

云层分布对辐射增热和冷却的影响*

刘长盛 叶伯明**

(南京大学大气科学系)

提 要

本文计算了冬、夏两季在平原和高原地区分别有低云、高云和当高、低云同时出现时的短波辐射增热率,长波辐射冷却率以及高低云之间的相互影响。结果发现:1)高原上云的短波增热率和长波冷却率要比平原上的大,低云的增热和冷却较平原尤甚。2)高云存在时,地面附近由冷却变为增热。3)高原地区出现双层云时总是使地面附近增热。4)当两层云同时出现时,高云的短波增热率和长波冷却率都有所增大,低云的短波增热率减小,低云的长波冷却率则减小很多。5)低云量的变化对高云的冷却影响较小,而高云量变化对低云的冷却影响甚大。6)云的短波辐射增热受地面反照率的影响不很大,但对太阳高度角的变化甚为敏感。

由以上结果看来,在大气环流和气候模式中必须要很好地考虑高云云量的变化,否则难以得到好的结果。在区域气候模式中不可忽略高原地区和平原地区云的辐射增热和冷却作用的差别。

一、引 言

地球大气运动的能量是源自地区间的净辐射差额,而影响辐射的最主要因子是云,不仅云的覆盖范围随时间变化,云的高度和厚度也随时间变化,只有对不同云层的辐射特点、云与大气及云层之间的相互作用了解清楚以后,才有可能在大气环流或气候模式中较好地处理云的辐射反馈作用。原则上说知道了云的温度分布及其微结构特征,可以用解散射传输方程的方法求到云的反射率、透射率和吸收率。但实际上难以得到云的微结构资料及传输方程的求解比较费时,因而在大气环流和气候模式中计算云的反射率、透射率都采用参数化方案。Stephens^[1]对于水云概括出八种云型的滴谱分布,给出了各类云的散射特征量和计算其反射率和透射率的方案。廖国男和Wittman^[2]也做了类似的工作,并给出了计算卷云的反射率和透射率的参数化公式。Stephens和Webster^[3]将参数化公式用于一维辐射对流模式中分别讨论了高、中、低云对地面温度的影响。廖国男和欧^[4]讨论了有云大气红外辐射传输的参数化问题,此外廖国男和郑庆林^[5]还将参数化公式用于大气环流模式中,但他们都没有很好地处理不同云层的重叠问题。从区域气候角度说,不同地形条件(例如高原与平原)有不同大气状况,同样微结构的云在不同大气状况下其辐射增热和冷却作用也将不同。本文主要从辐射传输角度讨论不同地形条件下云的辐射增热与冷却作用,特别是当高低云同时出现并随机重叠时,它们之间的相互影响及对于大气的增热和冷却的影响。从结果可以看出,同样结构的云对气温的调节作用

* 本文于1989年2月21日收到,1989年10月31日收到最后修改稿。此项研究为国家自然科学基金资助项目,部分结果曾在1988年国际辐射会议上报告。

** 现在通讯地址:上海同济大学环境工程系。

在高原地区与平原地区是不相同的。高云云量变化对低云的冷却的影响是很大的,反之,低云云量变化对高云的冷却的影响并不大。由此说明要正确地模拟气候状况,正确地模拟出高、低云,特别是高云云况是至关重要的。

二、模 式

1. 大气模式和云模式

本文中平原晴空大气模式采用 McClatchey 等^[6]给出的中纬度夏季模式大气和中纬度冬季模式大气,其中二氧化碳浓度取为 $5.11 \times 10^{-4} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$ 。高原大气模式采用青藏高原地区 1960—1969 年 1 月和 7 月的气候资料^[7]的平均值。二氧化碳浓度取与平原地区相同。模式中没有考虑气溶胶。青藏高原海拔取为 4.4 km。低云离地面 2 km,厚度为 500 m,高云底离地面高度在平原地区取 7 km,高原取 5.4 km,厚度为 1 km,云体温度取为环境温度。低云取 Stephens 云模式中的 *ScI*,含水量为 0.14 g m^{-3} ,高云为卷云,冰水含量为 0.02 g m^{-3} 。

所取大气模式与云的分布如图 1 所示,由图可以看出在对流层内无论是冬季还是夏季,高原大气总是比同高度的平原大气温暖和潮湿。

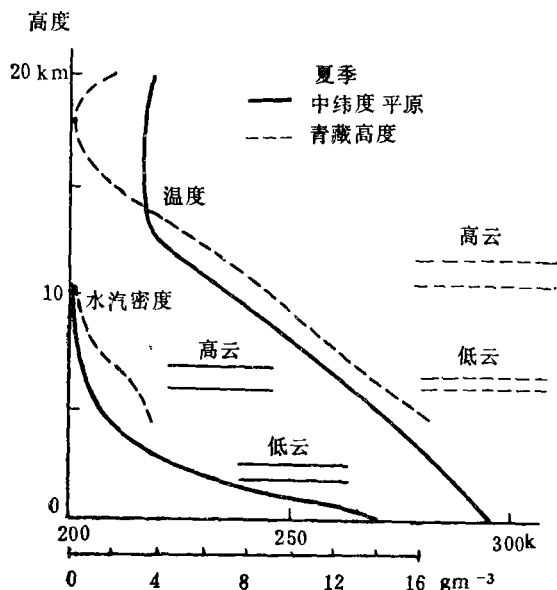


图 1 a 夏季大气

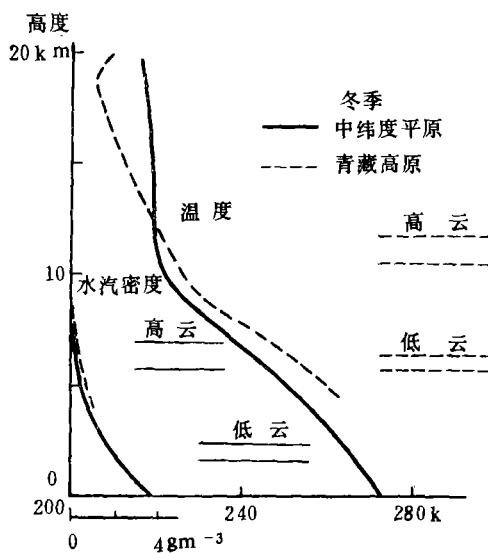


图 1 b 冬季大气

2. 晴空大气透过率

在长波段主要的吸收带为水汽转动带,水汽振转带,二氧化碳 $15 \mu\text{m}$ 吸收带及臭氧的 $9.6 \mu\text{m}$ 吸收带等,我们用 Goody 的随机模式^[8]计算大气透过率。对于 $8-12 \mu\text{m}$ 窗区则利用 Roberts 等^[9]的公式计算。大气对于太阳辐射的吸收用 Lacis 和 Hansen^[10]的参数化公式计算。

3. 云的反射率与透射率

对于低云的短波反射率与透射率按 Stephens^[11]的做法采用 Coakley 和 Chylek^[11]的

二流近似。

当 $\lambda < 0.75 \mu\text{m}$ 时云滴不吸收辐射, 此时 $\omega_0 = 1$, 云的反射率、透射率和光学厚度可按式计算

$$\begin{cases} \text{Re}(\mu_0) = \frac{\beta(\mu_0)\tau_N/\mu_0}{1 + \beta(\mu_0)\tau_N/\mu_0} \\ T_r(\mu_0) = 1 - \text{Re}(\mu_0) \\ \lg \tau_N = 0.2633 + 1.7095 \ln(\lg \bar{W}) \end{cases} \quad (1)$$

其中 μ_0 为太阳天顶角的余弦, τ_N 为光学厚度, $\bar{W}$ 为路程中液态水含量, ω_0 为单次散射反射率, $\beta(\mu_0) = \int_0^1 p(\mu_0, -\mu) d\mu / \int_{-1}^{+1} p(\mu_0, \mu) d\mu$ 为反向散射比, p 为相函数。

当 $0.75 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 4.0 \mu\text{m}$, $\omega_0 < 1$,

$$\begin{cases} \text{Re}(\mu_0) = (u^2 - 1)[\exp(\tau_{eff}) - \exp(-\tau_{eff})]/V \\ T_r(\mu_0) = 4u/V \\ A(\mu_0) = 1 - \text{Re}(\mu_0) - T_r(\mu_0) \\ \ln \tau_N = 0.3492 + 1.6518 \ln(\lg \bar{W}) \end{cases} \quad (2)$$

其中 A 为吸收率

$$\begin{cases} u^2 = [(1 - \omega_0) + 2\beta(\mu_0)\omega_0]/(1 - \omega_0) \\ \tau_{eff} = (1 - \omega_0)u\tau_N/\mu_0 \\ V = (u + 1)^2 \exp(\tau_{eff}) - (u - 1)^2 \exp(-\tau_{eff}) \end{cases} \quad (3)$$

由于(2)、(3)式只适用于光学厚度较小的情况, 为了用于计算云反射率和透射率, 可用调整参数 ω_0 和 β 的方法, 即用累加法算出云的反射率与透射率再与用(2)、(3)式计算结果比较, 调整 ω_0 与 β 使用(2)、(3)式计算的结果与累加法计算结果一致。Stephen 等^[12]对不同太阳天顶角和光学厚度进行了一系列计算, 求出了相应的调整值, 我们直接应用他们算出的 ω_0 和 β 值。

在长波段将低云作为黑体对待。

对于卷云的反射率、透射率和吸收率则按廖国男和 Wittman^[2] 给出的参数化公式计算。在短波段

$$S(\mu_0, \bar{W}) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 b_{ij} \mu_0^i \bar{W}^j \quad (4)$$

其中 S 表示卷云对短波辐射的反射率、透射率和吸收率, b_{ij} 为拟合系数, $\bar{W}$ 为路程中液水含量以 10^2g m^{-2} 计。在长波段则有

$$S(\bar{W}) = \sum_{i=0}^5 C_i \bar{W}^i \quad (5)$$

此处 S 表示卷云对长波辐射的反射率、透射率和辐射率, C_i 为相应的拟合系数。在文献[2]中给出了拟合系数 b_{ij} 与 C_i 的数值。

三、辐射通量的计算

一般情况下高、低云可同时出现并随机地重叠。本节中我们给出高、低云随机重叠

时计算长短波辐射通量的公式。至于单层云情形只要取其中的一种云的云量为零即可。设高云云量为 C_1 ，低云云量为 C_2 ，其云顶高和云底高分别为 Z_{cl1} ， Z_{cb1} ， Z_{cl2} 和 Z_{cb2} 。

1. 长波辐射

我们分别写出高云云顶以上，高低云之间和低云云底以下计算辐射通量的公式。设高云的反射率为 r_{c1} ，透射率为 t_{c1} ，辐射率为 ϵ_{c1} ；低云的相应的量值为 $r_{c2} = t_{c2} = 0$ ， $\epsilon_{c2} = 1$ 。

在高云云顶以上 ($Z \geq Z_{cl1}$)

$$\begin{aligned} F^\uparrow(Z) = & (1-c_2)(1-c_1) \int_0^\infty F_\nu(0, Z) d\nu \\ & + (1-c_2) c_1 t_{c1} \int_0^\infty F_\nu(0, Z_{cb1}) \tau'_\nu(Z, Z_{cl1}) d\nu \\ & + (1-c_1) c_2 \int_0^\infty F_\nu(Z_{cl2}, Z) d\nu \\ & + c_1 c_2 t_{c1} \int_0^\infty F_\nu(Z_{cl2}, Z_{cb1}) \tau'_\nu(Z, Z_{cl1}) d\nu \\ & + c_1 \int_0^\infty F_\nu(Z_{cl1}, Z) d\nu \\ & + c_1 r_{c1} \int_0^\infty \int_{-\infty}^{Z_{cl1}} \pi B_\nu(T) \frac{d\tau'_\nu(Z', Z)}{dZ'} \tau'_\nu(Z, Z_{cl1}) dZ' d\nu \end{aligned} \quad (6)$$

$$F^\downarrow(Z) = \int_0^\infty \int_{-\infty}^Z \pi B_\nu(T) \frac{d\tau'_\nu(Z', Z)}{dZ'} dZ' d\nu \quad (7)$$

其中

$$F_\nu(Z_1, Z_2) = \epsilon \pi B_\nu(T_{z1}) \tau'_\nu(Z_1, Z_2) + \int_{Z_1}^{Z_2} \pi B_\nu(T) \frac{d\tau'_\nu(Z, Z')}{dZ'} dZ' \quad (8)$$

(6) 式右边第一项为无云部份辐射，第二项为高云下未被低云遮蔽部份的辐射透过高云部份，第三项为低云及其上大气辐射未被高云遮蔽部份，第四项为低云及其上大气辐射透过高云部份，第五项为高云及其上大气辐射，第六项为高云反射的长波辐射。

两层云之间 ($Z_{cl2} \leq Z \leq Z_{cb1}$)

$$F^\uparrow(Z) = (1-c_2) \int_0^\infty F_\nu(0, Z) d\nu + c_2 \int_0^\infty F_\nu(Z_{cl2}, Z) d\nu \quad (9)$$

$$\begin{aligned} F^\downarrow(Z) = & (1-c_1) \int_0^\infty \int_{-\infty}^Z \pi B_\nu(T) \frac{d\tau'_\nu(Z_{cl1}, Z')}{dZ'} dZ' d\nu \\ & + c_1 [t_{c1} \int_0^\infty \int_{-\infty}^{Z_{cl1}} \pi B_\nu(T) \frac{d\tau'_\nu(Z_{cl1}, Z')}{dZ'} \tau'_\nu(Z_{cb1}, Z) dZ' d\nu \\ & + \int_0^\infty F_\nu(Z_{cb1}, Z) \tau'_\nu(Z_{cb1}, Z) d\nu] \\ & + c_1 r_{c1} \int_0^\infty [(1-c_2) F_\nu(0, Z_{cb1}) + c_2 F_\nu(Z_{cl2}, Z_{cb1})] \tau'_\nu(Z_{cb1}, Z) d\nu \end{aligned} \quad (10)$$

低云云底以下 ($Z \leq Z_{cb2}$)

$$F^\uparrow(Z) = \int_0^\infty F_\nu(0, Z) d\nu \quad (11)$$

$$\begin{aligned}
F^{\downarrow}(Z) = & (1-c_1)(1-c_2) \int_0^{\infty} \int_{\infty}^Z \pi B_{\nu}(T) \frac{d\tau'_{\nu}(Z_{c11}, Z')}{dZ'} d\nu \\
& + c_1(1-c_2)t_{c1} \int_0^{\infty} \int_{\infty}^{Z_{c11}} \pi B_{\nu}(T) \frac{d\tau'_{\nu}(Z_{c11}, Z')}{dZ'} \tau'_{\nu}(Z_{cb1}, Z) dZ' d\nu \\
& + (1-c_2)c_1 \int_0^{\infty} F_{\nu}(Z_{cb1}, Z) d\nu \\
& + c_1(1-c_2)^2 r_{c1} \int_0^{\infty} F_{\nu}(0, Z_{cb1}) \tau'_{\nu}(Z_{cb1}, Z) d\nu \\
& + c_1 c_2 (1-c_2) r_{c1} \int_0^{\infty} F_{\nu}(Z_{c12}, Z_{cb1}) \tau'_{\nu}(Z_{cb2}, Z) d\nu \\
& + c_2 \int_0^{\infty} F_{\nu}(Z_{cb2}, Z) d\nu
\end{aligned} \quad (12)$$

2. 短波辐射

类似于廖和郑^[5], 但考虑到高、低云之间的随机重叠, 我们给出如下关系:

高云云顶以上 ($Z \geq Z_{c11}$)

$$\begin{cases} F^{\uparrow}(Z) = F^{\downarrow}(Z_{c11}) \tilde{R} [1 - \bar{A}(Z, Z_{c11})] \\ F^{\downarrow}(Z) = \mu_0 S_0 [1 - A(Z_{\infty}, Z)] \end{cases} \quad (13)$$

其中 S_0 为太阳常数取为 1360 Wm^{-2} , A 为大气对太阳辐射的吸收率, $\bar{A}$ 为气层漫射吸收率, $\tilde{R}$ 为包括双层云与地表反射的综合通量反射率, 其值将在下面给出。 r_1 , t_1 为高云的反射率与透射率。

高低云之间 ($Z_{c12} \leq Z \leq Z_{cb1}$)

$$\begin{cases} F^{\uparrow}(Z) = F^{\downarrow}(Z_{c11}) G_2 [1 - \bar{A}(Z, Z_{c12})] \\ F^{\downarrow}(Z) = F^{\downarrow}(Z_{c11}) \{c_1 t_1 + G_2 [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{c12}) \bar{r}_1 c_1]\} [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z)] \\ \quad + (1-c_1) \mu_0 S_0 [1 - \bar{A}(Z_{\infty}, Z)] \end{cases} \quad (14)$$

其中 G_2 为 Z_{c12} 处向上的综合漫反射率, 其表达式将在下面给出, $\bar{r}_1$ 为高云的漫反射率。

低云云底以下 ($Z \leq Z_{cb2}$)

$$\begin{cases} F^{\uparrow}(Z) = F^{\downarrow}(Z_{c11}) G [1 - \bar{A}(0, Z)] \\ F^{\downarrow}(Z) = F^{\downarrow}(Z_{c11}) \tilde{T} [1 - \bar{A}(Z_{cb2}, Z)] \end{cases} \quad (15)$$

其中 $\tilde{T}$ 为包括云层和大气的总透过率, G 为地表的综合反射率。

双层云(包含无云区)的通量反射率和透射率为

$$R_1 = c_1 \{r_1 + G_1 [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{c12}) \bar{t}_1]\} + (1-c_1) [1 - \bar{A}(Z_{c11}, Z_{c12})] G_1 \quad (16)$$

$$\begin{aligned}
T_1 = & c_1 \{t_1 [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{c12})] t_2 c_2 + t_1 [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{cb2})] (1-c_2)\} \\
& + (1-c_1) \{[1 - A(Z_{c11}, Z_{c12})] t_2 c_2 + [1 - A(Z_{c11}, Z_{cb2})] (1-c_2)\} \\
& + G_1 \{[1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{c12})]^2 \bar{r}_1 c_1 \bar{t}_2 c_2 + [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{c12})] \bar{r}_1 c_1 \times \\
& [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{cb2})] (1-c_2)\} \quad (17)
\end{aligned}$$

$$G_1 = \{c_1 t_1 [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{c12})] \bar{r}_2 c_2 + (1-c_1) [1 - A(Z_{c11}, Z_{cb2})] r_2 c_2 / U \quad (18)$$

$$U = 1 - [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{c12})]^2 \bar{r}_1 c_1 \bar{r}_2 c_2 \quad (19)$$

其中 r_2, t_2 为低云对短波的反射率与透射率, $\bar{r}_2, \bar{t}_2$ 为漫反射率与漫透射率。当地表反照率 $r_s \neq 0$ 时则有

$$\tilde{R} = R_1 + G [1 - \bar{A}(Z_{cb2}, 0)] T_1^* \quad (20)$$

$$\tilde{T} = T_1 + G[1 - \bar{A}(Z_{cb2}, 0)]R_1^* \quad (21)$$

$$G = T_1[1 - \bar{A}(Z_{cb2}, 0)]r_2 / \{1 - [1 - \bar{A}(Z_{cb2}, 0)]^2 r_s R_1^*\} \quad (22)$$

R_1^* , T_1^* 为辐射自下向上时双层云的通量反射率和透射率, 类似于(16)–(18)式我们有

$$R_1^* = c_2\{\bar{r}_2 + G_1^*[1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{ci2})]\bar{t}_2\} + (1 - c_2)G_1^*[1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{cb2})] \quad (23)$$

$$\begin{aligned} T_1^* = & c_2\{\bar{t}_2[1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{ci2})]\bar{t}_1c_1 + \bar{t}_2[1 - \bar{A}(Z_{ci1}, Z_{ci2})](1 - c_1)\} \\ & + (1 - c_2)\{[1 - \bar{A}(Z_{ci1}, Z_{cb2})](1 - c_1) + [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{cb2})]\bar{t}_1c_1\} \\ & + G_1^*\{[1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{ci2})]^2\bar{r}_2c_2\bar{t}_1c_1 + [1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{ci2})]\bar{r}_2c_2 \times \\ & [1 - \bar{A}(Z_{ci1}, Z_{ci2})](1 - c_1)\} \end{aligned} \quad (24)$$

$$G_1^* = \{c_2\bar{t}_2[1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{ci2})]\bar{r}_1c_1 + (1 - c_2)[1 - \bar{A}(Z_{cb1}, Z_{cb2})]\bar{r}_1c_1\} / U \quad (25)$$

由此得出

$$G_2 = G_1 + G\{[1 - \bar{A}(Z_{cb2}, 0)]\bar{t}_2c_2 + [1 - \bar{A}(Z_{ci2}, 0)](1 - c_2)\} / U \quad (26)$$

四、计算结果

按(6)–(15)式求出各高度上的长、短波辐射通量后, 可按下列式计算短波辐射增温率和长波辐射降温率

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{\Delta F_N}{\Delta Z} = -\frac{g}{c_p} \frac{\Delta F_N}{\Delta P} \quad (27)$$

其中 F_N 为短波或长波辐射净通量。对于短波, 一天的增温率以 12 小时累积量计算, 对于长波降温率以 24 小时累积量计算。

图 2 为中纬度平原夏季大气有一层低云或一层高云情况下的大气短波加热率和长波冷却率。可以看出高云的存在使云上大气增温率有所增加, 云下增温率略有减小。而低云的存在则使云下增温率明显减小。在红外波段, 云的存在使云下邻近大气层由降温变为增温, 使地面降温率减小, 云上邻近大气层的降温率有所增大。云所在的高度上无论是

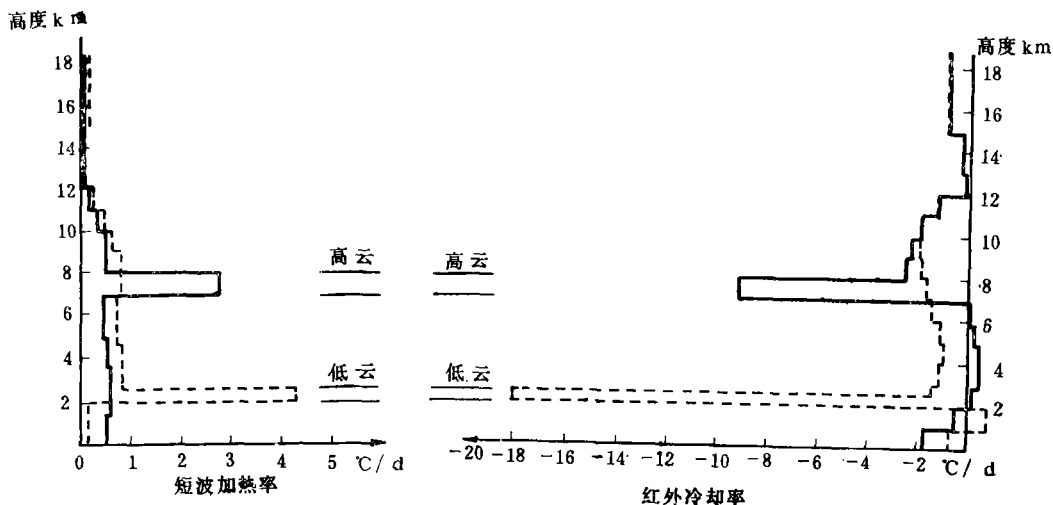


图 2 a 平原夏季大气有一层高云(实线)或一层低云(虚线)时的短波加热率
($\mu_0 = 0.5$, $r_s = 0.15$)

图 2 b 平原夏季大气有一层高云(实线)或一层低云(虚线)时的长波冷却率

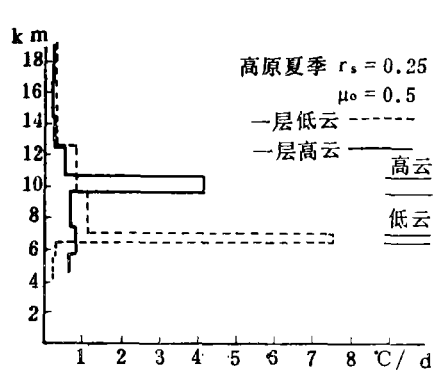


图 3 a 高原夏季有一层高云(实线)或一层低云(虚线)时的短波加热率 ($\mu_0 = 0.5, r_s = 0.25$)

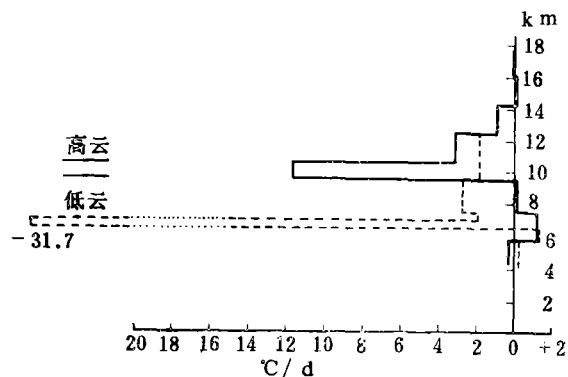


图 3 b 高原夏季有一层高云(实线)或一层低云(虚线)时的长波冷却率

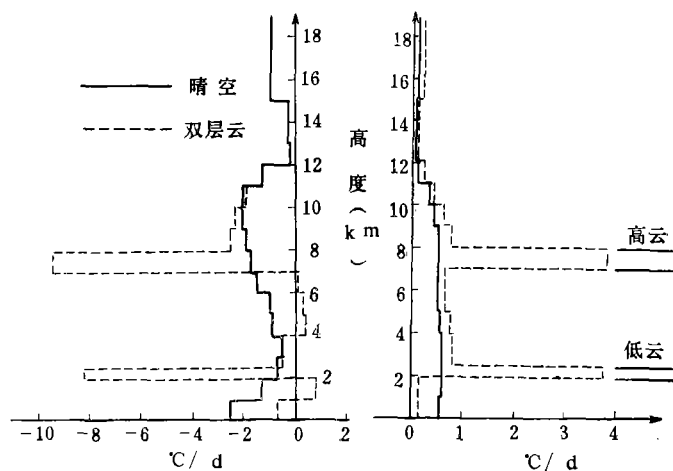


图 4 a 平原夏季晴空(实线)或有双层云(虚线)时的短波加热率和长波冷却率

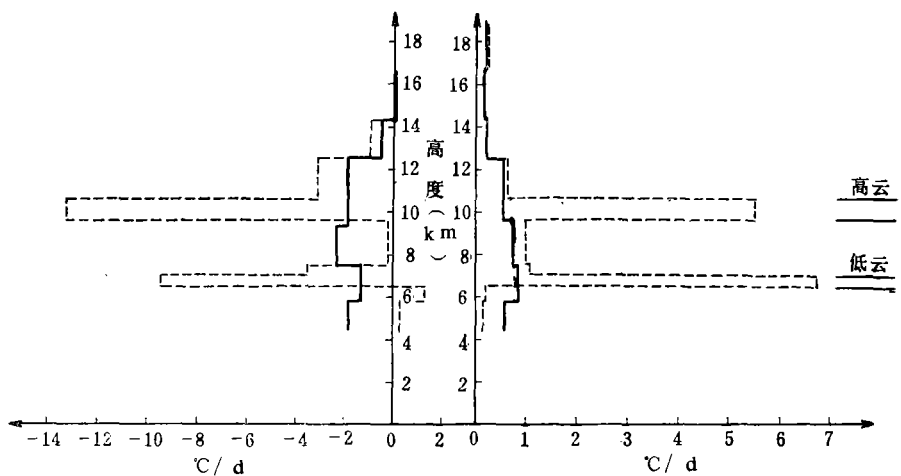


图 4 b 高原夏季晴空(实线)或有双层云时(虚线)的短波加热率与长波冷却率

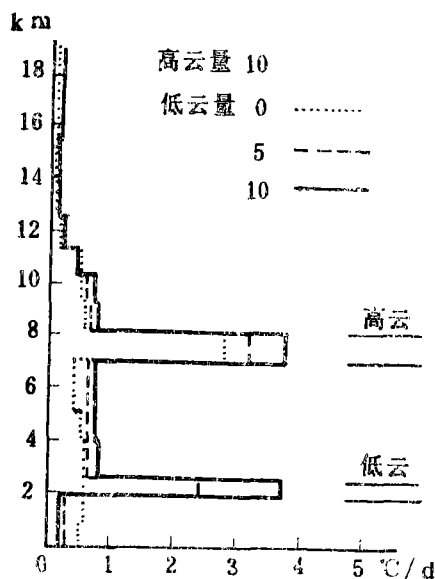


图 5 a 高云云量为 10, 低云量变化
时大气加热率的变化
(中纬夏季大气)

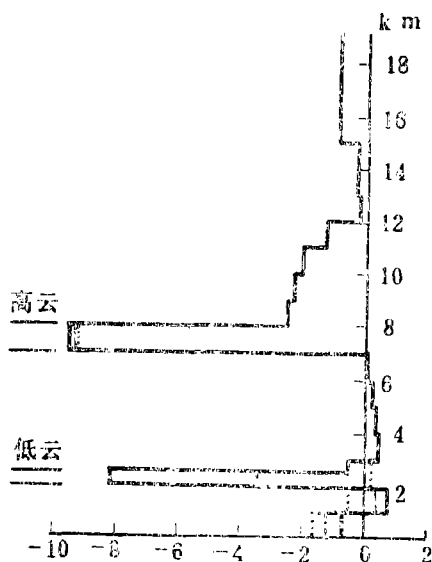


图 5 b 高云云量为 10, 低云量变化
时大气冷却率的变化
(中纬夏季大气)

短波加热率或长波冷却率都远较周围大气为大。图 3 为高原夏季有一层低云或一层高云时大气的短波加热率和长波冷却率。图 4 为平原和高原晴空时加热率和冷却率的分布和两层云(云量均为 10)同时出现时加热和冷却情况。可以看出,高原大气晴空增温率较平原大气为大,这是由于高原大气中水汽含量较同高度平原大气中的含量大的缘故,特别是高原上云层的加热率和冷却率都远较平原上的为大,高原上低云的加热率和冷却率与平原上的差别尤为明显。这说明高原地区云对温度的调节作用较平原地区强。当两层云同时出现时其作用是使得高云的加热率变大,这主要是由于低云反射的结果。高云出现时低云加热率的变化不大,但低云的冷却率却大大减小,高云的冷却率略有增大。上述结果在高原上表现得更为明显。

图 5 为中纬度夏季大气当高云量为 10, 低云量取不同值时的大气加热率和冷却率的变化,图 6 系当低云量为 10, 而高云取不同值时大气加热率和冷却率的变化。比较图 5 和图 6 可以看出低云量增大时,可使高云的加热率增大,而地面附近的大气加热率有所降低,低云云量变化会影响云下大气的冷却率,但对高云冷却率很少有影响。相反,高云云量变化时对低云的冷却率有很大影响,但对低云加热率的影响并不很大。冬季与夏季情况类似。

此外,我们还计算了在不同太阳天顶角与不同地表反照率下的云层加热情况,发现加热率与太阳高度角的关系较密切,而对地表反照率的变化不甚敏感。

五、结 论

1. 高原地区云的短波辐射加热率和长波辐射冷却率均比平原地区要大,低云尤为明

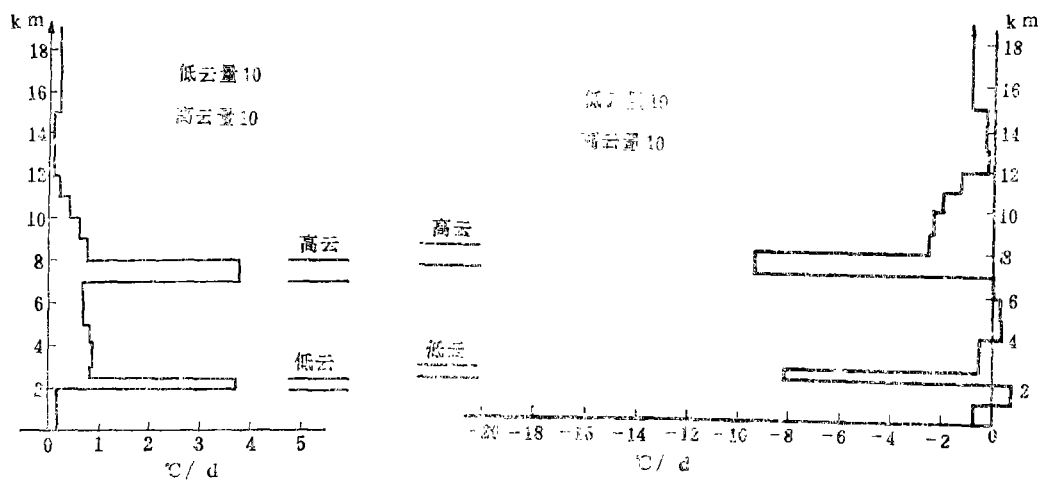
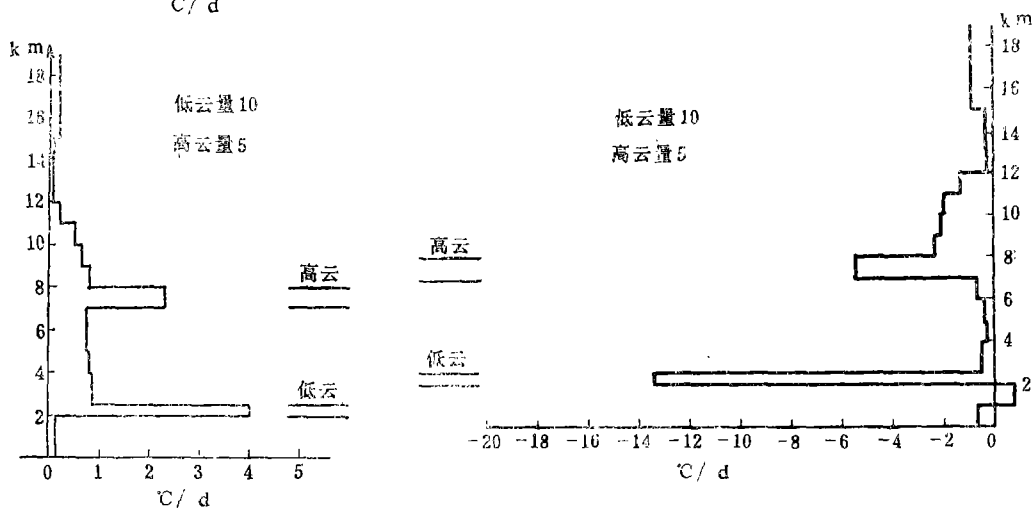
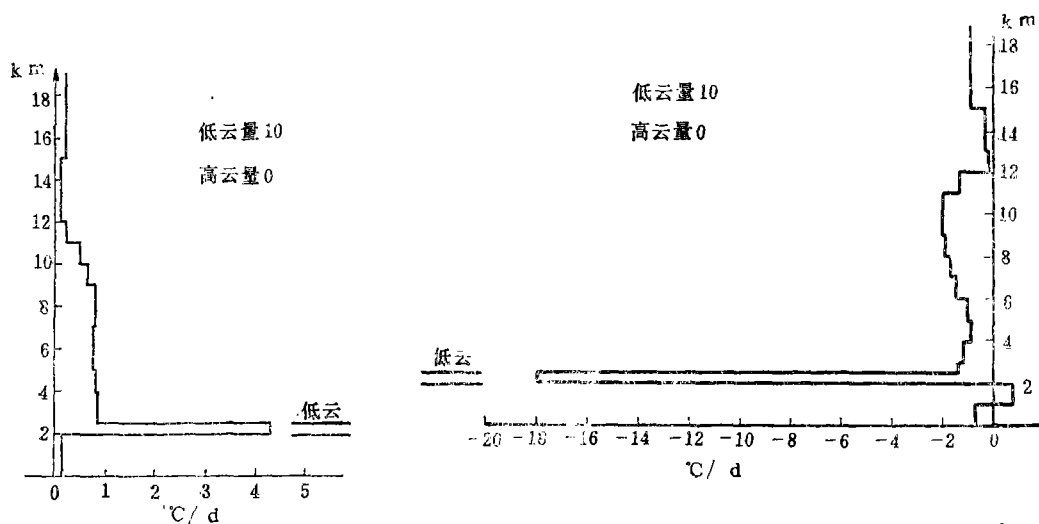


图 6 a 低云量为 10, 高云量变化时大气加热率的变化
(中纬度夏季大气)

图 6 b 低云量为 10, 高云量变化时大气冷却率的变化
(中纬度夏季大气)

显。

2. 云的存在总是使云下大气长波冷却率减小,由于云反射掉一部份 太阳 辐射,因此云下大气短波加热率总是较晴空为小,但高云对短波的透射率较大,故云下短波加热率与晴空相比变化不大。

3. 高原上有云时,无论是一层或两层(云量均为 10)都是使地面增热。平原地区有云时可以使地面冷却率减小。

4. 高、低两层云同时存在时(云量均为 10),高云的加热率变大,冷却率略有增加,而低云的冷却率减小很多,加热率有所减小。

5. 低云量的变化对高云的冷却率没有什么影响,低云量 增大时 使高 云的加热率增大。高云量的变化对低云的加热率略有影响,高云量增加使低云的冷却率大大减小。

6. 云的加热率受地面反照率的影响不很大,但对太阳高度角的变化甚为敏感。

从以上结果可以看出,云通过辐射对大气温度的调节作用在高原地区甚于平原地区,高云对于低云的加热和冷却的影响较低云对高云的影响要强得多。因此在研究云对气候影响时,对于高云云量变化必须予以充分考虑,在研究区域气候时必须注意到高原地区温度对于云量变化较平原地区更为敏感。

参 考 文 献

- [1] Stephens, G. L., Radiation profiles in extended water clouds, II: Parameterization schemes, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2123-2132, 1978 b.
- [2] Liou, K. M., and G. D. Wittman, Parameterization of radiative properties of clouds, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1261-1273, 1979.
- [3] Stephens, G. L., and P. J. Webster, Clouds and climate: Sensitivity of simple systems, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 235-247, 1981.
- [4] Liou, K. N. and Szu-Cheng S. Ou, Parameterization of infrared radiative transfer in cloudy atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2707-2716, 1981.
- [5] Liou, K. N., and Q. Zheng, A numerical experiment on the interactions of radiation, clouds and dynamic processes in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1513-1535, 1984.
- [6] McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz and J. S. Garing, Optical properties of the atmosphere, AFCRL-72-0497, 1972.
- [7] 1960-1969 中国高空气候资料, 压、温、湿, 中央气象局。
- [8] Rodgers, C. D., and C. D. Walshaw, The computation of infrared cooling rate in planetary atmospheres, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 67-92, 1966.
- [9] Roberts, R. E., J. E. A. Selby and L. M. Biberman, Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 μm window, *Appl. Opt.*, **15**, 2085-2090, 1976.
- [10] Lacis, A. A., and J. E. Hansen, A parameterization in the earth atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133, 1974.
- [11] Coakley, J. A., and Chylek, The two stream approximation in radiative transfer: Including the angle of the incident radiation, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 409-418, 1975.
- [12] Stephens, G. L., S. Ackerman and E. A. Smith, A shortwave parameterization revised to improve cloud absorption, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 687-690, 1984.

THE EFFECT OF CLOUD DISTRIBUTION ON THE RADIATIVE HEATING AND COOLING RATES

Liu Changsheng Ye Baiming

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University)

Abstract

The atmospheric radiative heating and cooling rates are calculated when one layer high cloud or low cloud appears or two layers of cloud appear simultaneously in plain and plateau areas. The results are: 1) The short wave heating rate and long wave cooling rate of cloud over plateau are larger than that over plain, especially for the low clouds; 2) High cloud will heat the surface; 3) Two layer clouds will always heat the surface in plateau; 4) when two layers of cloud appear simultaneously, the heating or cooling rate of the high cloud will be enhanced, while the heating or cooling rate of the low cloud will be diminished; 5) The variation of the low cloud has less influence on the cooling rate of the high cloud, but the variation of the high cloud amount has stronger influence on the cooling rate of the low cloud; 6) The heating rate of the cloud seems unsensitive to the albedo of the ground, but it is sensible to the zenith angle of the sun.

In view of this, in general circulation model or in climate models must take care on the variation of high cloud amount. In the regional climate model must take account of the difference of the heating/or cooling rate between the plateau and plain.