

希望铀矿床物质来源探讨

金景福 胡瑞忠

(成都地质学院三系)

内容提要: 希望铀矿床为热液铀矿床。本文中主要探讨了热液中水、铀和 ΣCO_2 的来源。研究表明,水、铀和 ΣCO_2 各有不同的来源:初始热液中的水是花岗岩浆分异出的岩浆水(后有大量大气降水混入);成矿热液中的铀主要取自白云母花岗岩中的活性铀;成矿热液中的 ΣCO_2 主要由煌斑岩岩浆提供。

主题词: 希望铀矿床 物质来源 水 铀 ΣCO_2 花岗岩 煌斑岩

以往在研究热液铀矿床的物质来源时,一般只顾及到水和铀,而忽视络阴离子。众所周知,铀在热液中主要以络合物形式存在,没有大量的络阴离子,铀难以大量迁移。因此,查明络阴离子的来源与查明水和铀的来源,具有同等重要的意义。研究表明^①,就花岗岩型热液铀矿床而言,携带铀的络阴离子主要是 CO_3^{2-} 。基于这种认识,笔者分别对热液中水、铀和 ΣCO_2 的来源进行了研究。

一、矿床地质概况

希望铀矿床位于某复式花岗岩体东北部,为花岗岩型热液铀矿床。矿床及其附近产出的岩石,主要有陆壳硅铝层重熔成因的燕山期富铀花岗岩(193—128Ma)和大量幔源富 ΣCO_2 煌斑岩(110—100Ma)。

花岗岩可分为四个阶段,从早到晚分别为中粗粒似斑状黑云母花岗岩(γ_1^{2-1})、中细粒黑云母花岗岩(γ_2^{2-2})、中细粒少斑状二云母花岗岩(γ_3^{2-3})和中细粒白云母花岗岩(γ_4^{2-4})。其中,中细粒白云母花岗岩(γ_4^{2-4})外接触带具似斑状结构的花岗岩和煌斑岩,是矿化的主要围岩。

矿床内的主干断裂构造与区域构造线方向基本一致。这些构造主要有近东西向、北东向和北北东向三组。其中,北东向的86和92断裂带是矿床的主要含矿构造。矿体多呈脉状和扁豆状产出,其产状与含矿构造基本一致。

根据热液脉体的矿物组合及其穿插关系,矿床的热液活动可分为铀成矿前、铀成矿期和铀成矿后三个阶段(图1)。沥青铀矿是矿石中唯一的原生铀矿物,其主要共生矿物有石英、萤石、赤铁矿和黄铁矿。

阶段	铀成矿前	铀成矿期	铀成矿后
石英	——	——	——
沥青铀矿	——	——	——
赤铁矿	——	——	——
黄铁矿	——	——	——
萤石	——	——	——
方铅矿	——	——	——
白铁矿	——	——	——
方解石	——	——	——
绢云母	——	——	——
水云母	——	——	——
高岭石	——	——	——

1——主要矿物 2——次要矿物

图1 希望铀矿床热液活动阶段及相应的矿物组合

Fig. 1. Hydrothermal stages and their characteristic mineral assemblages in the Xiwang uranium deposit.
1—Major minerals; 2—Minor minerals.

①胡瑞忠, 1987, 希望铀矿床成矿机理(博士论文); 后文中见胡瑞忠, 1987, 也引自该文

二、花岗岩与铀成矿的成因联系

(一) 水的来源 研究表明, 希望铀矿床初始热液中的水, 主要由花岗岩浆分异而来, 只是在热液的后期演化过程中, 才混入了大量大气降水。

1. 热液的氧化还原状态: 通过对热液氧化还原状态的研究发现, 从铀成矿前阶段到铀成矿阶段, 热液的氧化性逐渐增强(胡瑞忠, 1987)。这表明热液是自下而上运移的。因此热液中的水很可能是岩浆水或包含有岩浆水。

2. 成岩成矿温度: 测温结果表明, 从早期花岗岩(700℃)—晚期花岗岩(600℃左右)—自变质热液(450℃左右)—成矿前阶段热液(350—300℃)—成矿阶段热液(250—150℃), 成岩成矿的温度是连续变化的。这无疑说明构成热液主体的水, 很可能与花岗岩浆演化至晚期所分异出的流体有关。

3. 氢氧同位素: 由于(1)矿床产于花岗岩内;(2)矿区无沉积岩分布;(3)成矿时区域上未发生明显的变质作用;(4)成矿时该区为非海洋环境。因此, 热液中的水只可能是岩浆水和(或)大气降水。

热液中水的氢氧同位素组成见表1和表2。表3为与本文研究区的纬度、海拔高度和距

表1 热液中水的氧同位素组成

Table 1. Oxygen isotope composition of water in hydrothermal solution (SMOW)

样品号	采样地点	测定矿物	阶段	温度(℃)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}(\text{‰})$
Os-1	希望铀矿床III T5	石英	伟晶阶段	350	+12.21	+6.90
Os-2	希望铀矿床III T7	石英	铀成矿前阶段	320	+10.68	+4.49
Os-3	希望铀矿床III T7	石英	铀成矿前阶段	300	+13.10	+6.21
Os-4	希望铀矿床III T5	石英	铀成矿阶段	250	+14.73	+5.77
Os-5	希望铀矿床III T7	石英	铀成矿阶段	200	+13.94	+2.23

注: $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 由北京铀矿地质研究所张文华测定; $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} + 3.40 - 3.38 \times 10^6/T^2$ (据Clayton, 1972)

表2 希望铀矿床及邻区热液脉体中矿物包体水的氢同位素组成

Table 2. Hydrogen isotope composition of mineral inclusion water in hydrothermal dikes of the Xiwang uranium deposit and neighboring areas

样品号	采样地点	测定矿物	阶段	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$
1	黄陂温泉	石英	铀成矿前阶段	~84
2	石角围七号带	石英		~88
3	333露天采场	石英		~72
4	35III T5-6采场	萤石	铀成矿阶段	~69
5	下庄CK215	萤石		~81
6	下庄断裂带	石英		~85
7	希望III T7	萤石		~54

据北京铀矿地质研究所(1982)

表3 中国东南部某些地区大气降水的氢氧同位素组成(SMOW)

Table 3. Hydrogen and oxygen isotope composition of meteoric water
in some regions of southeast China

样品号	采样地点	水类型	纬度 (N°)	海拔 (m)	$\delta D(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$
Lw-8	广东韶关南华寺九龙泉	泉水	24.7	130	-39	-6.13
Lw-13	湖南彭市	井水	26.0	540	-38	-6.00
Lw-12	湖南桂东秋平	井水	26.2	540	-45	-6.88
Lw-9	江西赣州	泉水	26.2	160	-37	-5.88
Lw-10	江西井冈山水井	泉水	26.5	920	-48	-7.25
Lw-11	湖南酃县十都	泉水	26.5	380	-37	-5.88

注: δD 据于津生等(1986); $\delta^{18}\text{O}$ 据 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10(\text{‰})$ 计算

海岸线距离相似的一些地区的大气降水的氢氧同位素成分。它们基本可代表本文研究区大气降水的氢氧同位素组成情况。由此可见: 与晚期花岗岩内团块状伟晶岩中的石英平衡的水, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = +6.9\text{‰}$, 落在正常岩浆水范围 ($\delta D = -40 \sim -85\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} \approx +5.5 \sim +9.5\text{‰}$), 这种水显然具岩浆成因; 成矿前阶段热液中的水, $\delta D = -88 \sim -72\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = +4.49 \sim +6.21\text{‰}$, 主要分布在岩浆水的范围, 这种水也应该主要是岩浆来源的; 成矿阶段热液中的水, $\delta D = -85 \sim -54\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = +2.23 \sim +5.77\text{‰}$, 同位素组成介于当地大气降水 (表3) 和岩浆水之间。这种同位素组成特征完全可通过当地大气降水和岩浆水按一定比例混合来实现, 而不能简单地用大气成因地下热水与岩石间的同位素交换来解释 (成矿前亦如此), 因为如果确实主要是由同位素交换所引起, 那么热液的 δD 值就应大致与当地大气降水的 δD 值一致或比其稍高^[2]。但事实恰好相反。热液的 δD 值远低于当地大气降水。因此, 可以认为成矿阶段热液中的水, 具有岩浆水和大气降水的混合成因。

值得进一步说明的是, 就热液中的岩浆水而言, 由于矿区产出的岩浆岩只有花岗岩和煌斑岩, 因此, 若仅根据这一点来推测, 那么这种岩浆水就既可与花岗岩发生联系, 也可与煌斑岩发生联系。但由于起源于上地幔的煌斑岩岩浆对水不饱和^[5], 因而不可能分异出大量的水。所以热液中的岩浆水应主要是花岗岩浆演化分异的产物。实际上, 本区的花岗岩浆具有富水的特征。随着岩浆的分异演化, 晚期花岗岩浆熔体中, 水的含量可达 7% 左右^①。由如此富水的花岗岩浆分异出一定量的水是完全可能的。

(二) 铀的来源 研究表明, 成矿热液中的铀, 主要由热液从已固结的花岗岩中浸取而来。且为成矿提供铀源的花岗岩, 最可能是晚期的白云母花岗岩 ($\gamma^{\#}$), 及其邻近一些由早期花岗岩经自变质而形成的白云母花岗岩。证据如下。

1. 花岗岩浆分异出的初始热液贫铀: ①煌斑岩贯入之前由花岗岩浆分异出的热液贫 ΣCO_2 (见后)。由于在深部相对还原性的条件下, 贫 ΣCO_2 的热液不可能携带大量铀 (胡瑞忠, 1987), 因而这种热液亦为贫铀热液。②铀成矿 (90—85Ma) 与晚期花岗岩 (135—128Ma) 之间, 有近 40Ma 的矿岩时差。如果由晚期花岗岩浆分异出的热液富铀, 则很难设

①倪师军, 337 铀矿床成矿物质来源探讨及铀沉淀机制的热力学计算模拟 (硕士论文, 1986)

想这种热液要经过如此久远的时间才形成矿床。③花岗岩浆分异出的热液属高温热液，而高温下的水溶液中，铀的溶解度很低^[3]。④有人曾对矿区沥青铀矿的U-Pb同位素组成作过对比研究，结果也表明不存在富铀的残余热液^[4]。

2. 矿化位置：勘探资料表明，矿体严格受 γ_5^3 白云母花岗岩体控制。它们常分布在 γ_5^3 的外接触带上。既然晚期花岗岩浆分异出的热液贫铀，而矿床依然与晚期花岗岩体存在如此密切的空间联系，这自然会使人联想到，晚期的白云母花岗岩可能为铀成矿提供了部分铀源。

3. 花岗岩中铀的配分：由表4可知，矿区各阶段花岗岩的平均铀含量均超过20ppm，均属富铀花岗岩。但是，通过对大量诱发裂变径迹薄片的观察，笔者发现：①黑云母和二云母花岗岩中的径迹，主要呈放射状分布在黑云母中。其次，在石英和长石等浅色矿物中亦多见这类径迹分布。显然，不管其径迹源是含铀副矿物还是晶质铀矿，这种铀均难于浸出；② γ_5^3 白云母花岗岩和由早期花岗岩经自变质改造而形成的白云母花岗岩中的径迹，主要呈放射状分布在矿物粒间和微裂隙中，其径迹源很可能为晶质铀矿。显然，这种铀易于被热液浸出，从而有能力为铀成矿提供铀源。

表4 花岗岩的铀钍含量及铀钍比值

Table 4. U and Th contents and Th/U ratios of granites

阶段	样品数	岩性	U(ppm)	Th(ppm)	Th/U
γ_5^{2-1}	7	中粗粒似斑状黑云母花岗岩	24.0	31.2	1.30
γ_5^{2-2}	8	中细粒黑云母花岗岩	25.9	30.9	1.19
γ_5^{2-3}	8	中细粒少斑状二云母花岗岩	26.9	31.1	1.16
γ_5^3	8	中细粒白云母花岗岩	28.5	15.9	0.56
维氏花岗岩*			3.5	18.0	5.14

据00276部队资料整理；*据维诺格拉多夫（1962）

4. 多组判别分析：根据矿床的实际情况和前已得出的有关认识，笔者以Th/U和Li/Be等参数为变量设计了多组判别分析方案。表5是判别分析的最终结果。由表可见：①已知分组的24个样品的回判准确率高达22/24≈92%。因此，以Th/U和Li/Be等参数为变量所建立的判别函数是有效的；②8个待判矿石样品中的7个均归类于白云母花岗岩，且即使是归入黑云母花岗岩的32号样品，其归类于白云母花岗岩的概率亦高达0.461，与它归入黑云母花岗岩的概率相差很小。这显然表明，成矿热液中的U、Th、Li和Be等元素，应主要与白云母花岗岩有关，即它们应主要由白云母花岗岩所提供。

5. 稀土元素：笔者采集了一批矿区内的岩、矿石样品，由地矿部成都岩矿测试中心用等离子体光谱法测定了其稀土元素含量。将各样品的稀土含量用Leedy球粒陨石标准化后，作出了它们的球粒陨石标准化稀土模式（图2）和 $\Sigma(\text{La-Nd})_N-\Sigma(\text{Sm-Ho})_N-\Sigma(\text{Er-Lu})_N$ 三角图（图3）。由图2可见，矿石的稀土模式与 γ_5^3 白云母花岗岩的基本相似，而与区内其它岩石的稀土模式则有较大差别。在 $\Sigma(\text{La-Nd})_N-\Sigma(\text{Sm-Ho})_N-\Sigma(\text{Er-Lu})_N$ 三角图上，这种

表5 判别分析结果

Table 5. Results of discriminant analysis

样号	原类别	母体	P _A	P _B	P _C	Mdx {p ₁ }	判别归类
1	A	煌斑岩	1.000	0.000	0.000	P _A	A
2			1.000	0.000	0.000	P _A	A
3			1.000	0.000	0.000	P _A	A
4			1.000	0.000	0.000	P _A	A
5			0.829	0.160	0.011	P _A	A
6			1.000	0.000	0.000	P _A	A
7			0.999	0.001	0.000	P _A	A
8			1.000	0.000	0.000	P _A	A
9	B	黑云母花岗岩 (包括新鲜的 二云母花岗岩)	0.000	0.549	0.451	P _B	B
10			0.000	0.651	0.349	P _B	B
11			0.000	0.557	0.443	P _B	B
12			0.000	0.457	0.543	P _C	C
13			0.000	0.512	0.488	P _B	B
14			0.000	0.609	0.391	P _B	B
15			0.000	0.576	0.424	P _B	B
16			0.000	0.835	0.195	P _B	B
17	C	白云母花岗岩 (包括由自变 质作用形成的白 云母花岗岩)	0.000	0.533	0.467	P _B	B
18			0.000	0.314	0.686	P _C	C
19			0.000	0.410	0.590	P _C	C
20			0.000	0.391	0.609	P _C	C
21			0.000	0.370	0.630	P _C	C
22			0.000	0.299	0.701	P _C	C
23			0.000	0.494	0.506	P _C	C
24			0.000	0.394	0.606	P _C	C
25	D 待判别	矿 石	0.000	0.346	0.654	P _C	C
26			0.000	0.343	0.657	P _C	C
27			0.000	0.377	0.623	P _C	C
28			0.000	0.390	0.610	P _C	C
29			0.000	0.314	0.686	P _C	C
30			0.000	0.312	0.688	P _C	C
31			0.000	0.381	0.619	P _C	C
32			0.000	0.539	0.461	P _B	B

关系反映得更加清楚。图3中矿石和 γ_5^3 白云母花岗岩的投影点几乎重合,说明它们的轻、中和重稀土的配分基本一致。但是,如果把矿石同其它岩石对比,相互间轻、中和重稀土的配分则存在明显差异。这可由其投影点的位置相距甚远表现出来。上述事实表明,矿石的稀土元素组成应主要与 γ_5^3 白云母花岗岩有关,即它们应主要来自 γ_5^3 白云母花岗岩。由于稀土元素与铀有着相似的迁移行为^[6],这就间接表明,热液中的铀也应主要由这类花岗岩提供。

综上所述,花岗岩与铀成矿的成因联系主要表现在两个方面:①初始热液中的水是花岗岩岩浆分异出的岩浆水(后有大量大气降水混入);②成矿的铀源主要是白云母花岗岩中的活性铀。这种活性铀应以晶质铀矿为主,这与该类岩石中有大量非完好晶形晶质铀矿存在的事

实相吻合。实际上,热力学研究也表明,这种晶质铀矿完全可以被热液浸取出来(胡瑞忠,1987)。

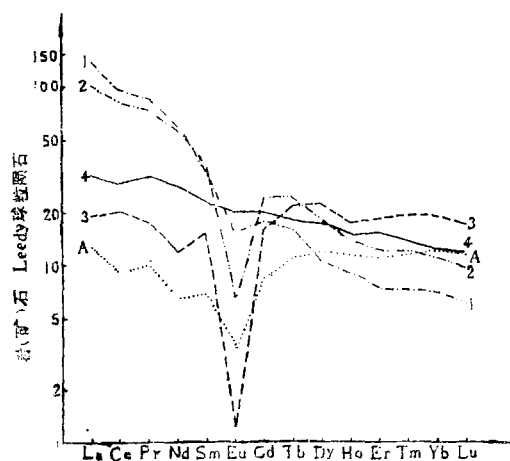


图2 球粒陨石标准化稀土模式

1—黑云母花岗岩(γ_5^{2-1}); 2—二云母花岗岩(γ_5^{2-3});
3—白云母花岗岩(γ_5^2); 4—煌斑岩; A—矿石

Fig. 2. Chondrite-normalized REE patterns of rocks and ores.

1—Biotite granite (γ_5^{2-1}); 2—Two mica granite (γ_5^{2-3}); 3—Muscovite granite (γ_5^2); 4—Iamprophyte; A—Ore.

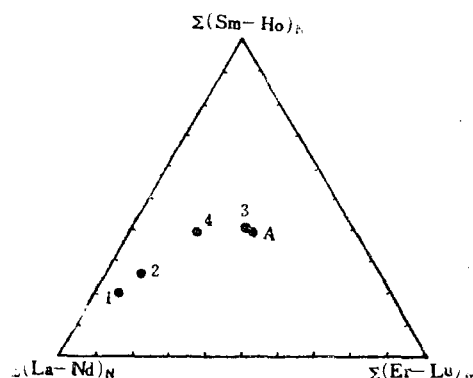


图3 岩石、矿石的 $\Sigma(\text{La-Nd})_N - \Sigma(\text{Sm-Ho})_N - \Sigma(\text{Er-Lu})_N$ 三角图解

(图例同图2)

Fig. 3. Triangular diagram of $\Sigma(\text{La-Nd})_N - \Sigma(\text{Sm-Ho})_N - \Sigma(\text{Er-Lu})_N$. Symbols as for Fig. 2.

三、煌斑岩与铀成矿的成因联系

关于分布在铀矿区内的煌斑岩在铀成矿中的作用,以往只注意到它们作为一种有利于铀沉淀的围岩或铀成矿的热源体,而与铀矿床存在着空间联系。但是,通过对希望铀矿床的研究,笔者认为煌斑岩与铀成矿之间还具有密切的成因联系。成矿热液中直接影响铀迁移沉淀的 ΣCO_2 ,绝大部分都是由煌斑岩岩浆提供的。

1. 煌斑岩富含 ΣCO_2 : G. Brey(1976)的研究表明, ΣCO_2 在硅酸盐熔体中的溶解度,随熔体基性程度的增强而增大。事实正是如此。笔者测定了希望铀矿床及其邻区煌斑岩(10个样)、黑云母花岗岩(10个样)和白(二)云母花岗岩(8个样)中的 CO_2 含量。结果表明,煌斑岩中 CO_2 含量(2.42%)最高,其次为早期黑云母花岗岩(1.41%),而晚期的白(二)云母花岗岩 CO_2 含量(1.16%)最低。这一事实不仅说明,随着花岗岩浆从早期向晚期演化,其中的 CO_2 逐渐减少,并由此推论,由花岗岩浆分异出的热液是一种贫 CO_2 的热液(由胡瑞忠博士论文和其他资料可证实),而且也说明,本区的煌斑岩(或其源浆)确实富含 CO_2 。B. O. Mysen(1976)的模拟实验指出,拉斑玄武岩浆中 CO_2 的溶解度与温度和压力呈正相关,且上地幔条件下的熔体可能接近于 CO_2 饱和。由于本区煌斑岩的源浆为幔源拉斑

玄武岩浆(胡瑞忠, 1987), 且富含 CO_2 , 所以当它们自岩浆源区上升时, 在降温降压过程中可以释放出富含 CO_2 的流体。

2. 煌斑岩中的眼球体: 原中南309队(1963)、中科院地质所(1964)以及笔者在野外工作中均发现, 本区的煌斑岩中存在一种呈淡绿色、直径一般为1—2 mm的眼球体。经鉴定, 其物质组成主要是碳酸盐矿物和绿泥石。据N. M. S. Rock (1977)统计, 世界上约有39%的煌斑岩中有类似的眼球体分布。许多研究者都曾探讨过这些眼球体的成因: J. Ferguson et al (1971)、A. R. Philpotts (1976)和A. F. Cooper (1979)等学者认为, 眼球体是由液体的不混溶性造成的。由于本区煌斑岩中的眼球体主要是碳酸盐矿物, 所以由此反映的不混溶相, 应是一种富含 ΣCO_2 的流体。这是本区的煌斑岩熔体在其结晶晚期能够分异出富含 ΣCO_2 流体的直接证据。

3. 蚀变特征: 我们沿垂直于煌斑岩脉的方向系统地采集了花岗岩标本, 以研究其蚀变特征。经镜下观察发现, 花岗岩的碳酸盐化有明显的变化规律。在靠近煌斑岩脉的地段, 花岗岩的碳酸盐化特别发育。不仅沿花岗岩中的微裂隙有方解石脉充填, 而且花岗岩中的斜长石和部分微斜长石大都已发生碳酸盐化, 甚至有些斜长石已全部被碳酸盐矿物所交代。随着远离煌斑岩脉, 花岗岩的碳酸盐化则渐趋减弱, 直至完全消失。北京第三研究所的某些同志(1964)也曾发现过这一现象。这种现象的存在无疑说明, 引起花岗岩碳酸盐化的 ΣCO_2 流体应来自煌斑岩, 即在煌斑岩的形成过程中, 确有富 ΣCO_2 的流体自岩浆中释放出来。

4. 碳同位素: 对希望铀矿床及其附近不同地质产状的7个热液方解石脉样品, 测定了其碳同位素组成。结果是 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -6.990 — -9.228% 。由于方解石脉中不存在石墨, 且 $\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}$ 值变化范围很窄, 所以方解石的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}$ 基本反映了其沉淀时热液的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{EC}}^{[10]}$, 即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}} \approx \delta^{13}\text{C}_{\text{EC}}$ 。经与前人确定的各类地质体的碳同位素组成资料的对比发现, 热液的碳同位素组成与碳酸岩和金刚石以及大气 CO_2 的碳同位素组成基本相似。但是, 通过研究大气 CO_2 与水圈无机碳之间的碳同位素分馏机理, 可以排除热液中的碳来自大气的可能性。因此, 热液中的碳应属深源碳。结合矿区各类岩石的产出特征及前述其它地质地球化学标志, 我们有把握认为, 成矿热液中的碳确应主要来自煌斑岩岩浆。

总之, 煌斑岩与铀成矿的关系, 不单纯是空间关系, 而主要是成因关系。煌斑岩岩浆往上贯入过程中分异出的富 ΣCO_2 流体, 是成矿热液的重要组成部分。其中的 ΣCO_2 是热液浸出已固结花岗岩中四价铀的主要络合剂, 对此笔者将另有文章发表, 这里不再赘述。

四、结 束 语

综上所述, 本文获得以下初步认识:

1. 希望铀矿床为复成因矿床。热液中影响铀成矿的主要成分——水、铀和 ΣCO_2 分别属于不同的来源: 初始热液中的水系由花岗岩浆分异而来(后有大量大气降水混入); 热液中的铀主要来源于白云母花岗岩中的活性铀; 热液中的 ΣCO_2 主要由煌斑岩岩浆提供。因此, 矿区内的花岗岩和煌斑岩均与铀成矿有着密切的成因联系。

2. 希望铀矿床的形成, 是铀源和 ΣCO_2 源有机配合的结果, 两者的叠加是矿床形成的基本条件。因此, 在能够提供铀源的壳源花岗岩形成之后, 再有幔源富 ΣCO_2 煌斑岩贯入的地

区,将是花岗岩型铀矿床有利的成矿地区。

参 考 文 献

- [1] 金景福、胡瑞忠 1987 302矿床成矿热液中铀的迁移和沉淀 地球化学 第4期
- [2] 丁悌平 1980 氢氧同位素地球化学 地质出版社
- [3] 王剑锋 1986 铀地球化学教程 原子能出版社
- [4] 杜乐天等 1982 花岗岩型铀矿文集 原子能出版社
- [5] Mysen, B.O., 1976, Carbon dioxide in silicate melts and crystals: Part 1, Solubility measurements, Am. Jour. Sci., Vol. 276, No. 4, pp.455—479.
- [6] Craf, J. L. Jr., 1977, Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks, Econ. Geol., Vol. 72, No. 4.
- [7] Brey, G., 1976, CO₂ solubility and solubility mechanisms in silicate melts at high pressure, Contr. Min. Petrol., Vol. 57, No. 2, pp.215—222.
- [8] Rock, N. M. S., 1977, The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations, Earth Sci. Rev., Vol. 13, No. 2, pp.123—170.
- [9] Ferguson, J., 1971, Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dike at Callander Bay, Ontario, Jour. Petrol., Vol. 12, No. 3, pp.561—588.
- [10] Ohmoto, H., 1972, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits, Econ. Geol., Vol. 77, No. 5, pp.551—578.

A TENTATIVE DISCUSSION ON MATERIAL SOURCES OF THE XIWANG URANIUM DEPOSIT

Jin Jingfu and Hu Ruizhong

(No. 3 Department, Chengdu College of Geology, Chengdu, Sichuan)

Abstract

The Xiwang deposit is a large-sized hydrothermal uranium deposit located in shattered zones of a granite body. Rocks in the ore district and the neighboring areas include mainly the U-rich Yanshanian granite (193—138Ma) formed by remelting of the sialic crust and the ΣCO_2 -rich mantle-source lamprophyre (110—100 Ma). Pitchblende (90—85 Ma) seems to be the only primary uranium mineral, which is associated with quartz, fluorite, hematite and pyrite.

Based on geological investigation in the field and large quantities of analytical data, this paper, applying integratedly theories and methods of such disciplines as basic geology, isotopic geology, geochemistry, physicochemistry and statistic mathematics, discusses mainly the sources of water, uranium and

(下接157页 to be continued on p.157)

on the average) was lower than that at the post-ore stage ($0.90\text{g}/\text{cm}^3$ on the average). The ore-forming pressure was small, ranging from 5 to 30 MPa. The gases of the hydrothermal solution at the ore-forming stage comprised mainly CO_2 and CH_4 . In composition, the uranium-bearing hydrothermal solution ($\text{U content} = 2.2 \times 10^{-3} \text{ mol}$) was weakly alkaline ($\text{pH} = 6.97$) and of $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-K}^+/\text{Cl}^-\text{-HCO}_3^-\text{-F}^-$ type. Uranium is considered to have migrated in the form of $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$. Oxygen isotope analyses show that the hydrothermal solution of the ore-forming stage was derived from the meteoric water. According to spatial variations in temperatures and salinities of the hydrothermal solution it is believed that the solution migrated from the southern deeper part to the northern shallower part along No. 9 fault which served as an ore-conduit structure. The ores were deposited in the NS-trending fractures cut by No. 6 fault.

(上接148页continued from p.148)

ΣCO_2 . Our studies show that these three sorts of substances were derived from different sources: the water in the initial hydrothermal fluids came from granitic magma mixed later with a large amount of meteoric water; the uranium in the ore-forming hydrothermal fluids was mainly active uranium derived from the muscovite granite which was either a primary rock body or formed through autometamorphism of a biotite granite; the ΣCO_2 in the fluids was chiefly provided by the lamprophyre magma. It is pointed out that the areas where the ΣCO_2 -rich mantle-source lamprophyre penetrated after the intrusion of the U-rich crust-source granite are especially favorable for the formation of granite type hydrothermal uranium deposits.

欢迎订阅《国外矿床地质》

1990 年本刊将出版以下专辑: 1. 火山成因块状硫化物矿床; 2. 浊积岩型金矿床; 3. 国外铅锌银矿床研究及勘查方法; 4. 当代铜矿床研究及找矿的若干新进展。

全年四期, 每期15万字以上, 每册 2 元。单册订和全年订均可。由北京百万庄矿床地质研究所发行组发行, 邮政编码: 100037。银行帐号: 工商银行北京百万庄分理处 014-088055-86。