

风廓线仪探测降水云体结构方法的研究*

阮 征

(北京大学地球物理系,北京 100871)

葛润生

(中国气象科学研究院,北京 100081)

吴志根

(上海市气象局,上海 200030)

提 要

风廓线仪用于探测大气三维风的分布,当有降水出现时,受雨滴下降末速度的影响,不能直接得到大气的真实风在垂直方向上随时间的演变。风廓线仪与多普勒天气雷达都是采用脉冲多普勒体制,因此对于有降水时的风廓线仪资料,通过雷达气象方程能够获取探测空间附近的降水回波强度垂直剖面结构、云中降水含水量以及测站上空雨滴下降的平均多普勒速度;同时利用雨滴下降的平均多普勒速度对风廓线仪垂直观测资料进行修正,可以得到降水云体中三维风随高度分布的演变。

关键词: 风廓线仪 雷达回波强度 云中降水含水量 雨滴下降末速度

引 言

风廓线仪采用脉冲多普勒技术,通过垂直指向波束和偏离天顶指向 15° 的 2 个波束指向(或 4 个波束指向)对大气的探测,获取晴空大气中三维风随高度的分布,目前已在大气探测中得到广泛的应用^[1]。当大气中出现降水时,降水质点散射返回的电磁波信号强度比晴空大气要强得多^[2],风廓线仪获得的多普勒信息主要是降水质点运动的结果。在降水质点水平运动气流化的情况下,质点的水平运动可以表征大气的水平运动,而降水质点的垂直运动由环境大气的垂直运动和降水质点重力下沉两部分组成,不能简单的将含有粒子重力下沉的垂直运动视为大气的垂直运动,需要经过一定的反演处理来获得大气的垂直运动。

尽管风廓线仪与多普勒天气雷达采用相同的脉冲多普勒技术,但风廓线仪使用的波长要长,造成的对降水的探测能力要低 5 ~ 15 dB,加上风廓线仪的发射功率、天线增益等比多普勒天气雷达要小,因此总的硬件系统对降水的探测能力相对多普勒天气雷达要低 40 ~ 55 dB^[3],而风廓线仪通过对返回信号的相干累积、非相干累积等处理,以延长信号采集时间,提高了对信号的探测能力,提高信噪比 35 dB 左右^[4],加上风廓线仪只对近距离大气进行垂直探测,可以利用风廓线仪对测站上空的降水云体进行探测,类似于 Batton 等人^[4,5]早期运用垂直指向的多普勒天气雷达对降水云体进行的研究。风廓线仪的发射

* 本文得到国家重点基础研究项目“我国重大天气灾害的形成机理和预测理论研究”的资助。

2001-03-30 收到,2001-11-08 收到修改稿。

波长选在分米波,远大于降水质点的直径,更适合瑞利散射条件,可用通用雷达气象方程对降水回波的强度等参数进行估算。

本文研究了运用风廓线仪对降水云体的探测方法,并对一次降水云体的探测资料进行了处理和分析。

1 探测原理和方法

风廓线仪探测降水云体的方法与垂直指向探测的多普勒天气雷达基本相同,对降水云体的回波强度、云中降水含水量进行估算值随风廓线仪对信号处理方法的不同而有所改变,对降水云体垂直方向风的三维分量的估测仍沿用风廓线仪对晴空大气获取风垂直分布的方法,垂直运动则根据降水云体的特点进行修正。

1.1 对降水回波强度的估算

风廓线仪对降水云体进行探测时,估算回波强度的基本公式仍可采用 Probert-Joss 的雷达气象方程^[2],由于采用波长与降水质点直径的比值较大,其质点对电磁波的散射更符合瑞利散射;另外由于采用相干积累技术,大大提高了风廓线仪探测灵敏度,从而弥补了风廓线仪发射功率低、天线增益不高的不足。利用雷达气象方程,雷达反射率因子 Z 的计算公式可表示为^[6]

$$Z = \frac{1024 \cdot \ln 2 \cdot \lambda^2 \cdot R^2 \cdot P_r}{\pi^2 \cdot P_t \cdot G_e \cdot C \cdot \tau \cdot \theta \cdot \varphi \cdot \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2} \quad (1)$$

式(1)中 P_t 为风廓线仪天线处的发射峰值功率, P_r 为风廓线仪天线处的回波功率, λ 为风廓线仪的发射波长, G_e 为天线增益, τ 为雷达发射的脉冲宽度, θ 、 φ 分别为水平及垂直波束宽度,以上参数由风廓线仪的主要性能指标决定;其它参数 R 为目标物距雷达天线的距离, C 是光速, $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ 是与目标物有关的量,以符合瑞利散射条件的液态降水粒子的数值为准,取值为 0.93, π 是数学常数。由于风廓线仪不对接收到的回波功率进行直接测量,只是对回波信号进行相干累积、非相干累积后进行谱分析,在获取多普勒频移信号的同时从谱分析中可获取信号的信噪比 (S/N),通过 S/N 可以估算雷达反射因子 Z 。 S/N 中 N 表征了风廓线仪接收机的噪声功率, S 则反映了接收到的信号功率,在得到风廓线仪的内部噪声功率 P_n 后,可通过公式(2)估算出回波功率

$$P_r = \frac{S}{N} \cdot P_n \quad (2)$$

进而估算反射率因子。采用了相干累积后,风廓线仪对 S/N 为大于 -20 dB 的信号进行谱分析和谱参数估算,获取一定精度的 P_r 估测。公式(2)中 P_n 是风廓线仪接收机的噪声功率,与接收机的带宽 B_0 、噪声系数 N_f 有关:

$$P_n = K \cdot T_0 \cdot B_0 \cdot N_f \quad (3)$$

式中 K 是波尔兹曼常数,取值为 $K = 1.38 \times 10^{-23}$ (J/K), T_0 是用绝对温度表示的雷达天线的温度。将式(2)、(3)代入公式(1)中,即可得到适用于风廓线仪对降水回波强度测量的雷达气象方程:

$$Z = \frac{1024 \cdot \ln 2}{0.93 \cdot \pi^3 \cdot C} \cdot \frac{\lambda^2 \cdot K \cdot T_0 \cdot B \cdot N_f}{P_t \cdot G_e \cdot \tau \cdot \theta \cdot \varphi} \cdot \frac{S}{N} \cdot R^2$$

$$Z = C_1 \cdot \frac{S}{N} \cdot R^2 \quad (4)$$

公式(4)中,雷达反射率因子 Z 的单位为 mm^6/m^3 ,探测距离 R 的单位为 km ,回波信号的信噪比 S/N 用 dB 表示。从公式(4)中可以看出雷达反射率因子 Z 与回波信号的信噪比及探测距离的平方呈线性对应关系。

根据中国气象局“风廓线仪功能规格需求书”^[3] 给出的 3 种风廓线仪的技术参数,可以计算 3 种不同型号的风廓线仪在不同探测高度上的雷达反射率因子 $Z(\text{dBz})$ 随回波信号的信噪比 S/N 的变化曲线,用来估测降水云体的回波强度。其中图 1(a) 是最高探测高度为 3~5 km 的边界层风廓线仪分别在 1 km 3 km 5 km 处的变化曲线;图 1(b) 是最高探测高度为 12~16 km 对流层风廓线仪 I 型分别在 3 km 7 km 10 km 处的变化曲线;图 1(c) 是最高探测高度为 6~8 km 对流层风廓线仪 II 型分别在 2 km 5 km 7 km 处的变化曲线。

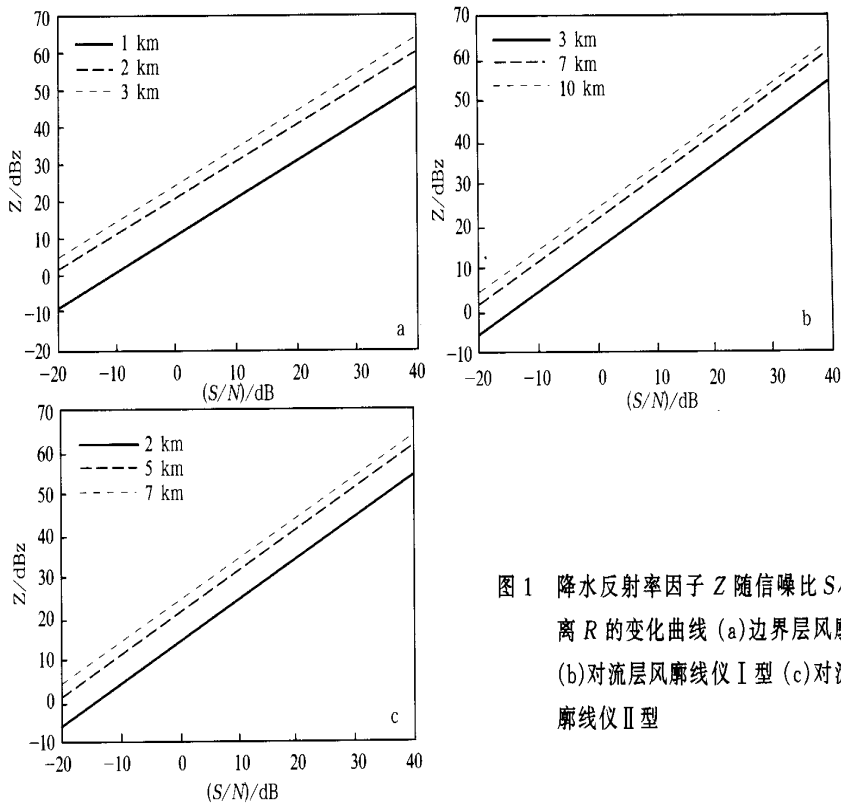


图 1 降水反射率因子 Z 随信噪比 S/N 、距离 R 的变化曲线 (a) 边界层风廓线仪 (b) 对流层风廓线仪 I 型 (c) 对流层风廓线仪 II 型

1.2 降水云体中含水量估算

风廓线仪通过对返回信号的测量,在估算出降水回波强度 Z 后,可进一步沿用雷达气象中回波强度与云中降水含水量的关系,估算降水云体中的含水量分布,对于降水云体,雷达反射率因子 Z 与云中降水含水量 M 的对应关系可采用文献[7]的公式:

$$Z = 5.3 \times 10^3 \cdot M^{1.82} \tag{5}$$

将式(4)代入公式(5)中,将能得到云中降水含水量 M 随探测距离 R 及回波信号的信噪比 S/N 的方程式,即转换为 $M-S/N$ 的关系为:

$$M = \left| \frac{0.208 \cdot \ln 2}{\pi^3 \cdot C} \cdot \frac{\lambda^2 \cdot K \cdot T_0 \cdot B \cdot N_f}{P_t \cdot G_e \cdot \tau \cdot \theta \cdot \varphi} \right|^{\frac{1}{1.82}} \cdot R^{\frac{-2}{1.82}} \cdot \left| \frac{S}{N} \right|^{\frac{1}{1.82}} \tag{6}$$

$$M = C_2 \cdot R^{1.1} \cdot \left| \frac{S}{N} \right|^{0.55}$$

公式(6)中,云中降水含水量 M 的单位为 g/m^3 ,探测距离 R 的单位为 km ,回波信号的信噪比 S/N 用 dB 表示。

由此可根据 S/N 的变化获得云中降水含水量 M 在不同的探测距离 R 上的分布情况。图 2 给出了三种不同型号的风廓线仪在不同探测高度上的云中降水含水量 M (g/m^3) 随回波信号的信噪比 S/N 的变化曲线。其中图 2(a) 是最高探测高度为 3~5 km 边界层风廓线仪分别在 1 km、3 km、5 km 处的变化曲线;图 2(b) 是最高探测高度为 12~16 km 对流层风廓线仪 I 型分别在 3 km、7 km、10 km 处的变化曲线;图 2(c) 是最高探测高度为 6~8 km 对流层风廓线仪 II 型分别在 2 km、5 km、7 km 处的变化曲线。

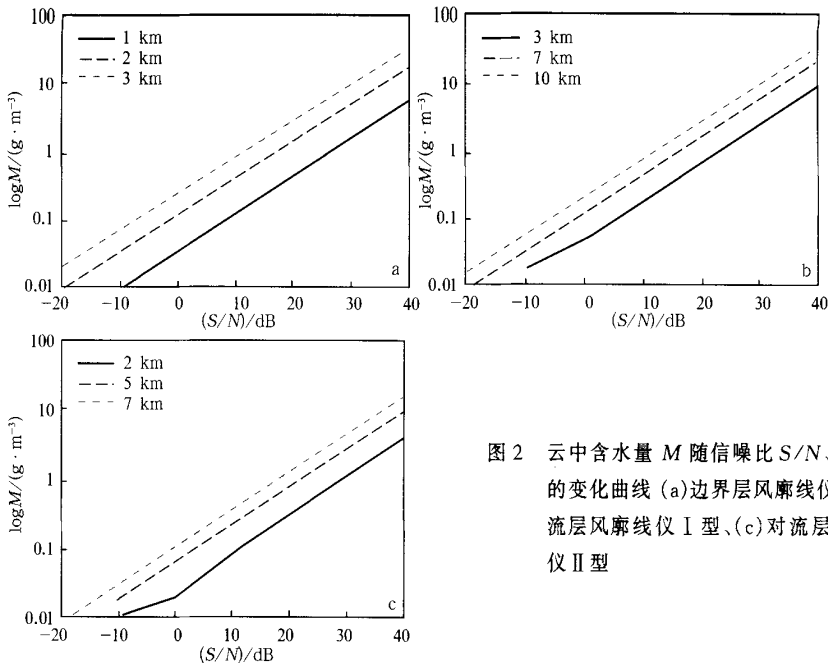


图 2 云中含水量 M 随信噪比 S/N 、距离 R 的变化曲线 (a)边界层风廓线仪、(b)对流层风廓线仪 I 型、(c)对流层风廓线仪 II 型

1.3 对风场结构的探测原理

通常采用的三波束风廓线仪在对空间进行探测时,风廓线的运算中应用了均匀风的假定。在均匀风假定的条件下对各高度层上的水平风向、风速的处理方法为:设 $V_{rz}(h)$, $V_{rx}(h)$, $V_{ry}(h)$ 为风廓线仪在天顶指向、偏东 15° 指向、偏南 15° 指向测得的径向速度随高度的变化,在对晴空大气进行探测时,大气中风的 3 个方向指向计算公式^[3]为:

$$\begin{aligned} V_x(h) &= (V_{rx}(h) - V_{rz}(h) \cdot \cos(15)) / \cos(75) \\ V_y(h) &= (V_{ry}(h) - V_{rz}(h) \cdot \cos(15)) / \cos(75) \\ V_z(h) &= V_{rz}(h) \end{aligned} \quad (7)$$

由此可计算出各高度上水平风在 X 、 Y 、 Z 方向上的分量 $V_x(h)$ 、 $V_y(h)$ 、 $V_z(h)$ 。根据以上方法得到的 X 、 Y 、 Z 3 个方向的风速分布,即可得到测站上空风随时间的演变情况,将时间变化转换为空间变化,即可得到降水云体中风场的空间结构。

当有降水出现时, $V_z(h)$ 表现为降水质点下降末速度与垂直运动之和,即 $V_z(h)$ 应表示为:

$$V_z(h) = V_{rz}(h) - W_T(h) \quad (8)$$

静止大气中雨滴下降的平均多普勒速度 W_T 可以定义为:

$$W_T = \frac{\int W_t(D) \cdot N(D) \cdot D^6 \cdot dD}{\int N(D) \cdot D^6 \cdot dD} \quad (9)$$

式中 D 是雨滴的直径, $N(D)$ 为雨滴的滴谱分布, $W_t(D)$ 为雨滴的重力下降速度。从公式(9)中可以看出 W_T 与回波的反射率因子 $Z (Z = \int N(D) \cdot D^6 \cdot dD)$ 有关,根据试验结果和统计数据导出文献[8]中的公式:

$$W_T = 3.8 \cdot Z^{0.072} \quad (10)$$

将式(4)代入公式(10)中,可以获得雨滴下降末速度与风廓线仪回波信号的信噪比 S/N 关系式:

$$\begin{aligned} W_T &= 3.8 \cdot \left| C_1 \cdot \frac{S}{N} \cdot R^2 \right|^{0.072} \\ W_T &= C_3 \cdot \left| \frac{S}{N} \right|^{0.072} \cdot R^{0.144} \end{aligned} \quad (11)$$

公式(11)中, W_T 的单位为 m/s , 信噪比 S/N 、探测距离 R 表示方法同上。

在有降水的情况下,考虑到雨滴下降末速度的影响,利用回波信号的信噪比 S/N 对垂直速度进行订正,三波束风廓线仪探测大气环境风场的计算公式可表示为:

$$\begin{aligned} V_x(h) &= (V_{rx}(h) - V_{rz}(h) \cdot \cos(15)) / \cos(75) \\ V_y(h) &= (V_{ry}(h) - V_{rz}(h) \cdot \cos(15)) / \cos(75) \\ V_z(h) &= V_{rz}(h) - C_3 \cdot \left| \frac{S}{N} \right|^{0.072} \cdot R^{0.144} \end{aligned} \quad (12)$$

式中 $V_x(h)$ 、 $V_y(h)$ 、 $V_z(h)$ 、 $V_{rx}(h)$ 、 $V_{ry}(h)$ 、 $V_{rz}(h)$ 单位均为 m/s 。

因此利用风廓线仪三波束在空间 3 个方位对风的探测及通过雷达反射率因子 Z 得到的雨滴下降末速度,可以获得大气真实的垂直方向三维风的分布。

2 个例试验

本文应用上海 LAP-3000 风廓线仪观测资料进行了试验,风廓线仪的主要技术参数为:风廓线仪天线处的发射峰值功率 $P_t = 500 \text{ W}$, 噪声系数 $N_f = 1.2$, 接收机的带宽 B_0

$= 0.632 \text{ MHz}$, 天线温度 $T_0 = 290 \text{ K}$, 天线增益 $G_e = 25$, 发射频率取 1299 MHz , 脉冲宽度 τ 取 $1.4 \mu\text{s}$, 水平及垂直波束宽度均为 9° 。应用这些参数对降水云体参数进行了估算。1999 年 9 月 6 日上海地区出现的短时暴雨天气, 此暴雨过程主要是由于受中低纬度北上暖湿气流与中纬度锋面系统东移的共同影响, 在上海附近形成了一个中尺度对流复合系统, 其中与风廓线仪位于同一站址的青浦区气象站观测到的最大逐时雨量达 30.2 mm 。通过分析发现利用风廓线仪观测资料对此次暴雨过程的反演计算结果与天气实况有较好的符合。

2.1 回波强度与云中降水含水量分布

当降水出现时, 探测资料受雨滴下降末速度的影响, 不能反映大气风场的真实情况, 在有降水的情况下, 通过风廓线仪的接收信噪比及方程 (4) 、(6), 可以计算得到降水回波强度及云中降水含水量, 因此利用风廓线仪的主要性能参数及风廓线仪观测得到的信噪比值可以计算得到测站附近降水回波强度和云体内含水量的垂直空间分布。图 3(a)、(b)、(c) 分别给出了在有降水出现的情况下, 风廓线仪测得的信噪比及通过信噪比计算得到的降水回波强度和云中降水含水量随时间及高度的分布情况。

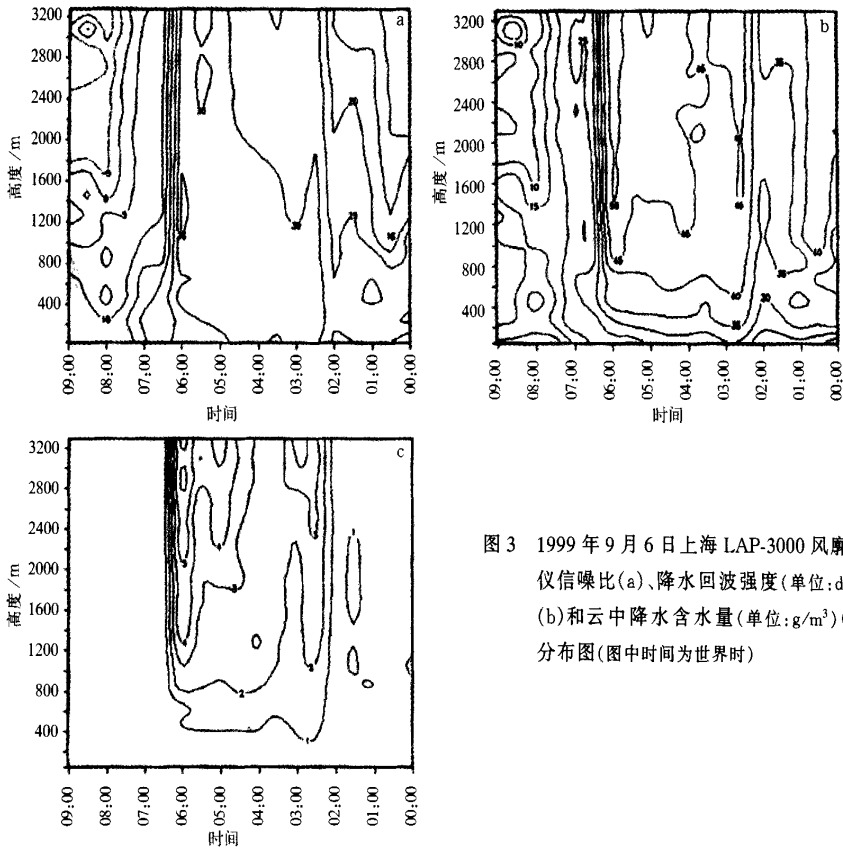


图 3 1999 年 9 月 6 日上海 LAP-3000 风廓线仪信噪比(a)、降水回波强度(单位: dBz)(b)和云中降水含水量(单位: g/m^3)(c)分布图(图中时间为世界时)

2.2 三维风随高度的分布

根据天顶指向、偏东 15° 指向、偏南 15° 指向风廓线仪3个波束测得的径向速度随高度的变化值,可以计算得出测站上空风向、风速随时间及高度的变化。当降水出现时,探测资料受雨滴下降末速度的影响,不能反映大气风场的真实情况,认为风廓线仪观测的风场结果是不可信的,通过风廓线仪对降水回波强度测量的雷达气象方程(公式(4))和雷达反射率因子与雨滴下降末速度的关系(公式(11)),可以获得雨滴下降末速度的空间分布,从而获得测站上空的大气真实风场,经过时空转换,将其时间变化转换为空间变化,即可得到测站附近垂直剖面的大气三维风的分布。

图4给出了1999年9月6日上海LAP-3000风廓线仪风的观测资料,观测时间间隔为30 min,资料空间分布范围为从地面246~3483 m,在垂直方向上共有17层的观测,平均每200 m可以得到一个观测资料。其中图4(a)给出了由风廓线仪3个方向波束的观测资料计算获得的水平风速($V_x(h)$ 、 $V_y(h)$)在垂直方向上随时间的变化情况,用风矢量表示;图4(b)为考虑了雨滴下降末速度的风廓线仪探测的垂直风速分布情况,可以看做是大气垂直风场的真实分布。图4(a)、(b)中的阴影线为10 min的雨量观测实况,在较强降水出现时,水平风表现为较强的风切变,在垂直方向上风则表现为明显的梯度变化。认为垂直方向风的指向向上为正,图中可以看出,水平风场在降水结束前低空盛行偏南气流,而在降水结束后盛行偏西气流,降水未出现时,粒子下降末速度不会对水平风场带来影响;而当降水出现时,观测资料表明垂直运动在降水结束前为整层下沉,降水结束后为上升气流,在考虑了雨滴下降末速度对垂直指向观测资料的影响之后,垂直运动则表现为整层上升运动,表征风场在低层有较强的辐合抬升作用;只是在有降水出现时,由于雨滴下降末速度的影响,上升速度有所减弱,由于所用资料分布时间范围较短,认为测站始终位于中尺度对流复合系统内部,反演结果表明风场在低层表现为上升是基本合理的。在06日00:00(UTC,下同)出现的上升速度值过于偏高,可能是公式(10)不能描述未形成降水前云体中小的云滴下降末速度和回波信号的 S/N 的缘故。

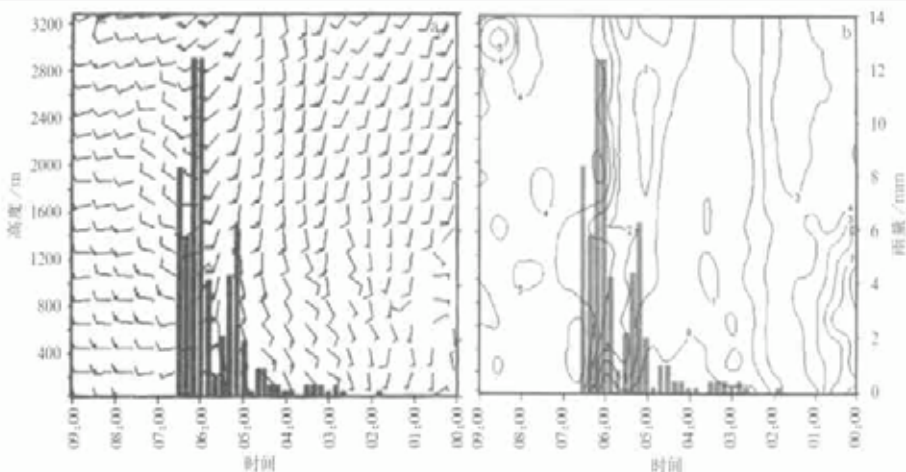


图4 1999年9月6日上海LAP-3000风廓线仪观测风场反演结果分布图

(a) 水平风场 (b) 实际风场垂直速度分布(单位:m/s)

2.3 地面降水强度的估测

根据 $Z-I$ 关系 ($Z = 200 I^{1.6}$) 文献 [7], 利用雷达反射率因子可计算得到相应时段的降雨强度分布情况。图 5 为通过 $Z-I$ 关系得到的降水强度分布及在相应时段内测站附近雨量观测实况的叠加图, 比较结果表明通过风廓线仪资料计算得到的降水强度与地面雨量计测量得出的降水强度最大值相近, 在强降水出现前的一段时间两者有较大的差异, 可能与两种估测和计算降水强度的方法不同有关。相类似的情况也出现在天气雷达估测降水中, 在对流性较强时, 会有较大差异。1999 年 9 月 6 日发生在上海的暴雨过

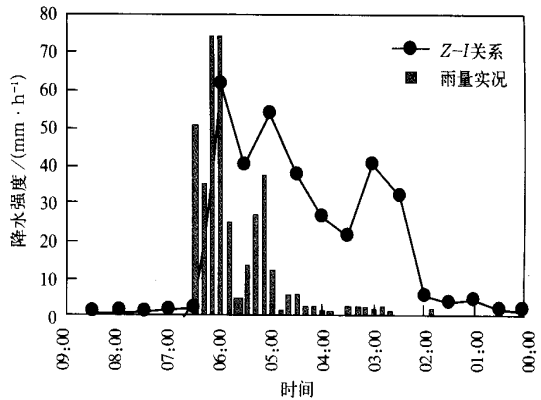


图 5 1999 年 9 月 6 日上海青浦县降水强度分布(柱形)与 $Z-I$ 关系计算得到的降雨强度分布(折线)图

程降水从 6 日 02:00 开始, 至 6 日 06:30 结束, 其中最大降水时段出现在 6 日 04:00 至 6 日 06:30, 图中所用雨量观测数据为根据青浦县 10 min 的降水资料计算得出的降雨强度, 其中最大观测雨量出现在 05:50 至 06:00 以及 06:00 至 06:10, 在 10 min 的时间内降雨量均为 12.4 mm, 由此导出的最大降雨强度为 74.4 mm/h, 说明降水主要集中在 06:00 左右, 并在短时间内出现了较大强度的降水, 实际观测降水强度在图中用直方图表示; 利用风廓仪观测资料计算得到的降水回波强度最大值出现在 6 日 06:00, 最大回波强度为 50.7 dBz, 根据 $Z-I$ 关系计算得到的降雨强度为 53.76 mm/h, 在图中用折线表示。由此可见, 利用风廓线仪的雷达气象方程计算得到降水量的出现时间及大小与实际观测雨量降水强度最大值处相近, 我们认为此方法可以用作多普勒天气雷达测量降水分布。

3 结 论

(1) 风廓线仪在有降水出现时可以获取类似于垂直指向工作的多普勒天气雷达径向速度、谱宽, 进而导出降水强度、云中降水含水量、雨滴下降末速度等降水云体参数。

(2) 在降水出现时, 利用风廓线仪三波束测得的径向速度随高度的变化值, 通过计算雨滴下降的平均多普勒速度对垂直运动进行修正, 可以得到降水云体在垂直方向上三维风的演变。对于未形成降水的云体应用哪种合适的云滴下降末速度与回波强度的关系公式还需进一步的探讨。

(3) 本文着重于扩大风廓线仪的探测使用范围, 提出的探测方法通过个别试验基本可行, 其精确性还需更多的个别来检验。

(4) 风廓线仪在观测降水时, 可得到某一距离上的速度谱分布资料, 通过雷达气象的反演还有可能获得降水云体中雨滴谱分布的信息, 我们将开展这方面的进一步研究。

致谢:上海市气象局提供 LAP 3000 风廓线仪的相关参数,降水个例的观测资料以及青浦县气象站的逐时雨量观测资料。

参考文献

- 1 Beran D W, Wilfong T L. U.S. Windprofilers: A Review. FCM R14-1998. Washington D C. 1998.
- 2 葛润生,朱小燕,姜海燕.提高多普勒天气雷达晴空探测能力的一种方法.应用气象学报,2000,11(3):257~263.
- 3 葛润生.风廓线仪功能规格需求书(试行).中国气象局监测网络司,2000.
- 4 Bottan L J. Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm. *J. Appl. Meter.*, 1964, 3:415~420.
- 5 Bottan L J. Vertical air motion and Z-R relation. *J. Appl. Meter.*, 1976, 15:1120~1121.
- 6 张培昌,王振会.大气微波遥感基础.北京:气象出版社,1995.
- 7 斯捷帕年科 В Д.雷达在气象中的应用.北京:科学出版社,1979.
- 8 Foote G B, du Toit P S. Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meter.*, 1969, 8:249~253.

METHOD FOR DETECTING RAIN CLOUD STRUCTURE WITH WIND PROFILERS

Ruan Zheng

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Ge Runsheng

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Wu Zhigen

(Shanghai Meteorological Bureau, Shanghai 200030)

Abstract

Wind profilers are used for detecting the wind distribution of the atmosphere. During precipitation, owing to the influence of the terminal velocity of raindrops, the temporal variation of the real vertical wind structure can not be obtained directly. As wind profiler and Doppler weather radar are based on the same Doppler pulse principles, through the radar meteorological equation, the vertical structure of precipitation echo intensity, the content of liquid water in clouds and the Doppler terminal velocity of raindrops can be acquired. At the same time the wind structure of the atmosphere can be obtained through correction by the Doppler terminal velocity of precipitation particles.

Key words: Wind profiler Radar echo intensity Rain water in cloud Terminal velocity of precipitation particles