

文章编号:1001-8166(2001)04-0501-07

岩浆(型)碳酸岩研究进展*

秦朝建, 裘愉卓

(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)

摘要:主要从岩石学、矿物学、岩石分类、C、O、Sr 同位素、碳酸岩与矿化的关系等各方面对(碱性)碳酸岩的研究进行了较为全面的总结,并结合近20年来实验岩石学、流体包裹体研究、CO₂-H₂O-NaCl 流体体系的性质的研究,对碳酸岩岩浆的来源及成因、岩浆—热液的演化进行了分析和探讨。碳酸岩形成至少经历了三个阶段,即岩浆阶段、岩浆期后阶段(气相碳酸岩/岩浆热液阶段)、交代碳酸岩阶段。而作为与碳酸岩在空间和成因上有密切联系的基性、超基性岩、碱性岩杂岩体,则经历了碳酸岩成岩阶段以前的岩浆不混熔作用、结晶分异作用、岩浆结晶作用以及碳酸岩形成之后的围岩蚀变(霓长岩化)作用。

关键词:碳酸岩;同位素;流体包裹体;岩浆—热液演化;碳酸岩成因

中图分类号:P588.1 **文献标识码:**A

碳酸岩是一种浅灰色至灰白色的富含碳酸盐矿物的火成岩石,其碳酸盐矿物体积含量一般超过50%。由于火成碳酸岩在地表的出露远比其他类型的岩浆岩少得多,又易与沉积的碳酸盐岩及其变质岩——大理岩相混淆,极易被人们所忽视,因此火成碳酸岩虽然早在18世纪就已经提出,但一直没有得到地质学界的普遍重视和认可。直到20世纪60年代初发现正在喷溢的碱质碳酸盐熔浆,火成碳酸岩才得到重视。60~70年代对碳酸岩杂岩体进行了系统的研究,主要集中在野外地质产状、岩石学、矿物学、矿相学、化学成分等方面,但总体上仍处于初始阶段。直到80年代,才对碳酸岩进行了更加深入细致的研究,研究内容包括实验岩石学研究、碳酸岩母源岩浆来源、岩浆—热液的演化、碳、氧、硫等稳定同位素分析、流体包裹体研究等方面,并提出了几种碳酸岩岩浆成因假说。近年来,人们逐渐认识到碳酸岩在指示地幔流体的性质、地幔交代作用、壳幔相互作用以及碳酸岩在成岩、成矿等方面的特殊性与重要性,这一领域的研究正在不断得到加强。本文主要从碳酸岩岩石学、矿物学、同位素、流体包裹体

研究以及碳酸岩岩浆来源、岩浆—热液的演化等方面介绍了近20年来国内外对岩浆(型)碳酸岩的研究进展。

1 地质构造背景、时空分布和岩石矿物学特征

目前已发现的400余处碳酸岩体广泛分布于各大洲及部分洋岛中,但大多数分布于克拉通区大陆裂谷带和板块内部,板块边缘(造山带)也有碳酸岩产出,但在洋壳或洋中脊尚没有发现碳酸岩的报道。碳酸岩岩体常与共生的基性、超基性岩、碱性岩构成同心环状碳酸岩碱性杂岩体。其岩相分带由中心到边缘依次为:碳酸岩→霓霞岩→辉石岩,或碳酸岩→碱性辉石岩→霓霞岩/橄榄岩→霓长岩^[1]或碳酸岩→霓霞岩/辉石岩→霓长岩→霓长岩化带^[2]。在板块边缘(造山带)中常形成单一的透镜状条带状和似层状碳酸岩体,可以不与碱性岩共生。侵入的碳酸岩常常呈岩株、岩墙、岩床、岩席、岩筒等产出,喷出的碳酸岩常为中心式喷发,形成熔岩或火山碎屑

收稿日期:2000-08-17;修回日期:2001-01-20. E-mail: cjqin@fm365.com

* 基金项目:国家攀登计划预选项目“Pb、Zn大规模爆发性成矿”(编号:95-预-25)资助。

作者简介:秦朝建(1974-),男,山东郯城人,硕士生,主要从事矿床地球化学研究。

岩,并在火山口形成破碎角砾岩岩筒^[1,2]。碳酸岩的围岩常发生霓长岩化作用,形成一套含有霓石、钠铁闪石、钠长石、钾长石、金云母等矿物为特征的霓长岩。与共生的基性、超基性、碱性杂岩体相比,碳酸岩岩体一般都比较小^[1,3]。在我国的扬子地块、华北地块边缘、秦岭造山带等地也发现了碳酸岩体^[2,4,5]。另外白云鄂博超大型 Fe-Nb-REE 矿床西矿区的碳酸盐脉状体,有些学者认为是海西期碳酸岩岩浆侵入体^[6]。

碳酸岩年龄数据(多数是 K-Ar 法测得的,少数是用 Rb-Sr 法获得的)显示:从太古宙至今都有碳酸岩产出(转引自文献[5])。其中最古老的碳酸岩距今约 30 亿年,而最年轻的碳酸岩当属近年来在非洲发现的碱质碳酸岩^[7]。碳酸岩的岩浆演化和岩石成因可能与地球演化的不同阶段有关,并且有时代越新,碳酸岩出现的频率越大的趋势,这是由于:①古老的碳酸岩风化强烈,保存差、不易被发现,而年轻的碳酸岩体风化弱,保存较好;②早期地球大气中的 CH₄ 等含碳气体逐渐转化为 CO₂,再转化为固态的碳酸盐矿物;③地幔在形成后发生地幔脱气作用产生富含 CO₂、H₂O 的流体,导致发生地幔交代作用,地幔岩石部分熔融产生碳酸盐岩浆,并最终形成碳酸岩;④碳酸盐岩经过重熔作用形成碳酸岩。

碳酸岩中的矿物种类多,且成分变化大。目前已发现的矿物种类已超过 400 种。其中主要的碳酸盐矿物为:方解石、白云石、铁白云石等;硅酸盐矿物为:碱性长石、霓石、辉石、钠闪石、橄榄石、云母、霞石等;副矿物:磷灰石、磁铁矿、独居石、萤石、烧绿石、重晶石等。碳酸岩的化学成分变化很大,多数岩石富 CO₂、CaO,而少数岩石则含有较高的 Na₂O、K₂O、FeO、MgO,甚至 MnO、SiO₂ 含量则随岩石中硅酸盐矿物含量的不同有较大的变化。因此碳酸岩的分类通常不是以岩石化学成分来划分,而是根据矿物成分,有时还可以根据某些非常量元素含量来进一步划分。Le Bas^[8]认为下列因素:①上地幔源区成分的不均一性;②母源岩浆成分的差异;③母源岩浆—热液演化过程的差异;④围岩混染的影响,均可造成碳酸岩化学成分的差异。

目前,国际地科联火成岩分类委员会(1989)建议根据碳酸盐矿物成分对碳酸岩进行四级分类,当碳酸盐矿物含量无法准确测定时,则依据全岩化学成分进行分类,如钙质碳酸岩、镁质碳酸岩、铁质碳酸岩等。有时也称主要含 Na、K、Ca 的碳酸岩为钠质碳酸岩。

2 同位素研究

近年来对碳酸岩碱性杂岩体已作了大量的同位素研究工作(见表 1)。碱性碳酸岩的碳、氧同位素组成基本落在碳酸岩区域或区域附近^[16,17],有些具有幔源特征^[18,19]。也有一些碳酸岩超出了这一范围,而具有洋壳或地壳混染的特征,如德国西部艾费尔高原(West Eife)碳酸岩。这有可能是壳幔相互作用或地幔交代作用的结果^[11]。氧同位素值可能会受到围岩或壳幔相互作用的影响,Kerrich 等认为即使是低温变质条件下,石英脉的 δ¹⁸O 值容易受围岩中碎屑石英岩的控制^[20]。

Sr 同位素研究表明:碳酸岩的初始 Sr 比值一般比较低,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 一般 < 0.706 或 0.703^[2],并常以此作为区分内生碳酸岩与沉积碳酸盐岩的标志,而白云岩和大理岩的 Sr 同位素多数是放射性成因的,一般在 0.706 ~ 0.710 之间^[1]或 0.7016 ~ 0.7088 之间^[2]。印度 Amba Dongar 碳酸岩初始 Sr 比值为 0.7032,东非九个碳酸岩平均值为 0.7030 ~ 0.7050,接近与其共生的霞石岩(0.7030 ~ 0.7060)或高钾的超基性岩(0.7035 ~ 0.7065)^[11]。但初始 Sr 同位素值易受碳酸岩岩浆来源、岩浆热液演化过程的影响,如在意大利^[21]及西班牙^[12]所发现的碱性碳酸岩的初始 Sr 比值却较高而且变化大,并与周围的碱性杂岩体的初始 Sr 比值相一致,这表明碳酸岩与共生的碱性杂岩体有相同的来源和成因。一般来说,超钾质熔岩初始 Sr 比值范围较广,且较高。

现在一般认为 C、O、H 等同位素可以比较准确地反映成矿物质来源。但仅仅依靠初始 Sr 比值及稳定同位素来判断岩石的成因,仍然缺乏足够的证据。

3 碳酸岩与矿化的关系

与基性、超基性岩、碱性杂岩体有成因联系的碳酸岩岩体主要与铌、稀土元素和磷灰石、金云母、蛭石等非金属矿床的工业富集有关,也与烧绿石、铌铁矿和一些与碳酸岩相关的热液型矿床,如重晶石、萤石矿床等有关。有些碳酸岩虽然不含 Nb、Ta,但富含铜的硫化物,构成独特的铜矿床,如南非的 Palaboro 碳酸岩杂岩体^[2]。

稀土元素与碳酸岩体在空间上有十分密切的关系。湖北竹山碳酸岩、山东微山脉状碳酸岩体本身就是大、中型的稀土矿床^[22];美国的 Mountain Pass、扎伊尔的 Lueshe 碱性碳酸岩杂岩体等都是大型的

表1 部分碳酸岩和碱性碳酸岩的 C、O、Sr 同位素值

Table 1 Carbon, oxygen and strontium isotope compositions (‰, relative to V-PDB and V-SMOW, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr respectively of carbonatite, syenite and fenite from some carbonatites or alkaline carbonatite complex)

岩石产地	矿物/岩石类型	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	样品数	文献
印度	方解石 ⁽¹⁾	-2.9	+7.4	—	4	
凯尔盖朗高原 (Kerguelen Plateau)	白云石 ⁽¹⁾	-2.3	+7.5	—	20	[9]
	碳酸岩 ⁽²⁾	-3.6	+7.3	—	4	
	碳酸岩 ⁽³⁾	-3.6	+9.5	—	7	
芬兰 Central Fennos	白云石 ⁽⁴⁾	-4.3	+6.5	—	—	[10]
	方解石 ⁽⁵⁾	-4.5	+7.0	—	—	
	金云母碳酸岩 霓长岩	-3.9	+6.8	—	—	
德国	碱性碳酸岩	-5.1	+12.4	0.70423	3	
西部艾费尔高原 (West Eifel)	凝灰质碳酸岩	-7.8	+21.4	0.70434	3	[11]
	正长岩	-5.7	+11.1P	0.70470	7	
西班牙 加那利群(Canary)岛	碳酸岩 ⁽⁶⁾	-6.1	+7.3	—	28	[12]
	碳酸岩 ⁽⁷⁾	-5.3	+6.9	—	21	
	方解石 ⁽⁸⁾	-3.1	+7.4	—	3	
西班牙	碱性碳酸岩	—	+10.2	0.71704	16	[13]
蒙古 Luglingol	碱性碳酸岩	-9.7	+6.3	0.70540	16	[14]
坦桑尼亚	碳酸岩	-2.9	+15.5	—	—	[15]
福建松政	碳酸岩	-6.1	+6.7	0.70507	3	
山东微山	碳酸岩	-7.8	+7.4	0.70623	1	[6]
湖北竹山	碳酸岩	-6.7	+7.7	0.70293	4	

注: (1) Sung Valley 岩体; (2) Samcham 岩体; (3) Swangker 岩体; (4) Laivojoki 岩体; (5) Kortajarvi 岩体; (6) Ajui - Solapa 岩体; (7) Esquinzo 岩体; (8) 基性岩脉

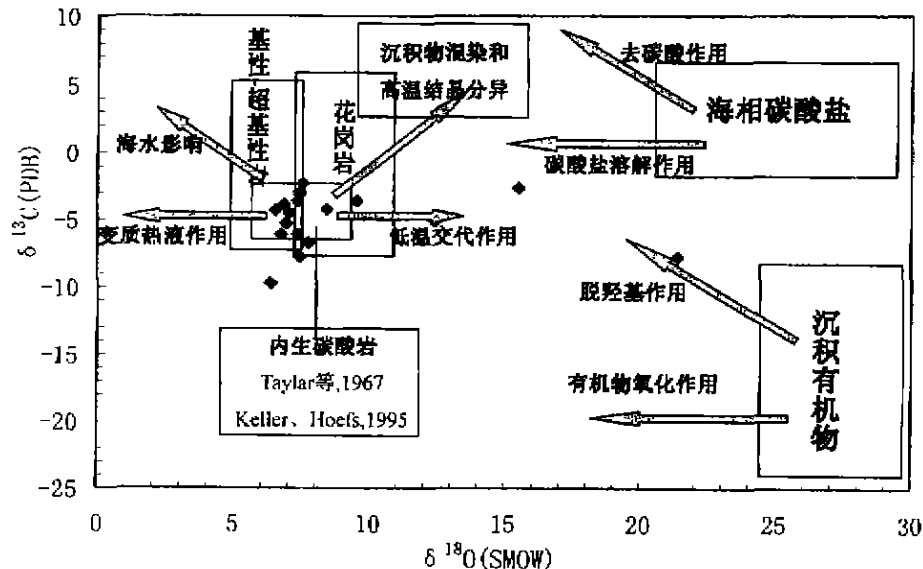


图1 部分碳酸岩、正长岩、霓长岩 δ¹³C - δ¹⁸O 图解 (据 A. Demeny 等(1998); 刘建明等(1997)底图综合而成)

Fig. 1 δ¹³C - δ¹⁸O diagram of carbonatite, syenite and fenite from some carbonatites or alkaline carbonatite complex

铈、稀土矿床^[23], 蒙古国东南部 Mushgai - Luglingol 和 Luglingol 碱性碳酸岩杂岩体也是较大的稀土矿床, 其中稀土矿化作用与碳酸岩岩体在空间上具有较明显的依附关系^[14]。Wendlandt 等曾研究过稀土

元素在硅酸盐熔浆和碳酸盐熔浆之间的分配关系: 稀土族元素更倾向于在碳酸岩中富集, 富气相中携带相当数量的稀土族元素, 尤其是较轻的稀土族元素^[20]。另外如新疆的科坪、瓦吉塔格的碳酸岩、

碱性超基性岩有铈、稀土和磷的矿化;天山南麓黑应山等地的碳酸岩、碱性岩、碱性伟晶岩有铈、锆的矿化;秦岭褶皱带南侧、扬子地台北缘坪河、水磨、李家河(海相火山沉积碳酸岩)、安康—竹山、庙垭等地均发现有碳酸岩体铈—稀土矿化^[4]。

4 碳酸岩中的包裹体研究

包裹体包含了大量的成岩成矿的地质信息,因此对包裹体进行研究,可以获得成岩成矿时的温度、压力、密度及成矿流体组分、流体演化等信息。

近年来人们十分重视碳酸岩包裹体的研究工作^[26-33,39,40]。其中研究最多的是磷灰石、石英、方解石、萤石、橄榄石中的包裹体。最常见的是盐水溶液包裹体,其次是 CO₂ 包裹体和熔体包裹体。盐水溶液包裹体一般含有子矿物(钾盐、钠盐、碳酸盐矿物等),盐水溶液包裹体和 CO₂ 包裹体均一温度一般小于 400 °C,有些包裹体临界或准临界均一,均一温度介于 300 ~ 500 °C 之间。熔体包裹体均一温度范围较广,如磷灰石、橄榄石等矿物中的熔体包裹体均一温度比较高,常大于 900 °C,但硬石膏、碳酸盐矿物中的低,一般小于 850 °C,碳酸盐矿物(方解石、白云石、铁白云石等)中的熔体包裹体均一温度一般在 500 ~ 700 °C 之间。熔融包裹体中固相成分体积含量通常大于 80%,主要为方解石、白云石、烧绿石以及多孔的硅酸盐矿物、磷灰石、磁铁矿或镁铁矿等,而固相体积含量约占 50% ~ 80% 的熔体—流体包裹体,固相成分主要是碳酸盐矿物^[20,28-31]。

大量的流体包裹体研究表明:不仅磷灰石可以形成于岩浆和热液介质条件下,碳酸盐矿物同样也可以形成于岩浆和热液阶段,即 Na - K - Ca - Mg - H₂O - CO₂ 流体体系中^[28,30,32]。另外对碳酸岩熔融包裹体的研究还表明:碳酸岩早期岩浆阶段形成的熔融包裹体,即使遭受后期强烈的热液活动仍可保留下来^[26,28,29,33]。因此,寻找并研究碳酸岩的熔融包裹体,就成为确定碳酸岩岩浆成因及碳酸盐岩浆—热液演化的有力证据和手段。由于碳酸盐矿物解理十分发育、双折射现象显著、高温时易碎裂以及熔体包裹体十分细小等原因,都给熔体包裹体的观察、研究工作带来困难。目前作者对白云鄂博矿区的碳酸盐脉状体进行研究时发现:有固体包裹体、熔体包裹体、熔体—流体包裹体、富子晶流体包裹体、气—液包裹体以及液体包裹体等包裹体类型组合,反映了碳酸盐脉状体由早期岩浆结晶到岩浆热液的演化趋势。

5 碳酸岩岩浆成因及岩浆—热液的演化

碳酸岩岩浆—热液的演化除了碳酸岩野外产状、岩石学、矿物学的证据之外,主要是根据熔体包裹体、流体包裹体研究和实验岩石学研究方面的证据。

Rankin 等^[31]对肯尼亚 Wasaki 碳酸岩磷灰石中多固相富碳酸盐、硅酸盐熔体包裹体、流体包裹体进行加热、冷却的过程中,发现了流体相的不混溶现象,即富 CO₂ 相、含碳酸盐水溶液相和碳酸盐熔体、硅酸盐熔体 4 种流体相不混溶现象,从而证实了碳酸盐岩浆在自然界的存在。Roedder 认为不混溶现象发生于从富 CO₂ 碱性硅酸盐熔浆到富 CO₂ 流体的各个阶段。Hamilton 等认为:①上地幔的部分熔融;②富碱性硅酸盐岩浆的结晶分异作用;③最初均一的富碱性硅酸盐岩浆中不混溶碳酸盐岩浆的分离作用等均可以形成碳酸盐岩浆。Roedder 对岩浆不混溶模式进行了总结^[18]。

Kepper 等对 Ca、Mg、Na 的碳酸盐矿物在一定条件下 Ca、Mg、Na 3 种元素在流体相(F)与熔体相(M)之间的分配系数 D_F/M 实验研究^[24]表明:高温时 3 种元素都趋向于进入熔体相。随温度降低 Ca、Mg 倾向于留在熔体相中,温度进一步降低时固相形成碳酸岩,而 Na 大部分进入流体相,在热液变质、交代作用过程中发挥重要的作用。在硅酸盐体系中,Na、Mg、Ca 在类似的条件下具有类似的性质^[25]。

现在一般认为碳酸岩岩浆来源于地幔。目前实验岩石学研究表明:除碳酸盐岩的重熔作用以外,碳酸岩岩浆的形成主要与含 H₂O、CO₂ 流体的地幔交代作用和地幔岩石的部分熔融作用有关。

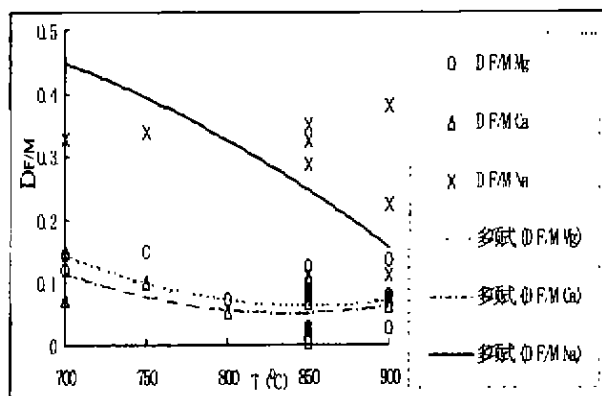


图 2 Mg - Ca - Na 分配系数 D_F/M 与温度 T 关系图
Fig. 2 Relationship between partitioning coefficient D_F/M of Na, Mg and Ca in fluid and melt system and temperature

地幔岩石在高温条件下发生高程度部分熔融,通常产生偏基性的玄武岩浆;在富 H_2O 、 CO_2 的条件下如富流体地幔或大洋板块消减带附近,在 H_2O 、 CO_2 的作用下,可以降低岩石的共熔温度,即使在较低的温度条件下也可以形成偏基性的岩浆。这两类岩浆再经过结晶分异或岩浆不混熔作用而形成碳酸质岩浆^[25]。 H_2O 和 CO_2 在碳酸质岩浆的形成和岩浆热液的演化过程中起到非常重要的作用:①幔源物质在含 H_2O 、 CO_2 流体,高温高压条件下部分熔融作用所形成的碳酸岩浆,沿深大断裂上升形成以白云质碳酸盐为主的碳酸岩^[34-36],所形成的岩石可不与碱性岩共生;②地幔岩石在含 CO_2 、 H_2O ,高温高压条件下($P > 2.0$ GPa)部分熔融作用所形成的富含 CO_2 的碱性、超基性岩浆,如霞石岩浆、黄长岩浆等,这种岩浆再经过结晶分异作用形成碳酸盐岩浆^[7,36,37];③地幔岩石在含 CO_2 、 H_2O ,高温高压条件下($P > 2.0$ GPa),部分熔融作用所形成的碳酸盐岩浆与硅酸不饱和硅酸盐熔体的岩浆混合,在较低的温度和压力条件下发生液态不混熔而形成碳酸岩浆^[38]。后两种模式常造成碳酸岩与碱性超基性岩共生并造成碳酸岩成分变化较大。

岩浆—热液的演化证据主要来自于对流体包裹体的研究:挪威 Fen 地区碳酸岩可能经历了岩浆不混熔作用、岩浆结晶分异作用、碳酸盐岩浆结晶作用^[29];乌干达 Sukulu 碳酸岩可能经历了从含镁方解石熔体经含 CO_2 水溶液和富重碳酸盐的熔体到富含 CH_4 的水溶液流体的演化^[29];在印度 Amba Dongar 碳酸岩中发现了富固体相(体积含量为 50%)的流体包裹体,但多数为气—液包裹体,富含 CO_2 ,盐度变化范围很大^[40],而伴生的热液型萤石矿包裹体则显示出低盐度的特征,并有低压的 CO_2 气泡^[27]。对俄罗斯科拉半岛碱性碳酸岩的包裹体研究时也发现了熔融包裹体、熔融—流体包裹体、流体包裹体,显示出完整的岩浆—热液演化序列^[33]。

磷灰石包裹体证据从微观角度揭示了碳酸岩熔体在温度、压力降低时,发生碳酸盐岩浆与富挥发分、碱金属流体相的分离,碳酸盐岩浆逐渐结晶出方解石,碳酸岩周围的火成碎屑物则由于发生强烈的钾化作用而含有较多的金云母、钾长石。热液可以在岩浆期后的低温条件下与大气水混合而不断地循环、运移,从而使围岩发生更广泛的霓长岩化^[25],这可以解释碳酸岩碱性杂岩体的岩性分带及围岩的霓长岩化现象。

6 岩石成因

自 Houghom 在 19 世纪提出碳酸岩为岩浆成因观点以来,对这一岩石类型的性质及成因一直存在着明显的分歧,一种观点认为碳酸岩为岩浆阶段直接冷却结晶的结果;另一种观点认为碳酸岩是岩浆期后热液沉积、交代作用的产物,即鲍文和南罗杰为代表的火成—水成之争。

Ankin 在对流体—熔体包裹体进行研究时首先证实碳酸盐岩浆在自然界的存在,自 60 年代以来在非洲相继发现正在喷发的碳酸质岩浆,则为岩浆成因说提供了最直接的证据。另外从基性、超基性岩、碳酸岩碱性杂岩体的熔体包裹体、熔体—流体包裹体、流体包裹体的研究中发现:碳酸岩的形成可能经历了从岩浆结晶—熔体流体相的分离—富碱金属流体相的交代作用(围岩蚀变)等各个阶段^[26-29,33,39,40]。

岩浆阶段:包括基性超基性岩、碱性岩、碳酸岩岩浆结晶作用。①碳酸岩浆直接结晶形成碳酸岩;②富含 CO_2 的碱性超基性岩浆分离结晶形成碳酸岩;③混熔的硅酸盐岩浆—碳酸盐岩浆在温度压力降低时发生熔体不混熔,形成碳酸盐岩浆,冷却结晶形成碳酸岩。实验表明:在一定的 H_2O 、 CO_2 分压条件下,碳酸盐熔体在 600 °C 时仍可存在,所以可在岩浆分异的晚期仍不凝固结晶,常在火山喷发晚期堵塞于火山通道而形成岩颈或岩墙或喷出地表形成熔岩或凝灰岩^[2]。

岩浆期后阶段(气相碳酸岩阶段/岩浆热液阶段):由岩浆演化过程中分异出的以 CO_2 为主要成分的挥发份加入到岩浆热液中,使富 HCO_3^- 的酸性体系转化,导致碳酸盐的大量沉淀(碳酸盐气相堆积作用)。气相 CO_2 在这一过程中起到了重要的作用^[41]。而在温度下降明显而压力无明显变化的情况下,主要发生岩浆热液的直接结晶作用。岩浆热液可能含有较高的与成矿作用更密切的 FeO 、 TiO_2 、 Nb_2O_5 、 P_2O_5 、 F 、 Cl 等成分。常出现稀土、重晶石、萤石的矿化。

交代碳酸盐阶段:结晶分异后的流体仍然富含 CO_2 、碱金属等成分,在与围岩接触时发生碳酸盐化作用形成交代型碳酸岩。其中热液中的 CO_2 在碳酸盐交代过程中起到了关键的作用。

围岩蚀变(霓长岩化)阶段:交代残余流体仍然富含碱金属离子(如 K^+ 、 Na^+ 等)、其它易溶盐类离子和 CO_2 ,在与大气水混合后不断运移,使围岩发生

钾化、钠化,形成一套含有霓石、钾长石、钠长石、钠辉石、钠闪石、金云母等矿物为主的霓长岩化带。

参考文献 (References):

- [1] Carmichael L S E, Turner F J, Verhoogen J, 等著. 火成岩石学 [M]. 丛柏林, 等译. 北京:地质出版社, 1982. 351-355.
- [2] Sun Nai, Peng Yaming. Igneous Petrology [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1985, 181-1186. [孙箫, 彭亚明 主编. 火成岩石学 [M]. 北京:地质出版社, 1985. 181-186.]
- [3] Kurszlaukis A S, Franz L, Nry G P. The Blue Hill intrusive complex in Southern Namibia relationship between carbonatite and monticellite picrites [J]. *Chemical Geology*, 1999, 160: 1-18.
- [4] Bai Ge, Yuan Zhongxin, Wu Chengyu, et al. Demonstration on the geological features and genesis of the Bayan Obo ore deposit [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1996, 92. [白鹤, 袁忠信, 吴澄宇, 等. 白云鄂博矿床地质特征和成因论证 [M]. 北京:地质出版社, 1996. 92.]
- [5] Liu Yan, Zhao Shanren, Sun Shihua. Research status of igneous carbonatites [A]. In: Oyang Ziyuan (Chief Editor). Studies and prospects on petrology, mineralogy and geochemistry at the transition of centuries [C]. Beijing: Nuclear Publishing House. 1998, 131-135. [刘焰, 赵善仁, 孙世华. 火成碳酸岩研究现状 [A]. 见: 欧阳自远 主编. 世纪之交岩石学矿物学地球化学的研究与展望 [C]. 北京:原子能出版社, 1998. 131-135.]
- [6] Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. Geochemistry of Bayan Obo ore deposit [M]. Beijing: Science Press. 1988, 232-285. [中国科学院地球化学研究所. 白云鄂博矿床地球化学 [M]. 北京:科学出版社, 1988. 232-285.]
- [7] Bell K, Keller J. Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Matrocarbonatites [M]. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1995.
- [8] Le Bas M J. Diversification of carbonatite [A]. In: Bell K, ed. Carbonatites [C]. London: Unwin Hyman, 1989. 428-447.
- [9] Ray J S, Ramesh R, Pande K. Carbon isotopes in Kerguelen plume-driven carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 170: 205-214.
- [10] Nykanen J, Laajoki K, Karhu J. Geology and geochemistry of the early Proterozoic Kortejarvi and Laivajoki carbonatite, Central Fennoscandian shield, Finland [J]. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 1997, 69 (1-2): 5-30.
- [11] Riley T R, Bailey D K, Harmer R E, et al. Isotopic and geochemical investigation of a carbonatite-syenite-phonolite, West Eifel (Germany) [J]. *Min Mag*, 1999, 63 (5): 615-631.
- [12] Demeny A, Ahijado A, Casillas R, et al. Crustal contamination and Fluid/Rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura, Canary Islands, Spain: a C, H, O isotope study [J]. *Lithos*, 1998, 44: 101-115.
- [13] Benito R, Lopez-Ruiz J, Cebria J M, et al. Sr and O isotope constraint on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of S E Spain [J]. *Lithos*, 1999, 46: 773-802.
- [14] Wu Liangshi. Mesozoic alkaline magmatism and metallization in Southeast Mongolia [J]. *Geology - Geochemistry*, 1998, 26(2): 97-102. [吴良士. 蒙古东南部中生代碱性岩浆活动与成矿 [J]. *地质地球化学*, 1998, 26(2): 97-102.]
- [15] Jovoy M, Pineau F, Staudacher T, et al. Mantle volatiles sampled from a continental rift: the 1988 eruption of Oldoinyo Lengai [J]. *Terra Abstr*, 1989, 1: 324.
- [16] Deines P. Stable isotope variations in carbonatites [A]. In: Bell K ed. Carbonatites [C]. London: Unwin Hyman, 1989. 301-357.
- [17] Hoefs J. Stable isotope geochemistry (3rd ed) [M]. Berlin Heidelberg, New York: Springer, 1987. 241.
- [18] Chen Yongjian, Liu Deliang, Yang Xiaoyong et al. A primary study on the relationship between the Tancheng - Lujiang fault system and mantle - derived magmatogenetic CO₂ in East China [J]. *Geology - Geochemistry*. 1999, 27(1): 38-48. [陈永见, 刘德良, 杨晓勇, 等. 郑庐断裂系统与中国东部幔源岩浆成因 CO₂ 关系的初探 [J]. *地质地球化学*, 1999, 27(1): 38-48.]
- [19] Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. Ore Deposit Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1997. 481-500. [中国科学院矿床地球化学开放研究实验室. 矿床地球化学 [M]. 北京:地质出版社, 1997. 481-500.]
- [20] Roedder E. 流体包裹体(下) [M]. 卢焕章, 王卿锋, 等译. 长沙:中南工业大学出版社, 1986. 46-174.
- [21] Stoppa F, Wooley A R. The Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance [J]. *Mineral and Petrol*, 1997, 59: 43-67.
- [22] Zhu Xun, ed. Status of Mineral Resources of China (Volume 2: Metallic minerals) [M]. Beijing: Science Press. 1999, 631-665. [朱训, 主编. 中国矿情(第二卷 金属矿产) [M]. 北京:科学出版社, 1999. 631-665.]
- [23] Wall F, Williams C T, Woolley A R. Pyrochlore from weathered carbonatite at Lucashe, Zaire [J]. *Min Mag*, 1996, 60: 731-750.
- [24] Veksler H V, Kepper H. Partitioning of Mg, Ca and Na between carbonatite melt and hydrous fluid at 0.1-0.2 Gpa [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 2000, 138: 27-34.
- [25] Zhao Lunshan, Zhang Benren, ed. Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1988, 293-326. [赵仑山, 张本仁, 等编. 地球化学 [M]. 北京:地质出版社, 1988. 293-326.]
- [26] Samson I M, Liu W, Williams-Jones A E. The nature of orthomagmatic hydrothermal fluid in the Oka carbonatite, Quebec, Canada: Evidence from fluid inclusions [J]. *Geoch et Cos Acta*, 1995, 59(10): 1963-1977.
- [27] Palmer D A S, Williams-Jones A W. Genesis of the carbonatite-hosted fluorite deposit at Amba Dongar, India: Evidence from fluid inclusions stable isotopes, and whole rock-mineral geochemistry [J]. *Economic Geology*, 1996, 91: 934-950.
- [28] Rankin A H. Fluid inclusion evidence for the formation condi-

- tions of apatite from the Torro carbonatite complex of eastern Uganda[J]. *Min Mag*, 1977, 41: 155-164.
- [29] Anderson T. Magmatic fluids in the Fen carbonatite-complex, SE Norway; Evidence of mid-crustal fractionation from solid and fluid inclusions in apatite[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1986, 93: 491-533.
- [30] Rankin A H. Fluid inclusion studies in apatite from carbonatite of the Wasaki area of Western Kenya[J]. *Lithos*, 1975, 8: 123-136.
- [31] Rankin A H, Le Bas M J. Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma[J]. *Nature*, 1974, 250: 206-209.
- [32] Neshitt B E, Kilty W C. Magmatic and hydrothermal inclusions in carbonatite of the Magnet Cove complex, Arkansas[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1977, 63: 271-294.
- [33] Ni Pei, Shen Kun. Progress of studies on inclusions in carbonatite - alkaline complexes [A]. In: Oyang Ziyuan. *Studies and prospects on petrology, mineralogy and geochemistry at the transition of centuries* [C]. Beijing: Nuclear Publishing House, 1998, 127-130. [倪培,沈昆. 碳酸岩-碱性杂岩体中包裹体的研究进展[A]. 见: 欧阳自远 主编. 世纪之交岩石学矿物学地球化学的研究与展望[C]. 北京: 原子能出版社, 1998. 127-130.]
- [34] Wallace M E, Green D H. An experimental determination of primary carbonatite composition[J]. *Nature*, 1988, 335: 343-346.
- [35] Sweeney R. Carbonatite melt compositions in the earth's mantle [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 128: 259-270.
- [36] Lee W J, Wyllie P J. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt compositions[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1997, 127: 1-16.
- [37] Wyllie P J, Huang W L. Carbonatite and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1976, 54: 79-107.
- [38] Baker M B, Wyllie P J. Liquid immiscibility in a nephelinite-carbonate system at 25 kbar and implications for carbonatite origin [J]. *Nature*, 1990, 246: 168-170.
- [39] Ting W, Burke E A J, Rankin A H, *et al.* Characteristics and petrogenetic significance of CO₂, H₂O and CH₄ fluid inclusions in apatite from the Sukubi carbonatite, Uganda[J]. *Eur J Mineral*, 1994, 6: 787-803.
- [40] Roedder E. Fluid inclusions from the fluorite deposits associated with carbonatite of Amba Dongar, India, and Okorusu, Southwest Africa [J]. *Inst Mining Metall Trans, sect*, 1973, 199: 135-137.
- [41] 杰尔诺夫-佩加列夫 B Ф, 哈拉尔莫夫 E C. 人造方解石晶体和天然方解石晶体中的包裹体温度与碳酸岩形成条件的某些问题[M]. 见: 陈安福, 卢焕章, 余铁阶, 等编译. 矿物中的包裹体[C]. 北京: 科学出版社, 1989. 35-40.

RECENT PROGRESS IN CARBONATITE RESEARCH

QIN Chao-jian, QIU Yu-zhuo

(Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, China)

Abstract: On the basis of mineralogy, petrology, carbon, oxygen and strontium isotopes and the relationship between carbonatite and mineralizations, the origin and features of carbonatite is summarized. The carbonatites mainly occurred in the rift zones of cratons and within plates. They are often associated with mafic, ultramafic and alkaline rocks as a ring complex. The carbonatites might be accompanied by various mineralizations of Nb, Ta, P, REE, F, Ba and *etc.* Carbon and oxygen isotopic studies show that most of carbonatites are derived from the mantle, and they are in agreement to the associated mafic-ultramafic rocks in C and O isotopic features. The initial Sr ratios of carbonatites are similar to that of mantle, except for some due to the crustal contamination. In combination with experimental petrology, fluid inclusions and the property of CO₂-H₂O-NaCl fluid system, the carbonatitic magma is inferred being generated from the mantle except for those of re-melting type. The CO₂ and H₂O play an important role in the generation and formation of carbonatitic magma during metasomatism and partial melting in the mantle. The investigation on melt/fluid inclusions of carbonatites revealed a whole evolutionary order from magmatic to hydrothermal stages. Experimental studies confirmed the evolution series from early magmatic system typical with K, Na, Ca and Mg to the hydrothermal system with alkaline ions such as Na and K. The fenitization of wall rocks occurred in later hydrothermal stage. The formation of carbonatites includes at least three stages: the magmatic crystallization stage, the post-magmatic (gaseous carbonatitic) stage, and the metasomatic carbonatitic stage. And the mafic, ultramafic and alkaline rocks, closely related to carbonatite in space and origin, are suffered the immiscible phase segregation, the differentiation of magma, the crystallization and the fenitization.

Key words: Carbonatite; Isotopes; Inclusions; Magma-hydrothermal solution evolution; Origin.