

白云鄂博稀土-铌-铁矿床东部接触带 夕卡岩化地段流体包裹体研究*

Fluid Inclusions in Skarn in Eastern Contacting Zone of Bayan Obo REE-Nb-Fe Deposit

范宏瑞 谢奕汉 王凯怡

(中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室, 北京 100029)

Fan Hongrui, Xie Yihan, Wang Kaiyi

(Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

摘 要 白云鄂博东部接触带花岗岩侵入于白云岩的夕卡岩化地段的流体包裹体及其中的子矿物研究表明, 流体包裹体类型为富含 CH_4 包裹体及含子矿物包裹体, 子矿物为钾长石等, 和REE矿化区内的流体包裹体类型明显不同, 这证明本区的稀土矿化与海西期花岗岩基无成因联系。

关键词 流体包裹体 夕卡岩化 花岗岩 白云鄂博

白云鄂博超大型 REE-Nb-Fe 矿床位于内蒙古自治区包头市北 150 km, 处于华北克拉通北缘。近期的研究证实, 矿床的形成与矿区周围海西期花岗岩类的侵入活动没有直接的成因联系(Le Bas et al, 1992, 1997; Yuan et al, 1992; 杨学明等, 2000), 而可能与火成碳酸岩有关(白鸽等, 1996; 杨学明等, 1998)。然而, 在 20 世纪 90 年代以前, 国内大多数学者都非常重视矿区花岗岩在成矿中的作用, 认为花岗岩浆活动是造成矿床最终形成的根本原因(张培善和陶克捷, 1986; 中国科学院地球化学研究所, 1988), 因为白云鄂博矿床与其附近大的花岗岩基在空间上的关系及 K-Ar 同位素年龄上的相似性促使人们推测它们存在成因上的联系。随着白云鄂博研究工作的不断深入, 有必要重新认识和评价花岗岩与稀土成矿的关系。我们在深入观察白云鄂博海西期花岗杂岩体的岩相学特征的基础上, 系统地研究了花岗岩与白云岩接触带内夕卡岩化地段流体包裹体特征, 并与白云鄂博稀土矿床内的流体包裹体进行对比, 得到了一些新的认识与结果。

1 地质背景

白云鄂博矿床由主矿、东矿和西矿组成(图 1)。主矿和东矿北侧 3 km 的宽沟背斜构成了矿区主要的构造格架, 其轴向近东西, 轴长大于 8 km, 向西倾伏。背斜两翼由中元古界白云鄂博群组成, 早元古界基底杂岩和白云鄂博群的下部层位主要出露在宽沟背斜轴部的东端。海西期花岗岩类主要分布在矿区南部和东部(图 1), 以岩基状侵入到白云鄂博群中, 其岩性主要是中粗粒黑云母钾长花岗岩、细粒黑云母钾长-碱长花岗岩和花岗闪长岩。根据野外的穿插关系, 白云鄂博花岗杂岩体的岩浆活动可分成三个阶段: 花岗闪长岩→中粗粒黑云母钾长花岗岩→细粒黑云母钾长-碱长花岗岩(杨学明等, 2000)。从现有的 K-Ar 同位素年龄

* 本文为国家自然科学基金项目(编号: 49972036)资助成果

第一作者简介 范宏瑞, 男, 1963 年生, 博士, 副研究员, 主要从事矿床地球化学与岩石学研究。

来看, 花岗杂岩体为海西期岩浆活动产物(姜传武等, 1982)。王俊文等(1982)对花岗杂岩体中不同类型岩石作了铷-锶同位素年代学测定, 确定其全岩等时线年龄值 $t=255.18\text{Ma}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值为 0.7078, 将这些数据按不同岩性进行最小二乘法计算处理, 获得的花岗岩闪长岩、中粗粒黑云母钾长花岗岩和细粒黑云母钾长-碱长花岗岩的等时线年龄值分别是 316.1 Ma、257.7 Ma 和 236.3 Ma, 这与不同阶段花岗岩中黑云母 K-Ar 年龄的变化顺序和野外观察结果相一致(杨学明等, 2000), 反映了杂岩体岩浆活动的时间演化关系。

由于花岗岩体的侵入, 使中元古界白云鄂博群的石英岩、板岩和白云岩遭受了不同程度的围岩蚀变。

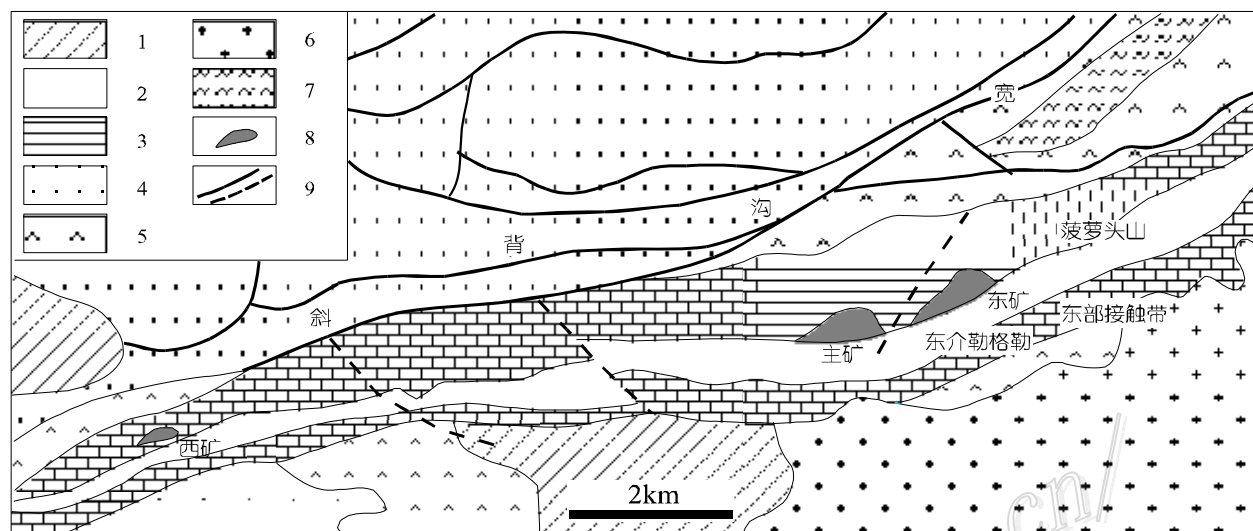


图 1 白云鄂博矿区地质简图

(据 Yang et al., 2000 改绘)

1—第三系沉积岩; 2—白云鄂博群 H9 板岩; 3—白云鄂博群 H8 白云岩; 4—白云鄂博群 H1-7 变质沉积岩; 5—白云鄂博群 H1-7 石英岩/页岩;
6—海西期花岗岩; 7—基底杂岩; 8—REE-Nb-Fe 矿体; 9—主要断裂

石英岩蚀变微弱, 仅见其中发育有少量的辉石和云母, 沿石英岩节理有时发育有萤石脉; 板岩发生黑云母化, 伴随有金云母、磁铁矿及镁铁尖晶石形成, 并穿插有萤石脉、石榴石脉、钠长石脉和方解石脉; 与花岗岩接触的白云岩蚀变最强, 广泛发育夕卡岩化, 形成透辉石、透闪石、硅镁石、金云母、萤石和磁铁矿等矿物, 由于夕卡岩化地段常有稀土, 特别是铌钽矿化, 使得研究者们怀疑花岗岩体与稀土矿化有否关系。

2 流体包裹体岩相学

白云鄂博东部接触带系指东矿和东介勒格勒以东及菠萝头山以南花岗岩发育的地区(图 1), 由于花岗岩岩浆的侵入活动, 矿区背斜南翼的白云鄂博群 H8 白云岩层被分割得支离破碎, 有的呈捕掳体状包裹在花岗岩中, 它们均受到不同程度的蚀变。研究的样品主要采自东介勒格勒以东海西期花岗岩和白云岩直接接触部位的夕卡岩化岩石, 该地段白云岩夕卡岩化作用强烈, 局部已形成透镜状金云母透辉石夕卡岩化岩石, 新生矿物除有一定量的磁铁矿外, 还有少量萤石、钠闪石、金云母、硅镁石、透辉石、透闪石、石榴石及磷灰石等。

夕卡岩中的流体包裹体主要分布在夕卡岩化带石英颗粒中, 其它矿物中赋存的流体包裹体一般较少。按室温下的相态, 可将夕卡岩中的流体包裹体分为 3 类: a 类, 含子晶的包裹体; b 类, 富气相包裹体; 和 c 类, 水溶液包裹体。它们的特征分别如下:

a 类: 大小为 $7\mu\text{m}\times 3\mu\text{m}\sim 15\mu\text{m}\times 7\mu\text{m}$, 形状为较规则的负晶形或不规则状。包裹体内有一至数十个子矿物, 子矿物的形态除立方体状的石盐外, 还有不规则形态有待进一步鉴定的矿物。该类包裹体在石英晶

粒中呈孤立状分布,应为原生包裹体。

b类:大小多为 $6\mu\text{m}\times 3\mu\text{m}\sim 13\mu\text{m}\times 8\mu\text{m}$,形状为较规则的负晶形或近椭圆形。充填度 $\varphi_{\text{eq}}/\%$ 为 $0.2\sim 0.4$ 。该类包裹体在石英晶粒中孤立或定向分布,但定向分布的包裹体并不切穿石英颗粒边界,为假次生包裹体。包裹体中的气相部分,特别是圈层附近较暗。

c类:是数量最多的包裹体,大小多为 $5\mu\text{m}\times 3\mu\text{m}\sim 1\mu\text{m}\times 5\mu\text{m}$,形态多为近椭圆形和圆形。充填度 $<0.7\sim >0.9$ 。该类包裹体明显沿愈合裂隙分布并切穿了石英颗粒边界,为次生包裹体。它是夕卡岩化最晚阶段被捕获的,和本文讨论的主题关系不大,以下对其测试结果不作详述。

3 测试分析结果

流体包裹体的均一温度测试是在西德产Leitz 1350 加热台上进行的,温差 $\pm 2^{\circ}\text{C}$;冷冻法分析在法国产Chaix-meca冷热两用台上完成,温差 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$,对它们都进行了温度标定;包裹体子矿物观察采用的扫描电镜是KA-1000B型,其分辨率 6 nm ,最大放大倍数 2.5 万倍,能谱分析型号是TN-5400型,其探头分辨率 128 eV ,可以分析元素 ^{11}Na 至 ^{92}U ;单个包裹体的拉曼光谱测定是在中科院地质地球物理所Renishaw MK1-2000型仪器上进行。

加温过程中,含子矿物包裹体中的气泡在 $214\sim 265^{\circ}\text{C}$ 消失,呈立方体状石盐的熔化(消失)温度则为 $255\sim 330^{\circ}\text{C}$,而部分不规则状的子矿物在加温到 500°C 以上仍无变化。将含子矿物包裹体的样品破碎,在扫描电镜下寻找暴露在外的包裹体子矿物。该包裹体为较典型的石英负晶型,并随机分布,与光学显微镜下观察到的现象一致。根据子矿物的晶体形态和特征元素的能谱线(谱线中有Si、Al、K和Ti元素峰),可以确定子矿物除石盐、方解石外,还有钾长石类矿物,钾长石可能就是加温过程中没有变化的子矿物。根据石盐熔化温度和盐度关系(Sterner et al., 1988),对应的流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $35.0\%\sim 40.6\%$ 。

室温下富气相包裹体由占体积 $60\%\sim 80\%$ 的气泡和少量 H_2O 组成。这类包裹体在冷冻至 -120°C 温度下,其相态基本无变化,这排除了包裹体中可能含有 CO_2 的可能性。利用激光拉曼探针可进一步确定气相包裹体内的成分,测试结果(图2)表明,气相包裹体气体部分的成分只为 CH_4 (拉曼位移特征峰为 2914 cm^{-1}),而没有 CO_2 (拉曼位移特征峰为 1385 cm^{-1} 和 1282 cm^{-1})。实际上,纯 CH_4 包裹体的在冷冻过程中,完全固结的温度应在 -185°C 以下,并在 -182°C 恢复成气相包裹体,并且随着富 CH_4 中含NaCl盐度的不同,在 $-100\sim -75^{\circ}\text{C}$ 的温度区间内,还应有笼合物熔化现象(范宏瑞等, 2001)。本次实验中由于条件的限制,没有获得富气相(CH_4)包裹体在极端冷冻温度下的相态变化温度值。在加温过程中,这类包裹体在 200°C 以上时,就发生爆裂,也无法获得包裹体的均一温度数据。

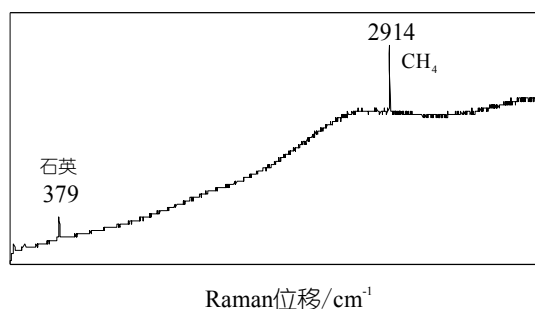


图2 富 CH_4 包裹体的激光拉曼探针光谱

4 讨论和结论

白云鄂博矿床东部接触带花岗岩和H8白云岩接触地段夕卡岩化岩石中的原生/假次生流体包裹体主要为含子矿物包裹体和富气(CH_4)包裹体,流体包裹体中子矿物类型除石盐、方解石外,还有钾长石类矿物。由于在加温过程中,部分子矿物并不熔化消失,现尚无法判断它们为真正的子矿物还是属偶然捕掳晶,前人在研究伟晶岩以及夕卡岩时,都曾报道在包裹体中有长石类子矿物(Roedder, 1984),并认为是与

成岩作用有关。需要指出的是,夕卡岩化岩石中富气相包裹体的成分为纯的 CH_4 ,至于 CH_4 的来源,可能是受花岗岩侵位过程中的热作用,地层中的碳质成分发生变质反应形成的。

我们对白云鄂博矿床内的流体包裹体研究成果(谢奕汉等, 1995; 范宏瑞等, 2001)表明,与稀土矿化

有关的包裹体为含(纯) CO_2 包裹体和含子矿物的包裹体, 子矿物类型极为复杂, 除有石盐、钾盐、方解石和重晶石外, 还有稀土子矿物, 成矿流体为高盐度、富含 CO_2 和稀土的热液。

因此, 白云鄂博东部接触带花岗岩侵位于白云岩的夕卡岩化地段的流体包裹体与 REE 矿化区内的流体夕卡岩化地段局部有 Nb 或 REE 的富集, 可能是由于受花岗岩侵位中的热力驱使, Nb 和 REE 重新迁移富集造成的。

参 考 文 献

- 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. 1~104.
- 范宏瑞, Groves DI, Mikucki EJ and McNaughton NJ. 2001. 西澳大利亚纳沃日金矿流体混合与金的成矿作用[J]. 矿床地质, 20(1): 37~43.
- 范宏瑞, 谢奕汉, 王凯怡, 杨学明. 2001. 碳酸岩流体及其稀土成矿作用[J]. 地学前缘, 8(4): 279~295.
- 姜传武, 张任祜, 潘 均, 等. 1982. 白云鄂博矿床同位素地质研究[J]. 地质科学, (2): 270~276.
- 王俊文, 成忠礼, 桂训唐. 1982. 铁铌稀土矿床地质地球化学会议论文集[M]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所. 123~125.
- 谢奕汉, 王英兰, 张汝藩. 1995. 白云鄂博矿床流体包裹体中稀土矿物的发现[J]. 科学通报, 40(20): 1870~1872.
- 杨学明, 杨晓勇, 张培善, 等. 1998. 白云鄂博碳酸盐矿物的矿物化学成分标型特征[J]. 高校地质学报, 4(1): 34~42.
- 杨学明, 杨晓勇, 范宏瑞, 等. 2000. 白云鄂博海西期花岗岩杂岩体的稀土元素地球化学[J]. 稀土, 21(2): 1~7.
- 张培善, 陶克捷. 1986. 白云鄂博矿物学[M]. 北京: 科学出版社. 1~182.
- 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. 1~546.
- Le Bas M J, Keller J, Tao K J, et al. 1992. Carbonatite dykes at Bayan Obo, Inner Mongolia, China[J]. Mineral Petrol, 46: 195~228.
- Le Bas M J, Spiro B, Yang X M. 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]. Mineral Mag, 61: 531~541.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions[M]. Reviews in Mineralogy, 12: 1~644.
- Sterner S M, Hall D L, Bodnar R J. 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-K-Cl-H₂O under vapor-saturated conditions[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52: 989~1005.
- Yang X M, Yang X Y, Zhang P S, et al. 2000. Ba-REE fluorocarbonate minerals from a carbonatite dyke at Bayan Obo, Inner Mongolia, North China[J]. Mineralogy and Petrology, 70: 221~234.
- Yuan Z, Bai G, Wu C, et al. 1992. Geological features and genesis of the Bayan Obo REE ore deposit, Inner Mongolia, China[J]. Applied Geochem, 7: 429~442.