

桂东南新地-安平地区辉长岩的年代学、 地球化学特征及其地质意义

赵国英^{1,2}, 覃小锋^{1,2}, 王宗起³, 宫江华³, 杨文^{1,2}, 朱安汉^{1,2}, 石浩^{1,2}, 詹俊彦^{1,2}

(1. 桂林理工大学地球科学学院, 广西桂林 541004; 2. 桂林理工大学广西隐伏金属矿产勘查重点实验室, 广西桂林 541004; 3. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘要: 桂东南新地-安平地区的辉长岩体主要沿着岑溪-梧州深大断裂带两侧分布, 与早古生代地层或震旦纪地层呈侵入接触关系, 并被白垩纪地层覆盖。岩相学研究表明, 其主体岩性以角闪辉长岩和紫苏角闪辉长岩为主, 还有少量的含长辉石岩、辉长闪长岩和辉绿(玢)岩。LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示, 角闪辉长岩的形成年龄为 249.1 ± 2.8 Ma (MSWD=0.44), 相当于早三叠世。地球化学特征研究表明, 这些辉长岩体具有较低 MgO (2.13% ~ 3.59%) 和较高 Fe_2O_3^T (16.42% ~ 33.53%)、 P_2O_5 (0.58% ~ 1.18%) 和 TiO_2 (1.52% ~ 2.31%) 的特征; 岩体相对富集大离子亲石元素 (LILE, 如 Ba、Rb 和 U), 而 Nb-Ta、Zr-Hf 和 Ti 等高场强元素相对亏损, 显示出与俯冲带有关的岛弧岩浆岩相似的地球化学特征, 表明其可能形成于与俯冲-消减作用有关的活动大陆边缘 (大陆弧) 环境。结合区域地质特征分析认为, 扬子板块和华夏板块结合带 (称之为钦-杭结合带) 西南段有古生代洋盆的存在, 该洋盆一直延续至中三叠世的印支运动才最终闭合, 本区广泛发育的大陆弧型辉长岩应为该洋盆发生俯冲-消减作用的地质记录。

关键词: 辉长岩; 锆石 U-Pb 年龄; 地球化学; 新地-安平地区; 桂东南

中图分类号: P588.12⁺4; P597⁺.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2016)05-0791-13

Geochronology, geochemistry and geological significance of gabbros from Xindi-Anping area, southeastern Guangxi

ZHAO Guo-ying^{1,2}, QIN Xiao-feng^{1,2}, WANG Zong-qi³, GONG Jiang-hua³, YANG Wen^{1,2},
ZHU An-han^{1,2}, SHI Hao^{1,2} and ZHAN Jun-yan^{1,2}

(1. College of Earth Science, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China; 2. Guangxi Key Laboratory of Hidden Metallic Ore Deposits Exploration, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China; 3. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: The gabbroic intrusions are situated along the Cenxi-Wuzhou fault zone in Xindi-Anping area, southeastern Guangxi. Petrographic studies indicate that these rock bodies intruded into the Lower Paleozoic or Sinian strata, and were covered by Cretaceous. The gabbroic intrusions are mainly composed of amphibolite gabbro, hypersthene-amphibolite gabbro and minor plagioclase-bearing pyroxenite, gabbro-diorite and diabase (-porphyry). LA-MC-ICP-MS zircon U-Pb dating results yielded a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 249.1 ± 2.8 Ma (MSWD=0.44) for the amphibolite gabbro, suggesting an emplacement of Early Triassic. Geochemical analy-

收稿日期: 2016-03-16; 接受日期: 2016-08-03

基金项目: 广西自然科学基金资助项目(2013GXNSFAA019272); 桂林理工大学人才引进科研启动基金资助项目(002401003364); 中国地质调查局地质矿产调查评价资助项目(12120114039501, 1212011085408)

作者简介: 赵国英(1988-), 女, 汉族, 硕士研究生, 地质学专业, E-mail: guoying327@126.com; 通讯作者: 覃小锋(1969-), 男, 汉族, 教授, 岩石学专业, E-mail: qxf@glut.edu.cn

sis shows that the gabbroic intrusions are characterized by relatively low MgO (2.13% ~ 3.59%) values and relatively high $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ (16.42% ~ 33.53%), P_2O_5 (0.58% ~ 1.18%) and TiO_2 (1.52% ~ 2.31%) values, and that the intrusions are relatively enriched in large ion lithophile elements (LILE: Ba, Rb and U) and relatively depleted in high field strength elements (HFSE: Nb-Ta, Zr-Hf and Ti). Such signatures display geochemical characteristics of typical subduction-related arc volcanic rocks, which suggests that the gabbros were formed in an active continental margin (continental arc) setting. In combination with the regional tectonic evolution, the authors consider that there existed a Paleozoic paleo-ocean basin in the southwestern segment of joint belt between Yangtze and Cathaysia plates (so-called Qin Zhou-Hangzhou joint belt), and the oceanic basin had not been closed until the Indosinian orogeny in middle Triassic. The continental arc gabbro in the region was an important record of this oceanic lithosphere subduction during the Paleozoic period.

Key words: gabbro; zircon U-Pb age; geochemistry; Xindi-Anping area; southeastern Guangxi

Fund support: Guangxi Natural Science Foundation (2013GXNSFAA019272); Scientific Research Starting Foundation of Guilin University of Technology for the Introduction of Talents (002401003364); Geological and Mineral Resources Investigation Assessment Project of China Geological Survey (12120114039501, 1212011085408)

桂东南新地-安平地区地处华夏板块与钦-杭结合带的交接部位(图 1a)。该区地质构造演化异常复杂,各时期构造-岩浆活动十分发育(覃小锋等, 2006, 2008, 2013a),且与中生代岩浆作用有关的成矿作用也十分强烈,形成了以 Au、Ag、W、Mo、Pb、Zn 为主的多金属成矿带(毛景文等, 2004, 2008; 陈毓川等, 2014)。其独特的构造位置和良好的成矿环境,已使该地区成为探索新元古代以来扬子板块和华夏板块拼合造山过程及其相互关系、构造-岩浆作用及其与成矿关系等的重要场所。因此,该区一直是众多地质学者关注的热点地区之一。然而,由于扬子板块与华夏板块结合带(称之为钦-杭结合带)西南端地质构造演化历史的复杂性,有关两板块之间南华纪以前存在的大洋(古华南洋)是否一直持续到古生代(称之为华南残余洋盆),最后通过加里东运动或印支运动才最终关闭?还是早期的大洋随着 Grenville 造山而关闭,华南地区进入陆内发展阶段,并伴随 Rondinia 超大陆的裂解而形成华南裂谷盆地,不存在华南残余洋盆等问题一直存在严重分歧(杨明桂等, 1997; 张伯友等, 1997; 殷鸿福等, 1999; Yan *et al.*, 2006; 吴根耀等, 2011; 覃小锋等, 2015)。此外,本区广泛发育的基性岩(辉长岩)

作为典型的幔源岩石,携带了大量的地幔信息,已成为探索壳-幔相互作用及示踪岩石圈深部过程的主要研究对象。但由于野外露头较差,岩石风化十分强烈,加上缺乏高精度同位素年龄和地球化学等方面数据,前人对桂东南新地-安平地区该类基性岩(辉长岩)的研究相对较薄弱,有关这些基性岩的岩石组成、形成时代和构造环境等方面仍然存在较大分歧。广西区域地质志(广西壮族自治区地质矿产局, 1985)和 1:5 万区域地质调查云开片区总结^①中将其划分为石英闪长岩类,部分划分为辉长-辉绿岩类;1:25 万梧州市幅区调查报告^②中则将其主要划分为闪长岩和石英闪长岩两类,部分划分为辉长岩类;而笔者经过详细的野外地质调查表明,该类岩体(回龙岩体)的主体岩性以角闪辉长岩、紫苏角闪辉长岩为主,另外还有少量的含长辉石岩、辉长闪长岩和辉绿岩等。有关这些基性岩的形成时代方面,前人则存在形成于晚三叠世(广西壮族自治区地质矿产局, 1985; 广西区域地质调查队, 1988^③; 广西地质调查研究院, 2002^④)或晚三叠世-晚白垩世(罗璋, 1987)等不同认识;而形成构造环境方面尚缺乏系统的研究资料。

鉴于此,本文重点对这些镁铁质侵入岩的岩石

① 广西地质调查研究院. 2002. 1:5 万区域地质调查云开片区总结.

② 广东省地质调查院. 2013. 1:25 万梧州市幅区域地质调查报告.

③ 广西区域地质调查队. 1988. 1:5 万新地圩幅、糯垌圩幅区域地质调查报告.

学、锆石 U-Pb 年代学和地球化学进行系统研究,进而探讨其形成的时代和构造背景,以期为解决上述争议问题提供重要的岩石学证据。

1 区域地质概况及岩石学特征

研究区位于桂东南的云开地块北缘,根据《广西壮族自治区区域地质志》(广西壮族自治区地质矿产局,1985)的划分,研究区则位于“钦州残余地槽”、“大瑶山凸起”和“云开台隆”三者的接合部位,呈北东-南西向展布的岑溪-梧州深大断裂带从研究区的中部通过。根据 1:25 万贵县幅区调报告^①的划分,研究区内出露的地层主要为中-新元古界云开岩群、下古生界和中-新生界,沿岑溪-梧州深大断裂带两侧以及研究区北部还分别见有少量上古生界和震旦系出露。其中中-新元古界云开岩群变质程度较深,主要由片岩、片麻岩、变粒岩和石英岩等岩石组成,且岩石混合岩化作用十分强烈,1:5 万新地圩幅、糯垌圩幅区调报告中将其时代定为中晚奥陶世^②,而 1:25 万贵县幅区调报告^①中则将其与云开地区的地层进行对比,划分为中-新元古界云开岩群,时代定为青白口纪。早古生代地层主要为一套浊积岩建造,其中寒武系为一套厚达数千米的杂砂岩、粉砂岩、泥岩组成的盆地相浊积岩建造;奥陶系为一套斜坡-盆地相含笔石、介壳类化石的砂泥质沉积,产丰富的笔石及腕足类化石;而志留系主要由斜坡-盆地相含笔石及少量介壳类化石的陆源碎屑岩类组成。中-新生界主要分布于北西部的金鸡盆地中,为一套陆相红色沉积建造和部分火山岩建造。此外,研究区内尚分布有大量的早古生代-中生代侵入岩体(图 1)。

本文所研究的辉长岩体主要沿着岑溪-梧州深大断裂带两侧分布,多呈小岩株产出,与早古生代地层或震旦纪地层呈侵入接触关系,并被白垩纪地层覆盖。由于受到该类岩体侵入作用的影响,围岩接触变质较强烈,角岩化带宽度在 100~700 m,接触带中主要岩性以(云母)石英角岩和长英角岩为主,在岩体内部还出现较多的绿帘钾长角岩、含透闪石长英角岩、透辉符山大理岩和透辉石榴角岩等捕虏体。

详细的野外地质调查表明,该类岩体的岩性以角闪辉长岩和紫苏角闪辉长岩为主,但其矿物含量在空间上变化较大,局部岩石中辉石矿物含量很高,岩性已变为含长辉石岩;而个别岩石中辉石矿物含量相对较少,并出现较多的角闪石、斜长石和少量的石英等矿物,岩性已向辉长闪长岩过渡;岩石的结构构造在空间上也变化较大,局部岩石中矿物粒度和自形程度变化较大,岩性则变为(辉长)辉绿岩或辉绿(玢)岩类。这些岩石在矿物成分含量及结构往往呈渐变过渡关系,表明其应为同源岩浆演化的产物。

其中角闪辉长岩具块状构造,粗-中-细粒辉长结构,主要由普通辉石(15%~66%)、斜长石(32%~75%)、普通角闪石(7%~15%)及少量的紫苏辉石和黑云母等矿物组成,有时含有极少量的石英(<3%),副矿物有磷灰石、钛(磁)铁矿、磁铁矿等,普通辉石呈半自形短柱状或它形状,内部常见有磷灰石和钛(磁)铁矿包裹体,部分辉石边部已蚀变为绿帘石;斜长石多呈半自形板状,少数呈它形晶,聚片双晶发育,个别斜长石被斜黝帘石、粘土矿物交代;普通角闪石中呈半自形长柱状或它形状,常见其包裹斜长石现象(图 2a)。紫苏角闪辉长岩的特征与角闪辉长岩较相似,不同之处在于其紫苏辉石的含量较多,在 8%~18%之间,且其多呈半自形柱状,不均匀分布于岩石中;普通角闪石呈半自形长柱状-他形不规则状,多分布于辉石边部或穿插到辉石中(图 2b),部分被透闪石取代。辉长闪长岩具中-细粒半自形粒状结构,块状构造,主要矿物由普通角闪石(7%~19%)、黑云母(6%~12%)、石英(5%~9%)及少量普通辉石(<5%)等矿物组成,副矿物有磷灰石、钛磁铁矿、磁铁矿和锆石等;斜长石呈半自形板状晶体,粒径在 0.5~3.2 mm 不等;普通角闪石杂乱分布于斜长石之间,呈半自形长柱状-他形不规则状,大部分已被透闪石取代(图 2c)。含长辉石岩空间上与角闪辉长岩呈渐变过渡关系,但其矿物粒度相对较粗,呈中-粗粒结构,块状构造,主要由普通辉石(<5%)和少量的斜长石(<5%)、钛(磁)铁矿等矿物组成,普通辉石多呈半自形短柱状,边部常被纤闪石+绿帘石+铁质集合体交代;斜长石呈半自形板柱状或不规则状包裹于辉石中;钛(磁)铁矿亦多呈

① 广西地质调查研究院. 2013. 1:25 万贵县幅区域地质调查报告.

② 广西区域地质调查队. 1988. 1:5 万新地圩幅、糯垌圩幅区域地质调查报告.

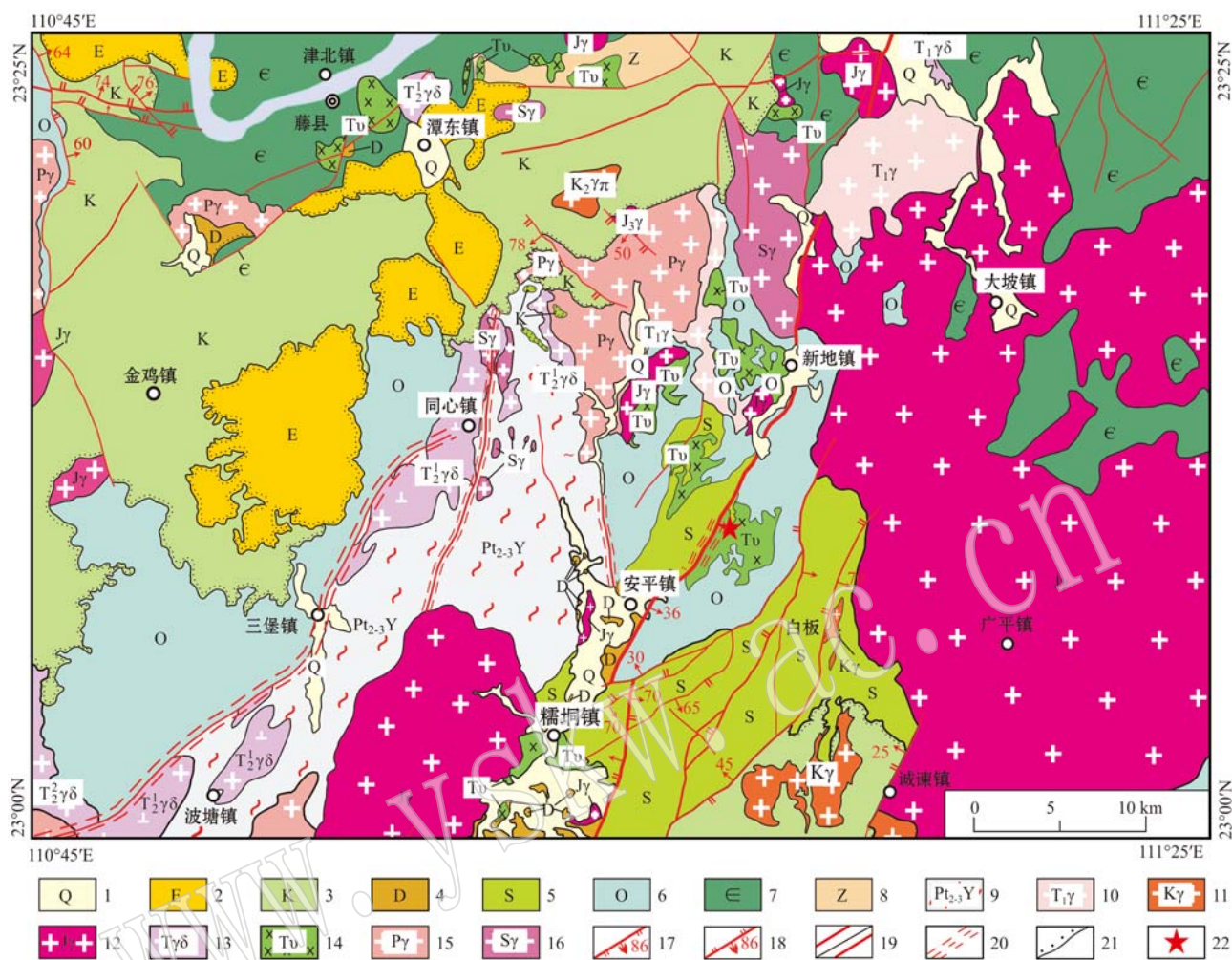


图1 云开地块北缘新地-安平地区地质略图(据广西地质调查研究院,2002^①修改)

Fig. 1 Sketch geological map of Xindi-Anping area on the northern margin of Yunkai block (modified after Guangxi Institute of Geological Survey^①, 2002)

1—第四系; 2—古近系; 3—白垩系; 4—泥盆系; 5—志留系; 6—奥陶系; 7—寒武系; 8—震旦系; 9—中-新元古界云开岩群; 10—早三叠世花岗岩; 11—白垩纪花岗岩; 12—侏罗纪花岗岩; 13—三叠纪花岗闪长岩; 14—三叠纪辉长岩; 15—二叠纪花岗岩; 16—志留纪花岗岩; 17—正断层及其产状; 18—逆断层及其产状; 19—性质不明断层/区域性断层; 20—韧性剪切带; 21—角度不整合面; 22—同位素年龄采样位置

1—Quaternary; 2—Paleogene; 3—Cretaceous; 4—Devonian; 5—Silurian; 6—Ordovician; 7—Cambrian; 8—Sinian; 9—Meso-Neoproterozoic Yunkai Group complex; 10—Early Triassic granite; 11—Cretaceous granite; 12—Jurassic granite; 13—Triassic granodiorite; 14—Triassic gabbro; 15—Permian granite; 16—Silurian granite; 17—normal fault and its attitude; 18—thrust fault and its attitude; 19—unknown fault/regional fault; 20—ductile shear zone; 21—angular unconformity; 22— isotopic age sampling location

不规则状包裹于辉石中(图 2d)。辉绿(玢)岩具(变余)辉绿结构、斑状结构,块状构造(或定向构造),主要由斜长石(35%~75%)、辉石假晶(15%~45%)及极少量的绿泥石(3%~8%)、绿帘石(<3%)、钛(磁)铁矿等矿物组成;半自形长柱状的斜长石长度

多在0.3~1.5 mm,其间分布着半自形柱-它形状的暗色矿物(辉石假晶)(图 2e),局部岩石韧性变形改造较强烈,岩性已变为糜棱岩化辉绿岩(图 2f),矿物粒度明显变细,并具定向现象,斜长石和辉石已发生强烈蚀变,形成绿泥石、帘石(绿帘石、黝帘石)和铁

① 广西地质调查研究院. 2002. 1:5万区域地质调查云开片区总结.

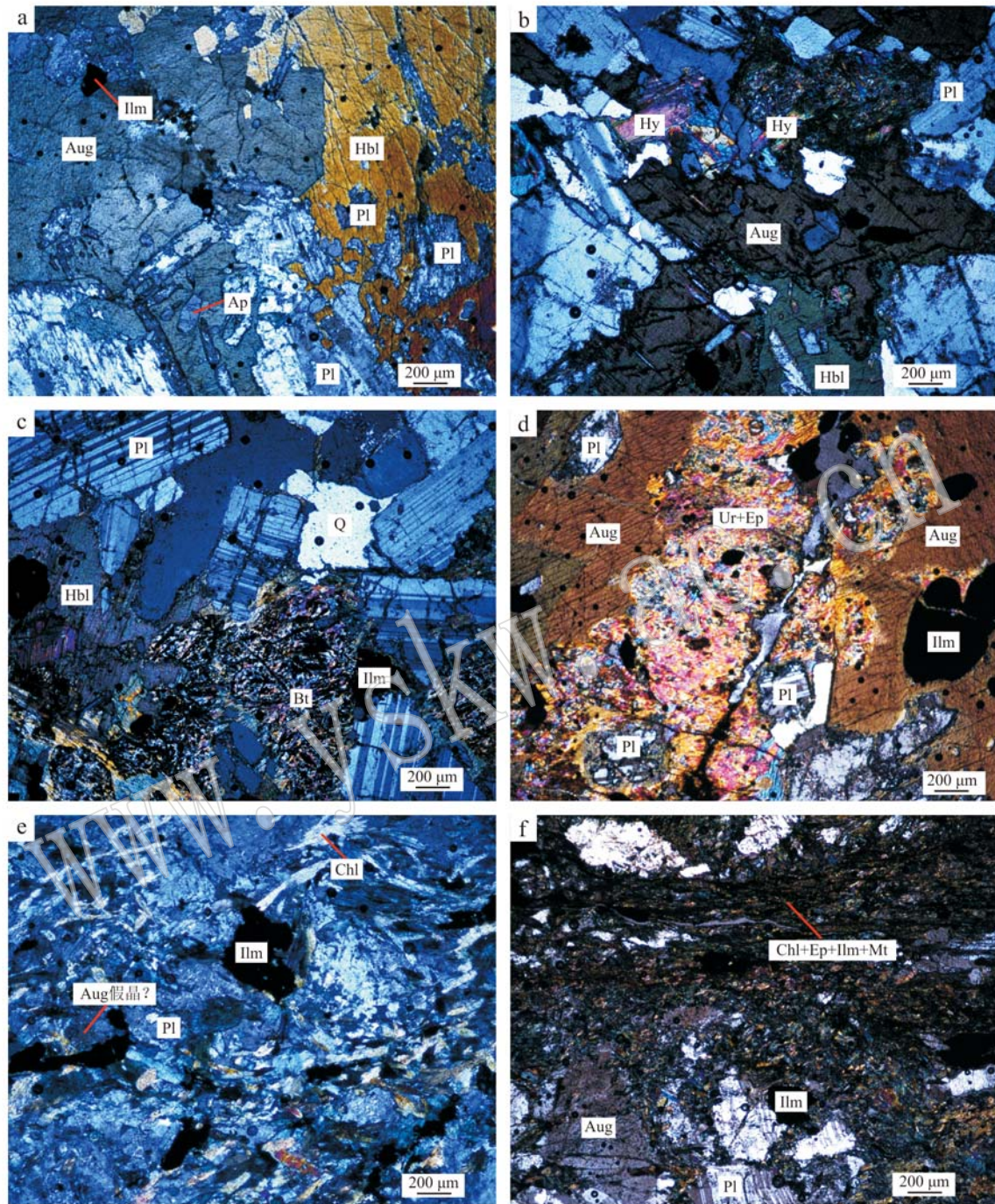


图 2 桂东南新地-安平地区辉长岩体岩石的显微照片(正交偏光)

Fig. 2 Microscopic photographs of the gabbroic intrusion in Xindi-Anping area, southeastern Guangxi (crossed polarizers)
 a—角闪辉长岩; b—紫苏角闪辉长岩; c—辉长闪长岩; d—含长辉石岩; e—辉绿玢岩; f—糜棱岩化辉绿岩; Pl—斜长石; Hy—紫苏辉石;
 Aug—普通辉石; Hbl—普通角闪石; Bt—黑云母; Chl—绿泥石; Ep—绿帘石; Ur—纤闪石; Ap—磷灰石; Ilm—钛铁矿; Mt—磁铁矿
 a—amphibolite gabbro; b—hypersthene-amphibolite gabbro; c—gabbro-diorite; d—plagioclase-bearing pyroxenite; e—diabase-porphyrty;
 f—mylonitized diabase; Pl—plagioclase; Hy—hypersthene; Aug—augite; Hbl—hornblende; Bt—biotite; Chl—chlorite; Ep—epidote;
 Ur—uralite; Ap—apatite; Ilm—ilmenite; Mt—magnetite

质等集合体(混合物)(图 2f)。

2 样品采集和分析方法

本次研究的角闪辉长岩样品采自于新地镇-安平镇之间的 G207 国道旁,其中同位素年龄样品(14HL-15)采自于新地镇回龙村附近 G207 国道旁的回龙岩体中(坐标为 N23°09′22.8″, E111°08′26.8″)(图 1)。同位素年龄样品的锆石分选在广西区域地质调查研究院实验室完成,采集 15 kg 新鲜岩石经机械破碎至 60 目后采用人工重砂淘洗,并经常规重磁法和密度分选后,在双目镜下挑选出晶形和透明度较好的锆石颗粒作为测试研究对象。将挑选出的锆石颗粒粘在双面胶上,然后用无色透明的环氧树脂固定,待环氧树脂充分固化后,对其表面进行研磨抛光直至露出足够的新鲜锆石截面和锆石内部结构,对靶上锆石进行显微镜下透射光、反射光观察、照相,然后进行阴极发光成像,镀金以备分析测试。锆石的制靶和透射光、反射光、阴极发光(CL)成像在北京铀年领航科技有限公司实验室完成,这些阴极发光照片和透反射照片被用来检查锆石的内部结构和

选择分析区域。LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位定点 U-Pb 定年测试分析在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室内完成,分析仪器为 Thermo Finnigan Neptune 型多接收等离子体质谱仪,详细的分析流程和原理见侯可军等(2009),有关年龄数据处理和谐和图的绘制使用美国 Berkeley 地质年代中心 Ludwig 编制的计算程序 Isoplot(3.0 版)(Ludwig, 2003)进行。分析结果见表 1。

本次采集的 13 个辉长岩全岩主量、微量和稀土元素分析样均为有代表性的新鲜样品,首先在桂林理工大学隐伏金属矿产勘查重点实验室用手工除去风化表皮后在破碎机中碎成直径为 1~10 mm 的碎片,然后在玛瑙磨样机中磨成 200 目以下的岩石粉末。全岩主量、微量和稀土元素的分析测试工作均在中国科学院贵阳地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,其中主量元素采用熔片法,在 PW4400 型 X 荧光光谱仪上测试,经 GSR-1 和 GSR-3 标样监控,分析精度优于 2%;微量元素和稀土元素采用 HF+HNO₃ 密闭高压溶样,溶解好的样品溶液在四级杆型电感耦合等离子体质谱仪(Q-ICP-MS)上测定,仪器型为 Perkin Elmer ELAN DRC-e,

表 1 桂东南新地-安平地区辉长岩(14HL-15)锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年结果

Table 1 Zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb dating results of gabbro (14HL-15) from Xindi-Anping area, southeastern Guangxi

测点号	$w_B/10^{-6}$			Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
	Pb	U	Th		比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	Ma	1 σ	Ma	1 σ	Ma	1 σ
01	17.8	624.7	326.0	0.52	0.051 6	0.002 9	0.176 7	0.009 0	0.025 1	0.000 4	333.4	95.4	165.2	7.8	160.1	2.3
02	8.0	176.9	115.1	0.65	0.052 7	0.003 0	0.274 3	0.015 2	0.038 3	0.000 8	316.7	126.8	246.1	12.1	242.0	4.9
03	13.5	670.0	532.9	0.80	0.049 6	0.005 9	0.112 8	0.013 1	0.016 6	0.000 4	176.0	259.2	108.5	12.0	106.0	2.3
04	7.2	161.4	96.5	0.60	0.055 8	0.004 3	0.292 2	0.022 5	0.038 8	0.000 8	442.6	170.3	260.3	17.7	245.6	4.7
05	9.4	484.1	419.9	0.87	0.048 1	0.004 6	0.107 7	0.012 1	0.015 8	0.000 5	101.9	220.3	103.9	11.1	101.3	3.4
06	6.7	147.9	89.8	0.61	0.053 9	0.004 6	0.288 5	0.023 2	0.040 0	0.000 9	368.6	192.6	257.4	18.3	252.9	5.3
07	9.5	211.5	126.0	0.60	0.053 3	0.003 0	0.294 7	0.016 4	0.040 0	0.000 6	342.7	127.8	262.3	12.8	253.1	3.6
08	13.9	26.8	44.4	1.66	0.124 7	0.004 5	6.129 2	0.223 6	0.356 9	0.005 6	2 025.0	63.1	1 994.4	31.9	1 967.4	26.4
09	51.4	320.7	264.8	0.83	0.067 2	0.001 9	1.253 2	0.033 6	0.134 9	0.001 5	842.6	59.3	824.8	15.2	815.7	8.4
10	8.8	203.0	112.1	0.55	0.051 9	0.003 1	0.281 6	0.016 4	0.039 6	0.000 7	283.4	137.0	251.9	13.0	250.1	4.1
11	6.7	154.1	58.6	0.38	0.052 7	0.003 8	0.283 2	0.018 0	0.039 7	0.001 0	316.7	166.6	253.2	14.2	250.9	6.1
12	7.5	166.0	99.4	0.60	0.052 2	0.003 2	0.283 9	0.016 6	0.039 7	0.000 6	294.5	138.9	253.8	13.1	250.7	3.9
13	8.4	188.7	105.6	0.56	0.055 6	0.003 7	0.298 3	0.018 9	0.039 2	0.000 7	435.2	152.8	265.1	14.8	248.2	4.3
14	4.8	111.5	56.2	0.50	0.050 7	0.006 7	0.277 6	0.036 6	0.038 9	0.001 7	233.4	275.9	248.8	29.1	246.1	10.4
15	9.8	219.0	140.6	0.64	0.056 5	0.010 6	0.294 9	0.048 7	0.039 3	0.003 0	472.3	368.2	262.4	38.2	248.5	18.9
16	3.6	195.5	167.3	0.86	0.055 3	0.021 1	0.104 8	0.030 0	0.015 2	0.000 8	433.4	672.2	101.2	27.6	97.0	5.1
17	11.6	262.1	148.5	0.57	0.053 0	0.004 6	0.279 9	0.023 5	0.038 3	0.001 1	331.5	199.1	250.6	18.7	242.1	7.0
18	16.8	368.8	212.9	0.58	0.055 4	0.004 0	0.300 9	0.021 2	0.039 7	0.000 9	427.8	162.9	267.1	16.6	251.0	5.6
19	22.6	788.0	517.8	0.66	0.049 6	0.002 2	0.166 2	0.007 2	0.024 3	0.000 4	176.0	100.9	156.2	6.3	154.9	2.4
20	16.7	354.8	176.3	0.50	0.053 9	0.005 6	0.277 8	0.023 1	0.038 8	0.002 4	364.9	232.4	248.9	18.3	245.2	14.7
21	5.9	123.3	55.3	0.45	0.049 8	0.004 9	0.302 8	0.038 0	0.038 7	0.002 3	187.1	279.6	268.5	29.6	244.7	14.1
22	5.7	114.3	48.3	0.42	0.041 5	0.008 5	0.276 5	0.054 2	0.038 5	0.003 6	363.6	231.1	247.9	43.1	243.4	22.2
23	6.6	147.2	62.9	0.43	0.043 4	0.003 9	0.234 9	0.022 6	0.033 0	0.001 2	284.6	117.3	214.3	18.6	209.4	7.7
24	9.6	210.4	113.3	0.54	0.039 4	0.004 1	0.195 4	0.022 3	0.028 3	0.000 8	349.2	110.3	181.3	19.0	180.1	4.7
25	29.8	53.0	89.3	1.69	0.072 0	0.002 4	3.380 4	0.242 6	0.256 9	0.004 6	987.0	66.7	1 499.9	56.3	1 4738	23.8

详细的实验步骤和流程参见 Qi 等(2000), 其中含量 $\times 10^{-6}$ 的元素精度优于 10%。分析结果见表 2。大于 10×10^{-6} 的元素测试精度优于 5%, 而小于 10

表 2 桂东南新地-安平地区辉长岩主量元素($w_B/\%$)、微量元素和稀土元素($w_B/10^{-6}$)分析结果

Table 2 Major ($w_B/\%$) and trace element ($w_B/10^{-6}$) compositions of gabbros from Xindi-Anping area, southeastern Guangxi

样品号	13HL-1	13HL-2	13HL-3	13HL-4	13HL-5	13HL-6	13HL-7	13HL-8	13HL-9	13HL-10	13HL-11	13HL-12	13HL-13
SiO ₂	48.76	45.18	46.44	47.52	46.71	45.75	44.79	43.47	42.52	44.25	46.48	48.08	44.65
TiO ₂	1.89	2.05	2.09	2.23	1.88	1.96	1.54	1.77	1.52	2.31	2.06	2.00	1.57
Al ₂ O ₃	14.43	14.30	14.81	15.52	18.72	15.74	13.36	14.12	10.92	13.75	15.41	15.21	12.35
Fe ₂ O ₃ ^T	21.95	23.58	23.05	20.40	16.42	22.23	28.41	28.71	33.53	25.48	19.81	19.16	29.25
MnO	0.30	0.31	0.29	0.33	0.24	0.29	0.39	0.37	0.42	0.34	0.25	0.29	0.38
MgO	2.13	2.68	2.27	2.59	2.16	2.29	2.83	2.77	3.59	3.45	2.52	2.58	3.19
CaO	6.92	6.34	6.00	5.34	6.38	6.02	5.56	6.12	5.67	7.40	7.57	7.59	6.21
Na ₂ O	1.90	1.92	1.86	1.97	3.10	1.63	1.55	1.46	1.19	2.29	2.60	3.47	1.77
K ₂ O	0.67	0.92	0.90	1.26	0.61	1.03	0.57	0.38	0.34	0.31	0.82	0.58	0.43
P ₂ O ₅	0.95	0.76	0.95	0.95	0.98	0.58	0.76	1.01	0.61	1.18	0.90	0.90	0.59
LOI	0.08	1.88	1.27	1.82	2.72	2.41	0.16	0.12	0.11	0.05	1.47	0.11	0.01
Total	99.98	99.92	99.93	99.93	99.92	99.93	99.92	100.30	100.42	100.81	99.89	99.97	100.40
Sc	41.60	44.60	40.80	32.50	32.60	45.80	44.70	46.80	29.60	40.80	37.30	36.80	33.60
V	19.00	38.80	21.80	80.40	35.30	21.00	13.50	14.60	13.60	28.90	41.10	31.80	16.20
Cr	8.32	14.50	9.30	19.80	13.40	14.80	8.57	9.52	11.40	11.40	24.90	10.50	14.60
Co	28.30	32.30	29.40	31.40	18.70	27.40	34.50	33.20	46.40	39.30	30.10	26.40	42.80
Ni	5.63	12.80	6.77	10.31	7.81	8.43	4.40	4.63	8.19	8.47	10.84	6.68	12.09
Cu	22.13	21.97	25.25	29.75	16.56	25.16	18.77	27.13	25.33	15.00	27.46	16.31	20.08
Zn	183.48	212.23	191.93	198.70	158.96	164.88	207.15	205.46	264.65	240.13	195.32	191.09	211.38
Ga	20.30	21.00	21.00	19.30	24.20	21.40	19.50	19.80	15.50	20.80	22.50	19.50	16.50
Rb	26.20	39.70	44.00	68.10	24.90	56.40	29.20	34.50	12.90	3.54	36.20	24.50	20.90
Sr	201.00	153.00	185.00	233.00	308.00	223.00	186.00	134.00	113.00	114.00	286.00	330.00	209.00
Zr	45.79	47.70	42.65	33.00	55.44	24.13	33.78	25.93	20.09	28.73	37.94	36.03	22.11
Nb	10.14	11.06	10.60	18.66	10.98	10.14	8.91	9.83	8.60	12.06	10.52	10.90	8.91
Ta	0.70	0.87	0.87	1.66	0.78	0.77	0.61	0.64	0.58	0.96	0.66	0.69	0.55
Ba	202.00	302.00	464.00	439.00	166.00	380.00	242.00	342.00	115.00	21.00	252.00	115.00	137.00
Hf	1.48	1.44	1.33	0.88	1.43	0.91	1.00	0.84	0.55	0.98	1.10	0.91	0.55
Pb	8.54	9.38	8.79	12.20	9.58	9.78	8.14	6.12	5.03	4.07	7.74	7.45	5.13
Th	3.40	3.30	5.05	3.64	3.78	4.66	1.52	2.18	1.15	3.28	1.99	2.33	1.41
U	0.81	0.79	0.78	1.18	1.16	1.60	0.46	0.74	0.41	0.99	0.70	0.84	0.32
Cs	2.23	4.40	5.31	3.75	2.13	5.61	2.85	1.17	1.33	0.39	2.81	1.00	2.16
La	22.10	21.50	21.60	18.90	22.50	19.00	17.60	17.60	14.00	23.30	21.40	19.70	15.80
Ce	49.80	47.00	48.90	40.10	48.90	41.20	39.20	39.50	31.70	50.00	47.80	44.00	35.60
Pr	6.47	6.16	6.18	4.99	6.01	5.14	5.06	5.26	4.00	6.46	6.17	5.57	4.49
Nd	26.50	26.10	26.50	20.30	25.30	22.00	21.50	22.50	17.10	27.60	25.60	23.20	18.60
Sm	6.07	5.69	5.75	4.51	5.23	4.82	4.65	4.96	3.82	5.99	5.74	5.06	4.01
Eu	2.41	2.22	2.43	2.04	2.24	1.87	2.17	2.12	1.64	2.34	2.45	2.22	2.02
Gd	6.37	5.86	6.24	4.90	5.56	5.00	5.17	5.13	4.15	6.64	5.94	5.81	4.47
Tb	1.01	0.96	1.00	0.79	0.88	0.77	0.84	0.88	0.65	1.04	0.94	0.88	0.72
Dy	5.28	5.17	5.67	4.24	4.64	4.17	4.60	4.35	3.37	5.78	4.89	4.66	3.60
Ho	1.11	1.13	1.17	0.93	1.01	0.87	0.96	0.93	0.74	1.16	1.06	0.97	0.85
Er	2.97	2.93	2.96	2.50	2.58	2.37	2.60	2.47	2.10	3.08	2.77	2.55	2.21
Tm	0.41	0.43	0.42	0.35	0.36	0.30	0.38	0.37	0.30	0.41	0.38	0.36	0.33
Yb	2.30	2.53	2.50	2.02	2.17	1.82	2.27	2.05	1.89	2.47	2.20	2.01	1.98
Lu	0.35	0.40	0.41	0.35	0.34	0.28	0.35	0.34	0.32	0.39	0.34	0.31	0.31
Y	28.50	28.90	31.00	24.70	26.80	23.70	25.10	25.30	19.90	29.40	27.50	25.50	21.30
ΣREE	133.16	128.07	131.73	106.92	127.72	109.62	107.35	108.45	85.78	136.66	127.68	117.30	94.99
ΣLREE/ΣHREE	5.72	5.60	5.47	5.65	6.28	6.03	5.25	5.57	5.34	5.52	5.89	5.68	5.57
(La/Yb) _N	6.89	6.10	6.20	6.71	7.44	7.49	5.56	6.16	5.31	6.77	6.98	7.03	5.72
δEu	1.18	1.17	1.23	1.32	1.26	1.16	1.35	1.27	1.25	1.13	1.27	1.25	1.46
δCe	1.01	0.99	1.02	0.99	1.01	1.00	1.00	1.00	1.02	0.98	1.01	1.01	1.02

注: Fe₂O₃^T 为全铁含量。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

本次研究采用 LA-MC-ICP-MS 法对角闪辉长岩样品(14HL-15)进行锆石 U-Pb 同位素定年,共对 25 颗锆石 25 个分析点进行了年龄测定,分析数据见表 1。该角闪辉长岩样品锆石多为无色透明状,锆石形态呈短柱状、等轴状或自形-半自形长柱状,粒径在 40~130 μm 不等。阴极发光图像(CL)(图 3a)显示锆石结构存在两种基本类型:短柱状和等轴状锆石的结构相对较均一,呈斑块状或仅发育较弱的、环带较宽的韵律生长环带,反映其结晶环境比较稳定,晶体生长时温度较高,显示出典型基性岩(辉长岩)岩浆成因锆石特征;而长柱状锆石粒径相对较细小,并发育有较密集的韵律生长环带(图 3a 中的 01、03、05、08、09、16、19 和 25),具典型酸性岩(花岗岩)岩浆成因锆石特征(Belousova *et al.*, 2002; 吴元保等, 2004; 周剑雄等, 2007)。所测锆石的 U 与 Th 含量分别介于 $26.8 \times 10^{-6} \sim 788.0 \times 10^{-6}$ 和 $44.4 \times 10^{-6} \sim 532.9 \times 10^{-6}$ 之间,锆石的 Th/U 比值较高,在 0.38~1.69 之间(表 1),亦表明所测定的锆石均具有岩浆特征(Koschek, 1993)。

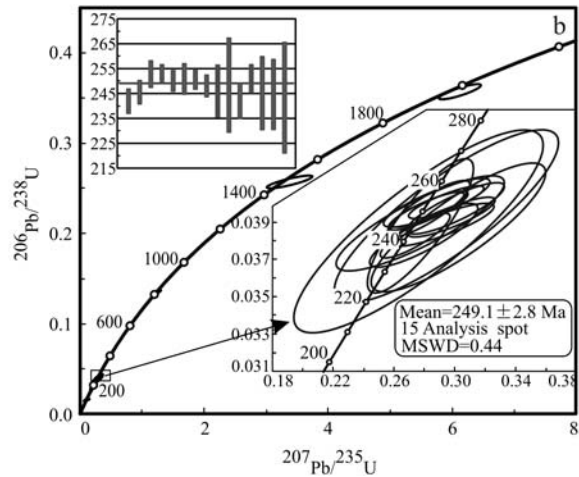
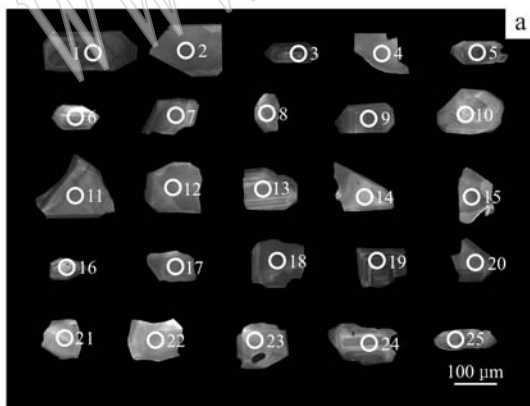


图 3 角闪辉长岩锆石阴极发光图像(a)和锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig. 3 Cathodoluminescence images (a) and zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb concordia diagrams (b) of amphibolite gabbro

3.2 主量元素

从表 2 中可以看出,辉长岩的 SiO_2 含量较低,在 42.52%~48.76% 之间,平均值为 45.74%,具较明显的贫硅特点; TiO_2 含量为 1.52%~2.31%,平均值为 1.91%,除部分样品(13HL-7、13HL-9 和

在锆石的 U-Pb 年龄谐和图(图 3b)中,分析点基本上均位于谐和线上,其中 15 个具较弱宽环带的锆石测得其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄相对较集中,在 $242.0 \pm 4.9 \text{ Ma} \sim 253.1 \pm 3.6 \text{ Ma}$ 之间,给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $249.1 \pm 2.8 \text{ Ma}$ (MSWD=0.44)(图 3b),由于这些锆石具有典型基性岩(辉长岩)岩浆成因锆石特征,该年龄值应代表了辉长岩的结晶年龄。而其它具较窄环带锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化较大,由于其具有典型酸性岩(花岗岩)岩浆成因锆石特征,显然不是辉长岩结晶时形成的锆石,其中 08、09 和 25 分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄较大,分别为 $1967.4 \pm 26.4 \text{ Ma}$ 、 $815.7 \pm 8.4 \text{ Ma}$ 和 $1473.8 \pm 23.8 \text{ Ma}$,这 3 个锆石的晶面发生一定程度的圆化现象,表明其应为捕获围岩的锆石;而 01、03、05、16、19 和 24 分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄较小,在 $97.0 \pm 5.1 \text{ Ma} \sim 180.1 \pm 4.7 \text{ Ma}$ 之间,这些锆石颗粒结晶程度较好,晶面整洁光滑,考虑到采样处有新地-安平韧性剪切带通过,该样品已发生一定程度的韧性变形,且采样点周边有侏罗纪(J γ)和白垩纪(K γ)花岗质侵入体发育(图 1),故推测这些晶形较好的酸性岩浆锆石可能是后期变形流体带进来的酸性岩浆锆石,表明该岩体遭受了晚于燕山运动的构造作用改造。

13HL-13)与典型大洋拉斑玄武岩的含量(TiO_2 约 1.55%)(Pearce, 1983)相当外,其它样品的含量明显高于典型大洋拉斑玄武岩的含量; Al_2O_3 含量变化较大,在 10.92%~18.72%,平均值为 14.51%;CaO 含量为 5.34%~7.59%,平均值为 6.39%;MgO 含

量相对较低,在 2.13%~3.59% 之间,其 $Mg^\#$ 指数 [$Mg^\# = 100 \times Mg^{2+} / (Mg^{2+} + 0.9 \times Fe_2O_3^T / 80)$] 为 17.63~23.00,平均值为 20.02,远低于原生岩浆的 $Mg^\#$ 值(68~75)(Wilson, 1989),表明原始岩浆在上升过程中经历了较高程度的结晶分异作用; P_2O_5 含量较高,在 0.58%~1.18% 之间,平均值为 0.86%; 全铁($Fe_2O_3^T$)含量较高,在 16.42%~33.53% 之间,平均值为 24.00%; 全碱($K_2O + Na_2O$)含量在 1.53%~4.05%,相对富 Na($Na_2O = 1.19\% \sim 3.47\%$) 贫 K($K_2O = 0.31\% \sim 1.26\%$),且具有较高的 Na_2O/K_2O 比值(在 1.56~7.39,平均值为 3.53)。由此表明,本区辉长岩具有较低 Si、Mg,较高 Ti 和 Fe、富 P_2O_5 、 $Na_2O > K_2O$ 的特点。由于岩石样品已遭受了较强烈的蚀变作用,故利用不活泼元素(Zr、Ti、Nb 和 Y 等)进行岩石分类,在 Nb/Y - Zr/TiO₂ 图解(图 4)上,样品大部分落入亚碱性玄武岩区。

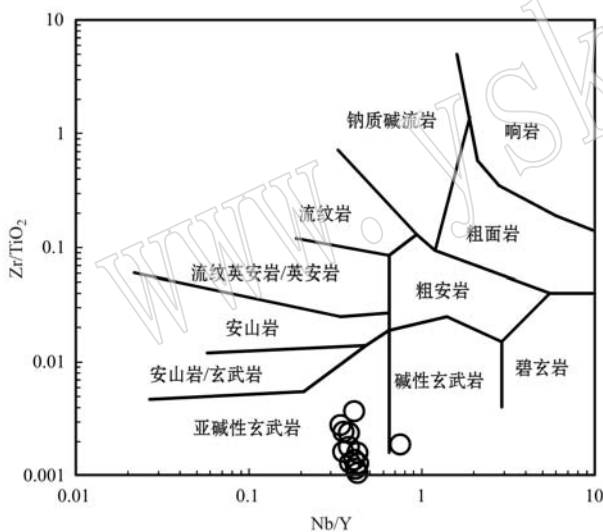


图 4 桂东南新地-安平地区辉长岩 Zr/TiO₂ - Nb/Y 分类图解(据 Winchester and Floyd, 1977)

Fig. 4 Zr/TiO₂ - Nb/Y classification diagram (after Winchester and Floyd, 1977) of gabbros from Xindi-Anping area, southeastern Guangxi

3.3 稀土和微量元素

从表 2 中可以看出,辉长岩的稀土元素总量较低,且总体变化相对较小,∑REE(不包括 Y)在 $85.78 \times 10^{-6} \sim 136.66 \times 10^{-6}$ 之间。LREE/HREE 为

5.25~6.28, $(La/Yb)_N$ 为 5.31~7.49,轻、重稀土元素分馏较明显。在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图解(图 5b)上,各样品均表现为向右倾斜的曲线,且曲线基本一致,反映了其同源特点。一般认为 Eu 异常的发生常与斜长石的结晶有关,高的 δEu 值与斜长石的堆晶有关,而低的 δEu 值则与斜长石的亏损有关,本区辉长岩样品的 $\delta Eu = 1.13 \sim 1.46$,显示出明显的正铕异常,暗示在岩浆演化过程中有斜长石的堆晶作用。

在本区辉长岩的微量元素比值蛛网图(图 5a)上可以看出,其微量元素配分模式曲线总体上表现为富集大离子亲石元素(LILE,如 Ba、Rb 和 U),而 Nb-Ta、Zr-Hf 等高场强元素相对于相邻元素出现明显的亏损,Ti 亦出现弱亏损现象,显示出与俯冲带有关的岛弧岩浆岩相似的地球化学特征,明显不同于 OIB 和板内玄武岩的地球化学特性(Wilson, 1989; Muller *et al.*, 1992)。其中 Ba 等的富集与斜长石的堆晶有关,而 Nb、Zr、Hf 等的亏损反映岩浆或源区受到过地壳物质的混染或者是流体对岩浆发生了交代作用(周长勇等, 2005)。

4 讨论

4.1 辉长岩的形成时限探讨

前面已提及,由于野外露头较差,岩石风化十分强烈,加上缺乏高精度同位素年龄等方面数据,前人对桂东南新地-安平地区该类基性岩(辉长岩)的形成时代存在较大分歧。罗璋(1987)根据区域岩浆演化对比研究认为,回龙岩浆岩群中早期旋回形成于晚三叠世-侏罗纪,而占主体的晚期旋回则形成于晚白垩世;而 1:5 万区域地质调查中通过常规锆石 U-Pb 法获得回龙岩体的同位素年龄为 222 Ma,因而多数地质工作者将该类岩体的时间定为晚三叠世(广西壮族自治区地质矿产局, 1985; 广西区域地质调查队, 1988^①; 广西地质调查研究院, 2002^②)。而本次研究采用 LA-MC-ICP-MS 法对新地镇回龙村附近的角闪辉长岩进行定年,获得其锆石 U-Pb 谐和年龄为 249.1 ± 2.8 Ma,该年龄值应代表其确切的侵位年龄,表明其形成于早三叠世而不是前人认为的晚

① 广西区域地质调查队. 1988. 1:5 万新地圩幅、糯垌圩幅区域地质调查报告.

② 广西地质调查研究院. 2002. 1:5 万区域地质调查云开片区总结.

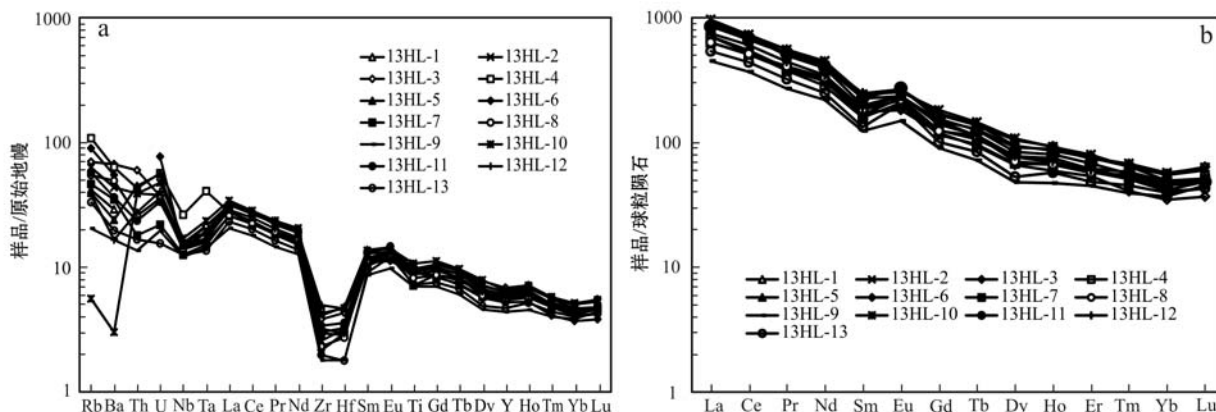


图 5 桂东南新地-安平地区辉长岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)和稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(b)
(球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized spider diagrams (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of gabbros from Xindi-Anping area, southeastern Guangxi (chondrite-and primitive mantle-normalized values after Sun and McDonough, 1989)

三叠世。

4.2 岩浆源区性质及岩石成因

桂东南新地-安平地区的辉长岩 SiO₂ 含量低, 具较明显的贫硅特点, 但其 Mg[#] 指数偏低, 表明其应为幔源岩浆在上升过程中经历了较高度度的结晶分异作用形成的产物; 在判别岩浆岩成因的 La/Sm-La 图解(图 6)中也可以看出, 本区辉长岩的成分点沿着呈水平状态的分离结晶趋势线分布, 亦表明其成岩过程中经历了高程度结晶分异演化。

前面地球化学研究结果表明, 本区辉长岩总体上表现为富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 并具有明显的 Nb、Ta 负异常和 Ti 的弱亏损现象, 显示出消减带有关的大陆弧岩浆岩相似的特征(Wilson, 1989;

Muller *et al.*, 1992)。而其具有明显的 Nb、Zr、Hf 等的亏损则反映出其岩浆或源区受到过地壳物质的混染或者是流体对岩浆发生了交代作用(周长勇等, 2005)。一些微量元素比值(如 Nb/U 和 Nb/La)与源区物质有关, 而与岩浆过程无关, 因而能较好地反映出源区特点。本区辉长岩的 Nb/U 比值为 6.34~27.49(平均值为 14.87), 明显高于大陆壳(中国东部地壳 Nb/U=9.6), 表明其地幔源区受到俯冲流体的交代而并非为地壳混染所致; 而 Nb/La 的比值为 0.46~0.99(平均值为 0.56), 远低于原始地幔和 MORB 的 Nb/La 值(大于 1), 也大于大陆地壳的 Nb/La 平均值(0.7±), 由于 Nb 比 La 更不相容, 结晶分异作用不会导致 Nb/La 值降低, 亦表明其应由地幔源区受到俯冲流体的交代所致, 而不是地壳混染起主导因素引起的(Zhao and Zhou, 1997)。

Pearce(2014)认为, Th/Yb 比值对于鉴别形成于俯冲带和非俯冲带的基性岩浆岩是十分灵敏的, 在 Nb/Yb-Th/Yb 图解(图 7)上可以看出, 本区辉长岩的投点均落在形成于俯冲带大陆弧区域内及其附近, 岩石样品没有显示出与 MORB、OIB 的亲缘性。上述投影结果亦表明本区的辉长岩具有与俯冲-消减带有关的大陆弧岩浆岩相似的特征。

综合上述特征表明, 桂东南新地-安平地区的辉长岩可能形成于与俯冲-消减作用有关的活动大陆边缘(大陆弧)环境, 可能是消减的洋壳板块向本区大陆壳之下俯冲时, 地幔源区岩浆受到俯冲流体的交代, 并在上升过程中经历了较高度度的结晶分异作用形成的产物。

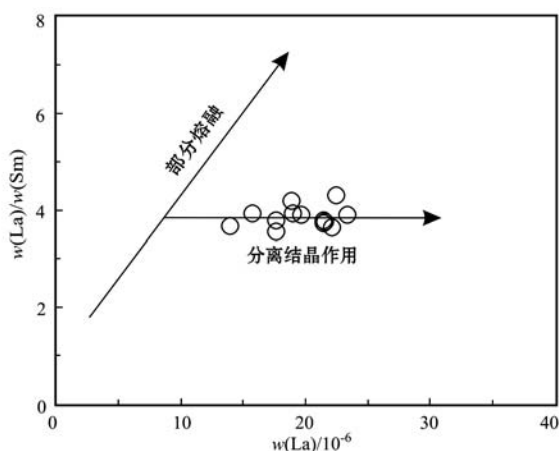


图 6 桂东南新地-安平地区辉长岩的 La/Sm-La 图解
Fig. 6 La/Sm-La diagram of gabbros from Xindi-Anping area, southeastern Guangxi

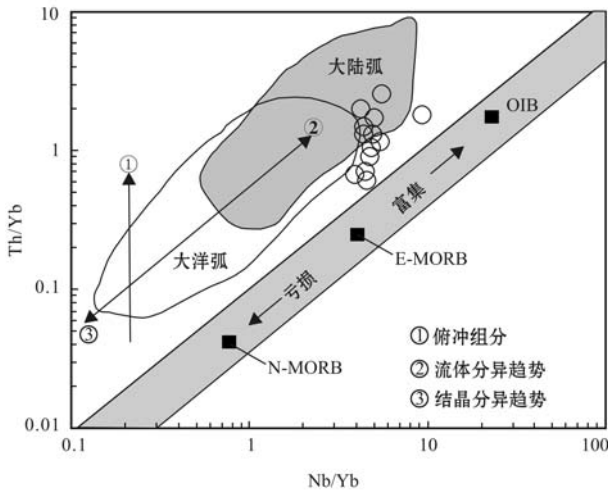


图 7 桂东南新地-安平地区辉长岩 Th/Yb - Nb/Yb 判别图解(据 Pearce and Peate, 1995)

Fig. 7 Th/Yb - Nb/Yb discrimination diagram (after Pearce and Peate, 1995) of gabbros from Xindi-Anping area, southeastern Guangxi

MORB—洋中脊玄武岩; E-MORB—富集型; N-MORB—正常型;
OIB—洋岛玄武岩
MORB—mid-ocean ridge basalt; E-MORB—enriched;
N-MORB—normal; OIB—ocean-island basalt

4.3 构造意义探讨

前面已提及,由于扬子板块与华夏板块结合带(称之为钦-杭结合带)西南端地质构造演化历史的复杂性,有关两板块之间南华纪以前存在的大洋(古华南洋)是否一直持续到古生代(称之为华南残余洋盆),最后通过加里东运动或印支运动才最终关闭?还是早期的大洋随着 Grenville 造山而关闭,华南地区进入陆内发展阶段,并伴随 Rodinia 超大陆的裂解而形成华南裂谷盆地,不存在华南残余洋盆等问题一直存在严重分歧(杨明桂等,1997;张伯友等,1997;殷鸿福等,1999;Yan *et al.*,2006;吴根耀等,2011;覃小锋等,2015)。前述地球化学特征的研究结果表明,桂东南新地-安平地区辉长岩可能形成于与俯冲-消减作用有关的大陆弧环境,获得其锆石 LA-MC-ICP-MSU-Pb 谐和年龄为 249.1 ± 2.8 Ma,表明其形成于早三叠世,为印支期构造运动的产物。

区域地质特征表明:在研究区内岑溪市安平镇白板-大爽一带发育有一套形成于岛弧环境的细碧-角斑岩系,张伯友等(1997)获得其中枕状玄武岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法同位素年龄为 261 ± 5 Ma;在研究区西南侧原定为“钦州残余地槽”地区的凭祥-崇左以及靖西湖润一带出露有一系列二叠纪弧后扩张中心环

境形成的 E-MORB 型和岛弧型基性火山岩(Qin *et al.*, 2012),而该区早中生代酸性火山岩也形成于火山弧环境(覃小锋等,2011),印支早期花岗岩则经历了从俯冲-消减阶段到碰撞阶段的构造演化过程(覃小锋等,2013b)。此外,吴根耀等(2011)认为,桂东南沿灵山断裂带出露的马山印支期玄武岩具有洋岛碱性玄武岩性质,并将其作为本区存在古特提斯分支洋盆的证据。上述特征表明,钦防地区从下古生界至下三叠统均为连续的深水相沉积;而本区早古生代 MORB 型变质基性火山岩和二叠纪弧后扩张中心环境形成的 E-MORB 型基性火山岩的发现,以及早中生代酸性火山岩形成于火山弧环境的特征表明,扬子板块和华夏板块结合带西南段有古生代洋盆的存在,该洋盆一直延续至中三叠世的印支运动才最终闭合,本区广泛发育的大陆弧型辉长岩应为该洋盆发生俯冲-消减作用的地质记录。

5 结论

(1) 桂东南新地-安平地区角闪辉长岩的锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 谐和年龄为 249.1 ± 2.8 Ma (MSWD=0.44),为印支期(早三叠世)岩浆活动的产物。

(2) 本区辉长岩总体上表现为富集大离子亲石元素(LILE,如 Ba、Rb 和 U),而 Nb-Ta、Zr-Hf 等高场强元素相对于相邻元素出现明显的亏损,Ti 亦出现弱亏损现象,显示出俯冲带有关的岛弧岩浆岩相似的地球化学特征,表明其可能形成于与俯冲-消减作用有关的活动大陆边缘(大陆弧)环境,可能是消减的洋壳板块向本区陆壳之下俯冲时,地幔源区岩浆受到俯冲流体的交代,并在上升过程中经历了较高质量的结晶分异作用形成的产物。

(3) 根据辉长岩的研究资料,并结合区域上其它一些研究成果认为,扬子板块和华夏板块结合带(称之为钦-杭结合带)南西段有古生代洋盆的存在,该洋盆一直延续至中三叠世的印支运动才最终闭合,本区广泛发育的大陆弧型辉长岩应为该洋盆发生俯冲-消减作用的地质记录。

致谢 参加野外工作的还有宋炯和黄杰等,室内显微镜下岩相学研究得到冉孟兰和王震的帮助,评审专家对论文初稿认真细致审阅并提出了许多宝贵修改意见,在此一并表示衷心感谢。

References

- Belousova E, Griffin W, O' Reilly SY, *et al.* 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602~622.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangxi Zhuang Autonomous Region. 1985. Regional Geology of Guangxi Zhuang Autonomous Region [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~853(in Chinese).
- Chen Yuchuan, Wang Denghong, Xu Zhigang, *et al.* 2014. Outline of regional metallogeny of ore deposits associated with the Mesozoic magmatism in South China[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 38(2): 219~229(in Chinese with English abstract).
- Hou Kejun, Li Yanhe and Tian Yourong. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS[J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 481~492(in Chinese with English abstract).
- Koschek G. 1993. Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon[J]. *Journal of Microscopy*, 171: 223~232.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley [M]. California: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4: 1~70.
- Luo Zhang. 1987. The classification association characteristics and inter-relationship of common magmatic origin rocks in Southeast Guangxi [J]. *Geology of Guangxi*, (2): 35~45(in Chinese with English abstract).
- Mao Jingwen, Xie Guiqing, Li Xiaofeng, *et al.* 2004. Mesozoic large scale mineralization and multiple lithospheric extension in South China[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 45~51(in Chinese with English abstract).
- Mao Jingwen, Xie Guiqing, Guo Chunli, *et al.* 2008. Spatial-temporal distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their metallogenic settings[J]. *Geological Journal of China Universities*, 14(4): 510~526(in Chinese with English abstract).
- Muller D, Rock N M S and Groves D I. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study[J]. *Mineral Petrol.*, 46(2): 259~289.
- Pearce J A. 1983. Role of subcontinental lithosphere in magmagenesis at destructive plate margins[J]. Hawkesworth C J and Norry M J. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*[C]. Nantwich: Shiva, 230~249.
- Pearce J A. 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites[J]. *Elements*, 10(2): 101~108.
- Pearce J A and Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251~285.
- Qi L, Hu J and Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Talanta*, 51(3): 507~513.
- Qin Xiaofeng, Li Jiang, Li Rongsen, *et al.* 2008. Geological Evolution of Bobai-Cenxi Orogenic Belt in the North Margin of Yunkai block, Southeastern Guangxi[M]. Beijing: China Land Press, 1~152(in Chinese).
- Qin Xiaofeng, Pan Yuanming, Li Jiang, *et al.* 2006. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of the Yunkai metamorphic complex in southeastern Guangxi, China[J]. *Geological Bulletin of China*, 25(5): 553~559(in Chinese with English abstract).
- Qin Xiaofeng, Wang Zongqi, Cao Jie, *et al.* 2013b. Petrogenesis of Early indosinian granites from the Southwestern segment of Qinfang tectonic belt, Southern Guangxi: Constraints from zircon U-Pb chronology and geochemistry[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 43(5): 1471~1488(in Chinese with English abstract).
- Qin Xiaofeng, Wang Zongqi, Hu Gui'ang, *et al.* 2013a. Geochronology and geochemistry of Hudong gneissic composite pluton in the junction of Guangdong and Guangxi provinces: Implications for early Paleozoic tectono-magmatism along the northern margin of Yunkai block[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(9): 3115~3128(in Chinese with English abstract).
- Qin Xiaofeng, Wang Zongqi, Wang Tao, *et al.* 2015. The reconfirmation of age and tectonic setting of the volcanic rocks of Yingyangguan group in the eastern Guangxi: constraints on the structural pattern of the southwestern segment of Qinzhou-Hangzhou joint Belt[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 36(3): 283~292(in Chinese with English abstract).
- Qin Xiaofeng, Wang Zongqi, Zhang Yingli, *et al.* 2011. Geochronology and geochemistry of Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi: Constraints on tectonic evolution of the Southwestern segment of Qinzhou-Hangzhou Joint Belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(3): 794~808(in Chinese with English abstract).
- Qin Xiaofeng, Wang Zongqi, Zhang Yingli, *et al.* 2012. Geochemistry of Permian mafic igneous rocks from the Napo-Qinzhou tectonic belt in southwest Guangxi, SW China: Implications for arc-backarc basin magmatic evolution[J]. *Acta Geologica Sinica*, 86(5): 1182~1199.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [M]. Geological Society of London: Special Publication, 42: 313~345.
- Wilson M B. 1989. *Igneous Petrogenesis-A Global Tectonic Approach*

- [M]. London: Springer, 1~466.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements[M]. *Chemical Geology*, 20: 325~343.
- Wu Genyao and Li Yuejun. 2011. The Mashan Indosinian Oceanic island basalt outcropping along the Lingshan fracture in Southeast Guangxi and its tectonic implications[J]. *Geoscience*, 25(4): 682~689(in Chinese with English abstract).
- Wu Yuanbao and Zheng Yongfei. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age[J]. *Chinese Sci. Bull.*, 49(16): 1589~1604(in Chinese with English abstract).
- Yan D P, Zhou M F, Wang C Y, *et al.* 2006. Structural and geochronological constraints on the tectonic evolution of the Dulong-Song Chay tectonic dome in Yunnan province, SW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28: 332~353.
- Yang Minggui and Mei Yongwen. 1997. Characteristics of geology and metallogenesis in the Qinzhou-Hangzhou paleoplate juncture[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, 9(3): 52~59(in Chinese with English abstract).
- Yin Hongfu, Wu Shunbao, Du Yuansheng, *et al.* 1999. South China defined as part of Tethyan archipelagic ocean system[J]. *Earth Science*, 24(1): 1~12(in Chinese with English abstract).
- Zhang Boyou, Zhao Zhenhua, Shi Manquan, *et al.* 1997. First identify of Permian island-arc basalt in Cenxi: Evidence for paleo-Tethys in Guangdong-Guangxi Provinces[J]. *Chinese Science Bulletin*, 42(4): 413~416(in Chinese).
- Zhao Zhenhua and Zhou Lingdi. 1997. REE geochemistry of some alkali-rich intrusive rocks in China[J]. *Science in China (Ser. D)*, (2): 146~157.
- Zhou Changyong, Wu Fuyuan, Ge Wenchun, *et al.* 2005. Age, geochemistry and petrogenesis of the cumulate in Tahe, northern Da Hinggan Mountain[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 763~775(in Chinese with English abstract).
- Zhou Jianxiang and Chen Zhenyu. 2007. A Study of Cathodoluminescence of Zircon by Electron Probe Microanalysis[M]. Chengdu: Press of University of Electronic Science and Technology of China, 40~89(in Chinese).
- [M]. London: Springer, 1~466.
- [M]. 北京: 地质出版社, 1~853.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. *矿床地质*, 28(4): 481~492.
- 罗璋. 1987. 桂东南岩浆岩同源群体的划分、组合特征与相互关系[J]. *广西地质*, (2): 35~45.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 等. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境[J]. *高校地质学报*, 14(4): 510~526.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 等. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展[J]. *地学前缘*, 11(1): 45~51.
- 覃小锋, 李江, 李容森, 等. 2008. 云开地块北缘博白-岑溪造山带的形成与演化[M]. 北京: 中国大地出版社, 1~152.
- 覃小锋, 潘元明, 李江, 等. 2006. 桂东南云开地区变质杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学[J]. *地质通报*, 25(5): 553~559.
- 覃小锋, 王宗起, 曹洁, 等. 2013b. 桂南钦防构造带西南段印支早期花岗岩的成因: 年代学和地球化学约束[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 43(5): 1471~1488.
- 覃小锋, 王宗起, 胡贵昂, 等. 2013a. 两广交界地区壶洞片麻状复式岩体的年代学和地球化学: 对云开地块北缘早古生代构造-岩浆作用的启示[J]. *岩石学报*, 29(9): 3115~3128.
- 覃小锋, 王宗起, 王涛, 等. 2015. 桂东鹰扬关群火山岩时代和构造环境的重新厘定: 对钦杭结合带西南段构造格局的制约[J]. *地球学报*, 36(3): 283~292.
- 覃小锋, 王宗起, 张英利, 等. 2011. 桂西南早中生代酸性火山岩年代学和地球化学: 对钦-杭结合带西南段构造演化的约束[J]. *岩石学报*, 27(3): 794~808.
- 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[J]. *科学通报*, 49(16): 1589~1604.
- 吴根耀, 李曰俊. 2011. 桂东南马山沿灵山断裂出露的印支期洋岛玄武岩及其区域构造意义[J]. *现代地质*, 25(4): 682~689.
- 杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征[J]. *华南地质与矿产*, 9(3): 52~59.
- 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 等. 1999. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 24(1): 1~12.
- 张伯友, 赵振华, 石满全, 等. 1997. 岑溪二叠纪岛弧型玄武岩的首次厘定及大地构造意义——两广交界古特提斯构造带的重要证据[J]. *科学通报*, 42(4): 413~416.
- 周长勇, 吴福元, 葛文春, 等. 2005. 大兴安岭北部塔河堆晶辉长岩体的形成时代、地球化学特征及其成因[J]. *岩石学报*, 21(3): 763~775.
- 周剑雄, 陈振宇. 2007. 电子探针下锆石阴极发光的研究[M]. 成都: 电子科技大学出版社, 40~89.

附中文参考文献

- 陈毓川, 王登红, 徐志刚, 等. 2014. 华南区域成矿和中生代岩浆成矿规律概要[J]. *大地构造与成矿学*, 38(2): 219~229.
- 广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志