

# 赣南中侏罗世正长岩-辉长岩的起源及其地质意义<sup>\*</sup>

贺振宇<sup>1</sup> 徐夕生<sup>1\*\*</sup> 陈荣<sup>2</sup> 邢光福<sup>2</sup>

HE ZhenYu<sup>1</sup>, XU XiSheng<sup>1\*\*</sup>, CHEN Rong<sup>2</sup> and XING GuangFu<sup>2</sup>

1. 南京大学地球科学系 成矿作用国家重点实验室, 南京 210093

2. 南京地质矿产研究所, 南京 210016

1. State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2. Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing 210016, China

2007-02-27 收稿, 2007-05-23 改回.

**He ZY, Xu XS, Chen R and Xing GF. 2007. Genesis of Middle Jurassic syenite-gabbro in southern Jiangxi province and their geological significance. Acta Petrologica Sinica, 23(6):1457–1469**

**Abstract** It is well known that the Syenite-gabbro association may originate from either the evolution of a single magma or two independent magmas which are usually related to intraplate extensional tectonics. In this study, we focus on the geochronology and petrochemistry of Middle Jurassic Huangbu syenite and Chebu gabbro from southern Jiangxi Province. LA-ICP-MS U-Pb ages of both Huangbu syenite and Chebu gabbro are very consistent ( $\approx 178\text{Ma}$ ) within error indicate that they were the products of contemporary magma activities. The major and trace element compositions and Nd isotope geochemical characteristics reveal that they were derived from different sources instead of differentiation from a comagmatic sources. It is suggested that they may be generated from lithospheric mantle which was metasomatized and enriched by asthenosphere originated melts, and the melting occurred at the spinel-garnet transition zone of upper mantle. They had undergone low extent of contamination by crustal material along with fractional crystallization. However, Huangbu syenite contains more incompatible elements and has higher Ce/Yb, La/Yb, Sm/Yb ratios and higher  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  value compared to Chebu gabbro, which implies that the magma source of Huangbu syenite was relatively deeper and thus underwent higher degree of metasomatism. Therefore, the Huangbu syenite and Chebu gabbro provide insight into lithosphere-asthenosphere interaction under intraplate extensional tectonic setting.

**Key words** Middle Jurassic, Zircon U-Pb dating, Syenite-gabbro, Magmatic origin, Southern Jiangxi Province

**摘 要** 正长岩-辉长岩组合的形成通常与板内伸展构造有关,它们可由同源岩浆演化形成,也可以由两种独立起源的岩浆结晶形成。本文选择赣南晚中生代早期黄埠正长岩和车步辉长岩进行了详细的年代学和岩石地球化学研究,旨在探讨它们的起源及其与岩石圈地幔演化的关系。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明:黄埠正长岩和车步辉长岩形成于 $\approx 178\text{Ma}$ ,为同时期岩浆作用的产物。主量元素、微量元素和 Nd 同位素地球化学特征表明它们并非由同源岩浆演化形成。初步研究表明,黄埠正长岩和车步辉长岩可能都起源于受软流圈来源熔体交代富集的岩石圈地幔,熔融发生在上地幔尖晶石-石榴石相转换带深度,且岩浆在结晶演化过程中发生了较低程度的地壳混染作用。与车步辉长岩相比,黄埠正长岩有高的不相容元素含量、Ce/Yb、La/Yb、Sm/Yb 比值和高的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值,表明黄埠正长岩的岩浆起源相对更深,且其岩石圈地幔源区经历了更高层次的交代作用。因此,赣南正长岩-辉长岩是板内伸展构造背景下,不同程度软流圈-岩石圈相互作用的反映。

**关键词** 中侏罗世; 锆石 U-Pb 定年; 正长岩-辉长岩; 岩浆起源; 赣南

**中图法分类号** P597.3; P588.12

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金编号: 40221301, 40125007) 和中国地质调查局工作项目(项目编号: 1212010732109)资助。

**第一作者简介:** 贺振宇, 男, 1976 年生, 硕士研究生, 岩石学专业

**\*\* 通讯作者:** 徐夕生, E-mail: xsxu@nju.edu.cn

## 1 引言

正长岩-辉长岩组合的形成通常与板内伸展构造有关 (Abdalla *et al.*, 1996; Cliff, 1997; Mingram *et al.*, 2000), 正长岩可以和辉长岩 (有时还有花岗岩类) 在空间上密切伴生构成杂岩体 (e. g. Upadhyay *et al.*, 2006), 也可以呈各自独立的岩体相近产出 (e. g. Grazina *et al.*, 2003)。正长岩岩浆的起源较辉长岩岩浆更为复杂, 可大致归结为四类: ① 正长岩岩浆起源于地幔, 与辉长岩岩浆不具演化关系, 为独立起源的岩浆 (e. g. Lauri and Mänttari, 2002; Kumar *et al.*, 2007); ② 正长岩和镁铁质岩石为同源幔源岩浆演化形成, 是分离结晶过程不同阶段的产物 (e. g. Barbara *et al.*, 1983; Currie *et al.*, 1986; Grazina *et al.*, 2003; Yang *et al.*, 2005; Upadhyay *et al.*, 2006); ③ 正长岩岩浆由幔源玄武质岩浆和壳源的花岗质岩浆混合产生 (e. g. Zhao *et al.*, 1995; Mingram *et al.*, 2000); ④ 镁铁质岩浆的底侵引起下地壳的熔融产生正长岩岩浆 (e. g. Su *et al.*, 2007)。地壳岩石的熔融实验表明, 正长岩岩浆通常不能由地壳岩石的深熔作用直接形成 (Montel and Vielzeuf, 1997)。因此, 不论何种起源方式, 正长岩岩浆的起源必定有地幔物质组分的参与。

赣南地区分布有中侏罗世早期的正长岩、辉长岩, 它们与 A 型花岗岩 (如寨背岩体和陂头岩体等) 有密切关系。已有的研究表明, 它们形成于大陆板内裂谷构造环境, 其中 A 型花岗岩是壳幔混合作用的产物, 正长岩和辉长岩是幔源岩浆作用的产物, 是本区岩石圈伸展和软流圈上涌的标志 (陈培荣等, 1998; 2004; Li *et al.*, 2003; Xie *et al.*, 2005)。但是, 上述正长岩和辉长岩的结晶年龄还需要精确限定; 它们具不同的岩石地球化学特征, 是同源岩浆结晶分异的产物, 还是由两种独立起源的岩浆所结晶? 如果是两种独立起源的岩浆, 其起源过程有何差异? 这些问题的认识还有待于深化。赣南地区中侏罗世早期的正长岩、辉长岩呈不规则的岩株或岩瘤状独立产出, 如黄埠正长岩、塔背正长岩、车步辉长岩、程龙辉长岩等。本文选择其中的黄埠正长岩和车步辉长岩进行了详细的锆石 U-Pb 同位素定年。同时, 结合以往的研究资料进行了新的岩石地球化学分析, 试图回答在同一时空、同一构造背景下, 产生正长岩、辉长岩两种不同幔源岩石的原因, 为进一步认识中国东南部晚中生代岩石圈地幔演化作出贡献。

## 2 地质概况

据 1:20 万龙南幅地质报告<sup>①</sup>, 赣南地区有大峰脑岩体、塘尾岩体、周屋洞岩体、塔背岩体、黄埠岩体和狗头脑岩体等六个燕山早期以正长岩为主的侵入岩体。岩体大小不等, 均呈岩株产出, 出露面积总计 45km<sup>2</sup>。其中, 黄埠岩体 (图 1) 位于全南县城城北至黄埠一带, 呈北西方向展布, 面积约

6km<sup>2</sup>, 侵入于下石炭统煤系地层中。岩性主要为正长岩, 中粒至中粗粒结构, 主要矿物组成为正长石 (70% ~ 80%)、角闪石 (约 10%)、普通辉石 (约 5%), 次为黑云母 (<5%)、少量石英 (<3%) 呈它形充填于正长石等矿物之间, 副矿物为磷灰石、磁铁矿、榍石、锆石等。角闪石是最主要的暗色矿物, 绿色为主, 具明显多色性, 横切面见两组解理, 解理角为 56° 与 124°。普通辉石呈长轴状或近等轴粒状, 大小 0.6 ~ 1mm, 正高突起, 淡黄色, 无多色性。前人研究认为黄埠正长岩中含有霓辉石 (陈志刚等, 2003) 或霓石 (Li *et al.*, 2003), 为了进一步确认暗色铁镁矿物的成分, 本文对黄埠正长岩中的代表性辉石和角闪石进行了电子探针成分测定。测试工作在南京大学成矿作用国家重点实验室 JEOL JXA-8100 电子探针仪上完成, 工作条件为: 加速电压 15kV, 束电流  $2 \times 10^{-8}$  A, 束斑直径 1 $\mu$ m。8 件代表性辉石的电子探针分析结果显示, 化学成分较为一致, 平均矿物端元组成: Wo<sub>44.69</sub>En<sub>21.74</sub>Fs<sub>33.57</sub>, 属普通辉石。角闪石的化学组成为: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 4.89% ~ 9.62%, FeO<sup>T</sup> = 26.40% ~ 32.41%, MgO = 2.27% ~ 4.39%, CaO = 9.15% ~ 10.34%, Na<sub>2</sub>O = 2.38% ~ 2.51%, 按 Leake *et al.* (1997) 的分类, 为铁浅闪石。石英二长斑岩分布于岩体的边部, 具斑状结构, 斑晶含量约 50%, 其中正长石约占 40%, 斜长石约 30% (An = 30), 角闪石约 15%, 石英约 10%, 少量黑云母, 基质由微品质正长石、斜长石、石英组成, 可见正长石斑晶包裹角闪石、斜长石微晶的现象。

车步辉长岩体位于定南县车步至赤水一带, 鹰潭-安远断裂西侧, 出露面积约 20km<sup>2</sup>, 呈不规则形状分布于寨背花岗岩体中。主体岩性为中细粒至中粗粒辉长岩, 局部分异为细粒辉长闪长岩或辉石斜长岩, 且与辉长岩无明显界线。辉长岩具辉长结构, 局部见辉石包裹斜长石晶体呈嵌晶结构。矿物组成为基性斜长石 (55% ~ 60%, An = 60, 半自形板柱状, 粒度 0.25 × 1mm ~ 1 × 2.5mm)、辉石 (25% ~ 30%, 以单斜辉石为主, 含少量斜方辉石)、角闪石 (5% ~ 10%), 少量黑云母 (<3%), 副矿物主要为磁铁矿、钛铁矿、磷灰石等, 少量石英为填隙组分。基性斜长石常有中长石增生边 (An = 29) (Xie *et al.*, 2005)。

## 3 U-Pb 同位素定年

前人对赣南的正长岩、辉长岩进行过一些同位素定年工作。如 Li *et al.* (2003) 用 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 法获得塔背正长岩的冷却年龄为 161.6 ± 2.2Ma; 用锆石 SHRIMP U-Pb 法获得黄埠正长岩的结晶年龄为 164.6 ± 2.8Ma。陈培荣等 (2004) 用单颗粒锆石 U-Pb 定年法测得塔背正长岩的结晶年龄为 188.6 ± 2.2Ma。Li *et al.* (2003) 由锆石 SHRIMP U-Pb 法获得车步

① 江西省重工业局, 广东省地质局. 1970. 区域地质矿产调查报告书 (1:200000, 龙南幅)

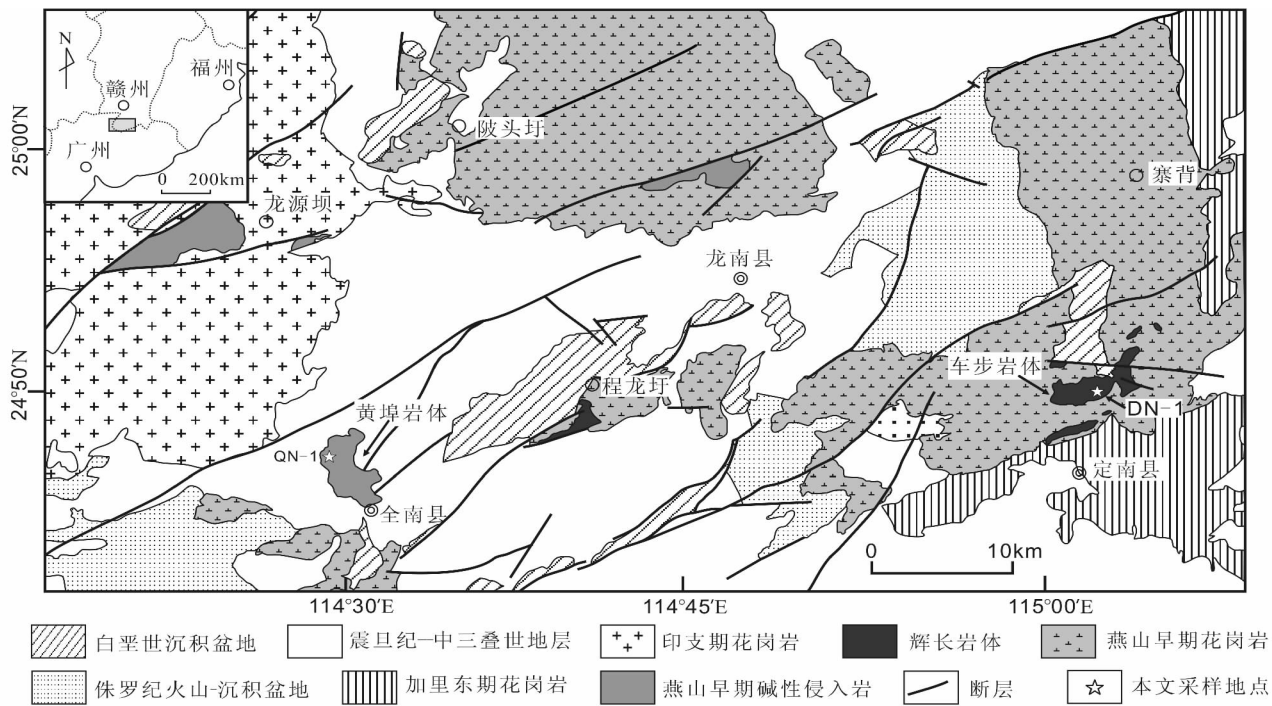


图1 赣南地区地质简图(据龙南幅<sup>①</sup>和寻邬幅<sup>②</sup>1:20万地质图修改)  
Fig.1 Simplified geological map of Southern Jiangxi (modified after 1:200000 geological maps of Longnan and Xunwu)

辉长岩的结晶年龄为  $172.9 \pm 4.3\text{Ma}$ 。区域地质资料表明<sup>②</sup>，塔背正长岩和黄埠正长岩应为同期侵入岩体，具一致的结晶年龄。此外，黄埠正长岩和车步辉长岩是否为同期岩浆活动产物？两者关系如何？为此，我们对黄埠正长岩和车步辉长岩进行了仔细的锆石 U-Pb 同位素定年。

3.1 样品挑选和测试方法

用于锆石定年的样品(黄埠正长岩 QN-1 和车步辉长岩 DN-1)采样位置见图1。在严格避免污染的条件下,对每件样品进行破碎、手工淘洗和磁选。对分选出的重矿物样品在 Nikon 双目镜下仔细挑选表面平整光洁且具不同柱锥面特征和不同颜色的锆石颗粒。将挑选出的锆石颗粒用环氧树脂胶结,细磨至锆石颗粒中心部位后抛光制成样品靶。对抛光后的锆石样品,在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 研究中心用 Camebax SX 100 型电子探针进行了背散射电子图像分析。定年在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 研究中心装有 LUV213nm 激光探针的 Agilent 7500 型 ICP-MS 上完成。工作参数为:波长 213nm,激光脉冲重复频率 5Hz,光束孔径 15% (diameter/iris),脉冲能量为 0.08 ~ 0.10mJ,熔融孔径为 40 ~ 50 $\mu\text{m}$ 。质量分馏校正采用标样 GEMOC/GJ-1 (608Ma),即每轮测试开始和结束前,分别分析 GJ-1 标样 2 ~ 4 次,中间分析未知样品 12 次,其中包括标样 91500 (1064Ma)和 Mud Tank(735Ma)。

3.2 测试结果

锆石颗粒的 U-Pb 同位素定年测试数据和分析结果列于表1。统计结果表明,对年龄较老 (>1Ga) 的锆石使用  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄更加准确,而对年龄较小 (<1Ga) 的锆石使用  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄更加准确(Griffin *et al.*, 2004)。因此,本文选取锆石的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄进行加权平均计算。

谐和曲线投影和  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄的计算结果见图2。对全南黄埠正长岩进行了 18 个锆石颗粒的年龄测定,绝大部分被测锆石颗粒 Th/U 比值均在 0.4 以上(表1),具有典型的岩浆锆石成分特征(Wu and Zheng, 2004)。这些锆石的 BSE 图像均显示较清晰的震荡环带结构(图3),为典型岩浆结晶锆石的内部结构。其中 QN1-28 偏离谐和线,其余 17 个样品点投影在谐和线上或附近,其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $179.3 \pm 1.0\text{Ma}$ ,MSWD 值为 0.62。对车步辉长岩进行了 15 个锆石颗粒的年龄测定,这些锆石颗粒具有比黄埠正长岩中锆石样品较高的 Th/U 比值(表1),在 BSE 图像上也显示较清晰的震荡环带结构(图3),具典型的岩浆锆石特征。15 个锆石样品点中,14 个样品点投影在谐和线上或附近,只有 1 个样品点(DN1-3)偏离谐和线。14 颗锆石样品的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $175.5 \pm 1.9\text{Ma}$ ,MSWD 值为 3.2。

② 江西省地质局. 1973. 区域地质矿产调查报告(1:200000,寻邬幅)

表1 黄埠正长岩和车步辉长岩锆石 LA-ICP-MS 定年结果

Table 1 LA-ICP-MS dating results of zircons from the Huangbu syenite and Chebu gabbro

样品号	Th/U	U-Pb 同位素比值			年龄( Ma)	
		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ± 1σ
黄埠岩体( QN-1; N24°46′20. 1″, E114°29′52. 1″)						
QN1-3	0. 95	0. 05019 ± 0. 00064	0. 19476 ± 0. 00238	0. 02815 ± 0. 00028	204 ± 13	179 ± 2
QN1-5	0. 53	0. 05002 ± 0. 00109	0. 19523 ± 0. 00408	0. 02831 ± 0. 00032	196 ± 28	180 ± 2
QN1-6	0. 84	0. 05088 ± 0. 00082	0. 1961 ± 0. 00311	0. 02795 ± 0. 00031	235 ± 18	178 ± 2
QN1-12	0. 61	0. 04976 ± 0. 00104	0. 19067 ± 0. 00388	0. 02779 ± 0. 00033	184 ± 26	177 ± 2
QN1-13	0. 77	0. 05118 ± 0. 00104	0. 19854 ± 0. 00394	0. 02814 ± 0. 00033	249 ± 25	179 ± 2
QN1-14	0. 83	0. 05047 ± 0. 00071	0. 19532 ± 0. 00256	0. 02807 ± 0. 00027	217 ± 14	178 ± 2
QN1-15	0. 46	0. 05209 ± 0. 00296	0. 2022 ± 0. 011	0. 02816 ± 0. 00053	289 ± 90	179 ± 3
QN1-17	0. 40	0. 05154 ± 0. 00158	0. 19897 ± 0. 00587	0. 028 ± 0. 00034	265 ± 45	178 ± 2
QN1-19	0. 38	0. 04948 ± 0. 00164	0. 19045 ± 0. 00602	0. 02792 ± 0. 00035	171 ± 50	178 ± 2
QN1-21	0. 58	0. 04964 ± 0. 00109	0. 19143 ± 0. 00399	0. 02797 ± 0. 0003	178 ± 29	178 ± 2
QN1-24	0. 75	0. 0497 ± 0. 0008	0. 19581 ± 0. 00293	0. 02858 ± 0. 00028	181 ± 18	182 ± 2
QN1-26	0. 33	0. 05015 ± 0. 00138	0. 19415 ± 0. 00516	0. 02808 ± 0. 00035	202 ± 39	179 ± 2
QN1-28	0. 35	0. 0718 ± 0. 00173	0. 28135 ± 0. 00652	0. 02842 ± 0. 00036	980 ± 27	181 ± 2
QN1-29	0. 49	0. 0531 ± 0. 00144	0. 20771 ± 0. 0054	0. 02837 ± 0. 00036	333 ± 36	180 ± 2
QN1-54	1. 42	0. 05019 ± 0. 00099	0. 19638 ± 0. 00365	0. 02838 ± 0. 0003	204 ± 24	180 ± 2
QN1-31	0. 29	0. 04861 ± 0. 00203	0. 18879 ± 0. 00756	0. 02817 ± 0. 00042	129 ± 66	179 ± 3
QN1-41	0. 46	0. 04984 ± 0. 00113	0. 19738 ± 0. 00425	0. 02872 ± 0. 00032	188 ± 30	183 ± 2
QN1-49	0. 61	0. 051 ± 0. 00167	0. 20005 ± 0. 00626	0. 02845 ± 0. 00037	241 ± 48	181 ± 2
车步岩体( DN-1; N24°50′29. 6″, E115°02′09. 5″)						
DN1-1	1. 69	0. 0499 ± 0. 00064	0. 19074 ± 0. 00212	0. 02772 ± 0. 00023	190 ± 12	176 ± 1
DN1-3	1. 76	0. 06208 ± 0. 00078	0. 23891 ± 0. 0026	0. 02791 ± 0. 00024	677 ± 11	177 ± 2
DN1-8	2. 57	0. 04993 ± 0. 00066	0. 18467 ± 0. 00238	0. 02683 ± 0. 00028	192 ± 14	171 ± 2
DN1-11	1. 79	0. 05006 ± 0. 0006	0. 18624 ± 0. 00214	0. 02699 ± 0. 00027	198 ± 12	172 ± 2
DN1-12	1. 77	0. 05031 ± 0. 00058	0. 18868 ± 0. 00199	0. 0272 ± 0. 00025	209 ± 11	173 ± 2
DN1-14	1. 78	0. 05008 ± 0. 00066	0. 1872 ± 0. 00235	0. 02711 ± 0. 00027	199 ± 13	172 ± 2
DN1-17	1. 97	0. 05042 ± 0. 0006	0. 18956 ± 0. 00203	0. 02727 ± 0. 00024	214 ± 11	173 ± 2
DN1-18	1. 92	0. 0496 ± 0. 00093	0. 18865 ± 0. 0033	0. 02758 ± 0. 00029	176 ± 22	175 ± 2
DN1-19	3. 19	0. 04995 ± 0. 00061	0. 18498 ± 0. 00207	0. 02686 ± 0. 00025	193 ± 12	171 ± 2
DN1-24	1. 23	0. 04947 ± 0. 00087	0. 18961 ± 0. 0031	0. 0278 ± 0. 00028	170 ± 20	177 ± 2
DN1-26	1. 44	0. 05052 ± 0. 0008	0. 19569 ± 0. 00283	0. 02809 ± 0. 00026	219 ± 17	179 ± 2
DN1-27	1. 51	0. 05004 ± 0. 00065	0. 19622 ± 0. 00228	0. 02844 ± 0. 00026	197 ± 12	181 ± 2
DN1-29	1. 18	0. 05011 ± 0. 00067	0. 1958 ± 0. 00243	0. 02834 ± 0. 00027	200 ± 13	180 ± 2
DN1-32	2. 14	0. 05177 ± 0. 0009	0. 19768 ± 0. 00346	0. 0277 ± 0. 00034	275 ± 20	176 ± 2
DN1-34	1. 97	0. 04996 ± 0. 00059	0. 19502 ± 0. 00207	0. 02831 ± 0. 00025	193 ± 11	180 ± 2

注：在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 研究中心分析测试。

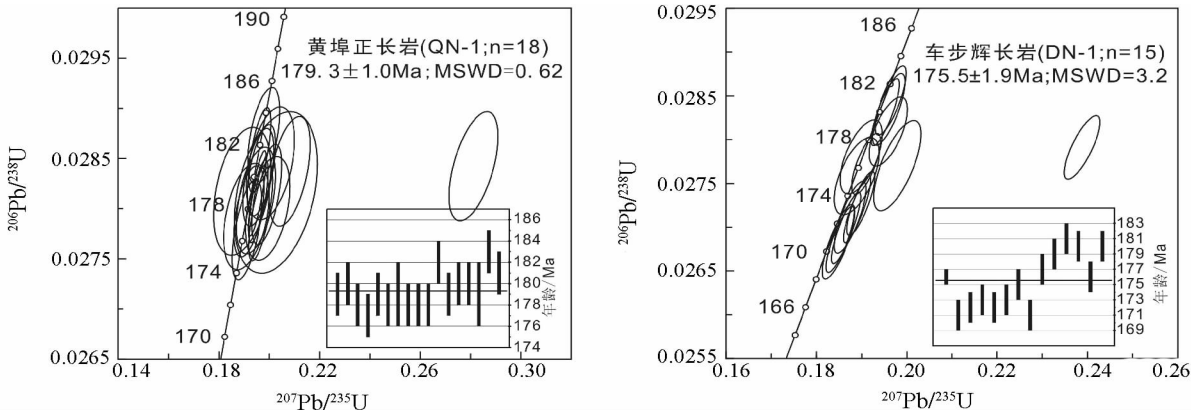


图2 黄埠正长岩及车步辉长岩锆石群的谐和f曲线图解及<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U加权平均年龄图解  
Fig.2 Concordia plots and <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U weighted average ages for zircons from the Huangbu syenite and Chebu gabbro

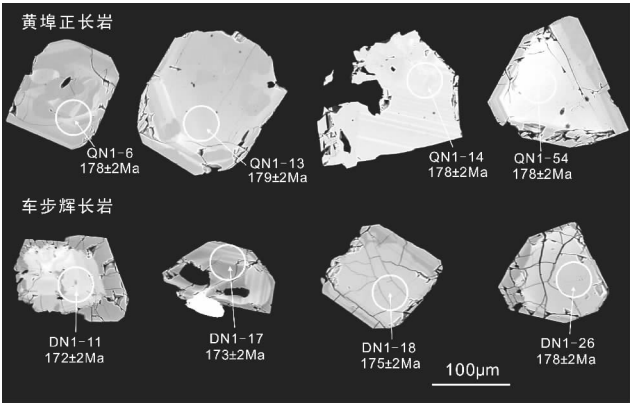


图3 黄埠正长岩及车步辉长岩代表性锆石颗粒的背散射电子图像  
Fig.3 The representative BSE images of zircons from the Huangbu syenite and Chebu gabbro

上述 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果反映了岩体的形成年龄,结果表明:黄埠正长岩和车步辉长岩的形成年龄是一致的,即均形成于≈178Ma。

4 岩石地球化学特征

黄埠正长岩和车步辉长岩样品的主量元素、微量元素分析结果分别列于表2、表3。黄埠正长岩的SiO<sub>2</sub>变化范围为60.79%~67.82%,黄埠石英二长斑岩的SiO<sub>2</sub>含量为65.91%~68.03%;车步辉长岩SiO<sub>2</sub>变化范围为45.65%~52.91%。因此,黄埠正长岩和车步辉长岩之间存在近10%的SiO<sub>2</sub>含量间断。黄埠正长岩具有很高的全碱含量(10.63%~12.08%),在TAS图(图4a)上投影于碱性系列;具有高的K<sub>2</sub>O含量(5.35%~6.18%),高的K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O值(0.95~1.29),低的TiO<sub>2</sub>含量(0.22%~0.58%),高且多变的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量(15.13%~17.42%)等特征,与橄榄安粗岩系的主量元

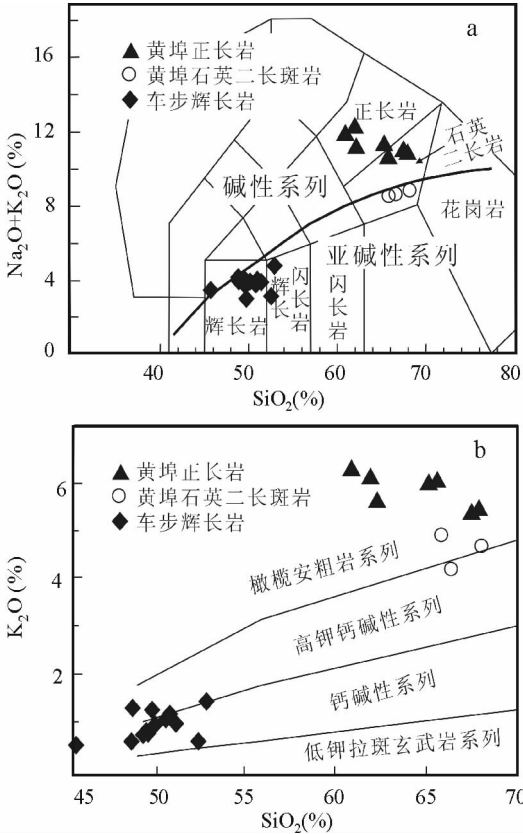


图4 黄埠正长岩和车步辉长岩的 TAS 图解 (a) (据 Middlemost, 1994) 与 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 岩系划分图解 (b) (据 Peccerillo and Taylor, 1976) 图中碱性和亚碱性的划分据 Irvine and Baragar (1971)  
Fig.4 TAS diagram (a) (after Middlemost, 1994) and K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> diagram (b) (after Peccerillo and Taylor, 1976) of the Huangbu syenite and Chebu gabbro.  
The boundary between alkaline and subalkaline area is from Irvine and Baragar (1971)

表 2 黄埠正长岩和车步辉长岩的主量元素含量( wt% )

Table 2 Major element contents of the Huangbu syenite and Chebu gabbro ( wt% )

样品号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	总和	ALK	K <sub>2</sub> O/ Na <sub>2</sub> O	数据源
黄埠正长岩															
2KGN16-1	67.65	0.22	16.13	3.27	0.08	0.12	0.95	5.62	5.35	0.03	0.55	99.97	10.97	0.95	*
2KGN16-3	65.2	0.37	16.1	4.79	0.17	0.43	1.22	5.37	5.94	0.08	0.84	100.53	11.31	1.11	*
2KGN16-5	61.95	0.52	17.42	4.96	0.16	0.55	1.37	6.05	6.03	0.1	1.06	100.16	12.08	1.00	*
2KGN16-7	67.82	0.24	15.13	3.41	0.09	0.14	0.88	5.42	5.4	0.03	0.87	99.42	10.82	1.00	*
2KGN16-9	62.21	0.5	16.06	5.57	0.2	0.53	1.98	5.51	5.57	0.09	1.57	99.79	11.08	1.01	*
2KGN16-10	65.69	0.41	16.43	2.98	0.18	0.11	0.95	4.64	5.99	0.04	1.78	99.21	10.63	1.29	*
2KGN16-11	60.79	0.58	17.37	5.02	0.18	0.37	1.86	5.65	6.18	0.12	1.65	99.67	11.83	1.09	*
黄埠石英二长斑岩															
2KGN18-1	65.91	0.62	13.79	4.13	0.05	0.78	3.24	3.79	4.79	0.16	3.22	100.47	8.58	1.26	*
2KGN18-4	68.03	0.65	14.31	4.65	0.04	0.78	0.99	4.25	4.66	0.18	1.47	100.01	8.91	1.10	*
2KGN18-5	66.58	0.68	14.25	5.35	0.08	0.91	1.4	4.4	4.24	0.18	1.87	99.95	8.64	0.96	*
车步辉长岩															
DLX1	45.65	2.77	16.80	10.19	0.20	6.44	10.19	2.92	0.62	0.35	2.10	99.80	3.54	0.21	* *
DLX3	52.40	1.10	15.74	9.77	0.22	5.74	8.61	2.49	0.68	0.33	1.95	99.41	3.17	0.27	* *
DLX4	49.49	1.69	17.29	7.41	0.16	7.38	9.09	3.29	0.82	0.30	2.10	99.83	4.11	0.25	* *
DLX5	49.70	1.25	16.48	10.35	0.20	5.94	9.96	2.26	0.81	0.32	1.76	99.43	3.07	0.36	* *
DLX6	52.91	1.91	15.83	7.45	0.13	5.35	8.06	3.32	1.50	0.30	2.20	99.71	4.82	0.45	* *
DLX9	48.84	2.65	14.85	10.51	0.16	5.55	9.35	3.42	0.63	0.46	2.15	99.78	4.05	0.18	* *
DLX10	49.93	1.37	15.50	12.07	0.27	4.98	7.83	2.77	1.34	0.50	2.40	99.46	4.11	0.48	* *
2KGN29-1	48.81	1.32	16.22	10.22	0.14	7.58	8.28	2.79	1.38	0.22	2.30	99.26	4.17	0.49	*
2KGN29-2	50.12	1.46	16.60	10.59	0.15	7.74	8.41	2.98	1.01	0.24	1.52	100.82	3.99	0.34	*
2KGN29-4	50.69	1.26	15.65	10.30	0.14	8.16	7.84	2.65	1.17	0.12	1.32	99.30	3.82	0.44	*
2KGN29-5	51.33	1.17	16.06	10.22	0.15	7.55	7.77	2.91	1.05	0.22	1.34	99.77	3.96	0.36	*
2KGN29-6	49.63	1.47	16.80	11.21	0.16	7.63	8.75	2.97	0.85	0.24	1.15	100.86	3.82	0.29	*
2KGN29-9	50.89	1.37	16.31	10.41	0.14	7.45	8.11	2.95	1.13	0.24	1.68	100.68	4.08	0.38	*

注：\* 引自 Li *et al.* , 2003；\* \* 引自 Xie *et al.* , 2005；全铁以 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 表示。

素特征 (Morrison, 1980) 类似。在 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 图解 (图 4b) 上黄埠正长岩也显示出橄榄安粗岩系的特征, 黄埠石英二长斑岩则投影于橄榄安粗岩系和高钾钙碱性系列的界线附近。车步辉长岩全碱含量为 3.07% ~ 4.82%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值较低 (0.18% ~ 0.49%)。在 TAS 图解 (图 4a) 上, 投影于亚碱性系列, 在 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 图解 (图 4b) 上投影于钙碱性系列和高钾钙碱性系列。在以 SiO<sub>2</sub> 为横坐标的 Harker 图解 (图 5) 上, 黄埠正长岩与车步辉长岩各自构成独立的主量元素相关关系, 各氧化物含量 (除 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 以外) 也有明显差别, 反映黄埠正长岩不象是由车步辉长岩岩浆演化的产物。黄埠石英二长斑岩, 虽然其主量元素氧化物含量与黄埠正长岩的相近, 但明显偏离黄埠正长岩演化线, 因此, 边缘相黄埠石英二长

斑岩的形成涉及地壳 (围岩) 物质的混入。

黄埠正长岩和车步辉长岩样品的稀土元素配分曲线和微量元素蛛网图解如图 6。黄埠正长岩富集 LREE, 呈右倾的轻稀土曲线, 较平缓的中稀土及重稀土配分曲线, 并具较高的稀土元素总量和轻重稀土比, ΣREE 为 128 × 10<sup>-6</sup> ~ 362 × 10<sup>-6</sup>, (La/Yb)<sub>N</sub> 值为 5.48 ~ 13.20。Eu 异常明显 (Eu/Eu\* = 2 × Eu<sub>N</sub> / (Sm<sub>N</sub> + Gd<sub>N</sub>) = 0.30 ~ 1.74), 且随 SiO<sub>2</sub> 含量升高 Eu 异常由正异常变化为负异常。黄埠石英二长斑岩的稀土元素特征与正长岩类似, (La/Yb)<sub>N</sub> 值为 6.76 ~ 12.65, 但都显示负 Eu 异常 (Eu/Eu\* = 0.60 ~ 0.69)。车步辉长岩的稀土元素总量和轻重稀土比均低于黄埠正长岩, ΣREE 为 93 × 10<sup>-6</sup> ~ 170 × 10<sup>-6</sup>, (La/Yb)<sub>N</sub> 值为 3.91 ~ 6.74, 具 Eu 正

表 3 黄埠正长岩和车步辉长岩的微量元素和稀土元素丰度(×10<sup>-6</sup>)  
Table 3 Trace element contents(×10<sup>-6</sup>) of the Huangbu syenite and Chebu gabbro

样品号	Rb	Ba	Th	Nb	Ta	Sr	Hf	Zr	Ti	U	Pb	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	(La/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	数据源	
黄埠正长岩																															
QN-1	114.5	1345	4.44	76.0	4.21	60.4	10.12	419	3495	1.49	11.01	33.7	40.7	88.81	11.15	42.55	8.59	2.92	7.04	1.30	6.63	1.27	3.44	0.66	3.99	0.59	219.69	6.89	1.12	本文	
2KGN16-1	126	826	12.4	71.8	5.04	48.1	9.65	313	1320	3.21	16.3	42.6	54.8	109	11.7	43.5	9	1.59	7.65	1.46	7.88	1.6	4.7	0.69	4.32	0.63	258.52	8.57	0.57	*	
2KGN16-3	97.5	1173	5.53	31.9	2.07	48.6	4.54	146	2220	1.18	13.6	21	41.8	82.3	8.81	33	6.14	2.46	4.6	0.8	4.12	0.79	2.27	0.33	2.14	0.34	189.90	13.20	1.36	*	
2KGN16-5	80.2	1293	2.27	33.7	2.06	46.6	6.96	340	3120	0.96	7.75	19.3	23.7	51	6.07	24.8	5.09	2.72	4.27	0.73	3.76	0.77	2.19	0.34	2.26	0.38	128.08	7.09	1.74	*	
2KGN16-7	138	222	15	88.4	5.82	25.9	12.5	462	1440	2.83	14.3	51.9	78.5	158	16.37	60.5	12.1	1.1	10.1	1.83	9.86	1.93	5.44	0.82	5.1	0.76	362.41	10.40	0.30	*	
2KGN16-9	89.1	1238	3.43	38	2.46	46.1	5.96	251	3000	1.15	12.7	20.7	26.5	56.3	6.63	26.6	5.45	2.69	4.61	0.78	4	0.79	2.26	0.34	2.26	0.37	139.58	7.92	1.60	*	
2KGN16-10	137	367	9.7	52.7	3.77	47.6	14.1	693	2460	2.67	12.9	42.3	38.5	86.1	10	39.9	8.63	1.81	7.67	1.41	7.79	1.57	4.67	0.72	4.75	0.75	214.27	5.48	0.67	*	
2KGN16-11	85.3	1394	2.84	44.8	2.85	58	5.64	242	3480	0.79	7.6	21	31.8	68.3	7.89	31.8	6.34	3.07	5.06	0.85	4.31	0.83	2.3	0.34	2.2	0.35	165.44	9.77	1.60	*	
黄埠二长斑岩																															
QN-7	232.4	807	24.12	50.1	4.08	266.8	8.14	292	3624	7.09	22.71	39.3	77.4	125.00	15.37	53.16	9.66	1.92	8.16	1.45	7.52	1.44	3.96	0.71	4.13	0.57	310.43	12.65	0.65	本文	
2KGN18-1	234	827	18.4	37.5	3.36	173	7.12	248	3720	7.65	11.6	30.4	34.4	69.8	7.53	28.5	6.2	1.29	5.46	1.01	5.54	1.12	3.37	0.53	3.44	0.52	168.71	6.76	0.66	*	
2KGN18-4	221	696	20.8	42	3.76	163	7.98	276	3900	9.58	65.6	32.9	54.8	109	11.5	43.1	8.67	1.79	6.89	1.22	6.31	1.2	3.44	0.51	3.32	0.5	252.25	11.15	0.69	*	
2KGN18-5	184	642	21.3	42.4	3.73	189	7.93	279	4080	8.98	156	27.8	46	90.6	9.34	34.4	6.82	1.24	5.61	1	5.24	1.04	3.02	0.46	3.06	0.46	208.29	10.16	0.60	*	
车步辉长岩																															
DN-1	51.4	171	7.15	24.4	1.80	326.2	5.22	190	9074	1.88	7.15	30.5	22.7	48.54	5.98	25.30	5.45	1.39	5.25	1.05	5.71	1.21	2.98	0.57	3.40	0.42	129.96	4.52	0.79	本文	
DN-2	42.4	143	6.97	21.5	1.55	319.7	4.91	169	8868	1.88	8.90	27.3	19.5	42.04	5.28	21.47	5.26	1.45	4.75	0.96	5.18	1.07	2.74	0.52	3.07	0.41	113.70	4.30	0.87	本文	
DLX1	30.6	265	1.07	18.2	1.05	342	4.2	134	16620	—	—	29.1	18.3	37.8	4.96	22.9	5.48	1.88	5.83	0.909	5.75	1.09	3.04	0.419	2.7	0.421	111.48	4.58	1.01	**	
DLX3	43.2	174	5.6	20.2	1.28	313	4.25	97	6600	—	—	33.8	20.3	45	5.39	22.6	5.5	1.51	5.82	0.988	6.16	1.21	3.51	0.46	3.14	0.453	122.04	4.37	0.81	**	
DLX4	40.3	149	7.16	18.2	1.17	296	3.904	128	10140	—	—	25.4	19.9	41.3	4.86	19.9	5	1.18	4.49	0.741	4.48	0.92	2.65	0.361	2.47	0.371	108.62	5.44	0.75	**	
DLX5	35.6	155	5.74	16.3	1.07	304	4.66	115	7500	—	—	29.1	15.9	37	4.43	19.2	4.74	1.28	5.02	0.847	5.44	1.05	3.06	0.389	2.75	0.403	101.51	3.91	0.80	**	
DLX6	91.1	214	11.92	26.4	1.68	289	5.441	186	11460	—	—	35.3	34.9	67.1	7.58	28.7	6.68	1.47	6.44	1.07	6.28	1.31	3.58	0.513	3.5	0.499	169.62	6.74	0.68	**	
DLX9	41.9	214	3.93	28	1.51	306	5.44	203	15900	—	—	37	25.1	54	6.82	30.9	7.34	2.07	7.37	1.11	7.05	1.43	3.87	0.512	3.39	0.515	151.48	5.00	0.85	**	
DLX10	136	908	5.46	27.2	1.56	406	5.87	213	8220	—	—	49.2	27	57.2	6.86	29.1	6.61	1.93	7.8	1.29	7.86	1.53	4.28	0.598	4.02	0.563	156.64	4.54	0.82	**	
2KGN29-1	65.1	171	5.79	15.9	1.16	267	3.65	125	7920	1.38	6.97	24	17.4	37.4	4.38	18.6	4.6	1.37	4.64	0.75	4.47	0.91	2.52	0.36	2.27	0.35	100.02	5.18	0.90	*	
2KGN29-2	41.3	140	6.85	16.3	1.23	278	3.76	131	8760	1.46	5.77	24.7	18.1	39.4	4.53	19.2	4.64	1.4	4.81	0.78	4.6	0.91	2.65	0.37	2.32	0.35	104.06	5.27	0.90	*	
2KGN29-4	58.7	171	5.66	13.6	0.96	264	3.23	113	7560	1.37	6.54	21.7	16.6	35.6	4.03	17	4.1	1.22	4.3	0.68	4.01	0.8	2.26	0.32	2	0.3	93.22	5.61	0.88	*	
2KGN29-5	52.5	150	5.28	16.6	1.18	263	3.8	133	7020	1.45	7.8	26.9	20.9	44.6	5.04	20.4	4.84	1.2	4.88	0.8	4.79	0.97	2.72	0.4	2.48	0.36	114.38	5.69	0.75	*	
2KGN29-6	33.5	143	5.1	15.4	1.09	283	3.34	120	8820	1.11	5.51	22.9	16.3	35.2	4.12	17.8	4.37	1.43	4.47	0.72	4.22	0.85	2.41	0.35	2.17	0.34	94.75	5.08	0.98	*	
2KGN29-9	48.1	150	6.44	17.9	1.32	263	3.53	123	8220	1.45	6.55	26.9	20.1	42.8	4.94	20.6	5.01	1.41	5.12	0.83	4.98	0.99	2.8	0.41	2.51	0.37	112.87	5.41	0.84	*	

注:微量元素成分在南京大学成矿作用国家重点实验室采用 Finnigan Element II ICP-MS 测定; \* 引自 Li *et al.*, 2003; \*\* 引自 Xie *et al.*, 2005。

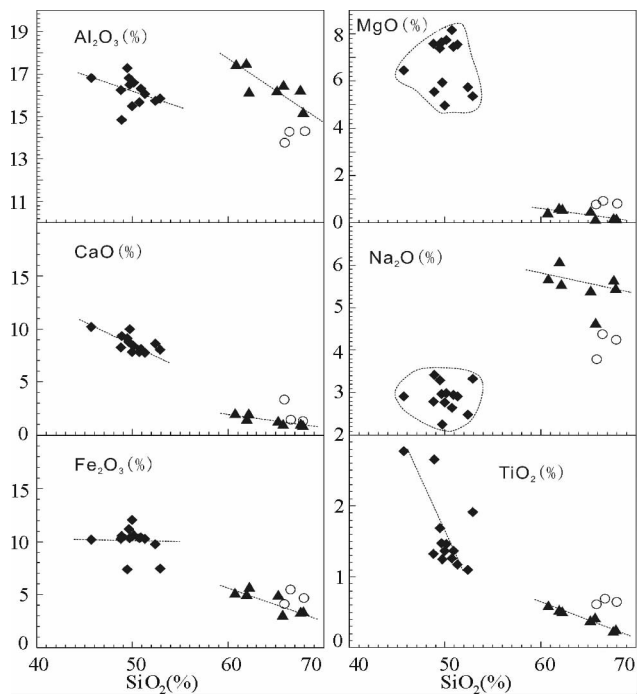


图5 黄埠正长岩和车步辉长岩的 Harker 图解 图例同图4  
Fig. 5 Harker diagrams of Huangbu syenite and Chebu gabbro The symbols are as in Fig. 4

异常或弱的 Eu 负异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.75 \sim 1.01$ )。在微量元素蛛网图上,黄埠正长岩富集 K、Rb、Ba、Th 等大离子亲石元素及 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素,为原始地幔值的几倍或几十倍以上。Sr、P、Ti 等元素亏损明显,可能由于斜长石、磷灰石和 Fe-Ti 氧化物的分离结晶造成的 (Almeida *et al.*, 2002),正 Eu 异常可能由于角闪石或磷灰石的分离结晶造成,反映黄埠正长岩岩浆可能经历了一定程度的分离结晶作用。黄埠石英二长斑岩的不相容元素特征与正长岩类似,但 Ba 呈负异常,Th 呈正异常,Sr、P、Ti 等元素亏损程度低于正长岩。车步辉长岩也富集不相容元素,尤其是大离子亲石元素,但 Nb、Ta 具弱亏损,在蛛网图上呈略低的谷。Sr、P、Ti 略亏损,反映车步辉长岩岩浆经历了较低程度的分离结晶演化。总体上看,黄埠正长岩-石英二长斑岩和车步辉长岩有不同的微量元素蛛网图分布形式,这与主量元素特征一样,表明它们不是同源岩浆演化的产物。

黄埠正长岩和车步辉长岩的 Sr、Nd 同位素组成大致在 OIB 与 EM II 富集地幔端元之间连续变化(表4;图7)。黄埠正长岩的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值 ( $3.61 \sim 1.20$ ) 变化较小, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值 ( $0.7028 \sim 0.7068$ ) 变化较大。其  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值与起源于交代富集地幔的燕山早期广西罗容正长岩 (3.3) 接近 (郭新生等, 2001)。黄埠石英二长斑岩具较低的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值 ( $-2.97 \sim -3.42$ ) 和高的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值 ( $0.7086 \sim 0.7087$ )。车步辉长岩的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为  $1.04 \sim -0.76$ , ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值为  $0.7065 \sim 0.7082$ , 其 Nd 同位素组成与中国东南部中侏罗世玄武岩的

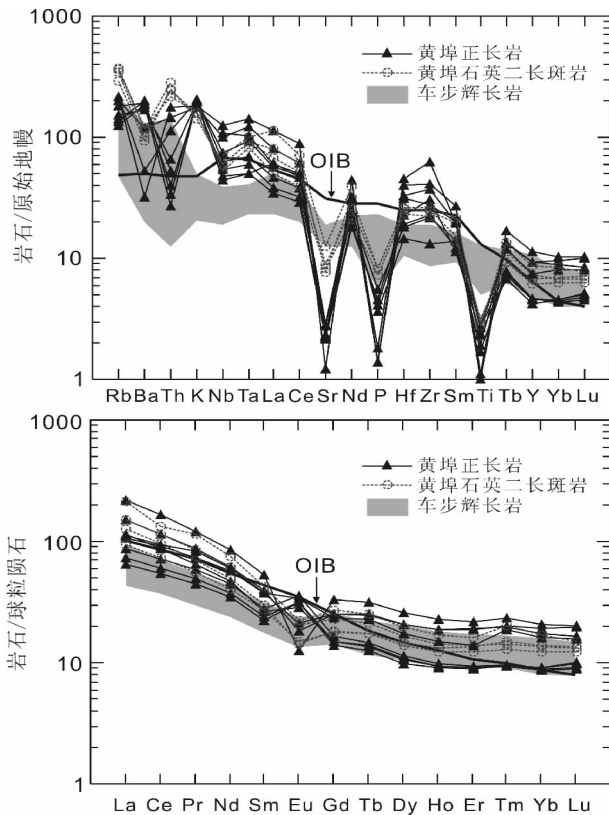


图6 黄埠正长岩和车步辉长岩的微量元素蛛网图和稀土配分曲线

原始地幔标准值和 OIB 的数据引自 Sun and McDonough (1989); 球粒陨石标准值引自 Taylor and McLennan (1985)

Fig. 6 Spider diagrams and REE abundance patterns of the Huangbu syenite and Chebu gabbro

Primitive mantle-normalized factors and data of OIB are from Sun and McDonough (1989); Chondrite normalized factors from Taylor and McLennan (1985)

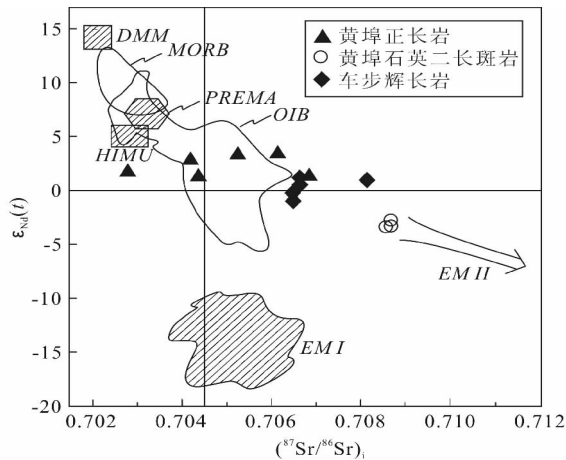


图7 黄埠正长岩和车步辉长岩的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图解 地幔端元的分布区域据 Zindler and Hart (1986)

Fig. 7  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  diagram of the Huangbu syenite and Chebu gabbro The fields of mantle end-members are all from Zindler and Hart (1986)



表 4 黄埠正长岩和车步辉长岩的 Sr 和 Nd 同位素组成

Table 4 Sr-Nd isotopic compositions of the Huangbu syenite and Chebu gabbro

样号	序号	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr ± 2σ <sub>m</sub>	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd ± 2σ <sub>m</sub>	ε <sub>Nd</sub> ( <i>t</i> )
黄埠岩体							
2KGN16-1	1	7.57	0.723552 ± 0.000020	0.7044	0.1251	0.512618 ± 0.000006	1.24
2KGN16-3	2	5.80	0.718889 ± 0.000035	0.7042	0.1125	0.512687 ± 0.000006	2.87
2KGN16-5	3	4.98	0.717849 ± 0.000010	0.7052	0.1241	0.512734 ± 0.000007	3.52
2KGN16-7	4	15.4	0.745800 ± 0.000015	0.7068	0.1209	0.512611 ± 0.000005	1.20
2KGN16-10	5	8.32	0.723849 ± 0.000017	0.7028	0.1307	0.512643 ± 0.000006	1.60
2KGN16-11	6	4.25	0.716893 ± 0.000013	0.7061	0.1205	0.512734 ± 0.000007	3.61
2KGN18-1	7	3.91	0.718497 ± 0.000010	0.7086	0.1315	0.512387 ± 0.000005	-3.42
2KGN18-4	8	3.92	0.718614 ± 0.000016	0.7087	0.1216	0.512384 ± 0.000005	-3.25
2KGN18-5	9	2.81	0.715806 ± 0.000011	0.7087	0.1198	0.512396 ± 0.000006	-2.97
车步岩体							
DLX3	10	0.3993	0.70763 ± 0.000013	0.7066	0.1471	0.51263 ± 0.000007	0.97
DLX10	11	0.9695	0.710612 ± 0.000014	0.7082	0.1493	0.512636 ± 0.000009	1.04
2KGN29-1	12	0.705	0.708413 ± 0.000018	0.7066	0.1495	0.512613 ± 0.000010	0.59
2KGN29-4	13	0.643	0.708105 ± 0.000017	0.7065	0.1458	0.512567 ± 0.000013	-0.23
2KGN29-5	14	0.577	0.707955 ± 0.000014	0.7065	0.1434	0.512537 ± 0.000012	-0.76

注: 1~9 号、12~14 样品引自 Li *et al.*, 2003; 10~11 号样品引自 Xie *et al.*, 2005; 全部样品的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub>、ε<sub>Nd</sub>(*t*)值均以 178 Ma 重新进行计算。

Nd 同位素组成类似,具有近球粒陨石值的特征(周金城等, 2005)。岩浆的结晶分异作用不可能使其同位素组成产生很大的变化(DePaolo,1988),因此,黄埠正长岩、石英二长斑岩和车步辉长岩具不同的 Sr、Nd 同位素组成,暗示它们有不同的岩浆起源。

5 讨论

5.1 构造背景

虽然对中国东南部晚中生代岩浆活动产生的动力机制还有不同认识(e. g. Li *et al.*, 2000; Zhou and Li, 2000; 陈培荣等,2002; 徐夕生和谢昕,2005; Li *et al.*, 2007),但中国东南部在晚中生代早期处于板内伸展裂解的构造背景已逐渐成为共识(Wang *et al.*, 2003; Li *et al.*, 2003, 2004; 陈培荣等,2004; 谢昕等,2005)。这些板内岩浆活动产物主要位于华南内陆,呈 EW 向分布,如分布于湘南宁远-新田的板内碱性玄武岩(赵振华等,1998);赣南寻鄜-龙南地区双峰式火山岩(陈培荣等,1999);赣南 A 型花岗岩及正长岩等(Li *et al.*, 2003; 陈培荣等,2004)。它们是华南晚中生代早期岩石圈伸展和软流圈上涌的标志。Zhou *et al.* (2006)认为,由于古太平洋板块对中国东南部的消减作用,该地区中晚侏罗世是板内岩浆活动活跃期,在华南内陆产生了裂谷型岩浆组合。黄埠岩体和车步岩体就是形成于板内伸展-裂谷的构造环境(Li *et al.*, 2003; Xie *et al.*, 2005)。

5.2 岩浆起源

板内幔源岩浆作用产物常具有类似于 OIB 的地球化学

特征,并可能受到不同程度的地壳物质混染(Thompson, 1984)。判断地壳混染及其程度往往难度较大(e. g. Hergt *et al.*, 1991; Arndt *et al.*, 1993; Barling *et al.*, 1994)。一般认为,如岩浆在结晶过程中发生了地壳混染作用,其ε<sub>Nd</sub>(*t*)与 SiO<sub>2</sub>、LILE/HFSE 比值(如: K/Nb、Ba/Nb、Th/Ta、Th/Nb 等)将显示负的相关性(Thompson, 1984; Fitton *et al.*, 1988; Loubet *et al.*, 1988; Gill *et al.*, 2004)。在 ε<sub>Nd</sub>(*t*)-SiO<sub>2</sub> 和 ε<sub>Nd</sub>(*t*)-Th/Nb 图解(图 8)上,黄埠正长岩、车步辉长岩的样品各自呈负相关关系,表明存在地壳混染作用,反映岩浆在结晶过程中分别经历了 AFC 作用(DePaolo, 1981)过程。考虑到它们均仅具有微弱的 Nb、Ta 亏损(图 6),以及变化较小的 ε<sub>Nd</sub>(*t*)值,它们应经历了较低程度的地壳混染作用。由于地壳混染作用对幔源岩浆 Sr 同位素组成的影响程度往往会明显大于对 Nd 同位素的影响程度,黄埠正长岩和车步辉长

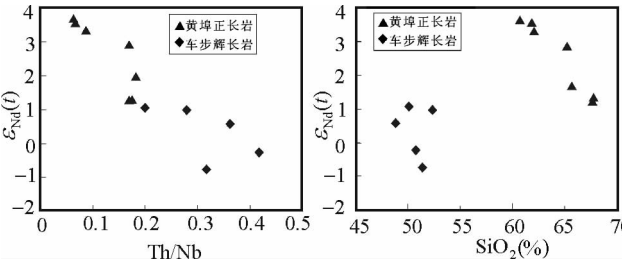


图 8 黄埠正长岩和车步辉长岩的ε<sub>Nd</sub>(*t*)-Th/Nb 和ε<sub>Nd</sub>(*t*)-SiO<sub>2</sub> 图解

Fig. 8 Plot of ε<sub>Nd</sub>(*t*) versus Th/Nb ratio and SiO<sub>2</sub> for the Huangbu syenite and Chebu gabbro

岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 最高值在某种程度上更接近于源区的Nd同位素特征。

黄埠正长岩和车步辉长岩总体上富集的大离子亲石元素、高场强元素及稀土元素,这不可能由亏损不相容元素的岩浆经分离结晶作用形成。地壳混染可以使岩浆富集大离子亲石元素,但同时会造成高场强元素的亏损。因此,即使它们在侵位过程中受到了地壳物质混染,其源区也应具富集不相容元素的特征。岩石圈地幔受到来源于对流的软流圈地幔低程度熔融(1%)熔体的交代可以形成富集不相容元素特征的岩浆源区(Turner *et al.*, 1992)。由于黄埠正长岩和车步辉长岩的同位素组成与DM地幔端元和洋中脊玄武岩相差甚大(图7),因此,它们应起源于受软流圈来源熔体交代形成的富集岩石圈地幔。Nd同位素组成亏损表明地幔交代作用可能发生在岩石圈地幔熔融前不久(Rämö *et al.*, 2003)。

### 5.2.1 黄埠正长岩岩浆的起源

黄埠正长岩高度富钾,且具有类似橄榄安粗岩系的主要元素地球化学特征。玄武质岩浆通过斜方辉石为主的分离结晶作用可以使岩浆高度富钾,形成橄榄安粗质岩浆(Meen, 1987)。但是黄埠岩体 $\text{K}_2\text{O}$ 含量随 $\text{SiO}_2$ 含量的增高呈略有降低的演化趋势(图4),黄埠正长岩高度富钾并非玄武质岩浆分离结晶作用造成的。实验岩石学(Conceição and Green, 2004)研究表明:含微量金云母和非闪石的交代岩石圈地幔二辉橄榄岩,在<1.5GPa的条件下,发生减压和脱水熔融可以产生原始的橄榄安粗质岩浆,作者用此实验结果解释了巴西东北部Sant'anaópolis正长岩基的成因。黄埠正长岩岩浆的成因可能与之类似,其高且变化范围小的 $\text{K}_2\text{O}$ 含量(5.35%~6.18%)说明其地幔源区应存在富钾的矿物相,并最可能是金云母和非闪石。伸展构造造成的软流圈上涌,软流圈来源熔体(流体)对岩石圈地幔的交代作用使黄埠正长岩的岩石圈地幔源区富集了不相容元素及金云母和非闪石等富钾的矿物相,其减压脱水熔融产生了黄埠正长岩母岩浆。

起源于单一的石榴石相地幔岩的岩浆具轻重稀土分馏明显,重稀土曲线较陡的特征(Miller *et al.*, 1999)。黄埠正长岩稀土元素配分曲线(图6)与其明显不同,没有显示出较大的轻重稀土分馏,重稀土曲线相对平坦,表明地幔源区并非单一的石榴石相。由于Yb对于石榴石是相容元素,而Ce是不相容元素,Ce/Yb比值能够反映岩浆地幔源区石榴石和尖晶石含量的变化,进而反映岩浆起源的深度。在Ce-Yb图解(图9)中,黄埠正长岩的样品投影于Aeolian钾质岩石的区域,Aeolian钾质岩石形成于软流圈上涌、岩石圈减薄的构造背景,岩浆产生在尖晶石/石榴石含量比值较高的地幔源区(Gill *et al.*, 2004)。因此,黄埠正长岩可能也起源于尖晶石-石榴石相地幔岩源区。与正长岩相比,黄埠石英二长斑岩具较低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-2.97~-3.42),结合上述主要元素特征,黄埠石英二长斑岩岩浆可能由正长岩岩浆受到地壳(围岩)物质混入而形成。

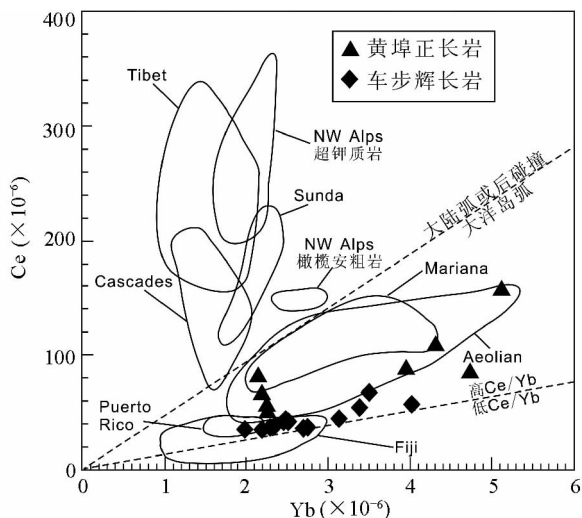


图9 黄埠正长岩和车步辉长岩的Ce-Yb图解(图中所示不同地点钾质岩系的Ce-Yb值范围,据Gill *et al.*, 2004)

Fig. 9 Ce versus Yb for Huangbu syenite and Chebu gabbro (showing the fields of various potassic associations in the world, after Gill *et al.*, 2004)

### 5.2.2 车步辉长岩岩浆的起源

不同于黄埠正长岩,车步辉长岩的轻重稀土比、不相容元素含量、 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值均较低,这可能暗示其岩石圈地幔源区含相对较少的软流圈来源组分并经历了程度不同的地幔交代作用。在Ce-Yb图解(图9)中,车步辉长岩所有样品均投影在高Ce/Yb和低Ce/Yb界线附近,呈现出比黄埠岩体低的Ce/Yb比值,反映车步辉长岩的地幔源区石榴石含量更少,岩浆起源深度可能比黄埠正长岩岩浆浅。类似于Ce/Yb比值,La/Yb和Sm/Yb比值也能够反映岩浆源区石榴石和尖晶石含量的变化及岩浆起源的深度(Xu *et al.*, 2005)。在图10中,黄埠正长岩和车步辉长岩都投影于石榴石相二辉橄榄岩和尖晶石相二辉橄榄岩的熔融曲线之间,反映它们可能起源于石榴石-尖晶石相地幔的相转换带。但黄埠正长岩具更高的La/Yb和Sm/Yb比值,说明黄埠正长岩岩浆源区的石榴石/尖晶石比例更高,其岩浆起源更深。在板内拉张构造环境,软流圈来源熔体(流体)迁移的驱动力是熔体本身的浮力,地幔交代作用程度与熔体向上迁移的深度关系密切(徐义刚等, 2002)。起源深度的不同决定了黄埠正长岩和车步辉长岩源区发生的地幔交代作用程度不同,进而产生岩石地球化学特征的差异。另外,车步辉长岩低的 $\text{K}_2\text{O}$ 含量(1.5%以下),说明其地幔源区不存在富钾交代矿物相。

因此,虽然黄埠正长岩和车步辉长岩为同时期幔源岩浆活动产物,形成于相同的构造背景,但具有不同的岩浆起源深度,它们的岩浆源区发生了程度不同的软流圈来源熔体(流体)对岩石圈地幔的交代作用。中侏罗世的岩浆活动代表一个新的构造岩浆旋回的开始(周新民, 2003; 谢昕等, 2005), $\approx 178\text{Ma}$ 正长岩-辉长岩幔源岩浆作用的厘定为我们

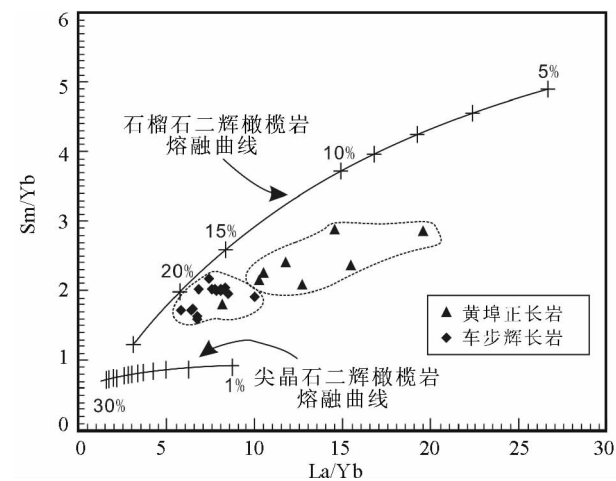


图 10 黄埠正长岩和车步辉长岩的 La/Yb-Sm/Yb 图解 (底图据 Xu *et al.*, 2005)

Fig. 10 La/Yb vs Sm/Yb for Huangbu syenite and Chebu gabbro (after Xu *et al.*, 2005)

研究中国东南部晚中生代岩石圈演化及软流圈与岩石圈相互作用过程提供了一个新的视角。当然,详细的岩浆起源及演化过程仍需要做进一步的研究。

## 6 主要认识

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明,赣南黄埠正长岩和车步辉长岩均形成于  $\approx 178\text{Ma}$ ,为同时期岩浆活动的产物。它们的主量元素、微量元素和 Nd 同位素地球化学特征差异难以由单一起源的母岩浆经结晶演化形成。黄埠正长岩和车步辉长岩均起源于交代富集的岩石圈地幔,但黄埠正长岩的岩浆源区相对更深,且岩石圈地幔源区受到了更程度的软流圈来源熔体(流体)的交代作用。黄埠石英二长斑岩可能由幔源正长岩岩浆受地壳物质的混染形成。这些幔源岩浆作用是板内伸展构造背景下,软流圈-岩石圈之间不同程度相互作用的表征。

**致谢** 马昌前教授和王强研究员对本文提出了十分有益的修改意见,周新民教授给予了帮助和指导,在此一并表示诚挚的谢意。

## References

Abdalla JA, Said AA and Visona D. 1996. New geochemical and petrographic data on the Gabbro-Syenite Suite between Hargeysa and Berbera-Shiikh (northern Somalia). *Journal of African Earth Sciences*, 23 (3): 363–373

Almeida CN, Guimarães I P and Da Silva Filho AF. 2002. A-type postcollisional granites in the Borborema Province-NE Brazil: The Queimadas pluton. *Gondwana Research*, 5: 667–681

Arndt NT, Czamanske GK, Wooden JL and Fedorenko VA. 1993. Mantle

and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, 223: 39–52

Barbara A Olsen, Harry Y McSween and Thomas W Sando. 1983. Petrogenesis of the Concord gabbro-syenite complex, North Carolina. *American Mineralogist*, 68(3–4): 315–333

Barling J, Goldstein SL and Nichols IA. 1994. Geochemistry of Heard Island (Southern Indian Ocean): Characterization of an enriched mantle component and implications for enrichment of the sub-Indian Ocean mantle. *Journal of Petrology*, 35: 1017–1053

Chen PR, Hua RM, Zhang BT, Lu JJ and Fan CF. 2002. Early Yanshanian post-orogenic granitoids in the Nanling region: Petrological constraints and geodynamic settings. *Science in China (Series D)*, 45(8): 755–768

Chen PR, Kong XG, Wang YX, Ni QS, Zhang BT and Ling HF. 1999. Rb-Sr isotopic dating and significance of early Yanshanian bimodal volcanic-intrusive complex from south Jiangxi Province. *Geological Journal of China Universities*, 5(4): 378–383 (in Chinese with English abstract)

Chen PR, Zhang BT, Kong XG, Cai BC, Ling HF and Ni QS. 1998. Geochemical characteristics and tectonic implication of Zhaibei A-type granitic intrusives in South Jiangxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, 14(3): 289–298 (in Chinese with English abstract)

Chen PR, Zhou XM, Zhang WL, Li HM, Fan CF, Sun T, Chen WF and Zhang M. 2005. Petrogenesis and significance of early Yanshanian synite-granite complex in eastern Nanling Range. *Science in China (Series D)*, 48(7): 912–924

Chen ZG, Li XH, Li WX, Liu DY. 2003. SHRIMP U-Pb zircon age of the Quannan syenite, southern Jiangxi: Constraints on the early Yanshanian tectonic setting of SE China. *Geochimica*, 32(3): 223–229 (in Chinese with English abstract)

Cliff SJ Shaw. 1997. The petrology of the layered gabbro intrusion, eastern gabbro, Coldwell alkaline complex, Northwestern Ontario, Canada: Evidence for multiple phases of intrusion in a ring dyke. *Lithos*, 40: 243–259

Conceição RV and Green DH. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite + ilmenite. *Lithos*, 72: 209–229

Currie KL, Eby G Nelson, Gittins John. 1986. The petrology of the Mont Saint Hilaire complex, southern Quebec: An alkaline gabbro-peralkaline syenite association. *Lithos*, (?): 65–81

DePaolo DJ. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 53: 189–202

DePaolo DJ. 1988. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Berlin: Springer Verlag: 1–100

Fitton JG, James D, Kempton PD, Ormerod DS and Leeman WP. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology*, 331–349 (Special Lithosphere Issue)

Gill RCO, Aparicio A, Azzouzi MEL, Hernandez J, Thirlwall MF, Bourgeois J and Marriner GF. 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: Geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos*, 78: 363–388

Grazina S, Janina W and Jean-Clair D. 2003. Ferro-potassic A-type granites and related rocks in NE Poland and S Lithuania: West of the East European Craton. *Precambrian Research*, 124: 305–326

Griffin WL, Belousova EA, Shee SR, Pearson NJ and O'Reilly SY. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, 131: 231–282

Guo XS, Chen JF, Zhang X, Tang JF, Xie Z, Zhou TX and Liu YL. 2001. Nd isotopic ratios of K-enriched magmatic complexes from southeastern Guangxi province: Implications for upwelling of the mantle in southeastern China during the Mesozoic. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 19–27 (in Chinese with English abstract)

Hergt JM, Peate DW and Hawkesworth CJ. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary*

- Sciences Letters, 105: 134 – 148
- Irvine TN and Baragar WRA. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523 – 548
- Kumar KV, Frost CD, Frost BR and Chamberlain KR. 2007. The Chimakurti, Errakonda, and Uppalapadu plutons, Eastern Ghats Belt, India: An unusual association of tholeiitic and alkaline magmatism. Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2006.11.008
- Lauri LS and Mänttari I. 2002. The Kynsijärvi quartz alkali feldspar syenite, Koillismaa, eastern Finland-silicic magmatism associated with 2.44 Ga continental rifting. Precambrian Research, 119: 121 – 140
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne C, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino JA, Maresch WV, Nickel EH, Rock NMS, Schumacher JC, Smith DC, Stephenson NCN, Ungaretti L, Whittaker EJW and Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. American Mineralogist, 82: 1019 – 1037
- Li XH. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China. Journal of Asian Earth Sciences, 18: 293 – 305
- Li XH, Chen ZG, Liu DY and Li WX. 2003. Jurassic gabbro-granite-syenite suites from southern Jiangxi Province, SE China: Age, origin, and tectonic significance. International Geology Review, 45: 898 – 921
- Li XH, Chung SL, Zhou HW, Lo CH, Liu Y, Chen CH. 2004. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-Eastern Guangxi:  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for tectonic of SE China. In: Malpas J, Fitch CJN, Ali JR *et al.* (eds). Aspects of the tectonic evolution of China. Geological Society, London, Special Publications, 226: 193 – 215
- Li ZX and Li XH. 2007. Formation of the 1300km-wide intracontinental orogen and post-orogenic magmatic province in Mesozoic South China: a flat-slab subduction model. Geology, 35: 179 – 182
- Loubet M, Sassi R and DiDonato G. 1988. Mantle heterogeneities: A combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources. Earth and Planetary Science Letters, 89: 299 – 315
- Meen JK. 1987. Formation of shoshonites from calc-alkaline basalt magma: Geochemical experimental constraints from the type locality. Contr. Mineral. Petrol., 97: 333 – 351
- Middlemost EAK. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews, 37: 215 – 224
- Miller C, Schuster R, Klitzli U, Frank W and Pertscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. Journal of Petrology, 40: 1399 – 1424
- Mingram B, Trumbull RB, Littman S and Gerstenberger H. 2000. A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: Evidence for mixing of crust and mantle-derived components. Lithos, 54: 1 – 22
- Montel JM and Vielzeuf D. 1997. Partial melting of greywackes: Part II. Composition of minerals and melts. Contrib. Mineral. Petrol., 128: 176 – 196
- Morrison GW. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, 13(1): 97 – 108
- Peccerillo A and Taylor SR. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63 – 81
- Rämö OT, McLemore VT, Hamilton MA, Kosunen PJ, Heizler M and Haapala I. 2003. Intermittent 1630 ~ 1220 Ma magmatism in central Mazatal province: New geochronologic piercing points and some tectonic implications. Geology, 31: 335 – 338
- Su SG, Niu YL, Deng JF, Liu C, Zhao GC and Zhao XG. 2007. Petrology and geochronology of Xuejiashiliang igneous complex and their genetic link to the lithospheric thinning during the Yanshanian orogenesis in eastern China. Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2006.09.020
- Sun S and McDonough WE. 1989. In: Saunders AD and Norry MI (eds). Magmatism in the Ocean Basin. Geological Society of London Special Publication, 42: 313 – 345
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. The continental crusts: Its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass, 1 – 150
- Thompson RN. 1984. Dispatches from the basalt front. 1. Experiments. Proceedings of the Geologists Association, 95: 249 – 262
- Turner S, Sandiford M and Foden J. 1992. Some geodynamic and compositional constraints on “post orogenic” magmatism. Geology, 20: 931 – 934
- Upadhyay D, Raith MM, Mezger K and Hammerschmidt K. 2006. Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India. Lithos, 89: 447 – 477
- Wang YJ, Fan WM, Guo F, Peng TP and Li CW. 2003. Geochemistry of Mesozoic mafic rocks adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implication for the lithosphere boundary between the Yangtze and Cathaysia blocks. International Geology Review, 45: 263 – 286
- 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
- Xie GQ, Mao JW, Hu RZ, Li RL, Jiang GH, Cao JJ and Zhao JH. 2005. Jurassic Intra-plate Basaltic Magmatism in Southeast China: Evidence from Geological and Geochemical Characteristics of the Chebu Gabbroite in Southern Jiangxi Province. Acta Geologica Sinica, 79(5): 662 – 672
- Xie X, Xu XS, Zou HB, Jiang SY, Zhang M and Qiu JS. 2006. Early J<sub>2</sub> basalts in SE China: Incipience of large-scale late Mesozoic magmatism. Science in China (Series D), 49(8): 796 – 815
- Xu XS and Xie X. 2005. Late Mesozoic-Cenozoic basaltic rocks and crust-mantle interaction, SE China. Geological Journal of China Universities, 11(3): 318 – 334 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG, Huang XL, Yan W, Liu Y and Chen XM. 2002. Constrains on the Cenozoic tectonic evolution of northern South China Sea (I): Mantle-derived xenoliths. Geochimica, 31(3): 230 – 242 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG, Ma JL, Frey FA, Feigenson MD and Liu JF. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. Chemical Geology, 224: 247 – 271
- Yang JH, Chung SL, Wildec SA, Wu FY, Chu MF, Lo CH and Fan HR. 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. Chemical Geology, 214: 99 – 125
- Zhao JX, Shiraishi K, Ellis DJ and Sheraton JW. 1995. Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamoto Mountains, East Antarctica: implication for the origin of syenitic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 1363 – 1385
- Zhao ZH, Bao ZW and Zhang BY. 1998. Geochemistry of Mesozoic basalts from south Hunan, Science in China (Series D), 28 (Sup.): 7 – 14 (in Chinese)
- Zhou JC, Jiang SY, Wang XL, Yang JH and Zhang MQ. 2006. Study on lithogeochemistry of Middle Jurassic basalts from southern China represented by the Fankeng basalts from Yongding of Fujian Province. Science in China (Series D), 49(10): 1020 – 1031
- 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)
- Zhou XM and Li WX. 2000. Origin of late Mesozoic igneous rocks in Southeast China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. Tectonophysics, 326: 269 – 287
- Zhou XM, Sun T, Shen WZ, Shu LS and Niu YL. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. Episodes, 29(1): 26 – 33
- Zindler A and Hart SR. 1986. Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14: 493 – 571

附中文参考文献

陈培荣, 华仁民, 章邦桐, 陆建军, 范春方. 2002. 南岭燕山早期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球动力学背景. 中国科学(D辑), 32(4): 279–289

陈培荣, 孔兴功, 王银喜, 倪琦生, 章邦桐, 凌洪飞. 1999. 赣南燕山早期双峰式火山-侵入杂岩的 Rb-Sr 同位素定年及意义. 高校地质学报, 5(4): 378–383

陈培荣, 章邦桐, 孔兴功, 蔡笔聪, 凌洪飞, 倪琦生. 1998. 赣南寨背 A 型花岗岩体的地球化学特征及其构造地质意义. 岩石学报, 14(3): 289–298

陈培荣, 周新民, 张文兰, 李惠民, 范春方, 孙涛, 陈卫锋, 张敏. 2004. 南岭东段燕山早期正长岩-花岗岩杂岩的成因和意义. 中国科学(D辑), 34(6): 493–503

陈志刚, 李献华, 李武显, 刘敦一. 2003. 赣南全南正长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其对华南燕山早期构造背景的制约. 地球化学, 32(3): 223–229

郭新生, 陈江峰, 张巽, 汤加富, 谢智, 周泰禧, 刘玉龙. 2001. 桂东

南富钾岩浆杂岩的 Nd 同位素组成: 华南中生代地幔物质上涌事件. 岩石学报, 17(1): 19–27

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

谢昕, 徐夕生, 邹海波, 蒋少涌, 张明, 邱检生. 2005. 中国东南部晚中生代大规模岩浆作用序幕: J<sub>2</sub> 早期玄武岩. 中国科学(D辑), 35(7): 587–605

徐夕生, 谢昕. 2005. 中国东南部晚中生代-新生代玄武岩与壳幔作用. 高校地质学报, 11(3): 318–334

徐义刚, 黄小龙, 颜文, 刘颖, 陈小明. 2002. 南海北缘新生代构造演化的深部制约( I ): 幔源包体. 地球化学, 31(3): 230–242

赵振华, 包志伟, 张伯友. 1998. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征. 中国科学(D辑), 28(增刊): 7–14

周金城, 蒋少涌, 王孝磊, 杨竞红, 张孟群. 2005. 华南中侏罗世玄武岩的岩石地球化学研究——以福建藩坑玄武岩为例. 中国科学(D辑), 35(10): 927–936

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