

# 火山喷发与气候变化

三上岳彦

一、前言 大规模的火山喷发向大气中排放火山灰和各种气体,可引起太阳辐射发生散射,使到达地表的太阳辐射能减少。在喷发后的一定时期内地表以上的气温降低。

例如1816年,在欧洲被称为“无夏之年”。有人提出这一年夏季的异常低温与前一年(1815年)的坦波拉火山(印度尼西亚)的大规模喷发有关(Hort, 1958; Landsberg and Albert, 1974; Stommel, 1979)。还有人指出,从16世纪到19世纪持续约300年的“小冰期”时期的气温降低,也是由于在此期间有多次火山喷发造成的(Hammer等, 1980)。

本文根据火山喷发的历史记录和过去数百年间的气候资料,以火山喷发对气候(主要是气温)的影响为中心,对有关文献进行了综述。

## 二、火山喷发和平流层气溶胶

1. 平流层气溶胶 随着火山喷发,向大气中排放了火山灰和各种火山气体( $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{SO}_4$ 、 $\text{HCl}$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{CO}_2$ 等)。由于火山灰的粒径大,在重力作用下,能在比较短的时间内沉降到地表,因此,对气候的长期影响较小。但是,对于火山气体情况则不同。大规模的火山喷发, $\text{SO}_2$ 等硫氧化物如果与水汽一起到达平流层,由于光化学反应作用,会慢慢地变成硫酸( $\text{H}_2\text{SO}_4$ )液滴,长时间滞留于大气中。

像这样由火山喷发形成的平流层气溶胶的平均滞留时间与火山所处的纬度、火山气体的喷发高度、喷发时期(季节)有密切关系。

根据Reller等人的估算,假如在1月份,位于纬度30°的火山喷发,喷出气体高度达25km,在大气中的滞留时间约1年半。同

时,还必须考虑火山气体中所含硫氧化物的量和随大气环流的水平扩散的影响。

平流层气溶胶能吸收、散射太阳辐射,影响地球大气系统的辐射收支。由于直接辐射量的减少,使地表上气温降低,但是吸收了辐射能的平流层大气则被加热,其温度增加程度与平流层气溶胶层的光学厚度和空间分布范围有关,与前述气溶胶滞留时间也有密切关系。因此,很难准确估算由于火山喷发造成的气温降低的量。

2. 极地冰岩芯酸度和火山活动 由北极和南极冰岩芯酸度可以知道火山活动的长期变化。根据公元553年以来约1200年间格陵兰中部冰岩芯的酸度变化曲线(Hammer等, 1980)可以看出,由于1783年拉基火山(冰岛)的喷发,冰岩芯酸度异常高,这可能与两岛之间距离较近有关。但是已经发现,就是距离相当远的坦波拉火山(印度尼西亚)的喷发,极地冰岩芯的酸度也明显升高。

根据酸度变化,也可了解历史时期和近年的火山活动,同时还可以得到南极大陆冰岩芯酸度的长期变化曲线(Fujii, 1983)。以极地冰岩芯得到的火山活动为指标,结合以下各种火山喷发的指标就可以更客观地对火山活动进行评价。

## 三、火山喷发对气温的影响

1. 火山喷发的指标 对全球气体产生影响的大规模火山喷发,过去曾发生过若干次。如能将其喷发的规模数值化,就能比较客观地评价火山喷发与气候变化的关系。

英国气候学学者拉姆(H. H. Lamb)以火山喷发形成的火山性气溶胶的时空分布和直接太阳辐射量的减少等为指数,提出了DVI(灰尘覆盖指数), (Lamb, 1970)。他把1883年克拉卡托火山喷发的DVI作为1000,

计算了包括人类历史时期的过去数百年间世界各地主要火山喷发的DVI,其计算公式如下:

$$DVI = 0.97 \cdot Rd^{man} \cdot E^{man} \cdot t,$$

$$DVI = 52.5 Td^{man} \cdot E^{man} \cdot t,$$

$$DVI = 4.4 \cdot q \cdot E^{man} \cdot t.$$

$Rd^{man}$ : 喷发后,火山所在半球中纬度地区月平均直接太阳辐射量的最大减少率。

$Td^{man}$ : 喷发后,火山所在半球中纬度地区,受火山影响,最大平均气温降低量的推算值。

$q$ : 大气中,作为尘埃散布的固体喷出物推算量 ( $km^3$ )。

$E^{man}$ : 尘埃层覆盖面积比例(喷发地纬度在南北纬20度以内为1; 20—35度, 0.7; 35—42度, 0.5; 42度以上, 0.3)。

$t$ : 在中纬度地区,从喷发至观测到最后影响的合计月数(看不到光学效应、气温和太阳辐射值恢复到喷发前水平的时间)。

这样,DVI不是根据火山喷发的规模,而是根据火山喷出物对大气浑浊度的影响(尘埃覆盖定量化)计算的,所以其数值中包含着气候变化结果。

此外,Newhall和Self (1982)根据火山喷出物和烟柱高度,喷发持续的时间,喷发性质等记录,提出了更客观的喷发指数VEI(火山喷发指数)。用0—8的数字表示。4以上属于大规模喷发。被认为历史上最大的1815年坦波拉火山(印度尼西亚)喷发,其VEI为7,是最高的,DVI为3000,也是最大的。但是,DVI和VEI往往不一定表示出很好的对应关系。例如,1912年卡特迈火山(阿拉斯加)的喷发,其VEI与克拉卡托火山相当,为6级,DVI不过500而已。这是由于VEI是单纯的将喷发的规模指数化,而DVI则侧重于由火山喷发所造成的直接太阳辐射量减少等影响。因此,越是低纬度地区的喷发,DVI越是表现出较高的数值。

还有人根据极地冰岩芯中硫酸和微量金属的浓度对过去火山喷发的规模进行推算

(Hammer等, 1980)。即使距极地较远的低纬度地区的大规模火山喷发,由于大气环流作用,平流层的气溶胶也能被输送到极地而渗入冰盖中,因此,可以大致了解全球过去的火山活动变化情况。

2.大规模火山喷发后的气温变化 Angell和Korshover (1985)根据拉姆的DVI,对1780年以来发生的6次大规模火山喷发后北半球的气温变化进行了统计分析。结果表明,大规模的火山喷发后2—3年间,气温均有降低的趋势,而且,火山的位置(纬度)和喷发规模对气温的降低、空间分布和气温降低的持续时间等具有很大影响。

一般情况下,可以说中纬度火山的喷发使欧洲平均气温降低的效果比低纬度火山喷发要强。但是,对于整个北半球的气温则未必如此。

此外,像墨西哥的埃尔第乔火山的喷发(1982年),若以后伴随大规模的埃尔尼诺现象,则赤道海域的海面水温异常升高,往往抵消火山喷发后的气温降低。Mass和Portman (1989)也曾指出,在考虑火山喷发对气温影响时,必须扣除由于埃尔尼诺和南方涛动(ENSO)现象造成的增温效应。

由于低纬度地区火山的喷发对大陆和海洋加热的差异,使气压分布发生变化,也可能引起埃尔尼诺现象(Handler, 1989, Handler和Andsager, 1990)。Lough和Fritts (1987)根据树木年轮分析恢复了过去的气温资料得到低纬度地区火山喷发后气温距平图,表现为美国东部低温,西部高温。这样的气温分布,易出现盛行埃尔尼诺的PNA环流类型年(Ropelewski和Halpert, 1986)。但是,由于过去的埃尔尼诺现象不一定都是在低纬度地区火山喷发后发生,因此,对于这一点有必要作进一步的研究。

3.1815年坦波拉火山喷发和“无夏年” 1815年4月,印度尼西亚松巴哇岛的坦波拉山发生了历史上空前的大规模火山喷发。

第二年,即1816年,北美洲东部和欧洲的一部分地区夏季异常寒冷。对两者的因果关系,发表了很多研究论文(Hoyt等,1958; Landsberg和Albert,1971; Stommer 1979; Rampino和Self,1982; Stothers, 1984)。

关于坦波拉火山的喷发情况,在以上述为代表的很多学者著作中已经作了详细论述,本文只对火山喷发第二年,1816年夏季的异常低温作一简述。

在美国东海岸的纽黑文,1816年7月平均气温 $18.8^{\circ}\text{C}$ ,比正常年份低 $3.4^{\circ}\text{C}$ ,这是1781—1960年180年间的最低值。在此期间的标准偏差是 $1.1^{\circ}\text{C}$ ,如果假定这是正态分布,在统计学上,这种异常低温的出现概率,在1000年中只有1次或2次。

根据Stommec(1979)的报导,这一年的6月到7月,在新英格兰反复出现寒流。据说6月上旬也降了大雪。在欧洲,以西部为中心出现了异常的冷夏。在英国和瑞士很多地方测到了观测史上最低的气温记录。至于这种异常低温是否为全球范围的,由于获得气象观测资料的地域所限,还不十分清楚。

根据部分资料推测,象已知的北美东部那样明显的异常低温分布区域仅限于加拿大东部,美国东北部到欧洲西部的地区。在日本和中国等亚洲地区,还没有发现异常冷夏的证据。

Mikami和Tsukamura(1991)根据日本的气候记录,对1816年夏季气候进行了复原,其结果简要归纳如下。

(1) 1816年夏季,除日本北部外,全国的降水日数相当少,气温较平年高,降雨量也少。

(2) 从諏访湖的结冰记录和横浜的降雪率来看,从1815年到1816年冬季的气候相当寒冷。

一般,在低纬度地区大规模火山喷发时,在平流层形成的火山性气溶胶,开始时随热带上空的偏东风气流向西扩散。不久又通过

中高纬度的偏西风扩散到全球。坦波拉火山喷发也如此,1815年冬季,距离较近的日本首先受到影响,第二年北美和欧洲的气温降低。1816年夏季,如前所述,测得异常低温记录的地区是有限的,相反也出现了象日本那样的高温地区。这大概是由于火山性气溶胶在扩散过程中,在浓度分布上产生地域差异,从而引起辐射能的收支变化,使偏西风波动的振幅增大。Aroanur和Kyle(1986)对1982年墨西哥埃尔其乔恩火山喷发后平流层火山性气溶胶层和地球表面辐射能收支的关系进行分析表明,两者之间有密切关系。可以推断,在北美东部和欧洲西部,由于偏西风波动的槽深,来自北极的寒冷空气容易流入,因而形成异常冷夏。

大规模火山喷发后气候变化,在很多情况下是通过大气环流的变化来实现的,各年的气温分布容易出现大的地域差异。由于火山性气溶胶在全球性扩散阶段其浓度分布发生变化,因此,低温区域也发生移动。如果从数年乃至数十年时间尺度来看全球平均气温降低。

4. 19世纪初的低温和“火山冬季”(Volcanic Winters)上述是以1816年这一特定年份为着眼点,论述了气候与火山喷发的关系。如果把时间尺度拉长情况怎样呢?

根据北美洲北部树木年轮分析结果复原了1670年以来北半球平均气温的变化曲线,虽然用局部地区的树木年轮来推北半球平均气温还存在着一些问题,但是可以明显看出,从18世纪末到19世纪初气温降低的趋势。

最近,有人模仿“核冬季”现象,提出了“火山冬季”现象(Rampino等,1988, Stothers等,1989)。把大规模核战争后持续数年以上的“核冬季”与大规模火山喷发后降温现象相比,原理上是相同的。对于火山冬季现象的是非姑且不论,19世纪初全球性的低温现象与这一时期火山活动的活跃是有密切关系的(Jacoby和Arriico,1989)

拉姆的DVI(10年滑动平均值,25年累

# “ЭКОС—А”计划：全环生态和气候过程及自然危机形势科学宇宙研究和模型建立

Г. А. Аванесов, А. А. Галеев

**绪论** 人类的经济活动和伴随而产生的土地利用变化, 大气圈、水圈和陆地污染以及气候条件的全球变化对环境造成极为复杂的影响, 而目前对此所进行的研究甚感不足。这一影响所造成的一些后果已有所认

识:

森林面积减少、土地荒漠化、个别生态系统退化;

大气污染及其污染物降落到地面(以酸雨形式)对生物圈和人们的健康极为有害;

积值)从18世纪后半叶到19世纪前半叶也表现出显著增加的趋势(Lamb, 1988)。进入20世纪后, 气温比较低的1900年至1920年也是火山活动活跃的时期。但是, 温暖的三十年代和四十年代, 火山活动的频度降低。因此, 可以认为, 火山活动作为数十年尺度气候变化的重要因子, 是具有很大作用的。

## 四、作为“小冰期”重要因子的火山活动

19世纪初全球性的低温之后, 北半球的平均气温转为上升趋势。这与16世纪以来持续约300年间的“小冰期”的结束期是一致的。考虑数百年尺度的气候变化时, “小冰期”作为距现在最近的全球性的寒冷期是有重要意义的。

从格陵兰冰岩芯酸度分布来看, 冰岩芯酸度高的时期(即火山活动活跃时期), 北半球的平均气温也低。

作为“小冰期”的重要因子, 除火山活动之外, 太阳活动等也是重要因子, 虽然目前对此还不十分清楚。

关于“小冰期”的气候, 除了Grove (1988)作了详细论述之外, 还可参照前岛(1984)和三上(1991)的著作。

此外, 与本文内容有关的“小冰期的气候”国际学术研讨会于1991年9月末在东京召开。根据这次会议的成果, 可望在不久的将来绘制出小冰期不同时期气温下降量的世

界分布图。

**五、结 论** 1. 为了对火山活动对气候的影响作出确切的评价, 从而客观地表示火山活动的实际影响, 用不同指数表示火山活动的规模是必要的。为此, 可将极地冰岩芯酸度、DVI、VEI等结合起来, 对历年火山活动的情况作出综合的评价。

2. 多数火山大规模喷发后的2—3年内, 会造成火山所在半球的气温降低。但是, 降低的程度和空间范围, 随火山所在地纬度、喷发时期(季节)、喷出物种类(是否含有较多的硫氧化物等)及喷发烟柱高度等的不同而异。

3. 19世纪初北半球的平均气温下降, 与这一时期全球性的火山活动活跃有关。1815年的坦波拉火山大规模喷发的第二年(1816年)北美东部和欧洲西部等一些地区出现异常的“冷夏”。但是包括日本在内的东亚地区没有较大的气温降低现象。

4. 从16世纪到19世纪, 以欧洲为中心出现寒冷期, 即众所周知的“小冰期”。这一时期格陵兰冰岩芯的酸度增高。从包括日本在内的东亚地区也出现小冰期, 可以认为长期的, 全球规模火山活动的活跃, 是造成小冰期的重要原因。

李景生译自《第四纪研究》, 1991, 第30卷第5期409~417, 黄韵珠校