

诸广地区内生铀矿床深源成矿地质 流体地球化学特征及成矿模式

罗 毅* 王明太 李建红 孙志富 朱杰辰

(核工业北京地质研究院, 北京)

提 要: 本文在分析区内内生铀矿床成矿地质背景的基础上, 系统地论述了矿化地质特征及成矿地质流体地球化学特征, 提出了本区内生铀矿床成矿模式。本文首次提出本区存在富铀的前寒武纪结晶基底; 成矿地质流体是上地幔流体与下地壳富铀的前寒武纪结晶基底混熔交代的产物, 成矿的铀主要来源于成矿地质流体本身; 成矿作用受统一的晚中生代伸展裂陷构造-深源热流体演化机制控制, 形成中高温热流体充填成矿的高品位脉型矿化和中低温热流体交代成矿的较低品位碎裂蚀变岩-微脉浸染型矿化。

关键词: 内生铀矿床 深源流体地球化学 成矿模式

1 成矿地质背景

诸广成矿区是我国主要产铀区之一。铀成矿区位于湘、赣、粤三省衔接地带, 大地构造位置处于闽、赣加里东褶皱地块西缘, 深部构造环境属幔隆与幔凹的过渡区。成矿区的地质演化历经了前寒武纪结晶基底, 前泥盆纪冒地槽和中生代伸展构造-岩浆活化等三个发展期。前寒武纪结晶基底除在东南部澜河地区有少量出露外, 多隐伏于巨厚的前泥盆系浅变质岩系之下。构成前寒武纪结晶基底的岩性主要为属角闪岩相的黑云斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩、云母石英片岩、黑云变粒岩、变质石英砂岩及混合花岗岩等。该套变质岩的全岩 Sm-Nd 等时线年龄值为 $(2220 \pm 57) \times 10^6$ a, 属古元古代。据铀、钍化学分析结果, 该套变质岩石的平均铀含量为 8.25×10^{-6} , 平均钍含量为 17.16×10^{-6} , 表明本区前寒武纪结晶基底是一个由富铀岩石组成的基底。

前泥盆系包括震旦系、寒武系、奥陶系, 以形成分布广泛且厚度巨大的碎屑岩建造为特征。岩性主要为浅变质的砂质板岩、砂泥质板岩、泥灰岩、页岩, 夹少量硅质板岩、碳质岩、含碳灰岩透镜体等。总厚度大于 7000 m。前泥盆纪地层在空间上主要围绕诸广岩体分布。该套岩石的平均铀含量为 3.94×10^{-6} , 平均钍含量为 16.4×10^{-6} 。与赣西北、湘西地区同时代的浅变质岩 (铀含量为 $10 \times 10^{-6} \sim 30 \times 10^{-6}$) 相比, 本区的前泥盆系相对是贫铀的。

诸广地区岩浆岩分布广泛, 根据岩体中晶质铀矿和锆石的铀-铅年龄测定结果, 花岗岩浆活动可划分为加里东期、晚海西期和燕山期三期。加里东期主要为属壳幔型的花岗闪长岩、石英闪长岩。岩体多呈岩瘤、岩枝状产出, 其岩石铀含量一般较低: $(1 \sim 2) \times 10^{-6}$ 。

* 罗毅, 男, 1953 年生, 教授级高级工程师, 从事铀、金地质研究。邮政编码: 100029

晚海西期均属壳源型的各种酸性花岗岩,主要是粗粒似斑状黑云母花岗岩,呈大岩基产出,由它们构成诸广岩体的主体。其岩石平均铀含量为 15.5×10^{-6} , 平均钍含量为 26×10^{-6} , 均显著超过一般花岗岩的铀钍含量。燕山期岩浆活动可分为燕山早期和燕山晚期。燕山早期花岗岩主要属壳源型花岗岩,多呈岩株、岩枝状产出晚海西期花岗岩基之中。该期花岗岩的平均铀含量为 15.8×10^{-6} , 平均钍含量为 31.5×10^{-6} 。燕山晚期岩浆岩主要形成一些属深熔型的石英斑岩小岩体和辉绿岩、煌斑岩岩脉,它们在空间上的分布主要受断裂作用控制,对本区铀矿床的形成和定位具明显的控制作用。

从中生代开始本区进入伸展裂陷构造发育期。中生代早期,由于受太平洋板块俯冲挤压作用的影响,大量的地幔流体上涌,对富铀的前寒武纪结晶基底产生熔融交代作用,并产生大量的富铀酸性花岗岩浆活动;中生代晚期,本区由以挤压作用为主转向以拉张作用为主,形成了鹿井、长江、澜河、南雄等一系列 NE 向的伸展裂陷构造带。这些 NE 向的伸展裂陷断裂带控制了晚白垩世盆地基性、中基性、中酸性岩浆活动和区内铀矿床的形成及定位。

铀矿床的主要类型:根据蚀变和产出特征,本区铀矿床可划分为脉型和碎裂蚀变岩-微脉浸染型两种;按特征矿物组合可分为微晶石英型、紫黑色萤石-微晶石英-黄铁矿型,紫黑色萤石-微晶石英型、赤铁矿型和粘土蚀变型等 5 种。

2 矿床成矿地质流体地球化学特征

2.1 矿床的氧、氢、碳同位素组成特征

对鹿井铀矿田、百顺铀矿田的 10 件成矿期脉体石英和方解石样品测定了氧同位素和气液包裹体的氢同位素组成。鹿井矿田碎裂蚀变岩、微脉浸染型铀矿床和百顺矿田脉型铀矿床的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值分别为 $+3.8\text{‰} \sim +12.4\text{‰}$ 和 $+6.7\text{‰} \sim +8.8\text{‰}$ 。按测定的石英(方解石)包裹体的均一温度 291°C 、 300°C 计,用 Matsuhisa (1979) 的同位素分馏方程求得与石英处于平衡时水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为 $-3.4\text{‰} \sim +5.2\text{‰}$ 和 $-1.2\text{‰} \sim +0.9\text{‰}$ 。其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值低于岩浆水的 $+6\text{‰} \sim +9\text{‰}$ 。而它们的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值分别为 $-86\text{‰} \sim -61\text{‰}$ 和 $-72\text{‰} \sim -44\text{‰}$, 则与岩浆水的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值 ($-80\text{‰} \sim -40\text{‰}$) 和变质水的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值 ($-65\text{‰} \sim -20\text{‰}$) 基本相当。在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 体系图解上,所有样品的 O、H 同位素值均落在靠近变质热液水和岩浆热液水与大气水的混合水区。从以上结果表明,本区铀矿床的成矿地质流体具有变质热液水、岩浆热液水和大气水的三源混合水性质。

鹿井矿田、百顺矿田的碳同位素组成分别为 $\delta^{13}\text{C} = -6.9\text{‰} \sim -6.4\text{‰}$ 和 $\delta^{13}\text{C} = -7.4\text{‰} \sim -4.6\text{‰}$ 。它们的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与原始岩浆热液的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-8.5\text{‰} \sim -4\text{‰}$) 基本相当,反映出矿床的 CO_2 来源于深部岩浆热液。

2.2 矿床成矿地质流体的硫同位素组成特点

鹿井矿田碎裂蚀变岩-微脉浸染型铀矿床成矿期黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $-5.4\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$ 之间,极差为 -5.3‰ , 平均为 -2.5‰ , 与寒武系变质岩、前中生代花岗岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相比虽有不同,但在其分布范围之内。它们与法国东北部块状橄榄岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($-5.7\text{‰} \sim -0.8\text{‰}$, 平均为 -1.0‰) 相比则非常相似。百顺矿田两个脉型铀矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $-12.3\text{‰} \sim -10.1\text{‰}$ 和 $-14.8\text{‰} \sim -13.7\text{‰}$ 之间,极差分别为 -2.2‰ 和 -1.1‰ , 平均值

分别为 $-14.1\text{‰} \sim -10.9\text{‰}$ 。两个矿床黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围均极小,且与矿区内辉绿岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相当。从以上黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 数据表明,本区铀矿床成矿的地质流体主要来源于深部,极有可能来源于上地幔与下地壳中成矿物质的混溶和演化,并且其形成时的物化环境相对稳定。

2.3 矿床成矿地质流体的稀土元素特征

我们对本区8个内生铀矿床的48件成矿期、成矿前脉体石英和萤石进行了稀土化学分析,分别测定了稀土元素的含量,并计算其有关参数值。成矿前的白色石英脉体的L/H值为 $8.31 \sim 12.84$ (平均为10.39); $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 值为 $8.34 \sim 15.7$ (平均为15.36),属轻稀土富集型; δEu 值亏损不明显,在成因上具有壳幔混熔特征;成矿期灰色、红色石英脉体的L/H值为 $1.01 \sim 6.2$ (平均为2.86), $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 值为 $0.69 \sim 7.89$ (平均为3.2),属重稀土富集型,其 δEu 值为 $0.25 \sim 0.53$ (平均为0.35);沥青铀矿脉的稀土元素已达到高度富集,其 ΣREE 可达 $698.44 \times 10^{-6} \sim 2536.32 \times 10^{-6}$ (平均为 1159.14×10^{-6}),其L/H值为 $2.25 \sim 4.27$ (平均为4.04), $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 值为 $1.75 \sim 4.53$ (平均为3.37),其 δEu 值为 $0.16 \sim 0.58$ (平均为0.30),显示有亏损特征。从以上参数特征显示出,从矿前石英脉-成矿期石英脉-沥青铀矿脉,成矿地质流体是沿深断裂上涌,并逐级分异的产物,其中沥青铀矿脉是经历了充分分异作用的最终产物。

2.4 矿床微量元素地球化学特征

诸广地区内生铀矿床的微量元素分析结果及某些参数表明,铀矿床矿石普遍富含Cu、Zn、Ni、Co、Nb、Pb、Mo、As、Ba、F等成矿元素。其中脉型铀矿床富矿石的Ni、Co、V等元素的平均含量分别为 84.4×10^{-6} 、 54.68×10^{-6} 和 625.37×10^{-6} ,与矿区内成矿期辉绿岩脉的Ni、Co、V含量相当;Cu、Pb、Zn、Mo、Nb等金属元素的平均含量分别为 265.8×10^{-6} 、 3628.1×10^{-6} 、 402.25×10^{-6} 、 928.98×10^{-6} 和 196.76×10^{-6} ,是地壳克拉克值的几十倍至几百倍;As、Ba、F等非金属元素的平均含量分别为 640×10^{-6} 、 132.35×10^{-6} 和 2698×10^{-6} ,也显示有明显的异常;其Rb/Sr值由 $3.53 \sim 1.55$,平均为2.56,反映Rb在成矿地质流体中有相对富集特点。在碎裂蚀变岩型铀矿床中主要是Pb、Zn、Mo、As、F等微量元素的含量较高,而Cu、Ni、Co、V、Nb等元素的含量较低,Rb/Sr值由 $0.4 \sim 0.175$,平均为0.48,反映Rb在成矿地质流体中富集程度较低。上述表明,本区铀矿床成矿物质具壳幔混源特点,并以深源的成矿地质流体作用为主,与正常的岩浆热液成矿明显不同。

2.5 成矿的物理化学特征

(1) 成矿地质流体的化学组成:对本区主要内生铀矿床的成矿期脉体石英、方解石、萤石(共20件样品)的气液包裹体分别做了液相和气相成分分析。其结果表明,本区内生铀矿床成矿地质流体以相对富含阳离子 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 以及阴离子 HCO_3^- 、 Cl^- 、 F^- 、 SO_4^{2-} 为特征,与世界上许多超大型内生铀矿床的成矿地质流体具有同一性。成矿地质流体一般 $\text{Na}^+ > \text{K}^+$,而且不同矿脉石英中气液包裹体成分的阳离子含量变化较小(K^+ 为 $0.187 \sim 0.281 \text{ mol/kg}$, Na^+ 为 $0.398 \sim 0.934 \text{ mol/kg}$, Ca^{2+} 为 $0.478 \sim 0.780 \text{ mol/kg}$, Mg^{2+} 为 $0.021 \sim 0.226 \text{ mol/kg}$);这反映了成矿作用的一次性和成矿地质流体来源的同源性。

在矿床脉石矿物包裹体的气相成分中, H_2O 含量最高($206 \sim 447 \mu\text{g/g}$,平均为290

$\mu\text{g/g}$), CO_2 含量也相对较高 ($6.7 \sim 22.2 \mu\text{g/g}$, 平均为 $11.56 \mu\text{g/g}$)。因此, 石英、方解石、萤石中可见含 CO_2 的多相包裹体。在包裹体中普遍含有 CH_4 ($0.6 \sim 0.26 \mu\text{g/g}$, 平均为 $0.139 \mu\text{g/g}$), CO 的含量也较高 ($1.0 \sim 2.3 \mu\text{g/g}$, 平均为 $1.35 \mu\text{g/g}$)。成矿地质流体的矿化度高 ($1.5097 \sim 3.6515 \mu\text{g/g}$, 平均为 $3.045 \mu\text{g/g}$)。以上说明本区内生铀矿床成矿地质流体具矿化度高, 其矿化形成于还原环境, 其成矿地质流体主要为 Ca^{2+} - Na^+ 、 K^+ - HCO_3^- - SO_4^{2-} - CO_2 - H_2O 类型。

(2) 成矿温度、压力、 f_{O_2} 和盐度: 本区铀矿床按成矿温度分为中高温和中低温两个类型。其中 201、361 等脉型富铀矿床属于中高温成矿类型 ($288 \sim 340^\circ\text{C}$ 和 340°C), 压力较大 ($159.3 \sim 179.5 \text{ MPa}$); 325、324、302 等碎裂蚀变岩-微脉浸染型铀矿床属于中低温成矿类型 ($150 \sim 250^\circ\text{C}$), 成矿压力较小 $1.0 \sim 6.0 \text{ MPa}$)。据 8 个矿床含脉石英的 $\text{Lg}f_{\text{O}_2}$ 计算, 其 $\text{Lg}f_{\text{O}_2}$ 值为 $-49.95 \sim -46.633$, 平均为 -47.57 , 反映铀矿床矿化形成于还原环境。

据区内 14 个内生铀矿床成矿期溶液的盐度资料统计, 本区铀矿的成矿溶液盐度在总体上比邻近的下庄矿田要低, 但其中 201、361 等脉型铀矿床的成矿溶液盐度要偏高 ($1\% \sim 4.8\% \text{ NaCl}$ 之间, 平均为 $2.1\% \text{ NaCl}$), 而 324、323、325、702 等碎裂蚀变岩型铀矿床成矿溶液的盐度均很低 ($0.23 \sim 0.8\% \text{ NaCl}$)。

以上成矿物理化学参数表明, 区内脉型铀矿床的矿化主要发生于温度较高、压力较大、溶液盐度偏高的还原环境中; 碎裂蚀变岩型铀矿床的矿化主要形成于相对开放的中低温、小压力、低溶液盐度的还原环境, 但它们的成矿物质来源均主要源于深部。

3 成矿模式

本区铀矿床包括脉型和碎裂蚀变岩-微脉浸染型两种, 其成矿作用均受统一的晚中生代伸展裂陷构造-热流体活动中心所控制。成矿作用中的铀主要源于上地幔流体对富铀的前寒武纪基底的熔融交代作用形成的富铀地质流体。中生代晚期, 随着伸展裂陷构造的发育, 大量源于上地幔下地壳的富铀及多金属微量元素的碱质热流体沿深断裂上涌。成矿地质热流体前锋的挥发组分 (H_2O 、 CO_2 、 CO 、 CH_4 、 F 等) 在达到地壳浅部的一定部位后发生逸散并对花岗岩和外接触带变质岩进行气液交代, 产生大面积的水云母化、碳酸盐化、黄铁矿化以及硅化、萤石化等蚀变。与此同时, 随着温度、压力的降低, 氧逸度的提高以及大气水的渗入, 热流体地球化学平衡遭到破坏, 铀及主要伴生元素 (Cu 、 Pb 、 Zn 、 F 等) 发生沉淀, 形成中低温较低品位的碎裂蚀变岩-微脉浸染型铀矿床。由于成矿地质热流体的退缩作用, 随后在其下部的较深部位, 热流体以充填成矿作用为主, 形成沿构造裂隙充填的富含 Ni 、 Co 、 V 等微量元素的脉型高品位铀矿床。与碎裂蚀变岩-微脉浸染型矿化相比, 脉型矿化热流体成矿温度较高 ($280 \sim 340^\circ\text{C}$), 压力较大 ($(1.8 \sim 2) \times 10^5 \text{ Pa}$), 但氧逸度较低, 大气水的渗入较弱。

总之, 本区的内生铀矿床是中生代晚期 ($80 \times 10^6 \text{ a}$) 在统一的伸展裂陷构造作用下由深源富铀地质热流体与部分大气水混合形成的中温、中低温热液充填-交代型铀矿床。