

一维气候模式的灵敏度分析*

李肇新 Hervé Le Treut

(法国动力气象实验室)

提 要

在本文中我们设计了一个只有垂直方向的一维气候模式,该模式可以用来研究大气中 CO_2 气体浓度从 330 增加到 660ppm 时地面温度的变化.同时我们将分析几个反馈机制对气候系统灵敏度的贡献,其中包括大气湿度反馈、云反馈和地面反射率反馈等机制.

关键词: CO_2 气候问题; 反馈机制; 灵敏度; 云的辐射强迫力.

一、引 论

如果我们在水平方向进行全球平均,只考虑垂直方向的变化,那么大气廓线的形成将主要由辐射过程、垂直扩散过程和对流过程所决定.本文正是从这些基本的物理过程出发设计了一个只存在垂直方向的一维气候模式.

自从 60 年代 Manabe 等^[1,2]比较细致地研究了大气的辐射对流平衡以后,一维辐射对流模式的研究发展很快,现在已成了一个十分有用的气候灵敏度研究工具^[3,4].

下面首先介绍我们的一维气候模式,然后将显示该模式在 CO_2 气候问题研究中的几个结果,并且将对几种反馈机制进行灵敏度分析.

二、模式设计

1. 基本方程

我们的一维模式和通常的辐射对流模式相比,有很多改进.它几乎包括了动力气象实验室(LMD)大气环流模式(GCM)中的所有物理过程^[5],并且垂直方向也采用 σ 坐标($\sigma = P / P_s$, 这里 P 为气压, P_s 是地面气压,取为 1013hPa),共分 11 层(如图 1 所示),而每层的中间则使用 $S (= \sigma^{\chi}, \chi = 0.286)$ 坐标.模式的基本变量有 2 个:温度 T 和水汽混合

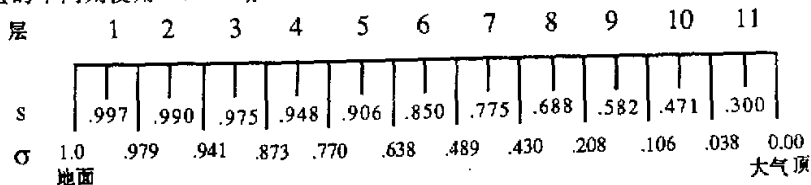


图 1 模式的垂直结构和基本坐标

* 1989年3月9日收到,5月30日收到修改稿.

比 q 在计算过程中,还需引进一个和位温类似的量叫作焓 (H),用来代替温度.

$$H \equiv C_p T / P^\chi \quad (1)$$

模式的基本方程可以写成:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial Fr}{\partial z} \frac{1}{\rho P^\chi} + \frac{L\dot{C}}{P^\chi} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho k \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho k \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \dot{C} \quad (3)$$

式中 q : 水汽混合比 (kg/kg); t : 时间 (s); z : 垂直高度 (m); p : 压强 (Pa); ρ : 空气密度 (kg/m^3); Fr : 长波和短波辐射净通量 (W/m^2); k : 表征垂直扩散的交换系数 (m^2/s); $\dot{C}$: 水汽的凝结率 ($\text{kg}/\text{ckg} \cdot \text{s}$); L : 水的蒸发比热 ($2.54 \times 10^6 \text{J}/\text{kg}$); C_p : 空气的定压比热 ($1004 \text{J}/(\text{K} \cdot \text{kg})$); R : 干空气常数 ($287 \text{J}/(\text{K} \cdot \text{kg})$); $\chi = R/C_p$.

对于地球表面温度 T_s ,我们将使用下述方程:

$$C_0 \frac{\partial T_s}{\partial t} = F_s \quad (4)$$

C_0 是地面的单位面积比热 (在模式中取为 $1.55 \times 10^5 \text{J}/\text{m}^2 \cdot \text{K}$, 其实 C_0 的大小对模式稳定终态没有影响,最多只能对模式趋向终态的速度有影响); F_s 是地面所受到的能量通量 (单位是 W/m^2), 这里包括地面辐射平衡、感热能通量和潜热能通量. 因为我们只考虑全球平均状态, 所以由于海水流动引起的能量平流为零. 另外我们感兴趣的是最后的稳定平衡态, 所以土壤深层向表层的热传输也可忽略不计.

2. 辐射传输方案

模式中的短波太阳辐射和长波地球辐射传输方案直接使用了 LMD 大气环流模式中的程序, 它们分别是由 Fouquart^[6] 和 Morcrette^[7] 设计完成的, 主要考虑了大气分子、气溶胶、臭氧、二氧化碳、水汽和云对辐射传输的影响.

长波辐射计算将波谱分为 4 段: ① $(0-560)\text{cm}^{-1} + (1250-2814)\text{cm}^{-1}$, 这是水汽的两条主要吸收带; ② $(560-760)\text{cm}^{-1}$, CO_2 在这里有一个强吸收带, 另外水汽在这里也有吸收作用; ③ $(760-970)\text{cm}^{-1} + (1110-1250)\text{cm}^{-1}$, 这是大气的窗口区, 但必须考虑水汽的连续吸收 (主要是由聚合的水汽分子引起); ④ $(970-1110)\text{cm}^{-1}$, 也在大气窗区, 这里必须考虑水汽的连续吸收和臭氧的吸收作用. 吸收物质总量的计算考虑了温度和气压的变化对吸收系数的影响. 普朗克函数 $B(T)$ 在各谱段上的分布是通过变量 $(T-250)/250$ 进行多项式拟合来实现的.

对于太阳辐射传输, 由于散射和吸收是同时发生的, 所以使得吸收物质量的计算变得很复杂 (臭氧除外, 因为臭氧主要集中于高层大气, 那里空气稀薄, 散射作用可以忽略不计). 模式的太阳辐射传输方案采用了一种叫作“光学路径分布”的方法. 假定 $p(u)du$ 是一个光子在光学路径 u 和 $u+du$ 之间被吸收掉的概率 ($p(u)$ 就是分布函数), 那么能量通量 F 应该是:

$$F = F_c \int_0^\infty p(u) \exp(-ku) du = F_c \int_0^\infty p(u) t(u) du \quad (5)$$

F_c 是不存在吸收时应该得到的值, 可用 δ -Eddington 方法^[8]计算. $t(u) = e^{-ku}$ 是透射率函

数, k 为减弱系数. 作为一级近似:

$$t(u) = 1 - ku \quad (6)$$

所以:

$$F \approx F_c t(\langle u \rangle) \quad (7)$$

$\langle u \rangle$ 是吸收物质的平均量

$$\langle u \rangle = \int_0^\infty up(u)du \quad (8)$$

现在的问题就归结到了求出分布函数 $p(u)$. 而实际上则没有必要给出 $P(u)$ 的显式来, 利用拉普拉斯反演可得:

$$\langle u \rangle = - \left. \frac{d \ln F(k)}{dk} \right|_{k=0} \quad (9)$$

3. 大气中的扩散过程

大气中垂直扩散通量的一般形式可以写成:

$$F_x = \rho k \frac{\partial x}{\partial z} \quad (10)$$

ρ 是空气密度, k 是扩散系数, x 是要研究的物理量在大气中的含量, 在本文中是指感热能(焓)或者潜热能(水汽).

x 量的动态变化方程是:

$$\frac{\partial x}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial F_x}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho k \frac{\partial x}{\partial z} \right) \quad (11)$$

这是一个标准的扩散方程, 我们将用一个隐式差分格式去求解.

离散化处理后可以得到:

$$\delta_t x = \delta_z (\delta_z (Kx)) \quad (12)$$

这里

$$K = \frac{k \delta t}{(\delta z)^2} \quad (13)$$

在模式中 q 和 H 必须同时考虑. 假定垂直方向有 N 层, 第一层紧贴地面, 第 N 层在最上边, 那么

$$q_N \delta \sigma_N = \{q_N\} \delta \sigma_N - K_N (q_N - q_{N-1}) \quad (14)$$

$$H_N \delta \sigma_N = \{H_N\} \delta \sigma_N - K_N (H_N - H_{N-1}) \quad (15)$$

括号 $\{ \}$ 中的变量显示前一步的值:

$$q_l \delta \sigma_l = \{q_l\} \delta \sigma_l + K_{l+1} (q_{l+1} - q_l) - K_l (q_l - q_{l-1}) \quad (16)$$

$$(1 < l < N)$$

$$H_l \delta \sigma_l = \{H_l\} \delta \sigma_l + K_{l+1} (H_{l+1} - H_l) - K_l (H_l - H_{l-1}) \quad (17)$$

$$(1 < l < N)$$

$$q_1 \delta \sigma_1 = \{q_1\} \delta \sigma_1 + K_2 (q_2 - q_1) - K_1 (q_1 - q_0) \beta \quad (18)$$

$$H_1 \delta \sigma_1 = \{H_1\} \delta \sigma_1 + K_2 (H_2 - H_1) - K_1 (H_1 - H_0) \quad (19)$$

这里 q_0 是相对于地表温度的饱和湿度, H_0 表征着地表温度 T_s :

$$H_0 = \frac{C_p T_s}{P_s} \quad (20)$$

β 是蒸发参数, 表征着实际蒸发量和理论蒸发能力之比(本文中取为 1).

如果地面气压 P_s 不随时间变化,那么地面温度方程(4)可以改写成:

$$\frac{\partial H_0}{\partial t} = \frac{C_p}{C_0} \frac{F_s}{P_s} \quad (21)$$

离散化处理后可以得到:

$$H_0 = \{H_0\} + \frac{C_p}{C_0} \frac{\delta t}{P_s} F_s \quad (22)$$

F_s 包括了地表面辐射平衡 F_r 、感热能通量和潜热能通量,所以:

$$H_0 = \{H_0\} + \frac{C_p}{C_0} \left[K_1(H_1 - H_0) + \beta K_1 \frac{L}{P_s} (q_1 - q_0) + \frac{F_r \delta t}{P_s} \right] \quad (23)$$

利用 Clausius-Clapeyron 方程可以把 q_0 和 H_0 联系起来:

$$q_0 = q_{\text{sat}}(H_0) \quad (24)$$

把最后这个方程进行线性化处理,我们就得到了一个由 $2N+2$ 个方程组成的线性系统,正好有 $2N+2$ 个变量($q_0, q_1, \dots, q_N, H_0, H_1, \dots, H_N$),可用叠代法解出。

正是由于垂直扩散过程的引入,使得我们的模式不同于其它辐射对流模式.我们不需要假定大气的相对或绝对湿度廓线,模式可以把蒸发到大气中的水汽扩散到高空。

4. 垂直对流参数化

假定 Γ_d 和 Γ_m 分别表示相对于干过程和湿过程的大气温度廓线临界值,也就是说:

$$\Gamma_d = g / C_p \approx 9.8(\text{K} \cdot \text{km}^{-1}) \quad (25)$$

而 Γ_m 则随温度和压强而变化

$$\Gamma_m = \frac{g}{C_p} \left(1 + \frac{Lq_s}{RT} \right) \left(1 + \frac{L^2 q_s}{C_p R_m T^2} \right)^{-1} \quad (26)$$

这里 R_m 为湿空气常数,通常 Γ_m 在 3 到 9K/km 之间.当大气温度廓线的垂直递减率 $\left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right)$ 大于 Γ_d 时,大气将处在一个不稳定状态;即使大气的温度递减率小于 Γ_d ,但只要它大于 Γ_m ,大气将处在一个条件不稳定状态,就是说如果这时大气也达到了饱和状态,那它就是不稳定的。

只要有不稳定状态出现,大气就必须进行一个能量守恒的对流调整过程来消除这个不稳定.如果有凝结发生,那该过程就叫湿对流调整过程,反之则为干对流调整过程。

如果包含在 l_1 和 l_2 之间的所有层都满足 $\delta T < \Gamma_c (= -\Gamma_m \delta z)$, 并且 $\sum_{l_1}^{\Omega} (q(l) - q_{\text{sat}}(l)) \delta \sigma_l > 0$, 那么我们必须对大气进行湿对流调整.假定在 l 层上的温度和湿度调整前分别是 $T(l)$ 和 $q(l)$, 而调整后则为 $T'(l)$ 和 $q'(l)$, 那么必须满足如下条件:

$$\delta T' = \Gamma_c \quad (27)$$

$$q'(l) = q_{\text{sat}}(T'(l), P(l)) \quad (28)$$

方程(28)是由 Clausius-Clapeyron 关系决定的.又根据能量守恒:

$$\sum_{l=l_1}^{l_2} (C_p(T'(l) - T(l)) + L(q'(l) - q(l))) \delta \sigma_l = 0 \quad (29)$$

方程(28)必须进行线性化:

$$q'(l) = q_{\text{sat}}(T(l), p(l)) + \left. \frac{\partial q_{\text{sat}}}{\partial T} \right|_{T(l), p(l)} (T'(l) - T(l)) \quad (30)$$

方程(27)可以变为:

$$T'(l) = T'(l_1) + \sum_{j=1}^l \Gamma_c(j, j-1) \quad (31)$$

这样由方程(29)、(30)和(31), 我们就可以算出调整后大气的温度 $T'(l)$ 和湿度 $q'(l)$. 在这个过程中, 液态水产生的总量(以降水的形式)则是:

$$\sum_{l=l_1}^{l_2} (q(l) - q'(l)) \frac{\delta \sigma_l p_s}{g} \quad (32)$$

5. 饱和凝结过程

除了垂直对流过程以外, 当大气中出现过饱和现象时, 同样会有凝结产生. 也就是说, 对第 l 层假定 $q > q_{\text{sat}}(l)$, 那么必然有凝结出现. 改变大气的温度 $T'(l)$ 和湿度 $q'(l)$, 使得它们满足:

$$q'(l) = q_{\text{sat}}(T'(l), p(l)) \quad (33)$$

$$C_p T'(l) + L q'(l) = C_p T(l) + L q(l) \quad (34)$$

这里方程 34 是由能量守恒决定的. 凝结的液态水量 (kg/m^2) 则为 $(q(l) - q'(l)) \delta \sigma_l p_s / g$.

方程(33)是非线性的, 我们将采用叠代法求解, 首先将它线性化为:

$$q'(l) = q_{\text{sat}}(T(l), p(l)) + \left. \frac{\partial q_{\text{sat}}}{\partial T} \right|_{T(l), p(l)} (T'(l) - T(l)) \quad (35)$$

把(35)式代入(34)式中, 可以得到:

$$T'(l) = T(l) + \frac{L}{C_p} (q(l) - q_{\text{sat}}) \left(1 + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q_{\text{sat}}}{\partial T} \right)^{-1} \quad (36)$$

一旦求出 $T'(l)$, 又可代回到(35)式中求出 $q'(l)$ 的值, 重复该过程, 一直到 $q'(l)$ 和 $q_{\text{sat}}(T'(l), p(l))$ 很接近为止.

三、标准实验结果

我们的模式是一个高度参数化的模式, 为了获得一个和观测资料比较吻合的气候模拟值, 必须对模式中引入的参数进行调谐, 其中包括大气中的垂直交换系数、地面反射率、云量及其辐射特征的垂直分布等.

表 1 给出了模式中使用的垂直交换系数, 从低层到高层呈递减趋势, 因为在低层湍流活动频繁, 垂直交换较强; 随着高度的增加, 垂直交换逐渐减弱. 本文中的所有数值实验都采用了表 1 给出的垂直交换系数.

表 1 表征垂直扩散的交换系数(单位: m^2/s)

层	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
k	2.8	2.8	2.6	2.4	2.2	2.0	1.8	1.6	1.4	1.2	1.0

表 2 云量和云中含水量的垂直分布(单位: kg/kg)

层	3	5	8
云量	0.4	0.3	0.2
含水量	1.0E-4	1.0E-5	2.0E-6

地表面对太阳辐射的反射率取为 12%, 和全球平均值很接近. 相应于大气中的低、中和高云, 我们在模式中设置了三层云分别处于模式的第 3、5 和 8 层. 表 2 给出各层云量和云中含水量. 云的红外辐射率 ε 和太阳辐射光学厚度 τ 则由下述公式算出^[9]:

$$\varepsilon = 1 - \exp(-0.13w) \quad (37)$$

$$\tau = \frac{w}{30\rho_w + 2} \quad (38)$$

这里 w 为液态水厚度 (g/m^2); ρ_w 则是液态水密度 (g/m^3).

模式的时间积分步长为 6 小时, 初始状态大气中的水汽廓线为零, 从一个任意的温度廓线出发 (在这里被取为 200K 等温大气), 大约积分 1000 天以后, 模式达到稳定终态. 这需要在 PC/AT 微机上运行 15 小时, 在中型工作站机 SUN-3/60 上则是 15 分钟.

平衡态达到以后, 模式的行星反射率是 32.6%, 地面温度是 288.5K, 地面辐射平衡为 $94.8\text{W}/\text{m}^2$, 感热能和潜热能通量分别为 $20.1\text{W}/\text{m}^2$ 和 $74.7\text{W}/\text{m}^2$. 图 2 给出了大气中温度 (单位: K)、湿度 (单位: g/kg)、感热能通量 (单位: W/m^2) 和水汽通量 (单位: $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$) 的垂直廓线.

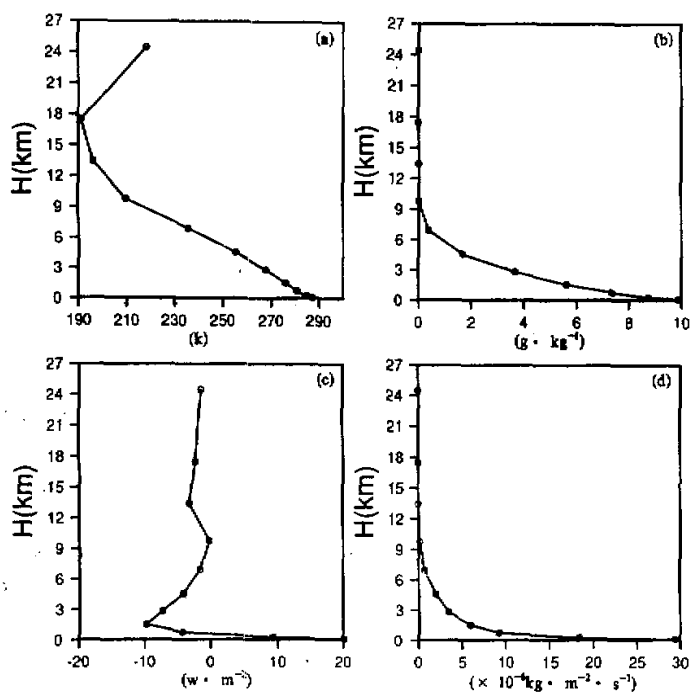


图 2 标准实验结果: 温度(a)、湿度(b)、感热能通量(c)和水汽通量(d)在大气中的垂直分布

四、CO₂ 气候问题实验

在真正进行二氧化碳实验之前,我们借用信号学中的概念,引入增强系数 f 和增强利益 g 用来表征某一过程对系统的灵敏度的影响^[9].

假定有一外来因素的变化(CO₂ 含量升高或者太阳常数改变等)使得地表温度变化 ΔT ; 如果我们要研究的某一物理过程不存在,假定地表温度只会改变 ΔT_0 , 那么为了表征该物理过程对气候系统灵敏度的贡献,我们可使用增强系数 f 和增强利益 g , 它们的定义分别为:

$$f = \frac{\Delta T}{\Delta T_0} \quad (39)$$

$$g = \frac{\Delta T - \Delta T_0}{\Delta T} \quad (40)$$

显而易见,它们之间的关系是

$$f = \frac{1}{1-g} \quad (41)$$

如果我们同时考虑气候系统中几个反馈过程,假定每一过程都有自己的增强系数 f_i 和增强利益 g_i , 并且它们都是线性的和相互独立的,那么它们总的效应则是:

$$g = \sum g_i \quad (42)$$

$$f = \frac{1}{1 - \sum (f_i - 1) / f_i} \quad (43)$$

下面我们将用模式比较定量地去研究几个物理过程对气候系统灵敏度的影响. 首先如果 CO₂ 含量增高,将会加热地面和对流层大气,使得蒸发量增加,大气中含水汽的能力也增高. 我们知道,富水汽大气比贫水汽大气更具有温室效应,反过来又会增大温度的升高. 这个过程通常被称为大气湿度反馈机制,将用符号 H 去表示.

云在气候形成和变化中的作用是目前最有争议的问题之一,它除了影响水份循环以外,还通过改变太阳短波辐射和地球长波辐射来影响气候系统的能量平衡. 下面我们将重点研究云对大气顶辐射的影响. 首先云的存在提高了地球的行星反射率,使得进入地-气系统的太阳能量减少;另一方面云的存在也同时抬升了行星地球的有效辐射高度,使得射向太空的红外辐射减小. 为了定量地描述这两个现象, Ramanathan^[10]引入了云的辐射强迫力概念 (cloud radiative forcing), 用来表示云的存在引起的大气顶辐射平衡值的改变,它是由两个分项组成的: 长波辐射强迫力 $CF(lw)$ 和短波辐射强迫力 $CF(sw)$, 分别指通过长波辐射和短波辐射引起的大气顶辐射平衡值的改变. Ramanathan 等^[11]利用 ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) 卫星观测资料,算出了四个月的辐射强迫力,全球平均值列于表 3. 可以看出总的辐射强迫力为负值,也就是说云的存在有冷却气候系统的作用,换句话说,如果云不存在,那么地球的温度要比目前的温度高出很多.

显而易见,为了弄清楚云在气候变化中的作用(本文主要研究云中含水量的作用),我们必须研究两个问题: 第一,在一个变化了的气候系统中云是如何变化的; 第二,云的变化

又如何影响大气顶的辐射平衡.对于第二个问题,我们必须计算云中含水量对太阳辐射的强迫力率 $F(\text{sw})$ 和对地球辐射的强迫力率 $F(\text{lw})$,它们分别是指云中含水量 l 的变化引起的太阳能入射量 S (向下为正)和地球射向外空的红外辐射 L (向上为负)的变化:

表 3 全球平均的云辐射强迫力(单位: W/m^2)

云强迫力	1985.4.	1985.7.	1985.10.	1986.1.
CF(sw) 、	-44.5	-46.4	-49.4	-51.9
CF(lw)	31.3	30.0	32.0	30.6
CF(总)	-13.2	-16.4	-17.4	-21.3

$$F(\text{sw}) = l \frac{\partial S}{\partial l} \quad (44)$$

$$F(\text{lw}) = l \frac{\partial L}{\partial l} \quad (45)$$

云中含水量对总辐射的强迫力率 $F(\text{总})$ 则是两者之和.

表 4 低云、中云和高云的云中含水量对大气顶辐射的强迫力率(单位: W/m^2)

强迫力率	低云	中云	高云
$F(\text{sw})$	-5.570	-8.267	-2.755
$F(\text{lw})$	0.005	3.410	7.122
$F(\text{总})$	-5.565	-4.857	4.367

围绕标准值,我们分别变动低、中和高云的含水量,计算出强迫力率,列于表 4.可以看出低云和中云的短波辐射强迫效果大于它们的长波辐射强迫效果,所以云中含水量的增加有变冷整个地-气系统的作用;而高云则相反,其含水量的增加有使地-气系统增暖的趋势.从这些数据中我们可以得出结论:云中含水量的变化在气候变化中可能起着重要的作用.并且我们可以假想以下几种可能性.①在一个变暖的扰动气候系统中,如果低中云的含水量增大而高云的含水量减小,那么这种变化有变冷气候系统的趋势,所以起着负反馈作用.②如果相反,低、中云含水量减小而高云含水量增大,那么云中含水量起着正反馈作用.③如果高、中和低云含水量同时增大或减小,则总效果很难确定.

关于云中含水量的参数化问题,Le Treut^[12]在 LMD 的 GCM 中实现了一个预极云中含水量的云参数化方案,该方案考虑了凝结过程、蒸发过程和云中液态水向降水的转化.根据初步的结果分析此方案很有价值,但要把它装在一维气候模式中,还须进行很多改进工作.

苏联学者 Feigelson^[13]的观测资料显示,云中含水量和云的温度有着密切的关系,如表 5 所示,通常云中含水量随温度升高而增加,但超过一定限度后,反而随温度升高而减少.根据这些资料, Somerville 和 Remer^[14]定义一个参数 μ 来表示云中含水量随温度的变化:

$$\mu = \frac{1}{l} \frac{\partial l}{\partial T} \quad (46)$$

表 5 云中含水量和大气温度的关系

温度范围($^{\circ}\text{C}$)	云中含水量($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)
-25—-20	0.09
-20—-15	0.12
-15—-10	0.15
-10—-5	0.17
-5—0	0.21
0—5	0.26
5—10	0.28
10—15	0.25

并且他们建议 0.04 作为 μ 的值.然后他们假定云的光学厚度变化和云中含水量的变化成正比,也就是:

$$\tau = \tau_c \{1 + f(T - T_c)\} \quad (47)$$

这里 τ_c , T_c 分别是标准实验中的光学厚度和温度.在他们的 CO_2 加倍实验中,如果 f 等于 0,地面升温 1.74°C ;如果 f 取为 0.04 则地面升温只为 0.85°C .

在本文中,我们也采用公式(46)来描述模式中云中含水量的变化,但光学厚度和辐射率则由(37)和(38)式算出,并且我们将分别研究云的反射率机制(A)和温室效应机制(S).

另外还有一种过程叫作地面反射率机制(I),通常是指地面温度的变化和地面反射率之间的反馈关系,就是说,温度升高,使得冰雪融化,反射率减小,反过来又使得温度升高.在这里我们使用一个简单的公式:

$$\alpha(T_s) = 0.12 - b(T_s - 288.5) \quad (48)$$

b 取为 0.005,就是说地面温度变化 2°C ,将使地表反射率改变 1%.

为了研究 CO_2 浓度升高一倍(由 330ppm 增加到 660ppm)地面温度的变化情况,我们进行了一系列的模拟实验,结果列于表 6,增强系数和增强利益栏内括号中的值是根据各个反馈机制是线性和独立的假定计算出来的.可以看出, H , S 和 I 都是正反馈机制,反馈增强系数都大于 1;而 A 则是负反馈机制, A 和 S 在一起(云中含水量的总效应)也起着负反馈作用.

表 6 对应于不同的反馈机制,大气中 CO_2 气体浓度从 330ppm 增加到 660ppm 引起的地面温度升高

反馈机制	$\Delta T_s(^{\circ}\text{C})$	增强系数	增强利益
没有	0.6076	1.000	0
H	1.6307	2.684	0.6274
A	0.5030	0.828	-0.2080
S	0.7052	1.161	0.1384
A.S	0.5697	0.938(0.935)	-0.0665(-0.0695)
A.H	1.1001	1.811(1.723)	0.4477(0.4195)
S.H	2.4674	4.061(4.275)	0.7538(0.7658)
H.A.S	1.4394	2.369(2.264)	0.5779(0.5579)
I	0.7522	1.238	0.1922

五、结 论

本文利用一个垂直方向一维气候模式研究了大气中二氧化碳气体浓度从 330 增加到 660ppm 引起的地面温度变化.可以看出,如果考虑到大气湿度反馈和云中含水量反馈过程,地面温度将会升高 1.44°C .如果没有反馈过程存在,地面温度升高则为 0.61°C ,和同类研究结果相比较,我们模式的地面温度升高显得较弱(例如 Manabe^[2]给出 1.33°C , Schlesinger^[3]给出 1.28°C ,比我们的结果高出一倍),这主要是因为我们的模式包含了一个垂直扩散过程,使得地面加热比较容易地就扩散到了高空.

除此之外,还可以得出如下结论:

(1) 大气湿度是一个很强的正反馈机制, 增强系数可以达到 2.68, 增强利益是 0.627, 比同类研究结果 (0.4 左右, 例如 Manabe^[2]给出 0.44) 高出很多。我们认为这仍然是由垂直扩散过程的引入造成的, 因为该过程能够把低空的水汽扩散到高空, 而那里水汽对红外地球辐射的吸收远没有达到饱和, 所以对水汽含量的变化特别敏感 (而同类研究则多采用固定相对湿度的办法)。

(2) 本文中我们利用一个简单的公式 (46) 把云中含水量和温度联系起来, 结果表明云中含水量通过对太阳辐射影响起了负反馈作用, 但通过对地球辐射影响却起了正反馈作用, 总的效应是负反馈大于正反馈, 两者合在一起的增强系数是 0.94 (增强利益为 -0.067)。

(3) 地面反射率效应是一个正反馈机制, 但在本文中的参数化过于简单, 缺乏观测依据。

最后, 我们再次强调, 对气候系统中不同反馈机制的灵敏度以及相互作用的研究, 对气候变化的理解和模拟都有着重要意义, 利用比较完全的大气环流模式进行深入的研究将是非常必要的。

致谢: 本文是作者之一 (李肇新, 南京大学毕业) 在法国巴黎 LMD 完成的博士论文的一部分, 在此特向实验室主任 R. Sadourny 先生表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Manabe, S., R. F. Strickler, 1964, Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 21, 361—385.
- [2] Manabe, S., R. Wetherald, 1967, Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 24, 241—259.
- [3] Schlesinger, M. E., 1988, Quantitative analysis of feedbacks in climate model simulations of CO₂ induced warming, *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climate Change*, Part 2, Edited by M. E. Schlesinger, NATO ASI series, 653—735.
- [4] Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy, J. Lerner, 1984, Climate Sensitivity: Analysis of Feedback Mechanisms, *Geophysical Monograph 29, Climate Processes and Climate Sensitivity*, Edited by Hansen & Takahashi, 130—163.
- [5] Sadourny, R., K. Laval, 1984, January and July performance of the LMD general circulation model, *New perspectives in climate modelling*, Edited by A. L. Berger and C. Nicolis, Elsevier, Amsterdam.
- [6] Fouquart, Y., B. Bonnel, 1980, Computations of Solar Heating of the Earth's Atmosphere: A new Parameterization, *Beitr. Phys. Atmos.*, Vol. 53, 35—62.
- [7] Morcrette, J. J., 1984, Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de circulation générale atmosphérique, *Thèse d'Etat, Université des Sciences et Techniques de Lille, France*.
- [8] Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, J. A. Weinmann, 1976, Solar flux transfer through turbid atmospheres evaluated by the Eddington approximation, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 33, 2452—2459.
- [9] Stephens, G. L., 1978, Radiative properties of extended water clouds, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 35, 2111—2132.
- [10] Ramanathan, V., 1987, The Role of Earth Radiation Budget Studies in Climate and General Circulation Research, *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, D4, 4075—4095.
- [11] Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad, D. Hartmann, 1989, Cloud—Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment, *Science*, 243, 57—63.
- [12] Le Treut, H., Z. X. Li, 1988, Using Meteosat data to validate a prognostic cloud generation scheme, *Atmos. Res.*,

Vol.21, 273—292.

- [13] Feigelson, E. M., 1978, Preliminary radiation model of a cloudy atmosphere. 1, Structure of clouds and solar radiation, *Beitr. Phys. Atmos.*, Vol.51, 203—229.
- [14] Somerville, R. C. J., L. A. Remer, 1984, Cloud optical thickness feedbacks in the CO₂ climate problem, *J. Geophys. Res.*, Vol.89, 9668—9672.

本 刊 启 事

大气物理所建所六十周年纪念刊——《大气科学》特刊, 选载的 30 篇文章均为处于大气科学前沿领域的最新成果, 内容涉及大气和海洋环流与地球流体力学, 气候学和气候预测, 数值天气预报和数值模拟, 中小尺度动力学和灾害性天气临近预报, 云与降水物理学和人工影响天气, 大气边界层物理和大气环境科学, 中层大气物理学, 大气辐射和大气遥感探测以及大气化学等方面。

本书可供大气科学科研人员, 气象台站预报人员以及大专院校有关专业的师生、研究生参考。

此书本编辑部目前尚有部份存书, 有需要者请部汇书款即寄, 定价每本 17.90 元。

本刊编辑部