

文章编号: 1000-4734(2010)03-0304-07

661 铀矿床铅同位素组成与成矿物质来源探讨

田建吉^{1,2}, 胡瑞忠^{1*}, 苏文超¹, 张国全¹, 商朋强¹, 齐有强¹

(1. 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, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

摘要: 661 铀矿床位于浙江省境内, 是赣杭铀成矿带东段重要的火山岩型铀矿床之一, 矿体赋存于晚中生代磨石山群九里坪组流纹岩中。对采自该矿的与铀成矿相关的方解石进行了系统铅同位素测定。结果表明, 该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, 少量晚期样品仅表现为²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 的增大, 指示后期流体可能通过淋滤作用加入了部分早沉淀的铀。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。在铅构造模式和铅同位素 $\Delta\gamma-\Delta\beta$ 成因图解中矿石和火山岩均显示出造山带铅或地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用铅特征, 这与华东南地区的火山岩成因上主要由中下地壳熔融, 并不同程度加入了地幔组分的结果一致。这些证据表明火山岩铅为该矿床的主要铅源。

关键词: 方解石; 铅同位素; 成矿物质; 661 铀矿床; 浙江**中图分类号:** P578.6; P597; P619.1401 **文献标识码:** A**作者简介:** 田建吉, 男, 1981 年生, 博士研究生, 从事矿床地球化学研究。E-mail: tianjj81@sina.com

661 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^[1]。该矿自 20 世纪 60 年代勘探并提交矿床储量报告以来, 许多单位在该区做过工作, 并取得了丰硕的研究成果。研究工作主要集中于矿床地质特征、控矿因素、成矿地质条件、岩石物理性质、矿区流纹岩地球化学和绿色层蚀变成因方面^[1-6]。但缺乏系统的地球化学工作, 尤其对成矿物质来源研究涉及较少。

铅同位素组成是研究成矿物质来源最直接有效的方法, 被广泛应用于几乎所有的金属甚至非金属矿床中^[7-13]。研究者一般分析矿石中的成矿或伴生金属元素矿物来进行 Pb 同位素研究。热液铀矿床矿石中沥青铀矿和黄铁矿 U 含量均相对较高, 在计算过程中对放射性铅的扣除容易造成较大的误差, 因此其铅同位素示踪一直以来存在诸多问题。铀矿床中与成矿相关的热液方解石的 Pb 同位素组成可以用来示踪成矿物质来

源^[14]。张乾等^[10]认为研究矿质来源时需要定位到矿区某个具体的岩体或层位, 即把矿石铅同位素与岩浆岩、地层和基底铅同位素进行全方位对比, 这样才更具有实际意义^[11-12]。因此本文在分析与成矿相关方解石 Pb 同位素组成的基础上, 通过与 661 铀矿区内火山岩和基底变质岩 Pb 同位素组成对比研究, 探讨该矿床的成矿物质来源。

1 矿床地质特征

661 矿床位于赣杭构造火山岩带东段浙江省境内, 在构造上位于江山-绍兴断裂带南东侧大洲火山断陷盆地北缘(图 1)。矿区内出露地层为基底前震旦系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九里坪组火山碎屑岩及熔岩。岩性复杂, 韵律清楚, 共有 9 个韵律。含矿层为九里坪组第一、二、三层流纹岩, 其中以第三层流纹岩中矿体最多, 占储量的 80%。作者对第三层流纹岩中两个矿体进行了矿石 U-Pb 等时线定年^[15], 结果分别为 107 Ma 和 110 Ma。把来自两个矿体的 10 个数据作为一条等时线计算, 获得成矿的等时线年龄为 109 Ma。

收稿日期: 2010-01-17

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2007CB411408); 国家自然科学基金资助项目(批准号: 40634020; 40672067)

* 通讯作者, E-mail: huruizhong@vip.gyig.ac.cn

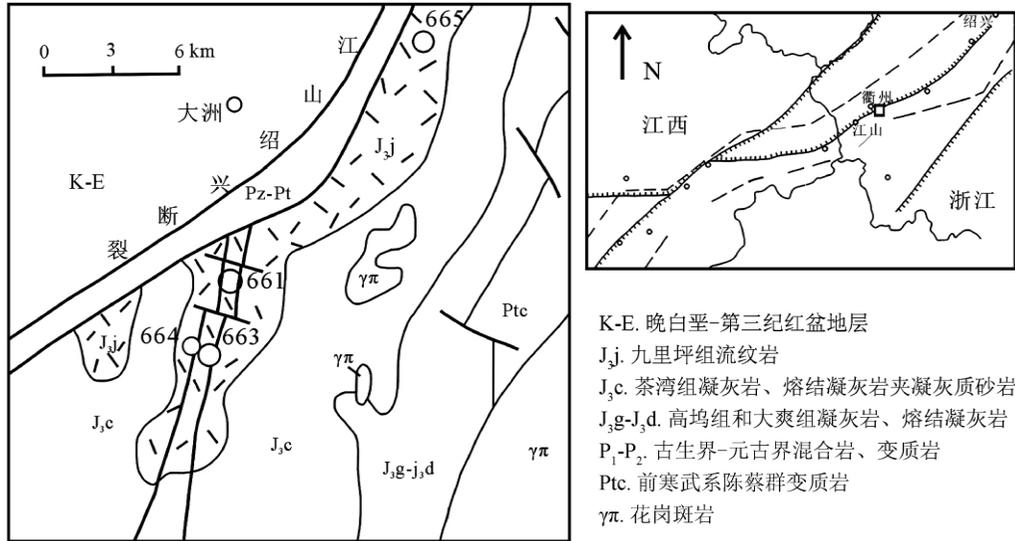


图 1 661 铀矿床地质图(据毛孟才^[16]和张星蒲^[17])

Fig. 1. Geological map of the Dazhou uranium orefield, Southeast of Zhejiang Province, China (after Mao Mengcai^[16] and Zhang Xingpu^[17]).

矿床构造较为简单,总体是由一个火山旋回组成的单斜层,被许多北西西向断层所切割,自北向南呈阶梯状陷落。矿体明显受层位和岩性控制。铀矿化分布于流纹岩层顶部相和中间相,主要矿体集中在第三层流纹岩的顶部,距上覆绿色层底板 0~12 m 范围内。矿体产状与绿色层或流纹岩顶板一致,呈似层状。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。品位较高的矿体呈巢状、瘤状、透镜状。总储量属大型矿床。

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。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、白铁矿、赤铁矿,还有极少量方铅矿、闪锌矿、辉钼矿等。脉石矿物主要有石英、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,其中赤铁矿化、硅化与矿化关系最密切。

2 样品的采集与分析

方解石为 661 铀矿床重要的脉石矿物,根据野外发育产状和颜色等可分为 3 类:成矿期早阶段肉红色-粉红色方解石,一般呈脉状;成矿期晚阶段浅色/白色方解石,呈脉状或团块状,晚期方

解石可见与晚期无色或浅色萤石共生;成矿期后米黄色方解石,一般呈脉状,胶结早期红化或矿化岩石角砾。

11 件不同阶段方解石样品均采自 661 铀矿床井下各个中段的坑道或采场中(主要采自第三层矿体各中段)。将所采集的方解石样品粉碎至 20~60 目,在显微镜下挑纯,用玛瑙研钵磨至 200 目过筛。铅同位素样品的制备与测试在国土资源部宜昌地质矿产研究所进行,在 ISOPROBE-T 型 MAT261 质谱仪上完成同位素比值测定。本次实验用国际标准样 NBS981 进行监控,其测试结果为 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.1652465 \pm 0.000069$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.9145100 \pm 0.000056$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.0591995 \pm 0.000013$ 。此外,该仪器对 1 μg 的铅 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 测量精度优于 0.005%。

方解石的 U、Th、Pb 含量见表 1。部分样品的 U 含量较高,需要进行 Pb 同位素初始值校正(按成矿年龄 $t = 109 \text{ Ma}$)。校正计算采用路远发^[18]的 Geokit 软件包,校正后 Pb 同位素比值见表 1;其它样品的 U 含量较低,Th 含量更低,且含量较稳定,而 Pb 含量则相对较高,有关的放射性衰变可以忽略不计,测试值与校正值相差不大,便于开展相关的 Pb 同位素组成研究。

3 方解石铅同位素组成

由表 1 和图 2 可以看出,成矿早期方解石铅

同位素组成为²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.154 ~ 18.217, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.564 ~ 15.604, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.575 ~ 38.713; 成矿晚期方解石²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.217 ~ 20.290, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.580 ~ 15.668, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.548 ~ 38.698; 成矿期后方解石²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.169 ~ 18.192, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.569 ~ 15.589, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.639 ~

38.677。尽管成矿晚期部分方解石样品的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 较高,但²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值与其它阶段方解石却非常相似,表明这部分样品沉淀的流体中有铀的加入。661 铀矿床中各阶段方解石均具有一致的铅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。

表1 661 铀矿床方解石 U、Th、Pb 含量与铅同位素组成

Table 1. Contents of U, Th, Pb and Lead isotopic composition of calcite from No. 661 uranium deposit

样号	Pb	Th	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i
661-44	3.51	0.134	0.013	18.159(3)	15.564(2)	38.590(3)	18.154	15.564	38.575
661-7	3.27	0.299	0.014	18.179(4)	15.578(5)	38.662(8)	18.174	15.578	38.626
DCY-46	4.85	0.182	1.21	18.528(3)	15.619(2)	38.683(6)	18.217	15.604	38.668
DCY-48	3.16	0.275	0.023	18.194(1)	15.581(1)	38.748(6)	18.185	15.581	38.713
661-45	3.55	0.244	0.030	18.227(1)	15.592(3)	38.725(6)	18.217	15.592	38.698
661-50	2.41	0.208	0.198	19.561(5)	15.614(4)	38.583(9)	19.457	15.609	38.548
661-49-2	3.91	0.083	0.220	20.363(6)	15.671(5)	38.577(12)	20.290	15.668	38.568
661-48	2.84	0.133	0.034	18.185(3)	15.581(2)	38.702(6)	18.170	15.580	38.683
661-2	43.1	0.164	6.14	18.352(2)	15.597(2)	38.678(6)	18.175	15.589	38.677
661-5	27.4	0.237	5.91	18.461(6)	15.600(5)	38.676(17)	18.192	15.587	38.673
661-17	41.4	0.314	5.83	18.344(2)	15.577(2)	38.642(10)	18.169	15.569	38.639

注: 661-44 ~ DCY-48 为成矿早期方解石, 661-45 ~ 661-48 为成矿晚期方解石, 661-2 ~ 661-17 为成矿期后方解石; U、Th、Pb 含量单位 10⁻⁶, 测试单位地质科学院测试中心; 铅同位素组成数据中括号内数字为 2σ 值, 铅同位素组成测试单位国土资源部中南矿产资源监督检查中心同位素地球化学研究室。

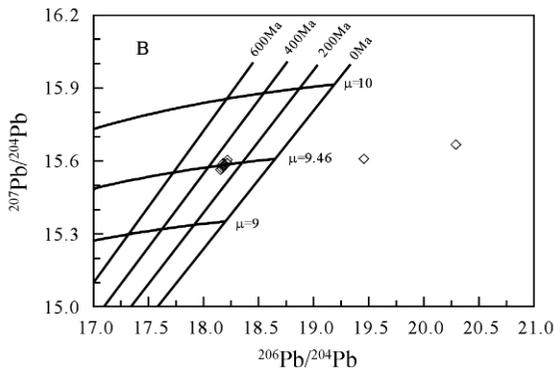


图2 661 铀矿床方解石铅同位素单阶段演化模式图
Fig. 2. Single-stage evolution model of lead isotopes of calcite from No. 661 uranium deposit.

4 分析与讨论

在 Holmes-Houtemans 图解中(图2), 大部分样品均落在零等时线左侧的 μ = 9.46 增长曲线上或附近, 单阶段模式年龄为 297 ~ 324 Ma, 大于矿区及周围地区火山岩的成岩年龄(120 ~ 135 Ma), 没有实际意义。部分样品²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 较高, 位于零等时线右侧, 呈明显的线性排列, 单阶段模

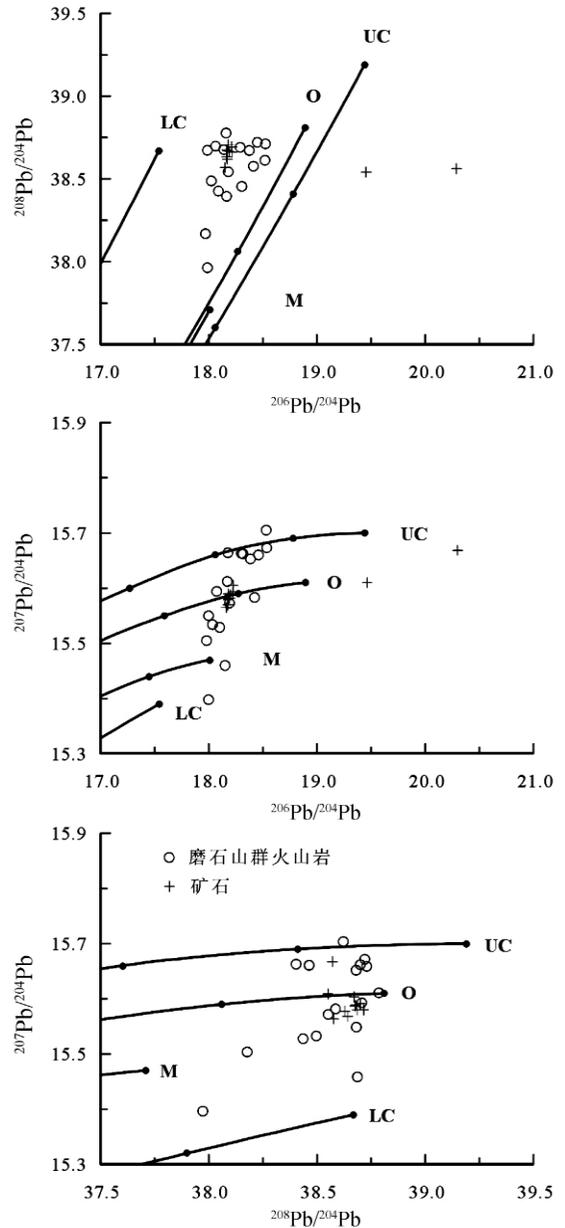
式年龄为负值(-617 ~ -1000 Ma), 表明这部分样品的铅同位素并非均一的单阶段正常铅, 而明显属于异常铅。从产状分析, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值较高的两件样品均产出于流纹岩的空洞中, 而其它样品均呈脉状或团块状产出, 反映晚期流体循环成矿过程中, 在局部流通较好部位可能淋滤了部分先矿化沉淀的铀。

为了研究矿石中铅的来源, 本文对比了相关变质岩和火山岩的铅同位素组成^[19]。陈蔡群变质岩的铅同位素组成为: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值 17.484 ~ 19.936(极差 2.452, 平均 18.404), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 值 15.520 ~ 15.905(极差 0.385, 平均 15.721), ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值 37.630 ~ 40.985(极差 3.355, 平均 38.997)。与华东地勘局^[20] 17 个样品平均结果类似。可以看出, 陈蔡群变质岩的铅同位素组成范围较宽, 分布散而广。矿石铅同位素组成与基底变质岩的铅同位素组成有明显的差异, 说明 661 铀矿床中的铅可能并不是来自于基底陈蔡群变质岩铅。磨石山群火山岩的铅同位素组成为: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值 17.973 ~ 18.528(极差 0.555, 平均 18.218), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 值 15.397 ~ 15.704(极

差 0.307 ,平均 15.588) , $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值 37.970 ~ 38.783(极差 0.813 ,平均 38.550) ,与大洲地区 4 个火山岩样品平均值类似^[21]。火山岩的铅同位素组成相对集中 ,变化范围不大。矿石具有与火山岩类似的铅同位素组成 ,在铅的构造模式图中均落在造山带铅演化线附近 ,且大部分矿石铅同位素落在火山岩铅同位素组成范围内 ,个别落在火山岩铅同位素范围外 ,仅表现为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的增大 ,反映有铀的加入 ,这是因为铀衰变产生的 ^{207}Pb 和 ^{208}Pb 的量比 ^{206}Pb 的量少得多 ,所以相应的比值变化不大。以上分析表明矿石中铅可能来自于火山岩的贡献。事实上 ,浙江许多中生代金属或非金属矿床的铅同位素研究均显示来源于中生代火山岩 ,与基底陈蔡群并无直接的联系^[19]。

朱炳泉等^[2] 研究发现 ,钐铅的变化以及钐铅与铀铅同位素组成的相互关系对于地质过程与物质来源能提供更丰富的信息。即 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 最能反映源区变化 ,而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 只对成矿时代有灵敏的反映。为了突出铅同位素组成之间的变化关系和消除时间因素的影响将三种铅同位素组成表示成与同时代原始地幔铅的相对偏差 $\Delta\alpha = [\alpha/\alpha_M(t) - 1] \times 1000$ 、 $\Delta\beta = [\beta/\beta_M(t) - 1] \times 1000$ 和 $\Delta\gamma = [\gamma/\gamma_M(t) - 1] \times 1000$,利用参数构成铅同位素三唯空间拓扑图解 ,并提出了矿石铅同位素的 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解。根据上述公式 ,计算了本区矿石铅、火山岩的 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 和 $\Delta\gamma$ 值。作者还给出了火山岩和矿石铅同位素矢量特征值 V_1 、 V_2 (表 2) 。对比矿石与火山岩的铅同位素参数可以发现 ,在 $\Delta\alpha$ - $\Delta\beta$ 、 $\Delta\alpha$ - $\Delta\gamma$ 和 V_1 - V_2 图解中 (图 4、图 5) ,矿石与火山岩铅同位素组成具有类似的变化趋势 ,且大部分矿石铅落入火山岩铅范围内。这些证据表明火山岩铅为矿床的主要铅源。

在碳酸盐铅同位素的 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解 (图 6) 中 ,火山岩铅落入上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用铅和造山带铅区域内 ,并主要集中于前者范围内 ,这与华东南地区的火山岩主要由基底变质岩熔融 ,并不同程度加入了地幔组分的结果一致。矿石铅数据全部落入上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用铅范围内 ,与火山岩铅落在相同的范围内。以上特征表明 ,矿石铅可能主要来自于矿区火山岩 ,因而显示出造山带铅或地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用铅特征。



UC: 上地壳铅; O: 造山带铅; M: 地幔铅; LC: 下地壳铅 (铅演化线据 Zartman 和 Doe^[22]; 火山岩铅同位素据何玉良^[19])

图 3 661 铀矿床方解石铅同位素组成及其与火山岩铅对比
Fig. 3. Pb compositions of calcite from ore-rocks in No. 661 uranium deposit and volcanic rocks.

5 结 论

(1) 661 铀矿床中各阶段方解石均具有一致的铅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。晚期流体循环成矿过程中 ,在局部流通较好部位 ,可能通过淋滤作用加入了部分先矿化沉淀的铀。

表2 661铀矿床方解石、磨石山群火山岩铅同位素参数

Table 2. Lead isotope parameters of calcite from No. 661 uranium deposit and volcanic rocks of the Moshishan Group

样号	V_1	V_2	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$	样号	V_1	V_2	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
661-14	54.53	36.8	54.14	15.43	34.17	WB-14	60.73	36.64	55.68	18.57	40.32
661-7	56.25	37.5	55.26	16.34	35.53	WB-15	50.48	35.18	51.55	13.15	30.93
DCY-16	58.38	39.76	57.79	18.06	36.67	WB-22	55.61	39.34	56.84	16.02	34.04
DCY-18	58.65	37.14	55.91	16.53	37.89	YJ-9	56.69	48.44	64.11	21.83	31.68
661-15	59.08	39.11	57.74	17.24	37.46	YJ-10	65.97	58.13	76.54	24.63	35.92
661-50	87.22	101.8	129.77	18.38	33.45	YJ-12	50.26	31.38	47.72	13.48	32.57
661-49-2	109.03	143.65	178.17	22.2	34	YJ-13	68.49	56.56	76.83	22.55	38.58
661-18	57.54	36.74	55.05	16.51	37.08	DLK-2	36.72	32.36	45.62	4.6	18.51
661-2	57.5	37.23	55.32	17.04	36.9	DLK-3	63.68	49.21	68.12	21.24	37.5
661-5	57.83	38.07	56.3	16.95	36.79	DLK-7	66.76	52.44	72.42	21.7	38.82
661-17	56.44	36.89	54.96	15.74	35.89	LK-3	41.2	31.62	44.58	11.58	24.01
WB-3	51.66	42.3	55.97	21.96	30.07	LK-4	61.99	45.11	63.23	21.89	38.01
WB-4	57.81	33.28	54.46	8.65	37.66	LK-21	56.32	32.32	49.98	17.39	38.2
WB-8	62.37	50.54	70.32	16.67	34.96	LK-22	53.79	27.93	45.62	14.52	37.53

注:原始资料见表1 和何玉良^[19] 参数计算采用 GeoKit 软件包^[18]。

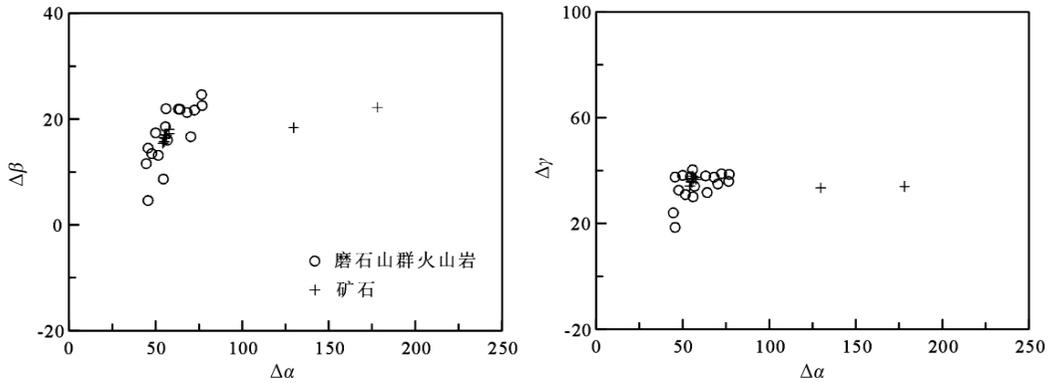


图4 661铀矿床 $\Delta\alpha$ - $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 铅同位素参数图

Fig. 4. $\Delta\alpha$ - $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ of lead isotopic composition of calcite from No. 661 uranium deposit.

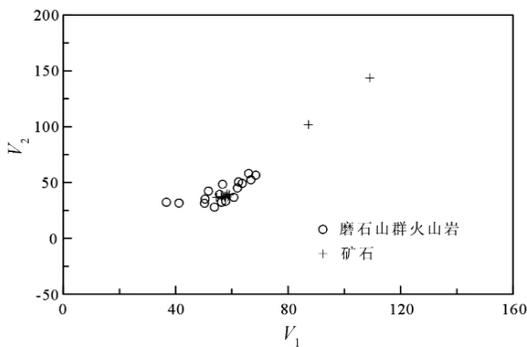
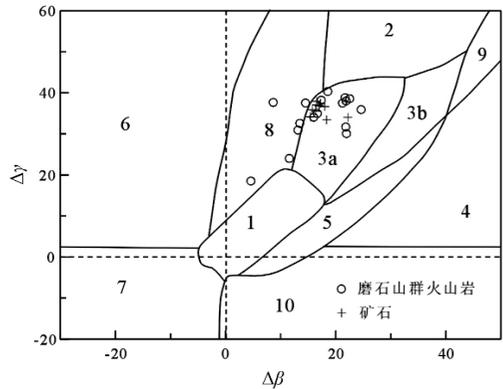


图5 661铀矿床方解石铅同位素矢量特征值 V_1 - V_2 图解

Fig. 5. Diagram of characteristic V_1 - V_2 values of lead isotopic composition of calcite from No. 661 uranium deposit.



1. 地幔源铅 2. 上地壳源铅 3. 上地壳与地幔混合的俯冲带铅 (3a. 岩浆作用 3b. 沉积作用) 4. 化学沉积型铅 5. 海底热水作用铅 6. 中深变质作用铅 7. 深变质作用下地壳铅 8. 造山带铅 9. 古老页岩上地壳铅 10. 退变质作用铅

图6 661铀矿床方解石铅同位素的 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解 (底图据朱炳泉^[23])

Fig. 6. $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ diagram of genetic classification of calcite from No. 661 uranium deposit.

(2) 铅同位素对比发现, 矿石铅同位素组成与基底变质岩的铅同位素组成有明显的差异, 而与火山岩有类似的铅同位素组成, 表明矿石中铅可能来自于火山岩的贡献。

(3) 矿石与火山岩铅同位素组成具有类似的变化趋势, 且大部分矿石铅落入火山岩铅范围内, 并在成因图解中显示出造山带铅或地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用铅特征, 这与华东南地区的

火山岩主要由基底变质岩熔融, 并不同程度加入了地幔组分的结果一致。这些证据表明火山岩铅为该矿床的主要铅源。

致谢: 在野外工作期间得到核工业七七一矿徐松生、雷遥鸣等领导和支持的帮助。室内测试工作得到国土资源部中南矿产资源监督检测中心同位素地球化学研究室于桂香的帮助, 在此一并致以诚挚的谢意!

参 考 文 献:

- [1] 章邦桐, 秦社彩, 倪琦生, 吴俊奇. 浙江 661 铀矿床“绿色层”成因及控矿作用的研究[J]. 南京大学学报: 自然科学版, 1992, 28(3): 439-451.
- [2] 刘惠三. 浙江中生代陆相火山岩型铀矿化特征及其分布规律[J]. 浙江地质, 1986, 2(1): 7-30.
- [3] 周家志. 661 铀矿床成矿地质条件[J]. 华东铀矿地质, 1989, (01): 6-17.
- [4] 侯文尧, 季树藩, 张学权, 王思龙, 仇本良. 660 铀矿田绿色蚀变带及其意义[R]. 核工业北京地质研究院年报, 1982: 101-106.
- [5] 杨流顺. 某铀矿田“绿色层”的成因及其意义[J]. 浙江地质, 1987, 3(2): 46-51.
- [6] 秦社彩. 661 矿床控矿“绿色层”物质组分及成因研究[D]. 南京: 南京大学(硕士论文), 1988.
- [7] Ault K M. Sulfur and Lead isotope study of the Elmochito Zn-Pb-Ag deposit [J]. *Economic Geology*, 2004, 99(6): 1223-1231.
- [8] Kinnaird J, Ixer R, Barreiro B, Nex P. Contrasting sources for lead in Cu-polymetallic and Zn-Pb mineralisation in Ireland: Constraints from lead isotopes [J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37(5): 495-511.
- [9] Wagner T, Schneider J. Lead isotope systematics of vein-type antimony mineralization, Rheinisches Schiefergebirge, Germany: A case history of complex reaction and remobilization processes [J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37(2): 185-197.
- [10] 张乾, 潘家永, 邵树勋. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]. 地球化学, 2000, 29(3): 231-238.
- [11] 张乾, 战新志, 袁愉卓, 邵树勋, 刘志浩. 内蒙古孟恩陶勒盖银铅锌铀矿床的铅同位素组成及矿石铅的来源探讨[J]. 地球化学, 2002, 3(3): 253-258.
- [12] 张乾. 云南金顶超大型铅锌矿床的铅同位素组成及铅来源探讨[J]. 地质与勘探, 1993, (5): 21-28.
- [13] 李泽琴, 董宝林. 广西凤凰山浊积岩型银矿床铅同位素地球化学——成矿物质来源[J]. 矿物学报, 1998, 18(4): 473-482.
- [14] 商朋强. 岩石圈伸展对粤北下庄矿田铀成矿的制约机制研究[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所(博士论文), 2007.
- [15] 田建吉, 胡瑞忠, 苏文超, 张国全, 商朋强. 661 铀矿床矿石 U-Pb 等时线年龄及成矿构造背景[J]. 矿床地质, 2010, 29(3): 452-460.
- [16] 毛孟才. 浙江火山岩型铀成矿特征及找矿前景[J]. 地质找矿论丛, 2004, 19(1): 8-12, 29.
- [17] 张星蒲. 赣杭构造带中生代火山盆地的形成和演化[J]. 铀矿地质, 1999, 15(1): 18-23.
- [18] 路远发. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. 地球化学, 2004, 33(5): 459-464.
- [19] 何玉良. 浙江省矾山明矾石矿床地球化学特征兼论中生代火山成矿体系[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所(博士论文), 2007.
- [20] 华东地勘局. 赣杭构造火山岩成矿带铀成矿规律及成矿预测研究[R]. 华东地勘局科研报告, 1988.
- [21] 陈迪云, 徐伟昌. 陈蔡群变质岩铀的地球化学特征[J]. 铀矿地质, 1993, 9(4): 31-37, 50.
- [22] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics — The model [J]. *Tectonophysics*, 1981, 75(1-2): 135-162.
- [23] 朱炳泉, 李献华, 戴橦谟, 陈毓蔚, 范嗣昆, 桂训唐, 王慧芬. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998.

Lead Isotope Compositions and Its Significance for Ore-forming Material of No. 661 Uranium Deposit , Zhejiang Province , China

TIAN Jian-ji^{1,2} , HU Rui-zhong¹ , SU Wen-chao¹ , ZHANG Guo-quan¹ ,
SHANG Peng-qiang¹ , QI You-qiang¹

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry , Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guiyang 550002 , China;
2. Graduate School of Chinese Academy of Science , Beijing 100049 , China)

Abstract: No. 661 uranium deposit , located at Zhejiang Province , is one of important volcanic rock-hosted uranium deposits in China. It is located eastern of Gan-Hang uranium belt , and its uranium mineralization occurs in the rhyolite of Jiuliping Formations. Lead isotopic composition of calcite from this deposit was systematically analyzed in this paper. The results showed that the lead isotopic compositions of calcite of different stages were similar and fall in a narrow range , indicating a uniform and homogenous origin of lead isotope. Ore-forming fluid may eluviate a little of uranium precipitated at early stages , resulting in an increase of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ in part of calcites of late stages. In comparison with that of metamorphite from Chencai Group and volcanic rocks from Moshishan Group , the lead isotopic composition of calcite and its variation tendency are the same as the volcanic rock but different from metamorphite. Based on diagrams of lead tectonic pattern and $\Delta\gamma\text{-}\Delta\beta$ genetic classification , almost all of lead isotopes from calcites and volcanic rocks fall into orogenic belt lead , which is consistent with the fact that the source material of volcanic rocks in Southern China originated mainly from partial melting of rocks in middle-lower crust and partly of the mantle origin. All these evidences showed that lead isotope composition of this deposit was derived from volcanic rocks.

Key words: calcite; lead isotope; ore-forming material; No. 661 uranium deposit; Zhejiang Province