

https://doi.org/10.3799/dqkx.2019.013



南岭九嶷山地区砂子岭岩体成因与构造属性:来自锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学及 Sr、Nd、Hf 同位素证据

李剑锋^{1,2,3}, 付建明^{1*}, 马昌前², 卢友月¹, 程顺波¹, 马丽艳¹, 秦拯纬¹

1. 中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北武汉 430205
2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074
3. 辽宁师范大学城市与环境学院, 辽宁大连 116029

摘要: 九嶷山地区砂子岭岩体作为南岭花岗岩带的有机组成部分, 对其主要岩石类型开展了年代学研究, 系统的 LA-ICP-MS 锆石定年结果表明, 含斑中细粒花岗岩闪长岩成岩年龄为 151.9 ± 1.1 Ma、 152.1 ± 1.1 Ma, 中细粒斑状二长花岗岩成岩年龄为 154.1 ± 1.2 Ma; 确定其成岩年代为燕山早期, 而不是以前普遍认为的印支期. 岩石地球化学分析显示, 砂子岭岩体具有富硅碱贫钙镁、 K_2O/Na_2O 为 1.37~2.65、准铝—过铝质(0.93~1.09), FeO^*/MgO 比值大(5.43~15.33, 平均 7.14)等特点; 岩石稀土含量介于 186.75×10^{-6} ~ 413.17×10^{-6} 之间, 明显高于世界花岗岩均值, 稀土元素配分曲线呈右倾轻稀土富集型, 具明显铈负异常, δEu 值为 0.095~0.224; 岩石富集 Ga、Y、Nb、Zr、Hf 等大离子高场强元素及亏损 Ni、Cr、Eu、Ti、V、P、Sr 等元素, Ga/Al 比值为 245×10^{-6} ~ 582×10^{-6} (平均值 350×10^{-6}), Zr+Nb+Ce+Y 为 256.8×10^{-6} ~ 630.7×10^{-6} (平均值 441.95×10^{-6}), 显示 A 型花岗岩地球化学属性, 形成于伸展构造体系的造山后环境. Sr、Nd、Hf 同位素显示砂子岭岩体具较高 Sr 同位素初始值($I_{Sr} = 0.71603 \sim 0.71817$), 较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-6.8 \sim -7.4$)、 $\epsilon_{Hf}(t)$ ($4.8 \sim -14.2$) 值特点; 揭示其源区为地壳杂砂岩/泥质岩的部分熔融, 成岩过程中有地幔物质的贡献; 铷-钆模式年龄较接近, 分别为 1498~1546 Ma 与 1061~1756 Ma, 暗示其源岩从地幔储库中脱离的时间为中元古代. 结合南岭地区地质演化史, 中生代九嶷山地区恰处于板块拼合带及太平洋板块弧后伸展的构造背景之下, 具发生过岛弧岩浆作用、构造相对薄弱且存在大量具较高 Lu-Hf、Sm-Nd 同位素比值新生地壳物质的特点; 地幔对流与软流圈上涌引发源区部分熔融形成具有类似同位素组成特征的 A 型花岗岩, 即为砂子岭及九嶷山复式岩体的成因.

关键词: A 型花岗岩; 锆石 U-Pb 年代学; 同位素; 地球化学; 构造背景; 砂子岭; 南岭.

中图分类号: P597

文章编号: 1000-2383(2020)02-374-15

收稿日期: 2019-05-25

Petrogenesis and Tectonic Setting of the Shaziling Pluton in Jiuyishan Area, Nanling: Evidence from Zircon U-Pb Geochronology, Petrogeochemistry, and Sr-Nd-Hf Isotopes

Li Jianfeng^{1,2,3}, Fu Jianming^{1*}, Ma Changqian², Lu Youyue¹, Cheng Shunbo¹, Ma Liyan¹, Qin Zhengwei¹

1. Wuhan Center of Geological Survey, China Geological Survey, Wuhan 430205, China
2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
3. College of Urban and Environmental Science, Liaoning Normal University, Dalian 116029, China

Abstract: A study of LA-ICP-MS zircon U-Pb dating for Shaziling pluton composed of granodiorites and monzogranites from Jiuyishan area considered as a part of Nanling granite belt was carried out. The results of chronology indicate that the Shaziling

基金项目: 中国地质调查局项目“南岭成矿带中西段地质矿产调查”(No. 121201009000150002); “南岭成矿带大义山—骑田岭锡矿地质调查”.

作者简介: 李剑锋(1986—), 男, 助理研究员, 博士后, 主要从事矿床学研究工作. ORCID: 0000-0002-1340-320X. E-mail: 317649474@qq.com

* **通讯作者:** 付建明, ORCID: 0000-0002-5206-8846. E-mail: ycfjianming@163.com

引用格式: 李剑锋, 付建明, 马昌前, 等, 2020. 南岭九嶷山地区砂子岭岩体成因与构造属性. 地球科学, 45(2):374-388.

pluton was formed during the early Yanshanian (151.9 ± 1.1 - 154.1 ± 1.2 Ma) instead of the Indosinian. The analyses of geochemistry indicate that the Shaziling pluton was characterized by rich silicon-alkali and poor calcium-magnesium with K_2O/Na_2O ratios of 1.37-2.65, Al_2O_3 of 0.93-1.09 and FeO^*/MgO ratios of 5.43-15.33 (average 7.14); The content of rare earth elements in the range of 186.75 to 413.17×10^{-6} is significantly higher than the those of world average granite, which shows the right-leaning distribution of enriched light rare earth elements with obvious negative anomaly of Eu and δEu values of 0.095-0.224. These rocks are enriched in large ion lithophile elements (LILEs, e.g., Ga, Y, Nb, Zr, and Hf) and relatively depleted in high field strength elements (HFSEs, e.g., Ni, Cr, Eu, Ti, V, P, and Sr), with Ga/Al ratios of $(245 \sim 582) \times 10^{-6}$ (average 350×10^{-6}) and $Zr+Nb+Ce+Y$ of $(256.8-630.7) \times 10^{-6}$ (average 441.95×10^{-6}), similar to geochemical features of A-type granites, which indicates the Shaziling pluton formed in the post-orogenic environment of the extensional tectonic system. Sr, Nd and Hf isotopes show that the Shaziling pluton has higher initial Sr isotope values of 0.71603 to 0.71817, lower $\epsilon_{Nd}(t)$ values of -6.8 to -7.4 and $\epsilon_{Hf}(t)$ values of 4.8 to -14.2 , revealing that the source area occurred partial melting of crustal graywacke/pelite with a contribution of mantle materials during the diagenesis. Nd and Hf are relatively close in mode ages, with 1 498-1 546 Ma and 1 061-1 756 Ma, respectively, suggesting that the source rocks separated from the mantle reservoir during the Mesoproterozoic. Combined with the geological evolution of Nanling area that was in the tectonic setting of plate juncture zone and post-extension of Pacific plate, magmatism occurred in the Mesozoic Jiuyishan area in which the structure is relatively weak and there are a lot of new crustal materials with higher Lu/Hf and Sm/Nd isotope ratios. The Shaziling and Jiuyishan complex massif, similar to isotopic composition of A-type granites was formed by partial melting of the source area caused by mantle convection and upwelling of asthenosphere.

Key words: A-type granites; zircon U-Pb dating; isotope; geochemistry; tectonic setting; Shaziling; Nanling.

0 引言

南岭地区位于华南板块南部,是我国重要的岩浆带和钨锡多金属矿集区;发育柿竹园、西华山、芙蓉、锡田等大型—超大型矿床(郭娜欣等,2014)。鉴于南岭地区中生代成矿作用与广泛分布的花岗质岩石具有密切的成因联系,对其成因与成矿作用的研究一直是华南地质研究的热点话题(莫柱孙等,1980;陈培荣等,2002;华仁民等,2005;Jiang *et al.*, 2006;李献华等,2007;Huang *et al.*, 2011;舒徐洁,2014;刘飞等,2018)。Gilder *et al.*, (1996)通过对华南地区岩浆岩全岩 Sm-Nd 同位素研究发现在南岭西段存在一条呈 NNE 向展布的特殊花岗岩带,与邻区相比具较低的 Nd 模式年龄 (>1.8 Ga) 和较高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 ($-4 \sim -8$)。随后,Chen and Jahn (1998)、付建明等(2004a)及 Zhou *et al.*, (2006) 进一步确证这条低 Nd 模式年龄花岗岩带的存在。考虑到其产出位置有别于华南沿海地区的低 Nd 模式年龄火山岩带(王德滋等,1995;Zhou and Li, 2000;王德滋和周新民,2002;舒徐洁,2014),显然,对其开展系统的研究工作将有助于我们理解华南板块陆内地壳演化的过程与机制(陈江峰等,1999;Zhou *et al.*, 2006;张岳桥等,2009;Huang *et al.*, 2011;舒良树等,2012;Shu *et al.*, 2014, 2015;舒徐洁,2014;Li *et al.*, 2016;程顺波等,2018)。

九嶷山复式花岗岩体位于南岭成矿带西段,前人对西山、雪花顶及金鸡岭岩体进行了系统的研究工作(莫柱孙等,1980;章邦桐等,2001,2012;付建明等,2004a,2004b,2005;程顺波等,2009;Huang *et al.*, 2011;Guo *et al.*, 2016)。但对产于其中部呈 SN 走向展布的砂子岭岩体的研究资料甚少,匮乏高精度年代学与地球化学资料;且对其形成时代归属亦存在很大争论,有印支期(莫柱孙等,1980;湖南省地质矿产局,1998,2016)和燕山早期(陈廷愚等,1986;章邦桐等,2001;付建明等,2004b)之说。显然,这在一定程度上制约了对整个九嶷山复式花岗岩体形成、演化及动力学过程的认识。基于此,本文对砂子岭岩体开展系统的锆石 LA-ICP-MS 测年、岩石地球化学及 Sr、Nd、Hf 同位素研究工作,结合已有成果,从大陆动力学角度对上述问题展开分析与讨论;进而为区域构造演化提供基础资料和理论依据。

1 地质背景

九嶷山复式花岗岩体位于华夏与扬子板块接合带中段(图 1a),自西到东由雪花顶、金鸡岭、砂子岭及西山 4 个(杂)岩体组成(图 1b,1c)。区域范围地层由新元古代到新生代均有发育,最老地层为南华系田园岭组,区内出露的主要地层单元为以边缘海

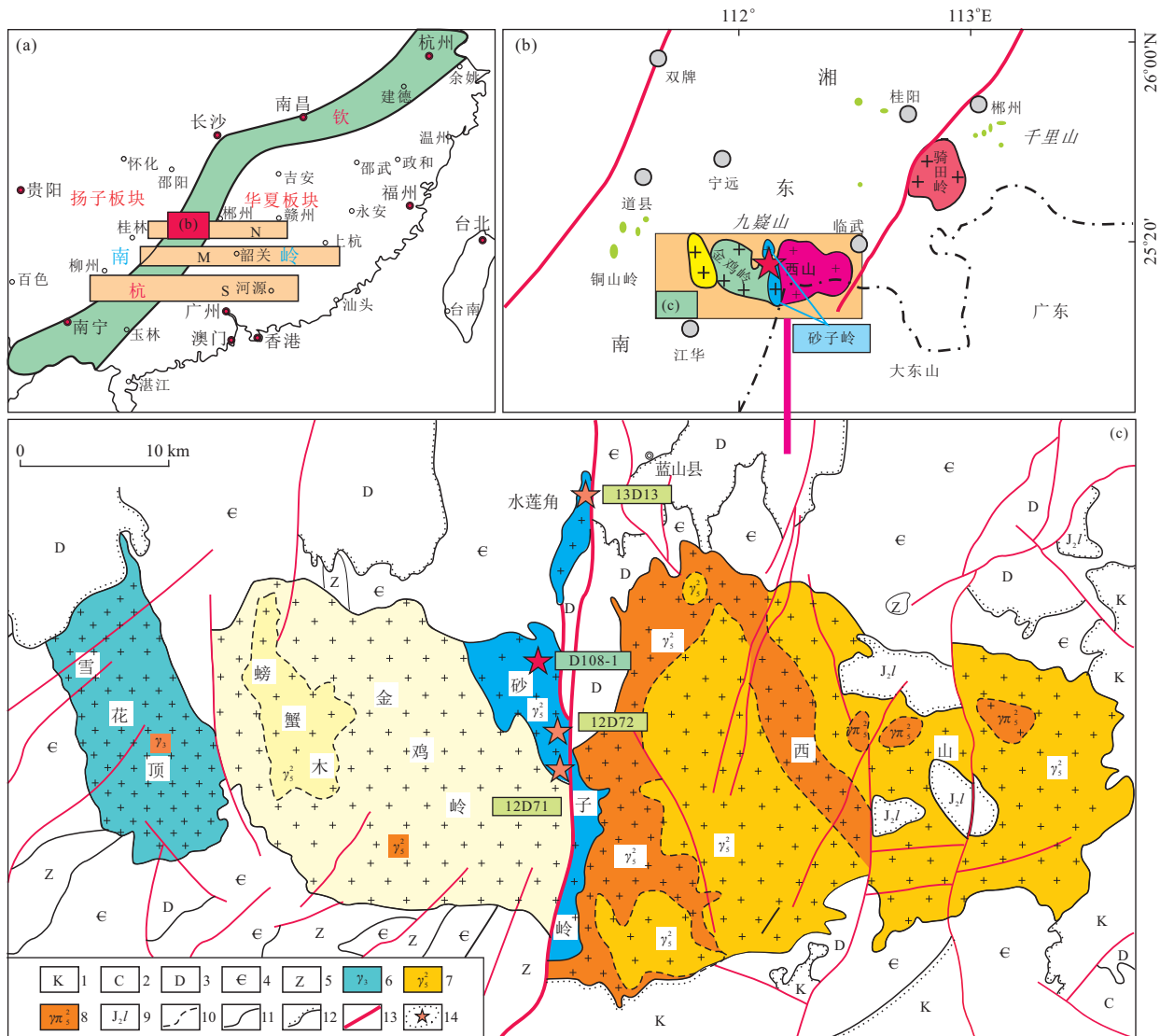


图 1 九嶷山地区地质简图

Fig.1 Simplified geological map of Jiuyishan

图 a 中 S、M、N 分别为南岭南、中、北花岗岩带; 1. 白垩系; 2. 石炭系; 3. 泥盆系; 4. 寒武系; 5. 震旦系; 6. 志留纪花岗岩; 7. 中侏罗世花岗岩; 8. 中侏罗世碎斑熔岩; 9. 中侏罗世英安/流纹(斑)岩; 10. 岩相界线; 11. 地质界线; 12. 不整合界线; 13. 断层; 14. 取样位置

盆相砂泥质岩石为主的震旦—寒武系和以浅海台地相碳酸岩为主的泥盆系—中三叠统; 此外, 在一些断陷盆地中发育上三叠统一侏罗系和白垩系的陆相沉积岩. 郴州—临武深大断裂呈 NE 走向从研究区东部通过, 是南岭地区一级控岩构造 (图 1b); 区内构造复杂, 褶皱、断裂较为发育 (图 1c), 明显受前者控制并呈现多期次活动的特点.

九嶷山复式花岗岩体出露面积达 1 200 km², 长轴沿近 EW 向展布 (图 1c). 金鸡岭岩体呈不规则椭圆状, 出露面积约 390 km², 由螃蟹木和金鸡岭岩体组成 (图 1c), 岩石以中—粗粒结构为主, 主要岩性为粗粒黑云母钾长花岗岩和似斑状中粒黑云母钾

长花岗岩; 岩石以富硅、富碱、贫 Mg-Ca 以及高 FeO^{*}/MgO 比值 (7~86, 平均 39) 为特征, 属准铝—过铝质 A 型花岗岩 (付建明等, 2005); 锆石 U-Pb SHRIMP 年龄分别为 156±2 Ma (付建明等, 2004b). 砂子岭岩体呈 SN 向带状产于其中部, 明显受二级 SN 向断裂构造控制, 出露面积约 65 km²; 以岩石中普遍含非定向排列的暗色微粒包体为标志 (图 2a, 2b, 2c); 主要岩性为含斑中细粒花岗闪长岩、中细粒角闪黑云母花岗闪长岩、中细粒角闪黑云 (斑状) 二长花岗岩.

西山杂岩体由花岗质中浅侵入岩+火山岩组成, 以细粒结构和斑状结构为主; 出露面积约 705

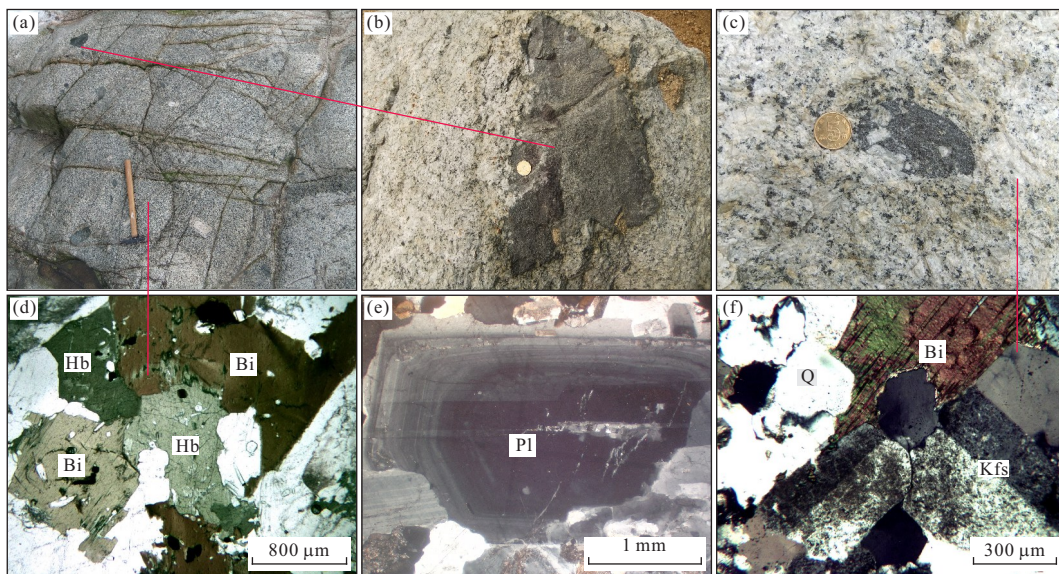


图2 沙子岭岩体(a)、暗色包体(b)、(c)及显微照片(d)、(e)、(f)

Fig.2 Shaziling rock mass (a) MME (b), (c) and its microscopic photos (d), (e), (f)

a. 样品 12D72 采样位置, 见有椭圆—不规则状暗色包体; b. 暗色包体; c. 13D13 采样点, 寄主岩石为中细粒斑状二长花岗岩; d. 含斑中细粒花岗闪长岩 (12D72, 正交偏光); e. 斜长石环带 (12D72, 正交偏光); f. 中细粒斑状二长花岗岩 (12D72, 正交偏光); 矿物代码: Hb. 角闪石; Bi. 黑云母; Pl. 斜长石; Q. 石英.

km², 整体为一套剥蚀较深的破火山机构岩石组合 (付建明等; 2004a). 岩石化学组成上富硅、富碱、准铝—过铝质, 其高的 FeO^{*}/MgO 值和 Ga/Al 值以及富高场强元素, 显示具有 A 型花岗岩的地球化学特征 (付建明等, 2004a). 付建明等 (2004b) 采用全岩 Rb-Sr 法测得西山杂岩体中花岗岩、碎斑熔岩和流纹岩的成岩年龄依次为 156±6 Ma、159±2 Ma 和 154±11 Ma, 利用 SHRIMP 测得西山杂岩体碎斑熔岩和雪花顶岩体中细粒含斑二长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 156±2 Ma 和 432±21 Ma; 证实其形成时代分别归属燕山早期与加里东期.

2 岩石学特征

本文所采样品分别为含斑中细粒花岗闪长岩 (12D71、12D72) 和中细粒斑状二长花岗岩 (13D13). 前者呈花岗结构、块状构造 (图 2d); 斑晶以钾长石 (5%±) 为主, 半自形板状、粒径一般介于 5~10 mm 之间; 基质为斜长石 (25%~30%)、钾长石 (30%~35%)、石英 (20±)、黑云母 (10%±)、角闪石 (3%~5%), 斜长石 (核: An=29/幔: An=26) 半自形板状, 粒径以 1~2 mm 居多, 可见聚片双晶、肖钠双晶、卡钠复合双晶, 局部可见韵律环带 (图 2e), 最多 15 环; 钾长石半自形—它形粒状, 粒径 2~5 mm; 石英呈它形粒状, 粒径以 1~2 mm 为主, 局部

可见波状消光; 黑云母片状, 粒径 1~2 mm, 局部被绿泥石、褐铁矿等不透明矿物交代; 角闪石柱状, 粒径 1~2 mm 为主; 副矿物主要为磁铁矿、锆石和磷灰石.

后者呈似斑状花岗结构、块状构造 (图 2c); 斑晶和基质所占比例分别为 45%± 和 55%±; 斑晶为斜长石 (10%~15%)、钾长石 (10%~15%) 及石英 (20%±), 粒径一般以 5~15 mm 为主; 斜长石 (核: An=26/幔: An=25) 半自形板状, 内可见聚片双晶, 可见韵律环带、最多 10 环; 钾长石半自形板状, 可见钠质条纹; 石英半自形粒状, 表面新鲜干净. 基质为斜长石 (20%~25%)、钾长石 (15%±)、石英 (25%~30%) 及黑云母 (3%~5%) 粒径以 0.5~1.0 mm 居多; 斜长石半自形板状, 内可见肖钠双晶、聚片双晶、卡钠复合双晶, 局部可见环带; 钾长石半自形—它形粒状, 内可见卡氏双晶、钠质条纹; 石英它形粒状、黑云母片状, 均呈散状分布; 副矿物主要为磁铁矿、锆石和磷灰石.

3 分析方法

锆石单矿物分选在河北廊坊市诚信地质服务公司完成. 锆石制靶、阴极发光图像处理、锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成. 将挑选好的晶形完好、透明度高、

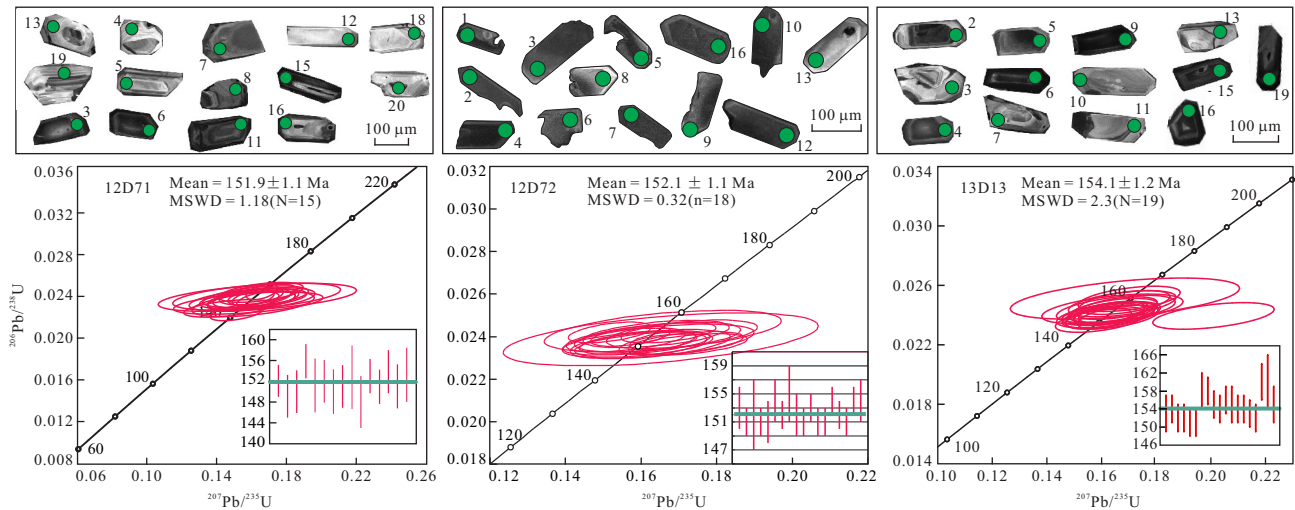


图 3 研究区岩浆岩锆石 U-Pb 年龄谐和图和锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 3 Magmatite Zircon U-Pb Concordia diagrams for the CL images in the study area

干净且无裂纹的锆石用环氧树脂固定,待环氧树脂充分固化后抛光至锆石露出核部,然后进行锆石的 CL 照相及 LA-ICP-MS 分析。

本次测试采用的激光剥蚀系统为 GeoLas 2005, ICP-MS 为 Agilent 7500a, 采用国际标准锆石 91500 作外标进行同位素质量分馏校正, 以 He 作为剥蚀物质的载气, 测试流程见文献 Yuan *et al.*, (2008). 运用 Anderson and Morrison (1992) 介绍的方法对 Pb 同位素组成进行普通 Pb 校正后, 采用 ICP-MS DATECAL 程序计算样品的同位素比值及元素含量 (Liu *et al.*, 2008, 2010); 锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算采用 IsoPlot4.0 完成. 锆石原位 Lu-Hf 同位素分析与锆石 U-Pb 定年及微量元素分析的 ICP-MS 使用同一台激光剥蚀系统, 对样品进行一次性剥蚀完成, 分别由 ICP-MS 与 MC-ICP-MS 两台仪器同时采集各自的信号. Lu-Hf 同位素通过 Nu Plasma HR (Wrexham, UK) 多接收电感耦合等离子体质谱仪 (MC-ICP-MS) 测定, 激光剥蚀的脉冲频率是 10 Hz, 激光束斑直径为 44 μm , 分析中利用锆石样品 91500 和 GJ-1 作外标, 详细分析步骤和数据处理方法详见 Yuan *et al.*, (2008).

岩石主量元素及稀土、微量元素, Sr、Nd 同位素均在自然资源部中南矿产资源监督检测中心完成. 所采集的样品首先经薄片显微镜下观察与鉴定, 然后选择具有代表性且无蚀变的样品用于所需分析. 样品的粉碎加工均在无污染设备中进行, 破碎、研磨至 200 目以上. 全岩主量元素采用熔片-X

荧光光谱法, 所用仪器为 PANalytical 公司生产的 AXIOS 型 X 荧光光谱仪, 对主量元素检出限一般大于 0.005%, 分析精密性 RSD 为 0.1%~1.0%. 微量和稀土元素则主要采用混合酸溶矿制样、等离子体质谱法检测完成. 所用仪器为美国 Thermofisher 公司生产的 X II Series 型等离子体质谱仪, 检出限一般大于 0.01 $\mu\text{g/g}$, 其测定精密性: 短期稳定性 RSD < 1.5%, 长期稳定性 RSD < 3%. Sr、Nd 同位素分析分别在热电离子质谱仪 Triton Ti 和 MAT261 多接收质谱仪上完成. 采用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375\ 2$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.721\ 9$ 对 Sr 和 Nd 作质量分馏校正, 采用国家一级标准物质 CBW04411 (Rb-Sr) 和 CBW 04419 (Sm-Nd) 监控分析流程, 分析精度 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 优于 1%, $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 优于 0.5%.

4 分析结果

4.1 锆石 LA-ICP-MS 定年

锆石的 CL 图像显示多数锆石颗粒为自形一半自形的粒状或柱状, 粒径以 80~180 μm 为主, 显示岩浆锆石所特有的韵律环带, 锆石的 Th/U 介于 0.12~4.26, 暗示所测锆石为岩浆成因. 对小于 1 Ga 的年轻锆石, 所测锆石的 ^{207}Pb 和 ^{235}U 含量低, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 以及 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的比值精度较差, 采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄较为合适. 本次定年工作测点年龄均小于 1 Ga, 测试数据见表 1; 对此次锆石样品中有效数据点进行采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和曲线投影 (测点 12D71-01、02、10、19, 12D72-12, 13D13-1 因 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄不谐和, 数据未采

用),并对 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄进行加权平均(图3)。

样品12D71所测定的15粒有效锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值介于 $148\pm 3\sim 156\pm 5$ Ma(表1),15个测点的加权平均年龄为 151.9 ± 1.1 Ma,MSWD=1.18,可以代表含斑中细粒花岗闪长岩的成岩年龄,为晚侏罗世。测点12D71-16的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 445 ± 10 Ma,Th/U为0.12(表1),该测点年龄则代表了岩体的捕获锆石年龄。

样品12D72所测定的18粒有效锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值介于 $151\pm 2\sim 154\pm 4$ Ma之间(表1),18个测点的加权平均年龄为 152.1 ± 1.1 Ma,MSWD=0.32,可以代表含斑中细粒花岗闪长岩的成岩年龄,为晚侏罗世。测点12D72-12的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 434 ± 5 Ma,Th/U为2.34(表1),该测点年龄则代表了岩体的捕获锆石年龄。

样品13D13所测定的19粒有效锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值介于 $151\pm 3\sim 160\pm 6$ Ma之间(表1),19个测点的加权平均年龄为 154.1 ± 1.2 Ma,MSWD=2.3,可以代表中细粒斑状二长花岗岩的成岩年龄,为晚侏罗世。

4.2 岩石地球化学

4.2.1 主量元素地球化学特征

砂子岭岩体主量元素分析结果列于表2。测试资料显示 SiO_2 含量为66.35%~73.78%, Al_2O_3 含量较高,介于12.82%~13.52%之间; MgO 含量较低,为0.356%~1.170%; K_2O 含量较高,分布于3.85%~6.58%之间, Na_2O 含量为2.56%~2.92%; $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=6.66\%\sim 9.06\%$ (平均7.48%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值(1.37~2.65)大于1,碱度率(AR)=1.94~4.79;在TAS图解中,测试样品落入花岗闪长岩和花岗岩的范围(图4a),与岩矿鉴定结果一致。

砂子岭岩体氧化物均值与世界A型花岗岩

(Turner *et al.*, 1992)相近,但与M型、S型和I型花岗岩(Whalen *et al.*, 1987)相比,则具有富硅、碱、铁,贫铝、钙、镁特点;其 FeO^*/MgO ($\text{FeO}^*=\text{FeO}+0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$)比值为5.43~15.33(平均7.14),明显高于一般I型(991件样品平均值2.27)、S型(578个样品平均值2.38)、M型(17个样品平均值2.37)花岗岩(Whalen *et al.*, 1987)。里特曼指数 σ 分布范围为1.74~2.67,反映出钙碱性岩浆作用的特点;在 $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ 图解中,样品落入高钾钙碱性—钾玄岩系列(图4b)。A/KNC=0.93~1.09,均<1.1,在A/NK—A/KNC图解中,所有样品均为准铝质—弱过铝质花岗岩(图4c)。

4.2.2 稀土元素地球化学特征

区内岩浆岩稀土含量较高, ΣREE 分布于 $186.75\times 10^{-6}\sim 413.17\times 10^{-6}$ 之间,均值为 306.97×10^{-6} ,与世界平均花岗岩($\Sigma\text{REE}=254.3\times 10^{-6}$, Taylor and McLennan, 1985)相比明显偏高。 δEu 值为0.095~0.224之间,为钕亏损型,暗示岩石可能经历了斜长石分离结晶作用;(La/Yb)_N值介于4.162~17.894之间,表明后期岩浆分异强烈。LREE/HREE比值介于5.03~12.43之间,属于轻稀土富集型。在稀土元素球粒陨石标准化图解上,砂子岭岩体具一致的右倾斜配分曲线,暗示该岩体不同岩石类型可能具有相同的物质来源及演化过程。与典型铝质A型花岗岩(刘昌实等,2003)、金鸡岭及西山杂岩体(付建明等,2004a,2005)具有类似的右倾斜配分模式(图5a),且具有如下特点:① δEu 值与西山岩体、典型铝质A型花岗岩相仿,但低于金鸡岭岩体;②轻稀土含量与金鸡岭岩体相当,略高于西山岩体和世界典型A型花岗岩;③重稀土元素含量低于金鸡岭、高于西山杂岩体。造成上述差异的原因可能与源区的性质、熔融程度及演化过程有关,笔者将另文发表。

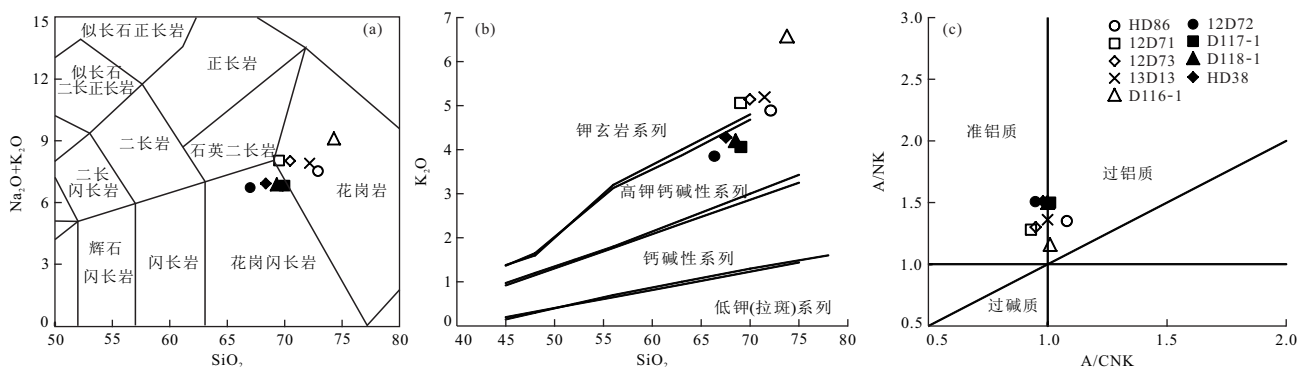


图4 砂子岭岩体 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (a)、 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解(b)和A/NK-A/KNC图解(c)

Fig.4 The $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (a), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (b) and A/NK-A/KNC diagram (c) of Shaziling rock mass

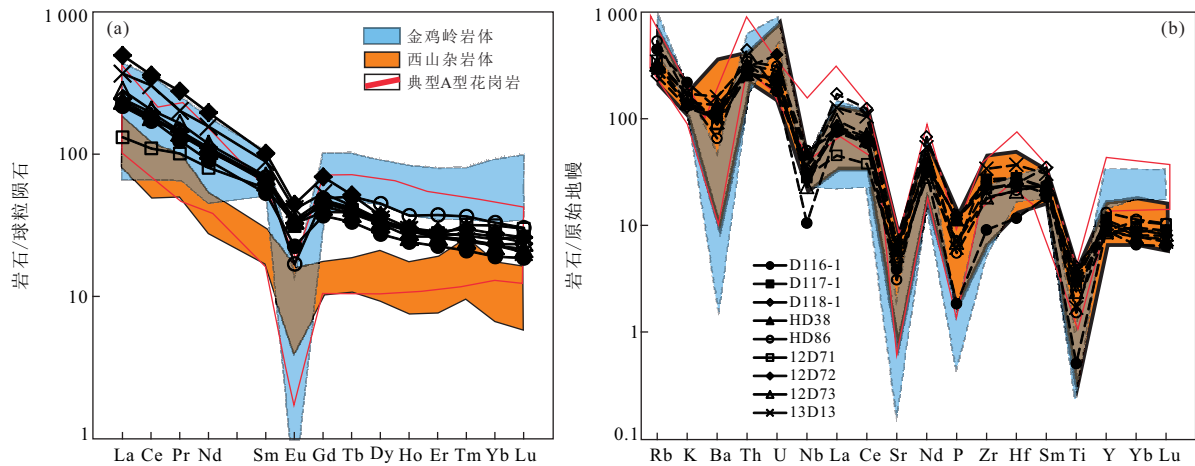


图 5 砂子岭岩体 REE 配分图(a)和微量元素蛛网图(b)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized spidergrams of Shaziling

4.2.3 微量元素地球化学特征 区内岩浆岩的微量元素(表 2)具有如下特点:①样品大离子亲石元素 Rb ($159 \times 10^{-6} \sim 338 \times 10^{-6}$)、Ba ($457 \times 10^{-6} \sim 120 \times 10^{-6}$) 含量明显高于大陆地壳丰度 (32×10^{-6} 、 250×10^{-6} ; Taylor and McLennan, 1985), 而 Sr ($65 \times 10^{-6} \sim 131 \times 10^{-6}$) 含量则明显低于其大陆地壳丰度 (260×10^{-6} , Taylor and McLennan, 1985). ②放射性热元素 Th ($21.5 \times 10^{-6} \sim 37.5 \times 10^{-6}$)、U ($3.80 \times 10^{-6} \sim 8.35 \times 10^{-6}$) 含量较大陆地壳丰度 (3.5×10^{-6} 、 0.91×10^{-6} ; Taylor and McLennan, 1985) 高. ③高场强元素 Hf ($3.607 \times 10^{-6} \sim 11.40 \times 10^{-6}$) 含量明显高于地壳丰度 (3×10^{-6} ; Mason and Moore, 1982), Ta ($0.858 \times 10^{-6} \sim 3.70 \times 10^{-6}$)、Nb ($7.493 \times 10^{-6} \sim 35.80 \times 10^{-6}$)、Zr ($101.6 \times 10^{-6} \sim 380 \times 10^{-6}$) 含量与地壳丰度 (2×10^{-6} , Mason and Moore, 1982; 11×10^{-6} 、 100×10^{-6} , Taylor and McLennan, 1985) 相比略有富集. ④ Rb/Sr 在 1.082~5.200, Zr/Hf 在 28.167~35.474, Sm/Nd 在 0.170~0.235. ⑤在原始地幔标准微量元素蛛网图上,图 5b 所示,砂子岭岩体富集 Rb、K、Th、U、Nb, 亏损 Ba、Sr、P 和 Ti, 与金鸡岭(付建明等, 2005)、西山岩体(付建明等, 2004a)及典型铝质 A 型花岗岩(刘昌实等, 2003)具有相近的特点;强不相容元素 Rb 的富集暗示了岩浆可能发生的高度分异, P、Ti 元素的亏损可能与磷灰石和钛铁矿的分离结晶或作为源区的残留矿物相有关.

4.3 Sr、Nd 同位素特征

由表 3 可以看出砂子岭岩体 Sr、Nd 同位素组成具有如下特点:①砂子岭岩体具有较高且相对一致

的 $I_{(Sr)}$ 同位素初始值 ($0.716\ 03 \sim 0.718\ 17$), 说明其源区具有相似 Sr 同位素组成;② $\epsilon_{Nd}(t)$ 值显示出较低的负值但变化范围小 ($-6.80 \sim -7.38$), 暗示它们可能具有相同的物质来源;③不同岩石单元的 Nd 模式年龄变化不大 ($T_{2DM} = 1\ 498 \sim 1\ 546\ Ma$), 同样说明它们来源的一致性;④ $\epsilon_{Nd}(t)$ 值和较高的 $I_{(Sr)}$ 值揭示区内岩浆岩源自富集源区特征, 而高的 SiO_2 和低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 表明岩浆主要来源于地壳.

4.4 Hf 同位素特征

在已准确测定锆石 U-Pb 同位素年龄的点位或其旁用较大斑束 ($44\ \mu m$) 剥蚀进行锆石 Hf 同位素测定, 测试结果列于表 3. 其中, $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值均小于 0.002, 表明锆石形成后放射性成因 Hf 积累很少, 因此, $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值基本上可以代表锆石结晶时体系的 Hf 同位素组成(第五春荣等, 2008). 对于花岗岩, 锆石的两阶段 Hf 模式年龄 T_{2DM} 不代表花岗岩和其源岩形成时代, 仅代表着形成花岗岩的源岩地壳物质从亏损地幔库脱离的年龄, 为重要的地壳增生期(吴福元等, 2007).

计算 T_{2DM} 采用上地壳平均值为 0.008 (Taylor and McLennan, 1985), 计算 $\epsilon_{Hf}(t)$ 和 T_{2DM} 采用各点对应的 U-Pb 年龄; $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值 $0.282\ 278 \sim 0.282\ 816$, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 $4.8 \sim -14.2$ (表 4)、平均值 -3.4 ; 其中:① 12D72-6、12D72-7 两颗锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 4.8 和 2.2, 年龄为 $154 \pm 3\ Ma$ 、 $152 \pm 2\ Ma$ 、Th/U 为 1.72 和 3.15 (表 1), 锆石 CL 图像未见震荡环带(图 3), 指示其源自亏损地幔;② 测点 12D72-12 的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 3.2, 形成时代为 $434 \pm 5\ Ma$ 、为捕获锆石, 不能用于判断砂子岭岩体源区组成;③ 测点 12D72-11、

表 3 砂子岭岩体 Sr-Nd 同位素数据

Table 3 Nd-Sr-Pb isotopic data for Xishan volcanic-intrusive complex rocks

样号	Rb(10^{-6})	Sr(10^{-6})	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	误差 2σ	$I_{(\text{Sr})}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	$f_{\text{Rb}/\text{Sr}}$
D116-1	290.1	86.9	9.652	0.737 82	0.000 001	0.716 28	473.0	169.9	115.71
D117-1	196.1	135.2	4.188	0.726 79	0.000 009	0.717 44	316.4	186.4	49.64
D118-1	188.6	137.6	3.959	0.726 39	0.000 003	0.717 55	310.7	187.9	46.87
12D72	166.8	145.2	3.318	0.724 86	0.000 005	0.717 59	289.0	188.4	39.12
12D73	222.1	120.0	5.347	0.727 74	0.000 001	0.716 03	329.9	166.3	63.66
13D13	196.3	118.2	4.799	0.728 68	0.000 004	0.718 17	343.2	196.7	57.03
样号	Sm(10^{-6})	Nd(10^{-6})	$^{147}\text{Sm}/^{134}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	误差 2σ	I_{Nd}	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{2\text{DM}}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
D116-1	9.180	36.55	0.151 9	0.512 215	0.000 012	0.512 059	-7.36	1 541	-0.23
D117-1	10.290	49.53	0.125 7	0.512 190	0.000 070	0.512 061	-7.32	1 542	-0.36
D118-1	10.310	51.17	0.121 8	0.512 183	0.000 060	0.512 058	-7.38	1 546	-0.38
12D72	14.370	86.74	0.100 2	0.512 168	0.000 010	0.512 067	-7.27	1 537	-0.49
12D73	9.417	48.29	0.118 0	0.512 210	0.000 040	0.512 091	-6.80	1 498	-0.40
13D13	11.790	64.36	0.110 8	0.512 180	0.000 060	0.512 068	-7.25	1 535	-0.44

表 4 砂子岭岩体 Hf 同位素数据

Table 4 Hf isotopic data for Xishan volcanic-intrusive complex rocks

测点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	Age	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	T_{DM}	2σ	$T_{2\text{DM}}$	2σ
12D72-01	0.282 624	0.000 013	0.000 806	0.025 352	-5.2	153	-2.0	0.5	886	38	1 326	60
12D72-02	0.282 445	0.000 019	0.000 858	0.026 673	-11.5	151	-8.3	0.7	1 137	52	1 726	83
12D72-03	0.282 630	0.000 014	0.001 153	0.036 333	-5.0	152	-1.8	0.5	885	39	1 313	62
12D72-04	0.282 463	0.000 010	0.001 318	0.042 661	-10.9	151	-7.8	0.3	1 127	28	1 691	44
12D72-05	0.282 513	0.000 019	0.001 392	0.043 024	-9.1	151	-6.0	0.7	1 057	53	1 577	84
12D72-06	0.282 816	0.000 013	0.001 095	0.034 853	1.6	154	4.8	0.4	620	36	894	57
12D72-07	0.282 744	0.000 011	0.001 654	0.052 192	-1.0	152	2.2	0.4	733	32	1 061	49
12D72-08	0.282 603	0.000 012	0.000 951	0.030 035	-6.0	155	-2.7	0.4	918	33	1 371	53
12D72-09	0.282 557	0.000 009	0.000 865	0.027 294	-7.6	152	-4.3	0.3	980	26	1 475	42
12D72-10	0.282 593	0.000 008	0.001 011	0.027 185	-6.3	151	-3.1	0.3	934	24	1 397	38
12D72-11	0.282 278	0.000 017	0.000 630	0.015 328	-17.5	153	-14.2	0.6	1 362	47	2 097	75
12D72-12	0.282 600	0.000 020	0.000 940	0.024 645	-6.1	434	3.2	0.7	922	55	1 212	88
12D72-13	0.282 600	0.000 013	0.000 853	0.021 819	-6.1	151	-2.9	0.5	921	37	1 381	59
12D72-14	0.282 607	0.000 009	0.000 991	0.026 542	-5.8	151	-2.6	0.3	914	26	1 365	42
12D72-15	0.282 557	0.000 013	0.000 650	0.016 865	-7.6	151	-4.4	0.5	975	38	1 475	60
12D72-16	0.282 507	0.000 010	0.000 899	0.023 017	-9.4	154	-6.1	0.4	1 052	28	1 588	45
12D72-17	0.282 560	0.000 012	0.000 864	0.022 860	-7.5	152	-4.3	0.4	977	34	1 469	54
12D72-18	0.282 620	0.000 011	0.000 662	0.017 171	-5.4	151	-2.1	0.4	888	32	1 335	51
12D72-19	0.282 431	0.000 015	0.000 696	0.018 064	-12.1	154	-8.8	0.5	1 152	42	1 756	67
12D72-20	0.282 672	0.000 008	0.000 835	0.021 963	-3.5	154	-0.2	0.3	818	23	1 216	37

12D72-2、12D72-19 这 3 颗锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -14.2、-8.3 和 -8.8, U-Pb 年龄分别为 153 ± 2 Ma、 151 ± 2 Ma 和 154 ± 2 Ma, Th/U 为 4.26、1.66 和 1.94 (表 1), 暗示其壳源属性; ④ $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 相比 I_{Sr} 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化范围较大, 源自锆石 Lu-Hf 体系具有较高的保存温度, 能够保留更多的源区印迹; 而后者可能在岩浆作用过程中达到均一化. 20 个测点 $T_{2\text{DM}}=894 \sim 2 097$

Ma, 其中 18 个测点 $T_{2\text{DM}}$ 值分布于 1 061~1 756 Ma.

5 讨论

5.1 时代归属

目前, 对砂子岭岩体开展的地质年代学研究较少, 且已报道年龄多采用 Rb-Sr 等时线法获得. 陈延

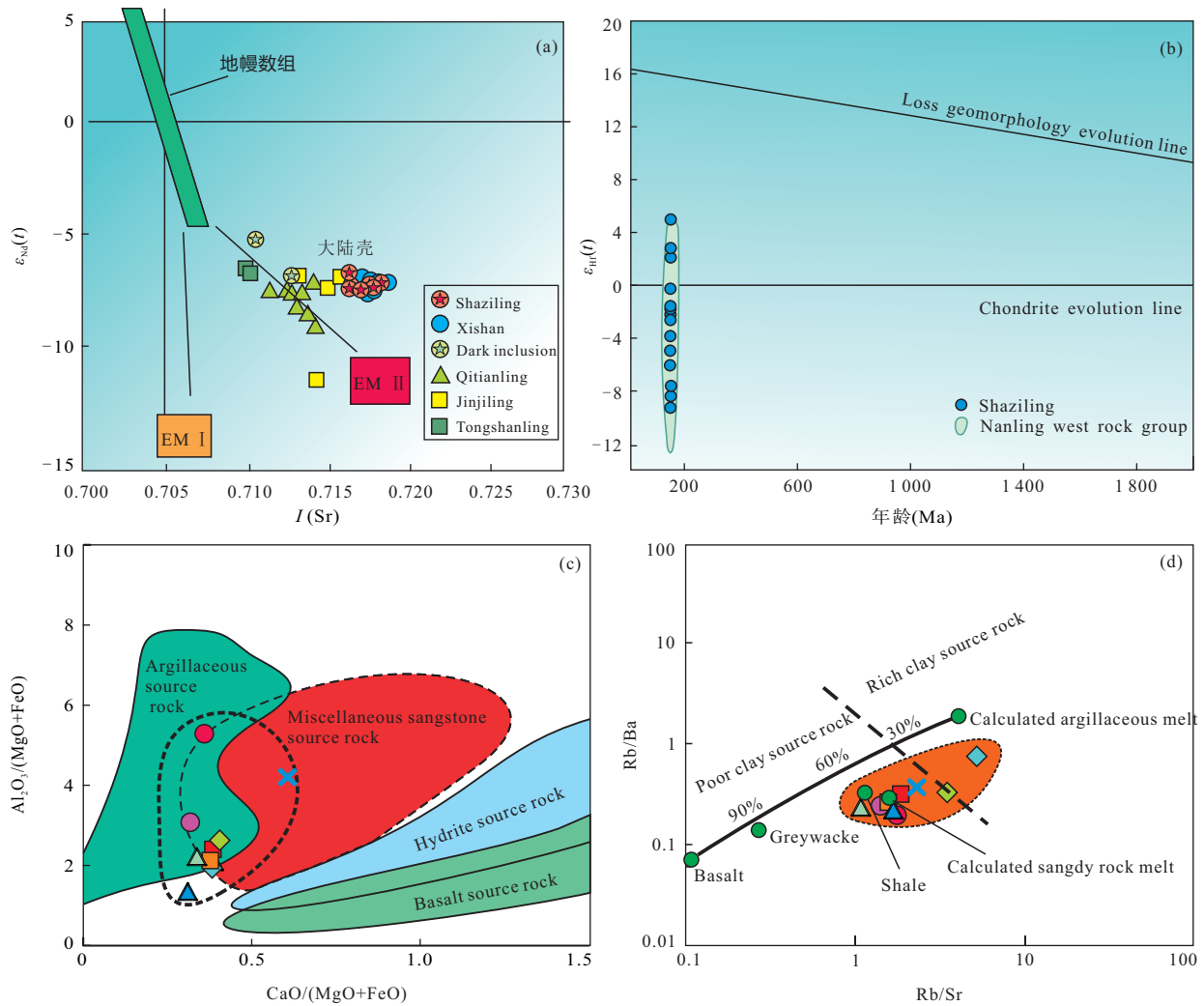


图 6 砂子岭岩体 $\epsilon_{Nd}(t)$ - I_{Sr} 、 $\epsilon_{Hf}(t)$ -Age、 $CaO/(MgO+FeO)$ - $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ 及 Rb/Sr - Rb/Ba 图解
 Fig.6 $\epsilon_{Nd}(t)$ - I_{Sr} 、 $\epsilon_{Hf}(t)$ -Age、 $CaO/(MgO+FeO)$ - $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ and Rb/Sr - Rb/Ba diagrams of Shaziling

愚等(1986)和章邦桐等(2001)采用上述方法测得该岩体的侵位时代分别为 168.3 ± 3.7 Ma、 169.5 ± 4.4 Ma, 将其时代归属划为燕山早期. 湖南省地质矿产局(1998, 2016)基于区域地质调查和 Rb-Sr 年代学资料, 推断砂子岭岩体属印支期岩浆活动的产物.

考虑到 Rb-Sr 同位素体系因封闭温度较低而易受后期构造-热事件影响, 导致其年龄值失真; 而锆石 U-Pb 同位素体系的封闭温度高达 >750 °C, 且分析手段成熟; 已经成为岩浆岩定年的首选方法. 本文采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法对含斑中细粒花岗闪长岩分析结果为 151.9 ± 1.1 Ma、 152.1 ± 1.1 Ma, 中细粒斑状二长花岗岩成岩年龄为 154.1 ± 1.2 Ma; 与前人所测结果差异较大, 确定其成岩年代为燕山早期, 而非印支期. 付建明等(2004b)采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法测得砂子岭岩体年龄为

157 ± 1 Ma, 显然, 本次定年结果与之很接近. 此外, 12D71-16、12D72-12 号测点 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为 445 ± 10 Ma 与 434 ± 5 Ma (表 1), 与雪花顶岩体成岩时代 432 ± 21 Ma (付建明等, 2004b) 颇为接近, 可能为晚期岩浆活动捕获的加里东期岩浆锆石.

饶有趣味的是, 九嶷山复式花岗岩体(燕山早期)在空间上表现为组成单元与岩石类型多元化的特点, 但在时间上却有相近的成岩年龄; 高精度定年方法亦不能将之区分. 在相信测试方法精确而有效的前提下, 可能意味着九嶷山燕山早期复式花岗岩体系为岩浆快速侵位固结而成; 而导致填图单元之间早晚关系变得模糊甚至倒转. 换而言之, 传统填图单元失去年代学差异属性后, 实际上已经划归为岩相的范畴.

5.2 岩浆源区

Sr、Nd 同位素研究结果表明: 九嶷山燕山期复

式花岗岩体具有较高且相对一致的Sr同位素初始值(0.713 01~0.718 23),说明其源区具有相似Sr同位素组成;其中砂子岭岩体为0.716 03~0.718 17,西山岩体为0.716 12~0.718 23,金鸡岭岩体为0.713 01~0.715 69.砂子岭、西山和金鸡岭岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值显示出负值且变化范围小的特点,分别为-6.8~-7.4、-7.0~-8.0及-7.0~-11.6,暗示它们可能具有相同的物质来源,即:均源自富集源区.在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - I_{Sr} 图解(图6a)中,砂子岭与金鸡岭、西山岩体分布范围一致,与骑田岭、铜山岭相比更加偏向右方;揭示其源区以上地壳为主.在 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -Age图解(图6b)中,砂子岭岩体样品分布范围与南岭西段其他岩体范围一致(舒徐洁,2014),证实其源岩以陆壳物质为主,还佐证了少量地幔物质的贡献.无独有偶,Huang *et al.*, (2011)基于高的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值(8.0‰~9.8‰)、低的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-2.3~-6.2)及全岩Sr、Nd同位素资料($I_{\text{Sr}}=107\ 151\sim 0.718\ 1$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-6.6\sim -7.4$)指出西山岩体的源区为麻粒岩相的变质表壳岩.除个别样品外,砂子岭、西山、金鸡岭岩体钨模式年龄($T_{2\text{DM}}$)变化不大,依次为1 498~1 546、1 517~1 600和1 505~1 556 Ma.砂子岭多数样品二阶段钨模式年龄 $T_{2\text{DM}(\text{Hf})}=1\ 061\sim 1\ 756$ Ma,与之二阶段钨模式年龄相近;表明其源岩从地幔储库中脱离的时间为中元古代.

岩石地球化学研究表明,砂子岭、金鸡岭及西山杂岩体均为铝质A型花岗岩类(付建明等,2004a,2005;Huang *et al.*,2011;Guo *et al.*,2016),它们潜在的源区为:①干的(水含量通常<2%)且已经产生过花岗岩质岩浆的麻粒岩地壳部分熔融(Clemens *et al.*,1986;Whalen *et al.*,1987),②产生于准铝质的石英闪长岩或者花岗闪长岩的重熔(Anderson and Morrison,1992;Skjerlie and Johnston,1992;King *et al.*,2001),③中-基性下地壳岩石的部分熔融(Landenberger and Collins,1996)、④幔源碱性岩浆分异产生残留的A型花岗质熔体(Eby,1990,1992)及⑤地幔岩浆与地壳岩浆混合模型(Turner *et al.*,1992;Zhu *et al.*,2010).与世界典型的A型花岗岩和我国东南沿海的A型花岗岩不同,九嶷山燕山期复式花岗岩体兼具较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与较高的Sr初始值特点,暗示其源区的壳源属性;Huang *et al.*, (2011)等认为造成上述特殊性的关键因素为低 $f\text{O}_2$ 、 $\sqrt{f\text{H}_2\text{O}}$ 和高温的形成环境.在 $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})-\text{Al}_2\text{O}_3/$

($\text{MgO}+\text{FeO}$)及Rb/Sr-Rb/Ba图解(图6c,6d)中,所测样品落入杂砂岩与泥质岩源区叠加的区域,暗示其来源的复杂性;证明区内花岗岩源自地壳杂砂岩与泥质岩的熔融而成,也间接表明地壳物质部分熔融亦可形成A型花岗岩,但这并不排除在伸展环境下有地幔物质的参与;这无疑与砂子岭岩体常见暗色包体的野外地质事实相符(图2a,2b,2c).

陈江峰等(1999)提出中国东南中生代花岗岩Nd模式年龄集中于1.7~2.0 Ga之间,明显高于本区Nd、Hf模式年龄.区内较低的Nd、Hf模式年龄可能由其源岩年轻或有新生地幔物质加入两种原因;鉴于本区基底岩石的 T_{DM} 年龄不倾向年轻基底地壳的存在(陈江峰等,1999),这种相对低的Nd、Hf模式年龄花岗岩可能反映了由于拉张作用导致地幔物质的加入以及地壳质量的净增长(付建明等,2004a;舒徐洁,2014;Guo *et al.*,2016);而西山杂岩体中出现铁橄榄石、铁辉石单晶,九嶷山、骑田岭复式岩体均发育镁铁微粒包体也佐证了这一判断.综上所述,九嶷山燕山期复式花岗岩体可能直接源于地壳杂砂岩/泥质岩的部分熔融,成岩过程中有新生地幔物质加入.

5.3 构造背景

砂子岭岩体富硅碱而贫钙镁,准铝-弱过铝质,富含稀土元素和高场强元素(Y、Zr、Nb); FeO^*/MgO 值(7.14)与典型的A型花岗岩的平均值(13.40)相比略低(Turner *et al.*,1992),但明显高于其他类型花岗岩(Whalen *et al.*,1987);Ga/Al值($2.45\times 10^{-4}\sim 5.82\times 10^{-4}$,平均3.50)和(Zr+Nb+Ce+Y)组合值($256.81.44\times 10^{-6}\sim 630.70\times 10^{-6}$,平均 441.95×10^{-6})明显高于A型花岗岩的下限值 2.6×10^{-4} 与 350×10^{-6} (Whalen *et al.*,1987).在(10 000×Ga/Al) vs (FeO^*/MgO)/Ce/[$(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$]及(Zr+Nb+Ce+Y) vs (FeO^*/MgO)分类图解上,所有样品均落在A型花岗岩区域,而与分异的I、S花岗岩明显不同(图7a~7d).

A型花岗岩最早由Loiselle和Wones于1979年提出,因其独特的产出环境而迅速成为岩石学领域的热门课题.发展至今,A型花岗岩的构造背景在学术界仍有争议,已由最初的非造山环境拓展到造山后环境,但其形成于伸展环境的观点已得到普遍认同(Whalen *et al.*,1987,1996;Sylvester,1989;Eby,1992;贾小辉等,2009).Eby(1990,1992)通过系统总结A型花岗岩资料,将其进一步分为 A_1 和

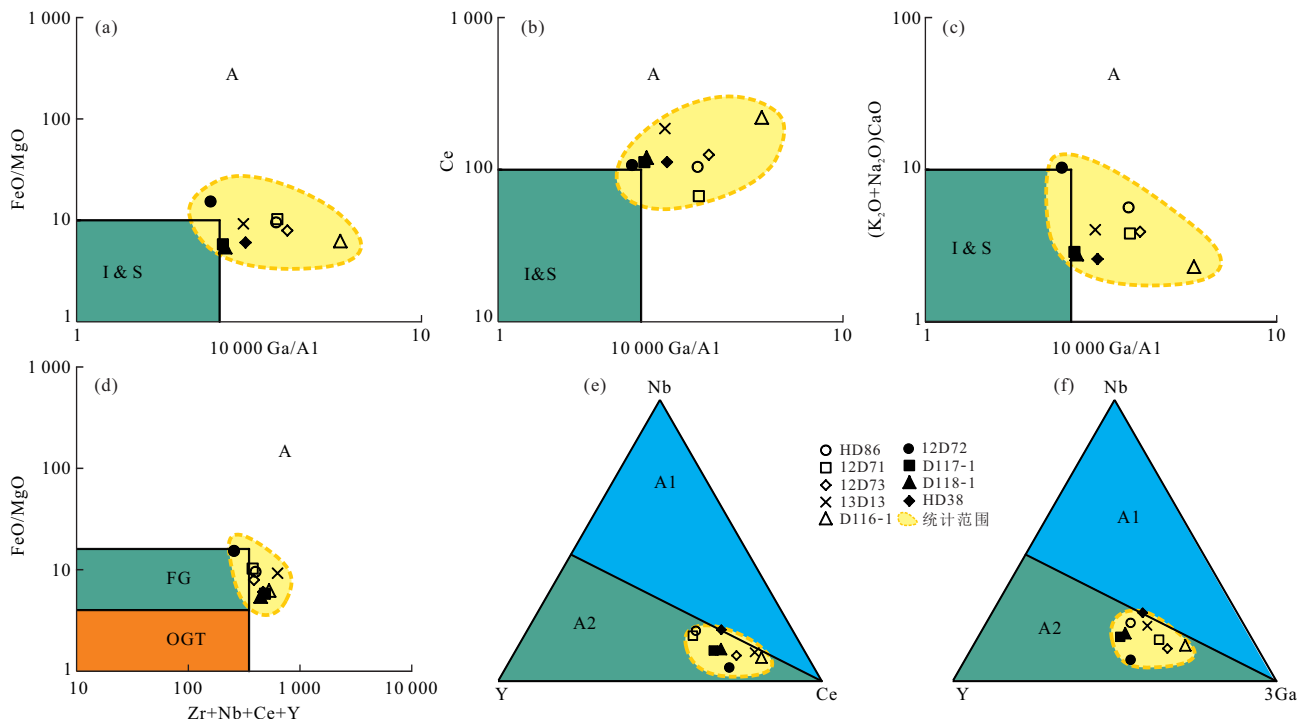


图 7 沙子岭岩体 $(10\ 000 \times \text{Ga}/\text{Al})$ vs $(\text{FeO}^*/\text{MgO})/\text{Ce} / [(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}]$ 、 $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ vs $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ 、 $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ce}$ 及 $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ga}$ 判别图解(底图据 Whalen *et al.*, 1987)

Fig.7 $(10\ 000 \times \text{Ga}/\text{Al})$ vs $(\text{FeO}^*/\text{MgO})/\text{Ce} / [(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}]$ 、 $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ vs $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ 、 $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ce}$ and $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ga}$ discrimination diagrams of Shaziling rock mass

A_2 型:前者源自地幔,代表大陆裂谷环境和地幔热柱/热点环境;后者系由地壳或岛弧派生,代表碰撞后或造山后的张性构造环境。在 $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ce}$ 和 $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ga}$ 判别图解(图 7e, 7f)上,全部样品均落在 A_2 区。

鉴于华南板块在中生代所处的构造背景,板块俯冲作用形成的弧后拉张或印支造山运动形成后的后造山伸展从理论上都能解释这些 A_2 型花岗岩的形成。考虑到构造运动时效性及其影响的空间范围,目前,普遍流行的观点认为古太平洋板块的俯冲作用是主要的动力学机制,并将南岭西段中生代花岗岩类的形成背景归结为古太平洋俯冲造成的弧后伸展环境(Zhou *et al.*, 2006; Li and Li, 2007; Li *et al.*, 2007; 张岳桥等, 2009; 舒徐洁, 2014; Li *et al.*, 2016; Zhou *et al.*, 2018)。已有资料显示,古太平洋板块于中侏罗世(175~140 Ma)呈平板或低角度方式向 NW 欧亚大陆南缘持续俯冲;在深部表现为挤压应力,而在浅部则表现为伸展应力,该应力状态类似于花状构造(Zhou *et al.*, 2006; 周佐民, 2015)。这种应力差异致使古板块拼合带重新活化,导致地幔物质上涌和底垫作用。据此,付建明等(2004a)推测九嶷山燕山期复式花岗岩体位于华南

板块呈 NE 走向高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、低 T_{DM} 花岗岩带上;该花岗岩带即为江南造山带,具发生过岛弧岩浆作用且存在具较高 $\text{Lu}-\text{Hf}$ 、 $\text{Sm}-\text{Nd}$ 同位素比值新生地壳的特点(Gilder *et al.*, 1996; Chen and Jahn., 1998; 陈江峰等, 1999; 舒徐洁, 2014; Li *et al.*, 2016)。地幔物质加热了发生过岛弧岩浆作用的地壳,进而发生部分熔融形成具有类似同位素组成特征的 A 型花岗岩类;即为沙子岭岩体与九嶷山燕山期复式花岗岩体的成因。

6 结论

(1) 本文利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法对组成沙子岭岩体不同岩性定年结果为 151.9 ± 1.1 Ma、 152.1 ± 1.1 Ma 及 154.1 ± 1.2 Ma, 确定其成岩年代为燕山早期。

(2) Sr、Nd、Hf 同位素分析表明:沙子岭岩体具较高 Sr 同位素初始值,负 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值特点;其源区为地壳杂砂岩/泥质岩的部分熔融,成岩过程中有地幔物质的贡献,源岩从地幔储库中脱离的时间为中元古代。

(3) 沙子岭岩体在岩石化学组成上富硅、富碱、

准铝—过铝质,具高 FeO^*/MgO 、 Ga/Al 比值以及富高场强元素的特征,显示A型花岗岩的地球化学特点;其形成与太平洋板块低角度俯冲有关,形成于弧后伸展环境。

致谢:两位匿名审稿人对本文提出了建设性的修改建议,保证了文章质量;在此致以衷心的感谢!

表1,表2数据参见本刊官网:www.earth-science.net.

Reference

- Anderson, J. L., Morrison, J., 1992. The Role of Anorogenic Granites in the Proterozoic Crustal Development Of North America. In: Anderson, J. L., Morrison, J., eds. Proterozoic Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, 263—299.
- Chen, J. F., Jahn, B. M., 1998. Crustal Evolution of South-eastern China: Nd and Sr Isotopic Evidence. *Tectonophysics*, 284(1/2): 101—133. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(97\)00186-8](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(97)00186-8)
- Chen, J. F., Cuo, X. S., Tang, J. F., et al., 1999. Nd Isotopic Model Ages: Implications of the Growth of the Continental Crust of Southeastern China. *Journal of Nanjing University*, 35(6): 649—658 (in Chinese with English abstract).
- Chen, P. R., Hua, R. M., Zhang, B. T., et al., 2002. Early Yanshanian Post-Orogenic Granitoids in the Nanjing Region: Petrological Constraints and Geodynamic Setting. *Sci. China (D)*, 45(8): 755—768 (in Chinese with English abstract).
- Cheng, Y. Y., Wang, X. Y., Ren, J. S., et al., 1985. Isotopic Geochronology of the Jiuyishan and Baimashan Composite Granitic Intrusions, Hunan. *Geological Review*, 32(5): 433—439 (in Chinese with English abstract).
- Cheng, S. B., Fu, J. M., Cui, S., et al., 2018. Zircon U-Pb Chronology, Geochemistry of the Indonesian Granitic Rocks from Northern Yuechengling Batholith in Guangxi-Hunan Junction. *Earth Science*, 43(7): 2330—2349 (in Chinese with English abstract).
- Cheng, S. B., Fu, J. M., Xu, D. M., et al., 2008. Geochemical Characteristics and Petrogenesis of Xuehuading Granitic Batholith and Its Enclaves, South China. *Geotectonica et Metallogenia*, 33(4): 588—597 (in Chinese with English abstract).
- Clemens, J. D., Holloway, J. R., White, A. J. R., 1986. Origin of An A-Type Granite: Experimental Constraints. *Am. Mineral.*, 71: 317—324.
- Diwu, C. R., Sun, Y., Yuan, K. L., et al., 2008. Geochronology and Hf Isotopes of Detrital Zircons from Songshan Quartzite of Dengfeng in Henan Province and Its Geological Significance. *Chinese Science Bulletin*, 53(16): 1923—1934 (in Chinese).
- Eby, G. N., 1990. The A-Type Granitoids: A Review of their Occurrence and Chemical Characteristics and Speculations on their Petrogenesis. *Lithos*, 26(1/2): 115—134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-z)
- Eby, G. N., 1992. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, 20(7): 641. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:csotat>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:csotat>2.3.co;2)
- Fu, J. M., Ma, C. Q., Xie, C. F., et al., 2004a. Geochemistry and Tectonic Setting of Xishan Aluminous A-Type Granitic Volcanic-Intrusive Complex, Southern Hunan. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 26(4): 15—23 (in Chinese with English abstract).
- Fu, J. M., Ma, C. Q., Xie, C. F., et al., 2004b. SHRIMP U-Pb Zircon Dating of the Jiuyishan Composite Granite in Hunan and Its Geological Significance. *Geotectonica et Metallogenia*, 34(3): 215—226 (in Chinese with English abstract).
- Fu, J. M., Ma, C. Q., Xie, C. F., et al., 2005. Ascertainment of the Jinjiling Aluminous A-Type Granite, Hunan Province and Its Tectonic Settings. *Geochimica*, 34(3): 215—226 (in Chinese with English abstract).
- Gilder, S. A., Gill, J., Coe, R. S., et al., 1996. Isotopic and Paleomagnetic Constraints on the Mesozoic Tectonic Evolution of South China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B7): 16137—16154. <https://doi.org/10.1029/96jb00662>
- Guo, C. L., Zeng, L. S., Li, Q. L., et al., 2016. Hybrid Genesis of Jurassic Fayalite-Bearing Felsic Subvolcanic Rocks in South China: Inspired by Petrography, Geochronology, and Sr-Nd-O-Hf Isotopes. *Lithos*, 264: 175—188.
- Guo, X. N., Lv, X. Q., Zhao, Z., et al., 2014. Petrological and Mineralogical Characteristics of Two Granitoid Formed during the Mesozoic Period Types of Metallogenic Nanjing Region. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2423—2436 (in Chinese with English abstract).
- Huang, H. Q., Li, X. H., Li, W. X., et al., 2011. Formation of High $\delta^{18}\text{O}$ Fayalite-Bearing A-Type Granite by High-Temperature Melting of Granulitic Metasedimentary Rocks, Southern China. *Geology*, 39(10): 903—906. <https://doi.org/10.1130/g32080.1>
- Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources., 1998. Regional Geology of Hunan Province. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English abstract).

- Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources., 2016. Regional Geology of Hunan Province. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Jia, X.H., Wang, Q., Tang, J.G., 2009. A-Type Granites: Research Progress and Implications. *Geotectonica et Metallogenia*, 33(3): 465—480 (in Chinese with English abstract).
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Zhao, K. D., et al., 2006. Petrogenesis of Late Jurassic Qianlishan Granites and Mafic Dykes, Southeast China: Implications for a Back-Arc Extension Setting. *Geological Magazine*, 143(4): 457—474. <https://doi.org/10.1017/s0016756805001652>
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, C. M., et al., 2001. Are A-type Granites the High-temperature Felsic Granites? Evidence from Fractionated Granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 501—514. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x>
- Landenberger, B., Collins, W. J., 1996. Derivation of A-Type Granites from a Dehydrated Charnokitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(1): 145—170. <https://doi.org/10.1093/ptrology/37.1.145>
- Li, X. H., Li, W. X., Li, Z. X., 2007. On the Genetic Classification and Tectonic Implications of the Early Yanshanian Granitoids in the Nanling Range, South China. *Chinese Science Bulletin*, 52(14): 1873—1885. <https://doi.org/10.1007/s11434-007-0259-0>
- Li, Y., Dong, S. W., Zhang, Y. Q., et al., 2016. Episodic Mesozoic Constructional Events of Central South China: Constraints from Lines of Evidence of Superimposed Folds, Fault Kinematic Analysis, and Magma Geochronology. *International Geology Review*, 58(9): 1076—1107. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1146999>
- Liu, C. S., Chen, X. M., Chen, P. R., et al., 2003. Subdivision, Discrimination Criteria and Genesis for A-Type Rock Suites. *Geological Journal of China Universities*, 9(4): 573—591 (in Chinese with English abstract).
- Liu, F., Li, K., Huang, G. C., et al., 2018. Zircon U-Pb Geochronology and Geochemical Characteristics of the Kunlun A-Type Granite in Central Guangxi. *Earth Science*, 43(7): 2313—2329 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. S., Hu, Z. C., Gao, S., et al., 2008. In Situ Analysis of Major and Trace Elements of Anhydrous Minerals by LA-ICP-MS without Applying an Internal Standard. *Chemical Geology*, 257(1/2): 34—43. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.004>
- Liu, Y., Gao, S., Hu, Z., et al., 2010. Continental and Oceanic Crust Recycling-Induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1/2): 537—571. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egp082>
- Loiselle, M. C., Wones, D. R., 1979. Characteristics and Origin of Anorogenic Granites. Geological Society of America Abstracts with Programs, 11: 468.
- Mason, B., Moore, C. B., 1982. Principles of Geochemistry, 4th Edition. Wiley, New York.
- Mo, Z. S., Yi, B. D., 1980. Geology of Granite in Nanling Range. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Shu, L. S., 2012. An Analysis of Principal Features of Tectonic Evolution in South China Block. *Geological Bulletin of China*, 31(7): 1035—1053 (in Chinese with English Abstract).
- Shu, L. S., Wang, B., et al., 2015. Early Paleozoic and Early Mesozoic Intraplate Tectonic and Magmatic Events in the Cathaysia Block, South China. *Tectonics*, 34(8): 1600—1621.
- Shu, L. S., Jahn, B. M., Charvet, J., et al., 2014. Early Paleozoic Depositional Environment and Intraplate Tectono-Magmatism in the Cathaysia Block (South China): Evidence from Stratigraphic, Structural, Geochemical and Geochronological Investigations. *American Journal of Science*, 314(1): 154—186. <https://doi.org/10.2475/01.2014.05>
- Shu, X. J., 2014. Petrogenesis and Crustal Evolution of the Mesozoic Granites from Nanjing, South China (Dissertation). Nanjing University, Nanjing (in Chinese with English abstract).
- Skjerlie, K. P., Johnston, A. D., 1992. Vapor-Absent Melting at 10 Kbar of a Biotite and Amphibole-Bearing Tonalitic Gneiss: Implications for the Generation of A-Type Granites. *Geology*, 20(3): 263. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0263:vamako>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0263:vamako>2.3.co;2)
- Sylvester, P. J., 1989. Post-Collisional Alkaline Granites. *The Journal of Geology*, 97(3): 261—280. <https://doi.org/10.1086/629302>
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, London, 1—312.
- Turner, S. P., Foden, J. D., Morrison, R. S., 1992. Derivation of some A-Type Magmas by Fractionation of Basaltic Magma: An Example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28(2): 151—179. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90029-x](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90029-x)
- Wang, D. Z., Zhao, G. T., Qiu, J. S., 1995. The Tectonic Constraint on the Late Mesozoic A-Type Granitoids in Eastern China. *Geological Journal of Universities*, 1(2): 13—21 (in Chinese with English abstract).

- Wang, D.Z., Zhou, X.M., 2002. Origin of the Late Mesozoic Granitic Volcano Intrusive Complex Rocks and Crust Evolution in the Southeastern China. Science Press, Beijing, 131—159 (in Chinese).
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407—419. <https://doi.org/10.1007/bf00402202>
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., et al., 1996. Geochemical and Isotopic (O, Nd, Pb and Sr) Constraints on A-Type Granite Petrogenesis Based on the Topsails Igneous Suite, New Found Land Appalachians. *Journal of Petrology*, 37(6): 1463—1489. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1463>
- Wu, F.Y., Li, X.H., Zheng, Y.F., et al., 2007. Lu-Hf Isotopic Systematics and Their Applications in Petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185—220 (in Chinese with English abstract).
- Yuan, H. L., Gao, S., Dai, M. N., et al., 2008. Simultaneous Determinations of U-Pb Age, Hf Isotopes and Trace Element Compositions of Zircon by Excimer Laser-Ablation Quadrupole and Multiple-Collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 247(1/2): 100—118. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.10.003>
- Zhang, B.T., Dai, Y.S., Wang, J., et al., 2001. Geology and Magma-Dynamical Features of Jinjiling Composite Granitic Batholith in the Western Nanling Region. *Geological Journal of China Universities*, 7 (1): 50—61 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, B.T., Wu, J.Q., Ling, H.F., et al., 2012. Magma Dynamical Evidence for Indosinian Emplacement of the Uranium-Bearing Jinjiling Granite Batholith and its Tectonic Implication Uranium. *Geology*, 28(1): 11—20 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y.Q., Xu, X.B., Jia, D., et al., 2009. Deformation Record of the Change from Indosinian Collision-Related Tectonic System to Yanshanian Subduction-Related Tectonic System in South China During the Early Mesozoic. *Earth Science Frontiers*, 16(1): 234—247 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, X. M., Li, W. X., 2000. Origin of Late Mesozoic Igneous Rocks in Southeastern China: Implications for Lithosphere Subduction and Underplating of Mafic Magmas. *Tectonophysics*, 326(3/4): 269—287. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(00\)00120-7](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00120-7)
- Zhou, X. M., Sun, T., Shen, W. Z., et al., 2006. Petrogenesis of Mesozoic Granitoids and Volcanic Rocks in South China: A Response to Tectonic Evolution. *Episodes*, 29 (1): 26—33. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2006/v29i1/004>
- Zhou, Z. M., Ma, C. Q., Wang, L. X., et al., 2018. A Source-Depleted Early Jurassic Granitic Pluton from South China: Implication to the Mesozoic Juvenile Accretion of the South China Crust. *Lithos*, 300—301: 278—290.
- Zhou, Z.M., 2015. Late Mesozoic Polycyclic Tectono Magmatic Evolution and Forming Mechanism of the Geothermal Systems in South China-New Constraints from Typical Plutons in Guangdong Province (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Zhu, W. G., Zhong, H., Li, X. H., et al., 2010. The Early Jurassic Mafic-Ultramafic Intrusion and A-Type Granite from Northeastern Guangdong, SE China: Age, Origin, and Tectonic Significance. *Lithos*, 119(3/4): 313—329. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.005>

附中文参考文献

- 陈江峰, 郭新生, 汤加富, 等, 1999. 中国东南地壳增长与 Nd 同位素模式年龄. *南京大学学报(自然科学)*, 35(6): 649—658.
- 陈培荣, 华仁民, 章邦桐, 等, 2002. 南岭燕山期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球动力学背景. *中国科学 D 辑*, 2002, 32(4): 279—289.
- 陈廷愚, 王雪英, 任纪舜, 等, 1986. 湖南九嶷山及白马山复式花岗岩体的同位素地质年代测定. *地质论评*, 32(5): 433—439.
- 程顺波, 付建明, 徐德明, 等, 2009. 湖南雪花顶花岗岩及其包体的地质地球化学特征和成因分析. *大地构造与成矿学*, 33(4): 588—597.
- 程顺波, 付建明, 崔森, 等, 2018. 湘桂边界越城岭岩基北部印支期花岗岩锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征. *地球科学*, 43(7): 2330—2349
- 第五春荣, 孙勇, 袁洪林, 等, 2008. 河南登封地区嵩山石英岩碎屑锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素组成及其地质意义. *科学通报*, 53(16): 1923—1934.
- 付建明, 马昌前, 谢才富, 等, 2004a. 湘南西山铝质 A 型花岗岩质火山—侵入杂岩的地球化学及其形成环境. *地球科学与环境学报*, 26(4): 15—23.
- 付建明, 马昌前, 谢才富, 等, 2004b. 湖南九嶷山复式花岗岩体 SHRIMP 锆石定年及其地质意义. *大地构造与成矿学*, 28(4): 370—378.
- 付建明, 马昌前, 谢才富, 等, 2005. 湖南金鸡岭铝质 A 型花岗岩的厘定及构造环境分析. *地球化学*, 34(3): 215—226.
- 郭娜欣, 吕晓强, 赵正, 等, 2014. 南岭地区中生代两种成矿花岗岩的岩石学和矿物学特征探讨. *地质学报*, 88

- (12):2423—2436.
- 湖南省地质矿产局, 1998. 湖南省区域地质志. 北京:地质出版社.
- 湖南省地质矿产局, 2016. 湖南省区域地质志. 北京:地质出版社.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等, 2005. 南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景. 高校地质学报, 11(3): 291—304.
- 贾小辉, 王强, 唐功建, 2009. A型花岗岩的研究进展及意义. 大地构造与成矿学, 33(3): 465—480.
- 李献华, 李武显, 李正祥, 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 62(9):981—991.
- 刘昌实, 陈小明, 陈培荣, 等, 2003. A型岩套的分类、判别标志和成因. 高校地质学报, 9(4): 573—591.
- 刘飞, 李堃, 黄圭成, 等, 2018. 桂中昆仑关A型花岗岩锆石U-Pb年代学与地球化学特征. 地球科学, 43(7): 2313—2329.
- 莫柱孙, 叶伯丹, 潘维祖, 等, 1980. 南岭花岗岩地质学. 北京:地质出版社. 1—363.
- 舒良树, 2012. 华南构造演化基本特征. 地质通报, 31(7): 1035—1053.
- 舒徐洁, 2014. 华南南岭地区中生代花岗岩成因与地壳演化(博士学位论文). 南京: 南京大学, 1—204.
- 王德滋, 赵广涛, 邱检生, 1995. 中国东部晚中生代A型花岗岩的构造制约. 高校地质学报, (2): 13—21.
- 王德滋, 周新民, 2002. 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, 131—159.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等, 2007. Lu博士学位论文 Hf同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23:185—220.
- 张岳桥, 徐先兵, 贾东, 等, 2009. 华南早中生代从印支期碰撞构造体系向燕山期俯冲构造体系转换的形变记录. 地学前缘, 16(1): 234—247.
- 章邦桐, 戴永善, 王驹, 等, 2001. 南岭西段金鸡岭复式花岗岩基地质及岩浆动力学特征. 高校地质学报, 7(1): 50—61.
- 章邦桐, 吴俊奇, 凌洪飞, 等, 2012. 金鸡岭产铀花岗岩体印支期侵位的岩浆动力学证据及其构造意义. 铀矿地质, 28(1): 11—20.
- 周佐民, 2015. 华南晚中生代多旋回构造—岩浆演化及地热成因机制——来自广东典型岩体的制约(博士学位论文). 武汉: 中国地质大学.

表 1 研究区岩浆岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年数据
Table 1 LA-ICP-MS magmatite zircon U-Pb dating results in the study area

测点号	Th/ U	同位素比值						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	σ	Age(Ma)	σ	Age(Ma)	σ	Age(Ma)	σ
12D71-1	0.56	0.049 12	0.006 13	0.162 12	0.019 93	0.023 97	0.000 68	154	220	153	17	153	4
12D71-2	0.49	0.049 22	0.004 81	0.165 32	0.015 88	0.024 40	0.000 63	158	167	155	14	155	4
12D71-3	0.85	0.048 94	0.002 47	0.160 75	0.007 91	0.023 86	0.000 51	145	75	151	7	152	3
12D71-4	0.59	0.049 10	0.008 85	0.157 93	0.028 21	0.023 36	0.000 71	153	303	149	25	149	4
12D71-5	0.58	0.049 21	0.005 18	0.159 90	0.016 57	0.023 60	0.000 61	158	184	151	15	150	4
12D71-6	1.09	0.049 29	0.001 83	0.165 82	0.005 97	0.024 43	0.000 49	162	48	156	5	156	3
12D71-7	0.57	0.049 07	0.007 38	0.160 21	0.023 78	0.023 71	0.000 74	151	257	151	21	151	5
12D71-8	0.56	0.048 78	0.004 55	0.160 10	0.014 67	0.023 83	0.000 61	137	157	151	13	152	4
12D71-9	0.81	0.049 17	0.005 18	0.159 77	0.016 58	0.023 59	0.000 61	156	184	151	15	150	4
12D71-10	0.32	0.048 99	0.003 35	0.151 39	0.010 14	0.022 44	0.000 51	147	109	143	9	143	3
12D71-11	0.45	0.049 17	0.005 39	0.160 73	0.017 28	0.023 73	0.000 67	156	188	151	15	151	4
12D71-12	0.54	0.049 53	0.011 48	0.163 22	0.037 50	0.023 92	0.000 88	173	365	154	33	152	6
12D71-13	0.55	0.050 15	0.007 34	0.160 84	0.023 13	0.023 27	0.000 79	202	257	151	20	148	5
12D71-14	0.46	0.049 06	0.003 23	0.162 21	0.010 47	0.023 99	0.000 54	151	105	153	9	153	3
12D71-15	1.07	0.050 19	0.002 52	0.163 52	0.008 02	0.023 64	0.000 51	204	74	154	7	151	3
12D71-16	0.12	0.055 93	0.003 02	0.550 59	0.029 01	0.071 42	0.001 62	450	77	445	19	445	10
12D71-17	0.76	0.049 14	0.004 52	0.163 83	0.014 77	0.024 18	0.000 65	155	152	154	13	154	4
12D71-18	0.63	0.049 10	0.006 24	0.160 76	0.020 20	0.023 75	0.000 64	153	229	151	18	151	4
12D71-19	0.94	0.046 43	0.005 43	0.146 31	0.016 73	0.022 85	0.000 56	20	232	139	15	146	4
12D71-20	0.57	0.049 25	0.009 68	0.162 82	0.031 63	0.023 98	0.000 86	160	308	153	28	153	5
12D72-01	1.67	0.049 69	0.004 55	0.164 38	0.014 53	0.023 97	0.000 46	181	163	155	13	153	3
12D72-02	1.66	0.048 52	0.004 07	0.158 79	0.012 85	0.023 71	0.000 38	125	151	150	11	151	2
12D72-03	2.11	0.050 13	0.008 54	0.165 17	0.027 54	0.023 87	0.000 82	201	285	155	24	152	5
12D72-04	1.67	0.050 82	0.002 57	0.165 80	0.007 66	0.023 64	0.000 32	233	82	156	7	151	2
12D72-05	1.17	0.049 76	0.004 45	0.162 42	0.014 00	0.023 65	0.000 45	184	159	153	12	151	3
12D72-06	1.72	0.049 25	0.004 00	0.163 94	0.012 78	0.024 12	0.000 42	160	143	154	11	154	3
12D72-07	3.15	0.050 44	0.002 00	0.165 72	0.005 75	0.023 81	0.000 28	215	58	156	5	152	2
12D72-08	1.41	0.049 51	0.006 35	0.165 71	0.020 71	0.024 26	0.000 64	172	228	156	18	155	4
12D72-09	1.42	0.050 12	0.005 27	0.164 50	0.016 76	0.023 79	0.000 53	201	188	155	15	152	3
12D72-10	1.9	0.048 67	0.003 30	0.159 18	0.010 27	0.023 71	0.000 35	132	118	150	9	151	2
12D72-11	4.26	0.047 47	0.002 32	0.157 22	0.007 02	0.024 02	0.000 31	73	75	148	6	153	2
12D72-12	2.34	0.056 64	0.002 01	0.544 31	0.016 43	0.069 70	0.000 80	478	46	441	11	434	5
12D72-13	1.46	0.053 08	0.003 29	0.172 88	0.010 10	0.023 63	0.000 33	332	108	162	9	151	2
12D72-14	2.29	0.060 65	0.006 18	0.192 51	0.019 45	0.023 63	0.000 54	627	175	183	16	151	3
12D72-15	1.17	0.049 33	0.003 86	0.160 67	0.012 08	0.023 63	0.000 39	164	139	151	11	151	2
12D72-16	3.62	0.045 48	0.002 35	0.151 70	0.007 23	0.024 20	0.000 32	-30	76	143	6	154	2
12D72-17	1.67	0.047 48	0.003 32	0.155 98	0.010 41	0.023 84	0.000 37	73	118	147	9	152	2
12D72-18	1.92	0.052 61	0.003 26	0.171 83	0.010 02	0.023 70	0.000 35	312	106	161	9	151	2
12D72-19	1.94	0.050 20	0.002 68	0.167 22	0.008 29	0.024 18	0.000 31	204	91	157	7	154	2
12D72-20	1.82	0.051 43	0.004 14	0.170 81	0.013 19	0.024 11	0.000 44	260	142	160	11	154	3
13D13-01	0.68	0.060 89	0.004 58	0.166 88	0.014 66	0.023 94	0.000 59	635	115	186	12	153	4
13D13-02	0.74	0.049 04	0.003 81	0.162 25	0.012 31	0.023 99	0.000 56	150	127	153	11	153	4
13D13-03	0.6	0.049 16	0.003 33	0.163 52	0.010 80	0.024 12	0.000 52	155	110	154	9	154	3
13D13-04	0.51	0.049 11	0.002 97	0.161 26	0.009 51	0.023 81	0.000 49	153	96	152	8	152	3
13D13-05	0.65	0.049 28	0.003 45	0.162 41	0.011 11	0.023 90	0.000 51	161	115	153	10	152	3
13D13-06	0.49	0.048 92	0.003 38	0.159 37	0.010 73	0.023 63	0.000 52	144	111	150	9	151	3
13D13-07	0.31	0.049 15	0.002 06	0.161 09	0.006 49	0.023 77	0.000 46	155	58	152	6	151	3
13D13-08	0.63	0.049 11	0.003 90	0.167 61	0.013 01	0.024 76	0.000 58	153	131	157	11	158	4
13D13-09	0.39	0.049 15	0.003 28	0.168 41	0.010 97	0.024 85	0.000 53	155	108	158	10	158	3
13D13-10	0.66	0.048 98	0.003 32	0.164 23	0.010 84	0.024 32	0.000 53	147	108	154	9	155	3
13D13-11	0.64	0.049 02	0.002 78	0.163 43	0.008 99	0.024 18	0.000 49	149	88	154	8	154	3
13D13-12	0.69	0.049 09	0.002 96	0.165 63	0.009 72	0.024 47	0.000 50	152	96	156	8	156	3
13D13-13	0.61	0.048 73	0.005 18	0.164 00	0.017 06	0.024 41	0.000 66	135	182	154	15	155	4
13D13-14	0.46	0.049 12	0.002 48	0.163 72	0.008 00	0.024 17	0.000 48	154	77	154	7	154	3
13D13-15	0.6	0.049 22	0.003 67	0.163 54	0.011 92	0.024 10	0.000 53	158	123	154	10	154	3
13D13-16	0.71	0.049 11	0.002 64	0.162 81	0.008 50	0.024 04	0.000 48	153	83	153	7	153	3
13D13-17	0.67	0.049 79	0.003 50	0.163 81	0.011 22	0.023 86	0.000 53	185	114	154	10	152	3
13D13-18	0.66	0.049 17	0.003 65	0.170 12	0.012 33	0.025 09	0.000 56	156	122	160	11	160	4
13D13-19	0.55	0.048 70	0.008 14	0.168 58	0.027 68	0.025 11	0.000 91	133	270	158	24	160	6
13D13-20	0.71	0.049 09	0.004 36	0.165 25	0.014 34	0.024 41	0.000 61	152	148	155	12	155	4

表 2 砂子岭岩体主量元素(wt%)和微量、稀土元素($\times 10^{-6}$)分析数据

Table 2 Major element, trace element and rare earth element concentrations of Shaziling rock mass

样号	13D13	12D71	12D73	D116-1	HD86	12D72	D117-1	D118-1	HD38	均值	世界花岗岩均值*	
岩性	中细粒斑状二长花岗岩					含斑中细粒花岗岩闪长岩					A 型	变化范围
SiO ₂	71.49	69.02	69.98	73.78	72.11	66.35	69.06	68.52	67.53	69.76	73.81	60.4~79.8
TiO ₂	0.366	0.592	0.52	0.11	0.33	0.883	0.64	0.78	0.75	0.55	0.26	0.04~1.25
Al ₂ O ₃	13.52	13.11	13.23	12.96	12.82	13.36	13.16	13.22	13.33	13.19	12.40	7.3~17.5
Fe ₂ O ₃	0.472	0.804	0.312	0	0.54	0.416	0.22	0.41	0.41	0.40	1.24	0.14~8.70
FeO	2.86	4.91	4.44	2.3	3.72	6.94	5.26	5.28	5.9	4.62	1.58	0.33~6.10
FeO*	3.285	5.634	4.721	2.3	4.206	7.314	5.458	5.649	6.269	4.98		
MnO	0.049	0.08	0.065	0.03	0.06	0.109	0.09	0.09	0.09	0.07	0.06	0.01~0.24
MgO	0.356	0.548	0.596	0.15	0.44	1.17	0.94	1.04	1.04	0.70	0.20	<0.01~0.26
CaO	1.95	2.1	2.04	0.88	1.32	2.89	2.34	2.45	2.65	2.07	0.75	0.08~3.70
Na ₂ O	2.64	2.92	2.82	2.48	2.56	2.81	2.67	2.6	2.56	2.67	4.07	2.8~6.1
K ₂ O	5.19	5.06	5.14	6.58	4.89	3.85	4.06	4.2	4.28	4.81	4.65	2.4~6.5
P ₂ O ₅	0.134	0.154	0.151	0.04	0.12	0.269	0.25	0.25	0.25	0.18	0.04	<0.01~0.46
LOI	0.458	<0.001	0.084	0.20	1.00	<0.001	0.36	0.32	1.20	0.40		
Total	99.44	99.22	99.35	99.51	99.91	99.01	99.05	99.16	99.99	99.40	99.06	
A/CNK	1.00	0.93	0.95	1.01	1.08	0.95	1.01	1.00	0.98	0.99	0.95	
Ba	1120	614	652	869.6	457	696	736.1	768.8	937	761.17	352	2~1 530
Rb	217	224	204	283.1	338	159	186	183.8	207	222.43	169	40~475
Sr	123	98.2	110	81.32	65	147	127.3	130.2	131	112.56	48	0.5~250.0
Y	39.1	40.8	39.5	40.62	60	41.1	51.12	48.3	40.99	44.61	75	9~190
Zr	380	248	206	101.6	199	243	303.2	255.7	281	246.39	528	82~3 530
Nb	25.6	20.8	16.4	7.493	35.8	23.9	19.91	21.54	34.1	22.84	37	11~348
Th	27.8	21.5	27.2	23.61	29.3	37.5	22.49	25.78	22.6	26.42	23	<1~87
Ga	21.8	26.5	28.6	16.77	25.7	41.1	18.49	18.86	21.8	24.40	24.6	14.0~49.5
Hf	11.40	7.67	6.46	3.607	6.6	7.6	8.606	7.208	8.7	7.54		
Ta	1.94	1.94	1.64	0.858	3.7	2.23	1.683	2.013	3	2.11		
U	4.26	5.03	5.88	3.80	6.5	3.82	5.01	8.35	5	5.29	5	<1~23
Rb/Sr	1.764	2.281	1.855	3.481	5.200	1.082	1.461	1.412	1.580	2.24	7.33	
Zr/Hf	33.333	32.334	31.889	28.167	30.152	31.974	35.231	35.474	32.299	32.32		
Sm/Nd	0.185	0.235	0.195	0.193	0.215	0.170	0.208	0.197	0.196	0.20		
10 000Ga/Al	3.05	3.82	4.09	2.45	3.79	5.82	2.66	2.70	3.09	3.50	3.75	
Zr+Nb+Ce+Y	630.70	376.60	386.90	256.81	399.10	528.00	486.13	445.24	468.09	441.95	777	
La	87.1	31.1	66.4	52.62	51.40	117	53.17	57.87	56.53	63.69	73.37	31.0~115.8
Ce	186	67	125	107.1	104.3	220	111.9	119.7	112	128.11	137*	18~560*
Pr	19.1	9.58	15.6	11.75	13.87	26.3	12.94	13.79	13.49	15.16	16.37	6.08~24.80
Nd	72.8	37.4	54.9	42.02	48.99	91.3	48.7	51.74	49.75	55.29	65.55	20.31~99.99
Sm	13.5	8.8	10.7	8.121	10.55	15.5	10.12	10.2	9.76	10.81	15.63	3.96~24.39
Eu	2.38	1.89	2.01	1.307	0.98	2.58	1.81	1.891	1.99	1.87	1.13	0.13~1.58
Gd	10.9	8.06	9.79	7.583	10.02	14.2	9.613	9.324	8.84	9.81	14.24	3.91~27.02
Tb	1.62	1.46	1.57	1.246	1.88	1.93	1.516	1.478	1.43	1.57	2.67	0.64~4.32
Dy	8.8	8.38	8.63	6.968	11.41	9.38	8.622	8.29	8.21	8.74	15.18	3.79~25.33
Ho	1.66	1.68	1.62	1.366	2.09	1.71	1.709	1.636	1.49	1.66	3.60	0.90~5.44
Er	4.29	4.47	4.39	3.736	6.18	4.71	4.608	4.321	4.36	4.56	9.90	2.80~13.10
Tm	0.62	0.81	0.71	0.535	0.93	0.76	0.68	0.636	0.64	0.70	1.56	0.47~1.86
Yb	3.88	5.36	4.48	3.238	5.61	4.69	4.288	3.954	3.85	4.37	10.03	3.28~10.80
Lu	0.52	0.76	0.61	0.473	0.77	0.66	0.668	0.594	0.55	0.62	1.31	0.48~1.57
LREE	380.88	155.77	274.61	222.918	230.09	472.68	238.64	255.191	243.52	274.92	308.67	115.61~410.5
HREE	32.29	30.98	31.8	25.145	38.89	38.04	31.704	30.233	29.37	32.05	58.48	16.27~89.43
(La/Yb) _n	16.102	4.162	10.631	11.657	6.572	17.894	8.894	10.498	10.532	10.770	6.890	3.97~7.72
δ Eu	0.195	0.224	0.196	0.166	0.095	0.174	0.183	0.194	0.214	0.18	0.22	0.06~0.46
REE	413.17	186.75	306.41	248.063	268.98	510.72	270.344	285.424	272.89	306.97	310.47	131.88~499.93

*引 Whalen *et al.*, 1987; 统计 148 组数据. 稀土资料转引自刘昌实等, 2003; 统计 35 组数据.