

文章编号:0258-7106(2004)03-0365-10

安徽铜陵朝山金矿床稳定同位素、稀土元素地球化学研究*

田世洪^{1,2} 丁悌平^{1,2} 杨竹森¹ 蒙义峰¹ 曾普胜¹
王彦斌^{2,3} 王训诚⁴ 姜章平⁴

(1 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037; 2 国土资源部同位素地质重点实验室,北京 100037;
3 中国地质科学院地质研究所,北京 100037; 4 安徽省地质矿产局 321 地质队,安徽 铜陵 244033)

摘 要 朝山金矿床位于安徽铜陵狮子山矿田,属于矽卡岩型金矿床,侵入岩体为白芒山辉石二长闪长岩体。成矿过程包括矽卡岩阶段、石英-硫化物阶段和碳酸盐阶段 3 个主要成矿阶段。文章通过对朝山金矿床的氢、氧、碳、硫、硅同位素组成和稀土元素地球化学特征的研究,探讨成矿溶液中水、碳、硅和硫的来源以及成矿溶液的演化问题。研究表明,成矿热液早期以岩浆热液为主,随着成矿过程的进行,加入的大气降水比重越来越大,到晚期可能主要以大气降水为主。该矿床矿石中方解石的碳、氧同位素组成与矿区大理岩的碳、氧同位素组成明显不同,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值分别为 $-4.5 \sim -5.3\%$ 、 $13.9 \sim 14.0\%$,与岩浆作用形成的 CO_2 的碳、氧同位素组成一致,表明矿石中方解石的碳、氧来源于岩浆作用。硅和硫具深部岩浆或岩浆热液来源的特点。

关键词 地球化学 稳定同位素 稀土元素 朝山金矿床 安徽铜陵

中图分类号: P597+.1

文献标识码: A

铜陵朝山金矿床是近年来在安徽铜陵矿集区狮子山铜矿田首次发现的与中基性辉石二长闪长岩体有直接成因关系的矽卡岩型金矿床,俗有“安徽黄金第一村”的称号。该矿床埋藏较浅,品位高,地质构造简单,赋存规律、成矿特征明显。前人(安徽省地质矿产局 321 地质队^①,1997;傅世昶,1999;胡欢等,2001)已在矿床学、矿物学和构造学等方面对朝山金矿床做了大量的研究,并有了深入的认识。本文在此基础上,通过对狮子山矿田朝山金矿床的氢、氧、碳、硫、硅同位素组成和稀土元素地球化学特征的研究,探讨成矿溶液中水、碳、硅和硫的来源以及成矿溶液的演化问题。

1 矿区地质概况

朝山金矿床地处安徽省铜陵市东偏南 7 km 处,位于狮子山矿田东部,西与东狮子山铜矿床相毗邻,1990 年被安徽省地质矿产局 321 地质队发现。其构造位置处于大通-顺安复向斜次级褶皱——青山背斜北东段的南东翼。矿区内出露的地层主要为三叠系下统南陵湖组(T_1n) (图 1)。其下段(T_1n^1)下部为深灰色薄层灰岩,底部为瘤状灰岩,中部为灰

色、灰黑色灰岩,上部为灰色、灰黑色薄层灰岩,夹似瘤状灰岩;上段(T_1n^2)下部为灰色、深灰色页片、薄层似砾状灰岩,底部为同生砾岩,中部为深灰色白云质灰岩,含生物碎屑灰岩,上部为灰色薄层、中厚层灰岩,顶部为鲕状灰岩。

矿区内侵入岩主要为白芒山辉石二长闪长岩体,自北向南贯穿全区,呈岩墙状产出,出露面积 0.3 km²,长达 2 km,出露宽度受构造控制,最宽处大于 200 m,最窄处仅 30 m。岩石的 Ar-Ar 法坪年龄为 (136.6 ± 1.1) Ma(唐永成等,1998),属燕山晚期侵入体。微量元素以含有较高的 Cu、V、Zn、Au($w_{\text{Au}} 4 \times 10^{-9} \sim 19 \times 10^{-9}$)、Ag($w_{\text{Ag}} 15 \times 10^{-6} \sim 41 \times 10^{-6}$)、F、Sr、Ba 为特征(唐永成等,1998)。该岩体与成矿关系密切,为金矿体的成矿母岩,也是矿体的围岩之一。

矿区内断裂构造发育,主要有近 SN 向、EW 向和 NW 向 3 组断裂,另有许多成矿裂隙。其中 SN 向断裂为成矿前断裂,系岩浆活动的通道,被辉石二长闪长岩所充填。EW 向断裂具有一定的控矿作用,在地表有铁帽和含 Au 铁帽出露。在与 SN 向接触带构造复合处,金矿体加厚,出现矽卡岩化和黄铁矿化的破碎带和角砾岩,金含量增高。NW 向断裂位于矿床东部,为成矿后的断裂,被晚期花岗斑岩所充填。近接触

* 本文得到国土资源部科技司专项研究计划(编号:20010103)和国土资源部重点科技项目(编号:20010209)联合资助

第一作者简介 田世洪,男,1973 年生,助理研究员,主要从事矿床学和同位素地球化学研究工作。E-mail:gy1821207@sohu.com。

收稿日期 2003-11-18; 改回日期 2004-04-30。张绮玲编辑。

① 安徽省地矿局 321 地质队,1997. 安徽铜陵朝山金矿床勘探报告,1~121。

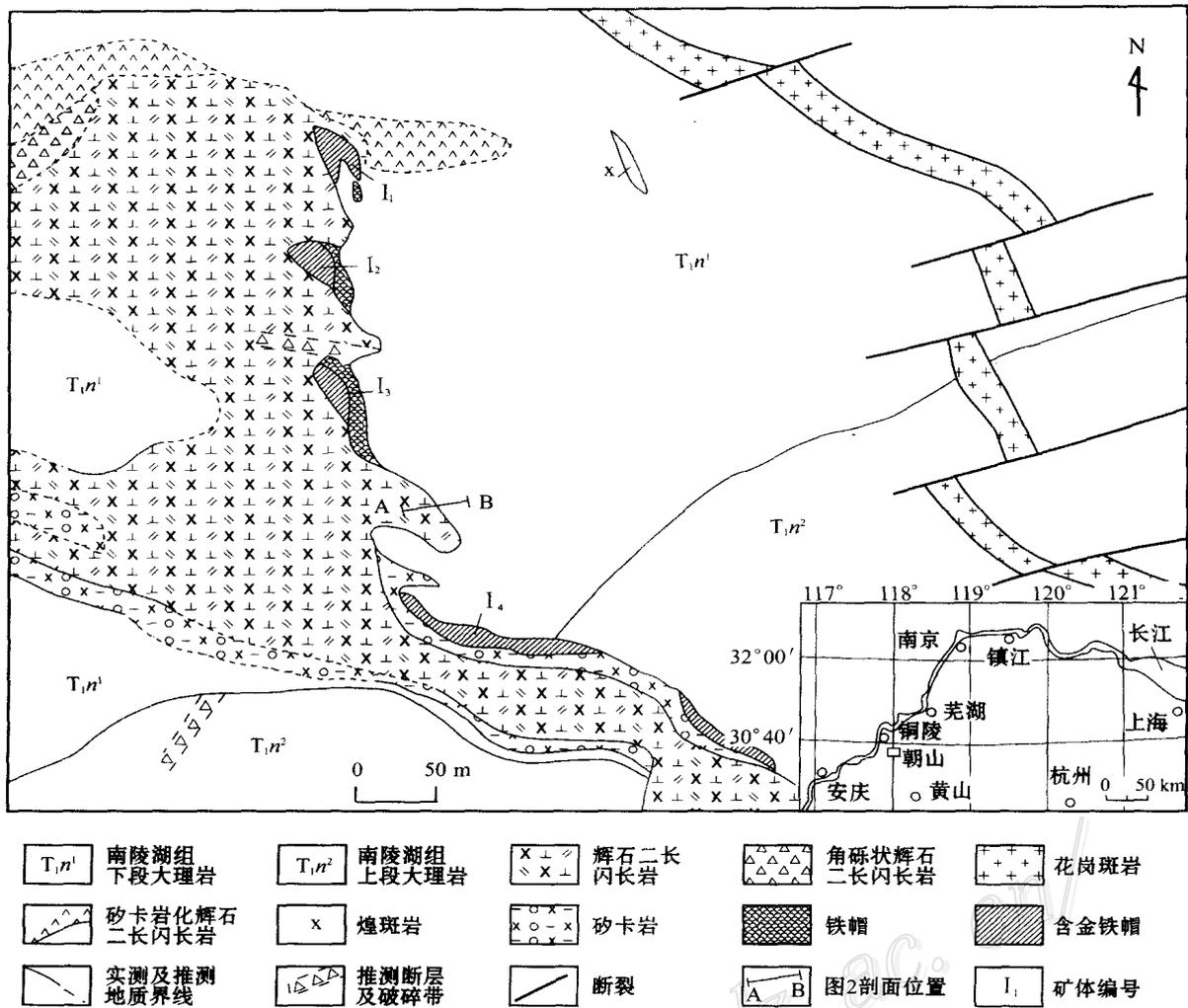


图1 安徽铜陵朝山金矿床地质图(据傅世昶修改,1999)

Fig.1 Geological map of the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province (modified from Fu, 1999)

带的层间裂隙是控矿的主要构造,被含 Au 的硫化物矿脉所充填。层间裂隙自南向北呈斜列式排列,是运载含 Au、Cu 等成矿元素的热液流体的主要通道和容矿场所。

2 矿床地质特征^①

朝山矿区共查明金矿体 25 个,其中编号矿体 10 个。矿体主要赋存于三叠系下统南陵湖组与燕山晚期辉石二长闪长岩接触带及其围岩层间裂隙中,构造叠加处矿体厚大。主矿体受接触带构造控制,呈透镜状,陡薄板状(见胡欢等,2001,图 1C);次要矿体受近接触带(距离 < 50 m)围岩裂隙构造控制,沿主矿体东侧自北至南呈斜列式排列,矿体形态为透镜状。按赋存部位将赋存于东接触带上的矿体编号为 I,自北至南分别编号为 I₁、I₂、I₃、I₄;赋存于围岩中的矿体编

号为 II;赋存于西接触带上的矿体编号为 III。其中 I₁ 矿体在矿床中规模最大,走向长度 52~63 m,平均 54 m;斜深最大 72 m,最小 25 m;矿体中金平均品位为 17.01×10^{-6} 。

变质作用分为接触热变质作用和接触交代变质作用两种。前者形成大理岩和角岩,由于受原岩岩性控制,矿区以大理岩为主;后者形成砂卡岩化辉石二长闪长岩及砂卡岩化大理岩。自岩体向外依次出现砂卡岩化辉石二长闪长岩→内砂卡岩→外砂卡岩→砂卡岩化大理岩。由于热液活动的多次叠加,围岩蚀变类型较为复杂,主要有钾长石化、黑云母化、硅化、菱铁矿化和方解石化,局部见有微弱的绿帘石化、阳起石化、绿泥石化和绢云母化等。

矿石矿物种类复杂,金属矿物主要有自然金、磁黄铁矿、黄铁矿等,其次为毒砂、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等;脉石矿物主要有方解石、石英、菱铁矿、石榴石、透辉石、斜长石等,

① 安徽省地矿局 321 地质队,1997. 安徽铜陵朝山金矿床勘探报告,1~121.

其次为角闪石、方柱石、钾长石等。矿石结构为自形-半自形晶结构、他形粒状结构、交代结构、变胶状结构等。大多数矿石呈块状、稠密浸染状构造，矿体边部常具细脉浸染状构造。

金在其中主要呈自然金，其次为银金矿、金银矿形式赋存，主要以裂隙金(53.44%)和晶隙金(43.09%)产出，包体金甚少(3.47%)(梁祥济等,2000)。自然金的粒度一般为0.01~0.228mm，多呈枝杈状、长角粒状和尖角粒状等。自然金的成色多在840~950之间，以嵌布于毒砂、石英晶体内的包体金成色最高，为950以上，最高达999.1^①。

矿石工业类型可分为金硫矿石、金矿石和硫铁矿石，其中金硫矿石是矿床中的主要工业类型矿石。矿石自然类型按其形成条件，分为原生矿石和氧化矿石。根据原生矿石的物质组份、结构构造和含矿岩石特征，可细分为含金黄铁矿矿石、含金磁黄铁矿黄铁矿矿石、含金磁黄铁矿矿石、含金砂卡岩、含金黄铁矿化大理岩、含金辉石二长闪长岩、氧化矿石主要为含金褐铁矿矿石。

根据野外穿插关系、矿石结构构造、围岩蚀变及矿物共生组合等特征，将矿床形成过程划分为3个成矿期：砂卡岩期、热液期和表生期，又可分为4个成矿阶段(表1)。

(1) 砂卡岩期(砂卡岩阶段) 主要形成由石榴石、透辉石、符山石、方柱石、硅灰石、绿帘石等组成的砂卡岩或砂卡岩

化辉石二长闪长岩和矽卡岩化大理岩。

(2) 热液期为本矿床的主要成矿期。根据不同的矿物组合特征可将该期分为两个成矿阶段：石英-硫化物阶段和碳酸盐阶段。其中石英-硫化物阶段根据矿物共生组合关系又可分为3个亚阶段：①石英(辉钼矿)-黄铁矿-毒砂亚阶段(I阶段)；②磁黄铁矿-黄铜矿(闪锌矿)亚阶段(II阶段)；③自然金-自然铋亚阶段(III阶段)。碳酸盐阶段又可分为菱铁矿亚阶段和方解石亚阶段。自然金主要沉淀于自然金-自然铋亚阶段至菱铁矿亚阶段。

(3) 表生期主要为矿体出露于地表，经氧化淋滤形成含金褐铁矿的铁帽。硫、铜离子大量流失形成针铁矿、水针铁矿，残留的石英组成多孔状、蜂窝状构造的氧化矿石。

本研究样品主要采自II矿体-43m中段和I矿体-120m中段，采样位置见图2。

3 分析方法

3.1 稀土元素分析方法

将要测定的样品粉碎、研磨至200目以下粉末备用。样品前处理采用酸溶法，分析仪器为ICP-MS，以In作内标，分析精度可达10⁻⁹，并以标准样品和重复测试的样品数据控制分析质量，分析工作在地球物理地球化学勘查研究所完成。

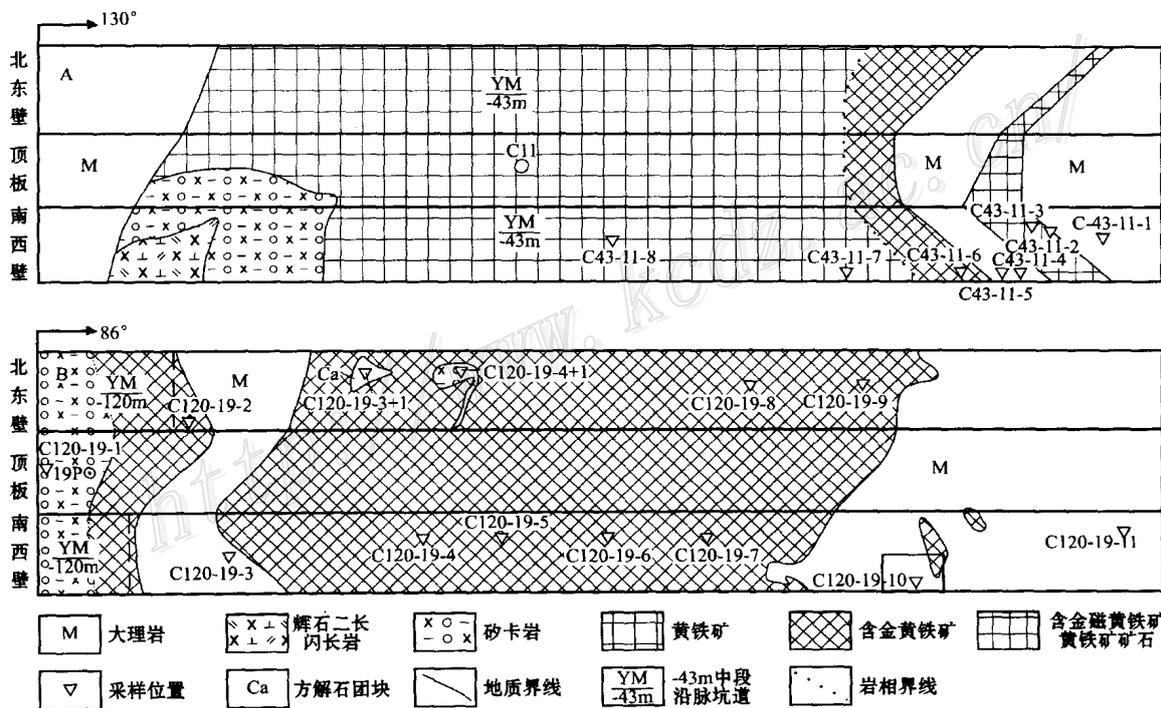


图 2 安徽铜陵朝山金矿 - 43 m 中段 CMI1 和 - 120 m 中段 CMI9 地质素描图及采样位置图
Fig. 2 Geological sketch and sampling location of CMI1 at - 43 m level and CMI9 at - 120 m level of the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province

① 安徽省地矿局 321 地质队. 1997. 安徽铜陵朝山金矿床勘探报告. 1~121.

表1 安徽铜陵朝山金矿床矿物生成顺序表^①

Table 1 Generalized paragenetic sequence of minerals in the Chaoshan Au deposit of Tongling, Anhui Province

| 矿物名称 | 矽卡岩期 | 热液期 | | | | | 表生期 |
|------|-------|---------|------|-------|-------|-------|--------|
| | 矽卡岩阶段 | 石英硫化物阶段 | | | 碳酸盐阶段 | | 次生氧化阶段 |
| | | I阶段 | II阶段 | III阶段 | 黄铁矿阶段 | 方解石阶段 | |
| 透辉石 | — | | | | | | |
| 石榴子石 | — | | | | | | |
| 方柱石 | — | | | | | | |
| 符山石 | — | | | | | | |
| 绿帘石 | — | | | | | | |
| 钾长石 | — | | | | | | |
| 石英 | | — | — | — | | | — |
| 辉钼矿 | | — | | | | | |
| 毒砂 | | — | | | | | |
| 黄铁矿 | | — | — | | | | |
| 磁黄铁矿 | | | — | | | | |
| 黄铜矿 | | | — | | | | |
| 闪锌矿 | | | — | | | | |
| 辉铋矿 | | | | — | | | |
| 自然铋 | | | | — | | | |
| 自然金 | | | | — | — | | |
| 银金矿 | | | | | — | | |
| 方铅矿 | | | | — | | | |
| 菱铁矿 | | | | | — | | |
| 方解石 | | | | | | — | |
| 白铁矿 | | | | | | — | |
| 萤石 | | | | | | — | |
| 铜蓝 | | | | | | | — |
| 赤铁矿 | | | | | | | — |
| 孔雀石 | | | | | | | — |
| 针铁矿 | | | | | | | — |

分析样品取自 II 矿体 - 43 m 中段和 I 矿体 - 120 m 中段, 与成矿关系密切相关的辉石-长闪长岩、矽卡岩、碳酸盐岩及各种矿石中。

3.2 稳定同位素分析方法

此次工作分析了朝山金矿中岩石、矿石的代表性样品的 H、O、C、S 和 Si 同位素组成。所有同位素分析均在国土资源部同位素地质重点实验室 MAT-251EM 型质谱计上完成。硫化物样品以 Cu_2O 作氧化剂制备 SO_2 , 分析精度为 $\pm 0.2\%$, 相对标准为 V-CDT。碳酸盐样品采用 McCrea (1950) 描述过的正磷酸方法, 将不同碳酸盐岩矿物与 100% 的 H_3PO_4 在不同的温度下反应产生 H_2O 和 CO_2 气, 并通过恒温震荡使之达

到氧同位素平衡, 收集 CO_2 气体, 分析精度均为 $\pm 0.2\%$ 。C 和 O 相对标准分别为 V-PDB 和 V-SMOW。硅同位素分析样品是在高温下与 BrF_5 反应生成 SiF_4 气体, 再经过丙酮-干冰反复纯化, 最后通过 70℃ 金属锌管进一步纯化获得纯净的 SiF_4 气体, 送质谱测定。详细过程可参见丁悌平等 (1994) 资料。分析精度优于 $\pm 0.1\%$, 相对标准为 NBS-28。对硅酸盐样品的氧同位素分析则采用传统的 BrF_5 分析方法 (Clayton et al., 1963), 用 BrF_5 与含氧矿物在真空和高温条件下反应提取矿物氧, 并与灼热电阻——石墨棒燃烧转化成 CO_2 气体, 分析精度为 $\pm 0.2\%$, 相对标准为 V-SMOW; 选取 40~60 目的纯净石英、方解石样品, 在 150℃ 低温下真空去气 4 小时以

① 安徽省地矿局 321 地质队, 1997. 安徽铜陵朝山金矿床勘探报告. 1~121.

上,以彻底除去表面吸附水和次生包裹体水,然后在 400 °C 高温下爆裂取水,并与金属锌反应生成 H₂,分析精度为 ±2%,相对标准为 V-SMOW。

4 分析结果及讨论

4.1 稀土元素地球化学特征

稀土元素分析数据见表 2,稀土配分曲线如图 3 所示。其特征值计算于表 3。

由表 2、表 3 和图 3 可见本区稀土特征如下:

(1) 稀土元素球粒陨石标准化配分模式(图 3)显示 LREE 相对富集,球粒陨石标准化曲线为右倾单斜,具明显的 Eu 值正异常。

(2) 除 Cl20-19-3+1 和 Cl20-19-4 外,其余样品轻稀土分馏程度明显强于重稀土 [(La/Sm)_N > (Gd/Yb)_N]。

(3) Cl20-19-3+1 样品中 REE 的高含量,表明成矿晚期含 CO₂ 流体中 HCO₃⁻、CO₃²⁻ 浓度增高,可能对 REE 的络合富集增强(王中刚等,1989;苏文超等,1998;别风雷等,2000),致使 REE 含量增高,并且当方解石沉淀时, Eu²⁺ 可能替代

Ca²⁺ 进入方解石而使流体中的 Eu²⁺ 含量降低。

(4) 从岩体、矽卡岩阶段、石英-硫化物阶段到碳酸盐阶段,稀土总量 ΣREE 相对降低(234.3 × 10⁻⁶ ~ 244.0 × 10⁻⁶, 平均为 239.2 × 10⁻⁶ → 92.1 × 10⁻⁶ ~ 199.3 × 10⁻⁶, 平均为 142.0 × 10⁻⁶ → 1.8 × 10⁻⁶ ~ 37.4 × 10⁻⁶, 平均为 13.5 × 10⁻⁶ → 36.1 × 10⁻⁶ ~ 136.4 × 10⁻⁶, 平均为 86.3 × 10⁻⁶), 轻、重稀土元素总浓度比值 LREE/HREE 也相对降低(4.84 ~ 5.40, 平均为 5.12 → 4.22 ~ 4.98, 平均为 4.49 → 1.20 ~ 5.53, 平均为 3.06 → 2.99 ~ 3.07, 平均为 3.03), 稀土元素分馏程度指数 [(La/Yb)_N]也相对降低(14.92 ~ 19.72, 平均为 17.32 → 9.87 ~ 17.26, 平均为 13.78 → 1.69 ~ 23.60, 平均为 11.08 → 9.61 ~ 9.94, 平均为 9.78), 具有明显的同源分异特征。

(5) 岩体、部分矽卡岩具有弱的铕负异常 (δEu = 0.83 ~ 0.95), 其余矽卡岩、矿石和碳酸盐都具有明显的铕正异常 (δEu = 1.61 ~ 12.5), 这一方面说明了矿石中稀土元素分布的不均匀性,存在着铕元素富集矿物相(储国正等,2000),另一方面也说明了石榴石的结晶分异作用发生在超基性岩浆条件下,铕元素在石榴石的矿物结晶相中相对亏损。在各类侵入岩中,酸性岩中石榴石相对富集铕元素,中性、基性岩中石

表 2 安徽铜陵朝山金矿床岩石、矿石稀土元素浓度 (μg/10⁻⁶)

Table 2 REE contents of rocks and minerals from the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province (μg/10⁻⁶)

| 样号 | 产状 | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y |
|-------------|---------------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 岩体 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C43-SM-2 | 弱蚀变辉石二长闪长岩 | 51.2 | 91.1 | 11.34 | 2.7 | 7.36 | 2.16 | 6.20 | 0.84 | 4.19 | 0.80 | 2.08 | 0.27 | 1.75 | 0.27 | 21.7 |
| C43-SM-3 | 未蚀变辉石二长闪长岩 | 46.7 | 83.7 | 11.10 | 42.9 | 7.73 | 2.08 | 6.63 | 0.92 | 4.76 | 0.90 | 2.35 | 0.32 | 2.11 | 0.32 | 21.8 |
| 地层 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C43-11-1 | 大理岩化灰岩 | 5.6 | 8.9 | 1.07 | 3.8 | 0.65 | 0.16 | 0.63 | 0.09 | 0.50 | 0.11 | 0.28 | 0.04 | 0.23 | 0.04 | 3.4 |
| Cl20-19-3 | 灰白色粗晶大理岩 | 1.8 | 2.7 | 0.40 | 1.5 | 0.32 | 0.14 | 0.33 | 0.06 | 0.31 | 0.07 | 0.18 | 0.03 | 0.15 | 0.03 | 2.2 |
| Cl20-19-10 | 含黄铁矿脉粗晶大理岩 | 2.2 | 3.0 | 0.47 | 1.8 | 0.44 | 0.34 | 0.44 | 0.08 | 0.45 | 0.10 | 0.25 | 0.03 | 0.22 | 0.04 | 3.0 |
| Cl20-19-11 | 薄层条带状大理岩 | 1.2 | 1.1 | 0.24 | 0.9 | 0.20 | 0.06 | 0.21 | 0.04 | 0.21 | 0.05 | 0.13 | 0.02 | 0.12 | 0.02 | 2.0 |
| 矽卡岩阶段 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C43-SM-1 | 内矽卡岩 | 16.1 | 32.2 | 4.50 | 17.6 | 3.23 | 0.85 | 2.92 | 0.42 | 2.21 | 0.43 | 1.19 | 0.17 | 1.10 | 0.20 | 9.0 |
| Cl20-19-1 | 矽卡岩化辉石二长闪长岩 | 28.5 | 46.1 | 5.81 | 22.9 | 4.45 | 1.26 | 3.79 | 0.55 | 2.86 | 0.56 | 1.43 | 0.21 | 1.35 | 0.23 | 14.5 |
| Cl20-19-4+1 | 矿体边缘的内矽卡岩 | 40.2 | 70.2 | 9.28 | 35.3 | 7.08 | 3.87 | 6.41 | 0.86 | 4.25 | 0.74 | 1.82 | 0.23 | 1.57 | 0.24 | 17.2 |
| 石英-硫化物阶段 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C49-45-1 | 含毒砂黄铁矿矿石 | 2.9 | 4.6 | 0.59 | 2.2 | 0.40 | 0.21 | 0.39 | 0.06 | 0.30 | 0.06 | 0.19 | 0.03 | 0.20 | 0.04 | 2.6 |
| C43-8-2 | 黄铁矿矿石与大理岩接触带 | 1.9 | 2.7 | 0.39 | 1.5 | 0.30 | 0.24 | 0.29 | 0.04 | 0.25 | 0.06 | 0.15 | 0.02 | 0.15 | 0.03 | 1.8 |
| C43-11-7 | 黄铁矿石英脉 | 1.3 | 1.7 | 0.25 | 0.8 | 0.19 | 0.21 | 0.18 | 0.03 | 0.17 | 0.03 | 0.09 | 0.02 | 0.11 | 0.02 | 1.4 |
| C43-11-8 | 中细粒磁黄铁矿石英脉 | 0.5 | 0.1 | 0.06 | 0.2 | 0.06 | 0.04 | 0.09 | 0.02 | 0.07 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.5 |
| Cl20-19-2 | 含粗晶块状方解石黄铁矿矿石 | 6.8 | 11.8 | 1.55 | 6.4 | 1.33 | 1.21 | 1.33 | 0.19 | 0.93 | 0.19 | 0.44 | 0.05 | 0.34 | 0.05 | 4.8 |
| Cl20-19-4 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 1.2 | 1.9 | 0.36 | 1.9 | 0.61 | 0.50 | 0.82 | 0.13 | 0.72 | 0.14 | 0.31 | 0.04 | 0.27 | 0.05 | 3.2 |
| Cl20-19-5 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 0.7 | 0.9 | 0.17 | 0.7 | 0.18 | 0.10 | 0.19 | 0.03 | 0.19 | 0.04 | 0.14 | 0.03 | 0.28 | 0.07 | 1.2 |
| Cl20-19-6 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 4.0 | 6.0 | 0.77 | 2.8 | 0.55 | 1.75 | 0.50 | 0.06 | 0.31 | 0.06 | 0.16 | 0.02 | 0.14 | 0.02 | 1.6 |
| Cl20-19-7 | 粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 2.1 | 2.9 | 0.37 | 1.3 | 0.23 | 0.35 | 0.21 | 0.03 | 0.14 | 0.03 | 0.06 | 0.01 | 0.06 | 0.02 | 0.8 |
| Cl20-19-8 | 含方解石黄铁矿矿石 | 4.1 | 6.3 | 0.88 | 3.2 | 0.69 | 1.76 | 0.68 | 0.10 | 0.55 | 0.11 | 0.29 | 0.05 | 0.34 | 0.06 | 2.6 |
| Cl20-19-9 | 粗晶方解石黄铁矿矿石 | 2.7 | 3.6 | 0.48 | 1.8 | 0.33 | 1.31 | 0.30 | 0.04 | 0.22 | 0.05 | 0.12 | 0.02 | 0.12 | 0.02 | 1.3 |
| 碳酸盐阶段 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C43-11-5 | 巨晶方解石团块 | 5.9 | 11.3 | 1.54 | 6.0 | 1.14 | 1.18 | 1.25 | 0.18 | 0.92 | 0.19 | 0.47 | 0.06 | 0.40 | 0.07 | 5.5 |
| Cl20-19-3+1 | 晚期粗晶方解石团斑 | 21.1 | 41.6 | 5.85 | 24.2 | 5.38 | 4.78 | 5.34 | 0.76 | 3.82 | 0.74 | 1.89 | 0.22 | 1.48 | 0.23 | 19.0 |

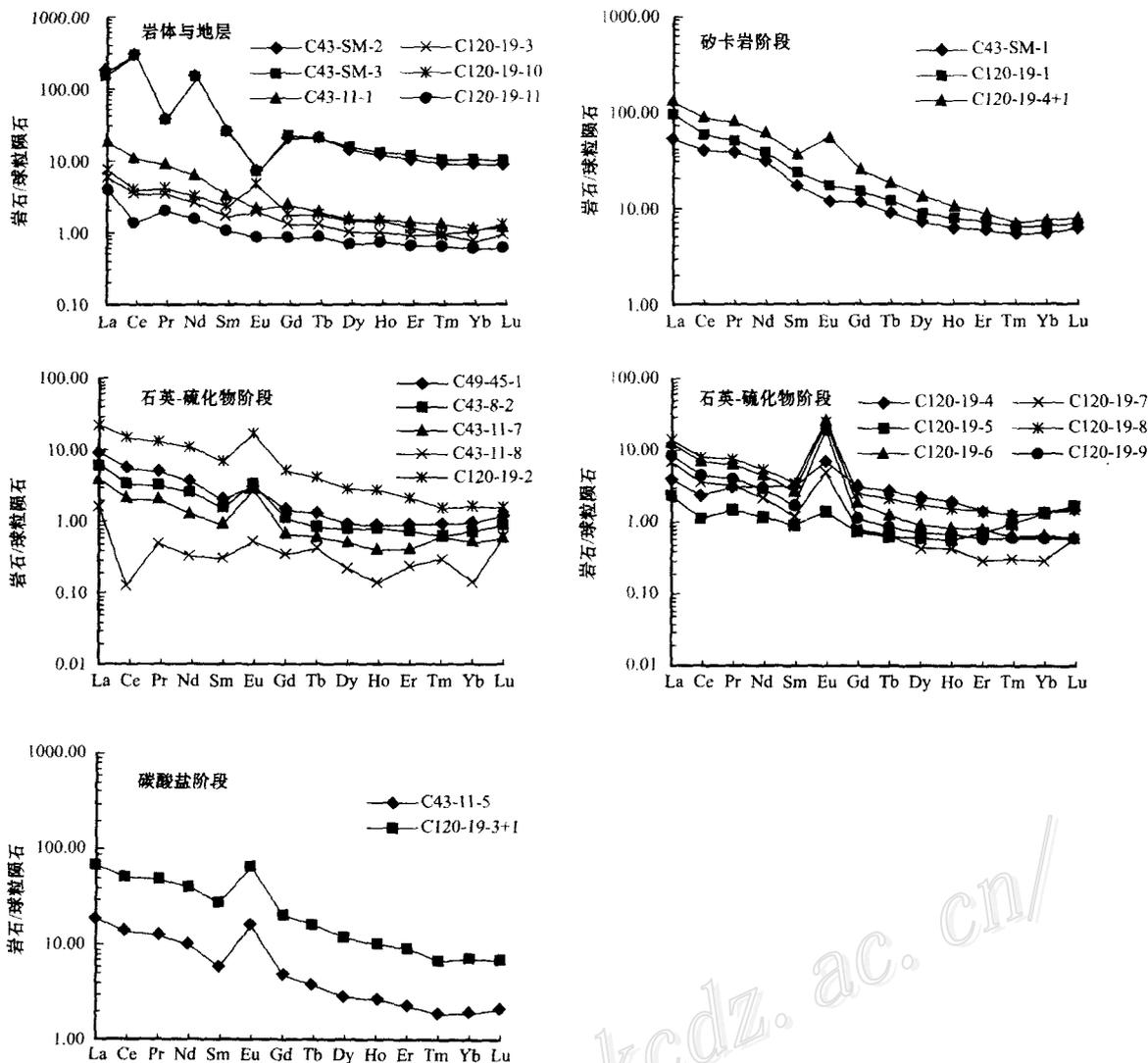


图3 安徽铜陵朝山金矿床岩、矿石稀土元素配分曲线

Fig.3 Chondrite-normalized REE patterns of rocks and minerals from the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province

榴石都有铈元素亏损,且随着岩石基性程度的增加(即 SiO_2 含量的减少),石榴石铈元素的亏损程度也增加(王训诚等, 2000)。含金黄铁矿中铈元素强烈富集说明成矿流体中铈元素的强烈富集,石榴石砂卡岩作为熔体的结晶分异产物发生铈元素亏损,说明石榴石的铈元素亏损,即石榴石的结晶分异作用发生在基性-超基性岩形成的地球化学条件下(王训诚等, 2000)。

4.2 稳定同位素地球化学特征

4.2.1 硫同位素地球化学

本次测试了两件黄铁矿样品,属于石英-硫化物阶段。从表1可以看出,磁黄铁矿在朝山金矿床中稳定存在,反映成矿流体是还原性的。胡欣等(2001)研究也表明成矿流体是还原性的。因而,矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值近似代表了成矿流体中全硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(Ohmoto et al., 1997)。朝山金矿床中黄铁矿

的 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中分布于 $7.2\% \sim 8.5\%$ 范围内,具岩浆硫特点(李新俊等, 2002)。

4.2.2 碳、氧同位素地球化学

朝山金矿床的碳、氧同位素组成分析结果见表4。大理岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 $3.6\% \sim 3.9\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 $22.5\% \sim 24.2\%$; 矿石中方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 $-4.5\% \sim -5.3\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 $13.9\% \sim 14.0\%$ 。朝山金矿床矿石中方解石与该区南陵湖组大理岩碳氧同位素组成明显不同,这反映矿石中碳、氧不大可能来源于大理岩。

成矿热液中的碳主要有3种可能来源(图4): ①地幔射气或岩浆来源。地幔射气和岩浆来源的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围分别为 $-5\% \sim -2\%$ 和 $-9\% \sim -3\%$ (Taylor, 1986); ②沉积岩中碳酸盐岩的脱气或含盐卤水与泥质岩相互作用,这种来源的碳同位素组成具有重碳同位素的

表 3 安徽铜陵朝山金矿床岩石、矿石稀土元素特征值

Table 3 REE characteristic values of rocks and minerals from the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province

| 样号 | 产状 | 成矿阶段 | $\Sigma\text{REE}/\times 10^{-6}$ | LREE/HREE | δEu | δCe | $(\text{La}/\text{Sm})_N$ | $(\text{La}/\text{Yb})_N$ | $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ |
|----------------|----------------|----------|-----------------------------------|-----------|-------------------|-------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| C43-SM-2 | 弱蚀变辉石二长闪长岩 | 岩体 | 244.0 | 5.40 | 0.95 | 0.87 | 4.38 | 19.72 | 2.86 |
| C43-SM-3 | 未蚀变辉石二长闪长岩 | 岩体 | 234.3 | 4.84 | 0.87 | 0.86 | 3.80 | 14.92 | 2.54 |
| C43-11-1 | 大理岩化灰岩 | 地层 | 25.5 | 3.79 | 0.76 | 0.82 | 5.42 | 16.42 | 2.21 |
| CI 20-19-3 | 灰白色粗晶大理岩 | 地层 | 10.2 | 2.04 | 1.31 | 0.74 | 3.54 | 8.09 | 1.78 |
| CI 20-19-10 | 含黄铁矿脉粗晶大理岩 | 地层 | 12.9 | 1.79 | 2.34 | 0.68 | 3.15 | 6.74 | 1.61 |
| CI 20-19-11 | 薄层条带状大理岩 | 地层 | 6.5 | 1.32 | 0.89 | 0.47 | 3.77 | 6.74 | 1.41 |
| C43-SM-1 | 内砂卡岩 | 砂卡岩阶段 | 92.1 | 4.22 | 0.83 | 0.90 | 3.14 | 9.87 | 2.14 |
| CI 20-19-1 | 砂卡岩化辉石二长闪长岩 | 砂卡岩阶段 | 134.5 | 4.28 | 0.92 | 0.82 | 4.03 | 14.23 | 2.27 |
| CI 20-19-4 + 1 | 矿体边缘的内砂卡岩 | 砂卡岩阶段 | 199.3 | 4.98 | 1.72 | 0.84 | 3.57 | 17.26 | 3.29 |
| C49-45-1 | 含毒砂黄铁矿矿石 | 石英-硫化物阶段 | 14.8 | 2.82 | 1.61 | 0.80 | 4.56 | 9.78 | 1.57 |
| C43-8-2 | 铅锌黄铁矿矿石与大理岩接触带 | 石英-硫化物阶段 | 9.8 | 2.52 | 2.46 | 0.72 | 3.98 | 8.54 | 1.56 |
| C43-11-7 | 黄铁矿石英脉 | 石英-硫化物阶段 | 6.5 | 2.17 | 3.42 | 0.67 | 4.30 | 7.97 | 1.32 |
| C43-11-8 | 中细粒磁黄铁矿黄铁矿石英脉 | 石英-硫化物阶段 | 1.8 | 1.20 | 1.66 | 0.12 | 5.24 | 11.24 | 2.42 |
| CI 20-19-2 | 含粗晶块状方解石黄铁矿矿石 | 石英-硫化物阶段 | 37.4 | 3.50 | 2.75 | 0.84 | 3.22 | 13.48 | 3.16 |
| CI 20-19-4 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 石英-硫化物阶段 | 12.2 | 1.14 | 2.16 | 0.69 | 1.24 | 3.00 | 2.45 |
| CI 20-19-5 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 石英-硫化物阶段 | 4.9 | 1.27 | 1.64 | 0.61 | 2.45 | 1.69 | 0.55 |
| CI 20-19-6 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 石英-硫化物阶段 | 18.7 | 5.53 | 10.02 | 0.77 | 4.57 | 19.26 | 2.88 |
| CI 20-19-7 | 粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 石英-硫化物阶段 | 8.6 | 5.33 | 4.79 | 0.73 | 5.74 | 23.60 | 2.82 |
| CI 20-19-8 | 含方解石黄铁矿矿石 | 石英-硫化物阶段 | 21.7 | 3.54 | 7.77 | 0.76 | 3.74 | 8.13 | 1.61 |
| CI 20-19-9 | 粗晶方解石黄铁矿矿石 | 石英-硫化物阶段 | 12.4 | 4.67 | 12.50 | 0.70 | 5.15 | 15.17 | 2.02 |
| C43-11-5 | 巨晶方解石团块 | 碳酸盐阶段 | 36.1 | 2.99 | 3.01 | 0.88 | 3.26 | 9.94 | 2.52 |
| CI 20-19-3 + 1 | 晚期粗晶方解石团斑 | 碳酸盐阶段 | 136.4 | 3.07 | 2.70 | 0.89 | 2.47 | 9.61 | 2.91 |

表 4 安徽铜陵朝山金矿床碳酸盐矿物碳、氧同位素组成

Table 4 Carbon and oxygen isotope determinations of carbonate rocks from the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province

| 样号 | 产状 | 样品名称 | 成矿阶段 | $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$ |
|----------------|---------------|------|----------|-----------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------|
| CI 20-19-10 | 含黄铁矿脉粗晶大理岩 | 大理岩 | 地层 | 3.6 | -8.1 | 22.5 |
| CI 20-19-11 | 薄层条带状大理岩 | 大理岩 | 地层 | 3.9 | -6.4 | 24.2 |
| CI 20-19-6 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 方解石 | 石英-硫化物阶段 | -4.5 | -16.3 | 14.0 |
| CI 20-19-9 | 粗晶方解石黄铁矿矿石 | 方解石 | 石英-硫化物阶段 | -4.6 | -16.4 | 13.9 |
| CI 20-19-3 + 1 | 晚期粗晶方解石团斑 | 方解石 | 碳酸盐阶段 | -5.3 | -16.5 | 13.9 |

* $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.86$ (Friedman et al., 1977)

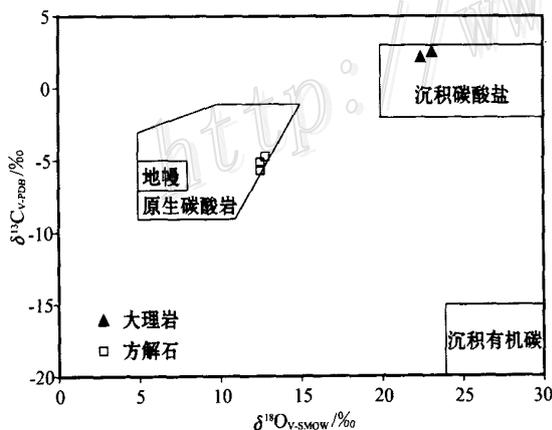


图 4 安徽铜陵朝山金矿床岩、矿石碳氧同位素组成图解(原图据刘建明等, 2003)

Fig. 4 $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of rocks and minerals from the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province (modified from Liu et al., 2003)

特征,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围为 $-2\text{‰} \sim +3\text{‰}$,海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 大多稳定在 0‰ 左右 (Veizer et al., 1980); ③各种岩石中的有机碳。有机碳一般富集 ^{12}C , 因而碳同位素组成很低,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围为 $-30\text{‰} \sim -15\text{‰}$, 平均为 -22‰ (Ohmoto, 1972)。

据 Ray 等(1999; 2000)的资料,全球原生碳酸岩(primary carbonatites)的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值区域远大于以往所预计的,达到如图 4 中五边形所示的范围。如表 4 和图 4 所示,朝山金矿矿石中方解石的碳、氧同位素组成较为稳定,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 分别为 $-4.5\text{‰} \sim -5.3\text{‰}$ 和 $13.9\text{‰} \sim 14.0\text{‰}$, 与原生碳酸岩的碳、氧同位素组成相同,而大理岩的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 3.6‰ 和 3.9‰ , 氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 22.5‰ 和 24.2‰ , 明显是沉积碳酸盐来源。

4.2.3 硅、氧同位素地球化学

朝山金矿床的硅、氧同位素组成分析结果见表 5。朝山金矿床矿石中石英的 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}$ 为 -0.1‰ 和 0.0‰ , 接近 0.0‰ , 与砂卡岩的 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}$ (-0.2‰ 和 $+0.2\text{‰}$) 及岩体的

表5 安徽铜陵朝山金矿床硅和氧同位素组成

Table 5 Silicon and oxygen isotope compositions of the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province

| 样号 | 产状 | 样品名称 | 成矿阶段 | $\delta^{18}O_{V-SMOW}/\%$ | $\delta^{30}Si_{NBS-28}/\%$ |
|------------|----------------|------|----------|----------------------------|-----------------------------|
| C43-SM-2 | 含石英脉弱蚀变辉石二长闪长岩 | 全岩 | 岩体 | 12.6 | 0.1 |
| C43-SM-3 | 未蚀变辉石二长闪长岩 | 全岩 | 岩体 | 12.0 | -0.3 |
| C43-SM-1 | 内矽卡岩 | 全岩 | 矽卡岩阶段 | 12.3 | -0.2 |
| Cl 20-19-1 | 矽卡岩化辉石二长闪长岩 | 全岩 | 矽卡岩阶段 | 15.1 | -0.2 |
| Cl 20-19-4 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 石英 | 石英-硫化物阶段 | 10.6 | -0.1 |
| Cl 20-19-5 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 石英 | 石英-硫化物阶段 | 13.2 | 0.0 |

$\delta^{30}Si_{NBS-28}$ (-0.3 和 0.1 ‰) 非常接近,这暗示着矿石的硅来源于岩体。

从未蚀变辉石二长闪长岩 → 内矽卡岩 → 弱蚀变辉石二长闪长岩 → 矽卡岩化辉石二长闪长岩 → 大理岩, $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值也发生变化,从 12.0 ‰ → 12.3 ‰ → 12.6 ‰ → 15.1 ‰ → 22.5 ~ 24.2 ‰ (平均为 23.4 ‰),明显地表明了矽卡岩的氧同位素组成受围岩反应的影响。故可以认为矽卡岩的氧同位素是大理岩与岩体相互交换的结果 (Turner et al., 1993)。

4.2.4 氢同位素地球化学

将 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 和 δD 的数据 (表 6) 表示在图 5 中。可以看出:从早期矿化到晚期矿化,热液水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值表现出逐渐降低的趋势 (7.7 ‰ → 5.1 ‰),热液水的 δD 值也表现出逐渐降低的趋势 (-46 ‰ → -66 ‰)。结合该矿床的地质特征、稀土元素地球化学特征、石英-硫化物阶段的 S、C、Si 同位素特征以

及碳酸盐阶段晚期方解石的氢、氧同位素组成,其 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 、 δD_{V-SMOW} 分别为 13.9 ‰、-72 ‰,可以认为该矿床的成矿热液早期以岩浆水为主,随着成矿作用过程的进行,大气降水加入的比例越来越大。

综上所述,朝山金矿床成矿流体的 H、O、C、S、Si 同位素地球化学特征以及岩石、矿石的稀土元素地球化学特征反映出成矿作用与燕山晚期的岩浆活动密切相关。燕山晚期强烈的构造-岩浆活动,造成岩浆向上迁移,原先的沉积岩变质为大理岩或角岩。变质过程中可能同化了部分围岩物质。伴随发生了比较微弱的矽卡岩化作用。在岩浆侵入的晚期,岩浆热液仍不断富集、上涌,沿着岩体与围岩灰岩的接触带和近接触带的裂隙构造发生充填交代成矿作用。在成矿过程中,被加热循环的大气降水也不断加入到成矿体系中。

表6 安徽铜陵朝山金矿床氢和氧同位素组成

Table 6 Hydrogen and oxygen isotope compositions of the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province

| 样号 | 产状 | 矿物名称 | 成矿阶段 | t/°C | $\delta^{18}O_{V-SMOW}/\%$ | $\delta D_{V-SMOW}/\%$ | $\delta^{18}O_{H_2O_{V-SMOW}}/\%$ |
|--------------|---------------|------|----------|-------|----------------------------|------------------------|-----------------------------------|
| Cl 20-19-4 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 石英 | 石英-硫化物阶段 | 361.3 | 10.6 | -65 | 5.1 |
| Cl 20-19-5 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 石英 | 石英-硫化物阶段 | 361.3 | 13.2 | -66 | 7.7 |
| Cl 20-19-6 | 中粗粒石英方解石黄铁矿矿石 | 方解石 | 石英-硫化物阶段 | 236 | 14.0 | -46 | 6.2 |
| Cl 20-19-9 | 粗晶方解石黄铁矿矿石 | 方解石 | 石英-硫化物阶段 | 236 | 13.9 | -53 | 6.1 |
| Cl 20-19-3+1 | 晚期粗晶方解石团斑 | 方解石 | 碳酸盐阶段 | | 13.9 | -72 | |

计算所采用的分馏方程为: $1000\ln\alpha_{石英-水} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.9$ (Clayton et al., 1972); $1000\ln\alpha_{方解石-水} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$ (O'Neil et al., 1969)。

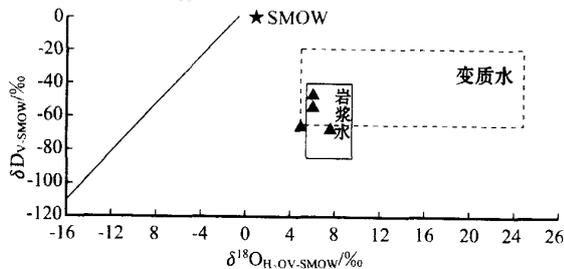


图5 安徽铜陵朝山金矿床 δD - $\delta^{18}O$ 图解

Fig.5 δD versus $\delta^{18}O$ diagram of the Chaoshan Au deposit in Tongling, Anhui Province

5 结论

(1) 朝山金矿床成矿流体的氧同位素变化范围在 5.1 ‰ ~ 7.7 ‰,氢同位素变化范围在 -46 ‰ ~ -72 ‰,指示成矿流体以岩浆水为主;矿石中石英的硅同位素组成反映了其硅质来源于岩体;大理岩、矽卡岩、辉石二长闪长岩的氧同位素分析表明矽卡岩的氧同位素是大理岩与岩体相互交换的结果;矿石中方解石的碳、氧同位素组成与矿区大理岩的碳、氧同位素组成明显不同,矿石中方解石的碳、氧来源于岩浆作用;黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 7.2 ‰ ~ 8.5 ‰,指示其来源于深部的岩浆硫。因此,朝山金矿床成矿流体早期以岩浆水为主,大气水几乎没

有,晚期则大气降水的加入增多。

(2) 从岩体、矽卡岩阶段、石英-硫化物阶段到碳酸盐阶段,稀土总量相对降低($239.2 \times 10^{-6} \rightarrow 142.0 \times 10^{-6} \rightarrow 13.5 \times 10^{-6} \rightarrow 86.3 \times 10^{-6}$),轻、重稀土元素总浓度比值 LREE/HREE 也相对降低($5.12 \rightarrow 4.49 \rightarrow 3.06 \rightarrow 3.03$),具有明显的同源分异特征。

致谢 野外工作期间,得到安徽省朝山金矿刘光华总工程师、刘良根高工等的大力支持和帮助;室内测试工作得到国土资源部同位素地质重点实验室万德芳研究员、白瑞梅高工、罗续荣工程师、李金成高工等的帮助。感谢审稿专家对本文初稿提出的宝贵修改意见。在此对上述人员一并表示衷心的感谢。

References

- Bie F L, Hou Z Q, Li S R, et al. 2000. Composition characteristics of rare earth elements in metallogenetic fluid of the Gacun superlarge "Kuroko"-type deposit [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 575 ~ 580 (in Chinese with English abstract).
- Chu G Z, Wu Y C, Liu G H, et al. 2000. Geology and geochemistry of the Jiguanshi silver (gold) deposit in Tongling, Anhui [J]. *Geology Geochemistry*, 28(3): 31 ~ 40 (in Chinese with English abstract).
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis [J]. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 27: 43 ~ 52.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Geophys. Res.*, 7: 3055 ~ 3067.
- Ding T P, Jiang S Y, Wan D F, et al. 1994. Silicon isotope geochemistry [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 102 (in Chinese).
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest [A]. In: *Data of geochemistry-sixth edition* [M]. Washington D. C.: U. S. Gov. Printing Office. 117.
- Fu S C. 1999. The geological characteristics and metallogenetic prediction in Chaoshan gold deposit, Tongling [J]. *J. Geol. Prospec.*, 14(2): 69 ~ 74 (in Chinese with English abstract).
- Hu H, Wang R C, Lu J J, et al. 2001. Mineral association, chemical composition and genetic significance of skarn gold deposits in the Shizishan orefield, Tongling area, Anhui Province [J]. *Mineral Deposits*, 20(1): 86 ~ 98 (in Chinese with English abstract).
- Li X J and Liu W. 2002. Fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Mazhuangshan gold deposit, eastern Tianshan Mountains of China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 551 ~ 558 (in Chinese with English abstract).
- Liang X J and Wang F S. 2000. Experimental study on the formation mechanism of the contact metasomatic skarn gold deposits [J]. *Gold Geology*, 6(1): 1 ~ 14 (in Chinese with English abstract).
- Liu J M, Zhang H F, Sun J G, et al. 2003. Geochemical research on C-O and Sr-Nd isotopes of mantle-derived rocks from Shangdong Province, China [J]. *Science in China (Series D)*, 33(10): 921 ~ 930 (in Chinese).
- McCrea M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale [J]. *J. Chem. Phys.*, 18: 849 ~ 857.
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *Chem. Phys.*, 51: 5547 ~ 5558.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67: 551 ~ 578.
- Ohmoto H and Goldhaber M B. 1997. Sulfur and carbon isotopes [A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [M]. New York: Wiley. 517 ~ 599.
- Ray J S, Ramesh R and Pande K. 1999. Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 170: 205 ~ 214.
- Ray J S, Ramesh R, Pande K, et al. 2000. Isotope and rare earth element chemistry of carbonatite-alkaline complexes of Deccan volcanic province: implications to magmatic and alteration processes [J]. *J. Asian Earth Sciences*, 18: 177 ~ 194.
- Su W C, Qi L, Hu R Z, et al. 1998. ICP-MS analyses of REE in inclusion fluids [J]. *Chinese Science Bulletin*, 43(10): 1094 ~ 1098 (in Chinese).
- Tang Y C, Wu Y C, Chu G Z, et al. 1998. Geology of copper-gold polymetallic deposits in the along-Changjiang area of Anhui Province [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 351 (in Chinese with English abstract).
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H and S reviews in mineralogy [A]. In: *Stable isotopes in high temperature geological process* [M]. Mineralogical Society of America. 16: 185 ~ 226.
- Turner D R and Bowman J R. 1993. Origin and evolution of skarn fluids, Empire zinc skarns, central mining district, New Mexico, USA [J]. *Applied Geochem.*, 8: 9 ~ 36.
- Veizer J, Holser W T and Wilgus C K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 579 ~ 588.
- Wang X C, Wu D Y, Zhou Y C, et al. 2000. The REE geochemical characteristics of the Jiguanshi gold and silver-bearing ore deposit in Tongling, Anhui [J]. *Geology of Anhui*, 10(1): 51 ~ 57 (in Chinese with English abstract).
- Wang Z G, Yu X Y and Zhao Z H. 1989. Geochemistry of rare earth element [M]. Beijing: Science Press. 76 ~ 93 (in Chinese).

附中文参考文献

- 别凤雷, 侯增谦, 李胜荣, 等. 2000. 川西呷村超大黑矿型矿床成矿流体稀土元素组成 [J]. *岩石学报*, 16(4): 575 ~ 580.
- 储国正, 吴言昌, 刘光华, 等. 2000. 安徽铜陵鸡冠石银(金)矿床地质地球化学特征 [J]. *地质地球化学*, 28(3): 31 ~ 40.
- 丁悌平, 蒋少涌, 万德芳, 等. 1994. 硅同位素地球化学 [M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 102.
- 傅世昶. 1999. 铜陵朝山金矿床成矿地质特征和成矿预测 [J]. *地质*

- 找矿论丛, 14(2):69~74.
- 胡欢, 王汝成, 陆建军, 等. 2001. 安徽铜陵狮子山矿田砂卡岩型金矿床的矿物组合、化学成分及成因意义[J]. 矿床地质, 20(1):86~98.
- 李新俊, 刘伟. 2002. 东天山马庄山金矿床流体包裹体和同位素地球化学研究及其对矿床成因的制约[J]. 岩石学报, 18(4):551~558.
- 梁祥济, 王福生. 2000. 接触交代型砂卡岩金矿床形成机理的实验研究[J]. 黄金地质, 6(1):1~14.
- 刘建明, 张宏福, 孙景贵, 等. 2003. 山东幔源岩浆岩的碳-氧和锶-钡同位素地球化学研究[J]. 中国科学(D辑), 33(10):921~930.
- 苏文超, 漆亮, 胡瑞忠, 等. 1998. 流体包裹体中稀土元素的 ICP-MS 分析研究[J]. 科学通报, 43(10):1094~1098.
- 唐永成, 吴言昌, 储国正, 等. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质[M]. 北京:地质出版社. 1~351.
- 王训诚, 吴多元, 周育才, 等. 2000. 安徽铜陵鸡冠石银金矿床稀土元素地球化学特征[J]. 安徽地质, 10(1):51~57.
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 76~93.

REE and Stable Isotope Geochemical Characteristics of Chaoshan Gold Deposit in Tongling, Anhui Province

Tian Shihong^{1,2}, Ding Tiping^{1,2}, Yang Zhusen¹, Meng Yifeng¹, Zeng Pusheng¹, Wang Yanbin^{2,3}, Wang Xuncheng⁴ and Jiang Zhangping⁴

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Key Research Laboratory on Isotope and Geology, Ministry of Land and Resources, Beijing 100037, China; 3 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 4 No. 321 Geological Party, Anhui Bureau of Geology and Mineral Resources, Tongling 244033, Anhui, China)

Abstract

The Chaoshan gold deposit, a skarn type deposit recently discovered in the Shizishan orefield of Tongling, Anhui Province, is directly related to the pyroxene-monzodiorite. Pyroxene-diorite is the enclosing rock. The formation of the ore deposit might be divided into three ore-forming stages, i.e., skarn stage, quartz-sulfide stage and carbonate stage. A lot of research work has been done in such aspects as mineral deposit, mineralogy and tectonics. Based on the work done, this paper deals mainly with hydrogen, oxygen, carbon, sulfur, silicon isotopic compositions and REE geochemistry of the Chaoshan gold deposit. The results show that the ore-forming solution at the initial stage was dominated by magmatic water, whereas the meteoric water gradually entered the mineralizing system and played an important role in the ore-forming processes of later stages. The C and O isotopic compositions of calcites in ores are different from those of marble in the orefield. The C and O isotopic compositions range from -4.5~ -5.3‰ and 13.9~14.0‰, respectively, which are similar to the C and O isotopic compositions of magmatism. Therefore, C and O in ores might have come from magmatism. Silicon and sulfur isotopes are quite similar to those in magma or magmatic hydrothermal solutions. The REE chondrite normalized model is in a right-dipping form.

Key words: geochemistry, stable isotope, REE, Chaoshan gold deposit, Tongling in Anhui Province