

302铀矿床成矿物理化学条件、 热液来源和运移方向

陈培荣 刘 义

(南京大学地球科学系)

内容提要: 流体包裹体研究表明, 302铀矿床成矿温度210℃左右。矿化在温度降低的过程中发生。成矿期热液的盐度(平均3.02wt.%)相对矿后期(平均2.55wt.%)偏高, 而密度(平均0.80g/cm³)相对矿后期(平均0.90g/cm³)偏低。热液压力不大, 变化在5—30MPa之间。成矿热液富含CO₂和CH₄, 为弱碱性(pH=6.97)Ca²⁺-Na⁺-K⁺/Cl⁻-HCO₃⁻-F⁻型富铀(2.2×10⁻³mol)-热液, 铀呈UO₂(CO₃)₂²⁻的形式运移。氧同位素分析表明, 成矿热液来源于大气降水。温度和浓度的空间变化显示热液由南向北、由深部向上部运移, F₉为导矿构造, 与其相交的近南北向构造储矿。

主题词: 物理化学条件 热液来源 运移方向 302铀矿床

为了探讨302铀矿床形成的物理化学条件以及热液来源和运移方向, 笔者在野外工作的基础上, 对该矿床矿物中包裹体进行了详细研究, 并测定了矿物的氧同位素组成, 为研究热液的来源、物理化学性质和运移方向提供了可靠信息, 以期在矿床成因研究尤其在找矿勘探中起到有益作用。

一、矿床地质概况

302铀矿床位于C岩体的东南部。矿区内断裂构造发育(图1), 曾多次活动的近SN向断裂(F₉)为主要的容矿构造。区内岩浆多次侵入, 仅与矿化最密切的燕山期花岗岩就有四个侵入阶段。矿体产在第二阶段的中粒斑状二云母花岗岩(γ₂²⁻²)和第三阶段中粒黑云母花岗岩(γ₃²⁻³)中。

矿化与多期次热液活动有关, 可分为三期六个阶段(表1)。矿石矿物为沥青铀矿, 多呈浸染状, 很少呈脉状。其他金属矿物主要为赤铁矿和黄铁矿。近矿围岩蚀变主要为硅化、红化、萤石化和黄铁矿化, 向外依次为水云母化和绿泥石化。

二、主要脉石矿物中包裹体特征

1. 萤石中包裹体特征: 矿床中萤石脉发育, 有成矿期的紫黑色萤石和矿后期的各色浅色萤石。它们的原生包裹体主要为含有气相的液相包裹体, 少数为纯液相包裹体, 常呈似四面体形、立方体形和具有明显棱角的不规则形。这与不规则状、浑圆状或长条状的次生包裹体明显不同。不同阶段萤石中的原生包裹体气液比不同, 第Ⅲ阶段紫黑色萤石中包裹体的气

液比变化较大(5—50%),第IV阶段浅色萤石中包裹体的气液比稳定,多数为10%左右。前者可能与富含CO₂、CH₄等挥发分有关。

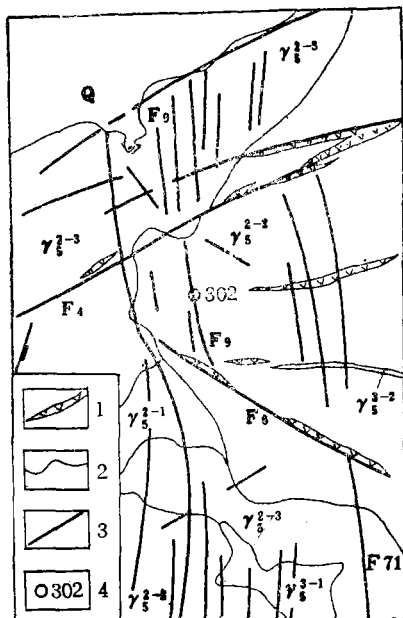


图 1 302铀矿床地质示意图

Q—第四系; γ_5^{3-2} —细粒二云母花岗岩; γ_5^{2-1} —中细粒二云母花岗岩; γ_5^{1-3} —中粒黑云母花岗岩; γ_5^{3-2} —中粒斑状二云母花岗岩; γ_5^{2-1} —中粗粒斑状黑云母花岗岩; 1—煌斑岩脉; 2—地质界线; 3—断裂; 4—矿床位置

Fig. 1. Schematic geological map of No. 302 uranium deposit.

Q—Quaternary; γ_5^{3-2} —Fine-grained two-mica granite; γ_5^{2-1} —Medium-fine grained two-mica granite; γ_5^{1-3} —Medium-grained biotite granite; γ_5^{3-2} —Medium-grained porphyritic two-mica granite; γ_5^{2-1} —Medium-course grained porphyritic biotite granite; 1—Lamprophyre veins; 2—Geological boundary; 3—Fault; 4—Location of ore deposit.

表 1 302铀矿床热液活动期次

Table 1. Hydrothermal stages of No.302 uranium deposit

热液期	热液阶段	产 物 及 特 征
矿前期	I	白色粗晶块状石英, 充填
成矿期	II	微晶石英-赤铁矿-黄铁矿-沥青铀矿组合, 以交代为主
	III	紫黑色萤石-微晶石英-黄铁矿-沥青铀矿组合, 以充填为主
矿后期	IV	浅色条带状萤石-石英组合, 萤石和石英条带间互出现, 充填
	V	黄褐色玉髓, 充填
	VI	粗晶块状白色灰色方解石, 充填

2. 方解石中包裹体特征: 方解石在矿后期形成, 其晶体有块状、花瓣状和薄膜片状三种不同形态。第VI阶段脉体主要由块状方解石构成, 其原生包裹体呈似四面体状、浑圆状或不规则状, 气液比10—20%。花瓣状方解石产在块状方解石的晶洞中, 包裹体多呈长柱形, 长轴平行解理定向排列, 气液比8—15%。薄膜片状方解石见于矿床深部, 包裹体以不规则状和浑圆状为主, 气泡及包裹体边界较粗且色深, 气液比10—25%, 多数在15%以上。

三、成矿热液物理化学性质

1. 成矿热液温度: 利用均一法和爆裂法对萤石、方解石和微晶石英进行测定, 结果见表2(表中同一坑道样品号排列的上下顺序与由北至南的产出位置相对应)、图2和图3。

表 2 302铀矿床包裹体测温结果

Table 2. Temperature measurements of the inclusions from No.302 uranium deposit

阶 段	坑 道	样品号	被测矿物	温度范围 (℃)	常见温度 (℃)	平均温度 (℃)
VI	IIIT-2	2Y2	花瓣状方解石	70—90	70、80、90	80
	IIIT-1	1-3-6	解理块状方解石	140	140	140
	IIIT-3	3Y08C68-1	白色、浅红色方解石	142	142	142
	IIIT-4	4C02-6	薄膜片状方解石	145—185	165、145、185	165
V		1C-20	红色玉髓		230	230
IV	IIIT-2	OPT3-25-1	浅紫色萤石	90—107	90、99、104、107	100
	IIIT-3	OPT4-10-1	浅兰色萤石	135—235	135、150、160、235	170
		3C20-1	白色萤石	100—120	100、110、120	110
		3C20-2	浅兰色萤石	120—150	120、130、135、150	134
		3C20-3	无色萤石	156—208	156、183、188、208	184
	IIIT-4	4C02-2	浅色萤石	170—210	170、185、210	184
		4C08-1	无色萤石	115—150	115、125、135、150	131
		4C16-1	无色萤石	125—155	125、135、145、155	140
		4C16-2	各色萤石条带	125—355	145、200、285、355	246
	III	IIIT-3	3C06-1	紫红色萤石	130—185	130、145、175、185
3C06-3			紫黑色萤石		195	195
3C20-4			紫黑色萤石	135—240	140、155、195、205	174
3C25-1			紫色萤石	217—240	217、240	229
3C30-1			紫黑色萤石		355	355
IIIT-4		4C-08-3	紫黑色、浅紫红色萤石	130—175	130、150、170、175	156
		4C54-2	紫黑色紫红色萤石		205	205
II		IIIT-3	3Y-13-1	矿化硅化岩中的微晶石英		310
	IIIT-4	4C02-5	硅化岩中的微晶石英		300	300
I			粗晶石英	322—343		

注：阶段Ⅱ、Ⅴ为爆裂温度，其他全为均一温度，未经压力校正；阶段Ⅰ温度据苏守田（1981）

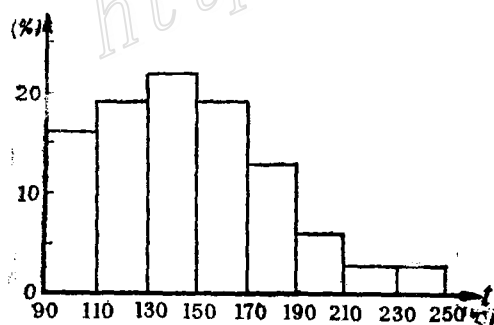


图 2 第Ⅲ阶段紫黑色萤石包裹体均一温度频率直方图

Fig. 2. Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in purplish black fluorite of Stage III.

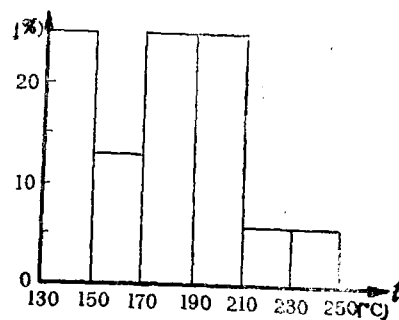


图 3 第Ⅳ阶段浅色萤石包裹体均一温度频率直方图

Fig. 3. Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in light-colored fluorite of Stage IV.

由表和图可得出如下认识: ①脉体由早期向晚期演化温度逐渐下降, 如阶段I 322—343℃ (均一温度), 阶段II 300—310℃ (爆裂温度), 阶段III 170—210℃ (均一温度), 阶段IV 110—170℃ (均一温度), 阶段V 230℃ (爆裂温度), 阶段VI 140℃ 左右 (均一温度)。成矿温度为210℃左右。②主要脉体 (第III、IV阶段) 的均一温度在垂向上由深到浅, 平面上由南至北逐渐降低, 这是热液运移方向的重要信息。

2. 成矿热液的盐度和密度: 以包裹体过冷却后回温过程中冰晶消失时的温度作为冰点, 使用KBL-2型半导体冷台测定了III、IV两阶段萤石中的流体包裹体, 利用Potter(1978)^[4]提出的盐度计算公式

$$ws = 0.00 + 1.76958\theta - 4.2384 \times 10^{-2}\theta^2 + 5.2778 \times 10^{-4}\theta^3$$

(ws —— 重量百分浓度, $\theta = 0$ —冰点, 误差 ± 0.028) 计算了对应流体的盐度, 然后利用盐度

表 3 302矿床流体包裹体的冰点、盐度和密度

Table 3. Freezing point, salinity and density of the fluid inclusions
from No.302 uranium deposit

阶 段	坑 道	样品号	被测矿物	冰点 (°C)	盐 度 (wt.%)	平均盐度 (wt.%)	密度 (g/cm ³)
IV	III T-2	OPT3-25-1	浅紫色萤石	-1.45	2.48	2.48	0.95
	III T-3	OPT4-10-1	浅兰色萤石	-1.40 -1.10	2.40 1.89	2.15	0.88
		3C20-1	白色萤石	-1.60 -1.40	2.72 2.40	2.56	0.93
		320-2	浅兰色萤石	-1.30 -1.25 -1.40	2.23 2.15 2.40	2.26	0.92
		3C20-4	无色萤石	-1.60 -1.40 -1.50	2.72 2.40 2.56	2.56	0.88
		4C02-2	无色萤石	-1.60	2.72	2.72	0.89
		4C08-1	无色萤石	-1.50 -1.65	2.56 2.81	2.69	0.93
		4C16-1	无色萤石	-1.4 -1.75	2.40 2.97	2.69	0.92
		4C16-2	各色萤石条带	-1.75 -1.55	2.97 2.64	2.81	0.80
	III T-4	3C06-1	紫红色萤石	-1.80	3.05	3.05	0.91
		3C25-1	紫色萤石	-1.10 -1.30	1.89 2.23	2.06	0.82
		3C30-1	紫黑色萤石	-2.1 -2.0	3.53 3.37	3.45	0.61
	III T-4	4C08-3	紫黑色萤石	-2.1	3.53	3.53	0.84

和均一温度根据瓦尔特 (1984) 的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 系 P-T-X-d 相图求出流体密度, 结果列于表 3。由表 3 看出: ① III、IV 两阶段热液盐度和密度差别明显: 前者盐度平均为 3.02wt.%, 密度平均为 0.80g/cm^3 ; 后者盐度平均为 2.55wt.%, 密度平均为 0.9g/cm^3 。表明随着脉体演化热液的盐度降低密度升高, 矿化与相对高盐度低密度的流体有关。② III、IV 两阶段热液的盐度和密度在垂向上由下至上, 平面上由南至北盐度逐渐降低, 密度逐渐升高, 变化明显。

3. 成矿热液的压力: 302 矿床萤石中包裹体的爆裂温度稍高于均一温度^①, 鉴于通常条件下包裹体的爆裂温度高于矿物的生长温度^[1], 而均一温度加上压力校正值后才等于生长温度, 这意味着爆裂均一温度的中间值很接近矿物的生长温度, 因此, 可借此温度并利用热液密度在适当的 P-V-T 图解^[2] 上进行压力估计。以此求得 III、IV 两阶段热液的压力集中在 5—30 MPa 之间, 压力较低, 与野外经常看到萤石呈条带状充填在张性空间的地质情况吻合。

4. 成矿热液成分: 包裹体气相色谱分析表明 (表 4), 成矿热液富含 CO_2 和 CH_4 , 矿后期热液 CO_2 含量降低且不含 CH_4 。还原参数 (CH_4/CO_2) 从第 II 阶段至第 V 阶段顺序降低, 成矿期热液相对还原性能最高, 说明铀的迁移与碳酸离子关系密切, 以及沥青铀矿的形成与还原环境有关。

黄伟良 (1985)^② 测定了该矿床矿石及近矿蚀变围岩中石英包裹体的液相成分平均值 (以摩尔为单位): $\text{K}^+0.183$, $\text{Na}^+0.233$, $\text{Ca}^{2+}0.342$, $\text{Mg}^{2+}0.132$, $\text{U}0.0022$, $\text{HCO}_3^-0.414$, $\text{Cl}^-0.712$, $\text{SO}_4^{2-}0.058$, $\text{F}^-0.287$, $\text{Br}^-0.018$, $\text{CO}_20.45$ 。表明成矿热液中阳离子以 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 为主, 阴离子以 Cl^- 、 HCO_3^- 、 F^- 为主。离子强度 $\mu=1.988$, 其值之高严重制约着溶液中个别离子的活度。基于给定离子的活度系数可近似看作只取决于离子强度的思想 (RM.G.arrels 等, 1965)^[5], 采用平均盐法, 求得 $\gamma_{\text{F}^-}=0.76$, $\gamma_{\text{SO}_4^{2-}}=0.043$, 以及 $\gamma_{\text{HCO}_3^-}=0.63$ 。按照反应式: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$ 计算, 200°C 时热液的 pH 值为 6.97。热液中 HCO_3^- 的活度和 pH 值大小分别决定了与其平衡的 CO_3^{2-} 和 OH^- 的活度, 取成矿热液温度为 200°C , 按照反应式: $\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$ 和水的离子积方程 $K_w=[\text{H}^+]\times[\text{OH}^-]$ 计算得 CO_3^{2-} 为 $10^{-4.34}\text{mol}$, OH^- 为 $10^{-4.29}\text{mol}$ 。

5. 成矿热液中铀的存在形式: 热液中各种阴离子都有可能作为配体与 UO_2^{2+} 离子结合形成络离子, 但考虑到 Cl^- 离子是一种很弱的弱场配体, 其络离子很不稳定, 可忽略不计。因此, 热液中存在的铀酰络离子可能有以下十种: UO_2CO_3^0 $K_{d1}=10^{-12.39}$, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ $K_{d2}=10^{-18.67}$, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ $K_{d3}=10^{-18.20}$, UO_2F_2^0 $K_{d4}=10^{-4.14}$, UO_2F_3^- $K_{d5}=10^{-7.78}$, $\text{UO}_2\text{F}_4^{2-}$ $K_{d6}=10^{-9.62}$, UO_2OH^+ $K_{d7}=10^{-4.24}$, $\text{UO}_2(\text{OH})_2^0$ $K_{d8}=10^{-8.93}$, UO_2SO_4^0 $K_{d9}=10^{-6.40}$ 和

表 4 微晶石英中包裹体的气相成分
(单位: ml/100g 样)

Table 4. Gas composition of fluid inclusions in microgranular quartz

脉体期次		CO_2	CH_4	CH_4/CO_2
成矿期	II	3.8	1.1	0.3
	III	11.9	0.3	0.03
矿后期	IV	3.8		0
	V	4.3		0

① 陈培荣、刘仪, 1983, 热液铀矿床中常见矿物爆裂测温的条件实验, 南京大学地质系铀矿地质文集, 第四集

② 黄伟良, 1985, 华南铀矿地质, 第 1、2 期, 第 26 页

$\text{UO}_2(\text{SO}_4)_2^{2-}$ $K_{d10}=10^{-8.31}$ (K_d 值为200℃时相应络离子的不稳定常数); 另外还存在与它们平衡的 UO_2^{2+} 。

由于成矿热液的离子强度较大 ($I=1.988$), 故在计算铀的存在形式时必须考虑含铀离子的活度, 它们的活度和为: $a_{\text{UO}_2^{2+}} (a_{\text{CO}_3^{2-}}/K_{d1} + a_{\text{CO}_3^{2-}}^2/K_{d2} + a_{\text{CO}_3^{2-}}^3/K_{d3} + a_{\text{F}^-}^2/K_{d4} + a_{\text{F}^-}^3/K_{d5} + a_{\text{F}^-}^4/K_{d6} + a_{\text{OH}^-}/K_{d7} + a_{\text{OH}^-}^2/K_{d8} + a_{\text{SO}_4^{2-}}/K_{d9} + a_{\text{SO}_4^{2-}}^2/K_{d10} + 1)$, 式中配体的活度等于它们的摩尔浓度与其活度系数的乘积, 后者可采用平均盐法 (R. M. Garres, et al., 1965)^[5] 和方程: $\log \gamma_i = \frac{-Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + B_a^0 \sqrt{I}} + bI$ (D. K. Nordstrom, et al., 1985)^[6] 计算。把配体的活度代入上式, 计算得到热液中含铀离子的比值为: $\text{UO}_2\text{CO}_3^0:\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}:\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}:\text{UO}_2\text{F}_2^0:\text{UO}_2\text{F}_3^-:\text{UO}_2\text{F}_4^{2-}:\text{UO}_2\text{OH}^+:\text{UO}_2(\text{OH})_2^0:\text{UO}_2\text{SO}_4^0:\text{UO}_2(\text{SO}_4)_2^{2-}:\text{UO}_2^{2+} = 10^{7.99}:10^{9.87}:10^{5.00}:10^{2.82}:10^{5.80}:10^{6.98}:10^{-0.01}:10^{0.43}:10^{3.85}:10^{3.18}:1$ 。从而看出热液中 $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ 的活度最大, 占98.6%, UO_2CO_3^0 占1.3%, $\text{UO}_2\text{F}_4^{2-}$ 占0.1%, 其它含铀离子可忽略不计。

四、成矿热液来源

从氧同位素组成(表5)来看, 矿前期及成矿期的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为+3.02—+6.43‰和+1.73—+3.56‰, 似乎与岩浆水有一定关系。但是考虑到该矿床矿岩时差很大(成矿年龄70

表5 302铀矿床的氧同位素组成

Table 5. Oxygen isotopic composition of No.302 uranium deposit

热液期	样品号	样品名称	形成温度 (℃)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Min}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	计算公式
矿前期	水石(γ_5^2)	糖粒状石英	325	12.53	+6.43 ^①	①
	2Y13	灰白色石英	320	9.27	+3.02 ^①	
成矿期	37/CK494	棕红色微晶石英	250	12.58	+3.56 ^①	
	3C12-1	微晶石英	250	10.69	+1.73	
矿后期	2Y-2	白色粗晶石英	140	9.30	-9.51	②
	2Y	方解石	140	7.63	-5.28	③

① $1000\ln a_{\text{石英-水}} = 3.38T^{-2} \times 10^6 - 3.40(200-500^\circ\text{C})$, Clayton, 1972

② $1000\ln a_{\text{石英-水}} = 3.65T^{-2} \times 10^6 - 2.59(100-200^\circ\text{C})$, Blather, 1975

③ $1000\ln a_{\text{石英-水}} = 2.78T^{-2} \times 10^6 - 3.39(0-500^\circ\text{C})$, O'Neil, 1969

④ 据金景福(1985), 其他委托北京铀矿地质研究所测定

—75Ma, 矿区最晚期花岗岩的年龄119Ma, 据1975年中国科学院地球化学研究所资料), 远远超过一个大花岗岩基固结成岩所需的时间(10—20Ma), 因此, 成矿热液不可能源自岩浆热液。据研究(H. Craig, 1966; J. Hoefs, 1980; 沈渭洲等, 1988^[3]) 在温度较高的条件下($t > 200^\circ\text{C}$), 循环于地下的大气降水与周围岩石发生同位素交换可使水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高, 甚至可接近被交换岩石的值。以及该矿床热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值从矿前到矿后顺序降低, 与热液温度递降

的变化趋势一致。因此,我们认为成矿热液主要衍生于大气降水,矿期和矿前热液的氧同位素组成出现正值可能是在较高温度下水—岩同位素发生交换造成的。

五、成矿热液运移方向

把Ⅲ、Ⅳ两阶段包裹体的均一温度投影到矿脉纵投影图上(图4),可以看出前者在3号坑道均一温度由南往北(355℃→240℃→205℃→185℃)逐渐降低,后者在13线附近由深到浅(355℃→150℃→107℃)逐渐降低。第Ⅳ阶段方解石的形成温度也有从深部向浅部降低的趋势(表2)。热液盐度与温度的变化同步,第Ⅲ阶段热液在21线附近的4号坑道盐度为3.53wt.%,3号坑道则为3.05wt.%向上变低。沿水平方向在3号坑道7—21线之间由南向北盐度变化为3.53→2.23→3.05wt.%,也有变低的趋势。第Ⅳ阶段在13线附近4号坑道

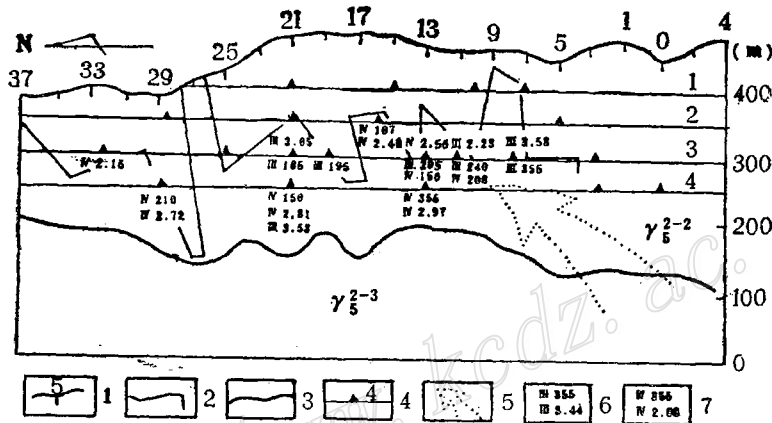


图4 302铀矿床热液运移方向示意图

1—勘探线及编号; 2—矿体上界; 3—岩体界线; 4—采样位置及坑道编号; 5—热液运移方向; 6—第Ⅲ阶段温度和盐度; 7—第Ⅳ阶段温度和盐度

Fig.4. Sketch showing migration direction of hydrothermal solution in No. 302 uranium deposit.

1—Exploration line and its serial number; 2—Top boundary of orebody; 3—Boundary of granite body; 4—Sampling location and serial number of gallery; 5—Migration direction of hydrothermal solution; 6—Temperature and salinity of Stage III; 7—Temperature and salinity of Stage IV.

为2.97wt.%, 3号为2.56wt.%, 2号为2.48wt.%向浅部变低;在4号坑道31—11线之间盐度由南往北的变化为2.97→2.81→2.72wt.%逐渐降低。如此等等均表明热液的温度和盐度均具有深部高浅部低,南段高北段低的特点。因此推测热液由南部深部,向北部浅部运移。与矿化深部好浅部差,垂幅北部小南部大的空间变化情况吻合。

综合矿区断裂构造性质^①及其发育历史来看,我们认为F₂断裂为导矿构造,该断裂早期具有剪切性质,被煌斑岩充填,在成矿期构造活动期间,被新华夏体系中的一组张性断裂重接复合,切割较深,热液沿此处上升,尔后进入近SN向性质复杂的破碎带成矿。

① 杨开渠, 1982, 对211铀矿田控矿构造及成矿富集条件的初步认识, 会议资料

六、结 论

302矿床为中温热液矿床,成矿温度210℃左右。成矿压力较低,为5—30MPa。成矿热液盐度不大(但高于矿后热液),富含CO₂和CH₄,属弱碱性Ca²⁺-Na⁺-K⁺及Cl⁻-HCO₃⁻-F⁻型富铀热液。铀主要呈UO₂(CO₃)₂²⁻形式存在。

成矿热液衍生于大气降水,δ¹⁸O值的升高可能与在高温条件下水-岩的同位素交换有关。热液温度和盐度的空间变化规律表明成矿热液由南部深部向北部浅部运移,北西向F₆断裂为导矿构造,近南北向破碎带为容矿构造,在二者相交部位的近南北向构造中,其深部很可能存在隐伏矿体或富矿体。

本文初稿承蒙李兆麟教授、章邦桐副教授和吴启志老师详细审阅并提出宝贵意见,笔者深表感谢。

参 考 文 献

- [1] 苏守田 1984 国外对矿物包裹体爆裂法测温影响因素的研究 矿物中包裹体研究(二) 地质出版社
- [2] 何知礼 1982 包体矿物学 地质出版社
- [3] 沈渭洲 1987 稳定同位素地质学 原子能出版社
- [4] Potter, R. W., Clynn, M. A., Brown, D. L., 1978, Freezing point depression of aqueous sodium chloride solution. Econ. Geol., Vol 73, pp. 284—285.
- [5] Garres, R. M. et al., 1965, Solution, Minerals and Equilibria, Harper & Row, New York, 60p.
- [6] Nordstrom, D. K. et al., 1985, Geochemical thermodynamics, The Benjamin/Cummings publishing Co. California, 197p.

THE PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS FOR METALLOGENESIS OF No. 302 URANIUM DEPOSIT AND THE SOURCE AND MIGRATION DIRECTION OF ITS HYDROTHERMAL SOLUTION

Chen Peirong and Liu Yi

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu)

Abstract

Fluid inclusion studies show that the ore-forming temperature for No. 302 uranium deposit was 210℃ or so, and the uranium mineralization took place during the decreasing in temperature. The salinity of hydrothermal solution at the ore-forming stage (3.02 wt. % on the average) was higher than that at the post-ore stage (2.55 wt. % on the average); nevertheless, the density of hydrothermal solution at the ore-forming stage (0.80 g/cm³

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。