

# 皮纳图博火山爆发对 20 世纪 90 年代初平流层年代际变冷突变的影响机理

肖栋<sup>①</sup>, 李建平<sup>②\*</sup>

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;

② 中国科学院大气物理研究所, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

\* 联系人, E-mail: ljp@lasg.iap.ac.cn

2010-08-24 收稿, 2010-11-16 接受

国家重点基础研究发展计划(2010CB950400)、国家自然科学基金重大项目(40890050)和国家自然科学基金(40821092)资助

**摘要** 过去研究表明一次火山爆发可以影响季节到年际尺度的气候变化, 而本文发现 1991 年皮纳图博火山爆发可能导致了 20 世纪 90 年代初平流层的年代际变冷. 采用 NCEP/NCAR 再分析资料和 TOMS/SBUV 卫星观测资料, 发现了在平流层长期变冷趋势中, 热带气温和位势高度在 20 世纪 90 年代初年发生了年代际降低突变. 进一步分析了平流层热带地区年代际变冷突变的时空分布特征, 并探讨了 1991 年 6 月皮纳图博火山的爆发与此次平流层变冷的关系. 结果表明, 皮纳图博火山所喷发的火山灰在平流层通过硝酸盐和硫酸盐对 ClO 的活化作用造成了平流层臭氧的年代际减少, 从而可能导致了臭氧在平流层吸收的热量年代际减少, 进而造成此次平流层热带地区的年代际变冷突变. 因此, 20 世纪 90 年代初平流层年代际变冷突变可能是由皮纳图博火山爆发导致的, 这就意味着一次强火山爆发也可能导致平流层的年代际气候变化.

## 关键词

皮纳图博  
平流层  
年代际变冷突变  
臭氧  
火山爆发

火山气候学对于火山学和气候学来讲是一门新的交叉学科, 这方面的研究具有重大的理论和实践意义<sup>[1]</sup>. 首先, 火山活动和太阳活动、温室气体都是气候变化中重要的外强迫因子. 大量观测和研究表明, 强火山爆发通过其平流层火山尘幕和火山气溶胶层能显著地在多种时间尺度上影响大范围甚至全球气候变化, 其影响甚至比太阳活动和温室气体的影响还要大<sup>[1-3]</sup>. 其影响的时间尺度很广, 从月季时间尺度一直到上亿年. 如果要对 20 世纪变暖的人为因子和自然因子贡献的相对大小做出合理的估计, 就必须考虑火山活动和太阳活动等自然因子的作用. 其次, 火山活动是地球内部流体和其他圈层之间相互影响、相互作用的一个非常重要的途径. 可见, 火山气候学在全球变化中具有独特的地位和作用.

尽管火山活动对气候变化影响的时间尺度很广, 可以从月季时间尺度到上亿年, 但是一次或者多次火山爆发并不能影响所有时间尺度的气候变化. 在年和年际尺度上, 一次较强的火山爆发能够使得平流层升温和对流层降温; 在十年、百年、千年乃至上亿年的时间尺度上, 多次火山爆发的连续效应可以使得全球气温存在明显的下降趋势. 可见, 火山活动对年代际以上尺度的气候变率的影响主要是其累积效应贡献的, 那么, 单独一次火山爆发对年代际以上尺度的气候变化是否有影响? 如果有, 就意味着一次强的火山爆发以后其影响会持续下去, 这对气候变化的影响将是深远的.

目前世界上还有许多火山处于活动状态, 尤其是中国长白山天池火山有可能会发生很大规模的喷

英文版见: Xiao D, Li J P. Mechanism of stratospheric decadal abrupt cooling in the early 1990s as influenced by the Pinatubo eruption. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-010-4287-9

发,其喷发规模甚至可能大于百年一遇的1991年的皮纳图博火山大喷发.联想到1815年坦姆博拉火山大喷发的灾难性后果和皮纳图博火山喷发的影响,我们有足够的理由认为关于一次强火山爆发对年代际及其以上时间尺度气候变化影响及其可能机制的研究不仅具有实际意义,而且是一项需要迫切进行的工作.

1991年6月12~16日位于菲律宾吕宋岛的皮纳图博(Pinatubo)火山爆发,它是20世纪最强的一次火山爆发,斯密森火山研究所 Newhall 和 Self<sup>[4]</sup>确定的火山活动指数(volcanic explosivity index, VEI)为6级.火山爆发将 $5\text{ km}^3$ 的火山灰喷射到了18~30 km的高空,最高达到了40 km,其中包括约17 Mt(兆吨)的 $\text{SO}_2$ (2倍于1982年4月爆发的厄尔奇冲火山),3 Mt的Cl,42 Mt的 $\text{CO}_2$ ,491 Mt的 $\text{H}_2\text{O}$ 和大量其他气体.根据卫星监测<sup>[5]</sup>,皮纳图博火山爆发后,气溶胶经过3周环绕了整个热带地区,并迅速向两极扩散,到1992年年中已覆盖地球表面.陈洪滨等人<sup>[6]</sup>指出全球纬向平均的光学厚度达到了0.1,比平静年份的值几乎大2个量级,在南极雪块中都明显存在皮纳图博火山灰的证据<sup>[7]</sup>.杨权理等人<sup>[8]</sup>通过分析北京地区的臭氧总量表明厄尔奇冲和皮纳图博火山爆发对北京地区臭氧总量的减少可能起到了重要作用.吴北婴和吕达仁<sup>[9]</sup>利用天光光度计监测了皮纳图博火山爆发前后北京地区的气溶胶变化,反演得到的北京上空平流层气溶胶在 $0.7\ \mu\text{m}$ 波长的光学厚度在1992年4月之前都大于0.1.北京、郑州等10个城市的大气柱光学厚度在皮纳图博火山爆发后的增幅都达到了0.041~0.295,晴天的短波直接辐射减小了6%~35%<sup>[10]</sup>.

皮纳图博火山喷发到平流层的气溶胶不仅对全球辐射产生了重要的影响,还对平流层的化学过程有重要影响. Johnston 等人<sup>[11]</sup>和 Koike 等人<sup>[12]</sup>分析探测资料表明火山爆发之后平流层 $\text{NO}_2$ 发生了显著的减少,并伴随着 $\text{HNO}_3$ 浓度的增加<sup>[13]</sup>.这种变化表明比较活跃的氮元素(如 $\text{NO}_2$ ),被还原成了不太活跃的形式(如 $\text{HNO}_3$ ),而 $\text{HNO}_3$ 又有助于提高Cl元素(ClO等)的活性,其活性相对于惰性较强的HCl要高.当时的观测表明,实际减少的臭氧明显比火山喷发到平流层的Cl元素所能消耗掉的臭氧要多<sup>[14,15]</sup>.此外, Dlugokencky 等人<sup>[16]</sup>和 Etheridge 等人<sup>[17]</sup>指出皮纳图博火山爆发后10年比前10年大气中的甲烷增长率显

著降低.

皮纳图博火山爆发对季节和年际气候变化的影响主要体现在:火山爆发后2~4个月平流层的最大增温出现在50 hPa层,10个月之后对流层的最大降温出现在500 hPa层<sup>[2]</sup>.北半球地面平均气温下降了0.5~0.6.随着平流层的光学厚度在大约1994~1995年逐渐恢复正常值,对流层的气温也随之逐渐恢复.平流层的气温在1992年突然升高,这是1982年厄尔奇冲火山爆发之后的十年中最高的,这主要是由于高温的火山灰的加热作用和吸收自地面向上长波辐射导致的.然而,本文发现从1993年开始30 hPa的全球位势高度(图1(a)) and 全球气温(图1(b))突然降低,自此进入一个平稳状态.1993~2009年的全球平均气温比1952~1992年的低1.26,其差异通过了99.9%的置信度检验.显然这是一次显著的平流层年代际变冷事件,那么这次年代际变冷的空间分布特征如何呢?是全球都有,还是仅在某些地区?是只发生在30 hPa,还是整个平流层?它与皮纳图博火山的爆发是否存在关系?如果是,其中的物理化学过程是什么样的?针对以上问题,本文采用NCEP/NCAR再分析资料,先分析了平流层年代际变冷突变的水平和垂直分布特征,进而探讨皮纳图博火山爆发对平流层臭氧的影响,以及与20世纪90年代初平流层年代际变冷的可能物理联系.

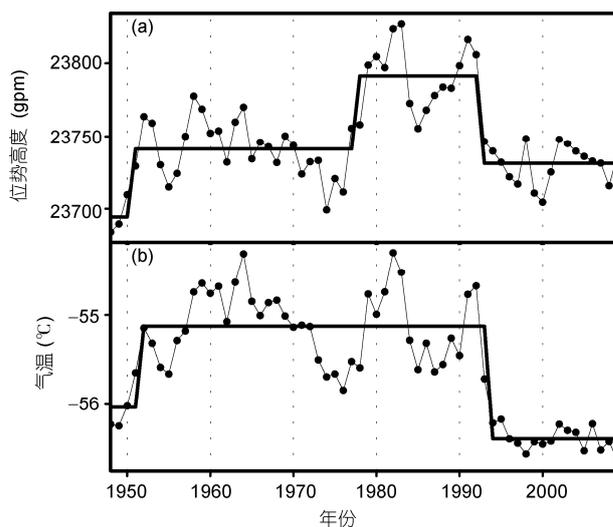


图1 30 hPa全球位势高度(a)和全球气温(b)的时间序列(点线)及分段平均(粗实线)

分段平均的分界点是置信度为99.9%的均值突变年份

## 1 资料和方法

本文所用的资料包括 NCEP/NCAR 再分析资料<sup>[18]</sup>, 其中包括位势高度场和温度场, 时间长度为 1948 年 1 月~2010 年 2 月. 本文采用的是年平均的再分析资料. 本文还采用了 TOMS/SBUV 的整层臭氧总量的卫星资料(第 8 版), 资料的经纬度分辨率为  $10^{\circ} \times 5^{\circ}$ , 时间长度为 1978 年 11 月~2006 年 7 月.

本文主要关注年代际尺度的气候变率, 这里先介绍一下年代际气候变率的基本概念. 年代际变率是指年代至世纪尺度的气候变率. 年代际变化只是限定了气候变化的时间尺度, 并没有限制其变化形式, 因此, 按照其变化形式, 可以将年代际变率分为 3 类<sup>[19-21]</sup>: (1) 周期变化, 是指具有年代际尺度的周期. (2) 突变, 是指气候状态从一个稳态迅速地跳跃到另一个稳态的过程. 采用统计量来表征不同气候稳态, 突变又可以分为均值突变, 方差突变, 趋势突变, 概率突变, 空间分布型突变, 混合突变等等. (3) 渐变, 是指两个稳态之间呈现缓慢变化的过程, 也就是具有年代际尺度的趋势.

平流层热带地区气温在 20 世纪 90 年代初的年代际变冷具有突然性, 而且是均值类型的突变. 因此, 需要采用检验均值突变的方法来检测平流层变冷的年代际突变年份. 封国林等人<sup>[22]</sup>系统地研究了非线性动力学突变的检测方法, 肖栋和李建平<sup>[21]</sup>系统比较了均值突变的检验方法, 对以往滑动  $t$  检验法理解的误区进行了重新解释, 并对滑动  $t$  检验进行了正态分布的偏斜检验, 有效自由度的订正和错误发现率的订正. 滑动  $t$  检验法可以用来检验一个时间序列中某一时间尺度的多次突变. 因此, 本文用滑动  $t$  检验法来检测平流层年代际变冷突变的水平、垂直和时间分布特征, 本文所采用的突变检测的时间尺度为  $n_1=n_2=10$ . 本文所关注的气候变率为年代际均值突变, 简称年代际突变. 突变年份是指两个均值状态之间的过渡年份, 其意义为突变年份之前的平均值与之后的平均值存在显著差异(即通过置信度检验). 具体的方法描述和概念请参考文献[23].

## 2 平流层年代际变冷突变的时空分布

采用滑动  $t$  检验法对 30 hPa 气温场上的每一个格点的时间序列做一次滑动  $t$  检验, 标注出发生年代际突变的年份, 把在 20 世纪 90 年代发生年代际突变的

时间剖面进行叠加, 就可以看到 30 hPa 气温在此次年代际突变的水平分布. 从 30 hPa 气温的突变分布(图 2(a))可以看出, 变冷的突变于 1991 年发生在副热带北大西洋, 1992 年发生在热带地区, 1993 年发生在副热带地区. 在 1994~1995 年中高纬地区还有一些变冷突变发生. 从图 2(b)可以看出, 30 hPa 位势高度的降低突变 1993~1995 年发生在热带地区, 增加突变于 1997 年发生在北半球极地地区. 北半球极地的突变具有相当正压结构, 贯穿于对流层和平流层, 它的突变时间比平流层的突变时间要晚, 而且突变的性质也不同, 这说明极地的增加突变和平流层的变冷不是同一过程, 我们将另文讨论. 从图 2(c)可以看出, 1 月份整层臭氧总量的减少突变 1992~1993 年发生在南半球地区; 从图 2(d)可以看出, 7 月份的减少突变发生在 1991~1992 年, 大致呈现 4 条带状分布, 大致位于北极地区, 北半球副热带到中纬度地区, 南半球低纬度和南半球副极地地区. 可见, 1 和 7 月份整层臭氧总量的减少突变都发生在 1991 年 6 月皮纳图博火山爆发以后.

我们对热带地区的位势高度进行平均, 然后采用滑动  $t$  检验法对每一层该地区的时间序列进行突变检验, 就可以看到热带地区位势高度的年代际突变年份随着高度的变化. 从垂直分布来看, 热带地区位势高度(图 3(a))的降低突变于 1993~1997 年发生在 70~10 hPa. 从其高度时间剖面图(图 3(c))可以看出, 在平流层的 50 hPa 以上热带位势高度显著降低, 而且是年代际尺度的, 平流层下层则不明显. 热带大气气温(图 3(b))的降低突变于 1992~1997 年发生在 100~20 hPa, 从其高度时间剖面图(图 3(d))可以看出, 平流层热带气温的年代际变冷主要发生在平流层的中层(50~20 hPa), 主要经历了 3 次主要的变化, 在 20 世纪 60 年代中期从正的温度异常转变为负温度异常, 一直持续到 20 世纪 80 年代初, 负异常从大约大于  $-1 \sim -0.5$  变为  $-1.5 \sim -1$ , 到了 20 世纪 90 年代初, 负异常变为  $-2.5 \sim -1.5$  之间. 可见, 平流层热带气温的年代际变化的时间分别是 20 世纪 60 年代中期, 80 年代初和 90 年代初. 在 20 世纪下半叶热带地区发生了 3 次强火山(火山活动指数  $VEI \geq 4$ )爆发, 1991 年 6 月菲律宾皮纳图博(Pinatubo,  $120^{\circ}E$ ,  $15^{\circ}N$ )火山爆发、1982 年 4 月墨西哥厄尔奇冲(El Chichon,  $93^{\circ}W$ ,  $17^{\circ}N$ )火山爆发和 1963 年 3 月印度尼西亚阿贡(Agung,  $116^{\circ}E$ ,  $8^{\circ}S$ )火山爆发, 3 次分别为 6 级、5 级

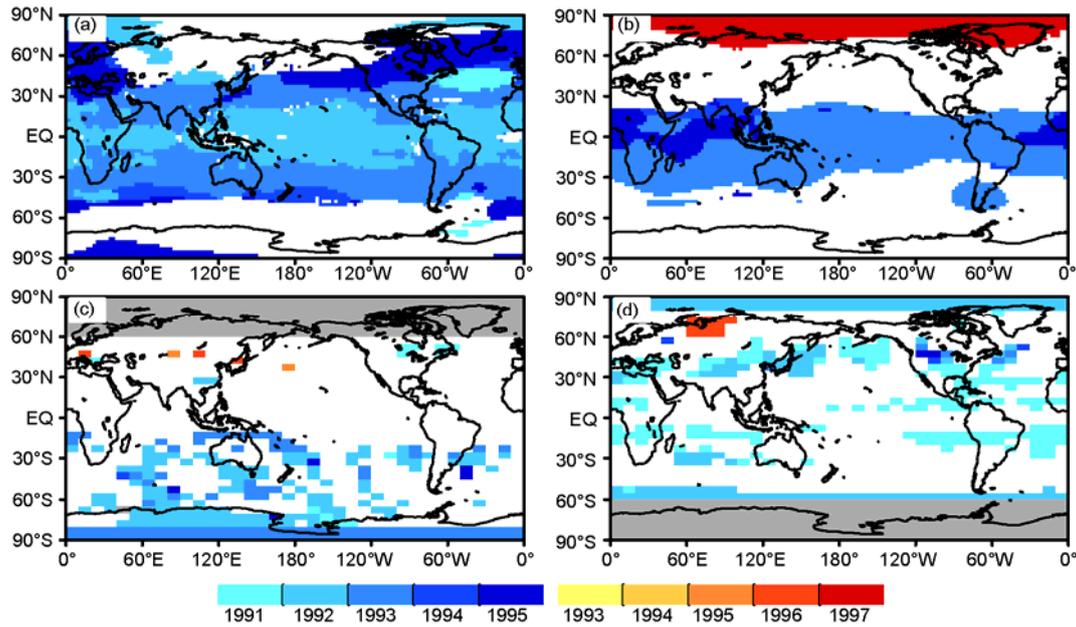


图2 20世纪90年代年平均突变年份的水平分布 30 hPa 气温(a), 30 hPa 位势高度(b), 1月(c)和7月(d)臭氧总量  
蓝色系代表减少突变年份, 黄色、红色系代表增加突变年份, 灰色代表臭氧资料的缺省地区. 突变年份的置信度为95%.  
每个变量场中年年代际突变年份的错误发现率均控制在0.05以内

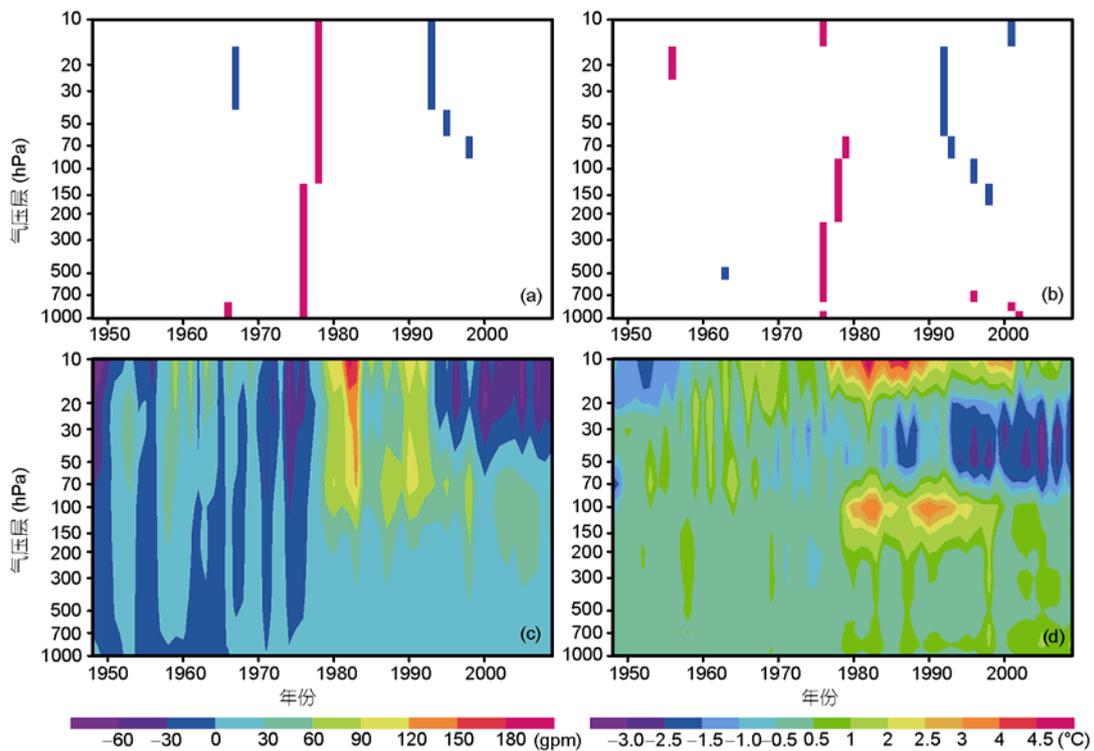


图3 年代际突变的垂直分布(a)位势高度(0°~357.5°E, 20°S~20°N), (b)气温(0°~357.5°E, 15°S~15°N), (c)位势高度距平(0°~357.5°E, 20°S~20°N)和(d)气温距平(0°~357.5°E, 15°S~15°N)的时间高度剖面图  
(a), (b)中红色和蓝色阴影分别代表信度为95%的增加和减少年代际突变; 每个变量场中年年代际突变年份的错误发现率均控制在0.05以内. (c), (d)中异常均为相对于1948~1977年的异常

和 4 级<sup>[3]</sup>. 可以发现, 平流层热带气温的年代际变化的时间与热带强火山爆发的时间对应关系是一致的.

时间序列可以更加清楚地反映突变的真实存在性. 30 hPa 热带位势高度(图 4(a))在 1977 年发生了增加突变, 在 1964 和 1993 年发生了降低突变, 1993 年后的平均值比之前的平均值降低了 76.8 gpm. 比较 30 hPa 全球位势高度和热带位势高度的年代际突变, 可以看出, 除了全球位势高度在 20 世纪 60 年代中期降低不显著外, 1977 年后显著升高和 1992 年后显著降低都是一致的. 30 hPa 热带气温(图 4(b))在 1966, 1983 和 1992 年发生了显著的降温突变, 在 1992 年突然下降之后没有明显的趋势变化, 平流层气温进入了一个相对平稳的状态, 平均值比 1992 年以前降低了 1.1 . 全球气温最主要的年代际突变发生在 1992

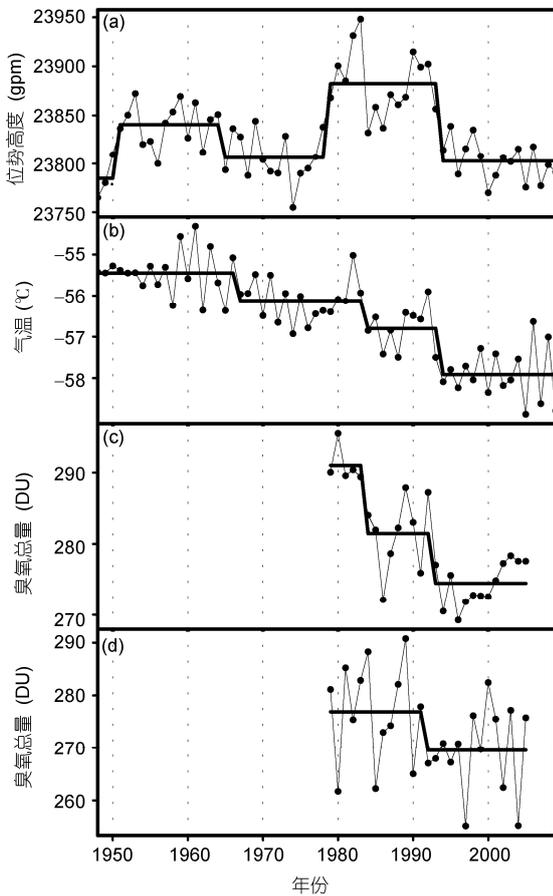


图 4 30 hPa 全球位势高度, 全球气温和臭氧总量的时间序列(点线)及分段平均(粗实线)

(a) 30 hPa 位势高度(0°~357.5°E, 20°S~20°N), (b) 30 hPa 气温(0°~357.5°E, 15°S~15°N), (c) 1 月整层臭氧总量(40°E~120°W, 80°~10°S)和(d) 7 月整层臭氧总量(120°W~120°E, 30°~20°S). 分段平均的分界点是置信度为 95%的均值突变年份

年, 热带 30 hPa 气温主要体现在经历了 3 次年代际降温突变. 可以看出, 30 hPa 气温存在区域性差异, 热带和全球的变化是不一致的. 因此, 对于年代际变化的研究要注重突出区域的特点. 1 月份的整层臭氧总量(图 4(c))在 1983 和 1992 年以后显著减少, 平均值分别比前一阶段减少了 9.5 和 7 DU (Dobson Units). 7 月份的臭氧总量(图 4(d))在 1991 年发生了降低突变, 平均值降低了 7.89 DU. 从时间关系来看, 整层臭氧总量 1 月和 7 月的这两次突变的时间都是在 1991 年 6 月份皮纳图博火山喷发之后发生的.

从环流场突变的水平、垂直和时间分布来看, 它是发生在平流层的一次大范围的、系统性的变冷, 平流层中层热带位势高度和气温都发生了显著的年代际降低突变. 1991 年 6 月份皮纳图博火山爆发, 随后 1991 年 7 月和 1992 年 1 月份臭氧总量也显著地减少, 而且平流层气温在 1992 年之后也发生了年代际变冷, 同时或者略滞后于整层臭氧总量的减少突变. 那么, 皮纳图博火山爆发, 随后臭氧总量年代际减少, 接着平流层热带气温年代际降低的这种时间上的先后顺序是否意味着它们存在物理和化学联系呢?

### 3 皮纳图博火山爆发与平流层年代际变冷突变的关系

#### 3.1 皮纳图博火山喷发情况

为了讨论皮纳图博火山爆发与臭氧年代际减少和平流层年代际变冷之间的联系, 先介绍一下皮纳图博火山喷发后的情况, 及其输送到平流层的气溶胶的主要成分, 这样便于了解之后可能发生的一系列物理化学反应. 在 1991 年 6 月 12~16 日期间, 位于菲律宾吕宋岛的皮纳图博火山(15°18'N, 120°21'E)喷发出 5 km<sup>3</sup> 的火山灰. 在火山喷发的鼎盛时期, 喷发的气柱形成一个巨大的蘑菇云有 40 km 高, 其中包含有 17 Mt 的 SO<sub>2</sub>, 491 Mt 的 H<sub>2</sub>O, 3 Mt 的 Cl 和大量其他气体<sup>[5]</sup>. 在皮纳图博火山爆发前, 光学厚度大约都在 10<sup>-3</sup>, 最小的区域主要位于北半球副热带地区(图 5(a)); 气溶胶云团在短短 3 周之内就环绕了地球一圈, 大约一年以后覆盖了全球<sup>[24]</sup>. 光学厚度的峰值在 1992 年年中仍然达到了 0.4, 全球平均值在 0.1~0.15 之间大约持续了 2 a<sup>[24]</sup>(图 5(d)).

火山灰是随着赤道东风带扩散到热带地区(1991 年), 然后从热带向副热带和极地扩散, 最后到达全

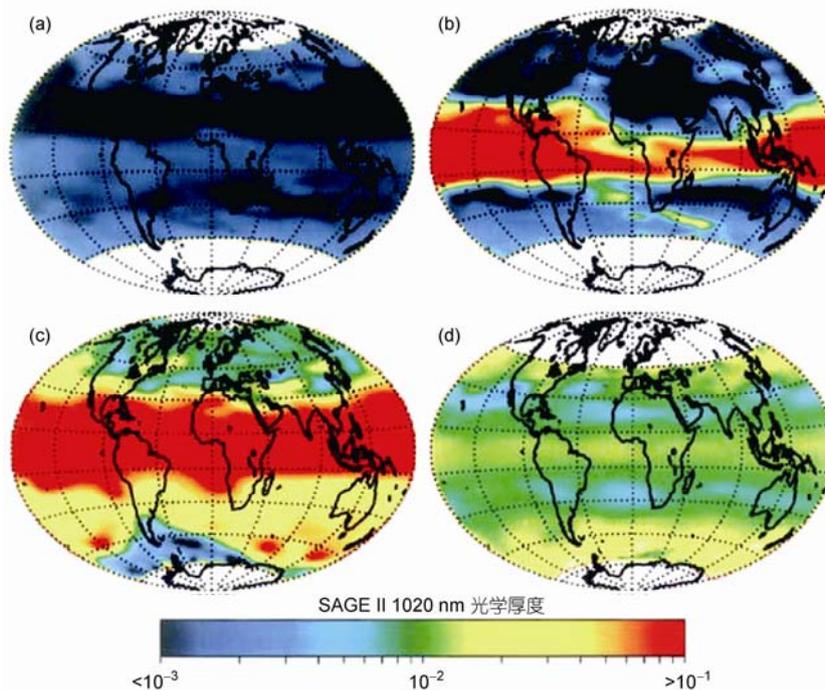


图5 波长为 1020 nm 积分的 SAGE II 平流层光学厚度

(a)~(d)分别为皮纳图博火山爆发前后的4个时段平均。(a) 1991年4月10日~5月13日; (b) 1991年6月15日~7月25日; (c) 1991年8月23日~9月30日; (d) 1993年12月5日~1994年1月16日。据Self等人<sup>[24]</sup>修改

球(1992年),和本文指出的热带地区降温突变最早(1992年),副热带(1993年)和中纬度部分地区(1994~1995年)次之的先后顺序是一致的,而且火山灰到达比平流层降温大致偏早一年。

平流层 1991~1992年的升温主要是火山喷发携带了大量高温的火山灰,对平流层起到了加热的作用,更重要的是火山尘幕吸收地表向上长波辐射,使得平流层温度在年内升高。对流层的短期变冷主要是气溶胶的“阳伞效应”散射和折射了向下短波辐射,导致到达地面的短波辐射减少所造成的<sup>[2]</sup>。皮纳图博火山喷发到平流层的气溶胶不仅极大地影响了全球辐射,还对平流层的化学过程产生了重要的影响。尤其是对平流层的辐射平衡起决定性作用的臭氧的影响,尤为值得关注。

### 3.2 皮纳图博火山灰的化学过程对平流层臭氧损耗的影响

平流层臭氧在平流层的辐射平衡中具有决定性作用<sup>[25]</sup>,通过吸收太阳紫外辐射和部分红外辐射而产生的加热作用可以影响平流层的温度层结和大气环流。前文中研究了臭氧总量的年代际变化,臭氧的

减少持续到了年代际尺度(图4(c)和(d)),它没有像平流层的光学厚度一样在火山爆发后的两三年内恢复。造成平流层臭氧年代际减少的化学过程有如下3种机制。

第一,Johnston等人<sup>[11]</sup>和Koike等人<sup>[12]</sup>通过分析探测资料研究表明,1991年皮纳图博火山爆发以后平流层NO<sub>2</sub>大量减少,减少量达到了40%以上,并伴随着HNO<sub>3</sub>的浓度增加<sup>[13]</sup>,这说明氮元素被还原成不太活跃的形式,反过来有助于将惰性较强的Cl蓄水池(例如HCl)暂时提高到比较活跃水平(例如ClO)。Cl蓄水池通过Cl原子和自由基ClO<sub>x</sub>所触发的反应链导致了平流层臭氧的减少<sup>[26,27]</sup>。皮纳图博火山所喷发的3Mt的Cl会极大地加速平流层臭氧的损耗<sup>[28]</sup>。

第二,在皮纳图博火山喷发以后,大量的二氧化硫被喷射到了平流层,Bluth等人<sup>[29]</sup>和McCormick等人<sup>[30]</sup>通过分析卫星观测资料指出当火山喷发的SO<sub>2</sub>进入平流层后,在几周之内就被转化成气态的H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>,并且通过二元均相结晶浓缩成微小的H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>/H<sub>2</sub>O粒子。而且硫酸盐的晶体例子导致了ClO等的活化<sup>[31,32]</sup>,从而通过Cl原子和自由基ClO<sub>x</sub>所触发的反应造成平流层臭氧的减少<sup>[24]</sup>。

第三, 由于皮纳图博火山爆发后, 大量的  $H_2O$  和  $CH_4$  等被喷射到平流层, 在平流层水汽的光解可以产生  $H_2$  和  $HO_x$  自由基. 在  $H_2O$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$  等的存在下, 平流层  $HO_x$  自由基将通过作用于臭氧而导致臭氧减少<sup>[33]</sup>. 在皮纳图博火山爆发后, 此项化学过程的基本前提条件是满足的, 因此,  $HO_x$  自由基导致平流层臭氧减少的机制在皮纳图博火山爆发后可能是起作用的, 当然这种机制有待于进一步用数值模式来证实.

第一和第二种机制都是由观测资料证实的, 第三种机制在当时的条件下是可能存在的. 因此, 皮纳图博火山所喷发的火山灰在平流层的化学过程导致了臭氧的年代际减少.

### 3.3 臭氧的年代际减少对平流层热带年代际变冷的影响

图 6 给出了采用 1 月份的整层臭氧总量回归的 30 hPa 气温, 可以看出, 整个热带、副热带地区的回归都是显著的, 臭氧回归的 2006 年的 30 hPa 气温比回归的 1979 年的 30 hPa 气温在热带地区要偏低 1.2~1.4℃. 回归的 30 hPa 气温与观测的 30 hPa 气温的相关系数在热带地区达到了 0.7 以上, 最高达到了 0.8. 表明臭氧可以解释热带 30 hPa 气温 50% 的方差

变化, 最大可达到 64% 以上. 可见臭氧的变化可以很好地解释平流层气温的变化.

前文指出, 在 1991 年 7 月和 1992 年 1 月整层臭氧总量发生年代际减少, 1992 年平流层热带, 1993 年副热带, 1994~1995 年中高纬度部分地区的气温发生了年代际的降低. 臭氧的年代际减少发生在平流层年代际突变之前, 而且臭氧通过吸收太阳紫外辐射和部分红外辐射而产生的加热作用可以影响平流层的温度层结和大气环流, 在平流层的辐射平衡中具有决定性的作用. 再者, 臭氧的变化可以很好地解释过去 30 年平流层热带地区的气温变化. 因此, 臭氧的年代际减少可能导致了 20 世纪 90 年代初平流层热带气温的年代际降低突变.

### 3.4 皮纳图博火山爆发对 20 世纪 90 年代初平流层年代际变冷的可能影响机制和历史检验

通过以上 3 个方面的分析, 本文给出 20 世纪 90 年代初平流层年代际变冷突变的可能机制(图 7). 1991 年 6 月爆发的皮纳图博火山, 喷发了大量的火山灰到平流层. 而滞留在平流层的火山灰, 又在平流层触发了一系列化学反应, 通过硝酸盐和硫酸盐对 ClO 的活化作用导致臭氧的减少, 以及  $HO_x$  自由基反应链对臭氧的耗损, 导致了平流层臭氧在 1991~

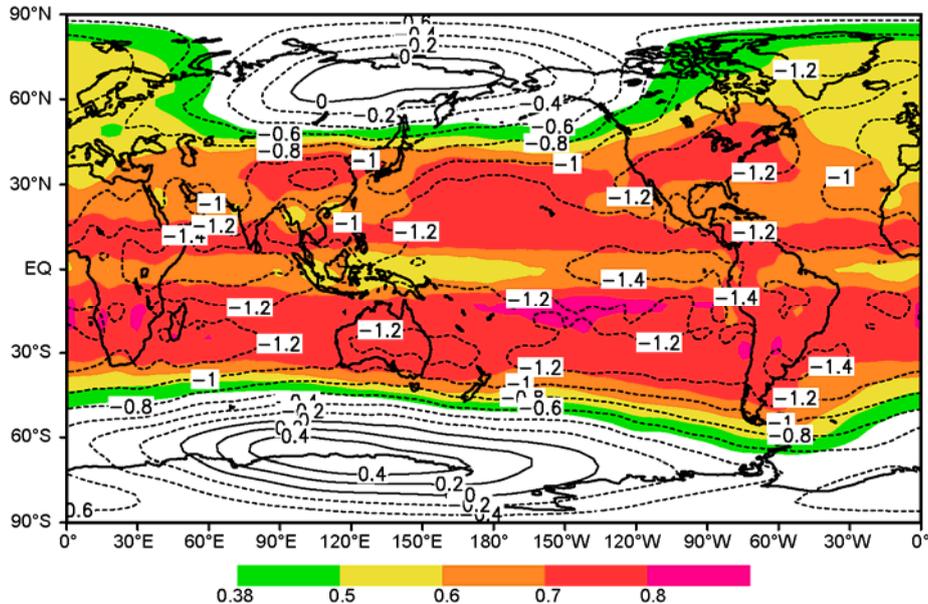


图 6 采用 1 月份整层臭氧总量(40°E~120°W, 80°~10°S)回归的 30 hPa 气温  
 彩色覆盖区域表示回归达到了 95% 以上的置信度检验, 即回归序列与原序列的相关系数; 等值线为回归的 2006 年的  
 气温与 1979 年气温的差值

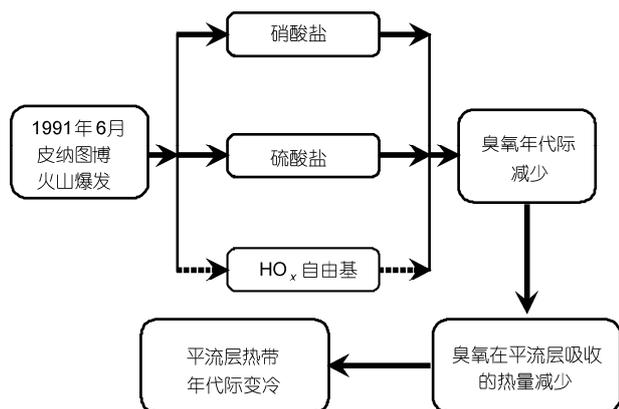


图7 20世纪90年代初平流层年代际变冷的可能机制的示意图  
虚线表示可能存在的臭氧耗损机制

1992年发生年代际减少突变, 臭氧损耗后一直维持年代际尺度的低值, 从而臭氧在平流层吸收的热量减少, 进一步导致了20世纪90年代初平流层热带气温和位势高度的年代际尺度的降低突变. 因此, 此次平流层热带气温的年代际降低突变可能是由皮纳图博火山爆发所导致的, 也就是说一次强火山爆发也可能导致平流层的年代际气候变化.

此外, 不仅在皮纳图博火山爆发后, 存在平流层热带气温年代际降低的现象, 热带地区另外两次火山爆发后也存在类似现象. 在有现代气象观测资料的时段, 在热带地区有3次强火山(火山活动指数 $VEI \geq 4$ )爆发: 1991年6月菲律宾皮纳图博(Pinatubo,  $120^{\circ}E, 15^{\circ}N$ )火山爆发, 1982年4月墨西哥厄尔奇冲(El Chichon,  $93^{\circ}W, 17^{\circ}N$ )火山爆发和1963年3月印度尼西亚阿贡(Agung,  $116^{\circ}E, 8^{\circ}S$ )火山爆发, 3次分别为6级、5级和4级<sup>[3]</sup>. 从图4(c)可以看出, 1月份南半球的臭氧总量也在1983和1992年之后有明显的减少, 而且平流层30 hPa热带气温在1983和1992年发生了年代际降低突变(图4(b)). 也就是说, 在厄尔奇冲和皮纳图博火山爆发之后, 臭氧总量都随之减少, 平流层30 hPa热带气温都发生了年代际变冷事件. 1963年的阿贡火山的爆发强度(4级)相对较小, 而且当时没有臭氧观测资料, 图4(a)和(b)中的30 hPa位势高度和气温的降低突变都分别发生在1964和1966年, 都是在阿贡火山的爆发之后. 因此, 历史上的厄尔奇冲的爆发以后对臭氧总量和平流层年代际变冷

的影响与本文所揭示的现象和结论是一致的, 阿贡火山爆发后, 平流层气候的年代际变冷的现象与本文也是一致的, 这都从侧面印证了本文的结论.

#### 4 结论与讨论

本文发现了平流层热带气温在20世纪90年代初发生了年代际变冷现象. 通过讨论1991年6月爆发的皮纳图博火山所喷发的火山灰的化学物理过程与平流层臭氧和此次平流层热带气温年代际变冷的关系, 得到如下结论: 1991年6月12~16日爆发的皮纳图博火山向平流层喷发了大量的火山灰, 它们通过硝酸盐和硫酸盐对ClO等的活化作用, 极大地加速了平流层臭氧的消耗, 导致了整层臭氧总量在1991~1992年发生了年代际减少突变, 从而臭氧在平流层吸收的热量减少, 进而导致了20世纪90年代初热带地区平流层气温和位势高度的年代际降低突变. 因此, 20世纪90年代初平流层热带气温的年代际降低突变可能是由皮纳图博火山爆发引起的, 这就意味着一次强的火山爆发也能造成平流层气候的年代际变化.

对于一次强火山爆发过程, 可以造成之后2~4个月平流层的变暖和10个月后对流层的变冷, 在几年内才能恢复到火山爆发之前的状态. 多次火山爆发的累积效应, 可以造成年代际、百年至千年尺度的气候变冷趋势. 而本文的结果显示单独一次的强火山爆发也可以造成平流层气候的年代际变冷. 因此, 从时间尺度上来讲, 一次火山爆发的过程不仅可以影响季节、年际气候变率, 还能影响到平流层年代际气候变率.

目前的大气化学模式和气候模式对火山爆发效应的模拟主要是通过光学厚度的变化考虑到模式中的, 而这样并不能真实地反映火山灰的光学和大气化学过程. 对于1991年6月爆发的皮纳图博火山, 已经有了卫星观测, 如何把火山所喷发的真实的化学物质添加到大气光化学模式中将是一个极具挑战性的课题. 进而模拟出火山爆发之后2~4个月平流层的变暖和10个月后对流层的变冷, 以及平流层臭氧的影响, 以及平流层气温的年代际变冷突变等, 这些都是以后需要进一步研究的科学问题.

致谢 感谢刘煜研究员的有益讨论.

参考文献

- 1 李晓东, 王绍武, 刘若新. 火山气候学的研究进展. 地震地磁观测与研究, 1996, 17: 73-80
- 2 曲维正, 黄菲, 赵进平, 等. 火山活动对北半球平流层气候异常变化的影响. 地球物理学进展, 2006, 21: 650-659
- 3 曲维政, 白燕, 黄菲, 等. 火山活动对热带高空温度变化的影响. 地球物理学报, 2006, 49: 1308-1315
- 4 Newhall C G, Self S. The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J Geophys Res*, 1983, 87: 1231-1238
- 5 Gerlach T M, Westrich H R, Symonds R B. Preeruption vapor in magma of the climactic Mount Pinatubo eruption: Source of the giant stratospheric sulfur dioxide cloud. In: Newhall C G, Punongbayan R S, eds. *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo, Philippines*. Quezon City and Seattle: Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington Press, 1998. 44-81
- 6 陈洪滨, 吕达仁, 许丽生. 利用 SAGE II 资料分析皮纳图博火山爆发前后平流层气溶胶的变化特征. 科学通报, 1994, 39: 2084-2084
- 7 Dai J C, Mosley-Thompson E, 秦大河. 皮纳图博火山喷发物在南极点雪层内的记录及其意义. 科学通报, 1999, 44: 200-204
- 8 杨权理, 邱金桓, 赵延亮. 火山气溶胶对北京地区臭氧总量变化趋势的影响. 大气科学, 1998, 22: 686-692
- 9 吴北婴, 吕达仁. 用天光偏振度监测皮纳图博火山爆发后平流层气溶胶变化. 自然科学进展, 1995, 5: 222-224
- 10 邱金桓, 潘继东, 杨理权, 等. 中国 10 个地方大气气溶胶 1980-1994 年间变化特征研究. 大气科学, 1997, 21: 725-733
- 11 Johnston P V, McKenzie R L, Keys J G, et al. Observations of depleted stratospheric NO<sub>2</sub> following the Pinatubo volcanic eruption. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 211-213
- 12 Koike M, Jones N B, Matthews W A, et al. Impact of Pinatubo aerosols on the partitioning between NO<sub>2</sub> and HNO<sub>3</sub>. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 597-600
- 13 Rinsland C P, Gunson M R, Abrams M C, et al. Heterogeneous conversion of N<sub>2</sub>O<sub>5</sub> to HNO<sub>3</sub> in the post-Mount Pinatubo eruption stratosphere. *J Geophys Res*, 1994, 99: 8213-8219
- 14 Hofmann D J, Oltmans S J, Larhrop J A, et al. Ozone loss in the lower stratosphere over the United States in 1992-1993: Evidence for heterogeneous chemistry on the Pinatubo aerosol. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 65-68
- 15 Komhyr W D, Grass R D, Evans R D, et al. Unprecedented 1993 ozone decrease over the United States from Dobson spectrophotometer observations. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 201-204
- 16 Dlugokencky E J, Steele L P, Lang P M, et al. The growth rate and distribution of atmospheric methane. *J Geophys Res*, 1994, 99: 17021-17043
- 17 Etheridge D M, Steele L P, Langenfelds R L, et al. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO<sub>2</sub> over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J Geophys Res*, 1996, 101: 4115-4128
- 18 Kalnay E, Coauthors. The NCEP/NCAR reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437-471
- 19 Martinson D G. Introduction. In: Martinson D G, Bryan K, Ghil M, et al, eds. *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Series*. Washington: National Academy Press, 1995. 5-8
- 20 李建平, 丑纪范, 史久恩. 气候突变的完备定义及类型. 北京气象学院学报, 1996, 1: 7-12
- 21 肖栋, 李建平. 全球海表温度场中的年代际突变及其模态. 大气科学, 2007, 31: 839-854
- 22 封国林, 董文杰, 龚志强, 等. 观测数据非线性时空分布理论和方法. 北京: 气象出版社, 2006. 1-227
- 23 Xiao D, Li J P. Spatial and temporal characteristics of the decadal abrupt changes of atmosphere-ocean system in 1970s. *J Geophys Res*, 2007, 112: D24S22, doi:10.1029/2007JD008956
- 24 Self S, Zhao J X, Holasek R E, et al. The atmospheric impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption. In: Newhall C G, Punongbayan R S, eds. *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo, Philippines*. Philippines, Quezon City and Seattle: Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington Press, 1998. 1-43
- 25 Baede A P M. Glossary. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2007. 950
- 26 Molina M J. Polar ozone depletion. *Angew Chem Int Ed*, 1996, 35: 1778-1785
- 27 Rowland F S. Stratospheric ozone depletion. *Angew Chem Int Ed*, 1996, 35: 1786-1798
- 28 Martinson D G. Mechanisms and Predictability. In: Martinson D G, Battisti D S, Bradley R S, et al, eds. *Decade-to-Century-Scale Climate Variability And Change: A Science Strategy*. Washington: National Academy Press, 1998. 1-5
- 29 Bluth G J S, Doiron S D, Schnetzler C C, et al. Global tracking of the SO<sub>2</sub> clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 151-154
- 30 McCormick M P, Thomason L W, Trepte C R. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. *Nature*, 1995, 373: 399-404
- 31 Borrmann S, Solomon S, Dye J E, et al. Heterogeneous reactions on stratospheric background aerosols, volcanic sulfuric acid droplets, and type I polar stratospheric clouds: Effects of temperature fluctuations and differences in particle phase. *J Geophys Res*, 1997, 102: 3639-3648
- 32 Bregman B, Wang P H, Lelieveld J. Chemical ozone loss in the tropopause region on subvisible ice clouds, calculated with a chemistry-transport model. *J Geophys Res*, 2002, 107: 4032, doi: 10.1029/2001JD000761
- 33 王振亚, 李海洋, 周士康. 平流层中臭氧耗减化学研究进展. 科学通报, 2001, 46: 619-625