

再论长英质隐爆角砾岩的气热流体溶浸成矿机制^{*}

——隐爆角砾岩型铀矿床的稳定同位素地球化学证据

章邦桐 陈培荣 陈迪云 孔兴功

(南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室及地球科学系, 江苏 南京 210093)

摘 要 为进一步阐明长英质隐爆角砾岩的成因及其气热溶浸成矿流体和成矿物质的来源,文章对闽北 570 及赣南 6722 隐爆角砾岩型铀矿床的矿石矿物、蚀变围岩、基底岩石的氧、氢、硫、碳、铅同位素地球化学特征进行了综合研究,并得出以下结论:①在主成矿期和矿后期有大气降水成分的外来水混合加入成矿流体;②蚀变流纹岩和蚀变花岗岩的水-岩氧原子质量比值(分别为 0.21 和 0.26)为隐爆角砾岩的岩浆-外来水混合爆发模式提供了佐证;③成矿流体中的矿化剂组分(CO_3^{2+} , HCO_3^- , HS^- 等)主要来自壳幔深部;④成矿物质不仅与赋矿主岩(火山岩)有关,而且部分来自基底岩石(花岗岩和变质岩)。

关键词 稳定同位素 水-岩氧原子质量比值 岩浆-外来水混合爆发模式 隐爆角砾岩 铀矿床

中图分类号: 619.4

文献标识码: A

现代矿床学研究查明,我国及国外的一系列大型铜、铀、金、铅、锌、银、锡等金属矿床(矿体)的产出明显受长英质隐爆角砾岩控制,与其有直接或间接的成因联系。因而,有关隐爆角砾岩的成因及其成矿富集机制已成为当前国内外矿床学研究人员关注和研究的热点之一。章邦桐等(2001)根据赣南 6722 隐爆角砾岩型铀矿床的成矿地质-地球化学特征及溶浸实验结果,提出了长英质隐爆角砾岩的气热流体溶浸成矿机制,但缺少相应的同位素地球化学证据,对于隐爆角砾岩的形成机制也未作专门的分析讨论。

闽北 570 铀矿床(图 1)和赣南 6722 铀矿床(图 2)均属长英质隐爆角砾岩型矿床(王玉生等,1990;陈迪云等,1994;章邦桐等,1996)。多元同位素地球化学现已成为研究各种地质、成矿作用的一种重要手段。卢武长等(1991)对 570 铀矿床的同位素地质特征作了较全面的研究,刘小宇等(1996)研究了 6722 铀矿床的硫同位素特征。本文在前人工作成果的基础上对这两个矿床的氢、氧、碳、硫、铅同位素地球化学特征进行了综合研究,以阐明成矿流体及成矿物质的来源,并为探讨隐爆角砾岩的形成机制提

供一定的同位素地球化学证据。

1 矿床地质概况

1.1 570 铀(银、钼)矿床地质概况

570 矿床位于闽北浦城地区,产出在华夏地块北西翼、武夷山隆起带北端的福罗山盆地中生代南园组(K_1n)火山岩系中。该盆地的盖层由长林组(K_1c)火山碎屑-沉积岩及南园组火山岩组成。南园组火山岩由英安岩、流纹岩、熔结凝灰岩、晶玻屑凝灰岩和次流纹岩组成,其 Rb-Sr 等时线年龄值为 127 Ma,初始铷比值为 0.7089(卢武长等,1990)。福罗山火山岩盆地基底具双层结构特征;上层基底为印支晚期的高溪黑云母花岗岩体,其 Rb-Sr 等时线年龄为 215 Ma(卢武长等,1991);下层基底为普遍受到混合岩化的前震旦纪麻源群变质岩。

570 矿床产出在福罗山盆地内 NW 向基底断裂 F7 和弧形断裂 F1 交切处的毛洋头火山机构内,并受其中的隐爆角砾岩筒控制(图 1)。该隐爆角砾岩体上小下大呈不对称漏斗状产出在火山管道的上部,直径约 100 m,形态复杂多变,与围岩呈侵入接

^{*} 本文得到国家自然科学基金(49472107)的资助

第一作者简介 章邦桐,男,1934 年生,教授,博士生导师,从事核能地质及成矿理论研究。

收稿日期 2001-09-03;改回日期 2001-12-18。李 岩编辑。

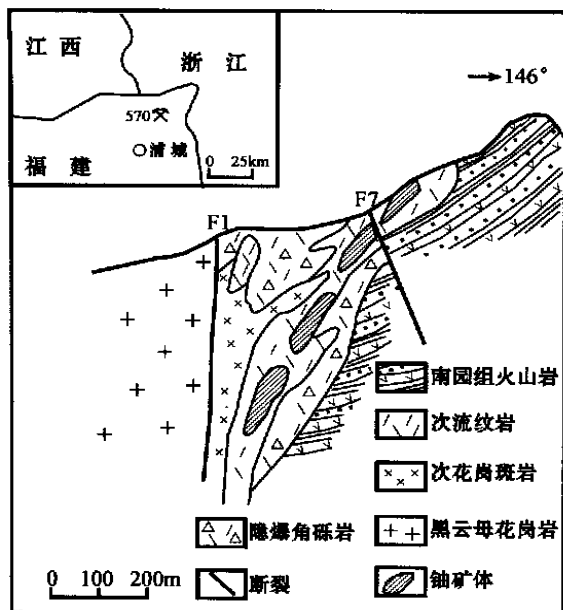


图1 570矿床地质剖面略图
(据王玉生等,1990)

Fig. 1 Sketch geological section for No. 570 deposit

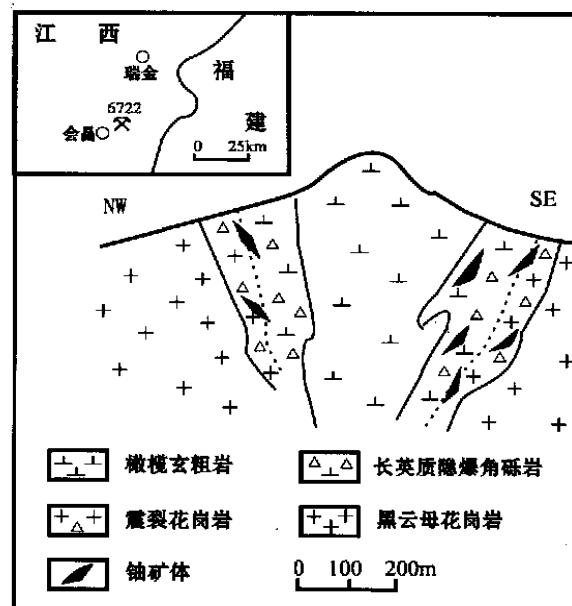


图2 6722矿床地质剖面略图
(据刘小宇等,1996简化)

Fig. 2 Sketch geological section for No. 6722 deposit

触关系。隐爆角砾的粒度大小悬殊,从数毫米(碎屑)至数厘米(角砾),甚至数十厘米(集块);角砾成分复杂,有流纹岩、英安岩、凝灰岩、角砾凝灰岩、基底花岗岩及黑色角岩,隐爆角砾(碎屑)形态多样,呈棱角状、次棱角状,而基底花岗岩多呈次圆状。隐爆角砾(碎屑)岩向深部减少,管道充填物以次花岗斑岩为主。

矿体呈脉状、网脉状及不规则凸镜状产出在隐爆角砾岩下盘及两侧的流纹岩和次花岗斑岩中,矿体群的侧伏方向与隐爆角砾岩筒的侧伏方向一致(图1)。矿区围岩蚀变十分发育,主要为水云母化、绿泥石化、钠长石化和赤铁矿化。矿化作用有两期:早期(I)形成红化交代矿石,铀品位低;主成矿期(II)为黑色硫化物充填型矿石,铀品位高,成分复杂,矿石矿物为沥青铀矿、钛铀矿、铀石、胶硫钼矿、黄铁矿、方铅矿等。银主要呈分散状分布在胶硫钼矿中,其含量已达综合利用品位(陈迪云等1994)。根据U-Pb法同位素年龄测定,主成矿期(II)的成矿年龄为97.7 Ma(卢武长等,1991)。

1.2 6722 铀矿床地质概况

6722 铀矿床位于赣南会昌地区,产出在受晚白垩世赣州组橄榄玄粗岩系草桃背火山机构控制的长英质隐爆角砾岩内,其基底为海西期黑云母花岗岩

(富城花岗岩体)。

草桃背火山机构在平面上呈不规则的椭圆形,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、震裂花岗岩带、花岗岩(图2)。

6722 矿床的铀矿体呈不规则凸镜状,似层状及团块状赋存在隐爆角砾岩带和震裂花岗岩带中。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、方解石、水云母、黄铁矿、赤铁矿等组成。早期成矿年龄为103 Ma,晚期(后生改造)成矿年龄为52 Ma(U-Pb法,徐礼中,1984)。

2 氧同位素地球化学特征

研究岩石、矿物(含氢、氧)及其中流体包裹体的氢、氧同位素组成,可提供有关成矿流体来源和演化的重要信息。本文的氧同位素测试样品分别选自570 铀矿床和6722 铀矿床的围岩和矿石,样品经化学处理(硅酸盐样品用BrF₅法,从中萃取氧,再由碳炉转化为气体;方解石样品则采用H₃PO₄法制备成气体)后,用MAT-251质谱仪测定δ¹⁸O,分析精度为

万分之二。570 铀矿床中石英和萤石样品氢同位素组成的测定,则采用锌法将包裹体中微量水转化为氢气供 MAT-251 质谱仪测定 δD ,分析精度为千分之一。

2.1 矿物及流体包裹体的氢氧同位素组成

根据 570 矿床和 6722 矿床石英、方解石、萤石中流体包裹体 H_2O 的氢同位素组成,方解石和石英的氧同位素组成以及包裹体均一温度,分别利用石英-水、方解石-水的氧同位素分馏方程 (Clayton et al., 1972; Ó Neil et al., 1969) 计算出与之平衡的水溶液的氧同位素组成,结果列于表 1。根据这些数据总结出以下特征:

(1) 石英、方解石、萤石中流体包裹体水的氢同位素组成 δD 为 $-82.0\text{‰} \sim -58.0\text{‰}$,变化范围较小,相对稳定,在 $\delta^{18}O$ - δD 图解上呈近水平分布,大多处在岩浆水和大气降水的同位素组成范围内(图 3)。

(2) 据张理刚(1985)研究,我国东部中生代时期雨水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值分别比现今雨水低 20‰和 2.5‰左右,但其古雨水线的位置仍平行于现今雨水线。570 矿床和 6722 矿床成矿流体氧同位素组成 ($\delta^{18}O_{H_2O}$) 的变化范围较大,分别为 $+6.5\text{‰} \sim -5.7\text{‰}$ 和 $-5.2\text{‰} \sim -12.9\text{‰}$;570 矿床成矿早期(I)流体的氢、氧同位素组成投影点落入岩浆水范围内,但主成矿期(II)及矿后期流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 存在向大气降水(雨水线)“漂移”的现象(表 1,图 3);6722 矿床成矿期的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 -5.2‰ ,矿后期为 -12.9‰ ,也存在类似的地球化学现象。这意味着,成矿流体的形成有外来水(大气降水)的参与和混

合。

2.2 热液蚀变岩石的氧同位素组成及水/岩比值

570 矿床和 6722 矿床以发育多种围岩蚀变为特征。对蚀变岩石和原岩的氧同位素进行对比研究,可以进一步阐明成矿流体的性质,并计算其水-岩氧原子质量比值。570 矿床的蚀变岩石和未蚀变原岩的氧同位素组成列于表 1。从该表可见,流纹岩的 $\delta^{18}O$ 从未蚀变原岩的 7.6‰下降到强烈水云母化流纹岩的 5.7‰,黑云母花岗岩经受了绿泥石化和钠长石化蚀变后, $\delta^{18}O$ 从原岩的 9.5‰分别降低到 7.0‰和 5.8‰。蚀变岩石氧同位素组成的这种变化,是由热液蚀变过程中发生的水-岩相互作用引起的。

从图 3 可知,岩浆水(或变质水) $\delta^{18}O$ 均为正值,而大气降水(雨水)则为明显的负值。因此,上述蚀变岩石 $\delta^{18}O$ 值的降低,表明成矿蚀变过程中有一定数量大气降水的混入。隐爆角砾岩的形成及成矿蚀变作用是在一个相对封闭的体系中进行的,因此可以根据氧同位素的变化,按 Taylor(1977)推导的质量平衡方程计算蚀变过程中的水-岩氧原子质量比值 W/R :

$$(W/R)_{\text{封闭}} = [\delta^{18}O_{i(R)} - \delta^{18}O_{i(F)}] / [\delta^{18}O_{i(R)} - \delta^{18}O_{f(F)}] \quad (1)$$

式中: i 代表初始, f 代表最终, R 代表岩石, F 代表流体。

镜下鉴定表明,570 矿床流纹岩中斜长石斑晶和黑云母花岗岩中的斜长石成分均为更长石(An 平均值为 0.25),因此最终流体氧同位素组成计算可按 Ó Neil 等(1969)提出的斜长石-水方程:

$$1000 \ln a_{Pl-H_2O} = -3.41 - 0.14 An + (2.91 - 0.76 An)(10^6/T^2) \quad (2)$$

式中: Pl 为斜长石; An 为斜长石中的钙长石摩尔分数。

初始流体同位素组成根据图 3 中 570 铀矿床各投影点组成的直线与雨水线的相交点,取 $\delta^{18}O_{i(F)} = -11\text{‰}$ 。

将表中蚀变岩石及原岩的 $\delta^{18}O$ 值及蚀变温度(取中温热液蚀变平均温度为 523 K)代入(1)、(2)式,计算得出蚀变流纹岩和蚀变花岗岩的水-岩氧原子质量比值(W/R)的平均值分别为 0.21 和 0.26,这可大致代表蚀变岩石形成时的水-岩氧原子质量比值。

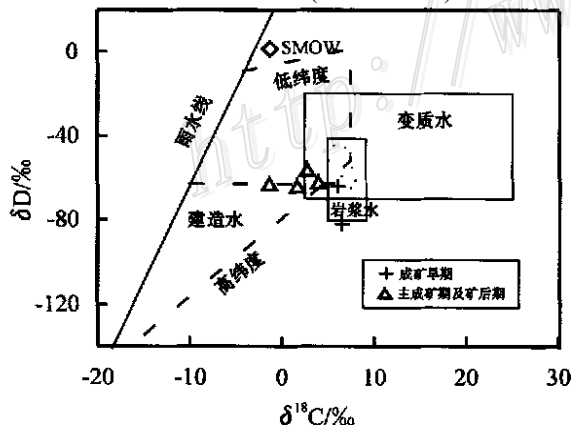


图 3 570 矿床成矿流体的 δD - $\delta^{18}O$ 图解
(仿 Rollison, 1993)

Fig. 3 δD - $\delta^{18}O$ diagram of ore-forming fluid for No. 570 deposit

表 1 570 矿床和 6722 矿床的氢、氧、碳同位素组成

Table 1 Hydrogen, oxygen and carbon isotopic compositions of No. 570 deposit and No. 6722 deposit

矿床	样品名称	$t_h/^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$ (计算)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$
570 矿床	石英(成矿 I)	230	16.5	6.5	-82	未测
	石英(成矿 I)	220	16.6	6.1	-64	未测
	石英(成矿 II)	200	13.42	1.7	-64	未测
	石英(成矿 II)	175	12.1	-1.3	-63	未测
	方解石(矿后)	165	15.1	4.0	-62	-6.4
	方解石(矿后)	140	15.7	2.8	-56	-6.6
	方解石(矿 II)*	155	6.1	-5.7	未测	-3.9
	方解石(矿 II)*	150	6.4	-5.8	未测	-4.0
	方解石(矿后)*	120	12.0	-2.6	未测	-4.9
	方解石(矿后)*	100	14.0	-2.6	未测	-6.9
	萤石(矿后)*	100	未测	未测	-58	未测
	黑云母花岗岩	未测	9.5	未测	未测	未测
	绿泥石化花岗岩	未测	7.0	未测	未测	未测
	钠长石化花岗岩	未测	5.8	未测	未测	未测
	流纹岩	未测	7.6	未测	未测	未测
	红化流纹岩	未测	8.1	未测	未测	未测
	强蚀变流纹岩*	未测	5.8	未测	未测	未测
	强蚀变流纹岩*	未测	5.7	未测	未测	未测
6722 矿床	黑云母花岗岩	未测	12.0	未测	未测	未测
	橄榄玄粗岩	未测	6.3	未测	未测	未测
	石英(成矿期)	170	8.7	-5.2	未测	未测
	石英(成矿期后)	120	5.6	-12.9	未测	未测

* 据卢武长(1990)。

t_h 为均一温度平均值,由南京大学地球科学系中心实验室测定。

本文同位素数据由南京大学内生矿床成矿机制研究国家重点实验室测定。

$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 计算公式: $1000\alpha_{\text{Q-W}} = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.40$; $1000\alpha_{\text{C-W}} = 2.78 \times 10^6 / T^2 - 3.39$; 式中 Q 为石英, C 为方解石, W 为水。

3 碳同位素地球化学特征

本文的碳同位素测试样品采选自铀矿床矿石,采用磷酸法制备成气体后,用质谱仪 MAT-251 测定 $\delta^{13}\text{C}$,分析精度为万分之二。570 矿床成矿期和成矿后方解石的碳同位素组成列于表 1,通过对比研究得出以下特征:

(1) 570 矿床方解石的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-3.9\text{‰} \sim -6.91\text{‰}$,其投影点位于洋中脊玄武岩(MORB)和地幔岩碳同位素组成的变化范围内,而明显区别于有机碳和海相碳酸盐(图 4),这暗示成矿热液中以 CO_3^{2-} 、 HCO_3^- 形式存在的碳可能主要来自壳幔深部。

(2) 成矿期方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-3.9\text{‰} \sim -4.0\text{‰}$,成矿期后方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-4.9\text{‰} \sim -6.9$,平均值为 -6.2‰ (表 1),这表明成矿期方解

石比成矿期后方解石相对富集 $\delta^{13}\text{C}$ 。卢武长(1990)根据不同碳氧化物的分馏效应认为,570 矿床成矿期富集铀,与成矿流体的中大量 CO_2 逸出有关。这是因为,大量 CO_2 的逸出导致了碳酸铀酰络合物的解体及沥青铀矿、方解石的沉淀富集。

4 硫同位素地球化学特征

570 矿床的硫同位素测试样品(黄铁矿、胶硫钼矿)选自红化蚀变流纹岩及矿石,采用真空燃烧法将其中的硫元素氧化为 SO_2 后,用 ZHT-03 质谱仪测定 $\delta^{34}\text{S}$,分析精度为万分之二。570 矿床矿石矿物主要为黄铁矿-胶硫钼矿-沥青铀矿-赤铁矿组合,表明矿床形成于中等氧逸度环境,其硫化物的硫同位素组成可以代表流体的总硫同位素组成。570 矿床矿石中硫化物(黄铁矿、胶硫钼矿)的硫同位素组成全部为正值, $\delta^{34}\text{S} = 3.1\text{‰} \sim 7.79\text{‰}$,变化范围较小(图

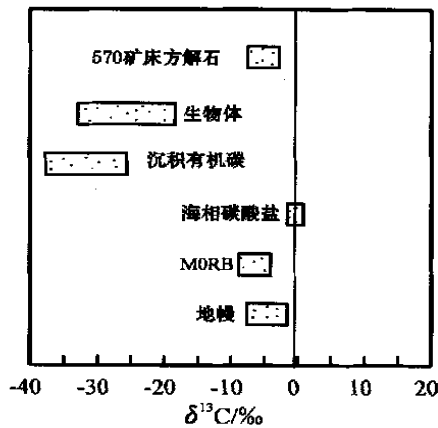


图 4 570 矿床方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化范围
(仿 Rollison, 1993)

Fig. 4 Range of $\delta^{13}\text{C}$ values of Calcite for No. 570 deposit

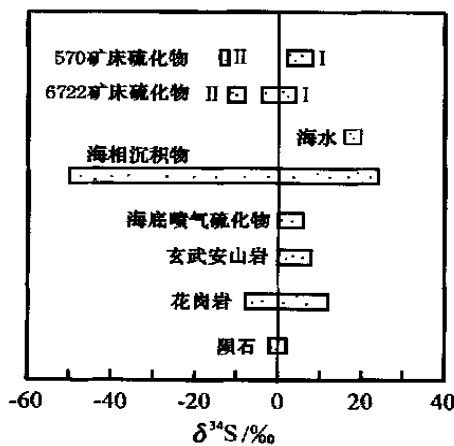


图 5 570 矿床和 6722 矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 的变化范围
(仿 Rollison, 1993)

Fig. 5 Range of $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides for
No. 570 deposit and No. 6722 deposit

5)。矿石的硫同位素组成与流纹岩中黄铁矿的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S} = 5.57\text{‰}$, 卢武长, 1991)十分接近, 暗示成矿流体中的硫主要来自火山热液。但成矿期后黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -12.7‰ (图 5), 与矿前期和成矿期的硫同位素迥然不同, 表明有浅源的轻硫(^{32}S)混入。

6722 矿床硫化物(黄铁矿、方铅矿)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大, 集中分布在 $\delta^{34}\text{S} = +2\text{‰} \sim -4\text{‰}$ 和 $\delta^{34}\text{S} = -8\text{‰} \sim -11\text{‰}$ 两个主要区间内(刘小宇, 1996)。

这表明 6722 矿床成矿流体中的硫具有混合来源的性质(图 5)。

5 铅同位素地球化学特征

铅同位素测试样品分别采选自 570 铀矿床和 6722 铀矿床的围岩和矿石, 检测采用热电离质谱法, 仪器型号为 MAT-261。6722 矿床及 570 矿床赋矿围岩(橄榄玄粗岩、流纹岩、次花岗斑岩)、基底岩石(花岗岩、变质岩)及矿石矿物(黄铁矿、方铅矿)的铅同位素组成列于表 2, 并得出以下地球化学特征:

(1) 6722 矿床及 570 矿床中与长英质隐爆角砾岩有成因关系的火山岩(橄榄玄粗岩、流纹岩、次花岗斑岩)及基底岩石(花岗岩、变质岩)铅同位素的 H-H 模式年龄均为负值(表 2), 在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上的投影点都位于零等时线右侧(图 6), 显出异常铅特征, 表明它们富集了放射性成因铅(Faure, 1986)。

(2) 6722 矿床和 570 矿床中代表基底花岗岩初始铅同位素组成的长石铅和以黄铁矿、方铅矿为代表的矿石铅的同位素组成与岩石铅(包括火山岩、花岗岩、变质岩)呈良好的线性关系(图 6), 其拟合的线性方程分别为 $Y = 0.06626 X + 4.3998$ (6722 矿床)和 $Y = 0.05378 X + 14.6196$ (570 矿床)。这反映成矿物质(铀)来源与火山岩、基底花岗岩和变质岩有密切关系。

6 讨论与小结

6.1 隐爆角砾岩形成机制

关于隐爆角砾岩的形成机制, 国内外学者提出了多种成因模式, 如岩浆流体爆发模式(Burnham, 1985), 岩浆混合爆发模式(Sparks et al., 1979)及蒸气爆发模式(陶奎元, 1994; Wohletz, 1983; Sheridan, 1983)。目前, 较多的学者赞同 Burnham(1985)提出的岩浆流体减压爆发模式。这一模式认为当岩浆侵位上升到浅部时, 其中所包含的流体组分(以 H_2O 为主), 由于外部压力降低而发生二次沸腾, 并由此引发隐爆作用。应当指出, 岩浆流体在上升减压条件下发生二次沸腾的现象是普遍存在的, 但隐爆角

表 2 570 矿床和 6722 矿床的铅同位素组成

Table 2 Lead isotopic composition of sulfides, feldspars, volcanic rocks and basement rocks

矿床	样品名称	样号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	H-H 模式年龄/ Ma
570	流纹岩	A20	18.312(4)	15.600(4)	39.094(9)	8.35	-310
	黑云母变粒岩	M-15	18.401(9)	15.601(3)	38.654(8)	8.35	-1176
	混合岩	九1	18.115(4)	15.592(4)	38.599(12)	8.35	-186
	黑云母花岗岩	III-19	17.691(4)	15.552(3)	38.256(9)	8.31	-172
	钾长石	III-19	17.176(3)	15.524(3)	37.705(9)	8.32	492
	钾长石	M-62	17.168(3)	15.570(3)	37.822(8)	8.41	560
	次花岗斑岩*	18.142	15.638	38.435	8.42	-156	
	黄铁矿*	17.774	15.543	38.007	8.29	26.7	
	黄铁矿*	17.992	15.585	38.307	8.34	-99	
	方铅矿*	17.752	15.577	38.341	8.35	98.4	
6722	橄榄玄粗岩	59-1	18.341(10)	15.647(10)	38.774(10)	8.43	-307
	近矿橄榄玄粗岩	P-15	18.320(10)	15.589(10)	38.626(10)	8.34	-314
	黑云母花岗岩	B-1	19.397(40)	15.676(10)	39.567(20)	8.43	-1211
	蚀变花岗岩	C-3	18.72(10)	15.642(10)	38.907(10)	8.40	-650
	钾长石	F-1	18.040(10)	15.592(10)	38.531(10)	8.35	-132

本文 570 矿床样品委托桂林有色金属地质研究院分析;本文 6722 矿床样品委托宜昌地质研究所分析; * 数据引自卢武长,1991。括号内数字为 2σ。

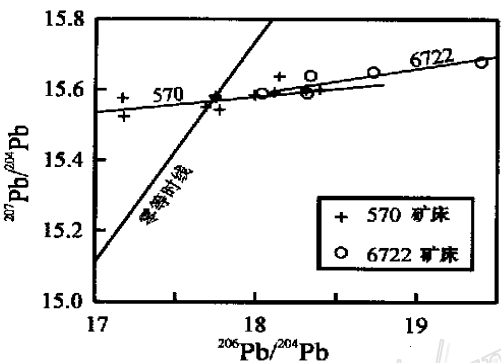


图 6 570 和 6722 矿床的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解
Fig. 6 The $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for No. 570 deposit and No. 6722 deposit

砾岩的产出却是一种不常见的特殊地质现象,其影响因素较多。而含有大量气泡的海底熔岩流的存在则表明气相组分的出溶(二次沸腾)并没有使熔岩流产生剧烈的爆发作用(Cas et al., 1987)。因此,笔者认为,隐爆角砾岩的形成仅用简单的岩浆流体减压爆发模式是难以解释的。众所周知,隐爆角砾岩是在封闭条件下巨大能量瞬间释放过程中形成的。根据 6722 铀矿床长英质隐爆角砾岩产出的地质条件和分带特征与我国地下核爆炸试验地质条件进行的类比计算,6722 矿床隐爆角砾岩的形成,伴随着约

152 400 t TNT 当量能量的释放(章邦桐等,1998)。据估算,印度尼西亚坦博腊火山 1819 年爆发时释放的能量高达 8.4×10^{19} J,相当于 20 颗原子弹的爆炸当量(陶奎元,1994)。现代爆炸物理学研究表明,当高温熔体与冷的水体接触时,熔体与 H_2O 之间发生快速的热交换,熔体的高热能量可在瞬间传递给 H_2O ,使之气化并转变为机械能,而产生剧烈的爆炸,即 FCI(fuel-coolant interaction)效应。这种将热能在瞬间转换为机械能的能量转换率与水/熔体比值(质量比,下同)密切相关。Wohletz(1983)所进行的模拟实验结果表明,当水/熔体比值为 0.1~0.3 时,热能转换为爆发能的能量转换率达到最高值(>90%)。氧是组成地壳岩石和水的最主要元素,酸性花岗岩中氧的质量分数为 48.7%(平均值),因而,根据矿床蚀变岩石中氧同位素组成计算获得的水-岩氧原子质量比值乘以系数 0.55 可以近似地代表矿床中隐爆角砾岩形成时的水/岩或水/熔体比值(质量比)。前述根据氧同位素组成计算得出 570 矿床蚀变岩石形成时的水-岩氧原子质量比值为 0.21~0.26(水/岩质量比为 0.12~0.14),其相应的能量转换率接近最大值(>90%)。对现代喷发到地表的火山岩浆温度的实际测定表明,熔融状态的玄武岩浆和流纹岩浆的温度分别为 1200℃和 950℃左右。地下深处的岩浆一般都处于过热状态,其温度更高。

当这种过热岩浆与冷的外来水相接触时,由于其温差高达 1 000 ℃ 左右,就可由于 FCI 效应而发生爆炸,从而为 570 矿床和 6722 矿床中与成矿有关的隐爆角砾岩的形成机制属于“岩浆-外来水混合爆发模式”提供了佐证。

6.2 成矿流体及成矿物质来源

(1) 570 矿床和 6722 矿床中石英、方解石的氧同位素组成表明,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 存在向雨水线明显“漂移”的现象(图 3)。这意味着氧含量高的方解石(CaCO_3)、石英(SiO_2)经水-岩间的氧同位素交换后, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值受外来水(泛指一切非岩浆水,主要为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为负值的大气降水)的影响降低而发生“氧漂移”现象。因此,570 矿床和 6722 矿床成矿流体中的“氧漂移”现象,暗示成流体中有温度低的外来水的参与。

(2) ^{206}Pb 和 ^{207}Pb 分别是核素 ^{238}U 和 ^{235}U 放射性衰变的最终产物,因此,570 矿床和 6722 矿床的火山岩、基底花岗岩和变质岩的铅同位素组成属异常铅,并与长石铅及矿石铅呈线性分布的特点,表明两矿床赋矿围岩及深部基底岩石是成矿物质(铀)的重要来源。

(3) 矿床中早期硫化物(黄铁矿等)的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}$)和成矿期方解石的碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}$)的深源硫、碳特点,间接地反映出成矿流体中的气相组分(CO_2 、 H_2S)及其溶解的组分(矿化剂)(HCO_3^- 、 CO_2 、 HS^- 等)来自深部壳幔[这同温志坚(2000)的结论一致],并有助于赋矿围岩及基底岩石中成矿物质的溶浸运移。

(4) 570 和 6722 矿床主成矿期(Ⅱ)及成矿期后流体氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$)朝雨水线漂移的特点,揭示出成矿富集作用与两种不同成因流体[岩浆热液和大气降水(外来水)]的混合有关。正是在这两种具有截然不同物理化学条件(t , p , pH , E_h)及化学组分(水)体的混合部位(隐爆角砾岩带及其周围)形成多种地球物理和地球化学垒(障)(章邦桐,1991),导致成矿流体物理化学平衡的破坏和成矿物质的沉淀富集(章邦桐,2001)。

总之,570 矿床和 6722 矿床的氧、氢、硫、碳、铅同位素组成特征为长英质隐爆角砾岩形成机制(岩浆-外来水混合爆发模式)、成矿物质和成矿流体的来源及成矿物质的溶浸、富集提供了多方面的地球化学证据。

致 谢 笔者在野外工作期间得到核工业 294 大队邱嘉云和郑振雄高级工程师,核工业 264 大队倪修义总工程师的热情帮助和指导,于此一并深表谢意!

References

- Burnham C W. 1985. Energy release in subvolcanic environments: Implications for breccia formation [J]. *Econ. Geol.*, 80: 1515 ~ 1522.
- Cas R A F and Wright J V. 1987. Volcanic successions: Modern and ancient [M]. Wessington: Allen & Unwin (Publishers) Ltd. 33 ~ 57.
- Chen D Y, Chen P R, Zhang B T, et al. 1994. A study of silver occurrences in ore of No. 570 U (Ag, Mo) deposit and the discovery of Ag-bearing jordanite [J]. *J. Nanjing Uni. (Earth Sci.)*, 6(3): 247 ~ 250 (in Chinese with English abstract).
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope fractionation in quartz and water [J]. *Geophys. Res.*, 77: 3057 ~ 3067.
- Faure G. 1986. Principles of isotope geology [M]. New York: John Wiley and Sons. 321 ~ 343.
- Lu W C and Wang Y S. 1990. Isotopic geological features of the 570 uranium deposit, Fujian [J]. *J. Chengdu College of Geol.* 17(2): 85 ~ 93 (in Chinese with English abstract).
- Lu W C and Wang Y S. 1991. Isotopic geochemical investigations of No. 570 ore area, Fujian [J]. *Mineralogy and Petrology*, 11(2): 65 ~ 71 (in Chinese with English abstract).
- Liu X Y and Chen Z B. 1995. Continental volcanism and uranium mineralization [M]. Beijing: Atomic Energy Press. 122 ~ 128 (in Chinese).
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *Chem. Phys.*, 51: 5547 ~ 5558.
- Rollison H R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation [M]. London: Longman Group U K Ltd. 278 ~ 294.
- Sheridan M F and Barberi F. 1983. Explosive volcanism [M]. Amsterdam: Elsevier Science Publishers. 31 ~ 55.
- Sparks R S J, Sigurdsson H and Wilson L. 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions [J]. *Nature*, 267: 315 ~ 318.
- Taylor H P. 1977. Water/rock interactions and the origin of H_2O in granitic batholiths [J]. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133: 509 ~ 558.
- Tao K Y. 1994. Volcanic structure and petrography [M]. Nanjing: Jiangsu Sci. Press. 12 ~ 24 (in Chinese).
- Wang Y S and Li W J. 1990. Ore control factors in the No. 570 ore deposit and the formation conditions of rich uranium ore deposit [J].

- Uranium Geol., 6(1): 1~10 (in Chinese with English abstract).
- Wen Z J, Du L T, Liu Z Y. 2002. Relationship between hydromineralization and uranium mineralization in the Xiangshan orefield[J]. Mineral Deposits, 19(3): 257~264 (in Chinese with English abstract).
- Wohletz K H. 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies [J]. Volcanol. Geotherm. Res. 17: 31~63.
- Xu L Z. 1984. Mesozoic volcanic rock type uranium deposit in Jiangxi [J]. Uranium Geol. of East China, (1): 7~21 (in Chinese).
- Zhang B T. 1991. On the formation and types of the metallogenic physico-geochemical barrier and its significance to ore prospecting[J]. J. Nanjing Uni. (Earth Sci.), 3(4): 330~336 (in Chinese with English abstract).
- Zhang B T, Chen P R, Chen D Y, et al. 1996. On the metallogenic physicochemical condition and material sources of No. 570 U (Ag, Mo) deposit of cryptoexplosive clastic rock type in North Fujian[J]. Geol. J. China Uni. 2(2): 187~197 (in Chinese with English abstract).
- Zhang B T, Wang X Y, Rao B, et al. 1998. Comparison between the geological structural features of felsic cryptoexplosive breccia of No. 6722 uranium deposit in Jiangxi and the geological effects of underground nuclear explosion[J]. Geol. J. China Uni., 4(4): 406~412 (in Chinese with English abstract).
- Zhang B T, Rao B, Chen P R, et al. 2001. The pneumatothermal fluid leaching metallogenic mechanism of felsic cryptoexplosive breccia [J]. Mineral Deposits, 20(2): 129~136 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L G. 1985. The application of stable isotope in geological science [M]. Xian: Shaanxi Sci. Press. 75~101 (in Chinese).

附中文参考文献

- 陈迪云, 陈培荣, 章邦桐, 等. 1994. 570 铀(银 钼)矿床矿石中银的赋存状态及含银硫钼矿的发现[J]. 南京大学学报(地球科学), 6(3): 247~250.
- 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.
- 卢武长, 王玉生. 1990. 福建 570 铀矿床的同位素地质特征[J]. 成都地质学院学报, 17(1): 85~92.
- 卢武长, 王玉生. 1991. 福建 570 矿区同位素地球化学研究[J]. 矿物岩石, 11(2): 65~71.
- 陶奎元. 1994. 火山岩相构造学[M]. 南京: 江苏科学技术出版社. 12~24.
- 王玉生, 李文君. 1990. 570 矿床控制因素及富矿形成条件[J]. 铀矿地质, 6(1): 1~9.
- 温志坚, 杜乐天, 刘正义. 2002. 相山矿田热液水云母化及其与铀矿化关系研究[J]. 矿床地质, 19(3): 257~264.
- 徐礼中. 1984. 江西中生代火山岩型铀矿床[J]. 华东铀矿地质, (1): 7~21.
- 章邦桐. 1991. 论成矿物理地球化学垒的形成、类型及其地质找矿意义[J]. 南京大学学报(地球科学), 3(4): 330~336.
- 章邦桐, 陈培荣, 陈迪云, 等. 1996. 闽北 570 隐爆碎屑岩型铀(银 钼)矿床成矿物理化学条件及物质来源研究[J]. 高校地质学报, 2(2): 187~197.
- 章邦桐, 王湘云, 饶冰, 等. 1998. 赣南 6722 铀矿床隐爆碎屑岩地质构造特征与地下核爆炸地质效应的对比[J]. 高校地质学报, 4(4): 406~412.
- 章邦桐, 饶冰, 陈培荣, 等. 2001. 论长英质隐爆角砾岩的气热流体溶浸成矿机制——以赣南 6722 铀矿床为例[J]. 矿床地质, 20(2): 129~136.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 75~101.

More on Pneumatothermal Fluid Leaching Metallogenic Mechanism of Felsic Cryptoexplosive Breccia: Stable Isotopic Geochemical Evidence of Cryptoexplosive Breccia Type Uranium Deposits

Zhang Bangtong, Chen Peirong, Chen Diyun and Kong Xinggong

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

Abstract

The $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ of ore fluids from No.570 cryptoexplosive breccia type U (Ag, Mo) deposit in north Fujian and No.6722 cryptoexplosive breccia type U deposit in south Jiangxi are in the range of +6.5‰~ -5.8‰ and -5.2‰~12.8‰ respectively. It has been demonstrated that the ore fluid of the main ore-forming stage and that of the post-ore stage are mixed with meteoric water. The water/rock ratios (W/R) of altered rhyolite

(下转第 245 页)(to be continued on p.245)

phosed marine facies sodic volcanic rocks in Zhangbaling area. Generally, three stages of quartz veins can be recognized, i.e., gold-deficient sulfide quartz veins, gold-rich quartz sulfide veins and gold-deficient barite and/or carbonate veins. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating plateau ages of the late first-stage and the second-stage quartz aggregates from the Zhuding, Maoshan and Shangcheng gold deposits range between 116.1 ~ 0.6 Ma and 118.3 ~ 0.5 Ma and are quite close to their least apparent ages and isochronal ages respectively. All plateau, least apparent and isochronal ages range from 113.4 ~ 0.4 Ma to 118.3 ~ 0.5 Ma, considered to be the formation age range of the quartz. It is reasonable and reliable to take the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age range of the quartz as the formation age range of gold-bearing quartz veins on the basis of spatial relationship between gold-bearing quartz veins and their country rocks. The gold deposits in the two areas were formed in Aptian Stage of Cretaceous, when the Ta-Lu fault zone moved as a normal fault with slightly right-lateral strike-slip, extended and had very strong magmatic activity. It is shown that the magmatic hydrothermal fluid is a very important component part in the ore-forming hydrothermal fluid in Fengyang and Zhangbaling areas. The gold ore deposits in Fengyang and Zhangbaling areas genetically related to the extensional movement of the Ta-Lu fault zone and the magmatic activity were formed under the extensional dynamic condition in Late Cretaceous. Therefore, the extensional movement of the Ta-Lu fault zone provided energy and space for magmatic and gold ore-forming processes.

Key words: formation age, quartz, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, gold deposit, Anhui

(上接第 263 页)(Continued from p.263)

and granite (0.21 and 0.26 respectively) indicate the efficiency of transfer of thermal energy to mechanical (explosive) energy from the interaction of hot magma with cold water is higher than 90%. This serves as geochemical evidence for magma-exotic water mixing model of cryptoexplosive breccia. The $\delta^{34}\text{S}$ of ore-stage sulfide and $\delta^{31}\text{C}$ of ore-stage calcite show that the S and C are derived from the deep source, whereas the post-ore $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{31}\text{C}$ are possessed of mixing source. These Pb isotopes of country rock (volcanic rock) and basement rock (granite and metamorphic rock) belong to anomalous Pb enriched in radioactive lead and constitute a linear array with Pb isotopes of K-feldspar, pyrite and galena. This implies that the ore-forming material (uranium) is characterized by multisource from host rock and basement rock.

Key words: stable isotope, water/rock ratio, magma-exotic water mixing explosive model, cryptoexplosive breccia, uranium deposit

(上接第 277 页)(Continued from p.277)

gangue minerals (quartz, celestine, calcite and gypsum) shows that the homogenization temperatures range from 52 °C to 309 °C, clustered around 110 ~ 150 °C, with salinities of 5.09% ~ 19.63% wt NaCl equivalent. The pressure was 32.5 ~ 22.6 MPa, corresponding to an ore-forming depth of 0.9 ~ 1.5 km.

Key words: stratigraphical and structural control, Pb and S isotope, homogenization temperature, salinity, Jinding Pb-Zn deposit