

# 橄榄玄粗岩铀地球化学与成矿关系研究

## ——以赣南草桃背(6722)铀矿床为例\*

章邦桐, 吴俊奇, 凌洪飞

(南京大学地球科学与工程学院 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 江苏 南京 210093)

**摘 要** 采用活动性 U、Th 溶浸实验、 $^{235}\text{U}$  诱发裂变径迹、Pb 同位素组成示踪等方法, 对草桃背橄榄玄粗岩铀地球化学进行的研究表明: ① 草桃背橄榄玄粗岩 U 含量偏高(众数值  $3.23 \times 10^{-6}$ ), 为世界安山岩平均值的 2 倍左右; ② U 的存在形式以结构铀为主, 活动性 U 含量及其所占全 U 比例(浸出率)非常低, 分别为  $0.7 \times 10^{-6}$  和 15.9%; ③ 根据 Pb 同位素组成计算, 草桃背橄榄玄粗岩以 U 带入为特征。对流体作用敏感的元素对比值(U/Th、Pb/Ce、Ba/La、Cs/Rb)研究判定, 地幔流体参与了草桃背橄榄玄粗岩的形成。草桃背橄榄玄粗岩地球化学特征表明, 源区富集地幔流体的交代作用是形成草桃背橄榄玄粗岩富含 U 等大离子亲石元素的主要制约因素, 但草桃背橄榄玄粗岩不能为 6722 矿床提供主要的成矿铀源。

**关键词** 地球化学; 橄榄玄粗岩; 活动性铀溶浸实验;  $^{235}\text{U}$  诱发裂变径迹; 地幔流体; 草桃背铀矿床

中图分类号: P619.14

文献标志码: A

## Uranium geochemistry of shoshonite and its relationship with uranium metallization: A case study of Caotaobei (6722) uranium deposit in southern Jiangxi Province

ZHANG BangTong, WU JunQi and LING HongFei

(State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China)

### Abstract

Using the mobile U leaching experiment, the  $^{235}\text{U}$  induced fission-track method, and lead isotope analysis, the authors investigated uranium geochemical features of the Caotaobei shoshonite, and the conclusions reached are as follows. ① The uranium content of the Caotaobei shoshonite (Mode,  $3.23 \times 10^{-6}$ ) is as high as about twice that of the world average andesite. ② The U in the Caotaobei shoshonite is mostly immobile, probably lattice-seated, and the content and the leachable rate of mobile U are very low ( $0.7 \times 10^{-6}$  and 15.9% respectively). ③ Calculation based on lead isotopes shows that the Caotaobei shoshonite gained uranium after its formation ( $\Delta\text{U} = 0.998 \times 10^{-6} \sim 3.92 \times 10^{-6}$ ). Fluid-sensitive trace element ratios, such as U/Th, Pb/Ce, Ba/La and Cs/Rb, in the Caotaobei shoshonite, were studied in this paper, and the results provide evidence for mantle fluid in the formation of the Caotaobei shoshonite. These features suggest that the enrichment of LILE in the Caotaobei shoshonite was constrained by the mantle-derived fluid metasomatism, and the Caotaobei shoshonite could not directly contribute U to uranium mineralization.

\* 本文得到中国核工业地质局“十二五”高校科研项目(编号: 2011-D03)和 973 项目(编号: 2012CB416703)联合资助

第一作者简介 章邦桐, 男, 1934 年生, 教授, 博士生导师, 主要从事核能地质及成矿理论的研究。Email: Zhangbt304@163.com

收稿日期 2013-12-16; 改回日期 2014-12-29。苏 杭编辑。

**Key words:** geochemistry, shoshonite, mobile U leaching experiment,  $^{235}\text{U}$  induced fission-track, mantle-derived fluid, Caotaobei uranium deposit

地幔流体与铀成矿作用的关系为当前铀矿地质学界所密切关注的热点问题之一。目前,关于地幔流体铀成矿作用问题讨论的焦点在于是否存在能为铀成矿直接提供铀源的富铀地幔流体? 作者认为探讨这一问题的关键是选择一个成矿主岩与幔源地质体有直接成因联系的铀矿床实例,剖析其成矿物质铀的来源。在江西南部,北起武阳大坪山,向南经会昌草桃背至谢屋,沿会昌白垩纪断陷盆地东缘分布的火山岩带延伸达 40 多公里。该火山岩带在地层层序上属晚白垩世赣州群下部茅店组底部第一岩性段。长期以来,前人将会昌火山岩定名为安山岩(江西省地质矿产局,1984;刘小宇等,1996;陈跃辉等,1998),草桃背(6722)铀矿床产出在该火山岩带,受草桃背古火山机构控制的隐爆角砾岩中。近年来,根据该火山岩中斜长石斑晶具钾长石环边、基质中存在大量钾长石微晶等矿物学特点,结合高钾、低钛、贫铁以及富集大离子亲石元素和轻稀土元素等特征,确切厘定会昌地区火山岩为橄榄玄粗岩系列火山岩(章邦桐等,2008)。同时,通过 Sr-Nd-Pb-O 同位素地球化学研究,判明会昌橄榄玄粗岩是由岩石圈富集地幔端员(EM II)和亏损地幔端员(DM)在源区混合形成的,属幔源成因(章邦桐等,2008)。涂光炽(2001)曾指出:“过去 20 年中,两类中酸性岩浆特别引起人们的兴趣与关注。一类是橄榄玄粗岩(shoshonite),另一类是富钠的 adakite(埃达克岩)”。与钙碱性系列中-基性火山岩相比,橄榄玄粗岩系列是一套产出在岛弧、活动大陆边缘或板内伸展构造环境,其岩浆来源于较玄武岩更深的岩石圈地幔的火山岩(Morrison, 1980)。Edgar(1980)通过对印尼、太平洋等地区现代火山岩及其俯冲带地震震源深度资料的研究对比,发现橄榄玄粗质岩浆源深度 >150 km。据此,本文选择了以幔源橄榄玄粗岩为成矿主岩的草桃背火山岩型铀矿床为例,研究橄榄玄粗岩与铀成矿的关系。

## 1 草桃背(6722)铀矿床地质概况

草桃背铀矿床位于赣南会昌地区,产出在受晚白垩世赣州群橄榄玄粗岩系列草桃背火山机构控制



图 1 产出在富城花岗岩西体的草桃背古火山机构  
Fig. 1 Caotaobei paleovolcanic apparatus occurring in the west part of Fucheng granite pluton

的隐爆角砾岩内,其基底为富城花岗岩体(图 1)。

按铀矿床类型,草桃背铀矿床属火山岩型铀矿床,矿石品位较富,铀可就地采用堆浸法用酸法浸取,经济效益很好。草桃背古火山机构在平面上呈不规则椭圆形,东西长 450 m 左右,南北宽约 350 m,在剖面上呈漏斗状,向中心倾斜。隐爆角砾岩围绕橄榄玄粗岩颈呈不规则状分布,分带明显,由中心向外,依次为橄榄玄粗岩、隐爆角砾岩带、花岗岩(图 2)。

草桃背矿床的铀矿体呈不规则透镜体及团块状赋存在隐爆角砾岩带中。隐爆角砾岩中的碎屑物粒径相差悬殊,由数十厘米至数毫米,大小混杂在一

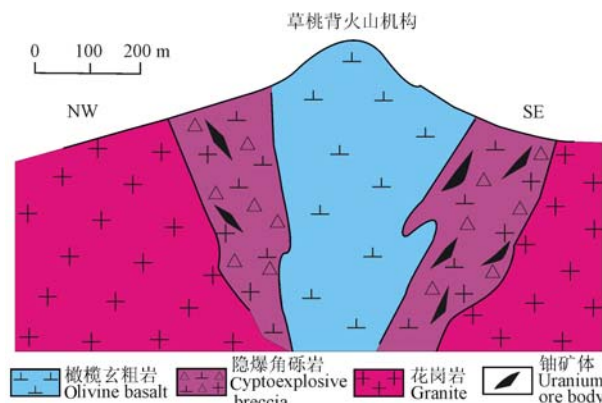


图 2 草桃背(6722)铀矿床地质剖面示意图  
(据刘小宇等,1996)

Fig. 2 Sketch geological section in the Caotaobei (No. 6722) uranium deposit (after Liu et al., 1996)

起,无分选性,形态为棱角状一次角状,大的角砾成分以肉红色花岗质岩石为主,偶见橄榄玄粗岩角砾(图 3)。胶结物呈灰紫色主要由橄榄玄粗岩岩屑,碎屑状长石、石英,水云母、绿泥石及少量萤石、碳酸盐矿物(方解石)组成(图 4)。此外,在地表及平硐中见有少量呈不规则脉状产出的隐爆碎屑岩穿插贯入花岗岩的现象。铀诱发裂变径研究表明,隐爆角砾岩胶结物是富铀矿物的主要载体。这些事实充分显示出草桃背铀矿床与橄榄玄粗岩的密切成因关系。矿石品位高,成分简单,属单铀型,主要由沥青铀矿、微晶石英、萤石、水云母、黄铁矿、赤铁矿等组成。早期成矿年龄为 103 Ma(U-Pb 法),晚期(后生改造)成矿年龄为 52 Ma(U-Pb 法)(徐礼中,1984)。

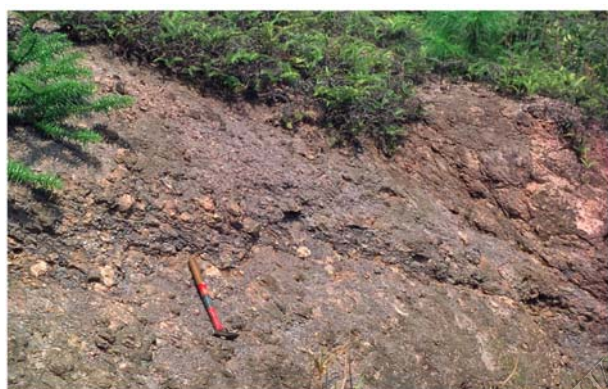


图 3 草桃背铀矿床隐爆角砾岩的野外露头(花岗岩角砾呈浅肉色;橄榄玄粗质碎屑胶结物呈灰紫色)

Fig. 3 Field outcrop of cryptoexplosive breccia in the Caotaobei uranium deposit (Granite breccia-yellowish pink; Shoshonitic clastic cement-grayish purple)



图 4 草桃背铀矿床含矿隐爆角砾岩

Fig. 4 Ore-bearing cryptoexplosive breccia in the Caotaobei uranium deposit

## 2 草桃背橄榄玄粗岩 U、Th 地球化学特征

### 2.1 草桃背橄榄玄粗岩的 U、Th 含量

草桃背橄榄玄粗岩的 U、Th 含量由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 Finnigan Element 2 型 ICP-MS 测定,相对标准偏差小于 5%。本文测定了草桃背橄榄玄粗岩系列火山岩 30 件全岩样品的 U、Th 含量,结果列于表 1 并示于图 5,其主要地球化学特征如下:

(1) Th/U 比值是反映各种岩浆岩特征的一个重要的地球化学参数。U、Th 地球化学研究表明,虽然各种岩浆岩(从超基性岩到花岗岩)中 Th、U 含量变化可达 2 个数量级,但未经岩浆期后热液作用改造的各种岩浆岩的 Th/U 比值却稳定地保持在 3~5 之间。从图 5 可见,相当一部分草桃背橄榄玄粗岩样本(14 个,由于纵坐标轴的限制,图 5 中略去 2 个  $w(U) > 16 \times 10^{-6}$  样本(序号 18, 20)的投影点)Th/U 比值  $< 3$ ,这意味着部分草桃背橄榄玄粗岩样品已经受过一定程度岩浆期后热液作用的叠加改造。

(2) 草桃背橄榄玄粗岩  $w(U)$  为  $1.29 \times 10^{-6} \sim 74.5 \times 10^{-6}$ ,变化范围很大,平均值为  $7.39 \times 10^{-6}$ 。从数理统计学得知,算术平均值易受到“极端数值”(即非常大或非常小的变量值)的影响。因此,算术平均值不能代表草桃背橄榄玄粗岩的 U 含量,需要

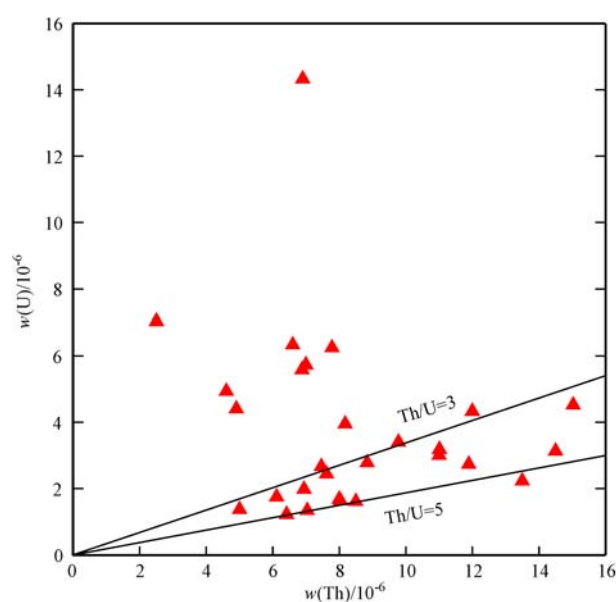


图 5 草桃背橄榄玄粗岩系列 U-Th 图解

Fig. 5 U-Th diagram of the Caotaobei shoshonitic series

表 1 草桃背橄榄玄粗岩系列火山岩 U、Th 含量 ( $w(B)/10^{-6}$ )

Table 1 U and Th content of the Caotaobei shoshonite series ( $w(B)/10^{-6}$ )

| 序号 | 样号     | U    | Th    | 序号 | 样号       | U     | Th    | 序号 | 样号      | U     | Th    |
|----|--------|------|-------|----|----------|-------|-------|----|---------|-------|-------|
| 1  | C6416  | 1.29 | 6.42  | 11 | Pd2-w3   | 1.70  | 8.04  | 21 | CK14    | 14.40 | 6.90  |
| 2  | C5906  | 6.31 | 7.78  | 12 | Pd2-w4   | 2.51  | 7.62  | 22 | He22    | 2.85  | 8.84  |
| 3  | C09    | 4.02 | 8.18  | 13 | Pd2-w5-1 | 2.05  | 6.94  | 23 | AO-06   | 3.07  | 11.00 |
| 4  | C12    | 1.58 | 8.50  | 14 | Pd3-w2   | 1.75  | 8.00  | 24 | AO-07   | 3.47  | 9.78  |
| 5  | HC-1   | 1.82 | 6.12  | 15 | Pd3-w1   | 4.59  | 15.03 | 25 | SL-04   | 1.44  | 5.00  |
| 6  | C5901  | 3.25 | 11.01 | 16 | 会昌-2     | 4.47  | 4.90  | 26 | XF59-01 | 2.30  | 13.50 |
| 7  | CS03   | 2.80 | 11.89 | 17 | 会昌-3     | 1.41  | 7.04  | 27 | XF59-06 | 4.40  | 9.10  |
| 8  | Cpd-15 | 2.73 | 7.46  | 18 | CK11     | 74.50 | 8.51  | 28 | XFC12   | 3.20  | 14.50 |
| 9  | C01    | 6.40 | 6.60  | 19 | CK12     | 5.65  | 6.88  | 29 | XFC08   | 7.10  | 2.50  |
| 10 | C06    | 5.80 | 7.00  | 20 | CK13     | 39.90 | 7.50  | 30 | XFC09   | 5.00  | 4.60  |

进行频数分析,求出不受“极端数值”影响、可代表所统计样本集中趋势的众数值。

2.2 草桃背橄榄玄粗岩 U、Th 频数分析

从表 2 分析结果可见,草桃背橄榄玄粗岩 U、Th 含量变化范围较大,引起这种变化因素较多,如测试过程中存在的仪器测量误差、测试样品的代表性等多种因素,因而单个 U、Th 测量数据不能代表草桃背橄榄玄粗岩总体 U、Th 含量。但从统计学理论得知,只要有相当数量( $n \geq 30$ )的样本数据,采用频数分析方法处理,便可判明数据变化的原因,即是由偶然性误差引起的,还是存在系统偏差?

根据表中所列草桃背橄榄玄粗岩 U、Th 数据,分别作出 U、Th 频数分布直方图及相应的概率曲线示于图 6 和图 7,并将频数分析所得的有关参数列于表 2。从表 2、图 6 和图 7 中,可以得出以下 6 点重要的认识:

(1) 草桃背橄榄玄粗岩 U 值的偏度系数( $C_{SK}$ )为 4.043(表 2),远高于标准正态分布曲线的临界值( $C_{SK} = \pm 0.4383$ ),而且频数分布直方图的概率密度曲线偏向高端,呈右偏非对称分布(图 6),这充分表明草桃背橄榄玄粗岩 U 值不服从正态分布规律,存在明显的正偏差。铀的变异系数高( $C_V=196$ ),大于临界值(50),表明草桃背橄榄玄粗岩中铀的分布是很不均匀的。这种正偏差是由岩浆后期热液叠加改造造成的。

(2) 草桃背橄榄玄粗岩 Th 值的偏度系数( $C_{SK}$ )为 0.656(表 2),接近标准正态分布曲线的临界值,而且频数分布直方图的概率密度曲线呈两端低、中间高,两侧呈对称分布(图 7),这表明草桃背橄榄玄粗岩 Th 值基本上服从正态分布。Th 的变异系数低( $C_V=35$ ),小于临界值(50)。这些特征表明草

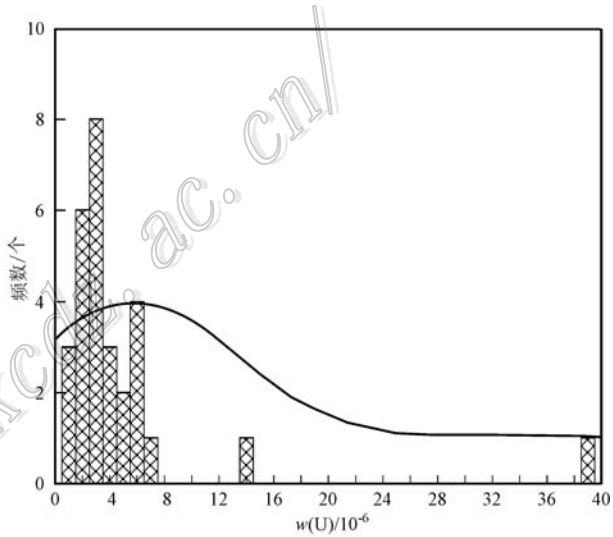


图 6 草桃背橄榄玄粗岩  $w(U)(n=30)$  频数直方图及概率密度曲线

Fig. 6  $w(U)(n=30)$  histogram and PDF (probability density function) curve of the Caotaobei shoshonite series

桃背橄榄玄粗岩中 Th 的分布是十分均匀的, Th 值的变化属偶然因素支配。

(3) 从表 2 可知草桃背橄榄玄粗岩 U 的平均值为  $7.39 \times 10^{-6}$ , 众数为  $3.23 \times 10^{-6}$ , 但由于其概率密度曲线呈右偏分布, 而均值受“极端数值”的影响较大, 因此众数具有比均值更好的代表性。

(4) 从 Th 频数分析得到草桃背橄榄玄粗岩 Th 的平均值、众数分别为  $8.34 \times 10^{-6}$ ,  $7.70 \times 10^{-6}$ (表 2), 两者相差非常小( $< 1.0 \times 10^{-6}$ )。这印证了上述草桃背橄榄玄粗岩 Th 值基本服从正态分布的规律性, 同时也表明草桃背橄榄玄粗岩的 Th 元素未受岩浆后期热液活动的干扰。

(5) 与世界平均中性火成岩(安山岩)相比, 草桃背橄榄玄粗岩的 U 含量(众数为  $3.23 \times 10^{-6}$ )偏

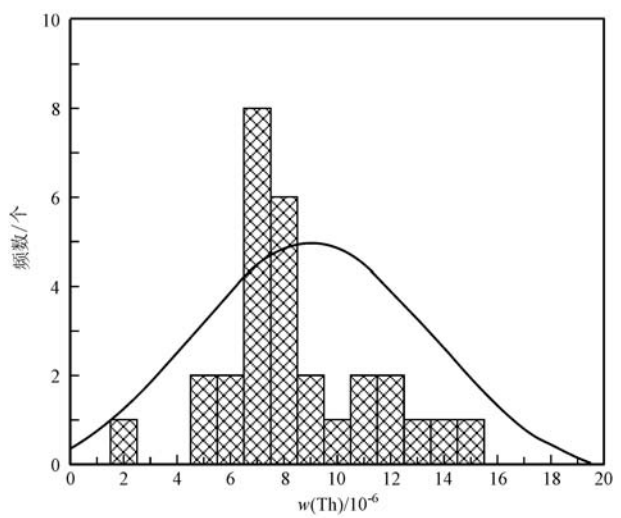


图 7 草桃背橄榄玄粗岩  $w(\text{Th})(n=30)$  频数直方图及概率密度曲线  
Fig. 7  $w(\text{Th})(n=30)$  content histogram and PDF (probability density function) curve of the Caotaobei shoshonite series

高,为世界安山岩平均值( $1.8 \times 10^{-6}$ )的 2 倍左右。  
(6) 与世界平均中性火成岩相比,草桃背橄榄玄粗岩的 Th 含量(众数为  $7.70 \times 10^{-6}$ )则与世界中性火成岩平均值( $7.0 \times 10^{-6}$ )十分接近。

2.3 草桃背橄榄玄粗岩中铀的存在形式及配分特征

为了阐明草桃背橄榄玄粗岩中铀的存在形式及配分特征,笔者采用 $^{235}\text{U}$  诱发裂变径迹法(反应堆中子通量为  $2 \times 10^{16}$  中子/ $\text{cm}^2$ )研究了 U 在草桃背橄榄玄粗岩中的存在形式和配分,其结果列于表 3,结合径迹薄片观察,查明以下分布特征:

- (1) 在草桃背橄榄玄粗岩内,无论是斑晶矿物(长石、角闪石)或是岩石基质,U 的诱发裂变径迹均呈稀疏分散状分布(图 8)。
- (2)  $^{235}\text{U}$  诱发裂变径迹统计表明,橄榄玄粗岩石基质的 U 含量( $2.14 \times 10^{-6}$ )略高于早期结晶的钾长石斑晶 U 含量( $1.82 \times 10^{-6}$ )。

表 2 草桃背橄榄玄粗岩 U、Th 频数分析特征参数

Table 2 Characteristic parameters of the frequency analysis for the Caotaobei shoshonite series

| 元素 | $w(\text{B})/10^{-6}$ |       |      |      | 标准差 $\sigma$ | 变异系数 $C_V$ | 偏度系数 $C_{SK}$ | 峰度系数 $C_{KU}$ |
|----|-----------------------|-------|------|------|--------------|------------|---------------|---------------|
|    | 最小值                   | 最大值   | 平均值  | 众数   |              |            |               |               |
| U  | 1.29                  | 74.50 | 7.39 | 3.23 | 14.51        | 196        | 4.043         | 0.427         |
| Th | 2.50                  | 15.03 | 8.34 | 7.70 | 2.92         | 35         | 0.656         | 0.349         |

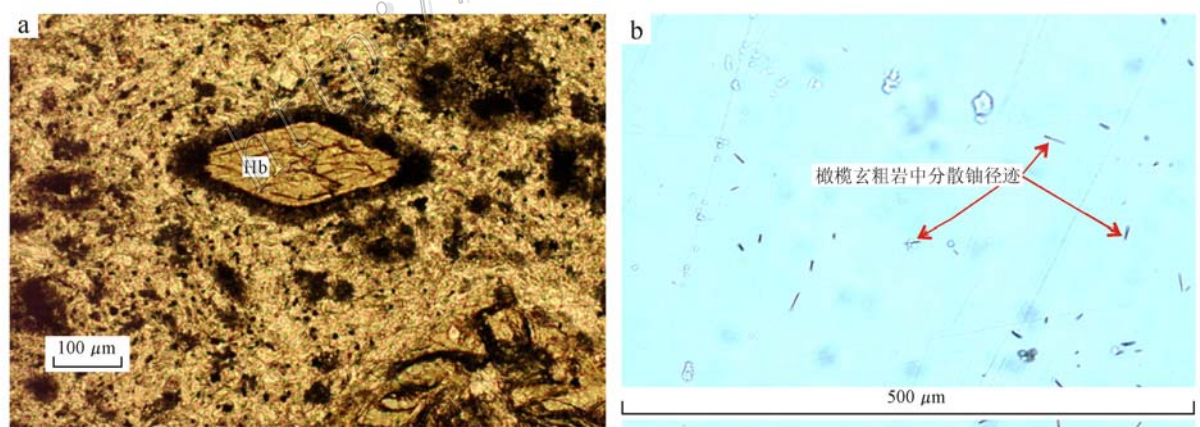


图 8 草桃背橄榄玄粗岩中铀的诱发裂变径迹

- a. 具暗化边的角闪石(Hb)斑晶及微晶基质; b. 橄榄玄粗岩中呈稀疏均匀分散状分布的铀裂变径迹

Fig. 8 Induced fission-track of uranium in Caotaobei shoshonite

- a. Hornblende phenocryst (Hb) with dark rim and matrix; b. Homogeneously dispersed fission-tracks of uranium in muscovite detector

表 3 草桃背橄榄玄粗岩铀的分配

Table 3 Distribution of uranium contents in the Caotaobei shoshonite

| 样号   | 造岩矿物及基质中的铀分配情况 |           |           |           |           |
|------|----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|      | 测试对象           | $w(B)/\%$ | $w(U)/\%$ | 铀份额/ $\%$ | 铀配分/ $\%$ |
| C-12 | 钾长石(斑晶)        | 2         | 1.82      | 0.033     | 2.08      |
|      | 斜长石(斑晶)        | 3         | 1.60      | 0.048     | 3.04      |
|      | 角闪石(斑晶)        | 25        | 0.06      | 0.015     | 0.95      |
|      | 基质             | 70        | 2.14      | 1.498     | 94.9      |

(3) 上述铀分布特征表明:草桃背橄榄玄粗岩中的 U 主要属结构 U。

### 3 草桃背橄榄玄粗岩地幔流体交代作用的元素地球化学证据

#### 3.1 应用对流体作用敏感的元素比值判别地幔流体的参与

为了判明草桃背橄榄玄粗岩形成过程中是否有地幔流体参与,需要根据微量元素的地球化学行为选择出一些在岩浆体系中具有相同地球化学行为,但在流体中具有不同地球化学行为的元素比值进行对比研究,以作为是否有地幔流体参与的佐证。现以 U-Th 元素对为例说明于下:各种岩浆岩中 U、Th 含量变化可相差 1~2 个数量级,但由于它们在岩浆体系中均呈 4 价状态,具有相似地球化学行为,致使各种岩浆岩中 Th/U 比值却稳定地保持在 3~4 之间,但在流体中 U 主要呈 6 价的  $UO_2^{2+}$  活动运移,而 Th 仍呈 4 价态,从而导致流体中 Th/U 比值明显降低(Th/U 比值 < 3)。据此,选择出对流体作用敏感的 U/Th、Pb/Ce、Ba/La、Cs/Rb 比值作为判别地幔流体参与的微量元素地球化学参数,同时选择出 Ce/Yb 比值作为对流体作用不敏感元素比值作为参照。草桃背橄榄玄粗岩系列的 U/Th、Pb/Ce、Ba/La、Cs/Rb、Ce/Yb 比值列于表 4,并分别作出 U/Th-Ce/Yb、Pb/Ce-Ce/Yb、Ba/La-Ce/Yb、Cs/Rb-Ce/Yb 图解(图 9)。从图 9 可见,草桃背橄榄玄粗岩系列的 U/Th、Pb/Ce、Ba/La、Cs/Rb 比值变化范围大,其变化趋势与图中箭头指示有地幔流体加入时元素比值的变化趋势一致。这为草桃背橄榄玄粗岩系列形成过程中有地幔流体交代作用参与提供了重要的地球化学证据。从图 9 还可看出,N 型洋脊玄武岩(N-MORB),洋岛玄武岩(OIB),火山碎屑沉积物(VS)以及全体沉积物(BS)的 U/Th、Pb/Ce、Ba/La、Cs/Rb 比值变化很小,这也为它们的形成没有地幔流体交代作用

参与又提供了一个地球化学佐证。

#### 3.2 应用 $(Ba/La)_{cn}-(La/Sm)_{cn}$ 图解判别地幔流体交代作用的影响

Defant 等(1991)曾根据地壳中轻稀土元素富集,而流体中大离子亲石元素富集的地球化学特点,应用  $(Ba/La)_{cn}-(La/Sm)_{cn}$  图解来研究判明 N 型洋脊玄武岩受上地壳物质混染及有俯冲板片脱水作用产生的流体和大洋沉积物的加入时的影响(图 10)。从该图可见,受上地壳物质混染的大洋火山岩呈近水平趋势分布,而有深部(地幔)流体作用参与的岛弧玄武岩(IAB)则与流体及大洋沉积物趋向线分布一致。将草桃背橄榄玄粗岩系列的相关数据(表 4)投影到  $(Ba/La)_{cn}-(La/Sm)_{cn}$  图解,可见其数据的投影点与俯冲板片脱水作用产生的地幔流体趋向线分布一致(图 10)。这为草桃背橄榄玄粗岩系列有地幔流体交代作用参与又提供了一个地球化学佐证。

总之,应用多种对流体敏感的微量比值的研究判明,草桃背橄榄玄粗岩系列火山岩的形成有地幔流体作用的参与(图 9,图 10)。由此可见,与世界安山岩平均值相比,草桃背橄榄玄粗岩的 U 含量偏高,而 Th 含量则大体相等的特征,很可能是岩石圈富集地幔流体交代作用的结果。

### 4 草桃背橄榄玄粗岩与铀成矿关系

现代成矿理论认为,各种地质体对成矿物质的贡献主要取决于其中“活动性成矿元素”的含量及其所占份额。“活动性成矿元素”是指地质体中能被成矿流体溶解浸出而不破坏造岩矿物或副矿物晶体内部结构,并易与各种矿化剂结合转移进入流体的那部分成矿元素。据此,本文拟通过溶浸试验测定草桃背橄榄玄粗岩中活动性铀的含量,目的在于查明其产铀能力大小,为探讨幔源草桃背橄榄玄粗岩对成矿铀源的贡献提供一定的地球化学证据。

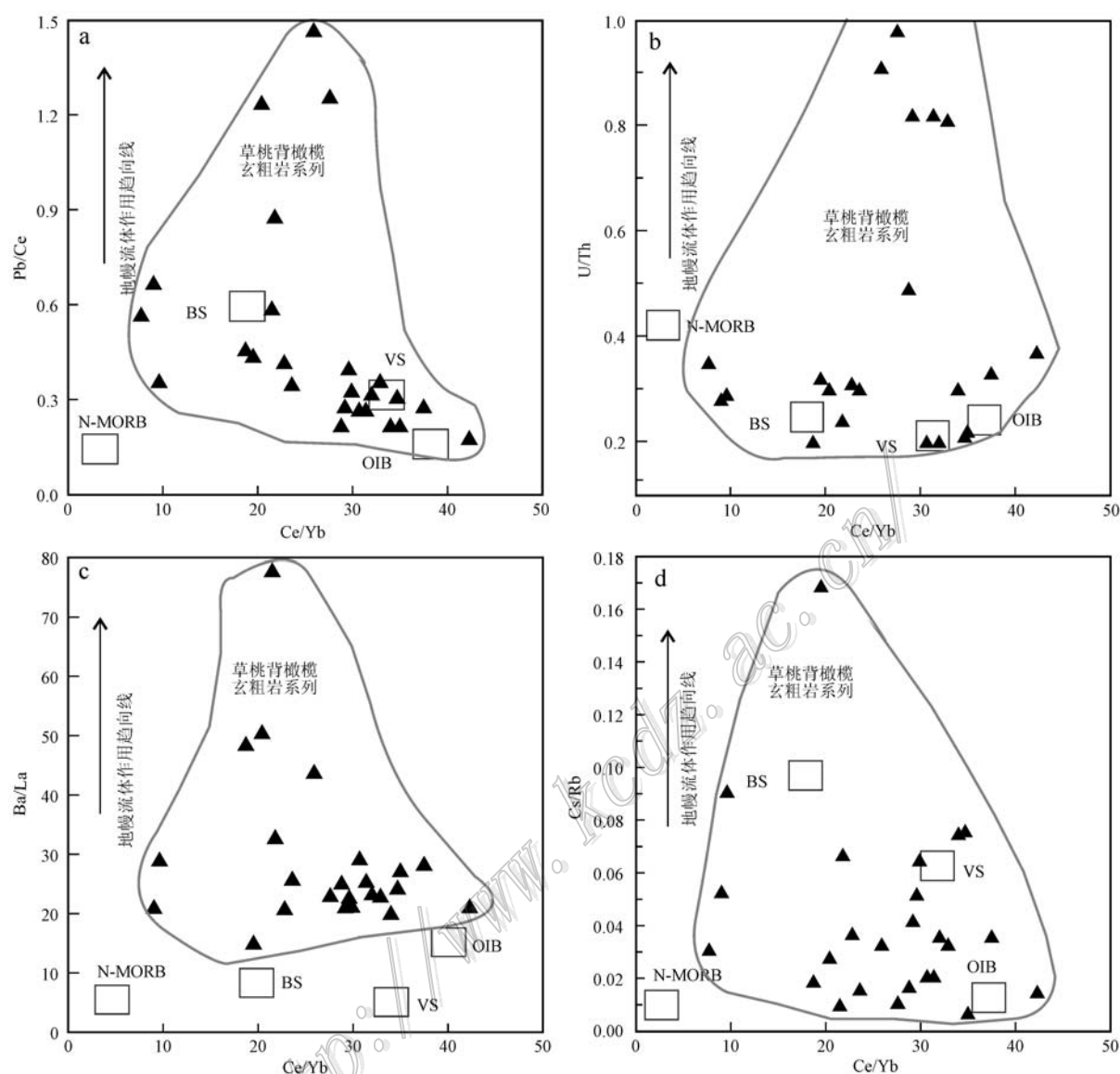


图 9 草桃背橄榄玄粗岩系列流体敏感的元素比值

a. Pb/Ce-Ce/Yb; b. U/Th-Ce/Yb; c. Ba/La-Ce/Yb; d. Cs/Rb-Ce/Yb 图解(据 Sun et al., 2001)

▲—草桃背橄榄玄粗岩系列; N-MORB—N 型洋脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; VS—火山碎屑沉积物; BS—全部沉积物

Fig. 9 Diagrams of fluid-sensitive element ratios

a. Pb/Ce; b. U/Th; c. Ba/La; d. Cs/Rb plotted against Ce/Yb for the Caotaobei shoshonite series (after Sun et al., 2001)

▲—Caotaobei shoshonite series; N-MORB—N-type mid-ocean ridge basalt; OIB—Ocean island-arc basalt; VS—Volcanic sediment;

BS—Bulk sediment

#### 4.1 草桃背橄榄玄粗岩中活动性 U、Th 的溶浸实验

为了更好的接近天然的成矿条件,笔者根据草桃背矿床矿石流体包裹体中含有  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{F}^-$  等多种阴离子组分的特点,用去离子水配制成含  $\Sigma\text{S} = 3.2 \times 10^{-4}$  (0.01 mol/L),  $\Sigma\text{Cl} = 3.5 \times 10^{-4}$

(0.01 mol/L),  $\Sigma\text{F} = 3 \times 10^{-5}$  (0.01 mol/L) 的浸取液进行溶浸实验,研究草桃背橄榄玄粗岩中活动性 U、Th 的地球化学行为。实验样品的质量为 20 g,粒径为 160 目。戎嘉树等(1981)对花岗岩进行的铀溶浸实验研究表明,大部分可浸出的铀于 1 h 内浸出,4 h 即可达到平衡,据此,笔者每次进行浸取实验的时间

表 4 草桃背橄榄玄粗岩系列微量元素比值

Table 4 Trace element ratios of the Caotaobei shoshonite series

| 序号 | 样号     | Ce/Yb | Pb/Ce | U/Th | Ba/La | Cs/Rb | (La/Sm) <sub>cn</sub> | (Ba/La) <sub>cn</sub> | 资料来源      |
|----|--------|-------|-------|------|-------|-------|-----------------------|-----------------------|-----------|
| 1  | C6416  | 32.0  | 0.32  | 0.20 | 23.5  | 0.036 | 3.50                  | 2.02                  | 章邦桐等,2011 |
| 2  | C5906  | 32.9  | 0.36  | 0.81 | 23.1  | 0.033 | 3.45                  | 1.99                  |           |
| 3  | C09    | 28.8  | 0.22  | 0.49 | 25.3  | 0.017 | 4.00                  | 2.18                  |           |
| 4  | C12    | 30.7  | 0.27  | 0.20 | 29.4  | 0.021 | 3.40                  | 2.53                  |           |
| 5  | 会昌-1   | 20.4  | 1.24  | 0.30 | 50.7  | 0.028 | 2.83                  | 4.36                  |           |
| 6  | Pd2-w3 | 34.7  | 0.31  | 0.21 | 24.5  | 0.076 | 3.66                  | 2.11                  |           |
| 7  | Pd2-w4 | 37.5  | 0.28  | 0.33 | 28.5  | 0.036 | 3.82                  | 2.46                  |           |
| 8  | P2-w51 | 34.0  | 0.22  | 0.30 | 20.2  | 0.075 | 3.63                  | 1.74                  |           |
| 9  | Pd3-w2 | 35.0  | 0.22  | 0.22 | 27.4  | 0.007 | 3.78                  | 2.36                  |           |
| 10 | C5901  | 23.6  | 0.35  | 0.30 | 26.0  | 0.016 | 3.25                  | 2.24                  |           |
| 11 | CS03   | 21.8  | 0.88  | 0.24 | 33.0  | 0.067 | 2.91                  | 2.84                  |           |
| 12 | Pd3-w1 | 22.8  | 0.42  | 0.31 | 21.0  | 0.037 | 3.35                  | 1.81                  |           |
| 13 | Cpd-15 | 42.3  | 0.18  | 0.37 | 21.3  | 0.015 | 3.85                  | 1.83                  |           |
| 14 | C01    | 43.6  | 1.26  | 0.98 | 23.2  | 0.011 | 4.38                  | 2.00                  |           |
| 15 | C06    | 31.4  | 0.27  | 0.82 | 25.6  | 0.021 | 3.35                  | 2.20                  |           |
| 16 | 会昌-2   | 25.9  | 1.47  | 0.91 | 44.0  | 0.033 | 3.74                  | 3.79                  |           |
| 17 | 会昌-3   | 18.7  | 0.46  | 0.20 | 48.7  | 0.019 | 2.75                  | 4.19                  |           |
| 18 | CK11   | 29.9  | 0.33  | 8.75 | 21.4  | 0.065 | 4.05                  | 1.84                  | 本文        |
| 19 | CK12   | 29.2  | 0.28  | 0.82 | 21.3  | 0.042 | 4.27                  | 1.83                  |           |
| 20 | CK13   | 29.6  | 0.40  | 5.32 | 22.9  | 0.052 | 3.95                  | 1.98                  |           |
| 21 | CK14   | 21.5  | 0.59  | 2.09 | 81.0  | 0.010 | 3.68                  | 5.98                  |           |
| 22 | He22   | 19.5  | 0.44  | 0.32 | 15.2  | 0.169 | 3.10                  | 1.31                  |           |
| 23 | AO-06  | 9.0   | 0.67  | 0.28 | 21.2  | 0.053 | 3.26                  | 1.82                  |           |
| 24 | AO-07  | 7.7   | 0.57  | 0.35 | 14.1  | 0.031 | 2.80                  | 1.22                  |           |
| 25 | SL-04  | 9.6   | 0.36  | 0.29 | 29.2  | 0.091 | 3.03                  | 2.52                  |           |

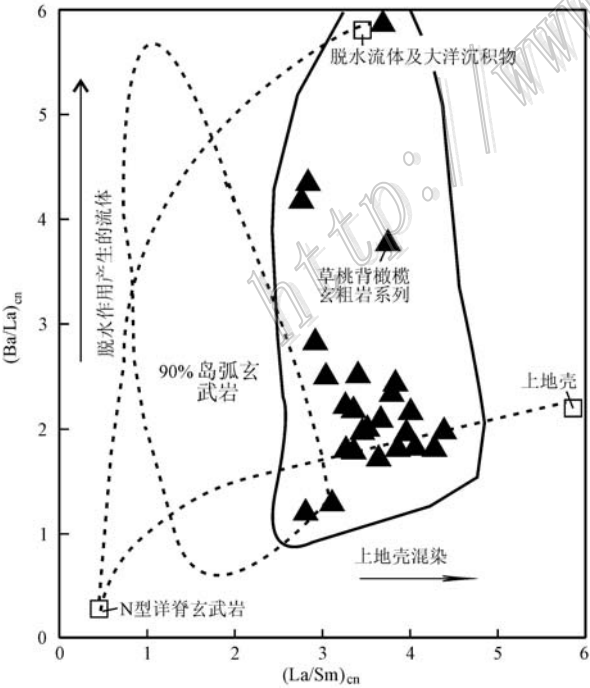


图 10 草桃背橄榄玄粗岩系列的 $(Ba/La)_{cn}-(La/Sm)_{cn}$ 图解(据 Defant et al., 1991)

Fig. 10  $(Ba/La)_{cn}-(La/Sm)_{cn}$  diagram of the Caotaobei shoshonite series(after Defant et al., 1991)

设定为 4 h,并保持 90℃ 恒温。草桃背橄榄玄粗岩溶浸实验结果列于表 5,得出以下结论:

- (1) 草桃背橄榄玄粗岩中活动性 U 的浸出量及浸出率均很低,分别为  $0.7 \times 10^{-6}$  和 15.9%。
- (2) 草桃背橄榄玄粗岩中活动性 Th 的浸出量及浸出率较 U 更低,分别为  $0.4 \times 10^{-6}$  和 4.4%,反映出 Th 在水热体系中地球化学行为为不活泼的特点。

4.2 Pb 同位素组成的初始(古)U 含量示踪

岩石中 Pb 的地球化学性质较稳定,在成岩后的热液作用和成矿作用中一般不会有明显的带入和带出,而 U 的活动性则较强,在成矿过程中可能发生较大的变化。因此,根据草桃背橄榄玄粗岩 Pb 同位素组成,通过年龄校正及反演计算可得出橄榄玄粗岩的初始 U 含量。将其与现今 U 含量对比,可以得出草桃背橄榄玄粗岩在成岩-成矿过程中铀的得失量,从而为判断对成矿铀源贡献提供一定的依据。现将草桃背橄榄玄粗岩 4 个样本的 Pb 同位素组成及按李耀松等(1983)提出的公式进行计算的结果列于表 6,并得出以下认识:

- (1) 草桃背橄榄玄粗岩 Pb 同位素的单阶段模式年龄值均为负值(−427~−574 Ma)(表 6),显示

表 5 草桃背铀矿床橄榄玄粗岩 U、Th 溶浸实验结果  
Table 5 Experiment results of leaching U and Th from Caotaobei shoshonite

| 样号      | $w(\text{U})/10^{-6}$ | $\Delta\text{U}$ |       | $w(\text{Th})/10^{-6}$ | $\Delta\text{Th}$ |       |
|---------|-----------------------|------------------|-------|------------------------|-------------------|-------|
|         |                       | 浸出量/ $10^{-6}$   | 浸出率/% |                        | 浸出量/ $10^{-6}$    | 浸出率/% |
| XF5906  | 4.4                   | 0.7              | 15.9  | 9.1                    | 0.4               | 4.4   |
| XF5906a | 3.7                   |                  |       | 8.7                    |                   |       |

表 6 草桃背橄榄玄粗岩 Pb 同位素组成及铀转移量计算结果  
Table 6 Composition of lead isotopes and calculated results of uranium migration from Caotaobei shoshonite

| 样号        | 年龄/Ma | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 单阶段模式<br>年龄/Ma | $w(\text{B})/10^{-6}$ |      |       |                  |
|-----------|-------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------|-----------------------|------|-------|------------------|
|           |       |                                   |                                   |                                   |                | Pb                    | U2   | U1    | $\Delta\text{U}$ |
| 6759-1    | 107   | 18.341                            | 15.647                            | 38.774                            | -427           | 19.00                 | 2.30 | 0.490 | 1.410            |
| C-01      | 107   | 18.524                            | 15.682                            | 38.871                            | -526           | 79.67                 | 6.40 | 7.200 | -0.800           |
| C12       | 107   | 18.050                            | 15.605                            | 38.322                            | -574           | 18.50                 | 1.68 | 0.682 | 0.998            |
| PD-15(近矿) | 107   | 18.320                            | 15.589                            | 38.626                            | -485           | 9.80                  | 4.60 | 0.680 | 3.920            |

注：U1 为初始铀含量；U2 为现今铀含量

异常铅特征，表明它们富集了放射成因铅。  
(2) 草桃背橄榄玄粗岩现今 U 含量(U2)较初始 U 含量(U1)高， $\Delta\text{U}$  为  $1.382 \times 10^{-6}$  (平均值)，表明以铀的带入为特征。

5 结 论

对流体作用敏感的元素比值(U/Th、Pb/Ce、Ba/La、Cs/Rb)研究判明，源区富集地幔流体的参与是造成草桃背橄榄玄粗岩富含 U 等大离子亲石元素的主要制约因素。虽然 6722 铀矿床的赋矿主岩为橄榄玄粗岩，但草桃背橄榄玄粗岩中活动性 U、Th 溶浸实验及 Pb 同位素组成的初始(古)U 含量计算结果表明，草桃背橄榄玄粗岩不能为 6722 矿床提供主要成矿铀源。

References

Bureau of Geology and Mineral Resources, Jiangxi Province. 1984. Regional geology of Jiangxi province [M]. Beijing: Geological Publishing House. 535-549(in Chinese).  
Chen Y H, Chen Zhao B and Chen Z Y. 1998. Meso-Cenozoic extensional tectonics and uranium metallogenesis in Southeast China[M]. Beijing: Atomic Energy Press. 113-133(in Chinese).  
Defant M J, Maury R C, Ripley E M, Feigenson M D and Jacques D. 1991. An example of island-arc petrogenesis: Geochemistry and

petrology of the Southern Luzon Arc, Philippines[J]. J. of Petrology, 32(3):455-500.  
Edgar A D. 1980. Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: Discussion, Contrib. [J]. Mineral. Petrol., 73: 429-431.  
Li Y S, Xia Y L and Tao Q. 1983. The application of U-Pb isotope system to the metallogenic mechanism of uranium deposit[J]. Radio Geology, 22(3): 18-21 (in Chinese with English abstract).  
Liu X Y and Chen Z B. 1996. Continental volcanism & uranium mineralization[M]. Beijing: Atomic Energy Press. 1-177 (in Chinese).  
Morrison G W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the Shoshonite rock association[J]. Lithos, 13: 97-108.  
Rong J H, Zhou C Y and Han Z H. 1981. The dynamic leaching experiment of fissured and intergranular uranium from one uranium-bearing granite body[J]. Uranium Geology, (4): 319-323 (in Chinese with English abstract).  
Sun C H and Stern R J. 2001. Genesis of Mariana shoshonite[J]. Journal of Geophysical Research, 106(B1): 589-608.  
Tu G Z. 2001. The development to the mineral deposit prospecting and research work in the past twenty years: Abrief review [J]. Mineral Deposits, 20(01):1-9 (in Chinese with English abstract).  
Xu L Z. 1984. Mesozoic volcanic rock type uranium deposit in Jiangxi [J]. Uranium Geology of East China, (1):7-21(in Chinese).  
Zhang B T, Wu J Q, Lin H F and Chen P R. 2008. Geochemical evidence of element and Sr-O-Nd-Pb isotopes for petrogenesis of the Huichang Early Cretaceous shoshonite, southern Jiangxi Province [J]. Acta Geologica Sinica, 82(7):986-997(in Chinese with Eng-

lish abstract).

Zhang B T, Wu J Q, Lin H F and Chen P R . 2011. Elemental geochemical evidence for genesis of intraplate shoshonite and mantle-derived fluid metasomatism: An example from shoshonite at Huichang, Southern Jiangxi Province[J]. *Geochimica*, 40(5): 443-453(in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

陈跃辉,陈肇博,陈祖伊. 1998. 华东南中新生代伸展构造与铀成矿作用[M]. 北京: 原子能出版社. 113-133.

江西省地质矿产局. 1984. 江西省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社. 535-549.

李耀松,夏毓亮,陶铨. 1983. 应用铀-铅同位素体系演化研究铀矿床的成矿机理[J]. 放射性地质, 22 (3): 18-21.

刘小宇,陈肇博. 1996. 大陆火山作用与铀成矿[M]. 北京: 原子能出版社. 122-128.

戎嘉树,周潮源,韩泽宏. 1981. 对一产铀花岗岩体裂隙粒间铀的动态浸出试验[J]. 放射性地质, (4) : 319-323.

涂光炽. 2001. 过去 20 年矿床事业发展的概略回顾[J]. 矿床地质, 20(1): 1-9.

徐礼中. 1984. 江西中生代火山岩型铀矿[J]. 华东铀矿地质, (1): 7-21.

章邦桐,吴俊奇,凌洪飞,陈培荣. 2008. 会昌早白垩世橄榄玄粗岩(shoshonite)成因的元素及 Sr-O-Nd-Pb 同位素地球化学证据[J]. 地质学报, 82(7): 986-997.

章邦桐,吴俊奇,凌洪飞,陈培荣. 2011. 板内橄榄玄粗岩(shoshonite)地幔流体交代作用及成因的元素地球化学证据: 以赣南会昌橄榄玄粗岩为例[J]. 地球化学, 40 (5): 443-453.

<http://www.kcdz.ac.cn/>