

# 岩浆密度及其重要意义

侯增谦

(中国地质科学院矿床地质研究所)

**主题词:** 岩浆密度; 密度类型; 岩浆喷发侵位机制

**提 要:** 本文通过计算不同构造环境的原生玄武岩岩浆密度, 首次提出了两种原生玄武岩岩浆密度类型: 岛弧玄武岩浆 (AB) 密度类型 (I); WB+MORB 岩浆密度类型 (II)。指出 I 型岩浆密度受控于岩浆起源的  $fO_2$  和  $fH_2O$  条件; II 型岩浆密度则与岩浆起源压力有关。原生岩浆密度可作为判定岩浆产出的地球动力学背景的重要标志之一。考察岩浆密度与压力的关系, 指出原生玄武岩岩浆密度在一定程度上控制了岩浆房的发育部位(深度), 制约了岩浆结晶的温压条件, 并对岩浆侵位与喷发产生重要影响。在岛弧地区, 岩浆密度与地壳厚度变化严格地控制着岛弧岩石系列(Th-CA-Sh)的时空演变, 决定了岩浆的演化途径和结晶条件。利用岩浆密度资料, 反演并建立了义敦岛弧区的地壳双层结构模式。

岩浆密度是岩浆的一个重要物理性质, 直接影响着岩浆动力学过程, 如 Stolper (1980) 提出了“密度窗”概念, 并指出岩浆密度窗决定了 MORB 和大陆玄武岩组成具世界范围的一致性<sup>(1)</sup>。岩浆密度亦控制着岩浆作用过程, 岩浆密度变化导致岩浆对流、双扩散层理、化学和热分带等<sup>(2,3)</sup>。

本文旨在通过计算和考察不同构造环境的玄武岩岩浆密度及其随温压改变发生的变化规律, 讨论岩浆密度在岩石学和地质上的应用。

## 一、岩浆密度的计算

Bottinga 和 Weill (1970) 提出, 硅酸盐熔体的密度是全岩成分和温度的函数, 其关系式为:

$$\rho = \sum \chi_i M_i / \sum \chi_i V_i \quad (1)$$

式中,  $\chi_i$   $M_i$   $V_i$  分别为组分  $i$  的摩尔分数、摩尔分子和偏摩尔体积。

计算中, 偏摩尔体积和热膨胀系数取自 Nelson 和 Carmichael (1979) 及 Mo (1982) 的实验资料<sup>(4,5)</sup>。

在不同压力条件下, 岩浆密度变化可采用 Birch-Mumagham 方程 (参阅 Stolper, 1981) 来估算, 其方程式为<sup>(6)</sup>:

$$P = \frac{3}{2} K_T^0 \left\{ \left( \frac{\rho}{\rho_0} \right)^{\frac{7}{3}} - \left( \frac{\rho}{\rho_0} \right)^{\frac{5}{3}} \right\} \cdot \left\{ 1 - \frac{3}{4} (4 - K_T') \left[ \left( \frac{\rho}{\rho_0} \right)^{\frac{2}{3}} - 1 \right] \right\} \quad (2)$$

式中,  $P$  为压力,  $\rho_0$  为 1 atm 下的岩浆密度;  $\rho$  为  $P$  压力下的岩浆熔体密度;  $K_T^0$  为 1 atm 下液体的等温总模量;  $K_T'$  为等温总模量对温度的微商。Stolper (1981) 依据结晶物质的原子量、

密度及其与 $K'_r$ 关系,指出 $K'_r = 6-7$ 适于高压基性岩浆。在1 atm下,硅酸盐熔体的 $K'_r$ 实验值介于0.05—0.3间。Stolper (1981)采用 $K'_r = 0.115-0.2$ 值估计结果表明, $K'_r = 0.2$ 适于上地幔条件下的原生岩浆。因本文主要考察岩浆上升运移过程中密度随压力变化规律,故采用 $K'_r = 6-7$ , $K'_r = 0.16$ (均值)估计不同压力条件下的岩浆密度变化。

在岩浆结晶过程中,岩浆密度随组分(矿物)析离而发生变化,Spark和Huppert(1984)提出了分离密度(fractionation density)概念,用于表述分离结晶组分(呈液态)的密度。分离密度为组成结晶矿物相的组分的克式量与摩尔体积之比:

$$\rho_c = \sum r_j M_j / \sum r_j V_j = M_c / V_c \quad (3)$$

$M_j$ ,  $V_j$ 分别为组分j的克式量和摩尔体积; $r_j$ 为j组分在结晶矿物相中所占摩尔分数比值。

若摩尔分数为X的结晶矿物从初始熔体中晶出,最终的残余熔体的密度 $\rho_f$ :

$$\rho_f = \frac{\sum (X_j - X r_j) M_j}{\sum (X_j - X r_j) V_j} \quad \text{或} \quad \rho_f = \frac{\rho_i (1 - \frac{\rho_c}{\rho_i} \frac{V_c}{V_i} X)}{(1 - (\frac{V_c}{V_i}) X)} \quad (4)$$

## 二、原生玄武岩浆密度类型及岩浆起源条件

依据各种构造环境的(原生)玄武岩浆的全岩化学成分,采用式(1)估算了1 atm下(原生)玄武岩浆密度(图1)。岛弧玄武岩资料取自Hasenaka和Carmichael(1987)<sup>[7]</sup>,据判别标志( $Mg^*0.63 \sim 0.73$ ;  $\langle FeO \rangle / MgO < 1$ ,  $Ni \ 235-400ppm$ ),玄武岩成分均可代表原生玄武岩浆成分。其它各环境(WB, MORB)玄武岩多为进化岩石,不能代表其原生岩浆成分,其密度低于原生玄武岩浆密度,故不影响我们的结论(下述)。

岩浆密度大体可分为两组:1.岛弧岩浆密度组;2.板内玄武岩(WB)和洋中脊玄武岩密度组(图1)

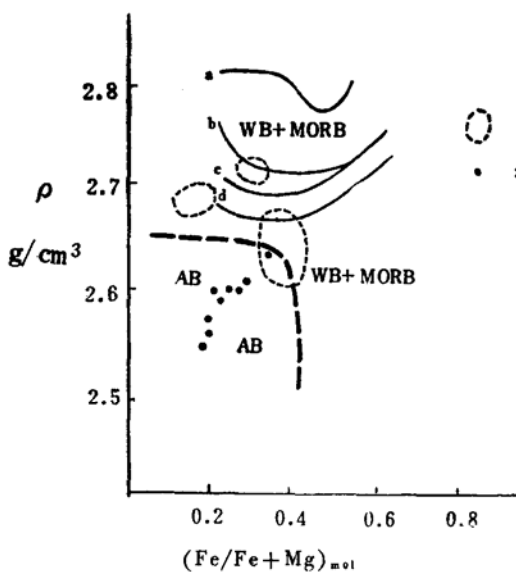


图1 不同构造环境的玄武岩浆密度与 $(Fe/Fe+Mg)_{m.o.}$ 关系

Fig. 1 The relationship between density of basaltic magma from various structure setting with  $(Fe/Fe+Mg)_{m.o.}$

AB—原生岛弧玄武岩浆密度类型; WB+MORB—板内玄武岩及洋中脊玄武岩浆密度类型; a—板内玄武岩浆密度变化曲线; b—MORB变化曲线; c—峨眉山玄武岩(Ne-Norm); d—峨眉山玄武岩(Q-Norm)  
1—中国东部裂谷带玄武岩; 2—岛弧玄武岩(原生)

WB+MORB 岩浆密度：虽然岩浆产于不同的两种构造环境，但其岩浆均以相对较高的密度为特征。如板内环境的碧玄武岩浆  $\rho=2.80-2.82\text{g/cm}^3$ ，岩浆密度随岩浆碱度增高而增大。如拉斑玄武岩浆， $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}=0.30-0.45$ ， $\rho=2.60-2.68\text{g/cm}^3$ ；碧玄武岩浆， $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}=0.25-0.35$ ， $\rho=2.70-2.73\text{g/cm}^3$ （如中国东部裂谷玄武岩）。

MORB 岩浆密度稍高于裂谷带玄武岩（WB），随岩浆演化源岩的  $\rho$  变化趋势亦与板内玄武岩相似（图1）。

岛弧玄武岩浆密度，岩浆以相对低密度为特征。不论是现代岛弧玄武岩浆<sup>(7)</sup>，还是古岛弧玄武岩（如川西义敦岛弧），其岩浆密度均低于 WB+MORB 岩浆密度，并具有明显的变化规律。粗玄武岩系列（Sh）玄武岩浆， $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}=0.19-0.22$ ， $\rho=2.55-2.58\text{g/cm}^3$ ；过渡性玄武岩浆（Sh→CA）， $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}=0.22-0.25$ ， $\rho=2.58-2.60\text{g/cm}^3$ ；钙碱性玄武岩浆（CA）， $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}=0.25-0.30$ ， $\rho=2.60-2.61\text{g/cm}^3$ ；拉斑玄武岩浆（Th）， $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}=0.30-0.36$ ， $\rho\leq 2.64\text{g/cm}^3$ 。随岩浆碱度增大， $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}$  和  $\rho$  相应减小。

上述计算均未考察  $\text{H}_2\text{O}$  对岩浆密度的影响，众所周知，岛弧玄武岩浆较其它环境（如裂谷）的玄武岩浆相对富  $\text{H}_2\text{O}$  等挥发组分。据 Carr (1984) 估计<sup>(8)</sup>，1%的水可使岩浆的密度降低  $0.08\text{g/cm}^3$ 。这意味着，实际的岛弧玄武岩浆密度值应低于本文计算值，岛弧拉斑玄武岩浆密度应低于裂谷带拉斑玄武岩浆。同时后者的密度计算值应低于实际的原生拉斑玄武岩浆，亦即上述两组玄武岩浆密度的差异更大。由此，笔者提出了两种岩浆密度类型：I 岛弧玄武岩浆密度类型；II WB+MORB 岩浆密度类型●并分别与两个密度组相对应。

两种岩浆密度类型具如下重要差异：

(1) 随岩浆碱度增大，I 型岩浆密度逐渐减小（Th→CA→Tr→Sh）， $\rho$  由  $2.64\text{g/cm}^3$  减至  $2.55\text{g/cm}^3$ 。II 型岩浆密度则逐渐增大（图1）。

(2) 对 WB+MORB，实验证实，与地幔岩（pyrolite）平衡的玄武岩浆，随其形成压力增大，岩浆的密度依次增大（图2），压力与密度呈正相关关系。

Tatsumi (1988) 对岛弧玄武岩的熔融实验表明，岛弧拉斑玄武岩的起源压力约  $110\text{MPa}$ ；钙碱性玄武岩浆起源压力为  $170\text{MPa}$ ；碱性玄武岩浆起源压力达  $230\text{MPa}$ <sup>(9)</sup>。岩石学研究业已证明，碱性玄武岩浆起源深度大于拉斑玄武岩浆的起源深度。这表明，对于岛弧玄武岩浆，随岩浆起源深度（压力）增大，岩浆密度减小。

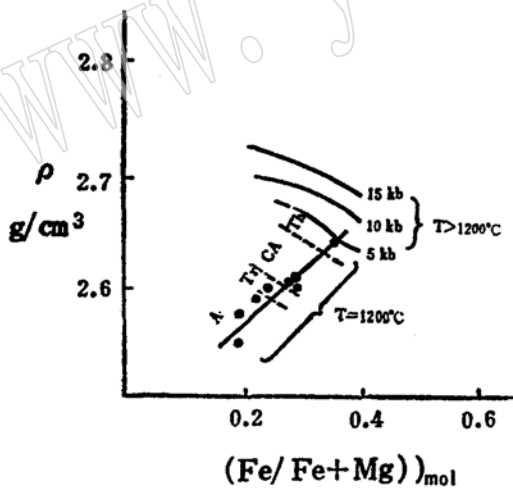


图2 玄武岩浆密度与  $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}$  关系  
Fig. 2 The relationship between density of basaltic magmas and  $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{mol}}$

黑实点代表岛弧玄武岩；黑实线代表板内玄武岩●；  
A—碱性玄武岩；CA—钙碱性玄武岩；  
Tr—过渡性玄武岩；Th—拉斑玄武岩

● 侯增谦，1988，博士论文。

● 赵海玲，1985，博士论文。

(3) 对于 WB+MORB, 在相同的地幔压力条件下, 随熔融程度增大, 岩浆密度增大,  $(Fe/Fe+Mg)_{mol}$  减小。岛弧玄武岩则无此规律。

研究表明, 岩浆起源深度越大(压力大), 岩浆碱度愈高(如碧玄岩)。相反, 岩浆起源深度越小, 其碱度越低(如拉斑玄武岩)。因此, WB+MORB 岩浆密度与其形成压力和碱度的正相关关系表明, II型岩浆密度与岩浆起源的温压条件有关。

岛弧玄武岩岩浆密度与岩浆起源深度的反相关关系则表明, 岩浆起源的压力温度条件不是决定岩浆密度的主要因素。

与 WB 或 MORB 相比, 岛弧玄武岩以富  $H_2O$ 、高  $SiO_2$ 、 $Fe_2O_3$  低  $TiO_2$  为特征。岩浆富水虽可导致岩浆密度大幅度降低, 但本文的密度计算均是在无  $H_2O$  岩浆基础上进行的。由  $SiO_2$ 、 $Fe_2O_3$  和  $TiO_2$  的偏摩尔体积和分子量大小, 可知这些氧化物可能是引起岛弧玄武岩岩浆密度降低的重要组分。

实验表明, 在地幔含水条件下, 作为液相线矿物出现的橄榄石, 其液相线面(liquidus)可由 50MPa (无水) 扩展至 300MPa (含水)。同时, 含  $TiO_2$  的矿物相趋于稳定。这意味着, 含  $H_2O$  地幔熔融, 可产生  $SiO_2$  饱和或弱饱和的低  $TiO_2$  玄武岩浆。因此, 岛弧玄武岩岩浆相对低  $TiO_2$ 、高  $SiO_2$  揭示着其源区具富  $H_2O$  或高  $fH_2O$  条件。

岛弧玄武岩具高  $fO_2$  特征<sup>[7]</sup>。原生的岛弧玄武岩岩浆的高  $Fe_2O_3$ 、 $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  和高  $fO_2$ , 实际上反映了其岩浆源区亦具有高  $fO_2$  环境或具开放体系特征。可以认为, 岩浆源区的高  $fH_2O$ 、 $fO_2$  和开放体系环境决定了岛弧玄武岩岩浆成分, 进而制约了岩浆密度。显然, 岛弧岩浆源区的高  $fO_2$  和高  $fH_2O$  特征是与洋壳板块的俯冲脱水并导致板块物质(如  $H_2O$ 、Rb、Sr、Ba、K) 进入上地幔的地质事实相吻合的。

地化研究表明, 自海沟至大陆方向, 源自俯冲板块的富  $H_2O$  流体对上地幔楔的交代强度, 即地幔被壳源物质混杂程度逐渐增强, 故自拉斑玄武岩(Th)→钙碱性玄武岩(CA)→碱性玄武岩(Sh)岩浆源区的  $H_2O$  含量、 $fH_2O$ 、 $fO_2$  逐渐增高, 导致了它们的岩浆密度依次降低。

因此, I型岩浆密度受控于岩浆源区的  $fH_2O$  和  $fO_2$  条件, II型岩浆的密度则受岩浆起源的温压条件制约。准确地计算原生玄武岩岩浆的密度可以判定岩浆产出的地球动力学背景及岩浆起源的可能条件。

### 三、岩浆密度与岩浆动力过程

Mueller (1978) 指出, 岩浆密度与围岩密度决定着岩浆的侵位和喷发。当  $\rho_{\text{岩浆}} < \rho_{\text{围岩}}$  时, 岩浆上升运移; 当  $\rho_{\text{岩浆}} > \rho_{\text{围岩}}$  时, 岩浆保持稳定。

据研究, 地壳密度介于  $2.70-2.75g/cm^3$ , 平均约  $2.725g/cm^3$ 。地幔密度约大于  $2.8g/cm^3$ 。显然, 莫霍面是一个重要的密度界面。受密度差( $\rho_{\text{地幔}} > \rho_{\text{岩浆}}$ ) 向驱使自上地幔上运移的岩浆, 尽管伴随着向上的运移、压力的减小, 密度相应降低, 当其密度  $\geq 2.725g/cm^3$ , 岩浆则可能停留于密度界面部位, 被地壳截留 ( $\rho = 2.725g/cm^3$ ), 并在此发生结晶分异作用, 使之密度降低 ( $< 2.725g/cm^3$ ), 然后可能在密度差作用下, 残浆上升侵位和喷发。

图 3 反映了一组岛弧玄武岩岩浆(Th-CA-Sh)的  $\rho-P$  曲线。由图可见, 岩浆密度随压力

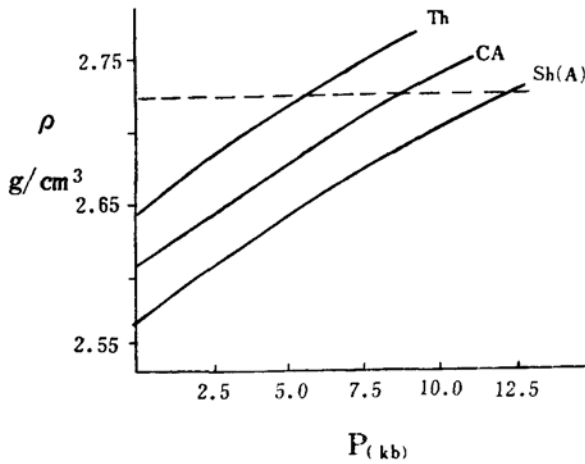


图3 压力对岛弧原生玄武岩浆密度的影响  
Fig. 3 Pressure effect on the density of primary basaltic magma in Arc

$\rho_0$ Th— $\rho_0$  2.64g/cm<sup>3</sup>; CA— $\rho_0$  2.61g/cm<sup>3</sup>;  
Sh(A)— $\rho_0$  2.575g/cm<sup>3</sup>

故其将停留于地壳底部，发育成岩浆房，并发生结晶分异作用。最终残浆因 $\rho_{\text{岩浆}} < \rho_{\text{地壳}}$ 而喷出地表。图4则清楚地反映了未成熟岛弧区岩浆密度与岩浆结晶压力条件之间的关系，原生岩浆的密度在一定程度上控制了岩浆房的发育部位，进而制约了岩浆结晶的温压条件。

侵位于地壳某一部位并发育成岩浆房的岩浆，随温度的降低，岩浆发生结晶分异作用。因不同的矿物相的分离密度不同，故不同的矿物相的结晶导致不同的岩浆密度。

对于玄武质岩浆，假定其 $\rho = 2.75\text{g/cm}^3$ （一定压力条件下），结晶矿物成分：Pl(An 70%)，Ol(Fo 70%)，OPx(MgSiO<sub>3</sub> 70%)，CPx (Mg<sup>2</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> 70%)，估计其分离密度分别为2.47g/cm<sup>3</sup>、3.11g/cm<sup>3</sup>、2.76g/cm<sup>3</sup>和2.80g/cm<sup>3</sup>（均值），由式(4)关系可知，如果在岩浆结晶过程中析出的组分的密度( $\rho_i$ )大于初始岩浆的密度 $\rho_1$ ，派生岩浆密度( $\rho_i$ )减小，并随矿物晶出量(X)的增大，密度逐渐减小。图5清楚地反映了这一规律。

在岩浆房中，密度为2.75g/cm<sup>3</sup>的玄武质岩浆发生斜长石分离结晶，因斜长石组分分离密度小于岩浆密度，故随斜长石不断晶出， $\rho_i$ 逐渐增大，当斜长石结晶程度达50%，派生岩浆密度已高达3.1g/cm<sup>3</sup>，显著大于地壳密度，岩浆无法喷出地表，其结果是岩浆继续结晶固结，形成斜长岩侵入体。

增大而增高，亦即随岩浆向上运移而密度降低(图3)。假定在成熟岛弧区，壳厚35km，可以估算，Sh玄武岩浆可能抵达地壳底部(35km)时，岩浆的密度降至2.725g/cm<sup>3</sup>， $\rho_{\text{岩浆}} \geq \rho_{\text{地壳}}$ ，故被地壳档截，停止上升。经结晶分异，岩浆密度降低后，喷出地表。Th和CA玄武岩浆因其密度较高，当其抵达莫霍面时， $\rho_{\text{岩浆}} \gg \rho_{\text{地壳}}$ ，岩浆则在此发生大规模结晶。

在未成熟岛弧区，假定地壳厚度小于35km约24—27km，Sh玄武岩浆抵达莫霍面时，因其 $\rho_{\text{岩浆}} < \rho_{\text{地壳}}$ ，故其不在壳-幔密度介面停留，而上升至地壳内部，最终被地壳“低密度坝”阻挡，并发育成岩浆房，发生结晶分异作用。而CA玄武岩浆抵达莫霍面时，其 $\rho_{\text{岩浆}} \geq \rho_{\text{地壳}}$  (图3)，

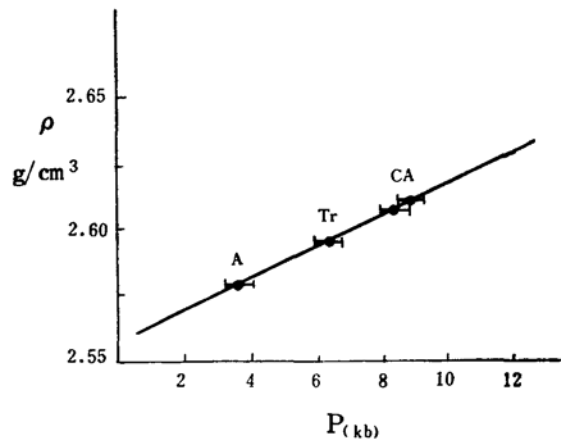


图4 岩浆密度与岛弧岩浆结晶压力关系  
Fig. 4 The relationship between magma density and the pressure under which magma crystallized in Island-Arc

图中的岩浆结晶压力系根据岛弧玄武岩的相平衡关系估算 (Hasenaka和Carmichael, 1987); CA—钙碱性玄武岩; Tr—过渡性玄武岩; A—碱性玄武岩

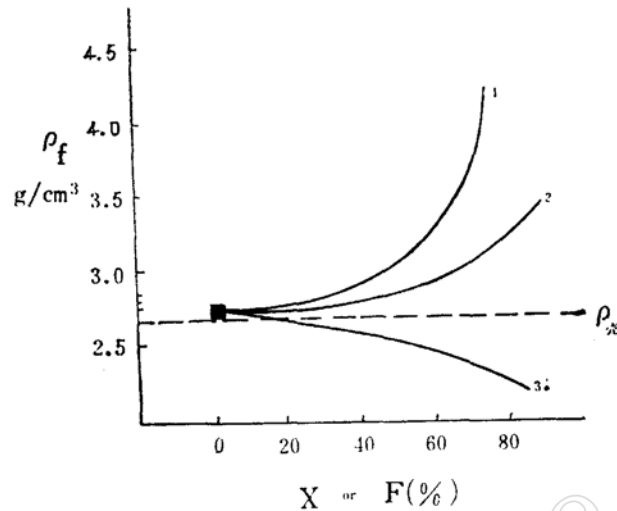


图5 玄武岩浆结晶分异过程中的密度变化

Fig. 5 Density changes during the fractional crystallization of basaltic magma

1—Pl(An 70%)分离结晶(相当于斜长岩); 2—Ol(10%)+Cpx(35%)+Pl(55%)分离结晶(相当于橄榄辉长岩); 3—Ol( $F_0$  75%)分离结晶; X—矿物晶出量; F—分离结晶程度

对于Ol(10%)+Cpx(35%)+Pl(55%)的分离结晶作用,它们总体的分离密度约2.62—2.65g/cm<sup>3</sup>(3),这就决定了它们的分离结晶势必导致岩浆密度增大(图5)。因此,它们的分离结晶无法使残浆喷出地表。岩浆继续结晶,产生橄榄辉长岩。可以认为,低密度矿物斜长石或含斜长石矿物集合体大量结晶决定了岩浆以侵入而非喷出方式产出,形成诸如斜长岩、辉长岩、苏长岩等岩体。

相反,橄榄石或/和斜方辉石的分离结晶可导致派生岩浆的密度大大降低(图5),并显著小于地壳密度。因此,它们的分离结晶可使派生岩浆通过“密度窗”喷出地表。这可由地表大面积分布的玄武岩(如峨眉山玄武岩)得到佐证。

此外,岩浆密度还对某些岩浆动力学过程有重要制约。如因分离密度作用,某些组分分离可导致岩浆对流;封闭体系的冷凝作用可导致岩浆成分分带和热分带,发育双扩散层理(2);一定密度的岩浆补给岩浆房可导致岩浆混合和成分分层(10)。

#### 四、岩浆密度与岛弧岩浆活动

岛弧发育过程是一个洋陆转化、大陆增生过程。在岛弧不同的演化阶段,出现不同的岩浆组合。伴随着岛弧由幼年期经发育期向成熟期演化,岩石组合亦出现相应的演变规律。如幼年期岛弧,仅发育岛弧拉斑玄武岩;发育期岛弧则主要发育钙碱性火山岩系(玄武岩、安山岩)及少量拉斑玄武岩;而成熟期岛弧主要发育钙碱性系列的中酸性火山岩和侵入岩(安山岩、英安岩、流纹岩及相应的侵入岩)及碱性系列的火山岩(Sh系列玄武岩、安山岩)。自海沟至大陆内部,岩石系列出现Th→CA→Sh演变规律。上述变化规律虽然受诸多因素制约,但我们认为,岩浆密度可能是导致这些规律的重要因素。

幼年期岛弧为洋生弧, 建立于洋壳(蛇绿岩套)之上。一般洋壳厚约10—15km。自上地幔上升的拉斑玄武岩浆因密度小于幔岩密度, 在密度差驱动下上升抵达地壳底部。据估计, 大约在50MPa压力条件下,  $\rho_{\text{岩浆}} = \rho_{\text{地壳}}$  (图3), 岩浆保持稳定。该压力条件与幼年期岛弧地壳厚度的吻合性证实, 拉斑玄武岩浆将上升至地壳底部, 停留于密度界面——莫霍面处 ( $P = 50\text{MPa}$ ,  $\rho_{\text{岩浆}} \geq \rho_{\text{地壳}}$ ), 形成岩浆房, 并发生结晶分异作用。因高分离密度的矿物相Ol、OPx、CPx等分离结晶, 岩浆密度降低(图5), 且  $\rho_{\text{岩浆}} \ll \rho_{\text{地壳}}$ , 岩浆喷出地表, 形成岛弧拉斑玄武岩。因原生拉斑玄武岩浆需经结晶分异方能喷出地表, 故幼年期拉斑玄武岩多具非原生岩浆性质。

发育期岛弧一般壳厚约20—30km, 上侵于地壳底部的拉斑玄武岩浆, 其  $\rho_{\text{岩浆}} = 2.75 - 2.77\text{g/cm}^3$ , 明显大于地壳密度, 往往被地壳截留。因而在发育期岛弧中, 拉斑玄武岩数量大大减少。

大约在80MPa压力条件下, 钙碱性玄武岩浆密度大体与地壳密度相当。亦即, 岩浆可能在地壳底部、莫霍面部位(壳厚22—25km)滞留, 形成岩浆房, 发生结晶分异作用。

Grove等(1979、1982)研究指出, 岛弧钙碱性玄武岩浆通常发生中压( $\approx 89\text{MPa}$ )结晶分异, 派生出安山岩浆<sup>[11,12]</sup>。Hasenaka和Carmichael(1987)研究亦证实, 钙碱性玄武岩浆约在80MPa压力条件下发生分离结晶作用<sup>[7]</sup>。我们的研究亦指出, 安山岩浆系钙碱性玄武岩浆大约在70—90MPa压力范围内经角闪石+普通辉石+斜长石+磁铁矿分离结晶而成, 由此看来, 岛弧钙碱性玄武岩浆的中压结晶规律与岩浆密度和地壳厚度有关。

因钙碱性玄武岩浆经结晶分异, 其岩浆密度已小于地壳密度, 故发育期岛弧主要发育钙碱性火山岩, 且以安山岩、玄武安山岩为主体。

在成熟期岛弧区, 一般地壳增生, 厚度增大( $> 30\text{km}$ )。在地壳底部, 拉斑玄武岩浆的  $\rho_{\text{岩浆}} \gg \rho_{\text{地壳}}$ , 钙碱性玄武岩浆  $\rho_{\text{岩浆}} > \rho_{\text{地壳}}$ , 而碱性玄武岩浆的密度  $\rho_{\text{岩浆}} = \rho_{\text{地壳}}$ , 这表明, 拉斑玄武岩浆和钙碱性玄武岩浆将被地壳截留, 只有发生大量的结晶, 残浆方可喷出地表。而碱性玄武岩浆略经分异, 其  $\rho_{\text{岩浆}} < \rho_{\text{地壳}}$ , 可大量喷出地表。所以在成熟期岛弧区, 拉斑玄武岩极为少见; 钙碱性岩少量, 以酸性岩为主; 碱性玄武岩及中酸性岩大量发育。

横切岛弧带, 自海沟至大陆方向, 因地壳厚度逐渐增大, Th→CA→Sh玄武岩浆密度逐渐减小, 故出现自Th→CA→Sh火山岩依次演变规律。

可以认为, 岩浆密度在某种程度上制约着岛弧的发育和大陆的增生(岩浆固结与喷发), 进而控制着岩浆组合的演变规律和岩浆结晶的物化条件。

川西义敦岛弧是“三江”构造带的重要构造单元。它是建立于拉张减薄的陆壳基底之上, 由火山弧(外弧)—岛弧裂谷—火山弧(内弧)—弧后扩张盆地构成的复杂岛弧系<sup>[3]</sup>。据岛弧钙碱性火山岩的Rb-Sr含量及本区地层厚度估计, 该岩浆活动时, 主弧区地壳厚约  $24 \pm 2\text{km}$ 。热力学计算和相关系研究表明, 本岛弧钙碱性玄武岩浆在约70—90MPa压力条件下, 发生分离结晶作用。结晶的早期阶段, 岩浆发生Ol+CPx+Pl分离结晶, 派生出玄武安山岩浆; 晚期阶段, 该岩浆继续结晶, 但发生Hb+CPx+Pl+Mt分离, 产生安山岩浆(图6)。

很显然, 钙碱性玄武岩浆的中压(70—90MPa)结晶分异作用大致是在地壳底部( $24 \pm 2\text{km}$ ), 即壳-幔介面处发生的。由图7可知, 停留于地壳底部的钙碱性玄武岩浆密度揭示下

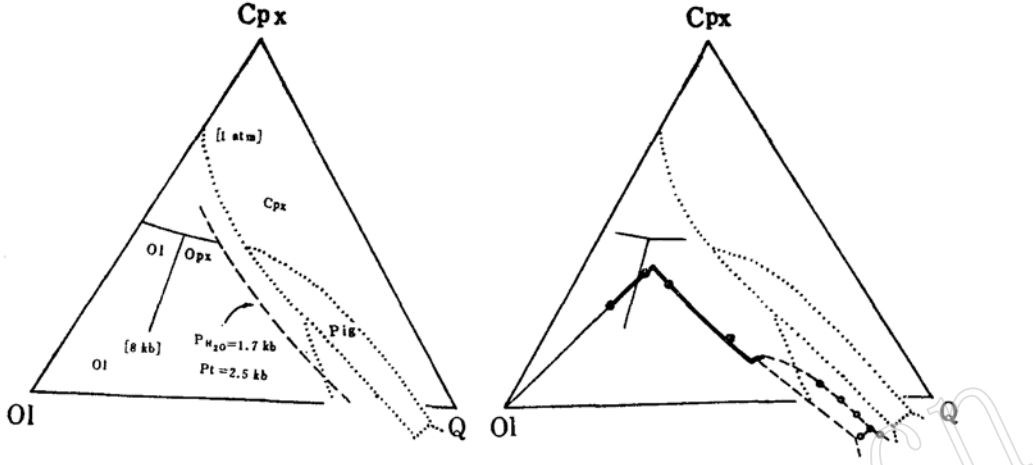


图 6 义敦岛弧钙碱性玄武岩—安山岩的Ol-CPx-Q相关系

Fig. 6 Ol-CPx-Q phase diagram of the calc-alkaline basalts—andesites in Yidun Island-Arc

左图为不同压力( $P_t$ 、 $P_{H_2O}$ )条件下的相关系<sup>[11-12,14]</sup>;右图为钙碱性玄武岩(黑实点)—安山岩(空心点)的可能相关系;图中的投影方法参<sup>[11,12]</sup>

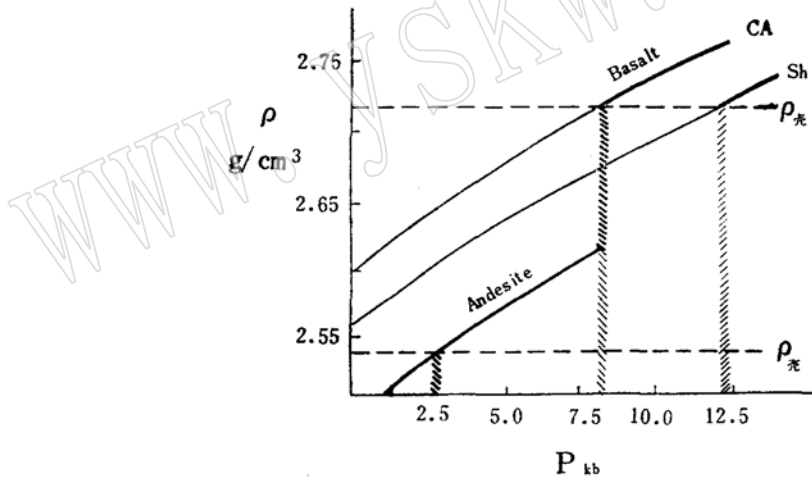


图 7 义敦岛弧玄武岩浆—安山岩浆的岩浆密度与压力关系

Fig. 7 Relationship between the pressure and the density of basaltic—andesitic magma in Yidun Island-Arc

CA—钙碱性系列火山岩; Sh—玄粗岩系列玄武岩

部地壳的密度  $\rho = 2.73 - 2.75 \text{ g/cm}^3$ , 由此推测, 本区下部地壳的密度约  $2.75 \text{ g/cm}^3$  ( $\rho_{\text{岩浆}} \geq \rho_{\text{地壳}}$ )。

经历了 Hb 等矿物结晶而产生的安山岩浆, 大约在  $20 - 30 \text{ MPa}$  压力条件下再次发生结晶分异<sup>①</sup>。莫宣学等 (1987) 研究亦指出, 现代陆缘弧火山—安山岩浆的结晶压力约  $21 \text{ MPa}$ <sup>[15]</sup>,

① 侯增谦, 1988, 博士论文。



大致与义敦岛弧安山岩浆结晶压力相当,反映出岛弧安山岩浆结晶条件的一致性。如果说安山岩浆的大量结晶是由于其密度大于地壳密度,并在地壳中形成岩浆房,那么,可以计算,在20—30MPa压力条件下,安山岩浆的密度 $\rho=2.50-2.55\text{g/cm}^3$ ,推测相对应的地壳密度 $\rho=2.55\text{g/cm}^3$ (图7),与Carr(1984)提出的平均上地壳密度值( $2.54\text{g/cm}^3$ )相当,同时亦与地球物理测量确定的攀西地区上地壳密度( $2.54-2.56\text{g/cm}^3$ )吻合<sup>[16]</sup>。义敦岛弧区与攀西地区隶属同一扬子地台,具相同的基底。这从侧面证实我们推测结果正确。

由上述讨论可知,本区地壳密度是不均一的,下部地壳密度大,这与下地壳为硅镁层、上地壳为硅铝层的事实相吻合。

据上升侵位的岩浆往往在密度界面(莫霍面、康拉德面)停留的事实,推测义敦岛弧的主弧区下地壳厚约12—16km, $\rho=2.75\text{g/cm}^3$ ;上地壳厚约10km, $\rho=2.55\text{g/cm}^3$ 。看来,地壳的双层结构和岩浆密度控制了安山岩的多阶段成因模式。

在靠近大陆的弧后区,地壳厚度逐渐增大,但地壳密度不发生明显变化。据义敦岛弧带Sh系列玄武岩浆密度,可估算弧后区的地壳厚度。按地壳密度 $\rho=2.74\text{g/cm}^3$ ,约在120MPa下,岩浆密度与下地壳密度相当,亦即岩浆可能在约35km深处被地壳截留。据Sh系列玄武岩的Rb-Sr值估计,地壳厚度约大于30—35km。可以认为,在义敦岛弧带,自海沟至大陆方向,地壳逐渐变厚,由主弧区的 $24\pm 2\text{km}$ 增至 $35\pm 2\text{km}$ 。

由此,我们建立起义敦岛弧地区双层结构模式(图8)。它的建立无疑对了解岛弧岩浆作用与大陆增生、壳-幔演化规律均有重要意义,在此不再赘述。

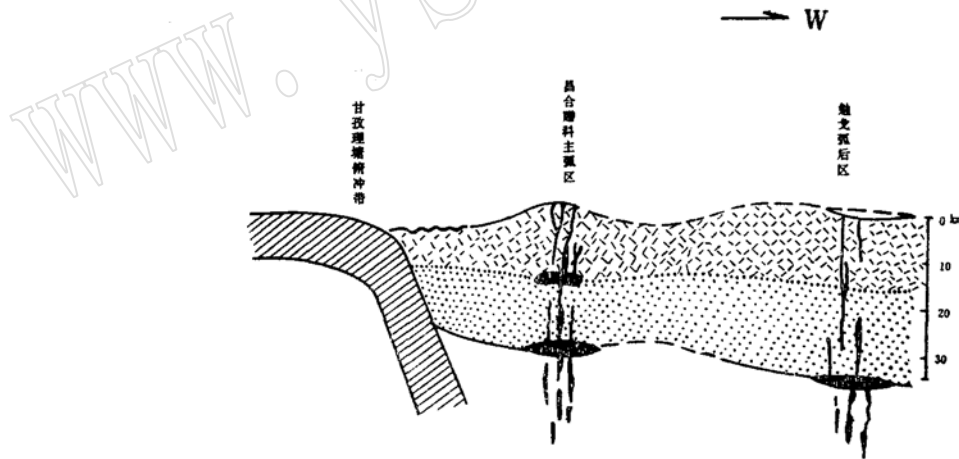


图8 义敦岛弧地壳结构模式图

Fig. 8 The idealized profile of crust structure of Yidun Island-Arc

### 感 谢

本文是在池际尚教授、莫宜学副教授指导下完成的。宋叔和教授、邓晋福教授审阅了文稿,在此一并表示衷心感谢!

## 参 考 文 献

- [1] Stolper, E. and Walker, D., 1981, Melt density and the average composition of basalts, *Contrib. Miner. Petrol.* Vol. 74, 7-12.
- [2] Chen, C. F. and Turner, J. S., 1981, Crystallization in a double-diffusive system, *Jour. Geophys. Res.* Vol. 85, 2573-2593.
- [3] Sparks, R.S.J. and Huppert, H.E., 1984, The fluid dynamics of evolving magma chambers.
- [4] Nelson, S.A. and Carmichael, I.S.E., 1979, Partial molar volume of oxide components in silicate liquids, *Contrib. Miner. Petrol.* Vol. 71, 117-124.
- [5] Mo, X.X. and Carmichael, I.S.E., 1982, Partial molar volume of  $Fe_2O_3$  in multicomponent silicate liquids and pressure dependence of oxygen fugacity in magmas. *Miner. Mag.* Vol. 45, 237-245.
- [6] Stolper, E., 1981, A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis, *Contrib. Miner. Petrol.* Vol. 74, 13-27.
- [7] Hasenaka, T. and Carmichael, I.S.E., 1987, The Cinder Cones of Michoacan-Cuanaajuato, Central Mexico: petrology and chemistry, *Jour. Petrol.* Vol. 28, 241-269.
- [8] Carr, M. J., 1984, Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristic of the central american volcanic front. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.* Vol. 20, 231-252.
- [9] Tatsumi, Y., 1983, Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones, *Jour. Geophys. Res.* Vol. 88, B7 5815-5825.
- [10] Huppert, He., Turner, J.S. and Sparks, R.S.J., 1982, Replenished magma chamber effect of Compositional and input rates, *Earth. Planet. Sci. Lett.* Vol. 57, 345-357.
- [11] Grove, T.L., Bryan, W.B., 1983, Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study, *Contrib. Miner. Petrol.* Vol. 84, 293-309.
- [12] Grove, T.L., and Baker, M.B., 1984, Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calcalkaline differentiation trends, *Jour. Geophys. Res.* Vol. 89, 3253-3274.
- [13] Mo, X.X. and Hou, Z.Q., 1989, Characteristics and volcano-setting of Koruko-type massive sulfide deposits in Sanjiang Regions, Southwestern China, (in press).
- [14] Baker, J.C. and Egglar, D.H., 1987, Composition of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kb: application to the Alutian volcanic center of Atka, *Am. Miner.* Vol. 72, 12-28.
- [15] 莫宣学、叶德隆、邵道乾、任迎新、毕先梅, 1987, 现代陆缘弧的实例——墨西哥 Colima 火山, 1982 熔岩的岩石学研究, 矿物学岩石学论丛, No3, 武汉地院出版社, 1-26.
- [16] 张云湘、刘秉光, 1988, 中国攀西裂谷文集, 第三卷, 90-97.

## Magma Density and its Significance

Hou Zengqian

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037)

**Key Words:** magma density; density types; eruption and intrusion of magma

### Abstract

The paper has calculated magma density of basaltic rocks from various tectonic settings. It firstly suggested that two types of magma density: I density type of primary basaltic magmas in Arc Regions; II density type of primary basaltic magmas in Within Plate and Mid-Ocean-Ridge. The paper points out that II magma type concern with the pressure and temperature conditions on which magmas formed, and I magma density is controlled by  $fO_2$  and  $fH_2O$  in source of basaltic magmas. So, the density of primary basaltic magmas is a important criteria to distinguish geodynamics settings in which magmas formed. Considering the relationship of density with pressure, the paper suggests that density of primary basaltic magmas controls on the depth of magma chamber and condition of temperature-pressure on which magma crystallized, on the some extent, and make effect on intrusion-eruption of magmas. In the regions of island-arc, magma density and the crust thickness control on time-space evolution of rock series (Th-CA-Sh) and decide the crystallization condition and evolution path of magmas. Using data about magma density, "two-layer" model of crust structure in Yidun Island-Arc regions, western Sichuan Province, has been established.