

# 670矿床多期成矿作用特征 及控矿因素研究\*

丘志力

章邦桐

(中山大学地质系)

(南京大学地球科学系)

## 摘 要

670矿床是典型的火山岩型富铀矿床,具有多期成矿特征。主要成矿期可分为两期。早成矿期矿化主要和红化有关,成矿溶液主要由大气降水组成,其中铀主要以 $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ 形式存在(99.6%),矿化温度 $133^{\circ}C$ (平均值),成矿时代131Ma;晚成矿期成矿溶液主要为岩浆水,铀以 $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ (89.4%)和 $UO_2(SO_4)_2^{2-}$ (9.2%)形式存在,矿化温度 $239^{\circ}C$ (平均值),成矿时代为 $106.3 \pm 2.1Ma$ 。670富铀矿床的形成是两期成矿作用叠加、多种因素复合作用的结果。

**关键词** 多期成矿作用,控矿因素,富铀矿床

## 1 矿区地质概况

670矿床是江山—绍兴深大断裂带中段中生代火山喷发岩带上的火山岩型富铀矿床。矿床位于古生代白沙—神功复背斜核部与双桥—姜孟断裂的交汇部(图1),矿床展布受蒙山火山机构外围环状断裂及火山岩层间裂隙面联合控制。

矿区出露的基底地层为前寒武系的浅变质砂泥质碎屑岩及火山碎屑岩建造。矿区外围地层为寒武系含炭质页岩、粉砂岩、泥质灰岩及奥陶系、志留系粉砂质页岩、泥灰岩,其中寒武系荷塘组炭质页岩、粉砂岩是区域上的富铀地层,铀含量最高达23.6ppm。

该矿床的赋矿围岩为侏罗系黄尖组下部的火山碎屑岩。据火山岩岩相变化及岩性组合特征,该火山岩可划分为两个喷发亚旋回,四个喷发韵律。矿体主要赋存在第二喷发亚旋回第一喷发韵律爆发相的流纹质含砾晶屑凝灰岩及熔结凝灰岩中,受其中的隐爆角砾岩层控制。

矿区出露的岩浆岩主要为次火山岩,呈岩株、岩墙和岩脉状分布在蒙山火山机构附近。岩性以花岗斑岩和石英斑岩为主,其中矿床西北部与成矿围岩呈明显侵入接触关系的东湾花岗斑岩小岩株与矿床关系密切。

矿区主要的导矿构造为北北东向的姜孟—双桥断裂,该断裂纵贯全区,加里东期已

本文1990年5月7日收到

\* 本文得到张祖还教授的指导及771矿蒋田元工程师等的帮助

有活动，中生代强烈活动并控制了矿区火山喷发、岩浆侵入及成矿作用。蒙山火山机构有分布在该断裂与矿区东南部古生代基底地层内一组北东向断裂的楔形夹持区内。矿床的控矿构造为火山机构附近的环状断裂及火山岩的层间剪切裂隙，矿体呈团状、似层状及脉状分布。

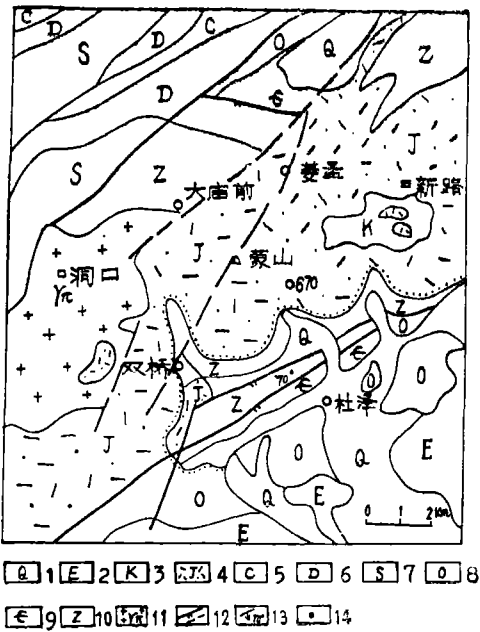


图1 670矿床区域地质简图  
(据1:10万芳村—杜泽区域地质图简化缩小)

Fig.1 Schematic regional geological map of 670 deposit

- 1. 第四系, 2. 第三系, 3. 白垩系,
- 4. 侏罗系火山岩, 5. 石炭系,
- 6. 泥盆系, 7. 志留系, 8. 奥陶系,
- 9. 寒武系, 10. 震旦系, 11. 花岗斑岩,
- 12. 断裂, 13. 产状, 14. 矿床

## 2 矿床多期成矿特征

### 2.1 围岩蚀变及矿化分期

670矿床火山碎屑岩围岩蚀变比较复杂。早期蚀变主要为呈面型分布的水云母—绢云母化、黄铁矿化、硅质重结晶，钠质交代及弱的绿泥石化和碳酸盐化。中期蚀变主要为绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化、黄铁矿化、“红化”，并有少量方解石、萤石矿化出现，晚期蚀变主要为绿泥石化、方解石化、黄铁矿化等近矿围岩蚀变。中晚期蚀变明显叠加，且蚀变矿物结晶粗大，反映出热液多次活动的特点。

蚀变矿物在空间上的分带性也同样反映出这一特点，从矿化裂隙中心向外，围岩蚀变可划分为方解石—胶状黄铁矿—沥青铀矿带；红化—绢云母化—绿泥石化带；类青盘岩化带和面型绢云母—水云母化带。其中方解石—胶状黄铁矿带位于裂隙中心，是富矿带，此带与红化—绢云母化带有穿插交代关系，后者主要沿裂隙两边分布，红化强烈地段也是矿体。类青盘岩化带为面型蚀变与红化—绢云母绿泥石化带的过渡带，具有由碳酸盐、绿泥石、黄铁矿、绢云母及少量重结晶石英组成的类青盘岩化的矿物组成(图2)。

据矿床中矿体的分布形式、穿插关系以矿石矿物共生组合(表1)、结构构造特征，可以认为670矿床是由两期不同的矿化叠加而成的。

2.1.1 早期矿化 主要与红化有关,形成红色矿石,矿体呈团状、块状、似层状分布,受层间剪切带和隐爆角砾岩控制,沥青铀矿呈浸染状分布在红化的岩石中。早期矿化主要形成贫矿,往往受到后期矿化的穿插叠加。主要伴生金属矿物为赤铁矿、黄铁矿、闪锌矿和方铅矿;脉石矿物有褐红色的方解石和少量的萤石。据北京三所测定的铀铅年龄,其成矿时代为131Ma。

表1 两期矿化矿物组合及形成顺序

Tab.1 Mineral association and order of two metallogenic periods

矿物	成矿前	早成矿期	晚成矿期	矿后期
钠长石	—————			
绢云母	—————			
绿泥矿	—————			
黄铁矿	—————	.....*		
方铅矿	—————			
闪锌矿	—————			
赤铁矿	—————			
萤石		—————		
浸染状 沥青铀矿		—————		
胶状沥 青铀矿			—————	
胶硫钼矿			—————	
方解石	—————			
高岭石		—————		

●表中虚线为胶状黄铁矿

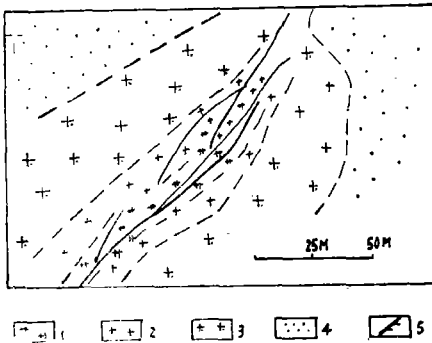


图2 矿床蚀变空间分带示意图  
Fig.2 Schematic geological section showing alteration zones of 670 deposit

- 1. 方解石-黄铁矿化带, 2. 红化-绢云母-绿泥石化带, 3. 类青盘岩化带, 4. 面型蚀变带, 5. 主矿化裂隙

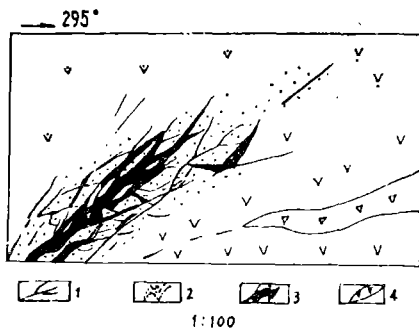


图3 422中段两期矿化叠加示意图  
Fig.3 Diagrammatic geological map of two metallogenic stages in 422 tunnel

- 1. 裂隙, 2. 早期红化贫矿, 3. 晚期黑色矿石, 4. 隐爆角砾岩

2.1.2 晚成矿期矿化 主要形成由肾状、细脉状沥青铀矿, 胶状黄铁矿及胶硫钼矿组成的黑色矿体。该期矿化明显受裂隙及裂隙交汇部位控制, 叠加在早期红色矿石之上, 穿插、胶结早期红色贫矿石(图3)。在部分地段也有黑色沥青铀矿脉单独产出。该期矿化的脉石矿物主要为无色方解石。

对晚期矿化黑色矿石中沥青铀矿做的分析表明, 该期沥青铀矿成分为 $UO_2$ 为主, 晶胞参数 $a_0$ 为5.399, 氧化系数为2.534, 其中REE、Th及放射性成因Pb的含量较低, 属于年龄较新的典型中低温热液型沥青铀矿, 其铀铅法年龄为 $106.3 \pm 2.1$ Ma, 明显晚于早期矿化年龄。

## 2.2 矿床稳定同位素特征

对矿床不同期矿物做的稳定同位素分析表明(表2), 不同成矿期成矿溶液的的稳定同位素具有明显的差异, 反映出两期矿成溶液及其来源的不同。

表2 670矿床碳氧同位素组成

Tab.2 Oxygen and carbon isotope composition of 670-deposit

矿化期次	矿 物	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰)	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)
早成矿期	浅红色方解石	11.427	-1.987	-1.040
晚成矿期	无色方解石	14.195	6.995	-4.075
矿后期	白色方解石	11.273	-6.382	-0.659

早期成矿溶液氧同位素组成和浙江中生代大气降水的氧同位素组成( $\delta^{18}O = -6\%$ , 郑淑惠, 1982)相似, 碳同位素的组成和沉积来源碳( $\delta^{13}C = 0\%$ )相近, 说明该期成矿溶液中水的来源以大气降水为主。而晚期成矿溶液氧同位素组成落入再平衡岩浆水的范围内( $\delta^{18}O = +5 \sim +9\%$ , 张理刚, 1982), 碳同位素组成介于深部岩浆来源碳( $\delta^{13}C = -7\%$ )和沉积来源碳之间, 但接近前者, 反映出晚期成矿溶液具深部来源岩浆水的特征。成矿后期的溶液主要由大气降水组成。

矿床不同成矿期黄铁矿的硫同位素组成也有一定的差异, 早成矿期平均 $\delta^{34}S = +5.97\%$ , 晚成矿期平均 $\delta^{34}S = +1.94\%$ , 也反映出两期成矿溶液组成上的差异。

## 2.3 矿床不同成矿期包裹体地球化学特征及铀迁移形式差异

对两个不同成矿期矿物做的均一法测温及包裹体成分结果见表3。

早成矿期矿化温度明显低于晚成矿期温度, 成矿溶液中阴离子以 $SO_4^{2-}$ 和 $F^-$ 为主, 阳离子浓度 $Ca^{2+} > Na^+ > K^+$ , 而晚成矿期成矿溶液阴离子以 $SO_4^{2-}$ 和 $HCO_3^-$ 为主, 阳离子浓度 $Ca^{2+} > K^+ > Na^+$ , 矿后期阴离子以 $SO_4^{2-}$ 和 $HCO_3^-$ 为主, 阳离子浓度 $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Fe^{3+} > K^+$ 。

利用不同温度下铀酰络合离子的不稳定常数及包裹体成分分析资料对铀迁移形式的计算结果表明,早成矿期和晚成矿期成矿溶液中铀的迁移形式也有明显差异.早成矿期成矿溶液中铀主要以 $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ 形式迁移(占99.6%), $UO_2(SO_4)_2^{2-}$ 形式只占极小份额(0.05%);晚成矿期成矿溶液中 $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ 占89.4%, $UO_2(SO_4)_2^{2-}$ 明显增加,占9.2%。如果进一步考虑到晚期成矿溶主要来自深部岩浆热液,成矿前溶液的温度比成矿时高,溶液偏酸性,则计算得到组成溶液的络合离子中, $UO_2(SO_4)_2^{2-}$ 的份额将更大,(300℃,PH=4时( $UO_2SO_4$ ) $_2^{2-}$ 占97.2%)。

表3 670矿床不同成矿期矿物包裹体液相组分

Tab.3 Liquid components of inclusions in minerals of different metallogenic period of 670-deposit

原样号	测试矿物	成矿期次	均一温度(°C)	浸液pH	浸液Eh(mu)	包裹体溶液浓度(mol/L)								
						K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	HCO <sub>3</sub>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
D <sub>421-01</sub>	萤石	早成矿期	133	7.04	38.51	$2.43 \times 10^{-2}$	$5.84 \times 10^{-2}$	1.162	$3.21 \times 10^{-3}$		$2.63 \times 10^{-1}$	$5.41 \times 10^{-1}$	$2.24 \times 10^{-2}$	1.60
670包-03	方解石	晚成矿期	239	7.08	36.14	$2.75 \times 10^{-2}$	$1.67 \times 10^{-6}$	$9.96 \times 10^{-1}$	$1.66 \times 10^{-2}$	$3.71 \times 10^{-3}$	$1.67 \times 10^{-1}$	$7.24 \times 10^{-2}$	$1.76 \times 10^{-2}$	1.28
DK392	方解石	矿后期	90.3	7.12	33.78	$4.62 \times 10^{-3}$	$6.09 \times 10^{-3}$	$4.9 \times 10^{-1}$	$1.83 \times 10^{-2}$	$7.14 \times 10^{-3}$	$1.06 \times 10^{-1}$	$3.74 \times 10^{-2}$	$1.04 \times 10^{-2}$	$7.3 \times 10^{-1}$
	去离子水			6.13										

• 南京大学地质系分析中心测试,均温度为平均值

## 2.4 不同成矿期铀沉淀机理及富矿的形成

野外及室内的研究表明670矿床两期矿化形成时间、成矿溶液组成、成矿条件不同,其形成机理也有显著差异。

早成矿期矿化主要和红化有关,两者密切的关系主要表现为红化是早期矿化的近围岩蚀变,红化的岩石大多数都是矿石,且红化愈强,矿化愈好,红化是野外找矿直接的指示标志。笔者对该矿红化作用的研究表明,670矿床的红化主要和围岩酸碱交代蚀变的转换过程有关,是酸性蚀变和碱性蚀变转折阶段的产物。

前人对石英斑岩、流纹质凝灰熔岩岩石内,间隙溶液的研究表明,岩石间隙溶液的氧化还原电位Eh为+0.4~+0.15伏之间,与含铀热液的Eh值很接近,因此含铀热液通过酸性火山岩时热液的氧化还原电位将不会发生大的改变。但如果热液的酸碱性发生改变,热液的氧化还原电位就会发生大的改变。

史维浚(1986)的研究表明,含有FeSO<sub>4</sub>的酸性溶液,pH值的改变对体系氧化还原电位有重要影响。热力学计算也表明对于黄铁矿—赤铁矿处于平衡的热液,pH每增加一个单位,其Eh值将下降0.107V,由此可以引起铀酰离子的还原沉淀,这种影响可以由图4表示。

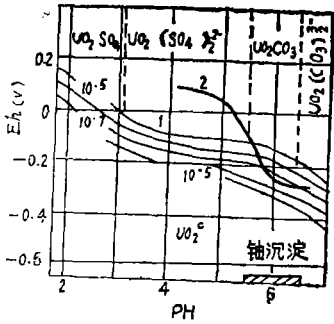


图 4 UO<sub>2</sub>在不同浓度下的平衡曲线图

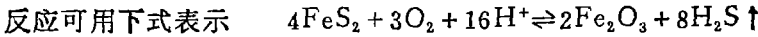
Fig.4 Equilibrium curve of UO<sub>2</sub> in different concentration

- 1. 热液浓度曲线
- 2. 含矿热液在不同pH条件下Eh的改变

由此可见，早成矿期成矿溶液中铀的沉淀机理可以解释为不同酸碱性质的含铀热液在裂隙带相遇，从而发生中和反应，造成体系的PH值改变，引起Eh值改变，溶液中的铀则还原沉淀。

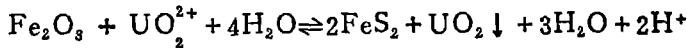
早期矿化形成以后，在矿体及其附近便形成了一个新的地球化学障，为晚成矿期含矿溶液中铀的还原成矿准备了良好的条件。鉴于晚成矿期矿石中沥青铀矿和胶状黄铁矿密切共生的事实，晚成矿期铀的沉淀可以用裂隙中早期形成的黄铁矿在开放体系下和含铀热液发生氧化还原作用的机理来解释，其过程可表述为：

(1) 早成矿期形成的黄铁矿在游离氧的作用下氧化形成H<sub>2</sub>S和游离的S<sup>2-</sup>离子。



该反应常温常压（开放）下的反应自由能ΔG为-252.54千卡/摩尔，反应向右进行。

(2) 游离的S<sup>2-</sup>和H<sub>2</sub>S及早成矿期红化形成的Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>同深源的晚成矿期富铀热液反应，使得成矿溶液中的铀酰离子和Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>被还原形成沥青铀矿和胶状黄铁矿，反应可用下式表示：



该反应的自由能ΔG为-45.10千卡/摩尔，反应向右进行。

### 3 矿床的控矿因素

以上分析表明670富铀矿床的形成是两期具不同成矿机理矿化作用叠加成矿的结果，因此其富矿形成的控制因素应该是较为复杂的，综合起来作者认为以下几种因素是主要的：

(1) 区域富铀基底的控制：670矿床区域上形成在加里东古岛弧褶皱系与海西印支弧间盆地的过渡带上，前寒武纪和古生代形成的基底地层普遍具有富铀的特点（表4）。其震旦系、寒武系粉砂岩、炭质板岩、砂砾岩等岩石的铀含量普遍高于国内同类岩石的平均铀含量，其Th/U比值低，是一套有利于铀矿形成的富铀地层，特别是其中寒武系地层，最高铀含量达23.6ppm，是华南公认的铀源层。这种富铀基底地层的存在，尤其是经过部分重熔或构造破碎、热液蚀变，致使其中的铀活化并加入到地下循环热水溶液中，对富矿的形成具有一定的意义。

表4 基底地层铀钍含量分析表

Tab.4 Uranium and thorium contents of basal strata

时代	组名	岩性	U(ppm)(样品数)	Th(ppm)	Th/U	U*(ppm)
寒武纪	荷塘组	粉砂质炭质板岩	15.72 (18)	10.95	0.69	23.6
		风化粉砂岩				6.2
震旦纪	西峰寺组	千枚状板岩	6.63 (5)	18.03	2.7	
	雷公坞组	粉砂岩	5.2 (59)	16.99	3.2	3.0
	志堂组	砂砾岩	2.6 (41)	7.48	2.8	2.65
前震旦纪	虹赤村组	硅质板岩	3.7 (9)	7.4	1.9	6.0
		泥质板岩	3.89 (17)	10.01	2.5	3.1
		粉砂岩	3.2 (50)	7.5	2.3	
		砂砾岩	2.76 (7)	10.58	3.8	

● 化学分析价值, 其余为多道能谱仪测定

(2) 火山碎屑岩及次火山岩铀钍富集系的作用: 对670矿床附近几百米厚的火山碎屑岩及大量次火山岩岩石化学、稀土元素及微量元素的分析研究表明, 该套火山岩是火山弧环境下地壳物质部分熔融的产物, 这种由大陆地壳物质熔融形成的钙碱性岩浆向上喷发和侵入所形成的火山碎屑岩及次火山岩也具有富铀贫钍的特点, Th/U比值低于同类岩石(表5)。

表5 670矿区各火山岩层的铀钍含量

Tab.5 Uranium and thorium contents of volcanic rocks in 670-deposit

组名	喷发阶段	岩性特征	铀平均值(样数) (ppm)	钍平均值 (ppm)	Th/U	铀* (ppm)	钍 (ppm)	Th/U*
黄 尖 组	侵入	安山玢岩	5.5 (10)	10.96	3.10	3.3	12.05	3.6
		花岗斑岩	5.67 (26)	32.34	5.70	8.4	18.25	2.2
	第三阶段	含长石晶屑凝灰岩	3.5 (37)	18.39	5.20	3.1	14.5	4.7
		弱熔结晶屑凝灰岩				3.05	13.0	4.3
	第二阶段	弱熔结凝灰岩	4.06 (7)	18.26	4.49	4.00		
		中强熔结凝灰岩	2.98	21.07	7.07	2.85	10.75	3.8
		含砾晶屑凝灰岩	20.82 (50)	24.85	1.19	6.90	13.43	1.9
	第一阶段	凝灰质砂岩	4.56	21.42	4.69	3.25	13.75	4.8
		晶屑凝灰岩	6.77	30.74	4.40	4.27		
	劳村组		凝灰质粉砂岩	2.2	10.67	4.80	3.60	

● 化学分析值, 其余为多道能谱仪测定

裂变径迹的研究也表明, 火山岩中铀的存在形式主要以显微、超显微铀矿物, 含铀付矿物(油化铀), 隙间铀和雾态铀形式存在。其中隙间铀及雾态铀占较大比重, 这种预富集的活化铀在后期热液蚀变交代, 如碳酸盐化、绿泥石化及脱玻化重结晶等过程中易于重新活化转移, 富集于循环热水中, 有利于富矿的形成。

(3) 区域上存在长期活动的深断裂, 局部存在次级构造破碎交切带: 由一组近似平行的次级裂隙组成的姜孟—双桥断裂是从加里东期开始就一直活动的深断裂, 该断裂延伸10km, 最宽处3km, 中生代活动强烈, 是区内的控岩控矿断裂。在矿区西南部该断裂与另一组北东东向的基底地层断裂相交形成楔形夹持区。楔形区内破碎强烈, 裂隙发育, 是晚期深部热液上升和热液循环的有利区域。中生代晚期火山口塌陷及环状断裂的发育使区内裂隙进一步复杂化, 环状断裂之间的火山岩层间裂隙带既是剪切和压扭作用的复合面, 也是各种裂隙生长发育的交汇区, 因而有利于矿液的汇集, 也是多期矿化作用叠加的有利区段, 可见, 这种次级破碎带的存在对富矿的形成有一定的意义。

(4) 燕山晚期拉张环境下火山岩侵入过程带来的深部含矿流体及热量是670矿床形成富矿的重要前提。

燕山运动晚期, 区域上拉张环境的出现, 促使了次火山岩的侵入定位, 对670富矿的形成具有十分重要的意义。

这一因素的重要作用首先表现在它提供了物源, 即带来了深部岩浆富铀热液, 为晚成矿期的矿化准备了物质前提; 其二它提供了热源, 即次火山岩形成过程中带来的热可重新驱动火山口附近岩石的热液循环, 富含碱质的热水溶液对围岩进行的蚀变交代可使其中的铀发生活化转移, 加入到含矿溶液中, 使含矿溶液的铀浓度增高; 第三它提供了动力源, 次火山岩的形成促使地下隐爆过程的发生, 地下隐爆角砾岩的形成和定位又改变了火山岩层间裂隙带的力学状态, 造成局部应力集中及各种微张裂隙密集带的形成, 从而有利于晚期矿液的定向汇集集中, 富矿形成。

(5) 局部地段存在先成的地球化学障也是富矿形成的重要条件。各种不同性质的蚀变交代叠加带, 不同岩性的突变接触界面以及局部地段的氧化—还原界面都是有利于矿化的地球化学障区。670矿床早成矿期形成的红色贫矿区也是这样一种有利于矿化叠加的地球化学障区, 其中层间剪切裂隙附近的黄铁矿化、绿泥石化等蚀变对晚期含铀热液中铀的还原沉淀具有重要意义, 这也解释了富矿往往叠加在红化贫矿石之上的现象。

## 4 结束语

670矿床是浙江中生代火山岩带上典型的火山岩型富铀矿床, 加强对该矿的研究及解剖工作对于进一步在火山岩地区寻找富矿具有重要意义。作者通过详细的野外地质工作及室内包裹体测温, 同位素、包裹体成分及沥青铀矿等成分分析, U-Pb年龄等研究, 认为该矿床的形成是多期成矿作用叠加复合的结果。矿床主要的成矿期可分为早晚两期, 两期成矿溶液有明显差异。早成矿期矿液以大气降水为主, 矿化时间为131Ma; 晚成矿期矿液以岩浆水为主, 矿化时间为106.3Ma, 两期矿化具有不同的形成机制。富矿的形成除了和晚期成矿溶液的叠加有关外, 还明显受区域富铀地层、火山岩多次蚀变改造、局部断裂交汇以及地球化学障的存在等因素所制约。可以这样认为在具有多次火山喷发和次火山岩侵入、复杂的构造条件、多期次热液蚀变交代叠加而同时又具有区域富铀背景的火山岩区段, 是有利于富矿形成的地区。

## 参 考 文 献

- [1] 图加林诺夫主编, 雷文高等译, 火山洼地铀矿床, 原子能出版, 1977  
[2] 刘吉芳, 矿物岩石, 4(1984), 1  
[3] 周德安, 铀矿地质, 4(1988), 3  
[4] 张祖还、章邦桐等, 铀地球化学, 原子能出版社, 1986  
[5] 史维浚, 铀矿地质, 3(1987), 6

## A Research on Multistage Metallization and Ore-controlling Factors of 670-Uranium Deposit

Qiu Zhili\*    Zhang Bangtong

### Abstract

The 670-uranium deposit is a typical rich volcanogenic uranium deposit with the characteristics of multistage mineralization. The development process can be divided into two main mineralization periods. The first one is characterized by the red mineralization, and the ore-forming solution is mainly of meteoric water in which the existing form of uranium is  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)]^{2-}$  (99.6%), the ore-forming temperature is around 133°C, and the metallogenic age is 131 Ma. In the second mineralization period, the ore-forming solution consists of magmatic water, in which  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)]^{2-}$  (89.6%) and  $[\text{UO}_2(\text{SO}_4)]^{2-}$  are the major forms of uranium, the metallogenic temperature is around 239°C (average), and the metallogenic age is 106.3 Ma.

The formation of rich 670-uranium deposit is the result of multistage mineralization and the joint action of various factors.

**Keywords** multistage mineralization, ore-controlling factors, rich uranium deposit

\* Department of Geology