# 内蒙古东胜地区砂岩型铀矿赋矿地层方解石胶结物C、O同位素特征和成因模型

Pre-pub. on line: www.geojournals.cn/georev

刘汉彬,金贵善,张建锋,韩娟,李军杰,张佳,石晓,徐可
核工业北京地质研究院,北京,100029

**内容提要**:砂岩型铀矿赋矿地层方解石胶结物C、O同位素组成对研究成矿机制具有重要的理论和实践意义。前人在成矿流体来源定性判断方面做了大量的研究工作,但缺乏对成矿混合流体的组分特征及相关参数的定量认识。根据内蒙古东胜地区东南部皂火壕和西北部纳岭沟铀矿床赋矿地层直罗组方解石胶结物C、O同位素组成特征,建立了渗出热卤水和渗入地层水两种不同流体混合生成方解石胶结物C、O同位素组成定量成因模型,并研究了两种流体来源、溶解碳的浓度比、流体比例以及热液温度等综合因素。除少数样品方解石胶结物为地层沉积时形成外,大部分方解石胶结物是热卤水与地层水两种流体混合作用的结果,古生界有机酸脱羧作用导致热卤水中富含$CO_2$。东胜地区砂岩型铀矿成矿流体地层水与热卤水比例为0.5~0.9,地层水所占的比例较大;热卤水与地层水溶解碳浓度比主要范围为1.5~5.0,部分大于10.0,热卤水中溶解碳浓度较高,是富含$CO_2$的流体。混合流体温度分为两个主要范围55~80℃、90~140℃,结合古盐度和盐度指数反演,表明成矿流体为有机与无机混合成因的低温热液流体。用砂岩型铀矿赋矿地层方解石胶结物C、O同位素组成,可定量模拟两种流体溶解碳浓度比、流体比例和方解石形成时温度等流体成矿条件,解释碳酸盐胶结物成因,以便从成矿流体角度更好地理解成矿作用过程。

**关键词**:碳同位素;氧同位素;成因模型;方解石胶结物;砂岩型铀矿;东胜地区

鄂尔多斯盆地是一个重要的石油、天然气、煤炭能源基地。自从20世纪90年代末,在该盆地东北部东胜地区先后发现并探明了皂火壕、纳岭沟、大营等砂岩型铀矿床(张金带,2016)。铀矿床成因模式为叠合铀成矿模式,即在古层间氧化作用的基础上,叠加后期还原性低温热流体改造而成矿(李子颖等,2006;秦明宽等,2017;彭云彪等,2017;易超等,2018)。

成矿流体是重要的成矿要素之一,赋矿地层砂岩碳酸盐胶结物C、O同位素组成,是研究成矿流体特征的有效手段。天然水体中的铀的存在形式,除与水溶液的pH、Eh值有关外,受$\Sigma CO_2$浓度的影响也很大,砂岩型铀矿床中含矿层水中铀的存在形式主要呈$UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2^{2-}$、$UO_2(CO_3)_3^{4-}$和少量$UO_2(OH)^+$形式(张祖还等,1984),$CO_2$是重要的成矿媒介。据此,铀在后生作用中的富集过程,实际就是碳酸合铀酰离子解体并还原沉淀的过程(张祖还等,1984;李延河等,2016)。砂岩型铀矿成矿环境为开放体系,流体中$CO_3^{2-}$在赋矿地层中形成碳酸盐胶结物,因此,其C、O同位素组成的研究一直受到高度重视(冯乔等,2016;杨晓勇等,2009;吴柏林等,2016;薛春纪等,2010;汤超等,2016;李子颖等,2019;张宾等,2020),该研究对砂岩型铀矿床的成因机制具有重要的理论和实践意义。

目前,砂岩型铀矿赋矿地层方解石胶结物C、O同位素组成已经在东胜地区成矿作用研究中得到很好的利用,研究手段主要是根据不同成因C同位素组成分析、$\delta^{13}C_{V-PDB}$及$\delta^{18}O_{V-SMOW}$图解投图、用方解石胶结物和流体之间的氧同位素分馏系数计算流体氧同位素组成等方法,对其成因进行判断分析,获得对流体来源的认识(冯乔等,2016;吴柏林等,2016;汤超等,2016;张宾等,2020):C同位素组成主要受有机酸脱羟基作用的控制,O同位素组成揭示其来源于地层水与低温深层热卤水的混合。但模式比较

注:本文为国家重点研发计划项目"华南热液型铀矿基地深部探测技术示范"(编号:2017YFC0602600)和"相山大型铀矿田科学深钻Ⅱ期铀多金属深部探测研究"的成果。
收稿日期:2021-02-23;改回日期:2021-05-10;责任编辑:章雨旭。Doi:10.16509/j.georeview.2021.05.103
作者简介:刘汉彬,男,1969生,正高级工程师,主要从事同位素地球化学研究;Email:hanbinliu@sina.com。通讯作者:金贵善,男,1980生,正高级工程师,主要从事同位素地球化学研究;Email:16626162@qq.com。

法只能进行定性分析,利用分馏系数计算流体 O 同位素组成时,只把温度作为限定条件,没有限定两种流体混合比例以及各自的同位素组成等条件,制约了碳酸盐胶结物 C、O 同位素组成在砂岩型铀矿床成矿作用过程中的示踪应用。

在对东胜地区东南部皂火壕铀矿床赋矿地层直罗组方解石胶结物 C、O 同位素特征进行分析基础上,试图根据已有的研究资料,假定地层水和低温热卤水的 C、O 同位素组成,用两种不同流体混合生成方解石 C、O 同位素组成计算方法(郑永飞等,2000),从渗入地层水、渗出低温热卤水两种流体来源、溶解碳的浓度比、流体比例以及热液温度等因素综合考虑,建立定量成因模型,分析并解释碳酸盐胶结物成因,以便从成矿流体角度更好地理解成矿作用过程。

## 1 地质概况

鄂尔多斯盆地是在华北克拉通基础上,受古亚洲、特斯提和环太平洋三大构造域的作用交切、叠加与复合而成(李子颖等,2019)。盆地划分为伊盟隆起、渭北隆起、晋西挠褶带、陕北斜坡、天环坳陷和西缘冲断带 6 个一级构造单元(李宏涛等,2007)。东胜地区砂岩型铀矿位于伊盟隆起的东北部。盆地由结晶基底、稳定型地台沉积盖层和活动型盆地沉积盖层组成。其中,结晶基底为太古宇—古元古界,地台沉积盖层为中元古界—三叠系,盆地盖层为侏罗

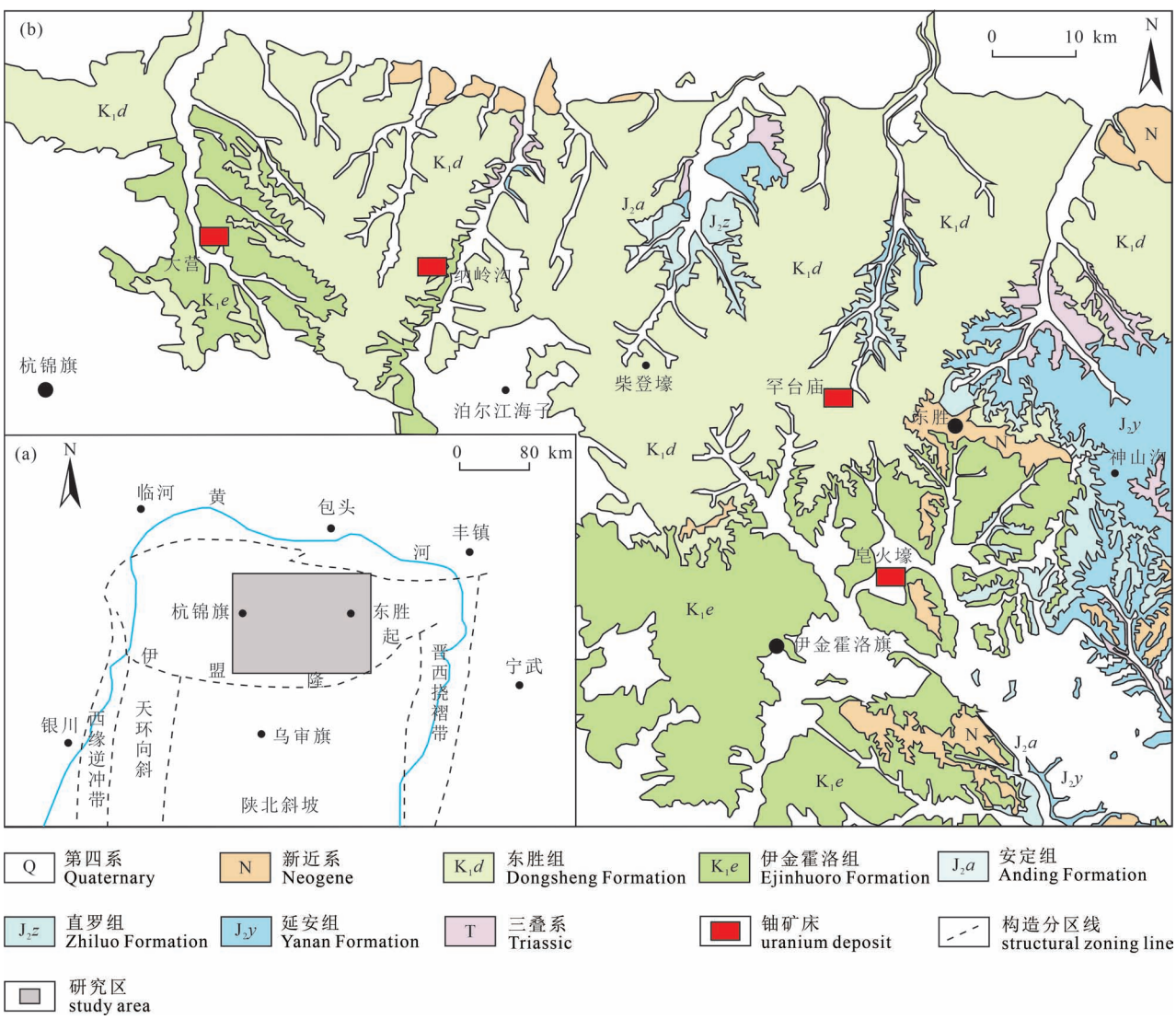



图 1 鄂尔多斯盆地东胜地区砂岩型铀矿地质简图(据陈路路等,2017 修改)

Fig. 1 Geological map of sandstone type uranium deposit in Dongsheng area, Ordos Basin (modified from Chen Lulu et al., 2017&)

系—第四系(图 1)。

侏罗系直罗组为东胜地区砂岩型铀矿赋矿地层,直罗组分为上段和下段,上段为杂色的中细砂岩、泥岩。下段分为上、下两个亚段(焦养泉等,2005),上亚段主要为绿色砂岩、泥岩;含矿主岩为直罗组下段的下亚段砂岩,岩石颜色以灰色为主,结构较疏松。直罗组砂岩总体成熟度较低,砂岩中碎屑磨圆度和分选性均较差,分为粗砂岩、中粒砂岩、细砂岩。

直罗组砂岩氧化还原分带具有其独特特征,在垂向上具有后生蚀变分带(李子颖等,2007;肖新建等,2004a),直罗组下段上亚段绿色砂岩为氧化带,是发生后生蚀变作用的主要分带。直罗组下段下亚段灰色砂岩为还原带,绿色砂岩与灰色砂岩之间为氧化—还原过渡带,铀矿化位于过渡带内。

## 2　方解石胶结物同位素组成

### 2.1　方解石矿物特征

东胜地区砂岩型铀矿一个重要的成矿特征是发生较强的碳酸盐化蚀变作用,碳酸盐胶结物含量一般小于 0.5%,因胶结物含量较少,碎屑颗粒相互接触,胶结物仅存在于碎屑颗粒的接触处,以接触胶结

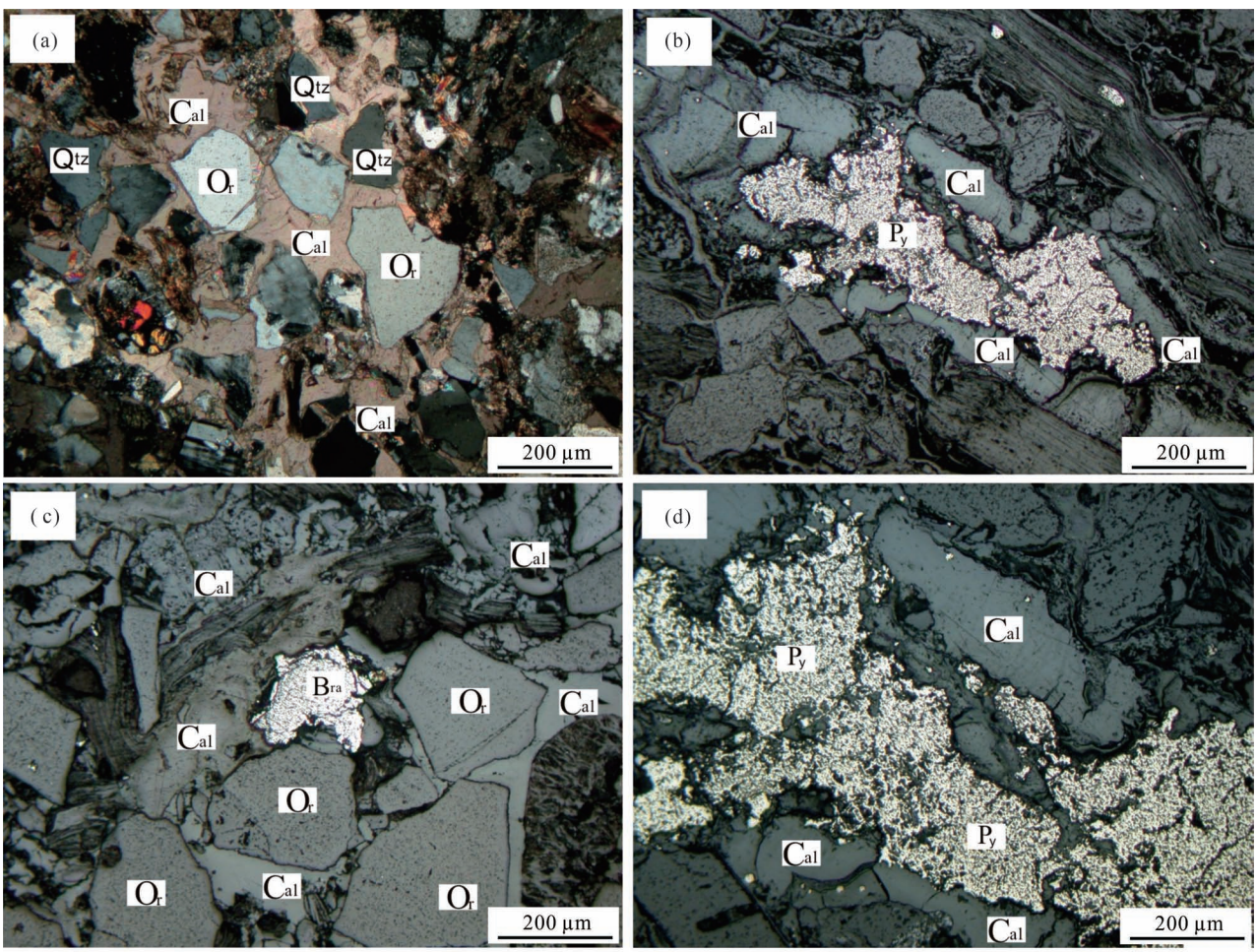



图 2 东胜地区皂火壕铀矿床直罗组砂岩特征:(a)方解石(Cal)胶结物胶结石英(Qtz)、长石(Or)颗粒(正交偏光);(b)黄铁矿(Py)与方解石(Cal)(反射光);(c)粒状黄铁矿(Py)充填颗粒孔隙,方解石(Cal)胶结物胶结石英(Qtz)颗粒,钛铀矿(Bra)(反射光);(d)浸染状黄铁矿(Py)与方解石(Cal)胶结物(反射光)

Fig. 2 Sandstone characteristics of Zhiluo Formation in Zaohuohao uranium deposit, Dongsheng area: (a) Calcitecement cemented quartz and feldspar particles ( magnification , crossed-polarized light); (b) pyriteand calcite ( magnification, reflected light); (c) granular pyrite filled in particle pores, calcite cement colloidal quartz particles, uraninite ( × 5magnification , reflected light); (d) disseminated pyrite and calcite cement ( × 5 magnification, reflected light)

方解石—Cal; 石英—Qtz; 长石—Or; 黄铁矿— Py; 钛铀矿—Bra

Calcite—Cal; Quartz—Qtz; Feldspar—Or; Pyrite— Py; Uraninite—Bra

为主,孔隙式胶结为辅。部分砂岩碳酸盐化强烈,碳酸盐含量可达 10%~20%或更高,砂岩基质和胶结物含量相对较高,碎屑颗粒分布于其中,呈基底式胶结。据 X-射线衍射分析,碳酸盐几乎全为方解石,有少量菱铁矿(李子颖等,2019)。

在赋矿地层直罗组砂岩特别是矿化段砂岩中,碳酸盐化较强,胶结物为亮晶方解石或粗晶方解石。碎屑颗粒主要有石英、长石和岩屑等,结构成熟度及成分成熟度为中等。碎屑物中少部分石英颗粒出现次生加大边现象(图 2a)。填隙物主要以方解石胶结物为主,另外,方解石常与黄铁矿伴生(图 2)。

为研究东胜地区成矿流体作用,特别是成矿流体来源及组成、成矿温度及氧化还原不同分带差异等,在研究区东南部皂火壕矿床进行赋矿地层直罗组砂岩取样,在对砂岩方解石胶结物 C、O 同位素组成分析测试基础上,进行了同位素特征和成因模型研究。

## 2.2 分析过程

分析测试过程主要为,先将样品粉碎至 180 目,在真空、25℃恒温条件下,将适量 100%的磷酸加入盛有 2 g 砂岩样品的反应试管中,反应时间 4 h 以上,用冷冻法分离、除去生成的水,收集由方解石胶结物与磷酸反应生成的纯净 $CO_2$ 气体。在中国地质科学院矿产资源研究所用 MAT251 气体同位素质谱仪进行双路法测量,测得 C、O 同位素组成数据(表 1)。测量结果以 V-PDB 和 V-SMOW 为标准,分别记为 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{V-PDB}$、$\delta^{18}O_{V-SMOW}$。分析精度优于±0.2‰。碳酸盐参考标准为 GBW04417 方解石,其 $\delta^{18}O_{V-PDB}$ 和 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 分别是-24.12‰和-6.06‰(丁悌平,2002)。$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 与 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 两种表示之间的转化关系为,$\delta^{18}O_{V-SMOW}=1.03091\times\delta^{18}O_{V-PDB}+30.91$。

## 2.3 C、O 同位素组成特征

对分析数据进行统计(表 1),东胜地区皂火壕铀矿床方解石胶结物 C、O 同位素组成范围:

(1)灰色及绿色含矿砂岩的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-12.5‰~-1.5‰,平均值为-7.8‰;$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-12.9‰~-9.7‰,平均为-11.3‰,$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 范围为 17.5‰~22.0‰,平均值为 19.3‰。

(2)灰色砂岩的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-12.1‰~-1.5‰,平均值为-7.3‰;$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-14.0‰~-5.0‰,平均值为-10.6‰,$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 范围为 16.5‰~25.7‰,平均值为 20.0‰。

(3)绿色砂岩的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-17.8‰~-1.6‰,平均值为-6.8‰;$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-13.6‰~-7.5‰,平均值为-10.4‰,$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 范围为 13.0‰~16.9‰,平均值为 20.2‰。全部样品的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-17.8‰~-1.5‰,平均值为-7.3‰;$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-14.0‰~-5.0‰,平均值为-10.7‰,$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 范围为 16.5‰~25.7‰,平均值为 19.9‰。

可以看出,除个别绿色砂岩的方解石胶结物 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值相对较低,个别灰色砂岩的方解石胶结物 O 同位素值相对较低外,三种不同砂岩的方解石胶结物 C、O 同位素组成范围基本一致。

## 2.4 流体来源

根据方解石胶结物 C、O 同位素组成,可以判断砂岩型铀矿成矿流体的来源(冯乔等,2016;杨晓勇等,2009;吴柏林等,2016;薛春纪等,2010;汤超等,2016;李子颖等,2019;张宾等,2020)。本次测量的砂岩方解石胶结物 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-17.8‰~-1.5‰,总体上比海相碳酸盐 C 同位素组成($\delta^{13}C_{V-PDB}=-4.0‰\sim4.0‰$,Bath et al.,1987)偏负,也比大气降水中 C 同位素组成($\delta^{13}C_{V-PDB}=-7.0‰\sim-3.5‰$,Schmidt et al.,2005)偏负,但比有机质的 C 同位素组成($\delta^{13}C_{V-PDB}=-33.0‰\sim-18.0‰$,Schmidt et al.,2005)偏正,与上古生界气田中 $CO_2$ 碳同位素组成范围($\delta^{13}C_{V-PDB}=-20‰\sim-4‰$,张龙,2017)大致相当,且约有五分之一样品的 $\delta^{13}C_{V-PDB}<-10.0‰$。因此,可以推测盆地热卤水中溶解碳参与了砂岩胶结物方解石形成。

在东胜地区很多学者对赋矿地层直罗组方解石胶结物进行了 C、O 同位素组成特征研究(表 2),冯乔等(2016)对东胜铀矿区方解石 C、O 同位素研究表明,方解石的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值范围为-19.6‰~-1.11‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 值范围-17.13‰~-9.00‰,由于地层渗入水和渗出热卤水影响程度不同,导致 $\delta^{13}C$ 值的变化范围较宽,方解石是由低温热液成矿作用形成的。杨晓勇等(2009)对碳酸盐胶结物的 C、O 同位素测定结果表明,$\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值变化范围为-23.62‰~-4.24‰,$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 范围为 10.32‰~19.52‰,且碳酸盐含量与 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值呈负相关关系,说明有机碳加入使砂岩中碳酸盐胶结物含量增加,碳同位素组成 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 反而变负,证明了赋矿地层直罗组碳酸盐胶结物方解石部分来源于有机质脱羧作用。吴柏林等(2016)对方解石样品的 C、

**表 1 东胜地区皂火壕铀矿床方解石胶结物 C、O 同位素组成**

**Table 1 Carbon and oxygen isotopic compositions of calcite cements in Zaohuohao uranium deposit, Dongsheng area**

| 序号 | 样品号 | 岩性简要描述 | $\delta^{13}C_{V-PDB}$ (‰) | $\delta^{18}O_{V-PDB}$ (‰) | $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ (‰) | 古盐度 $S$(%) | 古盐度指数 $Z$ | 岩石类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | A3-0-1 | ZKA3-0,114 m,灰色中粒砂岩 | −2.7 | −8.6 | 22.0 | 26.2 | 117.5 | 灰色及绿色含矿砂岩 |
| 2 | A3-0-2 | ZKA3-0,115 m,灰色中粒砂岩 | −5.5 | −10.0 | 20.6 | 24.8 | 111.1 | |
| 3 | A3-0-4 | ZKA3-0,117 m,灰绿色中粗砂岩 | −7.4 | −12.0 | 18.5 | 22.8 | 106.2 | |
| 4 | A3-0-6 | ZKA3-0,119 m,灰绿色中粗砂岩 | −1.5 | −10.3 | 20.3 | 24.5 | 119.1 | |
| 5 | A3-19-2 | ZKA3-19,153 m,灰色中粗砂岩 | −7.1 | −10.0 | 20.6 | 24.8 | 107.8 | |
| 6 | SW-003 | ZKA3-12,102.5 m,灰色中砂岩 | −6.7 | −12.4 | 18.2 | 22.4 | 107.4 | |
| 7 | SW-007 | ZKA3-12,112.8 m,浅灰色钙质粗砂岩 | −9.8 | −13.0 | 17.5 | 21.8 | 100.8 | |
| 8 | SW-012 | ZK8-7,133.3 m,浅灰色钙质细砂岩 | −12.4 | −12.5 | 18.1 | 22.3 | 95.7 | |
| 9 | A175-79-2 | ZKA175-79,149.5 m,灰色中砂岩 | −8.4 | −12.0 | 18.5 | 22.8 | 104.1 | |
| 10 | 143-77-3 | ZK143-77,183 m,灰色中砂岩 | −12.5 | −12.2 | 18.3 | 22.6 | 95.6 | |
| 11 | 143-47-2 | ZK143-47,173 m,灰色中粗砂岩 | −11.4 | −11.4 | 19.2 | 23.4 | 98.3 | |
| 12 | A3-0-7 | ZKA3-0,121 m,灰色中砂岩 | −7.8 | −11.3 | 19.3 | 23.5 | 105.7 | 灰色砂岩 |
| 13 | A3-0-8 | ZKA3-0,128 m,灰白色中粗砂岩 | −2.8 | −9.1 | 21.6 | 25.7 | 117.0 | |
| 14 | A3-11-2 | ZKA3-11,143 m,灰色中粗砂岩 | −5.7 | −11.0 | 19.5 | 23.8 | 110.1 | |
| 15 | A3-11-3 | ZKA3-11,145 m,灰色中粗砂岩 | −3.0 | −6.8 | 24.0 | 28.0 | 117.8 | |
| 16 | A3-19-3 | ZKA3-19,155 m,灰色中粗砂岩 | −7.8 | −10.6 | 20.0 | 24.2 | 106.0 | |
| 17 | A3-19-4 | ZKA3-19,156 m,灰色中粗砂岩 | −1.5 | −7.4 | 23.3 | 27.4 | 120.5 | |
| 18 | A0-3-1 | ZKA0-3,127.5 m,灰白中细砂岩 | −10.0 | −12.2 | 18.3 | 22.6 | 100.7 | |
| 19 | A0-3-2 | ZKA0-3,129.5 m,灰色中砂岩 | −7.2 | −11.2 | 19.4 | 23.6 | 107.0 | |
| 20 | A0-3-7 | ZKA0-3,154m,灰色中粗砂岩 | −6.7 | −8.1 | 22.5 | 26.7 | 109.5 | |
| 21 | SW-001 | ZKA3-12,98.0m,灰色中砂岩 | −9.9 | −14.0 | 16.5 | 20.8 | 100.1 | |
| 22 | SW-002 | ZKA3-12,101.4m,浅灰钙质中砂岩 | −8.5 | −12.7 | 17.8 | 22.1 | 103.6 | |
| 23 | SW-004 | ZKA3-12,104.1m,浅灰钙质中砂岩 | −8.7 | −13.2 | 17.3 | 21.6 | 102.9 | |
| 24 | SW-005 | ZKA3-12,108.8m,灰色细砂岩 | −7.9 | −10.7 | 19.9 | 24.1 | 105.8 | |
| 25 | SW-006 | ZKA3-12,109.8m,灰色中细砂岩 | −9.8 | −12.4 | 18.2 | 22.4 | 101.1 | |
| 26 | SW-008 | ZK8-7,128.4 m,灰色泥岩 | −2.5 | −5.0 | 25.7 | 29.8 | 119.7 | |
| 27 | SW-010 | ZK8-7,132.2 m,灰色细砂岩 | −12.1 | −12.4 | 18.1 | 22.4 | 96.3 | |
| 28 | SW-011 | ZK8-7,132.7 m,浅灰色钙质细砂岩 | −11.7 | −11.5 | 19.1 | 23.3 | 97.6 | |
| 29 | SW-014 | ZK8-7,144.8 m,灰色中细砂岩 | −9.5 | −12.9 | 17.6 | 21.9 | 101.4 | |
| 30 | SW-015 | ZK8-7,147.6 m,灰色中细砂岩 | −8.9 | −13.2 | 17.3 | 21.6 | 102.5 | |
| 31 | A175-79-3 | ZKA175-79,150 m,灰色中砂岩 | −8.3 | −8.9 | 21.8 | 25.9 | 105.9 | |
| 32 | A175-79-4 | ZKA175-79,158 m,灰色中砂岩 | −2.6 | −6.7 | 24.1 | 28.1 | 118.6 | |
| 33 | A175-79-5 | ZKA175-79,160 m,灰色中砂岩 | −6.5 | −11.0 | 19.6 | 23.8 | 108.5 | |
| 34 | A175-79-6 | ZKA175-79,161.3 m,灰色中砂岩 | −7.5 | −11.3 | 19.3 | 23.5 | 106.3 | |
| 35 | A175-79-7 | ZKA175-79,165 m,灰色中砂岩 | −7.3 | −12.3 | 18.2 | 22.5 | 106.2 | |
| 36 | 143-47-3 | ZK143-47,176 m,灰色中粗砂岩 | −10.2 | −11.1 | 19.4 | 23.7 | 100.9 | |
| 37 | 143-47-5 | ZK143-47,184 m,灰色中砂岩 | −6.4 | −9.2 | 21.4 | 25.6 | 109.6 | |
| 38 | A3-0-3 | ZKA3-0,116 m,灰绿色中粗砂岩 | −10.3 | −12.5 | 18.0 | 22.3 | 100.0 | 绿色砂岩 |
| 39 | A3-0-5 | ZKA3-0,118 m,灰绿色中粗砂岩 | −4.3 | −11.7 | 18.8 | 23.1 | 112.7 | |
| 40 | A3-11-1 | ZKA3-11,140 m,灰绿中砂岩 | −1.8 | −7.5 | 23.1 | 27.3 | 119.9 | |
| 41 | A3-19-1 | ZKA3-19,149 m,灰绿中粗砂岩 | −12.2 | −13.6 | 16.9 | 21.2 | 95.5 | |
| 42 | A0-3-3 | ZKA0-3,134 m,灰绿色中砂岩 | −1.7 | −8.0 | 22.6 | 26.8 | 119.8 | |
| 43 | A0-3-4 | ZKA0-3,139 m,灰绿色中砂岩 | −2.9 | −8.9 | 21.8 | 25.9 | 116.9 | |
| 44 | A0-3-5 | ZKA0-3,146 m,灰绿中粗砂岩 | −1.6 | −9.4 | 21.2 | 25.4 | 119.3 | |
| 45 | A0-3-6 | ZKA0-3,158 m,灰绿中粗砂岩 | −2.6 | −8.2 | 22.5 | 26.6 | 117.9 | |
| 46 | SW-009 | ZK8-7,130.8 m,灰带绿细砂岩 | −17.8 | −12.5 | 18.0 | 22.3 | 84.6 | |
| 47 | SW-013 | ZK8-7,134.4 m,灰带绿中细砂岩 | −11.3 | −12.8 | 17.8 | 22.0 | 97.8 | |
| 48 | A175-79-1 | ZKA175-79,148 m,灰绿色中砂岩 | −2.4 | −8.6 | 22.0 | 26.2 | 118.1 | |
| 49 | 143-77-1 | ZK143-77,180 m,灰绿色中砂岩 | −9.5 | −10.1 | 20.5 | 24.7 | 102.8 | |
| 50 | 143-47-1 | ZK143-47,169 m,灰绿色中砂岩 | −10.5 | −11.6 | 19.0 | 23.2 | 100.0 | |

**表 2 东胜地区砂岩型铀矿直罗组碳酸盐胶结物方解石 C、O 同位素组成范围**

**Table 2 Carbon and oxygen isotopic composition range of calcite in carbonate cement in Zhiluo Formationin sandstone type uranium deposit in Dongsheng area**

| 序号 | $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围(‰) | $\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围(‰) | $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 范围(‰) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|
| 1 | -19.6~-1.1 | -17.13~-9.00 | 13.1~21.6 | 冯乔等,2016 |
| 2 | -23.6 ~-4.2 | -20.0~-11.1 | 10.3~19.5 | 杨晓勇等,2009 |
| 3 | -14.6~-0.3 | -12.3~-9.6 | 18.2~21.0 | 吴柏林等,2016 |
| 4 | -14.0~2.7 | -12.1~-6.1 | 18.4~24.6 | 薛春纪等,2010 |
| 5 | -31.0~-0.4 | -13.8~-8.9 | 16.7~21.7 | 李子颖等,2019 |
| 6 | -15.7~-1.6 | -15.6~-10.0 | 14.8~20.6 | 汤超,2016 |
| 7 | -20.6~-3.8 | -16.3~-7.0 | 14.1~23.7 | 张宾,2020 |

O 同位素组成特征进行了研究,$\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为 -0.3 ‰~-14.59 ‰,平均值为-6.19 ‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-9.6‰~-12.31‰,平均值为-11.34‰,其碳的来源具有明显有机碳特征。薛春纪等(2010)研究表明,方解石的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-14.0 ‰~ 2.7 ‰,$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 范围为 18.4‰ ~24.6 ‰,认为碳同位素组成指示铀成矿流体中的大量碳来自烃类的氧化。汤超等(2016)研究结果表明,方解石胶结物 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为 -15.7‰ ~ -1.6‰,平均值为-9.08‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-15.6‰~-10‰,平均-12.4‰,方解石的碳来源为有机碳,与有机酸脱羧作用有关。

另外,还有学者针对东胜地区砂岩型铀矿成矿具有“叠合成因”的特殊性,按砂岩不同颜色分类进行了研究。李子颖等(2019)研究了东胜地区赋矿地层直罗组方解石胶结物 C、O 同位素组成,其中,灰色砂岩的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-21.9‰~-7.9‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-12.9‰~-9.7‰;灰绿色砂岩的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-31.0‰~-0.4‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-13.8‰~-9.9‰;褐红色砂岩的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-20.9‰ ~ -1.9‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为 -12.8‰ ~ -8.9‰。总体上,砂岩的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围为-31.0‰~-0.4‰,表现出差别较大的特征;$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围为-13.8‰~-8.9‰,具有相对集中的特征,说明成矿流体来源于油气、地层热卤水的双重参与,具有有机、无机流体双重成因。

张宾等(2020)研究了东胜地区西北部纳岭沟铀矿床直罗组碳酸盐胶结物 C、O 同位素组成特征,含矿砂岩 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 为-14.0‰~-8.7‰,平均值为-11.12‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 为-13.4‰~-12.4‰,平均值

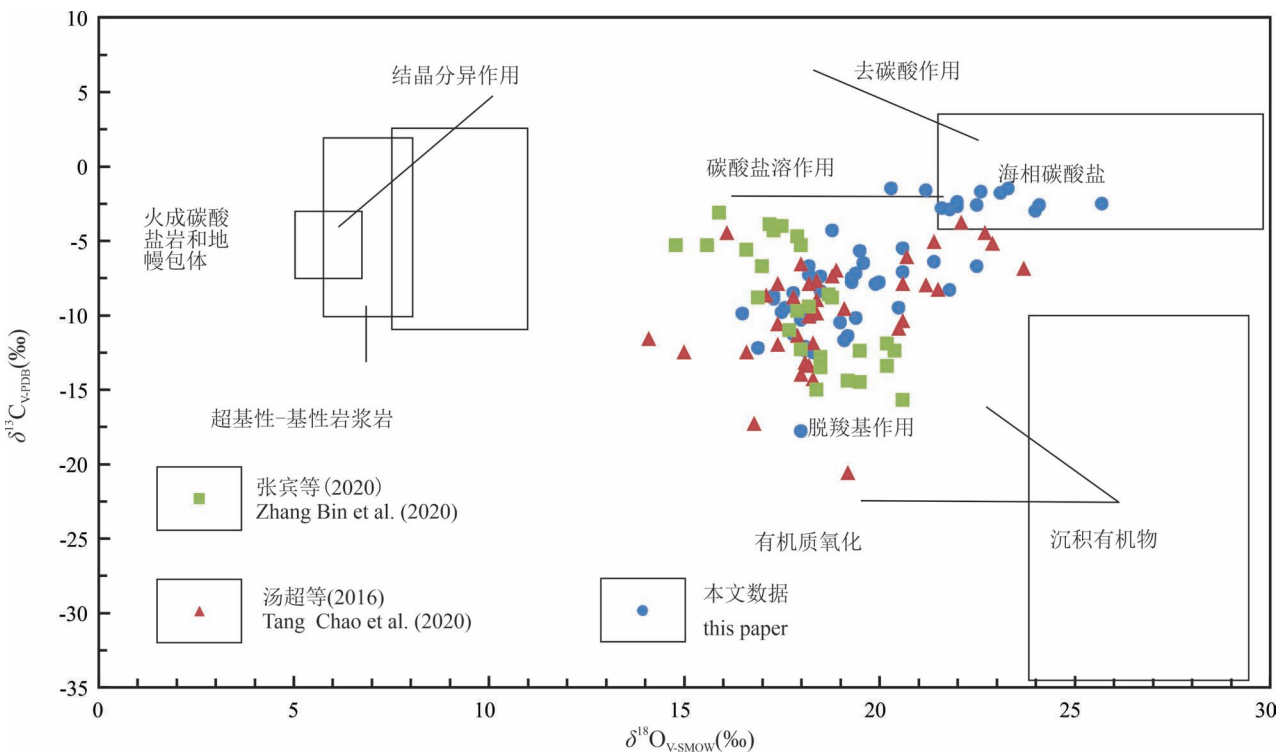



图 3 方解石胶结物 $\delta^{13}C_{V-PDB}$-$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 图解(据刘建明等,1997)

Fig. 3 Diagram of $\delta^{13}C_{V-PDB}$-$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ in calcite cement (modified from Liu Jianming et al., 1997)

为 -12.8‰; 灰色砂岩 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 为 -14.3‰ ~ -3.8‰,平均值为-8.44‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 为-14.3‰ ~ -7.9‰,平均值为-11.41‰;绿色砂岩 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 为 -20.6‰ ~ -5.2‰,平均值为-10.28‰,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 为-16.3‰ ~ -7.0‰,平均值为-11.61‰。有机酸脱羧作用产生的方解石 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 以高负值为特征,大部分样品方解石胶结物中的碳主要是有机质脱羧作用形成(图 3)。汤超等(2016)研究东胜地区砂岩型铀矿胶结物方解石 C、O 同位素结果表明,方解石的形成与有机质脱羧作用有关,碳来源为有机碳(图 3)。

综上所述,东胜地区砂岩型铀矿赋矿地层直罗组方解石胶结物 C、O 同位素研究表明,除个别样品呈较为偏负的 C 同位素组成外,大部分样品的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 范围在-20.6‰ ~ 0.3‰之间,$\delta^{18}O_{V-PDB}$ 范围在-20.0‰ ~ -6.1‰,$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 范围在 10.3‰ ~ 24.6‰,本次测量数据范围与前人分析数据范围基本一致。

在方解石胶结物 $\delta^{13}C_{V-PDB}$-$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 图解上(图 3),样品点主要分布在沉积有机物脱羧基作用形成的碳酸盐分布范围内,有 10 个样品分布在海相碳酸盐范围内的左下部。在方解石胶结物碳氧同位素组成成因图解上(图 4),样品点主要分布在与有机质有关的碳酸盐及成岩碳酸盐分布范围内。这说明碳酸盐胶结物方解石的碳主要来源是有机酸脱羧基作用提供的,还有部分方解石(C、O 同位素组成相对较大)主要是在地层沉积时形成的。

## 3　成因模型及模型判断

### 3.1　模型建立

如果流体混合作用导致方解石沉淀,那么可以根据 A、B 两种流体的 C、O 同位素组成,计算方解石 C、O 同位素组成(郑永飞等,2000):

$$\delta^{13}C_{方解石}=\frac{X_A(\delta^{13}C_a+1000\ln\alpha_{方解石—HCO_3^-})}{P+X_A+PX_A}+\frac{P(1-X_A)(\delta^{13}C_b+1000\ln\alpha_{方解石—CO_2})}{P+X_A+PX_A}$$

$$\delta^{18}O_{方解石}=\delta^{18}O_b+10^3\ln\alpha_{方解石—H_2O}+X_A(\delta^{18}O_a-\delta^{18}O_b)$$

式中:$X_A$ 为混合流体中流体 $A$ 的摩尔分数;$P$ 为流体 $B$ 与流体 $A$ 之间全部溶解碳的浓度比;$a$、$b$ 分别表示流体 $A$、流体 $B$;$\delta^{13}C_a$ 为流体 $A$ 的碳同位素组成;$\delta^{13}C_b$ 为流体 $B$ 的碳同位素组成;$\alpha_{m—n}$ 为组分 $m$ 和 $n$ 之间的分馏系数,$1000\ln\alpha_{m—n}$ 为组分 $m$ 和 $n$ 之间的富集

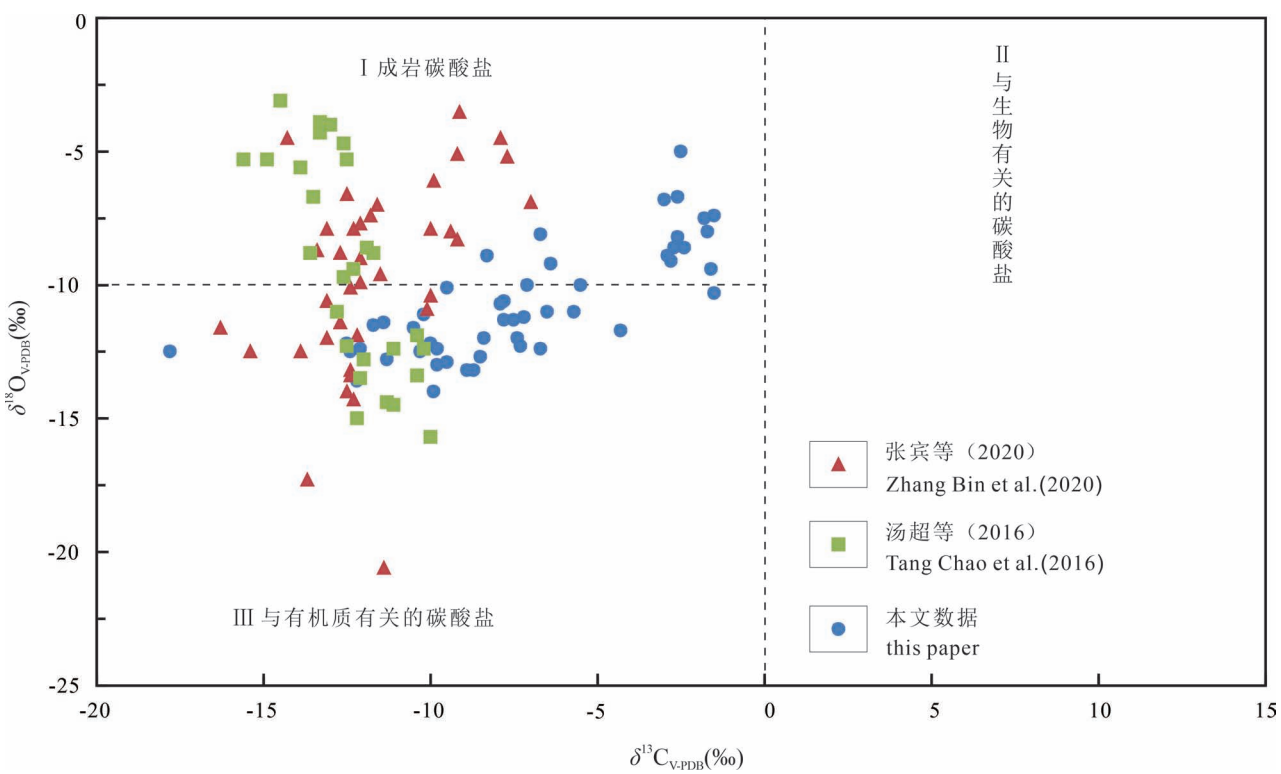



图 4 方解石胶结物 C、O 同位素组成成因图解(据王大锐,2000)

Fig. 4 Origin diagram of carbon and oxygen isotopic composition of calcite cement (modified from Wang Darui,2000)

系数(Ohmoto and Rye, 1979)。

其中,方解石与 $CO_2$、$HCO_3^-$ 与 $CO_2$ 之间的碳同位素平衡分馏系数分别由下列方程表示:

$$1000\ \ln\alpha_{方解石—CO_2} = 2.962 - 11.346\times10^3/T + 5.358\times10^4/T - 0.388\times10^4/T^2$$

$$1000\ \ln\alpha_{HCO_3^-—CO_2} = -35.70 + 26.16\times10^2/T - 2.1\times10^6/T^2$$

方解石与 $H_2O$ 之间的氧同位素平衡分馏系数由下列方程表示:

$$1000\ln\alpha_{方解石—H_2O} = 2.78\times10^6/T^2 - 2.89$$

$$1000\ \ln\alpha_{方解石—H_2O} = 2.78\times10^6/T^2 - 2.89$$

在公式(1)中,当两种流体中,碳都以 $HCO_3^-$ 形式存在时,公式变为:

$$\delta^{13}C_{方解石} = \frac{X_A(\delta^{13}C_a + 1000\ \ln\alpha_{方解石—HCO_3^-})}{P + X_A + PX_A} + \frac{P(1-X_A)(\delta^{13}C_b + 1000\ \ln\alpha_{方解石—HCO_3^-})}{P + X_A + PX_A}$$

因此,给定 $X_A$、$P$、$T$ 参数条件,$X_A = 0$、$T = 250$ ℃;$X_A = 0.25$、$T = 200$℃;$X_A = 0.5$、$T = 150$℃;$X_A = 0.75$、$T = 100$℃;$X_A = 1$、$T = 50$℃ 时,分别对应取值 $P = 0.2$、0.5、1.0、2.0、5.0、10.0,另外,根据已有地质资料,可假设或根据已有研究资料确定两种流体的 C、O 同位素组成,用上述公式分别计算出方解石 C、O 同位素组成(表 3),这样制作成 $\delta^{13}C_{V-PDB}$—$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 成因图解,通过图解能综合判断方解石形成的流体参数条件,进而对其成因进行分析。

薛春纪等(2010)通过盆地内流体流动的数值

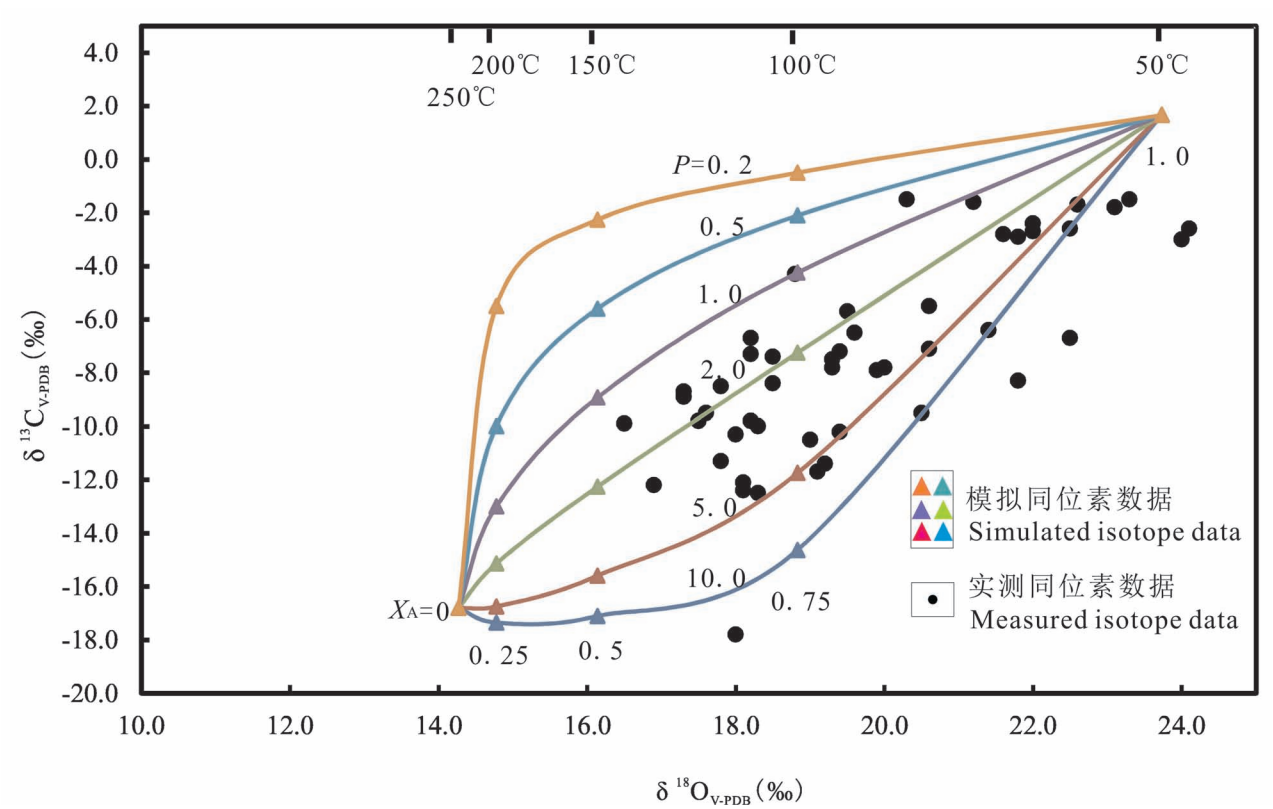



图 5 东胜地区砂岩型铀矿赋矿地层直罗组方解石胶结物 C、O 同位素组成模型

Fig. 5 Carbon and oxygen isotopic compositions model of calcite cements in Zhiluo Formation in sandstone type uranium deposit in Dongsheng area

假定渗入地层水的 C、O 同位素组成分别为 $\delta^{18}O_{V-SMOW} = 0.0‰$;$\delta^{13}C_{V-PDB} = 0.0‰$;渗出热卤水流体的 C、O 同位素组成分别为 $\delta^{18}O_{V-SMOW} = 7.0‰$;$\delta^{13}C_{V-PDB} = -20.0‰$。$X_A$ 代表混合流体中地层水的摩尔分数;$P$ 代表热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比

It is assumed that the isotopic compositions of carbon and oxygen in the seeping formation water are that $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ is 0.0‰ and $\delta^{13}C_{V-PDB}$ is 0.0‰; the isotopic compositions of carbon and oxygen in the seeping hot brine fluid are that $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ is 7.0‰; $\delta^{13}C_{V-PDB}$ is −20.0‰. $X_A$ represents the mole fraction of formation water in the mixed fluid; $P$ represents the concentration ratio of all dissolved carbon between hot brine and formation water

模拟研究表明,在侏罗纪—白垩纪时,鄂尔多斯盆地边缘相对抬升导致地层发生轻微变倾,产生渗出流和渗入流两种流体流动系统。渗出流系统是盆地下部受超压驱动流向盆地边缘浅部、富含烃、碳的热卤水,渗入流系统是受重力驱动沿盆边地层向下流的地层水。

吴伯林等(2006)对东胜地区蚀源区水的 H、O 同位素组成进行研究,其 $\delta D_{V-SMOW}$ 为 -54.6‰,$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 为-0.15‰。研究区白垩系地层地下水溶解无机碳 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 实测值范围-19.3‰~-4.5‰(吴春勇等,2011),盆地北部上古生界气田中 $CO_2$ 碳同位素组成 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 主要分布在-20‰~-4‰(张龙,2017)。汤超等(2016)研究成矿期混合流体同位素组成,混合流体 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 的平均值为 7.19‰。根据上述资料综合,假定渗入流体的 C、O 同位素组成分别为 $\delta^{18}O_{V-SMOW}=0.0‰$;$\delta^{13}C_{V-PDB}=0.0‰$;渗出热卤水流体的 C、O 同位素组成分别为 $\delta^{18}O_{V-SMOW}=7.0‰$;$\delta^{13}C_{V-PDB}=-20.0‰$(表 3)。

在此基础上进行模拟(图 5)并对成矿条件加以判断。在公式计算和模拟图中,$X_A$ 代表东胜地区砂岩型铀矿赋矿地层直罗组混合流体中地层水的摩尔分数;$P$ 代表热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比;$a$、$b$ 分别代表地层水、热卤水。

从公式(2)、(3)可以看出,方解石 C、O 同位素组成是两种同位素在方解石与混合流体之间分馏作用的综合体现,受两种流体来源、溶解碳浓度比、流

**表 3 东胜地区砂岩型铀矿赋矿地层直罗组方解石胶结物 C、O 同位素组成模拟参数**

**Table 3 Simulation parameters of carbon and oxygen isotopic compositions of calcite cements in Zhiluo Formation in sandstone type uranium deposit in Dongsheng area**

| 流体温度 $t$(℃) | * | $P$ | $X_A$ | 地层水 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ (‰) | 地层水 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ (‰) | 热卤水 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ (‰) | 热卤水 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ (‰) | 混合流体 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ (‰) | 混合流体 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ (‰) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 250 | 3.2 | 10.0 | 0.00 | 0.0 | 0.0 | -20.0 | 7.0 | -16.8 | 14.3 |
| | | 5.0 | | | | | | | |
| | | 2.0 | | | | | | | |
| | | 1.0 | | | | | | | |
| | | 0.5 | | | | | | | |
| | | 0.2 | | | | | | | |
| 200 | 2.0 | 10.0 | 0.25 | 0.0 | 0.0 | -20.0 | 7.0 | -17.4 | 14.8 |
| | | 5.0 | | | | | | -16.8 | |
| | | 2.0 | | | | | | -15.1 | |
| | | 1.0 | | | | | | -13.0 | |
| | | 0.5 | | | | | | -10.0 | |
| | | 0.2 | | | | | | -5.5 | |
| 150 | 1.07 | 10.0 | 0.50 | 0.0 | 0.0 | -20.0 | 7.0 | -17.1 | 16.1 |
| | | 5.0 | | | | | | -15.6 | |
| | | 2.0 | | | | | | -12.3 | |
| | | 1.0 | | | | | | -8.9 | |
| | | 0.5 | | | | | | -5.6 | |
| | | 0.2 | | | | | | -2.3 | |
| 100 | 0.75 | 10.0 | 0.75 | 0.0 | 0.0 | -20.0 | 7.0 | -14.6 | 18.8 |
| | | 5.0 | | | | | | -11.8 | |
| | | 2.0 | | | | | | -7.3 | |
| | | 1.0 | | | | | | -4.3 | |
| | | 0.5 | | | | | | -2.1 | |
| | | 0.2 | | | | | | -0.5 | |
| 50 | 1.66 | 10.0 | 1.00 | 0.0 | 0.0 | -20.0 | 7.0 | 1.7 | 23.7 |
| | | 5.0 | | | | | | | |
| | | 2.0 | | | | | | | |
| | | 1.0 | | | | | | | |
| | | 0.5 | | | | | | | |

注:* = 1000 $\ln\alpha_{方解石—HCO_3^-}$。

体比例以及热液温度等多个因素影响,不仅仅受盆地热卤水中碳同位素组成控制,因此,需根据成矿条件综合考虑,建立并利用成因模型,从更全面的对赋矿地层方解石胶结物成因进行深入分析。

从模拟图可以看出(图 5),随混合流体中地层水的摩尔分数 $X_A$ 即地层水的比例增大,方解石的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 增大;混合流体温度降低,方解石的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 增大;随热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比 $P$ 增大,方解石 $C$ 同位素组成 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 减小。从热卤水中溶解碳含量浓度比 $P$ 的变化情况,也可对热卤水上升期次做出粗略判断。方解石胶结物 O 同位素组成 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 的变化对温度较灵敏。

### 3.2 模型判断

将皂火壕铀矿床赋矿地层直罗组方解石胶结物 C、O 同位素组成在建立的模型图上按灰色及绿色含矿砂岩、灰色砂岩、绿色砂岩、全部砂岩分别投图,并进行讨论。

所有含矿砂岩测试样品点都落在两种流体混合模拟曲线范围内,混合流体中地层水的摩尔分数约为 0.6~0.9,即地层水的比例约占 2/3 以上,总体上,地层水在混合流体中所占比例较大。热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比 $P$ 为 1.5~5.0,即热卤水中溶解碳的浓度是地层水中溶解碳的浓度的 1.5 至 5 倍左右。方解石形成温度具有 2 个温度段,分别为 60~80℃ 和 100~110℃(图 6)。形成温度主要在 90~110℃ 范围内,与灰色砂岩、绿色砂岩相比,温度不是最高,可能这与两种流体混合后温度会相应降低有关。

灰色砂岩测试样品点大部分落在两种流体混合模拟曲线范围内,混合流体中地层水的摩尔分数约为 0.5~0.9,即地层水的比例约占一半以上,地层水在混合流体中所占比例相对较大。热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比 $P$ 为 1.5~5.0,部分样品在 10.0 以上。热卤水中溶解碳的浓度是地层水中溶解碳的浓度的 1.5 至 5 倍左右,部分样品落在曲线以外,说明热卤水中溶解碳的浓度是地层水中溶解碳的浓度的 10 倍以上,热卤水中含碳浓度大大高于地层水。方解石形成温度也具有 2 个温度段,分别为 50~80℃ 和 90~140℃(图 7)。形成温度主要在 90~120℃ 范围内,与含矿砂岩、绿色砂岩相比,个

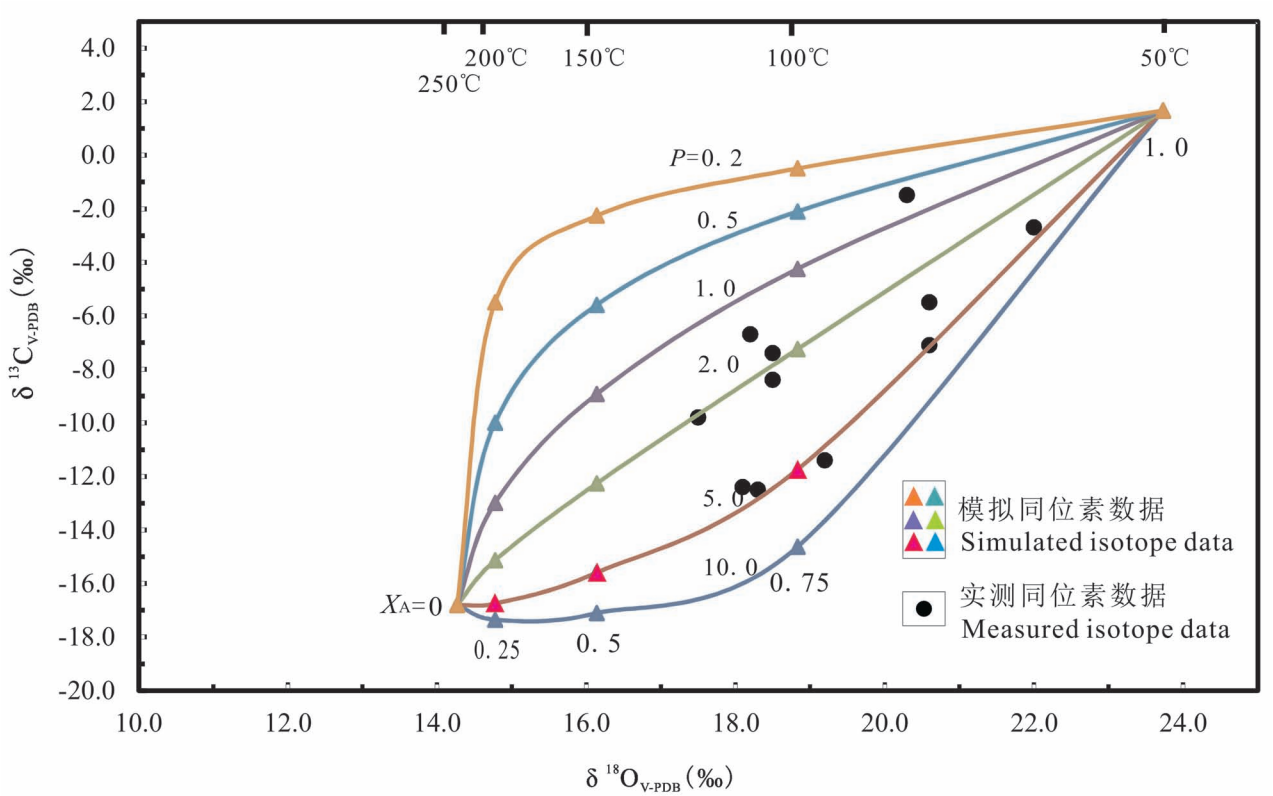



图 6 东胜地区皂火壕砂岩型铀矿直罗组含矿砂岩方解石胶结物 C、O 同位素组成模型

Fig. 6 Carbon and oxygen isotopic compositionsmodel of calcite cements in Zhiluo Formation in Zaohuohaosandstone type uranium deposit in Dongsheng area

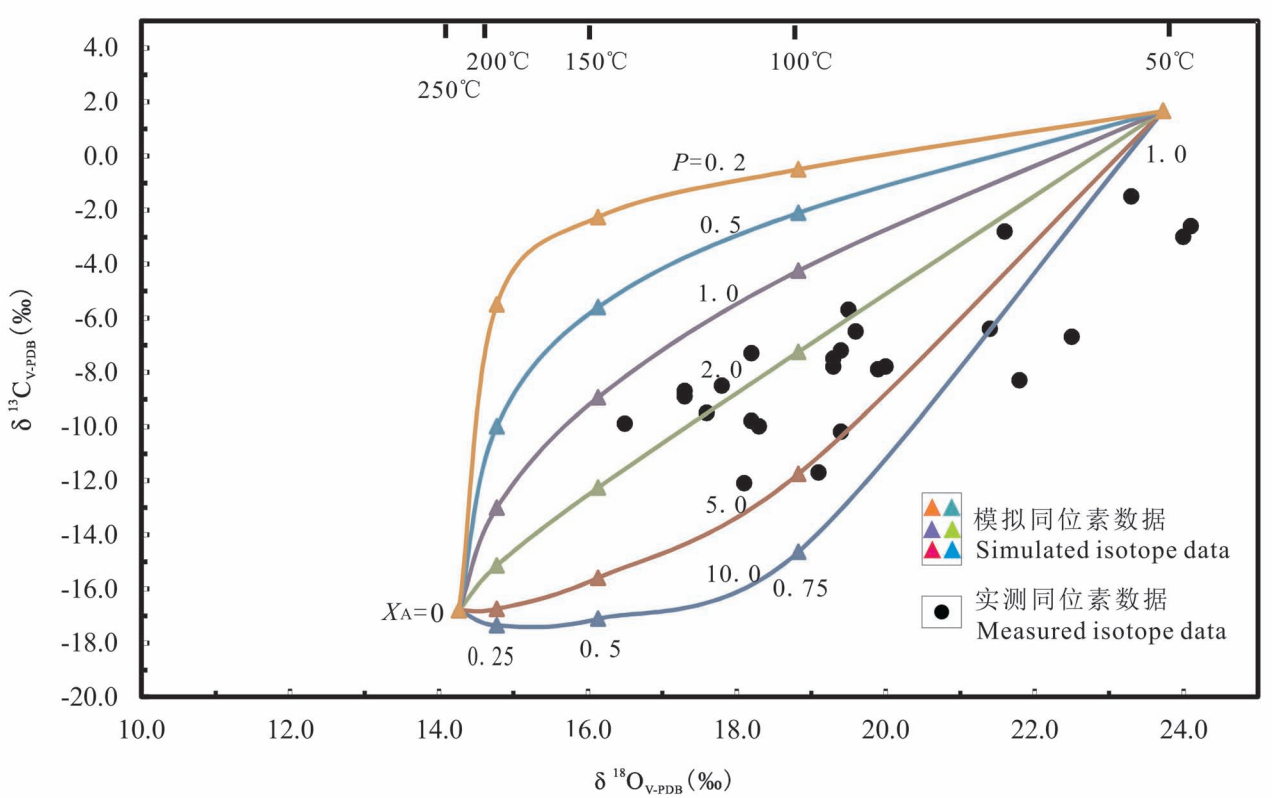



图 7 东胜地区皂火壕砂岩型铀矿直罗组灰色砂岩方解石胶结物 C、O 同位素组成模型

Fig. 7 Carbon and oxygen isotopic compositions model of calcite cement in gray sandstone in Zhiluo Formation in Zaohuohao sandstone type uranium deposit in Dongsheng

别样品温度达到最高,最高温度约为 135℃,可能这地层水所占比例较小(0.5 左右),热卤水所占比例相对较大,两种流体混合后温度会比原地层水的温度相应增高。

绿色砂岩样品基本落在两种流体混合模拟曲线范围内,混合流体中地层水的摩尔分数约为 0.6~0.9,即地层水的比例约占 2/3 以上,地层水在混合流体中所占比例也较大。热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比 $P$ 主要范围为 2.0~10.0,即热卤水中溶解碳的浓度是地层水中溶解碳的浓度的 2 至 10 倍左右。方解石形成温度具有 2 个温度段,分别为较低温度段 55~80℃和较高温度段 90~130℃(图 8),最高温度约为 130℃,最高温度比含矿砂岩温度高,比灰色砂岩低。

皂火壕砂岩型铀矿直罗组砂岩方解石胶结物 C、O 同位素组成成因(图 9)说明,该矿床混合流体中地层水的摩尔分数约为 0.5~0.9,即地层水的比例约占一半以上,地层水在混合流体中所占比例较大,但在含矿砂岩、灰色砂岩、绿色砂岩之间所占比例有所差异。热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比 $P$ 主要范围为 1.5~5.0,即热卤水中溶解碳的浓度是地层水中溶解碳的浓度的 2 至 5 倍左右,个别样品达到了 10 倍左右。方解石形成温度具有 2 个温度段,分别为较低温度段 55~80℃和较高温度段 90~140℃(表 4)。

**表 4 直罗组方解石胶结物 C、O 同位素模拟流体成分及温度参数**

**Table 4 Simulated fluid composition and temperature parameters usingcarbon and oxygen isotopic composition of calcite cements in Zhiluo Formation**

| 岩性 | $X_A$ | $p$ | 温度大致范围 $t$(℃) |
|---|---|---|---|
| 灰色及绿色含矿砂岩 | 0.6~0.9 | 1.5~5.0 | 60~80;100~110 |
| 灰色砂岩 | 0.5~0.9 | 1.5~5.0 | 50~80;90~140 |
| 绿色砂岩 | 0.6~0.9 | 2.0~5.0 | 55~80;90~130 |
| 全部砂岩 | 0.5~0.9 | 1.5~5.0 | 55~80;90~140 |

通过上述模拟判断综合说明,赋矿地层中含矿砂岩、灰色砂岩、绿色砂岩都存在热卤水及地层水两

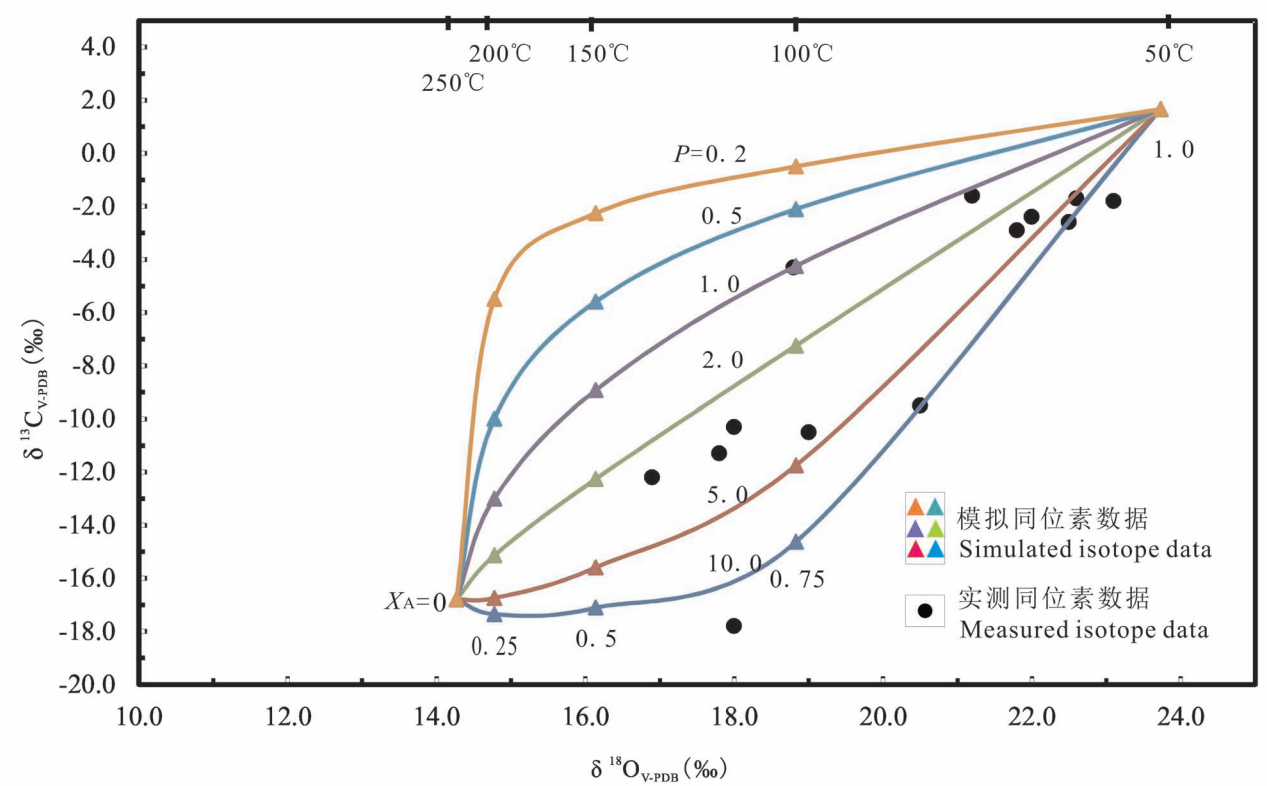



图 8 皂火壕砂岩型铀矿直罗组绿色砂岩方解石胶结物 C、O 同位素组成模型

Fig. 8 Carbon and oxygen isotopic compositions model of calcite cement in green sandstone in Zhiluo Formation in Zaohuohao sandstone type uranium deposit

种流体的混合作用,只不过两种流体的比例有所差别。地层中方解石胶结物的成因不能简单分为有机成因还是无机成因,事实上是两种流体共同作用的结果,只是两种流体在不同部位对方解石的形成所起的作用不同,成矿类型为双重成因。

需要说明的是,灰色砂岩、绿色砂岩中都有部分样品热卤水与地层水流体溶解碳浓度比在 10.0 以上,这可能是成矿后期直罗组砂岩经受了一期更加富含 $CO_2$ 热卤水的蚀变作用。

### 3.3 纳岭沟铀矿床模型判断

为说明整个东胜地区区域研究的代表性,根据张宾等(2020)在东胜地区西北部纳岭沟铀矿床赋矿地层直罗组方解石胶结物 C、O 同位素组成分析数据,利用建立的模型对该矿床进行有关参数研究(图 9)。

该矿床含矿砂岩、灰色砂岩、绿色砂岩测试样品点大部分落在两种流体混合模拟曲线范围内,与皂火壕矿床的分布趋势大致相同(图 5)。混合流体中地层水的摩尔分数主要约为 0.5~0.9,主要在 0.6 左右,即地层水的比例约占一半以上,总体上,地层水在混合流体中所占比例较大。热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比 $P$ 为 1.5~5.0,部分样品在 10.0 以上。热卤水中溶解碳的浓度是地层水中溶解碳的浓度的 1.5 至 5 倍左右,部分样品落在曲线以外,说明热卤水中溶解碳的浓度是地层水中溶解碳的浓度的 10 倍以上,热卤水中含碳浓度比地层水明显增高。方解石形成温度也具有 2 个温度段,分别为 60~80℃ 和 90~140℃(图 9)。形成温度主要在 100~120℃ 范围内。部分方解石胶结物在较低温度、地层水比例较高且热卤水中碳含量比例高条件下形成,分布在模拟曲线的右下位置,可能是由一期含溶解碳较高的少量热卤水与大量的低温地层水混合后形成方解石。样品数据点在模拟图上总体分布特征与皂火壕矿床相近,说明东胜地区不同铀矿床(矿化点)成矿类型具有相似性,矿床类型相同。

## 4 成因讨论

### 4.1 流体温度

通过东胜地区方解石胶结物 C、O 同位素组成混合流体模拟,可知方解石胶结物形成环境具有明

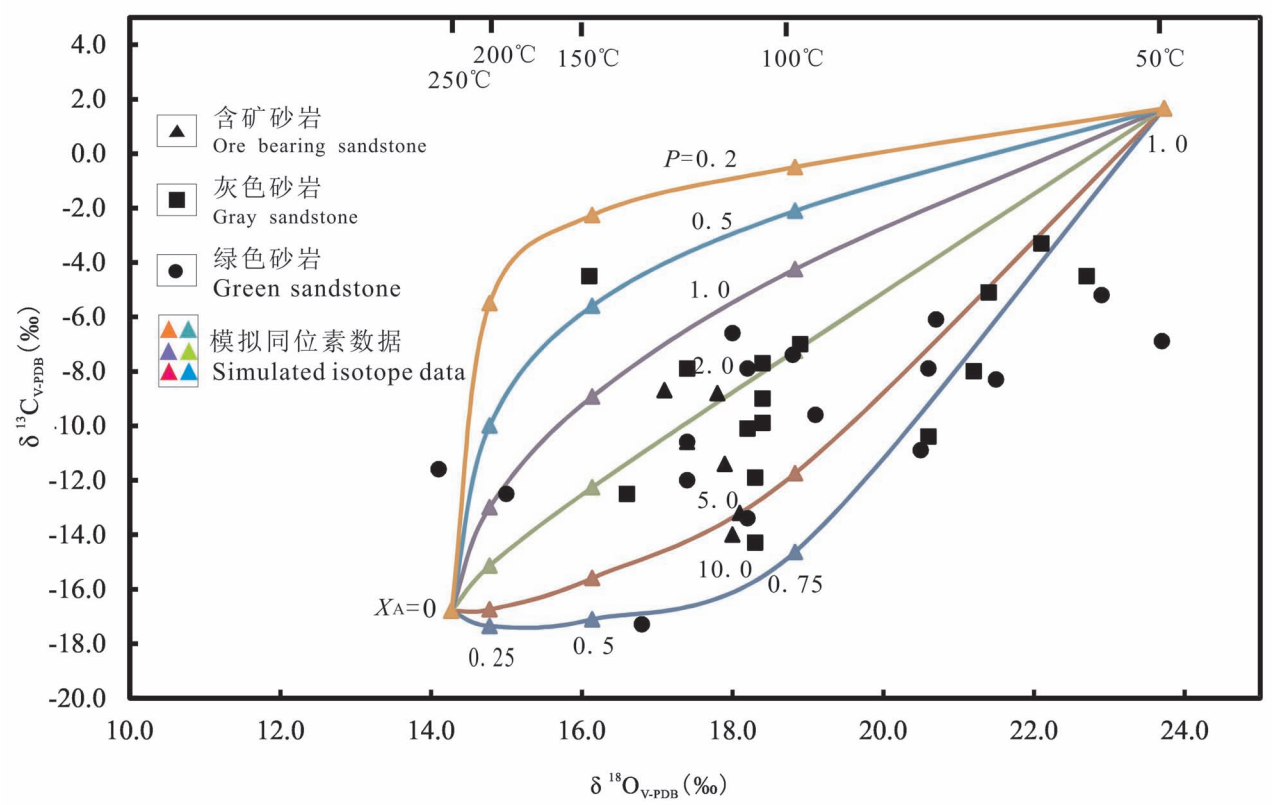



图 9 纳岭沟砂岩型铀矿直罗组胶结物方解石 C、O 同位素组成成因

Fig. 9 Carbon and oxygen isotopic composition genesis of calcite in cement in Zhiluo Formation in Nalinggou sandstone type uranium deposit

显的两个温度段:较低温度段 55~80℃ 和较高温度段 90~140℃。

肖新建等(2004b)对东胜地区铀矿床矿石中方解石胶结物的流体包裹体研究表明,所测均一温度区间为 58~ 176℃,平均值为 114.9℃,且有两个比较明显的区间,第一个区间主峰在 90~100℃,第二个区间主峰为 140~150℃。吴伯林等(2006)对方解石包裹体均一法测温,流体温度主要在 40~60℃ 和 100~125℃ 两个温度段,平均是 103℃。通过模型所得温度数据与实际测量的包裹体测温数据范围大致对应。

总体上,流体包裹体温度范围表明流体是一种低温热液流体,部分流体温度相对较高。包裹体温度大致分为两个温度段,单凭温度数据,表明赋矿地层可能至少经历过两期以上的热流体活动,或流体比例不同引起了混合流体温度差异现象。总之,该地区铀成矿作用具有低温热液作用特征,即发生热卤水沿盆地边缘渗出,在赋矿地层直罗组与地层水渗入流体相互作用而成矿。

### 4.2　流体古盐度与盐度指数

利用皂火壕矿床碳酸盐方解石胶结物 C、O 同位素组成和古盐度($S$)、盐度指数($Z$)之间的关系,$S=\delta^{18}O_{V-PDB}+21.2/0.61$,$Z=2.048(\delta^{13}C_{V-PDB}+50)+0.498(\delta^{18}O_{V-PDB}+50)$(Keith and Weber,1964),换算出成矿时流体的古盐度和盐度指数,可以探讨方解石胶结物形成时的流体环境(汤超等,2016)。全部 50 件样品方解石胶结物流体古盐度的范围为 20.8%~29.8%,平均值为 24.0%。其中,含矿砂岩方解石胶结物流体古盐度的范围为 21.8%~26.2%,平均值为 23.4%;灰色砂岩方解石胶结物流体古盐度的范围为 20.8%~29.8%,平均值为 24.1%;绿色砂岩方解石胶结物流体古盐度的范围为 21.2%~27.3%,平均值为 24.3%(表 1)。

同样也统计了全部 50 件样品方解石胶结物流体盐度指数,其范围为 86.4~120.5,平均值为 107.0。其中,含矿砂岩方解石胶结物流体盐度指数范围为 95.6~119.1,平均值为 105.8;灰色砂岩方解石胶结物流体盐度指数范围为 96.5~120.5,平均值为

107.0;绿色砂岩方解石胶结物流体盐度指数范围为84.6~119.9,平均值为108.1(表1)。

李平等(2017)对包裹体盐度研究结果表明,石英次生包裹体盐度(NaCl)为25.2%~25.3%,平均25.3%。李荣西等(2011)对砂岩方解石胶结物包裹体盐度进行了研究,结果表明包裹体流体盐度一般为0.8%~15.0%,其中气液两相包裹体的盐度从0.5%~9.0%,而含NaCl子矿物的包裹体盐度较高,最高达27.7%,且具有随着温度增高盐度也相应增大趋势,流体属于一种较高密度的流体。

因此,赋矿地层直罗组砂岩方解石胶结物流体古盐度整体较高,古盐度指数接近120,说明该区铀成矿形成时其盐度与近似湖水咸化环境相近,有含盐较高的热卤水参与。富含烃、碳的热卤水起源于盆地下部,从盆地中心下部流向盆地边缘浅部(薛春纪等,2010)。因此,胶结物方解石具有深部热液成因特征。

### 4.3 流体来源与盆地构造演化

中生代以来三叠纪末、晚侏罗世和早白垩世末,鄂尔多斯盆地北部经历了三期主要强烈构造运动,其中,晚侏罗世在盆地东北部边缘东胜地区发生构造变形和隆升作用,早白垩世末(100~20 Ma)发生快速抬升冷却(张龙,2017)。盆地边缘地层抬升和地层构造变形控制着成矿流体的形成和矿体赋存空间的定位,侏罗纪—白垩纪时期发育渗出流和渗入流,两种流体相互混合,矿体定位空间即铀矿化地层恰好是上侏罗统(薛春纪等,2010),这是东胜地区砂岩型铀矿成矿显著的特征。

根据东胜地区砂岩型铀矿赋矿地层直罗组方解石胶结物C、O同位素组成模型解释结果(图6~图10),在东胜地区砂岩型铀矿成矿作用过程中,地层水渗入流体所占混合的比例较大,一般为2/3以上,吴柏林等(2006)研究认为成矿流体主要来自大气降水。本次研究根据大量分析数据定量给出地层渗入水在混合流体所占比例范围,进一步深化了对东胜地区砂岩型铀矿成矿理论认识。

从热卤水与地层水之间全部溶解碳的浓度比P的变化,可以划分出P的三个主要分布范围:1.0~2.0、2.0~5.0、5.0~10.0,P变化范围较大,说明热卤水流体来源具有较大差异,推测低温热液活动有多个期次,至少在三个期次以上。

热卤水流体为一种酸性还原性流体(张龙,2017),这种流体的形成与有机酸的脱羧作用关系密切。含高浓度溶解碳(碳酸根离子)的低温热液流体(热卤水)来自于深部晚古生代煤系地层。由于鄂尔多斯盆地古生界煤系地层埋藏深,且由于盆地深部岩石圈热活动增强(徐浩,2017),地层温度上升,在热催化作用下,有机酸发生脱羧作用并产生烃类和$CO_2$,R—COOH ⟶R—H+$CO_2$。释放出的$CO_2$在热卤水中溶解,流体pH降低,当盆地边缘隆起,热卤水会沿地层渗出,导致含铀硅酸盐碎屑矿物发生溶蚀、溶解作用,使地层特别是赋矿地层砂岩中预富集U活化迁出,形成部分铀源,即热卤水在渗出地层过程中,萃取、富集地层中的吸附态铀元素而形成富含铀流体,同时也为碳酸盐胶结物方解石的形成提供了物质基础。

方解石胶结物C、O同位素组成特征分析表明,氧化渗入地层水流体和高盐度低温热卤水流体相互作用而成矿。卤水流体在赋矿地层直罗组遇到渗入地层水碱性流体,$H^+$被大量消耗,流体逐渐转化为碱性流体,在压力减小环境下,碳酸盐胶结物方解石开始沉淀:$2HCO_3^- + 2Ca^{2+}$? $H_2O + 2CaCO_3$? 。因此,随着鄂尔多斯盆地东北部伊盟隆起抬升,热卤水的渗出作用增强,盆地进入以低温热液流体为主的热液成矿阶段,已有的成矿年龄(夏毓亮和刘汉彬,2005;刘汉彬等,2007)与构造运动期次相符合。

## 5 结论

通过鄂尔多斯盆地东北部东胜地区砂岩型铀矿赋矿地层直罗组含矿砂岩、灰色砂岩及绿色砂岩中方解石胶结物C、O同位素组成分析,建立了渗入地层水和渗出热卤水两种流体混合C、O同位素组成定量模型,并根据该模型反演两种流体中溶解碳的浓度比、流体比例以及热液温度等成矿因素,得到以下主要结论:

(1)方解石胶结物C、O同位素组成特征表明,除部分样品方解石胶结物是地层沉积形成外,大部分方解石胶结物形成与有机酸脱羧基作用相关。其形成的主要过程为,盆地深部岩石圈热活动增强,古生界有机酸脱羧基作用形成$CO_2$,晚侏罗世至早白垩世末盆地边缘抬升和盆地地层变形,伴随构造运动富含$CO_2$的热卤水与地层水两种流体混合后形成含较高盐度的成矿流体,伴随有大量的方解石胶结物沉淀。

(2)根据地层水和地下热卤水C、O同位素组成已有基础资料,假定成矿作用发生时渗入地层水和渗出热卤水两种流体C、O同位素组成参数,用赋矿地层方解石胶结物C、O同位素组成建立了东胜地

区砂岩型铀矿模型,可定量模拟出方解石形成时温度、两种流体溶解碳浓度比及流体比例等流体成矿条件。

(3)东胜地区砂岩型铀矿成矿流体地层水与热卤水比例为 0.5~0.9,地层水所占混合流体的比例较大,一般在 2/3 以上;热卤水与地层水溶解碳浓度比为主要范围为 1.5~5.0,部分大于 10.0,热卤水中溶解碳浓度较高,是富含 $CO_2$ 的流体。混合流体温度分为两个主要范围 55~80℃、90~140℃,结合古盐度和盐度指数反演,说明成矿流体为有机与无机混合成因的低温热液流体。

**致谢**:对核工业二〇八大队彭云彪研究员、苗爱生研究员、杨建新研究员在野外工作提供的热情帮助以及审稿专家和责任编辑在文章修改方面付出的辛劳表示诚挚的感谢。

## 参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

陈路路, 冯晓曦, 司马献章, 李建国, 郭虎, 陈印, 赵华雷, 汤超, 王贵, 刘忠仁, 李曙光. 2017. 鄂尔多斯盆地纳岭沟地区铀矿物赋存形式研究及其地质意义. 地质与勘探, 53(4): 632~642.

丁悌平. 2002. 稳定同位素测试技术与参考物质研究现状及发展趋势. 岩矿测试, 21(4): 291~300.

冯乔, 秦宇, 付锁堂, 柳益群, 周鼎武. 2016. 东胜铀矿砂岩中方解石富集及铀矿成因. 高校地质学报, 22(1): 53~59.

焦养泉, 陈安平, 王敏芳, 吴立群, 原海涛, 杨琴, 张承泽, 徐志诚. 2005. 鄂尔多斯盆地东北部直罗组底部砂体成因分析——砂岩型铀矿床预测的空间定位基础. 沉积学报, 23(3): 371~379.

李宏涛, 蔡春芳, 罗晓容, 李开开. 2007. 鄂尔多斯北部直罗组中烃类包裹体地球化学特征及来源分析. 沉积学报, 25(3):467~473.

李平, 刘红旭, 张字龙, 丁波, 宋昊. 2017. 鄂尔多斯盆地纳岭沟铀矿流体包裹体研究. 第八届全国成矿理论与找矿方法学术讨论会论文摘要文集, 483.

李荣西, 段立志, 陈宝赟, 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. 大地构造与成矿学, 35(4): 525~532.

李延河, 段超, 赵悦, 裴浩翔, 任顺利. 2016. 氧化还原障在热液铀矿成矿中的作用. 地质学报, 90(2): 201~218.

李子颖, 陈安平, 方锡珩, 欧光习, 张珂, 焦养泉, 夏毓亮, 陈法正, 周文斌, 刘忠厚, 吴仁贵, 肖新建, 孙晔. 2006. 鄂尔多斯盆地东北部砂岩型铀矿成矿机理和叠合成矿模式. 矿床地质, 25(增刊 1): 245~248.

李子颖, 方锡珩, 陈安平, 欧光习, 肖新建, 孙晔, 刘池洋, 王毅. 2007. 鄂尔多斯盆地北部砂岩型铀矿目标层灰绿色砂岩成因. 中国科学, 37(增刊 1): 139~146.

李子颖, 方锡衍, 秦明宽, 陈安平, 蔡煜琦, 夏毓亮, 孙晔, 张珂, 焦养泉, 欧光习, 陈法正. 2019. 鄂尔多斯盆地北部砂岩铀成矿作用. 北京:地质出版社:175~210.

刘汉彬, 夏毓亮, 田时丰. 2007. 东胜地区砂岩型铀矿成矿年代学及成矿铀源研究. 铀矿地质, 23(1): 23~29.

刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 1997. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用. 岩石矿物学杂志, 16(4): 341~352.

彭云彪, 陈安平, 杨建新. 2017. 砂岩型铀矿理论创新与找矿新突破. 中国核工业, 11: 40~41.

秦明宽, 李子颖, 刘章月. 2017. 铀资源勘查技术新深度. 中国核工业, 11: 32~34.

汤超, 司马献章, 朱强, 冯晓曦, 陈印, 陈路路, 刘晓雪. 2016. 东胜地区直罗组含铀砂岩中方解石的碳氧同位素组成及铀成矿意义. 高校地质学报, 22(4): 698~706.

王大锐. 2000. 油气稳定同位素地球化学. 北京: 石油工业出版社: 1~295.

吴柏林, 刘池阳, 张复新, 方锡衍, 刘雄. 2006. 东胜砂岩型铀矿后生蚀变地球化学性质及其成矿意义. 地质学报, 80(5): 740~747.

吴柏林, 魏安军, 胡亮, 寸小妮, 孙莉, 罗晶晶, 宋子升, 张龙, 程相虎, 张婉莹, 王建强, 张东东. 2016. 内蒙古东胜铀矿区后生蚀变的稳定同位素特征及其地质意义. 地质通报, 35(12): 2133~2145.

吴春勇, 苏小四, 郭金淼, 董维红. 2011. 鄂尔多斯沙漠高原白垩系地下水水化学演化的多元统计分析. 世界地质, (2): 244~253.

夏毓亮, 刘汉彬. 2005. 鄂尔多斯盆地东胜地区直罗组砂体铀的预富集与铀成矿. 世界核地质科学, 22(4): 187~191.

肖新建, 李子颖, 陈安平. 2004a. 东胜地区砂岩型铀矿床后生蚀变矿物分带特征初步研究. 铀矿地质, 20(3): 136~140.

肖新建, 李子颖, 方锡珩, 欧光习, 孙晔, 陈安平. 2004b. 东胜砂岩型铀矿床低温热液流体的证据及意义. 矿物岩石地球化学通报, 23(4): 301~304.

徐浩. 2017. 鄂尔多斯盆地煤系矿产资源赋存规律的构造控制研究. 导师:曹代勇. 北京: 中国矿业大学博士学位论文: 1~130.

薛春纪, 池国祥, 薛伟. 2010. 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. 矿床地质, 29(1): 134~142.

杨晓勇, 凌明星, 赖小东. 2009. 鄂尔多斯盆地东胜地区地浸砂岩型铀矿成矿模型. 地学前缘, 16(2): 239~249.

易超, 王贵, 李西得, 张康, 王永君. 2018. 鄂尔多斯盆地东北部直罗组铀富集特征及铀成矿模式探讨. 矿床地质, 37(4): 835~852.

张宾, 刘红旭, 丁波, 易超, 张艳. 2020. 鄂尔多斯盆地纳岭沟铀矿床岩石学、矿物学特征及其对铀成矿作用的指示意义. 地质论评, 66(2): 410~424.

张金带. 2016. 我国砂岩型铀矿成矿理论的创新和发展. 铀矿地质, 32(6): 321~332.

张龙. 2017. 鄂尔多斯盆地北部天然气逸散与铀成矿效应. 导师:刘池阳. 西安: 西北大学博士论文: 1~167.

张祖还, 赵懿英, 章邦桐, 沈渭洲. 1984. 铀地球化学. 北京:原子能出版社: 160~166.

郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社: 281~313.

Bath A H, Milodowski A E, Piro B. 1987. Diagenesis of Wessex and East Yorkshire—Lincolnshire basins, UK: a stable isotope study. Geological Society London Special Publications, 36(1): 173~190.

Chen Lulu, FengXiaoxi, SimaXianzhang, Li Jianguo, Guo Hu, Chen Yin, Zhao Hualei, Tang Chao, Wang Gui, Liu Zhongren, Li Shuguang. 2017. Occurrence forms of the uranium minerals in the Nalinggou are of the Ordos Basin and geological implications.

Geology and Exploration, 53(4): 632~642.

Ding Tiping. 2002. Present status and prospect of analytical techniques and reference materials for stable isotopes. Rock and Mineral Analysis, 21(4): 291~300.

Feng Qiao, Qin Yu, Fu Suotang, Liu Yiqun, Zhou Dingwu. 2016. Enrichment of calcite of the genesis of uranium deposits in Dongsheng uranium sandstone. Geological Journal of China Universities, 22(1): 53~59.

Jiao Yangquan, Chen Anping, Wang Minfang, Wu Liqun, Yuan Haitao, Yang Qin, Zhang Chengze, Xu Zhicheng. 2005&. Genetic analysis of the bottom sandstone of Zhiluo Formation, Northeastern Ordos Basin: Predictive base of spatial orientation of sandstone-type uranium deposit. Acta Sedimentologica Sinica, 23(3): 371~378.

Keith M L, Weber J N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28(10~11): 1787~1816.

Li Hongtao, Cai Chunfang, Luo Xiaorong, Li Kaikai. 2007. Geochemical characteristics and source of hydrocarbon inclusions in Zhiluo Formation sandstone in Dongsheng area, northern Ordos Basin. Acta Sedimentologica Sinica, 25(3): 467~473.

Li Ping, Liu Hongxu, Zhang Zilong, Ding Bo, Song Hao. 2017. Study on fluid inclusions of Nalinggou uranium deposit in Ordos Basin. Abstracts of the 8th National Symposium on Metallogenic Theory and Prospecting Methods: 483.

Li Rongxi, He Ying, Li Jinbao, Li Jihong, Li Xin. 2006. Isotope composition of fluid inclusion and tracing to the source of minelization fluid in Dongsheng uranium deposit, north Ordos Basin. Acta Geologica Sinica, 80(5): 753~760.

Li Rongxi, Duan Lizhi, Chen Baoyun, Zhang Shaoni. 2011. Alteration and metallogeny on the oxic acid/anoxic alkali interface of the Dongsheng uranium deposit in northern Ordos Basin. Geotectonica et Metallogenia, 35(4): 525~532.

Li Yanhe, Duan Chao, Zhao Yue, Pei Haoxiang, Ren Shunli. 2016. The role of oxidizing reducing barrier in mineralization of hydrothermal uranium ore. Acta Geologica Sinica, 90(2): 201~218.

Li Ziying, Chen Anping, Fang Xiheng, Ou Guangxi, Zhang Ke, Jiao Yangquan, Xia Yuliang, Chen Fazheng, Zhou Wenbin, Liu Zhonghou, Wu Rengui, Xiao Xinjian, Sun Ye. 2006&. The metallogenic mechanism and superimposed metallogenic model of sandstone-type uranium ore in the northeast of Ordos Basin. Geological Deposits, 25(Supp. 1): 245~248.

Li Ziying, Fang Xiheng, Chen Anping, Ou Guangxi, Xiao Xinjian, Sun Ye, Liu Chiyang, Wang Yi. 2007&. Formation of gray-green sandstone in target strata of sandstone-type uranium deposits in northern Ordos Basin. Science China, 37(Supp. 1): 139~146.

Li Ziying, Fang Xiheng, Qin Mingkuan, Chen Anping, Cai Yuqi, Xia Yuliang, Sun Ye, Zhang Ke, Jiao Yangquan, Ou Guangxi, Chen Fazheng. 2019. Sandstone Uranium Mineralization in Northern Ordos Basin. Bejing: Geological Press: 175~210.

Liu Hanbin, Xia Yuliang, TianShifeng. 2007. Study on geochronology and uranium source of sandstone-type uranium deposit in Dongsheng area. Uranium Geology, 23(1): 23~29.

Liu Jianming, Liu Jiajun, GuXuexiang. 1997&. Basin fluids and their related ore deposits. Acta Petrologica et Mineralogica, 16(4): 341~352.

Ohmoto and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H L. ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits (2nd Edition). New York: John Wiley and Sons: 509~567.

Peng Yunbiao, Chen Anping, Yang Jianxin. 2017. Theoretical innovation and prospecting breakthrough of sandstone-type uranium deposits. China Nuclear Industry, 11: 40~41.

Qin Mingkuan, Li Ziying, Liu Zhangyue. 2017. New depth of uranium exploration technology. China Nuclear Industry, 11: 32~34.

Schmidt M, Xeflide S, Botz R, Mann S. 2005. Oxygen isotope fractionation during synthesis of Ca—Mg-carbonate and implications for sedimentary dolomite formation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(1): 4665~4674.

Tang Chao, Sima Xianzhang, Zhu Qiang, Feng Xiaoxi, Chen Yin, Chen Lulu, Liu Xiaoxue. 2016&. Carbon and oxygen isotopic composition and uranium mineralization significance of calcite of Zhiluo Formation uranium-bearing sandstones in Dongsheng area. Geological Journal of China Universities, 22(4): 698~706.

Wang Darui. 2000. Stable Isotope Geochemistry of Oil and Gas. Beijing: Petroleum Industry Press: 1~295.

Wu Bolin, LiuChiyang, Zhang Fuxin, Fang Xiheng, Liu Xiong. 2006. Geochemical characteristics of epigenetic alternation in Dongsheng sandstone-type uranium deposit and its metallogenic signification. Acta Geologica Sinica, 80(5): 740~747.

Wu Bolin, Wei Anjun, Hu Liang, Cun Xiaoni, Sun Li, Luo Jingjing, Song Zishen, Zhang Long, Chen Xianghu, Zhang Wanying, Wang Jianqiang, Zhang Dongdong. 2016. The epigenetic alternation stable isotope characteristics of the Dongsheng uranium ore district and their geological implications. Geological Bulletin of China, 35(12): 2133~2145.

Wu Chunyong, Su Xiaosi, Guo Jinmiao, Dong Weihong. 2011. Multivariate statistical analysis of hydrogeochemical evolution of groundwater in Cretaceous aquifer Ordos desert plateau. World Geology, (2): 244~253.

Xia Yuliang, Liu Hanbin. 2005. Pre-enrichment and metallogeny of uranium in Zhiluo Formation sand bodies of Dongsheng area, Ordos Basin. World Nuclear Geoscience, 22(4): 187~191.

Xiao Xinjian, Li Ziying, Chen Anping. 2004a. Preliminary study on features of mineralogical zoning of epigenetic alteration at sandstone-type uranium deposit, Dongsheng area, Ordos basin. Uranium Geology, 20(3): 136~140.

Xiao Xinjian, Li Ziying, Fang Xiheng, Ou Guangxi, Sun Ye, Chen Anping. 2004b. The evidences and significances of epithermal mineralization fluid in the Dongsheng sandstone type uranium deposit. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 23(4): 301~304.

Xu Hao. 2017. Occurrence characteristics and tectonic controls of coal series mineral resources in Ordos Basin. China University of Mining and Technology: 1~130.

Xue Chunji, Chi Guoxiang, Xue Wei. 2010. Interaction of two fluid systems in formation of sandstone-type uranium deposits in Ordos Basin: Geochemical evidence and hydrodynamic modeling. Mineral Deposits, 29(1): 134~142.

Yang Xiaoyong, Ling Mingxing, Lai Xiaodong. 2009. Metallogenic model of the Dongsheng in-situ leaching sandstone-type uranium deposit in the Ordos Basin. Earth Science Frontiers, 16(2): 239~249.

Yi Chao, WangGui, Li Xide, Zhang Kang, Wang Yongjun. 2018. A tentative discussion on uranium enrichment characteristics and metallogenic model in Zhiluo Formation, northeastern Ordos Basin. Mineral Deposits, 37(4): 835~852.

Zhang Bin, Liu Hongxu, Ding Bo, Yi Chao, Zhang Yan. 2020.

Petrological and mineralogical characteristics of Nalinggou uranium deposit in Ordos Basin and its indicative significance for uranium mineralization. Geological Review, 66(2): 410~424.

Zhang Jindai. 2016. Innovation anddevelopment of metallogennic theory for sandstone type uranium deposit in China. Uranium Geology, 32(6): 321~332.

Zhang Long. 2017. Natural gas dissipation and uranium mineralization in the northern Ordos Basin. Northwest University: 1~167.

Zhang Zuhuan, Zhao Yiying, Zhang Bangtong, Shen Weizhou. 1987. Uranium Geochemistry. Beijing: Atomic Energy Press: 160~166.

Zheng Yongfei, Chen Jiangfeng. 2000. Stable Isotope Geochemistry. Beijing: Science Press: 281~313.

# Carbon and oxygen isotopic characteristics and genetic model of calcite cements in sandstone-type uranium deposits in Dongsheng area of Inner Mongolia

LIU Hanbin, JIN Guishan, ZHANG Jianfeng, HAN Juan, LI Junjie, ZHANG Jia, SHI Xiao, XU Ke

*Beijing Research Institute of Uranium Geology, Nuclear Industry, Beijing*, 100029

**Objectives**: The carbon and oxygen isotopic compositions of calcite cements in the host strata of sandstone type uranium deposit have important theoretical and practical significance for the study of metallogenic mechanism. The predecessors have done a lot of research work on the qualitative judgment of the source of ore-forming fluid, but the quantitative understanding of the component characteristics and related parameters of ore-forming mixed fluid is still lacking.

**Methods**: The carbon and oxygen isotopic compositions of calcite cements in different sandstones inZhiluo Formation in Zaohuohao uranium deposit in southeastern Dongsheng area were analyzed, and the carbon and oxygen isotopic compositions of calcite cements in Zhiluo Formation in Zaohuohao uranium deposit and Nalinggou uranium deposit in northwestern Dongsheng area were studied.

**Results**: A quantitative genetic model of carbon and oxygen isotopic compositions of calcite cements produced by the mixing of two different fluids between the seeping hot brine and the seeping formation water was established, and the comprehensive factors such as the source of the two fluids, the concentration ratio of dissolved carbon, the proportion of the fluids and the temperature of the hydrothermal solution were studied.

**Conclusions**: Except for a few calcite cements formed during stratum deposition, most calcite cements precipitated as a result of mixing of hot brine and formation water. Decarboxylation of Paleozoic organic acids resulted in $CO_2$ enrichment in hot brine. The ratio of formation water of ore-forming fluid to hot brine in sandstone type uranium deposit in Dongsheng area is 0.5 to 0.9, and the ratio of formation water is more than two-thirds; the ratio of dissolved carbon in hot brine to formation water is mainly in the range of 1.5 to 5.0, and some of them are more than 10.0; the concentration of dissolved carbon in hot brine is high which the fluid is enrichment in $CO_2$. The mixed fluid temperature can be divided into two main ranges of 55℃ to 80℃ and 90℃ to 140℃. Combined with the inversion of paleosalinity and salinity index, it shows that the ore-forming fluid is a low-temperature hydrothermal mixed fluid of organic and inorganic origin. The carbon and oxygen isotopic compositions of calcite cements in sandstone type uranium deposits can be used to quantitatively simulate the ore-forming conditions of the two fluids, such as the ratio of dissolved carbon concentration, the ratio of the two fluids and the temperature of calcite formation, so as to explain the genesis of carbonate cements and better understand the ore-forming process from the perspective of ore-forming fluids.

**Keywords**: carbon and oxygen isotopic compositions; genetic model; calcite cements; sandstone type uranium deposit; Dongsheng area

**Acknowledgements**: This paper is supported by the National Key Basic Research and Development Plan "Deep exploration technology demonstration of hydrothermal uranium deposit base in South China" (No. 2017YFC0602600) and "Deep exploration research of uranium and polymetallic in Xiangshan large uranium ore field by scientific deep drilling of II phase "

**First author**: LIU Hanbin, born in 1969, is a senior engineer in Beijing Research Institute of Uranium

Geology. He is major in isotope geochemistry and stable isotope analysis. Email: hanbinliu@ sina. com

**Corresponding author**: JIN Guishan, born in1980, is a senior engineer in Beijing Research Institute of Uranium Geology. He is major in isotope geochemistry and stable isotope analysis. Email: 16626162@ qq. com

**Manuscript** received on: 2021-02-23; Accepted on: 2021-05-10; Network published on: 2021-05-20

**Doi**: 10. 16509/j. georeview. 2021. 05. 103 **Edited by**: ZHAO Xue, ZHANG Yuxu