

武夷山西缘流纹岩的形成时代及其地球化学特征

舒良树^{①*}, 邓平^②, 于津海^①, 王彦斌^③, 蒋少涌^①

① 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 南京 210093;

② 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

③ 北京离子探针中心, 北京 100037

* E-mail: lsshu2003@yahoo.com.cn

收稿日期: 2007-10-15; 接受日期: 2008-04-23

国家自然科学基金项目(批准号: 40634022, 40221301, 40572118, 40672125)

摘要 在武夷山西缘兴宁-龙川-五华地区变质岩路线调查的基础上, 对新发现的兴宁县径南镇变流纹岩进行了详细观察与系统采样, 开展了岩石学、矿物学、岩石地球化学和年代学的测试分析, 旨在确定其构造属性和形成年代. 该变流纹岩与变杂砂岩互层, 两者同褶皱、同变质, 地表出露厚 60 m 左右. 径南流纹岩中锆石呈淡褐色, 部分弱熔蚀. SHRIMP U-Pb 定年显示存在两组锆石年龄记录: 其一由 8 颗自形岩浆锆石组成, 具有谐和的 U-Pb 同位素组成, 平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(972 \pm 8) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 14$), 代表岩浆结晶、火山喷发年龄; 另一组由 6 颗具环带构造的弱熔蚀半自形-他形锆石构成, 年龄是 $(1097 \pm 11) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.58$), 相当于变质基底的年龄, 可能为流纹岩源岩的继承锆石或者系岩浆上升时俘获熔蚀围岩的. 另有 1 颗继承锆石的年龄是 $(2035 \pm 11) \text{ Ma}$, 反映华南可能存在一个古元古代的蚀源区. 流纹岩具有较高的 SiO_2 和 K_2O 含量, Al_2O_3 含量中等, ACNK 值 0.98~1.11, 反映岩石的高钾偏碱性质; 轻稀土元素相对富集、稀土总量高, 具 Eu 负异常和 Sr 负异常; 贫 Ba, Sr, Ti, P 和 Ta-Nb, 富 Rb, Th, Ce, 具有和晚中生代中国东南沿海酸性火成岩相似的主量、稀土和微量元素特征, 具有壳源花岗质岩浆的地球化学特征. 推测研究区在新元古代早青白口世曾经发生过一次构造-岩浆事件, 导致高钾钙碱系列酸性火山岩喷发.

关键词

流纹岩

钙碱系列

新元古代早期

武夷山西缘

华南

依最新国际地层年代表^[1], 原三峡层型震旦系剖面已经解体, 其下震旦统莲沱组和南沱组(冰碛岩层)合称南华系, 对应于国际上的成冰系(Ctyogenian), 其下为青白口系(850~1000 Ma); 上早震旦统灯影组和陡山沱组合称震旦系, 对应于国际上的埃迪卡拉系(Ediacaran)^[2], 其上为寒武系. 近十多年来的研究成果揭示, 华南地区曾经存在一个前南华纪陆块^[3~14]. 然而, 作为华南重要区段的武夷山以西赣南-南岭一带却一直较少研究, 正式出版的地质图中该区不存在前南华纪基底^[15], 粤赣闽三省区域地质志均将原

震旦系(相当于现在的震旦系+南华系)视为该区的最老岩层, 认为该地区主要由浅变质的次深海碎屑岩——火山碎屑岩(神山群)、震旦纪浅海泥砂质碎屑岩、寒武纪-奥陶纪浅海相类复理石组成^[15~17]. 近年研究表明, 事实并非如此. 徐夕生等^[18]在粤北下庄花岗岩中的继承锆石中获得 1275~2137 Ma 的源区年龄信息(源区位置尚未确定), 推测南岭地区可能存在中元古代-古元古代陆壳基底. 韩仲仁等^[19]曾报道在赣南永丰县潭头发现早青白口世变质基底露头, 其中夹有变石英角斑岩岩层, 推测此区西延的南岭地区可能

存在前南华纪火山活动。

2001 年,周新民教授组织南京大学多学科 14 名教授在南岭野外考察时,在粤东兴宁县径南镇发现了一个厚约 60 m 的变杂砂岩-变流纹岩岩系,其顶板与底板均为泥砂质板岩。野外疑为南岭基底古火山活动产物,但其元古宙的时代缺少直接地质证据。嗣后,笔者等先后 3 次对其进行了几何学的调查与系统采样,并进行了岩石学、矿物化学、岩石地球化学和 SHRIMP U-Pb 测年等综合研究,旨在确定其地球化学属性和形成年代。研究表明,研究区不但存在元古宙变质基底,而且存在早青白口世火山活动的记录,可能与当时的岩浆-构造作用有关。现将笔者获得的新资料和新认识介绍如下,抛砖引玉,以期引起同行们的关注。

1 地质概况

大地构造上,研究区属于华南早古生代褶皱造山带中段^[20,21]。北界为萍乡-江山-绍兴断裂,东南界为政和-大埔断裂,东被赣江断裂带所限^[22]。地表地质和地球物理资料表明^[23],区内存在近 E-W 向和 NE 向两组断裂与褶皱构造带。深部表现为 E-W 向的粤北幔坳-佛冈幔坡-广州幔隆带和近 E-W 向的重力梯度带(-20~40 mGal),但浅部各个山岭、晚燕山期花岗岩体、白垩纪-古近纪红色盆地却呈 NE 向雁行排列,并切割近 E-W 向地质构造^[24]。

区内出露岩层主要包括: (1) 古近系(暗红色含石膏层粗碎屑岩系); (2) 白垩系(砖红-灰紫色砾岩、粉砂岩、泥岩夹橄榄玄武岩层); (3) 中-下侏罗统(分布零星,为杂色砂砾岩、石英砂岩、砂岩夹碳质泥岩,中部夹杏仁状玄武岩和流纹岩薄层); (4) 上三叠统(砾岩、砂岩夹碳质泥岩); (5) 下三叠统(泥灰岩、页岩); (6) 零星出露的石炭系-泥盆系(浅海-滨海相碎屑岩-碳酸盐岩组合); (7) 板岩化-弱千枚岩化的下古生界(泥砂质韵律层、下寒武统含碳质泥岩等,反映陆缘海环境); (8) 板岩化-弱千枚岩化的震旦系-南华系(泥砂质韵律层、硅质岩); (9) 前南华系变质碎屑岩夹变质火山岩层等。区域上缺失上侏罗统、中三叠统、下志留统-上奥陶统,反映燕山、印支和加里东等三期构造事件对华南地区的强烈影响^[22,24]。

据笔者等野外考察,武夷山西缘多处出露变杂砂岩、变火山岩、黑云母片岩、片麻岩和花岗质片麻岩等变质岩露头,岩石中拉伸面理、剪切面理、非同轴不对称岩石矿物组构发育,其特征矿物、结构构造特征与武夷山前南华纪变质基底岩石相似,但其时代关系不清。震旦纪(原晚震旦世)-志留纪岩系大面积出露在赣南地区,为一套紧闭同斜褶皱变形的浅变质泥砂质韵律岩层夹碳质岩,岩层中波痕、钙质砂岩、“泥包砂”透镜状层理等浅海环境标志发育^[12]; 产三叶虫、腕足类和笔石等,不含火山岩层。因此,发育在南岭地区前南华系中的变火山岩层有可能成为完整了解华南地区基底年代与构造演化的窗口。

调查表明,黑云母片岩、片麻岩和花岗质片麻岩等变质岩主要出露在南岭东段梅县、兴宁、五华、龙川、蕉岭、和平、寻乌等地,呈近东西方向展布(图 1)。受后期构造影响,部分变质岩块呈北东向展布。岩层中叠加褶皱、钩状褶皱发育,局部可见肠状混合岩脉体。在五华县华城加油站(N24°07'20", E115°39'54"),混合岩化黑云片麻岩中剪切面理(310°∠50°)和拉伸线理(316°∠48°)发育,ac 面上不对称长石、石英残斑系和石香肠组构发育,指示上盘从 SE 朝 NW 方向运动。在龙川县华安加油站(N24°04'46", E115°30'38"),糜棱岩化条带状片麻岩中剪切面理(185°∠80°)和拉伸线理(280°∠10°)发育,ac 面上不对称褶皱(枢纽平行拉伸线理)、长石残斑系和 S-C 复合面理发育(图 2(a)),一致指示沿近东西方向的左旋韧性剪切运动。

2 岩石学与矿物学特征

兴宁县径南镇前震旦纪火山岩系出露在 2656 里程碑附近,紧邻兴宁县茶场,地理坐标 24°10'15"N, 115°52'06"E。沿 50°N~60°E 方向延伸,向东可与永丰县潭头变酸性火山岩相连。该火山岩系由块层状变流纹岩和变杂砂岩不等厚互层而成(图 2(b)),地表出露宽约 60 m,位于泥砂质板岩之间。变流纹岩与变杂砂岩变质较弱,变形较强,两者同褶皱同变质,面理近直立(320°∠70°),变杂砂岩面理面上拉伸线理发育(325°∠68°)。变流纹岩层面上发育一系列后期断层,断面产状为 260°∠68°,断面上擦痕近水平(80°∠

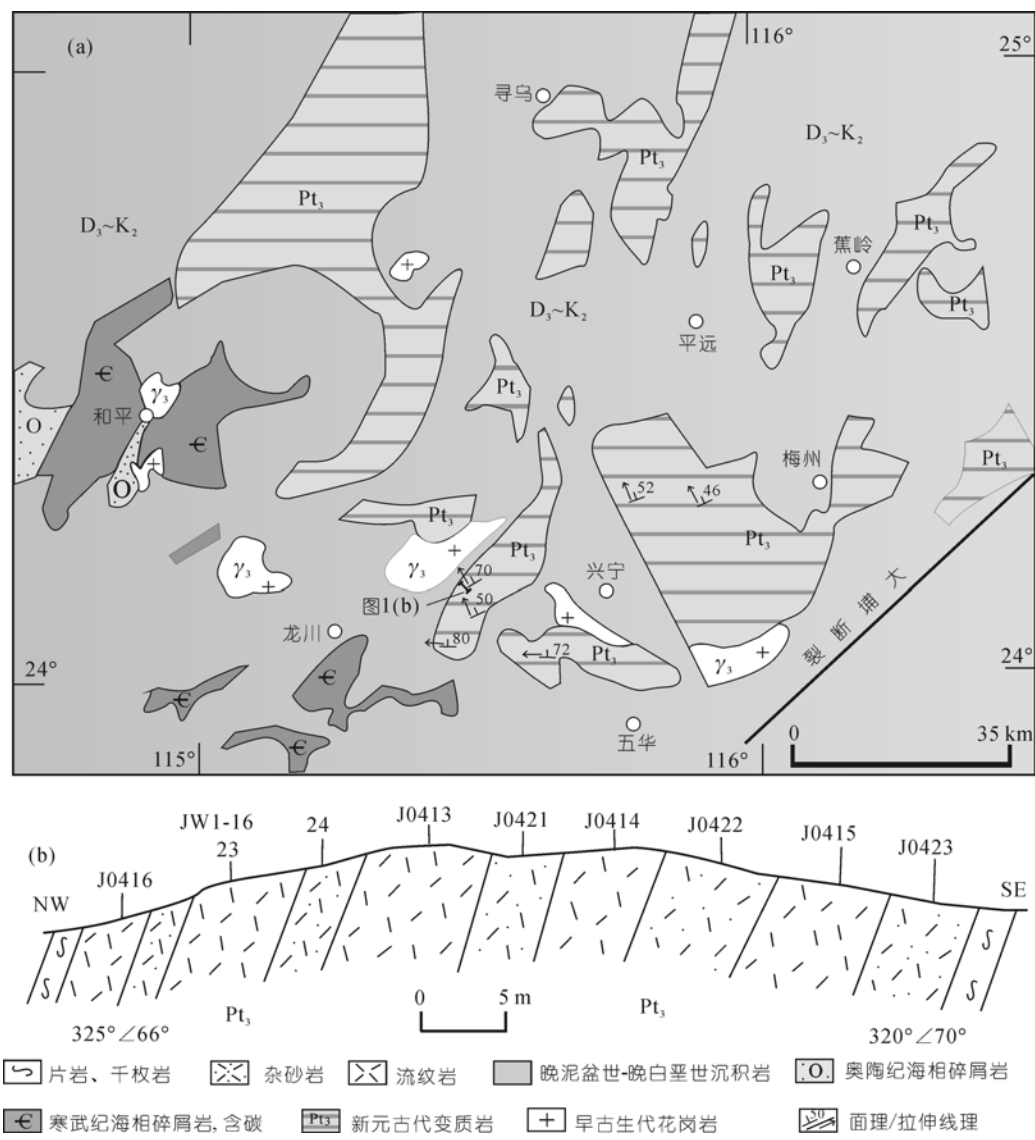


图 1 粤东兴宁地区地质简图
(a) 地质示意图; (b) 采样剖面图

10°), 断层阶步指示右旋平移性质.

流纹岩共出露 5 层, 每层厚 3~8 m 不等. 新鲜者呈浅红色, 坚硬. 斑状结构, 流纹构造, 斑晶成分主要为高温石英(8%)和透长石、正长石(5%), 偶见钠长石(1%), 粒径 2~4 mm 居多, 少数可达 10 mm. 基质为脱玻化形成的长石、石英微晶集合体(图 2(c)). 透长石斑晶透明光亮, 负突起, 晶体粗大自形; 正长石斑晶表面粗糙, 泥化、绢云母化普遍; 钠长石晶体细小, 可见聚片双晶; 石英斑晶常显四边形切面, 对角线消光, 显示高温石英特征. 斑晶颗粒多被熔蚀, 呈港湾状边界. 受过应力作用的石英斑晶显示较强的波状消光.

变杂砂岩呈黑绿色, 层厚 3~5 m 不等, 粒细, 致密坚硬. 野外难辨其矿物成分, 容易误认为玄武质岩石. 变杂砂岩主要由石英(约 60%)细碎屑、少量岩屑和粉砂质-黏土质杂基组成. 碎屑、岩屑和杂基多被压扁拉长, 定向排列. 碎屑颗粒多为锯齿边, 显示低的成熟度; 杂基的粉砂和黏土物质多已变为鳞片状绢云母等细晶集合体(图 2(d)).

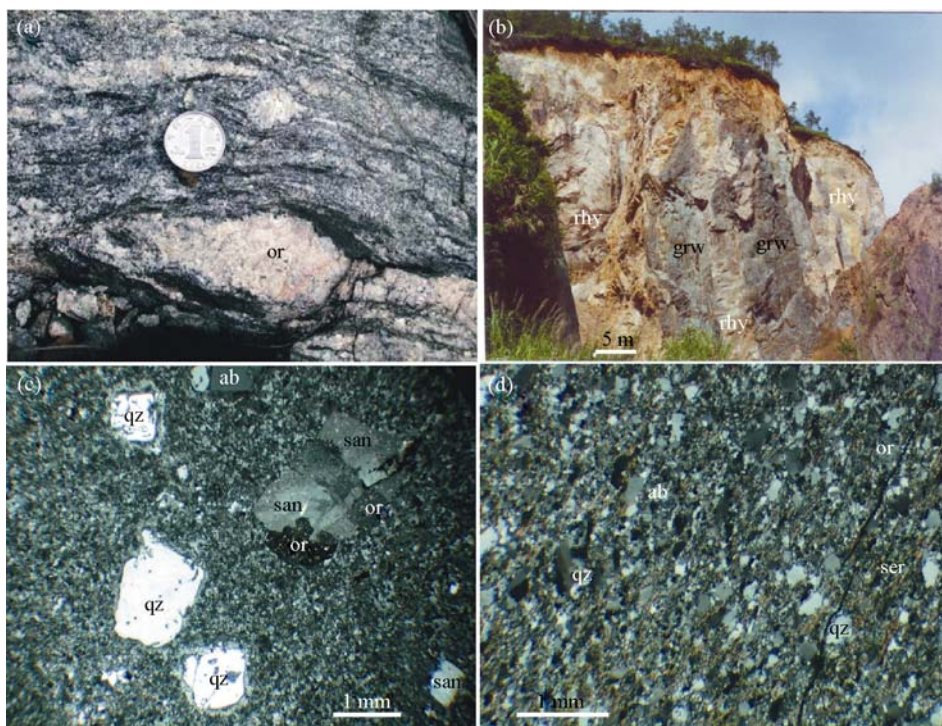


图 2

(a) 粤东龙川县糜棱岩化片麻岩; (b) 兴宁县径南变流纹岩与变杂砂岩; (c) 流纹岩的显微照片; (d) 杂砂岩的显微照片. rhy, 流纹岩; grw, 杂砂岩; qz, 石英; or, 正长石; san, 透长石; ab, 钠长石; ser, 绢云母

3 岩浆锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

华南造山带变质基底中火山岩的测年数据不多, 保存的古构造-岩浆活动的物质记录较少, 导致该区古构造环境及其演化恢复工作难度较大. 武夷山西缘径南古火山岩的发现, 有可能为揭示该区前震旦纪构造环境提供有益线索. 为此, 笔者对径南流纹岩精选的锆石矿物进行了离子探针法 U-Pb 同位素年龄的测定工作.

制样和测试均在北京离子探针中心进行, 共测定 16 组锆石, 由王彦斌研究员指导笔者完成. 该岩石中的锆石大多数为淡褐色自形晶体, 部分呈弱熔蚀半自形-他形, 有少量为浑圆状的碎屑锆石(图 3 中 JW-1). 根据 CL 图像, 变流纹岩源岩的残余锆石与岩浆结晶锆石之间没有特别明显的差异. 但是, 岩浆成因的锆石具有很好的韵律环带, 这与其 Th/U 比值都大于 0.25(平均 0.60)是吻合的; 而源岩的残余锆石则边缘被弱熔蚀, 晶形轮廓被弱磨圆(图 3 中 JW-1, 3, 5, 7, 16).

在测定前先对锆石进行透射光、反射光、阴极发

光照相; 结合图片, 标定合适的锆石颗粒以备年龄测定, 测试仪器为 SHRIMP II. 数据处理采用 Ludwig 的 SQUID1.02 及 ISOPLOT3.0 程序. 在 SHRIMP 的测试过程中由标准锆石 TEM 和 SL13 分别进行同位素内部分馏校正和 U, Th, Pb 含量的测定, 用 ^{204}Pb 进行普通铅校正. 测试全过程严格按照规定流程和要求进行, 具体的分析方法参见 [25,26]. 文中的同位素比值误差用 1σ 表示, 加权平均年龄的置信水平为 95%; Pb 和 Pb* 分别表示普通铅和放射铅. 测试中平均每测试两组未知样品年龄便测量一次已知的锆石标样 (G103)TEM, 以确保后期数据处理时用标样对未知样品的同位素组成进行准确的校正.

SHRIMP 测试结果见表 1. 在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和曲线图上(图 4), 大多数锆石分布在两个区域, 其中有一组年龄分布在 1100 Ma 附近, 由 6 颗具环带构造、弱熔蚀、半自形-他形的锆石和 1 颗自形锆石的核部年龄构成, 它们的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 平均年龄为 $(1099 \pm 13) \text{ Ma}$ (MSWD=0.86), 如果剔除一颗误差较大, 谐和性差的颗粒(JW-16, 图 4), 其余 6 颗锆

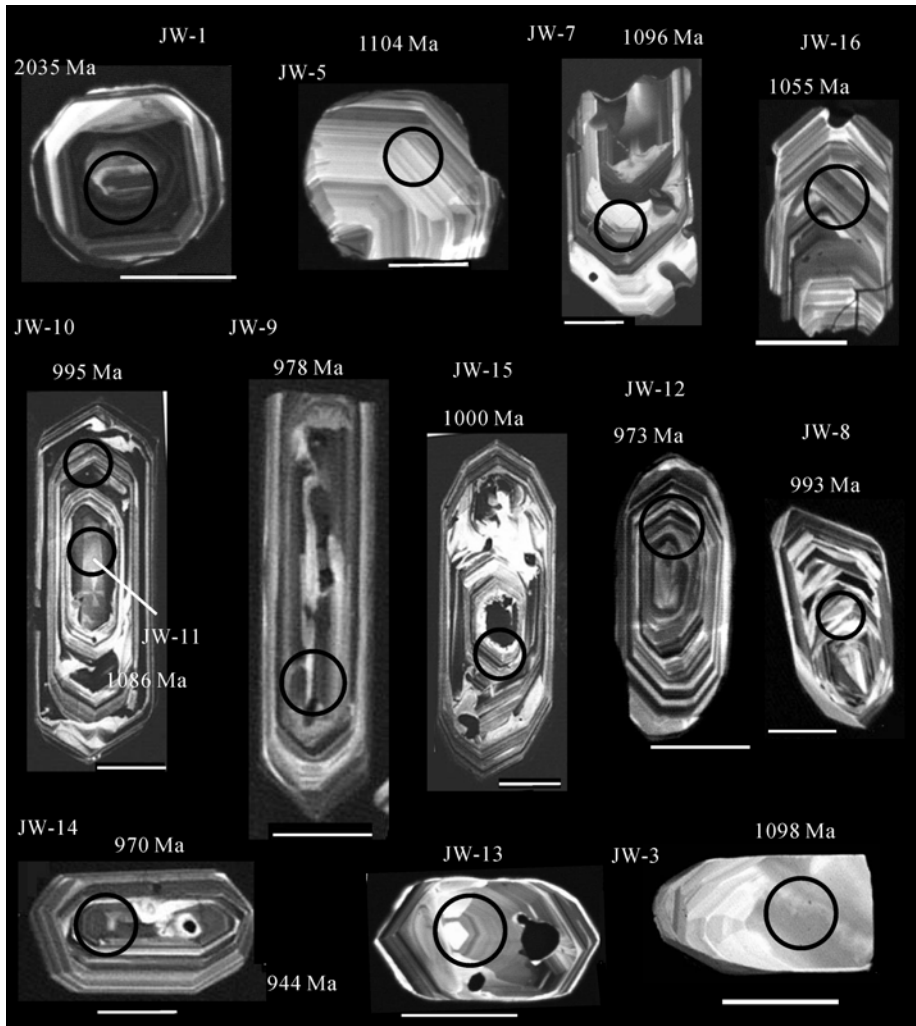


图 3 径南流纹岩中锆石的阴极发光图像
线段比例尺均为 50 μm ; 圆圈示测年点

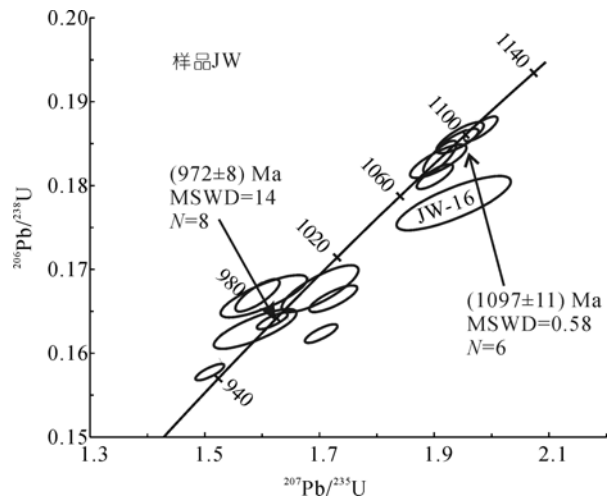


图 4 径南流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄谱和图

石的平均年龄是 (1097 ± 11) Ma($\text{MSWD} = 0.58$). 这个年龄可能代表了研究区一期重要的岩浆活动时间, 这些继承锆石可能系岩浆俘获源区或围岩的, 代表研究区基底的年龄. 另一组锆石位于 1000 Ma 附近, 由 8 颗轮廓分明、环带清晰的自形岩浆锆石组成, 它们的平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄是 (972 ± 8) Ma, 但其 MSWD 值为 14, 显得偏大. 因此将这些锆石的年龄作进一步处理, 对其中 4 颗较老、具一致的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄进行统计, 其平均年龄为 (995 ± 6) Ma ($\text{MSWD} = 0.11$), 而另外 4 颗锆石的年龄稍低, 为 944~978 Ma. 由于它们具有谐和的 U-Pb 同位素组成, 因而相对分散的年龄可能揭示岩浆事件持续了一定的时间. 岩石中还发现一颗年龄值为 (2035 ± 11) Ma 的继承锆石

表 1 径南流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年数据

测试 点号	U / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/U	同位素比值				同位素年龄/Ma					
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ
JW-1	412	282	0.68	0.1254	0.0062	6.113	0.0082	0.3535	0.0053	1,951	8.9	2,035	11
JW-2	389	99	0.25	0.0762	0.0095	1.901	0.0110	0.1811	0.0054	1,073	5.4	1,099	19
JW-6	175	186	1.06	0.0756	0.0150	1.907	0.0170	0.1829	0.0072	1,083	7.2	1,085	31
JW-11	713	178	0.25	0.0755	0.0077	1.910	0.0100	0.1834	0.0070	1,086	7.0	1,083	15
JW-7	436	234	0.54	0.0760	0.0111	1.942	0.0120	0.1853	0.0052	1,096	5.2	1,095	21
JW-3	207	90	0.43	0.0760	0.1200	1.945	0.0140	0.1857	0.0066	1,098	6.6	1,094	24
JW-5	432	318	0.74	0.0769	0.0083	1.981	0.0098	0.1868	0.0052	1,104	5.3	1,120	17
JW-16	78	74	0.95	0.0789	0.0320	1.934	0.0340	0.1779	0.0120	1,055	12.0	1,170	48
JW-13	476	166	0.35	0.0694	0.1000	1.509	0.0110	0.1578	0.0041	944	3.6	910	21
JW-14	636	186	0.29	0.0754	0.0190	1.703	0.0110	0.1624	0.0045	970	4.0	1079	15
JW-12	88	75	0.85	0.0707	0.0290	1.588	0.0300	0.1629	0.0096	973	8.7	949	58
JW-9	616	201	0.33	0.0716	0.0099	1.618	0.0110	0.1639	0.0040	978	3.6	975	20
JW-8	239	62	0.26	0.0751	0.0140	1.724	0.0160	0.1665	0.0063	993	5.8	1,070	29
JW-10	104	86	0.83	0.0697	0.0290	1.603	0.0310	0.1668	0.0100	995	9.2	919	60
JW-4	205	151	0.74	0.0692	0.0140	1.592	0.0160	0.1669	0.0076	995	7.0	904	30
JW-15	117	126	1.08	0.0735	0.0230	1.701	0.0260	0.1677	0.0110	1,000	9.9	1,028	35

($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄), 反映华南可能曾存在一个古元古代的蚀源区.

上述年龄数据不仅反映华南南部存在古元古代-中元古代的变质基底, 而且揭示本区在新元古代曾发生过一次构造-岩浆事件. 结合区域资料, 推测华南地区在新元古代早青白口世可能发生过构造-岩浆事件, 导致高钾钙碱系列酸性火山岩喷发.

4 地球化学特征

4.1 岩石地球化学

为了解径南变酸性火山岩的化学成分特征和形成环境, 从野外采集的样品中挑选出新鲜、弱蚀变的 9 件样品用作主量元素、稀土元素、微量元素的含量测试(5 件流纹岩、4 件杂砂岩). 主量元素含量由南京大学现代分析中心用 X 射线荧光法测定, 稀土和微量元素含量由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成, 所用仪器为美产德造 Finnigan MAT Element II 型 ICP-MS. 样品处理方法和测试条件详见 Falkner 等 [27] 和 Qi 等 [28,29]. 主量元素的测试误差范围为 2%(X 射线荧光法), 大多数稀土和微量元素的测试误差小于 5%(ICP-MS 法). 分析结果见表 2.

岩石化学数据表明(表 2), 该区流纹岩富硅($\text{SiO}_2=74.12\%\sim74.58\%$)、富钾($\text{K}_2\text{O}=4.86\%\sim5.73\%$), 钾含量大于钠含量, 铝含量中等($\text{Al}_2\text{O}_3=11.86\%\sim12.46\%$), 其成分特征与东南沿海早白垩世流纹岩相似: $\text{SiO}_2=74.12\%\sim74.58\%$ (73.3%), $\text{K}_2\text{O}=4.86\%\sim5.73\%$ (4.57%), $\text{Al}_2\text{O}_3=11.86\%\sim12.46\%$ (13.61%), ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)

$\approx 8\%$ (8.78%), $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ (括号内为东南沿海 17 组早白垩世流纹岩的平均值 [30]). 表明一种富钾钙碱的地球化学属性. SiO_2 对 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 的相关性指示其为高钾系列火山岩; 铝饱和指数 ACNK 值 ($\text{Mol Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$) 为 0.98~1.11, 属于准铝到弱过铝质, 比较接近 S 型花岗质岩类特征, 是地壳物质部分熔融的产物 [31]. 其杂砂岩化学组分特征和流纹岩比较相似, 推测是早先喷发堆积的流纹岩快速剥蚀堆积的产物. 在此过程中, 风化淋滤作用造成了全岩 Na_2O 含量的降低和 Al_2O_3 含量 (12.95~13.87) 以及 ACNK 值 (1.18~1.37) 的上升.

径南流纹岩与杂砂岩样品也具有相近的稀土元素地球化学特征, 均显示轻稀土富集的特点. 其中, 流纹岩稀土总量 261~291 $\mu\text{g/g}$ (杂砂岩 246~294 $\mu\text{g/g}$), (La/Yb)_n = 8.0~9.5 (杂砂岩为 6.9~9.3), 以及铈负异常 ($\text{Eu/Eu}^* = 0.5\sim0.57$) (杂砂岩为 0.34~0.51), 反映岩浆分异中等; 球粒陨石标准化配分曲线 [32] 均朝右倾斜, 呈现轻稀土中等富集型(图 5). 在微量元素上, 径南流纹岩与杂砂岩均以相对亏损 Sr, Ba, P 和 Ti; 相对富集 Rb, Th, Ce 和 Hf 为特征. 在原始地幔标准化蛛网图上 [33] (图 5), 显示负的 Ba, P 和 Ti 异常、明显负的 Ta-Nb 异常、正的 Rb, Th, Ce 和 Hf 异常, 与壳源花岗岩微量元素配分样式相似 [31], 反映该区基底的岩石组分影响着径南流纹岩的成分. 鉴于杂砂岩具有与流纹岩十分相似的微量元素特征, 推测该杂砂岩源自早先喷发的流纹岩. 和中国东南沿海流纹岩相比,

表 2 径南流纹岩与杂砂岩的主量元素、稀土元素和微量元素成分

地点	广东兴宁县径南镇								
样品号	23	J0413	J0414	J0415	J0416	24	J0421	J0422	J0423
岩石名称	流纹岩					杂砂岩			
主量元素(重量百分比)									
SiO ₂	74.12	74.14	74.56	73.92	74.58	75.12	74.83	75.18	74.68
TiO ₂	0.23	0.16	0.27	0.22	0.18	0.11	0.21	0.26	0.16
Al ₂ O ₃	11.87	12.46	12.32	11.86	11.96	12.96	13.08	12.95	13.87
Fe ₂ O ₃	1.53	1.65	1.57	2.22	1.16	0.97	1.03	1.35	0.86
FeO	1.36	0.85	0.73	0.36	0.78	0.03	0.04	0	0.03
MnO	0.11	0.07	0.15	0.08	0.07	0.04	0.03	0.05	0.03
MgO	0.26	0.16	0.27	0.36	0.15	0.23	0.17	0.29	0.21
CaO	0.83	0.47	0.65	0.76	0.56	0.95	0.89	1.13	1.08
Na ₂ O	2.94	2.69	2.86	3.32	3.15	2.15	1.87	1.81	1.57
K ₂ O	5.28	5.73	4.86	4.89	5.18	4.97	5.88	4.89	5.18
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.05	0.11	0.13	0.08	0.12	0.16	0.08
灼失	1.05	1.15	1.24	1.52	1.66	2.05	1.89	1.96	2.01
总量	99.66	99.59	99.53	99.62	99.56	99.66	100.04	100.03	99.76
ACNK	0.98	1.09	1.11	0.98	1.01	1.22	1.18	1.25	1.37
稀土元素 (单位: μg/g)									
La	44.8	50.3	44.5	43.4	48.7	46.1	44.5	51.4	41.8
Ce	95.1	97.2	89.7	84.8	83.7	87.9	84.6	102.3	83.1
Pr	10.1	12.2	9.86	11.1	12.5	11.7	9.86	12.9	10.4
Nd	42.1	46.3	42.3	39.9	46.8	41.3	37.6	49.7	36.7
Sm	10.1	11.4	9.22	9.39	9.26	9.13	8.46	9.59	8.23
Eu	1.65	1.83	1.62	1.81	1.58	1.52	1.21	1.11	0.87
Gd	9.82	10.13	9.21	10.2	8.75	8.96	8.34	8.85	7.16
Tb	1.23	1.65	1.36	1.36	1.54	1.48	1.46	1.36	1.18
Dy	8.12	8.68	8.32	7.84	6.92	7.28	6.85	7.81	7.56
Ho	1.67	1.87	1.66	1.63	1.74	1.58	1.54	1.72	1.68
Er	4.75	4.93	4.24	3.89	3.98	4.68	4.88	4.65	4.87
Tm	0.74	0.86	0.58	0.76	0.71	0.63	0.57	0.63	0.75
Yb	3.62	3.82	3.34	3.89	3.78	3.55	3.84	4.84	4.32
Lu	0.56	0.58	0.76	0.82	0.63	0.88	0.65	0.58	0.67
Y	39.85	39.28	40.16	40.72	40.68	35.36	38.46	36.81	36.38
ΣREE	274.3	290.9	266.8	261.5	271.2	262.1	252.8	294.3	245.7
(La/Yb) _n	8.9	9.4	9.5	8.0	9.2	9.3	8.3	7.6	6.9
Eu/Eu*	0.50	0.51	0.54	0.57	0.53	0.51	0.44	0.36	0.34
微量元素(单位: μg/g)									
Y+Nb	61.17	57.62	62.5	60.37	58.93				
Yb+Ta	5.35	5.93	5.09	5.95	5.62				
Be	3.52	3.86	3.25	5.22	3.88	4.12	3.68	3.365	3.13
Sc	7.75	7.15	8.13	6.69	8.64	5.56	5.33	6.63	7.25
Ti	1468	2816	3436	3643	3214	1982	4435	4838	2591
V	65.45	68.32	64.46	61.78	56.38	60.24	56.56	48.64	67.36
Cr	28.72	71.22	67.72	30.18	36.74	53.12	58.75	56.46	48.26
Co	2.86	5.68	6.34	4.86	5.12	3.68	4.23	3.96	3.56
Ni	19.56	20.36	22.06	9.87	12.46	16.66	14.64	15.88	18.56
Rb	114.7	95.52	101.6	92.6	117.5	118.65	124.2	131.25	84.2
Sr	85.65	88.16	102.26	120.44	110.62	126.53	122.68	118.56	77.34
Zr	188.4	205.82	187.18	213.64	172.66	197.35	176.43	166.78	149.45
Nb	21.32	18.34	22.34	19.65	18.25	24.38	25.45	21.44	18.72
Ba	467.73	554	750	465.4	482.8	430.6	402.6	484.48	527.43
Hf	13.54	15.28	14.85	14.04	16.16	13.98	14.56	13.68	14.52
Ta	1.73	2.11	1.75	2.06	1.84	1.92	1.78	1.88	1.86
Pb	23.57	24.63	26.14	23.06	22.85	26.82	28.06	26.45	24.56
Th	19.34	15.54	20.58	13.61	14.36	19.23	22.46	17.58	16.64

a) wt%为质量百分数, 下同

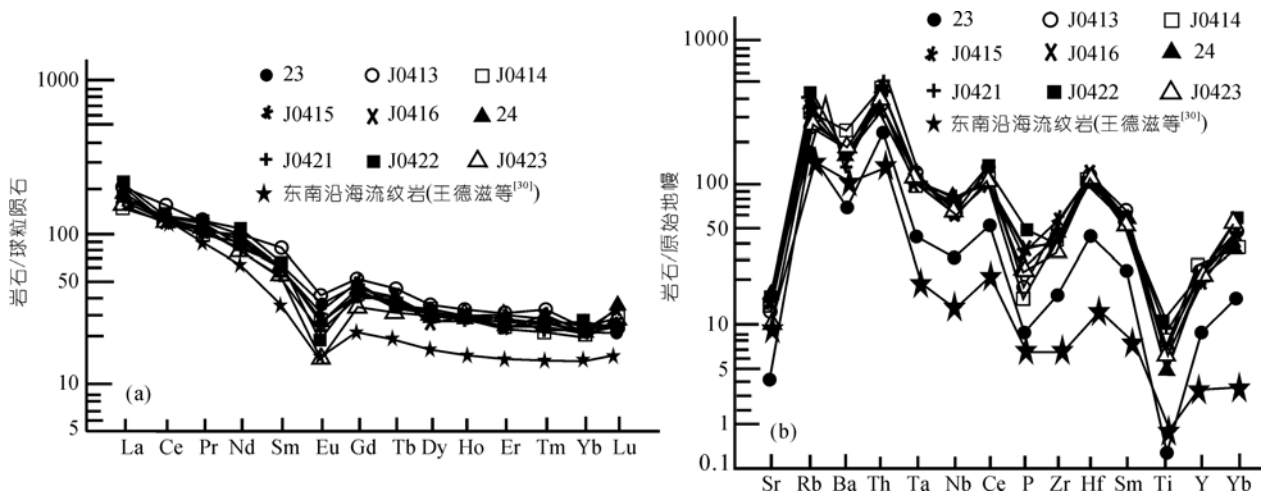


图 5 径南地区变流纹岩与变杂砂岩的稀土元素和不相容元素配分曲线

球粒陨石标准值据文献[32], 原始地幔标准值据文献[33]

除径南流纹岩稀土元素总量、不相容元素总量相对较高、Nb-Ta 槽和 Hf 峰不如东南沿海流纹岩显著外, 其稀土元素和不相容元素配分曲线特征均很相似(图 5), 但和裂谷环境喷发的双峰式以及碱性火山岩地球化学特征差别较大。

4.2 形成环境讨论

华南地块是Rodinia超大陆的重要组成部分, 华南地区前寒武纪地质背景与构造演化一直是个引人关注的问题。近些年, 不少学者从大地构造、沉积学、岩浆岩石学等不同角度, 探讨了华南中、新元古代的地质构造特征及其与全球Rodinia超大陆聚合与裂解的关系, 认为在中元古代存在扬子与华夏两个彼此分离的古陆块(华夏位于劳伦大陆区, 而扬子则位于东冈瓦纳和劳伦-华北两个大陆之间), 10~9 亿年前, 这两个陆块彼此碰撞, 聚合造山[9,34-37]。之后, 在 825 Ma 左右发生裂解[38,39,10]。然而, 迄今为止, 有关华南与Rodinia超大陆聚合与裂解有关的研究多集中在扬子陆块区, 对华夏陆块区的研究相对薄弱。华夏陆块区是否存在与超大陆聚合有关的构造-岩浆活动一直是个尚待回答的问题。

本文报道的武夷山西缘兴宁地区出露的高钾钙碱性流纹岩, 其SHRIMP锆石U-Pb年龄为 972 Ma, 和扬子陆块东南缘四堡期岩浆活动的时间相当。根据前人成果和现有资料, 华南地区在新元古代早期(四堡期)发生过一次较大规模的火山活动, 在江南地区形成一个断续延伸千余千米的钙碱性火山弧, 推测

与板块俯冲有关[40,20,41-43,37]。

为了了解径南酸性火山岩形成的构造背景, 笔者将研究区流纹岩数据投在微量元素(Y+Nb)-Rb和Y-Nb构造环境判别图上[44,45]。从图可见, 绝大多数落在火山弧区和板内区的分界线附近(图 6), 反映 972 Ma期间四堡期岩浆活动已经波及到了华夏陆块, 导致古老基底岩石部分熔融和喷发, 同时也反映该区火山活动性质和江南区的火山弧并不完全相同, 其原因可能与华夏、扬子两个陆块的基底成分不同有关、与两个陆块尚未完全聚合有关。进一步深入调查与研究是很有必要的。在获得更多同期火山岩研究资料之前, 本文暂将武夷山西缘出露的流纹岩与华南四堡期岩浆活动相联系, 作为华夏陆块对Rodinia超大陆聚合、对华南新元古代早期聚合造山、岩浆事件的响应。

5 结论

(1) 武夷山西缘流纹岩分布在兴宁县径南镇一带, 呈 50°N~60°E 方向展布, 与杂砂岩不等厚互层产出, 均已遭受绿片岩相变质和韧性变形作用, 地表出露 60 m。

(2) 锆石 SHRIMP U-Pb 测年结果表明, 径南流纹岩中保存了两组年龄记录。其一为自形岩浆锆石年龄, 为(972±8)Ma(8 组), 代表岩浆结晶、火山喷发年龄; 另一组由具环带构造的弱熔蚀半自形-他形锆石(系继承源岩或岩浆上升时俘获围岩的锆石)构成, 形成年龄为(1097±11) Ma(6 组), 相当于中元古代变

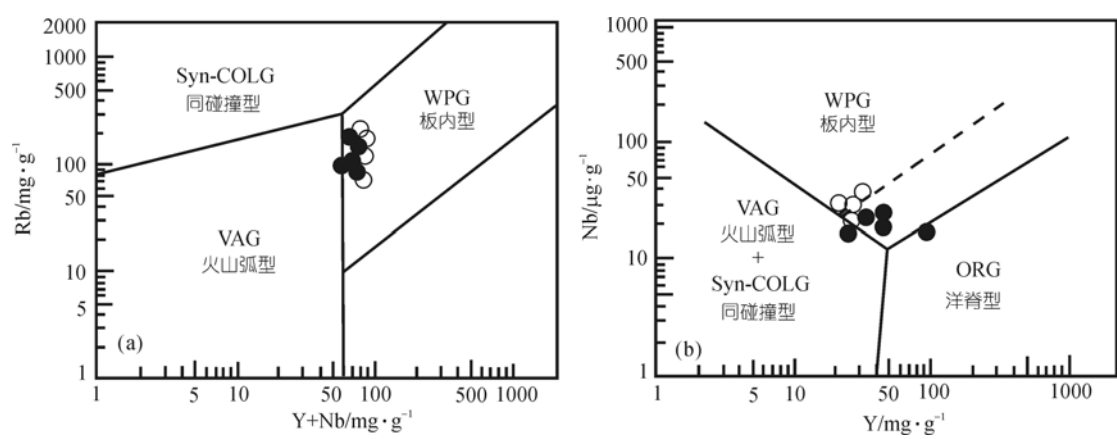


图 6 广东径南流纹岩构造环境判别图
(a) Pearce等^[44], (b) Pearce^[45]

质基底的年龄。

(3) 岩石地球化学数据表明, 流纹岩具有较高的 SiO_2 和 K_2O 含量, ACNK 值 0.98~1.11, 反映其高钾钙碱性质. 流纹岩和杂砂岩均表现出相似的微量元素特征: 轻稀土元素相对富集、稀土总量高, 钕亏损, 具 Eu 负异常和 Sr 负异常; 贫 Ba , Sr , Ti , P 和 Ta-Nb , 富 Rb , Th , Ce , 具有壳源花岗质岩浆的地球化学特征。

(4) 根据流纹岩的地球化学特征及其构造属性, 结合其岩浆结晶自形锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄值 (972 ± 8) Ma , 认为四堡期岩浆活动已经波及到了华夏陆块, 是华夏陆块对 *Rodinia* 超大陆聚合造山、岩浆事件的响应. 本研究成果为人们认识华夏陆块与 *Rodinia* 超大陆聚合有关的地质构造背景、进一步了解华南基底的性质与构造演化提供了一条有用线索。

致谢 王德滋教授对本文写作给予认真指导和热情鼓励, 周新民教授对本文新元古代流纹岩的发现和研究成果的取得做了很多具体工作, 两位匿名审稿专家认真审阅并提出了许多宝贵的建设性意见, 促进了论文质量的提高. 本研究的 SHRIMP 测年、样品制靶和锆石 CL 图像拍摄过程中得到北京离子探针中心宋彪、万渝生研究员和陶华高级工程师的帮助; 样品的化学成分测试由南京大学张孟群、高剑峰完成; 韶关 290 研究所朱捌、吴烈勤和谭正中高级工程师提供了诸多野外考察便利. 特此一并致谢。

参考文献

1 Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, et al. A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 2004, 27: 83—100

2 章森桂, 严惠君. 国际地层表与 GSSP. *地层学杂志*, 2005, 29(2): 188—203

3 袁宗信, 吴良士, 张宗清. 闽北麻源群 Sm-Nd , Rb-Sr 同位素年龄及其地质意义. *科学通报*, 1989, 34(16): 1243—1245

4 胡雄健, 许金坤, 童朝旭. 浙西南前寒武纪地质. 北京: 地质出版社, 1991. 1—277

5 甘晓春, 李惠民, 孙大中. 闽北前寒武纪基底的地质年代学研究. *福建地质*, 1993, 12(1): 17—32

6 孔祥生, 李东正, 冯长根. 浙江省陈蔡地区前寒武纪地质. 北京: 地质出版社, 1995. 1—136

7 李曙光, 陈移之, 葛宁洁. 浙西南八都群变火山岩系及变晶糜棱岩的同位素年龄及其构造意义. *岩石学报*, 1996, 12(1): 79—87

8 李献华, 桂训唐, 于津生. 粤西云开群 Sm-Nd 同位素体系及其大地构造意义. 壳-幔演化与成岩成矿同位素地球化学. 北京: 地震出版社, 1993. 17—19

9 Li X H. Timing of the Cathaysia Block formation: constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. *Episodes*, 1997, 20(3): 188—192

10 Li X H, Li Z X, Sinclair J A, et al. Revisiting the “Yanbian Terrane”: implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China. *Precambrian Res*, 2006, 151: 14—30 [\[DOI\]](#)

- 11 邓平, 舒良树. 中国东南部前中生代基底构造探讨. 高校地质学报, 2002, 8(2): 169—179
- 12 舒良树. 华南前泥盆纪构造演化: 从华夏地块到加里东期造山带. 高校地质学报, 2006, 12(4): 418—431
- 13 于津海, 王丽娟, 周新民, 等. 粤东北基底变质岩的组成和形成时代. 地球科学——中国地质大学学报, 2006, 31(1): 38—48
- 14 于津海, O'Reilly S Y, 王丽娟, 等. 华夏地块古老物质的发现和前寒武纪地壳的形成. 科学通报, 2007, 52(1): 11—18
- 15 广东省地质矿产局. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1988. 1—941
- 16 福建省地质矿产局. 福建省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1985. 1—671
- 17 江西省地质矿产局. 江西省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1984. 1—921
- 18 徐夕生, 邓平, O'Reilly S Y, 等. 华南贵东杂岩体单颗粒锆石激光探针 ICPMS U-Pb 定年及其成岩意义. 科学通报, 2003, 48(12): 1328—1334
- 19 韩仲仁, 彭作荣, 谢代强. 江西中部新元古代潭头群的建立. 中国区域地质, 1998, 17(2): 113—117
- 20 Ren J S, Chen T. Tectonic evolution of the continental lithosphere in eastern China and adjacent areas. J SE Asian Earth Sci, 1989, 3: 17—27 [DOI](#)
- 21 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明. 北京: 地质出版社, 1999. 1—50
- 22 舒良树, 孙岩, 王德滋, 等. 华南武功山中生代伸展构造. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1998, 28(5): 431—438
- 23 陆志刚, 陶奎元, 谢家莹. 中国东南大陆火山地质及矿产. 北京: 地质出版社, 1997. 1—118
- 24 舒良树, 邓平, 王彬, 等. 南雄-诸广地区晚中生代盆山演化的岩石化学、运动学与年代学制约. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(1): 1—13
- 25 Compston W, Williams I S, Meyer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution microprobe. J Geophys Res, 1984, 89 (Suppl): 325—534
- 26 Compston W, Williams I S, Kirchvink J L. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time scale. J Geol Sci, London, 1992, 149: 171—184
- 27 Falkner K K, Klinkhammer G P, Ungerer C A. Inductively coupled plasma mass spectrometry. Ann R Earth Planet Sci, 1995, 23: 409—449
- 28 Qi L, Gregoire D C. Determination of trace elements in twenty six Chinese geochemistry reference materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geostand Newsl, 2000, 24: 51—63 [DOI](#)
- 29 Qi L, Gregoire D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma-mass spectrometry. Talanta, 2000, 51: 507—513 [DOI](#)
- 30 王德滋, 周新民. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化. 北京: 科学出版社, 2002. 1—295
- 31 Condie K C. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Oxford: Pergamon Press, 1997. 1—476
- 32 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. J Geol Soc London, Spec Publ, 1989, 42: 313—345
- 33 McDonough W F, Sun S S. The composition of the earth. Chem Geol, 1995, 120: 223—253 [DOI](#)
- 34 Li X H. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze block: timing of the Neoproterozoic Jinning orogeny in SE China and implications for Rodinia. Precambrian Res, 1999, 97: 43—57 [DOI](#)
- 35 Li Z X, Li X H, Zhou H, et al. Grenvillian continental collision in South China: new SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. Geology, 2002, 30: 163—166 [DOI](#)
- 36 Greentree M R, Li Z X, Li X H, et al. Late Mesoproterozoic to Earliest Neoproterozoic basin record of the Sibao orogenesis in western South China and relationship to the assembly of Rodinia. Precambrian Res, 2006, 151: 79—100 [DOI](#)
- 37 Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, et al. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocks from Northern Guangxi Province, South China: implications for the tectonic evolution. Precambrian Res, 2006, 145: 111—130 [DOI](#)
- 38 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrian Res, 2003, 122: 85—109 [DOI](#)
- 39 Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia breakup. Precambrian Res, 2003, 122: 141—158 [DOI](#)
- 40 Guo L Z, Shi Y S, Lu H F, et al. The pre-Devonian tectonic patterns and evolution of South China. J SE Asian Earth Sci, 1989, 3(1-4): 87—93 [DOI](#)
- 41 Shu L S, Charvet J. Kinematic and geochronology of the Proterozoic Dongxiang-Shexian ductile shear zone (Jiangnan region, South China). Tectonophysics, 1996, 267(1-4): 291—302
- 42 Shu L S, Faure M, Jiang S Y, et al. SHRIMP zircon U-Pb age, litho- and biostratigraphic analyses of the Huaiyu Domain in South China—Evidence for a Neoproterozoic orogen, not Late Paleozoic-Early Mesozoic collision. Episodes, 2006, 29(4): 244—252
- 43 Shu L S, Faure M, Wang B, et al. Late Paleozoic-Early Mesozoic Geological Features of South China: response to the Indosinian Collision Event in Southeast Asia. CR Geosci A, 2008, 340(2-3): 151—165, doi: 10.1016/j.crte.2007.10.010
- 44 Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J Petrol, 1984, 25: 956—983
- 45 Pearce J A. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 1996, 19(4): 120—125