

文章编号: 0258-7106 (2012) 02-0271-11

相山居隆庵矿床铀成矿流体特征及其来源探讨

邱林飞, 欧光习*, 张敏, 张建锋

(核工业北京地质研究院, 北京 100029)

摘要 通过居隆庵矿床流体包裹体岩相学、显微测温学、单个流体包裹体激光拉曼成分及群体包裹体成分的对比研究, 查明了成矿流体的基本性质(温度、盐度及成分等) 根据成矿流体的碳、氢、氧等稳定同位素特征, 并结合矿床的地质-构造特征, 探讨了成矿流体的来源。研究表明, 居隆庵矿床铀成矿流体为富含成矿物质及挥发分(CO_2 、 H_2 、 CH_4 等)的中-高温、中-高盐度流体, 其成分以 C、H、O、N 等为主, 并溶有多种碱金属、P 及卤素(F、Cl)等微量组分的 C-H-O 流体, 成矿流体具有深源(幔源)性的特点。

关键词 地球化学 成矿流体 流体包裹体 深源流体 居隆庵矿床 相山

中图分类号: P619.14

文献标志码: A

Characteristics and origin of ore-forming fluid of Julong'an uranium deposit in Xiangshan uranium orefield

QIU LinFei, OU GuangXi, ZHANG Min and ZHANG JianFeng
(Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China)

Abstract

On the basis of field survey, comparative study of petrography, microthermometry, Laser Raman ingredient and gas chromatogram ingredient of fluid inclusions, the authors found out the basic characteristics (temperature, salinity, ingredients etc.) of the ore-forming fluids in the Julong'an uranium deposit. According to the compositions of carbon, hydrogen and oxygen stable isotopes of ore-forming fluids in combination with the characteristics of geological structure of the Julong'an uranium deposit, this paper investigated the origin of the ore-forming fluids. The results indicate that the ore-forming fluids were medium- to high- temperature and medium- to high- salinity fluids which were enriched with abundant ore-forming materials and volatiles such as CO_2 , H_2 and CH_4 , and contained lots of such materials as alkali metals, P and halogen. The ore-forming fluids were mostly deep-derived (mantle source) fluids.

Key words: geochemistry, ore-forming fluid, fluid inclusions, deep-derived fluid, Julong'an uranium deposit, Xiangshan

相山矿田的地质研究始于上世纪 50 年代末, 经过 50 余年的勘查与研究, 该矿田已发展成为中国目前最大的火山岩型铀矿田, 但对它在成矿流体方面

的研究相对滞后, 对成矿流体的来源更是众说纷纭。根据前人的研究成果, 可将成矿流体的来源分为 3 种模式: ①“双混合”成因模式, 认为构成成矿溶液主

第一作者简介 邱林飞, 男, 1984 年生, 硕士, 工程师, 从事铀矿地质及流体地球化学研究工作。Email: qlf0602@163.com

*** 通讯作者** 欧光习, 男, 1968 年生, 博士, 研究员, 从事流体地球化学、成矿作用地球化学及铀矿地质等方面研究工作。Email: ouguangxi@263.net

收稿日期 2011-05-11; **改回日期** 2012-02-23。秦思婷编辑。

体的水,绝大部分来自于由岩浆作用发动起来的巨大地下水体系中的大气成因水,而决定成矿溶液地球化学性质的主要矿化剂(F、Cl、CO₂、S、P 和碱金属),则主要来自活动大陆边缘硅铝壳中下部的深熔作用带和位于深熔作用带与地表之间不同深度的过渡岩浆房所分异出的原生流体(Chen,1981;范洪海等,2003);② 大气降水成因模式,认为岩浆水难以对成矿热液做出贡献,相山矿田成矿热液的水源主要为大气降水(周文斌等,1996;孙占学等,2001);③ 幔源或深源模式,认为成矿物质与火山岩、斑岩都来源于深部岩浆房体系,相山矿田是在弧后拉张环境下,当富集地幔流体上升迁移至早先火山杂岩裂隙带中,由地幔流体还原沉淀成矿而形成的(杜乐天等,1996a;姜耀辉等,2004;张万良等,2005;李子颖等,2006;王正其等,2007;邵飞等,2008)。目前,越来越多的研究者认为相山矿田的成矿作用与深部流体关系密切。本文通过对居隆庵矿床矿石、岩石样品进行详细的流体包裹体岩相学、显微测温学、单个流体包裹体激光拉曼成分及群体包裹体成分的对比研究,查明了居隆庵矿床铀成矿流体的特征,并根据成矿流体的碳、氢、氧等稳定同位素组成,结合矿床的地质-构造特征,探讨了成矿流体的来源。

1 区域地质特征与矿区地质概况

1.1 区域地质特征

相山矿田位于华南中生代陆相火山岩带的西缘,处于扬子准地台与华南褶皱系两个一级大地构造单元相接壤的部位,是 NE 向赣-杭火山岩铀成矿带与 NNE 向大王山-于山花岗岩型铀成矿带的复合叠加部位上的火山岩型铀矿田(图 1)。赣-杭构造带是扬子陆块区与武夷-云开-台湾造山系的缝合带,经历了长期复杂的地质发展历史。它形成于加里东期,主要构造活动发生于燕山期。燕山早期,由于太平洋板块以快速、低角度向欧亚板块俯冲,在强烈挤压条件下,赣-杭构造带发生了大规模的火山喷发及岩浆侵位。相山火山-侵入杂岩就形成于这一动力学背景之下,同时形成了一系列 NE 向展布的压扭性断裂构造(范洪海,2001)。燕山中、晚期,东南沿海地区发生了大规模的地壳伸展减薄活动,其地球动力学可能是地幔柱活动引起的(李子颖等,2006)。地幔柱活动引起了多期次成分复杂的岩浆活动、火山作用和流体活动等,由此产生了一系列伸展构造及

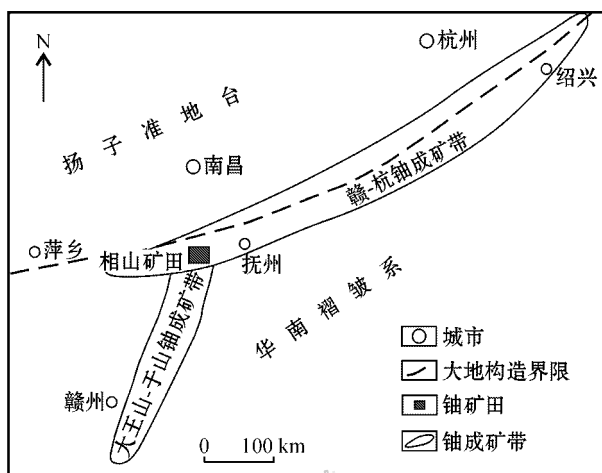


图 1 相山铀矿田大地构造位置示意图

Fig. 1 Sketch map showing tectonic position of the Xiangshan uranium orefield

基性岩脉群,而伸展构造活动能够产生有利的成矿构造环境(陈跃辉等,1996),同时形成拉张断陷盆地群。铀矿床的分布与这种断陷盆地的空间关系非常密切,华东南地区多期次的火山喷发及岩浆侵位活动及广泛分布的红色拉张断陷盆地群和断陷盆地中的基性岩脉群,都表明该区与深部地幔有着良好的连通性,地幔流体的作用长时间存在于该区。相山矿田 2 期成矿年龄分别为 115 Ma 左右和 98 Ma 左右(陈繁荣,1990;陈迪云等,1993;范洪海等,2003),其铀矿化在时间和空间上与燕山期地幔柱活动引发的主要构造运动及基性岩脉侵入有密切的联系,表明该矿床铀成矿作用与区域性深大断裂的复活及基性岩脉侵入密切相关,暗示深部流体参与了相山矿田的成矿作用。中新世以来,华南地区表现为强烈的剪切挤压,挤压构造则使伸展开放的地质环境转为封闭的保矿环境(王德滋等,2002)。

1.2 矿区地质概况

居隆庵矿床位于相山矿田西部,处于一组由 NE 向和 NNW 向构造所构成的菱形区域内(图 2)。矿区出露地层以上侏罗统火山岩为主,北部和南部零星出露打鼓顶组下段、鹅湖岭组下段,而上段碎斑熔岩出露在矿区的中部、东部和北部,是该区分布最广泛的岩石,也是最主要的赋矿围岩。矿体主要赋存于近 SN 向的次级裂隙中。矿区热液铀矿化可见 2 期,主要赋存在碎斑熔岩中。早期成矿作用发生了强烈的红化(碱交代作用或赤铁矿化,下同),钠长石和钾长石含量增高,伴有碳酸盐化、绢云母化及绿

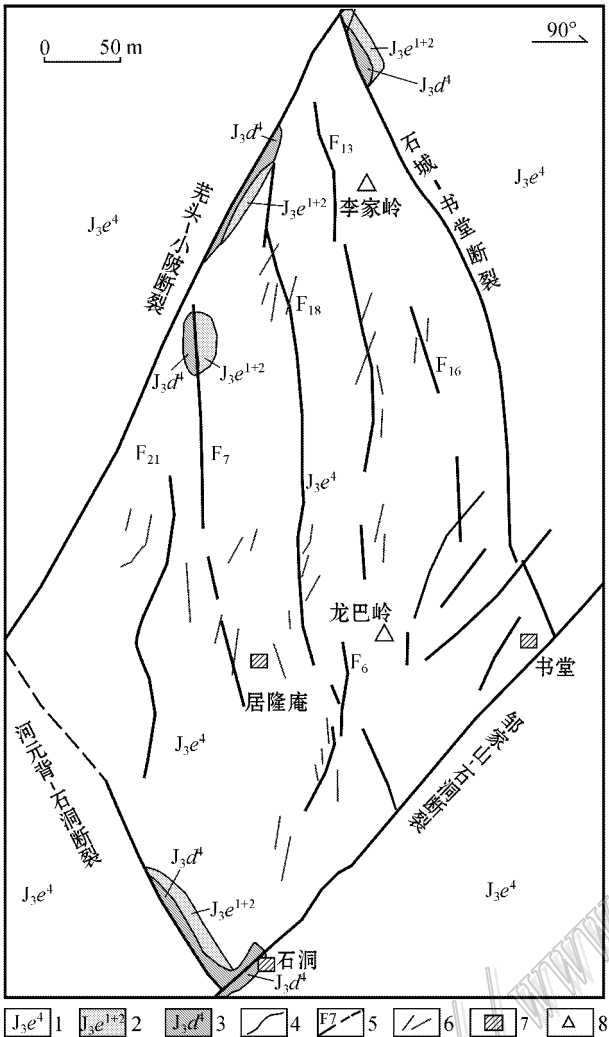


图 2 居隆庵矿床地质简图

(据江西省核工业 261 队, 2008^[9])

1—碎斑熔岩; 2—砂岩、砂砾岩; 3—流纹英安岩; 4—地质界线;
5—断层及编号; 6—矿化裂隙带; 7—村落; 8—山峰

Fig. 2 Sketch geological map of the Julong'an uranium deposit(after No. 261 Party of Nuclear Industry Geological Bureau of Jiangxi Province, 2008)

1—Porphyroclastic lava; 2—Sandstone and sandy conglomerate; 3—Rhyodacite; 4—Geological boundary; 5—Fault and its serial number; 6—Mineralized fault zone; 7—Village; 8—Mountain

泥石化, 矿石为品位低的贫矿石, 未见独立铀矿物, 铀以分散吸附状态被赤铁矿吸附。晚期为铀钍-萤石型矿化, 矿石呈紫红或紫黑色的细脉状, 主要铀矿物为沥青铀矿, 少量钍铀矿, 特富矿石中常有胶磷矿及磷灰石等矿物, 钍沥青铀矿与萤石、微晶石英、绢云母共生, 品位较高, 为矿区主要的矿石类型。

2 样品采集及分析方法

本次研究采集的样品主要为居隆庵矿床详查钻孔中的矿石及不同蚀变程度的岩石样品, 赋矿岩石主要为碎斑熔岩和流纹英安岩。采集样品有碎斑熔岩、流纹英安岩、花岗斑岩、萤石脉、方解石脉及石膏脉等, 部分样品位置如图 3 所示。

单个包裹体研究 寻找各期次岩脉的原/次生包裹体以及与矿化同期的流体包裹体是获得准确成分信息和测温数据的关键。具体步骤如下: 首先对样品进行包裹体片的磨制→使用 Leica DM RX 型偏光-

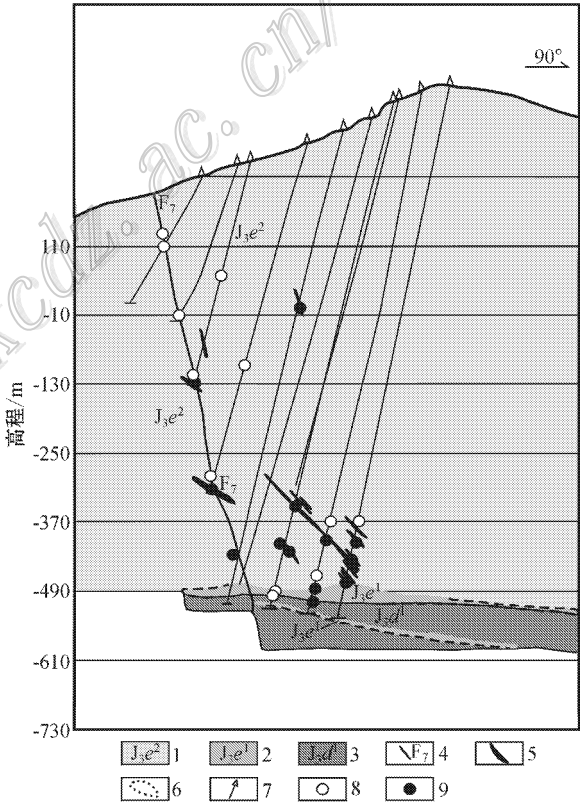


图 3 居隆庵铀矿床部分样品取样位置图

1—碎斑熔岩; 2—砂岩、砂砾岩; 3—流纹英安岩; 4—断层及其编号; 5—矿化裂隙带; 6—实测及推测地质界线; 7—钻孔; 8—非矿石样品; 9—矿石样品

Fig. 3 Locations of some samples in the Julong'an uranium deposit

1—Porphyroclastic lava; 2—Sandstone and sandy conglomerate; 3—Rhyodacite; 4—Fault and its serial number; 5—Mineralized fault zone; 6—Measured and Inferred boundary; 7—Drill hole; 8—Alteration sample; 9—Ore sample

● 江西省核工业 261 大队. 2008. 江西省乐安县居隆庵铀矿床详查地质报告. 内部资料.

荧光显微镜对包裹体片进行岩相学观察,寻找各期次发育的包裹体,记录矿物名称、包裹体大小、包裹体类型等,并进行显微照相→清洗包裹体片表面的胶,之后,按已画好的标记将包裹体片分割成块→应用 LabRAM HR800 型显微激光拉曼光谱仪对单个包裹体的成分进行测定→采用 Linkam THMS600 型冷热台对相关包裹体的均一温度和冰点温度进行测定并计算盐度、密度等相关参数,最终确定其形成条件。

群体包裹体成分研究 首先将样品破碎到 60~80 目,从中挑选出石英、萤石及方解石单矿物,分选工作在河北省区域地质矿产调查研究所实验室进行。用爆裂法提取包裹体的气相,再送入 Clarus 600 型气相色谱仪进行检测,将测试结果与标准样品进行对比,确定相关气体成分与含量,实验在核工业北京地质研究院分析测试研究所流体包裹体实验室进行。

矿石中碳酸盐的碳、氧同位素研究 首先将不含脉状方解石的矿石放入玛瑙研钵中研磨至 200 目,放入烘箱,在 105℃ 下烘干 2 小时,去除吸附水。称取 0.1 mg 样品放入样品管中,用高纯氦气去除样品管中的空气,用酸针向样品管中加过量的 100% 磷酸,并用测试针测试,每 5 个样品对应一个标准,用参考气对其进行比对测试,最后用公式计算样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 值。实验在核工业北京地质研究院分析测试研究所稳定同位素实验室进行。

流体包裹体中水的氢同位素研究 将已分选的单矿物在 105℃ 下烘干后,在真空系统中逐步加热抽走次生包裹体爆裂产生的水,加热至 600℃ 使其中的包裹体热爆,释放的水通过收集、冷凝和纯化处理,再用锌置换出水中的氢,对获得的 H_2 利用 MAT253 质谱仪进行分析。

3 流体包裹体地球化学特征

3.1 居隆庵矿床流体包裹体岩相学特征

石英是观察研究流体包裹体的理想寄主矿物之一。碎斑熔岩和流纹英安岩中的石英斑晶是矿床的主要成岩矿物之一,石英斑晶中的原生流体包裹体都为熔融包裹体。由于成矿作用过程中,构造-流体活动强烈,石英斑晶中的次生包裹体可能“记录”了成矿作用高峰时期的流体信息特征,本文主要以居隆庵矿床成矿早期赤铁矿化矿石中的石英斑晶及主成矿期与铀矿脉共生的紫黑色萤石脉为对象,通过对不同矿石显微镜下的对比观察,发现矿期前蚀变

围岩、矿石、成矿期萤石及矿后期热液脉体中流体包裹体均较发育,但不同矿化期次的岩石/矿石中流体包裹体发育特征有所差别。与矿前期蚀变围岩及矿后期热液脉体相比,矿石中石英斑晶及成矿期热液脉体中包裹体明显更为发育(图 4),其包裹体主要为沿矿物微裂隙成线/带状分布的气体包裹体与液体包裹体,常可见含 CO_2 的多相包裹体及含子矿物的包裹体与之共生,具有沸腾流体包裹体组合特征(图 4c、d、e、f、g),其成因可能与成矿早期成矿作用高峰时的构造-流体的强烈活动密切相关,而成矿期热液脉体(紫黑色萤石及方解石脉)中包裹体主要成群分布,部分为沿矿物微裂隙成线/带状分布(图 4g)。成矿期热液脉体中成群分布的原生包裹体以富气包裹体和富液包裹体组合为主,代表着成矿作用高峰时期的流体特征,沿矿物微裂隙成线/带状分布的次生包裹体主要为富液包裹体,为矿后期热液流体。包裹体大小一般为 2~60 μm ,以 5~30 μm 居多。形态主要为负晶形、椭圆形。矿前期蚀变围岩及矿后期热液脉体中流体包裹体都以富液包裹体为主(图 4a、b、h、i),富气体包裹体少量发育。

3.2 流体包裹体均一温度及盐度特征

针对居隆庵矿床矿石中的石英、成矿期中的萤石特殊富集的流体包裹体进行了系统的测温研究,选取具代表性的矿后期方解石脉、萤石脉中的流体包裹体进行对比研究。对于红化矿石石英中的包裹体,针对极为发育成带分布的气体包裹体、相比比例不同的液体包裹体、含子矿物包裹体及含 CO_2 三相包裹体,与不同类型的包裹体常相互共存、具典型的沸腾流体包裹体组合的特点,选取这些与成矿密切相关的流体包裹体进行了详细的测温研究;在紫(黑)色萤石化的矿石中,选取紫(黑)色萤石内及与成矿密切相关的方解石中典型的原生包裹体进行了测温研究,对于矿后期热液脉体中,测温所选取的包裹体主要为成群分布或沿晶体生长面发育、成带状分布的原生包裹体。

3.2.1 均一温度特征

(1) 成矿期

共获得均一温度数据近 400 个,分别将红化矿石及矿期热液矿物中测得的均一温度制成分布直方图(图 5)。如图所示,红化矿石中的石英液体包裹体均一温度存在两个明显的峰值,即 320~400℃ 与 220~260℃,表明居隆庵矿床成矿作用存在 2 个高峰期。研究表明,含 CO_2 三相包裹体与共存的气体

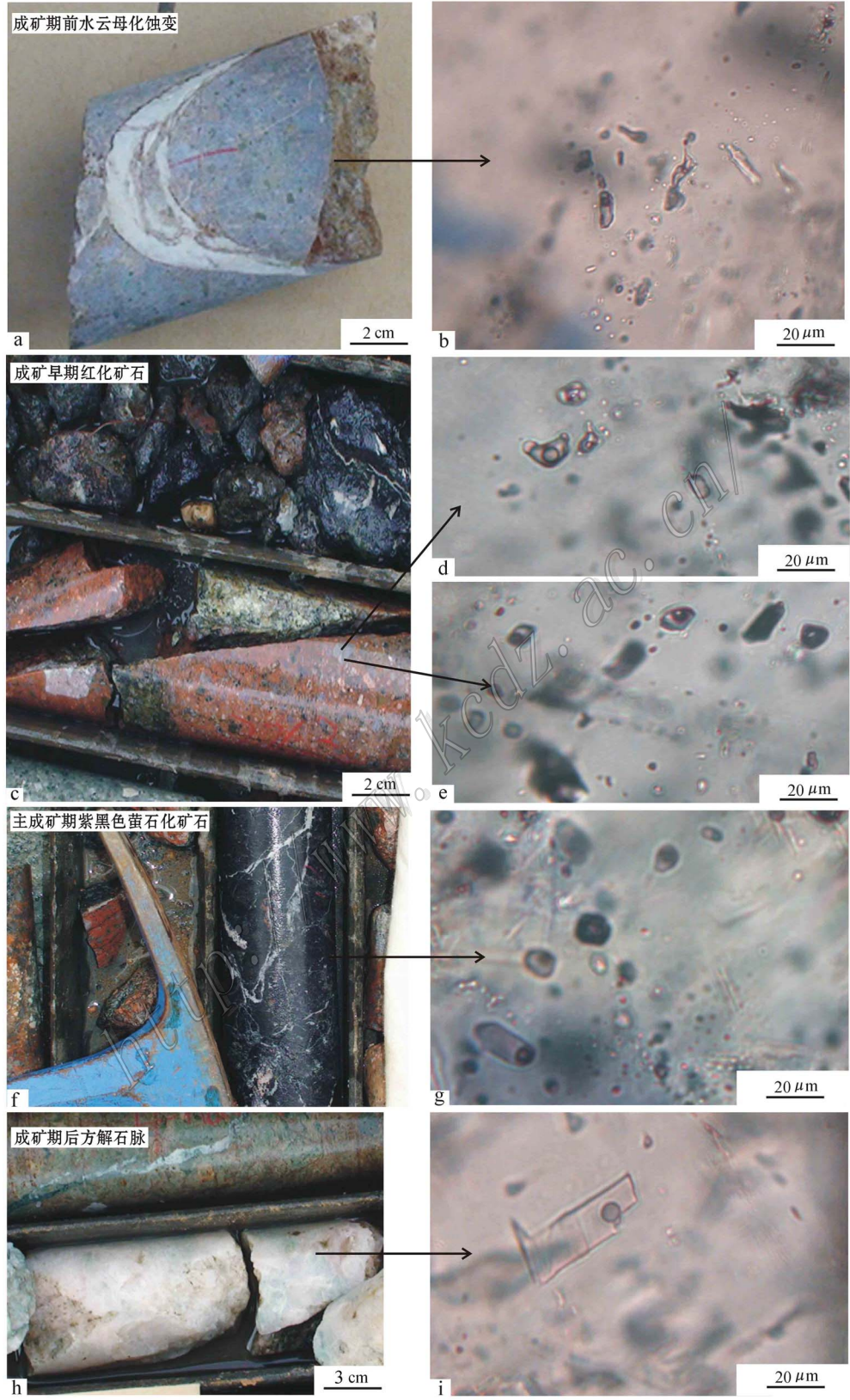


图 4 居隆庵铀矿床不同成矿阶段流体包裹体的特征

Fig. 4 Photomicrographs showing features of fluid inclusions at different ore-forming stages in the Julong'an uranium deposit

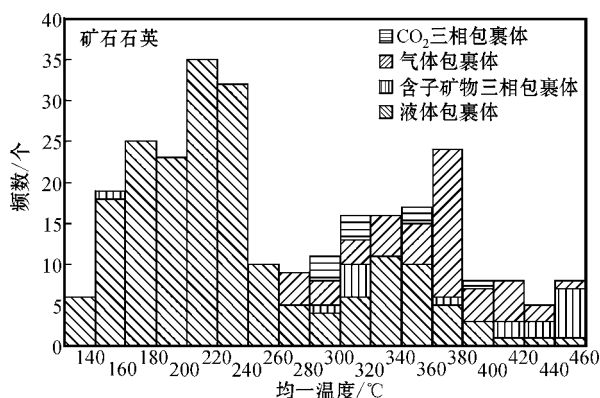


图5 居隆庵铀矿床不同成矿阶段流体包裹体均一温度分布直方图

Fig. 5 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions at different ore-forming stages in the Julong uranium deposit

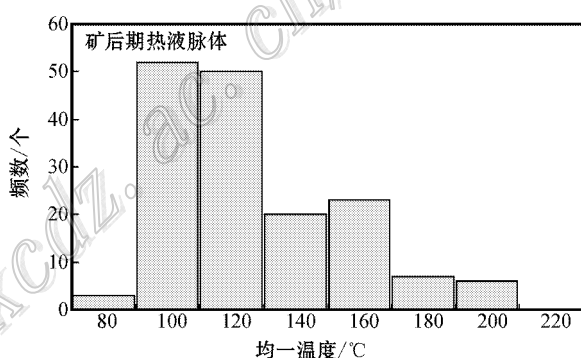
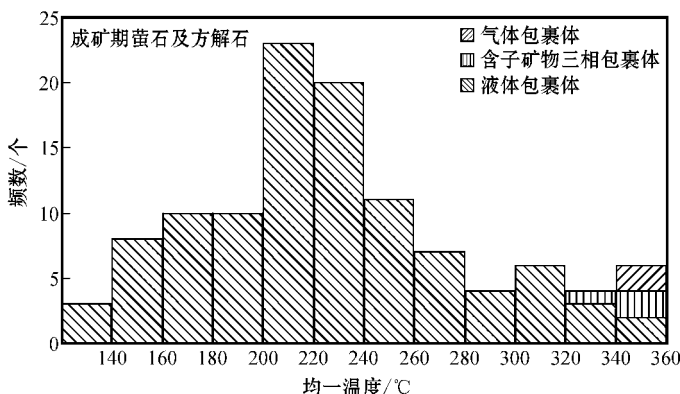


图6 居隆庵铀矿床矿后期热液脉体中的流体包裹体均一温度分布直方图

Fig. 6 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in hydrothermal fluid of the post-mineralization stage

包裹体、不同相比例的液体包裹体及含子矿物包裹体都有较为相似的均一温度,温度范围 300~440℃,结合气体包裹体与液体包裹体冰点温度与盐度特征,表明同一温度捕获了不同相比例、不同盐度的流体包裹体,证实沸腾作用的存在,沸腾包裹体的均一温度即可代表矿床的实际成矿温度(卢焕章等,2004)。上述测温结果反映了矿床成矿期早阶段的成矿温度为 300~440℃,属于高温成矿。

成矿期紫(黑)色萤石、方解石内液体包裹体、气体包裹体及含子矿物三相包裹体较发育,气体包裹体以纯气体包裹体为主,含子矿物包裹体子晶普遍较小($<2\mu\text{m}$)而难以测定,测温对象以原生液体包裹体为主。成矿期热液矿物中均一温度峰值位于 220~260℃(图5),指示了主成矿阶段(萤石化-水云母化阶段)成矿作用高峰时期的最低温度。该温度区间与矿石中的石英流体包裹体均一温度低温峰值部分相一致,验证了测试矿石中的石英流体包裹体除成矿期早阶段(红化阶段)以外、还包含主成矿阶段(萤石-水云母化阶段)的流体包裹体。

(2) 矿后期

矿后期热液脉体中流体包裹体较为发育,主要是成群或成带分布的液体包裹体,气相分数相对较均匀,主要为 5%~10%。从矿后期热液脉体中的萤石、方解石、石膏等矿物得出的近 200 组测温数据表明(图6),矿后期流体包裹体均一温度变化范围为 100~180℃,峰值位于 100~140℃,指示了矿后期流体强烈活动时的温度范围。

3.2.2 盐度特征

将不同矿化期次的流体包裹体盐度制成盐度分布直方图(图7)。图7a、b显示,居隆庵矿床成矿期流体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化范围较大,为 5.51%~61.13%,含子矿物包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 28.93%~61.13%,主要分布在 16%~22%,集中分布于 18%~20%,为中-高盐度流体;图7c显示,矿后期流体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要集中在 1%~6%,表明矿后期流体为低盐度流体。

3.3 包裹体成分分析

3.3.1 单个包裹体显微激光拉曼光谱分析

对居隆庵矿床具典型特征的气体包裹体、液体包裹体、富 CO_2 包裹体及含子矿物包裹体进行了激

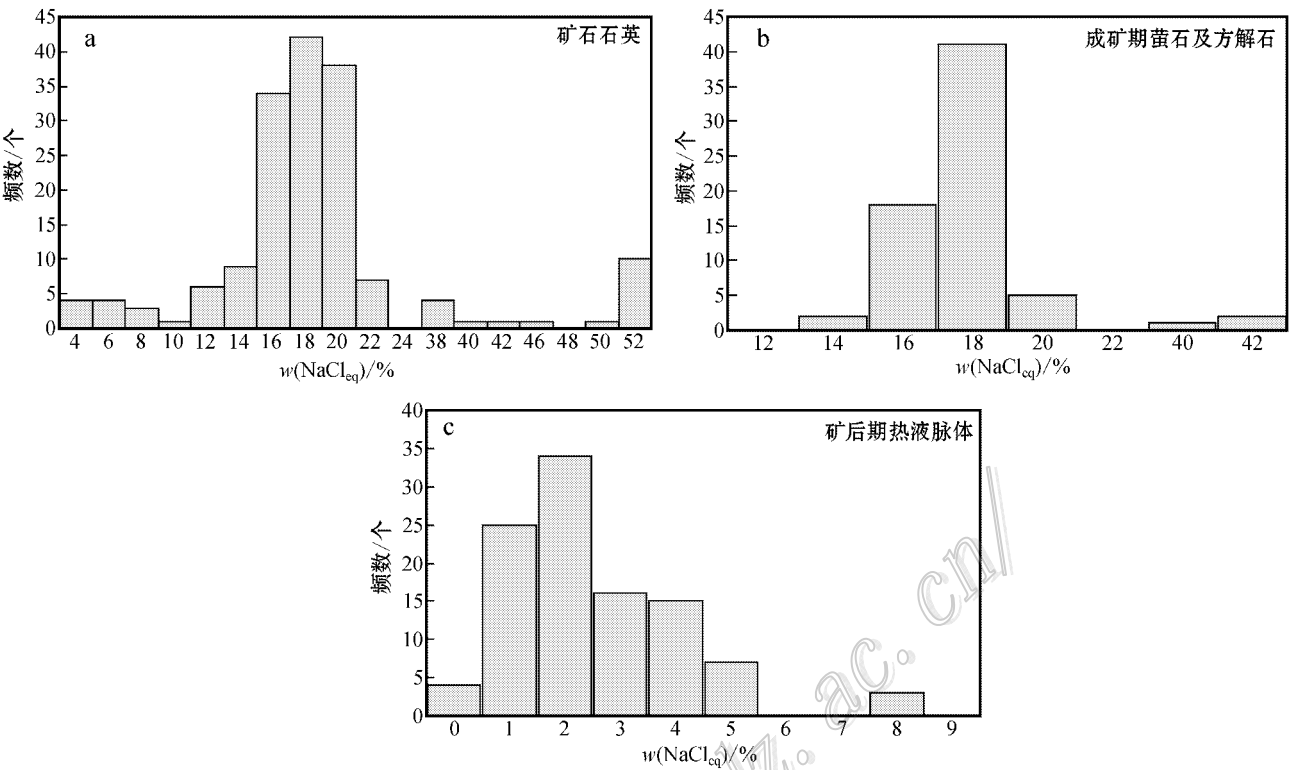


图 7 居隆庵铀矿床流体包裹体盐度分布直方图

a. “红化”矿石中的石英流体包裹体盐度分布直方图；b. 成矿期热液脉体中的流体包裹体盐度分布直方图；
c. 矿后期热液脉体中的流体包裹体盐度分布直方图

Fig. 7 Histogram showing salinity of fluid inclusions in the Julong'an uranium deposit

a. Histogram of salinity of fluid inclusions in quartz of “red-oxidation” ore；b. Histogram of salinity of fluid inclusions in hydrothermal veins of the ore-forming stage；c. Histogram of salinity of fluid inclusions in hydrothermal veins of the post-mineralization stage

光拉曼成分测试,测点数量 30 余个,部分测点如图 8 所示。测试结果表明,红化矿石中石英的流体包裹体气体成分以 CO_2 为主,同时含有 H_2 、 CH_4 、 H_2O 、 N_2 等气体,主成矿阶段紫(黑)色萤石内原生包裹体气体富含 H_2 、 CH_4 ,矿后期无色萤石内原生包裹体气体成分以 H_2O 为主,表明矿后期流体中气体主要为水蒸气。

3.3.2 包裹体群体成分分析

对 38 件矿石及不同程度蚀变的岩石样品中挑选的石英、萤石及方解石单矿物进行了包裹体群体无机气体成分测试。结果显示,居隆庵矿床成矿流体中气体成分以 CO_2 和 H_2 为主,其次为 CO 和 CH_4 ,含有极少量的 N_2 。图 9 显示,从未(弱)蚀变围岩→蚀变围岩→弱矿化围岩→红化矿石→萤石-水云母化富矿石, H_2 、 CO_2 、 CO 含量具升高的趋势, $\text{H}_2 + \text{CO}_2 + \text{CO} + \text{CH}_4$ 的总含量也具升高的趋势,而强还原性的 H_2 和 CO_2 的含量在萤石-水云母型富矿石

中升高尤为明显,至成矿晚期方解石脉与矿后期热液脉体中气体含量则急剧减少。萤石-水云母型富矿石中的 $\text{H}_2 + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO}$ 的总含量约是红化矿石的 3 倍,说明在成矿期主成矿阶段有大量的还原性气体加入,铀的富集程度与流体中所含的 $\Sigma(\text{H}_2 + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO})$ 气体总和呈正相关关系,流体中的气体含量由矿体中心向两侧逐渐减少。值得注意的是,构造带内非矿石样品中气体含量也极为丰富, $\text{H}_2 + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO}$ 的总含量可达 $247.46 \mu\text{L/g}$,与矿期热液脉体(主成矿阶段)中的气体含量相近,说明构造带是气体排出的主要通道。

4 居隆庵矿床同位素地球化学特征

4.1 碳、氧同位素特征及意义

通过镜下观察,居隆庵矿床矿石中发现了大量的孔洞方解石充填物,与成矿关系密切,为矿化蚀

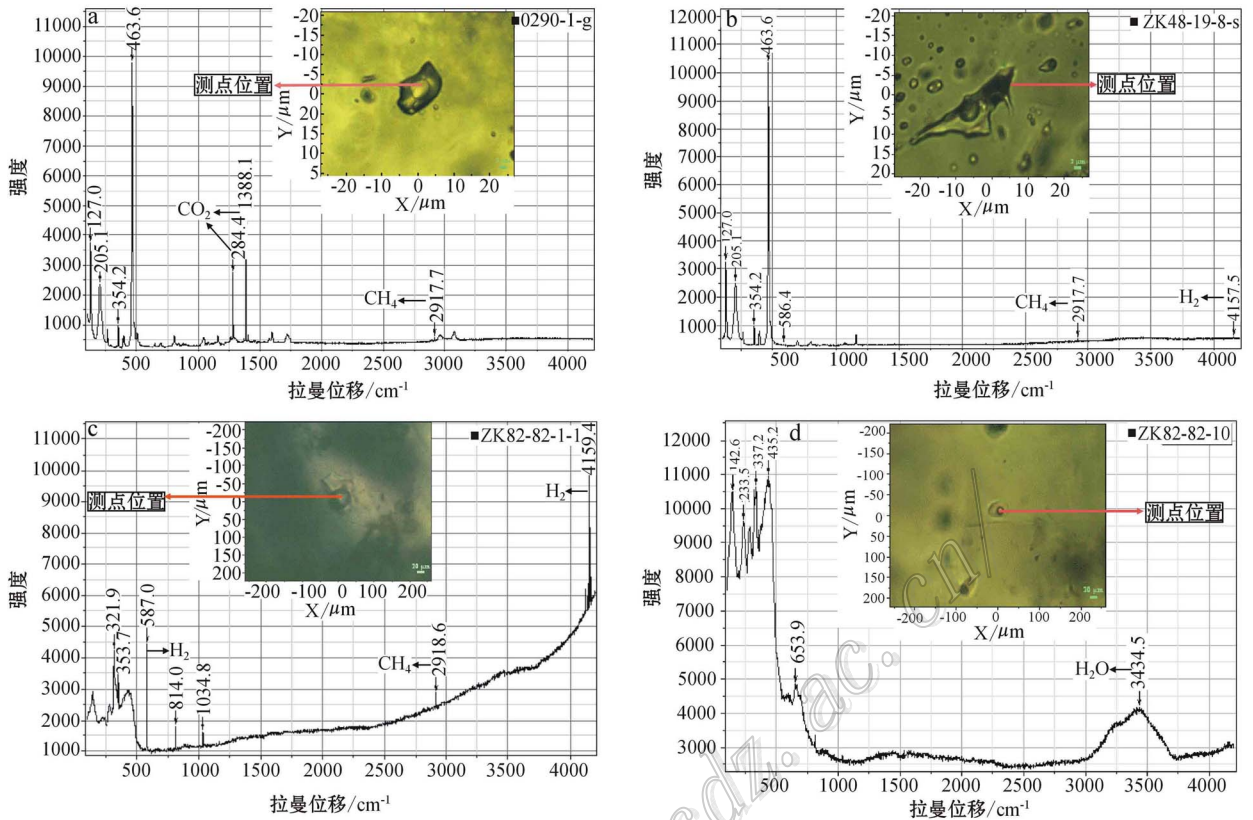


图 8 居隆庵铀矿床不同矿化阶段典型流体包裹体激光拉曼光谱图

a、b. 红化矿石中的石英流体包裹体激光拉曼谱图；c. 成矿期热液脉体中流体包裹体激光拉曼谱图；
d. 矿后期热液脉体中流体包裹体激光拉曼谱图

Fig. 8 Laser Raman spectra of typical fluid inclusions of different ore-forming stages in the Julong'an uranium deposit

a. b. Laser Raman spectra of fluid inclusions in quartz of "red-alteration" ore; c. Laser Raman spectra of fluid inclusions in hydrothermal mineral veins of the ore-forming stage; d. Laser Raman spectra of fluid inclusions in hydrothermal mineral veins of the post-mineralization stage

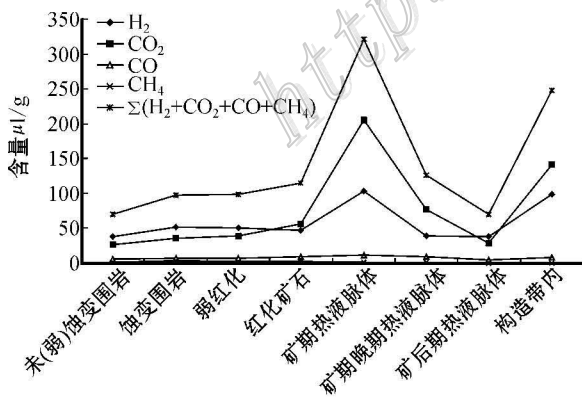


图 9 居隆庵矿床不同蚀变矿化程度岩石中的 H₂-CO₂-CO-CH₄ 含量变化图

Fig. 9 Variation of H₂-CO₂-CO-CH₄ in rocks of different alteration or mineralization stages

变同期产物。对矿床中不含脉状方解石的矿石进行研磨,然后用磷酸法分析了矿石中碳酸盐的 C、O 同位素,分析结果列于表 1。

居隆庵矿床矿石中碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值介于 $-5.2\text{‰} \sim -1.9\text{‰}$, 集中于 $-5\text{‰} \sim -3\text{‰}$, 平均为 -3.54‰ , 总体上明显高于大气 CO_2 ($-11\text{‰} \sim -7\text{‰}$)、淡水 CO_2 ($-20\text{‰} \sim -9\text{‰}$)、地壳碳 (-7‰) 的同位素特征值(张理刚, 1983), 结合矿床产出的地质背景, 可以排除成矿流体中碳的大气 CO_2 、淡水 CO_2 来源的可能性; 居隆庵矿床矿石 $\delta^{13}\text{C}$ 值与火成岩/岩浆系统 ($-30\text{‰} \sim -3\text{‰}$)、地幔 ($-7\text{‰} \sim -2\text{‰}$) 和海相碳酸岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-3\text{‰} \sim 2\text{‰}$) 范围接近或重叠(毛景文等, 2002; 张理刚, 1983), 表明碳可能来源于岩浆系统或地幔, 该矿床的碳具深源特征。

表 1 居隆庵铀矿床非脉状方解石碳酸盐的 C、O 同位素分析结果

Table 1 Carbon and oxygen isotopic composition of carbonate containing no veins in the Julong'an uranium deposit

样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水V-SMOW}}/\text{‰}$	$t/\text{℃}$
A01	-3.0	8.8	1.6	240
A02	-1.9	11.1	3.9	240
A03	-2.3	12.0	4.8	240
A04	-5.2	12.5	5.3	240
A05	-4.7	12.2	5.0	240
A06	-4.4	10.5	3.3	240
A07	-3.3	8.6	1.4	240
A08	-3.9	5.6	-1.6	240

注： t 为成矿期方解石中测试的均一温度峰值。

4.2 氢、氧同位素特征及意义

挑选居隆庵矿床红化矿石中的石英单矿物,对其中的流体包裹体进行了氢同位素分析,结果列于表 2。

从表 2 可见,本文 4 件矿石中石英流体包裹体的 δD 值范围为 $-82.7\text{‰} \sim -65.8\text{‰}$,与孙占学等(2001)测试的邹家山矿床流体 δD 值相一致,一般认为幔源流体 δD 特征值位于 $-85\text{‰} \sim -60\text{‰}$ (杜乐天,1993 毛景文等,2002),表明居隆庵矿床成矿期流体中的水具有典型的幔源特征。矿后期流体的 δD 值主要为 $-57.7\text{‰} \sim -40.0\text{‰}$,与成矿期流体的 δD 值相比明显升高,表明矿后期流体有大气水的加入。

石英为含氧矿物,其内的氧与流体包裹体中的氧存在同位素交换,致使氧同位素发生变化使结果发生偏差。笔者通过镜下研究发现,不含脉状方解

石的矿石中发生了碳酸盐化,新生方解石与成矿密切相关,新生方解石为成矿期产物,其氧同位素值可代表成矿流体的氧同位素值。利用方解石-水之间的氧同位素平衡分馏方程 $1000 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.37$ (韩吟文等,2003),计算得到与矿石中新生方解石达到分馏平衡的流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值,结果如表 1 所示。

将同一样品测得石英中流体包裹体的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值、成矿期方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水V-SMOW}}$ 值作为成矿流体的氢、氧同位素值投影到 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图上,图 10 显示成矿期流体靠近岩浆水的范围而远离雨水线,表明成矿流体主要为深源流体,成矿作用过程中可能混合了少量的大气降水,而矿后期流体明显靠近雨水线,说明矿后期流体主要来自大气降水。

5 成矿流体来源探讨

5.1 成矿流体的性质

(1) 成矿期早阶段成矿温度为 $300 \sim 440\text{℃}$,主成矿阶段成矿温度为 $220 \sim 400\text{℃}$,表明该矿床属于中-高温热液矿床,成矿流体为中-高温热液流体。矿石中富液两相液体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要为 $16\% \sim 22\%$,含子矿物包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $28.93\% \sim 61.13\%$,表明成矿流体为中-高盐度流体。

(2) 居隆庵矿床流体包裹体气相成分以 CO_2 、 H_2 为主,同时含有 CO 、 CH_4 、 N_2 等气体。表明该矿床成矿流体与富含 CO_2 、 H_2 、 CH_4 、 N_2 等挥发分的深源流体气体成分特征相一致。

表 2 居隆庵及其相邻邹家山矿床流体包裹体的 D、O 同位素特征

Table 2 Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluid inclusions from the Julong'an and neighboring Zoujiashan uranium deposit

矿床	矿化期次	样品号	测试矿物	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水V-SMOW}}/\text{‰}$	资料来源
居隆庵	成矿期	A02	石英	-65.8		本文
		A03	石英	-80.5		
		A04	石英	-68.4		
		A05	石英	-82.7		
邹家山	成矿期	6122-1	水云母	-62.05		孙占学等,2001
		6122-2	水云母	-60.78		
		ZL-3-1	萤石	-87.1		
		ZL-923	萤石	-77		
邹家山	矿后期	ZL-925	方解石	-40	1.48	孙占学等,2001
		ZL-2-9	方解石	-57.7	-9.41	

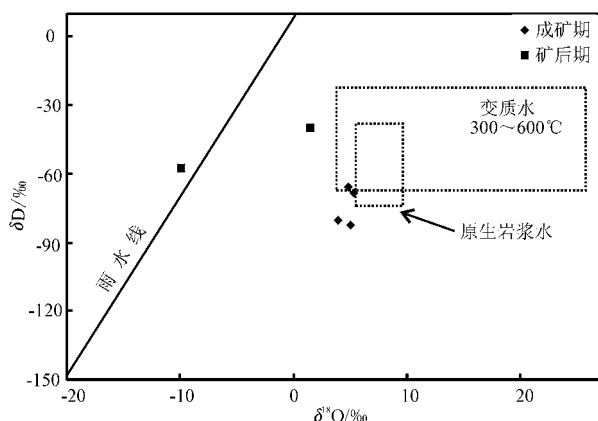


图 10 居隆庵铀矿床热水溶液的 δD - $\delta^{18}O$ 关系图

Fig. 10 δD versus $\delta^{18}O$ diagram of hydrothermal solutions in the Julong'an uranium deposit

5.2 成矿流体的来源

综合前人的研究资料,发现深部流体主要为地幔流体或地幔流体向上延伸至地壳的热液流体,是一种以 CO_2 、 H_2 等气体组分为主的富气流体,成分以 C、H、O、N、S 等为主,并溶有多种碱性元素、P 及卤素、Fe、Cu、Pb、Zn、Ag、Au 等微量组分(杜乐天,1996b;胡文暄等,2001;杨雷等,2001)。流体包裹体地球化学研究表明,居隆庵矿床成矿流体是富含 CO_2 、 H_2 、CO、 CH_4 等挥发分的中-高温、中-高盐度流体(富含 Na^+ 、 Cl^-),成分以 C、H、O、N、S 等为主,并溶有多种碱金属、P(矿石中含大量的钠长石或钾长石、磷灰石及胶磷矿)及卤素(F、Cl)(富矿石中含大量萤石)等微量组分的 C-H-O 流体,与前人所定义的深部流体特征相一致,反映了居隆庵矿床成矿流体主要为深源流体。该矿床成矿期流体的碳、氢同位素组成分别为 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 为 $-5\text{‰} \sim -3\text{‰}$ 、 δD 为 $-65.8\text{‰} \sim -82.7\text{‰}$,具有典型岩浆源或幔源流体的 $\delta^{13}C$ 、 δD 值特征,进一步证实了居隆庵矿床成矿流体主要为深源流体。而从构造特征分析,该区与深部地幔保持良好的连通性,地幔流体长期多阶段的活动。因此,地幔流体参与该矿床成矿作用过程是必然的。

6 结 论

(1) 研究表明,居隆庵矿床成矿期早阶段成矿温度为 $300 \sim 440^\circ C$,主成矿阶段成矿温度为 $220 \sim 400^\circ C$,属于中-高温热液矿床。居隆庵矿床成矿流

体 $w(NaCl_{eq})$ 范围为 $5.51\% \sim 61.13\%$,集中于 $16\% \sim 22\%$,气体成分以 CO_2 、 H_2 为主,同时含有 CO、 CH_4 、 N_2 等气体。

(2) 居隆庵矿床成矿流体是富含 CO_2 、 H_2 等挥发分的中-高温、中-高盐度流体,成分以 C、H、O、N 等为主,并溶有多种碱金属、P 及卤素(F、Cl)等微量组分的 C-H-O 流体,与深部(地幔)流体特征相一致,反映成矿流体主要为深源流体。

(3) 成矿期流体的碳、氢同位素分别为: $-5\text{‰} \sim -3\text{‰}$ 、 $-82.7\text{‰} \sim -65.8\text{‰}$,具有典型岩浆源或幔源流体的碳、氢同位素特征,进一步证实居隆庵矿床成矿流体主要为深源流体,成矿作用过程可能混合了少量大气降水。矿床成因可能是富含成矿物质与矿化剂的高温高压深源流体迁移至特定的构造部位中发生流体沸腾或流体混合作用,致使铀快速沉淀聚集成矿。

志 谢 野外工作得到了江西省核工业 261 大队的大力帮助和支持,室内分析及成文过程中得到山东省地质科学院沈昆研究员及核工业北京地质研究院范洪海研究员的悉心指导,审稿专家给本稿修改提出了许多十分宝贵的意见,作者在此一并表示衷心的感谢。

参考文献/References

- 陈繁荣. 1990. 1220 铀矿田同位素地球化学及矿床成因研究[J]. 大地构造与成矿学, 14(1): 69-77.
- 陈跃辉, 陈祖伊, 蔡煜琦, 付 锦, 封全宏, 施祖海. 1996. 华东南新生代伸展构造与铀成矿作用[M]. 北京: 科学出版社. 1-158.
- 陈迪云, 周文斌, 周鲁民, 吴伯林, 谭敬华, 孙占学. 1993. 相山矿田同位素地质学特征[J]. 矿床地质, 12(4): 370-377.
- 杜乐天. 1993. 碱交代作用中金铀地球化学[R]. 核工业北京地质研究院. 1-126.
- 杜乐天. 1996a. 地壳流体与地幔流体间的关系[J]. 地学前缘, 3(3-4): 172-180.
- 杜乐天. 1996b. 烃碱流体地球化学原理——重论热液作用与岩浆作用[M]. 北京: 地质出版社. 1-522.
- 范洪海. 2001. 江西相山壳源型火山-侵入及其深部成矿作用[D]. 导师: 王德滋, 刘昌实. 南京: 南京大学. 5 页.
- 范洪海, 凌洪飞, 王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 姜耀辉. 2003. 相山铀矿田成矿机理研究[J]. 铀矿地质, 19(4): 208-213.

韩吟文, 马振东. 2003. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 1-370.

胡文暄, 孙 睿, 张文兰, 孙同曦. 2001. 金矿成矿流体的特点及深-浅

- 部流体相互作用成矿机制[J]. 地学前缘, 8(4): 281-288.
- 姜耀辉, 蒋少涌, 凌洪飞. 2004. 地幔流体与铀成矿作用[J]. 地学前缘, 11(2): 491-430.
- 李子颖, 黄志章, 李秀珍. 2006. 相山矿田铀深源成矿流体研究[R]. 核工业北京地质研究院. 1-326.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 毛景文, 赫英, 丁梯平. 2002. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据[J]. 矿床地质, 21(2): 121-128.
- 邵飞, 陈晓明, 徐恒力, 唐湘生, 邹茂卿, 胡茂梅, 何晓梅. 2008. 相山铀矿田成矿物质来源探讨[J]. 东华理工大学学报(自然科学版), 31(1): 39-45.
- 孙占学, 李学礼, 史维淩, 周文斌, 刘金辉. 2001. 华东南相山铀矿田的氢氧同位素地球化学研究[J]. 地质与勘探, 37(3): 20-24.
- 王德滋, 周新民. 2002. 中国东南部晚中生代花岗岩质火山-侵入杂岩成因与地壳演化[M]. 北京: 科学出版社. 1-295.
- 王正其, 李子颖. 2007. 幔源铀成矿作用探讨[J]. 地质论评, 53(5): 608-617.
- 杨雷, 金之钧. 2001. 深部流体中氢的油气成藏效应初探[J]. 地学前缘, 8(4): 337-342.
- 张理刚. 1983. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 1-127.
- 张万良, 李子颖. 2005. 江西邹家山铀矿床成矿特征及物质来源[J]. 现代地质, 19(3): 57-62.
- 周文斌, 史维淩. 1996. 相山矿田铀的中和还原成矿作用[J]. 矿床地质, 15(4): 351-357.
- Chen Z B. 1981. "Double mixing" genetic model of uranium deposits in volcanic rocks and relationship between China's Meso-zoic vein-type uranium deposits and Pacific plate tectonics, metallogensis of uranium[C]. Proceedings of the 26th IGC, Geoinstitute, Beograd, 65-97.