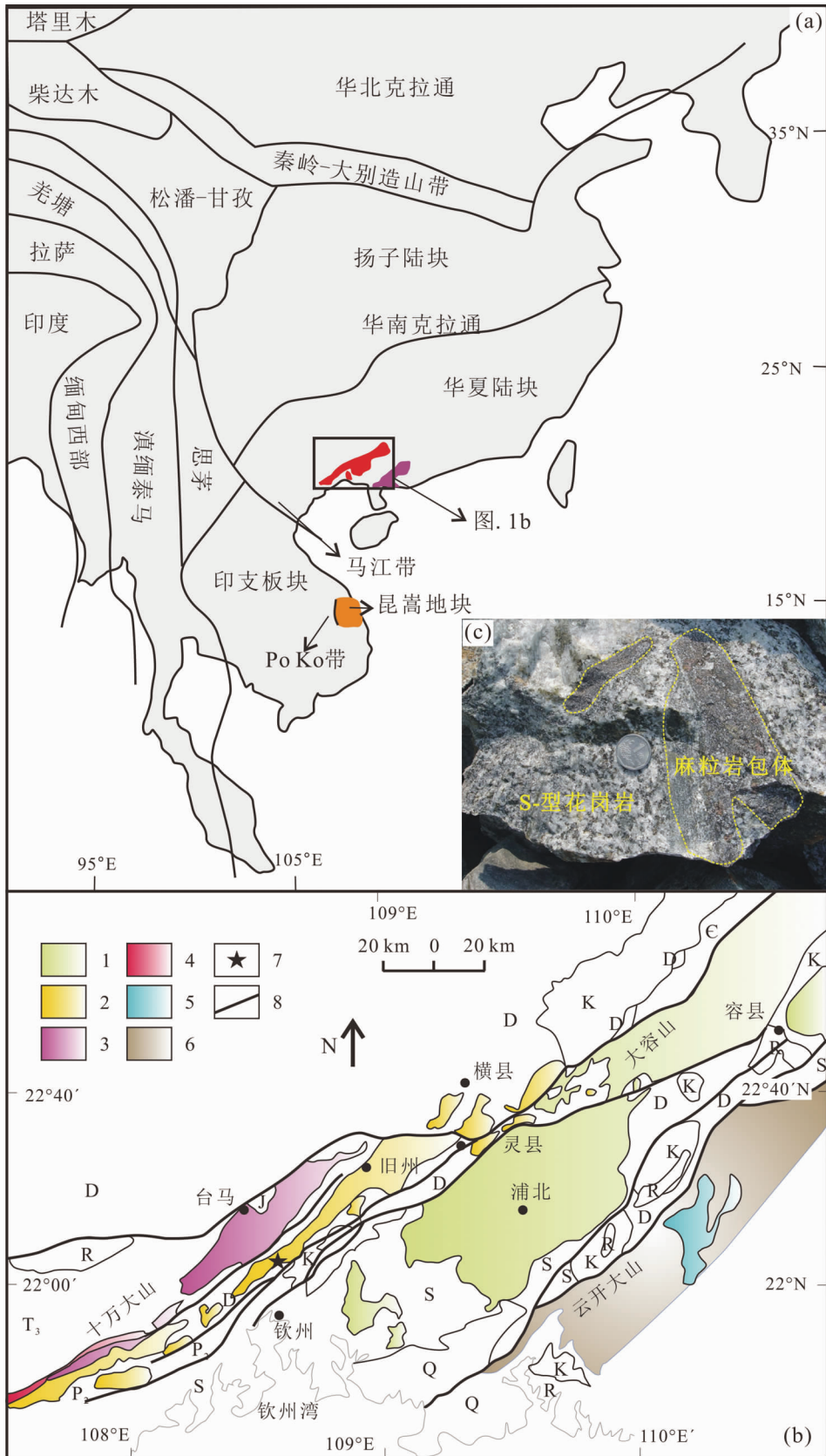


图1 东南亚地质构造简图及大容山-十万大山花岗岩套的位置(a, 据 Chen *et al.*, 2011; Zhao *et al.*, 2012 修改), 大容山-十万大山花岗岩套发育的主要岩体或岩基地质简图(b, 据祁昌实等, 2007 修改)和旧州岩体 S-型花岗岩及其麻粒岩包体的野外照片(c)

Q-第四系; R-第三系; K-白垩系; J-侏罗系; T<sub>3</sub>-上三叠统; P<sub>2</sub>-上二叠统; D-泥盆系; S-志留系; ε-寒武系; 1-大容山岩体; 2-旧州岩体; 3-台马岩体; 4-板八火山岩; 5-陆川岩体; 6-云开大山混合岩及片麻岩; 7-采样位置; 8-断层

Fig. 1 Simplified tectonic map of Southeast Asia showing the locations of the Darongshan-Shiwandashan granite suite (a, modified after Chen *et al.* 2011; Zhao *et al.* 2012), simplified geological map showing major batholiths and plutons of the Darongshan-Shiwandashan granite suite (b, modified after Qi *et al.*, 2007) and field photos of the S-type granite and its granulite enclave in the Jiuzhou pluton (c)

Q-Quaternary; R-Tertiary; K-Cretaceous; J-Jurassic; T<sub>3</sub>-Upper Triassic; P<sub>2</sub>-Upper Permian; D-Devonian; S-Silurian; ε-Cambrian; 1-Darongshan pluton; 2-Jiuzhou pluton; 3-Taima pluton; 4-Banba volcanic rocks; 5-Luchuan terrane; 6-Yunkai Mountain migmatite and gneiss; 7-sample location; 8-fault

体内岩浆锆石的 U-Pb 年龄为  $248 \pm 6.5$  Ma, 可能反映了寄主花岗质岩浆的侵位时代(彭松柏等, 2004)。赵亮等(2010)进一步研究旧州岩体麻粒岩包体内锆石的 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征, 其中碎屑锆石核显示麻粒岩的原岩时代主要为新元古代(564 ~ 1061 Ma), 少量为古元古代(1778 ~ 2227 Ma), 其余锆石显示两个峰值为  $253 \pm 3$  Ma 和  $234 \pm 2$  Ma, 被分别解释为原岩高温变质作用时代和寄主花岗质岩浆的侵位时代(Zhao *et al.*, 2012)。

大容山-十万大山花岗岩的 SiO<sub>2</sub> 为 63% ~ 72%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为 13% ~ 16%, K<sub>2</sub>O 为 3.0% ~ 5.5%, MgO 为 0.8% ~ 2.8%, CaO 为 1.0% ~ 4.4%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 为 0.10% ~ 0.19%, 其 A/CNK 高于 1, 暗示了其过铝质的性质(祁昌实等, 2007; Zhao *et al.* 2012)。Na<sub>2</sub>O(平均小于 3.2%) 较 K<sub>2</sub>O 偏低(Charoy and Barbey, 2008)。Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>) 在 0 ~ 0.33 之间, F/Cl 值为 6 ~ 23(汪绍年, 1991)。这些 S-型花岗岩相比于变杂砂岩和变泥质岩产生的实验熔体具有低 SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O 和 A/CNK, 但高 CaO 和 FeO + MgO 的特征(Vielzeuf and Holloway, 1988; Patiño-Douce and Johnston, 1991; Vielzeuf and Montel, 1994; Patiño-Douce and Beard, 1995, 1996; Stevens *et al.*, 1997)。这可能是由于花岗质岩浆在上升过程中携带了转熔的或残余的石榴石而造成的(Stevens *et al.*, 2007)。所有的麻粒岩包体表现出难熔的性质, 其 SiO<sub>2</sub> 为 45% ~ 63%, MgO 为 2.6% ~ 7.0%, 全 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为 6.9% ~ 15.0%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为 15% ~ 25%, 暗示了部分熔融过程以及随后熔体抽离的发生(Charoy and Barbey, 2008; Zhao *et al.*, 2012)。相对于寄主花岗岩, 麻粒岩包体的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、全 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、TiO<sub>2</sub>、MnO 以及 A/CNK 更高(Zhao *et al.*, 2012)。

花岗岩的稀土元素(REE)总量较高为  $190 \times 10^{-6} \sim 383 \times 10^{-6}$ , 相对 HREE 富集  $LREE((La/Yb)_N = 7.8 \sim 12.5)$ , 呈现 Eu 负异常( $Eu/Eu^* = 0.38 \sim 0.79$ ; 汪绍年, 1991; 祁昌实等, 2007; Zhao *et al.*, 2012)。麻粒岩包体的 REE 总量为  $234 \times 10^{-6} \sim 390 \times 10^{-6}$ , 相对 HREE 富集  $LREE((La/Yb)_N = 6.0 \sim 13.9)$ , Eu 呈负异常( $Eu/Eu^* = 0.38 \sim 0.80$ )。

### 3 岩相学特征

本文的样品为旧州岩体的 S-型花岗岩及其麻粒岩包体, 采样位置坐标为 N: 22°06'27.74"; E: 108°34'15.93" (图 1b)。麻粒岩包体分布广泛, 呈圆形、椭圆形、长柱状或不规

则形状。多数情况下, 花岗岩与包体间的界线清晰截然(图 1c)。

花岗岩呈中粗粒花岗岩结构, 主要包含约 30% 的斜长石、约 25% 的钾长石、约 25% 的石英、约 7% 的紫苏辉石、约 5% 的黑云母、约 5% 的石榴石以及约 3% 的堇青石(图 2a)。斜长石为扁平状自形晶, 钾长石和石英为他形晶。紫苏辉石可分为三个时代:(1)大颗粒的紫苏辉石自形晶(图 2a); (2)围绕斜长石生长的他形紫苏辉石(图 2a); (3)围绕石榴石生长且与堇青石和/或斜长石共生的紫苏辉石反应边(图 2e 和图 3b, c)。花岗岩中石榴石颗粒径变化范围很宽从 0.3mm 到 0.5cm, 一般含少量钛铁矿和石英包体, 且多数情况下其边部分解成 Opx + Crd 反应边组合(图 2e 和图 3b, c)。花岗岩中的堇青石可分为两类: 一类为大颗粒自形晶且不含包体(图 2b); 另一类主要围绕石榴石生长与紫苏辉石交生构成反应边的一部分(图 2e 和图 3b, c)。黑云母为片状、半自形-自形晶, 其边部被交生的 Bt + Qtz 组合所取代; 另一种退变黑云母围绕自形的斜长石、紫苏辉石和堇青石生长(图 2a)。根据花岗岩的结构分析, 岩浆早期的结晶矿物有斜长石、紫苏辉石、石榴石、黑云母以及钛铁矿。堇青石是在岩浆上升到一定深度导致压力降低时结晶而成, 可能与石榴石边部分解而成的 Opx + Crd 反应边同步。钾长石有时包含早期结晶的斜长石, 暗示其可能是晚期低共熔岩浆结晶的产物。

根据发育的不同矿物组合, 麻粒岩包体可分为两类。这两类包体都主要含黑云母、斜长石、钾长石、尖晶石、紫苏辉石、石榴石、堇青石以及少量石英和毛发状夕线石。黑云母和尖晶石的定向排列构成了片麻理(图 2c, d 和 2h)。在其演化过程中这两类包体都发育了成分上和矿物上不同的微域/晶域。

第一类麻粒岩包体(样品 hdt3)主要含两种不同的微域矿物组合。在一些微域内, 石榴石变斑晶生长于主要由黑云母、尖晶石定向排列而构成的基质中, 石榴石的包体主要为尖晶石、夕线石和黑云母。这种类型的石榴石边部没有被 Opx + Crd 反应边取代(图 2c 和图 3a)。在另一些微域内, 基质中的黑云母通常被 Spl + Opx 组合取代, 这些微域内不发育石榴石(图 2d)。该样品内不发育钛铁矿。根据样品中不同的微区矿物组合可以推断其主要经历了两期变质阶段。如图 2c 所示, 夕线石、黑云母和尖晶石以包体的形式存在于石榴石变斑晶中。基质主要是由钾长石和斜长石构成。石榴石不发育反应边结构, 主要是被定向的黑云母和少量尖晶

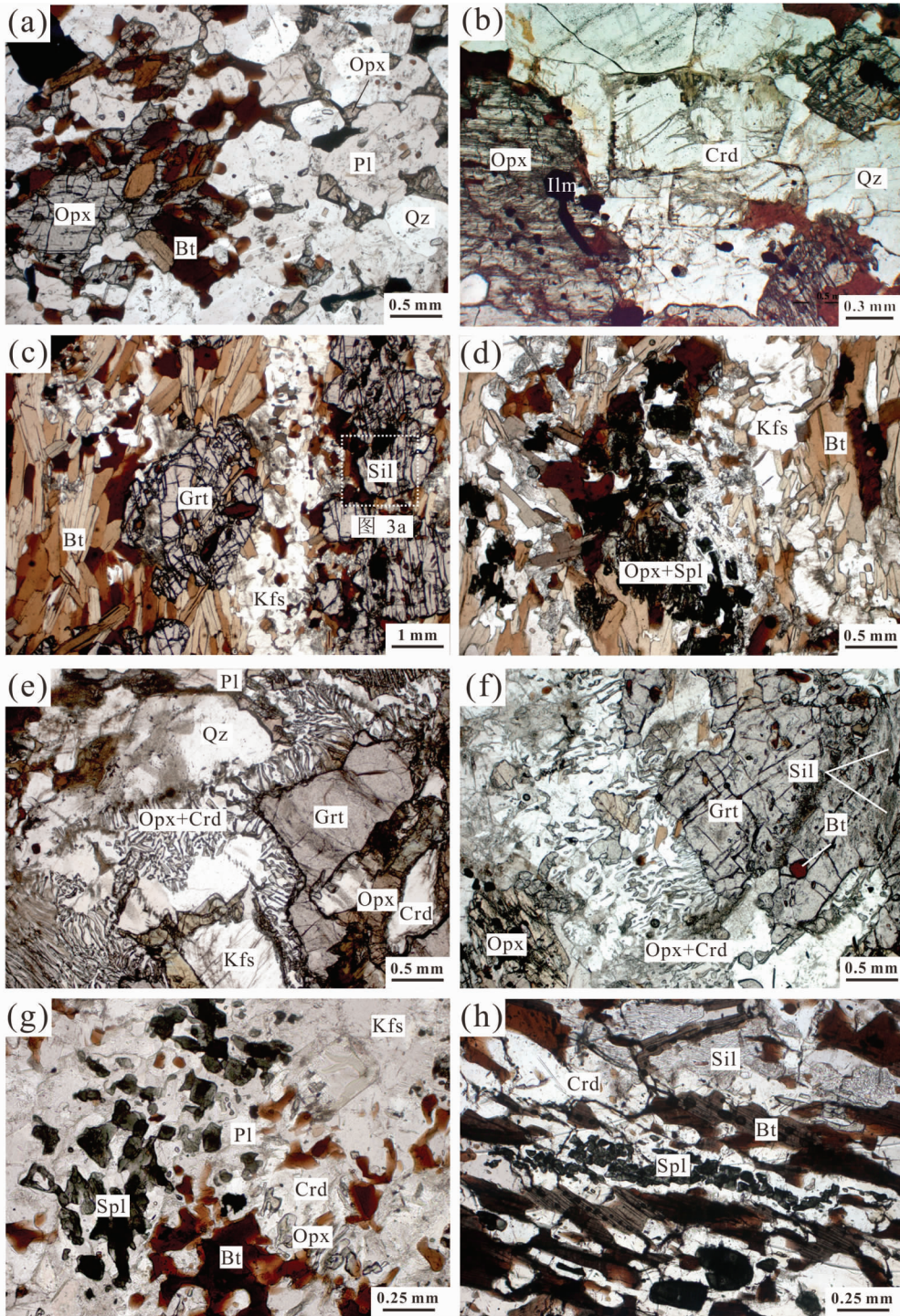


图2 旧州岩体 S-型花岗岩及其麻粒岩包体代表性矿物组合和结构的显微照片

(a)-S-型花岗岩的矿物组合；(b)-S-型花岗岩内堇青石自形晶；(c)-第一类包体内石榴石与黑云母和钾长石共生，且夕线石以包体形式存在于石榴石内部；(d)-第一类包体内与钾长石相邻围绕黑云母生长的 Opx + Spl 组合；(e)-S-型花岗岩内围绕石榴石生长的 Opx + Crd 后成合晶；(f)-第二类包体内围绕石榴石生长的 Opx + Crd 后成合晶，且黑云母和毛发状夕线石以包体形式存在于石榴石内部；(g)-第二类包体内尖晶石生长于堇青石内，其周围发育黑云母，且 Opx + Crd 后成合晶围绕黑云母生长；(h)-第二类包体内围绕黑云母和堇青石生长的尖晶石集合体，且毛发状夕线石发育于堇青石内部

Fig. 2 Photomicrographs of the representative mineral assemblages and textural relationships in the S-type granite and its granulite enclave in the Jiuzhou pluton

(a)-major mineral assemblage in the S-type granite; (b)-euhedral cordierite occurring in the S-type granite; (c)-garnet coexisting with biotite and K-feldspar. The sillimanite occurs as inclusion in garnet in the first type granulite enclave; (d)-Opx + Spl association growing around biotite adjacent to K-feldspar in the first type enclave; (e)-symplectitic Opx + Crd embayed by garnet in the S-type granite; (f)-symplectitic Opx + Crd embayed by garnet, where biotite and acicular fibrolite grow as inclusions in garnet in the second type enclave; (g)-spinel growing in the cordierite among biotite, and symplectitic Opx + Crd around biotite in the second type enclave; (h)-spinel aggregate growing among biotite and cordierite, and acicular fibrolite growing inside cordierite in the second type enclave

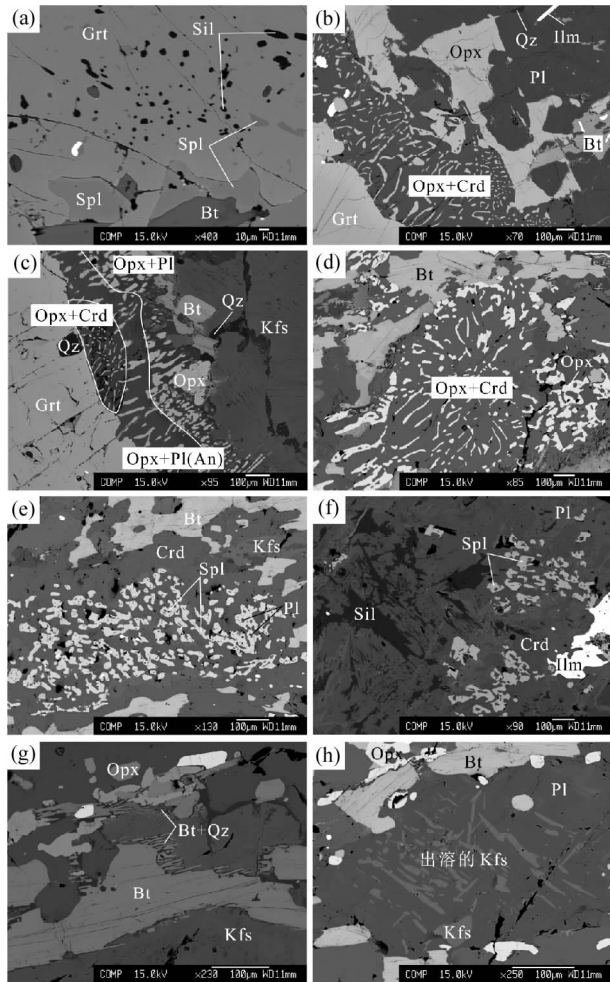


图3 旧州岩体 S-型花岗岩及其麻粒岩包体代表性矿物组合和结构的 BSE 照片

(a)-第一类包体内夕线石和尖晶石以包体形式存在于石榴石边部,且尖晶石和黑云母围绕石榴石生长;(b)-S-型花岗岩内生生长于大粒石榴石和紫苏辉石之间的 Opx + Crd 后成合晶;(c)-S-型花岗岩内围绕石榴石生长的后成合晶状 Opx + Crd, Opx + Pl (富 An) 和 Opx + Pl 组合,基质矿物为钾长石、黑云母和石英;(d)-第二类包体内 Opx + Crd 后成合晶完全取代石榴石的位置;(e)-第二类包体内堇青石中发育的尖晶石集合体,而富 An 斜长石被尖晶石所包裹;(f)-第二类包体内尖晶石、钛铁矿以及毛发状夕线石以包体形式存在于堇青石内部;(g)-第二类包体内大颗粒骨架状黑云母边缘发育的 Bt + Qz 交生体;(h)-第二类包体内斜长石出溶形成反条纹长石

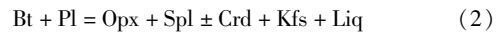
Fig. 3 Back-scattered electron images of the representative mineral assemblages and textural relationships in the S-type granite and its granulite enclaves in the Jiuzhou pluton

(a)-sillimanite and spinel as inclusions in the rim of garnet, and spinel and biotite surrounding garnet in the first type enclave; (b)-symplectitic Opx + Crd occurring between the large garnet and orthopyroxene in the S-type granite; (c)-symplectitic Opx + Crd, Opx + Pl (An-rich), and Opx + Pl emplaced by garnet. In the matrix K-feldspar, biotite, and quartz occur in the S-type granite; (d)-symplectitic Opx + Crd totally taking the place of garnet in the second type enclave; (e)-spinel aggregate included in cordierite close to biotite, and An-rich plagioclases enclosed by spinel in the second type enclave; (f)-spinel, ilmenite and acicular fibrolite growing inside cordierite in the second type enclave; (g)-intergrown Bt + Qz at the margin of the large skeletal biotite in the second type enclave; (h)-antiperthite formed by exsolution of the plagioclase in the second type enclave

石而贯穿围绕。因此,该微域内平衡的矿物组合为 Grt + Spl + Sil + Pl + Kfs + Bt (+ Liq),代表变质作用的第一个阶段(M1)。取决于不同的压力和全岩化学成分黑云母脱水熔融反应的产物可以为石榴石、堇青石、紫苏辉石或尖晶石(例如:Vielzeuf and Holloway, 1988; Vielzeuf and Montel, 1994; Patiño Douce and Johnston, 1991; Patiño Douce and Beard, 1995, 1996; Stevens *et al.*, 1997),而尖晶石有时会出现于硅不饱和的体系中(Harris, 1981; Cesare, 2000)。在该微域内,石英缺失,因此黑云母脱水熔融反应至少最后阶段可能是在硅不饱和体系下完成,产物为石榴石和尖晶石。以下为可能经历的反应式:

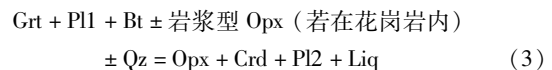


第一类包体另一些微域内,黑云母呈港湾状,其边部被 Opx + Spl 组合所取代(图 2d)。该微域的矿物组合为 Spl + Opx + Bt ± Crd + Kfs + Pl (+ Liq),代表了变质作用的另一阶段(M2)。相比于 M1 阶段的组合, Spl + Opx 通常是由黑云母在低压高温条件下反应而成(Vielzeuf and Montel, 1994),可能经历的反应为:



第二类麻粒岩包体(样品 10jz09 和 hdt4)也发育两种不同的微域。在一些微域内,石榴石变斑晶或黑云母常被 Opx + Crd 组合构成的反应边取代(图 2f 和图 3d),这与寄主花岗岩的情况类似(图 2e)。有时整个石榴石颗粒被消耗殆尽(图 3d)。石榴石通常包含毛发状夕线石、黑云母、钛铁矿以及少量石英包体(图 2f)。在另一些微域内,富含 An 斜长石的尖晶石集合体发育在堇青石周围或之内,有时与毛发状夕线石共生(图 2g, h 和图 3e, f)。黑云母通常出现在附近,但不与尖晶石接触(图 2g, h 和图 3e)。上述两种微域分别出现的紫苏辉石和尖晶石常被堇青石所分割(图 2g)。根据以上的描述该类包体也可以确定两期变质阶段。

反应边组合 Opx + Crd 在第二类包体和花岗岩中都广泛发育,被认为形成于 M1(第二类包体或花岗岩)阶段,其矿物组合为 Opx + Crd + Grt + Bt + Pl (+ Liq)(图 2e, f 和图 3b-d)。在花岗岩中,斜长石、岩浆型紫苏辉石和少量石英常生长于这些反应边周围,暗示它们可能是反应物(图 3b, c)。此外,随着反应的不断进行,斜长石不断地改变其成分,其中反应边内侧斜长石中的 Ca 含量较高(图 3c)。除石榴石外,这种反应边结构还常发育在黑云母附近(图 2g),暗示着黑云母可能也是反应物之一。因此,该阶段矿物组合可能是由以下的反应形成:



在第二类包体内,被堇青石包裹且在黑云母周围的 Spl + Pl + Ilm ± Sil 组合在由斜长石和钾长石组成的基质中广泛发育,被认为形成于 M2(第二类包体)期次。推断的矿物组合为 Spl + Crd + Pl + Kfs + Bt + Ilm ± Sil (+ Liq)(图 2g, h 和图 3e, f)。该组合是 M1(第一类包体)在低压下的对应组

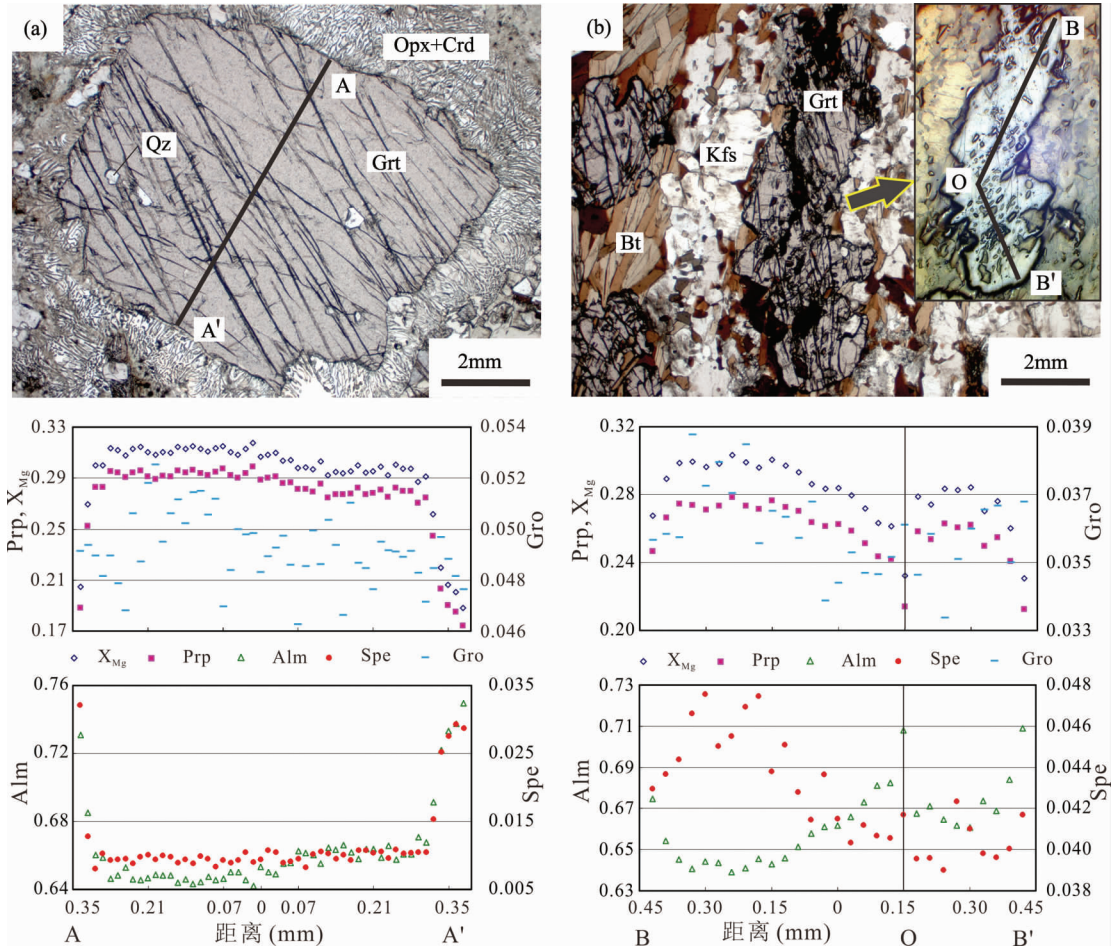


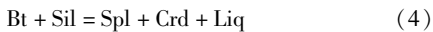
图4 两种石榴石的成分环带特征

(a)-S-型花岗岩内石榴石;(b)-第一类包体内石榴石

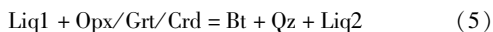
Fig. 4 Two type chemical zoning patterns of garnet grains

(a)-the garnet grain in the S-type granite; (b)-the garnet grain in the first type enclave

合,因低压或整体化学成分  $X_{Mg}$  较高时黑云母脱水熔融反应形成堇青石而非石榴石。因此,推测该阶段的组合是由以下反应而成:



在花岗岩以及麻粒岩包体内,黑云母边缘发育的  $Bt + Qz$  交生体普遍存在(图 3g),可能是由于黑云母脱水熔融的逆反应而成,或者是冷却过程中结晶水合作用的结果。水直接从固结的熔体进入黑云母,而黑云母同时取代紫苏辉石、石榴石或堇青石,可能通过以下的反应:



此外,麻粒岩包体内钾长石或斜长石一般会出溶作用而形成条纹长石或反条纹长石(图 3h),暗示了缓慢冷却阶段的发生。

## 4 分析方法

矿物的主量元素含量是由中国科学院地质与地球物理

研究所型号为 JEOL JXA-8100 的电子探针(EMP)测试完成。实验过程中电压设定为 15kV,电流为 10nA,束斑为  $3\mu\text{m}$  或  $1\mu\text{m}$ 。峰期的计数时间为 20s,前后背景值的计数时间分别为 10s。实验以天然或人工样品为标样,共分析了 Na、Mg、Al、Si、K、Ca、Ba、Ti、Mn、Fe、Zn、Cr 和 Ni 等元素。实验数据已经过 ZAF 修正。石榴石、紫苏辉石、黑云母、尖晶石、长石以及堇青石代表性的分析数据见表 1-6。在表 1-6 中,样品 hdt3 为第一类包体,hdt4 为第二类包体,11jz06-07 为花岗岩,10jz05a、b、09、10 为花岗岩与第二类包体的结合,但两者之间存在清晰的界线,如图 5。

石榴石微量元素分析是由中国科学院地质与地球物理研究所激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)完成。仪器型号为 Agilent 7500a 的四极杆电感耦合等离子体质谱仪(Q-ICP-MS),配备了 193nm 的激光剥蚀系统(型号为 GeoLas Plus)。激光剥蚀束斑直径为  $60 \sim 30\mu\text{m}$ ,电压为 26kV,频率为 8Hz,所产生的激光能量密度约为  $10\text{J}/\text{cm}^2$ 。标样为 NIST 610 玻璃,其含量采用 Pearce *et al.* (1997) 中的推

表1 石榴石代表性化学成分 (wt%)

Table 1 Representative chemical compositions of garnet (wt%)

结构	花岗岩-Grt 核部		花岗岩-Grt 幔部		花岗岩-Grt 边部		包体-Grt 核部		包体-Grt 幔部		包体-Grt 边部	
样品	11jz11 -3	11jz11 -3	11jz11 -3	11jz11 -3	11jz11 -3grt1	11jz11 -3	11jz09 -grt	hdt3 -6	hdt3 -1	hdt3 -1	hdt3 -1	hdt3 -1
SiO <sub>2</sub>	38.54	38.36	38.37	38.32	37.84	37.68	39.03	38.71	38.90	38.65	38.14	38.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.17	22.15	22.26	21.94	21.45	21.38	22.07	22.14	22.21	22.00	21.89	21.78
FeO <sup>T</sup>	29.84	29.56	30.15	30.47	32.85	32.76	24.37	29.38	28.99	30.33	32.86	32.14
MnO	0.48	0.41	0.42	0.37	1.28	1.42	3.85	2.01	2.27	1.94	1.79	1.69
MgO	7.61	7.71	7.18	7.27	4.89	4.72	8.96	7.46	7.63	6.80	5.03	5.45
CaO	1.80	1.79	1.64	1.74	1.69	1.72	2.46	1.39	1.24	1.24	1.33	1.31
总量	100.43	99.98	100.02	100.12	100.00	99.67	100.74	101.09	101.25	100.96	101.03	100.58
O	12											
Si	2.984	2.979	2.985	2.985	3.001	3.000	2.987	2.988	2.993	2.996	2.992	3.000
Al	2.024	2.028	2.041	2.014	2.005	2.006	1.991	2.014	2.014	2.010	2.023	2.016
Fe	1.932	1.920	1.962	1.984	2.178	2.181	1.560	1.896	1.865	1.966	2.155	2.110
Mn	0.031	0.027	0.028	0.025	0.086	0.096	0.250	0.131	0.148	0.127	0.119	0.112
Mg	0.879	0.893	0.833	0.844	0.578	0.561	1.022	0.858	0.876	0.785	0.588	0.638
Ca	0.149	0.149	0.137	0.146	0.144	0.147	0.201	0.115	0.102	0.103	0.112	0.110
X <sub>Mg</sub>	0.31	0.32	0.30	0.30	0.21	0.20	0.40	0.31	0.32	0.29	0.21	0.23
Prp	0.294	0.299	0.281	0.282	0.194	0.188	0.337	0.286	0.293	0.263	0.198	0.215
Alm	0.646	0.642	0.663	0.662	0.729	0.731	0.514	0.632	0.624	0.659	0.725	0.710
Grs	0.050	0.050	0.046	0.049	0.048	0.049	0.066	0.038	0.034	0.034	0.038	0.037
Sps	0.010	0.009	0.009	0.008	0.029	0.032	0.082	0.044	0.049	0.043	0.040	0.038

注: FeO<sup>T</sup> 为全铁; X<sub>Mg</sub> = Mg / (Mg + Fe)

荐值。石榴石颗粒选自薄片内进行原位分析。石榴石微量元素含量以 EMP 分析的 SiO<sub>2</sub> 为内标。微量元素含量由“GLITTER”软件计算完成, 分析结果见附表1(电子版)。

岩石的全岩主量元素成分是在中国地质大学(武汉)分析完成, 见表7。FeO 是由高锰酸钾滴定测得。

## 5 矿物化学

### 5.1 石榴石

花岗岩和麻粒岩包体内的石榴石为铁铝榴石-镁铝榴石固溶体 (X<sub>Mg</sub>: 0.19 ~ 0.40; Alm: 51% ~ 75%; Prp: 17% ~ 34%), 含少量或较多钙铝榴石 (3.3% ~ 6.9%) 和锰铝榴石 (0.8% ~ 8.6%, 表1; 图4 和图5)。与麻粒岩包体内石榴石核部相比 (X<sub>Mg</sub>: 0.40), 花岗岩内石榴石核部的 X<sub>Mg</sub> 略低 (X<sub>Mg</sub>: 0.32)。花岗岩中石榴石内部存在一个很大的成分平台, 其中 X<sub>Mg</sub> 为 0.29 ~ 0.32, 铁铝榴石为 64% ~ 66.5%, 锰铝榴石为 0.8% ~ 1.1%, 但存在一个较窄的扩散边; 其中铁铝榴石从 66% 升高到 75%, 锰铝榴石从 1.0% 到 3.2%, 而 X<sub>Mg</sub> 从 0.30 降低到 0.19。反映了冷却结晶过程中 Fe-Mg 扩散作用的结果 (图4a)。钙铝榴石从核到边呈现出不规则的变化规律, 含量约为 4.6% ~ 5.2%。花岗岩中石榴石基本不发育包体, 或包体很少, 暗示了它可能是从熔体中结晶而成。与花岗岩中石榴石相对比, 来自于第一类包体的石榴石颗粒 (可能是早期两个颗粒的组合) 在 B-O-B' 线上展示了“钟”状

的 X<sub>Mg</sub> (在 B-O 段从 0.30 到 0.26)、锰铝榴石 (在 B-O 段从 4.8% 到 4.0%) 以及钙铝榴石 (在 B-O 段从 3.9% 到 3.4%) 分布, 但“倒钟”状的铁铝榴石 (在 B-O 段从 64% 到 71%) 分布 (图4b)。这种石榴石周围发育黑云母和尖晶石, 且石榴石包体内也含有这些矿物及夕线石包体, 暗示了它可能是黑云母转熔反应的产物。

图5展示了位于石榴石与第二类包体之间的一颗石榴石, 其边部轻微地被 Opx + Crd 组合所取代。该颗粒也可能是早期两颗石榴石的组合, 在富熔体的环境中石榴石的粗粒化以及物理拼合过程使其合二为一 (Taylor and Stevens, 2010), 现被包体矿物比如斜长石、黑云母以及紫苏辉石分割为两部分。如图5所示, 左半部分内部存在一个成分平台, 其中 X<sub>Mg</sub> 约为 0.40, 铁铝榴石为 51% ~ 52.5%, 锰铝榴石为 7.8% ~ 8.6%, 钙铝榴石为 6.5% ~ 6.9%, 以及一个扩散边, 其中 X<sub>Mg</sub> 从 0.40 下降到 0.25, 钙铝榴石从 6.5% 到 5.2%, 锰铝榴石从 8.0% 到 3.2%。与此对比, 右半部分显示了 X<sub>Mg</sub> (0.40 到 0.30)、钙铝榴石 (6.4% 到 4.6%) 以及锰铝榴石 (8.0% 到 1.3%) 的“钟”状环带和铁铝榴石“倒钟”状环带 (52% 到 65%), 还显示了一个扩散边的存在, 其中铁铝榴石突然从 65% 升高到 72%, 锰铝榴石从 1.2% 到 3.0%, X<sub>Mg</sub> 从 0.32 降到 0.22。此外, 在右半部的幔部 X<sub>Mg</sub> 显示出轻微的增加从 0.30 到 0.32。与花岗岩以及第一类包体内的石榴石相比, 该石榴石颗粒的环带特征明显不同, 暗示了它们具有不同的热演化历史。然而, 该石榴石发育的扩散边与花岗岩内



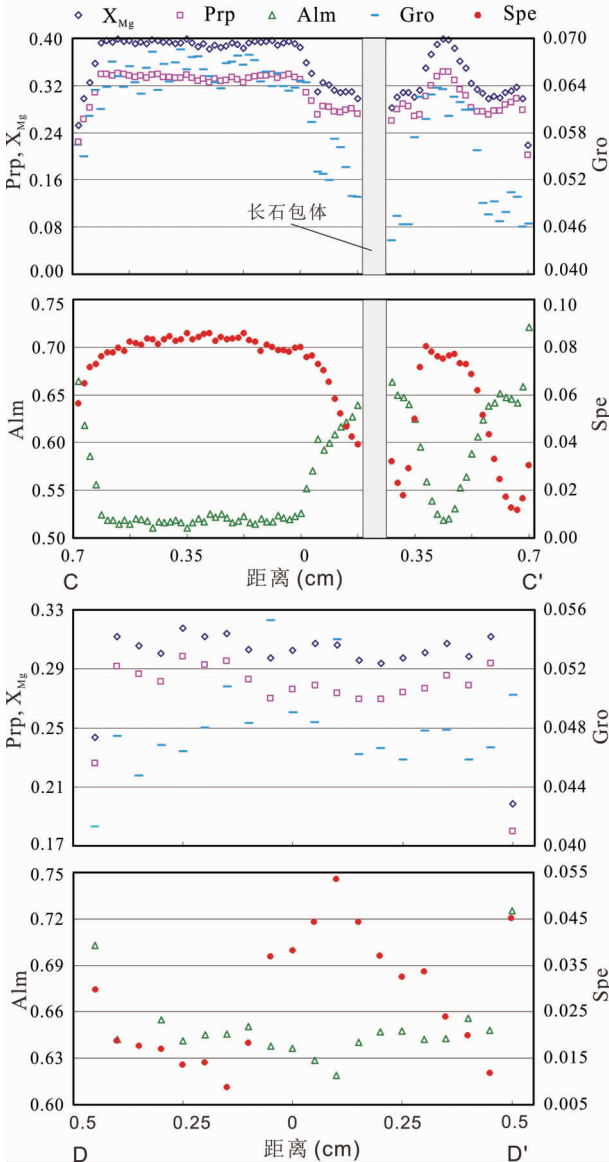
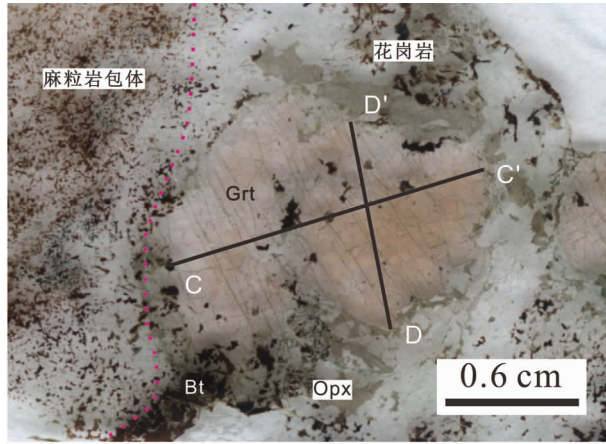


图5 花岗岩与第二类包体之间发育石榴石颗粒的成分环带

Fig. 5 Chemical zoning pattern of the garnet grain between granite and the second type enclave

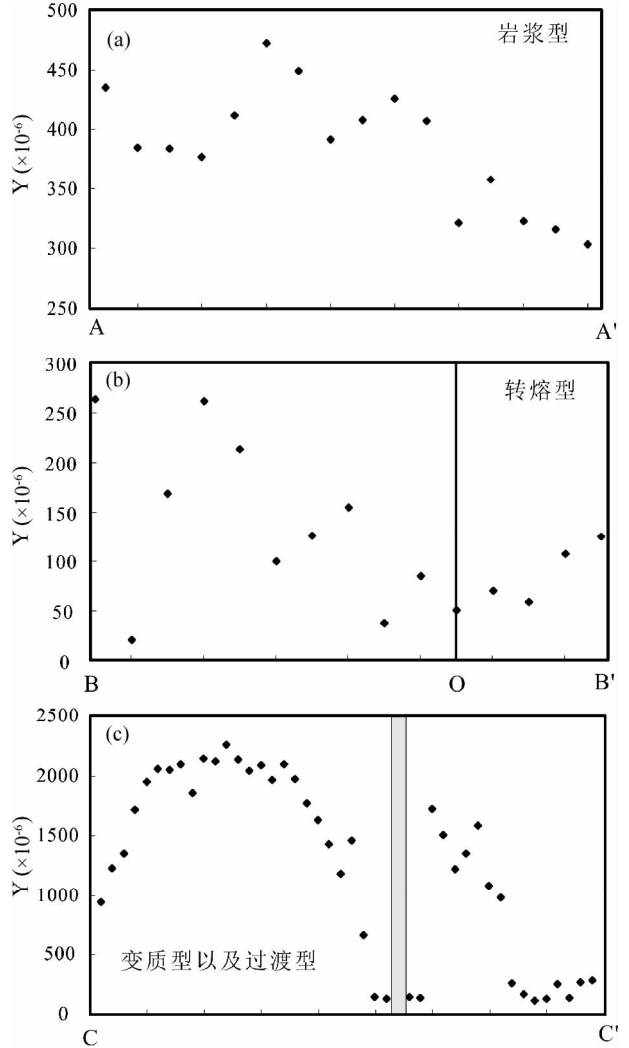


图6 不同类型石榴石颗粒的 Y 环带模式

Fig. 6 Y zoning pattern of different types of garnets

石榴石的特征相似。

由于石榴石内部可能存在主量元素扩散均一化作用,扩散相对较慢的微量元素(例如: Van Orman *et al.*, 2002; Tirone *et al.*, 2005; Carlson, 2012),可能提供更多石榴石形成的信息。以上分析的三颗石榴石的 Y 含量环带见图 6。Y 与 HREE 半径相似,在一定程度上也能反映 HREE 的变化特征。从图 6 中可以看出上述三颗石榴石从核部到边部 Y 含量或多或少表现出下降的趋势,其中位于花岗岩与第二类包体边界的石榴石 Y 环带发育最为明显,且其边部 Y 含量基本保持不变(图 6c)。根据该石榴石主量元素和 Y 含量的变化,将其分成两部分:其左半部与右半部的核-幔部与岩浆型石榴石(图 4a)或转熔型石榴石(图 4b)的特征都不相同,被认为是原岩内变质残余颗粒;而其边部的特征又介于岩浆石榴石与转熔石榴石之间,被认为是从转熔型向岩浆型转变的过渡型。

图 7 展示了这四类石榴石成分间的对比(岩浆型、转熔

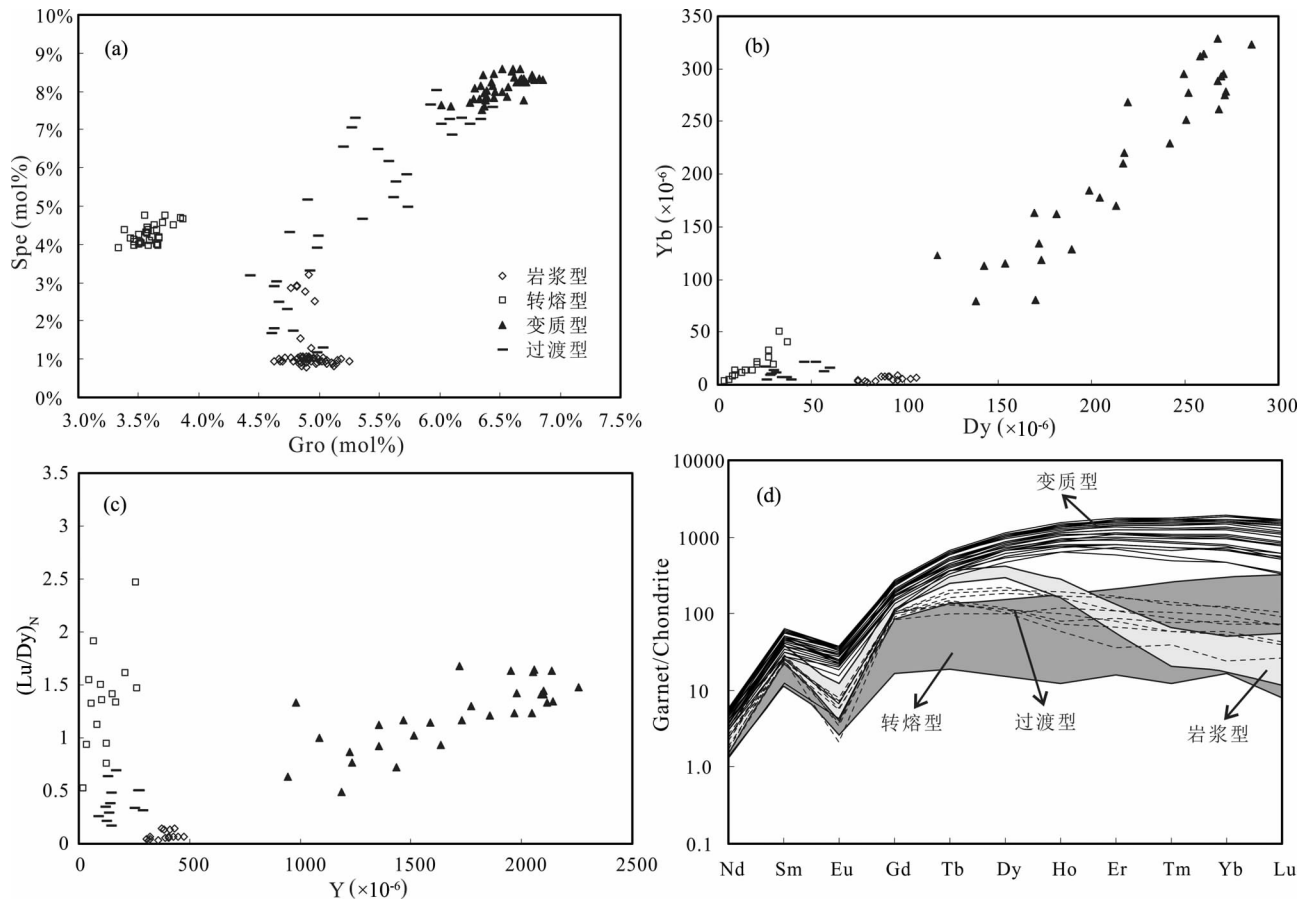


图7 不同类型石榴石颗粒在 Gro-Spe (a)、Dy-Yb (b) 和 Y-(Lu/Dy)<sub>N</sub> (c) 图解中对比及不同类型石榴石中 REE 含量球粒陨石标准化图解(d) (其中球粒陨石含量参考 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7 Gro-Spe (a), Dy-Yb (b) and Y-(Lu/Dy)<sub>N</sub> (c) diagrams showing comparison of different types of garnets, and chondrite-normalized REE patterns for different types of garnets (d) (chondrite normalization after Sun and McDonough, 1989)

型、变质型以及过渡型)。变质型颗粒具有最高的锰铝榴石 (7.5% ~ 8.6%)、钙铝榴石 (6.1% ~ 6.9%)、Yb ( $79 \times 10^{-6}$  ~  $328 \times 10^{-6}$ )、Dy ( $138 \times 10^{-6}$  ~  $285 \times 10^{-6}$ ) 和 Y ( $945 \times 10^{-6}$  ~  $2258 \times 10^{-6}$ ) 含量, 显示 Eu 负异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.20 \sim 0.34$ ) 以及左倾型 HREE 模式 ( $(\text{Lu}/\text{Dy})_N = 0.63 \sim 2.96$ )。与此对比, 转熔型石榴石的钙铝榴石 (3.3% ~ 3.9%)、Dy ( $3.8 \times 10^{-6}$  ~  $37 \times 10^{-6}$ ) 和 Y ( $20 \times 10^{-6}$  ~  $262 \times 10^{-6}$ ) 含量最低, 锰铝榴石 (3.9% ~ 4.8%) 和 Yb ( $2.8 \times 10^{-6}$  ~  $51 \times 10^{-6}$ ) 稍高, 其 HREE 含量低于变质型石榴石, 具有 Eu 负异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.06 \sim 0.50$ ), 以及轻微左倾型或平坦型 HREE 模式 ( $(\text{Lu}/\text{Dy})_N = 0.76 \sim 2.46$ )。岩浆型石榴石具有中等钙铝榴石 (4.6% ~ 5.3%)、Dy ( $75 \times 10^{-6}$  ~  $106 \times 10^{-6}$ ) 和 Y ( $303 \times 10^{-6}$  ~  $472 \times 10^{-6}$ ) 含量, 最低锰铝榴石 (0.8% ~ 3.2%) 和 Yb ( $2.6 \times 10^{-6}$  ~  $8.7 \times 10^{-6}$ ) 含量, 其 HREE 含量较 MREE 更低, 呈 Eu 负异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.07 \sim 0.20$ ), HREE 表现为右倾型 ( $(\text{Lu}/\text{Dy})_N = 0.04 \sim 0.15$ )。过渡型石榴石在 Dy-Yb 和 Y-(Lu/Dy)<sub>N</sub> 图解中投影于转熔型和岩浆型石榴石颗粒之间, 而其锰铝榴石和钙铝榴石含量位于变质型与岩浆

型颗粒之间。该石榴石显示了 Eu 负异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.06 \sim 0.16$ )、右倾型 HREE 模式 ( $(\text{Lu}/\text{Dy})_N = 0.17 \sim 0.69$ ), 其特征也介于岩浆型与转熔型颗粒之间。综上所述, 这种过渡型石榴石的存在反映了岩浆中原始的转熔型石榴石通过溶解-再沉淀机制达到了与岩浆的交换平衡, 其本身也逐渐显示出岩浆石榴石的性质 (Villaros *et al.*, 2009; Taylor and Stevens, 2010)。

## 5.2 紫苏辉石

本文共识别出四类紫苏辉石 (表 2)。花岗岩中自形紫苏辉石和围绕斜长石生长的他形紫苏辉石的成分相似, 其  $X_{\text{Mg}}$  为 0.43 ~ 0.48,  $^{VI}\text{Al}$  (p. f. u.) 为 0.022 ~ 0.077。由于受到 Fe-Mg 扩散的影响, 紫苏辉石自形晶边部的  $X_{\text{Mg}}$  较低为 0.41 ~ 0.42。M1 (第二类包体或花岗岩) 阶段形成的围绕石榴石生长的紫苏辉石反应边  $X_{\text{Mg}}$  最低为 0.36 ~ 0.42,  $^{VI}\text{Al}$  (p. f. u.) 为 0.039 ~ 0.087。在 M2 (第一类包体) 阶段形成的与尖晶石共生取代黑云母的紫苏辉石的  $^{VI}\text{Al}$  (p. f. u.) 最高为 0.103 ~ 0.137, 其  $X_{\text{Mg}}$  为 0.39 ~ 0.44。

表 2 紫苏辉石代表性化学成分 (wt%)

Table 2 Representative chemical compositions of orthopyroxene (wt%)

结构 样品	花岗岩大颗粒 Opx-核部		花岗岩大颗粒 Opx-边部		后成合晶 Opx + Crd		Opx + Spl	
	11jz05a-7opx4	11jz07-2opx4	11jz07-2opx5	11jz07-4opx2	11jz07-1opx4	Hdt4-3opx4	Hdt3-8opx2	Hdt3-14opx1
SiO <sub>2</sub>	50.56	49.97	50.24	49.85	48.91	48.24	46.58	48.19
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.17	0.16	0.19	0.21	0.26	0.11	bdl
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.86	3.00	1.92	2.03	3.14	3.21	5.83	5.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	bdl	0.08	0.07	0.25	0.14	0.07	0.04
FeO <sup>T</sup>	31.09	32.16	33.78	33.69	34.13	35.59	32.65	32.31
MnO	0.63	0.54	0.83	0.76	0.64	0.36	0.74	0.60
MgO	15.61	14.59	13.24	13.63	12.10	11.69	12.90	13.95
CaO	0.24	0.25	0.24	0.24	0.17	0.15	0.17	0.14
总量	100.30	100.68	100.49	100.46	99.54	99.64	99.05	100.89
O					6			
Si	1.958	1.936	1.968	1.953	1.940	1.923	1.849	1.866
Ti	0.008	0.005	0.005	0.006	0.006	0.008	0.003	bdl
Al <sup>IV</sup>	0.042	0.064	0.032	0.047	0.060	0.077	0.151	0.134
Al <sup>VI</sup>	0.042	0.073	0.056	0.047	0.087	0.074	0.121	0.125
Cr	0.002	bdl	0.003	0.002	0.008	0.004	0.002	0.001
Fe	1.007	1.042	1.106	1.104	1.132	1.186	1.084	1.046
Mn	0.020	0.018	0.027	0.025	0.021	0.012	0.025	0.020
Mg	0.901	0.842	0.773	0.796	0.715	0.695	0.763	0.806
Ca	0.010	0.010	0.010	0.010	0.007	0.006	0.007	0.006
X <sub>Mg</sub>	0.47	0.45	0.41	0.42	0.39	0.37	0.41	0.44

注: FeO<sup>T</sup> 为全铁; X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg + Fe); bdl 代表在检测限以下

表 3 黑云母代表性化学成分 (wt%)

Table 3 Representative chemical compositions of biotite (wt%)

结构 样品	花岗岩-基质 Bt		包体-基质 Bt		包体-Grt 中的 Bt		包体-基质 Bt(无 Ilm)		包体-Grt 中 Bt(无 Ilm)		Bt + Qz 交生
	11jz06 -1BT1	11jz06 -1BT3	11jz05b -1bt10	11jz09 -1bt1	11jz09 -3bt(grt)1	11jz05b -6bt(grt)4	Hdt3 -14bt2	Hdt3 -13bt3	Hdt3 -5bt(grt)3	Hdt3 -5bt(grt)8	11jz09 -2bt2
SiO <sub>2</sub>	36.32	35.52	36.93	36.27	37.33	35.54	36.24	36.14	36.76	36.17	37.41
TiO <sub>2</sub>	5.51	5.71	4.81	4.32	2.81	4.27	2.67	2.77	3.66	3.48	1.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.39	14.26	13.78	15.46	16.98	18.51	16.94	16.80	17.07	17.43	15.72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.16	0.08	bdl	0.07	0.09	bdl	0.06	bdl	0.07	0.04
FeO <sup>T</sup>	20.04	20.90	20.10	18.85	12.69	13.92	18.24	18.96	15.15	13.36	18.11
MnO	0.11	0.13	0.14	0.07	0.07	0.03	0.06	0.06	0.07	0.10	0.13
MgO	9.40	8.88	10.22	10.39	15.68	12.67	11.06	10.78	13.81	14.28	12.29
ZnO	bdl	nd	0.03	bdl	0.15	0.09	0.05	0.15	0.06	bdl	bdl
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.24	0.07	0.09	0.31	0.63	0.18	0.17	0.39	0.49	0.04
K <sub>2</sub> O	8.95	8.53	9.60	9.79	9.43	8.69	9.54	9.50	9.44	9.60	8.95
总量	95.05	94.32	95.76	95.24	95.52	94.45	94.99	95.39	96.40	94.98	94.22
O							22				
Si	5.575	5.501	5.645	5.540	5.491	5.313	5.515	5.501	5.428	5.390	5.703
Ti	0.637	0.665	0.553	0.496	0.311	0.480	0.306	0.317	0.406	0.390	0.176
Al <sup>IV</sup>	2.425	2.499	2.355	2.460	2.509	2.687	2.485	2.499	2.572	2.610	2.297
Al <sup>VI</sup>	0.179	0.105	0.127	0.323	0.433	0.574	0.553	0.515	0.399	0.452	0.527
Cr	0.015	0.019	0.009	0.003	0.008	0.010	0.003	0.008	bdl	0.008	0.005
Fe	2.572	2.707	2.569	2.407	1.561	1.740	2.321	2.414	1.871	1.665	2.309
Mn	0.014	0.017	0.018	0.009	0.009	0.004	0.008	0.007	0.009	0.013	0.017
Mg	2.151	2.049	2.328	2.365	3.438	2.824	2.509	2.446	3.040	3.172	2.793
Zn	bdl	nd	0.004	bdl	0.016	0.010	0.006	0.016	0.007	bdl	bdl
Na	0.061	0.072	0.021	0.027	0.088	0.181	0.053	0.049	0.111	0.141	0.010
K	1.753	1.684	1.872	1.907	1.769	1.656	1.852	1.845	1.778	1.824	1.741
X <sub>Mg</sub>	0.46	0.43	0.48	0.50	0.69	0.62	0.52	0.50	0.62	0.66	0.55

注: FeO<sup>T</sup> 为全铁; X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg + Fe); bdl 代表在检测限以下; nd 代表没有分析

表4 尖晶石代表性化学成分 (wt%)

Table 4 Representative chemical compositions of spinel (wt%)

结构	Grt 中包体 Spl		Bt 周围的 Spl + Opx		Bt 周围的 Spl + Crd		Crd 中的 Spl + Sil	
	Hdt3-6spl1	Hdt3-6spl4	Hdt3-12spl1	Hdt3-1spl4	Hdt4-7spl2	Hdt4-9spl5	11jz05b-5spl3	11jz05b-5spl7
TiO <sub>2</sub>	0.05	bdl	bdl	bdl	0.05	0.14	0.18	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.91	58.58	59.71	58.77	58.08	57.49	57.02	57.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.21	0.13	0.14	0.12	0.13	0.18	0.23
FeO <sup>T</sup>	32.51	33.36	35.86	35.51	36.05	36.42	37.59	37.28
MnO	0.17	0.15	0.27	0.24	0.15	0.14	0.15	0.13
MgO	6.88	5.78	4.41	4.40	4.44	3.94	3.46	3.70
ZnO	0.37	0.46	nd	0.17	0.10	0.54	0.27	0.56
总量	99.05	98.53	100.36	99.22	98.99	98.80	98.85	99.15
O					4			
Al	1.951	1.957	1.973	1.968	1.956	1.950	1.942	1.942
Fe	0.764	0.791	0.841	0.844	0.861	0.876	0.909	0.899
Mg	0.288	0.244	0.184	0.186	0.189	0.169	0.149	0.159
Zn	0.008	0.010	nd	0.003	0.002	0.011	0.006	0.012
X <sub>Mg</sub>	0.270	0.240	0.180	0.180	0.180	0.160	0.140	0.150
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Spl	0.272	0.234	0.180	0.180	0.180	0.160	0.140	0.149
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Hc	0.721	0.757	0.820	0.816	0.818	0.829	0.854	0.840
ZnAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Ghn	0.007	0.009	0	0.003	0.002	0.011	0.005	0.011

注: FeO<sup>T</sup> 为全铁; X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg + Fe); bdl 代表在检测限以下; nd 代表没有分析

表5 长石代表性化学成分 (wt%)

Table 5 Representative chemical compositions of feldspar (wt%)

结构	花岗岩-基质 Pl		包体-基质 Pl		花岗岩-基质 Pl(富 An)		花岗岩-基质 Pl(富 Ab)		花岗岩-基质 Kfs		包体-基质 Kfs	
	11jz06-1Pl2	11jz07-2pl1	Hdt3-6pl1	Hdt4-10pl2	11jz09-1pl2	11jz09-2an2	11jz09-2ab1	11jz09-2ab2	11jz07-1kfs1	11jz07-2kfs1	Hdt3-1kfs1	Hdt3-1kfs2
SiO <sub>2</sub>	55.75	56.90	56.46	56.02	48.59	46.33	67.50	67.26	64.68	63.65	64.55	64.36
TiO <sub>2</sub>	bdl	bdl	bdl	0.05	bdl	bdl	0.16	0.19	0.06	0.11	bdl	bdl
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.09	25.79	26.37	26.34	31.43	33.05	18.92	18.86	18.19	18.06	17.62	17.69
FeO <sup>T</sup>	0.11	0.13	0.64	0.46	0.76	0.57	0.03	0.02	0.00	0.01	0.04	0.05
CaO	10.75	9.36	9.81	10.01	16.17	18.21	1.14	1.78	0.16	0.07	0.09	0.17
BaO	bdl	0.14	bdl	nd	bdl	0.10	0.16	0.06	1.06	1.61	0.58	0.48
Na <sub>2</sub> O	5.29	6.06	5.44	5.55	2.46	1.23	10.92	10.81	1.96	0.99	1.50	1.60
K <sub>2</sub> O	0.18	0.32	0.62	0.15	0.05	0.04	0.05	0.07	13.52	14.33	14.49	14.30
总量	99.17	98.69	99.34	98.59	99.46	99.51	98.87	99.04	99.62	98.82	98.86	98.66
O							8					
Si	2.530	2.590	2.562	2.556	2.245	2.151	2.990	2.977	2.996	2.991	3.014	3.008
Ti	bdl	bdl	bdl	0.002	bdl	bdl	0.005	0.006	0.002	0.004	bdl	bdl
Al	1.449	1.383	1.410	1.416	1.712	1.808	0.987	0.984	0.993	1.000	0.970	0.974
Fe	0.004	0.005	0.024	0.017	0.029	0.022	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002
Ca	0.523	0.456	0.477	0.489	0.800	0.906	0.054	0.084	0.008	0.003	0.005	0.008
Ba	bdl	0.002	bdl	nd	bdl	0.002	0.003	0.001	0.018	0.027	0.010	0.008
Na	0.465	0.535	0.478	0.491	0.221	0.110	0.938	0.928	0.176	0.090	0.136	0.145
K	0.011	0.018	0.036	0.009	0.003	0.002	0.003	0.004	0.799	0.859	0.863	0.853
An	0.523	0.452	0.481	0.495	0.782	0.890	0.054	0.083	0.008	0.004	0.004	0.008
Ab	0.466	0.530	0.483	0.496	0.215	0.108	0.943	0.913	0.179	0.094	0.135	0.144
Or	0.011	0.018	0.036	0.009	0.003	0.002	0.003	0.004	0.813	0.902	0.860	0.848

注: FeO<sup>T</sup> 为全铁; bdl 代表在检测限以下; nd 代表没有分析

表 6 堇青石代表性的化学成分 (wt%)

Table 6 Representative chemical compositions of cordierite (wt%)

结构	Crd 斑晶-核部		Crd 斑晶-幔部		Crd 斑晶-边部		Crd + Opx		Crd + Spl	
样品	11jz06 -12crd3	11jz06 -12crd6	11jz06 -6crd1	11jz06 -8crd1	11jz06 -6crd3	11jz06 -6crd4	11jz06 -2crd1	11jz06 -2crd2	11jz10 -1crd1	11jz10 -1crd2
SiO <sub>2</sub>	48.23	48.85	48.23	48.35	48.47	47.70	47.99	48.16	48.62	48.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.18	33.11	33.02	32.89	32.75	32.79	33.14	33.18	32.30	32.68
FeO <sup>T</sup>	7.80	7.97	8.54	8.62	8.58	8.48	8.45	8.61	9.16	9.21
MnO	0.11	0.09	0.14	0.16	0.13	0.14	0.09	0.09	0.12	0.11
MgO	8.50	8.60	8.16	8.11	7.85	7.74	7.86	8.03	7.54	7.61
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.18	0.15	0.10	0.33	0.37	0.21	0.30	0.09	0.17
总量	98.09	98.80	98.24	98.23	98.10	97.22	97.74	98.37	97.82	97.78
O	18									
Si	4.969	4.996	4.976	4.990	5.008	4.978	4.972	4.964	5.046	4.993
Al	4.028	3.990	4.014	4.001	3.988	4.033	4.046	4.030	3.951	4.005
Fe	0.672	0.681	0.737	0.744	0.741	0.740	0.732	0.742	0.795	0.800
Mn	0.010	0.008	0.012	0.014	0.012	0.012	0.008	0.008	0.011	0.009
Mg	1.305	1.312	1.255	1.248	1.210	1.203	1.214	1.234	1.166	1.179
Na	0.054	0.036	0.030	0.019	0.065	0.076	0.042	0.061	0.017	0.033
X <sub>Mg</sub>	0.66	0.66	0.63	0.63	0.62	0.62	0.62	0.62	0.59	0.60

注: FeO<sup>T</sup> 为全铁; X<sub>Mg</sub> = Mg / (Mg + Fe)

### 5.3 黑云母

本文共识别出四类黑云母(表 3)。花岗岩和第二类包体中黑云母颗粒显示出相似的化学成分: Ti (p. f. u.) 为 0.402 ~ 0.828, <sup>VI</sup>Al (p. f. u.) 为 0.022 ~ 0.414, 且 X<sub>Mg</sub> 为 0.40 ~ 0.56。第一类包体中黑云母 Ti 含量较低为 0.263 ~ 0.446, <sup>VI</sup>Al (p. f. u.) 较高为 0.341 ~ 0.569, 其 X<sub>Mg</sub> 为 0.50 ~ 0.54。石榴石包体内黑云母通常会比基质中颗粒具有更高的 X<sub>Mg</sub> 为 0.55 ~ 0.70。与石英交生的新生黑云母 Ti 含量最低为 0.172 ~ 0.415, <sup>VI</sup>Al (p. f. u.) 较高为 0.337 ~ 0.527。

### 5.4 尖晶石

本文共识别出四类尖晶石颗粒(表 4)。在 M1(第一类包体)阶段形成的,位于石榴石包体内的尖晶石 X<sub>Mg</sub>, 最高为 0.24 ~ 0.27。在 M2(第一类包体)形成的围绕黑云母与紫苏辉石共生的尖晶石以及那些在 M2(第二类包体)形成的位于堇青石内部且与黑云母相邻的尖晶石颗粒具有相似的 X<sub>Mg</sub> 为 0.16 ~ 0.20, 但后者 ZnO 含量较高为 0.89 ~ 2.37%, 而其他颗粒仅约为 0.4%。位于堇青石内部且与夕线石共生的尖晶石颗粒的 X<sub>Mg</sub> 最低为 0.13 ~ 0.15。

### 5.5 长石

花岗岩及其麻粒岩包体内的钾长石具有相似的成分特征 (Ab<sub>7-20</sub>, 表 5)。花岗岩中的斜长石为中长石-拉长石 (An<sub>44-55</sub>), 而两类包体内斜长石颗粒主要为中长石 (An<sub>43-50</sub>),

也有倍长石 (An<sub>76-90</sub>)。包体内很多斜长石颗粒都出溶形成钠长石条纹 (An<sub>5-8</sub>)。

### 5.6 堇青石

本文共识别出三种不同类型的堇青石。花岗岩中较自形的岩浆型堇青石核部具有最高的 X<sub>Mg</sub> 约为 0.66, 而幔边部的 X<sub>Mg</sub> 较低, 约为 0.63 ~ 0.62(表 6)。在 M2(第二类包体)阶段与尖晶石共生的堇青石与上述颗粒幔边部的 X<sub>Mg</sub> 相似, 但在 M1(第二类包体或花岗岩)阶段形成的与紫苏辉石共生的堇青石的 X<sub>Mg</sub> 最低约为 0.60。所有堇青石中 Na<sub>2</sub>O 含量小于 0.5%。

## 6 视剖面图模拟

花岗岩中麻粒岩包体的温压条件是由视剖面图模拟所得, 所使用的软件为 THERMOCALC 3.33 (Powell and Holland, 1988, 更新于 2009 年 10 月) 和不断更新和完善的内部一致性数据库 (Holland and Powell, 1998, 创建于 2003 年 11 月)。模拟计算是在 NCKFMASHTO 体系中进行(图 8-10), 相应的活度-成分模型是石榴石、黑云母和硅酸盐熔体自 White *et al.* (2007), 尖晶石、紫苏辉石和磁铁矿自 White *et al.* (2002), 钛铁矿自 White *et al.* (2000), 堇青石自 Holland and Powell (1998), 斜长石自 Holland and Powell (2003)。

样品 hdt3 的全岩成分用来模拟第一类包体的视剖面图,

表 7 样品的整体化学成分 (wt%)

Table 7 Bulk rock compositions (wt%) of the modeled samples

岩性	麻粒岩包体			微域	
	hdt3	11jz09	hdt4	Spl + Crd	Opx + Crd
样品					
SiO <sub>2</sub>	45.16	47.83	47.00	41.71	50.20
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.05	1.13	0.88	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.86	23.83	24.81	31.09	21.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.86		1.33	0.78	0.04
FeO	9.47	8.93*	9.87	13.00	13.90
MnO	0.09	0.08	0.10	0.07	0.22
MgO	5.89	4.11	6.13	6.61	6.79
CaO	1.66	1.89	1.54	0.34	3.28
Na <sub>2</sub> O	1.07	1.46	1.14	0.27	2.09
K <sub>2</sub> O	8.29	6.98	4.27	2.81	0.38
LOI	0.62	2.16	1.30		
总量	99.06	98.32	98.62	97.74	98.52
Mg/(Mg + Fe <sup>total</sup> )	0.47	0.45	0.50	0.46	0.46
Al/(Al + Fe <sup>total</sup> + Mg)	0.59	0.67	0.61	0.63	0.53

注: 样品 11jz09 中 FeO 为 FeO 总和, 以 “\*” 来标示

并假定包体在被寄主岩浆携带的过程中至少中心位置没有受到岩浆成分的影响。由于在花岗岩与包体之间不存在反应带, 且岩浆的上升速率远大于阳离子之间的扩散速率 (Villaras *et al.*, 2009), 暗示着这些包体可能并未发生成分改变。图 3b, e 中微域化学成分分别用于计算在 M1 (第二类包体或花岗岩) 阶段形成的 Opx + Crd 组合和在 M2 (第二类包体) 阶段形成的 Spl + Crd 组合的视剖面图。这些微域的整体化学成分是由微域内各个矿物的体积分数以及矿物成分 (自 EMP) 加权平均而得, 其中矿物的体积或面积分数是由 Photoshop 7.0 软件以及一个由潘劲辉开发的面积计算软件而得 (表 7)。微域内 Fe<sup>3+</sup> 是含 Fe-Mg 矿物由化学计量式所得 Fe<sup>3+</sup> 的加权平均值 (Spear and Kimball, 1984)。在模拟计算过程中, 所设定水含量为满足大约压力为 4 ~ 5kbar 时固相线以上熔体为水不饱和的条件下的最大水含量, 该方法类似于 Villaras *et al.* (2009) 中。若设定的水含量偏小, 那么各期矿物组合估算的温压值会略微向高温低压方向偏移。此外, 由于变质过程中离子间的扩散作用, 即便是用那些扩散速率较慢的离子等值线来限定温压, 估算的各期变质阶段的温压条件仍被看作是最小值, 尤其是温度条件。

## 7 结果

### 7.1 第一类麻粒岩包体的 P-T 条件

图 8 显示了第一类麻粒岩包体的 P-T 视剖面图, 温压范围为 750 ~ 1000°C 和 1 ~ 9kbar (Spl + Pl + Kfs + Bt 过量)。该包体共揭示出两阶段变质期次: 分别为 M1 (第一类包体) 和 M2 (第二类包体)。其中 M1 阶段的矿物组合投影于 Grt + Sil + Liq 域, 而 M2 阶段矿物组合投影于 Opx + Crd + Liq 或 Opx

+ Liq 域 (图 8)。从 M1 到 M2, 岩石体系经历了加热和抬升作用, 黑云母脱水熔融形成堇青石和紫苏辉石。进一步减压和升温使得系统中石榴石开始分解, 并导致 M2 阶段堇青石的生成。尖晶石在整个温压范围都可出现 (图 8), 这与薄片中间尖晶石的广泛分布相吻合。在该视剖面图中黑云母可存在于很高的温度条件下, 这可能是与整体化学成分低硅且黑云母中 Ti 含量较高有关 (Cesare, 2000; Kelsey *et al.*, 2005)。

Grt 中 Ca (Ca/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca)) 和 X<sub>Mg</sub> 等值线投影于 Grt + Sil + Liq 域, 其数值参照 EMP 数据。考虑到离子的扩散作用, 通常情况下这些等值线都选取电子探针分析的最高值, 比如 Grt 中 Ca 为 0.040 ~ 0.035, Grt 的 X<sub>Mg</sub> 为 0.32 ~ 0.33。因此, 由这些等值线的交汇所限定的 M1 阶段的温压条件为 800 ~ 830°C 和 7.2 ~ 8.0kbar。然而, M2 阶段的矿物组合投影在较宽的温压范围 (>900°C; <6kbar), 计算得到的 Spl 和 Opx 的 X<sub>Mg</sub> 等值线与实验分析的数据不相匹配, 这可能是由于高温条件下 Fe-Mg 强烈扩散作用所造成的。将实验分析的 Opx 中 <sup>VI</sup>Al (p. f. u.) 最高值 0.135 投影于 Opx + Crd + Liq 和 Opx + Liq 域, 这只能粗略限定其压力范围。因此, M2 阶段矿物组合的温压条件并没有确切地限定, 但可能会高于 900°C, 压力约为 2 ~ 6 kbar。Belyanin *et al.* (2010) 曾报道了 Limpopo 带南缘超高温 Al-Mg 麻粒岩中后成合晶状 Opx + Spl 交生体与刚玉共生, 他们认为这些组合可能是 X<sub>Mg</sub> 约为 0.65 的 Fe-Mg 石榴石在减压到约 5kbar 时分解的产物 (Droop and Bucher-Nurminen 1984)。他们的压力条件与该视剖面图中 Opx + Spl 组合的压力范围 2 ~ 6kbar 相似。

### 7.2 M1 阶段的 P-T 条件 (第二类包体或花岗岩)

图 9 显示了范围为 700 ~ 950°C 和 4 ~ 9kbar (Ilm 过剩) 基于图 3b 微域整体化学成分而得的 P-T 视剖面图。该相图顶部为 Grt + Pl + Bt + Qz + Liq 组合, 在减压过程中紫苏辉石和堇青石先后添加到该组合中, 同时消耗石英和石榴石, 黑云母在约 850°C 时消失 (图 9)。岩相学观察显示该阶段矿物组合保存了部分石榴石, 但石英已经全部耗尽 (图 3b), 因此该矿物组合投影于对应的 Grt + Opx + Pl + Crd + Bt + Liq 域 (图 9), 其温压范围限定为 810 ~ 860°C 和 4.6 ~ 5.2kbar。数值为 0.15 和 0.16 的 Opx 中 <sup>VI</sup>Al (p. f. u.) 等值线投影于该域, 比实际测量值 (0.039 ~ 0.087) 偏高。由于实际值可能受到了后期扩散作用的影响, 也暗示了紫苏辉石的成分并不一定能非常准确地记录岩浆上升和冷却过程的真实情况, 包括 Opx 中 X<sub>Mg</sub> 也会出现类似的情况。

### 7.3 M2 阶段的 P-T 条件 (第二类包体)

图 10 显示了范围为 700 ~ 1000°C 和 1 ~ 8kbar (Ilm 过剩), 基于图 3e 内微域整体化学成分而得的 P-T 视剖面图。相图的顶部为 Grt + Pl + Bt + Sil + Qz + Liq 域, 代表典型的麻粒岩相变泥质岩组合。随着减压和升温过程, 堇青石以及随

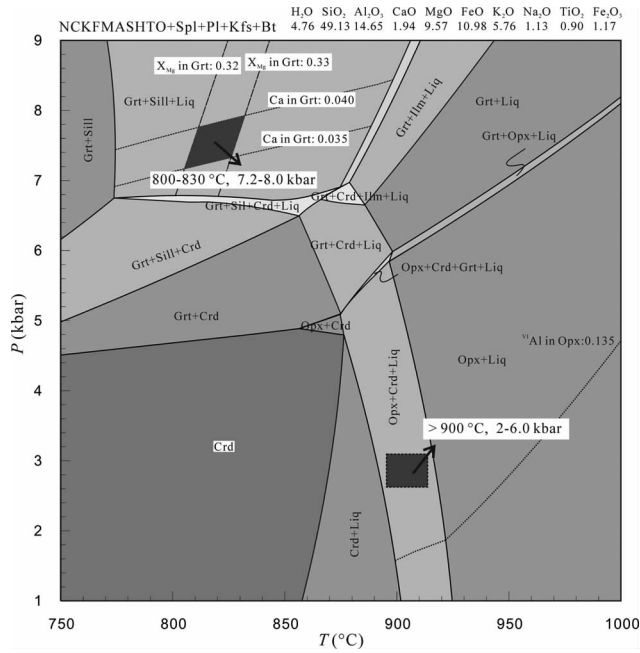


图8 第一类包体在NCKFMASHTO体系下计算的 $P$ - $T$ 视剖面图,其中尖晶石、斜长石、钾长石和黑云母过量视剖面图中 $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Liq}$ 域内还展示了石榴石中 $X_{\text{Mg}}$ 和 $\text{Ca}$  ( $\text{Ca}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca})$ )的等值线, $\text{Opx} + \text{Crd} + \text{Liq}$ 和 $\text{Opx} + \text{Liq}$ 域内展示了紫苏辉石中 $^{\text{VI}}\text{Al}$  (p. f. u.) 等值线

Fig. 8  $P$ - $T$  pseudosection of the first type granulite enclave in the NCKFMASHTO system with spinel, plagioclase, K-feldspar, and biotite in excess

Also shown are isopleths of  $X_{\text{Mg}}$  and  $\text{Ca}$  ( $\text{Ca}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca})$ ) in garnet in the  $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Liq}$  field, and isopleths of  $^{\text{VI}}\text{Al}$  (p. f. u.) in orthopyroxene in  $\text{Opx} + \text{Crd} + \text{Liq}$  and  $\text{Opx} + \text{Liq}$  fields

后的钾长石和尖晶石加入到该组合,但石英、夕线石和石榴石则开始分解。温度约大于 $890^\circ\text{C}$ 时出现紫苏辉石,而黑云母在温度约为 $950^\circ\text{C}$ 时完全消失。基于岩相学观察和分析,该阶段的矿物组合投影于相应的 $\text{Spl} + \text{Crd} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Bt}$ 域。尖晶石、堇青石和黑云母的体积分数以及尖晶石中 $X_{\text{Mg}}$ 等值线也投影在该域(图10)。微域内测得的尖晶石中 $X_{\text{Mg}}$ 最大值为0.20,而估算的堇青石、黑云母和尖晶石的体积分数分别为60%、15%和14%。将这些结果与模拟的等值线相对比,得到了该变质阶段的温压条件为 $850^\circ\text{C}$ 和 $3.1 \sim 3.8\text{ kbar}$ 。但该估算温压范围内的 $\text{Spl}$ 体积分数比实际值偏低。 $\text{Spl} + \text{Crd}$ 组合周围生长的夕线石集合体(图3f)可能是冷却到约 $750^\circ\text{C}$ 生成的。

## 8 讨论

### 8.1 S-型花岗岩及其麻粒岩包体内石榴石的成因

花岗岩中石榴石可以直接从岩浆中晶出,它们也可以是

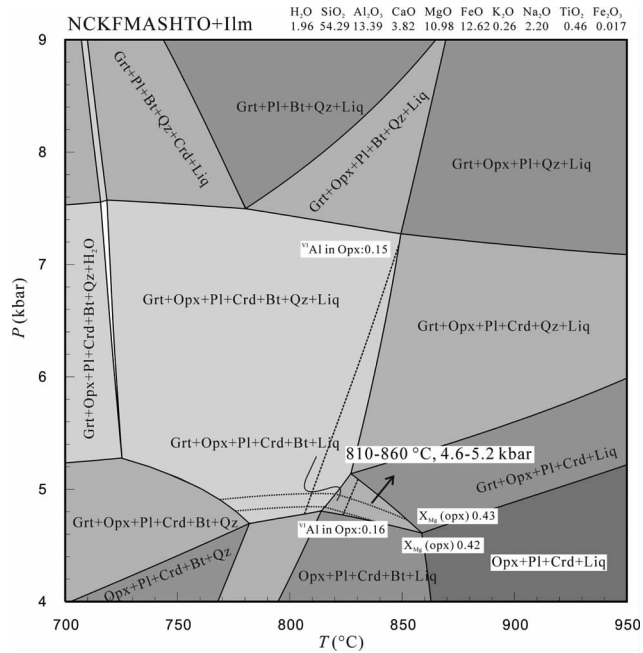


图9 M1(第二类包体或花岗岩)阶段微域矿物组合在NCKFMASHTO体系下计算的 $P$ - $T$ 视剖面图,其中钛铁矿过量

视剖面图中 $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Liq}$ 和 $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{Liq}$ 域内还展示了紫苏辉石中的 $X_{\text{Mg}}$ 和 $^{\text{VI}}\text{Al}$  (p. f. u.) 等值线

Fig. 9  $P$ - $T$  pseudosection of the microdomainal mineral assemblage at stage M1 (second enclave or granite) in the NCKFMASHTO system with ilmenite in excess

Also shown are the isopleths of  $X_{\text{Mg}}$  and  $^{\text{VI}}\text{Al}$  (p. f. u.) in orthopyroxene in the  $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Liq}$  and  $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{Liq}$  fields

黑云母转熔反应的产物或是变质原岩的残留物。当转熔型或变质型石榴石被上升的岩浆所捕获,它们都将与岩浆发生物质交换从而达到平衡状态。然而,通过计算发现很难依靠元素的扩散作用使得这些石榴石与熔体之间达到平衡,由于晶体内部元素扩散的尺度比长英质岩浆存活的时间要高几个数量级(Villaros *et al.*, 2009)。因而Villaros *et al.* (2009)提出了在岩浆上升过程中使得石榴石与熔体之间达到平衡最有效和快捷的方式是石榴石本身的溶解-再沉淀机制。

如前文所示,花岗岩及其麻粒岩包体内共识别出四种不同成因类型的石榴石。花岗岩内无包体较自形的石榴石为岩浆型(图4a),其原始的核部也可能为转熔型或变质型,但后期的溶解-再沉淀过程已完全将其改造。这种类型的石榴石单颗粒内部主微量元素变化范围很小,且其HREE相比MREE更显亏损,模式图呈右倾。与此对比,第一类包体内与夕线石、黑云母和尖晶石共生且包含这些矿物的石榴石颗粒为转熔型,其HREE和MREE含量相当,模式图较平坦。位于花岗岩与第二类包体之间大颗石榴石的核-幔部为变质

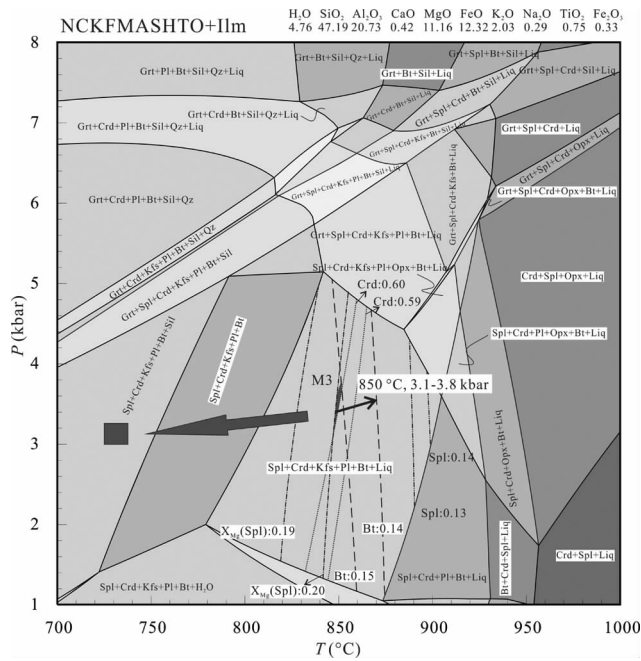


图10 M2(第二类包体)阶段发育的微域矿物组合在NCKFMASHTO体系下计算的 $P$ - $T$ 视剖面图,其中铁钛矿过量

视剖面图中 $Spl + Crd + Kfs + Pl + Bt + Liq$ 域内还展示了黑云母、尖晶石和堇青石体积分数以及尖晶石中 $X_{Mg}$ 的等值线

Fig. 10  $P$ - $T$  pseudosection of the microdomainal mineral assemblage at stage M2 (second enclave) in the NCKFMASHTO system with ilmenite in excess

Also shown are the isopleths of molar fractions of biotite, spinel and cordierite, as well as  $X_{Mg}$  of spinel in the  $Spl + Crd + Kfs + Pl + Bt + Liq$  field

型(图5),与上述两类化学特征完全不同:其HREE通常高于MREE,模式图呈左倾,且锰铝榴石和钙铝榴石含量明显偏高。然而,这颗大石榴石的边部被看作是从转熔型向岩浆型转变的过渡型,其化学成分也大致投影在上述两者之间(图7)。这种过渡型石榴石边的识别证实了岩浆中石榴石的再平衡过程,有可能受溶解-再沉淀机制的控制。

## 8.2 硅不饱和体系视剖面图模拟的可靠性

本论文中一些相图模拟是在硅不饱和体系中进行的,比如图8和图10。由于所有的黑云母熔融实验都是在石英饱和的系统中完成的,至今尚未建立硅不饱和体系中的熔体活度-成分模型(例如:Vielzeuf and Holloway, 1988; Vielzeuf and Montel, 1994; Patiño Douce and Johnston, 1991; Patiño Douce and Beard, 1995, 1996; Stevens *et al.*, 1997)。在西班牙东南部El Joyazo发育的残留捕掳体内发现的硅酸盐玻璃,被认为是由黑云母在硅不饱和体系中熔融而成(Cesare, 2000)。这种玻璃为淡色花岗质、富硅、过铝,其成分与自然界中过铝质淡色花岗质熔体以及变泥质岩或变杂砂质岩实验熔体相

仿(Cesare, 2000)。根据以上的论断,可以认为由硅不饱和体系中黑云母脱水熔融产生的熔体成分与那些在硅饱和体系下产生的熔体(即White *et al.* (2007)中熔体的活度-成分模型)并不存在非常显著的成分差异,因此这也应该不会影响模拟的视剖面图内矿物组合域的拓扑关系(图8和图10)。

## 8.3 $P$ - $T$ 轨迹

综合以上计算的麻粒岩包体各期变质阶段的温压条件,得到了其热演化历史,并与前人所得的麻粒岩包体的 $P$ - $T$ 轨迹(Zhao *et al.*, 2012)进行对比(图11)。麻粒岩包体源区的温压条件为800~830°C和7.2~8.0kbar,以含石榴石的矿物组合为代表。花岗岩和麻粒岩包体内围绕石榴石或黑云母生长的 $Opx + Crd$ 组合是在岩浆上升侵位所导致的减压过程中形成的,其温压条件为810~860°C和4.6~5.2kbar。在该温压条件下,岩浆不再晶出石榴石,以堇青石取而代之( $P < 5$ kbar)。视剖面模拟的这期变质的温压条件比Zhao *et al.* (2012)根据Fe-Mg地质温压计的计算结果(790~820°C和3.2~3.7kbar)偏高温高压,暗示受Fe-Mg交换的影响后者可能记录了更晚期的情况。

峰期变质条件(>900°C和2~6kbar)下形成了麻粒岩中 $Opx + Spl$ 组合。然而这期变质具体的温压条件不确定。随后在850°C和3.1~3.8kbar的条件下形成了 $Spl + Crd$ 组合。 $Opx + Spl$ 和 $Spl + Crd$ 组合都是减压过程中硅不饱和体系下变质反应的产物。在本文中并没有发现Zhao *et al.* (2012)报道的峰期变质出现的 $Spl + Qz$ 组合。堇青石周围形成的毛发状夕线石集合体、长石的出溶作用以及 $Bt + Qz$ 交生体的出现都指示了岩浆侵位后的缓慢冷却过程(图11)。

综上所述,麻粒岩包体内保存的原始的含石榴石且硅不饱和的矿物组合可能是下地壳与熔融相关的高温变质作用的结果,代表了黑云母脱水熔融当石英基本耗尽的晚期,然而大规模的花岗质熔体的形成可能仍与硅饱和条件下发生的脱水熔融作用相关。这些花岗质熔体汇聚上升并携带了部分转熔的或变质石榴石颗粒以及下地壳的一些熔体丢失后的麻粒岩碎片(即麻粒岩包体)。麻粒岩包体从而记录了寄主花岗质岩浆侵位和冷却过程中温压的变化历程(减压过程中温度略微升高,以及后期的近等压冷却过程;图11)。

Peng *et al.* (2004)和Zhao *et al.* (2010)研究了旧州岩体麻粒岩包体内锆石的U-Pb年龄,认为与熔融相关的高温变质作用或花岗质熔体的形成时代为 $248 \pm 6.5$ Ma或 $253 \pm 3$ Ma。Chen *et al.* (2011)得到了旧州岩体岩浆锆石的U-Pb年龄为 $260 \pm 3$ Ma,将其解释为早期的热事件,与峨眉山地幔柱时代相当。峨眉山大火山岩省出露于华南陆块西部和越南北部,面积超过250000km<sup>2</sup>(Guo *et al.*, 2004; Xu *et al.*, 2004, 2007a, b; Ali *et al.*, 2005)。图11所揭示出的伴随减压略微的升温过程可能是该地幔柱影响的体现。



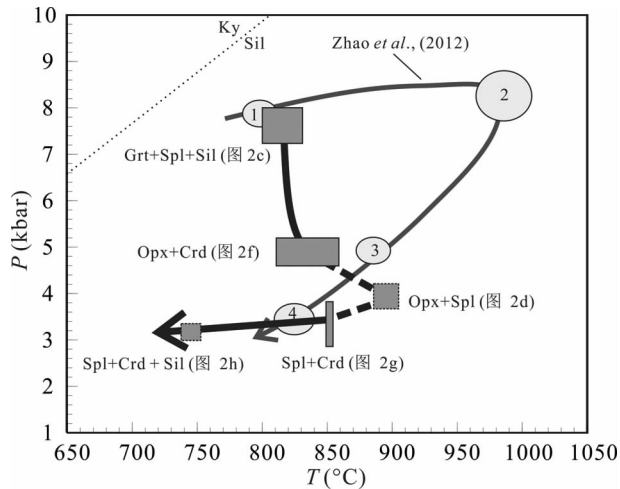


图 11 根据视剖面图模拟所得到的花岗岩中麻粒岩包体的  $P$ - $T$  轨迹/演化历史, 并与 Zhao *et al.* (2012) 得到的  $P$ - $T$  轨迹进行对比

Zhao *et al.* (2012) 中 1 为进变质阶段, 以石榴石内出现夕线石的特征来限定; 2 为峰期变质以 Spl + Qz 组合的出现为特征; 3 为退变质阶段以 Opx + Pl 后成合晶的出现为特征, S-型花岗岩也在此阶段形成; 4 为退变质阶段以 Opx + Crd 后成合晶的出现为特征

Fig. 11  $P$ - $T$  path/evolution experienced by the granulite enclave in granite based on the pseudosection calculations

The previous results from Zhao *et al.* (2012) are shown for comparison, where 1: prograde metamorphic stage with appearance of sillimanite inclusions in garnet; 2: peak metamorphic stage with Spl + Qz assemblage; 3: retrograde metamorphic stage with symplectite of Opx + Pl representing the formation of S-type granite, and 4: retrograde metamorphic stage with symplectite of Opx + Crd

#### 8.4 大容山-十万大山花岗岩体的构造热演化过程

根据大容山-十万大山地区岩石的全岩主微量元素、Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素特征, 反映了 S-型花岗岩为壳源沉积岩熔融的产物, 没有幔源岩浆的贡献, 而麻粒岩包体为熔融残余体 (汪绍年, 1991, 1995; 祁昌实等, 2007; 赵亮等, 2010)。Charoy and Barbey (2008) 认为该区 S-型花岗岩的源区可能是过铝质、富斜长石但贫钾长石的系列 (变杂砂质岩, 其  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0.3$ ), 这与不成熟的板块边缘沉积相对应。

大容山-十万大山岩套, 主要是由花岗岩和少量麻粒岩包体组成, 被认为是印支陆块昆嵩地块那克杂岩的对应体, 后者发育含高温-超高温矿物组合的麻粒岩以及同时代的花岗岩 (例如石榴石花岗岩和紫苏辉石花岗岩), 其时代为 260 ~ 250Ma (例如: Nam *et al.*, 2001; Tsunogae *et al.*, 2001; Osanai *et al.*, 2004; Nakano *et al.*, 2004, 2007a; Owada *et al.*, 2006, 2007)。Chen *et al.* (2012) 进一步认为华南陆块的高州和云开杂岩在变质程度和年代学方面可能与印支陆块昆嵩块体的 Ngoc Linh 和 Kham Duc 杂岩对应。Lepvrier *et*

*al.* (2008) 认为印支陆块向北与华南陆块沿马江缝合带拼合, 向西与印支西块体在 Po Ko 缝合带拼合, 并根据大量的地质年代学、结构构造以及变质学研究, 认为拼合碰撞的时代为 250 ~ 240Ma。Kham Duc 杂岩巴罗式变质作用 (Nakano *et al.*, 2009) 以及 Kannak 和 Ngoc Linh 杂岩超高温、高压变质作用 (Nakano *et al.*, 2004; Osanai *et al.*, 2004), 甚至是超高压变质作用 (Nakano *et al.*, 2007b) 都揭示出相似的顺时针  $P$ - $T$  轨迹 (包含减压升温过程), 指示了二叠纪-三叠纪陆陆碰撞的属性。这些岩石之间温压的差异可能是由于他们所处的地壳位置不同而造成的 (Nakano *et al.*, 2009), 而伴随着减压出现的升温过程指示了在地壳抬升阶段有热源的存在, 比如是否存在碰撞后的地幔柱 (Nakano *et al.*, 2007b; Owada *et al.*, 2006, 2007)。由于陆陆碰撞作用造成了加厚地壳, 加厚地壳开始抬升以及地幔柱诱导基性岩浆底侵而在加厚地壳底部形成超高温变质作用, 与此同时泥质或基性原岩的部分熔融作用导致了昆嵩块体石榴石或紫苏辉石花岗岩的形成 (Owada *et al.*, 2007)。因此, 作为与昆嵩块体 Kannak 杂岩对应的大容山-十万大山岩体可能与二叠纪-三叠纪陆陆碰撞事件有关, 并且基本同期的峨眉山地幔柱所诱导的基性岩浆的底侵可能在碰撞后加厚地壳开始抬升时提供了热源。

本文中所得到的麻粒岩包体的  $P$ - $T$  演化历史是以减压过程为主且伴随着轻微的升温过程, 与昆嵩块体岩石的  $P$ - $T$  轨迹相似。综合有效的年代学资料 (例如: 彭松柏等, 2004; 赵亮等, 2010; Chen *et al.*, 2011), 反映了其受到了 260 ~ 250Ma 间陆陆碰撞后同期的峨眉山地幔柱的热影响。在此之前华南陆块与印支陆块的碰撞拼合作用导致了加厚地壳的形成以及壳源岩石的进变质作用。

**致谢** 感谢毛骞和马玉光对 EMP 实验的指导和帮助, 同时感谢杨岳衡对 LA-ICP-MS 实验的帮助。在野外踏勘过程中得到了王洛娟的帮助, 在此表示感谢。

值从柏林先生谢世十周年, 谨以此文作为纪念。

## References

- Ali JR, Thompson GM, Zhou MF *et al.* 2005. Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 79(3-4): 475-489
- Belyanin GA, Rajesh HM, Van Reenen DD *et al.* 2010. Corundum + orthopyroxene  $\pm$  spinel intergrowths in an ultrahigh-temperature Al-Mg granulite from the Southern Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa. *American Mineralogist*, 95(1): 196-199
- Carlson WD. 2012. Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 97(10): 1598-1618
- Cesare B. 2000. Incongruent melting of biotite to spinel in a quartz-free restite at El Joyazo (SE Spain): Textures and reaction characterization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(3): 273-284
- Charoy B and Barbey P. 2008. Ferromagnesian silicate association in S-type granites: The Darongshan granitic complex (Guangxi, South China). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(1): 13-27

- Chen CH, Hsieh PS, Lee CY *et al.* 2011. Two episodes of the Indosinian thermal event on the South China Block: Constraints from LA-ICPMS U-Pb zircon and electron microprobe monazite ages of the Darongshan S-type granitic suite. *Gondwana Research*, 19(4): 1008 – 1023
- Chen CH, Liu YH, Lee CY *et al.* 2012. Geochronology of granulite, charnockite and gneiss in the poly-metamorphosed Gaozhou Complex (Yunkai massif), South China: Emphasis on the in-situ EMP monazite dating. *Lithos*, 144 – 145: 109 – 129
- Deng XG, Chen ZG, Li XH *et al.* 2004. SHRIMP U-Pb zircon dating of the Darongshan-Shiwandashan granulite belt in southeastern Guangxi, China. *Geological Review*, 50(4): 426 – 432 (in Chinese with English abstract)
- Droop GTR and Bucher-Nurminen K. 1984. Reaction textures and metamorphic evolution of sapphirine-bearing granulites from the Gruf Complex, Italian Central Alps. *Journal of Petrology*, 25(3): 766 – 803
- Harris N. 1981. The application of spinel-bearing metapelites to *P-T* determinations: An example from South India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76(2): 229 – 233
- Holland T and Powell R. 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(4): 492 – 501
- Holland TJB and Powell R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3): 309 – 343
- Kelsey DE, White RW and Powell R. 2005. Calculated phase equilibria in  $K_2O$ -FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O for silica-undersaturated sapphirine-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(4): 217 – 239
- Lackey JS, Romero GA, Bouvier AS *et al.* 2012. Dynamic growth of garnet in granitic magmas. *Geology*, 40(2): 171 – 174
- Lepvrier C, Van Vuong N, Maluski H *et al.* 2008. Indosinian tectonics in Vietnam. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(2–3): 94 – 111
- Li WX, Li XH, Li ZX *et al.* 2008. Obduction-type granites within the NE Jiangxi ophiolite: Implications for the final amalgamation between the Yangtze and Cathaysia blocks. *Gondwana Research*, 13(3): 288 – 301
- Li XH, Li WX, Li ZX *et al.* 2009. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia blocks in South China: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks. *Precambrian Research*, 174(1–2): 117 – 128
- Nakano N, Osanai Y, Owada M *et al.* 2004. Decompression process of mafic granulite from eclogite to granulite facies under ultrahigh-temperature condition in the Kontum massif, central Vietnam. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 99(4): 242 – 256
- Nakano N, Osanai Y, Owada M *et al.* 2007a. Multiple breakdown and chemical equilibrium of silicic clinopyroxene under extreme metamorphic conditions in the Kontum Massif, central Vietnam. *American Mineralogist*, 92(11–12): 1844 – 1855
- Nakano N, Osanai Y, Owada M *et al.* 2007b. Geologic and metamorphic evolution of the basement complexes in the Kontum Massif, central Vietnam. *Gondwana Research*, 12(4): 438 – 453
- Nakano N, Osanai Y, Owada M *et al.* 2009. Permo-Triassic Barrovian-type metamorphism in the ultrahigh-temperature Kontum Massif, central Vietnam: Constraints on continental collision tectonics in Southeast Asia. *Island Arc*, 18(1): 126 – 143
- Nam TN, Sano Y, Terada K *et al.* 2001. First SHRIMP U-Pb zircon dating of granulites from the Kontum massif (Vietnam) and tectonothermal implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(1): 77 – 84
- Osanai Y, Nakano N, Owada M *et al.* 2004. Permo-Triassic ultrahigh-temperature metamorphism in the Kontum massif, central Vietnam. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 99(4): 225 – 241
- Owada M, Osanai Y, Hokada T *et al.* 2006. Timing of metamorphism and formation of garnet granite in the Kontum Massif, central Vietnam: Evidence from monazite EMP dating. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 101(6): 324 – 328
- Owada M, Osanai Y, Nakano N *et al.* 2007. Crustal anatexis and formation of two types of granitic magmas in the Kontum massif, central Vietnam: Implications for magma processes in collision zones. *Gondwana Research*, 12(4): 428 – 437
- Patiño Douce AE and Johnston AD. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2): 202 – 218
- Patiño Douce AE and Beard JS. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15kbar. *Journal of Petrology*, 36(3): 707 – 738
- Patiño Douce AE and Beard JS. 1996. Effects of *P*, *f*<sub>O<sub>2</sub></sub> and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology*, 37(5): 999 – 1024
- Pearce NJG, Perkins WT, Westgate JA *et al.* 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandards Newsletter*, 21(1): 115 – 144
- Peng SB, Fu JM and Liu YH. 2004. The discovery and significance of A-type charnokite in Southeast Guangxi Province, China. *Science, Technology and Engineering*, 4(10): 832 – 834 (in Chinese with English abstract)
- Powell R and Holland TJB. 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer-program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(2): 173 – 204
- Qi CS, Deng XG, Li WX *et al.* 2007. Origin of the Darongshan-Shiwandashan S-type granulite belt from southeastern Guangxi: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 403 – 412 (in Chinese with English abstract)
- Spear FS and Kimball KL. 1984. Recamp: A fortran IV program for estimating Fe<sup>3+</sup> contents in amphiboles. *Computers & Geosciences*, 10(2–3): 317 – 325
- Stevens G, Clemens JD and Droop GTR. 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: Experimental data from ‘primitive’ metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128(4): 352 – 370
- Stevens G, Villaros A and Moyen JF. 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology*, 35(1): 9 – 12
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in Oceanic Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313 – 345
- Taylor J and Stevens G. 2010. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: Evidence from Archaean mid-crustal anatexites. *Lithos*, 120(3–4): 277 – 292
- Tirone M, Ganguly J, Dohmen R *et al.* 2005. Rare earth diffusion kinetics in garnet: Experimental studies and applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(9): 2385 – 2398
- Tsunogae T, Osanai Y, Owada M *et al.* 2001. Field occurrence of high- and ultrahigh-temperature metamorphic rocks and related igneous rocks from the Kontum Massif, Central Vietnam. *Gondwana Research*, 4(2): 236 – 241
- Van Orman JA, Grove TL, Shimizu N *et al.* 2002. Rare earth element diffusion in a natural pyrope single crystal at 2.8GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(4): 416 – 424
- Vielzeuf D and Holloway JR. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(3): 257 – 276
- Vielzeuf D and Montel JM. 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117(4): 375 – 393
- Villaros A, Stevens G and Buick IS. 2009. Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape Granite Suite.

- Lithos, 112(3-4): 217-235
- Wang S. 1991. Characteristics and genesis of granitoids in the Darongshan and Shiwandashan area of Guangxi Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 5(2): 73-80 (in Chinese with English abstract)
- Wang S. 1995. Study on mineralogy of hypersthene cordierite granite suite along Darongshan-Shiwandashan rock zone in Guangxi. *Guangxi Geology*, 8(1): 1-8 (in Chinese with English abstract)
- White RW, Powell R, Holland TJB *et al.* 2000. The effect of  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system  $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ . *Journal of Metamorphic Geology*, 18(5): 497-511
- White RW, Powell R and Clarke GL. 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system  $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ . *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1): 41-55
- White RW, Powell R and Holland TJB. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(5): 511-527
- Whitney DL and Evans BW. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187
- Xu JF, Suzuki K, Xu YG *et al.* 2007a. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(8): 2104-2119
- Xu YG, He B, Chung SL *et al.* 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. *Geology*, 32(10): 917-920
- Xu YG, He B, Huang XL *et al.* 2007b. Identification of mantle plumes in the Emeishan Large Igneous Province. *Episodes*, 30(01): 32-42
- Xue HM, Ma F, Song YQ *et al.* 2010. Geochronology and geochemistry of the Neoproterozoic granitoid association from eastern segment of the Jiangnan orogen, China: Constraints on the timing and process of amalgamation between the Yangtze and Cathaysia blocks. *Acta Petrologica Sinica*, 26(11): 3215-3244 (in Chinese with English abstract)
- Zhao L, Guo F, Fan WM *et al.* 2010. Crustal evolution of the Shiwandashan area in South China: Zircon U-Pb-Hf isotopic records from granulite enclaves in Indo-Sinian granites. *Chinese Science Bulletin*, 55(19): 2028-2038
- Zhao L, Guo F, Fan WM *et al.* 2012. Origin of the granulite enclaves in Indo-Sinian peraluminous granites, South China and its implication for crustal anatexis. *Lithos*, 150: 209-226

### 附中文参考文献

- 邓希光, 陈志刚, 李献华等. 2004. 桂东南地区大容山-十万大山花岗岩带 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年. *地质论评*, 50(04): 426-432
- 彭松柏, 付建明, 刘云华. 2004. 大容山-十万大山花岗岩带中 A 型紫苏花岗岩-麻粒岩包体的发现及意义. *科学技术与工程*, 4(10): 832-834
- 祁昌实, 邓希光, 李武显等. 2007. 桂东南大容山-十万大山 S 型花岗岩带的成因: 地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约. *岩石学报*, 23(2): 403-412
- 汪绍年. 1991. 广西大容山-十万大山岩带中花岗岩类特征及成因. *岩石学报*, 5(2): 73-80
- 汪绍年. 1995. 广西大容山-十万大山岩带紫苏辉石堇青石花岗岩套矿物学研究. *广西地质*, 8(1): 1-8
- 薛怀民, 马芳, 宋永勤等. 2010. 江南造山带东段新元古代花岗岩组合的年代学和地球化学: 对扬子与华夏地块拼合时间与过程的约束. *岩石学报*, 26(11): 3215-3244
- 赵亮, 郭锋, 范蔚茗等. 2010. 广西十万大山地区地壳演化: 来自印支期花岗岩中麻粒岩包体锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素记录. *科学通报*, 55(15): 1489-1500

附表 1 花岗岩及其麻粒岩包体内石榴石颗粒的微量元素成分 ( $\times 10^{-6}$ )Appendix Table 1 Trace element compositions ( $\times 10^{-6}$ ) of garnet grains from both granite and granulite enclaves

类型	岩浆型													
测点号	11jz11 -grt01	11jz11 -grt02	11jz11 -grt03	11jz11 -grt04	11jz11 -grt05	11jz11 -grt06	11jz11 -grt07	11jz11 -grt08	11jz11 -grt09	11jz11 -grt10	11jz11 -grt11	11jz11 -grt12	11jz11 -grt13	11jz11 -grt14
Li	4.4	4.5	4.6	6.4	5.6	7.7	5.6	5.1	5.6	5.9	5.0	3.8	4.1	3.5
Sc	180.7	179.1	177.6	172.3	177.3	155.0	160.0	130.6	147.3	155.7	147.2	155.7	142.1	118.5
Ti	235.0	194.4	207.3	192.0	205.3	160.7	160.4	147.4	129.0	154.2	132.1	151.6	112.2	116.6
V	71.1	68.2	65.9	66.9	68.1	54.6	56.7	48.9	52.1	56.9	54.2	55.2	55.2	49.9
Cr	233.8	216.4	206.4	209.6	202.8	54.1	50.3	42.7	37.7	40.8	67.4	77.9	67.0	60.3
Co	36.8	31.9	30.1	30.6	34.2	32.8	32.3	32.2	31.8	33.8	32.4	30.9	34.8	33.6
Zn	97.7	106.5	106.1	108.8	115.6	114.7	117.7	109.5	106.7	119.2	115.9	105.8	121.7	114.2
Ga	12.6	12.8	13.7	11.9	13.3	12.8	11.9	12.7	12.6	12.1	13.0	11.8	12.4	11.1
Y	434.9	384.9	383.7	376.7	411.6	472.5	448.6	391.5	407.7	426.0	407.5	320.9	357.9	322.8
Zr	61.6	58.1	56.9	53.2	54.2	41.9	41.8	31.6	37.5	35.0	35.5	33.9	30.7	26.4
Nd	1.1	0.8	0.7	0.8	1.2	1.3	1.5	1.5	1.4	1.5	1.2	0.8	1.4	0.9
Sm	4.2	3.5	3.9	4.2	4.2	5.5	5.7	4.7	5.4	5.9	4.7	3.7	5.6	4.7
Eu	0.4	0.3	0.3	0.2	0.4	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.4	0.3	0.3	bdl
Gd	27.2	25.4	24.6	23.8	27.9	30.7	33.9	28.5	31.6	34.3	30.7	24.1	31.1	24.7
Tb	11.8	10.5	10.3	10.3	10.8	13.4	13.4	11.7	12.5	13.0	12.2	9.5	11.4	10.2
Dy	96.6	91.5	89.3	87.8	91.9	106.4	103.4	93.4	96.1	99.0	93.8	74.8	84.3	80.0
Ho	15.9	14.7	14.4	13.9	14.7	14.8	14.6	11.7	12.6	13.0	12.9	9.8	10.7	9.9
Er	21.5	19.9	20.5	19.2	20.1	17.8	17.1	14.0	15.6	14.6	15.1	11.6	11.8	9.4
Tm	1.7	1.7	1.4	1.6	1.5	1.3	1.2	1.1	1.1	1.0	0.9	0.8	0.7	0.6
Yb	8.7	8.2	8.1	7.8	7.5	6.2	5.6	4.8	4.7	5.4	4.8	4.0	3.2	2.6
Lu	1.4	1.2	1.2	1.2	1.2	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.3	0.3
(Lu/Dy) <sub>N</sub>	0.15	0.13	0.13	0.14	0.13	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.04	0.04
Eu/Eu*	0.12	0.10	0.10	0.07	0.11	0.14	0.12	0.12	0.11	0.13	0.10	0.11	0.08	

类型	转熔型													
测点号	11jz11 -grt15	11jz11 -grt16	hdt3 -6grt12	hdt3 -6grt13	hdt3 -6grt14	hdt3 -6grt16	hdt3 -6grt18	hdt3 -6grt19	hdt3 -6grt20	hdt3 -6grt21	hdt3 -6grt27	hdt3 -6grt28	hdt3 -6grt29	
Li	3.7	3.8	3.7	4.6	2.3	2.8	3.2	3.3	4.3	4.4	2.9	3.1	2.5	
Sc	122.7	128.9	89.9	130.3	143.1	94.6	117.2	98.4	123.3	121.7	191.9	84.1	123.4	
Ti	94.4	106.0	115.1	103.4	92.0	82.5	97.3	80.4	71.6	66.7	70.4	77.6	59.3	
V	55.9	59.8	40.3	39.5	30.5	35.0	31.2	27.9	33.6	31.1	33.3	42.5	48.0	
Cr	63.9	79.9	36.0	100.6	129.2	49.5	37.2	32.4	55.4	56.0	25.0	18.7	75.0	
Co	32.1	34.5	24.0	28.9	26.9	28.6	27.9	27.0	30.4	33.2	27.1	22.5	26.0	
Zn	112.6	89.5	21.1	17.5	17.0	19.9	21.1	19.2	17.0	49.4	19.6	15.0	18.5	
Ga	11.6	12.5	8.3	6.8	7.6	6.8	6.6	7.3	7.6	9.2	6.1	6.6	8.3	
Y	315.6	303.6	106.5	58.8	69.8	50.0	84.1	36.8	154.0	125.2	168.2	20.2	262.8	
Zr	28.0	32.5	43.5	32.9	29.4	32.1	28.3	27.7	24.9	22.1	19.5	19.2	41.1	
Nd	1.4	1.2	2.3	1.2	0.9	1.0	0.6	0.7	1.0	1.1	0.7	1.2	1.6	
Sm	4.3	3.5	2.4	2.8	2.1	2.0	1.7	1.9	2.0	1.8	3.2	2.5	5.0	
Eu	0.7	0.3	0.6	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	
Gd	26.8	23.8	8.5	5.7	4.6	4.8	4.7	5.5	6.6	6.9	9.3	3.3	17.3	
Tb	10.2	9.7	2.1	1.4	1.2	1.1	1.6	1.0	2.3	2.4	3.2	0.7	5.0	
Dy	78.9	75.3	21.1	9.5	9.6	7.8	13.1	6.4	21.4	18.9	27.7	3.8	37.7	
Ho	10.0	9.3	5.2	2.1	2.4	1.8	3.2	1.3	5.8	4.4	5.8	0.7	9.9	
Er	10.4	9.1	17.1	6.7	7.9	5.1	9.9	3.3	18.7	12.7	19.9	2.6	30.2	
Tm	0.6	0.5	2.9	1.1	1.4	1.0	1.5	0.4	2.9	1.9	3.0	0.3	5.2	
Yb	3.0	3.0	19.5	8.4	12.9	8.0	11.1	4.2	21.0	13.4	26.0	2.9	39.8	
Lu	0.3	0.3	2.9	1.3	1.8	1.2	1.5	0.6	3.0	1.8	3.7	0.2	5.5	
(Lu/Dy) <sub>N</sub>	0.04	0.04	1.35	1.32	1.91	1.55	1.12	0.94	1.42	0.95	1.34	0.52	1.46	
Eu/Eu*	0.20	0.10	0.42	0.24	0.40	0.34	0.27	0.38	0.18	0.19	0.28	0.16	0.06	

续附表 1

Continued Appendix Table 1

类型	变质型													
测点号	11jz09 -1grt09	11jz09 -1grt10	11jz09 -1grt11	11jz09 -1grt12	11jz09 -1grt13	11jz09 -1grt14	11jz09 -1grt15	11jz09 -1grt22	11jz09 -1grt23	11jz09 -1grt24	11jz09 -1grt25	11jz09 -1grt26	11jz09 -1grt27	
Li	2.6	1.4	1.2	1.4	0.9	1.8	2.4	5.0	1.7	0.9	2.2	1.3	1.5	
Sc	225.9	340.1	255.2	296.6	261.8	283.9	251.8	212.6	236.8	248.9	264.8	258.2	244.3	
Ti	58.0	194.1	193.6	108.2	117.6	283.6	298.4	66.5	216.6	221.3	227.7	276.6	412.2	
V	57.6	38.1	37.7	34.3	34.9	46.8	58.7	58.4	55.5	48.8	51.2	43.7	47.4	
Cr	194.6	146.8	56.3	31.5	37.5	77.8	107.0	236.7	158.8	186.1	180.9	88.5	93.3	
Co	36.2	29.6	27.9	36.4	30.4	31.1	31.3	30.7	30.7	34.0	32.4	31.1	31.6	
Zn	116.6	95.9	85.2	96.9	88.1	89.1	95.7	87.7	90.5	87.1	87.9	80.5	83.9	
Ga	16.0	10.8	8.3	8.5	8.9	11.5	11.5	12.3	8.5	9.4	10.9	10.3	9.6	
Y	981.1	1084.6	1587.8	1357.1	1221.6	1511.1	1728.3	1465.8	1184.5	1433.1	1632.6	1773.4	1975.7	
Zr	11.9	38.5	37.5	27.1	23.7	45.0	48.4	12.0	38.6	37.4	38.1	50.8	66.8	
Nd	0.6	1.2	1.8	1.4	1.8	1.9	1.8	1.4	1.9	1.9	2.3	1.9	2.5	
Sm	1.9	4.3	5.9	4.9	4.8	6.7	6.4	4.0	7.1	7.7	6.3	6.8	7.7	
Eu	0.3	0.9	1.3	1.2	1.1	1.7	1.4	0.4	1.4	1.7	1.4	1.8	1.8	
Gd	22.3	27.5	39.2	31.6	30.4	40.6	39.9	23.7	40.6	38.6	40.4	43.1	50.7	
Tb	11.2	12.6	17.0	14.6	13.4	16.9	19.3	13.4	16.4	18.0	18.3	19.8	22.3	
Dy	117.8	142.8	198.9	171.7	153.8	204.1	216.9	169.6	170.0	189.5	212.8	217.6	251.7	
Ho	35.8	42.1	59.4	50.6	44.1	60.2	63.7	52.9	42.7	52.2	60.6	65.4	76.0	
Er	120.2	130.3	191.9	158.0	130.7	186.9	205.6	178.7	114.3	149.7	184.1	210.3	250.9	
Tm	17.5	18.7	28.1	22.4	18.4	26.4	31.4	25.9	14.1	21.0	27.2	32.2	39.5	
Yb	123.0	112.7	184.3	134.3	114.9	178.0	209.9	162.7	80.5	128.5	169.6	220.8	277.8	
Lu	15.8	14.3	22.7	15.8	13.3	21.0	25.4	19.8	8.3	13.8	19.9	28.3	35.7	
(Lu/Dy) <sub>N</sub>	1.34	1.00	1.14	0.92	0.87	1.03	1.17	1.17	0.49	0.73	0.93	1.30	1.42	
Eu/Eu*	0.12	0.26	0.27	0.30	0.28	0.31	0.27	0.12	0.26	0.30	0.28	0.32	0.28	

类型	变质型													
测点号	11jz09 -1grt28	11jz09 -1grt28	11jz09 -1grt29	11jz09 -1grt30	11jz09 -1grt31	11jz09 -1grt32	11jz09 -1grt33	11jz09 -1grt34	11jz09 -1grt35	11jz09 -1grt36	11jz09 -1grt37	11jz09 -1grt38	11jz09 -1grt39	
Li	2.6	2.4	3.2	2.9	1.8	2.1	1.7	2.0	1.6	2.6	2.9	1.6	1.6	
Sc	242.1	231.1	257.9	247.6	248.6	254.6	243.3	253.7	242.0	251.7	243.6	243.5	252.6	
Ti	481.2	407.8	480.9	502.7	474.8	546.3	508.9	474.3	414.1	436.2	440.0	450.5	430.6	
V	47.2	43.2	50.3	46.7	47.4	49.1	46.6	48.2	41.6	45.3	45.4	46.9	45.3	
Cr	53.4	33.1	61.8	33.3	26.2	17.8	17.4	12.4	22.6	30.9	58.9	45.5	120.3	
Co	26.9	28.3	28.7	28.7	28.4	29.9	30.2	33.3	28.7	29.7	29.8	29.1	30.9	
Zn	85.7	76.9	85.4	81.1	86.2	87.5	86.2	83.6	75.4	76.8	86.4	86.9	89.8	
Ga	10.8	8.4	11.8	11.2	10.5	12.6	10.2	11.3	11.8	9.3	11.1	11.0	10.3	
Y	2099.2	1965.1	2089.5	2045.9	2138.2	2258.4	2117.2	2143.1	1855.1	2098.4	2051.0	2056.4	1950.9	
Zr	75.1	65.7	80.0	78.1	79.0	74.5	74.8	73.5	58.8	67.8	68.9	70.4	68.8	
Nd	2.7	2.5	2.2	2.7	2.3	2.6	2.3	2.8	2.6	2.7	2.2	2.4	2.0	
Sm	9.3	9.1	9.7	9.1	8.9	9.1	9.3	9.8	8.6	7.7	7.7	8.5	7.6	
Eu	2.2	2.0	2.1	2.0	2.1	2.0	2.0	2.2	2.2	2.2	2.0	2.1	1.3	
Gd	53.6	50.5	53.0	52.7	50.6	57.9	55.4	53.7	47.7	52.2	50.5	51.3	49.6	
Tb	23.3	21.9	23.7	23.5	22.6	25.0	23.7	24.3	22.6	22.9	22.4	22.0	21.6	
Dy	267.7	250.4	270.9	267.9	267.2	285.7	271.8	271.1	242.1	269.2	258.1	260.2	249.5	
Ho	80.6	73.8	80.4	76.4	81.0	86.4	80.7	82.6	70.4	80.0	81.0	80.8	78.2	
Er	271.3	233.6	265.5	248.5	275.9	288.7	263.3	266.9	226.2	265.3	278.5	272.1	263.6	
Tm	42.5	36.3	42.0	38.3	45.1	44.9	41.0	40.7	33.5	41.8	43.3	43.2	42.1	
Yb	288.0	251.6	295.3	261.7	328.7	323.5	278.9	275.6	229.7	293.5	311.9	314.0	294.7	
Lu	37.8	30.9	38.1	33.1	43.5	42.3	36.3	36.4	29.4	38.9	41.9	42.9	40.7	
(Lu/Dy) <sub>N</sub>	1.41	1.23	1.41	1.24	1.63	1.48	1.33	1.34	1.21	1.44	1.62	1.65	1.63	
Eu/Eu*	0.30	0.28	0.28	0.27	0.30	0.27	0.27	0.29	0.33	0.34	0.31	0.30	0.20	

续附表 1

Continued Appendix Table 1

类型	变质型					过渡型						
	11jz09 -1 grt40	11jz09 -1 grt41	11jz09 -1 grt42	11jz09 -1 grt43	11jz09 -1 grt01	11jz09 -1 grt02	11jz09 -1 grt03	11jz09 -1 grt04	11jz09 -1 grt05	11jz09 -1 grt06	11jz09 -1 grt07	11jz09 -1 grt08
Li	3.0	1.6	1.3	2.2	7.7	4.2	7.7	4.4	1.4	4.3	1.3	1.6
Sc	299.0	268.0	239.0	287.4	159.2	108.7	152.3	147.6	100.4	129.3	91.2	141.9
Ti	404.5	295.8	212.9	189.7	188.1	131.2	149.4	128.6	132.4	172.4	137.1	92.3
V	46.4	40.2	45.7	48.8	142.7	122.6	121.2	117.1	104.0	115.7	85.7	77.0
Cr	112.6	253.2	234.7	139.0	240.3	222.1	221.8	211.8	174.4	194.1	130.2	85.6
Co	27.8	27.6	30.7	28.8	40.7	42.3	44.3	43.8	37.5	41.7	35.2	38.5
Zn	89.3	83.7	91.6	70.4	80.6	116.8	98.9	113.8	106.1	143.2	116.6	125.5
Ga	11.4	9.9	11.0	9.6	11.1	14.0	15.8	14.4	13.9	15.0	13.4	15.7
Y	1720.9	1353.5	1233.6	945.8	288.2	274.0	137.5	252.0	127.9	118.8	169.2	266.6
Zr	59.1	46.4	38.4	34.6	33.3	22.5	25.9	30.1	33.6	37.9	29.6	20.6
Nd	1.7	1.5	2.1	1.9	1.4	1.5	1.4	0.9	1.4	1.1	0.8	1.0
Sm	7.1	5.4	5.7	4.2	6.0	4.4	3.7	3.7	3.6	3.5	4.4	4.1
Eu	1.4	1.3	1.6	1.2	0.3	0.2	bdl	0.1	bdl	0.3	0.3	0.4
Gd	42.0	35.2	37.1	30.6	25.3	21.3	19.7	21.0	21.0	20.5	17.5	20.2
Tb	19.5	15.9	15.6	13.3	8.6	7.1	6.0	7.7	6.1	5.1	3.8	6.1
Dy	219.2	181.1	173.0	138.2	60.0	52.4	34.1	56.8	36.9	28.4	25.5	46.4
Ho	68.9	53.0	44.5	35.9	11.1	10.9	4.8	9.3	4.5	4.2	6.6	9.7
Er	234.9	168.9	131.0	98.1	24.9	27.6	9.5	18.4	8.5	11.1	18.3	26.6
Tm	36.7	24.1	18.5	12.7	2.4	3.3	1.2	2.3	0.9	1.5	2.7	3.6
Yb	268.7	161.7	118.9	79.6	15.8	20.9	7.1	12.4	7.1	9.2	16.3	20.7
Lu	36.8	20.4	13.2	8.7	1.9	2.6	1.0	1.9	0.8	1.0	1.8	2.3
(Lu/Dy) <sub>N</sub>	1.68	1.12	0.76	0.63	0.31	0.50	0.29	0.33	0.21	0.35	0.69	0.50
Eu/Eu*	0.26	0.29	0.34	0.31	0.06	0.06		0.04		0.12	0.12	0.14

类型	过渡型				
	11jz09-1 grt16	11jz09-1 grt17	11jz09-1 grt18	11jz09-1 grt19	11jz09-1 grt20
Li	2.8	4.4	5.0	4.7	4.4
Sc	99.0	141.8	112.7	112.2	111.8
Ti	118.6	120.2	118.0	113.1	112.2
V	109.5	108.3	111.3	107.9	109.0
Cr	279.3	229.1	195.1	237.2	208.5
Co	42.9	43.7	46.6	44.8	43.0
Zn	135.7	120.7	119.7	130.0	111.7
Ga	14.7	17.0	16.0	15.6	15.3
Y	141.0	147.5	90.9	132.0	147.8
Zr	27.9	26.7	24.1	26.1	20.8
Nd	0.7	1.0	0.9	1.2	1.2
Sm	3.5	3.6	3.7	4.0	3.2
Eu	0.5	bdl	0.2	0.4	bdl
Gd	22.3	22.0	18.7	20.3	19.1
Tb	4.8	5.9	5.4	5.6	6.4
Dy	28.8	31.2	26.3	30.1	39.5
Ho	5.5	5.2	3.3	4.6	4.9
Er	13.4	12.6	6.0	14.8	6.8
Tm	1.5	1.8	1.0	1.9	0.9
Yb	9.8	11.3	4.0	13.5	4.7
Lu	1.1	1.5	0.7	1.9	0.7
(Lu/Dy) <sub>N</sub>	0.38	0.47	0.26	0.63	0.17
Eu/Eu*	0.16		0.08	0.14	

注: bld 代表在检测限以下