

# 大茶园铀矿床成矿物质来源: C-O和 Sr-Nd同位素证据\*

田建吉<sup>1,2</sup> 张国全<sup>3</sup> 商朋强<sup>4</sup> 齐有强<sup>2</sup>

TIAN JianJi<sup>1,2</sup>, ZHANG GuoQuan<sup>3</sup>, SHANG PengQiang<sup>4</sup> and QI YouQiang<sup>2</sup>

1. 核工业北京地质研究院中核集团铀资源勘查与评价技术重点实验室, 北京 100029

2. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081

3. 浙江省有色金属地质勘查局, 绍兴 312000

4. 中化地质矿山总局化工地质调查总院, 北京 100013

1. Key Laboratory of Uranium Resource Exploration and Evaluation Technology, Beijing Research Institute of Uranium Geology, CNNC, Beijing 100029, China

2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

3. Zhejiang Geology Exploration Bureau for Non-ferrous Metals, Shaoxing 312000, China

4. General Institute of Chemical Geology Survey, Bureau of Mining and Geology of China Chemical Industry, Beijing 100013, China

2019-02-20 收稿, 2019-07-01 改回.

Tian JJ, Zhang GQ, Shang PQ and Qi YQ. 2019. Ore-forming material sources of the Dachayuan uranium deposit, Zhejiang Province: Evidence from C-O and Sr-Nd isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 35(9):2817–2829, doi:10.18654/1000-0569/2019.09.13

**Abstract** Gan-Hang uranium metallogenic belt is the largest volcanic-type uranium metallogenic belt in China. The Dachayuan (No. 661) uranium deposit, one of the most important uranium deposits in the Dazhou uranium orefield, is located in the eastern part of Gan-Hang uranium metallogenic belt, with the orebodies existent in the Late Mesozoic rhyolite of Jiuliping Formation, Moshishan Group. In order to define the source of metallogenic matter at the Dachayuan uranium deposit, C, O, Sr and Nd isotopic compositions of hydrothermal minerals (including fluorite, calcite) associated with uranium mineralization were systematically analyzed in this paper. The results show that the mineralizer  $\Sigma \text{CO}_2$  in the ore-forming fluid was mainly derived from the mantle, and partly from the marble of Chencai Group or the sedimentary carbonate; the post-mineralization calcites have the similar carbon isotopic compositions with the marble of Chencai Group or the sedimentary carbonate, indicating the main contribution of crust-derived carbonate rock. A quantitative mode simulated for the formation of calcites shows that the mineralizer  $\Sigma \text{CO}_2$  in metallogenic fluid mainly occurs in the form of  $\text{HCO}_3^-$ , and the degasification of  $\text{CO}_2$  is the main precipitation mechanism of calcite. The Sr and Nd isotopic compositions of gangue minerals in different stages are similar and fall in a narrow range, indicating a uniform and homogenous origin of Sr and Nd isotopes. In comparison with that of metamorphite from Chencai Group and volcanic rocks from Moshishan Group, the compositions of Sr and Nd isotopes indicate that the metallogenic matter of the Dachayuan uranium deposit may be mainly derived from crust, and the Nd isotopic composition further shows that the ore material might come from the rhyolite of the Jiuliping Formation. The  $\text{CO}_2$ -rich fluid that formed by the lithospheric extension, can leach the ore-forming matters from crust-derived rocks (especially the uranium-rich volcanics) during the rising process, and finally uranium precipitated in the favorable position through the degasification of  $\text{CO}_2$ .

**Key words** C-O and Sr-Nd isotopes; Ore-forming material sources; Dachayuan (No. 661) uranium deposit; Gan-Hang uranium metallogenic belt

\* 本文受国家重点基础研究发展规划项目(2007CB411408)、国家自然科学基金项目(40634020)和中核集团集中研发项目(LTD1603)联合资助。

第一作者简介: 田建吉,男,1981年生,博士,高级工程师,从事铀矿地质、地球化学研究, E-mail: tianjj81@sina.com

**摘要** 赣杭铀成矿带是我国最大的火山岩型铀成矿带,大茶园(661)铀矿床是该成矿带东段最重要的火山岩型铀矿床,矿体赋存于晚中生代磨石山群九里坪组流纹岩中。为探讨该铀矿床成矿物质来源,对采自大茶园铀矿床中的脉石矿物开展了系统的C-O和Sr-Nd同位素研究。结果表明,成矿流体中矿化剂 $\Sigma\text{CO}_2$ 主要来源于地幔,部分来自于基底大理岩或沉积碳酸盐岩;成矿期后方解石碳同位素组成靠近基底大理岩或沉积碳酸盐岩组成,可能主要为壳源碳酸盐岩的贡献;成矿期流体中 $\Sigma\text{CO}_2$ 以 $\text{HCO}_3^-$ 为主, $\text{CO}_2$ 去气作用为方解石沉淀形成的主要机制。成矿期不同阶段方解石与萤石的Sr、Nd同位素组成没有明显差别且变化较小,显示矿床中脉石矿物的同源性。通过与基底陈蔡群变质岩和盖层火山岩的Sr、Nd同位素组成对比发现,成矿期萤石与盖层火山岩具有类似的Sr同位素组成,表明大茶园铀矿床成矿物质以壳源为主,主要来自于赋矿火山岩,而Nd同位素进一步表明成矿物质可能来源于赋矿的流纹岩。岩石圈伸展控制着富 $\text{CO}_2$ 热液的形成,富 $\text{CO}_2$ 热液在上升过程中萃取壳源(尤其是富铀火山岩)中成矿物质,并在有利的成矿部位通过 $\text{CO}_2$ 去气作用导致铀沉淀成矿。

**关键词** C-O和Sr-Nd同位素;成矿物质来源;大茶园(661)铀矿床;赣杭铀成矿带

中图分类号 P597.2; P619.14

赣杭铀成矿带为我国最大的火山岩型铀成矿带,带内产有相山、盛源和大洲三个铀矿田,包括数十个铀矿床,数百个铀矿点。大洲铀矿田位于赣杭铀成矿带东段,矿田内产出有大茶园(661)、雷公殿(663)、王贵寺(664)和白西坑(665)四个铀矿床和一系列铀矿点、铀异常点,显示了良好的铀成矿前景,成为赣杭铀成矿带上重要的产铀区段。大茶园铀矿床是我国发现最早、产在流纹岩中的典型火山岩型矿床之一(章邦桐等,1992),是火山岩型层间破碎带亚型的典型代表(蔡煜琦等,2015),在矿床式研究中被称为“大茶园式”(方锡珩,2009)。前人研究工作主要集中在矿床地质特征和控矿因素(刘惠三,1986)、成矿地质条件(周家志,1989)以及蚀变和绿色层成因(杨流顺,1987;章邦桐等,1992)等方面,这些研究是随着矿床勘探和前期开采过程进行的,对找矿勘探和资源量的查明起到了非常重要的指导作用。近年来,针对该矿床赋矿流纹岩时代和成因(Yang *et al.*, 2013)、成矿时代和成矿流体来源(田建吉等,2010a, b)以及构造应力场与铀成矿(惠小朝等,2012)等方面进行了较为深入的研究。然而,与赣杭铀成矿带西段相山矿田内各矿床相比,大洲矿田内大茶园矿床研究程度明显较低,针对该矿床成矿物质来源研究较少。

成矿流体和成矿物质(包括矿化剂)来源是研究矿床成因的关键,对探索成矿过程并建立合理的成矿模式、指导找矿具有重要意义。同位素地球化学研究是示踪成矿物质和成矿流体来源的重要手段(Hu *et al.*, 2009; 高雪和孟健真, 2017; Zhou *et al.*, 2018)。热液方解石的C-O同位素组成是示踪成矿流体中 $\text{CO}_2$ 来源的有效方法(Rye and Ohmoto, 1974; 刘家军等, 2004; Relvas *et al.*, 2006; 商朋强等, 2006; 张国全等, 2008; 周家喜等, 2012; Hu *et al.*, 2017),并能反映成矿流体的热力学演化过程(Spangenberg *et al.*, 1996; Choi *et al.*, 2003)。含钙脉石矿物(方解石、白云石和萤石等)是许多热液矿床比较常见的脉石矿物,含钙脉石矿物Sr-Nd同位素组成在探讨成矿流体和物质来源方面得到了广泛应用(Simonetti and Bell, 1995; Peng *et al.*, 2003; Jiang *et al.*, 2006; 商朋强等, 2012)。大茶园铀矿床是赣杭成矿带东段最重要的火山岩型热液铀矿床,含钙矿物(方解

石和萤石)不仅是该矿床中主要脉石矿物,且在空间上与矿体、矿石矿物存在紧密共生关系。因此,开展含钙脉石矿物相关的研究可以增强对该区铀矿床成因的认识。本文系统分析了大茶园铀矿床中相关脉石矿物的C-O和Sr-Nd同位素组成,结合前人的S和Pb同位素研究成果,系统探讨了该矿床成矿流体中的矿化剂和成矿物质来源。

## 1 矿床地质特征

大茶园铀矿床位于赣杭构造火山岩铀成矿带东段大洲-芙蓉山铀成矿亚带大洲火山断陷盆地北缘的大洲铀矿田内。矿田定位于江山-绍兴断裂带和北北东向雷公殿-大茶园基底断裂的复合部位的南东侧(图1)。江山-绍兴深断裂是中国东部一条非常重要的一级大地构造单元的分界线,其北区属扬子地台,南区属华南加里东褶皱系。

矿床构造较为简单,总体是由一个火山旋回组成的单斜层,被多条北西西向断层所切割,自北向南呈阶梯状陷落。矿区内出露地层主要有基底地层、火山岩系地层和盖层。基底地层主要是前寒武系基底陈蔡群黑云母石英片岩、绢云母片岩、角闪斜长片岩。火山岩地层为下白垩统磨石山群茶湾组和九里坪组火山碎屑岩及熔岩(锆石SHRIMP U-Pb年龄127.3 Ma, Yang *et al.*, 2013)。火山熔岩具有明显的分相性,由流纹岩和“绿色层”组成,绿色层由凝灰岩或沉凝灰岩及部分顶底板相流纹岩,经伊利石、蒙脱石化等蚀变而形成。含矿层为九里坪组第一、二、三层流纹岩,其中第三层流纹岩中矿体最为发育。铀矿体明显受“绿色层”控制,铀矿化分布于流纹岩层顶部相和中间相,在上覆绿色层底板0~12m范围内。矿体产状与绿色层或流纹岩顶板一致。矿体呈平缓的层状、似层状、透镜状产出,规模较大。在北北东向断层与北西西向断层交叉处,常见矿化富集部位,其矿体呈巢状、瘤状产出,一般规模较小。

矿石呈浸染状、细脉浸染状、网脉状和角砾状构造,铀以单矿物及吸附分散状态存在。铀矿物有沥青铀矿、铀黑等。沥青铀矿呈显微、超显微粒状、球粒状。伴生金属矿物主要有黄铁矿、赤铁矿,还有极少量的方铅矿、闪锌矿、辉钼矿等。

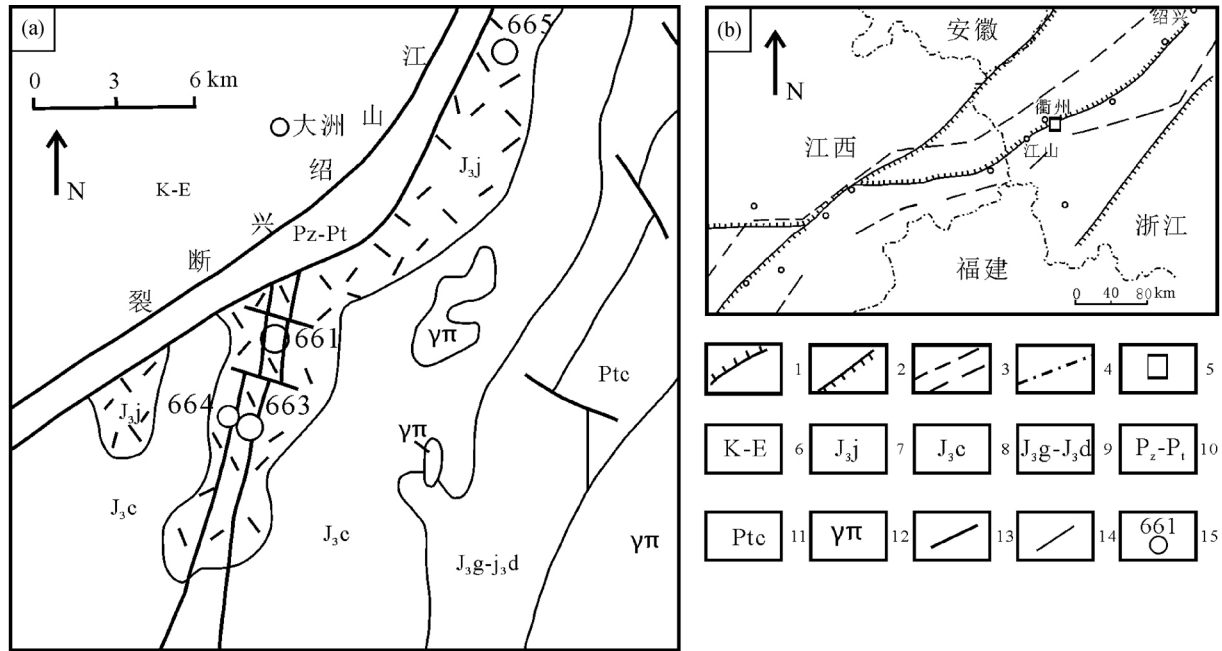


图1 大茶园铀矿床区域地质略图(a)及研究区大地构造位置略图(b) (据张星蒲,1999;毛孟才,2004修改)

1—一级大地构造单元界线;2—二级构造单元界线;3—赣杭构造带范围;4—省界线;5—工作区范围;6—晚白垩—第三纪红盆地层;7—九里坪组流纹岩;8—茶湾组凝灰岩、熔结凝灰岩夹凝灰质砂岩;9—高坞组和大爽组凝灰岩、熔结凝灰岩;10—古生界—元古界混合岩、变质岩;11—前寒武系陈蔡群变质岩;12—花岗斑岩;13—断层;14—地层界线;15—矿床及编号

Fig.1 Geological sketch map of the Dachayuan uranium deposit (a) and tectonic location of the district (b) (modified after Zhang,1999; Mao,2004)

脉石矿物主要有玉髓、萤石和方解石。围岩蚀变在区域上以水云母化为其特征,形成可作为找矿标志的绿色层。近矿围岩蚀变有赤铁矿化、硅化、黄铁矿化、萤石化、迪开石化、水云母化及碳酸盐化。赤铁矿化、硅化和萤石化与矿化关系最为密切。

## 2 样品采集与分析方法

萤石和方解石是大茶园铀矿床中重要的脉石矿物。研究的样品采自井下各个中段的坑道或采场中。

根据野外地质特征、镜下特征及其与铀成矿关系,可将脉石矿物分为不同的阶段。其中萤石可分为成矿期早阶段、成矿期中晚阶段和成矿期晚阶段。成矿期早阶段的萤石为紫色、紫黑色,呈斑点状、斑团状或脉状分布在矿石中(图2a-c),电子探针背散射图像中可见脉状萤石与沥青铀矿共生;成矿期中晚阶段萤石为蓝色、浅蓝色,呈团块状与紫黑色萤石伴生,较晚结晶形成或与成矿期晚阶段方解石共生(图2d);成矿期晚阶段萤石为浅色或无色,呈团块状产于矿石和蚀变流纹岩中(图2e)。方解石可分为成矿期早阶段、成矿期晚阶段和成矿期后三种。成矿期早阶段方解石为浅肉红色、粉红色,呈脉状分布在矿体中,或充填于含矿断裂中(图2f);成矿期晚阶段方解石为浅粉色、白色或无色,呈团块状或片状分布于矿体中和流纹岩的空洞中(图2d,g,h);成

矿期后方解石为米黄色,呈脉状分布于矿体和流纹岩中,该期方解石中胶结早期的含微晶石英脉赤铁矿化矿石角砾(图2i),为成矿期后热液产物。

脉石矿物样品经粉碎至(20~60目),在显微镜下挑纯,用玛瑙研钵磨至200目。碳酸盐的C、O同位素组成分析在中国地质科学院矿产资源研究所完成。分析采用100%磷酸法,质谱计型号为MAT 251 EM,分析精密度±0.2‰。分析结果δ<sup>13</sup>C以PDB为标准,δ<sup>18</sup>O以SMOW为标准。Sr、Nd同位素样品的化学分离和同位素比值测定在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成,测量仪器为德国Finnigan公司MAT-262热电离质谱计。采用<sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219和<sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr=0.1194校正测得的Nd和Sr同位素比值。Rb-Sr和Sm-Nd的全流程本底分别为100pg和50pg左右。浓度(或<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd和<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr比值)误差小于0.5%。测定国际标样La Jolla和BCR-1的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd分别为0.5118656±12(2σ)和0.512643±8(2σ);NBS987的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr为0.710270±15(2σ)。

## 3 测试结果

### 3.1 C、O同位素

大茶园铀矿床热液方解石C、O同位素组成分析结果见

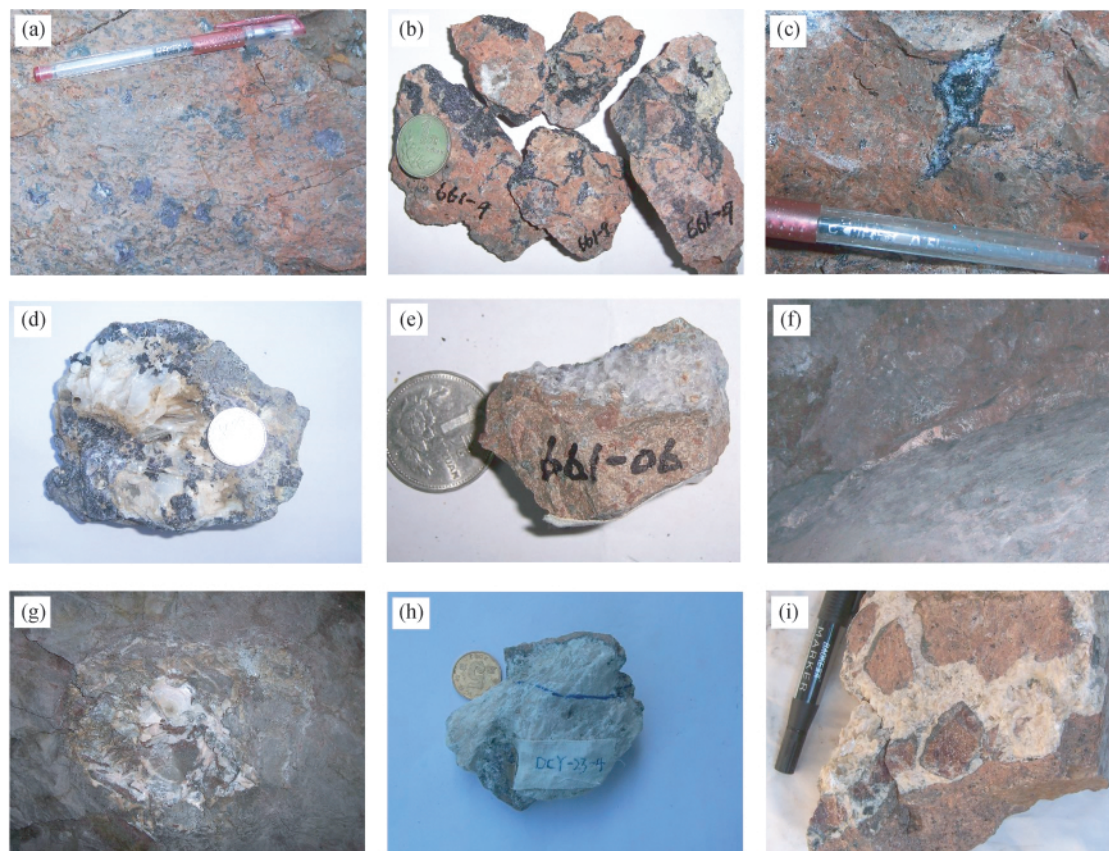


图2 大茶园铀矿床不同阶段脉石矿物产出特征

(a-c) 成矿期早阶段紫色、紫黑色萤石 呈斑点状、斑团状或脉状产出; (d) 成矿期中晚阶段蓝色、浅蓝色萤石 与成矿晚期方解石共生; (e) 成矿期晚阶段浅色或无色萤石 呈团块状产出; (f) 成矿期早阶段浅肉红色、粉红色方解石 呈脉状产出; (g、h) 成矿期晚阶段浅粉色、白色或无色方解石 呈团块状或片状产出; (i) 成矿期后米黄色方解石 呈脉状产出 胶结早期的含微晶石英脉赤铁矿化石角砾

Fig. 2 Characteristics of gangue minerals in different stages from the Dachayuan uranium deposit

表1 和图3。成矿期方解石  $\delta^{13}C_{PDB}$  和  $\delta^{18}O_{SMOW}$  分别为  $-4.2‰ \sim -2.2‰$  (平均  $-2.9‰$ ) 和  $+10.2‰ \sim +14.8‰$  (平均  $+11.9‰$ )，明显低于海相碳酸盐岩的 C、O 同位素组成，而略高于岩浆来源碳或幔源碳，相对变化较小，与许多热液矿床中形成的碳酸盐类似 (Rye and Ohmoto, 1974)。其中成矿期早阶段方解石具有更加稳定的 C、O 同位素比值，二者变化很小。其  $\delta^{13}C_{PDB}$  和  $\delta^{18}O_{SMOW}$  值分别为  $-2.9‰ \sim -2.2‰$  (平均  $-2.4‰$ ) 和  $+11.1‰ \sim +12.3‰$  (平均  $+11.7‰$ ) (图3)。相对成矿期早阶段方解石，成矿期晚阶段方解石具有稍低的  $\delta^{13}C$  同位素组成和较宽的  $\delta^{18}O$  值变化范围，其  $\delta^{13}C_{PDB} = -4.2‰ \sim -2.5‰$ ，平均  $-3.4‰$ ，C 同位素组成比较稳定； $\delta^{18}O_{SMOW} = +10.2‰ \sim +14.8‰$ ，平均  $+12.1‰$ ，O 同位素相对较分散，分馏比较明显。从成矿期早阶段到成矿期晚阶段  $\delta^{13}C_{PDB}$  值有逐渐降低的趋势，而  $\delta^{18}O_{SMOW}$  有略增高的趋势，在  $\delta^{18}O-\delta^{13}C$  图解 (图3) 中，总体呈近水平弱负相关分布。

成矿期后方解石的  $\delta^{13}C_{PDB}$  和  $\delta^{18}O_{SMOW}$  变化范围分别为  $-1.5‰ \sim -1.0‰$  (平均  $-1.2‰$ ) 和  $+13.9‰ \sim +14.8‰$  (平均  $+14.3‰$ )，其同位素组成稳定，但 C、O 同位素组成相

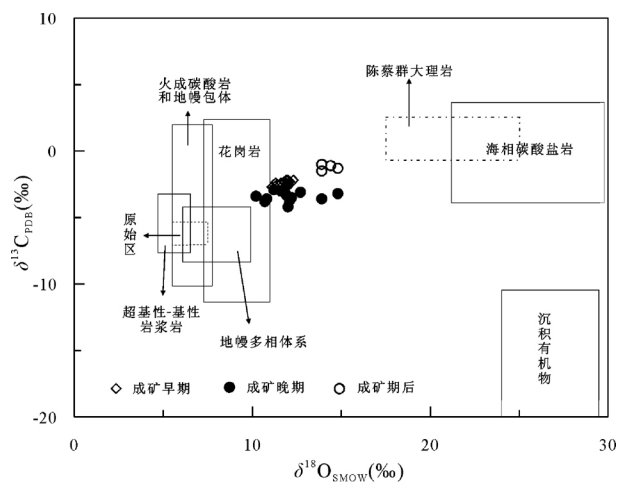


图3 大茶园铀矿床方解石  $\delta^{18}O-\delta^{13}C$  图解 (底图据刘家军等, 2004)

陈蔡群变质岩中大理岩范围据徐步台, 1988

Fig. 3  $\delta^{18}O$  vs.  $\delta^{13}C$  diagram of calcites from the Dachayuan uranium deposit (base map after Liu *et al.*, 2004)

表1 大茶园铀矿床方解石 C、O 同位素组成

Table 1 C and O isotopic compositions of calcites from the Dachayuan uranium deposit

样品号	期次	位置	特征	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	
661-4		矿床第三层矿体平巷中	肉红色脉状	-2.2	+12.0	
661-7		矿床第三层矿体平巷中	肉红色脉状	-2.4	+11.3	
661-14		矿床第三层矿体平巷中	粉红色脉状	-2.4	+11.8	
661-49-2		-135-4 采场附近流纹岩空洞	浅粉色片状	-2.9	+11.2	
661-52		-135-1 号采场矿体断层中	肉红色-浅粉色脉状	-2.2	+12.3	
661-53-1	成矿 期早 阶段	-135-1 号采场矿体中	肉红色脉状	-2.4	+11.6	
661-53-2		-135-1 号采场矿体中	粉红色脉状	-2.6	+11.5	
D-13		矿床第三层矿体平巷中	肉红色脉状	-2.5	+11.4	
D-15		矿床第三层矿体平巷中	肉红色脉状	-2.3	+11.8	
DCY-15		-15m 中段斜坡道	肉红色脉状	-2.6	+12.0	
DCY-16		-15m 中段斜坡道	肉红色脉状	-2.5	+12.0	
DCY-17		-15m 中段斜坡道	肉红色脉状	-2.3	+12.1	
DCY-18		-15m 中段斜坡道	肉红色脉状	-2.2	+11.9	
DCY-23		-135-2 采场矿体中	肉红色脉状	-2.7	+11.1	
661-13	成矿 期晚 阶段	矿床第三层矿体平巷中	白色团块状	-3.0	+11.6	
661-15		矿床第三层矿体平巷中	白色团块状	-3.5	+12.2	
661-18		矿床第三层矿体平巷中	白色团块状	-3.7	+12.1	
661-36		矿床第三层矿体平巷中	白色团块状	-3.4	+10.2	
661-41		矿床第三层矿体平巷中	白色团块状	-3.6	+13.9	
661-48		335-1 采场	浅色脉/板状	-3.6	+10.8	
661-49-1		-135-4 采场附近流纹岩空洞	白色片状	-3.2	+14.8	
661-50		-15 中段斜坡道	白色脉状	-4.2	+12.0	
661-51		10m 中段	白色脉状	-3.3	+11.9	
D-03		绿色层石泡中	无色-白色团块状	-2.5	+12.0	
D-04		第三绿色层石泡中	无色-白色团块状	-3.8	+10.7	
DCY-23-4		-135-2 采场矿体中	白色团块状	-3.1	+12.7	
661-02		成矿 期后			-1.3	+14.8
661-05			矿床第三层矿体平巷中	米黄色网脉状	-1.0	+13.9
661-17				-1.1	+14.4	
D-17-1				-1.5	+13.9	

比成矿早期和成矿晚期方解石明显增高,同位素组成向沉积碳酸盐岩碳、氧同位素组成靠近,尤其与陈蔡群变质岩中大理岩夹层碳、氧同位素组成接近(徐步台,1988)。

### 3.2 Sr、Nd 同位素

本次研究共测试了9件方解石和9件萤石的 Rb-Sr 同位素组成以及8件萤石的 Sm-Nd 同位素组成,测试及计算结果列于表2,表中同时收集了3个 Sr、Nd 同位素组成齐全的九里坪组流纹岩样品结果。 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  代表计算的初始锶同位素组成。 $t_{2\text{DM}}$  代表采用两阶段 Nd 模式参数计算的模式年龄。计算时采用的初始参数为  $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ 、 $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ,  $\mu$  为成矿年龄,按成矿年龄 109Ma 取值(田建吉等,2010a)。

大茶园铀矿床方解石中 Sr 含量高( $342.2 \times 10^{-6} \sim 1394 \times 10^{-6}$ , 平均  $638 \times 10^{-6}$ ), Rb 含量很低( $0.19 \times 10^{-6} \sim 1.25 \times 10^{-6}$ ), 方解石中 Rb/Sr 比值很小。因此,方解石的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  可视为其沉淀时成矿流体的 Sr 初始同位素组成。本矿床萤石中 Sr 含量相对较低( $25.58 \times 10^{-6} \sim 71.43 \times 10^{-6}$ ), 明

显低于赣杭铀成矿带西部相山矿田中萤石的 Sr 含量(范洪海等,2001), Rb 含量则相对较高( $0.40 \times 10^{-6} \sim 5.36 \times 10^{-6}$ )。样品 Rb/Sr 比值较高(0.006~0.136), 需要对萤石 Sr 同位素进行校正。成矿期早阶段和成矿期晚阶段方解石 Sr 同位素组成类似, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  为 0.711635~0.712720; 成矿期后方解石 Sr 同位素比值略有降低, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  为 0.709417~0.709512。成矿期早阶段、成矿期中晚阶段和成矿期晚阶段萤石 Sr 同位素组成比较稳定,变化不大, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  分别为 0.71181~0.714124、0.711213~0.712955 和 0.711803, 从早到晚略有降低。

大茶园铀矿床成矿期萤石 Sm、Nd 含量分别为  $0.646 \times 10^{-6} \sim 3.755 \times 10^{-6}$  (平均  $2.205 \times 10^{-6}$ )、 $1.456 \times 10^{-6} \sim 9.460 \times 10^{-6}$  (平均  $7.281 \times 10^{-6}$ ), 低于赣杭铀成矿带西部相山矿田中萤石的 Sm、Nd 含量(范洪海等,2001)。该矿床成矿期萤石的  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值分别为 0.1216~0.2681 (平均 0.1917) 和 0.512210~0.512358 (平均 0.512274)。

同一矿床中方解石与萤石的 Sr、Nd 同位素组成没有明

表2 大茶园铀矿床脉石矿物 Sr、Nd 同位素组成

Table 2 Sr and Nd isotopic compositions of gangue minerals from the Dachayuan uranium deposit

样品号	期次/矿物/岩石	Rb ( $\times 10^{-6}$ )	Sr ( $\times 10^{-6}$ )	$\frac{87}{86} \text{Rb}$ Sr	$\frac{87}{86} \text{Sr}$ ( $2\sigma$ )	$\left(\frac{87}{86} \text{Sr}\right)$ ( $\times 10^{-6}$ )	Sm ( $\times 10^{-6}$ )	Nd ( $\times 10^{-6}$ )	$\frac{147}{144} \text{Sm}$ Nd	$\frac{143}{144} \text{Nd}$ ( $2\sigma$ )	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{2\text{DM}}$ (Ma)
DCY-16		0.456	609.8	—	0.712089(09)	0.712089						
661-49-2	成矿期早阶段方解石	0.202	843.6	—	0.711967(11)	0.711967						
661-52		0.921	342.2	—	0.711635(14)	0.711635						
661-53-2		0.435	532.1	—	0.712651(14)	0.712651						
661-49-1		0.235	460.4	—	0.71272(13)	0.71272						
661-18C	成矿期晚阶段方解石	1.246	660.1	—	0.712027(14)	0.712027						
D-04		0.251	1394	—	0.712358(12)	0.712358						
661-2	成矿期后方解石	0.187	780.1	—	0.709417(13)	0.709417						
661-17		0.194	760.6	—	0.709512(13)	0.709512						
D-10-1		0.410	71.428	0.0166	0.712909(14)	0.712884	1.764	8.769	0.1216	0.512210(12)	-7.3	1502
661-21		1.044	38.899	0.0777	0.712773(15)	0.712653	0.646	1.456	0.2681	0.512358(15)	-6.5	1433
661-54	成矿期早阶段萤石	2.010	25.577	0.2275	0.714477(13)	0.714124	1.780	6.258	0.1719	0.512286(13)	-6.5	1438
661-55		3.836	68.810	0.1614	0.712793(15)	0.712543	3.755	12.281	0.1849	0.512257(12)	-7.3	1499
661-56		4.239	34.463	0.3561	0.713203(11)	0.712652	1.830	7.208	0.1535	0.512237(13)	-7.2	1495
661-09		1.173	26.974	0.1259	0.712005(13)	0.71181	1.675	5.639	0.1795	0.512276(14)	-6.8	1462
661-08	成矿期中晚阶段萤石	5.359	39.345	0.3943	0.713565(19)	0.712955	2.855	7.175	0.2405	0.512278(13)	-7.6	1529
D-19		0.403	37.763	0.0309	0.711261(15)	0.711213	3.340	9.460	0.2134	0.512286(14)	-7.1	1484
661-18F	成矿期晚阶段萤石	0.869	56.018	0.0449	0.711872(11)	0.711803						
(1)	九里坪流纹岩					0.71239					-6.36	1435
(2)	乐清流纹岩					0.70647					-6.90	1478
(3)	江山巨龙顶流纹岩	361.2	121.2	8.617	0.723120(10)	0.70842	13.70	65.78	0.1952	0.512194(15)	-8.64	1619

注:资料来源分别为(1)陈江峰等, 1992;(2)Lapierre *et al.*, 1997;(3)沈渭洲等, 1999

显差别,不同产状不同阶段的脉石矿物同位素也没有明显差异,显示矿床中这些脉石矿物的同源性。

## 4 讨论

### 4.1 矿化剂 $\Sigma \text{CO}_2$ 来源、C-O 同位素演化和方解石沉淀机制

#### 4.1.1 矿化剂 $\Sigma \text{CO}_2$ 来源

方解石的形成要求流体中必须有氧化的含碳物种,例如  $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{CO}_3$ 、 $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{CO}_3^{2-}$ ,可以统称为  $\Sigma \text{CO}_2$ 。在各种挥发份中,  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$  在铀和金成矿过程及之后的演化中均可发挥重要作用,与游离水不同的是,游离  $\text{CO}_2$  有随深度加大而增高的趋势(涂光炽,1996)。下地壳和地幔流体中均存在富  $\text{CO}_2$  的流体,这种深部存在并广泛分布的  $\text{CO}_2$  对成矿物质迁移富集无疑会起到重要作用。在成矿热液中,铀主要以络离子形式存在和迁移(Cuney,1978; Leroy,1978; 章邦桐等,1990; Hu *et al.*,1993,2008; Ruzicka,1993; 胡瑞忠等,2015)。由于铀在纯热水中的溶解度十分有限,有铀源岩石、断裂、热水并不能形成含铀热液,不含足量  $\Sigma \text{CO}_2$  的热水在铀源体之间断裂系统中的循环是无效循环,热液在富含  $\Sigma \text{CO}_2$  之后铀才可能从铀源体中大量转移到热液中来,矿化剂是联系铀源和含铀热液的桥梁(Hu *et al.*,2008,2009)。因此矿化剂来源问题是制约铀矿成因的关键因素。在成矿热液所处的物理化学条件下,热液中迁移铀最有效的矿化剂是  $\Sigma \text{CO}_2$ ,在铀矿形成过程中起着重要的控制作用。世界各地含铀热液中各主要组分含量的统计结果表明  $\Sigma \text{CO}_2$  与  $\text{UO}_2^{2+}$  络合能力远高于其它阴离子, $\Sigma \text{CO}_2$  是含铀热液中的重要组分之一。热液成因矿物石英中流体包裹体成分测试结果也证实含铀热液的  $\Sigma \text{CO}_2$  很高(张祖还,1984)。本矿床中普遍可见赤铁矿与方解石共生,说明成矿热液具有相对氧化的性质,热液中的碳应以  $\Sigma \text{CO}_2$  形式存在。章邦桐(1992)对大茶园矿床矿石包裹体成分的测定及计算结果表明,铀在成矿流体中主要以碳酸合铀酰离子形式存在,并指出导致其解体沉淀与  $\text{CO}_2$  去气作用有关。因此,大茶园铀矿的形成过程与矿化剂  $\Sigma \text{CO}_2$  密切相关。

对于火山岩型铀矿的矿化剂来源,目前有几种认识:(1)矿化剂是主要来自于深部过渡岩浆室分异的原生流体(Chen,1981)或酸性岩浆发生带(王传文,1983);(2)来自于地幔排气作用(Hu *et al.*,1993; 邓平等,2003; 胡瑞忠等,2004);(3)来自于围岩,包括火成岩石和碳酸盐岩(Ruzicka,1993; 孙占学,2004)。大茶园铀矿床矿化剂来源问题,未见前人研究。碳同位素组成是示踪成矿流体中  $\text{CO}_2$  来源的有效方法。通常成矿热液中碳有三种可能来源:岩浆-地幔源、沉积碳酸盐岩以及各类岩石中的有机碳(沈渭洲,1987)。Taylor *et al.*(1967)确定的原生碳酸岩碳同位素组成为  $-8\text{‰} \sim -4\text{‰}$ ,但大量研究表明幔源碳酸岩碳同位素组成常超出此范围,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值可在  $-9\text{‰} \sim -1\text{‰}$  之间变化(Deines and Gold,1973; Sheppard and Dawson,1975;

Kerrich,1990)。当岩浆去气发生同位素分馏时,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值可高达  $-2.5\text{‰}$ (Javoy *et al.*,1986)。海相沉积碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值变化范围很小,  $-2\text{‰} \sim +2\text{‰}$ ,平均  $0 \pm \text{‰}$ ,淡水沉积碳酸盐比同类海相岩石亏损  $^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  平均值为  $-4.93\text{‰} \pm 2.75\text{‰}$ (Keith and Weber,1964)。本区出露地层主要为前寒武系变质岩和下白垩统火山岩盖层,其中变质岩中夹多层大理岩,浙东南局部地区磨石山群火山岩中亦可见少量沉积碳酸盐薄层(李长江和蒋叙良,1989)。研究表明,陈蔡群大理岩夹层仍具有海相沉积碳酸盐岩的 C、O 同位素组成特征,其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  为  $-0.55\text{‰} \sim +2.62\text{‰}$ ,平均  $+1.00\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  为  $+17.89\text{‰} \sim +24.94\text{‰}$ ,平均  $+20.33\text{‰}$ (徐步台,1988)。有机碳  $\delta^{13}\text{C}$  值变化较大,平均在  $-25\text{‰}$  左右(Faure,1986)。

由于矿床中矿物共生组合简单,既无高氧逸度条件下形成的重晶石,也无低氧逸度条件下形成的石墨和磁黄铁矿,因此方解石的碳同位素比值可近似代表成矿热液的碳同位素组成(Ohmoto,1972)。本次研究中方解石的  $\delta^{13}\text{C}$  值变化范围较窄,且碳同位素组成明显大于有机质的碳同位素组成,故可以排除有机质碳为方解石提供主要碳的可能性。由表1、图3数据可以看出,矿床内成矿期方解石碳同位素组成总体位于幔源碳同位素范围内,但相对偏高;成矿期后方解石碳同位素组成靠近沉积碳酸盐岩和陈蔡群大理岩碳同位素组成。

为了清晰展示本区碳酸盐碳同位素来源,在  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$  图解(图3)中,给出了流体中  $\text{CO}_2$  的几大来源。由图可知,成矿期方解石 C、O 同位素组成均低于沉积碳酸盐岩的组成,但高于原生碳酸岩 C、O 同位素组成。落在沉积碳酸盐岩和原生碳酸岩碳同位素组成之间,且成矿期方解石主要靠近地幔多相体系 C、O 同位素组成位置,成矿期后方解石靠近陈蔡群变质岩中大理岩夹层同位素组成。表明成矿期流体中碳可能主要来自于地幔,但由于相对偏高,推测在幔源  $\text{CO}_2$  加入前,循环大气降水溶解了部分沉积碳酸盐岩或基底陈蔡群大理岩中的碳,从而造成幔源  $\text{CO}_2$  加入后其碳同位素组成偏高;而成矿期后流体中碳则可能主要来自基底变质岩中大理岩夹层。

虽然岩浆碳与幔源碳具有相似的同位素组成,且浙东火山岩中碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值( $-3.9\text{‰} \sim -3.0\text{‰}$ ,碳含量为  $0.36\% \sim 0.40\%$ ,赵子福等,2000)也与本文所测值相似,但作者认为其中的矿化剂不可能主要来自火山岩,理由如下:

(1)  $\text{CO}_2$  在硅酸盐熔体中的溶解度随熔体酸性度增高而降低,长英质岩石中的  $\text{CO}_2$  含量远较中性岩低。富铀的酸性岩浆演化到晚期所分异出的溶液为贫  $\text{CO}_2$  的溶液(金景福和胡瑞忠,1987; Hu *et al.*,1993)。如华南花岗岩浆分异出的岩浆流体明显贫  $\text{CO}_2$  和  $\text{HCO}_3^-$ (戚华文和胡瑞忠,2000);矿区流纹岩裂变径迹铀分析发现(高必娥和王兴无,1991),流纹岩包裹体中铀含量与全岩的铀含量一致,表明岩浆活动晚期可能未分异出富铀的流体。因此岩浆活动晚期也不可能分异出富  $\text{CO}_2$  的流体。

(2) 本矿床铀成矿与岩石圈伸展作用具有密切的时空关系,其成矿时代(107~110Ma)并不伴随酸性火山岩浆活动(127Ma)而进行(有17~20Myr的矿岩时差),而与拉张期形成的断陷红盆及其玄武岩夹层和大量的基性岩浆活动时代(~110Ma)具有明显的一致性(田建吉等,2010a)。

(3) 火山岩中仅含微量碳酸盐,靠大气降水在富含裂隙的火山岩部分循环溶解难以形成成矿所需的富矿化剂热液。

以上分析表明,该矿床成矿期矿化剂 $\Sigma\text{CO}_2$ 主要来自于地幔,部分可能来自于壳源碳酸盐岩。成矿期后来自于壳源碳酸盐岩碳贡献增大。华南白垩-第三纪存在多期次的岩石圈伸展作用,伸展作用可以导致地壳浅层同地幔的贯通,对深部 $\text{CO}_2$ 加入到在地壳浅层富铀火山岩断裂系统中循环的贫 $\Sigma\text{CO}_2$ 热水(主要为大气成因)起桥梁作用。成矿期后循环大气降水只能溶解少量壳源碳酸盐岩中的碳,不能形成富 $\Sigma\text{CO}_2$ 的成矿流体。

#### 4.1.2 C-O 同位素演化和方解石沉淀机制

热液方解石的C、O同位素组成,除与矿物沉淀温度、热液流体和围岩的同位素组成有关,还与热液中溶解碳的种类以及方解石形成的地球化学过程相关(Zheng, 1990; Zheng and Hoefs, 1993; 郑永飞, 2001),导致方解石C、O同位素组成数据点在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图中呈不同的线型分布型式(图4)。因此,根据C、O同位素体系的理论模式,通过假设合理的模式参数可以对方解石的C、O同位素组成进行定量模拟,将实测数据与理论模型相比,依据热液方解石碳、氧同位素组成范围和数据点的分布趋势,可以推断对应的成矿地球化学过程,确定热液流体的碳、氧同位素组成及其对应源区(郑永飞, 2001)。

热液流体中方解石的溶解度随温度的降低而增加,在封闭体系中,单纯的冷却不能使方解石从热液流体中沉淀出来(Zheng, 1990)。研究表明,热液方解石沉淀机制主要有(Zheng, 1990; Zheng and Hoefs, 1993; 郑永飞, 2001):(1)流体的混合作用;(2) $\text{CO}_2$ 脱气作用;(3)流体与围岩之间的

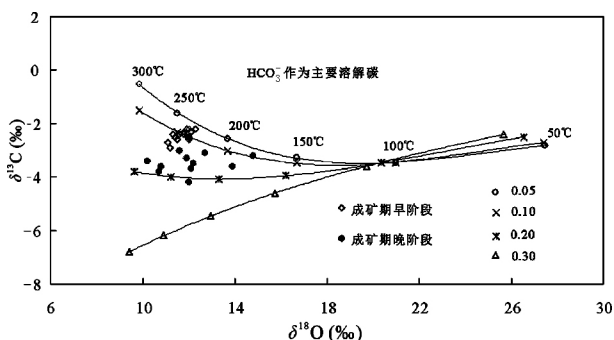


图4 大茶园铀矿床成矿期方解石沉淀的 $\text{CO}_2$ 去气模式图例中数字代表去气 $\text{CO}_2$ 所占的碳摩尔分数;假定初始流体C、O同位素初始值分别为 $-5\text{‰}$ (PDB)和 $+5\text{‰}$ (SMOW)

Fig. 4 The  $\text{CO}_2$  degassing model of calcite precipitation from the ore-forming fluid in the Dachayuan uranium deposit

水-岩反应。成矿期方解石C、O同位素变化较小,流体的混合作用不应是影响方解石沉淀的主要因素。目前尚未观察到自然界热液方解石C、O同位素组成服从流体混合模式(郑永飞, 2001)。赋矿火山岩的碳酸盐含量甚微(赵子福等, 2000),水-岩反应虽然可以改变流体的同位素组成,却无法使其中方解石达到饱和而沉淀。镜下观察虽未发现有流体沸腾的迹象,但不能排除 $\text{CO}_2$ 的缓慢丢失,当 $\text{CO}_2$ 从流体中丢失时,溶液pH值升高,方解石变得饱和,就会引起方解石沉淀。章邦桐(1992)对大茶园矿床矿石包裹体成分的测定及计算结果表明,铀在成矿流体中主要以碳酸铀酰离子形式存在,导致其解体沉淀与 $\text{CO}_2$ 去气作用有关。因此,大茶园铀矿床中热液方解石的形成可能主要与热液去气( $\text{CO}_2$ )作用有关,可以按照 $\text{CO}_2$ 去气模式对该矿床中成矿期方解石C、O同位素进行模拟计算。

成矿期早阶段方解石C、O同位素变化较小且集中,成矿期晚阶段方解石具有稍低的 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素组成和较宽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围,从成矿期早阶段到成矿期晚阶段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值有逐渐降低、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 增高的趋势,且其 $\delta^{13}\text{C}$ 值比 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化小。当流体中溶解碳以 $\text{HCO}_3^-$ 为主时,在 $\text{CO}_2$ 去气和温度下降条件下沉淀的方解石具有类似的特征(Zheng, 1990)。因此,以 $\text{HCO}_3^-$ 作为主要的溶解碳物种,假定初始流体的C、O同位素组成分别为 $-5\text{‰}$ 和 $+5\text{‰}$ ,取去气 $\text{CO}_2$ 占热液全碳(0.05~0.3)和全氧(0.005~0.03)的不同摩尔分数,采用Zheng(1990)瑞利模型计算公式进行模拟,计算热液方解石C、O同位素组成随温度的变化关系。结果显示(图4),成矿期方解石C、O同位素组成变化,与模拟结果中热液发生0.05~0.2摩尔分数 $\text{CO}_2$ 去气时沉淀的方解石相一致。模拟的成矿期方解石数据点落在150~250°C温度范围,成矿期早阶段方解石数据点位置落在温度相对较高位置,与流体包裹体测温结果基本一致(100~250°C,田建吉等,2010b),反映定量模拟中的各种假设是基本合理的。因此,成矿期流体的C、O同位素组成分别为: $\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}$ 和 $\delta^{18}\text{O} = +5\text{‰}$ 。与前述成矿期矿化剂主要为地幔来源一致。

#### 4.2 Sr-Nd 同位素对成矿物质来源的约束

含钙脉石矿物是热液矿床中常见的脉石矿物,含钙脉石矿物的Sr-Nd同位素组成在探讨成矿流体和物质来源方面得到了广泛应用。通过对脉石矿物中Sr、Nd同位素组成与矿区主要地质体的Sr、Nd同位素组成对比研究,可以对大茶园铀矿床成矿物质来源进行约束。

前人对华南火山岩进行大量的Sr、Nd同位素研究(陈江峰等, 1992; 薛怀民等, 1996; 沈渭洲等, 1999; 俞云文等, 2001)。华东南火山岩带的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值为0.7089~0.7122,与华南产铀花岗岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值有明显的差异。华南产铀花岗岩的初始比值均大于0.720,属铝硅壳部分熔融的产物;而华南火山岩的初始比值明显低于壳源值,又明显大于幔源值(方锡珩, 2009),反映了强烈的壳幔相互



作用(徐夕生和谢昕, 2005)。浙江东南沿海地区中生代火山-侵入杂岩的 Sr 同位素初始比值为 0.706 ~ 0.712(王德滋等, 2000); 浙东南磨石山群火山岩的 Sr 初始比值介于 0.7060 ~ 0.7108, 平均为 0.7085(顾明光, 2003); 磨石山群火山岩夹层中可见薄层、透镜状灰岩, 其 Sr 初始比值为 0.7085 ~ 0.7108(李长江和蒋叙良, 1989)。以上分析表明, 本区火山岩 Sr 同位素组成总体较稳定, 具有壳幔混源的特征。但不同地区火山岩 Nd 同位素组成具有差异, 同一地区不同旋回火山岩其同位素组成也不同。陈江峰等(1992)发现磨石山群下部火山岩和上部火山岩具有不同的源区同位素特征。大量的 Nd 同位素资料显示, 以江-绍断裂为界, 浙西北和浙东南具有不同的 Nd 同位素组成(俞云文等, 2008)。陈蔡群变质岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  普遍  $> 0.730$ (邢光福和陶奎元, 1998; 邢光福等, 1999), 其中大理岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值较低, 大多集中在 0.7077 ~ 0.7080 之间(徐步台, 1988), 而 Nd 同位素组成变化很大, 正、副变质岩具有明显差别(章邦桐和张祖还, 1993; 沈渭洲等, 1999)。

在不同地质环境条件下, 岩石中的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  变化范围不同, 且  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  对热液蚀变和热液成矿作用非常灵敏, 成矿流体中的锶是源区锶和流经途径锶的叠加( Brannon *et al.*, 1991), 包含了源区和运移途径的信息。因此锶同位素是示踪流体来源和流经途径的有效示踪剂。Sr 具有与 Ca 相似的地球化学特征, Rb 则相反, 因此含钙矿物中  $\text{Ca}^{2+}$  的晶格位置可有限的接纳 Sr 而不接受 Rb(Deer *et al.*, 1966), 从而具有较高的 Sr 含量和较低的 Rb 含量, Rb 衰变形成的  $^{87}\text{Sr}$  对体系初始 Sr 同位素组成的影响极小, 可以较好的保存成矿流体本身的 Sr 同位素组成信息。从表 2 可知, 同一矿床中成矿期方解石与萤石的 Sr 同位素组成没有明显差别, 不同产状不同阶段的脉石矿物 Sr 同位素也没有明显差异, 显示矿床中这些脉石矿物的同源性。如成矿早期和成矿晚期方解石的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  为 0.711635 ~ 0.712720; 成矿期后方解石 Sr 同位素比值略有降低,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  为 0.709417 ~ 0.709512; 成矿早期、成矿中晚期和成矿晚期萤石 Sr 同位素组成比较稳定, 变化不大,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  分别为 0.71181 ~ 0.714124、0.711213 ~ 0.712955 和 0.711803, 从早到晚略有降低。通过与矿区主要地质体的 Sr 同位素组成对比发现, 该矿床的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值与该区火山岩类似, 而明显低于陈蔡群变质岩, 表明成矿物质可能主要来源于火山岩。Sr 属大离子亲石元素, 在流体水-岩反应过程中易于从高 Sr 值的围岩中帶出。微量元素研究表明(未发表数据), 矿化过程中, 矿石中 Sr 含量明显增高, 矿区流纹岩的 Sr 含量较低, 而基底变质岩和区域内玄武岩-辉长岩类 Sr 含量较高, 因此不排除流体在循环过程中, 可能从基底陈蔡群变质岩中或基性岩石中帶入部分 Sr 元素, 使成矿期成矿流体中 Sr 同位素组成略高于火山岩。

Nd 属大离子亲石元素, 在热液活动中的性质与其它稀土元素相似。因此, 脉石矿物的 Nd 同位素组成必定反映了

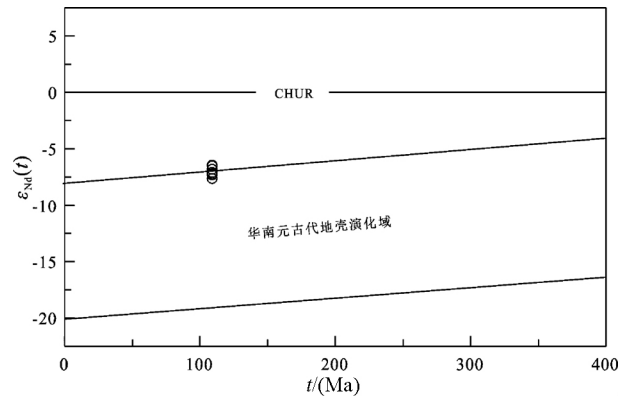


图5 大茶园铀矿床  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) - t$  图解

华南元古代地壳演化域据周新民, 2007

Fig. 5  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs.  $t$  diagram for gangue minerals from the Dachayuan uranium deposit

流体中稀土元素源区的同位素组成特征。根据大茶园铀矿床中萤石的 Nd 同位素组成计算的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为 -7.6 ~ -6.5, 与浙东南九里坪组具有一致的 Nd 同位素组成(俞云文等, 2008); 两阶段 Nd 模式年龄  $t_{2\text{DM}}$  为 1433 ~ 1529 Ma(平均 1480 Ma), 与浙东南下火山岩系第二旋回火山岩  $t_{2\text{DM}}$  年龄统计结果完全一致(1.43 ~ 1.52 Ga, 平均 1.48 Ga; 俞云文等, 2001), 也与赣杭铀成矿带西段相山铀矿田成矿期萤石计算的模式年龄一致(范洪海等, 2001), 进一步表明成矿物质可能主要来源于赋矿的流纹岩。在  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) - t$  图上, 数据点位于华南元古代地壳 Sm、Nd 同位素演化域上界线附近(图 5), 表明成矿物质主要为壳源; 在  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图上, 流纹岩数据点均落入第四象限内, 落入华南 S 型花岗岩分布范围内, 且靠近华南 I 型花岗岩范围(图 6), 这与上述分析的本区火山岩具有 S-I 过渡类型的同位素特征特征是一致的。成矿期萤石与矿区九里坪组流纹岩具有类似的 Sr、Nd 同位素组成, 表明大茶园铀矿床成矿物质以壳源为主, 主要来自于赋矿火山岩。

前人的开展的 S、Pb 同位素研究亦显示, 成矿物质来源与赋矿火山岩密切相关。大茶园铀矿床中黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值变化范围相对较窄, 且比较接近零值(华东地勘局 269 大队, 1984<sup>①</sup>; 刘蓉蓉等, 2018), 反映来源于同一个均一化的硫源, 成矿流体中硫来源较深或来源于火成岩。大茶园铀矿床的铅同位素研究亦表明(田建吉等, 2010c), 矿床不同阶段方解石具有一致的 Pb 同位素组成和较窄的变化范围, 暗示成矿过程中铅可能来自于同一的且较为均一的铅源; 通过与基底陈蔡群变质岩和磨石山群火山岩铅同位素组成对比发现, 矿石具有与磨石山群火山岩一致的铅同位素组成和变化趋势, 表明火山岩铅为该矿床的主要铅源。

① 华东地勘局 269 大队. 1984. 六六零矿田六六一、六六三矿床实例报告. 内部资料

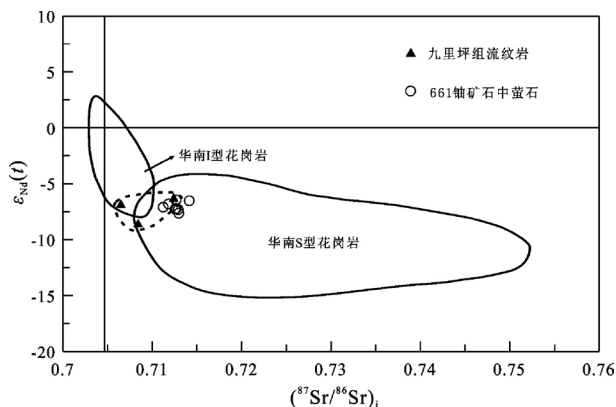


图6 大茶园铀矿床  $\epsilon_{Nd}(t)$  -  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图解

I、S型花岗岩范围据周新民, 2007

Fig. 6  $\epsilon_{Nd}(t)$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  diagram for gangue minerals from the Dachayuan uranium deposit

### 4.3 铀矿床成因

大茶园铀矿床位于江山-绍兴深大断裂南东旁侧的火山断陷盆地内。矿区内北北东向断裂组发育, 并与华夏系底部构造(北东或北东东向)、北西向断裂复合交汇, 特别是与江-绍断裂带的复合作用组成了一系列构造网络, 为矿液的运移、聚集及储存提供了良好的成矿环境; 大洲地区基底岩石成熟度高, 混合岩化作用强烈; 大洲地区中生代岩浆活动分布广、厚度大, 具有明显的火山喷发韵律和分相性, 火山岩中铀含量较高, 铀主要赋存于火山基质中, 易受后期热液活动改造迁出。上述特征表明, 本区具有有利的成矿条件。

华南地区存在多期次的岩石圈伸展作用, 并形成了一系列NE-NNE向断陷盆地。地质、地球物理和地球化学研究一致表明, 这些断陷盆地是白垩纪-第三纪岩石圈伸展作用产物。赣杭盆地即是白垩纪以来地幔上涌、地壳受强烈拉张的产物, 沿此盆地形成了我国最重要的火山岩型铀成矿带。燕山晚期沿赣杭断裂带形成的永丰-诸暨裂陷带控制了赣杭铀成矿带铀矿床的分布, 成矿的火山盆地多数与白垩纪红盆相邻或重叠。大洲火山断陷盆地紧靠白垩纪红盆, 反映本区铀成矿与伸展作用密切相关。已有的年代学结果显示, 大茶园铀成矿时代并不伴随酸性火山岩浆活动而进行(有17~20Myr的矿岩时差), 而与拉张期形成的断陷红盆及其玄武岩夹层和大量的基性岩浆活动(东南沿海地区明显存在~110Ma的基性脉岩拉张活动)时代具有明显的一致性(田建吉等, 2010a)。

大茶园铀矿床成矿流体中的水主要为大气降水。成矿期流体中的碳主要为幔源, 幔源碳可能与地壳拉张和岩石圈伸展过程中的地幔去气作用有关。伴随着区域内断陷红盆的形成和红盆底部玄武岩的喷发, 地幔排气作用中 $\text{CO}_2$ 沿江山-绍兴断裂带及矿区次级断裂加入到大气降水深循环的流体中。成矿期后流体因为缺少地幔排气的大量 $\text{CO}_2$ 加入, 具有与基底变质岩中大理岩类似的同位素组成特征。幔源矿化剂在伸展构造驱动作用下上升加入到深循环贫矿化剂的

大气降水中形成富含矿化剂贫铀热液, 这种富矿化剂热液浸取围岩中的铀形成富矿化剂富铀热液; 成矿热液在上升过程中由于压力降低、 $\text{CO}_2$ 去气作用、热液性质改变等因素的综合影响, 铀被还原沉淀形成铀矿床。

## 5 结论

(1) 大茶园铀矿床成矿流体中矿化剂 $\Sigma\text{CO}_2$ 主要来源于地幔, 部分碳可能来自于基底变质岩中大理岩的贡献。幔源碳可能与区域伸展作用有关。成矿期流体中 $\Sigma\text{CO}_2$ 以 $\text{HCO}_3^-$ 为主,  $\text{CO}_2$ 去气作用为方解石沉淀形成的主要机制。

(2) 成矿期不同阶段方解石与萤石的Sr、Nd同位素组成没有明显差别且变化较小, 显示矿床中脉石矿物的同源性。通过与基底陈蔡群变质岩和盖层火山岩的Sr、Nd同位素组成对比发现, 成矿期萤石与盖层火山岩具有类似的Sr同位素组成, 表明大茶园铀矿床成矿物质以壳源为主, 主要来自于赋矿火山岩, 而Nd同位素进一步表明成矿物质可能来源于赋矿的流纹岩。与已有的S、Pb同位素研究结果一致。

(3) 大茶园铀矿床形成与岩石圈伸展密切相关。岩石圈伸展控制着富 $\text{CO}_2$ 热液的形成, 富 $\text{CO}_2$ 热液在上升过程中萃取壳源(尤其是富铀火山岩)中成矿物质, 并在有利的成矿部位通过 $\text{CO}_2$ 去气作用导致铀沉淀成矿。

致谢 野外工作期间得到核工业七七一矿徐松生、雷遥鸣等领导和同志的支持和帮助; 室内测试工作得到中国科学院地质与地球物理研究所李潮峰正高级工程师的帮助; 两位审稿人详细审阅了全文, 并提出宝贵的修改意见; 在此一并致以诚挚的谢意!

## References

- Brannon JC, Podosek FA, Viets JG, Leach DL, Goldhabe M and Rowan EL. 1991. Strontium isotopic constraints on the origin of ore-forming fluids of the Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(5): 1407-1419
- Cai YQ, Zhang JD, Li ZY, Guo QY, Song JY, Fan HH, Liu WS, Qi FC and Zhang ML. 2015. Outline of uranium resources characteristics and metallogenetic regularity in China. *Acta Geologica Sinica*, 89(6): 1051-1069 (in Chinese with English abstract)
- Chen JF, Zhou TX, Li XM *et al.* 1992. Sr and Nd isotopic compositions of Mesozoic magmatic rocks from the southeastern China and its tectonic significance. In: Li JL (ed.). *Studies of Structure and Evolution of the Continental and Oceanic Lithosphere of SE China*. Beijing: China Science and Technology Press, 119-130 (in Chinese)
- Chen ZB. 1981. "Double mixing" genetic model of uranium deposits in volcanic rocks and relationship between China's Mesozoic vein-type uranium deposits and Pacific plate tectonics metallogenesis of uranium. In: *Proceedings of the 26<sup>th</sup> IGC*. Beograd: Geoinstitute, 65-97
- Choi SG, Kim ST and Lee JG. 2003. Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit, Korea. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79: 601-606
- Cuney M. 1978. Geologic environment, mineralogy, and fluid inclusions

- of the Bois Noirs-Limouzat uranium vein, Forez, France. *Economic Geology*, 73(8): 1567–1610
- Deer WA, Howie RA and Zussman J. 1966. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. New York: Longman Press, 511–515
- Deines P and Gold DP. 1973. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7): 1709–1733
- Deng P, Shen WZ, Ling HF, Ye HM, Wang XC, Pu W and Tan ZZ. 2003. Uranium mineralization related to mantle fluid: A case study of the Xianshi deposit in the Xiazhuang uranium orefield. *Geochimica*, 32(6): 520–528 (in Chinese with English abstract)
- Fan HH, Ling HF, Wang DZ, Shen WZ, Liu CS and Jiang YH. 2001. Ore-forming material sources for Xiangshan uranium ore-field in Jiangxi Province: Evidence from Nd-Sr-Pb isotopes. *Geological Journal of China Universities*, 7(2): 139–145 (in Chinese with English abstract)
- Fang XH. 2009. Principal geological characteristics of the volcanic-type uranium deposits in China. *Uranium Geology*, 25(2): 98–104 (in Chinese with English abstract)
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2<sup>nd</sup> Edition. New York, US: Wiley
- Gao BE and Wang XW. 1991. Measurement of uranium content in melt inclusions using fission-track method and its significance. *Geology-Geochemistry*, (4): 67–68 (in Chinese)
- Gao X and Meng JY. 2017. The source of ore-forming fluids and materials in the Tongchanggou Mo-Cu deposit, northwestern Yunnan, China: Constrains from skarn mineralogy and stable isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 33(7): 2161–2174 (in Chinese with English abstract)
- Gu MG. 2003. Geochemical study on volcanic rocks of the Moshishan Group in Yantou region of Southeast Zhejiang. *Geology and Mineral Resources of South China*, (4): 24–30 (in Chinese with English abstract)
- Hu RZ, Li CY, Ni SJ, Liu L and Yu JS. 1993. Research on  $\Sigma \text{CO}_2$  source in ore-forming hydrothermal solution of granite-type uranium deposit, South China. *Science in China (Series B)*, 36(10): 1252–1262
- Hu RZ, Bi XW, Su WC, Peng JT and Li CY. 2004. The relationship between uranium metallogenesis and crustal extension during the Cretaceous-Tertiary in South China. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 153–160 (in Chinese with English abstract)
- Hu RZ, Bi XW, Zhou MF, Peng JT, Su WC, Liu S and Qi HW. 2008. Uranium metallogenesis in South China and its relationship to crustal extension during the Cretaceous to Tertiary. *Economic Geology*, 103(3): 583–598
- Hu RZ, Burnard PG, Bi XW, Zhou MF, Peng JT, Su WC and Zhao JH. 2009. Mantle-derived gaseous components in ore-forming fluids of the Xiangshan uranium deposit, Jiangxi Province, China: Evidence from He, Ar and C isotopes. *Chemical Geology*, 266(1–2): 86–95
- Hu RZ, Mao JW, Hua RM and Fan WM. 2015. *Intra-Continental Mineralization of South China Craton*. Beijing: Science Press, 1–903 (in Chinese)
- Hu RZ, Fu SL, Huang Y, Zhou MF, Fu SH, Zhao CH, Wang YJ, Bi XW and Xiao JF. 2017. The giant South China Mesozoic low-temperature metallogenic domain: Reviews and a new geodynamic model. *Journal of Asian Earth Sciences*, 137: 9–34
- Hui XC, Han XZ, Lin JP, Wang MT, Zhang B, Tang JW, Du JH, Jin MZ and Lei YM. 2012. Tectonic stress field's characteristic and its relationship of uranium mineralization at Dazhou volcanic faulted basin in Quzhou, Zhejiang Province. *Acta Geologica Sinica*, 86(2): 228–240 (in Chinese with English abstract)
- Javoy M, Pineau F and Delorme H. 1986. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle. *Chemical Geology*, 57(1–2): 41–62
- Jiang YH, Ling HF, Jiang SY, Shen WZ, Fan HH and Ni P. 2006. Trace element and Sr-Nd isotope geochemistry of fluorite from the Xiangshan uranium deposit, Southeast China. *Economic Geology*, 101(8): 1613–1622
- Jin JF and Hu RZ. 1987. Transportation and deposition of uranium in hydrothermal ore-forming fluids as exemplified by uranium deposit No. 302. *Geochimica*, (4): 320–329 (in Chinese with English abstract)
- Keith ML and Weber JN. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(10–11): 1787–1816
- Kerrick R. 1990. Carbon-isotope systematics of Archean Au-Ag vein deposits in the Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(1): 40–56
- Lapierre H, Jahn BM, Charvet J and Yu YW. 1997. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with the tectonic activity in southeastern China. *Tectonophysics*, 274(4): 321–338
- Leroy J. 1978. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille District (western Massif Central, France): Geologic and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 73(8): 1611–1634
- Li CJ and Jiang XL. 1989. Strontium isotope geochemistry of fluorite deposits in Wuyi-Dongyang area, Zhejiang Province. *Mineral Deposits*, 8(3): 65–74 (in Chinese with English abstract)
- Liu HS. 1986. The characteristics and distribution law of uranium mineralization of Mesozoic land facies volcanic rock-type in Zhejiang Province. *Geology of Zhejiang*, 2(1): 7–31 (in Chinese with English abstract)
- Liu JJ, He MQ, Li ZM, Liu YP, Li CY, Zhang Q, Yang WG and Yang AP. 2004. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in Lanping Basin of Yunnan Province and its significance. *Mineral Deposits*, 23(1): 1–10 (in Chinese with English abstract)
- Liu RR, Li ZY, Tang JW and Xu XQ. 2018. The source of uranium metallogenetic fluid and its migration and enrichment mechanism in Quzhou area, Zhejiang. *Journal of East China University of Technology*, 41(2): 101–110 (in Chinese with English abstract)
- Mao MC. 2004. Ore-forming feature and the prospect for volcanics-hosted uranium ore deposits in Zhejiang Province. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 19(1): 8–12, 29 (in Chinese with English abstract)
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67(5): 551–578
- Peng JT, Hu RZ and Burnard PG. 2003. Samarium-neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): The potential of calcite as a geochronometer. *Chemical Geology*, 200(1–2): 129–136
- Qi HW and Hu RZ. 2000. Comparison between uranium ore-forming fluids and magmatic fluids of granites, Southern China: A preliminary study. *Acta Mineralogica Sinica*, 20(4): 401–405 (in Chinese with English abstract)
- Relvas JMRS, Barriga FJAS and Longstaffe FJ. 2006. Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal. II. Oxygen, hydrogen, and carbon isotopes. *Economic Geology*, 101(4): 791–804
- Ruzicka V. 1993. Vein uranium deposits. *Ore Geology Reviews*, 8(3–4): 247–276
- Rye RO and Ohmoto H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. *Economic Geology*, 69(6): 826–842
- Shang PQ, Hu RZ, Bi XW, Liu L and Zhang GQ. 2006. Study on carbon and oxygen isotopes in granite-type hydrothermal uranium deposits: A case of the Xiazhuang uranium ore field in northern Guangdong. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 26(3): 71–76 (in Chinese with English abstract)
- Shang PQ, Hu RZ, Bi XW, Zhang GQ and Tian JJ. 2012. Sr, Nd and Pb isotopic geochemistry of gangue minerals in the Xiazhuang uranium orefield, northern Guangdong Province. *Geology in China*, 39(6): 1847–1856 (in Chinese with English abstract)
- Shen WZ. 1987. *Stable Isotopic Geology*. Beijing: Atomic Energy Press (in Chinese)
- Shen WZ, Ling HF, Wang DZ, Xu BT and Yu YW. 1999. Study on Nd-Sr isotopes of Mesozoic igneous rocks in Zhejiang, China. *Scientia Geologica Sinica*, 34(2): 223–232 (in Chinese with English abstract)
- Sheppard SMF and Dawson JB. 1975. Hydrogen, carbon and oxygen isotope studies of megacryst and matrix minerals from Lesothan and South African kimberlites. In: Ahrens LH, Dawson JB, Duncan AR

- and Erlank AJ (eds.). Physics and Chemistry of the Earth. Oxford: Pergamon Press, 747–763
- Simonetti A and Bell K. 1995. Nd, Pb, and Sr isotope systematics of fluorite at the Amba Dongar carbonatite complex, India: Evidence for hydrothermal and crustal fluid mixing. *Economic Geology*, 90 (7): 2018–2027
- Spangenberg J, Fontboté L, Sharp ZD and Hunziker J. 1996. Carbon and oxygen isotope study of hydrothermal carbonates in the zinc-lead deposits of the San Vicente district, central Peru: A quantitative modeling on mixing processes and CO<sub>2</sub> degassing. *Chemical Geology*, 133(1–4): 289–315
- Sun ZX. 2004. Uranium sources of the Xiangshan uranium ore-field: Geochemical evidence. *Acta Mineralogica Sinica*, 24(1): 19–24 (in Chinese with English abstract)
- Taylor Jr HP, Frechen J and Degens ET. 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(3): 407–430
- Tian JJ, Hu RZ, Su WC, Zhang GQ and Shang PQ. 2010a. Ore U-Pb isochron ages and metallogenic tectonic setting of No. 661 uranium deposit. *Mineral Deposits*, 29(3): 452–460 (in Chinese with English abstract)
- Tian JJ, Hu RZ, Su WC, Zhang GQ, Shang PQ and Qi YQ. 2010b. Characteristics of fluid inclusions and discussion on the origin of ore-forming fluid in the No. 661 uranium deposit, Zhejiang Province. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 29(1): 17–23, 30 (in Chinese with English abstract)
- Tian JJ, Hu RZ, Su WC, Zhang GQ, Shang PQ and Qi YQ. 2010c. Lead isotope compositions and its significance for ore-forming material of No. 661 uranium deposit, Zhejiang Province, China. *Acta Mineralogica Sinica*, 30(3): 304–310 (in Chinese with English abstract)
- Tu GC. 1996. The discussion on some CO<sub>2</sub> problems. *Earth Science Frontiers*, 3(3–4): 53–62 (in Chinese with English abstract)
- Wang CW. 1983. A model of the genesis of granite-type and volcanite-type uranium mineralization. *Mineral Deposits*, 2(2): 59–67 (in Chinese with English abstract)
- Wang DZ, Zhou JC, Qiu JS and Fan HH. 2000. Characteristics and petrogenesis of Late Mesozoic granitic volcanic-intrusive complexes in southeastern China. *Geological Journal of China Universities*, 6(4): 487–498 (in Chinese with English abstract)
- Xing GF and Tao KY. 1998. The impact of Sr content on Sr isotope of magmatic rocks during crust-mantle interaction: An application to petrogenesis of Cretaceous bimodal rocks in the coastal region of southeastern China. *Volcanology and Mineral Resources*, 19(1): 24–33 (in Chinese with English abstract)
- Xing GF, Yang ZL, Xue HM, Shen JL, Zhao Y, Mao JR and Tao KY. 1999. The study progress and orientation of Mesozoic volcanic rock belts in southeastern continent, China. *Jiangsu Geology*, 23(4): 221–224 (in Chinese with English abstract)
- Xu BT. 1988. Studies of H, O, C and Sr isotopes in metamorphic rocks of the Chencai Group, Zhejiang Province. *Geochimica*, (2): 174–182 (in Chinese with English abstract)
- Xu XS and Xie X. 2005. Late Mesozoic-Cenozoic basaltic rocks and crust-mantle interaction, SE China. *Geological Journal of China Universities*, 11(3): 318–334 (in Chinese with English abstract)
- Xue HM, Tao KY and Shen JL. 1996. Sr and Nd isotopic characteristics and magma genesis of Mesozoic volcanic rocks along the coastal region of southeastern China. *Acta Geologica Sinica*, 70(1): 35–47 (in Chinese with English abstract)
- Yang LS. 1987. A discussion of the genesis of green alteration band at a uranic ore-field and its significance. *Geology of Zhejiang*, 3(2): 46–52 (in Chinese with English abstract)
- Yang SY, Jiang SY, Zhao KD and Jiang YH. 2013. Petrogenesis and tectonic significance of Early Cretaceous high-Zr rhyolite in the Dazhou uranium district, Gan-Hang Belt, Southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74: 303–315
- Yu YW, Xu BT, Chen JF and Dong CW. 2001. Nd isotopic systematics of the late Mesozoic volcanic rocks from southeastern Zhejiang Province, China: Implications for stratigraphic study. *Geological Journal of China Universities*, 7(1): 62–69 (in Chinese with English abstract)
- Yu YW, Jiang Y and Lu CZ. 2008. Stratigraphic subdivision and neodymium isotope characteristics of the Cretaceous volcanic rocks in Zhejiang Province. *Journal of Stratigraphy*, 32(1): 69–78 (in Chinese with English abstract)
- Zhang BT, Wu JQ, Qiu ZL and Li Y. 1990. On the relationship between hydrothermal alteration and uranium enrichment. *Geological Review*, 36(3): 238–244 (in Chinese with English abstract)
- Zhang BT, Qin SC, Ni QS and Wu JQ. 1992. On genesis and ore-control of stratiform green tectonic altered rock on No. 661 uranium deposit in western Zhejiang Province. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences Edition)*, 28(3): 439–451 (in Chinese with English abstract)
- Zhang BT and Zhang ZH. 1993. The Evolution of Continental Crust and Uranium Metallization in Southeastern China. Beijing: Atomic Energy Press (in Chinese)
- Zhang GQ, Hu RZ, Shang PQ, Tian JJ and Shuang Y. 2008. Study on the C-O isotopic composition of calcites and metallogenic dynamics background in the No. 302 uranium deposit. *Acta Mineralogica Sinica*, 28(4): 413–420 (in Chinese with English abstract)
- Zhang XP. 1999. Formation and evolution of Mesozoic volcanic basins in Gan-Hang tectonic belt. *Uranium Geology*, 15(1): 18–23 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZH. 1984. Uranium Geochemistry. Beijing: Atomic Energy Press (in Chinese)
- Zhao ZF, Zheng YF, Gong B and Zhao YB. 2000. Carbon content and isotope composition of granites from southeastern China. *Acta Geologica Sinica*, 74(1): 51–62 (in Chinese with English abstract)
- Zheng YF. 1990. Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO<sub>2</sub>. A quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan. *Mineralium Deposita*, 25(4): 246–250
- Zheng YF and Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, 28(2): 79–89
- Zheng YF. 2001. Theoretical modeling of stable isotope systems and its applications to geochemistry of hydrothermal ore deposits. *Mineral Deposits*, 20(1): 57–70, 85 (in Chinese with English abstract)
- Zhou JX, Huang ZL, Zhou GF and Zeng QS. 2012. C, O isotope and REE geochemistry of the hydrothermal calcites from the Tianqiao Pb-Zn ore deposit in NW Guizhou Province, China. *Geotectonica et Metallogenia*, 36(1): 93–101 (in Chinese with English abstract)
- Zhou JX, Wang XC, Wilde SA, Luo K, Huang ZL, Wu T and Jin ZG. 2018. New insights into the metallogeny of MVT Zn-Pb deposits: A case study from the Nayongzhi in South China, using field data, fluid compositions, and in situ S-Pb isotopes. *American Mineralogist*, 103(1): 91–108
- Zhou JZ. 1989. Metallogenic geological conditions of the No. 661 uranium deposit. *Uranium Geology of East China*, (1): 6–17 (in Chinese)
- Zhou XM. 2007. Petrogenesis of Late Mesozoic Granite and Dynamic Evolution of Lithosphere in Nanling Region. Beijing: Science Press (in Chinese)

#### 附中文参考文献

- 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. *地质学报*, 89(6): 1051–1069
- 陈江峰, 周泰禧, 李学明等. 1992. 中国东南地区中生代岩浆岩的 Sr、Nd 同位素组成及其大地构造意义. 见: 李继亮主编. 中国东南海陆岩石圈结构与演化研究. 北京: 中国科学技术出版社, 119–130
- 邓平, 沈渭渊, 凌洪飞, 叶海敏, 王学成, 濮巍, 谭正中. 2003. 地幔流体与铀成矿作用: 以下庄矿田仙石铀矿床为例. *地球化学*, 32(6): 520–528

- 范洪海, 凌洪飞, 王德滋, 沈渭洲, 刘昌实, 姜耀辉. 2001. 江西相山铀矿田成矿物质来源的 Nd、Sr、Pb 同位素证据. 高校地质学报, 7(2): 139-145
- 方锡珩. 2009. 中国火山岩型铀矿的主要地质特征. 铀矿地质, 25(2): 98-104
- 高必娥, 王兴无. 1991. 裂变径迹法测量熔融包裹体中的铀含量及其意义. 地质地球化学, (4): 67-68
- 高雪, 孟健寅. 2017. 滇西北铜厂沟 Mo-Cu 矿床成矿流体和成矿物质来源: 矽卡岩矿物学与稳定同位素证据. 岩石学报, 33(7): 2161-2174
- 顾明光. 2003. 浙东南岩头地区磨石山群火山岩岩石地球化学研究. 华南地质与矿产, (4): 24-30
- 胡瑞忠, 毕献武, 苏文超, 彭建堂, 李朝阳. 2004. 华南白垩-第三纪地壳拉张与铀成矿的关系. 地学前缘, 11(1): 153-160
- 胡瑞忠, 毛景文, 华仁民, 范蔚茗. 2015. 华南陆块内成矿作用. 北京: 科学出版社, 1-903
- 惠小朝, 韩效忠, 林建平, 王明太, 张斌, 汤江伟, 杜江浩, 金森森, 雷遥明. 2012. 浙江衢州大洲火山断陷盆地构造应力场特征及其与铀成矿关系. 地质学报, 86(2): 228-240
- 金景福, 胡瑞忠. 1987. 302 矿床成矿热液中铀的迁移和沉淀. 地球化学, (4): 320-329
- 李长江, 蒋叙良. 1989. 浙江武义-东阳地区萤石矿床的铀同位素地球化学研究. 矿床地质, 8(3): 65-74
- 刘惠三. 1986. 浙江中生代陆相火山岩型铀矿化特征及其分布规律. 浙江地质, 2(1): 7-31
- 刘家军, 何明勤, 李志明, 刘玉平, 李朝阳, 张乾, 杨伟光, 杨爱平. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义. 矿床地质, 23(1): 1-10
- 刘蓉蓉, 李子颖, 汤江伟, 徐小奇. 2018. 浙江衢州地区铀成矿流体来源及其迁移富集机理. 东华理工大学学报(自然科学版), 41(2): 101-110
- 毛孟才. 2004. 浙江火山岩型铀成矿特征及找矿前景. 地质找矿论丛, 19(1): 8-12, 29
- 戚华文, 胡瑞忠. 2000. 华南花岗岩岩浆期后热液与铀成矿热液的初步对比. 矿物学报, 20(4): 401-405
- 商朋强, 胡瑞忠, 毕献武, 刘雷, 张国全. 2006. 花岗岩型热液铀矿床 C、O 同位素研究——以粤北下庄铀矿田为例. 矿物岩石, 26(3): 71-76
- 商朋强, 胡瑞忠, 毕献武, 张国全, 田建吉. 2012. 粤北下庄铀矿田脉石矿物 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学研究. 中国地质, 39(6): 1847-1856
- 沈渭洲. 1987. 稳定同位素地质. 北京: 原子能出版社
- 沈渭洲, 凌洪飞, 王德滋, 徐步台, 俞云文. 1999. 浙江省中生代火成岩的 Nd-Sr 同位素研究. 地质科学, 34(2): 223-232
- 孙占学. 2004. 相山铀矿田铀源的地球化学证据. 矿物学报, 24(1): 19-24
- 田建吉, 胡瑞忠, 苏文超, 张国全, 商朋强. 2010a. 661 铀矿床矿石 U-Pb 等时线年龄及其成矿构造背景. 矿床地质, 29(3): 452-460
- 田建吉, 胡瑞忠, 苏文超, 张国全, 商朋强, 齐有强. 2010b. 661 铀矿床流体包裹体特征及成矿流体来源探讨. 矿物岩石地球化学通报, 29(1): 17-23, 30
- 田建吉, 胡瑞忠, 苏文超, 张国全, 商朋强, 齐有强. 2010c. 661 铀矿床铅同位素组成与成矿物质来源探讨. 矿物学报, 30(3): 304-310
- 涂光炽. 1996. 关于 CO<sub>2</sub> 若干问题的讨论. 地学前缘, 3(3-4): 53-62
- 王传文. 1983. 花岗岩型和火山岩型铀矿化的成因. 矿床地质, 2(2): 59-67
- 王德滋, 周金城, 邱检生, 范洪海. 2000. 中国东南部晚中生代花岗岩质火山-侵入杂岩特征与成因. 高校地质学报, 6(4): 487-498
- 邢光福, 陶奎元. 1998. 在壳幔作用过程中 Sr 含量对岩浆岩 Sr 同位素组成的影响——兼论东南沿海白垩纪双峰式火山岩成因. 火山地质与矿产, 19(1): 24-33
- 邢光福, 杨祝良, 薛怀民, 沈加林, 赵宇, 毛建仁, 陶奎元. 1999. 中国东南大陆中生代火山岩带研究进展和方向. 江苏地质, 23(4): 221-224
- 徐步台. 1988. 浙江陈蔡群变质岩系的氢、氧、碳及锶稳定同位素研究. 地球化学, (2): 174-182
- 徐夕生, 谢昕. 2005. 中国东南部晚中生代-新生代玄武岩与壳幔作用. 高校地质学报, 11(3): 318-334
- 薛怀民, 陶奎元, 沈加林. 1996. 中国东南沿海中生代酸性火山岩的锶和钼同位素特征与岩浆成因. 地质学报, 70(1): 35-47
- 杨流顺. 1987. 某铀矿田“绿色层”的成因及其意义. 浙江地质, 3(2): 46-52
- 俞云文, 徐步台, 陈江峰, 董传万. 2001. 浙东南中生代晚期火山岩 Nd 同位素组成及其地层学意义. 高校地质学报, 7(1): 62-69
- 俞云文, 姜禹, 卢成忠. 2008. 浙江白垩纪火山岩的地层划分及钼同位素特征. 地层学杂志, 32(1): 69-78
- 章邦桐, 吴俊奇, 丘志力, 刘义. 1990. 论热液蚀变与铀成矿富集作用的关系. 地质论评, 36(3): 238-244
- 章邦桐, 秦社彩, 倪琦生, 吴俊奇. 1992. 浙江 661 铀矿床“绿色层”成因及控矿作用的研究. 南京大学学报, 28(3): 439-451
- 章邦桐, 张祖还. 1993. 华南东部陆壳演化与铀成矿作用. 北京: 原子能出版社
- 张国全, 胡瑞忠, 商朋强, 田建吉, 双燕. 2008. 302 铀矿床方解石 C-O 同位素组成与成矿动力学背景研究. 矿物学报, 28(4): 413-420
- 张星蒲. 1999. 赣杭构造带中生代火山盆地的形成和演化. 铀矿地质, 15(1): 18-23
- 张祖还. 1984. 铀地球化学. 北京: 原子能出版社
- 赵子福, 郑永飞, 龚冰, 赵彦冰. 2000. 中国东南部花岗岩的碳含量和同位素比值. 地质学报, 74(1): 51-62
- 郑永飞. 2001. 稳定同位素体系理论模式及其矿床地球化学应用. 矿床地质, 20(1): 57-70, 85
- 周家喜, 黄智龙, 周国富, 曾乔松. 2012. 黔西北天桥铅锌矿床热液方解石 C、O 同位素和 REE 地球化学. 大地构造与成矿学, 36(1): 93-101
- 周家志. 1989. 661 铀矿床成矿地质条件. 华东铀矿地质, (1): 6-17
- 周新民. 2007. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京: 科学出版社