

文章编号: 1000-4734(2011)03-0478-07

# 庙垭碳酸岩型稀土矿床成矿过程初探

吴敏<sup>1,2</sup>, 许成<sup>3\*</sup>, 王林均<sup>1,2</sup>, 宋文磊<sup>3</sup>

(1. 中国科学院 地球化学研究所 地球深部物质与流体作用地球化学研究室, 贵州 贵阳 550002;  
2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 3. 北京大学 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871)

**摘要:** 庙垭碳酸岩位于东秦岭武当山隆起的西南缘, 呈岩株状产出, 主要由方解石组成, 富含稀土矿物, 是我国大型轻稀土矿床。该区全岩的 C-O 同位素数据  $\delta^{18}\text{O} = 11\text{‰} \sim 12.49\text{‰}$ ,  $\delta^{13}\text{C} = -3.79\text{‰} \sim 5.68\text{‰}$ , 落在了初始火成碳酸岩的范围之外, 表明可能受到高温分离作用的影响。流体包裹体相态较单一, 主要由气液两相包裹体和气液三相包裹体组成, 均一温度  $120 \sim 400\text{ }^\circ\text{C}$ , 为中低温, 盐度为  $3.89\text{‰} \sim 10.48\text{‰}$  为中低盐度, 这与典型的碳酸岩中流体包裹体具有相似的特征。通过与牦牛坪典型的岩浆热液脉型 REE 矿床在 C-O 同位素、包裹体及微量元素的对比研究, 发现两者的成因机制并不相同, 庙垭稀土矿床是典型的岩浆型, 缺少萤石等热液矿脉, 大量矿物的分离结晶, 特别是方解石的堆积结晶作用, 导致其方解石具有相对较低的均一温度和盐度, 这也使碳酸岩岩浆更富集 REE, 有利于 REE 成矿。

**关键词:** 碳酸岩; C-O 同位素; 流体包裹体; 稀土成矿; 庙垭稀土矿床

中图分类号: P579; P581; P588.15; P618.701 文献标识码: A

**作者简介:** 吴敏, 女, 1987 年生, 硕士研究生, 地球化学专业。E-mail: min19870305@126.com

火成碳酸岩因易与沉积碳酸盐岩相混而经常被人们忽视, 直至 20 世纪 60 年代初在非洲发现喷溢的碱质碳酸岩熔浆, 碳酸岩的研究才得到重视<sup>[1]</sup>。碳酸岩是地表出露相对较少的幔源岩石, 与硅酸盐熔体相比碳酸岩熔体相对富含挥发分和不相容元素<sup>[2]</sup>, 其固液线温度、粘度和密度均较低<sup>[3]</sup>, 在岩浆侵入或喷发过程中流动性较好, 和其他具有高度迁移性流体一样, 碳酸岩岩浆能够快速运移上升至地壳, 受地壳物质混染的程度可以相对较小。碳酸岩通常富集大离子亲石元素, 易形成 REE、Mo、Cu、Nb、萤石、磷酸盐等经济类型的矿床, 除我国的白云鄂博是否与碳酸岩相关还存在争议外, 美国芒廷帕斯, 俄罗斯科拉半岛, 越南茂塞和我国的庙垭都是大中型碳酸岩型稀土矿床。目前有关稀土矿床的研究主要集中在岩浆期后热液脉型, 如四川攀西地区和山东微山<sup>[4-6]</sup>, 而对岩浆型稀土矿床的研究较少。庙垭碳酸岩是目前中国已经发现的较大、较典型的原生火成碳酸

岩岩体, 主要呈岩株状产出, 富含稀土矿物, 是大型岩浆型轻稀土矿床, 明显区别于呈热液脉型的攀西地区典型的牦牛坪 REE 矿床。目前对岩浆型稀土矿床的成因知之甚少, 最典型的美国芒廷帕斯矿床也仅报道了少量的地质地球化学工作<sup>[7]</sup>。本文通过对庙垭碳酸岩微量、C-O 同位素以及流体包裹体的研究和与牦牛坪岩浆热液脉型 REE 矿床的对比分析, 初步探讨庙垭碳酸岩中的 REE 成矿过程。

## 1 地质背景

湖北庙垭碳酸岩位于东秦岭武当山隆起的西南缘, 在秦岭构造带的南缘, 处于次一级复式背斜近轴部的东北翼。秦岭造山带被商丹断裂分为北秦岭和南秦岭, 北秦岭认为是中古生代的造山带, 伴随着广泛的古生代岛弧类型的岩浆活动和变质作用<sup>[8]</sup>, 南秦岭主要是由晚古生代到早中生代造山带, 伴随着大量的三叠纪的岩浆活动和变质作用<sup>[9-10]</sup>。庙垭碳酸岩区域内主要地层是以下震旦统耀岭河群浅变质的海相火山岩以及角砾斑岩和细碧岩为主, 其次为下寒武统的碳质绢云母片岩(图 1)<sup>[11]</sup>。区内碳酸岩主要矿物是由方解石组成, 呈岩株状侵入碱性正长岩, 其中包含大量的稀

收稿日期: 2011-03-01

基金项目: 国家自然科学基金(批准号: 40973040); 北京大学青年

人才计划项目

\* 通讯作者, E-mail: xucheng1999@hotmail.com

土矿物,使该矿床成为一个重要的大型稀土矿床,主要稀土矿物为独居石、氟磷灰石、氟碳铈矿和氟碳钍矿,其中独居石和磷灰石结晶早于方解石,而 REE-氟碳酸岩晚于方解石结晶[独居石,磷灰石→方解石→氟碳铈(钍)矿]。该碳酸岩主要由方解石组成(>90%),次要矿物和副矿物为黑云母、碱性长石、氟磷灰石、磁铁矿、钛铁矿、钙钛矿、锆石、铌钛矿、富 Nb 金红石、独居石、氟碳铈矿、氟碳钍矿。在庙垭地区未发现明显的热液矿脉,如萤石-方解石-重晶石等<sup>[12-14]</sup>,这与牯牛坪碳酸岩不同,也不同于大多数的碳酸岩稀土矿床。

完成。

在流体包裹体实验中,将包裹体较好、较多的薄片用酒精浸泡,掰成小片待测。测试工作在中国科学院矿床地球化学重点实验室的流体包裹体室进行,所用仪器是 Linkam THMSG 600 型冷热台,测试范围为-196~600℃,冷冻数据和加热数据的精度分别是±0.1℃和±0.2℃,在包裹体的均一温度测定时,开始升温的速率为 20℃/min,逐渐降低为 10℃/min,再到 5℃/min,当快均一时,变为 1~2℃/min,以便准确记录相变的温度。

### 3 分析结果

#### 3.1 C-O 同位素分析

庙垭地区全岩的  $\delta^{18}\text{O} = 11\text{‰} \sim 12.49\text{‰}$ ,  $\delta^{13}\text{C} = -3.79\text{‰} \sim 5.68\text{‰}$  (表 1),而初始碳酸岩的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  分别为 6‰~10‰和 4‰~8‰,落在了初始火成碳酸岩的范围之外(图 2),并偏向沉积混染或高温分离作用的影响。

表 1 庙垭碳酸岩碳氧同位素组成

Table 1. C-O isotope compositions of Miaoya carbonatites

样品	MY-10	MY-11	MY-13	MY-14	MY-15	MY-16
$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	-5.68	-4.35	-3.79	-4.20	-4.49	-4.29
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	12.49	11.87	12.43	12.23	11.00	11.50

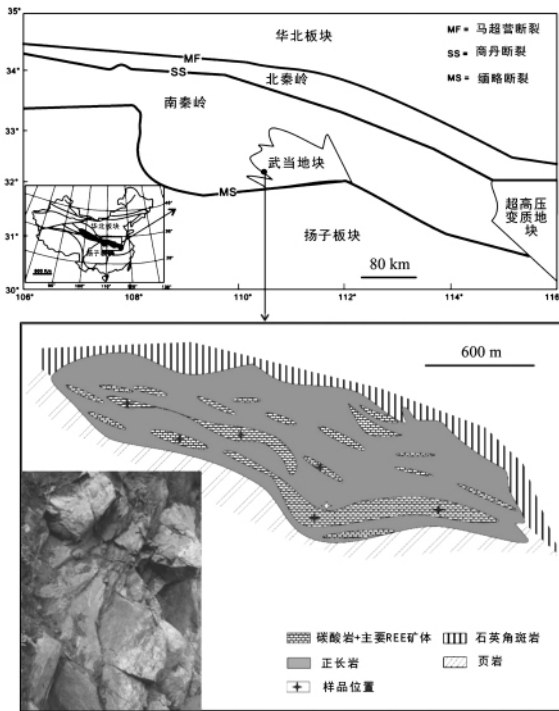


图 1 庙垭 REE 矿床地质简图(据文献[11-12,15]改动)  
Fig. 1. Geological sketch map of the Miaoya REE deposit.

## 2 样品采集与分析

本文所用的碳酸岩样品采自湖北庙垭碳酸岩岩体。选用表面新鲜,无风化蚀变特征的全岩样品,粉碎至 20 目,用蒸馏水清洗干净,放入 150℃ 的烘箱中,12 h 后将样品取出,用玛瑙磨碎至 200 目。每个样品称取(400±30) μg,平行样 2 个,将样品置于 100℃ 的烘箱中使之保持干燥,12 h 后取出,然后装瓶进行 C-O 同位素实验。该项实验使用英国的 GV Instruments 公司的连续流质谱(Isoprime-multiflow)进行测定,C、O 分析标准分别为 V-PDB 和 V-SMOW,分析误差为±1‰。测试工作在中国科学院环境地球化学国家重点实验室

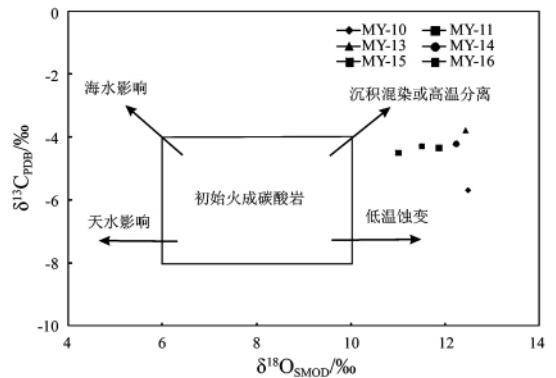


图 2 庙垭地区碳酸岩 C-O 同位素关系图  
(初始碳酸岩引自文献[16];箭头演化趋势引自文献[17])  
Fig. 2. C-O isotopic diagram of Miaoya carbonatites.

#### 3.2 包裹体研究

庙垭碳酸岩主要的矿物为方解石,在该区很难发现萤石及其磷灰石等富含包裹体的矿物,偶尔能找到石英。方解石中的流体包裹体数目较少,而石英中的流体包裹体数量较多,且个体较大,易于观察。所以本文除了对方解石中流体包

裹体进行了测定,也对石英中的流体包裹体进行了均一温度测定。

在碳酸岩中可能出现的原生包裹体有两相水溶液(气+液)包裹体、含子矿物多相水溶液包裹体、含 $\text{CO}_2$ 包裹体、 $\text{CO}_2$ +盐水溶液混合多相包裹体以及硅酸盐玻璃质熔融包裹体等<sup>[18]</sup>。本文所测的76个包裹体中未曾发现熔融包裹体和含子晶的包裹体,且所测温度为中低温120~400℃(图3),包裹体数量较少,个体较小5~15μm,大多数集中在10μm以下,呈椭圆形、圆形、不规则状分布(图4)。而所观察到的本区包裹体的相态较为单一,根据其相态特征可以分为2类:(I)气液两相包裹体;(II)气液三相包裹体;未曾发现含子晶的包裹体以及熔融包裹体。

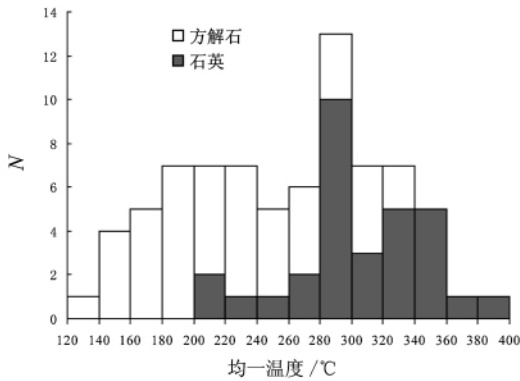


图3 庙垭碳酸岩包裹体均一温度直方图

Fig. 3. Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions in Miaoya carbonatites.

方解石中的包裹体主要为类型(I),石英中的包裹体也有少部分为此类型,冰点温度为4~13.6℃,由于包裹体较小所以观察冰块完全融化温度比较困难,因此,冰点的测定是以气泡的突然跳动为标准,均一温度在120~370℃。

三相包裹体(II)主要是在石英中的,方解石中偶有出现,笼合物的温度4~9.2℃,计算所得盐度为3.89‰~10.48‰,为中低盐度流体;均一温度170~400℃,均一相为液相。

## 4 讨论

在湖北庙垭,稀土矿物主要赋存于碳酸岩-正长岩内,而萤石、重晶石等脉石矿物并不常见,这明显区别于热液脉型稀土矿床,如牦牛坪是攀西地区典型的稀土矿床,稀土矿物与萤石、重晶石和方解石等脉石矿物呈脉状产于围岩内,萤石也被看作稀土勘探的示踪矿物<sup>[20-22]</sup>。对于牦牛坪矿床的成因,目前主要有2种认识,Xu等<sup>[5]</sup>提出由于碳酸岩岩浆内方解石堆积结晶导致残余熔体富含REE,随后残余体分离富挥发分岩浆热液,REE优先进入这些富挥发分的流体相,形成方解石-重晶石-萤石-稀土矿物矿脉;Hou等<sup>[21]</sup>认为从碱性岩-碳酸岩液态不混溶过程中分离的富挥发分岩浆热液,是REE富集的关键。庙垭岩浆型与牦牛坪的热液型矿床的地球化学对比研究,将有助于揭示庙垭稀土矿床的成因。

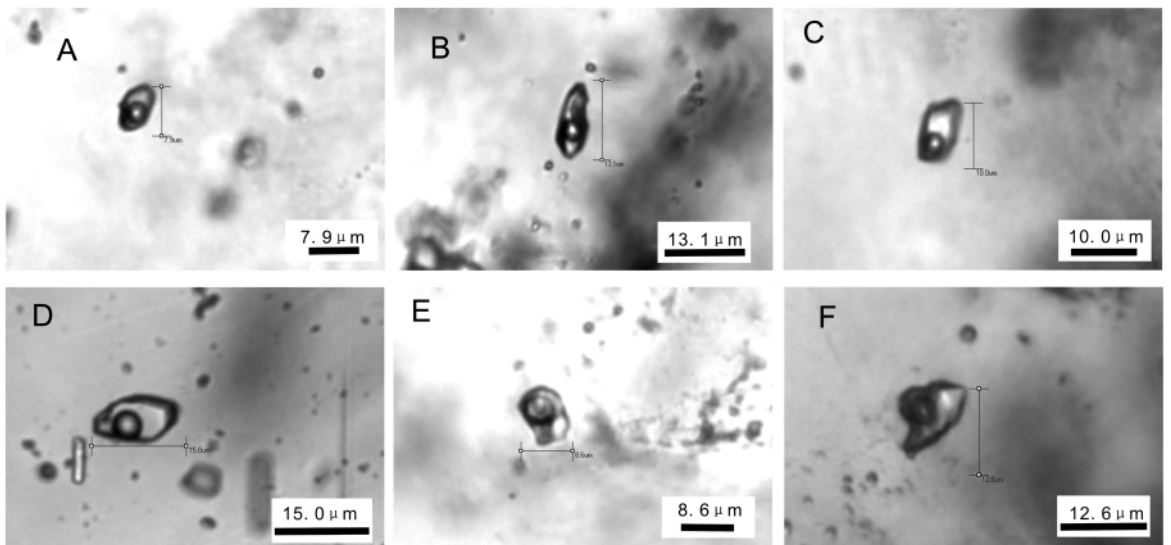


图4 庙垭碳酸岩包裹体的显微照片

### 4.1 矿床地球化学特征

通过对庙垭和牦牛坪地区的碳酸岩全岩微量元素地球化学特征对比表明(图 5A、B): 相对于球粒陨石, 两者均富集 Sr、Ba、U、LREE, 亏损 Nb、Ta 等元素, 缺少明显的 Ce、Eu 的异常, 这与世界上大多数碳酸岩的微量元素组成相似。值得注意的是, 碳酸岩的主要造岩矿物方解石的稀土元素配分模式却存在着很大的差别。牦牛坪碳酸岩中方解石球粒陨石化稀土元素配分显示强烈富集 LREE (图 5D), 与全球其它地区碳酸岩内的方解石化学组成相似<sup>[22]</sup>, 并且其 REE 含量和配分模式与全岩也十分相似。然而, 庙垭碳酸岩中方解石呈现平坦的 REE 模式(图 5C), 其  $(La/Y)_{N} = 1.6$ <sup>[12]</sup> 而明显不同于全岩  $[(La/Y)_{N} = 57.6]$ 。

为何庙垭地区碳酸岩全岩与方解石中的 REE 配分会显示如此大的差异? 这种结果发生的原因很可能是熔体在上升过程中发生了矿物的结晶分离作用, 熔体中富 REE 尤其是 LREE 的磷酸盐矿物优先于方解石结晶<sup>[12]</sup>, 导致残余熔体中的 REE (尤其是 LREE) 含量降低, 此时结晶出的

方解石将继承残余熔体的稀土配分特征, 从而出现了本地区方解石中平缓的稀土配分模式。而牦牛坪地区富含 CO<sub>2</sub> 的岩浆与硅酸岩浆发生不混溶作用后, 由于大量挥发分的存在, 以及熔体的粘度和密度较低, 富含挥发分的熔体迅速进入围岩的裂隙并与围岩相互作用, 从而使方解石中的 REE 与所形成的碳酸岩的 REE 含量几乎相同, 没有发生明显的 REE 的分离结晶的作用。

牦牛坪碳酸岩的 C-O 同位素落在初始火成碳酸岩的范围内<sup>[23]</sup>, 表明牦牛坪碳酸岩流体是岩浆起源的, 并未受到外界的影响。而庙垭地区碳酸岩 C-O 同位素的数据偏向沉积混染或高温分离作用的影响, 由微量元素数据可见在庙垭地区其 Pb 具有明显的负异常, 而地壳中的 Pb 含量非常高, 若该地区的碳酸岩发生沉积混染作用必然导致该区碳酸岩的 Pb 含量明显增高, 而不会出现负异常, 这就排除了受到沉积混染的影响, 也就是说该区偏离初始火成岩的原因很可能是高温分离作用的影响。由于高温分离作用的存在使碳酸岩中的矿物出现不同的结晶顺序, 使 REE 的含量在随着熔体快速上升的过程中越来越富集, 最终形

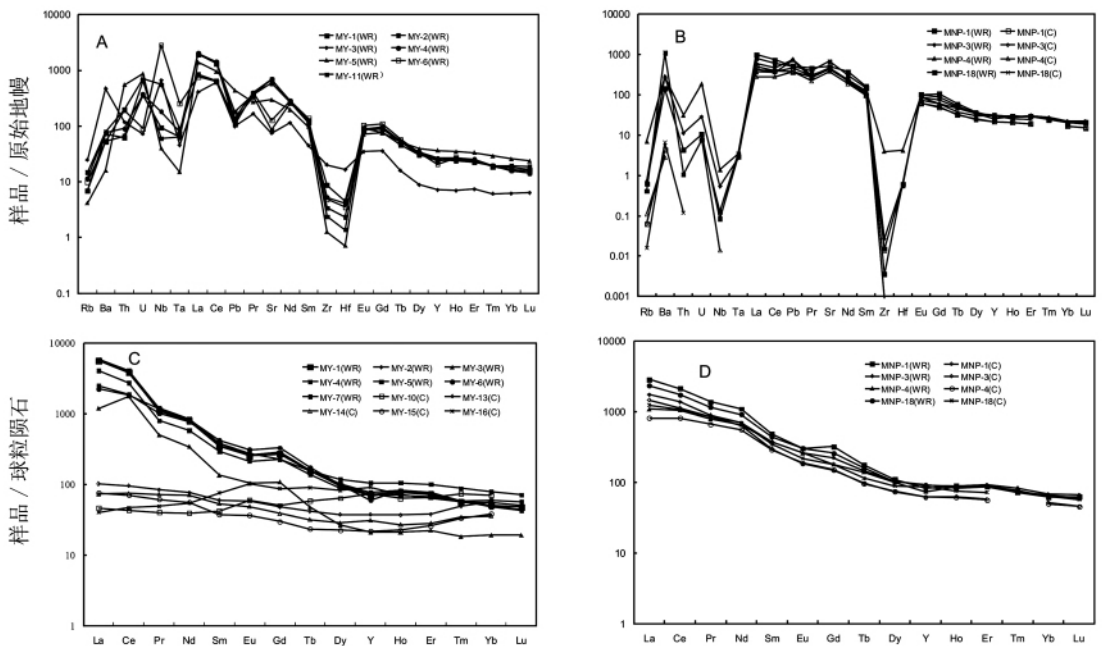


图 5 A、B 为庙垭碳酸岩全岩和牦牛坪碳酸岩及方解石中的微量元素蛛网图, C、D 为庙垭全岩及方解石和牦牛坪全岩及方解石稀土元素配分模式图(庙垭方解石数据引自文献[12]其中 WR 代表全岩, C 代表方解石; 球粒陨石标准化数据引自文献[36], 原始地幔标准化数据引自文献[37])

Fig. 5. Primitive mantle-normalized trace element of whole rock in Miaoya (A) and Maoniuping (B), and Chondrite-normalized REE abundances of whole rock and calcite in Miaoya (C) and Maoniuping (D).

成大型的稀土矿床。

流体包裹体是矿物在成长过程中从成岩成矿流体中直接捕获的,流体包裹体的成分就代表了成岩成矿流体最主要的证据,包含了大量成岩成矿的地质信息,因此研究流体包裹体具有重要的意义。在四川牦牛坪稀土矿床霓辉重晶石伟晶岩矿体的早期萤石中发现了大量的由气相+液相+结晶相组成的熔体-流体包裹体,温度  $493.7 \sim 502.3 \text{ } ^\circ\text{C}$  [24],并在包裹体内发现了大量的子晶。秦朝建等 [25] 更是在牦牛坪稀土矿床晚期萤石中发现了多种类型不同阶段的包裹体,这些证据都指示着牦牛坪具有幔源的特征并且受到后期热液活动的影响,而在庙垭地区只见两相和三相气液包裹体,未见含子晶和熔融包裹体,且均一温度为中低温,与牦牛坪矿床的差异很大,但是庙垭碳酸岩主要呈岩株状产出,很少发现岩脉以及与后期热液有关的矿石矿物,而所观察到的包裹体温度为中低温 ( $120 \sim 400 \text{ } ^\circ\text{C}$ ),明显不同于火成硅酸岩中的包裹体,可能是由于碳酸岩熔体的粘度 ( $1.5 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ ) 远低于硅酸岩熔体 [3, 26-27],且具有较低的密度 [26]、固化温度 [28],富含挥发分,实验也证明, F 离子能明显降低岩浆的温度 [29]。此外,本次研究所测的盐度为  $1.62\% \sim 10.48\%$ ,明显不同于直接幔源而来的高密度卤水 [30],可能是在碳酸岩岩浆快速上升的过程中发生了大量的矿物分离结晶,降低了流体的盐度。

#### 4.2 碳酸岩 REE 成矿模式

庙垭稀土矿化出现在碳酸岩-正长岩内,岩体即矿体,而牦牛坪矿体主要呈萤石(霓辉石)-重晶石-方解石等粗大脉体产出,后者以富萤石等脉石矿物而不同于前者。同时本文上述对比也表明,庙垭和牦牛坪碳酸岩的主要造岩矿物方解石的稀土配分模式存在显著差异,前者相对于后者贫 LREE 具平坦的稀土配分模式。流体包裹体的研究也表明相对于牦牛坪较高温、高盐度的熔体-流体包裹体,庙垭碳酸岩中的流体包裹体则以中低温、低盐度为主要特征。以上这些差异均表明了庙垭和牦牛坪地区稀土矿床具有不同的稀土矿化机制。关于庙垭碳酸岩成矿模式有 2 种推论:

(1) 碳酸岩都是幔源的 [31],在幔源分离出的原始岩浆包含硅酸岩和富含  $\text{CO}_2$  的熔体,由于熔体的不混溶从而导致两种熔体的分离,形成硅酸岩熔体和富含  $\text{CO}_2$  的熔体。如果液态不混溶作

用发生,在庙垭地区这个作用将是相对浅成的,否则将从碳酸岩熔体内分离出大量的挥发分,含  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Cl}-\text{F}$  流体在高温下具有较强的搬运大离子亲石元素和高场强元素的能力 [32-34],这将不可避免的形成牦牛坪式的大量热液矿脉,而庙垭地区并未发现明显的萤石等矿脉,只有浅位的液态不混溶作用形成碳酸岩岩浆,使之迅速上升、侵位,从而很难形成晚期的热液矿脉。但必须注意的是,实验显示液态不混溶过程中 [35],REE 将优先进入硅酸岩熔体,这将导致初始的碳酸岩岩浆相对贫 REE,从而很难形成稀土矿物。然后镜下观察证实,庙垭碳酸岩内的独居石和富含 REE 的磷灰石是岩浆早期结晶的产物,说明其母体富含 REE。因此,液态不混溶过程不能解释庙垭碳酸岩成因及其成矿过程。

(2) 在庙垭地区,我们很少发现萤石等脉石矿物,而碳酸岩的流体包裹体温度和盐度也相对较低,说明该岩浆在上升过程中发生了大量的矿物相分离结晶, C-O 同位素组成特征也说明了高温相的分离过程。此外庙垭碳酸岩富含早期结晶的独居石,说明其初始母体富含 REE,暗示它们可能是正长岩岩浆分离后的残余体,因此,优先结晶富含 REE 的磷酸盐矿物,导致随后结晶的方解石贫 REE,而随着方解石的大量结晶分异,使残余体更富集 REE,从而形成晚期的氟碳铈矿。牦牛坪稀土矿床主要由萤石等脉石矿物组成,说明其富含挥发分,表明其成矿流体来源于从深部碳酸岩岩浆分异的富挥发分的流体相,相对岩浆母体,REE 等大离子亲石元素将优先配分进入挥发分相内,富含 REE 的挥发分流体相与围岩(正长岩或花岗岩)作用,形成大量矿脉。

## 5 结论

(1) 庙垭碳酸岩稀土矿床是典型的岩浆型,碳酸岩岩浆在上升的过程中受到高温分离作用的影响。

(2) 大量矿物相的分离结晶过程,导致其方解石内的流体包裹体具有相对较低的均一温度和盐度。

(3) 庙垭碳酸岩的初始母体富含 REE,它们是正长岩岩浆分离后的残余体,大量矿物相的分离结晶过程,特别是方解石的堆积结晶,是 REE 富集成矿的主要因素。

## 参 考 文 献:

- [1] Dawson J B. Sodium carbonatite lavas from Oldoinyo Lengai ,Tanganyilia [J]. *Nature* ,1962 ,195 ( 4846) : 1075-1076.
- [2] Bühn B ,Rankin A H. Composition of natural ,volatile-rich Na-Ca-REE-Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ,1999 ,63: 3781-3797.
- [3] Dobson D P ,Jones A P. In-situ measurement of viscosity and density of carbonate melts at high pressure [J]. *Earth Planet Sci Lett* ,1996 ,143: 207-215.
- [4] 侯增谦,田世洪,谢玉玲,等. 川西冕宁-德昌喜马拉雅期稀土元素成矿带-矿床地质特征与区域成矿模型[J]. *矿床地质*,2008 ,27(2): 145-176.
- [5] Xu C ,Campbell I H ,Kynicky J ,et al. Comparison of the Daluxiang and Maoniuping carbonatitic REE deposits with Bayan Obo REE deposit ,China [J]. *Lithos* ,2008 ,106: 12-24.
- [6] 李建康,袁忠信,白鸽,等. 山东微山稀土矿床成矿流体的演化及对成矿的制约[J]. *矿物岩石*,2009 ,29(3): 60-68.
- [7] Castor S B. The Mountain Pass rare-earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks ,California [J]. *The Canadian Mineralogist* ,2008 ,46: 779-806.
- [8] Sun W D ,Li S G ,Sun Y ,et al. Mid-paleozoic collision in the north Qinling: Sm-Nd ,Rb-Sr and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and their tectonic implications [J]. *Journal of Asian Earth Sciences* ,2002 ,21: 69-76.
- [9] Mattauer M ,Matte Ph ,Malavieille L ,et al. Tectonics of the Qinling Belt: build-up and evolution of easternAsia [J]. *Nature* ,1985 ,293: 212-216.
- [10] 孙卫东,李曙光,等. 南秦岭花岗岩岩石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. *地球化学*,2000 ,29(3): 209-216.
- [11] 李石. 湖北庙垭碳酸岩地球化学特征及岩石成因探讨[J]. *地球化学*,1980 ,4: 345-355.
- [12] Xu C. Trace-element modeling of the magmatic evolution of rare-earth-rich carbonatite from the Miaoya deposit ,Central China [J]. *Lithos* ,2010 ,2230: 1-11.
- [13] Samson I M ,Wood S A ,Finucane K. Fluid inclusion characteristics and genesis of the fluorite-parisite mineralization in the Snowbird deposit ,Montana [J]. *Economic Geology* ,2004 ,99: 1727-1744.
- [14] Smith M P. Metasomatic silicate chemistry at the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit ,Inner Mongolia ,China: Contrasting chemistry and evolution of fenitising and mineralizing fluids [J]. *Lithos* ,2007 ,93: 126-148.
- [15] Meng Q R ,Zhang G W. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen ,central China [J]. *Tectonophysics* ,2000 ,323: 183-196.
- [16] Keller J ,Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai [A]. Bell K ,Keller J. *Carbonatites Volcanism: Oldoinyo Lengai and Petrogenesis of Natrocarbonatites. LAVCEI Proceeding in Volcanology* [M]. Berlin: Springer-Verlag ,1995: 113-123.
- [17] Demény A ,Ahijado A ,Casillas R ,et al. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura Canary Islands ,Spain: A C ,O ,H isotope study [J]. *Lithos* ,1998 ,44: 101-115.
- [18] 范宏瑞,谢奕汉,王凯怡,等. 碳酸岩流体及其稀土成矿作用[J]. *地学前缘*,2001 ,8(4): 289-295.
- [19] 许成,黄智龙,刘丛强,等. 四川牦牛坪稀土矿床萤石 Sr,Nd 同位素对地幔成矿流体的指示意义[J]. *地球科学—中国地质大学学报*,2003 ,28(1): 41-46.
- [20] Williams-Jones A E ,Samson I M ,Olivo G R. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains ,New Mexico [J]. *Economic Geology* ,2000 ,95: 327-342.
- [21] Hou Zengqian ,Tian Shihong ,Xie Yuling ,et al. The Himalayan Mianning-Dechang REE belt associated with carbonatite-alkaline complexes ,eastern Indo-Asian collision zone ,SW China [J]. *Ore Geology Reviews* ,2009 ,36: 65-89.
- [22] Hornig-Kjarsgaard I. Rare-earth elements in sövitic carbonatites and their mineral phases [J]. *Journal of Petrology* ,1998 ,39: 2105-2121.
- [23] 许成,黄智龙,刘丛强,等. 四川牦牛坪稀土矿床碳酸岩地球化学[J]. *中国科学(D 辑)*,2002 ,32(8): 635-643.
- [24] 牛贺才,林传仙. 萤石中流体-熔融包裹体的研究[J]. *地质评论*,1995 ,41(1): 28-33.
- [25] 秦朝建,裘愉卓,温汉捷,等. 四川牦牛坪稀土矿床成因研究—来自包裹体的证据[J]. *岩石学报*,2008 ,24(9): 2155-2162.
- [26] Treiman A H ,Schedl A. Properties of carbonatite magma and Processes in carbonatite magma chambers [J]. *Journal of Petrology* ,1983 ,91: 437-447.
- [27] Treiman A H. Carbonatites magma: Properties and processes [A]. Bell K. *Carbonatites: Genesis and Evolution* [M]. London: Unwin Hyman ,1989: 89-104.
- [28] Wyllie P J. Origin of carbonatites: Evidence from phase equilibrium studies [A]. Bell K. *Carbonatites: Genesis and Evolution* [M]. London: Unwin Hyman ,1989: 15-37.

- [29] Jago B C , Gittins J. The role of fluorine in carbonatite magma evolution [J]. *Nature* , 1991 , 349: 56-58.
- [30] 卢焕章. 地幔岩中流体包裹体研究 [J]. *岩石学报* , 2008 , 24(9) : 1954-1960.
- [31] Bell K , Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites-critical isotopic constraints [J]. *Mineralogy and Petrology* , 2010 , 98: 77-89.
- [32] Cantrell K J , Byrne R H. Rare-earth element complexation by carbonate and oxalate ions [J]. *Geochim Cosmochim Acta* , 1987 , 51: 597-605.
- [33] Brenan J M , Shawhf , Ryersonf J , et al. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids [J]. *Geochim Cosmochim Acta* , 1995 , 59: 3331-3350.
- [34] Wood S A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapor pressure [J]. *Chem Geol* , 1990 , 88: 99-125.
- [35] Veksler I V , Petibon C , Jenner G A , et al. Trace element partitioning in immiscibility and silicate liquid: An initial experimental study using a centrifuge autoclave [J]. *Petrol* , 1998 , 39: 2095-2104.
- [36] Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [J]. *Dev Geochem* , 1984 , 2: 63-114.
- [37] Sun S S , McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes [A]. Saunders A D. *Magmatism in the Oceanic Basins* [C]. London: Geological Society Special Publication , 1989: 313-345.

## A Preliminary Study on Genesis of REE Deposit in Miaoya

WU Min<sup>1,2</sup> , XU Cheng<sup>3</sup> , WANG Lin-jun<sup>1,2</sup> , SONG Wen-lei<sup>3</sup>

(1. Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guiyang 550002 , China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences , Beijing 100039 , China;

3. Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution , Peking University , Beijing 100871 , China)

**Abstract:** The Miaoya REE deposit associated with carbonatite-syenite complexes is located in the southwestern margin of the Wudang Terrane at the east Qinling orogenic belt. The carbonatite occurs as stocks and principally consists of calcite. The carbonatite-syenite complexes contain abundant REE-rich minerals , and form a large LREE deposit in China. The carbonatite C-O isotopic data are  $\delta^{18}\text{O} = 11\text{‰} \sim 12.49\text{‰}$  , and  $\delta^{13}\text{C} = -3.79\text{‰} \sim 5.68\text{‰}$  , which is deviated from primary mantle-derived C-O isotopic compositions , indicating that they were affected by high temperature fractional crystallization. The phases of fluid inclusions are much uniform. There are two types of fluid inclusions having been observed , including two-phase and three-phase fluid inclusions. The fluid inclusions have homogeneous temperature from 120°C to 400°C and moderate-low salinity from 3.89‰ to 10.48‰. There are similar features with typical carbonatites worldwide. Compared with REE deposit of hydrothermal ore-veins in Maoniuping in C-O isotope , fluid inclusions and trace elements , there are different genesis processes. Miaoya carbonatite is typical magmatic REE deposit , which is absent in hydrothermal gangue mineral veins , such as fluorite and so on. The fractional crystallization of abundant minerals , particularly calcite resulted in that the fluid inclusions have comparatively low temperature and salinity and make the residual carbonatitic liquids much richer in REE to form REE deposit.

**Key words:** carbonatite; C-O isotope; fluid inclusion; genesis; Miaoya REE deposit