

深部流体与岩浆活动:兼论腾冲火山群的深部过程*

罗照华¹ 刘嘉麒² 赵慈平³ 郭正府² 程黎鹿¹ 李晓惠² 李大鹏¹

LUO ZhaoHua¹, LIU JiaQi², ZHAO CiPing³, GUO ZhengFu², CHENG LiLu¹, LI XiaoHui² and LI DaPeng¹

1. 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

2. 中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029

3. 云南省地震局,昆明 650224

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

2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

3. Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, China

2010-11-12 收稿, 2011-07-30 改回.

Luo ZH, Liu JQ, Zhao CP, Guo ZF, Cheng LL, Li XH and Li DP. 2011. Deep fluids and magmatism: The deep processes beneath the Tengchong volcano group. *Acta Petrologica Sinica*, 27(10):2855–2862

Abstract The deep fluids intensely affect many geological processes in their initiation and development. However, their behaviors are poorly understood till now. The fluid is the most important among the factors affecting magmatism. The fluid has higher activity, and its solubility in melt increases with pressure. These suggest that the magma system must be an open dynamic system, because both input and output of fluid dramatically affect the whole behavior of a magma system. The fluid affects the magma system mainly by changing the melt viscosity, also changing the average density and liquidus and solidus temperatures of the magma. Injecting a few of fluid induces the melt viscosity to change in several orders of magnitude. This dramatic change further leads to quickly decrease the friction between the magma and its conduit rocks. Therefore, the ascent rate of magma should be also increased in several orders of magnitude. When the magma reaches the depth where the fluid separates to different phases, the behavior of the magma system will be more difficult to be expected. Conversely, the fluid escape will cause the magma system to be changed toward the opposite direction. The degassed magma will be detained at the deeper depth due to increasing viscosity and density. It is important to indicate that the lost fluid to the conduit may weaken the mechanical properties of the upper lying substrata, and hence improves the ascent condition in the conduit. Therefore, if the ascent magma may obtained continued recharge of deep fluids, the amount of which is at least equal to the lost, the magma will ascent in a more and more rapid rate. Accordingly, the magma system is a complex dynamic system, and magmatism is a non-equilibrium and non-linear process. These analytical results disaccord to the traditional petrology, but are consistent with the volcanological observations and metallogenic researches. The phenocryst-assemble texture and the syn-magmatic metasomatic texture can be seen commonly in the volcanic rocks of the Tengchong volcano group. The phenocryst-assemble texture suggests that the magma has a brief stopover at some depth before it erupted to the surface. The mineral assemblages indicate different depths where the magmas stay. The syn-magmatic metasomatic texture suggests that the chamber activation depends on injection of the deep fluids. Therefore, it is necessary to pay more attention to the deep fluid process beneath the chamber in volcano monitoring. The close incorporation of monitoring the fluid processes beneath and above the chamber may be a new approach of the volcano monitoring.

Key words Deep process; Volcano activity; Petrology; Melt-fluid interaction; Tengchong, Yunnan Province

摘要 深部流体强烈影响许多地质过程的发生和发展,然而对其行为的理解却甚少。在所有可能影响岩浆活动的因素中,流体是最重要的。流体的高度活动性及其在熔体中的溶解度随压力减小而降低,暗示岩浆系统必然是开放的动力系统,流体的丢失和获得可戏剧性地影响岩浆系统的整体行为。流体对岩浆系统的影响主要通过改变熔体的黏度来实现,也改变

* 本文受国土资源部大陆科学钻探选址与钻探实验项目(SinoProbe-05-03)资助。

第一作者简介: 罗照华,1956年生,男,教授,博士生导师,主要从事火成岩岩石学、区域岩石大地构造、岩浆作用与成矿方向的研究, E-mail: luozh@cugb.edu.cn

岩浆的平均密度,以及固相线和液相线温度。少量流体的注入即可以导致熔体黏度出现几个数量级的降低,这种戏剧性改变进而导致岩浆柱与通道壁摩擦力的快速减小,因而岩浆上升速度也可以呈现几个数量级的变化。当岩浆上升到流体相分离的深度以后,岩浆系统的行为更加不可预测。反之,流体的丢失将导致岩浆系统的行为向相反方向变化,岩浆将滞留在深部。值得注意的是,丢失到通道中的流体可以弱化上覆岩层的力学性质,改善岩浆上升的通道条件。因此,如果上升岩浆能够得到持续的深部流体补给,其补给量至少等于丢失量,岩浆必将以越来越快的速度上升。据此,岩浆系统是一种复杂性动力系统,岩浆作用是一种非线性过程。这种分析结果与流行的岩石学认识不一致,却与火山学观察和成矿学研究结果相同。腾冲火山岩中的聚斑结构暗示某些岩浆在喷发之前曾经在深部作过停留,它们曾经位于不同的深度水平上。同岩浆交代结构暗示岩浆房的活化有赖于深部流体的注入,因而火山监测过程中关注岩浆房之下的深部流体活动是必须的。将岩浆房上、下两部分的流体活动紧密结合在一起,可能是火山监测的一个新方向。

关键词 深部过程; 火山活动; 岩石学; 熔体-流体相互作用; 云南腾冲

中图法分类号 P588.11

1 引言

起源于地下深处的岩浆可以喷出地表,形成喷出岩;也可以侵入于地壳深处,形成深成岩。一期岩浆活动涉及的岩浆体积变化极大,从出露面积 $> 1000\text{km}^2$ 的花岗质岩基 (Best, 2003) 和数万平方千米的玄武质大火成岩省 ($\geq 50000\text{km}^2$; Sheth, 2007), 到宽度和长度都极为有限的岩墙。岩浆活动的时间尺度也有很大的变化范围,从以百万年计到以小时计 (Petford *et al.*, 2000; Turner and Costa, 2007)。岩浆活动的产物也多种多样,一期岩浆活动可以产生成分相对单一的火成岩(如大陆溢流玄武岩),也可以产生宽成分谱系岩墙群(罗照华等,2006)。即使同为裂谷型火山活动,有的只产生幔源火山岩(如贝加尔裂谷带);有的壳源火山活动在前,幔源火山活动在后(如美国西部盆岭省; Leeman *et al.*, 1993);有的玄武质岩石和流纹质岩石互层(如川西苏雄组火山岩;李献华等,2002)。这种时间、空间、成分、喷发样式、岩浆产量的剧烈变化暗示了控制岩浆活动的因素的多样性,并至少有一种因素可以导致岩浆系统行为的戏剧性变化。考察所有可能影响岩浆系统行为的因素,流体可能是导致戏剧性(非线性)变化的主要因素。因此,揭示熔体-流体相互作用的特征及其对岩浆系统行为的影响是理解岩浆活动多样性的基础。

本文所称的流体包括超临界流体、液体和蒸气(组分为纯 H_2O 时称为蒸汽)。在低于临界点条件下,纯物质的超临界流体发生相分离形成蒸气和液体;高于临界点条件下,蒸气和液体相变为超临界流体。超临界流体的体积随温度升高而增加,随压力升高而减小。因此,超临界流体兼具液体和气体的性质,具有很强的活动性和溶解能力。这种特性暗示了研究流体作用的难度,也展示了流体驱动岩浆活动和在低温低压条件下卸载成矿金属的能力。

长期以来,流体的研究主要聚焦于流体本身,包括流体的成分和被晶体捕获时的物理化学条件。由于流体的高度活动性,绝大部分流体在岩浆固结过程中散失;由于圈闭流体与寄主晶体之间的持续反应,流体的成分将会发生改变;

由于流体的相分离,很难追索其原始属性。因此,依据流体作用的宏观地质响应揭示其作用机制可能是一条有效的途径。本文试图以高位侵入体成矿作用和火山学的最新研究成果为依托,讨论深部流体活动的地质响应及其对火山预测的意义。

2 熔体-流体相互作用

地质流体的组成主要为 H_2O 和 CO_2 , 以及变化很大的 S、Cl、F 等挥发性元素及其化合物。熔体可以溶解一定数量的流体,其溶解度随着压力的增加而增加,对温度的依赖性很小(图 1, 以 H_2O 为例)。但是,由于含少量水系统中部分熔融始于含水矿物的分解,无水组分进入熔体的数量随温度升高而增加,因而位于较深处的低温岩浆可以含有更多的流体。流体的溶解度也与熔体的化学组成有关,因为后者可有效影响流体组分的溶解方式。当熔体中溶解有多种流体组分时,不同流体组分之间可以发生强烈相互作用,进一步加强了流体对岩浆系统行为的影响。因此,定性分析熔体-流体相互作用及其地质响应具有重要意义。

流体可以极大地改变熔体的物理性质,特别是密度和黏度。前者使岩浆获得更大的浮力,后者可显著降低岩浆与通道岩石的摩擦力,二者联合可强烈改变岩浆的活动性,如岩浆上升速率、侵位方式、对通道条件的要求,等等。流体注入岩浆还可导致岩浆的固相线温度下降,延迟岩浆的固结时间;反之,流体的丢失将加速岩浆的固结。这表明,岩浆系统的过冷度可以从 2 个不同的角度进行解释:冷却速率和流体丢失的速率。因此,火成岩的矿物学和岩石学特征可以作为流体活动的重要记录(罗照华等,2010)。

实验表明,熔体的黏度强烈依赖于流体的含量 (Giordano *et al.*, 2008)。例如,在 800°C 条件下往无水过铝质和偏铝质花岗岩熔体加入 2% H_2O , 将导致其黏度下降 6 个数量级,相当于升温 500°C 的效果 (Baker, 1998)。由 stock 定律 $v = gr^2(\rho_s - \rho_l)/18\eta$ 可以看出,岩浆中晶体下沉(或上浮)的速率主要取决于熔体的黏度。与熔体黏度可以出现几个数量级的变化幅度相比,晶体的颗粒半径及其与熔体的密度差对熔体

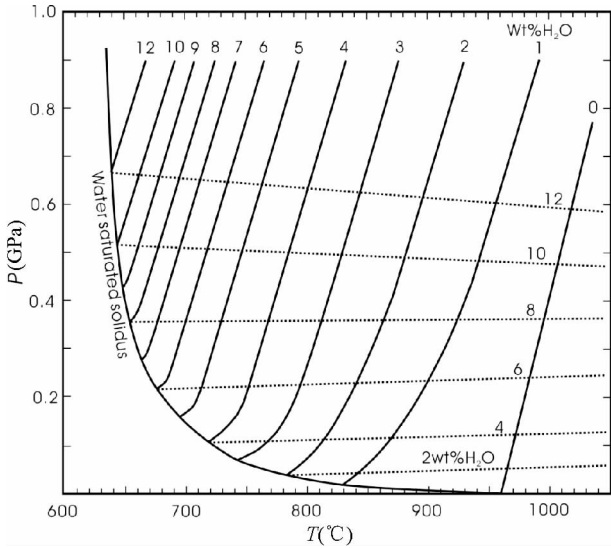


图1 Qz-Ab-Or体系的 P-T 图解 (据 Johannes and Holtz, 1996)

示最低点熔体成分和特定水含量条件下的液相线, 并与水溶解度曲线(点线)对比

Fig. 1 Pressure-temperature of Qz-Ab-Or system (after Johannes and Holtz, 1996)

中晶体运动速率的影响几乎可以忽略不计。讨论熔体排气作用时, 该公式可以改写成 $v = gr^2(\rho_l - \rho_v) / 18\eta$ 。在熔体排气过程中, 气泡半径 r 和熔体密度 ρ_l 逐渐增大, 蒸气的密度 ρ_v 可以近似看作恒定, 但排气后熔体的黏度急剧增加。这表明, 排气后的岩浆层将会阻止下伏熔体层继续向上排气, 除非其积累的气体压力足以克服上覆岩浆层的阻力。

假定有一个岩浆柱发生均匀持续的排气作用, 任一岩浆薄层的流体损失都可以立刻从下伏岩浆薄层得到补偿(图 2a)。在封闭体系条件下, 最下部的岩浆薄层将不能得到流体补偿, 因而将由于流体的丢失而迅速固结。向上, 岩浆薄层获得流体补偿的机会增多, 因而越靠近上部的岩浆薄层流体含量越多, 固相线温度越低, 固结的时间越长, 晶体粒径越

大。因此, 理想状态下岩浆柱应当是从下往上固结的, 岩石结构具有向上变粗的趋势, 称为单向固结结构 (unidirectional solidification texture)。同时, 由于流体具有溶解不相容元素的能力, 岩浆柱中的这种流体迁移活动必然造成上部更富含不相容元素, 例如 K、Na、REE 等。这就是火成岩岩石学中通常所描述的气运作用, 非常类似于分离结晶作用的效果, 如下部富含斜长石而上部富含碱性长石。当环境温度较低时, 岩浆受到冷却和流体的双重影响, 失去流体的分层可能不再得到补偿而成为流体运动的阻隔层, 从较深部层位上升的流体将会在该分层之下聚集(图 2b)。如果发生相分离, 流体的聚集可能导致爆破作用, 岩浆柱内可见不规则分布的隐爆角砾岩(图 2c), 甚至产生爆破角砾岩筒和火山作用。

如果岩浆处于向上运动(减压)状态, 流体将由于溶解度的降低而出溶形成独立的流体相。假定流体相滞留在岩浆体内, 流体体积随压力降低而膨胀的属性暗示熔体-流体流向上运动的速度越来越快, 相分离将进一步加快熔体-流体流的上升。因此, 岩浆的上升是一种自组织的非线性过程。但是, 如上所述, 流体的活动性远大于熔体, 将趋向于形成独立的流体相向上运动, 并因此降低亏损流体的岩浆的上升能力。泥石流启动机制的研究表明, 它是一种水过饱和的密度流, 只有泥石流运动速度足够快时, 水才能呈过饱和的形式存在于泥石流中(兰恒星等, 2007)。类似地, 当岩浆运动速度达到某一临界值时, 流体将不再逸出岩浆体。因此, 如果岩浆以极快的速率上升, 也有可能成为流体过饱和岩浆。可见, 为了维持岩浆的流体过饱和状态, 必须有新的流体(透岩浆流体)补给, 其数量至少等于达到临界运动速率之前岩浆体丢失的流体部分。这种推论与流行的岩石学解释不一致, 后者认为富含流体的岩浆为低温岩浆, 缺乏上升能力, 常形成深成侵入体; 高温岩浆含有较少的流体, 常形成火山岩和浅成-超浅成侵入体。因此, 重新考虑熔体-流体相互作用有可能改变某些传统的岩石学认识: 深成岩是贫流体的, 而火山岩是富含流体的。依此, A 型花岗岩可能不再是无水岩浆固结的产物, 分离结晶作用也不再是其重要的形成机制。

引入透岩浆流体的概念以后, 流体的来源是一个重要的

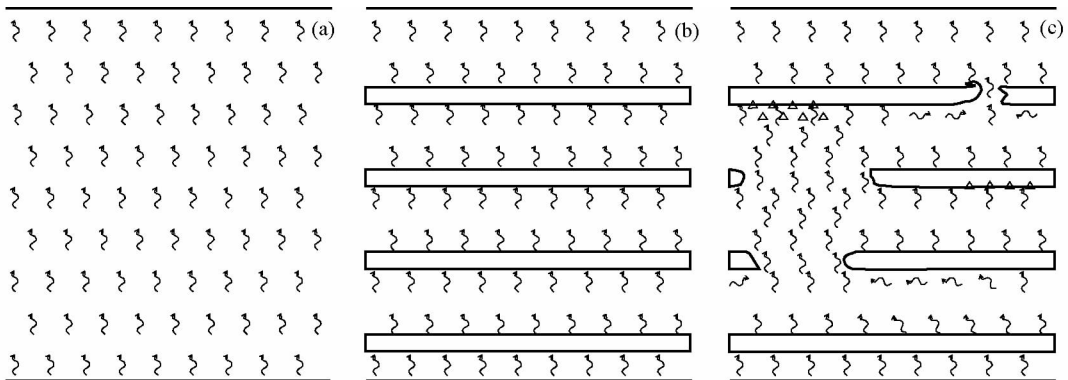


图2 流体在熔体中的分离与聚集过程

Fig. 2 The cartons showing separation and collection of the fluids in a melt column

科学问题。变质岩和变质作用的研究表明,进变质反应是一种脱流体反应,因而体系中流体的丰度随着深度(等同于温度和压力)的增加而减少,其岩石学标志是含流体矿物的含量逐渐减少以至消失。据此,一般认为地球深部是贫流体的,很难想像有深部流体源源不断注入岩浆。但是,近年来名义无水矿物的研究(Richard *et al.*, 2002)和大地电磁测深结果(魏文博等,2008)表明,地球深部可能存在大量的流体,它们聚集在构造滑脱带中。由此,中国东部中生代岩浆活动起源于构造滑脱带的认识(万天丰等,2008)是可以理解的。将这3方面的证据和岩浆成因机制结合在一起,暗示了深部流体库的存在(罗照华等,2007c, 2008b)。这种流体库可能正是透岩浆流体的来源。

3 高位侵入体的成矿作用

上述推论也可以很好地用来解释高位侵入体与内生金属矿床的关系。长期以来,矿床学家注意到内生金属矿床与岩浆活动,特别是岩浆中的流体紧密相关,但对这种关系的基本属性了解不够。因此,传统的岩浆热液成矿理论包含有许多相互矛盾的论述。例如,高位侵入体为高温岩浆固结的产物,而高温岩浆中流体的溶解度十分有限(图1),成矿作用却需要大规模流体活动的参与;岩浆分异作用可导致流体的聚集,但是流体的活动性大于熔体,理论上岩浆分异作用可产生岩浆期前热液而不是岩浆期后热液;许多含矿花岗质斑岩中见有暗色微粒包体和复杂重矿物组合,暗示岩浆既没有发生原地分异作用,也不存在深位岩浆分异作用;宽谱系岩墙群的存在暗示高位侵入体之下不存在深部岩浆房。所有这些观察事实都表明,成矿岩浆体并没有经历过强烈的分异作用,传统岩浆热液成矿理论遭遇了不可克服的结构缺陷。

为了摆脱岩浆热液成矿理论面临的窘境,汤中立(2002)提出了“小岩体成大矿”学说,重新强调了研究小岩体成矿作用的重要性。回顾近年来与内生金属成矿作用有关的研究成果,可以清楚地看到成矿流体与熔体的来源经常不一致。例如,花岗质岩石起源于地壳,但成矿物质常常来自地幔;玄武质岩浆起源于地幔,但成矿作用常常有地壳的贡献。这表明,成矿系统是一个开放的动力系统。如上所述,理论研究和实际观察均表明,流体具有比熔体高得多的活动性,暗示向上运动的岩浆会失去大部分流体。结果,岩浆的密度和黏度增加,固相线温度升高,上升能力降低。为了保持岩浆的密度、黏度和固相线温度,就必须从下往上注入流体,其数量至少等于岩浆体丢失的数量。因此,可以引入透岩浆流体的概念,将这种从外部注入的、而不是岩浆体自身分异形成的流体称为透岩浆流体(罗照华等,2007a)。由于透岩浆流体来自地球深部,而流体中成矿金属的溶解度随压力升高而增加,透岩浆流体必然是含矿流体。这样,流体和熔体就是2个性质不同的子系统,它们的耦合导致成矿金属的迁移,解

耦导致成矿作用的发生(罗照华等,2007a,2009)。

据此,可以认为成矿岩浆是一种含矿流体过饱和的熔体-流体流,以极快的速度沿构造通道向地壳浅部或地表运动。一旦熔体-流体流发生侵位,其流体过饱和状态将不能得到维持,结果导致相分离,包括熔体与流体的分离和多相流体(高盐流体、水流体和蒸气)的产生。在多相流体中,蒸气溶解成矿金属的能力最低,有效的排气作用将是高位侵入体成矿作用的关键环节。当络合物的解络合作用速率大于排气速率时,成矿金属将滞留在岩浆体内,形成正岩浆矿床;否则,成矿金属将被携出岩浆体外,形成其他类型的矿床。极端情况下,含矿流体可能因火山作用而散失在大气中(陆地喷发),或者溶解在水体内(水下喷发)。火山通道的堵塞可以阻止含矿流体的持续散失,形成潜火山岩型矿床;厚大的低温水体可以使高温含矿流体快速冷却,析出金属或其化合物,产生水底喷流沉积矿床(罗照华等,2008a)。

因此,高位侵入体成矿作用的根本原因在于含矿流体大规模注入及其导致的岩浆物理性质的非线性变化。其他参数(如密度、温度、压力、成分)对岩浆的运动也有影响,但远不如流体导致的可达几个数量级的变化。这种变化可以导致熔体-流体流的产生及其对顶板岩层的强烈撞击,因而形成特殊的近场应力场(主应力分布在垂直方向上)和矿田构造变形形迹(罗照华等,2009)。幸运的是,这种推论在河北涞水安妥岭钼矿的找矿实践中得到了验证(Luo *et al.*, 2009;梁涛,2010)。基于熔体-流体相互作用的分析,宽谱系岩墙群应当是成矿潜力的标志;流体可以有效降低熔体的黏度,因而成矿侵入体必然具有复杂的边界形态;流体可以有效降低岩浆的固相线温度,因而多斑斑状结构指示大部分含矿流体被封存在斑岩体内,安妥岭钼矿应当是斑岩型矿床;含矿流体的自组织运动可改变地质体的结构状态,因而地质体结构的地质学完整性+地球物理学非完整性是成矿预测的确定性标志。钻探工程验证了这种演绎,使安妥岭钼矿由小型矿床变成了大型矿床,并有成为超大型矿床的潜力。可见,透岩浆流体成矿理论具有较强的自生产能力,比传统岩浆热液成矿理论更接近客观实际。由此,引入透岩浆流体概念来讨论其他岩浆过程可能是合理的。

4 深部流体与火山活动

火山活动是唯一可以直接观测的岩浆活动。火山活动可以表现为爆发式喷发,产生高达云霄的火山灰柱和火山碎屑流;也可以表现为静静的溢流和挤出,产生熔岩流和岩钟/岩针。这种表现形式的多样性暗示了深部流体对岩浆活动的戏剧性影响,现代火山学研究提供了关键证据。

火山观测表明,通过详细研究的活火山均具有至少一个深部岩浆房。例如,Rainier火山最近一次(2200a前)爆发式喷发时,在3~5km深处存在一个边缘岩浆房,在>8km处还有另外一个岩浆房(Venezky and Rutherford, 1997)。这表

明,尽管有些火山喷发的岩浆直接来自源区(如含有幔源橄榄岩包体的玄武质岩浆和金伯利岩岩浆),许多情况下,岩浆在最终喷出之前曾经在岩石圈的不同深度水平上停留过,并在那里经历了复杂的岩浆过程。中国的长白山火山和腾冲火山至今仍保留有这样的深部岩浆房,因而被认为是休眠火山。由于岩浆体的温度高于围岩,可以预期的岩浆过程包括冷却和结晶。但是,深部岩浆房中的岩浆是继续冷却直到固结还是会重新活化,至今仍了解不多。因此,喷发前的岩浆过程近年来引起了广泛的关注。

夏威夷火山喷发的观察表明,每一次火山喷发的前四分之一时间为爆发式喷发,接着是熔岩溢流(Vergnolle, 1996)。这种观察结果证实了流体活动性大于熔体的推论,进而可以认为,脉动式火山喷发与流体的聚集和释放紧密相关,也与岩浆的供给紧密相关。在岩浆持续供给的条件下,深部流体具有良好的上升通道,可以通过对流的方式源源不断向上运动。但是,岩浆柱顶部具有较快的冷却速率,因而具有较高的晶体比例。分析表明,岩浆的流变学习性强烈依赖于晶体的数量。当晶体数量达到50%时,岩浆处于流变学锁定,系统级的对流将会中止(Bachmann and Bergantz, 2006),因而岩浆中的流体聚集在固化层之下形成流体富集带。如果流体富集带所处位置低于临界点,流体的相分离不可避免,这将导致岩浆系统流体超压的产生和体积膨胀。当流体超压大于静岩压力时,岩浆柱的冷凝外壳及其上覆岩层就会产生破裂,导致流体的逸出。如果逸出量远远小于补给,流体的溢出将会越来越强,进而导致火山爆发。反之,岩浆柱顶部的圈闭层将重新产生,流体逸出的数量将会越来越少,直至停止(梁涛, 2010)。

需要注意的是,流体超压的产生将阻止流体的进一步相分离。因此,低于临界点深度的大部分流体仍可以超临界流体的形式存在。这意味着,一旦岩浆通道打通,流体相分离的气体产量必然超过通过岩浆柱顶面丢失的气体总量,岩浆排气作用将是爆发式的。但是,流体从岩浆柱底部补给的速率较慢,因而后续的火山喷发将以溢流为主,直到新的圈闭层产生。赵慈平(2008)研究了火山气体中深源气体的贡献,首次发现了火山喷气过程服从幂律分布,表明上述分析是合理的。据此可以认为,深部流体是火山喷发的触发机制,同时关注地表和深部流体活动的特征可能是火山监测和预报的重要内容。

据此,深部流体对于火山活化的贡献可以归结为3个方面:(1)将深部热能注入趋于固结的岩浆房,升高岩浆的温度;(2)降低岩浆的固相线温度,许多原来晶出的晶体将被再吸收;(3)降低岩浆中晶体的比例。这3种过程都可以导致岩浆黏度的大大降低,增强岩浆的活动性,从而使火山更容易复活。但是,新注入的流体到底是独立的流体流还是下伏岩浆分异的产物,或者二者兼而有之,至今仍是一个不解之谜。不过,对于本文讨论的问题来说,这一点并不重要,因为2种情况都说明流体来自系统之外,而不是来自活化岩浆体

自身。因此,可以统称为透岩浆流体。

5 腾冲火山岩的岩石学特征

岩石学曾经是一门描述性学科,主要任务是描述岩石的基本特征,并对岩石进行分类,至今仍有不少学者满足于一般性岩石分类命名。因此,岩性描述历来强调所谓的“客观性”,很少提取其携带的成因信息。更有一些作者干脆抛开岩石学特征直接利用岩石地球化学特征来谈论岩石的成因,对于火成岩尤其如此。实际上,物理参数和化学参数都属于状态函数,是曾经发生的所有过程的总记录。因此,这些参数的解释经常依赖于各种各样的模型,因而存在多解性问题。岩石成因系指什么样的元素在什么样的条件下形成什么样的矿物和矿物组合,以及这些矿物以何种方式构成岩石(罗照华等, 2007b)。可见,岩性特征包含有丰富的成因信息。据此,火山岩的岩性特征应当记录了岩浆系统的演化路径。

腾冲火山岩中常见聚斑结构(图3a, b)。如图3a所示,芒棒组玄武岩中浮现出主要由斜长石和单斜辉石构成的聚集体,其中斜长石构成格架,单斜辉石充填于斜长石格架的空隙之中。此外,孔隙中还充填有少量磁铁矿和气泡。与图3a不同,图3b则展示了由半自形橄榄石和单斜辉石构成的聚斑结构,也含有少量气泡。这种结构一般很少得到说明,简单地认为是斑晶矿物聚集在一起产生的一种结构类型。这种解释实际上将分散状态的晶体和呈聚集状态的晶体看作属性相同,都是从寄主熔体晶出的。但是,这种解释有一些问题需要进一步说明:(1)为什么有些晶体能够聚集在一起而另一些则不能;(2)什么因素促使这些晶体聚集在一起;(3)聚斑团块中常常可见火山岩中的几乎所有主要造岩矿物和副矿物,意味着岩浆已经达到近固相线的温度,暗示熔体的黏度已经很大,为什么这些晶体还能够自由迁移并聚集在一起?显然,传统岩石学没有给出合理的解释。或许部分学者会将其解释为捕虏体,例如通道岩石或岩浆房顶部已固结部分。但是,矿物集合体岩相学特征明显不同于火山岩中的麻粒岩捕虏体,且所有晶体都是大致完整的,没有被折断迹象。据此,这种结构的产生很可能是由于新岩浆捕获了半固结的岩浆团。

一般说来,岩浆柱顶部和边部直接与较冷的围岩接触,较容易发生结晶作用。可以预期,从上往下以及从边缘向岩浆体内部,结晶程度(因而固结程度)越来越低。岩浆体活化时,顶部的固结和部分固结的壳体(活动性较低)容易被捕获,其中部分固结的壳体被捕获时将不会有脆性撕裂的现象。因此,这种矿物集合体不应理解为斑晶矿物聚集的产物,而是来自岩浆房的半固结部分。换句话说,芒棒组玄武岩岩浆喷发之前在深部岩浆房中作过较长时间的停留。玄武质岩浆的结晶实验表明,在较高压力条件下,Ol + Cpx组合优先晶出;在较低压力条件下,则是斜长石优先结晶。对比

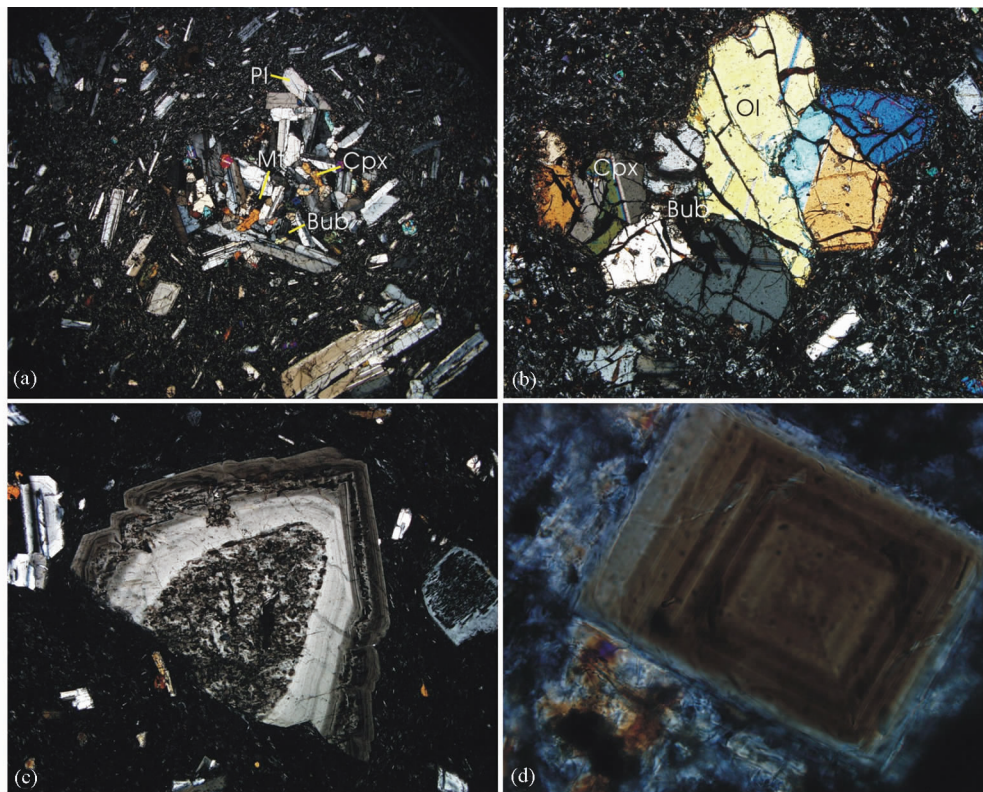


图3 腾冲火山岩的显微照片,示岩浆驻留及其与透岩浆流体相互作用

(a)-玄武岩聚斑结构,主要由斜长石和单斜辉石组成,包含有大部分造岩矿物和副矿物,代表浅位岩浆房的冷凝壳;(b)-玄武岩聚斑结构,主要由橄榄石和单斜辉石组成,代表深位岩浆房的冷凝壳;(c)-同岩浆交代结构,斜长石斑晶含有两个振荡环带发育区和两个分解区,暗示矿物的晶出环境发生过振荡变化,是同岩浆流体活动的产物;(d)-斜长石的振荡环带,长石牌号的变化由于干涉色反映,没有流体交代作用,但可能有排气作用或岩浆混合作用的影响. 矿物代号:Ol-橄榄石;Cpx-单斜辉石;Pl-斜长石;Mt-磁铁矿;Bub-气孔

Fig.3 Microphotographies of volcanic rocks from Tengchong, Yunnan Province, showing magma residence in the chamber and its interaction with the transmagmatic fluids

图3a(辉绿结构)和图3b(共结结构),可以认为图3b中的聚斑晶体是在较高的压力下形成的。因此,芒棒组火山岩喷发之前可能存在两个岩浆房,图3a中的聚斑结构是在边缘岩浆房中产生的,图3b中的聚斑结构形成于更深的岩浆房。

第二种很有意义的现象是同岩浆交代结构(图3c)。这种结构名称最初用来描述镁质砂岩的交代结构,又称岩浆期交代结构(Зотов, 1989),被认为是透岩浆流体活动的证据。罗照华等(2009,2010;黄凡等,2009)认为将交代作用限于斑晶的交代结构表述为同岩浆交代结构可能更有说服力。如图3c所示,斜长石斑晶至少发育4个结构单元,其中2个单元发育振荡环带,另2个单元发生了分解,由玻璃和斜长石残晶(所有个体具有一致的光性反应)组成,局部可见绢云母片。众所周知,斜长石是火成岩的贯通矿物,在岩浆冷却过程中,斜长石常常形成较明显的振荡环带,暗示组分的扩散速率低于晶体生长速率(过饱和-成核-耗尽生长机制)。结果,从中心向边部斜长石牌号振荡式降低(图3d),但一般不会发生分解和蚀变。因此,斜长石的蚀变一般归咎于岩浆期后热液或后期热液蚀变的结果。但是,显微斑晶和基质斜

长石未遭受蚀变的事实可以排除这种解释,表明斑晶的蚀变和分解是发生在岩浆阶段。

较合理的解释有2种:(1)由于新的高温岩浆注入,斜长石被再吸收(溶蚀);(2)深部流体注入改变了斜长石的结晶环境,先存晶体与新流体强烈反应并解体。再吸收过程往往是从晶体的边部开始,逐渐向中心推进,常常导致港湾状晶体边缘,与图3c的情况不符。因此,作者认为同岩浆交代结构(图3c)可能是流体作用的产物。流体不仅可以有效降低岩浆的固相线温度,导致先存晶体的再吸收;而且具有很强的渗透能力,可以进入晶体内部,导致晶体的迅速分解。更重要的是,流体可以有效降低岩浆的密度和黏度,从而使岩浆体具有重新活动的的能力。因此,聚斑结构和同岩浆交代结构互为补充,前者说明岩浆喷发前经历了一个冷却阶段;后者暗示岩浆经历了一个活化阶段和岩浆体活化的方式。

综上所述,可以认为腾冲火山岩的岩石学特征记录了岩浆房的冷却过程和深部流体活动,深部流体的注入对岩浆房的活化起到了决定性的作用。

6 对火山监测工作的启示

作为中国大陆最有可能重新活动的火山群之一,腾冲火山群的形成地质背景和火山活动规律近年来引起了广泛的注意。火山活动从深部带出了大量生物繁衍所必需的物质,因而火山区常常也是植被繁茂、人类聚集的地区。正因为如此,火山活动也常常造成巨大的灾难,对人类生命财产构成重大威胁。因此,火山监测和预报成为地球科学研究的重要内容,也对火山学学科的建立及其内容的丰富起到了重要作用。然而,火山系统是一种复杂性动力系统,火山活动是一种非平衡、非线性过程。根据复杂性科学的基本原理,这样的过程具有难以定量预测的特征。

但是,如果上述分析是可信的,同时监测岩浆房上、下的流体活动可能是一种有效的方法之一。腾冲地区大规模的热泉活动被解释为岩浆热的贡献。热泉同位素研究(赵慈平,2008)证明了岩浆排气作用的存在,并且岩浆排气作用服从幂律分布。因此,深部岩浆房的冷却不仅仅依赖于热传导机制,一种更有效的传热机制(advection)起了重要作用。这样,岩浆排气和加热热水的同时将加速其自身的冷却和固结,在没有深部热能持续供给的条件下,腾冲火山将很快变成死火山。为了维护深部岩浆房的存在,或者需要高温岩浆的注入,或者需要深部流体的注入。当输入能量大于输出能量时,岩浆体将获得重新活动的能力。可以预期,一旦岩浆房能量输入/输出比值达到某种临界值,腾冲火山就有可能重新活动。

换句话说,流体活动的监测可能是火山预报的一种有效手段。然而,目前的热泉监测仅仅涉及到岩浆房的排气和排热。如前所述,排气岩浆层可能阻止较深部岩浆层的继续排气,如果深部流体持续供给,这将导致岩浆房中流体的聚集和内压力增加;相反,强烈的排气意味着岩浆失去活力。因此,仅仅依据热泉监测很难准确预测岩浆房的活动性会越来越强还是达到一定高峰之后便持续减弱。据此,岩浆房之下的流体活动应当是不可或缺的火山监测内容。如果能够大致确定深部流体的输入/输出比值,辅以较精确的数值模拟,火山预报就有可能实现。

如前所述,岩石圈-软流圈系统中的高导层可以看作是深部流体库,因而大地电磁测深方法有可能用来监测区域深部流体活动。Bai *et al.* (2010)的研究揭示藏东南地区在20~40km深处存在2个主要的高电导率带,可以解释为深部流体富集带或通道。根据其图1标示的通道位置和流动方向,来自青藏高原的深部流体有可能补充到腾冲火山区的地壳中。如果这种解释是合理的,结合地表热泉活动的监测和其他地球物理方法的监测,有可能提高火山预报的能力。但是,学者们尚未进行这方面的尝试,要使这个设想达到可利用的程度,还需要进行深入细致的研究。

7 结论

深部流体强烈影响岩浆系统的行为。流体对岩浆系统行为的影响主要通过戏剧性改变其黏度来实现,同时改变岩浆的固相线和液相线温度,并留下可追索的岩石学和矿物学特征。这一点有可能用来进行火山监测,同时监测岩浆房的流体输入输出可能是火山预报的一种新途径。

致谢 审稿人提出的修改意见对于本文的完善起了重要作用,在此表示感谢。

References

- Bachmann O and Bergantz G W. 2006. Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149: 85 – 102
- Bai DH, Unsworth MJ, Meju MA, Ma XB, Teng JW, Kong XR, Sun Y, Sun J, Wang LF, Jiang CS, Zhao CP, Xiao PF and Liu M. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nature Geoscience*, DOI: 10.1038/NCEO830
- Baker DR. 1998. Granitic melt viscosity and dike formation. *Journal of Structural Geology*, 20(9 – 10): 1395 – 1404
- Best MG. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd Edition. Blackwell Publishing Company, 729
- Giordano D, Russell J K and Dingwell DB. 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271: 123 – 134
- Huang F, Luo ZH, Lu XX, Gao F, Chen BH, Yang ZF, Pan Y and Li DD. 2009. Was Donggou porphyry Mo deposit derived from Taishanmiaoh batholith? *Mineral Deposits*, 28(5): 569 – 584 (in Chinese with English abstract)
- Johannes W and Holtz F. 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer-Verlag, 1 – 335
- Lan HX, Zhou CH and Wang XB. 2007. A literature review on debris flow constitutive model and its dynamic simulation. *Journal of Engineering Geology*, 15(3): 314 – 321 (in Chinese with English abstract)
- Leeman WP and Harry DL. 1993. A binary source model for extension related magmatism in the Great Basin, western North America. *Science*, 262: 1550 – 1554
- Li XH, Zhou HW, Li ZX and Liu Y. 2002. Petrogenesis of Neoproterozoic bimodal volcanics in western Sichuan and its tectonic implications: Geochemical and Sm-Nd isotopic constraints. *Chinese Journal of Geology*, 37(3): 264 – 276 (in Chinese with English abstract)
- Liang T. 2010. *Genesis and constraints from deep processes for Antuoling porphyry-type molybdenum deposit*. Ph. D. Dissertation. Beijing: China University of Geosciences, 1 – 183 (in Chinese with English summary)
- Luo ZH, Wei Y, Xin HT, Zhan HM, Ke S and Li WT. 2006. Petrogenesis of the post-orogenic dike complex: Constraints to lithosphere delamination. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1672 – 1684 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Mo XX, Lu XX, Chen BH, Ke S, Hou ZQ and Jiang W. 2007a. Metallogeny by trans-magmatic fluids: Theoretical analysis and field evidence. *Earth Science Frontiers*, 14(3): 165 – 183 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Huang ZM and Ke S. 2007b. An overview of granitoid.

- Geological Review, 53 (Suppl.): 180 - 226 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Liang T, Chen BH, Xin HT, Ke S, Zhang ZL and Cheng SH. 2007c. Intraplate orogenesis and its implications in metallogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (8): 1945 - 1956 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Lu XX, Guo SF, Sun J, Chen BH, Huang F and Yang ZF. 2008a. Metallogenic systems of the transmagmatic fluids. *Acta Petrologica Sinica*, 24(12): 2669 - 2678 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Lu XX, Chen BH, Huang F, Yang ZF and Wang BZ. 2008b. The constraints from deep processes on the porphyry metallogenesis in collisional orogens. *Acta Petrologica Sinica*, 24 (3): 447 - 456 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Fan BH, Lu SW, Cheng SH, Zhang Q and Liang T. 2009. Discovery and metallogenesis of the Antuoling Mo deposit and its implications. *Northwestern Geology*, 42(Suppl.): 214 - 217
- Luo ZH, Lu XX, Chen BH, Li ML, Liang T, Huang F and Yang ZF. 2009. Introduction to the Metallogenic Theory on the Transmagmatic fluids. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 177 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Lu XX, Xu JY, Liu C and Li DD. 2010. Petrographic indicators of the ore-bearing intrusions. *Acta Petrologica Sinica*, 26 (8): 2247 - 2254 (in Chinese with English abstract)
- Petford N, Cruden AR, McCaffrey KJW and Vigneresse JL. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408(7): 669 - 673
- Richard G, Monnereau M and Ingrin J. 2002. Is the transition zone an empty water reservoir? Inferences from numerical model of mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 37 - 51
- Sheth HC. 2007. 'Large Igneous Provinces (LIPs)': Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth-Science Reviews*, 85: 117 - 124
- Tang ZL. 2002. Magmatic ore deposits in small rock body in China. *Engineering Science*, 4 (6): 9 - 12 (in Chinese with English abstract)
- Turner S and Costa F. 2007. Measuring timescales of magmatic evolution. *Elements*, 3: 267 - 272
- Venezky D and Rutherford MJ. 1997. Pre-eruption conditions and timing of magma mixing in the 2.2ka C-layer, Mount Rainier. *J. Geophys. Res.*, 102: 20069 - 20086
- Vergnolle S. 1996. Bubble size distribution in magma chambers and dynamics of basaltic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 140: 269 - 279
- Wan TF, Wang YM and Liu JL. 2008. Detachments and magmatic source depth in lithosphere of Eastern China during Yanshanian and Sichuanian stages. *Earth Science Frontiers*, 15 (3): 1 - 35 (in Chinese with English abstract)
- Wei WB, Ye GF, Jin S, Deng M, Jing JE, Peng ZQ, Lin X, Song SL, Tang BS, Qu SZ, Chen K, Yang HW and Li GQ. 2008. Geoelectric structure of lithosphere beneath eastern North China: Features of a thinned lithosphere from magnetotelluric soundings. *Earth Science Frontiers*, 15(4): 204 - 216 (in Chinese with English abstract)
- Zhao CP. 2008. Mantle-derived helium release characteristics and deep magma chamber activities of present day in the Tengchong volcanic area. Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration, 1 - 123 (in Chinese with English summary)
- Зотов ИА. 1989. Трансмагматические флюиды вмагматизме и рудообразовании. Москва: Наука, 1 - 214 (in Russian)

附中文参考文献

- 黄凡, 罗照华, 卢欣祥, 高飞, 陈必河, 杨宗锋, 潘颖, 李德东. 2009. 东沟含铜斑岩由太山庙岩基派生? *矿床地质*, 28(5): 569 - 584
- 兰恒星, 周成虎, 王小波. 2007. 泥石流本构模型及动力学模拟研究现状综述. *工程地质学报*, 15(3): 314 - 321
- 李献华, 周汉文, 李正祥, 刘颖. 2002. 川西新元古代双峰式火山岩成因的微量元素和 Sm-Nd 同位素制约及其大地构造意义. *地质科学*, 37 (3): 264 - 276
- 梁涛. 2010. 安妥岭斑岩铜矿的成因及其深部约束. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学, 1 - 183
- 罗照华, 魏阳, 辛厚田, 詹华明, 柯珊, 李文韬. 2006. 造山后脉岩组合的岩石成因——对岩石圈拆沉作用的约束. *岩石学报*, 22 (6): 1672 - 1684
- 罗照华, 莫宣学, 卢欣祥, 陈必河, 柯珊, 侯增谦, 江万. 2007a. 透岩浆流体成矿作用——理论分析与野外证据. *地学前缘*, 14 (3), 165 - 183
- 罗照华, 黄忠敏, 柯珊. 2007b. 花岗质岩石的基本问题. *地质论评*, 53(Suppl.): 180 - 226
- 罗照华, 梁涛, 陈必河, 辛后田, 柯珊, 张自力, 程素华. 2007c. 板内造山作用与成矿. *岩石学报*, 23(8): 1945 - 1956
- 罗照华, 卢欣祥, 郭少丰, 孙静, 陈必河, 黄凡, 杨宗锋. 2008a. 透岩浆流体成矿体系. *岩石学报*, 24(12): 2669 - 2678
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 黄凡, 杨宗锋, 王秉璋. 2008b. 碰撞造山带斑岩型矿床的深部约束机制. *岩石学报*, 24(3): 447 - 456
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 李明立, 梁涛, 黄凡, 杨宗锋. 2009. 透岩浆流体成矿作用导论. 北京: 地质出版社, 1 - 177
- 罗照华, 卢欣祥, 许俊玉, 刘翠, 李德东. 2010. 成矿侵入体的岩石学标志. *岩石学报*, 26(8): 2247 - 2254
- 汤中立. 2002. 中国的小岩体岩浆矿床. *中国工程科学*, 4(6): 9 - 12
- 万天丰, 王亚妹, 刘俊来. 2008. 中国东部燕山期和四川期岩石圈构造滑脱与岩浆起源深度. *地学前缘*, 15(3): 1 - 35
- 魏文博, 叶高峰, 金胜, 邓明, 景建恩, 彭志强, 林昕, 宋石磊, 唐宝山, 屈栓柱, 陈凯, 杨宏伟, 李国强. 2008. 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. *地学前缘*, 15 (4): 204 - 216
- 赵慈平. 2008. 腾冲火山区现代幔源氦释放特征及深部岩浆活动研究. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所, 1 - 123