

# 火山气体地球化学监测与研究进展

刘东阳<sup>1</sup>, 范昱宏<sup>1</sup>, 张宇<sup>3</sup>, 李婷<sup>3</sup>, 仲广培<sup>2,3,4</sup>, 刘国明<sup>2,3,4\*</sup>

1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 长白山火山国家野外科学观测研究站, 吉林 安图 137000;  
3. 吉林省地震局, 长春 130022; 4. 吉林省长白山保护开发区管理委员会地震局, 吉林 安图 137000

**摘要:** 气体地球化学监测是最重要的火山预警研究方法之一。一些发达国家开展火山气体地球化学监测研究较早, 包括对不同火山活动阶段火山气体组分特征的研究, 建立了完善的火山气体地球化学观测系统, 通过监测火山的 CO<sub>2</sub>、含硫气体、气体比值及同位素组成等, 对一些火山喷发作出了成功预警。我国开始火山气体地球化学监测研究较晚, 时间短(仅有 30 余年), 目前仅在吉林长白山天池火山、云南腾冲火山等几个火山区开展了监测工作, 还处于起步阶段, 缺少实时、连续、高采样率监测方法及连续火山气体通量监测。建议参照国外成功的火山预警案例, 尽快在我国主要火山区增加火山气体地球化学观测手段, 并开展连续火山气体通量监测和研究工作。

**关键词:** 火山气体; 火山监测; 地球化学; 气体通量

中图分类号: P593 文章编号: 1007-2802(2020)02-0336-08 doi:10.19658/j.issn.1007-2802.2020.39.012

## Progress in Geochemical Research and Monitoring of Volcanic Gases

LIU Dong-yang<sup>1</sup>, FAN Yu-hong<sup>1</sup>, ZHANG Yu<sup>3</sup>, LI Ting<sup>3</sup>, ZHONG Guang-pei<sup>2,3,4</sup>, LIU Guo-ming<sup>2,3,4\*</sup>

1. Faculty of Geosciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;  
2. National Observation and Research Station of Changbaishan Volcano, Antu Jilin 137000, China;  
3. Jilin Earthquake Agency, Changchun 130022, China; 4. Earthquake Agency of the Management Committee of  
Changbaishan Conservation and Development Zone, Jilin Province, Antu Jilin 137000, China

**Abstract:** The monitoring of geochemical properties of volcano gases is one of the most important methods for the early warning of volcano eruptions. Some developed countries have carried out researches on monitoring volcanic gases for a long time, conducted studies on characterizing volcanic gas components in different stages of the volcanic activity, established a sound observation system of volcanic gas geochemistry, and, therefore, some volcanic eruptions had been successfully early warned by monitoring CO<sub>2</sub>, sulfur-containing gas, gas ratio and isotopic composition of volcanic gases. In China, the research of volcanic gas geochemical monitoring has been carried out for only 30 years. At present, the monitoring work has been carried out in limited volcanic areas, such as the Tianchi volcano in the Changbai Mountain, Jilin province, the Tengchong volcano in the Yunnan province, etc., and the monitoring is still in its initial stage, lacking continuous real-time high-sampling-rate monitoring methods and lacking the continuous flux monitoring of volcanic gases. It is suggested to increase the means of volcanic gas geochemical monitoring in major volcanic areas of China as soon as possible, and to carry out the continuous monitoring and research on fluxes of volcanic gases.

**Key words:** volcanic gas; volcanic monitoring; geochemistry; gas flux

## 0 引言

全球火山活动强度和频率都有逐年增高的趋

势, 据统计, 20 世纪全球火山喷发已导致约 8 万人死亡(魏费翔等, 2018)。因此, 准确及时地评估火山喷发风险问题不容忽视。预测火山喷发最主要

收稿编号: 2019-140, 2019-08-05 收到, 2019-09-15 改回

基金项目: 国家自然科学基金项目(41572319)

第一作者简介: 刘东阳(1999-), 男, 本科生, 研究方向: 火山气体地球化学和岩石地球化学. E-mail: 295031706@qq.com.

\* 通信作者简介: 刘国明(1971-), 男, 研究员, 研究方向: 火山地震学和气体地球化学. E-mail: cbslgm@126.com.

的方法有地震监测、地球化学监测及火山区形变监测等(Xu et al. , 2012; Wei et al. , 2018)。火山孕育的过程发生在地球深部,在火山活动的早期阶段,可能并不会发生大量的火山地震,地表产生的形变量也很难被监测到。但火山气体是火山活动的重要产物,在岩浆孕育、运移至地表喷发的过程中,气体元素含量和成分都会发生变化,并通过特定通道(尤其是一些与岩浆房有密切联系的火山温泉或喷气孔)逸出(Aiuppa, 2009; Lee et al. , 2018)。在岩浆上升过程的各个阶段,火山气体成分的变化对预测未来火山喷发的危险性及喷发性质起到关键作用。火山气体亦被形象地称为“来自地球深部的电报”(Aiuppa et al. , 2004)。火山气体组分含量受岩浆挥发分成分及脱气条件控制,对岩浆演化过程和脱气过程具有重要的指示意义(Shinohara, 2013)。

在地幔或下地壳熔融或部分熔融的情况下,岩浆在浮力作用下向上迁移至近地表的浅层岩浆房。在岩浆上升的过程中,岩浆所受的压力减小,岩浆中挥发分的溶解度下降,从岩浆中逸出并聚集在浅层岩浆房顶部,这就是岩浆的脱气过程(Aiuppa, 2009)。

无论是在喷发期还是在间歇期,活火山下方的浅部岩浆房都会释放挥发分,这是一个被动脱气的过程。起源于岩浆系统的火山气体,是深部岩浆在地表的唯一产物。它们的主要成分是水、CO<sub>2</sub>、SO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S、HF 和 HCl 等可冷凝气体,同时还含有少量的

不可冷凝气体如 H<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、CO、CH<sub>4</sub>、Ar 和 He 等。对这些气体进行监测研究,可以深化对岩浆作用过程的物理和化学条件的认识(Lee et al. , 2018)。

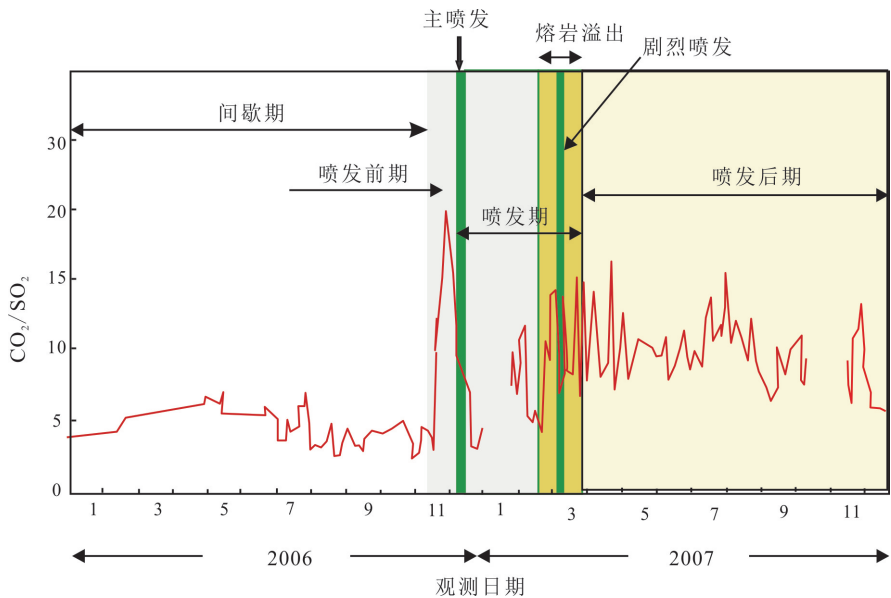
火山逸出气体的化学组分浓度和比值能反映深部岩浆的温度、压力和氧逸度条件等重要信息。He、C、Ar、N、H 和 O 等稳定同位素组成则可以反映气体来源,以此推测它们在脱气过程发生的物理和化学变化(Ohba et al. , 2008; 赵文斌等,2018)。

1 火山喷发周期

一个完整的火山喷发周期可以划分为喷发间歇期、喷发前期、喷发期和喷发后期 4 个阶段(Menyailov, 1975),每个阶段火山气体组分、岩浆温度和地震活动程度是不同的。

火山喷发间歇期的时间比其它几个阶段长,通常可以是几十年至数百年甚至更长。间歇期的主要特征是通过火山喷气孔或者温泉释放火山气体,而无岩浆喷发(Menyailov, 1975)。如意大利斯通博利火山的喷发间歇期是上一次火山喷发结束后(图 1),直到 2006 年火山再次喷发的很长一段时间。同火山喷发后期相比,间歇期内的火山地震活动非常微弱(Menyailov, 1975; Aiuppa et al. , 2009)。

火山喷发前期的主要特征是火山气体组分的强烈变化,火山地震和其它火山活动现象比较强烈(Menyailov, 1975; Aiuppa et al. , 2009)。识别火山喷发前期对火山喷发预测至关重要。火山喷发间



红色粗实线为 CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> 值;引自 Aiuppa 等(2009)

图 1 2006~2007 年意大利斯通博利火山喷发周期示意图

Fig. 1 Eruptive cycles of the Stromboli volcano in Italy in years of 2006–2007 based on volcanic CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> ratios

歇期内也可能发生强烈的火山地震活动以及地表变形等其它火山活动,但与间歇期显著不同的是,火山喷发前期会观测到喷气孔温度的急剧上升和火山气体组分的剧烈变化(Madonia et al., 2013)。间歇期  $H_2$ 、 $HCl$ 、 $HF$  和  $SO_2$  是主要的火山气体组分,而在火山喷发前期,  $CO_2$ 、 $SO_2$  和  $H_2$  的释放可能会急剧增加(Menyailov, 1975),其  $CO_2/SO_2$  和  $CO_2/H_2O$  值会明显升高(Bruno et al., 2001; Burton et al., 2007; Carapezza et al., 2009; Giammanco et al., 2013; Wermer et al., 2013)。意大利斯通博利火山 2006~2007 年喷发的前期是 2006 年 10 月中旬到 11 月上旬,此阶段观测到  $CO_2/SO_2$  值从 5 上升到 20(图 1)。

火山喷发期的主要特征为岩浆喷出,伴随着强烈的火山活动。通常火山喷发期会包含 1 到数次喷发,不同喷发期之间有几天或者几个月的相对平静期(Menyailov, 1975)。多数火山喷发期会先后伴随着越来越强烈的  $CO_2$ 、 $SO_2$  和 卤素气体(即  $HCl$  和  $HF$ )释放。因此,  $CO_2/SO_2$ 、 $SO_2/HCl$  和  $SO_2/HF$  等火山气体浓度比值在火山喷发期会越来越高。Aiuppa 等(2009)在 2006~2007 年意大利斯通博利火山喷发过程中,观测到火山喷发前期的  $CO_2/SO_2$  值高于背景值 2 倍,且在该比值下降到背景值之前发生主火山喷发(图 1)。

火山喷发后期往往比较短,在此阶段火山活动逐渐恢复到背景值,没有明显特征。火山喷发后期通常会有高温喷气发生,这一现象在火山喷发的间歇期也会发生,不容易进行区分(Menyailov, 1975)。图 1 中的火山喷发后期被认为是火山喷发期结束(2007 年 3 月 28 日),直到 2007 年 12 月的时间段(Aiuppa et al., 2009)。

## 2 影响火山气体组分的因素

影响火山气体组分的因素包括岩浆来源、脱气条件、水热相互作用和气象因素等(Lee et al., 2018),在分析火山气体组分变化时,这些因素都须考虑。

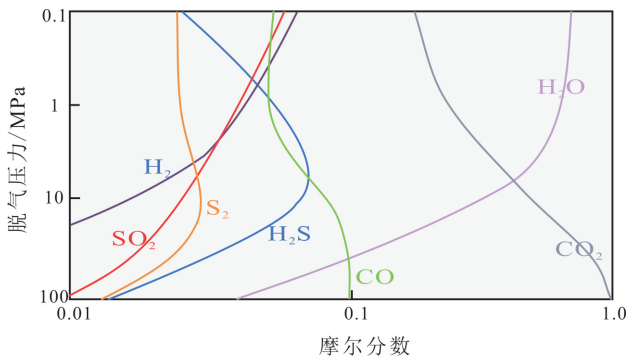
### 2.1 岩浆来源和脱气条件

在不同的构造环境下,不同类型岩浆脱气形成的火山气体组分会有很大的变化。Symonds 等(1994)发现同裂谷带火山和洋底火山相比,俯冲带火山往往有高氢、低碳低硫的特征。此外,俯冲带火山  $HCl$  浓度更高。因此,在俯冲带火山观测到的  $SO_2/HCl$  往往更低。碱性岩浆富含的  $CO_2$  组分更多,浓度通常为 20% 以上,而其它非碱性岩浆富含

的  $CO_2$  浓度通常低于 10%(Gerlach, 1979)。

与岩浆类型相比,岩浆的脱气深度(压力)对火山气体组分的影响更大(Bruno et al., 2001; Gaillard et al., 2011)。通常,岩浆越浅,受到的压力越小,脱气作用越强烈,因而在岩浆的上升过程中,观测到的火山气体通量越来越高(Bruno et al., 2001; Allard, 2010; Wermer et al., 2013)。在岩浆上升过程中,如果强烈的地震活动使岩浆通道受阻,会导致火山气体通量下降的情况发生。例如,2001 年 4 月 23 日尼加拉瓜玛莎雅火山喷发之前,火山气体  $SO_2$  通量从 11 kg/s 下降到 4 kg/s(Duffell et al., 2003)。火山下方往往存在多个岩浆房,火山区气体含量取决于与其直接关联的岩浆房(Bruno et al., 2001)。如果火山通道与深部来源、富含挥发分的岩浆房相连,就会观测到强烈的火山气体释放。反之,如果火山通道与一个长期脱气且没有新鲜岩浆补充的岩浆房相连,观测到的火山气体释放强度就会逐渐下降(Bruno et al., 2001)。

不同类型火山气体的脱气趋势变化会有很大的不同。在平衡脱气条件下,在岩浆中溶解性越低的气体越容易脱气(Menyailov, 1975)。在岩浆上升过程中,火山气体脱气的优先顺序是:  $CO_2$ 、 $S$ 、 $H_2$ 、 $HCl$  和  $HF$ (Oskarsson, 1984; Menyailov et al., 1986; Werner et al., 2013)。图 2 展示了在不同压力条件下,从玄武质岩浆中逸出的火山气体组分摩尔分数变化。在压力高达 100 MPa,  $CO_2$  摩尔分数是  $SO_2$  的 100 倍;而随着压力的降低,火山气体中的含硫气体浓度会逐渐升高(Gaillard et al., 2011),如火山气体中的  $SO_2$  摩尔分数会随着压力的下降而持续升高,但  $H_2S$  的峰值却会出现在 2~10 MPa(图 2),Edmonds(2008)报道在压力低于 40 MPa 时,卤



引自 Gaillard 等(2011);不包含卤素元素

图 2 火山气体组分摩尔分数随压力变化图

Fig. 2 Simulated volcanic gas compositions (in mole fractions) as a function of degassing pressure

素气体才开始发生脱溶。在火山喷发前期,岩浆中低溶解度的  $\text{CO}_2$  和含硫气体组分急剧上升,而卤素气体还溶解在岩浆中,直到火山喷发阶段才开始脱溶逸出(Aiuppa, 2009)。

如果脱溶的火山气体在上升到地表的过程中没有发生成分交换(化学反应),则气体含量能反映脱气深度(López et al., 2013)。如果脱气过程发生在深部,则岩浆中难溶气体与易溶气体组分的比值(如  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2/\text{SO}_2$ 、 $\text{CO}_2/\text{HCl}$  和  $\text{SO}_2/\text{HCl}$  等)可能会比较高。如果岩浆上升,这些比值就会下降。

## 2.2 水热交互作用

火山气体在从岩浆中脱溶后,在上升至地表的过程中会与水热系统发生交互作用(Menyailov, 1975; Symonds et al., 2001)。如果高温火山气体接触到地下热水,会使地下水迅速汽化,所产生的水气会加入到火山气体中,这时火山气体就包含了岩浆和地下水两种来源(Mizutani, 1978; Ohba et al., 2008)。每种来源气体所占的相对比例可以通过对这些混合气体的同位素分析获得,地下水来源水气越多,混合气体中的氢同位素和氧同位素含量越低(Ohba et al., 2008)。

如果火山气体从地球深部脱气并上升到浅层地下水中,这些已经冷却的火山气体或部分或全部溶解到水中。这种情况通常发生在火山喷发期,来自深部岩浆房的火山气体通过与浅层地下水的交互作用,使所有火山气体的浓度降低。不同类型的火山气体组分与浅层地下水发生交互作用的程度是不同的。 $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{S}$  难溶于水,而  $\text{SO}_2$ 、 $\text{HCl}$  和  $\text{HF}$  易溶于水(Symonds et al., 2001),因此如果水热交互作用非常强烈, $\text{SO}_2$ 、 $\text{HCl}$  和  $\text{HF}$  等火山气体组分有可能会全部或大部分溶于地下水。例如,1992年阿拉斯加的斯普尔火山喷发前后,只有极低的  $\text{SO}_2$  气体通量被监测到(Symonds et al., 2001)。因此,除非在岩浆脱气阶段形成了非常干燥的气体释放通道,通过监测  $\text{SO}_2$  和  $\text{HCl}$  气体通量进行火山喷发预测非常困难(Symonds et al., 2001)。与  $\text{CO}_2$  相比,He 和  $\text{CH}_4$  较难溶于地下水,这两种气体是更为理想的火山喷发预测指示性气体(Federico et al., 2002)。水热交互作用的程度与压力、温度和 pH 值等条件有关,压力越大,水热交互作用越强烈;温度越高,水热交互作用越弱;pH 值越高,水热交互作用越弱(Federico et al., 2002)。

## 2.3 气象条件变化

火山气体组分有季节性变化特征,还会受天气变化的影响(Faber et al., 2003; Kelly et al., 2013)。

在伊豆大岛火山,Shimoike 和 Notsu(2000)观测到火山气体中的  $\text{CO}_2$  和  $\text{O}_2$  有季节性变化规律: $\text{CO}_2$  在夏季升高,在冬季下降; $\text{O}_2$  变化趋势与  $\text{CO}_2$  正相反。他们认为这是大气、地下水和火山气体受季节变换影响进行交互作用的结果。低温条件下,气体在水中的溶解度升高。与火山气体相比,空气中的  $\text{CO}_2$  含量较少而  $\text{O}_2$  较为丰富,在冬季会有更多的空气溶解于地下水,这时火山气体与地下水产生交互作用时,由于地下水中  $\text{O}_2$  浓度升高而  $\text{CO}_2$  浓度升高不明显,导致火山气体中的  $\text{CO}_2$  比夏季更易溶于水,而  $\text{O}_2$  比夏季更难溶于水,因而在冬季会观测到  $\text{CO}_2$  溶度降低,而  $\text{O}_2$  浓度升高。

天气条件的变化(气温、气压、降雨量和风速)也会影响火山气体组分的含量。当气压上升,火山气体中的  $\text{CO}_2$  浓度会下降、 $\text{O}_2$  浓度会上升,当气压下降几小时后, $\text{H}_2$  浓度会上升(Shimoike and Notsu, 2000)。据 Zimmer 和 Erzinger(2003)报道,在印度尼西亚默拉皮火山,火山气体中的放射性氡同位素( $^{222}\text{Rn}$ )随着气压的上升而上升,在大雨后火山气体组分中的水气( $\text{H}_2\text{O}$ )上升,同时由于雨水渗入地下,导致火山喷气孔的温度下降。

# 3 火山喷发的指示性气体

很多火山气体被成功地用于火山喷发预测,包括酸性气体  $\text{CO}_2$ 、 $\text{SO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{HCl}$ 、 $\text{HF}$ 、水、稀有气体和一些微量元素元素(Sparks, 2003; Johnson and Canil, 2011)。此外,一些火山气体的同位素组成(如 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 、 $\delta\text{D}-\text{H}_2\text{O}$ 、 $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ )以及喷气孔温度也可用于辅助火山喷发预测(Yamashina and Matsushima, 1999)。

## 3.1 二氧化碳( $\text{CO}_2$ )

岩浆来源气体最主要的气体成分是  $\text{CO}_2$ ,中国休眠火山区火山气体  $\text{CO}_2$  浓度均超过 80%(上官志冠和武成智, 2008)。由于  $\text{CO}_2$  在岩浆中的溶解度很低,容易随着火山气体而大量逸出地表,因此被广泛用于火山喷发预测。当富含  $\text{CO}_2$  的岩浆注入到浅层岩浆房,或岩浆脱气作用增强时,就会观测到  $\text{CO}_2$  排放通量/浓度的升高。因此在火山喷发前,往往会出现  $\text{CO}_2$  排放通量/浓度的大幅升高现象, $\text{CO}_2$  因此成为最有价值的火山喷发指示性气体(Lee et al., 2018)。

在一些著名的火山喷发之前都观测到  $\text{CO}_2$  通量/浓度的大幅升高现象(Bruno et al., 2001; Giammanco et al., 2013; Jousset et al., 2013; Werner et al., 2013)。例如,从 2008 年 10 月至 2010 年

8月,Werner等(2013)在雷多堡火山进行了 $\text{CO}_2$ 通量观测。他们发现,在火山未喷发的平静阶段, $\text{CO}_2$ 通量的背景值约为 $1\,000\text{ t/d}$ ,2009年5月15日火山喷发,在喷发前一个月, $\text{CO}_2$ 通量上升到 $3\,000\sim 9\,000\text{ t/d}$ 。从1997年7月至1999年3月,Bruno等(2001)在埃特纳火山选择了两个点进行 $\text{CO}_2$ 浓度观测。1999年2月4日该火山喷发,在之前的一个月,他们发现其中的一个观测点的 $\text{CO}_2$ 浓度从 $282\,000\times 10^{-6}$ 上升到 $546\,800\times 10^{-6}$ 。火山喷发后, $\text{CO}_2$ 浓度迅速上升到最高值 $838\,400\times 10^{-6}$ 。另一个观测点的 $\text{CO}_2$ 浓度变化也类似。Giammanco等(2013)在2002~2003和2010年在埃特纳火山喷发前也观测到 $\text{CO}_2$ 排放通量升高的现象。Jousset等(2013)在2010年默拉皮火山喷发前观测到了 $\text{CO}_2$ 排放通量上升的现象。

### 3.2 含硫气体

含硫气体包括 $\text{SO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{COS}$ 和硫元素多种形式,其中 $\text{SO}_2$ 和 $\text{H}_2\text{S}$ 是最主要的火山气体(Lee et al., 2016)。 $\text{SO}_2$ 是不易溶于岩浆的酸性火山气体,如果岩浆的脱气作用增强, $\text{SO}_2$ 含量会迅速升高,因而 $\text{SO}_2$ 是重要的火山喷发指示气体。与 $\text{CO}_2$ 不同的是, $\text{SO}_2$ 是一种易溶于水的气体,在上升过程中会部分溶于地下水,从而在很大程度上降低这种气体对火山喷发的指示作用(Bruno et al., 2001; Werner et al., 2013; Lee et al., 2018)。在一些火山喷发之前会观测到 $\text{SO}_2$ 大量升高的现象(Bruno et al., 2001; Zobin, 2008; Burton et al., 2009; Giammanco et al., 2013; Werner et al., 2013)。

$\text{H}_2\text{S}$ 也是火山气体中的主要硫化物,可以作为火山喷发的前兆气体。在岩浆上升过程中,压力逐渐降低, $\text{SO}_2$ 脱气作用持续增强,而 $\text{H}_2\text{S}$ 的脱气作用则表现为先增强、再降低的特点。当岩浆上升到接近地表(火山接近喷发)时,观测到的 $\text{H}_2\text{S}$ 反而会降低,这使得其对火山喷发的指示意义不如 $\text{SO}_2$ 明显(Gaillard et al., 2011)。

### 3.3 浓度比

如2.1节所述,由于在岩浆中的溶解度不同,一些难溶于岩浆的气体与易溶于岩浆的气体的比值常被用于火山喷发预测,包括 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2/\text{SO}_2$ 、 $\text{CO}_2/\text{HCl}$ 、 $\text{SO}_2/\text{HCl}$ 和 $\text{SO}_2/\text{HF}$ (Duffell et al., 2003; Aiuppa, 2009)。在很多火山喷发前,都观测到上述火山气体比值的前兆性变化(Aiuppa et al., 2007; Duffell et al., 2003; López et al., 2013; Werner et al., 2013)。例如,Aiuppa等(2009)在2006~

2007年意大利斯通博利火山喷发过程中,观测到火山喷发前期的 $\text{CO}_2/\text{SO}_2$ 值高于背景值2倍,比值在下降到背景值之前发生主火山喷发(图1)。

### 3.4 同位素组成

有些火山气体的同位素组成可用来预测火山喷发。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值与火山喷发活动密切相关。越是宇宙原初的物质, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值就越高。在地球的演化史中,原初的物质倾向于向地球内部集中(Ozima, 1994; Farley and Neroda, 1998)。广泛的测试结果表明,幔源、壳源和大气中的He具有不同特征的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值,分别为 $1.1\times 10^5\sim 1.4\times 10^5$ 、 $2\times 10^{-8}$ 、 $1.4\times 10^{-6}$ (Ra)(上官志冠和武成智,2008)(Ra为大气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值,为 $1.4\times 10^{-6}$ )。火山喷发是深部岩浆向上运移的结果,因此 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值在火山临近喷发的时候会高于背景值。

## 4 国内外火山气体地球化学监测现状

### 4.1 国外火山监测研究

国外用于监测火山活动的火山气体参数非常多,主要包括:酸性气体( $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ );水( $\text{H}_2\text{O}$ );放射性元素(Rn);火山气体的一些同位素含量( $^3\text{He}/^4\text{He}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 、 $\delta\text{D}-\text{H}_2\text{O}$ 、 $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ )。为了捕捉火山喷发前的短期异常信息,实时、高频率进行火山气体监测是发展趋势。

岩浆脱气是控制火山喷发方式的基础,通过研究火山气体变化可以定量预测火山喷发活动。表1列举了一些用于预测火山喷发的火山气体。

与其他火山监测手段相比,火山气体成分与通量监测具有高效、准确和低费用等特点,被世界各国所青睐,并且在火山监测中发挥着越来越重要的作用(郭正府等,2015)。

### 4.2 无人机技术监测火山气体

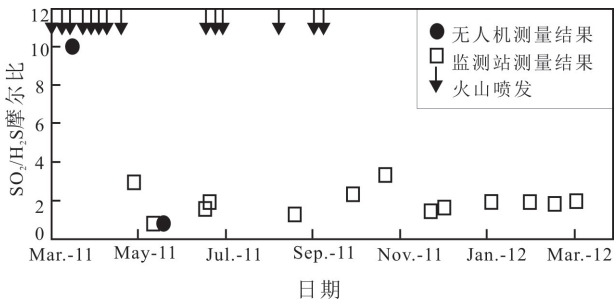
近年来,无人机技术迅速发展,越来越多的机构应用无人机技术开展大范围动态火山气体监测。2008年,McGonigle等(2008)首次应用无人机技术研究了意大利拉福萨火山的气体释放,他们通过搭载在小型无人机上的一个简易光谱仪测量了火山口上方的 $\text{SO}_2$ 气体通量,通过一个热红外电子传感器测量了 $\text{CO}_2/\text{SO}_2$ 值,并计算获得了火山口释放的 $\text{CO}_2$ 通量。尽管测量区域当时并没有火山危险,他们仍然用实验证明了在火山喷发状态下,可以通过无人机技术开展火山喷发柱气体监测。2011年3月到2012年3月,日本新燃岳火山发生多次武尔卡诺型喷发,火山口持续喷出气体。Shinohara(2013)

表 1 用于火山喷发预测的一些火山气体组分

Table 1 Volcanic gas compositions used in predictions of volcanic eruptions

| 火山名称        | 火山气体                                                                                | 参考文献                    |
|-------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|
| 马萨亚火山,尼加拉瓜  | SO <sub>2</sub> /HCl、SO <sub>2</sub>                                                | Duffel 等 (2003)         |
| 对海伦斯火山,美国   | HCl、δD-H <sub>2</sub> O、δ <sup>18</sup> O-H <sub>2</sub> O                          | Shevenell 和 Goff (2000) |
| 埃特纳火山,意大利   | CO <sub>2</sub> 、SO <sub>2</sub>                                                    | Bruno 等 (2001)          |
| 里道特火山,美国    | CO <sub>2</sub> 、SO <sub>2</sub> 、H <sub>2</sub> S、CO <sub>2</sub> /SO <sub>2</sub> | Werner 等 (2013)         |
| 斯通博利火山,意大利  | CO <sub>2</sub> 、H <sub>2</sub> 、He                                                 | Carapezza 等 (2004)      |
| 别济米安纳火山,俄罗斯 | SO <sub>2</sub> 、H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> 、CO <sub>2</sub> /S、S/HCl         | López 等 (2013)          |
| 埃特纳火山,意大利   | H <sub>2</sub> O、CO <sub>2</sub> /SO <sub>2</sub>                                   | Aiuppa (2009)           |
| 科利马火山,墨西哥   | SO <sub>2</sub>                                                                     | Zobin 等 (2008)          |
| 大岛津火山,日本    | CO <sub>2</sub> 、O <sub>2</sub> 、H <sub>2</sub>                                     | Shimoike 和 Notsu (2000) |

通过距火山 5 km 的一个固定台站观测了火山气体的 SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S 值,并通过无人机携带同样的仪器对火山口上方喷出的火山气体进行观测。固定站观测到的 SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S 值变化范围是 0.8~3.3,且相对稳定,比值在几个月内有缓慢的变化。2011 年 5 月 18 日无人机观测到的 SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S 值为 0.8 (图 3),与 5 月 12 日固定站的观测结果一致,证实了观测结果的可靠性,也说明这种比值随时间的变化是真实存在的。2011 年 3 月 15 日无人机观测到的 SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S 值为 10,远大于 5 月 18 日的观测结果。无人机和固定站的观测结果显示,SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S 值在 3 月份到 5 月份期间,从 10 降低到 0.8,然后在小范围内波动。



引自 Shinohara (2013)

图 3 SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S 值变化

Fig. 3 Variation of the SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S ratio

4.3 国内火山气体监测

我国在吉林省长白山天池火山、龙岗火山,黑龙江省五大连池火山、镜泊湖火山,云南腾冲火山,海南琼北火山相继开展了火山监测工作,部分火山区还开展了气体地球化学监测工作(表 2)。

与国外相比,我国火山气体监测项较少,主要是沿用传统的地震监测方法,除五大连池和腾冲火山开展了连续气氮和气汞监测外,其它火山区均不具备连续监测手段,而且未开展火山气体通量监测。

表 2 国内用于火山监测的一些火山气体测项

Table 2 Volcanic gas compositions used in the volcanic monitoring in China

| 火山名称    | 火山气体测项                                                                                                                                                                                          | 观测方式 |
|---------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 长白山天池火山 | CO <sub>2</sub> 、He、H <sub>2</sub> 、O <sub>2</sub> 、N <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub> 、Rn                                                                                                         | 不连续  |
| 腾冲火山    | CO <sub>2</sub> 、He、H <sub>2</sub> 、O <sub>2</sub> 、N <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub> 、Rn、<br>Hg、阴离子、阳离子、Ca <sup>2+</sup> 、Mg <sup>2+</sup> 、<br>pH、HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 、F <sup>-</sup> | 不连续  |
| 五大连池火山  | Rn、Hg                                                                                                                                                                                           | 连续   |
| 镜泊湖火山   | Rn                                                                                                                                                                                              | 不连续  |

5 我国火山气体地球化学监测进展

我国开展火山气体地球化学监测工作已有 30 余年,除了常规的火山监测研究外,还有一些学者开展了火山区温室气体通量研究。

赵慈平等 (2011) 应用 CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> 的碳同位素分馏数据,计算出腾冲火山区岩浆囊的现今温度。他们的研究表明,腾冲火山区的 3 个岩浆囊中,南部五合-龙江-浦川岩浆囊的现今温度最高,平均 773 ℃;中部腾冲-和顺-热海岩浆囊的现今温度次之,平均 566 ℃;北部马站-曲石-永安岩浆囊的现今温度最低,平均 524 ℃。据郭正府等 (2014) 报道,中国大陆新生代典型火山区向大气圈输送的温室气体总通量约为 8.13×10<sup>6</sup> t/a;据张茂亮等 (2011) 报道,长白山火山区温泉排放的 CO<sub>2</sub> 通量为 6.9×10<sup>4</sup> t/a,CH<sub>4</sub> 排放通量为 428.44 t/a,与意大利 Pantelleria Island 火山区温泉排放的温室气体通量规模相当。成智慧等 (2014) 对腾冲火山区温室气体排放通量进行了研究;张丽红等 (2014) 对藏南羊八井高温地热区土壤微渗漏的温室气体排放通量的研究表明,处于大陆碰撞带构造背景下的羊八井地热区的温室气体显示出更强烈的地壳混染特征,反映了在大陆碰撞带动力学背景下具有更强烈的地壳混染过程。这些研究对于估算火山来源温室气体的释放规模、深入理解岩浆脱气过程与机制等问题均具有至关重要的现实意义和科学价值。然而,由于

缺少连续实时测量装置,这些火山区温室气体的测量仅对估算火山区温室气体排放量有科学意义,而不具备火山监测意义。

2002~2005年,长白山天池火山聚龙温泉火山气体中的 $\text{CO}_2$ 平均浓度达96.1%,高于背景值的平均浓度93%; $\text{He}$ 、 $\text{H}_2$ 浓度由低于 $10 \times 10^{-6}$ 的背景值分别上升到 $700 \times 10^{-6}$ 和 $2750 \times 10^{-6}$ 。锦江温泉的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值从背景值的5.35 Ra上升到6.5 Ra。结合火山地震活动、火山区形变测量等其它监测结果,确定长白山天池火山经历了一次岩浆扰动过程(Xu et al., 2012; 刘国明等, 2018)。

## 6 结语

(1) 一个完整的火山喷发周期可以分为喷发前期、喷发期、喷发后期和喷发间歇期4个阶段。火山喷发前期火山气体组分变化强烈;火山喷发期通常会伴随着越来越强烈的 $\text{CO}_2$ 、 $\text{SO}_2$ 和卤素气体;火山喷发后期往往比较短,火山活动逐渐恢复到背景值火山气体释放逐渐减弱;火山喷发间歇期是本次喷发结束到下一次喷发的时间段,火山气体释放较弱。

(2) 对火山监测具有重要指示意义的火山气体包括 $\text{CO}_2$ 、 $\text{SO}_2$ 和 $\text{H}_2\text{S}$ ,以及 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2/\text{SO}_2$ 、 $\text{CO}_2/\text{HCl}$ 、 $\text{SO}_2/\text{HCl}$ 和 $\text{SO}_2/\text{HF}$ 等气体比值, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值也被用于火山喷发预测。

(3) 与国外火山气体监测相比,我国目前开展的火山气体地球化学监测存在气体测项少,缺少实时、连续、高采样率监测方法,缺少连续火山气体通量监测等问题,建议尽快在长白山、腾冲等主要火山区开展连续火山气体通量监测和研究工作。

## 参考文献(References):

Aiuppa A, Burton M, Murè F, Inguaggiato S. 2004. Intercomparison of volcanic gas monitoring methodologies performed on Vulcano Island, Italy. *Geophysical Research Letters*, 31(2): L02610

Aiuppa A, Moretti R, Federico C, Giudice G, Gurrieri S, Liuzzo M, Papale P, Shinohara H, Valenza M. 2007. Forecasting Etna eruptions by real-time observation of volcanic gas composition. *Geology*, 35(12): 1115–1118

Aiuppa A. 2009. Degassing of halogens from basaltic volcanism: Insights from volcanic gas observations. *Chemical Geology*, 263(1–4): 99–109

Aiuppa A, Federico C, Giudice G, Giuffrida G, Guida R, Gurrieri S, Liuzzo M, Moretti R, Papale P. 2009. The 2007 eruption of Stromboli volcano: Insights from real-time measurement of the volcanic gas plume  $\text{CO}_2/\text{SO}_2$  ratio. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(3–4): 221–230

Allard P. 2010. A  $\text{CO}_2$ -rich gas trigger of explosive paroxysms at Stromboli basaltic volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal*

*Research*, 189(3–4): 363–374

Bruno N, Caltabiano T, Giammanco S, Romano R. 2001. Degassing of  $\text{SO}_2$  and  $\text{CO}_2$  at Mount Etna (Sicily) as an indicator of pre-eruptive ascent and shallow emplacement of magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110(1–2): 137–153

Burton M, Allard P, Murè F, La Spina A. 2007. Magmatic gas composition reveals the source depth of slug-driven Strombolian explosive activity. *Science*, 317(5835): 227–230

Burton M R, Caltabiano T, Murè F, Salerno G, Randazzo D. 2009.  $\text{SO}_2$  flux from Stromboli during the 2007 eruption: Results from the FLAME network and traverse measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(3–4): 214–220

Carapezza M L, Inguaggiato S, Brusca L, Longo M. 2004. Geochemical precursors of the activity of an open-conduit volcano: The Stromboli 2002–2003 eruptive events. *Geophysical Research Letters*, 31(7): L07620

Carapezza M L, Ricci T, Ranaldi M, Tarchini L. 2009. Active degassing structures of Stromboli and variations in diffuse  $\text{CO}_2$  output related to the volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(3–4): 231–245

Duffell H J, Oppenheimer C, Pyle D M, Galle B, McGonigle A J S, Burton M R. 2003. Changes in gas composition prior to a minor explosive eruption at Masaya volcano, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126(3–4): 327–339

Edmonds M. 2008. New geochemical insights into volcanic degassing. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 366(1885): 4559–4579

Faber E, Morán C, Poggenburg J, Garzón G, Teschner M. 2003. Continuous gas monitoring at Galeras volcano, Colombia: First evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(1–2): 13–23

Farley K A, Neroda E. 1998. Noble gases in the earth's mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26: 189–218

Federico C, Aiuppa A, Allard P, Bellomo S, Jean-Baptiste P, Parello F, Valenza M. 2002. Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(6): 963–981

Gaillard F, Scaillet B, Arndt N T. 2011. Atmospheric oxygenation caused by a change in volcanic degassing pressure. *Nature*, 478(7368): 229–233

Gerlach T M. 1979. Evaluation and restoration of the 1970 volcanic gas analyses from Mount Etna, Sicily. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(1–2): 165–178

Giammanco S, Neri M, Salerno G G, Caltabiano T, Burton M R, Longo V. 2013. Evidence for a recent change in the shallow plumbing system of Mt. Etna (Italy): Gas geochemistry and structural data during 2001–2005. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 251: 90–97

Johnson A, Canil D. 2011. The degassing behavior of Au, Tl, As, Pb, Re, Cd and Bi from silicate liquids: Experiments and applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(7): 1773–1784

Jousset P, Pallister J, Surono. 2013. The 2010 eruption of Merapi volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261: 1–6

Kelly P J, Kern C, Roberts T J, Lopez T, Werner C, Aiuppa A. 2013. Rapid chemical evolution of tropospheric volcanic emissions from Re-

- doubt volcano, Alaska, based on observations of ozone and halogen-containing gases. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259: 317–333
- Lee S, Kang N, Park M, Hwang J Y, Yun S H, Jeong H Y. 2018. A review on volcanic gas compositions related to volcanic activities and non- volcanicological effects. *Geosciences Journal*, 22(1): 183–197
- Lee S C, Ohba T, Yun S H, Yang K, Jeong H Y. 2016. Evaluation of sampling methods for sulfur speciation in volcanic gases. *Chemical Geology*, 438: 123–133
- López T, Ushakov S, Izbekov P, Tassi F, Cahill C, Neill O, Werner C. 2013. Constraints on magma processes, subsurface conditions, and total volatile flux at Bezymianny volcano in 2007–2010 from direct and remote volcanic gas measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 263: 92–107
- Madonia P, Rizzo A L, Diliberto I S, Favara R. 2013. Continuous monitoring of fumarole temperatures at Mount Etna (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257: 12–20
- McGonigle A J S, Aiuppa A, Giudice G, Tamburello G, Hodson A J, Gurrieri S. 2008. Unmanned aerial vehicle measurements of volcanic carbon dioxide fluxes. *Geophysical Research Letters*, 35(6): L06303
- Menyailov I A. 1975. Prediction of eruptions using changes in composition of volcanic gases. *Bulletin Volcanologique*, 39(1): 112–125
- Menyailov I A, Nikitina L P, Shapar V N, Pilipenko V P. 1986. Temperature increase and chemical change of fumarolic gases at Momotombo Volcano, Nicaragua, in 1982–1985: Are these indicators of a possible eruption? *Journal of Geophysical Research*, 91(12): 12199–12214
- Mizutani Y. 1978. Isotopic compositions of volcanic steam from Showashinzan volcano, Hokkaido, Japan. *Geochemical Journal*, 12(1): 57–63
- Ohba T, Hirabayashi J I, Nogami K, Kusakabe M, Yoshida M. 2008. Magma degassing process during the eruption of Mt. Unzen, Japan in 1991 to 1995: Modeling with the chemical composition of volcanic gas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(1–2): 120–132
- Oskarsson N. 1984. Monitoring of fumarole discharge during the 1975–1982 rifting in Krafla volcanic center, north Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(1–2): 97–121
- Ozima M. 1994. Noble gas state in the mantle. *Reviews of Geophysics*, 32(4): 405–426
- Shevenell L, Goff F. 2000. Temporal geochemical variations in volatile emissions from Mount St. Helens, USA, 1980–1994. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 99(1–4): 123–138
- Shimoike Y, Notsu K. 2000. Continuous chemical monitoring of volcanic gas in Izu-Oshima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(3–4): 211–221
- Shinohara H. 2013. Composition of volcanic gases emitted during repeating Vulcanian eruption stage of Shinmoedake, Kirishima volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 65(6): 667–675
- Sparks R S J. 2003. Forecasting volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1–2): 1–15
- Symonds R B, Rose W I, Bluth G J S, Gerlach T M. 1994. Volcanic-gas studies: Methods, results, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 30(1): 1–66
- Symonds R B, Gerlach T M, Reed M H. 2001. Magmatic gas scrubbing: Implications for volcano monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 108(1–4): 303–341
- Werner C, Kelly P J, Doukas M, Lopez T, Pfeffer M, McGimsey R, Neal C. 2013. Degassing of CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, and H<sub>2</sub>S associated with the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259: 270–284
- Xu J D, Liu G M, Wu J P, Ming Y H, Wang Q L, Cui D X, Shanguan Z G, Pan B Z, Lin X D, Liu J Q. 2012. Recent unrest of Changbaishan volcano, northeast China: A precursor of a future eruption? *Geophysical Research Letters*, 39(16): L16305
- Yamashina K, Matsushima T. 1999. Ground temperature change observed at Unzen volcano associated with the 1990–1995 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1–4): 65–71
- Zimmer M, Erzinger J. 2003. Continuous H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, <sup>222</sup>Rn and temperature measurements on Merapi Volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(1–2): 25–38
- Zobin V M, Varley N R, González M, Orozco J, Reyes G A, Navarro C, Bretón M. 2008. Monitoring the 2004 andesitic block-lava extrusion at Volcán de Colima, México from seismic activity and SO<sub>2</sub> emission. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(2): 367–377
- 成智慧, 郭正府, 张茂亮, 张丽红. 2014. 腾冲新生代火山区 CO<sub>2</sub> 气体释放通量及其成因. *岩石学报*, 30(12): 3657–3670
- 郭正府, 张茂亮, 成智慧, 张丽红, 刘嘉麒. 2014. 中国大陆新生代典型火山区温室气体释放的规模及其成因. *岩石学报*, 30(11): 3467–3480
- 郭正府, 张茂亮, 孙玉涛, 成智慧, 张丽红, 刘嘉麒. 2015. 火山温室气体释放通量与观测的研究进展. *矿物岩石地球化学通报*, 34(4): 690–700
- 刘国明, 孙玉涛, 李婷, 仲广培, 宫振, 郭锋, 苏晓轶. 2018. 长白山天池火山气体地球化学监测及数据处理方法探讨. *矿物岩石地球化学通报*, 37(4): 621–628
- 上官志冠, 武成智. 2008. 中国休眠火山区岩浆来源气体地球化学特征. *岩石学报*, 24(11): 2638–2646
- 魏费翔, 许建东, 上官志冠, 潘波. 2018. 中国火山温泉气体地球化学特征及其在火山监测中的应用. *震灾防御技术*, 13(4): 938–949
- 张丽红, 郭正府, 张茂亮, 成智慧. 2014. 高温地热区土壤微渗漏的温室气体释放通量研究: 以藏南羊八井地热田为例. *岩石学报*, 30(12): 3612–3626
- 张茂亮, 郭正府, 成智慧, 张丽红, 郭文峰, 杨灿尧. 2011. 长白山火山区温泉温室气体排放通量研究. *岩石学报*, 27(10): 2898–2904
- 赵慈平, 冉华, 陈坤华. 2011. 腾冲火山区壳内岩浆囊现今温度: 来自温泉逸出气体 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 同碳同位素分馏的估计. *岩石学报*, 27(10): 2883–2897
- 赵文斌, 郭正府, 孙玉涛, 张茂亮, 张丽红, 雷鸣, 马琳. 2018. 火山区 CO<sub>2</sub> 气体释放研究进展. *矿物岩石地球化学通报*, 37(4): 601–620