

由太阳近红外直接辐射强度 遥测大气水汽总含量

孔琴心 任丽新

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

用一台单色计在地面测量太阳 0.873 微米和 0.942 微米辐射强度比值。该比值可以有效地消除气溶胶和霰利散射,仅剩下水汽吸收效应,从而能够较好地确定大气垂直路径和斜程路径的水汽总含量。本文还详细讨论了获得校正曲线的方法。

一、引 言

水汽在太阳辐射光谱的近红外部分有一系列吸收带,其中心在 0.72 (α 带), 0.82 (β 带), 0.937 ($\rho\alpha\alpha$ 带), 1.13 (ϕ 带), 1.38 (ϕ 带), 1.86 (Ω 带), 2.01 (Ω_1 带) 和 2.05 (Ω_2 带) 微米。图 1 是一张太阳辐射曲线^[1], 从图上可以清楚看到各个吸收带的波长和位置。太阳辐射通过大气层,在水汽吸收带内受到水汽等吸收物质的吸收而削弱,故从原则上讲,只

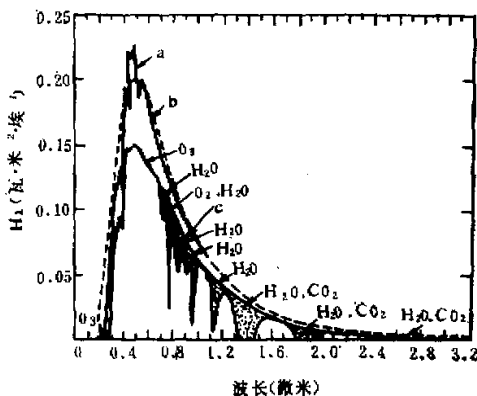


图 1 太阳辐射曲线。

a. 地外太阳辐射曲线, b. 5900K 黑体辐射曲线, c. 海平面太阳辐射曲线;
(根据美国空军剑桥实验室, 1965)

要测出削弱之前和之后的辐射强度,就可以推导出光路内水汽的总含量。

为了确定大气柱内总含水量, Fowle^[2] 于 1912 年首先创立了光谱法, 亦称带比率法, 他是利用吸收带的总透率与太阳路径的相关来确定大气柱内总含水量的。由于总透率受狭缝宽度和大气效应的影响, 使带比率法测量误差较大。1956 年 Gates^[3] 提出用吸收带单一波长的透率的纵坐标法代替面积比率, 同时对 0.94, 1.13 和 1.38 微米波段进行验证, 认为纵坐标法有更多的优点, 其中以 ϕ 带的效果最好。

在实际大气中, 气溶胶的变化较大, 因此用单一波长或波段测量会带来较大的误差, 为了提高测量精度, 目前都选用相邻两波段测量值之比率, 这两波段, 一个位于水汽吸收带内, 另一个位于吸收很弱的窗区, 并且两者均处于其它吸收气体和气溶胶的连续吸收区内。测量仪器已逐渐由繁变简, 并日趋自动化^[4,5], 有的研究者还将水汽探测和气溶胶观测结合在一起, 制做成多波段辐射计^[6]。

为了配合一次综合性大气光学特性观测, 我们于 1978 年 10—11 月份在河北省香河县大气物理所观测站进行了一次大气气柱内总含水量试验性观测, 着重探讨资料处理方法和校正问题。

二、观测仪器和方法

测量仪器由定天镜、单色计、光电倍增管和光点检流计组成。直接太阳辐射由定天镜引入单色计, 光电倍增管置于单色计出射狭缝后, 接收分光后的能量, 其输出的电信号直接或经衰减后接到光点检流计上。单色计入射和出射狭缝宽度均为 0.08 毫米, 在波长 0.942 微米处, 相当于可分辨光谱宽度为 100 埃左右。预先对单色计进行波长校准, 获得对应的鼓轮读数与波长关系曲线, 整个测量装置在观测波段的线性度也作了相应的检定。

这次试验选用的是中心波长为 0.942 微米的水汽吸收带和 0.873 微米窗口两个波段, 在晴好天气, 太阳光路上没有云的情况下进行观测, 这两个波段的观测是顺序进行的, 记录每次观测的检流计读数和时, 以便计算读数比率和大气质量。

在观测期间, 除有北京气象台每日 07, 13 和 19 时三次定时探空资料外, 还在本站增放两次气球无线电探空, 时间一般是 09 时和 15 时。

三、资料处理

假设大气是水平均匀的, 对于波长 λ , 如果大气的辐射与太阳的辐射相比可以忽略, 则仪器接收到的辐射强度为

$$I_{\lambda}(m) = I_{0\lambda} e^{-\tau_{\lambda s} m} e^{-\tau_{\lambda a} m} \quad (1)$$

$I_{0\lambda}$ 是大气上界波长为 λ 的辐射强度, $\tau_{\lambda s}$ 是整层大气散射引起的光学厚度(包括雷利散射和气溶胶散射), $\tau_{\lambda a}$ 是整层大气的吸收引起的光学厚度, m 是大气质量。

由于单色计狭缝有一定宽度, 所以必须考虑通道带宽的影响, 设仪器狭缝函数在 0.873 微米和 0.942 微米分别为 φ_1 和 φ_2 , 则

对于 0.873 微米波段的平均辐射强度

$$\bar{I}_{\lambda_1}(m) = \frac{I_{0\Delta\lambda_1} \int_{\Delta\lambda_1} \varphi_1(\lambda) e^{-\tau_{\lambda_1} m} d\lambda}{\int_{\Delta\lambda_1} \varphi_1(\lambda) d\lambda} \quad (2)$$

对于 0.942 微米波段的辐射强度

$$\bar{I}_{\lambda_{rw}}(m) = \frac{I_{0\Delta\lambda_2} \int_{\Delta\lambda_2} \varphi_2(\lambda) e^{-\tau_{\lambda_2} m} e^{-\tau_{\lambda_{rw}} m} d\lambda}{\int_{\Delta\lambda_2} \varphi_2(\lambda) d\lambda} \quad (3)$$

式中 $\Delta\lambda_1$ 和 $\Delta\lambda_2$ 分别为 0.873 微米和 0.942 微米的通道带宽。在这两波段范围内, 雷利散射光学厚度大约是气溶胶光学厚度的百分之几, 因此式中雷利散射项可以忽略。气溶胶光学厚度 $\tau_{a,r}$ 在 $\Delta\lambda_1$ 和 $\Delta\lambda_2$ 范围是波长的缓慢变化函数, $e^{-\tau_{\lambda_2} m}$ 能够从 (2)、(3) 式中移出, $\varphi_1(\lambda)$ 被消去, 假定 $\varphi_2(\lambda)$ 为高斯分布, 根据强线吸收近似进行化简。

我们采用相对测量, 即记录检流计电表读数, 设 0.942 微米和 0.873 微米波段在地面和地外的电表读数分别为 $J_{(0.942)}$, $J_{(0.873)}$ 和 $J_{0(0.942)}$, $J_{0(0.873)}$; 令 $\frac{J_0(0.873)}{J_0(0.942)} = \frac{1}{J_0}$, $\frac{J(0.942)}{J(0.873)} = J$ 。最后, 我们得到从地面遥测大气垂直气柱水汽总含量的计算公式

$$W_{\perp} = \frac{P_s}{P_0 m} \left(\frac{1}{K} \ln \frac{J_0}{J} \right)^{1.78} \quad (4)$$

P_s 是观测时地面测站气压, $P_0 = 1013.25$ 毫巴, K 是 0.942 微米波段水汽平均吸收系数。

(4) 式表明, 在 0.942 微米吸收带, 水汽透过率不遵守比尔定律, 故 J_0 值不能用一般直线外推法确定, 第四节我们将讨论确定 J_0 的方法。式中幂次 1.78 是 Pitts 等人通过独自研究计算结果, 而过去许多作者常取作 2 (平方根律)。

利用探空资料计算水汽总含量采用以下公式

$$W_{\perp} = \int_{P_0}^{P_s} \frac{q(P)}{g} dP \quad (5)$$

$q(P)$ 是水汽混合比, 在一定精度范围内可以用比湿代替 q , $g = 980$ 厘米/秒², 在平流层内可取 $q(P)$ 为常数。

我们对香河 10 月份和 11 月份的观测资料分别进行处理, 利用探空资料计算出 $W_{\perp}$, 然后随同观测值 J 一起代入方程 (4), 式中幂次分别取 2 和 1.78, 经适当变量代换, 便拟合

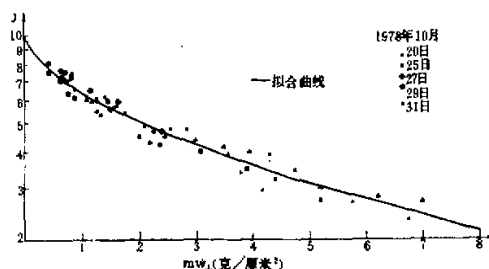


图 2 10 月份的观测值和拟合曲线

出系数 K 和 J_0 , 10 月份的观测值和拟合曲线如图 2 所示, 两种不同幂次 x 和拟合得到的系数 K , J_0 以及相关系数 r 列在表 1 中。

表 1 (a) 用 10 月份资料拟合, (b) 用 11 月份资料拟合

x	K		J_0		r	
	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
2	0.5805	0.5130	1.1492	1.0809	0.9807	0.9603
1.78	0.4904	0.4207	1.0498	0.9774	0.9808	0.9599

四、仪器校正方法的讨论

欲求仪器的 $W_1 \sim J$ 校正曲线归纳起来有以下三种方法:

(一) 用探空资料进行对比校正

在仪器进行观测 J 值的同时释放气球无线电探空仪 (或在附近气象站放探空的时刻, 仪器进行观测), 以获得相应的垂直大气柱的总含水量 W_1 , 将一组 W_1 , J 和 m 值代入 (4) 式则可求出拟合系数, 作出拟合曲线。为了使拟合曲线比较可靠, 仪器与探空最好进行长时间的对比观测, 包括含水量大小不同季节的资料。

(二) 用吸收池进行校正

用长光路吸收池模拟实际大气的含水量, 吸收池内的水汽分压、温度可以用仪器测量, 并且可以人为控制。但是校正中有两点值得注意: 第一, 在常温下, 水汽饱和蒸汽压较低, 若要获得相当于实际大气中的总含水量, 务必采用足够长的光路, 或者将吸收池加热到高温。第二, 因为水汽吸收与其浓度、压力和温度有关, 尤其是压力效应不能忽略, 因此在计算水汽浓度时要考虑压力订正。

(三) 用标准灯等恒定光源进行校正

按照早先的定义, J_0 近似可以写成

$$J_0 = \frac{I_0(0.942) \Delta\lambda_1 \beta(0.942)}{I_0(0.873) \Delta\lambda_1 \beta(0.873)} \quad (6)$$

β 是探测器的光谱响应, 利用标准灯和分光器可以直接测量。大气上界的太阳辐射在有关文献资料中^[7]可以查到, 通道带宽 $\Delta\lambda$ 可以测量计算, 有了 J_0 值再参考其他工作者的实验或用逐线法计算的 K 值, 代入 (4) 式即可得到 $W_1 \sim J$ 曲线。

目前在地面遥测整层大气柱的含水量的红外温度计似乎大都采用无线电探空进行校正。当然有了一台已校正好的湿度计以后, 其它湿度计亦可以与其同时对观测, 用它来校正。

在这次香河观测中, 我们采用了两种校正方法, 第一种是利用无线电探空, 第二种是选用观测期间特别晴朗的日子, 以大气质量变化十分缓慢的中午的太阳光源代替标准灯源, 在紧靠 0.942 微米左右的三个窗口波段 0.971, 0.893 和 0.873 微米连续测量若干组偏转值, 求出 $J_0(0.971)/J_0(0.873)$ 和 $J_0(0.893)/J_0(0.873)$ 后, 通过内插得到 J_0 , 用此法得到的 10 月 30 日和 11 月 20 日的 J_0 值分别为 0.9579 和 0.9718, 它们与用方法 (一) 拟合的

J_0 值相当接近, 尤其是 11 月份, 分别为 0.9718 和 0.9774, 可见一致性是相当好的。

为了检验校正方法(一)的可靠性, 我们将 10 月份拟合得到的 $W_{\perp} \sim J$ 校正曲线用于 11 月份的观测, 即用 11 月份的观测偏转值 J , 从 $W_{\perp} \sim J$ 曲线上查出 W , 再与 11 月份相同时刻的无线电探空得到的 W 值进行比较, 60 组资料中, 两者一般相差 $\pm 20\%$ 以下, 少数情况达 30% 左右, 校正曲线与探空资料点分别绘于图 3 中。

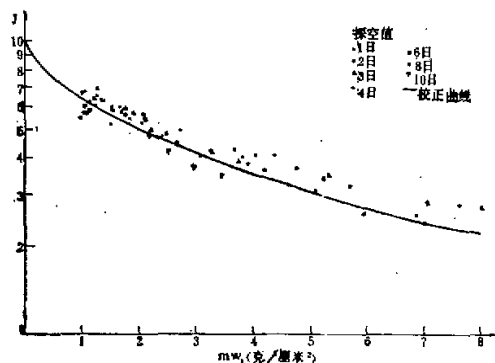


图 3 探空值与观测值的比较

产生上述偏差的主要原因是由于 10 月份的资料点比较少, 偏转值 J 的观测误差较大, 造成拟合 K 和 J_0 的误差亦较大, 而 K 和 J_0 值校正得是否准确对估计含水量影响颇大, 在(4)式中 J_0 值对含水量的影响是非线性的, 用香河秋季观测资料作初步估计, 若 J_0 偏差 10%, 在 $W_{\perp} = 1$ 克/厘米² 时, $W_{\perp}$ 的偏差为 31% 左右, 在 $W_{\perp} = 10$ 克/厘米² 时, $W_{\perp}$ 的偏差为 9.3% 左右。 K 值的偏差对 $W_{\perp}$ 的影响是线性的, 其影响程度也相当可观, 若 K 值偏差 10%, 则 $W_{\perp}$ 的偏差约为 17%。此外, 用探空资料求 $W_{\perp}$ 值的误差也在 $\pm 10\%$ 左右。这样, 由探空和红外湿度计两者获得的 $W_{\perp}$ 之间相差 20—30% 就不足为奇了。

五、结 束 语

本文通过香河观测资料的处理, 表明在用 0.942 微米水汽吸收带进行大气总含水量的测量中, 平均吸收率满足强线吸收近似, 公式(4)中的幂次取 1.78 或 2 拟合结果十分相似, 似乎取 2 稍好些。用校正方法(一)和(三)求出的 J_0 值有相当好的一致性。

最后必须指出, 利用光谱法遥测大气气柱水汽总含量的精度, 在采用探空方法校正时, 是受到无线电探空精度和测量偏转值 J 的限制, 为了提高地面遥测精度, 务必改进这两者的观测精度。

参 考 文 献

- [1] Valley, S. L., editor, Hand book of geophysics and space environments, AFCRL, 1965.
- [2] Fowle, F. E., *Astrophys. J.*, 35, 149—162, 1912.
- [3] Gates, D. M., *J. Meteor.*, 13, 369—375, 1956.
- [4] Volz, F. E., *Appl. Opt.*, 13(8), 1974.
- [5] Pitts, D. E. et al., NASA TM, X-58129, 1974, *J. Meteor.*, 16, 1312—1321, 1977.
- [6] Russell, P. B. et al., Third Conference on Atmospheric Radiation, 1978.
- [7] Thekaekara, M. P., NASA TR R-351, 1970.

REMOTE SENSING OF TOTAL WATER VAPOR CONTENT IN THE ATMOSPHERE BY THE SOLAR NEAR INFRARED RADIATION MEASUREMENT

Kong Qinxin Ren Lixin

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

A ground-based monochromator is used to measure the ratio of solar radiances at wavelengths $0.873\mu\text{m}$ and $0.942\mu\text{m}$. Aerosol and molecular scattering is effectively eliminated in the ratio, thus the total water vapor content in vertical or slant path of the atmosphere can be uniquely determined. The method for obtaining calibration curves is discussed in detail.