科学通报
第41卷 第18期 CHINESE SCIENCE BULLETIN 1996年9月

# 近百年全球平均气温变化的物理模式研究

石广玉 郭建东 樊小标 王令霞
(国家气候中心,北京 100081)

关键词 全球平均气温 温室气体 自然变化因子

观测表明:最近一个多世纪以来,全球平均地面气温已经上升了0.62℃[1]. 这种上升被广泛认为是$CO_2$, $CH_4$, $N_2O$和CFCs等大气温室气体(GHGs)浓度增加的结果(例如,见文献[2]. 但是,事实上至少有两个气候自然变化因子,即火山气溶胶和太阳活动,加在人类活动引起的变化之上,这很可能混淆我们对观测到的气温记录的解释. 因此,如果我们能够了解自然变化因子对气候的影响,必将有助于解释和理解人类活动引起的气候变化.

## 1 模式与模式输入资料

在本文中,我们提出了一个全球平均的能量平衡气候模式,并将其耦合到最早由石广玉等人[1)]研制的、后经郭建东[2)]、石广玉和郭建东[3)]改进的箱室-扩散海洋模式(IBDOM)上. 模式由大气、海洋混合层、扩散层和底层4部分组成,如图1所示. 除海洋扩散层外,其他3部分均看做是均匀混合的箱室. 由图1,各部分的能量平衡方程可以分别写作

$$c_a\rho_a h_a\frac{dT_a}{dt}=S_0(1-\alpha)/4-[A-B(T_a-T_0)]+\triangle Q-c_w\rho_w k_{ma}(T_a-T_m), \quad (1)$$

$$c_w\rho_w h_m\frac{dT_m}{dt}=c_w\rho_w k_{am}(T_a-T_m)/\gamma-c_w\rho_w K\left.\frac{\partial T_d}{\partial z}\right|_{z=0}- c_w\rho_w k_{dm}(T_m-\overline{T_d})-c_w\rho_w k_{dm}(T_m-T_b), \quad (2)$$

$$c_w\rho_w h_d\frac{\partial T_d}{\partial t}=c_w\rho_w h_d K\frac{\partial^2 T_d}{\partial z^2}+c_w\rho_w k_{md}(T_m-T_d), \quad (3)$$

以及

$$c_w\rho_w h_b\frac{dT_b}{dt}=-c_w\rho_w K\left.\frac{\partial T_d}{\partial z}\right|_{z=h_d}+c_w\rho_w k_{md}(T_m-T_b), \quad (4)$$

边界条件为$T_m=T_d(z=0)$和$T_d=T_b(z=h_d)$. 在上面的公式中,$S_0$和$\alpha$是太阳常数和行星反照率,分别取作1 365 W/m$^2$和0.30;$A$和$B$是用来描述向外空逃逸的长波辐射通量的两

1996-03-01收稿

1)石广玉,赵凤生,胡荣明. 一个简单的大气海洋碳交换模式. 见:中国科学技术学会编. 全国气候变化和环境问题学术讨论会论文集,1990

2)郭建东. 全球碳循环的一维模式研究. 中国科学院大气物理研究所硕士学位论文. 1993

3)石广玉,郭建东. 全球二氧化碳循环的一维模式研究. 大气科学(待发表)

个系数；$\triangle Q$ 是外部因子产生的辐射强迫；$T_i$($i$ = a, m, d, b)分别是大气、海洋混合层、扩散层和底层温度；$k_{ij}$($i, j$ = a, m, d)是由箱室 $i$ 到箱室 $j$ 之间的能量交换系数；$c_i$ 和 $\rho_i$ 是比热和密度，下标 $i$ = a, m 分别表示空气和海水；$K$ 是海洋扩散层的扩散系数；$\gamma = 0.75$ 是海洋占全球面积的比值. 总体上说，外部强迫所产生的多余的热量的行为类似于一种被动的示踪物，所以我们可以根据$^{14}C$ 的分布来标定模式中并非精确已知的参数[1,2]. 有关的结果是：$K$ = 3 411 $m^2/a$, $k_{md} = k_{dm} = 0.3977$ m/a 及 $k_{ma} = 19.23$ m/a.

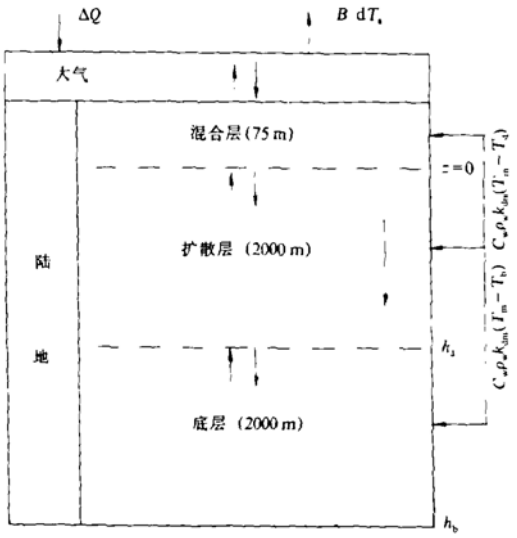


图 1 大气-海洋耦合模式示意图

外部强迫 $\triangle Q$ 由一个一维辐射-对流模式[3]得到，其中包括(1)$CO_2$ 以及其他微量气体($CH_4$, $N_2O$, CFC11 和 CFC12, 简记为 OTGs)，其浓度变化采用 Wigley [4]所提出的表达式，但根据文献[2]，对 $N_2O$ 的表达式作出若干修正；(2)火山爆发所造成平流层光学厚度的变化[5]. 通过将 Lamb[6]的尘幕指数(DVI)与已有光学厚度资料的比较，我们将有关资料的时间序列回溯到1867年，并扩展到1976年之后. 平流层光学厚度的垂直分布，采用 Shi 等[7]的方法；(3)太阳总辐射通量密度(TSI)的变化. 根据 Foukal 和 Lean[8]的经验模式导出的1874～1988年间的 TSI 用在本研究中；同时，按照他们的经验公式，我们已经将资料外推到1867～1874年间，以及1988年之后. 模式的气候灵敏度为 $\triangle T_{2x} = 2.33$℃.

## 2 结果与讨论

观测到的从1867年到1990年间的年平均气温距平是扣除了 ENSO 影响的[1]. 模拟的气温距平由下法得到：将外部气候强迫 $\triangle Q$ 代入方程(1)，然后联立求解方程(1)～(4). 在实际求解过程中，将海洋扩散层分为20个子层，每层厚100 m；用0.05年作为时间步长进行迭代.

在讨论具体的结果之前，我们定义一个解释了的方差

$$EV(\%) = \left[1 - \sum_{t=1}^{N}(O_t - M_t)^2 / \sum_{t=1}^{N} O_t^2\right] \times 100 \qquad (5)$$

来评价模拟的温度距平与观测到的温度距平之间的拟合程度. 其中，$O_t$ 和 $M_t$ 分别表示观测到的和模拟的气温与它们各自的1867～1990年气温平均值之差，$N$ = 124 是研究中所考虑的总的年数. 本文进行了以下几种试验：

(1)模式中只使用 $CO_2$ 所产生的辐射强迫. 在这种情况下，我们可以很好地拟合温度距平的总的趋势，一半以上(67.4%)的方差可以得到解释. 但是10年间和10年际的模拟气温距平与观测值存在明显的不同. 例如，在本世纪初的几十年间，模式所得到的气温要比观测值

1,2) 见1681页脚注1,2)

高得多;而在本世纪 40 年代和 50 年代,它却又比观测值低得多(图略).

(2)将 $CO_2$ 及 OTGs 的效应一起加到模式中去. 在这种情况下,解释了的方差 $EV$ 为 66.4%,甚至小于只考虑 $CO_2$ 的情况. 与观测结果相比,虽然本世纪 40 年代和 50 年代的模拟结果得到了改善,但模式得到的 60 年代以后的温度远高于观测值. 造成这种看起来似乎不合理的结果的原因是很简单的:$CO_2$ 和 OTGs 加在一起所产生的气候强迫 1.91 W/$m^2$ 远大于 $CO_2$ 单独的 1.22 W/$m^2$,因此导致大得多的温室效应(图略).

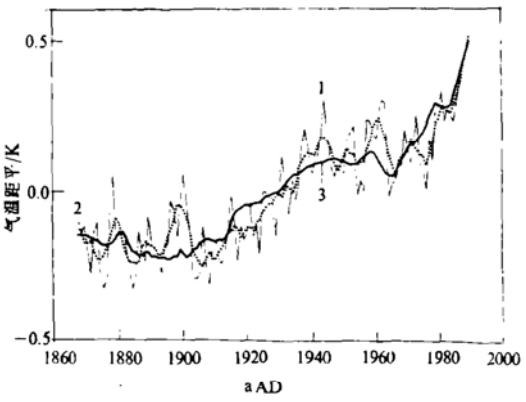


图 2　模拟的与观测到的 1867～1990 年间全球平均地面气温距平比较(详见正文)

(3)GHGs + 火山气溶胶. 许多经验研究已经得到这样的结论:大的火山爆发在其爆发后的几年内,可以引起全球平均气温下降 0.1～0.2℃(例如,见文献[2]和[9]的引文). 本文根据第 1 节所描述的过去 100 多年间平流层气溶胶光学厚度的变化,直接计算了火山气溶胶的气候效应,结果示于图 2. 可以看出,模拟的和观测到的气温距平之间的总的拟合程度获得了明显的改善,特别是对上世纪末和本世纪初的"冷期"以及本世纪 60 年代后期和 70 年代初期的气温下降. 此时,解释了的方差 $EV$ 达到 75.3%.

(4)至于太阳辐射通量密度的变化对地面气温的影响,本文也进行了考察. 我们发现:当在模式中考虑太阳变化时,不管是总的气温变化趋势,还是其 10 年间的气温距平,均未得到明显的改善. 与不包括太阳变化的情况相比,解释了的方差 $EV$ 几乎保持不变(图略).

(5)最后,我们进行了有海洋存在时和没有海洋存在时所模拟的气温距平之间的比较. 这种比较使我们了解到,由于海洋巨大的热惯性,过去一个多世纪以来的全球增暖可能已经延迟了 0.3℃左右;同时,它也减少了年平均气温的变化幅度.

本文的结果意味着:(1)大气 GHGs 浓度的增加支配了过去一个多世纪以来的全球增暖,并很可能将继续支配未来几十年的全球增暖;(2)平流层火山气溶胶的变化是造成年际和 10 年间平均地面气温变化的主要原因;(3)无论是对全球的气温变化趋势,还是对其 10 年间和 10 年际的变化,太阳活动看来都不大可能具有重要的贡献.

但是,本文这类研究中存在几个重要的不确定性:(1)关于太阳活动. 一个非常值得注意的可能性是:微小的太阳辐射能量密度的变化,有可能在到达地气系统的过程中被某种物理的或/和化学的机制所放大. 可能的"放大器"包括:(a)光化学放大器;(b)大气电学(或地磁)放大器;(c)物理-化学放大器. 其中,最后一种的可能性最大;(2)对流层气溶胶. IPCC 1994[9] 所给出的最新估计是:自 1850 年以来,硫酸盐气溶胶产生的直接辐射强迫位于 −0.25～−0.9 W/$m^2$ 之间;生物体燃烧产生的气溶胶直接辐射强迫位于 −0.05～−0.06 W/$m^2$ 之间;而对流层气溶胶通过改变云的辐射特性所产生的总的间接辐射强迫则位于 0～−1.5 W/$m^2$ 之间. 显然,目前我们尚无法把比较确切的对流层气溶胶强迫放入模式中. 但是,确定无疑的是:如果我们将这种负的对流层气溶胶强迫组合进模式,那么为了获得最近 100 多年来气温距

平的最佳拟合，一个更大的气候模式灵敏度（$\triangle T_{2x}=3\sim4$℃）将是需要的；由此，太阳活动的影响也会变大.

## 参 考 文 献


1 Jones P D, Wigley T M L, Briffa K P. Global and hemispheric temperature anomalies: land and marine instrumental records. In: Boden T A *et al* eds. TRENDS'93: A Compendium of Data on Global Change, ORNL/CDIAC-65, Oakridge: Oakridge National Lab, Tenn, USA, 1994. 603～608

2 Houghton J T, Jenkins G J, Ephrnums J J eds. IPCC 1990. Climate Change: the IPCC Scientific Assessment, Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 365

3 石广玉. 大气微量气体的辐射强迫与温室气候效应. 中国科学, B辑, 1991, (7): 776～784

4 Wigley T. Relative contributions of different trace gases to the greenhouse effect. Climate Monitor, 1987, 16(1): 14～28

5 Bryson R, Goodman B. Volcanic activity and climate changes. Science, 1980, 207: 1 041～1 044

6 Lamb H. Volcanic loading: the dust veil index. In: CDIAC Numeric Data Collection, NDP-013, DoE, USA, 1970

7 Shi G Y. Radiative heating due to stratospheric aerosols over Antarctica. GRL, 1986, 13: 1 335～1 338

8 Foukal P, Lean J. An emperical model of total solar irradiance variation between 1874 and 1988. Science, 1990, 247: 556～558

9 Houghton J T eds. IPCC 1994: Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios, Cambridge: Cambridge University Press, 1994. 339