

# 用 EVAP 方法反演冷流暴雪的风场及检验<sup>\* 1</sup>

杨成芳<sup>1,2</sup> 李泽椿<sup>3</sup> 王 俊<sup>4</sup>

YANG Chengfang<sup>1,2</sup> LI Zechun<sup>3</sup> WANG Jun<sup>4</sup>

1. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京, 210044

2. 山东省气象台, 济南, 250031

3. 国家气象中心, 北京, 100081

4. 山东省人民政府人工影响天气办公室, 济南, 250031

1. *Department of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2. *Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, China*

3. *National Meteorological Center, Beijing 100081, China*

4. *Shandong Weather Modification Office, Jinan 250031, China*

2008-09-10 收稿, 2008-10-08 改回.

**Yang Chengfang, Li Zechun, Wang Jun. 2010. Wind retrieval and its verification for the ocean-effect snowstorms using the EVAP method. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(4): 577-583**

**Abstract** A formula to calculate the horizontal radial velocity at different heights via the several elevation angles from a Doppler radar was derived with the falling speed of cloud/rain particle covered but the vertical velocity neglected. Then the two dimensional horizontal wind field on the isohypsic surface was retrieved by the VAP technology. This method is called the Extended VAP (EVAP). Two different snowstorm samples occurred in the Shandong peninsula in December 2005 were retrieved to verify the EVAP method, the radial velocity and reflectivity interpolated and compared with the retrieved wind on the every isohypsic surface. In addition, the retrieved wind fields were compared with the observational data from the automatic meteorological stations and synoptic charts as well. The comparative results show that the retrieved wind fields at different heights accord with the observational data. Mesoscale wind structure of ocean-effect snowstorms is further analyzed in this paper with the result that the shears between the retrieved southwestern and northeastern wind as well as between the retrieved northwestern and northeastern wind are corresponding with the strong reflectivity zones suggesting that the EVAP method is able to correctly retrieve wind of the different weather systems. As a result, the retrieved wind fields of high spatial and temporal resolution remedy the defect that only the wind of larger scale can be analysed conventionally. Calculation of the retrieving wind for one volume scan needs just less than one minute. So the EVAP technology can be applied to the operational nowcasting of ocean-effect snowstorm.

**Key words** Doppler radar, EVAP, Wind field retrieving, Shear, Ocean-effect snowstorm

**摘 要** EVAP(Extended VAP)雷达反演方法是在忽略空气垂直运动速度而考虑云雨粒子下落速度影响的条件下, 导出从雷达多仰角多普勒速度资料产生不同高度上的水平径向速度计算公式, 然后利用 VAP 方法来反演出等高面上的二维水平风场。利用烟台多普勒天气雷达资料, 采用 EVAP 方法反演了 2005 年 12 月山东半岛两个风场背景条件和暴雪落区均有明显差异的冷流暴雪个例水平风场。将雷达实测的径向速度、反射率因子插值到各等高面上, 并与反演的同等高面风场叠加显示, 以此分析反演风场是否与原始雷达数据相符。此外, 还与地面自动站风场、高空风场等实测资料进行对比, 综合检验反演结果的合理性和可靠性, 并进一步分析了冷流暴雪的中尺度风场结构。结果表明, 反演风场与实测资料相符; EVAP 方法对强风和弱风的冷流暴雪个例都可反演出不同高度的中尺度风场结构, 反演的西南风与东北风、西北风与东北风之间的切变

\* 资助课题: 灾害天气国家重点实验室开放课题(CMATG2007Y08)和山东省气象局课题(2008Sdqx203)。

作者简介: 杨成芳, 研究方向: 暴雪等灾害性天气的预报技术。E-mail: cf\_yang70@hotmail.com

线和强回波带相对应,揭示了暴雪产生的动力机制,说明 EVAP 方法对不同风场条件的暴雪中尺度系统都有一定的反演能力。高时空分辨率的 EVAP 反演风场弥补了天气图上仅能分析出山东半岛西北风的缺憾,且反演过程中一个体扫的计算时间不足 1 min,因此 EVAP 反演的中尺度风场信息适合在冷流降雪短时临近预报业务中应用。

**关键词** 多普勒雷达, EVAP, 反演风场, 切变线, 冷流暴雪

**中图法分类号** P412.25

## 1 引言

多普勒天气雷达因其高时空分辨率在天气预报业务和研究中得到了广泛应用。多普勒天气雷达探测到的是径向速度,为了从中获得水平风矢量场,人们研制了各种反演风场的方法,如 VAD、VAP、EVPP、三维变分、四维变分等(Koscielny, 1982; Browning, 1986; 陶祖钰, 1992; 刘黎平等, 2005; 方德贤等, 2007),采用单部或多部雷达进行反演。双多普勒雷达反演的三维风场可获得较为真实的风场信息,提高了风场的反演精度,近年来正日益受到重视,但实际业务上往往难以实现符合要求的雷达网。对于冷流降雪研究来说,目前山东半岛北部沿海只有烟台 1 部多普勒天气雷达,其他雷达由于距离太远无法满足多部雷达反演的需要,因此,要获得精细风场只能从单部多普勒雷达的反演入手。

在众多的反演方法中,单多普勒雷达 VAP 方法由于原理和算法简单、在业务上易于实现而更受重用。陶祖钰(1992)提出了 VAP 方法,该方法在局地均匀风场假设下,即假定在同一距离圈上相邻方位角上两点的风矢量相同,根据相邻方位角水平径向速度的差异得出计算水平风矢量的公式,以此反演出二维风场。个例试验发现(陶祖钰, 1995), VAP 法不仅可从单多普勒雷达反演出锋面水平流场的基本特征,而且还可以反演出其气团内部存在的某些中尺度流场结构。因此, VAP 方法还被应用到暴雨、强对流等各种灾害性天气的风场结构研究中(刘淑媛, 2007)。为了提高 VAP 方法的应用质量,人们开始在进一步扩展 VAP 方法上开展了一些有益尝试。如梁旭东(2007)提出 IVAP 技术,在 VAP 法的基础上采用单多普勒雷达“按方位角均匀假定反演关系”进行全风速的反演,可以根据需要调整反演区间以得到满足一定平滑性并能反映中小尺度信息的风场。

由于 VAP 方法只能利用最低仰角的 PPI 资料

反演低层的二维风场,并且反演的风场是在一圆锥面上,当反演范围和低层风切变比较大时,容易产生虚假的系统结构。针对这个问题,王俊(2004)对传统的 VAP 方法进行扩展,提出了 EVAP 方法,充分利用了多普勒雷达的多个仰角径向速度资料并能反演出不同等高面上的风场。并用该方法成功分析了山东的一次暴雨个例。本文应用该反演技术对 2005 年 12 月 4 和 6 日两个风场和强降雪区域有明显差异的冷流暴雪个例进行反演,并将反演结果与雷达原始径向速度场、地面自动站风场等实测资料进行比较,以考察 EVAP 方法对不同冷流暴雪过程的反演能力和应用价值。

## 2 EVAP 反演方法

EVAP 方法是在忽略上升速度而考虑粒子下落速度影响的条件下,导出不同高度上的水平径向速度计算公式,然后利用 VAP 方法来反演等高面上二维水平风场。

首先计算等高面上的水平径向速度。空间实际风  $\mathbf{V}$  可以分为相互垂直的两个分量  $V_x$ 、 $V_h$ ,  $V_x$  为  $\mathbf{V}$  在 OX 方向的分量,  $V_h$  为  $\mathbf{V}$  在 YOZ 平面上的投影,  $V_r$  为雷达所测的径向速度,  $V_h$ 、 $V_r$  都在 YOZ 平面上,两者一般不重合(图略)。设  $V_y$ 、 $V_z$  分别为  $V_h$  在 OY 和 OZ 方向上的分量。可以导出水平径向速度  $V_y$  的计算公式

$$V_y = (V_r + V_i \sin \alpha) / \cos \alpha \quad (1)$$

式中  $V_i$  为粒子下降末速度,采用下列经验公式计算

$$\text{雨} \quad V_i = 2.6Z^{0.107} (\frac{\rho_0}{\rho_H})^{0.5} \quad (2)$$

$$\text{雪} \quad V_i = 0.64Z^{0.006} (\frac{\rho_0}{\rho_H})^{0.5} \quad (3)$$

式中  $\rho_0$  和  $\rho_H$  分别是地面和  $H$  高度上的大气密度,  $Z$  为雷达反射率因子。对于标准大气,  $(\frac{\rho_0}{\rho_H})^{0.5} = e^{H/20}$ 。公式(1)、(2)、(3)组成计算水平径向速度的方程组

$$V_y = (V_r + V_t \sin \alpha) / \cos \alpha$$

$$V_t = 2.6Z^{0.107} e^{H/20} \text{ 或 } V_t = 0.64Z^{0.006} e^{H/20} \quad (4)$$

式中  $\alpha$  是仰角。

经过方程组(4)算出各点的水平径向速度后,再利用体扫资料经过插值计算得到不同等高面上的水平径向速度,然后应用 VAP 方法,即可反演出不同高度的水平风向、风速。

VAP 方法计算水平风向和风速的公式为(陶祖钰,1992)

$$\text{水平风向} \quad \tan \alpha_2 = -\frac{V_{r1} - V_{r2}}{V_{r1} + V_{r2}} \cot \Delta \theta \quad (5)$$

$$\text{水平风速} \quad V_h = \left| \frac{V_{r1} + V_{r2}}{2 \cos \alpha_2 \cos \Delta \theta} \right| \quad (6)$$

其中,  $V_{r1}$  和  $V_{r2}$  是雷达探测的径向速度,  $\alpha_2$  是径向速度与风矢量的夹角,  $\theta$  为方位角。

EVAP 方法反演风场的流程主要为:资料预处理(包括剔除孤立点、补缺测点、退速度模糊、平滑滤波),等高面上水平径向速度计算(包括粒子下落速度引进、水平径向速度计算、插值计算等高面上水平径向速度),VAP 法反演风场,风场显示等步骤。

### 3 两个不同暴雪个例反演风场的检验与分析

本文反演采用的雷达资料来自于烟台多普勒天气雷达。该雷达位于(37.500°N, 121.388°E; 410 m),位于烟台本站(37.53°N, 121.40°E)西南方向 3.6 km 处。其扫描时间间隔为 6 min,每个体扫含 9 个仰角,方位角分辨率为 1°。径向速度产品有两种, V26 号产品分辨率 0.5 km,探测半径为 115 km; V27 号产品分辨率 1.0 km,探测半径为 230 km。

#### 3.1 两个个例的异同点

山东半岛的冷流暴雪与中国其他地区的降雪产生条件不同,它产生于对流层中低层为西北冷平流和渤海暖海面共同作用下,因此地方预报员习惯上称之为冷流降雪,国外称为海效应降雪。2005 年 12 月 4 和 6 日,受强冷空气的影响,山东半岛出现了冷流暴雪,这是 2005 年 12 月山东半岛罕见持续性强降雪过程的头两场暴雪。这两次过程的暴雪区域共同点是范围都很小(不大于 60 km)。暴雪中心的分

布有明显区别,4 日出现了两个暴雪中心,最强中心位于威海地区(荣成的日降雪量为 27.0 mm,威海为 18.4 mm),次中心位于烟台西部的招远,降雪量为 11.1 mm;而 6 日为单暴雪中心,位于烟台,降雪量为 21.0 mm(图略)。两次过程产生的风场背景也有显著差异,4 日暴雪产生在强西北风条件下,08 时 1000 hPa 山东半岛最东端成山头的西北风风速达到了 14 m/s,距离烟台最近的内陆探空站点章丘的风向为西北风,风速也达到了 10 m/s;相比之下,6 日的环境风场较弱,章丘站的风向为西风,风速仅为 4 m/s(图略)。

杨成芳等(2007)从大尺度的角度分析了这场持久暴雪产生的天气背景,利用 NCEP/NCAR 再分析资料进行了动力和热力学诊断,并采用 RAMS 中尺度数值模式模拟了 6 日的暴雪过程,分析其中尺度特征。然而,暴雪过程精细的风场结构还需要更高分辨率的观测资料来支持。

#### 3.2 12 月 6 日烟台暴雪反演风场检验与分析

##### 3.2.1 雷达回波特征

图 1 给出了 2005 年 12 月 6 日 14 时 01 分 0.5° 仰角的径向速度和反射率因子。根据径向速度图(图 1a)的识别原则定性估计实际水平风,即依据零等速线的分布,从雷达原点出发,沿径向划一直线到达零等速度线上的某一点,过该点划一矢量垂直于此直线,方向从入流径向速度一侧指向出流径向速度一侧,此矢量就表示垂足点所在高度层的实际风向(俞小鼎,2006)。在近地面层,雷达站的西侧为偏西风,东侧为偏东风。在雷达西北方向陆地和海洋交界处的 0.5—1.2 km 高度上有逆风区存在,如图中箭头所示,逆风区的北侧为东北风,南侧为西南风,而相同高度上雷达的东南方向则表现出有西北偏西风和东北风的切变线,东北风来自渤海。图 1b 中,相应时次的基本反射率因子呈“L”形,东北—西南向的强反射率因子带位于雷达站西侧的负径向速度区内,最强回波区域与径向速度图上逆风区的中西部相对应;与沿海岸线近乎平行的西北—东南向强回波带位于切变线附近,处在风场的风向辐合中。由此可见,强反射率因子带与切变线是密切相关的,降雪发生在有风场辐合的切变线区域内。

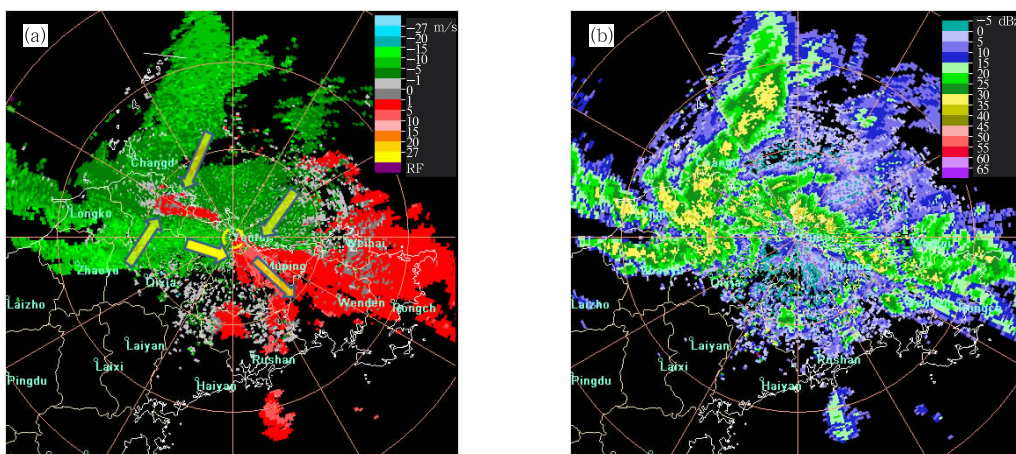


图1 2005年12月6日14时01分0.5°仰角的径向速度(a)和反射率因子(b)  
(雷达距离圈间距为50 km,方位角划分线为30°;a图负速度代表朝向雷达,  
正速度代表离开雷达,箭头为根据径向速度定性估计出的实际风)

Fig.1 Radial velocity (a) and reflectivity factor at 0.5° elevation angle at 14:01 BT 6 Dec 2005  
(In Fig.1(a) circle interval; 50 km, azimuthal interval; 30°; negative value denotes the velocity towards  
the radar and positive value off the radar, arrows denote the real wind evaluated)

### 3.2.2 反演风场与地面自动站实测风场的对比

采用反演的最低海拔高度 610 m 作为近地面层风场与地面自动观测站实测风进行比较。该高度雷达的可探测范围内有烟台和福山两个自动站,分别对应图2中的 B 和 C 点。6日14时烟台自动站的实测风为 2 m/s 的东北风,雷达站(A 点)西部的福山站为 6 m/s 的西风,两站之间应存在风向和风速的辐合(图2a)。反演的同时次近地面风场上(图

2b),可以看到存在一条切变线,切变线东部的沿海及海上为东北风,西部的陆地上为西西北风,烟台自动站处在东北风区域内,福山自动站处在偏西风区域内,这说明反演的风向与自动站实测风向基本一致;比较风速来看,切变线以东烟台附近的风速为 2 m/s,与自动站风速相同,福山附近的风速为 4 m/s,略低于自动站的风速。自动站的实测风场和反演的风场对比分析表明,反演的近地面风矢量与观测事

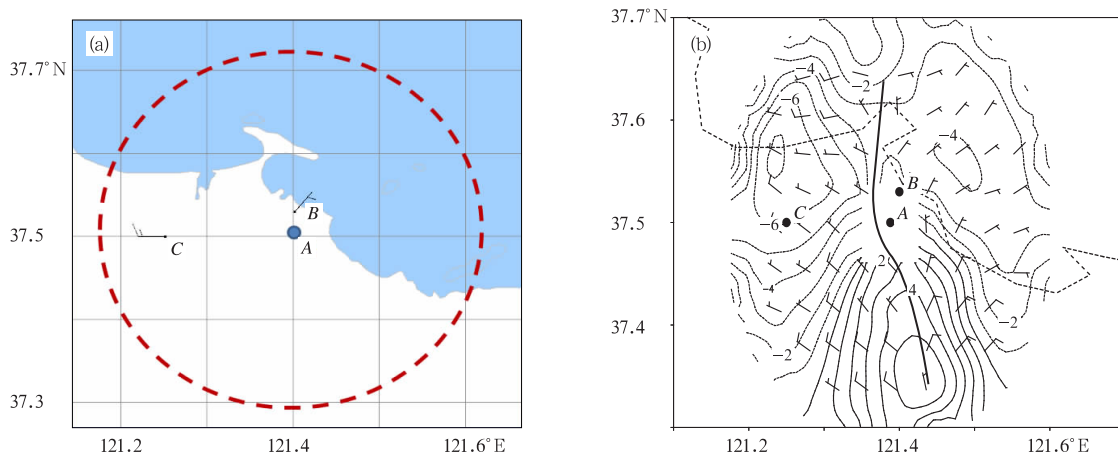


图2 2005年12月6日14时地面自动观测站风场(a)和14时01分610 m等高面径向速度、反演风场(b)  
(A、B、C 分别代表烟台多普勒雷达站、烟台自动站和福山自动站,风矢量每道风羽代表 4 m/s,  
a 中虚线圆圈为雷达 0.5°仰角 610 m 高度的观测范围;b 中细等值线为原始径向速度,单位:m/s,粗黑曲线为切变线)

Fig.2 Observed winds by the automatic meteorological stations at 14:01 BT (a) and radial velocity overlaid with the retrieved wind fields at 610 m high at 14:01 BT 6 Dec 2005 (b)  
(Spots A, B and C denote the positions of the radar, the Yantai station and the Fushan station, respectively; broken circle denotes the maximum detection scope in Fig. 1(a); thin line denotes radial velocity (unit: m/s) and thick curve in Fig. 2(b) is the shear line)

实基本吻合。

### 3.2.3 反演风场与原始径向速度的叠加对比

前面我们采用  $0.5^\circ$  仰角的径向速度从整体上定性分析了各高度的风场情况。现将雷达实测的径向速度插值到各等高面上,并与反演的风场叠加显示,获得 610 m 等高面的反演风场和径向速度(图 2b),以此分析反演的风场是否与原始径向速度相符。从图中可以看出以雷达为原点,以正北为  $0^\circ$ ,按顺时针方向过  $135^\circ$  和  $225^\circ$  为零速度线,两条零线之间为正速度,其他区域为负速度。雷达站两侧存在两个负速度中心,西侧中心强度大于东侧,由此可判断出在过雷达略偏西的位置存在一条近乎经向的切变线,其东西两侧应分别为东北风和西北风。这与反演的风场相符,表明反演的风场是合理的。

### 3.2.4 反演风场分析

与径向速度一样,将雷达实测的反射率因子插

值到各等高面上,并与反演的风场叠加显示。在 1.01 km 高度上(图 3a),反演风场显示出在雷达原点的西北和东南方向存在两条切变线,西北风方向的切变线由西南风和东北风构成,另外一条由西北风和东北风构成,强反射率因子带位于切变线上。1.41 km 等高面的覆盖范围更广,其反演风场结构(图 3b)与 1.01 km 类似,仍然有两条切变线,不同的是在雷达西北方为偏西风与东北风。按照天气学原理,从降雪产生的动力条件来分析,降雪的产生是由低层辐合上升运动引起的,而强反射率因子带对应强降雪区域。从以上风场分析可以看出,虽然 6 日的背景风场较弱,但是反演的风场仍然很清楚地反映出了在对流层的中低层存在明显的风场切变,且风场切变位于强反射率因子上,风场切变产生辐合上升运动,从而产生强降雪,这说明了反演的风场结构可以很好地揭示暴雪产生的动力原因。

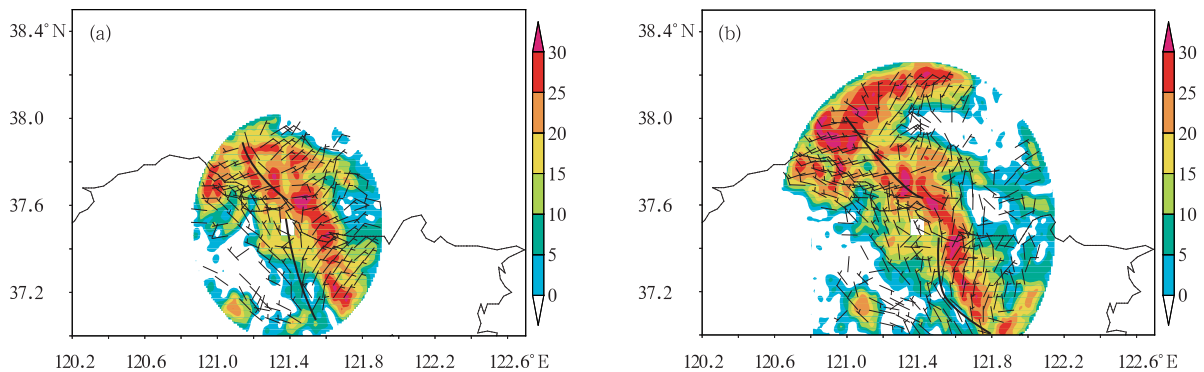


图 3 2005 年 12 月 6 日 14 时 01 分反射率因子及反演风场

(a. 1.01 km 等高面, b. 1.41 km 等高面, 彩色填充部分为反射率因子, 单位: dBz)

Fig. 3 Reflectivity factor overlaid with the retrieved wind fields at 14:01 BT

(a. 1.01 km, b. 1.41 km; Colorfully shaded part denotes reflectivity, unit: dBz)

## 3.3 12 月 4 日威海暴雪反演风场的检验与分析

### 3.3.1 反演风场与原始径向速度的叠加对比

1.21 km 等高面上(图 4a), 雷达原点的西北侧为  $-10 \sim -15$  m/s 的负径向速度, 东南侧为大于 10 m/s 的正速度, 由此构成了过原点的西北风强风速轴; 雷达反演也显示出了该区域的西北风, 风速为 4—8 m/s, 说明该区域的反演风场的风向与雷达原始径向速度一致, 是可信的。1.61 km 等高面上(图 4b)的径向速度图上, 以雷达为原点, 在第 4 象限为正速度, 最大正速度超过 17 m/s, 第 3 象限及 1、4 象限的右侧为负速度, 负速度中心值为  $-12 \sim -15$

m/s, 实测的径向速度与相应高度的探空站强风速是一致的。从径向速度判别出, 整个回波带以西北风为主, 只有回波带的右侧为弱的东北风。反演风场与雷达实测径向速度的吻合充分显示了反演结果的合理性。

### 3.3.2 反演风场的分析

4 日各等高面的反演风场均显示出了切变辐合。1.21 km 高度上存在西北风与东北风的切变线, 强反射率因子带处在切变线的东北风一侧(图 4c)。1.61 km 高度上反射率因子显示出了双强回波带结构, 东部回波带强于西部(图 4d)。西部弱回



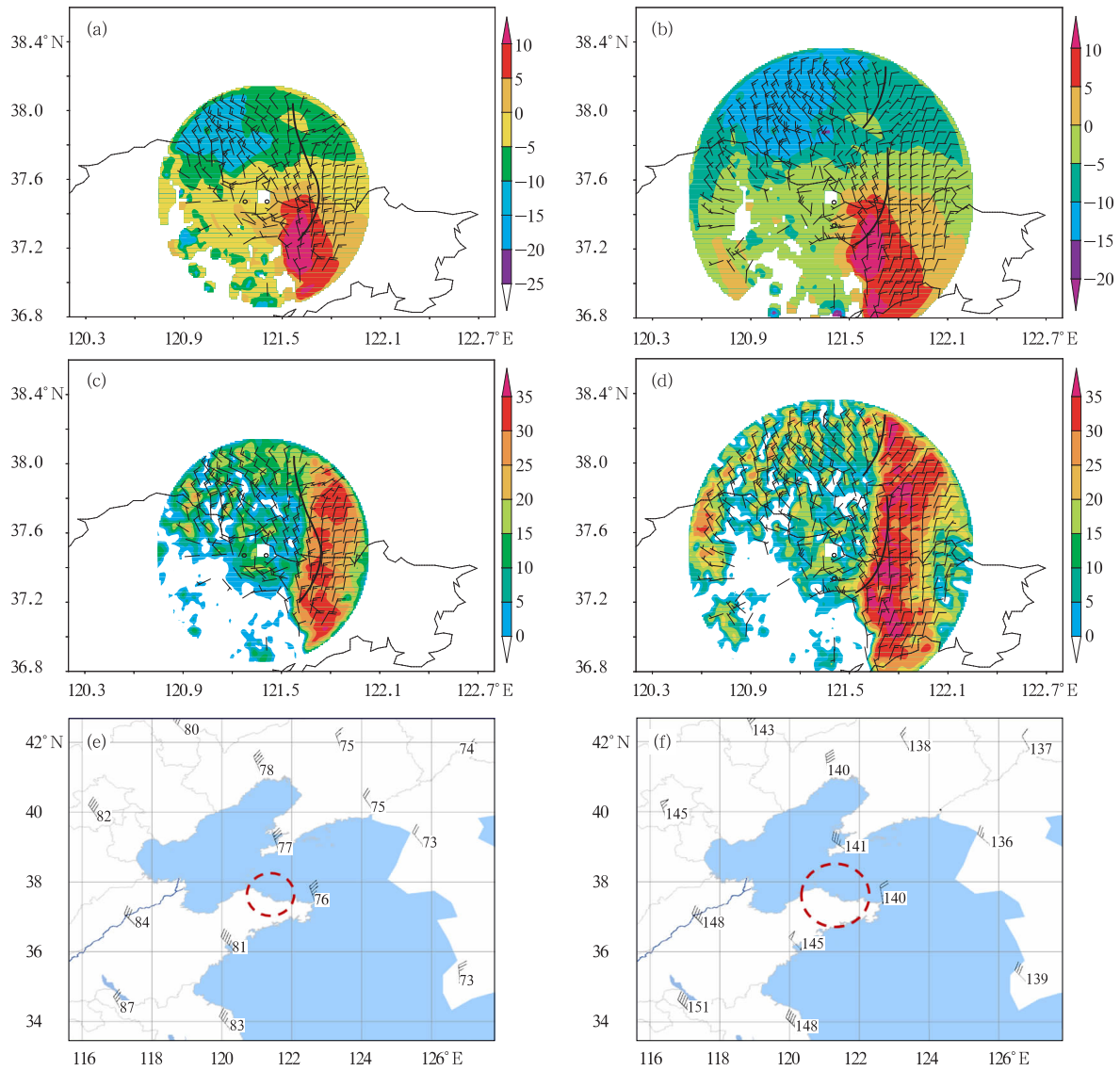


图4 2005年12月4日08时01分径向速度、反射率因子、反演风场和08时高空图

(a. 1.21 km 径向速度与反演风场; b. 1.61 km 径向速度与反演风场; c. 1.21 km 反射率因子与反演风场; d. 1.61 km 反射率因子与反演风场; e. 925 hPa 探空风场; f. 850 hPa 探空风场。

其中,图 a 和 b 中彩色填充为径向速度,单位:m/s;c 和 d 彩色填充为反射率因子,单位:dBz; e 和 f 中高度单位:dagpm,红色圆圈表示雷达可探测距离)

Fig. 4 Radial velocity and reflectivity factor overlaid with the retrieved wind fields at 08:01 BT and the soundings at 08:00 BT 4 Dec 2005

(a. radial velocity and retrieved wind fields at 1.21 km height, b. as in (a) but at 1.61 km height, c. reflectivity and retrieved wind fields at 1.21 km height, d. as in (c) but at 1.61 km height, e. the soundings on 925 hPa and f. the soundings on 850 hPa. Colorfully shaded part stands for radial velocity in (a) and (b), and for reflectivity (unit: dBz) in (c) and (d), respectively; red circle denotes the maximum detection scope)

波带的反演风为西北风,风向辐合发生在东部强回波带上,其中回波的北端为西北风与东北风的辐合,南端为西北偏北风与弱的东北风之间的切变,这与径向速度识别出来的风场基本一致。西北风与东北

风之间的切变也合理地解释了4日暴雪产生的动力机制。

对比4和6日两次过程的反演风场,发现二者最显著不同的地方表现在风向上,4日反演风场中

为一致的偏北风,强反射率因子带处在西北偏北风一侧,这是4日的切变线与6日不同的主要地方,也可称为辐合线。4日08时的观测实况925和850 hPa成山头为西北偏北风(图4e、4f),也与6日的西北风不同,与反演风场是一致的。造成这种风场分布的主要原因可能为4日的西北风风速较大,实测径向速度和探空风场都说明了这一点。这两次过程均较为成功地反演出能够揭示冷流暴雪动力特征的切变线,说明EVAP方法对不同风场条件的暴雪中尺度系统都有一定的反演能力。

反演风场显示的中尺度风切变可能是山东半岛的低山丘陵地形及海陆差异引起的,但是从高空图的实测风场难以看出低层风向切变的痕迹,如4日925和850 hPa两个等压面图上渤海和黄海周边地区均为西北风,没有东北风出现。因此,反演风场表现出了高时空分辨率和较准确反映出暴雪发生的中尺度风场结构的优势。

#### 4 结 论

通过对山东半岛风场条件和暴雪区域都不同的两次冷流暴雪个例进行反演,可以得出以下几点结论:

(1) EVAP方法反演的不同等高面水平风场与雷达原始径向速度定性估计出的风场相吻合,充分显示了反演结果的合理性;

(2) 反演的近地面风场与雷达可探测范围内的自动气象站实测风场无论是风向还是风速基本一致;

(3) EVAP方法对强风和弱风的冷流暴雪个例都有较好的反演结果,可反演出不同高度的风场结构,西南风与东北风、西北风与东北风之间的切变线

与强回波带相对应,揭示了暴雪产生的动力机制。反演的高时空分辨率的中尺度风场信息弥补了天气图上仅能分析出西北风的缺憾。

在本文的试验过程中,一个体扫的反演计算不足1 min,因此EVAP反演方法很适合在冷流降雪短时临近预报业务中应用。

**致谢:**非常感谢评审专家和北京大学陶祖钰教授对本文提出的宝贵意见!

#### 参考文献

- 方德贤,刘国庆,董新宁等. 2007. 单多普勒雷达二维风场反演——Extended VPP方法. 气象学报, 65(2):231-240
- 梁旭东,王斌. 2007. 多普勒雷达积分VAP反演技术. 气象学报, 65(2):261-271
- 刘黎平,莫月琴,沙雪松等. 2005. C波段双多基地多普勒雷达资料处理和三维变分风场反演方法研究. 大气科学, 29(6):986-996
- 刘淑媛,孙健,王洪庆等. 2007. 香港特大暴雨 $\beta$ 中尺度线状对流三维结构研究. 大气科学, 31(2):353-363
- 陶祖钰. 1992. 从单Doppler速度场反演风矢量场的VAP方法. 气象学报, 50(1):81-90
- 陶祖钰. 1995. 以单多普勒雷达观测资料反演冷锋流场的试验. 热带气象学报, 11(2):142-149
- 王俊. 2004. 单多普勒天气雷达反演二维风场的方法研究[D]. 青岛:中国海洋大学
- 杨成芳,李泽椿,周兵等. 2007. 渤海南部沿海冷流暴雪的中尺度特征. 南京气象学院学报, 30(6):857-865
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京:气象出版社, 54
- Browning K A, Wexler R A. 1986. Determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. J Appl Meteor, 15: 1302-1306
- Koscielny A J, Doviak R J, Rabin R. 1982. Statistical considerations in the estimation of divergence from single Doppler radar and application to prestorm boundary layer observations. J Appl Meteor, 21:197-210