

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

科技述评

霓长岩岩石学特征及其地质意义评述

杨学明¹⁾ 杨晓勇¹⁾ 范宏瑞²⁾ 郭 范¹⁾ 张兆峰¹⁾ 郑永飞¹⁾

1) 中国科学技术大学地球和空间科学系,合肥,230026

2) 中国科学院地质研究所,北京,100029

内容提要 本文以几个典型实例,综合评述了与碱性岩和碳酸岩有关的碱质交代蚀变岩——霓长岩的岩石学特征。按照在霓长岩化作用过程中形成的新生矿物组合、结构构造、化学成分、空间分布及物质来源等特征,霓长岩可以分为低级、中级、高级、接触和脉状等5种类型。控制霓长岩化作用的主要因素包括:① 碳酸岩或者碱性岩的岩石学特征和侵位条件;② 流体的来源、性质和成分;③ 围岩的矿物组合、结构构造和化学成分;④ 霓长岩化作用过程中的温度—压力条件。由于碳酸岩容易遭受后期地质作用的影响而改变其固有的地质—地球化学特征,以致难以与沉积变质大理岩相区别;而霓长岩却能够保持相对稳定,因此,对霓长岩的研究有助于识别与之相关的碳酸岩。本文对白云鄂博矿床的碱质蚀变围岩和与碳酸岩相关的霓长岩进行了对比,考察它们是否具有相似性,这是解决该矿床成因问题的关键。

关键词 霓长岩 霓长岩化作用 碳酸岩 碱性岩 白云鄂博

霓长岩(fenite)主要由碱性长石和碱性暗色矿物组成,分布在碳酸岩体和碱性岩体与围岩的接触带,是原地碱质交代作用所形成的碱质交代蚀变岩。形成霓长岩的碱质交代蚀变作用叫做霓长岩化作用(fenitization),这种过程促使围岩的矿物组成和结构构造发生不断调整以求达到与碱性岩体和碳酸岩体的物理化学平衡(Le Bas,1977,1981;Woolley,1982)。在国内,与碳酸岩和碱性岩相关的霓长岩及霓长岩化作用的研究很少见有专门的文献报道,没有引起地质界足够的重视。而在国外,这方面的研究近年来已成为一个热门课题(Morgogan et al.,1985,1988;Kresten,1988;Morgogan,1989,1994;Dawson et al.,1995;Yardley et al.,1995;Jones et al.,1996)。原因在于碳酸岩作为指示地幔物质组成、地幔交代过程和岩石圈构造背景的探针岩石非常容易遭受后期地质事件的影响,尤其是年代古老的变质碳酸岩的地质—地球化学特征多遭到程度不同的破坏(Nelson et al.,1988;Andersen,1989;Yang et al.,1994;杨学明等,1998a),使其难以与沉积变质大理岩区别,导致对其成因解释的严重分歧。然而,与碳酸岩浆活动密切相联的霓长岩却能相对保持稳定存在,可以作为指示碳酸岩浆作用的可靠标志(Viladkar,1980;Woolley,1982;Rubie et al.,1983),特别是对那些产于造山带呈条带状、似层状、透镜状、又不与硅酸不饱和和过碱性杂岩共生的碳酸岩体更是如此(Mian et al.,1986,1987,1988;Andersen,1989;Bailey,1993)。因此,霓长岩及霓长岩化作用的深入研究可以确认与其相关的碳酸岩的存在,尤其是识别古老变质的碳酸岩,这不仅对于寻找与碳酸岩有关的矿产资源(如Nb、REE、Fe、P、Ba和F等)具有现实的经济意义,而且对于讨论研究区内的大地构造背景和

注:本文为国家自然科学基金项目(编号49872032)资助的成果。

本文1999年2月收到,10月改回,刘淑春编辑。

演化也有重要的理论意义。

1 霓长岩的分类和命名

自从 Brögger 于 1921 首先提出霓长岩这个术语用于描述与挪威 Fen 碱性杂岩体相关的碱质交代蚀变岩以来,在其他许多地区也相继发现了霓长岩和霓长岩化作用。然而,由于霓长岩化作用过程的复杂性及其形成的霓长岩的多样性,导致霓长岩的分类和命名十分混乱,出现了一些不确切的术语和分类的问题。所以,有必要系统地讨论霓长岩的分类和命名,以澄清人们长期以来对这类碱质交代蚀变岩的模糊认识。已有的研究表明,霓长岩化作用受多种因素控制。例如,霓长岩化流体的来源、性质和成分,围岩的矿物组合、结构构造和化学成分,碳酸岩或者碱性岩的岩石学特点和侵位条件,以及霓长岩化作用过程的温度—压力条件,等等。

Von Eckermann(1948)根据霓长岩的原岩中石英减少程度(随着石英的减少,霓长岩化作用的级别增高),把霓长岩分为:石英正长霓长岩、碱性正长霓长岩、霞石正长霓长岩和碱性超霓长岩。但是,这个命名方案不适用于霓长岩化的基性岩石。

一些学者强调原岩性质的重要性,使用诸如霓长岩化花岗岩、霓长岩化流纹岩、霓长岩化辉长岩等等来进行霓长岩的命名(Sutherland, 1969; Robins, 1984)。不过,这一方案也难以说明原岩发生霓长岩化作用的级别,很难反映原岩与碱性流体发生交代反应的化学平衡程度。

由于碱质的加入和 Na/K 值对霓长岩化作用十分重要,因此,从化学成分特征来看,可以把与碳酸岩和碱性岩有关的霓长岩分为 3 类:钠质霓长岩、钾质霓长岩和钾钠过渡型霓长岩(以下简称过渡型霓长岩)(Le Bas, 1977, 1981; Woolley, 1982)。虽然有些文献认为钠质霓长岩常与碱性岩(例如霓霞岩、霞石正长岩)有关,而钾质霓长岩常与碳酸岩有关(Le Bas, 1977, 1981),但是越来越多的研究表明,钠质霓长岩也常与碳酸岩相关(Viladkar, 1980; Mian et al., 1986, 1987, 1988; Dawsan et al., 1994; Morgogan, 1994; Yang et al., 1994; Church et al., 1995; Jones et al., 1996)。此外,钠质霓长岩通常产于侵位较深的碳酸岩体与围岩接触带之中,而钾质霓长岩多见于侵位较浅的碳酸岩体和围岩接触带之中(Le Bas, 1981, 1989; Nelson et al., 1988)。然而,按照化学成分进行霓长岩的分类和命名同样不能反映霓长岩化作用的级别,尽管这种分类十分便于使用和掌握。

Kresten(1986)根据霓长岩空间分布特征及其与霓长岩化作用物质来源的关系,将霓长岩划分为:接触霓长岩、变质晕圈霓长岩和脉状霓长岩。其中变质晕圈霓长岩按照岩相学和结构特点又可以进一步分成:高级、中级和低级 3 个级别。Morgogan(1994)在这个分类的基础上,根据霓长岩化作用形成的新生矿物组合和岩石结构特征,把霓长岩分成不同级别的 4 种类型:低级霓长岩、中级霓长岩、高级霓长岩和接触霓长岩。霓长岩化作用发生于开放体系,其强度变量主要为温度和组分的活度。

综上所述,霓长岩的分类和命名应该遵照 3 点依据:① 霓长岩化作用过程中形成的新生矿物组合和岩石结构、化学成分特点;② 原岩的残余矿物和结构构造的特征;③ 霓长岩空间分布及其与霓长岩化作用的物质来源。这样,霓长岩可以分为以下 5 种类型:

低级霓长岩 开始出现霓长岩化标志的新生矿物,例如,钠长石、微斜长石、镁质钠铁闪石、黑云母等。这些矿物颗粒较细,常沿着原岩残余矿物的边缘、裂隙、解理缝进行交代,残余长石类矿物发生浑浊化;含有丰富的原岩残余矿物和残余结构。在空间上,低级霓长岩离碳酸岩或者碱性岩体的接触带较远。依据霓长岩的 Na/K 值,将其进一步分为低级钠质($n_{Na}/n_K > 1$)

(原子数比值)、低级钾质 ($n_{Na}/n_K < 1$) 和低级过渡型霓长岩 ($n_{Na}/n_K = 1$)。

中级霓长岩 大量出现霓长岩化标志的新生矿物,例如,钠长石、正长石、歪长石、霓辉石、镁质钠铁闪石、钠闪石、镁质黑云母、磷灰石等。岩石主要呈现交代结构和变晶结构;原岩残余矿物较为稀少,残余结构很少保留。在空间上,中级霓长岩离接触带较近。按 Na/K 值的大小,进一步分为中级钠质 ($n_{Na}/n_K > 1$)、中级钾质 ($n_{Na}/n_K < 1$) 和中级过渡型霓长岩 ($n_{Na}/n_K = 1$)。

高级霓长岩 完全由霓长岩化标志的新生矿物组成,例如,霞石、钠长石、正长石、条纹长石、霓辉石、镁质钠铁闪石、钠闪石、金云母、方解石、萤石、磷灰石等。岩石呈变晶结构,多表现为火成岩的外貌,往往容易和火成碱性岩混淆。但是,高级霓长岩常出现旋涡状—流动状构造,表明强烈的碱质交代现象。原岩的矿物已经消耗殆尽,残余结构构造不复存在。在空间上,高级霓长岩靠近接触带。按 Na/K 值的大小,进一步分为高级钠质 ($n_{Na}/n_K > 1$)、高级钾质 ($n_{Na}/n_K < 1$) 和高级过渡型霓长岩 ($n_{Na}/n_K = 1$)。

接触霓长岩 在矿物组成和结构构造上与高级霓长岩基本相同。但在空间上,接触霓长岩紧靠碱性岩或者碳酸岩体,是霓长岩化作用最为强烈的产物,也是级别最高的霓长岩。一般认为接触霓长岩是多次霓长岩化作用的复合产物,因此,其矿物组合很少呈现为平衡组合。按 Na/K 值的大小,进一步分为钠质接触 ($n_{Na}/n_K > 1$)、钾质接触 ($n_{Na}/n_K < 1$) 和过渡型接触霓长岩 ($n_{Na}/n_K = 1$)。

脉状霓长岩 由碳酸岩或者碱性岩分泌出的碱性流体沿着围岩裂隙带、破裂带和其他构造薄弱带进行充填和交代所形成,呈岩脉产出,可以叠加在接触霓长岩、变质晕圈霓长岩带之上,也可以超出变质晕圈霓长岩带分布在围岩裂隙带中。

上述5种类型霓长岩在空间上的相互关系可以用图1表示。

2 岩石学特征

表1列举了坦桑尼亚北部 Oldoinyo Lengai, 挪威 Fen 和瑞典 Alnö 等几个典型地区霓长岩化作用所形成的不同级别的霓长岩及其矿物组合。Oldoinyo Lengai 钠质碳酸岩火山是目前世界上唯一以喷出钠质碳酸岩熔浆为主的活火山。在火山碎屑物中找到了一些霓长岩捕虏体,经岩相学、矿物学和地球化学研究确定它们的原岩为变花岗岩和变辉长岩,是火山捕获的前寒武纪基底岩石 (Morgan et al., 1985; Dawson et al., 1994, 1995)。钠质碳酸岩熔浆在沿断裂带穿越基底岩石的过程中,使围岩发生级别不同的霓长岩化作用,并捕获围岩碎块随火山喷出,堆积成火山锥。在相似的物理化学条件下,由于成分相同的碱质流体与两种不同的原岩发生交代反应,致使其发生霓长岩化作用,所以,

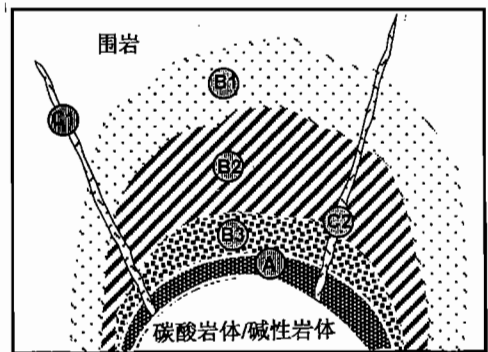


图1 霓长岩的类型及其与碳酸岩或者碱性岩体的关系
(据 Kresten, 1988)

Fig. 1 Types of fenites associated with carbonatites and / or alkaline igneous rocks
(after Kresten, 1988)

A—接触霓长岩; B1、B2 和 B3 为变质晕圈霓长岩, 其中: B1—低级霓长岩, B2—中级霓长岩, B3—高级霓长岩; C1、C2—脉状霓长岩, 前者分布在围岩裂隙带中, 后者叠加在变质晕圈霓长岩上

A—Contact fenites; B1, B2 and B3 are metasomatic aureole fenites; B1—low grade fenite, B2—medium grade fenite, B3—high grade fenites; C1, C2—vein fenites; C1 occurs in the fractures in the country rocks beyond metasomatic aureoles, but C2 is located within the metasomatic aureole of the alkaline intrusions

形成的霓长岩的差别主要取决于原岩的成分和矿物组合(表1)。原岩为变花岗岩(石英-微斜长石-奥长石-黑云母)的霓长岩出现3个不同的级别,最高级别是高级霓长岩,其矿物组合是透长石-霓辉石-方解石-(霞石)-(赤铁矿),并出现榍石、磷灰石、硅灰石和玻璃。原岩为变辉长岩(钙长石-镁质普通角闪石-钛磁铁矿-黑云母)的霓长岩化作用只出现低级和高级,其中高级霓长岩的矿物组合为霓辉石-霞石-(透长石)(表1)。

表1 几个典型地区霓长岩化作用的主要产物及其矿物组合

Table 1 The main products and their mineral assemblages of fenitization at several typical localities for fenites

| 地区 | 岩浆岩 | 围岩类型 | 低级霓长岩 | | 中级霓长岩 | | 高级霓长岩 | | 接触霓长岩 | |
|--------------------------------------|-------------------|---|-------|------------------------------|-------|---|-------|---|-------|--|
| 坦桑尼亚 Oldoinyo Lengai | 碳酸岩 | 变花岗岩 (Q, Micr, Olig, Bt) | R | Q, Olig, Bt | R | Q, Olig | R | 无 | | |
| | | | N | Anorth, Or, Aeg, Cal | N | Anorth, Aeg- Aug, Cal, Ttn, Ap | N | San, Aeg-Aug Ne, Hm, Ttn, Ap, Wo, Glass | | |
| | | 变辉长岩 (An, Mg-Ha-Hb, Ti-Mt, Bi) | R | 所有的原岩矿物 | R | 无 | | | | |
| | | | N | Aeg-Aug, Cal, Ttn, Ap | N | Aeg-Aug, Ne, San, Ttn, Hm, Cal, Ap, Glass | | | | |
| 挪威 Fen Melteig | 霓霞岩 | 花岗岩片麻岩 (Q, Micr, Olig, Bt) | R | 所有的原岩矿物 | R | Q, Olig | | | | |
| | | | N | Ab, Or, Mg- Arf, Aeg | N | Ab, Or, (Fe)- Rch, Aeg-Aug | | | | |
| 挪威 Fen Holla | 碳酸岩 | 花岗岩片麻岩 (Q, Micr, Olig, Bt) | R | 所有的原岩矿物 | R | Q, Olig | R | 无 | R | 无 |
| | | | N | Ab, Or, Rieb/ Mg-Arf, Aeg | N | Ab, Or, (Fe)- Rch, Aeg-Aug | N | Pth/Or, Aeg- Aug, Cal, Ttn, Ap | N | Aeg-Aug, Cal, Ttn, Ne, Ap, Bt |
| 瑞典 Alnö Hörning- sholm (西部) | 霓霞岩 | 混合岩 (Q, Micr, Olig, ±Bi, ±Chl) | R | 所有的原岩矿物 | R | Q, Olig, Bt | R | Q | R | 无 |
| | | | N | Ab, Or, Mg- Arf, Aeg | N | Ab, Or, Mg- Arf, Bi, Aeg-Aug | N | Ab, Pth, Mg- Arf, Kat, Bi, Aeg-Aug | N | Or, Na-Di, Ne, Cal, Mel, Ttn, Wo, Rch, Phl |
| 瑞典 Alnö Stornäset (东部) | 霞石 正长岩+ 碳酸岩 | 混合岩 (Q, Micr, Olig, ±Bi, ±Chl) | R | 所有的原岩矿物 | R | Q, Bt, Olig | R | 无 | R | 无 |
| | | | N | (Fe)-Rch, Rieb, Na-Hd | N | Ab, Or, Rch, Aeg-Aug, Cal, Ttn | N | Pth/Or, Aeg- Aug, Cal, Ttn, Ap, Fl | N | Or, Aeg-Aug, Aeg, Cal, Ttn, Mel, Ap, Fl, Phl |

注: R—残余矿物; N—新生矿物; A—磷灰石; Ab—钠长石; Aeg—霓石; Aeg-Aug—霓辉石; An—钙长石; Anorth—歪长石; Bt—黑云母; Cal—方解石; Chl—绿泥石; (Fe)-Rch—含铁钠质透辉石; Fl—萤石; Glass—玻璃; Hm—赤铁矿; Kat—钛角闪石; Mel—黑榴石; Mg-Arf—镁质钠铁闪石; Mg-Ha-Hb—镁质普通角闪石; Micr—微斜长石; Na-Hd—钠质钙铁辉石; Ne—霞石; Olig—奥长石; Or—正长石; Phl—金云母; Pth—条纹长石; Q—石英; Rch—钠质透辉石; Rieb—钠闪石; San—透长石; Ti-Mt—钛磁铁矿; Ttn—榍石; Wo—硅灰石。

Fen 碱性岩—碳酸岩中心式杂岩体, 位于挪威南部, 于早寒武世—中寒武世侵入至前寒武纪花岗岩片麻岩中, 并致使其发生典型的霓长岩化作用。该杂岩体主要由典型碳酸岩组成, 而碱性岩(包括霓霞钠辉岩—霓霞岩—磷霞岩—黑云母辉石岩)只占杂岩体的20%。在杂岩体的西南接触带 Melteig 地段, 霓霞岩侵入至花岗岩片麻岩中, 引起其发生级别不同的霓长岩化作用(Kresten et al., 1986)(表1), 出现低级钠质霓长岩(钠长石-正长石-镁质钠铁闪石-霓石)和中级霓长岩(钠长石-正长石-含铁钠质透辉石-霓辉石)。然而, 在杂岩体的西北接触带 Holla 地段, 粗粒方解石碳酸岩和含硅粗粒方解石碳酸岩与围岩花岗岩片麻岩接触, 形成了从低级到接触霓长岩的所有级别的霓长岩化作用(Kresten et al., 1986)(表1), 其中最高级别的接触霓长岩的矿物组合为霓辉石-方解石-榍石-霞石-磷灰石-黑云母。虽然在 Melteig 地段和 Holla 地段杂

岩体的围岩都是花岗片麻岩,但是由于碱性侵入岩的岩石类型不同,形成的霓长岩化作用型式和级别也存在差异,反映了霓长岩化流体来源的差别。前者来自霓霞岩,而后者来自粗粒方解石碳酸岩和含硅粗粒方解石碳酸岩。

Alnö 碱性岩—碳酸岩杂岩体地处瑞典东北海岸,于早寒武世侵入到前寒武纪混合岩中(Morgogan et al., 1988)。该杂岩体由辉石岩、霓霞钠辉岩-霓霞岩-磷霞岩、霞石正长岩和碳酸岩等4个系列火成岩组成,其中以霓霞岩系列为主。杂岩体引起围岩发生碱质交代作用形成的霓长岩化带宽约500~600 m。虽然Alnö杂岩体的围岩均为前寒武纪混合岩,但是在不同地段与围岩接触的火成岩的岩性存在差别,结果造成围岩碱质交代形成的霓长岩的矿物组合也出现明显不同(表1)。在杂岩体的西部接触带Hörningsholm地段,岩浆岩为霓霞岩,它引起混合岩发生碱质交代形成的霓长岩,出现了不同级别(表1)。值得注意的是,即使在高级霓长岩中仍然出现石英,但是这种石英可能为霓长岩化过程中形成的。然而,在东部接触带Stornäset地段,引起霓长岩化的岩浆岩为霞石正长岩和粗粒方解石碳酸岩,在低级霓长岩中也不存在任何原岩的残余矿物石英,说明霓长岩化作用强度明显高于Hörningsholm地段,流体的性质可能也有所差异。离Hörningsholm西南约2 km的Baräng地段,粗粒方解石碳酸岩和含硅粗粒方解石碳酸岩小岩枝侵入于混合岩中,形成的高级霓长岩的矿物组合为正长石-霓辉石-方解石-磷灰石-萤石-金云母。

3 霓长岩化作用的控制因素

引起霓长岩化作用碱质流体的 X_{CO_2} 是控制霓长岩矿物稳定性的主要因素。与碳酸岩浆平衡的流体 X_{CO_2} 高,可以与REE构成络合物,使其活化和迁移(Morgogan, 1989)。这从与瑞典Alnö碳酸岩有关的霓长岩的研究结果得到证实(Morgogan, 1989)。此外,与碳酸岩有关的霓长岩通常富含LREE,说明霓长岩化作用碱质流体相对富集LREE,继承了碳酸岩的REE型式。实际上,霓长岩的REE型式同样可以反映霓长岩化强度,从高级到低级霓长岩,其REE型式与碳酸岩的相似性越来越差。HREE只是局部地被活化,似乎是从一些霓长岩中淋滤出来,又在另外一些霓长岩中再沉淀。不过,REE在霓长岩化作用过程中的地球化学行为和活动性还需要作进一步的深入研究。

质量平衡计算表明,碳酸岩侵入体和碱性岩(往往以霓霞岩为代表)侵入体,从岩体到围岩都存在着不同的化学组分梯度和温度梯度,从而形成不同类型的霓长岩(Kresten et al., 1986; Kresten, 1988; Morgogan, 1989),体现其矿物组合存在明显的差别(表1)。对于岩性相同的围岩,由于霓长岩化流体的性质不同,所产生的霓长岩化作用的级别也不同。例如,与碳酸岩流体有关的霓长岩,反映其原岩受到的霓长岩化作用级别更高, SiO_2 和 Al_2O_3 被强烈带出,而 CaO 和 ΣFeO 被带入;虽然碱质也被带入,但是 Na/K 值变化多端;通常 MgO 是带入组分,但是 $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ 值总是大于1。然而,与碱性岩流体有关的霓长岩,反映其原岩受到的霓长岩化作用级别相对较低,原岩的 SiO_2 被带出明显少于与碳酸岩流体有关的霓长岩的原岩,碱质($\text{Na} \geq \text{K}$)和 Al_2O_3 为带入组分; ΣFeO 既可为带入组分,也可为带出组分; CaO 似乎没有多少变化;此外, $\text{FeO}/\Sigma\text{FeO}$ 值较与碳酸岩流体有关的霓长岩中的相对减小,可能说明这种霓长岩化流体具有较强的氧化性质(Kresten, 1988)。

与碱性岩有关的霓长岩化流体的 X_{CO_2} 较低,具有高的碱质活度(Na/K 值可以是变化的),相对较高的 SiO_2 和 MgO 活度,以及低的 CaO 活度。氧逸度的演化沿着赤铁矿—磁铁矿缓冲

曲线变化,温度从大约 650℃至 500℃缓慢降低,由岩体向外随着距离构成平缓的温度梯度(Kresten et al., 1986; Kresten, 1988; Morgogan, 1989)。

与碳酸岩相关的霓长岩化流体的 X_{CO_2} 较高,具有高的碱质活度(Na/K 值可以是变化的)和 CaO 活度,以及较低的 SiO_2 和 Al_2O_3 活度。流体常常含有 F 和 P,这反映在高级霓长岩和接触霓长岩中出现丰富的萤石和磷灰石(表 1)。温度开始很高,但是由岩体向外随着距离的增加而迅速降低,从约 700℃降至 500℃以下(Morgogan, 1994)。氧逸度的变化可能呈相反的趋势,即:越往岩体方向,氧逸度越高。流体的成分可能是变化的,多少含有碱质,富含镁和铁。这取决于碳酸岩的分异演化阶段,或者霓长岩化作用发生的深度。这种与碳酸岩有关的霓长岩化流体的成分变化特点已在前述 Fen 地区进行了阐述(Andersen, 1989)。

与碳酸岩相关的霓长岩化流体引起花岗质原岩发生霓长岩化作用,致使其所有的化学组分包括 REE 发生活化,这可能是由于碳酸岩和花岗质原岩之间形成强烈的化学组分活度梯度,以及富 CO_2 流体容易和各种化学元素形成络合物并使之迁移的缘故。质量平衡计算表明,大量碱质 Na_2O 或者 K_2O 从碳酸岩迁入霓长岩之中。因此,大多数碱质含量低的碳酸岩并不能反映其原始岩浆的成分(Le Bas, 1981, 1989; Dawson et al., 1995; 杨学明等, 1998b)。另外, SiO_2 和其他组分如 Al_2O_3 也可能从围岩迁入碳酸岩或者碱性岩浆中,表明地壳物质对它们的混染作用是十分可能的。所以,把碳酸岩和碱性岩及其相关的霓长岩作为一个统一的整体进行研究,对于我们理解碳酸岩—碱性岩杂岩的成因是十分有帮助的。

4 地质意义

无论碳酸岩的围岩类型如何,碳酸岩都能引起围岩发生碱质交代作用形成霓长岩;而碳酸岩按其化学成分的不同可以分为钙质-碳酸岩、镁质-碳酸岩、铁质-碳酸岩和碱质-碳酸岩(Woolley, 1982; Woolley et al., 1989)。霓长岩以富含碱质(钠和钾)为特征,碱质多以富碱交代矿物的形式存在,例如钠长石、霓石、钠铁闪石-钠闪石、钾长石和金云母等。霓长岩中长石类矿物通常是较纯的钠长石和钾长石,它们常具有极低的结构态和高有序度,表明它们形成于较低温(叶大年等, 1984)的热液交代作用过程,钠铁闪石-钠闪石和金云母的矿物化学说明它们形成于富含 Na^+ 、 K^+ 、 Fe^{2+} (或 Fe^{3+})和 Mg^{2+} 的热液环境(Morgogan, 1989; Yang et al., 1994)。由于碳酸岩容易遭受后期地质作用的影响,致使其难以与沉积变质大理岩区别。然而,与碳酸岩浆活动密切相联的霓长岩却能相对保持稳定存在,可以作为指示碳酸岩浆作用的可靠标志(Viladkar, 1980; Woolley, 1982; Rubie et al., 1983)。因此,霓长岩及霓长岩化作用的研究可以指示与之相关的碳酸岩的存在,尤其是识别古老变质的碳酸岩。这对于寻找与碳酸岩有关的矿产资源和探讨研究区的大地构造背景和演化均具有重要意义。

虽然我国碳酸岩研究自 70 年代以来做了大量工作,先后在湖北、新疆、甘肃、内蒙古等地发现了碳酸岩—碱性杂岩体(白鸽等, 1985),但是对霓长岩及霓长岩化作用的研究重视不够,因此,在我国发现的碳酸岩产地的数量较少。这意味着我国尚有大量的碳酸岩体未被识别(杨学明等, 1998b),还有大量的工作有待进一步开展。

内蒙古白云鄂博矿区典型碳酸岩墙的发现(白鸽等, 1985, 1996; 袁忠信等, 1991; Le Bas et al., 1992; Yuan et al., 1992; Yang et al., 1998)为进行霓长岩的岩石学和岩石地球化学研究提供了理想的场所。有数十条碳酸岩墙分布于白云鄂博 Fe-Nb-REE 矿床北东方向 0.5~3.5 km 的地段内,切割宽沟背斜核部的五台群(Le Bas et al., 1992)及其南翼白云鄂博群的 H_1 至 H_6 。

岩性段(刘铁庚,1986;杨子元等,1994;Yang et al.,1994;张培善等,1995;杨学明等,1998b)。在白云鄂博以西的呼和恩格尔也发现了多条碳酸岩脉与辉长岩共生(张鹏远等,1993)。笔者最近在白云鄂博次级向斜的南翼也找到了若干条碳酸岩墙。在岩墙或岩脉两侧的围岩中广泛发育霓长岩,霓长岩的原岩种类多样,计有花岗质片麻岩和混合岩、石英砂岩、泥质岩或板岩、石英岩等;与霓长岩相伴的碳酸岩,在化学成分上,既有钙质的,也有镁质的;在岩石结构上,有粗粒的,也有细粒的。这些优越的地质露头在世界其他地区是罕见的,为深入研究霓长岩及霓长岩化作用提供了一个得天独厚的理想场所。

白云鄂博碳酸岩墙的地球化学特征和赋矿白云石大理岩极为相似(白鸽等,1985,1996;Le Bas et al.,1992,1997;Yuan et al.,1992),这就促使我们有必要研究它们之间的成因关系。然而,关于赋矿白云石大理岩的成因问题至今仍然存在严重分歧(刘淑春等,1999)。一些学者认为赋矿白云石大理岩是沉积成因的(裘榆卓等,1981;孟庆润,1982;Tu et al.,1985;中国科学院地球化学研究所,1988;Chao et al.,1992,1993;Wang et al.,1994),乔秀夫等(1997)和章雨旭等(1998a,b)新近的研究认为赋矿白云岩具有微晶丘的特征。另一些学者则认为它是火成碳酸岩(周振玲等,1980;白鸽等,1985,1996;刘铁庚,1986;袁忠信等,1991;Le Bas et al.,1992;Yuan et al.,1992;Yang et al.,1998)。但是,关于碳酸岩的成岩机制也存在不同的观点:以周振玲等(1980)为代表的认为赋矿白云石大理岩是碳酸岩侵入体,而以白鸽等(1985,1996)为代表的则认为它是海相火山喷溢沉积碳酸岩层。产生这些分歧的根本原因是对于赋矿白云石大理岩的野外产状、结构构造和地球化学特征等的认识存在差异。由于矿区经历了多次区域变质作用、构造变形作用和岩浆活动,造成赋矿白云石大理岩产生强烈的片理化和重结晶作用(Chao et al.,1992,1993),使得问题更加复杂化。此外,有些学者认为矿床中的稀土元素来自地幔(Phipotts et al.,1991),地幔流体对白云石大理岩的叠加和交代是稀土成矿的主要机制(曹荣龙等,1994)。任英忱等(1994)从大量的同位素年代学数据阐述了白云鄂博矿区的热事件,张宗清等(1994)则从 Sm-Nd 同位素地球化学深入地讨论了稀土成矿时代和物质来源。张鹏远等(1993)在除了赋矿白云石大理岩以外的白云鄂博群中发现了微体动植物化石,论证了白云鄂博群的层序、时代和白云鄂博地区地质构造特征。杨晓勇等(2000)对比研究了白云鄂博赋矿白云岩、北京西山寒武系微晶丘、白云鄂博南东 20 余千米黑脑包微晶丘和白云鄂博碳酸岩墙的碳、氧同位素特征。这些研究成果为解开白云鄂博矿床成因机制迈进了一大步。

赋矿白云石大理岩及其主要造岩矿物白云石和磷灰石等具有火成碳酸岩的微量元素、稀土元素及铈、钕同位素地球化学特征(Le Bas et al.,1992,1997;Yuan et al.,1992);其碳和氧同位素组成介于典型碳酸岩和沉积碳酸盐岩之间(中国科学院地球化学研究所,1988;刘淑春等,1999;杨晓勇等,2000),其中磷灰石的氧同位素组成(方涛等,1995)和稀土氟碳酸盐矿物的碳和氧同位素组成无一例外的具有地幔特征(曹荣龙等,1994;方涛等,1994)。此外,赋矿白云石大理岩本身已构成稀土矿石(Zhang et al.,1995),其上覆 H_9 富钾板岩及黑云母岩,下伏的 H_2 、 H_4 石英岩, H_5 至 H_7 碎屑岩都有不同程度的稀土矿化及强烈的碱质交代蚀变作用,表现为萤石化、钠闪石化、微斜长石化和黑云母化(Drew et al.,1990;曹荣龙等,1994)。赋矿白云石大理岩上下盘围岩中这些以碱质(包括氟、稀土)交代为特征的蚀变作用尤其引人注目。袁忠信等(1995)的研究表明,矿区 H_9 的岩性非常复杂,存在大量碱性粗面质火山岩,其中的钾长石均是有序度很高的微斜长石,这种结构态却是与火山成因钾长石显然不同,也是个有待解决的问题。王楫等利用单颗粒锆石 U-Pb 法测定了 H_9 钾质板岩的年龄为 1728 ± 5 Ma(白鸽等,

1996)。以往有些学者已注意到了这套富钾板岩(孙未君,1981;姜传武等,1982;中国科学院地球化学研究所,1988)及黑云母岩(姜传武等,1982),其中存在火山岩(李继亮,1983),并做过了大量的地质地球化学研究工作。正是由于矿床地质地球化学特征的复杂性,具有壳幔成矿作用的双重性,才出现了有关矿床成因的多种解释,提出了许多各具依据的成因理论和假说。

因此,本文提出解决这种困惑的关键应该是抓住霓长岩这个突破口进行深入研究,可以分为两个步骤来进行工作。首先,对与碳酸岩墙有关的霓长岩进行细致的岩石学研究,研究霓长岩的岩石学特征、矿物组合、矿物化学及结构状态以及地球化学特征,探讨霓长岩化作用的热液性质、物质来源、控制因素和形成机理。其次,再对赋矿 H_3 白云石大理岩上覆 H_2 富钾板岩及黑云母岩以及下伏的钠闪石-钠铁闪石化 H_2 、 H_4 石英岩, H_5 至 H_7 碎屑岩进行类似的研究,从矿物学、岩石学、同位素年代学和地球化学等多个角度比较这些碱质交代蚀变岩与霓长岩的异同性,从而判别赋矿 H_3 白云石大理岩的成因归属,为白云鄂博 Fe-Nb-REE 超大型矿床的成因研究提供重要线索和依据。

参 考 文 献

- 白鸽,袁忠信. 1985. 碳酸岩地质及其矿产. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, (1): 99~140.
- 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. 北京: 地质出版社.
- 曹荣龙,朱寿华,王俊文. 1994. 白云鄂博铁-稀土矿床的物质来源和成因理论问题. 中国科学(B辑), 24(12): 1298~1307.
- 方涛,袁愉卓,袁秀华. 1994. 白云鄂博矿床稀土碳酸盐矿物碳、氧同位素特征及其成因意义. 科学通报, 39(21): 1982~1985.
- 方涛,袁愉卓,陈成业等. 1995. 白云鄂博矿区磷灰石氧同位素研究. 矿物学报, 15(2): 162~167.
- 姜传武,张任祐,潘均等. 1982. 白云鄂博矿床同位素地质研究. 地质科学, (2): 270~276.
- 李继亮. 1983. 白云鄂博的酸性火山岩. 地质科学, (1): 36~43.
- 刘淑春,章雨旭,郝梓国等. 1999. 白云鄂博赋矿白云岩成因研究历史、问题及新进展. 地质论评, 45(9): 477~486.
- 刘铁庚. 1986. 内蒙白云鄂博白云岩的成因探讨——氧和碳同位素成分证据. 地质论评, 32(2): 150~159.
- 孟庆润. 1982. 白云鄂博铁围岩——白云岩的沉积成因及其沉积环境分析. 地质论评, 28(5): 481~488.
- 乔秀夫,高林志,彭阳等. 1997. 内蒙古鄂林忽洞群综合地层和白云鄂博矿床赋矿微晶丘. 地质学报, 71(3): 202~211.
- 袁愉卓,王中刚. 1981. 试论稀土铁建造. 地球化学, (3): 220~223.
- 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热事件. 地球学报, (1~2): 85~94.
- 孙未君. 1981. 白云鄂博铁富钾板岩的物质成分及综合利用可能性. 河北地质学院院报, (1): 11~20.
- 杨晓勇,章雨旭,郑永飞等. 2000. 白云鄂博赋矿白云岩与典型微晶丘碳氧同位素对比研究. 地质学报, 74(2): 169~180.
- 杨学明,杨晓勇, Le Bas M J. 1998a. 碳酸岩的地质地球化学特征及其大地构造意义. 地球科学进展, 13(5): 456~466.
- 杨学明,杨晓勇,陈天虎等. 1998b. 白云鄂博富稀土碳酸岩岩墙的地球化学特征及稀土富集机制. 矿床地质, 17(增刊): 527~532.
- 杨子元, Drew L J. 1994. 论白云鄂博矿床含矿围岩——白云岩的热液沉积成因. 地质找矿论丛, 9(1): 39~48.
- 叶大年,金成伟. 1984. X-射线粉晶衍射在地质学中的应用. 北京: 科学出版社.
- 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. 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 H_3 中火山岩岩石学特征及其意义. 矿床地质, 14(3): 197~205.
- 张培善,张任祐,杨主明. 1995. 白云鄂博火成碳酸岩墙矿物岩石初步研究及其对稀土成矿的启示. 中国稀土学报, 13(4): 374~376.
- 张鹏远,李双庆,王长尧等. 1993. 白云鄂博地区地质构造特征. 中国地质科学院天津地质矿产研究所刊, (26): 1~86.
- 章雨旭,彭阳,乔秀夫等. 1998a. 白云鄂博矿床赋矿白云岩成因新认识. 地质论评, 44(1): 70.
- 章雨旭,彭阳,乔秀夫等. 1998b. 白云鄂博矿床赋矿微晶丘的论证. 矿床地质, 17(增刊): 691~696.
- 张宗清,唐索寒,王进辉等. 1994. 白云鄂博稀土矿床的形成年龄的新数据. 地球学报, (1~2): 95~100.
- 中国科学院地球化学研究所. 1988. 白云鄂博矿床地球化学, 北京: 科学出版社.
- 周振玲,李功元,宋同云等. 1980. 内蒙白云鄂博白云石碳酸岩的地质特征及其成因探讨. 地质论评, 26(1): 35~42.
- Andersen T. 1989. Carbonate-related contact metasomatism in the Fen complex, Norway: effects and petrogenetic implications. Mineral. Mag., 53: 395~414.

- Bailey D K. 1993. Carbonatite magmas. *J. Geol. Soc.*, 150: 637~651.
- Chao E C T, Back J M, Minkin J A, et al. 1992. Host-rock controlled epigenetic, hydrothermal and metasomatic origin of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, P. R. C. *Applied Geochem.*, 7: 443~458.
- Chao E C T, Tasumoto M, Minkin J A, et al. 1993. Multiple lines of evidence for establishing the mineral paragenetic sequence of the Bayan Obo rare earth ore deposit of Inner Mongolia, China. *Proceedings of International Association on the Genesis of Ore Deposits*, 8th Symposium volume. Stuttgart: E Schweizerbart, 53~73.
- Church A A, Jones A P. 1995. Silicate-carbonatite immiscibility at Oldoinyo Lengai. *J. Petrol.*, 36: 869~889.
- Dawson J B, Pinkerton H, Pyle D M, et al. 1994. June 1993 eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania: exceptionally viscous and large carbonatite lava flows and evidence for coexisting silicate and carbonatite magmas. *Geology*, 22: 799~802.
- Dawson J B, Smith J V, Steele I M. 1995. Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania. *J. Petrol.*, 36: 797~826.
- Drew L J, Meng Q, Sun W. 1990. The Bayan Obo iron-rare-earth-niobium deposit, Inner Mongolia, China. *Lithos*, 26: 46~65.
- Jones A P, Wall F, Williams C T. 1996. *Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits*. London: Chapman & Hall.
- Kresten P, Morgogan V. 1986. Fenitization at the Fen complex, southern Norway. *Lithos*, 19: 27~42.
- Kresten P. 1988. The chemistry of fenitization: examples from Fen, Norway. *Chem. Geol.*, 68: 329~349.
- Le Bas M J. 1977. *Carbonatite—Nephelinite volcanism*. London: Sons & Wiley.
- Le Bas M J. 1981. Carbonatite magmas. *Mineral Mag.*, 44: 133~140.
- Le Bas M J. 1989. Diversification of carbonatites. In: Bell K, ed. *Carbonatites*. London: Unwin Hyman, 427~447.
- Le Bas M J, Keller J, Tao K, et al. 1992. Carbonatite dykes at Bayan Obo, Inner Mongolia, China. *Mineral Petrol.*, 46: 195~228.
- 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. *Mineral Mag.*, 61: 531~541.
- Mian I, Le Bas M J. 1986. Sodic amphiboles in fenites from the Loe Shilman carbonatite complex, NW Pakistan. *Mineral Mag.*, 50: 187~197.
- Mian I, Le Bas M J. 1987. The biotite-phlogopite series in fenites from the Loe Shilman carbonatite complex, NW Pakistan. *Mineral Mag.*, 51: 397~408.
- Mian I, Le Bas M J. 1988. Feldspar solid solution series in fenites from Loe Shilman carbonatite complex, NW Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, 21: 71~83.
- Morgogan V, Martin F. 1985. Mineralogy and partial melting of fenitized crustal xenoliths in the Oldoinyo Lengai carbonatitic volcano, Tanzania. *Amer. Mineral.*, 70: 1114~1126.
- Morgogan V, Woolley A R. 1988. Fenitization at the Alnö carbonatite complex, Sweden: distribution, mineralogy and genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100: 169~182.
- Morgogan V. 1989. Mass transfer and mobility of REE during fenitization at Alnö, Sweden. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103: 25~34.
- Morgogan V. 1994. Ijolite versus carbonatites as sources of fenitization. *Terra Nova*, 6: 166~176.
- Nelson D R, Chivas A R, Chappell B W, et al. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 1~17.
- Phipotts J, Tatsumoto M, Li X, et al. 1991. Some Nd and Sr isotopic systematics for the REE-enriched deposit at Bayan Obo, China. *Chem. Geol.*, 90: 177~188.
- Robins B. 1984. Petrography and petrogenesis of nephelinitized matagabbros from Finnmark, northern Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 170~177.
- Rubie D C, Gunter W D. 1983. The role of speciation in alkaline igneous fluids during metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82: 165~175.
- Sutherland D S. 1969. Sodic amphiboles and pyroxenes from fenites in East Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24: 114~135.
- Tu G Z, Zhao Z, Qiu Y. 1985. Evolution of Precambrian REE mineralization. *Precamb. Res.*, 27: 131~151.
- Viladkar S G. 1980. The fenitized aureole of the Newania carbonatite, Rajasthan. *Geol. Mag.*, 117: 285~292.
- Von Eckermann H. 1948. The alkaline district of Alnö Island. *Sveriges. Geol. Unders.*, Ca36: 176.
- Wang J, Tatsumoto M, Li X, et al. 1994. A precise ^{232}Th - ^{208}Pb chronology of fine-grained monazite: Age of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 3155~3169.
- Woolley A R. 1982. A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites. *Min-*

eral Mag., 46: 13~17.

- Woolley A R, Kempe D R C. 1989. Carbonatites; nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell K, ed. Carbonatites; genesis and evolution. London: Unwin Hyman, 1~14.
- Yang Xueming, Zhang Peishan, Tao Kejie, et al. 1994. Rb-Sr isotope dating on fenites from Bayan Obo, Inner Mongolia, China and their geological implications. *Scientia Geologica Sinica*, 3: 457~467.
- Yang X M, Zhang P, Tao K, et al. 1998. Epitaxy of rare earth element fluorocarbonate minerals from carbonatite dyke at Bayan Obo, Inner Mongolia, China. *Chinese Science Bulletin*, 43:1107~1111.
- Yardley B W D, Lloyd G E. 1995. Why metasomatic fronts are really metasomatic sides. *Geology*, 23:53~56.
- Yuan Z, Bai G, Wu C, et al. 1992. Geological features and genesis of the Bayan Obo REE ore deposit, Inner Mongolia, China. *Applied Geochem.*, 7: 429~442.
- Zhang Peishan, Yang Zhuming, Tao Kejie, et al. 1995. *Mineralogy and Geology of Rare Earth Elements in China*. Beijing: Science Press.

Petrological Characteristics of Fenites and Their Geological Significance

Yang Xueming¹⁾ Yang Xiaoyong¹⁾ Fan Hongrui²⁾ Guo Fan¹⁾
Zhang Zhaofeng¹⁾ Zheng Yongfei¹⁾

1) *Department of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei, 230026*

2) *Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*

Abstract

Based on several typical localities of fenites in the world, this paper systematically reviews the petrological characteristics of fenites associated with alkaline igneous rocks and carbonatites. The fenites can be grouped into five types, i. e., low-grade, medium-grade, high-grade, contact and vein fenites in terms of newly formed mineral assemblages and textures and structures during the processes of fenitization, chemical composition and geological setting and distribution of the fenites as well as the sources of fenitizing fluids. The fenitization is controlled by the following factors: (1) the petrological features and emplacement conditions of the relevant alkaline rocks and carbonatites; (2) the sources, nature and compositions of fenitizing fluids; (3) the mineral assemblage, textures and structures and chemical compositions of wall rocks around alkaline igneous and carbonatite intrusives; (4) physico-chemical conditions during the processes of fenitization. The study of fenites associated with carbonatites is very helpful to recognize the carbonatites whose geological-geochemical signature can be easily affected by late-stage geological processes, so that it is difficult to tell them from metamorphic marble of sedimentary origin. It is suggested that a comparison of alkali altered wall rocks around the Bayan Obo Fe-Nb-REE ore deposit with fenites related to carbonatites found in the Bayan Obo area might provide a key clue to the genesis of the deposit, which might show the relationship between the altered wall rocks and fenites.

Key words: fenite; fenitization; carbonatite; alkaline igneous rocks; Bayan Obo

作者简介

杨学明,男,1963年生。1990年于中国科学院地质研究所获矿物学专业博士学位。现任中国科学技术大学地球和空间科学系副教授,主要从事矿物学和岩矿地球化学的教学和科研工作。通讯地址:230026,合肥市,中国科学技术大学地球和空间科学系。