

一维辐射-对流模式对云辐射强迫的数值模拟研究

刘玉芝^{1, 2} 石广玉^{1*} 赵剑琦¹

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 利用一维辐射-对流气候模式, 详细研究了云量、云光学厚度以及云高等要素的变化对大气顶和地面太阳短波辐射和红外长波辐射通量以及云的辐射强迫的影响, 给出了计算这些物理量的经验拟合公式。结果表明, 云具有极为重要的辐射-气候效应。云量、云光学厚度以及云高即使只有百分之几的变化, 所带来的辐射强迫也可以与大气二氧化碳浓度加倍所产生的辐射强迫 (3.75 W/m^2) 相比拟。例如, 当分别给它们+3%的扰动时, 即取云量变化 0.015, 云光学厚度变化 0.27, 以及云高变化 0.15 km 时 (在实际的地球大气中, 这种尺度的变化是完全可能发生的), 那么, 可以得到地气系统的太阳短波辐射强迫 -3.10 W/m^2 以及红外长波辐射强迫 -1.77 W/m^2 , 二者之和为 -4.78 W/m^2 , 已经完全可以抵消大气二氧化碳浓度加倍所产生的辐射强迫。但是, 当云量、云光学厚度以及云高向相反方向产生类似扰动时, 所产生的辐射强迫可能极大地放大二氧化碳浓度增加所产生的增强温室效应。因此, 研究结果揭示出, 不管是为了解释过去的气候变化, 还是预测未来的气候变化, 亟待加强在一个变化了的气候环境 (例如地面温度升高) 下, 云将发生何种变化的研究。

关键词 云 辐射强迫 气候变化

文章编号 1006-9895 (2007) 03-0486-09

中图分类号 P422

文献标识码 A

A Study of the Radiative Forcing of Clouds by Using a One-Dimensional Radiative-Convective Model

LIU Yu-Zhi^{1, 2}, SHI Guang-Yu¹, and ZHAO Jian-Qi¹

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract By using a one-dimensional radiative-convective climate model (RCM), the effects of the changes in cloud amount, cloud optical thickness and cloud height on the short-wave and long-wave radiation fluxes at surface and top of the atmosphere (TOA) and radiative forcing of clouds have been investigated in detail. Based on the numerical results, the experiential formulas for the relationship among these physical quantities are proposed. For the radiative transfer calculations the absorptions due to O_3 , H_2O , O_2 and NO_2 , are included in the model for the solar regime while the absorbers in the thermal regime are mainly H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 and N_2O . Rayleigh scattering and the absorption and scattering by clouds have also been incorporated into the model. Clouds are classified as water cloud and ice cloud according to the temperature of model atmospheric layer where cloud is located. When the ambient air temperature is below 253 K, the cloud is assumed to be an ice cloud otherwise a water cloud. Optical parameters such as single scattering albedo and asymmetry factor of clouds are pre-calculated based on the cloud type.

收稿日期 2005-12-19 收到, 2006-05-22 收到修改稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575042、40490261、40405001

作者简介 刘玉芝, 女, 1979 年出生, 在读博士研究生, 主要从事大气辐射研究。E-mail: yzliu@mail.iap.ac.cn

* 通讯作者: shigy@mail.iap.ac.cn

Lacis and Hansen's (1974) scheme is used for multiple scattering calculations while a k distribution method is adopted in the model to calculate the thermal infrared radiation where the clouds are assumed to be a black body. In order to speed up the convergence of the model, a combination of time marching and Newton-Raphson iteration is used to reach the equilibrium temperature profile.

The results show that clouds have extremely important radiation-climate effect. Radiative forcing caused by only few percentage changes in the amount, optical thickness and height of clouds will be comparable with that caused by a doubling of carbon dioxide concentration in the atmosphere, which is 3.75 W/m^2 in the present. For instance, given a 3 percent disturbance in the above three parameters of clouds, that is, taking a cloud amount change of 0.015, optical thickness of 0.27, and cloud height of 0.15 km, respectively, the solar short-wave radiative forcing and infrared long-wave radiative forcing could reach up to -3.10 W/m^2 and -1.77 W/m^2 , respectively. Their sum is -4.78 W/m^2 , which can completely counteract the radiative forcing due to a doubling of carbon dioxide concentration. However, when the disturbances are reversed in direction, the resultant radiative forcing caused by these three factors would substantially amplify the greenhouse effect caused by increasing carbon dioxide. Therefore, it implicates that the climate effects caused by the change in cloud should be seriously considered in the climate change studies for both explaining the past climate change and predicting the future climate change.

Key words cloud, radiative forcing, climate change

1 引言

随着全球气候的逐渐变暖,气候变化越来越成为科学界、政界以及民众日益关心的热门话题^[1]。但是就目前来说,在气候变化研究中,存在很多不确定因素,其中尤以云的不确定性为大^[2]。云对于水汽输送和能量输送起着重大作用。作为可降水的云,它在全球水分循环中的作用是不言而喻的,但同时它也改变着全球的能量平衡^[3]。为了研究云的变化,从1982年起,世界气候研究计划(WCRP)下的一个子计划国际卫星云气候计划(ISCCP)^[4]开始执行。大量研究已经表明,20多年来,包括中国地区在内的全球云况发生了明显的变化^[5~8](当然,自地球气候形成以来,云一直是在变化的,只是缺乏较精确的长期记录罢了)。尽管目前我们对造成这种变化的原因并不十分清楚^[9],但是,它将对全球气候带来重大影响是毫无疑问的^[10]。因为,对于太阳短波辐射来说,云既是反射体,又是吸收体,但是反射作用占支配地位,所以,云的存在将减少到达地面的太阳短波辐射,对地面起冷却作用。对长波辐射来说,云吸收地面向上的长波辐射,减少红外辐射向外空的逃逸,对地面有加热作用。这里需要特别指出的是,云对地球气候系统的影响是上述各种效应的净效果,它取决于云的各种参数,诸如云高、云量、云水含量以及云的光学厚度等。这些参数的不同,决定着地面和对流层顶以

及大气顶的辐射平衡,从而对气候产生不同的影响。

本文的目的在于,利用一个一维辐射-对流模式,定量研究云高、云量、云的光学厚度等参数的变化对地面辐射平衡以及辐射强迫的影响,构建一种比较清晰的物理图像,并试图给出一些计算这些效应的经验公式。

2 模式简介

本文采用一维辐射-对流气候模式(RCM)^[11, 12]来研究云的辐射-气候效应。模式中的辐射部分,对太阳辐射的传输,基本上采用Lacis和Hansen^[13, 14]的参数化方案,其中包括了影响太阳辐射传输的 O_3 、 H_2O 、 O_2 和 NO_2 等主要大气气体的吸收、分子Rayleigh散射以及云的吸收和散射;模式的长波(热)辐射计算,采用相关 k 分布方案^[15],其中包括了对热辐射有贡献的大气 H_2O 、 CO_2 、 O_3 、 CH_4 和 N_2O 等主要气体几乎所有的吸收带以及水汽连续吸收。

在本文所用的RCM中,云量、云高(高、中、低云)和云的光学厚度可以按照需要事先设定。如前所述,考虑到本文的主要目的是从概念上对云的辐射-气候效应给出一种比较清晰的物理图像,加之目前难以把握全球平均气候状况下云的光学特性,所以对云采取较为简化的处理方案。即按照云所处高度上的温度,将云分为两类:当温度低于

253 K 时作为冰云处理, 否则视为水云。云在短波太阳辐射波段的光学特性, 按照 Stephens^[16, 17] 给出的水云和冰云的资料, 预先用 Mie 理论计算其单次散射比 (目前国内常称其为单次散射反照率) 和不对称因子。其中, 考虑到便于处理太阳辐射的气体吸收, 所以单次散射比包括了从紫外 ($0.33 \mu\text{m}$) 到近红外 ($4 \mu\text{m}$) 的 14 个波段, 而散射相函数则按照太阳天顶角分为 50 个方向。另一方面, 在热辐射波段, 云则被视为黑体。

RCM 平衡温度廓线的求解, 采用时间步进和牛顿-雷夫松 (Newton-Raphson) 联合迭代, 以加快收敛速度。

模式按照大气气压, 不等间隔地将从地面到 50 km 左右的地球大气分为 20 层 (第 1 层为大气顶, 第 20 层为地面)。当太阳常数取为 1367 W/m^2 , 大气温室气体浓度取当前值, 在模式高度 $4.25 \sim 5.5 \text{ km}$ 处放置云量等于 0.5、光学厚度等于 9.0 的有效云层时, 得到地面温度等于 288 K、行星反照率等于 0.32 的一个平衡态气候, 相当好地表征了目前全球平均的状况。以下的数值试验均围绕这一气候平衡态展开。有关本文所用模式的细节, 可参阅文献[11, 12]。

为了便于叙述, 以下将地面太阳短波向下和向上辐射通量记为 $S_{\text{w}}^{\downarrow}$ 和 $S_{\text{w}}^{\uparrow}$, 而地面向下和向上长波辐射通量则记为 $L_{\text{w}}^{\downarrow}$ 和 $L_{\text{w}}^{\uparrow}$, 且均以 W/m^2 为单位。模式大气顶的入射太阳辐射通量为 $1/4$ 的太阳常数 (341.75 W/m^2), 地面向上红外长波辐射通量为 390 W/m^2 。

3 云对地面辐射平衡的影响

3.1 云量 A_c

云量无疑是云对地面辐射平衡和气候影响的最重要因子。本文将一个模式云层固定在第 15 个模式层 (范围: $4.25 \sim 5.5 \text{ km}$, 中心高度: 4.9 km), 光学厚度取为 9.0。然后, 以 0.1 为间隔, 令云量从 0 变到 1, 进行数值试验。有关辐射通量的计算结果如图 1a、b 所示。

模式结果表明, 无云时, $S_{\text{w}}^{\downarrow}$ 为 254.4 W/m^2 。如前所述, 云的存在, 将会反射和吸收部分太阳辐射, 从而减少其到达地面的辐射通量。从图 1a 可以看到, $S_{\text{w}}^{\downarrow}$ 和云量 A_c 之间呈现出一种很好的线性递减关系, 可以经验性地拟合为

$$S_{\text{w}}^{\downarrow} = 254.4 - 127.07A_c. \quad (1)$$

值得注意的是, 在模式平衡态 (云高为 4.9 km , 云量为 0.5, 云的光学厚度为 9.0) 或全球平均气候状态下, 到达地面的短波向下辐射通量 $S_{\text{w}}^{\downarrow}$ 为 191 W/m^2 , 也就是说, 大约有 56% 的入射太阳辐射到达地面, 这一结果与目前我们对全球能量平衡的了解是相当符合的^[5]。另一方面, 地面向上短波太阳辐射 $S_{\text{w}}^{\uparrow}$ 与 $S_{\text{w}}^{\downarrow}$ 具有一种简单的比例关系: $S_{\text{w}}^{\uparrow} = S_{\text{w}}^{\downarrow} \times \alpha_s$, 其中 α_s 是地面反照率, 所以, 得到 $S_{\text{w}}^{\downarrow}$ 与云量的关系后, 很容易求得 $S_{\text{w}}^{\uparrow}$ 与云量的关系。

就长波辐射来说, 结果如图 1b 所示。相较于无云时地面接收到的 296.8 W/m^2 的向下长波辐射通量, 由于云的存在, 这一量值变大, 而且随着云量的增多, 其值线性递增, 可拟合为

$$L_{\text{w}}^{\downarrow} = 296.8 + 43.52A_c. \quad (2)$$

显然, $L_{\text{w}}^{\downarrow}$ 随云量的这种增加是由于与外空相比, 具有较高温度的云底的向下红外辐射造成的。但是, 地面向上长波辐射通量 $L_{\text{w}}^{\uparrow}$ 不受云量的影响, 只取决于地面温度的普朗克辐射。

3.2 云的光学厚度 τ_c

将模式云层放在 4.9 km 高度, 云量取 0.5, 以 1 作步长将其光学厚度从 1.0 开始增加 (直到 $S_{\text{w}}^{\downarrow}$ 不再有明显变化), 即可得到辐射通量随 τ_c 的变化, 结果如图 2 所示。虽然定性地说, 与云量对辐射通量的影响类似, 云光学厚度 τ_c 的增加将会减小到达地面的短波向下辐射, 并同时增大向下的长波辐射通量, 但是, 具体关系却与云量的情况具有很大的不同。

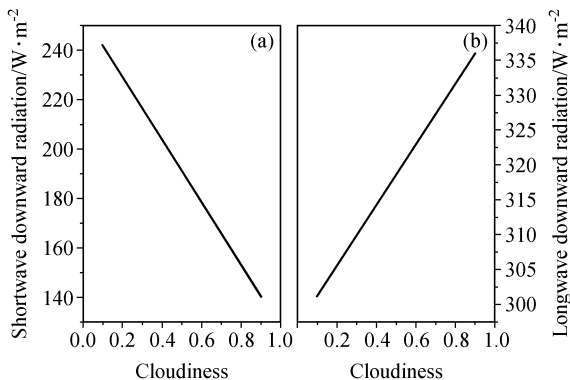


图 1 云量对地面接收到的辐射通量的影响: (a) 太阳短波辐射通量; (b) 红外长波向下辐射通量

Fig. 1 Effects of the changes in cloud amount on the radiative fluxes at the surface: (a) Solar radiation; (b) downward long-wave radiation

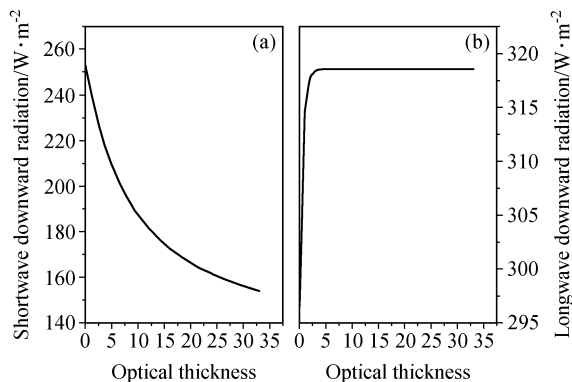


图2 云光学厚度对地面辐射通量的影响: (a) 太阳短波辐射通量; (b) 红外长波向下辐射通量

Fig. 2 Effects of the changes in cloud optical thickness on the radiative fluxes at the surface; (a) Solar radiation; (b) downward long-wave radiation

$S_w^\downarrow$ 与 τ_c 的关系, 可以用指数函数的形式进行很好的经验拟合:

$$S_w^\downarrow = -97.95 \left[1 - \exp\left(\frac{-\tau_c}{9.6}\right) \right] + 250.83. \quad (3)$$

另一方面, 对于地面向下的长波辐射通量 $L_w^\downarrow$ 来说, 它与光学厚度 τ_c 的关系显示出一种有趣的现象 (如图 2b 所示)。由图 2 可以看到, 在最初阶段, 当 τ_c 从零开始增加时, $L_w^\downarrow$ 急剧增加; 但当 τ_c 达到 7 左右时, $L_w^\downarrow$ 即达到一种饱和状态。 $L_w^\downarrow$ 与 τ_c 的关系可以经验地拟合为

$$\begin{cases} L_w^\downarrow = 26.1 \left(1 - \exp\left(\frac{-\tau_c}{0.5}\right) \right) + 292.4, & 0 \leq \tau_c < 7.0, \\ L_w^\downarrow = 318.53, & \tau_c \geq 7.0. \end{cases} \quad (4)$$

至于 $S_w^\uparrow$ 和 $L_w^\downarrow$ 与 τ_c 的关系, 则与云量的情况完全相同。

3.3 云高 H_c

在本文中, 研究云高 H_c 对地面辐射通量的影响时, 具体试验方案是: 在 RCM 中, 取云量 $A_c = 0.5$, 光学厚度 $\tau_c = 9.0$, 然后把云放在不同的模式层高度上运行模式。 H_c 对 $S_w^\downarrow$ 和 $L_w^\downarrow$ 的影响, 分别示于图 3。

由图 3a 可以看出, 当云高 H_c 从 ≤ 6 km 变到 ≥ 8 km 时, 到达地面的向下太阳辐射通量 $S_w^\downarrow$ 会发生“突变”。出现这种看起来似乎“异常”的结果, 其实是不难理解的, 根本原因在于 (如第 2 节所述), 本文是按照云所处高度上的温度, 将云进行分类的: 当温度低于 253 K 时作为冰云处理, 否

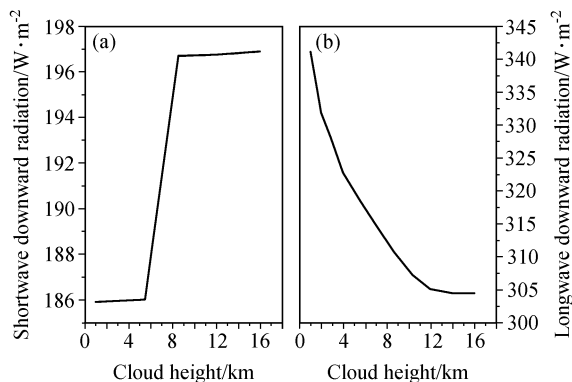


图3 云高对地面辐射通量的影响: (a) 太阳短波辐射通量; (b) 红外长波向下辐射通量

Fig. 3 Effects of the changes in cloud height on the radiation fluxes at the surface; (a) Short-wave radiative fluxes; (b) downward long-wave radiative fluxes

则视为水云; 而 6~8 km 恰恰是这两类云的分界高度。尽管这种处理方案比较粗糙, 但从图 3a 中仍然可以看到一些有意义的结果: (1) 由于水云和冰云光学性质的不同, 所以它们对太阳辐射的影响也显示出很大的不同。一般来说, 与水云相比, 冰云对太阳辐射的衰减作用要小得多。当水云存在时, $S_w^\downarrow$ 为 186 W/m² 左右; 但当冰云存在时, 其值增加到大约 197 W/m², 即增加了 20 W/m² 以上。(2) 当云的类型不变时, 云高对 $S_w^\downarrow$ 不产生重要影响。尽管无论是在水云还是冰云区, 随着云高的增加, $S_w^\downarrow$ 略有增加, 这可能主要来自云所带来的大气散射辐射的变化。

地面接收到的长波辐射来自大气和云层向下发射的红外辐射。如前所述, 由于与外空相比, 云底的温度较高, 所以一般来说, 有云时, 地面向下红外辐射通量会比无云时有所增加。另一方面, 云高的不同, 意味着云底温度的不同, 在大气对流层顶以下, 云愈高其云底温度愈低。因此, 随着云高的增加, 它对地面向下红外辐射通量的影响将愈来愈小, 具体结果如图 3b 所示。由图 3b 可以看出, 与无云时 296.8 W/m² 的 $L_w^\downarrow$ 相比, 云的存在的确使 $L_w^\downarrow$ 增加。而且, $L_w^\downarrow$ 随云高 H_c 呈指数形式减小, 它们之间的关系可以经验地拟合为

$$L_w^\downarrow = -46.81 \left[1 - \exp\left(\frac{-H_c}{4.97}\right) \right] + 348.71. \quad (5)$$

4 云的辐射强迫

云的辐射强迫定义为^[1]某一给定大气的净辐射

通量(向下通量减去向上通量,且假定向下通量为正)与假定云不存在时同一大气的净辐射通量之差。该定义既适用于地面,又适用于大气顶;既适用于太阳短波辐射,又适用长波红外辐射。如果我们用 F_a 和 F_c 分别表示全天空(实际天空)和晴空条件下的净辐射通量,那么在地面上,云的辐射强迫 F_s 为

$$F_s = F_{sa} - F_{sc}, \quad (6)$$

而大气顶的云辐射强迫 F_t 则为

$$F_t = F_{ta} - F_{tc}. \quad (7)$$

由于在 RCM 中已经假定,大气平流层是处于辐射平衡的,因此,大气顶的云强迫就等于对流层顶的云强迫。

从物理意义上来说, F_t 反映的是整层大气由于云的存在所发生的辐射吸收状况的改变,而 F_s 则更具有地面气候意义。而且,如果辐射强迫为正,表示增暖效应;反之,则为冷却。

事实上,在上面研究云对地面辐射平衡的影响时,我们已经获得了计算云辐射强迫的各种数据,即到达地面和大气顶的太阳短波和红外长波辐射的通量,因此,本节将只给出云辐射强迫的图示和经验拟合关系,而不再重复叙述有关的数值计算方案。还有,我们将分别用下标 s 和 l 表示太阳短波和红外长波辐射。

4.1 云量

4.1.1 短波

由于大气顶的入射太阳辐射不受云量的影响,恒等于常数 341.75 W/m^2 ,而射出(向上)太阳辐射通量随云量增加而线形增加,所以大气顶的 F_{ts} 将为负值(冷却),而且其绝对值将随云量的增加而线形增加;另一方面,如 3.1 节公式(1)所表明的,地面向下太阳短波辐射通量 $S_w^\downarrow$ 随云量增加而呈线形递减,所以地面上的云强迫 F_{ss} 亦将为负值,且其绝对值随云量的增加而线形增加(由于不管是 F_{ts} 还是 F_{ss} 与云量均为线性关系,故图略)。数值经验拟合公式分别为

$$F_{ts} = -124.36A_c, \quad (8)$$

以及

$$F_{ss} = -114.36A_c. \quad (9)$$

不难看出,从绝对值上来说, F_{ss} 随云量的增加速率小于 F_{ts} 。

4.1.2 长波

大气顶的入射长波辐射通量恒为零,地面向上的长波辐射通量恒为地面温度的普朗克辐射,二者均不受云量的影响。基于 3.1 节的讨论,对大气顶和地面的长波云辐射强迫与云量的关系(由于是线性关系,图略),可得以下经验拟合公式:

$$F_{tl} = -55.14A_c, \quad (10)$$

以及

$$F_{sl} = -43.52A_c. \quad (11)$$

我们再次看到,从绝对值上来说,地面 F_{sl} 随云量的增加速率小于大气顶的 F_{tl} 。

4.2 云光学厚度

4.2.1 短波

云的光学厚度对大气顶和地面太阳辐射云强迫的影响,分别示于图 4a 和 b。由图 4 可以看出,随着光学厚度的增加,无论是大气顶的或是地面的云强迫绝对值都越来越大,冷却效应越来越强。二者可以经验地分别描述为

$$F_{ts} = -95 \left[1 - \exp\left(\frac{-\tau_c}{8.5}\right) \right], \quad (12)$$

以及

$$F_{ss} = -92 \left[1 - \exp\left(\frac{-\tau_c}{9.5}\right) \right]. \quad (13)$$

4.2.2 长波

如 3.2 节所述,当云的光学厚度 $\tau_c > 7$ 时, $L_w^\downarrow$ 即不再随 τ_c 而变。分析大气顶的 $L_w^\uparrow$, 会发现类似现象。所以,在 $\tau_c < 7$ 时,可以经验地得到以下指数拟合关系:

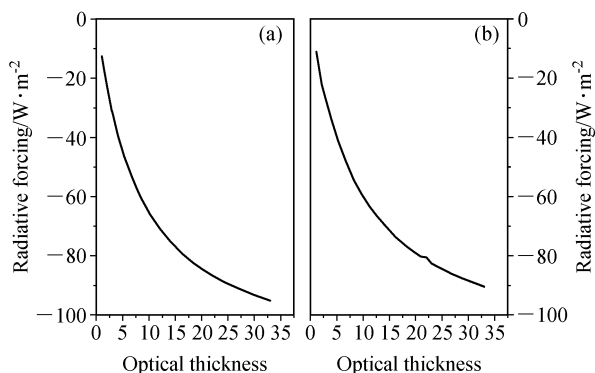


图 4 云光学厚度对云短波辐射强迫的影响:(a)大气顶;(b)地面

Fig. 4 Effects of the changes in cloud optical thickness on the short-wave radiative forcing of cloud: (a) At the TOA (top of the atmosphere); (b) at the surface

$$F_{cl} = -27.57 \left[1 - \exp\left(\frac{-\tau_c}{0.60}\right) \right], \quad (14)$$

以及

$$F_{sl} = -21.76 \left[1 - \exp\left(\frac{-\tau_c}{0.60}\right) \right]. \quad (15)$$

而当 $\tau_c > 7$ 时, 无论是 F_{sl} 还是 F_{cl} , 均不再随 τ_c 而变。有关结果见图 5。

4.3 云高

4.3.1 短波

由于随着高度的增加, 大气温度愈来愈低(对流层顶以下), 处于某一高度的云的温度也愈来愈低。当温度低于 253 K 时, 云将由水云转换为冰云。从 3.3 节我们已经看到, 由于这两种云的光学特性的不同, 云型的转换给太阳短波辐射通量带来跳跃式的变化, 而且这种变化也将会反映在云辐射强迫的变化中。云高对大气顶和地面太阳辐射强迫

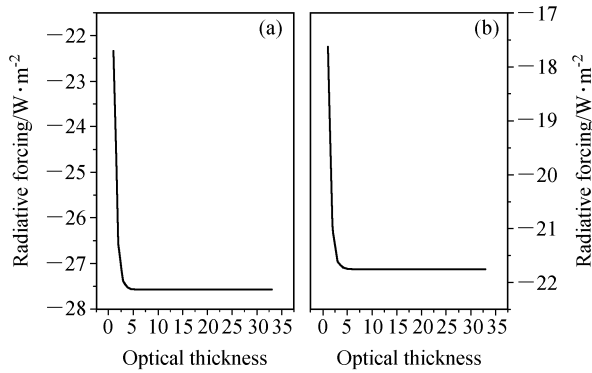


图 5 云光学厚度对云长波辐射强迫的影响: (a) 大气顶; (b) 地面

Fig. 5 Effects of the changes in cloud optical thickness on the long-wave radiative forcing of cloud: (a) At the TOA; (b) at the surface

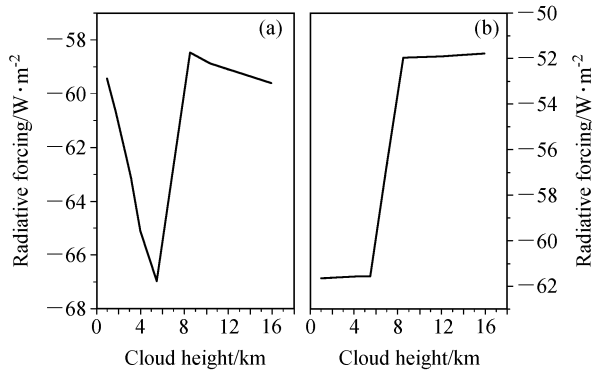


图 6 云高对云短波辐射强迫的影响: (a) 大气顶; (b) 地面

Fig. 6 Effects of the changes in cloud height on the short-wave radiative forcing of cloud: (a) At the TOA; (b) at the surface

的影响, 分别如图 6a 和 b 所示。

由图 6a 可以看到, 当云高小于 5.5 km 时, 随着其高度的增加, 云的冷却效应逐渐增强, 当模式云高在 5.5 km 时, 冷却达到最强; 之后, 由于模式云型由水云变为冰云, 所以 F_{ts} 的绝对值突然减小大约 9.6 W/m^2 ; 在冰云区, 云的冷却效应随云高的增加略有增强, 但幅度不大。对于地面的云强迫 F_{ss} (图 6b) 来说, 情景类似, 唯一不同的是, 无论是在水云区, 还是在冰云区, 云的冷却效应均随云高的增加而减弱。可以按照云高, 分段地将 F_{ts} 和 F_{ss} 与云高 H_c 的变化关系拟合为

$$F_{ts} = \begin{cases} -36.12 \left[1 - \exp\left(\frac{-H_c}{17.46}\right) \right] - 57.4, & H_c < 5.49, \\ -5.09 \left[1 - \exp\left(\frac{-H_c}{8.52}\right) \right] - 55.28, & H_c > 8.51, \end{cases} \quad (16)$$

以及

$$F_{ss} = \begin{cases} 0.21 \left[1 - \exp\left(\frac{-H_c}{5.50}\right) \right] - 61.7, & H_c < 5.49, \\ -0.02 \left[1 - \exp\left(\frac{-H_c}{6.49}\right) \right] - 52.03, & H_c > 8.51. \end{cases} \quad (17)$$

4.3.2 长波

红外长波辐射的情况与太阳短波辐射具有很大的不同, 在一级近似的假定下, 不管是水云还是冰云, 在长波波段均可以当作黑体来处理。因此, 其向上和向下的红外长波辐射通量主要取决于云顶和云底的温度, 不会因为云型的转换而导致跳跃; 云高 H_c 对长波云辐射强迫的影响, 呈单调变化趋势, 如图 7 所示。

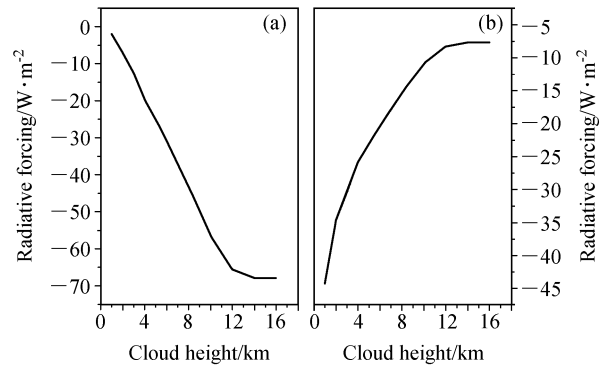


图 7 云高对云长波辐射强迫的影响: (a) 大气顶; (b) 面

Fig. 7 Effects of the changes in cloud height on the long-wave radiative forcing: (a) At the TOA; (b) at the surface

由图 7 可以看到, F_{cl} 和 F_{sl} 随云高 H_c 的变化趋势完全相反, 前者的绝对值随 H_c 的增大而增大 (冷却效应愈来愈大), 而后者却随 H_c 的增大而减小 (冷却效应愈来愈弱)。对此, 可以给出以下两个经验公式:

$$F_{cl} = 20.49 - 89.76 \exp \left[-2 \left(\frac{H_c - 14.62}{16.46} \right)^2 \right], \quad (18)$$

$$F_{sl} = -46.81 \left[1 - \exp \left(\frac{-H_c}{4.98} \right) \right] - 51.9. \quad (19)$$

5 云的大气辐射吸收

不难看出, 大气顶的云强迫与地面云强迫之差 $\delta_c = F_t - F_s$ 就是大气由于云的存在所吸收的辐射能。为了问题叙述的方便, 我们再定义一个叫做云的辐射强迫比的物理量 $\overline{F_R}$:

$$\overline{F_R} = \overline{F_s} / \overline{F_t}. \quad (20)$$

显然, $\overline{F_R}$ 是云对整个气柱的辐射效应的一种度量, 具有气候意义。由于就全球平均的净效应而言, 云的太阳短波辐射效应远大于其长波效应, 所以, 本文以太阳辐射为例, 来考察云的大气辐射吸收问题。

首先, 我们来看云量对 δ_{cs} 的影响。根据 4.1.1 节的讨论, 由于不管是 F_{ts} 还是 F_{ss} 与云量均为线性关系, 所以 δ_{cs} 也必然与云量呈线性关系, 而且由公式 (8) 和 (9) 以及 δ_{cs} 的定义, 易得 (图略)

$$\delta_{cs} = -10.0 A_c. \quad (21)$$

至于云的光学厚度对 δ_{cs} 的影响, 如图 8 所示, 呈现出一种相当复杂的关系。

由于公式 (12) 和 (13) 的拟合误差, 所以无法

像云量那样, 由云强迫直接给出 δ_{cs} 的计算公式。另外, 由于在实际地球大气中, 全球平均的云光学厚度不可能小于 5, 而从图 8 可以看到, 在从 τ_c 大于 5 的变化范围内, 云的大气吸收之差只不过 1 W/m^2 左右。

最后, 云高对太阳辐射吸收的影响状况如图 9 所示。由图 9 可以看到, 随着云高的增加, δ_{cs} 呈总体减少趋势。其中值得注意的是, 当云高低于 3 km 时, δ_{cs} 为正, 且随云高的增加而减小; 但当云高大于 3 km 时, δ_{cs} 变为负, 其绝对值随云高的增加而增大。

以上, 比较详细地讨论了云量、云的光学厚度以及云高对云的辐射强迫和太阳辐射吸收的影响。 $\overline{F_s}$ 表示由于云的存在, 地面吸收的太阳辐射减少的程度; 而 $\overline{F_t}$ 则表示有多少太阳辐射能由于云的存在而被“额外”地反射回外空。如果 $\overline{F_s} = \overline{F_t}$, 则意味着地面少吸收的太阳辐射能被全部反射回外空, 也就是说, 不管云是否存在, 整层大气气柱的吸收是相同的, 云是“中立”的, $\overline{F_R} = 1$ 。类似地, 如果 $\overline{F_R} > 1$, 表示在有云的情况下, 整层大气气柱的太阳辐射吸收大于晴空条件下的吸收。 $\overline{F_R} < 1$ 的情况也有可能发生。这里应当特别强调的是, 平均的 F_R 接近于 1, 决不意味着云不吸收太阳辐射, 它仅仅表示云将整个大气柱所吸收的太阳辐射进行的再分配, 碰巧使云和大气气体的总吸收近似等于云不存在时大气气体单独的吸收。另外, 还应当注意的是, 对短时段取平均所得到的 F_R 是高度可变的, 视云量、云高、大气湿度以及太阳天顶角等具体的大气条件而定。

在结束本文之前, 将云的变化所带来的辐射强

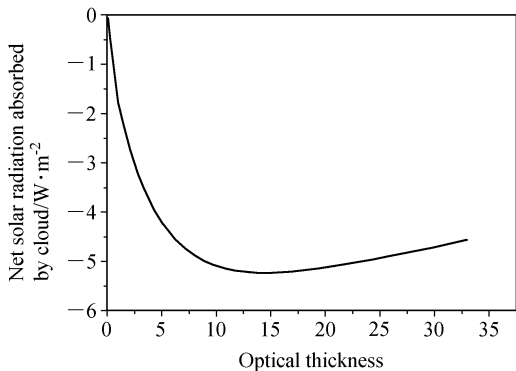


图 8 云的光学厚度对大气太阳辐射吸收的影响

Fig. 8 Effects of the changes in cloud optical thickness on the atmospheric absorption of solar radiation

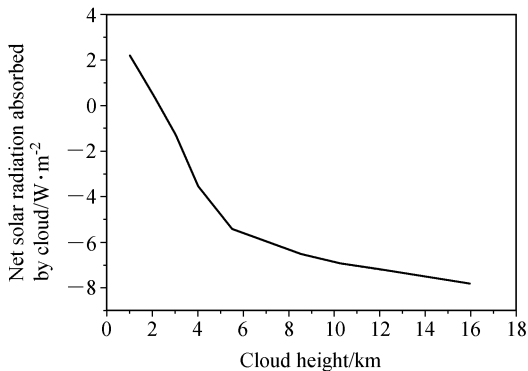


图 9 云高对大气太阳辐射吸收的影响

Fig. 9 Effects of the changes in cloud height on the atmospheric absorption of solar radiation

迫与大气二氧化碳浓度变化所产生的强迫进行比较是有意义的。虽然气候变化的辐射强迫定义为某种辐射强迫因子所引起的对流层顶净辐射通量的变化,但是,由于大气平流层基本处于辐射平衡态,所以可以通过考察大气顶的辐射强迫来研究这一问题。对方程(8)、(12)和(16)求微分,然后相加,可以得到云量、云光学厚度和云高等三要素变化时,大气顶短波太阳辐射的强迫计算公式:

$$\Delta F_{ts} = \begin{cases} -124.36\Delta A_c - 11.1765\exp\left(\frac{-\tau_c}{8.5}\right)\Delta\tau_c \\ \quad - 2.07\exp\left(\frac{-H_c}{17.46}\right)\Delta H_c, H_c < 5.49, \\ -124.36\Delta A_c - 11.1765\exp\left(\frac{-\tau_c}{8.5}\right)\Delta\tau_c \\ \quad - 0.60\exp\left(\frac{-H_c}{8.52}\right)\Delta H_c, H_c > 8.51. \end{cases} \quad (22)$$

类似地,由方程(10)、(14)和(18),易得云的上述三要素变化时长波辐射产生的大气顶辐射强迫为

$$\Delta F_{tl} = -55.14\Delta A_c - 45.95\exp\left(\frac{-\tau_c}{0.60}\right)\Delta\tau_c + 21.81\exp\left[-2\left(\frac{H_c - 14.62}{16.46}\right)^2\right] \times \left(\frac{H_c - 14.62}{16.46}\right)\Delta H_c. \quad (23)$$

现在,我们可以进行一些简单的数值计算。假定地球气候处于平衡态,即云高 H_c 为 4.9 km,云量 A_c 为 0.5,云的光学厚度 τ_c 为 9.0,并分别给它们+3%的扰动:即取 $\Delta A_c = 0.015$, $\Delta\tau_c = 0.27$, $\Delta H_c = 0.15$,那么,可以得到 $\Delta F_{ts} = -3.10 \text{ W/m}^2$ 以及 $\Delta F_{tl} = -1.77 \text{ W/m}^2$,二者之和为 -4.78 W/m^2 。另一方面,如果云的上述三个参数朝相反方向变化同样的比例,则辐射强迫的绝对值大致相同但将完全改变符号。这一结果与石广玉^[18]的结果类似,但在此文中只讨论了云对短波太阳辐射的影响,而未涉及长波辐射。值得注意的是,按照 IPCC 2001,大气二氧化碳浓度加倍所产生的辐射强迫为 3.75 W/m^2 。这就意味着,云的并非很大(比如 5%左右)的变化,所产生的辐射强迫完全可以与大气二氧化碳浓度加倍所产生的辐射强迫相比拟,或者补偿二氧化碳浓度增加所产生的增强温室效应,或者放大之。当然,本文给出的是两种极端情况下的数值计

算结果,实际情况可能在二者之间,而且云的变化可能显示出很强的区域特征。但是,它足以说明,研究云的辐射-气候效应对气候变化研究的重要性。

6 结语与讨论

本文通过一个一维辐射-对流模式,研究了云高、云量以及云的光学厚度这三个云参数对地气系统辐射平衡的影响。主要结论是:

(1) 云量。随着云量的增加,到达地面的短波向下辐射通量线性减小,长波向下辐射通量线性递增。但是,总体来说,随着云量增加,云的辐射强迫增大,冷却效应增强。

(2) 云光学厚度。云的光学厚度增加时,将会减小到达地面的短波向下辐射而增加向下的长波辐射通量。随着光学厚度的增加,向下短波辐射以指数形式减小,向下长波辐射通量以指数形式增加。总体效果是,随着光学厚度的增加,云的辐射强迫越来越大,冷却效应越来越强。

(3) 云高。云对地表接收到的短波向下辐射通量有遮挡作用,但是,这种作用与云的高度有关。特别是,随着高度的增加,云将由水云变为冰云,云型的变化将对其辐射-气候效应产生巨大影响。

(4) 与太阳短波辐射相比,云的存在对大气长波辐射的影响相对较小。由于云在长波波段基本上可以作为黑体处理,所以云底(顶)高度(温度)对辐射通量(强迫)的影响较大。

(5) 云具有极为重要的辐射-气候效应。云量、云光学厚度以及云高即使只有百分之几的变化,所带来的辐射强迫也可以与大气二氧化碳浓度加倍所产生的辐射强迫相比拟。遗憾的是,目前我们并不清楚:在一个变化了的气候条件下,云将发生何种变化(包括变化的方向及变化幅度)。为了解释过去的气候变化,特别是未来气候变化的预测,亟待加强该领域的研究。

参考文献 (References)

- [1] IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. Eds. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2001. 881pp
- [2] IPCC. *Climate Change 2001: Synthesis Report*. Cambridge,

- NY, USA: Cambridge University Press, 2001. 99~181
- [3] Chahime M T. The Global Energy and Water Cycle Experiment. News Letter, 1991, No. 1, 7 (<http://www.gewex.org>)
- [4] <http://isccp.giss.nasa.gov>
- [5] Rossow W B, Schiffer R A. Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1999, **80**: 2261~2287
- [6] Kaiser D P. Decreasing cloudiness over China! An updated analysis examining additional variables. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, **27**: 2193~2196
- [7] Wylie D P, Woolf H M. The diurnal cycle of upper-tropospheric clouds measured by GOES-VAS and the ISCCP. *Mon. Wea. Rev.*, 2002, **130**: 171~179
- [8] Ding S G, Shi G Y, Zhao C S. Analyzing global trends of different cloud types and their potential impacts on climate by using the ISCCP D2 dataset. *Chinese Science Bulletin*, 2004, **49**: 1301~1306
- [9] IPCC. *Climate Change 2001: Synthesis Report*. Cambridge, NY, USA: Cambridge University Press, 2001. 427~431
- [10] Rossow W B, Delo C, Cairns B. Implications of the observed mesoscale variations of clouds for the Earth's radiation budget. *J. Climate*, 2002, **15**: 557~585
- [11] 石广玉. 大气微量气体的辐射强迫与温室气候效应. 中国科学(B辑), 1991, **34** (7): 776~784
- Shi G Y. Radiative forcing and greenhouse effect due to the atmospheric trace gases. *Science in China (Series B)* (in Chinese), 1991, **34** (7): 776~784
- [12] 石广玉. CFCs 及其代用品的全球增温潜能. 大气科学, 1992, **16** (3): 345~352
- Shi G Y. Global warming potential due to chlorofluorocarbons and their substitutes. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1992, **16** (3): 345~352
- [13] Lacis A A, Hansen J E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1974, **31**: 118~133
- [14] 张华, 石广玉, 刘毅. 两种逐线积分辐射模式大气吸收的比较研究. 大气科学, 2005, **29** (4): 581~593
- Zhang H, Shi G Y, Liu Y. A comparison between the two line-by-line integration algorithms. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 2005, **29** (4): 581~593
- [15] 石广玉. 大气辐射计算的吸收系数分布模式. 大气科学, 1998, **22** (4): 659~676
- Shi G Y. On correlated k distribution model in radiative calculation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1998, **22** (4): 659~676
- [16] Stephens G L. Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 1978, **35**: 2111~2122
- [17] Stephens G L. Radiative properties of cirrus cloud in the infrared region. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**: 435~446
- [18] 石广玉. 全球气候变化研究中的几个问题. 中国气候变化与气候影响研究. 北京: 气象出版社, 1997. 26~35
- Shi G Y. Some issues in the global climate change studies. *Climate Change and its Impact Studies over China* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1997. 26~35