

东亚地区的大气辐射能的收支(一)

地球和大气的太阳辐射能收支*

陈隆勳 龔知本

(中国科学院地球物理研究所)

温玉璞 孙寿椿

(中国科学技术大学)

提 要

本文是討論东亚地区大气辐射能收支研究工作的第一部分,討論了以下三个問題:

(1) 本文利用文献[1]的水汽各吸收带的吸收光谱实验資料,求得了一个适合于手算的水汽对太阳辐射的总吸收能量公式(公式(6)). 并把式(6)与 Mügge—Möller 公式^[3]进行了比較.

(2) 利用公式(6),計算了东亚地区 39 个測站 1, 7 月自地面到 100 毫巴各气层对太阳辐射的吸收能量,及其对大气的加温率. 本文还进一步考虑了云的訂正、大气对地面反射辐射的吸收,而求得了东亚地区对流层大气吸收能量的分布.

(3) 利用 1958—1960 年中国地区的一些地面总辐射和反射率观测資料,以及本文計算的大气中各种吸收能量,討論了中国地区行星反射率的分布和地球大气系統中各种太阳辐射能的收支.

一、引 言

大气辐射能是大气能量收支中重要的一环,对大气运动过程也起了重要的作用. 由于观测資料的稀少,一般都是通过理論計算得到的結果,来研究大气辐射能收支. 这样,如何精确地測定出大气各吸收气体的吸收光谱,如何利用現有的光谱資料来設計出正确可靠而又簡便的計算大气中各种辐射能的方法,是近几十年来大气辐射学重要的研究課題之一. 近年来,大气中各种气体的吸收光谱已有新的測定,各种計算方法的研究也有了很大进展. 在这个基础上,我們利用 Howard 等^[1]对水汽的光谱資料,作了一个适合于手算的水汽对太阳辐射的吸收公式,其次利用 Elsasser^[2]的資料,作了长波辐射图解. 利用这些工具,計算了(1)东亚地区各层大气对太阳辐射能的吸收,(2)計算了东亚地区地气系統的太阳辐射能量收支,(3)东亚地区晴天和云天的长波辐射能收支,(4)东亚地区地气系統各种辐射能收支. 本文先討論水汽对太阳辐射吸收公式的求得、以及上述的第一、二个問題.

二、水汽对太阳辐射的吸收公式

1932 年 Mügge—Möller^[3] 首先利用 Fowle^[4] 的水汽吸收光谱資料,作出了一个水汽对

* 本文 1963 年 10 月 16 日收到,1964 年 1 月收到修改稿.

太阳辐射吸收的实验公式。若吸收能是 ΔS (卡/厘米²·分), 水汽光学质量为 u (克/厘米²), 则为

$$\Delta S = 0.172u^{0.303}. \quad (1)$$

用这个公式作计算相当方便, 这个公式是 1956 年以前用得最多的公式。从现在来看, 这个公式有某些不足之处, 总结起来有以下四点: (1) Fowle 的测定值只限于 $0.5 < u < 8$ 克/厘米² 范围内, 因而在 $u < 0.5$ 时, 式(1)均是外推值而不是真的测定值。(2) Fowle 资料中未考虑压力订正, 实际上吸收系数的压力订正对辐射计算起了相当重要的作用。式(1)中没有考虑到这一点。虽然在不少工作中(如文献[5])用式(1)作计算时加以压力订正, 但这是人为的, 不是测定的结果。(3)在式(1)中用的太阳光谱资料较旧, 近几年来发现太阳光谱中近红外波段比过去的大, 依文献[6], 在 $2.0-3.0\mu$ 之间就大了 0.0034 卡/厘米²·分, 约占该波段能量的 5%。(4)由理论研究知道, 公式(1)的形式实际上是接近于单线光谱模式的强线近似, 这种强线近似对弱吸收情况可能是合适的, 而对强吸收则并不完全合适。

1956 年 Howard 等^[1]对水汽、CO₂ 的可见、近红外光谱和红外的某些吸收带的光谱进行了重新的测量, 充分消除了以上所述的(1), (2), (3)点的不足, 提出了一个吸收公式:

$$\int_i A_\nu d\nu = \begin{cases} c_i u^{\frac{1}{2}} (p + e)^{k_i}, & \int_i A_\nu d\nu < A_{ci}, \\ C_i + D_i \log u + K_i \log (p + e), & \int_i A_\nu d\nu \geq A_{ci}. \end{cases} \quad (2a)$$

$$\int_i A_\nu d\nu = \begin{cases} c_i u^{\frac{1}{2}} (p + e)^{k_i}, & \int_i A_\nu d\nu < A_{ci}, \\ C_i + D_i \log u + K_i \log (p + e), & \int_i A_\nu d\nu \geq A_{ci}. \end{cases} \quad (2b)$$

式中 $\int_i A_\nu d\nu$ 为第 i 个吸收带的部分吸收率。 ν 为波数(厘米⁻¹), p 为非吸收介质的气压(毫米汞柱), e 为吸收介质的部分压力。 c_i, C_i, D_i, k_i, K_i 为各带的系数。 A_{ci} 为第 i 吸收带的强弱吸收的临界吸收率, 即当 u 足够大而使吸收率大于 A_{ci} 时, 需用强吸收公式(2b), 反之用弱吸收公式(2a)。文献[1]曾由实验数据求出各吸收带式(2)中的各系数值。Roach^[7]进一步补充了 0.8μ 吸收带, 并且为了使强弱吸收临界处的吸收率更为衔接而修改了某些系数, 其值见表 1。近年来, 有不少工作已开始用这些实验数据了(如文献[7]和[8]), 但是直接用这些数据来计算工作量极大, 实际上, 上述工作均是由电子计算机来完成的。这里, 我们准备用这些实验值求出一个便于手算的吸收公式, 根据我们求出的公式, 计算一个站各气层的吸收值可望于半小时到 1 小时内完成。为此目的, 我们改写式(2)为以下形式

$$\int_i A_\nu d\nu = \begin{cases} d_i u^{*\frac{1}{2}}, & \int_i A_\nu d\nu < A_{ci}, \\ E_i + D_i \log u^*, & \int_i A_\nu d\nu \geq A_{ci}, \end{cases} \quad (3a)$$

$$\int_i A_\nu d\nu = \begin{cases} d_i u^{*\frac{1}{2}}, & \int_i A_\nu d\nu < A_{ci}, \\ E_i + D_i \log u^*, & \int_i A_\nu d\nu \geq A_{ci}, \end{cases} \quad (3b)$$

其中

$$\left. \begin{aligned} u^* &= u \left(\frac{p + e}{p_0} \right)^{0.6}, \quad d_i = c_i p_0^{0.3} (p + e)^{k_i - 0.3}, \\ E_i &= C_i + \left(\frac{K_i}{D_i} - 0.6 \right) D_i \log (p + e) + 0.6 D_i \log p_0. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

其中 $p_0 = 1000$ 毫巴。实际大气中, 水汽的 e 和 p 的比值约为 $10^{-2} \sim 10^{-4}$, 因而可以把式 (4) 中 e 略去不计。另外, 由表 1 可见, 某些吸收带 $k_i \approx 0.3$, $\frac{K_i}{D_i} \approx 0.6$ 。因而对这些吸收带而言, d_i 和 E_i 将随着气压的变化而变化。但是一方面由于 $k_i = 0.3$ 和 $\frac{K_i}{D_i} = 0.6$ 的值

表 1 (依文献[7])

水汽吸收带	c	k	C	D	K	A_e
0.94 μ 带	38	0.27	-13.5	230	125	200
0.80 μ 带 加上 1.1 μ 带	42	0.26	292	345	180	300
1.38 μ 带	163	0.30	251	460	198	350
1.87 μ 带	152	0.30	143	232	144	275
2.7 μ 带	316	0.32	316	246	150	200
3.2 μ 带	40.2	0.30	744	295	151	250
6.3 μ 带	356	0.30	302	218	157	160

极小, 而另一方面由于各强、弱吸收公式在实际大气中只用于一定的不大的气压范围, 因而可以近似地取一个合适的固定的 $\bar{p}_i$ 值来代替 d_i 和 E_i 中的 p_i 值, 于是对一个吸收带而言, d_i 和 E_i 将为固定值。根据我们对国内南北方几个站的水汽资料, 定出了各吸收带的 $\bar{p}_i^{k_i-0.3}$ 和 $\log \bar{p}_i$ 值, 见表 2。利用上述的 $\bar{p}_i^{k_i-0.3}$ 与 $\log \bar{p}_i$ 值, 这几个站的资料与真值的误差均在 3% 以下。为了进一步比较, 我们利用文献[5]的平均资料计算了最大可能误差, 见表 2 第四、五两项。由表可见, 只有 0.94 μ , 0.8 μ 和 1.1 μ 三吸收带的弱吸收最大误差可到

表 2

吸 收 带		0.94 μ	1.10 μ +0.8 μ	1.38 μ	1.87 μ	2.70	3.2 μ	6.3 μ
$\bar{p}_i^{k_i-0.3}$ (毫巴)		0.85	0.81	1.00	1.00	1.11	1.00	1.00
$\log \bar{p}_i$		2.7	2.75	2.55	2.55	2.50	2.70	2.50
可能产生的最大误差	$\bar{p}_i^{k_i-0.3}$	3%	3%	0	0	1%	0	0
	$\log \bar{p}_i$	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%

3%, 其它均小于 1%。估计利用表 2 的 $\bar{p}_i$ 值各吸收带总合的最大误差决不会超过 3%。这是在实验的误差范围内 (3%), 是可以允许的。有了固定的常数值 d_i 和 E_i , 那末可以将它们代入式 (3), 并乘以该吸收带波谱所占的太阳辐射能量 S_{0i} , 即得该带的吸收能量 ΔS_i 。 S_{0i} 值取自文献[6], 这是目前较新的资料。有了 ΔS_i 则可以把各吸收带的吸收能相加, 成为总吸收公式, 即

$$\Delta S = \left\{ \left(\sum_i \frac{d_i S_{0i}}{\Delta v_i} \right) u^{*\frac{1}{2}}, \right. \quad (5a)$$

$$\left. \left(\sum_i \frac{E_i S_{0i}}{\Delta v_i} \right) + \left(\sum_i \frac{D_i S_{0i}}{\Delta v_i} \right) \log u^* \right\} \quad (5b)$$

原則上,由上式可以立即求出強弱吸收公式的各系数值。然而,由于各吸收带的临界值不一致,因而严格地说,式(5a)只能用于各吸收带中最小 A_{ci} 值以下的吸收区,而式(5b)只能用于各吸收带中最大 A_{ci} 值以上的吸收区。在最大 A_{ci} 和最小 A_{ci} 之间的各吸收带強弱吸收交错区域,需另求一个过渡区的公式。为此在实际过程中,我们是利用表 2 中 $\bar{p}_i^{k-0.3}$ 和 $\log \bar{p}_0$ 值求得的 d_i 和 E_i 值代入各吸收带公式,并以此公式求出各个 u^* 时各吸收带的 $\int_i A_v dv$ 值,然后乘以 $\frac{S_{0i}}{\Delta v_i}$ 得 ΔS_i ,再把各吸收带的 ΔS_i 相加求出各个 u^* 值时的总吸收值,并以这些值求出最后的水汽对太阳辐射总吸收公式:

$$\Delta S = \begin{cases} 0.3536 u^{*\frac{1}{2}}, & u^* \leq 0.038 \text{ 克/厘米}^2, \end{cases} \quad (6a)$$

$$\Delta S = \begin{cases} 0.1885 + 0.0890 \log u^*, & 0.038 < u^* < 0.47, \end{cases} \quad (6b)$$

$$\Delta S = \begin{cases} 0.2030 + 0.1340 \log u^*, & 0.47 \leq u^* \leq 7.4 \end{cases} \quad (6c)$$

上式中 ΔS 单位为卡/厘米²·分。式(6b)即为強弱吸收带之间过渡区的吸收公式。在上式中我們已把临界值换算成 u^* 值,这样在使用时更为方便。式(6)即为我們得到的总吸收公式,显然要比公式(1)合理。它是本文中计算水汽对太阳辐射能吸收的基本公式。

三、和 Mügge-Möller 公式的比較

为了鉴定公式(6)与公式(1)之间的差异,我們作了几个比較。图 1 是各个不同作者得到的水汽吸收能量曲线。由图可见,按公式(6)得到的曲线和 Yamamoto 曲线几乎完全一致,只在 $u > 6$ 克/厘米²区略有相差。这表示公式(6)是非常符合原始实验资料的。公

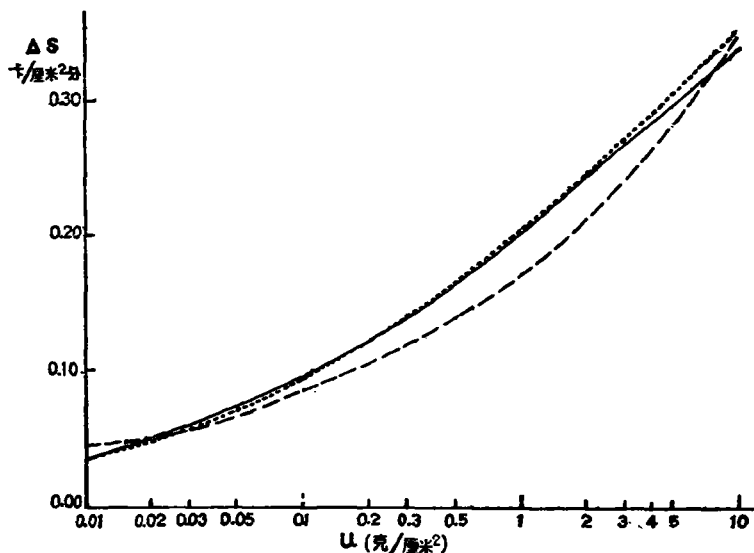


图 1 水汽对太阳辐射总吸收能量曲线
(.....为公式(6), ——为 Yamamoto^[8],
——为 Mügge-Möller^[9] 的能量曲线)

式(6)曲线和 Mücke-Möller 曲线比较可见,在强吸收和过渡吸收区式(6)的吸收值比式(1)的大了10—15%。而在弱吸收区则比后者小。由于在弱吸收区公式(1)完全是外推的结果,因而公式(6)显然较好。至于强吸收区和过渡吸收区,由于现代太阳光谱吸收系数也较大,并且公式(6)考虑的吸收带比公式(1)的多,因而公式(6)可能也是更为合理的。

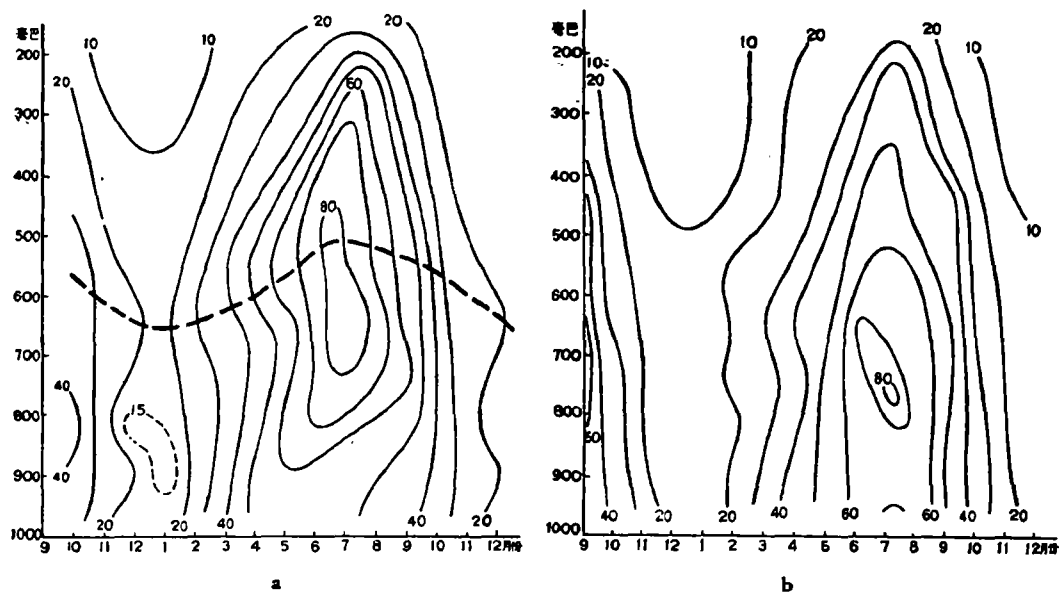


图2 北京上空各月水汽对太阳辐射吸收的加温率(度/天)
(图2a用公式(6)计算值;图2b用 Mücke-Möller 公式计算值)

为了比较实际计算结果,我们作了北京站的计算,计算方法将在第四节中讨论。图2为根据公式(6)和公式(1)计算的北京上空1—12月辐射加温率(°C/天),图3a为二者吸收能量之差[式(6)值减去式(1)值],图3b为二者加温率之差。由此我们可以看到以下几点:

(1) 从图3a表明,在大气下层,式(6)计算值比式(1)大,在大气上层式(6)计算值比式(1)小。这与图1中所表示的在强过渡吸收区中(6)式值大于式(1),而在弱吸收区中式(6)小于式(1)相一致的。我们看到,在大气下层二者最大相对差可达14%,而高层可达65%。因而用式(1)来计算300—400毫巴以上大气的吸收能量有很大误差。以北京站看,二者正负相差区的临界值冬季在550毫巴附近,而春秋季节在450毫巴附近,夏季在350毫巴层附近。

(2) 用式(6)计算的加温率好象比式(1)计算的有规则些。在夏季的750毫巴层以下,式(6)计算值比式(1)的小,最大相差-0.18度/天,相对差为26%。此外,式(6)的计算值均比式(1)的大,最大在7月份450毫巴层,为0.29度/天,相对差为38%。

由以上比较来看,由式(6)计算得到的辐射能吸收值,在下层与 Mücke-Möller 公式相差可达14%,变温率可达20%以上,而高层则相差更大。这是由于式(1)在该处是外推的结果。由于式(1)的某些不足,看来还是以式(6)合理。实际上式(1)作者之一(Möller^[9])也开始用文献[1]的资料了。

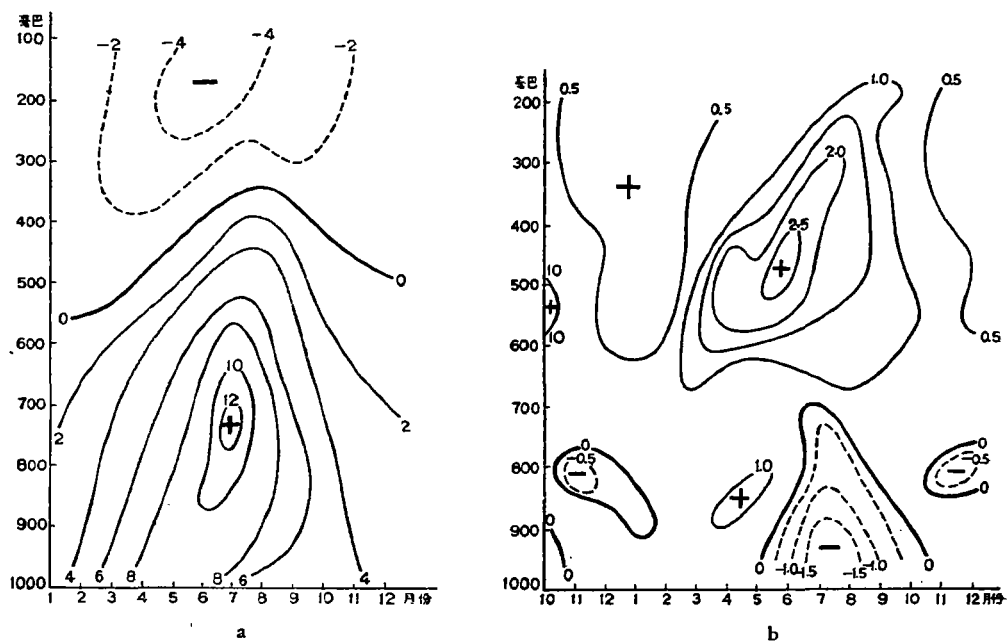


图3 北京上空各月水汽对太阳辐射吸收的比较

[图3a用公式(6)的吸收能量计算值减去 Muggge-Möller 公式的计算值(卡/厘米²分×10⁻⁸);

图3b用公式(6)的加温率计算值减去 Muggge-Möller 计算值(°C/天)]

四、吸收辐射和加温率的计算方法

为了求得一天的总吸收值,对(6)式还需考虑太阳天顶角 z_0 的变化。即

$$\Delta S_{z_0} = \begin{cases} \frac{\cos z_0}{D^2} 0.3536 (u^* \sec z_0)^{\frac{1}{2}}, & u^* \sec z_0 \leq 0.038 \text{ 克/厘米}^2, \\ \frac{\cos z_0}{D^2} [0.1885 + 0.0890 \log(u^* \sec z_0)], & 0.038 < u^* \sec z_0 < 0.47, \\ \frac{\cos z_0}{D^2} [0.2030 + 0.1340 \log(u^* \sec z_0)], & u^* \sec z_0 \geq 0.47, \end{cases} \quad (7)$$

其中

$$\cos z_0 = \sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \omega, \quad (8)$$

而 δ 为赤纬, φ 为纬度, ω 为时角。 D^2 为日地平均距离订正因子, 我们取每月 15 日代表该月的值, 而由天文年历查出 1958—1961 年作 D^2 的平均值。由此, 若一天中太阳日照时间为 Δ , 一天时间为 $\eta = 1440$ 分, 则一天内总吸收的平均值为

$$\overline{\Delta S} = \frac{1}{\eta} \int_{\Delta} \Delta S_{z_0} dt. \quad (9)$$

由于 $\cos z_0$ 随太阳的天顶角变化而变化, 因而计算 $\overline{\Delta S}$ 是相当麻烦的。Manabe (真锅) 等^[10] 参考 London 方法提供了一个简单方法, 主要思想是求一个平均的 $\overline{\cos z_0}$ 来代替 $\cos z_0$, 他取一天平均的 $\overline{\cos z_0}$ 为 $\int_{\text{白天}} \cos z_0 dt / \int_{\eta} dt$ 。用于式(7), 可得

$$\overline{\Delta S} = \begin{cases} K \frac{\overline{\cos z_0}}{D^2} 0.3536 (\overline{u^* \sec z_0})^{\frac{1}{2}}, & \overline{u^* \sec z_0} \leq 0.038 \text{ 克/厘米}^2, \\ K \frac{\overline{\cos z_0}}{D^2} [0.1885 + 0.0890 \log (\overline{u^* \sec z_0})], & 0.038 < \overline{u^* \sec z_0} < 0.47, \\ K \frac{\overline{\cos z_0}}{D^2} [0.2030 + 0.1340 \log (\overline{u^* \sec z_0})], & \overline{u^* \sec z_0} \geq 0.47, \end{cases} \quad (10)$$

其中 K 为 Δ/η 。 K 和 $\overline{\cos z_0}$ 值見文献[10]中表。

有了 $\overline{\Delta S}$ 值可以計算变温率,即

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{g}{c_p} \frac{\partial \overline{\Delta S}}{\partial p}. \quad (11)$$

五、資料的处理

我們計算了东亚地区 39 个站的大气辐射吸收。各站的分布,見图 4。国内水汽資料取自中央气象局月报表,日本站資料取自日本“气象要覽”,其余取自月平均世界气候資料 (Monthly climatic data for the world)。所有資料絕大部分均为 1957—1961 年平均值。由于水汽的观测誤差比气温大,所以对所有的水汽平均值均經二次訂正,首先是計算出 12 个月的各气层的相对湿度值作图分析进行訂正,然后求出訂正后的比湿值,再經過各等压面层比湿的平面分析进行第二次訂正。我們认为經過这种处理后,所得到的各站的水汽



图 4 計算点的分布图

分布应比未处理前的原始值更为合理。另外,由于一般水汽的观测在 400 毫巴以上即有极大誤差而不能加以利用,因而对于該层以及以上各层的水汽值采用合理外推方法得到的。这种外推方法很多,如文献[5,7]。根据近年来一些高空水汽分布的特殊測量資料看来,水汽分布在对流层頂附近是接近饱和的,而在平流层低层則水汽混合比維持常值。因

而我們假定对流层頂相对湿度为100%, 再由500毫巴(或400毫巴)的相对湿度內插对流层頂和500毫巴(或400毫巴)之間的相对湿度值。图5是北京站的一个例子, 虚綫为內插值。至于对流层頂以上, 則一律取为常值(到30公里), 等于对流层頂的混合比。我們认为, 把对流层頂当作完全飽和对相对湿度有些估計过大(实际值約在80—90%之間), 但对于对流层整层辐射和变温率不致引起很大誤差。对于对流层頂附近的变温率可能有10%誤差。

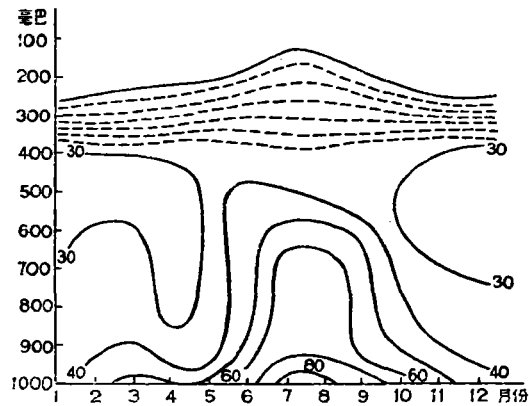


图5 北京站相对湿度分布图

六、对流层中水汽及整个大气对太阳辐射的吸收

根据前几节提供的总吸收公式和水汽資料, 我們計算了东亚地区39个站的水汽的吸收值。計算时取每100毫巴一层(加上850毫巴层), 直到100毫巴。

图6a, b是1, 7月晴天时整个对流层的水汽吸收能量分布图。在1月份, 吸收能量分布基本是沿緯圈分布的, 自北緯 20° 約 0.072 卡/厘米 2 分到 50° 的 0.015 卡/厘米 2 分, 平均南北梯度約 0.019 卡/厘米 $^2 \cdot \text{分} \cdot 10$ 緯度。我們看到, 自我国西藏高原南側經昆明、芷江、衢州到日本鹿儿島有一梯度最大带, 这个带刚好位于冬季南支急流平均位置附近, 在下层則刚好位于华南准靜止鋒稍北地区^[12]。显然大气辐射場和上述流場是相互影响下一致形成的結果。同样可以看到, 自我国新疆北部到华北也存在一个相对的吸收能量的強梯度带, 在东北地区为低值区, 这可能与北支急流和东亚大槽南側相对应。另外, 从1月份图上可以看到西藏高原上空是低值区, 而新疆南部是吸收值較大地区。前者显然是由于地势高、气层薄因而吸收小的緣故。

在7月份, 我們看到西藏高原和新疆地区的高低值分布和1月一致。而在高原东側, 自我国昆明經成都北側、延安、北京、沈阳到日本秋田有一梯度最大带, 該带北段位于夏季极鋒位置稍北地区^[13], 二者显然是相互有关的, 而南段則可能由于高原东側自高原到平原間地形所形成的。我們同时可以看到, 在梯度最大带以南的华南、华东地区, 吸收能量最大, 分布也均匀, 这与該区夏季高压控制下水汽属性分布均匀有关。

图7a, b是相应的加温率分布($^{\circ}\text{C}/\text{天}$)。在1月份, 緯向分布特別明显, 自北緯 20° 为 $0.42^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 降到 50° 为 $0.10^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。其中西藏高原和沿海有一低值区, 这与吸收能量分布一致。在7月份, 加温率分布和吸收能量分布則大有不同。加温率分布基本上是以西藏高原为最大中心(中心在拉薩为 $0.84^{\circ}\text{C}/\text{天}$), 而向四周減少, 在高原四側因地形高度急剧降低影响而加温率也急剧减小。

有了对流层內水汽的吸收值, 我們可以进一步来討論整个对流层大气的吸收辐射。对于后者, 我們还需考虑 1) 对流层中云吸收的訂正, 2) 大气对地面反射辐射的吸收, 3) 大气中尘埃的吸收。其中第3項我們估計影响不大, 所以不予考虑, 而对(1—3)項考

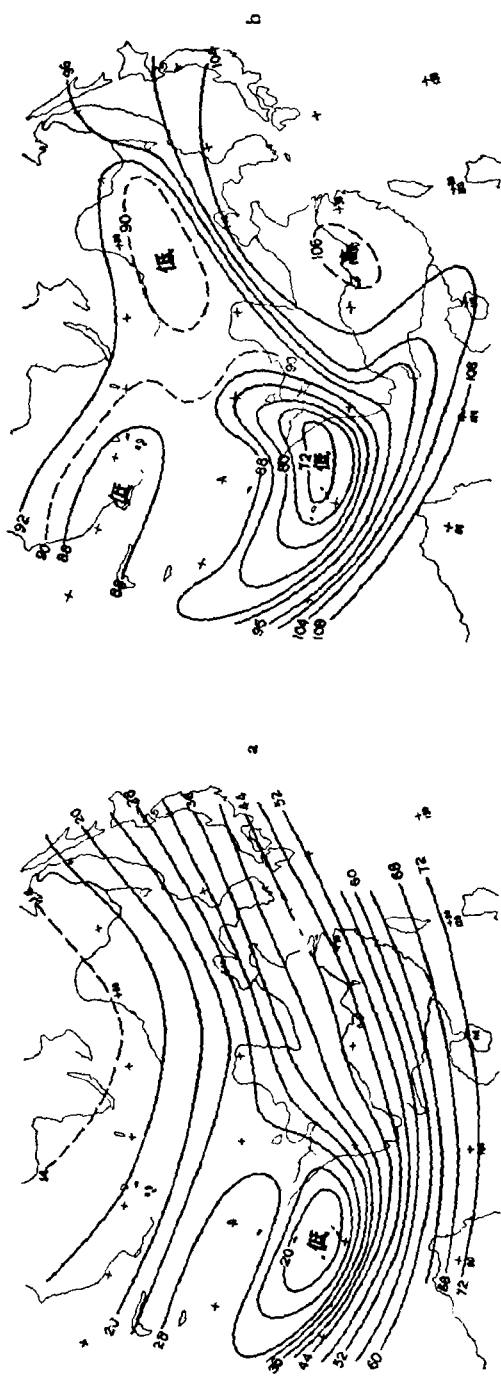


图6 对流层大气内水汽对太阳辐射的吸收能量卡/厘米²分 $\times 10^{-3}$
(a表示1月, b表示7月)

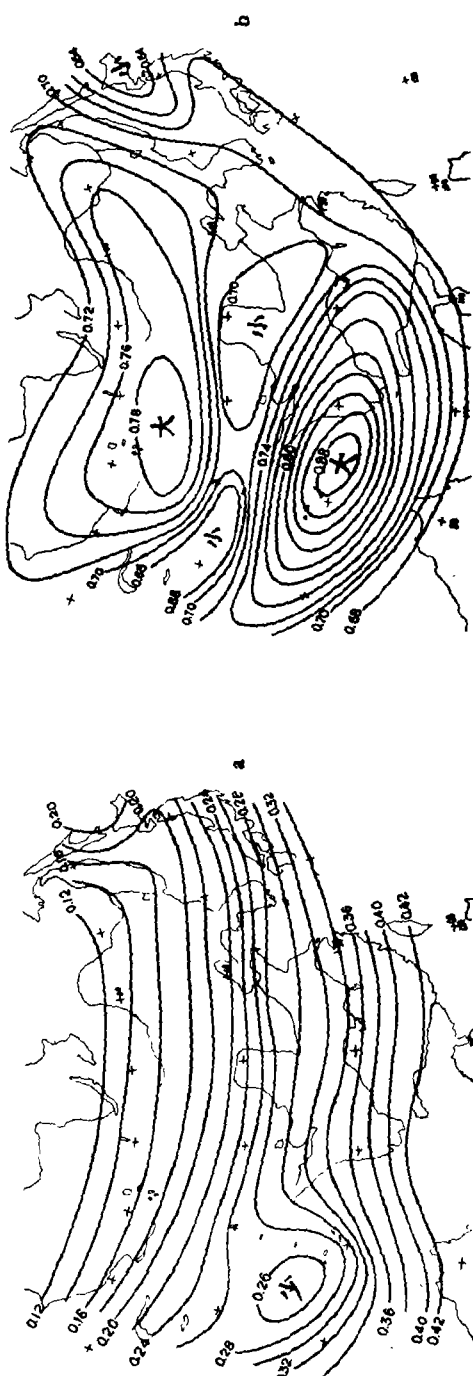


图7 对流层大气内水汽对太阳辐射吸收的加温率($^{\circ}\text{C}/\text{天}$)
(a表示1月, b表示7月)

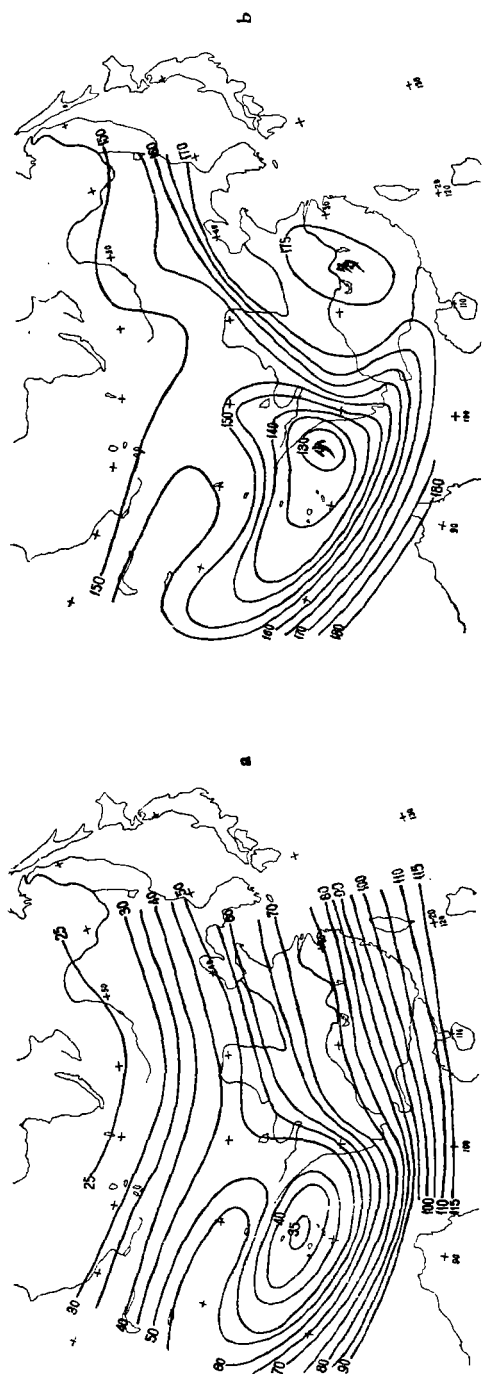


图 8 整个对流层大气对太阳辐射的吸收能量(卡/厘米²分 $\times 10^{-3}$)
(a 表示 1 月, b 表示 7 月)

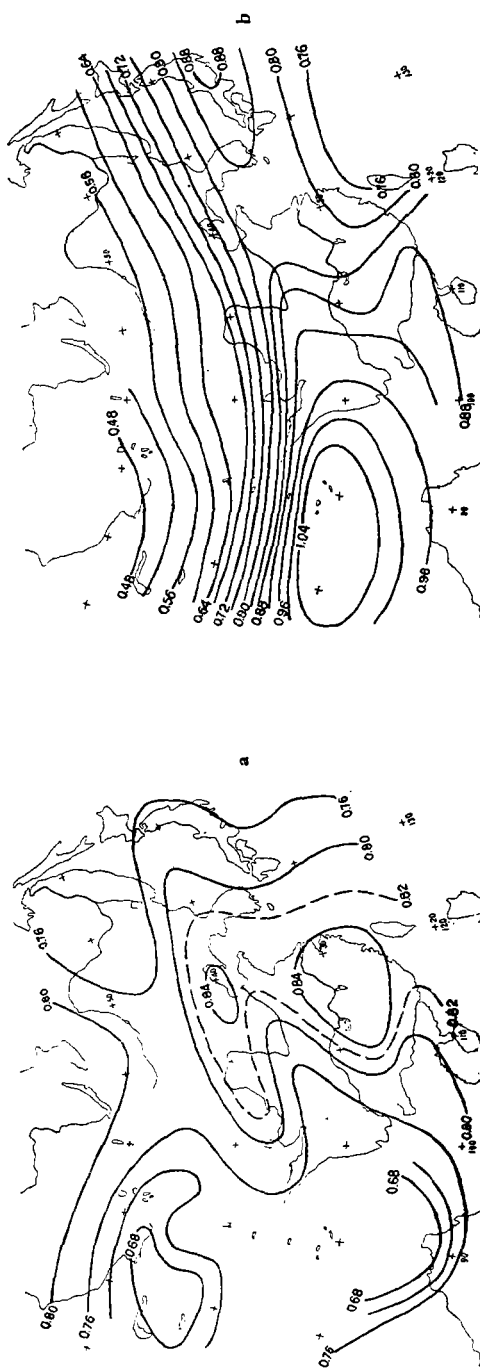


图 9 7 月份各气层水汽对太阳辐射吸收加温率($^{\circ}\text{C}/\text{天}$)
(a 表示 600—700 毫巴, b 表示 300—400 毫巴)

考虑如下:

(1) 云的影响(ΔS_c): 由于我们的水汽资料是实测平均值, 已经包含了云分布的影响, 另外由于云对太阳辐射的吸收能力只比水汽略为大一些(这与长波辐射相反), 因而在上面讨论的水汽吸收中已包含了大部分云的吸收值, 这里只需略加云吸收的订正。我们认为, 这种订正的吸收, 是在经过云顶以上大气反射和吸收以及经过云反射后的太阳辐射中取得的, 因而我们用地面总辐射 Q 作为进入云顶的太阳辐射。另外, 我们假定云的订正吸收率在云天时为 3%, 这比中云的平均吸收率略低一些^[15]。对于订正值而言, 此值还可能略为偏高, 但考虑低云(吸收率超过 7%)的影响, 我们认为误差不会过大。于是, 若地面总辐射为 Q , 总云量为 n , 则云的订正辐射为 $0.03 Qn$ 。在我们的计算中, Q 值取自 1958—1960 年三年平均观测值, 共有 41 个站, 其中包括了大部分图 4 中所列的计算站, 对少数未有 Q 观测值的站, 我们是用所有观测值经过平面的分析而订正到计算站上而取得的。水汽吸收加上云的订正后, 即为云天的吸收, 由于云的订正值不大, 因而云天的吸收和图 6 分布一致, 数值也相差不大。

(2) 大气对地面反射辐射的吸收($\Delta S'_r$): 若地面反射率为 Γ_0 , 水汽吸收波段的太阳天文辐射总能量为 $Q'(z_0)$, 则 $\Delta S'_r$ 近似地可取为 $(Q' - \Delta S_r)\Gamma_0\left(\frac{\Delta S_r}{Q'}\right)$ 。其中 ΔS_r 为晴天大气吸收值, $\frac{\Delta S_r}{Q'}$ 为水汽波段的对流层平均吸收率。在以上的近似估计中, 未考虑云的订正、尘埃的吸收以及散射的影响, 因而可能估计过大, 但以上的订正不大, 因而误差不会太大。在计算中, Γ_0 值取自国内 12 个测站的 12 时 30 分(地方时)的平均观测值(1958—1960 年), 然后经分析订正到未有观测值的计算站上。计算结果表明, 这部分吸收也是不大的。

有了以上的计算, 我们得到整个对流层大气的吸收为:

$$\Delta S = \Delta S_r + \Delta S_c + \Delta S'_r. \quad (12)$$

图 8a, b 表示整个对流层大气吸收值的分布。我们看到其特征和对流层水汽吸收分布特征基本一致。就数值讲, 在西藏高原、新疆、西北和东北地区 $\frac{\Delta S_r}{\Delta S}$ 比值约为 0.5—0.6, 而其余地区为 0.7—0.8。

七、晴天辐射加温率的垂直分布

上面讨论了对流层大气总吸收及其加温率, 实际上加温率在高空和低空其特征有许多不同。我们的计算是每隔 100 毫巴取一层(加上 850 毫巴共计有 12—13 层), 因而有可能从事加温率垂直分布的讨论。

1 月份的各层水平分布特征基本上是对流层平均分布一致, 但是南方的最大梯度带高空是向北倾的, 在 850—800 毫巴层加温率最大梯度带位于我国昆明、南宁、广州、福州一线而在 300—400 毫巴则位于我国昌都、康定、芷江、南昌、衢州到日本鹿儿岛上空, 在中国地区最大梯度带自 850—800 毫巴层到 300—400 毫巴层平均约北移了 5 个纬度, 这和下层锋带和高空急流带的分布是一致的(图略)。

7 月份的高低空加温率分布有很大不同。图 9a, b 是该月 600—700 毫巴和 300—

400 毫巴二层的加温率分布, 它们可以代表 600 毫巴以下和 500 毫巴以上的分布。在低层, 我国东部的加温率比西部大, 这与总加温率分布相反, 我们看到在北京上空和华东区分别有二个高值中心, 中心值约为 $0.85^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。华东最大区可能是太平洋高压的潮湿空气造成的。在高层, 加温率分布和总加温率分布特征基本上是相同的。需要指出, 自我国喀什以北经塔羌、酒泉、包头、北京、沈阳到日本秋田一线的 500 毫巴以上的高层, 存在一个加温率强梯度带, 这个带刚好与该 5 年平均的夏季急流位置相合。

为了研究加温率的垂直结构, 我们作了剖面图。图 10a, b 是沿北纬 30° 的东西向剖面, 在 1 月份, 垂直方向上 500—600 毫巴层为加温率最大层, 特别在我国西藏高原东侧的

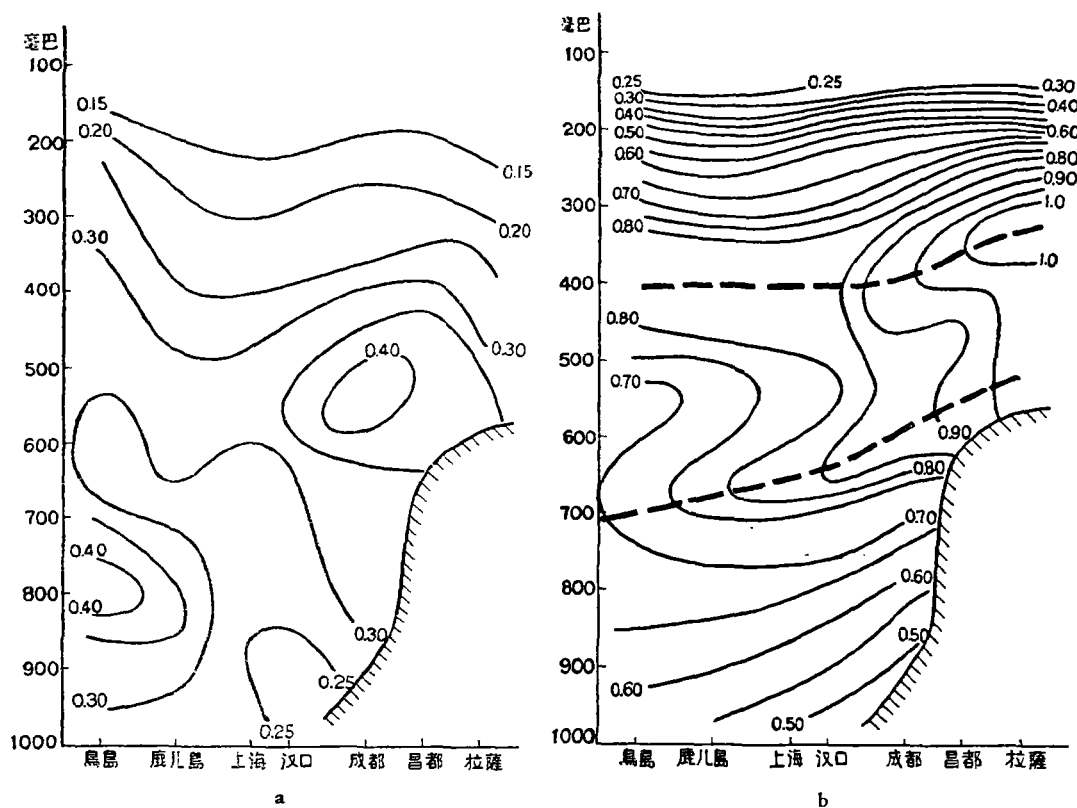


图 10 沿北纬 30° 加温率垂直剖面图($^{\circ}\text{C}/\text{天}$)

(a 表示 1 月, b 表示 7 月)

昌都、成都上空存在最大中心, 最大值为 $0.42^{\circ}\text{C}/\text{天}$; 在海上(日本鹿儿岛、鸟岛上空), 则在 750—850 毫巴层存在第二极大层, 鸟岛上空 800 毫巴层为 $0.4^{\circ}\text{C}/\text{天}$, 这种分布和中低云系的分布是有一定关系的。因为我们的水汽分布实际上已包含了云系造成的水汽分布的影响。7 月份的 30°N 剖面图上, 在 400 (西藏高原上空为 450 毫巴) 和 650 毫巴(西藏高原为 550 毫巴)两层存在着极大层, 西藏高原各层的加温率都比其东侧的所有层要大。

图 11a, b 为沿 120°E 的南北向剖面, 我们看到几点特征: 1) 冬季的等加温率线几乎是垂直向的, 而夏季则几乎是水平分布的。这决定于两个原因, 首先决定于天文辐射分布, 因为冬季天文辐射南北差异大, 而夏季小。第二个原因是水汽的分布, 我们知道冬季南方气流不易达到北方, 因而水汽分布的南北差大, 而夏季则南方气流极易达到北方, 因

而水汽分布南北均匀。这两个因子决定了上述加温率分布的特征。2)在急流区加温率梯度特大。亦即冬季福州、上海之间和济南、北京之间,夏季在北京和锡林浩特之间梯度特大,这些地带均为该五年平均的急流位置。3)冬季的500—600毫巴层,夏季的650和400毫巴层为加温率最大层和图10a, b一致。

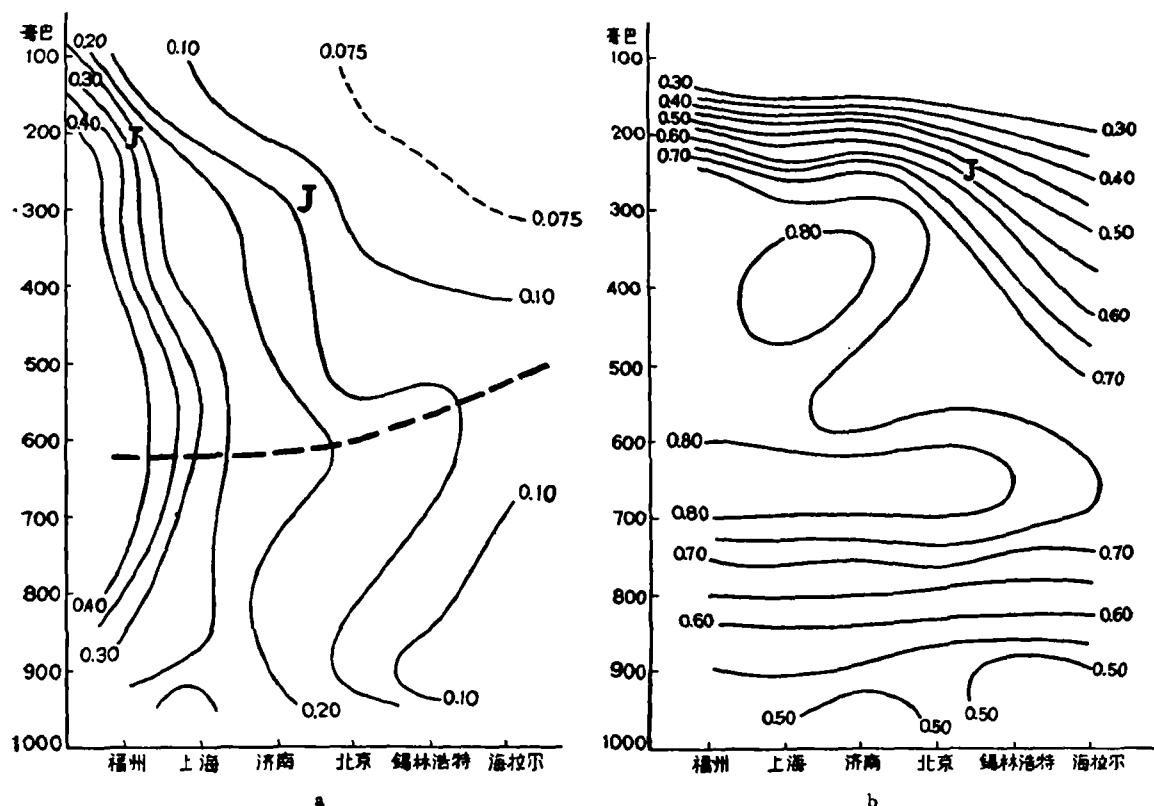


图11 沿东经120°加温率垂直剖面图(°C/天)

(a表示1月, b表示7月, J: 平均急流中心位置)

八、大气和地球的太阳辐射能量收支

有了第六节中各个物理量,我们可以作出地气系统总吸收率 A ,显然

$$A = [\Delta S + \Delta S_s + Q(1 - \Gamma_0)]/S_\infty. \quad (13)$$

其中 $Q(1 - \Gamma_0)$ 即为地球吸收值, ΔS_s 为平流层大气的吸收。我们知道对流顶以上大气吸收了绝大部分紫外辐射,占太阳辐射2.5%,由于这部分辐射几乎全部吸收,因而可以作为到处一律的。此外,平流层水汽和 CO_2 对可见光和近红外光尚有微小的吸收,估计为太阳辐射的0.5%以下,这部分辐射应随地点时间而变,但作为近似我们假定该部分吸收也是固定的,一律取0.5%。于是平流层吸收固定取天文辐射的3%,这和 Ohring^[16]、London^[17]的估计是一致的。

有了 A 值,即可求出反射率,即

$$\Gamma = 1 - A. \quad (14)$$

实际上 Γ 包含了大气反射到太空的辐射 $\mathcal{S}$ 和地面反射到太空的辐射 $Q\Gamma_0 - \Delta S'_T$ 即

$$\Gamma = \left[\frac{Q\Gamma_0 - \Delta S'_T}{Q_0} \right] + \left[\frac{\mathcal{S}}{Q_0} \right]. \quad (15)$$

式中 Q_0 为天文辐射值。一般來說, 上式右端第二項 (即大气反射率) 的作用比第一項 (地面反射的貢獻) 大得多。有了 Γ 值和右端第一項的值, 我們可以算出地面大气反射率和大气反射回太空的辐射 $\mathcal{S}$ 。

图 12a, b 是中国地区 1, 7 月地气系統反射率 (行星反射率) 分布图。在 1 月份中, 可以分四个区域: (1) 东北、华北低值区, 中心值为 0.43。 (2) 青藏高原低值区, 中心值为 0.32。 (3) 华东、华南高值区, 中心值达 0.56。 (4) 西北高值区, 中心值估計不在国内。这些分布均可由大气反射率来解释。就青藏高原区而言, 因地势高, 大气层内水汽和云总量少, 所以大气反射率小, 因而虽然地面反射大, 但是行星反照率仍是小, 这表示青藏高原地气系統吸收多。对华北、东北区, 因冬季水汽少, 所以大气反射率和 Γ 小。华南、华东区則因冬季水汽云量多, 所以大气反射率大, 而 Γ 也大。7 月份的分布表示西藏高原和华南、华东区为低值区, 这些地区 Γ 小, 可能是因为夏季該地区均为副热带高压所控制, 因而云少, 大气反射率小, 影响 Γ 小。自然, 西藏高原上空地势高也影响該区 Γ 为小值。在 7 月份, 青藏高原东侧、东北和华北东部是 Γ 高值区。前者可能是由于夏季西南季风侵入該区, 形成大量云层, 使大气反射率增大而造成的, 后者則为夏季低槽区对流性云系发展之故。

根据我們計算的行星反射率分布, 可以求出中国地区平均行星反射率, 冬季平均值为 0.440, 而夏季为 0.395。由此估計年平均約在 0.41—0.42 之間, 这比北半球年平均值 0.35 約大 0.06。由于大陆区行星反射率比海洋区大, 因而是比較合理的。

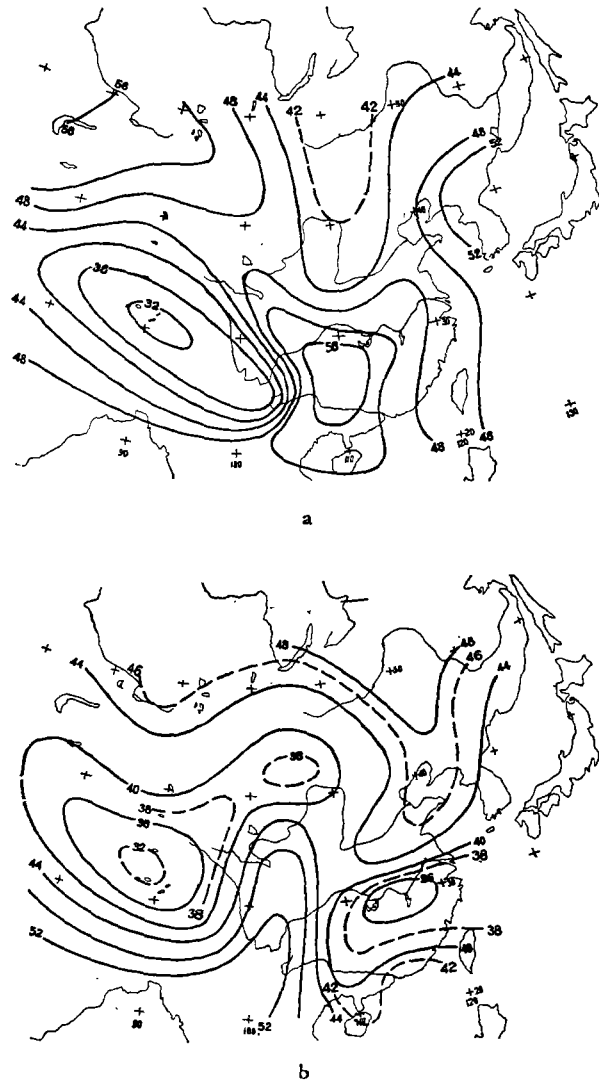


图 12 地气系統反射率 (行星反射率%)
(a 表示 1 月, b 表示 7 月)

我們所取的是 12:30 时的地面反射率, 此时間刚为地面反射率日变化的小值, 因而使我們計算的行星反射率偏小。一般情况, Γ_0 日变化約 0.1^[10], 因而我們所取的偏小 0.05, 又中国区地面总輻射約占天文輻射 S_∞ 的 50%, 因而估計使行星反射率平均偏小 0.025 左右。相对行星反射率年平均值 0.42, 平均偏小約 5%。这部分誤差虽并不太大, 但作者希望将来予以改进。

目前計算行星反射率 Γ 的方法, 大多是采用估計各种云型和大气反射率, 然后綜合成 Γ , 由于各种云的反射率变化很大, 各地区相差也大, 因而利用有限的几次观测資料来决定 Γ , 其誤差是相当大的。然而, 若大气各气体的吸收光谱測量足够正确, 地面的总輻射和反射率观测正确, 則本文提供的利用計算大气吸收和地球吸收倒算出的行星反射率, 便能保証足够正确, 而且能由吸收、 Q 和 Γ_0 的誤差来計算所算得的行星反射率的誤差, 这一点比直接算法好。

九、总 結

通过以上的討論, 我們得到如下結論:

- (1) 我們作出的吸收公式(6)是較為合理的。
- (2) 輻射加温率和吸收能量分布和急流、鋒系以及气压系統有密切关系, 二者是相互影响的。
- (3) 西藏高原冬夏季均为吸收能量低值区, 冬季是加温率低值区, 夏季是高值区。
- (4) 1 月份各气层的加温率分布和对流层平均加温率分布特征基本一致。7 月份 500 毫巴以上和平均加温率一致, 600 毫巴以下則刚好相反。在垂直結構上, 冬季最大加温率出現在 500—600 毫巴层, 而海洋地区在 750—850 毫巴层, 另外出現第二个最大层。夏季最大层則有二层, 各在 400 和 650 毫巴附近。西藏高原地区最大层一般比上述层高 100 毫巴左右。最大加温率为 1.00°C/天。
- (5) 行星反射率主要决定于大气和云的反射率, 而后者則和气压系統(特别是云系)以及地形作用有关。

致謝: 在本文研究过程中, 承叶篤正先生不断鼓勵和提出寶貴意見, 特此表示感謝, 又蒙中国科学院地理研究所左大康同志提供了总輻射等观测資料, 作者在此一并致謝。

参 考 文 献

- [1] Howard, J. N., D. E. Burch, and D. Williams, Near-infrared transmission through synthetic atmospheres Geophysical Research Papers, No. 40 (PB 121048), 1955.
- [2] Elsasser, W., Culbertson, M. E., *Meteor. monographs* 4 (1960), 1—44.
- [3] Mücke, R and Möller, F., *Z. Geophys.*, 8 (1932), p. 53—64.
- [4] Fowle, F. E., *Astrophys. J.*, 42 (1915), 394—411.
- [5] London, J., The disturbance of radiational temperature change in the northern hemispheric during March Geophysical Research Paper, No. 18, 1952.
- [6] Handbook of geophysics, 1960, United States Air Force.
- [7] Roach, W. T., *Quart. J. R. Meteor. Soc.* 87 (1961), 364—373.
- [8] Yamamoto, G. (山本义一), *J. of the atmospheric Science* 19 (1962), 182—188.
- [9] Korb, G., Michalowsky, J. und Möller, F., Die Absorption der Sonnenstrahlung in der wolkenfreien und bewölken Atmosphäre *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* Band 30, 1957, 63—77.
- [10] Manabe, S. (真鍋淑郎), and Fritz Möller, *Monthly weather Review* 89 (1961), 503—532.

- [11] Mastenbrook, H. J. and Dinger, J. E., *J. geophys. Research* **66** (1961), 1437—1444.
- [12] 陈隆勳等, 气象学报, **27**(1956), 361—381.
- [13] 陶詩言、陈隆勳, 气象学报, **28** (1957), 234—247.
- [14] 叶篤正、罗四維、朱抱真, 气象学报, **28** (1957), 108—121.
- [15] 片山昭, 气象研究ノート, **12** (1962), 323—339.
- [16] Ohring, G., *J. Meteor.*, **15** (1958), 449.
- [17] London, J., The Radiation Budget of the Troposphere and Stratosphere, High altitude observatory of the university of colosado Technical Report, No. 1, 80—87.
- [18] Кондратьев, К. Я., Пучистая энергия солнца, *Гидрометеопздат*,

THE BUDGET OF THE ATMOSPHERIC RADIATION ENERGY OVER EASTERN ASIA

(1) THE BUDGET OF SOLAR RADIATION ENERGY OF THE EARTH AND THE ATMOSPHERE

CHEN LUNG-SHUN KUNG CHIH-PEN

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

WEN YÜ-PU SUN SAU-CHUNG

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

ABSTRACT

This paper is the first part of research concerning the budget of the atmospheric radiation energy over Eastern Asia. We have discussed following three problems:

1. From the experimental values for each band of the absorption spectra of water vapor a formula (6) suitable for hand computation of the absorption of solar radiation, is obtained. It is compared with Mügge-Möller formula.

2. By formula (6), the absorption energy of solar radiation and heating rate from the surface to 100 mb were computed for January and July for 39 station over Eastern Asia. By considering the cloud correction, the absorption of the surface reflection of the radiation by the atmosphere, the distribution of absorption energy of the tropospheric atmosphere over Eastern Asia was obtained.

3. Utilizing the data of the surface total radiation and reflection in China during 1958—1960 and the atmospheric absorption energy computed in this paper we have discussed the distribution of planetary albedo in China and the budget of solar radiation energy of the Earth and the atmosphere.