江西相山沙洲铀矿床 He、Ar 同位素 特征及其地质意义

严冰¹⁾, 严寒²⁾, 魏文风¹⁾, 曹阳³⁾, 李健¹⁾
1)成都理工大学, 成都, 610059; 2)核工业西藏地质调查院, 成都, 610081;
3)有色金属华东地质勘查局, 南京, 210007

内容提要:江西相山沙洲铀矿床位于中国华南赣杭铀成矿带南西段、华南中生代陆相火山岩带西缘。本次工作 系统采集了矿区内成矿期黄铁矿、方解石,开展了稳定同位素和稀有气体同位素研究。研究表明方解石的 δ^{13} C_{V-PDB} 和 δ^{18} O_{V-SMOW}值分别为 -3.2‰ ~ -7.4‰,8.5‰ ~ 15.2‰,成矿流体中的碳主要源自地幔;黄铁矿样品流体包裹体的 $n({}^{40}$ Ar)/ $n({}^{36}$ Ar)值为 303 ~ 326, $n({}^{3}$ He)/ $n({}^{4}$ He)值为 0.193 ~ 2.946 Ra;成矿流体的 He—Ar 同位素组成是地壳流体 $[n({}^{3}$ He)/ $n({}^{4}$ He)值较低, $n({}^{40}$ Ar)/ $n({}^{36}$ Ar)值与大气近似]和地幔流体 $[高n({}^{3}$ He)/ $n({}^{4}$ He)和 $n({}^{40}$ Ar)/ $n({}^{36}$ Ar)值]两 端元的不同比例混合产物。

关键词:铀;He;Ar;壳幔混合

江西相山沙洲铀矿床是中国赣杭铀成矿带(江 西中部一杭州)南西段相山铀矿田内的重要大型火 山岩型铀矿,开采历史已达40余年。铀矿床属中低 温热液矿床,其流体来源、铀矿质来源已为诸多前人 工作所限定。已有流体包裹体研究表明铀成矿温度 介于120~250℃, 压力介于16.44~149 MPa; 从成 矿前到成矿后,成矿流体温度及压力逐渐降低(刘 雷,2005;黄锡强等,2008);流体盐度介于11.00% ~20.00 % NaClea,属低盐度范围,包裹体气相成分 以 CO₂ 为主;成矿流体主要为大气降水,成矿流体 去气(CO₂)作用是导致铀沉淀的重要因素(严冰, 2012); 铀在成矿流体中主要以 UO2(CO3)2- 和 $UO_{3}(CO_{3})^{4-}$ 络合物的形式存在和迁移(苏守田等, 1982;胡瑞忠等,1990),热液流体中矿化剂 CO, 气 体的存在,是热液流体从源岩中萃取铀物质,并以碳 酸铀酰络离子迁移的关键因素(Hu Ruizhong et al., 2009)。相山铀成矿年龄远晚于赋矿的酸性火山岩 石,而与晚白垩世一古近纪的华南岩石圈伸展作用 期次一致(胡瑞忠等,2007;严冰,2012)。然而,鉴 于成矿流体中 CO2 具有多种可能源区,在流体中 CO, 来源得到良好限定前, 是难以正确模拟铀成矿 流体的形成与演化过程的,也无法准确揭示区域上 大规模铀成矿活动与华南岩石圈伸展间的直接联 系。

早在20世纪60年代,稀有气体元素由于其具 有的含量低、化学性质稳定和同位素分馏效应等特 点(刘英俊等,1984),就已成为研究各类地质作用、 地球化学过程的良好工具,广泛应用于现代地质流 体源区示踪及水一岩反应过程的研究(Kennedy et al.,2006)。自 Simmons 等(1987)首次通过研究秘 鲁热液矿床流体包裹体中的氦同位素组成以来,稀 有气体同位素在示踪成矿流体来源、推演成矿过程 与壳幔演化机制方面的研究引起了海内外诸多矿床 研究人员的重视。其中最为常用的是 He 和 Ar 同 位素。尤其是 He,其 $n(^{3}$ He)/ $n(^{4}$ He) 值在大气、地 壳、上地幔和下地幔中的平均值分别为1.4×10⁻⁶, 2×10⁻⁸, 1.2×10⁻⁵, 5×10⁻⁵, 地壳中的*n*(³He)/ $n({}^{4}\text{He})$ 值与典型地幔流体中的 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 值 相差3个数量级,这就使得矿石矿物流体包裹体中 封存的n(³He)/n(⁴He)值可灵敏显示地幔流体成分 的存在。这种典型的壳幔差异性及灵敏识别度使得 稀有气体同位素已经逐渐成为流体示踪地幔流体成 分最为重要的示踪剂之一,在研究成矿背景,揭示矿

收稿日期:2013-05-21;改回日期:2013-04-05;责任编辑:章雨旭。

注:本文为国家重点基础研究发展计划(即973计划)(编号2007CB411400)的成果。

作者简介:严冰,男,1977年生。讲师。主要从事矿床地球化学及成矿规律与成矿预测研究。通讯地址:610059,四川省成都市成华区成都理工大学地球科学学院。Email:yanbing06@ cdut. cn。

床成因等方面被广泛应用(胡瑞忠等,1997,1998, 1999; Stuart et al., 1995; Turner et al., 1992a; Burnard et al.,1999;毛景文等,1997,2001;张连昌 等,2002;申萍等,2004;翟伟等,2006)。

近年来,随着对华南地区中生代大规模成矿作 用与岩石圈多阶段伸展研究,及华南白垩纪一古近 纪地壳拉张与铀成矿关系研究的不断深入,对华南 地区诸多铀矿床,采用稀有气体同位素示踪流体中 幔源组分的研究也取得了重要进展,如对广东仁化 长江铀矿田 302 铀矿床(张国全,2008)、粤北下庄 铀矿田(商朋强, 2007)、邹家山铀矿床(Hu Ruizhong et al.,2009)的研究均表明:在华南地区铀 成矿过程中,存在大量幔源稀有气体。鉴于此,本次 工作研究了相山矿田沙洲铀矿床硫化物流体包裹体 中的稀有气体同位素组成,结合方解石碳同位素特 征,探讨该矿床成矿流体中稀有气体组分及矿化剂 CO₂来源,为正确揭示区域上大规模铀成矿活动与 华南岩石圈伸展间直接联系提供新的佐证。

1 地质概况

沙洲铀矿床位于江西省抚州市乐安县相山火山 盆地相山铀矿田北部,大地构造位置属于华南中生 代陆相火山岩带西缘,赣杭构造火山岩铀成矿带西 南段,是相山铀矿田中具有代表性的大型铀矿床之



图1乐安县相山铀矿田地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Xiangshan uranium orefield, Le'an county

K—白垩系红色砂砾岩; J_3e —上侏罗统鹅湖岭组碎斑熔岩; J_3d —上侏罗统打鼓顶组流纹英安岩、砂砾岩;

 T_3a 一上三叠统安源组砂砾岩、砂岩;Z一震旦系变质岩; $\pi\gamma$ 一潜花岗斑岩; γ_3 一加里东期花岗岩

 $K-Cretaceous \ red \ sandy \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ porphyroclastic \ lava; \ J_3d-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ conglomerate; \ J_3e-Late \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ sandstone, \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ sandstone, \ Jurassic \ rhyolitic \ volcanics, \ sandstone, \ sandstone, \ Jurassic \ rhyolitic \ rhyolitic$

 $T_3 a - Late \ Teriassic \ sandstone, \ conglomerate; \ 7 - Sinian \ metamorphic \ rocks; \ \pi\gamma - sub-granite-porphyrys; \ \gamma_3 - Caledonian \ granite$

一。相山火山盆地为一个以酸性岩浆为主体构成的 复杂地质体(图1)。区内地层可分为基底和盖层两 大部分,其中震旦系一寒武系的千枚岩及片岩浅变 质岩系构成盆地基底:盖层主要为一套侏罗纪陆相 火山岩系,由下至上分别为打鼓顶组蚀变晶玻屑凝 灰岩、流纹英安岩,鹅湖岭组流纹质玻屑凝灰岩、碎 斑熔岩。已查明铀矿体展布总体上受北东向各级断 裂构造带及相山火山塌陷构造联合控制;铀在区内 各类岩石中均有富集,各类岩石含矿比见表1;矿体 形态很大程度上受到含矿构造形态的制约,多呈脉 状、透镜状及较复杂的扁豆状、叉状、巢状、串珠状 等。矿区内矿石、矿物成分总的特点是种类简单,数 量少,颗粒细目较分散。沥青铀矿为区内主要铀矿 物,次为钛铀矿、铀石;金属矿物则主要为共生黄铁 矿,另有少量方铅矿、辉钼矿、黄铜矿;脉石矿物有方 解石、石英(包括玉髓)、萤石等。浸染状构造为矿 石主要构造,次为显微细脉及显微网脉状构造;矿石 结构则以球粒状、肾状结构为主。已有报道区内沥 青铀矿 U-Pb 等时线年龄为:铀一赤铁矿化成矿期 年龄115.2±0.5Ma,铀---萤石化成矿期年龄97.6± 7.6Ma(陈繁荣等,1990)。

2 样品采集及分析

2.1 黄铁矿样品

本次工作选取沙洲铀矿床不同中段作业面上与 铀共生的、晶形完好、未见后期热液蚀变改造的立方 体状、五角十二面体两种黄铁矿进行研究,其中编号 为"58-*"的样品为立方体状黄铁矿,采自沙洲工区 -58 中段5 号穿脉巷道中,取样位置均为平行矿 脉,黄铁矿与铀矿体呈单脉状共生产出;编号"6-*" 的样品为五角十二面体黄铁矿,采自沙洲工区-8 中段3 号采场,该采场正处于拉底辟漏阶段,采样位 置正位于拉底空间与-58 中段天井交接部位,取样 位置均为平行矿脉,样品与铀矿体呈群脉状共生产 出。为保证压碎后稀有气体测试精度,单颗粒矿物 粒径不小于1mm。

流体包裹体 He、Ar 同位素组成分析在中国科

学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室的稀有气体同位素实验室完成。实验方法为逐步压碎法,即:首先采用真空压碎法提取流体包裹体中的He、Ar,然后用分辨率 > 800、能将³He 和 HD + 完全分开的全金属稀有气体质谱计(VG5400)测定其同位素组成。详细分析流程详见文献(张国全等, 2010)。

2.2 方解石样品

本次测试所用方解石均采自沙洲井下-8中段 21-6-3、4巷道,-58中段5号穿脉巷道,-98中段6 巷道中,样品均为成矿期肉红色方解石,方解石脉宽 为2~20cm不等,与沥青铀矿高品位矿石共生产 出。

方解石 C、O 同位素组成在中国地质科学院矿 产资源研究所测定。分析采用 100% 磷酸法,质谱 计型号 MAT-252,分析相对误差小于±0.2%。样品 制备与分析流程如下:称取 30mg 试样置于反应管 中,并注入 4ml100% 磷酸,抽真空 2 h 并稳定在 1.0Pa,待试样与磷酸充分混合后,将反应管置于恒 温在 25±1℃的水中 5~6 h,再用液氮吸收 CO₂ 气 体,测定 C、O 同位素组成。校测标样为 GBW04416 和 GBW04417,以 PDB 为标准。详细流程见文献 (Hu Ruizhong et al.,2009)。

3 结果

(1)碳氧同位素分析结果: 沙洲铀矿床方解石碳、氧同位素测试结果见表 2, 其 δ¹³C_{V-PDB}和δ¹⁸O_{V-SMOW}值分别为 -3.2% ~ -7.4%, 8.5% ~ 15.2%, 均值分别为 -4.3%, 10.1%。

(2)稀有气体分析结果:相山沙洲铀矿床流体 包裹体中 He、Ar 同位素组成分析结果列于表 3。样 品流体包裹体⁴He、³He浓度变化范围较窄,⁴He为 0.772~23.059×10⁻⁶ cm³STP/g,平均为 6.312× 10⁻⁶ cm³STP/g。 $n(^{3}He)/n(^{4}He)$ 值变化范围较大, 介于 0.193~2.946 Ra [Ra 为大气的 $n(^{3}He)/$ $n(^{4}He)$ 值,1 Ra = 1.39×10⁻⁶]之间,平均为 1.422 Ra。

orefield (data from production statistics in the deposit)
Table 1 Rate of ore bearing of all kinds of rocks in the Xiangshan uranium
表1相山铀矿田各类岩石含矿比统计表(据矿山生产资料统计)

岩石名称	花岗斑岩	斑状花岗岩	斜长花岗斑岩	碎斑酸性熔岩	流纹英安岩	粉砂岩	片岩	小计
含矿比(%)	22.4	6.5	0.2	40. 6	12.4	4.7	13.1	100

Table	2 Carbon and oxygen isotopic composition from the
	Shazhou uranium deposit, Xiangshan orefield

采样位置	样品编号	样品名	δ ¹³ C _{V-PDB} (‰)	δ ¹⁸ Ο _{V-PDB} (‰)	δ ¹⁸ O _{V-SMOW} (‰)
-8中段21-6之	XSZ3-2	方解石	- 3. 2	- 18.6	11.7
3、4 巷道	XSZ8-8	方解石	- 3. 4	- 18. 5	11.8
-58 中段 5 号 穿脉巷道	XSZ1	方解石	-4.1	-21.2	9
	XSZ2	方解石	-4.4	-21.1	9.1
	XSZ3	方解石	-4.8	- 20. 3	9.9
	XSZ4	方解石	- 3. 9	-21.5	8.7
	XSZ5	方解石	- 4. 6	- 20. 3	9.9
	XSZ6	方解石	- 3. 4	-21	9.2
	XSZ7	方解石	-4	-21.7	8.5
	XSZ8	方解石	- 3. 9	-21.3	8.9
	XSZ6	方解石	-4.4	- 20. 4	9.8
-98 中段6 巷道	XSZ9	方解石	-7.4	- 15. 2	15.2

与He同位素一样,样品Ar浓度变化范围也较 窄,⁴⁰Ar在0.545~4.493×10⁻⁶ cm³ STP/g 间变化, 平均为1.603×10⁻⁶ cm³ STP/g。n(⁴⁰Ar)/n(³⁶Ar) 值在303~326 之间,平均313.83,均高于大气值, 但明显小于地幔流体的值(>40000)。

4 讨论

4.1 碳、氧同位素特征

铀在成矿流体中主要以碳酸铀酰络合离子

[UO₂(CO₃)²⁻和UO₂(CO₃)⁴⁻]形式迁移, CO2 是将富铀围岩中 U 活化迁移的主要 矿化剂已为学者们所接受(陈肇博,1982; - 杜乐天等,1984;温志坚等,1999;胡瑞忠 等,2004,2007)。但对于相山铀成矿活动 一中矿化剂 CO, 的来源则尚存有一定争议: _ CO, 主要源自围岩或幔源脱气作用(陈迪 云等,1993;Hu Ruizhong et al.,2009)。— 般而言,碳同位素可作为成矿流体中 CO, 来源的有效示踪剂。由于矿田中矿物共生 组合简单,未见重晶石等高氧逸度下产物, 因而方解石的碳同位素组成可近似作为成 矿热液的总碳同位素组成。通常情况下, — 成矿 热 液 中 的 碳 有 三 个 可 能 的 来 源 (Hoefs, 1997):岩浆或地幔(-3‰~ -9‰)、沉积碳酸盐(0‰ ±2‰)及有机碳

(-25% ±5%)。据表2中方解石碳同位素测试数 据结果,绘制碳同位素直方图(图2),可见其均位于 岩浆或幔源碳同位素组成范围内,表明相山铀成矿 流体中的碳可能主要来自岩浆或地幔。但是基于以 下几点认识,我们可以排除碳的岩浆来源,成矿流体 中的碳主要源自地幔:①相山铀矿已有报道的赋矿 火山岩成岩年龄介于135Ma~150Ma之间(林祥铿, 1990;范洪海等,2001),钠长石化花岗斑岩年龄为 125.2Ma(陈文迪等,1993),SHRIMP 锆石 U-Pb 同



图 2 相山铀矿田沙洲铀矿床方解石的碳同位素直方图 Fig. 2 Carbon isotopic histograms of calcite samples from the Shazhou uranium deposit, Xiangshan orefield

位素年龄值为135.1±1.7Ma(杨水源,2010), 矿岩 时差为10~30Ma,超过了岩浆活动所能影响的时 限,且区内花岗岩与铀成矿在形成机制上具有根本 性差异(华仁民,2005),正如前所述区内铀富集于 各类岩石中,并无明显岩性选择性;② CO, 在酸性 岩浆中的溶解度很小;③ 虽然基性岩浆活动能够分 异出 CO,,但是该区基性脉岩的数量有限,仅在相山 地区西部岩体中见有极少的基性脉岩(煌斑岩、辉 绿岩)侵入,这势必难以分异出形成大型铀矿田所 需要的巨量 CO,。这说明成矿流体中的 C 只能是源 自于地幔。而据胡瑞忠等(2004)的研究也表明华 南地区在白垩纪一古近纪广泛发育的强烈地壳拉 张,通过控制向大气成因的贫 CO, 热液提供铀成矿 必不可少的幔源 CO₂,诱发区域上大规模铀成矿活 动,形成了华南地区各种铀矿床类型(花岗岩型、火 山岩型和碳硅泥岩型)。

一般而言,流体与围岩间的水一岩反应、流体 混合作用及 CO₂ 去气作用均能导致热液中方解石 沉淀析出。已有研究表明(Zheng Yongfei,1990):流 体混合作用成因导致生成的方解石,其碳氧同位素 组成特征一般在 C—O 图解中具有正相关关系,而 与 CO₂ 去气作用或流体与围岩间的水 - 岩反应有 关的同位素组成则呈负相关关系。而据表 2 中数 据,相山铀矿方解石的 δ^{13} C_{V-PDB}— δ^{18} O_{V-SMOW} 图解并 未表现出明显的正相关关系(图 3),这可能暗示 CO₂ 去气作用或流体与围岩间的水 - 岩反应是导致 方解石沉淀的主要机制。然而,单纯由围岩与流体







间的水—岩反应虽然可以使得流体的氧同位素组成 发生变化,但对碳同位素组成影响甚微(δ¹³C变化 小),而这与本次测试结果不符($\delta^{13}C_{v,PDB}$ 变化范围 较大,-3.2‰~-7.4‰),表明单纯的水一岩反应 不应是造成方解石沉淀的唯一因素。事实上,成矿 流体发生减压沸腾是 CO, 去气作用实现的重要途 径之一。已有流体包裹体研究表明相山铀矿田成矿 流体发生了沸腾作用,成矿时压力介于 16.44~149 MPa,从成矿前到成矿后,具有逐步降低趋势,铀沉 淀过程中损失了大量 CO, 气相组分(81.93%)(严 冰,2012)。这表明流体发生 CO, 去气作用可能是 相山铀矿田内方解石沉淀的最主要机制:当 CO,从 流体中逸失时,溶液 pH 值上升,导致方解石沉淀, 进而破坏成矿流体中碳酸铀酰络合离子的稳定性, 使其解体,从而导致铀沉淀。如前所述,区内铀矿体 在空间分布上受断裂构造等扩容减压空间控制,铀 成矿活动并无明显岩性选择,这一客观事实也表明 铀矿化是在压力降低时发生的。

4.2 稀有气体同位素特征

4.2.1 数据可靠程度分析

前已述及 He 和 Ar 同位素组成在地壳与地幔 中极不相同,矿物原生流体包裹体中的 He、Ar 同位 素组成是厘定成矿流体来源的理想示踪工具,但前 提是必须满足包裹体自被捕获后其成分没有发生后 期改变这一前提条件。而自流体包裹体形成以后, 扩散丢失,后生叠加及同位素分馏等均可能对流体 包裹体初始 He 和 Ar 同位素的组成造成影响。

4.2.1.1 He 和 Ar 的扩散丢失

由于化学上的惰性,氦不易与其他元素化合,半 径、密度均较小。相对而言,其在矿物晶格和晶格缺 陷中的扩散率较大,在不同矿物中的扩散系数不同。 He 在矿物晶格中扩散丢失的量与其在寄主矿物中 的扩散系数大小成正比(Stuart et al., 1995),但由 于流体包裹体壁是有效防止气体扩散的屏障,可使 得氦扩散性比在其寄主矿物晶格中低几个数量级 (Trull et al., 1991)。因此,基于一级近似,对于一 些扩散系数较小的寄主矿物而言,包裹体在被捕获 封闭后的100Ma内,几乎不会发生明显的扩散丢 失,一般认为硫化物是较为理想的寄主矿物,其中又 以黄铁矿的封闭程度最高,是最为理想的样品(Trull et al., 1991; Burnard et al., 1999; 胡瑞忠等, 1997)。 理论上而言,由于³He 和⁴He相对质量差的存在,分 馏将使残留的n(³He)/n(⁴He)值相对降低。但前人 研究认为:黄铁矿因具有很低的He扩散系数以 及包裹体壁良好的屏蔽效应,He的扩散对 $n(^{3}\text{He})/$ n(⁴He)值影响甚微而可忽略不计(Hu Ruizhong et al.,2004),即使流体包裹体中初始 He 扩散丢失 > 70%, $\forall n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 值产生的影响程度也仅仅 在测试误差范围之内(Stuart et al., 1995);而即使流 体包裹体初始 He 的扩散丢失高达 99%,残留 He 的 $n(^{3}\text{He})/n(^{4}\text{He})$ 值也仅比其初始值降低了约5% (胡瑞忠等,1999)。已有研究也证实现代洋中脊流 体包裹体中的 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 值(寄主矿物为硫化 物),与当前所探测到的洋中脊热液中 $n({}^{3}\text{He})/$ $n(^{4}\text{He})$ 值是基本一致的(Turner et al., 1992b; Baptiste et al., 1996)。与 He 相对应的是, Ar 在矿 物和流体包裹体中的扩散系数均低于 He,液体包裹 体对 Ar 具有很好的保存能力,包裹体中的 Ar 更不 易扩散,可以很好地保存下来(Trull et al., 1991; 胡 瑞忠等, 1999),因此在采用流体包裹体研究 Ar 同 位素组成时,一般不考虑其扩散丢失影响。因此,本 次工作中可排除后期 He、Ar 扩散丢失的影响。

4.2.1.2 He 和 Ar 的后生叠加

流体包裹体中稀有气体元素自被捕获后,理论 上后期放射性衰变、核反应及宇宙射线作用均可能



图 4 相山铀矿田沙洲铀矿床黄铁矿流体包裹体中 n(³He)/n(⁴He) - ⁴He比值图解(底图据 Gautheron et al., 2005 修改)

Fig. 4 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He}) - {}^{4}\text{He}$ plot of fluid inclusions in pyrite samples from the Shazhou uranium deposit, Xiangshan orefield (Base map from Gautheron et al., 2005).

通过后期叠加改变其初始组成。

一般情况而言,所测试的流体包裹体中后生放

	⁴ He (cm ³ S	⁴⁰ Ar STP/g)
	(cm)	,117g)
$6-3-2$ 1 $\exists t t t t t t t t t t t t t t t t t t $		
2 93.884 ± 0.34 9.65 ± 0.34 2.493 ± 0.132 332 ± 24 0.116 1956.394		
总量 103.99±0.70 28.15±0.96 2.946±0.111 315±12 0.092	7.7218E - 07	7.3650E - 07
6-4-8 1 黄铁矿 9.8917 ±0.36 15.88 ±0.53 2.735 ±0.144 319 ±16 0.119 1201.09		
2 15.206 ±0.55 16.15 ±0.53 2.84 ±0.150 326 ±16 0.102 1859.188		
总量 25.09±0.91 32.03±1.06 2.798±0.107 322±11 0.109 8	8.6131E - 07	5.4500E - 07
6-4-10 1 黄铁矿 29.068 ± 1.05 22.61 ± 0.75 1.517 ± 0.079 326 ± 15 0.073 2534.359		
2 15.582 ±0.56 10.12 ±0.33 1.118 ±0.058 326 ±16 0.061 3032.397		
总量 44.65±1.61 32.73±1.08 1.378±0.054 326±12 0.069	1.7227E-06	8.7233E - 07
58-5-2 1 黄铁矿 76.898 ± 2.79 17.07 ± 0.57 0.225 ± 0.011 311 ± 15 0.011 8467.706		
2 88.639 ± 3.22 9.74 ± 0.32 0.166 ± 0.008 319 ± 16 0.008 17576.91		
总量 165.54 ± 6.01 26.81 ± 0.89 0.193 ± 0.007 314 ± 11 0.01 7	7.7717E – 06	8.0158E - 07
58-3-3 1 黄铁矿 172.49 ± 6.28 24.58 ± 0.82 0.156 ± 0.008 306 ± 14 0.005 12997.91		
2 88.53 ± 3.21 23.22 ± 0.77 0.341 ± 0.017 299 ± 14 0.004 6905.513		
总量 261.02 ± 9.49 47.80 ± 1.60 0.218 ± 0.008 303 ± 10 0.005 2	2.3059E - 05	2.1715E - 06
58-5-1 1 黄铁矿 3.4041 ± 2.12 112.40 ± 0.75 1.245 ± 0.065 299 ± 14 0.045 548.1414		
2 58.153 ± 2.45 16.86 ± 0.56 0.854 ± 0.045 332 ± 16 0.002 6917.887		
总量 61.55±4.57 129.26±1.31 0.998±0.038 303±12 0.037 333	3.6849E - 06	4.4925E - 06

表 3 相山铀矿田沙洲铀矿床硫化物流体包裹体中 He、Ar 同位素组成 Table 3 He, Ar isotopic composition of fluid inclusions in pyrite from the Shazhou uranium deposit, Xiangshan orefield

注:样品重量指样品被压碎至小于 200 目的部分;⁴⁰ Ar*指扣除空气⁴⁰ Ar 后的过剩氩,⁴⁰ Ar* = (⁴⁰ Ar)_{样品} - 295.5 × (³⁶ Ar)_{样品}; cm³ STP /g指每克寄主矿物中流体包裹体内的稀有气体量,它只是流体包裹体中稀有气体真实浓度的粗略衡量标准; F^4 He = $[n(^4 \text{He})/n(^{36} \text{Ar})]_{\text{He},\text{He}}/[n(^4 \text{He})/n(^{36} \text{Ar})]_{\text{He},\text{He}}$

2014 年

射性成因的稀有气体量,与流体包裹体中所含母体 元素的含量及自包裹体被捕获形成以来所经历的时 间成正比。假定沙洲铀矿床流体包裹体中的铀含量 为300µg/g(矿石最低工业品位,远高于其实际值) (Th 在热液中几乎不溶,可忽略不计,刘英俊等, 1984),取相山铀矿田已有报道成矿年龄值中最大 值为143Ma,采用Craig等(1976)提出的方法扣除 放射成因⁴He后的 $n(^{3}He)/n(^{4}He)$ 值变化不大(表 4),所有样品扣除后比值与本次测试值间误差均在 测试误差范围内; a^{4} He浓度与 $n(^{3}$ He)/ $n(^{4}$ He)比 值图解上(图4),数据点均落在临界值(10⁻⁹ cm³STP/g)的右侧,因此可基本排除后生放射成因 ⁴He的影响。且因黄铁矿为非含钾矿物,原地放射 成因⁴⁰Ar的量可以忽略不计(Turner et al., 1992a); 同时流体包裹体中K含量较低(黄锡强等,2008), 相对于流体包裹体中捕获的大量 Ar 而言,放射性成 因的⁴⁰Ar是微不足道的。根据申萍等(2004)对石英 流体包裹体以钾含量 0.608µg/g,成矿时代为 334Ma 计算放射性成因⁴⁰Ar的结果表明, n(⁴⁰Ar)/ $n(^{36}Ar)$ 初始比值没有明显变化。

流体包裹体被捕获后,寄主矿物晶格中的U、 Th、K 衰变所产生的He、Ar也有可能扩散进入流体 包裹体,从而影响稀有气体组成。但本次工作采用 黄铁矿作为研究对象,本身矿物中U、Th等亲石元 素的含量很低,黄铁矿又具有很低的He扩散系数 以及包裹体壁良好的屏蔽效应,因此放射性成因 He、Ar几乎不可能大量扩散进入流体包裹体内。

在测试过程中,矿物晶格中部分放射性成因的 He、Ar不可避免会受外力作用进入测试气体中,进 而影响流体包裹体中初始的 He、Ar 同位素组成。 但是本次测试采用的逐步压碎法,相对于熔样法和 逐步加热法而言,理论上对于矿物晶格中放射性成 因的 He、Ar 释放量最低;同时,由表 3 可见,同一样 品不同压碎序次的 n(³He)/n(⁴He)、n(⁴⁰Ar)/ n(³⁶Ar)比值在误差范围内基本一致,这也说明样品 测试的压碎环节中,矿物晶格内的放射成因 He、Ar 并未明显释放出来。放射成因的⁴He和⁴⁰Ar对黄铁 矿流体包裹体中初始同位素比值的影响可基本不 计。

当放射性元素衰变产生的中子流照射到锂矿物时,产生的蜕变作用可同时产生³He和⁴He,主要受反应⁶Li(n, α) → ³H(β) → ³He控制。虽然与相山铀矿田有成因联系的火山岩中Li元素含量较高(平均122.34µg/g),可能导致测试得到的流体包裹体初始 $n(^{3}\text{He})/n(^{4}\text{He})$ 值升高,但已有前人实验证实Li很少进入热液(Stuart et al., 1995)。因此核成因对流体包裹体中稀有气体组成的影响也可排除在外。

宇宙射线轰击氮时所产生的氚,经过反应也可 形成宇宙成因的氦,从而导致所测定样品流体包裹 体中³He明显增加,但这种作用一般只限于长期裸 露地表的岩石矿物(>100a),或在地表1.5m 范围 内岩石矿物(Stuart et al., 1995)。由于本次相山铀 矿田沙洲矿床测试用的硫化物样品分别采自地下 -8m 中段及-58m 中段作业面,样品均为刚刚暴露 于空气中的新鲜样品,因此矿物晶格和流体包裹体 中的宇宙成因³He 可忽略不计(Burnard et al., 1999),宇宙射线成因干扰可排除在外。

4.2.1.3 成矿后流体活动

矿物内的 He 和 Ar 主要圈闭在流体包裹体中, 由于压碎法无法区分不同期次的流体包裹体,所测 得数据组成只能代表单颗粒矿物中不同期次流体组 分的平均数值。但是基于以下几点:①本次工作所 选用的成矿期黄铁矿样品均具立方体或五角十二面 体状完好晶形,无后期热液活动改造痕迹;②通过包 裹体镜下观察,铀成矿期的深紫黑色萤石中流体包 裹体镜下观察,铀成矿期的深紫黑色萤石中流体包 裹体主要以孤立状原生包裹体为主,所测试的流体 包裹体成分可近似代表铀沉淀时成矿流体的组分; ③为了消除矿物中可能含有的少量次生包裹体,我 们对样品进行了预处理以使次生包裹体破裂除去 (蒸馏水洗净的黄铁矿置于丙酮中,经超声波清洗 后烘干;在真空系统中加热到 120℃持续 24h 以上

表4相山铀矿田沙洲铀矿床扣除放射成因⁴He前后n(³He)/n(⁴He)值变化对比表

Table 4 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ changes of the Shazhou uranium deposit, Xiangshan orefield in contrast table before

and after the deduction of radiogenic ⁴He

样品号	6-3-2	6-4-8	6-4-10	58-5-2	58-3-3	58-5-1
扣除前(Ra)	2.9469	2. 7987	1. 378	0. 1938	0. 2189	0. 9987
扣除后(Ra)	2.8648	2. 7231	1.2873	0. 1851	0.2108	0.9215

去气,使次生包裹体破裂除去),并除去黄铁矿表面 吸附的 He 和 Ar;④本次测试成果数据显示,对同一样 品 而 言,不 同 压 碎 序 次 的 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 、 $n({}^{40}\text{Ar})/n({}^{36}\text{Ar})$ 比值在误差范围内基本一致,这也 说明测试样品中基本不存在次生包裹体。因此在沙 洲铀成矿后流体活动对流体包裹体中的稀有气体初 始组成影响可忽略不计。

综上所述,无论是扩散丢失,后生叠加、成矿后 流体活动,还是同位素分馏等各种后生过程,对相山 沙洲矿床黄铁矿样品流体包裹体中的 He、Ar 初始 同位素组成影响均可忽略不计,表 3 中分析数据可 代表相山铀成矿流体的初始 He、Ar 同位素组成。

4.2.2 稀有气体来源

据 Burnard 等(1999)研究认为成矿热液流体中的稀有气体可能有三种来源,即:大气或大气饱和水(ASW)、地幔流体及壳源流体。

(1) 大气或大气饱和水:由于大气中的 V(He) 含量很低,约为5.18×10⁻⁶,相对于地壳流体中 He 的丰度和同位素组成,其影响可忽略不计(Turner et al., 1993);在一定温度压力条件下,大气饱和水与 大气处于动态平衡,两者具有相似的同位素组成: $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He}) = 1.399 \times 10^{-6} = 1\text{Ra}, n({}^{40}\text{Ar})/$ $n({}^{36}\text{Ar}) = 295.5, n({}^{3}\text{He})/n({}^{36}\text{Ar}) = 5 \times 10^{-8},$ $n({}^{4}\text{He})/n({}^{36}\text{Ar}) = 3.6 \times 10^{-2}$ 。对大多数来源于天 水或海水的地热流体而言,因含水层岩石中U、Th 等放射性元素衰变所产生的放射性成因⁴He扩散进 入流体中,从而使得其 $n(^{3}\text{He}/^{4}\text{He})$ 值低于大气值, ⁴He含量高于大气饱和水(Burnard et al., 1999)。对 于 Ar 而言, 因其在矿物中的封闭温度较高 (250℃),放射性成因的 Ar 一般不会扩散进入到地 下流体中,从而使得流体通常具有大气 Ar 的组成特 征。

(2) 地幔流体:地球上³He主要集中在地球内 部,地幔中氦有三种可能源区(Simmons et al., 1987),分别为:地幔柱型, $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 值最高 达 32Ra; 洋中脊玄武岩型(MORB), $n({}^{3}\text{He})/$ $n({}^{4}\text{He})$ 较稳定为8Ra;岛弧型即岛弧深部和贝尼奥 夫带以上的地幔(包含俯冲作用带来的再循环物 质),因大洋板块俯冲携带的海洋沉积物吸附部分 大气来源的加入,使得其 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ (6Ra)值 低于 MORB 型。幔源成因的 Ar 以放射成因⁴⁰Ar为 主, $n({}^{40}\text{Ar})/n({}^{36}\text{Ar}) > 40000$ (Porcelli et al.,1992)。

(3) 壳源流体:由于地壳岩石含有 U、Th、K 放 射性衰变及锂中子反应产生的放射性成因地壳 He 和 Ar,在地壳岩石中循环的地下流体与地壳岩石平 衡,从而也具有相似的 He、Ar 同位素组成,其 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 特征值为 0.01 ~ 0.05Ra(Stuart et al.,1995), $n({}^{40}\text{Ar})/n({}^{36}\text{Ar}) \ge 45000$ (Fontes et al., 1991)。

4.3 沙洲铀矿床稀有气体源区

对沙洲铀矿床,我们通过采用计算 F^4 He 值(定 义 F^{4} He = $[n(^{4}\text{He})/n(^{36}\text{Ar})_{\text{样品}}]/[n(^{4}\text{He})/n(^{36}\text{Ar})_{\text{样品}}]/[n(^{4}\text{He})/n(^{36}\text{Ar})]$ n(³⁶Ar)_{大气}]的方法计算其成矿流体中大气 He 的贡 献程度可知:其黄铁矿样品中的 F⁴ He 值为 548~ 12997(表3),表明成矿流体中⁴He的含量高出大气 中的 548 倍以上, 是大气饱和水 (F⁴ He = 0.18~ 0.28)的1900倍以上。这就意味着即使是有大气 He 加入到成矿流体中,其影响也可基本忽略不计, 故沙洲铀矿床成矿流体中的 He 只能有两个可能的 源 区, 即 地 幔 流 体 和 地 壳 流 体。在 n(⁴He) $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 比值图解(图4)、He 同位素组成演 化图解(图 5)以及n(⁴⁰Ar)/n(³⁶Ar)-n(³He)/ $n(^{4}\text{He})$ 图上(图 6),沙洲铀矿床成矿流体 He 同位 素组成的投点全部位于地幔氦与地壳氦之间,并倾 向于地幔氦一侧, $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 值在 $10^{-5} \sim 10^{-7}$ 之间,显示出成矿流体中 He 组成具有壳幔混合的 特点。此外,从图 7 中可知,在n(³He)/n(³⁶Ar)*n*(⁴He)/*n*(³⁶Ar)区间中,流体包裹体的 He—Ar 同 位素组成具有一定线性相关性,即整个区间内,总体



趋势表现为正相关,表明成矿流体的 He—Ar 同位 素组成是较低 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$,与大气 $n({}^{40}\text{Ar})/n({}^{36}\text{Ar})$ 值近似的地壳流体和高 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$,高 $n({}^{40}\text{Ar})/n({}^{36}\text{Ar})$ 的地幔流体两端元的不同比例混 合产物。



图 6 相山铀矿田沙洲铀矿床黄铁矿流体包裹体 n(⁴⁰Ar)/n(³⁶Ar)—n(³He)/n(⁴He)图 Fig. 6 n(⁴⁰Ar)/n(³⁶Ar)—n(³He)/n(⁴He) plot of fluid inclusions in pyrite samples from the

Shazhou uranium deposit, Xiangshan orefield



Fig. 7 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{36}\text{Ar})-n({}^{4}\text{He})/n({}^{36}\text{Ar})$

plot of fluid inclusions in pyrite samples from the Shazhou uranium deposit, Xiangshan orefield

4.3.1 地壳流体端元

由于地壳岩石含有高含量放射性成因的⁴He、⁴⁰Ar,大气饱和水在地壳岩石中循环的过程中,流体中不可避免的会有放射成因⁴He、⁴⁰Ar的扩散叠加, 但对于非放射性成因的³He、³⁶Ar而言,大气饱和水 中的n(³He)/n(³⁶Ar)比值保持不变。基于此,我们

 $在 n({}^{3}\text{He})/n({}^{36}\text{Ar}) - n({}^{4}\text{He})/n({}^{36}\text{Ar})$ 图中采用最 小二乘法进行拟合(图7):在拟合直线中,当 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{36}\text{Ar}) = 5 \times 10^{-8} (大气饱和水特征值)$ 时,样品流体包裹体中的 $n({}^{4}\text{He})/n({}^{36}\text{Ar})$ 为 172.26, 与典型大气饱和水特征值(3.6×10⁻²)相 比,差异高达4785倍。这说明成矿流体中的地壳流 体端元部分在获取地壳放射成因稀有气体的过程 中,获得了较多的⁴He(相对于⁴⁰Ar而言)。已有研究 表明,现代地下水 $n({}^{40}\text{Ar}^*)/n({}^{4}\text{He})$ 的降低,是地下 水从流经岩石中优先(相对于40Ar)获取4He的结果 (Torgersen et al., 1989);对于大多数矿物而言,对 Ar的封闭温度(>250℃)高于对 He 的封闭温度 (一般 < 200℃), 250℃时, 绝大多数矿物均能保留 大量的 Ar(Lippolt and Weigel, 1988)。相山沙洲铀 矿床成矿流体地壳流体端元中n(⁴He)/n(³⁶Ar)值 明显高于正常壳源流体的n(⁴He)/n(³⁶Ar)比值的 事实,表明在该地壳流体端元地壳浅层循环过程中, 地壳岩石中的 He 明显优先扩散进入流体中,该流 体只可能是一种低温(<250℃)改造流体。

据表 2,样品中n(⁴⁰Ar)/n(³⁶Ar)为 303~326, 略高于大气中n(⁴⁰Ar)/n(³⁶Ar)值(295.5),考虑到 测试结果理论上必然受到后期流体包裹体及测试过 程中大气氩混入的影响,成矿流体实际n(⁴⁰Ar)/ n(³⁶Ar)必然高于测量值,说明成矿流体中必有壳源 或幔源放射性成因⁴⁰Ar*的参与。采用 Kendrick等 (2001)提出的计算公式:

$${}^{40}\text{Ar}^{*} = \frac{\left[n({}^{40}\text{Ar})/n({}^{36}\text{Ar})\right]_{\#_{\text{Hi}}} - 295.5}{\left[n({}^{40}\text{Ar})/n({}^{36}\text{Ar})\right]_{\#_{\text{Hi}}}} \times 100\%$$

测试样品中放射性成因的⁴⁰Ar*含量可以量化如下: 样品中放射性成因的⁴⁰Ar*的最低含量为1.350%~ 11.234%,平均为6.742%,大气⁴⁰Ar的最高贡献为 88.766%~98.650%,平均为93.258%。鉴于前述 Ar 在矿物中的封闭温度较高,浅层地下水中几乎不 含放射性成因的Ar,我们可以推断成矿流体中放射 性成因的⁴⁰Ar*应当是来自幔源放射性成因,这也表 明沙洲铀矿成矿流体主要是地壳流体与地幔流体混 合产物。

4.3.2 地幔流体端元

由表 1 可知,相山铀成矿流体的 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 值(0.193~2.948 Ra)明显高于地壳特征值 (0.01~0.05 Ra),而趋近于地幔特征值[$n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})=6~9$ Ra]。Ballentine 等(2002)认为流体 中 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ 比值 >0.1 Ra 就意味着成矿流 体中含幔源流体;结合 $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ — (图4),样品数据投点均靠近地幔端元,表明至少部 分地幔流体参与了相山铀成矿过程。

虽然 Xu Sheng 等(1995)研究认为放射成因 Ar 和地幔 Ar 均具有高 $n(^{40}$ Ar)/ $n(^{36}$ Ar)的特点,仅根 据较高的 $n(^{40}$ Ar)/ $n(^{36}$ Ar)值无法区分究竟是放射 成因 Ar 还是地幔 Ar。但流体中同时具有高含量的 ³He 和高 $n(^{40}$ Ar)/ $n(^{36}$ Ar)比值则是幔源稀有气体组 成的独有特点(胡瑞忠等,1997)。根据壳一幔二元 混合模式,成矿流体 He 组成中地壳、地幔 He 比例 可根据下式计算得出(Kendrick et al., 2001);

$$He_{itele} = \frac{R - R_c}{R_m - R_c} \times 100\%$$

其中:R_m:地幔组成(8Ra),Rc:地壳组成(0.01~0.05Ra),R:样品实测值。结果表明:相山铀成矿流体He 组成中地幔 He 约为 2%~42%,平均为18%,揭示铀成矿流体是典型壳幔混合产物,幔源流体对铀成矿过程具有重要影响。

5 结论

(1) 沙洲铀矿方解石的 δ¹³ C_{V-PDB}和 δ¹⁸ O_{V-SMOW} 值 分别为 - 3. 2‰ ~ -7. 4‰, 1. 7‰ ~ 15. 2‰, 成矿流 体中的 C 源自于地幔, 流体发生 CO₂ 去气作用应是 导致相山铀矿田内方解石沉淀的主要机制。

(2) 沙洲铀矿黄铁矿样品流体包裹体的 n(⁴⁰Ar)/n(³⁶Ar)值为303~326,n(³He)/n(⁴He)值 为0.193~2.946Ra,具壳幔混合特征;流体He组成 中地幔He平均为18%,大气⁴⁰Ar的平均贡献为 93.258%。壳源流体为具有n(³He)/n(⁴He)比值较 低,n(⁴⁰Ar)/n(³⁶Ar)值与大气近似特征的低温改造 流体。沙洲铀成矿流体中幔源流体应来自华南地区 白垩纪一古近纪地壳拉张期上涌的幔源流体。

参考文献 / References

- 陈迪云,周文斌,周鲁民,吴伯林,谭敬华,孙占学. 1993. 相山铀 矿田同位素地质学特征. 矿床地质,12(4):370~378.
- 陈繁荣, 沈渭洲, 王德滋, 刘昌实. 1990. 1220 铀矿田同位素地球化 学和矿床成因研究. 大地构造与成矿学, 14(42): 69~77.
- 陈肇博. 1982. 华东南中生代火山岩中的铀矿床. 地质学报, 56 (3): 235~242.
- 杜乐天,王玉民. 1984. 华南花岗岩型、火山岩型、碳硅泥岩型、砂岩型铀矿成矿机理的统一性. 放射性地质,(3):1~10.
- 范洪海, 凌洪飞, 沈渭州, 王德滋, 刘昌实, 姜耀辉. 2001. 相山火 山--侵入杂岩 Nd--Sr--Pb 同位素地球化学特征. 岩石学报, 017(03): 396~402.
- 黄锡强,陈正乐,王平安,杨农,郅剑.2008. 江西相山铀矿田沙洲 矿床流体包裹体研究. 地质力学学报,14(2):176~185.
- 胡瑞忠,金景福. 1990. 上升热液浸取成矿过程中铀的迁移沉淀机

制探讨. 地质论评, 36(4): 317~325.

- 胡瑞忠,毕献武, Turner G, Burnard P G. 1997. 马厂箐铜矿床黄铁 矿流体包裹体 He、Ar 同位素体系. 中国科学(D 辑), 27(6): 503~508.
- 胡瑞忠,钟宏,叶造军,毕献武,Turner G, Brunard P G. 1998. 金顶 超大型铅一锌矿床氦、氩同位素地球化学.中国科学(D 辑), 28(3):208~213.
- 胡瑞忠,毕献武. 1999. 哀牢山金矿带金成矿流体 He 和 Ar 同位素 地球化学. 中国科学(D辑), 29(4): 321~330.
- 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,毕献武,彭建堂,刘燊,钟宏,赵军红,蒋国豪. 2007. 华 南地区中生代以来岩石圈伸展及其与铀成矿关系研究的若干问 题. 矿床地质,26(2):139~152.
- 华仁民. 2005. 南岭中生代陆壳重熔型花岗岩类成岩一成矿的时间 差及地质意义. 地质论评, 2005, 51(6):633~639.
- 林祥铿. 1990. 赣杭构造带若干铀矿床的同位素年龄研究及铀源初 探. 铀矿地质, 6(5): 257~273.
- 刘雷. 2005. 地幔去气与铀成矿的关系一以江西相山火山岩型铀矿 为例. 导师:胡瑞忠. 中国科学院地球化学研究所硕士学位论 文.
- 刘英俊,曹励明,李兆麟,王鹤年,储同庆,张景荣. 1984. 元素地 球化学.北京:科学出版社,1~517.
- 毛景文,李延河,李红艳,王登红,宋鹤彬. 1997. 湖南万古金矿床 地幔流体成矿的氦同位素证明. 地质论评,43(6):646~649.
- 毛景文,李荫清. 2001. 河北省东坪碲化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系. 矿床地质, 20(1): 23~36.
- 申萍, 沈远超, 曾庆栋, 刘铁兵, 李光明. 2004. 新疆萨吾尔金矿带 成矿流体氦氩同位素示踪. 科学通报, 49(12): 1199~1204.
- 商朋强. 2007. 岩石圈伸展对粤北下庄矿田铀成矿的制约机制研 究.导师:胡瑞忠.中国科学院地球化学研究所博士学位论文.
- 苏守田,蒋桂玉,肖葳. 1982. 一二二 O 铀矿田成矿温度及沥青铀 矿的沉淀环境与机理. 放射性地质,(4):500~507.
- 温志坚, 杜乐天, 刘正义. 1999. 相山铀矿田磷灰石与富矿形成的 关系.铀矿地质, 15(4): 217~225.
- 严冰. 2012. 江西相山铀矿床地球化学研究. 导师: 胡瑞忠. 中国科 学院地球化学研究所博士学位论文.
- 杨水源,蒋少涌,姜耀辉,赵葵东,范洪海.2010.江西相山流纹英 安岩和流纹英安斑岩锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素组成及其地 质意义.中国科学(D辑),40(8):953~969.
- 张连昌, 沈远超, 李厚民, 曾庆栋, 李光明, 刘铁兵. 2002. 胶东地 区金矿床流体包裹体的 He、Ar 同位素组成及成矿流体来源示 踪. 岩石学报, 18(4): 559~565.
- 翟伟,孙晓明,贺小平,苏丽薇,吴有良. 2006.新疆阿希低硫型金 矿稀有气体同位素地球化学及其成矿意义.岩石学报,22 (10):2590~2596.
- 张国全. 2008. 华南热液铀矿床地球化学研究-以302 铀矿床为例. 导师:胡瑞忠. 中国科学院地球化学研究所博士学位论文.
- 张国全,胡瑞忠,蒋国豪,刘燊,朱维光,田建吉,双燕,范效仁. 2010. 幔源挥发性组分参与302铀矿床成矿作用的氦同位素证据.地球化学.39(4):386~395.
- 郑永飞,陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京:科学出版社, 1~312.
- Baptiste P J, Fougute Y A. 2002. Bundance and isotopic composition of helium in hydrothermal sulfides from the East Pacific Rise at 13N. Geochim. Cosmochim . Acta, 60: 87~93.
- Ballentine C J, Burgess R, Marty B. 2002. Tracing fluid origin, transport and interaction in the crust. Reviews in Mineralogy and

Geochemistry, 47(1): 539 ~614.

- Burnard P G, Hu Ruizhong, Turner G, Bi Xianwu. 1999. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan Gold deposits, Yunnan Province, China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63: 1595 ~ 1604.
- Craig H, Lupton J E. 1976. Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters, 31(3): 369 ~385.
- Fontes J C, Andrews J, Walgenwitz F. 1991. Evaluation de la production naturelle in situ d'argon-36 via le chlore-36: implications geochimiques et geochronologiques. Comptes rendus de l'Academie des sciences. Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de Univers, Sciences de la Terre, 313(6): 649 ~ 654.

Hoefs J. 2004. Stable Isotope Geochemistry. Berlin: Springer, 1~196.

- Hu Ruizhong, Burnard P G, Bi Xianwu, Zhou Guofu, Peng Jiantang, Su Wenchao, Wu Kaixing. 2004. Helium and argon isotope geochemistry of alkaline intrusion-associated gold and copper deposits along the Red River—Jinshajiang fault belt, SW China. Chem. Geol., 203: 305 ~317.
- Hu Ruizhong, Burnard P G, Bi Xianwu, Zhou Meifu, Peng Jiantang, Su Wenchao, Zhao Junhong. 2009. Mantle-derived gaseous components in ore-forming fluids of the Xiangshan uraniumdeposit, Jiangxi province, China: Evidence from He, Ar and C isotopes. Chemical Geology, 266: 86 ~ 95.
- Kennedy B M, Soest M C. 2006. A helium isotope perspective on the Dixie Valley, Nevada, hydrothermal system. Geothermics, 35:26 ~ 43.
- Kendrick M A, Burgess R, Pattrick R A D, Turner G. 2001. Fluid inclusion noble gas and halogen evidence on the origin of Cuporphyry mineralising fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65 (16): 2651 ~ 2668.
- Lippolt H J, Weigel E. 1988. ⁴He diffusion in ⁴⁰Ar-retentive minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(6): 1449 ~1458.
- Porcelli D R, O Nions R K, Galer S J G, Cohen A S, Mattey D P. 1992. Isotopic relationships of volatile and lithophile trace elements in continental ultramafic xenoliths. Contributions to Mineralogy and

Petrology, 110:528 ~ 538.

- Simmons S F, Sawkins F J, Schlutter D J. 1987. Mantle-derived helium in two Peruvian hydrothermal ore deposits. Nature, 329: 429 ~ 432.
- Stuart F M, Burnard P G, Taylor R P, Turner G. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He—Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mineralization, South Korea. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59 (22): 4663 ~ 4673.
- Scarsi P. 2000. Fractional extraction of helium by crushing of olivine and clinopyroxene phenocrysys: Effects on the ³He/⁴He measured ratio. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(21): 3751 ~ 3762.
- Torgersen T, Kennedy B M, Hiyagon H, Chiou K Y, Reynolds J H, Clarke W B. 1989. Argon accumulation and the crustal degassing flux of 40Ar in the Great Artesian Basin, Australia. Earth and Planetary Science Letters, 92(1): 43 ~56.
- Trull T W, Kurz M D, Jenkins W J. 1991. Diffusion of cosmogenic ³He in olivine and quartz: implications for surface exposure dating. Earth and Planetary Science Letters, 103(4): 241 ~ 256.
- Turner G, Wang S S. 1992a. Excess argon, crustal fluid and apparent isochrones from crushing K feldspar. Earth and Planetary Science Letters, 110: 193 ~ 211.
- Turner G , Stuart F. 1992b. Helium/heat ratios and deposition temperatures of sulfides from the ocean floor. Nature, 357: 581 ~ 583.
- Turner G, Burnard P, Ford J L, Gilmour J D, Lyon I C, Stuart F M. 1993. Tracing fluid sources and interactions. Philosophical Transactions – Royal Society of London, Physical Sciences and Engineering, 344(1670): 127 ~ 140.
- Xu Sheng, Nakai Shunichi, Wakita Hiroshi, Wang Xianbin. 1995. Mantle-derived noble gases in natural gases from Songliao Basin, China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(22): 4675 ~ 4683.
- Zheng Yong Fei. 1990. Carbon—oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂. Mineralium Deposita, 25: 246 ~ 250.

Helium—Argon Isotopic Characters and Geological Significance of the Shazhou Uranium Deposit, Xiangshan Orefield, Jiangxi Province

YAN Bing¹, YAN Han², WEI Wenfeng¹, CAO Yang³, LI Jian¹

1) Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059;

2) Tibetan Institute of Nuclear Geology, Chengdu, 610081;

3) East China Mineral Exploration and Development Bureau, Nanjing, 210007

Abstract: The Shazhou uranium deposit in Xiangshan orefield, Jiangxi Province, is located in the south-west of Gan-Hang uranium metallogenic belt in Southern China, in the west of Southern China vocalnic belt of terrestrial facies. We have systematically collected pyrites and calcite formed at mineralization epoch, then took isotopic tests. The results show that the $\delta^{13}C_{V-PDB}$ and $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ of calcites is $-3.2\% \sim -7.4\%$, $8.5\% \sim 15.2\%$, and it in oreforming fluids was mainly derived from the Mantle. the $n({}^{40}Ar)/n({}^{36}Ar)$ of fluid inclusions in pyrites is 303 ~ 326, the $n({}^{3}\text{He})/n({}^{4}\text{He})$ is 0.193 ~ 2.946 Ra, which is resulted from that Crust-derived fluids mixed with Mantle-derived fluids at different ratios.

Key words: uranium; He; Ar; crust-mantle mixing