

湘东北地区连云山花岗岩的成因及地球动力学暗示*

许德如¹ 王力^{1,2} 李鹏春^{1,2} 陈广浩¹ 贺转利^{1,2} 符巩固^{1,2} 吴俊^{1,2}

XU DeRu¹, WANG Li^{1,2}, LI PengChun^{1,2}, CHEN GuangHao¹, HE ZhuanLi^{1,2}, FU GongGu^{1,2} and WU Jun^{1,2}

1. 中国科学院广州地球化学研究所石油天然气与矿产资源研究中心, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. *Research Center of Petroleum, Natural Gas and Mineral Resources, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*

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

2008-06-23 收稿, 2008-08-30 改回.

Xu DR, Wang L, Li PC, Chen GH, He ZL, Fu GG and Wu J. 2009. Petrogenesis of the Lianyungshan granites in northeastern Hunan Province, South China, and its geodynamic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5): 1056–1078

Abstract The Jiangnan Oldland, an important region in South China, is characterized by multistage granitic magmatism and large-scale gold and gold-polymetallic mineralization. The Lianyungshan Late Mesozoic granites, which are sited in central section of the Oldland, contain not only high contents of SiO₂ (69.41% ~ 75.14%) and Al₂O₃ (13.61% ~ 17.46%), but also relatively low mafic contents (0.92% ~ 3.14%) and broad ranges of Na₂O from 2.04% to 3.83%, K₂O from 1.94% to 4.94%, and CaO from 0.82% to 3.24%, etc. These rocks, which mainly present strongly LREE-enriched REE patterns, also show low concentrations of Y (5.2×10^{-6} ~ 18.0×10^{-6}) and Yb (mostly between 0.29×10^{-6} and 0.70×10^{-6}) but high ratios of Sr/Y (largely between 55 and 82) and (La/Yb)_N (mostly between 31 and 111). In concert with their relatively high Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.71008 \sim 0.73852$), low Nd ($\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.95 \sim -12.37$) and radioactive Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 17.972 \sim 19.959$), as well as their geological and petrographic data, the Lianyungshan granites can be ascribed to strongly peraluminous type with geochemical affinities to typical adakitic rocks. We infer that the source rocks for our studied granites mainly are composed of metagreywackes, felsic gneisses and meta-tonalites, and that the parental magma to the granites which resulted from partial melting of over-thickened lower continental crust due to basaltic underplating had undergone assimilation and fractional crystallization. Considering the regionally tectonic development of South China, we further postulate that the Lianyungshan granites are majorly from partial melting of the Paleoproterozoic “Lianyungshan Group (?)” due to a common result of over-thickened crust by the Triassic collision of the Yangtze with the North China Blocks, and the subsequent extension and lithospheric thinning of the South China continent owing to subduction of the Pacific plate under the South China. Detailed study on the petrogenesis and geodynamic background of the Lianyungshan granites is useful to open out the geodynamic mechanism for Au and Au-polymetallic mineralization in northeastern Hunan Province, China.

Key words Strongly peraluminous granite; AFC processes; Geodynamic background; Lianyungshan region in northeastern Hunan Province; Jiangnan Oldland

摘要 江南古陆是华南地区一个重要的花岗岩和金及金多金属矿床集中区。位于该区中段的连云山晚中生代花岗岩具有高的 SiO₂ (69.41% ~ 75.14%) 和 Al₂O₃ (13.61% ~ 17.46%)、相对偏低的铁镁质 (0.92% ~ 3.14%) 以及变化范围较大的 Na₂O (2.04% ~ 3.83%)、K₂O (1.94% ~ 4.94%) 和 CaO (0.82% ~ 3.24%) 等氧化物含量; 在微量元素和稀土元素组成上, Y (5.2×10^{-6} ~ 18.0×10^{-6}) 和 Yb (大多数在 0.29×10^{-6} ~ 0.70×10^{-6}) 丰度普遍偏低, 而 Sr/Y (多数在 55 与 82 之间) 和 (La/Yb)_N (大多数在 31 与 111 之间) 比值较高, 且普遍表现 LREE 强烈富集的 REE 配分特征。结合 Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.71008 \sim 0.73852$)-Nd ($\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.95 \sim -12.37$)-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 17.972 \sim 19.959$) 同位素组成, 以及野外地质和岩相学特征, 连云山岩体为典型的强过铝质花岗岩, 并显示埃达克质岩地球化学亲和性, 是玄武质岩浆底侵作用下由加厚的下地壳部分熔融

* 国家自然科学基金(40773017)资助。

第一作者简介: 许德如, 1966 生, 男, 博士, 研究员, 主要从事大陆边缘构造与成矿学研究, E-mail: xuderu@gig.ac.cn

产生的岩浆经同化混染和分异结晶而形成,其源岩可能主要为变杂砂岩、长英质片麻岩和变英云闪长岩。结合区域构造演化,我们推测晚中生代连云山花岗岩是三叠纪时期华北板块和扬子板块碰撞导致地壳加厚及随后的太平洋板块向华南大陆俯冲导致华南大陆伸展、减薄的联合作用构造背景下,主要由古元古代连云山群(?)物质部分熔融而产生。连云山花岗岩的成因及地球动力学背景的研究将有助于深刻揭示湘东北地区金和金多金属矿产形成的地球动力学机制。

关键词 强过铝质花岗岩; AFC 过程; 地球动力学背景; 湘东北连云山地区; 江南古陆

中图法分类号 P588.121

由于花岗岩在岩浆起源、岩浆源区类型和岩浆演化过程等表现多样性特征,对它的深入研究不仅能示踪地球动力学背景(Barbarin, 1999; 王涛, 2000),而且有助于正确理解与之有关的 Cu、Au、Pb、Zn、Bi、Mo 和 W 等多金属矿产的成因(Karamata *et al.*, 1997; Mustard, 2001; Dupont *et al.*, 2002; 汪雄武和王晓地, 2002; Sajona and Maury, 1998; Oyarzun *et al.*, 2001; 翟明国, 2004)。华南晚中生代以来强烈的构造—岩浆事件一直是中外地学者在思考该区地壳演化和壳/幔相互作用、大地构造发展和深部动力学以及大规模成矿作用所关注的重点。但长期以来由于对华南大地构造演化存在不同的理解,有关该事件的成因及地球动力学背景仍存在激烈的争论,具体表现在自 Hsü *et al.* (1990) 的陆-陆碰撞模式提出后,其它模式如太平洋板块西向俯冲或俯冲与岩浆底侵联合作用模式(Jahn *et al.*, 1990; Gilder *et al.*, 1996; Zhou and Li, 2000; Wang *et al.*, 2001; Pirajno and Bagas, 2002)、印支期以来陆内裂陷或岩石圈减薄模式等(范蔚茗等, 2003; Wang *et al.*, 2005),还均提出了各自的证据以阐明该构造—岩浆—成矿事件的发生和发展过程。

位于华南扬子板块东南缘的江南古陆(图 1a)不仅以广泛出露元古代低变质的火山—碎屑沉积岩而著称,而且也是华南晚中生代以来花岗质岩浆作用及金和金多金属成矿作用的重要区域。以往研究认为(江西省地质矿产局, 1988; 湖南省地质矿产局, 1988; 广西地质矿产局, 1988; Wang *et al.*, 2002),该区晚中生代花岗岩多表现过铝质,系中元古代冷家溪群部分熔融而形成的 S 型花岗岩。但近年的研究也发现(Chen and Jahn, 1998; 李鹏春等, 2005),这些花岗岩可能起源于中下地壳或更古老的岩石,而有意义的地幔物质贡献不能排除。另一方面,由于江南古陆金和金多金属矿床主要以元古宙地层为赋矿围岩,且与区内晚中生代花岗岩又不具明显的空间关系,因而这些矿床曾普遍归为沉积—(变质)改造成因或同沉积喷流(SEDEX 型)成因(见许德如等, 2006a 综述);但越来越多的证据也暗示(Mao *et al.*, 2002; 贺转利等, 2004; Peng and Frei, 2004; 许德如等, 2006a 及相关参考文献),地壳深部和/或地幔对这些矿床至少有部分成矿物质的贡献,晚中生代应是该区一个主要成矿期。由上可见,江南古陆晚中生代以来花岗岩的成因及其与金和金多金属成矿作用的关系仍有待正确的厘定。本文对江南古陆湖南段东北部(即湘东北地区)晚中生代连云山花岗岩的成因进行了系统研究,以期为深入理解晚中生代以来华南地球动力学演化背景、正确揭示江南古陆及邻区金和金多金属矿

床成矿地球动力学机制提供重要依据。

1 区域地质背景

湘东北地区位于江南古陆中段(图 1)。区内基底由古元古代连云山岩群(?)、中元古代冷家溪群和新元古代板溪群组成(湖南省地质矿产局, 1988; 贾宝华和彭和求, 2005)。最近的研究还表明(Zheng *et al.*, 2006),扬子板块(包括本文研究区)可能广泛存在更古老的太古宙基底。其中,连云山岩群(?)主要出露于湘东北连云山地区,出露面积约 140km²,主要由二云母石英片岩、夹暗色和浅色英云闪长岩的斜长黑云母片麻岩、阳起石石英片岩及侵入其中的变铁镁质岩等组成,系一套角闪岩相—麻粒岩相变质岩建造(贾宝华和彭和求, 2005);冷家溪群在区内出露面积相对较大,为一套厚数千米、深水—半深水相的浅变质(低绿片岩相)复理石浊积岩和火山岩建造。区内构造主要由一系列 NNE 向的走滑深断裂如汨罗—新宁断裂(新灰断裂)、长沙—平江断裂(长平断裂)和浏阳—醴陵—衡东断裂等组成,这些断裂将该区分割成系列相间的断隆和断陷(图 1b),自北西向东南分洞庭盆地、幕阜山—望湘断隆、长沙—平江断陷盆地、浏阳—衡东断隆、醴陵—攸县断陷盆地。因而,湘东北地区整体上表现为由一系列 NNE 向断裂所控制的雁列式盆-岭构造格局,系晚中生代以来发展的产物(舒良树和王德滋, 2006);区内所有金和金多金属矿床则均位于断隆带及隆-坳转换带部位,如分布于幕阜山—望湘断隆带的大洞—万古(即大万)等金矿,分布于浏阳—衡东断隆带的黄金洞、雁林寺等金矿和七宝山铅-锌-铜-金多金属矿等。

湘东北地区花岗质岩浆作用表现多期性特征,在晋宁期、加里东期、海西—印支期和燕山期均有发生(湖南省地质矿产局, 1988; 李鹏春等, 2005; 许德如等, 2006b)。其中,尤以晚中生代表现最为强烈,既形成如望湘、幕阜山及连云山等大型花岗岩岩基(图 1b),又形成遍布全区的酸性—中酸性—基性—超基性岩岩株、岩脉、岩墙和岩流。本文所研究的连云山岩体即位于区内浏阳—衡东断隆带、距北东面的黄金洞金矿床约 10km 处(图 1b)。

2 岩体地质与岩相学特征

区域上,连云山岩体以长沙—平江断裂为界与北西侧的长沙—平江断陷盆地相连(图 1b 和图 2)。该岩体整体形态

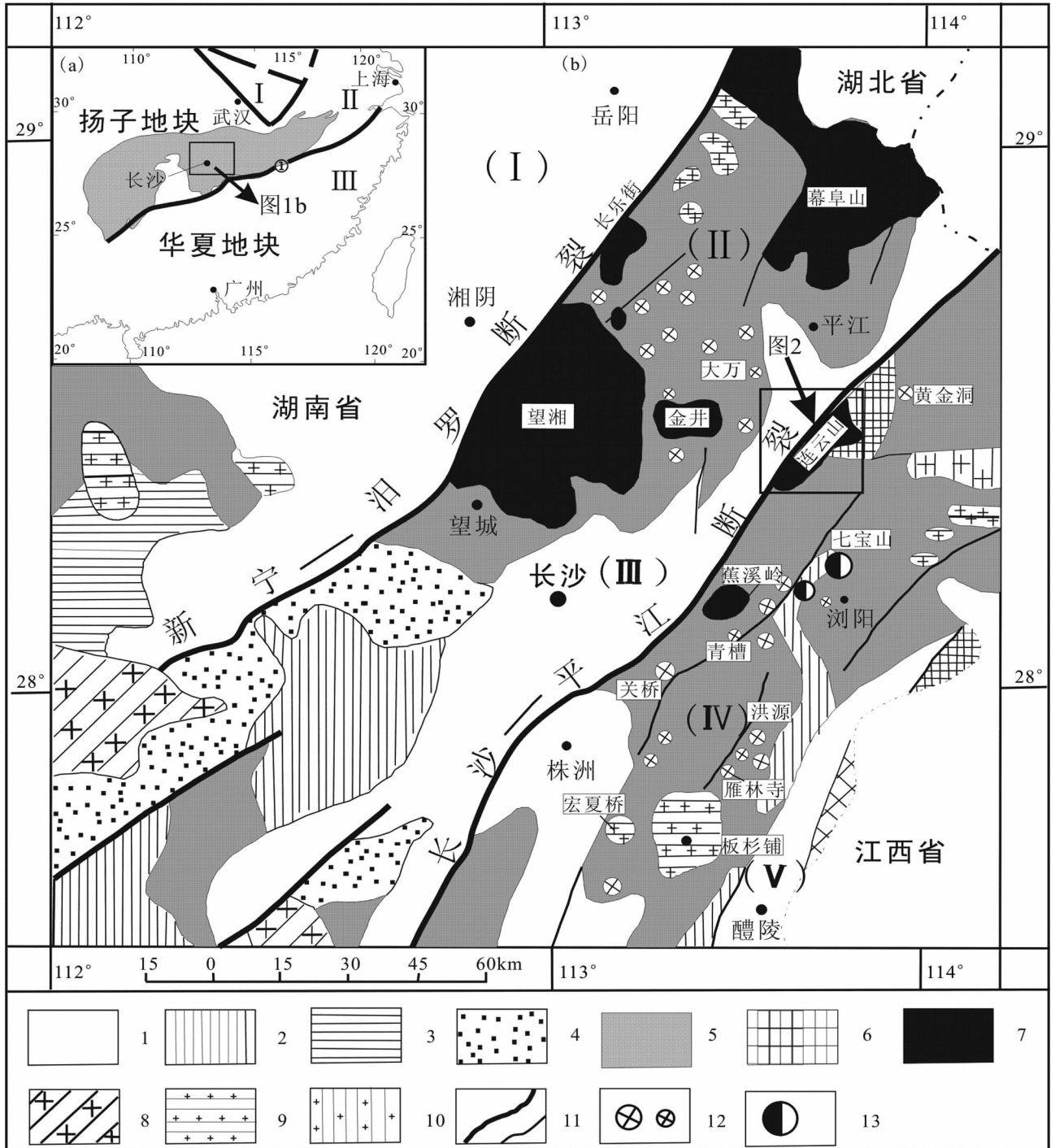


图1 华南构造划分(a)及湘东北区域地质、构造、岩浆和矿产图(b)

图a据Chen and Jahn (1998)修改;图b根据湖南省地质矿产局(1989)及长沙幅①和三市幅、嘉义幅②区域地质调查报告修改.图a中浅灰色部分及①分别示江南古陆及江山-绍兴断裂,I-秦岭-大别造山带,II-扬子地块,III-华夏地块.图b中图例:1-白垩系-第四系,2-中泥盆统-中三叠统,3-志留系-震旦系,4-新元古代板溪群,5-中元古代冷家溪群,6-古元古-新太古代连云山岩群(?),7-晚中生代花岗岩质,8-晚古生代-早中生代花岗岩质,9-早古生代花岗岩质,10-元古代花岗岩质,11-断裂,12-金矿床(矿化点),13-Pb-Zn-Cu-Au多金属矿床,(I)-洞庭断陷盆地,(II)-幕阜山-紫云山断隆,(III)-平江-长沙断陷盆地,(IV)-连云山-衡阳断隆,(V)-醴陵-攸县断陷盆地

① 湖南省地质调查院.2002.区域地质调查报告(1/5万)长沙市幅

② 湖南省地质矿产局402队.1991.区域地质调查报告(1/5万)三市幅、嘉义幅

Fig. 1 Tectonic map of south China Block (a) and regionally geological, structural, magmatic and metallogenic map of northeastern Hunan Province in Jiangnan Oldland (b)

Fig. a modified after Chen and Jahn (1998), and Fig. b modified after HBGM (1989) and Regionally Geological Survey Reports of Changsha, Jiayi and Sanshi, the weakly shaded area and ① in Fig. a represent the Jiangnan Oldland and the Jiangshan-Shaoxin fault. I -Qinling-Dabie Orogen, II -Yangtze Block and III -Cathaysian Block in Fig. a. Symbols in Fig. b: 1-Quaternary-Cretaceous, 2-Middle Triassic-Middle Devonian, 3-Silurian-Sinian, 4-Neoproterozoic Banxi Group, 5-Mesoproterozoic Lengjiaxi Group, 6-Neoproterozoic Paleoproterozoic Lianyunshan Group (?), 7-Late Mesozoic granites, 8- Late Paleozoic-Early Mesozoic granites, 9-Early Paleozoic granites, 10-Proterozoic granites, 11-Fault, 12- Gold ore deposits and occurrences, 13-Cu-Pb-Zn-Au ore deposit, (I)-Dongting Basin, (II)-Mufushan-Ziyunshan Uplift, (III)-Pingjiang-Changsha Basin, (IV)-Lianyunshan-Hengyang Uplift and (V) Liling-Youxian Basin

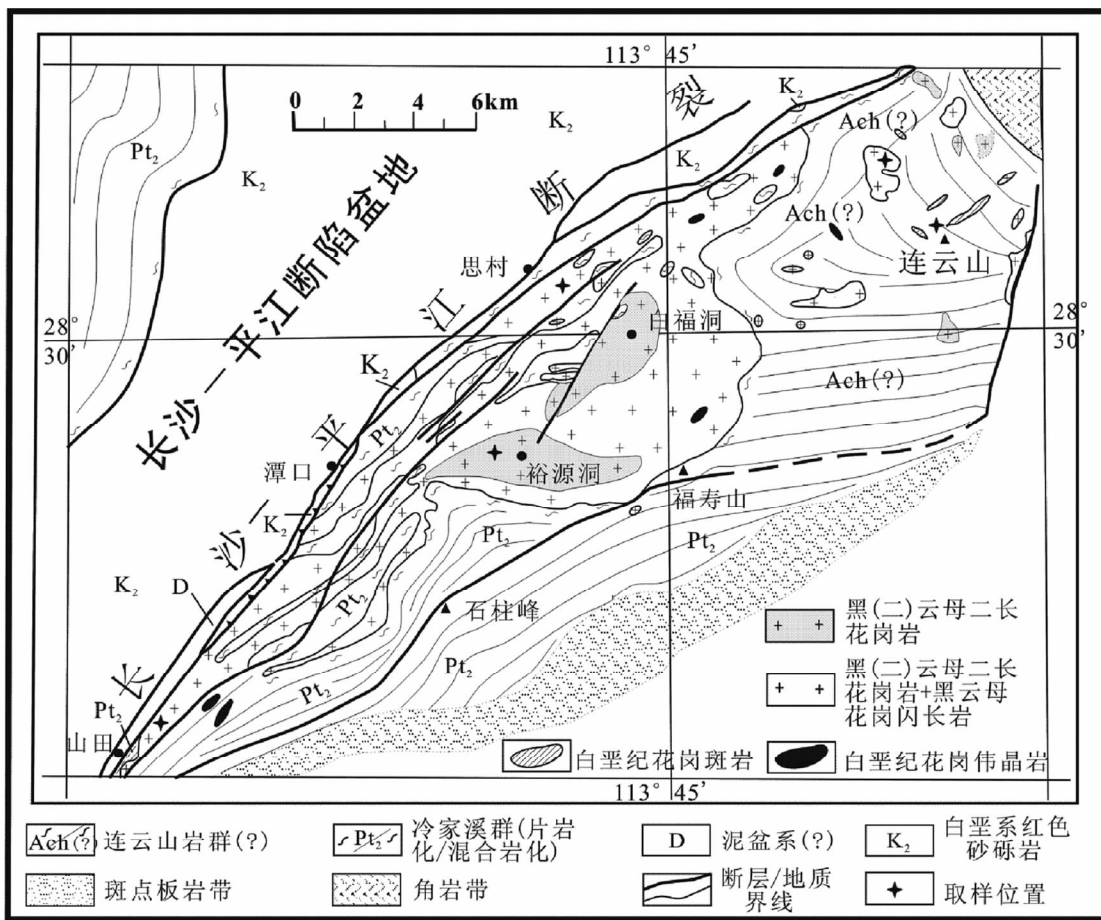


图2 湘东北连云山花岗岩体地质图(据湖南地质研究所, 1995 修改)

Fig. 2 Geological map of the Lianyunshan granites in northeastern Hunan Province (modified after Hunan Institute of Geology, 1995)

呈北东向延伸的楔形(图2),中部略有膨大,南西端呈分叉拖尾状,出露面积约135km²。据湖南省地质矿产局(1988),连云山岩体在规模上自西南向东北可能有逐渐加大的趋势。该岩体侵位于连云山岩群(?)和冷家溪群中,并与围岩呈突变侵入和交代侵入接触,接触变质带分带明显,自内向外可分为片(角)岩带、千枚岩带和斑点板岩带,变质带宽可达数百米至20km以上。岩体内片麻状构造发育,并具强烈剪切变形,但产状与围岩基本一致(图3a-c)。捕虏体在岩体内一般不发育,且多见于岩体边部,岩性与外接触带变质围岩相

同(图3d)。

连云山岩体主要岩性为细中粒(少斑状)黑云母二长花岗岩和中细粒(斑状)二云母二长花岗岩,其次为中细粒黑云母花岗岩闪长岩。其中,细中粒(少斑状)黑云母二长花岗岩呈灰色,似斑状结构,斑晶由粗大的钾长石组成,定向性较好,斜长石呈扭曲双晶、碎裂结构,黑云母略显定向排列(图3e-f);主要成分包括石英(26%)、斜长石(33%, An = 30)、钾长石(35%)、黑云母(6%),主要副矿物为钛铁矿、磁铁矿、独居石、锆石、磷灰石等。中细粒(斑状)二云母二长花岗岩呈

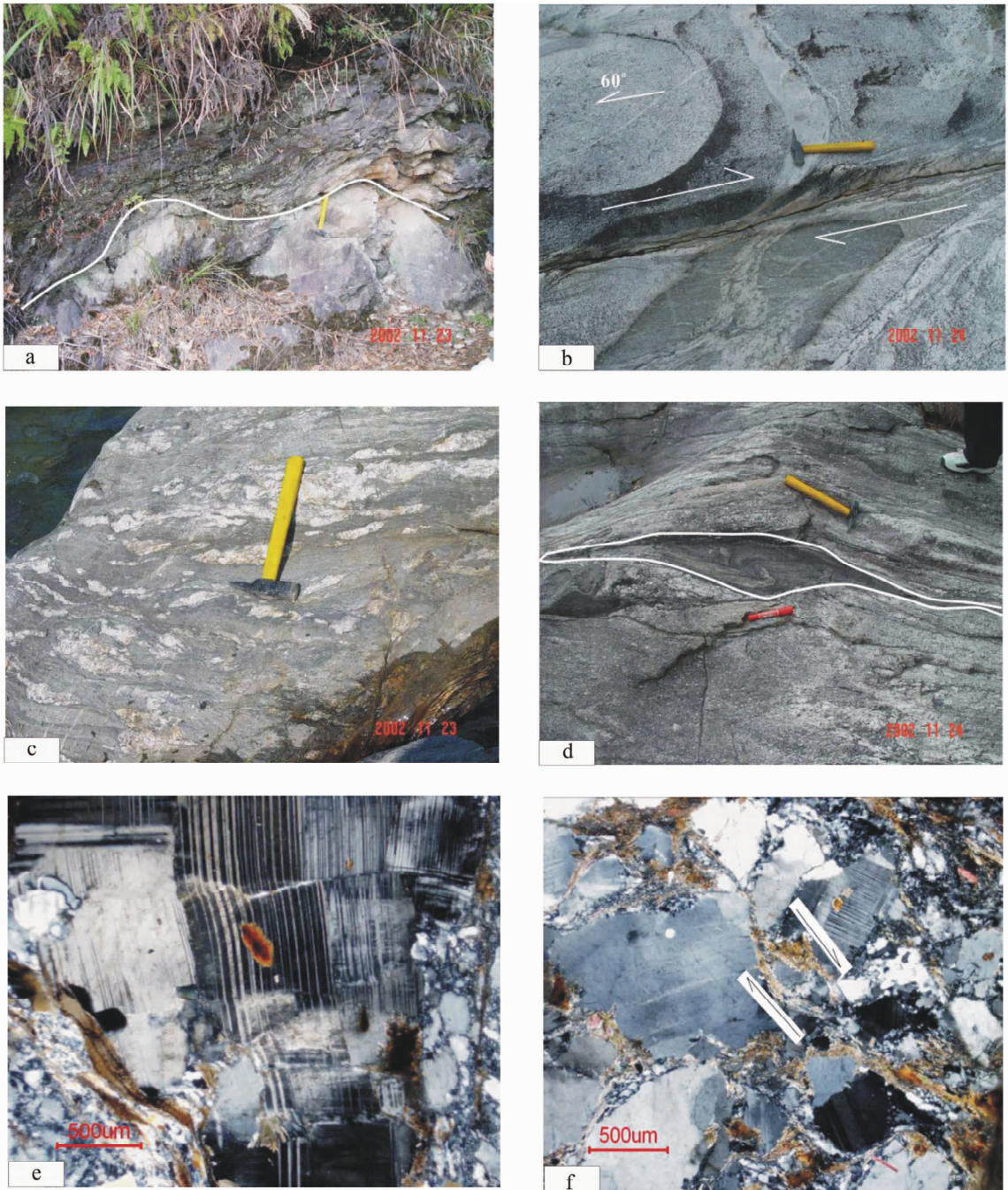


图3 连云山花岗岩野外照片和显微照片

a-连云山岩体与围岩接触关系；b-连云山岩体内发育柔(韧)性走滑剪切构造；c-连云山岩体中的流动构造；d-连云山岩体边缘中的捕虏体；e-连云山花岗岩长石扭曲双晶(正交偏光)；f-连云山花岗岩碎裂及定向结构(正交偏光)

Fig. 3 Field photographs and thin-section photomicrographs of the Lianyunshan granites

a-contact relationship between the Lianyunshan pluton and its hosted rocks; b-strike-slip ductile shear structure in the Lianyunshan pluton; c-flow structure in the Lianyunshan pluton; d-xenolith on margin of the Lianyunshan pluton; e-twisty twin of feldspar in the Lianyunshan pluton, crossed nicols; f-cataclastic and directional structures of the Lianyunshan pluton, crossed nicols

灰白色、中细粒花岗岩结构,斜长石聚片双晶和石英裂纹较发育,黑云母和白云母呈片状或鳞片状;主要成分为石英(32%~35%)、斜长石(24%~32%, An = 14~15)、钾长石(27%~31%)、黑云母(3%~6%)、白云母(4%~6%),主要副矿

物为独居石、磷灰石、锆石、钛铁矿等。此外,黑云母花岗岩闪长岩主要成分包括石英(28%)、斜长石(47%, An = 29)、钾长石(17%)、黑云母(8%)。连云山岩体常见绿泥石化、硅化、绿帘石化、云英岩化和钠长石化等蚀变,局部见长石、石

英交代现象。根据连云山岩体黑云母二长花岗岩和黑云母花岗岩长岩中黑云母 K-Ar (160Ma) 和独居石 U-Th-Pb (164Ma) 同位素定年资料(湖南地质研究所, 1995), 形成时代为中侏罗世, 年龄在 164 ~ 160Ma 之间。

3 样品采集和分析方法

经露头采样, 我们选择了 23 个有代表性的连云山花岗岩样品分别进行主量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素分析, 另对其中的 11 个样品进行微量元素分析。为获取连云山岩体源区岩的详细信息, 我们还采集了该岩体围岩连云山岩群(?) 三个二云母石英片岩样品进行 Sr-Nd-Pb 同位素分析, 且样品采集过程中尽量避免那些风化和蚀变的地段。这些样品取自连云山岩体连云山、连云山五星水库、周洛、思村和山田五个出露区。主量元素和微量元素分别采用压熔法和 ICP-MS 分析在中国科学院地球化学研究所(贵阳) 和中国科学院广州地球化学研究所完成, 分析精度分别为 1% 和 5% ~ 10%。有关 ICP-MS 的详细实验方法可见刘颖等(1996)。

23 个连云山花岗岩样品和 3 个围岩样品的 Sr-Nd-Pb 同位素组成由中国地质调查局宜昌中南实验检测中心完成。Rb-Sr 和 Sm-Nd 的分离, 采用 AG50w × 8 和 Dowex50 × 8 阳离子树脂交换技术, HCl 作淋洗液。质谱分析在装有可调多接收器的 MAT261 质谱计上完成。标准物质采用 NBS987 和 La Jolla。Nd₂O₃ 的多次 (n = 6) 平均值: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.71026 ± 5 (2 SD)、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511845 ± 10 (2 SD)、(²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)₀ = 9.307、(²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)₀ = 10.294; ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr、¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 比值的测定精度分别为 ±0.7%、±0.2%、±0.1%、±0.1% 和 ±0.1%。样品全流程空白为 Sr < 1 ng, Nd 为 ~86 pg, Pb 为 ~2 ng。

4 地球化学特征

4.1 主量元素特征

表 1 为连云山花岗岩代表性样品岩石化学成分。尽管该岩石具有较高的、变化不宽的 SiO₂ (69.41% ~ 75.14%) 和 Al₂O₃ (13.61% ~ 17.46%), 但 Na₂O (2.04% ~ 3.83%)、K₂O (1.94% ~ 4.94%)、CaO (0.82% ~ 3.24%) 和 P₂O₅ (0.30% ~ 0.67%) 含量变化较大, 且铁镁质含量 (MgO + FeO + Fe₂O₃ + TiO₂ = 0.92% ~ 3.78%) 相对偏低。相应地, SiO₂/Al₂O₃ 比值较恒定 (4.00 ~ 5.39), 但其它氧化物对比值如 Mg[#] (12 ~ 80)、Na₂O/K₂O (0.41 ~ 1.75)、K₂O/TiO₂ (2.30 ~ 7.02) 和 CaO/Na₂O (0.27 ~ 0.97) 则有较大的变化范围。Harker 图解显示 (图 4), SiO₂ 与 TiO₂、MgO、FeO^T (= FeO + Fe₂O₃) 和 CaO 存在显著负相关、与 K₂O、Al₂O₃ 和 P₂O₅ 存在弱的负相关, 而与 Na₂O 存在较明显的正相关关系, 反映主要元素受蚀变和/或变质影响不大。在 SiO₂-K₂O 图中主要落入高钾钙碱性系列

和钙碱性系列, 仅少数样品落在钾玄岩系列 (图 5a)。在 QAP 图上大部分落入二长花岗岩区域, 少数落在花岗岩长岩范围 (图 5b)。除样品 SC07 的铝饱和指数 A/CNK (Al₂O₃/CaO + Na₂O + K₂O: 氧化物均为摩尔分子) 为 1.08 外, 其它样品均在 1.10 ~ 1.53 之间, 显示强过铝质特征 (图 5c), 所计算的 CIPW 标准化刚玉含量为 2.5% ~ 7.0% (表 1)。

4.2 微量(含稀土)元素特征

连云山花岗岩代表性样品微量(含稀土)元素地球化学成分见表 1。根据稀土元素组成(表 1 和图 6), 可将这些样品大致分为两组: 第一组是主要的, 它们的稀土元素含量较高、但变化大 (103.12 × 10⁻⁶ ~ 233.79 × 10⁻⁶), 球粒陨石标准化模式均表现轻稀土强烈富集的右倾型 (图 6a), 反映稀土元素发生明显分馏的 (La/Yb)_N 和 (Gd/Yb)_N 值分别为 31.40 ~ 110.94、2.52 ~ 5.80, 暗示源区残留石榴石和/或角闪石矿物; Eu 则表现强烈的到弱的负异常 (Eu/Eu* = 0.29 ~ 0.93), 表明存在斜长石不同程度的分异结晶。第二组仅就 SC02、ZL02 两个样品来说, 它们的球粒陨石标准化稀土模式虽表现轻稀土富集的右倾型 (图 6b), 但稀土总量非常低 (33.10 × 10⁻⁶ ~ 50.34 × 10⁻⁶)、分馏程度相对较低 [(La/Yb)_N = 4.64 ~ 14.53], 配分模式较平坦并表现显著的负 Eu 异常 (Eu/Eu* = 0.17 ~ 0.36), 表明斜长石分异结晶作用显著。

第一组样品同时具相对高的 Sc (2.04 × 10⁻⁶ ~ 4.01 × 10⁻⁶)、Ti (761 × 10⁻⁶ ~ 1991 × 10⁻⁶)、V (13.44 × 10⁻⁶ ~ 33.32 × 10⁻⁶)、Cr (5.65 × 10⁻⁶ ~ 22.02 × 10⁻⁶)、Co (2.06 × 10⁻⁶ ~ 3.88 × 10⁻⁶)、Ni (1.38 × 10⁻⁶ ~ 5.06 × 10⁻⁶)、Sr (80.44 × 10⁻⁶ ~ 658.20 × 10⁻⁶)、Zr (89.58 × 10⁻⁶ ~ 177.60 × 10⁻⁶)、Ba (353 × 10⁻⁶ ~ 1158 × 10⁻⁶) 和 Th (11.98 × 10⁻⁶ ~ 37.62 × 10⁻⁶) 含量 (表 1), 但这些元素的含量在第二组样品中则显著偏低 (相应值分别为 Sc: 0.12 × 10⁻⁶ ~ 1.33 × 10⁻⁶、Ti: 156.92 × 10⁻⁶ ~ 327.20 × 10⁻⁶、V: 0.27 × 10⁻⁶ ~ 1.78 × 10⁻⁶、Cr: 3.07 × 10⁻⁶ ~ 5.06 × 10⁻⁶、Co: 0.55 × 10⁻⁶ ~ 0.93 × 10⁻⁶、Ni: 0.20 × 10⁻⁶ ~ 1.37 × 10⁻⁶、Sr: 14.76 × 10⁻⁶ ~ 44.30 × 10⁻⁶、Zr: 28.86 × 10⁻⁶ ~ 30.00 × 10⁻⁶、Ba: 18 × 10⁻⁶ ~ 125 × 10⁻⁶ 和 Th: 6.19 × 10⁻⁶ ~ 6.96 × 10⁻⁶)。在原始地幔标准化蛛网图上 (图 7), 尽管两者均表现大离子亲石元素 (LILEs) Rb、Th、U 的相对富集, Sr、Ba 的相对亏损和放射性元素 Pb 的显著富集, 以及高场强元素 (HFSEs) Nb、Ta、Ti 的相对亏损, 但两者仍存在一些的差别, 如第二组 Ba、Sr、Ti、Zr 及 La、Ce、Eu 亏损更为强烈 (图 7a), 且 Zr/Hf 比值偏低 (16.5 ~ 26.7); 而第一组表现 Nb、Ta 显著负异常、Sr 显著负异常到无异常特征 (图 7b), 且 Zr/Hf 比值相对偏高 (30.4 ~ 34.7), 并与 Sun and McDonough (1989) 的球粒陨石相当。

4.3 Sr-Nd-Pb 同位素特征

连云山花岗岩及其围岩样品 Sr-Nd-Pb 同位素数据见表 2、表 3。基于先前的同位素年龄数据, 取 162Ma 的平均年龄

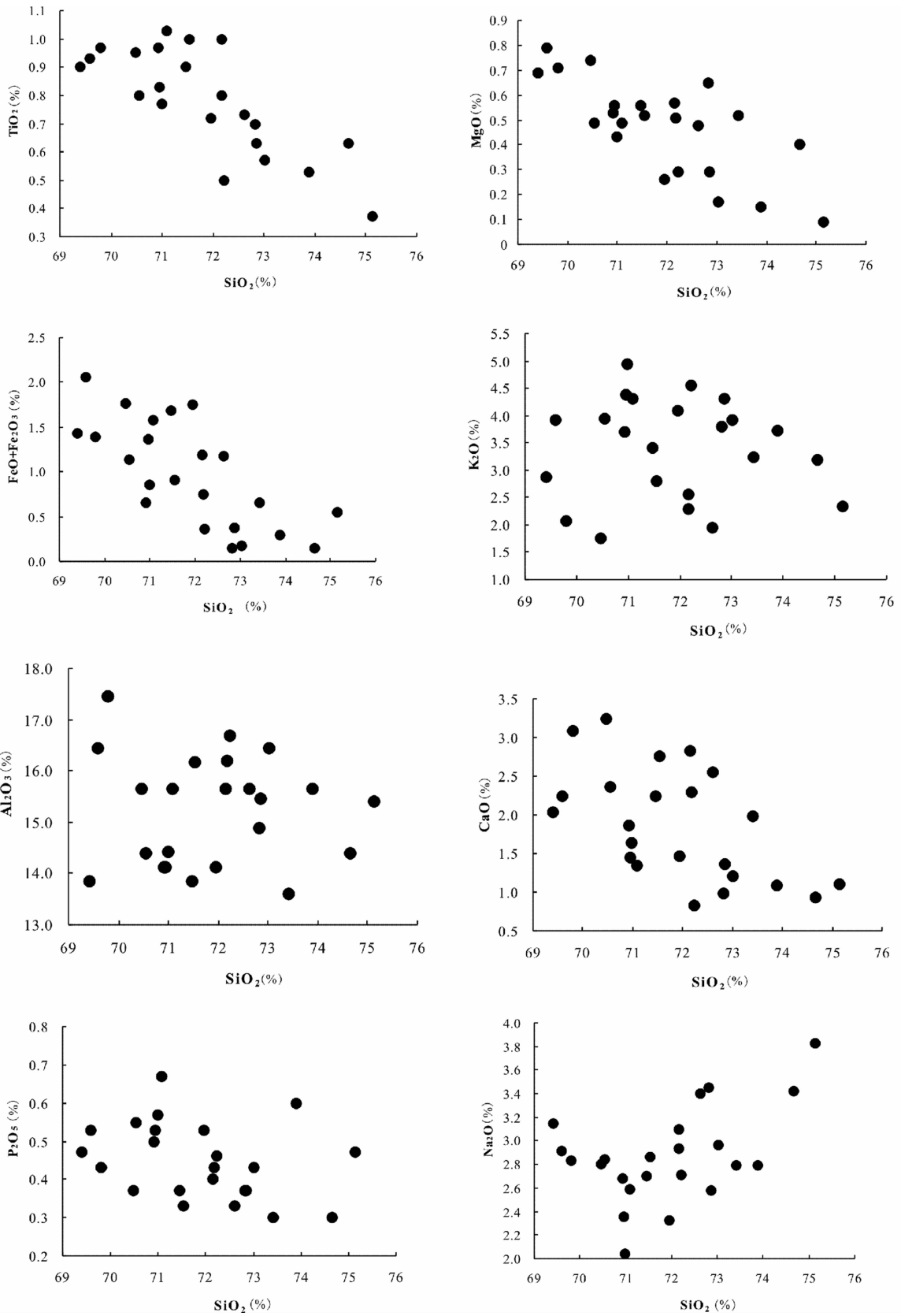


图4 连云港花岗岩 Harker 图解

Fig. 4 Harker plots for the Lianyunshan granites

表1 湘东北地区连云山花岗岩主量(wt%)、微量和稀土($\times 10^{-6}$)元素地球化学数据

Table 1 Major (wt%), trace and rare earth ($\times 10^{-6}$) elements geochemical data for the Liyunshan granites in northeastern Hunan Province, south China

样品号	SC-01	SC-03	SC-04	SC-07	SC-09	SC-10	SC-11	SC-13	WX-01	WX-02	WX03	SC12	ZL03	ZL04	ZL05	ZL06	ZL09	ZL11	HPL	ST2	SC02	ZL01	ZL02
	第一组												第二组										
取样地点	思村												周洛										
样品组合	二云母 二长花岗岩												黑云母 花岗岩 二长花岗岩										
SiO ₂	72.86	70.95	70.99	70.54	71.46	73.42	70.92	72.22	71.95	71.08	69.59	69.41	69.8	70.47	71.54	72.16	72.17	72.62	73.89	75.14	74.66	72.82	73.02
TiO ₂	0.63	0.83	0.77	0.8	0.9	0.97	0.97	0.5	0.72	1.03	0.93	0.9	0.97	0.95	1	1	0.8	0.73	0.53	0.37	0.63	0.7	0.57
Al ₂ O ₃	15.45	14.12	14.42	14.38	13.86	13.61	14.12	16.69	14.12	15.66	16.43	13.86	17.46	15.66	16.17	15.66	16.2	15.66	15.66	15.4	14.38	14.89	16.43
^a FeO ^T	0.37	1.37	0.85	1.14	1.68	0.65	0.66	0.36	1.75	1.58	2.06	1.43	1.39	1.77	0.91	1.19	0.75	1.18	0.3	0.55	0.15	0.15	0.18
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
MgO	0.29	0.56	0.43	0.49	0.56	0.52	0.53	0.29	0.26	0.49	0.79	0.69	0.71	0.74	0.52	0.57	0.51	0.48	0.15	0.09	0.4	0.65	0.17
CaO	1.37	1.44	1.63	2.36	2.25	1.99	1.86	0.82	1.46	1.35	2.25	2.04	3.09	3.24	2.76	2.83	2.3	2.56	1.09	1.11	0.93	0.98	1.2
Na ₂ O	2.58	2.36	2.04	2.84	2.7	2.79	2.68	2.71	2.32	2.59	2.91	3.15	2.83	2.8	2.86	2.93	3.1	3.4	2.79	3.83	3.42	3.45	2.96
K ₂ O	4.32	4.37	4.94	3.95	3.42	3.24	3.69	4.54	4.1	4.31	3.92	2.87	2.07	1.75	2.79	2.3	2.56	1.94	3.72	2.34	3.18	3.79	3.91
P ₂ O ₅	0.37	0.53	0.57	0.55	0.37	0.3	0.5	0.46	0.53	0.67	0.53	0.47	0.43	0.37	0.33	0.4	0.43	0.33	0.6	0.47	0.3	0.37	0.43
H ₂ O ⁺	1.3	2.9	2.7	2.5	2.3	1.89	3.47	1	2.32	0.7	0.53	4.6	0.7	1.7	0.73	0.93	1.1	0.5	0.69	0.14	1.25	1.7	0.56
Total	99.55	99.44	99.35	99.56	99.51	99.39	99.41	99.6	99.55	99.47	99.95	99.43	99.5	99.46	99.62	99.98	99.93	99.41	99.44	99.45	99.31	99.52	99.44
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.72	5.02	4.92	4.91	5.16	5.39	5.02	4.33	5.1	4.54	4.24	5.01	4	4.5	4.42	4.61	4.45	4.64	4.72	4.88	5.19	4.89	4.44
CaO/Na ₂ O	0.53	0.61	0.8	0.83	0.83	0.71	0.69	0.3	0.63	0.52	0.77	0.65	1.09	1.16	0.97	0.97	0.74	0.75	0.39	0.29	0.27	0.28	0.41
^b A/CNK	1.35	1.26	1.23	1.08	1.13	1.16	1.2	1.53	1.29	1.37	1.25	1.15	1.39	1.26	1.27	1.26	1.34	1.27	1.48	1.42	1.34	1.29	1.45
^c A/NK	1.73	1.64	1.65	1.61	1.7	1.68	1.68	1.78	1.71	1.75	1.82	1.67	2.53	2.41	2.09	2.14	2.06	2.03	1.82	1.74	1.58	1.52	1.8
^d Mg [#]	42	27	32	28	23	42	43	43	12	22	25	31	32	28	35	30	39	27	31	13	71	80	46
^e C(%)	5.01	4.31	4.26	2.53	2.58	2.68	3.68	7.03	4.61	5.96	4.61	3.15	6.05	4.25	4.27	4.20	5.24	4.15	6.58	5.71	4.43	4.31	6.25
Sc				2.79	2.99	4.01	2.04			2.7		3.67			3.73	3.27	3.09	2.34		258			1.33
V				18.53	19.66	27.36	16.89			13.44		33.32			20.58	21.4	21.04			1.37			1.78
Cr				11.17	22.02	13.28	6.94			6.88		8.98			9.48	7.26	5.65			104.58			3.07
Co				3.64	3.78	3.81	2.06			2.88		3.88			2.88	3.09	3.09			22.7			0.93
Ni				2.74	7.51	5.06	1.66			1.95		2.4			1.38	1.89	1.89			2.5			0.2
Ga				19.51	18.89	17.08	15.86			21.1		20.4			19.1	19.98	20.18			10.79			13.25
Rb				240.4	217.8	140.66	230.4			232.8		136.74			168	143.94	117.7			12.99			139.12
Sr				160.56	153.08	151.72	100.36			80.44		658.2			426.4	473.4	490.8			7.86			44.3
Y				7.57	6.1	5.25	9.18			9.26		8.08			7.53	6.4	8.86			18			7.04

续表 1

Continued Table 1

样号	SC-01	SC03	SC04	SC07	SC09	SC-10	SC-11	SC-13	WX-01	WX-02	WX03	SC12	ZL03	ZL04	ZL05	ZL06	ZL09	ZL11	HPL	ST2	SC02	ZL01	ZL02	
取样地点	思村			连云山五星水库			思村	连云山五星水库			思村	周洛			连云山	山田	思村	周洛			周洛			
样品组合	第一组											第二组												
岩性	二云母 二长花岗岩						黑云母 花岗闪长岩						黑云母 二长花岗岩						二云母 二长花岗岩					
Zr	122.2	157.62	133.72	89.58	141.6	177.6	141.88	154.78	118.06	6.09	28.86	6.09	12.33	5.13										
Nb	5.49	6.57	5.66	6.79	9.77	5.59	6.22	6.09	6.23	12.33	5.13	6.22	6.09	6.23										
Ba	511	482	439	588	353	1158	755	742	743	5.18	125	755	742	743										
La	43.06	59.12	38.92	24.94	40.64	53.76	48.4	37.16	32.26	1.59	10.22	48.4	37.16	32.26										
Ce	79.44	110.78	70.36	45.96	89.94	97.62	87.38	69.76	59.2	0.09	21.04	87.38	69.76	59.2										
Pr	9.12	12.33	7.64	4.87	10.78	10.95	9.72	7.36	6.46	1.61	2.47	9.72	7.36	6.46										
Nd	30.42	40.1	25.14	16.42	39.06	36.12	33.3	25.52	22.4	0.33	8.91	33.3	25.52	22.4										
Sm	4.39	5.45	4.12	3.21	8.02	5.52	5.46	3.83	3.64	1.92	2.2	5.46	3.83	3.64										
Eu	0.71	0.78	0.75	0.58	0.6	1.15	0.87	0.83	0.81	0.35	0.24	0.87	0.83	0.81										
Gd	2.06	2.09	2.02	2.7	5.09	2.6	2.98	2.18	2.17	0.94	1.92	2.98	2.18	2.17										
Tb	0.33	0.35	0.32	0.47	0.67	0.39	0.46	0.33	0.35	0.15	0.32	0.46	0.33	0.35										
Dy	1.58	1.49	1.31	2.21	2.58	1.89	1.95	1.45	1.86	0.89	1.55	1.95	1.45	1.86										
Ho	0.28	0.23	0.21	0.33	0.34	0.3	0.28	0.23	0.32	0.12	0.24	0.28	0.23	0.32										
Er	0.73	0.6	0.47	0.79	0.85	0.81	0.63	0.59	0.89	1.81	0.6	0.63	0.59	0.89										
Tm	0.09	0.07	0.05	0.09	0.1	0.11	0.07	0.08	0.12	0.98	0.09	0.07	0.08	0.12										
Yb	0.51	0.36	0.29	0.48	0.59	0.61	0.42	0.44	0.70	58.26	0.48	0.42	0.44	0.70										
Lu	0.07	0.05	0.04	0.06	0.09	0.09	0.06	0.06	0.11	6.19	0.07	0.06	0.06	0.11										
Hf	3.72	4.96	4.21	2.94	4.4	5.13	4.26	4.63	3.66	3.31	1.08	4.26	4.63	3.66										
Ta	0.55	0.62	0.52	0.73	0.58	0.4	0.65	0.61	1.02	30	0.45	0.65	0.61	1.02										
Pb	148.08	105.96	82.22	120.38	101	95	137.44	47.56	52.48	0.17	64.54	137.44	47.56	52.48										
Th	26.88	37.62	24.5	13.5	31.86	17.7	22	14.18	11.98	4.64	6.96	22	14.18	11.98										
U	2.49	2.84	2.14	4.16	3.93	2.07	3.4	2.29	3.24	1.37	7.72	3.4	2.29	3.24										
Zr	122.2	157.62	133.72	89.58	141.6	177.6	141.88	154.78	118.06	30.00	28.86	141.88	154.78	118.06										
¹⁴⁷ Eu*/Eu	0.72	0.7	0.79	0.6	0.29	0.93	0.66	0.87	0.88	0.17	0.36	0.66	0.87	0.88										
¹⁴⁷ Eu*/(La _N /Yb) _N	57.81	110.94	91.17	35.15	46.79	59.87	79.04	57.90	31.40	4.64	14.53	79.04	57.90	31.40										
Sm/Y	21.22	25.1	28.92	10.93	8.68	81.46	56.66	73.95	55.41	1.37	6.29	56.66	73.95	55.41										

a-FeO^T = FeO + Fe₂O₃; b-A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) (摩尔分子数); c-A/NK = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) (摩尔分子数); d-Mg[#] = Mg/(0.79Fe^T + Mg); e-CIPW 矿物标准化刚玉含量; f-Eu*/Eu = Eu_N/(Sm_N*Gd_N)^{1/2}; g-球粒陨石标准化值 N 据 Sun and McDonough (1989)

表2 湘东北地区连云山花岗岩、连云山岩群(?) Sr-Nd 同位素组成

Table 2 Sr and Nd isotopic compositions for the Liyunshan granites and the Liyunshan Group (?) in northeastern Hunan Province, south China

样品	岩性	取样地点	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	t_{DM2} (Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	
SC01			3.618	19.52	0.1122	9	0.511938	0.000006	1918	0.511819	-11.91	-0.43	313.9	95.01	9.557	0.74217	0.00005	0.72043	229
SC02			1.627	4.842	0.2034		0.512011	0.000008	1956	0.511795	-12.37	0.03	371.2	17.27	62.9	0.85315	0.00003	0.71008	82
SC03			8.925	43.39	0.1245	10	0.511999	0.000006	1842	0.511867	-10.98	-0.37	181.0	116.9	4.483	0.74872	0.00001	0.73852	486
SC04			7.133	34.42	0.1254	12	0.511991	0.000007	1857	0.511858	-11.15	-0.36	221.9	124.2	5.169	0.74675	0.00005	0.73499	436
SC07		思村	4.456	29.74	0.0907	10	0.511918	0.000008	1914	0.511822	-11.86	-0.54	253.3	195.4	3.745	0.72867	0.00007	0.72015	225
SC09	二云母		3.232	21.61	0.0905	6	0.511915	0.000005	1918	0.511819	-11.91	-0.54	225.9	189.6	3.442	0.72818	0.00007	0.72035	228
SC10	二长花岗岩		4.358	26.46	0.0996	7	0.511940	0.000005	1894	0.511834	-11.61	-0.49	144.4	179.3	2.327	0.72833	0.00002	0.72304	266
SC11			3.774	21.89	0.1043	8	0.511973	0.000006	1850	0.511862	-11.07	-0.47	180.3	184.5	2.823	0.73079	0.00005	0.72437	285
SC13			2.943	14.2	0.1254	10	0.511945	0.000006	1929	0.511812	-12.05	-0.36	223.5	116.9	5.532	0.74396	0.00004	0.73138	384
SC14			0.1641	0.8093	0.1227	28	0.511989	0.000017	1855	0.511859	-11.13	-0.38	3.911	6.182	1.835	0.73395	0.00003	0.72978	362
HP1		连云山	1.685	5.478	0.1961		0.512035	0.000008	1905	0.511827	-11.76	0.00	427.7	27.59	45.22	0.82968	0.00003	0.72682	320
WX-01		连云山	8.476	41.27	0.1243	14	0.511990	0.000008	1856	0.511858	-11.15	-0.37	187.4	100.5	5.394	0.74123	0.00003	0.72896	350
WX-02		五星水库	7.963	37.95	0.1269	14	0.511990	0.000008	1861	0.511855	-11.20	-0.35	226.3	94.52	6.926	0.74408	0.00003	0.72833	341
WX-03			6.635	50.72	0.0791	8	0.511903	0.000007	1918	0.511819	-11.91	-0.60	270.3	240.3	3.249	0.72701	0.00002	0.71962	217
SC12	黑云母花岗岩	思村	4.699	30.82	0.0923	9	0.511936	0.000007	1888	0.511838	-11.54	-0.53	159.8	208.4	2.215	0.72883	0.00003	0.72379	277
ZL03	长岩		4.858	32.09	0.0916	10	0.512003	0.000008	1781	0.511906	-10.22	-0.53	141.6	659.6	0.6196	0.71616	0.00002	0.71475	148
ZL04			5.695	37.49	0.0919	10	0.512017	0.000008	1759	0.51192	-9.95	-0.53	98.87	628	0.4543	0.71798	0.00006	0.71695	179
ZL01			3.54	16.69	0.1283	14	0.511974	0.000008	1888	0.511838	-11.54	-0.35	228.9	99.33	6.665	0.74196	0.00002	0.72680	319
ZL02			3.439	13.85	0.1502	19	0.512048	0.000008	1808	0.511889	-10.55	-0.24	184.2	77.95	6.835	0.74146	0.00006	0.72591	307
ZL05	黑云母	周洛	5.523	32.58	0.1026	11	0.512027	0.000008	1761	0.511918	-9.98	-0.48	176.6	432.9	1.178	0.71855	0.00007	0.71587	164
ZL06	二长花岗岩		3.434	22.2	0.0936	9	0.512015	0.000007	1765	0.511916	-10.02	-0.52	142.2	474.8	0.8644	0.71743	0.00006	0.71546	158
ZL09			1.651	8.454	0.1182	13	0.512011	0.000008	1813	0.511886	-10.61	-0.40	163.8	297.7	1.588	0.72145	0.00006	0.71784	192
ZL11			3.013	17.63	0.1034	10	0.511998	0.000007	1809	0.511888	-10.56	-0.47	123.6	497.4	0.7172	0.71873	0.00005	0.71710	182
HPL1	二云母	连云山	6.775	32.74	0.1252	12	0.512141	0.000007	1619	0.512008	-8.22	-0.36	126.1	181.4	2.013	0.75582	0.00005	0.75124	666
HPL2	石英片岩	(连云山岩群?)	6.426	32.09	0.1212	11	0.512175	0.000007	1558	0.512047	-7.47	-0.38	180.8	72.67	7.208	0.75862	0.00002	0.74222	538
HPL3	片岩		5.762	28.89	0.1207	8	0.511975	0.000005	1874	0.511847	-11.37	-0.39	192	69.48	8.022	0.76799	0.00005	0.74974	645

a-Sr-Nd 同位素参数采用 $t = 162 \text{ Ma}$; b- t_{DM2} , t_{DM2} 分别为单阶段和二阶段模式年龄; c- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ 分别为 Nd, Sr 同位素初始值

表3 湘东北地区连云山花岗岩、连云山岩群(?) Pb 同位素组成

Table 3 Pb isotopic compositions for the Lianyungshan granites and the Lianyungshan Group (?) in northeastern Hunan Province, south China

样品号	岩性	取样地点	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	表面年龄 (Ma)	Φ 值	μ 值	Th/U	
WX-01	二云母二长花岗岩	连云山	18.302	15.642	38.636	297	0.595	9.56	3.88	
WX-02			18.308	15.640	38.624	290	0.594	9.55	3.87	
WX-03	黑云母花岗闪长岩	五星水库	18.334	15.642	38.803	274	0.592	9.55	3.94	
SC01	二云母二长花岗岩	思村	18.500	15.707	38.875	234	0.589	9.66	3.89	
SC02			18.781	15.661	38.609	-27	0.566	9.55	3.63	
SC03			18.205	15.605	38.458	322	0.597	9.50	3.85	
SC04			18.305	15.635	38.612	286	0.594	9.54	3.87	
SC07			18.335	15.651	38.714	284	0.593	9.57	3.90	
SC09			18.318	15.636	38.652	248	0.593	9.54	3.88	
SC10			18.282	15.642	38.655	311	0.596	9.56	3.90	
SC11			18.275	15.624	38.580	294	0.594	9.53	3.87	
SC12			黑云母花岗闪长岩	18.299	15.627	38.626	281	0.593	9.53	3.88
SC13			二云母二长花岗岩	18.310	15.633	38.589	280	0.593	9.54	3.86
SC14			18.271	15.623	38.524	296	0.594	9.52	3.85	
ZL01			黑云母二长花岗岩	18.475	15.699	38.802	242	0.590	9.65	3.87
ZL02			18.417	15.640	38.557	212	0.587	9.54	3.19	
ZL03			黑云母花岗闪长岩	18.336	15.635	38.683	264	0.592	9.54	3.88
ZL04	18.365	15.671	38.758	287	0.594	9.61	3.90			
ZL05	黑云母二长花岗岩	周洛	18.406	15.725	38.941	322	0.597	9.71	3.97	
ZL06			18.321	15.632	38.649	271	0.592	9.54	3.88	
ZL09			18.275	15.619	38.513	288	0.594	9.52	3.84	
ZL11	18.335	15.631	38.618	260	0.591	9.53	3.85			
HP1	二云母二长花岗岩	18.515	15.632	38.462	131	0.580	9.52	3.70		
HPL1	二云母石英片岩 (连云山岩群?)	连云山	18.450	15.675	38.755	231	0.589	9.61	3.86	
HPL2			18.303	15.601	38.464	246	0.590	9.48	3.80	
HPL3			18.314	15.663	38.663	313	0.596	9.60	3.89	

代表连云山岩体的侵位时代,并据此对有关参数进行计算。在计算 Nd 模式年龄(t_{DM})时,采用两阶段模式。所采用的计算公式引自 Li and McCulloch (1996)以及沈渭洲等(1999)。

表2、表3可见,连云山岩体样品 Sr-Nd-Pb 同位素组成变化较大,其中, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 变化于0.71008~0.73852之间、 $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 变化于81.88~485.74之间、 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 变化于0.511812~0.511920之间、 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化于-9.95~-12.37之间;Pb 同位素组成为 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 17.972 \sim 19.959$ 、 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 38.458 \sim 38.941$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.607 \sim 15.761$ 。但 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 与 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 以及 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 均存在弱的但负相关关系(图8)。此外,来自周洛地区的样品相对来说具有较低的初始 Sr 和较

高的初始 Nd 同位素比值(分别为0.71546~0.72680、-9.98~-11.54)。三个围岩样品 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 变化于0.74222~0.75124之间、 $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 变化于538~666之间、 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 变化于0.511847~0.512047、 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化于-7.47~-11.37。而 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 、 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 和 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 比值分别为17.773~17.890、38.458~38.941、15.589~15.663。与连云山岩体相比,连云山岩群相对具有较高的初始 Nd 和初始 Sr 同位素比值,以及不太放射性的 Pb 同位素组成。

计算所得的连云山花岗岩样品 Nd 亏损地幔模式年龄(t_{DM2})主要集中在1.96~1.76Ga之间;而连云山岩群(?) t_{DM2} 值在1.87~1.56Ga之间。这些 Nd 模式年龄与扬子地块

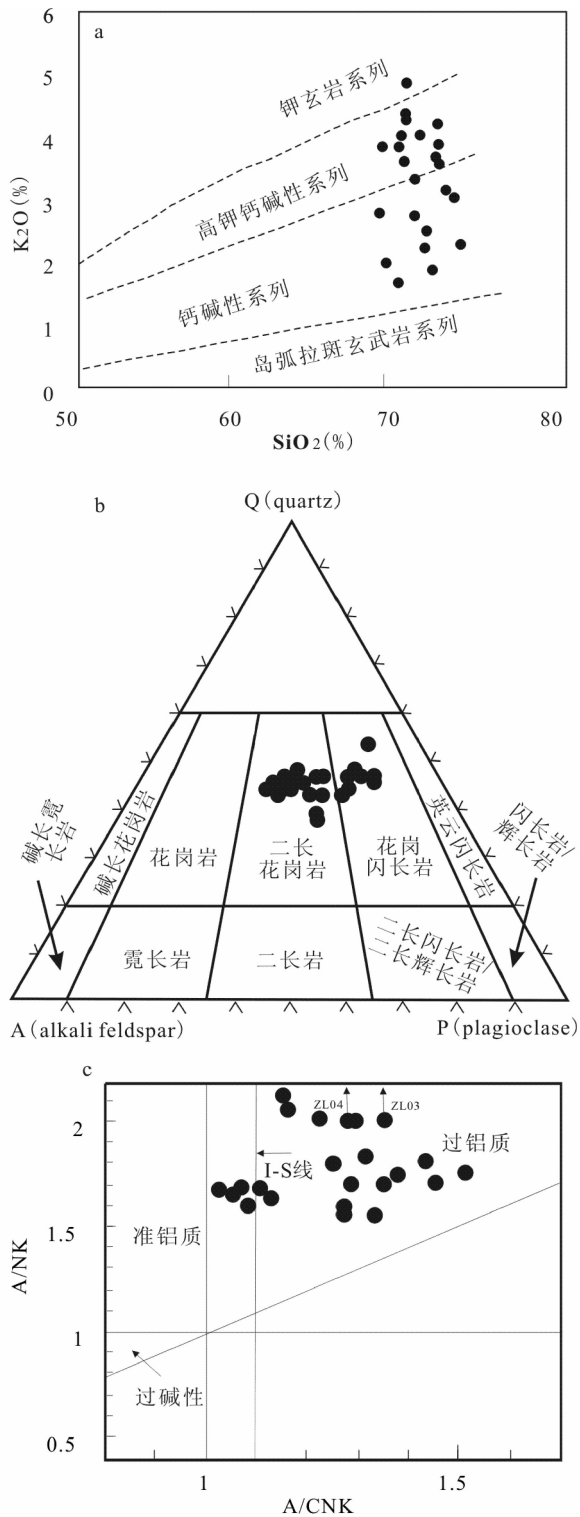


图5 连云山花岗岩 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (a, 据 Morrison, 1980)、 Q-A-P (b, Streckeisen, 1973) 和 A/NK-A/CNK (c, 据 Maniar and Piccoli, 1989) 图解

Fig. 5 Discriminating diagrams of SiO_2 vs. K_2O (a, after Morrison, 1980), Q-A-P (b, after Streckeisen, 1973) and A/NK vs. A/CNK (c, after Maniar and Piccoli, 1989) for the Lianyungshan granites

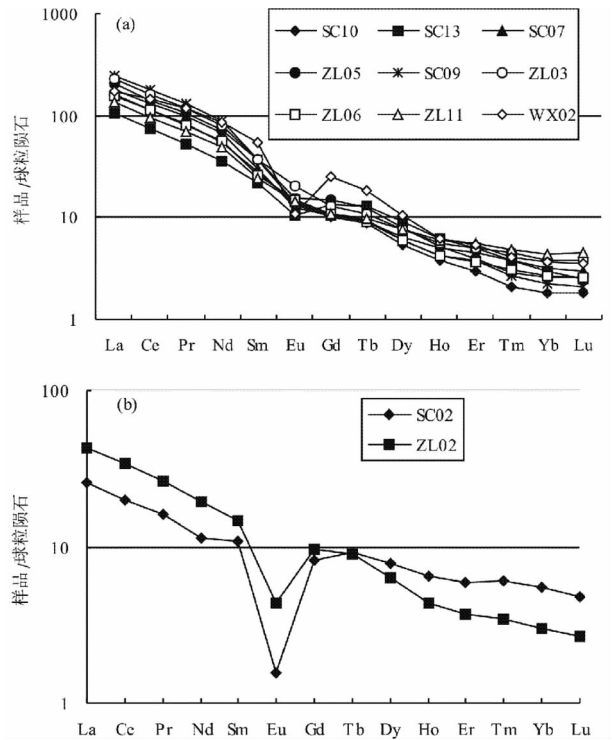


图6 连云山花岗岩球粒陨石标准化 REE 配分图
球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough, 1989

Fig. 6 Chondrite-normalized REE spectra for the Lianyungshan granites
Chondrite-normalized values after Sun and McDonough (1989)

东南缘中元古代变质沉积岩 t_{DM} 值接近 (1.8Ga; Li and McCulloch, 1996; Chen and Jahn, 1998)。

5 花岗岩的成因

5.1 源岩类型

强过铝质花岗岩 (即 Ps 型) 通常具高的 A/CNK 值 (≥ 1.1)、高的 SiO_2 含量 (普遍 $> 67\%$)、高的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (> 0.706) 和低的初始 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (< 2)，系大陆碰撞、地壳加厚环境下主要由变沉积岩部分熔融所形成的产物 (White and Chappell, 1983; Le Fort *et al.*, 1987)。另外, 因 Ps 型花岗岩含有比黑云母更富铝的矿物, 以及低的铁镁质矿物含量, Miller (1985)、Chappell *et al.* (2000) 还强调它主要来源于一个中性到长英质地壳源区 (包括不成熟的变杂砂岩等变质岩和变火成岩)。

野外地质和岩相学特征以及地球化学和同位素数据清楚地反映了连云山花岗岩为典型的强过铝质花岗岩。Sylfester (1998) 的研究表明, Ps 型花岗岩 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值能示踪源区成份, 而 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值可以反映岩浆形成时相对的温度和压力条件; 在高温、高压碰撞造山带, 通常由富泥质、贫斜长石 ($< 5\%$) 的源区岩部分熔融产生的 Ps 型花岗岩

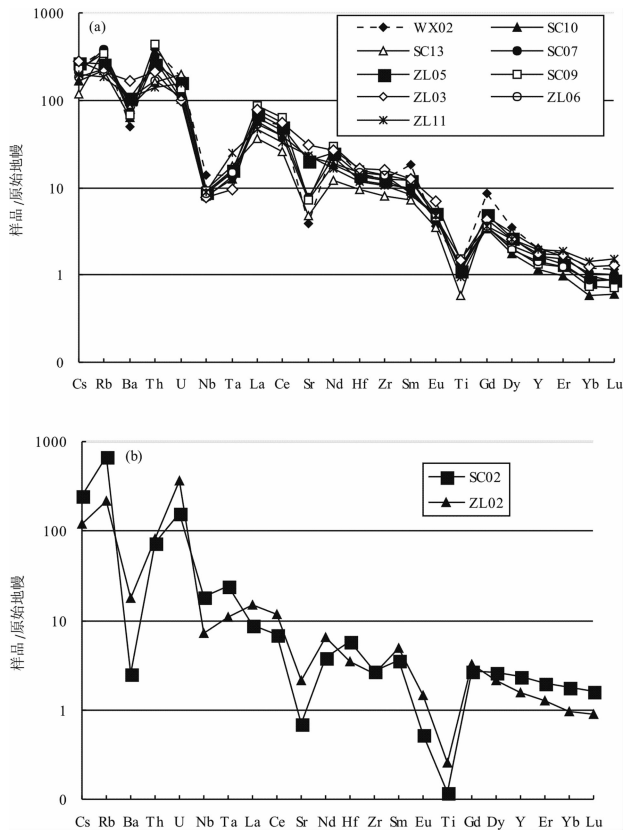


图7 连云山花岗岩原始地幔标准化微量元素蛛网图

原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989

Fig. 7 Primitive Mantle-normalized multi-element plots for the Linyunshan granites

Primitive Mantle-normalized values after Sun and McDonough (1989)

具有较低的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值 (< 0.3), 而来源于贫泥质、富斜长石 ($> 25\%$) 粗粒碎屑岩的 Ps 型花岗岩则具有较高的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值。由表 1 和图 9 可见, 连云山花岗岩绝大多数样品 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值在 0.3 以上 (0.39 ~ 1.09), 而 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值偏低 (14.03 ~ 41.62), 并与 Lachlan 褶皱带 Ps 型花岗岩具相似的分布范围, 可能反映其源区主要为粗粒碎屑岩, 因而暗示一个高温 (如 875 ~ 1000°C) 的熔融环境, 或与岩石圈拆沉和热的软流圈上涌有关。不过, 镁铁质熔体与泥质岩来源的熔体通过混合也可导致 Ps 型花岗岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值显著增加, 但该种情况所产生的 Ps 型花岗岩应具低 SiO_2 和高 ($\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$), 显然与连云山花岗岩岩石化学组成不一致。更重要的是, Sr-Nd-Pb 同位素组成也不支持连云山花岗岩浆产生和演化过程中存在铁镁质和长英质熔体有意义的混合。如图 8 所示, 尽管 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 两者间存在负的相关性, 可能暗示由地幔熔体和上地壳岩石熔体两端元成份混合的结果 (Jung *et al.*, 2003), 但结合区域上很少出现同时代的铁镁质岩, 可认为连云山花岗岩来源于地幔和上地壳熔体的混合是不大可能的。这与 SiO_2 与 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 以及 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$

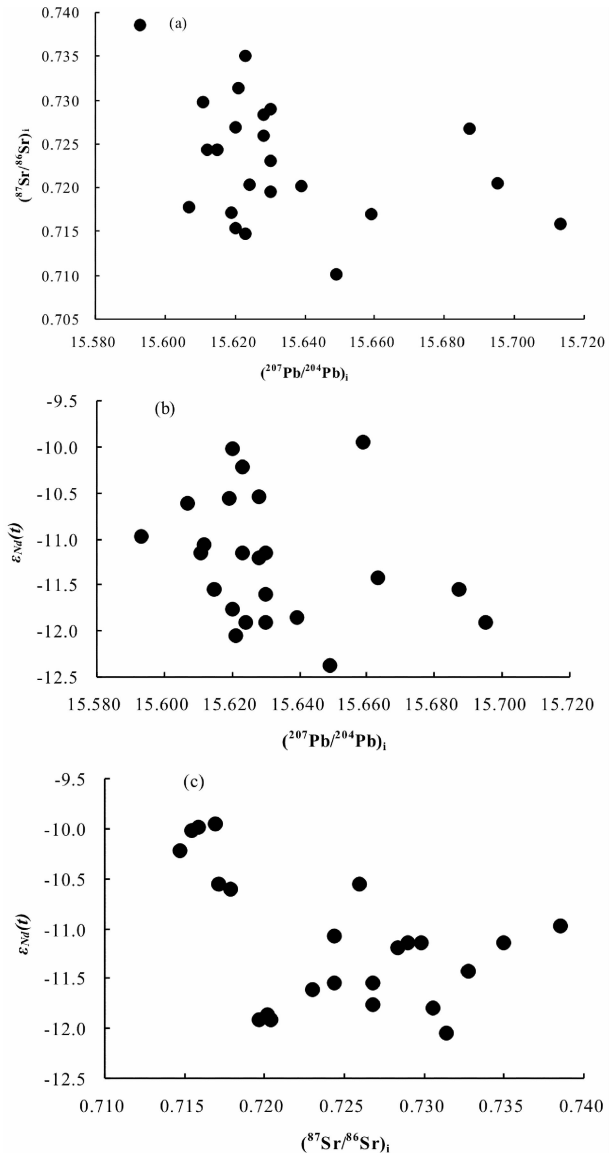


图8 连云山花岗岩 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (a) 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (b) 以及 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (c) 图

Fig. 8 Plots of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (a), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (b) and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (c) for the Linyunshan granites

与 Cr 并不存在显著的相关性相一致 (图 10)。

与微量元素 (含 REE) 组成相一致的是, 所识别的两组样品在主量元素含量及氧化物比值上也存在一定的差异: 第一组不仅具有较高的铁镁质 (1.15% ~ 3.78%) 和 CaO (0.82% ~ 3.24%) 含量, 而且具较高的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.30 ~ 1.16) 和 FeO^T/CaO (0.27 ~ 1.20) 以及较低的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (15.20 ~ 33.38) 比值; 第二组则显示较低的铁镁质 (0.92% ~ 1.50%) 和 CaO (0.93% ~ 1.20%) 含量、较低的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.27 ~ 0.41) 和 FeO^T/CaO (0.15 ~ 0.50) 以及较高的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (21.27 ~ 41.62) 比值 (表 1), 暗示后者可能主要与变泥

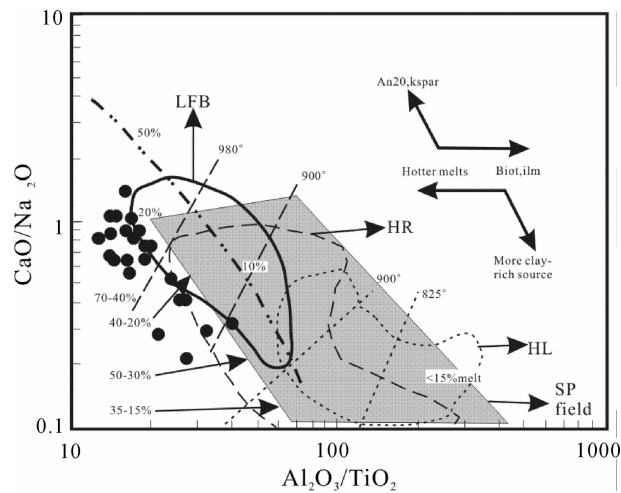


图9 连云山花岗岩 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 与 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 图解(据 Sylfester, 1998)

LFB-澳大利亚拉克兰褶皱带强过铝质花岗岩(SP); HR-欧洲海西造山带强过铝质花岗岩; HL-喜马拉雅造山带强过铝质花岗岩

Fig. 9 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios for the Linyunshan granites(after Sylfester, 1998)

LFB-strongly peraluminous (SP) granites in Lachlan Fold Belt, HR-SP granites in European Hercynides, HL- SP granites in Himalayas

质岩的黑云母脱水熔融有关。然而,变泥质岩为主的地质体虽可产生规模大的花岗岩岩浆,但它很少是S型花岗岩源区(Clemens, 2003)。另外,第一组中来源于周洛的大多样品还具有较高的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1.03 ~ 1.75) 和 Sr/Ba (0.56 ~ 0.66) 比值、显著低的 Rb/Sr (0.21 ~ 0.37) 比值,而来自其它地区样品(包括第二组样品)则具有相对低的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (通常 < 1) 和 Sr/Ba (通常在 0.17 ~ 0.36) 以及相对高的 Rb/Sr (0.93 ~ 21.92) 比值。相对高的 Rb/Sr 、但相对低的 Sr/Ba 可能反映主要来源于含黑云母变杂砂岩的脱水熔融,负Eu异常说明一定数量的斜长石仍残留在源区;相反,那些具低的 Rb/Sr 、但稍高的 Sr/Ba 以及不太明显的负Eu异常样品更可能来源于高比率长石/黑云母的变火成岩源区。在 Rb/Sr - Rb/Ba 投影图上(图11),大部分样品也落在贫粘土的源区和贫粘土与富粘土的源区过渡带附近,仅少数落在富粘土的源区。因此,与连云山花岗岩相匹配的源区岩可能为富斜长石的变杂砂岩,包括不稳定的火山碎屑岩和某些变英云闪长岩(黑云母-斜长石-石英岩类)。在 SiO_2 和 A/CNK 及 $(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ 和 CaO 图解上(图12),连云山花岗岩成份还与部分熔融实验中使用的原岩如杂砂岩(Montel and Vielzeuf, 1997)、过铝长英质片麻岩(Holtz and Johannes, 1991)以及变英云闪长岩(Sighn and Johannes, 1996)非常接近,且与Albera地块海西期LJG和AL、CL花岗质岩成分相重叠,同时暗示当压力为5 kb时,其形成时的温度在800°C以上、可达850°C(Vilà et al., 2005)。由上可见,连云山花岗岩是由一

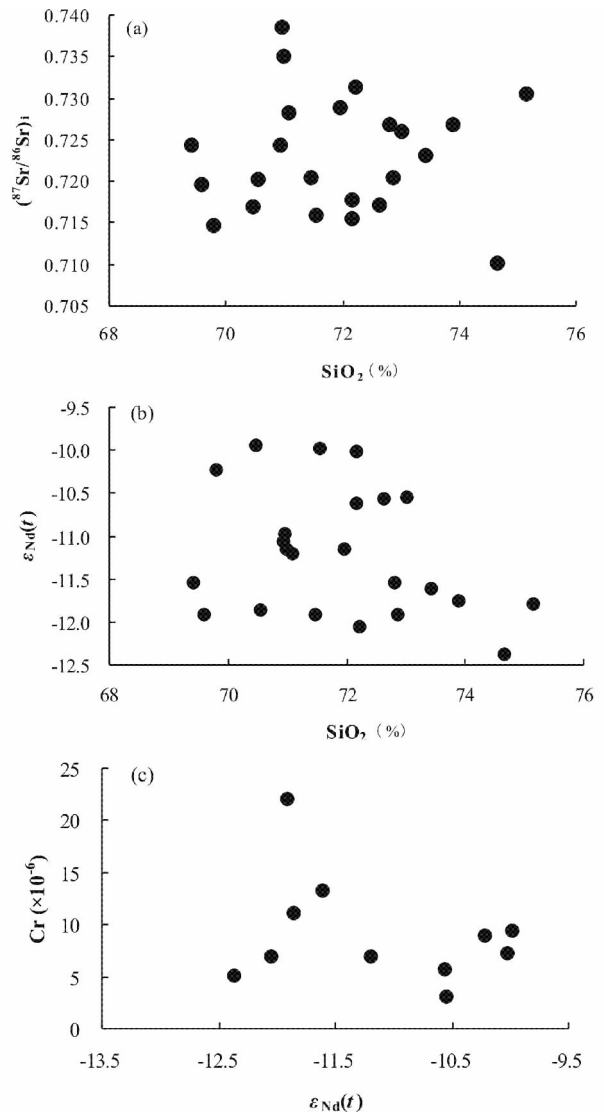


图10 连云山花岗岩 SiO_2 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_1$ (a) 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (b) 及 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 Cr (c) 图解

Fig. 10 Diagrams of SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_1$ (a), SiO_2 vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (b) and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. Cr (c) for the Linyunshan granites

个组成成分多样(以变杂砂岩、长英质片麻岩和变英云闪长岩为主)、且具麻粒岩相的下地壳在不同的温压条件部分熔融而形成的。

5.2 岩浆过程: 部分熔融 + 同化混染 + 分异结晶?

连云山岩体在Sr-Nd-Pb同位素组成及主、微量元素比值(如 Rb/Sr 、 Sr/Ba)和REE丰度上的差别最可能与源区不均一和/或岩浆作用过程有关。 SiO_2 与 TiO_2 、 MgO 、 FeO^T ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$)、 CaO 、 K_2O 和 Na_2O 表现的线性关系(图4),以及 SiO_2 与 Zr 、 $\sum \text{REE}$ 表现的强烈负相关性(图13),说明连云山花岗岩浆形成过程存在有黑云母、斜长石、碱性长石和楣石、

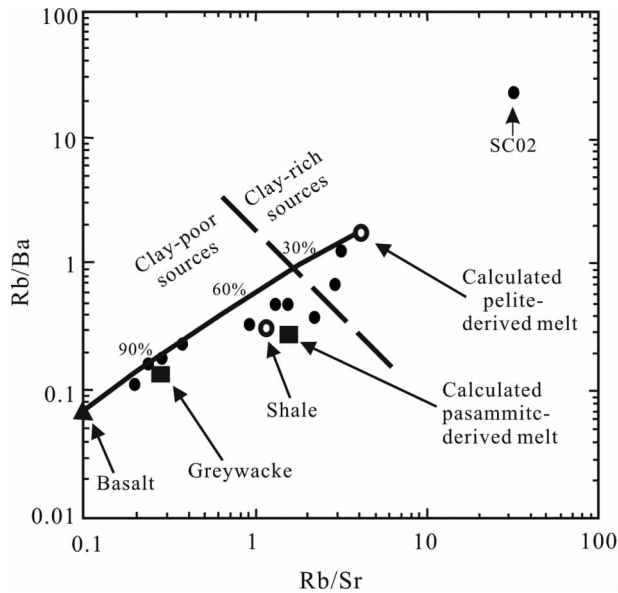


图 11 连云山花岗岩 Rb/Sr 与 Rb/Ba 图解(据 Sylfester, 1998)

Fig. 11 Rb/Sr and Rb/Ba ratios for the Linyunshan granites (after Sylfester, 1998)

锆石以及 LREE 富集的副矿物等的分异结晶作用,或存在斜长石堆晶(Clemens, 2003)。在 Rb-Sr-Ba 图解上(图 14),主要表现为黑云母和碱性长石的分异结晶,其次为斜长石和/或角闪石矿物的分异结晶(Dalí Agnol *et al.*, 1999)。

Zr 和 Sr 以及 Sr 和 TiO_2 表现的弱正相关性也说明(图 13),随温度增加,可变的熔融度是连云山花岗岩浆产生的主要过程。一般来说,高 Al_2O_3 的丰度与变泥质岩黑云母、白云母和硅线石分解的脱水熔融有关,但对富斜长石的变杂砂岩或中酸性火成岩,黑云母脱水则是长英质岩产生的主要形式。另一方面,长英质熔体中高 CaO 的丰度也是角闪岩典型脱水熔融结果,并卷入角闪石和斜长石的熔融(Masberg *et al.*, 2005 及文中相关文献)。CaO- Al_2O_3 图解可见(图 15),连云山花岗岩源区可通过代表性样品 ZL03、ZL04 所反映出来,因为这两个样品具相当低的 SiO_2 和最高的 CaO 含量(表 1),并同时投在黑云母和角闪石脱水熔融反应的区域。但含角闪石的源区岩所产生的熔体具有较高的 CaO 含量、而不含或很少含白云母,而富黑云母和白云母的源区岩所产生的熔体应具有较高的 Al_2O_3 和较低的 CaO 含量、以及高的 Rb/Sr 和低的 Sr/Ba 比值(Harris and Inger, 1992)。如表 1 及图 9 所示,除样品 SC02 的 Rb/Sr 比值为 29.12 外,其它样品均 < 4,

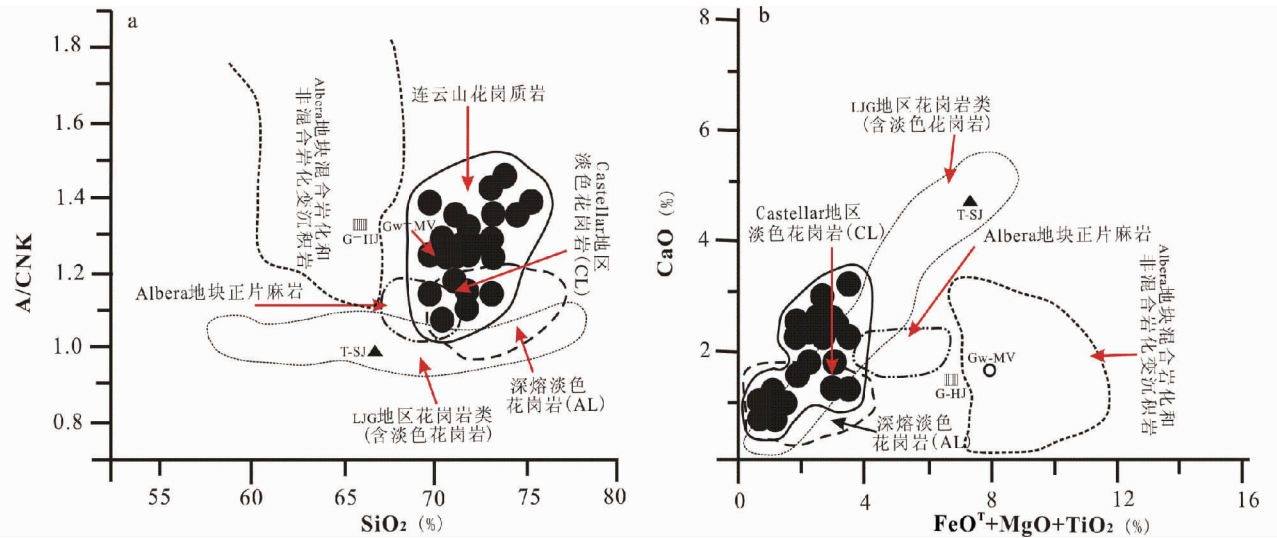


图 12 A/CNK- SiO_2 (a) 和 CaO-(FeO + MgO + TiO_2) (b) 图解表示湘东北连云山花岗岩成份与 Albera 地块 LYG、AL、CL 花岗岩和变质岩(变沉积岩、正片麻岩)以及部分熔融实验中所使用的代表性壳源成份的对比(据 Vilà *et al.*, 2005)

Albera 地块相关岩石: 来自于 La Jonquera 地区海西期钙碱性花岗岩类(除淡色花岗岩外)(LYG)、Castellar 地区淡色花岗岩(CL)、深熔淡色花岗岩(AL)和 La Jonquera 地区海西期淡色花岗岩(LYG)。实验所采用的原岩: T-SJ-变英云闪长岩(据 Sighn and Johannes, 1996); Gw-MV-杂砂岩(据 Montel and Vielzeuf, 1997); G-HJ-过铝质石英长石片麻岩(据 Holtz and Johannes, 1991)

Fig. 12 Comparison of the compositions of the Linyunshan granites with that of LYG, AL, CL and metamorphic rocks (metasediments and orthogneisses) from the Albera Massif, and the representative crustal protoliths used in partial melting experiments, in the A/CNK vs. SiO_2 diagram (a) and the CaO vs. FeO + MgO + TiO_2 diagram (b) (after Vilà *et al.*, 2005)

Albera Massif rocks: Granitoids (except leucogranites) from Hercynian calc-alkaline granitoids of La Jonquera (LYG), Castellar Leucogranites (CL), Anatectic Leucogranites (AL), Leucogranites from LYG. Experimental protholiths: T-SJ-metatonalites (Sighn and Johannes, 1996), Gw-MV-greywackes (Montel and Vielzeuf, 1997), G-HJ-peraluminous quartzo-feldspaticgneiss (Holtz and Johannes, 1991)

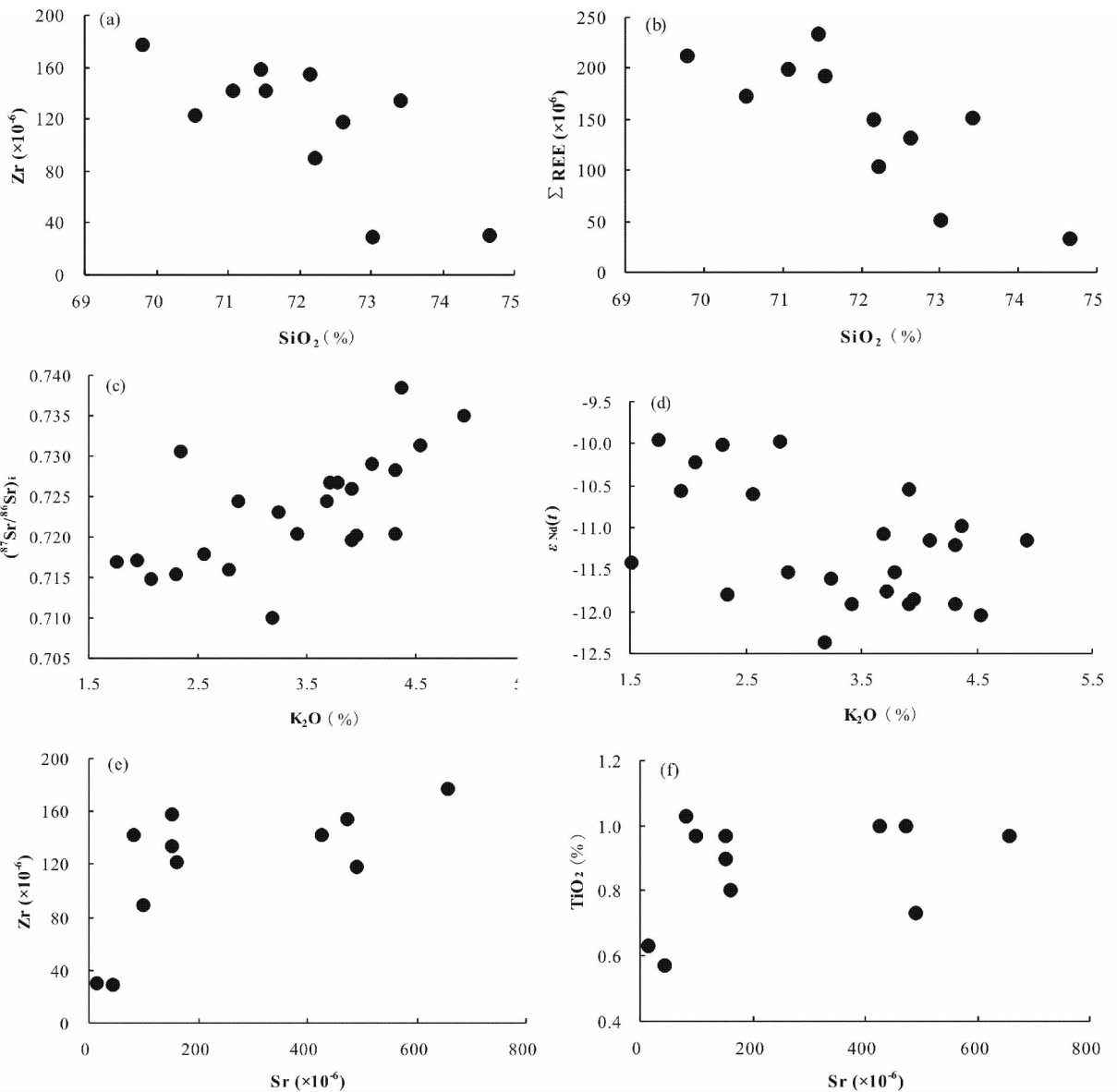


图 13 连云山花岗岩 SiO_2 与 Zr (a) 和 ΣREE (b)、 K_2O 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (c) 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (d) 以及 Sr 与 Zr (e) 和 TiO_2 (f) 图解

Fig. 13 Diagrams of SiO_2 vs. Zr (a), SiO_2 vs. ΣREE (b), K_2O vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (c), K_2O vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (d), and Sr vs. Zr (e) and Sr vs. TiO_2 (f) for the Linyunshan granites

可能暗示连云山花岗岩岩浆主要形成于流体出现时的角闪石脱水熔融 (Harrison *et al.*, 1999)。Sylfester (1998) 还指出, 虽然在富 H_2O 的流体出现条件下, 以泥质岩为源区而产生的某些 Ps 型花岗岩原则上具有高的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值 (>0.3), 但固化前这种含过剩水的花岗质熔体是不可能上升而远离其源区。因此, 连云山花岗岩主要是在额外来源的流体出现情况下、由含角闪石的源区岩部分熔融结果, 而这种流体通常又与剪切作用导致的通道有关 (Kalsbeek *et al.*, 2001), 这一认识与连云山岩体普遍显示剪切变形相一致。不过, 第二组样品中 SC02、ZL02 的 REE 元素组成与某些角闪岩相混合岩中脉体和 S 型花岗岩极其的相似性, 虽说明它

们来源于水饱和的熔体, 但更可能反映源区岩和残留体已混入麻粒岩条件下产生的熔体中 (Carrington and Watt, 1995)。若如此, 这两个样品可能并不代表熔体成份, 而是熔体与残留体的混合物。

同化混染和/或来源于不同地壳成分的熔体混合也可导致连云山花岗岩在地球化学和同位素组成上的差异, 这与图 13 所反映的 K_2O 与 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 表现明显正相关、而与 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 表现显著负相关相一致。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 的正相关关系 (图 16) 则更可能反映了混染过程或源区混合 (Masberg *et al.*, 2005)。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ 与 Sr 和 FeO^T 的投影具有的双曲线趋势 (图 16) 进一步反映连云山花岗岩可能由两个具不同初始 Sr

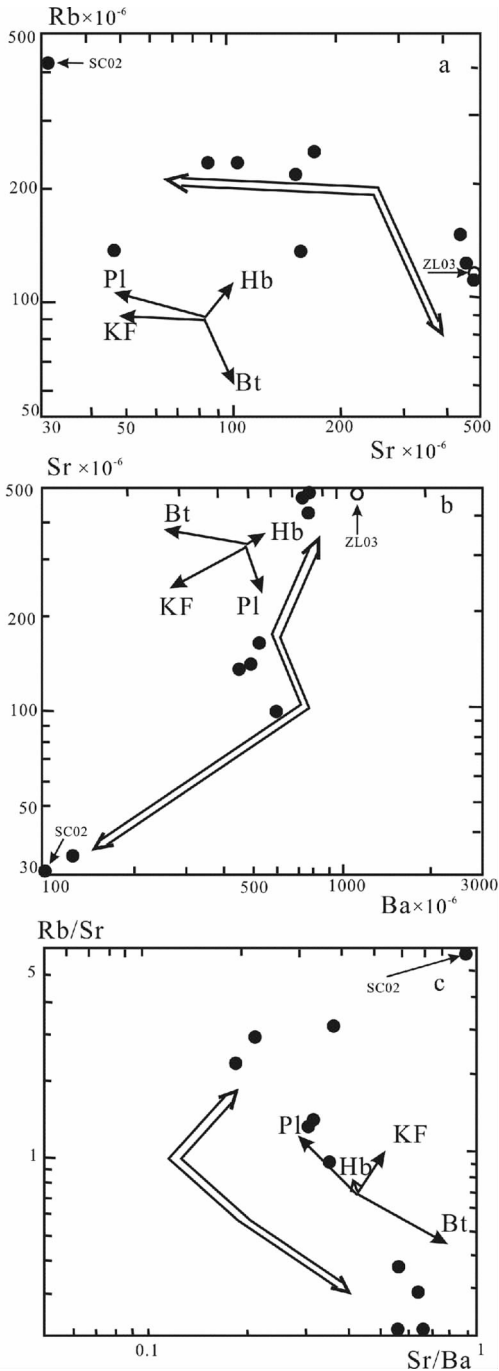


图 14 连云港花岗岩 Rb-Sr (a)、Sr-Ba (b) 和 Rb/Sr-Sr/Ba (c) 图解 (据 Dalí Agnol *et al.*, 1999)

矢量表示残余液体成份中斜长石 (Pl)、钾长石 (KF)、角闪石 (Hb) 和黑云母 (Bt) 的分馏程度; 箭头表示所研究的岩石在岩浆结晶分异过程中的可能趋势

Fig. 14 Rb vs. Sr (a), Sr vs. Ba (b) and Rb/Sr vs. Sr/Ba (c) plots for the Linyunshan granitoids (after Dalí Agnol *et al.*, 1999)

The vectors indicate the influence of fractionation of plagioclase (Pl), potassium feldspar (KF), hornblende (Hb) and biotite (Bt) in the composition of the residual liquids. The double arrows show possible trends during fractional crystallisation of magma for the studied rocks

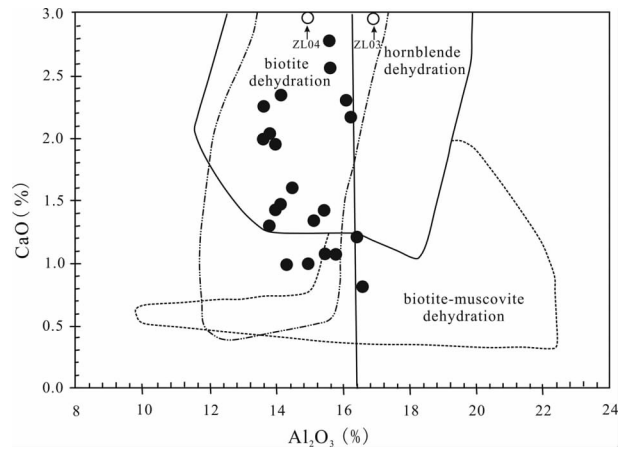


图 15 连云港花岗岩 CaO-Al₂O₃ 图解 (据 Masberg *et al.*, 2005)

Fig. 15 Discrimination diagram of CaO vs. Al₂O₃ for hornblende, biotite and biotite-muscovite dehydration melting of the Linyunshan granitoids (after Masberg *et al.*, 2005)

同位素的端元成份按一定比例混合而成 (Faure, 2001)。这与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的投影相一致, 反映它们由一个高 Rb/Sr、低 Sm/Nd 和一个低 Rb/Sr、高 Sm/Nd 的两个端元成份的混合。但连云港花岗岩的围岩——连云港岩群(?)及冷家溪群均具非常高的 Sr 同位素组成 (见表 2 及 Peng and Frei, 2004), 如果这两个成份发生混合, 那么所产生的连云港花岗岩浆应具高的初始 Sr 值, 显然与其分析结果不一致。不过, 由于连云港岩体系地幔和地壳物质混合的结果已排除, 因此这种低 Sr 同位素地球化学特征最可能与 ① 因高级麻粒岩相变质作用和/或重熔作用导致 Sr 同位素的降低和/或 ② 不平衡的部分熔融有关 (Villaseca *et al.*, 1998)。此外, 连云港岩群(?)相对具较高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(162\text{Ma})$ 值和不太放射性 Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 15.375 \sim 15.446$), 而中元古代冷家溪群相对具较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(162\text{Ma})$ 值和高放射性 Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 15.553 \sim 15.898$), 进而说明连云港花岗岩源区岩最可能是连云港岩群(?) (Miller, 1985; Sylfester, 1998), 但受到冷家溪群的混染, 因为后者具有分异程度较低的 REE 配分模式 [$(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值普遍为 8.0], 明显亏损 Ba、Sr 和 LREE、富集 Zr、Ti 和 HREE 等特征 (Xu *et al.*, 2007), 能排除冷家溪群是连云港花岗岩的主要潜在源区。与湘东北其它燕山期花岗岩体相比, 连云港花岗岩还具有较高的 Nd 模式年龄 (主要在 1.96 ~ 1.76Ga), 进一步揭示这个源区岩时代可能为古元古代或更为偏老。

5.3 玄武质岩浆底侵?

由表 1 可见, 连云港花岗岩样品除普遍具高的 SiO₂ 和低的 MgO 含量外, 还具低的 Y ($5.25 \times 10^{-6} \sim 10.79 \times 10^{-6}$) 和

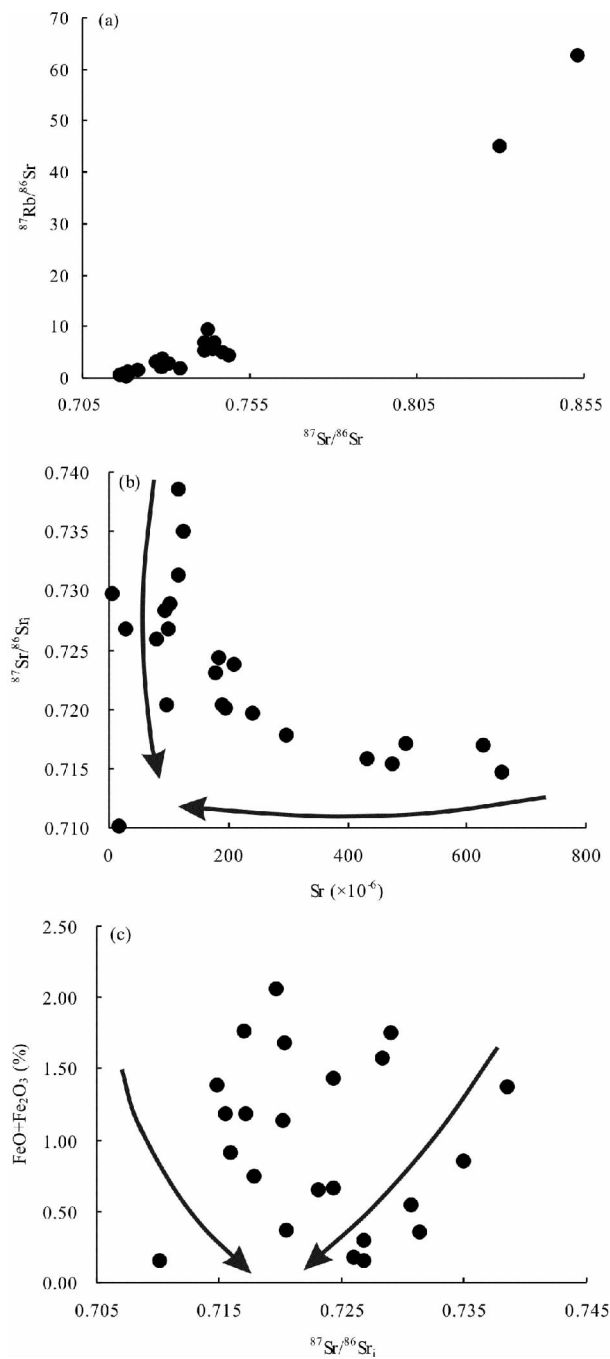


图 16 连云山花岗岩 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a)、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ 与 Sr (b) 和 $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (c) 图解

图(b)和图(c)中箭头示推测的源区混合趋势

Fig. 16 Diagrams of $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. Sr (b) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (c) for the Lianyungshan granites

Arrowheads in Figs. b and c mark presumed mixed trends of magma sources

Yb ($0.29 \times 10^{-6} \sim 0.89 \times 10^{-6}$) 丰度。特别是来自于周洛地区的样品大部分具有高 Al_2O_3 含量 (普遍在 15% 以上, 达

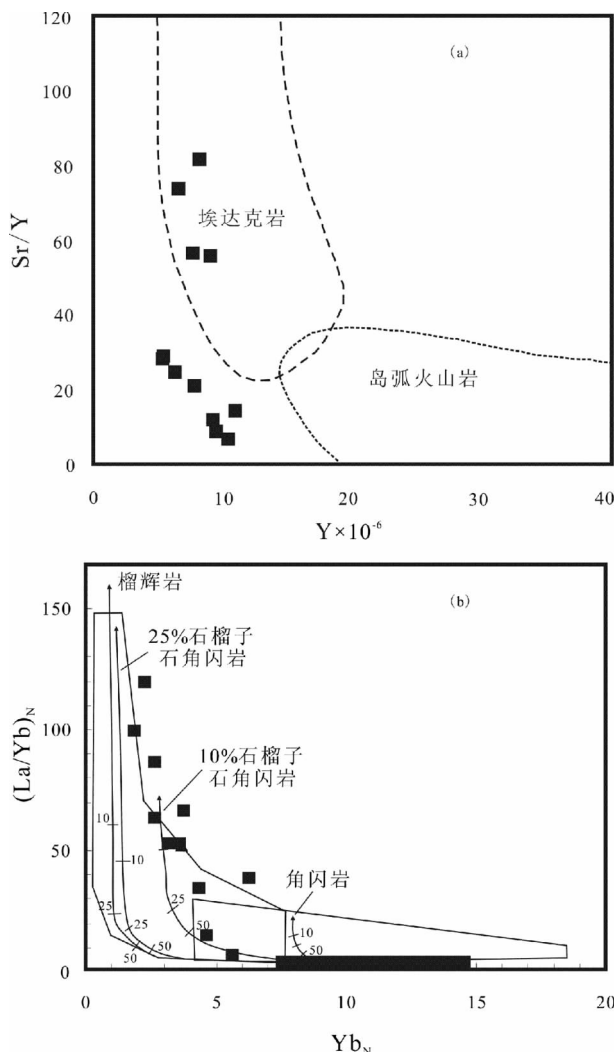


图 17 连云山花岗岩 Sr/Y-Y (a) 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - Yb_N (b) 图解 (据 Drummond and Defant, 1990)

Fig. 17 Diagrams of Sr/Y vs. Y (a) and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ vs. Yb_N (b) for the Lianyungshan granites (after Drummond and Defant, 1990)

17.46%)、高 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值 (普遍在 1.0 以上, 达 1.75), 且 Sr ($420 \times 10^{-6} \sim 660 \times 10^{-6}$) 和 Ba ($740 \times 10^{-6} \sim 1160 \times 10^{-6}$) 含量较其它地区花岗岩都偏高, 因而周洛地区样品较其它地区具有显著高的 Sr/Y 比值 (55 ~ 82)。结合第一组花岗岩样品具有高的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值, 反映连云山花岗岩还具埃达克质岩地球化学亲和性 (Defant and Drummond, 1990)。在 Sr/Y-Y 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - Yb_N 图解上 (图 17), 连云山花岗岩样品大部分也落在埃达克岩和太古宙高 Al-TTD/TTG 岩区域, 少部分落在其下方区域。

目前关于具 adakite 特征的火成岩的成因模式主要有以下四种: (1) 同源基性岩浆的 AFC 模型 (Castillo *et al.*, 1999); (2) 底侵玄武质下地壳的熔融 (Atherton and Petford,

1993); (3) 俯冲大洋板片的熔融 (Defant and Drummond, 1990); (4) 拆沉下地壳的熔融 (Xu *et al.*, 2002)。连云港所在的湘东北乃至整个江南古陆, 在晚中生代时期主要以酸性岩浆活动为主, 并未见大规模的基性岩浆活动; 而地幔岩的直接部分熔融又不会形成英安岩浆或更酸性的岩浆 (Jahn and Zhang, 1984), 因此, 连云港花岗岩直接由地幔部分熔融产生可以排除。此外, 高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i和²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_i、低¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd同位素组成也强烈地表明, 连云港花岗岩不可能由同源基性岩浆的分异或消减俯冲板片的 MORB 岩石的部分熔融产生。拆沉下地壳熔融的岩浆由于其与地幔发生交换反应还具高 Mg 含量 (MgO > 3.0%、Mg[#] > 0.5) (Xu *et al.*, 2002; Rapp *et al.*, 1999), 而由底侵下地壳直接熔融产生的埃达克质岩浆则具低 Mg 特征 (MgO < 3.0% : Rapp and Watson, 1995), 因此连云港地区具高 Sr、低 Y 及低 MgO 含量 (0.48% ~ 0.74%) 的花岗岩, 不可能是拆沉下地壳熔融的产物, 最可能是由底侵的下地壳直接熔融产生。汪相和 Griffin (2003) 曾对湘东地区丫江桥花岗岩 (168Ma) 中锆石的 Hf 同位素进行了研究, 发现在部分第一期锆石内部存在另一种形态和成分不同的锆石晶体, 并认为可能是在花岗质岩浆形成初期混入的幔源岩浆中的结晶产物, 进一步暗示晚中生代花岗岩的形成与幔源岩浆的底侵作用有关。

低的 Y 和 Yb 表明花岗岩源区有石榴石残留, 富 Al、Sr 以及铀异常不明显则暗示斜长石在残留相中不稳定而进入熔体 (Defant and Drummond, 1990)。结合低的 Nb、Ta 以及 (La/Yb)_N-Yb_N图解 (图 17), 推测连云港花岗质岩浆熔出后的残留相组合应为石榴石 + 含 Ti-相矿物 + 辉石 ± 角闪石, 很少或不含斜长石。Atherton and Peiford (1993) 认为玄武质底侵下地壳熔融形成埃达克岩决定于两个因素: 地壳的热状态和厚度。来自地幔的玄武质岩浆的底侵作用不仅可使地壳发生垂向增生, 导致地壳厚度加大, 而且也使下地壳保持高热流状态, 这为埃达克岩的形成创造了有利条件。Peacock *et al.* (1994) 认为在水不饱和以及增厚的下地壳 (厚度至少大于 40km) 环境中, 斜长石将变得极不稳定, 此时新底侵的玄武质下地壳可发生熔融, 熔融的岩浆具有埃达克岩性质。前面研究表明, 连云港具高 Sr、低 Y 的花岗岩残留相中有少量斜长石存在, 因而其熔融深部不可能超过 45km, 即可能相当于石榴石麻粒岩相温压条件。根据地震波速 (V_p) (饶家荣等, 1993), 湘北东地区下地壳层 (即硅铝-硅镁质结构层) V_p 为 6.81 ~ 7.20km/s, 接近于石榴石麻粒岩 V_p 值 (7.5 ~ 8.0km/s), 也暗示该区下地壳成分主要是中酸性麻粒岩。因此, 连云港岩体具高 Sr 低 Y 型的样品可能主要由下地壳中酸性岩石在高温高压、且富流体条件下部分熔融形成的, 从而表现相对高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i (0.71470 ~ 0.71704)、低的 ε_{Nd}(t) (-9.9 ~ -10.5) 和较高的 t_{DM} (1.8Ga) 的特征, 类似于胶东地区埃达克质岩 (张旗等, 2001)。此外, 连云港岩体内还发育有低 Sr 低 Y 型的花岗岩, 它与高 Sr 低 Y 型的不同之处在于贫 Al、Ca、富 K, 贫 Sr、铀异常较明显, 但⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i和 ε_{Nd}(t)

相似。前面已指出, 这种差别是由于部分熔融程度不同和/或源区不均一引起。因此, 这种低 Sr 低 Y 型与高 Sr 低 Y 型花岗岩同样具深源特点, 即形成于石榴石麻粒岩相的温压条件。

6 地球动力学暗示

长沙—平江断裂是湘东北地区一条规模较大的断裂带, 其北东端延入赣西北、南西端向桂北伸展, 湖南境内全长 460km, 总体走向 NE35°左右、向 NW 陡倾。野外调查表明, 该断裂带两侧岩性差异明显, 其东南侧分布的主要是由中元古代冷家溪群和晚中生代连云港及蕉溪岭岩体 (U-Pb 年龄 164 ~ 158Ma) 组成的变质核杂岩, 断裂带西侧则为发育有正断层的巨厚白垩纪红色盆地沉积岩系 (图 1 和图 2)。野外地质考察及前人研究表明 (张文山, 1991), 长沙—平江断裂带表现多期活动变形特征, 在其主要活动期, 该断裂经历了早中侏罗世左行走滑剪切兼具逆冲推覆、侏罗—白垩纪的走滑拉伸和更新世—第四纪的挤压三个主要演化阶段, 连云港花岗岩即形成于该断裂带主要活动时期的第一个演化阶段。

华南中生代以来的构造演化一直存在激烈的争论, 其争论的焦点在于中生代以来的构造应力性质是以压缩 (造山) 为主、还是以岩石圈伸展 (裂解) 和减薄为主? Yan *et al.* (2003) 认为晚中生代扬子板块内部所发生的大规模逆冲剪切变形和花岗质岩浆活动是由于三叠纪华北和华南板块的碰撞导致扬子板块相对于华北板块发生同时期顺时针旋转造成的。但 Jahn *et al.* (1990)、Wang *et al.* (2001)、舒良树和王德滋 (2006) 认为华南沿海地区及内陆晚中生代的岩浆作用是因太平洋板块向欧亚大陆俯冲造成的, 而该俯冲事件及随后的玄武质底侵联合控制了我国东部晚中生代以来花岗岩的产生 (Zhou and Li, 2000)。徐夕生等 (1999) 还指出, 华南晚中生代大规模花岗质岩浆活动与太平洋板块向欧亚大陆的俯冲导致弧后拉张、岩石圈减薄和软流圈上涌直接相关。周新民 (2003) 则将华南燕山早期和晚期理解是性质差异的先后两个造山阶段, 燕山早期属于板内伸展造山, 而燕山晚期为岛弧型伸展造山。不过, Chen *et al.* (2002) 强调燕山早期伴随华南岩石圈的伸展裂解作用所发生的软流圈上涌和岩石圈减薄可能与印支造山作用的后造山 (或后碰撞) 拉张裂解地球动力学背景有关, 而 175 ~ 90Ma 期间陆内岩石圈减薄作用在华南内部可能更广泛发育 (范蔚茗等, 2003)。

陆内变形通常被理解为板缘构造作用的远程效应结果 (Murphy *et al.*, 1999), 这是因为从活动的板缘, 造山应力能传送到 1200km 以上的地区 (Craddock and van der Pluijm, 1989)。若如此, 太平洋-Izanagi 板块俯冲所引起的远程效应可能对华南晚中生代岩浆活动有重要影响。然而, 江南古陆远离东南沿海达 700km 或更远的事实又暗示这种俯冲事件所引起的远程效应对华南内陆、特别是江南古陆的影响可能要小得多。在 Pearce *et al.* (1984) 的 Nb-Y 和 Rb-(Y + Nb)

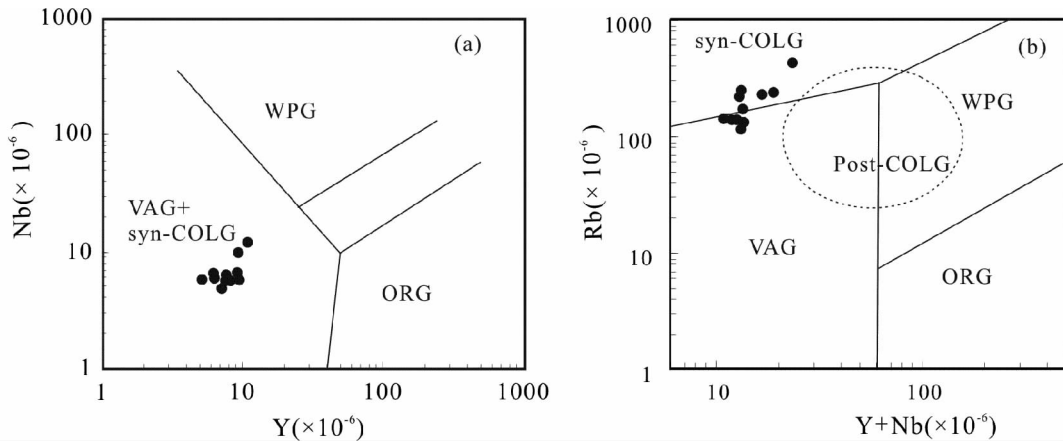


图 18 连云山花岗岩构造环境判别图(据 Pearce *et al.*, 1984)

WPG-板内花岗岩; ORG-洋中脊花岗岩; VAG-火山弧花岗岩; Syn-COLG-同碰撞型花岗岩; Post-COLG-后碰撞型花岗岩

Fig. 18 Discriminating diagrams for the Lianyunshan granites(after Pearce *et al.*, 1984)

Symbols WPG, ORG, VAG, Syn-COLG and Post-COLG in the Fig. represent Within Plate type-, Mid-Oceanic Ridge type-, Volcanic Arc type-, Syn collisional type- and Postcollisional type-granites, respectively

构造判别图解上,连云山花岗岩样品均落在同碰撞型和火山弧型花岗岩区内(图 18),结合连云山岩体野外地质特征,我们认为三叠纪时期华北和华南板块之间的碰撞以及随后的太平洋-Izanagi 板块向欧亚大陆的俯冲可能共同制约了江南古陆晚中生代以来花岗岩岩浆作用事件。中晚三叠世印支期扬子和华北板块的碰撞拼贴后,早侏罗纪时的古太平洋板块以 6.5 ~ 8.0cm/a 的速率向近北或北西俯冲,与欧亚陆缘呈 28° ~ 42° 的角度相交 (Maruyama *et al.*, 1989),产生斜向俯冲作用,对大陆造成强烈的挤压。这种压应力在陆内的响应,可能导致长平断裂带南东侧向北西侧强烈地逆冲剪切推覆,使因华南板块和华北板块的碰撞导致加厚的下地壳向角闪岩-榴辉岩相转变,并在后期岩石圈伸展减薄和软流圈上涌环境下部分熔融产生连云山晚中生代花岗岩。

7 结论

(1) 根据野外地质、矿物学、岩相学、地球化学和同位素组成,江南古陆中段湘东北地区晚中生代连云山岩体为典型的强过铝质花岗岩,并具埃达克质岩地球化学亲和性,可能是因玄武质岩浆底侵导致加厚的下地壳部分熔融结果,所产生的岩浆经历了 AFC 过程。

(2) 高 CaO/Na₂O 和低 Al₂O₃/TiO₂,低 Rb/Sr 和高 Sr/Y、(La/Yb)_N,以及高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i、低ε_{Nd}(t)和放射性 Pb,均揭示连云山花岗岩源区岩主要由变杂砂岩、长英质片麻岩和变英云闪长岩组成,从而暗示古元古代连云山岩群(?)是其来源区。

(3) 初步调查表明,金和金多金属矿产围绕连云山岩体明显具分带性(图 19),且其主要成矿时代为晚中生代(许德如等, 2006a)。因此,连云山花岗岩岩浆作用的深入研究将

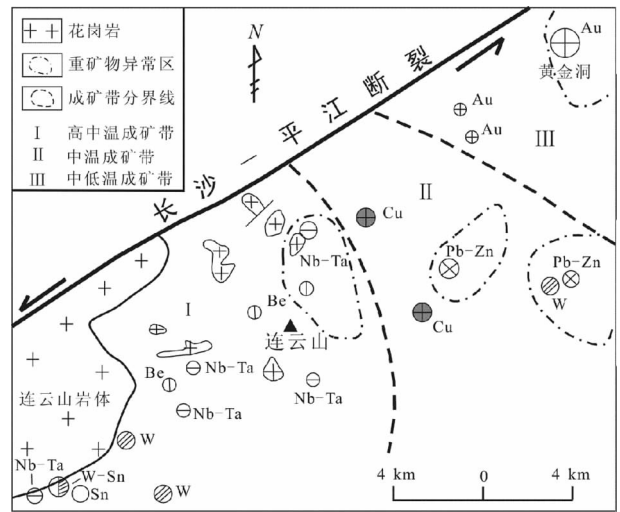


图 19 连云山岩体东北部矿产分带示意图

Fig. 19 Sketch map showing the zoned poly-metallic mineralization around the Lianyunshan granites in northeastern Hunan Province

为正确理解湘东北地区金属矿产形成的地球动力学机制提供重要依据。

References

Atherton MP and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Geology*, 4:596 - 600
 Barbarin B. 1999. A review of relationships between granitoids types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605 - 626
 Carrington DP and Watt GR. 1995. A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of

- metapelites. *Chemical Geology*, 122: 59 – 76
- Castillo PR, Janney PE and Solidum RU. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134:33 – 51
- Chappell BW, White AJR, Williams IS, Wyborn D and Wyborn LAI. 2000. Lachlan Fold Belt granites revisited: High- and low-temperature granites and their implications. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47:123 – 138
- Chen JF and Jahn BM. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Evidence from Sr, Nd and Pb isotopic compositions of granitoids and sedimentary rocks. *Tectonophysics*, 284: 101 – 133
- Chen PR, Hua RM, Zhang BT *et al.* 2002. Early Yanshanian post-orogenic granitoids in the Nanling region. *Science in China (Series D)*, 45(8):757 – 768
- Clemens JD. 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews*, 61:1 – 18
- Craddock JP and van der Pluijm BA. 1989. Late Paleozoic deformation of the cratonic carbonate cover of eastern North America. *Geology*, 17: 416 – 419
- Dal Agnol R, Ramo OT, de Magalhaes MS and Macambira MJB. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: Implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46:431 – 462
- Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 374: 662 – 665
- Drummond MS and Defant MJ. 1990. A model for trondhjemitic-tonalitic dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95: 21503 – 21521
- Dupont A, Auwera JV, Pin C, Marincea Șand Berza T. 2002. Trace element and isotope (Sr, Nd) geochemistry of porphyry- and skarn-mineralising Late Cretaceous intrusions from Banat, western South Carpathians, Romania. *Mineralium Deposita*, 37: 568 – 586
- Fan WM, Wang YJ, Guo F and Peng TP. 2003. Mesozoic mafic magmatism in Hunan-Jiangxi provinces and the lithospheric extension. *Earth Science Frontiers*, 10(3):159 – 169 (in Chinese with English abstract)
- Faure G. 2001. *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, Germany, 103 – 156
- Gilder SA, Gill J, Coe RS, Zhao X, Liu Z, Wang G, Yuan K, Liu W, Kuang G and Wu H. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China. *Journal of Geophysical Research*, 101:16137 – 16154
- Guangxi Bureau of Geology and Mineral Resources. 1988. *Regional Geology of Guangxi Province*. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 775 (in Chinese with English abstract)
- Harris NBW and Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110:46 – 56
- Harrison TM, Grove M, McKeegan KD, Coath CD, Lovera OM and Le Fort P. 1999. Origin and Episodic Emplacement of the Manaslu Intrusive Complex, Central Himalaya. *Journal of Petrology*, 40(1): 3 – 19
- He ZL, Xu DR, Chen GH, Xia B, Li PC and Fu GG. 2004. Gold-polymetallic ore-forming geochemistry of Yanshanian intracontinental collision orogen, northeastern Hunan Province. *Mineral Deposits*, 23(1): 39 – 51 (in Chinese with English abstract)
- Holtz F and Johannes W. 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities. *Journal of Petrology*, 32:395 – 957
- Hunan Institute of Geology. 1995. *Granites in Hunan Province and their relation to mineralization*. Hunan Geology (Special Publication), 8: 1 – 59 (in Chinese)
- Hsü KJ, Li JL, Chen HH, Wang QC, Sun S and Sengor AMC. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, 183:9 – 39
- Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1988. *Regional Geology of Hunan Province*. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 664 (in Chinese with English abstract)
- Jahn BM and Zhang JQ. 1984. Archean granulite gneisses from eastern Hubei Province, China: Rare earth geochemistry and tectonic implication. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85: 224 – 243
- Jahn BM, Zhou XH and Li JL. 1990. Formation and tectonic evolution of southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints. *Tectonophysics*, 183: 145 – 160
- Jia BH and Peng HQ. 2005. *Precambrian Geology and Metallogeny in Northeastern Hunan Province*. Beijing: Geological Publishing House, 8 – 54 (in Chinese)
- Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources. 1988. *Regional Geology of Jiangxi Province*. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 841 (in Chinese with English abstract)
- Jung S, Mezger K and Hoernes S. 2003. Petrology of basement-dominated terranes II. Contrasting isotopic (Sr, Nd, Pb and O) signatures of basement-derived granites and constraints on the source region of granite (Damara orogen, Namibia). *Chemical Geology*, 199:1 – 28
- Kalsbeek F, Jepsen HF and Jones KA. 2001. Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the East Greenland Caledonides. *Lithos*, 57: 91 – 109
- Karamata S, Knežević V, Pécskay Z and Djordjević M. 1997. Magmatism and metallogeny of the Ridanj-Krepoljin belt (eastern Serbia) and their correlation with northern and eastern analogues. *Mineralium Deposita*, 32: 452 – 458
- Le Fort P, Cuney M, Deniel C, France-Lanord C, Sheppard SMF, Upreti BN and Vidal P. 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134: 39 – 57
- Li PC, Xu DR, Chen GH, Xia B, He ZL and Fu GG. 2005. Constraints of Petrography, Geochemistry and Sr-Nd isotopes on the Jinjing granitoids from northeastern Hunan Province, China: Implications for Petrogenesis and Geodynamic setting. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 921 – 934 (in Chinese with English abstract)
- Li XH and McCulloch MT. 1996. Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of Yangtze Block: Evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China. *Precambrian Research*, 76: 67 – 76
- Liu Y, Liu HH and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements using ICPMS. *Geochimica*, 25(6): 552 – 558 (in Chinese with English abstract)
- Maniar PD and Piccoli PM. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101: 635 – 643
- Mao JW, Kerrich R, Li HY and Li YH. 2002. High He/He ratios in the Wangu gold deposit, Hunan province, China: Implications for mantle fluids along the Tanlu deep fault zone. *Geochemical Journal*, 36: 197 – 208.
- Maruyama S, Liu JG and Seno T. 1989. Mesozoic and Cenozoic Evolution of Asia. In: Ben-Avraham Z (ed.). *Evolution of the Pacific Ocean Margins*. New York; Oxford Univ. Press, 75 – 99
- Masberg P, Milm D and Jung S. 2005. Major and trace element and isotopic (Sr, Nd, O) constraints for Pan-African crustally contaminated grey granite gneisses from the southern Kaoko belt, Namibia. *Lithos*, 84:25 – 50
- Miller CF. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology*, 93: 673 – 689
- Montel JM and Vielzeuf D. 1997. Partial melting of metagreywackes: Part II. Composition of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128:176 – 196
- Morrison GW. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association. *Lithos*, 13:97 – 108
- Murphy JB, Keppie JD and Nance RD. 1999. Fault reactivation within Avalonia: Plate margin to continental interior deformation. *Tectonophysics*, 305:183 – 204
- Mustard R. 2001. Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 36: 542 – 562
- Oyarzun R, Márquez A, Lillo J, López I and Rivera S. 2001. Giant

- versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, 36: 794 – 798
- Peacock SM, Rushmer T and Thompson AB. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227 – 244
- Pearce JA, Harris NB and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956 – 983
- Peng B and Frei R. 2004. Nd-Sr-Pb isotopic constraints on metal and fluid sources in W-Sb-Au mineralization at Woxi and Liaojiaping (western Hunan, China). *Mineralium Deposita*, 39: 313 – 327
- Pirajno F and Bagas L. 2002. Gold and silver metallogeny of the South China Fold Belt: A consequence of multiple mineralizing events? *Ore Geology Reviews*, 20:109 – 126
- Rao JR, Wang JH and Chao YZ. 1993. Deep structure in Hunan province. *Hunan Geology (Supp. No. 7)*, 1 – 100 (in Chinese)
- Rapp RP and Watson EB. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8 ~ 32 kbar: Implications for continental growth and crust – mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36:891 – 931
- Rapp RP, Shimizu N, Norman MD and Applegate GS. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 Gpa. *Chemical Geology*, 160:335 – 356
- Sajona FG and Maury RC. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *CR ACAD SCI II A*, 326(1): 27 – 34
- Shen WZ, Ling HF, Li WX, Huang XL and Wang DZ. 1999. Study on the Nd-Sr isotopic compositions of granitoids in SE China. *Geological Journal of China Universities*, 5(1): 22 – 25 (in Chinese with English abstract)
- Shu LS and Wang DZ. 2006. A comparison study of basin and range tectonics in the Western North America and Southeastern China. *Geological Journal of China Universities*, 12(1): 1 – 13 (in Chinese with English abstract)
- Singh J and Johannes W. 1996. Dehydration melting of tonalites; Part II. Composition of melts and solids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125:26 – 44
- Streckeisen AL. 1973. Plutonic rocks; Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18(7): 26 – 30
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of Special publication, 42:313 – 345
- Sylfester PJ. 1998. Post-collisional peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29 – 44
- Vilà M, Pin C, Enrique P and Liesa M. 2005. Telescoping of three distinct magmatic suites in an orogenic setting: Generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Lithos*, 83:97 – 127
- Villaseca C, Barbero L and Rogers G. 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: Petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43: 55 – 79
- Wang DZ, Shu LS, Faure M and Sheng WZ. 2001. Mesozoic magmatism and granitic dome in the Wugongshan Massif, Jiangxi Province and its genetical relationship to the tectonic events in southeast China. *Tectonophysics*, 339: 259 – 277
- Wang T. 2000. Origin of hybrid granitoids and the implications for continental dynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 16(2): 161 – 168 (in Chinese with English abstract)
- Wang X and Griffin WL. 2003. Hf isotopic geochemistry of zircon from the Yajiangqiao granites in Hunan Province. *Chinese Science Bulletin*, 48(4): 379 – 382 (in Chinese)
- Wang XW and Wang XD. 2002. Some diagnostic criteria for mineralized granite. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(2): 119 – 130 (in Chinese with English abstract)
- Wang YJ, Fan WM, Guo F, Li HM and Li XQ. 2002. U-Pb dating of Mesozoic granodioritic intrusions in southeastern Hunan Province and its petrogenetic implication. *Science in China (Series D)*, 45(3): 280 – 288
- Wang YJ, Fan WM, Peng T P and Guo F. 2005. Elemental and Sr Nd isotopic systematics of the early Mesozoic volcanic sequence in southern Jiangxi Province, South China; Petrogenesis and tectonic implications. *International Journal of Earth Science (Geol. Rundsch)*, 94:53 – 65
- White AJR and Chappell BW. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, south-eastern Australia. *Geological Society of American Membership*, 159:21 – 34
- Xu DR, Ma C, Chen GH, Xia B, Wang H and Chen YJ. 2006a. Determination of mineralizing ages on the gold ore deposits in the eastern Hunan Province, South China and isotopic geochemical tracing. In: Chen YC, Mao JW and Xi CJ (eds.). *Corpus on the 8th Mineral Deposit Congress*. Beijing: Geological Publishing House, 616 – 623 (in Chinese)
- Xu DR, Chen GH, Xia B, Li PC and He ZL. 2006b. The Caledonian adakite-like granodiorites in Banshanpu area, eastern Hunan Province, South China; Petrogenesis and geological significance. *Geological Journal of China Universities*, 12(4): 507 – 521 (in Chinese with English abstract)
- Xu DR, Gu XX, Li PC and Chen GH. 2007. Mesoproterozoic-Neoproterozoic Transition; Geochemistry, Provenance and Tectonic Setting of Clastic Sedimentary Rocks in the Southeastern Margin of the Yangtze Block, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 637 – 650
- Xu JF, Shinjo R, Defent MJ, Wang Q and Rapp RP. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental mantle crust? *Geology*, 30(12): 1111 – 1114
- Xu XS, Zhou XM and Wang DZ. 1999. Crust mantle interaction and the genesis of granite: A case study of coastal area of southeastern China. *Geological Journal of China Universities*, 5(3): 241 – 250 (in Chinese with English abstract)
- Yan DP, Zhou MF, Song HL, Wang XW and John M. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multilayer over-thrust system within the Yangtze Block (South China). *Tectonophysics*, 361: 239 – 254
- Zhai MG. 2004. Adakites and granitoids derived from remelting of lower continental crust. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 193 – 194 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Wang Y and Wang YL. 2001. Preliminary study on the components of the lower crust in east China Plateau during Yanshanian Period: Constraints on Sr and Nd isotopic compositions of adakite-like rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 17(4): 506 – 513 (in Chinese with English abstract)
- Zhang WS. 1991. Structural and geological features of the Changsha-Pingjiang fracture dynamic metamorphic zone in NE Hunan Province, China. *Geotectonica et Metallogenia*, 15(2): 100 – 109 (in Chinese with English abstract)
- Zheng JP, Griffin WL, Reilly SY, Zhang M, Pearson N and Pan YM. 2006. Widespread Archean basement beneath the Yangtze Craton. *Geology*, 34:417 – 420
- 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: 269 – 287
- Zhou XM. 2003. My thinking about granite geneses of south China. *Geological Journal of China Universities*, 9(4): 556 – 565 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 范蔚茗,王岳军,郭锋,彭天平. 2003. 湘赣地区中生代镁铁质岩浆作用与岩石圈伸展. *地学前缘*, 10(3): 159 – 169
- 广西地质矿产局. 1988. 广西区域地质志. 北京:地质出版社, 1 – 775

- 贺转利,许德如,陈广浩,夏斌,李鹏春,符巩固. 2004. 湘东北燕山期陆内碰撞造山带金多金属成矿地球化学. 矿床地质, 23(1): 39-51
- 湖南地质研究所. 1995. 湖南花岗岩单元-超单元划分及其成矿专属性. 湖南地质, 8:1-59
- 湖南省地质矿产局. 1988. 湖南省区域地质志. 北京:地质出版社, 1-664
- 贾宝华,彭和求. 2005. 湘东北前寒武纪地质与成矿. 北京:地质出版社, 8-54
- 江西省地质矿产局. 1988. 江西省区域地质志. 北京:地质出版社, 1-841
- 李鹏春,许德如,陈广浩,夏斌,贺转利,符巩固. 2005. 湘东北金井地区花岗岩成因及地球动力学暗示: 岩石学、地球化学和 Sr-Nd 同位素制约. 岩石学报, 21(3): 921-934
- 刘颖,刘海臣,李献华. 1996. ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 25(6):552-558
- 饶家荣,王纪恒,曹一中. 1993. 湖南深部构造. 湖南地质,增刊(第七号): 1-100
- 沈渭洲,凌洪飞,李武显,黄小龙,王德滋. 1999. 中国东南部花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究. 高校地质学报, 5(1):22-25
- 舒良树,王德滋. 2006. 北美西部与中国东南部盆岭构造对比研究. 高校地质学报, 12(1):1-13
- 汪相,Griffin WL. 2003. 湖南丫江桥花岗岩中锆石的 Hf 同位素地球化学. 科学通报,48(4): 379-382
- 汪雄武,王晓地. 2002. 花岗岩成矿的几个判别标志. 岩石矿物学杂志, 21(2):119-130
- 王涛. 2000. 花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义. 岩石学报, 16(2):161-168
- 徐夕生,周新民,王德滋. 1999. 壳幔作用与花岗岩成因——以中国东南沿海为例. 高校地质学报,5(3):241-250
- 许德如,马驰,陈广浩,夏斌,王核,陈衍景. 2006a. 湘东地区金矿床矿化年龄的测定及同位素地球化学示踪. 第八届全国矿床会议论文集(陈毓川,毛景文,薛春纪主编). 北京:地质出版社, 616-623
- 许德如,陈广浩,夏斌,李鹏春,贺转利. 2006b. 湘东地区板杉铺加里东期埃达克质花岗岩闪长岩:成因及地质意义. 高校地质学报, 12(4):507-521
- 翟明国. 2004. 埃达克岩和大陆下地壳重熔的花岗岩类. 岩石学报, 20(2):193-194
- 张旗,王焰,王元龙. 2001. 燕山期中国东部高原下地壳组成初探:埃达克质岩 Sr、Nd 同位素制约. 岩石学报,17(4): 506-513
- 张文山. 1991. 湘东北长沙—平江断裂动力变质带的构造及地球化学特征. 大地构造与成矿学,15(2):100-109
- 周新民. 2003. 对华南花岗岩研究的若干思考. 高校地质学报, 9(4): 556-565