

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

鄂东北大别杂岩中混合岩形成的 动力学机制*

王 江 海

(中国科学院广州地质新技术研究所, 广州)

杨 问 华 吴 金 平

(中国地质大学, 武汉)



作者在详细野外工作的基础上,采用斜长石和钾长石成分及含量,有序度测定,斜长石延性系数的统计,质量平衡计算,矿物空间分布和地球化学研究表明,本区混合岩具有热中心,从中心往外,混合岩的矿物性质有规律地变化。主导成因机制是深熔和交代;而且,从中心向外,深熔和交代的强度逐渐减弱。最后,以 Liesegang 环形成的实验结果作类比,从非线性动力学(耗散结构理论)的角度,深刻揭示了本区混合岩形成的动力学机制即热异常诱导早期交代,交代诱导重熔,最后是重熔期后的交代。

关键词 大别杂岩 混合岩 动力学机制 耗散结构 逆浓度梯度扩散

混合岩成因一直是争论不休的问题^[1,2]。前人提出了多种假说,归纳起来有 4 种,即:岩浆注入、交代、重熔和分异^[1-9]。Brown^[3]认为这些机制并不互相排斥,有时兼而有之;大别杂岩中混合岩研究得到与 Brown 类似的结论。应指出的是条带混合岩成因是混合岩研究的关键。前人对混合岩的成因已提出了很多模式来解释^[1-9];但以往的模式仍不能解释条带的空间有序化问题,尤其是间层混合岩。此外,以往的模式都基于外界环境的周期变化或原始母岩中存在周期性结构的假设,而对于不满足此假设的混合岩成因就无法获得令人满意的解释。因此,混合岩成因问题必须重新提出,并基于更高的理论角度去研究。本文的目的是试图以大别杂岩若干典型地段混合岩为例,阐明混合岩化作用的本质及发生过程时的动力学行为。

1 混合岩的野外和岩石学特征

1.1 野外特征

混合岩在空间分布上具热中心,如图 1 中大崎山热中心和贾庙-总路嘴热中心及大磊

* 国家自然科学基金资助(编号 49070079)。
本文 1992 年 1 月收到,1993 年 6 月改回。郝粹国编辑。



图 1 鄂东北夫子河-总路嘴一带混合岩分布图

Fig. 1 Geological map showing the spatial distribution of migmatites in Fuzhihe-Zhongluzhui region, northeastern Hubei

1.燕山期花岗岩; 2.富钾片麻状花岗岩; 3.基性岩体; 4.大别杂岩中没有遭受混合岩化的变质岩; 5.角砾混合岩; 6.条带状混合岩; 7.眼球状混合岩; 8.混合片麻岩; Ard.混合岩化变质岩; Q.第四系

1. Yanshanian granite; 2. K-rich gneissic granite; 3. basic intrusions; 4. metamorphic rocks in the Dabie Complex; 5. agmatites; 6. banded migmatites; 7. augen migmatites; 8. migmatitic gneisses, Q. Quaternary; Ard. migmatized metamorphic rocks

山热中心。从热中心往外是混合花岗岩→混合片麻岩→条带混合岩和眼球状混合岩→混合岩化变质岩→变质原岩。其中浅色体延伸长且稳定，每一浅色体的不同部位宽度几乎相同，但具有明显的规律性，即从热中心向外，混合岩的条带重复周期(一条浅色体，古

成体和帮的宽度总和)由小变大,而在露头尺度上,条带重复周期几乎很相近。钾长石从热中心向外,由多变少(可从 15% 逐渐变为 0),混合岩岩类从钾质变为钠质。

混合岩岩类的空间展布状态明显受中心的形态和热梯度控制;从岩类的展布可以看出热中心的平面形态(如圆形和长条形),而且可反映出它与构造作用的关系,如湖北凤凰关一带的混合岩^[17]呈狭窄的长条状,显然与中深层次的大型古老剪切带(剪切带部位往往是热异常部位)有关。而湖北大磊山和大崎山一带混合岩可能与两个方向的断裂交汇处而引起的圆形或椭圆形热异常有关。从热中心往外残留体和残留结构构造由少变多。不同类型的混合岩之间往往呈渐变过渡关系,只能大致确定哪一段以哪种混合岩类型为主。在浅色体中有微细的由暗色矿物集中形成的暗色带;古成体中又有微细的浅色体。

从热中心向外,脉岩由花岗质→伟晶质→细晶质→长石质→长石石英质→石英质细脉。从中心向外,脉体与基体的量比从大变小,基体与脉体的界线清晰度从模糊变为清楚和截然。

1.2 岩石学特征

斜长石的费德洛夫法,碎屑油浸和电子探针分析表明:从热中心的混合片麻岩到边缘的条带混合岩,斜长石牌号从 40—35 变到 20—35;古成体与新成体中的斜长石牌号差由 2—4 号变为 5—8 号;2V 角由(±)89°变为(+)74°;双晶类型从复杂到简单,面律双晶与复合双晶的比例从 4.33:1 变为 0.3:1;有序度从 0.3 变为 1.0。斜长石延性系数即长宽比由小变大(表 1)。显见,本区混合岩具热中心,中心部位即是混合岩化最强烈的部位,且是一物质源。钾长石成分从中心往外由正长石逐渐变成微斜长石,这也反映出热中心成岩温度比边部高。

表 1 各类混合岩中斜长石颗粒延性系数(L)对比

Table 1 Comparison of plagioclase elongation indices in various types of migmatites

| 混合岩分带 | 基性混合岩平均 L | | 酸性混合岩平均 L | | 颗粒数(粒) |
|---------|-----------|------|-----------|------|--------|
| | 贾庙-金鸡 | 总路嘴 | 贾庙-金鸡 | 总路嘴 | |
| 混合岩化变质岩 | 2.35 | 1.94 | 1.41 | 1.27 | 80 |
| 角砾混合岩 | 1.96 | 1.87 | | | 50 |
| 条带混合岩 | 1.90 | 1.82 | 1.39 | 1.35 | 100 |
| 眼球状混合岩 | 1.82 | 1.73 | 1.32 | 1.37 | 100 |
| 混合片麻岩 | 1.67 | 1.59 | 1.28 | 1.46 | 120 |
| 原岩 | 2.25 | 2.08 | 1.52 | 1.25 | 120 |

在各类混合岩中,交代结构十分普遍,如交代蚕蚀,交代岛屿,交代净边和交代蠕虫结构。在热中心部位,钾长石十分发育,钾长石多表现为自形程度不等,大小不一的交代斑晶断续排列。在显微镜下能观测到钾长石斑晶中还保留有原岩的残余矿物包体和面理构造;

在热中心部位的混合片麻岩和混合花岗岩中的锆石含量较高,一般为 16.5—35g/

10kg,而在边部的条带混合岩地段,锆石含量很低,一般为 0.14—0.31g/10kg。锆石晶形从中心往外由复杂变简单。

包裹体研究表明混合杂岩的成岩温度从中心往外由高变低(中心可达 900—980℃)而边部则较低(675—798℃)(表 2)。中心温度代表重熔温度,边部温度为混合岩交代阶段的峰值温度。

表 2 包裹体测温结果
Table 2 Temperatures of inclusions

| 位置 | 岩石名称 | 包裹体类型 | 测温矿物 | 测定数 | 均一温度℃ |
|---------------|-------|---------|------|-----|---------|
| 中心 ↓ 边缘 | 混合片麻岩 | G + Asi | 钾长石 | 10 | 940—980 |
| | 混合片麻岩 | G + Asi | 钾长石 | 6 | 900—960 |
| | 眼球混合岩 | G + C | 钾长石 | 8 | 675—730 |
| | 眼球混合岩 | G + C | 石英 | 9 | 680—740 |
| | 条带混合岩 | G + C | 石英 | 15 | 740—798 |
| | 条带混合岩 | G + C | 钾长石 | 13 | 700—767 |

G. 气相; C. 晶质; A. 非晶质; Si. 硅质

2 混合岩的质量平衡,矿物空间分布和地球化学研究

2.1 质量平衡研究

若浅色体(L)与镁铁质帮(S)是在局部封闭体系中由毗邻古成体(P)衍生而来,则 $P = L + S$;若体系与环境间有组分交换,则 $P + R = L + S$,R为残差。由于在分析测试和矿物量统计中引入误差,并根据实际情况及前人成果^[9], R^2 定为 2.00%(Wt)。尔后,比较 P' (为L和S的加权)与P之间的差异程度即可判断混合岩的成因类型。在比较 P' 与P的差异性时,可采用最小二乘法。根据大别杂岩中混合岩的实际情况,定出如下标准: $|a| \leq 0.20$, $|b - 1| \leq 0.02$, $Q = R^2 \leq 2.00$,其中a和b分别为一元线性回归方程中的截距和斜率。若计算结果处于上述范围内,则混合岩化过程中体系处于封闭状态;反之,处于开放状态。取自大别杂岩中的10个混合岩样品(打*者为图象分析结果,其它为计积台上统计的结果),其质量平衡计算结果见表 3^[10],从表 3 看出:

(1) 混合岩化过程中的开放性比较复杂即既有开放的又有封闭的;

(2) 从热中心往外,环境带给体系的过剩质量由多变少(从中心的 10.5% 变到 0),反映混合岩化过程中体系的性质从热中心向外从开放趋于封闭(图 2);

(3) 过剩质量与浅色体厚度之间存在非线性(指数函数)关系(图 2),反映出混合岩化过程中有非线性反馈机制的参与。

2.2 矿物空间分布研究

若混合岩经过重熔阶段,则其浅色体中矿物之间呈随机接触(与岩浆中矿物的随机成核有关);若由固态转变形成的浅色体,则呈非随机接触。在实际工作中,采集混合岩标本,切薄片,并在计积台上用线切法^[9]或照相后用接触频数法^[9]进行矿物接触类型的统计,用矿物在空间上的分散度判定混合岩成因类型。在数据处理中值得注意的是:由前人提

表 3 质量平衡计算中的主要参数
Table 3 Main parameters of mass-balance calculation

| 编号 | 样品 | a | b | r | Q | L:S | 备注 | 回归方程 |
|----|--------|---------|--------|--------|----------|-----------|----|-------------------------|
| 1 | BI6-2 | 0.1068 | 0.9850 | 0.9990 | 1.7039 | 0.79:0.21 | 封闭 | $Y = 0.1068 + 0.9850X$ |
| 2 | NO10* | 0.0306 | 0.9957 | 0.9993 | 1.5507 | 0.58:0.42 | 封闭 | $Y = 0.0306 + 0.9957X$ |
| 3 | BI-6 | 0.0114 | 1.0016 | 0.9998 | 0.9682 | 0.67:0.33 | 封闭 | $Y = 0.0114 + 1.0016X$ |
| 2 | NO10 | 0.0912 | 0.9872 | 0.9994 | 1.5630 | 0.58:0.42 | 封闭 | $Y = 0.0912 + 0.9872X$ |
| 4 | D14-2 | -0.1780 | 1.0229 | 0.9933 | 172.668 | 0.86:0.14 | 开放 | $Y = -0.1780 + 1.0229X$ |
| 5 | D15-3 | 1.4970 | 0.8335 | 0.9933 | 139.1471 | 0.62:0.38 | 开放 | $Y = 1.4970 + 0.8335X$ |
| 6 | D25-1 | 0.4761 | 0.9522 | 0.9900 | 46.0317 | 0.85:0.15 | 开放 | $Y = 0.4761 + 0.9522X$ |
| 7 | D8-1 | -1.1267 | 1.1077 | 0.9922 | 115.1366 | 0.85:0.15 | 开放 | $Y = -1.1267 + 1.1077X$ |
| 8 | D46-1 | -0.8328 | 1.0916 | 0.9957 | 88.1270 | 0.87:0.13 | 开放 | $Y = -0.8328 + 1.0916X$ |
| 9 | D18-1 | -0.0831 | 1.0091 | 0.9997 | 1.8890 | 0.55:0.45 | 封闭 | $Y = -0.0831 + 1.0091X$ |
| 10 | D18-2 | 0.1579 | 0.9849 | 0.9999 | 1.3652 | 0.50:0.50 | 封闭 | $Y = 0.1579 + 0.9849X$ |
| 1 | BI6-2* | 0.0827 | 0.9926 | 0.9999 | 0.9091 | 0.79:0.21 | 封闭 | $Y = 0.0827 + 0.9926X$ |
| 3 | BI-6* | -0.0614 | 0.9976 | 0.9977 | 0.7554 | 0.67:0.33 | 封闭 | $Y = -0.0614 + 0.9976X$ |
| 4 | D14-2* | -0.6886 | 1.1739 | 0.9806 | 171.2471 | 0.86:0.14 | 开放 | $Y = -0.6886 + 1.1739X$ |
| 5 | D15-3* | -2.4057 | 1.1816 | 0.9841 | 138.5102 | 0.62:0.38 | 开放 | $Y = -2.4057 + 1.1816X$ |
| 6 | D25-1* | -2.641 | 1.0291 | 0.9903 | 54.5469 | 0.52:0.48 | 开放 | $Y = -0.2641 + 1.0291X$ |
| 7 | D8-1* | 0.1892 | 0.9759 | 0.9908 | 80.9097 | 0.85:0.15 | 开放 | $Y = 0.1892 + 1.0291X$ |
| 8 | D46-1* | -0.6565 | 1.0785 | 0.9970 | 60.8238 | 0.87:0.13 | 开放 | $Y = -0.6565 + 1.0785X$ |
| 9 | D18-1* | 0.1494 | 0.9827 | 0.9930 | 3.5231 | 0.55:0.45 | 封闭 | $Y = 0.1494 + 0.9827X$ |
| 10 | D18-2* | -0.1481 | 1.0173 | 0.9999 | 1.5708 | 0.50:0.50 | 封闭 | $Y = -0.1481 + 1.0173X$ |

No10, BI-6, BI6-2 采自罗田县,其余均采自贾庙一带(采样位置图略)

出的计算方法有明显的缺陷,且数据处理繁琐。王江海^[15]已重新推导了计算公式,并提出

简洁实用的数据处理方法。采自于大别杂岩中的 10 个混合岩浅色体样品,经矿物空间分布研究和用作者推导出的公式作数据处理,其结果^[15,19]表明(1)从热中心向外,浅色体中矿物在空间上的分散度从大变小;反映出热中心往外,重熔强度由强变弱。(2)质量平衡和矿物空间分布研究结果共同表明:大别杂岩中混合岩成因类型是重熔和交代;而且,从热中心往外,重熔和交代作用由强变弱;但由于热中心部位的重熔作用非常强烈,因此,它抹掉了反映交代作用发生的有关矿物空间分布方面的证据;而质量平衡恰恰证明了在热中心部位不仅有交代作用发生,而且比边部强烈。

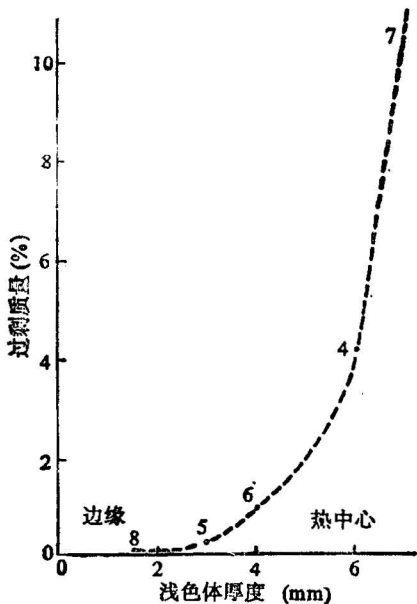


图 2 过剩质量与浅色体厚度的关系

Fig. 2 Relationships between the excess mass and leucosome thickness

图中 4、5、6、7、8 为表 3 中样品编号; Numbers 4、5、6、7、8 are sample numbers in table 3

2.3 地球化学研究

浅色体是否经历过重熔, 这可用常量 and 微量元素相结合的方法进行判断^[6]。经历过重熔的浅色体比未经重熔的浅色体富 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 而贫 SiO_2 。微量元素的比较采用配分图解, 但标准化数据不是采用球粒陨石, 而是混合岩原岩中的数据。重熔浅色体比未重熔的浅色体富含不活动和不相容元素, 如 LREE, Th, Hf 和 Zr。采用大别杂岩中的 5 个浅色体和一个邻近的古成体的常量和微量元素研究和稀土元素的定量模拟表明: 大别杂岩中热中心混合岩经历过重熔作用; 且重熔程度从热中心的 35% 逐渐降低, 最后在边缘趋于 0。

3 Liesegang 环实验与热中心混合杂岩的成岩模式

为了解释热中心混合岩杂岩的成因, 先做一个相似模型实验即 Liesegang 环生成实验, 以从中获得启发。

实验药品 AgNO_3 (优级纯), $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ (分析纯), 黄明胶(生物试剂, 含水 16%), 溶液配制均用蒸馏水。

实验方法 将黄明胶用水溶胀 1 小时, 在 $70 \pm 10^\circ\text{C}$ 的热水浴中加热 2 小时。加水稀释到一定体积, 配制成各种不同浓度的溶液, 其中明胶浓度为 3—7%: $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 浓度为 0.10—0.005M, Ph 值 5—6。冷却至室温, 趁尚未完全凝固时倒入培养皿(直径为 9cm), 凝胶层厚 2—3mm, 待溶胶凝固后, 将重为 0.01—0.06g 的硝酸银一粒或数粒晶体嵌入凝胶层中心区域, 让其扩散生长。

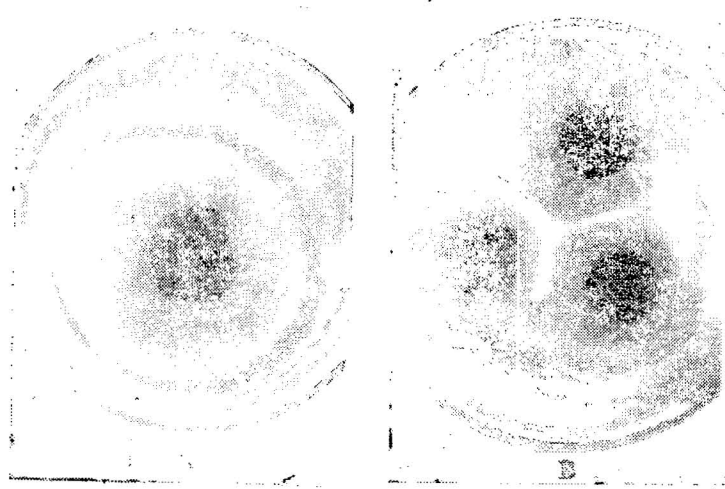


图 3 相似模型实验结果

Fig. 3 Experimental results of similar models

A. 具单中心的相似模型实验结果, 中心部位(黑色)是原先放置硝酸银晶粒的位置; B. 具 3 个中心的相似模型实验结果。器皿直径为 9cm

The experimental result of similar models with one center (A) or three centers (B). The centers (black in the photos) are the initial locations of silver nitrate crystal grains. The diameter of household utensils is 9 centimeters

现象 在凝胶中生长出两种黑色的环,(1)是周期性主环,其间距从中心往外由密集且细小变成间距较大较粗;(2)次级环。

机理分析 当外电解质 AgNO_3 扩散进入明胶中与内电解质 $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 相遇时,由于 Ag_2CrO_4 的溶度积常数 $K_{sp} = 2.0 \times 10^{-7}$, 故在弱酸性的介质中形成难溶性的 Ag_2CrO_4 沉淀,反应机理很复杂,总反应可写成: $\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-} + 4\text{Ag}^+ + \text{H}_2\text{O} = 2\text{Ag}_2\text{CrO}_4 + 2\text{H}^+$, 若反应物浓度超过形成难溶性产物所需要的临界过饱和浓度时,即形成 Ag_2CrO_4 沉淀。带正电的 $[\text{Ag}_2\text{CrO}_4]_m$ 吸附前方溶液中的 CrO_4^{2-} , 因凝胶中 $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 浓度较低,浓度梯度较小,故产生一个“空白区”,银离子只有越过空白区后才能满足形成 Ag_2CrO_4 沉淀的条件,即再形成 $[\text{Ag}_2\text{CrO}_4]_m$, 如此反复即能形成周期性主环的图样(图 3)。

该相似模型实验可以用扩散理论作合理解释^[12,19]。从实验中可获得 2 个基本定律:

3.1 时间定律

在扩散过程中,扩散前峰和时间的关系为:

$X_n = K(2Dt_n)^{1/2}$ 或 $X_n/t_n^{1/2} = K(2D)^{1/2} = \text{常数}(R)$, 其中 X_n 是第 n 带离扩散边界的距离, t_n 为第 n 带出现的时间,而速度常数 R 独立于 X_n 和 t_n , 仅依赖于组分的浓度和扩散系数。

3.2 空间定律

$X_n = X_0 P^n$, X_n 是从扩散边界到第 n 带的距离; 同理有: $X_{n+1}/X_n = P$, P 是空间系数, X_0 为起始条带的宽度。

在实验中, $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 相当于变质原岩中能析出产生混合岩的组分; 明胶和溶于其中的 $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 一起构成“变质原岩”(由于它是均匀的,这就排除了原岩的差异性和原先存在周期结构的假设); 器皿中心的 AgNO_3 晶粒相当于热中心,它为一物质源; 由晶粒扩散产生的流相当于流体带进的能与原岩反应的离子; 实验结果中的环即为不同强度混合岩在空间上的展布花样。从该实验中可以得出如下启发:

① 条带的空间花样受反应和扩散过程控制; ② 条带形成并非一定要求原岩具周期性结构; ③ 条带周期的宽度符合空间定律,该定律揭示出条带周期的宽度从(热)中心往外由小变大; 实验结果中明显看出这一规律,但由于地质尺度比较大,故在露头上看,条带周期的宽度变化不大,这是由于它们变化太小,难以用肉眼察觉,但从区域尺度看是变化的。根据空间定律知,混合岩的空间常数有如下关系: $|P - 1| \rightarrow 0$ 。④ 热中心混合杂岩体的形成是不同时的,混合岩化作用最早发生的部位是热中心,但最晚结束的也是热中心,条带生成符合时间定律。⑤ 浅色体中有微细的暗色带,暗色带中有微细的浅色体,它们是混合岩化作用不同阶段的综合反映。

基于地质事实和 Liesegang 环生成实验,作者提出本区热中心混合杂岩的成岩模式,它包括 3 个阶段(图 4): 阶段(A): 由于构造背景的差异引起早期交代,其微观机制是在热中心流体的诱导下,引起化学反应,使原岩(P_0)转变成热中心混合岩($P_1 + L_1$),它的形成过程与 Liesegang 环的生成相类似^[10]。若热流持续升高和流体不断带人混合岩体系,则使岩石熔化温度骤降而进入阶段(B)。阶段(B): 在此阶段中,早期交代形成

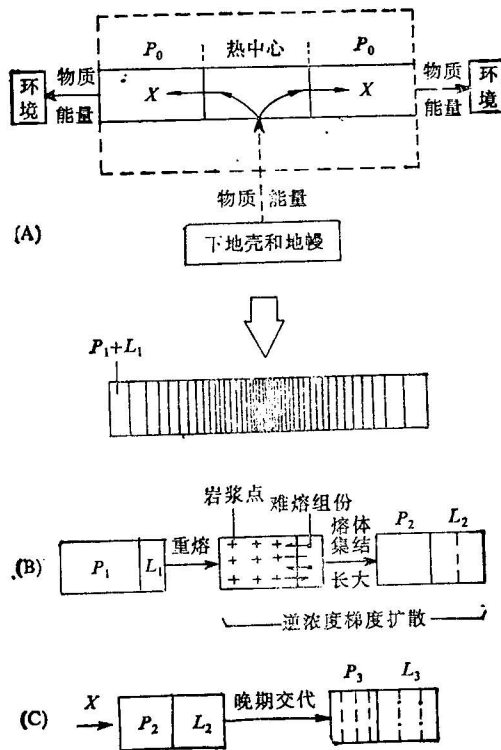


图 4 具热中心的混合杂岩形成模式

Fig. 4 The model for the formation of migmatite complex with thermo-centers

P_0 . 混合岩原岩; P_1 和 L_1 早期交代作用形成的古成体和新成体; P_2 和 L_2 经重熔作用和逆浓度梯度扩散后形成的古成体和新成体; P_3 和 L_3 经晚期交代后的古成体和新成体, 此时的混合岩表现为浅色体中有暗色细带, 而古成体中有微细的浅色体

P_0 . Protolith of migmatites; P_1 and L_1 respectively paleosomes and neosomes formed by early-stage metasomatism; P_2 and L_2 respectively paleosomes and neosomes after anatexis and diffusion inverse to concentration gradients; P_3 and L_3 respectively paleosomes and neosomes after latestage metasomatism; right now the migmatites are characterized by leucosomes with thin melanic zones and the paleosomes with thin leucosomes.

的新成体 (L_1) 与古成体 (P_1) 发生重熔, 因 L_1 中的石英和长石的量大, 而 P_1 中则相对较少, 故 L_1 中的岩浆点的密度大于 P_1 中的, 从而使 P_1 中的岩浆点向 L_1 集结长大, 而 L_1 中的难熔组分相应地向 P_1 集结。动力学分析表明该过程是一逆浓度梯度扩散问题, 这种新成体与古成体的分相过程是能自发进行的, 并在重熔形成的不稳定体系(熔体相+难熔组分)中产生耗散结构。阶段 (C): 由于向环境的热耗散和熔融过程的热耗损, 使体系进入晚期交代阶段。该阶段的动力学机制与早期交代一致, 但因已经历了重熔, 使流体成分发生变化(如富钾), 故使 L_2 进一步加大, 成分上继续改造并最终形成热中心(常伴有眼球构造)的混合杂岩。因晚期交代过程与早期类似, 故必然会在 P_2 中产生微细的浅色体(因

P_2 中含石英和长石少, 故浅色体细), 而 L_2 中产生微细的暗色带(因 L_2 中含暗色组分少, 故暗色带细)。下面就从耗散结构理论的角度阐明上述成岩模式。

4 混合岩化过程中交代阶段(A和C)的动力学模式

为了简化混合岩体系, 仅考虑热-成分耗散结构^[11,15]的动力学机制。设富碱质和富硅的流体(X)能与原岩(P)反应产生混合岩(M), 反应机理为: (1) P在X的触动下溶出Y; (2) Y与X反应形成M即



(1)和(2)中 X, Y, P 和 M 分别为流体中参与反应的离子, 原岩中溶出能参与新成体形成的组分, 原岩成分和新成体成分。显然, 由热中心流体驱动, 经反应 $2X + P \rightarrow M$, 可使 P 转变成混合岩。把(1)(2)模型化, 对于组分 X 有

$$\frac{\partial X}{\partial t} = \Delta(D_x \Delta X - V_x) + \frac{\partial P}{\partial t} - \frac{\partial M}{\partial t} \tag{3}$$

(3)中的 X, Y, P 和 M 的含义同(1)(2), 单位是单位体积中组分的摩尔密度, D_x 是组分 X 的扩散系数, V 是流速。模型的关键在于 M 的成核与生长, 它可采用如下模式

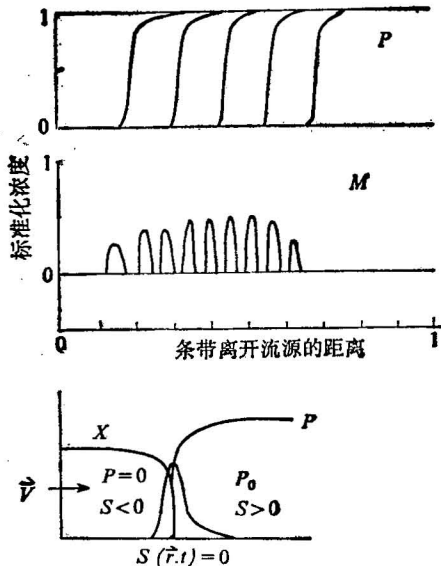


图5 数值模拟结果, 示方程(3)和(4)及把方程(3)和(4)中的M用P替代而得到方程所构成模型的特征及条带混合岩的形成

Fig. 5 Results of numerical simulation showing the formation of banded migmatites and the features of the model constructed by Eqs. (3) and (4) and an equation obtained by substituting P for M in Eqs. (3) and (4)

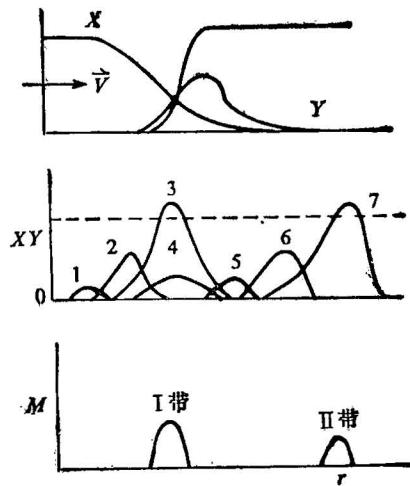


图6 当富X组分的流体以流速V进入变质原岩P中时, P溶解产生运动相Y。当XY超过某一阈值时, 条带混合岩M形成的方式

Fig. 6 When X-rich fluids introduced into the protolith (P), P dissolves to create the mobile species (Y); when XY exceeds a specific nucleation threshold banded migmatites (M) is produced

$$\frac{\partial M}{\partial t} = K(M + m)^{2/3}(XY - \lambda) \quad (4)$$

(4)中 K 是速率常数, λ 是过程(2)的平衡常数, $(M + m)$ 因子表示: M 以薄层形式附着于岩石中不活动的主岩颗粒上, 指数 $2/3$ 指 M 的生长是在颗粒表面进行的, m 为单位岩石中主岩颗粒的摩尔数。为了说明 M 的生成, 假定浓度积 XY 不超过阈值 $\lambda_n (> \lambda)$, 则 m 是常数 m_0 , $M = 0$; 若 $XY > \lambda_n$, 则 m 消失。对于 P , 其演化方程类似于(4)。方程(3)(4)及用 P 代替(3)(4)中 M 获得的方程的数值模拟见(图 5), 从图 5 中显见, 条带状 M 是随 P 前峰的后退形成的, 且在空间上能形成与工作区极为一致的条带空间花样, 正如图 6 的特殊情况。我们可利用大多数矿物难溶性而把该模型变换成自由边界问题^[4]。用 X 的典型值除固体的摩尔密度并把它定义为小参量 ε , 则条带混合岩的形成转变为 Hopf 分叉问题。此模型在经无限固体密度渐近近似法处理后变为

$$V(D_x \nabla X - \nabla X) - \omega \frac{\partial d}{\partial t} = 0, \quad S < 0 \quad (5)$$

$$\nabla(D_y \nabla Y) - \omega \frac{\partial d}{\partial t} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial d}{\partial t} - r\theta(XY, d)[XY - \lambda] = 0 \quad (7)$$

先讨论模型中的反应前峰。在前峰 $S(\mathbf{r}, t) = 0$ 处是不连续的; 当 $S > 0$ 时, $P = P_0$ (P_0 是混合岩化前变质岩的初始成分); 当 $S < 0$ 时, $P = 0$; 当 $S > 0$ 时, $X = 0$ 。设 τ 为起始时间(如方程(3)(4)中的 t) 与 ε 的乘积, 则当 $\varepsilon \rightarrow 0$ 时有(5)~(7)构成的模型。在上述讨论中假定了过程(1)是慢反应(速率常数正于 ε), d 是 M 的厚度。常数 ω 为主岩颗粒的表面积, 故 r 与 M 的速率成正比; θ 因子为当 $XY < \lambda_n$ 时, $d = 0$, 当 $XY > \lambda_n$ 时, $d = 1$ 。

为了应用方便, 应有一关于 S 的运动方程。令 U 为沿着界面 S 的法线 \mathbf{n} 并指向 $S > 0$ 一侧的界面位移速度, 运动学分析表明

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U|\nabla S| = 0 \quad (8)$$

摄动法中的匹配渐近分析^[4]知

$$\mathbf{n} \cdot \nabla X|_0 = -\beta U P_0 \quad (9)$$

$$-D\mathbf{n} \cdot (\nabla Y|_0 - \nabla Y|_0) = -\beta U P_0 \quad (10)$$

在(8)(9)中, $D = D_y/D_x$, β 为一常数, 下标 0^+ 各 0^- 分别为正负无穷小即在界面 $S = 0$ 的两侧取值(在 $S = 0$ 处, X 和 Y 应保持连续)。当 λ_n 接近 λ , 且速率参数 r 小于临界值时, 上述自由边界问题可说明常速溶解问题。但需要假设流进原岩的流体相对于 M 不饱和即在流体中 $XY < \lambda_c$ (该假设在混合岩化过程中是成立的)。常速溶解的本质是当 M 生长速率参数 r 增加时, M 的变化形式为在起始形成的波状 M 中, 因流体的继续作用而溶解并形成新的更小的波状 M ; 周期性条带混合岩 M 的改造很容易产生 Hopf 分叉, 使原有的 M 中形成暗色的细带, 而在 P 中产生浅色的细带 (这就解释了本区混合岩浅色体的形成机理); 这种分叉的终极态可能会向混沌 (混合花岗岩和均质混合岩) 过

渡^[11-13](图 7)。

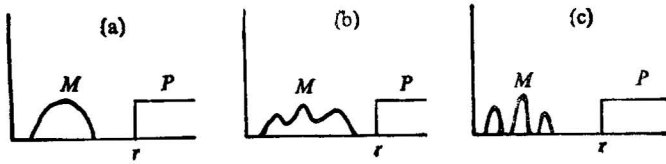


图 7 方程(5)–(7)构成的模型解的形式,示方程(7)中生长速率 r 增加时混合岩体系的变化特征

Fig. 7 Solutions of the formation of banded migmatites constructed by Eqs. (5)–(7) showing the variation in the behavior of migmatitic systems as the growth rate r of Eq. (7) increases

5 混合岩化过程中重熔阶段 (B) 的动力学模型

重熔由 3 个过程(热传导,重熔反应和逆浓度梯度扩散)构成,由于热传导相对较快,

故仅考虑后面 2 个过程。通常采用的扩散系数为正值,而重熔过程中的扩散系数为负,这是由扩散过程引起的均相变得不稳定而可分离成两相的情形,它是非理想混合岩体系的显著特征。原则上讲,扩散系数可为负,因为在不稳定区,扩散系数中的热力学因子是负的。扩散系数为负表示在热力学不稳定的均相区(图 8),任何小的组分分离会导致自由能的降低,故分相过程会自发进行。一旦该过程发生,体系会变得不均匀,这种自发偏离均相态的倾向意味着扩散流逆着浓度减小的方向,故称逆浓度梯度扩散。

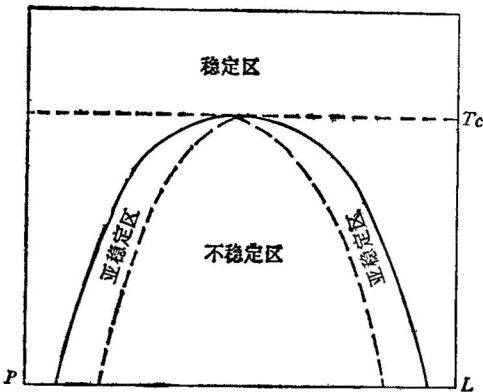


图 8 假想的二元系相图,示经重熔作用后形成的成分相当于 $P+L$ (古成体和新成体)的混合相在低于和高于临界温度 T_c 时的稳定性

Fig. 8 Postulated binary diagram illustrating the stability of mixed facies consisting of paleosomes and neosomes after anatexis

由于作为 Fick 定律的自由能局域公式仅适用于空间均匀的体系,在组分浓度不均匀的区域,每个分子(离子或离子团)的局域自由能取决于该域及邻域的组分浓度。若与分子间距离的倒数相比,组分浓度不大,浓度 C 与其空间导数 ∇C 可当作独立变量,自由能密度 g_0 是这些独立变量的连续函数并可作 Taylor 展开。另外,自由能是标量,故与空间梯度的方向无关,因此,体系的总自由能为

$$G = \int_V \left[g_0 + \frac{K}{2} (\nabla C)^2 + \dots \right] dr \tag{11}$$

其中 g_0 为当混合岩体系中组分浓度为均匀并有局部浓度 C (相当于早期交代形成了条带的空间花样)时自由能密度, K 为常数。由于 $\delta G / \delta C(r)$ 为在位置 r 处组分 C 的化学势,经一级近似后有^[12]

$$\left[\frac{\partial C}{\partial t} \right]_{\text{扩散}} = \nabla[D(C)\nabla C] - a\nabla^2 C \quad (12)$$

$$\text{其中} \quad D(C) = L \frac{\partial^2 g^0}{\partial C^2} \quad (13)$$

为扩散系数,它在热力学不稳定区是负的,而 a 可看作一正常数。

对(12)作稳定性分析知,当均匀参考态的扩散系数为负时,该状态对长波长的涨落分量是不稳定的,体系有自发变得不稳定的倾向。可以证明这种不均匀化过程的早期特征将取决于那些不稳定分量中生长最快的分量行为即这一生长最快的涨落分量将表征从初始均匀的熔融混合相(相当于 $P_1 + L_1$ 的成分)中出现不均匀性空间标度。但由于不同的不稳定涨落分量之间的耦合作用,在不均匀化过程的早期出现的周期结构是不稳定的,体系最终将发展到空间各自均匀的两相($P_2 + L_2$)。这就是依靠早期交代形成的空间花样在主期重熔过程中新成体长大的动力学机制。但若除扩散外,体系中还存在其它动力学过程(如化学反应和外场等),则体系的稳定性会有所改变。如化学反应起稳定化作用,则体系的行为取决于化学反应的稳定化作用和扩散过程的不稳定化作用的竞争,其结果可能出现这种情况:除某一涨落分量随时间生长外,其余涨落分量都随时间衰弱,体系中不再存在不同的不稳定涨落分量之间的耦合。那个生长的涨落分量长到一定程度后会因动力学方程中非线性项的作用而停止生长,于是形成稳定的耗散结构。那么,在何种情形下体系中重熔过程会有化学反应和扩散之间的竞争?由稳定性理论^[12]知,在平衡态及其附近,化学反应和扩散有相同的稳定性,它们不可能发生竞争。故在平衡态及其附近,不可能通过化学反应和扩散的竞争而形成稳定的有序结构;但当化学反应处于远离平衡态时(混合岩体系中的重熔反应和新成体生成反应等属于此类),反应与扩散有不同的稳定性。故只要体系足够地远离平衡,那么稳定的空间有序结构(混合岩)可以从均匀的变质原岩中产生。下面讨论反应与扩散是如何竞争的。

重熔过程的本质是由于环境提供给岩石的热量到达某一阈值时(相当于变质作用达到高角闪岩相或麻粒岩相),体系中含水矿物首先脱水,脱出的水与环境提供给体系的水在高温下共同使体系中的长石和石英转化成硅酸盐熔体,而熔体的形成一方面提高反应(14)的速率,使更多的水脱出;另一方面,更多的水进入体系使更多的熔体产生……;显然,这是一个正反馈过程。它可用如下模型描写



其中 A 为含水矿物; B 为 A 的脱水产物; H 为水; C 为长石和石英; M^+ 为水过饱和熔体; M 为正常熔体; $k_1, k_{-1}, k_2, k_{-2}, k_3, k_{-3}$ 分别为反应(14)(15)(16)的正反应和逆反应的速率常数。

把(14)一(16)模型化后得

$$\frac{\partial B}{\partial t} = k_1 A - k_{-1} B H + D_B \frac{\partial^2 B}{\partial r^2} \quad (17)$$

$$\frac{\partial M^+}{\partial t} = k_2 HC - k_{-2} M^+ + D_M \frac{\partial^2 M^+}{\partial r^2} \quad (18)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = k_3 M^+ C - k_{-3} M^2 + D_M \frac{\partial^2 M}{\partial r^2} \quad (19)$$

由于(15)是个快反应,故易达到稳态,则有

$$M^+ = k_2 HC / k_{-2} \quad (20)$$

把(20)代到(19)得

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \frac{k_2 k_3 C^2 H}{k_{-2}} - k_{-3} M^2 + D_M \frac{\partial^2 M}{\partial r^2} \quad (21)$$

由于(16)对(14)的影响是非线性的,且属正反馈,故有

$$k_1 = \alpha M^2, \quad k_{-1} = \beta M^2 \quad (22)$$

其中 α 和 β 是与反应速率有关的正常数。把(22)代到(17)得

$$\frac{\partial B}{\partial t} = (\alpha A - \beta BH) M^2 + D_B \frac{\partial^2 B}{\partial r^2} \quad (23)$$

(17)(18)(19)(21)和(23)中的 D_B , D_M 均是组分 B , M^+ 和 M 的扩散系数。考虑零流边界条件

$$\left(\frac{\partial B}{\partial r} \right)_{r=0,1} = \left(\frac{\partial M}{\partial r} \right)_{r=0,1} = 0 \quad (24)$$

在(24)前提下,体系存在唯一均匀定态解

$$B_s = \alpha A / \beta H, \quad M_s = [k_2 k_3 C^2 H / k_{-2} k_{-3}]^{1/2} \quad (25)$$

为了找出形成时空有序结构的条件,首先应了解定态(25)变得不稳定的条件,故作稳定性分析。给定态(25)一组小扰动 (x, y) , 则有

$$B = \alpha A / \beta H + x, \quad M = (k_2 k_3 C^2 H / k_{-2} k_{-3})^{1/2} + y \quad (26)$$

这就得到(21)和(23)构成的关于定态(25)的线性化方程组

$$\begin{cases} \frac{\partial x}{\partial t} = -\beta H M_s^2 x + D_B \frac{\partial^2 x}{\partial r^2} \\ \frac{\partial y}{\partial t} = -2 M_s k_{-3} y + D_M \frac{\partial^2 y}{\partial r^2} \end{cases} \quad (27)$$

(27)的特征方程为

$$\lambda^2 - T\lambda + \nu = 0 \quad (28)$$

而(27)在满足(24)时有

$$\begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_1 \\ C_2 \end{bmatrix} e^{\lambda t} \cos \frac{n\pi r}{l}, \quad (n = 0, 1, 2, \dots) \quad (29)$$

(29)中的 C_1 和 C_2 分别为 x 和 y 的积分常数, l 为体系的长度。把(27)和(29)代到(28)中得

$$\begin{vmatrix} -\beta H M_s^2 - D_B \beta_1 - \lambda & 0 \\ 0 & -2 M_s k_{-3} - D_M \beta_1 - \lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (30)$$

其中 $\beta_1 = \pi^2 x^2 / l^2$ 。由(30)知, $T = -\beta H M_s^2 - 2 M_s k_{-3} - (D_B + D_M) \beta_{10}$ 。定态(25)要失

稳必须 $T > 0$, 而 β, H, M_s, k_{-3} 和 β_1 均大于零, 故只有当 $D_B + D_M < 0$ 时定态才能失稳, 即

$$\delta = -M_s(\beta H M_s + 2k_{-3})/\beta_1 < D_B + D_M < 0 \quad (31)$$

显然, $D_B + D_M < 0$ 只有在非理想的体系中才能成立^[12,15]; 且当 n 越大, β_1 和 δ 也越大, 则对于波数很大(短波长)的扰动, 定态(25)总是不稳定的。由以上分析知, 我们必须考虑非理想的体系行为。对于非理想的体系, 只需加上非理想的扩散项和把浓度变成活度即

$$\begin{cases} \frac{\partial B}{\partial t} = [\alpha A - \beta H(B\gamma_B)] [M\gamma_M]^2 + D_B^0 \nabla^2 [(1 - 2\omega_B B)\nabla B] - a_B \nabla^4 B \\ \frac{\partial M}{\partial t} = (k_2 k_3 C^2 H / k_{-2}) - k_{-3} [M\gamma_M]^2 + D_M^0 \nabla^2 [(1 - 2\omega_M M)\nabla M] - a_M \nabla^4 M \end{cases} \quad (32)$$

若空间均匀的定态为 B_s 和 M_s , 给定一组小扰动 (x, y) 则线性化方程组(32)变为

$$\begin{cases} \frac{\partial x}{\partial t} = -\gamma_M^2 M_s^2 \beta H \gamma_B x + D_B^0 \nabla^2 [(1 - 2\omega_B B_s) - 2\omega_B x] \nabla x - a_B \nabla^4 x \\ \frac{\partial y}{\partial t} = -2M_s \gamma_M^2 k_{-3} y + D_M^0 \nabla^2 [(1 - 2\omega_M M_s) - 2\omega_M y] \nabla y - a_M \nabla^4 y \end{cases} \quad (33)$$

(32)(33)中的 $\gamma_B, \gamma_M, D_B^0, D_M^0, \omega_B, \omega_M, a_B, a_M$ 分别为组分 B 和 M 的活度系数, 理想体系中的扩散系数, 非理想因子和 2 个正常数。由(33)知

$$\begin{vmatrix} -\gamma_M^2 M_s^2 \beta H \gamma_B - D_B^0 [\beta_1 (1 - \omega_B B_s) + \beta_1^{1/2} \cdot 2\omega_B] - a_B \beta_1^2 - \lambda & 0 \\ 0 & -2M_s \gamma_M^2 k_{-3} - D_M^0 [\beta_1 (1 - 2\omega_M M_s) + \beta_1^{1/2} \cdot 2\omega_M] - a_M \beta_1^2 - \lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (34)$$

而当 $T = -\gamma_M^2 M_s^2 \beta H \gamma_B - 2M_s \gamma_M^2 k_{-3} - D_B^0 [\beta_1 (1 - 2\omega_B B_s) + 2\beta_1^{1/2} \omega_B] - a_B \beta_1^2 - D_M^0 [\beta_1 (1 - 2\omega_M M_s) + 2\beta_1^{1/2} \omega_M] - a_M \beta_1^2 > 0$ 时, 定态 (B_s, M_s) 失稳。在 T 中有两部分构成, 一是扩散项 ($\lambda_{\text{扩散}}$), 另一是反应项 ($\lambda_{\text{反应}}$); 故 $T = \lambda_{\text{扩散}} + \lambda_{\text{反应}}$, 而 $\lambda_{\text{反应}} = \gamma_M^2 M_s^2 \beta H \gamma_B + 2M_s \gamma_M^2 k_{-3}$, $\lambda_{\text{扩散}} = -\{D_B^0 [\beta_1 (1 - 2\omega_B B_s) + \beta_1^{1/2} \omega_B] + a_B \beta_1^2 + D_M^0 [\beta_1 (1 - 2\omega_M M_s) + 2\beta_1^{1/2} \omega_M] + a_M \beta_1^2\}$; 由于 $\lambda_{\text{反应}} < 0$, 故化学反应起稳定化作用, 而 $\lambda_{\text{扩散}} > 0$, 故扩散起不稳定化作用。在体系中, 定态能否失稳形成重熔混合岩之关键在于化学反应的稳定性和扩散不稳定性之间

表 4 定态失稳后分支和时空关系

Table 4 Bifurcations and Tempo-spatial relationships after the stability of steady states loses

| | | |
|------|--|--|
| 定态类型 | | |
| 空间关系 | | |
| 时间关系 | | |

的竞争结果;当 $T > 0$ 时,扩散不稳定性占主导,此时,体系中微小的涨落会被放大而引起定态的失稳,失稳后的定态有如下几种常见的演化结果:(1) 该定态通过分支向另一定态转变时产生极限环(表 4);(2) 该定态失稳产生倍周期分叉和空间周期解(表 4)。

由表 4 明显看出,热中心混合杂岩是一典型的时-空有序的耗散结构。

由以上分析可知,当 $T > 0$ 时,变质岩发生重熔作用并形成重熔混合岩,而此时的体系必定处于非理想的远离平衡态; $D_B + D_M < 0$ 意指在重熔过程中形成的熔体相和难熔相之间易趋于分离。可见,重熔作用能否进行并形成空间有序的耗散结构(重熔混合岩)的关键在于化学反应稳定性和扩散不稳定性之间的竞争结果,而持续的热流升高使体系处于非平衡非理想的远离平衡态是重熔发生的必要条件。

6 结论

6.1 具有热中心混合杂岩的形成是一个复杂的物理化学过程,它可抽象成 3 个递进演化不可分割的阶段;工作区混合杂岩的主导成因机制是:热异常诱导早期交代,交代引起主期重熔,最后是重熔期后的交代。现今所见到的具有热中心的混合杂岩是这 3 个阶段共同作用产物的共生综合体。

6.2 重熔过程中古成体与新成体之间的有序化机理是:a. 简单的扩散不稳定而引起的相分离,其结果使得新成体在原有新成体基础上的集结长大;b. 扩散不稳定性与化学稳定性之间的竞争而形成空间有序的耗散结构。

6.3 具有热中心的混合杂岩可以在原岩是均一的情况下产生。它是由重熔和交代之间的耦合,通过反应-扩散,简单的扩散不稳定而引起的相分离和扩散不稳定性与化学稳定性之间的竞争等机制完成的。

作者在工作过程中得到了中国科学院地质所叶大年研究员的鼓励,中国地质大学(武汉)游振东教授,韩郁菁副教授的指导,在此一并致谢!

参 考 文 献

- 1 Tuttle O F, Bowen N L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system Ab-Or-Qz-H₂O. Geol. Soc. Am. Mem., 1985, 74(1):102-109.
- 2 Winkler H G F, Breibart R. New aspects of granitic magma. Neues. Jb. Miner. Mh., 1978, 141(5):463-480.
- 3 Brown M. The definition of metatexis, diadexis and migmatites. Proc. Geol. Ass., 1973, 89(4): 371-382.
- 4 Mehnert K R, Busch W B. The initial stage of migmatite formation. Neues. Jb. Miner. Mh., 1982, 145(3):211-238.
- 5 Johannes W. Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O and Ab-Or-Qz-An-H₂O at P_{H₂O} = 5Kbars, an equilibrium problem. contrib. Miner. Petrol., 1978, 66(3):295-303.
- 6 Johannes W. Metastable melting in the granite system Qz-Or-Ab-H₂O. Contrib. Miner. Petrol., 1980, 72(1):73-80.
- 7 Johannes W. Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H₂O. Contrib. Miner. Petrol., 1984, 86(3):264-273.
- 8 Johannes W. Origin and evolution of a migmatite. Contrib. Miner. Petrol., 1982, 79(2): 114-123.
- 9 Johannes W. Migmatites, Melting and Metamorphism, Shiva Nantwich. 1983, 234-250.
- 10 何朝鼎. 凝胶中周期性图样的定性解释. 云南大学学报, 1987, 32(2): 213-216.
- 11 王江海,游振东. 耗散结构理论在研究混合岩中的应用. 地学探索, 1988, 1(1): 8-15.

- 12 李如生. 非平衡态热力学与耗散结构. 北京: 清华大学出版社, 1986, 336—343.
- 13 Ortoleva P, Merino E, Moore C, Chadam, J. Geochemical Self-organization. *Am. J. Sci.*, 1987, 287(9): 979—1040.
- 14 黄用宾, 冯鹤治, 恽子秀. 扰动法简明教程. 上海交通大学出版社, 1986, 1—200.
- 15 王江海. 大别杂岩的早期演化及混合岩成因机制. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991, 135—140.
- 16 Sawyer E W, Barnes B -J. Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosome from the Quetico metasedimentary belt, Canada *J. Metamorphic Geol.*, 1988, 6(3): 437—450.
- 17 霍普古德 A M 等. 湖北凤凰关地区前寒武纪大别杂岩内构造要素及相互关系. *地球科学*, 1989, 14(2): 221—238.
- 18 王江海. 鄂东北大别杂岩中条带混合岩的质量平衡研究. *岩石学报*, 1993, 9(1): 20—32.
- 19 王江海. 混合岩矿物空间分布研究的新方法. *科学通报*, 1991, 36(21): 1647—1649.

DYNAMIC MECHANISM OF MIGMATIZATION IN DABIE COMPLEX, NORTHEASTERN HUBEI, CHINA

Wang Jianghai,

(Guangzhou Branch, Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guangzhou)

Yang Wenhua and Wu Jinping

(China University of Geosciences, Wuhan, Hubei)

Abstract

On the basis of the detailed field work, compositions and contents of plagioclase and K-feldspar, determination of ordering degree, statistical analysis of plagioclase elongation index, mass-balance calculation and studies of mineral spatial distribution and geochemistry, it is concluded that the migmatites in the Dabie complex are characterized by thermocenters in their spatial distribution. There are regular changes in mineral characters in migmatites from the centers outwards. The dominant genetic mechanism is anatexis and metasomatism, and from the centers outwards the intensities of anatexis and metasomatism are gradually reduced. Finally, according to the simulated experiment on Liesegang's rings and non-linear dynamics (dissipative structure theory), the dynamic mechanism of migmatization is expounded profoundly, that is, the early-stage metasomatism induced by the thermal anomaly, the cardinal stage anatexis induced by the earlystage metasomatism and finally the last stage metasomatism post-anatexis.

Key words: Dabie complex, migmatites, dynamic mechanism, dissipative structure, diffusion inverse to concentration gradients

作 者 简 介

王江海,男,江西玉山县人,生于1965年5月,1986年毕业于武汉地质学院,1990年在中国地质大学(武汉)获岩石学博士学位,1990—1993年5月在中国科学院地球化学研究所作博士后研究,现为中国科学院广州地质新技术所副研究员,主要从事前寒武纪地质学和地球化学动力学方面的研究工作。通讯地址:510640,广州市五山1131信箱。