

## 平流层大气对太阳辐射能的吸收\*

龔知本 廖怀哲

(中国科学院地球物理研究所)(中国科学技术大学)

### 提 要

本文讨论了如下三个问题:

1. 设计了一套计算平流层大气对太阳辐射吸收的计算公式。
2. 讨论了利用平面层大气来代替曲率大气对太阳辐射吸收引起的误差。
3. 计算了 1, 7 月份太阳对平流层大气的加热。

### 一、引 言

平流层大气对太阳辐射能的吸收是平流层大气能量收支的重要组成部分。近十几年来,一方面由于大气吸收物质(如二氧化碳、臭氧、水汽)的吸收光谱实验资料以及理论计算迅速增多,另一方面大气吸收物质含量的实际观测资料迅速增加,因此这方面的工作已有相当大的进展。近几年来,对于平流层对太阳辐射能的吸收一般都采用实验数据直接进行计算<sup>[1,2]</sup>,用这种方法得到的结果是比较正确的,但其工作量较大,如果我们进一步将它作为一个热源放到大气动力学方程组中,考虑其相互影响,看来就是利用目前的高速电子计算机也是比较困难的。本文的第一部分企图根据现有的吸收光谱资料重新设计既适合于手算而又适合于电子计算机上进行计算的简便计算方案。为了计算的精确,对平流层中上层大气对太阳直接辐射能的吸收,还需要考虑“地球大气曲率”及其“夜间吸收”,但是这样使计算大大地复杂化,因此目前一般还是将地球看作平面来处理,这显然会引起一定的误差,本文第二部分就是分析这种误差。本文第三部分作为一个例子即利用上述计算方案计算了平流层大气对太阳辐射吸收的平均纬向分布。

### 二、平流层大气对太阳辐射吸收的计算公式与图表

在平流层大气里,主要的吸收物质有臭氧、二氧化碳、水汽、分子氧,根据山本<sup>[2]</sup>计算,分子氧对太阳红外光谱的吸收能量在平流层内,最大不到平流层总吸收的 10%,在目前缺乏分子氧近红外光谱实验资料的情况下,忽略它的作用对平流层吸收加热的影响不会引起多大误差。因此我们只是设计了其它三种主要吸收物质成分的计算公式与图表。

#### 1. 臭氧

如图 1 所示,一束太阳光以高度角  $\theta$  穿过距 A 点为  $h$  高度的臭氧层 BC,按 Beer 定律,则薄层  $dh$  对太阳辐射的吸收:

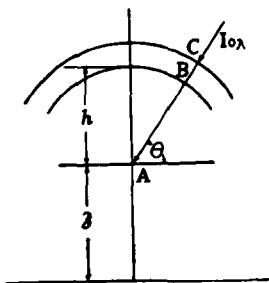


图 1 太阳高度为  $\theta$ , 通过在  $h$  高度上,一薄层臭氧厚度的几何图形

\* 本文 1964 年 9 月 21 日收到。

$$dI_{\lambda} = I_{\lambda} \alpha_{\lambda} n_{z+h} f(\theta h) dh, \quad (1)$$

那末到达高度为  $z$  的  $A$  点的太阳单色辐射强度为:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} \exp[-\alpha_{\lambda} N_{\theta}^z], \quad (2)$$

式中  $I_{0\lambda}$  为射到大气上界的太阳单色辐射强度, 单位为卡/厘米<sup>2</sup>秒厘米;  $\alpha_{\lambda}$  为臭氧的单色吸收系数, 单位为 1/厘米;  $N_{\theta}^z = \int_z^{\infty} n_{z+h} f(\theta h) dh$ , 即为太阳辐射穿过  $z$  高度以上的臭氧总量;  $n_{z+h}$  为高度  $z+h$  处的臭氧浓度, 单位为厘米/公里;  $f(\theta h)$  为太阳光斜进路径与垂直入射路径之比。

利用(1)和(2)式很容易得到:

$$E_{\theta}^z = \int_0^{\infty} \frac{dI_{\lambda}}{f(\theta h) dh} d\lambda = n_z \int_0^{\infty} \alpha_{\lambda} I_{0\lambda} \exp[-\alpha_{\lambda} N_{\theta}^z] d\lambda, \quad (3)$$

$E_{\theta}^z$  为  $z$  高度上每单位时间内对太阳辐射吸收的能量密度, 改写(3)式即得:

$$\frac{E_{\theta}^z}{n_z} = \int_0^{\infty} \alpha_{\lambda} I_{0\lambda} \exp[-\alpha_{\lambda} N_{\theta}^z] d\lambda. \quad (4)$$

由(4)式来看, 只要知道  $I_{0\lambda}$  和  $\alpha_{\lambda}$  就可以作出  $N_{\theta}^z \sim \frac{E_{\theta}^z}{n_z}$  的曲线来, Craig<sup>[3]</sup> 首先利用(4)式绘制了计算臭氧吸收图表, 随后 Pressman<sup>[4]</sup> 将它适当地延伸, 并以此计算了臭氧层吸收太阳辐射能的季节变化与纬度变化。然而在 Craig 图中臭氧的吸收系数是利用严济慈与钟仁标<sup>[5]</sup> 在 15°C 时所测得的臭氧吸收系数值。根据 Vigroux<sup>[6]</sup> 在不同温度下测量到的臭氧吸收系数值有相当大的差别, 而实际上臭氧吸收太阳辐射加热的主要区域平均的温度为 -30°C 左右, 根据文献[6]在该温度下测量的臭氧吸收系数与文献[5]测量的相比, 在 Hartly 带文献[6]比文献[5]要低 20%, 为了正确地计算平流层臭氧辐射加热, 有必要重新计算 Craig 臭氧吸收图。我们利用了 Vigroux<sup>[6]</sup> 和 Inn 等<sup>[7]</sup> 所测量的臭氧吸收系数  $\alpha_{\lambda}$  和文献[8]所给出的地球大气以外的光谱强度分布  $I_{0\lambda}$ , 重新作了计算, 计算结果见图 2, 图中虚线表示 Pressman<sup>[4]</sup> 的结果, 从图中可以看出, 当  $N_{\theta}^z$  值小于  $5 \times 10^{-3}$  厘米 (NPT) 时, 平均大 13%, 当  $N_{\theta}^z$  大于  $10^{-2}$  厘米 (NPT) 时, 基本一致, 平均差小于 2.5%, 为了比较这两个图表对平流层吸收能量的影响, 我们同 Pressman<sup>[4]</sup> 一样, 采用了 Craig<sup>[9]</sup> 臭氧标准分布, 计算了各层不同天顶角所吸收的能量, 计算结果见图 3, 图中虚线为 Pressman<sup>[4]</sup> 的计算结果, 由图可见, 在高层(大约在 38 公里以上)一般我们的值大于文献[4]的计算值, 在低层则相反, 而误差最大则发生在高层与大太阳高度角情况。

上面的图表, 对于利用手算来计算对太阳辐射

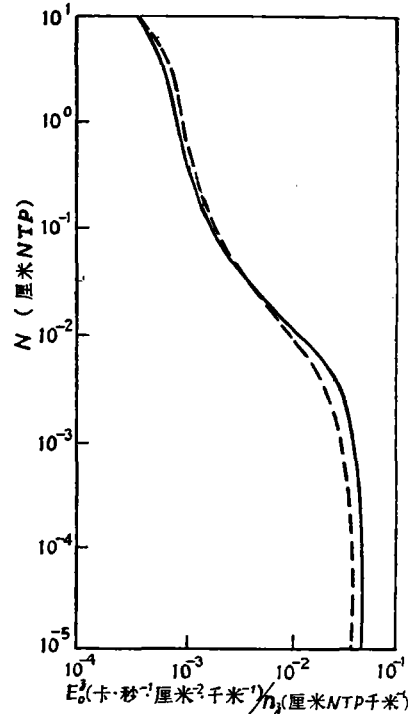


图 2  $E_{\theta}^z/n_z$  随臭氧浓度变化曲线 (---- Pressman 值, —— 本文计算值)

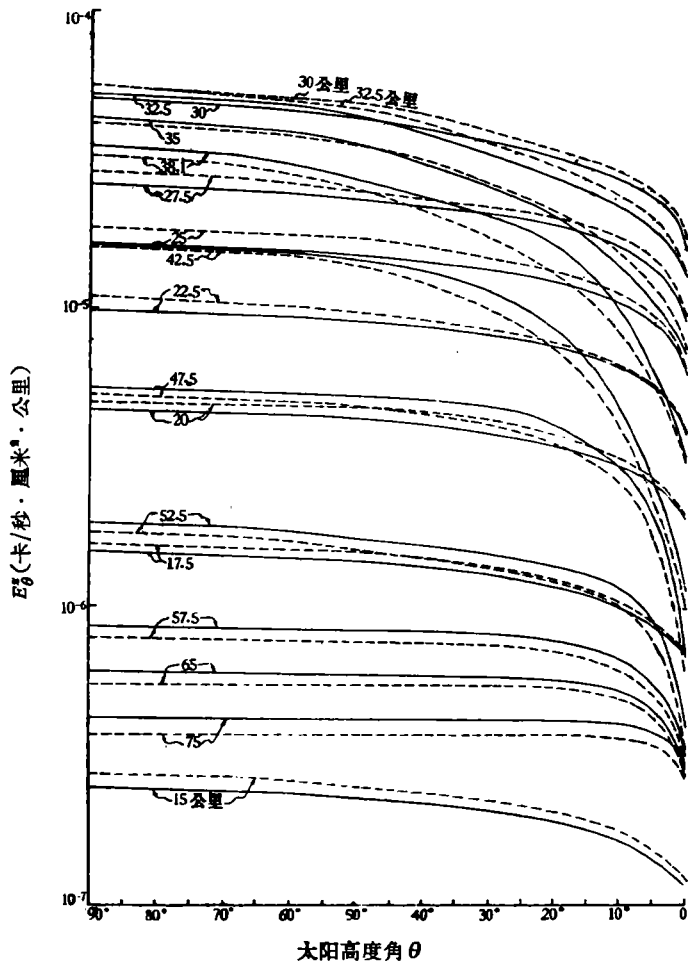


图3 不同高度角臭氧吸收太阳辐射能比较  
(---- Pressman 值, —— 本文计算值)

直接吸收是非常方便的，但是它还不能用于电子计算机。为此，我们直接利用(2)式对波长积分得：

$$I_{\theta}^* = \int_0^{\infty} (I_{0\lambda} - I_{\lambda}) d\lambda = \int_0^{\infty} I_{0\lambda} (1 - \exp[-\alpha_{\lambda} N_{\theta}^*]) d\lambda^*, \quad (5)$$

根据(5)式求出  $N_{\theta}^*$  从  $10^{-5}$  厘米到 10 厘米之间的各种不同  $I_{\theta}^*$  值，然后，采用统计方法，求得经验公式为：

$$\left. \begin{aligned} \log_{10} I_{\theta}^* &= -2.830 + 0.5217(\log_{10} N_{\theta}^*) + 0.0935(\log_{10} N_{\theta}^*)^2 \\ &\quad \text{当 } 0.025 \text{ 厘米} \leq N_{\theta}^* \leq 10 \text{ 厘米} \\ \log_{10} I_{\theta}^* &= -2.908 + 0.1230(\log_{10} N_{\theta}^*) - 0.1214(\log_{10} N_{\theta}^*)^2 \\ &\quad \text{当 } 10^{-5} \text{ 厘米} \leq N_{\theta}^* \leq 0.025 \text{ 厘米} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

利用(6)式， $N_{\theta}^*$  在  $10^{-5}$  厘米到 10 厘米范围内(即太阳光可能穿过的臭氧厚度范围)，可以

\* 文献[15]首先利用此式计算了  $I_{\theta}^* \sim N_{\theta}^*$  的关系曲线，但由于没有资料，图又太小，无法得到精确的数据，故我们重新进行了计算，计算结果和文献[15]计算值比较，大致是一致的。

计算出  $I_0^*$  值, 图 4 中实曲线为利用经验公式计算所得的曲线, “×”表示实际计算的数值, 由图可见, 几乎所有的点都在线上, 其最大偏离不到 3%, 因此公式(6)在实际计算中是足够精确的, 同时公式(6)放在电子计算机中进行计算也比较方便。

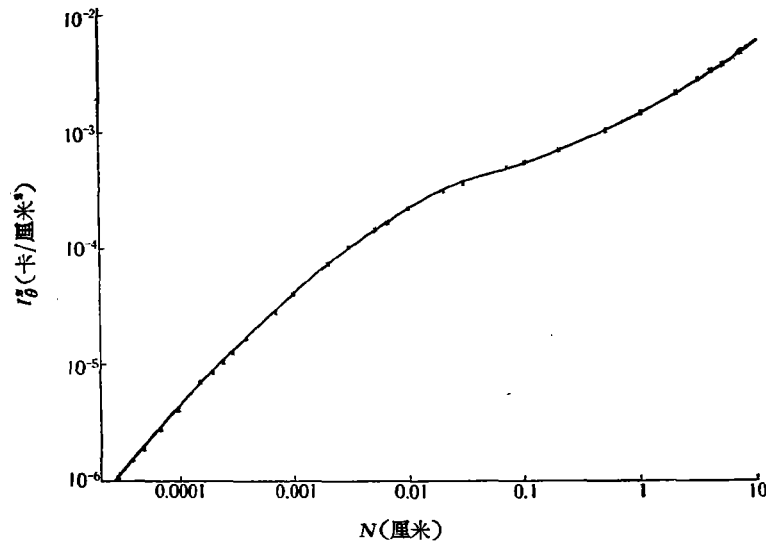


图 4 不同臭氧浓度吸收太阳辐射能比较  
(— 经验公式计算值, ××× 为实际计算值)

## 2. 二氧化碳

二氧化碳对太阳辐射的吸收, 对于平流层中下层的加热起着巨大的作用, 如何比较精确而又简便地求出其加热, 对于考虑平流层辐射问题具有重要意义, 1955年 Howard等<sup>[10]</sup>对二氧化碳的红外吸收光谱重新进行了测量, 提出的经验公式为:

弱吸收带

$$A_i = \int_i A \nu_i d\nu = c_i m^{1/2} (p + e)^{k_i}, \quad A_i < A_{ci}, \quad (7a)$$

强吸收带

$$A_i = \int_i A \nu_i d\nu = C_i + D_i \log m + K_i \log (p + e), \quad A_i \geq A_{ci}. \quad (7b)$$

(7)式中  $p$  为非吸收介质的气压,  $e$  为吸收介质的分压力,  $\int_i A \nu_i d\nu$  为第  $i$  个吸收带的积分吸收率,  $c_i, C_i, D_i, k_i, K_i, A_{ci}$  分别为各带的系数, 文献[10]给出了各吸收带的系数值。Roach<sup>[11]</sup> 为了使强弱吸收带的吸收临界处的吸收率更为衔接, 而修改了一些系数, 其值见表 1。我们利用文献[11]的方法, 分别改写(7)式为:

$$A_i = \int_i A \nu_i d\nu = \begin{cases} d_i m^{*1/2} & \int_i A \nu_i d\nu \leq A_{ci} \\ E_i + D_i \log m^* & \int_i A \nu_i d\nu \geq A_{ci} \end{cases} \quad (8)$$

式中

$$\left. \begin{aligned} m^* &= m \left( \frac{p+e}{p_0} \right)^{0.80} & d_i &= c_i p_0^{0.4} (p+e)^{k_i-0.4} \\ E_i &= C_i + \left( \frac{K_i}{D_i} - 0.8 \right) D_i \log (p+e) + 0.6 D_i \log p_0. \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

表 1  
(依文献[1])

| 二氧化碳吸收带   | $c$   | $k$  | $C$    | $D$ | $K$ | $A_e$ |
|-----------|-------|------|--------|-----|-----|-------|
| 1.4 $\mu$ | 0.058 | 0.41 |        |     |     | 80    |
| 1.6       | 0.063 | 0.38 |        |     |     | 80    |
| 2.0       | 0.492 | 0.31 | (-548) | 138 | 114 | 80    |
| 2.7       | 3.15  | 0.43 | (-137) | 77  | 68  | 50    |
| 4.3       | —     | —    | (27.5) | 34  | 315 | 50    |
| 4.8       | 0.12  | 0.37 | —      | —   | —   | 60    |
| 5.2       | 0.024 | 0.40 | —      | —   | —   | 30    |

在大气中,  $p_0 = 760$  毫米汞高, 而  $p \gg e$ , 因而  $e$  可以略去, 这样, 从(9)式可以看出  $d_i$ ,  $E_i$  仅是  $p$  的函数。考虑二氧化碳对太阳辐射的吸收起主要作用仅在 300 毫巴到 30 毫巴之内, 由于应用气压范围不大, 因此我们没有必要区分强弱吸收区的气压应用范围, 都取平均气压为 100 毫巴, 这样利用平均气压来代替可变气压会造成的误差见表 2, 由表可见最大误差为 3%, 但绝大部分都小于 1%, 如果将气压范围扩展到 10 毫巴, 那末最大误差也小于 8%, 一般都在 3% 之内, 这在实验误差范围之内, 有了(8)式, 我们乘以每一吸收带的太阳辐射能  $I_{0i}$ , 其值取文献[8]。我们就可以得到各波带吸收的能量, 然后将各波段的吸收能相加, 就可以求得整个二氧化碳吸收能量数学表达式为:

$$I_{CO_2} = \left\{ \begin{array}{l} \sum_i \frac{(d_i I_{0i})}{\Delta \nu_i} m^{*1/2}, \\ \sum_i \frac{(E_i I_{0i})}{\Delta \nu_i} + \sum_i \frac{D_i I_{0i}}{\Delta \nu_i} \log m^*. \end{array} \right. \quad (10)$$

表 2

| 吸收带                | 1.4 $\mu$ | 1.6 $\mu$ | 2.0 $\mu$ | 2.7 $\mu$ | 4.3 $\mu$ | 4.8 $\mu$ | 5.2 $\mu$ |
|--------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| $p_i^{k-0.4}$ (毫巴) | 1.05      | 1.10      | 1.05      | 1.15      | —         | 0.870     | 0         |
| $\log \bar{p}_i$   | —         | —         | 2.00      | 2.00      | 2.00      | —         | —         |
| 可能产生的最大误差          | 弱吸收       | 1%        | 1%        | 1%        | 3%        | —         | 3%        |
|                    | 强吸收       | —         | —         | <1%       | <1%       | <1%       | —         |

我们没有考虑 2.7  $\mu$  带水汽重迭吸收的影响, 这是因为在平流层内水汽含量较少, 因此就单考虑平流层而言, 忽略其重迭的影响, 不会引起多大误差。根据(10)式, 可以求出不同  $m^*$  下的  $\Delta I$  值, 这样利用这些数值, 采用统计方法, 求得经验公式:

$$I_{CO_2} = \left\{ \begin{array}{l} 0.4863 \times 10^{-2} + 0.3878 \times 10^{-2} \log m^* + 0.1385 \times 10^{-2} (\log m^*)^2 \\ \quad 10^{-1} \text{ 厘米} \leq m^* \leq 3 \times 10^0 \text{ 厘米} \\ 5.110 \times 10^{-3} + 3.803 \times 10^{-3} \log m^* + 3.604 \times 10^{-4} (\log m^*)^2 + \\ \quad + 4.495 \times 10^{-4} (\log m^*)^3, \quad 3 \times 10^0 \text{ 厘米} \leq m^* \leq 3 \times 10^2 \text{ 厘米} \end{array} \right. \quad (11)$$

图 5 的曲线为利用公式(11)计算结果, “ $\times$ ”为公式(10)的计算值, 由图中可以看出二者几乎完全一致。最大误差不到 2%。

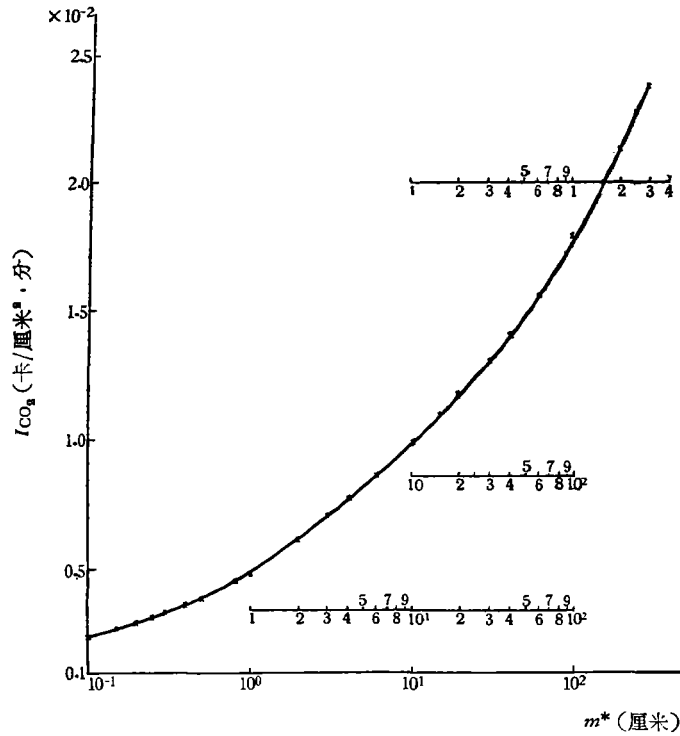


图 5

为了进一步考察公式(11)在实际计算中的精确度，我們同山本<sup>[2]</sup>计算结果进行了比较，山本<sup>[2]</sup>也是根据 Howard<sup>[10]</sup> 资料，但是他利用电子计算机逐带进行计算，因此结果应该是比较可靠的，图 6 右边的虚线是山本<sup>[2]</sup>计算值，实线为公式(11)计算值，从图中可以

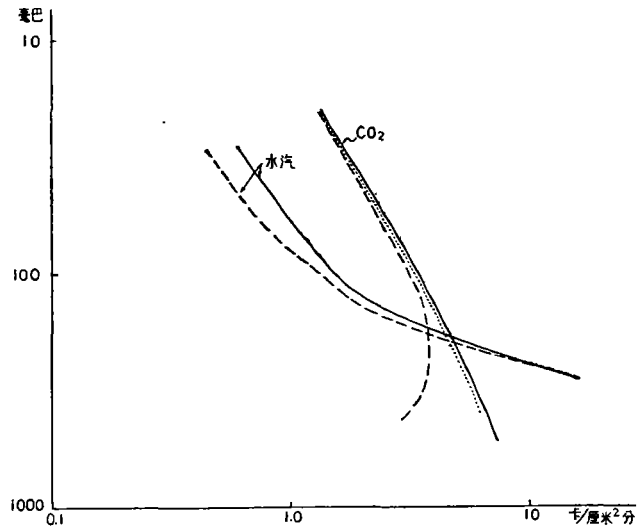


图 6 水汽二氧化碳各高度上吸收太阳辐射能比较  
 (---- 山本计算值，—— 本文计算值，- · - · - 不考虑二氧化碳 1.4 μ 带的本文计算值)

看出,我們的值都比山本<sup>[2]</sup>值要大一点,这可能有两个原因:(1)由于我們沒有考虑 2.7  $\mu$  水汽重迭带的影响,因此在 200 毫巴以下我們的值与山本值偏离较大,但山本值在 200 毫巴以下随着气压的增加,吸收能量反而减少似乎也不太合理。(2)由于山本值中沒有考虑 1.4  $\mu$  带,事实上根据我們的計算 1.4  $\mu$  吸收带比 1.6  $\mu$  带还要重要,它約占整个吸收的 10% 还多,为了比較起見,我們同山本一样不考慮 1.4  $\mu$  带,計算結果如图(6)虛点綫所示,可以看出 100 毫巴以上甚为一致,这一方面說明公式(11)在 100 毫巴以上是比較可靠的,另一方面也說明在 100 毫巴以下,不考慮水汽重迭带影响,可能导致一些誤差,但目前这种訂正方法不一定可靠,山本的計算結果就是一个明显的例子。

### 3. 水汽

在平流层內,水汽吸收的所有带都处在弱吸收区,因此平流层內水汽吸收公式比較簡單,我們采用文献[11]的方法,求出水汽的吸收值,然而考虑到吸收公式用在平流层內,因此文献[11]公式(4)中平均气压  $\bar{p}$  取 100 毫巴,利用这个平均气压值在 300 毫巴到 30 毫巴范圍內,由于气压的变化造成的最大誤差小于 5%,这样求得的公式为:

$$I_{\text{H}_2\text{O}} = 0.3736 u^{*2} \quad (12)$$

其中  $u^* = u \left( \frac{p+c}{p_0} \right)^{0.6}$ ,  $I_{\text{H}_2\text{O}}$  为水汽吸收能量,单位为卡/厘米<sup>2</sup>分,式中  $p, c, p_0$  同前定义,  $u$  为水汽含量,单位为克/厘米<sup>2</sup>,利用(12)式計算平流层水汽对太阳輻射的吸收同山本<sup>[2]</sup>利用电子計算机的計算值进行比較,計算結果如图(6)的左側,图中虛綫为山本值,从图(6)可以看出,在 100 毫巴以下計算結果相当一致,特別在 200 毫巴以下几乎完全一致,但在 100 毫巴以上偏差较大,这是由于在小  $u$  处,缺乏实验資料,我們同山本利用不同的外延,使用了不同压力訂正的結果,我們是依旧根据 Howard 等<sup>[10]</sup>弱吸收經驗公式外延,这样气压訂正为  $\left( \frac{p}{p_0} \right)^{0.3}$ , 而山本<sup>[2]</sup>則利用 Elsasser 模式強綫吸收公式加以外延,这样气压訂正为  $\left( \frac{p}{p_0} \right)^{0.5}$ . 事实上,当  $u$  充分小时,特別是平流层水汽含量极小的情况下,是否能够滿足強綫这是值得怀疑的。

## 三、利用水平大气来代替球面大气計算大气对太阳直接 輻射能吸收所引起的誤差討論

地球基本上是个球体,因此在計算平流层中高层大气对太阳輻射能直接吸收时,考虑大气曲率以及“夜間吸收”的影响变为相当重要的問題,但是要考慮这两个因子的影响,計算比較麻煩. 因此,直到目前为止,絕大部分工作都用水平大气来代替球面大气,这对于水汽、二氧化碳而言,誤差是不大的,因为水汽、二氧化碳的浓度随高度迅速减小,同时水汽二氧化碳吸收太阳輻射能主要在平流层中下层,高度比較低,这样“夜間吸收”与曲率的影响是很小的. 但是对于臭氧,由于它吸收主要在平流层高层,而且臭氧的浓度随高度的变化在 30 公里左右以下是向上递增的. 在这种情况下,由于水平大气来代替曲率大气可能会引起一定的誤差. 在这节里,我們用文献[9]給出的臭氧标准分布,并采用数值計算的方法,給出不同赤緯,緯度和高度上水平大气相对于球面大气臭氧吸收的誤差.

### 1. 计算方法

从(2)式中知道,考虑曲率与不考虑曲率对臭氧吸收辐射能产生的误差除了“夜间吸收”之外,唯一的原因是由于  $f(\theta h)$  值的不同,在水平大气里,很明显  $f(\theta h) = \text{csec } \theta$ ,而这样:

$$N_{\theta}^z = \int_z^{\infty} n_{x+h} \text{csec } \theta dh = \text{csec } \theta \int_z^{\infty} n_{x+h} dh. \quad (13)$$

$N_{\theta}^z$  表示在不考虑地球曲率的情况下,高度角  $\theta$  的太阳光穿过  $z$  高度以上整个气柱的臭氧浓度。

对于曲率大气,依 Bemporad,  $f(\theta h) = \frac{1 + \frac{h}{R}}{\sqrt{1 + \frac{2h}{R} - \cos^2 \theta}}$ , 这样:

$$N_{\theta}^{mz} = \int_z^{\infty} n_{x+h} \frac{1 + \frac{h}{R}}{\sqrt{1 + \frac{2h}{R} - \cos^2 \theta}} dh. \quad (14)$$

$N_{\theta}^{mz}$  表示在考虑地球曲率的情况下,高度角  $\theta$  的太阳光穿过  $z$  高度以上整个气柱的臭氧浓度。根据球面三角公式求得

$$\cos \theta = \sin \varphi \sin \delta + \cos \delta \cos \varphi \cos \epsilon. \quad (15)$$

(15)式中  $\delta$ ,  $\varphi$  分别为太阳的赤纬与地理纬度,  $\epsilon$  为太阳的时角。在求  $h_1 - h_2$  薄层内太阳光路径上的臭氧厚度,我们采用文献[4]的方法,取其  $f(\theta h_1)$  和  $f(\theta h_2)$  的平均值,当  $\theta = 0$  时,在  $0 - h_2$  高度内,根据文献[4]得:

$$f[0, (0 - h_2)] = \sqrt{\frac{2R}{h_2}}. \quad (16)$$

对于“夜间吸收”的能量  $E_{-\theta}^z$ , 同样先求得夜间太阳光照射到高度  $z$  处以前所穿过的臭氧厚度  $N_{-\theta}^z$ , 根据文献[4]其值为:

$$N_{-\theta}^z = 2N_{\theta}^{z'} - N_{\theta}^z. \quad (17)$$

其中  $z' = (R + z) \cos \theta - R$ .

而最大负角度  $-\theta_{\text{最大}}^z$  的值可按图7求出

$$R = (R + z) \cos \theta_{\text{最大}}^z, \quad (18)$$

$$\theta_{\text{最大}}^z = \cos^{-1} \left( \frac{R}{R + z} \right). \quad (19)$$

利用文献[9]给出臭氧标准分布,由(13),(14),(17)各式分别求得  $N_{\theta}^z$ ,  $N_{\theta}^{mz}$  和  $N_{-\theta}^z$ , 然后利用图2便可求得  $E_{\theta}^z(\epsilon)$ ,  $E_{\theta}^{mz}(\epsilon)$ ,  $E_{-\theta}^z(\epsilon)$ . 图8即为  $E_{-\theta}^z \sim -\theta$  曲线,由图中

首先可以看出,在30公里处  $E_{-\theta}^z$  最大,而30公里高度以上,  $E_{-\theta}^z$  在某一负角度  $-\theta_0^z$  有极小值,而极小值的  $\theta_0^z$  角度随  $z$  的增大而变大. 其次随着  $-\theta$  角的变化,  $E_{-\theta}^z$  在30公里以上有很大的变化,因此当“夜间吸收”成为整个吸收能量重要部分的时候,那末象文献[4]那样粗糙地用某个平均值  $E_{-\theta}^z$  乘以夜间总秒数将是不妥当的. 有了每秒钟的吸收,只

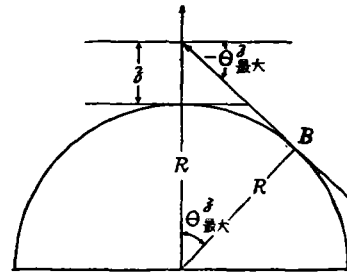


图7 当太阳在地平线以下,照射到  $z$  高度处的最大负角度的几何图形



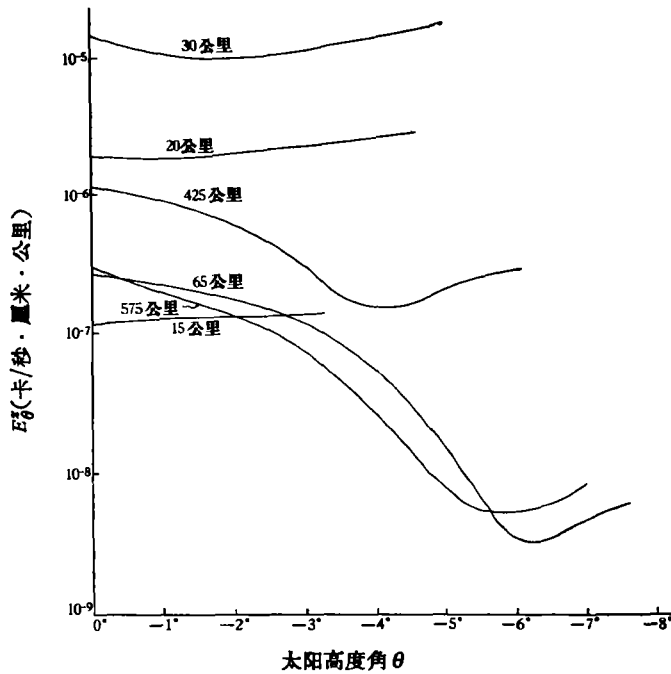


图 8 不同负角度臭氧对太阳辐射能的吸收

要将对全天吸收时间进行积分,就得到每天的吸收,设  $E_D^{z*}$  与  $E_D^{m*}$  分别为每天每公里长水平大气和球面大气臭氧在每平方厘米中吸收的能量,那末:

$$E_D^{z*} = \int_{t_r}^{t_s} E_{\theta(t)}^{z*} dt = 2 \int_0^{t_s} E_{\theta(t)}^{z*} dt, \quad (20)$$

$$\begin{aligned} E_D^{m*} &= \int_{t_r}^{t_s} E_{\theta(t)}^{m*} dt + \int_{t_{w_1}^z}^{t_r} E_{-\theta(t)}^z dt + \int_{t_s}^{t_{w_2}^z} E_{-\theta(t)}^z dt. \\ &= 2 \int_0^{t_s} E_{\theta(t)}^{m*} dt + 2 \int_{t_s}^{t_{w_2}^z} E_{-\theta}^z dt \end{aligned} \quad (21)$$

式中  $t_r, t_s$  分别为日出日落的时刻,  $t_{w_1}^z$  和  $t_{w_2}^z$  分别为高度  $z$  处在日出前被照的最初时刻与日落后被照射的最末时刻。(18),(19)式我们采用数值积分求得,其数学表达式为:

$$E_D^{z*} = 2 \int_0^{t_s} E_{\theta(t)}^{z*} dt \approx 2 \sum_i E_{\theta_i(t)}^z \Delta t, \quad (22)$$

$$E_D^{m*} = 2 \int_0^{t_s} E_{\theta(t)}^{m*} dt + 2 \int_{t_s}^{t_{w_2}^z} E_{-\theta(t)}^z dt \approx 2 \sum_i E_{\theta_i(t)}^{m*} \Delta t + 2 \sum_j E_{-\theta_j(t)}^z \Delta t_j. \quad (23)$$

$\theta_i$  和  $\Delta t_i$  的具体取法见表 3,“夜间吸收”的  $\Delta \theta$  取  $2^\circ$  间隔。

表 3

|              |                               |                               |                               |                               |                               |                               |                                       |
|--------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------|
| $\theta_i$   | $1^\circ$                     | $3^\circ$                     | $5^\circ$                     | $7^\circ$                     | $10^\circ$                    | $15^\circ$                    | $21^\circ$                            |
| $\Delta t_i$ | $t_{2^\circ} - t_{0^\circ}$   | $t_{4^\circ} - t_{2^\circ}$   | $t_{6^\circ} - t_{4^\circ}$   | $t_{8^\circ} - t_{6^\circ}$   | $t_{12^\circ} - t_{8^\circ}$  | $t_{18^\circ} - t_{12^\circ}$ | $t_{24^\circ} - t_{18^\circ}$         |
| $\theta_i$   | $27^\circ$                    | $33^\circ$                    | $39^\circ$                    | $45^\circ$                    | $51^\circ$                    | $59^\circ$                    | $\frac{1}{2}(\theta_{最大} - 60^\circ)$ |
| $\Delta t_i$ | $t_{30^\circ} - t_{24^\circ}$ | $t_{36^\circ} - t_{30^\circ}$ | $t_{42^\circ} - t_{36^\circ}$ | $t_{48^\circ} - t_{42^\circ}$ | $t_{54^\circ} - t_{48^\circ}$ | $t_{60^\circ} - t_{54^\circ}$ | $t_{最大} - t_{60^\circ}$               |

## 2. 計算結果

上面我們討論了計算各种誤差的方法,在这节里我們討論了計算各种誤差的結果:

对于每秒每公里长大气柱內臭氧吸收的誤差定义为:

$$y_{\theta}^z = \left( \frac{E_{\theta}^{mz}}{E_{\theta}^{sz}} - 1 \right) \times 100\% \quad (24)$$

对于一系列的  $z$  值,可以作出一系列  $y_{\theta}^z \sim \theta$  曲綫,如图 9,从图 9 中可以看到当  $0^{\circ} \leq \theta \leq 10^{\circ}$  时,随着  $\theta$  的减小,  $y_{\theta}^z$  迅速的增大,而当  $\theta > 10^{\circ}$  时,所有高度的  $y_{\theta}^z$  都小于 3%,因此当  $\theta > 10^{\circ}$  时,可以利用  $\text{csec } \theta$  代替  $f(\theta h)$ ,不会造成多大誤差。

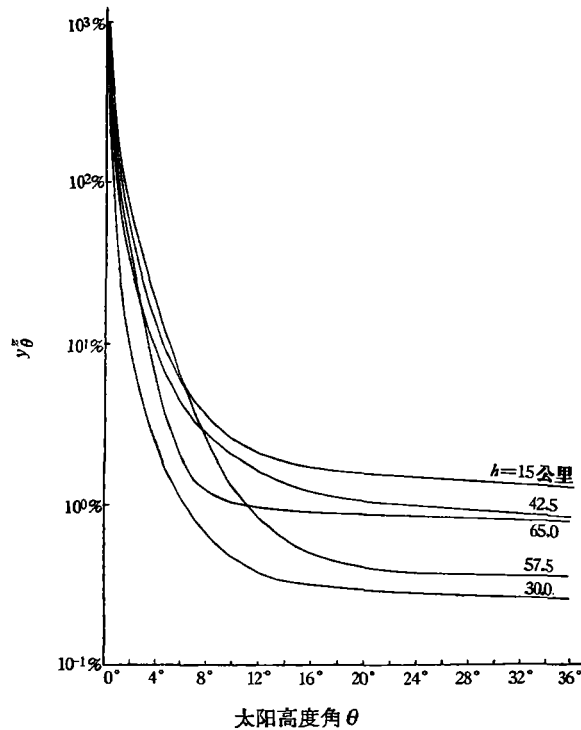


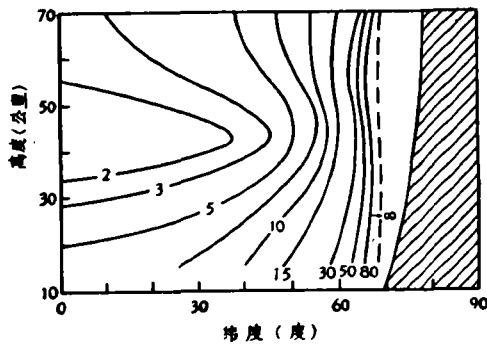
图 9 不同高度角,考虑曲率与不考虑曲率计算臭氧对太阳辐射能吸收的誤差百分比

在一个整天內,就一般讲,有时大于  $10^{\circ}$ ,有时可能小于  $10^{\circ}$ ,这样就每一时刻吸收能量而言,有时要考虑曲率,但如果要考虑一天总的对太阳辐射能吸收,那就不一定要考虑大气的曲率問題,下面我們討論每天每公里长大气柱內臭氧吸收的誤差  $\chi_1(\delta\varphi z)$  及其相应的增温率  $\Delta T$  (度/天)  $\chi_1$  与  $\Delta T_1$  分别定义为:

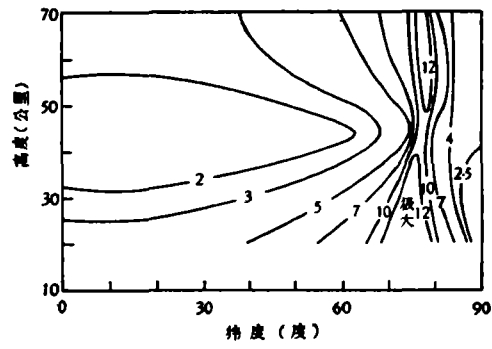
$$\chi_1(\delta\varphi z) = \left( \frac{E_D^{mz}}{E_D^{sz}} - 1 \right) \times 100\% \quad (25)$$

$$\Delta T_1(\delta\varphi z) = \frac{1}{\rho(z) C_p} (E_D^{mz} - E_D^{sz}) \quad (26)$$

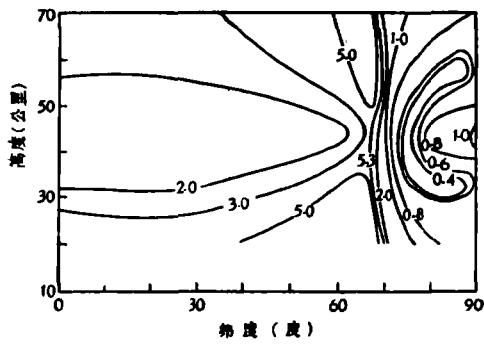
式中  $C_p$  为大气定压比热,  $\rho(z)$  为高度  $z$  处的大气密度,我們采自文献[8],利用上述資料和方法进行計算,我們就可以得到不同  $\delta, \varphi, z$  情况下的  $\chi_1, \Delta T_1$ . 如图 10、11,从这些



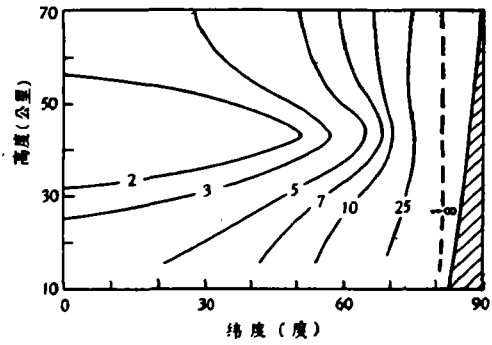
a



b



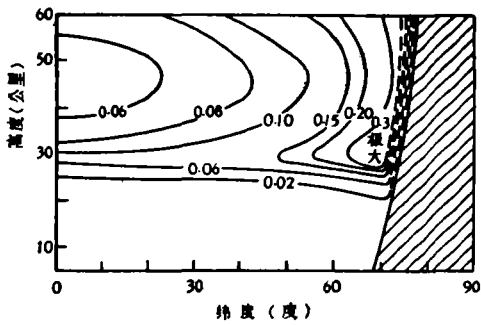
c



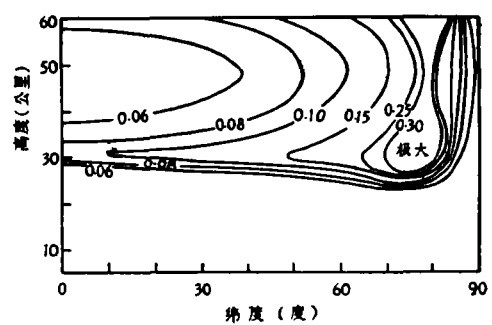
d

图 10 不同赤纬不同纬度不同高度情况下  $x_1$  的变化曲线

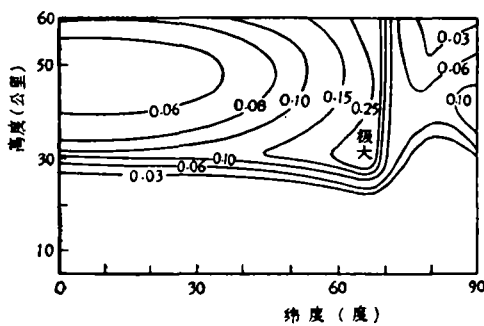
a  $\delta = -21^\circ 20'$  b  $\delta = 9^\circ 42'$  c  $\delta = 21^\circ 34'$  d  $\delta = -8^\circ 27'$



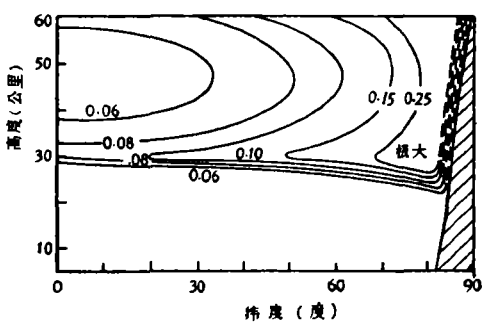
a



b



c



d

图 11 不同赤纬不同纬度不同高度情况下  $\Delta T_1$  的变化曲线

a  $\delta = -21^\circ 20'$  b  $\delta = 9^\circ 42'$  c  $\delta = 21^\circ 34'$  d  $\delta = -8^\circ 27'$

图中可以看出下列几点有意思的结果：

(1) 无论在什么  $\delta$ ,  $\varphi$  情况下,  $\chi_1$  与  $\Delta T_1$  在 42.5 公里左右都为极小值。当  $\delta = 21^\circ 34'$  (相当于 7 月份) 时, 42.5 公里处所有纬度上的  $\chi_1$  都小于 4%, 即使误差较大的 1 月份 (相当于  $\delta = -21^\circ 21'$ ) 在 42.5 公里处, 在  $\varphi = 60^\circ$  情况下,  $\chi_1$  亦不超过 15%。我们知道, 根据许多计算证明, 在 42.5 公里左右是臭氧吸收而引起大气增温最大高度区, 这就是说, 在臭氧吸收增温最大高度区, 不考虑大气曲率和“夜间吸收”所引起的误差是不大的。

(2)  $\chi_1$  随着太阳赤纬的增加而减小, 更有意思的是  $\delta > 0^\circ$  时, 其相对误差的极大值并不出现在极区, 一般出现在  $90^\circ - \delta$  的纬度区, 而在极区  $\chi_1$  反而减小, 例如在  $\delta = 21^\circ 34'$ , 在  $\varphi = 90^\circ$  时,  $\chi_1 < 1\%$ 。

(3)  $\Delta T_1$  的极大值就纬度而言, 一般都发生在  $90^\circ - |\delta|$  的纬度区, 就高度而言, 一般都在 30 公里左右。

上面的分析都是采用 Craig 臭氧标准分布进行的, 为了探讨大气臭氧总量变化时所求误差的情况, 我们还计算了误差最大的 1 月份 ( $\delta = -21^\circ 20'$ ) 时, Craig 标准分布臭氧量增大一倍的误差, 所得的结果如图 12 实线所示, 为了比较起见, 我们还把在 Craig 标准分布情况下的误差以虚线表示在图上, 从图中可以看出, 大气臭氧量的变化, 对所求的相对误差影响不大。

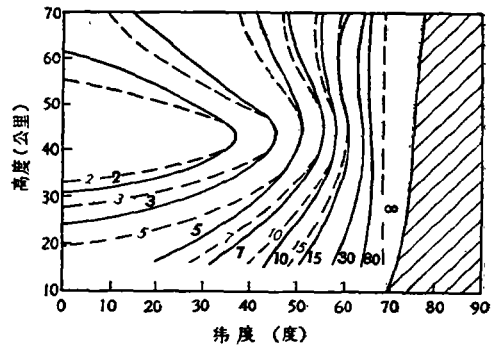


图 12 当  $\delta = -21^\circ 20'$  时, 不同臭氧标准分布在  $x - \varphi$  坐标系里  $\chi_1$  值的比较 (---- Craig 标准臭氧分布, —— Craig 标准臭氧分布增加一倍)

#### 四、平流层 1、7 月份太阳对大气的加热

##### 1. 资料

**臭氧** 臭氧的垂直分布的直接观测资料虽然还比较少, 目前尚不能利用它来构成各纬圈上平均臭氧垂直分布, 但是从不少的直接观测资料和理论工作, 已经完全可以肯定臭氧总量的变化主要发生在 30 公里以下, 根据我们的计算证明, 在 30 公里以下臭氧量的变化对该层加热率的变化影响很大, 因此象 Pressman<sup>[4]</sup> 那样给出的各纬度上的臭氧垂直分布显然是不太合理的, 为此我们采用 London (1963)<sup>[12]</sup> 最近给出的臭氧总量沿纬度的分布。在 30 公里以下, 臭氧垂直分布则利用文献[13]给出的不同臭氧总量随高度的分布, 这是根据大量臭氧垂直分布观测资料平均求得的, 就平均情况而言, 应该是比较可靠的。在 30 公里以上, 根据文献[9]等工作证明, 可以认为处在光化平衡状态, 而且不随太阳高度角变化而变化, 这就表示在 30 公里以上臭氧的垂直分布是不随纬度与季节而变的定常分布, 因此在这高度以上, 我们采用了文献[9]的标准分布。

**二氧化碳与水汽** 二氧化碳我们假定其容积比为 0.03%, 并不随其高度与纬度的变化, 水汽资料采自文献[14]给出的值。

**空气密度:** 在计算加热率时必须要知道各高度和各纬度上的空气密度, 过去计算常采用标准密度分布, 这显然是不合理的, 因为在同一高度不同纬度的空气密度有很大差

异,为此我们采用静力学公式,根据各高度上的气压值计算出相应高度上的密度值,关于各高度上的气压值,在 100 毫巴以上采用文献[15]中的表 2,其中间值利用作图内插,在 100 毫巴以下,我们利用平均图沿纬圈平均求得,其中间值也相应作图内插。

## 2. 计算结果讨论

有了上述的计算公式与资料,我们就可以计算 1、7 月平流层大气对太阳辐射的吸收。为计算简单起见,我们仍以平面大气来代替曲率大气,根据上面讨论,这对于 7 月份误差是不大的,对于 1 月份,在纬度大于北纬  $55^\circ$ ,有较大的误差,为此我们利用图 10 进行订正,利用此种方法与实际计算比较,结果差别不大。

图 13a, b 为 1、7 月份平流层大气对太阳辐射吸收引起的加热率,为了要考察臭氧加热率对平流层中下层的作用,也给出了臭氧对太阳辐射吸收引起的加热率,如图 14a, b。从这些图中可以看出如下几点有意思的结果:

(1) 和文献[16,17]等计算结果一样,在 40—50 公里之间,存在一个最大加热率带。1 月份的加热率随纬度增加而迅速减小,但在 7 月份没有出现文献[16,17]等计算结果那样在加热率最大带随纬度减小而迅速减小,在图 13b 中,可以看到,它随纬度变化较慢。在加热率的具体数值也有些差别,就一般而言,在低纬度我们的值大于文献[16,17]中的计算结果,而在高纬度则相反,这主要是由于他们都使用不随纬度与季节而变的标准密度分布,根据我们的计算结果,二者差别很大,例如在 7 月份 42.5 公里处,纬度  $0^\circ$  的密度比  $90^\circ$  的密度相差 30% 左右,他们的数值与我们使用的数值相比,在高纬度要大,而在低纬度则相反。所取臭氧分布的不同也是一个原因,但看来不是主要的。

(2) 在 20 公里到 35 公里之间,7 月份在北纬  $60^\circ$  附近有一个明显的梯度带,低于  $60^\circ$  纬度的加热率数值一般都大于同一高度的高于  $60^\circ$  纬度的加热率数值。而在 1 月份虽然也存在微弱的温度梯度,但不甚明显。

(3) 在 10 公里到 20 公里之间还存在着加热率最小区域,它随着纬度的增加而逐渐

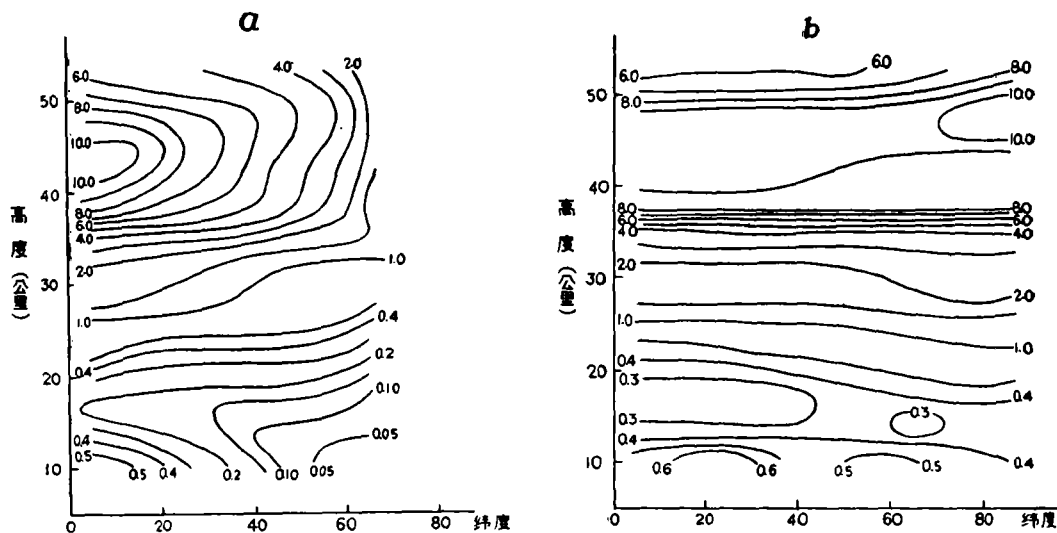


图 13 平流层大气对太阳辐射吸收引起的加热率分布  
(a—1 月, b—7 月)

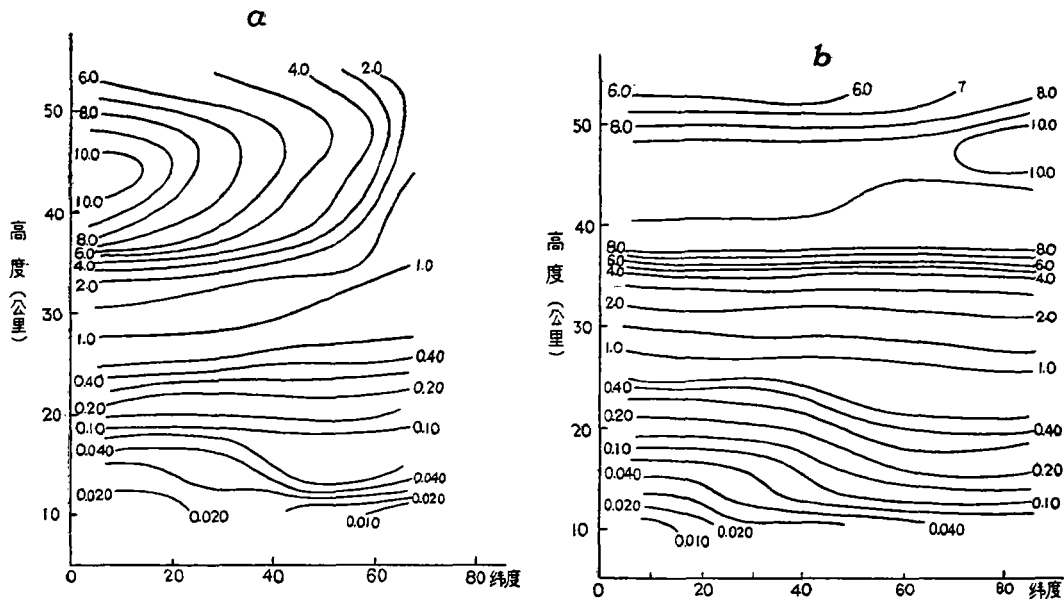


图 14 臭氧对太阳辐射引起的加热率分布  
(a—1 月, b—7 月)

降低。

(4) 由图 13 a, b 同图 14 a, b 比较, 我们可以看出 20 公里以上两者的等值线形状几乎完全一致, 就数值而言, 稍有差别, 这就告诉我们, 在 20 公里以上, 臭氧的加热率是起主要作用, 而在 20 公里以下到 10 公里, 等值线的形状发生巨大变化, 但是仔细考察其数值, 可以发现在 15 公里以上, 臭氧加热率仍旧起着重要的作用, 如北纬  $55^\circ$ , 在 17.5 公里, 臭氧吸收加热率占 60% 多。而特别在中高纬度(大约在北纬  $55^\circ$  以北), 甚至在 13 公里, 臭氧加热率还是一个重要因子。这意味着臭氧吸收太阳辐射对大气的加热率不仅在平流层上层是个主要因子, 即使在中下层, 乃至对流层顶附近, 由于其它吸收物质稀少, 臭氧吸收可能还是一个重要因子。

## 五、几点结论

通过上面分析, 我们可以得到下列几点结论:

(1) 上面得到计算平流层辐射吸收公式, 看来既保证了精确度, 而又可以简便地进行对太阳辐射能吸收的计算, 它也同样适合于计算机中进行计算。

(2) 利用平面大气来代替曲率大气, 在平流层内对于 7 月份以及 1 月份小于北纬  $55^\circ$  地区, 误差小于 7%, 在大于北纬  $55^\circ$  误差急剧上升, 这时必须考虑曲率的影响, 然而在该地区, 由于加热率比较小, 一般对大气热状态影响不大。如果将其数值根据图 10 进行适当订正, 这样可以使平面大气来代替曲率大气, 使计算方案大为简化。

(3) 在平流层中存在一个最大加热率区与一个最小加热率区, 分别位于 40 公里到 50 公里之间以及 10 公里到 20 公里之间。在 7 月份最大加热率区的加热率数值随纬度变化很小。

(4) 臭氧吸收引起的加热率在平流层下层仍旧起着重要的作用。由于臭氧量中下层的巨大变化,看来即使在研究平流层中下层大气环流的变化时,也必须考虑臭氧量变化对大气环流的制约作用,大气环流的变化会引起臭氧量的变化,而臭氧量的变化,可以吸收更多的热量反过来影响大气环流的变化,这种考虑臭氧与大气环流相互影响相互制约过程,目前尚未有过研究,但作者相信它将成为研究平流层环流变化的途径之一。

致谢: 在本文研究过程中,承叶笃正先生、陈隆勋同志不断鼓励与帮助,北京大学尹宏先生阅读了原稿,提出了许多宝贵的意见,作者表示深切的谢意。

### 参 考 文 献

- [1] Roach, W. T., *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 87 (1961), 364—373.
- [2] Yamamoto, G. (山本义一), *J. of the Atmospheric Science* 19 (1962), 182—188.
- [3] Craig, R. A., *Compendium of Meteorology*, 1951, 292—302.
- [4] Pressman, J., *J. Geophys Reseach*, 1954, vol. 59, No. 4.
- [5] 严济慈、钟仁标, *Chinese J. of Physics*, 11 (1933).
- [6] Vigroux, E., *Annales de Physique* 1953, 709—762.
- [7] Inn, E. C. Y. and Tanaka, Y., *J. of the Opical Society of America*, vol. 43, No. 10, 1953, 870—873.
- [8] *Handbook of Geophysics* 1960 United States Air Force.
- [9] Craig, R. A., *Meteorological Monographs* 1950 vol. 1, No. 2.
- [10] Howard, J. N., Burch, D. E. and Williams, *Geophysical Research Paper*, No. 40, (PB121048), 1955.
- [11] 陈隆勋、龔知本、温王璞、孙寿椿, *气象学报* 34 (1964), 2 期.
- [12] London, J., *J. of Atmospheric and Terrestrial Physics*, vol. 25, 1963.
- [13] Muramatsu, H. (村松文史), *高层气象台汇报*, Vol. 7, No. 1, 1—8.
- [14] Manabe, S. and Möller, F., *Monthly Weather Review*, vol. 89, No. 12, 503—532.
- [15] Murgatroyd, R. J., *Q. J. Roy Meteor Soc.*, vol. 83, 1957, 417—450.
- [16] Murgatroyd, R. J., *Q. J. Roy Meteor Soc.*, vol. 84, 1958, 225—334.
- [17] Pressman, J., *J. Meteor.*, vol. 12, No. 1, 1955, 87—89.

## THE ABSORPTION OF SOLAR RADIATION BY STRATOSPHERIC ATMOSPHERE

KUNG CHIH-PEN

(*Institute of Geophysics and Meteorology, Academia Sinica*)

LIAO HUAI-CHE

(*The University of Science and Technology of China*)

### ABSTRACT

In this paper we have discussed the following three problems:

(1) Formula for the computations of the absorption of solar radiation by the stratospheric atmosphere is derived.

(2) The errors are discussed when the spherical shape of the atmosphere is replaced by horizontal approximation.

(3) The heating rate of the stratospheric atmosphere is computed for January and July.