

胡志远, 闭建荣, 黄建平, 等. 一种利用天空辐射计反演大气总水汽量的算法研究[J]. 高原气象, 2014, 33(1): 232-240, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00184.

# 一种利用天空辐射计反演大气总水汽量的算法研究

胡志远, 闭建荣, 黄建平, 史晋森, 刘玉芝

(兰州大学 大气科学学院/半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000)

**摘要:** 传统计算大气总水汽量是利用改进的 Langley 方法, 通过准确测定传感器的光谱响应函数结合辐射传输方程模拟大气中水汽透射比并反演总水汽量。而本文提出了一种根据天空辐射计 940 nm 通道的太阳直接辐射资料反演晴空条件下大气柱总水汽量的算法, 该算法直接根据天空辐射计的观测数据估算了描述大气中水汽透射比的参数( $a$  和  $b$ ), 而不依赖于光谱响应函数的精确测量; 反演得到的  $a$  和  $b$  值包含了观测站温度、气压和湿度垂直廓线的季节变化等信息, 不受模式模拟误差的影响。利用 2009 年 3-8 月兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL)天空辐射计资料, 用该算法获得了观测时期内大气总水汽量, 然后利用同期探空资料反演的水汽量验证天空辐射计反演和微波辐射仪观测的水汽量。结果表明, 这两种方法得到的水汽总量都是可靠的。天空辐射计与微波辐射仪、CE318 型太阳光度计的反演水汽量表现出较好的一致性, 拟合斜率值分别为 1.03 和 1.64, 相关系数均  $>0.95$ , 相对误差在 2.1% ~ 11.3% 范围内。该算法可广泛应用于东亚地区天空辐射计网(SKYNET)对总水汽量的反演。

**关键词:** 天空辐射计; 总水汽量; 统计方法; 改进的 Langley 方法

**文章编号:** 1000-0534(2014)01-0232-09 **中图分类号:** P407.4 **文献标志码:** A

**doi:** 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00184

## 1 引言

水汽作为地—气系统中一种重要的温室气体, 是大气遥感和能量辐射平衡研究的一个重要物理量, 对全球水循环和气候变化起关键作用。黄土高原作为中国最大的干旱半干旱区, 是中国缺水最严重的地区之一, 空中云水资源是该地区水资源可持续利用的重要来源, 同时也是影响中国西北地区气候变化的主要因子<sup>[1]</sup>。因此, 精确观测和合理估算黄土高原地区的空中云水资源具有重要的科学和现实意义。目前探测大气柱水汽含量的主要手段: 无线电探空、地面 GPS 遥感、微波辐射仪、拉曼雷达、飞机观测和卫星遥感及太阳光度计等。太阳光度计遥感晴空条件下大气中的水汽含量是目前被广泛应用的一种方法, 其 940 nm 水汽吸收通道可用

于反演大气柱水汽总量<sup>[2]</sup>。无线电探空进行一天两次的测量, 空间分辨率为 200 ~ 300 km, 价格昂贵且受天气条件的限制, 不适合进行气候研究<sup>[3]</sup>; 而地面 GPS 遥感虽然可以用于反演水汽总量<sup>[4]</sup>, 分析可降水量<sup>[5-6]</sup>、暴雨<sup>[7]</sup>、降雪<sup>[8]</sup>等天气现象, 但在不发达的西北地区观测站密度很少, 也不能满足气候观测的要求。天空辐射计(或太阳光度计)是一种便携式仪器, 可进行长期野外观测, 维护少、价格便宜且易于操作, 弥补了以上几种仪器的不足, 适合于气候的长期观测研究。

20 世纪 80 年代以来, 国内外许多学者致力于水汽遥感研究。Thome et al<sup>[9]</sup>总结了 1912 年以来有关利用水汽吸收透过率与水汽量的关系反演水汽量的研究。Reagan et al<sup>[10]</sup>根据水汽透过率与水汽量在强烈带中的近似平方根关系, 采用改进的

收稿日期: 2012-05-24; 定稿日期: 2012-11-26

资助项目: 国家重大研究计划项目(2012CB955302); 国家自然科学基金项目(41305025, 41175134); 中央高校基本科研业务费重点项目(lzujbky-2013-207, lzujbky-2013-ct05)

作者简介: 胡志远(1987-), 男, 山西运城人, 博士研究生, 主要从事大气物理学与大气环境研究. E-mail: huzy10@lzu.edu.cn

通讯作者: 闭建荣. E-mail: bijr@lzu.edu.cn

表 1 仪器参数和观测变量

Table 1 Instrumental parameters and variables of measurements

仪器名称	型号	厂家	观测变量	观测精度
天空辐射计 (PREDE)	POM-01	日本 PREDE 公司	气溶胶光学厚度、大气柱总水汽量	$\pm 2\%$
微波辐射仪 (WVP)	TP/WVP-3000	美国 Radiometrics 公司	大气柱总水汽量、液态水含量	$\pm 1\%$
太阳光度计 (CE318)	CE318	法国 CIMEL 公司	气溶胶光学厚度、大气柱总水汽量	$\pm 2\%$
气压计	CS105	美国 TEAX ELECT 公司	大气压强	$\pm 0.3 \text{ hPa}@20^\circ\text{C}$

Langley 方法处理太阳辐射计 940 nm 通道资料并反演大气柱水汽总量, 结果与微波辐射仪测量和探空进行比较, 相差 5% ~ 10%。胡秀清等<sup>[2]</sup>使用 CE318 型太阳光度计反演大气柱水汽总量, 并将计算结果用于 FC-1C 卫星遥感器辐射定标时辐射传输模式的输入参数。张文煜等<sup>[11]</sup>采用瞬态法和改进的 Langley 方法反演了天津地区的大气柱水汽总量, 发现在大气处于相对不变的状态下, 瞬态法和改进的 Langley 方法在反演大气柱水汽总量时其结果的相关系数  $> 0.97$ ; 但在大气状态处于多变时, 瞬态法优于改进的 Langley 方法。周宁等<sup>[3]</sup>结合单通道和多通道法对太阳光度计资料进行处理并对比, 发现不同遥感方法的反演结果非常接近。

本文利用兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) POM-01 型天空辐射计 940 nm 通道的太阳直接辐射观测资料, 采用一种统计方法估算了描述大气中水汽透射比的常数  $a$  和  $b$ , 并反演该地区的大气柱水汽总量。与改进的 Langley 法相比, 这种方法不再受水汽量低且大气稳定等严格条件的限制, 同时减小了辐射传输方程的模拟误差<sup>[12]</sup>。这对于研究观测站稀少的西北地区的水资源分配具有重要意义。

## 2 测站概况和资料选取

### 2.1 测站概况

SACOL 站位于兰州大学榆中校区海拔 1965 m 的萃英山顶 (35.946°N, 104.137°E)。下垫面属于典型的黄土高原地貌, 砾面梁峁基本为原生植被, 属温带半干旱气候, 年降水量为 380 mm, 能较好地代表中国西北干旱半干旱地区的气候特征<sup>[13]</sup>。表 1 给出了所使用仪器名称、型号、厂家、观测变量以及观测精度。

POM-01 型天空辐射计是由日本 PREDE 公司研制, 有 7 个观测通道, 中心波长分别为 315, 400, 500, 675, 870, 940 和 1020 nm, 其中 940 nm 通道为水汽吸收通道, 滤光片的半波宽度为 10

nm, 视场角为  $1^\circ$ , 天空测量的最小角度为  $3^\circ$ 。该仪器可自动跟踪太阳, 并按照设定的程序每 10 min 对太阳直接辐射和天空散射辐射进行有效探测。天空辐射计是由日本、中国、蒙古国等东亚国家共同参与建立的气溶胶/辐射观测网络 (SKYNET) 中的一种主要观测仪器<sup>[14]</sup>, 但截至目前, SKYNET 网上并未提供水汽柱含量的信息。

### 2.2 资料选取

所用资料来自 2009 年 3—8 月 SACOL 站观测资料。其中, POM-01 型天空辐射计 940 nm 通道反演的大气柱总水汽量和各个波段的气溶胶光学厚度 (AOD), 采样频率为 10 min; 微波辐射仪软件模块输出的大气柱总水汽量产品, 频率为 20 s (本文对观测前后 5 min 进行平均); 榆中县气象局的探空资料 (每日 08:00 (北京时, 下同) 和 20:00 各一次) 反演得到的大气柱总水汽量。同期地面观测的大气压强 (10 min 1 次), 用于计算瑞利散射光学厚度。

## 3 方法介绍和数据检验

### 3.1 反演方法

地面测得的太阳直接辐射在给定波长上遵从 Beer-Bouguer 定律:

$$V(\lambda) = V_0(\lambda)R^2e^{m\tau}T_g \quad (1)$$

其中:  $V(\lambda)$  为天空辐射计在波长  $\lambda$  处测量的直接太阳辐射所对应的电压值;  $V_0(\lambda)$  为一个天文单位距离上的大气外界的太阳辐照度对应的电压值, 即定标常数;  $R$  为测量时的日地距离因子 (AU);  $m$  为大气光学质量;  $\tau$  为大气总光学厚度;  $T_g$  为吸收气体透过率。

由于地面测得的太阳直接辐射在 940 nm 附近含有水汽吸收带而不符合 Beer-Bouguer 定律。Bruegge et al<sup>[15]</sup>和 Halthore et al<sup>[16]</sup>研究表明, 水汽透过率  $T_w$  可用以下两个参数来表示:

$$T_w = e^{-awb} \quad (2)$$

其中:  $w$  为大气路径水汽总量;  $a$  和  $b$  是常数。在

给定的大气条件下，它们与 940 nm 通道滤光片的波长位置、宽度和形状有关，还与大气中温压的递减率和水汽的垂直分布有关。

由式(2)可知，在 940 nm 水汽吸收带，仪器对太阳直射辐照度的响应可表示：

$$V(\lambda) = V_0(\lambda) e^{-m(\tau_a + \tau_R)} e^{-a(m_w w)^b} \quad (3)$$

式(3)中  $a$  和  $b$  值一般通过辐射传输方程模拟得到，而本文提出了一种根据观测资料进行统计估算的方法。

对式(3)两边取对数，可得：

$$y = \ln V_0 - ax \quad (4)$$

其中： $y = \ln V + m(\tau_a + \tau_R)$ ； $x = (m_w w)^b$ 。根据 Kasten et al<sup>[17]</sup> 大气光学质量  $m$  可表示为

$$m(\theta) = 1/[\cos(\theta) + 0.150 \times (93.885 - \theta)^{-1.253}] \quad (5)$$

其中： $\theta$  为太阳天顶角，单位为弧度。

$m_w$  为水汽的大气光学质量，根据 Fritz<sup>[18]</sup> 的研究：当  $\gamma > 30$  时，

$$m_w(\gamma) = 1/[\sin\gamma + 0.0548 \times (2.650 + \theta)^{-1.452}] \quad (6a)$$

当  $\gamma < 30$  时，

$$m_w(\gamma) = 1/\sin\gamma \quad (6b)$$

940 nm 波段的气溶胶光学厚度  $\tau_a$  根据 Ångström 公式计算得到：

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (7)$$

其中： $\lambda$  为波长，单位： $\mu\text{m}$ ； $\alpha$  为 Ångström 波长指数； $\beta$  为 Ångström 大气浑浊度系数，是波长 1  $\mu\text{m}$  处的大气气溶胶光学厚度。本文根据天空辐射计 1020 nm 和 870 nm 波段的气溶胶光学厚度计算 940 nm 波段的光学厚度。

瑞利散射光学厚度根据 Dutton et al<sup>[19]</sup> 计算：

$$\tau_R(\lambda) = p/p_0 \times 0.0088 \times \lambda^{(-4.15+0.2\lambda)} \quad (8)$$

其中： $p_0$  为标准大气压（取值 1013.25 hPa）； $p$  为实际大气压（由地面观测得到）。

由于仪器进行长期野外观测，其光学探头或者偏振滤膜将发生衰减，使得标定常数  $V_0$  值会发生变化。根据 Campanelli et al<sup>[20]</sup> 的研究，假设在一个月时间内  $V_0$  值变化不大，对  $y$  值进行月平均，由公式(4)可得：

$$\langle y \rangle = \ln V_0 - \alpha \langle x \rangle \quad (9)$$

式中： $\ln V_0 = \langle \ln V_0 \rangle$ ， $\langle \rangle$  代表进行月平均。根据公式(4)和(9)可得：

$$y' = -ax' \quad (10)$$

其中： $y' = y - \langle y \rangle$  和  $x' = x - \langle x \rangle$ 。

假设  $b$  值为一系列给定常数，如：0.4, 0.41, 0.42, ..., 0.98 和 0.99，代入式(10)可计算  $x'$  和  $y'$ ，然后对  $x'$  和  $y'$  进行线性拟合得到一系列相关系数，相关系数最大值所对应的  $b$  值即为所求。最后利用公式(10)计算相应的最合理的  $a$  值。Halthore et al<sup>[21]</sup> 和 Schmid et al<sup>[22]</sup> 利用改进的 Langley 法求大气中的水汽量。与本文的统计方法相比较，前者要求计算的水汽量值比较低并且稳定，而后者不再受上述条件的限制。

另外，由于天空辐射计的光学镜头长时间没有在实验室进行标定，利用辐射传输不能很好地模拟出  $a$  和  $b$  值，而统计方法可以统计出每个月的  $a$  和  $b$  值。如果知道了  $V_0$ 、 $V$ 、 $m$ 、 $\tau_a$ 、 $m_w$  以及  $a$  和  $b$  值，就可根据以下公式计算水汽量：

$$w_p = \frac{1}{m_w} \times \left[ \frac{1}{a} \times (\ln V_0 - y) \right]^{\frac{1}{b}} \quad (11)$$

### 3.2 数据检验

天空辐射计是一种自动跟踪扫描的仪器，无法识别天气条件而进行连续观测，所以需要对其进行剔除处理。本文主要根据 Smirnov et al<sup>[23]</sup> 和 Khatri et al<sup>[24]</sup> 提出的方法对云进行判断并剔除，即“数据质量检验→日稳定性检测规则→平滑规则→标准偏差”规则。

图 1、2 分别为 2009 年 4 月 7 日的天空辐射计观测的电压信号和反演得到的 AOD 的日变化。由图 1、2 中可知，各个通道的电压信号值近似于半圆弧形，对称且光滑，正午时最大；AOD 值虽然有一定的波动，但是各个通道的变化趋势一致，没有太明显的剧烈变动，说明这一天为晴空，且天气稳定。

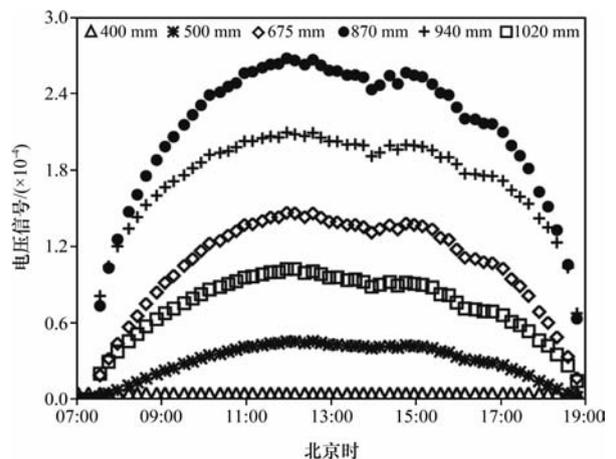


图 1 2009 年 4 月 7 日晴空条件下电压信号日变化  
Fig. 1 Diurnal variation of the voltage signal values under clear sky condition on 7 April 2009

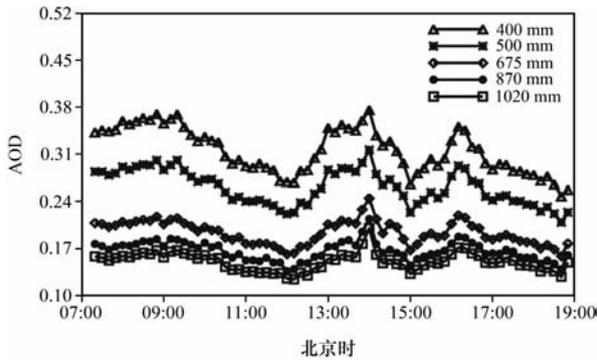
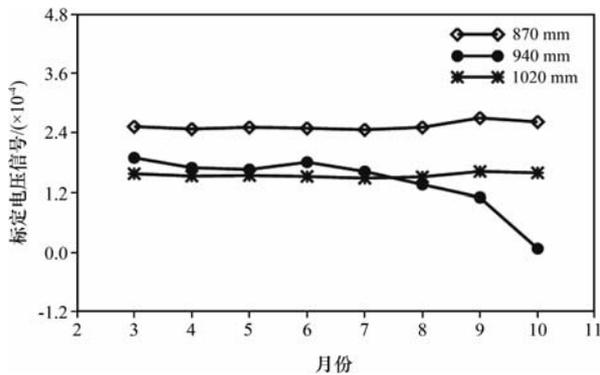


图2 2009年4月7日不同波段 AOD 日变化

Fig. 2 Diurnal variation of aerosol optical depth at different wavelengths on 7 April 2009

图3 2009年3-10月标定系数  $V_0$  的月变化Fig. 3 Monthly average of calibration constant  $V_0$  from March to October 2009

3-8月标定系数  $V_0$  值的变化波动很小(图3), 而9月和10月的  $V_0$  值发生明显的变化, 这说明9月和10月的资料不可用, 需要剔除。这两个月的  $V_0$  值发生明显变化的原因是该段时间内晴天很少, 天空辐射计观测资料代表性不好。

表2 拟合的  $a$  和  $b$  值以及水汽量比较Table 2 Fitted values of  $a$ ,  $b$  and comparison of water-vapour content of simultaneous measurements for different instruments

月份	$a$	$b$	$n$	$R^2$		$R^2$		误差%	
				$x'$	$y'$	$W_{wvp} - W_p$	$W_{CE318} - W_p$	$W_{wvp} - W_p$	$W_{CE318} - W_p$
3	0.59	0.41	210	-0.91		0.91	-	0.002	-
4	0.36	0.50	231	-0.85		0.88	0.92	0.006	-0.175
5	0.40	0.59	439	-0.96		0.95	0.95	0.008	-0.228
6	0.48	0.40	275	-0.92		0.93	0.94	0.014	-0.116
7	0.41	0.40	281	-0.97		0.92	0.94	0.006	0.074
8	0.21	0.41	253	-0.90		0.71	0.74	0.003	0.029
总平均	-	-	1479	-		0.96	0.95	-2.101	11.331

注:  $n$  为拟合点个数,  $W_p$  为统计方法计算的水汽,  $W_{wvp}$  为微波辐射计观测的水汽,  $W_{CE318}$  为 AERONET 反演的水汽

结合天空辐射计测量的电压  $V$ 、微波辐射计测量的水汽值  $W$  和地面观测气压值  $P$  计算得到的瑞利散射光学厚度就可以用来反演大气中的水汽量。但是在计算过程中同时要求大气光学质量  $m$ 、水汽光学质量  $m_w$  以及常数  $a$  和  $b$  值等参数。

## 4 结果分析

根据上述方法分别得到了3-8月的  $x'$  与  $y'$  线性拟合结果以及  $a$ ,  $b$  值和相关系数  $R^2$ 。图4为3-8月  $x'$  与  $y'$  的线性拟合图。表2给出了每个月最优拟合的  $a$  和  $b$  值, 以及拟合点个数、相关系数。从图4和表2中可以看出, 每个月的  $a$  和  $b$  值都变化很大, 除4月  $x'$  与  $y'$  的相关系数为  $-0.85$  外, 其他都  $> 0.90$  (绝对值)。水汽量的相关系数除了  $W_{wvp}$  与  $W_p$  在4月为  $0.88$ , 其他都  $> 0.90$ , 并且误差介于  $0.003\% \sim 0.228\%$  之间。

确定每个月最优的  $a$ ,  $b$  值后, 利用式(11)可以得到3-8月的大气水汽量。利用探空资料反演的水汽检验微波辐射计和天空辐射计的反演结果。利用榆中气象台站的探空资料反演的水汽量(误差  $\leq 10\%$ ), 其中榆中气象台站离 SACOL 站约  $10 \text{ km}$ , 海拔为  $1875.0 \text{ m}$ , 其提供的探空资料能够较好地代表该地区状况。图5给出了天空辐射计和探空资料反演的水汽总量以及微波辐射计测量结果的日平均变化。从图5中可以看出, 探空资料的结果与微波辐射计测量的最小差值出现在第61天, 为  $0.004 \text{ cm}$ ; 最大差值出现在第52天, 为  $1.13 \text{ cm}$ ; 探空资料与天空辐射计的结果分别在第89和91天出现最大和最小差值, 为  $-0.025 \text{ cm}$  和  $-0.97 \text{ cm}$ 。这些差异除了不同仪器观测和反演方法造成的误差

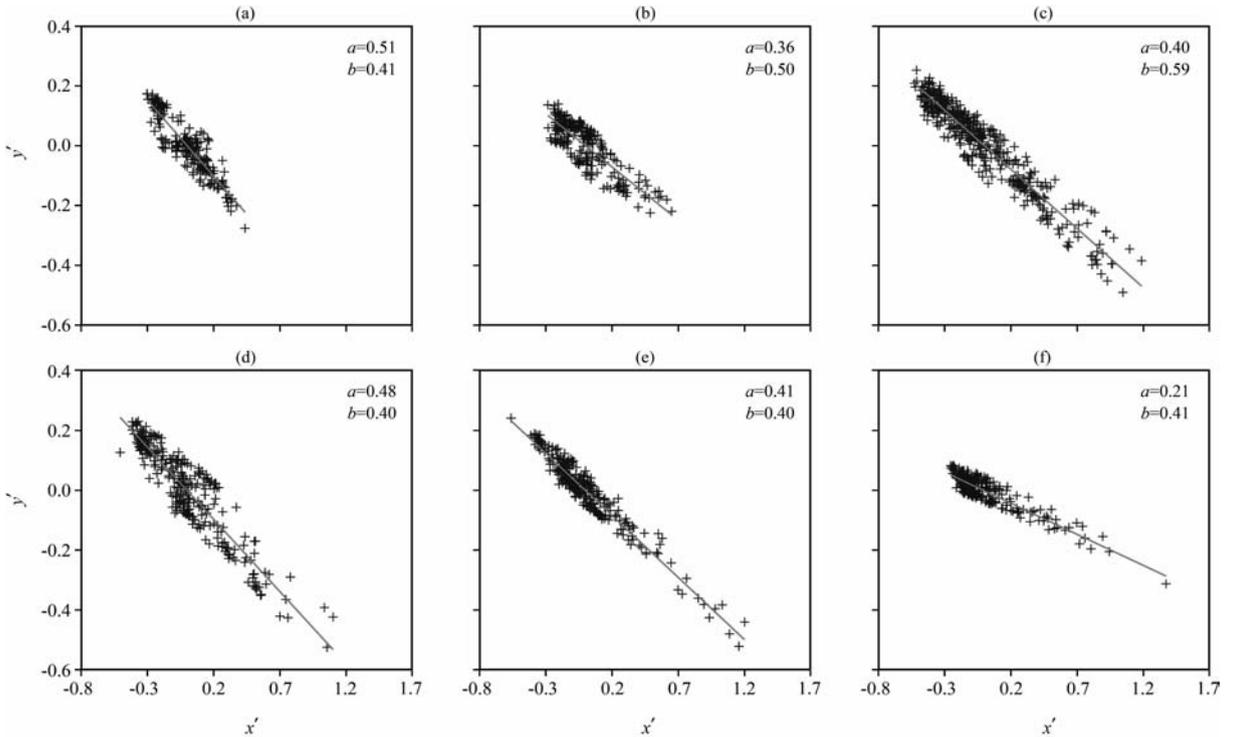


图4 2009年3-8月x'和y'的线性拟合

(a) 3月, (b) 4月, (c) 5月, (d) 6月, (e) 7月, (f) 8月

Fig. 4 Linear fitting of  $x'$  and  $y'$  in March(a), April(b), May(c), June(d), July(e) and August(f) of 2009

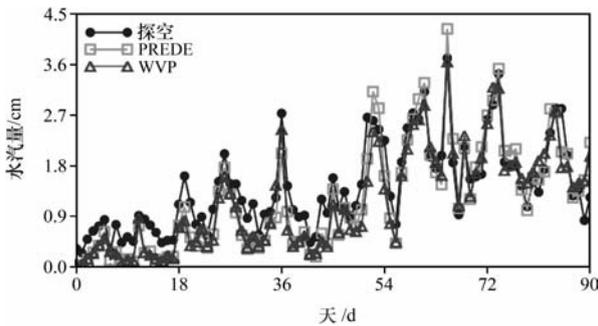


图5 天空辐射计和探空资料反演及微波辐射计测量水汽量的日变化

Fig. 5 Diurnal average of water-vapour content retrieved from sky radiometer, radiosonde data and microwave profiling radiometer

外, 探空一天只有早上和晚上两时次资料, 当白天水汽变化比较剧烈时, 其日平均也将会产生一定的代表性误差。但总体来说, 这三种方法计算的水汽量相差不大, 变化趋势十分一致。假设探空资料为真值, 结果表明, 微波辐射计测量和天空辐射计反演的水汽量是可靠的。Bi et al<sup>[25]</sup> 比较了2010年春季民勤沙尘暴加强观测实验期间太阳光度计反演的大气柱总水汽量与同期的无线探空观测结果, 两者表现出较好的一致性, 日平均值分别为:  $1.02 \pm$

$0.37$  和  $1.07 \pm 0.36$  cm。

图6为天空辐射计反演的水汽量与CE318太阳光度计反演结果和微波辐射计观测资料的比较。4-6月CE318太阳光度计反演的水汽量偏大, 天空辐射计反演的水汽量和微波辐射计观测结果十分相近; 7月和8月天空辐射计反演的水汽量比微波辐射计观测结果大, CE318太阳光度计反演的水汽量比其观测结果小。为了更好地进行对比, 计算了三种仪器的水汽量月平均值, 由图7可知, 天空辐射计与微波辐射计观测结果差别不大, 3-8月的月平均水汽量差值依次为0.006, 0.012, 0.012, 0.039, 0.017和0.027 cm; 但微波辐射计与CE318太阳光度计反演得到的结果相差比较大, 其中3-6月的资料CE318太阳光度计反演得到的结果明显偏大, 差值分别为0.268, 0.382, 0.348和0.364 cm, 而7月和8月的结果是CE318太阳光度计反演得到的结果明显偏小, 差值分别为-0.188 cm和-0.267 cm。

图8为天空辐射计、微波辐射计、CE318太阳光度计和探空资料反演的水汽量相比较的散点分布。从图8中可知, CE318太阳光度计反演的水汽量与天空辐射计和微波辐射计的结果相差较大, 其

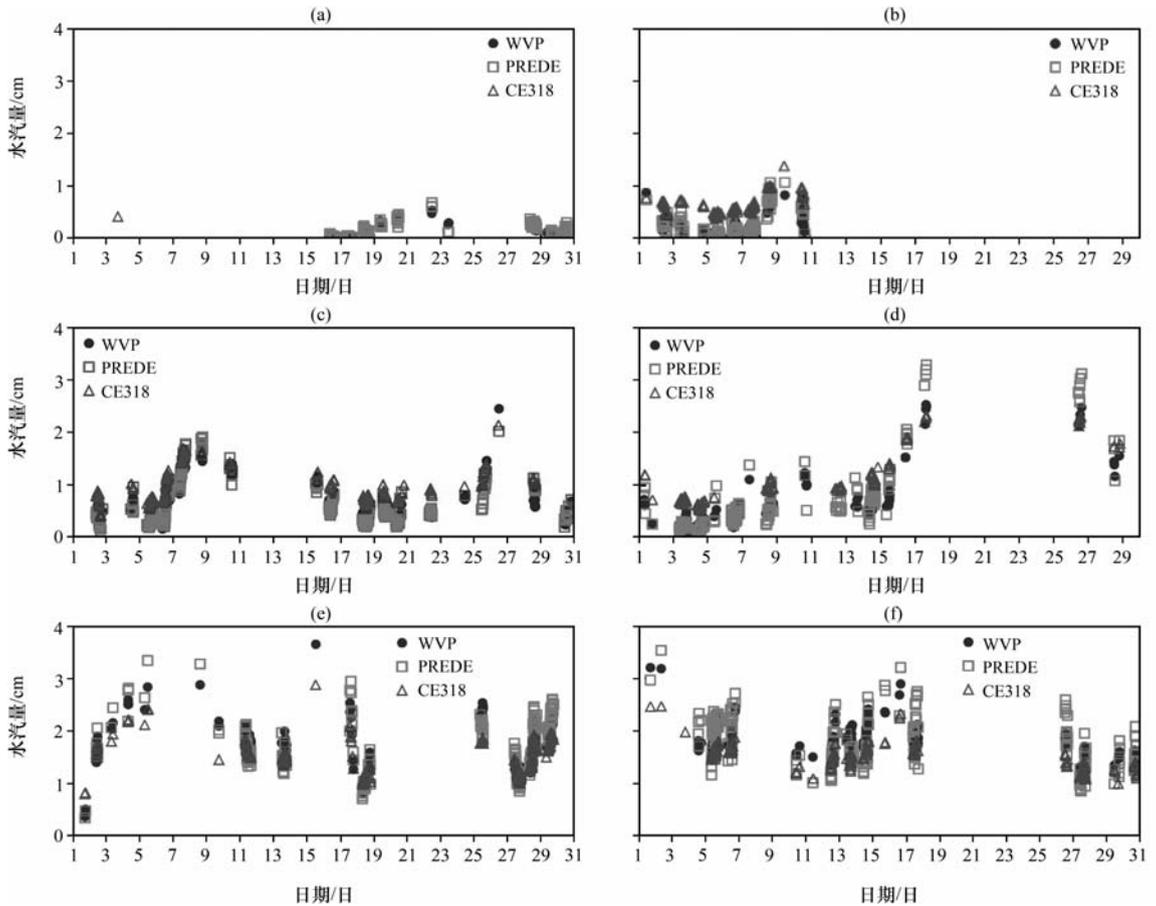


图 6 2009 年 3-8 月天空辐射计和 CE318 太阳光度计反演的水汽总量以及微波辐射仪测量水汽量随时间变化  
其他说明同图 4

Fig. 6 Time series of water-vapour content retrieved from sky radiometer, CE318 sun photometer and microwave profiling radiometer from March to August in 2009. Others are the same as Fig. 4

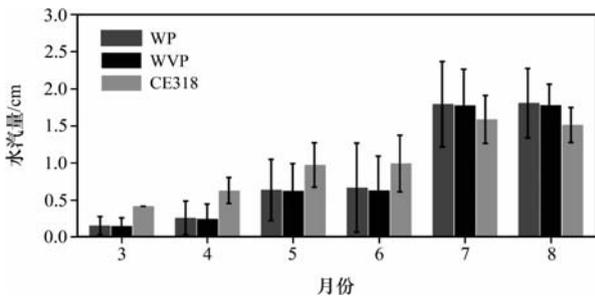


图 7 三种方法得到的月平均水汽量

Fig. 7 Monthly average of water-vapour content for three methods

水汽回归线分别为 1.64 和 1.50, 而 CE318 太阳光度计反演的水汽与探空资料相近。虽然, 微波辐射仪是目前公认反演水汽含量精度较高的设备之一, 但是由于仪器参数在榆中地区不一定适用, 因此本文将探空资料反演的水汽量作为真值。总体而言, CE318 太阳光度计得到的水汽是比较可信的, 但当

水汽量较高时 ( $>2$ ), CE318 太阳光度计反演的水汽含量偏低 (图 8d)。此外, 在水汽量  $<1.5$  cm 时, 天空辐射计和微波辐射仪反演的水汽量比 CE318 太阳光度计偏低; 在水汽量  $>1.5$  cm 时则偏高 (图 8b 和 c)。因此, 当水汽量较高时微波辐射仪和天空辐射计反演的水汽效果比较好。表 2 给出的 3、5、6 和 7 月的结果相关系数数值  $>90\%$ , 但 4 月的相关系数分别为 0.88 和 0.92, 8 月的相关系数分别为 0.71 和 0.74, 8 月的结果不太理想, 但是从全年来看其相关系数分别为 0.96 和 0.95。最大误差为  $-0.23\%$ , 效果较好。但是全年的误差分别为  $-2.1\%$  和  $11.3\%$ 。

### 5 结论和讨论

利用一种统计方法对 SACOL 站天空辐射计 2009 年 3-8 月 940 nm 通道的太阳直接辐射资料反演计算大气柱总水汽量, 得到以下主要结论:

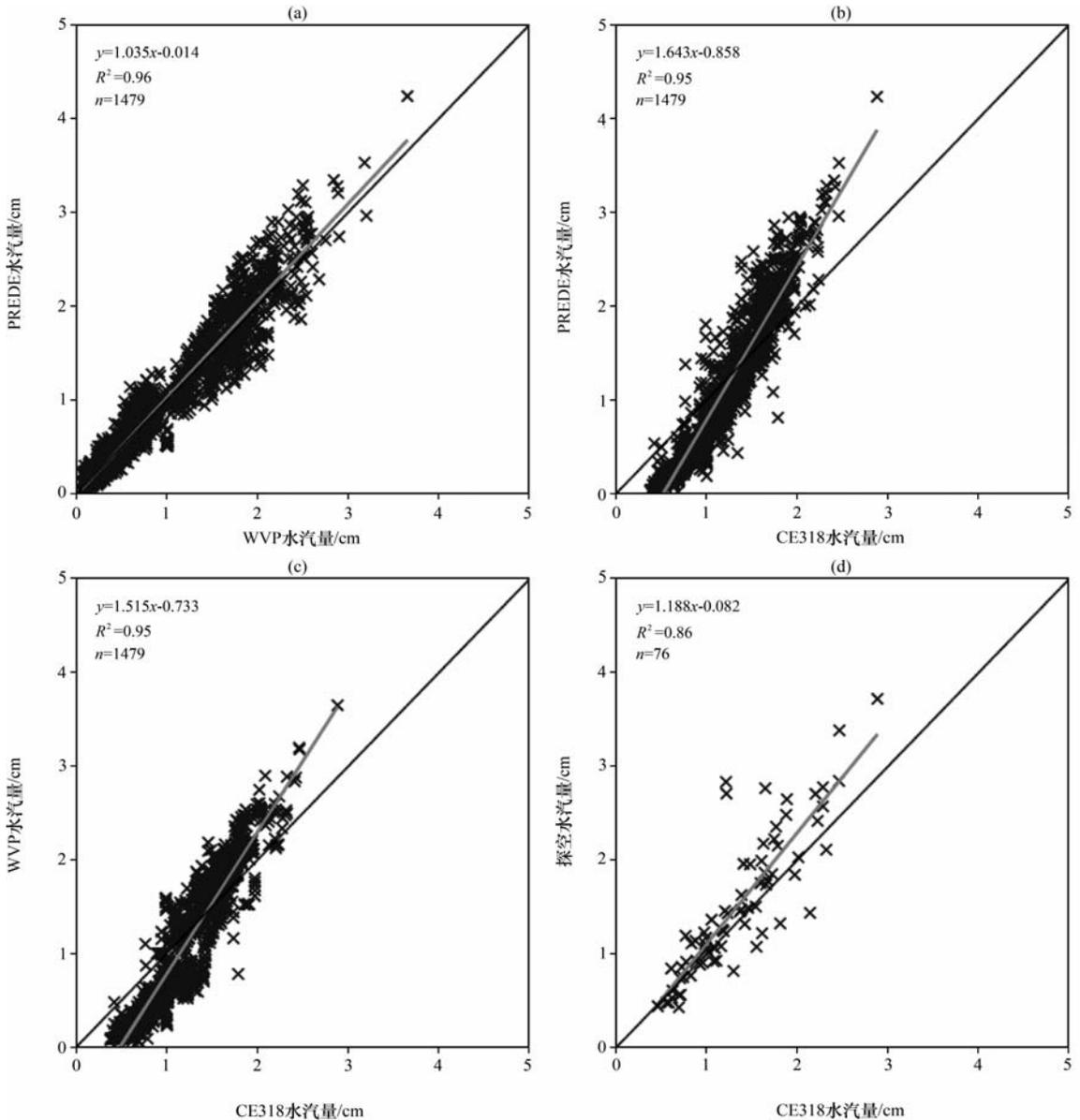


图 8 PREDE 与 WVP(a)、PREDE 与 CE318(b)、CE318 与 WVP(c)、CE318 与探空资料(d) 反演水汽量的散点分布

Fig. 8 Scatter distribution of precipitable water content retrieved by PREDE and WVP (a), PREDE and CE318 (b), CE318 and WVP (c), CE318 and radiosonde (d)

(1) 统计方法可以计算每月的  $a$  和  $b$  值, 减小了辐射传输模式的模拟误差, 并且包含了由于季节变化测站的温度、气压和湿度廓线等参数发生变化的信息。

(2) 同期探空资料计算的水汽总量验证了 SACOL 站微波辐射仪观测和统计方法计算的水汽总量是可靠的。

(3) 本文反演得到的水汽量与 CE318 太阳光度计和微波辐射仪结果相比, 4—6 月太阳光度计反演的水汽量偏大, 而 7—8 月天空辐射计反演结

果偏大, 三种仪器的水汽含量月平均值进一步验证该结论。

(4) 在水汽含量  $< 1.5$  cm 时, 天空辐射计和微波辐射仪反演的水汽量比 CE318 太阳光度计偏低;  $> 1.5$  cm 时则偏高。因此, 水汽量较大时微波辐射仪和天空辐射计反演的水汽量效果比较好。但是, 对于月平均值而言, 天空辐射计反演的水汽量和微波辐射仪的结果相近, 与 CE318 太阳光度计反演结果相差较大。

总之, 这种统计方法一方面能从一定程度上改

进水汽总量的反演精度,另一方面不需知道精确的滤光片光谱响应函数,就可以较好地反演柱总水汽量。为保证获得高质量的数据,对于长期野外观测的仪器,其传感器及滤光片建议至少每年送到厂家进行测试、定标一次。该统计方法仅对 SACOL 站的夏秋季节晴空条件进行初步分析,还需要对更多站点长时间序列做进一步的对比研究,以验证其准确性和适用性。

**致谢:** 日本“OpenCLASTR”项目提供“SKYRAD”反演程序、美国 NASA 提供的 AERONET 资料、中国气象局提供榆中气象台站的探空资料, SACOL 站提供的资料以及相关人员对仪器的维护和管理,在此一并表示感谢。

### 参考文献:

- [1] 黄建平,何敏,阎虹如,等. 利用地基微波辐射计反演兰州地区液态云水路径和可降水量的初步研究[J]. 大气科学, 2010, 34(3): 548-558.
- [2] 胡秀清,张玉香,黄意玢,等. 利用太阳辐射计 940 nm 通道反演大气柱水汽总量[J]. 气象科技, 2001, 29(3): 12-17.
- [3] 周宁,刘敏. 太阳光度计反演大气水汽总量的方法与结果对比分析[J]. 遥感学报, 2011, 15(3): 568-577.
- [4] 梁宏,刘晶森,章建成,等. 青藏高原大气总水汽量的反演研究[J]. 高原气象, 2006, 25(6): 1055-1063.
- [5] 梁宏,刘晶森,陈跃. 地基 GPS 遥感的祁连山区夏季可降水量日变化特征及成因分析[J]. 高原气象, 2010, 29(3): 726-736.
- [6] 宾振,吴瑶,邱璐,等. 江西地基 GPS 遥感大气可降水量变化特征及精度[J]. 高原气象, 2013, 32(5): 1503-1509, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00140.
- [7] 邓佳,李国平. 引入地基 GPS 可降水量资料对一次西南涡暴雨水汽场的初步分析[J]. 高原气象, 2012, 31(2): 400-408.
- [8] 李国翠,李国平,陈小雷. 强降雪天气中 GPS 可降水量与地面空气湿度的综合分析[J]. 高原气象, 2011, 30(6): 1626-1632.
- [9] Thome K J, Herman B M, Reagan J A. Determination of precipitable water from solar transmission [J]. J Appl Meteor, 1992, 31(2): 157-165.
- [10] Reagan J, Thome K J, Herman B M. A simple instrument and technique for measuring columnar water vapor near-IR differential solar transmission measurements[J]. Geoscience and Remote Sensing, 1992, 30(4): 825-831.
- [11] 张文煜,高润祥,郭军,等. 利用太阳光度计反演大气柱水汽总量方法研究[J]. 高原气象, 2006, 25(6): 1107-1110.
- [12] Campanelli M, Lupi A, Nakajima T, et al. Summertime columnar content of atmospheric water vapor from ground-based Sun-sky radiometer measurements through a new in situ procedure [J]. J Geophys Res, 2010, 115(D19): 304-318.
- [13] Huang J P, Zhang W, Zuo J, et al. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau [J]. Adv Atmos Sci, 2008, 25(6): 906-921.
- [14] 高中明,闭建荣,黄建平. 基于 AERONET 和 SKYNET 网观测的中国北方地区气溶胶光学特征分析[J]. 高原气象, 2013, 32(5): 1293-1307, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00116.
- [15] Bruegge C J, Conel J E, Green R O, et al. Water vapor column abundance retrievals during fife [J]. J Geophys Res, 1992, 97(D17): 18759-18768.
- [16] Halthore R N, Markham B L, Deering D W. Atmospheric correction and calibration during KUREX-91 [J]. Proceedings of the 12<sup>th</sup> Annual International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1992, 2: 1278-1280.
- [17] Kasten F, Young A T. Revised optical air mass tables and approximation formula [J]. Appl Opt, 1989, 28(22): 4735-4738.
- [18] Fritz K. New table and approximation formula for the relative optical air mass [J]. Theor Appl Climatol, 1965, 14(2): 206-223.
- [19] Dutton E G, Reddy P, Ryan S, et al. Features and effects of aerosol optical depth observed at Mauna Loa Hawaii: 1982-1992 [J]. J Geophys Res, 1994, 99(D4): 8295-8306.
- [20] Campanelli M, Estellés V, Tomasi C, et al. Application of the SKYRAD improved Langley plot method for the in situ calibration of CIMEL sun-sky photometers [J]. Appl Opt, 2007, 46(14): 2688-2702.
- [21] Halthore R N, Eck T F, Holben B N, et al. Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940 nm band [J]. J Geophys Res, 1997, 102(D4): 4343-4352.
- [22] Schmid B, Michalsky J J, Slater D W, et al. Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance Methods [J]. Appl Opt, 2001, 40(12): 1886-1896.
- [23] Smirnov A, Holben B N, Eck T F, et al. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base [J]. Remote Sens Environ, 2000, 73(3): 337-349.
- [24] Khatri P, Takamura T. An algorithm to screen cloud-affected data for sky radiometer data analysis [J]. J Meteor Soc Japan, 2009, 87(1): 189-204.
- [25] Bi J, Huang J, Fu Q, Ge J, et al. Field measurement of clear-sky solar irradiance in Badain Jaran Desert of Northwestern China [J]. J Quant Spectro Radiat Transfer, 2013, doi:10.1016/j.jqsrt.2012.07.025. (In press)

## An Inversion Algorithm of Columnar Water Vapor Amount Derived from Sun-Sky Radiometer

HU Zhiyuan, BI Jianrong, HUANG Jianping, SHI Jinsen, LIU Yuzhi

*(Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education and College of Atmospheric  
Sciences of Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)*

**Abstract:** An inversion algorithm was presented, which can retrieve the atmospheric water vapor content from direct solar irradiance measurements of sky-radiometer at 940 nm under clear-sky conditions. For the traditional method, the atmospheric transmissivity and total columnar water vapor content are generally calculated by radiative transfer model with accurate spectral response function of sensor through a modified Langley plot method. The constants of  $a$  and  $b$  were calculated directly by using combination of this method and measurements from sky radiometer. The constants can describe water vapor transmissivity and not dependent on the accurate spectral response function. Meanwhile, the constants ( $a$  and  $b$ ) include the seasonal variations of vertical profiles of air temperature, pressure, and moisture over observation site and may reduce the error of water vapor content retrieved from the traditional method. This method is preliminarily applied to the sky-radiometer data collected at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL) from March to August 2009. And the water vapor content during this period was retrieved. Firstly, compared the results obtained from sky-radiometer and microwave radiometer with the simultaneously radiosonde, and the validations show that the results from different methods are both reliable. Secondly, the results derived from sky-radiometer agreed well with microwave radiometer and sun photometer. The fitting slope values are 1.03 and 1.64, respectively. While the correlation coefficients are all greater than 0.95 with the relative error ranging from 2.1% to 11.3%. This method can be widely used to compute the water vapor content measured by sky-radiometer in SKYNET over East Asia.

**Key words:** Sky radiometer; Water vapor content; Statistical methods; Modified Langley method