

两广交界地区壶垌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*

覃小锋^{1,2,3} 王宗起³ 胡贵昂⁴ 曹洁³ 冯佐海^{1,2}

QIN XiaoFeng^{1,2,3}, WANG ZongQi³, HU GuiAng⁴, CAO Jie³ and FENG ZuoHai^{1,2}

1. 桂林理工大学广西矿冶与环境科学实验中心, 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, 桂林 541004

3. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

4. 广西区域地质调查研究院, 桂林 541003

1. Guangxi Scientific Experiment Center of Mining, Metallurgy and Environmen, 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. China Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

4. Guangxi Institute of Regional Geological Survey, Guilin 541003, China

2012-02-22 收稿, 2013-08-01 改回.

Qin XF, Wang ZQ, Hu GA, Cao J and Feng ZH. 2013. 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 massif. *Acta Petrologica Sinica*, 29(9):3115–3130

Abstract The Hudong gneissic composite pluton is located in the junction of Guangdong and Guangxi provinces and is composed mainly of gneissic tonalite, granodiorite and monzonitic granite. LA-ICPMS U-Pb dating result of zircon from a gneissic granodiorite sample yields an emplacement age of 443.1 ± 2.0 Ma. The gneissic tonalites and granodiorites are metaluminous ($A/CNK = 0.83 \sim 0.93$) and belong to medium-K amphibole calc-alkaline granitoids (ACG) with relatively low SiO_2 (62.92% ~ 67.54%) and $K_2O + Na_2O$ (3.98% ~ 5.17%). In contrast, the gneissic monzonitic granites are metaluminous to weakly peraluminous ($A/CNK = 0.92 \sim 1.05$) and belong to high K calc-alkaline granites (KCG) with higher SiO_2 (71.55% ~ 72.78%) and $K_2O + Na_2O$ (6.65% ~ 7.57%). Rocks from the Hudong gneissic composite pluton are characterized by relative enrichment in LILEs (e.g., U, Ba, Rb and Th) and LREEs and pronounced depletion in HFSEs (e.g., Nb, Ta and Ti) and HREEs, highly radiogenic Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.71268 \sim 0.71482$) and Pb (e.g., $^{206}Pb/^{204}Pb_{(i)} = 18.17 \sim 18.36$), and nonradiogenic Nd ($\epsilon_{Nd}(t) = -9.4 \sim -2.6$) isotopic compositions. Such geochemical features are typical of subduction-related arc magmatic rocks. In combination with the regional tectonic evolution, we consider that the Hudong gneissic composite pluton was most likely produced related to the southward subduction of the ocean floor and collision between the Yangtze and Cathaysian blocks. Asthenospheric upwelling followed by the oceanic subduction provided enough heat supply to melt both the overriding lithospheric mantle and the overlying recycled fertile crust of the Yunkai massif and ultimately to form the hybrid magma. This hybrid magma experienced different degrees of fractional crystallization to produce the wide compositional range of the Hudong gneissic composite pluton. We therefore conclude that the Hudong gneissic composite pluton was an important record of the oceanic subduction and subsequent continental collision in the northern margin of Yunkai massif during Early Paleozoic time.

Key words Subduction-related magmatism; Geochemistry; Geochronology; Early Paleozoic; Hudong gneissic composite pluton; Yunkai massif

* 本文受国土资源部百名优秀青年科技人才计划项目(200811)、广西壮族自治区“新世纪十百千人才工程”专项资金项目(2006218)、国家自然科学基金项目(41162005)、广西自然科学基金项目(2013GXNSFAA019272)、桂林理工大学人才引进科研启动基金项目(002401003364)和中国地质调查局地质矿产调查评价项目(1212011085408)联合资助。

第一作者简介: 覃小锋, 男, 1969年生, 博士, 教授, 主要从事构造地质学和岩石学研究, E-mail: qxf@glut.edu.cn

摘要 本文对两广交界地区发育的壶垌片麻状复式岩体进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和岩石学、地球化学、Sr-Nd-Pb 同位素的分析研究。该复式岩体主要由片麻状英云闪长岩、片麻状花岗闪长岩和片麻状二长花岗岩组成,获得片麻状花岗闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 谐和年龄为 443.1 ± 2.0 Ma。其中片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩总体具有较低硅 ($\text{SiO}_2 = 62.92\% \sim 67.54\%$)、较低碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3.98\% \sim 5.17\%$)、准铝质 ($A/\text{CNK} = 0.83 \sim 0.93$) 的化学组成特征,属于中钾含角闪石钙碱性花岗岩类 (ACG); 而片麻状二长花岗岩具有高硅 ($\text{SiO}_2 = 71.55\% \sim 72.78\%$)、高碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.65\% \sim 7.57\%$)、准铝-弱过铝质 ($A/\text{CNK} = 0.92 \sim 1.05$) 的化学组成特征,属于高钾钙碱性花岗岩类 (KCG)。岩石表现出富集大离子亲石元素 (如 U、Ba、Rb 和 Th) 和轻稀土元素,而 Nb、Ta 和 Ti 等高场强元素和重稀土元素明显亏损,并具有较高的总同位素初始比值 ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71268 \sim 0.71482$) 和较低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-9.4 \sim -2.6$), 反映其具有俯冲消减作用形成的岛弧岩岩地球化学特征。结合区域地质特征分析认为,壶垌片麻状复式岩体很可能是在扬子板块和华夏板块之间的洋壳岩石圈向南俯冲的地球动力学背景下,引发软流圈地幔上涌,其所带来的热能诱发了岩石圈地幔和上覆云开地块的古老地壳物质重熔,形成以壳源为主的壳幔混源母岩浆,再经历不同程度分离结晶作用,从而形成了本区大陆边缘弧型岩浆岩。因此,壶垌片麻状复式岩体是云开地块北缘早古生代洋陆俯冲-碰撞的地质记录。

关键词 俯冲-消减岩浆作用;地球化学;年代学;早古生代;壶垌片麻状复式岩体;云开地块

中图法分类号 P588.12;P597.3

1 引言

两广云开地区地处华南板块西南端,华夏古陆与钦-杭结合带的交接部位(图 1a),是华东南少数几个基底出露区之一。由于基底岩石遭受了多期变形变质作用的强烈改造,各时期构造岩浆活动十分发育,云开地区仍然是我国华南地区前泥盆纪基础地质问题研究最为薄弱的地区之一,在前泥盆纪地层的划分与对比、形成时代、构造-岩浆演化规律认识等方面一直存在分歧(广西壮族自治区地质矿产局,1985;广东省地质矿产局,1988;莫柱孙,1989;叶伯丹,1989;简平,1991;南颐,1994;周国强等,1996;钟增球等,1996;张志兰等,1998;叶真华等,2000;黄圭成等,2001;彭松柏等,2000;张业明和彭松柏,2000;邝永光等,2001;Wang *et al.*, 2007;Wan *et al.*, 2010)。近年来,随着基础地质调查研究工作的不断深入,对该地区的研究取得了相当大的进展:① 在云开地块北缘发现了洋中脊型 (MORB) 和岛弧型 (IAT) 两种类型变质基性火山岩 (玄武岩),证明云开地区存在元古代古洋壳残片——蛇绿岩 (覃小锋等,2004^①, 2005, 2007), 在云开地块南部信宜市茶山和罗定市贵子一带也报道有新元古代蛇绿混杂岩的存在 (彭松柏等,2006a); ② 原认为呈大面积分布的混合岩实际上是变质的深成侵入岩的认识也被普遍接受 (周汉文等,1994;彭少梅等,1995;庄文明等,1995;彭松柏等,2000,2006b;郭良田等,2001;覃小锋等,2004,2006,2008;Wang *et al.*, 2007;Wan *et al.*, 2010); ③ 最近我们在云开地区北缘岑溪一带早古生代变质地层中也发现了一套具 MORB 型地球化学特征的变质基性火山岩,并获得其 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 谐和年龄为 441 ± 3 Ma (作者未发表数据),暗示该地区有早古生代洋壳的存在; ④ 近年来,一些地质学者通过系统的高精度地质年代学研究认为,云开地区广泛发育的原认为是形成于元古代的高州杂岩和云开群是同时形成于新元古代晚期至早古生代的沉积岩 (Wang *et al.*,

2007;Wan *et al.*, 2010), 而本区大面积分布的变质深成侵入岩 (花岗质片麻岩) 不是形成于 (中) 新元古代,而是早古生代 (彭松柏等,2006b;Wang *et al.*, 2007;Wan *et al.*, 2010)。彭松柏等 (2006b) 认为它是加里东期洋-陆俯冲-碰撞造山后伸展-拆沉-底侵岩浆活动形成的深熔花岗岩,而覃小锋等 (2004,2006,2008) 则认为是前碰撞-同碰撞期形成的产物。上述新发现和认识为华南板块西南端元古代-早古生代的构造演化研究提供了重要证据。然而,直至目前,前人对云开地区的研究,多集中于对本区地层序列划分以及花岗质岩石、变质岩的成岩与构造事件年代学方面的研究,而对各时期的构造-岩浆活动特征及其形成的构造环境没有进行过系统研究。此外,加里东期构造热事件十分显著的云开地区至今还没有存在俯冲阶段花岗岩的报道;加里东期花岗质岩石的时、空演化特征如何,岩浆成因和构造环境以及与同时期 MORB 型基性火山岩之间的耦合关系等问题尚亟待阐明。

云开地区大面积出露的变质深成侵入岩 (我们称之为天堂山花岗质片麻岩),前人已做了大量的研究工作,而对出露于两广交界地区并侵入到天堂山花岗质片麻岩中的壶垌复式岩体,除 20 世纪 90 年开展的 1:5 万区调 (广东 704 地质大队,1998^②) 中进行过锆石 Pb-Pb 蒸发法年代学研究外,对于其岩浆成因和形成的构造环境等方面尚没有公开的文献报道。鉴于此,本文选择该岩体进行岩石学、锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素研究,进而为华南板块西南端的构造格局及其演化提供岩石学证据。

① 覃小锋,周俯生,胡贵昂等. 2004. 1:25 万玉林市幅区域地质调查报告 (内部资料)

② 广东 704 地质大队. 1998. 1:5 万那务镇幅、合江镇幅区域地质调查报告 (内部资料)

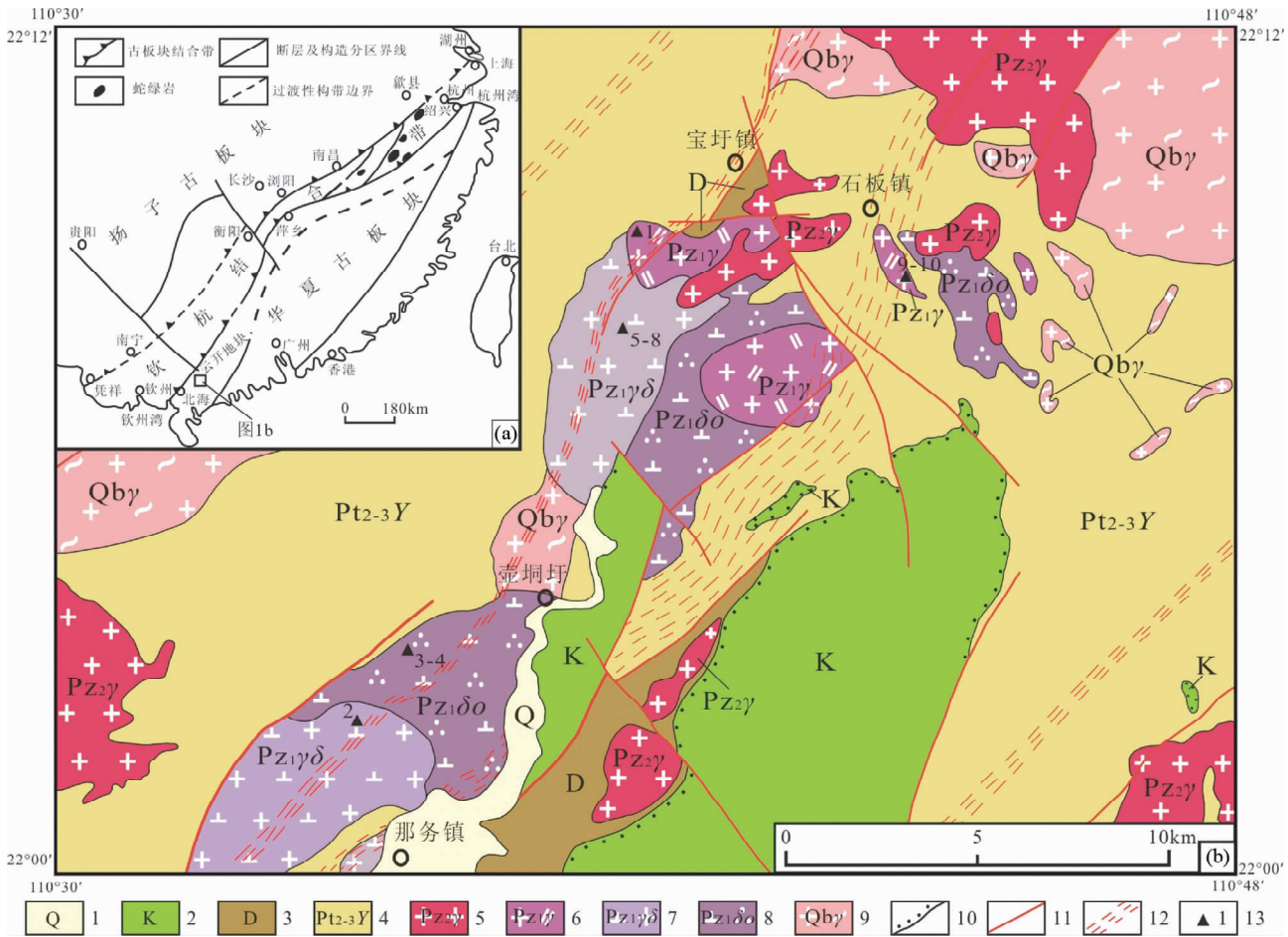


图1 两广交界地区壶洞片麻状复式岩体分布略图(图1a据杨明桂和梅勇文,1997修改)

1-第四系;2-白垩系;3-泥盆系;4-中-新元古界云开群;5-晚古生代花岗岩;6-早古生代壶洞片麻状二长花岗岩;7-早古生代壶洞片麻状花岗岩-石英闪长岩;8-早古生代壶洞片麻状英云闪长岩;9-新元古代花岗质片麻岩;10-角度不整合面;11-断层;12-韧性剪切带;13-采样位置及样品序号

Fig. 1 Sketch map showing the geology in the junction of Guangdong and Guangxi (Fig. 1a modified after Yang and Mei, 1997)

2 区域地质概况及岩体特征

云开地块位于广东西部和广西东南部地区,北起广宁的四会,南到廉江以南,东西两侧分别为吴川-四会大断裂带和岑溪-博白大断裂带所限,呈北东-南西向展布。云开地块广泛分布晚前寒武纪变质杂岩,前人一般将该套变质杂岩定为中元古界、新元古界或下古生界,笔者在2002~2004年在本区开展1:25万区域地质调查中,将其解体为变质表壳岩(分为天堂山岩群和云开岩群)和变形变质深成侵入岩两部分。其中天堂山岩群主要由片岩、片麻岩、变粒岩、石英岩及石榴辉石岩、透辉石岩等岩石组成,岩石变质程度普遍较深,总体达角闪岩相,局部达麻粒岩相,岩石多已发生较强烈的混合岩化作用;云开岩群主要由千枚岩、片岩、石英岩、大理岩类和少量钙硅酸盐岩、变质基性火山岩等岩石组成,岩石变质程度相对较低,并形成一系列绿片岩相-角闪岩相的递

增变质带,其中呈夹层状、岩片状产出的的变质基性火岩具较典型的MORB型拉斑玄武岩特征(覃小锋等,2005),其可能代表本区消失了的古洋壳岩石,是洋壳蛇绿岩组成部分;变形变质深成侵入岩(我们称之为天堂山花岗质片麻岩)主要由片麻状黑云二长花岗岩、片麻状含眼球黑云二长花岗岩、条纹状夕线石榴黑云花岗片麻岩、条纹状含眼球夕线石榴花岗片麻岩和眼球状夕线石榴花岗片麻岩等岩石类型组成。此外,云开地块尚分布有大量的晚古生代-中生代花岗岩体。

本文所研究的壶洞片麻状复式岩体分布于两广交界地区的高州市宝圩镇-壶洞镇-那务镇一带,该地区是云开地块腹地唯一出露有晚古生代地层的地方。此外,白垩系也较发育(图1b)。壶洞片麻状复式岩体总体呈NE向长条状展布,侵位于云开岩群或天堂山花岗质片麻岩中,并被晚古生代花岗岩侵入及白垩系不整合于其上,出露面积76km²。在岩相学上可以划分为三类岩石:①片麻状中粒英云闪长岩

($Pz_1\delta_0$), 岩石呈深灰色, 具变余中粒花岗结构、片麻状构造, 主要造岩矿物为斜长石(30%~38%)、石英(20%~30%)、角闪石(3%~15%)、黑云母(10%~17%), 局部含少量钾长石。长英质矿物以中粒为主, 石英呈他形粒状, 斜长石呈半自形板柱状, 部分晶体内见有环带, 牌号 $An = 37 \sim 45$, 为中长石。黑云母呈鳞片状, 角闪石呈柱状、长柱状。长石、石英等浅色矿物和黑云母、角闪石等暗色矿物往往相间定向排列构成片麻状构造。②片麻状(细)中粒斑状花岗闪长岩(局部岩性为片麻状细粒斑状石英闪长岩)($Pz_1\gamma\delta$), 岩石呈浅灰-灰色, 具变余半自形柱粒状结构、鳞片花岗变晶结构, 片麻状构造、似斑状构造。岩石由变斑晶(15%~30%)及基质(70%~85%)两部分组成, 变斑晶成分主要为斜长石, 部分为角闪石, 粒径多在 7~15mm, 最大者达 20mm, 变斑晶多已发生变形, 呈浑圆状、眼球状; 基质矿物粒径多在 1~4mm, 主要由斜长石(35%~45%)、钾长石(10%~15%)、石英(15%~35%)、黑云母(5%~20%)及少量角闪石组成。斜长石呈半自形板状, 聚片双晶发育, 个别具环带结构, 牌号 $An = 32$; 钾长石以他形粒状为主, 常见格子双晶; 石英呈他形粒状; 黑云母呈细小鳞片状集合体定向排列构成片麻状构造。③片麻状中粒含斑二长花岗岩($Pz_1\gamma$), 岩石呈灰白色, 具变余中粒花岗结构、似斑状结构、片麻状构造。变斑晶成分以钾长石为主, 少量为斜长石, 含量在 3%~7%, 粒径多在 8~22mm, 由于受到一定程度变形作用的改造, 部分变斑晶发生剪切旋转, 形成旋转碎斑; 基质矿物粒度以 2~5mm 为主, 主要由斜长石(20%~25%)、钾长石(30%~40%)、石英(25%~35%)和黑云母(4%~8%)等组成, 局部见有少量角闪石, 其它特征与片麻状(细)中粒斑状花岗闪长岩相似。广东 704 地质大队(1998)获得片麻状花岗闪长岩的锆石 Pb-Pb 法同位素年龄为 734Ma。

3 样品采集及分析方法

本次研究对壶垌片麻状复式岩体的三类侵入岩分别采集了新鲜样品(图 1b), 首先用手工除去风化表皮后在破碎机中碎成直径为 1~10mm 的碎片, 然后在玛瑙磨样机中磨成 200 目以下的岩石粉末。全岩的主量、微量、稀土元素以及 Sr-Nd-Pb 同位素均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心测定。主量元素采用 PHILIPS PW-2404 X 荧光光谱仪测试, 检测方法依据 GB/T 14506.28—93 标准, 分析精度优于 2%。微量元素和稀土元素在电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)上分析, 检测方法依据 DZ/T 0223—2001 标准, 其中含量大于 10×10^{-6} 的元素测试精度为 5%, 而小于 10×10^{-6} 的元素精度为 10%; Sr、Nd、Pb 同位素分析在 ISOPROBE-T 热电离子质谱仪(TIMS)上完成, 检测方法依据《岩石中铅铋钍同位素测定方法》(GB/T 17672—1999) 标准。在测试过程中, Sr、Nd 同位素组成分别用国际标准样 NBS 987 和 SHINESTU 监控测定时的质量分馏, 国际标准样

品 NBS 987 和 SHINESTU 的测定值分别为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 7(2\sigma, n = 6)$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512118 \pm 3(2\sigma, n = 6)$, 所有测定的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值分别用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行校正; Pb 同位素比值用国际标准样 NBS981 监控测定时的质量分馏, 铅同位素质量分馏校正系数为每质量单位 1‰, 该校正系数源于对标准样 NBS981 的测试所获得的数据, 其测定值为: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.1681 \pm 0.0008$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91464 \pm 0.00033$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.059042 \pm 0.000037(2\sigma, n = 6)$ 。

本次研究选择了其中 1 个片麻状花岗闪长岩样品进行激光多接收等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)锆石 U-Pb 定年, 锆石分选在广西区域地质调查研究院实验室完成, 采集 15kg 新鲜岩石经机械破碎至 60 目后用常规重磁法分选其中的锆石, 通过双目显微镜手工挑选出晶形和透明度较好的锆石颗粒, 然后将选出的锆石送中国地质科学院地质研究所(北京离子探针中心)进行锆石样品靶的制备和阴极发光(CL)成像观察, 以确定锆石颗粒的内部结构及适合分析的锆石颗粒与位置供 LA-MC-ICP-MS 测定, 阴极发光图像研究在 HITACHI S3000-N 型扫描电子显微镜并配有 GATAN 公司 Chroma 阴极发光探头分析仪器上完成。激光多接收等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)锆石 U-Pb 年龄测试在中国地质科学院矿产资源研究所引进的 Thermo Finnigan Neptune 型多接收等离子质谱上进行, 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 Kenneth R. Ludwig 编制的计算程序 Isoplot(3.0 版)(Ludwig, 2003)进行。

4 分析结果

4.1 锆石特征及 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年结果

壶垌片麻状复式岩体中片麻状花岗闪长岩的锆石大部分呈棱柱状, 宽多在 30~80 μm 之间, 长宽比在 1.5:1~3:1, 晶体结晶程度较好, 晶面整洁光滑, 锆石阴极发光图像显示锆石内部韵律环带发育, 少数颗粒内保留有继承性锆石残核或包裹有捕晶(图 2)。锆石 U、Th 含量分别变化于 $137.0 \times 10^{-6} \sim 716.7 \times 10^{-6}$ 和 $84.1 \times 10^{-6} \sim 549.6 \times 10^{-6}$ 之间, Th/U 值在 0.51~0.98 之间(除 7.1 测点外)(表 1), 大于 0.5, 且锆石的 Th、U 值之间具有一定程度的正相关性, 表明其具有典型岩浆成因锆石的特征(Belousova *et al.*, 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003)。

该片麻状花岗闪长岩中 18 颗锆石 21 个分析点的 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年分析结果见表 1 和图 2, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄的差别不大, 介于 438.2 \pm 3.6Ma ~ 448.1 \pm 5.2Ma 之间, 且锆石核部和边部年龄值在误差范围内基本一致(测点 1.1 和 1.2、8.1 和 8.2、16.1 和 16.2), 获得它们的加权平均年龄值为 443.1 \pm 2.0Ma (MSWD = 0.43)。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图(图 2)上, 所有样品点都相对集中分布于谐

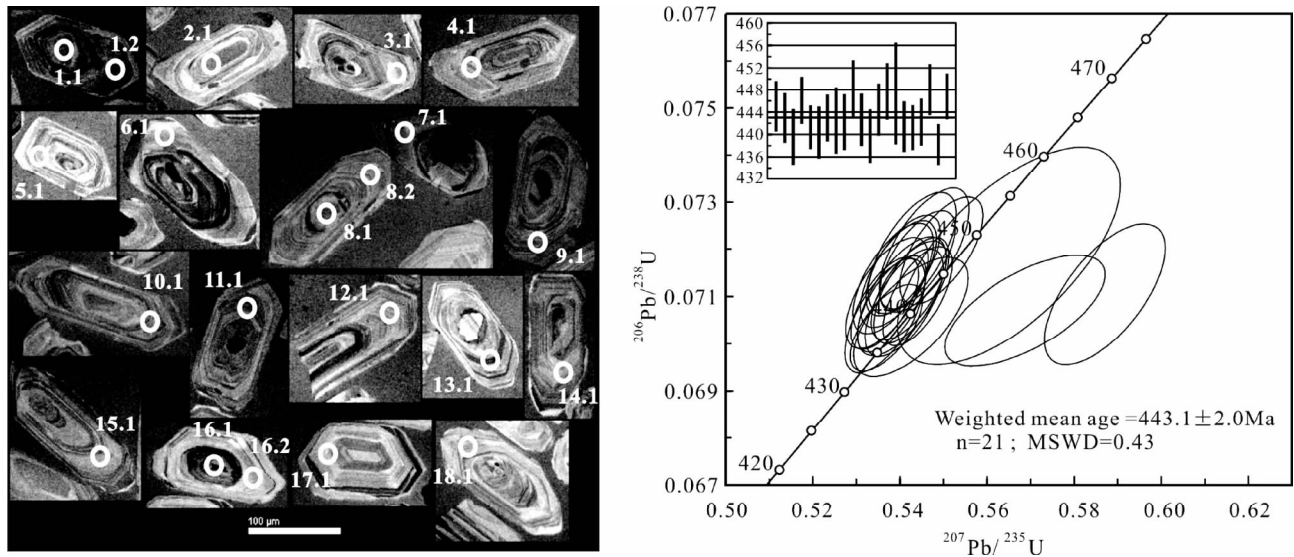


图2 壶垌片麻状复式岩体中片麻状花岗闪长岩锆石阴极发光图像和锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图

Fig.2 Cathodoluminescence images and zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb concordia diagrams of gneissic granodiorite in Hudong gneissic composite pluton

表1 壶垌片麻状复式岩体中片麻状花岗闪长岩(样品 HD-2) 锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年结果

Table 1 Zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb dating results of gneissic granodiorite (Sample HD-2) in Hudong gneissic composite pluton

测点号	Pb		U		Th		Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
	(×10 ⁻⁶)				比值	1σ		比值	1σ	比值	1σ	Ma	1σ	Ma	1σ	Ma	1σ		
1.1	35.05	401.8	325.9	0.81	0.0547	0.0003	0.5396	0.0058	0.0715	0.0007	466.7	13.0	438.2	3.8	445.1	4.5			
1.2	56.76	716.7	489.6	0.68	0.0553	0.0003	0.5426	0.0057	0.0711	0.0007	433.4	13.0	440.2	3.8	443.0	4.4			
2.1	14.90	219.8	111.7	0.51	0.0556	0.0005	0.5425	0.0087	0.0706	0.0008	435.2	20.4	440.1	5.7	439.6	5.0			
3.1	15.07	222.2	112.7	0.51	0.0547	0.0004	0.5407	0.0056	0.0717	0.0007	466.7	14.8	438.9	3.7	446.1	4.2			
4.1	31.72	404.5	271.4	0.67	0.0549	0.0003	0.5365	0.0051	0.0709	0.0006	409.3	13.0	436.1	3.4	441.3	3.9			
5.1	28.93	348.9	237.7	0.68	0.0578	0.0008	0.5687	0.0122	0.0707	0.0008	524.1	26.9	457.2	7.9	440.4	4.7			
6.1	23.72	339.3	188.0	0.55	0.0552	0.0004	0.5420	0.0057	0.0711	0.0007	420.4	16.7	439.8	3.8	443.0	4.1			
7.1	36.05	649.7	172.6	0.27	0.0608	0.0011	0.5870	0.0092	0.0710	0.0010	631.5	40.7	469.0	5.9	442.5	5.9			
8.1	29.56	352.7	275.2	0.78	0.0551	0.0004	0.5404	0.0067	0.0710	0.0008	416.7	17.6	438.7	4.4	442.2	5.0			
8.2	16.91	241.2	140.0	0.58	0.0550	0.0004	0.5456	0.0068	0.0720	0.0009	409.3	16.7	442.1	4.5	448.1	5.2			
9.1	17.96	248.2	143.8	0.58	0.0548	0.0004	0.5370	0.0062	0.0711	0.0008	466.7	14.8	436.5	4.1	442.6	4.7			
10.1	22.93	337.2	187.6	0.56	0.0552	0.0004	0.5366	0.0061	0.0706	0.0008	416.7	15.7	436.2	4.0	439.7	4.8			
11.1	22.88	310.6	197.1	0.63	0.0547	0.0004	0.5384	0.0061	0.0714	0.0008	398.2	14.8	437.4	4.0	444.5	4.6			
12.1	19.13	258.7	159.0	0.61	0.0547	0.0004	0.5428	0.0067	0.0719	0.0008	466.7	14.8	440.3	4.4	447.7	5.1			
13.1	42.29	617.8	376.3	0.61	0.0600	0.0032	0.5650	0.0169	0.0719	0.0015	605.6	116.7	454.8	11.0	447.4	9.2			
14.1	16.19	242.0	126.4	0.52	0.0554	0.0004	0.5410	0.0059	0.0709	0.0007	427.8	14.8	439.1	3.9	441.4	4.5			
15.1	27.25	323.6	251.7	0.78	0.0551	0.0004	0.5381	0.0052	0.0708	0.0007	416.7	17.6	437.2	3.4	441.2	4.0			
16.1	56.03	699.3	549.6	0.79	0.0556	0.0003	0.5441	0.0052	0.0710	0.0007	435.2	14.8	441.1	3.4	442.2	4.2			
16.2	9.40	137.0	84.1	0.61	0.0554	0.0005	0.5495	0.0063	0.0720	0.0008	427.8	23.1	444.7	4.1	448.0	4.5			
17.1	37.26	388.1	380.3	0.98	0.0553	0.0004	0.5369	0.0055	0.0703	0.0006	433.4	14.8	436.4	3.6	438.2	3.6			
18.1	15.35	214.9	131.5	0.61	0.0550	0.0004	0.5440	0.0057	0.0718	0.0007	409.3	19.4	441.1	3.7	446.9	4.1			

表2 壶垌片麻状复式岩体的主量元素(wt%)、微量元素和稀土元素($\times 10^{-6}$)分析结果Table 2 Major (wt%) and trace element ($\times 10^{-6}$) compositions of Hudong gneissic composite pluton

样品号	HD-1	HD-9	HD-10	HD-2	HD-5	HD-6	HD-7	HD-8	HD-3	HD-4
岩石类型	片麻状二长花岗岩			片麻状花岗岩闪长岩				片麻状英云闪长岩		
SiO ₂	72.78	71.55	71.87	66.11	65.84	65.48	67.54	67.17	62.96	62.92
TiO ₂	0.29	0.51	0.53	0.68	0.78	0.8	0.57	0.56	0.92	0.95
Al ₂ O ₃	12.21	12.87	12.8	12.67	13.38	13.41	13.98	14.33	13.61	13.02
Fe ₂ O ₃	3.05	3.44	3.69	5.88	6.29	6.63	5.34	5.31	7.32	7.67
CaO	2.3	1.64	1.36	4.62	4.87	5.05	4.38	4.55	5.14	4.77
MgO	0.58	0.99	1.05	2.31	2.31	2.37	1.59	1.4	2.94	2.91
MnO	0.07	0.062	0.062	0.097	0.097	0.1	0.1	0.084	0.11	0.11
K ₂ O	3.27	4.65	4.91	2.58	2.46	2.4	2.51	2.31	1.9	1.52
Na ₂ O	3.38	2.7	2.66	2.13	2.46	2.47	2.63	2.86	2.08	3.22
P ₂ O ₅	0.081	0.22	0.084	0.16	0.17	0.19	0.15	0.16	0.21	0.21
LOI	1.52	0.97	0.96	2.71	0.91	1.05	0.79	1.22	2.35	2.61
Total	99.53	99.60	99.98	99.95	99.57	99.95	99.58	99.95	99.54	99.91
CaO/Na ₂ O	0.68	0.61	0.51	2.17	1.98	2.04	1.67	1.59	2.47	1.48
A/CNK	0.92	1.03	1.05	0.86	0.86	0.85	0.93	0.93	0.92	0.83
σ	1.47	1.88	1.97	0.94	1.04	1.04	1.06	1.09	0.77	1.09
Sc	10.3	10.1	10.4	23.6	23.5	22.5	14.8	14	23.7	24.8
V	22.9	50.8	46.7	130	157	138	93	71.2	155	154
Cr	7.6	61.9	27.6	36	40.8	35.5	15.1	10.6	42.1	41.6
Co	4.1	8.34	8.34	17	19.8	18	13.1	12.3	20.1	19
Ni	3.49	10.5	12	12.6	14.3	12.6	7.22	4.78	14.2	14.2
Cu	7.97	15.5	24.4	18.5	17.7	17.9	16.8	21.5	17.6	14.5
Zn	66.5	73.2	74.5	72.5	85.8	83.6	64.4	96.2	93.9	93
Ga	18.1	20.2	20	21.1	23.9	21.9	19.3	20.4	21.3	21.2
Rb	131	253	274	118	135	123	126	120	105	73.4
Sr	150	81.8	76.3	247	269	243	156	182	282	273
Zr	114	147	125	83.2	70.9	69.7	94	123	78.4	76
Nb	12.8	21.4	21.5	15.7	13.9	13.7	10.7	10.8	13.3	14.7
Ta	0.938	1.6	1.67	2.12	0.904	0.853	0.782	0.78	0.804	1.15
Ba	757	552	497	890	815	620	562	544	707	485
Hf	3.19	3.22	3.07	2.5	1.92	2.03	2.36	3	2.13	2.1
Pb	28.2	40.2	44.9	28.3	20.1	16.6	22.1	21.2	15.6	15.9
Th	12.1	17.1	25.9	3.65	19.3	13.2	21.7	11.8	5.18	6.11
U	1.18	3.76	4.32	5.5	2.09	3.24	2.2	2.84	2.06	1.99
Cs	4.42	11.9	11.6	5.28	4.93	4.63	11.7	8.07	10.6	4.42
La	51.7	49	65.7	13.1	97.2	67.6	77.8	43.5	28.6	33.3
Ce	96.2	98.1	134	35.1	171	121	146	75.2	62.4	73
Pr	11	11.5	15.8	5.72	17.9	13	15.9	8.76	8.47	9.69
Nd	40.6	43.4	59.8	27.7	59.1	46.5	57.3	32.7	36	40.4
Sm	7.56	8.94	12.1	8.03	9.81	8.3	9.51	6.22	7.68	8.62
Eu	1.51	1.21	1.23	1.7	1.83	1.65	1.59	1.46	1.67	1.9
Gd	6.27	7.83	9.52	8.1	8.69	7.8	7.51	5.36	7.15	7.63
Tb	1.06	1.34	1.5	1.56	1.36	1.27	1.08	0.873	1.33	1.46
Dy	5.92	7.43	7.11	9.96	7.82	7.42	5.59	4.61	7.71	8.53
Ho	1.1	1.42	1.2	2.02	1.54	1.39	1.02	0.89	1.51	1.66
Er	2.93	4.15	3.4	6.2	4.21	4.13	2.9	2.41	4.09	4.7
Tm	0.463	0.642	0.474	0.939	0.646	0.612	0.434	0.368	0.653	0.718
Yb	2.8	3.86	2.85	6.09	3.97	3.72	2.63	2.1	3.89	4.33
Lu	0.434	0.582	0.443	0.891	0.55	0.572	0.393	0.333	0.578	0.644
Y	28.8	40.5	33.1	55.7	41.1	40.1	28.5	24.4	39.2	45.6
Σ REE	229.6	239.4	315.1	127.1	385.6	285.0	329.7	184.8	171.7	196.6
Σ LREE/ Σ HREE	9.94	7.78	10.89	2.55	12.40	9.59	14.29	9.91	5.38	5.63
(La/Yb) _N	13.24	9.11	16.54	1.54	17.56	13.03	21.22	14.86	5.27	5.52
δ Eu	0.65	0.43	0.34	0.64	0.59	0.62	0.56	0.75	0.68	0.70
δ Ce	0.94	0.98	0.99	0.99	0.93	0.94	0.96	0.89	0.97	0.98

和线上及其附近,可信度高,代表了锆石结晶年龄。

4.2 主、微量和稀土元素特征

壶垌片麻状复式岩体的主量元素分析结果见表2。从表中可以看出,壶垌片麻状复式岩体(壶垌复式岩体)各类侵入

岩的主量元素变化较大,其中片麻状英云闪长岩的SiO₂含量较低,在62.92%~62.96%,全碱(K₂O+Na₂O)含量在3.98%~4.74%,K₂O/Na₂O比值在0.47~0.91之间;Al₂O₃含量较高,在13.02%~13.61%,平均为13.32%,铝饱和指数A/CNK=0.83~0.92,属于准铝质花岗岩类(图3a);在

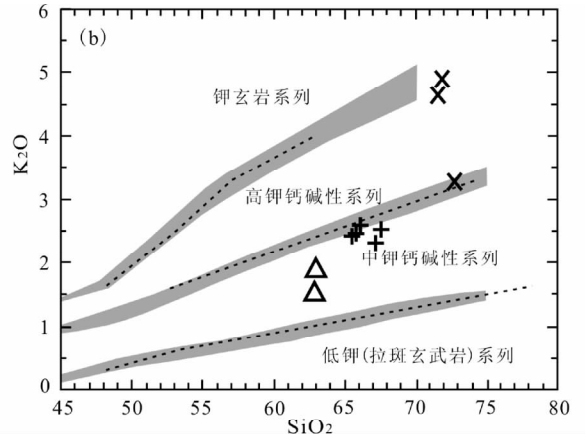
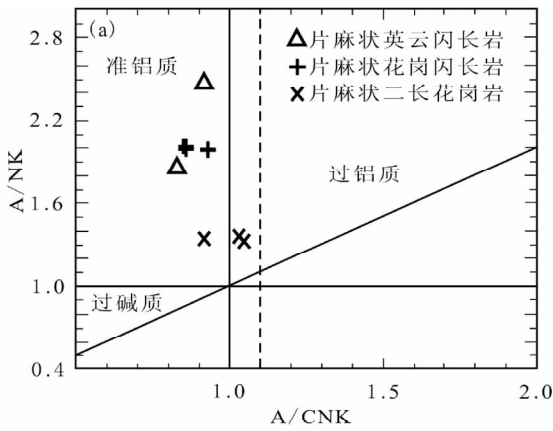


图3 壶洞片麻状复式岩体 A/CNK-A/NK 图解(a, 据 Richwood, 1989) 和 SiO₂-K₂O 图解(b, 据 Morrison, 1980)

图4、图5、图9 和图 10 中的图例同此图

Fig. 3 A/CNK vs. A/NK (a, after Richwood, 1989) and SiO₂ vs. K₂O (b, after Morrison, 1980) diagrams of Hudong gneissic composite pluton

Symbols in Fig. 4, Fig. 5, Fig. 9 and Fig. 10 are the same as those in this figure

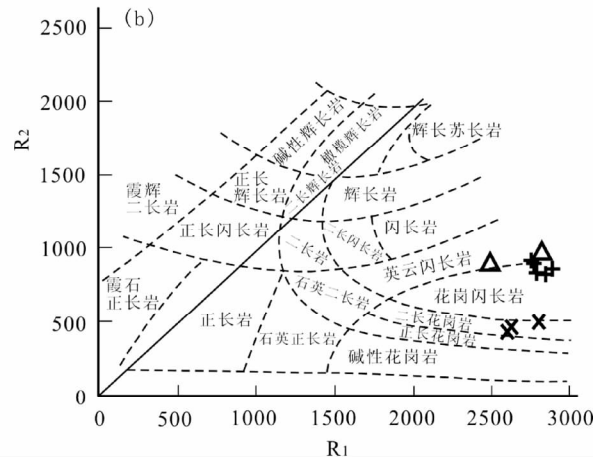
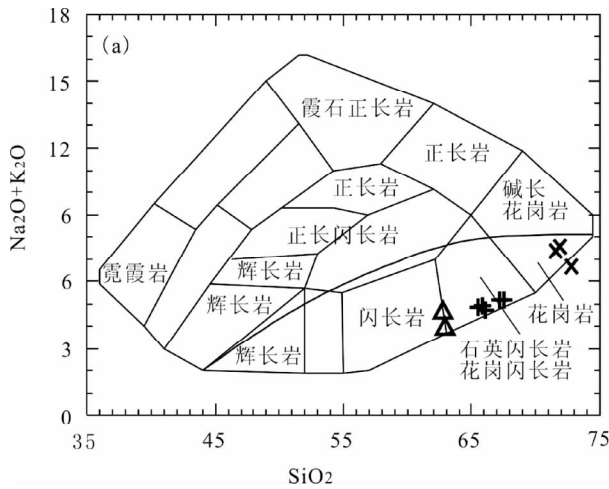


图4 壶洞片麻状复式岩体 TAS 分类图解(a, 据 Cox *et al.*, 1979; Wilson, 1989 修改) 和 R₁-R₂ 分类图解(b, 据 De La Roche *et al.*, 1980)

Fig. 4 TAS (a, modified after Cox *et al.*, 1979; Wilson, 1989) and R₁-R₂ (b, after De La Roche *et al.*, 1980) classification diagrams of Hudong gneissic composite pluton

SiO₂-K₂O 图解(图 3b) 上落入中钾钙碱性系列区域;在 TAS 分类图解(图 4a) 上落入闪长岩区,而在 R₁-R₂ 分类图解(图 4b) 中落入英云闪长岩区。片麻状花岗闪长岩 SiO₂ 含量相对较高,在 65.48% ~ 67.54%,全碱(K₂O + Na₂O)含量在 4.71% ~ 5.17%,K₂O/Na₂O 比值在 0.81 ~ 1.21 之间;Al₂O₃ 含量变化相对较大,在 12.67% ~ 14.33%,平均为 13.55%,铝饱和指数 A/CNK = 0.85 ~ 0.93,属于准铝质花岗岩类(图 3a);在 SiO₂-K₂O 图解(图 3b) 上落入中钾钙碱性系列区域;在 TAS 分类图解(图 4a) 和 R₁-R₂ 分类图解(图 4b) 中均落入花岗闪长岩区。而片麻状二长花岗岩 SiO₂ 含量更高,在

71.55% ~ 72.78%,全碱(K₂O + Na₂O)含量也较高,在 6.65% ~ 7.57%,K₂O/Na₂O 比值在 0.97 ~ 1.85 之间;Al₂O₃ 含量相对较低,在 12.21% ~ 12.87%,平均为 12.63%,铝饱和指数 A/CNK = 0.92 ~ 1.05,属于准铝质-弱过铝质花岗岩类(图 3a);在 SiO₂-K₂O 图解(图 3b) 上落入高钾钙碱性系列区域;在 TAS 分类图解(图 4a) 和 R₁-R₂ 分类图解(图 4b) 中均落入(二长)花岗岩区。在 Harker 图解(图 5) 中,壶洞片麻状复式岩体的 Fe₂O₃^T、Al₂O₃、MgO、CaO、TiO₂、P₂O₅、MnO 含量与 SiO₂ 含量呈明显的负相关关系,而全碱(K₂O + Na₂O) 与 SiO₂ 含量呈正相关关系,很好地反映了它们的同源性质,

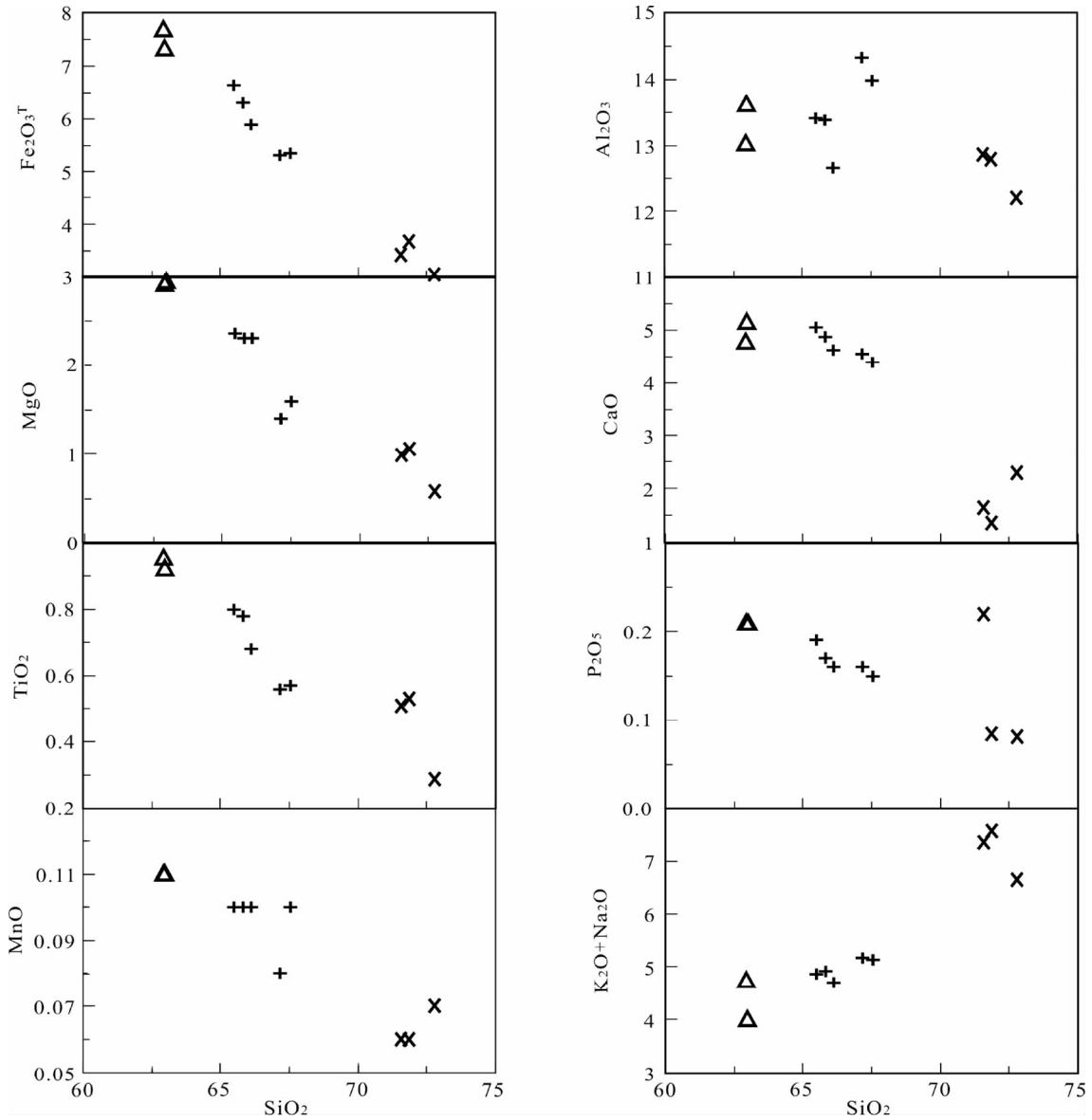


图5 壶洞片麻状复式岩体 Harker 图解

Fig. 5 Harker diagrams of Hudong gneissic composite pluton

并暗示在岩浆演化过程中有角闪石、长石、磷灰石和富钛矿物(如钛铁矿和钛磁铁矿等)参与了分离结晶作用。

从表2中可以看出,壶洞片麻状复式岩体各类型岩石总体以富大离子亲石元素(LILE,包括Rb、Ba、U和Th等)和轻稀土元素(LREE),而贫高场强元素(HFSE,包括Nb、Ta、Zr-Hf和Ti等)和重稀土元素(HREE)为特征;在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上(图6a),Rb、Th、Sm等元素出现峰值,Nb、Ta、Zr-Hf和Ti等元素出现谷值,表明岩浆为地壳来源或其源区可能有较多的壳源物质加入。此外,岩石的Th/Ta、La/Nb和La/Ta等比值较高。以上特征表明,其具有类似于俯冲带有关的岛弧岩浆岩的地球化学特征(Wilson, 1989)。

壶洞片麻状复式岩体的稀土总量变化较大,片麻状英云闪长岩、片麻状花岗闪长岩和片麻状二长花岗岩的稀土总量分别为 $171.7 \times 10^{-6} \sim 196.6 \times 10^{-6}$ 、 $127.1 \times 10^{-6} \sim 385.6 \times 10^{-6}$ 和 $229.6 \times 10^{-6} \sim 315.1 \times 10^{-6}$,从片麻状英云闪长岩→片麻状花岗闪长岩→片麻状二长花岗岩其稀土总量总体上具递增趋势;其 $\sum \text{LREE} / \sum \text{HREE}$ 比值分别为5.38~5.63、2.55~14.29和7.78~10.89, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 分别为5.27~5.52、1.54~21.22和9.11~16.54,表明从片麻状英云闪长岩→片麻状花岗闪长岩→片麻状二长花岗岩轻重稀土分馏程度总体上亦越趋明显。岩石均具有弱-中等负Eu异常($\delta \text{Eu} = 0.34 \sim 0.75$),稀土配分模式曲线为向右倾斜的弱“V”型曲线(图6b)。

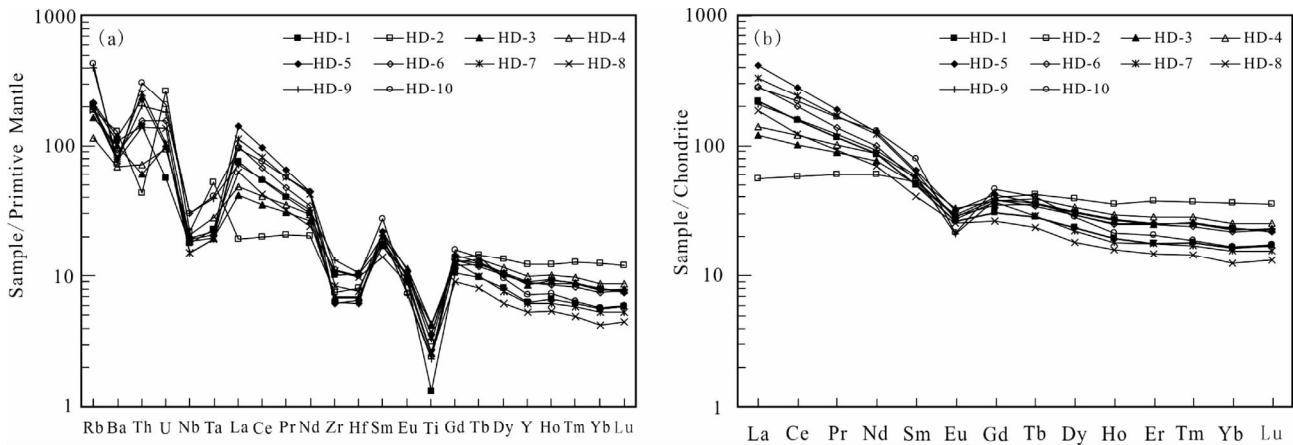


图6 壶洞片麻状复式岩体微量元素蛛网图解(a)和稀土配分模式图解(b) (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.6 Primitive mantle-normalized spider diagrams (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of Hudong gneissic composite pluton (normalize values after Sun and McDonough, 1989)

表3 壶洞片麻状复式岩体 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of Hudong gneissic composite pluton

Sample	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$I_{\text{Sr}}(t)$	$t_{\text{DM1}}(\text{Ga})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ga})$
HD-1	0.112556	0.511993 ± 4	0.511666	2.5320	0.728662 ± 12	0.712680	-7.8	123.6	1.74	1.94
HD-2	0.175234	0.512097 ± 6	0.511588	1.3843	0.722582 ± 12	0.713845	-9.4	140.2	4.13	2.06
HD-3	0.128963	0.512308 ± 20	0.511934	1.0786	0.719735 ± 9	0.712927	-2.6	127.1	1.51	1.48
HD-4	0.128972	0.511958 ± 7	0.511584	0.7788	0.719731 ± 11	0.714815	-9.4	153.9	2.14	2.08

注:初始 Sr-Nd 同位素比值、 $I_{\text{Sr}}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 采用 443.1Ma 计算;计算中所用参数为: $\lambda_{\text{Rb}}^{87} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{\text{Sm}}^{147} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$, $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{today}} = 0.0827$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{today}} = 0.7045$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR,today}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR,today}} = 0.1967$; t_{DM1} 和 t_{DM2} 为单、二阶段模式年龄

表4 壶洞片麻状复式岩体 Pb 同位素分析结果

Table 4 Pb isotopic compositions of Hudong gneissic composite pluton

Sample	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
HD-1	18.510 ± 2	15.730 ± 1	39.336 ± 3	2.967	0.022	30.648	18.299	15.718	38.657
HD-2	19.149 ± 2	15.783 ± 1	38.794 ± 3	13.781	0.100	9.213	18.168	15.728	38.590
HD-3	19.021 ± 1	15.773 ± 1	39.219 ± 3	9.364	0.068	23.718	18.355	15.736	38.693
HD-4	18.935 ± 1	15.764 ± 1	39.282 ± 2	8.875	0.064	27.448	18.304	15.729	38.674

注: $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ 比值利用全岩测量的 U、Th 和 Pb 含量(表2)和全岩现今的 Pb 同位素比值计算得到,据此按 Pb 同位素单阶段演化模型计算岩石的初始 Pb 同位素比值,计算时统一采用 $t = 443\text{Ma}$

4.3 Sr-Nd-Pb 同位素组成

壶洞片麻状复式岩体的全岩 Sr-Nd 同位素分析结果见表3。以片麻状花岗岩闪长岩岩浆结晶年龄(443Ma)对岩石初始 Sr-Nd 同位素比值、 $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值进行计算,计算结果表明,岩石具有较高 Sr 以及较低含量的 Nd 初始同位素比值,4 个样品的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71268 \sim 0.71482$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51158 \sim 0.51193$;岩石均具有较低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值

(-9.4 ~ -2.6), 总体具壳源特征 (Faure, 1986); 其 $t_{\text{DM1}} = 1.51 \sim 2.14\text{Ga}$ (HD-2 除外), $t_{\text{DM2}} = 1.48 \sim 2.08\text{Ga}$, 表明壶洞片麻状复式岩体源岩来自于中-古元古代残留地壳年龄的源区(图7)。

壶洞片麻状复式岩体的 Pb 同位素分析结果见表4。从表中可以看出,壶洞片麻状复式岩体各类型侵入岩具有较为相似的 Pb 同位素组成,均以高放射成因的 Pb 同位素组成为特征,其现今的 Pb 同位素比值为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.510 \sim$

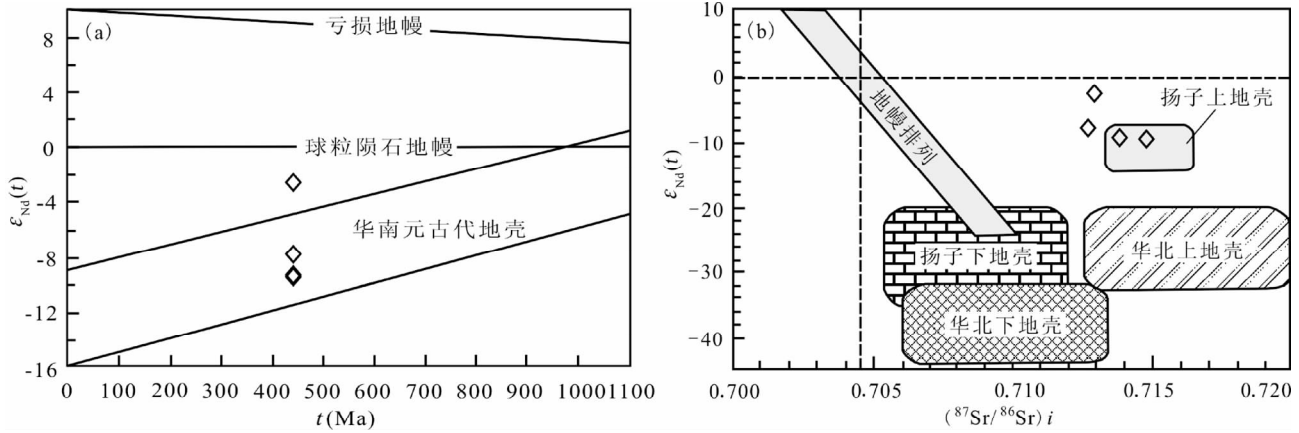


图7 壶垌片麻状复式岩体 Sr-Nd 同位素图解

华南元古代地壳同位素范围引自沈渭洲等(1993);扬子上、下地壳和华北上、下地壳同位素范围引自 Jahn *et al.* (1999)

Fig. 7 Sr and Nd isotopic compositions of Hudong gneissic composite pluton

The data areas of Proterozoic crust of South China block are cited from Shen *et al.* (1993); the data areas of the upper crust and lower crust of the Yangtze and North China blocks are cited from Jahn *et al.* (1999)

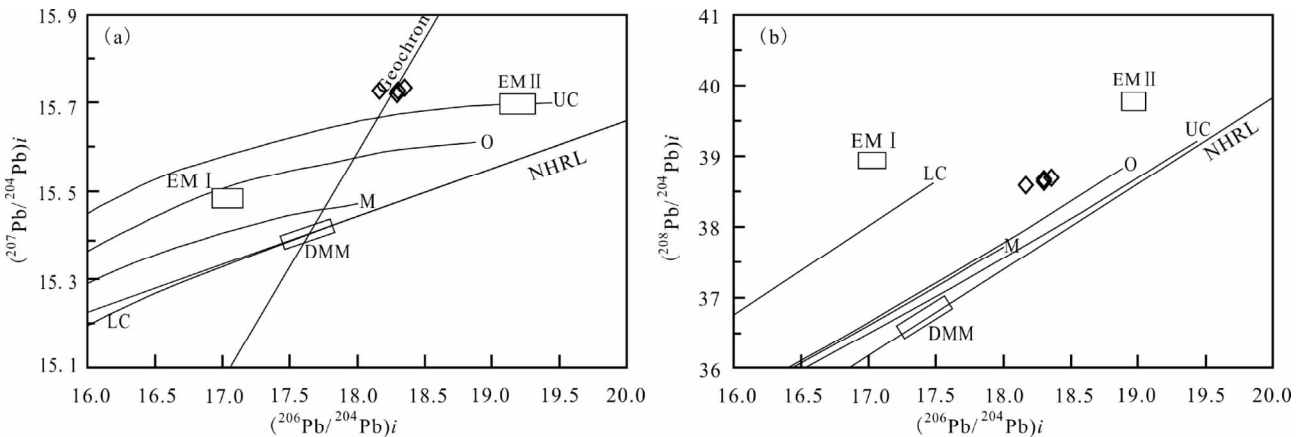


图8 壶垌片麻状复式岩体 Pb 同位素组成图解(底图据 Zartman and Doe, 1981)

M-地幔; O-造山带; UC-上地壳; LC-下地壳

Fig. 8 Pb isotopic diagrams of Hudong gneissic composite pluton (after Zartman and Doe, 1981)

M-mantle; O-orogenic belt; UC-upper crust; LC-lower crust

19.149、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.730 \sim 15.783$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.794 \sim 39.336$ 。根据全岩 U、Th、Pb 含量和 Pb 同位素比值,以 $t = 443\text{Ma}$ 对岩石初始 Pb 同位素比值进行统一计算,获得的 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 18.17 \sim 18.36$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.72 \sim 15.74$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 38.59 \sim 38.69$,反映了大陆上地壳或古老沉积物对熔融源区的重要贡献(图8)。

5 讨论

5.1 壶垌片麻状复式岩体的侵位时间

对于壶垌片麻状复式岩体的侵位时代目前尚存在较大争议。由于缺乏可靠的同位素年龄资料,原先的一些文献将

其归为燕山期(晚侏罗世)(广东省地质矿产局,1988);马丽芳(2002)主编的《中国地质图集》中也认为其形成于晚侏罗世;而近年最新出版的1:250万中华人民共和国地质图(中国地质调查局,2004)则将其归为三叠纪。广东704地质大队(1998)在开展1:5万那务镇幅、合江镇幅区域地质调查中,测得片麻状花岗闪长岩的锆石 Pb-Pb 法同位素年龄为734Ma,认为其形成于震旦纪,这也是已知有关壶垌片麻状复式岩体的唯一年龄资料;1:25万玉林市幅区域地质调查报告(覃小锋等,2004)中亦引用该年龄数据,认为其形成于南华纪。我们本次获得壶垌片麻状复式岩体中片麻状花岗闪长岩的锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄为 $443.1 \pm 2.0\text{Ma}$,该年龄值应代表其确切的侵位年龄,表明其形成于加里东期(早志留世)。

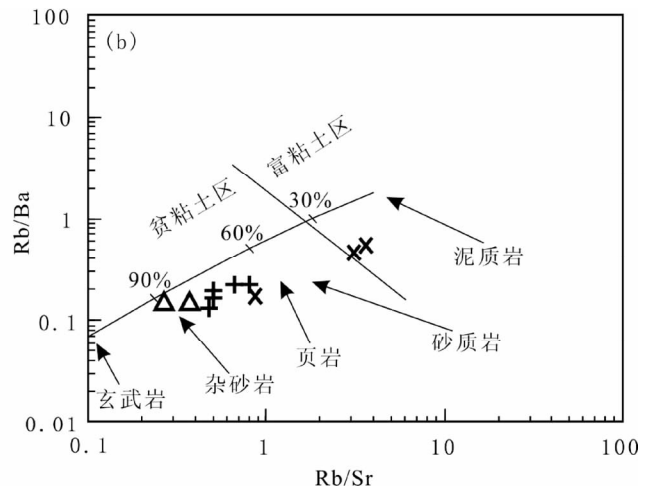
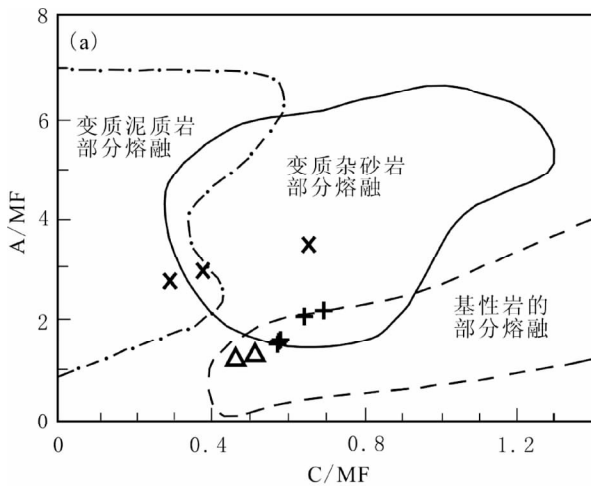


图9 壶垌片麻状复式岩体的 C/MF-A/MF (a, 底图据 Altherr *et al.*, 2000) 和 Rb/Sr-Rb/Ba 源岩判别图解 (b, 底图据 Sylvester, 1998)

Fig. 9 C/MF vs. A/MF (a, after Altherr *et al.*, 2000) and Rb/Sr vs. Rb/Ba (b, after Sylvester, 1998) diagrams of Hudong gneissic composite pluton

5.2 岩浆源区性质及岩石成因

壶垌片麻状复式岩体具有较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 (0.71268 ~ 0.71482)、高放射成因 Pb, 以及不均一、且均为负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-9.4 ~ -2.6), 对应的地壳模式年龄 $t_{\text{DM1}} = 1.51 \sim 2.14\text{Ga}$ (HD-2 除外), $t_{\text{DM2}} = 1.48 \sim 2.08\text{Ga}$, 对这种数据最直接的解释是它来源于古老地壳物质的深熔或重熔。此外, 由于 Sm-Nd 同位素体系有较强的抗热扰动能力, 因此, 壶垌片麻状复式岩体 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的不均匀性, 可能反映其源区组成是不均匀的, 不同部位源区物质部分熔融产生的岩浆也没有达到同位素均一化; 同时, 在形成过程中可能有地幔物质的不均匀混合。在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ - t 图解 (图 7a) 上, 其投影点位于华南元古代地壳演化区域 (据沈渭洲等, 1993) 内或靠近上部边缘; 在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解 (图 7b) 上, 四个样品点主要位于扬子上地壳区 (Jahn *et al.*, 1999) 的同位素范围及其附近; 而在 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ - $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 和 $(\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204})_i$ - $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 图解 (图 8) 上, 经时间校正后的岩石铅同位素投点落在靠近 Zartman and Doe (1981) 的 Pb 同位素上地壳演化线附近, 并沿零等时线 (Geochron) 分布 (图 8a), 或落在相对靠近造山带、地幔和上地壳演化线的上方 (图 8b)。上述图解投影结果说明, 壶垌片麻状复式岩体岩浆可能主要衍生于元古宙地壳, 且其源区成分的成熟度较低, 或者是在其形成过程中有年轻地幔物质的加入。

实验岩石学研究结果表明, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 的比值可以用来推断中酸性岩浆的源区特征, 当 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$ 时暗示源区为泥质岩, 当 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值介于 0.3 ~ 1.5 之间时中酸性的花岗质岩石则源于变杂砂岩或火成岩, 而且角闪岩部分熔融而成的偏中性熔体 (花岗闪长岩、石英闪长岩等) 会具有略

高的 $\text{Ca}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值 (Sylvester, 1998; Jung and Pfänder, 2007); 一般认为, 地壳中基性岩类 (玄武质成分) 的部分熔融形成化学成分偏基性的花岗闪长质的准铝质花岗岩类 (Sisson *et al.*, 2005), 地壳中碎屑沉积岩类部分熔融则形成偏酸性的过铝质花岗岩类 (Patino Douce and Harris, 1998), 而泥砂质沉积岩类部分熔融可能形成强烈富铝和富钾质的花岗岩 (Patino Douce and Harris, 1998; Castro *et al.*, 1999)。岩石学和岩石地球化学特征表明, 壶垌片麻状复式岩体片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值介于 1.48 ~ 2.47 之间, 具有较高的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值, A/CNK 在 0.83 ~ 0.93, 属于准铝质中钾钙碱性花岗岩类, 推断其极有可能源自角闪岩相的 (变) 玄武岩的部分熔融; 而片麻状二长花岗岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值介于 0.51 ~ 0.68 之间 (明显大于 0.5), $A/\text{CNK} = 0.92 \sim 1.05$, 属于准铝质-弱过铝质高钾钙碱性花岗岩类, 反映源区物质可能为贫粘土质的砂屑岩或杂砂岩。然而, 运用 Altherr *et al.* (2000) 的源区判别图解可以看出, 片麻状英云闪长岩的样品投点落在基性岩部分熔融的重叠区域内, 而片麻状二长花岗岩的样品落在变质杂砂岩或变质泥质岩部分熔融的区域内 (图 9a); 在 Sylvester (1998) 的 Rb/Sr-Rb/Ba 图解 (图 9b) 中, 前二者投点均落在左下方贫粘土区, 而后者主要落在富粘土区。上述特征暗示其岩浆源岩的多样性, 即可能存在不同原岩起源的岩浆混合作用。

花岗岩成因类型目前最为普遍接受的划分方案是将其区分为 I 型、S 型、M 型和 A 型, 自然界中真正由地幔岩浆衍生的 M 型花岗岩极少。因此, 自然界中花岗岩的成因类型主要以 I 型、S 型和 A 型为主, 它们之间具有比较明显的差异, 其中角闪石、堇青石和碱性铁镁矿物的出现被认为是判

断上述三类花岗岩最为重要且有效的标志(吴福元等, 2007)。本区壶洞片麻状复式岩体中片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩的 $K_2O/Na_2O < 1$, 与 I 型花岗岩的特点相似, 而片麻状二长花岗岩的 K_2O/Na_2O 比值在 0.97 ~ 1.85 之间, 与 S 型花岗岩 $K_2O/Na_2O > 1$ 的特点相似, 但从岩相学特征看, 壶洞片麻状复式岩体各类型岩石中均含有角闪石, 并没有发现白云母, 说明其应为 I 型花岗岩而非 S 型花岗岩, 与用 A/CNK 划分 I 型花岗岩和 S 型花岗岩的界限 ($A/CNK < 1.1$ 为 I 型花岗岩, $A/CNK > 1.1$ 为 S 型花岗岩。而本区片麻状英云闪长岩、片麻状花岗闪长岩和片麻状二长花岗岩的 A/CNK 分别为 0.83 ~ 0.92、0.85 ~ 0.93 和 0.92 ~ 1.05) 十分吻合。实验研究表明, 在 I 型花岗岩浆中, 磷灰石的溶解度很低, 并在岩浆分异过程中随 SiO_2 质量分数的增加而降低; 而在 S 型花岗岩浆中, 磷灰石溶解度变化趋势与此相反 (Wolf and London, 1994)。磷灰石在 I 型和 S 型花岗岩浆中这种不同行为已被成功地用于区分 I 型和 S 型花岗岩类 (Chappell, 1999)。壶洞片麻状复式岩体的数据显示, 其均具有较低的 P_2O_5 含量 ($< 0.22\%$), 且与 SiO_2 呈明显负消长关系, 则显示出 I 型花岗岩演化趋势 (图 5)。

综合上述特征表明, 壶洞片麻状复式岩体的岩浆源区以古老地壳物质为主, 并有幔源物质的参与。因此, 本文将壶洞片麻状复式岩体这种 I 型花岗岩解释为源于古老地壳物质的熔体混合了幔源熔体的结果 (Guo *et al.*, 2007)。根据前面已提到的其 $Fe_2O_3^T$ 、 Al_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 TiO_2 、 P_2O_5 、 MnO 含量与 SiO_2 含量呈明显的相关关系 (图 5), 暗示在岩浆演化过程中有角闪石、长石、磷灰石和富钛矿物 (如钛铁矿) 参与了分离结晶作用的特征推测, 壶洞片麻状复式岩体很可能是底侵幔源岩浆与古老地壳混合再发生重熔形成壳幔混源母岩浆, 再经历不同程度分离结晶作用, 从而形成了英云闪长岩 → 花岗闪长岩 → 二长花岗岩组合。

5.3 地球动力学背景

Barbarin (1999) 提出在活动大陆边缘以及成熟的俯冲区域, 含角闪石钙碱性花岗岩 (ACG) 可形成平行海沟延伸的巨大岩基, 并与少量岛弧拉斑玄武花岗岩 (ATG)、高钾钙碱性花岗岩 (KCG) 以及碱性花岗岩 (PAG) 共同构成活动大陆边缘特征的岩石组合。壶洞片麻状复式岩体的岩石学和地球化学特征显示, 其占主体的片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩属于含角闪石钙碱性花岗岩类 (ACG), 而片麻状二长花岗岩为高钾钙碱性花岗岩 (KCG), 与岛弧和活动大陆边缘的岩浆岩组合特征相似; 前面已提到, 壶洞片麻状复式岩体显示出富集大离子亲石元素 (LILE) 和轻稀土元素, 亏损高场强元素 (HFSE) 和重稀土元素, 并具显著的 Nb、Ta 和 Ti 的负异常, 反映其具有俯冲消减作用形成的岩浆岩地球化学特征 (Miller *et al.*, 1999)。在花岗岩类形成环境的 R_1 - R_2 判别图解 (图 10a) 中, 占主体的片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩投影点基本上都落入地幔分异花岗岩区, 部分落入板块

碰撞前花岗岩区, 片麻状二长花岗岩投影点全部落入同碰撞花岗岩区; 在 $Rb-SiO_2$ (图 10b) 和 $Rb-Yb + Ta$ 判别图解 (图 10c) 中, 片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩大部分落入火山弧花岗岩区, 而片麻状二长花岗岩大部分落入同碰撞花岗岩区; 在 $(Nb/Zr)_N-Zr$ 判别图解 (图 10d) 中, 片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩投影点基本上落入消减作用有关或碰撞作用有关的过铝质岩浆岩区, 而片麻状二长花岗岩落入碰撞作用有关的钙碱性-过碱性岩浆岩区; 在 $Ta/Yb-Th/Ta$ 图解 (图 10e) 中, 样品主要落入洋内火山弧区, 部分落入大陆活动边缘和板内火山弧区; 在 $Rb-Yb + Ta$ 判别图解 (图 10f) 中, 样品则主要落入大陆活动边缘区, 部分落入板内火山弧和洋内火山弧区。综上所述, 壶洞片麻状复式岩体形成于活动大陆边缘弧环境, 其形成过程经历了从俯冲-消减阶段 (形成占主体的片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩) 到碰撞阶段 (形成片麻状二长花岗岩) 的构造演化过程。

5.4 构造意义探讨

由于华夏-扬子板块结合带 (称之为“钦-杭结合带”) 经历了长期复杂的构造演化历史, 目前有关结合带两侧陆块的碰撞拼贴过程、陆块之间的盆地性质及其最终关闭时间等存在严重分歧。由于华南地区普遍缺失部分志留纪地层, 泥盆系与下古生界呈角度不整合接触, 因而普遍认为扬子板块与华夏板块是在中-晚志留世沿着现在的钦杭结合带发生碰撞, 形成加里东期碰撞带 (杨明桂和梅勇文, 1997; 殷鸿福等, 1999; Yan *et al.*, 2006)。然而, 云开地区作为加里东期造山过程中最重要阶段的板块俯冲过程形成的花岗岩一直没有发现。最近我们在云开地区北缘岑溪一带早古生代变质地层中发现了一套具 MORB 型地球化学特征的变质基性火山岩, 并获得其 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 谐和年龄为 441 ± 3 Ma (作者待发表数据), 暗示扬子板块和华夏板块结合带西南段的云开地块北缘有早古生代洋壳的存在。而与俯冲作用有关的壶洞片麻状复式岩体片麻状花岗闪长岩的侵位年龄为 443.1 ± 2.0 Ma, 表明其很可能是在扬子板块和华夏板块之间的洋壳岩石圈从早志留世开始向南俯冲的地球动力学背景下, 引发软流圈地幔流体上涌, 其所带来的热能诱发了岩石圈地幔和上覆云开地块的古老地壳物质重熔, 形成以壳源为主的壳幔混源母岩浆, 再经历不同程度分离结晶作用, 从而形成了本区大陆边缘弧型岩浆岩。因此, 壶洞片麻状复式岩体是云开地块北缘早古生代洋陆俯冲-碰撞的地质记录。

6 结论

通过以上对壶洞片麻状复式岩体的岩石学、年代学以及地球化学 (包括 Sr-Nd-Pb 同位素) 的研究, 我们得出以下几点初步认识:

(1) 锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年结果显示, 壶洞片麻

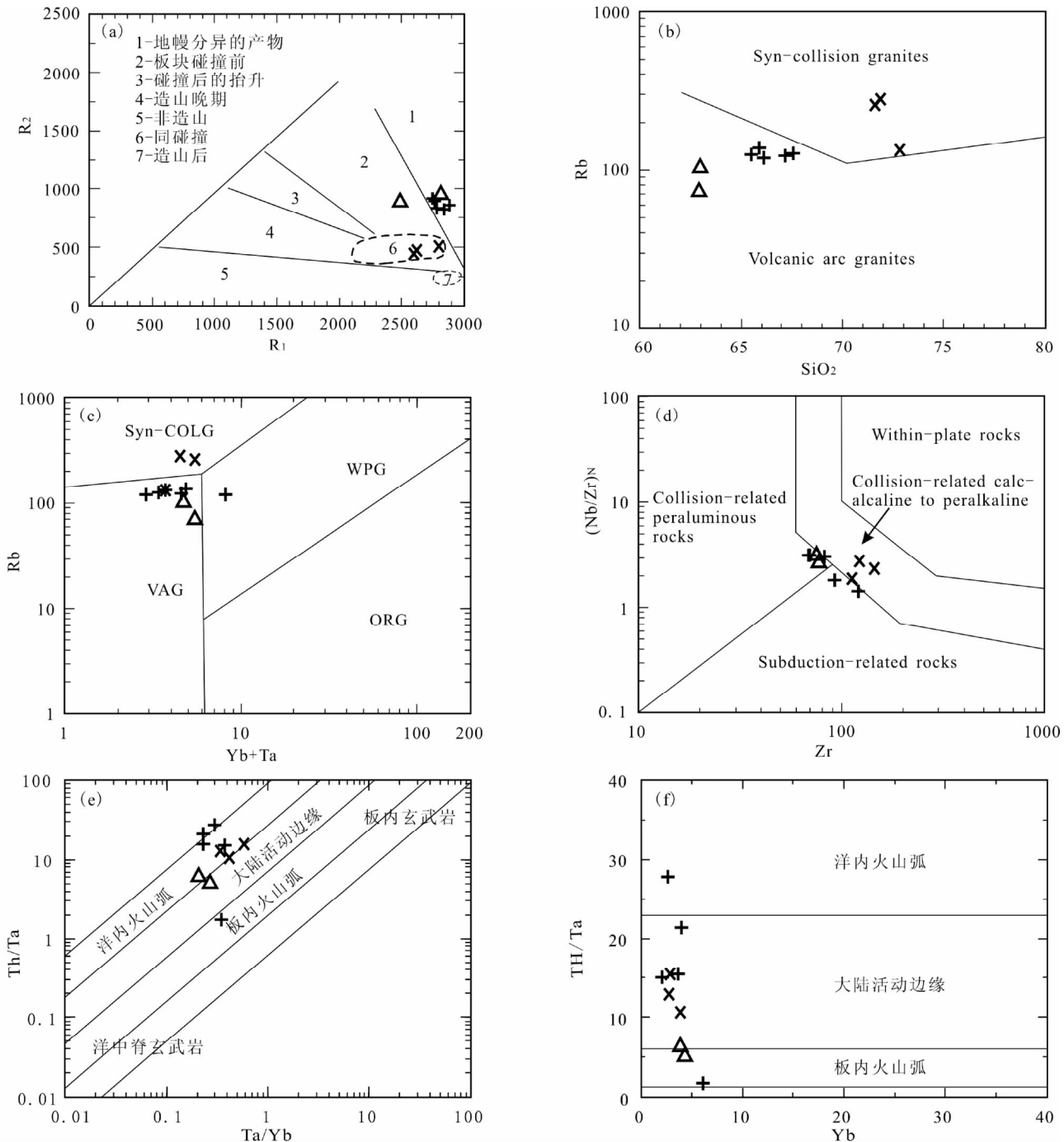


图 10 壶洞片麻状复式岩体的构造环境判别图解

(a)- R_1 - R_2 图解(据 Batchelor and Bowden, 1985); (b)- Rb - SiO_2 图解(据 Pearce *et al.*, 1984); (c)- Rb - $Yb + Ta$ 图解(据 Pearce *et al.*, 1984); (d)- $(Nb/Zr)_N$ - Zr 图解(据 Thieblemont and Tegye, 1994), Nb 和 Zr 含量是通过原始地幔 Nb 和 Zr 值进行标准化(据 Hofmann, 1988); (e)- Ta/Yb - Th/Ta 图解(据 Gorton and Schandl, 2000); (f)- Yb - Th/Ta 图解(据 Gorton and Schandl, 2000)

Fig. 10 Discrimination diagrams illustrating tectonic setting of Hudong gneissic composite pluton

(a)- R_1 vs. R_2 diagram (after Batchelor and Bowden, 1985); (b)- Rb vs. SiO_2 diagram (after Pearce *et al.*, 1984); (c)- Rb vs. $Yb + Ta$ diagram (after Pearce *et al.*, 1984); (d)- $(Nb/Zr)_N$ vs. Zr diagram (after Thieblemont and Tegye, 1994). Nb and Zr contents are normalized to Nb and Zr values to the primordial mantle (after Hofmann, 1988); (e)- Ta/Yb vs. Th/Ta diagram (after Gorton and Schandl, 2000); (f)- Yb vs. Th/Ta diagram (after Gorton and Schandl, 2000)

状复式岩体中片麻状花岗闪长岩的岩浆侵位年龄为 443.1 ± 2.0 Ma, 为加里东期(早志留世)岩浆活动的产物。

(2) 壶洞片麻状复式岩体中占主体的片麻状英云闪长岩和片麻状花岗闪长岩总体具有较低硅 ($\text{SiO}_2 = 62.92\% \sim 67.54\%$)、低碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3.98\% \sim 5.17\%$)、准铝质 ($A/\text{CNK} = 0.83 \sim 0.93$) 的化学组成特征, 属于中钾含角闪石钙碱性花岗岩类 (ACG); 而片麻状二长花岗岩具有高硅 ($\text{SiO}_2 = 71.55\% \sim 72.78\%$)、高碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.65\% \sim 7.57\%$)、准铝-弱过铝质 ($A/\text{CNK} = 0.92 \sim 1.05$) 的化学组成特征, 属于高钾钙碱性花岗岩类 (KCG)。其总体上显示出富集大离子亲石元素 (如 U、Ba、Rb 和 Th) 和轻稀土元素, 而 Nb、Ta 和 Ti 等高场强元素和重稀土元素明显亏损, 反映壶洞片麻状复式岩体具有俯冲消减作用形成的岩浆岩地球化学特征。

(3) 壶洞片麻状复式岩体具有较高的锶同位素初始比值 ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71268 \sim 0.71482$) 以及不均一、且均为负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-9.4 \sim -2.6$), 对应的地壳模式年龄 $t_{\text{DM1}} = 1.51 \sim 2.14$ Ga, $t_{\text{DM2}} = 1.48 \sim 2.08$ Ga。Sr-Nd-Pb 同位素组成反映其岩浆可能主要衍生于元古宙地壳, 是底侵幔源岩浆诱发古老地壳物质重熔并与壳源熔体混合形成以壳源为主的壳幔混源母岩浆, 再经历了不同程度的分离结晶作用形成。

(4) 根据壶洞片麻状复式岩体的研究资料, 并结合区域地质特征分析认为, 扬子板块和华夏板块结合带(钦-杭结合带)西南段的云开地块北缘有早古生代洋盆的存在, 壶洞片麻状复式岩体形成于活动大陆边缘弧环境, 是云开地块北缘早古生代洋陆俯冲-碰撞的地质记录。

致谢 在主量、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素分析测试中得到核工业北京地质研究院分析测试研究中心刘牧老师的支持; 在 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年和数据分析过程中得到中国地质科学院矿产资源研究所侯可军博士的热心指导和帮助; 审稿人提出了宝贵的修改意见; 在此一并致以衷心的感谢!

References

Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C and Kreuzer H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50(1-3): 51-73

Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605-626

Batchelor RA and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4): 43-55

Belousova E, Griffin W, O'Reilly SY and Fisher N. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602-622

Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangdong Province. 1988. *Regional Geology of Guangdong Province*. Beijing: Geological

Publishing House: 1-941 (in Chinese)

Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangxi Zhuang Autonomous Region. 1985. *Regional Geology of Guangxi Zhuang Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House: 1-853 (in Chinese)

Castro A, Patiño Douce AE, Corretgé LG, De la Rosa JD, El-Biad M and El-Hmidi H. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: An experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2-3): 255-276

Chappell BW. 1999. Aluminium Saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46(3): 535-551

China Bureau of Geological Survey. 2004. *Geological Map of China (1:2500000)*. Beijing: Geograph. Map Pub. House (in Chinese with English abstract)

Cox KG, Bell JD and Pankhurst RJ. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen and Unwin, 1-450

De La Roche H, Leterrier J, Grandclaude P and Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagram and major-element analyses; Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4): 183-210

Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd Edition. New York: John Wiley and Sons, 1-589

Gorton MP and Schandl ES. 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canada Mineral.*, 38: 1065-1073

Guo F, Nakamura E, Fan WM, Kobayashi K and Li CW. 2007. Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing, Yanji area, NE China. *Journal of Petrology*, 48(4): 661-692

Guo LT, Huang YH and Hong YR. 2001. Recognition and mapping of petrological reconstruction in metamorphic intrusive rocks in Yunkai area, western Guangdong Province. *Geology and Mineral Resources of South China*, (4): 67-72 (in Chinese with English abstract)

Hofmann AW. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 297-314

Hoskin PWO and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hancher JM and Hoskin PWO (eds.). *Zircon: Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. New York: American Mineralogy Society, 53(1): 27-62

Hou KJ, Li YH and Tian YY. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS. *Mineral Deposits*, 28(4): 481-492 (in Chinese with English abstract)

Huang GC, Wang XW, Yang SY, Chen LQ and Ling JS. 2001. Chronological evidence for the existence of the Meso- to Paleoproterozoic basement in the Yunkai uplift area. *Regional Geology of China*, 20(2): 194-199 (in Chinese with English abstract)

Jahn BM, Wu FY, Lo CH and Tsai CH. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology*, 157(1-2): 119-146

Jian P. 1991. U-Pb dating on zircon from migmatites and granites at the southwestern end of Yunkai upwarded district, South China. *Guangdong Geology*, 6(2): 58-67 (in Chinese with English abstract)

Jung S and Pfänder JA. 2007. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: Constraints from $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*, 19(6): 859-870

Kuang YG, Huang YH, Zhuang WM, Zhuo WH and Xiao SM. 2001. Establishment of the Yunkai Group-complex in western Guangdong: A new understanding of pre-Devonian metamorphic strata in the Yunkai area. *Regional Geology of China*, 20(2): 146-152 (in Chinese with English abstract)

- Ludwig KR. 2003. User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, California: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4: 1-70
- Ma LF. 2002. Geological Atlas of China. Beijing: Geological Press, 1-348 (in Chinese)
- Miller C, Schuster R, Klötzli U, Frank W and Purtscheller 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(9): 1399-1424
- Mo ZS. 1989. Reappraisal of the age and genesis of Yunkaidashan "metamorphic complex". *Guangdong Geology*, 4(1): 83-86 (in Chinese with English abstract)
- Morrison GW. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1): 97-108
- Nan Y. 1994. Classification and geochronology of the Yunkai Group, western Guangdong. *Guangdong Geology*, 9(4): 1-11 (in Chinese with English abstract)
- Patino Douce AE and Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan Anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4): 689-710
- Pearce JA, Harris NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983
- Peng SB, Zhang YM, Zhan MG, Chen FW and Qiu RZ. 2000. Dating of Sm-Nd, Rb-Sr isotopic systems and its dynamic significance for the Proterozoic augen granite in Yunkai area. *Acta Petrologica Sinica*, 16(1): 99-105 (in Chinese with English abstract)
- Peng SB, Jin ZM, Fu JM, He LQ, Cai MH and Liu YH. 2006a. The geochemical evidences and tectonic significance of Neoproterozoic ophiolite in Yunkai area, western Guangdong Province, China. *Acta Geologica Sinica*, 80(6): 814-825 (in Chinese with English abstract)
- Peng SB, Jin ZM, Liu YH, Fu JM, He LQ, Cai MH and Wang YB. 2006b. Petrochemistry, chronology and tectonic setting of strong peraluminous anatectic granitoids in Yunkai orogenic belt, western Guangdong Province, China. *Earth Science*, 31(1): 110-120 (in Chinese with English abstract)
- Peng SM, Fu LF and Zhou GQ. 1995. Tectonic Evolution of Yunkai Massif and Its Shearing Anatectic Origin of Gneissic Granitic Rocks. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1-167 (in Chinese)
- Qin XF, Zhou FS, Hu GA, Li GN, Xie LF, Zhou KH, Huang XQ and Pan YW. 2005. First discovery of MORB volcanic rock and its tectonic significance on the north margin of the Yunkai block, southeastern Guangxi. *Geological Science and Technology Information*, 24(3): 20-24 (in Chinese with English abstract)
- Qin XF, Pan YM, Li J, Li RS, Zhou FS, Hu GA and Zhong FY. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of the Yunkai metamorphic complex in southeastern Guangxi, China. *Geological Bulletin of China*, 25(5): 553-559 (in Chinese with English abstract)
- Qin XF, Pan YM, Xia B, Li RS, Zhou FS, Hu GA and Lu GB. 2007. Geochemical characteristics and tectonic significance of metabasic volcanic rocks in tectonic belt of northern margin of Yunkai block, southeastern Guangxi. *Geochimica*, 36(3): 311-322 (in Chinese with English abstract)
- Qin XF, Li J, Li RS, Zhou FS, Hu GA, Li GN, Zhou KH, Xie LF and Pan YW. 2008. Geological Evolution of Bobai-Cenxi Orogenic Belt in the North Margin of Yunkai Block, southeastern Guangxi. Beijing: China Land Press, 1-152 (in Chinese)
- Richwood PC. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247-263
- Shen WZ, Zhu JC, Liu CS, Xu SJ and Lin HH. 1993. Sm-Nd isotopic study of basement metamorphic rocks in South China and its constraint on material sources of granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2): 115-124 (in Chinese with English abstract)
- Sisson TW, Ratajeski K, Hankins WB and Glazner AF. 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(6): 635-661
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313-345
- Sylvester PJ. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1-4): 29-44
- Thieblemont D and Tegey M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoins de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et Des Planètes*, 319(1): 87-94
- Wan YS, Liu DY, Wilde SA, Cao JJ, Chen B, Dong CY, Song B and Du LL. 2010. Evolution of the Yunkai Terrane, South China: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating, geochemistry and Nd isotope. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 140-153
- Wang YJ, Fan WM, Zhao GC, Ji SC and Peng TP. 2007. Zircon U-Pb geochronology of gneissic rocks in the Yunkai massif and its implications on the Caledonian event in the South China Block. *Gondwana Research*, 12(4): 404-416
- Wilson MB. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. London: Springer, 1-466
- Wolf MB and London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(19): 4127-4145
- Wu FY, Li XH, Yang JH and Zheng YF. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217-1238 (in Chinese with English abstract)
- Yan DP, Zhou MF, Wang CY and Xia B. 2006. Structural and geochronological constraints on the tectonic evolution of the Dulong-Song Chay tectonic dome in Yunnan Province, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 332-353
- Yang MG and Mei YW. 1997. Characteristics of geology and metallization in the Qinzhou-Hangzhou paleoplate juncture. *Geology and Mineral Resources of South China*, 9(3): 52-59 (in Chinese with English abstract)
- Ye BD. 1989. Isotopic age data from Yunkai area of Guangdong and Guangxi provinces and their geologic implications. *Guangdong Geology*, 4(3): 39-56 (in Chinese with English abstract)
- Ye ZH, Lao QY and Hu SL. 2000. Some remarks on the geologic age and stratigraphic sequence of Yunkai Group in Yunkai Mountains. *Geological Review*, 46(5): 449-454 (in Chinese with English abstract)
- Yin HF, Wu SB, Du YS and Peng YQ. 1999. South china defined as part of Tethyan archipelagic ocean system. *Earth Science*, 24(1): 1-12 (in Chinese with English abstract)
- Zartman RE and Doe BR. 1981. Lead-isotope evolution. U. S. Geological Survey Professional Paper, 169-170
- Zhang YM and Peng SB. 2000. Chronologic framework of the Proterozoic basement and presinian tectonic evolution in Yunkai region, South China. *Geology and Mineral Resources of South China*, (1): 1-10 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZL, Yuan HH and Nan Y. 1998. Whole grain zircon evaporation for age of Luoyu Formation, Yunkai Group. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 18(1): 85-90 (in Chinese with English abstract)
- Zhong ZQ, You ZD, Zhou HW and Han YJ. 1996. The evolution and basic structural framework of the basement of the Yunkai uplift. *Regional Geology of China*, 13(1): 36-43 (in Chinese with English abstract)
- Zhou GQ, Zheng YM and Wu AS. 1996. Pre-Sinian stratum in the Yunkai area in Guangdong and Guangxi province. *Regional Geology of China*, 13(4): 295-303 (in Chinese with English abstract)
- Zhou HW, You ZD, Zhong ZQ and Han YJ. 1994. Characteristics of zircons in orbicular gneissic biotite-granite from Yunkai uplifted area. *Earth Science*, 19(4): 427-432 (in Chinese with English abstract)
- Zhuang WM, Xu YX and Huang YH. 1995. The discovery of Proterozoic

granite in Yunkai area. Guangdong Geology, 10(2): 57-63 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 广东省地质矿产局. 1988. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1-941
- 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. 北京: 地质出版社, 1-853
- 郭良田, 黄宇辉, 洪裕荣. 2001. 粤西云开变质深成岩同岩异化及其识别与填图. 华南地质与矿产, (4): 67-72
- 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. 矿床地质, 28(4): 481-492
- 黄圭成, 汪雄武, 杨世义, 陈龙清, 凌井生. 2001. 两广云开隆起区存在中-古元古代基底的年代学证据. 中国区域地质, 20(2): 194-199
- 简平. 1991. 云开隆起西南端混合岩、花岗岩同位素地质年代研究. 广东地质, 6(2): 58-67
- 邝永光, 黄宇辉, 庄文明, 卓伟华, 肖思明. 2001. 粤西云开岩群的建立——云开地区前泥盆纪变质地层的再认识. 中国区域地质, 20(2): 146-152
- 马丽芳. 2002. 中国地质图集. 北京: 地质出版社, 1-348
- 莫柱孙. 1989. 关于“云开大山变质杂岩”形成时代及成因的一些新认识. 广东地质, 4(1): 83-86
- 南颐. 1994. 粤西云开群的划分及其地质年代. 广东地质, 9(4): 1-11
- 彭少梅, 符力奋, 周国强. 1995. 云开地块构造演化及片麻状花岗岩岩石的剪切深熔成因. 武汉: 中国地质大学出版社, 1-167
- 彭松柏, 张业明, 战民国, 陈富文, 邱瑞照. 2000. 云开元古宙眼球状花岗岩 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素体系定年及其动力学意义. 岩石学报, 16(1): 99-105
- 彭松柏, 金振民, 付建明, 何龙清, 蔡明海, 刘云华. 2006a. 云开地区新元古代蛇绿岩的地球化学证据及其构造意义. 地质学报, 80(6): 814-825
- 彭松柏, 金振民, 刘云华, 付建明, 何龙清, 蔡明海, 王彦斌. 2006b. 云开造山带强过铝深熔花岗岩地球化学、年代学及构造背景. 地球科学, 31(1): 110-120
- 覃小锋, 周府生, 胡贵昂, 李广宁, 谢凌峰, 周开华, 黄锡强, 潘艺文. 2005. 云开地块北缘 MORB 型火山岩的首次发现及其大地

构造意义. 地质科技情报, 24(3): 20-24

- 覃小锋, 潘元明, 李江, 李容森, 周府生, 胡贵昂, 钟锋运. 2006. 桂东南云开地区变质杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学. 地质通报, 25(5): 553-559
- 覃小锋, 潘元明, 夏斌, 李容森, 周府生, 胡贵昂, 陆国斌. 2007. 云开地块北缘构造带中变质基性火山岩的地球化学特征及其大地构造意义. 地球化学, 36(3): 311-322
- 覃小锋, 李江, 李容森, 周府生, 胡贵昂, 李广宁, 周开华, 谢凌峰, 潘艺文. 2008. 云开地块北缘博白: 岑溪造山带的形成与演化. 北京: 中国大地出版社, 1-152
- 沈渭洲, 朱金初, 刘昌实, 徐士进, 凌洪飞. 1993. 华南基底变质岩的 Sm-Nd 同位素及其对花岗岩类物质来源的制约. 岩石学报, 9(2): 115-124
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23(6): 1217-1238
- 杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征. 华南地质与矿产, 9(3): 52-59
- 叶伯丹. 1989. 两广云开地区同位素地质年龄数据及其地质意义. 广东地质, 4(3): 39-56
- 叶真华, 劳秋元, 胡世玲. 2000. 云开大山云开群地层时代和层序的研究现状与新认识. 地质论评, 46(5): 449-454
- 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 彭元桥. 1999. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分. 地球科学, 24(1): 1-12
- 张业明, 彭松柏. 2000. 云开元古宙陆壳基底年代格架及华南前震旦纪构造演化初论. 华南地质与矿产, (1): 1-10
- 张志兰, 袁海华, 南颐. 1998. 用颗粒锆石分层蒸发法确定云开群罗罉组的时代. 矿物岩石, 18(1): 85-90
- 中国地质调查局. 2004. 中华人民共和国地质图(1:250万). 北京: 中国地图出版社
- 钟增球, 游振东, 周汉文, 韩郁菁. 1996. 两广云开隆起区基底的组成演化及其基本结构格局. 中国区域地质, 13(1): 36-43
- 周国强, 郑有铭, 吴安生. 1996. 两广云开地区前震旦纪地层. 中国区域地质, 13(4): 295-303
- 周汉文, 游振东, 钟增球, 韩郁菁. 1994. 云开隆起区钾长球斑片麻状黑云母花岗岩锆石特征研究. 地球科学, 19(4): 427-432
- 庄文明, 许业熙, 黄宇辉. 1995. 云开地区发现元古代花岗岩. 广东地质, 10(2): 57-63