



论文

江西相山流纹英安岩和流纹英安斑岩锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素组成及其地质意义

杨水源^①, 蒋少涌^{①*}, 姜耀辉^①, 赵葵东^①, 范洪海^②^① 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093;^② 核工业北京地质研究院, 北京 100029

* 联系人, E-mail: shyjiang@nju.edu.cn

收稿日期: 2009-10-09; 接受日期: 2010-04-01

教育部重大项目(编号: 306007)资助

摘要 相山铀矿是我国最大的火山岩型铀矿, 其赋矿围岩是一套火山侵入杂岩, 主要由流纹英安岩、碎斑熔岩和晚期的次火山岩组成. 采用 SHRIMP, LA-ICP-MS 和 LA-MC-ICP-MS 对相山地区早阶段的流纹英安岩和晚阶段的流纹英安斑岩进行了高精度的锆石 U-Pb 同位素年代学及锆石 Hf 同位素组成特征的研究. 结果表明, 流纹英安岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(135.1 \pm 1.7) \text{ Ma}$, 流纹英安斑岩的年龄为 $(134.8 \pm 1.1) \text{ Ma}$. 这表明这些岩石的形成时代为早白垩世, 而不是前人认为的侏罗纪. 这一新年龄数据具有重要的地质意义, 它表明相山火山侵入杂岩应形成于早白垩世时期, 此时在该区的构造背景已演变为太平洋板块向亚洲大陆俯冲而产生的弧后拉张阶段. 流纹英安岩归属于早阶段的溢出相岩石, 流纹英安斑岩则属于火山期后的浅成-超浅成侵入岩, 这预示着相山大规模的火山侵入活动可能是一次集中而短暂的活动. 相山流纹英安岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 $-5.7 \sim -8.5$, 流纹英安斑岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 $-6.9 \sim -10.1$, 两者变化范围较小. 相山流纹英安岩的锆石的 Hf 模式年龄 t_{DM2} 介于 $1550 \sim 1720 \text{ Ma}$ 之间, 流纹英安斑岩的锆石的 Hf 模式年龄 t_{DM2} 介于 $1621 \sim 1823 \text{ Ma}$ 之间, 都与 Nd 模式年龄计算结果 $(1486 \sim 1911 \text{ Ma})$ 相近. 结合岩石地球化学特征, 认为相山流纹英安岩及流纹英安斑岩可能是起源于相山基底早元古代-中元古代变质岩的部分熔融, 并且其源区无明显地幔物质的加入.

关键词流纹英安岩
流纹英安斑岩
锆石 U-Pb 年龄
Hf 同位素
相山
江西

在晚中生代(燕山期), 中国东南部发生了一系列的构造-岩浆-火山活动, 可以分为两个主要的年龄段, 即燕山早期($180 \sim 140 \text{ Ma}$; J_2-J_3)和燕山晚期($140 \sim 90 \text{ Ma}$; K_1)^[1,2]. 对于华南中生代大规模构造-岩浆作用的动力学背景和模式仍存在很大的认识分歧, 主要的模式包括: (1) 阿尔卑斯型大陆碰撞模式^[3,4]; (2) 大

陆裂解和盆地形成模式^[2,5]; (3) 与古太平洋板块俯冲相关的活动大陆边缘构造-岩浆作用模式, 这种模式又有不同的观点, 如常规的大陆弧模式^[6-10], 低角度俯冲并折返模式^[1,11]以及平板式俯冲拆沉并折返模式^[12,13]. 目前, 大多数学者沿用活动大陆边缘构造-岩浆作用模式.

引用格式: Yang S Y, Jiang S Y, Jiang Y H, et al. Zircon U-Pb geochronology, Hf isotopic composition and geological implications of the rhyodacite and rhyodacitic porphyry in the Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province, China. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-4058-0

相山铀矿田在经过半个多世纪的开采和科研的发展过程中, 已经进行了数次大规模的较系统的研究, 该铀矿主要赋存在一套火山侵入杂岩体中. 尽管国内许多学者很早就相山地区开展过这些岩石的同位素地质年代学研究, 但该火山侵入杂岩体的年龄问题一直存在争议. 为了认识相山火山侵入杂岩体的形成及其与成矿作用的关系, 前人曾用不同的同位素定年方法(K-Ar 稀释法、 ^{39}Ar - ^{40}Ar 法、全岩的 Rb-Sr 等时线法及单颗粒锆石 U-Pb 法)对该岩体进行了年代学研究^[14-20], 但定年结果不统一, 多数定年方法或限于当时的测试条件导致测试结果可靠程度偏低, 或定年结果与地质事实差异较大不能代表岩浆结晶年龄, 导致相山火山侵入杂岩的时代归属存在争议. 相山如意亭剖面上的流纹英安岩自从被区分成早期溢出相的流纹英安岩和火山期后浅成-超浅成侵入的流纹英安斑岩之后^[21,22], 两者在形成时代和成因归属上又具有不同的观点. 为此, 本文运用高精度的离子探针质谱(SHRIMP)和激光等离子质谱(LA-ICP-MS)分析对相山火山侵入杂岩中的流纹英安岩和流纹英安斑岩进行精确定年, 以便为相山大规模火山活动的开始提供确切的年代学数据, 并进行了锆石的 Hf 同位素及岩石地球化学的研究, 探讨

流纹英安岩和流纹英安斑岩的成因及形成背景.

1 地质背景

相山位于江西省境内, 在大地构造位置上位于赣杭构造带^[23]上, 接近于扬子板块和华夏板块的构造缝合带上(图 1). 相山火山侵入杂岩体位于中国东南部火山侵入杂岩带北西侧, 平面上呈椭圆形, 东西长约 26.5 km, 南北宽约 15 km, 面积约 309 km², 构成一个大型火山塌陷盆地(图 2). 基底地层主要为早元古代-中元古代低绿片岩相-低角闪岩相的斜长角闪岩、石英角闪片岩和震旦纪由千枚岩、板岩和变质砂岩组成的浅变质岩系, 盆地北西部被赣杭盆地白垩纪红层覆盖.

前人研究表明, 相山火山活动具有明显的旋回性和多阶段的特征^[14,21,26,27] (表 1). 第一旋回呈裂隙式喷发, 形成中酸性流纹英安岩与流纹质熔结凝灰岩; 第二旋回呈中心式喷发, 形成侵入-溢流相的酸性火山熔岩-碎斑熔岩, 构成相山火山侵入杂岩的主体. 在岩浆侵入的同时, 火山口发生塌陷, 并形成一系列环状断裂. 晚阶段二长花岗斑岩、花岗斑岩等次火山岩浆沿环状断裂上侵, 形成环状次火山岩岩墙

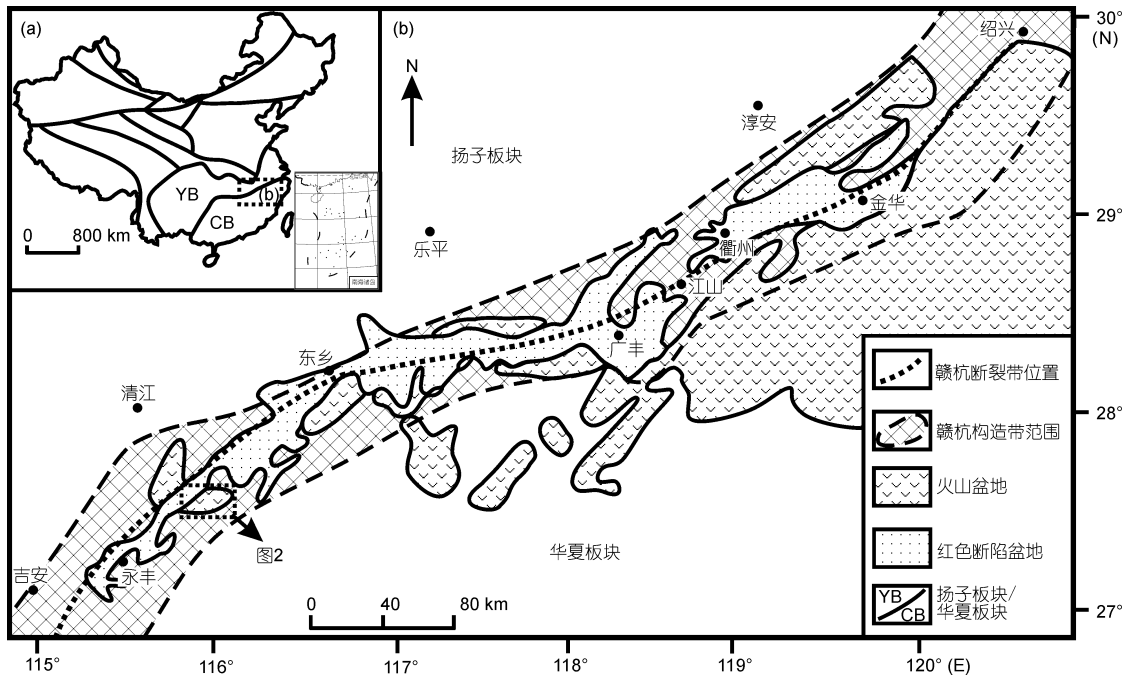


图 1 华南赣杭构造带地质简图
据余心起等^[24]修改

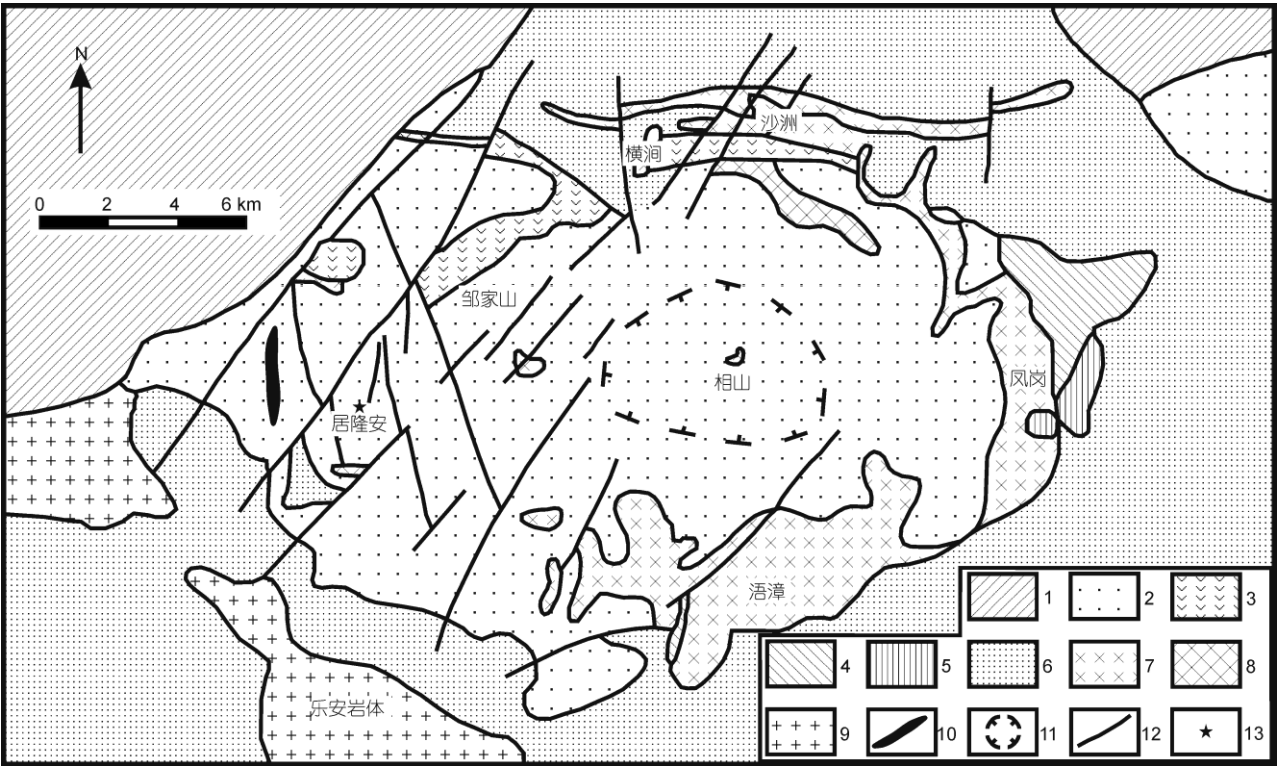


图 2 相山火山侵入杂岩体地质简图

1, 砂砾岩; 2, 下段晶屑凝灰岩、上段碎斑熔岩; 3, 下段粉砂岩、上段流纹英安岩; 4, 砂岩和砂砾岩; 5, 砂岩; 6, 变质岩; 7, 次花岗斑岩; 8, 次斑状花岗岩; 9, 花岗岩; 10, 煌斑岩脉; 11, 火山颈(推测); 12, 断裂; 13, 取样位置. 据范洪海等^[25]修改

表 1 相山火山侵入杂岩的火山活动旋回及主要岩石类型(据夏林圻等^[27]修改)

旋回	阶段	主要岩石类型	岩相
第二旋回	晚阶段	正长花岗斑岩, 二长花岗斑岩	次火山相
	早阶段	碎斑熔岩	侵出相
		流纹质晶屑凝灰岩	空落相
		流纹质弱熔结凝灰岩	灰流相
第一旋回	晚阶段	流纹英安岩, 下部夹薄层凝灰质粉砂岩及凝灰岩	溢流相
	早阶段	流纹质玻屑-晶屑凝灰岩夹凝灰质粉砂岩及沉积碎屑岩	空落相及内陆湖盆相
		流纹质熔结凝灰岩	灰流相
		流纹质晶屑凝灰岩及沉积碎屑岩	空落相及内陆湖盆相

(图 2), 在次火山岩中含有淬冷包体^[28].

尽管前人已经对这套火山侵入杂岩的岩相学、矿物学、岩石地球化学和同位素地球化学展开了研究^[14,16,17,19,20,22,25,27,29~39], 但是对于这套火山侵入杂岩的成因仍存在争议. 很多人认为其主要是硅铝质地壳部分熔融的产物, 即 S 型^[29,31,32,34], 但也有部分学者认为有显著的地幔物质加入^[14,16,25~27,30]. 而对于岩

浆源区的深度, 也有两种观点: 一种认为相山杂岩体岩浆源自地壳上部硅铝层的选择性重熔^[30,38]; 另一种则认为是下地壳部分熔融的产物^[14,16,27,33,36]. 最近也有学者认为相山火山侵入杂岩具有 A 型岩浆的特征^[39]. 对于这套火山侵入杂岩不同岩相之间是否具有同源性的问题, 也有两种观点: 一种认为是同源岩浆分异的产物^[21,25,27], 而另一种则认为是来源于不同

的岩浆源区^[37,40].

2 样品采集

本文所研究的流纹英安岩和流纹英安斑岩样品来自于相山居隆庵铀矿区的 64 线(样品 XS-29-17)和 74 线钻孔(样品 XS-30-1, XS-30-3). 流纹英安岩(样品 XS-30-1)含赤铁矿条带, 手标本呈紫红色, 具有轻微的流动构造, 赤铁矿流纹条带常见膝折式的褶皱和断裂. 流纹英安斑岩(样品 XS-29-17, XS-30-3)不含赤铁矿条带, 手标本呈灰绿色. 显微镜下两者均呈斑状结构, 斑晶含量 10%~30%, 大小 0.2~3 mm, 主要成分有斜长石、石英、黑云母以及少量的钾长石, 斜长石常发生水云母化、碳酸盐化, 黑云母遭受不同程度的绿泥石化. 副矿物见锆石、磷灰石、磁铁矿等, 基质具微晶或霏细结构.

3 分析方法

本文选取了来自居隆庵铀矿区 74 线的流纹英安岩(XS-30-1)和流纹英安斑岩(XS-30-3)样品进行锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素分析, 并将所取得的 3 块样品进行岩石地球化学分析.

用于锆石年代学测试的流纹英安岩和流纹英安斑岩样品首先经过破碎, 经浮选和电磁选等方法后, 经淘洗、挑选出单颗粒锆石. 手工挑出晶形完好、透明度和色泽度好的锆石用环氧树脂固定于样品靶上. 样品靶表面经研磨抛光, 直至磨至锆石晶体近中心新鲜截面, 具体制靶方法参考北京离子探针中心实验室提供的方法^[41]. 对靶上锆石进行镜下透射光、反射光照相后, 对锆石进行阴极发光(CL)分析, 其中流纹英安岩的锆石 CL 实验是在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成, 流纹英安斑岩则是在中国地质科学院北京离子探针中心扫描电子显微镜实验室完成. 最后根据阴极发光照射结果选择典型的岩浆锆石进行锆石 U-Pb 测年分析.

流纹英安岩(XS-30-1)的锆石 U-Pb 定年工作在内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 LA-ICP-MS 完成, ICP-MS 型号为 Agilent 7500a 型, 激光剥蚀系统为 New Wave 公司生产的 UP213 固体激光剥蚀系统. 采用 He 气作为剥蚀物质的载气, 通过直径 3 mm 的 PVC 管将剥蚀物质传送到 ICP-MS, 并在

进入 ICP-MS 之前与 Ar 气混合, 形成混合气. 质量分馏校正采用标样 GEMOC/GJ-1(608 Ma), 每轮(RUN)测试约分析 15 个分析点, 开始和结束前分别分析 GJ-1 标样 2~4 次, 中间分析未知样品 10~12 次, 其中包括 1 次已知年龄样品 Mud Tank (735 Ma). 仪器工作参数为: 波长 213 nm, 剥蚀孔径 30~40 μm , 剥蚀时间 60 s, 背景测量时间 40 s, 激光脉冲重复频率 5 Hz, 脉冲能量为 10~20 J/cm², 采集 ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th 和 ²³⁸U 的计数来测定年龄. 实验原理和详细的测试方法见 Jackson 等^[42]. ICP-MS 的分析数据通过即时分析软件 GLITTER^[43]计算获得同位素比值、年龄和误差. 普通铅校正采用 Andersen^[44]的方法进行, 校正后的结果用 Isoplot 程序(V.3.23)^[45]完成年龄计算和谐和图的绘制.

流纹英安斑岩(XS-30-3)的锆石 U-Pb 定年工作是在北京离子探针中心南京大学远程示范教学中心通过 SROS 系统实地联网操控位于澳大利亚 Curtin 理工大学的 SHRIMP II 上完成的. 离子束斑直径约为 25~30 μm , 质量分辨率约 5000(1%峰高). 应用澳大利亚地调局标准锆石 TEM(417 Ma)进行元素间的分馏校正. 应用斯里兰卡的宝石级参考锆石 BR266 (年龄为 559 Ma)标定所测锆石的 U, Th 和 Pb 含量. 分析时每测 3~5 次样品后测定一次标样(TEM), 以控制仪器的稳定性和离子记数统计的精确性. 详细分析流程和原理参见文献[46~51]. 用实测的 Pb 进行普通铅校正, 数据处理由中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心石玉若副研究员完成.

两个样品的锆石 Hf 同位素原位组成分析均在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室利用装有 New Wave UP213 激光剥蚀系统的 Neptune MC-ICP-MS 测试. 仪器的测试条件及数据的采集可参见文献[52, 53]. 激光束斑的直径根据锆石的大小使用 40 或 55 μm . 采用 He 气作为剥蚀物质的载气, 将剥蚀物质从激光剥蚀系统传送到 MC-ICP-MS, 并在进入 MC-ICP-MS 之前与 Ar 气混合, 形成混合气. 用 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁵Lu=0.02658 和 ¹⁷⁶Yb/¹⁷³Yb=0.796218^[54]进行同量异位干扰校正 ¹⁷⁶Lu 和 ¹⁷⁶Yb 对 ¹⁷⁶Hf 的干扰, 计算测定样品的 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 和 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值. 样品测定过程中获得标准锆石 GJ1 的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf=0.282011±6 ($n=23$, 2 σ), 这与已经报道的原位测定的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf=0.282013±19(2 σ)^[55]是很接近的.

进行岩石地球化学分析时, 首先将样品破碎、研磨(200 目)制成分析样品. 主量元素、微量元素和 Sr,

Nd 同位素均在内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成. 其中主量元素分析用 ICP-AES (型号为 JY38S) 由裘丽雯完成; 微量元素用 ICP-MS 测定(型号为 Finnigan Element II), 详细的分析方法参考高剑峰等^[56]. Sr 和 Nd 同位素采用 BioRad AG 50W×8 阳离子树脂纯化 Sr 和 Nd 元素, 详细的化学分离流程参考濮巍等^[57]. Sr 和 Nd 同位素比值用 TIMS (型号为 Finnigan Triton TI) 分析测试, Sr 以 TaF₅ 作为激发剂^[58], 将提纯后的 Sr 涂于 W 带上后上机测试, 测试过程中采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 校正质量分馏. Nd 以 H₃PO₄ 作为激发剂, 将提纯后的 Nd 涂于 Re 带上后上机测试, 测试过程中采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 校正质量分馏.

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

相山流纹英安岩和流纹英安斑岩中锆石为无色透明或浅黄色, 大部分锆石结晶较好, 呈长柱状晶形,

少数为等粒, 从锆石的阴极发光图像可以看出, 锆石具明显的内部结构和典型的岩浆振荡环带(图 3, 4). 锆石中的 Th/U 比值可以指示锆石的成因(表 2, 3), 岩浆锆石的 Th/U 比值一般大于 0.1, 而变质锆石 Th/U 比值一般小于 0.1^[59]. 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩样品锆石中 Th/U 比值变化范围在 0.19~1.22 之间(点 XS-30-1-17 除外), 均大于 0.1, 清楚地指示它们为典型的岩浆成因锆石^[59,60]. 点 XS-30-1-17 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 1580 Ma, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄为 1756 Ma, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 1974 Ma, Th/U 比值为 0.03, 可见这是一个继承核; 而点 XS-30-1-1 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 151 Ma, 其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 比值均明显比其他点来得高, 因此这两个点的年龄和 Hf 同位素均未参加统计. 此外, 样品中的部分点因测得的年龄不在谐和线上, 这几个点在计算年龄时均未统计在内. 样品流纹英安岩(XS-30-1)的部分锆石颗粒的 CL 图像、U-Pb 年龄值以及原位初始 Hf 同位素比值 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 见图 3, 其锆石 U-Pb 年龄测定结果列于表 2; 而样品流纹英

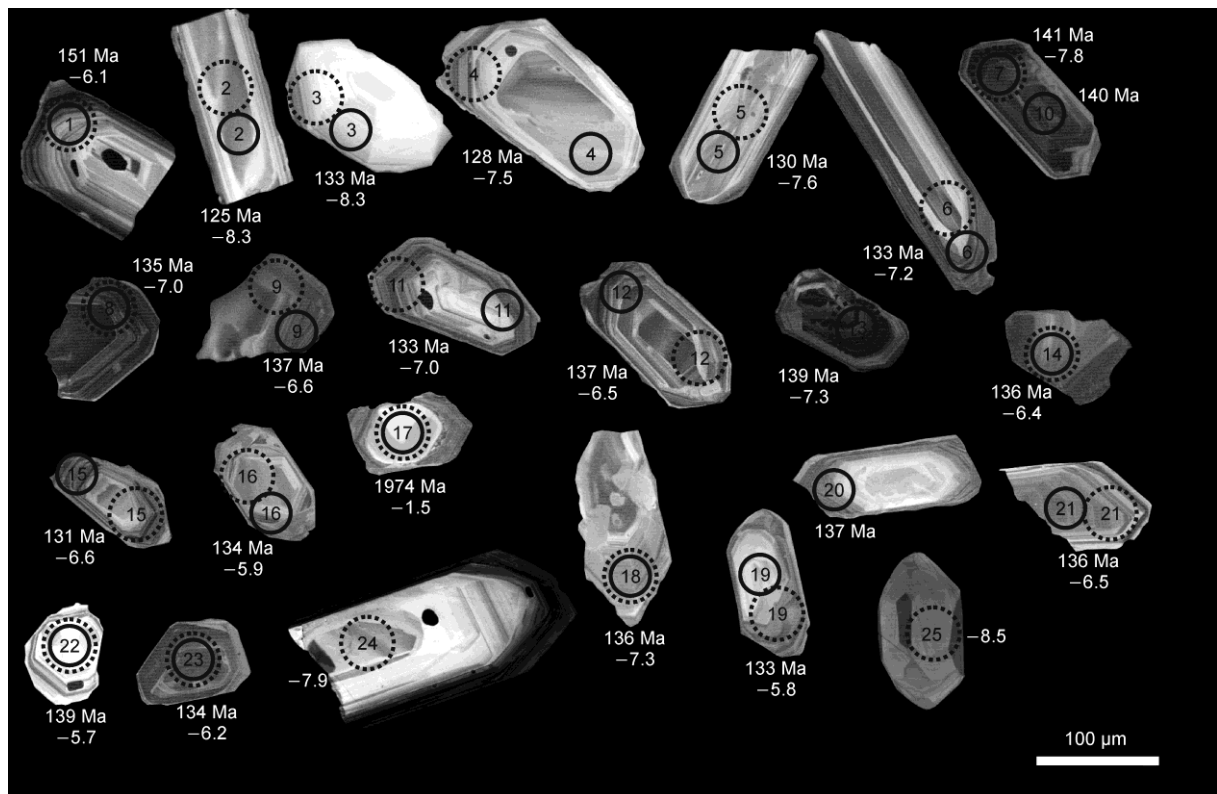


图 3 相山流纹英安岩锆石的 CL 图像、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄和原位 Hf 同位素初始比值 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$

实线圆为年龄分析点, 虚线圆为 Hf 同位素分析点. 样品 XS-30-1

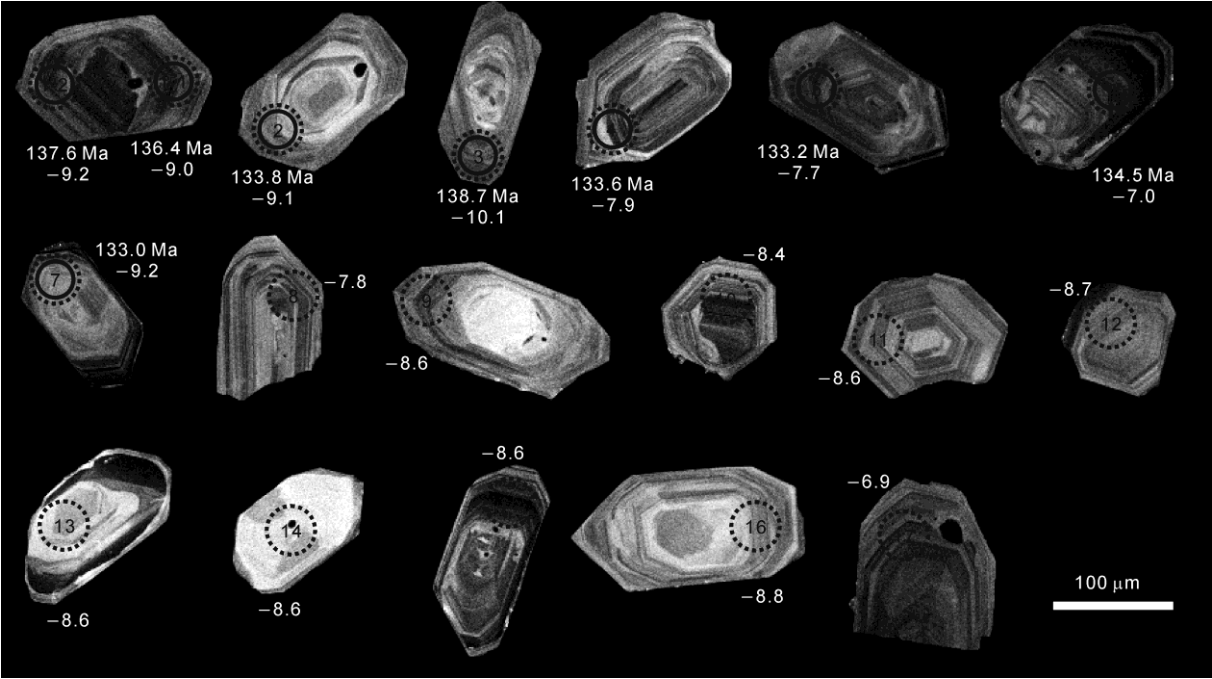


图4 相山流纹英安斑岩锆石的 CL 图像、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄和原位 Hf 同位素初始比值 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$
实线圆为年龄分析点, 虚线圆为 Hf 同位素分析点. 样品 XS-30-3

表2 相山流纹英安岩(样品 XS-30-1)的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果

分析点	U($\mu\text{g/g}$)	Th($\mu\text{g/g}$)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 比值	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值	1 σ
XS-30-1-01	182	95	0.52	0.1101	0.0308	0.3600	0.0995	0.02371	0.00100
XS-30-1-02	231	228	0.99	0.0594	0.0039	0.1605	0.0102	0.01961	0.00042
XS-30-1-03	71	62	0.88	0.0495	0.0099	0.1422	0.0282	0.02085	0.00069
XS-30-1-04	286	236	0.82	0.0506	0.0031	0.1404	0.0084	0.02013	0.00039
XS-30-1-05	390	309	0.79	0.0493	0.0024	0.1386	0.0067	0.02041	0.00037
XS-30-1-06	414	155	0.37	0.0493	0.0025	0.1419	0.0071	0.02089	0.00039
XS-30-1-07	1204	506	0.42	0.0476	0.0014	0.1440	0.0043	0.02195	0.00036
XS-30-1-08	2049	548	0.27	0.0500	0.0010	0.1455	0.0031	0.02111	0.00032
XS-30-1-09	699	262	0.38	0.0514	0.0015	0.1526	0.0046	0.02155	0.00035
XS-30-1-10	1534	687	0.45	0.0498	0.0012	0.1512	0.0037	0.02204	0.00034
XS-30-1-11	609	224	0.37	0.0509	0.0017	0.1466	0.0050	0.02092	0.00034
XS-30-1-12	483	266	0.55	0.0525	0.0018	0.1553	0.0054	0.02146	0.00035
XS-30-1-13	1967	586	0.30	0.0494	0.0012	0.1480	0.0037	0.02172	0.00034
XS-30-1-14	377	460	1.22	0.0489	0.0021	0.1433	0.0061	0.02126	0.00036
XS-30-1-15	223	234	1.05	0.0504	0.0033	0.1423	0.0092	0.02047	0.00039
XS-30-1-16	260	262	1.01	0.0496	0.0029	0.1439	0.0085	0.02105	0.00040
XS-30-1-17	238	7	0.03	0.1212	0.0023	4.6398	0.0963	0.27773	0.00415
XS-30-1-18	684	216	0.32	0.0498	0.0015	0.1464	0.0044	0.02134	0.00033
XS-30-1-19	107	74	0.70	0.0498	0.0064	0.1430	0.0181	0.02083	0.00054
XS-30-1-20	277	137	0.50	0.0491	0.0026	0.1452	0.0077	0.02145	0.00038
XS-30-1-21	1310	439	0.34	0.0491	0.0013	0.1447	0.0039	0.02139	0.00033
XS-30-1-22	331	228	0.69	0.0573	0.0031	0.1720	0.0093	0.02176	0.00044
XS-30-1-23	1648	577	0.35	0.0489	0.0013	0.1411	0.0037	0.02093	0.00033

(续表 2)

分析点	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 比值	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄(Ma)	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄(Ma)	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Ma)	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄(Ma)	1σ
XS-30-1-01	0.00686	0.00054	1801	606	312	74	151	6	138	11
XS-30-1-02	0.00661	0.00070	581	100	151	9	125	3	133	14
XS-30-1-03	0.00761	0.00106	171	320	135	25	133	4	153	21
XS-30-1-04	0.00664	0.00069	222	102	133	7	128	2	134	14
XS-30-1-05	0.00665	0.00063	161	79	132	6	130	2	134	13
XS-30-1-06	0.00710	0.00067	161	81	135	6	133	2	143	13
XS-30-1-07	0.00497	0.00031	79	41	137	4	140	2	100	6
XS-30-1-08	0.00679	0.00050	195	24	138	3	135	2	137	10
XS-30-1-09	0.00649	0.00045	257	40	144	4	137	2	131	9
XS-30-1-10	0.00636	0.00043	184	30	143	3	141	2	128	9
XS-30-1-11	0.00712	0.00061	234	49	139	4	133	2	143	12
XS-30-1-12	0.00629	0.00066	307	49	147	5	137	2	127	13
XS-30-1-13	0.00691	0.00080	168	31	140	3	139	2	139	16
XS-30-1-14	0.00636	0.00068	143	68	136	5	136	2	128	14
XS-30-1-15	0.00725	0.00097	213	113	135	8	131	2	146	19
XS-30-1-16	0.00657	0.00080	176	100	136	8	134	3	132	16
XS-30-1-17	0.02414	0.00726	1974	18	1756	17	1580	21	482	143
XS-30-1-18	0.00773	0.00128	185	42	139	4	136	2	156	26
XS-30-1-19	0.00894	0.00227	186	233	136	16	133	3	180	45
XS-30-1-20	0.00639	0.00088	153	88	138	7	137	2	129	18
XS-30-1-21	0.00770	0.00151	151	35	137	3	136	2	155	30
XS-30-1-22	0.00760	0.00136	505	83	161	8	139	3	153	27
XS-30-1-23	0.00807	0.00183	144	33	134	3	134	2	162	37

表 3 相山流纹英安斑岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定结果^{a)}

分析点	²⁰⁶ Pb _c (%)	U(μg/g)	Th(μg/g)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (μg/g)	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* 比值	1σ	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U 比值	1σ
XS-30-3-1-1	0.38	1303	244	0.19	24.00	0.0464	0.0011	0.1363	0.0034
XS-30-3-1-2	0.13	1664	334	0.21	30.90	0.0488	0.0006	0.1451	0.0023
XS-30-3-2	0.27	292	90	0.32	5.27	0.0486	0.0029	0.1406	0.0086
XS-30-3-3	—	620	114	0.19	11.60	0.0528	0.0008	0.1592	0.0030
XS-30-3-4	0.30	910	421	0.48	16.40	0.0477	0.0011	0.1376	0.0036
XS-30-3-5	0.17	738	385	0.54	13.30	0.0498	0.0015	0.1434	0.0046
XS-30-3-6	—	638	205	0.33	11.60	0.0514	0.0011	0.1499	0.0034
XS-30-3-7	0.93	171	82	0.49	3.09	0.0469	0.0061	0.1340	0.0174

分析点	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U 比值	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 年齡(Ma)	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 年齡(Ma)	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年齡(Ma)	1σ
XS-30-3-1-1	0.02132	0.00021	17	57	126.3	6.1	136.4	1.3
XS-30-3-1-2	0.02157	0.00021	137	29	130.9	2.9	137.6	1.3
XS-30-3-2	0.02098	0.00025	129	140	136.0	10.0	133.8	1.6
XS-30-3-3	0.02186	0.00022	320	37	168.4	4.9	138.7	1.4
XS-30-3-4	0.02091	0.00209	85	58	127.7	3.1	133.6	1.3
XS-30-3-5	0.02090	0.00021	184	70	133.5	3.5	133.2	1.3
XS-30-3-6	0.02115	0.00021	258	48	139.1	3.8	134.5	1.4
XS-30-3-7	0.02079	0.00031	42	300	131.0	13.0	133.0	1.8

a) Pb_c 和 Pb^* 分别代表普通铅和放射成因铅. 样品 XS-30-3

安斑岩(XS-30-3)相应的分析结果则列于图 4 和表 3。

定年结果表明(图 5), 流纹英安岩样品中所选取的 19 个点的分析结果在谐和图上组成密集的一簇, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(135.1 \pm 1.7) \text{ Ma}$ (2σ , $\text{MSWD}=2.7$); 而流纹英安斑岩样品所选取的 7 个分析点其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(134.8 \pm 1.1) \text{ Ma}$ (2σ , $\text{MSWD}=1.5$)。流纹英安岩和流纹英安斑岩样品的定年结果在误差范围内是一致的。

4.2 锆石 Hf 同位素

我们对流纹英安岩和流纹英安斑岩中已测年的锆石样品进行了原位 Hf 同位素分析, 数据列于表 4。由于分析点 XS-30-1-24, XS-30-1-25, XS-30-3-9~17 未进行锆石 U-Pb 年龄测试, 进行 Hf 同位素计算时采用的年龄是分析点所在样品的年龄。

分析结果表明, 锆石颗粒的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值均小于 0.002035, 其平均值为 0.001154, 显示锆石在形成之后具有极低的放射性成因 Hf 的积累。相山流纹英安岩(样品 XS-30-1)锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化范围分别为 0.282451~0.282528 和 0.000745~0.002035, 锆石 Hf 同位素初始比值 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围在 -5.7~-8.5 之间; 单阶段 Hf 模式年龄(t_{DM1})介于 1023~1140 Ma 之间; 两阶段 Hf 模式年龄(t_{DM2})介于 1550~1720 Ma 之间。流纹英安斑岩(样品 XS-30-3)锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化范围分别为 0.282403~0.282496 和 0.000703~0.001516, 锆石 Hf 同位素初始比值 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围在

-6.9~-10.1 之间; 单阶段 Hf 模式年龄(t_{DM1})介于 1071~1197 Ma 之间; 两阶段 Hf 模式年龄(t_{DM2})介于 1621~1823 Ma 之间。

4.3 岩石地球化学特征

岩石地球化学数据结果(表 5)显示, 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩具有相似的岩石地球化学特征, 具有高硅($\text{SiO}_2=67.47\%\sim71.44\%$)、富钾($\text{K}_2\text{O}=3.11\%\sim5.07\%$)、低 MgO , CaO 和 P_2O_5 含量的特点。岩石具有较高的 Al_2O_3 含量, 变化于 13.73%~16.82%。铝过饱和指数 ($\text{A/CNK}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 摩尔比)^[65] 均大于 1.0, 变化于 1.02~1.11 (样品 XS-29-17 除外, 可能是受蚀变的影响), 属于过铝质岩系。

相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的稀土配分模式也很相似。两者的稀土总量较高, 变化于 (197~286) $\mu\text{g/g}$, 平均 248 $\mu\text{g/g}$ 。富集轻稀土, $\text{LREE}/\text{HREE}=7.64\sim11.94$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=7.51\sim15.43$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=3.56\sim4.71$ 。在稀土配分模式图上, 呈明显的右倾斜, 具有中等的铈负异常(图 6(a)), $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.39\sim0.54$, 表明岩浆曾发生过斜长石的分离结晶。微量元素含量表明, 岩体具有高 Rb(172~308 $\mu\text{g/g}$), Ba(180~554 $\mu\text{g/g}$), Sr (57~244 $\mu\text{g/g}$) 和 Rb/Sr(1.07~5.37), 中等含量 Nb(19.3~35.5 $\mu\text{g/g}$) 和 Zr(187~282 $\mu\text{g/g}$), 相对高的 Th(20.0~25.0 $\mu\text{g/g}$)。原始地幔标准化蛛网图(图 6(b))显示, Rb, Th, U, K, La, Ce, Nd, Zr 和 Sm 元素相对富集, Ba, Nb, Ta, Sr, P 和 Ti 元素亏损, 具有明显的负异常。

相山流纹英安岩和流纹英安斑岩 Sr 和 Nd 同位

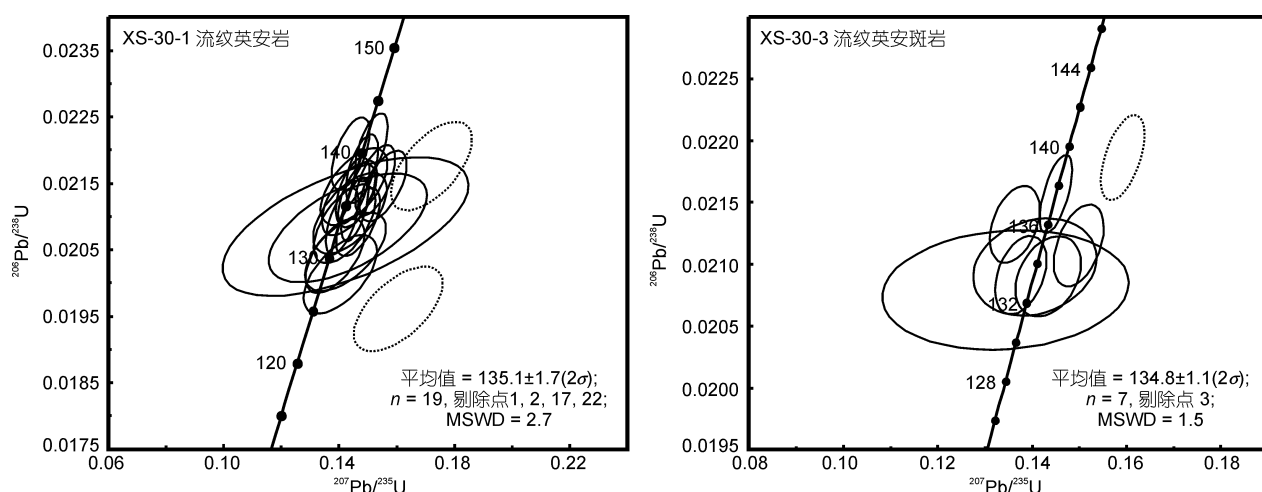


图 5 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的锆石 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 同位素年龄谐和图

表 4 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的 LA-MC-ICP-MS 锆石 Lu-Hf 同位素数据^{a)}

分析点	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 比值	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	t_{DM1} (Ma)	t_{DM2} (Ma)	$f_{\text{Lu/Hf}}$
XS-30-1 流纹英安岩											
XS-30-1-1	151	0.056173	0.001317	0.282510	0.000021	-9.3	-6.1	0.7	1059	1582	-0.96
XS-30-1-2	125	0.058125	0.001442	0.282464	0.000042	-10.9	-8.3	1.5	1127	1698	-0.96
XS-30-1-3	133	0.049883	0.001130	0.282458	0.000022	-11.1	-8.3	0.8	1126	1706	-0.97
XS-30-1-4	128	0.048788	0.001291	0.282483	0.000019	-10.2	-7.5	0.7	1095	1654	-0.96
XS-30-1-5	130	0.056918	0.001390	0.282479	0.000018	-10.4	-7.6	0.6	1104	1663	-0.96
XS-30-1-6	133	0.041452	0.000971	0.282489	0.000018	-10.0	-7.2	0.6	1078	1636	-0.97
XS-30-1-7	141	0.068848	0.002035	0.282468	0.000019	-10.8	-7.8	0.7	1140	1685	-0.94
XS-30-1-8	135	0.060070	0.001638	0.282494	0.000015	-9.8	-7.0	0.5	1090	1628	-0.95
XS-30-1-9	137	0.038512	0.000885	0.282503	0.000017	-9.5	-6.6	0.6	1057	1604	-0.97
XS-30-1-11	133	0.042246	0.001014	0.282495	0.000018	-9.8	-7.0	0.6	1071	1624	-0.97
XS-30-1-12	137	0.044494	0.001081	0.282505	0.000016	-9.4	-6.5	0.6	1058	1599	-0.97
XS-30-1-13	139	0.063616	0.001511	0.282484	0.000015	-10.2	-7.3	0.5	1100	1647	-0.95
XS-30-1-14	136	0.066594	0.001511	0.282510	0.000019	-9.3	-6.4	0.7	1065	1593	-0.95
XS-30-1-15	131	0.046518	0.001089	0.282507	0.000018	-9.4	-6.6	0.6	1056	1598	-0.97
XS-30-1-16	134	0.051789	0.001242	0.282524	0.000020	-8.8	-5.9	0.7	1036	1559	-0.96
XS-30-1-17	1974	0.007758	0.000202	0.281492	0.000020	-45.3	-1.5	0.7	2410	2684	-0.99
XS-30-1-18	136	0.043033	0.001006	0.282483	0.000016	-10.2	-7.3	0.6	1088	1649	-0.97
XS-30-1-19	133	0.038304	0.000964	0.282528	0.000017	-8.6	-5.8	0.6	1023	1550	-0.97
XS-30-1-21	136	0.047353	0.001196	0.282506	0.000015	-9.4	-6.5	0.5	1061	1599	-0.96
XS-30-1-22	139	0.058605	0.001490	0.282528	0.000017	-8.6	-5.7	0.6	1038	1550	-0.96
XS-30-1-23	134	0.062409	0.001489	0.282517	0.000014	-9.0	-6.2	0.5	1053	1577	-0.96
XS-30-1-24	135.1	0.035828	0.000745	0.282466	0.000022	-10.8	-7.9	0.8	1103	1685	-0.98
XS-30-1-25	135.1	0.042279	0.001018	0.282451	0.000018	-11.4	-8.5	0.6	1133	1720	-0.97
XS-30-3 流纹英安斑岩											
XS-30-3-1-1	136.4	0.042908	0.001371	0.282437	0.000025	-11.9	-9.0	0.9	1164	1753	-0.96
XS-30-3-1-2	137.6	0.036745	0.000939	0.282429	0.000014	-12.1	-9.2	0.5	1162	1768	-0.97
XS-30-3-2	133.8	0.032433	0.000864	0.282435	0.000017	-11.9	-9.1	0.6	1150	1755	-0.97
XS-30-3-3	138.7	0.035196	0.000940	0.282403	0.000015	-13.0	-10.1	0.5	1197	1823	-0.97
XS-30-3-4	133.6	0.052697	0.001359	0.282470	0.000016	-10.7	-7.9	0.6	1117	1682	-0.96
XS-30-3-5	133.2	0.057916	0.001516	0.282476	0.000017	-10.5	-7.7	0.6	1112	1669	-0.95
XS-30-3-6	134.5	0.038648	0.001056	0.282494	0.000018	-9.8	-7.0	0.6	1074	1626	-0.97
XS-30-3-7	133.0	0.040619	0.001085	0.282432	0.000019	-12.0	-9.2	0.7	1162	1765	-0.97
XS-30-3-8	134.8	0.034861	0.000959	0.282469	0.000015	-10.7	-7.8	0.5	1105	1680	-0.97
XS-30-3-9	134.8	0.031225	0.000819	0.282447	0.000014	-11.5	-8.6	0.5	1133	1728	-0.98
XS-30-3-10	134.8	0.049835	0.001402	0.282455	0.000018	-11.2	-8.4	0.7	1138	1713	-0.96
XS-30-3-11	134.8	0.031207	0.000921	0.282447	0.000018	-11.5	-8.6	0.6	1136	1729	-0.97
XS-30-3-12	134.8	0.025273	0.000703	0.282443	0.000019	-11.6	-8.7	0.7	1134	1736	-0.98
XS-30-3-13	134.8	0.031890	0.000879	0.282449	0.000020	-11.4	-8.6	0.7	1132	1725	-0.97
XS-30-3-14	134.8	0.030761	0.000791	0.282446	0.000017	-11.5	-8.6	0.6	1133	1729	-0.98
XS-30-3-15	134.8	0.048626	0.001306	0.282447	0.000018	-11.5	-8.6	0.6	1146	1730	-0.96
XS-30-3-16	134.8	0.036649	0.000915	0.282441	0.000022	-11.7	-8.8	0.8	1144	1742	-0.97
XS-30-3-17	134.8	0.041812	0.001035	0.282496	0.000015	-9.8	-6.9	0.5	1071	1621	-0.97

a) $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 是根据每个样品锆石 U-Pb 年龄计算而得; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = \{[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1\} \times 10000$; $t_{\text{DM1}} = 1/\lambda \times \ln\{1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}]\}$; $t_{\text{DM2}} = 1/\lambda \times \ln\{1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{s},t} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},t}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CC}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}]\}$; $f_{\text{Lu/Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$; $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772^{[61]}$; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325^{[62]}$; $\lambda_{\text{Lu}} = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1[63]}$; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CC}} = 0.015^{[64]}$

表 5 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的主量元素(wt%)和微量元素组成($\mu\text{g/g}$)^{a)}

	流纹英安岩			流纹英安斑岩					
	XS-30-1	X9-18*	X9-19*	XS-29-17	XS-30-3	X9-20*	X9-25*	X9-26*	X9-27*
SiO ₂	69.55	68.48	68.59	71.44	67.76	67.80	68.64	69.00	67.47
TiO ₂	0.43	0.39	0.44	0.47	0.42	0.37	0.40	0.38	0.35
Al ₂ O ₃	13.73	14.82	14.78	16.82	14.28	14.35	14.56	14.23	15.10
Fe ₂ O ₃	3.53	3.08	3.28	0.87	0.92	1.65	1.80	2.37	1.77
FeO	1.16	0.37	0.42	0.78	1.83	1.85	1.54	1.21	1.40
MnO	0.11	0.07	0.07	0.05	0.08	0.11	0.07	0.07	0.08
MgO	0.42	0.87	0.58	0.24	0.63	0.93	0.87	0.76	0.87
CaO	1.89	1.71	1.85	0.81	3.45	1.96	1.41	1.59	1.77
Na ₂ O	3.74	2.92	2.77	0.74	2.32	3.17	3.58	3.00	3.70
K ₂ O	3.11	5.07	4.97	4.36	3.43	4.92	4.78	4.97	4.92
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.19	0.17	0.15	0.18	0.17	0.16	0.19
LOI	2.28	2.17	1.35	3.00	4.60	2.25	1.76	1.87	1.69
总量	100.12	100.13	99.30	99.75	99.87	99.54	99.58	99.61	99.31
A.R.	2.56	2.87	2.74	1.81	1.96	2.97	3.20	3.03	3.09
A/CNK	1.06	1.11	1.11	2.27	1.03	1.02	1.07	1.08	1.03
A/NK	1.44	1.44	1.49	2.83	1.90	1.36	1.32	1.38	1.32
Rb	227	296	279	308	172	293	273	296	—
Ba	352	530	501	209	180	428	554	539	—
Th	22.5	24.0	25.0	20.0	20.7	24.0	23.0	24.0	—
U	7.63	6.20	5.80	12.78	8.90	11.60	7.90	8.30	—
Nb	19.3	22.0	22.0	21.3	35.5	23.0	22.0	22.0	—
Ta	2.14	2.19	2.34	2.28	2.61	2.34	2.39	2.44	—
Sr	190	213	244	57.4	161	140	174	180	—
Zr	249	221	258	246	282	223	236	187	—
Hf	6.09	5.90	7.20	6.31	7.19	6.40	6.70	5.90	—
Y	28.1	29.0	29.0	22.0	36.0	30.0	27.0	29.0	—
La	48.5	54.0	53.0	48.2	39.9	51.0	51.0	49.0	—
Ce	97.6	128	115	99.2	81.1	123	115	114	—
Pr	10.7	15.2	15.0	10.2	9.3	14.8	14.9	13.7	—
Nd	35.4	53.0	51.0	33.4	35.5	50.0	51.0	46.0	—
Sm	7.30	8.40	8.20	6.44	7.03	7.70	8.10	7.90	—
Eu	0.91	1.48	1.30	0.77	0.97	1.20	1.18	1.25	—
Gd	6.26	8.20	8.40	5.27	6.00	8.00	8.10	7.90	—
Tb	0.87	1.19	1.15	0.70	0.92	1.13	1.13	1.19	—
Dy	5.60	6.40	6.50	4.45	6.28	6.40	6.40	6.80	—
Ho	1.14	1.29	1.32	0.89	1.30	1.35	1.35	1.41	—
Er	3.25	3.70	3.70	2.47	3.57	4.10	3.90	4.10	—
Tm	0.50	0.56	0.56	0.38	0.56	0.58	0.56	0.59	—
Yb	2.80	3.30	3.30	2.11	3.58	3.40	3.30	3.40	—
Lu	0.44	0.57	0.56	0.34	0.52	0.59	0.58	0.59	—
ΣREE	221	285	269	215	197	273	267	258	—
LREE/HREE	9.61	10.32	9.55	11.94	7.64	9.69	9.53	8.92	—
(La/Yb) _N	11.66	11.03	10.83	15.43	7.51	10.11	10.42	9.72	—
(La/Sm) _N	4.18	4.04	4.07	4.71	3.56	4.17	3.96	3.90	—
Eu/Eu*	0.40	0.54	0.47	0.39	0.44	0.46	0.44	0.48	—

a) *数据引自 Jiang 等^[39], —表示未检测

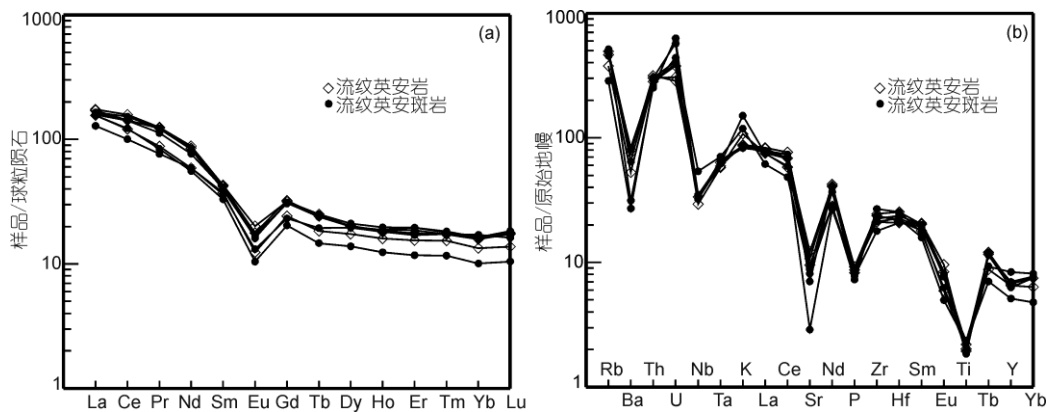


图 6 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b)

球粒陨石据 Boynton^[66], 原始地幔数据取自 McDonough 和 Sun^[67]

素分析结果列于表 6. 数据显示两者的 Sr, Nd 同位素组成并无明显的区别, 两者的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高, 变化于 3.004~6.392, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.717991~0.721085; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值变化于 0.1137~0.1376, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 0.512161~0.512197. 以本次测定的锆石 U-Pb 年龄代表岩体形成年龄, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值变化范围较大, 变化于 0.708837~0.715208, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 -7.44~-8.16 之间. Nd 同位素单阶段模式年龄计算结果为 1486~1911 Ma.

5 讨论

5.1 相山流纹英安岩的形成时代

前人对相山火山侵入杂岩的形成时代曾进行过较为详细的研究, 但所采用的方法有 K-Ar 稀释法、 ^{39}Ar - ^{40}Ar 法、全岩的 Rb-Sr 等时线法及单颗粒锆石 U-Pb 法(稀释法), 所得的年龄数据大小不一、精度也各不相同(表 7). 相山第一旋回的流纹英安岩, 其年

龄决定着相山大规模火山活动的开始. 余达淦^[18]利用全岩 Rb-Sr 等时线法测得年龄为 (169.29 ± 22.59) Ma, 并运用单颗粒锆石 U-Pb 法(稀释法)测得 (158.1 ± 0.2) Ma 的年龄, 这个年龄后来被 Jiang 等^[39]作为流纹英安岩的年龄, 认为相山火山活动始于晚侏罗世. 此外, 张万良和李子颖^[20]也运用单颗粒锆石 U-Pb 法(稀释法), 对相山流纹英安岩进行测年, 得出年龄为 (129.5 ± 7.9) Ma, 因此他们把“流纹英安岩”归为火山期后浅成-超浅成侵入的流纹英安斑岩. 锆石 U-Pb 同位素体系具有非常高的封闭温度, 是确定岩浆岩结晶年龄的理想对象, 能给出非常准确的年龄信息. 尽管如此, 传统的单颗粒锆石定年方法是将几颗锆石一起溶解进行分析, 这就有可能误把不同时期不同成因的锆石混在一起, 从而获得一个没有确切地质含义的混合年龄^[73]. 运用离子探针质谱(SHRIMP)分析^[46]或者激光等离子质谱(LA-ICP-MS)分析^[74]能够从一颗锆石上获得一个甚至多个年龄数据, 从而可探测可能存在的锆石结晶核, 并得出准确的年龄信息.

表 6 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的 Sr-Nd 同位素组成^{a)}

	Rb ($\mu\text{g/g}$)	Sr ($\mu\text{g/g}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	I_{Sr}	Sm ($\mu\text{g/g}$)	Nd ($\mu\text{g/g}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ma)
XS-30-1	227	190	3.357	0.718530	4	0.712084	7.30	35.4	0.1294	0.512197	33	-0.34	-8.60	-7.45	1724
X9-18*	263	181	4.098	0.718183	9	0.710314	8.32	37.9	0.1376	0.512196	3	-0.30	-8.62	-7.61	1911
XS-30-3	172	161	3.004	0.720964	2	0.715208	7.03	35.5	0.1245	0.512193	2	-0.37	-8.68	-7.44	1635
X9-20*	256	113	6.392	0.721085	14	0.708837	7.86	38.0	0.1299	0.512161	6	-0.34	-9.30	-8.16	1798
X9-27*	300	185	4.561	0.717991	13	0.709252	8.06	44.5	0.1137	0.512175	3	-0.42	-9.03	-7.61	1486

a) * 数据引自 Jiang 等^[39]. $\varepsilon_{\text{Nd}} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10000$; $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1$, 其中下标 s 表示样品, 计算过程中所用数: $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ^[68]; $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ^[69]; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ ^[70]; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ^[71]. 计算时流纹英安岩和流纹英安斑岩采用的年龄为 135.1 和 134.8 Ma, 模式年龄为一阶段模式年龄: $t_{\text{DM}} = 1/\lambda_{\text{Sm}} \times \ln \{ 1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] \}$, 其中 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513151$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$ ^[72]

表 7 相山火山杂岩、晚期岩脉的年龄一览表

岩性	方法/矿物	年龄(Ma)
第一旋回晚阶段		
流纹英安岩 ^[18]	U-Pb, 锆石	158.1±0.2
流纹英安岩 ^[18]	Rb-Sr, 全岩	169.29±22.59
流纹英安岩 ^[20]	U-Pb, 锆石	129.54±7.93
第二旋回早阶段		
碎斑熔岩 ^[15]	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar, 黑云母	141.16±1.57
碎斑熔岩 ^[16]	Rb-Sr, 全岩	140.7±1.5
碎斑熔岩 ^[18]	Rb-Sr, 全岩	147±8
碎斑熔岩 ^[18]	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	141.8
碎斑熔岩 ^[18]	U-Pb, 锆石	134.9±3.1
碎斑熔岩 ^[18]	U-Pb, 锆石	150.3±8.3
碎斑熔岩 ^[17]	U-Pb, 锆石	140.3
第二旋回晚阶段		
二长花岗斑岩 ^[17]	U-Pb, 锆石	135.4
流纹英安斑岩 ^[18]	Rb-Sr, 全岩	125.2±8.5
流纹英安斑岩 ^[18]	U-Pb, 锆石	134.3±3.9
潜流纹英安斑岩 ^[19]	U-Pb, 锆石	136.0±2.6
潜石英二长斑岩 ^[19]	U-Pb, 锆石	129.5±2.0

相山流纹英安岩中锆石具有震荡环带生长边, 结合高的 Th/U 比值(介于 0.27~1.22), 均暗示它们是岩浆结晶成因的锆石^[59,60], 对它们所进行的锆石 U-Pb 定年结果应代表岩浆的结晶年龄. 相山第一旋回火山活动的流纹英安岩(样品 XS-30-1)的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为(135.1±1.7) Ma, 这一定年结果表明, 相山大规模火山活动开始的时间应该为早白垩世, 而不是前人认为的晚侏罗世.

虽然对中国东南部晚中生代岩浆活动产生的动力机制还有不同认识, 但越来越多的人认为华南在燕山早期即侏罗纪(J₂-J₃)时岩石圈就已开始发生伸展裂解作用^[11~13,75~78], 尽管这种伸展裂解的起始时间仍有分歧. 白垩纪(燕山晚期; K₁)华南的岩浆活动产生于拉张环境^[2], 并具有活动大陆边缘弧岩浆的特征^[1,11]. Jiang 等^[39]研究认为, 相山火山侵入杂岩代表的是一种富碱的高温 A 型岩浆, 并认为相山 A 型岩浆形成于与太平洋板块俯冲作用有关的弧后拉张环境. 相山流纹英安岩的年龄, 证实了相山火山侵入杂岩并不是形成于前人认为的晚侏罗世的构造转折期, 而是形成于白垩纪时期太平洋板块向亚洲大陆俯冲而产生的弧后拉张阶段的高峰期. 相山铀矿床正是在区域构造背景强烈拉张的作用下形成的, 这与华南花岗岩型铀矿和火山岩型铀矿在空间上与拉张环

境有关^[79,80]是一致的.

5.2 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的成因归属问题

最先对流纹英安岩成因的认识仅局限于火山溢出作用^[30], 并据此将流纹英安岩划分为含赤铁矿条带的流纹英安岩和不含赤铁矿条带的块状流纹英安岩(或块熔岩)^[81]. 吴仁贵等^[22]通过从地质产状、岩石学和同位素年龄等特征出发, 对相山铀矿田的两套英安岩进行了厘定, 将其分为早期溢出成因的含赤铁矿条带流纹英安岩和晚期浅成侵入成因的不含赤铁矿条带流纹英安斑岩, 两者系不同时期形成的产物. 在时间序列上, 流纹英安斑岩形成于碎斑熔岩和花岗斑岩之后. 在同位素年龄上, 流纹英安斑岩的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为(125.2±8.5) Ma, 单颗粒锆石 U-Pb 法(稀释法)的年龄为(134.3±3.9) Ma^[18], 范洪海等^[19]也运用了单颗粒锆石 U-Pb 法(稀释法)测得侵位在两火山旋回界面之间的潜流纹英安斑岩形成年龄为(136.0±2.6) Ma. 而本文运用高精度的离子探针质谱(SHRIMP)测得流纹英安斑岩的年龄为(134.8±1.1) Ma, 与前人的数据是一致的, 因此此次的定年结果((134.8±1.1) Ma)可以很好地代表流纹英安斑岩的形成年龄.

另外, 本文的定年工作表明流纹英安斑岩的年龄在误差范围内和流纹英安岩是一致的, 代表流纹英安岩和流纹英安斑岩是同一期火山作用的产物. 张万良和李子颖^[20]测得的相山流纹英安岩的年龄为(129.5±7.9) Ma, 该年龄小于前人测得的相山火山侵入杂岩的主体岩石——碎斑熔岩的年龄, 因此他们根据同位素测年数据把流纹英安岩归属于火山期后浅成-超浅成侵入的流纹英安斑岩. 确定流纹英安岩是溢流相火山岩还是浅成或超浅成侵入岩, 利用准确的同位素测年数据固然是重要的手段之一, 然而结合野外产状也尤为重要. 野外的地质特征调查表明流纹英安斑岩在产状上呈侵入产出, 在野外可以观察到流纹英安斑岩呈侵入关系穿插流纹英安岩, 或直接覆盖在早期流纹英安岩之上, 并呈舌状体穿插到碎斑熔岩之中^[19,21,22], 因此, 从野外地质产状上来看, 流纹英安岩应该是形成于流纹英安斑岩之前, 流纹英安斑岩应代表同一期次晚阶段潜火山岩的侵入, 两者隶属同一期岩浆活动不同阶段的产物, 这也预示着相山大规模的火山侵入活动是一次集中而

短暂的活动. 此外, 流纹英安岩和流纹英安斑岩的年龄一致, 仍可以是火山活动集中而短暂的结果. 其次, 已有的碎斑熔岩的单颗粒锆石 U-Pb(稀释法)定年结果有 3 组, 分别是 (134.9 ± 3.1) , $(150.3 \pm 8.3)^{[18]}$ 和 $140.3 \text{ Ma}^{[17]}$, 这 3 组年龄数据相差较大, 因此, 不仅碎斑熔岩的年龄值得进一步确认, 流纹英安岩和流纹英安斑岩的年龄是否小于碎斑熔岩也有待进一步证实.

相山流纹英安岩和流纹英安斑岩具有相似的岩石地球化学特征, 两者的 REE 配分曲线(图 6(a))为右倾斜型, 左边较陡, 右边近水平, 反映了在岩石成岩过程中 LREE 曾发生较强烈的分馏. 岩石具有明显的 Eu 负异常, 表明发生过强烈的分异, 斜长石不断从熔体中分离结晶. 两者的 LREE/HREE 比值较高, 为 $7.64 \sim 11.94$, $(\text{La/Yb})_N$ 值变化范围为 $7.51 \sim 15.43$, $(\text{La/Sm})_N$ 值介于 $3.56 \sim 4.71$, Eu/Eu^* 值为 $0.39 \sim 0.54$. 在原始地幔标准化图解(图 6(b))中, 两者均显示出显著的 Ba, Sr 负异常和 Th, Nd, Sm, Zr 正异常. 此外也具有明显的 Nb, Ti 和 P 负异常. 同时, 全岩 Sr-Nd 同位素分析结果显示相山流纹英安岩和流纹英安斑岩具有高的 I_{Sr} ($0.708837 \sim 0.715208$), 表明相山流纹英安岩和流纹英安斑岩在成岩物质上主要来自于硅铝质地壳, 并具有低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-7.44 \sim -8.16$) 值, 在 $I_{\text{Sr}}-\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 关系图上, 它们都位于第四象限, 表明两者起源于地壳物质重熔.

锆石具有很高的 Hf 同位素体系封闭温度(至少要高于锆石 U-Pb 同位素体系的封闭温度 $^{[82-84]}$), 这使得锆石可以记录岩浆源区不同性质的源岩特征, 成

为讨论岩浆起源甚至是探讨地壳演化以及壳幔相互作用过程的重要工具 $^{[62,64]}$. 因此, 通过运用流纹英安岩和流纹英安斑岩的 Hf 同位素组成特征, 能更好地探讨流纹英安岩和流纹英安斑岩的物质来源问题.

相山流纹英安岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 $-5.7 \sim -8.5$, 平均值为 -7.0 , 流纹英安斑岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 $-6.9 \sim -10.1$, 平均值为 -8.5 , 两者的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 很接近并且变化范围较小. 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄与 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 关系如图 7 所示, 从图上可以看出流纹英安岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值比流纹英安斑岩略大, 但这种差异很小, 可能是由于岩浆源区成分上的差异造成的, 也有可能是由于仪器的测试误差造成的, 结合两者的岩石地球化学特征, 我们认为更可能是后者造成的.

另外, 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均呈明显负值, 表明两者都是形成于陆壳物质的部分熔融. 以往曾经对相山火山侵入杂岩的物质来源存在很大的争议, 尽管现在的观点趋向于这套火山侵入杂岩是壳源为主的, 但至今还没能很好的解决是否有地幔物质的加入这个问题, 并且已有的研究主要是基于火山侵入杂岩的 Sr-Nd-Pb 同位素来探讨是否有地幔物质的加入. 而已有的实验资料表明, 镁铁质岩浆和长英质岩浆在混合过程中, 由于扩散速率的不同(同位素之间的交换速率明显比元素快, Sr 同位素交换速率比 Nd 同位素快 $^{[85-87]}$), 岩浆混合过程中全岩的同位素组成能比较快速地达到均一. 但由于锆石 Lu-Hf 同位素体系具有很高的封闭温度,

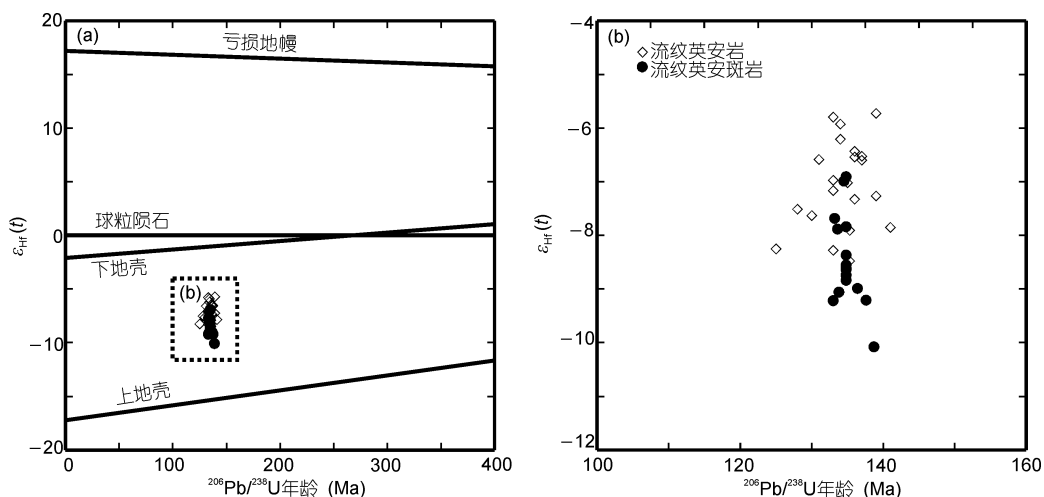


图 7 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄与 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 关系图

因此, 与全岩 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素体系相比, 锆石 Hf 同位素能更有效地示踪岩浆的源区和岩浆混合过程. 从图 7 可以看到, 锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的变化范围较小, 并且较集中在上下地壳的演化线之间, 表明相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的岩浆源区来自于地壳物质, 并且无明显地幔物质的加入.

相山流纹英安岩的锆石的 Hf 模式年龄 t_{DM2} 介于 1550~1720 Ma 之间, 平均年龄为 1630 Ma, 流纹英安斑岩的锆石的 Hf 模式年龄 t_{DM2} 介于 1621~1823 Ma 之间, 平均年龄为 1721 Ma, 都与 Nd 模式年龄计算结果相近. 同时在样品 XS-30-1 中继承锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 1974 Ma, 其 t_{DM2} 值为 2684 Ma, 指示了相山基底可能存在过太古代的古老基底. 相山地区产在石榴黑云母片岩内的斜长角闪岩的 Sm-Nd 全岩等时线年龄为 (1113±49) Ma, 而由于相山斜长角闪岩呈似层状产出在原岩为碎屑沉积的石榴黑云母片岩之中, 故相山地区角闪岩相变质岩系原岩的年龄值将大于 1113 Ma^[88], 相山东面的闽西北的斜长角闪岩被认为是目前华夏地块出露的最老岩石, 离子探针锆石 U-Pb 年龄结果显示其年龄为 (1766±19) Ma^[89], 因此相山地区基底变质岩可能是在早元古代-中元古代时期由太古代地壳再循环物质变质结晶而形成, 而相山流纹英安岩及流纹英安斑岩可能是由相山基底早元古代-中元古代的变质岩部分熔融形成的.

5.3 相山火山侵入杂岩的形成时期探讨

相山火山侵入杂岩的形成时期曾被认为主要发生在晚侏罗世 (158~135 Ma)^[39]. 前人认为相山火山活动具有明显的双旋回性, 分别对应于打鼓顶组和鹅湖岭组^[15,26,27]. 对于相山火山活动的两个旋回, 第一旋回的主体岩石流纹英安岩的年龄已经在前面讨论过, 它们不是形成于侏罗纪, 而是早白垩世. 而第二旋回呈中心式喷发的相山火山侵入杂岩主体岩石为酸性火山熔岩-碎斑熔岩, 前人对其进行了更大量的定年工作. 李坤英等^[15]对鹅湖岭组碎斑熔岩中的黑云母采用 ^{39}Ar - ^{40}Ar 定年, 获得坪年龄 (141.16±1.57) Ma, 等时线年龄为 (141.16±1.69) Ma; 陈迪云等^[16]对相山主体岩石, 鹅湖岭组的 7 件碎斑熔岩全岩样品进行了 Rb-Sr 同位素测定, 获得了 (140.7±1.5) Ma 的等时线年龄. 而余达淦^[18]则对相山地区这套碎斑熔岩提出了 4 个年龄, 全岩的 Rb-Sr 等时线为 (147±8) Ma, 利用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 的方法得出 141.8 Ma, 而运用传统的

单颗粒锆石 U-Pb(稀释法)定年方法得出的两个年龄为 (134.9±3.1) 和 (150.3±8.3) Ma. 此外, 陈小明等^[17]利用单颗粒锆石 U-Pb(稀释法)定年方法, 单颗粒锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄显示相山火山侵入杂岩体中第二旋回碎斑熔岩边缘相的结晶年龄为 140.3 Ma, 晚期花岗斑岩的结晶年龄为 135.4 Ma, 而这两个年龄也被后人认为代表了相山碎斑熔岩和晚期花岗斑岩的年龄^[1,19,25,39]. 范洪海等^[19]也应用单颗粒锆石 U-Pb(稀释法)定年方法对相山火山侵入杂岩体中晚期的岩脉进行了定年研究工作, 得出火山期后的潜石英二长斑岩年龄为 (129.5±2.0) Ma.

对于相山第二旋回的碎斑熔岩, 这些同位素年龄资料不但没有起到精确厘定岩体形成时代的作用, 反而使相山火山侵入杂岩的时代之争更趋激烈. 造成同位素年龄数据差异很大的原因, 主要是因为不同矿物(岩石)对同一同位素体系及同种矿物(岩石)对不同同位素体系的封闭温度均不同. 但是, 随着离子探针质谱 (SHRIMP) 分析和激光等离子质谱 (LA-ICP-MS) 分析手段的应用, 本文获得的相山流纹英安岩样品的锆石 U-Pb 年龄为 (135.1±1.7) Ma. 而火山期后浅成-超浅成侵入的流纹英安斑岩年龄 (134.8±1.1) Ma. 这一新的高精度年龄数据的获得不仅指出了前人得出的相山流纹英安岩年龄的不准确性, 也对前人所做的相山第二旋回的碎斑熔岩的定年结果提出质疑. 如果认为碎斑熔岩的年龄是 140.3 Ma^[17], 这样的年龄测定结果, 从火山岩的形成年龄来看, 其时序正好与地质层位相反. 众所周知, 在相山地区火山岩剖面中打鼓顶组在下, 鹅湖岭组在上, 从该区如意亭剖面的火山建造特征也能很好的观察到这一现象^[21]. 因此, 本文研究表明相山火山侵入杂岩体各种岩性的年龄需采用高精度的锆石 U-Pb 定年方法重新进行研究. 而根据流纹英安岩和流纹英安斑岩的年龄, 我们可以推断出相山火山侵入杂岩第二旋回的碎斑熔岩和晚期的花岗斑岩的年龄也应该在 135 Ma 左右.

6 结论

本文通过对相山地区流纹英安岩和流纹英安斑岩中锆石 U-Pb 同位素年代学及锆石 Hf 同位素特征的研究, 可以得出以下结论:

(1) 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄分别为 (135.1±1.7) 和 (134.8±

1.1) Ma, 表明相山流纹英安岩的形成时代为早白垩世, 相山大规模火山活动开始的时间应该为早白垩世, 而非前人认为的晚侏罗世。

(2) 相山流纹英安岩年龄的精确测定, 也表明了以往对相山其他侵入杂岩年龄的确定还存在问题, 应重新采用高精度的锆石 U-Pb 定年方法进行研究测定。

(3) 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩两者的年龄在误差范围内是一致的, 表明两者是同一期次不

同阶段的产物, 结合野外地质产状, 流纹英安岩归属于早阶段的溢出相岩石, 而流纹英安斑岩则属于火山期后的浅成-超浅成侵入岩石, 这预示着相山大规模的火山侵入活动可能是一次集中而短暂的活动。

(4) 相山流纹英安岩和流纹英安斑岩的岩石地球化学特征以及锆石的 Hf 同位素组成特征, 则表明了它们可能是起源于基底早元古代-中元古代的变质岩的部分熔融, 并且无明显地幔物质的加入。

致谢 进行锆石 U-Pb 同位素和 Hf 同位素组成分析时得到了中国地质科学院刘敦一、石玉若、侯可军等先生的帮助和指导, 两位评审专家对论文的修改和提高提出了建设性的意见, 在此表示衷心的感谢。

参考文献

- 1 Zhou X M, Li W X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 2000, 326: 269—287
- 2 Li X H. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China. *J Asian Earth Sci*, 2000, 18: 293—305
- 3 Hsü K J, Sun S, Li J L, et al. Mesozoic overthrust tectonics in south China. *Geology*, 1988, 16: 418—421
- 4 Hsü K J, Li J L, Chen H H, et al. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, 1990, 183: 9—39
- 5 Gilder S A, Keller G R, Luo M, et al. Eastern Asia and the Western Pacific timing and spatial distribution of rifting in China. *Tectonophysics*, 1991, 197: 225—243
- 6 Jahn B M, Zhou X H, Li J L. Formation and tectonic evolution of Southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints. *Tectonophysics*, 1990, 183: 145—160
- 7 Charvet J, Lapierre H, Yu Y W. Geodynamic significance of the Mesozoic volcanism of southeastern China. *J SE Asian Earth Sci*, 1994, 9: 387—396
- 8 Martin H, Bonin B, Capdevila R, et al. The Kuiki peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry. *J Petrol*, 1994, 35: 983—1015
- 9 Lan C Y, Jahn B M, Mertzman S A, et al. Subduction-related granitic rocks of Taiwan. *J SE Asian Earth Sci*, 1996, 14: 11—28
- 10 Lapierre H, Jahn B M, Charvet J, et al. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with the tectonic activity in southeastern China. *Tectonophysics*, 1997, 274: 321—338
- 11 Zhou X M, Sun T, Shen W Z, et al. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 2006, 29: 26—33
- 12 Li X H, Li Z X, Li W X, et al. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 2007, 96: 186—204
- 13 Li Z X, Li X H. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 2007, 35: 179—182
- 14 方锡珩, 侯文尧, 万国良. 相山破火山口火山杂岩体的岩石学研究. *岩矿测试*, 1982, 1: 1—10
- 15 李坤英, 沈加林, 王小平. 中国浙闽赣地区中生代陆相火山岩同位素年代学. *地层学杂志*, 1989, 13: 1—13
- 16 陈迪云, 周文斌, 周鲁民, 等. 相山铀矿田同位素地质学特征. *矿床地质*, 1993, 12: 370—377
- 17 陈小明, 陆建军, 刘昌实, 等. 桐庐、相山火山-侵入杂岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄. *岩石学报*, 1999, 15: 272—278
- 18 余达淦. 华南中生代花岗岩型、火山岩型、外接触带型铀矿找矿思路(I). *铀矿地质*, 2001, 17: 257—265
- 19 范洪海, 王德滋, 沈渭洲, 等. 江西相山火山-侵入杂岩及中性脉岩形成时代研究. *地质论评*, 2005, 51: 86—91
- 20 张万良, 李子颖. 相山“流纹英安岩”单颗粒锆石 U-Pb 年龄及地质意义. *岩石矿物学杂志*, 2007, 26: 21—26
- 21 吴仁贵. 相山地区如意亭剖面火山建造特征. *华东地质学院学报*, 1999, 22: 201—208
- 22 吴仁贵, 余达淦, 张树明. 相山铀矿田流纹英安斑岩的厘定及与铀矿化的关系. *铀矿地质*, 2003, 19: 81—87

- 23 Gilder S A, Gill J, Coe R S, et al. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *J Geophys Res*, 1996, 101: 16137—16154
- 24 余心起, 吴淦国, 舒良树, 等. 白垩纪时期赣杭构造带的伸展作用. *地学前缘*, 2006, 13: 31—43
- 25 范洪海, 凌洪飞, 沈渭洲, 等. 相山火山-侵入杂岩 Nd-Sr-Pb 同位素地球化学特征. *岩石学报*, 2001, 17: 395—402
- 26 王传文, 侯文尧, 万国良, 等. 相山及邻区碎斑流纹岩的特征和成因. *放射性地质*, 1982, (3): 193—198
- 27 夏林圻, 夏祖春, 张诚, 等. 相山中生代含铀火山杂岩岩石地球化学. 北京: 地质出版社, 1992
- 28 范洪海, 王德滋, 刘昌实, 等. 江西相山潜火山岩中淬冷包体的发现及其成因机制探讨. *地质学报*, 2001, 75: 64—69
- 29 王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 等. 江西东乡-相山中生代 S 型火山岩带的发现及其地质意义. *科学通报*, 1991, 36: 1491—1493
- 30 刘家远. 相山岩体——一个壳源花岗质浅成侵入火山杂岩体. *地球化学*, 1985, 14: 142—149
- 31 刘昌实, 楚雪君, 沈渭洲, 等. 江西东乡-相山中生代火山岩中富铝矿物的发现和成因意义. *地质论评*, 1992, 38: 157—163
- 32 刘昌实, 薛纪越, 张根娣, 等. 江西相山碎斑熔岩成因和钾长石亚显微结构. *岩石矿物学杂志*, 1992, 11: 243—251
- 33 李邦达. 江西相山碎斑熔岩成因及其控矿作用的讨论. *地质论评*, 1993, 39: 101—110
- 34 王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 等. 桐庐 I 型和相山 S 型两类碎斑熔岩对比. *岩石学报*, 1993, 9: 44—54
- 35 陈小明, 赵连泽, 陆建军, 等. 桐庐和相山两类酸性火山-侵入杂岩中长石的对比研究. *岩石学报*, 1999, 15: 279—285
- 36 段芸, 赵连泽, 范洪海, 等. 江西相山火山-侵入杂岩及其包体稀土元素地球化学. *高校地质学报*, 2001, 7: 92—98
- 37 张万良. 相山火山-侵入杂岩的反方向岩浆演化系列研究. *中国地质*, 2005, 32: 548—556
- 38 窦小平. 相山火山盆地岩石稀土元素分布特征及其成因探讨. *铀矿地质*, 2005, 21: 338—344
- 39 Jiang Y H, Ling H F, Jiang S Y, et al. Petrogenesis of a Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, Southeast China. *J Petrol*, 2005, 46: 1121—1154
- 40 张万良, 刘德长, 李子颖. 江西九龙峰和相山火山-侵入杂岩岩石地球化学的对比研究. *现代地质*, 2005, 19: 205—210
- 41 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 2002, 48: 26—30
- 42 Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, 2004, 211: 47—69
- 43 Van Achterbergh E, Ryan C G, Jackson S E, et al. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester P, ed. *Laser-ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Principles and Applications*. Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 2001. 239—243
- 44 Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem Geol*, 2002, 192: 59—79
- 45 Ludwig K R. *ISOPLLOT 3.00: A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2003
- 46 Compston W, Williams I S, Meyer C E. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J Geophys Res*, 1984, 89: B525—B534
- 47 Williams I S, Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandania Caledonides: II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205—217
- 48 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J Geol Soc*, 1992, 149: 171—184
- 49 Williams I S, Buick S, Cartwright I. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *J Metamorph Geol*, 1996, 14: 29—47
- 50 Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben M A, Shanks Iii W C, Ridley W I, eds. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Rev Econ Geol*, 1998, 7: 1—35
- 51 宋彪, 张玉海, 刘敦一. 微理原位分析仪器 SHRIMP 的产生与锆石同位素地质年代学. *质谱学报*, 2002, 23: 58—62
- 52 Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2006, 234: 105—126
- 53 侯可军, 李延河, 邹天人, 等. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用. *岩石学报*, 2007, 23: 2595—2604
- 54 Chu N C, Taylor R N, Chavagnac V, et al. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: An evaluation of isobaric interference corrections. *J Anal Atom Spectrom*, 2002, 17: 1567—1574
- 55 Elhlou S, Belousova E, Griffin W L, et al. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: A158
- 56 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 等. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析. *南京大学学报(自然科学版)*, 2003, 39: 844—850
- 57 濮巍, 高剑峰, 赵葵东, 等. 利用 DCTA 和 HIBA 快速有效分离 Rb-Sr、Sm-Nd 的方法. *南京大学学报(自然科学版)*, 2005, 41: 445—450
- 58 Birck J L. Precision K-Rb-Sr isotopic analysis: Application to Rb-Sr chronology. *Chem Geol*, 1986, 56: 73—83
- 59 Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib Mineral Petrol*, 2002, 143: 602—622

- 60 Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J Metamorph Geol*, 2000, 18: 423—439
- 61 Blichert-Toft J, Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 148: 243—258
- 62 Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 133—147
- 63 Soderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, et al. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 219: 311—324
- 64 Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: *In-situ* analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 2002, 61: 237—269
- 65 Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol Soc Am Bull*, 1989, 101: 635—643
- 66 Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. New York: Elsevier, 1984. 63—114
- 67 McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth. *Chem Geol*, 1995, 120: 223—253
- 68 Lugmair G W, Marti K. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1978, 39: 349—357
- 69 Steiger R H, Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet Sci Lett*, 1977, 36: 359—362
- 70 Jacobsen S B, Wasserburg G J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 50: 139—155
- 71 Goldstein S L, O'Nions R K, Hamilton P J. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 70: 221—236
- 72 Liew T C, Hofmann A W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib Mineral Petrol*, 1988, 98: 129—138
- 73 Rogers G, Dempster T J, Bluck B J, et al. A high precision U-Pb age for the Ben Vuirich granite: Implications for the evolution of the Scottish Dalradian Supergroup. *J Geol Soc*, 1989, 146: 789—798
- 74 Feng R, Machado N, Ludden J. Lead geochronology of zircon by LaserProbe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS). *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 3479—3486
- 75 Li X H, Chung S L, Zhou H W, et al. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for the tectonic evolution of SE China. In: Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R, et al, eds. *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. London: Geological Society, 2004. 193—215
- 76 陈卫锋, 陈培荣, 徐夕生, 等. 华南白垩纪玄武质岩石的地球化学特征及其对太平洋板块俯冲作用的制约. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35: 1007—1018
- 77 贺振宇, 徐夕生, 陈荣, 等. 赣南中侏罗世正长岩-辉长岩的起源及其地质意义. *岩石学报*, 2007, 23: 1457—1469
- 78 Jiang Y H, Jiang S Y, Dai B Z, et al. Middle to late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan province, southeast China: Implications for a continental arc to rifting. *Lithos*, 2009, 107: 185—204
- 79 胡瑞忠, 毕献武, 苏文超, 等. 华南白垩-第三纪地壳拉张与铀成矿的关系. *地学前缘*, 2004, 11: 153—158
- 80 Hu R Z, Bi X W. Uranium metallogenesis in South China and its relationship to crustal extension during the cretaceous to tertiary. *Econ Geol*, 2008, 103: 583—598
- 81 徐海江, 单林. 相山及邻区火山岩岩性特征及成因探讨. *华东地质学院学报*, 1984, 1: 1—27
- 82 Patchett P J. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochim Cosmochim Acta*, 1983, 47: 81—91
- 83 Cherniak D J, Hancher J M, Watson E B. Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contrib Mineral Petrol*, 1997, 127: 383—390
- 84 Cherniak D J, Watson E B. Diffusion in zircon. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 113—143
- 85 Holden P, Halliday A N, Stephaes W E. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature*, 1987, 330: 53—56
- 86 Leshner C E. Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. *Nature*, 1990, 344: 235—237
- 87 Allen C M. Local equilibrium of mafic enclaves and granitoids of the Turtle Pluton, southeast California: Mineral, chemical, and isotopic evidence. *Am Mineral*, 1991, 76: 574—588
- 88 章邦桐, 胡恭任. 赣中存在中元古代变质基底的岩石地球化学证据及其地质意义. *高校地质学报*, 2006, 12: 466—474
- 89 李献华, 王一先, 赵振华, 等. 闽浙古元古代斜长角闪岩的离子探针锆石 U-Pb 年代学. *地球化学*, 1998, 27: 327—334