

鄂尔多斯盆地砂岩型铀成矿中两种流体系统相互作用

——地球化学证据和流体动力学模拟*

薛春纪¹ 池国祥² 薛伟¹

(1 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;

2 加拿大里贾纳大学地质系, 萨斯卡切温 里贾纳 S4S 0A2)

摘要 鄂尔多斯盆地内的铀矿床多产在盆地的边部, 并主要以侏罗系直罗组砂岩为主岩, 铀矿体与从红色到绿-绿灰色、从氧化向还原过渡带中的热液蚀变密切相关。与铀矿化有关的后生矿物内流体包裹体研究曾得出 60~180℃ 指示埋藏或热液环境的均一温度。铀矿化共生方解石和高岭石的 C、H、O 同位素组成研究表明, 热液方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 -14.0‰~2.7‰, 铀成矿流体的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 分别是 -130‰~-94‰和 -9.1‰~-4.8‰, C 和 H 同位素组成指示出大量 C 和 H 来自烃类的氧化。盆地内流体流动的数值模拟表明, 在侏罗纪-白垩纪盆地边缘相对抬升和盆地内地层轻微变倾过程中, 发育出 2 种流体流动系统, 即渗出流和渗入流。渗出流系统受盆地上覆沉积压实作用产生的超压驱动, 起源于盆地下部, 从盆地中心下部流向盆地边缘浅部; 渗入流系统受重力驱动, 从盆地边缘向下流向盆地中心。笔者认为铀矿化的定位与这 2 种流体系统的混合过程密切相关, 从侏罗系-白垩系渗滤出来的 U^{6+} 被渗入的雨水流体搬运, 当与渗出的富烃盆地流体相遇时, 烃类将 U^{6+} 还原为 U^{4+} , 并在 2 种流体系统的过渡带铀矿物沉淀。2 种流体系统间过渡带的位置受地形起伏大小控制。在白垩纪末期(65 Ma), 假设从盆地中央到边缘的起伏为 350 m, 则 2 种流体系统的过渡带定位于上侏罗统(铀矿化地层); 在晚期因超压逐渐消失引起地形小起伏情况下, 过渡带也能发育在这个层位。2 种流体流动系统的过渡带能够较长时期的保持在同一个层位, 因此, 白垩纪之后地形起伏的变小和超压的消失相结合, 是铀成矿十分有利的条件。

关键词 地球化学 砂岩型铀矿 C、H、O 同位素 流体流动模拟 流体系统 鄂尔多斯盆地

中图分类号 P619.14 文献标志码 A

Interaction of two fluid systems in formation of sandstone-type uranium deposits in Ordos Basin: Geochemical evidence and hydrodynamic modeling

XUE Chunji¹, CHI Guoxiang² and XUE Wei¹

(1 State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Faculty of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Department of Geology, University of Regina, Regina, Saskatchewan S4S 0A2, Canada)

Abstract

The Ordos Basin is one of the top oil, gas and coal producers in China and is increasingly recognized as an important uranium mineralization province. Uranium deposits occur near the margin of the basin and are mainly hosted in sandstones of the Jurassic Zhiluo Formation. The ore bodies are associated with alterations that indicate a transition from oxidizing to reducing conditions, accompanied by a change of color from red to green and grey. Previous studies of fluid inclusions in epigenetic minerals associated with

* 本文得到国家自然科学基金(40772061、40472054、40272050) 国家自然科学基金重点基金(40930423) 高等学校学科创新引智计划(B07011) 长江学者和创新团队发展计划(IRT0755) 国家重点基础研究发展计划(2003CB214606) 加拿大发明基金的联合资助

第一作者简介 薛春纪, 男, 1962年生, 教授, 博士生导师, 矿床学、矿产普查与勘探专业。Email: chunji.xue@cugb.edu.cn

收稿日期 2009-10-09; 改回日期 2009-12-01。李德先编辑。

uranium mineralization yielded homogenization temperatures from 60 to 180°C, indicating either deep-burial or hydrothermal rather than early diagenetic environments. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$, and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ of the fluids related to mineralization, inferred from the C-H-O isotopes of calcite and kaolinite associated with mineralization, range from -14.0‰ to -2.7‰ , -130‰ to -94‰ and -9.1‰ to 8.8‰ , respectively. The C and H isotope compositions indicate that significant proportions of the carbon and hydrogen in the mineralizing fluids were derived from oxidation of hydrocarbons. Numerical modeling of fluid flow in the basin indicates that two fluid flow systems were developed in the Jurassic and Cretaceous time when the margins of the basin were relatively uplifted and the strata of the basin were gently inclined. The upper flow system was driven by gravity in relation to topographic relief and the flow direction was downward and from basin margin towards basin center. The lower flow system was driven by overpressures related to sediment compaction and the flow was upward and from basin center towards basin margins. The authors hold that the location of uranium mineralization is associated with the mixing of the two fluid flow systems: Uranium was leached from the Cretaceous and Jurassic strata and carried by the descending meteoric fluids, and was reduced from U^{6+} to U^{4+} by hydrocarbons carried by the ascending basinal fluids and precipitated at the interface of the two fluid systems. The location of the interface between the two flow systems is dependent on the magnitude of the topographic relief. At the end of the Cretaceous sedimentation (65 Ma), the interface was located in the Upper Jurassic (the main stratigraphic interval of uranium mineralization) if the topographic relief was 350 m from the basin center to margin. Such an interface location can also be reached for a lower topographic relief at a later time due to gradual dissipation of the overpressures. Thus, a combination of decreasing topographic relief and dissipation of overpressures after the Cretaceous sedimentation was favorable for mineralization because the interface of the two fluid flow systems could be maintained in the same stratigraphic interval for a prolonged period of time.

Key words: geochemistry, sandstone-hosted uranium deposits, C, H and O isotopes, numerical modeling of fluid flow, fluid system, Ordos Basin

鄂尔多斯盆地是在古生代沉积岩系基础上发展起来的中-新生代陆内盆地,其古生界以华北克拉通前寒武系为基底。面积约 $25 \times 104 \text{ km}^2$ 的鄂尔多斯盆地是中国油气和煤最重要的产区之一,而作为铀成矿省的重要性也不断显现(魏永佩等, 2004; 邓军等, 2005; 陈刚等, 2005)。近年来,在盆地的东部已经发现若干铀矿床。其中,东胜铀矿位于盆地的东北部,铀矿化产于中生界砂岩中,矿体呈板状。尽管该矿床产于现代地表以下仅几百米的深度,但地质学、岩相学和流体包裹体研究指出,铀矿化温度在 $60 \sim 180^\circ\text{C}$ (李荣西等, 2006; 凌明星, 2007), 指示其形成环境不是早成岩环境。

鄂尔多斯盆地铀矿化与有机质或油气的关系已倍受关注(张如良, 2004; 冯乔等, 2006; Li et al., 2006; 彭云彪等, 2007; Cai et al., 2007; 薛春纪等, 2008; Xue et al., 2009; 薛伟等, 2009; Yang et al., 2009), 通常认为氧化含铀流体遇到还原剂时发生铀矿化(肖新建等, 2004; 陈宏斌等, 2006)。但是,铀矿化为什么优先定位在一定的层位(如侏罗系直罗组),铀矿化与含铀流体流动及烃类运移的关系等问题并没有明晰的回答,正确认识这些问题也是铀矿勘查的关键。本文首先总结了铀矿床地质特征,然后报道了指示氧化与还原流体混合导致铀矿化的地球化学研究,最后利用 Basin2TM 软件进行了数值模拟,以阐明与铀矿化相关的流体系统和铀矿体定位机理。

1 地质背景

鄂尔多斯盆地位于内蒙古-大兴安岭海西期造山带与祁

连-秦岭印支期造山带之间,呈 NNE 走向的矩形,东侧是山西地块,西侧为阿拉善地块(图 1a),是在华北陆块基础上,于中生代发生、发展起来的,但不同于克拉通盆地,鄂尔多斯盆地内部相对稳定,边缘构造活动明显。

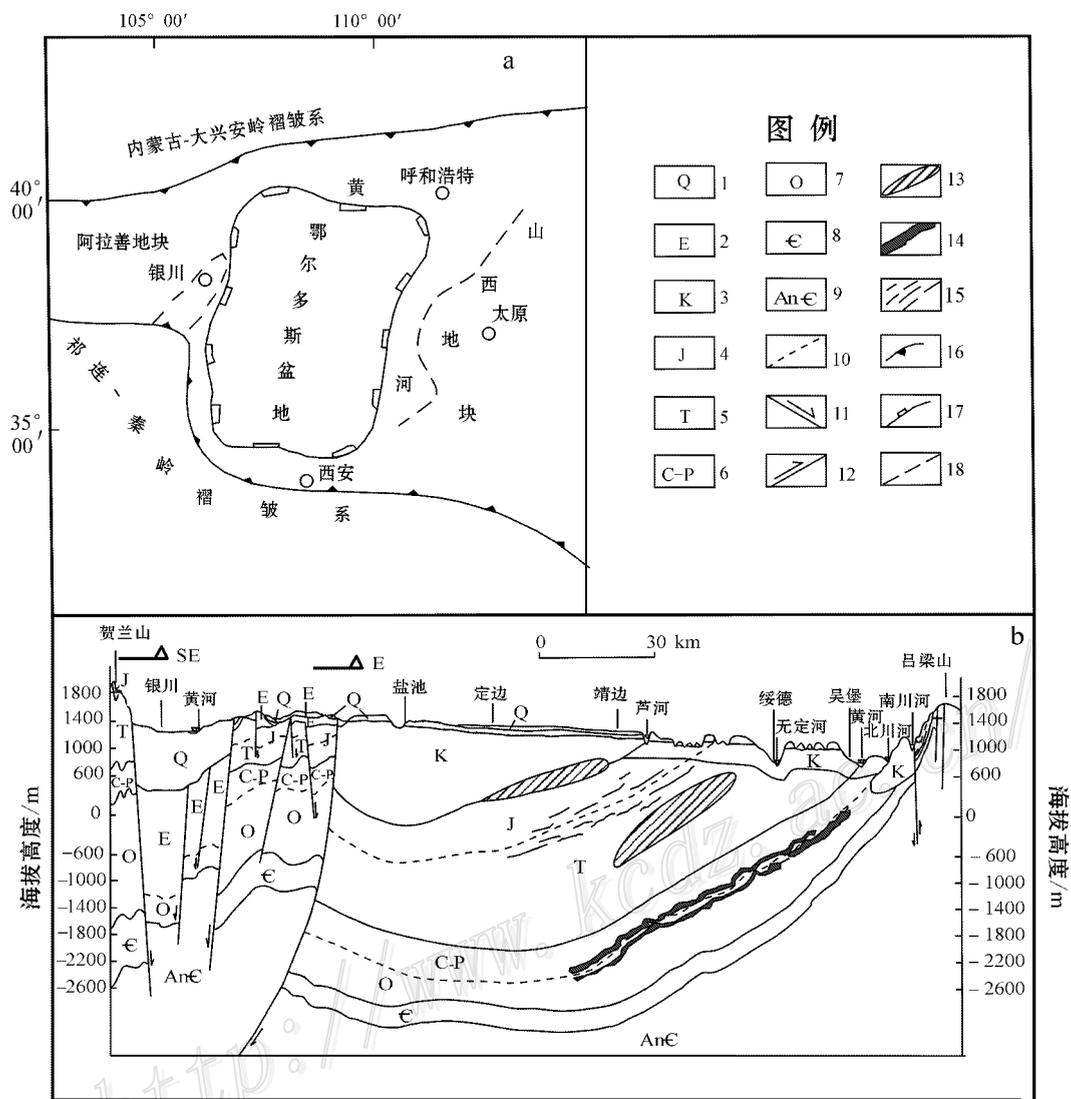
中生代盆地于古生界沉积岩之上,是华北陆块的组成部分,其下为前寒武纪结晶基底。烃类油气藏在古生界和中生界均有发现(邓军等, 2005; 图 1b)。古生界包括寒武系-奥陶系的海相碳酸盐岩和泥岩,石炭系海陆交互相含煤沉积和二叠系河流湖泊相含煤建造,志留系-泥盆系缺失。上、下古生界中均发现烃源岩,大规模天然气可能在侏罗纪-白垩纪生成(任战利, 1996)。

从三叠纪开始,鄂尔多斯盆地发育为相对独立演化的陆内盆地,接受三叠纪、侏罗纪和白垩纪河流湖泊相沉积。三叠系从下到上为刘家沟组、和尚沟组、纸坊组及延长组,与下伏二叠系连续沉积,侏罗系与下伏三叠系不整合接触,从下到上依次是富县组、延安组、直罗组、安定组和芬芳河组;下白垩统志丹群与下伏侏罗系不整合接触,从下到上包括宜君组、洛河组、华池组、罗汉洞组和泾川组。中生界在岩性上包括多种砂岩和页岩。

在鄂尔多斯盆地的形成、演化中,盆地中部相当稳定,中生界多水平岩层或 $1 \sim 3^\circ$ 的倾角,但盆地的边缘因燕山运动而发生明显的褶皱和断裂。整个盆地表现出东部抬升,西部相对下陷的整体构造特征。

2 铀矿化地质和地球化学特征

鄂尔多斯盆地内已发现多处铀矿床和矿点,它们较集中分



图例

- Q 1
- E 2
- K 3
- J 4
- T 5
- C-P 6
- O 7
- € 8
- An€ 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18

图 1 鄂尔多斯盆地区域构造位置(a)和东西方向构造-沉积地质及能源矿产层位模型图(b) (据薛春纪等 2008)
 1—第四系;2—古近系;3—白垩系;4—侏罗系;5—三叠系;6—石炭系-二叠系;7—奥陶系;8—寒武系;9—前寒武系;10—不整合面;
 11—正断层;12—逆断层;13—铀矿化层位;14—天然气藏;15—油藏;16—板块缝合带;17—鄂尔多斯盆地边界;18—断块构造

Fig. 1 Tectonic location(a) and structural-sedimentary model section in EW-direction and energy-resource strata(b) of the Ordos Basin(after Xue et al., 2008)

- 1—Quaternary 2—Tertiary 3—Cretaceous; 4—Jurassic; 5—Triassic; 6—Carboniferous-Permian; 7—Ordovician; 8—Cambrian;
- 9—Precambrian; 10—Unconformity; 11—Normal fault; 12—Reverse fault; 13—Uranium mineralization horizon; 14—Gas reservoir;
- 15—Oil reservoir; 16—Plate boundary; 17—Boundary of Ordos Basin; 18—Block structure

布在盆地边缘地区。铀矿化主要出现在砂岩中(个别矿点可在碳质页岩中出现),铀矿体呈板状。赋矿地层包括三叠系刘家沟组、和尚沟组、纸坊组及延长组,侏罗系延安组、直罗组、安定组,白垩系华池组和涇川组,其中侏罗系直罗组为最重要的容矿层位。对东胜地区 15 个含铀矿物样品的 U-Pb 等时线法测定的铀成矿时代范围较宽,可分为 4 组:177~149 Ma,124~107 Ma,85~74 Ma 和 20~8 Ma(夏毓亮等 2003;刘汉彬等,2007),晚白垩世(85~74 Ma)是主要成矿时代(47%的样品)。

铀矿化主要形成铀矿物,部分被有机质和粘土矿物吸附。水硅铀矿是主要铀矿物,呈几到几十微米的微细粒状,可见胶状构造,与黄铁矿、方解石、高岭石、伊利石和沥青共生。铀矿化与主岩的蚀变作用关系密切,表现为容矿岩层显著的颜色变化(图 2)。绿色蚀变岩中的蚀变矿物主要包括绿泥石、伊利石、绢云母、高岭石、石英的次生加大边、方解石等(图 3)。方解石交代碎屑石英和长石的现象多见(图 3a、3b),黑云母碎屑常被绿泥石交代(图 3a),高岭石呈围绕条纹长石的反应边(图 3c)。

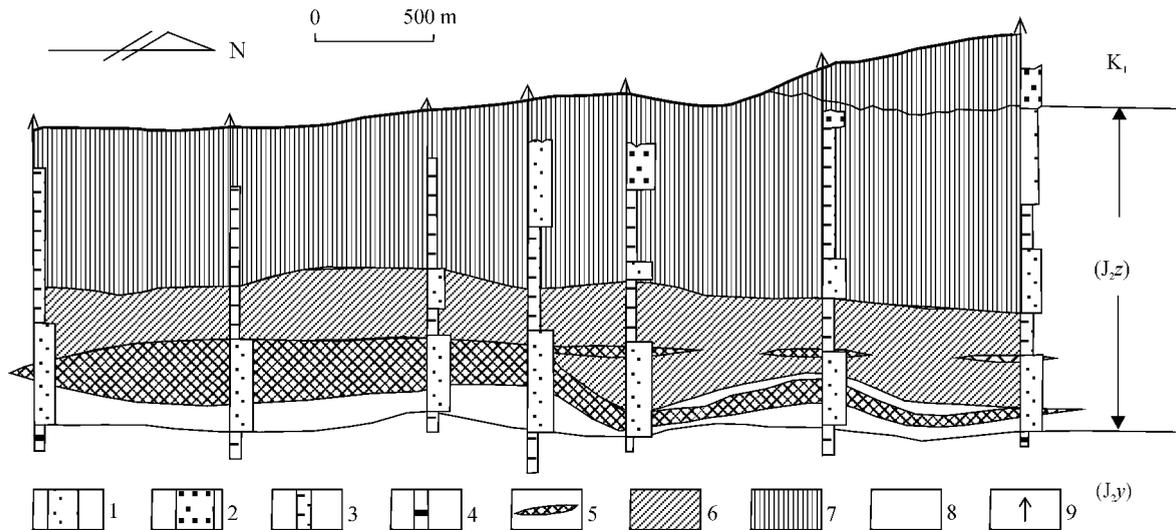


图 2 东胜铀矿床钻孔剖面图(据陈宏彬等 2006 修改)

1—砂岩;2—砾岩;3—泥岩、粉砂岩;4—煤;5—铀矿化;6—绿色蚀变岩;7—紫红色蚀变岩;8—灰色蚀变岩;9—钻孔位置

Fig. 2 Geological cross section of the Dongsheng uranium deposit (modified after Chen et al., 2006)

1—Sandstone; 2—Conglomerate; 3—Mudstone, siltstone; 4—Coal; 5—Uranium mineralization; 6—Green altered rock; 7—Purplish red altered rock; 8—Gray altered rock; 9—Borehole location

对 7 件方解石样品进行了 C、O 同位素组成分析,对 5 件高岭石样品进行了 O、H 同位素分析。实验分析工作在中国地质科学院矿产资源研究所同位素地质开放实验室完成。C、O 同位素分析的精度为 $\pm 0.2\%$,H 同位素分析的精度为 $\pm 2\%$ 。分析结果见表 1 和表 2。方解石的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 为 -14.0% ~ -2.7% (表 1) 明显低于海相碳酸盐岩中方解石的相应值。方解石中流体包裹体的均一温度为 $58 \sim 176\text{ }^\circ\text{C}$ (肖新建等, 2004)。以这个测温结果为依据,分别利用方解石、高岭石的 O 同位素分馏方程(Zheng, 1993; 1999)和高岭石的 H 同位素分馏方程(Lambert et al., 1980)计算了热液矿化蚀变母液相应的同位素组成。从方解石 O 同位素组成计算的 $\delta^{18}O_{\text{水 } J\text{-SMOW}}$ 为 -5.8% ~ 8.8% (有一个偏离较大的数值为 13.4%) (表 1),从

表 1 方解石碳、氧同位素以及计算的初始流体氧同位素组成

Table 1 C and O isotopes of calcites and calculated O isotopes of parent fluids

样品编号	$\delta^{13}C_{V-PDB}/\%$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\%$	$\delta^{18}O_{\text{水 } J\text{-SMOW}}/\%$
SS-2	-2.7	18.4	-5.8~7.2
A139/35-06	-10.4	18.4	-5.8~7.2
A139/35-07	-11.1	20.0	-4.2~8.8
A139/35-08	-12.3	19.7	-4.5~8.5
A95/11-09	-9.1	24.6	0.4~13.4
A95/11-10	-14.0	18.6	-5.6~7.4
A7/0-05	-10.4	18.7	-5.5~7.4

注 初始流体 O 同位素的计算依据流体包裹体的均一温度 $58 \sim 176\text{ }^\circ\text{C}$ (据肖新建等 2004)和方解石 O 同位素分馏方程据(Zheng, 1999)。

表 2 高岭石氢、氧同位素以及计算的初始流体氢、氧同位素组成

Table 2 H and O isotopes of kaolinite and calculated H and O isotopes of parent fluids

样品编号	$\delta D_{V-SMOW}/\%$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\%$	$\delta^{18}O_{\text{水 } J\text{-SMOW}}/\%$	$\delta D_{\text{水 } J\text{-SMOW}}/\%$
A183/79-12	-133	13.2	-8.5~4.2	-130~-111
A95/11-08	-120	13.7	-8.0~4.7	-117~-98
A7/0-03	-127	13.8	-7.9~4.8	-124~-105
A139/35-03	-116	12.6	-9.1~3.6	-113~-94
A139/35-08	-120	13.5	-8.2~4.5	-117~-98

注:初始流体 H、O 同位素的计算依据流体包裹体的均一温度 $58 \sim 176\text{ }^\circ\text{C}$ (据肖新建等, 2004),高岭石 O 同位素分馏方程据 Zheng, 1993, H 同位素分馏方程据 Lambert et al., 1980。

4.8% $\delta D_{\text{水 } J\text{-SMOW}}$ 为 -130% ~ -94% (表 2)。铀矿化蚀变流体的 O、H 同位素组成明显不同于岩浆流体和变质流体(图 4), 相对于鄂尔多斯地区现代大气降水($\delta^{18}O_{V-SMOW} = -7.4\%$, $\delta D_{V-SMOW} = -49.6\%$, Yang et al., 2009), H 有更加明显的消耗。

3 流体流动数值模拟和流体系统

Basin2TM 软件的设计以盆地构造-沉积地质过程为基础,以达西定律为依据,已广泛应用于稳定盆地沉积演化中流体产生和流动的动力学的模拟,有关理论基础和设计原理见 Bethke 等(1993),本文不再赘述。鄂尔多斯盆地构造-沉积演化中的盆地流体流动过程用 Basin2TM 实现模拟,物理模型以盆地沉积模型剖面(图 1b)为基础,盆地地层从下向上划分

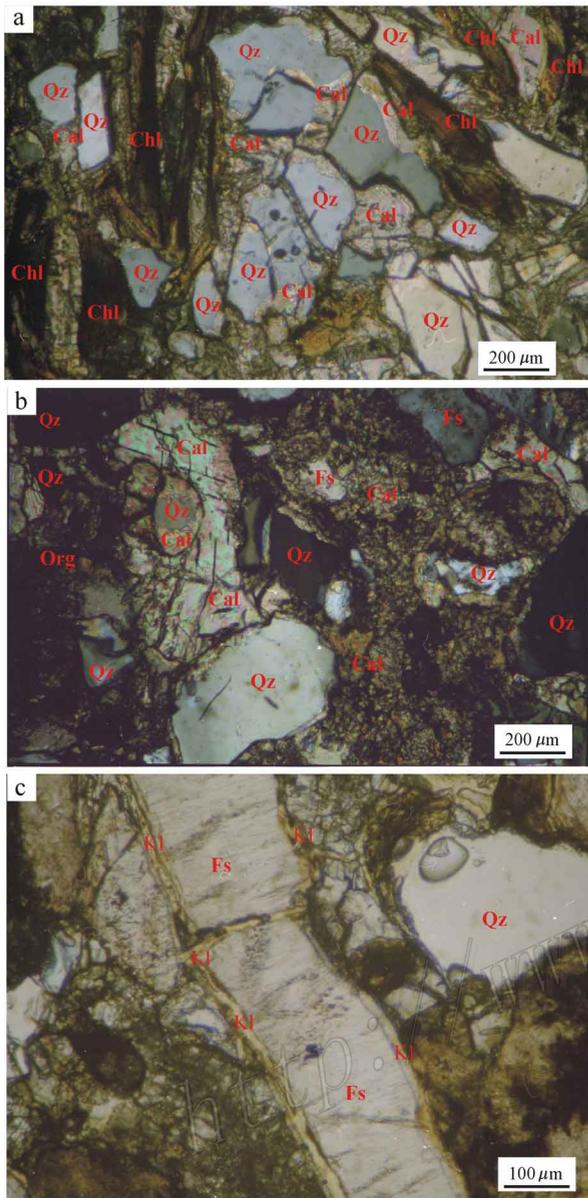


图3 东胜铀矿床共生蚀变岩岩相学显微照片

a. 绿泥石交代黑云母、方解石交代碎屑石英; b. 方解石交代碎屑石英、有机质; c. 高岭石围绕长石反应边。矿物代号:

Qz—石英; Fs—长石; Cal—方解石; Kl—高岭石; Chl—绿泥石;
Org—有机物质

Fig. 3 Microphotographs of alterations associated with uranium mineralization in the Dongsheng ore deposit

a. Chlorite replacing biotite and calcite replacing detrital quartz;

b. Calcite replacing detrital quartz and organic matter; c. Kaolinite forming reaction rims around feldspar grains. Qz—Quartz; Fs—Feldspar;
Cal—Calcite; Kl—Kaolinite; Chl—Chlorite; Org—Organic matter

为寒武系、奥陶系、石炭系-二叠系、三叠系、侏罗系和白垩系等单元, 古生界作为盆地沉积的组成部分而不作为基底, 盆地中心选择在白垩系沉积厚度最大处, 盆地东缘设置在吕梁山附近。白垩系之上增加因剥蚀损失的 1 340 m 岩层厚度

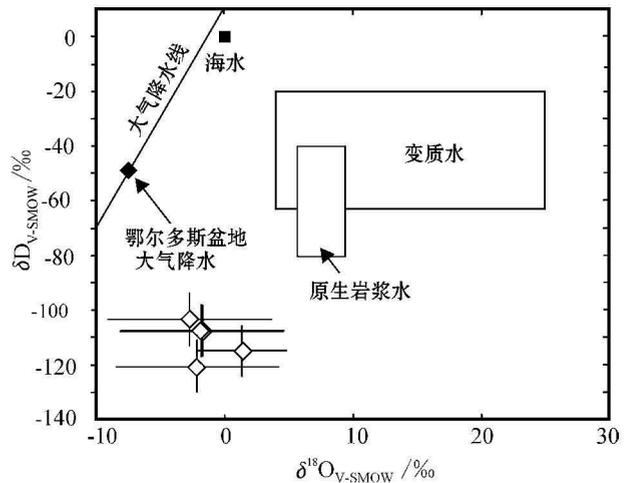


图4 高岭石化流体 δD - $\delta^{18}O$ 同位素组成图(Taylor, 1997; Yang et al., 2009)

Fig. 4 δD - $\delta^{18}O$ diagram showing the composition of the fluids associated with kaolinitization (after Taylor, 1997; Yang et al., 2009)

(任战利等, 2006)。数值模拟中各个沉积单元的岩性、时间间隔、厚度列在表3中。沉积间断用厚度 1 m 的沉积代表。模拟时设盆地流体流动封闭于盆地左右和底部, 向地表开放。依据对鄂尔多斯盆地 $3.1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 地热梯度的估计(任战利等, 2006), 模拟中设盆地底部存在 $56.28\text{ mW}/\text{m}^2$ 的热流密度。因为中生代鄂尔多斯盆地东部相对抬升, 西部相对沉降, 侏罗纪和白垩纪沉积期的地形起伏按照 0、140、350 和 700 m 分别进行模拟, 以揭示盆地流体流动中重力驱动流的作用。砂岩、页岩和灰岩的孔隙度、渗透率等参数采用 Basin2TM 提供的数据(Bethke et al., 1993)。

假设没有地形起伏, 流体流动模拟结果显示, 在鄂尔多斯盆地整个演化历史中, 流体向上向盆地边部流动, 奥陶纪末(440 Ma)、三叠纪末(205 Ma)、侏罗纪末(145 Ma)和白垩纪末(65 Ma)的盆地流体流动模型见图5。流体的流动由与沉积压实有关的超压(图5中的颜色比例尺)驱动。等温线近水平, 平行于地表地形线, 通常反映流体的流动十分缓慢, 正常地热梯度没有明显扰动。盆地边部侏罗纪地层的温度大致为 $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

假设侏罗纪和白垩纪沉积期的地形起伏为 140 m(模型中 中、西边界间的高差), 模拟结果显示, 在侏罗纪末流体主体向西流动(图6a), 在白垩纪末发展出 2 个流体系统(图6b)。上部(渗入)流体流动系统受地形起伏控制, 向西部流动; 而下部(渗出)流体流动系统受与沉积物压实有关的超压驱动, 向上向盆地东部流动。2 个流体流动系统的分界面(过渡带)位于白垩纪沉积的下部(图6b)。等温线仍保持了在压实模型中的情况(图5d)。

地形起伏增大时, 盆地流体流动的整体样式, 即 2 个流体流动系统并存的情形没有改变。但是, 2 个流体系统的分界面(过渡带)逼迫下移到更低的层位。在地形起伏设置为 350 m

表 3 鄂尔多斯盆地流体数值模拟岩性、时间间隔以及厚度数据

Table 3 Lithology, time interval and thickness of hydrogeological units of the Ordos Basin as used in the numerical mode

沉积单元	岩性(含量)	时间间隔 /Ma	距盆地中心不同距离的厚度/m														
			0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
K	砂岩(40%) + 灰岩(5%) + 页岩(55%)	145~65	3000	2900	2800	2700	2600	2500	2400	2300	2200	2100	2000	1900	1800	1700	1600
J	砂岩(50%) + 灰岩(5%) + 页岩(45%)	200~145	583	591	724	770	705	674	585	555	538	521	469	427	384	341	299
沉积间断	砂岩(30%) + 灰岩(5%) + 页岩(65%)	205~200	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
T	砂岩(30%) + 灰岩(5%) + 页岩(65%)	245~205	1086	1284	1459	1580	1680	1690	1563	1482	1521	1435	1280	1109	939	768	597
C-P	砂岩(20%) + 灰岩(5%) + 页岩(75%)	360~245	561	550	504	493	472	495	308	410	429	421	478	370	306	247	188
沉积间断	灰岩(95%) + 页岩(5%)	440~360	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
O	灰岩(95%) + 页岩(5%)	520~440	524	316	312	378	469	561	735	731	747	696	671	494	381	265	145
€	灰岩(95%) + 页岩(5%)	556~520	317	329	329	322	329	322	285	300	303	271	270	232	214	172	128

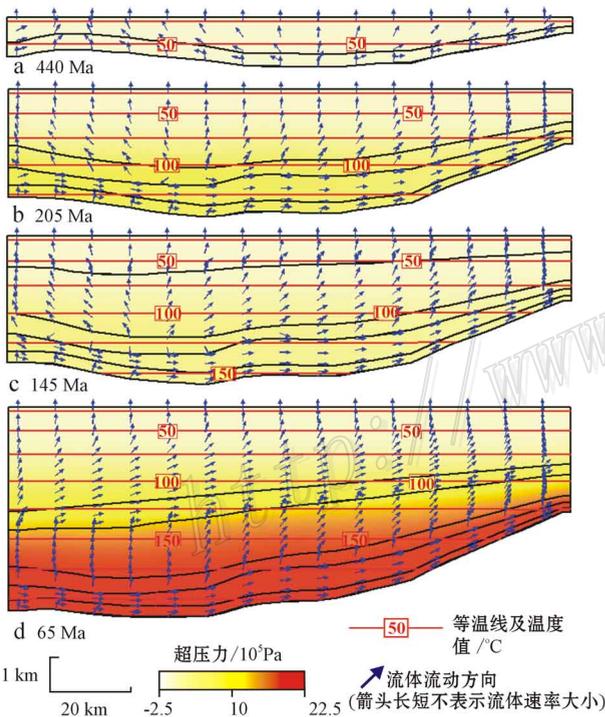


图 5 鄂尔多斯盆地流体流动模型、流体超压力、等温线和地形起伏 0 m 在 440 Ma (a)、205 Ma (b)、145 Ma (c) 和 65 Ma (d) 的模拟结果

Fig. 5 Modeling results showing fluid flow patterns, fluid overpressures, isotherms and topographic relief of 0 m at 440 Ma (a), 205 Ma (b), 145 Ma (c), and 65 Ma (d) in the Ordos Basin

时,2个流体系统的分界面位于白垩系与侏罗系的界线附近(图7b),当地形起伏为700 m时,2个流体系统的分界面位于侏罗系与三叠系的界线附近(图8b)。在侏罗纪末,整个盆地

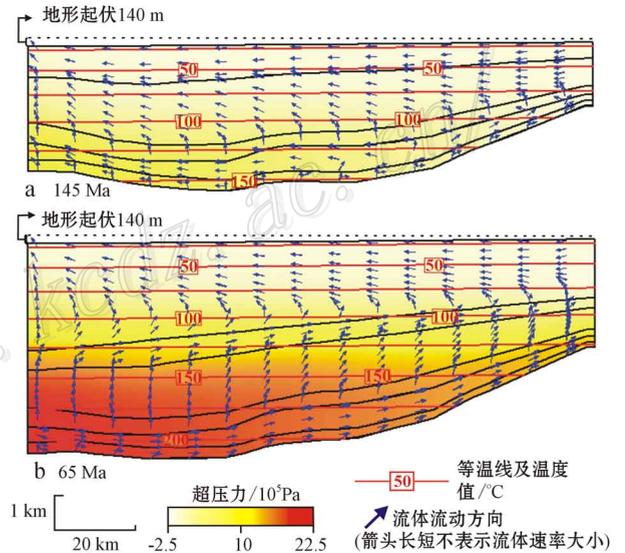


图 6 鄂尔多斯盆地流体流动模型、流体超压力、等温线和地形起伏 140 m 在 145 Ma (a) 和 65 Ma (b) 的模拟结果
Fig. 6 Modeling results showing fluid flow patterns, fluid overpressures, isotherms and topographic relief of 140 m at 145 Ma (a) and 65 Ma (b) in the Ordos Basin

流体表现为重力驱动的渗入流体(图7a和图8a)。

模拟表明,沉积中止对盆地流体流动式样及其变化的影响与地形起伏加大的效果相似,例如按照140 m的地形起伏模拟,65 Ma时重力驱动的渗入流体与压实驱动的渗出流体的分界面位于白垩系下部(图6b),到60 Ma时,2个流体流动系统分界面的位置下降到侏罗系(图9a)。这种变化与没有后续沉积物堆积所引起的超压力消失有关。在同样的模拟中,25 Ma时,整个鄂尔多斯盆地流体几乎全部表现为重力驱动的渗入流体(图9b)。

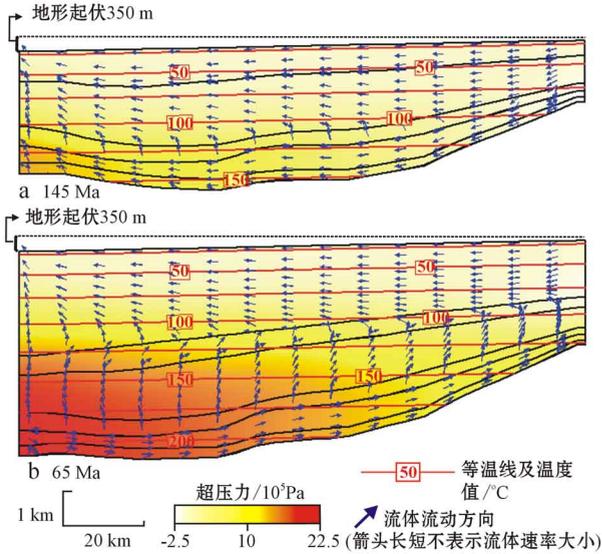


图7 鄂尔多斯盆地流体流动模型、流体超压力、等温线和地形起伏350 m在145 Ma (a) 和65 Ma (b) 的模拟结果

Fig. 7 Modeling results showing fluid flow patterns, fluid overpressures, isotherms and topographic relief of 350 m at 145 Ma (a) and 65 Ma (b) in the Ordos Basin

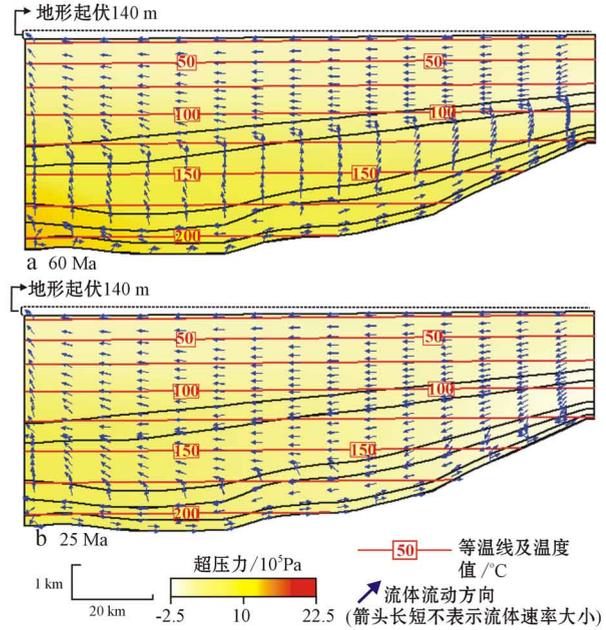


图9 鄂尔多斯盆地流体流动模型、流体超压力、等温线和地形起伏140 m在60 Ma (a) 和25 Ma (b) 的模拟结果

Fig. 9 Modeling results showing fluid flow patterns, fluid overpressures, isotherms and topographic relief of 140 m at 60 Ma (a) and 25 Ma (b) in the Ordos Basin

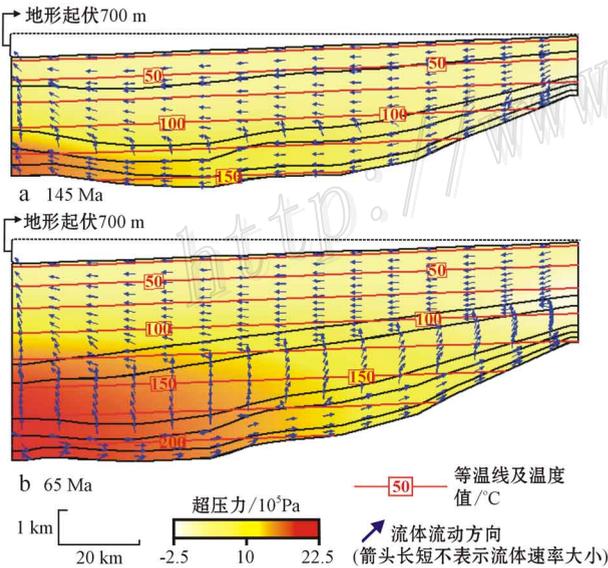


图8 鄂尔多斯盆地流体流动模型、流体超压力、等温线和地形起伏700 m在145 Ma (a) 和65 Ma (b) 的模拟结果

Fig. 8 Modeling results showing fluid flow patterns, fluid overpressures, isotherms and topographic relief of 700 m at 145 Ma (a) and 65 Ma (b) in the Ordos Basin

4 讨论

鄂尔多斯盆地铀矿床通常与砂岩地层从红色转变为绿灰色过渡带中的蚀变作用密切相关,表明了氧化流体与还原流体分界面对铀矿化的控制作用(肖新建等,2004;陈宏斌等,2006)。对盆地内铀矿化与有机质或油气的关系研究指出,有机碳可起还原剂的作用(张如良,2004;冯乔等,2006;彭云彪等,2007;薛春纪等,2008;Xue et al., 2009;薛伟等,2009)。与铀矿化相关的热液方解石的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值(-14.0‰ ~ -2.7‰)较低,反映出方解石中大量的碳来自有机碳的氧化。从与铀矿化相关的高岭石 δD 计算的成矿流体的 δD_{V-SMOW} 值(-130‰ ~ -94‰)明显比鄂尔多斯盆地大气降水的平均值低很多(图4),说明铀成矿流体中氢因烃类的存在而显著变轻。

铀也许在侏罗系和白垩系碎屑岩层中被大气降水来源的氧化流体所搬运,这些碎屑岩的成岩物质来自鄂尔多斯盆地周边褶皱带中的变质岩和花岗岩类,并且相对富集铀(陈宏斌等,2006;张复新等,2006)。方解石中流体包裹体的均一温度变化于58 ~ 176 °C(肖新建等,2004)。石英次生加大边内流体包裹体的均一温度为98 ~ 180 °C,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为16.3%(凌明星,2007)。碎屑石英中次生流体包裹体的均一温度为90 ~ 170 °C,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为0.8% ~ 29%。李荣西等(2006)观测到均一温度与盐度的正相关性,并认为是一种

高温高盐度盆地流体与一种低温低盐度大气降水的混合。正像流体包裹体均一温度所反映的那样,这种混合过程很可能发生在较深部位。

上文流体流动的数值模拟表明,鄂尔多斯盆地由重力驱动向下流动的大气降水渗入流体与超压驱动向上流动的渗出流体,其混合作用可以发生在埋藏温度达 100 ℃ 左右的深度,如果盆地流体沿着高渗透带流动,流体可以达到较高的温度。在白垩纪沉积期之前,侏罗系及其下层位中的流体超压力很低,以至于很小的地形起伏就能够使整个盆地遍布大气水渗入流体(图 6a 和图 7a)。而在白垩纪沉积期,盆地中央部位的流体超压力显著增大,大气降水渗入流体系统逐渐上移,由于渗入和渗出流体的混合,发生了弱的铀矿化,这也进一步证实了较宽的铀矿化年龄。但因渗入与渗出流体混合的前缘位置会随时间而移动,从而导致铀矿化分散而不能集中在一定层位而成矿。有 2 个地质过程有助于渗入与渗出 2 种流体系统的分界面(混合过渡带)在较长时间内保持在相同的位置上,一是白垩纪(65 Ma)之后沉积终止,它趋于将渗入流体系统的整体位置下移;二是地形起伏的减小,它有助于将渗入流体系统向盆地边部移动。这 2 个地质过程的共同作用是在较小空间内大量铀富集成矿所必须的。如果假设在 65 Ma 时,盆地边缘与盆地中央的地形起伏为 350 m,并且地形起伏逐渐减小到零,盆地内由重力驱动向下流动的大气降水渗入流体系统与超压力驱动向上流动的渗出流体系统之间的混合过渡带在白垩纪之后长期保持在侏罗系一定层位中。

5 结 论

鄂尔多斯盆地砂岩型铀矿床地质和地球化学特征反映,成矿作用由含铀氧化流体与含烃还原流体混合所致。与铀成矿相关的蚀变矿物中很低的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 δD 值证明了烃类的氧化过程。较高的流体包裹体均一温度说明 2 种流体混合导致的铀成矿作用不可能在近地表发生,而应是在深埋藏或热液环境中。

流体流动的数值模拟显示,中生代鄂尔多斯盆地发育出 2 个流体流动系统:上部流动系统,因盆地边缘相对隆起,在重力驱动下从盆地边缘向下向盆地中央流动;下部流动系统,因沉积物压实作用,在流体超压力驱动下从盆地中央底部向上向盆地边部流动。设地形起伏 350 m,则在白垩纪沉积期末,2 种流体流动系统的混合过渡带长期保持在侏罗系一定层位,这正好是铀矿化集中的层位。如果地形起伏减小,则在白垩纪沉积终止后,2 种流体流动系统的混合过渡带仍保持在侏罗系相同层位。

鄂尔多斯盆地铀矿化的部位与 2 种流体流动系统的混合过渡带密切相关,在这个过渡带中,上部流动系统携带着从白垩系-侏罗系中萃取出的 U^{6+} 被下部流体流动系统中的烃类还原,导致铀成矿。2 种流动系统混合过渡带在空间上的长期稳定性是大规模砂岩型铀矿形成所必需的。

志 谢 野外工作得到核工业内蒙古 208 大队的大力支持,稳定同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所同位素地质实验室完成,对以上单位表示感谢。

References

- Bethke C M, Lee M K, Quinodoz H and Kreiling W N. 1993. Basin modeling with Basin2, A guide to using Basin2, B2plot, B2video, and B2view[M]. Urbana: University of Illinois. 1-225.
- Cai C F, Dong H L, Li H T, Xiao X J, Ou G X and Zhang C M. 2007. Mineralogical and geochemical evidence for coupled bacterial uranium mineralization and hydrocarbon oxidation in the Shashagetai deposit, NW China[J]. *Chemical Geology*, 236: 167-179.
- Chen G, Li X P, Zhou L F, Li S H, Li X D and Zhang H R. 2005. Coupled relationships between tectonics and multiple mineralizations in the Ordos Basin[J]. *Earth Science Frontier*, 12(4): 535-541 (in Chinese with English abstract).
- Chen H B, Xu G Z, Wang J P, Li W H and Zhao X G. 2006. Mineralization characteristics of the Diantou uranium deposit in the southern margin of Ordos and a comparison with the Dongsheng uranium deposit[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(5): 724-732 (in Chinese with English abstract).
- Deng J, Wang Q F, Gao B F, Huang D H, Yang L Q, Xu H and Zhou Y H. 2005. Evolution of the Ordos Basin and its distribution of various energy and mineral resources[J]. *Geoscience*, 19: 538-545 (in Chinese with English abstract).
- Feng Q, Zhang X L, Wang Y P, Fan A P and Liu Y Q. 2006. Migration and accumulation of hydrocarbons in Upper Paleozoic strata and their roles in uranium mineralization in the northern part of the Ordos Basin[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(5): 748-752 (in Chinese with English abstract).
- Lambert S J and Epstein S. 1980. Stable isotope investigations of an active geothermal system in Valles Caldera, Jemez Mountains, New Mexico[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Resources*, 8: 111-129.
- Li R X, He Y, Li J B, Li J H and Li X. 2006. Isotopic composition of fluid inclusions and origins of ore-forming fluids in the Dongsheng uranium deposit[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(5): 753-759 (in Chinese with English abstract).
- Li Z X, Yu J F, Wang M Z, Han M L and Lü D W. 2006. Coal accumulation zones and their contribution to the enrichment of multi-energy source deposits in the Ordos Basin[J]. *Energy Exploration and Exploitation*, 24(3): 171-179.
- Ling M X. 2007. Mineralogical and geochemical studies of sandstone-type uranium mineral deposits in the Ordos Basin (dissertation for Master degree) [D]. Supervisor: Yang X Y. Hefei: China University of Science and Technology. 112p (in Chinese with English abstract).
- Liu H B, Xia Y L and Tian S F. 2007. Geochronological and source studies of uranium mineralization in Dongsheng [J]. *Uranium Geo-*

- logy, 23(1):23-29 (in Chinese with English abstract).
- Peng Y B, Chen A P, Fang X H, Ou G X and Xie Q L. 2007. Relationships between hydrocarbons and the Dongsheng sandstone-type uranium deposit [J]. *Geochemistry*, 36(3):267-274 (in Chinese with English abstract).
- Ren Z L. 1996. Thermal history of the Ordos Basin and its relationship to oil and gas generation [J]. *Acta Petroleum Sinica*, 36(3):267-274 (in Chinese with English abstract).
- Ren Z L, Zhang S, Gao S L, Cui J L and Liu X S. 2006. Relationship between thermal evolution and various energy and mineral resources in the Dongsheng area, Yimeng uplift [J]. *Oil and Gas Geology*, 36(3):267-274 (in Chinese with English abstract).
- Taylor H P. 1997. O and H isotope relationships in hydrothermal mineral deposits [A]. In Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [M]. John Wiley and Sons. 229-302.
- Wei Y P and Wang Y. 2004. Comparison of enrichment patterns of various energy and mineral resources in the Ordos Basin [J]. *Oil and Gas Geology*, 23(4):385-392 (in Chinese with English abstract).
- Xia Y L, Lin J R, Liu H B, Fan G and Hou X Y. 2003. Geochronological studies of sandstone-type uranium deposits in major uranium-producing basins in northern China [J]. *Uranium Geology*, 19(3):129-136 (in Chinese with English abstract).
- Xiao X J, Li Z Y, Fang X H, Ou G X, Sun Y and Chen A P. 2004. Evidence and significance of hydrothermal fluids in the formation of the Dongsheng sandstone-type uranium deposit [J]. *Mineralogy, Petrology and Geochemistry Letters*, 23(4):301-304 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Xue W, Kang M, Tu Q J and Yang Y Y. 2008. The fluid dynamic processes and its uranium mineralization of sandstone-type in the Ordos Basin, China [J]. *Geoscience*, 22(1):1-8 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Chi G X and Xue W. 2009. Geochemical evidence and hydrodynamic modeling of two fluids involved in sandstone-hosted uranium mineralization in the northeast of the Ordos basin, China [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 101(1):117.
- Xue W, Xue C J, Chi G X, Tu Q J, Kang M and Gao Y L. 2009. Some relations of uranium mineralization and organic matter in Jurassic strata on the Northeastern margin of Ordos Basin, China [J]. *Geological Review*, 55(3):361-369 (in Chinese with English abstract).
- Yang X Y, Ling M X, Sun W D, Lai X D, Sun W, Miao J Y and Liu C Y. 2009. Secondary fluid inclusion hosted in quartz from sandstone-type uranium deposits in Ordos Basin, northwestern China [J]. *International Geology Review*, 51:422-455.
- Zhang F X, Qiao H M and Jia H. 2006. Metallogenic conditions and mineralization processes of the Dongsheng uranium deposit, Inner Mongolia [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(5):735-739 (in Chinese with English abstract).
- Zhang R L. 2004. Relationships between deep gases and uranium mineralization in the Ordos Basin [J]. *Uranium Geology*, 20(4):213-218 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 120:247-263.
- Zheng Y F. 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals [J]. *Geochemical Journal*, 33:109-126.

附中文参考文献

- 陈刚, 李向平, 周立发, 李书恒, 李向东, 章辉若. 2005. 鄂尔多斯盆地构造和多种矿产的偶合成矿特征 [J]. *地学前缘*, 12(4):535-541.
- 陈宏斌, 徐高中, 王金平, 李卫红, 赵希刚. 2006. 鄂尔多斯盆地南缘店头铀矿床矿化特征及其与东胜铀矿床对比 [J]. *地质学报*, 80(5):724-732.
- 邓军, 王庆飞, 高帮飞, 黄定华, 杨立强, 徐浩, 周应华. 2005. 鄂尔多斯盆地演化与多种能源矿产分布 [J]. *现代地质*, 19(4):538-545.
- 冯乔, 张小莉, 王云鹏, 樊爱萍, 柳益群. 2006. 鄂尔多斯盆地北部上古生界油气运聚特征及其铀成矿意义 [J]. *地质学报*, 80(5):748-752.
- 李荣西, 赫英, 李金保, 李继宏, 李鑫. 2006. 东胜铀矿流体包裹体同位素组成与成矿流体来源研究 [J]. *地质学报*, 80(5):753-759.
- 凌明星. 2007. 鄂尔多斯盆地砂岩型铀矿矿物学及矿床地球化学研究 硕士学位论文 [D]. 导师: 杨晓勇. 合肥: 中国科学技术大学. 112页.
- 刘汉彬, 夏毓亮, 田时丰. 2007. 东胜地区砂岩型铀矿成矿年代学和成矿铀源研究 [J]. *铀矿地质*, 23(1):23-29.
- 彭云彪, 陈安平, 方锡珩, 欧光习, 解启来. 2007. 东胜砂岩型铀矿床中烃类流体与成矿关系研究 [J]. *地球化学*, 36(3):267-274.
- 任战利. 1996. 鄂尔多斯盆地热演化史与油气关系的研究 [J]. *石油学报*, 17(1):17-23.
- 任战利, 张盛, 高胜利, 崔军平, 刘新社. 2006. 伊盟隆起东胜地区热演化史与多种能源矿产的关系 [J]. *石油与天然气地质*, 36(3):267-274.
- 魏永佩, 王毅. 2004. 鄂尔多斯盆地多种能源矿产富集规律的比较 [J]. *石油与天然气地质*, 23(4):385-392.
- 夏毓亮, 林锦荣, 刘汉彬, 范光, 侯艳先. 2003. 中国北方主要产铀盆地砂岩型铀矿成矿年代学研究 [J]. *铀矿地质*, 19(3):129-136.
- 肖新建, 李子颖, 方锡珩, 欧光习, 孙晔, 陈安平. 2004. 东胜砂岩型铀矿床低温热液流体的证据及意义 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 23(4):301-304.
- 薛春纪, 薛伟, 康明, 涂其军, 杨友运. 2008. 鄂尔多斯盆地流体动力学过程及其砂岩型铀矿化 [J]. *现代地质*, 22(1):1-8.
- 薛伟, 薛春纪, Chi Guoxiang, 涂其军, 康明, 高亚龙. 2009. 鄂尔多斯盆地东北缘侏罗系铀矿化与有机质的某些关联 [J]. *地质论评*, 55(3):361-369.
- 张复新, 乔海明, 贾恒. 2006. 内蒙古东胜砂岩型铀矿床形成条件与成矿作用 [J]. *地质学报*, 80(5):735-739.
- 张如良. 2004. 鄂尔多斯盆地深盆气与铀矿化关系初探 [J]. *铀矿地质*, 20(4):213-218.