

文章编号: 1000- 6524 (2002) 04- 0429- 17

## 白云鄂博矿区碱性基性岩- 碳酸岩岩墙岩石学研究

郝梓国<sup>1</sup>, 王希斌<sup>2</sup>, 李震<sup>3</sup>, 肖国望<sup>4</sup>, 张台荣<sup>4</sup>

(1. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037; 2. 中国地质科学院 地质研究所, 北京 100037;  
3. 北京大学 地学院, 北京 100871; 4. 内蒙古白云鄂博铁矿 地测科, 内蒙古 包头 014000)

**摘要:** 白云鄂博地区广泛发育碳酸岩墙- 碱性基性岩墙, 通过对其岩石学、矿物学、岩石化学、稀土元素、微量元素的系统研究表明, 碳酸岩墙为火成碳酸岩, 部分碳酸岩墙的 REE 含量高达 14.675%, 与赋矿白云石碳酸岩体的 REE 含量(最高达 10%)相近, 两者均为富稀土矿石。矿区基性岩墙的  $K_2O + Na_2O$  含量( $> 5\%$ )高于普通基性岩石(4%), 表明它们属于碱性岩类, 是碱性基性岩墙。碳酸岩墙- 碱性基性岩墙的 REE 与微量元素的分配型式近似, Sr、Nd、Pb 同位素特征亦相近, 表明它们形成于一个比较特殊的近似的源区, 两者有一定的成因关系。

**关键词:** 碱性基性岩墙; 碳酸岩墙; 岩石学; 岩石化学; 白云鄂博; 内蒙古

**中图分类号:** P588.1; P618.7 **文献标识码:** A

### Petrological study of alkaline basic dyke and carbonatite dyke in Bayan Obo, Inner Mongolia

HAO Zi\_guo<sup>1</sup>, WANG Xi\_bin<sup>2</sup>, LI Zhen<sup>3</sup>, XIAO Guo\_wang<sup>4</sup> and ZHANG Tai\_rong<sup>4</sup>

(1. Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2. Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 3. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 4. Geological Surveying Department, Bayan Obo Iron Mine, Baotou 014000, China)

**Abstract:** Carbonatite dykes and alkaline basic dykes are widely distributed in Bayan Obo. A study on their petrology, mineralogy, petrochemistry, REE and trace elements indicates that carbonatite dykes are igneous carbonatite, and REE content of some dykes is 14.675%, similar to that of dolomite carbonatite, implying that the two kinds of carbonatite are both REE-rich rocks.  $K_2O + Na_2O$  content of basic dykes in the ore district is higher than that of general basic rocks, suggesting that these dykes are alkaline rocks and belong to alkaline basic dykes. Carbonatite dykes are similar to alkaline basic dykes in REE and trace element patterns, and they also have similar Sr, Nd and Pb isotopic characteristics. These features indicate that the two

收稿日期: 2002- 05- 20; 修订日期: 2002- 10- 08

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49972021)

作者简介: 郝梓国(1958- ), 男, 博士, 研究员, 主要从事基性- 超基性岩及相关矿产的研究。

kinds of dykes were formed in a special and similar source area, thus genetically related to each other.

**Key words:** alkaline basic dyke; carbonatite dyke; petrology; petrochemistry; Bayan Obo; Inner Mongolia

内蒙古包头市白云鄂博铈、稀土、铁矿床是世界上最大的稀土矿床。近年来,随着对超大型矿床研究的深入,人们越来越希望对该矿床的成矿背景、成矿时代和矿床成因做出一个清楚的结论,导致各种观点层出不穷。20世纪50年代以前,人们对白云鄂博赋矿白云石碳酸岩(原称赋矿白云岩)体的沉积成因并无疑义;60年代,谢家荣(1963)首次提出白云鄂博矿床可能属于岩浆碳酸岩型(转引自白鸽等,1996);70年代,内蒙古区测队(1971)认为本区赋矿白云石碳酸岩为加里东期的侵入碳酸岩(中国科学院地球化学所,1988;白鸽,1996)。80年代以来,各种观点发生了分化,孟庆润(1982)、魏菊英等(1983,1994)、赵景德等(1991)、张鹏远等(1993)认为白云鄂博的赋矿白云石碳酸岩是正常沉积成因;白鸽(1983)、袁忠信(1991,1995)、王楫(1989,1992)等认为是海底火山喷溢沉积;陈辉(1987,1993)、曹荣龙(1996)则认为与深源热卤水(流体)有关;孟庆昌(1981)、刘铁庚(1985,1986)、Le Bas等(1997)、杨学明等(1998)认为是碳酸岩浆成因;而乔秀夫(1987)、章雨旭等(1998)则认为是微晶丘成因,成矿则是地幔流体交代的结果。笔者针对本区广泛分布的火成碳酸岩-碱性基性岩墙组合,结合国外火成碳酸岩区的岩石组合特征,研究其特点,进而为本区赋矿白云石碳酸岩的火成侵入成因提供新的证据。

## 1 区域地质概况

白云鄂博地区位于内蒙古自治区中部,东经 $106^{\circ}\sim 112^{\circ}$ ,北纬 $39^{\circ}\sim 42^{\circ}$ ,地跨华北古陆及内蒙海西古大洋两大构造单元。大陆与大洋之间被乌兰宝力格深大断裂隔开,北为内蒙海西古大洋区,是一套含蛇绿岩的大洋型沉积;以南至包头为华北陆块内蒙地轴的北侧部分。白云鄂博地区是大陆边缘裂谷带的一部分,该裂谷带位于乌拉特中旗、达茂旗、四子王旗一带,西起狼山,东到太仆寺旗一线,总体呈近东西向展布,长约500 km,南北宽约20~50 km。在其南侧,并行分布的是渣尔泰裂谷。

依据前人资料,白云鄂博地区出露的地层自下而上有色尔腾山群、白云鄂博群、志留系、石炭系、侏罗系以及第三系和第四系。白云鄂博群是一套浅海相、厚度大、岩相变化剧烈的浅变质岩系,主要由石英岩、板岩、碳酸盐岩组成,不整合于色尔腾山群之上,可分为6个岩组,自下而上由都拉哈拉组( $H_1\sim H_3$ )、尖山组( $H_4\sim H_5$ )、哈拉霍疙特组( $H_6\sim H_8$ )、比鲁特组( $H_9\sim H_{10}$ )、白银宝拉格组( $H_{11}\sim H_{13}$ )和呼吉尔图组( $H_{14}\sim H_{18}$ )组成。赋矿白云石碳酸岩体和各种岩墙发育于白云鄂博群中(图1)。

对本区的构造格局、岩浆活动、成矿作用起主导作用的区域性大断裂主要是近东西向的乌兰宝力格深断裂和白云鄂博-白银角拉克大断裂。乌兰宝力格深断裂位于白云鄂博北10多公里处,处于北部古生代沉降带和南部古生代隆起带之间。白云鄂博-白银角拉克大断裂东起白云鄂博,向西到白银角拉克,全长断续达40 km。由于在白云鄂博西被第三纪上新统覆盖,所以在白云鄂博出露长度为15 km左右,即宽沟大断层。该断裂呈近东西向,至

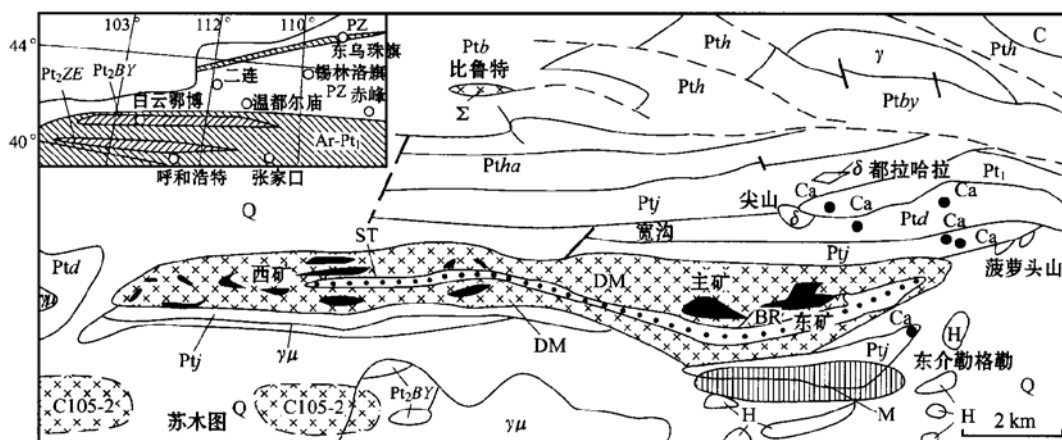


图1 白云鄂博矿区地质图(据中国科学院地球化学研究所, 1988, 简化修改)

Fig. 1 Geological map of the Bayan Obo ore district

Ar- Pt<sub>1</sub>—太古宙—早元古代地层(色尔腾山群?); Pt<sub>2</sub>ZE—渣尔泰裂谷的渣尔泰山群; Pt<sub>2</sub>BY—白云鄂博裂谷的白云鄂博群; Pt<sub>d</sub>—都拉哈拉组; Pt<sub>j</sub>—尖山组; Pth<sub>a</sub>—哈拉霍疙特组; Pt<sub>b</sub>—比鲁特组; Pt<sub>by</sub>—白音宝拉格组; Pth—呼尔图组; H—白云鄂博群未分层; PZ—古生代海相地层; C—石炭系火山岩; Q—第四系; ST—钾质板岩; BR—黑云母岩; Σ—比鲁特超基性岩; DM—赋矿白云石碳酸岩体; Ca—碳酸岩墙+碱性基性岩墙露头; γμ—花岗岩麻岩; γ—花岗岩; δ—辉长闪长岩; M—高磁异常区(据魏菊英等, 1994); C105-2—隐伏碳酸岩岩体

白云鄂博东与乌兰宝力格深断裂相交。白云鄂博矿床正好位于上述两大断裂的交汇部位附近(图1)。

本区岩浆活动从色尔腾山期到燕山期均有, 以侵入活动为主, 喷发活动主要集中于中元古代白云鄂博期, 为一套中酸性—基性火山岩建造, 另外还广泛发育一套钾玄岩。侵入岩类型齐全, 分布广, 侵入于白云鄂博群中, 接触带普遍混合岩化。矿区内出露的岩浆岩, 按成分可分为超基性岩、碱性基性岩类和酸性岩类。超基性岩有位于矿区西北部的比鲁特超基性岩体, 遭受了强烈的绢石化和滑石化蚀变(王希斌等, 2002)。碱性基性岩类包括辉绿岩、闪长玢岩及正长岩脉、钠长岩脉, 广泛出露于矿区范围内(图版I-1)。火成碳酸岩的最大岩体为赋矿白云石碳酸岩体(Le Bas *et al.*, 1997; 杨学明等, 1998, 1999, 2000; 郝梓国等, 2002; 王希斌等, 2002), 其次为侵入的碳酸岩墙(图版I-2)。酸性岩类包括中粗粒黑云母花岗岩、角闪石黑云母花岗岩、细粒黑云母花岗岩及酸性岩脉; 在矿区南部, 花岗岩呈岩基侵入于白云鄂博群中, 在矿区北部和西部花岗岩呈岩株状产出(中国科学院地球化学研究所, 1988)。

从最初裂谷开始活动的中元古代至裂谷结束后历次大的构造运动, 本区都有相应的岩浆岩出现, 岩石类型也从超基性岩类、基性+碱性岩类向花岗岩类演化, 据此推测, 本区大规模的花岗岩浆活动代表了裂谷的消亡和陆壳化的开始, 其间裂谷作用对本区带来了持久的影响。

## 2 岩墙的产状、岩石学特征

岩墙中造岩矿物的电子探针成分分析结果见表1。

表 1 岩墙中造岩矿物电子探针分析数据

w<sub>B</sub>/%

Table 1 Chemical composition of rock forming minerals in the dykes

| 样号     | 岩石名称 | 矿物名称 | Na <sub>2</sub> O | MgO   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | K <sub>2</sub> O | CaO   | TiO <sub>2</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | FeO   | 总量     |
|--------|------|------|-------------------|-------|--------------------------------|------------------|------------------|-------|------------------|--------------------------------|------|-------|--------|
| B83    | 碳酸岩  | 方解石  | 0.05              | 0.96  | 0.00                           | 0.00             | 0.00             | 53.96 | 0.01             | 0.00                           | 0.91 | 0.14  | 56.01  |
| B86    | 碳酸岩  | 方解石  | 0.00              | 1.76  | 0.00                           | 0.00             | 0.00             | 53.38 | 0.00             | 0.00                           | 0.99 | 0.02  | 56.15  |
| B15a-1 | 辉绿岩  | 斜长石  | 4.73              | 0.05  | 29.36                          | 53.84            | 0.21             | 11.04 | 0.00             | 0.01                           | 0.01 | 0.40  | 99.64  |
| B15a-2 | 辉绿岩  | 角闪石  | 0.29              | 11.38 | 2.81                           | 52.09            | 0.13             | 12.24 | 0.17             | 0.00                           | 0.34 | 18.54 | 98.00  |
| B74-1  | 辉绿岩  | 斜长石  | 4.20              | 0.11  | 30.63                          | 51.19            | 0.25             | 12.63 | 0.04             | 0.00                           | 0.02 | 0.60  | 99.67  |
| B74-2  | 辉绿岩  | 角闪石  | 0.13              | 19.83 | 1.42                           | 56.61            | 0.02             | 11.69 | 0.00             | 0.06                           | 0.34 | 6.71  | 96.82  |
| B76    | 辉绿岩  | 斜长石  | 5.75              | 0.03  | 28.11                          | 55.36            | 0.30             | 10.08 | 0.03             | 0.00                           | 0.01 | 0.37  | 100.05 |
| B11    | 闪长玢岩 | 钠长石  | 10.08             | 0.04  | 22.70                          | 64.76            | 0.25             | 2.22  | 0.01             | 0.00                           | 0.01 | 0.06  | 100.14 |
| B97-1  | 辉绿岩  | 斜长石  | 5.91              | 0.03  | 28.29                          | 55.55            | 0.27             | 9.46  | 0.02             | 0.01                           | 0.01 | 0.26  | 99.82  |
| B97-2  | 辉绿岩  | 黑云母  | 0.11              | 12.07 | 17.37                          | 35.86            | 6.19             | 0.24  | 2.03             | 0.03                           | 0.12 | 22.25 | 96.27  |
| B102   | 辉绿岩  | 斜长石  | 4.76              | 0.06  | 28.99                          | 53.96            | 0.37             | 11.27 | 0.05             | 0.03                           | 0.02 | 0.44  | 99.92  |
| B103   | 辉绿岩  | 斜长石  | 5.45              | 0.05  | 28.17                          | 55.22            | 0.65             | 9.55  | 0.04             | 0.00                           | 0.00 | 0.39  | 99.52  |

注: 由中国地质科学院矿产资源研究所测试。

## 2.1 碳酸岩墙

在白云鄂博赋矿白云石碳酸岩体周边的地层和岩体边缘,特别是宽沟北、尖山东、都拉哈拉等地,广泛发育有碳酸岩墙(图-1),据统计有 50 条之多。岩墙基本上为顺层侵入,个别切穿地层,一般宽数厘米至数米,延长几米至几十米,周边有霓长岩的蚀变边,野外容易辨认。镜下观察,岩石具细粒结构,主要由方解石、白云石等矿物组成。矿物多呈定向排列,方解石呈自形-半自形粒状。样品 B83、B86 含有较高的稀土元素,尤其是后者,稀土元素含量达 15%,Th 元素的含量达 0.53%。按照其所含稀土元素量来看,应该含有稀土矿物,但镜下未见到,电子探针也未发现稀土矿物或其他特殊矿物。主要样品特征如下:

(1) 样品 B83: 采自东矿南侧公路的西侧。岩墙宽约 0.5 m,与围岩接触较规整,蚀变较弱,向西偏北方向延伸,倾向北东,倾角 70°~80°。手标本呈黄白色,结晶较好。镜下观察,具细粒结构,可见主要矿物方解石有两组很好的解理(图版 I-3),有少量磁铁矿,成分较单一。粉晶 X 射线衍射显示矿物相为方解石+石英+云母。

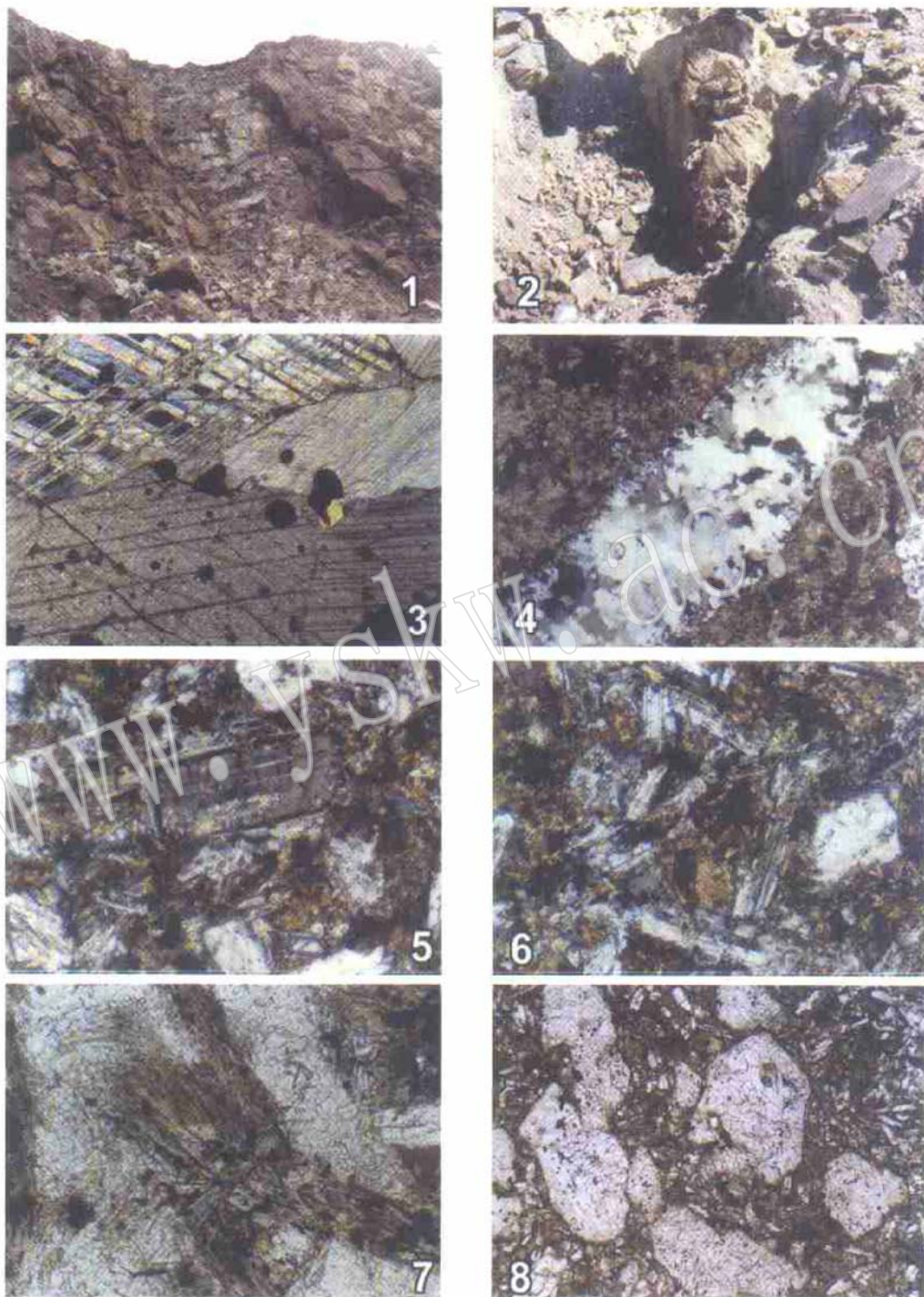
(2) 样品 B86: 采自东矿东侧的山坡上。岩墙宽为 2~3 m,与围岩接触明显,有蚀变边。该岩墙向北延伸,倾向东,倾角近乎直立。手标本呈灰白色,结晶较好。镜下观察,主要由方解石和石英组成,石英明显呈后期的小细脉穿切碳酸盐矿物(图版 I-4),副矿物有磁铁矿、磷灰石和独居石。粉晶 X 射线衍射显示矿物相为石英+方解石+白云石+霞石。

## 2.2 基性岩墙

矿区及其周边的赋矿白云石碳酸岩体或附近围岩中广泛分布基性岩墙(图版 I-1),从宽沟北尖山起向南到白云村的白云鄂博群中都有分布,主要岩性为辉绿岩、辉绿玢岩和闪长玢岩等。此次岩墙样品采于矿区内。

辉绿岩岩墙蚀变强烈,手标本呈暗灰绿色,具中细粒斑状结构,斑晶为长石。镜下可见岩石具辉绿结构,主要矿物为角闪石和斜长石,辉石多已蚀变为角闪石,长石晶形较好,呈自形至半自形长条状,角闪石化的辉石呈他形粒状,填充于较自形的斜长石骨架中。副矿物有磁铁矿和磷灰石,蚀变矿物有绿泥石、纤闪石、透闪石、云母、高岭石等。闪长玢岩岩墙蚀变较轻,灰黑色,微带绿色,中粒斑状结构,斑晶主要由斜长石、角闪石组成。副矿物有磁铁矿、

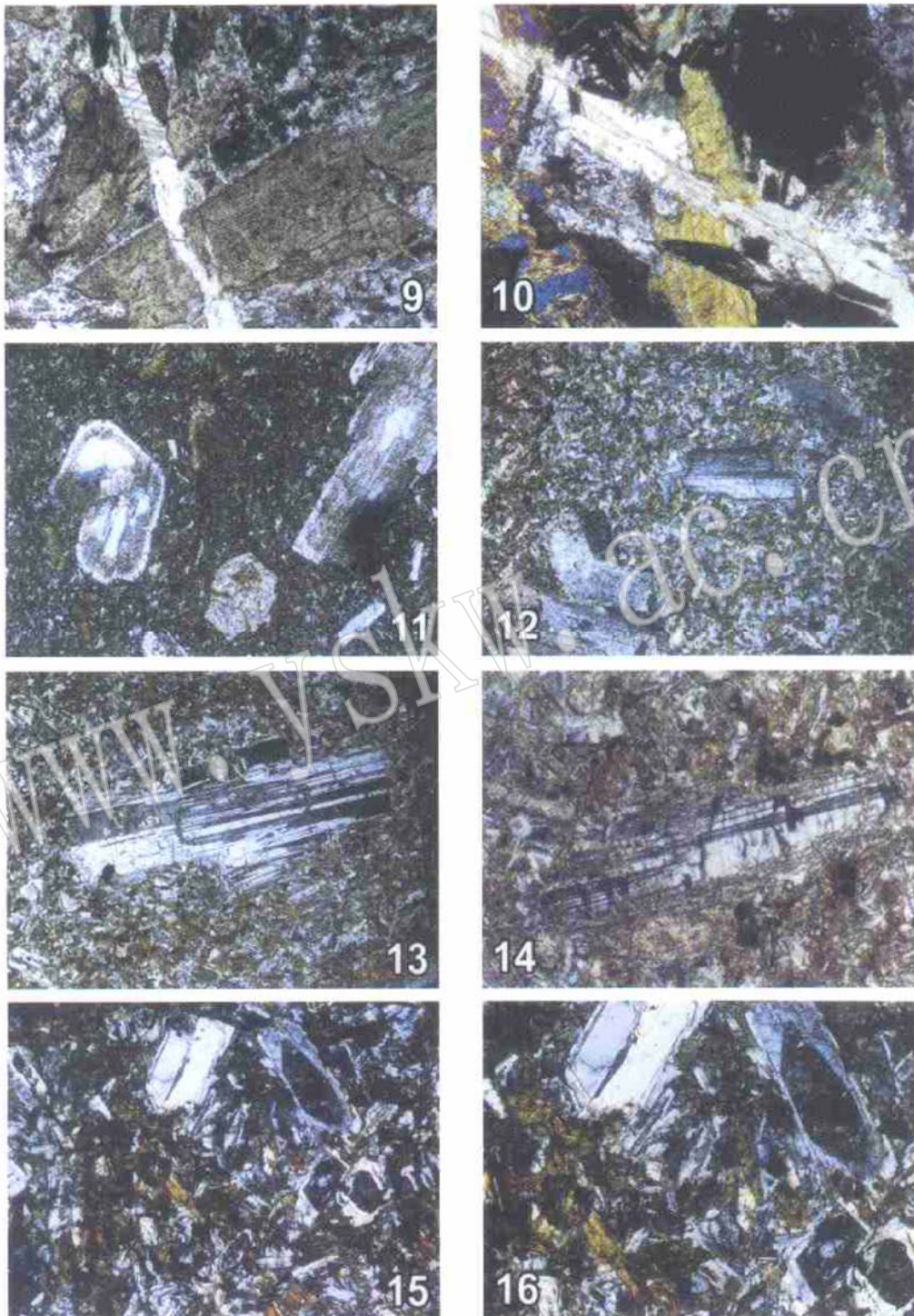




图版 I

1—辉绿岩墙, 位于东矿采场的北壁, 切穿赋矿白云石碳酸岩体, 样号: B76; 2—碱酸岩墙, 位于菱菱头山, 切穿尖山组 H<sub>1</sub> 地层, 位置近 B86 岩墙; 3—方解石碳酸岩, 粗粒结构, 为解石和少量透闪石组成, 样号: B83; 4—方解石碳酸岩, 细粒结构, 石英呈小细脉穿插碳酸盐矿物, 样号: B86; 5—辉绿岩, 斑状结构, 斑晶斜长石为中长石, 样号: B15; 6—辉绿岩, 辉绿结构, 斜长石骨架中充填了辉石的蚀变物阳起石, 样号: B15; 7—辉绿岩, 放射状结构, 由辉石蚀变而来的角闪石+阳起石呈放射状分布, 样号: B15; 8—辉绿岩, 斑状结构, 斑晶角闪石次闪石化, 样号: B74。





图版 II

9—辉绿岩, 辉绿结构, 轻微蚀变的角闪石被方解石细脉穿切, 样号: B59; 10—辉绿岩, 辉绿结构, 未蚀变的角闪石被方解石细脉穿切, 样号: B59; 11—辉绿玢岩, 斑状结构, 斑晶斜长石被钠质交代, 形成净边结构, 样号: B76; 12—辉绿玢岩, 斑状结构, 斑晶斜长石为中长石, 样号: B11; 13—辉绿玢岩, 斑状结构, 斑晶斜长石为中长石, 与基质斜长石成分近似, 样号: B103; 14—辉绿玢岩, 斑状结构, 斑晶斜长石为中长石, 有钠质交代现象, 样号: B102; 15、16—辉绿玢岩, 斑状结构, 不同放大倍数下斜长石被钠质交代, 形成净边结构的景象, 样号: B97。

楣石、磷灰石。主要样品特征如下:

(1) 样品 B15: 采自东矿露天采场的西壁。岩墙宽约 1 m, 呈灰绿色, 穿切赋矿白云石碳酸岩体, 与岩体接触较明显, 走向西偏北, 倾向东北, 倾角约  $80^{\circ}$ 。手标本呈灰绿色, 中粗粒状结构, 主要矿物为蚀变的辉石与长石, 长石为中长石, 多构成斑晶(图版 I-5); 其他还有磁铁矿、磷灰石和由斜长石蚀变来的白云母, 辉石与长石构成典型的辉绿结构(图版 I-6); 其次, 由辉石蚀变而来的角闪石+ 阳起石呈放射状分布(图版 I-7)。粉晶 X 射线衍射显示矿物相为白云母+ 斜长石+ 钠闪石+ 石英, 未发现富含稀土元素的矿物。

(2) 样品 B74: 采自东矿采场的北壁。岩墙宽约 0.5~ 1 m, 呈灰绿色, 穿切赋矿白云石碳酸岩体。走向北偏西, 倾向西南, 倾角约  $80^{\circ}$  左右。手标本呈灰绿色, 具中粗粒结构, 主要矿物为蚀变的辉石与长石。镜下观察主要矿物有辉石假象, 呈斑晶出现, 斜长石呈微晶(图版 I-8), 其他还有磁铁矿、磷灰石和云母。粉晶 X 射线衍射显示矿物相为钠长石+ 石英+ 透闪石+ 金云母, 与电子探针结果一致。

(3) 样品 B59: 采自矿区外围的宽沟。岩墙近南北向切穿地层, 向东北倾斜, 倾角约  $70^{\circ}$ 。手标本呈灰绿色, 粒状结构。主要矿物为斜长石、角闪石和方解石, 角闪石晶形较好, 镜下可见绿泥石、磁铁矿及后期的方解石小细脉穿切角闪石等其他矿物颗粒(图版 II-9, 10)。成分和 X 射线衍射分析结果显示其中含有白云石。这种穿切关系表明, 本区的碳酸岩浆活动是多期次的。

(4) 样品 B76: 采自东矿采场的北壁与东壁的结合部位(图版 I-1)。岩墙宽约 2 m, 呈灰绿色, 穿切赋矿白云石碳酸岩体, 与岩体接触较明显。走向北偏东, 倾向西南, 倾角约  $80^{\circ}$ 。手标本呈灰绿色, 中粗粒状结构, 主要矿物为蚀变的辉石、斜长石和绿泥石。镜下观察斜长石呈斑晶, 并有钠化现象, 形成斜长石的净边结构(图版 II-11),  $\text{Na}_2\text{O}$  的含量(5.75%) 高(表 1); 基质矿物为黑云母、绿泥石、磁铁矿等, 长石表面可见绢云母化。X 射线衍射结果显示还含有钾长石、铁白云石和方解石, 因含量较少在薄片未观察到。

(5) 样品 B81: 采自东矿采场。岩墙宽约 1 m, 呈灰绿色, 穿切赋矿白云石碳酸岩体, 与岩体接触较明显。走向近东西, 倾向正北, 倾角约  $80^{\circ}$ 。手标本呈灰绿色, 蚀变较为强烈, 主要矿物为已发生绢云母化的斜长石、角闪石、磁铁矿和其他的蚀变矿物, X 射线衍射结果显示还含有蒙托石、滑石和方解石。斜长石除绢云母化外, 还有绿泥石化。

(6) 样品 B11: 采自主矿采场的南壁。岩墙顺层侵入围岩 H9 中, 宽约 1.5 m。走向基本近南北, 近直立。手标本呈灰绿色, 粒状结构, 主要矿物为斜长石和角闪石, 斜长石呈斑晶出现, 蚀变较轻(图版 II-12)。基质矿物可见角闪石、斜长石、磁铁矿等。粉晶 X 射线衍射显示矿物相为白云母+ 钠长石+ 绿泥石, 探针数据(表 1) 显示斜长石斑晶为钠长石。

(7) 样品 B102 和 B103: 均采自主矿采场东北缘。岩墙产状相差不多, 宽约 0.5~ 1 m, 穿切赋矿白云石碳酸岩体 H8。走向北偏东, 向西北陡倾。手标本呈灰绿色, 粒状结构, 主要矿物均为已蚀变的辉石和斜长石。镜下观察两个样品中容易识别的主要矿物为斜长石, 晶形很好, 构成斑晶, B103 号标本的斜长石未蚀变(图版 II-13), B102 号标本的斜长石有轻微蚀变(图版 II-14), 还有磁铁矿和白云母。粉晶 X 射线衍射显示矿物相为蒙托石+ 金云母+ 绿泥石+ 斜长石(钠长石)+ 石英+ 方解石。

(8) 样品 B97: 采自主矿采场的西壁。岩墙宽约 1 m, 穿切赋矿白云石碳酸岩体 H8, 与岩体接触较明显。走向西偏北, 倾向东北, 倾角约  $70^{\circ}$ ~  $80^{\circ}$ 。手标本呈灰绿色, 粒状结构, 主

要矿物为斜长石和角闪石。镜下观察除有斜长石、角闪石外,还有绿泥石、磁铁矿和云母,颗粒较粗。斜长石普遍钠化,形成净边结构(图版 II-15, 16),  $\text{Na}_2\text{O}$  的含量(5.91%)高(表 1),说明本区的钠化作用较强,与钠长石岩脉的存在是一致的。粉晶 X 射线衍射显示矿物相为石英+钾长石+斜长石(钠长石)+钠闪石+绿泥石+云母。

### 3 岩墙的岩石化学特征

#### 3.1 碳酸岩墙

两条碳酸岩墙的岩石化学成分差别很大(表 2), B83 所在的岩墙为典型的方解石型碳酸岩墙,含有一定量的石英。B86 的岩石化学成分较为复杂,  $\text{SiO}_2$  含量和  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量较高,而  $\text{CaO}$  和  $\text{CO}_2$  含量相对较低。从 X 射线衍射结果来看, B86 包含的矿物相有白云石、方解石、石英和霞石。一般碳酸岩的  $\text{SiO}_2$  含量应小于 20%,从化学成分上来看应该含有磷灰石;白云石含量很低,也是方解石型碳酸岩墙,但其硅质含量较高,含有一定量的石英,镜下可见有石英沿碳酸盐矿物周围生长和细脉穿插的现象(图版 I-4),显然为后期形成。

#### 3.2 基性岩墙

基性岩墙样品的  $\text{SiO}_2$  的含量从 48.84% 到 57.72%(表 2),除样品 B11 外(57.72%),其余  $\text{SiO}_2$  的含量均具有辉长岩类(45%~53%)的特点,因其均呈岩墙状产出于地层中,并具辉绿结构,故属辉绿岩岩墙。 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  含量基本上都大于 5%,比一般的辉长岩类(4.0%)高。从成分上看, B11 样品与安山岩类相当,定名为闪长玢岩,  $\text{K}_2\text{O}$  含量为 2.93%,

表 2 样品的岩石化学分析结果表

w / %

Table 2 Chemical analyses of rock samples in the ore district

| 序号                      | 1                  | 2                  | 3     | 4     | 5     | 6     | 7      | 8     | 9     | 10     | 11     |
|-------------------------|--------------------|--------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|
| 样号                      | B83                | B86                | B15a  | B74   | B76   | B81   | B11    | B97   | B102  | B103   | B59    |
| 名称                      | 碳酸岩                | 碳酸岩                | 辉绿岩   | 辉绿岩   | 辉绿岩   | 辉绿岩   | 闪长玢岩   | 辉绿岩   | 辉绿岩   | 辉绿岩    | 辉绿岩    |
| $\text{SiO}_2$          | 15.76              | 35.45              | 52.44 | 52.68 | 53.66 | 48.84 | 57.72  | 52.94 | 54.88 | 54.74  | 50.82  |
| $\text{TiO}_2$          | 0.02               | 0.01               | 0.91  | 0.88  | 0.91  | 1.09  | 0.84   | 0.92  | 0.95  | 0.95   | 1.55   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 0.40               | 0.02               | 17.91 | 15.64 | 16.17 | 16.73 | 18.23  | 18.86 | 18.06 | 18.00  | 14.82  |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 3.02               | 1.52               | 1.89  | 1.65  | 1.64  | 1.83  | 2.47   | 3.13  | 2.70  | 2.15   | 2.48   |
| FeO                     | 2.86               | 0.27               | 6.88  | 6.18  | 6.22  | 6.84  | 4.22   | 5.55  | 4.33  | 5.30   | 9.43   |
| MnO                     | 1.49               | 0.30               | 0.17  | 0.18  | 0.15  | 0.12  | 0.12   | 0.14  | 0.11  | 0.11   | 0.18   |
| MgO                     | 1.68               | 2.57               | 4.28  | 7.37  | 6.45  | 5.79  | 3.35   | 4.28  | 3.41  | 3.70   | 5.22   |
| CaO                     | 38.38              | 15.52              | 6.84  | 7.64  | 7.70  | 5.45  | 3.90   | 6.43  | 4.06  | 3.25   | 8.75   |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 0.13               | 0.14               | 4.09  | 3.06  | 2.93  | 2.24  | 2.89   | 3.16  | 3.14  | 2.60   | 3.75   |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 0.23               | 0.06               | 1.92  | 1.71  | 1.73  | 2.45  | 2.93   | 1.48  | 2.49  | 2.27   | 0.46   |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 0.61               | 8.84               | 0.29  | 0.20  | 0.21  | 0.37  | 0.24   | 0.28  | 0.31  | 0.30   | 0.14   |
| $\text{CO}_2$           | 30.69              | 15.00              | 0.97  | 0.32  | 0.50  | 3.20  | 0.35   | 0.28  | 1.08  | 1.52   | 0.52   |
| $\text{H}_2\text{O}^+$  | 1.12               | 0.20               | 1.30  | 1.80  | 1.18  | 4.40  | 2.92   | 2.02  | 4.10  | 5.64   | 2.08   |
| F                       | 0.24               | 0.074              | 0.10  | 0.084 |       |       |        |       |       |        |        |
| S                       | 0.53               |                    |       |       |       |       |        |       |       |        |        |
| $\Sigma$                | 97.69 <sup>①</sup> | 79.97 <sup>②</sup> | 99.99 | 99.31 | 99.45 | 99.35 | 100.18 | 99.47 | 99.62 | 100.53 | 100.20 |

注:由国家地质分析测试中心采用 X 荧光法测定;①另外含有:Ba 1.03%, Sr 1.37%;②另外含有:REE 14.675%, Sr 0.32%, Th 0.53%。



也高于一般闪长岩的钾含量,表明基性脉岩岩浆在地壳深部亦发生了分异作用。辉石类矿物大都已蚀变为闪石类矿物,如透闪石,导致样品的 Fe、Mg 含量稍有降低,而全岩 Si、Al 含量较一般辉长岩类的含量稍高,尤其样品 B102 与 B103, (K<sub>2</sub>O+ Na<sub>2</sub>O) 的总量高出正常辉长岩类很多。总之,从样品的化学成分判断,除矿区外围宽沟的样品外,其余样品均应属于碱性基性岩类。

## 4 岩墙的稀土元素特征

### 4.1 碳酸岩墙

一般而言,碳酸岩是所有岩石中稀土元素含量最高的,其稀土元素总量一般为  $72 \times 10^{-6}$  到  $15\,515 \times 10^{-6}$ , La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 值为 7.1 到 1 240, 配分模式可有两种类型:一种为无 Ce 异常类,其中大多数无 Eu 异常,仅少数具有 Eu 的正异常;另一种为 Ce 负异常类。本区两条碳酸岩墙的稀土元素总量分别为  $2\,026.45 \times 10^{-6}$  和 14.675% (表 3), 二者含量虽然相差很大,但均达到了 REE 矿物的含量,尤其 B86 属富稀土矿物。从表 3 和图 2a、b 中可见,二者都具有陡倾斜的稀土元素分布模式,样品 B83 基本上没有 Eu 和 Ce 异常,而样品 B86 呈现出 Eu 异常,  $\delta Eu = 0.53$ 。样品 B83 的 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 值为 48.25, 稀土元素配分形式具有第一类型的特点,基本无 Ce 异常, Eu 稍有正异常 (图 2a), 属于典型的碳酸岩。样品 B86 的

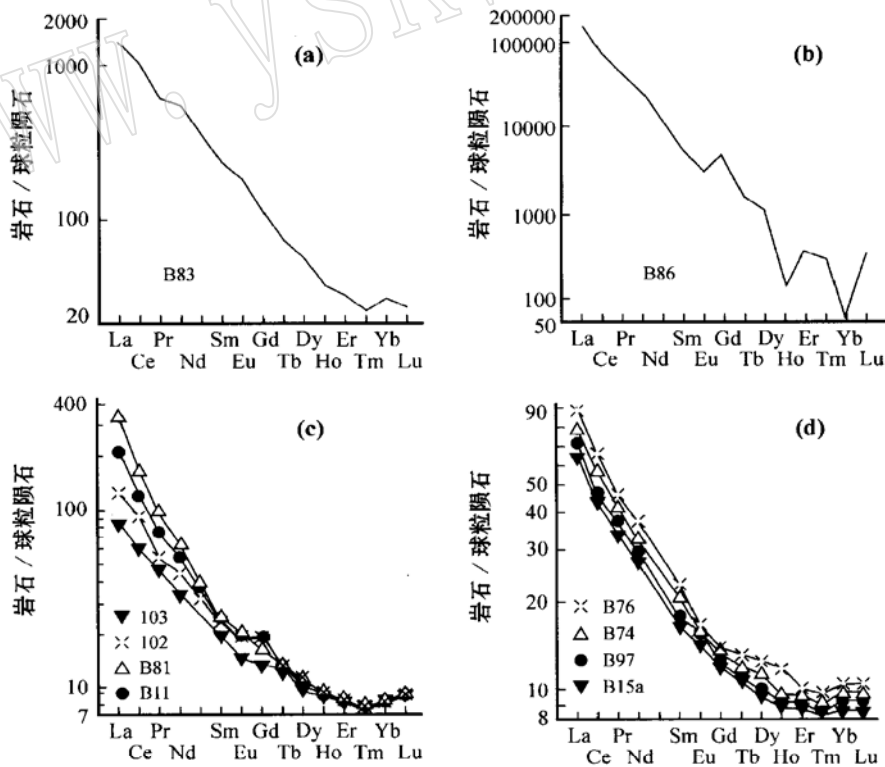


图 2 基性岩墙- 碳酸岩墙稀土元素配分图

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns of basic dykes and carbonatite dykes

表3 样品稀土及微量元素分析结果

 $w_B/10^{-6}$ 

Table 3 REE and trace element contents of rock samples from the ore district

| 序号                               | 1        | 2        | 3      | 4      | 5     | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11    |
|----------------------------------|----------|----------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| 样号                               | B83      | B86      | B15a   | B74    | B76   | B81    | B11    | B97    | B102   | B103   | B59   |
| La                               | 455.1    | 4.95%    | 21.29  | 24.32  | 28.48 | 105.50 | 63.55  | 23.30  | 38.61  | 27.26  | 15.74 |
| Ce                               | 967.0    | 7.33%    | 40.24  | 49.63  | 53.42 | 150.13 | 105.90 | 42.15  | 71.81  | 54.03  | 31.15 |
| Pr                               | 75.3     | 0.53%    | 3.94   | 5.09   | 5.43  | 11.25  | 8.87   | 4.37   | 6.27   | 4.72   | 3.59  |
| Nd                               | 329.2    | 1.51%    | 19.09  | 19.37  | 22.05 | 40.61  | 32.53  | 17.80  | 26.26  | 20.06  | 17.06 |
| Sm                               | 46.5     | 0.11%    | 3.20   | 4.31   | 4.23  | 4.87   | 4.84   | 3.56   | 4.80   | 3.89   | 3.77  |
| Eu                               | 13.6     | 0.02%    | 1.21   | 1.12   | 1.28  | 1.50   | 1.32   | 1.22   | 1.36   | 1.02   | 1.30  |
| Gd                               | 34.8     | 0.15%    | 3.81   | 4.22   | 4.33  | 4.91   | 5.65   | 3.92   | 4.38   | 4.11   | 4.28  |
| Tb                               | 3.6      | 0.008%   | 0.94   | 0.61   | 0.72  | 0.70   | 0.69   | 0.57   | 0.74   | 0.62   | 0.71  |
| Dy                               | 17.7     | 0.033%   | 3.36   | 3.70   | 3.94  | 3.33   | 3.79   | 3.16   | 3.76   | 3.42   | 3.98  |
| Ho                               | 2.6      | < 0.001% | 0.70   | 0.73   | 0.86  | 0.66   | 0.76   | 0.63   | 0.72   | 0.71   | 0.81  |
| Er                               | 6.6      | 0.007%   | 2.16   | 2.05   | 2.16  | 1.80   | 2.18   | 1.82   | 2.14   | 2.01   | 2.23  |
| Tm                               | 0.8      | < 0.001% | 0.24   | 0.30   | 0.33  | 0.25   | 0.33   | 0.25   | 0.30   | 0.29   | 0.30  |
| Yb                               | 5.6      | 0.001%   | 1.80   | 1.96   | 2.08  | 1.64   | 2.11   | 1.64   | 1.96   | 1.90   | 1.98  |
| Lu                               | 0.8      | < 0.001% | 0.26   | 0.31   | 0.34  | 0.27   | 0.35   | 0.27   | 0.32   | 0.31   | 0.32  |
| Y                                | 67.3     | 0.023%   | 16.88  | 18.09  | 19.45 | 15.21  | 18.93  | 15.18  | 18.58  | 16.88  | 19.08 |
| ΣREE                             | 2 026.45 | 14.675%  | 119.12 | 135.81 | 149.1 | 342.63 | 251.8  | 119.84 | 182.01 | 141.23 | 106.3 |
| La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> | 48.25    | 2 939.06 | 7.02   | 7.37   | 8.13  | 38.20  | 17.88  | 8.44   | 11.70  | 8.52   | 4.72  |
| δEu                              | 1.15     | 0.53     | 1.02   | 1.05   | 0.86  | 1.11   | 1.01   | 0.87   | 1.10   | 1.00   | 1.18  |
| δCe                              | 1.09     | 0.94     | 0.90   | 0.91   | 0.93  | 0.87   | 0.96   | 0.99   | 0.86   | 0.96   | 0.92  |
| Ba                               | 1.03%    | 538      | 0.41%  | 5822   | 1227  | 1812   | 2234   | 1501   | 1102   | 2218   | 445   |
| Co                               | 26       | 11       | 28     | 34     | 27    | 24     | 13     | 17     | 16     | 21     | 31    |
| Cr                               | 5.3      | < 4.0    | 12     | 337    | 267   | 118    | 5.0    | 8.7    | 8.2    | 7.8    | 30    |
| Cu                               |          | < 2.0    |        | 62     | 40    | 20     | 14     | 16     | 31     | 15     | 142   |
| Ni                               |          | 8.4      |        | 106    | 71    | 26     | 7.8    | 7.0    | 12     | 18     | 40    |
| Sr                               | 1.37%    | 0.32%    | 565    | 689    | 576   | 553    | 444    | 598    | 462    | 477    | 380   |
| Zn                               |          | 111      |        | 102    | 87    | 99     | 77     | 135    | 176    | 1240   | 118   |
| Sc                               | 19       | 126      | 22     | 27     | 26    | 25     | 17     | 24     | 19     | 19     | 37    |
| Rb                               | 11       | 5.4      | 56     | 48     | 48    | 103    | 73     | 45     | 66     | 58     | 12    |
| Pb                               |          | 1.08     |        | 67     | 23    | 8.4    | 14     | 15     | 16     | 11     | 6.2   |
| Th                               | 86       | 0.53%    | 4.2    | 6.7    | 7.2   | 5.4    | 13     | 6.4    | 11     | 9.1    | 3.2   |
| Zr                               | 24       | 7.1      | 120    | 111    | 112   | 85     | 156    | 80     | 142    | 273    | 92    |
| Nb                               | 479      | 7.3      | 9.0    | 9.8    | 11    | 12     | 14     | 7.3    | 17     | 30     | 12    |
| Hf                               | 1.1      | 1.1      | 3.2    | 3.7    | 3.6   | 2.7    | 5.1    | 2.7    | 4.4    | 8.7    | 3.1   |
| Ta                               | 1.0      | 1.3      | 0.6    | 0.6    | 0.6   | 0.8    | 0.6    | 0.7    | 0.7    | 1.8    | 1.8   |

由国家地质分析测试中心采用等离子光谱与质谱法测定。

La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>比值为 2 939, 非常富集轻稀土元素, 其稀土元素配分形式也不属于上述的两种形式, 而具有典型的 Eu 正异常(图 2b), 其原因尚不清楚, 一般认为与存在较多的含钙矿物有关。该样品有一定程度的霓长岩化, 可能造成了 K、Na 的流失和 Ca 的相对富集, 从而导致 Eu 异常的出现。

#### 4.2 基性岩墙

本区基性岩墙的稀土元素总量变化于  $119.12 \times 10^{-6} \sim 342.63 \times 10^{-6}$ (表 3), La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 值为 7.02~ 38.20, 并且 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 值随着稀土元素总量的增加而增加, 配分模型均为右倾,

显示轻稀土元素富集特征。Eu 和 Ce 基本上无异常(图 2c、d),  $\delta\text{Eu}$  为 0.86~1.10,  $\delta\text{Ce}$  为 0.86~0.99, 与辉绿岩具有较低的稀土元素含量和弱分异的特点基本一致。稍有 Eu 正异常的样品是由于岩石中的长石含有二价氧化态的 Eu 引起的。辉绿岩侵入体稀土元素含量低, 是由于矿物的缓慢结晶可以更有效的排斥稀土元素。样品 B11 为闪长玢岩, 轻稀土元素富集, 其特征与本区的辉绿岩墙相同。本区样品钾的含量普遍较高, 玄武质岩石随钾含量的增加轻稀土元素趋于富集。从图 2c、d 还可以看出, 尽管本区基性岩墙的 La 含量从地幔的 60 余倍至近 400 倍, 但是, 它们的分配型式几乎一致, 表明它们应来源于相同的源区。

## 5 岩墙的微量元素特征

### 5.1 碳酸岩墙

(1) 样品 B83: 碳酸岩的微量元素蛛网图解(图 3a) 与常见的方解石型碳酸岩一致, 富含 Ba、Th、Nb、LREE 和 Sr, Rb 和 Zr 的含量明显较低。从其明显富集强不相容元素和轻稀土元素的微量元素特征上看, 该碳酸岩应该是来源于上地幔的富集地幔源。

(2) 样品 B86: 除强烈富集轻稀土元素外还强烈富集 Th、Ba、Nb、Sr、Y 和 Yb 也有一定程度的富集(图 3a), 只有 Rb、Zr 和 Hf 的含量较低, 也具典型的方解石型碳酸岩特征, 只是轻稀土元素以及 Th 的巨量富集在碳酸岩中很少见。根据微量元素特征, 可认为其来源于强不相容元素与轻稀土元素高度富集的异常富集地幔源, 因为一般的富集地幔源难以形成该样品的稀土元素组成。

表 4 列出了本区碳酸岩的微量元素相对于地幔的富集倍数, La、Ce、Sm、Nd、Th 达到了上千万乃至数十万倍的富集, 对这种超常规的、巨量 REE 的富集成矿作用, 传统的元素富集理论难以解释, 还有待于更新的理论来说明。

表 4 样品 B83、B86 的微量元素富集倍数

Table 4 Enrichment multiple of trace elements in samples B83 and B86

|          | Rb   | Ba    | Th      | Nb    | La      | Ce     | Sr    | Nd     | Zr   | Hf  | Sm    | Y   | Yb   |
|----------|------|-------|---------|-------|---------|--------|-------|--------|------|-----|-------|-----|------|
| 球粒陨石     | 0.35 | 6.9   | 0.042   | 0.35  | 0.328   | 0.865  | 11.8  | 0.63   | 6.84 | 0.2 | 0.203 | 2   | 0.22 |
| B86 富集倍数 | 15.4 | 78    | 126 000 | 20.9  | 150 000 | 84 700 | 271.2 | 23 900 | 1.04 | 5.5 | 5 400 | 115 | 45.5 |
| B83 富集倍数 | 31   | 1 493 | 2 048   | 1 369 | 1 388   | 1 118  | 1 161 | 523    | 3.5  | 19  | 229   | 34  | 25   |

B86、B83 的微量元素含量见表 3; \* 引自 Thompson, 1982。

### 5.2 基性岩墙

从图 3 可以看出, 基性岩墙的微量元素可分成两大类: 一类 Ba 高度富集型(图 3b), 富集倍数在 300 以上, 最高可达 800 余倍, 其他元素顺次减少; 另一类是 Nb 亏损、La 富集型(图 3c、d), 相对富集强不相容元素 Rb、Ba、Th、K 和轻稀土元素, 富集倍数一般在 100~200 左右, 也显示了相对球粒陨石富集的特点。样品的微量元素总量并不是很高, 但是其  $\text{Rb}_N/\text{Yb}_N$  值却相对较高。该比值高提供的信息可能有: ① 其物源为富集地幔源; ② 交代地幔源或者是熔融程度低、分离结晶程度强的残余熔体。从矿区的整体特征来看, 其下部地幔应该是某种富集地幔, 说明这些岩墙的主要物源应该是地幔源。在图 3c、d 中还可以发现, 绝大部分辉绿岩样品不同程度的出现了 Nb 的负异常, 与碳酸岩中的 Nb 正异常形成对应关

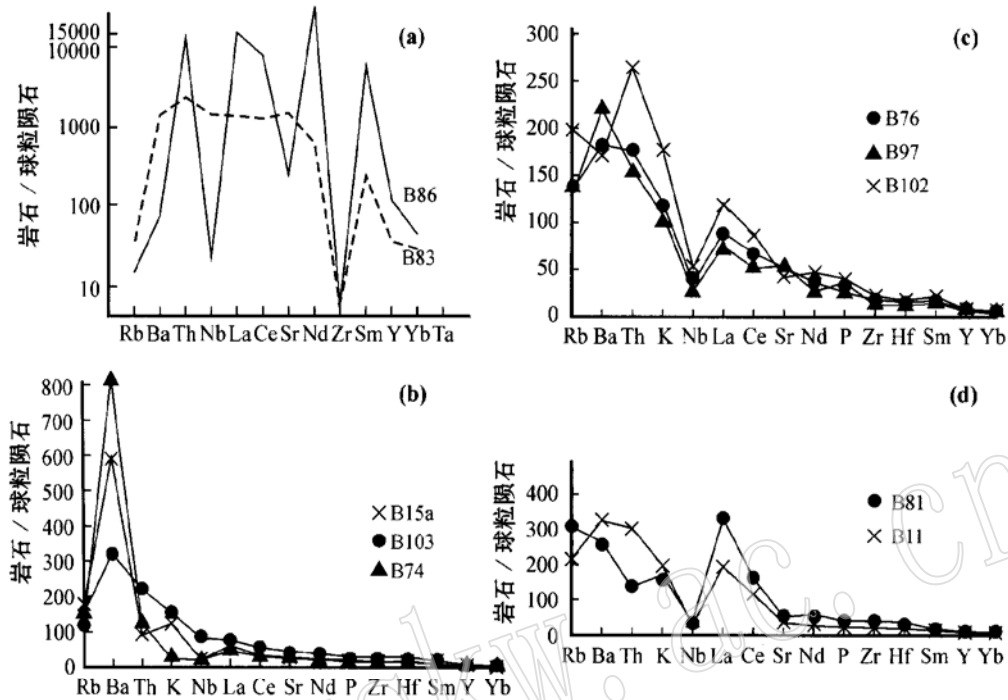


图 3 基性岩-碳酸岩墙样品的球粒陨石标准化微量元素蛛网图解

Fig. 3 Web diagram of chondrite-normalized trace elements in basic dykes and carbonatite dykes

系,说明本区源于地幔的岩浆发生了深部分异,Nb元素按照自身的亲合性,进入不同成分的岩浆中。当然,Nb负异常的原因也不排除来自地幔的母岩浆在上升过程中受到地壳物质的混染。

## 6 讨论

### 6.1 碳酸岩墙与碱性基性岩墙的共生关系

白云鄂博地区广泛发育的碳酸岩墙前人已有深入的研究,并提出碳酸岩浆成因的观点(刘铁庚,1985,1986; Le Bas *et al.*, 1997; 杨学明等,1998),但对本区出露的基性岩墙还缺乏系统的研究,未涉及到碳酸岩墙和基性岩墙之间的共生关系。

分析全球大陆边缘区的构造特征不难发现,在活动大陆边缘区或大陆裂谷区,经常出现(碱性)基性杂岩与碳酸岩的岩石组合,碳酸岩常与铁镁质碱性岩组成杂岩体(白鸽等,1985)。位于华北大陆边缘裂谷带内的白云鄂博地区,也广泛发育一套基性岩墙和碳酸岩墙组合,其基性岩墙的全岩化学成分分析结果显示, $K_2O + Na_2O$ 含量( $> 5\%$ )高于普通基性岩石的含量(4%),属于偏碱性的基性岩墙,其稀土、微量元素都有共同的分配型式。这些现象决非偶然,表明白云鄂博地区的碳酸岩和基性岩墙与世界上其他碳酸岩地区一样,发育有共同的岩石组合(王希斌等,2002; 郝梓国等,2002)。这些岩墙(包括正长岩脉、钠长岩脉)的存在,证实了本区火成碳酸岩浆-碱性硅酸岩浆的存在,虽然脉岩的数量不多,但其意义重大,



是一个公认的火成岩的标志,对人们正确认识本区火成碳酸岩的存在具有重要意义,也为进一步了解白云鄂博地区活动大陆边缘的构造演化历史,探讨基性岩浆、碳酸岩浆活动与矿化的关系提供了物质基础。

## 6.2 碳酸岩浆与碱性基性岩浆的亲缘关系

从岩石化学成分看,碳酸岩与碱性基性岩几乎无共同之处,然而野外观察发现,它们的确共生在一起,其成因一般认为是碱性橄榄玄武岩浆在结晶分异过程中发生碳酸盐和硅酸盐熔体的分离而生成。由于碳酸岩的结晶温度低,在不太高的 $H_2O$ 、 $CO_2$ 分压条件下,碳酸盐熔体可保持在 $600\text{ }^\circ\text{C}$ 左右,所以能够一直到岩浆分异晚期仍保持液态,在岩浆房中形成中心岩颈,或侵入于近地表形成岩墙。关于碳酸盐和硅酸盐熔体的共同起源、不混熔分离作用,已在理论上和野外得到解决和验证(秦朝建等,2001;郝梓国等,2002)。

## 6.3 岩墙形成的环境与侵入期次

分析对比发现,碳酸岩与碱性基性岩共生现象并不多见,一般出现在一个特殊的构造环境——大陆裂谷或大陆初时裂谷中。由于在大陆裂谷背景下,上地幔会出现一个长期缓慢的拉张作用,而这种拉张作用,会使上地幔物质始终处于低度部分熔融状态(5%~7%),保证了K、Na、Ca、 $CO_2$ 、 $CH_4$ 、 $H_2O$ 以及大离子亲石元素的熔出,而又不使Fe、Mg、Cr、Ni等耐熔元素大量(25%~30%)迁出,从而保证了碱性熔浆——碱性橄榄玄武岩浆的出现。这个长期而缓慢的拉张作用期到底有多久,前人大量的年龄资料为回答这一问题已提供了详细的资料。

在白云鄂博地区,最老的地层为色尔腾山群,形成年龄为 $1824\text{ Ma}$ (内蒙古区域地质志,1991)、 $1996\text{ Ma}\pm 5.5\text{ Ma}$ (王楫等,1992),构造环境为遭受剥蚀的古陆。经过数亿年的隆起,至中元古代都拉哈拉组时期,白云鄂博地区开始发生凹陷,在低洼处开始接受河流相沉积(张鹏远等,1993)或三角洲-过渡相沉积(王楫等,1992;内蒙古区域地质志,1991),本组砂岩的年龄为 $1675\text{ Ma}$ 和 $1648\text{ Ma}$ (中国科学院地球化学研究所,1988),此时的构造环境为初时裂谷。随着凹陷的加深,陆壳断裂,与地幔沟通,随后发生了火山熔岩、火山碎屑岩的喷发,其成分有玄武岩、粗面岩、钾质流纹岩以及同成分的火山碎屑岩,并伴随着碳酸岩浆的侵位或少量的喷发,形成了赋矿白云石碳酸岩体,大陆初时裂谷开始形成。火山碎屑岩构成了尖山组地层的主体(张鹏远等,1993;王楫等,1992),其中,火山熔岩、火山碎屑岩类(原富钾板岩、碳质板岩)的年龄为 $1096\text{ Ma}\pm 56\text{ Ma}$ 、 $1208\text{ Ma}\pm 123\text{ Ma}$ (张宗清等,1997),赋矿白云石碳酸岩体的年龄为 $1223\text{ Ma}\pm 65\text{ Ma}$ 、 $1286\text{ Ma}\pm 91\text{ Ma}$ (张宗清等,1997)、 $1273\text{ Ma}\pm 100\text{ Ma}$ 、 $1250\text{ Ma}\pm 210\text{ Ma}$ (张宗清等,2001)及 $1313\text{ Ma}\pm 41\text{ Ma}$ (任英忱,1994),碳酸岩墙的年龄为 $1263\text{ Ma}\pm 66\text{ Ma}$ (张宗清等,1994)、 $1260\text{ Ma}$ (任英忱,1994)、 $1289\text{ Ma}\pm 12\text{ Ma}$ (Conrad,1992)。显然,这是裂谷发育的主期,火山喷发-碳酸岩浆侵位是近同时发生的,平均在12.5亿年左右。

上述数据表明,如果把16亿年都拉哈拉期古陆开始凹陷看作是古陆壳开始遭受拉伸、地幔熔融的开始,把12.5亿年尖山期看作是裂谷大规模火山喷发-碳酸岩浆侵位的主期,期间则经过了约3.5亿年的缓慢熔融。伴随着白云鄂博裂谷的缓慢拉张,地幔物质不断熔出,大离子亲石元素不断富集,从而为成矿提供了条件。

由于火山喷发,本区形成了连通地幔的通道,直到很晚仍有碳酸岩墙侵入,除12.5亿年的大规模岩浆活动外,赵景德(1992)对取自西矿钻孔中穿过赋矿白云石碳酸岩体的两条粗

粒碳酸岩墙分别得到  $802 \text{ Ma} \pm 19 \text{ Ma}$  和  $724 \text{ Ma} \pm 17 \text{ Ma}$ 、 $820 \text{ Ma}$  3 个年龄值, 白鸽(1985)做出宽沟的一条碳酸岩墙的 Rb-Sr 等时线年龄为  $433 \text{ Ma}$ , 表明本区碳酸岩墙与基性岩墙侵位至少有 3 期, 也说明后两期岩浆活动规模很小, 上地幔部分熔融的物质有限。

## 7 结 论

通过对矿区碳酸岩墙与基性岩墙的岩石化学、REE、微量元素以及同位素研究, 可以得出以下结论:

(1) 从碳酸岩墙的产状、结构、REE 含量与微量元素特征来看, 本区的碳酸岩墙为火成碳酸岩, 其 REE 含量(14.675%) 表明它们是非常富的稀土矿石。

(2) 全岩化学成分分析结果显示, 矿区的基性岩墙( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) 含量( $> 5\%$ ) 高于普通基性岩石的含量(4%), 表明它们属于碱性岩类, 是碱性基性岩墙。

(3) REE 与微量元素特征均表明本区碳酸岩墙与基性岩墙形成于一个比较特殊的源区——长期超常规富集 REE 元素的源区, 但是单阶段的熔融模式无法解释碳酸岩墙中 REE 的巨量富集, 必须有新的模式来解释这种现象。

(4) 本区碳酸岩墙与基性岩墙产于裂谷环境中, 具共生关系, 为具多期活动特点的岩石组合。

**致谢:** 在野外与室内工作期间得到中国地质科学院地质研究所乔秀夫、章雨旭研究员, 白云鄂博铁矿地测科、办公室等部门的大力帮助, 并参阅了前人大量的文献资料, 限于内容与篇幅, 未能一一列入, 在此, 向上述单位和个人表示衷心的感谢。谨以此文献给沈其韩先生诞辰 80 周年, 祝先生健康长寿!

## References

- Bai Ge, Yuan Zhongxin. 1985. Carbonatites and related mineral resources[J]. Bulletin of the Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, (1): 1~ 195 (in Chinese).
- Bai Ge, Yuan Zhongxin, Wu Chengyu, *et al.* 1996. Demonstration on the geological features and genesis of the Bayan Obo Deposit[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Bai Ge and Yuan Zhongxin. 1983. On the genesis of the Baiyunebo ore deposit[J]. Bulletin of the Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, 4: 1~ 15(in Chinese with English abstract).
- Conrad J E, Mckee E H. 1992.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of vine amphibole from the Bayan Obo iron\_rare earth element\_niobium deposit, China: constraints on mineralization and deposition of the Bayan Obo Group[J]. Econ. Geol., 87: 185~ 188.
- Hao Ziguang, Wang Xibin, Li Zhen, *et al.* 2002. Bayan Obo carbonatite REE-Nb-Fe deposit: a rare example of Neoproterozoic lithogeny and metallogeny of a damaged volcanic edifice[J]. Acta Geologica Sinica, 76(4): 525~ 540(in Chinese with English abstract).
- Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 1988. The Geochemistry of the Bayan Obo Ore Deposit[M]. Beijing: Science Press, 1~ 554(in Chinese).
- Le Bas M J, Spiro B, Yang Xueming. 1997. Oxygen, carbon, and strontium isotope study of the carbonatitic dolomite host of the Bayan Obo Fe-Nb-REE deposit, Inner Mongolia, N China[J]. Mineralogical Magazine, 61: 531~ 541.
- Liu Tiegeng. 1985. Geological and geochemical characteristics of Bayan Obo Rauhaugite[J]. Acta Petrologica Sinica, (3): 15~ 28(in Chinese).

- Liu Tiegeng. 1986. A discussion on the genesis of dolomite in Bayan Obo, Inner Mongolia——with emphasis on the composition of oxygen and carbon isotope[J]. Geological Review, (2): 150~ 159(in Chinese).
- Meng Qingrun. 1982. The genesis of the host rock-dolomite of the Bayan Obo iron deposits and the analysis of its sedimentary environment[J]. Geological Review, 28(5): 481~ 485(in Chinese).
- Qiao Xiufu, Gao Linzhi, Peng Yang, *et al.* 1997. Composite stratigraphy of the Sailinudong Group and ore-bearing micrite mounds in the Bayan Obo deposits, Inner Mongolia, China[J]. Acta Geologica Sinica, 71(3): 202~ 211(in Chinese with English abstract).
- Qin Chaojian, Qiu Yuzhuo. 2001. Recent progress in carbonatite research[J]. Advance in Earth Sciences, 16(4): 501~ 507 (in Chinese).
- Ren Yingchen, Zhang Yingchen, Zhang Zongqing. 1994. Study on heat events of ore-forming Bayan Obo Deposit[J]. Acta Geoscientia Sinica. (1~ 2): 95~ 101(in Chinese with English abstract).
- Wang Xibin, Hao Ziguo, Li Zhen, *et al.* 2002. A typical alkaline rock-carbonatite complex in Bayan Obo, Inner Mongolia[J]. Acta Geologica Sinica, 76(4): 501~ 524(in Chinese with English).
- Wei Juying, Jiang Shaoyong, Wan Defang. 1994. The Silicon isotope composition of Bayan Obo rare-earth iron ore deposit, Inner Mongolia[J]. 1~ 2: 102~ 110(in Chinese with English abstract).
- Yang Xueming, Yang Xiaoyong, Chen Tianhu, *et al.* 1999. Geochemical characteristics of a carbonatite dyke rich in REE from Bayan Obo, China[J]. Jour. of the Chinese Earths Society, (4): 289~ 295(in Chinese).
- Yang Xueming, Yang Xiaoyong, Zhang Peishan, *et al.* 1998. Geochemical evidence of oxygen, carbon and strontium isotope for genesis of the giant Bayan Obo REE-Nb-Fe mineral deposit, Inner Mongolia[J]. Acta Geophysica Sinica, 41(Suppl.): 216~ 226(in Chinese).
- Yang Xueming, Yang Xiaoyong, Zheng Yongfei, *et al.* 2000. Carbon and oxygen isotope characteristics of the REE-rich carbonatite dyke from Bayan Obo, Inner Mongolia, North China[J]. Geological Journal of China university, 6(2): 205~ 209 (in Chinese with English abstract).
- Yuan Zhongxin, Bai Ge, Wu Chengyu, *et al.* 1991. Metallogenic epoch and genesis of the Bayan Obo Niobium-REE-iron deposit, Inner Mongolia[J]. Mineral Deposits, 10(1): 59~ 707. (in Chinese with English abstract)
- Yuan Zhongxin, Bai Ge, Wu Chengyu, *et al.* 1995. Petrological features of volcanic rocks in H9 formation of the Bayan Obo ore district, Inner Mongolia, and their significance[J]. Mineral Deposits, (3): 197~ 205(in Chinese with English abstract).
- Zhang Pengyuan, Li Shuangqing, Wang Changyao, *et al.* 1993. The geological-tectonical characteristics in Bayan Obo region [J]. Bulletin of Tianjin Institute Geological Mineral Resources, 28: 1~ 86(in Chinese).
- Zhang Yuxu, Peng Yang, Qiao Xiufu, *et al.* 1998. New evidence for the ore-bearing micrite mound in the Bayan Obo deposit, Inner Mongolia, China[J]. Mineral Deposits, 17(Suppl.): 691~ 696(in Chinese).
- Zhang Zongqing, Tang Suohan, Chen Qitong, *et al.* 1997. Sm-Nd ages and origins of metamorphic rocks for the H9 formation in the Bayan Obo ore district, and relationship with the ore forming event[J]. Acta Geoscientia Sinica, 18(3): 267~ 274(in Chinese with English abstract)
- Zhang Zongqing, Tang Suohan, Wang Jinhui, *et al.* 1994. New data for ore-forming age of the Bayan Obo REE ore deposit, Inner Mongolia[J]. Acta Geoscientia Sinica, 1~ 2: 85~ 94(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zongqing, Tang Suohan, Yuan Zhongxin, *et al.* 2001. The Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systems of the dolomites in the Bayan Obo ore deposit, Inner Mongolia, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 17(4): 637~ 642(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zongqing, Ye Xiaojiang, Yuan Zhongxin, *et al.* 1991. Age of the Baiyun Obo Nb-REE-Fe deposit in Inner Mongolia: Sm-Nd isotopic data[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 10(1): 80~ 83(in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

- 白 鹤, 袁忠信. 1983. 白云鄂博矿床成因分析[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, 4: 1~ 15.

- 白 鸽, 袁忠信. 1985. 碳酸岩地质及其矿产[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, 1: 1~ 195.
- 白 鸽, 袁忠信, 吴澄宇, 等. 1996. 白云鄂博矿床地质特征和成因论证[M]. 北京: 地质出版社.
- 曹荣龙, 朱寿华. 1996. 地幔流体与金属成矿作用[A]. 杜乐天. 地幔流体与软流层地球化学[C]. 北京: 地质出版社, 436~ 459.
- 陈 辉. 1993. 白云鄂博矿床氢、氧同位素特征及其成因意义[A]. 第五届全国矿床会议论文集[C]. 北京: 地质出版社, 561~ 562.
- 陈 辉, 邵济安. 1987. 白云鄂博地区碳酸岩的形成方式及构造背景[A]. 中国北方板块构造论文集(2)[C]. 北京: 地质出版社, 73~ 79.
- 郝梓国, 王希斌, 李 震, 等. 2002. 白云鄂博碳酸岩型 REE- Nb- Fe 矿床——一个罕见的中元古代破火山机构成岩成矿的实例[J]. 地质学报, 76(4): 525~ 540.
- 刘铁庚. 1985. 白云鄂博白云碳酸岩的地质和地球化学特征[J]. 岩石学报, (3): 15~ 28.
- 刘铁庚. 1986. 白云鄂博白云岩氧、碳同位素组成及其成因讨论[J]. 地质论评, 32(2): 150~ 159.
- 孟庆昌. 1981. 白云鄂博碳酸岩矿床的成因特征[J]. 地质与勘探, (3): 11~ 15.
- 孟庆润. 1982. 论白云鄂博铁矿含矿围岩——白云岩的沉积成因及其沉积环境分析[J]. 地质论评, 28(5): 481~ 489.
- 秦朝建, 裘愉卓. 2001. 岩浆(型)碳酸岩研究进展[J]. 地球科学进展, (4): 501~ 507.
- 乔秀夫, 高林志, 彭 阳, 等. 1997. 内蒙古腮林忽洞群综合地层和白云鄂博矿床赋矿微晶丘[J]. 地质学报, 71: 202~ 211.
- 任英忱, 张英臣, 张宗清. 1994. 白云鄂博稀土超大型矿床的成矿时代及其主要地质热事件[J]. 地球学报, (1~ 2): 95~ 101.
- 王 楫, 李双庆, 等. 1989. 内蒙古渣尔泰山群与白云鄂博群时代对比及含矿性FM1. 呼和浩特: 内蒙古人民出版社.
- 王 楫, 李双庆, 王保良, 等. 1992. 狼山—白云鄂博裂谷系[M]. 北京: 北京大学出版社.
- 王希斌, 郝梓国, 李 震, 等. 2002. 白云鄂博——一个典型的碱性—碳酸岩杂岩的厘定[J]. 地质学报, 76(4): 501~ 524.
- 魏菊英, 蒋少涌, 万德芳. 1994. 内蒙白云鄂博稀土、铁矿床的硅同位素组成[J]. 地球学报, (1~ 2): 102~ 110.
- 魏菊英, 上官志冠. 1983. 白云鄂博铁矿围岩白云岩的氧、碳同位素组成及其成因[A]. 岩石学研究(第二辑)[C]. 地质出版社, 14~ 21.
- 杨学明, 杨晓勇, 陈天虎, 等. 1998. 白云鄂博富 REE 碳酸岩岩墙的地球化学特征及稀土富集机制[J]. 矿床地质, 17(增刊): 525~ 532.
- 杨学明, 杨晓勇, 陈天虎, 等. 1999. 白云鄂博富稀土碳酸岩的地球化学特征[J]. 中国稀土学报, 17(4): 289~ 295.
- 杨学明, 杨晓勇, 郑永飞, 等. 2000. 白云鄂博富稀土元素碳酸岩墙的碳和氧同位素特征[J]. 高校地质学报, 6(2): 205~ 209.
- 袁忠信, 白 鸽, 吴澄宇, 等. 1991. 内蒙白云鄂博铌、稀土、铁矿床的成矿时代和矿床成因[J]. 矿床地质, 10(1): 59~ 70.
- 袁忠信, 白 鸽, 吴澄宇, 等. 1995. 内蒙白云鄂博矿区 H9 火山岩岩石特征及其意义[J]. 矿床地质, (3): 197~ 205.
- 张鹏远, 李双庆, 王长尧, 等. 1993. 白云鄂博地区地质构造特征[J]. 中国地质科学院天津地质研究所刊, 28, 1~ 86.
- 章雨旭, 彭 阳, 乔秀夫, 等. 1998. 白云鄂博矿床赋矿微晶丘的论证[J]. 矿床地质, 17(增刊): 691~ 696.
- 张宗清, 唐索寒, 陈启桐, 等. 1997. 白云鄂博矿区 H9 变质岩的 Sm- Nd 年龄、成因及与成矿关系[J]. 地球学报, 18(3): 267~ 274.
- 张宗清, 唐索寒, 王进辉, 等. 1994. 白云鄂博稀土矿床形成年龄的新数据[J]. 地球学报, (1~ 2): 85~ 94.
- 张宗清, 唐索寒, 袁忠信, 等. 2001. 白云鄂博矿床白云岩的 Sm- Nd、Rb- Sr 同位素体系[J]. 岩石学报, 17(4): 673~ 642.
- 张宗清, 叶笑江, 袁忠信, 等. 1991. 白云鄂博稀土矿床的形成年代: Sm- Nd 同位素数据[J]. 岩石矿物学杂志, 10(1): 80~ 83.
- 赵景德, 任英忱. 1991. 以多种证据建立的白云鄂博稀土矿床成矿物质的生成顺序[J]. 地质找矿论丛, (4): 1~ 17.
- 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.