

# 结构可控的地质解释 ——侵入岩专题地质填图构想

罗照华, 苏尚国, 刘翠

LUO Zhaohua, SU Shangguo, LIU Cui

中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京100083

State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

**摘要:**火成岩及其组合的性质不仅受岩浆系统本身性质的约束,也受到成岩环境的控制。因此,火成岩分布区的地质填图应当立足于结构可控的地质解释。基于这种认识,建议侵入岩专题填图按照岩浆系统的几何尺度及其与动力系统的关系划分填图单位。一级岩浆系统受控于全球动力学系统,具有最大的几何尺度;二级岩浆系统与区域地质历史有关,是全球动力学系统与岩石圈系统相互作用的产物;三级岩浆系统受控于局部动力系统,与全球动力学系统没有直接联系;四级岩浆系统受控于岩浆动力系统与围岩动力系统的相互作用,通常与岩浆产量和通道条件紧密联系在一起;五级岩浆系统受控于具体的岩浆过程,通常是侵入岩区的最小填图单位。但是,岩浆系统具有可无限细分的特点,填图过程中可根据具体情况进一步划分更次级的岩浆系统。对于几何尺度小于地质图表述能力的岩浆系统,建议制作局部放大的专题地质图件,以展示特定岩浆系统的地质特征。

**关键词:**地质填图;侵入岩;复杂岩浆系统;尺度效应;定量化结构分析

**中图分类号:**P623      **文献标志码:**A      **文章编号:**1671-2552(2017)11-2012-18

**Luo Z H, Su S G, Liu C. The structure-controlled geological interpretations: A consideration for special mapping of intrusive rocks. *Geological Bulletin of China*, 2017, 36(11):2012-2029**

**Abstract:** The development of earth sciences and determining technologies calls for adopting new methods in regional geological mapping. Recently, it has been recognized that the magmatic system is complex, which implies that the features of igneous rocks and their assemblages are controlled not only by the magmatic system itself but also by the rock-forming environments. Therefore, the mapping of igneous rocks should be based on the structure-controlled geological interpretations. Accordingly, the authors propose that the mapping units division should be based on the relationship between geometric scale and dynamic system in special mapping of intrusive rocks. The first grade of magmatic system is controlled by the global dynamic system, and has the maximum scale. The second grade is related to the regional geological history, and results from the interaction between the global dynamic system and the regional lithosphere system. The third grade is controlled by the local dynamic systems such as lithosphere delimitation, and is not related to the global dynamic system. The fourth grade is controlled by interaction between the magmatic system and wall rock dynamic system, which is commonly related to the magma production and the conduit conditions. The fifth grade may be the minimum mapping unit in the area of intrusive rocks, and its features are decided by the specific magmatic processes. However, the magmatic system can be divided infinitely. One may divide the system into more secondary magmatic systems according to the local situations in geological mapping. The authors hold that a special geological map should be compiled to show the geological characteristics of the special magmatic system if they are too small to be seen.

**Key words:** geological mapping; intrusive rock; complex magmatic system; scale effect; quantitative structure analysis

收稿日期:2016-12-09;修订日期:2017-07-01

资助项目:中国地质调查局项目《中基性侵入岩中大比例尺专题地质填图试点》(编号:12120115069701)

作者简介:罗照华(1956-),男,教授,博士生导师,从事火成岩岩石学、岩浆活动与成矿作用、区域岩石大地构造研究。E-mail:

luozh@cugb.edu.cn

地质图及其相应的文字说明是国土资源开发利用的基本依据,也是自然灾害防治工作的基础。因此,高质量地质图应当能够满足进一步开发利用和深入科学研究的需求。过去几十年,中国大陆绝大多数图幅的填图工作已经完成,为提供这种基本服务奠定了基础。但是,完成的图幅依然存在许多缺陷。导致这种情况的主要原因有:①地球科学的发展,某些曾经一度流行的地质模型(如同源岩浆演化模型)已受到广泛质疑;②地质过程的尺度效应,要求用不同的动力学模型解释表面上类似的地质现象(如大型与小型侵入体的侵位机制);③测试技术的进步,揭示了大量前所未有的新事实(如火成岩的晶体群构成)。这三方面的进展导致了2个重要科学问题的涌现:①常用的地质过程判别准则是否依然有效?②已有的地质模型是否能够整合新的证据?因此,问题驱动的地质调查成为新一轮地质填图的主要任务,本文称之为专题地质填图。

当前,业已认识到地球系统为复杂性动力系统<sup>[1]</sup>。作为它的一种子系统,岩浆系统也应当是复杂系统<sup>[2]</sup>。这表明,火成岩及其组合的性质不仅受岩浆系统本身性质的约束,也受成岩动力学环境的控制。因此,查明不同级次的事件和过程及其地质记录并将其展现在地质图上,是专题地质填图的基本任务。为了更好地完成这个任务,本文阐述了多级次地质填图的原理,提出基于复杂地球系统理论的侵入岩类分布区专题地质填图工作模型。

## 1 岩浆系统的时空结构

於崇文<sup>[3]</sup>指出,“固体地球系统总体上是远离平衡、时-空延展的演化复杂巨系统,大量现象指出它具有复杂性和自组织临界性的内禀基本属性”。这一认识为理解岩浆系统的行为指明了方向,也为火成岩填图方法的制定提供了理论指导。作为复杂地球巨系统的一个有机组成部分,岩浆系统理应是一种复杂系统,因而具有多重分支现象<sup>[2]</sup>,即可以在不同的时空范围内衍生出不同级次的子系统。此外,每一个子系统的演化都可以划分成若干阶段,每一阶段包含一个事件和一个过程。据此,可以用类似于图1的方式展示岩浆系统的时空结构。图1中的结点表示地质事件,线段表示地质过程,总体

展现了事件触发过程和过程孕育事件的事物发展规律。

### 1.1 岩浆活动的能量支撑系统

根据人们的理解,复杂系统或称复杂性动力系统,其基本特征之一是系统演化不仅取决于自身的性质,更取决于外部能量的输入。由于外部能量输入具有不可预测的特点,复杂系统的行为也不可预测,即所谓的未来不包含在过去。就是说,根据系统过去行为的观察得出的认识不能用于精确预测系统今后的演化路径。但是,对于地质填图来说,主要目标不是预测未来,而是理解岩浆系统的过去。为此,必须理解岩浆活动的能量支撑系统。

通常,系统对输入能量的响应可以划分为2种类型:①系统的性质发生量变(图1中的线段),类似于对理想系统的一般理解;②系统的性质发生质变(图1中的结点),这是复杂系统的基本特征。对于一个自然系统,不仅存在能量输入,也存在能量输出,因而系统演化性质的改变(量变或质变)通常取决于能量输入通量( $E_{influx}$ )、输出通量( $E_{outflux}$ )和系统演化所消耗能量( $E_{function}$ )三者的平衡。当 $E_{influx} > E_{outflux}$ 时,系统发生进化;当 $E_{influx} < E_{outflux}$ 时,系统发生退化;当 $E_{influx} = E_{outflux}$ 时,系统状态保持不变。此外,输入能量的性质和系统对输入能量响应的速率对系统演化具有重大影响。例如,在800℃条件下往“干”铝质花岗岩熔体加入2%  $H_2O$ ,其粘度可降低6个数量

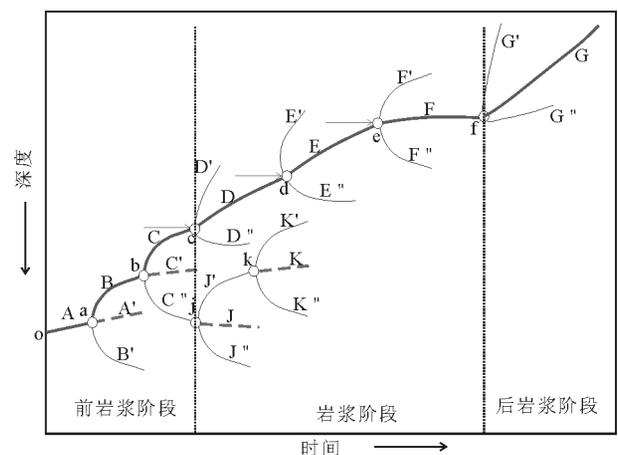


图1 流体不饱和岩浆系统的时空结构  
(图中的结点(如a、b……)代表某种事件,而线段(如A、B……)代表过程。低级次过程不能越过结点直接与高级次过程相联系)

Fig. 1 Temporal-spatial structure of fluid-unsaturated magma system

级,相当于升温 400°C 的效应<sup>[4]</sup>。这意味着,由于岩浆上升速度与其粘度反相关,往上升岩浆中加入少量 H<sub>2</sub>O 即可以导致其上升速度升高百万倍,比升温更有效。岩浆系统行为(在这里是上升速度)的这种突然变化可以称之为事件,即系统对外部能量输入的瞬时性强烈响应。相反,升温导致的系统行为改变要慢得多,可以称之为过程。

根据支撑能量的来源和规模,岩浆活动的能量支撑系统主要可划分为3类:全球动力系统、区域动力系统、局部动力系统。根据具体情况,还可以进一步细分。

(1)全球动力系统是涉及软流圈对流的能量支撑系统。无论支撑能量初始来自放射性蜕变热还是深部流体,该能量支撑系统都需要通过软流圈对流才能对岩石圈做功,典型的如板块动力系统和地幔柱动力系统。比较行星学研究表明,来自深部的能量传输系统初始具有柱形几何形态,在星球表面产生圆形构造纪录。岩石圈系统产生后,岩石圈几何学强烈约束全球动力系统的做功表现。当这种约束力较弱或  $E_{influx} \gg E_{outflux}$  时,岩石圈响应通常是环形构造记录(如大火成岩省);约束力较强时,岩石圈响应通常是线状构造记录(如洋中脊和造山带)。因此,全球动力系统经常影响不同的构造区块,如大兴安岭-太行山-武陵山构造带,从北向南触及了古亚洲洋构造域、华北克拉通和扬子克拉通。

(2)区域动力系统可以看作是特定区域对全球动力系统的一种动力学响应,与区域地质发展史和岩石圈结构有关。因此,区域动力系统主要涉及软流圈-岩石圈相互作用。假定软流圈具有更大范围的均一性,岩石圈结构和几何学就决定了软流圈-岩石圈相互作用的样式和构造记录。例如,在岩石圈底界地形高度起伏的背景条件下,软流圈对流可能导致局部地幔上涌和沉降<sup>[5]</sup>,有可能夷平岩石圈底界或导致零星的岩浆活动。又如,造山过程中地壳物质的分异和幔源岩浆的输入可以导致镁铁质岩石大规模堆积在下地壳。在造山带冷却过程中,这些镁铁质岩石将自组织地触发重力失稳和岩石圈拆沉作用,进而诱发强烈的构造-岩浆活动。显然,这些过程的发生不单纯取决于全球动力系统,在很大程度上与岩石圈物质结构或区域地质演化有关。

(3)局部动力系统是可以导致近场应力场的动力系统,通常与前两类动力系统没有直接的联系。典型的局部动力系统是火山岩浆动力系统:岩浆因浮力而上升,并在上升过程中析出挥发分流体;挥发分流体因减压而体积膨胀,产生可驱动岩浆以更快速度上升的流体超压。显然,不管岩浆上升过程发生在挤压还是伸展构造环境中,这样的动力系统都会导致一个主应力分布在竖直方向的近场应力场。因此,局部动力系统是岩浆系统自组织产生的动力系统,与全球动力系统和区域动力系统没有直接联系。

总体来说,根据复杂科学的基本原理,本文倾向于认为任何动力学过程都是2个子系统(作用力与反作用力)相互作用的结果,并且一种动力学过程必然以更高阶动力学系统为背景。例如,太行山板内造山带的晚中生代岩浆活动以古太平洋板块与华北板块相互作用为动力学背景,这种相互作用可以由古太平洋板块向西俯冲造成的,也可能是华北板块向东仰冲导致的结果。此外,按能量通量的大小和输入速率,子系统相互作用可以划分为强相互作用和弱相互作用2类。如图2所示,在减压熔融体制中,源区必须以足够快的速率隆升才能穿过其固相线(如路径a)。否则,上升岩块将与环境发生热交换,从而失去部分熔融所要求的最低能量要求。因此,部分熔融实际上是上升岩块与通道环境相互作用的结果,而不仅仅由减压隆升造成。当岩块上升速率低于路径b时,即使上升到地表也不

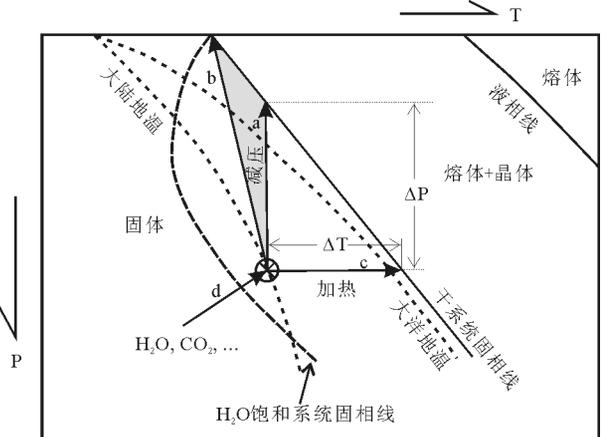


图2 部分熔融体制

Fig. 2 Partial melting regime

减压熔融体制:a—源区绝热隆升路径;b—源区最慢隆升路径;c—等压升温熔融体制;d—注水熔融体制

会发生部分熔融。同样,升温熔融体制中也要求足够快的升温速率。在达不到这种速率的条件下,地球系统可以产生其他地质建造,但不会有岩浆建造的产生。

## 1.2 岩浆系统的时间结构

岩浆系统的时间结构指岩浆系统的性质随时间的变化。传统上,这部分内容归结为岩浆系统的演化。但是,从复杂科学的角度出发,岩浆系统的研究不能局限于其本身,而应当关注岩浆系统与相邻地球子系统的联系。首先考察一下地球动力学旋回中各类地质建造与演化时间的联系。

从岩浆产量的历史记录可以看出,地球内部蕴藏的热能正在逐渐散失。岩石圈形成以后,岩浆活动总是幕式地发生,且其规模随时间减小。这样的观察结果可以将岩石圈作为地球内部热能向太空传输的热边界层,而核幔边界的D"层则是地核热能向对流地幔传输的热边界层<sup>[6]</sup>。由于岩石圈内部的热传输以传导为主,软流圈和大气圈内都是传热效率高得多的热对流和/或热辐射,且大气圈的传热效率总是高于软流圈,因而岩石圈实际上起深部热能屏蔽介质的作用。假定对流地幔向岩石圈输入的热能通量为 $E_{influx}$ ,岩石圈向太空丢失的热能通量为 $E_{outflux}$ ,则只有当 $E_{influx}=E_{outflux}$ 时不会触发岩石圈构造变形。无论是 $E_{influx}>E_{outflux}$ ,还是 $E_{influx}<E_{outflux}$ ,岩石圈结构都不可避免地发生改变。在 $E_{influx}>E_{outflux}$ 的情况下,岩石圈因受热膨胀而发生地壳抬升和剥蚀,相邻地区必然接受沉积物堆积。因此,沉积建造的时间尺度总是与构造变形一致。当 $E_{influx}$ 增大到一定程度时,沉积建造开始发生进变质作用,直到发生部分熔融。部分熔融过程是变质过程与岩浆过程之间的过渡,从变质过程角度说,它属于超变质作用,形成的岩石称为混合岩;从岩浆过程看,它属于初始岩浆过程,产生的熔体称为初始岩浆。随着 $E_{influx}$ 增大,岩浆产量越来越大,直到岩浆分凝、上升、就位。岩浆过程需要消耗大量的热能,是地球动力系统能量输入达到高峰的表现。一旦发生大规模岩浆活动,特别是火山活动,岩石圈中的热传输就改变为热物流(advection),其传热效率大大高于热传导(conduction)和热对流(convection)。在这种情况下,可出现深部供热不足、岩石圈开始冷却的场景。结果,岩浆产量越来越低,岩浆系统由以熔体为主转变为以流体为主,岩浆成岩系统转变

为岩浆成矿系统<sup>[7]</sup>。随着 $E_{influx}$ 进一步降低,原来经受过进变质作用的岩石开始接受退变质改造,直到环境温度低于变质作用所要求的温度为止。

由此可见,就时间尺度而言,存在这样的关系式:岩石圈构造变形=沉积建造>变质建造>岩浆建造>成矿建造。因此,对于一个构造旋回,岩浆活动具有事件的性质,所要求的时间尺度远小于沉积作用和变质作用。换句话说,只有岩石圈(或地壳)构造变形达到极致阶段才可能有大规模岩浆活动。

但是,上述内容只涉及单阶段逆时针构造旋回,单阶段顺时针构造旋回的情况与此类似。对于多阶段构造旋回,4类建造与构造变形的关系更复杂一些,但其基本特征不会改变。

对于岩浆系统本身,流行的火成岩理论中,岩浆系统行为的讨论一般从源区岩石部分熔融开始,到最终残留熔体固结为止,且主要聚焦于“可活动岩石物质”形成以后。这种限定条件将火成岩子系统孤立于相邻地球子系统之外,因而流行的火成岩理论存在重大缺陷。考虑到岩浆系统的动力学背景及其与沉积系统、变质系统、成矿系统和构造系统的联系,部分熔融发生之前的源区过程及岩浆固结之前和残留熔体固结之后的流体过程也是重要的。因此,岩浆系统的时间演化被划分为3个阶段:前岩浆阶段、岩浆阶段和后岩浆阶段(图1)。

划分前岩浆阶段的重要性在于:①纵向上,低于固相线温度条件下,由溶解-沉淀机制产生的转熔晶体有可能进入岩浆系统中,可为再造岩浆起源过程提供有力的约束条件;②横向上,从热轴向外,源区岩石部分熔融程度可以变化较大,结合变质建造的研究,有利于建立火成岩地质学的概念。划分后岩浆阶段的意义在于:①可以更好地理解在岩浆高温阶段流体晶的形成条件及其动力学意义;②更好地理解岩浆成岩系统和岩浆成矿系统之间的关系,为资源勘查提供理论依据。

由图1可见,岩浆系统的时间结构和空间结构紧密联系在一起,因为岩浆系统存活期间伴随着三维空间位置的变化,在不同空间位置留下不同性质的印记。但是,本节只简单强调期时间结构。总体上,前岩浆阶段包括源区隆升、部分熔融、岩浆分凝3个亚阶段;岩浆阶段包括岩浆上升、岩浆侵位、岩浆固结3个亚阶段;后岩浆阶段包括超临界流体过

程、岩浆蒸汽过程、岩浆热液过程3个亚阶段。对于流体不饱和系统,岩浆阶段与后岩浆阶段具有明显的时间分界;而对于流体饱和或过饱和系统,这2个阶段发生的过程则常重叠在一起。

### 1.3 岩浆系统的空间结构

如果忽略不同子系统的形成时间,岩浆系统的空间结构实际上指岩浆系统中不同级别子系统的三维空间配置关系。实际上,这种配置关系总是随时间发生改变。例如,一旦受热膨胀,源区就会具有趋于上升的潜力。因此,部分熔融过程实际上是发生在源区埋深不断减小的条件下。又如,由于巨量花岗质岩浆加入地壳导致地壳隆升和剥蚀,花岗质岩基的组装过程也发生在侵位深度逐渐变浅的过程中。再如,一旦岩浆通道被前导性岩浆堵塞,后续岩浆就必须开辟新的通道。这样一种空间结构已经得到较好理解,如花岗岩等级体制填图方案中采纳了岩基段、超单元组合、超单元、单元等概念。因此,本节仅论述前人未充分关注的部分内容。

#### 1.3.1 岩浆固结过程

侵位于浅部地壳的岩浆侵入体,其结构不均一性主要受控于3种不同的次级过程:岩浆冷却过程、晶体成核与生长过程、晶体重力分异过程。岩浆冷却过程的主要控制因素是岩浆与环境间的温度差,以及岩浆和围岩的热导率;晶体成核与生长过程取决于岩浆的过冷度,不仅与岩浆和环境间的温度差有关,也与岩浆的挥发分含量紧密联系在一起;重力分异过程则主要受控于岩浆粘度、晶体粒径和晶体与熔体的密度差。由于控制参数的不同,这3种过程往往相互制约,导致岩浆侵入体在三维空间上的结构不均一性。例如,给定晶体粒径、晶体与熔体的密度差和熔体的粘度,根据 Stock's 定律( $v=2r^2gDr/9h$ ),可以预测晶体的沉降或上浮速率,因而也可以预测在确定时间范围内晶体沉降或上浮的距离。但是,由于岩浆冷却过程主要取决于岩浆与环境间的温度差,且岩浆温度强烈影响其粘度,岩浆冷却过程可有效制约晶体重力分异过程。又如,晶体成核速率与岩浆冷却速率正相关,但晶体颗粒半径的平方与晶体沉降速率正相关,意味

着晶体生长过程强烈制约其重力分异过程。

图3展示了浅位拉斑玄武质岩浆侵入体上部边缘的一个片段,其上部边缘为固相线前锋,下部边缘为液相线前锋,介于二者之间的区域称为岩浆的固结前锋(solidification front)<sup>[9]</sup>。参考图3,可以得出以下认识:岩浆一旦侵位,其边缘就会近同时达到液相线和固相线温度,因而固结前锋的宽度无限小;随着时间的推移,液相线前锋和固相线前锋同时向下(岩浆房中心)移动。由于液相线前锋的移动速度快于固相线前锋,整个固结前锋的宽度将越来越大。结果,从上到下,岩浆中的晶体粒径、晶体分数或结晶度( $F$ )和粒间熔体的SiO<sub>2</sub>含量向下逐渐减小(图3)。假定岩浆初始H<sub>2</sub>O不饱和且温度下降导致的熔体粘度升高和H<sub>2</sub>O含量增加导致的熔体粘度升高可以相互抵消,则岩浆粘度仅取决于晶体分数的变化。岩石学观察和流变学实验表明,当 $F>25\text{vol.}\%$ 时,晶体不能在岩浆中自由迁移;当 $F>50\text{vol.}\% \sim 55\text{vol.}\%$ 时,整个岩浆体将不再活动。因此,分离结晶作用仅涉及 $F<25\text{vol.}\%$ 的区域。由于这一区域的晶体粒径通常很小(如0.1~10mm),进入液相区之后容易被再吸收<sup>[9]</sup>。据此,Marsh<sup>[9]</sup>认为,只有含循环晶的灰浆(slurry)才能发生大规模晶体沉降和堆积。

这种观点遭到Latypov等的反驳<sup>[10]</sup>,因为没有考虑到岩浆吸收沉降晶体后的温度下降等因素。此外,层状侵入体中常见火成层理,是岩浆发生过强烈分离结晶作用的有力证据。因此,侧壁流(along-wall flow)机制被提出用于解释层状岩体的分离结

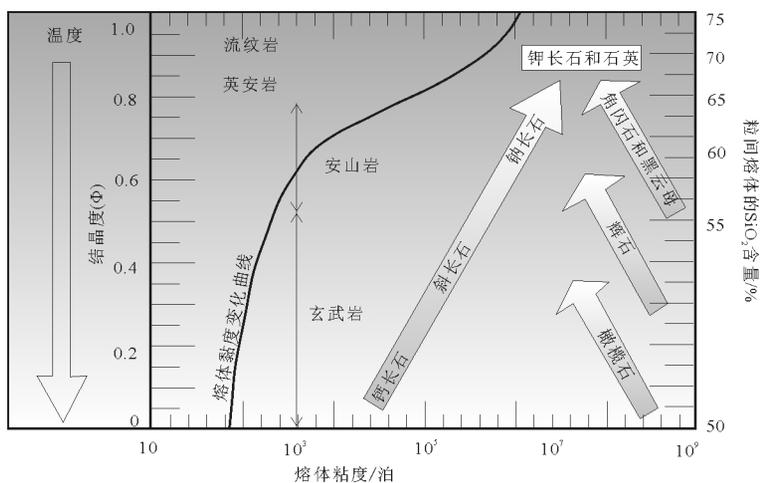


图3 拉斑玄武质岩浆的固结前锋剖面<sup>[9]</sup>

Fig. 3 Solidification front of tholeiitic magma

晶作用。如果旋转 90°, 图 3 也可以用来解释岩浆房侧翼固结前锋的习性。但是, 在这种情况下, 从  $F < 25 \text{vol.}\%$  区域沉降的晶体不再进入温度高于液相线的区域, 因而晶体不仅不会被溶蚀, 而且可以继续生长, 而晶体生长又促进晶体沉降, 诱导岩浆沿着侧壁发生流动。由此可见, 液相线前锋和固相线前锋向侵入体中心推进的速度比侵入体上、下两部分慢得多。最终, 侧壁流机制将导致全岩浆房对流和火成层理的产生<sup>[11]</sup>。大型层状岩体一般具有较小的侧壁厚度和发育的火成层理, 可以作为这种机制的有利证据。

长英质岩浆一般具有较大粘度、较小的液相线与固相线温度间隔和较小的晶体-熔体密度差, 更难以发生分离结晶作用。但是, 深部热流体的输入可以大幅降低熔体的粘度和密度, 也可以升高岩浆的温度, 因而分离结晶作用并非不可能。

总之, 无论哪一种情况, 都有可能使原始成分均一的岩浆产生成分不均一的岩浆岩。同时, 由于岩浆体内部的晶体具有较长的生长时间, 岩浆固结过程中也会导致火成岩组构的系统变化。因此, 火成岩的空间不均一性难以避免。

### 1.3.2 岩浆侵入体组装过程

上述认识建立在岩浆一次性侵位并冷却和固结的基础上。实际上, 侵入体大多是岩浆多次脉动式组装产生的, 大型侵入体尤其如此。对于花岗质侵入体, 所谓的空间问题(room problem)是众所周知的古老问题, 现在这个问题已从 2 个方面得到较好地解决: ①花岗质岩基是一种厚板状侵入体, 其出露长度与厚度服从幂律关系; ②岩浆通过岩墙通道频繁上升补充到岩浆房中, 底板沉陷机制具有重要意义<sup>[12]</sup>。例如, 波罗的地盾 Svecokarelia 造山带角闪岩相片麻岩中的 Ljugaren 花岗岩体为一个半圆形的深成岩体, 其西边界为 East Siljan 断裂(ESF)。该岩体东西长约 15km, 南北宽约 12km。岩体具有大于  $-6 \text{mgal}$  的剩余重力异常, 异常中心位于西部 ESF 一带, 向外逐渐降低<sup>[13]</sup>。根据重力资料反演, 该岩体的总体形态被认为是板状的, 其厚度小于 3km, ESF 附近最深约 6km(图 4)。因此, 该岩体的组装过程可以总体认为是岩浆沿岩

墙状通道上升, 到达中浮面后沿构造滑脱面横向扩展, 同时发生底板沉陷或顶板抬升和岩体增厚。在这一过程中, 相邻脉动岩浆的粘度差(因而也是温度差和成分差异)决定了侵入体的组装样式。对于化学组成类似的岩浆, 粘度差主要取决于侵位时间间隔, 因为先侵位岩浆经历了较长时间的冷却过程。如果相邻 2 次岩浆脉动相隔时间很短, 甚至可以看作是一次连续的岩浆流, 后续岩浆将沿着前导性岩浆的通道输入, 且二者间没有明显的接触界线。反之, 岩浆通道将被堵塞, 后续岩浆必须沿着新的通道侵位。多数情况下, 相邻岩浆脉动的时间间隔介于这 2 种极端之间, 常形成复式侵入体。

类似地, 镁铁质侵入体也被认为是岩浆多次脉动组装形成的。众所周知, 层状岩体传统上被认为是由一次性岩浆侵位+随后的分异作用形成<sup>[14]</sup>, 大多数学者至今仍持有这样的观念。近年来, 越来越多的证据表明了这种认识的缺陷。除侵位空间问题外, 一次性侵位模型也难以解释层状岩体的质量不守恒现象。理论上, 如果层状岩体是由岩浆一次性侵位+随后分异作用形成的, 根据质量守恒原理, 其冷凝边成分必然与其平均成分相同。但是, 重新观察层状岩体的成分变化, 发现其成分剖面各式各样, 岩体的平均成分与其冷凝边成分往往不一致<sup>[14]</sup>。因此, 镁铁质侵入体也被认为是岩浆多次贯入组装的产物。对于这类侵入体中罕见不同岩单元之间呈侵入接触关系的现象, Marsh 将其归究于相邻 2 次脉动岩浆之间的均匀混合作用<sup>[8]</sup>。一方面, 镁铁

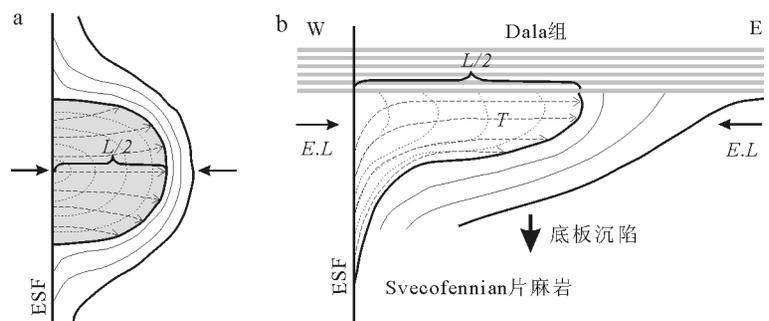


图 4 Ljugaren 花岗岩侵位模型<sup>[13]</sup>

Fig. 4 Emplacement model of Ljugaren granite

a—围岩片麻理(实线)的不对称弯曲与内部构造形式(点线)一起显示岩浆(阴影区)从一个垂直板状通道(相当于 East Siljan Fault, ESF)横向伸展(箭头指向), 短箭头指示剖面位置; b—花岗岩体的 E—W 向横切面, 厚度由重力模拟限定, 推测侵入体在共生火山岩(Dala 组)盖层之下伸展(深成岩呈板状几何形态, 其下伏围岩向下弯曲, E.L. 为侵位面)

质岩浆具有较低的粘度和较宽的液相线-固相线温度区间;另一方面,幔源岩浆更容易呈脉动式侵位,或相邻岩浆脉动的时间间隔更短。因此,镁铁质岩浆侵入体具有较宽的固结前锋,后续岩浆更容易与前导性岩浆混合均匀。

由此可见,侵入体的多脉动组装模型可能具有普遍意义。实际上,这种模型很容易从火山建造的结构得到理解,因为自然界罕见体积巨大的单层喷出岩。对比喷出岩浆和侵入岩浆冷却环境的差异,可以得出与Marsh类似的结论<sup>[9]</sup>:深成岩浆侵入体在固结前经历过均一化过程。

1.3.3 岩浆系统的一般样式

现代火山学观察表明,在平面上,火山机构往往呈环状、线状或等间距分布;在剖面上,岩浆系统一般由火山子系统和位于不同深度水平上的侵入子系统组成。这样的展布特征暗示,岩浆就位受控于先存和自生长断裂构造。

图5表达了云南腾冲马鞍山火山岩浆系统的演化模型。根据火山地质学、岩石学、矿物学和地球

化学资料,该岩浆系统经历了3个喷发旋回,每一个旋回都是以偏基性岩浆开始,以偏酸性岩浆结束;从早到晚,基性岩浆的SiO<sub>2</sub>含量逐渐增加,而酸性岩浆的SiO<sub>2</sub>含量逐渐减少。这样的特征反映地壳逐渐变热,幔源和壳源岩浆的混合作用越来越强,与弧岩浆系统的演化历史非常相近。可以预期,如果该火山岩浆系统继续演化,火山岩将以安山质或英安质成分占优势。因此,马鞍山火山岩浆系统可以看作是不成熟的弧岩浆系统。

矿物晶体群研究表明,该火山岩浆系统至少包含5个不同深度水平的岩浆房(图5)。这样的结构特征表明,在一个火山岩浆系统中,岩浆可以侵位于不同的深度水平。每一个岩浆房都有其独特的组成特征和演化历史,同时它们又以相同的岩浆供给通道联系在一起。结果,来自较深部(包括深部岩浆房)的岩浆通过较浅部岩浆房上升时,必然与该岩浆房中的岩浆发生混合。这时,混合岩浆将包含至少2类晶体,它们分别来自较深部岩浆房和较浅部岩浆房。这2类晶体都与混合岩浆处于热力学

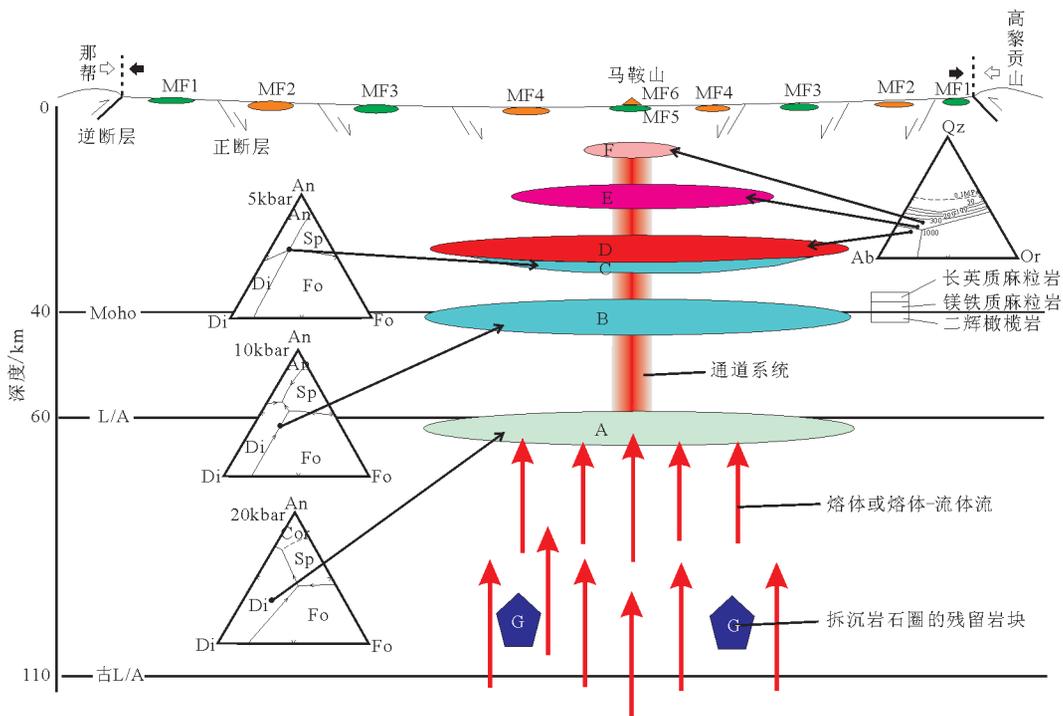


图5 腾冲火山岩浆系统的演化模型

Fig. 5 Evolution model of magma system in Tengchong volcano

MF1→MF6—马鞍山火山从早到晚6次岩浆喷发形成的熔岩;Moho—莫霍面;L/A—现今岩石圈底界面;古L/A—腾冲火山群活动之前的岩石圈底界面。An—钙长石;Di—透辉石;Fo—镁橄榄石;Sp—尖晶石;Cor—刚玉;Qz—石英;Ab—钠长石;Or—钾长石。A→F—位于不同深度水平上的岩浆房

不平衡,因而可将这种混合岩浆称为携带岩浆(carrier magma),而将这些晶体称为循环晶(antecryst)。这种特性将使火山岩的物质组成复杂化,即使一个样品中,其物质来源也可能多种多样。但是,组成物质多来源属性的印记是否可以保留在固态岩石中,取决于晶体-岩浆热力学平衡过程和岩浆固结过程的时间尺度关系。可以预见,如果岩浆固结过程具有非常小的时间尺度(如火山碎屑岩、薄层熔岩和超浅成薄脉中),所有不平衡印记都可以得到保留;相反,这些印记将消失。因此,随着深部的增加,火成岩中热力学不平衡的矿物学印记将越来越少。当填图对象为某一剥露深度的火成岩子系统时,其地质属性必然不同于同一岩浆系统的其他子系统。

在平面上,火成岩的空间展布特征也受控于岩浆动力系统与屏蔽介质动力系统的相互作用。岩浆动力较弱时,屏蔽介质的结构不均一性决定了火成岩空间展布样式;岩浆动力较强时,岩浆动力系统决定了火成岩的空间展布样式。因此,火成岩平面分布特征可用作探索岩浆系统动力学条件的依据(详见下节)。

## 2 岩浆系统的地质背景和地质环境

本文用术语地质(构造)背景来表达区域地质发展历史中所有地质产物的综合记录,集中体现为岩石圈结构,是所研究地质过程发生的物质基础。术语地质(构造)环境用来表达比所研究动力系统更高一级以上动力系统驱动的构造运动的总和,是所研究地质过程发生的动力学基础。由于:①火成岩具有极大的深度分布范围;②岩浆系统存活时间尺度较小;③岩浆系统的行为相对容易用热力学和动力学参数描述,火成岩组合常用来判别区域地质(构造)背景和地质(构造)环境。本节阐述火成岩平面分布特征及其与地质背景和地质环境的关系。

### 2.1 简单侵入体

单个成分和结构相对均一的岩浆侵入单元固结的产物称为简单侵入体。不管其化学特征、物理性质和来源如何,侵入体的基本特征与地质背景和地质环境没有直接联系。但是,岩浆的上升和侵位与动力学条件密切相关。在伸展环境中,岩浆上升的驱动力主要为浮力,后者取决于岩浆与围岩的密

度差、岩浆粘度和内压力;构造应力场对上覆岩层的作用相对均一,容易形成直通源区或深部岩浆房的构造通道。因此,壳源和幔源岩浆都容易上升到浅部地壳或喷出地表。在挤压环境中,除上述3种因素外,构造附加力具有重要的意义,对于大型岩浆侵入体尤其如此。因此,挤压应力作用的深度水平对岩浆上升和侵位具有重要影响。如果应力作用于浅部地壳,大部分岩浆通道都会被关闭,只有局部构造部位由于块体的相对旋转可形成有利的岩浆通道;如果作用力位于岩浆房深度水平或更深,岩浆通道条件与伸展环境类似。此外,由于岩浆的密度、粘度和内压力都与挥发分紧密相关,岩浆的流体/熔体比值对其上升和侵位过程具有重要影响。

一般而言,岩浆侵位于构造负压区,因而先存断裂或断裂交会部位对岩浆的上升和侵位具有重要控制作用。因此,侵入体的形态特征初始取决于围岩的构造特征。但是,在围压较小的浅部地壳,岩浆内压力可以导致围岩收缩变形,深部的直立板状侵入体可以转变为平面上等轴状的岩浆侵入体。此外,岩浆粘度对侵入体的几何形态具有重要影响。低粘度岩浆容易贯入较细小的构造裂隙中,形成边界形态复杂的侵入体;反之,形成边界形态规则的侵入体。

区域上,可以认为岩浆起源于一个埋深大致相同、通道相互连通的热带(hot zone)。在这种情况下,一个源区范围产生的岩浆可能沿着一个优势通道上升,而相邻源区范围的岩浆沿着另一个优势通道上升。这种情况造成了侵入体平面分布的不均一性。由于侵入体相互不接触,经常难以判别它们的形成次序。但是,根据连通管模型,一个地区的同期岩浆侵入体应当侵位于大致相同的深度水平;在侵入体几何尺度相近的条件下,成分相近的侵入岩也应当有相似的结构特征。

### 2.2 复式侵入体

术语复式侵入体用来表述由形成时间相近的简单侵入体构成的侵入体组合,如果侵入体之间的时间关系未知,则可以称之为杂岩体。复式侵入体可以由异源简单侵入体组成,也可以由同源简单侵入体组成,甚至一个简单侵入体是由另一个简单侵入体的中心未固结部分产生的<sup>[15]</sup>。在后一种情况下,岩浆系统的演化符合同源岩浆演化理论。

在图5所示的岩浆系统中,不管侵位岩浆来自于哪一个深度水平,它们都具有共用的深部岩浆通道。在浅部地壳,岩浆脉动的时间间隔决定了复式侵入体的组合岩石。在间隔时间很短或岩浆近连续供给的条件下,后续岩浆基本沿前导岩浆侵位的路径输入,形成环带状复式侵入体。但是,在间隔时间足够长的条件下,前导岩浆侵入体可能已经固结(至少其上部 and 边部是这样),后续岩浆必须开辟新的通道。新通道可能在先存侵入体的侧翼、顶部或底部。如果新通道位于先存侵入体侧翼或顶部,相当于新输入岩浆将先存侵入体的中心未固结部分向侧翼挤出。这时,侧翼侵入体与先存侵入体呈现良好的同源岩浆演化关系,二者的接触界面从外向内由清晰逐渐变得模糊。相反,新生侵入体与先存侵入体和侧向挤出侵入体都表现为逐渐过渡的接触关系,这是岩浆混合作用的印记。如果新通道位于先存侵入体下部,新生侵入体或沿先存侵入体与底板之间的界面侵位,或者与先存侵入体下部未固结部分发生混合后再沿先存侵入体与底板之间的界面侵位。总之,无论是哪一种情况,都会导致空间上随机分布的侵入体。

由此可见,复式侵入体的空间结构主要取决于岩浆产量和不同批次岩浆脉动的时间间隔,与构造环境没有直接关系。

### 2.3 侵入体聚集区

类似于矿集区的概念,术语侵入体聚集区用来表达局部动力系统的辐射范围。在这个范围内,所有火成岩和火成岩组合受控于同一局部动力系统。在其辐射范围内,可能存在多个优势岩浆通道系统,深部岩浆可以同时或不同时从不同的优势通道上升,在浅部地壳分别形成简单侵入体或复式侵入体。典型实例,如北太行山地区早白垩世的侵入岩,从南向北依次分布有麻棚、赤瓦屋、涑源、大河南等大型环状复式侵入体,以及相关的小型侵入体(如宽谱系岩墙群)。这些侵入体的空间位置有所区别,但岩石组合大致类似<sup>[16]</sup>。据此认为,它们的源区具有相似的物质结构。大地电磁测深资料表明,北太行山现今的岩石圈厚度仅为70km<sup>[17]</sup>,可能意味着该区在早白垩世发生了显著的岩石圈拆沉作用。利用安妥岭地区的玄武岩脉进行反演,发现该区的软流圈顶界在早白垩世至少隆升了约7km<sup>[18]</sup>。因此,岩石圈拆沉作用诱导的软流圈被动上涌触发

了软流圈-岩石圈系统的部分熔融,这是北太行山早白垩世岩浆活动的共同动力学背景。但是,产生的岩浆沿4个优势通道上升,分别形成了4个复式侵入体。

同一动力学背景产生的岩浆沿不同的通道上升,可以解释为断裂构造空间分布的不均一性,也可以解释为源区分凝岩浆的连通性差异,或二者兼而有之。可以设想,一个直通岩浆储源的通道将优先抽取通道附近的岩浆。随着岩浆被抽取,难熔残留逐渐堆积,储源顶板不断下沉,导致储源渗透率逐渐减小。这一过程将阻止远处的岩浆向优势通道迁移,并导致顶板遭受差异岩浆内压力的影响,未抽取岩浆的储源区域具有显著大的岩浆内压力。当这种内压力足够大时,将触发优势通道的开启。因此,一个侵入体聚集区的优势通道可以同时开启,也可以先后开启。在后一种情况下,常表现出岩浆活动的时空迁移。

### 2.4 岩浆段

任何导致岩浆产生的地球动力学系统都不可能仅作用于某个确定的结构层。例如,对某一单位体积岩石加热将破坏该体积岩石与环境间的热平衡,触发从该体积向环境传输的热流。当该体积的岩石达到固相线温度时,其周围的岩石也已经具有近固相线温度。随着温度升高,围岩很快开始部分熔融。因此,即使在源区由单一岩石组成的条件下,也会出现熔融程度不均一的现象,最终分凝产生的岩浆将是一种平均岩浆。如果岩浆分凝作用发生在不同的深度范围内,则可以产生不同性质的岩浆。当源区由2种(如石榴子石相和尖晶石相二辉橄榄岩)或2种以上岩石组成时,特别是在地壳中,不同原岩的热导率和固相线温度差异更会导致不同性质岩浆的产生。因此,在相同动力学背景条件下,物质结构不同的岩石圈-软流圈系统将作出不同的响应,从而产生不同的火成岩组合。可见,能够反映地质背景的不是某种火成岩,而是火成岩组合。例如,大兴安岭地区的前中生代发展历史主要受控于古亚洲洋域的构造演化,与造山作用有关;而太行山地区在这一时期则经历了地台发展历史。因此,中生代岩浆活动发生前,这2个地区具有截然不同的岩石圈结构。尽管它们同属于大兴安岭-太行山-武陵山构造带,却产出有不同的火成岩组合。因此,划分岩浆段是必要的,也是

可以识别的。

此外,岩石圈-软流圈相互作用的性质也造成火成岩组合的差异,可以作为划分岩浆亚段的基础。如前所述,北太行山广泛分布有大型花岗质侵入体,现今的岩石圈厚度约70km;相反,南太行山缺乏大型花岗质侵入体,现今岩石圈厚度约为150km。在QAP图解中,北太行山的侵入岩构成辉长岩-石英闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩-正长花岗岩趋势,而南太行山的侵入岩则产生辉长岩-二长岩-正长岩-碱长花岗岩趋势<sup>[16]</sup>。由于太行山南、北2个亚段早白垩世岩浆活动发生前应当具有相同或相似的岩石圈结构,岩浆活动的地质背景也相同,火成岩组合的这种差异应当归咎于岩石圈-软流圈相互作用的性质不同。

## 2.5 岩浆带

岩浆带是全球动力系统触及的范围,或是流圈动力系统与岩石圈动力系统相互作用的产物。由于全球动力系统取决于地幔对流,发生岩石圈-软流圈相互作用时,对岩石圈的结构属性缺乏选择性。结果,通常形成可触及不同古构造单元的岩浆带或构造-岩浆带。例如,晚中生代产生的大兴安岭-太行山-武陵山构造-岩浆带同时触及了古亚洲洋构造域(大兴安岭)、华北克拉通(太行山)和扬子克拉通(武陵山)。尽管不同区段的岩浆活动性质和强度不同,整个构造-岩浆带都形成于亚洲板块与古太平洋板块的强相互作用。因此,岩浆带主要通过岩浆建造的形成时间及其与相关地质建造(如沉积建造)的关系来识别。

岩浆带应当至少存在一个热轴,与高温变质带及地壳强烈隆升和剥蚀带相对应,向两侧温度逐渐降低。因此,在垂直岩浆带的方向上可以进一步划分出岩浆亚带。由于各亚带的动力学条件有所不同,其火成岩组合往往存在一定差异。例如,南太行山的轴部带以辉长岩-闪长岩组合为特征,向东西两侧依次产出闪长岩-二长岩组合、正长岩-花岗岩组合;北太行山的轴部带以辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩组合为特征,向两侧为花岗闪长岩-花岗岩-正长岩组合。

## 3 火成岩多样性及动力学与热力学过程竞争

地幔的平均成分为橄榄岩,地壳的平均成分为英安岩,地表所见火成岩却多种多样,称为火成岩

的多样性。从热力学角度看,火成岩多样性主要归咎于2个方面:①岩浆起源导致的多样性(源区物质结构、部分熔融程度、熔融条件);②岩浆作用导致的多样性(岩浆分异作用、岩浆混合作用、同化混染作用)<sup>[19]</sup>。从动力学角度看,则可以归咎于岩浆系统的拓扑学相变,涉及到熔体和流体的产量关系、流体-岩浆相互作用的性质、岩浆系统的尺度效应。

### 3.1 熔体和流体的产量关系

在岩浆的新定义中,岩浆被看作至少由熔体、固体和流体3种端元子系统组成的复杂性动力系统<sup>[20]</sup>。这3种子系统对岩浆系统行为的贡献差别极大,因而必须考虑它们的量比关系及其动力学效应。本节主要讨论熔体和流体的产量关系。

在脱水熔融体制下,流体产量或取决于源区岩石中含水矿物的百分含量(升温熔融体制),或取决于名义无水矿物的挥发分释放潜力(减压熔融体制)。无论是哪一种情况,流体产量的决定性因素都是参与部分熔融的源区岩石总体积。一旦源区岩石的总体积确定,部分熔融过程中流体的产量也可以确定。换句话说,脱水熔融体制下总是存在一个流体产量极限。例如,假定源区岩石含有20%的角闪石且角闪石含有4%的 $H_2O$ ,角闪石全部分解可以产生0.80%的 $H_2O$ 。由于熔体中流体的溶解度与压力(深度)正相关,在热通量保持不变的条件下,熔体的产量也存在一个极限。例如,假定角闪石发生分解反应的 $p-T$ 条件下熔体的水溶解度为8% $H_2O$ ,岩浆总产量将是源区岩石总质量的10%,其中9.2%为熔体,0.8%为流体,流体/熔体 $\approx 0.087$ 。随着熔融程度的增加,越来越多的无水组分加入岩浆,因而岩浆中的流体/熔体值逐渐减小。例如,熔融程度达到30%时,岩浆的流体/熔体值约为0.027。换句话说,在升温熔融体制下,熔体产量无限,所产生的岩浆从流体过饱和经饱和到不饱和。同时,岩浆总成分也不断改变,这就是部分熔融程度导致的火成岩多样性。

但是,任何一个地球动力学系统都不可能仅触及固定的源区体积。即使在上述理想部分熔融过程中,也会发生难熔残留沉降和熔体向上聚集。结果,造成熔融带顶界的温度高于上覆岩层的固相线温度,上覆岩层开始部分熔融,熔融带顶界向上迁移;在恒温条件下,沉降的难熔残留不再被熔融,因而熔融带底界也向上迁移。由于部分熔融是一种

吸热过程和地温梯度的存在,熔融带上覆岩石要求更多的熔融热,可以导致熔融带厚度减小;相反,带状熔融可以收集更多挥发分,后者可有效降低上覆岩石的固相线温度,又将导致熔融带厚度增加。假如这2种过程的效应可以相互抵消,意味着岩浆总产量保持不变而流体/熔体值逐渐增加。为了使流体/熔体值保持不变,就需要增加岩浆总产量和源区体积。可见,由于带状熔融可以收集越来越多的低熔组分,岩浆总成分将在熔融带向上迁移过程中不断发生改变。

实际上,产生流体的源区体积比产生熔体的源区大得多。例如,在升温体制中,从热轴向两侧存在地温差异。当热轴部位的源区达到或超过源区岩石固相线温度时,相邻部位的同一深度水平上可能刚刚达到含水矿物的分解温度。因此,分解反应产生的流体将向熔融区迁移,因为流体更容易溶解在熔体中而不是触发当地岩石的部分熔融。在减压熔融体制中,尽管源区岩石上升达到固相线才开始部分熔融,但实际上整个上升柱都同时发生名义无水矿物的减压脱水反应。一旦部分熔融过程开始启动,脱水反应产生的流体也优先溶解在熔体中。换句话说,部分熔融导致流体聚焦,而流体聚焦增强部分熔融,这种自反馈过程使岩浆成为了流体的优势通道。可见,在注水熔融体制下,深部流体源源不断输入到源区<sup>[21]</sup>,因而不存在流体产量上限。深部流体的加入不仅可以有效降低源区的固相线温度,而且也可以输入深部热能,这两方面都促进了部分熔融过程,因而也不存在熔体产量上限。在这种情况下,岩浆的流体/熔体值主要取决于源区岩石对流体输入过程的响应速率、熔体的化学性质及源区的深度水平;而岩浆总产量则取决于岩浆产生速率与岩浆上升速率的关系,因而也取决于岩浆上升通道条件。因此,注水熔融体制总是产生流体饱和或过饱和岩浆,且岩浆成分随着岩浆产量的增高而改变。

由此可见,在实际地质环境中,熔体和流体之间存在复杂的产量关系。加之岩石圈-软流圈系统具有复杂的物质结构,以及流体的溶解度随压力和岩浆化学成分而改变,熔体和流体的产量关系将复杂多变。可以说,无论是哪一种体制,不同时间、不同深度水平上抽取的岩浆都有其特殊性,即使源区的物质组成不变也是如此。因此,部分熔融过程是

造成火成岩多样性的主要因素之一。

### 3.2 流体-岩浆相互作用的性质

综上所述,考虑到岩浆系统的动力学过程,流体-岩浆相互作用从部分熔融过程一开始就已经存在。因此,要求部分熔融过程启动之前源区存在自由流体相,这是变质岩领域获得广泛支持的观点。这样的流体在岩浆产生前称为变质流体,进入岩浆之后则成为岩浆流体。据此,本文支持注水熔融模型:变质流体输入到源区触发了岩浆的产生过程,岩浆产量与输入流体的数量成正比,至少是一种流体饱和岩浆;岩浆产生后如果继续有深部流体输入,将成为流体过饱和岩浆;流体过饱和岩浆将向上析出流体并触发上覆岩层的熔融,从而升高岩浆产量。这样的过程是一种典型的透岩浆流体过程,因而流体-岩浆相互作用性质的讨论成为必需。

显然,上述模型仅描述了理想的透岩浆流体过程,因为整个过程都受控于流体-岩浆平衡热力学。这样的流体-岩浆相互作用可称为弱相互作用。在弱相互作用的框架下,可以设想在岩石圈-软流圈系统的某个深度水平上存在一个岩浆体。上升的深部流体遭遇该岩浆体之后,由于熔体的渗透率接近于零,岩浆趋于上升及流体具有低的密度和粘度,热流体首先在岩浆体与下伏岩层之间聚集成一个流体层,同时向上冲击岩浆体底面的所有位置(图6-a)。由于流体具有低得多的密度和粘度,进入岩浆后将趋于上升,因而可以在岩浆体底部产生无数的对流包(convective cell)。每一个对流包的中心由上升流体流组成,边缘则是沉降的岩浆流,因而抑制相邻对流包的发育。由此,逐渐产生优势流体通道(图6-b)。这种现象可以称为相邻流体流的竞争。结果,某个或某些流体柱将取得更优势地位,而其相邻流体柱则逐渐消亡。最终,将只有一个流体柱保留下来,岩浆体内形成以流体柱为对称中心的大型对流环(图6-c)。对于流体不饱和岩浆,输入流体首先使流体输入路径的岩浆变为流体饱和,然后向两侧扩散。此后,流体-岩浆相互作用过程与上述过程相同。换句话说,无论先存岩浆是流体饱和或不饱和,只要流体源源不断输入,最终都会导致流体和岩浆的位置相互置换,形成流体层在上、岩浆层在下的格局(图6-d)。

然而,这样一种理想透岩浆流体过程并不能维持稳定。一旦优势通道贯穿岩浆体顶面,下伏流

体层中积累的流体便可以快速向上逃逸。因此,如果深部流体通量不变,下伏流体层将很快耗竭,岩浆体可重新阻止流体上升(图6-a),直到流体超压达到某个临界值(图6-b)。

岩浆粘度增加,要求越来越大的流体超压才能支撑下伏流体进入岩浆。但是,一旦流体突破岩浆体边缘层,下伏流体将高速涌入岩浆体中。因此,流体-岩浆相互作用的另一种极端是下伏流体层产生的流体超压足够大,以致岩浆体不能适应流体的输入速率。例如,在岩浆体含有大量晶体的条件下,岩浆具有很大的粘度和屈服强度。因此,流体不能仅凭浮力上升进入岩浆中。在这种情况下,岩浆层强烈抑制流体的浮力上升。这时,流体将在岩浆层之下聚集,同时通过组分扩散进入底层岩浆,导致重力不稳定边界层的产生和生长。当边界层厚度达到某个临界值时,将造成上覆高密度岩浆层的垮塌,从而引起整个岩浆体的活化和对流。这样的过程称为冻结岩浆房的流体活化<sup>[22]</sup>,非常类似于底侵岩浆热传输诱导的升温活化<sup>[23]</sup>。但是,流体活化机制也可以解释低度部分熔融岩浆的产生(如金伯利岩岩浆),也可用于解释火山爆发过程(如Stromboli式火山喷发)。类似的流体-岩浆相互作用可称为强相互作用,其标志是导致岩浆系统的行为发生非线性变化。

流体-岩浆强相互作用的另一种表现形式发生在上升岩浆流中。由于岩浆中流体的溶解度与压力正相关,任何岩浆都可能在上升过程中达到流体过饱和。这时,流体-岩浆相分离不可避免,可能导致2种极端的过程。一种是岩浆上升速度足够慢,出溶流体逃逸;另一种是岩浆上升速度足够快,出溶流体仍被包含在岩浆体中。因此,必然存在某个临界值,岩浆上升速度高于该临界值时,出溶流体相将不能从岩浆中逃逸。随着岩浆上升,流体的可膨胀属性将导致越来越大的流体超压;反之,流体超压又驱动岩浆以更快的速度上升,促使更多的流体出溶。可见,这也是一种自反馈过程。反之,如果岩浆上升速度低于该临界值,出溶流体就会散失,或引起上覆岩石层部分熔融形成新的岩浆体;而丢失流体的岩浆将密度增加,浮力减小,上升速度越来越慢,直到停留在中浮面上。

### 3.3 岩浆系统的尺度效应

综上所述,岩浆系统首先追求动力学平衡,其

次才是热力学平衡。因此,最终产生的火成岩的基本特征取决于动力学过程与热力学过程的竞争。当动力学过程要求的时间尺度小于热力学过程时,热力学过程将不能完成;反之,平衡热力学过程对岩浆演化起关键作用。因此,关注岩浆过程的时间尺度非常重要。此外,岩浆过程的时间尺度经常与岩浆的几何尺度紧密联系在一起,后者可以在不同比例尺的地质图中清晰展现。因此,专题地质填图中应当关注岩浆系统的尺度效应(包括时间尺度和几何尺度)。

#### 3.3.1 岩浆过程的时间尺度

迄今为止,岩浆过程的研究大部分建立在平衡热力学和运动学的基础上。然而,这样的假设前提并不总是存在。例如,火成岩中常见复杂的矿物环带结构(如斜长石)和出溶结构(如条纹长石),表明岩浆冷却速率远大于平衡结晶过程或出溶过程的速率。换句话说,由于时间尺度的差异,某些岩浆过程可以抑制或触发另一些岩浆过程。因此,岩浆过程的时间尺度和速率现今已成为理解和模拟火成活动的关键性信息<sup>[24]</sup>。

Turner等<sup>[25]</sup>综述了根据放射性定年和扩散模拟研究得出的岩浆过程时间尺度(图7)。这些时间尺度数据虽然是针对具体研究对象得出的,却仍可以用来定性说明某些岩浆过程之间的关系。由图7可见,大部分岩浆过程都小于千年,只有岩浆分异和深部滞留过程超过千年,甚至达到百万年量级。这表明,岩浆过程的时间尺度比流行火成岩理论假定的时间尺度小得多。因此,Petford等<sup>[24]</sup>指出,曾经一度流行的需要数百万年才能完成的平衡热力学模型正在被只需要数月数千年的动力学模型取代。此外,不同岩浆过程的时间尺度差别巨大。例如,根据放射性定年和扩散模拟确定的岩浆排气过程分别需要0.01~10a和0.001~0.01a,而岩浆从地幔迁移到地表的时间尺度则分别为100~1000a和1~100a,分离结晶作用的时间尺度分别为 $10^3$ ~ $10^5$ a和 $\sim 10^5$ a。显然,由于排气作用可升高岩浆的密度和粘度,丢失挥发分的岩浆要求有更长的上升时间;同样,由于晶体的沉降速度与粘度呈反比,丢失挥发分的岩浆将难以发生实质性的分离结晶作用。相反,在获得挥发分的岩浆中,分离结晶作用将加速进行。

岩浆过程的时间尺度也可以用动力学方法确

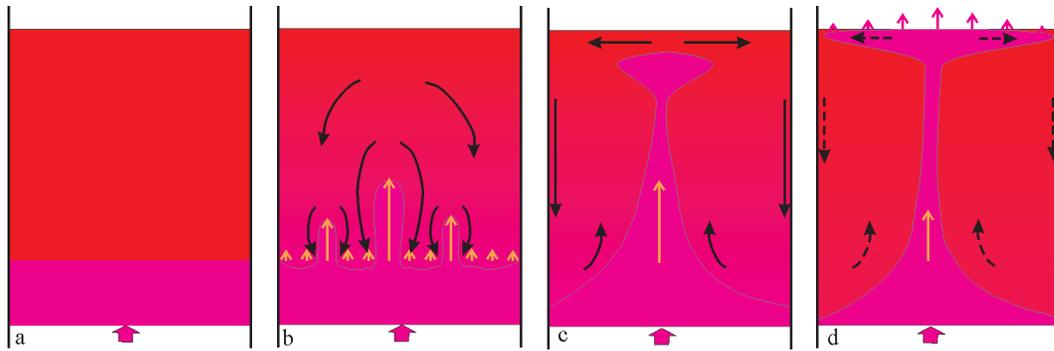


图6 流体-岩浆弱相互作用卡通图(说明见正文)

Fig. 6 Cartoons showing the weak interaction between fluid and magma

定。例如, Sparks等<sup>[26]</sup>提出, 金伯利岩岩浆沿着宽度约1m的岩墙通道上升时, 上升速率介于 $>4\sim 20\text{m/s}$ 之间。按照这个速率, 岩浆从150km深处上升到地表仅需要2~10h, 相当于图7中的岩浆排气时间而不是迁移时间。对于流纹质岩浆,  $\text{H}_2\text{O}$ 流体与岩浆分离的临界减压速率为 $0.7\sim 5\text{m/s}^{[27]}$ 。这意味着, 饱和水岩浆从6km深的边缘岩浆房上升到地表的时间尺度仅为0.3~2.4h, 才能保证爆发式火山喷发。另一方面, 某些大型侵入体则记录了长得多的存活时间, 如Tulolumne岩体的组装过程需要约10Ma<sup>[28]</sup>。由图7可见, 在这样的时间尺度范围内, 所有列出的岩浆过程都可以完成。

由此可见, 时间尺度较短的动力学过程可以制

约某些时间尺度较长的热力学过程和动力学过程, 是火成岩多样性和不均一性的重要原因。

### 3.3.2 岩浆系统的几何尺度

岩浆过程的时间尺度可以从极长到极短, 因而岩浆系统的存活时间也可以从极长到极短。类似地, 岩浆系统的几何尺度则可以从极大到极小。实际上, 几何尺度是描述岩浆系统基本特征的许多参数的集中体现<sup>[29]</sup>, 也是地质图件中最容易表现和获取的参数。例如, 大型岩浆侵入体必然是岩浆多次脉动组装产生的复式侵入体, 暗示岩浆系统具有较长的存活时间, 组成岩石具有较粗大的晶体粒径, 矿物组合简单, 贫挥发分。如果复式侵入体具有环带状结构, 还可以用来说明2次岩浆脉动的时间间隔较短。相反, 小型侵入体往往是一次性岩浆贯入的产物。如果小型侵入体也具有多次岩浆脉动组装的特征, 岩浆必然富含挥发分, 矿物组合复杂, 晶体粒径分布不均, 相邻2次岩浆脉动的时间间隔短。因此, 专题地质填图过程中关注侵入体的几何尺度和形态具有重要的意义。

如前所述, 无论是长英质岩浆还是镁铁质岩浆, 大型侵入体的侵位和组装都涉及到空间问题。认识到这一点, 火成岩理论发生了两方面的根本变化: ①大型岩浆侵入体具有厚板状几何形态, 因而岩基是可剥蚀的; ②大型岩浆侵入体的组装岩浆是由岩墙通道补给的, 因而岩浆通道系统的研究是重要的。作为前一个认识的延伸, 大型岩浆侵入体

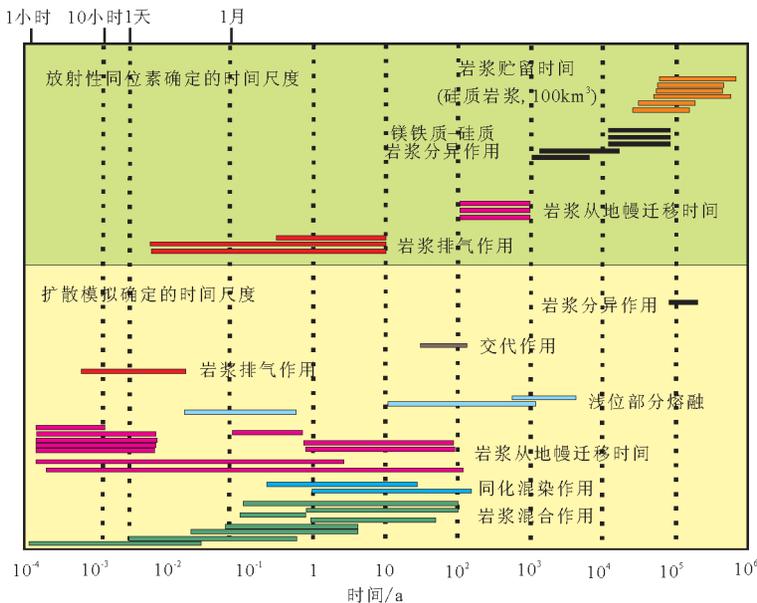


图7 岩浆过程的时间尺度<sup>[25]</sup>

Fig. 7 Timescales of magma processes

可以作为致矿侵入体的良好屏蔽介质,这也是大型-超大型矿床形成于岩基产生之后<sup>[7,30]</sup>的原因之一;作为后一个认识的延伸,岩浆通道往往是含矿流体的通道<sup>[31]</sup>,因而通道成矿模型受到越来越多的关注。进而,专题地质填图过程中应当注意区别岩墙状侵入体的基本属性:岩墙或通道。

### 3.3.3 岩浆系统的成熟度

将上述2种参数组合在一起,可以看出岩浆系统的时间尺度总是与几何尺度联系在一起。大型岩浆侵入体的组装和固结过程要求较长的时间尺度,岩浆系统的热力学过程均可以在这个时间尺度内达到平衡;相反,小型岩浆侵入体的组装和固结过程要求的时间极短,许多热力学过程都不能达到平衡。换句话说,岩浆系统的演化首先受控于动力学平衡,其次才是热力学平衡,因而动力学过程总是制约热力学过程。如果动力学过程允许热力学过程达到平衡,岩浆系统成为理想系统;否则,岩浆系统必然偏离理想态,某些动力学过程导致了岩浆系统行为的非线性改变。因此,提出了岩浆系统成熟度(maturity)的概念<sup>[32]</sup>。按笔者理解,岩浆系统的成熟度系指岩浆系统趋于理想系统的程度,可以用吉布斯相律( $f=C-P+2$ )或矿物相律( $P\leq C$ )来衡

量。对比图8和图7可以看出,侵入体几何尺度越小,要求岩浆上升速率越快,岩浆固结的时间越短,因而不平衡现象越多。这样的岩浆系统称为不成熟岩浆系统。随着岩浆体的几何尺度增大,平衡热力学过程越来越占据主导地位,因而岩浆系统的成熟度与其几何尺度正相关。

成熟度是一个非常重要且简单易用的概念,因其与岩浆系统的几何尺度正相关,且通过简单的手标本或薄片鉴定就可以进行初步评价。例如,石英在CMAS( $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ )系统中的溶解速率强烈依赖于过热程度、硅活度和溶剂的粘度。假定系统的硅活度不变,由于溶剂的粘度随着温度下降而升高,石英的溶解速率将随溶剂的温度下降而急剧降低。可以预期,当温度快速降低到某一临界值时,石英的溶解过程将停止。因此,玄武质岩石中将保留未溶解的石英晶体。相反,石英晶体将被完全吸收。据此,如果已知玄武质岩浆同化了花岗质岩石或与含石英斑晶的岩浆发生了混合,可以根据玄武岩中石英晶体的存在与否大致推测岩浆的固结速率。又如,锆石晶体往往形成于岩浆演化晚期。相对大型侵入体而言,绝大多数锆石晶体都是同岩浆锆石;相反,对于小型侵入体,绝大多数锆石晶体都是循环晶或残留晶。因此,进行锆石U-Pb定年时必须关注岩浆系统的尺度效应。

## 4 岩浆系统的等级体制

20世纪50年代,池际尚院士带领原北京地质学院的师生在八达岭地区填图过程中首次提出并实施了等级体制填图方法;20世纪80年代,中国地质调查局从国外引进并推广了花岗岩等级体制填图方法。这些工作具有划时代的意义,为进一步理解侵入岩地质学奠定了基础。但是,囿于同源岩浆演化理论,也还存在一些重要的问题没有得到合理解释。笔者认为,已经得到普及的花岗岩等级体制填图方法依然可以继续使用,但必须以复杂系统理论为指导。在这种思想指导下,岩浆系统的形成和演化被归咎于2种动力系统相互作用的结果。依据这种相互作用的性质

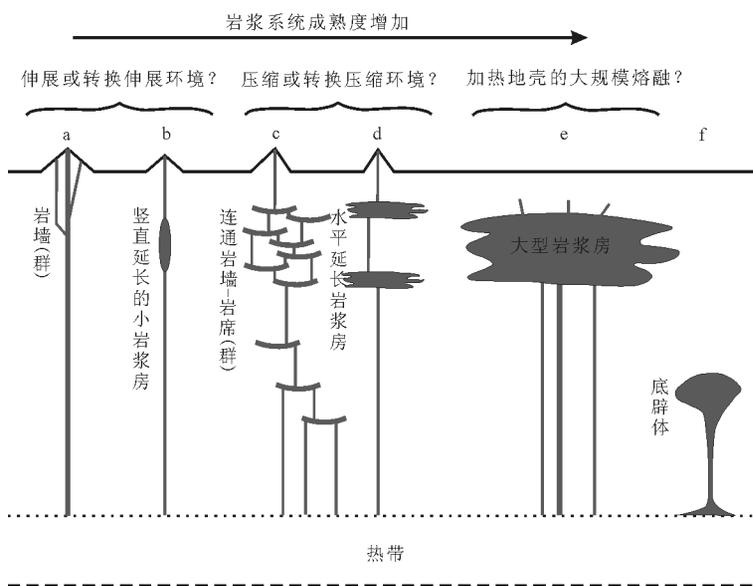


图8 岩浆系统的成熟度(据参考文献[32]修改)

Fig. 8 Maturity of magmatic system

a—岩浆传输速率为 $10^{-2}\sim 10^4\text{m/d}$ ; b—岩浆在岩浆房中的贮留时间为 $10^{-2}\sim 10^3\text{a}$ ;

c—岩席固结时间为 $10^1\sim 10^2\text{a}$ ; d—岩浆在岩浆房中的贮留时间为 $10^1\sim 10^3\text{a}$ ;

e—通过岩墙补给系统组装的深成侵入体演化时间为 $10^5\sim 10^7\text{a}$ ;

f—绝热底辟上升速率为 $10^{-2}\sim 10^1\text{m/a}$

和规模,岩浆系统可以划分为不同级次的子系统(表1)。

类似于构造学中的命名方案,岩浆系统的最高级次称为一级岩浆系统。一级岩浆系统的演化受控于全球动力学系统,即对流地幔动力系统与岩石圈动力系统的相互作用。因此,一级岩浆系统在空间上相应于一级构造带,时间上相应于一级构造旋回。但是,岩浆系统主要沿构造系统的热轴展布,涌现于构造演化的峰期。因此,无论空间上还是时间上,岩浆系统的尺度都小于构造系统。

一级岩浆系统可以划分为若干二级岩浆系统,后者受控于区域动力学系统。尽管二级岩浆系统依然可以认为是对流地幔动力系统与岩石圈动力系统相互作用的产物,但由于岩石圈结构的差异,同一构造带不同区段的岩石圈对同一全球动力系统可以有不同的响应,如响应时间和响应强度的区别。因此,二级岩浆系统的性质主要取决于区域岩石圈结构或地质发展史,而不是全球动力系统的性质。

三级岩浆系统主要与局部动力系统有关,与全球动力系统没有直接联系。例如,岩石圈拆沉作用诱导的软流圈被动上涌,可以归咎于岩石圈重力不稳定性增强,也可以归咎为板块俯冲导致的岩石圈地幔减薄。无论是哪一种机制,最终都涉及岩石圈拆沉作用。为了避免多解性和不确定性,本文不建议将三级岩浆系统与全球动力系统直接联系。

四级岩浆系统受控于岩浆动力系统与围岩动力系统的相互作用,通常与岩浆产量和通道条件紧密联系在一起。岩浆的产生伴随体积膨胀和密度

降低,因而岩浆及其源区都具有上升的趋势。如果上覆屏蔽介质可以有效地阻止岩浆上升,而外部能量又不断输入,发生部分熔融的源区体积将持续增加,源区的部分熔融程度越来越高,岩浆产量越来越大。当源区积累的内压力可以克服上覆岩石层的圈闭时,就可以产生优势岩浆通道。这时,岩浆沿优势通道上升,源区内压力减小。反之这一过程又可以进一步促进部分熔融过程,产生更多的岩浆。显然,四级岩浆系统与构造环境没有直接的联系。

五级岩浆系统仅受岩浆系统内不同子系统的相互作用控制,侵入体的性质与岩浆侵位条件、固结条件、岩浆供给速率、挥发分含量和岩浆系统的结构有关。

岩浆系统的行为也受到一些更次要因素的制约,因而可以细分出更低级次的岩浆子系统。由于专题地质填图试验正在进行中,目前尚难以提出一个完整的等级体制。尽管如此,笔者依然可以强调:岩浆系统具有多重分支现象,因而可以根据需要一直细分下去,直到满足专题填图要求为止。

## 5 注意事项

从复杂系统的角度看,所熟悉的岩浆系统实际上是复杂系统的一种极端类型。在这种系统中,假定某种过程一旦发生,就必然可以进行到底。但是,由于动力学过程与热力学过程的竞争,这样的假设前提并非总是存在。实际上,绝大多数岩浆系统的演化不具有这样的假设前提。因此,侵入岩专题填图过程中应当注意以下事项。

表1 岩浆系统的初步划分方案

Table1 Preliminary scheme of magmatic system

岩浆系统	相应构造系数	形成动力学条件	基本特征
一级	一级	受控于全球动力学系统,即对流地幔动力系统与岩石圈动力系统强相互作用	时空尺度大,时间上常延续数十个百万年,空间上可延伸数千千米(造山带系统)或数百万平方千米(地幔柱系统),可横跨不同性质的构造板块
二级	二级	受控于区域动力学系统或对流地幔动力系统与岩石圈动力系统强相互作用,但岩石圈结构性质起关键作用	时间尺度与一级岩浆系统相近或较小,但空间尺度明显较小,可延伸数百千米(造山带系统),限于一个构造块体之内
三级	三级	局部动力系统有关,与全球动力系统没有直接关系	时空尺度取决于局部动力系统的辐射范围和持续时间,往往形成规模较小的火成岩聚集区
四级	四级	岩浆动力系统与围岩动力系统的相互作用	火成岩形成复式杂岩体,其规模可达数千平方千米,延续时间往往小于10Ma。杂岩体的结构特征与岩浆产量、通道条件和侵位条件有关
五级	五级	岩浆体内部的动力学过程	侵入体的性质与岩浆侵位条件、固结条件、岩浆供给速率、挥发分含量和岩浆系统的结构有关

### 5.1 客观性

地质填图的第一原则是客观性,而不是地质模型,尽管后者是地质填图追求的目标。例如,岩石分类命名是一项最基本的工作,后续的资料整理和分析提高都是在这个基础上进行的。因此,岩石分类命名应当没有歧义,强调它现在是什么,而不是过去是什么。换句话说,在填图过程中不能将主观认识插入其中,以免造成分析提高阶段的混乱。

回顾过去的填图工作,一个典型的不客观处理手法是忽略小型侵入体(包括岩脉)的表达。这一方面是因为工作规范中不要求表达图面几何尺度小于1mm的地质体,另一方面则是因为地质工程师往往认为这种表达没有意义。实际上,许多曾经被认为没有意义的现象后来都被证明非常有意义。例如,大型-超大型矿床往往与小岩体有关<sup>[33]</sup>。如果地质图中不表达小岩体的性质,就会严重影响区域成矿潜力的分析。又如,宽谱系岩墙群(WSDS)一直没有得到足够的重视,通常仅对其中的煌斑岩和/或辉绿岩感兴趣。但是,新的研究表明,WSDS不仅是一种新的火成岩组合,也是造山旋回/阶段结束的标志和成矿预测的指示器<sup>[34-35]</sup>。类似的现象都非常重要,应当在地质图上表达出来,而不应当因主观地认为它们无用而忽略。对于几何尺度小不能在规范图幅种表达的地质体,应当采用专题地质图的形式表达。

### 5.2 标准化

标准化工作历来受到中国地质调查局的重视,出台了各种标准和规范。但是,随着科学发展和技术进步,已有的标准和规范显得不符合现代地质工作的要求。例如,侵入岩通常根据其产状和出露面积划分为岩基、岩株、岩盖等。但是,由于新的观察证实岩基为板状侵入体,意味着岩基是可剥蚀的,仅根据其出露面积难以识别被剥蚀的岩基。因此,需要借助其他方法再造侵入体的产状。

一种有效的方法是量化结构分析。尽管火成岩结构是非常重要的动力学参数,这种参数的动力学意义长期没有得到足够的重视,主要用于定性描述。例如,晶体粒度的划分一直采用人为的粒径范围,没有人证明这种划分方案的合理性。在沉积岩领域,这种方案早就被抛弃,火成岩和变质岩领域却一直沿用至今。结果,一个人描述的中粒结构可能与另一个人的描述完全不一样。近年来,

火成岩量化结构分析的理论和方法已趋于成熟<sup>[36]</sup>,已完全可以满足区域地质调查和科学研究的要求。因此,建议广泛开展量化结构分析,不仅对于不同的侵入体,而且对于不同的侵入体剖面。标准化也适应于晶体群分析和矿物成分剖面分析。

总之,在新一代地质填图工作中,应当有更多的量化分析数据。除化学参数外,物理参数的获取也是提高填图质量的重要途径。

### 5.3 整合性

以往地质填图和科学研究中最严重的问题在于地质解释的整合性。尽管强调基础资料的客观性,但对最终成果仍然有一个整合解释的要求。笔者认为,所谓科学问题的多解性实际上是证据的不完备性。如果这种不完备性是由于研究对象的时空不可及性造成,这是不可克服的困难;否则,就应当补充科学证据。

因此,笔者提出建立结构可控的地质解释的诉求,即地质结构、岩石结构、矿物结构和数据结构的整合一致。换句话说,需要善于利用相邻地质子系统的证据来约束所面对的子系统。例如,火成岩锆石U-Pb年代学研究通常建立在3种判据的基础上:①锆石发育振荡环带;②锆石的Th/U>0.1;③样品中大多数锆石是从同一母岩浆中结晶的同岩浆锆石。实际上,这3种判据都有问题,不是确定性判别依据。特别是第三种判据,没有任何理由说明大多数锆石必然是从所研究系统中晶出的锆石。如前所述,由于动力学过程与热力学过程的竞争,许多热力学过程(如继承锆石的溶解)可能没有完成,甚至没有发生过。在这种情况下,熔体中必然贫乏锆石组分,不可能从中晶出锆石;相反,以热力学过程为主导的岩浆系统则可以含有大量新生锆石(同岩浆锆石)。因此,这样的处理手法造成了证据链的不完整,只有在近成熟的岩浆系统(如北京房山岩体)中是正确的。解决这个问题的途径有2种:①在薄片观测的基础上进行原位测试;②在晶体群分析的基础上进行统计性测试。

类似火成岩现象的解释还有很多,都涉及到证据链断裂或证据相互矛盾。例如,一般认为,火成岩的斑晶和基质是从同一母岩浆结晶的2个部分,其中斑晶形成于深部稳定环境,继之形成于浅部或地表快速冷却环境。但是,这样的认识存在严重的动力学问题,因为斑晶的析出意味着岩浆侵位和冷

却,很难解释这种冷却了的岩浆如何获得快速上升的能力。因此,提出了冻结岩浆房活化的科学命题,包括热活化<sup>[37]</sup>和流体活化<sup>[22]</sup>。这2种活化机制都涉及到传质过程,因而严格来说基质的成分已经发生了改变,不再是原先晶出斑晶的那个母岩浆的结晶残留。

#### 5.4 阶梯性

上述实例表明,许多现象的初始解释是正确的,但这种解释的进一步延伸是错误的。例如,斑晶和基质分别形成于深部稳定环境和浅部快速冷却环境,从晶体生长机理看没有任何问题。但是,进一步将它们解释为同一母岩浆结晶的2个不同部分则是错误的,因为斑晶生长过程和基质生长过程之间还穿插着一个活化事件。如图1所示,低阶过程(线段)不能越过事件(结点)直接与高阶过程(线段)联系。这是事物发展的普遍规律,称为阶梯式发展<sup>[38-39]</sup>,需要在填图过程中特别关注。

据此,不仅地质现象的解释需要遵循阶梯式发展规律,避免证据链的断裂,填图工作的组织也必须遵循阶梯式发展规律。首先,由于地球科学研究对象的时空不可及性,项目实施过程中总会遇到新的现象,它们的解释有时要求新的工作内容。例如,填图过程中发现大量热液脉体时,应当安排针对热液脉体的专题地质填图,以阐明近场应力场的基本特征和可能的成矿远景。其次,科学问题的多解性在于证据的不完备性,随着收集证据的逐渐增多,对某些地质现象的解释可能发生改变。但是,做这种改变的证据又稍嫌不足,也要求围绕这种改变系统收集资料。

需要注意的是,这类改变是难以预料的,涌现于地质填图过程中。因此,填图工作方案有时需要作出调整,以使成果最大化。

## 6 结 语

本文从复杂系统的角度出发,提出了一个侵入岩分布区专题地质填图方法的构想。笔者认为,1980年代推广的花岗岩等级体制填图方法具有许多可取之处。但是,由于科学技术的发展,许多火成岩现象已经有了完全不同的理解。据此,提出了一个基于复杂系统的填图单位划分方案。由于这种构想主要基于理论推导和为数不多的实践,仅供参考。

**致谢:**评审专家的意见对于提高本文的质量具有重要意义,在此表示感谢。

## 参考文献

- [1]於崇文. 地质系统的复杂性(上、下册)[M]. 北京:地质出版社, 2003: 1-1135.
- [2]罗照华, 卢欣祥, 刘翠, 等. 岩浆热液成矿理论的失败:原因和出路[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 41(1): 1-11.
- [3]於崇文. 固体地球系统的复杂性与自组织临界性[J]. 高校地质学报, 1998, 4(4): 361-368.
- [4]Baker D R. Granitic melt viscosity and dike formation[J]. Journal of Structural Geology, 1998, 20(9/10): 1395-1404.
- [5]King S D, Anderson D L. Edge-driven convection[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 160: 289-296.
- [6]Tackley P J. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory[J]. Science, 2000, 288: 2002-2007.
- [7]罗照华, 周久龙, 黑慧欣, 等. 超级喷发(超级侵入)后成矿作用[J]. 岩石学报, 2014, 30(11): 3131-3154.
- [8]Marsh B D. Solidification fronts and magmatic evolution[J]. Mineralogical Magazine, 1996, 60: 5-40.
- [9]Marsh B D. On some fundamentals of igneous petrology[J]. Contrib Mineral Petrol. 2013, 166: 665-690.
- [10]Latypov R, Morse T, Robins B, et al. A fundamental dispute: A discussion of "On some fundamentals of igneous petrology" by Bruce D. Marsh, Contributions to Mineralogy and Petrology (2013) 166: 665-690[J]. Contrib Mineral Petrol, 2015, 169:20.
- [11]Gutiérrez F, Parada M A. Numerical modeling of time-dependent fluid dynamics and differentiation of a shallow basaltic magma chamber[J]. Journal of Petrology, 2010, 51(3): 731-762.
- [12]罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 等. 透岩浆流体成矿作用导论[M]. 北京:地质出版社, 2009:1-177.
- [13]Cruden A R. On the emplacement of tabular granites[J]. Journal of the Geological society London, 1998, 155: 853-862.
- [14]Egorova V, Latypov R. Mafic-ultramafic sills: New insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles [J]. Journal of Petrology. 2013, 54(10): 2155-2191.
- [15]Best M G. Igneous and metamorphic petrology, second edition[M]. Blackwell Publishing, 2003:1-729.
- [16]罗照华, 邓晋福, 韩秀卿. 太行山造山带岩浆活动及其造山过程反演[M]. 北京:地质出版社, 1999: 1-124.
- [17]魏文博, 叶高峰, 金胜, 等. 华北地区东部岩石圈导电性结构研究——减薄的华北岩石圈特点[J]. 地学前缘, 2008, 15(4): 204-216.
- [18]梁涛. 安妥岭斑岩钼矿的成因及其深部约束[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2010: 1-183.
- [19]罗照华, 黄忠敏, 柯珊. 花岗质岩石的基本问题[J]. 地质论评, 2007, 53(增刊): 180-226.
- [20]罗照华, 刘翠, 苏尚国. 理解岩浆系统的物理过程[J]. 岩石学报,

- 2014, 30(11): 3113–3119.
- [21] Weinberg R F, Hasalová P. Water-fluxed melting of the continental crust: a review[J]. *Lithos*, 2015, 212/215: 158–188.
- [22] 罗照华, 卢欣祥, 许俊玉, 等. 成矿侵入体的岩石学标志[J]. *岩石学报*, 2010, 26(8): 2247–2254.
- [23] Burgisser A and Bergantz G W. A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies[J]. *Nature*, 2011, 471: 212–215.
- [24] Petford N, Cruden A R, McCaffrey K J W, et al. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust[J]. *Nature*, 2000, 408 (7) : 669–673.
- [25] Turner S, Costa F. Measuring timescales of magmatic evolution[J]. *Elements*, 2007, 3: 267–272.
- [26] Sparks R S J, Baker L, Brown R J, et al. Dynamical constraints on kimberlite volcanism[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2006, 155: 18–48.
- [27] Rutherford M J. Magma ascent rates[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2008, 69: 241–271.
- [28] Coleman D S, Gray W, Glazner A F. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California[J]. *Geology*, 2004, 32(5): 433–436.
- [29] 罗照华, 苏尚国, 刘翠. 岩浆成矿系统的尺度效应[J]. *地球科学与环境学报*, 2014, 36(1): 1–9.
- [30] 郭少丰. 岩基后金矿的成矿作用——以都山岩体为例[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2010: 1–101.
- [31] 苏尚国, 汤中立, 罗照华, 等. 岩浆通道成矿系统[J]. *岩石学报*, 2014, 30(11): 3120–3130.
- [32] Zellmer G F, Annen C. An introduction to magma dynamics[C]// Annen C, Zellmer G F. *Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation*. Geological Society Special Publication, 2008, 304: 1–13.
- [33] 汤中立. 中国的小岩体岩浆矿床[J]. *中国工程科学*, 2002, 4(6): 9–12.
- [34] 罗照华, 魏阳, 辛厚田, 等. 造山后脉岩组合的岩石成因——对岩石圈拆沉作用的约束[J]. *岩石学报*, 2006, 22(6): 1672–1684.
- [35] 罗照华, 卢欣祥, 王秉璋, 等. 造山后脉岩组合与内生矿作用[J]. *地学前缘*, 2008, 15(4): 1–12.
- [36] 杨宗锋, 罗照华, 卢欣祥. 量化火成岩结构分析与岩浆固结的动力学过程[J]. *地学前缘*, 2010, 17(1): 246–266.
- [37] Bachmann O, Bergantz G W. Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2006, 149: 85–102.
- [38] 朱训. 从矿产勘查过程看认识运动的“阶梯式发展”[J]. *自然辩证法研究*, 1991, 7(10): 7–11.
- [39] 朱训. 阶梯式发展是物质世界运动和人类认识运动的重要形式[J]. *自然辩证法研究*, 2012, 28(12): 1–8.