

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2019019

引用格式: 张书凯, 孟元库, 王泽利. 2019. 山东青岛灵山岛流纹岩岩石成因及构造环境新认识[J]. 高校地质学报, 25 (5): 654-669

山东青岛灵山岛流纹岩岩石成因及构造环境新认识

张书凯, 孟元库*, 王泽利

山东科技大学 地球科学与工程学院, 青岛 266590

摘要: 文章对灵山岛上的两件流纹岩样品进行了系统的锆石 U-Pb 测试, 获得加权平均年龄分别为 123.1 ± 1.9 Ma 和 121.4 ± 1.4 Ma, 两个年龄在误差范围内一致, 代表了灵山岛流纹岩的成岩年龄。地球化学组成上, 灵山岛流纹岩具有高硅、高碱和低磷、低 $Mg^\#$ 、低钛和低钙的特征, 富集 Rb、Th 和 K 等大离子亲石元素以及轻稀土元素, 亏损 Nb、Ta、Ti 和 P 等高场强元素。岩石组合和地球化学特征以及低的全岩锆饱和温度综合表明, 灵山岛流纹岩属于高分异的 I 型流纹岩, 而非伸展环境下形成的 A 型流纹岩, 属于苏鲁造山带后碰撞岩浆活动的产物。流纹岩的锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围较小 ($-27.2 \sim -32.3$), 二阶段模式年龄 t_{DM2} 主要为新太古代—中太古代 (2662~3167 Ma), 表明流纹岩是古老地壳物质重熔的产物。灵山岛流纹岩中新元古代继承锆石的发现暗示其源于扬子古老陆壳 (中地壳) 的部分熔融。综合结果表明: 早白垩世时, 华北克拉通破坏是引起扬子壳源物质发生大规模 (减压) 部分熔融的内在因素, 岩石圈破坏形成的区域性伸展构造为流纹岩的最终上升和就位提供了空间。

关键字: 灵山岛; 岩石成因; 锆石 U-Pb 测年; Hf 同位素; 后碰撞伸展

中图分类号: P581 文献标识码: A 文章编号: 1006-7493 (2019) 05-654-16

New Insight into Petrogenesis and Tectonic Setting of the Rhyolite from the Lingshan Island in Qingdao Region, Shandong Province

ZHANG Shukai, MENG Yuanku*, WANG Zeli

College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China

Abstract: In this study, we conducted systematically zircon U-Pb dating of two representative rhyolite samples from the Lingshan Island in Qingdao, Shandong Province. The results show that the weighted ages of two rhyolite samples are ca. 123.1 ± 1.9 Ma and 121.4 ± 1.4 Ma. These two ages are consistent within the uncertainty, representing the formation and crystallization age of the rhyolite. Geochemically, the rhyolite samples show high contents of SiO_2 and Na_2O+K_2O , while they are characterized by low contents of P_2O_5 , TiO_2 and CaO, as well as low $Mg^\#$ values. In addition, the rhyolite samples are enriched in LILEs (Rb, Th and K) and LREEs, but depleted in HFSEs (e.g. Nb, Ta, Ti and P). Rock assemblages, geochemical features, and low whole-rock Zr saturation temperatures indicate that the rhyolites belong to highly-fractionated I-type rhyolite rather than A-type rhyolite in an extensional setting, and are products of post-collisional magmatism. The zircon $\epsilon_{Hf}(t)$ values range from -27.2 to -32.3 , and the second stage model ages are between 2662 and 3167 Ma, indicating that the rhyolite was originated from partial melting of ancient crust. The presence of Neoproterozoic inherited zircons indicates that it was originated from partial melting of the Yangtze middle-crustal material. These results suggest that the

收稿日期: 2019-03-05; 修回日期: 2019-04-17

基金项目: 山东省自然科学基金博士基金 (ZR2017BD033) 资助

作者简介: 张书凯, 男, 硕士研究生, 矿物岩石学专业; E-mail: zhangshukai1026@163.com

*通讯作者: 孟元库, 男, 博士, 讲师, 主要从事构造地质学及造山带构造研究; E-mail: ykmeng@foxmail.com

destruction of North China Craton (NCC) was the cause, leading to large-scale partial melting of the Yangtze crustal material. The regional extensional tectonics related to the destruction of NCC provided emplacement space for the rhyolite in the last stage.

Key words: Lingshan Island; petrogenesis; Zircon U–Pb dating; Hf isotope; post-collisional extension

Corresponding author: MENG Yuanku, Ph. D.; E-mail: ykmeng@foxmail.com

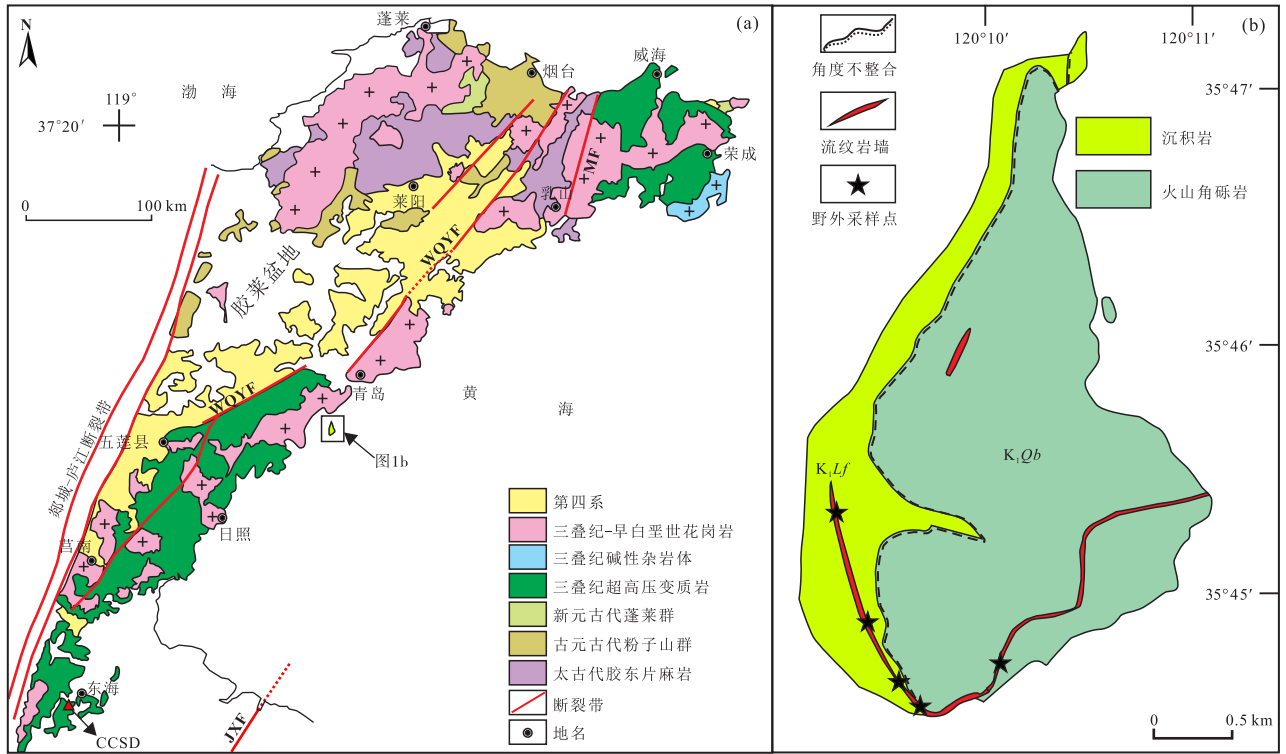
中央造山带是中国大陆的脊梁，在中国大陆形成与演化中占有突出的地位。它经历了长期的发展和演化，具有复杂的组成和结构，是一个独具特色、典型的复合大陆造山带，非已有造山带模式所能概括，是地学研究的天然实验室 (Yang et al., 2005a; 许志琴等, 2015)。苏鲁造山带位于中央造山带的东段，该区以发育高压 (HP) 一超高压 (UHP) 变质岩系而为全球地学界所瞩目，成为国内外开展高压一超高压变质岩研究的最佳区域 (张泽明等, 2005; 刘福来等, 2011; Liu et al., 2017)。此外，苏鲁造山带也是研究后碰撞岩浆活动和壳—幔相互作用的理想场所 (Yang et al., 2005a, b; 邱检生等, 2010; Xu et al., 2016; Zhao et al., 2017)。前人对苏鲁造山带的研究主要集中在高压一超高压变质岩系和花岗岩类上 (郭敬辉等, 2005; Liu et al., 2017; Zhao et al., 2017)，而对与花岗岩类在时空上相伴生的火山岩研究程度则相对较低，主要是因为火山岩在苏鲁造山带中分布较为零散和局限 (Wang et al., 2014, 2015; Meng et al., 2018)。为了进一步阐明苏鲁造山带后碰撞的动力过程和深俯冲陆壳的再循环，笔者选择研究程度较低的灵山岛作为研究靶区。

灵山岛上主要出露的岩性为早白垩世沉积岩和火山角砾岩 (山东省地质矿产局, 1991; 宋明春和王沛成, 2004)。吕洪波等 (2011) 对灵山岛上的早白垩世沉积碎屑岩开展了系统研究，认为岛上发育有滑塌褶皱层的砂泥岩为典型的深海浊流沉积，而非陆相沉积。随后不同的学者对岛上早白垩世的碎屑岩开展了一系列工作 (吕洪波等, 2012; Shao et al., 2014; Yang et al., 2016; 钟建华等, 2016; 李守军等, 2017; 周瑶琪等, 2015, 2017; 孟元库等, 2018)，短时间内发表了大量关于灵山岛早白垩世碎屑岩的文献，使得灵山岛成为了近年来新的地学研究热点。然而，以往的工作主要针对于早白垩世沉积碎屑岩，而对岛上的火山岩和火山角砾岩却关注较少。野外调查发现，岛上发育有一套厚层的流纹岩，该套流

纹岩总体厚度 15~20 m，是岛上最为明显的岩性标志层 (张海春等, 2013; Wang et al., 2014, 2015)。虽然前人对该流纹岩开展了相应的年代学测试工作，并对流纹岩的全岩地球化学、同位素特征和岩石成因也进行了研究，然而对该套流纹岩的成因类型以及产生的大地构造背景却缺乏深入探讨。为此，本文在前人研究的基础上，以该流纹岩为对象，对采集的相关样品开展了锆石 U–Pb 年龄和 Hf 同位素，以及全岩地球化学组成的系统测试，据此精确厘定了流纹岩的成岩时代和岩石成因类型归属，反演了成岩时的大地构造背景，并探讨了苏鲁造山带后碰撞岩浆活动的特征和动力学背景。

1 区域地质背景及样品岩相学特征

大别—苏鲁造山带是三叠纪时期扬子板块与华北板块陆—陆碰撞的产物，是世界上分布规模最大的高压一超高压变质带，是近 30 年来研究高压和超高压变质作用最为理想的地区 (Zheng, 2008; Zhao and Zheng, 2009; Zhao et al., 2017)。榴辉岩中柯石英和金刚石的发现 (Okay et al., 1989; Xu et al., 1992)，表明大别—苏鲁造山带中的陆壳物质经历了明显的深俯冲 (>80 km)。由于后期郯庐断裂带的左行走滑影响 (Zhu et al., 2004; 周建波等, 2016)，大别—苏鲁造山带被分为两部分，即西侧的大别造山带和东侧的苏鲁造山带。苏鲁造山带除了高压一超高压变质岩系外，还广泛分布有中生代岩浆岩 (图 1a; Zhao et al., 2017)。根据成岩时代、成岩类型以及成岩时的动力学背景，苏鲁造山带中的岩浆岩可以分为三个不同的阶段 (郭敬辉等, 2005; Yang et al., 2005a, b; Zhao and Zheng, 2009; Zhang et al., 2010, 2012; Xu et al., 2016; Zhao et al., 2017)：晚三叠世 (225~200 Ma)、晚侏罗世 (160~150 Ma) 和早白垩世 (130~110 Ma)。晚三叠世侵入体主要分布在苏鲁造山带东南缘，岩体分布规模相对较小，整体呈 NE 向展布，岩性较为复杂，主要包括辉长岩、辉石正长



CCSD: 中国大陆科学钻探; JXF: 嘉山—响水断裂; WQYF: 五莲—青岛—烟台断裂; MF: 米山断裂; K_1L_f : 莱阳群法家莹组; K_1Q_b : 青山群八亩地组

图1 (a) 苏鲁造山带地质简图 (据 Yang et al., 2005a, b 和 Xu et al., 2016); (b) 灵山岛地区地质简图
 Fig. 1 (a) Simplified geological map of the Sulu orogenic belt (after Yang et al., 2005a, b; and Xu et al., 2016);
 (b) Geological sketch of the Lingshan Island

岩、角闪石正长岩、石英正长岩和花岗岩 (Xu et al., 2016)。这些不同岩性的岩体在空间上相伴生，它们均为高钾—超钾质岩石，组成了复合型的碱性杂岩体—石岛杂岩体。研究显示，晚三叠世碱性杂岩体形成于扬子陆块同折返阶段 (Chen et al., 2003; Yang et al., 2005a; Xu et al., 2016)。晚侏罗世花岗岩在苏鲁造山带中的分布面积相对较大，达到2000 km²，主要包括文登和昆嵛山两个岩体。前期研究显示，晚侏罗世花岗岩不同于晚三叠世碱性岩，显示出明显的亚碱性特征，富集大离子亲石元素，亏损高场强元素，具有埃达克岩的地球化学特征 (Huang et al., 2008; 张娟, 2011)。晚侏罗世花岗岩中普遍可见晚三叠世—新元古代继承性锆石，暗示了晚侏罗世花岗岩很可能来自于扬子加厚地壳的部分熔融 (郭敬辉等, 2005; Zhao and Zheng, 2009; 赵子福等, 2013)。早白垩世岩浆作用在苏鲁造山带中分布面积最为广泛，主要以花岗岩类为主，其次含有少量的基性岩体和火山岩。早白垩世花岗岩具有较大的化学成分变化范围，碱含量较高，富集轻稀土和大离子亲石

元素，亏损高场强元素，具有弧型岩浆岩的地球化学特征 (Zhao et al., 2017)。锆石 O 同位素和新元古代的继承性锆石显示，苏鲁造山带早白垩世花岗岩起源于深俯冲扬子陆壳的部分熔融。晚侏罗世—早白垩世花岗岩均是后碰撞岩浆作用的产物。

灵山岛位于青岛市西南 40 km 的南黄海之中，总面积约 7.66 km²，海拔 513.6 m，为中国北方第一高岛。灵山岛在大地构造上位于苏鲁造山带中段 (图 1a)，岛上主要出露地层有早白垩世莱阳群法家莹组和早白垩世青山群八亩地组 (图 1b) (山东省地质矿产局, 1991; 宋明春和王沛成, 2004)。莱阳群法家莹组 (K_1L_f) 为一套典型的陆相砂泥岩沉积，岩性主要为黄绿色薄层细砂岩、粉砂岩、页岩及泥岩，厚度从几十米到几百米不等 (宋明春和王沛成, 2004)。吕洪波等 (2011) 首次在法家莹组碎屑岩中发现了大型滑塌褶皱构造和滑积岩块，在此基础上，张海春等 (2013) 认为灵山岛地区在早白垩世时属于典型的残余海盆，并命名了新的岩石地层单位—灵山岛组

(K₁lsd)。青山群八亩地组 (K₁Qb) 是一套典型的中基性火山碎屑熔岩，在区域上分布最为广泛，地层厚度大，在胶东地区的中生代沉积盆地中都可可见到它的踪迹。灵山岛上的八亩地火山岩岩性主要为中性火山熔岩和火山角砾岩。前人研究表明，这些中性火山熔岩是富集岩石圈地幔部分熔融的产物，并在成岩之前遭受到了扬子壳源物质的混染 (Meng et al., 2018)。岛上的火山角砾岩和火山集块岩等暗示了灵山岛地区以前可能是一个古老的火山机构。

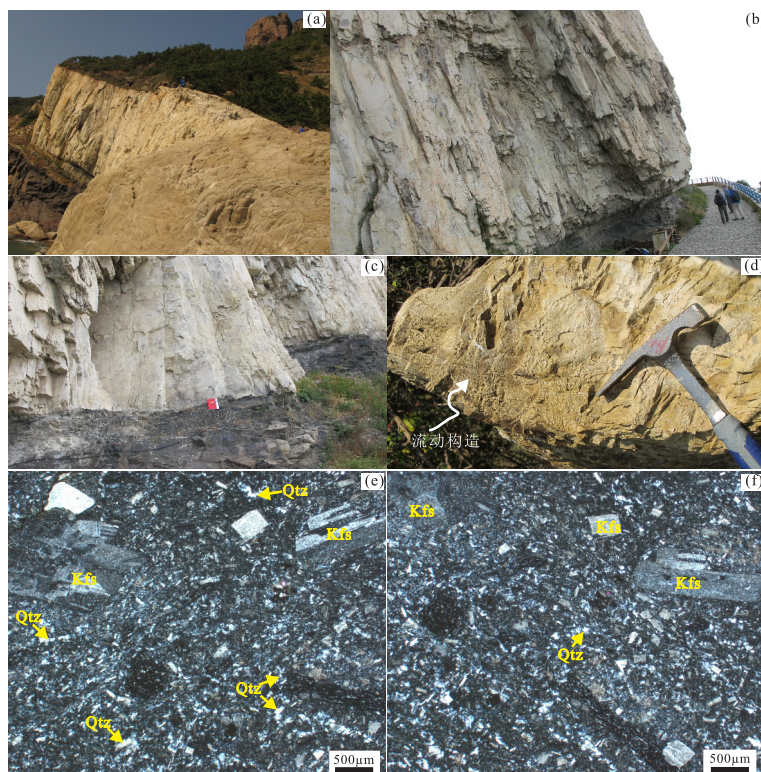
除了早白垩世沉积岩和火山角砾岩外，流纹岩是岛上最为醒目和重要的地质体 (图 2a, b)。野外观测显示，流纹岩与早白垩世法家茛组碎屑岩呈不整合接触，并在接触面上可以见到法家茛组的砂岩发生角岩化和硅化 (图 2c)。流纹岩整体风化较弱，隐晶质结构，局部区域可见明显的流动构造。显微结构显示，流纹岩为典型的斑状结构，斑晶主要以半自形—自形的钾长石为主，钾长石斑晶可见明显的卡式双晶；基质主要为细粒和隐晶质的石英、长石以及黑云母等暗色矿物组

成 (图 2e, f)；副矿物主要为磷灰石、锆石等。

2 分析方法

本文锆石分选在河北省地质测绘院岩矿实验室完成。具体步骤如下：首先将采集的流纹岩样品物理粉碎，然后按照重力和磁选的方法进行初步筛选，再在双目镜下进一步挑选，挑选出晶形好和色泽度高的锆石，并且确保已选的锆石完整，没有明显的破裂或者裂隙。接下来，将已选的锆石粘在环氧树脂上，经过打磨抛光后，对其进行透射光、反射光和阴极发光照相 (Cathode-luminescence images)。锆石制靶和阴极发光在北京锆年领航科技有限公司完成。最后根据阴极发光 (CL) 图选择自形程度高、晶形较为完整的锆石进行 LA-ICP-MS U-Pb 测年。此外，在实验中，要避免锆石中的包裹体等暗色不透明区域，选择没有裂隙和包裹体的区域进行测试分析。

本文的锆石 U-Pb 同位素测年是在北京科荟测试技术有限公司的 LA-ICP-MS 分析仪器上完成。激光剥蚀系统为 ESI NWR 193 nm，ICP-MS 为



Kfs: 钾长石; Qtz: 石英

图 2 (a, b) 流纹岩野外露头; (c) 流纹岩与早白垩世碎屑岩不整合接触; (d) 流动构造; (e, f) 流纹岩显微岩相学照片
Fig. 2 (a, b) Field outcrops of the rhyolite; (c) unconformity between the rhyolite and the Cretaceous sedimentary rocks; (d) flow structures; (e, f) microphotographs of the rhyolite rocks

Analytikjena PlasmaQuant MS Elite ICP-MS。激光剥蚀过程中采用氦气 (He) 作载气, 氩气 (Ar) 为补偿气以调节灵敏度, 两种气体通过 Y 型接头充分混合, 形成混合气体后进入 ICP。每一个锆石测试点包括大约 15~20 s 的空白信号和 45 s 的样品有效信号。实验分析结束后, 对获得的数据进行离线处理 (包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算) 采用软件 ICP MS DataCal 9.0 (Liu et al., 2010) 完成。锆石微量元素含量利用 SRM610 作为外标、Si 作内标的方法进行定量计算 (Liu et al., 2010)。玻璃中元素含量的推荐值据 GeoReM 数据库 (网址 <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>)。U-Pb 同位素定年中采用锆石标准 GJ-1 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=608.5\pm 0.4 \text{ Ma}$; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=600.3\pm 0.3 \text{ Ma}$, Jackson et al., 2004) 作外标进行同位素分馏校正, 每分析 5~10 个样品点, 分析 2 次 GJ-1。对于与分析时间有关的 U-Th-Pb 同位素比值漂移, 利用 GJ-1 的变化采用线性内插的方式进行了校正 (Liu et al., 2010)。锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用嵌入 Excel 中的 Isoplot 4.11 程序来完成 (Ludwig, 2003)。具体的实验流程和技术操作可以参见 Chang 等 (2006)。

锆石 Hf 同位素测试是在武汉上谱 Neptune plus 多接收等离子质谱及配套的 ESI NWR193 紫外激光剥蚀系统 (LA-MC-ICP-MS) 上进行的, 实验过程中采用氦气 (He) 作为剥蚀物质载气, 剥蚀直径约 $40 \mu\text{m}$, 测定时使用锆石国际标样 GJ-1 作为参考物质, 分析点与 U-Pb 定年分析点为同一位置或者邻近区域。相关仪器运行条件及详细分析流程见 Griffin 等 (2000, 2002) 和侯可军等 (2007)。分析过程中锆石标准 GJ-1 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 测试加权平均值分别为 0.282007 ± 0.000007 (2σ , $n=36$), 与文献报道值 (Merle et al., 2006) 在误差范围内完全一

致。Hf 同位素模式年龄计算以及相关流程可参见 Griffin 等 (2000, 2002)。

本文的全岩粉末地球化学测试在中国地质调查局青岛海洋地质研究所实验测试中心完成。具体步骤: 将所测样品首先物理粉碎, 然后清洗干净, 选择新鲜、干净和未风化的碎样再研磨至 200 目。主量元素采用 X-射线荧光谱法 (XRF) 测定, 并利用等离子光谱和化学法进行互相检测。稀土和微量元素采用等离子质谱仪 (PerkinElmer) 完成。所有分析准确度均优于 5%。具体步骤及操作流程见高剑峰等 (2003)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 测年结果

表 1 列出了 2 件流纹岩墙样品的锆石 U-Pb 测年结果, 代表性锆石的 CL 图见图 3。

样品 LS2-1-1-1 和 LS2-1-1-2 分别测试 19 和 21 个测点。CL 图像显示 (图 3), 所测试的锆石多为半自形—自形, 短柱状到长柱状, 大小从 $60 \mu\text{m}$ 到 $120 \mu\text{m}$ 不等, 长短轴之比为 2:1, 部分锆石内部可见明显的暗色包体。所测锆石大部分可见明显的岩浆韵律环带, 并且这些被测锆石具有较高的 Th/U 比值 (>0.4), 显示出岩浆成因锆石的特征 (Hoskin and Schaltegger, 2003)。少部分锆石内部结构较为复杂, 多为斑杂状结构, 未见明显的环带, 并且具有高的 U 含量和较低的 Th/U 比值, 暗示其经历较为复杂的地质过程。在锆石 U-Pb 年龄谐和图上, 两件样品的测点大部分落在谐和曲线上或者曲线附近 (图 4a-d), 表明所测试的锆石在形成后没有遭受明显的普通铅丢失。对两件样品的有效测点进行加权平均计算, 样品 LS2-1-1-1 的加权平均年龄为 $123.1\pm 1.9 \text{ Ma}$ (95% 置信度, $\text{MSWD}=2.0$); 样品 LS2-1-1-2 的加权平均年龄为 $121.4\pm 1.4 \text{ Ma}$ (95% 置信度, $\text{MSWD}=1.4$)。两件样品的有效年龄在误

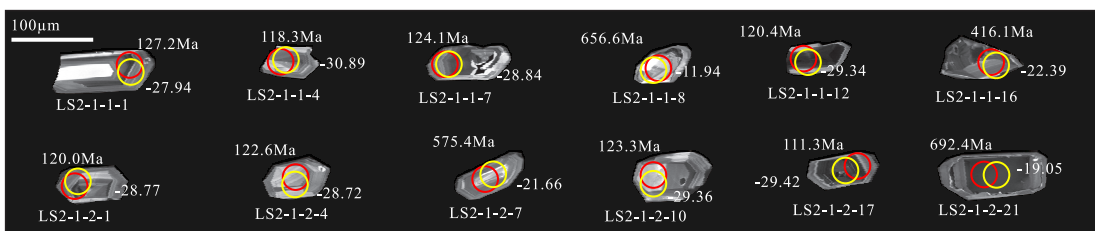


图3 灵山岛流纹岩墙代表性锆石阴极发光 (CL) 图 (红圈代表锆石 U-Pb 测年区域; 黄圈代表锆石 Lu-Hf 分析区域)

Fig. 3 Representative CL images of the rhyolite (red circle for zircon U-Pb dating domains; yellow circle for zircon Lu-Hf analytical domains)

表 1 灵山岛流纹岩锆石 U-Pb 测年结果
Table 1 Zircon U-Pb dating results of the rhyolite on the Lingshan Island

点号	Th/ $\times 10^{-6}$	U/ $\times 10^{-6}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
				比值	1 σ	比值	1 σ	年龄/Ma	1 σ	年龄/Ma	1 σ
LS2-1-1-1-01	1.94	0.51	3.85	0.13671	0.00552	0.01992	0.00036	130.1	4.9	127.2	2.3
LS2-1-1-1-02	6.26	1.54	4.06	0.13708	0.00409	0.01986	0.00032	130.4	3.6	126.8	2.0
LS2-1-1-1-03	2.66	1.20	2.22	0.14217	0.01218	0.02009	0.00098	135.0	10.8	128.2	6.2
LS2-1-1-1-04	2.25	0.92	2.44	0.11750	0.00860	0.01852	0.00047	112.8	7.8	118.3	3.0
LS2-1-1-1-05	1.53	0.58	2.62	0.13382	0.00568	0.01886	0.00034	127.5	5.1	120.4	2.2
LS2-1-1-1-06	4.97	1.23	4.03	0.13461	0.00854	0.01979	0.00047	128.2	7.6	126.3	3.0
LS2-1-1-1-07	1.62	0.66	2.47	0.13890	0.01321	0.01943	0.00033	132.1	11.8	124.1	2.1
LS2-1-1-1-08	0.76	0.22	3.40	1.00203	0.02656	0.10721	0.00158	704.8	13.5	656.5	9.2
LS2-1-1-1-09	2.13	0.84	2.54	0.13828	0.00489	0.01954	0.00030	131.5	4.4	124.8	1.9
LS2-1-1-1-10	3.68	0.63	5.80	0.13234	0.00848	0.01749	0.00076	126.2	7.6	111.8	4.8
LS2-1-1-1-11	1.18	0.50	2.36	0.14040	0.00768	0.01970	0.00035	133.4	6.8	125.8	2.2
LS2-1-1-1-12	5.32	1.94	2.75	0.12613	0.00659	0.01885	0.00042	120.6	5.9	120.4	2.7
LS2-1-1-1-13	0.88	0.37	2.40	0.12279	0.01968	0.01879	0.00022	117.6	17.8	120.0	1.4
LS2-1-1-1-14	0.61	0.32	1.93	0.13008	0.01643	0.01885	0.00049	124.2	14.8	120.4	3.1
LS2-1-1-1-15	2.84	0.93	3.06	0.17255	0.01453	0.01916	0.00043	161.6	12.6	122.3	2.7
LS2-1-1-1-16	1.02	0.37	2.74	0.81328	0.04258	0.06668	0.00303	604.3	23.8	416.1	18.3
LS2-1-1-1-17	0.28	0.30	0.93	0.76385	0.02108	0.08106	0.00136	576.2	12.1	502.4	8.1
LS2-1-1-1-18	2.61	0.81	3.20	0.13509	0.00450	0.01966	0.00041	128.7	4.0	125.5	2.6
LS2-1-1-1-19	0.42	2.75	0.15	0.34479	0.01856	0.04282	0.00221	300.8	14.0	270.3	13.7
LS2-1-1-2-01	5.47	1.45	3.77	0.13475	0.00578	0.01878	0.00047	128.4	5.2	120.0	3.0
LS2-1-1-2-02	3.96	0.54	7.40	0.12751	0.00403	0.01904	0.00031	121.9	3.6	121.6	2.0
LS2-1-1-2-03	0.50	0.22	2.25	0.13397	0.01894	0.01902	0.00049	127.7	17.0	121.4	3.1
LS2-1-1-2-04	2.19	0.86	2.53	0.13158	0.00441	0.01919	0.00034	125.5	4.0	122.6	2.1
LS2-1-1-2-05	1.20	0.59	2.05	0.12609	0.00529	0.01884	0.00051	120.6	4.8	120.3	3.2
LS2-1-1-2-06	10.87	3.13	3.48	0.12901	0.00314	0.01863	0.00056	123.2	2.8	119.0	3.6
LS2-1-1-2-07	0.66	0.41	1.62	0.84570	0.04587	0.09336	0.00453	622.3	25.2	575.4	26.7
LS2-1-1-2-08	2.96	0.97	3.04	0.13448	0.00425	0.01942	0.00035	128.1	3.8	124.0	2.2
LS2-1-1-2-09	3.09	1.02	3.04	0.12425	0.00616	0.01895	0.00027	118.9	5.6	121.0	1.7
LS2-1-1-2-10	4.33	1.22	3.55	0.12798	0.00479	0.01930	0.00040	122.3	4.3	123.3	2.5
LS2-1-1-2-11	11.16	2.33	4.80	0.13325	0.00297	0.01910	0.00031	127.0	2.7	122.0	2.0
LS2-1-1-2-12	2.10	0.37	5.73	0.15195	0.02238	0.01997	0.00071	143.6	19.7	127.5	4.5
LS2-1-1-2-13	10.82	2.73	3.97	0.14147	0.00581	0.01882	0.00059	134.4	5.2	120.2	3.7
LS2-1-1-2-14	1.04	0.25	4.09	0.13649	0.01223	0.01972	0.00032	129.9	10.9	125.9	2.0
LS2-1-1-2-15	2.82	0.98	2.87	0.12250	0.00383	0.01892	0.00027	117.3	3.5	120.8	1.7
LS2-1-1-2-16	1.63	0.77	2.11	0.13515	0.00262	0.01865	0.00130	128.7	2.3	119.1	8.2
LS2-1-1-2-17	7.40	2.33	3.18	0.21960	0.00909	0.01741	0.00046	201.6	7.6	111.3	2.9
LS2-1-1-2-18	2.00	0.69	2.92	0.13316	0.00597	0.01911	0.00044	126.9	5.4	122.0	2.8
LS2-1-1-2-19	4.02	1.24	3.25	0.13197	0.01065	0.01834	0.00045	125.9	9.6	117.1	2.9
LS2-1-1-2-20	1.38	0.26	5.24	0.13197	0.00789	0.01897	0.00031	125.9	7.1	121.1	2.0

注: 放射性成因铅同位素比值和年龄校正成普通铅的方法据 Andersen, 2002

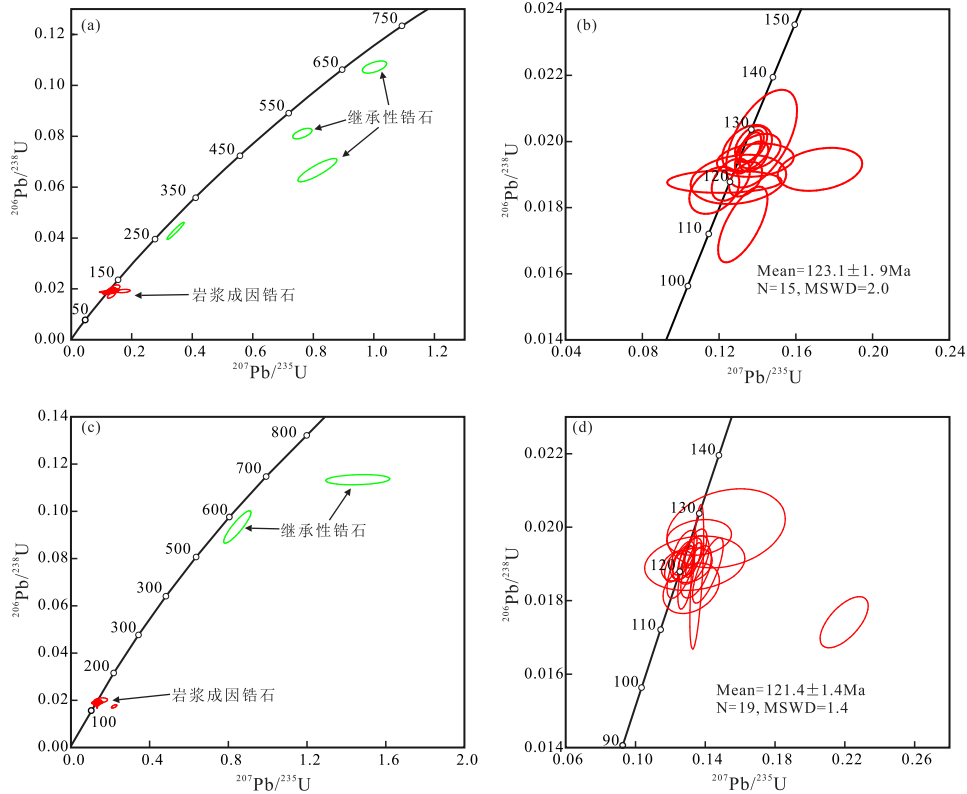


图4 灵山岛流纹岩锆石U-Pb年龄谐和图

Fig. 4 Zircon U-Pb concordia diagrams of the rhyolite on the Lingshan Island

差范围内一致，代表了灵山岛流纹岩的成岩时代为早白垩世 Aptian 期，这与 Meng 等 (2018) 取得的结果在误差范围内基本一致。如同前面所述，CL 图像已经暗示了所测锆石成因的复杂性。除了早白垩世的岩浆结晶锆石之外，流纹岩中普遍可见新元古代的继承锆石。

3.2 锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

为了进一步确定锆石 Hf 同位素组成特征和流纹岩的源区属性，在锆石 U-Pb 分析测年的基础上，对所测锆石进行 Lu-Hf 同位素分析。Lu-Hf 分析区域在锆石 U-Pb 分析的原位 (*in situ*) 或者邻近区域进行。锆石 Lu-Hf 同位素详细的测试结果见表 2。

两件样品总共分析 Hf 同位素测点 40 个，其中继承锆石 6 个，岩浆锆石 34 个。34 个岩浆锆石的 Hf 同位素组成较为一致，其中 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.282032~0.281838 (平均值为 0.281891)， $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 -24.1~-32.3 (平均值为 -29.1)，二阶段模式年龄 ($T_{\text{DM}2}$) 介于 2662~3167 Ma。与流纹岩中的岩浆锆石相比，继承锆石显示出较为亏损的 Hf 同位

素组成和年轻的二阶段模式年龄 (图 5)。

3.3 全岩地球化学分析结果

流纹岩的 7 件样品用于全岩地球化学分析，测试结果及相关地化计算参数见表 3 (扣除挥发分后换算为 100%)。测试结果显示，流纹岩的 SiO_2 含量为 75.64%~77.30%，为一套典型的酸性火山岩，这与 TAS 图解以及 CIPW 计算结果相一致 (表 3，图 6a)。TAS 图解显示 (图 6a)，所有样品显示出较高的碱含量 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)，整体上落入了 Irvine 曲线以下，显示出碱性到亚碱性过渡的地球化学特征。

在 SiO_2 vs. K_2O 判别图解中显示，所有样品落入高钾钙碱性区域，这也与 CIPW 计算的矿物学结果相一致 (碱性长石为主) (表 3)。该流纹岩具有较低的 MgO (0.09%~0.15%)、 TiO_2 (<0.1%)、 CaO (0.09%~0.14%) 和 P_2O_5 (0.01%~0.02%) 含量， $\text{Mg}^\#$ 含量也较低，介于 17.83~27.53。所有样品的铝饱和指数 (A/CNK) 介于 0.86~1.07，均小于 1.1，显示出 I 型流纹岩的地化特征 (图 6d)。岩石的全碱含量较高 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)，介于 9.06%~10.00% 之间， $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 介于 0.75~1.10，部分样品相对富

表2 灵山岛流纹岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果
Table 2 Zircon Lu-Hf analytical results of the rhyolite on the Lingshan Island

点号	t/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 σ	$f_{\text{Lu/Hf}}$	T_{DM1}/Ma	2 σ	T_{DM2}/Ma	2 σ
LS2-1-1-1-1	127	0.067797	0.002050	0.000023	0.281908	0.000023	-27.94	0.82	-0.94	1942	33	2934	50
LS2-1-1-1-2	127	0.090417	0.002759	0.000012	0.281876	0.000017	-29.56	0.58	-0.92	2026	24	3007	36
LS2-1-1-1-3	128	0.066481	0.002306	0.000047	0.281855	0.000020	-30.23	0.70	-0.93	2031	28	3050	43
LS2-1-1-1-4	118	0.108959	0.003710	0.000038	0.281846	0.000029	-30.89	1.03	-0.89	2125	43	3082	63
LS2-1-1-1-5	120	0.064888	0.002000	0.000009	0.281871	0.000018	-29.80	0.64	-0.94	1991	26	3018	39
LS2-1-1-1-6	126	0.091798	0.002718	0.000040	0.281874	0.000018	-29.21	0.62	-0.92	2026	26	3012	38
LS2-1-1-1-7	124	0.091598	0.002768	0.000025	0.281898	0.000020	-28.84	0.72	-0.92	1995	29	2960	44
LS2-1-1-1-8	657	0.057644	0.001889	0.000021	0.282057	0.000020	-11.94	0.71	-0.94	1723	28	2313	44
LS2-1-1-1-9	125	0.058960	0.001796	0.000003	0.281888	0.000015	-29.09	0.54	-0.95	1956	22	2977	33
LS2-1-1-1-10	112	0.084498	0.002547	0.000052	0.281935	0.000020	-27.77	0.71	-0.92	1929	29	2885	43
LS2-1-1-1-11	126	0.068432	0.002347	0.000024	0.281877	0.000020	-29.08	0.70	-0.93	2001	28	3003	43
LS2-1-1-1-12	120	0.159106	0.005169	0.000027	0.281891	0.000026	-29.34	0.91	-0.84	2146	40	2986	56
LS2-1-1-1-13	120	0.046285	0.001430	0.000029	0.282032	0.000023	-24.08	0.82	-0.96	1736	32	2662	50
LS2-1-1-1-14	120	0.067665	0.002160	0.000019	0.281838	0.000024	-30.98	0.84	-0.93	2047	34	3091	52
LS2-1-1-1-15	122	0.109150	0.003468	0.000056	0.281944	0.000024	-27.30	0.84	-0.90	1966	35	2863	52
LS2-1-1-1-16	416	0.065853	0.002134	0.000034	0.281897	0.000020	-22.39	0.71	-0.94	1962	29	2801	44
LS2-1-1-1-17	502	0.046265	0.001395	0.000079	0.282156	0.000021	-11.51	0.76	-0.96	1560	30	2168	47
LS2-1-1-1-18	125	0.080148	0.002429	0.000045	0.281870	0.000019	-29.79	0.69	-0.93	2017	28	3021	42
LS2-1-1-1-19	270	0.028103	0.000891	0.000079	0.282054	0.000017	-20.02	0.60	-0.97	1682	24	2523	37
LS2-1-1-2-01	120	0.113362	0.003548	0.000093	0.281904	0.000017	-28.77	0.61	-0.89	2029	26	2952	38
LS2-1-1-2-02	122	0.103254	0.003164	0.000043	0.281848	0.000020	-30.27	0.71	-0.90	2090	30	3073	44
LS2-1-1-2-03	121	0.077060	0.002421	0.000106	0.281884	0.000024	-29.38	0.84	-0.93	1996	34	2992	51
LS2-1-1-2-04	123	0.071906	0.002216	0.000038	0.281901	0.000018	-28.72	0.65	-0.93	1960	26	2952	40
LS2-1-1-2-05	120	0.046588	0.001503	0.000041	0.281853	0.000019	-30.43	0.69	-0.95	1991	27	3057	42
LS2-1-1-2-06	119	0.192744	0.006183	0.000101	0.281936	0.000022	-27.89	0.78	-0.81	2142	36	2893	48
LS2-1-1-2-07	575	0.045565	0.001416	0.000017	0.281817	0.000017	-21.66	0.59	-0.96	2036	23	2874	36
LS2-1-1-2-08	124	0.067148	0.002007	0.000030	0.281878	0.000019	-29.48	0.66	-0.94	1982	27	3001	41
LS2-1-1-2-09	121	0.071325	0.002244	0.000009	0.281891	0.000020	-29.11	0.70	-0.93	1976	28	2975	43
LS2-1-1-2-10	123	0.085499	0.002707	0.000035	0.281884	0.000020	-29.36	0.72	-0.92	2012	30	2992	44
LS2-1-1-2-11	122	0.086844	0.002807	0.000067	0.281851	0.000020	-30.56	0.71	-0.92	2065	29	3065	43
LS2-1-1-2-12	127	0.100302	0.003099	0.000046	0.281864	0.000024	-29.57	0.85	-0.91	2062	35	3034	52
LS2-1-1-2-13	120	0.150600	0.004730	0.000068	0.281921	0.000019	-28.28	0.67	-0.86	2074	29	2920	41
LS2-1-1-2-14	126	0.094594	0.002866	0.000016	0.281938	0.000027	-27.41	0.94	-0.91	1942	39	2873	58
LS2-1-1-2-15	121	0.085181	0.002659	0.000011	0.281946	0.000021	-27.21	0.73	-0.92	1920	30	2857	45
LS2-1-1-2-16	119	0.112036	0.003825	0.000099	0.281913	0.000025	-28.51	0.89	-0.88	2033	38	2935	54
LS2-1-1-2-17	111	0.106978	0.003541	0.000060	0.281879	0.000025	-29.42	0.87	-0.89	2067	36	3012	53
LS2-1-1-2-18	122	0.079936	0.002336	0.000028	0.281879	0.000018	-29.54	0.64	-0.93	1999	26	3002	39
LS2-1-1-2-19	117	0.081351	0.002464	0.000013	0.281805	0.000019	-32.25	0.68	-0.93	2111	28	3167	41
LS2-1-1-2-20	121	0.099808	0.003195	0.000053	0.281906	0.000024	-28.64	0.85	-0.90	2006	35	2945	52
LS2-1-1-2-21	692	0.128909	0.003783	0.000034	0.281859	0.000023	-19.05	0.82	-0.89	2110	34	2780	50

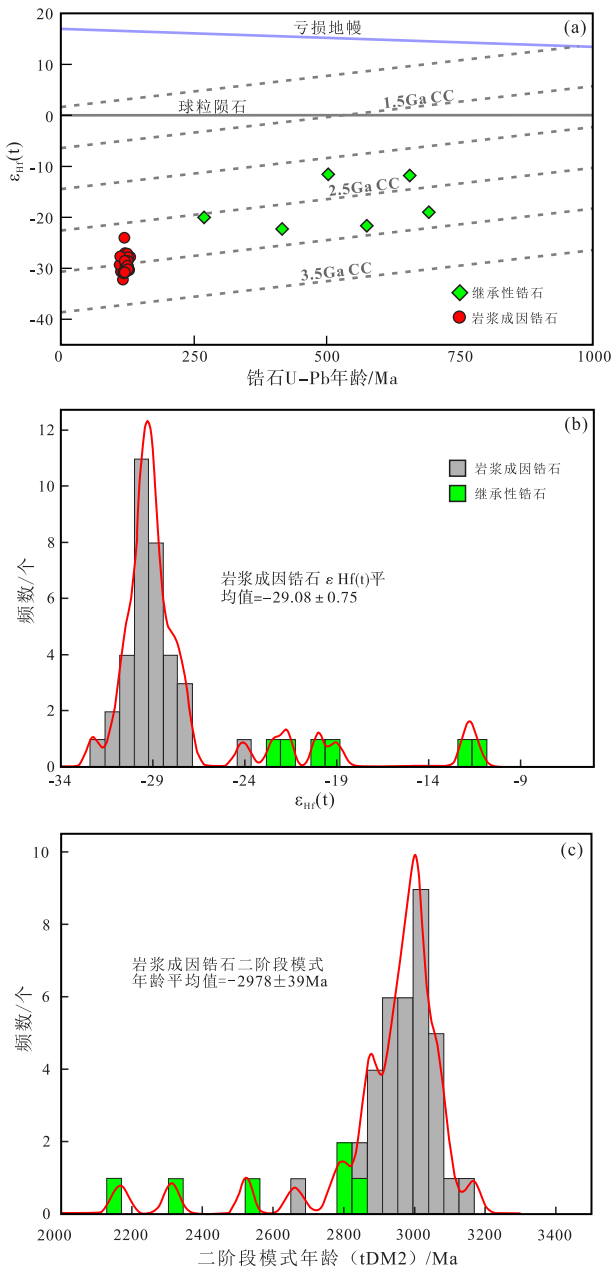


图5 锆石 Hf 同位素分布图; (a) 锆石 U-Pb 年龄 vs. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分布图; (b) 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值频率分布直方图; (c) 锆石 Hf 同位素二阶段模式年龄分布直方图

Fig. 5 Zircon Hf isotopic distribution patterns. (a) plot of zircon U-Pb ages vs. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values; (b) histogram of zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values; (c) histogram of zircon Hf isotopic two-stage model ages

钾。此外,在 A/NK vs. A/CNK 图解中 (图 6d), 部分样品位于过碱性范围内。

流纹岩的稀土总量 ($\sum \text{REE}$) 为 $77.42 \times 10^{-6} \sim 139.79 \times 10^{-6}$ (表 3), 平均为 108.38×10^{-6} , 轻稀土 (LREE, La~Eu) 与重稀土 (HREE, Gd~Lu) 比值为 8.06~12.77, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值为 4.50~11.25, 均

远大于 1, 暗示了轻稀土相对富集以及轻重稀土分异较为明显, 稀土配分曲线为典型的右倾模式 (图 7a)。 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 值介于 0.89~1.74, 平均值为 1.28, 表示了中稀土 (MREE) 和重稀土 (HREE) 之间没有发生明显的分馏, 暗示流纹岩成岩过程中不存在角闪石、石榴子石等矿物的结晶分离。另外, 所有测试样品均具有强烈的 Eu 负异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.27 \sim 0.35$), 暗示了成岩过程中可能存在长石的分离结晶或者堆晶。在原始标准化微量元素蛛网图上 (图 7b), 所有测试样品均亏损 Nb-Ta-Ti-P 等高场强元素, 富集 K 和 Rb 等大离子亲石元素。Ba 和 Sr 的负异常和成岩过程中长石的分离结晶有关。结合稀土元素配分模式, 灵山岛流纹岩显示出弧型 (壳源) 岩浆岩的地化特征 (Kelemen et al., 1990)。

4 讨论

4.1 岩石成因分类

同花岗岩类一样, 流纹岩也可以分为 S、I、A 和 M 型四种类型 (Pitcher, 1983; White and Chappell, 1983; Eby, 1992)。S 型流纹岩通常来自于表壳沉积物的部分熔融, 具有高的 Al 和 K 含量, 并具有 K 质岩石的地化特征 (通常 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 大于 1), 常见白云母、堇青石和石榴子石等过铝质矿物 (Chappell, 1999; Chappell and White, 2001)。I 型流纹岩通常具有低的 Al 含量以及 A/CNK 比值 (< 1.1), 可见角闪石、黑云母等暗色矿物斑晶, 缺乏过铝质矿物; M 型流纹岩通常具有高的 Cr、Ni 和 Co 含量, 并在空间上通常与镁铁质岩石相伴生, 通常作为镁铁质岩石的附属产物。A 型流纹岩通常形成于高温、无水和非造山的伸展环境, 以高硅、富钾、低钙和低磷为特征, 具有明显的 Eu 负异常 (Loiselle and Wones, 1979; Eby, 1990; 赵振华, 2016)。根据野外岩石组合以及矿物学和地球化学特征, 灵山岛流纹岩具有 A 型流纹岩的地球化学特征 (图 8a, b), 其产出环境似乎也与早白垩世时区域上的伸展环境相一致。但是除了地球化学特征外, A 型流纹岩通常具有高的全岩锆饱和和温度 ($> 850^\circ\text{C}$) (King et al., 1997) 和高的全铁含量 (FeO^T) ($> 1\%$) (王强等, 2000)。灵山岛流纹岩具有低的全岩锆饱和和温度 ($762 \sim 779^\circ\text{C}$) (图 8c) 和低的 FeO^T ($< 1\%$) 含量与 A 型流纹岩的特征不相符 (王强等, 2000; 贾小辉等, 2009)。此外, SiO_2 vs. FeO^T/MgO 图解显示 (图

表3 灵山岛流纹岩全岩地球化学分析结果 (主量元素单位为%, 微量元素单位为 $\times 10^{-6}$)
 Table 3 Whole-rock geochemical analytical results of the rhyolite on the Lingshan Island
 (major elements unit for %, and $\times 10^{-6}$ for trace elements)

元素	样品号						
	LS2-5-2	LS5-2-2	LS2-5-3	LS2-1-5	LS2-1-4	LS2-1-8	LS2-1-3
SiO ₂	76.82	77.30	76.36	76.66	76.56	75.86	75.64
TiO ₂	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	11.92	11.57	12.13	11.97	11.93	12.30	13.16
Fe ₂ O ₃ ^T	0.94	0.79	0.9	0.86	0.85	0.87	0.83
MnO	0.031	0.047	0.025	0.062	0.07	0.06	0.05
MgO	0.13	0.15	0.11	0.13	0.14	0.13	0.09
CaO	0.09	0.09	0.13	0.14	0.14	0.14	0.12
Na ₂ O	4.35	4.42	4.77	5.22	5.23	5.69	4.27
K ₂ O	4.62	4.72	4.53	4.32	4.28	4.25	4.7
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	99.01	99.18	99.06	99.45	99.29	99.39	98.96
A/CNK	0.97	0.92	0.93	0.88	0.88	0.86	1.07
A/NK	0.98	0.93	0.95	0.90	0.90	0.88	1.09
A.R.	6.89	8.25	7.28	8.42	8.43	8.95	5.16
Mg [#]	21.67	27.53	19.65	23.22	24.78	23.01	17.83
K ₂ O/Na ₂ O	1.06	1.07	0.95	0.83	0.82	0.75	1.10
^T FeO/MgO	6.51	4.74	7.36	5.95	5.46	6.02	8.30
Sc	2.18	2.11	2.29	2.22	2.28	2.24	3.6
V	2.18	0.99	1.9	0.56	0.72	1.01	3.6
Cr	1.14	0.7	1.04	0.53	1.07	1.45	2.3
Co	0.096	0.11	0.06	0.064	0.1	0.11	0.12
Ni	0.34	0.29	0.25	0.072	0.25	0.31	0.29
Rb	112	110	111	111	111	109	107.1
Sr	101	64.9	107	134	136	132	120.3
Ba	302	484	242	292	299	285	330.3
Zr	151	140	149	146	147	145	129.5
Hf	4.3	4.1	4.2	4.2	4.2	4.1	4.6
U	1.11	1.28	1.46	1.23	1.22	1.11	3.3
Th	12.2	11.3	11.7	11.7	11.6	11.6	12.7
Nb	20.4	20.6	19.9	20.6	20.2	20.6	18.4
Ta	2.35	2.5	2.2	3.8	2	2.7	2.9
Y	16.8	19.5	15.3	21.8	22.1	22.6	21.7
La	14.7	20.5	18.2	24.8	25.1	24.8	31.7
Ce	30.8	23.7	37.4	50.7	51	49.6	59.9
Pr	4.1	5.55	5.01	6.38	6.41	6.47	6.8
Nd	14.0	18.7	16.3	21.0	21.1	21.4	21.9
Sm	2.76	3.85	3.2	4.33	4.31	4.37	4.73
Eu	0.26	0.41	0.28	0.36	0.39	0.4	0.50
Gd	2.42	3.34	2.58	3.81	3.9	3.93	4.10
Tb	0.46	0.58	0.44	0.65	0.66	0.67	0.69
Dy	2.68	3.27	2.53	3.57	3.55	3.69	4.00
Ho	0.56	0.66	0.53	0.71	0.71	0.74	0.88
Er	1.8	2.03	1.72	2.13	2.13	2.2	1.91
Tm	0.32	0.34	0.31	0.36	0.36	0.35	0.38
Yb	2.2	2.21	2.1	2.32	2.27	2.31	1.90
Lu	0.36	0.35	0.33	0.36	0.36	0.37	0.40
Ga	19.5	19.4	21.2	20.1	17.5	15.2	18.7
LREE	69.04	76.05	82.97	111.38	112.21	110.97	129.64
HREE	8.38	9.44	7.96	10.10	10.04	10.33	10.15
∑REE	77.42	85.49	90.93	121.48	122.25	121.3	139.79
LREE/HREE	8.24	8.06	10.42	11.03	11.18	10.74	12.77
(La/Yb) _N	4.50	6.25	5.84	7.21	7.45	7.24	11.25
Eu/Eu*	0.31	0.35	0.30	0.27	0.29	0.30	0.35
(Gd/Yb) _N	0.89	1.22	0.99	1.33	1.39	1.37	1.74
Zr+Nb+Ce+Y	219.00	203.80	221.60	239.10	240.30	237.80	229.50
Rb/Sr	1.11	1.69	1.04	0.83	0.82	0.83	0.89
Ti/Y	31.07	26.77	34.12	23.94	23.62	23.36	24.88
Ti/Zr	3.46	3.73	3.50	3.58	3.55	3.64	4.17

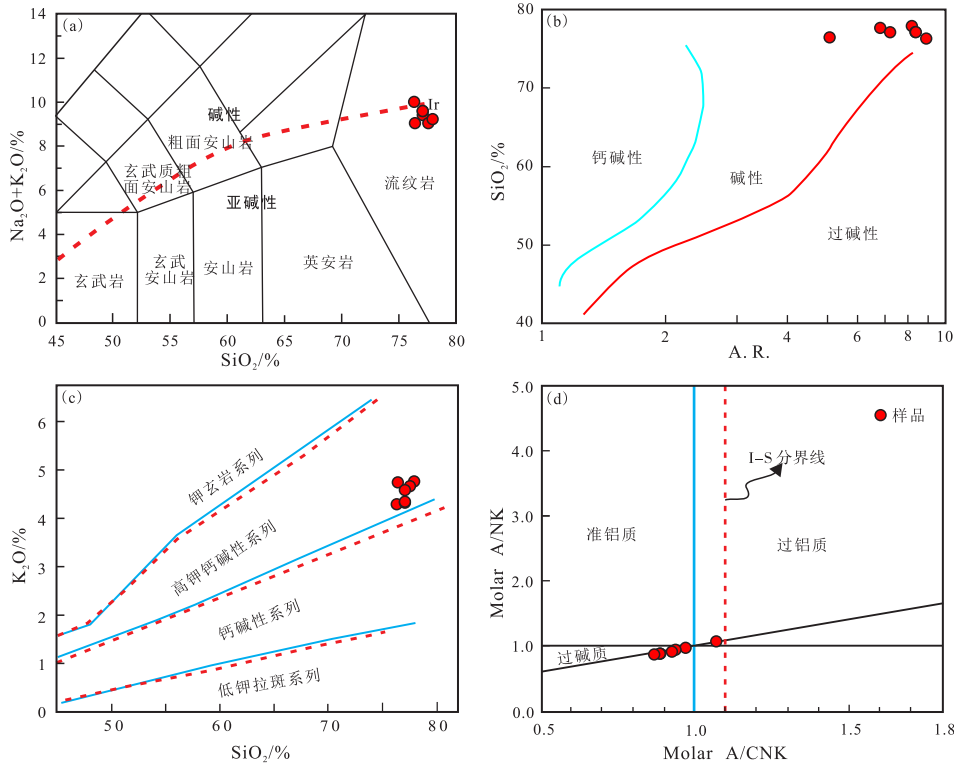
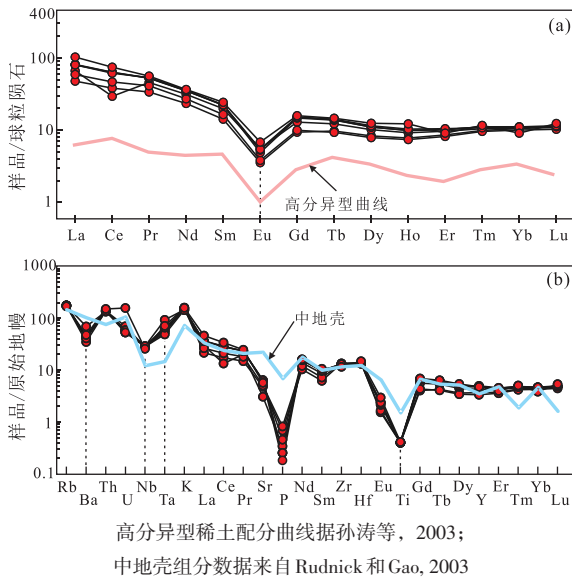


图6 (a) SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 图解 (TAS图解) (据 Le Bas et al., 1986); (b) SiO_2 vs. A.R. (碱度率) 图解 (据 Wright, 1969); (c) SiO_2 vs. K_2O 图解 (Peccirillo and Taylor, 1976); (d) A/CNK vs. A/NK 图解 (据 Maniar and Pocoli, 1989)

Fig. 6 (a) SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diagram (TAS diagram) (after LeBas et al., 1986); (b) SiO_2 vs. A.R. diagram (after Wright, 1969); (c) SiO_2 vs. K_2O diagram (Peccirillo and Taylor, 1976); (d) A/CNK vs. A/NK diagram (after Maniar and Pocoli, 1989)



高分异型稀土配分曲线据孙涛等, 2003;
中地壳组分数据来自 Rudnick 和 Gao, 2003

图7 (a) 灵山岛流纹岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线 (标准化值据 Boynton, 1984); (b) 灵山岛流纹岩微量元素原始地幔标准化蛛网图 (标准化值据 Sun and McDonough, 1989);
Fig. 7 (a) Chondrite-normalized REE patterns (the normalized values are after Boynton, 1984) and (b) primitive-mantle normalized trace elemental spider diagrams (the normalized values are after Sun and McDonough, 1989) for the rhyolite on the Lingshan Island

8d), 灵山岛流纹岩均落在I & S型区域, 而非典型的A型流纹岩。结合CIPW计算结果(表3)以及矿物学和岩石学特征, 灵山岛流纹岩不属于S型流纹岩。判别图解显示(图8e, f), 灵山岛流纹岩为典型的高分异型流纹岩, 这也与微量元素蛛网图解中具有四分组效应的高分异型花岗质岩石具有相似的配分曲线(图7a)(海鸥型), 进一步暗示了灵山岛流纹岩经历了高度的演化。综上所述, 灵山岛流纹岩为典型的高分异型I型流纹岩, 这一结论更新了前人的有关认识。

4.2 岩石成因及岩浆源区特征

灵山岛流纹岩具有相对高的碱含量($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9.06\%\sim 10.0\%$)。通常高碱的长英质岩浆主要有以下几种成因:(1)没有遭受到壳源物质污染的幔源岩浆的结晶分异;(2)遭受到挥发分交代的壳源岩浆的部分熔融;(3)幔源岩浆和壳源岩浆不等比例的混合;(4)富集岩石圈地幔的部分熔融。灵山岛流纹岩分布规模较大, 并且在时空上缺乏相应的镁铁质岩浆组合, 因此不可能为幔源镁铁质岩浆

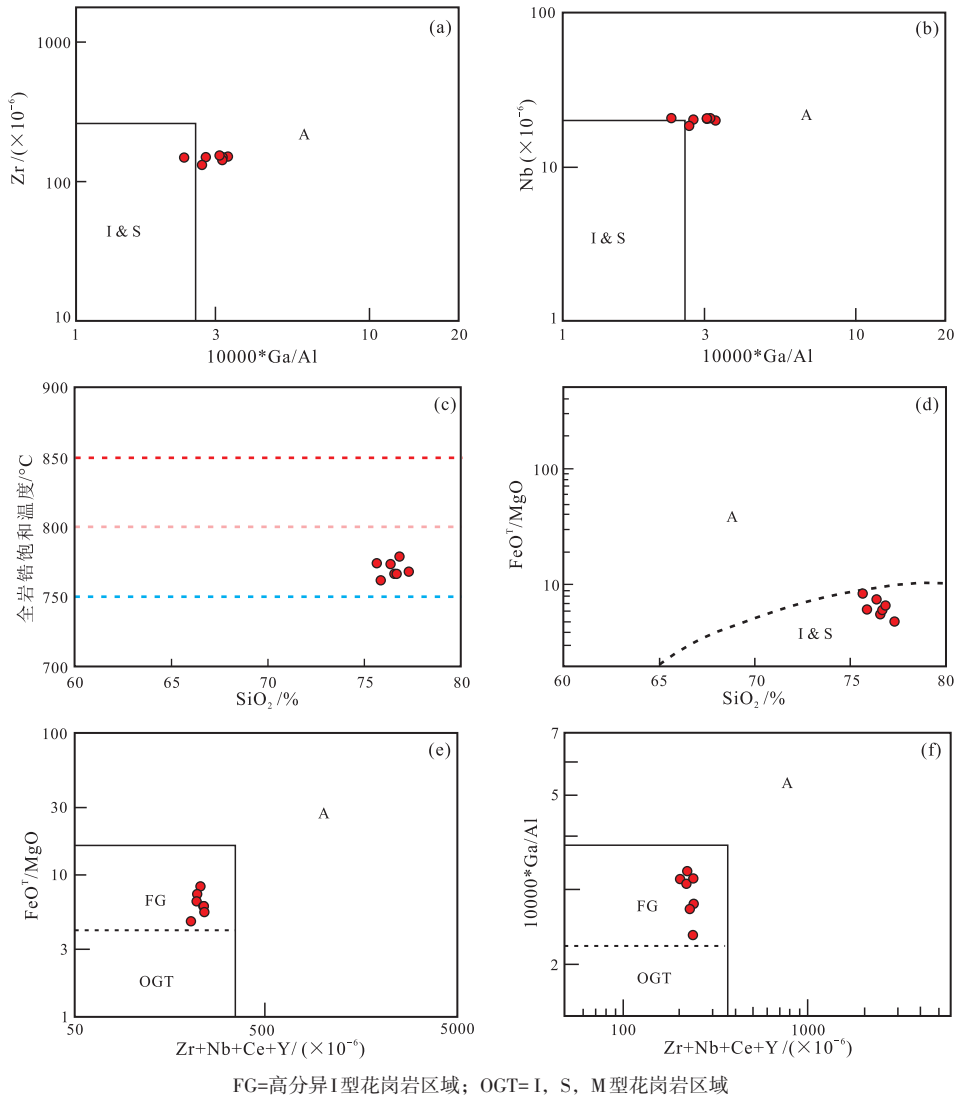


图8 灵山岛流纹岩成因类型判别图解 (图a, b和图8e, f据 Whalen et al., 1987; 图8c 锆石饱和温度的计算据 Watson and Harrison, 1983; 图8d据 Eby, 1990)

Fig. 8 Genetic discrimination diagrams of the rhyolitic rocks on the Lingshan Island (figure a-b and figure e-f after Whalen et al., 1987; figure c the calculated Zr saturation temperatures after Watson and Harrison, 1983; figure d after Eby, 1990)

分异演化后期残余熔体结晶的产物。通常情况下，流纹岩并不能由幔源岩浆直接分异形成，玄武质幔源岩浆结晶分异通常形成安山质岩石 (Hirose, 1997; 敖文昊等, 2018)。此外，低的稀土元素含量以及配分模式和其他地球化学特征也不支持流纹岩是镁铁质岩浆结晶分异形成。灵山岛流纹岩具有高的 SiO₂ (75.64%~77.30%) 含量，低的 MgO (0.09%~0.15%)、Fe₂O₃^T (0.83%~0.94%)、Cr (0.53×10⁻⁶~2.3×10⁻⁶) 和 Co (0.06×10⁻⁶~0.12×10⁻⁶) 含量以及低的 Mg[#] 值 (17.83~27.53<40) (表3)，暗示其应来自于纯壳源物质的部分熔融 (图9)，幔源物质可

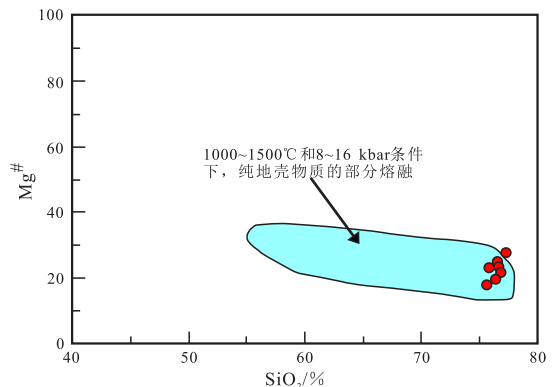


图9 SiO₂ vs. Mg[#]判别图解

Fig. 9 SiO₂ vs. Mg[#] discrimination diagram (the base map is after Rapp and Watson, 1995)

能没有参与其成岩。此外,原始地幔标准化蛛网图显示,灵山岛流纹岩富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE),亏损高场强元素(HFSE),也指示其与大陆地壳物质具有明显的亲缘性(Taylor and McLennan, 1985)。灵山岛流纹岩的Rb/Sr比值介于0.82~1.69 (>0.5),Sr和Ba元素在长石中表现出较高的相容性,说明岩浆形成过程中经历了长石的结晶分异作用,同时在稀土元素配分图中Eu表现负异常,也说明其成岩过程中长石的结晶分异作用非常明显。Ti/Y比值介于23.36~34.12 (<100),Ti/Zr的比值处于3.46~4.17 (<20),均处于壳源岩浆的范围内(Pearce et al., 1983; Tischendorf and Paelchen, 1985; Wilson, 1989; 苟军等, 2010),进一步说明其应该是陆壳岩石部分熔融的产物。锆石Hf同位素显示,流纹岩的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 组成较为均一(0.281805~0.282032), $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为(-32.3~-24.1),主要集中在一个较小的范围内,同样暗示成岩过程缺乏幔源物质的参与,否则Hf的同位素组成将会显示出一个较大的变化范围(Griffin et al., 2002)。因此,灵山岛流纹岩可能是软流圈地幔物质上涌、底侵,导致上覆古老地壳物质在浅部伸展环境下,经部分熔融产生的岩浆经历了高程度的分异演化而形成(敖文昊等, 2018)。

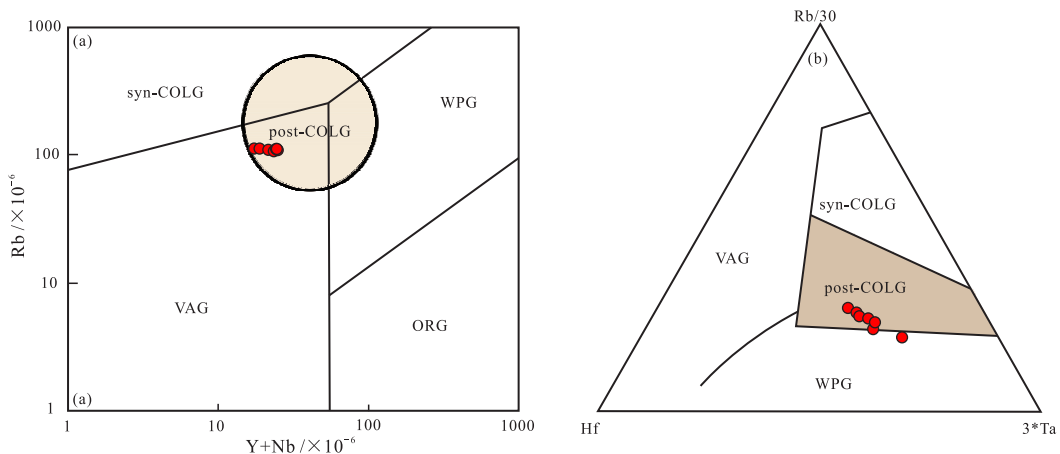
新元古代的继承性锆石暗示了灵山岛流纹岩来自于扬子壳源物质的部分熔融,而非华北的壳源物质。大量的研究已经表明,新元古代岩浆事件是区分华北和扬子最为重要和有利的证据

(Zheng, 2008; Zhao et al., 2017)。

4.3 岩浆活动的大地构造环境

苏鲁造山带早白垩世的岩浆活动被认为是华北和扬子后碰撞的产物(郭敬辉等, 2005; Yang et al., 2005a, b; Xu et al., 2016)。大地构造环境判别图解显示,所有流纹岩样品均落入后碰撞的板内环境(图10a, b),这与前人对花岗岩类研究的结果相一致。区域构造演化显示,中国东部地区在早白垩世时经历了大规模的岩石圈拆沉。变质核杂岩(MCC)是区域伸展的典型产物,是岩石圈在深部减薄的浅表反映,因此能很好地反映岩石圈减薄和伸展。在苏鲁造山带中,除了岩浆作用的证据外,变质核杂岩形成的时限也能对苏鲁地区岩石圈大规模减薄的时限给出时代上的精确约束。如图11所示,大部分的变质核杂岩形成于早白垩世,并且变质核杂岩集中形成的峰期为125~130 Ma,这暗示了整个中国东部的岩石圈减薄的峰期可能也开始于~130 Ma。大规模的岩浆喷发和活动起始于早白垩世,这与大部分的变质核杂岩形成的时代基本相一致。早白垩世大规模的岩浆活动和变质核杂岩形成于相似的地质背景(Xia et al., 2016),均是中国东部岩石圈减薄的产物。

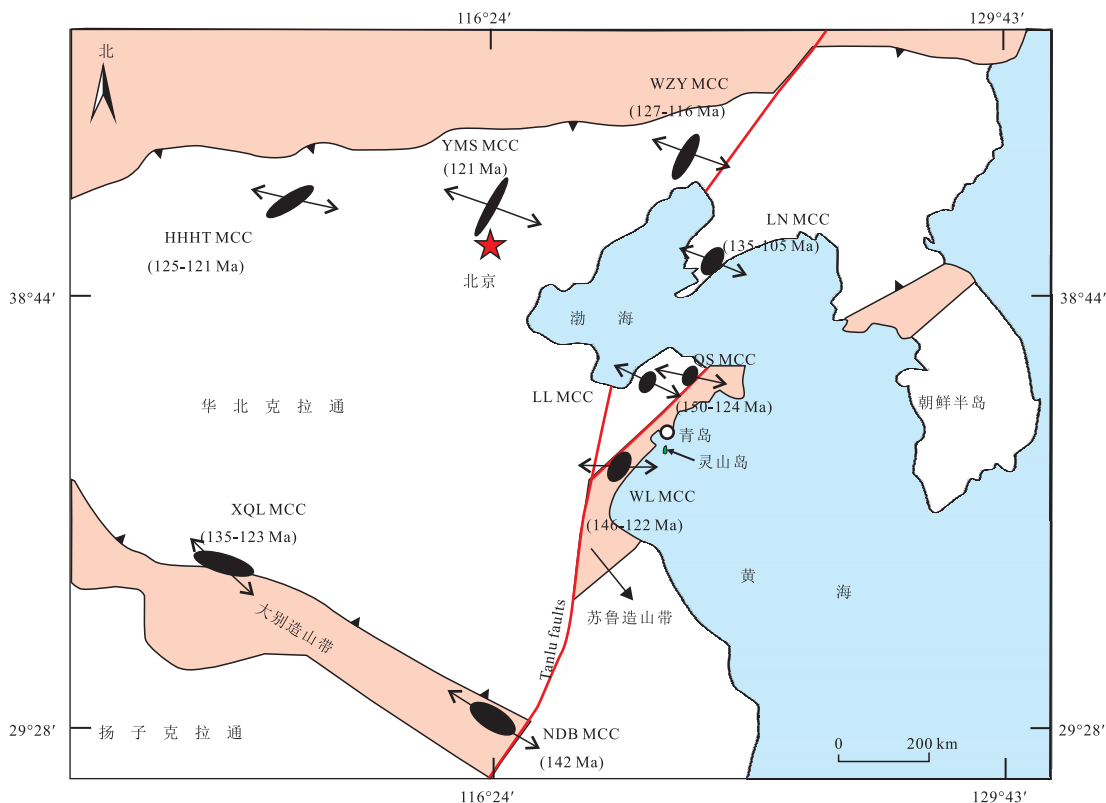
灵山岛流纹岩形成于早白垩世Aptian期,这与东部地区岩石圈大规模减薄伸展的峰期时代相一致(Zhu et al., 2012)。早白垩世时,大规模的伸展和岩石圈减薄以及释压(decompression),导致来自扬子的壳源物质发生部分熔融形成了初始的



ORG: 洋脊花岗岩; VAG: 火山弧花岗岩; WPG: 板内花岗岩; syn-COLG: 同碰撞花岗岩; post-COLG: 后碰撞花岗岩

图10 (a) 灵山岛流纹岩Y+Nb vs. Rb和(b) Rb/30-Hf-3Ta构造环境判别图解

Fig. 10 Y+Nb vs. Rb (a, after Pearce and Peate, 1995) and Rb/30-Hf-3Ta (b, after Harris et al., 1985) discrimination diagrams for the rhyolite on the Lingshan Island



HHHT MCC: 呼和浩特变质核杂岩; YMS MCC: 云蒙山变质核杂岩; WZY MCC: 瓦子峪变质核杂岩; LN MCC: 辽南变质核杂岩; XQL MCC: 小秦岭变质核杂岩; NDB MCC: 北大别变质核杂岩; WL MCC: 五莲变质核杂岩; LL MCC: 玲珑变质核杂岩; QS MCC: 鹤山变质核杂岩

图 11 华北地区变质核杂岩分布图(据 Xia et al., 2016)

Fig. 11 The distributions of the metamorphic core complexes in the North China Craton (after Xia et al., 2016)

长英质母岩浆。随后，长英质母岩浆沿着断裂体系上升到地表，形成了灵山岛的流纹岩。在上升的过程中，岩浆组分发生了进一步的分异演化，使得其表现出典型的高分异岩石的地球化学特征。岩石圈减薄和相关断裂构造为岩浆的上升提供了通道与最终就位的空间。

5 结论

(1) 锆石 U-Pb 测年显示，灵山岛流纹岩成岩时代为早白垩世 (123.1 ± 1.9 Ma 和 121.4 ± 1.4 Ma)。

(2) 灵山岛流纹岩属于高钾钙碱性的高分异 I 型流纹岩。

(3) 灵山岛流纹岩是扬子中部地壳部分熔融的产物，是华北克拉通破坏的产物。

参考文献(References):

敖文昊, 冯涛, 赵燕, 等. 2018. 灵山岛早白垩世岩浆活动及其大地构造意义[J]. 岩石学报, 34(6): 1612-1640.
高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 等. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析[J]. 南京大学学报(自然科学), 39(6): 844-850.

苟军, 孙德有, 赵忠华, 等. 2010. 满洲里南部白音高老组流纹岩锆石 U-Pb 定年及岩石成因[J]. 岩石学报, 26(1): 333-344.
郭敬辉, 陈福坤, 张晓曼, 等. 2005. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞—碰撞后构造过程: 锆石 U-Pb 年代学[J]. 岩石学报, 21(4): 1281-1301.
侯可军, 李延河, 邹天人, 等. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. 岩石学报, 23(10): 2595-2604.
贾小辉, 王强, 唐功建. 2009. A 型花岗岩的研究进展及意义[J]. 大地构造与成矿学, 33(3): 465-480.
李守军, 张祥玉, 赵秀丽, 等. 2017. 山东省青岛市灵山岛下白垩统中发现鱼类和叶肢介化石[J]. 地质论评, 63(1): 1-6.
刘福来, 施建荣, 刘建辉, 等. 2011. 北苏鲁威海地区超基性岩的原岩形成时代和超高压变质时代[J]. 岩石学报, 27(4): 1075-1084.
吕洪波, 王俊, 张海春. 2011. 山东灵山岛晚中生代滑塌沉积层的发现及区域构造意义初探[J]. 地质学报, 85(6): 938-946.
吕洪波, 张海春, 王俊, 等. 2012. 山东胶南灵山岛晚中生代浊积岩中发现巨大滑积岩块[J]. 地质论评, 58(1): 80-81.
孟元库, 李日辉, 徐扬, 等. 2018. 山东青岛地区灵山岛早白垩世碎屑岩锆石 U-Pb-Hf 同位素特征及其大地构造意义[J]. 地球科学, 43(9): 3302-3323.
邱镜生, 胡建, 李真, 等. 2010. 大别—苏鲁造山带变质岩原岩组合与闽浙沿海晚中生代岩浆岩组合的对比: 对扬子板块北东缘新元古构造属性的启示[J]. 高校地质学报, 16(4): 413-425.
山东省地质矿产局. 1991. 山东省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
宋明春, 王沛成. 2004. 山东省区域地质[M]. 济南: 山东省地图出版社.

- 孙涛, 周新民, 陈培荣, 等. 2003. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及其大地构造意义[J]. 中国科学 (D辑), 33(12): 1209-1218.
- 王强, 赵振华, 熊小林. 2000. 桐柏一大别造山带燕山晚期A型花岗岩的厘定[J]. 岩石矿物学杂志, 19(4): 297-306.
- 许志琴, 李源, 梁凤华, 等. 2015. “秦岭—大别—苏鲁”造山带中“古特提斯缝合带”的连接[J]. 地质学报, 89(4): 671-680.
- 张海春, 吕洪波, 李建国, 等. 2013. 山东青岛早白垩世新地层单位—灵山岛组[J]. 地层学杂志, 37(2): 216-222.
- 张娟. 2011. 苏鲁造山带中生代岩浆岩地球化学研究 (博士学位论文) [D]. 合肥: 中国科学技术大学: 87-117.
- 张泽明, 张金凤, 游振东, 等. 2005. 苏鲁造山带超高压变质作用及其P-T-t轨迹[J]. 岩石学报, 21(2): 257-270.
- 赵振华. 2016. 微量元素地球化学原理[M]. 北京: 科学出版社: 101-102.
- 赵子福, 郑永飞, 戴立群. 2013. 大陆碰撞造山带花岗岩中继承锆石成因与岩浆源区性质[J]. 科学通报, 58(23): 2285-2289.
- 钟建华, 倪良田, 邵珠福, 等. 2016. 青岛灵山岛下白垩统风暴岩与风暴沉积的发现及意义[J]. 古地理学报, 18(3): 381-398.
- 周建波, 韩伟, 宋明春. 2016. 苏鲁地体折返与郯庐断裂活动: 莱阳盆地中生界碎屑锆石年代学的制约[J]. 岩石学报, 32(4): 1171-1181.
- 周瑶琪, 张振凯, 梁文栋, 等. 2015. 山东东部晚中生代构造-岩浆活动及原型盆地恢复[J]. 地学前缘, 22(1): 137-156.
- 周瑶琪, 周腾飞, 张振凯, 等. 2017. 山东省灵山岛下白垩统青山群火山地震软沉积物变形构造特征及成因机制[J]. 古地理学报, 19(4): 567-582.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 192 (1-2): 59-79.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [J]. Developments in Geochemistry, 2: 63-114.
- Chang Z S, Vervoort J D, McClelland W C, et al. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS [J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 7(5): 1-14.
- Chappell B W. 1999. Aluminum saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites [J]. Lithos, 46: 535-551.
- Chappell B W and White A J R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later [J]. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4): 489-499.
- Chen J F, Xie Z, Li H M, et al. 2003. U-Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China [J]. Geochemical Journal, 37(1): 35-46.
- Eby G N. 1990. A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis [J]. Lithos, 26 (1-2): 115-134.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications [J]. Geology, 20(7): 641-644.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICP-MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites-Kimberlites and related rocks [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(1): 133-147.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes [J]. Lithos, 61 (3-4): 237-269.
- Harris N B W, Xu R H, Lewis C L, et al. 1985. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet geotraverse, Lhasa to Golmud [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 327(1594): 263-285.
- Hirose K. 1997. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts [J]. Geology, 25(1): 42-44.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1): 27-62.
- Huang F, Li S G, Dong F, et al. 2008. High-Mg adakitic rocks in the Dabie orogen, central China: implications for foundering mechanism of lower continental crust [J]. Chemical Geology, 255(1-2): 1-13.
- Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to in-situ U-Pb zircon geochronology [J]. Chemical Geology, 211 (1-2): 47-69.
- Kelemen P B, Johnson K T M, Kinzler R J, et al. 1990. High-field strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction [J]. Nature 345 (6275): 521-524.
- King P L, White A J R, Chappell B W, et al. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia [J]. Journal of Petrology, 38(3): 371-391.
- Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram [J]. Journal of Petrology, 27(3): 745-750.
- Liu F L, Liu L S, Liu P H, et al. 2017. A relic slice of archaean-early Paleoproterozoic basement of Jiaobei Terrane identified within the Sulu UHP belt: Evidence from protolith and metamorphic ages from meta-mafic rocks, TTG-granitic gneisses, and metasedimentary rocks in the Haiyangsuo region [J]. Precambrian Research, 303: 117-152.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS [J]. Chinese Science Bulletin, 55 (15): 1535-1546.
- Loiselle M C and Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites [J]. Geological Society America Abstract, 11: 468.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for microsoft excel [J]. Berkeley CA: Berkeley Geochronology Center, 4: 1-70.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 101(5) : 635-643.
- Meng Y K, Santosh M, Li R H, et al. 2018. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous volcanic rocks from Lingshan Island in the Sulu Orogenic Belt [J]. Lithos, 312-313: 244-257.
- Merle R, Scharer U, Girardeau J, et al. 2006. Cretaceous seamounts along the continent ocean transition of the Iberian margin: U-Pb ages and Pb-Sr-Hf isotopes [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(19): 4950-4976.
- Okay A L, Xu S T and Sengör A M C. 1989. Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China [J]. European Journal of Mineralogy, 1: 595-598
- Pearce J A. 1983. The Role of Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Destructive Plate Margins [M]// Hawkesworth C J and Norry M J (eds.) Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich Shiva: Academic Press: 230-249.
- Pearce J A and Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23(1): 251-285.
- Peccerillo R and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1): 63-81
- Pitcher W S. 1983. Granite Type and Tectonic Environment [M]// Hsu R (ed.), Mountain Building Processes. London: Academic Press: 19-40.

- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of meta-basalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling [J]. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust [M]. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1–64.
- Shao Z F, Zhong J H, Li Y, et al. 2014. Characteristics and sedimentary processes of lamina-controlled sand-particle imbricate structure in deposits on Lingshan Island, Qingdao, China [J]. *Science China Earth Sciences*, 57(5): 1061–1076.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society London Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution* [M]. London: Blackwell: 57–72.
- Tischendorf G and Paelchen W. 1985. Zur klassifikation von granitoiden/classification of granitoids [J]. *Zeitschrift fuer Geologische Wissenschaften*, 13(5): 615–627.
- Wang J, Chang S C, Lu H B, et al. 2014. Detrital zircon U–Pb age constraints on Cretaceous sedimentary rocks of Lingshan Island and implications for tectonic evolution of Eastern Shandong, North China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 96: 27–45.
- Wang J, Chang S C, Wang K L, et al. 2015. Geochronology and geochemistry of Early Cretaceous igneous units from the central Sulu orogenic belt: evidence for crustal delamination during a shift in the regional tectonic regime [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 112: 49–59.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma type [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- White A J R and Chappell B W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia [J]. *Geological Society America Memoir*, 159: 21–34.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis* [M]. London: Unwin Hyman Press: 295–323.
- Wright J B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis [J]. *Geological Magazine*, 106(4): 370–384.
- Xia Z M, Liu J L, Ni J L, et al. 2016. Structure, evolution and regional tectonic implications of the Queshan metamorphic core complex in eastern Jiaodong Peninsula of China [J]. *Science China Earth Sciences*, 59(5): 997–1013.
- Xu H J, Zhang J F, Wang Y F, et al. 2016. Late Triassic alkaline complex in the Sulu UHP terrane: Implications for post-collisional magmatism and subsequent fractional crystallization [J]. *Gondwana Research*, 35: 390–410.
- Xu S T, Okay A I, Ji S Y, et al. 1992. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting [J]. *Science*, 256 (5053): 80–82.
- Yang J H, Chung S L, Wilde S A, et al. 2005a. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence [J]. *Chemical Geology*, 214 (1): 99–125.
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. 2005b. Petrogenesis of Early Cretaceous intrusions in the Sulu ultrahigh-pressure orogenic belt, east China and their relationship to lithospheric thinning [J]. *Chemical Geology*, 222 (3–4): 200–231.
- Yang R C and van Loon A J. 2016. Early Cretaceous slumps and turbidites with peculiar soft-sediment deformation structures on Lingshan Island (Qingdao, China) indicating a tensional tectonic regime [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 129: 206–219.
- Zhang J, Zhao Z F, Zheng Y F, et al. 2010. Postcollisional magmatism: geochemical constraints on the petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Sulu orogeny, China [J]. *Lithos*, 119(3–4): 512–536.
- Zhang J, Zhao Z F, Zheng Y F, et al. 2012. Zircon Hf–O isotope and wholerock geochemical constraints on origin of postcollisional mafic dykes in the Sulu orogeny [J]. *Lithos*, 136–139: 225–245.
- Zhao Z F and Zheng Y F. 2009. Remelting of subducted continental lithosphere: Petrogenesis of Mesozoic magmatic rocks in the Dabie–Sulu orogenic belt [J]. *Science China Earth Sciences*, 52 (9): 1295–1318.
- Zhao Z F, Liu Z B and Chen Q. 2017. Melting of subducted continental crust: Geochemical evidence from Mesozoic granitoids in the Dabie–Sulu orogenic belt, east-central China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 145(A): 260–277.
- Zheng Y F. 2008. A perspective view on ultrahigh-pressure metamorphism and continental collision in the Dabie–Sulu orogenic belt [J]. *Chinese Science Bulletin*, 53(20): 3081–3104.
- Zhu G, Liu G S, Dunlap W L, et al. 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on syn-orogenic strike-slip movement of the Tan–Lu fault zone [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49 (5): 499–508.
- Zhu R X, Yang J H and Wu F Y. 2012. Timing of destruction of the North China Craton [J]. *Lithos*, 149 (4): 51–60.