

火山喷发过程中岩浆脱气率和脱气量的估算方法及其意义*

张招崇

李兆龢

李树才

(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

(黑龙江省地质科学研究所, 哈尔滨 150036)

主题词 火山喷发过程 脱气率 脱气量

提 要 本文对前人使用的火山喷发过程中岩浆脱气率和脱气量的估算方法进行了评述, 并介绍了如何利用岩石学方法估算火山喷发不同阶段岩浆脱气率和脱气量的具体步骤, 同时以镜泊湖地区全新世火山为例说明利用该方法估算的具体过程。估算结果表明不同气体在火山喷发过程中的脱气率是不同的, 不能用包裹体中挥发分相对含量的高低来判断火山喷发所释放到大气圈中的气体类型和质量。该方法对火山学的研究具有重要意义。

英文 Degassing 的中文含义有脱气、排气、去气和放气等含义, 本文暂译为脱气。众所周知, “层圈相互作用与全球变化”是国际地球科学的重大主题, 而火山作用又是地球内部向大气圈排出气体的最重要的方式之一, 所以研究火山喷发过程中岩浆的脱气作用及其过程将对研究这一重大主题起到一定的推动作用。

有人认为火山喷发所产生的 CO₂ 是导致地球温室效应的主要原因^[1], 但亦有人对此持否定态度^[2]。显然解决这个问题的关键是准确估算每个火山(包括地球历史上喷发过的和现在正在喷发的火山)喷发过程中释放大气圈中的气体类型及其质量, 即脱气量。有关岩浆脱气量的估算, 前人已提出了多种方法, 本文将对这些方法进行评述, 然后介绍如何利用岩石学方法进行估算, 并探讨它的重要意义。

1 岩浆脱气率和脱气量的估算方法简介

目前, 岩浆脱气率和脱气量的估算方法概括起来主要有三种: 直接测定法、间接计算法以及直接和间接相结合的方法。

1.1 直接测定法

直接测定法就是用航空红外分光计、红外分光光度计以及相关分光计等仪器直接测定从火山口喷出的各种气体的喷发量(即脱气量)。如 Harris & Rose (1996) 利用航空红外分光计和红外分光光度计测定了美国圣海伦斯火山在 1980 年 7 月—11 月期间喷发的 CO₂ 和 SO₂ 的质量, 计算出每天喷发出的 CO₂ 质量为 $1.5 \times 10^6 \sim 22.5 \times 10^6 \text{ kg}$ ^[3]; Williams 等

* 本文为原地质矿产部地调局专项项目(编号: 地科专 96-17)的成果之一。

第一作者简介 张招崇, 男, 1965 年生, 博士, 研究员, 主要从事火成岩岩石学和金矿床的研究工作。

收稿日期 2000-06-09, 改回日期 2000-08-14

(1992) 据全球 35 个主要火山测定了 CO_2 和 SO_2 的质量数据, 并由测定的 SO_2 质量, 根据 CO_2/SO_2 的平均比值得出 CO_2 质量, 估算了全球每年由火山作用排放到大气圈的 CO_2 的质量达 $65 \times 10^9 \text{ kg}^{[2]}$; Westrich & Gerlach (1992) 测定了菲律宾的 Mount Pinatubo 火山喷发时排放出的 SO_2 质量为 $200 \times 10^9 \text{ kg}^{[4]}$; Allard (1991) 对意大利 Stromboli 宁静火山在 1980—1984 期间的测定表明, 该火山每天排出 $5 \times 10^6 \text{ kg}$ 的 $\text{SO}_2^{[5]}$ 。很显然, 直接测定法只能适用于目前正在喷发以及最近几十年喷发的火山, 而对历史上喷发的火山则无能为力。一般认为, 直接测定法是估算现代火山脱气量的最可靠的方法, 但亦有人对此提出疑义。Symonds 等 (1992) 认为, 由于受其它来源气体的影响, 所测定的气体质量有可能并不直接反映岩浆真正的脱气量^[6]; Williams 等 (1992) 也承认由于他们收集到的数据来自各自所用的不同仪器, 并且由于不同性质岩浆的 CO_2/SO_2 比值不同, 所以他们的估计是非常粗略的^[2]。

1.2 间接计算法

间接计算法基本上又可以分为三种: 实验方法、岩石学方法和地球化学方法。对于间接计算法, 无论哪一种, 要估算岩浆的脱气量, 首先要估算岩浆的脱气率: 脱气率 = (原始的气体含量 - 残留的气体含量) / 原始的气体含量 (本文的含量均指质量分数), 在此基础上, 可以进一步根据喷出岩浆的质量来计算不同气体的脱气量。

实验方法的理论基础是基于岩浆的脱气作用取决于各种气体在硅酸盐熔体中的溶解度, 并根据溶解度在理论上预测岩浆的脱气率, 即脱气率 = $(S_1 - S_2) / S_1$, 其中 S_1 、 S_2 代表某种挥发分在不同温压条件下的溶解度。目前, 已有这方面的大量实验研究成果^[7-13], 如 Dixon & Stolper (1995) 在 1200 °C 和不同压力条件下, 测定了 H_2O 和 CO_2 在大洋中脊 (太平洋和大西洋) 洋岛和弧后盆地中各类玄武质岩浆中的溶解度, 估计了 H_2O 和 CO_2 在不同温压条件下的脱气率^[7]; Bagdassarov 等 (1996) 和 Sahagian & Proussevitch (1996) 分别进行了温度变化对流纹质岩浆和钠长石-水体系中水的溶解度的实验研究, 由此估计了水在这些熔体中的可能脱气率^[8-9]; Ozima & Zahnle (1993) 则进行了惰性气体在硅酸盐中的溶解度的实验来研究地幔的脱气作用^[10]。但有些学者认为岩浆的脱气作用不仅仅受其溶解度的制约, 还受岩浆的其它物理参数的约束, 所以不能只用溶解度来预测岩浆的脱气作用。如 Proussevitch & Sahagian (1993)^[14] 和 Parfitt & Wilson (1995)^[15] 认为脱气作用还受气体在熔体中的扩散系数的制约; Sparks 等 (1997)^[16] 以及 Hammer 等 (1999)^[17] 均认为, 岩浆的脱气作用除了受气体在熔体中的扩散系数影响之外, 由于岩浆的粘度制约着岩浆的喷发类型, 所以岩浆的脱气作用又间接地受岩浆粘度的制约。另外, Stasiuk 等 (1996) 根据包裹体成分分析后认为, 由于在喷发前一些挥发分在岩浆中并不总是处于饱和或过饱和状态, 所以由溶解度实验得出的脱气率将比实际高^[18]。

岩石学方法大多是对比喷发前岩浆中挥发分的含量 (测自某些斑晶中的玻璃包裹体) 和喷发后岩浆中挥发分的含量 (测自玻璃基质), 计算出岩浆的脱气率, 再根据岩浆的体积和质量来估算岩浆在火山口中的脱气量^[19-21]。Mandeville 等 (1996) 用这种方法估算了印度尼西亚 Krakatau 火山在 1883 年喷发时的英安质岩浆中 S 和 Cl 在火山口中的脱气量分别为 $2.8 \times 10^9 \text{ kg}$ 和 $9.7 \times 10^9 \text{ kg}^{[21]}$; 刘若新等 (1994) 利用国外碱流质岩浆典型的脱气率估算了长白山天池火山碱流质岩浆中卤素 S 和 CO_2 的脱气量, 据此认为长白山天池火山喷发所释放的气体对环境造成了严重的影响^[22]; Thordarson 等 (1996) 则认为岩浆的脱气作用不仅发生在

火山口,而且也发生在岩浆的流动过程中,所以他们用类似的方法估算了冰岛在1783—1784年期间火山喷发的SO₂、HCl、HF的脱气量,其中有 25×10^9 kg的SO₂在岩浆流动过程中被释放^[23]; Sparks(1997)从理论的角度分析后也认为岩浆的脱气作用不仅发生在火山口,而且也可能发生在熔岩流、熔岩湖和火山管道中^[16]。

地球化学方法,则是根据衰变产生放射成因惰性气体的母体核素与非放射成因惰性气体同位素原子之比随地幔脱气程度增大而增大的原理,来预测地幔惰性气体的脱气程度^[24~27]。Zhang(1996)据此计算了地幔的各种惰性气体的脱气程度^[24]。

1.3 直接和间接相结合的方法

直接和间接相结合的方法是由Head和Wilson(1987)提出的,他们认为火山喷发柱的高度主要与出溶气体的质量有关,并推导出火山喷发柱与出溶气体的质量、通道半径、粘度等的理论关系式,据此根据实际测定的火山喷发柱的高度估算出溶气体的总质量^[28]。Wilson等(1995)^[29]、Sparks等(1997)^[16]以及Wallace & Anderson(1998)^[20]则警告说,由于岩浆回流等现象会导致喷发柱的降低,所以利用这种方法必须十分谨慎。

2 岩石学估算方法

从以上讨论可知,岩石学方法是估算地球上单个火山喷发岩浆脱气量的有效方法,因为此方法无论是对古火山还是对新的火山均适用。相比之下,其它方法则局限性比较大。另外,岩石学方法在估算过程中只考虑岩浆作用前后的挥发分含量,与岩浆脱气作用的控制因素无关,所以避免了由此引起的争论。由于我国不像美国、日本、菲律宾等国家有正在喷发或近期喷发过的现代火山^[30~31],所以无法用直接方法进行测定,因此岩石学方法对估算我国火山的脱气量尤为重要。但是以前利用此方法均只估算岩浆在火山口中的脱气量,而火山喷发的其它过程均被忽略。事实上,正如前面所述的,岩浆的脱气作用不仅发生在火山口中,还发生在岩浆的流动过程、冷凝过程以及原始岩浆形成后岩浆从源区上升到高位岩浆房的过程中。估算这些不同过程中岩浆的脱气率和脱气量对正确评价火山喷发对环境的影响具有重要意义,因为从火山口释放到大气圈的气体和岩浆流动、冷凝过程释放到大气圈中的气体对环境造成的影响程度显然是不同的。岩浆在流动和冷凝过程中释放到大气圈中的气体只对岩浆流动路径周围的环境造成影响,岩浆通过火山口释放到大气圈的气体,如果火山喷发柱足够高(> 10 km),那么就会对平流层和臭氧层造成破坏。有关火山喷发所释放的气体对环境的影响,多数学者对此已有论述^[31~33],在此不再赘述。

2.1 岩石学方法估算的具体步骤

一般而言,火山喷发过程中岩浆的脱气作用可以简单分为三个阶段:(1)岩浆从源区上升到高位岩浆房过程中的脱气;(2)通过喷发柱或熔岩喷泉从火山口释放出气体(对于玄武质火山基本上以熔岩喷泉形式为主,而对于中酸性岩浆则以火山喷发柱的形式为主);(3)熔岩流动过程和定位冷凝过程中释放出气体。我们可以通过比较不同过程中形成物中的挥发分含量来获得岩浆的脱气率。斑晶中的玻璃包裹体的挥发分含量代表岩浆喷发前的挥发分含量;堆积在火山口壁上及其周围快速冷凝形成的火山弹、饼或火山碎屑岩中的挥发分含量以及熔岩的冷凝边中的挥发分含量,可以代表岩浆喷出地表时残留在其中的挥发分含量;熔岩流在不同距离的底部冷凝边中的挥发分含量代表了熔岩在流动过程中残留的挥发分含

量;熔岩流的结晶熔岩的挥发分含量代表了岩浆最后固定在熔岩中没有逃逸到大气圈中的挥发分含量。由于原始岩浆中的挥发分含量无法获得,所以岩浆从源区上升到高位岩浆房过程中的脱气量目前还无法估算。如果通过其它途径获得原始岩浆中的挥发分含量,则可以利用类似下面的方法得出岩浆从源区上升到高位岩浆房过程中的脱气量。

溶解在岩浆中的某种挥发分(x)的质量(m_r)可以通过下式获得:

$$m_r = M_r v_{x,i} \quad (1)$$

M_r 为喷发物的质量, $v_{x,i}$ 为包裹体中某种气体(x)的含量。那么通过喷发柱或熔岩喷泉的形式从火山口中释放到大气圈中的气体质量($m_{x,v}$)为:

$$m_{x,v} = M_r (v_{x,i} - v_{x,t}) \quad (2)$$

$v_{x,t}$ 为某种气体在堆积在火山口壁上的火山弹、饼或火山碎屑岩和熔岩的冷凝边中的平均含量。利用类似的方法,可以计算出熔岩流动到堆积过程中所释放出的挥发分质量($m_{x,l}$)以及定位到完全冷凝所释放出的挥发分质量($m_{x,c}$)。

$$m_{x,l} = M_l (v_{x,t} - v_{x,l}) \quad (3)$$

$$m_{x,c} = M_l (v_{x,l} - v_{x,c}) \quad (4)$$

$v_{x,l}$ 和 $v_{x,c}$ 分别为气体 x 在冷凝边以及结晶熔岩中的含量, M_l 为熔岩的总质量。

(2)、(3)和(4)中的 M_r 、 M_l 可以根据喷发物的体积以及岩浆的密度获得,即 $M = \rho V$ 。所以由(2)、(3)、(4)就可以计算出岩浆以喷发柱或熔岩喷泉的形式从火山口释放出气体的质量以及在岩浆流动、定位冷凝过程中释放到大气圈中的气体质量。

需要指出的是,要准确估算岩浆的脱气量,关键是要获得火山各种喷发物的体积并测定各种喷发物中的挥发分含量。要估算各种喷发物的体积,必须进行细致的野外工作,以便做出喷发物的等厚图,然后根据等厚图估算喷发物的体积。F、Cl、S 的含量可以由电子探针直接进行测定,然后根据拉曼光谱测定的气体相对含量进行校正。具体方法是:根据拉曼光谱的测定结果可以知道这三种元素的气体存在形式(HF、F₂、HCl、Cl₂、H₂S、SO₂)以及它们的相对含量,由这三种元素测定的绝对含量,并根据这些气体之间的相对含量,可以计算出这些气体在岩浆中的绝对含量。H₂O 和 CO₂ 的含量可以由气体质谱仪测定,但国内目前尚不能进行此项工作。为了取得 H₂O 和 CO₂ 的含量数据,可以采取间接的方法:先利用电子探针计算总量,不足的部分代表总的挥发分含量,然后利用拉曼光谱测定的相对含量计算出各种气体的绝对含量。但需要指出的是,由于电子探针测定本身存在误差,所以由此导致计算出的 H₂O 和 CO₂ 的含量也存在误差。此外,由于岩浆中往往还存在 CH₄、C₂H₆、CO、H₂、N₂ 等气体,所以由这种方法计算出的 H₂O 和 CO₂ 的含量可靠性较差,因此最好的方法是用气体质谱仪直接测定这些挥发分的含量。另外,由于斑晶中的挥发分含量可能有一定的变化范围,可以选择其中主要元素成分与初始岩浆的主要元素成分最接近的包裹体进行测试。

2.2 具体估算实例

下面以黑龙江镜泊湖地区全新世火山为例,以说明具体的计算过程。需要说明的是,由于所获的数据有限,所以估算的结果可能与实际有出入,甚至出入较大,在这里仅仅是为了说明岩石学方法的具体应用。要想获得该区火山喷发过程中岩浆脱气量的准确数据,还须进行进一步的详细工作。

镜泊湖地区全新世火山为蒸汽-岩浆型喷发火山,岩浆的成分主要为碱性橄榄玄武岩

和白榴碱玄岩。有关其地质、岩石学和地球化学特征已有详细描述,在此不再重复^[34~36]。计算过程及结果分别见表1~4(表中所列的数据只包括该区的“火山口森林”,而没有包括蛤蟆塘地区,数据均为平均值)。

表1 镜泊湖地区全新世火山各种喷发物中挥发分的平均含量 $w_B/10^{-6}$

Table 1 Average volatiles in various sorts of Holocene eruptive materials in Jingpohu area

	S	Cl	F	H ₂ O	CO ₂	Σ
橄榄石斑晶中的玻璃包裹体(1)	1840	1043	1286	7043	9486	20698
火山弹、饼(3)	300	650	720	2600	3500	7770
熔岩冷凝边(2)	210	410	570	1600	3000	5790
结晶熔岩(3)	200	250	500	400	2700	4050

括号中数字代表测定的样品数;玻璃包裹体由国土资源部西安地质矿产研究所测定,其它由国家地质实验测试中心测定;CO₂: 气体法;H₂O: 双球法;F: 离子选择电极法;Cl: 比色法;S: 燃烧法。

表2 镜泊湖地区全新世火山喷发过程中释放的挥发分含量 $w_B/10^{-6}$

Table 2 Volatiles released during Holocene eruption in Jingpohu area

	ΔS	ΔCl	ΔF	ΔH ₂ O	ΔCO ₂	ΔΣ
释放的总量	1640	793	786	6643	6786	17648
从火山口释放的量	1540	393	566	4443	5986	13928
岩浆流动过程中释放的量	90	240	150	1000	500	1980
岩浆定位冷凝过程中释放的量	10	160	70	1200	300	1740

表3 镜泊湖地区全新世火山不同阶段的脱气率 $w_B/10^{-6}$

Table 3 Degassing degrees at different stages of Holocene eruption in Jingpohu area

	S	Cl	F	H ₂ O	CO ₂	Σ
总的脱气率	89	76	61	94	72	85
未脱气的比率	11	24	39	6	28	15
通过火山口的脱气率	83.7	37.7	44	63	63	67
熔岩流动过程中的脱气率	4.9	23	11.7	14	5	10
岩浆定位冷凝过程中的脱气率	0.4	15.3	5.3	17	3	8

由表3可以看出,S和H₂O的脱气率较高,F的脱气率最低,但也超过一半以上,说明F可能是以某种矿物的形式固定在矿物晶体中。并且岩浆通过火山口的脱气率要比它在流动和定位冷凝过程中的脱气率高得多,即所有的挥发分大多数是通过火山口释放到大气圈中的,尤其以S最为明显。这说明压力突然降低导致了这些挥发分在岩浆中的溶解度降低,从而与岩浆分离,与实验得出的结论一致^[7]。由表3可知,岩浆总的脱气率为85%,这与实验得出的80%的总的脱气率相近^[9],说明岩浆喷发前,挥发分是饱和的。由此计算过程也可以看出,不能仅凭包裹体中挥发分含量的相对高低而推测火山喷发释放到大气圈中的气体多少。

表4 镜泊湖地区全新世火山喷发过程中释放出的挥发分质量 10^9 kg
Table 4 Mass of volatiles released during Holocene eruption in Jingpohu area

	SO ₂	HCl	HF	H ₂ O	CO ₂	Σ
原始的质量	82.58	24.06	30.47	158.05	212.87	508.03
释放的总质量	73.60	18.30	18.62	149.07	152.28	411.87
残留的总质量	8.98	5.76	11.85	8.98	60.59	96.16
从火山口释放的质量	69.12	9.07	13.41	99.70	134.33	325.63
岩浆流动过程中释放的质量	4.04	5.54	3.55	22.44	11.22	46.79
岩浆定位冷凝过程释放的质量	0.44	3.69	1.66	26.93	6.73	39.45

SO₂、HCl、HF 的百分含量分别根据 S、Cl、F 的百分含量转换而成,在此假设所有的这三种元素在气相中的存在形式全部以这三种气体存在。三者相应的转换系数分别为:2、1.028、1.056。“火山口森林”地区喷发物的总体积为 8.0143×10^9 m³,其中熔岩为 7.6734×10^9 m³,碎屑岩为 0.3459×10^9 m³。岩浆的密度为 2800 kg/m³。拉曼光谱测定结果表明其它气体含量很低或没有,所以没有进行计算。

3 意义

从以上利用岩石学方法估算火山喷发过程中岩浆的脱气率和脱气量的具体步骤来看,岩石学方法简单易行,不仅可以估算出各个火山喷发的总的脱气量,而且也可以估算出不同期、不同阶段的脱气量;它不仅适用于近代喷发的火山,而且也适用于古老的火山,这些均是其它方法所难以比拟的。通过岩石学方法估算出岩浆的脱气率和脱气量,对于火山学的研究以及其它相关领域的研究有着重要意义:

(1) 火山学研究的主要特点之一是通过研究过去的火山喷发历史来预测将来火山喷发的可能性和危害程度,而研究岩浆脱气作用对了解和预测该火山将来复活时释放出的气体危害程度具有重要的参考价值,因此可以为预防火山灾害提供决策依据。另一方面,火山活动监测的主要内容之一是气体组合、气体流量和释放速率的变化^[37],显然它们与岩浆脱气作用及其过程有关,所以通过岩石学方法研究脱气过程可以为预测火山是否复活提供依据。

(2) 通过研究岩浆的脱气过程,可以了解火山喷发的动力学机制以及地球内部的流体作用过程。结合研究的溶解度实验结果,可以了解岩浆上升到高位岩浆房时某种气体是否处于饱和状态,以及这些气体的存在形式,是自由的气体状态还是固定在矿物的晶格中(如某些 H₂O 存在于金云母和角闪石这样的含水矿物中, F 存在于萤石以及云母类矿物中)。火山喷发的强度和类型,在很大程度上取决于岩浆的挥发分含量以及岩浆的脱气过程^[28],所以如果通过岩石学方法估算出不同期、不同阶段岩浆的脱气率,就可以了解岩浆房中挥发分的聚集过程以及岩浆对岩浆房的补充情况,进而研究岩浆喷发的动力学机制,了解某些火山爆发和溢流交替进行的内在原因。

(3) 通过岩石学方法估算地球演化不同时期火山作用岩浆的脱气量,可以为研究地球层圈相互作用过程和机制提供基本资料。有关火山作用释放出的气体对大气圈的影响程度,基本上是由最近几十年全球主要火山喷发所释放出的气体质量估算得出的。由于地质历史十分漫长,而且地质历史上喷发的火山类型和强度较之现在也不完全相同,所以由此得出的结论并不能完全反映地质事实。如果我们通过岩石学方法估算出全球地质历史上主要火山各种气体的脱气量,就可以更加准确地评价火山作用对大气圈的影响程度。另一方面,利用岩石学方法研究大洋中火山作用的脱气量,可以为研究火山作用对大洋的成分演变提供一

些依据。

(4) 在地质历史上, 某些生物的形成、演化、发展和消亡是与当时的环境变化分不开的(如热河动物群), 火山喷发突然释放的有毒气体和气候的突然变化可能是造成生物灭绝的主要原因, 所以研究当时火山喷发过程中岩浆的脱气量可以提供有关生物灭绝研究的证据。大量的研究表明, 火山喷发与气候的变化密切相关, 它可以导致温度升高, 也可以降低, 这主要取决于气体成分及各种成分的相对比例^[38~40]。由岩石学方法估算出各种气体的脱气量后可以通过有关方法估算出某次火山喷发导致的温度变化幅度^[41]。另外, 在估算出火山释放出的有毒气体量后, 可以进一步估算其对水圈的影响(气体与水圈的相互作用)。综合考虑这些因素, 可以正确评价火山作用对生物灭绝的影响。

(5) 岩浆中的挥发分是内生金属矿床形成过程中金属搬运的主要介质, 所以了解它们在岩浆脱气作用过程的变化规律, 对理解岩浆矿床以及与岩浆有关的热液矿床的成因具有重要意义。

目前由于受测试方法本身的限制, 估算出的精度还不太理想(尤其是除 F、Cl、S 以外的其它气体), 相信随着测试方法的改善, 此方法将会被广泛应用。

有关挥发分含量测定的方法, 曾得到夏林圻研究员的指导, 在此特表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- 1 Kuo C, Lindberg C and Thomson D J. Coherence established atmospheric carbon dioxide and global temperature. *Nature*, 1990, 343: 709~714.
- 2 Williams S N, Schaefer S J, Lucia M, *et al.* Carbon dioxide emission to the atmosphere by volcanoes. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1992, 56: 1765~1770.
- 3 Harris D M and Rose W I. Dynamics of carbon dioxide emissions, crystallization, and magma ascent: hypotheses, theory, and applications to volcano monitoring at Mount St. Helens. *Bull. Volcanol.*, 1996, 58: 163~174.
- 4 Westrich H R and Gerlach T M. Magmatic gas source for the stratospheric SO₂ cloud from the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatuba. *Geology*, 1992, 20: 867~870.
- 5 Allard P. Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Etna. *Nature*, 1991, 351: 387~391.
- 6 Symonds R B, Reed M H and Rose W I. Origin, speciation and fluxes of trace element gases at Augustine volcano, Alaska: insight into magma degassing and fumarolic processes. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1992, 56: 633~657.
- 7 Dixon J E and Stolper E M. An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in Mid_ocean ridge basaltic liquids. Part2: Application to degassing. *J. Petrol.*, 1995, 36: 1633~1646.
- 8 Bagdassarov N S, Dingwell D B and Wilding M C. Rhyolite magma degassing: an experimental study of melt vesiculation. *Bull. Volcanol.*, 1996, 57: 587~601.
- 9 Sahagian D L and Proussevitch A A. Thermal effects of magma degassing. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 1996, 74: 19~38.
- 10 Ozima M and Zahnle K. Mantle degassing and atmospheric evolution: Noble gases view. *Geochim. J.*, 1993, 27: 185~200.
- 11 Mandeville C W and Rytherford M J. Experimental determination of chlorine solubility in andesitic melts: implications for magma degassing. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 1996, 77: 803.
- 12 Gorbachev N S and Khodorevskaya L I. Partitioning of chlorine between an aqueous fluid and a basalt melt at high pressures; the behavior of chlorine and water during magma degassing. *Transactions of the Russian Academy of Sciences*, 1996, 343: 153~158.
- 13 Sparks R S J, Barclay J, Jaupart C, *et al.* Physical aspects of magma degassing; 1, Experimental and theoretical constraints on vesiculation. *Reviews in Mineralogy*, 1994, 30: 413~445.

- 14 Proussevitch A A and Sahagian D L. Dynamics diffusive bubble growth in magmas: isothermal Case. *Jour. Geophysical Research*, 1993, 95: 22283~ 22308.
- 15 Parfitt E A and Wilson L. Explosive volcanic eruptions— IX. The transition between Hawaiian_style lava foundation and strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International*, 1995, 121: 226~ 232.
- 16 Sparks R S J, Barclay J, Jaupart C, *et al.* Volcanic plumes. John Wiley & Sons, 1997.
- 17 Hammer J E, *et al.* Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bull. Volcanol.*, 1999, 60: 355~ 380.
- 18 Stasiuk M V, Barclay J, Carrol M R, *et al.* Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). *Bull. Volcanol.*, 1996, 58: 117~ 130.
- 19 Wallace P, Anderson A, Lorenz D, *et al.* Magma degassing at Kilauea Volcano; Constraints H₂O contents of melt inclusions and scoria glasses. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 1996, 77(suppl.): 807.
- 20 Wallace P J and Anderson A T. Effects of eruption and lava drainback on the H₂O contents of basaltic magmas at Kilauea Volcano. *Bull. Volcanol.*, 1998, 59: 327~ 344.
- 21 Mandeville C W, Carey S, Sigurdsson H. Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau Volcano, Indonesia. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 1996, 74: 243~ 274.
- 22 刘若新, 魏海泉, 李继泰, 等. 长白山天池火山. 见: 刘若新主编. 火山作用与人类环境. 北京: 地震出版社, 1995.
- 23 Thordarson T, Self S, Oskarsson N, *et al.* Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783 - 1784 AD Laki (Skaftar Fires) eruption in Iceland. *Bull. Volcanol.*, 1996, 58: 205~ 225.
- 24 Zhang Y. Degassing history of the earth from noble gas systematics. 30 th IGC, Abstracts, 1996, Volume 1 of 3: 5.
- 25 Zhang Y and Zahnle A. Noble gas constraints on the evolution of the Earth's atmosphere. *Journal of geophysical Research*, 1989, 94: 13719~ 13737.
- 26 Sarda P, Staudacher T and Allegre C J. ⁴⁰Ar/³⁶Ar in MORB glasses: constraints on atmosphere and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, 72: 357~ 375.
- 27 Allegre C J, Staudacher T and Sarda P. Rare gasses systematics Formation of the atmosphere, evolution and structure of the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, 81: 127~ 150.
- 28 Head J and Wilson L. Lava fountain heights at Pu'u 'O'o Kilauea, Hawaii: Indicators of amount and variations of magma volatiles. *J. Geophys. Res.*, 1987, 92: 13715~ 13719.
- 29 Wilson L, Sparks R S J and Walker G P L. Explosive volcanic eruptions— VIII The role of magma recycling in controlling the behavior of Hawaiian_style lava fountains. *Geophys. J. Inter.*, 1995, 121: 215~ 225.
- 30 刘若新, 樊祺城, 魏海泉, 等. 中国活火山研究. *地质论评*, 1999, 45(增刊): 3~ 15.
- 31 刘嘉麒. 中国火山. 北京: 科学出版社, 1999, 1~ 219.
- 32 Robert W D and Barbara B D. Mountains of fire. Cambridge University Press, 1991, 127~ 175.
- 33 Jan J N and Ricarte S J. Geomorphic risk zonation related to June 1991 eruptions of Mt. Pinatubo, Luzon, Philippines. *Geomorphic hazards*, edited by O. Slaymaker. John Wiley & Sons Inc., 1996, 69~ 94.
- 34 张招崇, 李兆鼎, 李树才, 等. 黑龙江镜泊湖地区第四纪玄武岩的 Sr、Nd、Pb 同位素组成及其地幔源区特征. *地质论评*, 1999, 45(增刊): 349~ 357.
- 35 张招崇, 李兆鼎, 李树才, 等. 黑龙江镜泊湖地区地幔的近期交代作用与不均一化过程. *地球学报*, 1999, 20(增刊): 54~ 60.
- 36 Zhang Z C, Li Z N, Li S C, *et al.* Extreme mantle source Heterogeneities beneath the Jingpohu area, Heilongjiang Province—geochemical evidence of Holocene basaltic rocks. *Acta Geologica Sinica*, 2000, 74(2): 163~ 175.
- 37 Robertson R E, Aspinall W P, Herd R A, *et al.* The 1995– 1998 eruption of the Soufriere Hills volcano, Montserrat, WI. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 2000, 358: 1619~ 1637.
- 38 Johnson R W. Volcanic Eruption & Atmospheric Change. Australian Government Publishing Service, 1993, 1~ 36.
- 39 Fisher R V, Heiken G and Hulen J B. Volcanoes, Crucibles of change. Princeton Univ. Press, 1977, 1~ 317.
- 40 Sean C S, Mark A B, David H. Grinspoon, climate change as regulator of tectonics on venus. *Sciences*, 1999, 286: 87~ 90.
- 41 马隆 T F, 罗德 J G 著. 全球变化. 曹可珍译. 北京: 地震出版社, 1990, 37~ 46.

A Method for Estimating the Degree and Mass of Magma Degassing during the Volcanic Eruption and Its Application

Zhang Zhaochong, Li Zhaonai

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Li Shucai

(Institute of Geological Sciences, Heilongjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, Harbin 150036)

Key words: volcanic eruption; degree of degassing; mass of degassing

Abstract

This paper discusses the merits and shortcomings of the estimation methods previously used for the degree and mass of magma degassing in the volcanic eruption. On the basis of these methods, the authors propose a new petrological method for the estimation performed at various stages in the process of volcanism, and illustrate the detailed steps as exemplified by the Jingpohu Holocene volcanic eruption. This example shows that the degrees of degassing are changeable in the eruption, and that the major volatiles and their released mass cannot be inferred in the light of their relative abundances in glass inclusions. Finally, the possible application of this new method is discussed.