

我国大气混浊因子的计算及其分布

王炳忠 潘根娣

大气的混浊多是由工业微尘的扩散、火山的喷发、林火的发生等造成的，同时大气中的水汽含量及其他杂质也对此有重要的影响。它们都会影响到达地面的太阳辐射强度。反过来，如果我们对到达地面的太阳辐射进行监测，就可以了解大气混浊程度。

在以往的国内文献中，关于大气混浊程度的情况，只有过一些零星的报道〔1—3〕。至于对全国范围内的分布情况的研究，迄今仍是空白。

大气的混浊程度虽可用大气透明系数 p 来表示。但是由于大气透明系数具有虚拟日变程，即尽管实际的大气透明度没变， p 也具有一定的日变化，所以未加特殊处理过的透明系数，彼此间不能严格比较。为了解决这个问题，林克曾提出混浊因子 T ，做为度量大气混浊程度的指标〔4〕。

所谓混浊因子 (T)，就是当地实际大气的消光系数 ($a_{\text{实际}}$) 与当地理想大气的消光系数 ($a_{\text{理想}}$) 之比，即

$$T = \frac{a_{\text{实际}}}{a_{\text{理想}}} \quad (1)$$

根据布格—朗伯公式

$$S_m = S_0 e^{-am} \text{ 或 } S_m = S_0 P^m \quad (2)$$

式中 S_0 为太阳常数， S_m 为大气质量等于 m 情况下透过大气的实际辐射量， T 也可写作

$$T = \frac{\lg P_{\text{实际}}}{\lg P_{\text{理想}}} \quad (3)$$

表 1 $M < 1$ 时的 P_M 值查算表

M	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.50	31.15	30.72	30.30	29.90	29.51	29.13	28.76	28.40	28.05	27.72
0.60	27.39	27.06	26.75	26.45	26.15	25.86	25.58	25.30	25.04	24.77
0.70	24.52	24.27	24.02	23.78	23.56	23.32	23.10	22.88	22.67	22.46
0.80	22.25	22.05	21.86	21.67	21.48	21.29	21.11	20.93	20.76	20.59
0.90	20.42	20.20	20.10	19.94	19.78	19.63	19.48	19.33	19.19	19.05

表 2 $M \geq 1$ 时的 P_M 值查算表

M	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
1.0	18.91	17.62	16.55	15.60	14.74	14.01	13.36	12.78	12.26	11.79
2.0	11.36	11.01	10.62	10.29	9.98	9.70	9.44	9.19	8.96	8.75
3.0	8.55	8.36	8.19	8.01	7.85	7.71	7.56	7.42	7.29	7.16
4.0	7.04	6.93	6.82	6.72	6.62	6.53	6.43	6.34	6.26	6.18
5.0	6.10	6.02	5.95	5.88	5.81	5.74	5.68	5.62	5.56	5.50
6.0	5.44	5.39	5.33	5.29	5.23	5.18	5.14	5.09	5.05	5.00
7.0	4.96	4.92	4.88	4.84	4.80	4.76	4.73	4.69	4.66	4.63
8.0	4.59	4.56	4.53	4.50	4.47	4.44	4.41	4.38	4.35	4.32
9.0	4.30	4.27	4.25	4.22	4.20	4.17	4.15	4.13	4.10	4.08

或

$$T = \frac{\lg S_0 - \lg S_{m\text{实际}}}{\lg S_0 - \lg S_{m\text{理想}}} \quad (4)$$

由于理想大气的数值可以根据理论事前计算出来，上式可改成

$$T = P_m (\lg S_0 - \lg S_{m\text{实际}}) \quad (5)$$

式中

$$P_m = \frac{1}{\lg S_0 - \lg S_{m\text{理想}}} = -\frac{1}{m \lg p_{\text{理想}}} \quad (6)$$

由此可见， P_m 既取决于太阳常数数值，也取决于理想大气中的太阳辐射值 $S_{m\text{理想}}$ 。资料〔5〕中有 $-P_m$ 与 m 的对照表，一方面由于该表的 m 值划分过于粗略，不便实际应用，另一方面由于所采用的理想大气辐射资料较陈旧，影响着 T 值的准确程度，所以我们根据资料〔5〕的数据，重新计算了 $S_{m\text{理想}}$ 的数值，进而拟制了新的 P_M 与 M 的对照表（参见表 1 和 2）。需要注意的是，表中给出的 P_M 值是对应不同的绝对大气质量数 M 的。 M 与 m （又称相对大气质量）的关系式为

$$M = \frac{b}{b_0} m \quad (7)$$

式中 b_0 为标准气压， b 为实际气压。在这里之所以采用 M 而不采用 m ，是因为对于海拔高度不同的地点来说，即使 m 完全相同，所对应的 P_m 值也不应是同

一数值，因为太阳光线所经过的实际路径是不同的。为了计算方便，统一按气压订正到标准气压的情况，即M。

根据混浊因子的定义可知，由于实际大气的消光系数永远大于理想大气的消光系数，所以混浊因子永远大于1，只有理想大气的情况等于1。它表明该地实际大气的混浊程度是该地理想大气混浊程度的多少倍。

混浊因子T作为表征大气混浊程度的指标，对于大气混浊程度变化的反映要比大气透明系数p更灵敏，因为从(3)式可知，lgp要比p本身的变化范围大。至于p随m而变的现象，即大气透明度的虚拟变程或所谓的福布斯效应，由于它们对于实际大气和理想大气的影晌在趋势上是一致的，所以T随m而变的现象要比p小得多(不是没有影响)。此外，混浊因子还可以把衰减辐射的基本成分的贡献区分开来，通常认为这是混浊因子T的最大长处所在。尽管在表征大气混浊程度方面混浊因子有其明显的优点，但是它对于不同高度的地方来说却是一个不可比较的数值，因而限制了它的广泛应用。为了解决这一问题，曾引入了一个所谓外推混浊因子 T_p 的概念。它的含义是：

在标准气压情况下所具有的 $a_{水汽} + a_{气溶胶}$ 恰等于它在不同海拔高度处的实际数值时的混浊因子。根据这一定义，在气压为b的地方， T_p 可以写成

$$T_p = 1 + \frac{a_{水汽} + a_{气溶胶}}{a_{b0理想}} \quad (8)$$

或

$$T_p = 1 + \frac{a_{水汽} + a_{气溶胶}}{a_{b理想}} \cdot \frac{a_{b理想}}{a_{b0理想}} = 1 + (T-1) \frac{\lg P_{b理想}}{\lg P_{b0理想}} \quad (9)$$

国际地球物理年刊〔5〕给出的计算公式为

$$T_p = 1 + (T-1) P_m / P_M \quad (10)$$

只要注意到(6)式和(7)式，则不难推知(9)式和(10)式是一致的。

由于在计算全国大气透明系数的过程中〔7〕，我们已有现成的全国各甲种日射站各月中午12时30分已订正到 $M=2$ 的太阳直接辐射平均值 S_2 ，故在计算T时，直接将 S_2 值和已计算出来的 $S_{2理想} = 1.62$ 卡/厘米²·分代入(4)式。为了便于计算，事先我们按上列数据和公式制作了查算表(参见表3)。

表3 按 S_2 求混浊因子查算表

S_2	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.60	5.95	5.87	5.79	5.71	5.63	5.55	5.47	5.40	5.33	5.25
0.70	5.18	5.11	5.04	4.97	4.90	4.84	4.77	4.71	4.64	4.58
0.80	4.52	4.45	4.39	4.33	4.27	4.21	4.16	4.10	4.04	3.98
0.90	3.93	3.87	3.82	3.77	3.71	3.66	3.61	3.56	3.50	3.45
1.00	3.40	3.35	3.31	3.26	3.21	3.16	3.11	3.07	3.02	2.97
1.10	2.93	2.88	2.84	2.80	2.75	2.71	2.66	2.62	2.58	2.54
1.20	2.50	2.45	2.41	2.37	2.33	2.29	2.25	2.21	2.17	2.14
1.30	2.10	2.06	2.02	1.98	1.95	1.91	1.87	1.84	1.80	1.76
1.40	1.73	1.69	1.66	1.62	1.59	1.55	1.52	1.48	1.45	1.42
1.50	1.38	1.35	1.32	1.28	1.25	1.22	1.19	1.16	1.12	1.09
1.60	1.06	1.03	1.00	0.97	0.94	0.91	0.88	0.85	0.82	0.79

另外，为了便于按(9)式求算外推混浊因子 T_p ，我们根据资料〔6〕中的资料重新计算了各种气压下的 $P_{2b理想}$ 值和 $\frac{\lg P_{2b理想}}{\lg P_{2b0理想}}$ 值，如表4、5所示。

下面我们就以所计算出来的外推混浊因子 T_p 为

表4 各种气压下的 $P_{2b理想}$ 值($\times 10^{-3}$)

b	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
500	941	940	939	938	938	937	936	935	935	934
600	933	932	931	930	929	929	928	927	927	926
700	925	924	923	923	922	921	920	920	920	919
800	918	917	916	916	915	914	913	913	912	911
900	910	910	909	908	908	907	906	906	905	904
1000	904	903	902	902	901	901	900	899	898	898

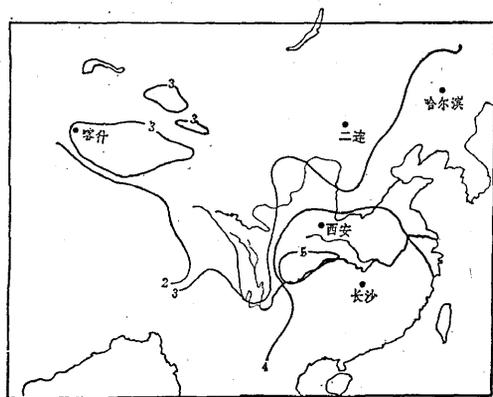
基础，进行一些分析和讨论。

混浊因子在我国的分布，一般说来，有随纬度和高度的增加而减小的趋势，其基本形势与绝对湿度的分布相仿。由此可见，在我国的具体条件下，水汽在消光中的作用是不小的。

表5 各种气压下的 $\frac{\lg P_{2b\text{理想}}}{\lg P_{2b_0\text{理想}}}$ 值 ($\times 10^{-3}$)

b	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
500	603	613	624	631	638	645	655	662	670	677
600	687	698	708	719	726	733	740	748	755	762
700	772	783	790	798	805	815	821	826	832	837
800	848	859	866	873	880	891	898	905	913	924
900	931	938	945	953	960	967	974	982	989	994
1000	1000	1011	1016	1022	1027	1033	1044	1055	1060	1066

从年平均 T_p 分布图(附图)可以看到,我国 105°E 以东地区,混浊因子基本上呈纬向分布。由于我国南方空气中水汽充沛,因此秦岭、黄河下游以南的广阔地域内,混浊因子值很大,基本上在4以上,特别是四川盆地,乃是我国大气最不透明的地方,混浊因子通常都在5以上。秦岭、黄河一线以北,混浊因子随着纬度的增加逐渐减小。华北、东北平原的混浊因子在3—4之间。大兴安岭、内蒙北部,由于海拔较高,又接近蒙古戈壁,空气中的水汽含量少,因而混浊因子也小,一般在2—3之间。



附图 T_p 年平均值的分布

青藏高原东部边缘地带,由于地势急剧升高,水汽含量下降,混浊因子自东向西迅速减小,等值线呈经向分布,且十分密集。到了高原腹地,由于平均拔

海高度为4—5千米,接近对流层中部,空气中的水汽极少,故混浊因子在2以下,为我国空气最澄朗的地区。

天山山地也因海拔较高,混浊因子在2—3之间,但塔里木盆地,由于降水稀少,土壤极为干燥,表土易为风扬起,造成浮尘天气,特别是春季,大戈壁中由于动力不稳定和热力不稳定的因素都在增长,浮尘天气更多。显然,这里的消光作用是以气溶胶为主了。

北疆地区由于浮尘天气少些,因此混浊因子比南疆地区小。

混浊因子各月值的分布形势,基本上与年值相仿,只不过夏季的数值普遍偏高,冬季的数值普遍偏低;夏季的等值线稀疏,冬季的等值线较密集(图略)。

以上是从空间的角度进行的分析。从时间角度看,由于我国是典型的季风气候区,夏季为海洋气团所笼罩,大气中水汽含量丰沛,冬季则受大陆气团控制,水汽稀少,所以混浊因子的年内分布也遵循这个特点,以夏季为最大,冬季为最小。

参考资料

- [1] 程纯枢, 气象学报, 27, 181—194, 1956.
- [2] 陈明荣等, 地理学报, 31, 264—268, 1965.
- [3] 潘守文, 南京大学学报, 气象学, No.1, 1962.
- [4] 康德拉捷夫, 太阳辐射能, 科学出版社, 1962.
- [5] Annals of the International Geophysical Year, Vol. V, Part VI, 1958.
- [6] С. И. Сивков Методы расчета характеристик солнечной радиации. Гидрометиздат. 1968.
- [7] 王炳忠等, 太阳能学报, 2, 13—22, 1981.