

国家科委 85—913 项目 02 课题成果

# 气候变化规律及其数值模拟 研究论文

(第二集)

85—913项目02课题论文编委会 编

气象出版社

中国科学院南京地质古生物研究所

# 气候变化规律及其数值模拟

顾德成文

顾德成

《中国科学院南京地质古生物研究所》

南京地质古生物研究所

国家科委 85-913 项目 02 课题成果

气候变化规律及其数值模拟  
研究论文  
(第二集)

气候变化规律及其数值模拟的研究

85-913 项目 02 课题论文编委会 编

气象出版社

(京)新登字 046 号

**图书在版编目(CIP)数据**

气候变化规律及其数值模拟的研究论文集/85-913-02

课题组编. —北京:气象出版社,1996.1

ISBN 7-5029-1999-6

I. 气… II. 85… III. ①气候变化-规律-研究-文集

②气候变化-数值模拟-文集 IV. P467-53

中国版本图书馆 CIP 数据核字(95)第 20438 号

**内 容 简 介**

本文集系“八五”国家科技攻关计划 85-913 项目“全球气候变化预测、影响和对策研究”的主要科研成果汇编之一。主要内容有(1)用全球海-气耦合模式的瞬变 CO<sub>2</sub> 变化的模拟结果。(2)用中国区域细网格气候模式嵌套全球模式的 CO<sub>2</sub> 加倍增加稳态响应的模拟结果。(3)全球海-气耦合模式有海-气 CO<sub>2</sub> 循环的温室效应的气候变化模拟结果。(4)利用低维气候模式研究各种温室气体气溶胶以及太阳活动对气候变化的作用。

本书可作为广大科技人员、大专院校师生、研究生和各级干部的参考书。

**气候变化规律及其数值模拟研究论文 (第二集)**

85-913 项目 02 课题论文编委会 编

责任编辑:陆同文 庞金波 俞卫平 终审:周诗健

封面设计:绍 介 责任技编:向 天 责任校对:曾 平

\* \* \*

**气 象 出 版 社 出 版**

(北京海淀区白石桥路 46 号 邮政编码:100081)

首都师范大学印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销

\* \* \*

开本:787×1092 1/16 印张:20 字数:512 千字

1996 年 1 月第一版 1996 年 1 月第一次印刷

印数:1—500 定价:52.00 元(共三集)

**ISBN 7-5029-1999-6/P · 0761**

# 序 言

本文集系“八五”国家科技攻关计划 85-913 项目“全球气候变化预测、影响和对策研究”中 02 课题“气候变化规律及其数值模拟的研究”科研成果。02 课题成果汇集成三本论文集。本文集是第二本,系该课题 03 专题“改进全球海-气耦合模式及气候变化的数值模拟研究”和 04 专题“中国区域气候变化的数值试验”的科研成果。

这两个专题主要有以下内容:

1. IAP 两层大气模式和 20 层全球海洋模式的耦合技术以及耦合模式的控制试验和瞬变 CO<sub>2</sub> 变化的敏感试验模拟结果。由这些模拟结果得到全球和东亚地区的温室效应气候变化。
2. 中国区域 14 层细网格动力气候模式的设计及其与全球 CCM1 12 层模式的嵌套技术。全球模式 20 年平衡态温室效应气候模拟及中国区域模式温室效应气候模拟结果。从这些结果得到的全球和中国区域 100×100km 的温室效应气候变化结果。
3. 在 CO<sub>2</sub> 海气交换参数化方案的设计研究基础上和一个两层大气及五层海洋耦合模式相耦合,研究其温室效应的气候变化。
4. 利用低维气候模式研究各种温室气体、气溶胶以及太阳活动对气候变化的作用。

本文集的成果是由国家科委资助得到的,主要是八五期间由我国科学家完成的全球和中国区域温室效应气候变化的研究结果。在所用的气候模式中,有海气耦合的,有中国区域细网格的,也有考虑 CO<sub>2</sub> 海气交换的,都各具特色。因而其成果可作为我国各部门在考虑中国和全球的温室效应气候变化影响时使用,也是中国对气候变化研究的贡献。

课题负责人:陈隆勋

1995 年 11 月 25 日

# 国家科委 85-913 项目 02 课题论文集

## 编委会

主任： 陈隆勋

成员： (以姓氏笔划为序)

王绍武	孙安健
李维亮	吴祥定
陈隆勋	巢纪平
郭裕福	

# 目 录

近百年全球平均气温变化的物理模式研究.....	石广玉等(1)
微量气体-气候问题的一维模式研究.....	樊小标等(11)
日射量的长期变化与晚更新世气候的关系.....	王令霞等(17)
过去和未来大气 O <sub>3</sub> 变化的一维模式研究.....	樊小标等(26)
海-气耦合模式中海冰的处理及冰-水过渡区的耦合方案.....	金向泽等(37)
开洋面上大气-海洋耦合方案的试验.....	张学洪等(46)
一个海洋大气环流耦合模式及其控制试验和增强温室效应试验的初步分析.....	陈克明等(61)
一个 20 层大洋环流模式模拟的温盐环流.....	张学洪等(85)
IAP CGCM 模拟的热带区域年际气候变化的特征.....	陈克明等(107)
温室效应引起的全球气候变化.....	俞永强等(123)
IAP 海洋大气耦合模式模拟的平均气候状态.....	俞永强等(138)
二氧化碳加倍引起的中国的区域气候变化.....	陈起英等(156)
IAP 海气耦合模式年际气候变率分析.....	俞永强等(171)
IAP 海气耦合模式模拟的区域气候特征.....	俞永强等(192)
二维能量平衡模式的温室气体气候效应研究.....	胡荣明等(202)
海气耦合模式的非线性特征.....	曹鸿兴等(213)
大气-海洋-海冰耦合低维模式及其在温室效应模拟中的应用.....	曹鸿兴等(218)
二氧化碳稳态倍增下的气候变化数值模拟.....	宋玉宽等(228)
CCM1 气候模式的气候模拟结果分析及与其它气候模式结果的比较.....	陈隆勋等(241)
中国区域气候模式对中国地区的区域性气候变化情景的模拟.....	李维亮等(255)
中国区域气候模式的建立和模拟试验结果的分析.....	龚 威等(273)
全球海-气耦合模式对大气 CO <sub>2</sub> 含量变化的响应——第一部分:无海-气 CO <sub>2</sub> 循环.....	王彰贵等(289)
全球海-气耦合模式对大气 CO <sub>2</sub> 含量变化的响应——第二部分:海-气 CO <sub>2</sub> 循环.....	王彰贵等(300)
一个海洋无机碳循环模式以及人类活动对大气中碳含量的影响.....	陈英仪(308)



# 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)

## 提 要

本文用一个具有坚实物理基础的简单气候模式和可用的观测资料,重建了最近一百多年来全球平均地面气温的变化。结果发现:(i) 大气温室气体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;(ii) 平流层火山气溶胶的变化是造成年际和十年间平均地面气温变化的主要原因;(iii) 无论是对全球的气温变化趋势,还是对其十年间和十年际的变化,太阳活动看来不大可能具有重要的贡献。本文还对这类研究中存在的几个重要的不确定性进行了比较详细的讨论。

**关键词:** 温室气体 火山气溶胶 太阳活动 近百年全球平均气温

## 一、引言

观测表明:最近一个多世纪以来,全球平均地面气温(GMSAT)已经上升了 $0.62^{\circ}\text{C}$ <sup>[1]</sup>。这种上升被广泛认为是 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{N}_2\text{O}$ 和CFCs等大气温室气体(GHGs)浓度增加的结果(例如,见IPCC 1990)<sup>[2]</sup>。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,必将有助于我们解释和理解人类活动引起的气候变化。

在这篇文章中,我们使用最近研制的物理气候模式和现有的有确凿证据的观测资料来考察GHGs、火山气溶胶和太阳活动这三个影响目前气候变化的主要因子的相对重要性。第二节将简要描述我们所使用的模式和模式有关的输入资料;第三节给出模式结果;最后是对不确定性问题的一些讨论。

## 二、模式与模式输入资料

### 1. 辐射-对流模式

我们用来得到GHGs和火山气溶胶的气候辐射强迫以及模式气候灵敏度(定义为模式对 $\text{CO}_2$ 倍增的平衡地面温度响应)的模式是一个一维辐射-对流模式(RCM)。关于这一模式的详细描述,请见文献[3]和[4]。对传统的RCMs的主要改进是:(i) 一种精确而又高效的辐射传输算法,即透过率函数的指数和拟合(ESFT)<sup>[5~8]</sup>,用于热辐射计算;(ii) 模式中包括了雪冰反照率/地面温度反馈;(iii) 时间步进(TM)与牛顿-雷弗松(Newton-Raphson, NR)联合迭代方法用来寻求地面平衡温度。模式中所用的 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 和 $\text{N}_2\text{O}$ 的初始浓度分别取为289.5ppmv, 895ppbv和288ppbv;大气臭氧的柱含量取为 $0.34\text{cm}$ ;太阳常数 $1365\text{W}/\text{m}^2$ 。在这些条件下,模式得到的参照(控制)情况的地面温度为 $287.38\text{K}$ ,地面反照率 $0.102$ ,行星反照率 $0.31$ 。可以认为,这些参数相当好地代表了1860年代的全球平均气候。

### 2. 大气-海洋耦合模式



海洋在全球气候系统中起着非常重要的作用。当气候因子变化时,海洋巨大的热容量将有效地减缓气候系统的响应。在一个给定的时间、对于一个给定的强迫而言,实际的 GMSAT 变化只可能部分地反应其平衡态的变化。因此,无论是重建过去的气候变化,还是未来气候的预测,都必须使用一个耦合的大气-海洋模式。

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<sup>[9]</sup>(1990)研制的、后经郭建东(1993)<sup>[10]</sup>、石广玉和郭建东(1995)<sup>[11]</sup>改进的箱室-扩散海洋模式(IBDOM)上。模式框架如图 1 所示。由图,大气的能量平衡方程可以写作:

$$C_a \rho_a h_a \frac{dT_a}{dt} = S_0(1 - \alpha)/4 - [A - B(T_a - T_0)] + \Delta Q - C_w \rho_w K_{ma}(T_a - T_m) \quad (1)$$

其中, $S_0$  和  $\alpha$  是太阳常数和行星反照率; $A$  和  $B$  是用来描述向外空逃逸的长波辐射通量的两个系数; $\Delta Q$  是外部因子产生的辐射强迫; $K_{ma}$  是大气和海洋之间的能量交换系数。

在 IBDOM 中,海洋被分为三个部分:海表混合层、扩散层和底层; $z$  轴以混合层底部为原点,向下的方向为正。与传统的箱室扩散模式相比,IBDOM 通过引入由海表混合层到深海的一个附加通量的方式包括了海洋深水的形成。关于这一点,一个明显的证据是:甚至在北大西洋的洋底附近,业已观测到原子弹爆炸所产生的氙;它表明了深海新水的快速生成。海表混合层、扩散层和底层的能量分配方程可分别写作:

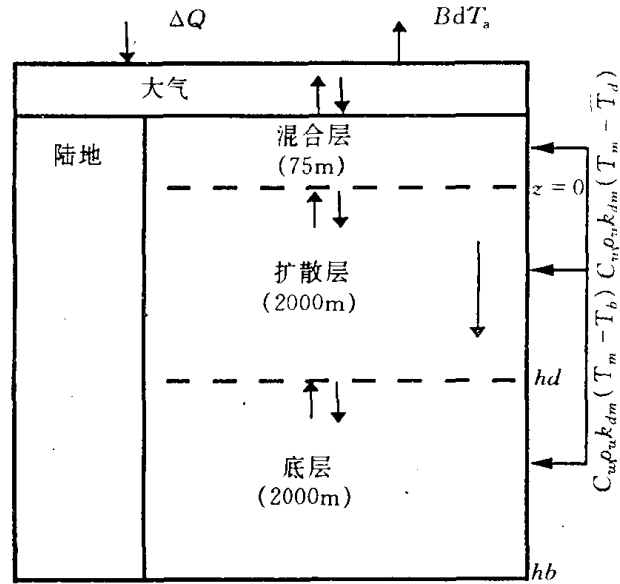


图 1 大气-海洋耦合模式示意图

$$C_w \rho_w h_m \frac{dT_m}{dt} = C_w \rho_w K_{am}(T_a - T_m)/\gamma - C_w \rho_w K \frac{\partial T_d}{\partial z} \Big|_{z=0} - C_w \rho_w K_{dm}(T_m - \bar{T}_d) - C_w \rho_w K_{dm}(T_m - T_b) \quad (2)$$

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

以及

$$C_w \rho_w h_b \frac{dT_b}{dt} = - C_w \rho_w K \frac{\partial T_d}{\partial z} \Big|_{z=h_d} + C_w \rho_w K_{bd}(T_m - T_b) \quad (4)$$

边界条件为  $T_m = T_d(z=0)$  和  $T_d = T_b(z=h_d)$ 。

在方程(1)~(4)中, $T_i(i=a,m,d,b)$  分别是大气、海洋混合层、扩散层和底层温度; $C_i$  和  $\rho_i$  是比热和密度,下标  $i=a,w$  分别表示空气和海水。由于总体上来说,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<sup>14</sup>C 的分布来标定模式中并非精确已知的参数<sup>[9,10]</sup>。有关的结果是  $K=3411\text{m}^2/\text{a}$ ,  $K_{md}=K_{dm}=0.3977\text{m}/\text{a}$ 。另外, $K_{ma}$  的最终结果是  $19.23\text{m}/\text{a}$ ,  $\gamma=0.75$  是海洋占全球面积的比值。

### 3. 模式输入资料

为了求得大气温室气体所产生的对地气系统的辐射强迫,我们必须知道最近一百多年来

它们的浓度变化。为此,我们采用 Wigley(1987)<sup>[12]</sup>所提出的表达式,但根据 IPCC 1990 年的评估报告,对 N<sub>2</sub>O 的表达式作了若干修正。图 2a~2c 分别表示本文所用的 CO<sub>2</sub>,CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O 以及 CFC11 和 CFC12 的浓度变化史。

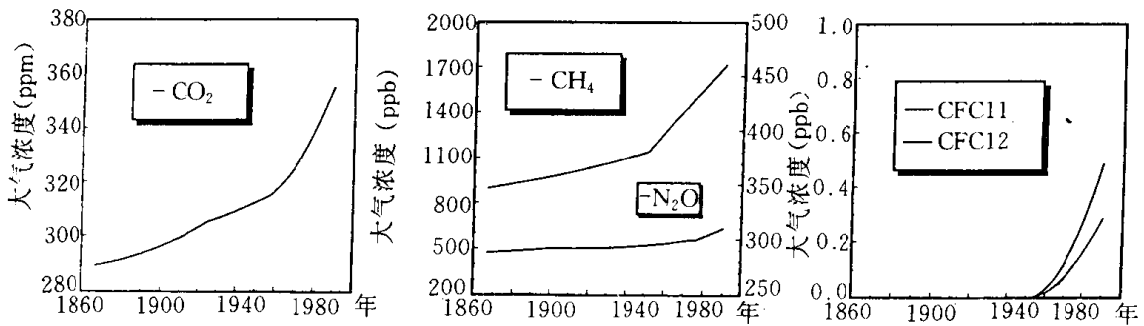


图 2 大气温室气体的浓度变化(1867~1990). a:CO<sub>2</sub>; b:CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O; c:CFC11 和 CFC12

许多研究已经讨论过过去一百多年来由于火山爆发所造成的平流层光学特性的变化。Bryson 和 Goodman(1980)<sup>[13]</sup>分析了已有的太阳光透射资料,得到了平流层背景光学厚度与扰动过的光学厚度之差,发现光学厚度的扰动与火山活动之间的相关性极好。这说明绝大部分平流层光学厚度的变化可以看作是平流层气溶胶所造成的。注意:在 Bryson 和 Goodman(1930)的研究中,由于 1883 年以前缺乏直接的太阳辐射测量,所以他们未能对这之前的平流层光学厚度的变化作出估计。通过将 Lamb(1970)<sup>[14]</sup>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扩展到 1867 年,即本文模式模拟的起始年。由于缺乏更好的资料来源,同样的资料处理方法用于 1976 年之后。综合现有的各种资料,本文所用的火山气溶胶的光学厚度如图 3 所示。

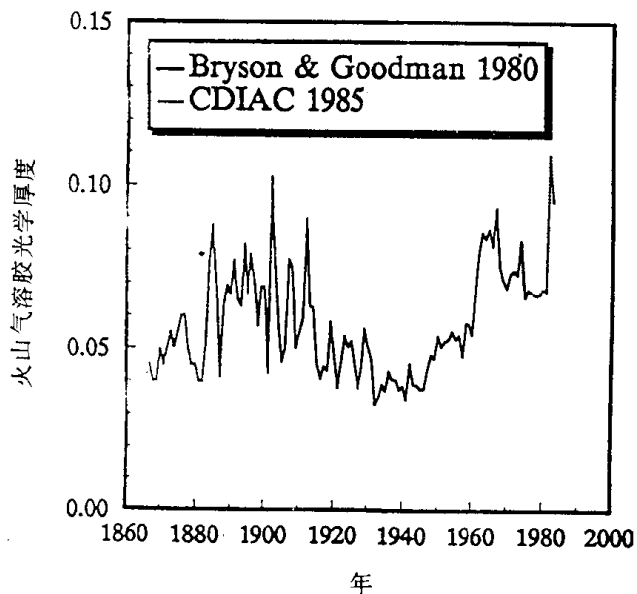


图 3 年平均气溶胶光学厚度(详见正文)

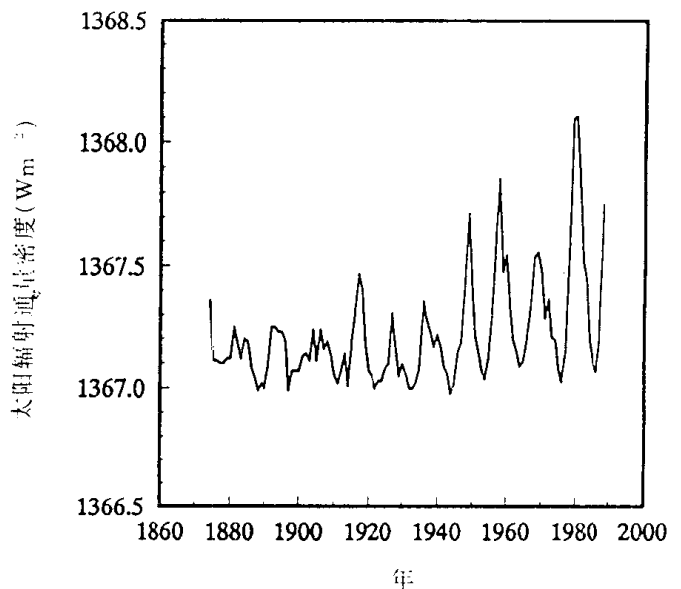


图 4 太阳辐射通量密度的变化(详见正文)

为了能够用 RCM 进行平流层气溶胶辐射强迫的计算,我们还必须知道平流层光学厚度的垂直分布。为此,我们采用 Shi 等人(1986)<sup>[15]</sup>的方法,即用一个三参数的公式来表示平流层气溶胶层光学厚度  $\tau$  的垂直分布:

$$\tau(z) = a(1 + e^{-b/c}) / (1 + e^{(z-b)/c}) \quad (5)$$

其中, $a$  是火山气溶胶的总的光学厚度, $b(=16\text{km})$ 是最大气溶胶浓度所位于的高度, $c=3\text{km}$

用来表征气溶胶层散开的程度。

从能量观点来看,总的太阳辐射通量密度( $TSI$ )是影响地球气候的唯一物理变量。因此,在本文中,我们使用  $TSI$  表示太阳的变化,而不使用许多研究者通常所用的太阳黑子数、太阳周期长度等所谓“替代物”去寻求难于找到物理支持的相关性。根据 Foukal 和 Lean(1990)<sup>[16]</sup>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;1988 年之后,数据取自王令霞(1995)<sup>[17]</sup>。最后的结果,如图 4 所示。

### 三、结果

#### 1. RCM 的平衡态响应

表 1 列出了由我们的 RCM 所得到的大气  $CO_2$  浓度加倍(从 1867 年的 289.5ppmv 增加到 579ppmv)产生的平衡态地面温度增加  $\Delta T_s$ ( $^{\circ}C$ )。模式 1,不包括任何反馈机制。放大因子  $f$  表示每种附加的物理过程对模式  $CO_2$  浓度加倍的灵敏度的影响。表中的各种缩略符号所代表的物理意义是: $FAH$ ,固定绝对湿度; $FRH$ ,固定相对湿度;6.5 LR,  $6.5^{\circ}C \cdot km^{-1}$  临界直减率; $FCA$ 、 $FCP$  和  $FCT$  分别表示固定云的几何高度、压力高度和云的温度; $SAF$  则表示雪冰反照率/地面温度反馈。

表 1 RCM 对  $CO_2$  浓度加倍的平衡态响应

模式序号	说明	$\Delta T_s$ ( $^{\circ}C$ )	$f$
1	$FAH, 6.5LR, FCP$	1.28	1.00
2	$FRH, 6.5LR, FCP$	1.93	1.51
3	$FRH, 6.5LR, FCA$	1.88	1.47
4	$FRH, 6.5LR, FCT$	2.33	1.83
5	$FRH, 6.5LR, FCA, SAF$	2.61	2.04
6	$FRH, 6.5LR, FCT, SAF$	3.56	2.79

Hansen 等人(1981)<sup>[18]</sup>曾经比较详细地讨论过简单气候模式中的各种反馈过程,并指出:云顶温度反馈和雪冰反照率/地面温度反馈应当是部分起作用的。换句话说,模式 6 可能给出过高的模式灵敏度。鉴于此,本文所用的模式灵敏度是模式 4 的,即:当大气  $CO_2$  浓度加倍时,  $\Delta T_s \approx 2.3^{\circ}C$ 。这一数值处于 Houghton 等人(1990)<sup>[2]</sup>所给出的  $1.5 \sim 4.5^{\circ}C$  的最佳估计范围内,并非常接近 IPCC 1994<sup>[19]</sup>的最佳估计值  $2.5^{\circ}C$ 。

#### 2. 1867~1990 年间的气候强迫

利用第二节所描述的模式和输入资料,就可求得方程(1)中的气候强迫  $\Delta Q$ 。图 5 表示出了从 1867 年到 1990 年期间,由 GHGs 浓度增加、火山气溶胶以及太阳变化所产生的辐射强迫。图中虚线表示 GHGs 的贡献。由图可以看到,GHGs 所产生的气候强迫呈现出一种稳定增加的趋势,在 1867~1990 的 124 年间,其值已增加到  $1.9W/m^2$ 。计算表明,这一增加大部分来自人为  $CO_2$  的释放。但是,CFCs (CFC11+CFC12)可能是造成 1966 年之后气候辐射强迫快速增长的主要原因。另一方面,图中标有 GHGs+Aerosol 的细实线(注意:它的相当一部分与标有 GHGs+Aerosol+Sun 的粗实线重合在一起)是大气温室气体与平流层火山气溶胶加在一起所产生的辐射强迫。值得注意的是:(i) 平流层火山气溶胶在冷却地球-大气系统方面起着相当重要的作用,它使平均的地气系统的辐射强迫减少了大约  $0.5W/m^2$ ; (ii) 在十年际的时间尺度上,平流层火山气溶胶的辐射强迫显示出引人注目的变化,但其最大的十年际的变化一般小于  $1W/m^2$ 。当然,这是就 1990 年以前的 124 年间的情况来说的,如果发生像 1992 年 6 月

菲律宾皮纳图博(Pinatubo)那样的特大火山爆发,自然另当别论。最后,图5中标有GHGs + Aerosol + Sun的粗实线表示过去一百多年间由大气温室气体的浓度增加、平流层气溶胶和太阳变化三者共同产生的气候强迫。粗细实线的比较清楚地表明,太阳变化对总的气候强迫的贡献是相当小的。这一结果并不令人吃惊,因为事实上从图4中我们已经看到,过去一百多年间太阳辐射通量密度的最大变化不过是 $1\text{W}/\text{m}^2$ 左右。这就意味着,在考虑地球表面积与截面之比(4:1)以及地球的行星反照率(0.3左右)之后, $1\text{W}/\text{m}^2$ 的太阳辐射通量密度变化所产生的气候强迫就只有 $0.175\text{W}/\text{m}^2$ 左右了。

### 3. 过去一个多世纪以来全球地面气温的变化趋势

过去一个多世纪以来全球地面气温记录的几个最显著的特征是(参见图6a中的细实线):(i) 19世纪末叶和本世纪初叶的显著的低温期;(ii) 然后,温度快速地上升到本世纪40年代和50年代的极大值;(iii) 在整个60年代和70年代初,气温有一个短暂的下降;(iv) 最后,开始了一个目前显然尚未停止的气温上升期。观测表明,本世纪几个最热的年份都出现在1980年之后。由于大气温室气体的观测记录业已表明其浓度的年增长率虽有变化,但最近一个多世纪以来呈现出稳定增长的趋势。所以,简单的温室效应理论只能用来解释上述气温记录的总趋势,而不能解释其十年间和十年际的变化特征,特别是从60年代末到70年代初的“冷期”。

在这一节,我们将通过重建过去一个多世纪以来的全球地面气温记录来表明大气温室气体浓度的增加、平流层火山气溶胶和太阳变化在决定地面气温距平中所起的作用。由于本文的重点是讨论外部强迫对地气系统的作用,而不涉及地气系统内部特别是大气与海洋相互作用的细节,所以图6a~6e中所示的从1867年到1990年间的年气温距平是扣除了ENSO影响的,取自Jones等人(1994)<sup>[1]</sup>。模拟的气温距平由下法得到:将图5中所示的辐射强迫作为外部气候强迫 $\Delta Q$ 代入方程(1),然后联立求解方程(1)~(4)。在实际求解过程中,将海洋混合层分为20个子层,每层厚100m;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:

$$EV(\%) = \left[ 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^N O_i^2} \right] \times 100 \quad (6)$$

来评价模拟的温度与观测到的温度之间的拟合程度。其中, $O_i$ 和 $M_i$ 分别表示观测到的气温和模拟的气温与它们各自的1867~1990年气温平均值之差, $N$ 是研究中所考虑的总的年数,在本文中 $N=124$ 。当然,也可以用其它方法,比如相关系数,来对拟合程度进行评价。但是,相关系数本质上所反映的是两个物理量变化趋势之间的形式上的相互关系,并不总是能够保证其间存在必然的物理联系;同时,也为了与其他作者的研究结果进行比较,我们采用了Wigley的

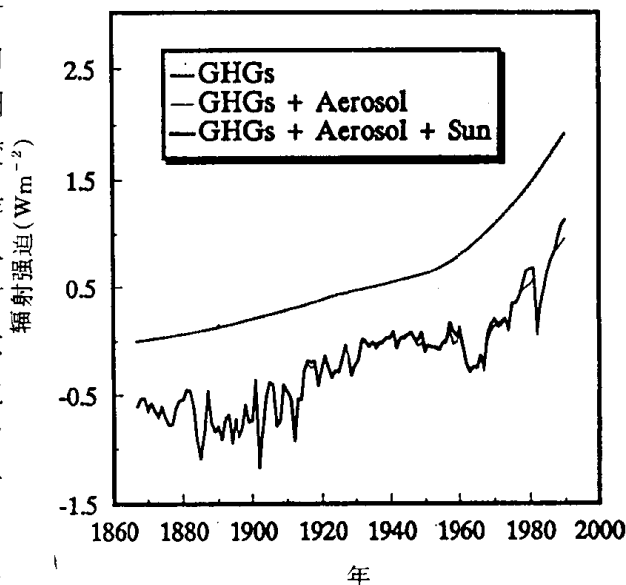


图5 过去一个多世纪以来的辐射强迫

上述定义。

图 6a 表示在模式中只使用 CO<sub>2</sub> 所产生的辐射强迫而得到的模式气温距平与观测到的气温距平之间的比较。显然,在只有 CO<sub>2</sub> 的浓度增加作为气候强迫的情况下,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,十年间和十年际的气温距平存在明显的不同。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。

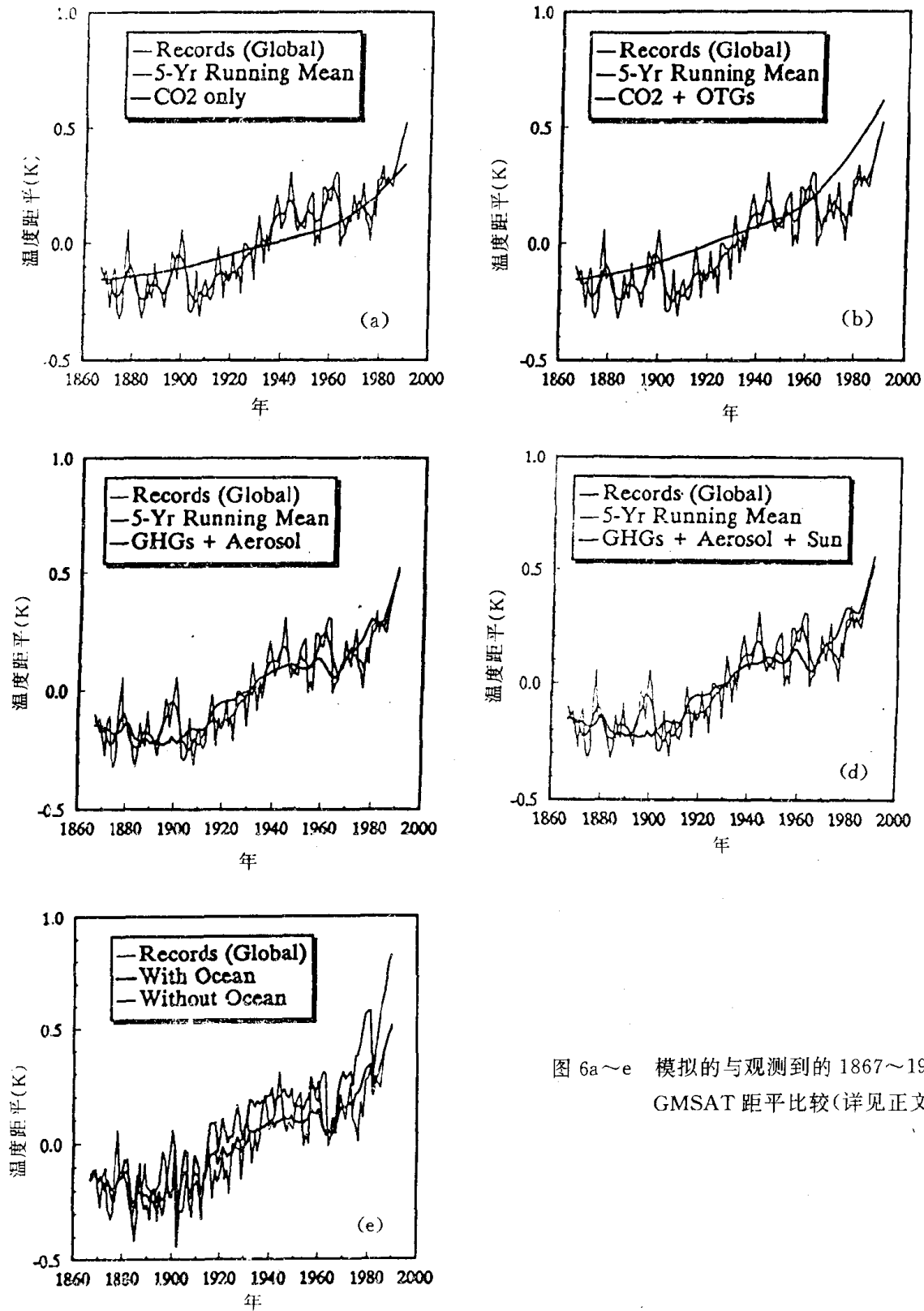


图 6a~e 模拟的与观测到的 1867~1990 年间 GMSAT 距平比较(详见正文)

将  $\text{CO}_2$  之外的其它微量气体 ( $\text{CH}_4$ 、 $\text{N}_2\text{O}$ 、 $\text{CFC11}$  和  $\text{CFC12}$ , 简记为 OTGs) 的效应一起加到模式中去所得到的结果表示在图 6b 中。在这种情况下, 解释了的方差  $EV$  为 66.4%, 甚至小于只考虑  $\text{CO}_2$  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:  $\text{CO}_2$  和 OTGs 加在一起所产生的气候强迫  $1.91\text{W}/\text{m}^2$  远大于  $\text{CO}_2$  单独的  $1.22\text{W}/\text{m}^2$ , 因此导致大得多的增强温室效应。

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  $0.1\sim 0.2^\circ\text{C}$  (例如, 见文献[2]和[19]的引文)。本文根据图 3 所给出的过去一百多年间平流层年平均气溶胶光学厚度和第二节所描述的模式, 直接计算了火山气溶胶的气候效应, 结果用图 6c 中标有 GHGs + Aerosol 的粗实线表示。由这条曲线可以看出, 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。在这种情况下, 解释了的方差  $EV$  达到 75.3%。

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, 并用标有 GHGs + Aerosol + Sun 的曲线表示在图 6d 中。与图 6c 进行比较, 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, 还是其十年间的气温距平, 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。关于这一点, Hansen 等人 (1981)<sup>[18]</sup> 的数值试验结果与我们的有相当的不同。他们发现, 当使用 Hoyt (1979)<sup>[20]</sup> 的太阳变化数据时, 拟合可以得到很大的改善, 解释了的方差可以增加 15% [见 Hansen 等人 (1981) 的图 5b]。但是, 这里值得注意的是, 在 Hansen 等人的计算中, 假定了在过去一个世纪中太阳常数的相对变化  $\Delta S/S_0$  的峰-峰幅度近似等于 0.4%。这等于假定了进入地气系统的太阳辐射通量可以增加  $0.9\text{W}/\text{m}^2$ , 远大于最近十几年的卫星观测结果<sup>[21]</sup>。

最后, 图 6e 表示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  $0.3^\circ\text{C}$  左右; 同时, 它也减小了年平均气温的变化幅度。

## 四、推断与讨论

本文用一个具有坚实物理基础的简单气候模式考察了温室气体浓度变化、火山气溶胶和太阳辐射通量密度变化在决定最近的气候变动中的相对重要性。尽管由于下面将要讨论的各种不确定性, 很难从这类研究中得出定量的结论, 但我们的结果意味着: (i) 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; (ii) 平流层火山气溶胶的变化是造成年际和十年间平均地面气温变化的主要原因; (iii) 无论是对全球的气温变化趋势, 还是对其十年间和十年际的变化, 太阳活动看来都不大可能具有重要的贡献。

但是, 在本文的研究中存在几个重要的不确定性:

### 1. 关于太阳活动

最近的卫星观测资料表明, 在 1978~1990 年间, 即在太阳 21 周的下降段和 22 周的上升段, 太阳辐射通量的变化小于  $0.1\%$ <sup>[21]</sup>。如上所述, 从直接的能量观点来看, 这样一种变化不大可能对气温记录的解释有重要的贡献。当然, 这决不意味着在太阳周期与周期之间不会发生大得多的变化, 因为我们现在所具有的卫星直接观测资料毕竟才只有十几年的历史。

另外一个非常值得注意的可能性是：微小的太阳辐射通量密度的变化，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。换句话说，我们需要一个“放大器”。可能的放大器包括：

(1)光化学放大器。由于太阳紫外(UV)波段辐射的变化至少比可见光波段大一个数量级<sup>[21]</sup>，而大气臭氧这种重要的温室气体又对太阳紫外辐射十分敏感，因此考察一下太阳 UV 辐射变化通过臭氧-光化学机制对地面气温的影响将是一个很有意义的研究课题。限于篇幅，本文将不直接详细讨论这个问题，而是从另外一个角度，即在假定大气臭氧浓度已经发生变化的情况下，来看一下全球平均的地面气温是如何变化的。图 7 中的横轴表示臭氧浓度的百分比变化(以美国 1976 年标准大气的臭氧廓线为基准)，纵轴是发生这一变化的高度，等值线表示由 RCM 计算得到的全球平均地面气温的变化。由图可以看到，只有对流层中上部和平流层下部的臭氧变化才能在决定地面气温的变化上有效地起作用。在实际大气中，由于中层大气的衰减作用，只有不多的太阳 UV 辐射能够到达上述高度；换句话说，虽然太阳 UV 辐射本身的变化可以很大，但在上述高度上所能产生的大气臭氧变化可能不大。当然，大气中还有许多其它气体是太阳 UV 辐射的吸收体，例如  $H_2O_2$ 、 $NO_2$ 、 $ClONO_2$ 、 $HOCl$  和  $HNO_2$  等<sup>[21]</sup>；但是，它们并不是大气中重要的温室气体。因此，即使大气中存在这种能够将甚小的太阳辐射通量密度变化进行放大的光化学放大器，其“放大倍数”恐怕也不会太大。

(2)大气电学放大器。Tinsley (1994)<sup>[22]</sup>认为，如果大气中的某一区域，以云中过冷水的胶体悬浮形式存在相当量的自由能的话，则太阳风可以影响该区域的全球电循环中的电流流动；而过冷水滴上的静电荷累积可以增加天然冰核的聚集效率，造成降水效率的变化。假若降水速率是 1cm/h，则降水效率由 10%增加到 11%的话，就将给大气提供  $0.1 W/m^2$  的加热能量。对于有限的降水时间和空间来说，这相当于将  $10^{-3} erg/(cm^2 s)$  的宇宙辐射能量注入放大了 109 倍。换句话说，相当少量的电能可以影响引起降水的过程，并由此造成大气和地面之间相当大量的潜热能量交换，但是，这里需要指出的是，从全球年平均能量平衡的观点来看，这种大气电学放大器将很难用来解释年际以上的长期气候变化，原因是整个地球大气的热容量和“记忆能力”都是相当有限的。

(3)物理-化学放大器。最近，从南极冰芯样品的同位素和气泡分析中业已获得了过去 22 万年以来的气温、大气  $CO_2$  和  $CH_4$  浓度的可靠数据。结果发现，在气温、大气  $CO_2$  和  $CH_4$  浓度之间存在着极好的相关性(例如，参见文献[19])。利用地球气候的米兰科维奇 (Milankovitch) 假说，地球轨道三要素的变化所造成的日射量的变化，并不能完全解释地面气温的变化<sup>[17]</sup>。一种重要的可能的机制，或称作一个可能的物理-化学放大器是：日射量的变化首

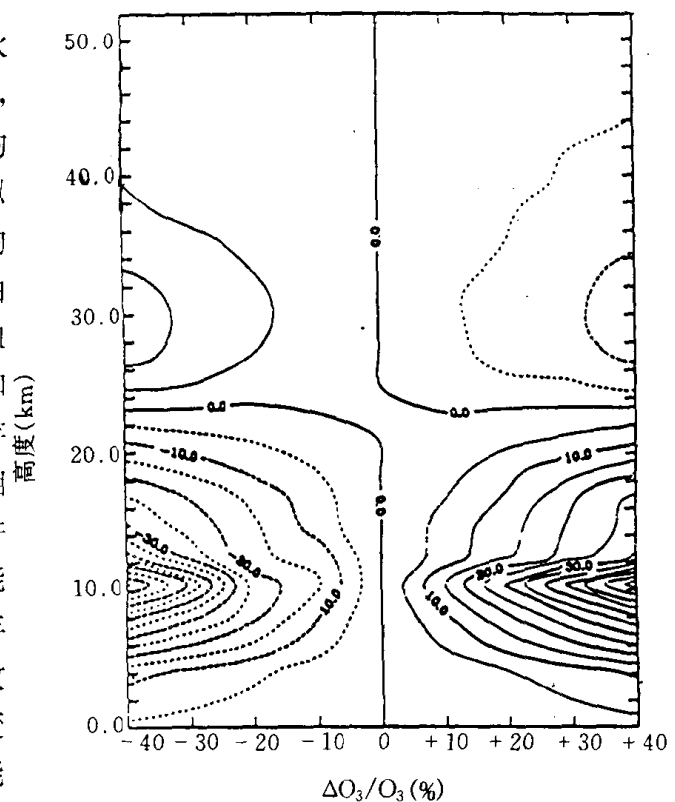


图 7 不同高度上的臭氧变化(%)所引起的地面温度变化( $\times 10^{-3} K$ )



先引起地表(包括陆地和海洋)温度的变化;地表温度的变化将造成大气-海洋、大气-陆面(包括生态系统)之间温室气体,特别是CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>的生物地球化学循环的变化。大气温室气体浓度的变化可以在相当大的程度上放大日射量变化的效果。将这样一种物理-化学放大器量化,也许是解决太阳-气候问题的出路所在。

## 2. 对流层气溶胶

人类对能源的需求导致化石燃料的大量消费。燃烧化石燃料在向大气中释放出大量CO<sub>2</sub>的同时,也释放出大量硫化物,造成对流层人为硫酸盐气溶胶(ASAs)的增加。对流层气溶胶增加的另一个来源是生物体的燃烧。在估计大气气溶胶气候效应方面所遇到的困难,是造成解释近百年气温变化的不确定性的一个主要原因。本文根据对火山气溶胶光学性质和垂直分布所作的合理假定,将它们包括在模式中,并对其气候效应进行了研究。但是,要对对流层气溶胶的气候效应作出一个适当的估计,则要困难得多。这不但因为对流层气溶胶的气候效应取决于它们的浓度、谱分布、形状、化学组成和光学特性,还因为它们的时空变化可以高达几个数量级;而在所有这些方面,在全球的意义上,我们都仍然知之甚少。最近, Schlesinger 等人(1992)<sup>[23]</sup>估计了 ASAs 的辐射强迫,包括无云大气中的直接效应和有云大气中的间接效应。按照他们的估计,当 1978 年的硫酸盐气溶胶辐射强迫  $\Delta F_{\text{SO}_4^-}(1978) = -0.2 \text{ W/m}^2$  时,则 1860~1990 年期间 ASAs 的辐射强迫从  $-0.008 \text{ W/m}^2$  变化到  $-0.236 \text{ W/m}^2$ ;而当  $\Delta F_{\text{SO}_4^-}(1978) = -2 \text{ W/m}^2$  时,则 1860~1990 年期间 ASAs 的辐射强迫将从  $-0.08 \text{ W/m}^2$  变化到  $-2.36 \text{ W/m}^2$ 。Charlson 等人(1992)<sup>[24]</sup>在考虑了云覆盖和地表反照率的地理分布后,估计硫酸盐气溶胶产生的全球平均直接辐射强迫为  $-1.3 \text{ W/m}^2$ ,不确定因子为 2;其间接辐射强迫的幅度与直接强迫不相上下,但不确定性更大。IPCC (1994)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  $-0.25 \sim -0.9 \text{ W/m}^2$  之间;生物体燃烧产生的气溶胶直接辐射强迫位于  $-0.05 \sim -0.6 \text{ W/m}^2$  之间;而对流层气溶胶通过改变云的反照率所产生的总的间接辐射强迫则位于  $0 \sim -1.5 \text{ W/m}^2$  之间。IPCC (1994)特别指出,上述估计的不确定性依然很大,实际的强迫有可能在上述范围之外。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,那么为了获得最近一百多年来气温距平的最佳拟合,一个更大的气候模式灵敏度( $3 \sim 4 \text{ }^\circ\text{C}$ )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. et al., Global and hemispheric temperature anomalies—land and marine instrumental records. pp. 603~608(1994). In T. A. Boden et al. (eds.), *TRENDS'93: A compendium of data on global change*, ORNL/CDIAC-65, Oak Ridge National Lab., Oak Ridge, Tenn., U. S. A.
- [2] IPCC 1990, *Climate Change: the IPCC Scientific Assessment*, J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK. 365pp.
- [3] Shi, G. -Y., *Science in China*, **35B**(1992), 217~229.
- [4] ———, *Scientia Atmospherica Sinica*, **16**(1992), 345~352.
- [5] Shi, G. -Y., Ph. D thesis, Tohoku University of Japan, 191pp, 1981.
- [6] Tanaka, M. and G. -Y. Shi, in *Proceedings of Fourth Symposium on Atmosphere and Hydrosphere in Polar Region*, Tokyo, Japan, 1982.
- [7] Shi, G. -Y., *Scientia Sinica*, **27B**(1984), 947~957.
- [8] ———, *Advances in Atmos. Sci.*, **1**(1984), 246~255.

- [9] Shi, G. -Y. et al. , in *Proceedings of National Symposium on Climate and Environment Problems*, Association of Chinese Science and Technology, Beijing, China, 1990, Report No. 49.
- [10] 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.
- [11] 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(投稿中)。
- [12] Wigley, T. , *Climate Change*, **16**(1)(1987), 14~28.
- [13] Eryson, R. and B. Goodman, *Science*, **207**(1980), 1041~1044.
- [14] Lamb, H. , 1970, in *CDIAC Numeric Data Collection*, NDP-013, DoE, U. S. A.
- [15] Shi, G. -Y. et al. , *GRL*, **13** (1986), 1335~1338.
- [16] Foukal, P. and J. Lean, *Science*, **247**(1990), 556~558.
- [17] 王令霞,日射量的短期、长期变化与气候,中国科学院大气物理研究所硕士学位论文,1995.
- [18] Hansen, J. E. et al. , *Science*, **213**(1981), 957~966.
- [19] IPCC 1994, *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*. J. T. Houghton et al. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK. 339pp.
- [20] Hoyt, D. , *Climate Change*, **2** (1979), p79.
- [21] Lean, J. , *Rev. Geophys.* **29**(1991), 505~535.
- [22] Tinsley, B. A. , *EOS*, **75**(1994), No. 32, p369.
- [23] Schlesinger, M. et al. , in *Climate Change and Energy Policy*, AIP, New York, 75~108(1992).
- [24] Charlson, R. J. et al. , *Science*, **255**(1992), 423~430.