

地面 1.35 厘米辐射计系统实时遥感 分层水汽总量的实验研究*

黄润恒 魏 重

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文给出了利用配有微机测控单元的地面 1.35 厘米辐射计实时遥感水汽分层总量的原理和技术,介绍了辐射计的稳定性与自然定标方法。1984 年夏季的观测结果表明,辐射计测得的分层总量与相应的探空值的均方根偏差为 0.20—0.25 克/厘米²,两者的相关系数达 90% 以上。

一、引 言

大气中的水份是各类天气变化中最活跃的因子。有关水汽场的空间结构、时间演变以及水汽相态变化的信息,对于短期天气预报和临近预报具有十分重要的意义,而大气中的水汽含量在天文观测、电波传播以及遥感的大气修正方面也是一个不可缺少的因子。当前国内外都十分重视利用微波遥感手段监测水汽的变化^[1-3]。美国波传播实验室进一步将这种遥感水汽的辐射计纳入地面无球探空系统,使之成为局地天气观测和预报服务 (PROFS) 的一种工具^[4]。我们在 1982 年利用自行研制的地面 1.35 厘米辐射计成功地测得大气水汽总量,并且用 Monte Carlo 方法进行了反演水汽垂直廓线的试验^[5],为连续地监测水汽场的时间演变提供了可能。但是 Monte Carlo 方法要求电子计算机有很大的容量,在计算上也比较费时;而单一的水汽总量又不能反映水汽场的空间结构。为了弥补这两方面的不足,我们继续在配上微处理机的辐射计系统^[6]上进行试验,实时地得到大气水汽分层总量,从而使这种遥感手段更具有实用价值。

本文介绍实时获得分层总量的原理、辐射计系统的定标以及试验的结果。

二、测量原理

许多文献已经广泛讨论了微波遥感大气参数的原理(参见[7]),其基本想法是通过下述大气微波辐射传输方程

1985 年 2 月 5 日收到, 1985 年 4 月 11 日收到修改稿。

* 参加观测工作的有马长旺、陈英、朱晓明以及北京气象局的张鸣同志。

$$T_{B_p}(\theta) = T_{B_g} e^{-\int_0^{\infty} \alpha_p(z) \sec \theta dz} + \int_0^{\infty} T(z) \alpha_p(z) e^{-\int_0^z \alpha_p(z') \sec \theta dz'} \sec \theta dz, \quad (1)$$

从测量的大气微波辐射亮度温度 $T_{B_p}(\theta)$ 中提取所需要的大气参数。其中 T_{B_g} 为宇宙背景辐射亮度温度, θ 为天顶角, $T(z)$ 为大气温度垂直分布, $\alpha_p(z)$ 为大气微波吸收系数, 主要与大气中微波吸收成分的含量有关。上式表明, 接收到的微波辐射是各层大气的加权总和, 其中

$$\alpha_p(z) \sec \theta e^{-\int_0^z \alpha_p(z') \sec \theta dz'}$$

是权重函数, 表示各层大气的相对贡献。一般来说, 不同天顶角上的微波辐射主要来自不同高度以下的大气发射。根据这一特点, 可以建立不同高度范围内的水汽总量与不同角度上的亮度温度之间的对应关系。参照通常数值预报模式的要求, 在我们的试验中将大气分成 1000—850 百帕、1000—700 百帕、1000—500 百帕以及整层大气四个层次, 观测仰角取 10, 12, 15, 18, 20, 25, 30, 40, 60 和 90 共十个角度。数值试验表明, 水汽分层总量和亮度温度之间统计上存在着多元线性回归关系,

$$Q = Q_0 + C_1 \cdot (T_B - T_{B_0}) \quad (2)$$

其中 Q 代表四层水汽总量, T_B 代表不同仰角的一组亮度温度 (观测向量), Q_0 、 T_{B_0} 分别代表它们的均值向量, C_1 代表两者的回归系数矩阵。选择有代表性的晴空探空样本, 同时算得亮度温度和分层水汽含量, 由标准的统计回归方法可得系数 C_1 。表 1 列出 1984 年 7—8 月 26 份探空资料计算的亮度温度与水汽分层总量之间的数值试验结果。

表 1 由计算的亮度温度向量回归分层水汽的统计结果

大气分层	1000—850hPa	1000—700hPa	1000—500hPa	整 层	平均 RMS
水汽分层总量均值(克/厘米 ²)	1.920	3.181	3.902	4.182	
统计回归 RMS (克/厘米 ²)	0.146	0.188	0.172	0.081	0.152
分层相关系数	0.86	0.92	0.96	0.99	

若只对整层总量和天顶亮度温度作单因子回归, 其均方根偏差为 0.071 克/厘米²。多参数回归与单参数回归相比, 表 1 所示的值 (0.081 克/厘米²) 表明回归精度有所降低, 这是由于多元回归关系中考虑了大气衰减较大的低仰角的“测量值”。但即使如此, 理论上相对误差也只有 2%。

三、测量装置

实验中所用的是我们自行研制的一台脉冲噪声注入式零平衡 Dicke 型微波辐射计, 中心频率为 22.235 千兆赫, 带宽为 100 兆赫。关于辐射计系统的详细介绍参见 [8]。这次实验与以前所不同的是数据采集和处理方式。从脉冲发生单元将注入的脉冲数通过频率/电压转换线路变成电压值, 然后送入微处理机进行采样、存储和平均。测量中取 240 个瞬时观测电压, 由微机平均后输出均值电压和单个采样的均方根差。微机采样精度为 0.02

伏,采样的动态范围为 0—5 伏。同时微机根据事先预置的程序控制采样的角度和天线的升降。在一次观测角度序列完成以后,微机控制天线自动降到起始位置,同时根据标定系数实时地计算出各个观测角度上的大气亮度温度以及所要的大气参数。当天线回零以后,辐射计处于等待状态,经过事先预置的观测间隔时间以后,微机发出起动命令,开始下一次观测,从而实现观测和数据处理的自动化,并实时地给出四层大气水汽总量的估计值。为了监视仪器的工作状态,还可以由人工操作频率计并行地打印出注入的脉冲数,以供比较。

四、辐射计定标

包括天线在内的辐射计系统绝对定标的困难在于我们没有足够动态范围的标准温度源,同时有天线反射面与没有反射面情况下系统的响应特征肯定会有所不同。在整个观测过程中我们只用一个标准的冷源(液氮),定期地监视辐射计的工作状态,以期对它的稳定性有一个定量的估计。冷源示意图见图 1。经过计量院的标定,冷源输出温度为 82K,精度为 $\pm 1\text{K}$ 。图 2 给出若干次连续几小时监测的结果。从这些连续的记录中可以看出,辐射计输出电压的均方根脉动值在 0.02—0.06 伏之间。从辐射计晴空观测输出电压与由同时的探空资料算得的亮度温度之间的关系(见图 3),可以得到上述电压脉动所对应的温度范围大约为 1—3K。从 7 月份四组记录反映出辐射计天与天之间的脉动约为 0.5K,而 8 月份连续三个白天记录中天与天之间的脉动大于 10K。因为仪器不可能在一天之内

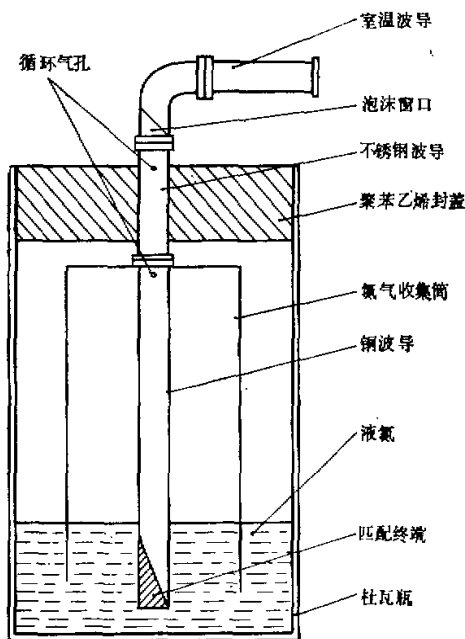


图 1 冷源示意图

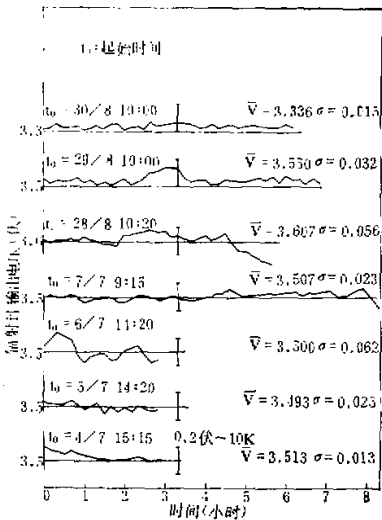


图 2 辐射计的绝对监测

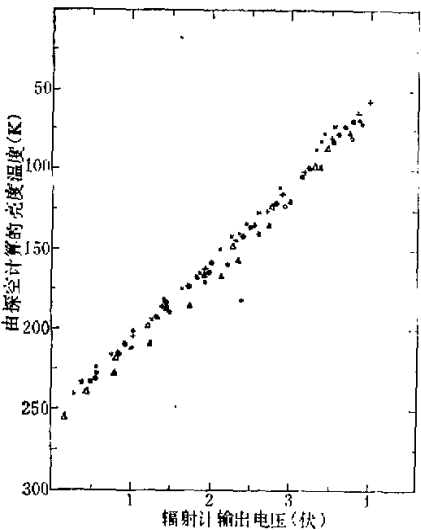


图 3 辐射计实际测量举例，不同符号代表不同的一组仰角测量

平稳，而连续两天之间出现跳跃，我们相信 8 月份监测系列中大的脉动是由于冷源使用不当造成的。

图 3 给出几次实际大气测量的结果，它表示辐射计在各个观测角度上的输出电压与根据同时探空资料算得的大气亮度温度之间的对应关系。由图可见，用不同符号表示的各次观测的电压值与对应的亮度温度之间存在着大致的线性关系，1 伏电压变化大约相应于 50K 的温度范围。图上所示各组测量的对应关系比较离散，有的呈现系统的平移，如果用单一的电压值来标定仪器，均方根误差可达 10K。考虑到天线旁瓣的影响，某个角度上测得的亮度温度与其他角度上的大气辐射有关，我们采用各个角度的观测电压值来做多元回归，得到亮度温度的标定矩阵。两者之间的关系为

$$T_B = T_{B_0} + C_2 \cdot (V - V_0), \tag{3}$$

其中 V 为不同仰角的一组观测电压， V_0 为其均值向量， C_2 为多元回归系数矩阵。表 2 给出几个角度上亮度温度标定结果。图 4 是标定的亮度温度与由探空计算的亮度温度的比较。

表 2 辐射计自然标定结果

仰 角	10°	20°	40°	90°	平均 RMS
统计回归 RMS(K)	6.5	6.0	5.0	3.1	5.4
相关系数	0.97	0.97	0.97	0.97	

为了部分避免亮度温度标定误差（它来自辐射计的测量误差以及由探空资料计算亮度温度所用的辐射传输模式误差），我们直接建立观测电压与探空所得的分层水汽总量的

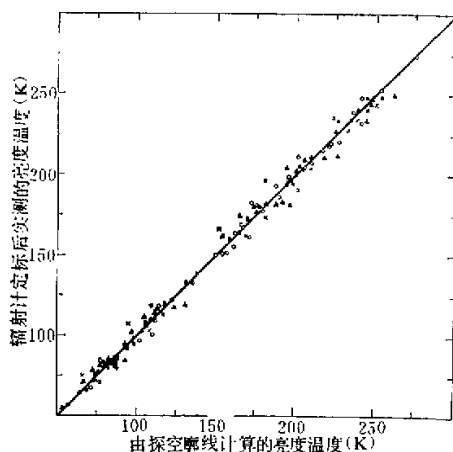


图 4 自然标定的亮度温度与由探空计算的亮度温度的对比

关系,作为实时反演分层总量的标定系数矩阵,即

$$Q = Q_0 + C \cdot (V - V_0). \quad (4)$$

由(2),(3)式可见,理论上

$$C = C_1 \cdot C_2. \quad (5)$$

表 3 给出用 TRS-80 作为微处理机所得到的 26 组观测与探空水汽分层总量的回归结果。与表 1 所示的数值试验结果相比,两者在相关性上是一致的,而观测得到的四层均方根误差的平均值要大于数值试验值。前者包含了测量误差和模式误差,而后者仅有模式误差。因为这两种误差相互独立,由此可以估计出测量误差所造成的均方根误差为

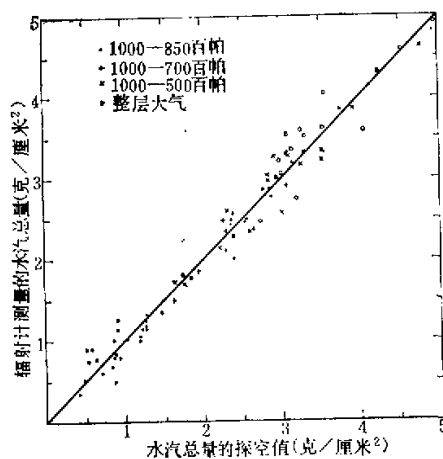


图 5 辐射计测量水汽分层总量的标定样本

$$\sqrt{(0.192)^2 - (0.152)^2} = 0.117 \text{ (克/厘米}^2\text{)}.$$

图 5 所示为辐射计测得的分层水汽总量与相应探空值的比较。

表 3

分层 (hPa)	1000—850	1000—700	1000—500	整 层	平均 RMS
统计回归 RMS (克/厘米 ²)	0.138	0.203	0.192	0.231	0.194
相关系数	0.87	0.91	0.96	0.96	

五、测量结果

一旦辐射计输出电压与分层水汽总量的回归系数矩阵 **C** 确定以后, 我们可以将它预置到微机的数据处理程序中去, 于是便可以由测量的电压值实时地得到分层总量。作为原理试验, 我们于 1984 年夏季 6, 7, 8 月份进行了持续三个月的日间测量, 同时在个别晴朗的夜晚, 辐射计在无人操作的情况下自动地连续工作。除了供电、空调等方面的原因外, 对所有的晴空以及有淡积云、高积云和卷云的天空都取得了资料。从这些资料中分别挑选出 27 份和 26 份资料作为 6—7 月和 7—8 月份自然标定的样本*。将这些标定样本外推到其他有探空资料可供比较的情形, 得到若干组检验样本。图 6 给出检验样本中由辐射计测量的分层水汽总量与同时刻探空结果的比较。连同标定样本一起, 四层的均方根偏差分别为 0.201, 0.220, 0.221, 0.248 克/厘米²; 相关系数分别为 0.91, 0.96, 0.98, 0.97。由于辐射计测量的是天线指向方向整个大气路径上水汽微波发射的总和, 而探空仪测得

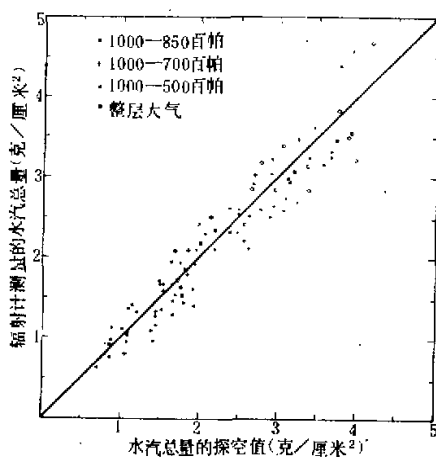


图 6 辐射计测量分层水汽总量的检验样本

* 7 月下旬由 TRS-80 微机替换了原来使用的 Z-80 单板机, 以致资料的一致性受到影响, 所以采取了两段自然标定。

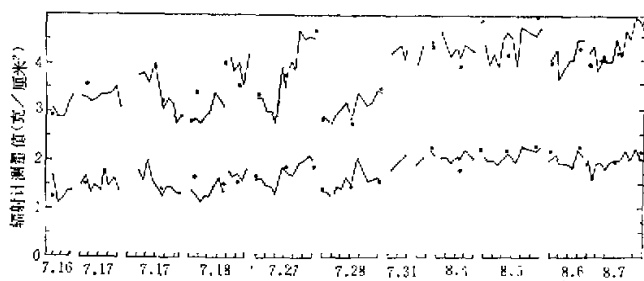


图7 分层水汽总量随时间的变化,横坐标每单位代表2小时

的是气球升空过程中各点水汽的瞬时值,两者在取样的代表性以及时、空的一致性方面都存在着差异,因此出现上述较大的均方根偏离是可以理解的。

图7是若干次连续测量值的时间演变。为简单明瞭起见,图上只画出了低层(1000—850hPa)和整层大气的水汽总量。图中的点圈代表当时的探空值。从图可见,辐射计测量值与探空值在总趋势上是很一致的,但在某些情形下两者也有明显的差异。图上另一个显著的特点是,辐射计测得的水汽场的时间演变存在着明显的波动。为了进一步证实这些波动是否有意义,我们用数值试验的方法分析了反演系数矩阵 C 对观测误差的敏感性。假定观测向量存在 ϵ 的随机误差向量,则由(4)式可见,水汽总量的反演值中对 ϵ 的响应为

$$\Delta Q = C \cdot \epsilon. \quad (6)$$

实验中单次采样的均方根差一般小于 0.1 伏,根据随机取样统计估计原理^[9]可知, n 次取样的平均值对真值的均方根偏差不超过 $0.1/\sqrt{n} = 0.006$ 伏。于是由计算机产生大量的 10 维正态分布的随机向量 $N(0, 0.006)$, 作为观测向量的随机误差,代入(6)式得到 ΔQ 的平均值为 0.03, 0.05, 0.07, 0.08 克/厘米²。这说明随机观测误差通过系数矩阵所引起的反演误差远小于图8中波动的幅度。这些波动在一天两次(或四次)探空值上是无法反映出来的。由此可见,辐射计测量能遥感水汽场的时间演变、波动特征以及上下层水汽之间的关系。这些新的信息在天气预报或其他领域如何应用是一个值得我们进一步研究的问题。

六、结 论

采用扫角工作方式的 1.35 厘米辐射计在有微机处理的条件下,能够提供对大气水汽分层总量的实时测量,因而能够揭示水汽场的连续时间演变和上下层的关系。通过与探空仪测量的水汽总量相比较表明,辐射计测量值与探空值在趋势上是很一致的。同时,辐射计测量值揭示出水汽场随时间的变化存在明显的波动特征。这种波动特征在 Guiraud 等人^[2]的三小时平均值的连续变化上也有所反映。淡积云、高积云和卷云对水汽的微波测量影响很小,但低层云中液态水的影响不可忽略。我们同时还取得了 8 毫米辐射计与 1.35 厘米辐射计同步观测下的资料,它们将有助于分析有低云存在情况下的水汽场的微

波遥感问题。

致谢: 本实验所用的微机处理系统是由张瑞忠、康天翼、柳美娟、朱军等同志完成的; 邹寿祥同志为辐射计的维护做了出色的工作, 作者在此致以热忱的谢意。

参 考 文 献

- [1] 赵柏林等, 1981, 微波遥感大气湿度层结的研究, 气象学报, 第 39 卷第 2 期, 217—225 页。
- [2] Guiraud O. et al., 1979, A dual-channel microwave radiometer for measurement of Precipitable water and liquid, IEEE Trans. on Geoscience Electr., V. GE-17, p. 129.
- [3] Skoog, B. G., et al., 1982, Experimental determination of water vapor profiles from ground-based radiometer measurements at 21.0 and 31.4 GHz. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 394—400.
- [4] Hogg D. C., et al., Design of a ground-based remote sensing system using radio wavelengths to profile lower atmospheric winds, temperature and humidity. in "Remote Sensing of Atmospheres and Oceans" A. Deepak ed., 313—364, Academic Press, 1980.
- [5] 魏重等, 1984, 用 1.35 厘米波长地面微波辐射计探测大气中水汽总量及分布, 大气科学, 第 8 卷第 4 期, 418—425 页。
- [6] 柳美娟等, 1984, 测湿微波辐射计的程序控制、数据采集和处理装置, “微机在大气探测中的应用学术交流会”文集, 1984.
- [7] 周秀骥等, 大气微波辐射及遥感原理. 科学出版社, 1982.
- [8] 赵从龙等, 1983, 遥感大气湿度 1.35 厘米微波辐射计, 中国科学, B 辑, 第 8 期, 759—768.
- [9] 贝达特 J. S. 等, 随机数据分析方法(中译本), 国防工业出版社, 1980.

EXPERIMENTAL INVESTIGATION ON REAL-TIME REMOTE SENSING OF LAYERED ATMOSPHERIC PRECIPITABLE BY A GROUND-BASED RADIOMETER OF 1.35 CM WAVELENGTH

Huang Runheng Wei Chong

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

The principle and technique of real-time remote sensing of the layered atmospheric precipitable by using a ground-based radiometer of 1.35 cm wavelength with a microcomputer as a controlling and data processing unit are presented. The stability and calibration of the instrument are outlined. Observations during the summer of 1984 show that the RMS deviation of the layered precipitable between the radiometer measurements and the radiosonde ranges from 0.20 to 0.25 g/cm² with a correlation coefficient of above 90%.