

多层模式中臭氧加热率的计算及其 对大气温度场的影响*

毕道华 陈月娟**

(中国科技大学地球和空间科学系, 合肥 230026)

提 要

本文介绍一个简单、经济的适用于各种多层大气环流模式中计算臭氧加热率的参数化方案。利用这一方案, 可根据臭氧总量气候观测值及其垂直分布资料计算臭氧加热率, 也可以在模式中加入臭氧方程, 用预报的臭氧含量计算臭氧加热率。用此方案对单站气候资料试算, 结果指出, 随着高度的增加, 臭氧吸收太阳辐射对大气太阳加热率的贡献逐渐接近, 达到并在平流层 50hPa 附近明显超过其它物质如水汽的贡献。此方案用于九层大气环流模式时, 对其辐射加热率的计算有较理想的改进, 并使模拟的大气温度垂直分布更符合观测事实。

关键词: 臭氧厚度; 加热率; 参数方案。

一、引 言

臭氧是地球大气的一种正常成分, 含量仅占空气总量的百万分之几, 且主要分布在上空 10—40km 范围内。臭氧总量常以臭氧厚度(cmSTP)或 Dobson 单位(D.U.)表征, 1cmSTP = 10³D.U., 将垂直气柱中臭氧总量订正到标准状态即 $P=1013\text{hPa}$, $T=273\text{K}$ 时所具有的厚度即臭氧厚度, 它只有 0.15—0.45cmSTP, 平均约 0.3cmSTP。如此少量的臭氧却对太阳辐射有着强烈的吸收, 最强的吸收带是紫外区的 Hartley 带(0.2—0.3 μm), 其中心波长为 0.255 μm , 在此波长带只需 0.14cmSTP 厚的臭氧层就能吸收入射能的 99%; 另外还有 Huggins 带(0.3—0.36 μm)及可见光和近红外区中的 Chappuis 带, 臭氧吸收了几乎所有的太阳紫外辐射, 因而成为地球生物环境的保护伞, 同时也为平流层大气提供了最直接最主要的热源, 平流层上层温度较高就是臭氧加热的结果。臭氧分布随高度和纬度的变化将直接改变平流层的温度结构, 从而影响该层乃至全球大气环流的状况。

研究臭氧加热对大气温度结构和环流的影响, 前人做过许多卓有成效的工作。如 R. J. Murgatroyd (1958)、J. Pressman (1959)、S. Manabe 和 R. Strickler (1964) 等曾先后对臭氧加热率 $\partial T/\partial t$ 及其有关问题进行过研究和计算, 指出:

(1) 在夏季极地上空约 50km 处 $\partial T/\partial t$ 达到 15—16 $^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 在 20km 处则减至 $\partial T/\partial t \leq 1^{\circ}\text{C}/\text{d}$;

1990年4月25日收到, 1991年10月3日收到再改稿。

* 国家自然科学基金资助课题。

** 中国科学院 LASG 客座研究人员。

(2) 大气的增暖和冷却与处在辐射平衡的臭氧、 CO_2 和水汽的长短波辐射吸收有关。臭氧造成平流层辐射温度明显增高的事实对大气层的整个温度结构和动力学都极为重要。

在陈月娟和郭晓岚的全球大气环流九层模式中^[1], 关于辐射的计算较详细地考虑了水汽和 CO_2 等主要大气成分的加热, 但没考虑臭氧的作用。该模式计算表明^[2], 15km 以上大气加热率明显偏小, 与实际情况不符, 而且模拟的高层温度场也受到明显影响, 模拟值比气候平均值在 100hPa 高处低 5°C 以上, 且越往北差得越多。我们认为这是忽略臭氧加热作用而引起的。为了改进模式, 必须对其辐射计算作出臭氧加热的补充。

二、臭氧加热计算方案

太阳辐射在到达地面以前要受到不同大气成分的选择性吸收和散射, 大致情形如下:

波段	占太阳辐射总积分能量百分比	吸收或散射物质
$\lambda \leq 0.3\mu\text{m}$	1.3%	臭氧吸收
$0.3 - 0.7\mu\text{m}$	47.8%	分子散射和 O_3 吸收
$\lambda \geq 0.7\mu\text{m}$	50.9%	水汽、 CO_2 等吸收

在大气顶通量密度为 S_0^0 的太阳单色辐射在大气中直线传播到高度 z 处时, 根据辐射传输理论, 其强度因臭氧吸收而变为

$$S_\lambda(z) = S_0^0 \cos Z_\theta \exp \left(k_\lambda \int_x^z \rho_3 \sec Z_\theta dz \right), \quad (1)$$

式中 ρ_3 为 O_3 密度, k_λ 为 O_3 质量吸收系数, Z_θ 为太阳天顶角。因而, z 处下面 Δz 厚度气层中臭氧对此单色辐射的吸收量为

$$\begin{aligned} \Delta S_\lambda &= S_\lambda(z) - S_\lambda(z - \Delta z) \\ &= S_0^0 \cos Z_\theta \exp \left(k_\lambda \int_x^z \rho_3 \sec Z_\theta dz \right) \left[1 - \exp \left(k_\lambda \int_{z-\Delta z}^z \rho_3 \sec Z_\theta dz \right) \right]. \end{aligned} \quad (2)$$

据此求得 O_3 对该层大气的加热率为

$$\left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{\text{O}_3} = \int_0^\infty \frac{\Delta S_\lambda}{\rho_a c_p \Delta z} d\lambda, \quad (3)$$

式中 ρ_a 、 c_p 分别为大气密度和定压比热。

若给出太阳辐射全谱带上的 k_λ 值和各高度上的 $\rho_3(z)$ 、 $\rho_a(z)$ 值, 则对上式做数值积分即可求出各高度处大气的臭氧加热率。

上述方法是精确的, 但由于对整个吸收带积分, 步长 $\Delta\lambda$ 必须取得足够小, 而且 k_λ 和 $\rho_3(z)$ 等不易准确给定, 因而计算困难, 应用于数值模拟很不方便。为此, 有必要寻求比较经济简便而又有一定准确性的近似计算方法。

本文参考美国俄勒冈州立大学(OSU)两层模式^[3]中有关太阳辐射臭氧吸收率的计算方法, 提出一个在多层模式中计算臭氧加热率的参数化方案, 原理如下:

臭氧对太阳辐射的吸收率可由如下公式计算:

$$A_1(x) = \Delta S / \overline{S}_e = \overline{S}_e^{-1} \int_{0.2\mu}^{0.7\mu} S_{\alpha}(\lambda) [1 - \exp(-k_{\lambda} n_1 x)] d\lambda, \quad (4)$$

式中 $\overline{S}_e = \int_0^{\infty} S_{\alpha}(\lambda) d\lambda = 1353 \text{ W/m}^2$ 为太阳常数, x 为单位面积气柱内臭氧的含量(cm STP), n_1 为Loschmidt数. 积分包括了臭氧的所有吸收带.

OSU 两层模式用如下经验公式替代(4)式:

$$A_3(x) = a_i + b_i x + c_i x^2, \quad (x_i > x \geq x_{i-1}) \quad (5)$$

并给出了式中参数 a_i 、 b_i 、 c_i , 它们的取值随 x 取值范围的不同而变化, 如表1所示:

表1 参数 a_i 、 b_i 、 c_i 取值随 x 的变化

x 取值范围(cmSTP)	a_i	b_i	c_i
$1 \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-3}$	2.62×10^{-7}	1.47	-122
$3 \times 10^{-3} - 7 \times 10^{-3}$	1.82×10^{-4}	1.25	-57.9
$7 \times 10^{-3} - 0.03$	3.24×10^{-3}	0.474	-6.3
0.03 - 0.20	8.76×10^{-3}	0.116	-0.226
0.20 - 1.00	1.54×10^{-2}	4.08×10^{-2}	-8.51×10^{-3}
1.00 - 9.00	2.51×10^{-2}	2.44×10^{-2}	-7.83×10^{-4}
9.00 - 30.0	7.85×10^{-2}	1.32×10^{-2}	-1.79×10^{-4}

对不同取值范围的 x 及相应的 a_i 、 b_i 和 c_i 值用(5)式计算 $A_3(x)$ 的近似值, 以文[3]给出的用(4)式计算 $A_3(x)$ 的准确值, 比较如下:

表2 A_3 准确值与近似值的比较

x (cmSTP)	A_3 准确值	A_3 近似值	相对误差
5×10^{-5}	7.35×10^{-5}	7.35×10^{-5}	<0.1%
5×10^{-4}	7.06×10^{-4}	7.05×10^{-4}	0.2%
1×10^{-3}	1.35×10^{-3}	1.35×10^{-3}	<0.1%
5×10^{-3}	4.97×10^{-3}	4.98×10^{-3}	0.3%
0.01	7.46×10^{-3}	7.53×10^{-3}	0.9%
0.05	0.0142	0.0140	1.0%
0.1	0.018	0.0181	0.6%
0.5	0.0337	0.0337	<0.1%

可见(5)式与(4)式的计算结果非常一致. 而且, 与Houghton^[4]由观测资料确定 k_{λ} 而计算的结果也相当接近(误差在5%以内). 因此, 我们认为用上述近似方法计算臭氧对太阳辐射的吸收率基本上能反映实际大气的情况.

(5)式用于多层模式时, 臭氧路径长度 x 可以由各气层的臭氧混合比 q_3 求出. q_3 的初值则可根据全球大气中臭氧总量分布的多年观测平均值及其垂直分布资料得到, 然后在模式中加入臭氧方程, 计算 q_3 的瞬时值; 也可以较粗略地假定模拟过程中臭氧分布维持不变, 空间各处 q_3 为常量, 模式不加臭氧方程, 则更为省时.

表3给出的是各纬带上不同的臭氧总量分布情况下1000hPa到5hPa之间各等压面上臭氧分压平均值^[5].

据此可求得各气层臭氧湿混合比 q_3 . 如由状态方程

$$p_a = \rho_a R_a T, \quad (\text{空气}) \quad (6)$$

表 3 大气中臭氧分压(10^{-4} hPa)垂直分布^[6]

纬 带	臭氧 总量 (D.U.)	各等压面(hPa)上臭氧分压(10^{-4} hPa)													
		1000	700	500	300	200	150	100	70	50	40	30	20	15	10
低 纬	200	11	12.7	11.7	8.66	7.23	7.35	12.5	27.1	52.8	75.8	99.4	110	103	76.7
	250	13.1	15	13.8	10.3	8.57	8.60	16	41.9	78.8	103	125	135	124	90.7
	300	14.9	17.1	15.8	11.7	9.79	9.67	19.6	58.9	109	132	152	160	143	103
中 纬	200	18.2	19.5	16.7	8.74	8.29	11.5	25.1	51.4	76.8	87.8	93.9	88.8	79.7	59.9
	250	20.8	22.4	19.4	13.6	18.4	24	41.2	71.7	99.3	110	114	105	92	68.7
	300	22.6	24.2	21.2	20.1	33.7	42.6	62.9	95.6	123	131	130	116	100	74.3
	350	23.4	25.1	22.4	29.1	55.3	68.2	90.9	123	146	150	143	123	104	76.9
	400	23.7	25.4	23.2	40.3	81.2	99.2	124	151	167	165	152	126	106	77.8
	450	23.8	25.4	24.2	53	108	133	161	180	186	178	159	128	106	78.0
	500	23.9	25.4	25.4	66.1	134	167	201	209	203	189	165	131	107	78.3
	550	24.2	25.7	26.7	78.4	159	199	240	236	219	200	172	134	109	79.2
	600	24.9	26.3	28.1	89.3	182	231	278	263	235	212	180	139	112	81.3
高 纬	200	13.8	12.7	11	16.6	35.4	55.5	91	101	94.3	75.7	54.3	37.3	32.9	29.5
	250	15.9	15.7	14.2	23.3	49	70.6	109	130	115	94.8	71.5	51.4	44	37.6
	300	17.4	18.5	17.5	31.6	65.2	87.1	126	147	134	114	89.9	66.6	55.4	45.3
	350	18.3	20.8	20.6	41.9	84.3	106	144	165	153	134	109	80.8	65.5	51.9
	400	18.7	22.3	23.3	54	105	129	165	184	173	154	126	92.5	73.2	56.9
	450	18.9	23.3	25.9	67.7	127	154	191	205	191	171	141	101	78.7	60.4
	500	19.1	23.9	28.9	82.6	147	181	224	228	208	185	152	108	82.7	62.8
	550	19.4	24.3	32.4	98.3	167	211	263	254	223	195	160	113	85.5	64.4
	600	19.8	24.8	36.2	114	185	241	305	289	237	203	165	116	87.5	65.2
	650	20.5	25.3	39.8	130	204	271	349	310	251	210	170	119	89.1	65.7

$$p_3 = \rho_3 R_3 T, \quad (\text{臭氧}) \quad (7)$$

即得

$$q_3 = \rho_3 / \rho_a = \frac{p_3 R_a}{p_a R_3}, \quad (8)$$

式中下标“a”、“3”分别表示空气和臭氧, 如 R_a 、 R_3 分别为空气和臭氧的比气体常数.

若将大气从上至下分成若干层, 则对其中厚度为 $\Delta z(k)$ 的第 k 层, 有

$$|\Delta p_a(k)| \approx \rho_a g \Delta z(k). \quad (9)$$

由定义可得其臭氧厚度(以 cmSTP 为单位)

$$\Delta x(k) = \frac{\rho_3}{\rho_a} \Delta z(k) \approx \frac{R_3 T^N}{g p^N} \cdot \bar{q}_3(k) \cdot |\Delta p_a(k)|, \quad (10)$$

式中 $T^N = 273\text{K}$, $p^N = 1013\text{hPa}$ 为标准温压, $\bar{q}_3(k)$ 为该层臭氧平均混合比, $|\Delta p_a(k)|$ 为该层气压差.

第 k 层底以上至大气顶臭氧总厚度为

$$h(k) = \sum_{i=1}^k \Delta x(i). \quad (11)$$

考虑太阳天顶角 Z_θ 的影响, 臭氧实际吸收路径长度(cmSTP)则为

$$x(k) = h(k) \sec Z_\theta = \sec Z_\theta \sum_{i=1}^k \Delta x(i). \quad (12)$$

代入(5)式即得第 k 层底以上大气层中臭氧对太阳辐射的总吸收率

$$A_3(k) = a_i + b_i x(k) + c_i x^2(k), \quad (13)$$

因而第 k 层单位截面上垂直气柱中臭氧在单位时间内吸收的太阳辐射能为

$$\Delta S(k) = \cos Z_\theta \bar{S}_\infty [A_3(k) - A_3(k-1)], \quad (14)$$

$$k=1 \text{ 时, } A(k-1) = A(0) = 0.$$

设 $\Delta S(k)$ 全用来加热此垂直气柱, 而引起单位质量大气的增温率为 $\frac{\partial T(k)}{\partial t}$, 则

$$\Delta S(k) = \rho_a c_p \Delta z(k) \frac{\partial T(k)}{\partial t}, \quad (15)$$

于是得

$$\frac{\partial T(k)}{\partial t} = \frac{1}{c_p \rho_a} \frac{\Delta S(k)}{\Delta z(k)} \approx \frac{g}{c_p} \frac{\Delta S(k)}{|\Delta p_a(k)|}. \quad (16)$$

三、单点试算结果

选取中国大陆和西太平洋上几个不同纬度的点为试算点, 根据气候资料和臭氧分布资料计算各地太阳加热率的垂直分布以检验臭氧加热的重要性. 这里太阳加热包括水汽和臭氧的贡献, 前者的计算方案同文献[2].

图 1a、b 分别给出陆上点上海冬夏两季中午和海上点(0°N, 130°E)夏季太阳天顶角为 35°时的太阳加热率垂直分布廓线, 虚线和实线分别表示无臭氧和有臭氧的结果. c 则是 Hense 等用精确方法(实线)和二流近似方法(虚线)计算的夏季副热带海洋上模式大气的太阳加热率垂直分布廓线^[6], 太阳天顶角亦为 35°.

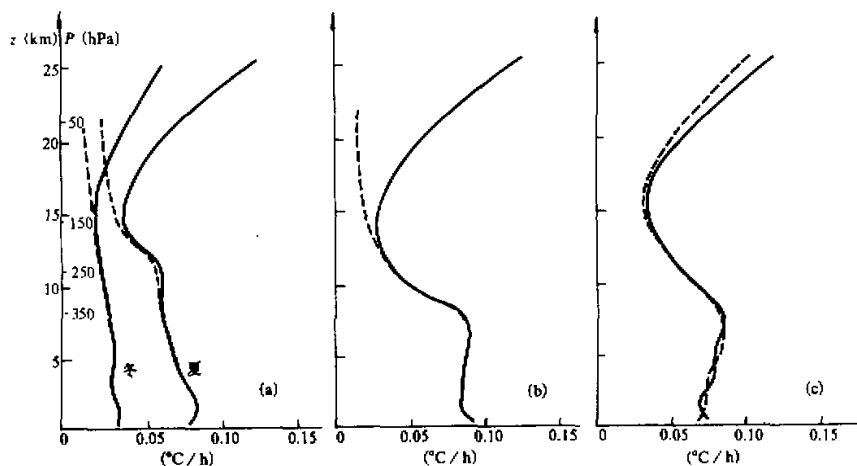


图1 太阳加热率垂直分布廓线

(a) 上海, 中午; (b) $(0^{\circ}\text{N}, 130^{\circ}\text{E})$, $Z_0 = 35^{\circ}$; (c) STS, $Z_0 = 35^{\circ}$

不考虑臭氧时我们只计算水汽吸收太阳辐射对大气的加热。由于50hPa以上水汽含量极少, 难以找到其分布资料, 故水汽加热只计算到50hPa。考虑臭氧作用时我们把大气分为16层, 其中把100hPa以上大气分为10层, 利用表3数据由(8)式计算各层臭氧混合比, 进而由(10)至(16)式求得各气层的臭氧加热率。

我们计算了广州、上海、北京、拉萨、海拉尔等几个不同纬度陆上台站上空的太阳加热率, 结果表示, 在350hPa以上高空, 不同季节、不同纬度即不同天顶角情况下, 臭氧加热作用随高度的增加都变得越来越重要, 变化趋势如图1a上海上空的太阳加热率廓线所示。由于大气密度以及水汽等太阳辐射的吸收物质随高度增加急剧减少, 高层大气中臭氧加热对太阳总加热率的贡献在对流层以上迅速接近, 达到并在平流层50hPa附近明显超过水汽等的贡献, 说明它是平流层大气的最主要热源。仅此即可看出, 高层臭氧吸收太阳紫外辐射不仅仅保护了地球生物圈, 而且还直接左右着平流层大气的热力学状态。

用海洋上点(0°N , 130°E)6月份的气候资料计算出的太阳加热率廓线与陆上结果类似, 只是由于对流层中水汽含量及其垂直分布在海陆上空有所不同, 不同纬度地区也不一样, 故而太阳辐射加热率廓线在对流层不尽相同, 但在100hPa以上其变化趋势是一致的。比较图b、c, 可以看出我们的计算结果在10 km以上与Hense等用精确方法计算的结果很接近。这说明用本文所述的近似方法计算臭氧加热率能较好地反映实际大气的情况。

四、臭氧加热影响大气温度场的数值模拟结果

为了研究臭氧加热作用对大气的热力学和动力学影响, 我们将臭氧方程加入陈月娟等的九层模式中, 利用上述臭氧加热计算方案, 模拟臭氧随着全球大气环流运动而改变

其分布状态时对大气各要素场的影响。模拟所用模式详见文[1], 不同的是在计算非绝热加热时加上了臭氧的辐射加热作用。计算臭氧加热率用到的臭氧混合比 q_3 用如下臭氧输送方程求出:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q_3}{m^2} \right) = - \frac{1}{p_s^*} \left[\nabla \cdot (p_s^* q_3 \vec{V}/m) + \frac{1}{m^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s^* q_3 \sigma) + q_3 \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m^2} \right) \right], \quad (17)$$

其初值由表 3 资料用(7)式算得。

这里我们简单假定在某一不太长的时期内光化反应处于平衡状态, 计算区内臭氧总量保持不变, 故(17)式中不计源汇项, 只考虑流场对臭氧的输送引起臭氧分布的变化。

模式积分时间步长为 15min, 辐射加热率每隔 1h 计算一次, 即考虑了臭氧加热的日变化。篇幅所限, 本文只讨论臭氧加热对大气的热力学作用。

首先, 臭氧加热直接改变太阳辐射总加热率的大小和分布, 模拟结果与前述单点试算结果一致, 纠正了无臭氧模式计算的高层大气太阳加热率过小或随高度增加而减小的错误趋势。一般情况下, 臭氧加热使得高层大气辐射温度升高, 长波辐射因此增强, 由此而引起的长波辐射冷却率随之增大。

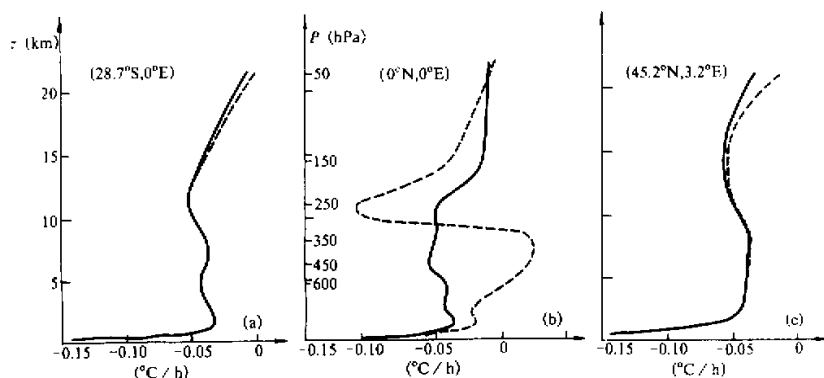


图 2 模拟 9 天后夏季中午长波辐射冷却率廓线

—— 有臭氧模拟, - - - - 无臭氧模拟。

上图给出模拟 9 天后在 0 °E 附近不同纬度处的几个格点上空夏季中午长波辐射降温率的垂直分布情况。格点(0 °N, 0 °E)上空廓线在有臭氧作用时相差悬殊: 在相同初始条件下, 无臭氧模拟 9 天后该点上空 600—320hPa 之间气层内长波辐射使大气明显增温, 300—200hPa 气层强烈降温, 表明此时 600hPa 附近以下水汽含量很大, 甚至可能有云层出现, 云顶反射太阳辐射, 同时放出黑体辐射, 从而使其上空长波辐射增温; 而有臭氧模拟 9 天后同一时刻该处上空却没有出现上述现象, 长波辐射只使大气降温。由此可见, 臭氧加热持续作用的各种综合效应完全有可能改变某些地区上空水汽的含量和分布, 从而对天气产生一定影响。

图 3 为模拟 9 天后 50hPa 等压面上臭氧加热引起的大气增温形势。

由于臭氧分布随纬度的变化, 臭氧加热增温由南往北逐渐增大, 使水平温度场趋于“均匀化”, 在一定程度上削弱了温度场的南北水平梯度, 加之中下层臭氧加热对温度场

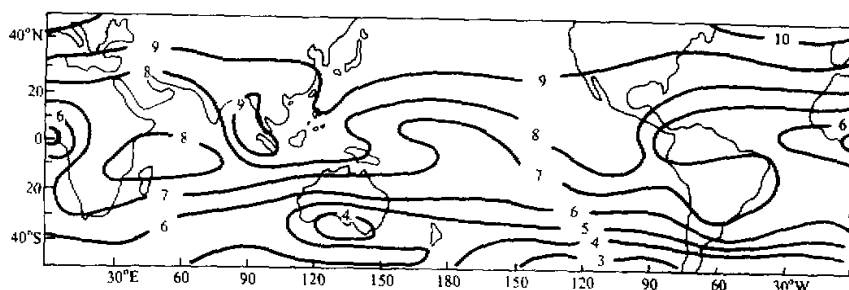


图3 有无臭氧两种情况下模拟的50hPa面上温度场差异(°C)

的影响不明显,因此平流层中臭氧加热的强烈作用甚至使该层大气的水平温度梯度方向与对流层相反。显然,这种效应对于高层大气的热力学状态以及平流层与对流层大气间的相互作用有着极其重要的意义。

考察臭氧加热对大气温度场垂直结构的影响,将有助于我们了解中下层大气热力状态对高层臭氧加热的响应情况。

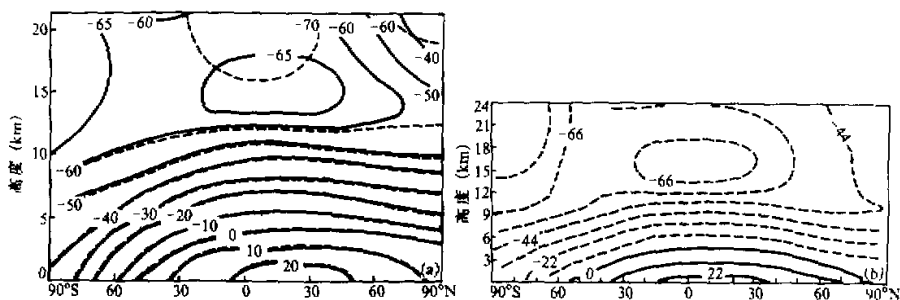


图4 纬向平均温度场经向垂直剖面

(a) 模拟, — 有臭氧, - - - 无臭氧 (b) 实况^[7]

图4a、b分别为我们模拟的沿纬向平均的温度场经向剖面 and 吴国雄等^[7]利用实测资料计算的纬向平均温度场经向剖面。

图4a指出,100hPa以上高空臭氧加热引起的增温很大,50hPa附近有臭氧模拟的温度较之无臭氧模拟的结果高出8—10°C甚至更多。100hPa以下增温不大,在15km附近出现一个很明显的低温区,中心温度约为-70°C,此即对流顶。不考虑臭氧加热时则没能模拟出这种结构,特别是在30°S—30°N之间15km以上温度明显递减。比较a、b可以看出,我们的有臭氧模拟结果与实际情况相当一致,而不考虑臭氧加热时的计算结果在对流顶以上与实测结果差距很大。显然,考虑臭氧加热并以前述方案计算其加热率能较理想地改进模式对10km以上太阳辐射加热及温度场的计算。

图4a还表明,臭氧加热对对流层中层大气温度场影响较小,但对近地面大气影响较大,而使中低纬大部分地区降温。实际上,臭氧加热作用对近地面气温的影响随下垫面状况的不同而差别很大。图5是模拟试验进行到一个月时用后20天的模拟值所做的

近地面气层的平均温度差值图(有臭氧模拟值减去无臭氧模拟值)。

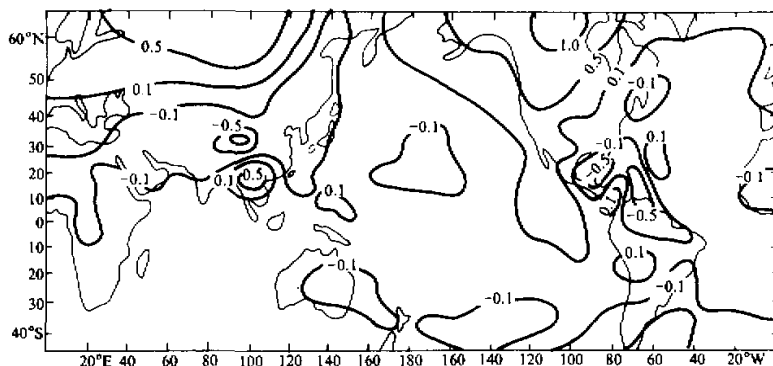


图5 高层臭氧加热引起的近地面气层变温形势($^{\circ}\text{C}$)

图5指出, 高层臭氧吸收太阳辐射后在陆地表面引起的反应较大, 平均变温为 $-1 \sim 1^{\circ}\text{C}$, 而在海洋表面附近反应较小, 变温仅在 $-0.1 \sim 0.2^{\circ}\text{C}$ 之间。这种差异显然是由于海洋与陆地的热容量不同而引起的。在中低纬大部分地区陆地表面附近气温有所下降, 而在 45°N 以北气温则有所上升, 这种差别可以用高层臭氧加热影响低层大气的两种途径来解释: 其一是高层大气加热升温后, 由于大气运动对热量的输送, 部分热量下传, 从而使得低层大气温度升高; 其二则是由于平流层臭氧吸收了一部分太阳辐射后使得到达地面的太阳辐射减少, 地面吸收减少, 温度降低, 向上的感热和长波辐射减少, 因而导致近地面气温下降。图5显示出在中低纬地区第二种过程引起的变温大于第一种过程, 而在高纬地区则相反。

四、结 论

(1) 本文提出的近似计算方案适用于多层大气环流模式中计算臭氧加热率。对计算量巨大的数值模拟来说, 此方案简单易行, 方便省时, 且具有一定准确性, 实际应用效果比较理想。

(2) 单点试算和数值模拟结果都证实了臭氧加热是平流层大气的最主要热源。因此, 臭氧含量的多少及其分布状态直接左右着高层大气的热力学状态。

(3) 上述方案用于九层环流模式进行数值试验的结果表明, 考虑臭氧加热后计算的温度场较之无臭氧模式的计算结果有显著改善, 与实际观测情况符合得比较理想。同时, 模拟结果还显示出平流层臭氧的存在对近地面气层温度场有明显影响, 因而也必将影响风压场和水汽分布以至整个大气环流。所以, 我们不仅要重视臭氧对地球上人类和生物环境的保护作用, 还应把它作为影响大气环流的较重要因子而进行深入研究。

致谢: 曾庆存先生对本文工作给予了热情指导和帮助, 谨致衷心谢忱。

参 考 文 献

- [1] Chen Yuejuan and Kuo, H. L., 1986, A Global Model with Overlapping Mercator and Stereographic Grids, *Advances in Atmospheric Science*, 3, No. 3, 302 — 313.
- [2] Chen Yuejuan and Kuo, H. L., 1986, Calculated Distribution of the Radiative Heating Rate over the Qinghai-Xizang Plateau in A Numerical Simulation, *Atmospheric Radiation Progress and Prospects, Proceeding of the Beijing International Radiation Symposium*, Science Press, 92 — 98.
- [3] Ghan, S. J., et al., 1982, A Documentation of the OSC Two-Level Atmospheric General Circulation Model, Climatic Research Institute, Oregon State University, U.S.A., 80 — 82.
- [4] Houghton, J. T., 1981, 大气物理学, 科学出版社, 217.
- [5] Jordan Alpert, et al., 1981, The Stratosphere (1981) Theory and Measurements, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 11.
- [6] Hense, A., et al., 1982, An Economical Method for Computing the Radiative Energy Transfer in Circulation Models, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 108, 231 — 252.
- [7] 吴国雄, 刘还珠, 1987, 全球大气环流时间平均统计图集, 气象出版社, 212.

The Calculation of Ozone Heating Rate for the Multi-layer Model and the Influence of Ozone Heating on the Temperature Field

Bi Daohua Chen Yuejuan

(University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Abstract

A parameterized scheme that is simple, economical and applicable to various multi-layer models for calculating ozone heating rate is introduced in this paper. By using this scheme, we can compute ozone heating rate according to the observational data of ozone or the ozone distribution predicted by an ozone equation that is added in the model. Results of the test computations with the climatological data of some stations show that the contribution of ozone to the total solar heating rate in the atmosphere increases with height. Above 350hPa, heating rate caused by ozone gradually approaches, equals and at 50hPa obviously exceeds that caused by other components in the atmosphere such as water vapour etc., which verifies that ozone is the most important heat source in the stratosphere. Applying the above scheme to Chen and Kuo's nine-layer general circulation model, we see clearly that taking ozone into account improves the computation of radiative heating rate in the model effectively and improves the agreement of the simulated temperature field with the observation.

Key words: Ozone depth; Heating rate; Parameterized scheme.