

# 华南云开高州紫苏花岗岩及其两类石榴石的成因： 岩石学和锆石 U-Pb 年代学证据\*

李超<sup>1,2</sup> 仝来喜<sup>3\*\*</sup> 刘兆<sup>1,2</sup> 黄小龙<sup>1</sup>

LI Chao<sup>1,2</sup>, TONG LaiXi<sup>3\*\*</sup>, LIU Zhao<sup>1,2</sup> and HUANG XiaoLong<sup>1</sup>

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 西北大学地质学系, 大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069

1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

2019-09-02 收稿, 2019-12-27 改回.

Li C, Tong LX, Liu Z and Huang XL. 2020. Genesis of the Gaozhou charnockite and its two types of garnets of Yunkai massif, South China: Evidence from petrology and zircon U-Pb geochronology. *Acta Petrologica Sinica*, 36(3):871–892, doi:10.18654/1000-0569/2020.03.14

**Abstract** The tectonic background of Yunkai massif in the Early Paleozoic has still been controversial. Studying on the garnet-bearing charnockites cropping out in Yunlu-Longxiu area may provide important constraints on the tectono-metamorphism evolution of this region. Detailed petrological studies showed that there are two genetic types of garnets (garnet I and garnet II) within the charnockite, and a three-stage evolution is also distinguished ( $M_1$ - $M_3$ ). The pre-peak assemblages ( $M_1$ ) are composed of garnet + biotite + plagioclase + ilmenite + quartz, which occur as inclusions within porphyroblastic hypersthene. The peak metamorphism-anatexis mineral assemblages ( $M_2$ ) consist of the equilibrated association of garnet I + hypersthene + biotite + quartz + plagioclase + ilmenite in the matrix. The retrograde assemblages ( $M_3$ ) are characterized by garnet II + quartz corona ('red-eye socket' texture) after coarse-grained hypersthene, biotite and ilmenite, together with the formation of biotite + quartz symplectite. Thermobarometries, average  $P$ - $T$  approaches and phase equilibrium modeling in the NCKFMASHTO system indicate the three-stage evolutionary  $P$ - $T$  conditions of 720°C/7.0kbar ( $M_1$ ), 835 ~ 810°C/6.5 ~ 5.8kbar ( $M_2$ ) and 740°C/5.6kbar ( $M_3$ ), respectively. The petrological observations and  $P$ - $T$  calculations suggest a possible clockwise  $P$ - $T$  evolution path, which was characteristic of a pre-peak minor decompression associated with obviously heating evolution, and subsequently, a post-peak nearly isobaric cooling (IBC) process. LA-ICP-MS zircon U-Pb age dating results show the two weighted mean ages of ~431Ma for the cores and ~243Ma for the rims. We propose that the peak metamorphism ( $M_2$ ) and the followed formation of magmatic crystallized garnet I might occur in the Early Paleozoic (Caledonian), whereas the late metamorphism ( $M_3$ ) and formation of metamorphic recrystallized garnet II probably occurred in the Early Mesozoic (Indosinian). This study also suggests that the formation of garnet-bearing charnockites in this region was tightly associated with the Early Paleozoic uplifting process after the collision between Yangtze and Cathaysia blocks, and it suffered an obvious overprint of the Early Mesozoic tectono-thermal event.

**Key words** Yunkai massif; Charnockite; Two types of garnets; Phase equilibrium modeling; Zircon U-Pb dating;  $P$ - $T$  path

**摘要** 云开地块早古生代的构造背景至今仍存有争论。对云炉-龙修一带出露的含石榴石紫苏花岗岩进行研究可为该区构造-变质演化提供重要制约。详细的岩相学研究表明紫苏花岗岩中存在两种成因的石榴石(石榴石 I 和石榴石 II), 并识别出该岩石保留了三阶段演化的矿物组合( $M_1$ - $M_3$ )。峰期前矿物组合( $M_1$ )由紫苏辉石变斑晶中的包裹体矿物石榴石 + 黑云母

\* 本文受国家深地专项项目(2016YFC600204)和中国地质调查局地质调查项目(DD2016343)联合资助。

第一作者简介: 李超, 男, 1992 年生, 博士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: 461907597@qq.com

\*\* 通讯作者: 仝来喜, 男, 1965 年生, 博士, 教授, 从事变质岩石学研究, E-mail: tonglx@nwu.edu.cn

+斜长石+钛铁矿+石英组成。峰期变质-深熔矿物组合( $M_2$ )由基质中平衡共生的斑晶矿物石榴石 I + 紫苏辉石 + 黑云母 + 石英 + 斜长石 + 钛铁矿构成。退变质矿物组合( $M_3$ )以紫苏辉石和黑云母以及钛铁矿边部降温生成石榴石 II + 石英冠状体(“红眼圈”)和黑云母 + 石英后合成晶为特征。传统地质温压计、平均温压法及在 NCKFMASHTO 模式体系下的相平衡模拟结果表明,紫苏花岗岩峰期前矿物组合形成条件为  $720^{\circ}\text{C}/7.0\text{kbar}$  ( $M_1$ ),峰期变质-深熔结晶条件为  $835 \sim 810^{\circ}\text{C}/6.5 \sim 5.8\text{kbar}$  ( $M_2$ ),退变质条件为  $740^{\circ}\text{C}/5.6\text{kbar}$  ( $M_3$ )。岩相观察和  $P$ - $T$  计算结果表明紫苏花岗岩的形成可能反映了一条顺时针的  $P$ - $T$  轨迹,且以峰期前略微减压并伴随明显的升温 and 峰期后具有近等压冷却(IBC)过程为特征。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学结果显示锆石核部加权平均年龄为  $\sim 431\text{Ma}$ ,锆石边部加权平均年龄为  $\sim 243\text{Ma}$ 。我们认为峰期深熔作用和岩浆结晶石榴石 I 的形成可能发生于早古生代(加里东期),而晚期退变质作用和变质重结晶石榴石 II 的形成可能发生在早中生代(印支期)。本研究也表明云开地区含石榴石紫苏花岗岩的形成与早古生代扬子和华夏陆块碰撞后抬升过程有紧密联系,并遭受了早中生代印支期构造热事件的明显叠加。

**关键词** 云开地块;紫苏花岗岩;两类石榴石;相平衡模拟;锆石 U-Pb 定年; $P$ - $T$  轨迹

**中图法分类号** P578.947; P588.34; P597.3

紫苏花岗岩(Charnockite)为一种含紫苏辉石或铁橄榄石等特征矿物的花岗岩质岩石(Frost and Frost, 2008),大陆造山带中紫苏花岗岩的出现常伴随麻粒岩相高级变质作用的发生(Brown, 2002; Harley, 1989)。石榴石是沉积岩和 S-型花岗岩中的常见造岩矿物,也是高级变质岩的主要组成矿物之一。Lackey *et al.* (2012)总结出各岩类中石榴石的成因包括黑云母不一致熔融反应的产物、岩浆结晶形成或岩浆侵入中捕获的残余变质颗粒等。夏琼霞和郑永飞(2011)综述了变质成因、岩浆成因及热液成因石榴石的成分环带特征。华南两广交界地区(大容山和云开地区)出露的含石榴石的紫苏花岗岩和麻粒岩包体,为研究紫苏花岗岩及其石榴石的成因提供了良好条件(陈斌和庄育勋, 1994; 周汉文等, 1996; 杜杨松等, 1999; Zhao *et al.*, 2010, 2012; 焦淑娟等, 2013; Jiao *et al.*, 2015)。焦淑娟等(2013)根据石榴石不同的结构和化学成分特征,在大容山-十万大山岩套旧州岩体中识别出岩浆型、变质型、转熔型和由上升岩浆中溶解-再沉淀机制(dissolution-reprecipitation)引起的从转熔型向岩浆型转变的过渡型共四种不同成因类型石榴石。深入了解石榴石的形成机制,可为含石榴石寄主岩石的形成过程提供岩石学和地球化学证据,而且对认识石榴石的成因、生长规律及其构造演化过程具有重要的科学意义。

大容山地区紫苏花岗岩中的麻粒岩包体被解释为代表了源区部分熔融之后的残留体,且认为岩石成因或许与峨眉山地幔柱活动有关(Zhao *et al.*, 2010, 2012; 焦淑娟等, 2013)。对该区紫苏花岗岩中伴生的麻粒岩包体的研究,可以指示花岗岩源区部分熔融条件:Zhao *et al.* (2010, 2012)获得麻粒岩包体的变质年龄为  $253 \pm 3\text{Ma}$ ,并根据麻粒岩包体的全岩主微量元素地球化学特征认为其原岩为变质沉积岩,温压计算结果表明原岩部分熔融形成紫苏花岗岩岩浆的条件为  $950 \sim 1000^{\circ}\text{C}$  和  $7.5 \sim 8.0\text{kbar}$ ;焦淑娟等(2013)利用相平衡模拟估算麻粒岩包体的变质条件,推断其峰期变质发生于  $800 \sim 830^{\circ}\text{C}$  和  $7.2 \sim 8.0\text{kbar}$ ,斜方辉石 + 堇青石退变质矿物组合形成于  $810 \sim 860^{\circ}\text{C}$  和  $4.6 \sim 5.2\text{kbar}$ ,而后岩浆侵入再平衡条件为  $850^{\circ}\text{C}$  和  $3.1 \sim 3.8\text{kbar}$ ;近年来,Zhao *et al.*

(2017a)通过热力学模拟计算表明,大容山麻粒岩包体峰期变质-熔融条件为  $905 \pm 15^{\circ}\text{C}$  和  $6.8 \pm 0.3\text{kbar}$ ,退变质阶段指示岩浆侵入后降压至  $1.0 \sim 2.6\text{kbar}$ ;Zhao *et al.* (2017b)进一步对大容山地区早中生代紫苏花岗岩及伴生的麻粒岩包体研究表明,该区强过铝质紫苏花岗岩不同于准铝质紫苏花岗岩相对“热”(  $> 800^{\circ}\text{C}$  )、“干”(熔体水含量  $< 3\%$  )的结晶条件,而是在更低温度(  $\sim 650 \pm 30^{\circ}\text{C}$  )和更高熔体水含量(  $\sim 5.8\%$  ,  $2\text{kbar}$  时水饱和)条件完全固结,即岩浆在相对“湿”、“冷”的条件成岩的。

云开地区仅在高州云炉-龙修一带可见紫苏花岗岩及麻粒岩包体出露,陈斌和庄育勋(1994)对该紫苏花岗岩和伴生的麻粒岩包体进行了研究,基于紫苏花岗岩和麻粒岩中紫苏辉石具有相似的化学成分,推测麻粒岩包体可能为紫苏花岗岩的源岩,而不是通常认为的熔融残余物,并运用传统地质温压计估算了紫苏花岗岩结晶条件约为  $765 \sim 822^{\circ}\text{C}$  和  $5.2 \sim 5.3\text{kbar}$ ,麻粒岩包体的峰期变质条件为  $807 \sim 836^{\circ}\text{C}$  和  $6.0 \sim 6.9\text{kbar}$ ;周汉文等(1996)进一步研究了麻粒岩、紫苏花岗岩闪长岩和紫苏闪长岩的放射性元素的分布规律,认为其反映了在低  $X_{\text{H}_2\text{O}}$ 、高  $\text{CO}_2$  流体条件下麻粒岩部分熔融形成紫苏花岗岩质岩浆、难熔铁镁相和副矿物相对富集的过程,并结合热流值估算推测麻粒岩的形成可能是地幔上隆致使下部产生区域高热流状态的结果,紫苏花岗岩可能是由于地壳挤压加厚,在富  $\text{CO}_2$  流体参与下麻粒岩熔融形成。然而,杜杨松等(1999)则认为两广交界地区产出的麻粒岩包体具有一致的稀土特征、配分模式和锶同位素初始比值,且不同样品中同种矿物化学成分特点相似,说明它们的源岩相同,均为富含泥质的沉积岩,并分析了麻粒岩包体与寄主紫苏花岗岩的关系认为:麻粒岩包体为源岩部分熔融的残留体,紫苏花岗岩为源区部分熔融之后岩浆结晶形成。以上研究结果表明,与大容山地区研究相比,云开地区紫苏花岗岩及其伴生的麻粒岩包体的研究程度相对较薄弱,前人对这两类岩石的成因仍存不小争议。另外,Huang *et al.* (2013)通过野外调查结合岩相学和地球化学以及年代学研究,在邻近的广东西南部台山地区识别报道了早古生代 I-型花岗岩,形成于约  $460\text{Ma}$ ,

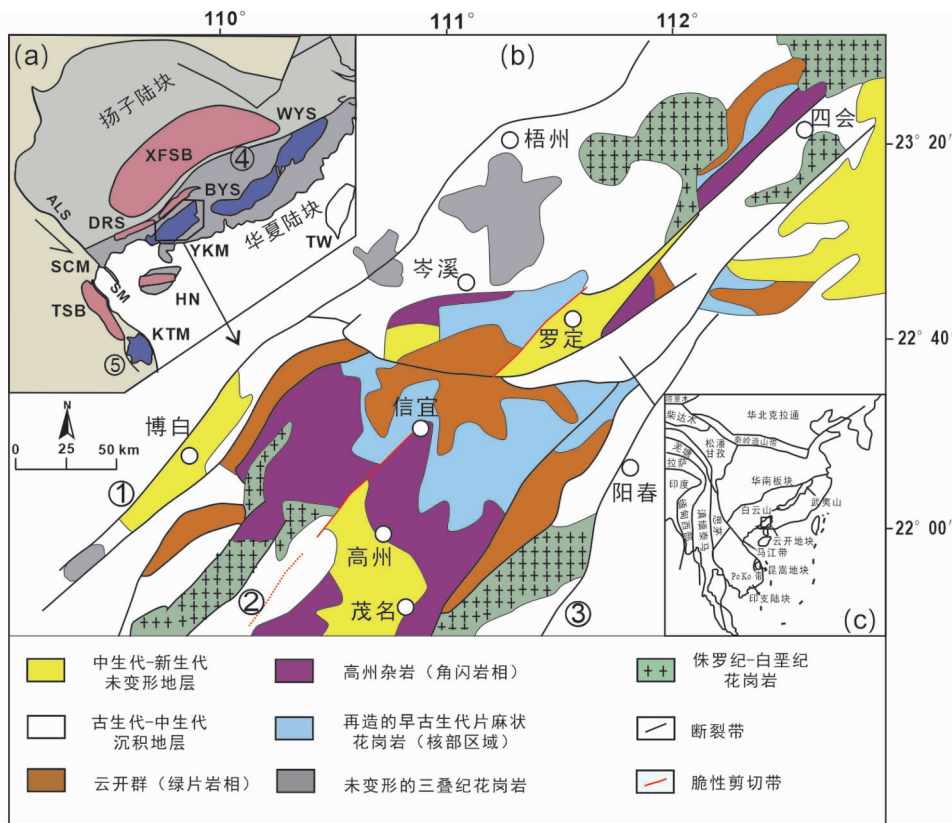


图1 研究区地质简图(据 Chen *et al.*, 2017 修改)

(a) 华南扬子和华夏两个次级陆块中相关的构造单元, 包括华南板块的云开地块(YKM)、Song Chay 地块(SCM)、大容山(DRS)、雪峰山造山带(XFSB)、海南岛(HN)、台湾岛(TW)和武夷山(WYS)-白云山(BYS), 以及印支陆块的昆高地块(KTM)和 Truong Son 造山带(TSB)。前人提出的早古生代构造单元以蓝色标记, 三叠纪构造单元用粉色标记; 哀牢山(ALS)-松马(SM)缝合带为华南与印支(+思茅)陆块的拼合界限。(b) 云开地块地质简图;(c) 东亚主要构造陆块的相对位置。断裂: 1-梧州-博白断裂; 2-罗定-油城断裂(主要剪切带之一); 3-吴川-四会断裂; 4-郴州-临武断裂; 5-Poko 带

Fig. 1 Simplified geological map of the study area (modified after Chen *et al.*, 2017)

(a) relevant tectonic units in the Yangtze and Cathaysia sub-blocks of the South China Block, including Yunkai massif (YKM), Song Chay massif (SCM), Darongshan (DRS), Xuefengshan Belt (XFSB), Hainan Island (HN), Taiwan Island (TW), Wuyishan (WYS)-Biyunshan (BYS) massif in the South China, and Kontum massif (KTM) and Truong Son Belt (TSB) in the Indochina Block. The formerly proposed Early Paleozoic units are marked by blue and Triassic units, by pink colors. Ailaoshan (ALS)-Song Ma (SM) zone is the collision boundary between the South China and Indochina (+ Simao) Blocks; (b) the simplified geological map of the Yunkai massif; (c) relative position of major tectonic blocks in East Asia. Faults: 1-the Wuzhou-Bobai Fault; 2-the Luoding-Yuocheng Fault (one of the major shear zones); 3-the Wuchuang-Sihui Fault; 4-Chenzhou-Linwu Fault, and 5-Poko Zone

并认为该花岗岩来源于加里东期造山后的造山垮塌期间古老中-下地壳(<8kbar)的部分熔融。

本研究对华南早古生代造山带西南段的云开高州地区出露的含石榴石紫苏花岗岩开展了野外调查和室内研究。详细的岩相学和矿物成分分析表明紫苏花岗岩中存在岩浆型和变质型两种不同类型的石榴石, 结合年代学研究结果证实紫苏花岗岩和岩浆型石榴石形成于早古生代(加里东期), 而变质型石榴石形成于早中生代(印支期)岩石遭受变质作用叠加期间。此外, 我们运用传统地质温压计和平均温压法及相平衡模拟等手段约束了紫苏花岗岩和两类石榴石形成的  $P-T$  条件, 这将为认识华南显生宙以来多期变质作用的性质和动力学背景提供重要依据。

## 1 区域地质背景

华南板块由扬子和华夏两个次级陆块在新元古代沿着江南造山带发生聚合(图 1a)(Wang *et al.*, 2007, 2013b; 舒良树, 2012), 而扬子与华夏两大陆块自新元古代到早古生代各自的沉积序列完全不同, 特别是在全球“雪球”事件中(750~635Ma), 扬子陆块广泛发育埃迪卡拉纪盖帽白云岩和成冰纪冰碛砾岩, 而华夏陆块则以发育大套浊积岩和缺少冰碛砾岩为特征, 表明从新元古代到早古生代二者并未完全拼合为统一大陆, 暗示华南南华纪以前的大洋(古华南洋)可能一直持续到早古生代(华南残余洋)(潘桂棠等, 2016; 覃

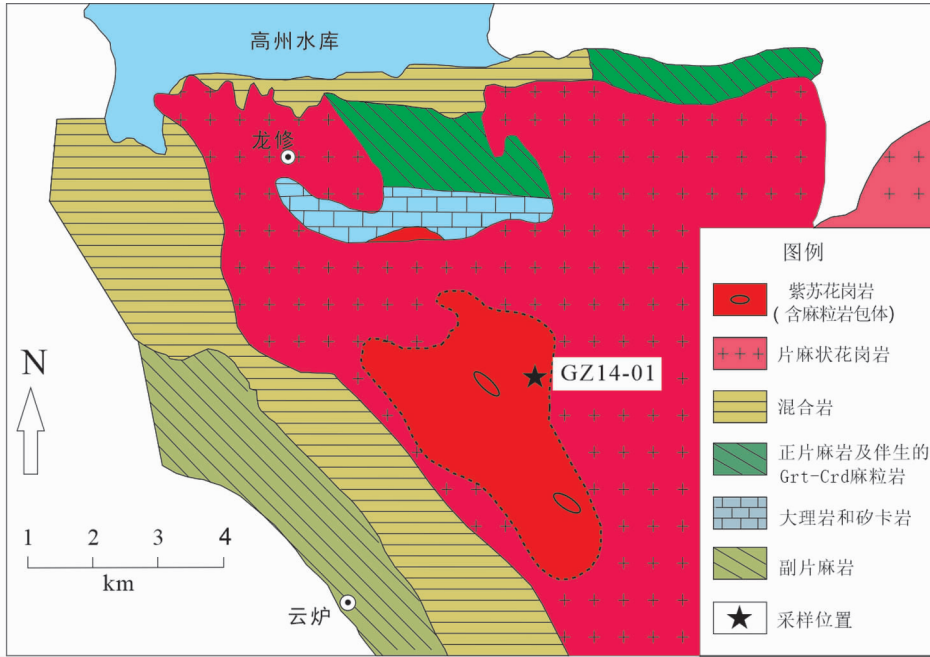


图2 高州杂岩地质简图(据 Chen *et al.*, 2012 修改)和采样位置

Fig. 2 Simplified geological map (modified after Chen *et al.*, 2012) and sample locality of the Gaozhou complex

小锋等, 2017)。华夏陆块大面积出露显生宙花岗质岩石, 这些花岗质岩石的年龄集中分布于早古生代、晚二叠-早三叠世、侏罗纪和白垩纪, 表明多期幕式热事件曾发生于该陆块内 (Zhou and Li, 2000)。云开地块东西界限为吴川-四会以及梧州-博白两大断裂, 面积约为 50000km<sup>2</sup> (图 1b)。该地块中部出露的基底岩性主要包括片麻状花岗岩、混合岩和正片麻岩, 而相对位于外围的岩石主要为副片麻岩、角闪岩、片岩、石英岩和大理岩等表壳岩石, 其中一些岩石被三叠纪、侏罗纪和白垩纪的花岗质岩石侵入 (Wan *et al.*, 2010)。近年来, 锆石 U-Pb 定年研究表明云开地区片麻状花岗岩和表壳岩的形成时代为 443 ~ 430Ma, 同时获得大量前寒武纪年龄 (集中在 1.1 ~ 0.8Ga), 被认为是继承锆石的年龄 (Wan *et al.*, 2010)。

云开地块的变质基底具有双层结构特点: 由分布于云开地块中心的高州杂岩 (高级变质) 和围绕其外围并与其呈断层接触的云开群 (中低级变质) 组成, 其上被未变质的泥盆纪地层不整合覆盖 (广东省地质矿产局, 1988; 钟增球等, 1996; 周汉文等, 1996)。高州杂岩包括大量弱变形的片麻状花岗岩以及伴生的混合岩、正片麻岩, 核部区域甚至有麻粒岩相岩石分布, 其外围为角闪岩相岩石; 云开群主要由绿片岩相到角闪岩相副片麻岩和片岩组成 (图 1b)。云开地块记录了四期变形, 分别发生在早古生代、早中生代、侏罗纪-早白垩世以及紧接着早白垩世的晚中生代 (Lin *et al.*, 2008), 本研究涉及前两期构造事件。通常认为早中生代为该区主期变形的时间, 该时期发生的 NE 向剪切作用导致云开群云母片岩、副片麻岩和正片麻岩中的石英、黑云母、白云

母以及绢云母主要呈 NNE 向线理排列。在此之前, 该区变形作用以 NW 向矿物线理为特征, 表现为核部区域一些片麻状岩石和高州杂岩中白云母、黑云母、角闪石、绿帘石和石英的重结晶作用 (Chen *et al.*, 2017)。紫苏花岗岩位于高州杂岩核部, 其边缘由片麻岩组成, 向外变质程度从高级变质 (具有 Grt-Crd 和 Grt-Opx 矿物组合的麻粒岩相) 降低至相对低级变质带 (含 Grt-Bt 矿物组合的角闪岩相), 并由 Sil-Kfs 带逐渐过渡为 Grt-Bt 带 (陈斌和庄育勋, 1994)。陈斌和庄育勋 (1994) 报道了紫苏花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄为 450 ± 10Ma。Wang *et al.* (2013a) 也报道了该紫苏花岗岩锆石年龄为 439 ± 4Ma, 同时获得其围岩片麻状混合岩的年龄为 438 ± 4Ma 和黑云斜长片麻岩的年龄为 432 ± 3Ma, 并认为指示了云开地区早古生代岩浆深熔作用的年代。Chen *et al.* (2012) 通过独居石电子探针原位定年研究认为高州杂岩是一个加里东期高级变质地体, 但该地体经历了印支期强烈的角闪岩相到绿片岩相变质作用的叠加。

## 2 野外地质关系和岩相学特征

本研究含石榴石紫苏花岗岩采自云开地块高州杂岩核部, 位于云炉镇东南约 2km 处的将军地村 (N21°59'25"、E111°4'43"), 样品号为 GZ14-01 (图 2)。由于植被覆盖严重, 岩体与围岩界限不明, 但出露面积至少在 3km × 5km 之上 (图 2)。紫苏花岗岩体呈北西-南东向延伸, 与区域片麻理方向一致, 岩体在平面上呈椭圆形, 岩株状产出, 与外围的片麻状花岗岩呈明显侵入接触关系 (图 3a)。野外观察显示,

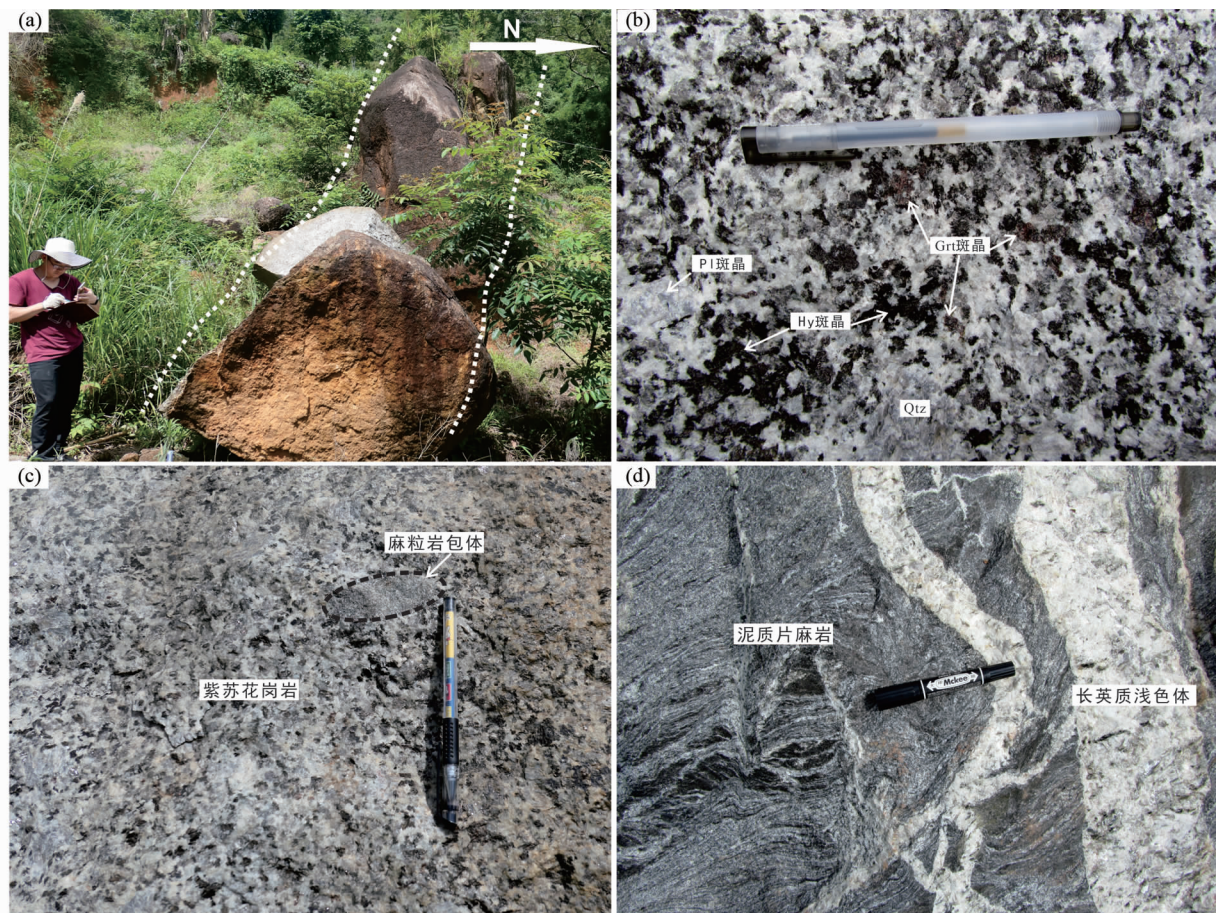


图3 云开紫苏花岗岩的野外照片

(a) 紫苏花岗岩向北西-东南方向延伸; (b) 紫苏花岗岩中呈中粒的石榴石、紫苏辉石、斜长石和石英斑晶; (c) 紫苏花岗岩野外照片及其中的麻粒岩包体; (d) 外圈的泥质片麻岩发生了强烈的变形并伴随着明显的长英质浅色体的出现。矿物名称缩写见 Whitney and Evans (2010)

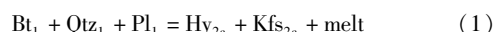
Fig. 3 Field photographs of the Yunkai charnockite

(a) the charnockites stretch in the NW-SE direction; (b) porphyroblastic garnet, hypersthene, plagioclase and quartz in the Yunkai charnockite; (c) field photo of charnockite and its granulite enclave; (d) the peripheral pelitic-gneiss has undergone a strong deformation accompanied by the appearance of felsic leucosome. Mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010)

高州地区发生了强烈的混合岩化作用和变质变形作用。位于高州杂岩核部的紫苏花岗岩几乎未发生变形, 岩石新鲜面呈灰白色, 块状-弱片麻状构造, 中粒花岗岩结构, 中粗粒石榴石、紫苏辉石和斜长石斑晶清晰可见(图 3b)。紫苏花岗岩内部含有拉长呈椭圆形的石榴-斜辉半泥质麻粒岩包体, 大小为  $2 \times 10\text{cm}$ , 长轴方向与区域片麻理方向一致(图 3c)。片麻状花岗岩为弱变形, 向外的泥质片麻岩发生了强烈的变形并伴随着明显的长英质浅色体的出现(图 3d)。

紫苏花岗岩主要由石榴石(Grt,  $\sim 10\text{vol}\%$ )、紫苏辉石(Hy,  $\sim 20\text{vol}\%$ )、黑云母(Bt,  $\sim 15\text{vol}\%$ )、斜长石(Pl,  $\sim 20\text{vol}\%$ )、石英(Qtz,  $\sim 20\text{vol}\%$ )、钾长石(Kfs,  $\sim 5\text{vol}\%$ )、钛铁矿(Ilm,  $\sim 5\text{vol}\%$ )和少量的副矿物(磷灰石、锆石和独居石等)组成(图 4)。紫苏辉石呈深灰色, 大小为  $2 \sim 5\text{mm}$ , 自形-半自形, 其中有大量裂缝发育, 平行解理方向有细小针状钛铁矿出溶(图 4a, d)。自形( $4 \sim 5\text{mm}$ )的紫苏辉石中包

裹有浑圆状的斜长石颗粒(图 4c), 此外还包裹有石榴石、黑云母、石英、及钛铁矿等(图 4a, d)。紫苏辉石可分为两个世代: 第一世代紫苏辉石为含有较多的黑云母、石英、斜长石及不透明铁钛氧化物包裹体的紫苏辉石( $\text{Hy}_{2a}$ )(图 4c, d); 第二世代紫苏辉石为纯净无包裹体的中粒自形-半自形紫苏辉石( $\text{Hy}_{2b}$ )(图 4a)。我们推测含有大量包裹体残留矿物的紫苏辉石属变质成因( $\text{Hy}_{2a}$ ), 可能是早期不一致熔融反应的产物, 通常, 此类紫苏辉石的形成主要受控于黑云母脱水熔融反应(Santosh *et al.*, 1990), 可能的反应机制是:



而形态规则、纯净无包裹体的紫苏辉石( $\text{Hy}_{2b}$ )属岩浆成因, 应为晚期熔体冷却结晶生成的矿物。

石榴石有中粒、细粒和极细粒三种, 应为不同阶段的产物: 1) 少量粒度  $0.15 \sim 0.2\text{mm}$  的细粒石榴石被大颗粒的紫苏辉石包裹(图 4a), 其边部仍可见斜长石的残留, 推测为峰

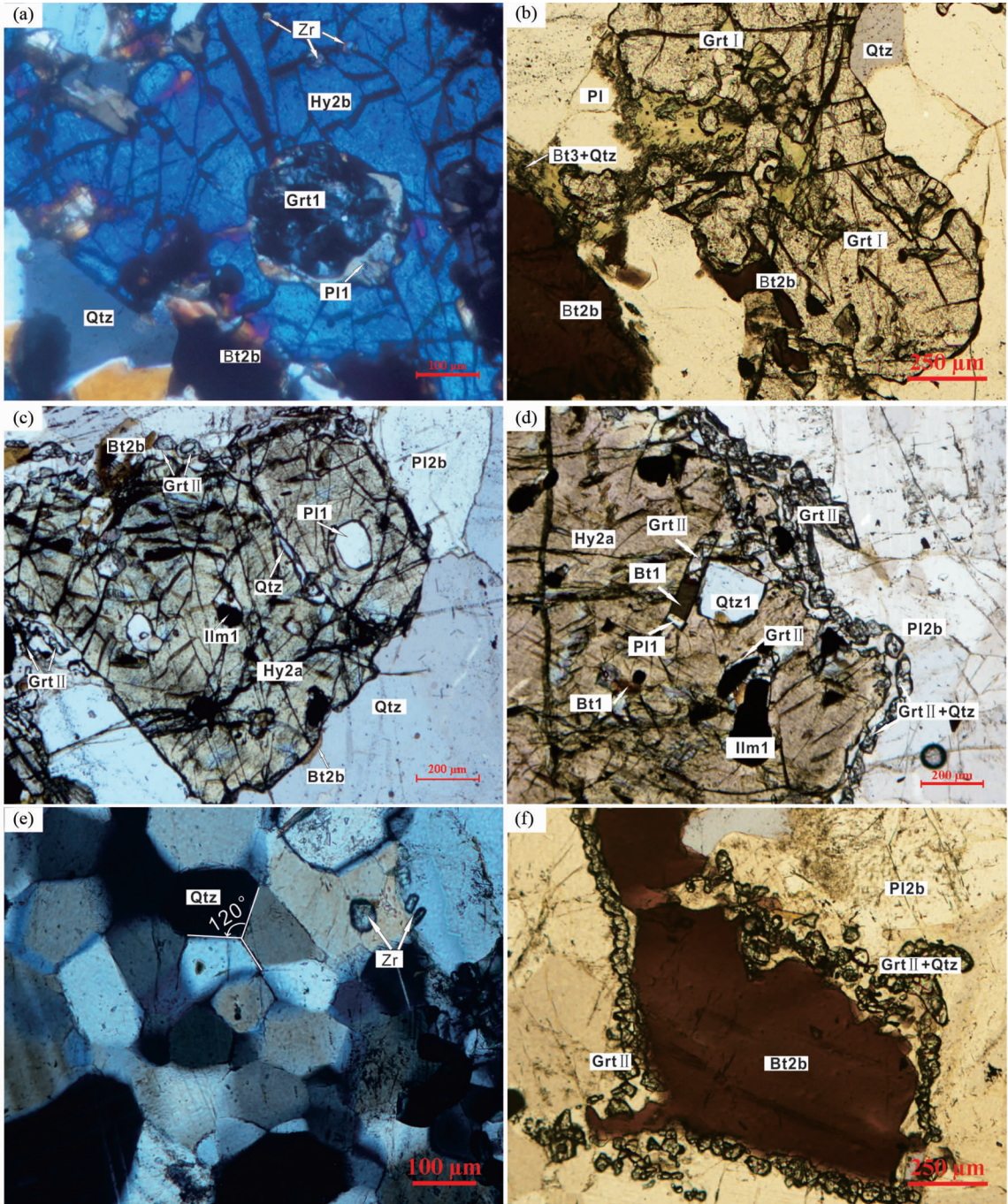


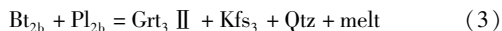
图4 云开紫苏花岗岩的显微结构照片

(a) 中粒不含包裹体的紫苏辉石斑晶与黑云母和石英平衡共生,石榴石生长于紫苏辉石内;(b) 中粒的石榴石与黑云母平衡共生,其边部生成黑云母+石英后成合晶;(c) 大颗粒自形的紫苏辉石包含浑圆状的斜长石,代表了不一致熔融的产物;(d) 紫苏辉石核部可见极细粒的针状钛铁矿出溶,黑云母,斜长石,钛铁矿和石英等包裹体矿物;(e) 石英的三连点结构显微照片;(f) 中粒黑云母边部生成串珠状石榴石和石英的后成合晶

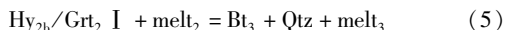
Fig. 4 Photomicrographs illustrating the textures observed in Yunkai charnockite

(a) coarse-grained hypersthene coexisting with biotite and quartz, garnet growing in the hypersthene; (b) coarse-grained garnet coexisting with biotite, symplectitic  $Bt_3 + Qtz$  at the margin of the large garnet and biotite; (c) the large euhedral hypersthene contains rounded inclusions of plagioclase, representing the product of incongruent melting; (d) very fine-grained ilmenite exsolution rods occur in the core of matrix hypersthene, and inclusions of biotite, plagioclase, ilmenite and quartz occur in the core of coarse-grained matrix hypersthene; (e) photomicrograph illustrating the triple junction texture of quartz; (f) globular garnet and quartz symplectites growing in the margin of the large biotite

期前反应残余的石榴石( $\text{Gr}_1$ ); 2) 中粒石榴石粒度达 1 ~ 3mm, 纯净无包裹体, 晶型完好, 与中粒的紫苏辉石、斜长石、黑云母和石英平衡共生(图 4b), 我们认为这种石榴石是岩浆冷却结晶过程中形成, 为深熔岩浆成因( $\text{Gr}_2 \text{ I}$ ), 其原始的核部也可能为转融型或变质型(焦淑娟等, 2013); 3) 极细粒(0.01 ~ 0.05mm) 石榴石呈串珠状分布在紫苏辉石、黑云母及钛铁矿与斜长石的接触边界(图 4c, d, f), 推测为退变质成因( $\text{Gr}_3 \text{ II}$ )。串珠状石榴石中包裹的微粒石英或与石榴石共生, 形成  $\text{Gr}_3 \text{ II} + \text{Qtz}$  后成合晶结构, 也常被称为“红眼圈”。如果位于较深地壳的岩石富铁或流体缺失, 那么其冷却过程中可以直接形成上述反应结构, 该后成合晶结构则为近原位的冷凝结晶(即近等压冷却)(Wang *et al.*, 2013a)。此外, 我们观察到紫苏花岗岩具明显热变质改造特征, 发育典型等粒变晶结构, 可见长石、石英颗粒成 120° 交角的三连点结构(图 4e), 颗粒间界线平直, 这是标准的静态重结晶产物, 反映紫苏花岗岩岩浆侵位后该地段长期保持高热状态, 是区域热穹隆中心的佐证(余达淦等, 2009)。 $\text{Gr}_3 \text{ II} + \text{Qtz}$  后成合晶(图 4c, d, f) 结构显然属于由含有大量包裹体矿物的紫苏辉石( $\text{Hy}_{2a}$ ) 及后文中熔体结晶生成的黑云母( $\text{Bt}_{2b}$ )、钛铁矿( $\text{Ilm}_{2b}$ ) 分别与斜长石( $\text{Pl}_{2b}$ ) 发生反应的结果, 因而我们推测串珠状石榴石( $\text{Gr}_3 \text{ II}$ ) 为下列反应所生成:



黑云母有三种类型, 对应于三个阶段, 一种为细粒黑云母, 呈包裹体残留在中粒紫苏辉石中, 应属残余变质矿物( $\text{Bt}_1$ )(图 4d); 另一种黑云母呈中粒, 大小为 1 ~ 3mm, 与中粒紫苏辉石和石榴石平衡共生, 应为紫苏花岗岩浆冷却结晶过程中晶出( $\text{Bt}_{2b}$ )(图 4b, c, f); 第三种为退变质生成的黑云母( $\text{Bt}_3$ )(图 4b), 围绕自形的斜长石、石榴石和紫苏辉石生长, 一般情况, 如果黑云母脱水熔融反应产生的熔体局部被圈闭, 熔体将与黑云母脱水熔融的生成物(例如  $\text{Hy}_{2b}$ ) 产生逆反应, 本文紫苏花岗岩中这种熔体与紫苏辉石或石榴石发生反应, 蠕虫状  $\text{Bt}_3 + \text{Qtz}$  后成合晶可能由下列反应生成(Kriegsman, 2001):



综合以上岩相学和变质反应结构的分析, 我们将含石榴石紫苏花岗岩的演化划分为 3 个阶段: 1) 峰期前阶段( $\text{M}_1$ ), 主要由大颗粒紫苏辉石变斑晶中包裹的  $\text{Gr}_1 + \text{Bt}_1 + \text{Pl}_1 + \text{Qtz} + \text{Ilm}_1$  组成, 对应于紫苏辉石生成反应(1)中残留的包裹体矿物; 2) 峰期变质-深熔阶段( $\text{M}_2$ ), 主要由基质中平衡共生的斑晶矿物  $\text{Gr}_2 \text{ I} + \text{Hy}_2 + \text{Bt}_2 + \text{Pl}_2 + \text{Ilm}_2 + \text{Qtz}$  构成, 包括变质反应(1)生成  $\text{Hy}_{2a}$  变斑晶矿物阶段( $\text{M}_{2a}$ ) 和生成  $\text{Hy}_{2b}$  深熔熔体结晶阶段( $\text{M}_{2b}$ ) 两个亚阶段; 3) 退变质阶段( $\text{M}_3$ ), 主要由后成合晶结构中的  $\text{Gr}_3 \text{ II} + \text{Bt}_3 + \text{Qtz}$  组成, 该阶段发生变质反应(2)、(3)、(4)形成的细粒串珠状石榴石 + 石英的“红眼圈”结构, 为麻粒岩相变质作用中典型的近等压冷却结构,

推测与反应(5)中生成蠕虫状的黑云母 + 石英后成合晶同期生成。

### 3 分析方法

#### 3.1 电子探针分析

矿物成分测试是利用中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室的 JXA-8100 型电子探针分析完成的。实验条件为: 束斑大小为 1 ~ 2 $\mu\text{m}$ ; 加速电压为 15kV, 电流为 20nA, 大部分元素的峰位分析时间为 20s; 所测数据分别做原子序、吸收及荧光等因素(ZAF)校正后得到分析结果, 主要元素分析误差低于 1%。

#### 3.2 全岩主量元素分析

新鲜的岩石样品被破碎至拇指大小的碎块, 然后用 5% 的稀盐酸溶液在超声波振荡条件下清洗后并用清水冲洗干净, 烘干后剔除肉眼可见的被污染的样品碎块。将岩石碎块在玛瑙钵研磨成 < 200 目(光滑皮肤上无沙粒感)的粉末, 将研磨好的粉末用来做主量元素分析, 实验在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。在模具中将样品和  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  按质量比 1 : 8 的比例混合后高温熔融成玻璃片, 通过型号为 Rigaku ZSX100e 的 X 荧光光谱仪对主量元素进行分析测试。XRF 分析的精度:  $\text{SiO}_2$  为 1%,  $\text{MnO}$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  为 5%, 其他氧化物为 2% (Li *et al.*, 2003)。

#### 3.3 U-Pb 年代学测定

将采集的新鲜样品粉碎至 60 目以下, 利用重液法和磁选法将锆石挑出, 随后在双目显微镜下进一步纯化。随机挑选 100 颗左右的锆石粘到双面胶带上, 然后用环氧树脂固定锆石制成锆石靶, 并将锆石抛光直至其核部暴露出来。在显微镜下拍摄锆石的透射光和反射光照片。利用中国科学院广州地球化学研究所的场发射扫描电镜(SEM)采集锆石的阴极发光(CL)图像, 以便观察锆石的内部结构和选择合适的锆石 U-Pb 定年点位。U-Pb 锆石定年采用的仪器为 RESolution M50 型激光剥蚀系统的 Agilent 7500a 型 LA-ICP-MS 联机设备, 实验过程中物质载体为 He 气, 仪器监控标样为硅酸盐玻璃 NIST610, 并采用标准锆石 TEMORA 作为测年外标, 激光束斑直径约为 29 $\mu\text{m}$ , 频率 8Hz。实验数据采用 ICP-MS DataCal 6.7 软件对锆石分析信号进行选择、漂移校正和定量标准化(Liu *et al.*, 2008), 普通 Pb 校正采用 Andersen (2002) 介绍的方法, 详细的实验流程可参考(Li *et al.*, 2012), 利用 ISOPLOT(version 3.0) 进行谐和曲线作图和年龄计算(Ludwig, 2003)。

### 4 矿物化学特征

对岩相学划分的不同世代各类矿物成分进行电子探

表 1 紫苏花岗岩各矿物代表性化学成分 (wt%)

Table 1 Selected microprobe analyses for the minerals of the charnockite (wt%)

矿物 产状	Grt <sub>2b</sub>		Hy <sub>2a</sub>		Hy <sub>2b</sub>		Bt <sub>1</sub>		Bt <sub>2b</sub>		Bt <sub>3</sub>		Pl <sub>1</sub>		Pl <sub>2b</sub>		Pl <sub>2b</sub>		Ilm <sub>1</sub>		Ilm <sub>2b</sub>	
	斑晶 核部	斑晶 边部	斑晶 核部	斑晶 边部	斑晶 核部	斑晶 边部	包囊体	斑晶 核部	斑晶 边部	包囊体	后成合晶	包囊体	斑晶 核部	斑晶 边部	包囊体	斑晶 核部	斑晶 边部	包囊体	包囊体	基质	基质	
SiO <sub>2</sub>	36.42	37.01	48.68	50.40	49.68	50.64	35.48	36.81	36.40	37.01	36.83	37.31	36.83	37.31	58.01	59.24	58.09	58.55	0.05	0.07	0.07	0.07
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.15	0.07	0.12	0.11	0.04	4.57	5.22	5.09	5.25	4.90	4.52	4.90	4.52	0.01	0.00	0.00	0.01	52.16	52.11	52.11	52.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.83	21.72	3.35	1.22	1.53	1.19	14.55	14.64	14.71	15.21	14.87	15.20	14.87	15.20	25.49	25.55	25.77	24.69	0.02	0.02	0.02	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.05	0.02	0.04	0.05	0.27	0.32	0.12	0.13	0.26	0.13	0.26	0.13	0.00	0.03	0.00	0.00	0.26	0.13	0.13	0.13
FeO <sup>T</sup>	31.77	32.84	32.33	32.60	32.73	32.46	19.60	20.41	21.67	20.80	17.24	17.28	17.24	17.28	0.62	0.44	0.06	0.30	46.89	47.22	47.22	47.22
MnO	1.53	2.02	0.50	0.55	0.49	0.42	0.05	0.02	0.04	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.39	0.46	0.46	0.46
MgO	6.08	5.35	14.39	14.62	14.62	15.52	9.97	9.90	9.49	9.82	11.30	12.00	11.30	12.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.81	0.36	0.36	0.36
CaO	1.52	1.42	0.28	0.22	0.26	0.24	0.00	0.00	0.00	0.05	0.17	0.04	0.17	0.04	8.12	8.58	9.16	7.29	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.22	0.03	0.00	0.06	0.02	0.17	0.15	0.15	0.19	0.11	0.13	0.11	0.13	7.60	6.34	6.26	7.70	0.04	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.15	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	10.36	9.21	9.28	9.47	9.45	9.72	9.45	9.72	0.17	0.27	0.42	0.18	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.66	100.78	99.66	99.76	99.54	100.58	95.01	96.68	96.94	97.93	95.12	96.36	95.12	96.36	100.05	100.48	99.76	98.73	100.63	100.37	100.37	100.37
O	12	12	6	6	6	6	11	11	11	11	11	11	11	11	8	8	8	8	3	3	3	3
Si	2.87	2.91	1.91	1.98	1.96	1.97	2.75	2.78	2.76	2.76	2.79	2.79	2.79	2.79	2.61	2.64	2.61	2.65	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.30	0.29	0.30	0.28	0.25	0.28	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.98	0.98	0.98
Al	2.03	2.01	0.16	0.06	0.07	0.06	1.33	1.30	1.32	1.34	1.33	1.34	1.33	1.34	1.35	1.34	1.37	1.32	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.29	0.20	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03
Fe <sup>2+</sup>	1.80	1.96	1.04	1.07	1.07	1.04	1.27	1.29	1.38	1.30	1.09	1.08	1.09	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	0.96	0.96	0.96
Mn	0.10	0.13	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.71	0.63	0.51	0.47	0.86	0.90	1.15	1.12	1.07	1.09	1.28	1.34	1.28	1.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01
Ca	0.13	0.12	0.21	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.39	0.41	0.44	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.66	0.55	0.55	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.02	0.89	0.90	0.90	0.91	0.93	0.91	0.93	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
X <sub>Mg</sub>	0.28	0.24	0.19	0.18	0.45	0.46	0.48	0.46	0.44	0.46	0.54	0.55	0.54	0.55								
X <sub>Fe</sub>	0.26	0.22	0.17	0.16																		
X <sub>Alm</sub>	0.66	0.69	0.72	0.73																		
X <sub>Grs</sub>	0.05	0.04	0.07	0.07																		
X <sub>Sps</sub>	0.04	0.05	0.04	0.04																		
X <sub>En</sub>			0.445	0.442	0.444	0.461																
X <sub>Fs</sub>			0.549	0.553	0.551	0.534																
X <sub>Wo</sub>			0.006	0.005	0.006	0.005																
X <sub>An</sub>																						
X <sub>Ab</sub>																						
X <sub>Or</sub>																						

注: FeO<sup>T</sup> 为全铁; 矿物的阳离子数是利用 Holland 开发的 AX62 程序计算而来; X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>); X<sub>Fe</sub> = Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca + Mn); X<sub>Alm</sub> = Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca + Mn); X<sub>Grs</sub> = Ca/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca + Mn); X<sub>Sps</sub> = Mn/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca + Mn); X<sub>En</sub> = Mg/(Mg + Ca + Fe<sup>2+</sup>); X<sub>Fs</sub> = Fe<sup>2+</sup>/(Mg + Ca + Fe<sup>2+</sup>); X<sub>Wo</sub> = Ca/(Mg + Ca + Fe<sup>2+</sup>); X<sub>An</sub> = Na/(Ca + Na + K); X<sub>Ab</sub> = Na/(Ca + Na + K); X<sub>Or</sub> = K/(Ca + Na + K)



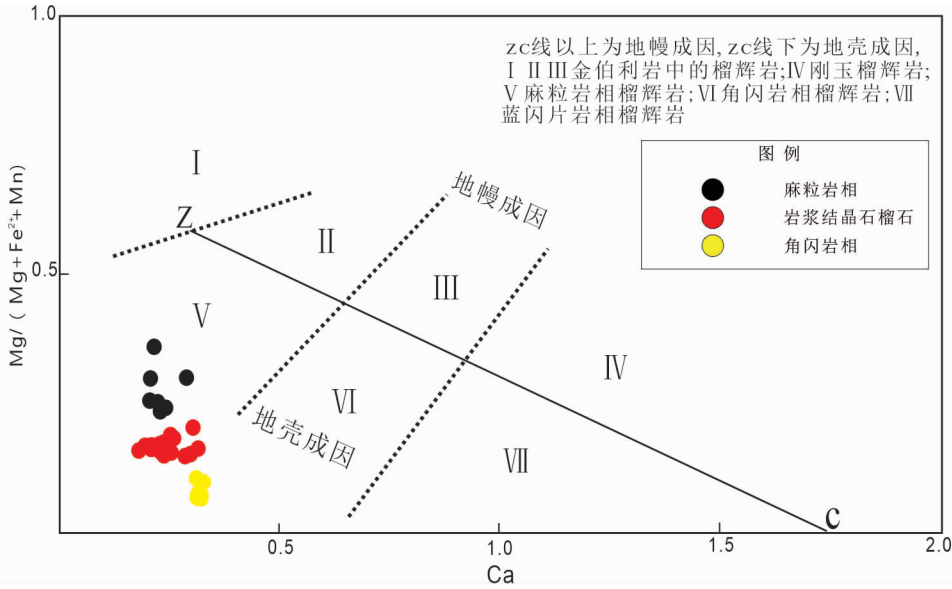


图5 云开紫苏花岗岩中石榴石的  $Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn) - Ca^{2+}$  相关性判别图解(据从柏林和张雯华, 1977)

Fig. 5 Relationship diagram of  $Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$  vs.  $Ca^{2+}$  of garnet from charnockite in Yunkai area (after Cong and Zhang, 1977)

针分析测试, 紫苏花岗岩各矿物代表性化学成分见表1。

#### 4.1 石榴石

斑晶石榴石 ( $Grt_2$  I), 无明显的成分环带, 其成分为  $Alm_{66-69}Prp_{26-22}Grs_{4-5}Sps_{4-5}$ , 但其边部 ( $X_{Mg} = 0.24$ ) 比核部 ( $X_{Mg} = 0.28$ ) 略贫 Mg, 反映了岩浆结晶后退变质反应过程中石榴石与相邻矿物 (如黑云母) 进行 Fe-Mg 离子交换。串珠状石榴石 ( $Grt_3$  II), 成分为  $Alm_{72-73}Prp_{16-17}Grs_{6-7}Sps_{7-8}$ , 与中粒石榴石相比略富 Ca 和 Fe, 且串珠状  $Grt_3$  II 与斑晶  $Grt_2$  I 相比具有较低的 MgO 含量 ( $Grt_2$  I:  $X_{Mg} = 0.24 \sim 0.28$ ;  $Grt_3$  II:  $X_{Mg} = 0.18 \sim 0.19$ ), 表明串珠状石榴石形成的温度比岩浆结晶形成的石榴石的温度低, 反映了退变质降温过程。在石榴石成因分类图上 (图5), 紫苏花岗岩中的石榴石分布在角闪岩相、麻粒岩相及二者过渡区域, 均位于 ZC 线之下属于地壳成因石榴石 (从柏林和张雯华, 1977), 因而石榴石可分为麻粒岩相、角闪岩相和岩浆结晶石榴石三种。在石榴石三端元判别图解中 (图6), 亦能明显划分出以上三类石榴石, 说明岩浆型和变质型石榴石在紫苏花岗岩中均有生成, 且变质型石榴石可分为麻粒岩相和角闪岩相两类, 暗示麻粒岩相变质形成的石榴石可能为源区残留矿物, 而角闪岩相变质的石榴石为退变质重结晶形成。

#### 4.2 紫苏辉石

紫苏辉石富 Fe,  $Mg^{\#} [Mg^{\#} = MgO / (MgO + FeO)]$  为 0.44 ~ 0.46,  $Al_2O_3$  含量为 1.19% ~ 3.35%, 成分范围为顽火辉石 (En) 44.2% ~ 46.1%、铁辉石 (Fe) 53.4% ~ 55.1%, 属于富铁的紫苏辉石。含包裹体的紫苏辉石 ( $Hy_{2a}$ ) 核部具有较高

的 Al 含量 ( $Al_2O_3 = 3.33\% \sim 3.35\%$ ), 暗示峰期变质-深熔作用温度较高, 其边部 Al 含量偏低 ( $Al_2O_3 = 1.22\% \sim 1.24\%$ ), 反映了退变质降温过程; 纯净不含包裹体的紫苏辉石 ( $Hy_{2b}$ ) 的 Al 含量较低 ( $Al_2O_3 = 1.19\% \sim 1.53\%$ ), 可能指示了变质-深熔作用后紫苏花岗岩岩浆冷却结晶的过程。

#### 4.3 斜长石

斑晶斜长石 ( $Pl_{2b}$ ) 的成分为  $Ab_{54-65}An_{34-44}Or_{1-2}$ , 显示富钠长石组分, 属于中长石; 斜长石包裹体 ( $Pl_1$ ) 的成分也较为均匀, 亦为中长石, 其成分为  $Ab_{56-62}An_{37-42}Or_{1-2}$ 。

#### 4.4 黑云母

黑云母在温度改变时会与其它矿物相产生 Fe-Mg 离子交换, 而经黑云母中 Fe-Mg 离子作图发现呈反比趋势, 显示具有铁镁互换反应 (图7a)。基质斑晶中黑云母的  $TiO_2$  含量为 5.09% ~ 5.25%, 相对于包裹体类型黑云母的成分 ( $Ti = 0.27 \sim 0.29$  p. f. u.,  $Al = 1.30 \sim 1.33$  p. f. u.,  $X_{Mg} = 0.46 \sim 0.48$  p. f. u.), 基质斑晶中的黑云母含有较高的 Ti (0.29 ~ 0.30 p. f. u.), 较高的 Al (1.32 ~ 1.34 p. f. u.) 和较低的  $X_{Mg}$  (0.44 ~ 0.46), 基质黑云母的 Ti 离子浓度比包裹体类型黑云母的 Ti 离子浓度高 (图7b), 反映了紫苏花岗岩中黑云母的结晶形成于相对高温的环境。

#### 4.5 其他矿物

基质中的钛铁矿和包裹体类型的钛铁矿的矿物成分较为相似, 且具有成分一致的  $TiO_2$  (52.11% ~ 52.16%) 含量和  $FeO^T$  (46.89% ~ 47.22%) 含量。

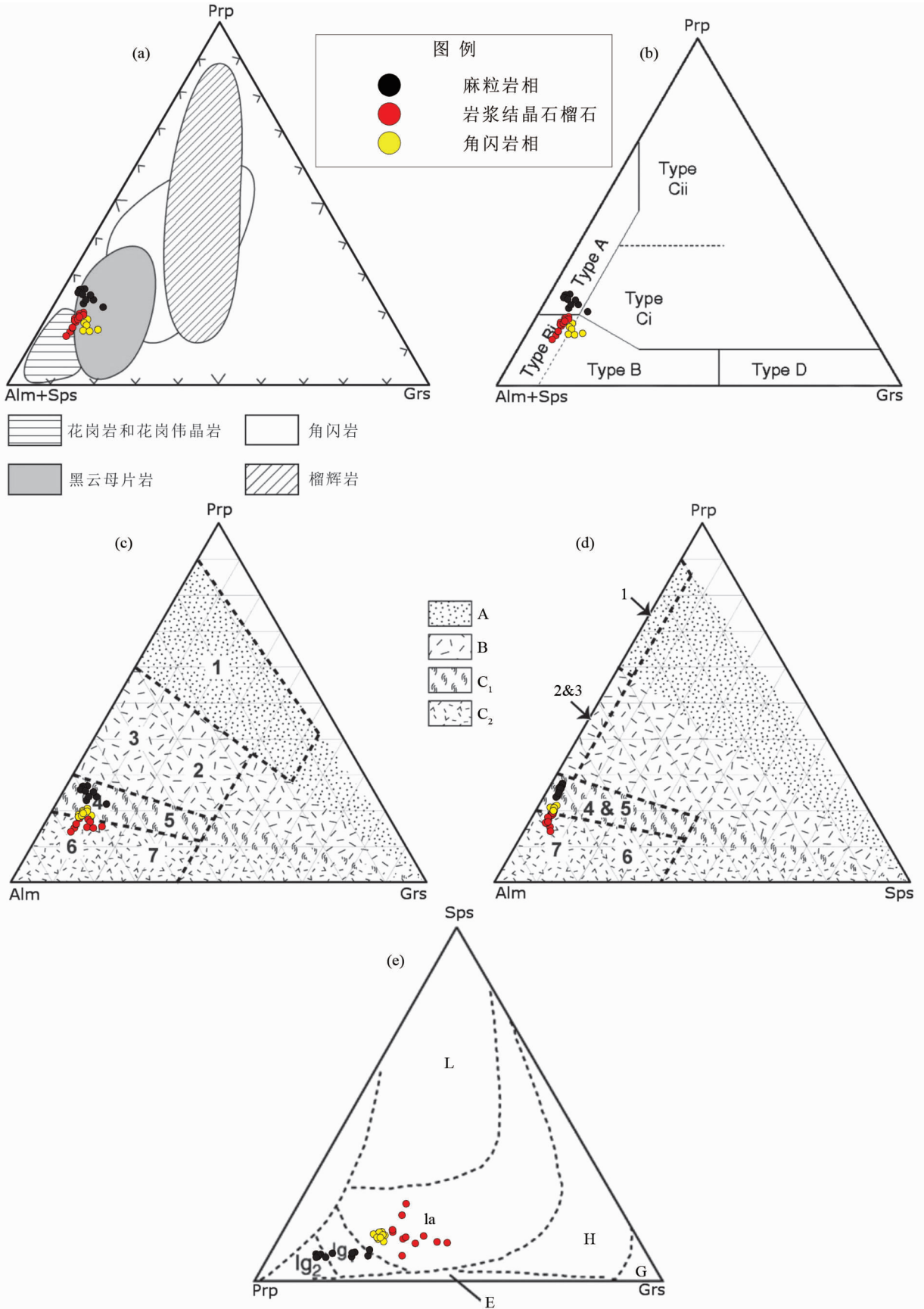


图6 石榴石的三端元判别图解(据 Krippner *et al.*, 2014 及文中参考文献)

(a) 石榴石的钙铝榴石-镁铝榴石-(铁铝榴石+锰铝榴石)三元图解; (b) 石榴石的钙铝榴石-镁铝榴石-(铁铝榴石+锰铝榴石)三元图解. A-主要来自高级麻粒岩相变沉积岩或紫苏花岗岩以及中酸性岩浆岩; B-角闪岩相变沉积岩; Bi-中性-酸性岩浆岩; Ci-主要来自高级变质基性岩, Cii-具有高 Mg 的超基性岩(辉石岩和橄榄岩); D-交代型岩石, 极低级变质基性岩和超高温变质的钙硅酸盐麻粒岩; (c) 石榴石的镁铝榴石-铁铝榴石-钙铝榴石三元图解. A-来自高压(HP)至超高压(UHP)岩石的石榴石, B-来自榴辉岩和麻粒岩相岩石的石榴石, C-来自角闪岩相岩石的石榴石. C组被进一步分为两个亚组: 过渡的 C<sub>1</sub> 区包括来自高级角闪岩相至麻粒岩相的石榴石, 而 C<sub>2</sub> 区包括来自角闪岩相岩石的石榴石同时也包括来自许多其他类型的岩石的石榴石, 例如蓝片岩, 矽卡岩, 蛇纹岩和岩浆岩. 这些石榴石对应的岩性被分为 7 个组: 1-来源于 UHP 榴辉岩或石榴石橄榄岩的石榴石, 2-来源于 HP 榴辉岩和 HP 基性麻粒岩的石榴石, 3-来源于长英质麻粒岩的石榴石, 4-来源于向麻粒岩相和角闪岩相变质温压条件下片麻岩中的石榴石, 5-来源于向麻粒岩相和角闪岩相变质温压条件下角闪岩中的石榴石, 6-来源于角闪岩相变质温压条件下片麻岩中的石榴石, 7-来源于角闪岩相变质条件下角闪岩中的石榴石; (d) 石榴石的镁铝榴石-铁铝榴石-锰铝榴石三元图解; (e) 石榴石的镁铝榴石-钙铝榴石-锰铝榴石三元图解; L-低 *P-T*; la-中 *P-T* (最高至角闪岩相); H-高 *P-T*; lg<sub>1</sub>, lg<sub>2</sub>-中 *P-T* (麻粒岩相); E-榴辉岩; G-钙铝铁石榴石

Fig. 6 Ternary diagrams used for garnet discrimination (Krippner *et al.*, 2014 and references in)

(a) ternary discrimination diagram with proportion of pyrope, almandine plus spessartine, and grossular as poles; (b) ternary discrimination diagram with molecular proportions of pyrope, almandine plus spessartine, and grossular as poles. A-mainly from high-grade granulite-facies metasediments or charnockites and intermediate felsic igneous rocks, B-amphibolite-facies metasedimentary rocks, Bi-intermediate to felsic igneous rocks, Ci-mainly from high-grade mafic rocks, Cii-ultramafics with high Mg (pyroxenites and peridotites), D-metasomatic rocks, very low-grade metamafic rocks and ultrahigh temperature metamorphosed calc-silicate granulites; (c) ternary discrimination diagram with pyrope, almandine, and grossular compositions as poles. A-garnets from high-pressure (HP) to ultrahigh-pressure (UHP) rocks, B-garnets from eclogite- and granulite-facies rocks, C-garnets from amphibolite-facies rocks. The group C is further subdivided into two subgroups. The transitional field C<sub>1</sub> includes garnets from higher amphibolite- to granulite-facies rocks whereas the field C<sub>2</sub> includes garnets from amphibolite-facies rocks but also includes garnets from many other rocks such as blueschists, skarns, serpentinites and igneous rocks. The source lithologies for garnets are distinguished into 7 groups: 1-garnets derived from UHP eclogites or garnet peridotites, 2-garnets derived from HP eclogites and HP mafic granulites, 3-garnets derived from felsic and intermediate granulites, 4-garnets derived from gneisses metamorphosed under pressure and temperature conditions transitional to granulite- and amphibolite-facies metamorphism, 5-garnets derived from amphibolites metamorphosed under pressure and temperature conditions transitional to granulite- and amphibolite-facies metamorphism, 6-garnets derived from gneisses metamorphosed under amphibolite-facies conditions, 7-garnets derived from amphibolites metamorphosed under amphibolite-facies conditions; (d) ternary diagram with pyrope, almandine, and spessartine compositions as poles; (e) ternary discrimination diagram with proportions of pyrope, grossular, and spessartine as poles. L-low *P-T*, la-intermediate *P-T* (up to amphibolites facies), H-high *P-T*, lg<sub>1</sub>, lg<sub>2</sub>-intermediate *P-T* (granulite facies), E-eclogite, G-grandite garnets

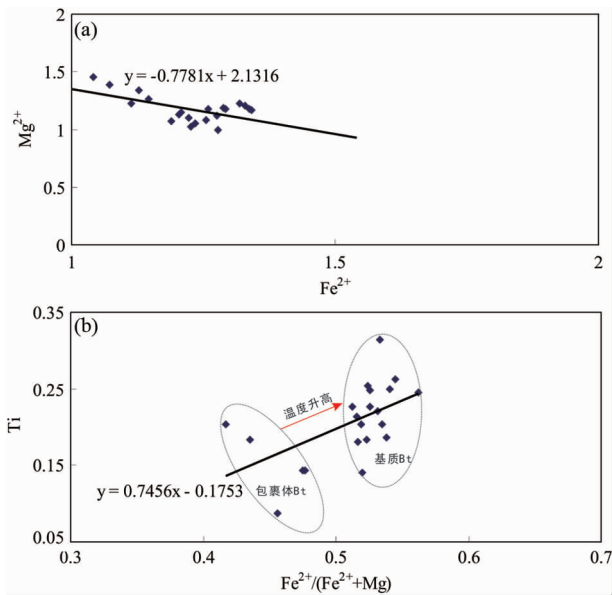


图7 黑云母铁镁离子图(a)和钛离子对铁分率图(b)

Fig. 7 Chemical composition of biotite in term of  $Mg^{2+}$  vs.  $Fe^{2+}$  (a) and  $Ti$  vs.  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$  (b)

## 5 温压条件计算

### 5.1 传统温压计计算

峰期前阶段( $M_1$ )没有合适的可配对地质温压计估算该

阶段温度压力条件, 故而我们运用其他温压计算方法进行约束(见后文); 由温压计算结果(表 2)可知, 使用石榴石-斜方辉石温度计(Harley, 1984; Bhattacharya *et al.*, 1991)与石榴石-斜长石-斜方辉石-石英压力计(Newton and Perkins, 1982)得到紫苏花岗岩峰期阶段( $M_{2a}$ )的温压条件为 810 ~ 835°C、6.0 ~ 6.8 kbar; 由紫苏花岗岩中石榴石-黑云母温度计(Holdaway, 2000)与石榴石-斜长石-黑云母-石英压力计(Wu *et al.*, 2004)配对计算获得深熔作用岩浆结晶阶段( $M_{2b}$ )的温压条件为 780 ~ 840°C、5.5 ~ 6.0 kbar; 晚期退变质阶段( $M_3$ )的温压条件为 710 ~ 760°C、4.8 ~ 5.2 kbar。以上温度压力结果换算成地温梯度均在 38 ~ 43°C/km 之间, 远高于典型的陆陆碰撞带地温梯度典型值 16 ~ 25°C/km (Imayama *et al.*, 2012), 暗示紫苏花岗岩形成与变质作用还受热源的影响。同时使用石榴石-斜方辉石地质温度计(Harley, 1984; Bhattacharya *et al.*, 1991)与石榴石-斜长石-斜方辉石-石英压力计(Newton and Perkins, 1982)计算得到冷却结晶阶段形成的温压条件为 800 ~ 850°C、5.6 ~ 6.2 kbar; 晚期退变质阶段的温压条件为 720 ~ 760°C、5.1 ~ 5.3 kbar, 与前面使用石榴石-黑云母温度计和石榴石-斜长石-黑云母-石英压力计的计算结果在误差范围内一致; 此外, 通过石榴石-斜方辉石温压计(Pattison *et al.*, 2003)以及石榴石-钛铁矿温度计(Pownceby *et al.*, 1991)计算的温度与以上几种温压计计算结果大致相同(表 2)。因此, 由不同温压计所计算得到的温压结果接近岩石形成的真实值。

表 2 紫苏花岗岩各类地质温压计及热力学模拟计算结果

Table 2 Various thermobarometers and thermodynamic modeling  $P$ - $T$  estimate results for charnockite

演化阶段	传统地质温度计/压力计				平均温压法	$P$ - $T$ 视剖面图	温压结果汇总
	Grt-Bt/Grt-Plag-Bt-Qtz	Grt-Opx/Grt-Plag-Opx-Qtz	Grt-Opx/Grt-Opx	Grt-Ilm			
峰期前 ( $M_1$ )			710 ~ 738 °C, 6.9 ~ 7.5 kbar		710 ~ 738 °C, 6.9 ~ 7.5 kbar	670 ~ 720 °C, 7.0 ~ 7.3 kbar	720 °C, 7.0 kbar
峰期变质- 深熔 ( $M_{2a}$ )		810 ~ 835 °C, 6.0 ~ 6.8 kbar			830 ~ 840 °C, 6.3 ~ 6.6 kbar	833 ~ 845 °C, 6.3 ~ 6.6 kbar	835 ~ 810 °C, 6.5 ~ 5.8 kbar
峰期深熔 结晶 ( $M_2$ )	780 ~ 840 °C, 5.5 ~ 6.0 kbar	800 ~ 850 °C, 5.6 ~ 6.2 kbar	810 ~ 835 °C, 5.8 ~ 6.3 kbar	780 ~ 810 °C	805 ~ 830 °C, 5.5 ~ 6.1 kbar	810 ~ 820 °C, 5.7 ~ 5.9 kbar	
退变质 ( $M_3$ )	710 ~ 760 °C, 4.8 ~ 5.2 kbar	720 ~ 760 °C, 5.1 ~ 5.3 kbar	660 ~ 710 °C, 5.5 ~ 6.0 kbar	640 ~ 670 °C	772 ~ 812 °C, 5.5 ~ 6.0 kbar	750 ~ 770 °C, 5.4 ~ 5.8 kbar	740 °C, 5.6 kbar

## 5.2 平均温压计算

由 THERMOCALC 平均温压法 (Powell and Holland, 1994) 计算的结果 (表 2), 可知紫苏花岗岩结晶前阶段 ( $M_1$ ) 温压条件为 710 ~ 738 °C, 6.9 ~ 7.5 kbar; 峰期变质阶段 ( $M_{2a}$ ) 温压条件为 830 ~ 840 °C, 6.3 ~ 6.6 kbar; 深熔作用岩浆结晶阶段 ( $M_{2b}$ ) 温压条件为 805 ~ 830 °C, 5.5 ~ 6.1 kbar; 晚期退变质阶段 ( $M_3$ ) 温压条件为 772 ~ 812 °C, 5.5 ~ 6.0 kbar, 与上文使用传统地质温压计的计算结果在误差范围内一致。

## 5.3 视剖面图模拟

本研究利用 Perple\_X 软件 (Connolly, 2005; 版本 6.8.6) 和内部一致性热力学数据库 (Holland and Powell, 2011) 在 NCKFMASHTO ( $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) 模式体系下进行相图模拟, 温度范围为 600 ~ 900 °C, 压力范围为 3 ~ 8 kbar。MnO、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{Cr}_2\text{O}_3$  和  $\text{V}_2\text{O}_5$  的含量过低, 可忽略不计。实验获得该紫苏花岗岩全岩主量成分为  $\text{SiO}_2 = 61.4$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 1.74$ ,  $\text{CaO} = 3.26$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 1.65$ ,  $\text{MgO} = 3.89$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.3$ ,  $\text{TiO}_2 = 1.87$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^\dagger = 12.92$ ,  $\text{LOL} = -0.09$  (wt%)。相图模拟中涉及的矿物相以及其对应的矿物成分-活度 (a-x) 模型与 (White *et al.*, 2014) 文中相同。石英、金红石和  $\text{H}_2\text{O}$  看作纯矿物相。

所计算紫苏花岗岩的 T-M ( $\text{O}$ )、T-M ( $\text{H}_2\text{O}$ ) 以及  $P$ - $T$  视剖面见图 8。在 T-M ( $\text{O}$ ) 中 (图 8a), 根据峰期矿物组合 (Grt-Opx-Pl-Kfs-Ilm-Qtz-Melt) 的稳定域, 取  $M(\text{O}) = 0.2$  对应的成分来计算 T-M ( $\text{H}_2\text{O}$ ) (图 8b) 和  $P$ - $T$  视剖面图 (图 8c)。由于实验过程中二价铁的氧化造成全岩烧失量 (LOL) 为负值, 因此假设原岩有足够的  $\text{H}_2\text{O}$  (0.85%), 并在压力固定为 6 kbar 模拟 T-M ( $\text{H}_2\text{O}$ ) 和 T-M ( $\text{O}$ ) 视剖面图, 进一步确定有效全岩成分的  $\text{O}$  和  $\text{H}_2\text{O}$  含量。如图所示, 峰期矿物组合所在的稳定域水含量低于  $M(\text{H}_2\text{O}) = 0.85$ 。经历高级变质作用形成的紫苏花岗岩通常是干的 (Frost and Frost, 2008; Endo *et al.*, 2017), 因而选择  $M(\text{H}_2\text{O}) = 0.1$  ( $\text{H}_2\text{O} = 2.21$  mol%) (图 8b) 用以计算  $P$ - $T$  视剖面。如图 8c 所示, 在压力为 3 ~ 8 kbar 下湿固相线 (红色) 位于 720 ~ 750 °C。峰期前阶段 ( $M_1$ ) 矿物组合与图中的 Grt-Opx-Bt-Pl-Ilm- $\text{H}_2\text{O}$ -Qtz 稳定域对应, 根据黑云母和斜长石成分等值线确定该期的温压条件为 720 ~ 740 °C, 6.8 ~ 7.3 kbar; 峰期变质阶段 ( $M_{2a}$ ) 以黑云母消失, 钾长石出现为特征, 由石榴石和斜方辉石成分等值线确定该期的温压条件为 833 ~ 845 °C, 6.3 ~ 6.6 kbar; 深熔作用岩浆结晶阶段 ( $M_{2b}$ ) 矿物组合 Grt-Opx-Qtz-Bt-Pl-Ilm-Melt 在低压侧由石榴石消失线、高温侧由钾长石出现线共同限定, 由石榴石和黑云母矿物含量成分等值线限定该期矿物形成的温压条件为 810 ~ 820 °C, 5.7 ~ 5.9 kbar; 退变质阶段 ( $M_3$ ) 对应于 Grt-Opx-Bt-Pl-Ilm- $\text{H}_2\text{O}$ -Qtz 矿物组合稳定域, 与峰期前阶段所在稳定域相同, 同理, 由石榴石和黑云母矿物含量成分等值线确定该期的温压条件为 750 ~ 770 °C、

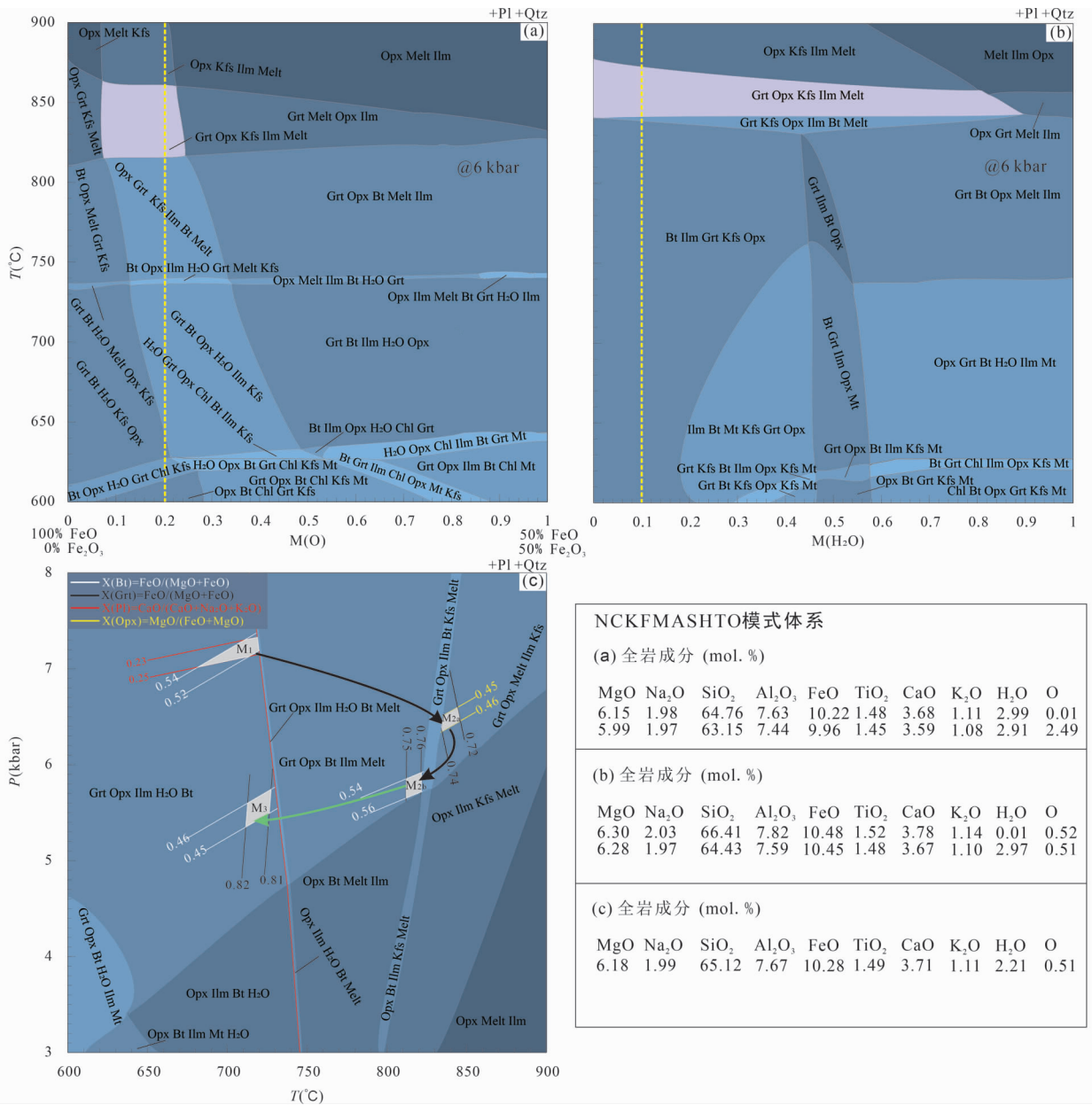


图8 紫苏花岗岩在 NCKFMASHTO 模式体系下模拟的视剖面图

(a) 在 6kbar 下模拟的 T-M (O) 视剖面图；(b) 在 6kbar 下模拟的 T-M (H<sub>2</sub>O) 视剖面图；(c) 确定水含量为 2.21mol% 计算的 P-T 视剖面图；湿固相线为红色线

Fig. 8 Pseudosections for charnockite calculated in the system NCKFMASHTO

(a) T-M (O) diagram calculated at 6kbar; (b) T-M (H<sub>2</sub>O) diagram calculated at 6kbar; (c) P-T pseudosection calculated at the adjusted H<sub>2</sub>O content of 2.21mol% , the wet solidus is shown in red color

5.4 ~ 5.8kbar。

### 5.4 温压结果小结

多种方法联合求解温压并相互验证,能更好的分析矿物间是否平衡和验证计算结果的合理性 (Spear *et al.*, 1999)。综上所述,如表 2 所示,结合传统地质温压计和平均温压及视剖面图模拟估算紫苏花岗岩峰期前阶段温压条件约为

720℃、7.0kbar (M<sub>1</sub>), 峰期变质-深熔结晶阶段温压条件约为 835 ~ 810℃、6.5 ~ 5.8kbar (M<sub>2</sub>), 退变质阶段温压条件约为 740℃、5.6kbar (M<sub>3</sub>), 结果表明紫苏花岗岩的形成反映了一条顺时针的 P-T 演化轨迹,且以峰期前略微减压并伴随明显的升温,随后为一个近等压冷却 (IBC) 的过程,指示该岩石经历了相对高温中低压的麻粒岩相变质-深熔作用和岩浆冷却结晶及退变质过程。

表3 紫苏花岗岩(样品 GZ14-01)的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果

Table 3 LA-ICP-MS U-Pb analysis results for zircons of charnockite (Sample GZ14-01)

测点号	Th U		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	( $\times 10^{-6}$ )			$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$
-1	57	213	0.26	0.0511	0.0033	0.2946	0.0192	0.0415	0.0008	256	144	262	15	262	5
-3	79	429	0.18	0.0546	0.0021	0.5218	0.0216	0.0687	0.0010	394	87	426	14	428	6
-4	34	104	0.33	0.0469	0.0030	0.2316	0.0140	0.0353	0.0006	43	144	211	12	224	4
-5	100	311	0.32	0.0557	0.0021	0.5309	0.0197	0.0687	0.0009	439	83	432	13	428	5
-6	160	171	0.94	0.0553	0.0028	0.5329	0.0272	0.0693	0.0011	433	147	434	18	432	7
-7	757	1358	0.56	0.0566	0.0015	0.5454	0.0146	0.0692	0.0009	476	57	442	10	431	5
-8	440	959	0.46	0.0545	0.0016	0.5221	0.0147	0.0692	0.0009	391	63	427	10	431	6
-10	29	185	0.16	0.0525	0.0029	0.2944	0.0159	0.0409	0.0009	309	126	262	12	258	6
-12	128	235	0.54	0.0483	0.0032	0.2488	0.0155	0.0376	0.0006	122	135	226	13	238	4
-14	22	65	0.34	0.0480	0.0045	0.2688	0.0246	0.0406	0.0012	102	207	242	20	257	7
-15	77	206	0.38	0.0502	0.0023	0.2702	0.0129	0.0391	0.0006	211	103	243	10	247	4
-16	161	282	0.57	0.0502	0.0024	0.2622	0.0116	0.0379	0.0005	206	111	236	9	240	3
-17	25	84	0.30	0.0551	0.0046	0.2867	0.0238	0.0377	0.0009	417	189	256	19	238	5
-18	370	595	0.62	0.0523	0.0018	0.2802	0.0098	0.0388	0.0006	298	78	251	8	245	4
-19	26	102	0.25	0.0523	0.0041	0.2737	0.0196	0.0388	0.0007	298	184	246	16	245	5
-20	40	136	0.29	0.0510	0.0034	0.2706	0.0173	0.0385	0.0008	243	152	243	14	244	5
-21	415	652	0.64	0.0571	0.0015	0.5919	0.0182	0.0749	0.0014	494	59	472	12	465	8
-22	148	405	0.37	0.0575	0.0022	0.3562	0.0139	0.0448	0.0005	509	81	309	10	283	3
-24	74	248	0.30	0.0535	0.0021	0.5103	0.0203	0.0691	0.0010	350	89	419	14	431	6
-25	169	360	0.47	0.0491	0.0022	0.2497	0.0103	0.0371	0.0006	154	99	226	8	235	4
-27	218	635	0.34	0.0511	0.0022	0.2656	0.0117	0.0377	0.0005	256	100	239	9	238	3
-28	372	751	0.49	0.0571	0.0016	0.5499	0.0169	0.0694	0.0009	494	66	445	11	432	6
-32	164	280	0.59	0.0518	0.0026	0.2800	0.0143	0.0391	0.0007	276	117	251	11	248	4
-33	102	251	0.41	0.0537	0.0029	0.2914	0.0167	0.0389	0.0007	367	124	260	13	246	5
-34	59	157	0.37	0.0520	0.0032	0.2759	0.0166	0.0389	0.0008	283	110	247	13	246	5
-36	72	300	0.24	0.0527	0.0026	0.3404	0.0206	0.0455	0.0015	322	118	298	16	287	9
-37	422	1028	0.41	0.0571	0.0015	0.5397	0.0140	0.0683	0.0007	494	57	438	9	426	4
-38	246	364	0.68	0.0516	0.0030	0.2629	0.0148	0.0371	0.0007	333	133	237	12	235	5
-39	43	173	0.25	0.0523	0.0036	0.3440	0.0206	0.0456	0.0009	298	128	300	16	288	6

## 6 锆石 U-Pb 年代学

挑选晶型完整、无缝隙的锆石进行 LA-ICP-MS 测试,共获得 29 组有效数据(少量分析点其数据的协和度 < 90% 不予采用)。U-Pb 同位素分析结果见表 3。代表性的阴极发光图像(CL)(图 9a)和 U-Pb 谐和年龄投图(图 9b)如图所示。透反射光镜下锆石颗粒为亮棕色到暗棕色,透明至半透明,颗粒长为 100 ~ 230  $\mu\text{m}$ ,具有近椭圆形或不规则的形状,其长宽比为 2 : 1 到 1 : 1,部分锆石形成较宽的结晶环带,无明显的核幔结构,具有典型的岩浆锆石的特征(图 9a)。另一部分锆石具有增生边或发育冷杉叶状环带,且发光性较弱,代表变质成因锆石(吴元保和郑永飞, 2004),锆石 Th 含量为  $22 \times 10^{-6}$  ~  $757 \times 10^{-6}$ , U 含量为  $65 \times 10^{-6}$  ~  $1358 \times 10^{-6}$ , Th/U 比值为 0.16 ~ 0.94, 尽管锆石 Th/U 比值较高

(> 0.1),但相对高的 Th/U 比值是超固相线变质锆石的普遍特征(Tang *et al.*, 2017; Yakymchuk *et al.*, 2018; Tong *et al.*, 2019)。少量锆石 CL 图像显示明显的核-边结构,其核部具有弱的零散的岩浆环带,边部阴极发光呈较强的亮边,核部和边部由薄的亮环边相区隔;一些锆石颗粒缺乏环带和边部结构或呈均质且明亮的特征(图 9a)。U-Pb 谐和年龄投图获得两组谐和年龄,一组年龄从锆石核部及具有较宽结晶环带的深灰色锆石中获得,锆石的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄在 426 ~ 465 Ma 之间,其谐和年龄为  $431 \pm 4$  Ma(图 9b),被解释为紫苏花岗岩的结晶年龄;另一组年龄由锆石增生边及部分冷杉叶状环带的锆石测得,锆石的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄在 224 ~ 288 Ma 之间,其谐和年龄  $243 \pm 2$  Ma(图 9b),该年龄指示了印支期紫苏花岗岩经历变质作用叠加,推测为变质-深熔事件之后,紫苏花岗岩发生退变质作用的年龄(Chen *et al.*, 2012; 王祥东等, 2019)。

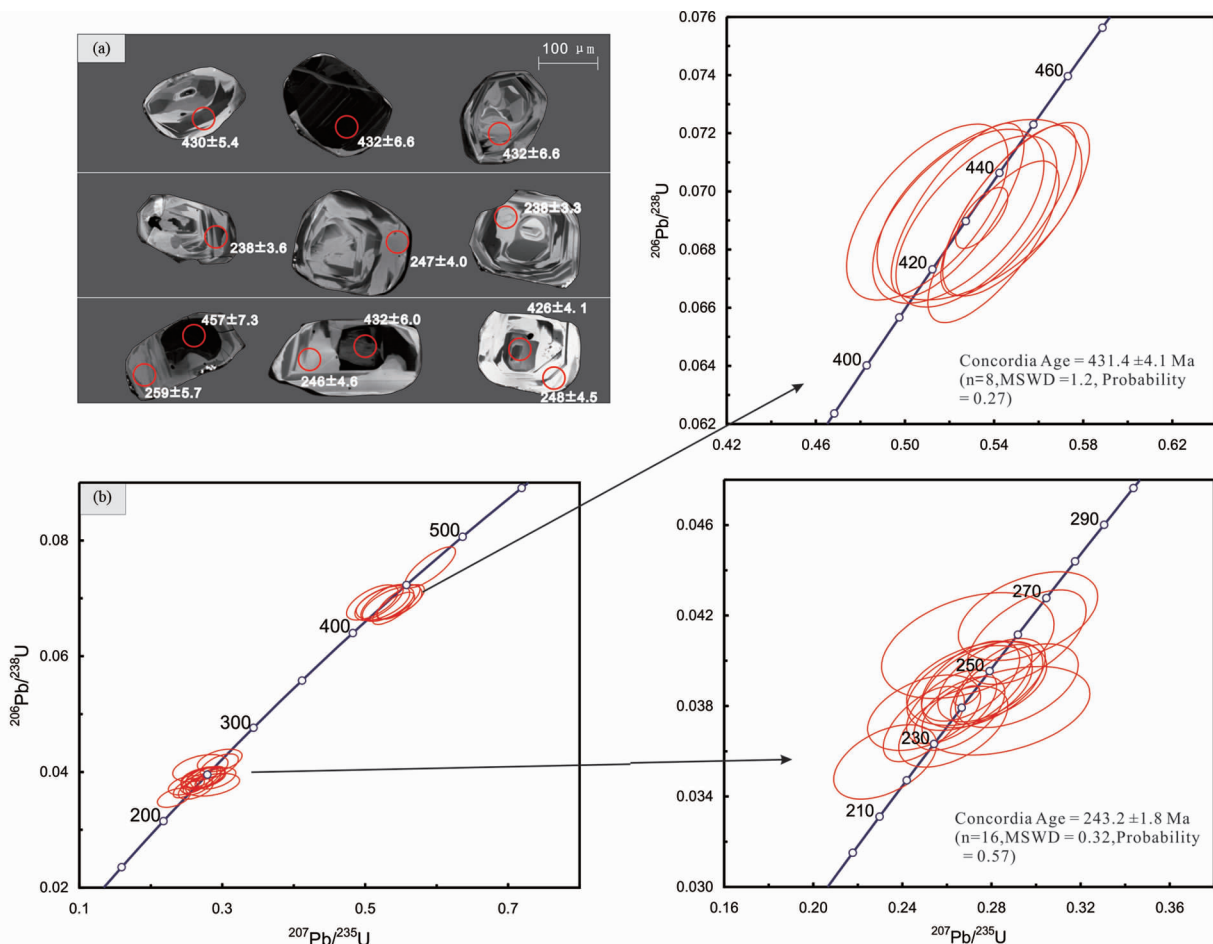


图9 紫苏花岗岩代表性锆石 CL 图像(a)和 U-Pb 谐和年龄投图(b)

Fig.9 Representative zircon CL images (a) and U-Pb concordia plots (b) of charnockite

## 7 讨论

### 7.1 紫苏花岗岩及其石榴石的成因

关于紫苏花岗岩的成因,自 20 世纪 80 年代以来,国内外学者进行了广泛的讨论,形成了诸多模式,其中包括:(1)玄武岩岩浆的分离结晶;(2)花岗质岩浆的残渣;(3)英安质岩浆在深部地壳的结晶分异;(4)富角闪石和石榴石的镁铁质源岩的部分熔融;(5)下地壳脱水过程中的部分熔融;(6)混合交代和花岗岩化;(7)形成于麻粒岩相变质作用和富  $\text{CO}_2$  流体条件下(苏尚国等, 2003)。世界范围内报道的紫苏花岗岩与麻粒岩相变质岩紧密伴生,且大多显示为岩浆结晶成因(Frost and Frost, 2008; Harlov, 2013)。印度南部出露大量前寒武纪角闪岩-麻粒岩相变质岩,从 20 世纪初开始人们便对该区出露的紫苏花岗岩的成因进行了广泛的探讨,逐渐有了较深入的认识(Howie, 1955; Cooray, 1969; Touret and Huizenga, 2012)。现在普遍认为紫苏花岗岩具有变质和岩浆两种成因,不同成因的紫苏花岗岩可根据野外及岩相学特征进行判断,如 Bohlender *et al.* (1992)通过野外观察区分

火成和变质紫苏花岗岩:与围岩呈侵入接触关系并保存岩浆结构者为火成紫苏花岗岩,而具残留条带状者为变质紫苏花岗岩。Touret and Huizenga (2012)总结了火成紫苏花岗岩和变质紫苏花岗岩的显微结构特征,认为可以通过岩石中的岩浆结构(例如斑状结构、自形的辉石和斜长石,黑云母和石英蠕虫状交生)、熔体残余(如熔融包裹体)及岩浆晚期高温交代特征(如钾长石与白云母蠕虫状交生)进行识别。Frost *et al.* (2000)研究了美国 Louis Lake 岩基中的紫苏花岗岩的温度、压力、熔体水含量和氧逸度条件,并提出若水活度足够低紫苏花岗岩可在任何类型的花岗质岩浆中形成。Harlov *et al.* (2013)通过对 Varvberg-Torpa 紫苏花岗岩及共生的不含斜方辉石的花岗岩进行流体包裹体研究,发现了紫苏花岗岩中存在大量高密度  $\text{CO}_2$  流体,而不含斜方辉石的花岗岩的流体成分主要为  $\text{H}_2\text{O}$ ,较少含富  $\text{CO}_2$  的流体。一般而言,岩浆体系中  $\text{CO}_2$  的存在导致岩浆的水活度降低,从而提高了体系固相线温度,因此斜方辉石(或铁橄榄石)能够在高温、贫水环境下固结并保存。

基于以下岩石学和锆石 U-Pb 年代学证据,我们推测云开地区的紫苏花岗岩为源岩在高级变质-深熔作用下熔体结

晶形成,后期遭受了变质作用的改造:首先,紫苏花岗岩具有石榴石+紫苏辉石+石英+斜长石平衡矿物组合的典型中粒花岗岩结构(图4a-c),岩相学特征表明这些斑晶矿物为岩浆成因,在该期形成深熔岩浆型  $\text{Grt}_2 \text{ I}$ ;其次,石英呈  $120^\circ$  的三连点结构,是典型的静态重结晶的产物(图4e);再者,在靠近斑晶紫苏辉石的边部出现极细粒串珠状石榴石+石英(图4b),指示石榴石通过变质反应:  $\text{Opx} + \text{Pl} = \text{Grt} + \text{Qtz}$  形成,该退变质阶段形成变质型  $\text{Grt}_3 \text{ II}$ ;此外,锆石幔部和边部等体积的形态表明锆石经历了高级变质作用的增生(Vavra *et al.*, 1999),这部分锆石核部年龄为加里东期,边部的年龄显示为印支期,较年轻的锆石边部指示了后期变质作用的发生(图9)。以上的特征与广泛分布并报道的前寒武纪地体中由火成岩或沉积岩原岩在低水活度及富  $\text{CO}_2$  流体存在下,发生麻粒岩相变质作用部分熔融之后岩浆结晶生成的含石榴石的块状紫苏花岗岩相类似(Newton, 1992; Yang *et al.*, 2016)。杜杨松等(1999)分析了两广交界地区紫苏花岗岩及其伴生的麻粒岩包体的成因认为:麻粒岩包体为源岩部分熔融的残留体,紫苏花岗岩为源岩部分熔融产生的岩浆结晶形成。综合以上几方面特征表明,云开地区紫苏花岗岩中的麻粒岩包体属于同源包体,且很可能是源岩部分熔融后的残留体,而寄主紫苏花岗岩则为沉积岩原岩在加里东期深熔-变质作用产生的岩浆结晶形成的,之后在印支期遭受了变质作用的叠加。

花岗岩中石榴石可以直接从岩浆中晶出,它们也可以是黑云母转融反应的产物或是变质原岩的残留物(Lackey *et al.*, 2012; 焦淑娟等, 2013)。本文岩相学研究表明,云开高州紫苏花岗岩中共识别出两种不同成因类型的石榴石。紫苏花岗岩内中粒(1~3mm)纯净无包体较自形的石榴石为岩浆型( $\text{Grt}_2 \text{ I}$ )(图4b),是岩浆结晶的产物,其原始的核部也可能为转熔型或变质型(焦淑娟等, 2013)。紫苏花岗岩内及极细粒(0.01~0.05mm)串珠状石榴石广泛分布在紫苏辉石、黑云母及钛铁矿与斜长石的接触边界(图4c, d, f),为发生变质作用过程中变质重结晶的产物,此种石榴石应为变质型( $\text{Grt}_3 \text{ II}$ ),串珠状石榴石中包裹的细粒石英或与之共生,形成  $\text{Grt}_3 \text{ II} + \text{Qtz}$  后成合晶退变质结构,该结构因石榴石多以淡红色调为主也被称为“红眼圈”。

## 7.2 紫苏花岗岩 $P$ - $T$ 演化

结合岩相学观察,运用传统地质温压计和平均温压计算以及  $P$ - $T$  视剖面相图模拟,共同限定了紫苏花岗岩三阶段演化的温压条件。结果表明,紫苏花岗岩的形成反映了一条顺时针的  $P$ - $T$  演化轨迹,且以峰期前略微减压并伴随明显的升温,随后为一个近等压冷却(IBC)的过程,这与武夷-云开造山带报道的其它高级变质岩的  $P$ - $T$  轨迹同属顺时针型(陈斌和庄育勋, 1994; Yu *et al.*, 2005; 陈相艳等, 2015)。峰期前矿物组合( $M_1$ )由紫苏辉石变斑晶中的包裹体矿物石榴石+黑云母+斜长石+钛铁矿+石英组成,由矿物含量成分等

值线限定了峰期前的温压条件为  $720 \sim 740^\circ\text{C}$ 、 $6.8 \sim 7.3 \text{ kbar}$ (图8c)。云开高州地区紫苏花岗岩中的峰期变质-深熔矿物组合( $M_2$ )由石榴石+紫苏辉石+斜长石+钾长石+石英+钛铁矿+熔体组成。熔体推测为峰期相是因为:1)在中粒紫苏辉石斑晶中可见浑圆状的长石和石英(图4c);2)可见黑云母+石英集合体沿着矿物颗粒边界分布(图4b);3)锆石核部年龄( $431 \pm 4 \text{ Ma}$ )代表了部分熔融事件之后紫苏花岗岩的结晶年龄(图9a)。紫苏花岗岩结晶阶段( $M_{2b}$ )温压条件为  $810 \sim 820^\circ\text{C}$ 、 $5.7 \sim 5.9 \text{ kbar}$ (图8c),该温压条件略低于  $\text{Grt-Opx-Pl-Qtz}$  矿物对计算的温压( $800 \sim 850^\circ\text{C}$ 、 $5.6 \sim 6.2 \text{ kbar}$ )可能是由于矿物间元素的扩散或者后期的干扰造成的(Pattison *et al.*, 2003),我们也通过平均温压法进一步限定了紫苏花岗岩峰期深熔-结晶阶段温压条件为  $805 \sim 830^\circ\text{C}$ 、 $5.5 \sim 6.1 \text{ kbar}$ 。综上所述,结合定量的视剖面图模拟,平均温压和传统温压计计算,获得了紫苏花岗岩样品峰期深熔-结晶阶段温压条件为  $835 \sim 810^\circ\text{C}$ 、 $6.5 \sim 5.8 \text{ kbar}$ ( $M_2$ ),换算成地温梯度为  $38 \sim 43^\circ\text{C}/\text{km}$ ,远高于典型陆陆碰撞造山带地热梯度值(Imayama *et al.*, 2012),暗示紫苏花岗岩形成过程可能还受热源的影响。在视剖面图中,黑云母稳定于低温区域,熔体出现于高温区域且具有很陡的固相线,温压计算结果表明从峰期前阶段到峰期变质-深熔阶段岩石经历了减压加热的过程(图8c)。熔体的生成是黑云母和石英在加热和部分熔融过程期间发生脱水反应的结果(White *et al.*, 2004)。最新研究认为,减压熔融只能产生少部分熔体,高温作用是导致地壳深熔作用的主要机制(Groppo *et al.*, 2012),产生的大量熔体进一步冷却固结成岩。退变质矿物组合( $M_3$ )由中粒紫苏辉石、钛铁矿和黑云母边部形成串珠状石榴石+石英及紫苏辉石边部细粒的黑云母+石英后成合晶组成。通过变质温压计算也获得退变质阶段的温压条件为  $720 \sim 760^\circ\text{C}$ 、 $5.4 \sim 5.8 \text{ kbar}$ ,与岩相学中“红眼圈”结构(图4b, f)和紫苏辉石斑晶出溶柱状钛铁矿指示的近等压降温过程相一致。

## 7.3 构造意义

扬子与华夏拼合时代存在争议。大部分学者认为其最终至新元古代发生碰撞聚合而形成统一块体(Li *et al.*, 1995; Wang *et al.*, 2007; 舒良树, 2012; Zhao and Cawood, 2012);而部分学者认为新元古代华南洋向北俯冲形成江南造山带,加里东期华南残余洋盆(或新生裂解洋盆)向南东或向南俯冲形成早古生代武夷-云开造山带(彭松柏等, 2016a, b; 覃小锋等, 2017; Liu *et al.*, 2018);也有部分学者认为晚古生代-早中生代扬子和华夏之间被深海大洋盆地(板溪洋、南盘江洋或右江洋)相隔,中生代早期两陆块才最终闭合(Hsü *et al.*, 1988; 李继亮等, 1989; 吴浩若等, 1997)。因此,华南南华纪-早古生代残余洋盆或新生洋盆是否存在造成了学术界对于武夷-云开造山带的构造属性有着两种截然不同观点:一种观点认为是弧(陆)-陆碰撞造山带(Zhao and



Cawood, 2012; Lin *et al.*, 2018); 另一种观点认为是板内造山带(Li *et al.*, 2010; Huang *et al.*, 2013)。经过近十几年来研究, 很多学者提出板内造山致使地壳缩短加厚, 导致晚新元古代形成的南华裂谷在此时闭合, 扬子与华夏陆块之间不存在所谓的“南华残留洋”(Li *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2013b)。但是关于早古生代武夷-云开造山带的板内造山的机制不同学者有不同的认识。Faure *et al.* (2009) 提出华夏陆块向北俯冲, 形成逆冲推覆构造, 属于陆内俯冲机制。Li *et al.* (2010) 认为该期陆内造山可能是由于构造挤压的远程应力效应造成的; Charvet *et al.* (2010) 认为该期事件可能是由于南华裂谷闭合引起的南部陆块向北部陆块俯冲的结果; Wang *et al.* (2012) 认为该期造山事件可能是由于澳大利亚-印度板块与华夏陆块汇聚的远程效应引起的。但板内造山模式难以解释以下地质事实: 1) 在华夏陆块既不存在统一的晋宁期角度不整合, 也不发育与扬子陆块同期的相同类型的南华纪冰水沉积, 而且华南至泥盆纪才出现统一盖层; 2) 陆内造山模式很难解释如何把陈蔡群和麻源群岩石带到下地壳 20 ~ 30 km 并造成蓝晶石带高压变质; 3) 陈蔡群、麻源群均表现为顺时针 *P-T* 轨迹(Zhao and Cawood, 2012; 陈相艳等, 2015), 具有近等温减压的特征, 与陆陆碰撞造山模式对应。因此, 越来越多研究者接受华南加里东期属于俯冲-碰撞造山作用观点(Zhao and Cawood, 2012; 陈相艳等, 2015; Zhang *et al.*, 2016; 彭松柏等, 2016a; 覃小锋等, 2017; Lin *et al.*, 2018)。显然, 华南武夷-云开地区是否存在早古生代洋盆成为解决上述争议的关键。前人提出南华纪(800 ~ 680 Ma) 到早古生代存在华南残余洋盆, 大致沿江西省东北部和安徽省西南部展布, 并提供了沉积古地理学、大地构造学、古地磁学等诸多方面的证据(Hsu *et al.*, 1990; 张伯友等, 2003; 殷鸿福等, 1999; 马瑞士, 2006)。近年来, 新的发现和研究表明, 沿着江绍-郴州-钦防构造结合带存在大量早古生代俯冲-碰撞造山的地质证据: 如早古生代蛇绿岩残片、早古生代岛弧火山岩和辉绿岩的相继报道(Zhao *et al.*, 2015; 董学发等, 2016; 彭松柏等, 2016b; 王存智等, 2016; 周岱等, 2017); 云开岛弧、武夷岛弧和罗霄岛弧分布大量的早古生代花岗岩, 具有 TTG 钙碱性岛弧花岗岩的特征(邓晋福等, 2016); 武夷-云开地区早古生代(440 ~ 435 Ma) 中-高压高温麻粒岩(750 ~ 900°C, 7 ~ 11 kbar) 均表现出与俯冲-碰撞造山密切相关的顺时针 *P-T* 轨迹(陈斌和庄育勋, 1994; 于津海等, 2005; Li *et al.*, 2010; 于津海等, 2014; Zhao *et al.*, 2015; 陈相艳等, 2015; 本文研究); 浙江龙游地区发现早古生代(约 450 Ma) 高压变质榴闪岩(退变质阶段:  $T = 664 \sim 691^\circ\text{C}$ ,  $P = 6.8 \sim 7.3 \text{ kbar}$ ) (陈相艳等, 2015); 浙东陈蔡、龙游存在新元古到早古生代俯冲增生杂岩(王存智等, 2016; 董学发等, 2016); 云开西北缘识别出与俯冲-碰撞相关的早古生代构造混染岩(Liu *et al.*, 2018) 等。因此, 据上述早古生代蛇绿岩、岛弧火山岩、TTG、高级变质岩和俯冲增生杂岩的研究表明, 华南扬子与华夏地块之间存在早古生代洋陆俯

冲-增生-碰撞造山作用, 且进一步证明华南南华纪-早古生代残余洋盆的存在。江山-郴州-钦防构造结合带可能代表了华南洋盆消失的缝合带, 因为大部分关键证据均沿着此断裂带分布(Liu *et al.*, 2018)。

云开地块, 位于早古生代武夷-白云-云开-Song Chay 变质造山带的中部(Lin *et al.*, 2008), 对认识华南板块南缘早中生代的演化十分重要。由于其西部的印支陆块与东部的华北板块的相互作用使得华南板块三叠纪经历了强烈的构造热事件(Wang *et al.*, 2005, 2007, 2013b; Shu *et al.*, 2015)。尽管仍存不少争议, 印支陆块与华南陆块的边界大致沿着哀牢山-松马缝合带(Faure *et al.*, 2014, 2016) (图 1a)。Chen *et al.* (2014) 总结了 Song Chay 地体中 U-Pb 锆石年代学数据, 在正片麻岩中三叠纪年龄通常出现于早古生代锆石的边部, 它们被认为代表了古生代花岗质原岩的再造作用。基于本文紫苏花岗岩中锆石的核-边结构, 并获得该样品两组谐和年龄分别为  $431.4 \pm 4.1 \text{ Ma}$  和  $243.2 \pm 1.8 \text{ Ma}$ , 我们认为前者代表了紫苏花岗岩的结晶年龄, 为加里东期造山过程原岩部分熔融结晶的产物, 后者指示了三叠纪(印支期) 对先存的早古生代(加里东期) 形成的紫苏花岗岩的再造事件的年龄。Chen *et al.* (2012) 对云开紫苏花岗岩中独居石进行了定年, 获得了海西期(~370 Ma) 的年龄, 并认为是麻粒岩相变质之后一次重要的流体侵入热事件, 这与本文研究结果不一致, 我们并未获得与此次海西期构造热事件有关的锆石年龄。王祥东等(2019) 对云开片麻岩进行独居石、磷灰石和锆石 U-Pb 定年, 获得了 434 ~ 437 Ma 的岩浆锆石年龄、磷灰石的 241 ~ 242 Ma 的变质年龄和独居石的 229 ~ 236 Ma 的变质年龄, 并认为岩浆锆石年龄代表了片麻岩原岩(花岗质岩石) 的形成时代, 而独居石和磷灰石的年龄暗示云开地块经历了印支期(230 ~ 240 Ma) 构造热事件的叠加改造, 这与本文年代学研究结果十分吻合。因此, 云开地块三叠纪再造作用能够通过锆石 U-Pb 年代学证据能够证实, 而海西期构造热事件再造作用未获本研究结果支持。值得注意的是, 通常人们认为 250 ~ 230 Ma 为印支陆块东部发生同构造变质作用的时间(Faure *et al.*, 2014), 与本文紫苏花岗岩记录的印支期时间一致, 该年龄与 Song Chay 地体中正片麻岩的年龄十分类似(Chen *et al.*, 2014)。Song Chay 地体与云开地体之间年龄的相似性还体现在均有早古生代-三叠纪的锆石核-边结构, 并且还从大量变质岩中获得相似的<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 矿物年龄, 且主要为三叠纪。大容山 S 型花岗岩和少量深成岩记录的年龄信息与其东侧延伸的云开地块几乎是相同的。据武夷山, 云开和 Song Chay 地体的空间展布关系(图 1c), 云开地块经历过如 Song Chay 地体一般强烈的三叠纪再造作用, 并主要受控于印支陆块与华南陆块间的碰撞拼合作用(Chen *et al.*, 2017)。最近根据浙江和福建变泥质岩上交点为不谐和的早古生代年龄和下交点为不谐和的三叠纪年龄认为, 早中生代变质再造作用可能影响着整个华夏古陆(Zhao *et al.*, 2015)。昆嵩地体, 为印支陆块连续出露的最大的结晶基底,

与云开地块具有相似的变质程度(Osanai *et al.*, 2008)(不同杂岩变质程度显示角闪-麻粒岩相,角闪岩相和绿片岩-角闪岩相)和年代学结果。在特殊岩性的年龄方面具有相似性,例如共生高温麻粒岩-紫苏花岗岩便是很好的实例。昆嵩地体东部产出的麻粒岩,据独居石 U-Pb 定年(Roger *et al.*, 2007)和黑云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定年(Maluski *et al.*, 2005)为早古生代。然而,昆嵩地体西部的麻粒岩及其伴生的紫苏花岗岩获得了三叠纪的锆石 U-Pb 年龄(Roger *et al.*, 2007)和黑云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄(Nagy *et al.*, 2001)。高州杂岩显示的早古生代年龄(440~430Ma)和三叠纪变质事件叠加年龄(225~245Ma)与昆嵩地体同种岩性相比具有很大的相似性。因此,云开和昆嵩地体均可能代表着重新活化的变质地体,华南和印支陆块的早古生代基底遭受了强烈的三叠纪再造。

本文中所得到的紫苏花岗岩 *P-T* 演化历史以峰期前略微减压并伴随明显的升温过程,随后经历近等压冷却(IBC)的顺时针 *P-T* 轨迹(图 8c),其特征明显不同于岛弧或活动大陆边缘地壳因岩浆作用而垂向增生的构造环境,后者的 *P-T* 轨迹以逆时针为特征(Harley, 1989)。本研究恢复的顺时针 *P-T* 轨迹与后碰撞造山过程相一致,可能指示了陆陆碰撞造山作用的后期抬升阶段,高的地热梯度指示其同时还有热源的加入,热源可能与幔源岩浆的底侵加热有关(周汉文等, 1996; Yao *et al.*, 2012)。本文 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示, U-Pb 谐和年龄投图分别获得锆石核部  $431 \pm 4\text{Ma}$  和锆石边部  $243 \pm 2\text{Ma}$  两组谐和年龄(图 9)。因此,岩石学和锆石 U-Pb 年代学证据指示了早古生代扬子与华夏陆块陆陆碰撞后抬升,发生减压升温熔融结晶形成了中低压高温含石榴石的紫苏花岗岩,并生成岩浆型 Grt<sub>2</sub> I, 之后在早中生代近原地的等压冷却过程中发生退变质作用叠加并形成变质型 Grt<sub>3</sub> II 的演化历史。

## 8 结论

通过对华南云开高州紫苏花岗岩的野外和室内岩相学与相图模拟及其中锆石的 U-Pb 年代学测定,可以得出以下认识:

(1) 紫苏花岗岩的演化共分为 3 个阶段: 1) 峰期前阶段(M<sub>1</sub>), 由紫苏辉石斑晶中的包裹体矿物 Grt<sub>1</sub> + Bt<sub>1</sub> + Pl<sub>1</sub> + Ilm<sub>1</sub> + Qtz 组成; 2) 峰期变质-深熔阶段(M<sub>2</sub>), 由基质中平衡共生的斑晶矿物 Grt<sub>2</sub> I + Hy<sub>2</sub> + Bt<sub>2</sub> + Pl<sub>2</sub> + Ilm<sub>2</sub> + Qtz 构成; 3) 退变质阶段(M<sub>3</sub>), 由后成合晶结构中的 Grt<sub>3</sub> II + Bt<sub>3</sub> + Qtz 组成。

(2) 本研究计算得到紫苏花岗岩峰期前矿物组合形成条件为 720℃、7.0kbar (M<sub>1</sub>), 峰期深熔结晶条件为 835~810℃、6.5~5.8kbar (M<sub>2</sub>), 退变质条件为 740℃、5.6kbar (M<sub>3</sub>), 指示相对高温中低压的麻粒岩相变质-深熔作用和紫苏花岗岩冷却结晶及退变质过程。

(3) 年代学研究表明, 云开紫苏花岗岩中锆石具有清晰

的核-边结构, 获得了核部  $431 \pm 4\text{Ma}$  和边部  $243 \pm 2\text{Ma}$  的谐和年龄, 并识别出岩浆型 (Grt<sub>2</sub> I) 和变质型 (Grt<sub>3</sub> II) 两种石榴石, 指示了前者为加里东期高级变质-深熔作用的岩浆成因, 后者为印支期构造热事件叠加的变质成因。

(4) 紫苏花岗岩的形成反映了一条顺时针的 *P-T* 演化轨迹, 且以峰期前略微减压并伴随明显的升温, 随后为一个近等压冷却(IBC)的过程, 指示了紫苏花岗岩由早古生代加里东期中低压高温变质-深熔作用形成, 时间上应该发生于华南早古生代扬子与华夏陆块碰撞后抬升过程期间, 之后遭受了早中生代印支期构造热事件的明显叠加。

**致谢** 该研究还得到陕西省“百人计划”的资助。中国科学院广州地球化学研究所陈林丽老师在电子探针实验和李颖颖老师在锆石测年实验过程中给予了帮助; 两位匿名审稿专家认真审阅了本文, 并提出了建设性的修改意见; 在此一并表示衷心感谢!

## References

- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb. *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79
- Bhattacharya A, Krishnakumar KR, Raith M and Sen SK. 1991. An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer. *Journal of Petrology*, 32(3): 629-656
- Bohlender F, Van Reenen DD and Barton Jr JM. 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the southern marginal zone of the Limpopo belt. *Precambrian Research*, 55(1-4): 429-449
- Brown M. 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1): 25-40
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangdong Province. 1988. *Regional Geology of Guangdong Province*. Beijing: Geological Publishing House, 1-750 (in Chinese)
- Charvet J, Shu LS, Faure M, Choulet F, Wang B, Lu HF and Le Breton N. 2010. Structural development of the Lower Paleozoic belt of South China: Genesis of an intracontinental orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 309-330
- Chen B and Zhuang YX. 1994. The petrology and petrogenesis of Yunlu charnockite and its granulite inclusion, West Guangdong, South China. *Acta Petrologica Sinica*, 10(2): 139-150 (in Chinese with English abstract)
- Chen CH, Liu YH, Lee CY, Xiang H and Zhou HW. 2012. Geochronology of granulite, charnockite and gneiss in the polymetamorphosed Gaozhou Complex (Yunkai massif), South China: Emphasis on the in-situ EMP monazite dating. *Lithos*, 144-145: 109-129
- Chen CH, Liu YH, Lee CY, Sano Y, Zhou HW, Xiang H and Takahata N. 2017. The Triassic reworking of the Yunkai massif (South China): EMP monazite and U-Pb zircon geochronologic evidence. *Tectonophysics*, 694: 1-22
- Chen XY, Tong LX, Zhang CL, Zhu QB and Li YN. 2015. Retrograde garnet amphibolite from eclogite of the Zhejiang Longyou area: New evidence of the Caledonian orogenic event in the Cathaysia block. *Chinese Science Bulletin*, 60(13): 1207-1217 (in Chinese)
- Chen ZC, Lin W, Faure M, Lepvrier C, Van Vuong N and Van Tich V. 2014. Geochronology and isotope analysis of the Late Paleozoic to Mesozoic granitoids from northeastern Vietnam and implications for the evolution of the South China block. *Journal of Asian Earth*

- Sciences, 86: 131–150
- Cong BL and Zhang WH. 1977. The garnet in the eclogite. Chinese Science Bulletin, (9): 413–416 (in Chinese)
- Connolly JAD. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. Earth and Planetary Science Letters, 236(1–2): 524–541
- Cooray PG. 1969. Charnockites as metamorphic rocks. American Journal of Science, 267(8): 969–982
- Deng JF, Feng YF, Di YJ, Liu C, Xiao QH, Su SG, Zhao GC, Meng F and Xiong L. 2016. The intrusive spatial temporal evolutionary framework in the Southeast China. Geological Review, 62(1): 3–16 (in Chinese with English abstract)
- Dong XF, Yu SQ, Tang ZC, Xiao QH, Yuan Q, Chen ZD, Zhou ZY and Wu XY. 2016. Geochemical characteristics of the intra-oceanic arc type metabasic-volcanics in Chencai accretion complex of Zhejiang Province and their geological significance. Geology in China, 43(3): 817–828 (in Chinese with English abstract)
- Du YS, Collerson KD, Zhao JX and Pang BC. 1999. Characteristics and petrogenesis of granulite enclaves in S-type granites in the junction of Guangdong and Guangxi provinces. Acta Petrologica Sinica, 15(2): 309–314 (in Chinese with English abstract)
- Endo T, Tsunogae T, Santosh M, Shaji E and Rambelison RA. 2017. Petrogenesis of incipient charnockite in the Ikalamavony sub-domain, south-central Madagascar: New insights from phase equilibrium modeling. Lithos, 282–283: 431–446
- Faure M, Shu LS, Wang B, Charvet J, Choulet F and Monie P. 2009. Intracontinental subduction: A possible mechanism for the Early Palaeozoic Orogen of SE China. Terra Nova, 21(5): 360–368
- Faure M, Lepvrier C, Van Nguyen V, Van Vu T, Lin W and Chen ZC. 2014. The South China block-Indochina collision: Where, when, and how? Journal of Asian Earth Sciences, 79: 260–274
- Faure M, Lin W, Chu Y and Lepvrier C. 2016. Triassic tectonics of the Ailaoshan Belt (SW China): Early Triassic collision between the South China and Indochina Blocks, and Middle Triassic intracontinental shearing. Tectonophysics, 683: 27–42
- Frost BR, Frost CD, Hulsebosch TP and Swapp SM. 2000. Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Wind River Range, Wyoming. Journal of Petrology, 41(12): 1759–1776
- Frost BR and Frost CD. 2008. On charnockites. Gondwana Research, 13(1): 30–44
- Groppo C, Rolfo F and Indares A. 2012. Partial melting in the higher Himalayan crystallines of eastern Nepal: The effect of decompression and implications for the ‘channel flow’ model. Journal of Petrology, 53(5): 1057–1088
- Harley SL. 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86(4): 359–373
- Harley SL. 1989. The origins of granulites: A metamorphic perspective. Geological Magazine, 126(3): 215–247
- Harlov DE, Van Den Kerkhof A and Johansson L. 2013. The Varberg-Torpa charnockite-granite association, SW Sweden; Mineralogy, petrology, and fluid inclusion chemistry. Journal of Petrology, 54(1): 3–40
- Holdaway MJ. 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. American Mineralogist, 85(7–8): 881–892
- Holland TJB and Powell R. 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. Journal of Metamorphic Geology, 29(3): 333–383
- Howie RA. 1955. XVIII. The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 62(3): 725–768
- Hsü KJ, Sun S, Li JL, Chen HH, Pen HP and Sengor AMC. 1988. Mesozoic overthrust tectonics in South China. Geology, 16(5): 418–421
- Hsü KJ, Li JL, Chen HH, Wang QC, Sun S and Şengör AMC. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. Tectonophysics, 183(1–4): 9–39
- Huang XL, Yu Y, Li J, Tong LX and Chen LL. 2013. Geochronology and petrogenesis of the Early Paleozoic I-type granite in the Taishan area, South China: Middle-lower crustal melting during orogenic collapse. Lithos, 177: 268–284
- Imayama T, Takeshita T, Yi K, Cho DL, Kitajima K, Tsutsumi Y, Kayama M, Nishido H, Okumura T, Yagi K, Itaya T and Sano Y. 2012. Two-stage partial melting and contrasting cooling history within the Higher Himalayan Crystalline Sequence in the far-eastern Nepal Himalaya. Lithos, 134–135: 1–22
- 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 (in Chinese with English abstract)
- Jiao SJ, Li XH, Huang HQ and Deng XG. 2015. Metasedimentary melting in the formation of charnockite: Petrological and zircon U-Pb-Hf-O isotope evidence from the Darongshan S-type granitic complex in southern China. Lithos, 239: 217–233
- Kriegsman LM. 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. Lithos, 56(1): 75–96
- Krippner A, Meinhold G, Morton AC and Von Eynatten H. 2014. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. Sedimentary Geology, 306: 36–52
- Lackey JS, Romero GA, Bouvier AS and Valley JW. 2012. Dynamic growth of garnet in granitic magmas. Geology, 40(2): 171–174
- Li CY, Zhang H, Wang FY, Liu JQ, Sun YL, Hao XL, Li YL and Sun WD. 2012. The formation of the Dabaoshan porphyry molybdenum deposit induced by slab rollback. Lithos, 150: 101–110
- Li JL, Sun S, Xu JH, Chen HH, Peng HB and Wang QC. 1989. New evidences about the evolution of the South Cathay Orogenic belt. Scientia Geologica Sinica, 24(3): 217–225 (in Chinese)
- Li XH, Li ZX, Ge WC, Zhou HW, Li WX, Liu Y and Wingate MTD. 2003. Neoproterozoic granulites in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825Ma? Precambrian Research, 122(1–4): 45–83
- Li ZX, Zhang LH and Powell CM. 1995. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? Geology, 23(5): 407–410
- Li ZX, Li XH, Wartho JA, Clark C, Li WX, Zhang CL and Bao CM. 2010. Magmatic and metamorphic events during the Early Paleozoic Wuyi-Yunkai orogeny, southeastern South China: New age constraints and pressure-temperature conditions. Geological Society of America Bulletin, 122(5–6): 772–793
- Lin SF, Xing GF, Davis DW, Yin CQ, Wu ML, Li LM, Jiang Y and Chen ZH. 2018. Appalachian-style multi-terrane Wilson cycle model for the assembly of South China. Geology, 46(4): 319–322
- Lin W, Wang QC and Chen K. 2008. Phanerozoic tectonics of south China block: New insights from the polyphase deformation in the Yunkai massif. Tectonics, 27(6): TC6004
- Liu YS, Hu ZC, Gao S, Günther D, Xu J, Gao CG and Chen HH. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chemical Geology, 257(1–2): 34–43
- Ludwig KR. 2003. User’s Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication
- Ma RS. 2006. New thought about the tectonic evolution of the South China: With discussion on several problems of the Cathaysian old land. Geological Journal of China Universities, 12(4): 448–456 (in Chinese with English abstract)
- Maluski H, Lepvrier C, Leyreloup A, Van Tich V and Thi PT. 2005. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology of the charnockites and granulites of the Kan Nack complex, Kon Tum Massif, Vietnam. Journal of Asian Earth Sciences, 25(4): 653–677
- Nagy EA, Maluski H, Lepvrier C, Schärer U, Thi PT, Leyreloup A and Van Thich V. 2001. Geodynamic significance of the Kontum massif

- in central Vietnam; Composite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb ages from Paleozoic to Triassic. *The Journal of Geology*, 109(6): 755–770
- Newton RC and Perkins D. 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*, 67(3–4): 203–222
- Newton RC. 1992. An overview of charnockite. *Precambrian Research*, 55(1–4): 399–405
- Osanai Y, Nakano N, Owada M, Nam TN, Miyamoto T, Minh NT, Van Nam N and Van Tri T. 2008. Collision zone metamorphism in Vietnam and adjacent South-eastern Asia; Proposition for Trans Vietnam Orogenic Belt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 103(4): 226–241
- Pan GT, Lu SN, Xiao QH, Zhang KQ, Yin FG, Hao GJ, Luo MS, Ren F and Yuan SH. 2016. Division of tectonic stages and tectonic evolution in China. *Earth Science Frontiers*, 23(6): 1–23 (in Chinese)
- Pattison DRM, Chacko T, Farquhar J and McFarlane CRM. 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism; Constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *Journal of Petrology*, 44(5): 867–900
- Peng SB, Liu SF, Lin MS, Wu CF and Han QS. 2016a. Early Paleozoic subduction in Cathaysia (I): New evidence from Nuodong ophiolite. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 41(5): 765–778 (in Chinese with English abstract)
- Peng SB, Liu SF, Lin MS, Wu CF and Han QS. 2016b. Early Paleozoic subduction in Cathaysia (II): New evidence from the Dashuang high magnesian-magnesian andesite. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 41(6): 931–947 (in Chinese with English abstract)
- Powell R and Holland TJB. 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79(1): 120–133
- Pownceby MI, Wall VJ and O'Neill HSC. 1991. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria. *American Mineralogist*, 76(9–10): 1580–1588
- Qin XF, Wang ZQ, Gong JH, Zhao GY, Shi H, Zhan JY and Wang Z. 2017. The confirmation of Caledonian intermediate-mafic volcanic rocks in northern margin of Yunkai Block; Evidence for Early Paleozoic paleo-ocean basin in southwestern segment of Qinzhong-Hangzhou Joint Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 33(3): 791–809 (in Chinese with English abstract)
- Roger F, Maluski H, Leyreloup A, Lepvrier C and Thi PT. 2007. U-Pb dating of high temperature metamorphic episodes in the Kon Tum Massif (Vietnam). *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3–4): 565–572
- Santosh M, Harris NBW, Jackson DH and Matthey DP. 1990. Dehydration and incipient charnockite formation; A phase equilibria and fluid inclusion study from South India. *The Journal of Geology*, 98(6): 915–926
- Shu LS. 2012. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block. *Geological Bulletin of China*, 31(7): 1035–1053 (in Chinese with English abstract)
- Shu LS, Wang B, Cawood PA, Santosh M and Xu ZQ. 2015. Early Paleozoic and Early Mesozoic intraplate tectonic and magmatic events in the Cathaysia Block, South China. *Tectonics*, 34(8): 1600–1621
- Spear FS, Kohn MJ and Cheney JT. 1999. *P-T* paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1): 17–32
- Su SG, Deng JF, Liang FH, Zhou XR and Gu DL. 2003. Occurrence of the restite minerals in charnockites and the processes of charnockite formation in Yishui area, Shandong Province. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 257–267 (in Chinese with English abstract)
- Tang L, Santosh M, Tsunogae T, Koizumi T, Hu XK and Teng XM. 2017. Petrology, phase equilibria modelling and zircon U-Pb geochronology of Paleoproterozoic mafic granulites from the Fuping Complex, North China Craton. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(5): 517–540
- Tong L, Liu Z, Li ZX, Liu XH and Zhou X. 2019. Poly-phase metamorphism of garnet-bearing mafic granulite from the Larsemann Hills, East Antarctica: *P-T* path, U-Pb ages and tectonic implications. *Precambrian Research*, 326: 385–398
- Touret JLR and Huizenga JM. 2012. Charnockite microstructures; From magmatic to metamorphic. *Geoscience Frontiers*, 3(6): 745–753
- Vavra G, Schmid R and Gebauer D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons; Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(4): 380–404
- Wan YS, Liu DY, Wilde SA, Cao JJ, Chen B, Dong CY, Song B and Du LL. 2010. Evolution of the Yunkai Terrane, South China: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating, geochemistry and Nd isotope. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 140–153
- Wang CZ, Jiang Y, Zhao XL, Xing GF, Gao TS, Jin GD and Yang D. 2016. Geochronological and geochemical characteristics of the Xiahetu amphibolites from Chencai Group and their tectonic implications. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 35(3): 425–442 (in Chinese with English abstract)
- Wang D, Zheng JP, Ma Q, Griffin WL, Zhao H and Wong J. 2013a. Early Paleozoic crustal anatexis in the intraplate Wuyi-Yunkai orogen, South China. *Lithos*, 175–176: 124–145
- Wang XD, Xu DM, Wang L, Zhou D, Hu J and Ke XZ. 2019. Reworking of Indosinian tectono-thermal events in the Yunkai massif: Gneissic multi-mineral U-Pb geochronological evidence. *Earth Science*, <http://kns.cnki.net/kcms/detail/42.1874.p.20190705.1654.024.html> (in Chinese with English abstract)
- Wang YJ, Fan WM, Liang XQ, Peng TP and Shi YR. 2005. SHRIMP zircon U-Pb geochronology of Indosinian granites in Hunan Province and its petrogenetic implications. *Chinese Science Bulletin*, 50(13): 1395–1403
- Wang YJ, Fan WM, Zhao GC, Ji SC and Peng TP. 2007. Zircon U-Pb geochronology of gneissic rocks in the Yunkai massif and its implications on the Caledonian event in the South China Block. *Gondwana Research*, 12(4): 404–416
- Wang YJ, Wu CM, Zhang AM, Fan WM, Zhang YH, Zhang YZ, Peng TP and Yin CQ. 2012. Kwangsi and Indosinian reworking of the eastern South China Block: Constraints on zircon U-Pb geochronology and metamorphism of amphibolites and granulites. *Lithos*, 150: 227–242
- Wang YJ, Fan WM, Zhang GW and Zhang YH. 2013b. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. *Gondwana Research*, 23(4): 1273–1305
- White RW, Powell R and Halpin JA. 2004. Spatially-focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 22(9): 825–845
- White RW, Powell R, Holland TJB, Johnson TE and Green ECR. 2014. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(3): 261–286
- Whitney DL and Evans BW. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187
- Wu CM, Zhang J and Ren LD. 2004. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites. *Journal of Petrology*, 45(9): 1907–1921
- Wu HR, Kuang GD and Wang ZC. 1997. Preliminary study on Late Paleozoic tectonic sedimentary settings in Guangxi. *Scientia Geologica Sinica*, 32(1): 11–18 (in Chinese with English abstract)
- Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1554–1569
- Xia QX and Zheng YF. 2011. The composition and chemical zoning in garnet from high to ultrahigh pressure metamorphic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 27(2): 433–450 (in Chinese with English abstract)
- Yakymchuk C, Kirkland CL and Clark C. 2018. Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(6): 715

- 737

- Yang XQ, Li ZL and Yu SQ. 2016. Phase equilibrium modeling, fluid inclusions and Origin of charnockites in the Datian region of the northeastern Cathaysia Block, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 126: 14 – 28
- Yao WH, Li ZX, Li WX, Wang XC, Li XH and Yang JH. 2012. Post-kinematic lithospheric delamination of the Wuyi-Yunkai orogen in South China: Evidence from ca. 435Ma high-Mg basalts. *Lithos*, 154: 115 – 129
- Yin HF, Wu SB, Du YS and Peng YQ. 1999. South China defined as part of Tethyan archipelagic ocean system. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 24(1): 1 – 12 (in Chinese)
- Yu DG, Zhu MQ, Lin ZY, Wu RG and Wu JH. 2009. Deep source shallow rock, thermal uplift structure and potassium fluid trinity uranium metallogenic model. In: *Proceedings of Annual conference of Chinese Nuclear Society*. Beijing: Chinese Nuclear Society (in Chinese)
- Yu JH, Zhou XM, O'Reilly YS, Zhao L, Griffin WL, Wang RC, Wang LJ and Chen XM. 2005. Formation history and protolith characteristics of granulite facies metamorphic rock in Central Cathaysia deduced from U-Pb and Lu-Hf isotopic studies of single zircon grains. *Chinese Science Bulletin*, 50(18): 2080 – 2089
- Yu JH, Lou FS, Wang LJ, Shen LW, Zhou XY, Zhang CH and Huang ZZ. 2014. The geological significance of a Paleozoic mafic granulite found in the Yiyang area of northeastern Jiangxi Province. *Chinese Science Bulletin*, 59(35): 3508 – 3516 (in Chinese)
- Zhang BY, Zhang HY, Zhao ZH, Yang SF, Chen HL and Shi MQ. 2003. Permian island-arc basalt in West Guangdong and East Guangxi tectonic belt, South China: Implications for the paleotethys. *Journal of Nanjing University (Natural Science)*, 39(1): 46 – 54 (in Chinese with English abstract)
- Zhang CL, Zhu QB, Chen XY and Ye HM. 2016. Ordovician arc-related mafic intrusions in South China; Implications for plate subduction along the southeastern margin of South China in the Early Paleozoic. *The Journal of Geology*, 124(6): 743 – 767
- Zhao GC and Cawood PA. 2012. Precambrian geology of China. *Precambrian Research*, 222 – 223: 13 – 54
- Zhao K, Xu XS and Erdmann S. 2017a. Crystallization conditions of peraluminous charnockites: Constraints from mineral thermometry and thermodynamic modelling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(5): 26
- Zhao K, Xu XS, Erdmann S, Liu L and Xia Y. 2017b. Rapid migration of a magma source from mid- to deep-crustal levels: Insights from restitic granulite enclaves and anatexitic granite. *Geological Society of America Bulletin*, 129(11 – 12): 1708 – 1725
- Zhao L, Guo F, Fan WM, Li CW, Qin XF and Li HX. 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, Li CW, Qin XF and Li HX. 2012. Origin of the granulite enclaves in Indo-Sinian peraluminous granites, South China and its implication for crustal anatexis. *Lithos*, 150: 209 – 226
- Zhao L, Zhou XW, Zhai MG, Santosh M and Geng YS. 2015. Zircon U-Th-Pb-Hf isotopes of the basement rocks in northeastern Cathaysia block, South China: Implications for Phanerozoic multiple metamorphic reworking of a Paleoproterozoic terrane. *Gondwana Research*, 28(1): 246 – 261
- Zhong ZQ, You ZD, Zhou HW and Han YJ. 1996. The evolution and basic structural framework of the basement of the Yunkai uplift. *Regional Geology of China*, (56): 36 – 43 (in Chinese with English abstract)
- Zhou D, Long WG, Wang L and Jia XH. 2017. Geochronology and Lu-Hf isotope of Early Paleozoic Zhuya-Shiban gabbros in Yunkai terrane, South China. *Geological Bulletin of China*, 36(5): 726 – 737 (in Chinese with English abstract)
- Zhou HW, You ZD, Zhong ZQ and Han YJ. 1996. Radioactive element distribution in the granulites and charnockites of the Yunkai Precambrian basement and their petrogenetic implication, western Guangdong. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 21(5): 529 – 535 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XM and Li WX. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326(3 – 4): 269 – 287

## 附中文参考文献

- 陈斌, 庄育勋. 1994. 粤西云开紫苏花岗岩及其麻粒岩包体的主要特点和成因讨论. *岩石学报*, 10(2): 139 – 150
- 陈相艳, 仝来喜, 张传林, 朱清波, 李亚楠. 2015. 浙江龙游石榴石角闪岩(退变榴辉岩): 华夏加里东期碰撞造山事件的新证据. *科学通报*, 60(13): 1207 – 1217
- 从柏林, 张雯华. 1977. 榴辉岩的石榴子石. *科学通报*, (9): 413 – 416
- 邓晋福, 冯艳芳, 狄永军, 刘翠, 肖庆辉, 苏尚国, 赵国春, 孟斐, 熊龙. 2016. 华南地区侵入岩时空演化框架. *地质论评*, 62(1): 3 – 16
- 董学发, 余盛强, 唐增才, 肖庆辉, 袁强, 陈忠大, 周宗尧, 吴小勇. 2016. 浙江“陈蔡增生杂岩”中洋内弧型变基性火山岩的地球化学特征及其地质意义. *中国地质*, 43(3): 817 – 828
- 杜杨松, Collerson KD, 赵建新, 庞保成. 1999. 两广交界地区 S 型花岗岩中麻粒岩包体的特征和成因. *岩石学报*, 15(2): 309 – 314
- 广东省地质矿产局. 1988. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1 – 750
- 焦淑娟, 郭敬辉, 彭松柏. 2013. 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. *岩石学报*, 29(5): 1740 – 1758
- 李继亮, 孙枢, 许清华, 陈海泓, 彭海波, 王清晨. 1989. 南华夏造山带构造演化的新证据. *地质科学*, (3): 217 – 225
- 马瑞士. 2006. 华南构造演化新思考兼论“华夏古陆”说中的几个问题. *高校地质学报*, 12(4): 448 – 456
- 潘桂棠, 陆松年, 肖庆辉, 张克信, 尹福光, 郝国杰, 骆满生, 任飞, 袁四化. 2016. 中国大地构造阶段划分和演化. *地学前缘*, 23(6): 1 – 23
- 彭松柏, 刘松峰, 林木森, 吴长峰, 韩庆森. 2016a. 华夏早古生代俯冲作用(I): 来自糯垌蛇绿岩的新证据. *地球科学(中国地质大学学报)*, 41(5): 765 – 778
- 彭松柏, 刘松峰, 林木森, 吴长峰, 韩庆森. 2016b. 华夏早古生代俯冲作用(II): 大爽高镁-镁质安山岩新证据. *地球科学(中国地质大学学报)*, 41(6): 931 – 947
- 覃小锋, 王宗起, 宫江华, 赵国英, 石浩, 詹俊彦, 王震. 2017. 云开地块北缘加里东期中-基性火山岩的厘定: 钦-杭结合带南西段早古生代古洋盆存在的证据. *岩石学报*, 33(3): 791 – 809
- 舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. *地质通报*, 31(7): 1035 – 1053
- 苏尚国, 邓晋福, 梁风华, 周珣若, 顾德林. 2003. 山东沂水紫苏花岗岩中残晶矿物的发现及紫苏花岗岩的形成过程. *地学前缘*, 10(3): 257 – 267
- 王存智, 姜杨, 赵希林, 邢光福, 高天山, 靳国栋, 杨东. 2016. 陈蔡岩群下河图斜长角闪岩年代学、地球化学特征及其构造意义.

岩石矿物学杂志, 35(3): 425-442

- 王祥东, 徐德明, 王磊, 周岱, 胡军, 柯贤忠. 2019. 云开地块印支期构造热事件叠加改造: 来自片麻岩中多矿物 U-Pb 年代学的证据. 地球科学, <http://kns.cnki.net/kcms/detail/42.1874.p.20190705.1654.024.html>
- 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 1997. 广西晚古生代构造沉积背景的初步研究. 地质科学, 32(1): 11-18
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589-1604
- 夏琼霞, 郑永飞. 2011. 高压-超高压变质岩石中石榴石的环带和成因. 岩石学报, 27(2): 433-450
- 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 彭元桥. 1999. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分. 地球科学(中国地质大学学报), 24(1): 1-12
- 余达淦, 祝民强, 林志瑜, 吴仁贵, 巫建华. 2009. 深源浅成岩体、热隆构造、钾质流体三位一体式铀成矿模式. 见: 中国核学会 2009 年学术年会论文集. 北京: 中国核学会
- 于津海, 周新民, O'Reilly SY, 赵蕾, Griffin WL, 王汝成, 王丽娟,

陈小明. 2005. 南岭东段基底麻粒岩相变质岩的形成时代和原岩性质: 锆石的 U-Pb-Hf 同位素研究. 科学通报, 50(16): 1758-1767

- 于津海, 楼法生, 王丽娟, 沈林伟, 周雪瑶, 张春晖, 黄志忠. 2014. 赣东北弋阳早古生代麻粒岩的发现及其地质意义. 科学通报, 59(35): 3508-3516
- 张伯友, 张海祥, 赵振华, 杨树锋, 陈汉林, 石满全. 2003. 两广交界处岑溪二叠纪岛弧型玄武岩及其古特提斯性质的讨论. 南京大学学报(自然科学版), 39(1): 46-54
- 钟增球, 游振东, 周汉文, 韩郁菁. 1996. 两广云开隆起区基底的组成演化及其基本结构格局. 中国区域地质, (1): 36-43
- 周岱, 龙文国, 王磊, 贾小辉. 2017. 云开地区早古生代竹雅-石板辉长岩锆石 U-Pb 定年与 Lu-Hf 同位素特征. 地质通报, 36(5): 726-737
- 周汉文, 游振东, 钟增球, 韩郁菁. 1996. 粤西云开前寒武纪基底麻粒岩、紫苏花岗岩放射性元素分布特征与岩石成因讨论. 地球科学(中国地质大学学报), 21(5): 529-534