

白云鄂博多金属矿床铁同位素初步研究*

孙 剑^{1, 2}, 朱祥坤², 陈岳龙¹, 房 楠^{1, 2}

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院地质研究所国土资源部同位素地质重点实验室, 北京 100037)

白云鄂博铁稀土矿床是世界闻名的巨型多金属矿床。自 20 世纪 50 年代起, 我国对白云鄂博矿床组织过多次综合研究, 取得了极其丰富的资料, 但是由于成矿地质作用复杂, 其成因仍然是一个争论激烈的问题。争论的焦点主要集中在赋矿围岩——H8 白云岩的成因问题及成矿物质 REE、Nb、Fe 等的来源问题。对于成矿物质的来源问题, REE、Nb 来自地幔的观点已基本被达成共识, 而 Fe 的物质来源问题还存在争议, 主要的观点有: ① Fe 和 REE、Nb 具有共同的成因, 都是来自地幔 (白鸽等, 1996; 张宗清等, 2003); ② Fe 是正常沉积产物, 被后期改造富集 (中国科学院地球化学研究所, 1988; 魏菊英等, 1983)。

近年来, 随着多接收杯电感耦合等离子体质谱 (MC-ICP-MS) 同位素测试技术的发展, 非传统稳定同位素研究成为重要的国际地学前沿之一, 特别是 Fe 同位素的发展, 为白云鄂博矿床的研究提供了新的研究思路。前人已经作过许多 Fe 同位素研究, 包括陨石、火成岩、地幔包体、陆源碎屑、化学沉积的条带状铁建造 (BIF) 等各类地质样品的 Fe 同位素值特征, 以及风化作用、变质作用、热液作用、氧化还原作用等各类地质作用对 Fe 同位素分馏的影响 (Zhu et al., 2002; Beard et al., 2003; Dauphas et al., 2006; Johnson et al., 2003; 2008; 李志红等, 2008)。Fe 同位素的研究有可能为示踪矿床 Fe 的物质来源和成矿过程提供线索, 为矿床成因问题提供重要的证据。

1 Fe 同位素初步研究结果

对主东矿、西矿的 11 个铈-稀土-铁矿石、铈-稀土矿石全岩样品 (其中西矿样品 10 个, 主矿样品 1 个), 4 个白云岩样品 (均为西矿样品), 4 个磁铁矿样品 (均为西矿样品), 1 个赤铁矿样品 (东矿样品), 以及矿区北部都拉哈拉尖山东南坡一条侵入长石石英砂岩的碳酸岩墙的 3 个全岩样品 (其中 1 个为碳酸岩样品, 2 个为围岩蚀变岩) 的 Fe 同位素进行了测试。样品的处理和测试在中国地质科学院地质研究所国土资源部同位素重点实验室里完成。样品的化学处理在超净实验室内完成, 所用超纯 HCl、HNO₃ 和 HF 均为优质纯试剂再经双瓶亚沸蒸馏纯化所得。Fe 同位素测试所用仪器为 Nu instruments MC-ICP-MS, 在中分辨模式下进行, 采用标样-样品-标样交叉法, 对于 $\delta^{56}\text{Fe}$ 的测试精度优于 0.1。

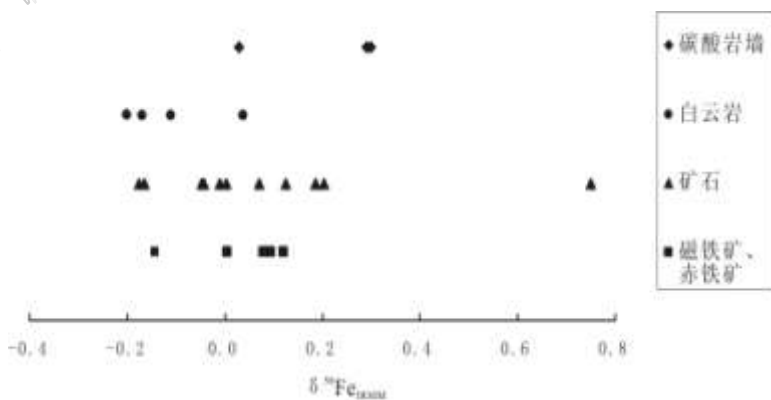


图 1 白云鄂博矿床 Fe 同位素分布特征

实验结果如图 1 所示。除了西矿的一个黑云母型矿石样品的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 较高外 ($\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}=0.75$), 其余样品的 Fe 同

*基金项目: 国家自然科学基金项目(40973037); 国土资源部公益性行业科研专项经费项目(200911043-14)

第一作者简介 孙 剑, 男, 1986 年生, 博士研究生, 地球化学专业, Email: sunjiantc@163.com。

通讯作者 朱祥坤, 男, 1961 年生, 研究员, 主要从事同位素地球化学研究, Email: xiangkun@cags.ac.cn。

位素值均落在-0.20~+0.30内。铈-稀土-铁矿石、铈-稀土矿石全岩的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值为-0.18~+0.20, 平均值为+0.02; 4个磁铁矿的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值为-0.14~+0.10, 平均值为+0.01, 1个赤铁矿的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值为+0.12; 白云岩的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值为-0.20~0.04, 平均值为-0.11; 碳酸岩墙样品的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值为+0.03~+0.30, 平均值为+0.21。

2 讨论

铈-稀土-铁矿石、铈-稀土矿石样品富集了矿区内绝大多数的Fe, 磁铁矿和赤铁矿是矿区内最主要的含铁矿物, 它们的Fe同位素组成特征代表了整个矿床的Fe同位素组成特征, 即矿区的Fe同位素组成平均值 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 在0附近, 并且变化范围很窄。较为均一的Fe同位素组成有两种可能: 一是源区的Fe同位素值就比较均一, 后期的地质作用也没有对Fe同位素造成很大的分馏作用; 二是源区的Fe同位素值不均一, 变化范围大, 后期的地质作用使得不同样品的Fe同位素发生了均一化。

白云鄂博矿床被认为经历了多期复杂的地质作用, 其变质作用程度为低绿片岩相(王楫, 1992), 并且发生了强烈的热液作用, 可能对Fe进行了富集。已有研究表明, 风化作用、变质作用不会使全岩的Fe同位素组成发生明显的分馏。即使在角闪岩相-麻粒岩相变质作用条件下, 矿物间的Fe同位素发生均一化, 但全岩样品的Fe同位素组成仍保持原岩特征(Dauphas et al., 2004)。白云鄂博地区如此低的变质作用不足以使整个矿体的Fe同位素发生均一化。而热液作用会使Fe同位素发生明显的分馏作用, Fe同位素值的分布范围趋于变大, 如德国西南部Schwarzwald地区热液矿床中铁矿样品的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 变化范围在-2.3~1.3(Markl et al., 2006), Grasberg Igneous Complex斑岩型矿床中的黄铁矿和黄铜矿 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 变化范围在-1.8~1(Graham et al., 2004)。因此, 可以排除后期地质作用使白云鄂博铁矿床发生均一性的可能, 也就是说, 白云鄂博铁矿的Fe在形成时就具有较为均一的Fe同位素组成。那么, Fe是沉积成因的还是火成岩浆成因的呢?

自然界中主要的含铁矿物——铁氧化物的沉积一般是由于氧化还原条件的改变促使海水中的 Fe^{2+} 氧化成 Fe^{3+} 而发生沉淀, 而氧化还原作用会使Fe同位素发生明显的分馏作用。前寒武纪沉积型铁矿床的Fe同位素值都具有较大的变化范围(李志红等, 2008; Johnson et al., 2008), 明显超出白云鄂博矿床矿石的Fe同位素值变化范围。并且沉积作用带入的铁总体上的Fe同位素平均值和地球平均值相当, 即 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 在0附近。由于氧化作用下Fe的分馏效应, 沉积型铁矿原生的矿物赤铁矿和磁铁矿的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值一般都明显大于0, 相应的含铁碳酸盐矿物 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值一般小于0(李志红等, 2008; Johnson et al., 2008)。如果白云鄂博铁矿是沉积成因的, 那么, 几乎所有的铁都以磁铁矿和赤铁矿形式沉积, 根据瑞利分馏效应, 相应的含铁碳酸盐矿物应该远远小于0, 事实上白云鄂博矿区白云岩的 $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值只是略微偏负。因此, 白云鄂博矿床的Fe属于沉积成因的可能性并不大。

因此, 从白云鄂博铁矿的铁同位素分布特征来看, 其主体的Fe来源有可能是火成岩浆带来的。在岩浆高温条件下, Fe同位素值能够均一化, 形成的铁矿石中Fe同位素值和Fe的含量无线性关系, 这和白云鄂博铁矿样品的测试数据相符。并且大量的数据都表明, 世界上不同地区的火成岩具有非常均一的Fe同位素组成, $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM}}$ 值分布在0附近。

参考文献

- 白 鸽, 吴澄宇, 袁忠信, 张宗清, 郑 立. 1996. 白云鄂博矿床地质特征和成因论证[M]. 北京: 地质出版社.
- 李志红, 朱祥坤, 唐索寒. 2008. 鞍山-本溪地区条带状铁建造的铁同位素与稀土元素特征及其对成矿物质来源的指示[J]. 岩石矿物学杂志, 27(4): 285-290.
- 王 楫, 李双庆, 王宝良, 李家驹. 1989. 狼山-白云鄂博裂谷系[M]. 北京: 北京大学出版社.
- 魏菊英, 上官志冠. 1983. 内蒙白云鄂博铁矿床中磁铁矿和赤铁矿的氧同位素组成[J]. 地质科学, (3): 217-224.
- 张宗清, 袁忠信, 唐索寒, 白 鸽, 王进辉. 2003. 白云鄂博矿床年龄和地球化学[M]. 北京: 地质出版社.
- 中国科学院地球化学研究所. 1988. 白云鄂博矿床地球化学[M]. 北京: 科学出版社.
- Beard B L, Johnson C M, Skulan J L, Nealson K H, Cox L and Sun H. 2003. Application of Fe isotopes to tracing the geochemical and biological cycling of Fe[J]. Chemical Geology, 195(1-4): 87-117.
- Dauphas N. and Rouxel O. 2006. Mass spectrometry and natural variations of iron isotopes[J]. Mass Spectrometry Reviews, 25(4): 515-550.
- Dauphas N, van Zuilen M, Wadhwa M, Davis A M, Marty Band Janney P E. 2004. Clues from Fe isotope variations on the origin of early Archean BIFs from Greenland[J]. Science, 306: 2077-2080.
- Graham S, Pearson N, Jackson S, Griffin W and O'Reilly S Y. 2004. Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit[J]. Chemical Geology, 207(3-4): 147-169.
- Johnson C M, Beard Brian Land Roden Eric E. 2008. The iron isotope fingerprints of redox and biogeochemical cycling in modern and ancient Earth[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 36: 457-493.
- Johnson C M, Beard B L, Beukes N J, Klein C and O'Leary J M. 2003. Ancient geochemical cycling in the Earth as inferred from Fe isotope studies of banded iron formations from the Transvaal Craton[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 144(5): 523-547.
- Markl G, F von Blanckenburg and Wagner T. 2006. Iron isotope fractionation during hydrothermal ore deposition and alteration[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(12): 3011-3030.
- Zhu X K, O'Nions R.K, Guo Y and Reynolds Ben C. 2000. Secular variation of iron isotopes in North Atlantic Deep Water[J]. Science, 287(5460): 000-2002.