

姚村铀矿床的地质地球化学特征和成因

翟建平· 凌洪飞 章邦桐 徐光平

(南京大学地球科学系, 南京大学成矿机制研究国家重点实验室, 南京)

提 要: 姚村铀矿床受花岗岩体内的断裂破碎带控制, 浅部矿化由次生铀矿物组成, 深部铀则主要以吸附态存在, 沥青铀矿少见。围岩蚀变不强烈, 种类简单。矿化 (36×10^6 a) 与成岩 (132×10^6 a) 时差大, 矿床的初始铅为异常铅, 硫同位素组成也与岩体的明显不同。成矿热液温度较低 ($120 \sim 210^\circ\text{C}$), $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值与大气降水的相类似。矿床的形成直接与该区第三纪红盆的发育有关。

关键词: 铀矿床 花岗岩 同位素 淋积成因 陆相红盆

1 矿床地质特征

姚村花岗岩体位于下扬子断裂拗陷带内 (图 1), 出露面积约 130 km^2 。岩体的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $132 \times 10^6 \text{ a}$ ^[1], 其西面及南、北面分别与泥盆系及志留系地层呈侵入接触, 东面为第三纪红盆覆盖。岩体和围岩的铀含量均较低, 分别小于 8×10^{-6} 和 5×10^{-6} 。地球上, 围岩地层构成较高的丘陵山脉, 岩体则形成地势相对低洼的盆地。

姚村铀矿床位于岩体内部断裂破碎带中, 规模小, 矿体薄, 延伸差, 品位也较低。地表矿化以钙铀云母等次生铀矿物为主, 分布于碎裂花岗岩的裂隙、构造角砾岩的角砾周围和糜棱岩的微裂隙中, 通常伴生有粉末状紫黑色萤石。深部矿化主要赋存在花岗碎裂岩中, 见不到铀的次生矿物, 沥青铀矿也较少见, 在电子显微镜下可见其呈微脉或胶状形态分布在紫黑色萤石中或胶状黄铁矿颗粒的周围。电子探针分析表明, 沥青铀矿的 Si 和 Ca 含量较高 (SiO_2 平均为 5.24%, CaO 平均为 2.16%), 而 Th 仅为微量。在深部铀主要以分散吸附状态赋存在矿石中。地表矿石铀镭平衡系数大于 1, 即偏镭, 而深部矿石平衡系数多小于 1, 即偏铀, 这意味着在地表氧化环境下铀曾经发生了淋滤和丢失, 而深部则有铀的叠加。铀矿床的热液蚀变作用不强烈, 蚀变多沿断裂构造分

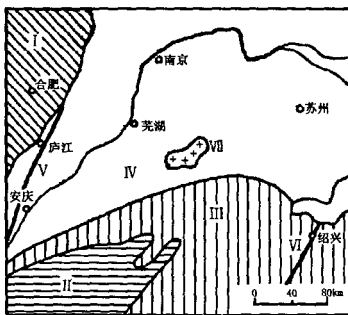


图 1 姚村岩体大地构造位置示意图

I—大别隆起; II—江南地槽; III—加里东褶皱带; IV—下扬子凹陷带; V—庐江断裂; VI—江绍断裂; VII—姚村岩体

布,但蚀变带很窄,分带不明显,种类也简单,蚀变矿物组合显示了中性-弱酸性中低温热液的特征。

2 铀-铅同位素特征和矿床形成时代

姚村铀矿床的 U-Pb 同位素分析结果列于表 1, 单个样品的模式年龄差别很大, 无实际地质意义, 在几种铅等时线图解中数据点也很分散。只有前 4 个样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 线性相关较好 (图 2 I), 等时线年龄为 $37.14 \times 10^6 \text{ a}$, 初始 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 20.49, 明显属于异常铅, 表明铅来自富铀的地质体。

在格尔林克-舒卡留科夫一致性图解模式^[2]中 (图 2 II), 姚村铀矿床 5 个样品构成了一条相关性较好的非一致线, 与谐和线相交的下交点年龄为 $35.31 \times 10^6 \text{ a}$, 上交点年龄为 $4586.64 \times 10^6 \text{ a}$; 初始 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 比值为 1.2180。同样, 在乌尔克里两阶段模式的一致性图解^[4]中 (图 2 III), 5 个样品的 $^{206}\text{Pb}^*/^{28}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ 也构成一条相关性较好的直线, 该直线与谐和线相交的下交点年龄为 $35.91 \times 10^6 \text{ a}$, 与谐和线上交点年龄为 $4444.37 \times 10^6 \text{ a}$, 在地球年龄的误差范围之内, 下交点年龄与格-舒模式年龄也十分一致。

表 1 姚村铀矿床铀-铅同位素组成

序号	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$
1	681.535	4.943	23.446	16.638	0.0344	3.3658	0.02075	1.28343
2	2355.79	17.086	35.574	18.080	0.0151	1.0582	0.01115	0.45569
3	1611.59	11.688	30.678	16.155	0.0190	1.3821	0.01326	0.50145
4	3086.74	22.387	36.964	16.693	0.0120	0.7456	0.00896	0.28584
5	3371.13	24.450	30.955	16.387	0.0092	0.6702	0.00643	0.24290

注: 所用参数: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 9.307$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 10.294$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$

$\lambda_1 (^{238}\text{U}) = 0.155125 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_2 (^{235}\text{U}) = 0.98485 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$

对姚村铀矿床而言, 格-舒模式和乌尔克里模式的前提条件基本上是一致的。矿床 U-Pb 体系经历了以下历史: 地球形成 \rightarrow 岩体形成 ($132 \times 10^6 \text{ a}$) \rightarrow 矿床形成 ($36 \times 10^6 \text{ a}$) \rightarrow 现在。由于岩体的铀含量相对于矿床的铀含量, 以及岩-矿时差相对于地球形成至岩体形成的时差而言都显得微不足道, 因此, 矿床铅同位素的演化历史可简化为地球形成 \rightarrow 矿床形成 \rightarrow 现在, 既符合乌尔克里两阶段模式的假设, 也符合格-舒模式的前提条件。这两个模式年龄是可信的, 与铀矿床的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 等时线年龄也相一致, 即铀矿床的形成时代约为 $(36 \pm 2) \times 10^6 \text{ a}$ 。

3 成矿温度和氧、硫同位素特征

姚村铀矿床的流体包裹体都比较小 (小于 $10 \mu\text{m}$), 其气液比也较低 ($10\% \pm$), 加热过程中逐步均一成液相, 均一温度介于 $120 \sim 210 \text{ }^\circ\text{C}$ 之间, 属中低温热液矿床。

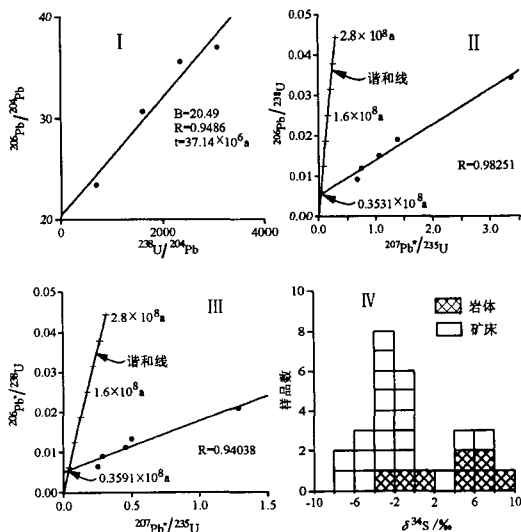


图 2 姚村铀矿床铀-铅同位素体系和硫同位素图解

I — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 等时线; II — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 一致性图解;III — $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ 一致性图解; IV — 黄铁矿硫同位素直方图

姚村铀矿床 3 个样品的氧同位素分析结果列于表 2, 其中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 由 $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ 和流体包裹体均一温度经分馏方程计算而得。一般来说, 典型岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 6‰~9‰, 在 300℃ 时与钾质火成岩 ($\delta^{18}\text{O} \approx 9\text{‰}$) 重新平衡的岩浆水, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 的下限为 3‰, 因此氧同位素值低于 3‰ 的溶液可以认为是雨水成因的^[3]。本次分析的两个微晶石英样品均与铀矿化密切伴生, 形成时代与矿化相近, 它们的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 均 < 0‰, 其中一个为 -4.3‰, 与全球雨水的平均值相近, 表明其主要是大气降水成因, 原核工业部 271 地质大队对铀矿床深部矿石全岩的氧同位素值进行了系统的测定, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值高达 11.9‰~12.5‰, 远高于同类新鲜岩石的值, 这也表明矿石受到了地下水的低温蚀变作用。所分析的方解石样品呈脉状产于碎裂花岗岩中, 属热液活动最晚期的产物, 而且脉体数量非常有限, 热液与周围花岗岩的氧同位素交换比较充分, 因而使得其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值升高。该方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -10.2‰, 与岩浆热液的碳同位素 ($\delta^{13}\text{C} = -4\text{‰} \sim -8.5\text{‰}$) 有明显的差异, 由于花岗岩中碳含量很低, 因此流经花岗岩的热液碳同位素组成可基本保持不变, 该样品的碳同位素保留了含有机碳地下水的特征。

表2 姚村铀矿床的氧、碳同位素组成

矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{F}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{F}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{F}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{F}_2\text{O}}/\text{‰}$
石英	9.0	-1.7	石英	8.6	-4.3	方解石	15.8	5.7	-10.2

姚村铀矿床与岩体的黄铁矿硫同位素组成具有明显的差异(图2IV)。岩体的硫同位素组成变化范围较大, $\delta^{34}\text{S}$ 的值介于 -4.0‰ ~ 9.5‰ 之间, 主要系成岩过程中地壳物质不同程度的混染和岩浆体系氧逸度条件变化的结果。铀矿床的硫同位素组成大多为负值, 表明其硫不完全来自岩体, 兼有地表或地下水水溶硫(有机硫)的特征。

4 矿床成因讨论

综上所述, 姚村铀矿床具有大气降水淋积成因的典型特征: 矿化受岩体内断裂破碎带控制, 矿体小、矿石品位低, 矿石物质成分简单。地表矿化主要由钙铀云母等次生铀矿物组成, 深部矿化除了极少量的沥青铀矿外, 铀主要以吸附形式存在, 沥青铀矿的钍含量极低, 与其伴生的黄铁矿均呈胶状, 浅部矿化偏镭, 深部矿化偏铀。围岩蚀变不强烈, 种类简单, 均为中低温热液蚀变。铀矿化 ($36 \times 10^6 \text{ a}$) 与成岩 ($132 \times 10^6 \text{ a}$) 的时差大, 矿石初始铅为异常铅 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20.49$), 且高于岩体的铅同位素组成 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.03$)^[1], 矿床的硫同位素组成也与岩体的明显不同。成矿热液温度较低 ($120 \sim 210^\circ\text{C}$), 热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与大气降水的相类似。

姚村铀矿床的形成直接与该区第三纪红盆的发育有关。在干燥、炎热和氧化的环境中, 姚村岩体及围岩中的铀被氧化, 呈铀酰离子 (UO_2^{2+}) 形式被大气降水淋滤进入地下水循环系统, 沿着断裂破碎带向地势低洼处——花岗岩盆地中汇聚, 并向深部渗透, 在氧化还原界面附近, 低温热液中的 U^{6+} 被不断还原成 U^{4+} 而沉积, 逐步富集形成铀矿床。

显然, 有利于这类铀矿床形成的条件或找矿标志主要包括: 中、新生代红色盆地, 风化作用强烈, 炎热干旱-半干旱和炎热、潮湿交替的气候条件(铀活化的条件); 富铀的岩体或地层(铀源); 断裂构造发育(利于含铀溶液的运移)等等, 由于姚村岩体及周围出露的地层铀含量均较低(铀源不好), 其铀矿床的发展规模未可乐观, 近年来的矿山勘探工作也证实了这一点。

参 考 文 献

- 1 章邦桐, 凌洪飞, 福建平等. 姚村花岗岩体矿物岩石学特征和铀、铅、氧同位素研究. 南京大学学报(地球科学版), 1988, (1): 180~195.
- 2 夏毓亮. U-Pb 计时的一致性图解. 国外地质, 1984, (1): 27~35.
- 3 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985, 38~102.
- 4 Faure G. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, 1986, 1~546.