

# 单部多普勒天气雷达风场反演及其在 数值预报中的应用试验\*

马清云 李泽椿 陶士伟

(国家气象中心,北京 100081)

## 提 要

针对1998年7月5日下午到夜间北京地区出现的一次强降雨过程,采用“局部VAD法”,对中国气象科学研究院多普勒雷达测得的1998年7月5日12:00 UTC的径向风反演成水平风,并将反演风应用到数值天气预报(NWP)同化系统中,进行了同化预报试验。结果表明,反演的雷达风基本符合事实,将其应用到NWP中,有助于分析和预报时空尺度较小的中尺度系统。

关键词: 径向风 反演 数值预报

## 引 言

关于单部多普勒雷达径向风的反演,目前在国内外有许多方法,各有特点,根据不同的可采取合适的方法。对于在一定仰角下的PPI扫描得到的全方位多普勒速度来说,用Browning and Wexler<sup>[1]</sup>提出的VAD(Velocity Azimuth Display)反演方法,可获得雷达上空水平风的垂直分布。VAD技术发展到今天已有三十多年的历史,已经完善,并发展成一个标准的产品,得到较普遍的应用。但它是在假设雷达上空的降水云是均匀分布的情况下成立的,且只能得到相当于一个观测点(雷达所在位置)的不同层次的水平风。

实际上,雷达上空的降水云分布不一定是均匀的,比如只有在某一位置存在对流云时,想要得到这里的水平风情况,便可使用称作uniform wind technique的反演方法。实际上这种方法是将VAD方法用在局部区域,因此,也叫“局部VAD法”<sup>[3]</sup>。“局部VAD法”是假定在离开雷达某一距离的小区域,风向风速是一定的,且垂直气流为零,这时,根据在该区域观测的多普勒速度,利用最小二乘法求得与观测拟合最好的水平风。我们把雷达周围分成不同的小区域,求得每个小区域的平均风,便可以得到雷达周围水平风的分布。

本文简要介绍单部多普勒雷达风的反演步骤和NWP应用试验。

\* 本项研究得到国家自然科学基金“49794034”项目和中国气象局“九五”重点科研项目“并行计算技术在数值预报中的应用”共同资助。

2000-06-19收到,2000-07-19收到修改稿。

# 1 单部多普勒雷达径向风反演

## 1 资料预处理

径向风资料来自于中国气象科学研究院中尺度所的 10 cm 多普勒天气雷达, PPI 扫描范围:方位角度  $0^\circ \sim 360^\circ$ , 采样间隔  $1^\circ$ , 径向最大距离 300 km, 距离分辨率 300 m, 观测仰角  $1.7^\circ$ , 详细内容参见文献[4]。

在反演风之前, 必须对原始多普勒径向风资料进行预处理。预处理的好坏, 直接影响到反演风场的精度, 是非常关键的一步。预处理主要包括: 去除噪音, 补缺测点, 退模糊等<sup>[5]</sup>。实际上, 我们获得的径向风资料已经进行了上述 3 步预处理, 但发现仍有不连续现象。在不连续的地方, 通过简单的平均等技术处理使之趋向合理。图 1 为经过资料预处理后的多普勒雷达径向风矢量图, 其中圆圈为雷达所在位置。绘图时, 为清楚起见将资料的空间密度进行了粗化。

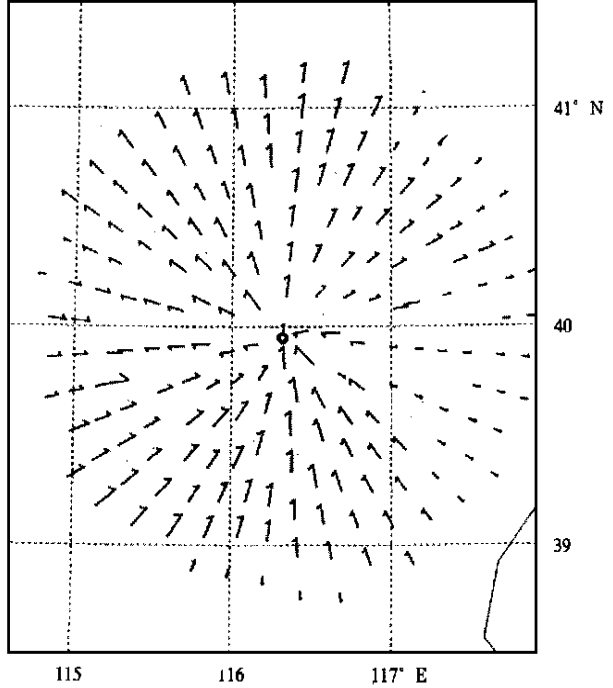


图 1 多普勒雷达径向风矢量图

## 1.2 利用局部 VAD 法反演水平风场

将雷达周围分为相同间隔的 40 个方位区(每个方位区为  $9^\circ$ ), 在每个方位区中, 从离开雷达 1.5 km 开始向远处, 每隔 300 m 与方位区围成的半环形区为反演的“局部区域”。因此, 反演风的尺度在 25 km 以内, 属于小尺度(或中- $r$ 尺度)。然后通过反演方程计算出每个“局部区域”的平均水平风, 便可得到雷达周围的水平风分布。具体步骤如下:

假定在某一小区域水平风是均匀的, 这时得到的多普勒速度  $V_r$  可表示为:

$$V_r = (u_0 \sin \varphi + v_0 \cos \varphi) \cos \theta + \omega_0 \sin \theta + \varepsilon \tag{1}$$

其中:  $u_0, v_0$  为水平风分量;  $\omega_0 = \omega + v_t$ ,  $\omega$  为垂直气流,  $v_t$  为粒子坠落速度;  $\theta$  为天线仰角;  $\varphi$  为方位角;  $\varepsilon$  为观测误差。

用  $V'_r = (V_r - \omega_0 \sin \theta) / \cos \theta$  代入式(1)可得到:

$$V'_r = u \sin \varphi + v \cos \varphi = \sum_{j=1,2} \frac{\partial F}{\partial u_j} u_j \tag{2}$$

其中:  $F$  为线性函数,  $u_1 = u, u_2 = v$ , 实际上, 在  $1.7^\circ$  的低仰角情况下,  $\omega_0 \sin \theta$  可忽略。

对于  $n$  个观测值, 使用最小二乘法。

$$\text{令 } H = \sum_i^n \frac{|V'_i - F_i|^2}{\sigma_i^2} \tag{3}$$

其中,  $\sigma$  为观测误差方差, 问题归结为求  $H$  的最小。

$$\text{令 } \frac{\partial H}{\partial u_k} = 0 \quad F_i = u_1 \sin \varphi + u_2 \cos \varphi + \text{const}$$

其中:  $i = 1 \sim n$  为观测个数,  $j = 1, 2$  对应于  $u_1, u_2, k$  同上。

$$\text{整理可得到: } U_j = (P_{nj}^T P_{nj})^{-1} P_{nj}^T V'_n \tag{4}$$

$$\text{其中: } U_j = \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \end{bmatrix}, \quad P_{nj} = \begin{bmatrix} \sin \varphi & \cos \varphi \\ \vdots & \vdots \\ \sin \varphi_n & \cos \varphi_n \end{bmatrix}, \quad V'_n = \begin{bmatrix} V'_{r1} \\ \vdots \\ V'_{rn} \end{bmatrix}$$

$U_j$  就是我们要反演的水平风。

### 1.3 计算反演误差

通过反演风和多普勒雷达观测的径向风, 可计算出反演风的误差方差。反演出水平风场  $U_j$  后, 对应于每一个观测值水平分量  $V'_n$  的计算值  $\hat{V}'_n$  为:

$$\hat{V}'_n = P_{nj} U_j$$

$$\hat{V}'_n = \begin{bmatrix} \hat{V}'_{r1} \\ \vdots \\ \hat{V}'_{rn} \end{bmatrix}$$

$$\text{令 } E_n = V'_n - \hat{V}'_n = V'_n - P_{nj} U_j$$

则方差平方和  $s^2 = E_n E_n^T$

根据 Koscielny 等<sup>[6]</sup>(1982)的工作, 关于  $U_j$  的协方差矩阵为:

$$C_{jj} = (P_{nj}^T P_{nj})^{-1} s^2 \tag{5}$$

其中,  $C_{jj}$  的对角成份表示  $U_j$  的误差方差。利用误差方差可以对反演风场进行误差评估, 选择精度较高的使用。

反演风场的验证较困难, 但从图 2 中可以看出, 雷达反演风(细矢量)和北京探空观测的低层风(粗矢量)还是比较协调的。最后, 根据探空观测的高度和气压以及反演风的高度, 定出反演风所在位置的的气压值, 并将反演风的空空间密度限制在 15 km 左右(防止因观测过密而导致客观分析出现奇异)。

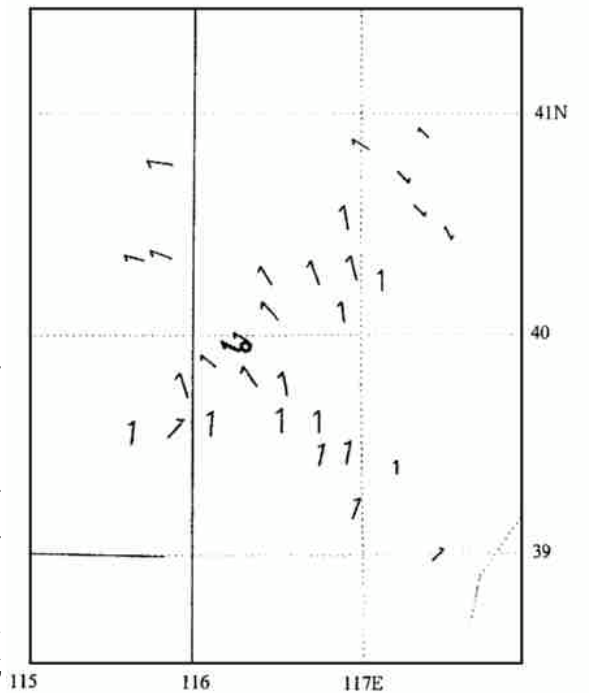


图 2 多普勒雷达反演水平风(细矢量)和探空测风(粗矢量)图

防止因观测过密而导致客观分析出现奇异)。

## 2 NWP 应用试验

同化系统采用最优插值(OI)客观分析<sup>[7]</sup>、MM5 模式和张弛逼近(Nudging)初值化<sup>[8]</sup>为基本方案,6 h 为同化周期(地面资料每 3 h 加入一次),水平分辨率为 30 km,垂直分辨率为 23 层  $\sigma$  面。第一次启动时的初估场和侧边界由美国国家环境预报中心(NCEP)的再分析提供。

将 7 月 5 日 12:00 UTC 的雷达反演风加入到相同时次的 GTS 观测资料中,其他时次只用 GTS 的观测资料。同化系统从 7 月 5 日 00:00 UTC 启动,同化 12 h 到 7 月 5 日 12:00 UTC,然后将此刻作为初始时刻,利用 MM5 模式进行 24 h 预报。其中将不使用雷达反演风方案(控制方案)和使用雷达反演风方案(试验方案)进行比较。

根据文献<sup>[9]</sup>,此次暴雨具有明显的中尺度特征,东风切变线和中尺度低压是产生大暴雨的重要中尺度系统。当低压中心偏北时,在其西南部地区有中尺度高压出现,见图 3。其中粗实线表示东风切变线,细实线表示流场,可以清楚地看到北边地区的低压中心 C 和西南部的高压中心 A。

图 4 为 1998 年 7 月 5 日 12:00 UTC 试验方案同化场的海平面气压与控制方案同化场的海平面气压之差。由图可见,在北京地区偏北方向有一负中心,其西南方向有一正中心,这表明,在同化系统中使用雷达反演风后确实有助于形成北京地区北部低压和其西南部高压的中尺度系统,尽管雷达资料仅有一个时次,且同化系统分辨率较粗(水平 30 km),使得雷达资料的这种作用较弱。

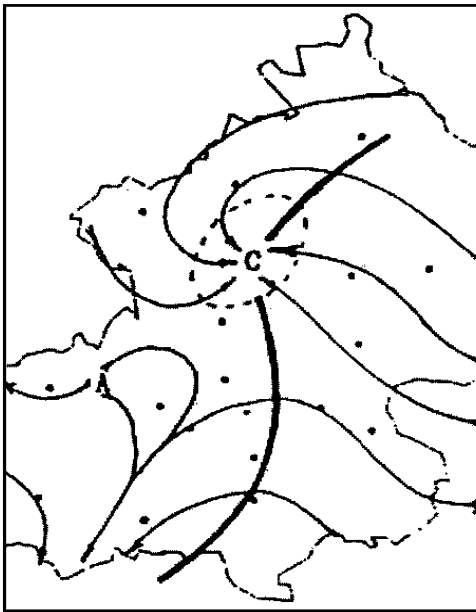


图 3 1998 年 7 月 5 日 12:00 UTC 地面风场(流场)  
(粗实线:东风切变线 细实线:流线)<sup>[10]</sup>

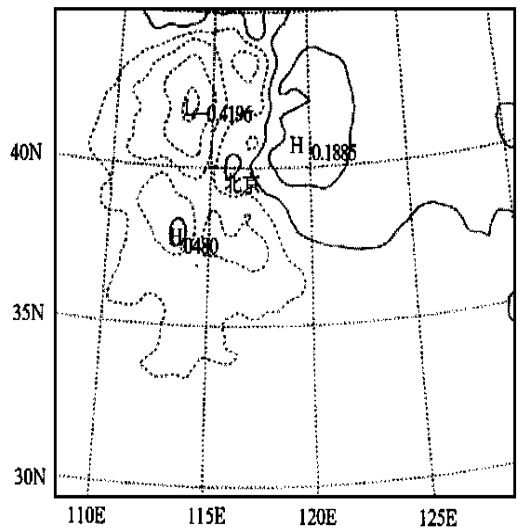


图 4 1998 年 7 月 5 日 12:00 UTC 试验方案同化场的海平面气压与控制方案同化场海平面气压之差(实线为正,虚线为负)

从 24 h 预报期间的降水量可以看出,使用雷达资料后,对于较短期预报作用明显,使其雨量增大。3 h 最大降水量控制方案为 30.77 mm,试验方案为 34.56 mm;6 h 最大降水量控制方案为 39.59 mm,试验方案为 43.40 mm(见图 5)。从最大中心的走向可以看出,强降雨带呈西南至东北方向。在降水中心附近的河北省易县站 12 h 实况降水量 44 mm,而在这一点的预报,控制方案为 38.13 mm,试验方案为 40.27 mm。

综上所述,在数值预报中使用雷达反演风资料,将有助于分析和预报时空尺度较小的

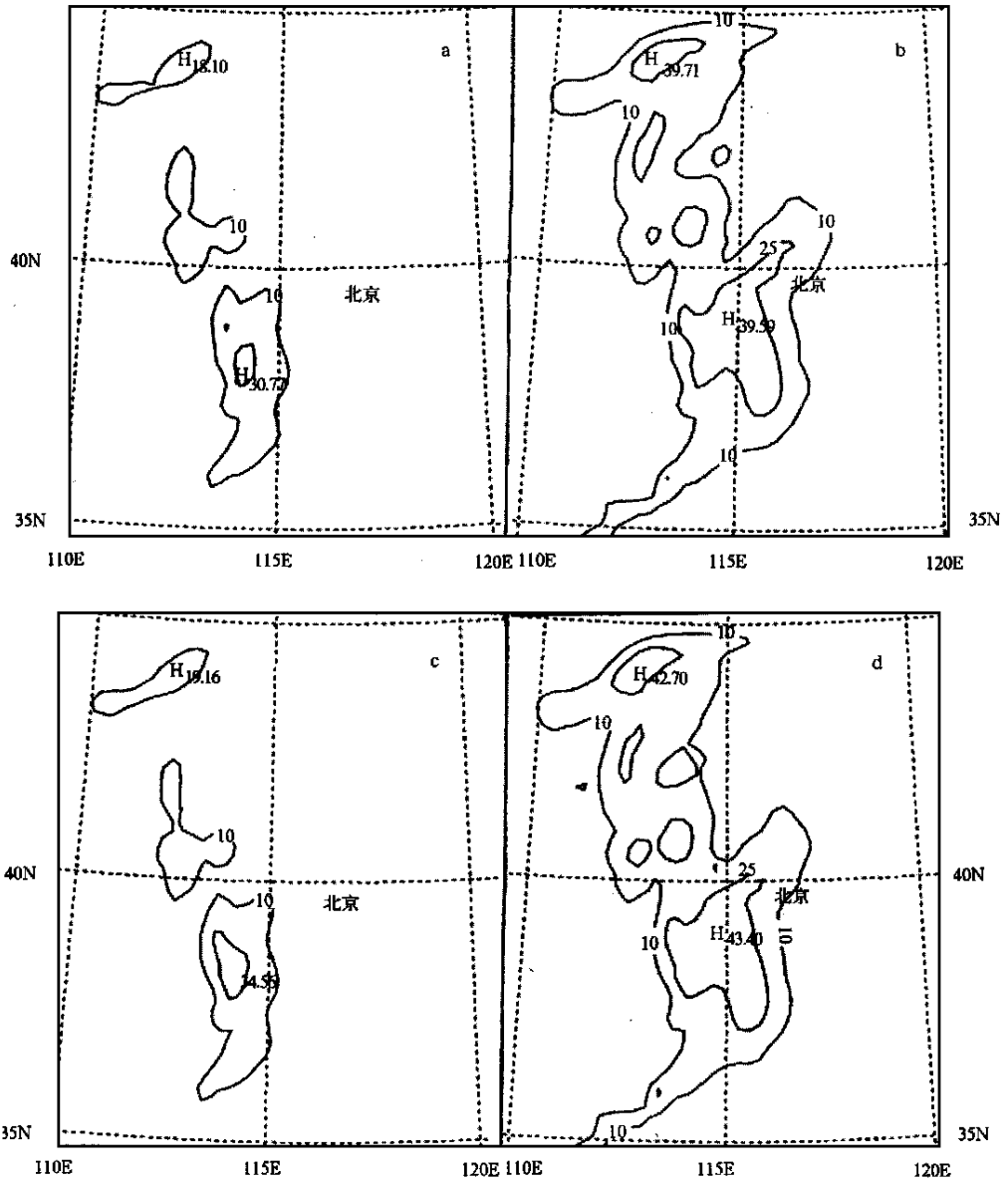


图 5 以 1998 年 7 月 5 日 12:00 UTC 为初始时刻的 3 h 和 6 h 降水量预报

(a) (b) 分别为控制方案的 3 h 和 6 h 降水预报,(c) (d) 分别为试验方案的 3 h 和 6 h 降水预报

中尺度系统。以上只是一个个例的初步试验,如能得到较多的雷达径向风资料,使用的同化系统分辨率更高,雷达资料的时间密度更密,其效果可能会更明显。

### 3 小 结

(1) 用“局部 VAD 法”反演的雷达水平风场,从与探空测风相协调以及流场等特征来看是符合事实的。

(2) 在数值预报中使用雷达反演风资料,有助于分析和预报时空尺度较小的中尺度系统。

致谢:感谢中国气象科学研究院中尺度所的葛润生老师和姜海燕同志提供了雷达径向风资料及有关说明。

### 参 考 文 献

- 1 Browning K A, Wexler R. The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 1968, 7:105 ~ 113.
- 2 Waldeufel P, Corbin H. On the analysis of a single-Doppler radar data. *J. Appl. Meteor.*, 1979, 18:532 ~ 542.
- 3 石原正仁. 日本海沿岸中尺度降雪云带的构造和扰动. 研究时报(日文), 1995, 47(1): 8 ~ 12.
- 4 吕美坤, 彭永清, 等. 动力气象学教程. 北京:气象出版社, 1989.
- 5 姜海燕. 一种新的单部多普勒雷达反演技术:[硕士学位论文]. 北京:中国气象科学研究院, 1995.
- 6 Koscielny A J, Doviak R J, Rabin R. Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and application to prestorm boundary-layer observation. *J. Appl. Meteor.*, 1982, 21: 197 ~ 210.
- 7 朱宗申, 马清云, 张跃堂, 等. 有限区  $\sigma$ 面客观分析方案. 见:85-906-03 课题组编. 台风、暴雨业务数值预报方法和技术研究. 北京:气象出版社, 1996.
- 8 Grell G A, Jing Dudhia, Stauffer A R. A description of the fifth-generation Penn State/ NCAR mesoscale model (MM5). NCAR/ TN-398 + STR NCAR Technical note. 1994.
- 9 国家气象中心. '98 中国大洪水与天气预报. 北京:气象出版社, 1999. 202 ~ 214.

## WIND FIELD RETRIEVAL THROUGH SINGLE DOPPLER WEATHER RADAR AND ITS APPLICATION TO NWP

Ma Qingyun Li Zechun Tao Shiwei  
(National Meteorological Center, Beijing 100081)

### Abstract

The local VAD method is used for the wind retrieval from radial wind measured by Doppler radar (data from CAMS, at 12:00 UTC, 5 July 1998) into horizontal wind and an experiment is made on the impact of horizontal wind on numerical weather prediction assimilation system for the heavy rain occurred from afternoon to night of 5 July 1998 in the Beijing area. The result shows that the retrieved wind is primarily consistent with the weather process and it can be used in the analysis and prediction of mesoscale systems with smaller temporal and spatial scales.

**Key words:** Doppler radar Wind field retrieval Numerical weather prediction