

中国地区近地面太阳紫外辐射的分布 及其对大气臭氧层破坏的响应

熊效振 王庚辰

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

提 要

本文在充分考虑太阳紫外辐射在大气中传输的物理过程的基础上, 引入局地地面气压、臭氧和地表反照率的时空变化, 利用 Delta-Eddington 近似法计算了中国地区冬季(1月)和夏季(7月)晴天时地面太阳紫外辐射($0.290 - 0.400\mu\text{m}$)和紫外 B 辐射($0.290 - 0.325\mu\text{m}$)的分布, 并进一步计算出臭氧总量减少 5%、15% 时紫外 B 的变化。结果指出, 由于臭氧总量的减少, 中国北部地区紫外 B 的增加比南部地区显著。平均而言, 臭氧总量减少 1% 时, 冬季紫外 B 将增加 1% 左右, 夏季紫外 B 将增加 0.6% — 0.7%。

关键词: 紫外辐射; 太阳; 臭氧层。

一、引 言

由于南极“臭氧洞”的发现, 全球臭氧的变化及其引起到达地面的太阳紫外辐射的响应日益受到社会各界以及有关学科的密切关注。中国是一个幅员辽阔的农业大国, 深入研究中国广大地区地面太阳紫外辐射的分布状况, 并对因人类活动导致的臭氧层破坏可能引起的地面太阳紫外辐射的变化作出预测, 无疑具有迫切而重要的意义。

国内在几个地区先后开展了短期的地面太阳紫外辐射的观测与研究, 时间最长的是广州化工部合成材料老化所利用分光辐射表自 1985 年开始在广州进行的太阳分光辐射的连续观测, 由于紫外辐射的测量比较困难, 缺乏统一的标准, 使得观测结果的可比性较差^[1]。对到达地面的太阳紫外辐射的计算归纳起来有辐射传输方程的求解计算和近似计算两种方法; 其中近似计算又分两类, 一类是利用常规气象资料和太阳总辐射资料, 近似计算到达地面的太阳紫外辐射^[2]; 另一类是对辐射传输的物理过程进行参数化处理^[3, 4]。这两种近似方法中, 前者受大气状况——主要是水汽、气溶胶以及云的影响较大, 后者则受参数化方案的影响十分明显, 所以这两种近似方法均存在较大的局限性。

为进一步了解紫外辐射在大气中传输时各消光因子的作用大小, 必须对辐射传输方程进行精确求解。汪宏七^[5]利用 Gauss-Seidle 迭代法计算了晴空条件下不同季节和不同纬度正午时刻的太阳紫外辐射的通量密度, 其结果对初步了解观测稀少地区的太阳紫外辐射无疑具有一定的价值。不过汪宏七在计算中只考虑单一的气溶胶模式, 没有考虑局地地表反照率和地面气压的时空变化, 与实际大气相距较远, 国外在利用辐射传输方程

计算地面太阳紫外辐射方面作了不少工作^[6-7], 这些工作围绕着采用不同的计算方法求解辐射传输方程, 探索气溶胶、臭氧等消光因子对紫外辐照度的影响及其随波长、天顶角的变化。至于云对地面太阳紫外辐射的影响^[8-9], 有关工作还相当不完善, 一般都假定存在均匀各向同性的一层或两层云, 并给定云的滴谱分布和折射指数, 而实际上云高、云厚和云滴谱以及云的消光特性十分复杂, 所以就云对紫外辐射消光的计算来说是很不完善的。

本文在综合考虑计算精度和计算速度的基础上, 选择 Delta-Eddington 近似法^[10]求解辐射传输方程, 在计算中考虑到局地地面气压和地表反照率的时空变化及臭氧总量的时空变化, 并对天顶角和波长进行积分, 给出了中国广大地区冬、夏季地面太阳紫外辐射的晴天日总量和正午时刻几个主要城市的紫外辐射, 有效地和实际观测结果进行了对比, 文中对臭氧总量减少 5%、15% 时紫外 B 辐射的变化也作了计算。

二、辐射传输方程和计算方法

与方位无关的散射辐射传输方程为

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu)}{d\tau} = I(\tau, \mu) - \frac{\omega}{2} \int_{-1}^1 I(\tau, \mu') P(\mu, \mu') d\mu' - \frac{\omega}{4\pi} \pi F_0 P(\mu, -\mu_0) \times \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right). \quad (1)$$

利用 Eddington 近似

$$I(\tau, \mu) = I_0(\tau, \mu) + I_1(\tau, \mu)\mu \quad (-1 \leq \mu \leq 1), \quad (2)$$

于是向上向下的通量密度为

$$F(\tau)^{\pm} = 2\pi \int_0^{\pm 1} [I_0(\tau, \mu) + \mu I_1(\tau, \mu)] \mu d\mu = \pi \left[I_0(\tau) \pm \frac{2}{3} I_1(\tau) \right]. \quad (3)$$

这里 $\mu > 0$ 对应向上辐射, $\mu < 0$ 对应向下辐射。相函数利用 Delta-Eddington 近似进行展开

$$P(\cos\theta) \approx P_{\delta\text{-Edd}}(\cos\theta) = 2f\delta(1 - \cos\theta) + (1-f)(1 + 3g'\cos\theta). \quad (4)$$

这里

$$g' = \frac{g-f}{1-f}, \quad f = g^2.$$

具体推导过程见文献[10]。

将式(2)、(4)代入方程(1), 经过求解可得出在分层大气的第 i 层中

$$\begin{cases} I_0^i(\tau) = A_i \exp(-k_i \tau_i) + B_i \exp(+k_i \tau_i) + \alpha_i \exp\left(-\frac{\tau_i}{\mu_0}\right), \\ I_1^i(\tau) = P_i [A_i \exp(-k_i \tau_i) - B_i \exp(+k_i \tau_i)] + \beta_i \exp\left(-\frac{\tau_i}{\mu_0}\right), \end{cases} \quad (5)$$

其中

$$k_i^2 = \frac{3(1-\omega_i)(1-\omega_i g_i)}{(1-\omega_i f_i)^2}, \quad P_i = -\sqrt{\frac{3(1-\omega_i)}{(1-\omega_i g_i)}}.$$

$$\alpha_i = -\frac{3\omega_i F_0 \mu_0^2 (1-f_i) \left(1-\omega_i g_i + \frac{g_i}{1+g_i}\right)}{4[1-\mu_0^2 k_i^2 (1-\omega_i f_i)^2]},$$

$$\beta_i = \frac{3\omega_i F_0 \mu_0 (1-f_i) \left[1+3(1-\omega_i)\mu_0^2 \frac{g_i}{1+g_i}\right]}{4[1-\mu_0^2 k_i^2 (1-\omega_i f_i)^2]}.$$

分层大气的边界条件为

$$\begin{cases} I_0(\tau_i) = I_0^{+1}(\tau_i), \\ I_1(\tau_i) = I_1^{+1}(\tau_i), \\ F^\downarrow(\tau_N) = a_s \left[F^\downarrow(\tau_N) + \mu_0 \pi F_0 \exp\left(-\frac{\tau_N}{\mu_0}\right) \right], \\ F^\downarrow(0) = \pi \left[I_0(0) - \frac{2}{3} I_1(0) \right] = 0. \end{cases} \quad (i=1, 2, \dots, N-1) \quad (6)$$

a_s 为地表反照率. 上述共有 $2N$ 个未知数和 $2N$ 个方程, 他们组成闭合方程组, 因此可以联立求解. 于是, 到达地表的太阳辐射可表示为

$$\begin{aligned} F^{\oplus} &= F_{\text{直射}}^{\downarrow} + F_{\text{散射}}^{\downarrow} = \mu_0 \pi F_0 \exp\left(-\frac{\tau_N}{\mu_0}\right) + \pi \left[A_N \left(1 - \frac{2}{3} P_N\right) \exp(-k_N \tau_N) \right. \\ &\quad \left. + B_N \left(1 + \frac{2}{3} P_N\right) \exp(k_N \tau_N) + \left(\alpha_N - \frac{2}{3} \beta_N\right) \exp\left(-\frac{\tau_N}{\mu_0}\right) \right] \\ &= \mu_0 C_1 \exp\left(-\frac{\tau_N}{\mu_0}\right) + C_2 \exp(-k_N \tau_N) + C_3 \exp(k_N \tau_N) + C_4 \exp\left(-\frac{\tau_N}{\mu_0}\right), \quad (7) \end{aligned}$$

其中

$$\begin{aligned} C_1 &= \pi F_0, & C_2 &= \pi A_N \left(1 - \frac{2}{3} P_N\right), \\ C_3 &= \pi B_N \left(1 + \frac{2}{3} P_N\right), & C_4 &= \pi \left(\alpha_N - \frac{2}{3} \beta_N\right). \end{aligned}$$

进行日-地距离订正可得到大气顶部的太阳辐射 F_0 为

$$F_0 = \left(\frac{\bar{R}}{R}\right)^2 \overline{F_0}, \quad (8)$$

$$\left(\frac{\bar{R}}{R}\right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \theta_0 + 0.00128 \sin \theta_0 + 0.000719 \cos 2\theta_0$$

$$+ 0.000077 \sin 2\theta_0, \quad (9)$$

$\overline{R}$, $\overline{F_0}$ 分别表示日 - 地平均距离和在日 - 地平均距离处的太阳辐射, 其中

$$\theta_0 = 2\pi N/365 \quad N = 1, 2, \dots, 365.$$

于是, 到达地表的全天日总辐射为

$$F_{\frac{24}{\text{h}}}^{\text{总}} = \int_{\text{日出}}^{\text{日落}} F^{\text{总}} dt = \int_{\text{日出}}^{\text{日落}} [\mu_0 C_1 \exp(-\tau_N/\mu_0) + C_2 \exp(-k_N \tau_N) + C_3 \exp(k_N \tau_N) + C_4 \exp(-\tau_N/\mu_0)] dt, \quad (10)$$

其中, 时间 t (日落 / 日出) = $12 \pm H$ (h)

而 H 可由

$$\mu_0 = \cos \theta_0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \left(\frac{\pi}{12} \right) H = 0,$$

得

$$H = \frac{12}{\pi} \arccos(-\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta) \quad (\text{h}), \quad (11)$$

对日照时间的积分可利用高斯求积公式来计算

$$\int f(x) dx \approx \sum_{i=-n}^{i=n} a_i f(x_i), \quad (12)$$

至于对波长的积分, 在 UVA(0.325 — 0.400 μm)波段, 由于臭氧的吸收作用较小, 本模式中采用等距节点内插的复化梯形求积公式来求积; 在 UVB(0.290 — 0.325 μm)波段, 由于臭氧的吸收作用很强, 而且吸收系数随波长的变化起伏较大, 本文采用 Hunt 和 Grant^[11] 的近似算法来计算, 其精度较高, 而计算量较小。

三、有关参数的选择

1. 大气模式和臭氧模式

空气分子密度和大气臭氧浓度的垂直分布引用 McClathey^[12] 中纬、中低纬的模式大气值, 并将整个大气分成 21 层, 其中 5km 以下每公里一层, 30km 至 50km 均分为四层, 50km 以上为一层。在计算各层的分子散射和臭氧吸收的光学厚度时, 先求出模式大气的各层中分子散射和臭氧吸收的光学厚度, 然后考虑到局地地面气压和臭氧总量的变化, 将局地地面气压值与臭氧总量同模式大气的相应值之比作为系数, 订正出传输方程中实际使用的光学厚度, 详细计算参考文献 [1]。

2. 气溶胶模式

气溶胶模式选自 Shettle 和 Fenn^[13], 并利用球形粒子的米散射理论计算得到气溶胶的光学厚度, 其中折射指数取为 $1.5 - 0.01i$, 粒径范围 0.1 — 10 μm 。

在 Shettle 和 Fenn^[13] 模式中, 对流层、平流层和高层大气中分别采用不同的谱模式和浓度廓线来描述气溶胶的分布。在本文的计算中对流层选择了能见度为 23km 的晴空

条件下的城、郊两种不同模式；对流层上部根据季节的不同选择了春夏型和秋冬型两种模式；平流层中选用中等火山模式；30km 以上的中层大气中则选用背景大气气溶胶模式。

3. 地表反照率

地表结构是影响地表反照率的主要因子，具体体现在土壤的物理化学成分、植被覆盖率、植被生长季节和土壤水分含量等因子对反照率的影响。观测发现紫外辐射的地表反照率为可见光和红外辐射反照率的 1/2—2/3，参考地表反照率的大量研究资料^[11-14]，表 1 中给出中国几个代表性地区不同季节的平均地表反照率，并以此代入模式中进行计算。

表 1 模式中引用紫外辐射反照率

季节	西北	华北	华中	华南	青藏高原
冬春	0.20	0.15	0.10	0.05	0.30
夏秋	0.15	0.10	0.08	0.05	0.20

四、计算结果与讨论

根据中国地区的地貌、地理和生态区划特征，我们在中国大陆上从南至北选择 9 个台站，即广州、拉萨、成都、上海、郑州、兰州、北京、二连浩特、乌鲁木齐，利用传输方程并代入相应参数，计算了这 9 个台站晴天条件下地面紫外辐射和紫外 B 辐射的有关量。进一步在每一个站周围根据地形的变化，利用海拔高度内插出 10—20 个站点紫外辐射的相应值，由此可以画出中国地区晴天紫外辐射和紫外 B 辐射的分布及其变化的等值线图。

1. 晴空条件下中国广大地区冬夏季地面太阳紫外辐射和紫外 B 辐射的分布

到达地面的太阳紫外辐射具有显著的日变化，但从紫外辐射的生态效应来看，到达地面的紫外辐射的日总量和峰值最引人注目。表 2 给出夏季(7 月)几个主要城市地区紫外辐射和紫外 B 辐射正午时刻的辐照度。由表 2 可以看出，到达地面的紫外辐射中直接分

表 2 7 月份正午时到达地面的太阳紫外辐射和紫外 B 辐射 (单位 W/m²)

地区	海拔 高度(m)	直接辐射		散射辐射		总 辐 射	
		UV	UVB	UV	UVB	UV	UVB
乌鲁木齐	426.8	50.17	7.26	23.86	5.52	74.03	12.78
二连浩特	956.9	53.34	7.92	23.34	5.45	76.68	13.37
北 京	32.3	51.19	7.20	24.14	5.54	75.73	12.74
兰 州	1518.3	59.56	9.78	23.69	6.02	83.25	15.80
郑 州	111.4	54.55	8.38	24.79	6.02	79.34	14.40
上 海	8.6	55.18	8.63	24.52	6.07	79.70	14.69
成 都	507.6	57.55	9.35	24.21	6.19	81.76	15.54
拉 萨	3650.1	66.58	9.80	22.14	6.03	88.72	15.83

量是散射分量的 2 倍左右, 而对 UVB 而言, 直射分量约为散射分量的 1.5 倍左右. UV 总辐射约为 UVB 总辐射的 5—6 倍. 在上述 9 个台站中, 7 月份晴天正午时拉萨的 UV, UVB 辐射最强, 兰州次之, 乌鲁木齐和北京最小.

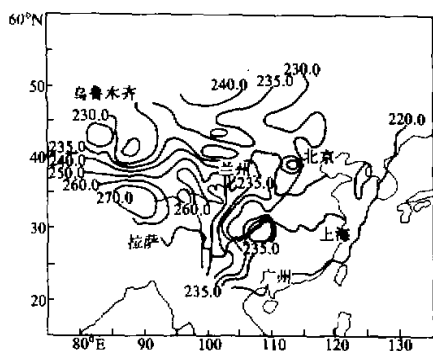


图 1 夏季(7月)晴天时中国地区紫外日总辐射的分布(单位: $\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$)

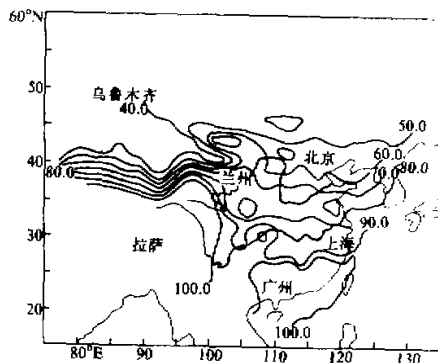


图 2 冬季(1月)晴天时中国地区紫外日总辐射的分布(单位: $\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$)

图 1 给出中国地区夏季(7月)晴天紫外辐射日总量的分布. 图 2 给出冬季(1月)晴天紫外辐射日总量的分布. 由图 1、图 2 可以看出青藏高原是 UV 的高值区, 其它地区夏季(7月)时紫外辐射日总量相差不大, 而冬季时由南向北有一明显下降趋势. 夏季时广州地区紫外辐射日总量最小, 而冬季时其相应值仅次于青藏高原; 新疆地区紫外辐射日总量全年中均较小. 冬夏相比, 夏季 UV 日总量平均约为冬季的 2—6 倍, 纬度愈高, 年变化越大.

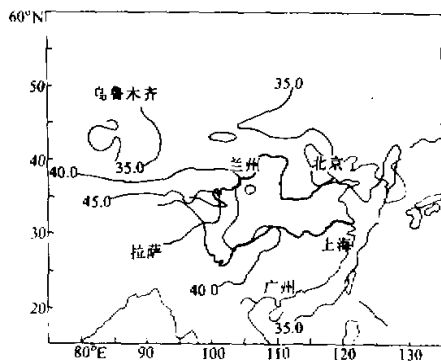


图 3 夏季(7月)晴天时中国地区紫外 B 日总辐射的分布(单位: $\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$)

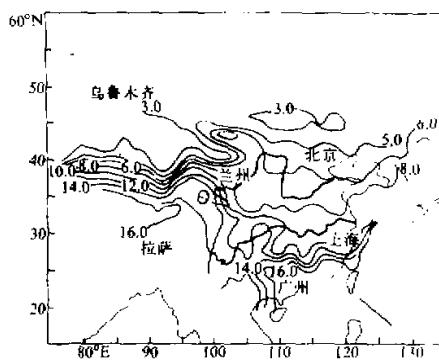


图 4 冬季(1月)晴天时中国地区紫外 B 日总辐射的分布(单位: $\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$)

图 3、图 4 分别给出中国地区夏季(7月)和冬季(1月)晴天紫外 B 日总量的分布图. 可以看出青藏高原是 UVB 的永久高值区; 随纬度升高, UVB 日总量下降, 而且这种下降梯度在冬季时更大. 总的来看, UVB 的分布与 UV 的分布基本相似, 冬季时 UVB

的次极大值仍在广州地区, 新疆地区 UVB 依然较小. 冬夏相比, 夏季 UVB 日总辐射约为冬季的 3—10 倍. UVB 的年变化比 UV 的年变化大, 其原因主要是大气臭氧对 UVB 辐射的消光远大于对 UV 辐射的消光作用.

2. 臭氧总量减少 5%、15% 时引起到达地面的太阳紫外 B 辐射的变化

在到达地面的太阳辐射中, UVB 波段臭氧的吸收作用最强, 同时 UVB 辐射的生态效应最显著, 因而我们计算了臭氧总量变化时引起的地面 UVB 的变化, 如图 5、图 6 所示. 可以看出, 除青藏高原和广州地区 UVB 的增加较少外, 随纬度的升高, UVB 的增加愈来愈显著, 平均而言, 夏季臭氧减少 5% 时, 青藏高原、华南和华中地区 UVB 日总量将增加 3.0%—3.1%, 华北地区 UVB 增加 3.2%—3.3%, 新疆和东北地区 UVB 增加 3.4%. 与夏季相比, 冬季 UVB 日总量的增加比夏季更为显著, 冬季臭氧总量减少 5%, 青藏高原和广州地区 UVB 将增加 3.6%—4.0%, 华中地区 UVB 增加 4.5% 左右, 北京地区 UVB 增加 5.5%, 华北地区 UVB 增加约 6.0%, 新疆地区 UVB 增加 5.5%.

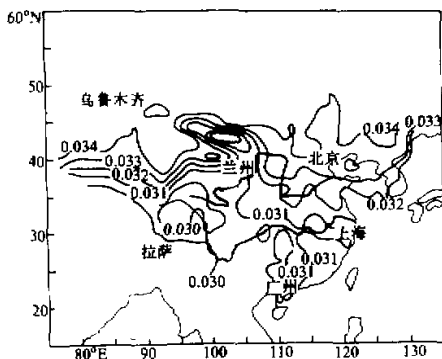


图 5 臭氧总量减少 5% 时, 夏季(7 月)晴天中国地区紫外 B 辐射日总量的相对变化

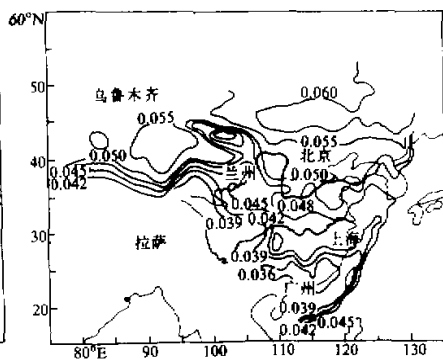


图 6 臭氧总量减少 5% 时, 冬季(7 月)晴天中国地区紫外 B 辐射日总量的相对变化

根据世界气象组织臭氧观测网多年观测资料分析发现, 中国北部地区臭氧的减少较多, 纬度愈低, 臭氧减少量愈小, 结合上述计算结果, 不难推出近年来因大气臭氧浓度的减少, 中国北部地区晴天条件下地面太阳紫外辐射 B 的相对增加量大大超过南部低纬地区相应的紫外 B 的相对增加量. 计算还给出臭氧总量减少 15% 时, 夏季(7 月)晴天青藏高原 UVB 将增加 9.6%, 华中地区将增加 10.0%, 北京地区 and 新疆地区 UVB 增加约 10.7% 左右, 东北地区 UVB 将增加 11.0%. 值得着重指出的是, UVB 辐射随臭氧总量减少而增加是非线性的.

3. 结果分析与讨论

由整层大气光学厚度的计算可以看出, 在波长为 $0.2975\mu\text{m}$ 时, 臭氧消光光学厚度约为分子散射的 10 倍, 在波长 $0.3075\mu\text{m}$ 处, 两者的光学厚度基本接近. 在整个紫外波

段, 气溶胶消光光学厚度约为分子散射的 $1/10 - 1/5$, 所以应用 Delta-Eddington 近似法计算时, 在 $0.2875 - 0.2975\mu\text{m}$ 臭氧的吸收很强, 单次反照率较小, 因而可能引起较大的误差^[10]; 但是大气顶部 $0.2875 - 0.2975\mu\text{m}$ 波段的辐射通量^[15] 仅占 UVB 的 18.1%, 占 UV 的 4.3%, 所以对 UVB 和 UV 的通量计算来说, 采用 Delta-Eddington 近似法引起的计算误差不会太大. 另外, 天顶角较大时, 此时辐照度的计算误差较大, 但其辐射量在日总辐射中所占比例并不大, 因此对 UV、UVB 日总量的计算来说, 误差也较小.

考虑到分子散射在紫外波段较强, 我们利用气象台站 10 余年的平均气压值订正模式大气廓线计算的光学厚度. 模式计算表明, 当地面气压变化 5% — 10% 时, 计算出的 UVB 的变化约 2% — 6%. 波长愈长, 地面气压的影响愈小. 由于地表反照率的变化, 必将引起到达地面的紫外辐射的变化, 波长愈长, 地面反照率的影响愈大, 因地表反照率的选择误差导致 UVB 的计算误差在 5% 以下.

表 3 给出晴空条件下计算结果与观测值的对比. 在模式计算中取能见度为 23km, 实测值则是取该月中日总辐射几个最大值的平均. 表中广州地区的观测值是广州化工部合成材料老化所观测的 $0.295 - 0.395\mu\text{m}$ 波段的日总辐射值, 为了比较, 我们利用大气顶的太阳光谱资料^[15], 将 $0.295 - 0.395\mu\text{m}$ 的辐射订正到 $0.290 - 0.400\mu\text{m}$ ^[1]. 北京地区的观测值是 1989 年 11 月在北京大气物理研究所利用国产 TBQ-4 型分光辐射表观测的, 近似计算结果见文献 [2]. 可以看出, 考虑到观测仪器本身的精度, 传输方程计

表 3 计算结果与实测值的对比

项 目 \ 地 区	北 京 1989 年 11 月	广 州	
		1986 年 1 月	1987 年 1 月
实测结果($\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$)	97.0	121.6	120.7
模式计算结果($\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$)	102.7	113.9	113.8
近似计算结果($\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$)	78.7	85.4	85.4
模 - 实相对误差(%)	5.6	6.3	5.7

算的结果和实测结果是十分吻合的, 而近似计算结果略微偏小.

Machta^[16] 利用有关模式计算得出: 臭氧总量减少 1% 时, 紫外 B 辐射的直射分量增加 1.2% — 2.5%, 考虑到在表 2 中 UVB 直射分量约为 UVB 总辐射的 $1/1.5 - 1/2$, 这样臭氧总量减少 1% 时, 紫外 B 总辐射变化约为 0.72% — 1.5%, 这与本文的计算结果较为接近.

由此可见, 本文所用的 Delta-Eddington 近似法所作的计算以及有关参数的选择是比较合适的.

五、结 论

本文利用 Delta-Eddington 近似法, 通过引入局地地面气压、地表反照率和臭氧总量的时空变化, 利用传输方程计算了中国地区近地面太阳紫外辐射和紫外 B 辐射的分布, 并计算出臭氧总量减少时紫外 B 辐射的变化, 计算结果与实测值比较吻合, 计算得出如

下几点主要结论:

1. 整个中国地区中青藏高原的 UV, UVB 永远是最高的, 冬季时广州地区紫外辐射是仅次于青藏高原的极大值区, 新疆地区 UV, UVB 普遍较小。
2. 随纬度升高, 冬季 UV, UVB 日总辐射有一明显下降趋势, 夏季时这种下降趋势不太明显。
3. 平均而言, 臭氧减小 1% 时, 夏季 UVB 将增加 0.6% — 0.7%, 而冬季 UVB 增加 1%。
4. UV 的年变化小于 UVB 的变化, 夏季 UV 是冬季的 2 — 6 倍, 夏季 UVB 是冬季的 3 — 10 倍。
5. 由于臭氧层的破坏, 中国北部地区 UVB 的增加将大大超过南部地区 UVB 的增加。

参 考 文 献

- [1] 熊效振、王庚辰, 1991, 中国地区近地面太阳紫外辐射的分布及其生态环境效应的初步估计, 中国科学院大气物理研究所硕士论文。
- [2] 周允华, 1986, 中国地区的太阳紫外辐射, 地理学报, 第 41 卷, 第 2 期, 132 — 139。
- [3] Shettle E. P. and Green A. E. S., 1974, Multiple scattering calculation of the middle ultraviolet reaching the ground, *Appl. opt.*, 13, 1567 — 1581.
- [4] Green A. E. S., Cross K. R. and Smith L. A., 1980, Improved analytic characterization of ultraviolet skylight, *Photochem. Photobiol.* 31, 59 — 65.
- [5] 汪宏七, 1983, 不同地区和季节的紫外辐照度, 环境科学, 第 4 卷, 第 5 期, 13 — 17。
- [6] Shinhirne J. D. and Green A. E. S., 1978, Calculation of the relative influence of cloud layers on received ultraviolet and integrated solar radiation, *Atmos. Environ.*, 12, 2449 — 2454.
- [7] Nagaraja Rao C. R. et al., 1984, Near ultraviolet radiation at the earth's surface: Measurements and model comparisons, *Tellus*, 36B, 286 — 293.
- [8] Frederick J. E., Snell H. K., 1990, Tropospheric influence on solar ultraviolet radiation: the role of clouds, *J. Clim.*, 373 — 381.
- [9] Frederick J. E. and Lubin D., 1988, The budget of biologically active ultraviolet radiation in the earth-atmosphere system, *J. Geophys. Res.*, 93, 3825 — 3832.
- [10] Joseph J. H., Wiscombe W. J. and Weinman J. A., 1976, The delta-eddington approximation for radiative flux transfer, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2452 — 2459.
- [11] Hunt G. E. and Grant I. P., 1969, Discrete space theory of radiative transfer and its application to problems in planetary atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, 26, 963 — 972.
- [12] McClathey R. A. et al., 1972, *Optical properties of the atmosphere*, AD-753075.
- [13] Shettle E. P. and Fenn R. W., 1976, Models of atmosphere aerosols and their optical properties in AGARD conference proceeding No. 183; Optical propagation in the atmosphere, Presented at the Electromagnetic Wave Propagation Panel Symposium, Lyngby, Denmark, 27 — 31 October 1975, AGARD-CP-183.
- [14] Kondrachev K. Ya., 1972, *Radiation Process in the Atmosphere*, Geneva, WMO, 19 — 23.
- [15] Thekarakara P. M., 1974, Extraterrestrial solar spectrum, 3000 — 6100 Å at 1-Å intervals, *Appl. Opt.*, 13, 518 — 522.
- [16] Machta L. et al., 1975, Erythral ultraviolet solar radiation and environmental factors, U. S. Dept. of Trans., CIAP, 405 — 411.

Distribution of Solar Ultraviolet Radiation at the Ground and its Response to Atmospheric Ozone Depletion in China

Xiong Xiaozhen Wang Gengchen

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

In this paper, based on detailed physical processes of solar ultraviolet radiation travelling through the atmosphere, and taking into account of the spatial and temporal variation of local ground pressure, atmospheric ozone and ground albedo, the distribution of ground solar ultraviolet radiation UVB ($0.290 - 0.325\mu\text{m}$) and UV ($0.290 - 0.400\mu\text{m}$) radiation of clear sky in Jan. and July is calculated using the Delta-Eddington approximation method. Moreover, the variation of UVB ($0.290 - 0.325\mu\text{m}$) due to ozone depletion of 5% and 15% is evaluated too. The results show that: The increase of UVB due to ozone depletion is greater in North China than that in South China. In average, the daily UVB radiance increases about 1% in Winter (Jan.) as ozone decreases 1%, while the corresponding value is 0.6 — 0.7% in Summer (July).

Key words: Ultraviolet radiation; Sun; Ozone layer.