

浅成岩浆体系结晶机理研究*

傅 斌

胡文焯

中国科学技术大学地球与空间科学系, 合肥 230026)

南京大学地球科学系, 南京 210093)

郑永飞

(中国科学技术大学地球与空间科学系)

主题词 浅成岩浆 热模型 粒度统计 成核速率 生长速率

提 要 随着岩浆体系结晶机理研究的不断深入,火山岩和侵入岩岩浆动力学理论已经进入到模型建立阶段。本文试图通过对安徽沙溪斑岩体进行实例研究,先求出斜长石斑晶的存储时间,再算得晶体成核速率和生长速率,进而建立起浅成岩浆体系冷却的热模型。

1 前言

最近二十年来,地质学家们从实验和理论上对岩浆体系结晶机理作了大量而细致的工作。岩浆结晶过程不仅涉及成分的变化,而且存在热传输现象^[1]。岩浆结晶的速率主要取决于温度和化学成分的变化。一般来说,岩浆结晶包括晶体成核和晶体生长两个方面,而岩浆岩的结构则是晶体成核与生长之间动态相互作用的结果。岩浆结晶动力学的实验研究主要集中在以下两个方面:一是确定成核与生长速率随过冷度度的变化^[2,3,4];二是确定晶体形态随过冷度度的变化^[5,6,7]。由于存在技术上的困难,大部分实验数据是在大于50℃的过冷却条件下获得的。

然而多数岩浆体系冷却过程是在过冷度度很小的条件下发生的,而且大多数关于火成体系结晶作用的最新推论均基于经典动力学理论的推测或对天然体系的实验数据的外推结果。经典岩浆结晶动力学理论给出了晶体成核和生长速率函数的基本形式,但是由于缺乏有关复杂硅酸盐体系的热力学数据,因而妨碍了成核和生长方程式对天然体系的准确应用【Lasaga^[8]和 Ghiosso^[9]的研究除外),例如,晶体成核速率普遍呈现与经典理论不一致的数量级。这些困难直到 Marsh^[10]、Cashman 和 Marsh^[11]将晶体大小分布(CSD)理论引入到岩石体系(如 Makaopuhi 熔岩)中才得以解决^[12,13]。为了对岩浆体系动态结晶作用进行深入研究, Kirkpatrick^[4]和 Brandeis 等^[5]以及 Brandeis 和 Jaupart^[6]已将成核和生长方程式的一般形式融合为岩浆体系冷却的热模型。但是在将这些模型应用到天然体系之前,需要对

* 国家自然科学基金和中国科学院专项基金资助项目的部分内容。
本文于1997年4月收到,1997年5月改回。

较轻微冷却条件下成核和生长速率函数形式作更多的限制。

本文试图通过对安徽沙溪斑岩体进行实例研究,先求出斜长石斑晶的存储时间,再算得晶体成核速率和生长速率,进而建立起浅成岩浆体系冷却的热模型。

2 理论基础

对于浅成岩浆冷却体系,由于存在结晶,故其热流方程为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{Q}{C_p} \frac{\partial \Phi}{\partial t}$$

式中 k 为热扩散系数; t 为时间; T 为温度; z 为距离; C_p 为等压热容; Q 为单位质量的潜热; Φ 为单位体积内的晶体含量,在 0—1 之间取值。 $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$ 取决于晶体成核和生长速率,即受晶体成核和生长方程式控制^[4]:

表 1 沙溪石英闪长斑岩体中斜长石斑晶的矿物成分

Table 1 Mineral compositions of plagioclase phenocrysts in Shaxi quartz diorite porphyry body

| 样品 编号 | S ₂ -40 ZK1204-488m | | | | | S ₅ -63 ZK608-362.1m | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------------------------|--------|-------|-------|---|
| | 成分 | 1 | 2 | 3 | 4 | m | 1 | 2 | 3 | m |
| SiO ₂ | 58.37 | 61.44 | 61.29 | 62.19 | 60.82 | 62.53 | 62.83 | 63.03 | 62.46 | |
| Al ₂ O ₃ | 24.57 | 23.61 | 22.98 | 23.06 | 23.56 | 23.42 | 21.99 | 23.11 | 22.84 | |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.00 | 0.84 | 0.08 | 0.31 | |
| FeO | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.14 | 0.15 | 0.13 | 0.14 | |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.00 | 0.03 | |
| CaO | 7.72 | 6.13 | 6.46 | 5.72 | 6.51 | 6.79 | 6.50 | 4.31 | 5.87 | |
| Na ₂ O | 7.10 | 7.70 | 7.32 | 7.91 | 7.51 | 7.79 | 7.94 | 7.31 | 7.69 | |
| K ₂ O | 0.43 | 0.60 | 0.58 | 0.54 | 0.54 | 0.55 | 0.57 | 0.55 | 0.56 | |
| Total | 98.48 | 99.77 | 98.92 | 99.71 | 99.23 | 100.31 | 100.88 | 98.57 | 99.94 | |
| An | 36.9 | 29.3 | 31.6 | 27.6 | 31.3 | 31.4 | 30.4 | 24.1 | 29.2 | |
| Ab | 61.1 | 67.7 | 65.3 | 69.4 | 65.7 | 65.7 | 66.7 | 72.4 | 67.7 | |
| Or | 1.9 | 3.0 | 3.1 | 3.1 | 3.0 | 2.9 | 2.9 | 3.4 | 3.1 | |

注:1→2→3→4 表示从晶体中心向外至边缘,m 表示平均值,所有数据均在中国地质科学院矿床研究所测得。

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = 4\pi \left[-\Phi(z, t) \right] G(t) \int_0^1 J(u) \left[\int_0^1 G(u) du \right]^2 dv$$

这里, G 、 J 分别为晶体成核和生长速率,均为时间 t 的函数,与 z 无关。如果 G 、 J 一定,则分离结晶度 Φ 随时间 t 的变化为^[7]:

$$\Phi = 1 - \exp\left(-\frac{\pi}{3} J_0 G_0^3 t^4\right)$$

在体积一定的岩浆体系内，存在晶体数量守恒。如果晶体生长速率 G 不是粒度的函数，即 $G \neq f(L)$ ，则有^[10,12]：

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial (Gn)}{\partial L} + \frac{n}{\tau} = 0$$

这里， τ 表示晶体存储时间； n 表示单位体积内单位长度 (L) 的晶体数，由下式决定：

$$n = \frac{dN(L)}{dL}$$

$N(L)$ 是粒度 $0-L$ 范围内的晶体总数 (即单位体积的晶体数)。特殊的：

$$n_0 = \left. \frac{dN(L)}{dL} \right|_{L=0}$$

表示晶体成核密度。晶体成核速率 J 定义为：

$$J = \left. \frac{dN(L)}{dt} \right|_{L=0}$$

显然， $J = n_0 G_0$ ，也就是说，成核速率是成核密度与生长速率的乘积。

如果 $L = 0$ 时， $n = n_0$ ，则对于原始岩浆体系，存在如下关系：

$$\ln n = \ln n_0 - \frac{L}{G\tau}$$

这说明 $\ln n$ 与 L 呈对数线性关系。

3 数据采集

本文用作斜长石斑晶粒度统计的样品全部取自安徽沙溪斑岩体内。沙溪斑岩体为一套燕山期中酸性的钙碱性系列次火山岩，侵位于志留纪高家边组、坟头组和下-中侏罗世象山群中，岩体侵入期次复杂，早期以石英闪长斑岩为主，伴有铜(金)矿化，晚期为闪长斑岩等^[8]。样品为钻孔 ZK802 和 ZK1404 中不同深度的岩芯，属石英闪长斑岩 (图 1)。

斜长石斑晶的电子探针分析数据 (表 1) 表明：石英闪长斑岩的斜长石主要为中长石 (钙长石含量约为 30)，并且存在成分环带 (图 2)。

由于技术上的困难，斜长石斑晶粒度统计是在显微镜下进行的。测量时规定：① 小于 2 小格 (显微目尺，物镜放大倍数为 $6.3\times$)，即小于 0.061mm 的斜长石晶体不予以统计，而将其归入基质斜长石；② 由多个斜长石单晶组成的复斑晶，仅按一个颗粒来测量；③ 所测晶体的粒径是薄片中的斜长石斑晶的长轴；④ 测量面积均为 4cm^2 。原始数据要经过初步处理，其大致步骤为：① 对斜长石粒度进行单位换算，物镜为 $6.3\times$ 时，每小格相当于 0.0305mm ；②

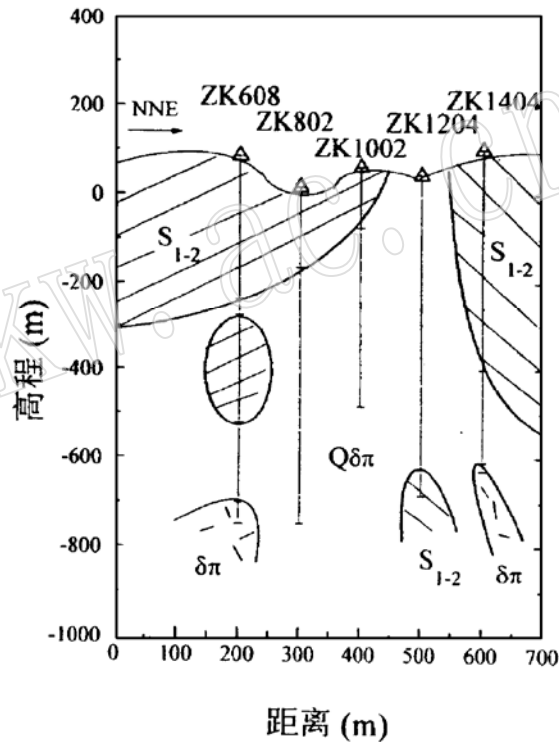


图 1 沙溪石英闪长斑岩体剖面图

Fig. 1 Geological section of Shaxi quartz diorite porphyry body

Qδπ—石英闪长斑岩；δπ—闪长斑岩；S₁₋₂—早—中志留统

对斜长石粒度进行分级,即取粒度间隔统计出晶体数 N' (频数),再求单位面积内的晶体数 (频数), $N'_A = N' / A$ 。将单位面积内的晶体数换算成单位体积内的晶体数,即 $N'_V = (N'_A)^3 / \rho$ 。原始数据可直接向作者索取)。

4 计算结果

4.1 岩浆上升速度

如果已知最大捕虏体或包体大小,由全岩成分算出的岩浆粘度及捕虏体与熔体之间的密度差,那么可以估算捕虏体或包体的下沉速度,即岩浆的最小上升速度。由于中酸性岩浆,尤其含有一定量的晶体时,粘度很大,捕虏体或包体随岩浆以宾汉塑性体形式流动,则可以根据下列公式来计算岩浆最小上升速度 [18]:

$$u = 0.222 \frac{g \Delta \rho}{\mu} \left(R - \frac{15 \sigma_0}{4g \Delta \rho} \right)^2$$

式中, R 、 $\Delta \rho$ 、 σ_0 和 μ 分别为捕虏体或包体的半径 (m)、捕虏体或包体与岩浆之间的密度差 (kg m^{-3})、岩浆屈服强度 (N m^{-2})和岩浆粘度 (Pa s), g 为重力加速度 (9.80 m s^{-2})。

根据岩石化学数据可以计算包体密度和岩浆密度与粘度,具体计算过程请参阅文献 [9]。在沙溪石英闪长斑岩内部存在大量沉积围岩捕虏体和少数同源基性包体。捕虏体有时可达数十米,密度约为 $2.5\text{--}2.6 \text{ g cm}^{-3}$,基本上是原地的,而基性包体则是深源产物。石英闪长斑岩及岩石包体的岩石化学数据见表 2,稀土配分见图 3。按照花岗岩中岩石包体的成因分类,该岩石包体应当为残留体,而不是淬冷包体。通过计算可以得到: $\Delta \rho = 860 \text{ kg m}^{-3}$, $\mu = 1.6 \times 10^4 \text{ Pa s}$ 。如果已知 $R = 0.06 \text{ m}$,并取 $\sigma_0 = 80 \text{ N m}^{-2}$,那么:

$$u = 6.8 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$$

计算得到的 u 值代表岩浆的最小上升速度,这与皖南铜陵地区侵入岩浆的最小上升速度 $2.86 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ 或 $2.70 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ 的结果 [20] 有较大差距。这可能是因为沙溪斑岩体

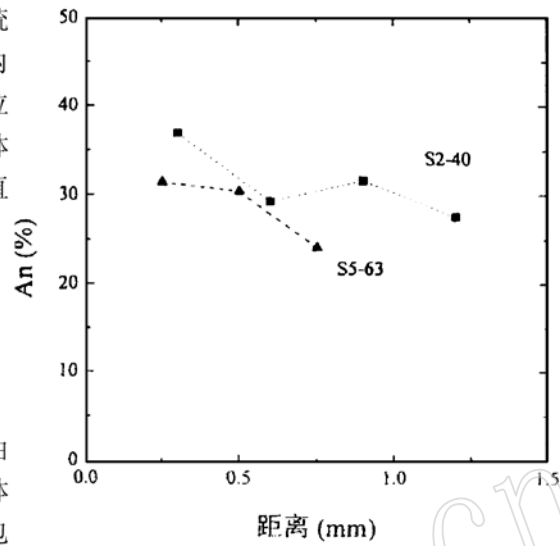


图 2 斜长石斑晶成分环带

Fig. 2 Chemical zoning of the plagioclase phenocryst

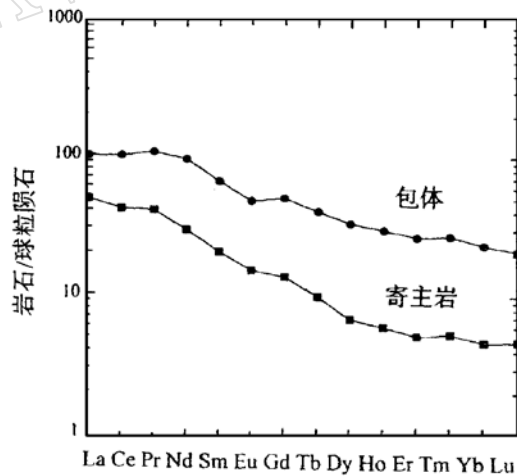


图 3 石英闪长斑岩及岩石包体的稀土配分图

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of quartz diorite porphyry and rock inclusions

与皖南侵入岩存在成因上的差异。

已经知道该地区地壳厚度为 34km^[1],而岩石为幔壳混源型产物,不妨假定岩浆是从接近地幔深处(31km)上升到近地表(1km),那么上升时间为 4.4×10^8 s,即约 14 年。

4.2 晶体成核与生长速率

对不同粒度间隔下的晶体数可作出直方图及累积曲线(图4)。在测定的粒度间隔内,应用数值微分方法(如差商方法)求出累积曲线各点的斜率(即 n 值)。由这些值可作出 $\ln n$ 对粒度 L 的关系图,再利用最小二乘法求出拟合直线的截距($\ln n_0$)和斜率($-1/G\tau$) (图4)。

不妨假定 $\tau = 2.33 \times 10^9$ s,那么根据图4得出的斜率($-1/G\tau$)便可计算出晶体生长速率 G 。这样,由公式 $J = n_0 G$ 。晶体成核速率 J 也就不难得出。计算结果见表3。

如果在特征时间 τ 内,体系达到 35% 的结晶度,则:

$$\tau = t = 1.25 (JG^3)^{-1/2}$$

于是有:

$$\Phi = 1 - \exp \left[-1.25 \left(\frac{L}{\tau} \right)^4 \right]$$

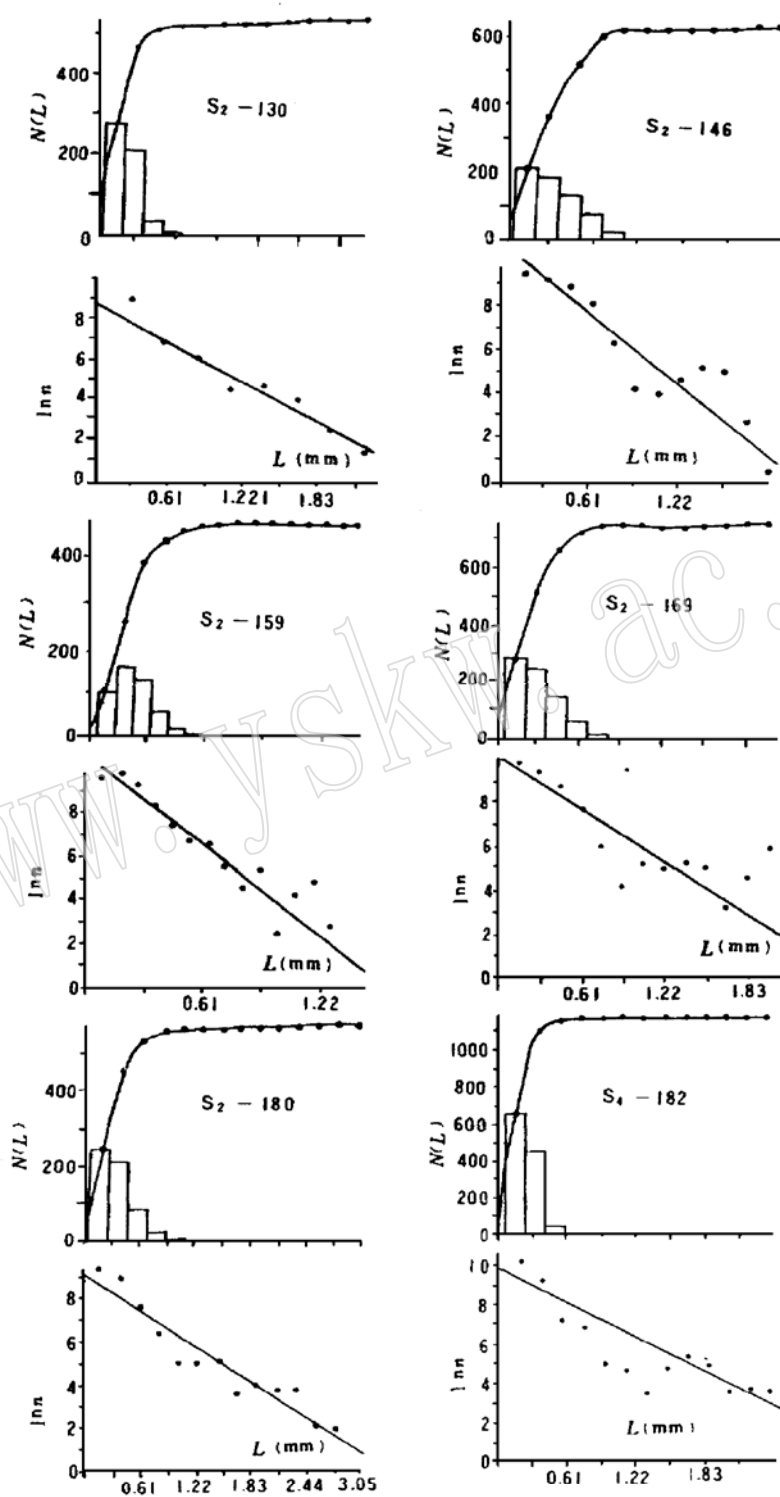
5 讨论

5.1 结晶机理

在 $\ln n$ 对 L 图(图4)上的约 1mm 处存在明显的斜率变化,这与较小的均匀斜长石细晶和较大的环带状斜长石斑晶之间的差异一致。由于较大斑晶的斜长石数量有限,我们无法准确确定这些粗大晶体的 $\ln n$ 与 L 之间的关系。岩浆房内的岩浆一般具有稳定的 $\ln n$ 与 L 的线性关系,但当喷发时突然冷却可以急剧地增加过冷却和成核速率。如果该体系没有再平衡的时间,则 CSD 在粒度 L 较小条件下可以具有陡得多的斜率,其总体效应可能貌似细粒。因此在计算斜率时,不能采用较小粒级的数据,这样才能更为真实地反映岩浆初始结晶状态。从 $\ln n$ 对 L 图(图4)上可以看出,由最小的晶体粒度决定的较陡的斜率,部分是由于骤冷晶体的存在引起的。大晶体在随岩浆上升过程中,大多数被有规律地溶蚀而破坏掉,或者成为碎斑,导致在岩石中含量大为降低,且不具有明显的连续性,给斜率计算带来极大麻烦,因而有必要将个别大晶体去掉。其实,这些大晶体多为聚斑晶,且所占比例很小 (< 5%),完全可以忽略不计。

岩浆结晶作用的基本特征是: $G\tau$ 乘积即晶体的优势粒度是近似恒定的,这意味着大多数基性岩浆体系的结晶带中的生长速率和生长时间变化并不大于一到两个数量级,即使在 Makaopuhi 熔岩和 Stillwater 侵入体那些根本不同的冷却结晶条件下也是如此^[1]。控制最终样品结构主要是成核速率而非生长速率^[1,16,22-24]。需要说明的是,尽管 $G\tau$ 值趋于恒定,但不同岩体不同部位的 $G\tau$ 值仍存在一定差异。图5指示,沙溪石英闪长斑岩的斜长石斑晶落在侵入体区域内,岩浆早期结晶表现为正常侵入岩的特征。在我们的样品中没有发现固结前锋的流变学特征^[7],因此这些样品可以代表高侵位岩浆在定位前的正常结晶产物。

对于大多数岩浆体系,生长速率 G 和晶体保留时间 τ 均是未知的。因此,若要计算其



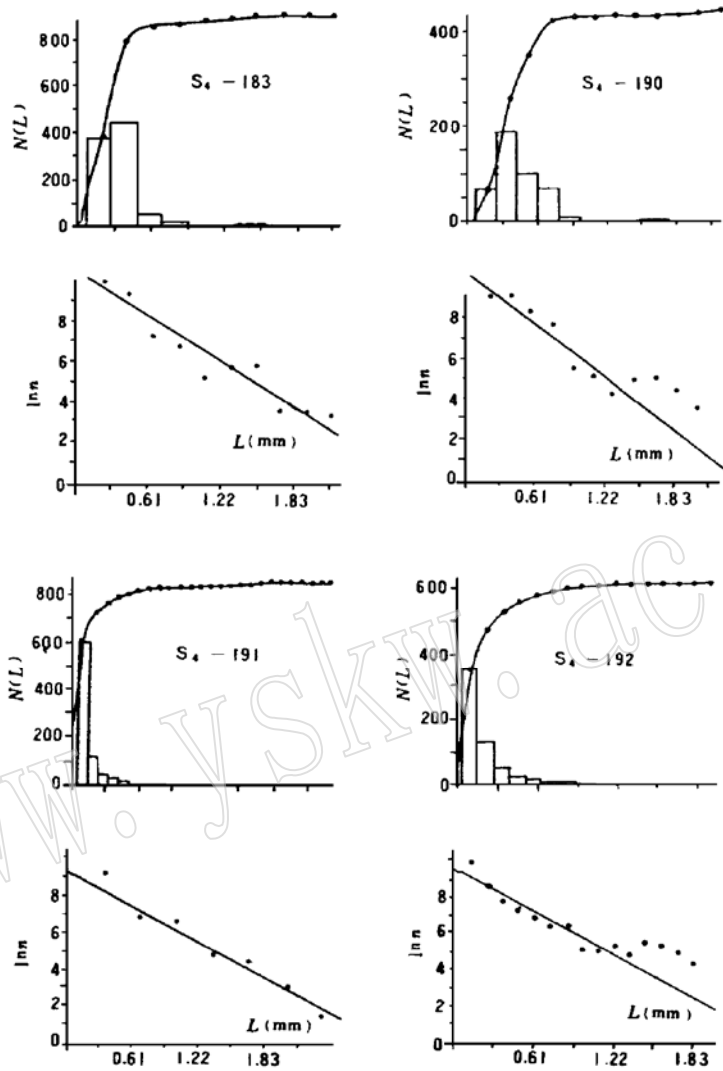


图 4 $N(L)$ 与 L 直方图及 $\ln n$ 与 L 图解

Fig. 4 $N(L)$ versus L histogram and $\ln n$ versus L diagram

中一个参数,则必须知道另一个参数值。由于晶体存储时间 τ 很难直接确定,故只能借助于其他方法来估计。前面的岩浆上升时间是根据岩石包体计算得到的。如果我们对 τ 值的假定是合理的,那么岩浆上升很快,且斑晶生长迅速。沙溪石英闪长斑岩的斑晶优势粒度为 0.3mm。基质 $G\tau$ 值假定为 0.01mm,根据熔岩的生长速率 G 为 $10^{-10} \text{ cm s}^{-1}$ 来计算,则 τ 值为 10^7 s 。这就是说,在岩浆中斑晶的特征存留时间比基质晶体要大两个数量级以上。

在沙溪,石英闪长斑岩存在蚀变现象。尽管我们在采样时尽量避免蚀变的样品,但是这些样品仍存在一定的热液蚀变特征。考虑到斜长石斑晶的矿物蚀变较弱,它们对斜长石斑

表2 石英闪长斑岩及岩石包体的岩石化学分析数据
Table 2 Petrochemical analyses of quartz diorite porphyry and rock inclusions

| D | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|
| 岩石包体 | 46.34 | 5.82 | 10.43 | 5.39 | 8.69 | 0.12 | 5.62 | 8.58 | 4.06 | 0.79 | 0.69 | 3.10 |
| 石英闪长斑岩 | 57.80 | 0.55 | 16.95 | 2.63 | 3.30 | 0.04 | 2.70 | 5.68 | 4.70 | 1.61 | 0.30 | 2.31 |

($\times 10^{-6}$)

| La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Hb | Er | Tm | Yb | Lu | Y | Σ REE | LREE/HREE | δ Eu |
|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|-------|--------------|-----------|-------------|
| 36.26 | 94.82 | 14.48 | 66.71 | 15.11 | 4.12 | 15.25 | 2.32 | 12.54 | 2.52 | 6.58 | 0.96 | 5.81 | 0.81 | 58.78 | 337.07 | 2.19 | 0.90 |
| 17.70 | 39.24 | 5.49 | 20.72 | 4.69 | 1.31 | 4.15 | 0.57 | 2.60 | 0.51 | 1.29 | 0.19 | 1.16 | 0.18 | 11.58 | 111.38 | 4.01 | 0.88 |

样品由南京大学地球科学系中心实验室测试。

表3 石英闪长斑岩中斜长石斑晶粒度统计及结晶参数估算
Table. 3 Grain - size statistics and crystallization parameter evaluations of plagioclase phenocrysts in quartz diorite porphyry

| 样品号 | D | N (No.) | \bar{L} ($\times 10^{-2}$ cm) | $\ln n_0$ (No. \cdot cm ⁻⁴) | Gr (10^{-2} cm) | n_0 (No. \cdot cm ⁻⁴) | G (cm \cdot s ⁻¹) | \int (No. \cdot cm ⁻³ \cdot s ⁻¹) (%) | Φ |
|---------------------|--------------|---------|----------------------------------|---|--------------------|---------------------------------------|---------------------------------|--|--------|
| S ₂ -130 | ZK802-306 | 676 | 3.3 | 8.69 | 3.18 | 5.94×10^3 | 7.23×10^{-11} | 4.29×10^{-7} | 32 |
| S ₂ -146 | ZK802-402.5 | 884 | 4.6 | 10.7 | 1.97 | 4.62×10^4 | 4.48×10^{-11} | 2.07×10^{-6} | 38 |
| S ₂ -159 | ZK802-471 | 633 | 3.0 | 10.6 | 1.46 | 4.14×10^4 | 3.32×10^{-11} | 1.37×10^{-6} | 33 |
| S ₂ -169 | ZK802-543.5 | 964 | 4.1 | 10.3 | 2.44 | 2.83×10^4 | 5.55×10^{-11} | 1.57×10^{-6} | 33 |
| S ₂ -180 | ZK802-658 | 839 | 4.7 | 9.14 | 3.58 | 9.32×10^3 | 8.64×10^{-11} | 8.05×10^{-7} | 38 |
| S ₄ -182 | ZK1404-575 | 1127 | 3.5 | 9.88 | 3.37 | 1.95×10^4 | 7.66×10^{-11} | 1.49×10^{-6} | 41 |
| S ₄ -183 | ZK1404-592.8 | 1003 | 4.0 | 10.4 | 2.75 | 3.29×10^4 | 6.25×10^{-11} | 2.06×10^{-6} | 43 |
| S ₄ -190 | ZK1404-720.3 | 649 | 5.1 | 10.2 | 2.38 | 2.69×10^4 | 5.41×10^{-11} | 1.46×10^{-6} | 39 |
| S ₄ -191 | ZK1404-733.3 | 851 | 3.1 | 9.30 | 3.21 | 1.09×10^4 | 7.30×10^{-11} | 7.96×10^{-7} | 25 |
| S ₄ -192 | ZK1404-740.5 | 786 | 3.5 | 9.57 | 2.62 | 1.43×10^4 | 5.95×10^{-11} | 8.51×10^{-7} | 30 |

D: 采样位置[钻孔号-孔深(m)]; N: 测量晶体积数; \bar{L} : 平均粒径

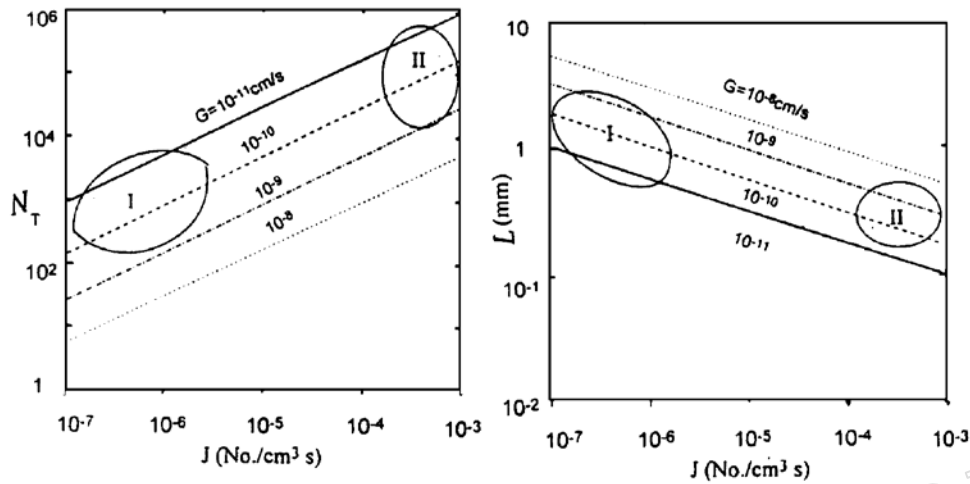


图 5 晶体数 N_T 对成核速率 J 图解及晶体粒度 L 对 J 图解
 Fig. 5 Diagram of crystal number (N_T) against nucleation rate (J) and of crystal grain size (L) against J
 I 区代表侵入岩; II 区代表熔岩区 [17]

晶粒度的影响可以忽略不计。实际上,只要蚀变对斜长石晶体颗粒大小不构成影响,那么对我们的计算结果不会有任何影响。

5.2 斜长石环带

对斜长石环带已经有很多研究 [25,26],因为斜长石中 Al、Si 的相互扩散很慢,其环带易于保存下来。斜长石形成于中等 P_{H_2O} 条件下 [28]。过冷度对斜长石成分环带的形成有影响:正环带为平衡或不平衡结晶的产物,它形成于结晶生长为常数或增大的过冷度;反环带的形成反映了过冷度的下降;振荡环带则是由于几毫米范围内的周期性对流引起的 [27]。

在沙溪石英闪长斑岩中,斜长石斑晶的成分环带发育,但 An 含量有从中心向边缘降低的趋势 (表 1 和图 2)。这种正环带进一步证明斜长石斑晶是在过冷度较大的正常岩浆结晶环境下形成的。

综上所述,浅成岩浆体系冷却的热模型为:早期的结晶特征与侵入岩相似,晚期则具有熔岩结晶的某些特点。在结晶时间上,前者比后者要大两个数量级以上。

早期工作得到符琦和王峰的帮助,样品采集得到安徽 327 队王翔云、吴明安、张千明和高昌生等的帮助,在此一并感谢!

参 考 文 献

- 1 Martin D, Griffiths R W, Campbell I H. Compositional and thermal convection in magma chambers. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1987, 96: 465—475.
- 2 Gibb F G F. Supercooling and the crystallization of plagioclase from a basaltic magma. *Mineral. Mag*, 1974, 39: 641—653.
- 3 Swanson S E. Relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures. *Am. Mineral*, 1977, 62: 966—978.
- 4 Fenn P M. The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. *Can. Mineral*, 1977, 15: 135—161.
- 5 Lofgson G E. Experimental studies on the dynamics crystallization of silicate melts. In: (ed R B Hargraves) *The Physics of Magmatic Processes*, Princeton, 1980, pp 487—551.
- 6 Donaldson C H. An experimental investigation of olivine morphology. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1976, 57: 187—213.
- 7 Donaldson C H. An experimental investigation of the delay in nucleation of olivine in mafic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1979, 69: 21—32.
- 8 Lasaga A C. Toward a master equation in crystal growth. *Am. J. Sci*, 1982, 282: 1264—1288.
- 9 Ghiorso M S. Chemical mass transfer in magmatic processes: III. Crystal growth, chemical diffusion and diffusion in multi-component silicate melts. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1987, 96: 291—313.
- 10 Marsh B D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization: I. Theory. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1988, 99: 277—291.
- 11 Cashman K V, Marsh B D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization: II. Makaopuhi lava lake. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1988, 99: 292—305.
- 12 王河锦. 确定岩石中矿物成核速度、成核密度、晶体生长速度和结晶时间的CSD理论及应用. *岩石矿物学杂志*, 1990, 9(4): 331—339.
- 13 马昌前、杨坤光、唐仲华、李增田. 花岗岩类岩浆动力学 理论方法及鄂东花岗岩类例析. 中国地质大学出版社, 武汉, 1994, 200—204.
- 14 Kirkpatrick R J. Towards a kinetic model for the crystallization of magma bodies. *J. Geophys. Res*, 1976, 81: 2565—2571.
- 15 Brandeis G, Jaupart C, Allegre C J. Nucleation, crystal growth and the thermal regime of cooling magmas. *J. Geophys. Res.*, 1984, 89: 10161—10177.
- 16 Brandeis G, Jaupart C. The kinetics of nucleation and crystal growth and scaling laws for magmatic crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1987, 96: 24—34.
- 17 Marsh B D. The 1995 Hallimond lecture: Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineral. Mag*, 1996, 60: 5—40.
- 18 马昌前. 结晶分异作用的岩浆动力学条件. *地球科学*, 1989, 14(3): 245—251.
- 19 马昌前. 硅酸盐熔体的粘度、密度及其计算方法. *地质科技情报*, 1987, 6(2): 142—150.
- 20 周镠若、吴才来、黄许陈、张成火. 铜陵中酸性侵入岩同源包体特征及岩浆动力学. *岩石矿物学杂志*, 1993, 12(1): 20—31.
- 21 常印佛、刘湘培、吴言昌. 长江中下游铜铁成矿带. 北京: 地质出版社, 1991, 295.
- 22 Klug C, Cashman K V. Vesiculation of May 18, 1980, Mount St. Helens magma. *Geol*, 1994, 22: 468—472.
- 23 Crisp J, Cashman K V, Bonini J A, Hougén S B, Pien D C. Crystallization history of the 1984 Mauna Loa lava flow. *J. Geophys. Res*, 1994, 99: 7177—7198.
- 24 Crisp J, Baloga S. Influence of crystallization and entrainment of cooler material on the emplacement of basaltic aa lava flows. *J. Geophys. Res*, 1994, 99: 11819—11831.
- 25 Loomis T P. Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: The origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1982, 81: 219—229.
- 26 Brown W L. Fractional crystallization and zoning in igneous feldspars: Ideal water - buffered liquid fractionation lines and feldspar zoning paths. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1993, 113: 115—125.

Studies of Crystallization Mechanism of Hypabyssal Magmatic System

Fu Bin

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

Hu Wenxuan

Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Zheng Yongfei

Department of Earth and Space Sciences, China University of Science and Technology)

Key words: hypabyssal magma; thermal model; grain-size statistics; nucleation rate; growth rate

Abstract

With the increasing deepening of the study on crystallization mechanism of the magmatic system, the magmatic kinetic theory of volcanic and intrusive rocks has entered the stage of establishing a model. Through the study of the example of Shaxi porphyry body in Anhui Province, the authors first figured out the storage time of plagioclase phenocrysts, then calculated the nucleation rate and growth rate of the crystals and, on such a basis, established the thermal model for cooling of the hypabyssal magmatic system.