

太阳辐射计探测晴空水汽总量方法研究

朱晓苏 周 军

(中国科学院安徽光学精密机械研究所, 合肥 230031)

摘 要 本文给出使用多波长太阳辐射计在 0.94 μm 水汽弱吸收带测量太阳透射辐射得出大气垂程水汽含量的方法。使用 LOWTRAN 7 建立仪器 0.94 μm 的水汽吸收带平均透过率表达式。提出了用两个相邻波长通道的线性近似消除气溶胶和瑞利散射的影响。对太阳辐射计与气象探空仪探测大气垂程水汽量的实验结果做了比较。

关键词 透过率 大气垂程水汽量 太阳辐射标定

1 引言

大气单位截面的垂直气柱中水汽总含量(垂程水汽量)对于气象、大气辐射传输和遥感应用等研究领域来说是一个重要的大气参数。已有的大气垂程水汽量的探测手段包括无线电气象探空仪、微波辐射计和卫星遥感。而使用太阳辐射计在水汽弱吸收带测量大气垂程水汽量则是一个新的有应用前景的方法^[1~5]。这种方法的限制是要在有阳光的天气使用。使用的 DTF-2 太阳辐射计^[6]探测视场角是 1° , 太阳对准精度 1.5。仪器装有 8 块窄带干涉滤光片, 它们位于可见和近红外波段。本文用到的滤光片有 0.78、0.88 和 0.94 μm 三块, 半宽度均为 6 nm 左右。0.94 μm 滤光片对应于水汽的弱吸收带, 用于大气垂程水汽量的测量。0.78、0.88 μm 两块滤光片用于消除水汽测量中气溶胶和 Rayleigh 散射的影响。探测元件置于一恒温腔内, 温控精度为 1° 。使用 12 级的变增益放大器和 12 位的 AD 转换器以满足太阳透射光谱信号的大动态范围的要求。仪器跟踪太阳、温控和所有的测量过程均在一台 PC 微机控制下自动进行, 仪器启动后一般不需人照料。因而使用该仪器测量太阳透射辐射进而得出垂程水汽量具有方便、代价很低、易于布点和可连续监测的特点。

2 方法

用 λ_1 、 λ_2 、 λ_3 分别表示 0.78、0.88、0.94 μm 三个波长, 由 Lambert-Beer 定律, 三个中心波长处仪器响应分别为

$$V_1 = RV_0 \exp(-m_1), \quad (1)$$

$$V_2 = RV_0 \exp(-m_2), \quad (2)$$

$$V_3 = RV_0 \exp(-m_3) T_{\text{H}_2\text{O}}(W), \quad (3)$$

式中 R 是测量期间日地距离的修正因子, V_{0j} ($j=1, 2, 3$) 是在大气层顶和日地平均距离时太阳辐射计测量的输出电压。这里认为测量电压与接收的太阳绝对辐射量成正比, 由于选用的探测元件为光电二极管, 其较好的线性度一般能满足这个条件。 τ_j 是大气气溶胶和 Rayleigh 散射的光学厚度, m 是观察时刻的相对大气质量。 V_j 、 m 、 τ_j 均是时间的函数。式中 $\exp(-m\tau_j)$ 则是 Rayleigh 散射和气溶胶消光共同效果对应的透过率。式 (3) 中 $T_{H_2O}(W)$ 是 $0.94 \mu\text{m}$ 波长处测量光程上的水汽吸收所对应的平均透过率, W 是光程上的水汽含量, 它可由大气垂程水汽含量和相对大气质量之积表示。

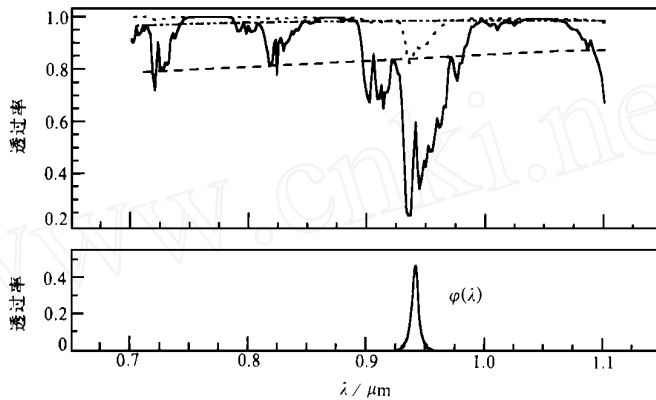


图1 LOWTRAN 7 中纬度夏季大气模式的水汽吸收、连续吸收、Rayleigh 散射, 气溶胶消光透过率曲线(上)和 $0.94 \mu\text{m}$ 滤光片透过率曲线(下)
上部图中, ——: 水汽吸收,: 水汽连续吸收,
- - - -: Rayleigh 散射, - - - -: 气溶胶

为了得出经过 $0.94 \mu\text{m}$ 中心波长干涉滤光片的水汽平均透过率与水汽含量的函数关系, 使用著名的低分辨率辐射传输计算软件 LOWTRAN 7^[21] 计算了 $0.7 \sim 1.1 \mu\text{m}$ 波长范围内的水汽、气溶胶和分子散射的透过率曲线, 图 1 中 $0.94 \mu\text{m}$ 水汽弱吸收带的廓线 $T(W, \lambda)$ 的凹陷随着大气水汽量的加大而加深。 $0.94 \mu\text{m}$ 滤光片光谱透过率 $\varphi(\lambda)$ 通带位于凹陷中心处。在 $0.94 \mu\text{m}$ 滤光片的作用下, 水汽平均透过率是对滤光片带宽范围内的波长的积分。可以表示为

$$T_{H_2O}(W) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T(W, \lambda) \varphi(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varphi(\lambda) d\lambda}, \quad (4)$$

式中 $\varphi(\lambda)$ 由生产厂家给出, $T(W, \lambda)$ 是 LOWTRAN 7 得出的水汽含量为 W 时的水汽光谱透过率, $\lambda_1 \sim \lambda_2$ 系滤光片的透过范围。

由于水汽的分子吸收和分子连续吸收的机理不一, 处理方法也不一样, 计算的大气水汽光谱透过率 $T(W, \lambda)$ 应是程序计算输出的分子吸收和连续吸收分别对应的透过率的两者之积。用 LOWTRAN 7 对中纬度夏季和冬季两种模式大气计算路径上不同水汽含量(不同天顶角或起始高度)的光谱透过率曲线, 再按 (4) 式积分。用上述方法得到的 $T_{H_2O}(W)$ 的值与 W 值见图 2。表 1 是各次计算选取的路径几何参数和路径中水汽含

表 1 LOWTRAN 7 计算选取的路径几何参数和路径中水汽含量

中纬度冬季			中纬度夏季		
路径参数		水汽含量/	路径参数		水汽含量/
初高度/ km	天顶角/ (°)	cm	初高度/ km	天顶角/ (°)	cm
2	0	0.2254	2	0	0.6732
1	0	0.4047	1	0	1.294
0	0	0.6864	0.5	0	1.756
0	20	0.7304	0	0	2.356
0	30	0.7925	0	10	2.393
0	40	0.8958	0	20	2.508
0	50	1.068	0	30	2.721
0	65	1.622	0	50	3.665
0	80	3.925	0	55	4.106
			0	60	4.709
			0	65	5.570
			0	70	6.877
			0	75	9.075

量。通过对 LOWTRAN 7 源程序中 11 种气体分子（包括水汽）的吸收做计算的参数化带模式公式分析和文献 [3, 4]，设定拟合曲线的形式为

$$T_{H_2O}(W) = \exp(-KW^X). \tag{5}$$

将计算得到的水汽平均透过率数据拟合，得到的结果为 $K=0.547$ ， $X=0.597$ 。相关系数 0.9998，余差平方和 0.00155。图 2 中曲线即为拟合曲线 $\exp(-0.547W^{0.597})$ 。

从图 1 中可以看出，波长 $0.94 \mu\text{m}$ 的滤光片位于水汽吸收带内而 $0.88 \mu\text{m}$ 和 $0.78 \mu\text{m}$ 的滤光片则处于非常好的水汽大气窗口区（水汽透过率 0.998， CO_2 和 O_3 的透过率在这三个波长附近均为 1，故未画出）。同时在 $0.70 \mu\text{m}$ 至 $1.05 \mu\text{m}$ 波长区域内，LOWTRAN 7 计算出的分子 Rayleigh 散射和气溶胶消光对应的透过率各是波长的缓变函数（见图 1），两者之积的数据及其线性拟合如图 3 中 1 线所示。拟合的相关系数

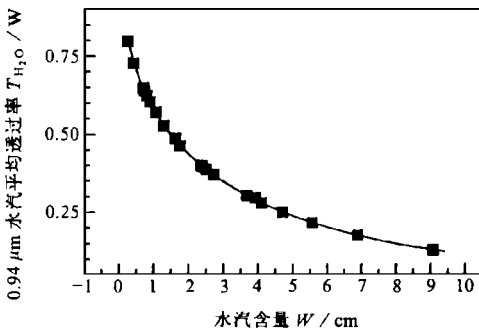


图 2 从 LOWTRAN7 得出的水汽平均透过率与水汽含量的关系
计算值，——拟合曲线

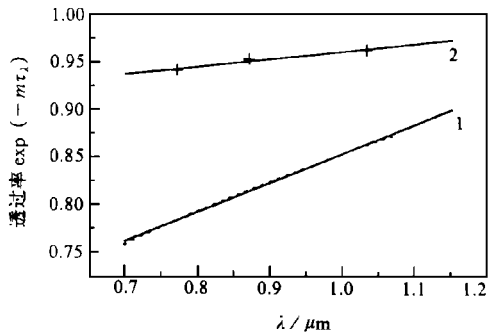


图 3 计算和仪器测量的气溶胶和 Rayleigh 散射联合透过率在 $0.7 - 1.05 \mu\text{m}$ 的近似线性关系
... LOWTRAN 7 计算值，++++ 仪器测量值（1993-11-24，黄山），——拟合直线

0.998, 余差平方和 0.00156 (256 个数据)。从图 3 中可看出, 线性符合得很好。图 3 中 2 线是黄山 1993 年 11 月 24 日上午太阳辐射计在 $0.78 \mu\text{m}$ 、 $0.88 \mu\text{m}$ 、 $1.03 \mu\text{m}$ 实验测量得到的大气质量为 1 时的透过率及直线拟合结果。实验数据与拟合直线的相对误差 0.0021, 而大气质量为 4 时相对误差也不过 0.007。进一步检查发现大气混浊度增加时相对误差也增大, 但在测量所在的晴天里相对误差一般不超过 2%。因而, 可以从这个近似的线性关系和 $0.78 \mu\text{m}$ 、 $0.88 \mu\text{m}$ 两个波长的透过率测量值消去 $0.94 \mu\text{m}$ 处 Rayleigh 散射和气溶胶消光的效果, 从而得出水汽含量。把 (3) 式中 w 表示成大气垂直气柱内水汽量 P 和大气相对质量 m 之积, 将 (3) 式与 (2) 式相比并利用 (5) 式, 得到 (6) 式为

$$\frac{V_3 \exp(-m_2)}{V_2 \exp(-m_3)} = \frac{V_0_3}{V_0_2} \exp[-K(Pm)^X], \quad (6)$$

而上述的近似线性关系可表示为

$$\frac{\exp(-m_3) - \exp(-m_2)}{\exp(-m_2) - \exp(-m_1)} = \frac{3 - 2}{2 - 1}. \quad (7)$$

(6) 式中等号左边第二项因子可表示为

$$\frac{\exp(-m_2)}{\exp(-m_3)} = \left[1 + \frac{\exp(-m_2) - \exp(-m_1)}{\exp(-m_2)} \frac{3 - 2}{2 - 1} \right]^{-1} \quad (8)$$

式中 $\exp(-m_1)$ 和 $\exp(-m_2)$ 是仪器透过率测量值 [式 (1)、(2)]。如果忽略 2 、 3 两波长处分子散射和气溶胶消光的区别, (6) 式则变为

$$\frac{V_3}{V_2} = \frac{V_0_3}{V_0_2} \exp[-K(Pm)^X]. \quad (9)$$

如果已知 3 、 2 、 1 波长处仪器的测量值 V_j ($j=1, 2, 3$)、大气相对质量 m 、 R 和标定值 V_{0_1} 、 V_{0_2} 、 V_{0_3}/V_{0_2} , 从 (6) 式就可得出大气垂程水汽量 P 。选定大气稳定、空气洁净的标定地点和日期, 如冬季黄山的晴朗日子。认为标定时间内大气垂程水汽量和太阳辐射计的灵敏度保持不变, 把 (1)、(2) 两式两边分别取自然对数, 用 Langley 方法标定得出 V_{0_1} 和 V_{0_2} 。而 V_{0_3}/V_{0_2} 亦可通过相似的方法来确定。设 (6) 式等号左边为 B , 两边取对数, 得

$$\ln B = \ln \left(\frac{V_0_3}{V_0_2} \right) - KP^X m^X. \quad (10)$$

将测量值代入方程 (10), 对 $\ln B$ 与 m^X 进行线性拟合则得出一条直线, 其斜率为 $-KP^X$, 截距则是 $\ln(V_{0_3}/V_{0_2})$, 这就是修正的 Langley 方法。

我们于 1993 年 11 月 15 日至 25 日在安徽黄山气象台 (30.13°N , 118.15°E , 海拔 1865 m) 使用修正的 Langley 法对太阳辐射计进行了标定。共获得了 3 个半天的标定资料, 其中 11 月 22 日和 11 月 24 日 2 个半天被认为是最好的。图 4 给出 11 月 24 日上午修正的 Langley 点图。修正的 Langley 点 $\ln B$ 与 $m^{0.597}$ 呈现较好的线性关系, 相关系数

0.982。这两个半天的 V_{0_3} / V_{0_2} 值分别是 0.501 和 0.508，它们的相对误差为 0.014。它们的平均值可以作为标定值 V_{0_3} / V_{0_2} 使用。

3 结果与分析

3.1 与气象探空仪测量结果的比较

从 (10) 式得出瞬时大气垂程水汽量为

$$V = P = \frac{1}{m} \left[\frac{1}{K} \ln \left(\frac{V_{0_3}}{V_{0_2}} \right) - \ln B \right] \cdot \text{式}^{1/x} \quad (11)$$

为了确定本方法探测大气垂程水汽量的精度，我们分别于 1994 年 6 月 18 日在合肥和 1994 年 10 月 28 日在河北沧州进行了太阳辐射计与无线电气象探空仪测量大气垂程水汽量的比较实验。两种仪器在同一时间同一地点进行测量。从气象探空仪得到的温度 t 和相对湿度 H_r 的高度廓线推算大气垂程水汽量是根据常用的水汽分压表达式得出各高度水汽量，再经高度积分得到大气垂程水汽量。

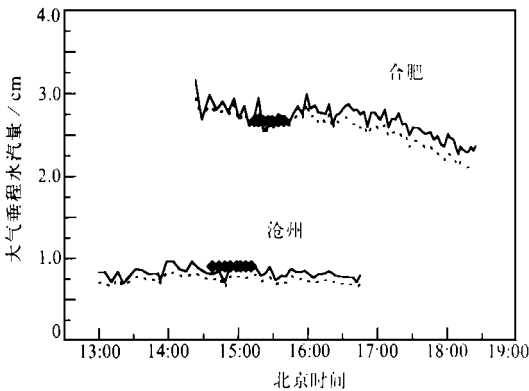


图 5 太阳辐射计和无线电气象探空仪测量大气垂程水汽量的实验结果比较
 ——：太阳辐射计， - - -：气象探空仪，
：(9) 式的结果

忽略 λ_2 、 λ_3 两波长处分子散射和气溶胶消光的区别时 [式 (9)] 的结果，图中可看出在大气质量变大时虚线与实线的差异变大。这从 (6) 式亦可分析出。(6) 式等号左边第二项因子可写成 $\exp [(\lambda_3 - \lambda_2) m] = \exp(-m)$ ，它是小于 1 的数，数值虽小 (在中等霾时其绝对值一般不大于 0.05) 但为负，所以随着 m 的增大 $\exp(-m)$ 值变小，使获得的 P 值比 (9) 式的结果为大。而 (6) 式结果从比较实验来看更符合于实际。表 2 是合肥 1994 年 6 月 18 日下午几种大气相对质量时的 $\exp(-m)$ 的值。在 m 大于 4 时，考虑与不考虑 $\exp(-m)$ 得到的 P 值相对偏差可大于 8%。这说明在反演大气垂程水汽量时考虑 λ_2 、 λ_3 两个波长处分子散射和气溶胶消光的区别是必要的。

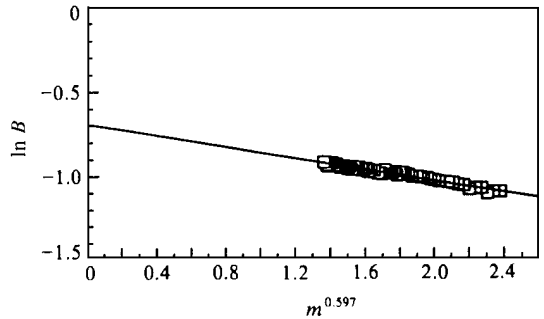


图 4 黄山 1993 年 11 月 24 日上午修正的 Langley 点图

表 2 m 增大时 $\exp(m)$ 的取值

m	1.2	2	3	4	5.9
$\exp(m)$	0.952	0.945	0.930	0.887	0.857

3.2 误差估计

同其他实验技术一样, 本方法得到的结果亦会受到若干不确定性因子的影响, 它包括仪器测量误差和在数据处理过程中引入的假定带来的误差。

由 (11) 式和误差理论, P 的不确定性 P 可以写为

$$(P)^2 = (m)^2 P_m^2 + (X)^2 P_X^2 + (K)^2 P_K^2 + (C)^2 P_C^2 + (B)^2 P_B^2 \quad (12)$$

式中 $C = V_{0.3} / V_{0.2}$; 而 $(m)^2$, $(X)^2$, $(K)^2$, $(C)^2$, $(B)^2$ 分别为大气质量 m , 参数 X , K , 标定值 C 及测量值 B 的方差。而 P_m^2 , P_X^2 , P_K^2 , P_C^2 和 P_B^2 分别为 P 对 m , X , K , C , B 的偏导数的平方。

我们得到的 $X = 0.597$ 与文献 [3] 和 [4] 给出的数值 (X 分别为 0.587 和 0.57) 较接近。而在不同文章中 X 、 K 的差异并不能完全反映其偏差, 因为拟合得到的 X 、 K 值除与 LOWTRAN 7 计算选取的路径点有关外还与 $0.94 \mu\text{m}$ 干涉滤光片透过率函数形式有很大关系。通过分析可知道, 测量大气垂程水汽量的相对误差随着大气垂程水汽量的减小而增大。而水汽含量空间水平分布的不均匀性亦增大相对误差。取 m , X , K 的相对误差为 3%, C 的相对误差为 1.5%, B 的相对误差为 4%, 观察期间大气相对湿度从 1.2 到 6 变化, 对于在 0.3 cm 到 9 cm 内的大气垂程水汽量测量范围, 这种方法得到的大气垂程水汽量的相对误差一般在 5% 到 20% 内变化。

4 结论

本文给出了使用太阳辐射计在 $0.94 \mu\text{m}$ 水汽弱吸收带和相邻波长通道测量太阳透射辐射得出大气垂程水汽含量的方法。使用 LOWTRAN 7 辐射传输模式软件建立了水汽透过率和水汽含量的关系。利用 Langley 方法对太阳辐射计进行了标定。提出一种由实验数据消除气溶胶和分子散射影响 (它们随天气而变) 的线性近似方法, 只要有阳光的日子, 均可使用该仪器作大气垂程总水汽量的测量。从本方法和无线电气象探空仪测量大气垂程水汽量的实验结果较好的一致性表明这种方法是可行的。本方法使用的太阳辐射计具有结构轻便, 使用成本低, 操作自动化, 可连续监测等特点, 它作为配合气象探空仪、卫星遥感等手段的一种新的探测方法在获取大气中水汽分布和变化方面具有一定的潜力。

参 考 文 献

- 1 Thome, K. J. et al., 1992, Determination of precipitable water from solar transmission, *J. Appl. Meteor.*, 31, 157 ~ 165.
- 2 Kneizys, F. X. et al., 1989, Atmospheric transmittance/ radiance: computer code LOWTRAN 7, Technical Report, Air Force Geophys. Lab., Hanscom AFB, U. S. A. .

- 3 Schmid, B. et al. , 1995 , Comparison of Sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp , *Appl. Opt.* , 34(21) , 4500 ~ 4511.
- 4 Bruegge, C. J. et al. , 1992 , Water Vapor Column Abundance Retrievals During FIFE , *J. Geophys Res.* , 97(D17) , 18759 ~ 18768.
- 5 Reagan, J. A. et al. , 1992 , A Simple Instru. and Tech. for Measuring Columnar Water Vapor via Near - IR Differential Solar Transmission Measurements , *IEEE TRANS. On Geoscience and Remote Sensing* , 30(4) , 825 ~ 831.
- 6 谭锬等 , 1991 , 多功能太阳辐射计 , *光学学报* , 11(5) , 448 ~ 452.

Determination of Clear - Sky Columnar Water Vapor Using Solar Radiometer

Zhu Xiaosu and Zhou Jun

(Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Hefei 230031)

Abstract This paper describes a method of using multi - channel solar radiometer on $0.94\mu\text{m}$ water vapor absorption band and adjacent wavelength channels to determine atmospheric columnar water vapor. A detailed process to establish a model of $0.94\mu\text{m}$ average transmittance of water - vapor using LOWTRAN 7 is given. This paper also develops a linear method for removing temporal variability effects of Rayleigh scattering and aerosol extinction. The comparisons are made with amount of water vapor obtained from radiosonde and solar radiometer experiment results.

Key words transmittance atmospheric columnar water vapor solar radiometer calibration