富氟钡型碳酸岩岩浆的演化机制及其成矿效应

李建康[1,2], 白鸽[2], 袁忠信[2], 应立娟[2], 张建[2]
1) 长安大学地球科学与资源学院, 西安, 710054;
2) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

内容提要: 碳酸岩可分为原始地幔原生碳酸岩和广义"碳酸岩"——富氟钡型碳酸岩。相对于原生碳酸岩, 富氟钡型碳酸岩含有大量挥发分和碱土元素, 产出了众多稀土矿床, 具有较高的成矿潜力。理论和实验研究表明, 在碳酸岩岩浆演化过程中, 挥发分和碱土元素是岩浆发生不混溶作用的关键因素, 而且不混溶作用相对结晶分异作用更利于成矿元素的富集。因此, 可以推断挥发分和碱土元素是富氟钡型碳酸岩的成矿的关键因素, 不混溶模式是富氟钡型碳酸岩岩浆演化和成矿的主要机制。但是, 这仅为理论推断的结果, 而且许多实验的研究对象是未发生稀土矿化的碳酸岩, 数据的说服力较弱。在我国富氟钡型碳酸岩矿床中, 山东微山稀土矿床具有成矿元素高度富集, 代表了富氟钡型碳酸岩成矿强度大的特点; 而白云鄂博铁—稀土矿床则代表了富氟钡型碳酸岩成矿规模大的特点, 二者相辅相成, 是研究富氟钡型碳酸岩成矿效应的理想对象。

关键词: 富氟钡型碳酸岩; 液态不混溶; 成矿效应; 微山稀土矿

国外许多学者把碳酸岩视为地幔的地球化学"探针", 用来研究地幔的地球化学特征和动力学背景(Bell 等, 1989; Wyllie, 1989; Bailey, 1993; Harmer, 1998), 而对碳酸岩成矿作用重视程度不足, 例如《Lithos》和《Journal of Petrology》分别在2005年和1998年出版了一期碳酸岩专辑, 但36篇论文中仅有1篇研究了碳酸岩型矿床; 在8月召开的国际地质大会上, 碳酸岩专题中也仅有少量关于碳酸岩型矿床的报告。我国是世界稀土王国, 产有内蒙古白云鄂博、川西牦牛坪、山东微山等大型碳酸岩型稀土矿床, 具有研究碳酸岩成矿作用得天独厚的优势。

1 富氟钡型碳酸岩

据国际地科联定义, 碳酸岩是岩浆型碳酸盐矿物体积含量超过50%, 硅酸盐重量含量低于20%的浅色火成岩(Le Maitre, 2002)。据此定义, 碳酸岩指与霞石岩、黄长岩、金伯利岩等幔源岩石共生的原始地幔原生碳酸岩。

相对于原生碳酸岩, 自然界还存在一种富重晶石和萤石, 而方解石等碳酸盐矿物较少的"碳酸岩", 它们并不严格符合国际地科联定义的碳酸岩, 属于广义"碳酸岩", 此处暂称之为"富氟钡型碳酸岩"。富氟钡型碳酸岩常与富钾碱性岩、与富钠碱性岩共生, 也可以是独立产出的富REE—F碳酸岩, 具有富CO_2、F、H_2O、Ba等挥发分和碱土元素的特点。富氟钡型碳酸岩产出了许多著名的稀土矿床。如, 中国的四川冕宁—德昌稀土成带中的诸多稀土矿、山东微山稀土矿、内蒙古白云鄂博稀土矿, 美国的Mountain Pass、Rock Boy、Little Murun、Dunkeldyksky、Loch Borralan、Red Cloud等诸多稀土矿, 以及俄罗斯、加拿大、越南等国的许多碳酸岩型稀土矿床(白鸽和袁忠信, 1985)。与之相反, 原生碳酸岩产出的稀土矿床则很少。那么, 为什么富氟钡型碳酸岩具有较大的成矿潜力?

2 碳酸岩岩浆的演化机制

碳酸岩岩浆的形成和演化模式主要有三种: 原始地幔部分熔融模式、结晶分异模式、不混溶模式(Wyllie 和 Huang, 1975; Wyllie, 1998; Dalton 等, 1998)。不同于部分熔融和结晶分异模式, 碳酸盐—硅酸盐熔体的液态不混溶作用仅发生在富碱熔体中(Lee et al., 1994; Lee and Wyllie, 1998), 且不适宜在地幔压力下发生(Wyllie and Lee, 1998)。

注: 本文为中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目(编号 K2007-1-6)、国家自然科学基金资助项目(编号 40702014, 40543033)、中国地质调查局国土资源大调查项目(编号 1212010733803, 1212010634002)的成果。
收稿日期: 2008-01-11; 改回日期: 2008-06-20; 责任编辑: 章雨旭。
作者简介: 李建康, 1976年生。博士, 主要从事矿床学研究。Email: Li9968@126.com。
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

碱性岩浆在从地下迅速上升过程中,压力降低促使碳酸盐从熔体中分离,形成碳酸岩岩浆(邱家骧,1985)。当碳酸盐熔体分离后还可能经历熔体一流体不混溶作用的结果:碳酸盐熔体与气水溶液间的不混溶(Rankin, 1975, 1977, 2005; Roedder, 1984; Buhn 和 Rankin, 1999; Veksler, 2006)、富卤溶液与碳酸盐熔体间的不混溶(Fulignati et al., 2001; Webster 和 De Vivo, 2002; Kamenetsky et al., 2004; Kamenetsky, 2006)。

以上三种模式并不是彼此孤立存在的,三者贯穿和共存于碳酸岩岩浆演化的全过程。具体过程可分为三种情况(Mitchell, 2005)(图 1):①部分熔融和结晶分异,随着原始地幔部分熔融程度的减弱,结晶分异程度也逐渐加强,因而熔体中的 SiO2 含量先升高后降低,CaO 则与之相反;②结晶分异为主:当原始地幔部分熔融程度还较低时,部分熔融作用因某个原因停止,此后由于结晶分异作用,熔体中的 CaO 含量逐渐增加;③部分熔融+ 结晶分异+ 液态不混溶:当经历部分熔融和结晶分异作用的岩浆上升到地壳,压力的降低诱发不混溶作用发生,分离出一对共轭熔体——富碳酸盐、贫硅酸盐熔体和贫碳酸盐、富硅酸盐熔体,两种熔体经结晶分异,均可形成碳酸岩。

3 挥发分、碱土元素使富氟钡型碳酸岩岩浆易发生不混溶作用

化学键的差异性是控制岩浆演化的根本原因(Veksler, 2004)。硅酸盐熔体具有共价键力和离子键力两种键型,1 价和 2 价碱性、碱土元素阳离子通过离子键力成键,这种弱键对硅酸盐熔体的不混溶作用起着决定性作用。

岩浆挥发组分相是指岩浆熔体中的 H_2O、CO_2、Cl、F、B、P 等挥发性阴离子元素或化合物。它们是形成金属元素络合物的配位体,是硅酸盐熔体结构和粘度的主要约束,影响着岩浆的上升和侵位,同时也制约着流体体系地球化学行为及其成矿效应。在碳酸岩岩浆演化过程中,挥发分可以降低熔体的固结温度,扩大不混溶域,促进不混溶作用发生。

3.1 碱土、碱性元素

在硅酸盐—碳酸盐熔体中,碱土氧化物(M_xO)—SiO_2(M= Mg、Ca、Sr)间存在很大的混溶缺口(图 2)。碱性和碱土元素形成不混溶的趋势以下列顺序降低:Mg> Ca> Sr> Ba> Li> Na> K> Rb、Cs。这是因为,高度聚合硅氧网格中桥氧离子对碱土元素等阳离子的屏蔽较弱,导致阳离子之间产生库仑斥力造成相分离,阳离子的电荷和原子半径比越大,库伦斥力越大。

3.2 F、H_2O、CO_2和 P 等挥发分

仅有碱土氧化物(MO)—SiO_2的混溶缺口尚不能使各组分分离,F、H_2O、CO_2和 P 等挥发分阴离子可视为不混溶作用的催化剂,其作用是抑制结晶作用和显示出隐藏在液相面之下的各组分间的不混溶趋势,提供碱土、碱性离子以低浓度硅酸盐熔体形式分离的途径(Veksler, 2004)。硅酸盐熔体与氟化物、氯化物、碳酸盐和磷酸盐液体之间液态不混溶的实验结果表明,挥发分阴离子可以扩大液相不混溶性,如,硅酸盐—碳酸盐熔体中 P_2O_5 的加入,会促进两相的不混溶(Kjarsgaard 和 Hamilton, 1989)。

挥发分中,F 对硅酸盐—碳酸盐熔体的不混溶作用的影响最为明显。当 F^- 进入硅酸盐体系后,其将破坏该体系的聚合结构,取代"桥氧",迫使 M(碱

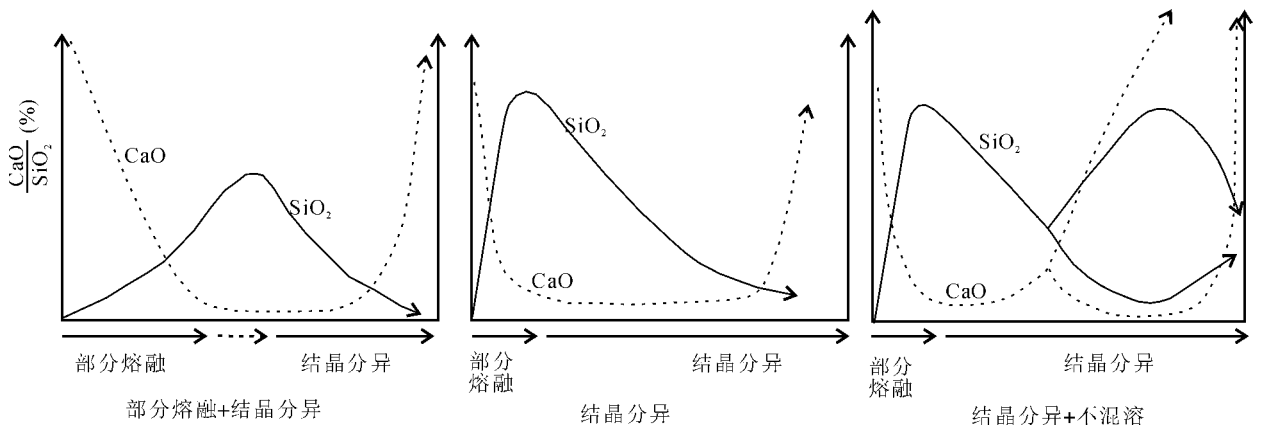

图 1 碳酸岩岩浆的演化过程(Mitchell, 2005)

Fig. 1 The evolvement of carbonatite (after Mitchell, 2005)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

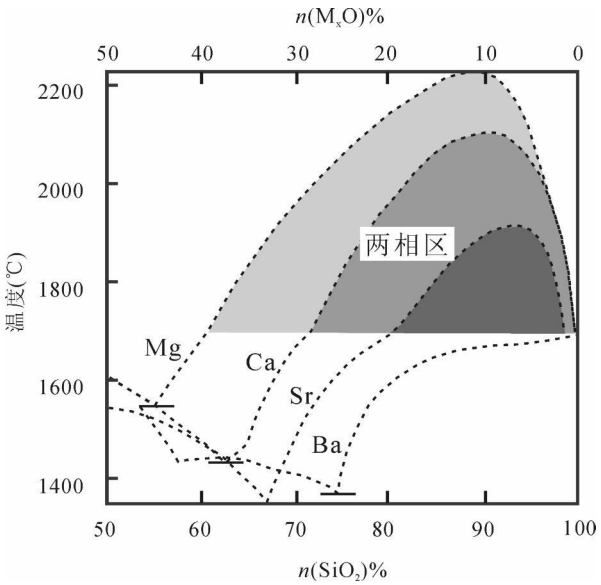

图 2 碱土元素氧化物和 SiO2 的不混溶区域
(Veksler, 2004)
Fig. 2 Immiscibilitic area between oxides of alkaline earth metals and SiO_2

土元素) —O 结构分离开来, 与 CO_2 结合, 形成 MCO_3结构, 当 MCO_3 结构单元逐渐增加到一定程度时, 将形成以独立结构单元为主的碳酸盐熔体相, 从而产生硅酸盐熔体与碳酸盐熔体的不混溶。H_2O 会通过水解反应, 置换出一个“桥氧”, 破坏原体系的聚合结构, 使不混溶程度较高的碱土元素阳离子被释放出来, 也形成 $CaCO_3$、$BaCO_3$ 等。同理, P 也有类似的解聚作用。

综上所述, 相对于原生碳酸岩岩浆, 富氟钡型碳酸岩岩浆及其母岩浆具有较高的挥发分和 Ca、Sr、Ba 等元素, 这些组分易于促进富氟钡型碳酸岩岩浆发生不混溶作用。那么, 不混溶作用是否是富氟钡型碳酸岩产出大量稀有金属矿床的重要原因?

4　碳酸岩岩浆的不混溶作用更利于成矿元素的富集

通过上地幔橄榄岩的低程度部分熔融很难获得碳酸岩的高稀土含量和极大 LREE/HREE(王中刚等, 1987)。如鲁中地区大量的碳酸岩杂岩体属于原始地幔部分熔融成因(英基丰, 2002), 但并没有发生稀土元素矿化。因而, 大多数研究者强调结晶作用、不混溶作用及其过程中的挥发分迁移对碳酸岩中稀土元素的富集起关键作用。

4.1　结晶分异

在结晶分异过程中, 硅酸盐矿物较早结晶沉淀, 不相容元素逐渐在残余富碳酸盐熔体中富集。然而, 各类碳酸岩单矿物、碳酸岩和碱性岩中稀土元素的配分模式近乎平行(Kjarsgaard, 1998), 通过结晶分异作用无法造成碳酸岩中轻稀高度土富集。实验也证明了这一点。如, 在美国 Seabrook 湖, 碱性玄武岩浆结晶 50%后能获得霓霞岩中的稀土含量; 但是, 霓霞岩浆中矿物的进一步结晶作用却不能产生碳酸岩中的稀土含量(Cullers 和 Medaris, 1977)。又如, 奥卡岩体, 以 60∶40 比例的普通辉石和橄榄石自碱性玄武岩母岩浆中结晶出 50% 后, 可产生霓霞岩中的稀土含量; 霞石、辉石和石榴子石以 49∶49∶2 比例自霓霞岩浆中晶出大约 85%后方能形成蓝方黄长岩中的稀土含量, 但是继续分离结晶作用却不能形成碳酸岩中的稀土含量(王中刚等, 1987)。

4.2　不混溶作用

由于结晶分异作用不能解释碳酸岩中 REE 的富集程度, Eby (1975)、Mitchell 和 Brunfelt (1975)、Cullers 和 Medaris(1977) 较早地运用液态不混溶作用解释碳酸岩中稀土元素的富集机制。碳酸岩体系的不混溶作用包括碳酸盐—硅酸盐熔体不混溶、碳酸盐熔体—流体不混溶, 二者都迫使成矿元素选择性富集。

4.2.1　碳酸盐—硅酸盐熔体不混溶作用

挥发分对不混溶过程中成矿元素的选择性分配起着重要作用, 这主要归因于挥发分对稀土元素的亲和性。如, 实验(Wood, 1990; Haas et al., 1995) 和包裹体研究(Solovova et al., 2005) 表明, 稀土元素常以 F^-、P^{5-}、CO_3^{2-}、OH^-、Cl^-、SO_4^{2-}、HCO_3^- 的络合物形式迁移, 其中 F^- 与 REE 的络合能力最强。因而, 在 Suk(2000) 的实验(1250℃, 200MPa) 中, 纯碳酸盐熔体和硅酸盐熔体间的轻稀土分配系数多数小于 1; 当碳酸盐熔体中加入磷酸盐, 轻稀土的分配系数明显增高, 且在碱性体系中多数大于 1。

大量的实验结果表明在碳酸盐—硅酸盐熔体间, Ba、Sr、Ca 等元素的能斯特分配系数约为 3, 最大可达 18.38 (Veksler 等, 2006; Kjarsgaard, 1998)(图 3)。Nielsen 等 (1997) 对 Gardiner 杂岩体和 Panina(2005) 对 Krestovskiy 杂岩体中包裹体的微束分析也得到了类似结果。由于 Ce、La 等稀土离子与 Ca^{2+}、Sr^{2+}、Ba^{2+} 等碱土金属离子半径大小相近, 稀土常以类质同像的形式置换 Sr、Ba、Ca 等元素(刘英俊等, 1984), 故含 Sr、Ba 的矿物中常有 Ce、La, 如碳酸钠铈钙锶矿 [Na_3(Ce, La, Ca, Na,

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

$Sr)_3(CO_3)_5$]、硅钛铈矿[$(Sr, REE, Ca)_4(Fe^{2+}, Fe^{3+})(Ti, Zr)_4Si_4O_{22}$]、黄碳锶钠石[$(Na, Ca)_3(Sr, Ba, Ce)_3(CO_3)_5$]、Polyakovite [$(Ce)(REE, Ca)_4(Mg, Fe^{2+})(Cr^{3+}, Fe^{3+})_2(Ti, Nb)_2Si_4O_{22}$]等矿物都体现了这种类质同像关系。四川牦牛坪稀土矿床的流体富 Sr 和轻稀土的特征(徐九华等, 2001),也反映出轻稀土和碱土元素关系密切。因此,上述碳酸盐熔体相对富集 Sr、Ba、Ca 的特征,暗示碳酸盐熔体也相对富集轻稀土元素。

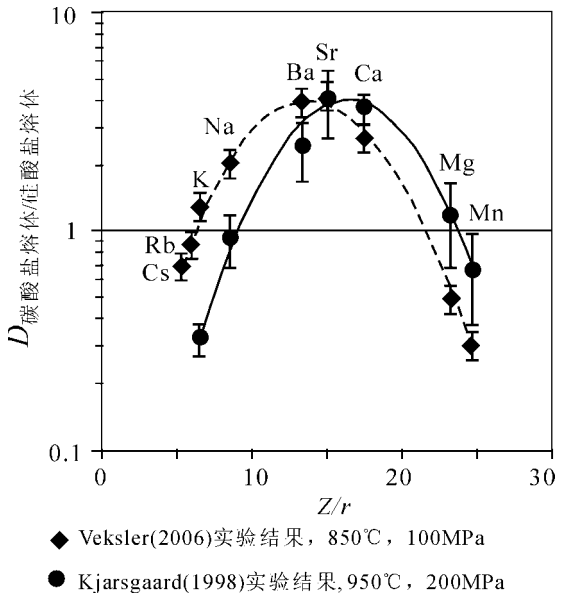

图 3 碱土、碱性元素在碳酸盐—硅酸盐不混溶熔体间的分配系数

Fig. 3 Partition coefficeints of alkaline earth metals and alkaline metals between immiscibilitic melt of carbonatite and silicate

直接测定稀土元素在碳酸盐—硅酸盐熔体间分配系数的实验较少,查阅到的实验结果列举如下。在 Jones 等(1995)的高压(1.0GPa)实验中,随着温度由 1400℃降低到 1100℃,D_{Ce} 由 1.0 升高到 1.1,但该实验的压力偏高,数据的参考价值值得商榷。在 Veksler 等(1998a)的高压实验中(965~1015℃,84~94MPa),两不混熔体间的 D_{La} 为 1.22~1.39。Suk(2001, 2003)在硅酸盐矿物、碳酸盐矿物和磷灰石、硫化物的高压高温实验(1100℃,200MPa)中,测得两不混熔熔体间的 D_{La} 和 D_{Ce} 为 1.5~2.5,且 P 的量增加分配系数还会提高。以上稀土分配系数偏低可能与实验初始物质中挥发分(特别是 F)含量偏低有关。典型不混溶成因碳酸岩杂岩体的分析结果也说明,轻稀土元素倾向富集于碳酸岩。例如,在北美安大略湖区中,Seabrook Lake 和 Callendar Bay 的碳酸岩和共生碱性岩间稀土元素含量比值为 2~3(Cullers 和 Medaris, 1977; Wendlandt 和 Harrison, 1979);在加拿大 Oka 碳酸岩杂岩中 JOMIC 碳酸岩和黄长岩的稀土元素含量比值为 5~6(Treiman 和 Essene, 1985);Beccaluva 等(1992)根据巴西某碱性岩—碳酸岩杂岩体的成分,推算出碳酸盐熔硅酸盐熔体不混熔相间的 D_{La} 和 D_{Ce} 分别为 10.7 和 6.8(图 4)。但美中不足的是,以上碳酸岩均未达到稀土矿化品位。

4.2.2 碳酸盐熔体—流体不混溶作用

在碳酸盐熔体—气水热液不混溶包裹体对中,气水热液包裹体非常富集稀土元素,REE 浓度高达 3%,Sr 和 Ba 含量也达到百分级,一些包裹体还具有很高的 SO_3 浓度(Buhn 和 Rankin, 1999),但 SiO_2 含量较低(Veksler, 1998b)。西伯利亚

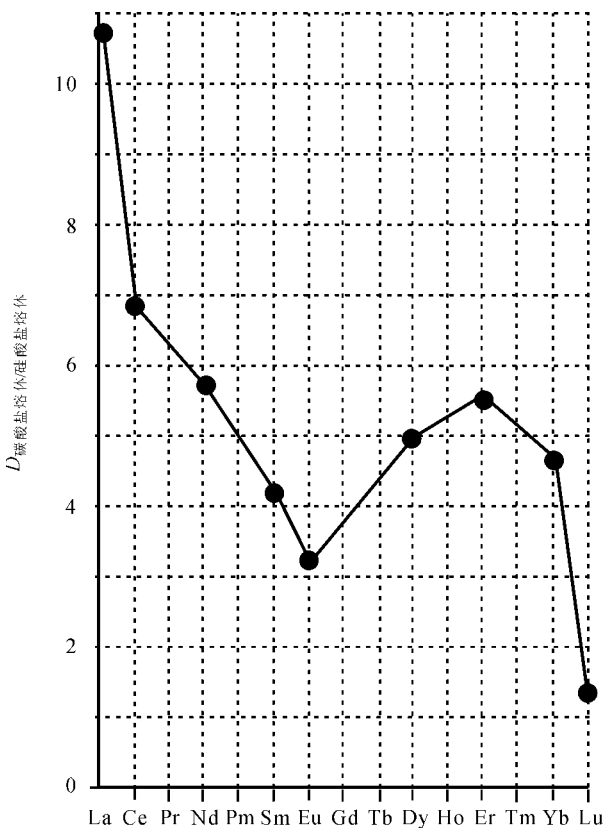

图 4 巴西 8 个碳酸盐—硅酸盐熔体不混溶成因碳酸岩杂岩体中稀土元素分配的拟和结果(Beccaluva et al., 1992)

Fig. 4 The calculating result of REE partition coefficients from eight carbonatite forming by immiscibility of carbonatite—silicate in Brazil (after Beccaluva et al., 1992)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Krestovskiy 杂岩体中包裹体的组成特征表明, 自硅酸盐 —碳酸盐熔体不混溶→碳酸盐熔体→碳酸盐熔体+ 盐水溶液, Na、K、Ca 等碱性组分和 F、P、S、Cl、CO_2等挥发分呈逐渐富集的趋势(Panina, 2005) , 这暗示出与挥发分组成络合物的稀土元素也呈逐渐富集的趋势。

除了以上碳酸盐 —硅酸盐熔体或碳酸盐熔体 —气水热液间的不混溶外, 碱性岩 —碳酸岩杂岩体中存在硅酸盐熔体 —硫酸盐+ 碳酸盐熔体间的不混溶作用(Doroshkevich 等, 2003) , 这利于 Cu、Pb、Zn、Mo 及铂族元素等亲硫元素在硫酸盐+ 碳酸盐熔体中富集(黄智龙等, 2005) 。因此, 不混溶作用对碳酸岩中金属硫化物成矿也有很大的贡献。

综上所述, 在碳酸岩岩浆演化过程中, 自硅酸盐—碳酸盐熔体的不混溶, 到碳酸盐熔体—盐水溶液的不混溶, 是成矿元素不断富集的过程。因此, 相对于结晶分异, 熔体或流体间的不混溶作用更利于成矿元素的富集成矿, 但这仅限于理论分析和实验研究。

5　存在问题及研究方向

由以上分析可以得到两点认识: 富氟钡型碳酸岩富挥发分和碱土元素的特点, 决定其易于发生不混溶作用; 相对于结晶分异, 不混溶作用更利于成矿元素富集。由此可以推断出, 挥发分、碱土元素是富氟钡型碳酸岩成矿的关键因素, 不混溶作用可能是氟钡型碳酸岩成矿的主要机制。但是该论点尚存在一些问题: ①该论点主要为理论推断、高温高压实验研究的结果, 缺乏熔体/ 流体方面的直接证据, 而且实验结果不能完全反映自然界的实际情况。②国外典型实例的研究主要局限于碳酸岩杂岩体, 但这些杂岩体多数未发生明显的矿化, 研究结果尚不能充分说明不混溶作用的成矿效率; ③在国内, 众多富氟钡型碳酸岩矿床中发现了不混溶现象, 但未深入研究不混溶作用发生的原因及其对稀土元素的富集作用。例如, 在四川牦牛坪矿床, 氟钡岩型碳酸岩矿脉是碳酸盐– 硅酸盐熔体不混溶作用成因(刘丛强等, 2004) , 在与硅酸盐熔体分离后, 碳酸岩岩浆又经历了碳酸盐熔体与热液的不混溶作用(谢玉玲等, 2006) ; 在白云鄂博矿床的富氟钡岩型碳酸岩矿脉中, 也发现了不混溶成因的流体包裹体(Fan Hongrui et al. , 2006) 。

因此, 当务之急是进行典型矿床研究, 研究碳酸岩岩浆演化过程中, 成矿元素和挥发分的迁移、分配和富集规律, 探索富氟钡型碳酸岩的成矿机制, 建立和完善富氟钡型碳酸岩的成矿理论。

山东微山大型稀土矿是我国三大轻稀土基地(内蒙古包头、山东微山、四川冕宁) 之一, 是我国轻稀土矿床的典型代表, 矿脉属于富氟钡型碳酸岩。该矿床交通方便, 气候适宜开展野外工作。同其他碳酸岩型稀土矿床相比, 山东微山稀土矿床具有成矿强度很大, 单位体积资源量很高的特点。虽然微山矿区范围仅 4 km^2, 但有资料的大型碳酸岩矿脉有 24 条, 许多矿脉延伸超过 500m, 矿脉最厚可达 11m, 各矿脉的平均品位在 3% ~ 10% (TR_2O_3) , 最高品位达 37. 18% (TR_2O_3) , 许多矿石中的氟碳铈矿矿物含量超过 50% ; 在稀土总量中, Ce_2O_3 占 49. 11% ; La_2O_3 占 30. 76% ; Pr_2O_3 占 4. 74% ; Nd_2O_3 占 11. 60% , 属于轻稀土高度富集型(矿山内部资料) 。在四川牦牛坪碳酸岩型稀土矿, 矿脉品位主要在 1. 04% ~ 6. 05% (TR_2O_3) 之间(刘丛强等, 2004) , 品位大于 2% (TR_2O_3) 的矿石占全部矿石的 18. 96% (袁忠信, 1995) ; 内蒙古白云鄂博稀土矿的稀土品位主要为 2% ~ 8% (TR_2O_3) (《中国矿床》编委会, 1994) ; 内蒙古巴尔哲碱性花岗岩型稀土矿的稀土品位为 0. 189% ~ 0. 394% (TR_2O_3) (《中国矿床》编委会, 1994) 。

内蒙古白云鄂博铁铌稀土矿床是世界稀土储量最大的稀土矿床, 其稀土矿矿体也属于富氟钡型碳酸岩。但与微山稀土矿属于碱性岩—碳酸岩成因类型不同, 白云鄂博矿床具有不同的成因认识(刘淑春等, 1998) , 除了岩浆侵入碳酸岩的观点(周振玲等, 1980; 杨学明等, 2000; Le Bas et al, 1997; 范宏瑞等, 2001; 王希斌等, 2002; 郝梓国等, 2002) 之外, 为了较合理地解释其地质与地球化学特征, 人们还提出了碳酸岩质海底火山岩(白鸽和袁忠信, 1996; Yuan et al. , 2000; 丁悌平等, 2003) 和海底热水沉积(陈辉等, 1987; 高计元, 1993; 高计元等, 1999; 乔秀夫等, 1997; 章雨旭等, 1998a, b, 2005) 的认识。

综上所述, 研究微山稀土矿床, 可以分析碱性岩 —富氟钡型碳酸岩成矿强度大的特点; 白云鄂博矿床则代表了复杂成因富氟钡型碳酸岩的成矿特点, 可以分析富氟钡型碳酸岩成矿规模大的原因。二者相辅相成, 可以较充分认识富氟钡型碳酸岩的成矿效应。

参 考 文 献 / References

白鸽, 袁忠信. 1985. 碳酸岩地质及其矿产. 见: 中国地质科学院矿

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

床地质研究所所刊, 13(1). 北京: 地质出版社, 1~ 194.
白鸽, 袁忠信. 1996. 白云鄂博矿床地质特征和成因论证. 北京: 地质出版社, 1~ 104.
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. 见: 地质矿产部沈阳地质矿产研究所, 主编. 中国北方板块构造论文集(第2集). 北京: 地质出版社, 73~ 79.
丁悌平, 蒋少涌, 田世洪, 万德芳, 白瑞梅. 2003. 白云鄂博矿区赋矿"白云质大理岩"成因的稳定同位素证据. 地球学报, 24(6): 535~ 542.
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. 地学前缘, 8(4): 289~ 295.
高计元. 1993. 碳酸盐礁、丘成因的新类型——一种与热水喷溢作用有关的碳酸盐岩. 岩石矿物学杂志, (2): 88~ 89.
高计元, 王一先, 裘愉卓, 张乾. 1999. 白云鄂博矿床含矿白云岩的成因探讨. 沉积学报, 17(增刊): 675~ 680. 郝梓国, 王希斌, 李震, 肖国望, 张台荣. 2002. 白云鄂博矿区碱性基性岩—碳酸岩岩墙岩石学研究. 岩石矿物学杂志, 21(4): 429~ 444.
黄智龙, 许成, 刘丛强. 2005. 碳酸岩与铂族元素地球化学. 地质论评, 51(4): 443~ 451.
刘丛强, 黄智龙, 许成, 张鸿翔, 苏根利, 李和平, 漆亮. 2004. 地幔流体及其成矿作用——以四川牦牛坪稀土矿床为例. 北京: 地质出版社.
刘淑春, 章雨旭, 郝梓国, 彭阳. 1999. 白云鄂博矿白云岩成因研究历史、问题及新进展. 地质论评, 45(5): 477~ 486.
刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 王鹤年, 储同庆, 张景荣. 1984. 元素地球化学. 北京: 科学出版社, 194~ 215.
乔秀夫, 高林志, 彭阳, 章雨旭. 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. 地质学报, 71(3): 202~ 211.
邱家骧. 1985. 岩浆岩岩石学. 北京: 地质出版社, 89~ 94.
王希斌, 郝梓国, 李震, 肖国望, 张台荣. 2002. 白云鄂博——个典型的碱性一碳酸岩杂岩的厘定. 地质学报, 76(4): 501~ 521.
王中刚, 于学元, 赵振华. 1987. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社.
谢玉玲, 侯增谦, 徐九华, 田世洪, 衣龙升, 尹淑苹. 2006. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床熔体—流体演化. 云南地质, (4): 437~ 438.
徐九华, 谢玉玲, 李建平, 侯增谦. 2001. 四川冕宁耗牛坪稀土矿床流体包裹体中发现含W和轻稀土的子矿物. 自然科学进展, 11(5): 543~ 547.
杨学明, 杨晓勇, 范宏瑞, 郭范, 张兆峰, 郑永飞. 2000. 霓长岩岩石学特征及其地质意义评述. 地质论评, 46(5): 481~ 490.
英基丰. 2002. 山东西部中生代碳酸岩和火山岩的地球化学特征及其成因研究. 博士论文, 1~ 121.
袁忠信, 施泽民, 白鸽. 1995. 四川冕宁牦牛坪轻稀土矿床. 北京: 地震出版社.
章雨旭, 彭阳, 乔秀夫, 高林志, 杨晓勇. 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, 杨晓勇, 高林志, 郝梓国. 1998b. 白云鄂博赋矿微晶丘的论证. 矿床地质, 17(增刊): 691~ 696.
章雨旭, 吕洪波, 张绮玲, 乔秀夫. 2005. 微晶丘成因新认识. 地球科学进展, 20(6): 693~ 620.
《中国矿床》编委会. 1994. 中国矿床. 北京: 地质出版社.
周振玲, 李功元, 宋同云, 刘宇光. 1980. 内蒙古白云鄂博白云石碳酸岩的地质特征及其成因讨论. 地质论评, 26(1): 35~ 42.
Bailey D K. 1993. Carbonate silica activities in carbonatite liquid. Contrib. Mineral. Petrol., 141: 704~ 709.
Beccaluva L, Barbieri M, Born H. 1992. Fractional Crystallization and Liquid Immiscibility Processes in the Alkaline—Carbonatite Complex of Juqui (So Paulo, Brazil). J. Petrol., 33(6): 1371~ 1404.
Bell K and Blenkinsop J. 1989. Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites. In: Bell K. ed. carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, 278~ 300.
Buhn B and Rankin A H. 1999. Composition of natural, volatile-rich Na—Ca—REE—Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta, 63: 3781~ 3797.
Cullers R L and Medaris L G. 1977. Rare earth elements in carbonatite and cogentic alkaline rocks, Example from Seabrook Lake and Callander Bay, Ontario, Contrib. Mineal. Petrol., 65: 143~ 153.
Dalton J D and Prensnall D C. 1998. The contiuum of primary carbontitic—kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzonlite: data from the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2$ at 6Gpa. J. Petrol., 39: 1953~ 1964.
Doroshkevich A G, Kobykina O V, Ripp G S. 2003. Role of sulfate in the formation of carbonatites in the Western Transbaikal region. Doklady Earth Science, 388, 131~ 134.
Eby G N. 1975. Abundance and distribution of the rare earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the Oka carbonatite complex, Quebec. Geochim. Cosmochim. Atca, 39: 597~ 620.
Eriksson S C. 1989. Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility. In: Bell K. ed. Carbonatites, Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, 221~ 254.
Fan Hongrui, Hu Fangfang, Yang Kuifeng, Wang Kaiyi. 2006. Fluid unmixing/immiscibility as an ore-forming process in the giant REE Nb Fe deposit, Inner Mongolian, China: Evidence from fluid inclusions. Journal of Geochemical Exploration, 89: 104~ 107.
Fulignati P, Kamenetsky V S, Marianelli P. 2001. Melt inclusion record of immiscibility between silicate, hydrosaline, and carbonate melt: application to skarn genesis at Mount Vesuvius. Geology, 29: 1043~ 1046.
Haas J R, Shock E L, Sassani D C. 1995. Rare earth elements in hydrothermal systems: estimantes of standard partial mondal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 4329~ 4350.
Harmer R E and Giffins J. 1998. The Case for Primary, Mantle-derived Carbonatite Magma. J. Petrology, 39: 1895~ 1903.
Heinrich, E W. 1970. The Palabora carbonatitic complex——a unique copper deposit. Canadian Mineralogist, 10: 585~ 598.
Jones J H, Walker D, Pickett D A, Murrell M T, Beattie P. 1995. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa, and U between immiscible carbonate and silicate liquids. Geochim. Cosmochim. Acta, 59(7): 1307~ 1320.
Kamenetsky M B, Sobolev A V, Kamenetsky V S, Maas R, Danyushevsky L V, Thomas R, Pokhilenko N P, Sobolev N V. 2004. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle. Geology, 32, 845~ 848.
Kamenetsky V S. 2006. Melt inclusion record of magmatic immscibility in crustal and mantle magmas. In: Webster J D. ed. Melt inclusions in plutonic rocks. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 36: 81~ 98.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Kjaarsgard B A and Hamilton B A. 1989. The genesis of carbonatites by immiscibility. In: Bell K. ed. Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Hnwin Hyman, 388~ 404.

Kjarsgaard B A. 1998. Phase relations of a Carbonated High-CaO Nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa. J. Petrol., 39: 2061~ 2075.

Korobeinikov A N, Mitrofanov S, Gehor S, Laajoki K, Pavlov V P, Mamontov V P. 1998. Geology and Copper Sulphide Mineralization of the Salmagorskii Ring Igneous Complex, Kola Peninsula, NW Russia. J. Petrol., 39: 2033~ 2041.

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. Mineralogical Magazine, 61: 531~ 541.

Le Maitre R W. 2002. Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms. Cambridge, UK: Cambridge University Press.

Lee W J and Wyllie P J. 1998. Processes of crustal carbonatite formation by liquid immiscibility and differentiation, dlucidated by model systems. J. Petrol., 39: 2005~ 2013.

Lee W J, Wyllie P J and Rossman G R. 1994. CO_2-rich glass, rounded calcite crystals, and no liquid immiscibility in the system $CaO—SiO_2—CO_2$. Am. Mineral., 79: 1135~ 1144.

Mitchell R H and Brunfelt A O. 1975. rare earth geochemistry of the Fen alkaline complex, Norway, Contrib. Mineral. Petrol., 52: 247~ 259.

Mitchell R H. 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. The Canadian Mineralogist, 43: 2049~ 2068.

Nielsen T F D, Solovova I P and Veksler I V. 1997. Parental melts of melilitonlite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallizaed melt inclusions, Cardiner complex. Contrib. Mineral petrol., 126: 425~ 435.

Panina L I. 2005. Multiphase carbonate—salt immscibility in carbonate melt: data on melt incluons from the Krestovskiy massif minerals(Polar Siberia). Contrib. Mineral. Petrology, 150: 19~ 36.

Rankin A H. 1975. Fluid inclusion studies in apatite from carbonatites of the Wasaki area of wetstern Kenya. Lithos, 8: 123~ 136.

Rankin A H. 1977. Fluid-inclusion evidence for the formation conditions of apatite from the Tororo carbonatite complex of eastern Uganda. Mineral. Mag., 41: 155~ 164.

Rankin A H. 2005. Carbonatite-associated rare metal deposits: composition and evolution of ore-formaing fluids——the fluid inclusion evidence. In: Linnen R L and Samson I M. eds. Rare-element Geochemistry and Mineral Deposits. Geological Assocation of Canada short Course, 17: 299~ 314.

Roedder E. 1984. Fluid inclusions. In: Ribbe P H. ed. Reviews in Mineralogy, 12. Washingtong D. C., 1~ 644.

Solovovaa P, Girnisa A V, Kogarkob L N, et al. 2005. Compositions of magmas and carbonate silicate liquid immiscibility in the Vulture alkaline igneous complex, Italy. Lithos, 85: 113~ 128.

Suk N I. 2001. Experimental study on silicate carbonate systems. Petrologiya, 9: 547~ 558.

Suk N I. 2003. Experimental studies of fluid—magmatic differentiation of alkaline systems in connection with the problem of genesis of carbonatites. Plumes and problem of deep sources of alkaline magmatism. Irkutsk—Habarovsk, 62~ 74.

Suk N I. 2000. Experimental study of phosphorus and chlorine influence on the silicate—carbonate immiscibility and distribution of some rare and rare earth elements. Experiment in GeoSciences, 9(1): 32~ 33.

Treiman A H and Essene E J. 1985. The Oka carbonatite complex, Quebec: geology and evidence for silicate—carbonate liquid immiscibility. American Mineralogist, 70: 1101~ 1113.

Veksler I V, Nielsen T F, Sokolov S V. 1998b. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: inplications fro carbonatite genesis. J. Petrol., 39: 2015~ 2031.

Veksler I V, Petbgon C, Jenner G A. 1998a. Trace element partitioning in immsicibility silicate—carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. J. Petrol., 39: 2095~ 2104.

Veksler I V. 2004. Liquid immiscibility and its role at the magmatic hydrothermal transition: a summary of experimental studies. Chemical Geology, 210: 7~ 31.

Veksler I V. 2006. Parental magmas of plutonic carbonatites, carbonate—silicate immiscibility and decarbonation reaction: evidence from melt and fluid inclusion. In: Webster J D. ed. Melt Inclusions in Plutonic Rocks. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 36: 123~ 149.

Verwoerd W J. 1986. Mineral deposits associated with carbonatites and alkaline rocks. In: Anhaeusser C R & Maske S. eds. Mineral Deposits of Southern Africa. Johannesburg: Geological Society of South Africa, 2173~ 2191.

Webster J D and De Vivo B. 2002. Experimental and modeled solubilities of chlorine in aluminosilicate melt, consequences of magma evolution, and implication for exsolution of hydrous chlorine melt at Mt. Somma—Vesuvius. Am. Mineral., 87: 1046~ 1061.

Wendlandt R F, Harrison W J. 1979. Rare earth partitioning between immiscibile carbonate and silicate liquids and CO, vapor: results and implications for the formation of light rare earth enriched rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69: 409~ 419.

Wood S A. 1990. The aqueous geochemistry of the REE and yttrium. Chem. Geol., 82: 15~ 186.

Wyllie P J and Huang W L. 1975. Peridotite, kimberlite, and carbonatite explained in the system $CaO—MgO—SiO_2—CO_2$. Geology, 3: 621~ 624.

Wyllie P J and Lee Woh-jer. 1998. Model system controls on conditions for formation of magmesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. J. Petrol., 39: 1885~ 1993.

Wyllie P J. 1989. Origin of carbonatites: Evidence from phase equilibrium studies. In: Bell K. ed. Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, 500~ 545.

Yuan Zhongxin, Bai Ge, Zhang Zhongqing. 2000. Trachytic rock and associated fenitization in the Bayan Obo ore deposit, Inner Mongolia, China: Evidence for magmatic—Hydrothermal mineralization related to a carbonatitic complex. Acta Geologica Sinica(English edition), 74(2): 148~ 153.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

Evolvement and Ore-Forming Process of Carbonatite Magma

LI Jiankang[1, 2], BAI Ge[2], YUAN Zhongxin[2], YING Lijuan[2], ZHANG Jian[2]

1) *College of Earth Science and Resource, Chang' an University, Xi' an, 710054;*

2) *Institute of Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

Abstract: Carbonatite can be divided into primary carbonatite and F—Ba rich type carbonatite. The later characterized by richment of volatile and alkaline earth element in magma, procuded many REE deposit, and has strong potential for ore-forming. research of theory and experiment showed that F, Ba, and other alkaline earth, volatile are the key factor to induce the immiscibility among silicate, carbonate, or salt melts; and the immiscibility is better for richment of ore-forming elements than fractional crystallization. Therefore, whether volatiles and alkaline earth elements are the key factor for F—Ba rich type carbonatite to mineralize? and is immiscibility the main mechanism for F—Ba rich type carbonatite to mineralize? This viewpoint only deduced from theory and experiment. It is necessary to test this point by studying typical deposit. The Weishan REE deposit in Shandong province with high enrichment of REE presents the character of high intensity of ore-forming for F—Ba rich type carbonatite, and the Bayan Obo Fe—REE deposit presents the character of producing giant REE deposit for F—Ba rich type carbonatite. The two deposits are the ideal objects to understand the ore-forming of F—Ba rich carbonatite magma.

Key words: carbonatite magma; liquid Immiscibility; ore-forming; Weishan REE deposit

中国科学技术协会表彰抗震救灾先进集体和先进个人

9 月 17 日,第十届中国科学技术协会年会在郑州开幕。开幕式上表彰了中国科学技术协会抗震救灾先进集体和先进个人。

6月 18 日,中国科协通知各全国学会和各省、市、自治区科协组织推荐在抗震救灾和灾后重建工作中作出突出贡献、事迹感人的先进集体和个人。各省、市、自治区地质学会、中国地质学会各专业委员会(工作委员会、研究分会)、各理事单位共向中国地质学会推荐先进集体 41 个、先进个人 110 名。7 月 19 日中国地质学会召开第 38 届理事会第 10 次秘书长会议,本着实事求是、好中选优的原则,以事迹材料和推荐单位意见为基本依据,强调贡献突出、事迹感人,经研究,决定向中国科协推荐先进集体 10 个、先进个人 21 名。

中国科协经过复评、公示,决定授予四川省地质学会、中国地质学会地质力学专业委员会、中国地质学会水文地质专业委员会抗震救灾先进集体称号。授予以下 15 位同志抗震救灾先进个人称号(按姓氏笔画排序):

王 平, 中国国土资源航空物探遥感中心教授,主任

刘传正, 中国地质环境监测院教授级高工,副总工程师

向 文, 江西省地质环境监测总站高级工程师,副站长

曲国胜, 中国地震应急搜救中心研究员,总工程师

吴珍汉, 中国地质科学院研究员,科技处处长

张 健, 陕西省煤田地质局地质处高级工程师

张世民, 中国地震局地壳应力研究所研究员,研究室副主任

张岳桥, 中国地质科学院地质力学研究所研究员

张晓峰, 陕西省核工业地质局二二四大队高级工程师,地调院副院长兼总工程师

李引劳, 陕西省地矿局第三地质队高级工程师,副总工程师

屈伯强, 四川省地质环境监测总站高级工程师,地质灾害室主任

唐 川, 成都理工大学教授,地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室副主任

徐锡伟, 中国地震局地质研究所研究员,副所长

殷跃平, 中国地质调查局研究员,副总工程师

黎志恒, 甘肃省地质环境监测院教授级高工,院长

他们中的大部分人都在灾区一线参加抗震救灾,利用专业特长和优势,为抗震救灾做出了突出贡献。

(孟庆伟 供稿 章雨旭 编辑)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net