

巴音戈壁盆地塔木素铀矿床含矿砂岩成岩作用类型、演化序列及其对铀成矿的约束

张成勇^{1,2)}, 夏菲^{1,2)*}, 严兆彬^{1,2)}, 邓薇¹⁾, 聂逢君^{1,2)}, 张鹏飞³⁾,
文振宇¹⁾, 刘波³⁾, 戴明建³⁾, 封志兵^{1,2)}

1) 东华理工大学放射性地质与勘探技术国防重点学科实验室, 江西南昌 330013;

2) 东华理工大学核资源与环境国家重点实验室, 江西南昌 330013;

3) 核工业 208 大队, 内蒙古包头 014010

摘要: 勘查和研究发现部分砂岩型铀矿床中不仅有表生氧化流体作用还存在深部流体的参与, 这类砂岩型铀矿床蚀变类型多样且成因复杂。塔木素砂岩型铀矿表生流体和深部流体活动都很明显, 砂岩普遍固结且后生蚀变类型独特, 因此, 恢复成岩成矿事件及其演化过程, 对揭示铀沉淀富集机理至关重要。本文通过镜下鉴定、电子探针、扫描电镜分析等, 系统研究了塔木素矿床含矿砂岩成岩作用特征与后生蚀变矿物生成序列, 重塑了成岩成矿事件的演化过程。研究结果显示, 塔木素矿床砂岩中压实作用较弱而胶结作用很强, 重结晶作用普遍, 是造成目的层致密的主要原因, 赤铁矿、褐铁矿化、碳酸盐化、石膏化是该地区主要的胶结类型。将该地区的成岩演化划分为沉积-早成岩阶段、早期氧化流体作用阶段、热流体改造阶段和晚期氧化流体弱改造阶段。成岩环境由弱碱性向酸性环境转变的过程中的氧化还原过渡部位是造成铀沉淀的关键, 大规模的氧化作用是矿床形成的基础, 后期热流体活动对早期形成的低品位铀矿石进行叠加改造, 是成矿的关键环节。

关键词: 塔木素; 砂岩型铀矿; 成岩作用; 热流体活动; 成矿环境

中图分类号: P611; P614 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2021.092702

Diagenesis Types and Evolution Sequence of Ore Bearing Sandstone and Their Constraints on Uranium Mineralization in Tamusu Uranium Deposit, Bayingobi Basin

ZHANG Cheng-yong^{1,2)}, XIA Fei^{1,2)*}, YAN Zhao-bin^{1,2)}, DENG Wei¹⁾, NIE Feng-jun^{1,2)},
ZHANG Peng-fei³⁾, WEN Zhen-yu¹⁾, LIU Bo³⁾, DAI Ming-jian³⁾, FENG Zhi-bing^{1,2)}

1) *Fundamental Science on Radioactive Geology and Exploration Technology Laboratory, East China University of Technology, Nanchang, Jiangxi 330013;*

2) *State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang, Jiangxi 330013;*

3) *Geological Party No.208, China National Nuclear Corporation, Baotou, Inner Mongolia 014010*

Abstract: Exploration and research show that some sandstone-type uranium deposits not only contain superoxide fluids, but also deep hydrothermal activity fluids. These sandstone-type uranium deposits have a wide variety of alteration types and a complex the genesis. In the Tamusu sandstone-type uranium deposit, the action of both supergene oxidation and deep hydrothermal activity fluids is obvious. The ore-bearing sandstone is generally consolidated due to hydrothermal transformation. Based on microscopic identification, Electron Probe Microanalysis,

本文由国家自然科学基金项目(编号: 42062008; 41862010; 42072099; U2067202)、国家重点研发计划项目(编号: 2015CB453002)、江西省教育厅科学计划项目(编号: GJJ180363)和东华理工大学放射性地质与勘探技术国防重点学科实验室开放基金项目(编号: RGET1612)联合资助。

收稿日期: 2021-06-23; 改回日期: 2021-09-20; 网络首发日期: 2021-09-30。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 张成勇, 男, 1983 年生。博士, 副教授。长期从事砂岩型铀矿成矿作用研究。E-mail: 850359676@qq.com。

*通讯作者: 夏菲, 男, 1968 年生。博士, 教授。长期从事岩石矿物学和铀地球化学研究。E-mail: fxia@ecut.edu.cn。

and Scanning Electron Microscope, this study systematically studied the diagenesis, characteristics of ore bearing sandstone, and the generation sequence of epigenetic altered minerals, in the Tamusu deposit, and assessed the evolution process of diagenetic and metallogenic events. The results suggest that the main reasons for the densification of the target layer are weak compaction, strong cementation, and widespread recrystallization. Hematite, limonitization, carbonation, and gypsum are the main cementation types in the area. The diagenetic evolution of the area can be divided into sedimentary early diagenetic, early oxidation fluid action, thermal fluid transformation, and late oxidation fluid weak transformation stages. Based on the study of the temporal and spatial variation of the metallogenic environment, it is believed that the key to uranium precipitation is the change in the redox transition site environment from a weak alkaline to an acidic environment during diagenesis. Large scale oxidation was the basis for the formation of the deposit, and the key to mineralization was the superimposition of the low-grade uranium ore formed in the early stage by the late thermal fluid activity. This study not only enriches the metallogenic theory of sandstone-type uranium deposits, but also guides the future exploration of this area.

Key words: Tamusu; sandstone-type uranium deposit; diagenesis; hydrothermal fluids; metallogenic environment

砂岩型铀矿成矿多以表生层间氧化作用或潜水氧化作用为主(Cuney and Kyser, 2008; Dahlkamp, 2009), 砂岩型铀矿的勘查也以稳定的斜坡带为主要勘查区域。但随着勘查和研究的不断深入, 发现很多砂岩型铀矿与深部流体活动存在一定的关系, 在中亚楚—伊犁和铀成矿省和我国的东胜、钱家店、塔木素等铀矿床等都发现有后期热活动的痕迹(林双幸等, 2017; 樊爱萍, 2007; 蔡煜琦等, 2015; 陈梦雅等, 2021)。存在表生氧化流体和深部热流体的砂岩型矿床的铀矿化特征仍与典型层间氧化带型铀矿床存在一定的相似之处, 也没有脉状铀矿石或沿断裂出现的异常(张成勇等, 2015; 林双幸等, 2017), 这使得深部热流体活动与铀矿化的关系变得模糊, 矿床成因也变得更加复杂。野外地质调查和矿床地质研究显示, 塔木素砂岩型铀矿床砂岩普遍固结且后生蚀变类型多样, 氧化带和热流体活动痕迹都很明显, 目的层现今仍保持开放的氧化流体补给状态, 指示该矿床经历了相对比较复杂的后期流体改造事件。因此, 成岩成矿事件恢复对矿床成因研究至关重要, 精细的蚀变矿物学证据和成岩成矿环境的恢复是揭示铀矿化富集过程的基础, 也是关键。本文以镜下鉴定、电子探针、扫描电镜分析等为主要手段, 系统研究塔木素矿床含矿砂岩成岩作用特征与后生蚀变矿物生成序列, 反演储层砂体形成后所经历的改造事件, 结合宏观地质特征, 明确改造事件的期次和时序, 重塑后生改造事件的演化过程, 揭示后生流体改造与铀富集的控制和约束。后期流体叠加改造的研究不仅能丰富砂岩型铀矿成矿理论, 也将对研究区下一步勘探方向的选择有指导作用。

1 区域地质背景与矿床地质

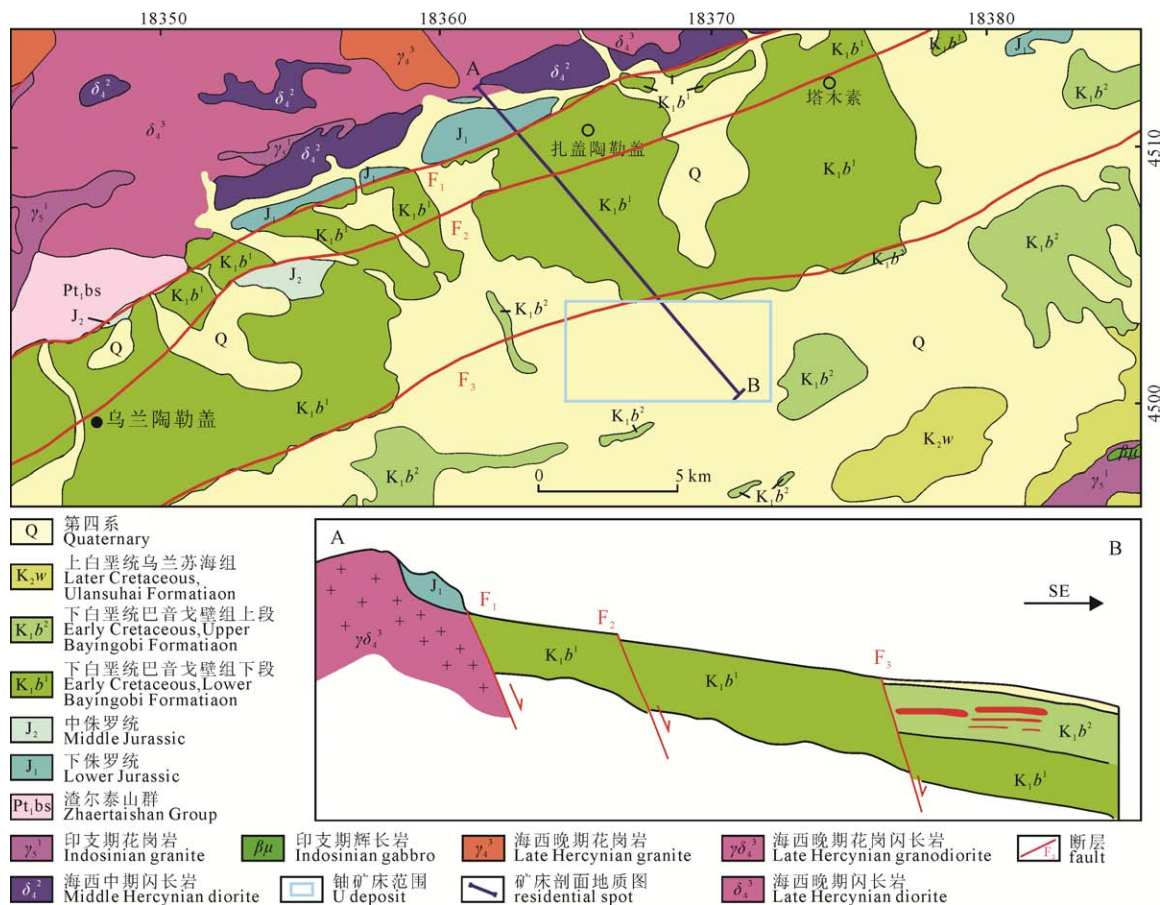
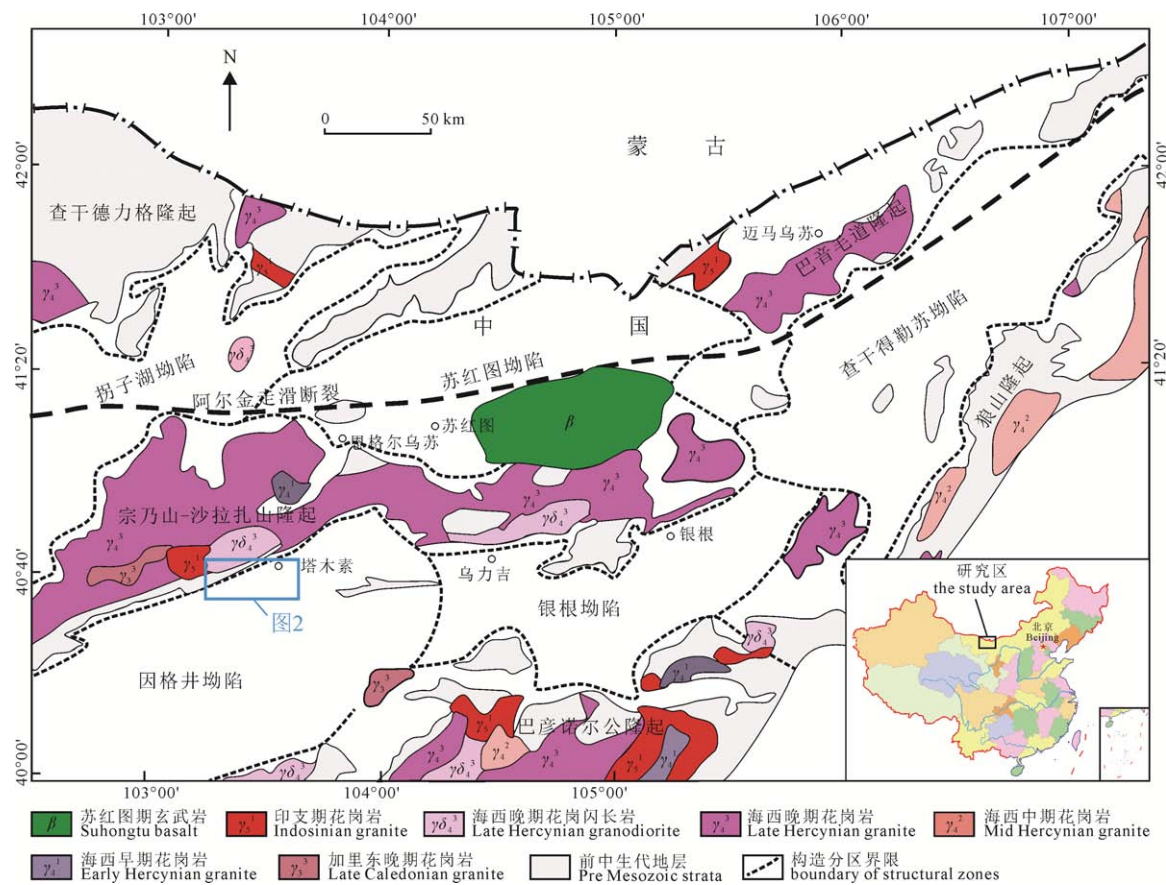
1.1 区域地质

巴音戈壁盆地(石油称银根—额济纳盆地或“银额盆地”)位于塔里木、哈萨克斯坦、西伯利亚、华

北等4大板块的结合部位(图1), 盆地古生代为洋盆, 晚古生代末洋盆消亡, 板块拼合, 并以形成恩格尔乌苏缝合带为标志(靳久强等, 2000; 肖序常等, 1991; 郑亚东等, 1990)。中生代燕山期、四川期、华北期和喜马拉雅期等多个构造活动旋回(万天丰, 2004)都对本区产生了明显的影响, 形成了大规模的走滑拉张构造背景, 左行走滑和右行走滑多次更替, 形成了一系列拉分盆地群, 并在盆地内各块段表现出明显的差异性(陈会军等, 2009; 孟庆任等, 2005)。依据隆起带的分布, 将巴音戈壁盆地的构造单元划分为查干德勒苏坳陷、苏红图坳陷、拐子湖坳陷、银根坳陷和因格井坳陷等五个坳陷。塔木素地区因格井坳陷西北部, 中生代以来构造活动相对稳定, 是目前发现的有利砂岩型铀矿勘探区。

1.2 矿床地质

塔木素铀矿床位于因格井坳陷的东段北缘(图2), 其北缘为宗乃山富铀花岗岩隆起, 是该地区铀成矿的直接供源体。加里东期二长花岗岩和斜长花岗岩平均铀含量 $2.3 \times 10^{-6} \sim 3.3 \times 10^{-6}$, Th/U=3.9~4.0, 活化铀迁移量 -0.2×10^{-6} 。海西期斜长花岗岩、花岗岩、花岗闪长岩等, 平均铀含量 $3.6 \times 10^{-6} \sim 4.2 \times 10^{-6}$, Th/U=4.3~6.4, 活化铀迁移量 $-0.6 \times 10^{-6} \sim -2.3 \times 10^{-6}$, 铀迁出明显。印支期花岗岩分布面积最广, 平均铀含量 $2.3 \times 10^{-6} \sim 5.5 \times 10^{-6}$, Th/U=1.9~4.8, 活化铀迁移量 $-1.0 \times 10^{-6} \sim -2.6 \times 10^{-6}$ 。燕山期花岗岩、钾长花岗岩、石英斑岩平均铀含量 5.3×10^{-6} , Th/U=5.6, 活化铀迁移量 -2.8×10^{-6} 。其中, 海西期晚期复式岩体(γ_4^4 和 γ_4^3)在区内大面积分布, 岩体伽玛强度高, 地表产有较多铀异常, 并长期处于风化剥蚀状态, 风化壳较厚, 花岗岩铀浸出率高, 一般为30%~49.2%, 高者达64.65%~77.78%, 铀迁出明显, 是成矿的主要铀源区(核工业208大队, 2017)。塔木素矿床的北部为NE向贯通性断裂控制的冲积扇、扇三角洲沉积体的分布区, 南部为湖相沉积

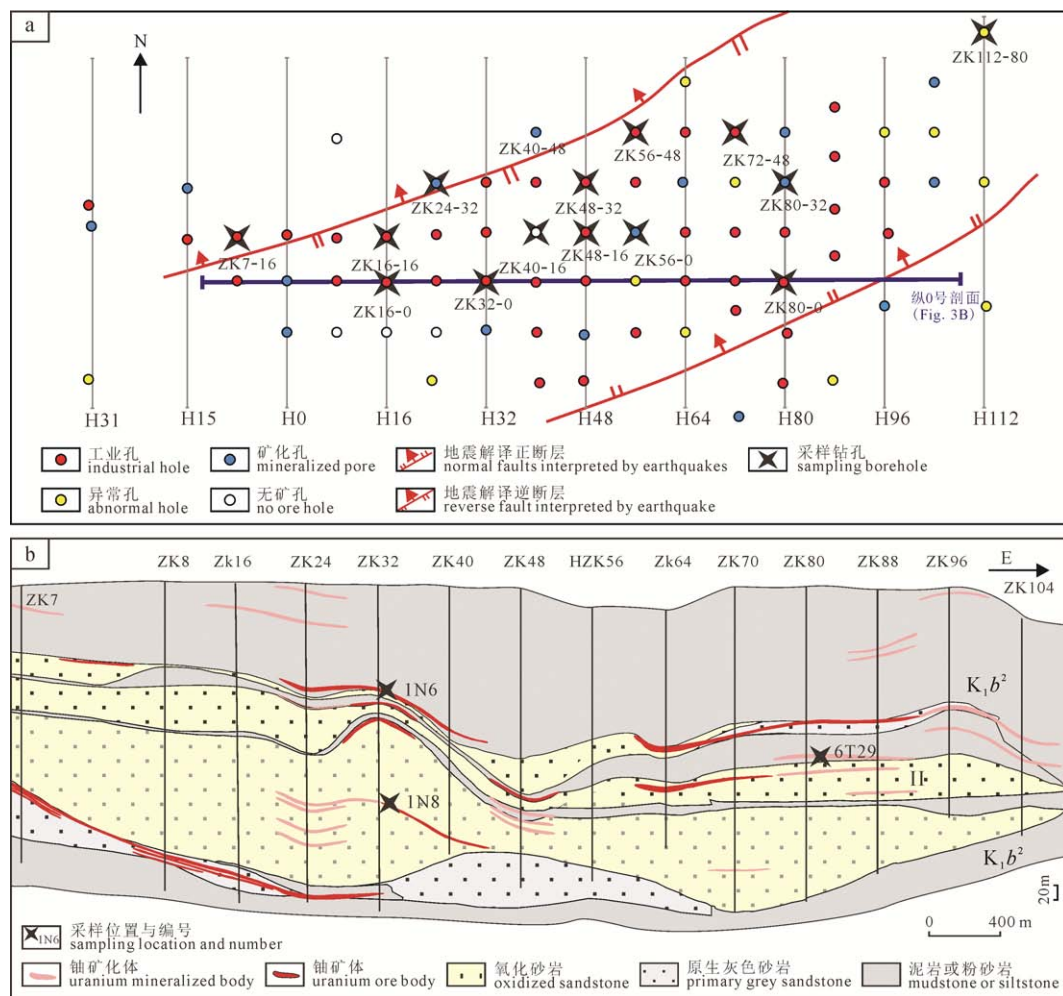


体系分布区。研究区内浅层地震解释显示,在白垩系地层中存在三条 NE 向隐伏断裂,目前铀矿化主要夹持在三条断裂之间(图 3a)。区内目的层以单斜向南缓倾为主,倾角 10° 左右。中下侏罗统零星状呈 NE 向沿拗陷边缘分布,下白垩统是盆地沉积充填的主体,从下至上分为巴音戈壁组(K_1b)、苏红图组(K_1s)和银根组(K_1y)。下白垩统巴音戈壁组可分为上下两段,巴音戈壁组下段(K_1b^1)以干旱、半干旱-半潮湿气候背景下的陆相冲积扇为主,巴音戈壁组上段(K_1b^2)以半潮湿气候背景下的扇三角洲沉积和湖相沉积为主,苏红图组(K_1s)为一套中基性火山岩(玄武岩等)与细碎屑岩互层的沉积,而上白垩统乌兰苏海组(K_2w)则主要为干旱气候背景下的河湖相沉积。早白垩世晚期的构造-岩浆活动造成苏红图组玄武岩的喷发,是盆地内玄武岩大面积分布的主要控制因素,也是盆地早白垩世地层遭受热流体改造的主要热动力事件(图 1)。研究区内缺失苏红图组和银根组地层,巴音戈壁组上段在拗陷边缘直接出露地表,上白垩统乌兰苏海组(K_2w)在拗陷中部出

露,局部见有第四系风成沙。铀矿化产于下白垩统巴音戈壁组上段中(K_1b^2)。矿体剖面上呈板状、层状或透镜状,与地层界面大致平行(图 3b)。铀矿化多集中在氧化砂体顶、底板隔水层砂泥界面附近,或砂体内部的泥岩夹层界面附近,垂向上表现为多层矿化的特点。其中,砂岩型铀矿石约 55%,泥岩铀矿石占约 45%,局部见有泥灰岩矿石。

2 分析测试方法

针对塔木素地区含矿层巴音戈壁组上段采集了样品 118 件,样品均为巴音戈壁组上段含矿层砂岩和泥岩样品,采样位置见图 3a 和图 3b,样品的深度和岩性特征见表 1。按照氧化带、低品位铀矿石带($0.03\%\sim 0.1\%$)、高品位铀矿石($> 0.1\%$)、还原带和热流体脉发育带进行分类,然后开展普通薄片、光薄片和探针片的磨制。针对含矿层后生蚀变的矿物学和铀矿物特征,开展了镜下鉴定、电子探针、扫描电镜等分析。镜下鉴定在东华理工大学地球科学学院实验室完成,电子探针和扫描电镜分析在



a—矿区钻孔分布与取样位置; b—纵 0 线剖面地质图。

a—borehole distribution and sampling location in the mining area; b—geological section along the longitudinal line 0.

图 3 塔木素铀矿床地质图

Fig. 3 Geological map of the Tamusu uranium deposit in tamusu deposit

东华理工大学核资源与环境国家重点实验室进行, 电子探针仪器为 JXA-8100M 型探针和配套的 IncaEnergy 型能谱仪, 测试条件为: 加速电压 15.0 kV, 探针电流 20.0 nA, 束斑直径 < 2 μm , 分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。扫描电镜仪器为 Nova NanoSEM450 和配套的牛津 X-Max20 能谱仪, 测试条件为: 加速电压 50 kV, 探针电流 200 nA。

3 成岩作用类型

巴音戈壁组上段为一套半潮湿气候背景下的碎屑岩沉积, 富含有机质和黄铁矿(赵锡文, 1992; 张成勇, 2019)。岩石类型主要为砾岩、砂岩、泥质粉砂岩和钙质泥岩、泥灰岩, 并产出透镜状石膏薄层。其中含砾粗砂岩和粗砂岩是氧化流体运移的主要空间, 铀矿化的产出也主要围绕其产出。砂岩以长石砂岩为主, 次棱角-次圆状, 分选性中到差, 砂岩中胶结物以方解石、白云石和石膏为主, 黏土含量很低。

3.1 压实作用

薄片鉴定显示, 碎屑颗粒刚性破裂现象不发育, 在的薄片碎屑颗粒大部分仍保持较好的颗粒完整度, 颗粒多呈点接触或无接触(图 4A), 颗粒支撑结构的砂岩中颗粒紧密排列, 呈短线型接触, 说明目的层砂岩沉积以后受的上覆地层压力较小无深埋藏作用。

3.2 胶结作用

镜下鉴定显示(图 4B, C, D, E, F), 胶结作用该地区主要的成岩作用类型, 受后生改造的影响, 出现了赤铁矿、褐铁矿化、黄钾铁矾化、碳酸盐化、石膏化、绿泥石化等多种类型, 其中碳酸盐化和硬石膏化普遍出现, 是目的层砂岩致密变硬的主要原因。

(1)碳酸盐矿物

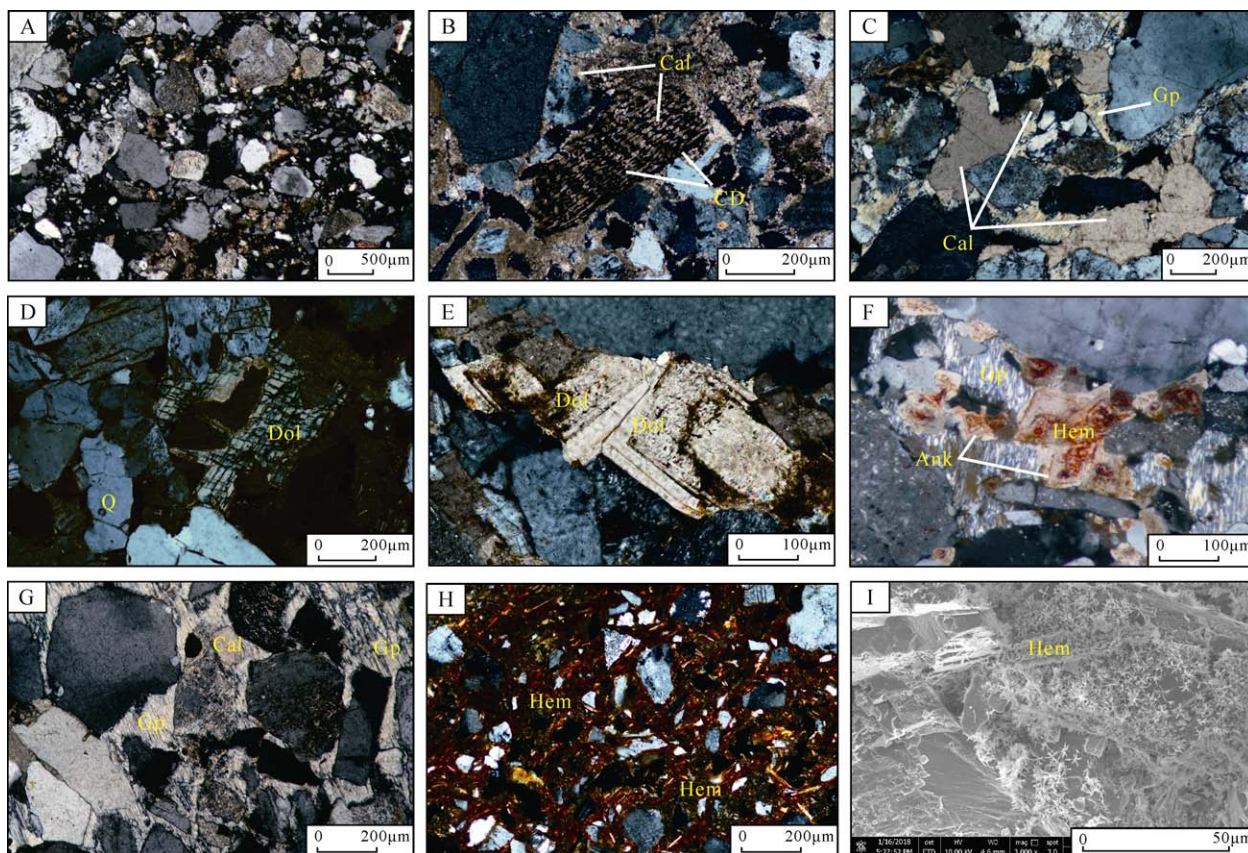
主要有方解石、含铁方解石、白云石、含铁白云石和铁白云石等。

塔木素地区砂岩和泥岩中方解石含量普遍很高(最高 40%, 最低 1%, 平均 8.41%,), 部分砂岩为钙质砂岩, 并出现泥灰岩, 指示塔木素地区沉积时期处于一种半干旱-半潮湿的沉积环境。胶结物中方解石可以分为两种类型: 泥晶方解石和亮晶方解石(图 4B 和 C)。泥晶方解石自形程度差晶体明亮程度较差且不均一, 晶粒接触面呈弯曲状, 多围绕颗粒边缘分布, 或呈基底式胶结碎屑颗粒或碳质碎屑。亮晶方解石一般呈自形-半自形菱形晶状, 常围绕着颗粒表面呈嵌晶状、连晶状产于粒间孔隙, 接触界线清楚。

除了方解石以外, 还出现大量的白云石、含铁白云石(图 4D 和 E), 白云石颗粒粗大, 呈自形晶或团块状集合体产出, 晶体发育良好呈菱形、出现明显的生产世代, 染色呈淡蓝色。白云石和菱铁矿等

表 1 塔木素矿床部分主要样品采集位置
Table 1 Collection location of some main samples in the Tamusu deposit

样号	孔号	深度/m	岩性描述	样号	孔号	深度/m	岩性描述
1T04	ZK48-16	522.23	红色砂质砾岩	0T23	ZK112-80	514.20	灰白色中砂岩
1T12	ZK16-16	595.90	灰黑色粉砂岩, 矿石	0T30	ZK80-32	140.45	灰色细砂岩
1T15	ZK0-16	500.65	灰黑色钙质粗砂岩见	0T31	ZK80-32	272.90	灰黑色钙质胶结砾岩
1T22	ZK7-16	460.87	灰色泥质粉砂岩	0T32	ZK80-32	298.70	红色钙质胶结砾岩
1T25	ZK7-16	481.96	红色氧化钙质砾岩	6T29	ZK80-0	429.72	灰色泥岩矿石
1T34	ZK40-16	513.40	灰色钙质粗砂岩, 矿石	6T41	ZK80-7	440.22	灰色泥岩矿石
1T35	ZK40-16	516.90	灰色钙质粉砂岩, 矿石	6T42	ZK80-7	455.70	灰黑色炭质泥岩
1T33	ZK40-16	453.06	黑色泥岩见金属脉	8T18	ZK48-18	445.70	灰色含砾粗砂岩, 矿石
1T37	ZK24-16	541.45	灰色中砂岩	1N5	ZK40-16	516.40	灰色砂质粉砂岩矿石
0T01	ZK56-48	489.77	黄色中细砂岩	1N6	ZK32-0	296.50	深灰色泥岩矿石
0T02	ZK56-48	498.50	灰色中砂岩, 矿石	1N8	ZK32-0	450.00	灰色细砂岩矿石
0T03	ZK56-48	499.45	红色钙质粗砂岩	1N14	ZK24-32	507.40	褐色含砾中砂岩矿石
0T04	ZK56-48	526.10	灰白色钙质含砾粗砂岩	1N17	ZK56-16	538.10	灰色中砂岩矿石
0T05	ZK48-32	505.10	灰色中细砂岩, 矿石	0T33	ZK80-32	421.80	黄色含砾粗砂岩
0T06	ZK48-32	533.36	灰色细砂岩, 矿石	0T34	ZK80-32	448.60	黄色含砾细砂岩
0T08	ZK48-32	549.70	灰黑色粉砂岩, 矿石	0T35	ZK80-32	449.60	黄色砾岩见方解石脉
0T09	ZK48-32	550.80	红色中砂岩, 矿层下部	0T36	ZK80-32	622.55	灰黑色泥岩黄铁矿脉
0T17	ZK72-48	596.80	灰白色钙质细砂岩	0T37	ZK80-32	559.48	红色细砂岩
0T18	ZK72-48	589.43	灰白色含砾粗砂岩	0T38	ZK8-032	575.05	灰色细砂岩
0T39	ZK80-32	267.95	灰色粉砂岩, 矿石	0T22	ZK112-80	493.20	灰白色中砂岩



A—黄色含砾长石砂岩, 0T01; B—泥晶碳酸盐与炭屑共生, 0T38; C—砂岩胶结物中的粗粒方解石, 0T04;

D—砂岩胶结物中自形晶良好的白云石, 0T04; E—砂岩胶结物中的白云石呈良好的世代性, 0T03;

F—砂岩胶结物中菱铁矿后期沿生长环带出现赤铁矿化, 0T33; G—砂岩中的石膏胶结物呈孔隙式胶结, 0T06;

H—砂岩中的赤铁矿化, 0T23; I—扫描电镜下见褐铁矿分布在颗粒的表面, 1N14;

Q—石英, Cal—方解石, CD—炭屑, Dol—白云石, Gp—石膏, Ank—铁白云石, Hem—赤铁矿化。

A—Yellow gravelly arkose, 0T01; B—micritic carbonate coexisting with carbon chips, 0T38; C—coarse calcite in sandstone cement, 0T04;

D—automorphic crystals of dolomite in sandstone cement, 0T04; E—well-formed dolomite in sandstone cement, 0T03;

F—hematization of siderite along a growth ring in sandstone cement, 0T33; G—gypsum cement with pore type cementation, 0T06;

H—hematization in sandstone, 0T23; I—limonite distributed on the surface of particles, 1N14; SEM;

Q—quartz, Cal—calcite, CD—carbonate bits, Dol—dolomite, Gp—gypsum, Ank—ankerite, Hem—hematization.

图 4 碳酸盐和硫酸盐类胶结物特征

Fig. 4 Characteristics of carbonate and sulfate cements

分布在碎屑颗粒边缘与孔隙中, 形成嵌晶结构。部分晶体因后期氧化析出铁质物, 在铁白云石和菱铁矿的边缘或生产世代边缘或解理缝中往往可见菱形环带的铁质氧化(图 4F)。

对砂岩中的部分碳酸盐胶结物电子探针分析结果显示(表 2), 这些碳酸盐胶结物中 CaO 含量在 26.26%~59.74%之间, 平均为 34.5%; MgO 的含量最小为 0.02%, 最大为 20.60%, 平均为 10.08%; FeO 的含量在 0.05%~15.49%之间, 平均为 7.03%; MnO 的含量从不含到 0.77%之间, 平均为 0.34%。为了区别白云石和铁白云石, 借助 Mandell and Rock(1998)的 MgCO_3 、 CaCO_3 和 $\text{FeCO}_3+\text{MnCO}_3$ 三端元图进行区别(图 5)。结果显示, 研究区碳酸盐胶结物大多数为白云石与铁白云石。塔木素矿床砂岩胶结物中的白云石和铁白云石颗粒粗大, 晶型和世代性型良好, 其在地表条件下难以形成, 其形成一般与热水

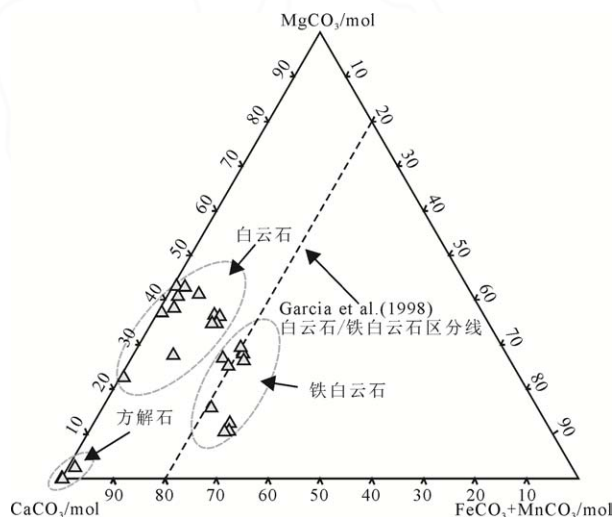


图 5 碳酸盐矿物三端元成分区别图
(底图据 Mandell and Rock, 1998)

Fig. 5 Composition difference of three end members of carbonate minerals (after Mandell and Rock, 1998)

表 2 碳酸盐胶结物电子探针分析数据
Table 2 EPMA analysis data of carbonate cement

测点	MgO	CaO	FeO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	TiO ₂	PbO	UO ₂	ThO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Total	类型
0T22.1	0.02	59.74	0.10	0.00	0.01	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.01	0.00	0.09	60.12	方解石
0T22.2	0.03	51.15	0.05	0.02	0.02	0.05	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.08	51.52	方解石
0T22.3	0.03	61.76	0.15	0.12	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	62.15	方解石
0T22.4	0.97	48.79	0.75	0.13	0.10	0.00	0.81	4.51	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.04	0.05	56.28	方解石
0T04.2	16.00	31.56	8.56	0.22	0.00	0.05	0.03	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	56.56	白云石
0T04.3	5.06	27.98	11.55	0.41	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.01	45.19	铁白云石
0T37.2	14.88	29.02	8.71	0.40	0.07	0.09	0.22	0.49	0.04	0.05	0.08	0.00	0.00	0.49	0.01	54.55	白云石
0T37.3	18.18	32.16	4.33	0.36	0.01	0.06	0.13	0.17	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.55	0.02	56.05	白云石
1T35.2	3.87	26.43	14.18	0.42	0.05	0.08	0.07	0.09	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	45.33	铁白云石
1T35.4	10.92	27.47	14.27	0.35	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.05	0.01	53.18	铁白云石
1T35.6	10.96	26.15	12.97	0.34	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.04	50.61	铁白云石
1T06.1	15.74	33.15	9.67	0.68	0.01	0.06	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	59.41	白云石
1T06.2	12.08	34.44	13.73	0.43	0.01	0.05	0.01	0.00	0.45	0.07	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	61.32	铁白云石
1T15.1	10.11	27.36	14.65	0.39	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	52.66	铁白云石
1T15.2	3.53	28.39	15.49	0.36	0.00	0.06	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.10	0.00	47.96	铁白云石
1T52.1	15.44	33.14	1.62	0.35	0.01	0.15	0.01	0.00	4.66	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	55.43	白云石
1T34.7	15.72	33.71	9.00	0.54	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.01	0.00	59.11	白云石
1T40.1	3.62	29.92	15.74	0.24	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	49.64	铁白云石
1T18.1	14.31	33.18	0.34	0.28	0.07	0.32	0.26	0.59	4.59	0.05	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	54.09	白云石
1TN5.2	5.81	27.29	0.08	0.27	0.03	0.09	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	33.65	白云石
1TN5.5	20.14	36.59	0.12	0.45	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.05	0.06	0.00	0.02	0.01	57.53	白云石
1T12.2	10.01	30.43	13.14	0.77	0.06	0.04	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	54.55	铁白云石
1T12.7	20.60	36.51	1.85	0.33	0.05	0.09	0.08	0.00	0.03	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	59.62	白云石
1T18.1	7.53	24.34	3.64	0.13	2.04	0.86	5.16	17.25	5.49	0.13	0.00	0.00	0.09	0.02	0.02	66.70	白云石

注: 电子探针分析在东华理工大学核资源与环境国家重点实验室进行, 测试者张成勇、刘杰, 仪器为 JXA-8100M 型探针, 加速电压 15.0 kV, 探针电流 20.0 nA, 束斑直径 < 2 μm, 精度误差 ± 0.2%。

沉积或深部热液活动的参与有关(郑荣才等, 2003; 柳益群等, 2010; 由雪莲等, 2018; 叶太平等, 2021), 这指示塔木素矿床后期经过明显的热改造作用。

(2)硫酸盐胶结物

砂岩中的硫酸盐胶结主要以石膏为主, 多呈纤维状, 少数呈板状、斑块状, 分布不均, 晶体大小不一, 岩心上可见直径达 10 mm 的巨大晶体。部分岩石中可见褐铁矿充填在纤维状石膏缝隙中与其伴生。石膏部分自形程度高, 以胶结物的形式充填在砂岩的空隙中, 也见沿碎屑颗粒边缘垂直生产的石膏雏晶。石膏呈基底式和嵌晶状充填砂岩的孔隙(图 4G), 包裹早期的粒状碳酸盐和其它矿物, 指示其为晚期充填胶结的产物。另外在砂岩胶结物和后期穿插脉中出现少量的重晶石, 呈细小团块状分布。

(3)褐铁矿/赤铁矿

赤铁矿化和褐铁矿化非常普遍(图 4H, I), 是砂岩中主要的后生蚀变类型, 常呈红色或暗红色, 较均匀地分布在填隙物中, 有些氧化作用不彻底时还留下残斑块。褐铁矿多呈土状、斑块状充填在碎屑颗粒间的孔隙中或岩石裂隙中, 样品中多见其与方解石形成钙铁质结核。在一些砂岩中大量的出现褐

红色的铁质浸染, 均匀地分布在砂岩的空隙中, 扫描电镜下可见针铁矿呈放射状集合体分布在碎屑颗粒的表面(图 4I)。

(4)黏土矿物

塔木素地区砂岩中黏土矿物分布存在明显的不均匀性, 在氧化带发育较好的 H0—H128 线之间, 砂岩粒度较大, 胶结作用发育, 但黏土矿物不发育, 与典型层间氧化砂岩型铀矿广泛出现的高岭石化现象并不一致。镜下鉴定中在砂岩中几乎没有发现明显的黏土矿物。而在矿床的西部(主要是 H15 线以西)砂岩分选性很差, 黏土矿物发育, 砂岩多呈灰绿色, 黏土矿物发育比较明显。经镜下观察, 部分基质的黏土矿物后经热变质转变为绿泥石, 指示其与后期热流体的改造有关。

(5)金属硫化物

塔木素矿床中金属硫化物发育, 主要分布在填隙物中和裂隙中, 以黄铁矿为主, 其次为方铅矿、闪锌矿、斑铜矿、硒矿物等。

黄铁矿在砂岩矿石中经常可见, 主要出现在碎屑粒间的孔隙或裂隙内。主要可以分为草莓状黄铁矿、细粒浸染状黄铁矿、粗粒黄铁矿和脉状黄铁矿, 其中, 团块状和半自形集合体黄铁矿最为常见。塔

木素矿床中草莓状黄铁矿很少, 扫描电子显微镜下观察, 部分孔洞及裂隙内的黄铁矿可呈草莓状、花朵状及球粒状等(图 6A), 而大部分草莓状黄铁矿已出现明显的重结晶作用, 形成团块状或半自形-自形粒状集合体(图 6B)。细粒浸染状黄铁矿主要呈较自形的立方体状, 粒间孔洞的黄铁矿多呈较自形粒状或粒状集合体(图 6C), 裂隙内的黄铁矿呈脉状。在含矿层砂岩和铀矿石中见到方铅矿、闪锌矿、斑铜矿、黄铜矿、硒铅矿等多种金属硫化物伴生产出(图 6D, E, F, G, H)。

塔木素地区砂岩储层一个重要特征是出现密集的细脉体, 单个脉宽度在 1~20 cm, 脉以斜交和垂直地层形式赋存于目的层砂岩中。脉体多呈不规则线状, 部分呈 X 型。充填的脉石矿物主要为黄铁矿、石膏和方解石, 其次为萤石和石英, 也见少量的斑铜矿等金属硫化物(图 6G), 部分脉中见细小沥青团块。脉体中黄铁矿常与结晶良好的方解石共生, 方解石结晶较高, 位于黄铁矿脉的内部, 脉的边缘

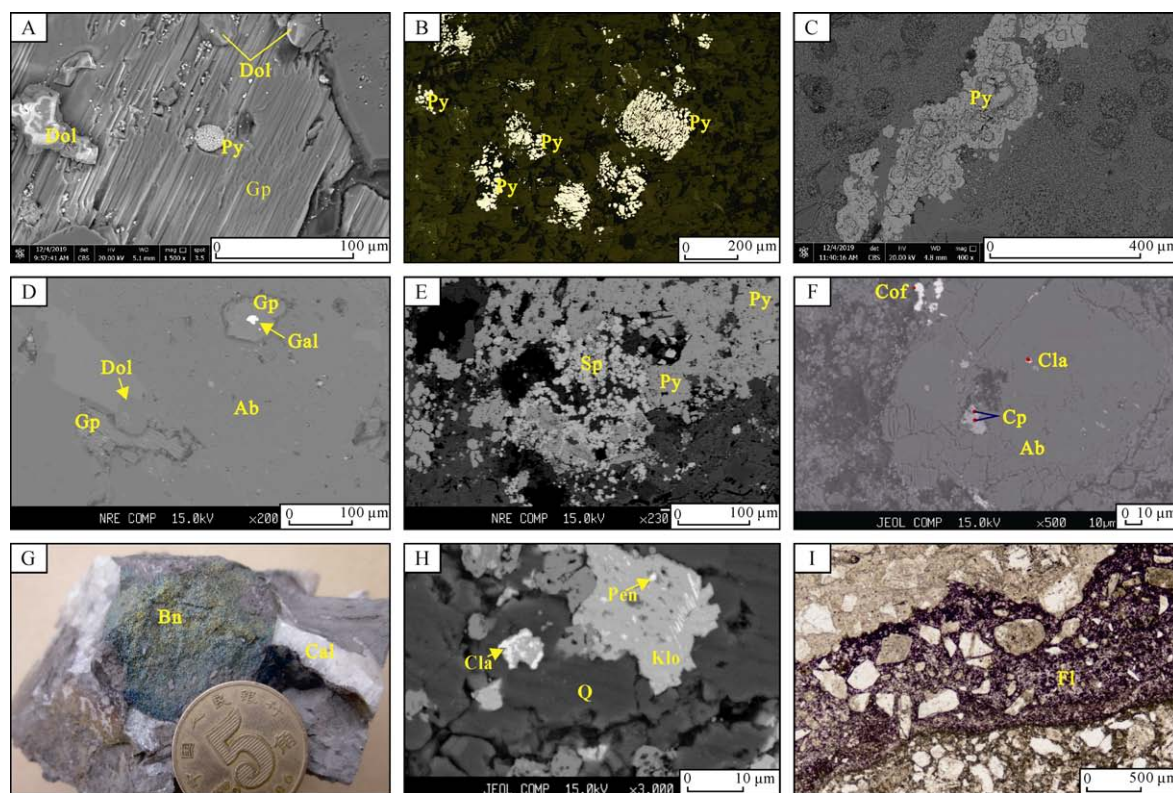
可见团块状分布的重晶石, 石膏脉多呈晚期充填缝隙, 并对早期的粗粒方解石出现明显的溶蚀作用。萤石多呈细脉状(宽 0.1~0.5 cm)零星产出, 产于白云石化砂岩中(图 6I)。

3.3 溶蚀作用

塔木素矿床砂岩中的溶蚀作用较明显, 在砂岩和泥岩岩心中出现大量的空洞, 空洞多呈次圆状, 大小在 0.2~3 cm 之间, 为溶蚀作用的结果, 后被石膏晶体充填。镜下见长石颗粒和方解石颗粒以及少量石英颗粒边缘出现多个不规则的溶蚀港湾(图 7A)。粗粒方解石颗粒被溶蚀, 呈不规则椭圆状被包裹于石膏的边缘, 指示后期溶蚀作用较强(图 7B, C)。

3.4 交代作用

研究区砂岩中常见的交代作用为碳酸盐对碎屑颗粒的交代、不同期次碳酸盐之间的交代、碳酸盐对黑云母的交代等。碳酸盐对碎屑颗粒的交代较为普遍, 主要为白云石和方解石对岩屑和长石的交代(图 7B, C, D)。不同期次碳酸盐矿物之间自形白云石



A—草莓状黄铁矿和溶蚀后次圆状白云石被石膏胶结物包裹, 0T06; B—草莓状黄铁矿集合并出现部分重结晶作用, 1T35; C—背散射图下黄铁矿呈良好的立方体状, 1N17; D—石膏胶结物包裹方铅矿, 0T37; E—团块状分布的黄铁矿与闪锌矿团块共生, 1N6; F—黄铜矿、硒铅矿与铀石分布在斜长石的边缘, 8T18; G—灰黑色泥岩裂隙中见黄铁矿和斑铜矿, 1T33; H—砂岩中硒铜镍矿、硒铜蓝、硒铅矿共生, 1N8; I—砂岩中见到的萤石细脉, 1N8; Q—石英; Ab—钠长石; Py—黄铁矿; Sp—闪锌矿; Dol—白云石; Gp—石膏; Cof—铀石; Gal—方铅矿; Cp—黄铜矿; Bn—斑铜矿; Pen—硒铜镍矿; Kln—硒铜蓝; Cla—硒铅矿; Fl—萤石。

A—framboid pyrite and dissolved sub-round dolomite surrounded by gypsum cement, 0T06; B—aggregated and partially recrystallized framboid pyrite, 1T35; C—backscatter image of cubic pyrite, 1N17; D—galena surrounded by gypsum cement, 0T37; E—symbiotic massive distribution of pyrrhotite and sphalerite, 1N6; F—chalcopyrite, selenite and uranite distributed along the edge of plagioclase, 8T18; G—pyrite and bornite found in the fissures of gray black mudstone, 1T33; H—paragenesis of selenite, copper nickel ore, blue selenite, and selenite in sandstone, 1N8; I—fluorite veinlets in sandstone, 1N8; Q—quartz; Ab—albite; Py—pyrite; Sp—sphalerite; Dol—dolomite; Gp—gypsum; Cof—coffinite; Gal—galena; Cp—chalcopyrite; Bn—bornite; Pen—penroseite; Kln—klockmannite; Cla—clausthalite; Fl—fluorite.

图 6 金属硫化物与热流体活动特征
Fig. 6 Characteristics of metal sulfide and thermal fluid

交代早期白云石(图 7E), 白云石部分围绕方解石颗粒, 并明显插入方解石颗粒中, 显示晚期的特征。部分薄片中还可见方解石交代黑云母、重晶石交代黄铁矿和自形粗粒黄铁矿交代白云石的现象(图 7F)。

3.5 重结晶作用

塔木素矿床砂砾岩中一些胶结物在后期的流体作用下发生重结晶作用, 主要表现为细粒结晶物质变成粗粒结晶物质, 其中最普遍的是方解石和黄铁矿。砂岩中黄铁矿含量较高, 但很少见草莓状黄铁矿, 黄铁矿已出现明显的重结晶作用, 莓球状结构已消失, 变为黄铁矿团块, 并大部分转变为半自形黄铁矿集合体(图 4B, C, E), 部分黄铁矿呈半自形且表面粗糙多孔, 指示重结晶作用程度不高(图 6B)。方解石的重结晶作用主要表现为泥晶向粗粒亮晶方解石的转变(图 4B)。

4 矿物生产序列与成岩演化

4.1 矿物生成顺序的判定依据

在对上述成岩作用研究的基础上, 结合显微镜下的各类成岩现象, 进行成岩序列分析, 矿物形成先后顺序的判别出现采用以下依据:

1)对基底式胶结矿物或孔隙式胶结物, 根据胶结作用类型和矿物形成条件和环境进行分析。塔木素矿床砂岩中泥晶方解石呈基底式分布, 包裹的碎屑颗粒呈棱状或次棱状且分选性很差, 同时泥晶方

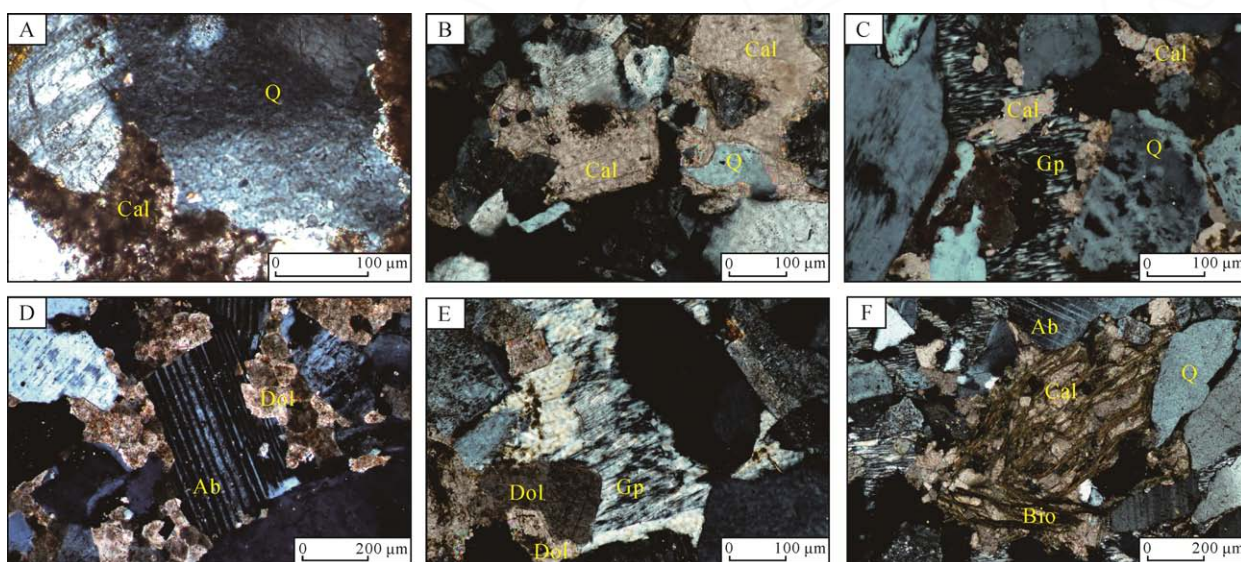
解石又与炭屑共存, 因此, 泥晶方解石胶结物起到支撑结构的作用, 因此应为早期沉积期或早成岩期的产物。石膏晶体充填在整个砂岩的孔隙中, 形成基底式胶结, 并包裹体了其他所有的胶结矿物, 因此我们认为石膏为晚期作用的产物。

2)交代关系, 根据交代作用特征, 被交代矿物形成时间早而交代矿物形成时间相对晚。白云石交代方解石, 而黄铁矿交代白云石, 因此, 方解石形成时间最早, 期次为自形白云石, 最后为黄铁矿。

3)包裹关系, 被包裹体的矿物形成时间较晚。石膏包裹白云石和方解石是研究区常见的现象, 因此, 石膏形成要晚于方解石和白云石。白云石和方解石颗粒的边缘出现明显的溶蚀, 说明后期流体对白云石和方解石颗粒进行了溶蚀, 后整个孔隙又被石膏充填。

4)重结晶生长关系。草莓状黄铁矿因其标型外貌特征, 认为是早成岩阶段的产物。半自形黄铁矿是草莓状黄铁矿重结晶的产物, 因此, 其形成时间要晚于草莓状黄铁矿, 而粗粒、晶型较好的黄铁矿重结晶作用较充分, 其形成的时间要晚于半自形黄铁矿集合体。同样, 粗粒亮晶方解石是泥晶方解石重结晶作用的产物, 因此, 粗粒亮晶方解石形成时间应较晚。

5)穿插切割关系。塔木素矿床中大量出现的脉垂直穿插于地层, 因此其形成时间要较晚。方解石位于黄铁矿脉的内部, 脉的边缘可见团块状分布的



A—长石颗粒边缘呈弯曲港湾状, 后被泥晶方解石充填, 0T3; B—石英颗粒被溶蚀呈弯曲弧弯状, 0T17; C—方解石被溶蚀, 后被石膏包裹, 0T32; D—白云石交代长石, 白云石呈自形晶, 0T05; E—不同世代的白云石见的交代作用, 0T09; F—方解石交代黑云母, 分布在黑云母解理缝隙中, 0T31; Q—石英; Ab—钠长石; Cal—方解石; Dol—白云石; Bio—黑云母; Gp—石膏。

A—the curved edge of feldspar particles filled by micritic calcite, 0T3; B—corroded and curved quartz particles, 0T17;

C—corroded calcite surrounded by gypsum, 0T32; D—feldspar metasomatized by automorphic dolomite crystals, 0T05;

E—different generations of metasomatism of dolomite, 0T09; F—biotite metasomatized by calcite which is distributed in the biotite cleavage crevices, 0T31; Q—quartz; Ab—albite; Cal—calcite; Dol—dolomite; Bio—biotite; Gp—gypsum.

图 7 溶蚀作用和交代作用

Fig. 7 Dissolution and metasomatism

重晶石, 因此, 认为方解石形成时间较早、黄铁矿脉较晚, 最为形成重晶石。萤石脉穿插于白云石胶结砂岩中, 其形成时间要晚于胶结物中的白云石, 而石膏脉对早期的粗粒方解石出现明显的溶蚀作用, 表现出最晚期的特征。

6) 孔隙度的变化。砂岩中孔隙的存在是流体运移的通道, 也胶结物得以发育的空间。目前塔木素矿床砂岩普遍致密, 镜下观察显示孔隙几乎被完全堵塞, 因此, 大规模的氧化带的发育(赤铁矿和褐铁矿化)应出现在砂岩固结之前, 因此, 砂岩胶结物的赤铁矿和褐铁矿化应早于碳酸盐化和石膏化。而晚期存在的大量的沿裂隙发育的赤铁矿, 显然与胶结物中的赤铁矿不是同一期次, 其形成时间较晚, 应为砂岩固结后地表氧化水沿裂隙渗透过程总对黄铁矿氧化作用的结果, 应为最晚期的产物。

4.2 成岩序列与成岩事件演化

从野外和实验室的观察我们发现, 塔木素地区的成岩和后生改造可以分为以下几个阶段(图 8): ①沉积-早成岩阶段, 矿物组合为炭屑、草莓状黄铁矿和泥晶方解石等广泛分布且并不受后期改造的影响, 指示其为半咸水湖的沉积环境; ②大规模表生氧化作用阶段, 蚀变矿物组合主要为褐铁矿和赤铁矿化。该地区压实作用并不明显, 填隙物中黏土含量很低, 说明该地区沉积后马上接受地表大面积氧化流体的渗入; ③热流体改造作用阶段, 表现为早期泥晶方解石和草莓状黄铁矿由于重结晶作用, 亮晶方解石、黄铁矿和萤石脉穿插, 出现新生矿物绿泥石、黑云母和金属硫化物等的出

现并造成目的层的固结; ④晚期表生氧化流体弱改造阶段, 表现为顺裂隙大量出现的褐铁矿、赤铁矿化细脉, 由砂体已固结致密, 使得地表氧化水的渗入速度非常缓慢, 岩性观察到的氧化砂体局部存在以黄色较疏松砂体也说明了后期氧化流体对早期固结砂体的改造。

5 讨论

5.1 成岩成矿环境恢复与演化

沉积岩中的碳酸盐一般为弱碱性环境下沉淀, 而在酸性环境下溶蚀(李荣西等, 2011; 魏巍等, 2015)。方解石和白云石常形成于弱碱性的水体中, 菱铁矿形成与弱还原弱碱性的环境(邱柱国, 1987; 张涛等, 2018)。而石膏多呈中性, 常是沉积蒸发成因的标志, 也有热液造成 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 浓度增加形成的石膏(关平等, 2006; 张文涛等, 2007)。萤石和石英是酸性热液环境的产物, 方铅矿、闪锌矿也多在弱酸性环境下形成(邵飞, 2007)。煤系地层中早期成岩阶段形成的黄铁矿主要为规则块状、球形及结核状(刘大锰等, 1999)。煤系地层中的草莓状或细晶状黄铁矿的形成多与还原碱性的环境(朱延辉和耿建军, 2002)。但随着温度的增加, 流体中的 S 浓度增加, 黄铁矿也会在酸性环境下沉淀, 因此, 热液矿物中, 要根据黄铁矿与共生矿物组合的特征来判断其形成的酸碱度环境(李小伟等, 2010)。

根据矿物形成物理化学条件和塔木素不同分带的矿物组合特征反演出含矿层沉积后经历的成岩环境变化可分为以下四个阶段(图 9 和 10):

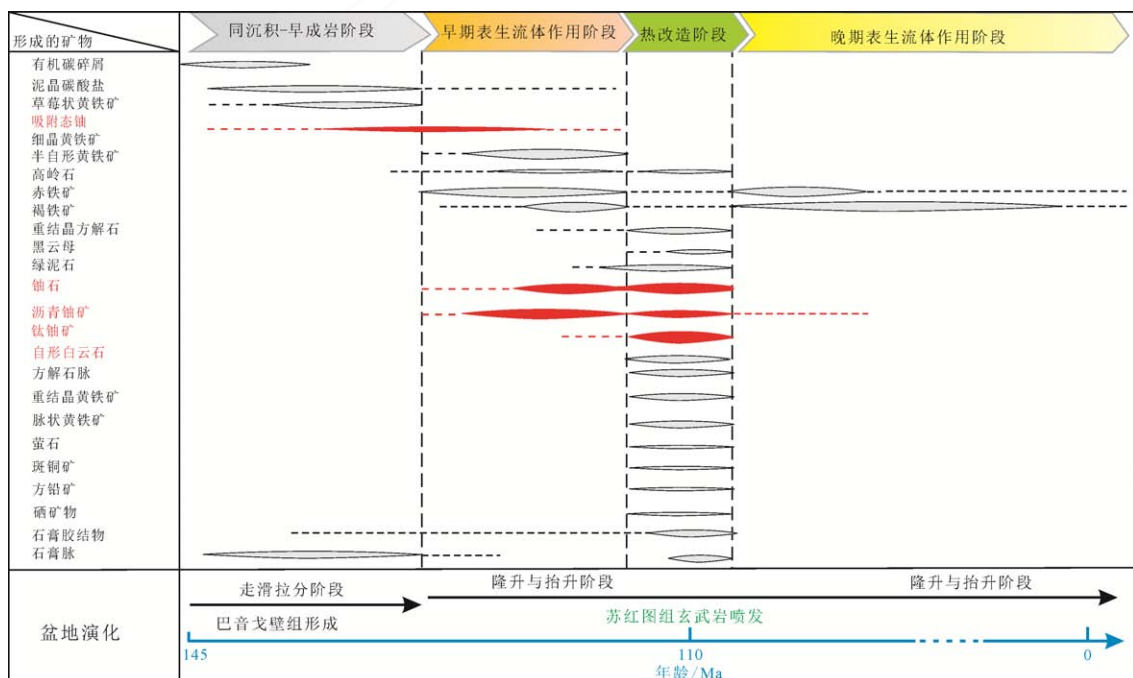


图 8 蚀变矿物形成顺序和盆地构造事件演化特征

Fig. 8 Formation sequence of altered minerals and evolution characteristics of basin tectonic events

1) 沉积至早成岩阶段的特征矿物组合为炭屑、草莓状黄铁矿、细粒分散黄铁矿和泥晶碳酸盐, 塔木素地区目的层沉积时期为早白垩世晚期, 此时气候以半干旱-半潮湿的为主(赵锡文, 1992)。巴音戈壁组上段中不产煤层或煤线, 仅出现部分的炭屑和部分的泥晶岩, 指示半干旱气候不利于植物的大量繁殖和沼泽的出现。同时, 该层位泥岩多以钙质泥岩为主, 部分已成为泥灰岩, 指示的浓缩高盐湖沉积为主, 此时的地下水主要为弱碱性。

2) 在早期氧化流体发育阶段, 出现的特征矿物为赤铁矿、褐铁矿等矿物组合, 但是气候干旱, 降水也为弱碱性, 并出现了氧化流体对泥晶碳酸盐矿物的浸染, 说明氧化带内成矿流体主要为强氧化

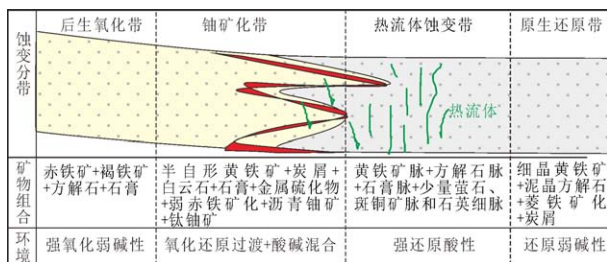


图9 含矿目的层空间蚀变分带矿物组合特征

Fig. 9 Mineral assemblage characteristics of spatial alteration zoning of the ore bearing target bed

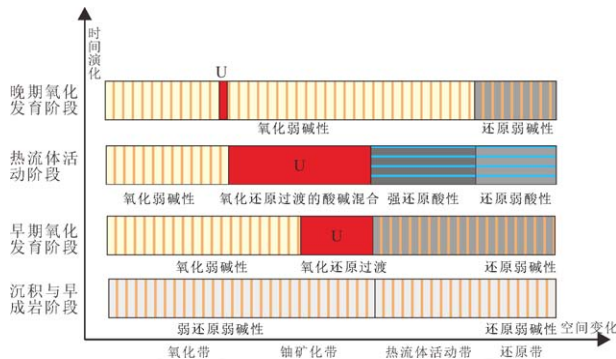


图10 含矿目的层成矿时空演化特征

Fig. 10 Temporal and spatial evolution characteristics of the ore bearing target layer

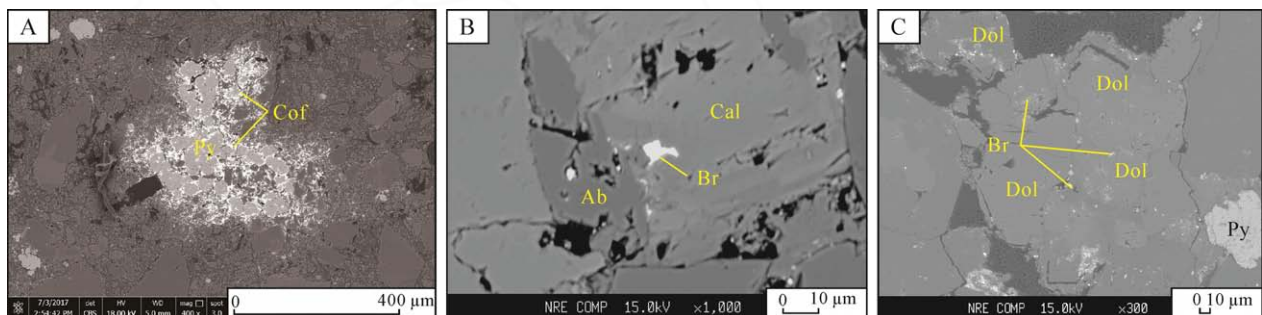
弱碱性流体。此时成矿的作用方式是氧化还原, 铀矿化也主要分布在氧化还原接触界面上。

3) 随着热流体事件的出现, 大量的自形-半自形方解石和立方体黄铁矿集合体, 亮晶方解石、黄铁矿和萤石脉穿插于砂岩中, 指示其为还原性热流体。热事件作用早期, 随着温度的升高, 出现碳酸钙重结晶和新形成的白云石, 指示该时期成岩流体主要为仍以弱碱性流体为主(张龙等, 2015; 魏巍等, 2015)。伴随着温度的进一步增高, 地层中有机质开始分解并形成了大量的有机酸(朱抱荃等, 1996), 同时深部酸性还原性热液的上升, 此时的成岩环境变为酸性的环境。阳离子浓度的增加有利于方解石、白云石、硬石膏等矿物的沉淀而 SO_4^{2-} 浓度的增加会造成硬石膏的沉淀和方解石、白云石的溶解(关平等, 2006; 张文涛等, 2007)。在酸性条件下, 巴音戈壁组上段砂岩中的碳酸盐被大量溶蚀, 碳酸盐被溶解后, 释放大量的 CO_2 和 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 。同时, 温度升高, 利于地层水中 SO_4^{2-} 浓度的增加。硫酸钙开始过饱和沉淀由于地层水中 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 浓度的增加。电子探针分析显示, 石膏胶结物中包裹有方铅矿, 同时石膏的包裹体温度值在 $200\sim 300^\circ\text{C}$ 之间, 指示石膏的形成成为中温酸性流体活动的产物(张成勇, 2019)。石膏或沉淀在孔隙中或交代碳酸盐, 充填孔隙。而在矿床西部 H15 线以西地区, 砂岩中黏土含矿较高, 深部还原性热流体的出现, 促使砂岩中铁、镁硅酸盐矿物中 Fe、Mg 等组分的析出, 在此作用下黏土矿物与其反应, 在砂岩中出现绿泥石化(夏菲等, 2016)。

4) 晚期氧化流体作用阶段, 晚期顺裂隙大量出现的褐铁矿、赤铁矿化细脉, 沿着氧化脉的边缘并没有出现其它的蚀变矿物, 此时地表水偏碱性 ($\text{pH}=7\sim 9$) 的值(高俊义等, 2010), 指示此期成岩流体主要为弱碱性氧化流体。

5.2 成矿环境变化对铀沉淀富集的约束

铀作为变价元素, 其形成是明显受控于成矿



A—自形黄铁矿边缘富集大量的铀矿, 6T29; B—亮晶方解石溶蚀孔中见钛铀矿, 0T05; C—钛铀矿产于白云石矿物颗粒的边缘或裂隙中, 1N17; Ab—钠长石; Cal—方解石; Py—黄铁矿; Dol—白云石; Cof—铀石; Br—钛铀矿。

A—abundant coffinite along the edge of euhedral pyrite, 6T29; B—brannerite found in the dissolution pores of bright calcite, 0T05; C—brannerite occurring in dolomite edges or fissures, 1N17; Ab—albite; Cal—calcite; Py—pyrite; Dol—dolomite; Cof—coffinite; Br—brannerite.

图11 铀矿物赋存位置与特征

Fig. 11 Occurrence, location, and characteristics of uranium minerals

流体物理化学的变化。砂岩型铀矿勘查表明,氧化还原过渡带是铀矿沉淀富集的主要部位,以低 pH、Eh 为主要特征,即铀的沉淀既需要氧化还原过渡,也需要酸碱度的变化(陈祖伊和郭庆银, 2007; 赵凤民等, 2017)。从塔木素矿床成矿环境的时空变化规律可以看出,早期氧化流体作用阶段成矿环境以强氧化弱碱性为主, U 主要以铀酰离子 $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ 为主, 该时期氧化作用几乎贯通整个砂层, 很少在砂层内部尖灭消失, 难以形成氧化还原过渡带。而其后热事件的出现改变了这一环境, 温度的升高致使碱性环境中的 $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ 离子和沥青铀矿溶解度增大, 在氧化砂体的顶底板形成碱性高浓度 $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ 络合物活动区。前述已证实热流体为中低温还原性弱酸性流体, 其混入使得 $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ 络合物活动区 pH 值降低, 酸性反应引起碳酸合铀酰络离子分解。热流体中的 S^{2-} 和 HS^- 等强还原剂将 U^{6+} 还原为 U^{4+} , 形成沥青铀矿和铀石。塔木素矿床中主要的铀矿物组合为沥青铀矿或铀石-黄铁矿组合(图 11A), 但在高品位铀矿石中可见到钛铀矿分布在方解石或白云石的溶蚀空洞或碳酸盐颗粒中的裂隙中(图 11B 和 C), 钛铀矿与碳酸盐形成的钛铀矿-方解石或钛铀矿白云石矿物组合指示后期存在明显的热流体活动, 深部热流体的参与造成了砂岩中的 Ti 等元素的活化与 U 结合, 造成钛铀矿的出现, 并使得矿石品位增高(聂逢君等, 2021)。碱性环境下形成了粗粒的碳酸盐矿物, 其后变为酸性环境, 对碳酸盐进行溶蚀并在孔隙中形成钛铀矿等。而在铀矿物周围出现的闪锌矿、黄铜矿、硒矿物等, 指示了还原性热流体参与到铀成矿作用过程中, 并形成了一系列指示中高温活动的金属矿物组合, 也说明了成矿环境向酸性还原环境转变的特征。

塔木素矿床下白垩统巴音戈壁组上段沉积的时间介于 135~110 Ma(卫平生等, 2006; 韩伟, 2017), 在沉积事件发生的中晚期, 出现了大规模表生氧化流体事件, 证据为巴音戈壁组上段与其上乌兰苏海组之间沉积的沉积不整合, 其发育的时间范围推测应该在 125~105 Ma 之间(卫平生等, 2006), 形成了围绕氧化-还原界面存在的低品位砂岩型铀矿石。早白垩世末期发生的构造-岩浆活动造成苏红图组玄武岩的喷发, 持续了较长的时间(115~95 Ma)(卫平生等, 2006; 吴仁贵等, 2009; 钟福平等, 2014; 陈志鹏等, 2019), 造成了整个盆地温度的增高。在其影响下, 塔木素矿床含矿层中形成了多个近垂直发育的裂隙, 导通深部热流体并改造了铀储层和早期的铀矿化, 其事件标尺为铀矿物的年龄约为(111.6±8.1) Ma(核工业 208 大队, 2017)。而上白垩统乌兰苏海组沉积后, 塔木素地区一直处于持续抬升阶段, 地表氧化流体

沿后期裂隙渗入, 局部出现零星改造成矿作用。整体来看, 塔木素地区沉积后大规模的氧化是成矿的基础, 为铀成矿提供铀源和充分的氧化环境, 其后, 热流体改造为成矿提供还原物质和提供了酸性的环境, 改变了储层的物理化学环境, 促使了大规模铀成矿条件的形成, 并出现高品位的铀矿化。

6 结论

(1)塔木素矿床含矿层巴音戈壁组上段砂岩胶结作用和重结晶作用是主要的成岩作用类型, 大规模的碳酸盐化和石膏化是砂岩致密的主要原因。通过矿物生成序列研究, 将整个成岩成矿过程分为沉积-早成岩、早期氧化作用、热改造和晚期氧化作用等 4 个阶段。

(2)根据矿物形成物理化学条件和塔木素不同分带的矿物组合特征反演出含矿层沉积后经历的成岩环境变化, 指出热流体活动造成的还原物质和酸性环境, 促使了铀的沉淀富集和高品位矿石的出现, 是成矿的关键环节。

(3)对砂岩型铀矿来讲, 氧化还原作用和酸碱度的变化是铀沉淀的主要原因, pH 值变化是碳酸铀酰络合物破解的重要原因, 因此, 应加强和重视 pH 值改变对 U 的沉淀富集的影响。

Acknowledgements:

This study was supported by National Natural Science Foundation of China (Nos. 42062008, 41862010, 42072099 and U2067202), National Program on Key Basic Research Project (No. 2015CB453002), Jiangxi Education Department (No. GJJ180363), and Fundamental Science on Radioactive Geology and Exploration Technology Laboratory, East China University of Technology (No. RGET1612).

参考文献:

- 蔡煜琦, 张金带, 李子颖, 郭庆银, 宋继叶, 范洪海, 刘武生, 漆富成, 张明林. 2015. 中国铀矿资源特征及成矿规律概要[J]. 地质学报, 89(6): 1051-1069.
- 陈会军, 刘招君, 柳蓉, 郭巍, 肖国平, 吴彦斌, 付占荣, 史冀忠, 胡晓峰, 孟庆涛. 2009. 银额盆地白垩统巴音戈壁组油页岩特征及古环境[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 39(4): 669-675.
- 陈梦雅, 聂逢君, Mostafa FAYEK. 2021. 开鲁盆地砂岩型铀矿中黄铁矿与铀矿化成因关系探讨[J]. 地球学报, 42(6): 868-880.
- 陈志鹏, 任战利, 祁凯, 于春勇, 任文波. 2019. 银额盆地苏红图坳陷早白垩统巴音戈壁组火山岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学特征及构造意义[J]. 地质学报, 93(2): 353-367.
- 陈祖伊, 郭庆银. 2007. 砂岩型铀矿床硫化物还原富集铀的机制[J]. 铀矿地质, 23(6): 321-327.
- 樊爱萍. 2007. 鄂尔多斯盆地东胜铀矿区侏罗系成岩作用的成矿约束[D]. 西安: 西北大学.
- 高俊义. 2010. 塔木素地区水文地质特征与铀成矿关系的研究[J]. 河南理工大学学报(自然科学版), 29(S1): 133-135.
- 关平, 张文涛, 吴雪松, 熊金玉. 2006. 江汉盆地白垩系渔洋组

- 砂岩的成岩作用及其热力学分析[J]. 岩石学报, 22(8): 2144-2150.
- 韩伟. 2017. 银额盆地晚古生代以来沉积-构造演化史及其对油气地质条件的影响研究[D]. 西安: 西北大学.
- 核工业 208 大队. 2017. 巴音戈壁盆地铀矿勘查与调查评价[R]. 包头: 核工业 208 大队.
- 靳久强, 孟庆任, 张研, 许大丰. 2000. 额济纳旗地区侏罗—白垩纪盆地演化与油气特征[J]. 石油学报, 21(4): 13-19.
- 李荣西, 段立志, 陈宝赞, 张少妮. 2011. 东胜砂岩型铀矿氧化酸性流体与还原碱性热液流体过渡界面蚀变带成矿作用研究[J]. 大地构造与成矿学, 35(4): 525-532.
- 李小伟, 莫宣学, 赵志丹. 2010. 低温平衡 $\text{ZnS-PbS-FeS-H}_2\text{S}$ 四组分体系的热力学分析[J]. 岩石学报, 26(10): 3153-3157.
- 林双幸, 宫晓峰, 张铁岭. 2017. 中新生代盆地深部地质流体及铀成矿作用[J]. 铀矿地质, 33(6): 321-328.
- 刘大锰, 杨起, 周春光, 汤达祯, 康西栋. 1999. 华北晚古生代煤中黄铁矿赋存特征与地质成因研究[J]. 地球化学, 28(4): 340-350.
- 柳益群, 李红, 朱玉双, 胡亭, 傅国斌, 刘洪福, 周小虎, 郑朝阳, 樊婷婷. 2010. 白云岩成因探讨: 新疆三塘湖盆地发现二叠系湖相喷流型热水白云岩[J]. 沉积学报, 28(5): 861-867.
- 孟庆任, 胡健民, 袁选俊, 靳久强. 2002. 中蒙边界地区晚中生代伸展盆地的结构、演化与成因[J]. 地质通报, 21(4): 224-231.
- 聂逢君, 严兆彬, 夏菲, 何剑锋, 张成勇, 封志兵, 张鑫, 杨东光, 陈梦雅, 谈顺佳, 张进, 康世虎, 宁君, 杨建新, 申科峰, 蔡建芳. 2021. 砂岩型铀矿的“双阶段双模式”成矿作用[J]. 地球学报, 42(6): 823-848.
- 邱柱国. 1987. 沉积矿床成因亚类的划分及沉积菱铁矿的成因[J]. 矿床地质, 6(1): 68-78.
- 邵飞. 2007. 水—岩相互作用及其与铀成矿关系研究——以相山铀矿田为例[D]. 武汉: 中国地质大学.
- 万天丰. 2005. 关于全球板块构造动力学机制的讨论[J]. 自然杂志, 27(5): 263-268.
- 卫平生, 张虎权, 陈启林. 2006. 银根—额济纳旗盆地油气地质特征及勘探前景[M]. 北京: 石油工业出版社: 6-48.
- 魏巍, 朱筱敏, 国殿斌, 费李莹, 苏惠, 蒋飞虎, 谈明轩, 吴陈冰洁. 2015. 查干凹陷下白垩统砂岩储层碳酸盐胶结物成岩期次及形成机理[J]. 地球化学, 44(6): 590-599.
- 吴仁贵, 周万蓬, 刘平华, 张雷, 徐喆. 2009. 关于内蒙古巴音戈壁盆地地早白垩世地层的讨论[J]. 地层学杂志, 33(01): 87-90.
- 夏菲, 孟华, 聂逢君, 严兆彬, 张成勇, 李满根. 2016. 鄂尔多斯盆地纳岭沟铀矿床绿泥石特征及地质意义[J]. 地质学报, 90(12): 3473-3482.
- 肖序常, 李廷栋, 李光岑, 高延林, 许志琴. 1990. 青藏高原的构造演化[J]. 中国地质科学院院报, 20: 123-125.
- 叶太平, 韩雪, 陈仁, 王敏. 2021. 滇黔桂典型锰矿床矿相学特征及其对成矿过程的指示[J]. 地球学报, 42(6): 945-958.
- 由雪莲, 贾文强, 徐帆, 刘仪. 2018. 铁白云石矿物学特征及原生次生成因机制[J]. 地球科学, 43(11): 4046-4055.
- 张成勇, 聂逢君, 侯树仁, 邓薇, 王俊林, 张良. 2015. 内蒙古塔木素地区砂岩型铀矿床热活动与铀矿化之间关系[J]. 矿物学报, 35(1): 79-86.
- 张成勇. 2019. 内蒙古巴音戈壁盆地塔木素地区流体作用特征与铀成矿事件研究[D]. 武汉: 中国地质大学.
- 张龙, 刘池洋, 赵中平, 王飞飞, 宋子升. 2015. 鄂尔多斯盆地杭锦旗地区砂岩型铀矿流体作用与成矿[J]. 地学前缘, 22(3): 368-381.
- 张涛. 2018. 岩石中的孔隙及其意义[J]. 科技资讯, 16(29): 53-54.
- 张文涛, 关平, 熊金玉. 2007. 成岩作用的热力学分析及应用实例[J]. 自然科学进展, 17(9): 1209-1215.
- 赵凤民. 2017. 重新认识还原作用在铀成矿中的贡献[J]. 铀矿地质, 33(4): 193-198.
- 赵锡文. 1992. 古气候学概论[M]. 北京: 地质出版社.
- 郑荣才, 王成善, 朱利东, 刘红军, 方国玉, 杜文博, 王崇孝, 汪满福. 2003. 酒西盆地首例湖相“白烟型”喷流岩——热水沉积白云岩的发现及其意义[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 30(1): 1-8.
- 钟福平, 钟建华, 王毅, 由伟丰. 2014. 银根-额济纳旗盆地苏红图坳陷早白垩世火山岩地球化学特征与成因[J]. 矿物学报, 34(01): 107-116.
- 郑亚东, 王士政, 王玉芳. 1990. 中蒙边界区新发现的特大型推覆构造及伸展变质核杂岩[J]. 中国科学(B 辑), (12): 1299-1305.
- 朱抱荃, 程中第, 应凤祥. 1996. 地层干酪根有机酸与储层次生孔隙的关系[J]. 石油实验地质, 18(2): 206-215.
- 朱延辉, 耿建军. 2002. 不同环境下沉积黄铁矿成因分析[J]. 河北煤炭, (1): 11-12.

References:

- CAI Yu-qi, ZHANG Jin-dai, LI Zi-ying, GUO Qing-yin, SOGN Ji-ye, FAN Hong-hai, LIU Wu-sheng, QI Fu-cheng, ZHANG Ming-lin. 2015. Outline of uranium resources characteristics and metallogenic regularity in China[J]. Acta Geologica Sinica, 89(6): 1051-1069(in Chinese with English abstract).
- CHEN Hui-jun, LIU Zhao-jun, LIU Rong, GUO Wei, XIAO Guo-ping, WU Yan-bin, FU Zhan-rong, SHI Ji-zhong, HU Xiao-feng, MENG Qing-tao. 2009. Characteristics of oil shale and paleoenvironment of the Bayingebi formation in the Lower Cretaceous in yin'e Basin[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 39(4): 669-675(in Chinese with English abstract).
- CHEN Meng-ya, NIE Feng-jun, Mostafa FAYEK. 2021. Discussion of the Genetic Relationship between Pyrite and Uranium Mineralization in Sandstone-type Uranium Deposits in Kailu Basin[J]. Acta Geoscientia Sinica, 42(6): 868-880(in Chinese with English abstract).
- CHEN Zhi-peng, REN Zhan-li, QI Kai, YU Chun-yong, REN Wen-bo. 2019. Zircon U- Pb chronology and geochemistry of volcanic rocks of early Cretaceous Bayingebi Formation in Suhongtu depression of the Ying'e basin, and their tectonic implications[J]. Acta Geologica Sinica, 93(2): 353-367(in Chinese with English abstract).
- CHEN Zu-yi, GUO Qing-yin. 2007. Mechanism of U-reduction and concentration by sulphides at sandstone type uranium deposits[J]. Uranium Geology, 23(6): 321-327(in Chinese with English abstract).
- CUNEY M, KYSER K. 2008. Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration[Z]. Min. Assoc. Can. 39, 257. [2021-05-15]. <https://www.researchgate.net/publication/242763792>
- DAHLKAMP F J. 2009. Uranium deposits of the world: Asia[M]. Berlin: Springer Nature: 493.
- FAN Ai-ping. 2007. Metallogenic constraints of Jurassic diagenesis in Dongsheng uranium deposit, Ordos Basin[D]. Xi'an: Northwestern University(in Chinese with English abstract).
- GAO Jun-yi. 2010. Study on the relationship between hydrogeological characteristics and uranium mineralization in Tamusu area[J]. Journal of Henan Polytechnic University (Natural science), 29(S1): 133-135(in Chinese).
- GEOLOGICAL BRIGADE NO. 208. 2017. Exploration and evaluation of uranium deposits in Bayingobi Basin[R]. Baotou: Geolical Brigade No.208(in Chinese).
- GUAN Ping, ZHANG Wen-tao, WU Xue-song, XIONG Jin-yu. 2006. Diagenesis of the Cretaceous sandstone in Yuyang Formation of Jiangnan basin and its thermodynamic analyse[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(8): 2144-2150(in Chinese with English abstract).
- HAN Wei. 2017. Study of sedimentary-tectonic evolution since late Paleozoic and its impacts on oil and gas geological conditions of Yin-E Basin[D]. Xi'an: Northwestern University(in Chinese with English abstract).
- JIN Jiu-qiang, MENG Qing-ren, ZHANG Yan, XU Da-feng. 2000.

- Evolution and hydrocarbon features of the Jurassic and Cretaceous basins, Ejinaqi[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 21(4): 13-19(in Chinese with English abstract).
- LI Rong-xi, DUAN Li-zhi, CHEN Bao-yun, ZHANG Shao-ni. 2011. Alteration and metallogeny on the oxic-acid/anoxic-alkali interface of the Dongsheng uranium deposit in Northern Ordos Basin[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 35(4): 525-532(in Chinese with English abstract).
- LI Xiao-wei, MO Xuan-xue, ZHAO Zhi-dan. 2010. Calculated low-temperature phase equilibria in system ZnS-PbS-FeS-H₂S[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(10): 3153-3157(in Chinese with English abstract).
- LIN Shuang-xing, Gong Xiao-feng, ZHANG Tie-ling. 2017. Deep geofluid and uranium metallogenesis in Meso-Cenozoic basins[J]. *Uranium Geology*, 33(6): 321-328(in Chinese with English abstract).
- LIU Da-meng, YANG Qi, ZHOU Chun-guang, TANG Da-zhen, KANG Xi-dong. 1999. Occurrence and geological genesis of pyrites in Late Paleozoic Coals in North China[J]. *Geochimica*, 28(4): 340-350(in Chinese with English abstract).
- LIU Yi-qun, LI Hong, ZHU Yu-shuang, HU Ting, FU Guo-bin, LIU Hong-fu, ZHOU Xiao-hu, ZHENG Chao-yang, FAN Ting-ting. 2010. Permian lacustrine eruptive hydrothermal dolomites, Santanghu Basin, Xinjiang Province[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 28(5): 861-867(in Chinese with English abstract).
- MANDELL G K, ROCK P A. 1998. Lattice energies of calcite-structure metal carbonates II. Results for CaCO₃, CdCO₃, FeCO₃, MgCO₃, and MnCO₃[J]. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 59(5): 703-712.
- MENG Qing-ren, HU Jian-min, YUAN Xuan-jun, JIN Jiu-qiang. 2002. Structure, evolution and origin of Late Mesozoic extensional basins in the China-Mongolia border region[J]. *Geological Bulletin of China*, 21(4): 224-231(in Chinese with English abstract).
- NIE Feng-jun, YAN Zhao-bin, XIA Fei, HE Jian-feng¹, ZHANG Cheng-yong, FENG Zhi-bing, ZHANG Xin, YANG Dong-guang, CHEN Meng-ya, TAN Shun-jia, ZHANG Jin, KANG Shi-hu, NING Jun, YANG Jian-xin, SHEN Ke-feng, CAI Jian-fang. 2021. Two-stage and Two-mode Uranium Mineralization for Sandstone-type Uranium Deposits[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 42(6): 823-848(in Chinese with English abstract).
- QIU Zhu-guo. 1987. Genetic subtype Classification of sedimentary deposits and genesis of sedimentary siderite[J]. *Mineral Deposits*, 6(1): 68-78(in Chinese with English abstract).
- SHAO Fei. 2007. Study on water-rock interaction and its relation with uranium metallogenesis: A case study in Xiangshan Uranium orefield[D]. Wuhan: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- WAN Tian-feng. 2005. Discussion on dynamic mechanism of global plate tectonics[J]. *Chinese Journal of Nature*, 27(5): 263-268(in Chinese).
- WEI Ping-sheng, ZHANG Hu-quan, CHEN Qi-lin. 2006. Petroleum geologic feature and exploration prospect of the Inggen-Ejin Basin[M]. Beijing: Petroleum Industry Press: 6-48(in Chinese).
- WEI Wei, ZHU Xiao-min, GUO Dian-bin, FEI Li-ying, SU Hui, JIANG Fei-hu, TAN Ming-xuan, WU Chen-bing-jie. 2015. Carbonate cements in Lower Cretaceous Bayingebi sandstone reservoirs in Chagan sag, Yin-e Basin: Formation phases and formation mechanisms[J]. *Geochimica*, 44(6): 590-599(in Chinese with English abstract).
- WU Ren-gui, ZHOU Wan-pang, LIU Ping-hua, XU Zhe. 2009. Discussion on the early cretaceous in the Bayingebi basin[J]. *Uranium Geology*, 33(01): 87-90(in Chinese with English abstract).
- XIA Fei, MENG Hua, NIE Feng-jun, YAN Zhao-bin, ZHANG Cheng-yong, LI Man-gen. 2016. Characteristics of chlorite from the Nalinggou uranium deposit in the Ordos Basin and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 90(12): 3473-3482(in Chinese with English abstract).
- XIAO Xu-chang, LI Ting-dong, LI Guang-cen, GAO Yan-lin, XU Zhi-qin. 1990. Tectonic evolution of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau[J]. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 20: 123-125(in Chinese).
- YE Tai-ping, HAN Xue, CHEN Ren, WANG Min. 2021. Mineralogy Characteristics of Typical Manganese Deposits and Their Indications for Metallogenic Processes in Yunnan, Guizhou, and Guangxi[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 42(6): 945-958(in Chinese with English abstract).
- YOU Xue-lian, JIA Wen-qiang, XU Fan, LIU Yi. 2018. Mineralogical characteristics of ankerite and mechanisms of primary and secondary origins[J]. *Earth Science*, 43(11): 4046-4055(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Cheng-Yong, NIE Feng-jun, HOU Shu-ren, Deng Wei, Wang Jun-lin, Zhang Liang. 2015. Study on hydrothermal alteration and relation with uranium mineralization of the Tamusu exogenetic uranium deposit, Inner Mongolia, China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 35(1): 79-86(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Cheng-yong. 2019. Characterization of ore-forming fluids and uranium mineralization events in the Tamusu sandstone type uranium deposit, Bayingobi Basin, China[D]. Wuhan: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Long, LIU Chi-yang, ZHAO Zhong-ping, WANG Fei-fei, SONG Zi-sheng. 2015. Fluid evolution and mineralization of Hangjinqi sandstone-type uranium deposit, Ordos Basin[J]. *Earth Science Frontiers*, 22(3): 368-381(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Tao. 2018. Pores in rocks and their significance[J]. *Science & Technology Information*, 16(29): 53-54(in Chinese).
- ZHANG Wen-tao, GUAN Ping, XIONG Jin-yu. 2007. Thermodynamic analysis and application examples of diagenesis[J]. *Progress in Natural Science*, 17(9): 1209-1215(in Chinese).
- ZHAO Feng-min. 2017. Recognition on the role of reducing action in uranium metallization[J]. *Uranium Geology*, 33(4): 193-198(in Chinese with English abstract).
- ZHAO Xi-wen. 1992. Introduction to Paleoclimatology[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- ZHENG Rong-cai, WANG Cheng-shan, ZHU Li-dong, LIU Hong-jun, FANG Guo-yu, DU Wen-bo, WANG Chong-xiao, WANG Man-fu. 2003. Discovery of the first example of "white smoke type" of exhalative rock (hydrothermal sedimentary dolostone) in Jiuxi Basin and its significance[J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 30(1): 1-8(in Chinese with English abstract).
- ZHENG Ya-dong, WANG Shi-zheng, WANG Yu-fang. 1990. A new discovery of extra large nappe structure and extensional metamorphic core complex in the boundary area between China and Mongolia[J]. *Science in China (Series B)*, (12): 1299-1305(in Chinese).
- ZHONG Fu-ping, ZHONG Jian-hua, WANG Yi, YOU Wei-fei. 2014. Geochemistry characteristics and origin of early Cretaceous volcanic rocks in Suhongtu depression, Inner Mongolia, China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 34(01): 107-116.
- ZHU Bao-quan, CHENG Zhong-di, YAGN Feng-xiang. 1996. Relationship of organic acid generated by kerogen to secondary porosity of reservoir[J]. *Experimental Petroleum Geology*, 18(2): 206-215(in Chinese with English abstract).
- ZHU Yan-hui, GENG Jian-jun. 2002. Analysis on cause of depositional pyrite under different environment[J]. *Hebei Coal*, (1): 11-12(in Chinese with English abstract).