

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

许成^{1,2}, 黄智龙¹, 刘丛强¹, 漆亮¹, 李文博¹, 管涛¹

(1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵州贵阳 550002; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要: 萤石是四川牦牛坪稀土矿床主要的脉石矿物之一, 其形成贯穿了整个稀土成矿过程, 因此同位素的研究对探讨萤石和稀土成矿流体的来源具有重要的价值. 矿区 6 件萤石样品的 Sr、Nd 同位素组成没有明显差异. 结合围岩(碳酸岩—正长岩, 花岗岩)同位素组成特征研究表明, 不同颜色、来自不同矿石类型、具有不同 REE 类型的萤石为同源产物, 稀土成矿流体来源于富集地幔, 与区内碳酸岩—正长岩岩浆活动密切相关.

关键词: 萤石; Sr、Nd 同位素; 碳酸岩—正长岩; 牦牛坪稀土矿床.

中图分类号: P597 **文献标识码:** A

文章编号: 1000-2383(2003)01-0041-06

作者简介: 许成(1977—), 男, 现就读于中国科学院地球化学研究所, 博士研究生, 主要从事矿床地球化学专业研究. E-mail: xucheng1999@hotmail.com

萤石是许多金属和非金属矿床的主要脉石矿物之一. 特别是由于火成岩可能富集具有经济价值的 Be、Mo、Sn、U, 研究与之共生的萤石矿物成为近年来的热点^[1-3]. 另一方面, 世界上报道的 300 多个与火成碳酸岩有关的萤石中, 达到经济价值的仅几个(印度 Amba Dongar, 纳米比亚 Okorusu, 巴西 Mato Preto, 安哥拉 Tchiviva, Bol'shaya Tagna, 图瓦卢 Karasugsiy 和 Choakhol'skiy^[4]). 四川牦牛坪稀土矿床是中国仅次于白云鄂博矿床的大型稀土矿床. 萤石不仅是该矿床中主要的脉石矿物, 具有可开采的工业价值, 同时萤石与正长岩—碳酸岩的共生关系显示了它们成矿流体来源的密切联系.

过去中外学者对不同矿床中的萤石做了许多 Sr、Nd 同位素的工作, 研究显示萤石 Sr 同位素是示踪成矿流体来源的有力工具^[3,5], Nd 同位素初始值能较好地反映成矿流体的初始成分并提供可靠的成矿年龄^[2,6,7]. 遗憾的是, 大多数矿床中萤石的成矿年龄晚于围岩, 成矿流体主要来源于大气降水或晚期岩浆热液活动, 容易受到地壳物质的混染^[8], Sr 同位素初始值偏高, 很难反映源区的地球化学性质, 特别是地幔源区的性质. 牛贺才等^[9,10]在矿区萤石

中发现了熔融包裹体, 均一温度较高, 为岩浆成因. 许成等^[11]分析了矿区 50 余件萤石样品的 REE, 发现萤石表现出连续变化的 REE 配分模式, 分为 LREE 富集型、LREE 平坦型和 LREE 亏损型. 3 种类型的萤石是同源不同阶段的产物, 其形成贯穿了整个 REE 成矿过程. 在 REE 研究的基础上, 本文分析了矿床中 3 种 REE 配分模式萤石的 Sr、Nd 同位素组成, 探讨了萤石和稀土成矿流体的来源及演化.

1 地质概况及萤石的基本地质特征

牦牛坪稀土矿床位于攀西裂谷北部. 南河断裂带和锦屏山断裂将这一地区划分为东部裂谷区、西部地槽褶皱区和中部过渡区 3 个各具特色的大地构造单元. 牦牛坪矿区位于中部过渡带, 处于攀西裂谷与龙门山—锦屏山幔坡陡倾带转折部位, 为陆壳脆弱活动带, 岩浆活动频繁. 区内岩浆岩分布广泛, 有燕山期侵入的花岗岩(冕西花岗岩), 还有喜山期的碱性岩体(正长岩和碳酸岩), 以及少量时代不明的玄武岩和流纹岩, 其中喜山期的正长岩和碳酸岩与稀土矿化时空密切相关. 矿床的矿石类型主要为重晶石伟晶岩型和方解石伟晶岩型, 少量为细网脉型, 矿石矿物主要为氟碳铈矿, 脉石矿物以萤石、重晶

表 1 牦牛坪稀土矿床萤石 Sr、Nd 同位素组成
Table 1 Sr-Nd isotope of fluorite in Maoniuping REE deposit

样品号	矿样-6	MNP-135	MNP-127	矿样-5	MNP-69	MNP-151
矿石类型	方解石伟晶岩型	重晶石伟晶岩型	重晶石伟晶岩型	重晶石伟晶岩型	方解石伟晶岩型	远离矿体
颜色	紫色	无色	绿色	紫色	绿色	无色
REE 特征	LRE 富集型	LRE 富集型	LRE 平坦型	LRE 平坦型	LRE 亏损型	LRE 亏损型
$w(\text{Rb})/10^{-6}$	0.037	0.056	0.330	0.084	0.038	0.026
$w(\text{Sr})/10^{-6}$	3.329	3.980	3.025	3.119	6.173	2.374
$w(^{87}\text{Rb})/w(^{86}\text{Sr})$	3.25E-05	6.35E-05	3.13E-04	7.96E-05	1.83E-05	2.62E-05
$w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$	0.706 031±10 [*]	0.706 213±8	0.706 027±12	0.706 208±10	0.706 237±12	0.706 084±16
$[\text{w}(^{87}\text{Sr})/\text{w}(^{86}\text{Sr})]_0$	0.706 031	0.706 213	0.706 027	0.706 208	0.706 237	0.706 084
ϵ_{Sr}	22.22	24.81	22.17	24.74	25.15	22.98
$w(\text{Sm})/10^{-6}$	26.04	33.79	18.03	32.59	32.95	26.06
$w(\text{Nd})/10^{-6}$	128.6	98.0	85.2	99.8	101.8	81.2
$w(^{147}\text{Sm})/w(^{144}\text{Nd})$	0.095 11	0.154 4	0.128 7	0.219 9	0.237 7	0.158 6
$w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})$	0.512 431±5	0.512 409±6	0.512 422±4	0.512 413±11	0.512 437±8	0.512 412±7
$[\text{w}(^{143}\text{Nd})/\text{w}(^{144}\text{Nd})]_0$	0.512 412	0.512 379	0.512 397	0.512 370	0.512 390	0.512 381
ϵ_{Nd}	-3.65	-4.31	-3.95	-4.48	-4.07	-4.26

注:样品由中国科学院地质与地球物理所分析. 计算初始值取 $\lambda_{\text{Rb}}=1.41\times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{\text{Sm}}=6.54\times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$; $[\text{w}(^{87}\text{Sr})/\text{w}(^{86}\text{Sr})]_{\text{UR}}=0.7045$, $[\text{w}(^{87}\text{Rb})/\text{w}(^{86}\text{Sr})]_{\text{UR}}=0.081 6^{[12]}$, $[\text{w}(^{143}\text{Nd})/\text{w}(^{144}\text{Nd})]_{\text{CHUR}}=0.512 363 8$, $[\text{w}(^{147}\text{Sm})/\text{w}(^{144}\text{Nd})]_{\text{CHUR}}=0.196 7^{[13]}$; $0.706 031\pm 10$ 相当于 $0.706 031\pm 10^{-6}$, 后同.

石、方解石、石英、云母和霓辉石为主^[14,15].

萤石是牦牛坪稀土矿中最重要的脉石矿物之一,每种矿石类型中均有分布,颜色多种多样,颗粒大小悬殊.重晶石伟晶岩型矿石中的萤石主要呈断续条带产出,少数呈微脉网状分布于其他矿物颗粒之间,颜色主要为深紫色、紫色、浅紫色、浅绿色和无色,粒度多在 1~10 mm;方解石伟晶岩型矿石中的萤石主要沿方解石和重晶石颗粒间不均匀充填分布,形态极不规则,有时集中呈团块状分布.颜色主要为紫色、浅紫色、浅绿色和无色,粒度变化较大,多在 1~20 mm;细网脉型矿石中萤石相对较少,主要呈细脉状与重晶石和霓石—霓辉石脉体相伴分布,颜色主要为紫色、浅紫色和无色,粒度多在 0.5~5.0 mm.此外,在远离矿体的地区还有呈伟晶状产出的萤石,颜色主要为绿色、浅绿色和无色,粒度一般 >5 mm.

2 样品及分析方法

本次工作分析了牦牛坪矿区 3 种 REE 配分模式的萤石 Sr、Nd 同位素组成.样品由中国科学院地质与地球物理研究所分析,利用 MAT262 热电离质谱. Sr、Nd 同位素分析流程相似,首先将样品加入 HF+HClO₄ 混合酸溶解,然后分别用 AGW50×12(100~200 目)阳离子交换柱将 Rb、Sr 分离,用萃

淋树脂离子交换柱将 Sm、Nd 分离.化学分析在净化实验室的超净工作台内完成,实验全流程空白 $w(\text{Rb})=50\times 10^{-11}$, $w(\text{Sr})=50\times 10^{-11}$, $w(\text{Sm})=7\times 10^{-11}$, $w(\text{Nd})=8\times 10^{-11}$.分析标样 NBS987 的 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})=0.710 234\pm 7\times 10^{-6}$, LA 的 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})=0.511 838\pm 8\times 10^{-6}$.

3 结果分析

表 1 列出牦牛坪稀土矿床萤石的 Sr、Nd 同位素组成,萤石的 $w(^{87}\text{Rb})/w(^{86}\text{Sr})$ 和 $w(^{147}\text{Sm})/w(^{144}\text{Nd})$ 比值较低,由成矿年龄 $t=30 \text{ Ma}$ 计算的 $[\text{w}(^{87}\text{Sr})/\text{w}(^{86}\text{Sr})]_0$ 和 $[\text{w}(^{143}\text{Nd})/\text{w}(^{144}\text{Nd})]_0$ 与测定的 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 和 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})$ (现代值)不存在明显的差别(表 1).

从表 1 中可见,5 件不同颜色、产于不同矿石类型、不同 REE 特征萤石的 Sr、Nd 同位素组成基本一致,其 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 和 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})$ 变化范围分别为 0.706 031~0.706 237 和 0.512 409~0.512 437, ϵ_{Sr} 和 ϵ_{Nd} 也不具明显差别,分别为 22.22~25.15 和 -4.48~-3.65;1 件远离矿体萤石的 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$, $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})$, ϵ_{Sr} 和 ϵ_{Nd} 均在矿体萤石相应值变化范围之内,这些特征表明矿区萤石具有同源性.与该区萤石 REE 地球化学研究结果^[11]一致.

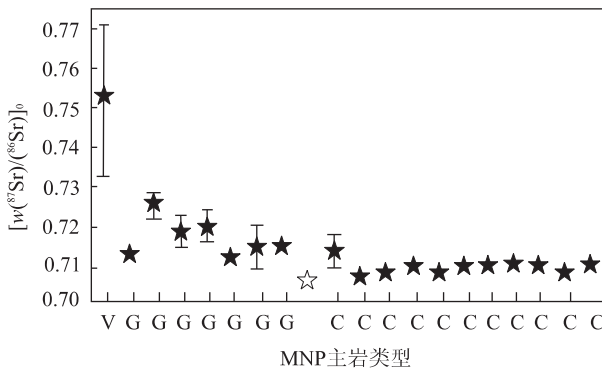


图 1 不同围岩类型萤石 Sr 同位素统计

Fig. 1 Sr isotopic statistics of fluorite in different wall rocks type

V 为火山岩型萤石,引自文献[8];G 为花岗岩型萤石,引自文献 [16~21],C 为碳酸岩或碳酸盐岩型萤石,引自文献[2,3,5,22~24];MNP 为牦牛坪稀土矿区萤石.图中符号代表均值,部分地区 Sr 同位素初始值变化不大,未列出范围;☆为本文研究区

根据围岩的划分[8],笔者总结了花岗岩型、火山岩型和碳酸岩或碳酸盐岩型 3 种萤石类型 Sr 同位素的初始比值,显示不同类型的萤石 Sr 初始值不同,火山岩型高于花岗岩型,高于碳酸岩或碳酸盐岩型(图 1),表明萤石 Sr 同位素与围岩关系密切,这一点已得到学者的认可[25].矿区萤石 Sr 初始值相对较低,具有幔源特征.

4 讨论

4.1 萤石成矿流体来源

萤石 Sr-Nd 同位素组成是示踪成矿流体来源的重要手段之一.由于 Sr 与 Ca 相似的地球化学特征,两者易于发生类质同象置换,而 Rb 则相反,不易与 Ca 发生类质同象,因而萤石是一种相对富 Sr 而贫 Rb 的矿物,笔者测定了四川冕宁稀土矿床中 20 件萤石样品的微量元素含量,其中 $w(\text{Sr})$ 在 $2.042 \times 10^{-6} \sim 6.173 \times 10^{-6}$,平均 3.210×10^{-6} ,而 $w(\text{Rb})$ 大都低于检测限,最高仅为 1.79×10^{-6} ;Deer 等[26]的研究结果表明,萤石中 Ca 的位置只接受少量的 Sr 而不接受 Rb.正因为萤石是一种相对富 Sr 而贫 Rb 的矿物,在成矿过程中这种矿物的 Sr 同位素组成不受 ^{87}Rb 衰变的影响,较好地保存了成矿流体本身的 Sr 同位素组成信息,因而萤石 Sr 同位素组成能较好地示踪成矿流体的来源.同时萤石中的稀土主要来源于成矿流体中的 F-REE 络合物,所以其 Nd 同位素组成也是判别成矿流体(尤其

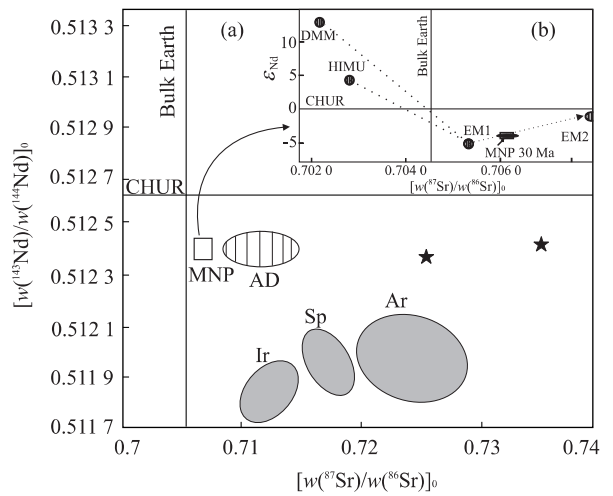


图 2 不同地区萤石 $[w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_0 - [w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})]_0$

Fig. 2 $[w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_0 - [w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})]_0$ of different regional fluorites

图 a 中, MNP 为牦牛坪稀土矿区萤石;★为矿区花岗岩;AD 为产于印度 Amba Dongar 碱性岩(硅酸岩-碳酸岩)地区萤石[2];Ar, Ir, Sp 引自文献[16~18],其成矿流体主要来源于花岗岩.图 b 中方框为矿区萤石,椭圆为碱性岩(正长岩-碳酸岩);DMM, HIMU, EM1 和 EM2 引自文献[27], $[w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_{\text{Bulk Earth}} = 0.7045$, $[w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})]_{\text{CHUR}} = 0.5123638$ 引自文献[28]

是 F) 来源的有力工具之一[2].

对比矿区主要围岩分析[29]可见,牦牛坪稀土矿床萤石的 Sr、Nd 同位素组成与矿区出露的碳酸岩和正长岩两者基本一致,明显不同于花岗岩;且萤石 Sr 初始值相对较低,低于花岗岩型萤石(图 1),说明矿区萤石成矿流体主要来源于正长岩-碳酸岩.

4.2 REE 成矿流体来源

图 2b 中,矿区萤石位于 EM1-EM2 轨迹上,靠近 EM1 地幔端元,具有明显的幔源特征.包裹体研究也显示其形成温度较高,并发现了熔融包裹体[9].对比同种类型的印度 Amba Dongar 碱性岩(碳酸岩-硅酸岩)矿区萤石发现,两者 Nd 同位素比值相似(图 2a). Amba Dongar 矿区萤石 Sr-Nd 同位素研究表明[2],萤石 Nd 初始值与矿区碱性岩相似,说明 F 的来源与碱性岩的岩浆活动有关.研究显示[30]:F 是 REE 的主要载体,F-REE 络合常数大于其他络合剂.Wendlandt 等[31]的实验也证实:富 CO_2 的碱性硅酸岩熔体通过分离结晶或液态不混溶作用分异出硅酸岩熔体和碳酸岩熔体的过程中,也分异出富 REE(尤其是 LREE)的流体.因此可以认为牦牛坪稀土矿床的稀土成矿流体来源具有

幔源特征,与碳酸岩—正长岩岩浆活动有关。以下证据也支持这种观点。

(1)牦牛坪稀土矿床与碳酸岩—正长岩时空密切共生。空间上:矿床与碳酸岩—正长岩分布规律一致,碳酸岩—正长岩是矿区最主要的赋矿岩石;时间上:两者均形成于喜山期,蒲广平^[32]报道了矿区正长岩的 K—Ar 稀释法年龄为 28~48 Ma,碳酸岩为 (31.7±0.7) Ma,施泽民^[33]利用矿脉中钽石、钠铁闪石和黑云母测得同位素年龄分别为 23 Ma 和 (27~40±0.7) Ma。而花岗岩为燕山期产物^[34],两者时间相差较大。

(2)本文测得矿区石英 $\delta(D) = -77 \times 10^{-3} \sim -52 \times 10^{-3}$, $\delta(^{18}O) = 7.8 \times 10^{-3} \sim 9.4 \times 10^{-3}$ 组成显示:牦牛坪矿区成矿流体具有幔源特征,萤石 $\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})$ 比值(变化范围 0.706 031~0.706 237)大体在地幔 $[\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})]_0$ 比值范围(0.704±0.002)之内也可证实这一点。

(3)燕山期冕西花岗岩为牦牛坪稀土矿床及碱性岩体(碳酸岩—正长岩)主要围岩之一。本文测得 2 件花岗岩样品, $\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})$ 为 0.743 765 和 0.744 440, $\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd})$ 为 0.512 419 和 0.512 485,取原始地幔 $\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr}) = 0.704 5$, $\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd}) = 0.512 64$ ^[35],按 Zhu 等^[36]提出的二元混合模式计算公式: $x = (R_m - R_1)/(R_2 - R_1)$, $X = C_m \times x/K$ (R_m 为样品测定的同位素比值; R_1 为原始地幔的同位素比值; R_2 为混合端元同位素比值; X 为混合体积比; C_m 为样品 Sr、Nd 的测定浓度; K 为综合常数,计算 Sr 和 Nd 分别为 15 000 和 900^[36])。以矿区花岗岩 $\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr}) = 0.744 102$, $\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd}) = 0.512 457$ (均值)为混合端元,计算萤石中锶、钕分别有 98.2%~99.4% 和 83.7%~88.8% 为幔源锶、钕,只有 0.6%~1.8%, 11.2%~16.3% 为壳源锶、钕。如果将地壳作为混合端元,取其 $\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr}) = 0.717$, $\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd}) = 0.512 0$ ^[35],计算结果显示: 94.3%~98.0%, 95.3%~96.8% 为幔源锶、钕;壳源锶、钕仅占 2.0%~5.7%, 3.2%~4.7%。2 种计算结果均表明该区成矿流体具有明显的幔源特征。

(4)另据攀西裂谷地球物理研究成果^[37],攀西地区上地幔顶部遗存裂谷期“异常地幔体”,根据大地热流值和爆炸地震测深给出的模型,“异常地幔体”是壳幔混熔体部分熔融引起的。张云湘等^[37]指出“如遇到合适的板块活动条件,推测将会又一次出

现构造岩浆活化”,而印度—欧亚板块碰撞缝合引起强大的喜山运动提供了这一契机,使其可能局部活化,成为本区稀土成矿的发源地。

致谢:野外地质工作中得到四川省地矿厅 109 地质队蒲广平高级工程师的大力帮助,中科院地质与地球物理研究所黄莹研究员完成了 Sr、Nd 同位素组成测定,中科院地化所裘愉卓研究员、彭建堂副研究员、韩润生博士后、张辉博士对该文提出了宝贵意见,中国地科院矿床所王登红研究员、袁忠信研究员提供了宝贵资料,在此表示感谢。

参考文献:

- [1] Burt D M, Sheridan M F. Topaz rhyolites: distribution, origin, and significance for exploration [J]. *Econ Geol*, 1982, 77: 1818—1836.
- [2] Simonetti A, Bell K. Nd, Pd, and Sr isotope systematics of fluorite at the Amba Dongar carbonatite complex, India: evidence for hydrothermal and crustal fluid mixing [J]. *Econ Geol*, 1995, 90: 2018—2027.
- [3] Ruiz J, Kesler S E. Strontium isotope geochemistry of fluorite mineralization associated with fluorine-rich igneous rocks from the Sierra Madre Occidental, Mexico: possible exploration significance [J]. *Econ Geol*, 1985, 80: 33—42.
- [4] David A S, Palmer A E. Genesis of carbonatite-hosted fluorite deposit at Amba Dongar, India, evidence from fluid inclusions, stable isotopes and whole rock-mineral geochemistry [J]. *Econ Geol*, 1996, 91: 934—950.
- [5] Barbieri M, Bellanca A. Use of strontium isotopes to determine the source of hydrothermal fluorite and barite from northwestern Sicily (Italy) [J]. *Chem Geol*, 1987, 66: 273—278.
- [6] Chesley J T. Samarium-neodymium direct of fluorite [J]. *Science*, 1991, 252: 949—951.
- [7] Chesley J T, Halliday A N, Kyser T K, et al. Direct dating of Mississippi Valley-type mineralization: use of Sm-Nd in fluorite [J]. *Econ Geol*, 1994, 89: 1192—1199.
- [8] Li C J, Wang G W. Isotopic geochemistry of Chinese fluorite deposits [J]. *International Geology Review*, 1996, 38: 1054—1067.
- [9] 牛贺才,林传仙. 萤石中流体—熔融包裹体研究[J]. 地质论评, 1995, 41(1): 28—33.
NIU H C, LIN C X. Study of fluid-melt inclusion of fluorite [J]. *Geological Review*, 1995, 41(1): 28—33.
- [10] 牛贺才,陈繁荣,林茂青. 岩浆成因重晶石、萤石的稀土

- 元素地球化学特征[J]. 矿物学报, 1996, 16(4): 382—388.
- NIU H C, CHEN F R, LIN M Q. REE geochemical character of magmas genesis barite and fluorite [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 1996, 16(4): 382—388.
- [11] 许成, 黄智龙, 漆亮, 等. 四川牦牛坪稀土矿床成矿流体来源与演化初探—萤石稀土元素地球化学的证据[J]. 地质与勘探, 2001, 37(5): 24—28.
- XU C, HUANG Z L, QI L, et al. Primary study of ore-fluids source and evolution in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province—evidence from REE geochemistry of fluorites [J]. *Geology and Prospecting*. 2001, 37(5): 24—28.
- [12] Depaolo D J. Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of crust and mantle [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 43: 201—211.
- [13] Jachson S B, Wasserburg J G. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 50: 139—155.
- [14] 蒲广平. 四川西南牦牛坪碱性伟晶岩—火成碳酸岩杂岩体的发现[J]. 地质论评, 1989, 34(1): 88—92.
- PU G P. Discovery of an alkali pegmatite-carbonatite complex zone in Maoniuping, Southwestern Sichuan Province [J]. *Geological Review*, 1989, 34(1): 88—92.
- [15] 袁忠信, 施泽民, 白鸽, 等. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 1995. 1—10.
- YUAN Z X, SHI Z M, BAI G, et al. Rare earth element deposit in Maoniuping Mianning in Sichuan Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995. 1—10.
- [16] Galindo G, Pankhurst R J, Casquet C, et al. Age, Sr and Nd-isotope systematics, and origin of two fluorite lodes, Sierras Pampeanas, Argentina [J]. *Inter Geol Rev*, 1997, 39: 948—954.
- [17] Menuge J F, Feely M. Origin and granite alteration effect of hydrothermal fluid; isotopic evidence from fluorite veins, Co. Galway, Ireland [J]. *Mineralium Deposita*, 1997, 32: 34—43.
- [18] Galindo C, Tornos F. The age and origin of barite-fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra Del Guadarrama (Spanish Central, Spain); a radiogenic (Nd-Sr) and stable isotope study [J]. *Chem Geol*, 1994, 112: 351—364.
- [19] 卢武长, 杨绍全, 张平. 德清庾村萤石的同位素研究 [J]. 矿物岩石, 1990, 10(2): 77—81.
- LU W C, YANG S Q, ZHANG P. Isotopic study of fluorites in Yucun, Deqing [J]. *Mineral and Rock*, 1990, 10(2): 77—81.
- [20] 李长江, 蒋叙良. 中国东南部两类萤石矿床的成矿模式 [J]. 地质学报, 1991, 3: 263—273.
- LI C J, JIANG X L. Metallogenetic model of two type fluorites deposit in southeast China [J]. *Geology Acta*, 1991, 3: 263—273.
- [21] 涂光炽. 低温地球化学 [M]. 北京: 科学出版社. 1998. 15—28.
- TU G Z. Low temperature geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 1998. 15—28.
- [22] Ruiz J, Richardson C K. Strontium isotope geochemistry of fluorite, calcite and barite of the cave-in-rock fluorite district, Illinois [J]. *Econ Geol*, 1988, 88: 203—210.
- [23] Ruiz J, Kesler S E. Geology and geochemistry of the Las Cuevas fluorite deposit, San Luis Potosi, Mexico [J]. *Econ Geol*, 1980, 75: 1200—1209.
- [24] Subias I, Moritz R. Isotopic composition of strontium in the Valle de Tena (Spanish central Pyrenees) fluorite deposits; relevance for the source of elements and genetic significance [J]. *Mineralium Deposita*, 1998, 33: 416—424.
- [25] 涂光炽. 中国层控矿床地球化学(第二卷) [M]. 北京: 科学出版社, 1987. 224—258.
- TU G Z. Strata-control deposit geochemistry in China (Vol. 2) [M]. Beijing: Science Press, 1987. 224—258.
- [26] Deer W A, Howie R A. An introduction to the forming minerals [M]. New York: Longman Press, 1966. 511—515.
- [27] Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A. Mantle plume and entrainment isotopic evidence [J]. *Science*, 1992, 256: 517—520.
- [28] Epaolo D J. Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of crust and mantle [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 43: 201—211.
- [29] 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, (8): 635—646.
- XU C, HUANG Z L, LIU C Q, et al. Geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province [J]. *Science in China(Series D)*, 2002, (8): 635—646.
- [30] Wood S A. The aqueous geochemistry of the REE and yttrium [J]. *Chem Geol*, 1990, 82: 159—186.

- [31] Wendlandt R F, Harrison W J. Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor: result and implications for the formation of light rare earth-enriched rocks [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1979, 69: 409—419.
- [32] 薄广平. 攀西地区稀土成矿历史演化与喜马拉雅期成矿基本特征. 见: 陈毓川, 王登红, 编. 喜马拉雅期内生成矿作用研究[M]. 北京: 地质出版社, 2001. 104—116.
- BO G P. The evolution history of REE mineralization and major features of Himalayan REE deposit in Panzhihua-Xichang area, Sichuan, in *Study on Himalayan endogenic mineralization*. CHEN Y C, WANG D H eds. [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2001. 104—116.
- [33] 施泽民. 牦牛坪喜马拉雅山期稀土矿床的厘定及其意义[J]. *四川地质学报*, 1993, 13(3): 247—254.
- SHI Z M. Age conjecture and meaning of Himalayan REE deposit in Maoniuping [J]. *Sichuan Geology Acta*, 1993, 13(3): 247—254.
- [34] 袁忠信, 施泽民. 四川冕宁牦牛坪碱性花岗岩锆石铀—铅同位素年龄及其地质意义[J]. *矿床地质*, 1993, 12(2): 189—192.
- YUAN Z X, SHI Z M. Zircon U-Pb isotopic age and geological meaning of alkaline granite in Mianning, Sichuan Province [J]. *Mineral Deposit*, 1993, 12(2): 189—192.
- [35] Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle [J]. *Nature*, 309: 753—757.
- [36] Zhu B Q, Li X H, Liu B L. Three component mixing and four system recycling models for explaining Nd-Sr-Pb isotopic correction of suboceanic and subcontinental, mantles [J]. *Science in China [D]*, 1990, 33: 757—768.
- [37] 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜, 等. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社, 1988. 224—270.
- ZHANG Y X, LUO Y N, YANG C X, et al. The Panxi rift [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988. 224—270.

Indicator of Fluorite Sr and Nd Isotope to Mantle-Derived Ore-Forming Fluids in Maoniuping REE Deposit, Sichuan Province, China

XU Cheng^{1,2}, HUANG Zhi-long¹, LIU Cong-qiang¹, QI Liang¹, LI Wen-bo¹, GUAN Tao¹

(1. *Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*; 2. *Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China*)

Abstract: Fluorite is main vein mineral in Maoniuping REE deposit, whose formation ran through the whole mineralization process. So the isotopic study plays an important role in probing the source of fluorite and REE ore-forming fluid. The Sr, Nd isotopic composition of 6 fluorite samples from Maoniuping orefield are similar. According to Sr, Nd isotopic data of the wall rocks (carbonatite-syenite, granite), it is shown; that different REE distribution fluorites from different colors and ore type are the products of the same source; REE ore-forming fluids come from the enriched mantle and are closely related with magma action of carbonatite-syenite.

Key words: fluorites; Sr, Nd isotope; carbonatite-syenite; Maoniuping REE deposit.