

一种计算辐射因子变化的地面温度效应的简便方法

叶维作 周秀骥

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文综合利用 Ramanathan^[1] 和 Lacis^[2] 给出的长短波吸收率公式,将云量、云高、地面反射率和太阳天顶角作为参数,解出辐射传输方程,推导出计算地球大气长短波辐射及吸收的公式,计算出北半球平均辐射收支状况,计算结果证实了北半球对流层基本处于辐射对流平衡的特点。此外,由辐射对流平衡模式,我们找到一种简单的计算方法来估计辐射因子变化的地面温度效应。用此方法,我们计算了不同辐射因子变化对地面温度造成的影响。

一、引 言

大气辐射是气候形成的重要因素,随着现代工业及航空事业的发展,人类活动不断向大气释放各种污染物质,它们改变了地气系统的辐射收支,从而影响到全球气候。考虑到就全球平均而言平流层处于辐射平衡而对流层处于辐射对流平衡,Manabe, Wetherald^[3] 和 Ramanathan^[4] 等人由辐射气体的垂直廓线反演出大气温度廓线,进而计算出辐射因子变化的温度效应。但是由于该模式需要对一个有几十个未知温度的方程组求解,所以计算量很大。本文就平均情况而言,北半球对流层处于辐射对流平衡等特点,推导出一个地面温度变化与辐射因子变化之间的函数式,利用该计算公式我们可以毋须反演大气温度廓线而近似估算出辐射因子变化的地面温度效应。

通常认为,在长波波段,地面和较厚的云层可视为黑体,而大气中的吸收气体主要为水汽、CO₂ 和 O₃。水汽的主要吸收带为位于 6.3μ 的振转带、大于 15μ 的转动带以及位于 8—12μ 和 17—20μ 的两个连续吸收带,CO₂ 和 O₃ 的主要吸收带分别位于 15μ 和 9.6μ。

Ramanathan^[1] 给出了 CO₂ 和 O₃ 的带吸收率公式和水汽的比辐射率公式。其中带吸收率公式表示为

$$A_{\Delta\nu}(U_i, \beta_i) = 2A_0 \ln \left\{ 1 + \frac{U_i}{\left[4 + U_i \left(1 + \frac{1}{\beta_i} \right) \right]^{\frac{1}{2}}} \right\} \quad (1)$$

$$U_i = 1.66 \int \frac{S}{A_0} p_i dz \quad (2)$$

$$\beta_i = \frac{4\nu_0}{U_i D} \int P dU \quad (3)$$

式中 U_i 为无量纲的吸收气体光学质量, $A_0(\text{cm}^{-1})$ 、 β_i 分别为吸收带的带宽参数和线宽参数, P_i 为吸收气体分压, P 为大气压力, $\nu_0(\text{cm}^{-1}, \text{atm}^{-1})$ 、 $D(\text{cm}^{-1})$ 、 $S(\text{cm}^{-2}, \text{atm}^{-1})$ 分别为一个大气压下的平均线半宽、平均线间距离和带强。

水汽的比辐射率公式为

$$\tilde{E}_1(\tilde{U}_1, T) = 0.59 \left(\frac{T_0}{T} \right)^{\frac{1}{2}} \left[1 - \frac{1}{2} \left(\frac{1}{1 + 3.5\tilde{U}_1^{\frac{1}{2}}} + \frac{1}{1 + 19\tilde{U}_1^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \quad (4)$$

$$\tilde{E}_2(\tilde{U}_2, T) = [0.272 + 8.7610^{-4}(T - T_0)][1 - \exp(-20\tilde{U}_2)] \quad (5)$$

$$\tilde{E}_3(\tilde{U}_3, T) = [0.124 + 4.9210^{-4}(T_0 - T)][1 - \exp(-90\tilde{U}_3)] \quad (6)$$

$$\tilde{U}_1 = \int \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^{\frac{1}{2}} dU \quad (7)$$

$$\tilde{U}_2 = \int (c + 0.005P) dU \quad (8)$$

$$\tilde{U}_3 = \int (c + 0.02P) dU \quad (9)$$

其中, $\tilde{E}_i$ 为水汽在 6.3μ 和转动带的比辐射率公式, $\tilde{E}_2$ 、 $\tilde{E}_3$ 分别为水汽在 $8-12\mu$ 及 $17-20\mu$ 两个连续吸收带的比辐射率公式。 $\tilde{U}_1$ 、 $\tilde{U}_2$ 、 $\tilde{U}_3$ 分别为对应于 $\tilde{E}_1$ 、 $\tilde{E}_2$ 、 $\tilde{E}_3$ 的有效水汽质量。以上各吸收率公式均适合于大气压力展宽下的洛仑次线型的吸收。

由于平流层上层大气密度很小, 由分子随机热运动引起的分子谱线的多普勒展宽作用逐渐超过压力展宽作用, 相应的吸收率公式变为

$$A_{\Delta\nu}(U_i) = 0.753A_0\delta\{\ln(U_i/\delta)\}^{\frac{1}{2}} + 1.21\} \quad \text{当 } U_i/\delta \geq 1.5 \quad (10)$$

$$A_{\Delta\nu}(U_i) = A_0U_i(1 - 0.18U_i/\delta) \quad \text{当 } U_i/\delta \leq 1.5 \quad (11)$$

式中 δ 为多普勒展宽下分子谱线线宽参数。以上所有公式中参数值取自 Ramanathan^[1] 文章。

在太阳辐射波段, O_3 有两个主要吸收带, 一个为处于紫外的 Hartly 带, 另一个为处于可见光的 Chappuis 带。Lacis^[2] 拟合了一个参数式, 用以表示 O_3 的吸收率(吸收能量与整个太阳光谱能量之比)与 O_3 光程 $x(\text{cm})$ 的关系。

$$a_{O_3}^{(1)}(x) = \frac{1.082x}{(1 + 138.6x)^{0.805}} + \frac{0.0658x}{1 + (103.6x)^3} \quad (12)$$

$$a_{O_3}^{(2)}(x) = \frac{0.02118x}{1 + 0.042x + 0.000323x^2} \quad (13)$$

$a_{O_3}^{(1)}(x)$ 、 $a_{O_3}^{(2)}(x)$ 分别为 O_3 在紫外及可见光波段的吸收率。

阳光自大气上界(Z)到达距地面垂直距离为 z_i 的高度所通过的 O_3 光程为

$$x_i = m_r u_i \quad (14)$$

$$u_i = \int_{z_i}^Z \rho_{O_3}(x) dz \quad (15)$$

$u_i(\text{cm})$ 为高度 z_i 以上垂直大气(折合为标准状态下)的 O_3 光程, m_r 为大气质量。

到达高度 z_i 的短波辐射除直射光外还有来自地面及近地面大气层的反射通量, 其通

过的总光程为

$$x_i^* = m_r u_0 + m_r^* (u_0 - u_i) \quad (16)$$

$$u_0 = \int_0^Z \rho O_3(z) dz \quad (17)$$

式中 u_0 为地面至大气上界 (Z) 之间垂直气柱的 O_3 光程、 m_r^* 为向上漫射光程的平均放大因子, 考虑到近地面层空气与地面之间的多次散射, Lacis^[2] 计算出 m_r^* 为 1.9。由于 O_3 主要位于平流层, 局地空气散射作用可忽略, 近地面层空气的散射只是加强了来自地面反射的漫射通量。地面及近地面气层的总反射率 $\bar{\alpha}(\theta)$ 应包括地面反射及近地面层大气散射两者的贡献。由其定义及简单的数学推导可得出

$$\bar{\alpha}(\theta) = \alpha_R(\theta) + (1 - \alpha_R(\theta))\alpha_g(1 - \alpha_R^*)/(1 - \alpha_R^*\alpha_g) \quad (18)$$

式中 $\alpha_R(\theta)$ 为近地面气层 Rayleigh 散射产生的反射率, 它是太阳天顶角 θ 的函数

$$\alpha_R(\theta) = 0.219/(1 + 0.816 \cos \theta) \quad (19)$$

α_R^* 为大气对于向上漫射辐射的反射率。为简化计算, Lacis 认为 α_R^* 与 θ 无关, 且等于 $\alpha_R(\theta)$ 的平均值 0.144, α_g 为地面短波反射率。

基于以上计算公式, 可以得到高度 z_i 和 z_j 之间的总吸收率 (设 $z_i > z_j$)

$$a_{i,j}(O_3) = \cos \theta \{ a_{O_3}(x_i) - a_{O_3}(x_j) + \bar{\alpha}(\theta) [a_{O_3}(x_i^*) - a_{O_3}(x_j^*)] \} \quad (20)$$

对于有云大气, 由于云上大气密度很小, 故可忽略 Rayleigh 散射。

水汽对太阳辐射的吸收是对流层大气的重要热源。由于水汽的吸收带位于红外谱段, 可忽略 Rayleigh 散射, 但要考虑谱线的温压展宽。Yamamoto^[2] 给出的水汽吸收率经验公式为

$$a_{H_2O}(y) = 2.9y / [(1 + 141.5y)^{0.65} + 5.925y] \quad (21)$$

式中 $y(\text{cm})$ 为标准温压下水汽有效光程。类似于 (20) 式推导, 可得到高度 z_i 与 z_j 之间的水汽对太阳辐射的吸收率为

$$a_{i,j}(H_2O) = \cos \theta \{ a_{H_2O}(y_i) - a_{H_2O}(y_j) + \alpha_g [a_{H_2O}(y_i^*) - a_{H_2O}(y_j^*)] \} \quad (22)$$

$$y_i = m_r \tilde{u}_i = m_r \int_{z_i}^Z q \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^{\frac{1}{2}} \rho dz \quad (23)$$

$$y_i^* = m_r \int_0^Z q \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^{\frac{1}{2}} \rho dz + \bar{m}_r \int_0^{z_i} q \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^{\frac{1}{2}} \rho dz \quad (24)$$

其中 q 为比湿, $\bar{m}_r$ 为平均大气质量, 取为 1.66。

二、计算方案

为计算北半球辐射收支的平均值, 本文采用前面介绍的长短波吸收率公式, 然而 Lacis 的计算没有考虑云的影响, 为了更接近于实际大气的辐射状况, 我们考虑了云的作用。为简化计算, 我们依照 Ramanathan^[4] 的处理方法将云处理为位于高度 z_c , 云量为 $A_c(\%)$ 的单一薄层, 其长波比辐射率为 1, 对短波的反射和透射各为 5%, 即在长波辐射中将云视为除地面外的另一黑体边界而在短波辐射中处理为没有吸收的半反射和半透射面。

由辐射传输方程, 代入上述边界条件, 可得到云层上下以带吸收率表示的长波辐射通

量密度分别为

云下:

$$F_{\Delta\nu\uparrow}(z) = B_{\Delta\nu}(T_0) + \int_0^z A_{\Delta\nu}(u(z, z')) \frac{dc_\nu(T_z')}{dz'} dz' \quad (25)$$

$$\begin{aligned} F_{\Delta\nu\downarrow}(z) = & (1 - A_c) \times \left[c_\nu(T_z) A_{\Delta\nu}(u(z, Z)) + \int_z^z A_{\Delta\nu}(u(z, z')) \right. \\ & \times \frac{dc_\nu(T_z')}{dz'} dz' \left. \right] + A_c \times \left(B_{\Delta\nu}(T_c) + \int_{z_c}^z A_{\Delta\nu}(u(z, z')) \right. \\ & \times \frac{dc_\nu(T_z')}{dz'} dz' \left. \right) \end{aligned} \quad (26)$$

云上:

$$\begin{aligned} F_{\Delta\nu\uparrow}(z) = & (1 - A_c) \times \left(B_{\Delta\nu}(T_0) + \int_0^z A_{\Delta\nu}(u(z, z')) \frac{dc_\nu(T_z')}{dz'} dz' \right) \\ & + A_c \times \left(B_{\Delta\nu}(T_c) + \int_{z_c}^z A_{\Delta\nu}(u(z, z')) \frac{dc_\nu(T_z')}{dz'} dz' \right) \end{aligned} \quad (27)$$

$$F_{\Delta\nu\downarrow}(z) = c_\nu(T_z) A_{\Delta\nu}(u(z, Z)) + \int_z^z A_{\Delta\nu}(u(z, z')) \frac{dc_\nu(T_z')}{dz'} dz' \quad (28)$$

$$\text{式中 } B_{\Delta\nu}(T) = \int_{\Delta\nu} c_\nu(T) d\nu \quad (29)$$

以比辐射率表示的水汽通量密度公式与(25)~(28)式相似,只是将带吸收率公式换为比辐射率公式,普朗克函数 $c_\nu(T)$ 换为黑体辐射通量密度 σT^4 。

在短波波段,类似于(20)与(22)式的推导略去经云二次反射或透过项,我们可得到有云情况下 z_i, z_j 之间 O_3 和水汽的短波吸收率公式。

(1) 若 z_i, z_j 同在云下:

$$\begin{aligned} a_{i,j}(O_3) = & (1 - 0.5A_c)[a_{O_3}(x_j) - a_{O_3}(x_i) + \bar{\alpha}(\theta)(a_{O_3}(x_i^*) \\ & - a_{O_3}(x_j^*))] \times \cos\theta \end{aligned} \quad (30)$$

(2) 若 z_i, z_j 同在云上:

$$\begin{aligned} a_{i,j}(O_3) = & (1 - A_c)[a_{O_3}(x_j) - a_{O_3}(x_i) + \bar{\alpha}(\theta)(a_{O_3}(x_i^*) - a_{O_3}(x_j^*))] \times \cos\theta \\ & + A_c[a_{O_3}(x_j) - a_{O_3}(x_i) + 0.5(a_{O_3}(x_i^{**}) - a_{O_3}(x_j^{**}))] \times \cos\theta \end{aligned} \quad (31)$$

(3) 若 z_i, z_j 分别位于云上下:

$$\begin{aligned} a_{i,j}(O_3) = & (1 - A_c)[a_{O_3}(x_j) - a_{O_3}(x_i) + \bar{\alpha}(\theta)(a_{O_3}(x_i^*) - a_{O_3}(x_j^*))] \times \cos\theta \\ & + A_c[0.5[a_{O_3}(x_j) + a(x_i^{**})] - a(x_i)] \times \cos\theta \\ & + A_c \bar{\alpha}(\theta)[a_{O_3}(x_i^*) - a_{O_3}(x_j^*)] \times 0.5 \cos\theta \end{aligned} \quad (32)$$

式中 x_c 为云高 z_c 至大气上界(Z)之间的 O_3 光程, x_i^{**} 为从大气上界到达云层 z_c 再漫射到高度 z_i 所通过的 O_3 光程。

$$x_i^{**} = m_r u_c + \bar{m}_r \int_{z_c}^{z_i} \rho_{O_3}(z) dz \quad (33)$$

三、北半球平均辐射收支状况

按 Manabe、Ramanathan 等人处理方法,作为北半球平均,太阳天顶角的余弦取为

0.5, 平均日照时间取为 12 小时, 地面短波反射率 α_s 取 0.1, 平均云高 z_c 取为 6 公里, 云量取为 0.45, 大气上界取到平流层顶 52 公里, 对流层顶取为 12 公里。此外, 取美国 (1976 年) 标准大气温、压和 O_3 廓线作为北半球平均值, 取 CO_2 占大气的体积比为 320 ppmv, 并利用 Manabe 和 Wetherald^[9] 给出的北半球水汽分布的参数式模拟北半球水汽廓线的平均值。

由以上各计算公式及所给参数, 我们计算出北半球平均辐射收支状况。计算结果如图 1 所示。

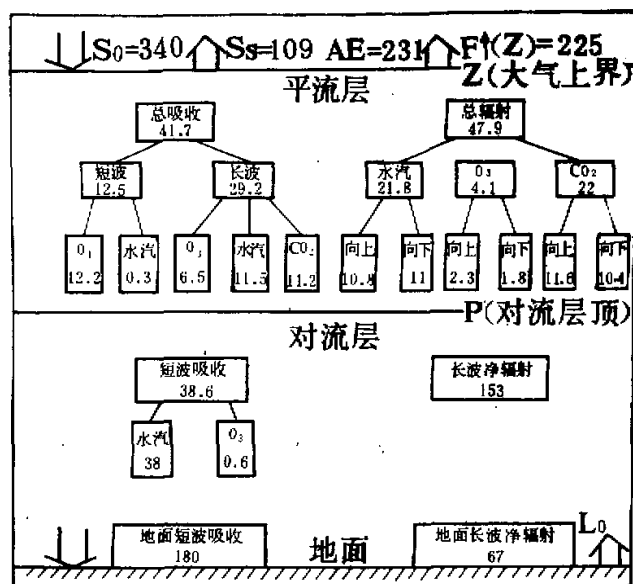


图 1 北半球平均辐射收支状况

图中 S_0 为大气上界太阳平均辐射通量密度, S_s 为经地气系统返回到宇宙空间的太阳辐射通量密度, AE 为地气系统吸收的太阳辐射通量密度, $F\uparrow(z)$ 为地气系统向宇宙空间辐射的长波能量, 图中标数值的单位为瓦/米²。

尽管上面计算中所取的温压湿廓线只能粗略代表北半球真实的平均情况, 此外, 我们在计算中未考虑其它气体及气溶胶的辐射作用, 但从计算结果中仍可证实以下结论。

(1) 平均而言, 北半球地气系统吸收的短波辐射 231 瓦/米² 与其向太空放射的长波辐射 225 瓦/米² 大致相抵, 即基本处于辐射平衡态 (误差 $\frac{3}{100}$)。

(2) 对流层大气 (包括云的作用) 处于强辐射冷却 (-114.4 瓦/米²) 而地面为强辐射增温 ($+113$ 瓦/米²), 但地面与对流层组成的整体亦处于辐射平衡态 (误差 $\frac{1}{100}$)。实际上, 地面将所吸收的净辐射通过湍流等形式输送给对流层大气, 最后达到直减率为 $6.5^\circ\text{C}/\text{公里}$ 的中性平衡, 这就是所谓的辐射对流平衡概念。

(3) 平流层中各辐射气体向上和向下的长波辐射基本相等 (这是由于占整个平流层绝大部分质量的平流层下层基本为等温的)。三种主要气体向上辐射之和 24.7 瓦/米²与向下辐射之和 23.2 瓦/米²基本相等 (误差 $\frac{6}{100}$)。

四、一种计算地面温度变化的简单方法

地球的能源来自于太阳辐射,地球及大气又以长波形式向宇宙空间辐射。显然,前面提到的各种辐射因子的变化都会引起地面平衡温度的改变。从(三)计算得出的结论(2)可知通过对流层顶的长短波净辐射为。

$$S^p - F^p = 0 \quad (34)$$

$$\Delta S^p - \Delta F^p = 0 \quad (35)$$

$$S^p = S^p\downarrow - S^p\uparrow \quad (36)$$

$$F^p = F^p\uparrow - F^p\downarrow \quad (37)$$

式中 $F^p\uparrow, F^p\downarrow; S^p\uparrow, S^p\downarrow$ 分别为长短波通过对流层顶向上和向下的辐射通量密度。显然, $F^p\downarrow$ 即为平流层向下的辐射通量密度 $E^s\downarrow$ 。

由于长波辐射通量的变化取决于辐射物质含量及辐射物质温度两者的变化,所以(37)式可写为

$$\begin{aligned} \Delta F^p &= \Delta F^p\uparrow - \Delta F^p\downarrow = \Delta F^p\uparrow(\Delta u) + \Delta F^p\uparrow(\Delta T) \\ &\quad - \Delta F^p\downarrow(\Delta u) - \Delta F^p\downarrow(\Delta T) \end{aligned} \quad (38)$$

将(38)代入到(35)得到

$$\begin{aligned} \Delta F^p\uparrow(\Delta T) &= \Delta S^p + \Delta F^p\downarrow(\Delta u) + \Delta F^p\downarrow(\Delta T) - \Delta F^p\uparrow(\Delta u) \\ &= \Delta S^p + \Delta F^p\downarrow - \Delta F^p\uparrow(\Delta u) \end{aligned} \quad (39)$$

由(三)计算所得结论(1),进入大气上界的长短波净辐射为零,故有

$$S^z - F^z\uparrow = 0 \quad (40)$$

$$\Delta S^z - \Delta F^z\uparrow = 0 \quad (41)$$

$$F^z\uparrow = F^p\uparrow\tau^s + E^s\uparrow \quad (42)$$

其中 τ^s 为平流层长波透过率,由(1)与(4)式可知长波的吸收率与透过率基本与温度无关, τ^s 可由(42)式加以计算。 E^s 为平流层自身向上的辐射,由(三)计算所得结论(3)有

$$E^s\uparrow = E^s\downarrow = F^p\downarrow \quad (43)$$

$$\Delta E^s\uparrow = \Delta E^s\downarrow = \Delta F^p\downarrow \quad (44)$$

微分(42)式并利用(41)及(44)式,可得到

$$\begin{aligned} \Delta F^z\uparrow &= \tau^s \Delta F^p\uparrow + \Delta \tau^s F^p\uparrow + \Delta E^s\uparrow \\ &= \tau^s (\Delta F^p\uparrow(\Delta u) + \Delta F^p\uparrow(\Delta T)) + \Delta F^p\downarrow + F^p\uparrow \Delta \tau^s - \Delta S^z \end{aligned} \quad (45)$$

由方程(45)与(39)消去 $\Delta F^p\downarrow$ 可得

$$\Delta F^p\uparrow(\Delta T) = \frac{1}{1 + \tau^s} [\Delta S^p + \Delta S^z - F^p\uparrow \Delta \tau^s - \Delta F^p\uparrow(\Delta u)(1 + \tau^s)] \quad (46)$$

根据 Manabe 和 Wetherald^[3] 分析,大气中相对湿度通常不随温度而变化。所以,对

流层温度的变化将引起对流层水汽含量的变化进而引起其吸收太阳辐射的变化,即

$$\Delta S^P = \Delta S^P(\Delta T) + \Delta S^P(\Delta u) \quad (47)$$

$$\Delta S^Z = \Delta S^Z(\Delta T) + \Delta S^Z(\Delta u) \quad (48)$$

$\Delta S^P(\Delta u)$ 与 $\Delta S^Z(\Delta u)$ 分别表示除温度外(如太阳常数或短波吸收气体含量的变化),引起对流层及地面所构成的整体以及地气系统吸收太阳辐射的变化。由于水汽含量绝大部分在对流层内,所以有

$$\Delta S^P(\Delta T) = \Delta S^Z(\Delta T) \quad (49)$$

将(47)–(49)代入(46)得到因辐射因子变化造成的对流层平均温度的相应变化为

$$\begin{aligned} \Delta T = \frac{1}{1 + \tau^s} [\Delta S^P(\Delta u) + \Delta S^Z(\Delta u) - F^P \uparrow \Delta \tau^s - \Delta F^P \uparrow(\Delta u)(1 + \tau^s)] \\ \times \left(\frac{\partial F^P \uparrow(\Delta T)}{\partial T} - \frac{2}{1 + \tau^s} \frac{\partial S^P(\Delta T)}{\partial T} \right)^{-1} \end{aligned} \quad (50)$$

对于(50)式右边最后一个因子,不同作者按其给出的对流层温压模式得到不同的数值,由前面谈到的辐射对流模式即地面温度确定后对流层温度按 $6.5^\circ\text{C}/\text{公里}$ 递减,则所求 ΔT 即为地面温度变化,由此模式并取相对湿度维持不变,我们计算出 $\frac{\partial F^P \uparrow(\Delta T)}{\partial T} = 2.4$

瓦/米²·°C, $\frac{\partial S^P(\Delta T)}{\partial T} = 0.2$ 瓦/米²·°C, 代入(50)最后得到

$$\begin{aligned} \Delta T = \frac{1}{1 + \tau^s} [\Delta S^P(\Delta u) + \Delta S^Z(\Delta u) - F^P \uparrow \Delta \tau^s - \Delta F^P \uparrow(\Delta u)(1 + \tau^s)] \\ \times \left(2.4 - \frac{0.4}{1 + \tau^s} \right)^{-1} \end{aligned} \quad (51)$$

从(51)式可见,仅仅由辐射因子的变化即可确定相应地面温度的变化,而(51)式各项皆可由(二)给出的计算公式加以计算。由于在推导(51)式过程中,我们主要利用了(三)计算结果而得出的结论。如前分析,得到这些结论的误差分别为 $\frac{1}{100}$ 、 $\frac{3}{100}$ 和 $\frac{6}{100}$ 。所以,作为粗略估计可以预料利用(51)式计算与严格的辐射对流模式计算之间的误差为 $\frac{10}{100}$ 左右。下面我们根据该式计算几个实例。

(1) **CO₂ 的变化** 根据 Bach^[4] 估计,由于工业的发展,到下世纪末,CO₂ 含量可能加倍。利用(51)式我们计算出 CO₂ 加倍将引起地面增温 1.55°C , Ramanathan^[5] 的计算结果为 1.5°C 。

(2) **太阳常数的变化** 若太阳常数增大 $1/100$,按(51)式计算则地面增温 1.16°C ,与 Manabe 与 Wetherald^[3] 的计算值 1.2°C 相近。

(3) **水汽的变化** 许多人认为,随着高空飞行的日趋频繁,平流层水汽含量将逐渐增多。我们计算出当平流层水汽含量加倍后将引起地面平衡温度增加 0.7°C 。地面增温原因是由于平流层水汽向对流层输入一定的长波辐射能。

(4) **O₃ 的变化** 过去人们认为对流层的 O₃ 含量是被动的,即 O₃ 在对流层内不能产生,只是通过平流层内下沉气流输入,但现在许多人认为对流层内产生的 O₃ 量可能比由平流层注入的更多。按 Logan^[6] 估计,到下世纪末,对流层 O₃ 浓度可能加倍,按(51)式

我们计算出该变化将使地面产生 0.6°C 增温。Fishman^[7] 等人的计算结果为 0.9°C , 但他们取的 $\frac{\partial F \uparrow (\Delta T)}{\partial T}$ 为 $1.5 \text{ 瓦/米}^2 \cdot ^{\circ}\text{C}$, 倘若也以我们由辐射对流模式而得到的 $2.4 \text{ 瓦/米}^2 \cdot ^{\circ}\text{C}$ 代替, 则两个结果相近。

五、小 结

利用 Ramanathan 和 Lacis 的长短波积分吸收率公式, 考虑了云的作用, 我们推导出计算大气辐射和吸收的公式, 利用这些公式我们计算出北半球平均辐射收支状况。计算结果证实了北半球对流层和地面所组成的整体处于辐射对流平衡的特点。此外, 根据辐射对流平衡的模式, 我们提出了一种计算辐射因子变化的地面温度效应的简单方法。利用该方法我们估算了几种实际大气辐射因子的可能变化带给地面温度的影响。计算结果说明, 随着人类活动, 特别是现代工业的发展, 各种大气辐射物质的增加将增强大气的温室效应, 进而使地面平衡温度有所升高。

参 考 文 献

- [1] Ramanathan, V., *J. A. S.*, **33**, 1330—1346, 1976.
- [2] Lacis, A. A. *J. A. S.*, **31**, 118—133, 1974.
- [3] Manabe, S. and Wetherald, R., *J. A. S.*, **24**, 241—259, 1967.
- [4] Bach, W. F., *Man's Impact on Climate*, 285—297, 1979.
- [5] Schneider, S. H., *J. A. S.*, **32**, 2060—2066, 1975.
- [6] Logan, J. A., *Trans. Roy. Soc. London*, **290**, 187—234, 1978.
- [7] Fishman, J., *Nature*, **282**, 818—820, 1979.

A SIMPLIFIED METHOD TO CALCULATE THE SURFACE TEMPERATURE EFFECT OF THE CHANGE IN THE ATMOSPHERIC RADIATIVE FACTORS

Ye Weizuo Zhou Xiuji

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

Using the long-wave and short-wave absorptance formula given by Ramanathan and Lacis respectively and treating cloudiness, cloud heights, ground albedo, and solar zenith as parameters, the present paper has solved radiative transfer function and calculated the average radiative budget for the Northern Hemisphere. The calculated results have confirmed the conclusion that on an average, the Northern Hemisphere is in radiative equilibrium. In addition, on the basis of the radiative-convective model, a simplified method has been put forward to compute the change in the surface temperature corresponding to changes in atmospheric radiative factors. By the use of this method, several calculations are made to estimate the effects of atmospheric radiative factors on the surface temperature.