

火山喷发形式与挥发分含量^{*}

贾祖冰 夏群科 田真真
JIA ZuBing, XIA QunKe and TIAN ZhenZhen

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科技大学地球和空间科学学院, 合肥 230026
CAS Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China
2013-12-11 收稿, 2014-07-11 改回.

Jia ZB, Xia QK and Tian ZZ. 2014. Style of volcanic eruption and volatile content. *Acta Petrologica Sinica*, 30(12):3701 – 3708

Abstract Magma formed by partial melting of the deep-earth materials, upwelling to the surface, causes a volcanic eruption, which is one of the major ways for the earth to release its energy. Explosive eruptions can affect the local climate and environment for several months by its tephra covering the entire atmosphere, even burying a city at one moment; on the contrary, effusive eruptions may only contain lava outflowing from its vent, during which people can observe it not far away. The energy released during one eruption depends on its eruption style, which is controlled largely by the volatile content. Volcanic eruptions may contain various eruption styles. This paper introduces the most common ones and discusses the possibility how they can transform to each other, revealing that the volatile content has played an important role on controlling the eruption styles and then offer some ways of degassing. In addition, several commonly applied methods to calculate the volatile content have been described. Among them the method which uses the clinopyroxene phenocryst to calculate the water content of the primitive magma may get generally accepted in the future.

Key words Volcanic eruption styles; Degassing models; Volatile content; Phenocryst

摘 要 火山喷发是由地球深部物质发生部分熔融产生的岩浆上涌至地表所形成的一种地质现象,是地球内部能量释放的主要途径之一。有些火山喷发极为猛烈,产生的大量火山灰能够在长达几个月的时间内影响当地气候环境,甚至可以在一瞬间掩埋整座城市;而有些火山喷发时只有大量的熔岩从火山口中静静地溢出,人们甚至可以在不远处进行观赏。火山喷发具有何种程度的破坏力取决于其喷发形式,而挥发分含量是影响喷发形式的重要因素之一。本文简述了几种常见的喷发形式及其相互之间可能存在的转化关系,着重论述了挥发分含量在其中所起到的作用,同时介绍了几种可能的去气模型及常见的测量岩浆挥发分含量的方法。其中使用单斜辉石斑晶来反演大陆玄武岩原始岩浆水含量的方法预计会在未来的研究中得到普及。

关键词 火山喷发形式;去气模型;挥发分含量;斑晶
中图法分类号 P317.3;P588.11

1 引言

大陆火山活动是一种重要的地质灾害现象,以具有明显火山通道的中心式喷发为主。学者们根据观察到的不同火山喷发特征将中心式火山喷发进一步划分为普利尼式(Plinian

style)、斯通博利式(Strombolian style)、夏威夷式(Hawaiian style)以及乌尔卡诺式(Vulcanian style)等等。喷发形式的多样性不仅体现在喷发猛烈程度的不同,在喷发产物、产物的分布面积、喷发持续时间以及喷发周期等方面同样有所体现,而岩浆挥发分含量、粘度、岩浆通道环境以及岩浆房压力等是影响这些方面的主要因素(McBirney, 1973; Wilson *et al.*,

^{*} 本文受国家杰出青年科学基金(41225005)资助。
第一作者简介: 贾祖冰,男,1991年生,博士生,地球化学、岩石学专业,E-mail: icying@mail.ustc.edu.cn

1980; Wilson, 1980; Woods and Koyaguchi, 1994),同时去气现象的存在也会影响岩浆的具体喷发形式(Eichelberger *et al.*, 1986; Jaupart and Allège, 1991; Sparks, 2003)。

在所有影响因素中挥发分含量的作用显得尤为重要。以水为例,水的存在会降低液相线温度(Hirschmann, 2006)和平均熔融程度(Asimow and Langmuir, 2003),从而在一定程度上影响岩浆的成分(Nichols *et al.*, 2002)、改变岩浆的粘度(Dixon *et al.*, 2004)。岩浆内部由挥发分出溶、膨胀所形成的超压(overpressure)会侵蚀火山通道,改变火山喷发的环境(Wilson *et al.*, 1980; Wilson and Head, 1981; Giberti and Wilson, 1990)。因此,对岩浆中挥发分含量的测定是探究不同火山喷发形式的成因以及相互之间转变机制的关键。

2 火山喷发形式

不同的火山喷发形式之间主要以有无持续性喷发柱、喷发产物的分布规律、岩浆的粘度以及喷发所形成的构造地形等特征来加以区分。但这些区分往往是相对的,不同喷发形式之间在达到某些特定条件时可以相互转换。同时,一些火山可能在不同时期、不同演化阶段兼具多种喷发形式的特点。

2.1 普利尼式火山喷发

普利尼式火山喷发极为猛烈,一般出现在富硅质岩浆的喷发中。其岩浆通常具有很高的压力及挥发分含量,进而能以极快的速度从火山口中爆炸喷出(Wilson, 1976),喷出的火山灰可以在附近几百至几千平方千米的范围内形成空降堆积(Walker, 1980, 1981)。公元79年的维苏威火山大爆发即属于此种喷发形式,此次喷发仅一夜之间便将庞贝与赫库兰尼姆两座古城活埋于火山灰下(Lirer *et al.*, 1973; Sigurdsson *et al.*, 1985)。Walker(1973)描述了普利尼式火山喷发所形成的火山灰的分布特征,同时定义了分布范围相对较小的“亚普利尼式沉积物”,指出沉积物的破碎程度以及分布范围可以作为判断火山喷发形式的依据。因此在实际研究中可以通过对沉积物的观察来鉴别普利尼式火山喷发。

普利尼式火山喷发的另一主要特征为具有持续性的喷发柱。岩浆在通道深处发生破碎后,其上升速度可以达到甚至超越声速(Wilson *et al.*, 1980)。喷发出的气体及火山碎屑可以与大气混合形成大规模的喷发柱(Wilson, 1976),其高度普遍在30千米以上并能够持续数十个小时(Lirer *et al.*, 1973)。Wilson(1976)提出的喷发柱模型给出了喷发柱高度与岩浆喷出速度、挥发分含量以及火山口半径之间的关系(图1),同时指出随着喷发的进行,岩浆房内被提取岩浆的深度越来越大,岩浆中的挥发分含量随之减少,最终喷发柱将坍塌形成熔结凝灰岩。Carey and Sigurdsson(1989)给出了喷发柱坍塌的两种不同演化路径:一种是喷发柱内承载物质的增多;另一种是喷发能量的降低(图2)。该研究认为大

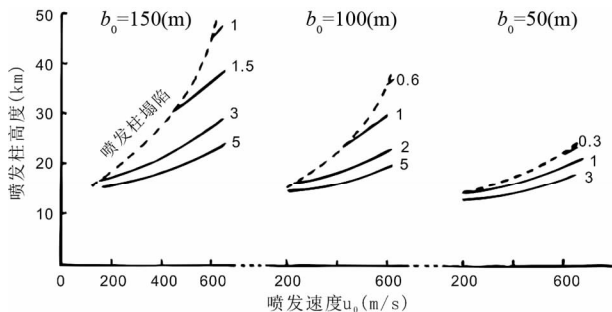


图1 三种不同的火山口半径条件下喷发柱高度与喷出速度的关系(据 Wilson, 1976)

图中从左至右火山口半径(b_0 值)依次为150m、100m和50m。每一条实线对应一个给定的 n 值, n 代表气体占喷发物总体的质量分数。实线与虚线交汇代表喷发柱在此条件下会发生坍塌

Fig.1 Eruption column height as a function of eject velocity u_0 for three vent radii (after Wilson, 1976)

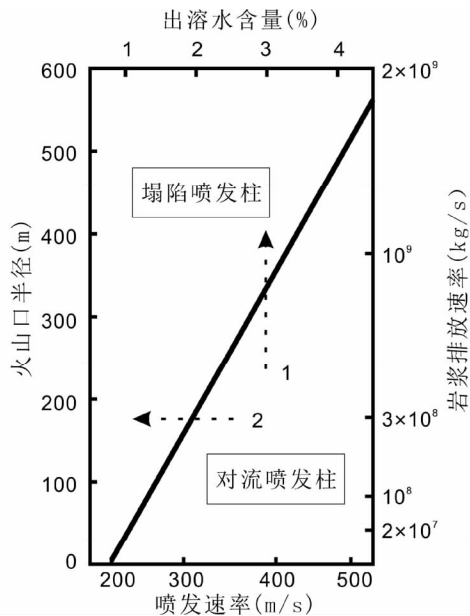


图2 火山口半径、岩浆排放速率、出溶的岩浆挥发分及喷发速率之间的关系(据 Carey and Sigurdsson, 1989)

喷发柱从稳定对流到最终坍塌的转变可能沿以下两种路径:1)喷发柱中承载物质的增多,包括火山口半径及岩浆释放速率的增大;2)喷发能量的降低,包括挥发分含量及岩浆喷发速率的减小。普利尼式火山喷发若形成大规模碎屑流及破火山口则很可能是沿路径1演化的结果,若只形成小规模碎屑流则可能是由路径2演化而来

Fig.2 Relationship between vent radius, magma discharge rate, exsolved magmatic volatiles and exit velocity (after Carey and Sigurdsson, 1989)

规模的碎屑流及破火山口的形成很可能是喷发柱沿第一种路径演化的结果,而小规模碎屑流则可能是喷发柱沿第二种路径演化所形成,并指出持续性喷发柱的高度可以对火山喷发物的总质量、喷发规模乃至喷发形式起指示作用。喷发

柱的坍塌过程往往伴随着喷发强度的变化,喷发强度不仅可以限定喷发柱的高度,同时也控制着喷发相的转变(空落亚相-基底涌流亚相-火山碎屑流亚相),而喷发强度主要由岩浆房到地表的压力梯度、岩浆粘度、挥发分含量以及岩浆通道的规模所决定。

近年来有些学者发现了一些具有斯通博利式喷发特征的火山同样具有持续的富含火山灰的喷发柱(Riedel *et al.*, 2003),并且能够产生覆盖范围较大的火山碎屑席。此类火山在我国东北地区也有发现,一些学者将其归类为强斯通博利式或亚普利尼式火山喷发(刘祥和张成梁, 1997; 白志达等, 2005; 赵勇伟等, 2008; 赵勇伟和樊祺诚, 2010)。

2.2 斯通博利式火山喷发

斯通博利式火山喷发为一种中等猛烈程度的火山喷发形式,由一系列高频爆炸所组成。每次爆炸的发生很可能是由一个或多个出溶的气泡上升至地表所致,爆炸的猛烈程度则直接取决于气泡内的压力(Blackburn *et al.*, 1976)。爆炸发生时,炽热的气体夹带着少量熔岩碎片从火山口中近似垂直喷出,并通常伴随有蒸汽云的形成。与普利尼式火山喷发不同,典型的斯通博利式火山喷发不具有持续性的喷发柱,由岩浆气体所带出的熔岩物质也较少。此种类型的喷发通常为每小时数次,伴随有几十分钟到几十天的休整期(Chouet *et al.*, 1974),并且多发生在粘度较低的岩浆之中(相对于普利尼式火山喷发)。气泡出溶后可以与其母体岩浆之间具有较大的相对速度,并在火山口处发生相分离,气泡在浅部发生爆炸形成我们所观察到的喷发相,熔体相则从垂直上升平滑地过渡为水平熔岩流动(Wilson, 1980)。

Jaupart and Vergnolle(1988)设计实验模拟了玄武质岩浆在不同条件下所表现出的喷发形式的不同。该研究指出夏威夷式火山喷发中的熔岩喷泉以及斯通博利式火山喷发中的爆炸相均是由岩浆出溶所形成的气泡收缩合并产生的,不同之处在于斯通博利式火山喷发中的岩浆粘度较大,气泡合并程度较低,因而产生了一系列频率较高、体积相对较小的“气孔”并上升至火山口表面发生爆炸;而当岩浆粘度较小,气泡合并程度较高时,形成的“气孔”很大进而上升至地表形成了夏威夷式的熔岩喷泉,同时岩浆房中的气泡需要一个较长时间的休整期,因而熔岩喷泉发生的频率相对较小。

斯通博利式火山喷发的另一显著特征为其独特的火山锥建造过程。在McGetchin *et al.* (1974)建立的斯通博利式喷发成因的火山锥建造模型(图3)中,火山锥的生长过程主要分为以下几个阶段:1)在地幔基底上形成环形碎屑边缘;2)火山锥外部斜面开始生长;3)最初的环形碎屑边缘被向内迁移的外部斜面所破坏;4)斜面突破弹道限制向外生长。该模型指出斯通博利式火山喷发火山锥的堆积物主要由火山弹及大颗粒火山砾组成,细颗粒火山碎屑较少,这进一步说明了斯通博利式火山喷发缺少持续性喷发柱的特点。

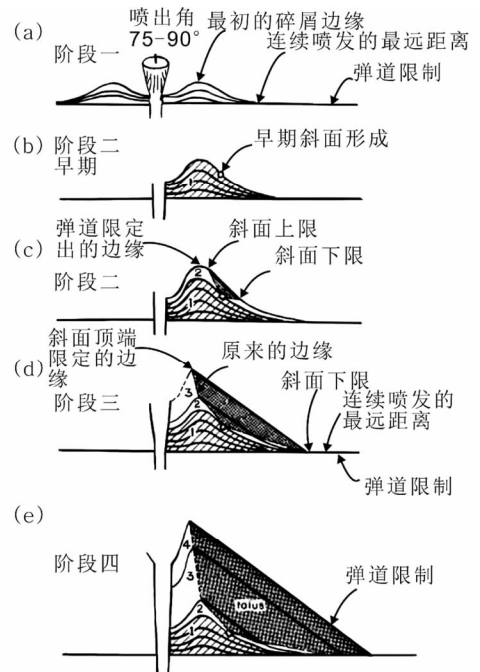


图3 斯通博利式火山喷发渣锥演化的主要阶段(据McGetchin *et al.*, 1974)

(a)-建立在地幔基底之上的环形碎屑边缘;(b)-外部斜面开始生长;(c)-外部斜面逐渐扩张;(d)-向内生长的外部斜面破坏了最初的环形碎屑边缘;(e)-火山锥进一步生长,锥体外部超出了喷发物弹道限制的最大距离

Fig. 3 Four major stages of the development of cinder cone (after McGetchin *et al.*, 1974)

2.3 夏威夷式火山喷发

夏威夷式火山喷发是以美国夏威夷岛为代表的一种威力较小、喷发猛烈程度很低的火山喷发形式,喷发产物主要为玄武质熔岩流。若岩浆中挥发分含量较多,则熔岩会具有较大的喷出压力,并会随着出溶气泡的膨胀而形成熔岩喷泉。其喷发持续时间(几小时)与喷发周期(几周)相对于斯通博利式火山喷发(几秒、几十分钟)而言较长(Jaupart and Vergnolle, 1988)。

夏威夷式火山喷发形成的熔岩喷泉高度通常在300m以上。Wilson *et al.* (1995)认为早期喷发形成的热的火山碎屑会进入火山口上部或者周围的熔岩池中,进而被随后的喷发夹带喷出成为二次喷发物质,而这种夹带过程会减小岩浆喷发速度以及熔岩喷泉的高度,因此单纯根据熔岩喷泉的高度所计算出的岩浆挥发分含量要比实际值偏小,更为精确的计算需要对熔岩池的深度或者回流进入熔岩池中的火山碎屑的质量通量做出估算。

Parfitt and Wilson(1995)指出斯通博利式喷发活动及夏威夷式熔岩喷泉是玄武质火山活动的两种主要表现形式,并且岩浆在深部(大量气体出溶前)的上升速度是两种喷发形式之间转换的决定因素,相对而言岩浆粘度及挥发分含量仅为次要因素。岩浆在深部的上升速度较低则出溶的气泡与其母体岩浆之间具有较高的相对速度,气泡迅速发生合并进

而浮出火山口表面发生爆炸;相反,岩浆在深部的上升速度较高则岩浆与气泡间不具有明显的相对速度,其混合物会在近地表时发生破碎形成熔岩喷泉。Wilson *et al.* (1995) 认为斯通博利式火山喷发可以视为熔岩喷泉的高度以及岩浆上升速度降低到一定程度的极端情况。与此相对的是,Jaupart and Vergnolle (1988) 设计的实验更倾向于将产生两种不同喷发形式的主要原因归结为岩浆粘度的不同。

2.4 乌尔卡诺式火山喷发

乌尔卡诺式火山喷发是由一系列发生在火山近地表位置的离散爆炸相组成,其时间间隔大约为几十分钟到几小时(Wilson, 1980),喷发出的岩浆多为安山岩或玄武质安山岩。若部分早期形成的岩浆未喷发出地表则会在火山口上部形成较厚的固结外壳,气体在固结外壳下聚集使得熔体中的挥发分含量趋于饱和,压力升高并最终导致爆炸,爆炸发生时通常伴随着富含火山灰的菜花状喷发云。其中压力升高的原因可能为岩浆内部气体的出溶,同样也可能是由于岩浆接触了浅部地下水(McBirney, 1973; Nairn and Self, 1978)。

乌尔卡诺式火山喷发一般出现在粘度较大的岩浆中,但与普利尼式火山喷发在喷发的动力学机制上有着本质的不同。McBirney (1973) 描述了两种不同的爆炸性喷发模型:普利尼式火山喷发为消防水管模型,火山碎屑随着低压、高速的气流从火山口中喷出,喷出速度取决于气流速度及碎屑的沉降速度,这种模型下小的碎屑将比大的碎屑喷发地更远;乌尔卡诺式火山喷发为炮筒模型,碎屑在火山通道中受到高压气体的突然加速爆炸喷出,此时大的碎屑反而会被抛射地更远,其中的高压气体很可能来源于大气。这两种爆炸性喷发的模型很好地阐述了普利尼式火山喷发与乌尔卡诺式火山喷发动力学机制上的不同:普利尼式火山喷发气体膨胀、能量释放的过程是持续、稳定的,而乌尔卡诺式火山喷发则存在一个气体超压积累到瞬间释放的过程。

2.5 小结

火山喷发具有多种多样的喷发形式,喷发形式不同则其喷发产物的特征也有着明显的不同。若出溶的挥发分与母体岩浆之间具有较大的相对速度(岩浆在挥发分出溶前的上升速度较低且岩浆粘度较小),则出溶的挥发分很可能会与熔体相发生分离,最终形成斯通博利式火山喷发;若出溶的挥发分与母体岩浆之间的相对速度很小,则岩浆会与其中的挥发分一同喷发出地表,当岩浆粘度较小时,气泡膨胀所受粘滞阻力较小因而其内部的压力较低,最终可能形成熔岩喷泉(夏威夷式火山喷发);而当岩浆粘度较大时,气泡的膨胀受到限制,内部可以保存较高的超压,此时火山碎屑与岩浆气体可以以极高的速度爆炸喷出形成十分壮观的喷发柱或喷发云(普利尼式火山喷发或乌尔卡诺式火山喷发)(图4)。因此我们可以根据岩浆气体是否与母体岩浆相伴喷出以及喷出岩浆的粘度大小等来对火山喷发形式进行大致的区分,

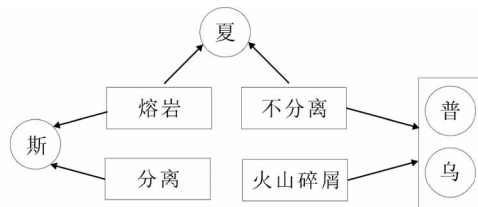


图4 不同火山喷发形式之间的主要特征

“斯”代表斯通博利式火山喷发,“夏”代表夏威夷式火山喷发,“普”代表普利尼式火山喷发,“乌”代表乌尔卡诺式火山喷发。“分离”代表火山喷发时出溶的气体相与母体岩浆发生了明显分离,气体相先于岩浆喷出,“不分离”则代表两者一同喷出。“熔岩”代表岩浆粘度较小,主要以熔岩形式喷发,“火山碎屑”则代表喷出的岩浆粘度较大,主要以火山碎屑的形式喷发

Fig. 4 The primary characteristics of different eruption styles

更为准确的区分则需要对喷发产物以及火山形貌的特征进行进一步的观察。

3 挥发分含量对火山喷发形式的影响

挥发分含量直接影响着岩浆从形成到上涌再到冲破地表喷发等一系列过程,因此它对火山喷发形式的影响不言而喻。地球上的火山喷发所产生的挥发分以水为主,水可以降低液相线的温度,进而加大地球内部开始发生部分熔融时的深度(Hirschmann, 2006),同时水的存在扩大了熔融发生的区域,使得产生岩浆的总量些许增加并降低了平均熔融程度,随之带来岩浆成分的改变(Asimow and Langmuir, 2003)。因此,水可以通过改变岩浆性质来间接地影响喷发形式。

火山喷发过程本质上是岩浆释放能量的过程。Wilson (1980) 以伯努利方程为基础,考虑到岩浆上升过程中整体密度会随着气泡的膨胀而减小,将火山喷发过程中岩浆压力、挥发分含量与岩浆喷发速度三者之间的关系表述如下:

$$\int_{P_i}^{P_f} \frac{dP}{\rho} = \frac{1}{2} U_f^2 - \frac{1}{2} U_i^2 + gh + \text{摩擦损耗}$$

其中 g 为重力加速度, ρ 为岩浆整体密度,是一个取决于挥发分含量与岩浆温压条件的函数。该方程表示岩浆从压力 P_i 、速度 U_i 上升 h 高度到压力 P_f 、速度 U_f 时岩浆压力势能转化为动能、重力势能以及摩擦损耗。尽管该模型的成立仍需立足于一些基本假定比如岩浆各相之间速度和温度是均一的,气体视为理想气体以及不考虑去气的存在等等,但该模型仍直观地说明了挥发分含量确实直接影响着岩浆的喷发速度,因此从理论上讲挥发分含量的多少对火山的喷发形式有着直接的影响。

Sapper (1927) 搜集了发生在 1500 ~ 1914 年间全球熔岩及碎屑岩喷发的数据之后发现,发育在岛弧、大陆边缘等地区的安山质火山喷发的主要产物为爆炸所喷出的火山碎屑(超过 95%),而发育在洋岛的玄武质火山喷发的主要产物为溢流的熔岩。McBirney (1973) 将上述两种喷发产物不同的主要原因归结为岩浆粘度的不同,而并非挥发分含量的差

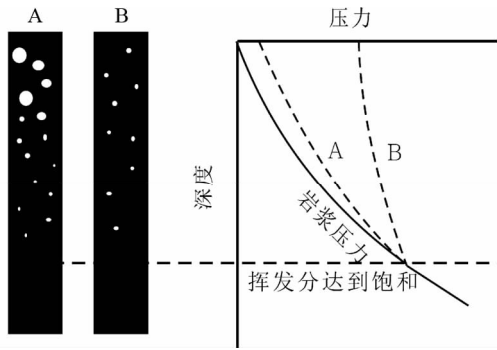


图5 压力和初始水含量相同而粘度不同(A 的粘度较小)的两种岩浆上升过程中气泡内压力的变化(据 McBirney, 1973)

在岩浆上升越过饱和线时 A、B 两种岩浆同时发生气泡的出溶, A 中的气泡可以自由地膨胀因而压力下降的很快, 相反 B 中的气泡由于高粘度岩浆的阻碍作用压力降低的很慢。最终喷出地表时 A 为相对多孔的岩浆溢流而 B 为相对更猛烈的爆炸性喷发

Fig. 5 Change of the pressure in bubbles of two kinds of magma different in viscosity (after McBirney, 1973)

别, 该研究指出高粘度的岩浆可以有效地抑制气泡的扩张, 进而直接决定着气泡喷出地表时的压力(图 5)以及岩浆-气体混合物在火山口的喷发速度。本质上而言, 在不考虑去气等因素的情况下, 挥发分含量及初始压力相同的岩浆其释放的总能量是相同的, 粘度的不同仅仅决定着这一释放能量的过程是长期而稳定的(多孔岩浆溢流)还是短暂而急促的(爆炸性喷发)。然而正如 McBirney (1973) 文中所提到的那样, 我们缺乏足够的证据来证明安山质岩浆中的挥发分含量比玄武质岩浆高, 因此该研究倾向于用我们所已知的岩浆粘度的不同来解释喷发产物的不同。但不可否认的是, 岩浆中的挥发分含量仍是影响火山喷发形式的主要因素之一。富硅质岩浆喷发的一个基本特征为“早期喷发较为猛烈, 晚期大量去气的熔岩从火山口中溢出形成圆顶(dome)”(Jaupart and Allègre, 1991)。不管这一特征的原因是岩浆房不同深度下挥发分含量的不同还是去气的影响, 至少它说明了在粘度未发生大的改变的情况下挥发分含量的改变可以独立地影响喷发形式。即使粘度很小的玄武质岩浆, 同样可以出现剧烈的普利尼式火山喷发, 如意大利的 Etna 火山、尼加拉瓜的 Fontana 火山以及新西兰的 Tarawera 火山(Coltelli *et al.*, 1998; Wehrmann *et al.*, 2006; Sable *et al.*, 2006)。Sides *et al.* (2014) 通过对 Kilauea 火山 600 年来的 25 次火山喷发的熔体包裹体研究之后发现富集挥发分的岩浆整体上喷发更为猛烈, 并将其解释为富集挥发分的岩浆所受到的浮力较大因而上升速度更快, 使得更多的挥发分能够保留至岩浆喷发前。因此在实际的火山喷发过程中挥发分含量对火山喷发形式确实有着显著的影响。

Woods and Koyaguchi (1994) 研究了岩浆房压力对富硅质岩浆喷发形式的影响, 指出当有深源岩浆持续供给岩浆房时, 岩浆房内压力的周期性改变会使岩浆喷发出现溢流式-爆炸式的循环, 其中去气所引起的挥发分含量的改变对这一

循环起着极为重要的作用。Wilson (1980) 指出爆炸性喷发的起始阶段岩浆的喷出压力要大于大气压, 并因此持续性地侵蚀火山通道上部使之成为喇叭形火山口, 此时岩浆才得以在通道末端急速膨胀, 喷发速度可超越声速而喷出压力将降至接近大气压, 因此通道形状的改变同样可以影响火山的喷发形式, 而这一侵蚀过程发生的程度以及速率则在很大程度上取决于岩浆中的挥发分含量。Jaupart and Vergnolle (1988) 所提出的实验室模型虽然着重强调了粘度对于喷发形式的影响, 然而该研究也指出在气泡通量较小时, 泡沫层将无法达到发生坍塌收缩的临界厚度, 此时无论岩浆的粘度如何改变, 岩浆将只可能出现缓慢的溢流。

综上所述, 挥发分含量对火山喷发形式具有决定性影响, 挥发分不仅可以独立地影响喷发形式, 还可以通过对其它影响因素的制约来限定喷发形式的转变。

4 去气机制

尽管 Woods and Koyaguchi (1994) 对于岩浆房压力、岩浆喷出压力与岩浆喷出速率之间关系的计算有着严格的数学推导过程, 这一理论的成立仍需要一个重要前提: 岩浆中的挥发分是通过通道壁扩散进入外界的 (Jaupart and Allègre, 1991)。去气可以强烈地影响火山喷发形式, 然而关于挥发分的去气究竟以何种方式进行这一问题仍然存在很多的争论。Eichelberger *et al.* (1986) 认为富硅质岩浆上升至近地表时会转变成一种渗透性的泡沫结构, 挥发分可以在这种结构中聚集并逃逸。有些研究则认为气体可以通过渗透性的通道壁扩散进入外界 (Jaupart and Allègre, 1991; Stasiuk *et al.*, 1996; Jaupart, 1998)。最近的一些研究则认为气体可以通过岩浆在低压条件下受剪切变形所形成的破裂带逸散进入外界 (Gonnermann and Manga, 2003; Edmonds and Herd, 2007; Cabrera *et al.*, 2011; Castro *et al.*, 2012; Plail *et al.*, 2014)。

根据 Jaupart and Allègre (1991) 所提出的理论, Woods and Koyaguchi (1994) 假定岩浆中的挥发分(以水为例)从岩浆到可渗透性的通道壁的丢失速率 Q_w 满足方程:

$$Q_w = 2\pi\rho_w r K(p - p_h)/\mu_w L$$

其中 r 为通道半径, K 为渗透率, p 为岩浆压力, p_h 为远场压力(此处假定其为静岩压力), μ_w 和 ρ_w 分别为水的粘度及密度, L 为流体在渗透性岩石中的渗透尺度。此方程直观地说明了挥发分的丢失速率和岩石的渗透率、岩浆与静岩之间的压力差以及通道半径成正比, 而和挥发分的粘度以及扩散尺度成反比, 暗示去气发生的程度是岩浆通道外形、熔体及其内部挥发分性质以及通道形状等多种因素共同作用的结果, 并随着深度的增加呈指数衰减。

在非爆炸式火山喷发中, 通道壁周围的破碎带可以形成不连续的网状结构来作为挥发分去气的路径 (Polacci *et al.*, 2001; Tuffen *et al.*, 2003; Stasiuk *et al.*, 1996)。Gonnermann

and Manga (2003) 指出这种通过粘性剪应变产生的破碎在爆炸式以及溢流式火山喷发中都能够出现, 并且在破碎形成后岩浆便转变成了有效的开放体系。Cabrera *et al.* (2011) 在黑曜岩火山弹中复原后的微断层周围发现了水含量的负异常, 并以此作为证据来证明富硅质岩浆中的挥发分可以通过破碎带去气, 进而实现爆破式喷发向溢流式喷发的转变。Castro *et al.* (2012) 则通过侵入细粒火山碎屑岩纹理附近及黑曜岩破碎边缘水含量的测定指出富硅质岩浆中的剪切破碎带并不能作为一种岩浆发生有效去气的机制, 它的主要作用仅仅是为可渗透性的泡沫状岩浆提供一个气体逃逸的通道来提高去气效率。

Plail *et al.* (2014) 在 Soufrière Hills 火山的安山岩熔岩样品中发现了一处剪切纹理(含深浅两色条带), 认为这种纹理即为蒸汽相的运输通道, 并通过岩相学的观察给出了富含金属相的蒸汽在剪切破碎带中运移的地球化学证据。该研究指出岩浆在浅部粘滞度变大易发生剪切破碎, 富含金属相的气体以及其中夹杂的微粒可以在剪切带的脆性破裂中发生运移, 剪切带由于摩擦生热发生部分熔融, 熔体吸收剪切带内的挥发分, 随后重结晶生成正常流纹质玻璃中不可能出现的变质矿物堇青石, 同时结晶出含金属相的硫化物和氧化物, 深色条带中筛状结构的斜长石同样说明剪切破碎带经历了高温的不平衡过程。

由于近些年不断地有学者发现了挥发分通过火山碎屑及熔岩中的纹理或微断层等结构发生运移的证据, 这种去气模型已经被越来越多的人所接受。然而正如 Castro *et al.* (2012) 所指出的那样, 岩浆的去气是一个复杂的过程, 而挥发分通过破碎带运移可能只是其中的一部分。无论岩浆去气是以何种方式进行的, 可以肯定的是这一过程的发生需要一定的时间, 如果岩浆的上升速度非常快则去气作用的影响通常可以小到忽略不计 (Wilson *et al.*, 1980), 只有当岩浆房中的压力减小, 岩浆上升速度下降时, 去气作用的影响才会体现得更加明显 (Jaupart and Allège, 1991)。

需注意的是, 以上所提及的去气模型仅为岩浆从进入岩浆通道到喷发出地表前的情况。而如果岩浆在进入岩浆通道开始上涌前其中的挥发分就已经达到饱和而出溶, 那么长时间在岩浆储库中储存必然会导致这些出溶挥发分的缓慢丢失, 如 Cervantes and Wallace (2003) 指出当岩浆上升速率很小时, 岩浆中出溶的气泡可以轻快地上浮并最终从火山口中逃逸。这种去气的程度是近乎完全的, 然而它与前文去气模型中所指的去气有着本质的不同, 一些对熔体包裹体的研究中所提到的去气通常指的是岩浆进入岩浆通道前的行为, 在这里我们应当加以区分。

5 挥发分含量的测量方法

挥发分含量显著影响着火山的喷发形式, 因此对岩浆中挥发分含量的测定在实际研究火山喷发的过程中至关重要。

Wilson (1980) 通过研究给出了不同喷发形式下岩浆压力、挥发分含量以及喷发速率之间的关系, 这意味着我们可以通过岩浆的喷发速率来尝试估算喷发前岩浆中的挥发分含量。一些研究指出可以通过熔岩喷泉的高度来反推岩浆中的挥发分含量 (Head and Wilson, 1987; Wilson *et al.*, 1995)。理论上讲, 我们同样可以通过喷发柱的高度、火山碎屑的分布范围等因素来制约挥发分含量, 但是通过这些理论模型计算所得到的挥发分含量势必会产生很大的误差, 因此这种方法缺乏实际的可行性。更多情况下我们需要对岩浆中的挥发分含量进行直接测定。然而火山喷发所形成的岩浆只有在深海海底受较高水压影响时才可以保存其中大部分挥发分, 而发生在大陆的火山喷发所产生的火山碎屑及熔岩往往都经历过大规模的去气, 因此测定的全岩的挥发分含量要远低于喷发前的实际值。

Lowenstern (1995) 指出高压下形成的熔体包裹体存在于相对不可压缩的寄主矿物中, 因此其内部的熔体可以保持较高的挥发分浓度。随着近些年来原位分析方法的进步, 尤其是离子探针和红外光谱等仪器的普及, 对封闭在矿物斑晶中的微小包裹体进行的技术已日渐成熟, 因此熔体包裹体常被用来研究喷发前的岩浆挥发分含量 (Wallace, 2005), 它相对于喷发出的火山碎屑及熔岩而言更能保存原始岩浆的信息。然而一些对天然玻璃 (Watson, 1976; Newman *et al.*, 2000) 和实验方法重新加热的熔体包裹体 (Sobolev *et al.*, 1983) 的研究发现, 熔体包裹体并不总是一个封闭的体系, 当寄主矿物外部的熔体物理化学条件发生改变时, 熔体包裹体内的组分很可能会通过寄主矿物的扩散 (Watson, 1976) 或者晶体内部的裂隙 (Anderson *et al.*, 1989) 发生改变, 即熔体包裹体受后期改造的可能性很大, 这在一定程度上限值了这种方法的广泛应用。

如果岩浆中的斑晶形成于岩浆发生大规模去气之前, 并且在后期没有受到扩散的扰动, 那么这些斑晶便间接记录了岩浆早期的挥发分含量。以玄武质岩浆中的水为例, 玄武质岩浆早期结晶的矿物相均为名义上的无水矿物, H 以晶格缺陷的形式存在于这些矿物中 (Bell and Rossman, 1992), 通过对这些早期结晶的矿物相 (如橄榄石、长石、石榴石等) 中的水进行测定便可以对原始岩浆的水含量进行估算 (Jamtveit *et al.*, 2001; Ventura *et al.*, 2008; Hamada *et al.*, 2011)。然而对于橄榄石、长石及石榴石而言, 由于缺乏对水的分配系数的准确限定, 通过这些矿物斑晶反演出的岩浆水含量存在较大的误差。相比之下, 单斜辉石与不同组分熔体间水的分配系数已经得到了很好的实验制约 (O'Leary *et al.*, 2010), 所以使用 Mg 值最高的单斜辉石斑晶可以较为准确地反演原始岩浆的水含量 (Wade *et al.*, 2008; O'Leary *et al.*, 2010; Xia *et al.*, 2013)。

由于红外光谱法对 H 的检测灵敏度很高, 不仅可以用于测量水含量, 还能够确定 H 在矿物中的赋存形式, 因此实际研究中常使用该方法来测量单斜辉石斑晶中的水含量。该

方法所使用的 Beer-Lambert 公式为 $A = \varepsilon \cdot c \cdot t$, 其中 A 为红外吸收峰面积, ε 为摩尔吸收系数, c 为水浓度, t 为样片厚度。计算水含量的关键在于确定斑晶总的吸收面积 A 。

由于单斜辉石为非均质体矿物, 实际样品中的单斜辉石斑晶往往较小, 无法制作定向切片使用偏振光进行准确测定, 并且在玄武岩中无法简单地假定多个斑晶水含量相同来求平均值, 因此只能将单个颗粒非偏振光吸收的三倍近似视为其总的吸收面积。由于单斜辉石的弱吸收及弱各向异性, 该方法在实际应用于测量大多数普通辉石质斑晶水含量时所产生的误差小于 20% (Xia *et al.*, 2013)。

Wade *et al.* (2008) 和 O' Leary *et al.* (2010) 经过对比之后发现使用单斜辉石斑晶反演的方法所计算出的岛弧岩浆喷发前的水含量与使用橄榄石中熔体包裹体的方法所得到的水含量接近或略有偏高。Xia *et al.* (2013) 使用单斜辉石斑晶反演的方法得到山东费县高镁玄武岩的原始岩浆水含量为 $3.4 \pm 0.7\%$, 落在岛弧岩浆水含量的范围内 $2.0\% \sim 8.0\%$ (Dobson *et al.*, 1995; Sisson and Layne, 1993; Wallace, 2005), 与样品所表现出的岛弧型地球化学特征是相符的。因此使用单斜辉石斑晶来反演大陆玄武岩中原始岩浆的水含量是切实可行的。由于火山岩中单斜辉石斑晶的广泛存在, 可以预计, 使用单斜辉石斑晶来反演母岩浆水含量的新方法将会成为今后研究火山挥发分的主要手段之一。

6 结论

火山喷发受岩浆挥发分含量、粘度、岩浆通道形状、岩浆房压力等多种因素的共同影响, 其中挥发分含量的影响尤其重要。岩浆中的挥发分发生去气可能是剪切破碎带与岩浆的多孔结构等因素共同作用的结果, 并非一个简单、独立的过程。由于岩浆在浅部往往会发生明显的去气, 对原始岩浆挥发分含量的测定, 尤其是水含量的测定需要依赖熔体包裹体或岩浆早期形成的斑晶。熔体包裹体受后期改造的可能性较大, 并且不适用于大陆玄武岩, 相比之下使用单斜辉石斑晶来反演原始岩浆中的水含量则显得更为可靠, 预计将会在大陆玄武岩的研究中得到普及。

致谢 感谢郭正府研究员和樊祺诚研究员的帮助; 感谢李霓研究员和另一位匿名审稿人的细致评阅。

References

Anderson AT, Newman S, Williams SN, Drittt TH, Skirius C and Stolper E. 1989. H_2O , CO_2 , Cl and gas in Plinian and ash-flow Bishop rhyolite. *Geology*, 17(3): 221–225
 Asimow PD and Langmuir CH. 2003. The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature*, 421(6925): 815–820
 Bai ZD, Tian MZ, Wu FD, Xu DB and Li TJ. 2005. Yanshan and

Gaoshan: Two active volcanos of the volcanic cluster in Areshan, Inner Mongolia. *Earthquake Research in China*, 21(1): 113–117 (in Chinese with English abstract)
 Bell DR and Rossman GR. 1992. Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals. *Science*, 255(5050): 1391–1397
 Blackburn EA, Wilson L and Sparks RSJ. 1976. Mechanisms and dynamics of strombolian activity. *Journal of the Geological Society, London*, 132(4): 429–440
 Cabrera A, Weinberg RF, Wright HMN, Zlotnik S and Cas RAF. 2011. Melt fracturing and healing: A mechanism for degassing and origin of silicic obsidian. *Geology*, 39(1): 67–70
 Carey S and Sigurdsson H. 1989. The intensity of plinian eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 51(1): 28–40
 Castro JM, Cordonnier B, Tuffen H, Tobin MJ, Puskar L, Martin MC and Bechtel HA. 2012. The role of melt-fracture degassing in defusing explosive rhyolite eruption at volcán Chaitén. *Earth and Planetary Science Letters*, 333–334: 63–69
 Cervantes P and Wallace P. 2003. Magma degassing and basaltic eruption styles: A case study of ~2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120(3–4): 249–270
 Chouet B, Hamisevicz N and McGetchin TR. 1974. Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. *Journal of Geophysical Research*, 79(32): 4961–4976
 Coltelli M, del Cario P and Vezzoli L. 1998. Discovery of a basaltic Plinian eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. *Geology*, 26(12): 1095–1098
 Dobson PF, Skogby H and Rossman GR. 1995. Water in boninite glass and coexisting orthopyroxene: Concentration and partitioning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4): 414–419
 Dixon JE, Dixon TH, Bell DR and Malservisi R. 2004. Lateral variation in upper mantle viscosity: Role of water. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2): 451–467
 Edmonds M and Herd RA. 2007. A volcanic degassing event at the explosive-effusive transition. *Geophysical Research Letters*, 34: L21310, doi: 10.1029/2007GL031379
 Eichelberger JC, Carrigan CR, Westrich HR and Price RH. 1986. Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, 323(6089): 598–602
 Giberti G and Wilson L. 1990. The influence of geometry on the ascent of magma in open fissures. *Bulletin of Volcanology*, 52(7): 513–521
 Gonnermann HM and Manga M. 2003. Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature*, 426(6965): 432–435
 Hamada M, Kawamoto T, Takahashi E and Fujii T. 2011. Polybaric degassing of island arc low-K tholeiitic basalt magma recorded by OH concentrations in Ca-rich plagioclase. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1–2): 259–266
 Head JW and Wilson L. 1987. Lava fountain heights at Pu'u'Ō'o, Kilauea, Hawaii: Indicators of amount and variations of exsolved magma volatiles. *Journal of Geophysical Research*, 92(B13): 13715–13719
 Hirschmann MM. 2006. Water, melting, and the deep earth H_2O cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34(1): 629–653
 Jamtveit B, Brooker R, Brooks K, Larsen LM and Pedersen T. 2001. The water content of olivines from the North Atlantic Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(3–4): 401–415
 Jaupart C and Vergnolle S. 1988. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature*, 331(6151): 58–60
 Jaupart C and Allègre CJ. 1991. Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3–4): 413–429
 Jaupart C. 1998. Gas loss from magmas through conduit walls during eruption. *Geological Society, London, Special Publications*, 145(1): 73–90
 Lirer L, Pescatore T, Booth B and Walker GPL. 1973. Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3): 759–772

- Liu X and Zhang CL. 1997. Sihai basaltic scoria deposits in the Longgang volcanic swarm belong to the sub-Plinian eruption of Jinlongdingzi volcano. *Jilin Geology*, 16(3): 1–8 (in Chinese with English abstract)
- Lowenstern JB. 1995. Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. In: Thompson JFH (ed.). *Magma, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 71–99
- McBirney A. 1973. Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 37(3): 443–463
- McGetchin TR, Settle M and Chouet BA. 1974. Cinder cone growth modeled after northeast crater, Mount Etna, Sicily. *Journal of Geophysical Research*, 79(23): 3257–3272
- Nairn IA and Self S. 1978. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1976. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3(1–2): 39–60
- Newman S, Stolper EM and Stern R. 2000. H₂O and CO₂ in magmas from the Mariana arc and back arc systems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5), doi: 10.1029/1999GC000027
- Nichols ARL, Carroll MR and Höskuldsson Á. 2002. Is the Iceland hot spot also wet? Evidence from the water contents of undegassed submarine and subglacial pillow basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(1): 77–87
- O'Leary JA, Gaetani GA and Hauri EH. 2010. The effect of tetrahedral Al³⁺ on the partitioning of water between clinopyroxene and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1–2): 111–120
- Parfitt EA and Wilson L. 1995. Explosive volcanic eruptions, IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International*, 121(1): 226–232
- Plail M, Edmonds M, Humphreys MCS, Barclay J and Herd RA. 2014. Geochemical evidence for relict degassing pathways preserved in andesite. *Earth and Planetary Science Letters*, 386: 21–23
- Polacci M, Papale P and Rosi M. 2001. Textural heterogeneities in pumices from the climatic eruption of Mount Pinatubo, 15 June 1991, and implications for magma ascent dynamics. *Bulletin of Volcanology*, 63(2–3): 83–97
- Riedel C, Ernst GGJ and Riley M. 2003. Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(1–2): 121–152
- Sable JE, Houghton BF, Wilson CJN and Carey RJ. 2006. Complex proximal sedimentation from Plinian plumes: The example of Tarawera 1886. *Bulletin of Volcanology*, 69(1): 89–103
- Sapper K. 1927. *Vulkankunde*. Stuttgart, 424
- Sides IR, Edmonds M, MacLennan J, Swanson DA and Houghton BF. 2014. Eruption style at Kilauea Volcano in Hawai'i linked to primary melt composition. *Nature Geoscience*, 7: 464–469
- Sigurdsson H, Carey S, Cornell W and Pescatore T. 1985. The eruption of Vesuvius in A. D. 79. *National Geographic Research*, 1: 332–387
- Sisson TW and Layne GD. 1993. H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(3–4): 619–635
- Sobolev A, Clocchiatti R and Dhamelincourt P. 1983. Les variations de la température, de la composition du magma et l'estimation de la pression partielle d'eau pendant la cristallisation de l'olivine dans les océanites du Piton de la Fournaise. (Reunion, eruption de 1966). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 296: 275–280
- Sparks RSJ. 2003. Forecasting volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1–2): 1–15
- Stasiuk MV, Barclay J, Carroll MR, Jaupart C, Ratté JC, Sparks RSJ and Tait SR. 1996. Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). *Bulletin of Volcanology*, 58(2–3): 117–130
- Tuffen H, Dingwell DB and Pinkerton H. 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generates flow banding and earthquakes? *Geology*, 31: 1089–1092
- Ventura GD, Bellatreccia F and Piccinini M. 2008. Presence and zoning of hydrous components in leucite from the Alban Hills volcano, Rome, Italy. *American Mineralogist*, 93(10): 1538–1544
- Wade JA, Plank T, Hauri EH, Kelley KA, Roggensack K and Zimmer M. 2008. Prediction of magmatic water content via measurement of H₂O in clinopyroxene phenocryst. *Geology*, 36(10): 799–802
- Walker GPL. 1973. Explosive volcanic eruptions: A new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62(2): 431–446
- Walker GPL. 1980. The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(1): 69–94
- Walker GPL. 1981. Plinian eruptions and their products. *Bulletin of Volcanology*, 44(3): 223–240
- Wallace PJ. 2005. Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1–3): 217–240
- Watson EB. 1976. Glass inclusions as samples of early magmatic liquid: Determinative method and application to a South Atlantic basalt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(1): 73–84
- Wehrmann H, Bonadonna C, Freundt A, Houghton BF and Kutterolf S. 2006. Fontana Tephra: A basaltic Plinian eruption in Nicaragua. In: Rose WI, Bluth G, Carr MJ, Ewert J, Patino L and Vallance J (eds.). *Volcanic Hazards in Central America*. Geological Society of America Special Paper, 412. Boulder, Colorado: Geological Society of America
- Wilson L. 1976. Explosive volcanic eruptions, III. Plinian eruption columns. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 45(3): 543–556
- Wilson L. 1980. Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2–4): 297–313
- Wilson L, Sparks RSJ and Walker GPL. 1980. Explosive volcanic eruptions, IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63(1): 117–148
- Wilson L and Head JW. 1981. Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4): 2971–3001
- Wilson L, Parfitt EA and Head JW. 1995. Explosive volcanic eruptions, VIII. The role of magma recycling in controlling the behaviour of Hawaiian-style lava fountains. *Geophysical Journal International*, 121(1): 215–225
- Woods AW and Koyaguchi T. 1994. Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. *Nature*, 370(6491): 641–644
- Xia QK, Liu J, Liu SC, Kovács I, Feng M and Dang L. 2013. High water content in Mesozoic primitive basalts of the North China Craton and implications on the destruction of cratonic mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 361: 85–97
- Zhao YW, Fan QC, Bai ZD, Sun Q, Li N, Sui JL and Du XX. 2008. Preliminary study on Quaternary volcanoes in the Halaha River and Chaohai River area in Daxing'an Mountain range. *Acta Petrologica Sinica*, 24(11): 2569–2575 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YW and Fan QC. 2010. Yanshan and Gaoshan volcanoes in the Daxingan Mountain range: A new eruption style. *Seismology and Geology*, 32(1): 28–37 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 白志达, 田明中, 武法忠, 徐德斌, 李团结. 2005. 焰山、高山——内蒙古阿尔山火山群中的两座活火山. *中国地震*, 21(1): 113–117
- 刘祥, 张成梁. 1997. 龙岗火山群四海火山渣层: 来自金顶子火山亚普林尼式火山喷发. *吉林地质*, 16(3): 1–8
- 赵勇伟, 樊祺诚, 白志达, 孙谦, 李霓, 隋建立, 杜星星. 2008. 大兴安岭哈拉哈河-绰尔河地区第四纪火山活动初步研究. *岩石学报*, 24(11): 2569–2575
- 赵勇伟, 樊祺诚. 2010. 大兴安岭焰山、高山火山——一种新的火山喷发型式. *地震地质*, 32(1): 28–36