

张德志, 郭福生, 周万蓬, 等. 江西潭港流纹英安岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地球化学特征[J]. 中国地质, 2014, 41(3): 784-796.  
Zhang Dezhi, Guo Fusheng, Zhou Wanpeng, et al. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating and geochemical characteristics of Tangang rhyodacite in Jiangxi Province[J]. Geology in China, 2014, 41(3): 784-796(in Chinese with English abstract).

## 江西潭港流纹英安岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地球化学特征

张德志<sup>1</sup> 郭福生<sup>1,2</sup> 周万蓬<sup>1,2</sup> 谢财富<sup>1</sup> 刘林清<sup>2</sup> 周佐民<sup>3</sup>

(1. 东华理工大学地球科学学院, 江西 抚州 344000; 2. 江西省数字国土重点实验室, 江西 抚州 344000;  
3. 中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

**摘要:**江西潭港地区流纹英安岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $(136.2 \pm 1.5)$  Ma, 属早白垩世火山-岩浆活动产物。其地球化学特征是: 富硅(66.82%~68.04%)、高碱(7.56%~7.73%)、高  $Al_2O_3$ (14.91%~15.17%)、准铝—弱过铝质( $A/CNK=0.999\sim 1.042$ ); 富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损高场强元素; 稀土元素配分曲线模式图为右倾型, 轻重稀土分异程度较高(LREE/HREE 的平均值为 10.04), 轻稀土内部分馏程度相对重稀土内部分馏程度高, 中等程度的 Eu 负异常( $\delta Eu$  平均值为 0.48)。与相山流纹英安(斑)岩形成时代一致, 地球化学特征相同, 表明两者成岩物质来源相同, 属陆壳硅铝层物质重熔演化产物, 且为同一岩浆活动产物, 即前人所指的相山第一旋回火山活动的产物。通过地质条件对比与分析, 笔者认为潭港地区具有一定的铀矿成矿潜力。

**关键词:**流纹英安岩; 锆石 U-Pb 年龄; 地球化学; 成岩物质来源; 火山活动

**中图分类号:** P595; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2014)03-0784-12

自 20 世纪 80 年代以来, 位于赣杭构造带西南端的相山及其邻区 7 个火山盆地(相山、玉华山、礼陂、潭港、林家、高家)由于其发育一种富晶屑或碎斑的酸性火山岩以及蕴含着丰富的铀矿资源而备受关注<sup>[1-3]</sup>。在这 7 个火山盆地中, 相山火山盆地发育了中国最大的火成岩型铀矿田<sup>[4-6]</sup>。目前普遍认为相山铀矿田的成矿主岩主要有花岗斑岩、碎斑熔岩、流纹英安岩(包括流纹英安斑岩)<sup>[5, 7-9]</sup>, 吴仁贵等认为相山流纹英安斑岩与铀矿化关系最为密切, 近年来形成了用于解释相山铀成矿机理之一的斑岩型成矿模式<sup>[5, 9, 11-12]</sup>。

潭港火山盆地位于相山火山盆地西南面, 前人研究认为潭港火山岩属于碎斑流纹岩<sup>[1]</sup>或者弱熔

结凝灰岩<sup>[2-3]</sup>。最近, 笔者在进行江西 1:5 万陀上幅、鹿冈幅、乐安县幅区域地质填图的详细野外地质观察时发现, 其主体岩石中, 一部分为打鼓顶组(K<sub>1d</sub>)流纹英安岩, 另外小部分为鹅湖岭组(K<sub>1e</sub>)碎斑熔岩。流纹英安岩与下伏青白口系变质岩、早侏罗世水北组 and 上覆鹅湖岭组均为不整合接触关系, 岩石为块状构造, 基质常为隐晶质-微粒结构, 角闪石和黑云母斑晶常见暗化边, 表明岩石形成于地表或近地表, 与相山流纹英安(斑)岩类似。然而, 到目前为止, 潭港地区并没有发现铀矿床。此外, 目前尚未见与潭港流纹英安岩相关的同位素年龄报道, 仅有少量地球化学以及包裹体的研究<sup>[1-3]</sup>。因此, 本文对潭港流纹英安岩开展了岩石学、高精

收稿日期: 2013-09-21; 改回日期: 2014-01-11

基金项目: 中国地质调查局区调项目(1212011120836)和三维地质调查试点项目(1212011220248)联合资助。

作者简介: 张德志, 男, 1987 年生, 硕士生, 地球化学专业; E-mail: dzhizhang@163.com。

通讯作者: 郭福生, 男, 1962 年生, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事区域地质与铀成矿研究; E-mail: fsguo@263.net。

度锆石U-Pb年代学以及元素地球化学研究,并将潭港流纹英安岩与相山流纹英安(斑)岩从成岩时代、岩石学、元素地球化学等方面进行对比研究,为相山铀矿田周边地区的铀矿找矿工作提供一些基础资料。

### 1 地质背景及样品特征

潭港地处赣杭火山岩带西南端,靠近相山火山盆地,在相山铀矿田西南约30 km处。其基底为青白口系变质岩和三叠系安源群系煤层,盖层是白垩

系火山杂岩体和白垩系红层。流纹英安岩出露面积较小(<20 km<sup>2</sup>) (图1)。在流纹英安岩北东侧出露有下侏罗统水北组长石石英砂岩;南东侧出露青白口系神山组、库里组变质岩<sup>[13]</sup>,主要为千枚岩、变质砂岩等;南西侧为上三叠统紫家冲组砂岩;西侧为上白垩统红层。研究区发育有多条断层,多为北东-南西走向,其中有3条北东向和1条近南北向断层穿过流纹英安岩。

新鲜流纹英安岩以灰色为主,半风化者常呈浅灰绿色、浅灰褐色;岩石具块状构造,斑状结构(图

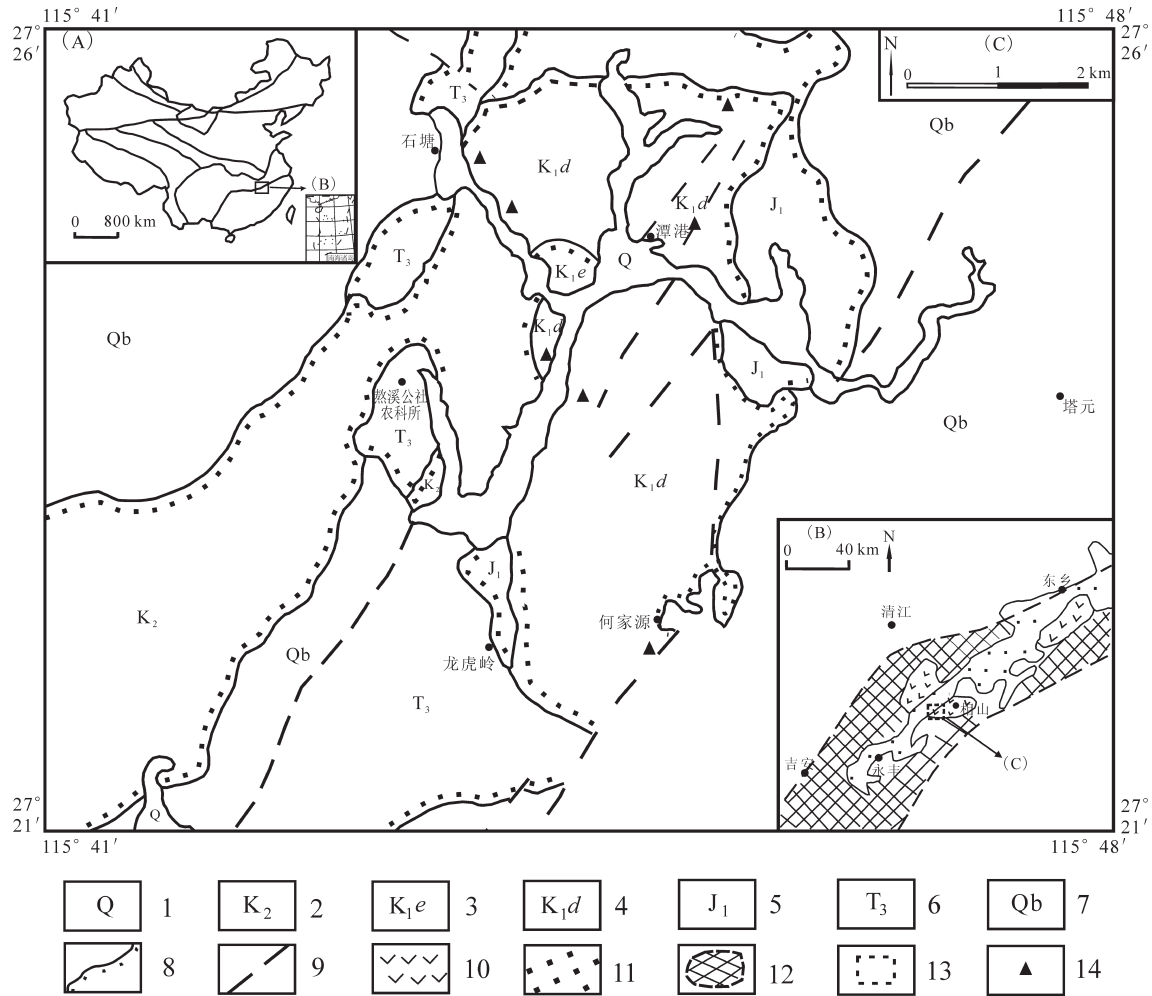


图1 潭港地区地质简图(据资料①)

1—第四系;2—上白垩统;3—鹅湖岭组;4—打鼓顶组;5—下侏罗统;6—上三叠统;7—青白口系;8—不整合界线;9—断层;10—火山盆地;11—断陷红盆;12—赣杭构造带;13—研究区;14—采样点

Fig.1 Geological sketch map of the Tangang orefield (after reference ①)

1-Quaternary; 2-Upper Cretaceous; 3-Ehuling Formation; 4-Daguding Formation; 5-Lower Jurassic; 6-Upper Triassic; 7-Qingbaikouan System; 8-Unconformity; 9-Fault; 10-Volcanic basin; 11-Red rift basin; 12-Gan-Hang tectonic belt; 13-Study area; 14-Sampling point

①东华理工大学. 江西1:5万陀上幅、鹿冈幅、乐安县幅区域地质调查野外验收简报. 2013.

2-a),斑晶含量在30%~40%,斑晶成分主要为长石(15%~25%),石英(10%~15%)、黑云母(4%~6%)以及少量角闪石。长石斑晶主要为斜长石、钾长石和透长石,含量各有差别;斜长石斑晶被碳酸盐绿泥石交代或被碳酸盐、水云母-绢云母交代,呈黄绿色;石英斑晶有的被强烈溶蚀而呈港湾状或溶蚀穿孔,还有的被破碎成棱角状。长石、石英斑晶粒径多在1~5 mm,暗色矿物相对较小,多在0.5~1.5 mm。基质成分主要为长英质,少量铁质矿物。显微镜下观察基质主要为球粒结构(图2-b),同时又有显微文象结构(图2-b)、显微镶嵌(图2-c)和霏细结构(图2-d)3种。在不同样品中,基质结构的主次关系略有差别。

## 2 样品的采集与分析方法

通过系统的野外地质考察和样品采集,挑选出代表性的新鲜岩石样品进行元素地球化学分析,并选出1个代表性的样品(D6036-2)进行高精度的锆石U-Pb定年。

地球化学分析样送至核工业北京地质研究所完成。主量元素分析使用飞利浦PW2404X射线荧光光谱仪,测试方法和依据参考GB/T14506.28-93硅酸盐岩石化学分析方法X射线荧光光谱法。微量元素分析使用Finnigan MAT制造的HR-ICP-MS(Element I),测试方法和依据参考DZ/T0223-2001电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法通则。测试数据通过GeoKit软件<sup>[4]</sup>进行相关图件绘制。

用于锆石年代学测试的流纹英安岩样品(D6036-2)经常规重、磁方法选出锆石,然后在双目镜下挑选出晶形完好、透明度和色泽度好的锆石

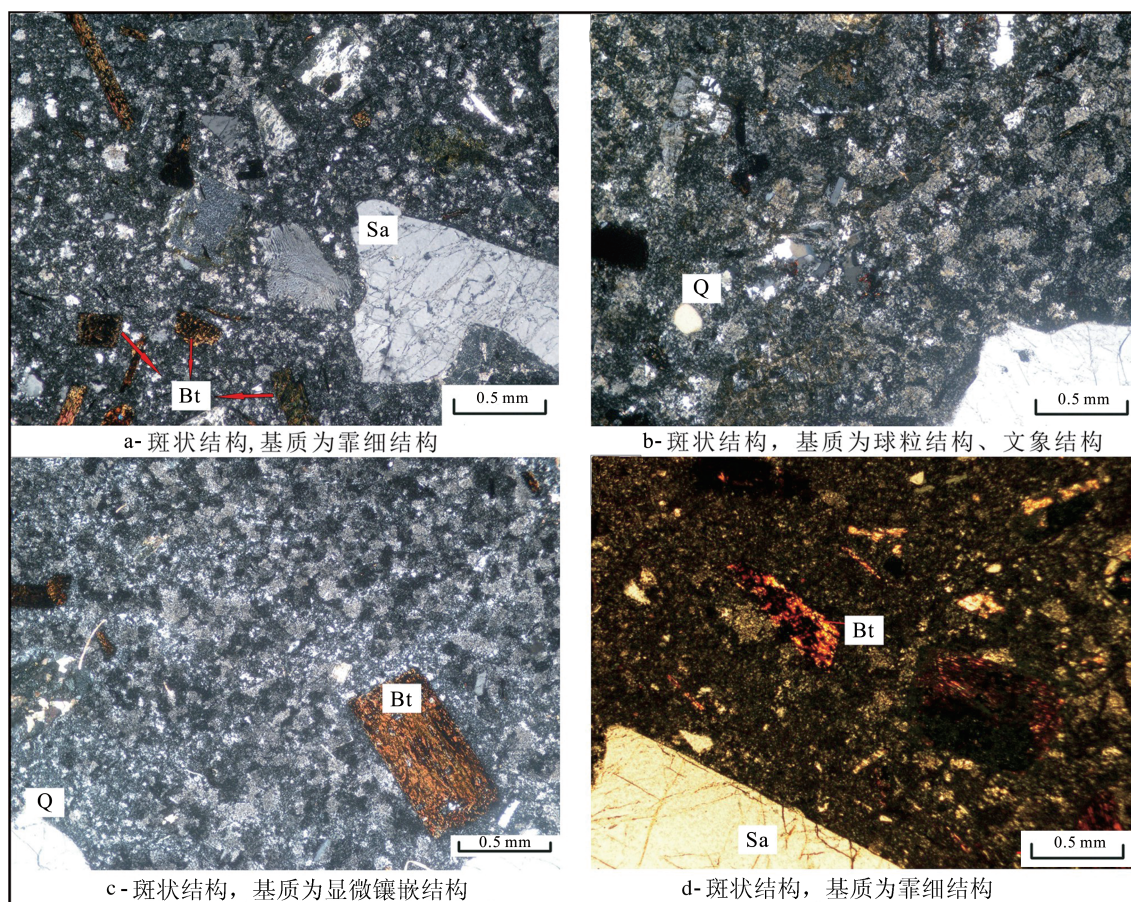


图2 样品镜下特征(正交偏光)

Bt—黑云母;Sa—透长石;Q—石英

Fig.2 Photos showing textures of rhyodacite (crossed nicols)

Bt—Biotite; Sa—Sanidine; Q—Quartz

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<sup>[15]</sup>。定年锆石经透射光、反射光和阴极发光(CL)分析,以选择表面光滑而没有裂纹、不含包裹体的锆石颗粒边部进行U-Pb同位素定年分析。锆石U-Pb定年工作在北京离子探针中心实验室完成。测试使用与New Wave 213 nm 激光取样系统连接起来的Agilent 7500a ICP-MS完成。分析过程中,激光束斑直径采用20~30  $\mu\text{m}$ ,频率为5 Hz。样品经剥蚀后,由He气作为载气,和Ar气混合后进入ICP-MS进行分析。U-Pb分馏根据澳大利亚锆石标样GEMOC GJ-1 ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of (608.5 $\pm$ 1.5) Ma)<sup>[16]</sup>来校正,锆石标样Mud Tank (intercept age of (732 $\pm$ 5) Ma)作为内标,控制分析精度。每个测试流程的开头和结尾分别测2个GJ标样,另外测试1个MT标样和10~15个待测样品点。U-Pb年龄和U、Th、Pb的计数由GLITTER软件(ver. 4.4)在线获得。详细的分析方法和流程类似于Jackson et al.<sup>[16]</sup>及Griffin<sup>[17]</sup>的分析方法。因为 $^{204}\text{Pb}$ 的信号极低,以及载气中 $^{204}\text{Hg}$ 的干扰,该方法不能直接精确测得其含量,因此,普

通铅校正采用Andersen<sup>[18]</sup>的方法,使用嵌入EXCEL的ComPbcorr#3\_15G程序来进行,不过绝大多数样品点的铅含量很低,校正对其不起作用。对校正后的结果用Isoplot程序(V.3.23)<sup>[19]</sup>完成年龄计算和图的绘制。

### 3 流纹英安岩锆石U-Pb年龄和元素地球化学特征

#### 3.1 流纹英安岩LA-ICP-MS 锆石U-Pb定年

锆石样品D6036-2采样位置为27°25'03.1"N、115°45'38.8"E,该样品中锆石粒度约为200  $\mu\text{m}$   $\times$  100  $\mu\text{m}$ ,大部分锆石结晶较好,呈长柱状晶形,长宽比在3:2~2:1,为无色透明—半透明状。从锆石CL图像上可见明显的岩浆结晶环带(图3),表明属于岩浆锆石<sup>[20]</sup>。

对样品中结晶环带较清晰的15个锆石颗粒进行了U-Pb同位素分析,分析结果列于表1,从表中可以看出,这些锆石的U含量为 $166 \times 10^{-6}$ ~ $487 \times 10^{-6}$ ,Th含量为 $104 \times 10^{-6}$ ~ $257 \times 10^{-6}$ ,Th/U比值变化范围在0.45~0.92,均大于0.1,也指示这些锆石为岩浆成因锆石<sup>[20]</sup>。所有分析点的U-Pb同位素组成在误差范围内一致,它们的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为

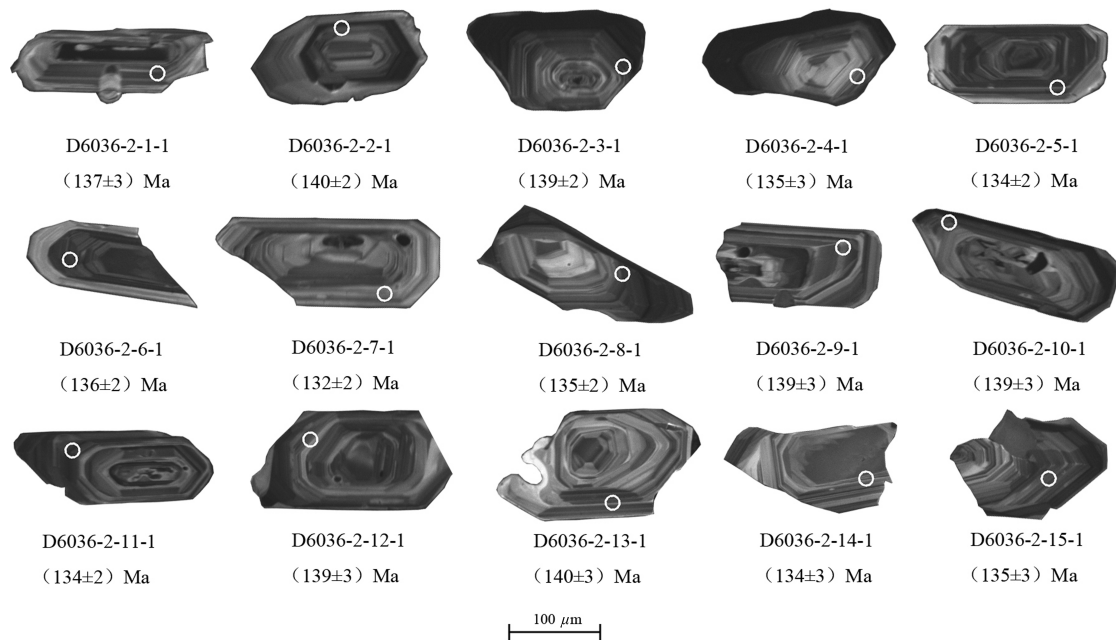


图3 流纹英安岩(D6036-2)锆石CL图像

Fig.3 CL images of selected zircons from rhyodacite (sample D6036-2)

表 1 潭港地区流纹英安岩 (D6036-2) LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素测定结果  
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of rhyodacite (sample D6036-2) in Tangang

| 分析点          | 元素含量及比值            |                     | 同位素比值       |         | 同位素年龄/Ma   |         |            |         |             |         |             |     |    |     |   |     |   |     |    |
|--------------|--------------------|---------------------|-------------|---------|------------|---------|------------|---------|-------------|---------|-------------|-----|----|-----|---|-----|---|-----|----|
|              | U/10 <sup>-6</sup> | Th/10 <sup>-6</sup> | 207Pb/206Pb | 1σ      | 207Pb/235U | 1σ      | 206Pb/238U | 1σ      | 206Pb/232Th | 1σ      | 208Pb/232Th | 1σ  |    |     |   |     |   |     |    |
| D6036-2-1-1  | 239                | 221                 | 0.92        | 0.04431 | 0.0025     | 0.14636 | 0.0054     | 0.02174 | 0.00037     | 0.00479 | 0.00040     | -55 | 82 | 125 | 7 | 137 | 3 | 97  | 8  |
| D6036-2-2-1  | 487                | 220                 | 0.45        | 0.04884 | 0.0019     | 0.16410 | 0.0053     | 0.02424 | 0.00040     | 0.00624 | 0.00071     | 140 | 57 | 140 | 5 | 140 | 2 | 126 | 14 |
| D6036-2-3-1  | 409                | 257                 | 0.63        | 0.04883 | 0.0018     | 0.14386 | 0.0069     | 0.02110 | 0.00040     | 0.00639 | 0.00067     | 140 | 55 | 139 | 5 | 139 | 2 | 129 | 13 |
| D6036-2-4-1  | 217                | 142                 | 0.66        | 0.04944 | 0.0024     | 0.13864 | 0.0058     | 0.02130 | 0.00037     | 0.00193 | 0.00010     | 169 | 76 | 136 | 6 | 135 | 3 | 39  | 2  |
| D6036-2-5-1  | 364                | 235                 | 0.65        | 0.04744 | 0.0018     | 0.13411 | 0.0064     | 0.02072 | 0.00037     | 0.00321 | 0.00017     | 71  | 55 | 131 | 5 | 134 | 2 | 65  | 3  |
| D6036-2-6-1  | 343                | 172                 | 0.50        | 0.04720 | 0.0020     | 0.14013 | 0.0067     | 0.02112 | 0.00038     | 0.00643 | 0.00054     | 59  | 61 | 132 | 5 | 136 | 2 | 130 | 11 |
| D6036-2-7-1  | 245                | 197                 | 0.80        | 0.04693 | 0.0023     | 0.15125 | 0.0074     | 0.02179 | 0.00041     | 0.00462 | 0.00032     | 46  | 71 | 128 | 6 | 132 | 2 | 93  | 6  |
| D6036-2-8-1  | 271                | 157                 | 0.58        | 0.04813 | 0.0023     | 0.14644 | 0.0078     | 0.02176 | 0.00041     | 0.00591 | 0.00051     | 106 | 75 | 133 | 6 | 135 | 2 | 119 | 10 |
| D6036-2-9-1  | 175                | 136                 | 0.78        | 0.05035 | 0.0025     | 0.14110 | 0.0046     | 0.02097 | 0.00035     | 0.00140 | 0.00007     | 211 | 79 | 143 | 7 | 139 | 3 | 28  | 1  |
| D6036-2-10-1 | 199                | 119                 | 0.60        | 0.04882 | 0.0026     | 0.14602 | 0.0087     | 0.02172 | 0.00043     | 0.00431 | 0.00032     | 139 | 87 | 139 | 7 | 139 | 3 | 87  | 6  |
| D6036-2-11-1 | 414                | 198                 | 0.48        | 0.0488  | 0.0016     | 0.16549 | 0.0077     | 0.02435 | 0.00045     | 0.00202 | 0.00011     | 138 | 46 | 134 | 4 | 134 | 2 | 41  | 2  |
| D6036-2-12-1 | 186                | 104                 | 0.56        | 0.04877 | 0.0029     | 0.14772 | 0.0082     | 0.02195 | 0.00043     | 0.00608 | 0.00065     | 137 | 98 | 138 | 8 | 139 | 3 | 123 | 13 |
| D6036-2-13-1 | 193                | 186                 | 0.96        | 0.04882 | 0.0028     | 0.15360 | 0.0069     | 0.02275 | 0.00041     | 0.00586 | 0.00062     | 139 | 91 | 140 | 7 | 140 | 3 | 118 | 12 |
| D6036-2-14-1 | 166                | 152                 | 0.91        | 0.04917 | 0.0030     | 0.14636 | 0.0054     | 0.02174 | 0.00037     | 0.00387 | 0.00024     | 156 | 99 | 135 | 7 | 134 | 3 | 78  | 5  |
| D6036-2-15-1 | 404                | 216                 | 0.53        | 0.04880 | 0.0026     | 0.16410 | 0.0053     | 0.02424 | 0.00040     | 0.00137 | 0.00009     | 138 | 77 | 136 | 6 | 135 | 3 | 28  | 2  |

(136.2±1.5) Ma, MSWD=1.3. 该年龄可信度较高,代表了岩石的形成年龄,表明潭港流纹英安岩与相山流纹英安(斑)岩的形成时代一致<sup>[9]</sup>。锆石 U-Pb 谐和曲线图见图 4。

3.2 元素地球化学特征

样品的主、微量元素数据列于表 2。从表中可以看出,潭港地区流纹英安岩 SiO<sub>2</sub> 含量介于 66.82%~68.04%,各样品中 SiO<sub>2</sub> 含量变化较小;K<sub>2</sub>O 含量较高,在 4.88%~5.25%;Na<sub>2</sub>O 含量在 2.48%~2.77%,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 为 1.77~2.12;岩石全碱中等(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=7.56%~7.73%);Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量高(14.91%~15.17%);TiO<sub>2</sub> 含量较低(<0.5%)。这与空间分布相邻的相山地区流纹英安(斑)岩特征基本一致<sup>[9, 21]</sup>。样品 D6036-2 的 A/CNK 值约为 0.999,其他样品 A/CNK 值略大于 1,表现为准铝质—弱过铝质的特征(图 5)。里特曼指数(σ=(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)<sup>2</sup>/(SiO<sub>2</sub>-43))在 2.25~2.45,小于 3.3,属于钙碱性岩。在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图上可以看出,样品落入钾玄岩系列区,属钾玄岩系列(图 6)。

在 Le Bas 等<sup>[21]</sup>提出的火成岩 TAS 分类图(图 7)中,潭港地区流纹英安岩在粗面英安岩(Q>20, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O<9)和英安岩 2 个区域,并且都接近两区的交线处,一定程度的偏向于流纹岩区。相山地区流纹英安斑岩样品分别分散于英安岩区以及粗面英安岩、英安岩和流纹岩 3 区交汇处。

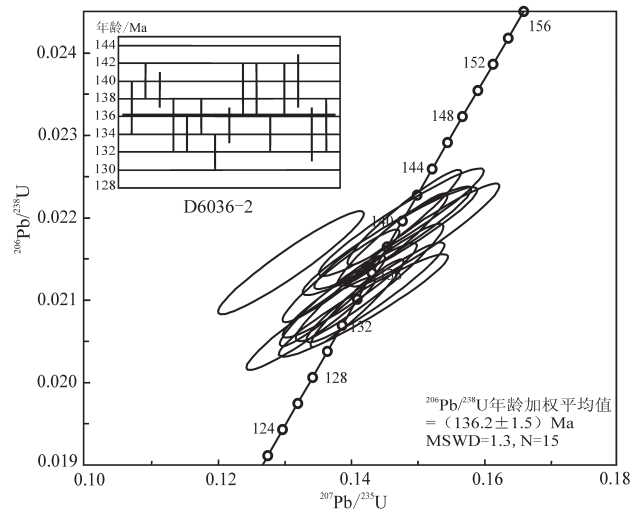


图 4 流纹英安斑岩(D6036-2)锆石 U-Pb 谐和图  
Fig.4 U-Pb concordant diagram of zircons from rhyodacite (sample D6036-2) in Tangang

表2 潭港和相山地区流纹英安(斑)岩主量元素(%)和微量元素( $10^{-6}$ )组成  
 Table 2 Major element (%) and trace element ( $10^{-6}$ ) analyses of rhyodacite and rhyodacitic porphyry in Tangang and Xiangshan

|                                | 潭港地区流纹英安岩 |        |         |         | 相山地区流纹英安(斑)岩         |                    |                    |                    |
|--------------------------------|-----------|--------|---------|---------|----------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
|                                | T313-1    | T313-3 | D6035-4 | D6036-2 | XS-30-3 <sup>a</sup> | X9-20 <sup>b</sup> | X9-25 <sup>b</sup> | X9-26 <sup>b</sup> |
| SiO <sub>2</sub>               | 66.90     | 68.04  | 66.82   | 66.80   | 67.76                | 67.80              | 68.64              | 69.00              |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.50      | 0.50   | 0.48    | 0.48    | 0.42                 | 0.37               | 0.40               | 0.38               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.09     | 15.02  | 14.91   | 15.17   | 14.28                | 14.35              | 14.56              | 14.23              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.41      | 1.71   | 2.00    | 1.58    | 0.92                 | 1.65               | 1.80               | 2.37               |
| FeO                            | 1.32      | 1.75   | 1.52    | 1.85    | 1.83                 | 1.85               | 1.54               | 1.21               |
| MnO                            | 0.09      | 0.08   | 0.08    | 0.09    | 0.08                 | 0.11               | 0.07               | 0.07               |
| MgO                            | 0.78      | 0.69   | 0.80    | 0.73    | 0.63                 | 0.93               | 0.87               | 0.76               |
| CaO                            | 2.64      | 2.60   | 2.56    | 2.93    | 3.45                 | 1.96               | 1.41               | 1.59               |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.68      | 2.68   | 2.48    | 2.77    | 2.32                 | 3.17               | 3.58               | 3.00               |
| K <sub>2</sub> O               | 4.98      | 4.88   | 5.25    | 4.90    | 3.43                 | 4.92               | 4.78               | 4.97               |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.16      | 0.15   | 0.16    | 0.16    | 0.15                 | 0.18               | 0.17               | 0.16               |
| LOI                            | 2.16      | 1.49   | 2.55    | 2.19    | 4.60                 | 2.25               | 1.76               | 1.87               |
| 总量                             | 99.79     | 99.80  | 99.80   | 99.79   | 99.87                | 99.54              | 99.58              | 99.61              |
| 分异指数                           | 79.16     | 79.88  | 79.69   | 78.64   | 75.79                | 82.76              | 85.42              | 84.35              |
| A/CNK                          | 1.034     | 1.042  | 1.034   | 0.999   | 1.035                | 1.017              | 1.068              | 1.078              |
| A/NK                           | 1.538     | 1.548  | 1.525   | 1.548   | 1.894                | 1.360              | 1.314              | 1.378              |
| AR                             | 2.52      | 2.5    | 2.59    | 2.47    | 1.96                 | 2.97               | 3.2                | 3.03               |
| $\sigma_{43}$                  | 2.41      | 2.25   | 2.45    | 2.42    | 1.3                  | 2.59               | 2.69               | 2.41               |
| A/MF                           | 2.18      | 2.34   | 2.21    | 2.34    | 2.66                 | 2.03               | 2.18               | 2.13               |
| Rb                             | 237.8     | 228.8  | 245.9   | 227.7   | 172.0                | 293.0              | 273.0              | 296.0              |
| Ba                             | 630.1     | 641.4  | 658.3   | 715.6   | 180.0                | 428.0              | 554.0              | 539.0              |
| Th                             | 20.86     | 20.82  | 21.96   | 20.29   | 20.70                | 24.00              | 23.00              | 24.00              |
| U                              | 4.25      | 4.33   | 4.61    | 5.40    | 8.90                 | 11.60              | 7.90               | 8.30               |
| Nb                             | 20.57     | 20.40  | 19.91   | 20.11   | 35.50                | 23.00              | 22.00              | 22.00              |
| Ta                             | 2.24      | 2.04   | 2.06    | 2.11    | 2.61                 | 2.34               | 2.39               | 2.44               |
| Sr                             | 243.9     | 194.9  | 133.6   | 203.3   | 161.0                | 140.0              | 174.0              | 180.0              |
| Zr                             | 263.9     | 235.8  | 238.6   | 229.0   | 282.0                | 223.0              | 236.0              | 187.0              |
| Hf                             | 8.80      | 7.86   | 7.95    | 7.63    | 7.19                 | 6.40               | 6.70               | 5.90               |
| Y                              | 38.62     | 34.19  | 33.67   | 35.15   | 36.00                | 30.00              | 27.00              | 29.00              |
| La                             | 62.53     | 60.78  | 63.66   | 59.90   | 39.9                 | 51.0               | 51.0               | 49.0               |
| Ce                             | 111.72    | 107.52 | 112.46  | 106.26  | 81.1                 | 123.0              | 115.0              | 114.0              |
| Pr                             | 12.85     | 12.63  | 12.85   | 12.47   | 9.30                 | 14.80              | 14.90              | 13.70              |
| Nd                             | 48.76     | 47.79  | 48.55   | 47.22   | 35.5                 | 50.0               | 51.0               | 46.0               |
| Sm                             | 8.85      | 8.15   | 8.44    | 8.37    | 7.03                 | 7.70               | 8.10               | 7.90               |
| Eu                             | 1.18      | 1.22   | 1.32    | 1.34    | 0.97                 | 1.20               | 1.18               | 1.25               |
| Gd                             | 7.82      | 7.31   | 7.65    | 7.53    | 6.00                 | 8.00               | 8.10               | 7.90               |
| Tb                             | 1.28      | 1.16   | 1.17    | 1.19    | 0.92                 | 1.13               | 1.13               | 1.19               |
| Dy                             | 6.84      | 6.06   | 6.09    | 6.26    | 6.28                 | 6.40               | 6.40               | 6.80               |
| Ho                             | 1.32      | 1.17   | 1.18    | 1.21    | 1.30                 | 1.35               | 1.35               | 1.41               |
| Er                             | 3.72      | 3.27   | 3.21    | 3.35    | 3.57                 | 4.10               | 3.90               | 4.10               |
| Tm                             | 0.57      | 0.51   | 0.54    | 0.53    | 0.56                 | 0.58               | 0.56               | 0.59               |
| Yb                             | 3.71      | 3.16   | 3.32    | 3.30    | 3.58                 | 3.40               | 3.30               | 3.40               |
| Lu                             | 0.52      | 0.47   | 0.48    | 0.49    | 0.52                 | 0.59               | 0.58               | 0.59               |

注:a数据引自文献[12];b数据引自文献[22]。

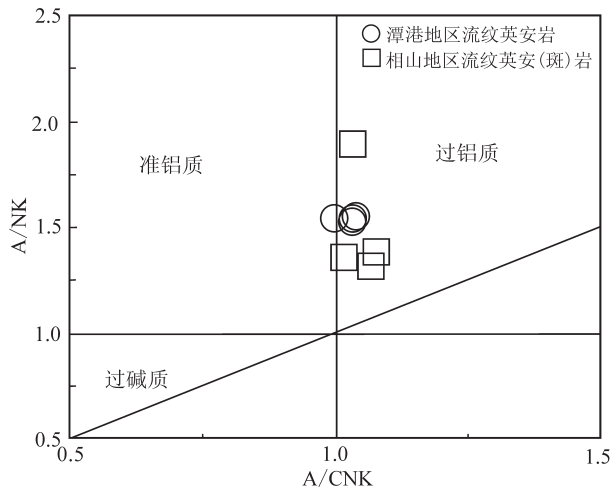


图5 A/CNK-A/NK 图解  
Fig.5 Diagram of A/CNK-A/NK

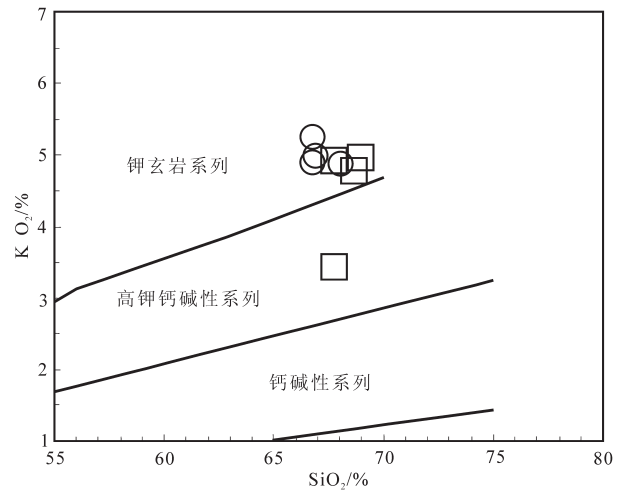


图6 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O图解(图例同图5)  
Fig.6 Diagram of SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (legends as for Fig.5)

潭港流纹英安岩和相山的流纹英安(斑)岩的主量元素特征相似,相山流纹英安(斑)岩 SiO<sub>2</sub>含量在 67.76%~69.00%,比潭港地区流纹英安岩略偏酸性;两者都具有高硅、富钾、弱过铝质的特征,分异指数相近;在 TAS 图解上,都处在粗面英安岩、英安岩和流纹岩的交界处。

从表2中可以看出潭港地区流纹英安岩具有较高含量的 Rb ( $228 \times 10^{-6} \sim 246 \times 10^{-6}$ )、Ba ( $158 \times 10^{-6} \sim 716 \times 10^{-6}$ )和 Sr ( $134 \times 10^{-6} \sim 203 \times 10^{-6}$ ), Rb/Sr 比值变化于 0.98~1.84, 中等含量的 Nb ( $19.9 \times 10^{-6} \sim 20.6 \times 10^{-6}$ )和 Zr ( $229 \times 10^{-6} \sim 264 \times 10^{-6}$ ), 相对较高含量的 Th ( $20.3 \times 10^{-6} \sim 22 \times 10^{-6}$ )。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上(图 8),潭港地区流纹英安岩富集 Rb、Th、U、Zr、Hf 等大离子亲石元素和轻稀土元素元素;亏损 Ba、Ta、Nb、Sr、P 和 Ti 元素。Nb\* 值在 0.203~0.276, 平均值为 0.235; Sr\* 值在 0.128~0.203, 平均值为 0.158。

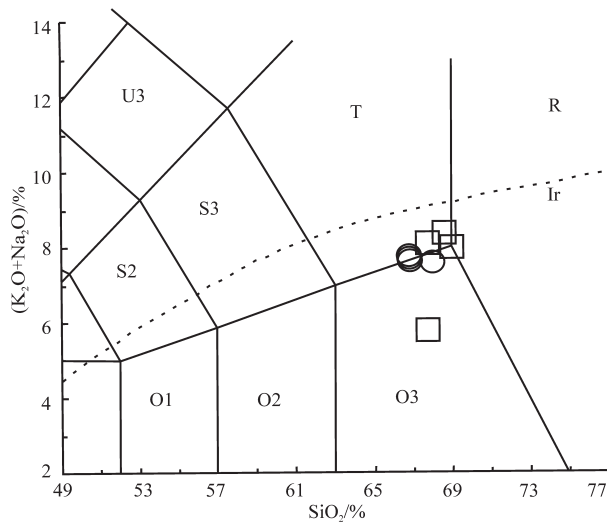


图7 火山岩 TAS分类图解(据文献[21]修改;图例同图5)  
U3—碱玄质响岩;T—粗面英安岩;R—流纹岩;S2—玄武质粗面安山岩;S3—粗面安山岩;O1—玄武安山岩;O2—安山岩;O3—英安岩;Ir—Irvine 分界线;上方为碱性,下方为亚碱性

Figure 7 Diagram of TAS  
(modified after Reference [21], legends as for Fig. 5)  
U3—Tephriphonolite; T—Trachyte-trachydacite; R—Rhyoite;  
S2—Basaltic trachy-andesite; S3—Trachy-basalt; O1—Basaltic andesite;  
O2—Andesite; O3—Dacite; Ir—Irvine boundary: alkaline in the upper part, sub-alkaline in the lower part

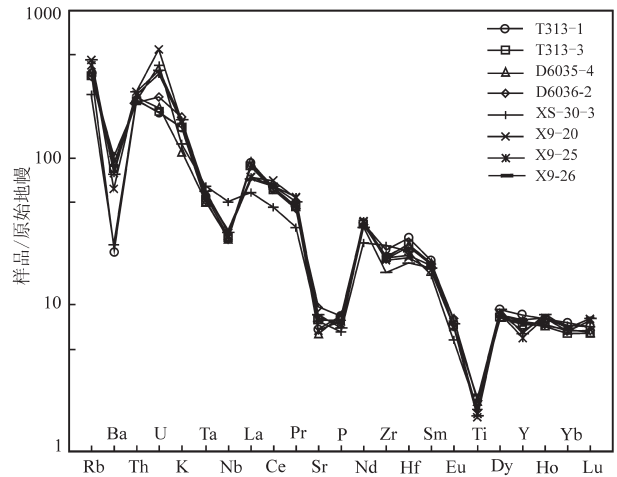


图8 不相容元素原始地幔标准化配分形式  
(标准化值据文献[23])

Fig.8 Original mantle-normalized distribution on pattern of incompatible elements of rhyodacite and rhyodacitic porphyry (standardized value after Reference [23])

流纹英安岩样品稀土含量较高 ( $259.17 \times 10^{-6} \sim 272.01 \times 10^{-6}$ ), 各样品之间含量差异较小; 稀土配分曲线总体呈右倾型(图9),  $(La/Sm)_N$  值在 4.44~4.75, 平均值为 4.60;  $(Gd/Yb)_N$  值在 1.70~1.87, 平均值为 1.82, 样品富集 LREE, 而亏损 HREE, LREE/HREE 比值在 9.55~10.44, 平均值约为 10.04, 中等程度的负异常 ( $\delta Eu = 0.43 \sim 0.51$ )。

从表 2~3 和图 8~9 可以看出, 潭港地区和相山地区流纹英安(斑)岩微量元素和稀土元素特征较为一致, 富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损高场强元素; 稀土配分曲线都为轻稀土富集的右倾型, 轻稀土内部分馏程度比重稀土内部分馏程度高, Eu 异常程度一致, 均为中等程度的负异常。

#### 4 潭港流纹英安岩年代学地质意义、物质来源及成矿潜力探讨

##### 4.1 潭港地区流纹英安岩的形成时代及地质意义

在中生代, 华东南部岩浆活动频繁, 而晚中生代与早中生代相比, 岩浆活动更加强烈。统计结果表明, 中侏罗世为岩浆活动的启动期, 到晚侏罗世趋于强烈, 早白垩世岩浆活动达到高峰期, 直到晚白垩世, 岩浆活动逐渐趋于衰弱<sup>[25-26]</sup>。中国东部燕山运动的主要活动期为白垩纪, 且主要发生在早白垩世。

前人对相山盆地火山杂岩体的形成时代进行过详细的研究, 但对相山周围的小型火山盆地岩石形成时代研究较少。潭港地区流纹英安岩锆石 U-Pb 年龄为  $(136.2 \pm 1.5) Ma$ , 形成于早白垩世, 属燕山晚期岩浆活动产物。与最新报道的相山火山盆地流纹英安岩及流纹英安斑岩形成时代  $(134.8 \pm 1.1)$

$Ma^{[12]}$ 、 $(136.6 \pm 2.7) Ma^{[27]}$ 、 $(137.4 \pm 1.7) Ma^{[28]}$  在误差范围内一致。这表明在该时期, 深处的岩浆活动不仅影响到相山地区, 而且在其周围同样受到该岩浆活动的影响, 形成火山岩体, 这也说明了华东南地区晚中生代岩浆活动强烈程度。

##### 4.2 潭港和相山两地区流纹英安斑岩地球化学特征对比及成岩物质来源

潭港和相山两地区的流纹英安(斑)岩具有相似主量元素特征:  $A/CNK = 0.9 \sim 1.1$ , 表现为属准铝质到弱过铝质的性质, 高硅、富钾; 且在 TAS 火山岩分类图解中, 2 组样品所散落位置基本一致(图 7)。在不相容元素原始地幔标准化配分形式图中(图 8), 两地区流纹英安斑岩表现出相同的特征, 富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 如 Rb、U、La、Ce、Zr 等元

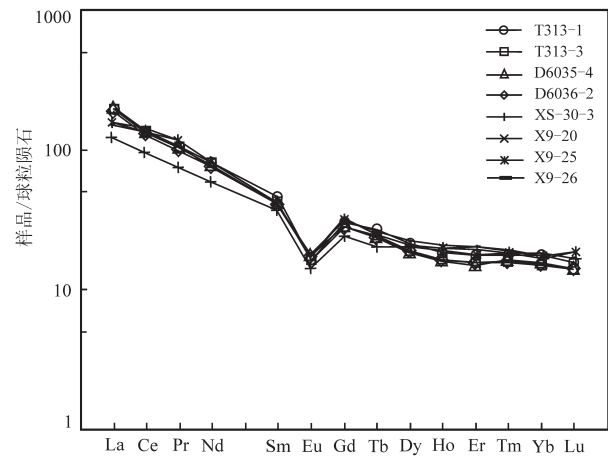


图9 球粒陨石标准化的REE配分模型 (标准化值据文献[24])

Fig.9 Chondrite-normalized rare earth element patterns (standardized value after Reference [24])

表3 潭港和相山地区流纹英安(斑)岩稀土元素参数

Table 3 REE parameter characteristics of rhyodacite and rhyodacitic porphyry in Tangang and Xiangshan

| 样品号                  | ΣREE   | LREE   | HREE  | LREE/HREE | $(La/Yb)_N$ | $(La/Sm)_N$ | $(Gd/Yb)_N$ | δEu  |
|----------------------|--------|--------|-------|-----------|-------------|-------------|-------------|------|
| T313-1               | 271.68 | 245.90 | 25.79 | 9.54      | 11.38       | 4.44        | 1.70        | 0.43 |
| T313-3               | 261.18 | 238.08 | 23.10 | 10.31     | 12.99       | 4.69        | 1.87        | 0.47 |
| D6035-4              | 270.91 | 247.27 | 23.64 | 10.46     | 12.92       | 4.75        | 1.86        | 0.49 |
| D6036-2              | 259.41 | 235.55 | 23.85 | 9.88      | 12.25       | 4.50        | 1.84        | 0.51 |
| KS-30-3 <sup>a</sup> | 196.53 | 173.80 | 22.73 | 7.65      | 7.51        | 3.57        | 1.35        | 0.45 |
| X9-20 <sup>b</sup>   | 273.25 | 247.70 | 25.55 | 9.69      | 10.11       | 4.17        | 1.90        | 0.46 |
| X9-25 <sup>b</sup>   | 266.50 | 241.18 | 25.32 | 9.53      | 10.42       | 3.96        | 1.98        | 0.44 |
| X9-26 <sup>b</sup>   | 257.83 | 231.85 | 25.98 | 8.92      | 9.72        | 3.90        | 1.87        | 0.48 |

注:a数据引自文献[12], b数据引自文献[22], ΣREE、HREE 不含 Y。



素;Ba、Ta、Nb、Sr、P和Ti等元素相对亏损,具有明显的负异常。稀土配分曲线形式(图9)也具有一致的特征,为轻稀土富集的右倾型,有中等程度的负Eu异常。表3显示两地区稀土元素参数值较为一致,且与窦小平<sup>[29]</sup>报道的相山火山-侵入杂岩的稀土元素参数值( $(La/Yb)_N=11.01\sim 11.62$ ,  $(La/Sm)_N=3.34\sim 3.82$ ,  $(Gd/Yb)_N=1.89\sim 2.0$ )以及段芸<sup>[30]</sup>曾报道的基本相同。以上特征表明,潭港和相山流纹英安(斑)岩具有一定的成因关系,可能属于同一岩浆源区岩浆活动的产物。

潭港流纹英安岩显示出显著的Ba、Sr等的负异常和Th、Nd、Sm、Zr的正异常。Sr的负异常说明岩体在形成过程中,岩浆发生了强烈的分异结晶作用;Nb的亏损是大陆地壳的特征,说明成岩物质来源于地壳;Ti和P的负异常与磷灰石、钛铁矿的分离结晶有密切关系;流纹英安岩Rb/Sr值为0.975~1.841,与相山的S型花岗岩相似<sup>[31]</sup>,表现为壳源的特征。流纹英安岩REE配分曲线特征及LREE/HREE、 $(La/Sm)_N$ 、 $(Gd/Yb)_N$ 值反映了岩石在形成过程中LREE曾发生较强烈的分馏,HREE分馏则相对微弱<sup>[32-33]</sup>;明显的负Eu异常也表明岩石在形成过程中岩浆发生过强烈的分异,斜长石不断从熔体中分离结晶。流纹英安岩的LREE/HREE平均比值为10.04,  $(La/Yb)_N$ 值为11.38~12.99。这些微量元素特征都表明了潭港流纹英安岩与相山流纹英安(斑)岩成岩物质来源相似<sup>[12]</sup>,是陆壳硅铝层物质重熔演化的产物,但也不排除有幔源物质的加入<sup>[34]</sup>。

#### 4.3 潭港火山盆地铀成矿潜力分析

华南地区中生代发生了3次大规模成矿作用,其中第3次发生在燕山晚期<sup>[35-37]</sup>,相山火山岩型铀矿就是形成于该时期。晋宁期及加里东期区域性的变质、变形作用使基底中的铀富集形成铀源层<sup>[38]</sup>;燕山早期,太平洋板块向欧亚板块俯冲使地壳发生部分熔融,形成富铀中酸性、酸性岩浆<sup>[39]</sup>;燕山晚期,区域性断裂导致深部火山岩浆以溢流或喷溢-侵出的形式,形成火山-侵入杂岩体;区域性深大断裂和基底断裂的持续活动使不同岩性(岩体)界面的薄弱地带派生出一系列张扭性裂隙,构成半开放的成矿空间;而后,深部富含成矿物质的热液上升运移,在有利的物理化学条件下沉淀富集,在不同的部位

形成不同类型的铀矿床<sup>[40]</sup>。

断裂构造是相山铀矿的主要控矿构造。相山铀矿床呈2条东西向矿集带形式产于西部和北部,铀矿体产出受低级别和低次序断裂以及裂隙控制,以脉状、透镜状或似层状产于斑岩体与火山岩系内外接触带的裂隙构造发育地段<sup>[41-42]</sup>。成矿物质主要来自富铀热液和富铀的火山-侵入杂岩体、基底变质岩<sup>[43]</sup>。相山铀矿化与次火山岩(斑岩体)关系密切是相山矿田的一个明显特征,流纹英安斑岩中的铀矿化与花岗斑岩中的铀矿化属相似类型<sup>[5]</sup>,包括斜长石化、水云母化和萤石化等。

潭港火山盆地和相山火山盆地属一个大地构造单元,位于赣杭构造带西南端,受晋宁期和加里东期区域变质、变形和燕山期板块俯冲作用以及岩浆火山活动的影响。盆地内发育有多条断裂构造,主要为NE向,SN向和NW向次之,NE向的断裂构造为邹一石断裂的南西段。两地的构造特点反映了两者具有一定的成因联系。断裂构造作为深部岩浆或热液向上运移的通道,也是含矿热液与围岩进行物质交换,发生含矿矿物沉淀富集的场所。潭港火山盆地的断裂构造能为深部热液上移、含矿物质的沉淀富集提供有利的条件。潭港流纹英安岩年代学显示其形成时代与相山流纹英安(斑)岩形成时代一致,同为早白垩世;二者地球化学特征相似,具有相同的成岩物质来源,并且该区流纹英安斑岩中铀含量为 $4.25\times 10^{-6}\sim 5.20\times 10^{-6}$ ,与赣杭构造带火山岩平均含铀量 $4.8\times 10^{-6}$ 相当<sup>[42]</sup>,基底为青白口纪变质岩,能提供很好的成矿物源条件。潭港火山盆地地质条件与相山矿田成矿条件相符,加之笔者在野外工作中也见有一定规模的蚀变现象,并且在邹一石断裂带的石洞地区发现有铀矿化异常点<sup>①</sup>,因此笔者认为潭港火山盆地也具有铀成矿的可能。

## 5 结 论

(1)潭港地区流纹英安岩<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U加权平均年龄为(136.2±1.5)Ma,岩石形成于早白垩世。

(2)潭港地区的流纹英安岩具高钾、准铝质到弱过铝质的特征;富集大离子亲石元素和轻稀土元素,亏损高场强元素和重稀土元素;稀土元素配分曲线为轻稀土富集的右倾型,轻重稀土分异程度较

① 东华理工大学. 江西1:5万陀上幅、鹿冈幅、乐安县幅区域地质调查野外验收简报, 2013.

高(LREE/HREE的平均值为10.04),轻稀土内部分馏程度大于重稀土内部分馏程度。与相山流纹英安(斑)岩具有相同的成岩物质来源,为陆壳硅铝层物质重熔演化产物。

(3)潭港和相山地区流纹英安(斑)岩的形成时代相同、空间分布一致,地球化学特征相似,笔者认为两者属同一岩浆活动产物,即前人所指的相山第一旋回火山活动产物。因此,相山地区第一旋回火山活动的空间规模可能比以前所认为的更强烈,而不仅仅表现在相山火山盆地,这对于研究该地区火山活动的空间规模及活动强度有重要意义。

(4)通过对相山矿田控矿因素和对潭港火山盆地地质条件以及两地区岩性特征、形成时代、构造特征的对比分析,认为潭港地区具有一定的铀矿成矿潜力,这对扩大相山盆地周围的铀矿找矿范围具有一定的现实意义。

**致谢:**本文在成文过程中,陶继华博士给予了悉心的指导,提出了许多宝贵意见;两位专家及编辑对本文精心评审,提出了建设性的意见和建议,对原文不当之处进行了修改,使之更加完善,让作者受益匪浅,在此一并致以真挚谢意!

#### 参考文献(References):

- [1] 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[J].放射性地质,1982,(3):193-198.  
Wang Chuanwen, Hou Wenyao, Wan Guoliang, et al. The characteristics and petrogenesis of the porphyroclastic rhyolite in Xiangshan and its adjacent areas[J]. Uranium Geology, 1982(3): 193-198(in Chinese with English abstract).
- [2] 单林,刘晓东.相山等火山盆地主体岩石包裹体研究[J].岩石矿物及测试,1985,4(4):289-294.  
Shan Lin, Liu Xiaogdong. A study on inclusions of main rocks in Xiangshan and some other volcanic basins[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 1985, 4(4): 289-294(in Chinese with English abstract).
- [3] 徐海江,赖绍聪.相山及邻区七个火山盆地火山岩岩性特征及成因探讨[J].现代地质,1988,2(4):440-449.  
Xu Haijiang, Lai Shaocong. Approach to the lithologic fractures and the origin of the volcanic rocks in Xiangshan and its adjacent areas[J]. Geoscience, 1988, 2(4): 440-449(in Chinese with English abstract).
- [4] 余达淦,吴仁贵,陈培荣.铀资源地质学[M].黑龙江:哈尔滨工程大学出版社,2005:117-189.  
Yu Dagan, Wu Rengui, Chen Peirong. Geology of Uranium Resources[M]. Heilongjiang: Harbin Engineering University Press, 2005: 117-189(in Chinese).
- [5] 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[J].铀矿地质,2003,19(2):81-87.  
Wu Rengui, Yu Dagan, Zhang Shuming. Identification of rhyolite-dacite porphyry and its relation to uranium mineralization at Xiangshan uranium ore field[J]. Uranium Geology, 2003, 19(2): 81-87(in Chinese with English abstract).
- [6] 邵飞,许健俊,何晓梅,等.相山铀矿田山南矿区稀土元素特征及其地质意义[J].东华理工大学学报(自然科学版),2012,35(3):223-229.  
Shao Fei, Xu Jianjun, He Xiaomei, et al. REE Characteristics of Shannan Deposit District in Xiangshan Uranium Orefield and its Geological Significance[J]. Journal of East China Institute of Technology, 2012, 35(3): 223-229(in Chinese with English abstract).
- [7] 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[J].岩矿测试,1982,1(1):1-10.  
Fang Xiheng, Hou Wenyao, Wan Guoliang. Petrographic studies of the volcanic complex in the Xiangshan caldera[J]. Rock and Mineral Analysis, 1982, 1(1): 1-10(in Chinese with English abstract).
- [8] 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[M].北京:地质出版社,1992:1-97.  
Xia Linqi, Xia Zuchun, Zhang Cheng, et al. Petrogeochemistry of Mesozoic Uraniferous Volcanic Complex from Xiangshan, China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992: 1-97(in Chinese with English abstract).
- [9] Yang Shuiyuan, Jiang Shaoyong, Jiang Yaohui, et al. Zircon U-Pb geochronology, Hf isotopic composition and geological implications of rhyodacite and rhyodacitic porphyry in the Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province, China[J]. Science in China: Earth Science, 2010, 53(10): 1411-1426.
- [10] 张树明,余达淦,吴仁贵,等.相山铀矿钾玄质岩石与铀成矿[J].大地构造与成矿学,2005,29(4):527-533.  
Zhang Shuming, Yu Dagan, Wu Rengui, et al. Shoshonitic rock and uranium mineralization in Xiangshan uranium ore field in Jiangxi[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2005, 29(4): 527-533(in Chinese with English abstract).
- [11] 张万良.相山铀矿田横洞矿床的成因归属[J].地质论评,2001,47(4):377-382.  
Zhang Wanliang. Genesis attribution of the Hengjian uranium deposit in the Xiangshan ore field, Jiangxi[J]. Geological Review, 2001, 47(4): 377-382(in Chinese with English abstract).
- [12] 杨水源,蒋少涌,赵葵东,等.江西相山铀矿田邹家山矿床中流纹斑岩的锆石U-Pb年代学、岩石地球化学与Sr-Nd-Hf同位素组成[J].岩石学报,2012,28(12):3915-3928.  
Yang Shuiyuan, Jiang Shaoyong, Zhao Kuidong, et al. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of the rhyolite porphyry from the Zhoujiashan

- deposit in Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(12): 3915–3928(in Chinese with English abstract).
- [13] 杨明桂, 刘亚光, 黄志忠, 等. 江西中新元古代地层的划分及其与邻区对比[J]. *中国地质*, 2012, 39(1): 43–52.  
Yang Minggui, Liu Yaguang, Huang Zhizhong, et al. Subdivision of Meso–neoproterozoic strata in Jiangxi and a correlation with the neighboring areas[J]. *Geology in China*, 2012, 39(1): 43–52 (in Chinese with English abstract).
- [14] 路远发. GeoKit: 一个用VBA构建的地球化学工具软件包[J]. *地球化学*, 2004, 33(5): 459–464.  
Lu Yuanfa. GeoKit—A geochemical toolkit for Microsoft excel[J]. *Geochimica*, 2004, 33(5): 459–464(in Chinese with English abstract).
- [15] 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[J]. *地质论评*, 2002, (48): 26–30.  
Song Biao, Zhang Yuhai, Wan Yusheng, et al. Mount making and procedure of the SHRIMP dating[J]. *Geological Review*, 2002, (48): 26–30(in Chinese with English abstract).
- [16] 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[J]. *Chemical Geology*, 2004, 211: 47–69.
- [17] Griffin W L, Belousova E A, Shee S R, et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf–isotope evidence from detrital zircons[J]. *Precambrian Research*, 2004, 131: 231–282.
- [18] Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ [J]. *Chemical Geology*, 2002, 192: 59–79.
- [19] Ludwig K R. ISOPLOT 3.00: A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2003, 4.
- [20] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对U–Pb年龄解释的制约[J]. *科学通报*, 2004, 49(16): 1589–1601.  
Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. Genetic mineralogy of zircon and its constraint on the interpretation of U–Pb zircon ages[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, 49(16): 1589–1601(in Chinese with English abstract).
- [21] Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram[J]. *Journal of Petrology*, 1986, 27(3): 745–750.
- [22] Jiang Yaohui, Ling Hongfei, Jiang Shuiyuan, et al. Petrogenesis of a Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high–Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, Southeast China[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46: 1121–1154.
- [23] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society Special Publication*, 1989, 42: 313–345.
- [24] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[C]//Henderson P. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984: 63–114.
- [25] 王德滋, 周金城, 邱检生, 等. 中国东南部晚中生代花岗质火山–侵入杂岩特征与成因[J]. *高校地质学报*, 2000, 6(4): 487–496.  
Wang Dezi, Zhou Jincheng, Qiu Jiansheng, et al. Characteristics and petrogenesis of Late Mesozoic granitic volcanic–intrusive complexes in Southeastern China[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2000, 6(4): 487–496(in Chinese with English abstract).
- [26] Cui Jianjun, Zhang Yueqiao, Dong Shuwen, et al. Zircon U–Pb geochronology of the Mesozoic metamorphic rocks and granitoids in the coastal tectonic zone of SE China: Constraints on the timing of Late Mesozoic orogeny[J]. *Journal of Earth Sciences*, 2013, 62: 237–252.
- [27] 何观生, 戴民主, 李建峰, 等. 相山流纹英安斑岩锆石 SHRIMP U–Pb 年龄及地质意义[J]. *大地构造与成矿学*, 2009, 33(2): 299–303.  
He Guansheng, Dai Minzhu, Li Jianfeng, et al. SHRIMP zircon U–Pb dating and its geological implication for the Xiangshan porphyritic dacite–rhyolitic[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2009, 33(2): 299–303(in Chinese with English abstract).
- [28] 陈正乐, 王永, 周永贵, 等. 江西相山火山侵入杂岩体锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J]. *中国地质*, 2013, 40(1): 217–229.  
Chen Zhengle, Wang Yong, Zhou Yonggui, et al. SHRIMP U–Pb dating of zircons from volcanic–intrusive complexes in the Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province, and its geological implications[J]. *Geology in China*, 2013, 40(1): 217–229(in Chinese with English abstract).
- [29] 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[J]. *铀矿地质*, 2005, 21(6): 338–344.  
Dou Xiaoping. REE distribution characteristics of volcanic and epimetamorphic rocks in Xiangshan volcanic basin and discussion on their genesis[J]. *Uranium Geology*, 2005, 21(6): 338–344(in Chinese with English abstract).
- [30] 段芸, 赵连泽, 范洪海, 等. 江西相山火山–侵入杂岩及其包裹体稀土元素地球化学[J]. *高校地质学报*, 2001, 7(1): 92–96.  
Duan Yun, Zhao Lianze, Fan Honghai, et al. REE–geochemistry of Mesozoic volcanic–intrusive complex and dark inclusions in Xiangshan district, Jiangxi Province[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2001, 7(1): 92–96(in Chinese with English abstract).
- [31] 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[J]. *岩石学报*, 1993, 9(1): 44–54.  
Wang Dezi, Liu Changshi, Shen Weizhou, et al. The contrast between Tonglu I–type and Xiangshan S–type clastoporphyritic lava[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1993, 9(1): 44–54(in Chinese with English abstract).

- [32] 王忠刚, 于学元, 赵振华, 等. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1987: 190-233.  
Wang Zhonggang, Yu Xueyuan, Zhao Zhenhua, et al. Geochemistry of Rare Earth Elements[M]. Beijing: Science Press, 1987: 190-233(in Chinese).
- [33] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992: 74-117.  
Li Changnian. The Trace Elements in Igneous Petrology[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1992: 74-117(in Chinese).
- [34] Hu Ruizhong, Burnard P G, Bi Xianwu, et al. Mantle-derived gaseous components in ore-forming fluids of the Xiangshan uranium deposit, Jiangxi Province, China: Evidence from He, Ar and C isotopes[J]. Chemical Geology, 2009, 266(2): 86-95.
- [35] 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 论华南地区中生代三次大规模成矿作用[J]. 矿床地质, 2005, 24(2): 99-107.  
Hua Renmin, Chen Peirong, Zhang Wenlan, et al. Three major metallogenic events in Mesozoic in South China[J]. Mineral Deposits, 2005, 24(2): 99-107(in Chinese with English abstract).
- [36] 胡瑞忠, 毕献武, 彭建堂, 等. 华南地区中生代以来岩石圈伸展及其与铀成矿关系研究的若干问题[J]. 矿床地质, 2007, 26(2): 139-146.  
Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Peng Jiantang, et al. Some problems concerning relationship between Mesozoic-Cenozoic lithospheric extension and uranium metallogenesis in South China[J]. Mineral Deposits, 2007, 26(2): 139-146(in Chinese with English abstract).
- [37] 刘善宝, 陈毓川, 范世祥, 等. 南岭成矿带中、东段的第二找矿空间——来自同位素年代学的证据[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 1034-1044.  
Liu Shanbao, Chen Yuchuan, Fan Shixiang, et al. The second ore-prospecting space in the eastern and central parts of the Nanling metallogenic belt: Evidence from isotopic chronology[J]. Geology in China, 2010, 37(4): 1034-1044(in Chinese with English abstract).
- [38] 范洪海, 凌洪飞, 王德滋, 等. 相山铀矿田成矿机理研究[J]. 铀矿地质, 2003, 19(7): 208-212.  
Fan Honghai, Ling Hongfei, Wang Dezi, et al. Study on metallogenetic mechanism of Xiangshan uranium ore field[J]. Uranium Geology, 2003, 19(7): 208-212(in Chinese with English abstract).
- [39] Wang F Y, Ling M X, Ding X, et al. Mesozoic large magmatic events and mineralization in SE China: Oblique subduction of the Pacific plate[J]. International Geology Review, 2011, 53(6): 704-726
- [40] 张万良, 余西垂. 相山铀矿田成矿综合模式研究[J]. 大地构造与成矿学, 2011, 35(2): 249-258.  
Zhang Wanliang, Yu Xichui. A study of integrated metallogenic model for the Xiangshan uranium field[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2011, 35(2): 249-258(in Chinese with English abstract).
- [41] 邵飞, 陈晓明, 徐恒力, 等. 相山铀矿田成矿物质来源探讨[J]. 东华理工大学学报(自然科学版), 2008, 31(1): 39-44.  
Shao Fei, Chen Xiaoming, Xu Hengli, et al. Discussion of metallogenic substance source of Xiangshan uranium ore field[J]. Journal of East China Institute of Technology, 2008, 31(1): 39-44 (in Chinese with English abstract).
- [42] 邵飞, 陈晓明, 徐恒力, 等. 江西省相山铀矿田成矿模式探讨[J]. 地质力学学报, 2008, 14(1): 65-73.  
Shao Fei, Chen Xiaoming, Xu Hengli, et al. Metallogenic model of the Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province[J]. Journal of Geomechanics, 2008, 14(1): 65-73(in Chinese with English abstract).
- [43] 范洪海, 凌洪飞, 王德滋, 等. 江西相山铀矿田成矿物质来源的Nd、Sr、Pb同位素证据[J]. 高校地质学报, 2001, 7(2): 139-143.  
Fan Honghai, Ling Hongfei, Wang Dezi, et al. Ore forming material sources for Xiangshan uranium ore field in Jiangxi Province: Evidence from Nd-Sr-Pb isotopes[J]. Geological Journal of China University, 2001, 7(2): 139-143(in Chinese with English abstract).

## LA-ICP-MS zircon U-Pb dating and geochemical characteristics of Tangang rhyodacite in Jiangxi Province

ZHANG De-zhi<sup>1</sup>, GUO Fu-sheng<sup>1,2</sup>, ZHOU Wan-peng<sup>1,2</sup>, XIE Cai-fu<sup>1</sup>,  
LIU Lin-qing<sup>2</sup>, ZHOU Zuo-min<sup>3</sup>

(1. College of Earth Sciences, East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, Jiangxi, China;

2. Digital Land Key Laboratory of Jiangxi Province, Fuzhou 344000, Jiangxi, China;

3. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Wuhan, 430074, Hubei, China)

**Abstract:** LA-ICP-MS U-Pb zircon age of rhyodacite in Tangang area of Jiangxi Province is  $(136.2 \pm 1.5)$  Ma, belonging to the product of Early Cretaceous volcanic and magmatic activities. The main geochemical characteristics of the rhyodacite include  $\text{SiO}_2 = 66.82\% - 68.04\%$ , high alkali ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.56\% - 7.73\%$ ), high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $14.91\% - 15.17\%$ ), quasi-aluminous to weakly peraluminous nature ( $A/\text{CNK} = 0.999 - 1.042$ ), obvious enrichment of LLE and LREE, and relative loss of high field strength elements. The pattern of REE with enriched LREE is a right-oblique curve, with high ratio of LREE/HREE (10.04 in average) and intermediate negative Eu anomalies (the average of  $\delta\text{Eu}$  is 0.48). The rhyodacite has comparable formation age and geochemical characteristics with Xiangshan rhyodacite porphyry, which suggests that they are comagmatic products. In addition, these rocks crystallized from the remelted sialic crust, which has been believed to be the first volcanic activity cycle of the Xiangshan rock body. A comparative study of the geological conditions shows that there exists metallogenic potential in Tangang volcanic basin.

**Key words:** rhyodacite; zircon U-Pb dating; geochemistry; rock-forming material source; volcanic activity

---

**About the first author:** ZHANG De-zhi, male, born in 1987, master candidate, majors in geochemistry; E-mail: dzhizhang@163.com.

**About the corresponding author:** GUO Fu-sheng, male, born in 1962, doctor, professor, supervisor of doctor candidates, mainly engages in the study of regional geology and uranium mineralization; E-mail: fsguo@263.net.