

## 平流层火山灰气溶胶层对全球温度影响的敏感性研究

贾朋群

(气象科学研究院极地气象室)

### 提 要

本文的数值实验结果表明:火山喷发主要造成全球性降温,火山所在的纬度和喷发的季节都可以对喷发后全球温度变化的形式产生影响。需要特别注意的是,火山喷发,尤其是北半球高纬春夏季节的喷发,能产生很强的冷夏作用,可能会对全球天气、气候的变化产生深远的影响。

### 一、引 言

火山活动是一种壮观的自然现象,很早就引起了气象学家的重视。Humphreys 等人对火山灰的气候效应所作的早期研究<sup>[1]</sup>,使人们开始意识到大气层的污染与气候变化之间存在一定的关系。五十年代末, Junge 等人首次发现在 10 千米以上的平流层中下层存在一个常定的气溶胶层——Junge 层。近代的观测和研究表明<sup>[2]</sup>,在重大火山喷发后的 3—5 年甚至更长时间内, Junge 层会得到明显的加强。基于这些发现,不少学者将火山活动视为引起天气、气候变化的几个重要因子之一<sup>[3-8]</sup>。

近年来各类气候模式的建立和完善,使得用数值计算的方法定量估计火山灰的气候效应成为可能。如 Sellers<sup>[9]</sup> 和 Pollack 等人<sup>[3]</sup> 分别用热平衡气候模式和辐射—对流模式讨论了气溶胶和火山灰的气候效应。但他们在模式中都仅用光学厚度的改变来表示气溶胶量的变化,而其他光学参数不变。King 等人<sup>[10]</sup> 的研究指出,火山喷发后,平流层气溶胶谱分布的极大值向大粒子端移动。他们还研究了因粒子谱的这种变化而导致的气溶胶层辐射性质的改变,给出了随粒子谱分布和光学厚度而变化的辐射参数化方案,可用于气候模式中。

本文将 King 等人的参数化方案用于一维热平衡全球气候模式。在模式中把火山灰的作用表示为光学厚度和谱分布的函数,并给出一个简单的空间扩散和随时间衰减模式以表示火山灰在空间和时间上的演化过程。在此基础上给出一系列不同纬度的火山在不同季节的喷发对全球温度影响的敏感性实验结果,并对这些结果进行讨论。

## 二、模 式

### 1. 气候模式

本文所用的模式,是在 Sellers<sup>[9]</sup>提出的一维热平衡全球气候模式的基础上加以变化得到的。在模式中,纬带平均的海平面气温  $T_s$  的变化率是通过考虑纬度带内的能量平衡来计算:

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = Q(1 - \alpha) - \Delta I - \text{div}(\vec{F}) + L \frac{dM}{dt} \quad (1)$$

(1)式中各项的意义解释如下:左端项中  $C$  是地球和大气的热容量,  $\frac{\partial T_s}{\partial t}$  为温度的局地变化率,这一项表示因温度的局地变化而产生的热量变化;(1)式右端第一项为太阳辐射能量收入,其中  $Q$  为太阳入射辐射,  $\alpha$  为行星反照率;  $\Delta I$  为地—气系统的长波辐射净损失;  $\text{div}(\vec{F})$  为能量辐散项;最后一项表示因冰雪相变产生的潜热变化,其中  $M$  是冰雪量,  $L$  是凝结潜热。

模式中对(1)式各项进行计算时,大量地使用了参数化方法,详细过程可参见有关文献<sup>[9,11]</sup>。这里仅就其中部分有变化的过程作一概要说明。

同 Sellers 最初的一维模式相比,本文模式主要有如下变化:(1)在热平衡方程中加入了冰雪相变潜热项。这是考虑了下边界的相变过程对高纬的温度变化的影响,同时也期望能改进 Sellers 原模式在高纬与实际拟合较差的结果。(2)在一个纬度带内不再区分陆地温度和海面温度,而是用纬度带的平均温度代替。这样就避免了作海陆二个经向方向的迭代,从而使积分时间大大缩短了。(3)为了加入火山灰的作用,用 King 等给出的参数化方案决定行星反照率  $\alpha$  的表达式在下节给出。

在对(1)式进行积分时,空间差分为二阶中心差分格式,时间差分为中央差分,时间步长为 6 天,纬度网格距为 10 个纬度。

为了检验改进模式的性能,首先对模式进行控制实验,积分得到的稳定的模式气候的温度经向分布绘于图 1 中。图中还给出了观测值和 Sellers 原模式的拟合值<sup>[9]</sup>。从图中可以看出,在中低纬本模式对观测值的拟合程度与原模式基本相当,但在高纬,前者较后者与实况的拟合值要小 1—5℃。

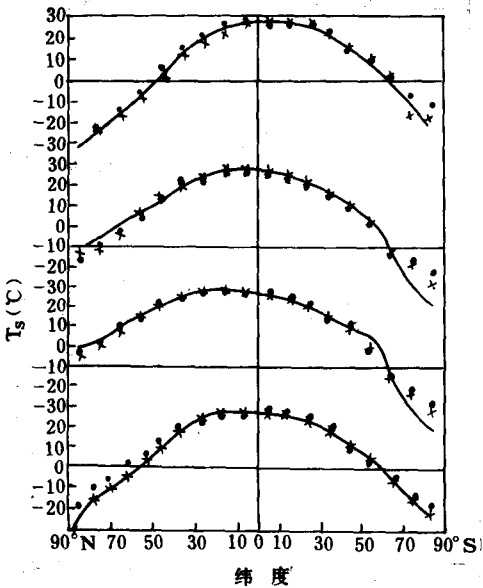


图 1 海平面温度经向分布的观测值与模拟值的比较  
(— 观测值, ××× 本文模式结果, ···· Sellers 模式结果)

拟合值要小 1—5℃。

## 2. 平流层气溶胶层的辐射参数化方案

在 King 等<sup>[10]</sup>给出的参数化方案中,平流层对来自其上方的短波辐射的漫射反射率  $R(\tau, \Phi)$ 、漫射透过率  $T(\tau, \Phi)$  和吸收率  $A(\tau, \Phi)$  被表示为光学厚度  $\tau$  的二次函数,并随所依据的平流层粒子谱和纬度  $\Phi$  的不同而不同,即有:

$$R(\tau, \Phi) = a(\Phi)\tau + b(\Phi)\tau^2 \quad (2)$$

$$T(\tau, \Phi) = c(\Phi)\tau + d(\Phi)\tau^2 \quad (3)$$

$$A(\tau, \Phi) = e(\Phi) + f(\Phi)\tau + g(\Phi)\tau^2 \quad (4)$$

于是直接透过率  $D(\tau, \Phi)$  为:

$$D(\tau, \Phi) = 1 - R(\tau, \Phi) - T(\tau, \Phi) - A(\tau, \Phi) \quad (5)$$

(2)–(5)式中的系数  $a, b, \dots, g$  随  $\Phi$  和谱分布的不同而变化(见文献[10])。平流层对来自其下方的短波辐射对应的量  $R^*$ 、 $T^*$ 、 $A^*$  和  $D^*$  也有类似于(2)–(5)的表达式。

为了表示平流层气溶胶层对地—气系统的长波辐射净损失  $\Delta I$  的削弱作用,对  $\Delta I$  作如下修正:平流层对来自其下方的长波辐射的直接透过率  $\bar{D}(\tau)$  和漫射透过率  $\bar{T}(\tau)$  之和以光学厚度  $\tau$  表示为:

$$\bar{T}(\tau) + \bar{D}(\tau) = 1 - h\tau \quad (6)$$

式中的系数  $h$  仅与粒子谱和平流层长波辐射温度有关。因后者随纬度变化不大,故  $h$  取为常数。

为了表示气溶胶谱因火山喷发而产生变化的过程,上面每一个与谱分布有关的进行参数化的量均由两部分组成。例如,反射率  $R$  为:

$$R(\tau, \Phi) = R^{BC}(\tau, \Phi)\exp(-\Delta t/\bar{T}_0) + R^{BC}(\tau, \Phi)[1 - \exp(-\Delta t/\bar{T}_0)] \quad (7)$$

式中  $\Delta t = t - t_0$  为某一时刻( $t$ )距火山喷发时( $t_0$ )的天数,  $\bar{T}_0$  为时间常数。带有角标  $BC$  的量是从受火山灰影响的平流层气溶胶粒子谱模式的假设下导出的,而带有角标  $BC$  的量是从无火山灰影响的背景气溶胶谱的假设下得到的。

在决定了大气层的辐射性质后,行星反照率  $\alpha$  可以表示为:

$$\alpha = \alpha_s + \frac{T, T^*, \alpha_s}{1 - \alpha_s R^*} \quad (8)$$

式中  $T_s = T + D$ ,  $\alpha_s$  为地表反照率,带“\*”号的量是表示对来自平流层下方的辐射而言。

## 3. 火山灰的扩散和衰减模式

在气候模式中,大气层的光学厚度  $\tau$  由两部分组成,即有:

$$\tau(\Delta t, \Phi) = \tau_0 + \Delta\tau(\Delta t, \Phi) \quad (9)$$

其中  $\tau_0$  表示对流层和正常平流层大气的光学厚度,取为常数, King 等<sup>[12]</sup>给出的  $\tau_0$  值为 0.144。  $\Delta\tau(\Delta t, \Phi)$  是与火山喷发有关的光学厚度的变化部分。

火山灰的扩散除了受其自身规律(扩散过程)支配之外,还受到许多随机因素的影响。设这些因素作用的平均结果使得火山灰的分布更趋于平滑、对称,可用一正态分布近似表示。在与纬度带面积成正比的坐标系中(取横坐标为纬度的正弦值  $x = \sin \Phi$ ,  $\Phi$  为纬度,全球积分  $\int_{-1}^1 dx$  即表示面积加权的全球求和),设  $\Delta\tau$  呈正态分布并以  $e$  指数形式随  $\Delta t$  衰

减<sup>[10,12]</sup>。即有

$$\Delta\tau = \bar{\tau}_0 \left[ \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma(\Delta t)}} e^{-\frac{(x-x_0)^2}{2\sigma^2(\Delta t)}} \right] e^{-A^2/\bar{T}_0} \quad (\Delta t > 0) \quad (10)$$

式中  $x_0 = \sin\phi$ ,  $\phi$  为火山所在的纬度,  $\bar{T}_0$  和  $\bar{\tau}_0$  为常数, 仅与火山喷发的量级等参数有关, 方差  $\sigma$  随  $\Delta t$  的增大而增大。 $\sigma$  随  $\Delta t$  的增大表示了火山灰影响的范围以火山所在的纬度为中心, 在面积加权的坐标系中对称地向两极扩展。对于扩散过程, 扩散距离与时间的平方根成正比, 故取  $\sigma(\Delta t)$  的形式为:

$$\sigma(\Delta t) = a + b\sqrt{\Delta t} \quad (11)$$

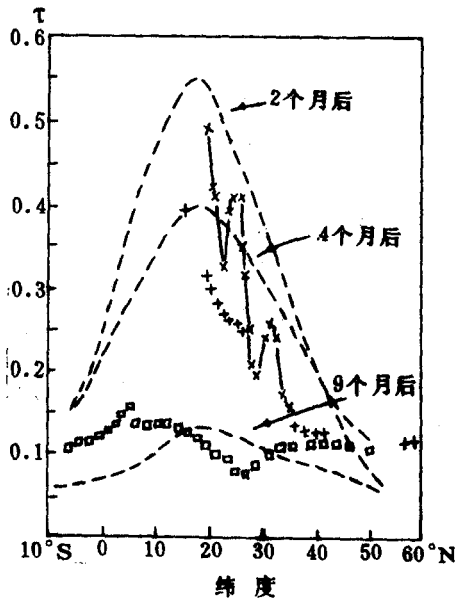


图2 厄奇琼火山喷发后2个月(×××)、4个月(+++)和9个月(□□□)气溶胶光学厚度的观测值和模拟值(-----)

根据火山灰第一次环绕地球一周时扩散的宽度确定常数  $a$ , 由 Robock<sup>[13,14]</sup> 给出的对海伦斯 (Helence) 火山和厄奇琼火山的观测结果近似得到  $a$  的取值为 0.025。这基本上相当于火山灰在中低纬第一次绕地球一周后, 其边缘分别向南北扩散了大约 5 个纬距。(11) 式中常数  $b$  和 (10) 式中时间常数  $\bar{T}_0$  的确定, 则是通过选取不同的  $b$  和  $\bar{T}_0$  的组合, 得到火山灰随时间和纬度的演化分布与尽可能多的实测结果有较好的吻合。近似得到  $b$  和  $\bar{T}_0$  的取值为 0.027 和 210 天。对厄奇琼火山,  $\bar{\tau}_0$  取为 0.45。

在图 2 中比较了厄奇琼火山灰分布的观测值及 (11) 式给出的模拟分布。虽然模式很简单, 但拟合结果还是大致相符的。

### 三、敏感性实验的结果

用前面建立的气候模式和火山灰扩散模式, 可以估计火山喷发对模式变量——海平面温度的影响。方法是先积分气候模式, 达到稳定后, 在平衡的模式气候中分别在不同的季节 (3 月 15 日、6 月 15 日、9 月 15 日和 12 月 15 日) 和纬度 (每隔 10 个纬距) 加入火山灰源的作用。下面对其中部分有代表性的结果说明如下。

实验中, 位于低纬的火山灰源给出几乎一致的温度变化结果。特点是降温与火山灰的分布非常一致, 且受季节影响很小。图 3 给出 6 月 15 日在赤道加入火山灰源后, 南北半球低、中、高纬地区 (分别取为 0—30°, 30—60°, 60—90°, 下同) 的平均温度相对于平衡的模式温度的距平变化。从图中可看出, 降温主要集中在火山灰密集的低纬, 中、高纬的温度变化幅度很小。

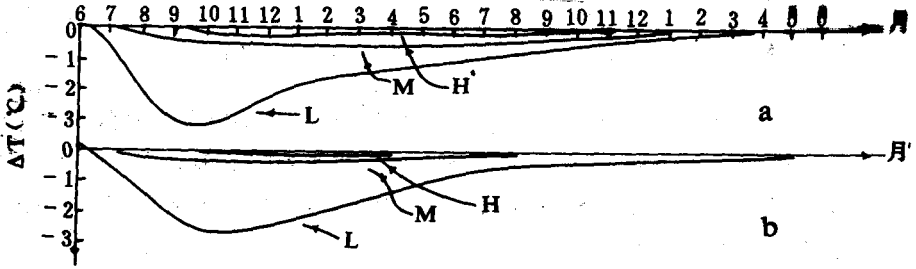


图3 北半球(a)和南半球(b)在6月15日位于赤道的火山喷发后低纬(曲线L)、中纬(曲线M)和高纬(曲线H)月平均温度距平变化

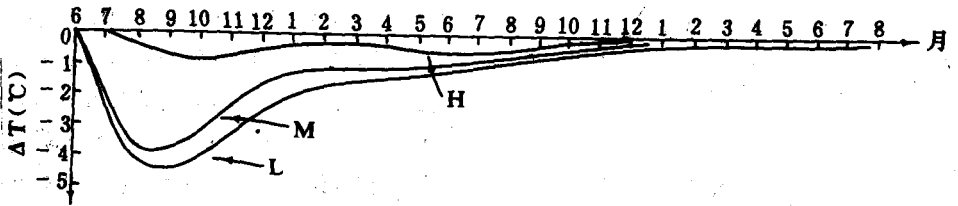


图4 北半球在25°N加入火山灰源后低纬(曲线L)、中纬(曲线M)和高纬(曲线H)月平均温度距平变化

图4给出在25°N加入火山灰源后的北半球温度变化曲线。由图看出,降温主要集中在火山灰源附近,另外,在高纬地区,受季节影响较明显。北半球高纬在火山喷发后的两个夏季里,出现明显降温,而在冬季降温幅度很小。中纬的降温也有这样的季节变化趋势,但不很明显。低纬降温在达到极大值后,同火山灰总量的衰减一致,基本上是按指数形式衰减而与季节变化无关。

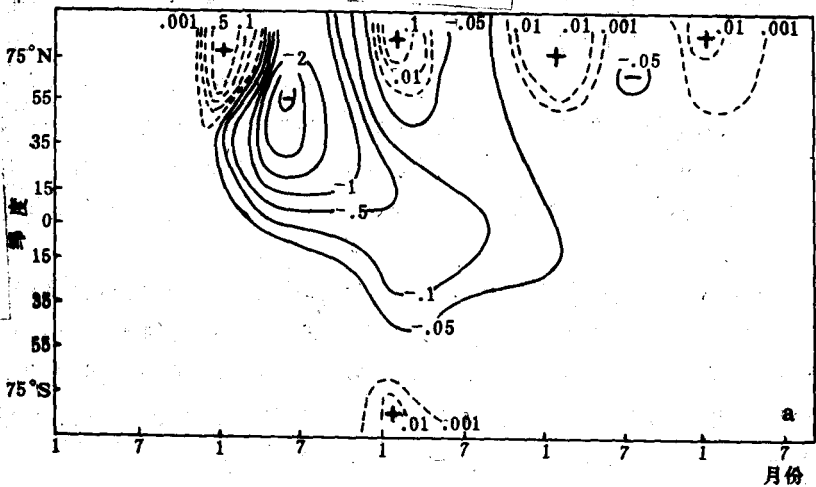
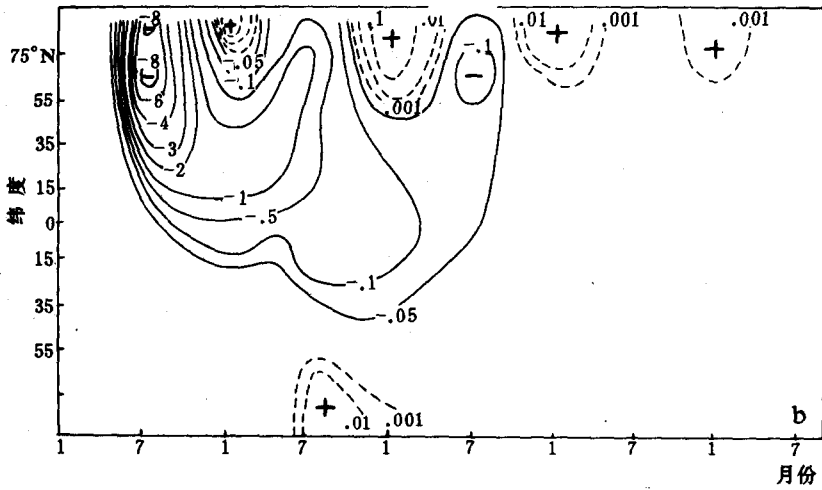


图5 (a)



(b)

图 5 平均海平面温度距平随时间和纬度的变化,  $\Phi_e = 65^\circ\text{N}$ , 火山喷发时间 (a) 6月15日, (b) 12月15日

图 5 给出了位于  $65^\circ\text{N}$  的火山灰源导致全球温度距平变化随时间、纬度的分布。北半球高纬的火山喷发,造成北半球温度变化的分布和强度都同季节有关。在火山喷发后,中低纬出现了一致的降温趋势,高纬地区则出现连续的冷夏和暖冬。春夏季节的喷发(图 5a)出现了明显的冷夏,而冬秋季节的喷发(图 5b)则使暖冬的范围增大。

南半球高纬的火山喷发也有与北半球类似的情形(图略),季节因子也是一个十分重要的因素。南半球高纬秋冬季节的喷发可以造成南极区和高纬地区较北半球的情形范围更大的升温,升温的幅度也有所增大,达  $0.5^\circ\text{C}$  以上。与北半球的情形不同,夏季的主要降温区不是出现在高纬和极区,而是移至南半球中低纬,降温的幅度也大大减弱,只有  $1^\circ\text{C}$  左右。

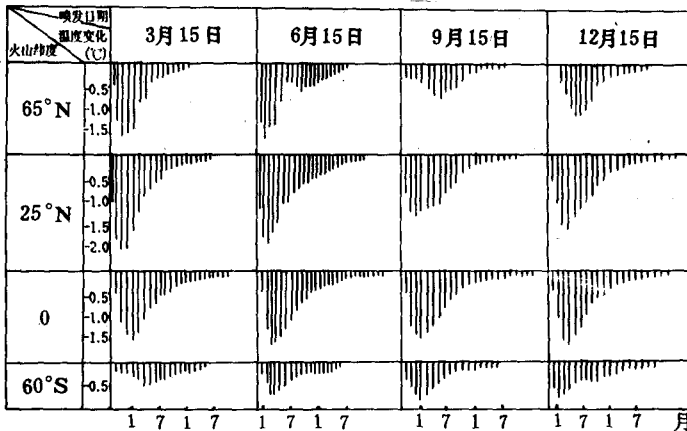


图 6 位于不同纬度的火山在不同时间喷发后全球平均温度距平变化

图 6 给出了不同纬度的火山在不同时间喷发后对全球月平均温度的影响。结果表

明,火山喷发的净效果是全球性的降温。全球最大降温的幅度和出现的时间同火山所在的纬度和喷发的季节有如下关系:位于中低纬的火山喷发,降温极大值出现在喷发后第3—5个月,同喷发的季节关系不大。高纬的火山喷发,与喷发的季节有较大关系,最大降温一般是在喷发后的第一个夏季出现。因此,冬秋季的火山喷发造成的全球最大降温要延至喷发后第6—10个月才出现,同时,降温的幅度也大为减小。另外,南半球高纬的火山喷发造成的降温作用最小,全球平均的降温最大值只有 $0.5^{\circ}\text{C}$ 左右。

#### 四、几点讨论

实验中发现,在高纬地区,尤其是在北半球,重大火山喷发后可以连续2—3年出现冷夏和暖冬,夏季的降温幅度远大于冬季的升温幅度。这一现象可能具有较重要的气候意义。米兰科维奇在40年代曾提出气候变化的天文学猜想。他认为由于地球轨道参数的变化使夏季太阳辐射量减小,导致的高纬冷夏不能完全融化陆地冰,从而触发了冰期的形成<sup>[15]</sup>。米氏理论不能用来解释尺度在百年以下的气候振动问题,因为在这样短的时间内地球轨道参数变化甚微。为了解释这类时间尺度的天气气候变化,受米氏理论的启发,可以设想这两种时间尺度的气候变化具有相似的机制,但导致百年以下时间尺度天气气候变化的高纬冷夏不是由于地球轨道参数变化,而是由于火山喷发后停留在平流层的火山灰层对太阳辐射的影响所致。如果在一个时期内火山活动频繁,引起长时间的高纬冷夏可以使极冰界限向赤道推进,暖冬作用因其升温幅度小,且中心位于终年冰雪覆盖的极区,而影响不大。这样,伴随火山喷发,高纬冰雪面积将增大,许多作者强调的冰雪—反照率—气温反馈机制作用的结果将使气温进一步降低。

本文的研究仅将火山灰的辐射作用包括在模式内,这显然是不够的。火山灰对天气气候其他因素的作用及二者长期的反馈机制也是很重要的过程。由于在模式中缺少这方面的内容,实验结果中温度的变化过分依赖于火山灰的分布,无法反应出火山灰与复杂的天气气候中各种制约和反馈关系之间更为深刻的物理内容。要减少这种局限,对火山问题作出更全面的分析,必须加强观测和理论研究,同时建立更为完善的气候模式作为强有力的研究工具。

致谢:本文是在张家诚同志指导下完成的,赵溱和张先恭同志也曾给予了热情的帮助,在此一并向他们表示谢意。

#### 参 考 文 献

- [1] Humphreys, W. J. *Physics of the Air*. McGraw-Hill, New York, 1940.
- [2] WMO, GARP. *The Physical basis of climate and climate modelling*. (GARP P. S. No. 16). 1975.
- [3] Pollack, J. B. et. al. Volcanic explosions and climate change: a theoretical assessment. *J. Geophys. Res.*, **81**, 1071—1083, 1976.
- [4] Mitchell, J. M. JR. A reassessment of atmospheric pollution as a cause of long-term changes of global temperature. in *The changing global environment*. Singer, S. Freed ed., D. Reidel Publishing Company, 149—173, 1975.
- [5] 张先恭等,火山活动与我国旱涝、冷暖的关系,气象学报,43,196—207,1985.

- [6] 徐群, 1980年夏季我国天气气候反常和 St. Helens 火山爆发的影响, *气象学报*, **44**, 426—431, 1986.
- [7] Bray, J. R., Glacial advance relative to volcanic activity since 1500 AD, *Nature* **248**, 42—43, 1974.
- [8] Angell, J. K. and J. Korshover, Surface temperature changes following the six major volcanic episodes between 1780 and 1980. *J. Clim. Appl. Met.* **23**, 1121—1137, 1985.
- [9] Sellers, W. D., A new global climatic model, *J. Appl. Meteor.* **12**, 241—254, 1973.
- [10] King, M. D. et. al., A model of radiative properties of the El Chichon stratospheric aerosol layer, *J. Clim. Appl. Met.* **23**, 1121—1137, 1984.
- [11] Sellers, W. D., A two-dimensional global climatic model, *Mon. Wea. Rev.* **104**, 233—248, 1976.
- [12] Robock, A., A latitudinally dependent volcanic dust veil index, and its effect on climate simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **11**, 67—80, 1981.
- [13] ———, The Mount St. Helens eruption of 18 May 1980: large short-term surface temperature effects, *Science* **218**, 628—630, 1982.
- [14] ———, Circumglobal transport of the El Chichon volcanic dust cloud, *Science* **221**, 195—197, 1983.
- [15] Watts, R. G., A two-dimensional, seasonal energy balance climate model with continents and ice sheets: testing the Milankovitch theory, *Tellus* **36A**, 2, 1984.

## SENSITIVITY STUDY OF THE EFFECT OF STRATOSPHERIC VOLCANIC AEROSOL LAYER ON THE GLOBAL TEMPERATURE

Jia Pengqun

(Polar Meteorology Laboratory, AMS)

### Abstract

The conclusions drawn from this study indicate that the volcanic eruptions make the global temperature decrease and the behaviors of the temperature change following the eruptions are related to the locations and seasons of the eruptions. Special attention should be given to the eruptions in the high latitude of the Northern Hemisphere and in the spring or summer seasons. They would bring about the significant cold summer and exert an obvious impact on the global climate changes.