

青藏高原夏季大气透明度特征分析

翁笃鸣 曾晓梅* 方先金

提 要

本文根据1979年5~8月青藏高原及其邻近地区日射观测资料,对高原夏季大气透明度特征以及影响因子进行了探讨,并对高原上大气透明度的表征方法以及各种特征量的物理含义作了较详细的描述,给出了计算高原上大气透明度的经验方程和大气透明度的空间分布。最后,还对卡斯特罗夫系数进行了讨论。

一、前 言

关于青藏高原的大气透明度状况,过去除少数考查报告有所涉及外,基本上是个空白。高原平均海拔高度在4000米以上,东西长约3200公里,南北宽约1500公里,范围广大,地形复杂。研究高原上大气透明度对于分析高原上的辐射状况,估计高原地表对大气的加热作用,研究高原上天气气候特征,以及开发利用高原太阳能资源都有重要意义。

二、高原大气透明度的表征方法及其计算

根据布格-朗伯(Bouguer-Lambert)定律,太阳辐射在大气中的传播可以写成

$$S_m = S_0 P_m^m \quad (1)$$

式中 S_0 为经日地距离订正后的太阳常数; S_m 为大气质量为 m 时地面上垂直于太阳光线面上所获得的太阳辐射通量密度; P_m 为复合透明系数,它表示太阳的“复合光线”经过单位气质的辐射通量与原有的辐射通量之比。由于受福布斯(Forbes)效应^[1]的影响, P_m 随气质的增加而增大。所以, P_m 值除与大气成份以及大气中水汽和气溶胶含量有关外,同时还与测点的海拔高度有关。因为即使是在相同的大气质量下,不同海拔高度上的测点所对应的大气柱质量也是不相等的。所以在计算高山上的大气透明系数时,为了消除海拔高度的影响,还需作气压订正。即有

$$m' = \frac{B}{B_0} m \quad (2)$$

*国家气象局气象科学研究院

$$P'_m = (Sm/S_0)^{1/m'} \quad (3)$$

式中 m' 为订正到海平面的气质, 称为绝对气质; 为区别起见, m 称为相对气质; B 为测站气压; B_0 取 1000 毫巴。

为了比较不同大气质量下所得到的大气透明系数, 必须消除福布斯效应的影响。为此, 我们用西甫科夫(С.И.Сивков)方法^[2], 把不同气质下的大气透明系数订正到给定大气质量($m=2$)时的值 P_2 。相应地也把 P'_m 订正到 P'_2 。

此外, 林克(F. Linke)混浊因子是应用得很广的一个大气透明度特征量。为了消除大气质量的影响, 我们采用下式计算

$$T'_2 = \frac{\ln P'_2}{\ln q'_2} \quad (4)$$

式中 q'_2 为绝对气质 $m'=2$ 时的理想大气复合透明系数; q'_2 的值可以从文献[1]中查得; T'_2 的数值大小说明实际大气透明度与理想大气透明度的差异。在引入这样的大气透明度特征量时, 便可以在较大程度上消除由于空气分子的选择性散射而引起的福布斯效应的影响。

混浊因子还可表示为

$$T'_2 = 1 + W'_2 + R'_2 \quad (5)$$

这里 W'_2 称湿混浊因子, 它表示水汽对太阳辐射削弱的特征量; R'_2 称剩余混浊因子, 说明灰尘、气溶胶质粒和水滴对太阳辐射的削弱效应。在理想大气下, 太阳辐射的减弱只由空气分子散射所引起, 此时 $T'_2=1$ 。

关于 W'_2 的计算, 西甫科夫采用经验公式

$$W'_{20} = 0.50 \times e_0^{0.43} \quad (6)$$

来进行。上式中 e_0 是以毫米为单位的水汽压。注意到上式只是根据苏联几个平原站点的观测资料得到, 直接引用到高原地区计算时, 难免会造成较大误差, 因此, 需作某些必要修正。

根据简单的物理分析, 可以近似地假定

$$\frac{W'_{2H}}{W'_{20}} = \frac{f(\overline{w_H})}{f(\overline{w_0})} = \left(\frac{\overline{w_H}}{\overline{w_0}} \right)^\varepsilon \quad (7)$$

这里 $f(\bar{w}_H)$ 、 $f(\bar{w}_0)$ 分别为某一表示空气柱中水汽对太阳辐射削弱的经验函数； \bar{w}_H 、 \bar{w}_0 为高原和海平面上空气柱的水汽含量； ϵ 为经验系数。

我们根据1960~1969年5~8月地面和高空资料*，得到了高原地区夏季平均水汽含量 \bar{w}_H 、平均水汽压 \bar{e} 与气压 B 之间的经验关系式为

$$\bar{w}_H = 1.126 \bar{e}^{1.135} \quad (8)$$

和

$$\bar{e} = \bar{e}_0 \times 10^{1.0505 \ln \frac{B}{B_0}} \quad (\text{对高原东南部湿润区})$$

$$\bar{e} = \bar{e}_0 \times 10^{0.7171 \ln \frac{B}{B_0}} \quad (\text{对高原西北部干燥区}) \quad (9)$$

在建立(9)式时，把整个高原及其邻近地区大致分成两个区是必重的。把拉萨、那曲以及由此以东以南地区划为较湿润区，其余的都归西北部干燥区。将(8)、(9)代入(7)可得

$$W'_{2H} = W'_{20} \times 10^{1.192 \epsilon \ln \frac{B}{B_0}} \quad (\text{对高原东南部湿润区})$$

$$W'_{2H} = W'_{20} \times 10^{0.855 \epsilon \ln \frac{B}{B_0}} \quad (\text{对高原西北部干燥区}) \quad (10)$$

关于 ϵ 的取值，原则上可根据太阳辐射分光观测和 \bar{W}_H 资料来确定。考虑本文只作定性估计，为了方便可取 $\epsilon = 1.0$ ，并记 W'_{2H} 为 W'_2 ，则得

$$W'_2 = W'_{20} \times 10^{1.192 \ln \frac{B}{B_0}} \quad (\text{对高原南部湿润区})$$

$$W'_2 = W'_{20} \times 10^{0.855 \ln \frac{B}{B_0}} \quad (\text{对高原北部干燥区}) \quad (11)$$

下面将表明，(11)式计算结果大致上能说明高原及其邻近地区的大气混浊度状况。

R'_2 可作为余项算出

$$R'_2 = T'_2 - 1 - W'_2 \quad (12)$$

* 为了求取 \bar{w}_H 、 \bar{e} 以及气压 B 之间比较稳定的经验关系，我们采用1960~1969年5~8月的平均资料，但所得 $\frac{\bar{w}_H}{\bar{w}_0} = \left(\frac{\bar{e}}{\bar{e}_0}\right)^{1.135}$ 与周允华根据1979年5~8月资料所得

$\frac{\bar{w}_H}{\bar{w}_0} = \left(\frac{\bar{e}}{\bar{e}_0}\right)^{1.128}$ 基本一致。

我们根据高原上各个考察点和国家日射站观测资料, 利用(2)~(5)和(11)、(12)式以及西甫科夫订正方法, 对各时次的各种大气透明度特征量进行平均, 得到各站点各种特征量在不同大气质量下的平均值。

三、大气透明度随海拔高度的变化

高原上大气透明度具有显著的特征, 这主要是海拔高度造成的。随着海拔高度的增加, 太阳光线在大气中所通过的路径逐渐减短, 大气中水汽和气溶胶等含量也逐渐减少, 大气透明度逐渐加大。

为了深入研究大气透明度特征量随测站海拔高度变化的情况, 我们绘出了1979年8月正午时刻 P_m 的平均值随测点气压 B (海拔高度)的变化(图1)。图中可以清楚地看出, 随着海拔高度的增加, P_m 增大。这种变化可以用某种曲线关系来表示

$$P_m = f_1(B) = \exp \left\{ -\alpha_* \frac{B}{B_0} \right\} \quad (13)$$

式中, B_0 取1000毫巴, α_* 可通过经验途径确定。图中散布点对于相关曲线的偏离情况, 反映出各站大气中水汽和灰尘含量的局地差异, 这种情况对海拔高度低(B 较大)的站(其中以民勤、伊犁、吐鲁番最突出)较为明显, 随着站点海拔高度增加(B 减小), 散布点偏离相关曲线的情况显著减小。为了估计水汽的影响, 在(13)式中引进水汽压 e , 于是有

$$P_m = f(B \cdot e) = \exp \left\{ \frac{-B}{B_0} (\alpha + \gamma e) \right\} \quad (14)$$

上式 e 的单位为毫巴, α , γ 为新引进的经验系数。可以认为, α 主要反映空气分子和灰尘的影响, 而 γe 则主要反映水汽的影响。(13)、(14)两式显然都满足 $B=0$ 时, $P_m=1$ 的边界条件。

我们利用青藏高原及其邻近地区不同海拔高度的27个站点资料求得

$$\alpha = 0.389; \quad \gamma = 0.0112。$$

用同样方法, 可以求得青藏高原及其邻近地区8月正午时刻的 P'_m 、 P'_2 、 T'_2 以及它们的月平均值 \overline{P}_2 、 \overline{P}'_2 、 \overline{T}'_2 的经验方程。

为了检验回归效果, 我们采用剩余方差 S_y^2 和相关比 R 作为效果好坏的数量指标。

$$S_y^2 = \frac{Q}{n-3}; \quad R = \sqrt{1 - \frac{Q}{S_{yy}}}; \quad Q \text{ 为回归值对实测值的离差平方和; } S_{yy} \text{ 为实测值对平}$$

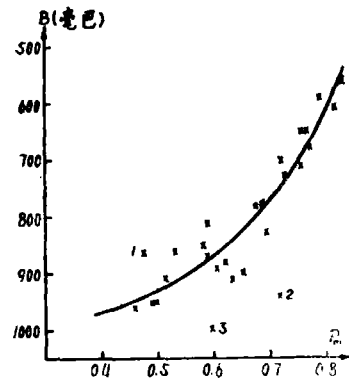


图1 1979年8月正午时刻 P_m 随测站气压的变化。
1: 民勤; 2: 伊犁;
3: 吐鲁番

均值的离差平方和, 计算结果列于表 1。

表 1 1979年8月各种大气透明度特征量的回归系数和效果分析

特征量	α	γ	S_y^2	R
P_m	0.389	0.0112	0.00278	0.899
P'_m	0.573	0.00568	0.00182	0.893
P_2	0.308	0.0091	0.00210	0.897
P'_2	0.427	0.00559	0.00138	0.900
T'_2	-1.662	-0.0065	0.37800	0.886
\bar{P}_2	0.291	0.0093	0.00180	0.899
\bar{P}'_2	0.4005	0.00605	0.00137	0.887
\bar{T}'_2	-1.586	-0.00876	0.42200	0.852

由表1和(14)式可知, 各种大气透明度特征量的回归方程的物理意义是比较明确的。随着测站海拔高度增加, 各种大气透明系数增大, 混浊因子减小。大气中水汽含量增大(水气压e增加), 大气透明系数减小, 混浊因子增大。比较 α 和 γ_e 的大小, 不难看出, α 远较 γ_e 为大, 这表明气溶胶的影响是很大的, 是体现海拔高度影响大气透明度变化的主要因素。各种回归方程的回归效果都很好, 相关比都在0.852~0.900之间。如就估计值减实测值的绝对值而言, 则大气透明系数各个量的相对误差都在8%以下。混浊因子的相对误差都在15%以下。这在气候学计算中以及研究大气透明度的平均状况和特征时, 已能达到令人满意的程度。

大气透明度随海拔高度的变化特点, 在高山上和高原上存在着一定的差异。在高山上大气透明度随着海拔高度的增加保持着单调增加的特点^[3], 而在高原上, 由于面积广大、地形复杂, 随着海拔高度的增加, 大气透明度虽然保持增加的趋势, 但由于空气中水汽和沙尘含量的差异, 使得这种规律受到破坏。如位于塔里木盆地的和田, 海拔1374.6米, 8月出现灰尘日数26天, 正午时的平均大气透明系数 P_m 仅0.531, 而海拔较低的若羌(988.3米), 反因同期出现灰尘日数少(15天), 使得正午时的平均大气透明系数较大(0.581)。又如在高原南部拉萨比昌都高出约330米, 但由于拉萨的水汽压比昌都平均约高2毫巴, 拉萨8月正午时的 P_m 值反而小0.006。可见, 讨论青藏高原大气透明度随海拔高度变化特征时, 应当注意北面风沙和南面水汽的影响。

四、高原上大气透明度的时空分布

高原各测站由于海拔高度和自然景观条件的差异, 使得不同区域下层大气中的水汽

和灰尘含量不同, 导致大气透明度状况在空间上和时间上都有很大的变化。

(一) 时间变化

高原上大气透明度的日变化(图 2)与平原站南京相比, 变化特征基本相似, 都具有中午小、早晚大的特点。这显然是由于中午对流较强, 乱流把地面灰尘和水汽送入大气而造成。从图中还可以看出, 高原上大气透明度的日变化曲线比较稳定。平均日较差随着测站海拔高度的增加而减小。双湖(4920米)、格尔木(2807.7米)和南京(30米)的日较差分别为0.050、0.077和0.095, 可见, 高原主体上大气透明度的日较差几乎只有平原上的二分之一。

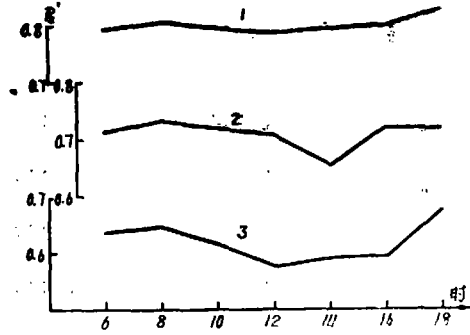


图 2 1979年8月月平均 P'_2 日变化。
1: 双湖; 2: 格尔木; 3: 南京

大气透明度的日变化和水汽压 e 的日变化有关。由图3可看出, 狮泉河月平均的 P'_2 和 e 的日变化曲线的趋势正好相反, 较高的 P'_2 总是对应着较低的 e 值。在高原上其它地方也有类似的情况。在昆仑山口地区, 也曾得到类似结论^[4]。

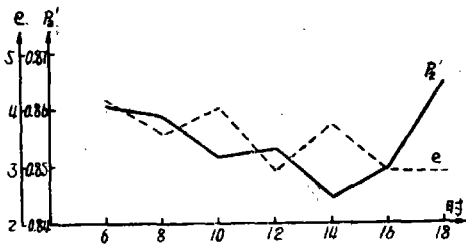


图 3 1979年8月狮泉河月平均 P'_2 、 e 日变化

图 4 是双湖、格尔木和南京三站 8 月大气透明系数 P'_2 的日际变化。它主要与逐日天气演变相联系。对于海拔高度很高的双湖, 由于海拔高, 而且大气中的水汽和灰尘含量很少, 大气始终比较洁净, 所以全月大气透明系数都保持在 0.80 上下, 且变动很小。但在海拔高度较低的格尔木, 大气透明度的大小与天气条件对应得很好。如 18~27 日、30~31 日是该月大气透明度较小的时段, 对应着有两次冷空气

活动过程, 并都伴有大风天气。南京的大气透明度曲线反映也很明显, 在 12~16 日、24~28 日两个时段, 对应着有两次台风过程, 都使大气透明度显著降低。当然, 引起格尔木和南京大气透明度大幅度下降的原因是不同的, 对格尔木由于地面干燥, 主要是由大风造成的大气中灰尘含量增加, 导致大气透明度的减小; 在南京, 则显然是大气中水汽含量增多的结果。

图 5 给出了狮泉河(4278米)和吐鲁番(34.5米)5~8 月正午平均大气透明系数 P_m 的旬际变化曲线。 P_m 的旬际变化与测点的季节演变和天气系统变换有关。狮泉河由于海拔高度较高, 所以大气透明系数较大, 且稳定少变。吐鲁番处于沙漠地区, 在春季 5 月多冷空气活动, 由于地面极端干燥(5 月降水量为 0.0), 表土易扬起, 浮尘、扬沙日数达 20 多天。因此, 大气中含尘量远比其它月份多, 大气混浊, 大气透明系数较小。进入夏季

以后,因冷空气活动减弱,降水渐增,使得大气中灰尘含量减少,浮尘、扬沙日数减少到每月10天左右,所以,大气透明度明显增大。

大气透明系数的这种日变化、日际变化和季节(旬际)变化情况,也可其在它站点表现出来。

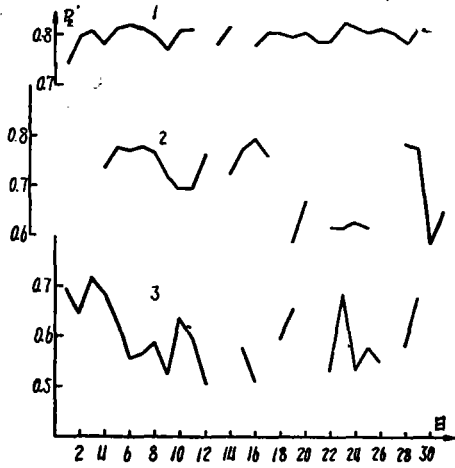


图4 1979年8月 P_2' 的日际变化。
1:双湖; 2:格尔木; 3:南京

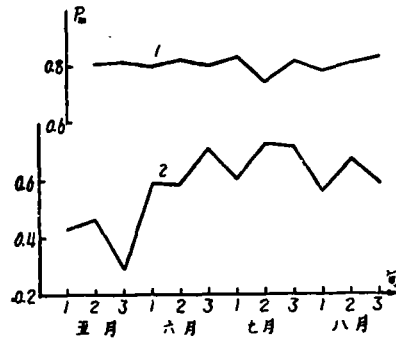


图5 1979年5~8月正午时 P_m 的旬际变化。1:狮泉河; 2:吐鲁番

(二)空间分布

大气透明度各个特征量从不同角度反映了高原大气透明度状况。 P_2 能反映高度(通过气柱质量)以及大气中水汽和气溶胶含量的共同作用。如表1所表明,海拔高度的影响则是决定性的,所以在 P_2 的分布图(图略)中等值线走向与地形特点很一致。 P_2' 已作了气柱高

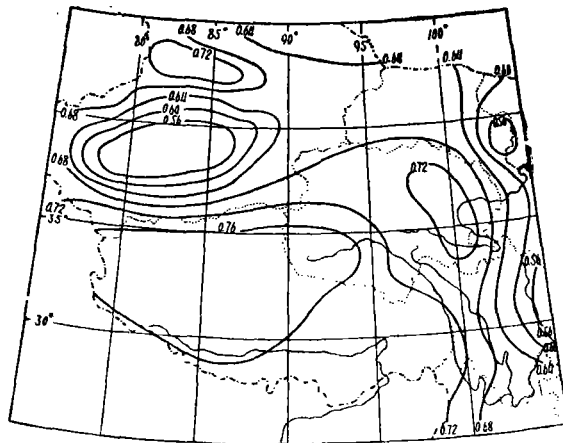


图6 1979年8月正午青藏高原 P_2' 的空间分布

度订正,只包含大气中水汽和气溶胶含量的影响,但由于它们仍然决定于测点的海拔高度,所以, P_2' 分布仍与 P_2 分布基本一致,只是数值和空间变幅略为减小。 T_2' 与 P_2' 的

分布有很好的对应关系，分布形势正好反过来。因此，只需讨论三者之一就够了。

可以 P'_2 分布图(图6)为例。由图可见，高原主体是大气透明度最大的区域，其最大值在0.780以上。伊犁河谷因空气洁净， P'_2 也较大，达0.749。高原东南部，包括雅鲁藏布江流域一带，因受西南季风影响，大气透明度相对较小，一般在0.640~0.750之间，塔里木盆地和四川盆地是大气透明度最小的区域，其最小值都在0.550左右。民勤的 P'_2 值只有0.543。

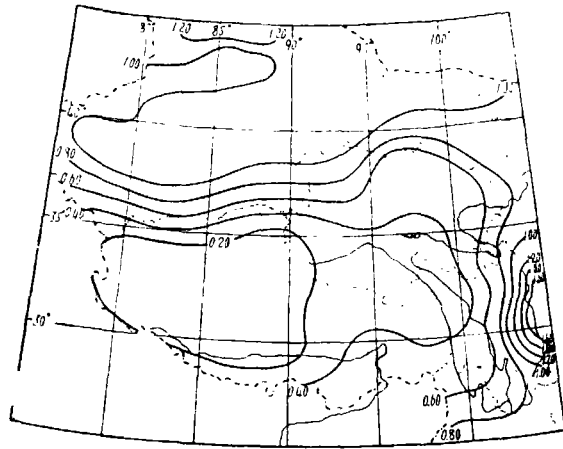


图 7 1979年8月正午青藏高原 W'_2 的分布

图7、8是 W'_2 和 R'_2 的分布图，可以看出，在高原主体上，无论是 W'_2 或 R'_2 都是低中心， W'_2 最小值在0.20以下， R'_2 最小值在1.30以下。 W'_2 的分布以四川盆地为最

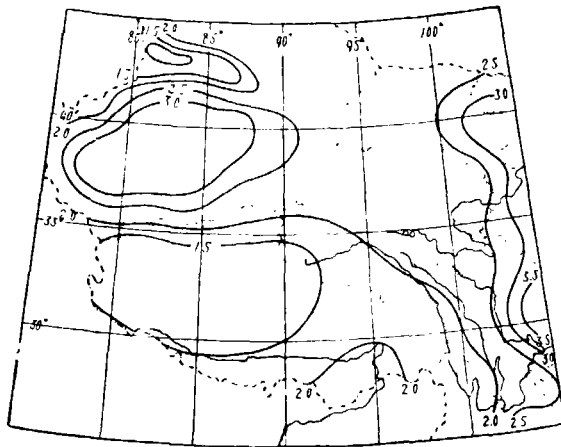


图 8 1979年8月正午青藏高原 R'_2 的分布

大, 其值超过 1.60。\$R'_2\$ 的分布在塔里木盆地是 high 值区, 最大达 4.20 以上, 显然这是与灰尘的影响分不开的。四川盆地 \$R'_2\$ 也较大, 这可能是与大气中的水汽凝结物对太阳辐射的削弱有关。民勤的 \$R'_2\$ 可达 4.39, 看来是由于局地条件所造成, 正是在这里大气中浮尘浓厚, 所以混浊度很大, 这与周围站点比较也是十分突出的。伊犁河谷 \$R'_2\$ 值只有 0.842, 这是因为空气洁净所造成。

其它时次的 \$P'_2\$、\$W'_2\$、\$R'_2\$ 分布图的特点, 基本上与图 6~8 一致。

综观以上三图可以认为, 引起高原上大气透明度分布不均匀的主要因素仍是测点的海拔高度差异。高原南部充足的水汽和北部沙漠的风沙都使太阳辐射受到严重的削弱, 使大气透明度减小。南面大气中水汽含量对大气透明度的影响随着干湿季节的变换而增减^[1], 而北面大气中含尘量的影响则与风场有关。图 9 是格尔木机场各种风向下大气透明系数 \$P'_2\$ 的分布, 此图在一定程度上反映出大气中含尘量变化对大气透明状况的影响。格尔木位于气候极端干燥的柴达木盆地的南缘, 南面紧靠昆仑山, 从图 9 可以看出, 吹偏南风时 \$P'_2\$ 比较大, 在其余风向下, \$P'_2\$ 值都相对较小, 这主要是因为气流来向不同, 灰尘含量也不相同的结果。

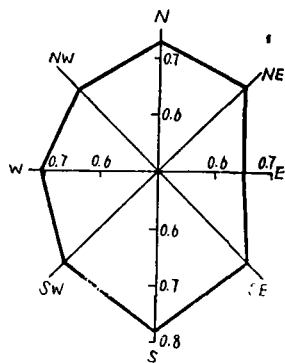


图 9 1979 年 8 月格尔木各风向下 \$P'_2\$ 分布(玫瑰)图

五、关于卡斯特罗夫系数的讨论

在太阳直接辐射计算中, 人们常应用卡斯特罗夫公式^[5]

$$S_m = \frac{S_0}{1 + C_m} \quad (15)$$

式中 \$C\$ 是表征大气透明特征的系数, 习惯上称为卡斯特罗夫 (B. Г. Кастров) 系数。西甫科夫根据苏联八个站点的太阳辐射通量 \$S_m\$ 的平均观测资料, 计算了不同大气透明度时各种大气质量情况下的 \$C\$ 值^[5]。他的研究表明, \$C\$ 值的变化要比透明系数 \$P'_2\$ 的变化显著得多。当 \$m=1\$ 时, \$P'_2\$ 由 0.85 降至 0.60 (即降低 29%), 相应的 \$C\$ 值可增大 3.5 倍 (由 0.218 增至 0.775), 但是, 当 \$m \le 3\$ 时, \$C\$ 值随 \$m\$ 的变化是不大的。因此, 实际上可认为, 在 \$m \le 3\$ 的情况下, \$C\$ 基本上可认为是一个与大气质量无关的常数。有的作者就利用这一点, 对太阳辐射进行各种理论和实际的计算。这里我们想利用我国青藏高原及其邻近地区资料, 对此作一些验证。由 (15) 式, 对相对气质 \$m\$ 和绝对气质 \$m'\$ 有如下关系

$$C = \left(\frac{S_0}{S_m} - 1 \right) \frac{1}{m} \quad (16)$$

$$C' = \left(\frac{S_0}{S_m} - 1 \right) \frac{1}{m'} \quad (17)$$

计算时 S_0 的取值各有不同, 本文取天文太阳常数 1.98 卡/厘米 2 ·分。

计算结果, 高原上 C 值的日变化是不大的, 基本上可以当作常数看待(图10), 但对于平原站(南京)只在正午前后变化较小, 而在其余时段变化就比较大了。

由于 C 与 P_m 具有严格的联系,

$$C = \frac{1}{m} \left[\frac{1 - P_m^m}{P_m^m} \right], \text{ 所以有关 } C \text{ 在高原上的}$$

时空分布规律就不再重复了, 只给出08~16时段内 C 平均值随气压(拔海高度)和水气压变化的经验方程

$$C = \alpha' \cdot \exp \left\{ -\frac{B_0}{B} (\beta' - \gamma' e) \right\} \quad (18)$$

式中 α' 、 β' 、 γ' 是经验系数。根据青藏高原地区8月份资料, 可得到

$$\alpha' = 9.667; \beta' = 2.287; \gamma' = 0.0024.$$

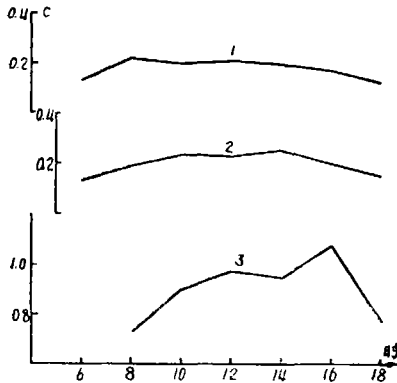


图 10 1979年8月 c 值平均日变化。

1: 双湖; 2: 格尔木; 3: 南京

经检验, 剩余方差 $S_y^2 = 0.005795$, 相关比 $R = 0.877$, 应当说, 这个结果是比较好的。我们在前面指出, 对于高原, 可近似地认为 C 值全天稳定少变, 所以, 有了公式(18)就可以利用卡斯特罗夫公式近似地计算高原上的太阳直接辐射。

六、小 结

通过上述讨论, 我们得到如下几点初步认识:

1. 表征大气透明度的特征量有 P_m 、 P'_m 、 P_2 、 P'_2 、 T'_2 等, 各个特征量都有各自不同的含义, 从各个不同的角度反映出大气透明度状况。在讨论高原大气透明度特征时, P_m 能突出拔海高度的影响, P_2 、 P'_2 能消除太阳高度的影响, T'_2 能反映出大气混浊度状况。

2. 各种大气透明系数随着拔海高度的增加按指数增加。混浊因子随拔海高度增加按指数减小, 但有时这种规律也受到局地湿润状况和下垫面状况的影响而发生某些偏离。

3. 随着拔海高度的增加, 大气中水汽和气溶胶含量迅速减少, 分子散射作用越来越突出, 所以高原上大气透明度大, 且变化稳定。高度越高, 这个特点越明显。

4. 高原上大气透明度的日变化趋势与平原地区相似, 都具有中午较小, 早晚较大的特点。大气透明度的日际变化与逐日天气演变相联系, 而旬际变化与测点的季节变换和天气系统演变有关。

5. 大气透明系数在空间上的分布特点则是高原主体上最大, 塔里木盆地、四川盆地

以及民勤一带为最小。 W_2' 和 R_2' 分布与大气中水汽(用水汽压 e 表示)和灰尘含量多少有很好的对应关系。

6. 卡斯特罗夫公式中的系数 C 在高原上日变化较小,可看作常数,但在平原地区变化则较大。 C 随着海拔高度的增加也按指数减小,可根据(18)式方便地估算高原各站点的太阳直接辐射。

参 考 文 献

- [1] 王炳忠等,我国的大气透明度及其计算,太阳能学报,2卷,1期,1981。
- [2] С.И.Сивков,Методы расчета характеристик солнечной радиации,Гидрометеорологическое издательство,Л,1968。
- [3] 寇有观等,珠峰地区的太阳辐射特征,珠峰地区科学考察报告,1966~1968,气象与太阳辐射,科学出版社,1975。
- [4] 翁笃鸣,昆仑山口的太阳辐射状况,南京气象学院学报副刊,1979,1。
- [5] 康德拉捷夫著,李怀瑾译,太阳辐射能,科学出版社,1962。

ANALYSIS OF THE ATMOSPHERIC TRANSPARENCY OVER THE TIBETAN PLATEAU DURING SUMMER

Weng Duming, Zeng Xiaomei*, Fang Xianjin

ABSTRACT

Characteristic features of the atmospheric transparency and its affecting factors are analyzed based on insolation data over the Tibetan Plateau and its adjacent regions from May through August of 1979. A detailed account is given of the descriptive method for analyzing the atmospheric transparency over the Plateau and of the physical implication of its various quantities. The spacial distribution of the atmospheric transparency over the Plateau and the empirical equations for calculation are also given. Finally a discussion is made of the Kastrov coefficient (Коэффициент Кастрова C).

*The Research Institute of Meteorological Science, National Meteorological Service