

对大气气溶胶的辐射效应的数值试验

段建军 陈受钧

(中-韩大气科学研究中心,北京大学地球物理学系,北京,100871)

郑用升

(韩-中大气科学研究中心,韩国国立教员大学)

摘要 采用两流近似辐射模式,应用半球常数法近似,采用累加法和倍加法,计算了不同月份大气气溶胶的辐射加热率和减温率的日变化。结果表明,从气候角度而言,气溶胶浓度的差别使得即使是在6月份,气溶胶层既可以是冷源也可以是热源;从天气尺度而言,气溶胶的垂直分布和浓度对层结稳定度有着重要影响,并由此从物理上指出了沙尘暴天气过程中辐射效应所起的重要作用。

关键词 气溶胶;长波辐射;层结

中图分类号 P 422.3;P 423.35

0 引言

大气中悬浮的气溶胶粒子的辐射效应,即气溶胶对太阳短波辐射和地气系统长波辐射的吸收及散射,在气候和天气尺度上都有不容忽视的作用。Charlson 和 Pilat^[1]假设大气为一均匀薄层,用理论推导表明,气溶胶对太阳短波辐射的后向散射导致地气系统的冷却,而吸收则有两方面的作用,一个是加热地气系统,另一个则是使加热层向上推移,使得大气稳定度增加。Liou 和 Sasamori^[2]考虑了气溶胶垂直分布的不均匀性以及水汽的吸收作用,指出由于气溶胶增强,大气对太阳短波辐射的吸收增加,到达地面的短波辐射通量减少,因此在浑浊大气中,近地面冷却而高层加热。尹宏和韩志刚^[3]指出,大气气溶胶对大气吸收太阳辐射的加热和增温有显著影响,按大气气溶胶的平均状况来计算大气将在某些情况下(如沙尘暴)产生显著误差,而忽略气溶胶作用会产生显著的误差。但是大多数工作着重于短波的辐射效应。为了更好地了解气溶胶辐射效应(尤其是长波辐射效应)在天气过程(日变化)和气候变化中所起的作用,本文利用一个简单的两流辐射模式,在不同气溶胶条件下,对比计算了不同月份和不同太阳时的辐射加热率,分析了其时空分布特征,并指出了其在天气尺度和气候尺度上的意义。

1 气溶胶辐射模式简介¹⁾

所用的辐射模式将太阳辐射分为8个波段,地球辐射分为6个波段,如表1。大气气溶胶

1) 尹宏,包括云与气溶胶多次散射的一维辐射对流气候模式的原理与程序(内部资料)。

的成分和粒子谱采用 Lowtran 模型^[4]。大气气溶胶的垂直廓线用 $0.55 \mu\text{m}$ 的消光系数表示, 如图 1 所示, 其中 E_{x_1} 采用 Toon 和 Pollak^[5] 所给出的全球平均廓线, E_{x_2} 参考 Carlson 和 Benjamin^[6] 所给出的撒哈拉沙尘暴的消光系数曲线设计。为简便起见, 没有考虑云的辐射效应。在模式中, 温度廓线并未随季节变化, 在所有的计算中, 采用同一温度廓线(图略), 这样更易做对比。纬度为北纬 38° , 这与中国西北沙尘暴多发区的纬度相当。对于痕量气体吸收系数的计算, 采用石广玉^[7] 提出的指数和模式。在某一波段 $\Delta\nu$ 内, 痕量气体的吸收系数随波数急剧变化, 因此在固定压强和温度下, 将吸收系数 k_ν 按大小进行重排, 使 k_ν 成为单调下降的函数, 再用 Gauss 数值积分法进行计算。

表 1 短波和长波辐射能的分段

Table 1 The bands of long wave and short wave radiation

序号	短波辐射			长波辐射		
	λ/nm	吸收气体	中心波长/nm	大气上界辐照度 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	σ/cm^{-1}	吸收气体
1	355~406		381.9	58.91	0~250	H_2O
2	406~440		422.3	57.56	610~730 2 110~2 680	CO_2 , H_2O , H_2O_2 , O_3
3	746.3~759.6		810.0	55.29	530~610 730~940	H_2O , CO_2 ,
	774.9~784.9			H_2O_2 , O_3		
	857.6~885					
4	254.6~355	O_3	324.1	58.16	940~1 200	O_3 , H_2O , H_2O_2 , CO_2
5	440~486.9	O_3	554.4	443.79	1 500~1 430 1 810~2 110	H_2O , CO_2
6	686.9~698.4	O_2	727.1	34.87	1430~1810	H_2O
	759.6~774.9					
7	698.4~746.3	H_2O	1 025.6	483.38		
	784.9~857.6					
	885~1 519.8					
8	1 519.8~4 201.7	H_2O , CO_2	1 919.2	162.04		

水平均一大气中多次散射的短波辐射传输方程^[8]为:

$$\begin{aligned}
 u dI(\tau, u) / d\tau = & -\omega \int_{-1}^1 I(\tau, u') \rho(u, u') du' / 2 + I(\tau, u) \\
 & - \omega S_0 \exp(-\tau/u_0) \rho(u, u_0) / 2 - (1-\omega) B_s(T)
 \end{aligned} \quad (1)$$

公式(1)中 τ 为光学厚度, $\tau = \int_z^h \beta_c dz$, h 是大气上界高度; u 称为纵标, $u = \cos\theta$, θ 为天顶距; $I(\tau, u)$ 是 τ 高度对方位角积分后沿 u 方向的散射光强; $\omega = \beta_s / \beta_c$ 是散射比, 即散射消光系数 β_s 与总消光系数 β_c 之比; $\rho(u, u')$ 是对方位角积分后的相函数, 表示 u' 方向来的辐射向 u 方

向散射占有所有方向总散射的比率; S_0 是大气上界的太阳辐射; $B_b(T)$ 是温度为 T 的黑体辐射。上式第 3、4 项都是源辐射, 在计算太阳辐射传输时可忽略第 4 项, 在计算长波辐射传输时可忽略第 3 项。

辐射模式采用两流近似, 并应用半球常数法近似^[9]。把大气分为若干层, 假设在每一层内散射、吸收特性都是均匀的。在计算太阳辐射传输时, 由于在 $\Delta\tau > 0.2$ 时, 用半球常数法计算的前向散射率和后向散射率误差较大^[10], 在 $\Delta\tau > 0.1$ 时, 用倍加法^[11], 即把这层大气再均分为偶数等份, 每一小层 $\Delta\tau$ 满足要求, 前向散射率和后向散射率也相等, 再计算前向散射率和后向散射率。具体求解过程用累加法^[12]。

多次散射的长波辐射传输方程可写为:

$$dD(\tau)/d\tau' = -D(\tau) + (1 - \omega)B_b(T) + \omega\beta_1 U(\tau) + \omega(1 - \beta_1)D(\tau), \quad (2)$$

$$dU(\tau)/d\tau' = U(\tau) - (1 - \omega)B_b(T) - \omega\beta_1 D(\tau) - \omega(1 - \beta_1)U(\tau), \quad (3)$$

其中, $D(\tau)$ 与 $U(\tau)$ 分别是 τ 高度向下、向上的长波辐照度; β_1 是后向散射比, 其物理意义是入射辐射在相反半球产生散射的百分比, $\beta_1 = \int_0^1 \beta(u_i) du_i$, 而 $\beta(u_i) = \int_0^1 p(u, u_i) du/2$, ($u_i > 0$) 或者 $\beta(u_i) = \int_{-1}^0 p(u, u_i) du/2$ ($u_i < 0$)。

在计算长波辐射传输时, 也用累加法。把光学厚度增加 1.66 倍, 即 $\tau' = 1.66\tau$, 用于把各向漫射的长波辐射简化为平行的长波辐射。则有

$$\text{透射率} \quad T = 1 - 1.66\Delta\tau + 1.66\omega(1 - \beta_1)\Delta\tau, \quad (4)$$

$$\text{反射率} \quad R = 1.66\omega\beta_1\Delta\tau. \quad (5)$$

k, j 高度之间的薄层 $\Delta\tau$ 向下、向上的源辐射为

$$F_{kj} = F_{jk} = 1.66(1 - \omega)B_b(T)\Delta\tau. \quad (6)$$

当 $\Delta\tau > 0.002$ 时, 用倍加法来计算。

2 计算结果与讨论

对不同浓度的气溶胶条件下大气辐射特征做了对比计算。所用消光系数如图 1 所示。太阳短波辐射日平均加热率的垂直分布与 Charlson 和 Pilat^[11]、Liou 和 Sasamori^[12] 的结论相一致。利用 E_{x_1} 所计算的长波减温率如图 2 中的曲线 A, 可以看到在地面有较强的长波辐射冷却, 达到 -2.2 K/d。利用 E_{x_2} 计算所得的结果表明, 当 6 km 以下的消光系数增加时, 地面的长波辐射冷却变弱, 而强气溶胶层的顶部长波辐射冷却加强, 如图 2 中的曲线 B 所示。这表明强气溶胶层为长波辐射的源。气溶胶浓度增加, 其长波辐射也增强, 同时, 对来自于地面的长波辐射反射也增强。

在这两种情况下, 对日平均分布而言, 长波辐射降温率的最大值与短波加热率的最大值在同一高度, 两者在白天抵消一部分, 如图 3 所示。Carlson 等^[12] 发现在沙尘爆发时, 大约从 850 hPa 到 500 hPa 有等熵混合层。Chen 等^[13] 指出这种等熵混合层的形成与沙尘顶部强辐射加热有关。 E_{x_2} 情况下总辐射加热率的分布验证了这一观点。本文计算了不同月份总日平均大气辐射加热率数据, 利用 E_{x_1} 计算的结果表明, 6 月份和 12 月份的分布特征类似, 都与长波减温率

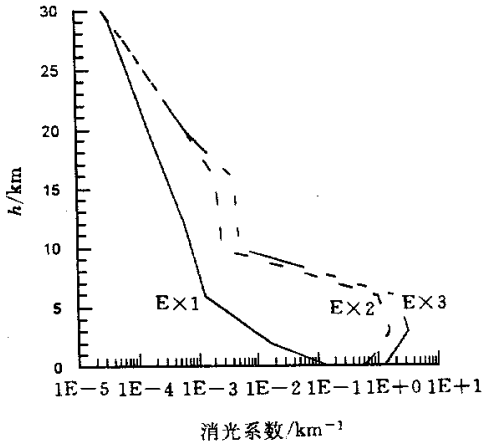
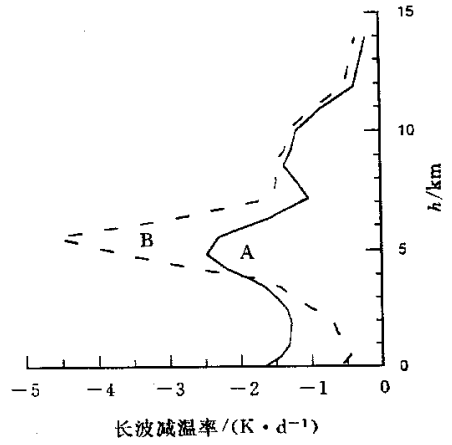


图 1 计算所用的消光系数

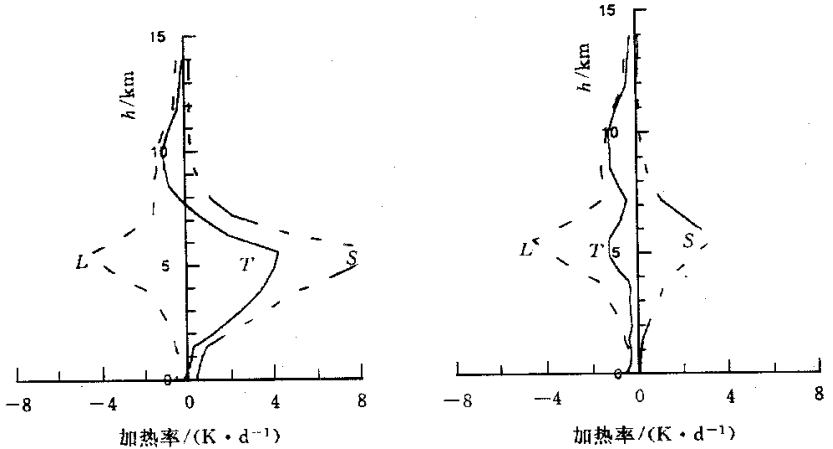
Fig. 1 The extinction coefficient used in the computation



A 用 E_1 计算 B 用 E_2 计算

图 2 日平均长波减温率随高度的分布

Fig. 2 Daily averaged cooling rate of long wave versus height



(a) 6月份

(b) 12月份

L: 长波减温率, S: 短波加热率, T: 总辐射加热率

图 3 利用 E_2 计算的日平均大气辐射加热率

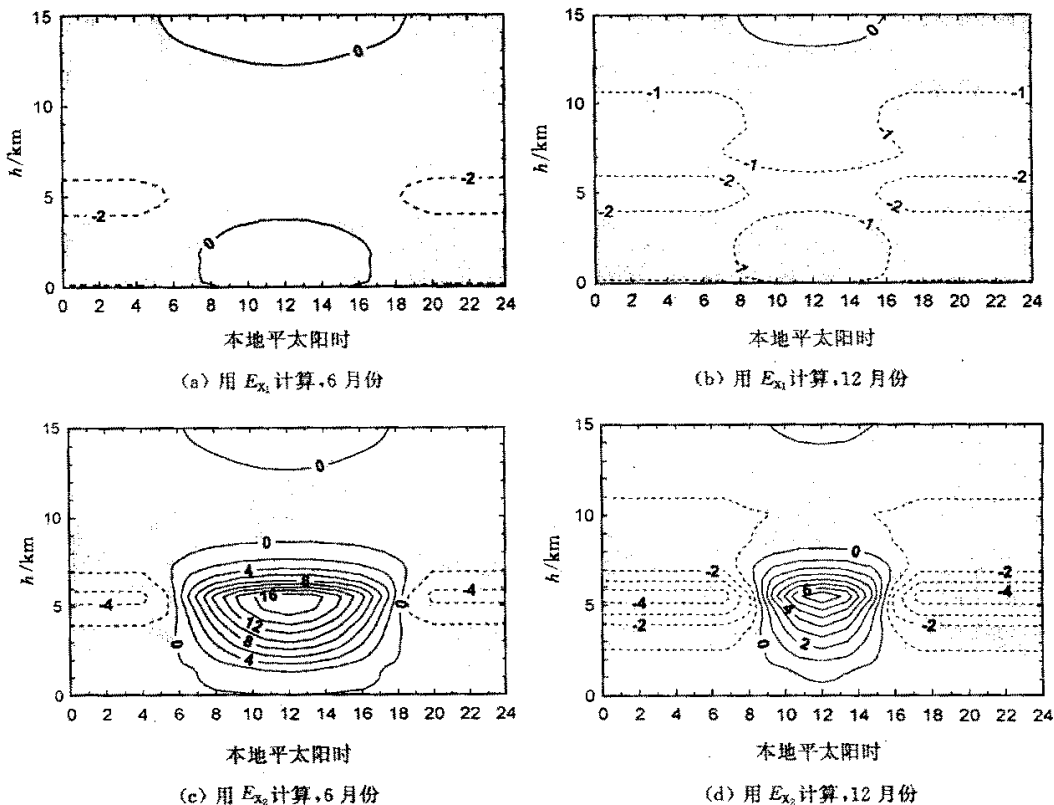
Fig. 3 Daily averaged radiative heating rates computed with E_2

分布特征相似。区别在于 3 km 以下降温率前者比后者的小。利用 E_2 计算的结果则表明, 由于强气溶胶层顶日平均短波辐射加热率在 6 月份为 8.9 K/d, 而在 12 月份为 3.4 K/d, 所以 2 个月份总日平均辐射加热率分布特征有明显差异, 在 6 月份则类似于短波加热率分布特征, 而在 12 月份类似于长波减温率分布特征。所以气溶胶较弱时, 气溶胶层的全年相当于冷源。而

气溶胶较强时,在冬季相当于冷源,在夏季则相当于热源。因此,从气候的角度而言,长波辐射效应有着不可忽视的重要性,对大气温度廓线是一个不可忽视的强迫。

把 E_{x_2} 20 km 高度以下的消光系数加倍(称为 E_{x_3}),发现夏季的总日平均辐射加热率对此更为敏感,明显增强。而冬季则变化不大,大体上是降温率变小。但是在强气溶胶层顶, E_{x_3} 情况下降温率要略大于 E_{x_2} 的情况,见图 3。而从 E_{x_1} 增加到 E_{x_2} 时,该高度降温率变小。由此可见,辐射效应对单纯的气溶胶增强的响应是非线性的。

还计算了大气辐射加热率的日变化,如图 4。可以看到,无论是在 6 月份还是在 12 月份,在 E_{x_1} 情况下,夜间和白天的加热率分布都使得层结朝不稳定方向发展。而在 E_{x_2} 情况下,在 5 km 高度夜间是冷却,使得层结有不稳定趋势;白天是加热,使得层结朝稳定方向发展。 E_{x_3} 情况与 E_{x_2} 类似。这将对沙尘暴天气的过程提供一个简单的解释。在中国西北的春季,经常会有沙尘暴爆发。在沙尘暴爆发之前,气溶胶的廓线与 E_{x_1} 类似,其辐射效应的积累有利于对



填充的区域为负值,等值线为大气总辐射加热率($K \cdot d^{-1}$) 6 月份间隔为 $2(K \cdot d^{-1})$, 12 月份间隔为 $1(K \cdot d^{-1})$

图 4 大气总辐射加热率的日变化

Fig. 4 Daily variation of total radiative heating rate

流的产生,同时使得气溶胶廓线向 E_{x_2} 靠拢。白天的辐射效应的积累又使得对流到了夜间减弱甚至消失。在这一过程中长波辐射效应有重要的作用,尤其是在不稳定层结的产生和维持方面。

3 结 论

本文综合考虑了短波和长波的辐射效应,表明气溶胶的浓度分布在气候和天气尺度上都有重要影响。

气溶胶的增强会导致大气加热率垂直方向上极值分布的改变。不仅使短波加热率的极值向上推移,还使得长波减温率的极值向上推移。从气候角度来讲,气溶胶浓度较弱时,在一年四季,气溶胶层相当于一个冷源。而气溶胶浓度较强时,在冬季相当于冷源,在夏季相当于热源。就天气尺度而言,浓度较弱的气溶胶使得层结朝不稳定方向发展。而浓度强的气溶胶在夜间使得层结朝不稳定方向发展,在白天使得层结朝稳定方向发展,可以预料这一机制在沙尘暴发生和消亡的生命史起着重要作用,但尚需要进一步的统计工作来验证。

参 考 文 献

- 1 Charlson R J, Pilat M J. Climate: The Influence of Aerosols. *J Appl Meteor*, 1969, 8: 1 001~1 002
- 2 Liou K N, Sasamori T. On the Transfer of Solar Radiation in Aerosol Atmosphere. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 2 166~2 177
- 3 尹宏, 韩志刚. 气溶胶大气对太阳辐射的吸收. *气象学报*, 1989, 47: 118~123
- 4 McClatchy R A, Fenn R W, Selby J E A, et al. Optical Properties of the Atmosphere. AFCRL-72-0497. 1972
- 5 Toon O B, Pollack J P. A Global Model of Atmospheric Aerosols for Radiative Transfer Calculations. *J Appl Meteor*, 1976, 15: 226~246
- 6 Carlson T N, Benjamin S G. Radiative Heating Rates for Saharan Dust. *J Atmos Sci*, 1980, 37: 193~213
- 7 石广玉. 计算 9.6 微米臭氧带冷却率的一种新方法. *中国科学(B 辑)*, 1984, 4: 378~385
- 8 尹宏. 大气辐射学基础. 北京: 气象出版社, 1993. 149
- 9 Coakley J A Jr, Chylek P. The Two Stream Approximation in Radiative Transfer: Including the Angle of the Incident Radiation. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 409~418
- 10 Meador W E, Weaver W R. Two-Stream Approximations to Radiative Transfer in Planetary Atmospheres: A Unified Description of Existing Methods and a New Improvement. *J Atmos Sci*, 1980, 37: 630~643
- 11 Lancis 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
- 12 Carlson T N, Prospero J M. The Large-Scale Movement of Saharan Air Outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. *J Apply Meteor*, 1972, 11: 283~297
- 13 Shou-Jun Chen, Ying-Hwa Kuo, Wei Ming, et al. The Effect of Dust Radiative Heating on Low-Level Frontogenesis. *J Atmos Sci*, 1995, 52: 1 414~1 420

The Numerical Experiments of Aerosol Radiative Effects

DUAN Jianjun CHEN Shoujun

*(China-Korea Center for Atmospheric Research , Department of Geophysics ,
Peking University , Beijing , 100871)*

CHUNG Yongseung

(Korea-China Center for Atmospheric Research , National University of Education , Korea)

Abstract A simple radiation model was used to calculate daily changes of the aerosol radiative heating rates and cooling rates in different months. Two-stream approximation , hemispheric constant method , adding method and doubling method were applied in the computation. It was demonstrated that in June and December , as far as the daily averaged rates were concerned , whether the aerosol concentration is the heat source or the cold one depends on the aerosol density. However , the relation bears nonlinear features. In the diurnal range , the effects of the aerosol radiative forcing on the atmospheric stability depend on the vertical distribution and density of the aerosol.

Key words aerosol ; long wave radiation ; stratification