

文章编号:0258-7106(2004)04-0443-11

新疆十红滩层间氧化带型砂岩铀矿同位素地球化学研究^{*}

朱西养^{1,2} 彭新建³ 汪云亮¹ 张成江¹ 王志畅¹ 王金平³ 刘建华²

(1 成都理工大学,四川 成都 610059; 2 核工业 280 研究所,四川 广汉 618300;

3 南京大学地球科学学院,江苏 南京 210093)

摘 要 文章在对吐哈盆地十红滩层间氧化带型砂岩铀矿床地下水和粘土矿物的氢、氧同位素,钙质砂岩的碳、氧同位素,黄铁矿和长石的铅、硫同位素组成进行分析测试的基础上,系统总结了矿床的地球化学特征;认为形成层间氧化带和铀矿化的层间水主要来自大气降水,研究区水与有机烃类气体同位素交换、强烈的蒸发作用和水岩反应是控制地下水中和矿物中同位素分馏的主要机制,层间氧化带和铀富集成矿是地下水在低温、常压下对围岩长期作用的结果,钙质砂岩的碳和黄铁矿的硫均主要为生物有机成因,盆地深部的煤成油、气也参与了成矿作用。

关键词 地球化学 同位素 层间氧化带 砂岩型铀矿床 十红滩 新疆

中图分类号:P597⁺.12; P619.14

文献标识码:A

铀既是一种高效清洁的能源,又是一种关系到国家安全的战略资源。砂岩铀矿资源量在全世界保有铀资源量中位居首位(王正邦,2002)。适于地浸开采的层间氧化带型砂岩铀矿具规模大、开采成本低、污染小、效益高的特点,是当前世界上最有前景和经济价值的找矿类型。

层间氧化带砂岩铀矿的成矿过程是地表氧化带含 U^{6+} 的地下水沿透水性砂岩层向下迁移,形成含矿承压水,在氧化-还原界面附近被还原沉淀而富集成矿。矿体产出受泥-砂-泥结构中砂体内的层间氧化带尖灭处的过渡带直接控制。前苏联在中亚,美国在其西部探明了一大批大型的层间氧化带型砂岩铀矿床,同时对层间氧化带型砂岩铀矿进行了系统的研究和总结(Ausin, 1970; Cheney et al., 1966; Dooley et al., 1974)。

中国从上世纪 80 年代末开始引进层间氧化带型砂岩铀矿成矿理论和找矿方法,相继在新疆伊犁、吐哈等盆地取得突破,找到了数个大型层间氧化带型砂岩铀矿床。但在成矿作用理论研究上还相对滞后,尤其在微观方面更为薄弱。本文以吐哈盆地的

十红滩铀矿床为对象,对其氢、氧、铅、硫、碳等同位素地球化学进行系统研究,以期促进中国方兴未艾的层间氧化带型砂岩铀矿找矿实践和理论研究。

1 矿床地质概况

吐鲁番—哈密盆地(简称吐哈盆地)为天山造山带中的一个陆相中-新生代山间盆地,南、北被天山山脉的觉罗塔格山和博格达山所夹持,呈不规则长条形沿东西向展布,东西长约 600 km,南北宽 50 ~ 130 km,面积约 48 000 km²(图 1)。吐哈盆地是中国内陆海拔最低的地区,属半戈壁地貌,气候十分干燥,蒸发作用强烈。该盆地为自流水盆地,其地下水的补给区主要为盆地南北两侧的中高山系,排泄区为盆地西南部的艾丁湖及东部的沙尔湖,径流区主要为盆地中的中-新生代冲(洪)积碎屑岩含水层^①。

十红滩铀矿床为发育在吐哈盆地西南缘斜坡带地下水径流区内的侏罗系水西沟群西山窑组(J_2x)砂砾岩、砂岩中的大型层间氧化带型铀矿床。矿体在空间上严格受含矿砂岩层中的层间氧化带控制

^{*} 本文得到国家自然科学基金(No.40173031)、科技部 305 攻关项目(2001BA609A-07-13)和核工业铀矿地质科研基金(HD2001-36)的联合资助

第一作者简介 朱西养,男,1964 年生,博士研究生,研究员级高级工程师,从事铀及多金属矿产地质勘查研究。

收稿日期 2003-09-10;改回日期 2003-12-16;李岩编辑。

① 核工业西北 203 研究所,2000.新疆托克逊十红滩地段铀矿普查(内部报告)。

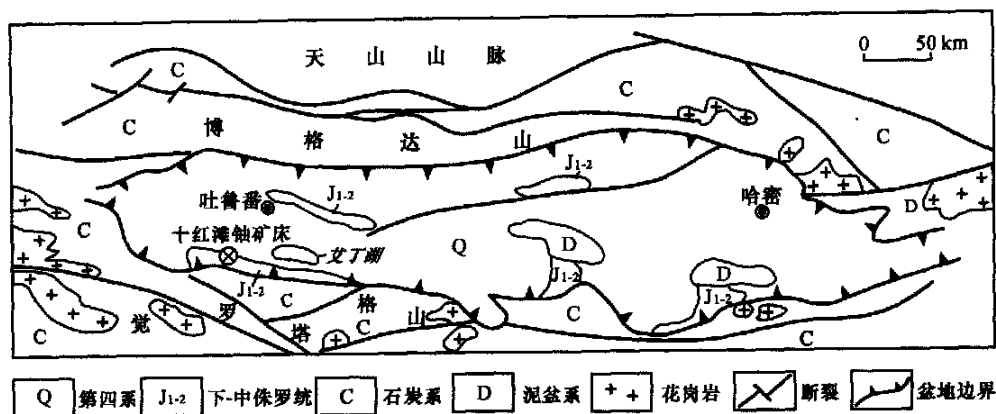


图1 吐哈盆地地质简图(据权志高,2002)

Fig.1 Schematic geological map of Turpan-Hami Basin (after Quan, 2002)

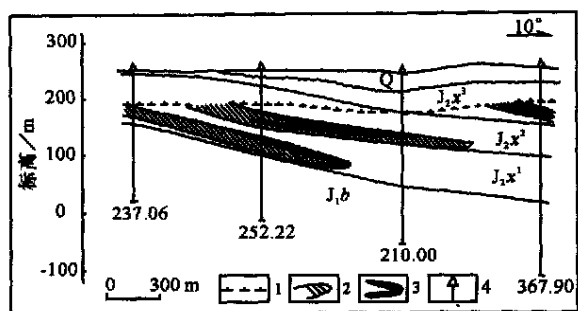


图2 十红滩铀矿床层间氧化带剖面图(据权志高,2002)

Q—第四系; $J_2 x^3$ —西山窑组第三段; $J_2 x^2$ —西山窑组第二段;
 $J_2 x^1$ —西山窑组第一段; $J_1 b$ —八道湾组; 1—潜水氧化带界面;
 2—层间氧化带; 3—铀矿体; 4—钻孔位置

Fig.2 Geological section of the interlayer oxidation zone of the Shihongtan uranium deposit (after Quan, 2002)

Q—Quaternary; $J_2 x^3$ —Third Member of Xishanyao Formation;
 $J_2 x^2$ —Second Member of Xishanyao Formation; $J_2 x^1$ —First Member of Xishanyao Formation; $J_1 b$ —Badaowan Formation; 1—Boundary of groundwater oxidation zone; 2—Interlayer oxidation zone;
 3—Uranium orebody; 4—Location of drill hole

(图2),层间氧化带具较明显的后生蚀变分带特征,分为完全氧化带、不完全氧化带、氧化-还原过渡带和原生带^①。据前人研究,该矿床有104 Ma、24 Ma、7 Ma共3个年龄数据,说明本区铀成矿具有长期性、多阶段性的特点,其中24 Ma的年龄数据集中,且拟合性好,可能代表了本区的主成矿期(向卫东,1999)。

2 样品采集与分析

2.1 地下水氢、氧同位素

本次研究共采集水样19个,样品S0为第四系

浅层地下水(当地饮用水),S1为蚀源区泉水补给水,样品S2~S17为矿区(地下水径流区)层间承压水,样品S18为盆地排泄区艾丁湖湖水。每个样品采集4 L,用2 L塑料桶分别腊封包装,一份用分析纯 HNO_3 酸化至 $pH \leq 2$,做其他分析;一份未酸化,做同位素组成测定。

氢同位素用金属锌还原法,氧同位素用 H_2O-CO_2 平衡法测定,采用 QYTB 标样,在 MTA-250 气体同位素质谱仪上测定,分析精度:0.2‰。

2.2 铅、硫同位素

分析对象为采自钻孔岩心的含矿砂岩中的黄铁矿,含矿砂岩经人工捣碎、淘洗,挑选出结核状和细粉末状黄铁矿送测。

测试由中国地质调查局同位素地球化学开放研究实验室(宜昌)完成。其中硫同位素用 MAT-251 型气体同位素质谱计测定,采用 LTB-2 黄铁矿 1.84 ($\delta^{34}S/\text{‰}$) 为标准物质,分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$;铅同位素在 MAT-261 型同位素质谱计上测定,采用 NBS981 标准物质,分析精度为 0.1‰。

2.3 碳、氧同位素

分析对象为采自矿区钻孔岩心含矿层中的钙质砂岩。

在南京大学成矿作用国家重点实验室 ICP 室分析,实验室分析采用 McCrea(1950)正磷酸法。将钙质砂岩样品磨至 <200 目后,称取 100~200 mg 砂岩(视砂岩中的碳酸盐而定)样品在烘箱中烘干,后放入反应管中,用移液管取 5 mL 100% 的磷酸(用 P_2O_5 粉末与浓磷酸配制)置入反应管中(这时样品与磷酸

① 核工业西北 203 研究所,2001.新疆吐鲁番市十红滩铀矿床 9~15 勘探线北段地质勘查(勘探)报告(内部报告)。

在样品管中位于两个不同的支管中,没有混合)。然后用红外灯烘烤,在真空系统中去水、去气约 2~3 h 后,将样品管移至恒温水浴(25℃)中,几分钟后将样品与磷酸混合使之在恒温水浴(25℃)中反应 24 h,再将样品管移至真空系统提取 CO₂ 气体,最后在 MAT-252 质谱仪上测定碳、氧同位素组成。每一批样(8 个)插入一个标准样,钙质砂岩用 ttb-1 标准,测试精度为 0.2‰。

2.4 粘土矿物氢、氧同位素

样品为采自矿区钻孔岩心的含矿砂岩。本研究采用南京大学成矿作用国家重点实验室的超声波仪和高速离心机,并配合传统分离流程进行粘土矿物分离。

测试由国土资源部矿产资源研究所同位素实验室(北京)完成,分析方法为:氢同位素采用爆裂法取水、锌法制氢;氧同位素采用 BrF₅ 法取氧;质谱计型号:MAT-251 EM;采用 SMOW 国际标准;分析精度:0.2‰。

3 结果与讨论

3.1 地下水氢、氧同位素

19 个水样的 δ¹⁸O、δD 分析结果如表 1 所列,其中基底蚀源区火山岩泉水的 δ¹⁸O = -5.8‰,δD = -43.4‰。艾丁湖水的 δ¹⁸O = -2.8‰,δD = -45.8‰。含矿层中地下水的 δ¹⁸O 为 -9.3‰~-7.9‰,极差 -1.4‰,平均值为 -8.2‰;δD 为 -85.5‰~-20.8‰,极差 -64.7‰,平均值为 -47.2‰,与地表浅部第四系地下水的 δ¹⁸O、δD 相近,也与新疆大气降水的氢、氧同位素组成(δ¹⁸O 值 -7.0‰以上,δD 为 -90‰~-40‰)基本一致,表明研究区地下水具有大气降水的特征。大部分样品的氢、氧同位素组成都落在雨水线和中国西北地区雨水线附近(图 3),远离岩浆水和变质水,表明含矿层中的承压地下水主要来自地下水。

δ¹⁸O 值与 δD 值的相关性较差,说明含矿层地下水没有经受强烈的成岩等地质作用影响。相对地表水而言,含矿层地下水 δ¹⁸O 偏负,而 δD 则出现“漂移”现象,显示了研究区氢、氧同位素分馏作用的特殊性。其原因主要是:该区地处沙漠戈壁,气候极为干燥,地表水蒸发强烈,大气降水的同位素组成主要受蒸发作用中同位素动力分馏作用的控制,水中明显富重同位素(尹观,1988),因此出现了地下水的 D

表 1 十红滩铀矿床水样氢、氧同位素分析结果

Table 1 Hydrogen and oxygen isotope composition of groundwater in the Shihongtan uranium deposit

样号	取样位置	δ ¹⁸ O/‰	δD/‰
S0	第四系饮用水	-8.3	-48.2
S1	蚀源区火山岩泉水	-5.8	-43.4
S2	zk13 w4, 135 m	-8.7	-43.4
S3	zk13 w4, 140 m	-8.1	-20.8
S4	zk13 w4, 147 m	-8.3	-69.8
S5	zk15 w1, 70 m	-7.9	-39.6
S6	zk15 w3, 155 m	-8.1	-45.2
S7	zk15 w3, 165 m	-8.1	-45.3
S8	zk15 w3, 175 m	-8.1	-44.3
S9	zk39 w5g, 305 m	-8.6	-32.9
S10	zk39 w5g, 325 m	-8.4	-62.0
S11	zk39 w5, 305 m	-8.0	-40.1
S12	zk39 w5, 325 m	-8.1	-37.7
S13	zk39 w5, 345 m	-7.9	-55.0
S14	zk7- w2, 30 m	-8.0	-85.5
S15	zk15 - 3 孔口	-8.7	-36.1
S16	zk7-3, 孔口	-9.3	-46.9
S17	zk32-1, 孔口	-7.9	-50.3
S18	艾丁湖水	-2.8	-45.8

中国石化集团实验地质研究所同位素实验室分析(2002 年 3 月)。

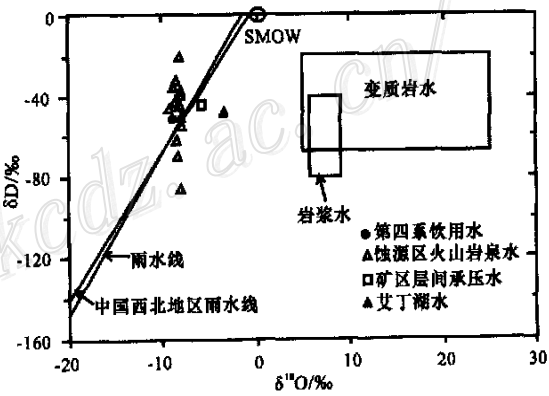


图 3 十红滩铀矿床水的 δD-δ¹⁸O 组成图

Fig. 3 δD versus δ¹⁸O diagram of groundwater in the Shihongtan uranium deposit

“上漂”和地表泉水及艾丁湖水显著富¹⁸O 的现象。

吐哈盆地侏罗系有丰富的煤成油、气(徐永昌等,2001),含矿层上下分布有煤层,含矿层中则富含有机质和炭屑(权志高等,2002),在有机质分解、植物碎屑成煤及煤成油、气过程中形成了大量的 H₂S 和 CH₄ 等还原气体,这些气体与通过大气降水补给的层间水在透水砂岩层中相遇时发生同位素交换,使水中的 D 增高,促使了地下水的 D“上漂”现象(王恒纯,1990)。

研究区降水集中在冬季,其余时间地表水均来自高山冰川消融水,冰川融化过程中同位素分馏较强,水中贫重同位素,这可能是少量来自夏季地表水补给的地下水水样出现 D“下漂”现象的原因。

研究表明,轻同位素组合键的断裂需要的能量低,因而反应速度快,这就必然导致反应物与生成物之间产生同位素分馏(尹观,1988),在相同环境、粒径相近的条件下,水-岩反应中发生同位素交换,氢同位素总比氧同位素交换速度快得多,除非粘土矿物遭受高温或区域性特殊的变质、成岩等地质作用,否则只要不发生重结晶,粘土矿物的氢、氧同位素组成都将基本保持不变;在变质环境中,碎屑岩含水层中发生了较强烈的水-岩反应,但也只有氢同位素发生一定的交换,氧同位素基本保持不变(金章东等,1999)。所以研究区中的含矿砂岩,虽然在地下水的层间氧化作用下发生了普遍的粘土化蚀变,但仍是近常温、常压条件下的变化,层间水和粘土矿物的氢、氧同位素组成基本保持不变,层间水同位素组成的变化主要体现在质量轻的 D 与有机成因形成的烃类气体同位素交换引起的变化上。

十红滩矿床地下水氢同位素组成在单轴方向的连续变化,也说明砂岩层的氧化还原作用是由大气降水持续补给的层间水对流经岩石的一个持续作用过程,其中新近补给的地下水与其他物质的反应和同位素交换有限,同位素组成基本保持大气降水富含 D 的特征,而早期进入含矿层的地下水与其他物质发生了较充分的反应和同位素交换,同位素组成相对大气降水产生了贫 D 的明显变化。贫 D 的幅度受反应和同位素交换程度控制,也就是受大气降水进入含矿层的时间控制。

3.2 粘土矿物氢、氧同位素

层间氧化带砂岩型铀矿床在层间氧化带发育过

程中伴有强烈的粘土化蚀变,不少学者已作过一定的研究。Finch(1967)总结美国砂岩型铀矿床成矿规律时指出:“粘土矿物学,包括同位素年龄测定是很多矿区的另一个值得研究的问题”。

秦明宽等(1998)对与研究区相邻的伊犁盆地 512 层间氧化带型砂岩铀矿床的粘土矿物研究表明:层间氧化带中的粘土矿物组成比较复杂,主要成分为高岭石、伊利石,其次为蒙皂石、绿泥石以及少量的伊利石-蒙皂石(I/S)和绿泥石-蒙皂石混层(C/S)矿物。从完全氧化带至过渡带粘土化强度逐渐减弱,从过渡带开始至还原带又逐渐升高,绿泥石只出现于过渡带和准还原带,还原带中,绿泥石主要为成岩期的产物,而过渡带内的绿泥石既有原生成因,也有后生蚀变产物。

十红滩铀矿床含矿砂岩中粘土矿物的氢、氧同位素组成见表 2,其 $\delta^{18}\text{O}$ 为 8.6‰ ~ 12.5‰,极差 3.9‰,平均值为 10.76‰; δD 为 -71‰ ~ -83‰,极差 -22‰,平均值为 -79.9‰。其组成与岩浆水的氢、氧同位素组成相当,反映了含矿层物质对构成蚀源区主体的花岗岩、火山岩的明显继承性。在粘土矿物氢、氧同位素成因关系图上,它们主要位于沉积和化学风化区(图 4)(徐步台等,1995)。相对而言,氢同位素组成变化幅度较大,而氧同位素组成变化较小,说明粘土矿物无论是沉积成因还是后生蚀变成因都是在普通温压条件下形成的,并基本保持了原岩的氢、氧同位素组成;在后期水岩反应中也只有氢同位素发生了一定的交换,氧同位素变化很小(金章东等,1999),原因上节已述及。

3.3 含矿层钙质砂岩碳、氧同位素

3.3.1 钙质砂岩的产状

含矿层西山窑组中普遍含有 3~5 层钙质胶结的砂(砾)岩,单层厚度多小于 0.5 m,少量大于 2 m,

表 2 十红滩铀矿床粘土矿物氢、氧同位素分析结果(‰)

Table 2 H and O isotope composition of clay minerals from the Shihongtan uranium deposit(‰)

	TR-167	TR-166	TR-107	TR-109	TR-112	TR-131	TR-136	TR-142	TR-118	TR-119	TR-83	TR-91
$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	10.4	12.1	9.7	9.9	11.6	10.1	9.2	10.7	12.3	10.5	9.3	9.8
$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$	-76	-81	-80	-81	-77	-80	-77	-79	-78	-71	-81	-79
	TR-92	TR-101	TR-103	TR-69	TR-74	TR-149	TR-32	TR-17	TR-18	TR-21	TR-22	TR-27
$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	10.3	9.5	11.3	10.9	12.3	12.4	8.6	10.9	12.5	11.3	11.8	11.3
$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$	-80	-82	-77	-79	-81	-81	-79	-79	-81	-79	-77	-83

国土资源部矿产资源研究所罗续荣分析(2002 年 7 月)。

多数呈 1 ~ 8 m 长的透镜体状在一定的层位成串珠状顺层理产出。根据野外观察、钻孔岩性剖面、镜下观察等,将这些钙质砂岩分为成岩期和后生(成矿)

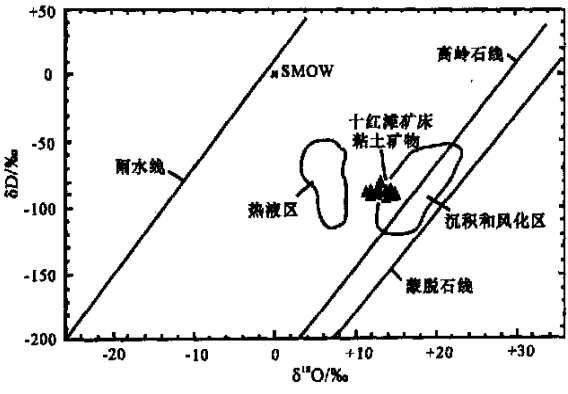


图 4 十红滩铀矿床粘土矿物 δD-δ¹⁸O 关系图 (据徐步台等,1986)

Fig.4 δD versus δ¹⁸O diagram of clay minerals from the Shihongtan uranium deposit

期,两者在产状、镜下特征方面有明显的不同:成岩期的钙质砂岩产出于砂岩体不同岩性界面的底部或内部,分布无规律,钙质胶结物主要为粗晶方解石。后生期的钙质砂岩主要产出于层间氧化带的前锋和砂岩体底部,少量产于砂岩层内部,钙质胶结物主要为细晶方解石。

3.3.2 钙质砂岩的成因和碳、氧同位素特征

含矿砂岩层中钙质砂岩的 δ¹⁸O 与 δ¹³C 具有较明显的负相关性(表 3,图 5),在对比图中(图 5b) δ¹⁸O 与 δ¹³C 两条曲线呈典型的镜像关系,δ¹⁸O 与 δ¹³C 的同步变化说明两者经历了统一的成岩及后生作用(王大锐,2000)。主要产在砂体内部的成岩期钙质砂岩的 δ¹⁸O(SMOW) 为 16.4 ‰ ~ 20.9 ‰,极差 4.5 ‰,平均 18.34 ‰,δ¹³C 为 - 6.5 ‰ ~ - 13.9 ‰ (PDB),极差 - 7.4 ‰,平均 - 9.51 ‰;主要产在砂体底部的后生钙质砂岩 δ¹⁸O(SMOW) 为 19.4 ‰ ~ 25.9 ‰,极差 6.5 ‰,平均 21.69 ‰,δ¹³C 为 - 10.2 ‰

表 3 十红滩铀矿床钙质砂岩碳、氧同位素分析结果

Table 3 C and O isotope composition of sandstone from the Shihongtan uranium deposit

序号	样号	钻孔号	样品简述	δ¹⁸O _{V-SMOW} / ‰	δ¹⁸O _{V-PDB} / ‰	δ¹³C _{V-PDB} / ‰
1	TR-36	ZK16-2	灰色钙质胶结中砂岩含黄铁矿,砂体中	16.4	- 14.1	- 7.9
2	TR-39	ZK16-2	钙质胶结灰色含砾粗砂岩,砂体中	20.9	- 9.7	- 10.6
3	TR-13	ZK24-8	灰色含砾钙质胶结粗砂岩,砂体中	19.8	- 10.8	- 8.4
4	TR-16	ZK39-6	灰色致密钙质胶结中砂岩,砂体中	16.6	- 13.9	- 11.2
5	TR-25	ZK39-6	灰色致密钙质胶结中砂岩,砂体底部	25.9	- 4.8	- 18.1
6	TR-120	ZK39-4	灰色钙质胶结中砂岩含薄膜状黄铁矿,砂体底部	16.7	- 13.8	- 5.7
7	TR-77	ZK31-14	灰色钙质胶结砾岩,砂体中	16.4	- 14.0	- 13.9
8	TR-84	ZK31-10	灰色钙质胶结含砾中砂岩,砂体底部	21.4	- 9.2	- 12.5
9	TR-93	ZK31-11	灰色钙质胶结粗砂岩,砂体底部	21.5	- 9.1	- 10.9
10	T001	ZK39-5 wg	灰色钙质胶结中粗砂岩,IOZ 底部,有弱矿化,砂体底部	21.5	- 9.1	- 12.2
11	T017	ZK39-5	灰色致密钙质胶结中砂岩,弱矿化,砂体中	18.6	- 11.9	- 7.6
12	T038	ZK37-1	灰色致密矿化钙质中粗砂岩,砂体底部	25.0	- 5.7	- 10.9
13	T042	ZK37-2	灰色致密矿化钙质粗砂岩,砂体中	20.9	- 9.6	- 12.0
14	T060	ZK37-3	灰色致密矿化钙质粗砂岩,砂体底部	20.8	- 9.7	- 13.5
15	T017	ZK39-5	灰色致密钙质胶结中砂岩,弱矿化,砂体中	17.1	- 13.4	- 9.3
16	T038	ZK37-1	灰色致密矿化钙质中粗砂岩,砂体底部	18.9	- 11.6	- 12.2
17	T042	ZK37-2	灰色致密矿化钙质粗砂岩,砂体中	20.6	- 10.0	- 10.8
18	T060	ZK37-3	灰色致密矿化钙质粗砂岩,砂体底部	19.4	- 11.2	- 10.2
19	T001	ZK39 WG5	灰色钙质胶结中粗砂岩,IOZ 底部,有弱矿化,砂体中	21.4	- 9.2	- 12.1
20	T006	ZK39 WG5	灰色致密钙质胶结中细砂岩,砂体中	20.5	- 10.2	- 11.2
21	T087	ZK39 W5	灰色钙质含砾粗砂岩,砂体底部	17.8	- 12.7	- 8.0
22	T021	ZK39-11	灰色钙质胶结中砂岩,见紫红色、浅黄色斑点,砂体底部	20.2	- 10.4	- 11.2
23	T011	ZK39-4	灰色致密钙质胶结中砂岩,砂体中	17.9	- 12.6	- 10.6
24	T032	ZK37-1	灰色致密钙质粗砂岩,含炭屑,砂体中	17.5	- 13.0	- 6.5
25	T044	ZK37-2	灰色致密钙质中砂岩,上 IOZ 的底部,未氧化,砂体底部	20.6	- 9.98	- 10.5
26	T070	ZK37-6	浅黄色中砂岩,弱钙质胶结,砂体中	20.5	- 10.1	- 12.7
27	T074	ZK37-7	灰黑色含炭屑钙质粗砂岩,砂体中	16.8	- 13.7	- 6.7
28	T052	ZK37-8	灰色致密钙质含砾粗砂岩,砂体中	18.7	- 11.9	- 8.3

南京大学成矿作用国家重点实验室同位素地球化学实验室黄耀生分析(2002 年 11 月)。IOZ 为层间氧化带。

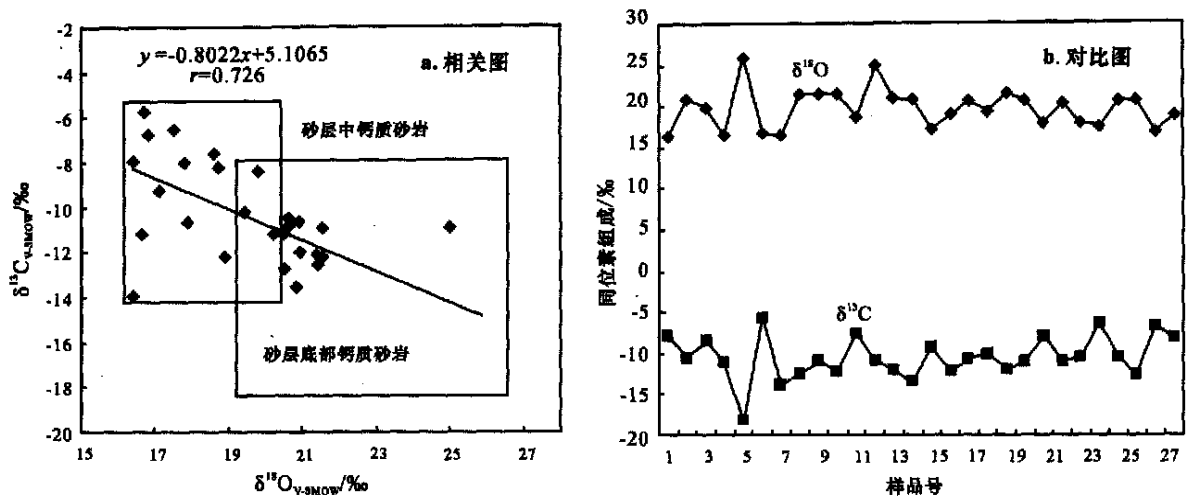


图 5 十红滩铀矿床钙质砂岩碳、氧同位素关系图解

Fig. 5 Diagram of C and O isotopes of the Shihongtan uranium deposit

~ -18.1 ‰ (PDB), 极差 -7.9 ‰, 平均 -12.19 ‰。两者相比表现出成岩方解石相对后生方解石贫¹⁸O 而富¹³C, 两种成因的方解石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 变化较小, $\delta^{13}\text{C}$ 变化较大, 这主要是由于后生钙质砂岩是由含氧层间承压水对原生成岩钙质砂岩溶蚀再生而成的, 在溶蚀过程中方解石中的氧与层间水发生了氧同位素交换。在碳、氧同位素成因图上(图 6)(王大锐, 2000), 数据点主要位于与有机质有关的碳酸盐岩区内及成岩碳酸盐岩区靠近与有机质有关的碳酸盐岩区部位, 表明碳主要为有机成因, 推测是由沉积有机物的脱羧基作用所衍生的 CO_3^{2-} 与地下水中的 Ca^{2+} 作用所形成的。

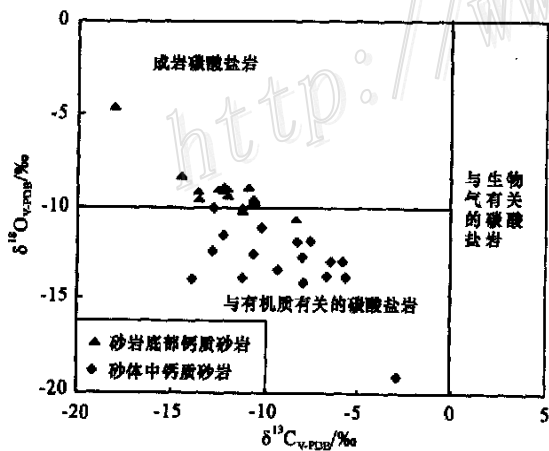


图 6 十红滩铀矿床钙质砂岩碳、氧同位素成因图解(据王大锐, 2000)

Fig. 6 C and O isotope genetic explanation of the Shihongtan uranium deposit(after Wang, 2000)

方解石胶结物的 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值(-6.5 ‰ ~ -18.1 ‰) 与吐哈盆地的煤成油的 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值(-26.9 ‰ ~ -25.4 ‰, 王大锐, 2000) 及中国煤成气甲烷的 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值(-42 ‰ ~ -14 ‰, 戴金星等, 1993) 近似, 所以不排除方解石胶结物的碳有煤成油、气的贡献。

3.4 铅同位素

十红滩铀矿床含矿砂岩中的结核状黄铁矿、蚀源区花岗岩和火山岩中的长石的铅同位素组成数值变化范围均很小(表 4), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.064 ~ 18.784, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.488 ~ 15.797, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.975 ~ 38.750。黄铁矿铅同位素组成的一致性说明了黄铁矿来源的单一性; 黄铁矿与基底岩石的铅同位素组成相似反映了盖层沉积和成矿在物源上对基底的强烈依赖性和同源性。在铅同位素组成与环境关系图中(图 7), 除个别样点外, 绝大部分样点落在地幔铅曲线和造山带铅曲线两者之间靠近后者的区间, 分布集中, 指示基底岩石铅主要来源于造山带与地幔铅源区, 在造山带形成中有少量地幔物质的加入, 这与盆地基底所处的天山造山带构造环境及演化历史是吻合的。

根据铅同位素组成计算的模式年龄集中在 338 ~ 401 Ma, 相当于石炭纪, 代表了基底岩石的形成时代, 这也从另一侧面证明了盖层沉积和成矿在物源上对基底的继承性。

3.5 黄铁矿硫同位素

含矿层中常含有黄铁矿结核, 多为黄铁矿胶结

表 4 十红滩铀矿床硫、铅同位素分析结果

Table 4 Lead and sulfur isotope composition of the Shihongtan uranium deposit

序号	样号	样品简介	分析结果			
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
1	TR-15B	含矿层砂岩中黄铁矿结核	18.0730 ± 0.0010	15.5610 ± 0.0010	38.1880 ± 0.0040	- 27.6
2	TR-4	含矿层砂岩中黄铁矿结核	18.0640 ± 0.0020	15.5870 ± 0.0020	38.2570 ± 0.0050	- 6.8
3	TR-40	含矿层砂岩中黄铁矿结核	18.0950 ± 0.0010	15.6040 ± 0.0010	38.3120 ± 0.0030	- 5.3
4	TR-38	含矿层砂岩中黄铁矿结核	18.0970 ± 0.0040	15.5930 ± 0.0040	38.2910 ± 0.0120	14.6
5	TR-8	含矿层泥岩中黄铁矿结核	18.1240 ± 0.0010	15.5700 ± 0.0010	38.2540 ± 0.0050	- 39.2
6	TR-152	含矿层泥岩中黄铁矿结核	18.7840 ± 0.0030	15.5970 ± 0.0020	38.7500 ± 0.0040	- 11.7
7	TR-50	基底混合花岗岩中长石	18.1320 ± 0.0010	15.5990 ± 0.0010	38.2380 ± 0.0040	
8	TR-51	基底混合花岗岩中长石	18.1150 ± 0.0020	15.5860 ± 0.0020	38.2370 ± 0.0050	
9	TR-53B	基底变质岩	21.9210 ± 0.0020	15.7970 ± 0.0010	43.0410 ± 0.0040	
10	TR-60	基底火山岩	18.2280 ± 0.0010	15.4880 ± 0.0020	37.9750 ± 0.0090	
11	TR-65	基底火山岩	18.6160 ± 0.0010	15.5380 ± 0.0010	38.4580 ± 0.0020	
12	TR-9	含矿层砂岩中细粒黄铁矿				16.7
13	TR-126	含矿层粉砂岩中黄铁矿结核				1.6
14	TR-127	含矿层粉砂岩中黄铁矿结核				- 2.4
15	TR-153	含矿层粉砂岩中黄铁矿结核				18.8
16	TR-15	含矿层砂岩中黄铁矿结核				9.7
17	TR-158	含矿层泥岩中黄铁矿结核				- 15.9
18	TR-2	含矿层粉砂岩中黄铁矿结核				- 21.7

中国地质调查局同位素地球化学开放研究实验室朱家平测定(2002 年 6 月 3 日)。

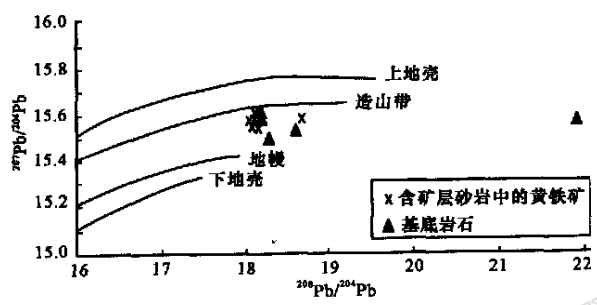


图 7 十红滩铀矿床铅同位素组成与环境关系图
(据 Zartman, 1979)

Fig.7 Diagram showing relationship between the lead isotope composition and the environment of the Shihongtan uranium deposit (after Zartman, 1979)

碎屑颗粒或黄铁矿和方解石共生胶结碎屑颗粒;在层间氧化带的氧化还原过渡带部位常出现黄铁矿细粒。黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 有负值,也有正值(表 4),数值分散,变化范围为 - 39.2 ‰ ~ 18.8 ‰,平均 - 5.3 ‰,极差达 58.0 ‰,总体具地层生物成因硫的特征(格里年科等,1980)。

硫同位素值分散与沉积成岩期硫酸盐被还原成硫化物,后期硫化物被层间水氧化成硫酸盐,再在过渡带还原生成硫化物的多次重复作用有关,期间硫同位素发生了明显的分馏作用(格里年科等,1980)。

4 结 论

通过以上论述,笔者认为形成层间氧化带和铀矿化的层间成矿流体的水主要来自大气降水,地下水的氢“漂移”现象是地表水蒸发动力的分馏和在含矿砂层中与烃类气体交换反应双重作用的结果,研究区强烈的蒸发作用、水与有机烃类气体同位素交换以及水岩反应是控制地下水和矿物同位素分馏的主要机制。

层间氧化带形成和铀富集成矿是地下水在低温、常压下对围岩长期作用的结果。

钙质砂岩的碳和黄铁矿的硫均主要来源于生物有机成因,盆地深部的煤成油、气也参与了成矿作用。

致 谢 在本研究的野外调研和取样工作中,曾得到核工业 203 研究所徐高中总工、贾恒高工、王琳主任等的指导和大力帮助,特表谢忱。

References

Austin S R. 1970. Some patterns of sulfur isotope distribution in uranium deposits[J]. Earth Sci. Bull., 3(2): 5 ~ 22.

Cheney E S and Jesen M L. 1966. Stable isotopic geology of the Gas Hills: Wyoming uranium district[J]. Econ. Geol., 61(3): 44 ~

71.

Dai J X and Chen Y. 1993. Characteristics of carbon isotope and differential signs of alkane and hydrocarbon in China[J]. Sci. in China(Series B), 23 (3) : 43 ~ 47 (in Chinese with English abstract) .

Dooley J R, Harshman E N and Rosholt J N. 1974. Uranium-lead ages of the uranium deposits of the Gas Hills and Shirley Basin Wyoming [J]. Econ. Geol. , 69 (6) : 527 ~ 531 .

Finch W I. 1967. Geology of epigenetic uranium deposits in sandstone in the United States[Z]. U. S. Geological Survey Professional Paper. 60 ~ 68 .

Jin Z D, Li F C and Lu X W. 1999. Geochemical current status of stable isotope of clay minerals[J]. Advance in Earth Science Engineering, 16(1) : 1 ~ 4 (in Chinese with English abstract) .

Qin M K, Wang Z B and Zhao R Q. 1998. Characteristics of clay minerals and their relationships with uranium mineralization in uranium deposit No. 512[J]. Earth Science — J. China Univ. Geosci. , (23) 5 : 508 ~ 512 (in Chinese with English abstract) .

Quan Z G and Li Z S. 2002. Geological characteristics and genesis of the Shihongtan sandstone type uranium deposit, Xinjiang[J]. Geol. Rev. , 48(4) : 430 ~ 436 (in Chinese with English abstract) .

Wang D R. 2000. Stable isotope chemistry of oil and gas[M]. Beijing : Press of the Petroleum Industry. 350p (in Chinese with English abstract) .

Wang H C. 1990. An introduction to isotope of hydrogeology[M]. Beijing : Geol. Pub. House. 256p (in Chinese) .

Wang Z B. 2002. Current status and prospects of uranium geology developments of foreign in-situ leachable sandstone type uranium deposits[J]. Uranium Geol. , 18(1) : 9 ~ 21 (in Chinese with English abstract) .

Xiang W D. 1999. The mineralization conditions and law of interlayer oxidized zones type sandstone uranium deposits in southwest Turpan-Hami basin [dissertation for doctor degree] [D]. Tutor : Chen Z B. Beijing : Beijing Research Institute of Uranium Geology (in Chinese with English abstract) .

Xu B T and Shao Y S. 1986. H, O isotope study in kaolin deposit in Zhejiang Province[J]. Scientia Geologica Sinica, (1) : 90 ~ 96 (in Chinese with English abstract) .

Xu B T and Huang J G. 1995. Isotope geochemistry evidences for genesis of Pingshan bentonite deposit, Zhejiang Province[J]. Sci. Rev. ,

11(1) : 43 ~ 47 (in Chinese with English abstract) .

Xu Y C, Liu W H and Shen P. 2001. A review of isotope geochemical researches on oil and gas in oil and gas bearing basins[J]. Acta Sedi-mentologica Sinica, 19(2) : 33 ~ 46 (in Chinese with English abstract) .

Yin G. 1988. Isotopic hydrochemistry[M]. Chengdu : Press of Chengdu Sci. & Techn. Univ. 289p (in Chinese) .

ГРИНЕНКО В А. 1980. Zhao R, translated. Sulfur isotope geochemistry [M]. Beijing : Science Press. 260p (in Chinese) .

附中文参考文献

戴金星, 陈英. 1993. 中国生物气中烷烃组合的碳同位素特征及其鉴别标志[J]. 中国科学(B 辑), 23(3) : 43 ~ 47 .

格里年科 B A, 格里年科 Л И, 赵瑞, 译. 1980. 硫同位素地球化学[M]. 北京 : 科学出版社. 260 页 .

金章东, 李福春, 卢新卫. 1999. 粘土矿物稳定同位素地球化学研究现状[J]. 地学工程进展, 16(1) : 1 ~ 4 .

秦明宽, 王正邦, 赵瑞全. 1998. 伊犁盆地 512 铀矿床粘土矿物特征与铀成矿作用[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 23(5) : 508 ~ 512 .

权志高, 李占双. 2002. 新疆十红滩砂岩型铀矿床基本特征及成因分析[J]. 地质论评, 48(4) : 430 ~ 436 .

王大锐. 2000. 油气稳定同位素地球化学[M]. 北京 : 石油工业出版社. 350 页 .

王恒纯. 1990. 同位素水文地质概论[M]. 北京 : 地质出版社. 256 页 .

王正邦. 2002. 国外地浸砂岩型铀矿地质发展现状与展望[J]. 铀矿地质, 18(1) : 9 ~ 21 .

向卫东. 1999. 吐哈盆地西南部层间氧化带型砂岩铀矿成矿条件与成矿规律 [博士论文] [D]. 指导教师 : 陈肇博. 北京 : 核工业北京地质研究院 .

徐步台, 邵益生. 1986. 浙江高岭土矿床中氢氧同位素的研究[J]. 地质科学, (1) : 90 ~ 96 .

徐步台, 黄建国. 1995. 浙江平山膨润土矿床成因的同位素地球化学证据[J]. 科技通报, 11(1) : 43 ~ 47 .

徐永昌, 刘文汇, 沈平. 2001. 含油气盆地油气同位素地球化学研究概述[J]. 沉积学报, 19(2) .

尹观. 1990. 同位素水文地球化学[M]. 成都 : 成都科技大学出版社. 289 页 .

Isotope Geochemistry of Shihongtan Interlayer Oxidized Zone Type Sandstone Uranium Deposit

Zhu Xiyang^{1,2}, Peng Xinjian³, Wang Yunliang¹, Zhang Chengjiang¹, Wang Zhichang¹,
Wang Jinping³ and Liu Jianhua²

(1 Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2 No.280 Research Institute of Nuclear Industry, Guanghan 618300, Sichuan, China; 3 Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China)

Abstract

This paper reports the analytical results of hydrogen and oxygen isotopes in groundwater and clay minerals, carbon and oxygen isotopes in calcite from calcareous sandstone, and lead and sulfur isotopes of pyrite and feldspar in ores of the Shihongtan deposits. On the basis of these analyses, their isotopic geochemical characteristics are systematically summarized. It is held that the interlayer water derived from atmospheric water formed the interlayer oxidized zones (IOZ) and resulted in uranium mineralization. The isotopic exchange between water and organic gas as well as strong evaporation and water-rock interactions controlled isotopic fractionation in groundwater and minerals. IOZ and uranium mineralization forming uranium deposits were the results of the long-term ground water-rock interaction at the normal temperature and pressure. The carbon and oxygen of calcite in calcareous sandstone and sulfur of pyrite are mainly of organic origin. The oil and gas derived from coal were also involved in the ore-forming process.

Key words: geochemistry, isotope, interlayer oxidized zone, sandstone type uranium deposit, Shihongtan, Xinjiang

<http://www.kcdz.ac.cn/>