

93%。与湘江流域土壤转化情况比较,湘江江水六六六的四种异构体的转化关系,反映着陆生环境中土壤与水体沉积物的过程关系,但更多的反映着陆生土壤六六六异构体的相关关系。

3. 湘江流域气候湿热,淋溶冲刷能力较强,六六六能很快进入湘江并输入洞庭湖。目前每年输送量为 94.6 吨,折合六六六农药 1580 吨,约占湘江流域用药量的 2% 左右。

参 考 文 献

[1] Yule, W. N. et al., *J. Agr. Food Chem.*, 15,

1000 (1967).

- [2] Gould, R. F., *Advances in Chemistry Series 111, Fate of Organic Pesticides in the Aquatic Environment*, American Chemical Society, 1972.
- [3] Moriarty, F., *Organochlorine Insecticides: Persistent Organic Pollutants*, Academic Press, 1975.
- [4] Voshide, T. et al., *Soil Sci. Amer. Proc.*, 34, 440 (1970).
- [5] 黄正南等,医用多因素分析,湖南科技出版社,1980 年。
- [6] 湘江污染综合防治科研协作组,湘江污染综合防治科研报告汇编,1982 年。

不同地区和季节的紫外辐照度

汪 宏 七

(中国科学院大气物理研究所)

一、引 言

地球表面的太阳紫外辐照度是关系到人类生活和活动的一个重要环境参数。它直接影响人类的健康和生产活动。人们受到过量紫外线照射,轻则引起红斑、过敏、灼伤,重则可能引起皮肤癌。某些长年暴露在外的材料受到紫外辐射照射会引起老化,影响性能和工作寿命。因此,在不同地区、不同季节到达地面的紫外辐射的多少是人们所关心的环境参数。目前国内已经有一些这方面的测量工作,但限于对太阳直接辐射的测量。

辐射在大气中传播时受到吸收气体的吸收、气体分子散射和气溶胶的吸收和散射。在紫外波段,由于平流层中臭氧的强烈吸收,小于 3000 Å 的辐射不能到达地面,大于 3000 Å 的紫外辐射到达地面的辐射值与波长、大气中的臭氧总量和太阳高度角有关,还与大气

中气溶胶的含量和组成、云量和云的厚度有关。大气中的臭氧量随纬度和季节变化,太阳高度角也与纬度、季节和一天中的时间有关。在了解了臭氧随纬度、季节的变化情况后可以得到臭氧对紫外辐射的吸收情况。除了臭氧吸收以外,在紫外波段,由于分子散射与波长的四次方成反比,辐射受到强烈的散射,因此,到达地面或各高度上的近紫外辐射除直射的太阳辐射外,还有很大一部分是天空分子散射的辐射。

本文应用散射大气中的辐射传输方程,从理论上计算出晴空条件下几个纬度上不同季节的近紫外波段太阳直射辐射和漫射辐射的垂直通量密度。

二、辐射传输方程和计算方法

在大气中传输的辐射遵守辐射传输方程

$$I(\tau, \omega) = I(0, \omega)e^{-\tau/|\mu|} + \int_0^\tau e^{-(\tau-\tau')/|\mu|} J(\tau', \omega) \frac{d\tau'}{|\mu|}$$
$$J(\tau, \omega) = \frac{\bar{\omega}_0(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\tau, \omega, \omega') \cdot I(\tau, \omega') d\omega' + \mathcal{F}(\tau', \omega)$$

式中 τ 为从大气顶层到所求高度的光学厚度,是与波长有关的值, ω 为 (μ, ϕ) 方向, ϕ 为方位角, $\mu = \cos\theta$ 是天顶角 θ 的余弦, $I(\tau, \omega)$ 为光学厚度 τ 高度上向 ω 方向的波长为 λ 的单色辐射率, $\bar{\omega}_0(\tau)$ 为单次散射反照率, $P(\tau, \omega, \omega')$ 为从 ω' 方向朝 ω 方向的散射相函数, $\mathcal{F}(\tau', \omega)$ 为源函数. 为简化起见,与波长有关各项都省略了下标 λ .

为简化计算,将方程对方位角求平均. 当从大气顶部 μ_0 方向入射的太阳辐射谱通量密度为 πF , 时,到达地面的直射辐射垂直谱通量密度

$$F_{\text{dir}} = \pi F_0 \mu_0 e^{-\tau/|\mu_0|}$$

在紫外波段,大气和地表的热辐射可以忽略. 在地表没有镜面反射时,漫射辐射的源函数

$$\mathcal{F}(\tau, \mu) = \frac{\bar{\omega}_0(\tau)}{4\pi} P(\tau, \mu, \mu') \pi F_0 e^{-\tau/|\mu_0|}$$

其中 $P(\tau, \mu, \mu') = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} P(\tau, \mu, \phi, \mu') d\phi$. 在大气顶部,向下的漫射辐射为零. 在地表,假设向上的漫反射遵守 Lambert 漫射定律. 用 Gauss-Seidle 叠代法^[1],将大气分成 N 层,考虑 $2M$ 个离散方向上的漫射辐射率,利用边界条件可逐次叠代解得各层各离散方向上的漫射辐射率 $I_{\text{dif}}(\tau_i, \mu_j)$. 这样到达地面的漫射辐射谱垂直通量密度

$$F_{\text{dif}} = 2\pi \sum_{j=-M}^{-1} (-1) a_j I_{\text{dif}}(\tau, \mu_j) \mu_j$$

式中 a_j 为 Gauss 求积系数, μ_j 为 Gauss 求积节点,即 Legendre 函数 $P_{2M}(\mu) = 0$ 的根.

以上的计算是对单色辐射的. 对波长积分

$$E = \int_{\Delta\lambda} F d\lambda \simeq \sum_i F_i \Delta\lambda_i$$

则可得到某一波段范围内的辐射通量密度. 总的辐射通量密度为直射和漫射辐射通量密度的总和

$$F_{\text{tot}} = E_{\text{dir}} + E_{\text{dif}}$$

三、大 气 模 式

大气中的臭氧总量随纬度和季节而变化. 一般来说赤道地区 O_3 总量最低,高纬的亚极区 O_3 总量最高. 对于北半球,冬春季节 O_3 总量最高,到秋季 O_3 总量最低. 此外,各地的 O_3 量常常受到大气环流、天气系统以及局地污染的影响,有明显的日变化和日际变化.

考虑平均状况下的 O_3 总量及分布. 参照 Dütch^[2] 1971 年根据全球臭氧 Dobson 站网测量得出的 O_3 总量的纬度、季节图,我们考虑了北纬 25°N 、 30°N 、 40°N 、 45°N 处一、四、七、十月四个不同季节的情况. 在表 1 中给出这些情况下 O_3 总量值 W_{O_3} . 参照 Hilsenrath^[3] 由气球和火箭探测资料给出的标准臭氧廓线,当 $W_{O_3} \leq 275$ (D、u) 时 (D、u 为 Dobson 单位,等于 0.001 标准状态下的大气厘米),其廓线与总量为 250 (D、u) 的标

表 1 计算所考虑的几种纬度和季节下的 O_3 总量 W_{O_3} 和太阳天顶角 θ

纬度	一 月		四 月		七 月		十 月	
	W_{O_3} (D、u)	θ (度)	W_{O_3} (D、u)	θ (度)	W_{O_3} (D、u)	θ (度)	W_{O_3} (D、u)	θ (度)
25°N	275	45	305	20	265	4	265	11
30°N	290	50	320	25	295	9	270	16
40°N	315	60	350	35	315	19	280	26
45°N	335	65	370	40	330	24	290	31

表 2 不同纬度不同季节正午时地面不同波段的紫外直射、漫射和总辐照度
 E_{dir} 、 E_{dif} 、 E_{tot} (W/m^2) ($A_s = 0.1$)

$\Delta\lambda$		2963—3100 Å			2963—3600 Å			2963—4000 Å		
		E_{dir}	E_{dif}	E_{tot}	E_{dir}	E_{dif}	E_{tot}	E_{dir}	E_{dif}	E_{tot}
25°N	一月	0.17	0.37	0.54	8.50	12.81	21.31	20.98	24.66	45.64
	四月	0.45	0.59	1.04	16.10	16.24	32.34	37.23	30.42	67.65
	七月	0.61	0.73	1.34	18.36	17.33	35.69	41.77	32.42	74.19
	十月	0.62	0.76	1.38	17.85	16.93	34.78	40.63	31.25	71.89
30°N	一月	0.10	0.27	0.37	6.66	11.76	18.42	16.94	23.18	40.12
	四月	0.37	0.51	0.88	14.84	15.32	30.16	34.67	28.84	63.51
	七月	0.56	0.68	1.24	17.93	16.93	34.86	40.95	31.52	72.47
	十月	0.56	0.71	1.27	17.06	16.63	33.69	39.04	31.15	70.19
40°N	一月	0.025	0.12	0.14	3.29	9.12	12.41	9.19	18.64	27.83
	四月	0.22	0.35	0.57	11.76	14.23	26.00	28.30	27.61	55.91
	七月	0.45	0.56	1.01	16.27	16.00	32.27	37.63	30.11	67.74
	十月	0.43	0.60	1.03	14.74	15.49	30.23	34.29	29.03	63.32
45°N	一月	0.0080	0.062	0.070	1.93	7.49	9.42	5.80	15.63	21.43
	四月	0.15	0.27	0.42	10.02	13.14	23.16	24.61	25.41	50.02
	七月	0.37	0.49	0.86	15.05	15.39	30.44	35.17	29.07	64.24
	十月	0.34	0.51	0.85	13.24	14.84	28.08	31.20	28.07	59.27

准廓线相似,类似地当 $275(D, u) < W_{O_3} \leq 325(D, u)$, $325(D, u) < W_{O_3} \leq 375(D, u)$ 时,廓线分别与总量为 300、350(D, u) 的臭氧标准廓线相似。

我们采用 1976 年美国标准大气^[4] 中纬度的空气密度值,并考虑存在地面能见度为 23 公里的气溶胶。对各纬度和季节的正午时刻,也即太阳天顶角最小的时刻进行了计算。由于太阳赤纬的变动,每日正午的太阳天顶角是随日期而变的,在一个月的时间内会有较大变动。对不同的地理纬度,考虑到赤纬的变化,我们选定某一个太阳天顶角进行计算。各种情况下所选的作为正午时刻的太阳天顶角值也列于表 1 中。

大气外界的太阳辐射光谱通量密度值采用文献[5]的值。在各种情况中,除了特别提出之外,一般取地表反照率 A_s 为 0.1*。

四、结 果

首先计算了表 1 所列出的几种情况下,到达地面(地表面在海平面高度上)的直射、

漫射和总的紫外辐射通量密度(辐照度)。因为波长小于 2900 Å 的辐射几乎不能穿透大气到达地面,所以这里不再计入。为了比较不同波长辐射的贡献,分别计算了 2963—3100 Å、2963—3600 Å、2963—4000 Å 三个波段范围的情况。计算结果列在表 2。到达地面的紫外辐射通量密度与辐射所经过的大气光学厚度有关,也即与 O_3 总量与太阳天顶角有关。在我们所考虑的纬度范围(25°N—45°N)内,由同一个月份不同纬度结果比较可以看到,纬度较高的地方,由于 O_3 总量较大,太阳天顶角也较大,紫外辐照度较之纬度低处要小,特别是吸收较强的波长小于 3100 Å 的波段,辐照度相差更多。

由同一纬度不同季节结果的比较可以看到,尽管冬季一月份的 O_3 总量与夏季七月份时的相差不多,比四月份时还要小些,但因太阳天顶角很大,辐射经过的路程长,所以一月

* 具体的计算方法和程序以及波长分段和所使用的各种参数都采用汪宏七等《云作为下垫面和对流层顶臭氧变化对大气光离化系数的影响》一文资料。

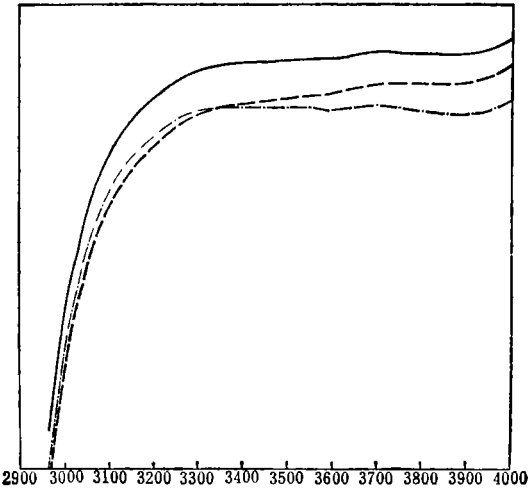


图 1 30°N 七月地面紫外漫射辐射通量密度和直射辐射通量密度与波长的关系
——直射辐射通量密度 - - - 漫射辐射通量密度
——总辐射通量密度

份地面的紫外辐照度比其它各季节的要小很多。夏季正午的太阳天顶角虽较秋季的要小些,但因为秋季 O_3 总量较夏季要小,所以秋季正午地面的紫外辐照度非常接近夏季的值。在某些纬度上,短于 $3100 \text{ \AA}$ 的波长范围内甚至大于夏季的值。由表 2 还可见,在所考虑的各种情况中,在波长短于 $3100 \text{ \AA}$ 时,漫射辐射通量密度均大于直射辐射通量密度;短于 $3600 \text{ \AA}$ 时,漫射辐射通量密度大于或接近于直射辐射通量密度。这是由于分子散射与波长的四次方成反比。波长越短,漫射成分在总辐射中所占的比例越大。图 1 给出北纬 30°N 夏季七月地面紫外直射辐射通量密度和漫射辐射通量密度随波长的变化。

为了考察不同海拔高度地表面的紫外辐照度的情况,在表 3 中分别对北纬 25°N 七月,地表面在 0 公里和 2 公里高度(相当于云贵高原与同一纬度沿海平原)以及北纬 30°N 七月,地表面在 0 公里、4 公里和 6 公里高度(相当于青藏高原与同一纬度沿海平原)几种情况作了比较。从表 3 可见,在高原地区,紫外辐照度中的直射成分比平原地区要大。在地表反照率相同时,漫射成分比平原地区要小,总的辐照度比平原地区要强。

上面的结果都是在地表反照率为 0.1 的情况下得到的。实际上,地表反照率的不同会明显地改变到达地面的紫外漫射辐射通量密度。表 4 给出 30°N 七月地表面海拔高度为 4 公里,地表反照率为 0.6、0.3、0.1 (大致相当于高原地区有积雪、没有积雪的沙地以及植物覆盖的地表) 三种情况下的向下垂直漫射辐射通量密度。可见地表反照率大时漫射辐射通量密度显著地增大。

表 4 北纬 30°N 七月正午海拔 4 公里
地表面上不同地表反照率不同波段的
漫射辐射通量密度 (W/m^2)

地表反照率	2963—3100 $\text{\AA}$	2963—3600 $\text{\AA}$	2963—4000 $\text{\AA}$
0.1	0.51	10.86	18.74
0.3	0.61	13.33	23.06
0.6	0.79	17.67	30.51

气溶胶的散射和消光对紫外辐照度的影响可以通过比较分子大气与有气溶胶存在的大气的情况来得到。从表 5 中可以看到,气

表 3 北纬 25°N 、 30°N , 七月,不同海拔高度地表面上正午时不同波段的紫外直线、漫射和总的辐照度 E_{dir} 、 E_{diff} 、 E_{tot} (W/m^2) ($A_s = 0.1$)

$\Delta\lambda$		2963—3100 $\text{\AA}$			2963—3600 $\text{\AA}$			2963—4000 $\text{\AA}$		
		E_{dir}	E_{diff}	E_{tot}	E_{dir}	E_{diff}	E_{tot}	E_{dir}	E_{diff}	E_{tot}
25°N 七月	0 公里	0.61	0.73	1.34	18.36	17.33	35.69	41.77	32.42	74.19
	2 公里	0.91	0.62	1.53	25.27	13.26	38.53	55.56	23.35	78.91
30°N 七月	0 公里	0.56	0.68	1.24	17.93	16.93	34.86	40.95	31.52	72.47
	4 公里	1.09	0.51	1.60	29.13	10.86	40.00	62.44	18.74	81.18
	6 公里	1.31	0.44	1.75	32.79	9.05	41.84	68.66	15.49	84.15

表 5 北纬 30°N 七月正午地面分子大气与气溶胶大气(地面能见度为 23 公里)在不同波段的紫外直射、漫射和总的辐照度 E_{diR} 、 E_{diF} 、 E_{tot} (W/m^2 , $A_s = 0.1$)

	2963—3100 Å			2963—3600 Å			2963—4000 Å		
	E_{diR}	E_{diF}	E_{tot}	E_{diR}	E_{diF}	E_{tot}	E_{diR}	E_{diF}	E_{tot}
分子大气	0.72	0.60	1.32	23.10	15.10	38.21	52.90	27.56	80.46
气溶胶大气	0.56	0.68	1.24	17.93	16.93	34.86	40.95	31.52	72.47

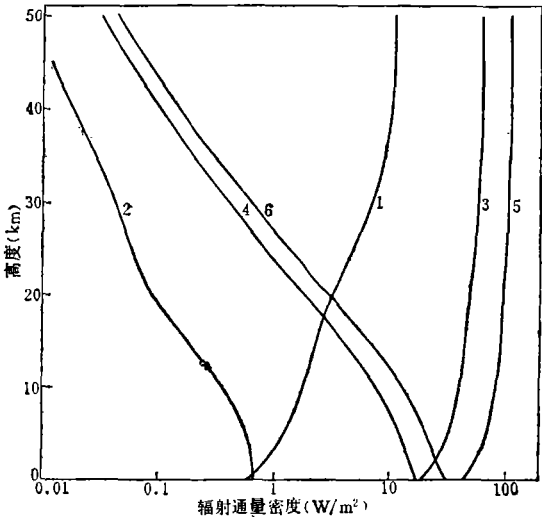


图 2 30°N 七月紫外直射、漫射辐射通量密度随高度的变化

- 1. 2963—3100 Å E_{diR}
- 2. 2963—3100 Å E_{diF}
- 3. 2963—3600 Å E_{diR}
- 4. 2963—3600 Å E_{diF}
- 5. 2963—4100 Å E_{diR}
- 6. 2963—4100 Å E_{diF}

溶胶减少了到达地面的直射辐射,增加了到达地面的漫射辐射,并使总的紫外辐照度减少。天空比较晴朗时紫外辐照度较混浊时要大。

为了考察大气中紫外辐射通量密度随高度的变化,计算了不同情况下不同高度上的紫外向下直射、漫射垂直辐射通量密度。从图 2 可见,直射辐射通量密度随高度降低而增加。总的辐射通量密度也是随高度降低而减少的。

五、小 结

通过多次散射大气的辐射传输计算,得到了在我国所处的几个地理纬度上,代表不同季度的几个月份中,平均状态下,正午时,晴空下地面的紫外辐照度值。比较了不同海拔高度的地表面上,不同地表反照率下,不同波段的紫外辐照度以及大气中不同高度上的直射、漫射垂直辐射通量密度的情况。实际大气的情况是千变万化的。臭氧总量、气溶胶的浓度和成分、云量和云厚都在变化。因此,实际上到达地面的紫外辐射通量密度变化很大。但在系统观测值较少的情况下,这里的计算结果可以作为平均状况下晴空紫外辐照度的参考值。

参 考 文 献

[1] Herman, B. M. and Browning, S. R., *J. Atm. Sci.*, **22**, 559 (1965).

[2] Dütsch, H. U., *Advances in Geophysics*, **15**, 219 (1971).

[3] Hilsenrath, E., *The Stratosphere 1981, Theory and Measurements*, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No 11, 1981.

[4] *U. S. Standard Atmosphere*, 1976, prepared under sponsorship of NOAA NASA USAF, Washington, D. C., 1976.

[5] Thekaekara, M. P., *Solar Energy*, **14**, 109 (1973).