

对流层气溶胶和云的大气辐射加热特征

申绍华

(国家海洋局海洋环境预报中心)

提 要

本文利用建立的辐射模式研究了在一般天气和沙尘暴天气条件下,有云气溶胶大气的辐射加热特征.结果表明:在不同的天气条件下,云和气溶胶对大气的辐射加热的影响是不同的,它依赖于云的状况(云高、云厚和云内含水量)以及气溶胶浓度的大小、气溶胶的垂直分布和气溶胶的光学性质.

关键词:气溶胶;云;沙尘暴;辐射.

一、引 言

近年来,大气气溶胶对天气和气候的影响受到越来越多的重视.了解气溶胶影响的重要问题就是要搞清楚在各种大气状况下气溶胶对大气辐射传输的影响,其中的一个方面就是对有云气溶胶大气的辐射加热特征的研究. Liou^[1,2]在用离散坐标法处理了云和霾大气的辐射传输问题之后,通过二流近似和倍加法的相互比较,讨论了卷云太阳辐射传输的性质. Hansen^[3]利用气候学云量值分析过气溶胶大气中云的辐射作用.但是,在以往的研究中,强调的是在一般天气条件下气溶胶大气中云(特别是高云)的整体作用.本文利用由二流近似和累加法建立的辐射模式详细研究了在有云气溶胶大气中不同云况(云高、云水含量)情况下,气溶胶和云对大气辐射加热所产生的不同影响,以及在沙尘暴情况下,沙尘气溶胶的加热特征和低云的作用.

二、辐射传输模式

1. 短波辐射模式

对于入射光为直接太阳辐射的辐射传输方程为^[4]

$$\frac{dF^{\uparrow}(\tau)}{d\tau} = r_1 F^{\uparrow}(\tau) - r_2 F^{\downarrow}(\tau) - S_0 \omega \beta_0 e^{-\tau/\mu_0}, \quad (1)$$

$$\frac{dF^{\downarrow}(\tau)}{d\tau} = r_2 F^{\uparrow}(\tau) - r_1 F^{\downarrow}(\tau) - S_0 \omega (1 - \beta_0) e^{-\tau/\mu_0}, \quad (2)$$

$$r_1 = \frac{7 - 3g_1^2 - \omega(4 + 3g_1) + \omega g_1^2(4\beta_0 + 3g_1)}{4 - 4g_1^2(1 - \mu_0)}, \quad (3)$$

$$r_2 = \frac{g_1^2 + \omega(4 - 3g_1) - 1 + \omega g_1^2(4\beta_0 + 3g_1 - 4)}{4 - 4g_1^2(1 - \mu_0)}. \quad (4)$$

式中 $F^+(\tau) = \int_0^1 \mu I(\tau, \mu) d\mu$, $F^-(\tau) = \int_{-1}^0 \mu I(\tau, \mu) d\mu$, 分别是向上、向下的太阳散射通量, τ 是大气的光学厚度, β_0 是后向散射比, μ_0 是太阳天顶角的余弦, ω 是单次散射反照率, 即散射系数与消光系数之比, μ 是漫射光 $I(\tau, \mu)$ 的天顶距, S_0 为地外太阳常数, g_1 为不对称因子.

2. 长波辐射模式

多次散射的长波辐射传输方程为^[5]

$$\frac{dD}{1.66d\tau} = -D + (1 - \omega)B(T) + \omega\beta u + \omega(1 - \beta)D, \quad (5)$$

$$\frac{dU}{1.66d\tau} = U - (1 - \omega)B(T) - \omega\beta D - \omega(1 - \beta)U, \quad (6)$$

其中, D, U 分别是向下、向上的长波辐照度, β 是相应的后向散射比, $B(T)$ 是 Planck 函数.

3. 多次散射辐射传输方程的解法

本文采用尹宏等人^[4]提出的方法求解多次散射辐射传输方程, 如文献[4]中图1所示, 将水平均一大气沿垂直方向分为 n 个薄层, 多次散射辐射的传输方程可写成^[4]

$$\left. \begin{aligned} U_0 &= R_1 D_0 + T_1 U_1 + F_{10}, \\ D_1 &= T_1 D_0 + R_1 U_1 + F_{01}, \\ U_1 &= R_2 D_1 + T_2 U_2 + F_{21}, \\ D_2 &= R_2 U_2 + T_2 D_1 + F_{12}, \\ &\dots\dots\dots \\ U_l &= R_l D_l + T_l U_{l+1} + F_{l+1}, \\ D_{l+1} &= T_l D_l + R_l U_{l+1} + F_{l+1} \end{aligned} \right\} \quad l = n-1 \quad (7)$$

式中 U_j, D_j 分别表示第 j 层的向上和向下散射通量, R_j, T_j 是第 j 层的多次散射反射率和透射率, 对于短波辐射

$$F_{kj} = R'_k S_0 \mu_0 e^{-\tau_j/\mu_0}, \quad (8)$$

$$F_{jk} = T'_k S_0 \mu_0 e^{-\tau_j/\mu_0}, \quad (9)$$

式中 $k=j+1$, F_{kj}, F_{jk} 分别是第 k 层直接入射太阳光产生的向上、向下的散射通量, T'_k, R'_k 分别为相应的前向散射率和后向散射率(见文献[4]).

对于长波辐射, F_{kj}, F_{jk} 分别表示第 k 层向上、向下的辐射通量,

$$F_{kj} = F_{jk} = 1.66(1 - \omega)B(T)d\tau. \quad (10)$$

短波辐射边条件为

$$D_0 = 0, \quad U_n = \alpha (D_n + S_0 \mu_0 e^{-\tau_n} e^{-\mu_0}). \quad (11)$$

式(11)表示大气上界无入射短波散射辐射, 地表面向上的辐射通量为地面反射率 α 乘地表向下的总辐射。

长波辐射方程的边条件为

$$D_0 = 0, \quad U_n = B(T). \quad (12)$$

式(12)表示大气上界无入射长波散射辐射, 地表面向上的辐射通量为地表黑体辐射。

由于 ω, g_1, β_0 是随高度变化的, 因此, 在具体的计算中, 将每一薄层中的 ω, g_1, β_0 视为常数, 用二流近似求出每层的前向和后向散射, 然后利用累加法求得总体散射辐射^[4,5]。

4. 大气变温率

压力高度 p 处的大气变温率 $Q(p)$ 可写为

$$Q(p) = \frac{g}{C_p} \frac{dF(p)}{dp}, \quad (13)$$

$$F(p) = \sum_{i=1}^N (F_i^{\uparrow}(p) - F_i^{\downarrow}(p)), \quad (14)$$

式中 i 是波段序号, $F_i^{\uparrow}(p), F_i^{\downarrow}(p)$ 分别表示在 i 波段 p 高度的向上、向下的辐射通量, g 是重力加速度, C_p 是空气的定压比热。

三、云、气体吸收与气溶胶模式

1. 云模式

本文在研究云对气溶胶大气辐射传输的影响时, 仅考虑低云。云滴谱分布采用 Diem^[6] 的结果, 云滴的归一化谱分布和粒子数密度与等效的球形冰晶粒子半径的关系由 Heymsfield^[7] 给出, 水滴的折射指数采用 Hale^[8] 等人给出的结果, 云滴粒子的散射特性可以从 Mie 散射公式求得。

2. 气体吸收计算模式

在模式的计算中, 短波辐射分为 26 个波段, 长波则分为 22 个波段。在短波范围内, 对吸收气体的处理参见文献[4]。在长波范围内, 对于只有一种吸收气体作用的波段, 采用石广玉^[9,10] 提出的吸收系数 k 随气压 p 和温度 T 变化的指数和模式。对于有二种或三种吸收气体作用的波段, 主要吸收气体采用石广玉模式, 次要吸收气体的吸收系数取其平均值。对 8—12 μm 大气窗区的水汽连续吸收, 采用文献[11]中给出的结果

$$k(\nu, T) = k(\nu, 296\text{K}) \times (0.998e + 0.002p) \exp[6.08(296/T - 1)] / p_0, \quad (15)$$

上式考虑了温度效应和水汽自加宽与碰撞效应, e 为相应的水汽压, $k(\nu, 296\text{K}) = [a + b \exp(-\beta_1 \nu)]$ 为标准温度 296K 时的吸收系数, 其中 $a = 4.18 \text{ cm}^2/\text{g}$, $b = 5588 \text{ cm}^2/\text{g}$ 。

$$\beta_1 = 7.87 \times 10^{-3} \text{ cm}.$$

3. 气溶胶模式

不同天气条件下大气气溶胶的成分、粒子谱、折射率是不同的, 如果已知气溶胶的粒子谱和折射率, 就可以计算气溶胶对大气吸收太阳辐射加热的影响. 在无沙尘暴情况下, 本文采用 Lowtran 型气溶胶大气模型, 其谱分布采用 McClatchy^[12] 的测量结果, 复折射指数由 Volz^[13] 给出; 在沙尘暴情况下, 气溶胶粒子较大, 本文采用 Carlson^[14] 给出的沙尘暴粒子谱分布和复折射指数.

对气溶胶浓度的观测结果经常用粒子数密度或消光系数来表示, 两者的关系是^[14]

$$k_d(\lambda = 0.5 \mu\text{m}) = \frac{0.0198}{6.708} C_d, \quad (16)$$

式中 k_d 为波长 $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$ 时的消光系数, C_d 为气溶胶粒子数密度.

四、结果与讨论

1. 无沙尘暴情况下, 有云气溶胶大气的辐射加热特征

Lowtran 模式给出了 5 km 以上气溶胶数密度随高度的分布, 地面气溶胶数密度 n_0 和地面能见度 v 的关系由下式给出

$$n_0 = \left(\frac{3.912}{v} - 0.011977 \right) \times 1.7886 \times 10^4 \text{ cm}^{-3}. \quad (17)$$

在计算中温度、湿度和廓线均采用 McClatchy^[12] 给出的中纬度夏季和冬季模式大气的平均值, 陆面反照率随波长的变化采用文献 [4] 中的结果, 平均值为 0.3. CO_2 取

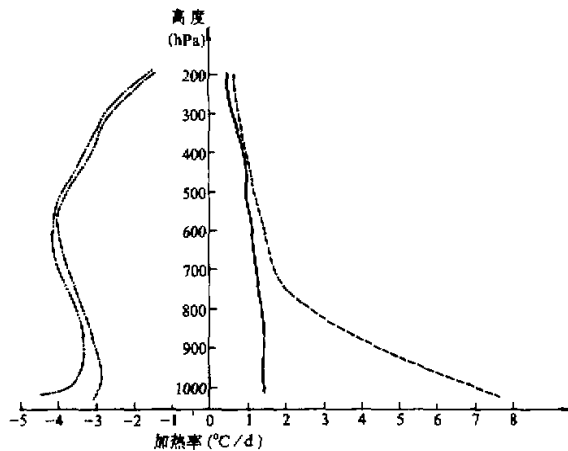


图1 晴空大气和气溶胶大气的加热(冷却)率

——, - - - - 分别为晴空大气的短波加热率和长波冷却率,
- · - ·, - - - - 分别为 $v = 2 \text{ km}$ 时气溶胶大气的短波加热率和长波冷却率

为 $5.11 \times 10^{-4} \text{ gcm}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$, O_2 为 $0.236 \text{ gcm}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$, 太阳天顶角取为 60° . 大气共分为 22 层, 顶层从 0 到 1 hPa, 最低层从地面 (1013 hPa) 到 1000 hPa, 其它层为均匀分层. S_0 的值为 1353 W/m^2 .

图 1 给出了晴空大气的辐射加热率和气溶胶对大气辐射加热率的影响. 由图 1 可知, 在无云晴空大气里, 短波加热率随高度的变化较小, 最大值不超过 2°C/d , 气溶胶加热主要集中在 700 hPa 以下, 并在地面达到最大, 当能见度 $v=2 \text{ km}$ 时, 最大短波加热率达 7.6°C/d , 这比晴空大气的最大短波加热率大得多. 气溶胶对大气的长波冷却率的影响相对来说较小, 而气溶胶吸收太阳辐射, 在大气低层产生的短波加热是不能忽略的.

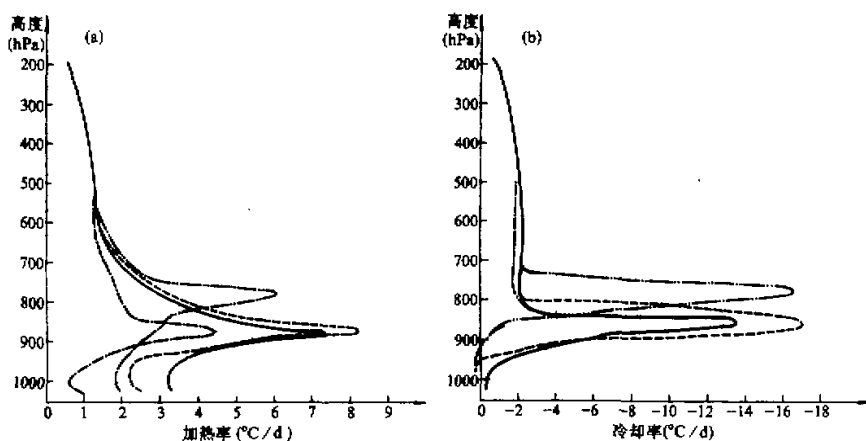


图 2 一般天气条件下, 有云气溶胶大气的短波加热率 (a) 和长波冷却率 (b)

- $v=2 \text{ km}$, $W_c=0.05 \text{ g/m}^3$, 云层厚 (950—850 hPa),
- - - $v=23 \text{ km}$, $W_c=0.05 \text{ g/m}^3$, 云层厚 (950—850 hPa),
- · - $v=2 \text{ km}$, $W_c=0.08 \text{ g/m}^3$, 云层厚 (950—850 hPa),
- $v=2 \text{ km}$, $W_c=0.05 \text{ g/m}^3$, 云层厚 (950—750 hPa).

图 2a 给出了云和气溶胶对大气的短波加热率的影响, 当云位于 950—850 hPa、能见度 $v=23 \text{ km}$ 时, 最大短波加热率位于 840 hPa 附近, 最大值达 4.5°C/d . 在 840 hPa 以下, 大气的加热率随高度的增加而迅速增大, 在 840 hPa 以上, 大气的加热率随高度的增加而减小. 由于在这种情况下气溶胶浓度非常小, 它吸收太阳辐射所产生的加热率也很小. 因此, 大气中这种强的加热率主要是由云产生的. 同晴空情况相比, 低云一方面吸收和反射太阳辐射, 使云内及云上大气的增温率显著增大; 另一方面, 气溶胶大大减弱了云层以下的太阳辐射, 从而使云层以下大气的增温率减小. 在相同的云况下, 当 $v=2 \text{ km}$ 时, 700 hPa 以下大气的短波加热率明显增大, 位于云顶附近的最大加热率达 7.3°C/d , 比 $v=23 \text{ km}$ 时相应的最大加热率高 3°C/d 左右. 而当云内含水量从 0.05 g/m^3 增加到 0.08 g/m^3 时, 大气的最大加热率从 7.3°C/d 增大到 8.2°C/d . 但这种增温率仅出现在云顶附近, 在云底以下大气的加热率却随着含水量的增加而减小.

上面的计算结果表明:气溶胶加热主要在低层,云所产生的加热则主要在云顶附近,两者的综合作用是使云层内和云下的大气加热率明显增大。事实上,在无云时,由于低层气溶胶和水汽吸收作用强,使得近地面太阳辐射有很强的增温效应。云的存在,增大了地气系统的反照率,削弱了向下的太阳辐射,使云以下大气吸收太阳辐射减少,加热率减小,云顶及其以上附近大气的加热率增大,随着云内含水量的增加,这种变化愈发显著,并且由于水滴具有较强的吸收能力,在云顶区域产生较大的增温率。在云和气溶胶共存时,气溶胶强的吸收能力使大气低层的加热率增大,气溶胶强的散射能力又进一步增加了云的吸收,两者共同作用的结果使云层内及其以下的大气加热率明显增大。

在图1中我们看到,在一般天气条件下,气溶胶对大气长波冷却率的影响不是非常显著,但云对大气长波冷却率的影响却非常大。图2b表明:在 $v=23\text{ km}$ 和有低云存在时,大气冷却率在云顶附近显著增强,最大达到 $-13.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{d}$,即使在能见度 $v=2\text{ km}$ 时,云顶附近的冷却率基本不变,云层以下有弱的增温。随着云内含水量的增加,云顶附近的长波冷却率明显增大,但云底以下的长波冷却率变化较小。这些结果表明,在一般天气情况下的有云气溶胶大气里,云区附近的长波冷却率主要受云的影响。从物理上看,云的存在,阻止了地面和云下大气向外空的红外辐射,使得云层以上大气冷却率加大,云底部因红外温室效应而有弱的增温,这种变化也随云中含水量的增加而愈发显著。这同本文的计算结果是一致的。

图2还表明,云层越高、越厚,大气的最大短波加热率和长波冷却率也就越大,所在位置也越高,云底以下的增温率也越小。随着云层所在高度的降低(增高),气溶胶对大气的短波加热作用变大(变小)。

2. 沙尘暴情况下,沙尘气溶胶的加热特征以及低云的作用

沙尘暴气溶胶的复折射指数随波长的变化同一般天气条件下的Lowtran模式气溶胶是不同的,其折射指数实部在 $8-12\mu\text{m}$ 波长以外的所有波长上都明显大于Lowtran模式气溶胶。另一方面,沙尘暴气溶胶折射指数虚部除了在 $0.3-3\mu\text{m}$ 波段内较小外,在其它波段内都大于Lowtran模式气溶胶^[13,14]。折射指数的这种不同,使得它们对大气辐射加热的影响也不同。本文以大西洋赤道北部附近(10°N)上空的沙尘暴为例来研究沙尘暴情况下的气溶胶加热特征。这里的沙尘暴起源于撒哈拉地区,在沙尘暴期间,经常有相当多的层云或层积云存在,云底一般位于 950 hPa 左右,云顶位于 900 hPa 附近。Carlson^[14]曾对沙尘暴的辐射加热率进行过研究,但是在他的研究中没有详细考虑云的作用,不能很好地反映云层对气溶胶大气辐射加热率的影响,特别是无法描述云层附近和云底以下大气的辐射加热率。另外,De Luisi等人^[15]指出,来自世界各干旱带和沙漠区的气溶胶有类似的大小尺寸分布、化学构成和物理特性。由于一般的沙尘暴都起源于干旱带或沙漠区,所以,本文下面的研究结果也能反映在其它地方沙尘暴情况下大气辐射加热的基本特征。

在下面的计算中,沙尘气溶胶的垂直分布采用Carlson^[14]的结果, 200 hPa 以下的温湿廓线见表1,在 200 hPa 以上的温湿廓线和大气中 O_3 的分布都采用McClatchy^[12]的结果,海面的平均反照率取为 0.03 ,云层为 $950\text{ hPa}-900\text{ hPa}$,云水含量 $W_c=0.05\text{ g}/\text{m}^3$,

计算的太阳辐射加热率是取 10 个太阳时角平均的结果.

表 1 沙尘暴情况下, 200 hPa 以下的温度和湿度廓线^[14]

高度 (hPa)	温度 (K)		混合比 (gkg ⁻¹)	
	海洋	沙漠	海洋	沙漠
1017	296.8	*	14.9	—
1000	295.6	315.1	12.7	2.4
959	291.7	311.0	10.8	2.4
944	296.5	309.5	8.0	2.4
896	297.4	304.8	2.5	2.4
850	294.3	300.2	2.4	2.4
700	285.3	285.3	2.4	2.4
596	273.9	273.9	2.4	2.4
566	271.6	271.6	2.4	2.4
529	268.6	268.6	2.4	2.4
500	267.1	267.1**	0.82	0.82
467	263.4	263.4	0.70	0.70
400	255.8	255.8	0.29	0.29
382	254.9	254.9	0.28	0.28
325	246.9	246.9	0.17	0.17
300	242.2	242.2	0.12	0.12
200	226.2	226.2	0.01	0.01

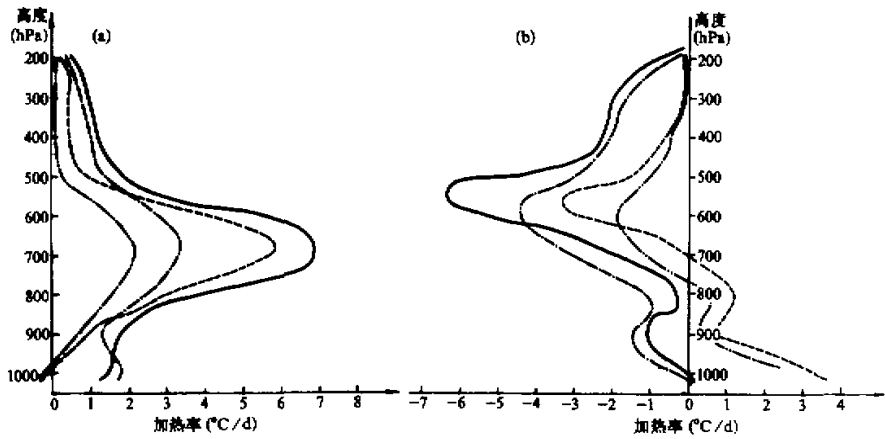


图 3 无云沙尘暴情况下, 大气的辐射加热(冷却)率和沙尘辐射加热(冷却)率.

(a) 短波加热率, (b) 长波冷却率

- $\tau_d = 3$ 时大气辐射加热(冷却)率,
- - - $\tau_d = 1$ 时大气辐射加热(冷却)率,
- · - $\tau_d = 3$ 时沙尘白辐射加热(冷却)率,
- · · $\tau_d = 1$ 时沙尘的辐射加热(冷却)率

无云沙尘暴情况下,大气的短波(长波)辐射加热(冷却)率如图3所示,大气的短波加热率非常大,主要发生在对流层中部,最大值在670 hPa左右,对于 $\tau_d=3$,最大加热率达 $6.7^\circ\text{C}/\text{d}$,在此高度以上,加热率迅速减小,与文献[14]中图1比较可以发现,沙尘气溶胶的加热率曲线与它的消光系数分布曲线非常类似,但最大加热率高度比最大沙尘浓度所在的高度要高,长波冷却率非常大,主要位于800—400 hPa之间,其最大值为 $-6.3^\circ\text{C}/\text{d}$,位于540 hPa附近,显然,沙尘气溶胶所产生的短波加热率和长波冷却率要比一般天气条件下气溶胶所产生的加热率和冷却率大得多,其原因之一是沙尘暴气溶胶具有较强的吸收和散射效应,为便于比较,图中还给出了沙尘气溶胶本身产生的加热(冷却)率,亦即有气溶胶大气减去相应的无气溶胶大气的结果,从图中还可看到,其短波加热率比大气总的短波加热率稍小一点,两者的垂直廓线非常类似,这说明大气中的短波加热率主要是由沙尘气溶胶产生的,但其长波辐射具有比较显著的特征,它在沙尘层以下(大约在800 hPa以下)是加热大气的,并在近地面达到最大,对于 $\tau_d=3$,最大值达 $3.3^\circ\text{C}/\text{d}$,原因是位于上面含有大量沙尘粒子的暖沙层气溶胶发射强的向下通量进入含有大量水汽和较少沙尘的低层,使得低层有增温效应,沙尘气溶胶长波冷却率的最大值仍在640 hPa附近,其值为 $-3.5^\circ\text{C}/\text{d}$,这表明沙尘气溶胶本身所产生的冷却率大约占总的大气长波冷却率的一半。

同无云情况比较,有云时的大气短波加热率的大小在对流层中层增加了大约 $0.5^\circ\text{C}/\text{d}$,但其相对分布没有什么变化(见图4),它表明位于沙尘层下面的低云对大气的短波加热率的分布影响很小,它只是通过后向反射来增大加热率的大小,云的存在使云顶附近产生一个冷却率极值,相对于无云情况($\tau_d=3$),冷却率增加了 $0.5^\circ\text{C}/\text{d}$ 左右,并使云顶以下的冷却率减少了 $1^\circ\text{C}/\text{d}$ 左右,低云对云顶以上的大气长波冷却率影响很小,这些结果表明:在沙尘暴情况下,低云对大气辐射加热(冷却)率的影响(除云顶附近稍大外)相对较小,气溶胶的影响相对较大,这同在一般天气条件下,低云和

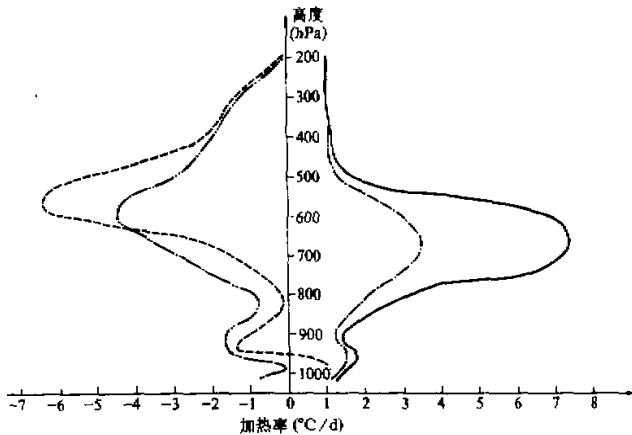


图4 有云沙尘暴情况下,大气的短波加热率和长波冷却率

—— $\tau_d=3$ 时的短波加热率, - - - - $\tau_d=1$ 时的短波加热率,
 - · - · $\tau_d=3$ 时的长波冷却率, · · · · $\tau_d=1$ 时的长波冷却率

气溶胶对大气辐射的作用是不同的, 引起这种差异的主要原因是气溶胶本身的吸收和散射特性的不同, 以及云和气溶胶在垂直方向上相对的位置不同所造成的。

五、结 语

本文利用模式大气研究了在一般天气条件和沙尘暴天气条件下, 云和气溶胶对大气辐射加热的影响, 计算结果表明:

(1) 在一般天气条件下, 若无云存在, 大气的短波加热率随气溶胶浓度的增加而明显增大, 加热区主要在大气低层, 大气的长波冷却率随气溶胶浓度的变化较小; 当有云存在时, 大气的长波冷却率主要受云的影响, 气溶胶的影响较小, 气溶胶和云对大气的短波加热率影响都比较明显, 它们的相对大小依赖于云况和气溶胶浓度, 云越高、越厚, 含水量越大和气溶胶浓度越小, 云对大气的短波加热率作用就越大, 气溶胶的作用也就越小, 反之亦然。

(2) 在沙尘暴情况下, 大气的辐射加热率和冷却率随气溶胶浓度的增大都明显地增大, 增大的区域一般位于对流层中层, 它依赖于沙尘气溶胶层的高度, 大气中的短波加热率主要是由沙尘气溶胶产生的, 沙尘气溶胶的长波冷却率对大气总辐射冷却率的影响也非常大, 且沙尘气溶胶的长波辐射效应在沙尘层以下是加热大气的。

(3) 在沙尘暴情况下, 低云对大气的辐射加热(冷却)率的影响(除云顶附近外)相对较小, 位于沙尘下面的低云使其上的短波加热率稍有增加, 但不改变其垂直分布特征, 低云对云顶以上大气的长波冷却率的大小和分布影响很小, 它主要影响云顶以下大气长波冷却率的大小和分布。

致谢: 本工作得到谢义炳、尹宏、陈受钧等教授的指导, 在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Liou, K. N., 1973, A numerical experiment on Chandrasekhar's discrete ordinate method for radiative transfer: Application to cloudy and hazy atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1303 — 1326.
- [2] Liou, K. N., 1973, Transfer of solar irradiance through cirrus cloud layer, *J. Geophys. Res.*, **78**, 1409 — 1418.
- [3] Hansen, J. E., 1969, Exact and approximate solutions for multiple scattering by cloudy and hazy planetary atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 478 — 487.
- [4] 尹宏、韩志刚, 1989, 气溶胶大气对太阳辐射的吸收, *气象学报*, **47**, 118 — 123.
- [5] 廖国男, 1985, 大气辐射导论, 气象出版社, 194 — 220.
- [6] Diem, M., 1948, The measurement of cloud elements. 2, *Meteor. Rundsch.*, **9**, 261 — 273.
- [7] Heymsfield, A. J. and C. M. R. Platt, 1984, A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in term of the ambient temperature and the ice water content, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 846 — 855.
- [8] Hale, G. M. and M. R. Querry, 1973, Optical constants of water in the 200nm to 200 μ m water length region, *Appl. Opt.*, **12**, 555 — 563.
- [9] 石广玉, 1984, 计算 9.6 微米臭氧带冷却率的一种新方法, *中国科学, B 辑*, **4**, 378 — 385.
- [10] Shi Guangyu, 1981, An accurate calculation and representation of infrared transmission function of the atmospheric constituents, *Ph. D. Thesis, Dept. of Sci., Tohoku University of Japan*, 191pp.

- [11] Roberts, E., J.E.A. Selby and I.M. Biberman, 1976, Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8 — 12 μ m window, *Appl. Opt.*, **15**, 2085 — 2090.
- [12] McClatchy, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz and J.S. Garing, 1972, Optical properties of the atmosphere, 3rd ed. AFCRL-72-0497, 85 — 105.
- [13] Volz, F.E., 1972, Infrared refractive index of atmospheric aerosol substances, *Appl. Opt.*, **11**, 755 — 756.
- [14] Carlson, T. N. and S. G. Benjamin, 1980, Radiative heating rates for Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 193 — 213.
- [15] De Luisi, J.J., P.M. Furukawa, D.A. Gillette, B.G. Ghuster, R.J. Charlson, W.M. Porch, R.W. Fegley, B.M. Herman, R.A. Rabinoff, J.T. Twitty and J.A. Weinman, 1976, Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiations experiment in the Southwestern United States. Part I: Size distribution, extinction, optical depth and vertical profiles of aerosol suspended in the atmosphere, *J. Appl. Meteor.*, **15**, 441 — 454.

The Radiative Heating Characteristics in the Cloudy and Aerosol-laden Atmospheres

Shen Shaohua

(National Research Center For Marine Environment Forecasts)

Abstract

The radiative heating characteristics in the cloudy and aerosol-laden atmospheres under normal and duststorm conditions are studied using atmospheric radiative model in this paper. The results indicate that under different weather conditions, the effects of clouds and aerosol on atmospheric radiative heating are different, which depend on the characteristics (height, thickness, liquid water content) of clouds as well as the mass concentration, vertical distribution and optical property of aerosol in the atmosphere.

Key Words : Aerosol; Cloud; Duststorm; Radiation.