

桂东北豆乍山产铀花岗岩的铀源矿物研究

胡欢¹⁾, 王汝成¹⁾, 陈卫锋¹⁾, 丁海红²⁾, 陈培荣¹⁾, 凌洪飞¹⁾

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) 江苏省有色金属华东地质勘查局资源调查与评价研究院, 南京, 210007

内容提要:豆乍山花岗岩是桂东北重要的产铀花岗岩之一, 通过精细矿物学研究, 豆乍山花岗岩中绿泥石主要为铁绿泥石和辉绿泥石, 而含铀副矿物的蚀变和形成温度相对较高的铁绿泥石密切相关。花岗岩中主要富铀副矿物为晶质铀矿、锆石、独居石、磷钇矿和铀钍石, 其中晶质铀矿是公认铀源矿物, 而其他副矿物的赋存状态及蚀变特征决定了其是否为铀源矿物。锆石多未发生蚀变, U 仍保持其结构中, 因此不是铀源矿物; 而铁绿泥石附近的独居石和磷钇矿均发生不同程度的蚀变, 蚀变作用不仅使独居石和磷钇矿结构中的 U 得以释放进入热液, 而且原磷钇矿包裹的铀钍石变为赋存于次生磷灰石中, 其所含铀容易活化而成为铀源矿物。总之, 在豆乍山产铀花岗岩含铀副矿物中, 晶质铀矿、蚀变的独居石和磷钇矿、次生磷灰石中铀钍石是铀源矿物。

关键词:豆乍山花岗岩; 铀源; 蚀变; 独居石; 磷钇矿

花岗岩型铀矿床是我国最重要的一类铀矿床类型, 且集中分布于我国华南几个花岗岩体中, 如粤北诸广山岩体和贵东岩体、赣中桃山岩体、桂东北苗儿山岩体等。这些花岗岩型铀矿床几乎均为后生热液成因, 归于 Cuney (2009) 划分的热液脉型铀矿床一类, 而产铀矿的花岗岩体作为铀源体在铀成矿过程中扮演重要角色 (杜乐天, 1980, 1982; 余达淦等, 2005; Hu Ruizhong et al., 2008; Cuney, 2009)。

对于铀在花岗岩中存在和分配形式, 长期以来人们一直认为主要有三种形式: ① 均匀分散状态存在于造岩矿物中; ② 呈类质同像赋存于锆石、钍石、榍石、褐帘石、烧绿石、钛铀矿、黑稀金矿、磷钇矿、独居石等含铀副矿物中; ③ 铀的独立矿物, 主要是晶质铀矿 (章邦桐, 1992; 余达淦等, 2005; Cuney and Kyser, 2008)。目前大多数研究者认为除晶质铀矿以外, 花岗岩中铀主要以类质同象形式, 集中赋存于为数甚少、颗粒很小的副矿物, 如锆石、富铀钍石、独居石、磷钇矿、褐帘石等副矿物中, 并指出副矿物的种类、数量和成矿元素的含量是判断花岗岩铀潜在成矿能力的标记之一, 而且它们的热液蚀变行为对于铀矿床的形成非常重要 (戎嘉树, 1980; 孙志富, 1981; 冯明月, 1984; 刘光案等, 1984; Cuney and

Friedrich, 1987; 张成江, 1990, 1996; 李耀崧等^①; Chabiron et al., 2001, 2003; Förster, 2006; Cuney and Kyser, 2008)。

豆乍山花岗岩位于桂东北苗儿山复式花岗岩体中段, 是苗儿山铀矿田内重要的产铀花岗岩之一, 前人对铀矿床以及年代学、地球化学和岩石成因方面作了大量的研究工作 (刘继顺等, 1989; 谢红接等, 1999; 方适宜等, 2007; 谢晓华等, 2008; 石少华等, 2010), 但对其精细矿物学方面的研究较少, 尤其是铀在该岩体中的赋存形式以及热液阶段铀如何发生活化迁移方面的研究更是缺乏。因此, 本文拟在前人研究基础上, 对豆乍山花岗岩中主要造岩矿物和副矿物的矿物组合特征, 铀在岩体中的赋存形式以及晚期热液阶段蚀变产物等方面进行系统的研究, 确定成矿作用前的铀源矿物。

1 地质背景

苗儿山岩体位于广西东北部的资源县和湖南西南部的新宁县境内, 是一个由多期多阶段花岗岩体构成的复式岩基, 出露面积约为 1633 km², 主要由黑云母二长花岗岩和二云母二长花岗岩构成。由于受南北向及北东向构造影响, 岩体北端呈南北向展布。

注: 本文为国家自然科学基金资助项目 (编号 41072028, 40702012, 41230315)、科技部 973 项目 (2012CB416704)、中国核工业地质局“十一五”和“十二五”基础科研项目、教育部博士点基金资助项目 (编号 20100091110048) 的成果。

收稿日期: 2012-02-08; 改回日期: 2012-07-31; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 胡欢, 女, 1972 年生。副教授。主要从事矿物学研究。Email: huhuan@nju.edu.cn。

豆乍山花岗岩位于苗儿山复式岩体中部,呈岩株状,出露面积 31.7 km²,其边缘集中了多个重要铀矿床,如沙子江、双滑江、白毛冲、孟公界等铀矿床(图 1)。

豆乍山花岗岩岩性主要为中细粒二云母二长花岗岩,呈斑状或似斑状结构,单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果为 228 ± 11Ma,为印支晚期花岗岩体。在岩石地球化学特征方面,豆乍山花岗岩具有高 SiO₂、Al₂O₃和全碱含量,低 CaO、P₂O₅、MgO 和 TiO₂含量,A/CNK 值全部大于 1.10,为印支晚期过铝质壳源花岗岩。另外,豆乍山花岗岩的铀含量(7.98 ~ 23.93 μg/g,平均为 16.24μg/g)是中国东部上地壳铀平均值(1.55μg/g,Gao et al.,1999)的 10 倍左右,Th/U 比值(0.35 ~ 3.27,平均 1.91)则远低于中国东部上地壳 Th/U 比值(5.77,Gao et al.,1999;谢

晓华等,2008),这些都说明豆乍山花岗岩具有为区内铀矿化提供充足铀源的潜力。

2 样品和分析方法

所有样品均采自豆乍山花岗岩的新鲜露头。首先利用光学显微镜对岩石和矿物组合特征有初步认识,然后再进一步利用电子探针对主要造岩矿物、副矿物及其蚀变特征进行了背散射像观察和化学成分定量分析。

电子探针型号为 JEOL JXA-8100,其中主矿物和锆石的分析主要在北京大学成矿国家重点实验室完成,而磷灰石、稀土磷酸盐矿物的测试工作在核工业北京地质研究院分析测试中心进行。工作条件同为:电压 15kV,电流 20nA,束斑直径 < 1μm,所有测试数据都进行了 ZAF 处理。对主矿物定量分析时,

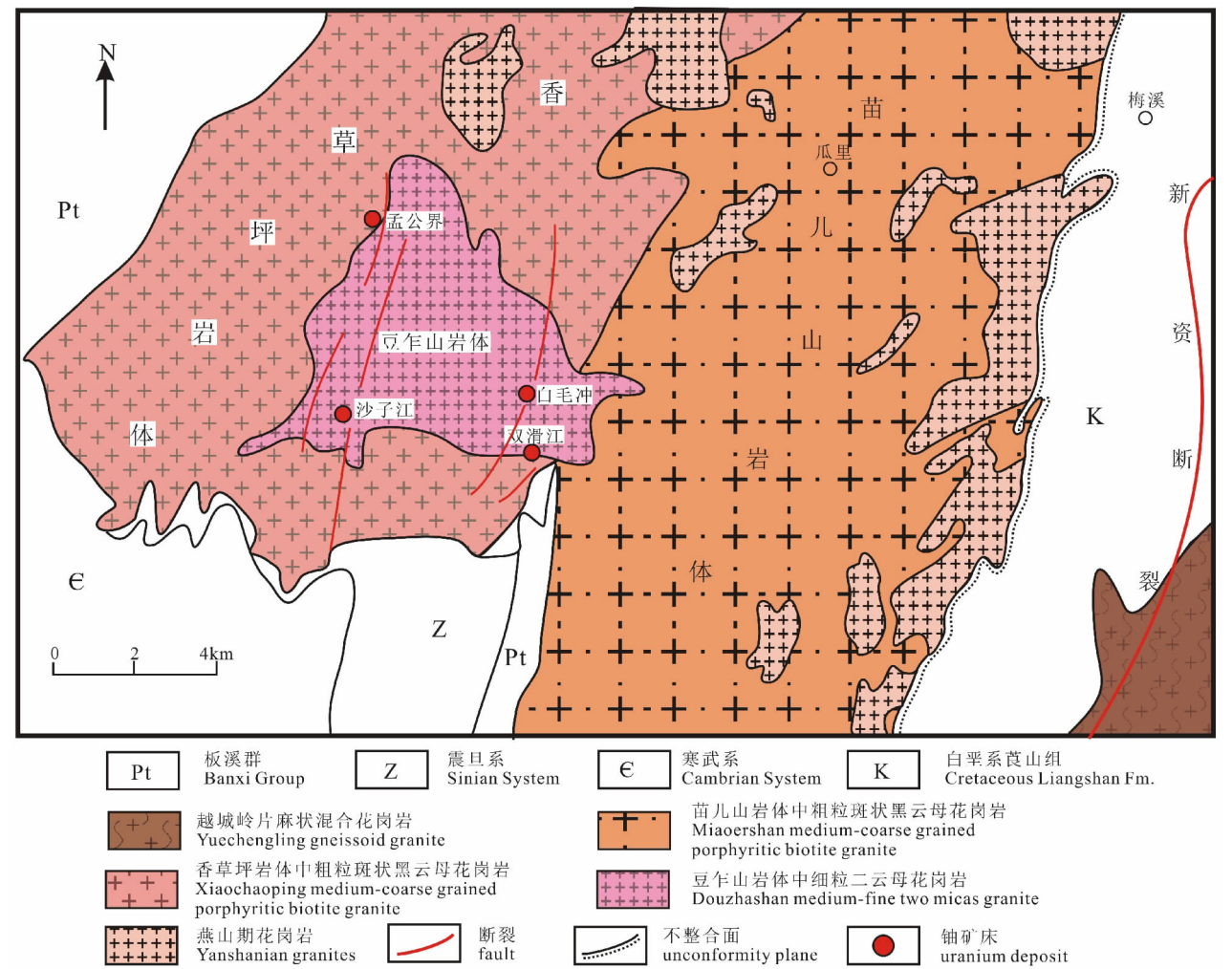


图 1 苗儿山复式花岗岩体中段地质简图(据湖南省核工业地质局 310 队^②)
Fig. 1 Geological simplified map of the middle of the Miaoershan complex granite
(Modified from unpublished data^② of No. 310 Party, Hunan Nuclear Industry Geological Bureau)

其标样为:橄榄石(Si、Fe、Mn),角闪石(Mg、Al、Ti),钠长石(Na),正长石(K)和磷灰石(Ca、P、F)。

对于复杂的含稀土磷酸盐矿物,如独居石、磷钇矿、氟碳铈矿等,所测每个元素都需要精确峰位和调整背景峰位置,其中P、Si、Fe、Ca和F元素采用K α 特征线,Y、La、Ce、Yb和Lu元素采用L α 特征线,Pr、Nd、Sm、Gd、Tb、Dy、Ho和Er元素采用L β 特征线,从而避免各稀土元素特征峰位的重叠。分析晶体:LIF晶体用于分析REE、Hf和Fe元素,TAP晶体用于分析Si、Al,PET P、Th、U、Ca、Pb和Y元素,LDE1晶体用于分析F元素。主要标样为:斯里兰卡含铅锆石(Hf),人工合成ThO₂(Th),人工合成UO₂(U),YPO₄磷酸盐玻璃(Y),CePO₄磷酸盐玻璃(Ce、P),REEPO₄磷酸盐玻璃(其他稀土元素)。

3 主矿物特征

豆乍山花岗岩中主要矿物成分为钾长石、斜长石、石英、黑云母和白云母,其中钾长石主要为微斜长石,表面泥化现象明显,而斜长石含量次于钾长石,聚片双晶发育,以钠长石和更长石为主。云母类矿物为黑云母和白云母,黑云母含量较少(2%~3%),且常被绿泥石和白云母交代(图2a、b)。在化学成分特征方面,黑云母FeO_i量为18.63%~24.99%,Fe/(Fe+Mg)值为0.65~0.74,具有富铁

的特征,属于铁叶云母(Foster et al. ,1960)。

豆乍山花岗岩中绿泥石化程度高,绿泥石常全部或大部分交代黑云母,而且其中包裹有较多颗粒细小的副矿物。由于副矿物具有放射性,绿泥石中可见多个放射性多色晕圈(图2a、b)。对绿泥石进行了电子探针化学成分分析得到,绿泥石可分为两类:一类绿泥石SiO₂含量相对较低,为22.49%~26.03%,FeO_i量略高,为30.14%~34.07%,属于铁绿泥石,另一类绿泥石SiO₂含量略高,为28.03%~29.96%,FeO_i量较低,为27.88%~30.44%,属于辉绿泥石(Hey,1954)。根据绿泥石Al^{IV}地质温度计算公式(Cathelineau,1988)得到,绿泥石形成温度也相对应分为:328.6~430.2℃和214.3~283.4℃两个阶段,属于中—低温条件,表明在豆乍山花岗岩演化过程中存在两期热事件。经过进一步的观察和统计得到,蚀变独居石、磷钇矿等副矿物附近的绿泥石形成温度平均为373.27±32℃(*n*=29),属于中温绿泥石,而低温绿泥石附近的副矿物基本未蚀变,说明含铀副矿物的后期蚀变和中温热事件密切相关。

另外,绿泥石的形成过程受温度、压力、水/岩比、流体和岩石化学成分等多个因素的制约。从中温绿泥石到低温绿泥石,随着形成温度的降低,绿泥石的Fe³⁺/Fe²⁺比值范围从0.00~0.08增至0.12

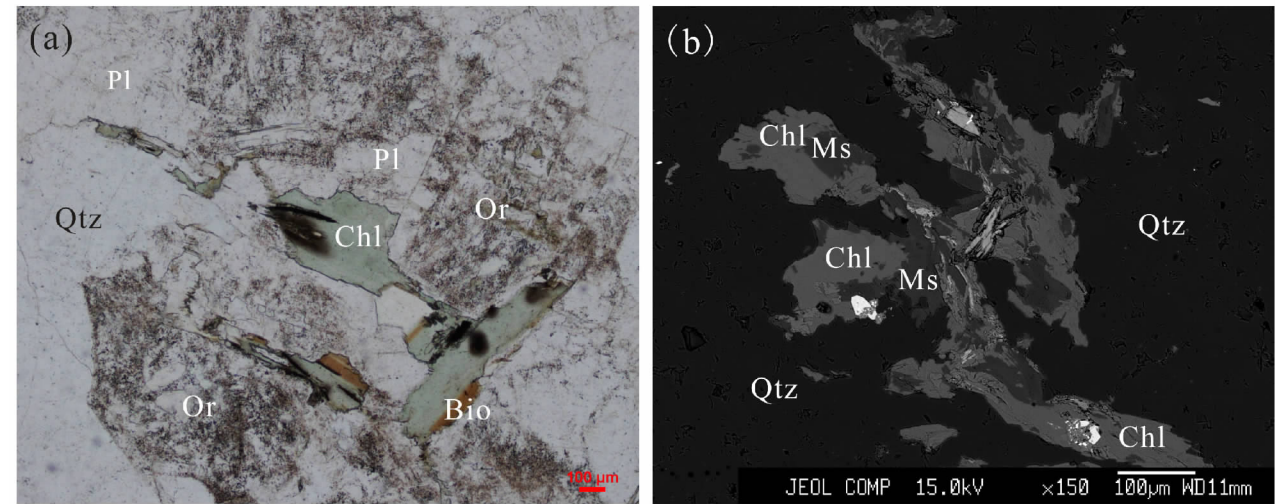


图2 豆乍山花岗岩中黑云母、白云母和绿泥石的共生特征

Fig. 2 Association of biotite, muscovite and chlorite from Douzhashan granite

(a) 黑云母绿泥石化,其中包裹有大量的富铀副矿物,周围发育放射性多色晕圈,单偏光;(b) 白云母和绿泥石共生,其中富铀副矿物分布于绿泥石中,背散射图像。Or—钾长石;Pl—斜长石;Qtz—石英;Bio—黑云母;Ms—白云母;Chl—绿泥石

(a) biotite chloritization with uranium-enriched inclusions surrounding radiogenic black halos, plane light; (b) association of muscovite and chlorite, uranium-enriched accessory inclusions located in chlorite, BSE image. Or—orthoclase; Pl—plagioclase; Qtz—quartz; Bio—biotite; Ms—muscovite; Chl—chlorite

~0.21,反映流体氧化程度逐步增加。

4 含铀副矿物特征

经显微镜和电子探针背散射图像观察,豆乍山花岗岩中主要副矿物有锆石、钍石、磷灰石、独居石、磷钇矿、晶质铀矿、次生榍石、次生金红石等。电子探针化学成分分析得到,磷灰石、次生榍石、金红石等副矿物中 U 含量均低于检测限,主要含铀副矿物为锆石、独居石、磷钇矿、钍石、晶质铀矿等。下面将逐步分析它们的共生组合、含铀特点及自身蚀变特

征,从而确定豆乍山花岗岩含铀副矿物中谁是真正的铀源矿物,并初步分析铀在花岗岩中活化迁移情况。

4.1 锆石

锆石是豆乍山花岗岩中常见的副矿物,多呈自形一半自形,主要包裹于造岩矿物中,或位于绿泥石与造岩矿物之间,常与独居石、磷钇矿共生。其中位于主矿物中的锆石,结构简单,成分单一,除了主要元素 Si 和 Zr 以外,还含有一定量的微量元素 Hf, U 和 Y,其中 HfO_2 为 1.34% ~ 2.66%, UO_2 为 1.27%

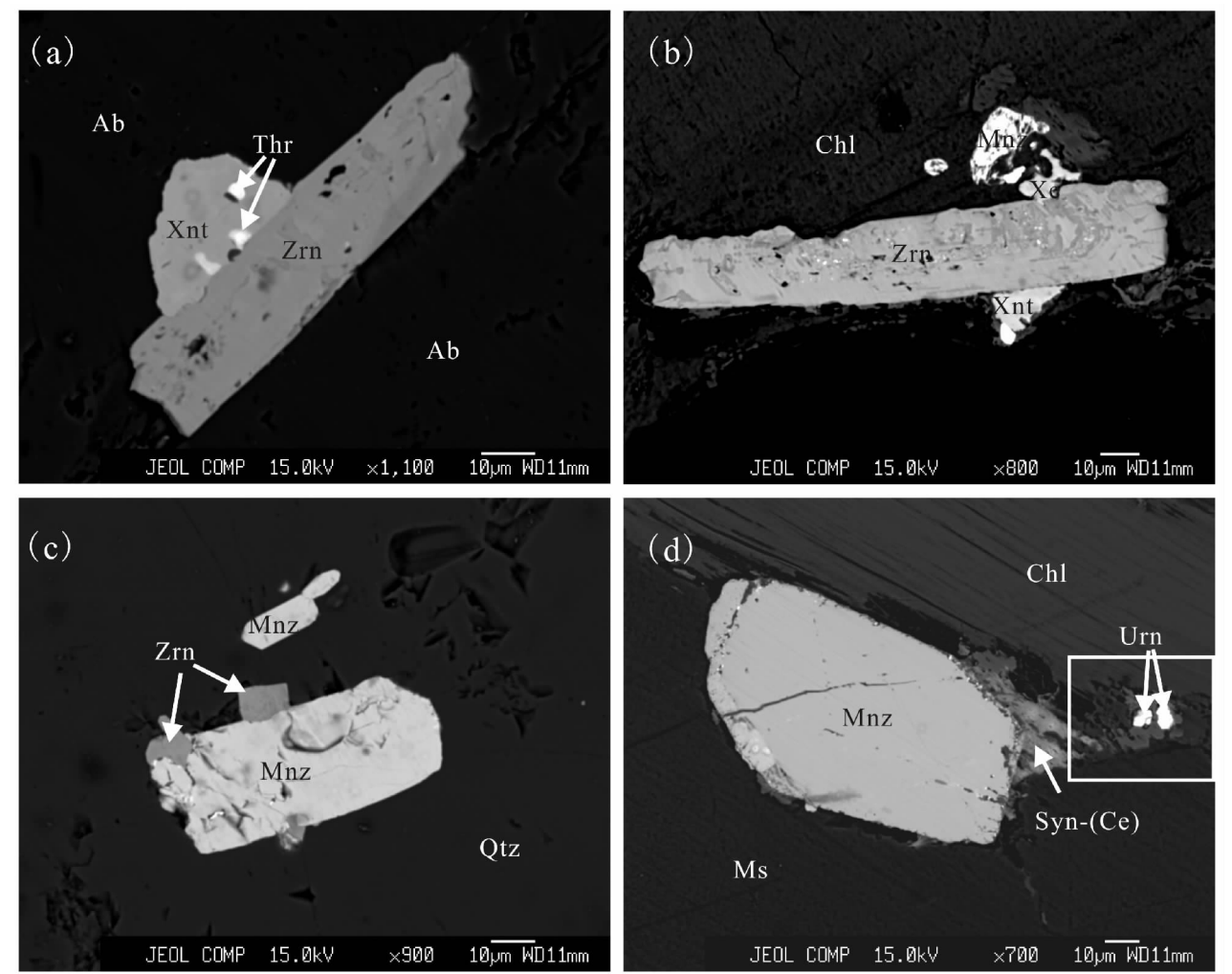


图 3 豆乍山花岗岩中锆石和独居石及蚀变产物的背散射图像

Fig. 3 Backscattered scanning electron microscope images of zircon and monazite and their breakdown products

(a) 包裹于钠长石中原生自形锆石,周围共生磷钇矿和钍石;(b)位于黑云母绿泥石化附近,锆石边部出现一些多孔,BSE 相对较暗的蚀变区域;(c)位于石英中,未发生蚀变的原生独居石,周围共生锆石;(d)位于绿泥石和白云母颗粒之间的独居石,邻近绿泥石的独居石边部发生蚀变,分解成直氟碳钙铈矿;Ab—钠长石;Chl—绿泥石;Mnz—独居石;Ms—白云母;Qtz—石英;Syn—(Ce)—直氟碳钙铈矿;Thr—钍石;Xnt—磷钇矿;Zrn—锆石;Urn—晶质铀矿

(a) primary zircon associated with xenotime, thorite and emclosed in albite; (b) zircon is altered from the margin near the chlorite. The alteration is characterized by high porosity, low BSE intensity; (c) monazite enclosed in quartz without alteration; (d) monazite located between muscovite and chlorite, monazite alteration is initiated from the margin near the chlorite and partly replaced by synchisite; Ab—albite; Chl—chlorite; Mnz—monazite; Ms—muscovite; Qtz—quartz; Syn—(Ce)—synchisite; Thr—thorite; Xnt—xenotime; Zrn—zircon; Urn—uraninite

~2.58%, Y_2O_3 为 1.07% ~ 1.81%, 属于典型的岩
浆锆石(图 3a, 表 1)。豆乍山花岗岩中岩浆锆石中
铀含量平均值为 2.00%, 明显高于附近不产铀、同
为印支期的香草坪花岗岩体中锆石的铀含量(UO_2
平均含量为 0.68%, 丁海红^⑨)。这和前人的研究一
致。因此, 豆乍山花岗岩中岩浆锆石铀含量高指示
花岗岩具有潜在的铀成矿能力。

而与绿泥石共生关系密切的锆石, 多保持原生
自形而未发生蚀变(图 4a、b、c), 仅少数沿边部出现
一些不均匀的、背散射图像较暗的区域(图 3b)。经
放大观察, 这些边部区域具有多孔、且局部有些非常
细小较亮包裹体的结构。从化学成分方面看, 其
 SiO_2 (27.73% ~ 30.12%)、 ZrO_2 (52.84% ~
58.95%) 和化学成分总和(90.87% ~ 97.32%) 明
显低于正常锆石主体, 而 CaO (0.18% ~ 1.00%) 和
 Al_2O_3 (0.12% ~ 0.35%) 含量却高于岩浆锆石
(CaO ~ 0.06%, Al_2O_3 ~ 0.05%)(表 1)。这些结构

多孔、 Si 、 Zr 亏损、化学成分分析总量低、 Ca 、 Al 含量
增高等特征, 都说明豆乍山花岗岩中锆石发生蜕晶
质化作用, 其结构和化学成分也相应变化(Geisler et
al., 2000, 2003; Nasdala et al., 2010)。另一方面, 锆
石蚀变区域 UO_2 含量为 2.75% ~ 4.79%, 明显高于
岩浆锆石和未蚀变区域(0.68% ~ 2.58%), 表明尽
管锆石发生了蚀变, 但 U 并未随着蚀变而发生迁
移。

4.2 独居石

豆乍山花岗岩中独居石, 常与锆石共生, 主要包
裹于造岩矿物中, 或位于矿物晶隙之间。其中包裹
于石英、长石等主矿物中的独居石多呈自形一半自
形, 基本未发生蚀变(图 3c), 而位于矿物晶隙之间,
尤其是位于绿泥石附近的独居石, 蚀变现象较为普
遍, 但蚀变程度都相对较低, 仅沿颗粒边部或裂隙发
生局部蚀变, 从而导致独居石颗粒边缘变得模糊
(图 3d)。另外, 更为特征的是如图 3d 所示, 独居石

表 1 豆乍山花岗岩中锆石的电子探针代表性分析结果(%)

Table 1 Representative EMPA data(%) of zircons from the Douzhashan granite

矿物名称	岩浆锆石			蚀变锆石				
				主体未蚀变区域			蚀变区域	
分析点位	21	22	25	16	17	18	14	19
SiO_2	32.37	31.43	33.09	30.53	31.69	31.62	27.73	28.78
Al_2O_3	—	—	—	—	—	—	0.22	0.31
FeO	—	0.03	0.00	0.82	0.63	0.46	0.90	0.58
ZrO_2	61.32	62.20	62.46	62.55	61.91	62.23	55.01	54.97
HfO_2	2.06	1.93	1.68	1.94	1.43	1.53	1.49	1.43
CaO	—	0.00	0.04	0.03	0.04	0.02	0.94	0.52
P_2O_5	0.55	0.77	0.26	0.38	0.70	0.63	0.41	0.53
UO_2	2.58	2.17	1.68	2.01	1.73	1.83	3.01	3.00
ThO_2	0.22	0.02	0.07	0.04	—	0.07	0.23	0.34
PbO	0.08	0.06	0.03	0.02	—	0.09	—	0.04
Y_2O_3	1.13	1.62	0.44	0.89	1.28	1.16	1.88	1.96
总和	100.31	100.23	99.75	99.21	99.40	99.62	91.83	92.46
系数	21	22	25	16	17	18	14	19
Si	0.9945	0.9693	1.0107	0.9607	0.9805	0.9783	0.9517	0.9711
Al	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0091	0.0123
Fe	0.0000	0.0003	0.0000	0.0097	0.0073	0.0053	0.0117	0.0074
Zr	0.9363	0.9532	0.9483	0.9784	0.9521	0.9570	0.9382	0.9219
Hf	0.0181	0.0170	0.0147	0.0175	0.0126	0.0135	0.0145	0.0138
Ca	0.0000	0.0001	0.0013	0.0009	0.0012	0.0008	0.0346	0.0188
P	0.0143	0.0201	0.0066	0.0100	0.0182	0.0164	0.0120	0.0152
U	0.0177	0.0149	0.0114	0.0141	0.0119	0.0126	0.0230	0.0225
Th	0.0015	0.0002	0.0005	0.0003	0.0000	0.0005	0.0018	0.0026
Pb	0.0007	0.0005	0.0003	0.0001	0.0000	0.0007	0.0000	0.0003
Y	0.0184	0.0267	0.0071	0.0149	0.0210	0.0190	0.0343	0.0352
Th/U	0.0864	0.0104	0.0401	0.0224	0.0000	0.0368	0.0783	0.1155

注: — 表示低于检测限; FeO 为全铁。

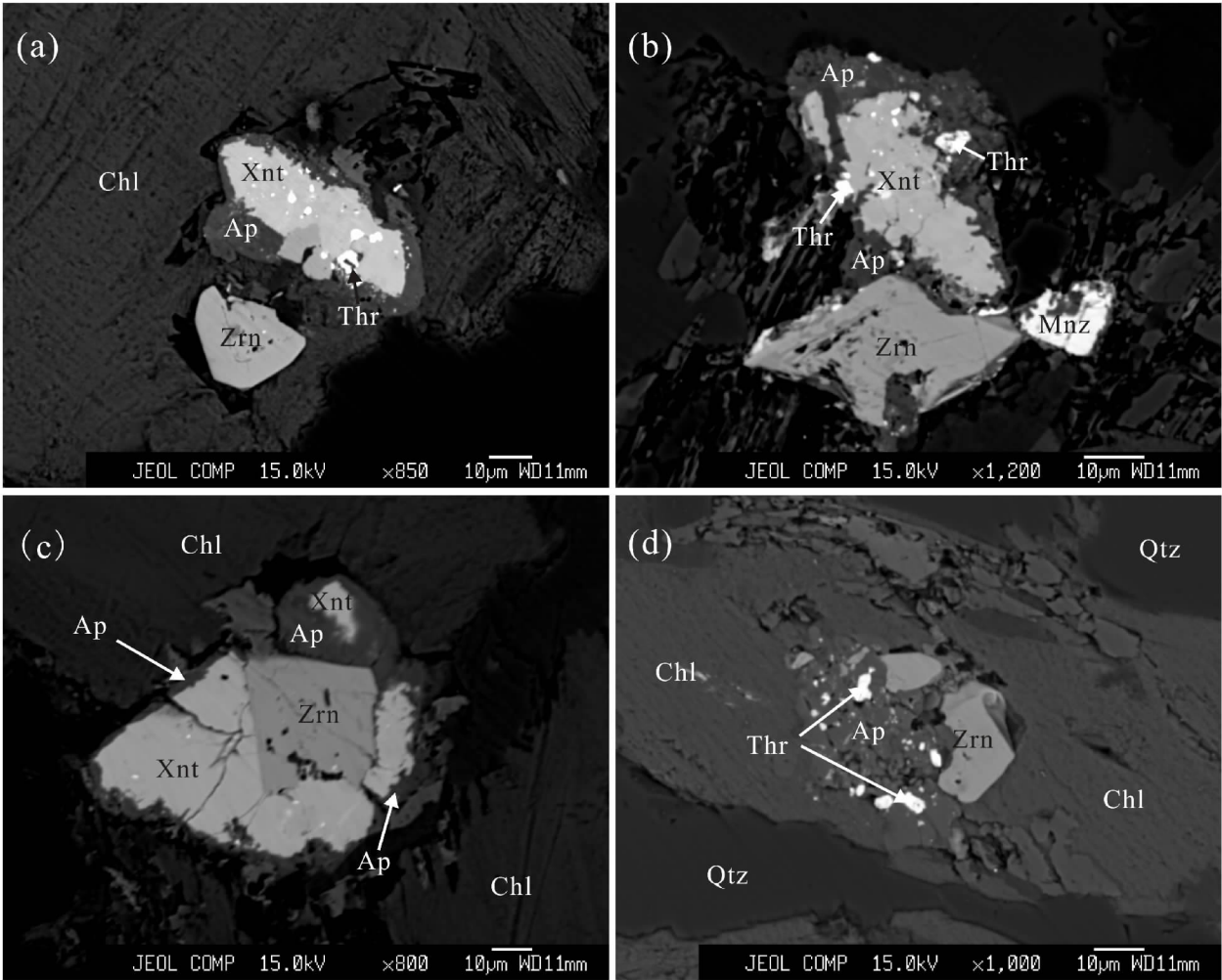


图 4 豆乍山花岗岩中磷钇矿及分解产物的背散射图像

Fig. 4 Backscattered scanning electron microscope images of xenotime and their breakdown products

(a) 蚀变程度较低的磷钇矿,次生磷灰石的晕圈相对较窄;(b) 蚀变程度中等的磷钇矿,次生磷灰石的晕圈变宽;(c) 锆石上方、蚀变程度高的磷钇矿,除了蚀变产物磷灰石之外,还可见少量磷钇矿残余,而锆石外围的磷钇矿则蚀变程度较低,与图 a 类似;(d) 完全蚀变的磷钇矿,仅见蚀变产物磷灰石,富铀钍石分散于次生磷灰石中;Ap—磷灰石;Chl—绿泥石;Mnz—独居石;Qtz—石英;Thr—钍石;Xnt—磷钇矿;Zrn—锆石

(a) weakly altered xenotime with a thin rim of secondary apatite; (b) medium-altered xenotime with a broad rim of secondary apatite; (c) one xenotime located above zircon is almost replaced by newly-formed apatite, and another xenotime associated with zircon is thinly rimmed by apatite; (d) xenotime is completely replaced by apatite, and higher-U thorite are disseminated in apatite; Ap—apatite; Chl—chlorite; Mnz—monazite; Qtz—quartz; Thr—thorite; Xnt—xenotime; Zrn—zircon

的蚀变仅发生在与绿泥石接触的边界,而与白云母接触的边界平直却未发生蚀变,更说明含铀副矿物的蚀变与黑云母绿泥石化密切关系。

化学成分分析(表 2)表明,未蚀变的独居石成分均一, ThO_2 含量为 12.92% ~ 15.94%, UO_2 含量为 0.98% ~ 1.68%, Nd_2O_3 含量为 9.53% ~ 10.11%, Y_2O_3 含量为 1.98% ~ 2.51%, Th/U 比值为 9.3 ~ 15.4。与同类型其他黑云母花岗岩中的独居石成分 [ThO_2 4% ~ 12%, UO_2 < 1%, Nd_2O_3 8% ~ 12%, Y_2

O_3 0.5% ~ 2.5%, 据 Förster (1998a) 相比较], 豆乍山花岗岩中独居石的 ThO_2 和 UO_2 含量明显升高,这可能与豆乍山花岗岩自身的 U、Th 含量较高有关。

独居石发生蚀变,形成直氟碳钙铈矿 [Synchisite, $\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$]。与原生独居石相比较,直氟碳钙铈矿的 LREE 和 HREE 含量变化不大, CaO 和 Y_2O_3 含量明显增加,但 ThO_2 、 UO_2 含量显著减少(表 2)。直氟碳钙铈矿的形成,不仅表明晚期热液富含 Ca 、 CO_3^{2-} 和 F,而且其 U 含量多低于检测

限,说明随着独居石的蚀变,其所含 U 基本全释放出来得以活化。

为了能定量评价独居石对 U 重新分配的贡献,笔者等简单估算了蚀变独居石释放出的 U 含量。参考 Chabiron 等(2003)关于俄罗斯 Transbaikalia 铀矿床中蚀变褐帘石释放铀定量化的计算方法,首先根据豆乍山花岗岩中全岩 Ce 含量(39.17μg/g,谢晓华等,2008),计算得到独居石中 Ce 平均含量为 21.00% 和全岩中独居石平均含量为 186.52μg/g。独居石所含 UO₂ (电子探针分析平均含量为 1.15%) 在蚀变过程基本全部释放,而独居石蚀变部分估计约占整个独居石 10%,由此估算在 1km³的花岗岩中约有 568t U 发生活化转移,说明独居石的蚀变对花岗岩中铀的重新分配有一定程度贡献。

4.3 磷钇矿

根据产状特征,豆乍山花岗岩中磷钇矿可分为未蚀变和蚀变两种。未蚀变的磷钇矿在岩体中相对

少见,主要包裹于主矿物,如长石、石英、黑云母中,呈半自形—他形,颗粒较小,多为十几微米,常与锆石、独居石共生,尤其是常沿锆石颗粒边缘共生(图 3a)。正是由于包裹于主矿物中,该产状的磷钇矿未发生蚀变。原生磷钇矿成分均匀,*n*(YPO₄) 含量为 0.63% ~ 0.74%,所含 HREE 主要为 Gd、Dy、Er 和 Yb,总 *n*(HREE) 含量为 0.20% ~ 0.22%,变化范围窄,UO₂ 和 ThO₂ 含量变化范围分别为 2.06% ~ 3.78% 和 0.72% ~ 1.36% (表 3),与世界其他地区花岗岩中磷钇矿成分相一致 [*n*(YPO₄) 70% ~ 80%,*n*(HREEPO₄) 16% ~ 25%,Förster,1998b]。

蚀变的磷钇矿在岩体中非常普遍,它多位于矿物颗粒之间,尤其是绿泥石附近,颗粒相对较大,为几十微米,最长可达 100μm。从背散射图像可见,蚀变的磷钇矿常被一圈较窄的磷灰石环绕(图 4a)。随着蚀变程度的增加,蚀变作用由边部逐渐向磷钇矿内部发展,磷钇矿颗粒逐渐变小,而次生磷灰

表 2 豆乍山花岗岩中独居石及其蚀变产物的电子探针分析结果(%)

Table 2 EMPA data(%) of monazite and their breakdown products from the Douzhashan granite

矿物名称	岩浆独居石		局部微弱蚀变的独居石				
			主体未蚀变区域		蚀变分解产物——直氟碳钙铈矿		
分析点位	1	2	8	14	2	3	14
SiO ₂	0.73	0.44	1.63	0.74	0.96	2.15	4.94
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	0.14	0.56	1.93
CaO	3.38	1.22	1.90	1.70	19.06	19.04	16.68
FeO	—	—	—	—	0.21	0.68	1.79
P ₂ O ₅	29.22	30.54	28.09	27.33	0.10	0.06	0.05
UO ₂	1.68	1.75	1.01	0.98	—	0.01	—
ThO ₂	15.60	15.94	13.86	13.05	4.51	4.11	2.45
HfO ₂	—	—	—	—	—	—	—
PbO	0.07	—	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	2.11	2.51	2.14	2.20	3.46	3.09	4.64
La ₂ O ₃	8.00	8.66	10.99	10.81	11.85	11.07	8.68
Ce ₂ O ₃	19.69	20.51	23.32	23.96	20.19	20.20	18.62
Pr ₂ O ₃	3.33	3.38	3.28	3.45	3.38	3.41	2.76
Nd ₂ O ₃	9.78	9.54	9.53	10.11	9.88	10.19	8.46
Sm ₂ O ₃	2.54	2.65	1.69	1.83	1.66	1.72	1.50
Gd ₂ O ₃	1.79	1.75	0.88	1.24	1.91	1.14	1.94
Tb ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
Dy ₂ O ₃	1.73	1.39	1.77	1.03	2.19	1.70	1.88
Ho ₂ O ₃	—	0.11	—	0.04	0.15	—	—
Er ₂ O ₃	0.23	—	0.08	0.06	0.23	—	—
Tm ₂ O ₃	0.30	0.18	0.29	0.31	0.18	0.05	0.08
Yb ₂ O ₃	0.11	—	0.21	0.14	—	—	0.05
F	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	2.65	2.47	4.02
总和	100.28	100.56	100.67	99.01	82.74	81.64	80.56
F = 0	0.00	0.00	0.00	0.00	1.11	1.04	1.69
结果	100.28	100.56	100.67	99.01	81.62	80.61	78.87

(续表 2)

独居石根据阴离子总数 =4, 直氟碳钙铈矿根据阴离子总数 =6 计算矿物化学式

Si	0.0286	0.0169	0.0644	0.0303	0.0962	0.2108	0.4426
Al	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0170	0.0651	0.2032
Ca	0.1417	0.0507	0.0802	0.0744	2.0487	1.9999	1.6000
Fe	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0080	0.0250	0.0604
P	0.9689	1.0051	0.9378	0.9439	0.0087	0.0053	0.0036
U	0.0146	0.0152	0.0088	0.0089	0.0001	0.0002	0.0001
Th	0.1390	0.1410	0.1243	0.1211	0.1030	0.0917	0.0499
Hf	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Pb	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Y	0.0440	0.0518	0.0448	0.0478	0.1848	0.1610	0.2212
La	0.1156	0.1241	0.1599	0.1627	0.4385	0.4003	0.2868
Ce	0.2823	0.2918	0.3366	0.3579	0.7414	0.7249	0.6104
Pr	0.0476	0.0479	0.0471	0.0513	0.1237	0.1217	0.0902
Nd	0.1368	0.1324	0.1343	0.1473	0.3538	0.3567	0.2706
Sm	0.0343	0.0355	0.0230	0.0257	0.0574	0.0581	0.0461
Gd	0.0232	0.0225	0.0115	0.0168	0.0634	0.0371	0.0574
Tb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Dy	0.0219	0.0174	0.0225	0.0135	0.0707	0.0538	0.0542
Ho	0.0000	0.0013	0.0000	0.0005	0.0049	0.0000	0.0000
Er	0.0028	0.0000	0.0010	0.0008	0.0073	0.0000	0.0000
Tm	0.0036	0.0022	0.0036	0.0040	0.0057	0.0015	0.0023
Yb	0.0014	0.0000	0.0025	0.0018	0.0000	0.0000	0.0013
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.8399	0.7642	1.1373
Th/U	9.50	9.30	14.09	13.63			
<i>n</i> brabantite(%)	16.64	12.20	11.14	10.62			
<i>n</i> monazite(%)	80.15	85.80	82.14	86.23			
<i>n</i> huttonite(%)	3.22	2.00	6.72	3.15			

注：- 低于检测限;n. a. 表示未分析。

石占主导(图 4b、c)。最后,当蚀变最强烈时,整个磷钇矿完全分解,只见蚀变产物:次生磷灰石沿其磷钇矿原来的轮廓分布,而其原来包裹的富铀钍石也分散于次生磷灰石中(图 4d)。

蚀变磷钇矿中间主体部分与未蚀变的磷钇矿化学成分相一致,而蚀变后形成的次生磷灰石,成分明显富 Si、Y、U、Th,其中 Y₂O₃ 含量为 0.94% ~ 2.95%,UO₂ 含量为 0.01% ~ 5.73%,ThO₂ 含量为 0.02% ~ 1.75%,Th/U 比值为 0.360 ~ 11.178,明显高于原生磷灰石(Y 平均含量为 0.25%,U 和 Th 多低于检测限),属于富钇磷灰石[(Y,Ca)₂(Si,PO₄)₃(F,OH)],也反映了它和磷钇矿的继承关系。另外,次生磷灰石的 U、Th 含量非常不均匀,即使在同一颗粒不同部位差别都很大,如表 3 中蚀变分解产物的分析点 31,UO₂ 含量为 0.52%,ThO₂ 含量 0.07%,而同一颗粒另一个分析点 16,UO₂ 含量为 2.44%,ThO₂ 含量为 1.58%。根据磷钇矿的蚀变程度及其蚀变产物磷灰石中平均 U 含量的变化,计算得到在 1km³ 花岗岩中约有 1820t U 发生活化转移,

说明磷钇矿蚀变对花岗岩中铀的重新分配贡献程度远大于独居石。

4.4 钍石—铀石

豆仵山花岗岩中钍石—铀石主要为原生,它们常呈细小的包裹体(多只有几微米)位于锆石和磷钇矿中,尤其是在磷钇矿中呈密集分布(图 3a、4a、4b),而且随着某些磷钇矿蚀变程度逐渐增强,原来包裹其中的钍石—铀石也随之分散在其蚀变产物——次生磷灰石中(图 4b、4d)。

由于自身蜕晶质化作用,钍石—铀石常含有一定量的水,电子探针化学成分分析数据总量位于 87% ~ 96% 之间,不能到达 100%,而且钍石—铀石成分较为复杂,Si、P、Ca、Th、U、Y 含量变化非常大,其中钍石中 ThO₂ 含量为 12.76% ~ 62.55%,UO₂ 含量为 8.16% ~ 27.15%,而铀石中 UO₂ 含量为 46.75% ~ 50.42%,ThO₂ 含量为 20.04% ~ 24.07%。导致这种差异的主要原因是由钍石—磷钇矿—铀石之间的 3Y³⁺ + P⁵⁺ + Ca²⁺ → 3(Th,U)⁴⁺ + Si⁴⁺ 连续类质同像置换造成(Förster,2006)。

另外,无论是磷钇矿还是磷灰石中分布的钍石—铀石,其 Y_2O_3 含量介于 1.18% ~ 5.42%, 相对较高,反映了它们与磷钇矿之间的密切关系。

4.5 晶质铀矿

通过电子探针的背散射图像观察,在豆乍山产铀花岗岩中发现了较多晶质铀矿颗粒。晶质铀矿多分布于云母或次生金红石中,颗粒边界圆滑。其中云母中晶质铀矿,颗粒略大,多为几十微米(图 5a),而次生金红石包裹的晶质铀矿颗粒小,只有几个微米(图 5b)。电子探针化学成分分析表明,晶质铀矿 UO_2 含量均较高,为 88.23% ~ 92.78%, ThO_2 和 PbO 含量较低,分别为 2.69% ~ 4.05% 和 2.12% ~ 2.27%。由于晶质铀矿含铀量高且容易释放出 U,一直被认为是重要的铀源矿物(戎嘉树,1980;冯明月,1984;张成江,1990),而豆乍山花岗岩中较多晶质铀矿的发现及其较高的 U 含量也表明豆乍山花岗岩是重要的产铀花岗岩。

5 讨论

花岗岩型铀矿床的成矿物质主要来源于花岗岩本身(杜乐天,1980,1982;张成江,1996;余达淦等,2005;Hu Ruizhong et al.,2008;Cuney,2009)。由于岩浆作用是在温度高、氧逸度低条件下进行,所以花岗岩中,铀主要以四价态的形式存在。除形成独立的铀矿物晶质铀矿、钍铀矿等外,还由于其类质同像置换能力较强,可以与 Th^{4+} 、 REE^{3+} 发生置换,因此常富集于含钍、稀土等元素的简单氧化物、复杂氧化物、硅酸盐和磷酸盐矿物中,如锆石、钍石、榍石、褐帘石、烧绿石、钍铀矿、黑稀金矿、磷钇矿、独居石等副矿物(章邦桐,1992;张成江,1990,1996;Chabiron et al.,2001,2003;余达淦等,2005;Förster,2006;Cuney & Kyser,2008)。

豆乍山花岗岩是苗儿山矿田内重要的产铀花岗岩之一,其副矿物主要有原生锆石、钍石、磷灰石、独

表 3 豆乍山花岗岩中磷钇矿及其蚀变产物的电子探针分析结果(%)
Table 3 EMPA data(%) of xenotime and their breakdown products from the Douzhashan granite

矿物名称	岩浆磷钇矿		蚀变的磷钇矿						
			主体未蚀变区域				蚀变分解产物——磷灰石		
分析点位	2	4	14	15	25	26	15	16	31
SiO ₂	0.43	0.64	1.72	0.70	0.38	0.76	0.73	1.11	0.70
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0.06	—
CaO	0.17	0.19	0.21	0.21	0.16	0.22	44.38	50.02	50.12
P ₂ O ₅	33.16	33.21	32.42	33.70	34.43	35.94	37.21	39.10	39.53
UO ₂	2.06	3.55	4.87	2.56	1.63	3.39	3.11	2.44	0.52
ThO ₂	0.82	1.16	2.89	1.20	0.53	1.07	1.02	1.58	0.07
PbO	0.41	0.22	0.45	0.41	0.20	0.37	0.04	0.05	0.07
Y ₂ O ₃	40.59	41.02	39.30	41.72	42.09	40.34	6.75	1.34	3.84
La ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.06	0.07	—	0.03
Ce ₂ O ₃	—	0.02	0.10	0.11	0.07	0.05	0.10	—	0.19
Pr ₂ O ₃	0.03	0.09	—	0.05	0.09	—	0.01	0.06	0.07
Nd ₂ O ₃	0.15	0.24	0.26	0.36	0.44	0.36	0.11	0.18	0.02
Sm ₂ O ₃	—	—	—	—	0.02	—	—	0.01	0.13
Gd ₂ O ₃	7.15	3.30	3.67	3.90	3.88	3.43	1.74	0.15	0.71
Tb ₂ O ₃	0.43	0.60	0.74	0.79	0.91	0.99	0.28	0.14	0.24
Dy ₂ O ₃	5.09	6.25	5.17	4.67	4.95	4.61	0.24	0.68	0.33
Ho ₂ O ₃	—	0.21	0.53	0.32	0.68	0.26	0.52	0.20	—
Er ₂ O ₃	4.80	5.01	4.40	4.78	5.37	5.09	0.63	0.25	0.31
Tm ₂ O ₃	0.38	0.34	0.38	0.65	0.52	0.55	—	0.07	0.01
Yb ₂ O ₃	3.40	3.69	2.18	3.06	2.67	3.31	0.26	0.11	0.15
Lu ₂ O ₃	0.54	0.75	1.24	0.93	1.49	0.42	—	0.23	0.20
F	—	0.07	—	0.13	0.10	0.14	3.48	3.42	3.51
总和	—	100.54	100.51	100.26	100.63	101.35	100.66	101.19	100.74
F = 0	99.61	0.03	0.00	0.06	0.04	0.06	1.46	1.44	1.47
结果	0.00	100.51	100.51	100.20	100.58	101.29	99.20	99.75	99.26

(续表 3)

磷铋矿根据 O 离子总数 =4,磷灰石根据 O 离子总数 =13 计算矿物化学式									
Si	0.0148	0.0218	0.0591	0.0237	0.0129	0.0251	0.0663	0.0976	0.0608
Al	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0060	0.0000
Ca	0.0064	0.0068	0.0078	0.0078	0.0058	0.0079	4.3396	4.7080	4.6902
P	0.9706	0.9642	0.9438	0.9691	0.9819	1.0009	2.8748	2.9078	2.9227
U	0.0159	0.0271	0.0372	0.0193	0.0122	0.0248	0.0631	0.0477	0.0101
Th	0.0065	0.0090	0.0226	0.0093	0.0041	0.0080	0.0212	0.0315	0.0014
Pb	0.0038	0.0021	0.0041	0.0037	0.0018	0.0033	0.0010	0.0011	0.0016
Y	0.7467	0.7488	0.7194	0.7542	0.7546	0.7062	0.3276	0.0627	0.1786
La	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0022	0.0000	0.0011
Ce	0.0000	0.0002	0.0013	0.0014	0.0008	0.0006	0.0032	0.0000	0.0061
Pr	0.0004	0.0011	0.0000	0.0007	0.0012	0.0000	0.0003	0.0019	0.0022
Nd	0.0018	0.0029	0.0032	0.0043	0.0052	0.0042	0.0037	0.0055	0.0006
Sm	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0004	0.0038
Gd	0.0819	0.0375	0.0418	0.0439	0.0433	0.0373	0.0526	0.0043	0.0206
Tb	0.0049	0.0067	0.0083	0.0088	0.0101	0.0107	0.0085	0.0040	0.0068
Dy	0.0567	0.0691	0.0573	0.0511	0.0538	0.0488	0.0071	0.0191	0.0092
Ho	0.0000	0.0023	0.0058	0.0034	0.0073	0.0027	0.0150	0.0055	0.0000
Er	0.0521	0.0540	0.0475	0.0510	0.0568	0.0526	0.0180	0.0070	0.0086
Tm	0.0041	0.0036	0.0040	0.0069	0.0055	0.0056	0.0000	0.0018	0.0002
Yb	0.0359	0.0386	0.0228	0.0317	0.0275	0.0332	0.0072	0.0030	0.0040
Lu	0.0057	0.0078	0.0129	0.0095	0.0152	0.0042	0.0000	0.0062	0.0052
F	0.0000	0.0036	0.0000	0.0069	0.0053	0.0072	0.1832	0.1802	0.1847
Th/U	0.407	0.334	0.607	0.480	0.335	0.322	0.335	0.661	0.139
$n\{(\text{Th,U,Pb})\text{SiO}_4\}$ (%)	0.018	0.024	0.063	0.027	0.015	0.029			
$n(\text{Ca,U,Th})(\text{PO}_4)_2$ (%)	0.014	0.021	0.034	0.018	0.011	0.021			
$n\{(\text{La-Sm})\text{PO}_4\}$ (%)	0.002	0.004	0.005	0.006	0.007	0.006			
$n\{(\text{Gd-Lu})\text{PO}_4\}$ (%)	0.240	0.219	0.201	0.206	0.219	0.197			
$n(\text{YPO}_4)$ (%)	0.744	0.747	0.720	0.754	0.755	0.715			

注: - 低于检测限;n. a. 表示未分析

居石、磷铋矿、晶质铀矿和次生榍石、次生金红石,但要成为铀源矿物必须具备以下因素:

5.1 副矿物自身的铀含量

副矿物中原生磷灰石、次生榍石、金红石等 U 含量多数低于检测限,不具备成为铀源矿物的基础。晶质铀矿由于其铀含量高且易进入热液,一直被认为是重要的铀源矿物(戎嘉树,1980;冯明月,1984;张成江,1990),而铀钍石、锆石(UO₂含量为 1.27%~2.58%)、独居石(UO₂含量为 0.98%~1.68%)、磷铋矿(UO₂含量为 2.06%~3.78%)等矿物中 UO₂含量相对较高,是潜在的铀源矿物。

5.2 富铀副矿物的赋存状态,尤其与绿泥石的关系

当铀钍石、锆石、独居石、磷铋矿被包裹于其他矿物中时,热液难以作用其中,副矿物所含铀仍为惰性铀,未能参与成矿(图 3a,c)。与此相反,位于铁绿泥石附近的含铀副矿物则常发生蚀变,尤其是如图 3d 所示,独居石蚀变仅发生在与绿泥石接触边

界,而与白云母接触的边界平直却未发生蚀变,更证明了副矿物的蚀变与绿泥石关系密切,进一步证实热液作用促使富铀副矿物的蚀变和分解。

5.3 富铀副矿物蚀变行为及其产物特征

富铀副矿物热液蚀变行为对于铀矿床的形成非常重要。Hecht 等(2000)在对加拿大 Athabasca 盆地铀矿床结晶基底研究中,指出独居石常发生蚀变,形成富 Th 的硅酸盐(钍石或硅钍石)。在蚀变过程中,独居石所含 75% U 被淋滤出,表明独居石是铀源矿物,为铀矿床形成提供了重要的成矿物质来源。

绿泥石附近的锆石多保持原始晶形而未发生蚀变(图 4a,b,c),仅局部由于蛻晶质化作用发生蚀变(图 3b),但没有新的蚀变产物生成,总体来看 U 仍保持在锆石结构中,未能进入热液,由此判断锆石对 U 初步富集未有贡献,不是铀源矿物。

独居石和磷铋矿在晚期热液阶段变得不稳定而发生蚀变,并分别分解为氟碳铈铀矿和富 Y 磷灰

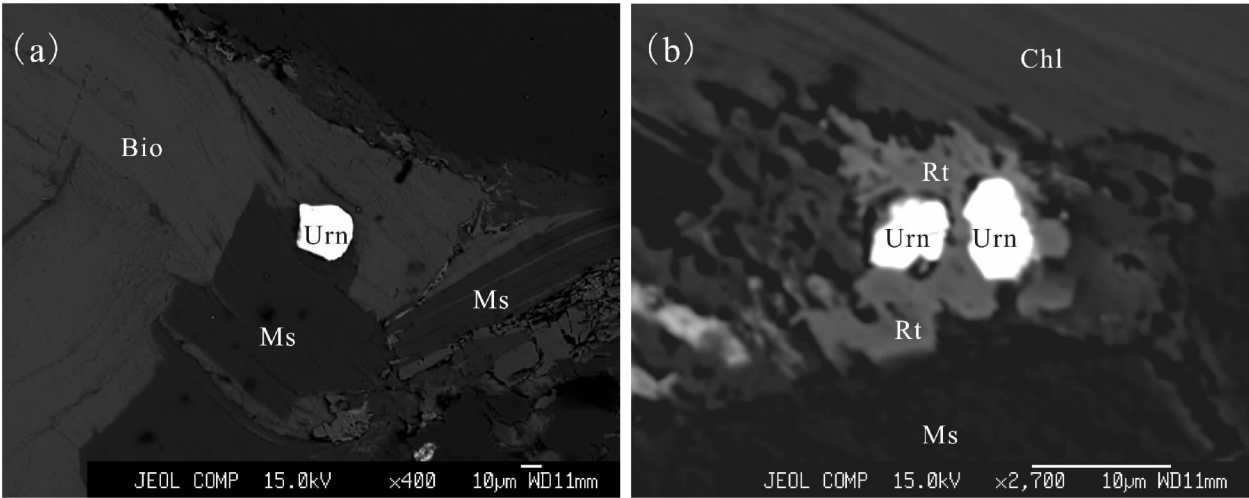


图 5 豆乍山花岗岩中晶质铀矿的背散射图像

Fig. 5 Backscattered scanning electron microscope images of uraninite from Douzhashan granites

(a) 位于黑云母和白云母中晶质铀矿; (b) 为图 3d 中白色方框区域放大, 位于绿泥石附近, 次生金红石包裹的晶质铀矿;
Bio—黑云母; Chl—绿泥石; Ms—白云母; Rt—金红石; Urn—晶质铀矿
(a) Uraninite enclosed in biotite and muscovite; (b) uraninite enclosed in secondary rutile; Bio—biotite; Chl—chlorite;
Ms—muscovite; Rt—rutile; Urn—uraninite

石。在蚀变的同时, 不仅独居石和磷钇矿结构中所含 U 得以释放, 而且随着磷钇矿蚀变, 其包裹的钍石—铀石变成赋存于次生磷灰石中。由于次生磷灰石结构松散再结合钍石—铀石自身的蜕晶质作用, 其所含铀也将很容易被活化而进入热液中。另一方面, 由于磷钇矿自身铀含量和蚀变程度均高于独居石, 因此磷钇矿对 U 成矿的贡献高于独居石。

独居石 + 黑云母 + 富 Ca^{2+} , F^- , CO_3^{2-} 流体 $\longrightarrow$
直氟碳钙铈矿 + 绿泥石 + U^{4+}

富铀磷钇矿 + 黑云母 + 富 Ca^{2+} , F^- 流体 $\longrightarrow$
富铀磷灰石 + 绿泥石 + U^{4+}

综合以上因素, 可知在豆乍山产铀花岗岩富铀副矿物中, 真正的铀源矿物是晶质铀矿、蚀变的独居石和磷钇矿、次生磷灰石中的铀钍石。正是热液作用下铀源矿物的蚀变, 使富铀源岩中惰性铀在成矿流体的作用下被淋滤出来, 从而为燕山晚期的热液铀成矿作用奠定了基础, 并最终富集成矿。

6 结论

综上所述, 通过对豆乍山产铀花岗岩中矿物学及其蚀变产物的系统研究, 得出如下结论:

(1) 豆乍山花岗岩中绿泥石可分为铁绿泥石和辉绿泥石, 形成温度也相应分为: 328.6 ~ 430.2℃ 和 214.3 ~ 283.4℃ 两个阶段, 而且含铀副矿物的后期

蚀变和中温铁绿泥石密切相关;

(2) 锆石、独居石和磷钇矿中 UO_2 含量相对较高, 是潜在的铀源矿物。其中锆石多未发生蚀变, U 仍保持在结构中, 不是铀源矿物; 和绿泥石相邻的独居石和磷钇矿常发生蚀变, 分别分解为直氟碳钙铈矿和富 Y 磷灰石, 且随着蚀变, 其结构中 U 活化进入热液, 为后期成矿做出贡献; 另外, 分散于磷钇矿蚀变产物——次生磷灰石中的钍铀石, 其所含铀也容易活化而进入热液, 因此, 蚀变的独居石、磷钇矿和次生磷灰石中铀钍石是铀源矿物;

蚀变产物分别为氟碳钙铈矿和磷灰石, 而且由于磷钇矿的自身铀含量和蚀变程度均高于独居石, 对花岗岩中铀重新分配的贡献程度更高

(3) 晶质铀矿 UO_2 含量均较高 (88.23% ~ 92.78%), 由于晶质铀矿自身铀含量高且容易释放出 U, 是豆乍山重要的铀源矿物。

注 释 / Notes

① 李耀崧, 朱杰辰, 夏毓亮. 1995. 锆石特征及铀含量在铀成矿远景评价中的意义. 中国核科技报告, 1 ~ 15.
② 湖南省核工业地质局 310 队. 1995. 苗儿山岩体中段花岗岩与铀矿化关系研究报告 (内部资料).
③ 丁海红. 2010. 桂东苗儿山复式岩体产铀和非产铀花岗岩矿物学对比研究. 硕士学位论文. 导师: 胡欢. 南京: 南京大学.

参 考 文 献 / References

杜乐天. 1980. 我国热液铀矿床分类及其成因分析. 放射性地质,

(3):1~10.

杜乐天. 1982. 花岗岩型铀矿文集. 北京:原子能出版社,1~99.

方适宜,范立亭,朱康任,舒孝敬,欧阳平宁,肖建军. 2007. 孟公界花岗岩型脉状铀矿床成矿构造研究及找矿预测. 铀矿地质,23(3):138~144.

冯明月. 1984. 华南产铀岩体的副矿物特征. 放射性地质,(1):21~25.

刘光案,周运簾,李义尧,陈岳龙. 1984. 桃山产铀复式岩体不同时代花岗岩中晶质铀矿分布特征和成因探讨. 华东地质学院学报,(2):75~78.

刘继顺,章邦桐. 1989. 构造蚀变作用与铀成矿. 大地构造与成矿学,13(2):168~175.

戎嘉树. 1980. 花岗岩中晶质铀矿及其找矿意义. 东华理工学院学报(自然科学版),(2):173~183.

孙志富. 1981. 某花岗岩中分散晶质铀矿成因及其成矿意义. 铀矿地质,(2):119~123.

石少华,胡瑞忠,温汉捷,孙如良,王加昇,陈恒. 2010. 桂北沙子江铀矿床成矿年代学研究:沥青铀矿 U-Pb 同位素年龄及其地质意义. 地质学报,84(8):1175~1182.

谢红接,李剑锋,刘德,赵英俊,黄树桃,冯杰. 1999. 高光谱数据处理及其在广西苗儿山地区的地质应用研究. 铀矿地质,5(1):47~54.

谢晓华,陈卫锋,赵葵东,孙涛,陈培荣,蒋少涌,朱康任,李妩巍. 2008. 桂东北豆仵山花岗岩年代学与地球化学特征. 岩石学报,24(6):1302~1312.

余达淦,吴仁贵,陈培荣. 2005. 铀资源地质学教程. 哈尔滨:哈尔滨工程大学出版社,1~20.

章邦桐. 1992. 花岗岩物理化学及铀成矿作用. 北京:原子能出版社.

张成江. 1990. 贵东岩体花岗岩中晶质铀矿的特征及其找矿意义. 成都地质学院学报,17(3):10~17.

张成江. 1996. 华南几个杂岩体中产铀与非产铀花岗岩的成因及其与铀成矿关系. 成都理工大学学报,23(4):31~38.

Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illite as a function of temperature. Clay minerals, 23(4):471~485.

Chabiron A, Cuney M. 2001. Allanite alteration in the granites under the Streltsova caldera (Transbaikalia, Russia). A possible uranium source for the deposits. Earth and Planetary Sciences, 332(2):99~105.

Chabiron A, Cuney M, Poty B. 2003. Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsova caldera (Transbaikalia, Russia). Mineralium Deposita, 38(2):127~140.

Cuney M. 2009. The extreme diversity of uranium deposits. Mineralium Deposita, 44(1):3~9.

Cuney M, Friedrich M. 1987. Physicochemical and crystal—chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. Bull. Min l., 110:235~247.

Cuney M, Kyser K. 2008. Deposits related to magmatic differentiation. In: Cuney M and Kyser K. eds. Recent and Not-so-recent Developments in Uranium Deposits and Implications for Exploration. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 39:57~77.

Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 354(B):1~49.

Förster H J. 1998a. The chemical composition of REE—Y—Th—U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge—Fichtelgebirge region, Germany, Part I: The monazite—(Ce)—brabantite solid solution series. American Mineralogist, 83(3):259~272.

Förster H J. 1998b. The chemical composition of REE—Y—Th—U-rich accessory minerals from peraluminous granites of the Erzgebirge Fichtelgebirge region, Germany. Part II: xenotime. American Mineralogist, 83(10):1302~1315.

Förster H J. 2006. Composition and origin of intermediate solid solutions in the system thorite xenotime—zircon—coffinite. Lithos, 88(1):35~55.

Gao Shan, Luo Tingchuan, Zhang Benren, Zhang Hongfei, Han Yinwen, Zhao Zidan, Hartmut K. 1999. Structure and composition of the continental crust in east China. Science in China (Series D), 42(2):129~140.

Geisler T, Schleicher H. 2000. Improved U Th total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U—Th—Pb discordance in zircon. Chemical Geology, 163(2):269~285.

Geisler T, Rashwan A, Rahn M, Poller U, Zwingmann H, Pidgeon R, Schleicher H, Tomaschek F. 2003. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircon from the Eastern Desert, Egypt. Mineralogical Magazine, 67(3):485~508.

Hecht L, Cuney M. 2000. Hydrothermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada): implications for the formation of unconformity-related uranium deposits. Mineralium Deposita, 35(8):791~795.

Hey M H. 1954. A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine, 30(2):277~292.

Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Zhou Meifu, Peng Jiantang, Su Wenchao, Liu Shen and Qi Huawen. 2008. Uranium Metallogenesis in South China and Its Relationship to Crustal Extension during the Cretaceous to Tertiary. Economic Geology, 103(3):583~598.

Nasdala L, Hanchar J M, Rhede D, Kennedy A K, Váczi T. 2010. Retention of uranium in complexly altered zircon: An example from Bancroft, Ontario. Chemical Geology, 269(3):290~300.

Study on Uranium Resource Minerals of Douzhashan Uranium-bearing Granite, Northeastern Guangxi

HU Huan¹⁾, WANG Rucheng¹⁾, CHEN Weifeng¹⁾, DING Haihong²⁾, CHEN Peirong¹⁾, LING Hongfei¹⁾

1) State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, School of Earth Science and Engineering, Nanjing University, Nanjing, 210093;

2) Institute of Resource Survey and Assessment, East China Mineral Exploration and Development Bureau, Nanjing, 210007

Abstract: Douzhashan granite is an important uranium-bearing granite in Miaoershan uranium ore field, northeastern Guangxi. Based on mineralogical study, chlorites can be classified as two types: ripidolite and diabantite, and the alteration of U-riched accessory minerals is closely correlated to the ripidolite which formed in higher temperature. The major hosted minerals for uranium are uraninite, zircon, monazite, xenotime and thorite-coffinite. Among these U-riched minerals, uraninite is generally acknowledged as uranium resource mineral, but if the other U-riched minerals are uranium resource minerals depend on their occurrence and alteration. Most zircons are unaltered and still preserved U in internal structure, so zircon is not a uranium resource mineral. In near ripidolite, monazite and xenotime often have various degrees of alteration. The hydrothermal alteration not only made the uranium liberated from the altered accessory minerals into fluid, but also changed the occurrence of thorite-coffinite from included in xenotime to secondary apatite. So, uraninite, altered monazite and xenotime, thorite-coffinite included in secondary apatite are uranium resource minerals in Douzhashan uranium-bearing granite.

Key words: Douzhashan granite; uranium resources; alteration; monazite; xenotime

采矿科技创新与矿产资源节约及保护 ——第九届全国采矿学会会议在昆明举行

2012 年 8 月 25 ~ 26 日由中国核学会、中国地质学会、中国金属学会、中国化工学会、中国有色金属学会、中国硅酸盐学会、中国矿业联合会和中国黄金学会联合主办的“第九届全国采矿学术会议暨矿山设备展示会”在云南昆明市圆满举行。

来自全国各地从事煤炭、金属、非金属、建材、化工、黄金、铀矿等矿业领域的地质、采矿、选冶生产、建设施工、设计、科研、教学及企业经营管理等单位的 200 多名工程技术人员、学者、专家等参加了会议。论文集汇编论文 180 多篇，内容涵盖地下采矿、露天采矿、露天地下联合开采、矿山装备、井巷工程和地压控制、矿山地质和找矿、数字化矿山、绿色矿山、矿业管理、资源及环境保护、提高回采效率、节约及集约利用矿产资源等(详见 2012《中国矿业》增刊)。

应邀,中国地质学会委派矿山地质专业委员会代表在会上作了“我国矿山地质学发展成就与展望”的报告。各矿山企业地质人员根据《国务院关于加强地质工作的决定》有关做好矿山地质工作要求,大力推进矿山深部和外围找矿,积极参与危机矿接替后备资源勘查,成效显著。如:青海锡铁山矿加强矿山地质成矿研究与找矿的产—学—研科技攻关,1988 年投产时探明硫化铅锌矿石储量为 2074 万吨,经过 20

多年开采(生产能力 100 万吨/年),至今仍保有储量 2879 万吨。福建紫金山矿投产时,保有 Au 储量 5.45 t,经过生产探矿、矿山经营参数优化和采矿选矿工艺技改进,黄金储量达到了 312 t。生产矿山在集约、节约和保护资源方面有新进展,通过矿山地质对采矿场矿体边界二次工程圈定、改进采矿工艺流程,减少矿柱设计及施工中损失,加大残矿边角矿、零星小矿体(块)回收。

按照“十二·五”规划和国务院批准“关于找矿突破战略行动纲要(2012 ~ 2020 年)”,要进一步加强矿山地质工作。矿山地质学是地球科学重要分支,其特征是综合应用地质学(矿床、岩石、矿物、环境地质、找矿勘查等)理论解决矿山采、选、冶、地质灾害等生产实际问题,是矿产资源转化为矿产品——商品的重要环节,对于开源节流具有现实的经济意义。展望未来,随着矿业可持续发展,矿山地质必须进一步落实《国务院关于加强地质工作的决定》要求,承担起合理开发利用资源、推进深部外围找矿,延长矿山服务年限的任务,并做好矿山关闭和复垦的地质工作。

国内外实践表明,许多生产矿山在开采中加强成矿和找矿研究可继续发现新矿。通过已有大量丰富的探采地质资料综合再研究,能够找到深部及外围 (下转第 1109 页)