

文章编号: 1000- 6524 (2002) 02- 0107- 12

## 20 世纪 90 年代国外花岗岩类研究的某些重大进展

涂绍雄<sup>1</sup>, 汪雄武<sup>1,2</sup>

(1. 中国地质调查局 花岗岩地质研究室, 湖北 宜昌 443003; 2. 成都理工大学, 四川 成都 610059)

**摘要:** 对 20 世纪 90 年代国外花岗岩类研究几个方面的进展情况进行了评述: I 型/S 型花岗岩成因的新模式、磁铁矿系列/钛铁矿系列花岗岩成因、从 ISAM 到以综合标志为基础的新的花岗岩地球动力学分类、从以大陆边缘板块俯冲带为主扩大到大陆内部碰撞造山带的花岗岩研究地域及太古宙 TTG 成因, 并力图阐明提出问题和解决问题的思路及着手研究的途径。这些内容表明花岗岩研究已进入一个新的发展阶段, 即从以个别岩体、岩套为主的研究发展到对全球不同构造背景下的花岗岩进行地球动力学研究。作为地壳重要组成的花岗岩物质可以作为地球动力学环境的标志及其演化的示踪剂, 反演出不同地球动力学环境下大陆地壳的形成和再循环过程。

**关键词:** 20 世纪 90 年代; 国外花岗岩类研究; 重大进展; 评述

**中图分类号:** P588. 12<sup>+</sup> 1 **文献标识码:** A

### Some significant advances in granitoid researches abroad in 1990s

TU Shao\_xiong<sup>1</sup> and WANG Xiong\_wu<sup>1,2</sup>

(1. Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, China; 2. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

**Abstract:** Granitoid researches abroad became more prosperous in 1990s than in 1980s. This paper has made a review on the advances of the researches in five aspects: the evolution of the petrogenetic model for I\_type and S\_type granitoids from the restite model to the three component model; the new explanation on the geneses of magnetite series and ilmenite series granite, which are attributed to a difference in SO<sub>2</sub> content and SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S ratios in their source magmas rather than to their magnetite content (oxidized\_ and reduced\_type granites); the new synthetic classification of granitoids, with emphasis on the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments; the new ideas on collisional orogen granites, i. e., the introduction of the geneses of the peraluminous granitoids and the post\_collisional strongly peraluminous granites; the development of the hypothesis on geodynamic environment

收稿日期: 2002- 11- 24; 修订日期: 2002- 03- 12

基金项目: 中国地质调查局国土资源大调查资助项目(200113900018)

作者简介: 涂绍雄(1935- ), 男, 研究员, 岩矿及地球化学专业。

of the Archean TTG from the hot spot hypothesis to the hypothesis of the plate subduction. In the present paper, the authors try to expound the researchers' train of thought for raising and solving problems and ways of approaches in the course of their studies. It is evident that the researches in the granitoid field have entered a new stage of development. It has been developed from researches on individual intrusive bodies and suites to geodynamic researches on various granitoid types in a specific tectonic setting on a global scale. Well\_typed and precisely\_dated granitoids can help structural approaches and indicate the geodynamic environment. With some case studies, the use of granitoids as tracers of the geodynamic evolution is also proposed.

**Key words:** 1990s; granitoid researches abroad; significant advances; review

笔者曾在 20 世纪 80 年代初期和末期分别对当时国外花岗岩类研究的某些热门问题做过一些综合评述工作(涂绍雄等, 1983, 1991), 进入 90 年代, 国外花岗岩类的研究愈加繁荣, 发表的论文数以千计, 本文仅就阅读所及, 对感兴趣的问题谈几点认识。

## 1 I 型/S 型花岗岩类成因的新模式

花岗岩形成的“残留体模式”(即“单源组分模式”)认为花岗岩类均来源于独特的源岩(White *et al.*, 1977), 主要用来解释花岗岩套内元素间的线性变化趋势。有几篇论文(Griffin *et al.*, 1978; Hine *et al.*, 1978; Price, 1983)将这一模式成功地应用到拉克兰褶皱带的特定地区, 并对这一模式做了进一步论证(Chappell *et al.*, 1987), 根据许多花岗岩及有关火山岩中存在大量残留体、残留矿物以及任一岩套内每一种元素(或其氧化物)的含量与  $\text{SiO}_2$  含量都具线性相关性等现象, 提出在一个岩套内各单元的分异过程是岩浆熔体与残留体逐渐分离的过程, 或是岩浆熔体相逐渐清除其自身残留体的过程。将这一模式图式化(图 1a)为: 源岩 S 遭受部分熔融形成了包含长英质熔体(F)和残留体(R)的岩浆, 由于残留体逐渐从岩浆中分离出, 遂产生化学变化 1~5; 源岩的成分位于化学变化线上, 并被视作最富镁铁质的花岗岩。

笔者于 1985 年曾应用残留体模式解释广东阳春地区两类花岗岩的成因(涂绍雄, 1985), 认为这一模式有一定的实用价值。化学成分对比(哈克图解)显示阳春地区岗尾-石碌型花岗岩与澳大利亚拉克兰褶皱带 I 型花岗岩相似, 是在幔源岩浆参与下较深部地壳物质(主要是火成源岩)经局部熔融而成, 是未清除掉火成岩残留物的低熔岩浆的固结物; 而小南山-锡山型花岗岩则相当于澳大利亚拉克兰褶皱带的 S 型花岗岩, 由较浅部地壳

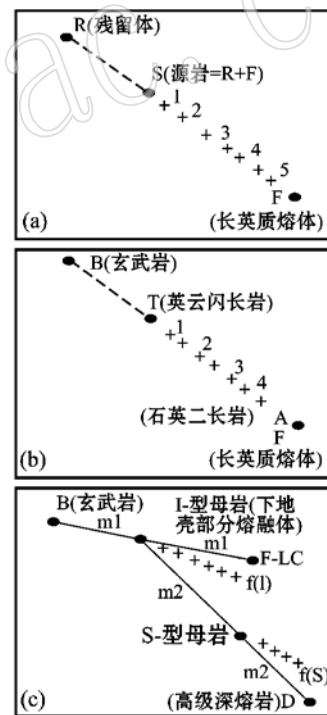


图 1 I 型/S 型花岗岩类成因模式

Fig. 1 Petrogenetic models of I and S type granitoids

a—残留体模式; b—二源组分混熔模式; c—三源组分混熔模式

物质(主要是沉积源岩)重熔而成,是已清除掉沉积源岩残留物的低熔岩浆的固结物。

进入 90 年代, Collins(1998) 对拉克兰褶皱带区域地质、地层、岩石及相应的化学和同位素数据做了全面研究和分析,认为该模式既不能解释拉克兰褶皱带 S 型和 I 型花岗岩类普遍的化学和同位素的相似性及两者之间锆石继承型式的相似性,又不能解释其表现上简单的  $\epsilon_{Nd-Sr}$  数组。80 年代, Gray(1984, 1990) 进行了二源组分混熔模式研究,认为在拉克兰褶皱带,以库马花岗岩为代表的高 Si 端员组分( $SiO_2$  70%~72%)可能是奥陶纪变沉积岩的熔融产物,它与不同成分的玄武质岩浆混熔,形成了该区不同的花岗岩套。将这一成因模式图式化即为:壳源长英质熔体(F)和幔源玄武质岩浆(B)的混熔产生了化学变化趋势线,不同的混熔作用形成了从英云闪长岩(T)到石英二长岩(A)的成分范围,后者成分与端员长英质熔体(F)相似(图 1b)。因而这一模式中,从变沉积岩产生的长英质熔体分别与高 Ca 玄武岩和低 Ca 玄武岩混熔,就形成了含角闪石(I 型)和不含角闪石(S 型)的花岗岩套。

二源组分混熔模式也受到了 Collins(1998) 的批判,他认为这一模式虽根据  $\epsilon_{Nd-Sr}$  同位素数组得出,花岗岩类的线状化学变化也反映了深埋的奥陶纪变沉积岩与玄武质岩浆不同程度的混合,但同位素意义上混合与预测的化学混合不相适应。在此基础上, Collins 提出了他的三源组分混熔模式,认为在拉克兰褶皱带先由玄武质岩浆与绿岩层序(该区为寒武系)的部分熔融体混熔,形成了 I 型岩浆,这种岩浆在深部地壳中又受到了混合岩化奥陶纪变沉积岩不同程度的混染。如果混染充分,则 I 型花岗岩就变成过铝质 S 型花岗岩,残留体组分可以被保留下来。将其图式化即为:幔源玄武质岩浆(B)与来自变质火成下地壳的部分熔融体(F- $LC$ )混熔( $m_1$ ),产生 I 型花岗岩母岩浆(图 1c)。它可能遭受分离作用( $f_{(1)}$ ),在一个 I 型花岗岩套内产生线性变化。如果在中地壳存在变沉积岩,它就可以作为高级深熔岩(D)加入( $m_2$ )到 I 型岩浆内,产生 S 型花岗岩母岩浆,这一岩浆可经受分离作用在 S 型花岗岩套内产生线性化学变化。

三源组分混熔模式得到  $\epsilon_{Nd-Sr}$  同位素研究的支持(图 2)。同位素意义上的原始 I 型花岗岩类(如 Moraya 岩套)是地幔和寒武纪绿岩层序中部分熔融体的混熔产物。这些花岗岩类受到奥陶纪变沉积岩不同程度的混染产生了拉克兰褶皱带花岗岩类典型的双曲线数列。三源组分混熔模式的提出弥合了同位素与化学数据之间的矛盾,同时也与拉克兰褶皱带的地质情况完全一致。但也不可据此就全盘否定前二模式的价值,因为它们在某些地区仍可能是正确的。

## 2 磁铁矿系列/钛铁矿系列花岗岩成因的新解释

众所周知,早在 1977 年,日本学者

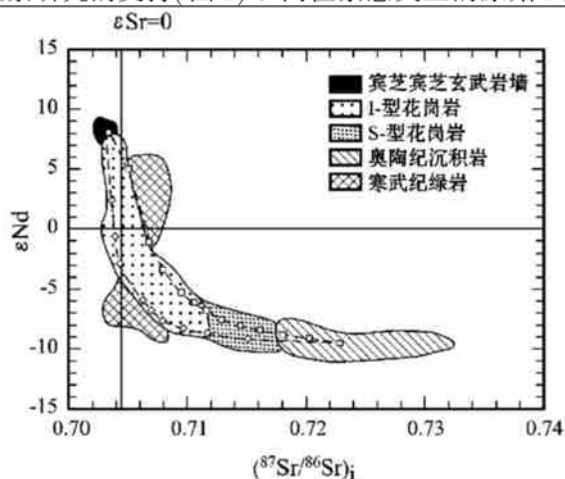


图 2 三源组分混熔模式同位素数据概要图(Collins, 1998)

Fig. 2 Summary of the isotope data of a three-component mixing model

石源舜三根据对日本中新代花岗岩类岩石的研究,提出将花岗岩类划分为磁铁矿和钛铁矿两个成因系列。两个系列的花岗岩具有相似的化学成分(包括全铁含量),但其磁铁矿含量或  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  值不同。石源舜三(Ishihara, 1977, 1981)将磁铁矿含量 0.2%~1.5%的花岗岩定义为磁铁矿系列,而将磁铁矿含量 < 0.2% (其中部分为粗粒钛铁矿)的花岗岩定义为钛铁矿系列。磁铁矿中 2/3 的铁呈三价,而硅酸盐矿物中的铁大多为二价。因此,岩石中三价铁的含量与磁铁矿的含量成正比。

尽管一些花岗岩中(如内华达岩基)的磁铁矿被认为是岩浆早期的产物,但 Takagi 等(1997)却发现大多数磁铁矿从结构上看似乎都是岩浆晚期或含铁硅酸盐蚀变后固相线以下阶段的产物,许多斑岩铜矿侵入体中都有磁铁矿和角闪石交生或填隙于斜长石粒间的现象,而角闪石一般呈从镁铁质普通角闪石核心到阳起石边缘的连续环带,即  $Fe/(Fe+Mg)$  值向边缘逐渐减少。这些事实表明,磁铁矿在蚀变过程中交代了角闪石和普通辉石等暗色矿物,或是热力学环境发生了变化,使富铁硅酸盐能蚀变成磁铁矿。

磁铁矿系列花岗岩中晚期氧化作用的证据十分普遍,因而 Takagi 等认为在该体系中必然有一种氧化介质在起作用,这种氧化介质不可能是  $Fe^{3+}$ , 因为岩浆晚期和固相线以下阶段  $Fe^{2+}$  是主要的,  $Fe^{3+}$  可忽略不计,从而推断可能是一种挥发物。经过检验,确定是  $SO_2$ 。计算和热力学作图证明,由于在  $1/T-f_{O_2}$  图上  $SO_2-H_2S$  缓冲线与普通辉石-磁铁矿-石英缓冲线相交,故随温度的降低,岩浆中的  $SO_2$  可氧化普通辉石形成磁铁矿。当岩浆中  $SO_2$  含量高于  $250 \times 10^{-6}$  且  $f_{O_2}$  受  $SO_2-H_2S$  缓冲剂控制时,这种岩浆就形成磁铁矿系列花岗岩(磁铁矿含量 > 0.2%)或称氧化型花岗岩;当岩浆  $SO_2$  含量低于  $250 \times 10^{-6}$  时,就形成钛铁矿系列花岗岩(磁铁矿含量 < 0.2%)或称还原型花岗岩。由此,他们提出了依据岩浆中 Fe 和  $SO_2$  含量显示磁铁矿系列花岗岩与钛铁矿系列花岗岩的示意图(图 3)。该图表明,只要岩浆中含有充足的 Fe, 结晶出的磁铁矿数量就必然与  $SO_2$  含量成正比。尽管两个系列花岗岩一直是用其磁铁矿含量来区分,但二者之间的实际差异是岩浆中的  $SO_2$  含量,因而可分别称为氧化型花岗岩和还原型花岗岩。

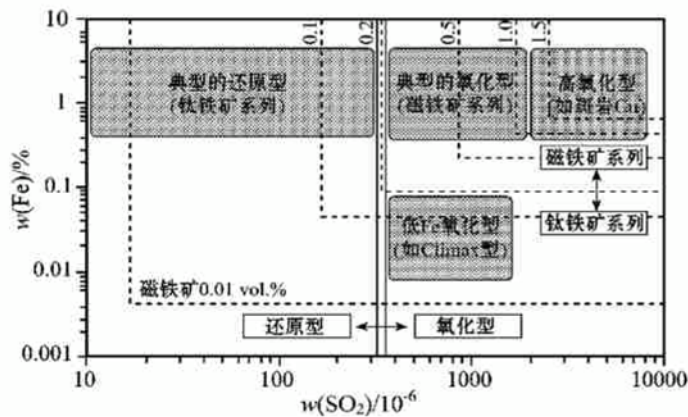


图 3 氧化型和还原型花岗岩岩浆之间的关系图解  
(据 Takagi 等, 1997)

Fig. 3 The relationship between oxidized and reduced granitic magmas  
虚线表示花岗岩中的磁铁矿含量

分别称为氧化型花岗岩和还原型花岗岩。

石源舜三早已注意到,在控制花岗岩类岩石铁镁矿物结晶的几种因素(氧逸度、温度、岩石成分等)中,氧逸度是最重要的因素。磁铁矿系列花岗岩中与钾长石及磁铁矿共生的黑云母成分点都位于翁斯和尤格斯特(1965)的  $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg$  三角图解的 Ni-NiO 缓冲线之上,而钛铁矿系列花岗岩中黑云母的成分点一般都落在 Ni-NiO 缓冲线之下或其附近,表明磁铁矿系列花岗岩具氧化性,而钛铁矿系列花岗岩

具还原性。他将这些性质与岩浆的源区联系起来,认为磁铁矿系列花岗岩浆来源于深部无碳物质的氧化环境,钛铁矿系列花岗岩浆来源于较浅部位有含碳围岩的还原环境。这一观点受到了非议,因为影响岩浆氧化还原的因素多种多样,并不一定与源区环境有关。正是在这一点上,Takagi 和 Tsukimura(1997)做了新的解释,将两类花岗岩的形成直接与作为挥发物的  $\text{SO}_2$  联系起来。但我们认为,不能因为有了这种新的解释,就完全否定前者的价值。

### 3 花岗岩类新的综合性分类

花岗岩类岩石已有矿物分类、化学分类和各种各样的成因分类,其中 QAP 矿物分类是基础,因为它牵涉到岩石的正确定名,Streckeisen(1976)给出了花岗岩、花岗岩类及其中各种岩石的精确矿物百分含量定义,现在已为广大的地质工作者沿用。所谓花岗岩(granite)指的是石英(Q)占 QAP 总量 20%~60%、斜长石(P)占 AP 总量 10%~65% 的侵入岩,它包括正长花岗岩(P 占 AP 总量的 10%~35%)和二长花岗岩(P 占 AP 总量的 35%~65%);而花岗岩类(granitoid)指的是石英占 QAP 总量 20%~60%、碱性长石(A)和斜长石(P)以各种比例存在,由碱性长石花岗岩、正长花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩、英云闪长岩(P 占 AP 的总量分别为 0%~10%、10%~35%、35%~65%、65%~90%、90%~100%)构成的整个花岗岩族。

自 20 世纪 70 年代澳大利亚学者 Chappell 和 White(1974)及日本学者石源舜三(Ishihara, 1977)分别提出 I 型/S 型、磁铁矿系列/钛铁矿系列两种双模式成因分类后,80 年代相继出现了多达 20 种或更多的成因分类,其中最流行的是 I 型/S 型加上后来补充的 A 型和 M 型成因分类。但这一分类体系规则不甚统一,此分类的 I、S、M、A 各类型花岗岩所表达的内涵也不完全相当。如 I 型和 S 型主要表达花岗岩的源岩类型, M 型主要表达源区类型,而 A 型则由其非造山构造背景定义。

90 年代,法国学者 Barbarin 一直致力于新的花岗岩类综合性分类的研究,于 1990 年和 1999 年分别提出了 2 个新的综合性分类(Barbarin, 1990, 1999)。第 1 个分类由于分类准则复杂、类型间缺乏明确的界线,每一类型都用首写字母命名,并且花岗岩类型与地球动力学环境的联系尚未充分研究等原因,未得到广泛应用。第 2 个分类体系考虑了花岗岩类的主要矿物组合、QAP 岩石类型和野外关系以及重要的化学和同位素特征,并将其与 20 种常见的花岗岩类成因分类进行了对比,发现二者之间在成因上有许多相似之处,即常见的 20 种花岗岩类成因分类的共同点,都是力图将其分类与其来源挂钩,分为壳源、幔源和壳-幔混合源的花岗岩。虽然有些岩石学家(如查佩尔和怀特)似乎不同意有除地壳之外的成因,但他们所划分的各类型花岗岩,在矿物组合、野外关系、岩石特征、化学和同位素组成上却与壳源、幔源和混合源作用的花岗岩类极为相似。值得一提的是,在 Barbarin 引用的 20 种花岗岩成因分类中,有我国学者徐克勤等(1982)和杨超群(1982)的分类体系。

如同 20 种成因分类一样,Barbarin 的分类体系也可与来源区建立类似的联系,分为壳源、幔源和混合源花岗岩类。最后他又吸收 80 年代以来化学元素与构造环境关系的研究成果,建立了该分类体系与地球动力学环境的联系:两种过铝花岗岩类都属壳源,产于大陆碰撞构造环境;拉斑玄武质、碱性和过碱性的花岗岩类都属幔源,产于大洋扩张或大陆穹隆和裂谷的构造环境;两类钙碱性花岗岩都属壳-幔混合源,其中 ACG 主要产于俯冲带,而

KCG 情况较为复杂,它存在于各种地球动力学环境中,形成于碰撞事件中分隔顶峰时期的松弛阶段,或形成于由压性体制向张性体制的过渡时期。笔者认为,该分类不仅仅根据化学和同位素准则,也考虑了野外关系、岩石学和矿物学准则,对现行的大多数分类做了补充,具有在野外即可区分不同花岗岩类型的优点。同时,通过建立花岗岩类型与地球动力学之间的联系,试图利用分类清楚、测年准确的花岗岩作为地球动力学环境的标志及其演化的示踪剂,反演出不同地球动力学环境下大陆地壳的形成和再循环过程。这样的应用已有许多实例,如地中海西侧的动力学环境及其在二叠纪和三叠纪时的演化,花岗岩类分类学提供的资料与构造研究结果完全吻合。由此,花岗岩类的研究工作就被推向了一个更高阶段,与大地构造研究同等重要并与其紧密相联,共同解决大范围内地球或地壳历史发展中的重要问题。

#### 4 碰撞造山带花岗岩类的新见解

自 60 年代板块构造学说形成以来,对岩浆活动研究的总趋势是:70 年代以洋中脊岩浆活动为主,80 年代以大陆边缘板块俯冲带岩浆活动为主,进入 90 年代,除上述外,特别加强了对碰撞造山带花岗岩类的研究。

Barbarin 在他的花岗岩分类体系中,将过铝花岗岩分为两个亚类,即含白云母过铝花岗岩(MPG)和含堇青石过铝花岗岩(CPG),首先利用  $A=(K+Na+2Ca)/(Fe+Mg+Ti)$  图解探索了碰撞造山带一些典型过铝花岗岩类组合的演化趋势(图 4),其中前一指数反映花岗岩的含铝特征,后一指数反映花岗岩的分异演化程度。由图看出,典型过铝花岗岩类组合大致可以分为 3 组。第 1 组(线 1~3):过铝程度随分异作用进行急剧降低,这种特征接近于澳大利亚拉克兰褶皱带 S 型富堇青石花岗岩类,如科修斯科岩基。第 2 组(线 4~6):过铝程度随分异作用进行轻度增加,这是其他含堇青石花岗岩类的特征,如尼泊尔—印度—巴基斯坦低喜马拉雅花岗岩带。第 3 组(线 7~12):过铝程度随分异作用进行强烈增加,这是与富黑云母花岗岩类共生的二云母淡色花岗岩岩基和岩体的特征,如英格兰康瓦尔岩基、尼泊尔高喜马拉雅淡色花岗岩带的 Manaslu 岩体等。研究认为,第 1 组花岗岩类即典型的 CPG,由于含有丰富的残留体,其演化趋势主要是由于残留体的逐渐分离所致;第 2 组花岗岩类由于含少量的残留体,故其演化趋势可能是残留体分离和岩浆结晶分异共同作用的结果;第 3 组花岗岩类即典型的 MPG,其过铝指数迅速而极端地升高,标志了明显的岩浆分异作用特征。

野外研究表明,MPG 和 CPG 常产于同一造山带中,但即使两者有一致的年龄,它们也被明显的接触带分隔,往往由独立的侵入体组成。MPG 和 CPG 或许能在同一地球动力学事件中形成,并具有相同的来源,但它们并非同一花岗

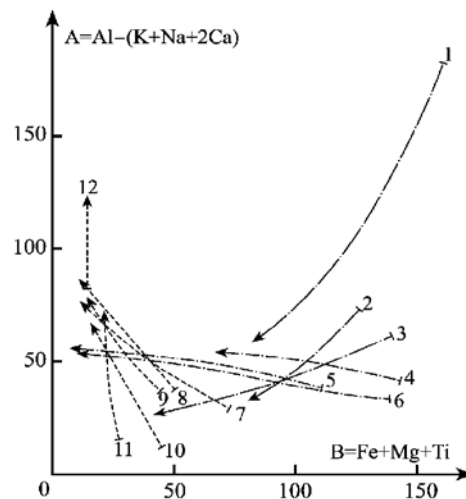


图 4 某些典型过铝花岗岩类组合的演化图解(Barbarin, 1996)

Fig. 4 Evolution of some typical peraluminous granitoid associations

岩类岩套的不同成员。从实验岩石学的角度看,当水活度低时,只存在含堇青石的矿物组合;只有当水活度升高到一定程度时,才优先形成二云母矿物组合(Zen, 1988)。这一关系可由下式示出:



Wyllie(1977) 的实验也表明,含堇青石花岗岩类熔体的初始水含量一般不超过 4%,只有当水含量升高到 7%~8% 时,才能结晶出白云母。因此,形成 MPG 的大规模原生岩浆必须含有大量的水,这些水可以由地壳中集中的流体提供,并为其开辟大型推覆带或剪切带的通道。断裂带作为构造运动(碰撞或俯冲)期间会聚深埋在地壳内的岩石(特别是富水的沉积层)所释放出的水流体的通道,作用十分巨大。它们不仅能润滑剪切带,而且能促进广泛的熔融。由此得出结论,在碰撞事件中,地壳增厚促使沉积岩和火成岩接近于熔融温度,部分熔融作用可由热或水的加入而诱发:

①热可以由底侵于地壳或注入到地壳中的幔源岩浆提供,所导致的“干”深熔作用形成过铝的英云闪长质至二长花岗质岩浆,结晶出铝质的贫水至不含水的矿物,如堇青石。在 CPG 中,幔源组分可作为稀少的镁铁质微粒包体保存下来,它们与富云母的残留包体共存。②水和其他流体可由使其富集的深部地壳提供,所导致的“湿”深熔作用形成淡色花岗质至二长花岗质岩浆,结晶出铝质的富水矿物,如白云母。MPG 中丰富的水也被一般围绕侵入体的密集伟晶岩墙群和接近于源岩成分的淡色花岗岩相对低的垂直活动性所证实(图 5)。

除上述研究外, Sylvester(1998) 侧重研究了“碰撞后的强过铝花岗岩”。所谓强过铝花岗岩或称 SP 花岗岩是指铝饱和指数  $A/CNK > 1.1$  的花岗岩,相当于查佩尔和怀特(1974)的 S 型花岗岩。按 Pitcher(1983)、Pearce(1984) 和 Harris 等(1986)的理解,与碰撞有关的 SP 花岗岩形成于地壳缩短和叠置的同碰撞早期,而富 K 的钙碱性或“I 型”加里东期花岗岩形成于抬升、拉伸和走滑断裂的碰撞后晚期。然而 Sylvester 认为,绝大多数与碰撞有关的 SP 花岗岩都是“碰撞后”的,因为它们的侵位在地壳缩短高峰之后。例如,欧洲海西造山带广泛分布的 340~300 Ma 的 SP 花岗岩,其年龄几乎都晚于与碰撞早期有关的中压(巴罗型)变质事件,而与碰撞晚期高温/低压区域变质作用和拉伸、走滑断裂运动有关,因而是碰撞后的。

Sylvester(1998) 首先收集了阿尔卑斯、喜马拉雅、海西、英国加里东等造山带和澳大利亚拉克兰褶皱带 88 个花岗岩类侵入体的化学成分,其  $A/CNK$  值都在 1.1~1.4 范围内,应属于 SP 花岗岩。同时,许多侵入体都具有较高的  $K_2O$  含量,  $SiO_2 > 72\%$ ,  $FeOt + MgO + TiO_2 < 2\%$ ,表明均是富钾的淡色花岗岩。进一步研究表明,这些花岗岩的  $Al_2O_3/TiO_2$  值趋

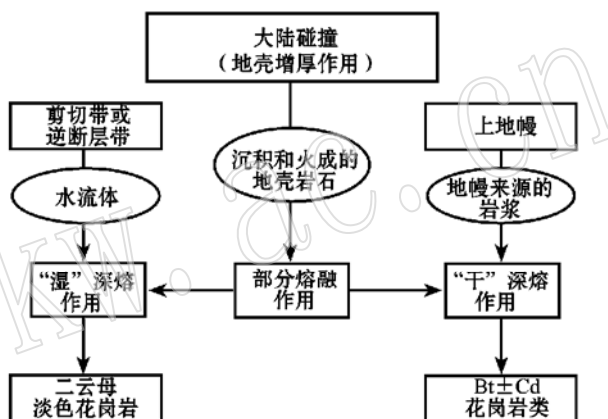


图 5 碰撞事件产生的含二云母或含堇青石过铝深熔花岗岩类的岩石成因模式 (Barbarin, 1966)

Fig. 5 Petrogenetic model explaining the production of either two\_mica or cordierite-bearing peraluminous anatectic granitoids during the collision event

向于随  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  的降低而升高, 在用上述二比值所做的直角对数坐标图上大多被一个四边形所限定, 其 4 个角顶的端员可用 4 个特定岩体的化学成分 (Be、Mo、Vy、Sh) 限定 (图 6A)。图中从具高  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  ( $> 0.3$ ) 的 SP 花岗岩岩浆沉淀出的奥长石 ( $\text{An}_{20}$ )、钾长石 ( $\text{Or}_{90}$ )、黑云母和钛铁矿这一可能组合的净效应是衍生液体中的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  值都升高, 并与所观察到的趋势斜交。不同造山带的碰撞后 SP 花岗岩占据四边形的不同部位。稀少的阿尔卑斯 SP 花岗岩具有高的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $> 0.3$ ), 中等至高的  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  ( $> 60$ ) (图 6B), 而加里东 SP 花岗岩趋向于低的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  和中等的  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  值 (图 6C)。海西 SP 花岗岩大多沿四边形的低  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  边分布 (图 6D), 而喜马拉雅 SP 花岗岩趋向于沿高  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  边分布, 但仅具中至低的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值 (图 6E)。拉克兰褶皱带 SP 花岗岩大多占据四边形低  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 、高  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  区 (图 6F)。

在上述图解基础上, 作者研究了两个比值的意义及其影响因素。虽然情况十分复杂, 但基本事实表明: ①  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值主要可看成源岩成分的指标, 由泥质岩 (贫斜长石、富粘土) 产生的熔体  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值低 ( $< 0.3$ ); 由砂质岩 (富斜长石、贫粘土) 产生的熔体  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值高 ( $> 0.3$ )。②  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  值与源岩成分无关, 主要是温度的函数, 随温度升高而减小。研究结果认为 SP 花岗岩的形成是不同造山带中的碰撞后过程所致 (图 7)。在诸如欧洲阿尔卑斯和喜马拉雅“高压”碰撞带中, 超厚地壳 ( $> 50 \text{ km}$ ) 于碰撞后剥露 (exhumation), 并被同碰撞增厚过程中 K、U、Th 的放射性衰变导致加热, 产生了具高  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  值的小-中等体积的冷 ( $< 875 \text{ }^\circ\text{C}$ ) SP 花岗岩熔体。在诸如海西构造带和拉克兰褶皱带 (LFB) 的“高温”碰撞带中, 同碰撞的地壳增厚较少 ( $\leq 50 \text{ km}$ )。地壳深熔作用与碰撞后的岩石圈“剥离” (delamination) 和热软流圈的上涌 (upwelling) 有关, 形成具低  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  值的、大体积的、热

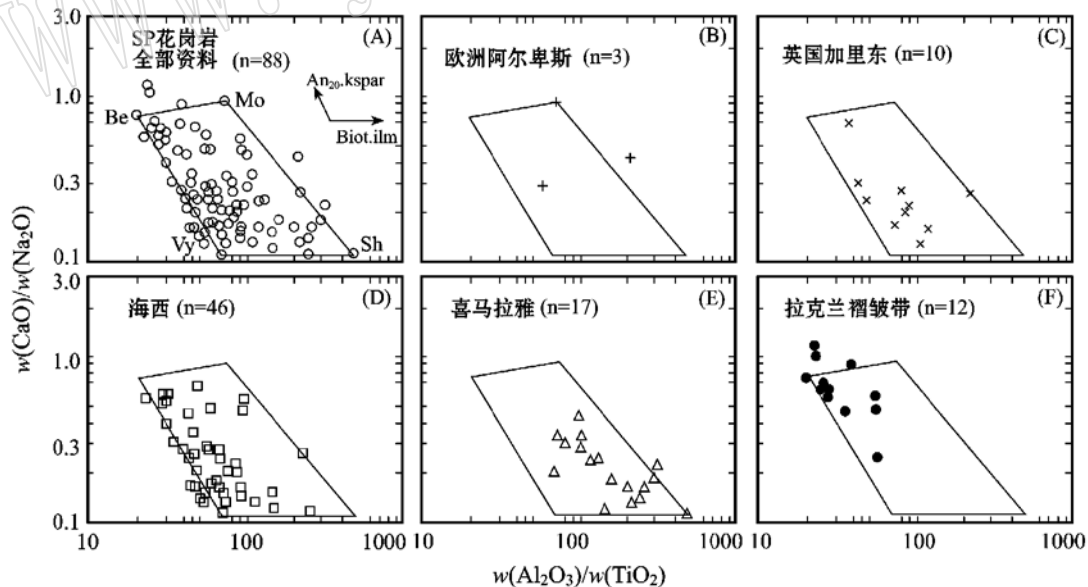


图 6 按造山带区分的碰撞后 SP 花岗岩的  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  图 (Sylvester, 1998)

Fig. 6  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  diagram for post-collisional SP granite intrusions subdivided by orogen. 大部分数据落在由 Be (Bethanga)、Mo (Moschumandi)、Vy (Vysokykamen) 和 Sh (Shisha Pangma) 4 个端员侵入体所确定的范围内; 矢量示出了奥长石 ( $\text{An}_{20}$ )、钾长石 (kspar)、黑云母 (biot) 和钛铁矿 (ilm) 的结晶分异作用



( $\geq 875^\circ\text{C}$ ) SP 花岗岩熔体。在高温和高压碰撞造山带中, 富粘土、贫斜长石( $< 5\%$ )的泥质岩石和贫粘土、富斜长石( $> 25\%$ )的砂质岩石都被部分熔融, 泥质岩石来源的 SP 花岗岩之  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  值( $< 0.3$ ) 常比砂质岩来源的 SP 花岗岩低。在喜马拉雅地区泥质岩来源的 SP 花岗岩占优势, 而在 LFB 则砂质岩来源的 SP 花岗岩占优势。这一情况表明, 在喜马拉雅碰撞带中由增生地壳构成的成熟陆台比在 LFB 中的多。

## 5 太古宙 TTG 地球动力学背景的新线索

众所周知, 太古宙初生大陆地壳的岩石和化学组成与现今的大陆地壳不同, 它主要是英云闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩质的。地球化学和实验岩石学的研究已证明, TTG 是由已转变为含石榴石的斜长角闪岩和榴辉岩的太古宙拉斑玄武岩局部熔融而来, 这种拉斑玄武岩的动力学背景一直悬而未决, 它取决于板块构造学对太古宙是否起作用。目前存在两种假说: 一种认为 TTG 是由一种热的俯冲板片(hot subducting slab) 熔融而生成; 另一种则认为 TTG 是由热点处底侵玄武岩(underplated basalts) 熔融而形成。

进入 90 年代, 由于 Defant 等(1990) 厘定出一种新的火成岩——埃达克岩(adakite, 最先发现于阿留申群岛中的 Adak 岛), 与太古宙 TTG 在成分上十分相似(Martin, 1999), 这样就为解决太古宙 TTG 的地球动力学背景提供了新的线索。

埃达克岩是成分为安山质到流纹质的中酸性火山岩, 未见玄武岩。因此, 可将埃达克岩石系列与典型的 BADR(玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩) 岛弧岩套区分开。埃达克岩与奥长花岗岩具亲缘性(高  $\text{Na}_2\text{O}$  含量,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$ ), 且  $\text{Mg}^\#$  ( $0.5$ )、 $\text{Ni}$  ( $20 \times 10^{-6} \sim 40 \times 10^{-6}$ ) 和  $\text{Cr}$  ( $30 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6}$ ) 都高于典型的钙碱性岩浆。 $\text{Sr}$  含量也高( $> 300 \times 10^{-6}$ , 最高达  $2000 \times 10^{-6}$ ), 具极低的 HREE( $\text{Yb} \leq 1.8 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Y} \leq 18 \times 10^{-6}$ ) 强分馏型式。因此, 高  $\text{Sr}/\text{Y}$  和  $\text{La}/\text{Yb}$  值是埃达克质岩浆具有镁铁质源岩熔融迹象的典型特征(石榴石和普通角闪石是残留相)。

埃达克岩质岩浆仅发生在俯冲带环境中, 且仅仅在俯冲作用和/或俯冲板片十分年轻( $< 20 \text{ Ma}$ ) 的地方。南智利是极好的范例, 那里智利洋脊发生俯冲, 埃达克质的熔岩特征与年轻的俯冲洋壳有关。在典型的俯冲带, 俯冲洋壳一般老于  $20 \text{ Ma}$ , 是冷的, 且沿毕鸟夫带的地热梯度是低的, 以致洋壳在它达到含水拉斑玄武岩固相线温度之前就已经脱水, 因而玄

(A) 高压碰撞带(阿尔卑斯, 喜马拉雅)



(B) 高温碰撞带(海西, LFB)



图 7 碰撞后 SP 花岗岩形成示意图 (Sylvester, 1998)

Fig. 7 Schematic diagram showing the generation of post-collisional SP granites

武质板片不能熔融。所释放的富大阳离子亲石元素(LTLE)流体上升进入地幔楔,诱发交代作用和局部熔融。此后,残留体就由橄榄石+单斜辉石+斜方辉石构成,以致局部熔融体富含HREE(La/Yb和Sr/Y值都低)。相反,当一年轻的(< 20 Ma)和热的大洋岩石圈俯冲时,沿毕鸟夫带的地热梯度高,因而含水拉斑玄武岩固相线温度在脱水作用发生前达到。在这种条件下,石榴石和/或普通角闪石是主要残留相,导致形成亏损HREE(La/Yb值高)的岩浆。缺乏残留斜长石表明岩浆中有Sr的富集(Sr/Y值高)。

尽管太古宙TTG和现代埃达克岩成分非常相似,但仍有一定的差别,主要表现在TTG略富Na贫Ca,在K-Na-Ca三角图解上分布在奥长花岗岩分异线上,远离典型的钙碱性趋势(图8),此外,其Ni、Cr和Mg的含量也略贫,且从来不显示正的Sr或Eu异常。这可能表明形成TTG的母岩浆与上覆地幔楔之间的相互作用程度较低或没有,而埃达克质岩浆与地幔楔的相互作用是十分明显的。产生这种情况的原因主要是由于太古宙时地热梯度较大,俯冲板片的熔融发生在比现代埃达克岩较浅的深度内。在这样的条件下,板片熔体通过逐渐变薄变冷的地幔楔,故而相互作用的程度极为有限。图9示出了太古宙TTG岩浆、埃达克质岩浆和典型岛弧钙碱性岩浆三者P-T条件的差别及其俯冲带的综合剖面。

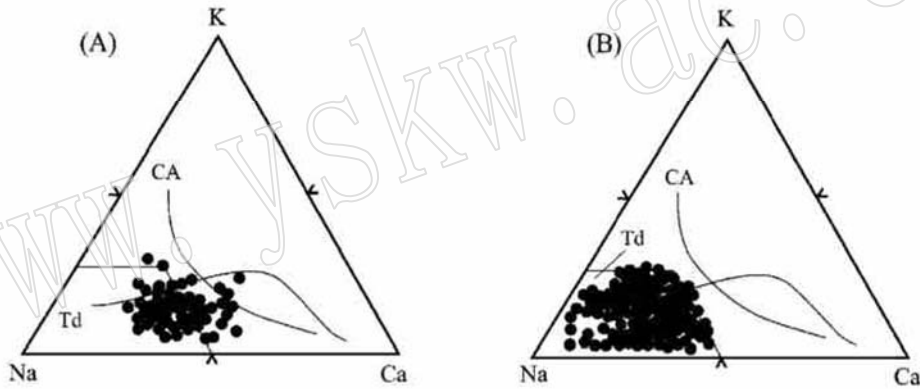


图 8 埃达克岩(A)和太古宙TTG(B)的K-Na-Ca三角图解(Barker和Arth, 1976)

Fig. 8 K-Na-Ca triangular diagram showing adakites (A) and Archaean TTG (B)

Td—奥长花岗岩质分异趋势; CA—典型的钙碱性分异趋势; 投点区—太古宙TTG分布范围(Martin, 1995)

总之,在地球历史早期,板块构造已在起作用。太古宙TTG与埃达克岩成分的相似性表明二者具有同样的来源和岩石成因。因而,当类似太古宙的P-T条件在现代俯冲带出现时,就会产生类似太古宙的岩浆(埃达克质岩浆)。相反,热点从来不会产生类似TTG的岩浆,因此,上述研究明显支持太古宙大陆地壳是在俯冲带环境中产生的假说。

## 6 启示和意义

上述5方面研究进展虽然只是90年代国外花岗岩类研究的一鳞半爪,但足以说明研究者能从自己的视角提出问题和解决问题,符合哲学上“提问—解答”的规律。如I型/S型花岗岩类成因的残留体模式,在80年代初期被认为是对花岗岩类中常见的元素间线性变化现象的较完美解释,随着时间的推移,后来的研究从中发现了问题,提出了新的解决方案。然

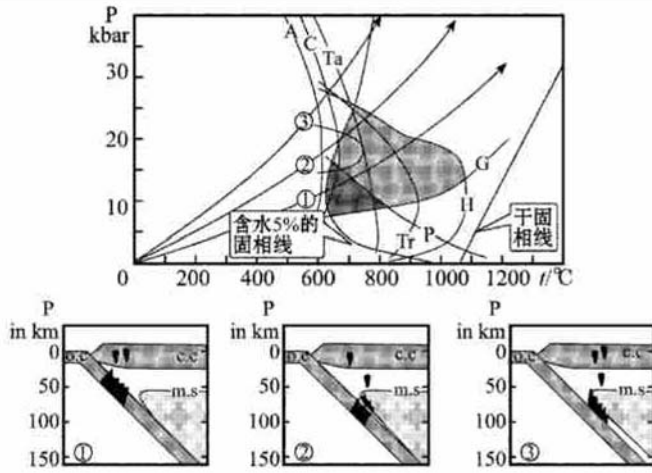


图 9 岛弧岩浆形成条件的  $P-T$  图解和俯冲带综合剖面图 (Martin, 1999)

Fig. 9  $P-T$  diagram and integrated cross section of subduction zones showing the genetic conditions of arc magmas

①沿毕鸟夫面地热梯度很高,为形成TTG岩浆的正常太古宙情况;②沿毕鸟夫面地热梯度较低,为形成埃达克岩质岩浆的情况;③沿毕鸟夫面地热梯度很低,为形成典型岛弧钙碱性岩浆的情况。 $P-T$ 图解中曲线符号:A—直闪石消失;C—绿泥石消失;Ta—滑石消失;Tr—透闪石消失;Z—黝帘石消失;H—普通角闪石消失,G线和P线分别限定石榴石和斜长石的稳定范围;麻点区是含水拉斑玄武岩局部熔融所产生的岩浆与含普通角闪石和石榴石残留体共存的 $P-T$ 范围;综合剖面中字母意义:O.C—大陆地壳;m.s—含水地幔的固相线;黑色—岩浆;浅色麻点区—流体

而,现行的三源组分混熔模式是否已达到最完美的程度,仍然是可以提问的。

关于花岗岩类新的综合性分类,笔者认为它有许多优点,既能借助于野外关系、矿物组合等进行分类,又能利用化学成分和同位素数据对分类清楚、测年准确的花岗岩类进行物质来源和地球动力学环境的推断,从而反演出一个地区的地壳演化史。

此外,有关碰撞造山带花岗岩的研究,从Barbarin(1996)对“典型过铝花岗岩类组合演化趋势”的研究和Sylvester(1998)对“碰撞后强过铝花岗岩  $CaO/Na_2O$  对  $Al_2O_3/TiO_2$  比值关系”的研究来看,都体现了创新精神。他们不是套用现存的图解和模式,而是通过研究实践提出自己的理论。这些成果对于我国广大地区大量分布的过铝和强过铝花岗岩是否实

用,尚需研究和检验。

最后,有关太古宙TTG的成因和地球动力学环境,是一个令人十分感兴趣的问题,因为它牵涉到地球的形成和早期大陆地壳的成因。上文提到有学者根据太古宙TTG与现代埃达克岩成分上的相似性,提出二者形成的地球动力学环境基本相同,即都形成于板块俯冲带,板块构造早在太古宙时期就已存在,从而否定了TTG的热点说。这是一个值得进一步研究和讨论的问题。

从方法学的角度来看,上述研究成果既有创见,也有不够成熟之处,但这些内容表明花岗岩研究已进入一个新的发展阶段,即从以个别花岗岩类岩体和岩套为主的研究发展到对全球不同构造背景下的花岗岩类型进行地球动力学研究。无疑,作为地壳重要组成的花岗岩物质可以作为地球动力学环境的标志及其演化的示踪剂,反演出不同地球动力学环境下大陆地壳的形成和再循环过程。

## References

- Barbarin B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting [J]. *Geol. J.*, 25: 227~238.
- Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids [J]. *Geology*, 24: 295~298.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [J]. *Lithos*, 46: 605~626.
- Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types [J]. *Pacific Geol.*, 8: 173~174.
- Chappell B W, White A J R, Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis [J]. *Journal of Petrology*, 28: 1111~1136.
- Collins W J. 1998. Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 45: 483~500.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. *Nature*, 347: 602~665.
- Gray C M. 1984. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 47~60.
- Gray C M. 1990. A strontium isotopic traverse across the granitic rocks of southeastern Australia: petrogenetic and tectonic implications [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 37: 331~349.
- Griffin T J, White A J R, Chappell B W. 1978. The Moruya Batholith and geochemical contrasts between the Moruya and Jindabyne suites [J]. *Journal of the Geological Society of Australia*, 25: 235~247.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision zones magmatism [A]. Coward M P, Ries A C. *Collision Tectonics* [C]. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19: 67~81.
- Hine R H, Williams I S, Chappell B W, *et al.* 1978. Geochemical contrasts between L and S type granitoids of the Kosciusko Batholith [J]. *Journal of the Geological Society of Australia*, 25: 235~247.
- Ishihara S. 1977. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks [J]. *Mining Geology*, 27: 293~305.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization [J]. *Economic Geology*, 75: 458~484.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids [J]. *Lithos*, 46: 411~429.
- Pither W S. 1983. Granite type and tectonic environment [A]. Hsu K. *Mountain Building Processes* [C]. London: Academic Press, 19~40.
- Price R C. 1983. Geochemistry of a peraluminous granitoid suite from northeastern Victoria, Southeastern Australia [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 31~42.
- Streckeisen A L. 1976. To each plutonic rock its proper name [J]. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1~33.
- Sylvester P J. 1998. Post collisional strongly peraluminous granites [J]. *Lithos*, 45: 29~44.
- Takagi T and Tsukimura K. 1997. Genesis of oxidized and reduced type granites [J]. *Economic Geology*, 92: 51~56.
- Tu Shaoxiong, Tao Wanqin, Yin Jixun. 1983. A review of the genetic series on granitic rocks [J]. *Geological Science and Technology Information of South-Central China*, 1: 10~20 (in Chinese).
- Tu Shaoxiong, Liu Xianzhi. 1991. Some research advances of foreign granitoid geology in the late 1980s [A]. Cheng Enhua. *Advances of the Contemporary Geological Science and Technology* [C]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 122~129 (in Chinese).
- Tu Shaoxiong. 1985. Comparison of chemical compositions of two granitoid types from Yangchun region, Guangdong province [J]. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources*, 10: 73~88 (in Chinese with English abstract).
- White A J R, Williams I S, Chappell B W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis [J]. *Tectonophysics*, 43: 7~12.
- Wyellie P J. 1977. Crustal anatexis: An experimental review [J]. *Tectonophysics*, 43: 41~71.
- Zen E an. 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications [J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16: 21~51.

(下转第 130 页) (to be continued on p. 130)

www.yskw.ac.cn

---

(上接第 118 页)(Continued from p. 118)

#### 附中文参考文献

- 涂绍雄, 陶婉琴, 尹积勋. 1983. 花岗岩成因系列综合评述[J]. 中南地质科技情报, (1): 10~ 20.
- 涂绍雄, 刘先智. 1991. 80 年代后期国外花岗岩类地质学某些研究进展[A]. 程恩华. 当代地质科学技术进展[C]. 武汉: 中国地质大学出版社, 122~ 129.
- 涂绍雄. 1985. 广东阳春地区两类花岗岩类岩石化学成分的对比较研究[J]. 宜昌地质矿产研究所所刊, 第 10 号, 73~ 78.