

文章编号:0258-7106 (2006) 03-0302-10

# 新疆伊犁盆地 511 砂岩型铀矿床成矿作用机理研究\*

王正其<sup>1,2</sup>, 李子颖<sup>2</sup>, 管太阳<sup>1</sup>, 张国玉<sup>1</sup>

(1 东华理工学院, 江西 抚州 344000; 2 核工业北京地质研究院, 北京 100029)

**摘 要** 为探讨 511 铀矿床的形成机理,通过野外岩心观察和系统样品采集,结合室内化学分析、扫描电镜、电子探针等方法,详细研究了赋存于 V 旋回砂体的铀矿地质特征,对砂岩铀的成矿作用展开了初步讨论。认为 V 旋回层间氧化带可划分为氧化带、氧化-还原过渡带(包括褪色亚带和铀矿石亚带)和还原带;铀矿赋存在过渡带砂岩中,空间展布严格受层间氧化带控制;铀主要以显微浸染状铀矿物(沥青铀矿+铀石)形式散布于炭屑木质细胞腔内壁和砂岩碎屑颗粒的填隙物中,部分以吸附形式赋存于粘土矿物和炭屑;层间氧化带发育是含氧层间承压水与砂岩之间水岩作用的结果。伴随砂岩中有机质、 $S^{2-}$  和  $Fe^{2+}$  被氧化,形成的有机酸类、 $SO_4^{2-}$  和  $Fe^{3+}$  等组分部分迁移至过渡带沉淀,也是砂岩中铀元素活化迁移、沉淀富集,再活化、再富集的循环过程;层间氧化带及其砂岩成矿作用发生于表生环境,始于喜马拉雅早期(66 Ma),具有长期性和滚动式向前发展的特点;铀成矿可能与微生物细菌活动及其还原作用密切相关。

**关键词** 地质学;成矿作用;层间氧化带;微生物;砂岩铀矿;伊犁盆地;新疆

中图分类号 P619.14

文献标识码:A

## Geological characteristics and metallogenic mechanism of No. 511 sandstone-type uranium ore deposit in Yili basin, Xinjiang

WANG ZhengQi<sup>1,2</sup>, LI ZiYing<sup>2</sup>, GUAN TaiYang<sup>1</sup> and ZHANG GuoYu<sup>1</sup>

(1 East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, Jiangxi, China; 2 Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China)

### Abstract

The ore bodies of the No. 511 uranium deposit on the southern edge of Yili basin are mainly hosted in V-cycle sandstone of Lower to Middle Jurassic Shuixigou Group. The deposit is one of the recently-discovered large-size ISL-amenable sandstone-type uranium deposits in China. A detailed study of ore body geological characteristics and a tentative discussion on mineralization were conducted in this paper based on field work as well as such indoor analytical methods as chemical analysis, scanning electron microanalyzer (SEM) analysis and electron microprobe analysis. It is shown that the V-cycle interlayer oxidation zone can be divided into oxidized zone, redox zone and unoxidized zone. Ore bodies are hosted in sandstone of the redox zone, and their spatial distribution is strictly controlled by the interlayer oxidation zone. Uranium mainly occurs in pitchblende and coffinite which are mainly dispersed in the fossil wood cells and pelitic cement of sandstone detrital grains, and partly adsorbed by clay minerals or carbonaceous debris. The interlayer oxidation zone was formed in the process of water-rock reaction between oxygen-bearing interlayer water and sandstone. Uranium was activated, trans-

\* 本文由国家重点基础研究发展规划项目(973)(编号:2001CB0988)资助

第一作者简介 王正其,男,1964年生,副教授,现为在读博士研究生。E-mail: zhqwang@ecit.edu.cn。电话: 0794-8250720。

收稿日期 2005-11-03; 改回日期 2006-02-20。张绮玲编辑。

ferred, deposited and concentrated in the redox zone by the ore-forming fluids which contained oxidization components such as organic acids,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Fe}^{3+}$ . The development of the interlayer oxidation zone and the ore-forming process started in early Himalayan period(66 Ma) in a surficial environment. The ore-forming process was characterized by rolling and protracted development. Mineralization seems to have been closely related to the reducing function of microbial bacteria.

**Key words:** geology, mineralization characteristics, interlayer oxidation zone, microbial bacteria, sandstone-type uranium ore deposit, Yili basin, Xinjiang

可地浸砂岩型铀矿,因其矿体厚、铀储量规模大、含矿砂岩疏松、可地浸且开采成本低,受到世界各国的高度重视(张金带,2003;Dahlkamp,1993)。国外对此类矿床研究较早,相继在美国科罗拉多高原、怀俄明盆地和得克萨斯海岸平原,中亚地区的楚萨雷苏盆地、锡尔达林盆地和中央克兹库姆盆地等找到规模较大的砂岩型铀矿床。中国可地浸砂岩型铀矿找矿工作始于20世纪90年代初期,位于新疆伊犁盆地南缘的511砂岩型铀矿床即是中国最先发现的可地浸砂岩型铀矿床之一。研究表明,不同地区可地浸砂岩型铀矿床的成矿地质特征与成矿作用机理之间存在共性,也存在差异(Zhou et al.,2002;Hobday et al.,1999;Dahlkamp,1993)。通常认为砂岩铀矿成矿主要与无机质的氧化-还原作用相关,虽见关于有机质(多从有机炭角度)与砂岩铀成矿关系的探讨性文章(Xiang et al.,2002),却鲜见砂岩铀矿床中存在微生物活动及其与铀成矿作用密切相关的报道。生物有机质与金属成矿关系是当今世界成矿作用研究的热点之一(叶连俊,1998;陈远荣等,2002;金瞰昆等,2002;刘建民等,2000;Kiibek,1991)。511矿床属典型的层间氧化带砂岩型铀矿床,研究它的成矿地质特征,对研究和完善砂岩铀成矿作用机理及其成矿预测有重要的意义。本文旨在系统阐述511矿床V旋回砂岩铀矿的成矿地质特征基础上,对砂岩铀成矿作用机理进行初步探讨。

## 1 地质背景

伊犁盆地是一个在中天山与北天山之间石炭纪一二叠纪弧间裂隙槽基础上发展演化而成的陆相中新世代山间盆地,呈东窄西宽的楔形体,向西延伸进

入哈萨克斯坦共和国境内。基底由石炭系、二叠系陆相中酸性火山岩、火山碎屑岩和灰岩组成。在此基础上,盆地南缘先后经历了印支末期—燕山期—喜马拉雅期运动,其中印支末期表现为强烈的内陆拗陷,气候炎热;燕山早、中期以较为稳定的整体升降、准平原化为特征,气候温暖潮湿,接受含煤碎屑岩沉积;燕山末期气候变为干旱、炎热,一直延续到第四纪,接受红色碎屑岩沉积,形成的盖层具“三层”结构。盆地构造格局总体呈北强南弱、北陡南缓的不对称构造形态,南缘由南往北总体呈简单的构造单斜带(王正其,1998;李胜祥,2002;冯建辉,2000)。

511铀矿床位于南缘构造单斜带上。矿区地质构造简单,除南东边缘部位发育逆断层导致地层局部倒转外,总体而言,地层产状平缓,倾角 $3\sim 8^\circ$ ;矿区中部发育的北东向隐伏右行压扭性平移断层(图1),将西侧地层抬升,使得东、西两侧含矿含水层中承压水头高度存在差异<sup>①</sup>。矿区地表广泛被第四系覆盖。钻孔揭露到的盖层有中、下侏罗统水西沟群( $J_1-2sh$ )、上白垩统( $K_2$ )和第四系;含矿层水西沟群超覆不整合于基底之上,与上白垩统( $K_2$ )之间呈微角度不整合接触,总厚约293 m,为一套潮湿气候条件下冲积扇—辫状三角洲体系沉积的暗色含煤碎屑岩系,共发育12层煤(线),其中第五、六、八、十层煤发育稳定,常作为标志层;自下而上可划分为8个旋回,其中I—IV旋回为冲积扇扇根-扇中及扇平原辫状河体系沉积的灰色粗碎屑岩,上部VI—VIII旋回以水退型三角洲-河流相沉积为主。V旋回以辫状三角洲体系沉积为特征<sup>②</sup>,由一套含砾粗砂岩、中-粗砂岩、细砂岩、泥质粉砂岩、泥岩和煤岩组成,剖面上呈泥-砂-泥结构,砂体平均厚约18.8 m左右,富含层间承压水,水温 $12.5\sim 18^\circ\text{C}$ ,水头高度变化范围为14.3

① 王正其等. 2000. 伊犁盆地扎吉斯坦地段铀矿普查报告.

② 王正其等. 1998. 伊犁盆地扎吉斯坦地段层间氧化带控矿规律研究.

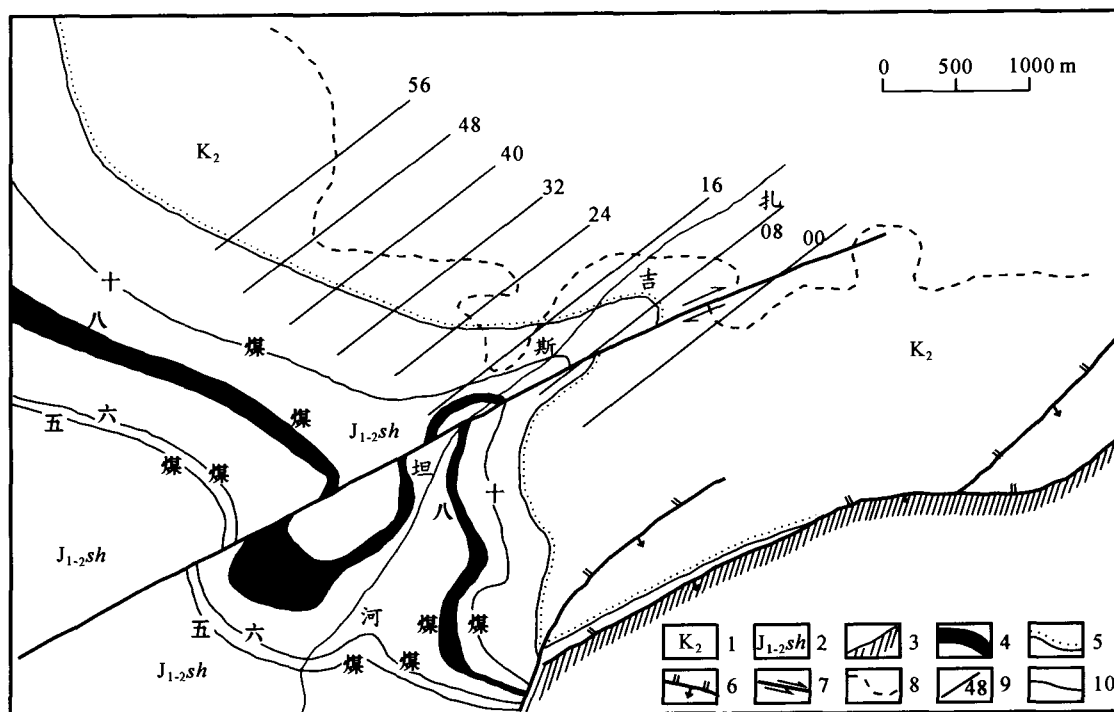


图1 511矿区地质略图(揭去第四系)(据王正其等,2000<sup>①</sup>;张国伟等,1999 修改)

1—上白垩统;2—中、下侏罗统水西沟群;3—前中生代地层;4—标志性煤层;5—煤层;6—不整合接触界线;7—逆断层;8—右行平移断层;  
9—V旋回层间氧化带前锋线;10—勘探线及编号

Fig. 1 Sketch geological map of the No. 511 ore district (without Quaternary)

1—Upper Cretaceous; 2—Middle-Lower Jurassic Shuixigou Group; 3—Pre-Mesozoic strata; 4—Major coal layer; 5—Coal Layer; 6—Unconformity;  
7—Reverse fault; 8—Strike-slip fault; 9—Front line of interlayer oxidation zone in cycle V; 10—Exploration line and its serial number

~49.5 m, 流动方向呈 NNE。补给水来自南部蚀源区基岩裂隙水和由南往北流经矿区的扎吉斯坦河水, 水中铀含量 6.5~26.0  $\mu\text{g/L}$ , 最高达 65.0  $\mu\text{g/L}$ , pH 为 7.73~8.16<sup>①</sup>。

喜马拉雅早期, 由于塔里木板块向北推移挤压, 致使南缘地壳上隆、盖层抬升变形并全面接受剥蚀, 导致水西沟群全面开启, 从而为(含铀)含游离氧地表水渗入补给含矿含水层、层间氧化带以及砂岩铀矿的形成奠定了基础。目前探明的 511 矿床工业砂岩铀矿体均赋存于水西沟群 V 旋回的砂体中, 该旋回也是本文的研究对象。

## 2 铀矿化地质特征

### 2.1 含矿砂体与赋矿主岩

V 旋回含矿砂体属辫状三角洲体系平原-前缘分流河道沉积。在三维空间上, 含矿砂体具有连续

性, 上、下受致密的、基本不透水、空间展布稳定的泥岩、泥质粉砂岩隔水层限制, 使其与其他含水层之间没有水力联系。砂体厚度多在 16~24 m 之间, 平均约 18.8 m; 岩性较为均匀, 往北出现 1~2 层厚约 0.5~2 m 不等的泥质透镜体。砂体富含层间承压水, 水温 12.5~18℃, 水头高度变化范围为 14.3~49.5 m (东高西低), 流动方向呈 NNE。

构成含矿砂体砂岩的颜色由南往北呈现出规律性的分带现象, 依次是紫红色、黄褐色, 黄色或浅黄色(氧化色), 白色, 深灰或暗灰色, 浅灰色(原生色), 据此层间氧化带划分为氧化带、过渡带和还原带(后述)。赋矿主岩主要为呈深灰或暗灰色的含砾粗、中粒砂岩, 少量中-细砂岩。岩性以(含砾)长石岩屑砂岩和(含砾)岩屑砂岩为主, 分别约占 50% 和 43%, 少量为长石石英砂岩和岩屑石英砂岩, 约占 7% 左右, 含炭化植物碎屑。以粗粒状结构为主, 粒径多为 0.25~0.8 mm, 分选性差; 次圆状一次棱角

① 王正其等. 2000. 伊犁盆地扎吉斯坦地段铀矿普查报告.

状,泥质胶结,疏松,松散-极松散的块状构造(提取岩芯呈“散砂”状);填隙物主要为杂基,约占14%;以孔隙式胶结为主,部分基底式和接触式胶结。与铀成矿同期的赋矿围岩蚀变简单,主要有粘土化(以高岭石化为主,其次是伊利石化、叶绿泥石化)、石英溶蚀及次生加大,可见黄铁矿化和少量褐铁矿化。黄铁矿化是指呈浸染状分布于炭屑木质细胞腔内或炭屑附近、具有生物成因特点的后生显微球粒结构黄铁矿(照片1,2),粒径大多为0.01~0.05 mm。

## 2.2 铀矿体形态与空间展布

经勘探线(间距为200 m)、钻孔(间距为100~50 m,局部加密至25 m)的控制,表明砂岩型铀矿体形态呈简单卷形、似卷形或多尾复杂卷形,严格赋存于V旋回砂体内,与地层产状基本一致。平面上呈近东西向带状延伸,与层间氧化带前锋线平面展布一致。铀矿带长约2.8 km,宽约100~600 m,东西两头较宽(48—56线和16—08线),中间较窄(24—40线);矿带埋深142.50~258.35 m,东深西浅。剖面上(图2),铀矿体产于氧化蚀变砂岩前锋线(氧化蚀变砂岩尖灭线)及上、下两翼外侧的过渡带砂岩中,其中卷形囊部矿体(前锋线外侧)宽约50~300 m,厚度最大,约6.1~13 m不等,构成砂岩铀矿体的主体;卷形翼部矿体宽约50~150 m,厚度几厘米至3.5 m不等。由此可见,砂岩铀矿体的赋存部位、形态及其空间展布严格受层间氧化带及其氧化-还原过渡带控制。

## 2.3 矿体铀含量变化特征

对048剖面砂岩铀矿体中铀含量分析发现,铀

高含量区分布在铀矿卷的凹侧,即靠近舌形氧化带尖灭部位或褪色带的暗灰色砂岩中,且由凹侧向矿卷的凸侧(矿卷尾部),铀含量显示出逐渐降低的趋势(图2),如位于矿卷凹侧的04807孔,铀矿体平均品位达0.1364%,位于尾部的04803孔,铀矿体品位仅为0.0129%。其他剖面矿体铀含量变化存在类似现象。这种现象说明铀的迁移富集与层间水的流动、层间氧化带发育过程密切相关,随含铀层间水进入氧化-还原过渡带,铀元素首先在褪色带或氧化带外侧附近的过渡带砂岩中沉淀富集,当铀富集程度达到或接近环境介质聚铀的饱和状态后,才向外侧砂岩聚集;同时随层间氧化带的逐渐向前推进,矿体中铀存在氧化迁移、沉淀富集、再活化、再富集的循环过程。该循环过程,导致砂岩铀矿体富铀程度逐步提高,规模逐渐扩大,并随层间氧化带的向前推进,砂岩铀矿体向前“滚动”推移。

## 2.4 铀赋存形式

采用下述2种方法研究511矿床砂岩铀矿石中铀的赋存形式:①矿石筛析分析,即将铀矿石样品磨碎至小于2 mm后,筛分成若干粒级,缩分出适量样品,采用X射线荧光光谱分析测定各粒级样品中铀的含量;②扫描电镜微区分析,目的是在分析铀主要富集的分布粒级基础上,结合扫描电镜微区分析确定铀的赋存体矿物(铀矿物或含铀矿物)。结果表明(表1),在细粒级组分(<0.15 mm粒级)中铀含量显著增高,且0.15~0.074 mm粒级中铀含量又高于粒级小于0.074 mm的粘土含量最高的水析物,据此推测铀可能主要以粒度小于0.15mm的

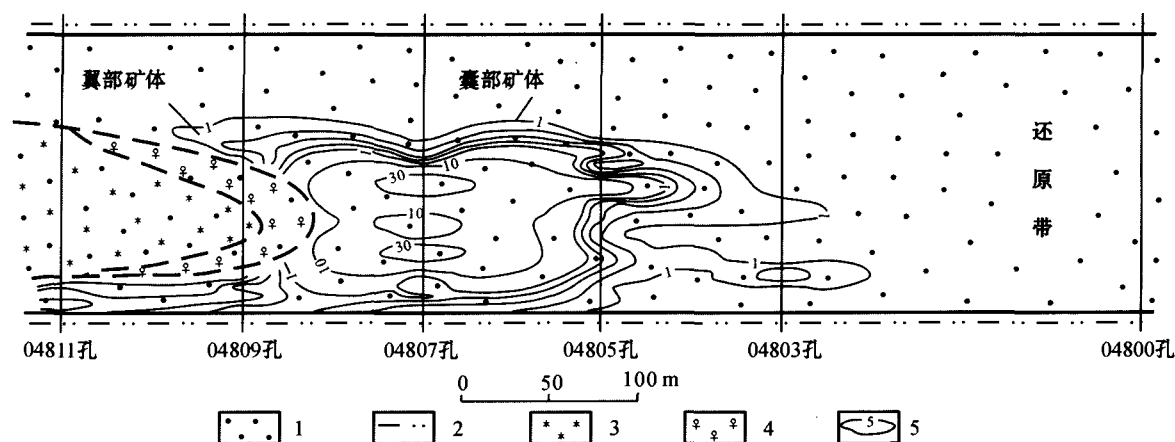


图2 048剖面V旋回卷型矿体铀含量等值图(据伽玛测井结果绘制)

1—V旋回砂岩;2—泥岩、泥质粉砂岩;3—氧化带;4—褪色带;5—矿体及铀等值线( $10^{-4}$ )

Fig. 2 Uranium contour diagram of the roll-shaped ore body in No. 048 section

1—Sandstone in cycle V; 2—Mudstone or argillaceous siltstone; 3—Oxidized zone; 4—Bleached zone; 5—Ore body and uranium contour line( $10^{-4}$ )

表 1 矿石样不同粒级中铀含量分析结果

Table 1 U concentrations in ore samples of different grain sizes

样品号	样品性质	$w_U/\%$	$w_U(\text{原样中})/\%$
K984-7A	矿石, 粒级 $>1\text{mm}$	0.8642	1.24
K984-7B	矿石, 粒级 $1\sim0.3\text{mm}$	0.4308	
K984-7C	矿石, 粒级 $0.3\sim0.15\text{mm}$	0.8071	
K984-7D	矿石, 粒级 $0.15\sim0.074\text{mm}$	1.52	
K984-7E	矿石水析物, 粒级 $<0.074$	1.21	0.0331
K984-2	矿石, 粒级 $<0.15\text{mm}$	0.37	
K984-3	矿石, 粒级 $<0.15\text{mm}$	0.37	
			0.2528

分析方法: X 射线荧光光谱分析结果; 分析者: 南京大学现代分析中心 X 荧光光谱室。

铀矿物形式存在。这种推测通过扫描电镜得到了证实, 铀矿物成分为沥青铀矿和铀石(表 2), 粒径基本呈小于  $10\ \mu\text{m}$ , 一般为  $2\sim5\ \mu\text{m}$ 。同时发现沥青铀矿和铀石常呈共生状态产出, 有 3 种产状: 其一是镜下见到最多的, 也是一种十分奇特的生成方式, 沥青铀矿和铀石共同呈薄膜状充填于木质细胞腔内壁(照片 3), 此种产状的铀矿物常交代细胞腔中显微球粒结构黄铁矿(照片 2); 其二是呈显微浸染状分布于炭屑附近的填隙物中(照片 4); 第三是呈显微浸染状分散于砂岩的填隙物中(照片 5), 有时交代星散状黄铁矿。综上所述, 砂岩矿石中铀主要以沥青铀矿和铀石形式, 呈显微浸染状散布于炭屑木质细胞腔内壁和砂岩碎屑颗粒的填隙物中, 与黄铁矿(包括成岩成因和后生成因)关系密切; 部分铀以吸附形式赋存于粘土矿物和炭屑中。

### 3 层间氧化带分带特征

511 矿床 V 旋回层间氧化带位于 V 旋回砂体的中下部粒度较粗或渗透性较好的砂岩中。前已述及, V 旋回砂体砂岩颜色由南往北呈现规律性分带现象, 依据砂岩颜色色调、特征矿物及相关地球化学特征, 层间氧化带可划分为氧化带、氧化-还原过渡带和还原带, 其中过渡带可进一步划分为褪色亚带和铀矿石亚带(表 3)。

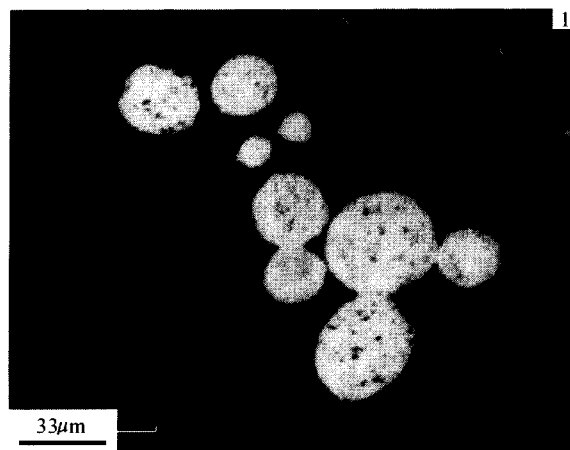
氧化带可进一步划分出强氧化亚带、中等氧化亚带和弱氧化亚带, 主要区别在于氧化强度、特征蚀变矿物组成以及由此造成的氧化砂岩色调差异, 随氧化强度增强, 特征矿物逐渐由褐铁矿过渡为水针铁矿、赤铁矿, 砂岩色调也由浅黄色, 依次变为黄色、黄褐色或紫红色。氧化砂岩中黄铁矿基本消失。长石晶屑和含长石岩屑强烈粘土化, 粘土矿物以高岭石为主, 其次是绿泥石、伊利石、蒙脱石。由南往北氧化砂岩厚度逐渐变薄, 并趋于尖灭(图 2), 前锋线(氧化带尖灭线)在平面上呈蛇曲状近东西向延伸, 氧化带宽度为  $2\ 100\sim3\ 200\ \text{m}$ (图 1)。

褪色亚带通常较窄, 宽度一般为几米至几十厘米, 局部地段不发育。野外发现, 通常褪色亚带发育地段, 砂岩铀矿体规模大, 铀品位也高。褪色亚带砂岩呈现特征性白色或浅白色, 在 SEM 下观察发现, 黄铁矿与微量褐铁矿共生, 长石乃至黑云母、绿泥石

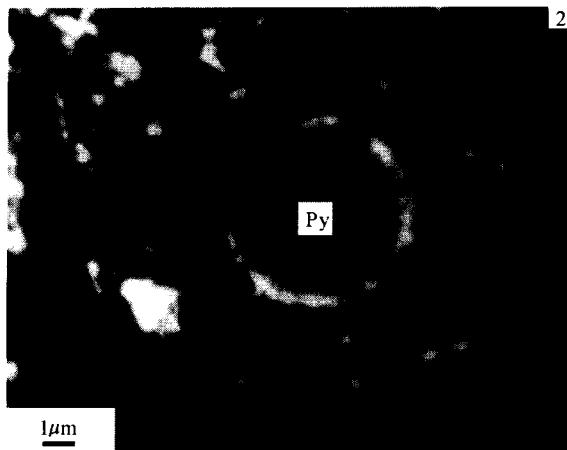
表 2 铀矿物化学成分的扫描电镜 X 射线能谱分析结果[ $w(\text{B})/\%$ ]Table 2 Analytical results of U mineral composition by SEM X ray energy spectra[ $w(\text{B})/\%$ ]

	K984-7			W-01			W-52	
	沥青铀矿	沥青铀矿	铀石	沥青铀矿	铀石	铀石	沥青铀矿	铀石
UO <sub>2</sub>	81.03	78.21	72.80	84.54	75.43	68.25	79.05	67.56
SiO <sub>2</sub>	12.70	10.59	21.34	6.22	20.61	22.34	11.16	18.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.46	7.34	2.43	2.38	1.88	3.63	7.72	3.08
CaO	2.81	3.86	1.27	6.86	0.48	2.35	2.07	2.03
8.58			2.16		1.60	3.43		
	K984-3				K984-2			
	沥青铀矿	沥青铀矿	铀石	铀石	沥青铀矿	沥青铀矿	铀石	铀石
UO <sub>2</sub>	78.35	80.71	73.25	66.78	82.60	72.66	68.73	69.25
SiO <sub>2</sub>	11.92	13.47	20.40	21.37	9.65	15.11	20.34	23.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.53	2.08	0.87	1.50	1.57	11.36	1.56	3.40
CaO	1.20	3.74	0.47	3.53	6.18	0.87	2.66	0.35
S			5.01	6.82			6.71	3.32

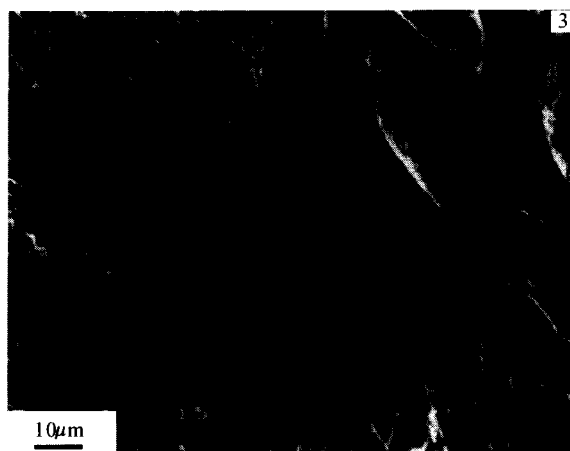
注: 元素成分已换算成氧化物形式。分析者: 南京大学现代分析中心透射电镜室。扫描电镜有关参数: 日本产 X650 型电镜(带 X 射线能谱仪); 工作加速电压  $20\text{kV}$ , 检出角  $30^\circ$ , 背景点 1:  $3.0\text{keV}$ , 背景点 2:  $14.0\text{keV}$ 。



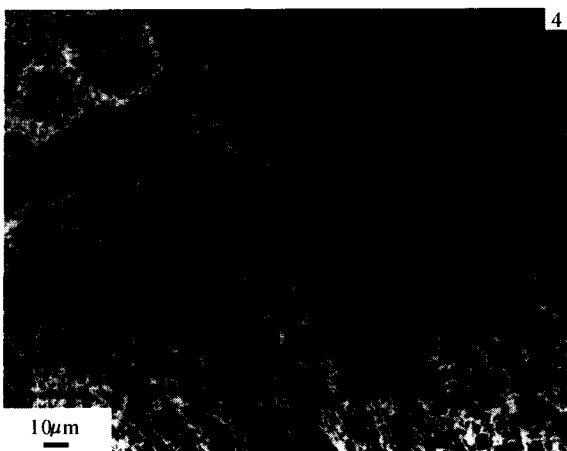
照片1 含矿砂岩中显微球粒结构黄铁矿(白色)



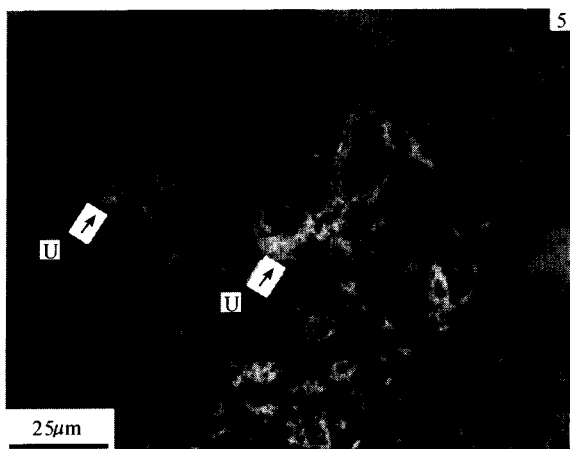
照片2 沥青铀矿(白色)沿边缘交代炭屑木质细胞腔内的显微球粒结构黄铁矿(Py), 电子探针X射线背散射像



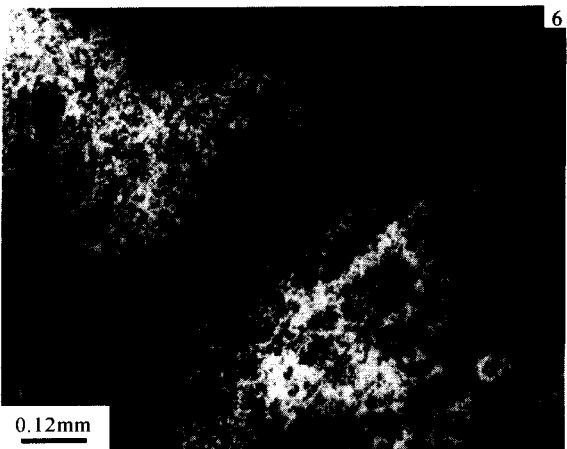
照片3 沥青铀矿+铀石(白色)呈薄膜状充填于木质细胞腔及内壁, 电子探针X射线背散射像



照片4 显微粒状沥青铀矿+铀石(白色)浸染于炭屑木质细胞腔内及炭屑附近砂岩充填物中, 电子探针X射线二次成像



照片5 显微浸染状沥青铀矿+铀石(U, 箭头处)密集堆积于矿化砂岩的炭屑物附近充填物中



照片6 含矿砂岩中结核状黄铁矿(白色)

表 3 V 旋回层间氧化带不同分带特征

Table 3 Zonation features of interlayer oxidation zone of Cycle V in No. 511 ore deposit

	氧化带			过渡带		还原带
	强亚带	中亚带	弱亚带	褪色亚带	铀矿石亚带	
砂岩色调	紫红色、黄褐色	黄色	浅黄色	白色	暗灰色、深灰色	灰白色
特征矿物	赤铁矿, 针铁矿	水针铁矿	褐铁矿	黄铁矿(含成岩及后生)与褐铁矿共生	黄铁矿(含成岩及后生)与褐铁矿共生	黄铁矿(成岩)
特征蚀变	赤铁矿化	针铁矿化	褐铁矿化	高岭石化	后生黄铁矿化点状褐铁矿化	
填隙物	泥质杂基, 铁染	泥质杂基, 铁染	泥质杂基, 铁染	泥质杂基, 见黄铁矿微晶	泥质杂基, 见黄铁矿微晶	泥质杂基
相关参数*						
$C_{\text{有}}/\%$		0.046(22)		0.101(3)	0.47(33)	0.31(97)
$S/\%$		0.07(15)		0.04(4)	0.24(38)	0.20(78)
$\text{Fe}^{2+}/\%$		0.08(17)		0.41(4)	0.57(32)	0.30(44)
$\text{Fe}^{3+}/\%$		0.97(17)		0.34(4)	0.51(32)	0.60(44)
$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$		11.33(17)		0.67(4)	0.92(32)	2.17(44)
$U/10^{-6}$		5.33(24)			铀矿石	11.55(118)
Th/U		1.28(24)			0.06(25)	0.64(118)

\* 注: U、Th 为核工业 216 大队分析, 其余由地矿部新疆石油地质局测试中心分析, 括号内为样品数。

的高岭石化十分发育。高岭石呈自形、半自形六方板状。伊利石、蒙脱石在该带十分罕见, 这与在其他分带的常见现象形成较鲜明对比。伊利石和蒙脱石通常在偏碱性介质环境存在, 据此可推断褪色带介质主要呈酸性。褪色带的形成原因可能是有机质、黄铁矿等氧化作用析出  $\text{H}^+$  使环境介质酸化, 以及三价铁还原细菌活动导致砂岩中  $\text{Fe}^{3+}$  被还原成  $\text{Fe}^{2+}$  (Anderson et al., 2002),  $\text{Fe}^{3+}$  含量(0.34%)降低所致(闵茂中等, 2003)。

铀矿石亚带砂岩颜色呈深灰或暗灰色, 富含黄铁矿(局部被氧化成褐铁矿)和炭屑。根据黄铁矿产出特征, 可区分出成岩自生成因和后生成因两种类型, 前者黄铁矿呈结核状分布于砂岩的填隙物中(照片 6), 后者多呈显微球粒结构, 粒径大多 0.01~0.05 mm, 呈浸染状分布于炭屑木质细胞腔内或炭屑附近(照片 1, 2)。未见脉状黄铁矿。

还原带空间上位于过渡带, 即铀矿石亚带外侧, 是指未受后生蚀变改造的成矿围岩。砂岩颜色较过渡带的浅, 呈浅灰色; 几乎不出现褐铁矿, 可见结核状黄铁矿(成岩自生)、炭屑物等, 但含量低于过渡带砂岩, 高于其他分带。未见长石的粘土化现象。

相关地球化学参数分析结果表明(表 3), 不同分带砂岩中  $C_{\text{有}}$ 、 $S$ 、 $\text{Fe}^{2+}$  含量变化特征具有相似性, 即由氧化带至过渡带、还原带, 上述组分含量总体呈递增趋势, 但铀矿石亚带中  $C_{\text{有}}$ 、 $S$ 、 $\text{Fe}^{2+}$  含量略高于还原带;  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比值变化总体呈降低的趋势, 铀矿石亚带砂岩中  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比值要略低于还原带, 褪

色亚带最低。研究也表明, 铀矿石亚带中  $C_{\text{有}}$ 、 $S$  含量的变化系数(分别为 84.8%、154.2%)显著大于氧化带(45.7%、24.2%)和还原带(77.4%、25.0%)。结合各分带砂岩中  $U$  含量、 $\text{Th}/U$  比值变化特点, 对 511 矿床 V 旋回砂体层间氧化作用特点分析如下:

(1) 层间氧化作用是含氧层间水与围岩之间发生的系列水岩反应的综合, 包括长石、绿泥石的水解(粘土化); 黄铁矿在内的含铁矿物中  $\text{Fe}^{2+}$  逐渐被氧化成  $\text{Fe}^{3+}$  (褐铁矿); 有机物质逐渐被氧化、分解以及  $S$  元素的活化迁移等。该过程伴随沉积或成岩过程初始富集于砂岩中的铀活化迁移, 于过渡带(矿石亚带)重新沉淀富集。还原带与氧化带砂岩中平均铀含量存在较大反差, 说明砂体本身原始铀量可构成 511 矿床铀成矿的重要来源。

(2) 由  $C_{\text{有}}$ 、 $S$  含量及变化系数特点认为, 原生沉积砂体富含有机物及  $S$ , 且分布相对较均匀; 矿石亚带砂岩中含量变化系数明显变大, 是该两种组分随层间水迁移, 并于矿石亚带局部富集所致。 $C_{\text{有}}$  含量增高与有机质和游离氧反应, 部分形成诸如腐植酸之类有机胶体 (Anderson et al., 2002), 并随层间水迁移至矿石亚带局部凝聚沉淀有关;  $S$  则主要以  $\text{SO}_4^{2-}$  迁移, 在矿石亚带被还原并以显微球粒结构状黄铁矿形式固定。

(3) 铀矿石亚带  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比值较还原带略低,  $\text{Fe}^{2+}$  含量略高, 与镜下观察发现过渡带砂岩中除存在成岩自生黄铁矿外, 还存在后生显微球粒结构黄铁矿是相互吻合的。显微球粒结构黄铁矿的形成显

然与层间氧化带发育有关。

(4)褪色亚带通常认为与有机质析出  $H^+$  致使环境介质酸化,同时  $Fe^{3+}$  被还原成  $Fe^{2+}$  有关。推测该还原作用与三价铁还原细菌活动相关。换句话说,如果有机质高,微生物发育,则  $Fe^{3+}$  被还原成  $Fe^{2+}$  的可能性越大,褪色带就越发育,而有机质、黄铁矿等与铀成矿密切相关,这或许就是褪色带通常与铀矿化呈正相关的原因所在。

## 4 铀成矿作用讨论

### 4.1 成矿温度

由于砂岩铀矿石中铀矿物粒径一般为  $2 \sim 5 \mu m$ ,难以挑选单矿物。为此,结合前述对铀存在形式的认识,假设矿石中的铀全部组成沥青铀矿,可根据矿石中六价铀和四价铀的原始分析数据,计算沥青铀矿的含氧系数。计算结果表明(表 4),含氧系数为  $2.676 \sim 2.807$ ,与我国沉积-淋积型铀矿床中铀矿物含氧系数相近(闵茂中等,1992)。结合层间氧化作用特点及现今层间水温度( $12.5 \sim 18^\circ C$ ),推断 511 矿床砂岩铀矿体形成于常温条件。

### 4.2 成矿时代

由于矿石中铀矿物颗粒主要呈显微粒状,为此对矿样(样品号)进行手工敲碎、过筛,取小于  $0.15 mm$  粒级样(人为富集铀的过程)测定全岩 U-Pb 年龄(表 5),结果为  $(11.7 \pm 0.3) Ma$ 。

秦明宽(1997)对矿床氧化砂岩和铀矿石分别进行了全岩 U-Pb 年龄测定,得到 5 组年龄数据,依次为  $66 Ma$ 、 $51 \sim 30 Ma$ 、 $25 \sim 15 Ma$ 、 $12 \sim 2 Ma$  和  $2 \sim 0.7 Ma$ ,前 3 组数据为层间氧化带氧化砂岩蚀变年龄,后 2 组数据为铀矿石年龄。两次矿石年龄测定结果基本吻合,据此认为 511 矿床砂岩铀成矿作用最早可追索到约  $66 Ma$ ,印证了铀成矿是一个长期的、渐进的过程,现今铀矿体是层间氧化带长期发育、矿体循环再造富集、“滚动”向前推移的结果。

### 4.3 成矿作用机理

潮湿气候条件下,辫状三角洲平原—前缘环境中沉积形成的中下侏罗统水西沟群 V 旋回砂体,在原始沉积或成岩过程富集了一定含量的有机物、黄铁矿等还原剂,且能够富集一定程度的铀含量(王正其等,2004)。喜马拉雅早期(约  $66 Ma$ ),由于塔里木板块向北推移挤压,致使南缘地壳上隆、盖层抬升形变并全面接受剥蚀,导致水西沟群全面开启露出地表,地表(含铀)含氧水得以不断渗入含矿含水层(V 旋回砂体),拉开层间氧化带发育以及砂岩铀成矿作用的序幕。

511 矿床铀成矿作用发生于常温条件,铀源主要来自砂体沉积或成岩过程本身预富集铀(不排除地表补给含氧水中携带的铀)。铀成矿作用随层间氧化作用的发育而发生,砂岩铀矿体是 V 旋回砂体层间氧化带发育的结果与产物,其过程可表述为:层间氧化作用是(含铀)含氧层间承压水与原生还原状态

表 4 铀矿石中四价、六价铀含量分析与含氧系数计算结果

Table 4 Analytical results of  $U^{4+}$  and  $U^{6+}$  concentrations and oxygenous coefficients in uranium ore

样品号	$w(B)/10^{-6}$				分子系数比		化学式	含氧系数
	$U^{4+}$	$U^{6+}$	$UO_2$	$UO_3$	$UO_2$	$UO_3$		
w-01	2770	5990	3140	7200	12	25	$12 UO_2 \cdot 25 UO_3$	2.676
w-52	25.2	110	28.6	132	11	46	$11 UO_2 \cdot 46 UO_3$	2.807
K984-7	5240	12200	5940	14660	22	51	$22 UO_2 \cdot 51 UO_3$	2.699
K984-3	870	2090	990	2510	37	88	$37 UO_2 \cdot 88 UO_3$	2.704
K984-2	120	310	136	373	50	131	$50 UO_2 \cdot 131 UO_3$	2.724

分析单位:核工业北京地质研究院分析中心。

表 5 矿石全岩 U-Pb 年龄测定结果

Table 5 Whole rock U-Pb isotopic age determination results of uranium ore from No.511 deposit

样品号	$w(B)/\%$						$t/Ma$	
	U	Pb	$^{204}Pb$	$^{206}Pb$	$^{207}Pb$	$^{208}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$
K984-7	2.71	0.01	$0.567 \pm 0.002$	$65.965 \pm 0.004$	$12.278 \pm 0.003$	$22.021 \pm 0.004$	$11.7 \pm 0.3$	$15.8 \pm 0.4$

分析单位:核工业北京地质研究院分析中心。原样  $U = 1.24\%$ ,分选富集后的送检样  $U = 2.71\%$ 。



砂岩发生一系列复杂的水岩反应(氧化-还原反应)过程,结果是氧化带砂岩中含铁矿物的  $\text{Fe}^{2+}$  逐渐被氧化成  $\text{Fe}^{3+}$  (褐铁矿、针铁矿或赤铁矿),低价态 S (如黄铁矿、 $\text{H}_2\text{S}$ ) 被氧化成  $\text{SO}_4^{2-}$ , 有机物逐渐被氧化、分解,部分形成有机酸(可能为腐植酸类胶体,带负电荷)(Andersn et al., 2002), 初始富集于砂岩中的铀由四价转变为六价,致使上述组分活化并随层间水迁移;同时伴随砂岩中长石、绿泥石等发生水解作用——粘土化,层间水中游离氧逐渐被消耗,氧化带前缘砂岩环境酸化( $\text{FeS}_2$  氧化释放  $\text{H}^+$ , pH 下降)、 $E_h$  明显下降;当游离氧几乎被消耗殆尽的层间水进入到前缘富含有机炭、黄铁矿等还原剂的过渡带砂岩时,由于介质环境 pH、 $E_h$  改变,或因还原反应、或因酸碱中和反应,其中携带的六价态 S 被还原固定(黄铁矿、 $\text{H}_2\text{S}$  等形式)、有机酸胶体凝聚沉淀,随层间水迁移而来的铀部分被炭屑或粘土矿物吸附,大部分被重新还原成四价铀形成沥青铀矿或铀石而沉淀聚集成矿。上述过程随含游离氧地表水不断渗入补给,层间承压水在砂体中渗流,层间氧化-还原反应循环往复、持续进行,使层间氧化带不断向前延伸,与之相对应,铀元素也经历活化迁移、沉淀富集,再活化迁移、再沉淀富集的循环过程,砂岩铀矿体随之向前推移,矿化强度也逐渐提高。

推测 511 矿床砂岩铀成矿过程存在生物成矿作用现象。所谓生物成矿作用是指生物有机体、藻菌、显微霉菌或生物的衍生物的吸附、吸收、还原、沉淀铀元素使之富集成矿的现象(叶连俊, 1998)。直接依据是显微粒状铀矿物-沥青铀矿或铀石富集于砂岩中植物炭屑的细胞腔内,存在显微球粒结构黄铁矿,可见较多的沥青铀矿以交代形式赋存于显微球粒结构黄铁矿的表层。实验表明(Anderson et al., 2002; Lovley et al., 1991; 1992; 1993), 在无氧环境下三价铁还原细菌和硫酸盐还原细菌(如 *Shewanella putrefaciens*, *Desulfovibrio-catalysed*, *Alteromonas putrefaciens*, *Desulfuromonas acetoxidans*, *Geobacter metallireducens* 和 *Desulfotomaculum reducens* 等)能够滋生、生存,它们对 U(六价)具有很强的吸收、还原固定作用(刘建民等, 2000; Kiiibek, 1991)。而且,当成矿流体中四价铀浓度较低时,硫化物对六价铀的无机还原能力是非常弱的,此时四价铀的还原主要依赖于三价铁还原细菌和硫酸盐还原细菌的有机还原作用(金瞰昆, 2002; Anderson et al., 1998; Lovley et al., 1991)。过渡带砂岩中 S 含量与有机炭含

量存在的增高现象,而矿石中铀与有机炭组分含量的相关系数却甚低( $R=0.057, n=41$ ),以及氧化带与铀矿石亚带之间存在褪色亚带等。前者说明矿石亚带砂岩中存在有氧化带迁移而来的  $\text{SO}_4^{2-}$  和有机酸(腐植酸类),此类组分的积聚对营造三价铁还原细菌和硫酸盐还原细菌的滋生与生存环境是有利的(金瞰昆, 2002; Anderson et al., 2002); 铀的还原过程,微生物还原细菌作为电子提供体遭受氧化是导致矿石中铀与有机炭组分相关系数低的原因。后者则反映三价铁还原细菌活动致砂岩中  $\text{Fe}^{3+}$  被还原成  $\text{Fe}^{2+}$  的结果(岩石褪色)。

## 5 结论

(1) 511 矿床形成于表生环境常温条件。层间氧化带发育过程是层间承压水与砂岩之间水岩反应,砂岩中有机质(包括炭质植物碎屑)、 $\text{S}^{2-}$  和  $\text{Fe}^{2+}$  被氧化,形成的有机酸类、 $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{Fe}^{3+}$  等组分部分迁移至过渡带沉淀固定,也是砂岩中铀元素活化迁移、沉淀富集,再活化、再富集的循环过程。铀成矿作用约始于喜马拉雅早期(66Ma),具有长期性和滚动式向前发展的特点。

(2) 砂岩铀矿体发育于氧化带或褪色亚带外缘的氧化-还原过渡带(矿石亚带)砂岩中,空间展布严格受层间氧化带控制,属典型层间氧化带型砂岩型铀矿床;铀主要以铀矿物(沥青铀矿+铀石)形式,呈显微浸染状散布于矿石炭屑木质细胞腔内壁和砂岩碎屑颗粒的填隙物中,部分铀以吸附形式赋存于粘土矿物和炭屑中。

(3) 511 矿床层间氧化带及其砂岩铀成矿不仅仅是一系列无机氧化-还原反应的产物,同时可能存在生物成矿作用现象。层间氧化带是砂岩铀成矿的前提,而微生物细菌的活动以及砂岩本身的有机质、黄铁矿等是导致铀富集成矿的重要条件。

## References

- Anderson R F, Fleisher M Q and LeHuray A P. 1998. Concentration, oxidation state, particulate flux of uranium in the Black Sea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2 205~2 213.
- Anderson R T and Lovley D R. 2002. Interactions of microorganisms with radiocliides[J]. Elsevier Science Ltd., 205~215.
- Chen Y R, Jia G X and Dai T G. 2002. The role of organic material in metallic mineralization and its application in metal exploration[J]. *Geology in China*, 29(3): 257~262 (in Chinese with English ab-

- stract).
- Dahlkamp F J. 1993. Uranium ore deposits[M]. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 250~318.
- Feng J H and Jiang Z X. 2000. Study on sequence stratigraphy and sedimentary petrology in Yili basin [M]. Beijing: University of Petroleum Press. 22~58(in Chinese).
- Hobday D K and Galloway W E. 1999. Groundwater processes and sedimentary uranium deposits[J]. Hydrogeology Journal, 7:127~138.
- Jin K K, Du Z C and Li S F. 2002. The Study Progress in Organic Metallogenesis in Europe[J]. Advance in Earth Sciences, 17(5): 787~788(in Chinese).
- Kiibek B. 1991. Metallogeny, structural, lithological time controls of ore deposition in anoxic environments[J]. Mineralium Deposita, 26(1): 122~131.
- Liu J M, Ye J, Liu J J, Tan J and Zhu H P. 2000. On ore-forming effect of organic compounds in basin fluids[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 19(3): 141~146 (in Chinese with English abstract).
- Li S X, Chen D S and Cai Y Q. 2002. Geologic evolution and uranium metallogenic regularity of Yili Basin [A]. Sandstone-type uranium deposits in China: Geology and exploration techniques[C]. Beijing: Atomic Energy Press. 145~152(in Chinese).
- Lovley D R, Phillips E J P, Gorby Y A and Landa E R. 1991. Microbial reduction of uranium[J]. Nature, 350:413~416.
- Lovley D R and Phillips E J P. 1992. Reduction of Uranium by Desulfovibrio desulfuricans[J]. Applied and Environmental Microbiology, 58(3): 850~856.
- Lovley D R, Roden E E, Phillips E J P and Woodward J C. 1993. Enzymatic iron and uranium reduction by sulfate reducing bacteria[J]. Marine Geology, 113:41~53.
- Ming M Z and Zhang F S. 1992. Introduction to genetic uranium mineralogy[M]. Beijing: Atomic Energy Press. 78~101(in Chinese).
- Ming M Z, Wang R C, Bian L Z, Zhang F S, Peng X J, Wang J P, Li P F, Yin L and Zhang G H. 2003. Microbial metallogenesis in interlayer oxidation zone sandstone-type uranium ore deposits[J]. Progress in Natural Science, 13(2): 164~167(in Chinese).
- Qin M K. 2003. Genesis and localization model of sandstone uranium deposit of in-situ leachable interlayered oxidation zone type in the Southern margin of Yili basin, Xinjiang[D]. Beijing: Beijing Research Institute of Uranium Geology. 104~107(in Chinese).
- Wang Z Q. 1998. Characteristics of interlayer oxidation zone and sandstone-type uranium mineralization in Zhajistan area, southern border of Yili basin, Xinjiang[D]. Supervisor: Rao M H. Jiangxi: The East China Institute of Technology. 6~8 (in Chinese with English abstract).
- Wang Z Q, Cao S L, Hu B Q and Guan T Y. 2004. Recent surficial uranium metallogeny of Prairie Flats deposit and its significance to the exploration of sandstone-type uranium deposits[J]. World Nuclear Geoscience, 21(1): 9~14 (in Chinese with English abstract).
- Xiang W D, Chen Z B, Chen Z Y and Yin J S. 2002. Study on relationship organic matter and sandstone-type uranium mineralization[A]. Sandstone-type uranium deposits in China: Geology and exploration techniques[C]. Beijing: Atomic Energy Press. 145~152(in Chinese with English abstract).
- Ye L J. 1998. Biomineralization and its geologic background[M]. Beijing: Ocean Press. 385p(in Chinese).
- Zhang J D. 2003. Some consideration on current uranium geologic work [J]. Uranium Geology, 19(6): 321~325 (in Chinese with English abstract).
- Zhou W X, Chen Z Y and Li J H. 2002. ISL-amenable sandstone-type uranium deposit: Global aspects and recent development in China[A]. Sandstone-type Uranium Deposits in China: geology and Exploration Techniques[C]. Beijing: Atomic Energy Press. 1~23 (in Chinese with English abstract).
- Zhang G W, Li S Z, Teng Z H, Jing H L, Li W, Huang X X and Wu Y H. 1999. Structural feature and evolution of Yili basin, Xinjiang [J]. Earth Science Frontiers, 6(4): 203~213 (in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

- 陈远荣, 贾国相, 戴塔根. 2002. 论有机质与金属成矿和勘查[J]. 中国地质, 29(3): 257~262.
- 冯建辉, 姜在兴. 2000. 伊犁盆地层序地层学及沉积学研究[M]. 北京: 石油大学出版社. 22~58.
- 金瞰昆, 杜振川, 李世峰. 2002. 欧洲有机质成矿作用研究进展[J]. 地球科学进展, 17(5): 787~788.
- 刘建民, 叶杰, 刘家军, 谭骏, 朱和平. 2000. 盆地流体中有机组分的成矿效应[J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(3): 141~146.
- 闵茂中, 张富生. 1992. 成因铀矿物学概论[M]. 北京: 原子能出版社. 78~101.
- 闵茂中, 王汝成, 边立曾, 张富生, 彭新建, 王金平, 李朋富, 尹琳, 张光辉. 2003. 层间氧化带砂岩型铀矿中的生物成矿作用[J]. 自然科学进展, 13(2): 164~167.
- 秦明宽. 1997. 新疆伊犁盆地南缘可地浸层间氧化带型砂岩铀矿床成因及定位模式(博士论文)[D]. 核工业北京地质研究院. 104~107.
- 王正其. 1998. 新疆伊犁盆地南缘扎吉斯坦地区层间氧化带型砂岩铀成矿地质特征[D]. 导师: 饶明辉. 江西: 东华理工学院. 6~8.
- 王正其, 曹双林, 胡宝群, 管太阳. 2004. 帕莉莱矿床现代表生铀成矿作用及其对砂岩铀矿找矿工作的启示[J]. 世界核地质科学, 21(1): 9~14.
- 叶连俊. 1998. 生物有机质成矿作用和成矿背景[M]. 北京: 海洋出版社. 385 页.
- 张金带. 2003. 关于当前铀矿地质工作的几点思考[J]. 铀矿地质, 19(6): 321~325.
- 张国伟, 李三忠, 刘俊霞, 滕志宏, 金海龙, 李伟, 黄先雄, 吴亚红. 1999. 新疆伊犁盆地的构造特征与形成演化[J]. 地学前缘, 6(4): 203~213.