

# 春季一次暴雪过程的多普勒雷达动力学诊断

苗爱梅<sup>1,2</sup> 安 炜<sup>1,2</sup> 刘月丽<sup>1,2</sup> 胡志群<sup>3</sup> 李清华<sup>4</sup>

(1. 山西省气象台,太原 030006; 2. 山西省气候中心;  
3. 南京信息工程大学; 4. 山西省气象科技服务中心)

**提 要:** 利用太原 C 波段多普勒天气雷达基数据资料和自动雨量站资料,对 2006 年 4 月 11 日发生在山西省的一次区域性暴雪过程进行了分析。应用改进的 EVAD 技术,定量计算垂直高度层的平均散度和平均垂直速度,并分析平均散度和平均垂直速度随时间和高度的变化以及与降雪的对对应关系。结果表明:2.5km 以下始终维持一个较强的上升气流,是强降雪维持的基本动力条件;整层出现辐合上升运动,且强上升速度中心的高度随时间的演变逐渐下降,同时中高层出现强辐散下沉气流与之配合时,未来 2 小时将出现强降雪;降雪强度与雷达探测范围内各高度层的辐合、辐散有着密切的关系,且辐合、辐散的增强与减弱时间早于降雪强度的增大和减小时间,这对预报降雪的生消、雪强的增大与减小提供了一定的理论依据。

**关键词:** 暴雪过程 多普勒雷达 EVAD 技术 动力学诊断

## Dynamical Diagnosis of the Spring Snowstorm Process Based on Doppler Weather Radar

Miao Aimei<sup>1,2</sup> An Wei<sup>1,2</sup> Liu Yueli<sup>1,2</sup> Hu Zhiqun<sup>3</sup> Li Qinghua<sup>4</sup>

(1. Shanxi Meteorological Observatory, Taiyuan 030006; 2. Shanxi Climate Center;  
3. Nanjing University of Information Science and Technology;  
4. Shanxi Meteorological Science and Technology Center)

**Abstract:** By using the data of C-Wave Band Doppler weather radar and the precipitation data from AWS in Taiyuan, a regional snowstorm event occurring in Shanxi on April 11, 2006 was analyzed. The average divergence and vertical velocity of the vertical height layers were calculated quantitatively with the improved technology of EVAD. Their changes in time and space and the corresponding relationship with this snowstorm were further investigated. The results indicate that the strong updraft always keeping less than 2.5km is the basic dynamical main taining mechanism of heavy snowstorms; if anabatic movement appears in whole lower layer and the height of

the strong updraft center is lower and lower along with time accompanying with strong downdraft in middle-high layers, then heavy snowstorm will appear in 2 hours later there. The intensity of snow is closely related to the divergence and convergence in each height layer within the radar's coverage, and the intensification or decrease of the divergence and convergence appears ahead of that of the snow intensity. These results provide some theoretic basis for forecasting the occurrence and disappearance of snowfall and the development of snow intensity.

**Key Words:** snowstorm event Doppler Weather Radar EVAD dynamical diagnosis

## 引 言

散度、垂直速度随高度和时间的分布与大范围稳定性降水有着密切的关系<sup>[1]</sup>,但仅靠每隔 12 小时一次的探空资料是无法完整反映整个降水的动力过程。多普勒天气雷达每 6 分钟一次的体扫资料具有连续性强、精度高的特征,它使完整反映整个降水的动力过程成为可能。20 世纪 60 年代初, Lhermitte 和 Atlas 提出了单部多普勒天气雷达测量风场的 VAD 技术<sup>[2]</sup>;80 年代中期 SriVasta Va<sup>[3]</sup> 等人将 VAD 方法进行改进并推广,提出了用最小二乘法提取水平散度的 EVAD 方法;Thomas<sup>[4]</sup> 在 Srivastava 的基础上,提出用带有权重的最小二乘法分离水平散度的 EVAD 技术;胡志群等<sup>[5]</sup> 提出利用修正的 Gram-Schmidt 算法(MGS 法)计算水平散度,然后利用变分法调整各层的散度值,再利用连续方程,得到明显改进的大气垂直速度。本文中采用此方法,以太原 C 波段多普勒雷达 2006 年 4 月 11 日监测到的基数据资料为基础,进行水平散度和大气的垂直速度计算。以降水的开始、加强、维持和消亡与平均散度和平均垂直速度随时间和高度的变化分析为依据,探讨该次暴雪过程的动力学特征,寻求加强暴雪精细化预报的着眼点。

## 1 天气概况及观测资料来源

### 1.1 天气概况

2006 年 4 月 11 日 08 时—12 日 08 时,受高空槽,中、低空低涡、暖切变线,地面冷锋的共同影响,山西境内先后出现了大风、沙尘暴、罕见暴雪、强寒潮等灾害天气。24 小时之内全省降温幅度均在 12℃ 以上,63 个县市出现了暴雪,23 个县市出现了大暴雪。山西中南部的暴雪主要出现在 4 月 11 日 17 时至 12 日 02 时,10 小时降雪量在 10.0~43.7mm 之间。太原雷达站周围 50km 范围内站点降雪量均在 15mm 以上。

### 1.2 观测资料来源和雪的强度表征

山西省有 55 个自动气象站,近 200 个加密雨量站。本文用了太原市周围 7 个自动站逐小时的雪量资料。图 1 是 4 月 11 日 16 时至 12 日 08 时太原雷达站周围 7 个站点逐小

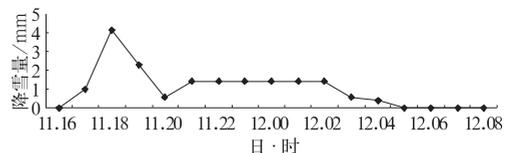


图 1 2006 年 4 月 11 日 16 时—12 日 08 时太原市雷达 50km 范围内(7 个站点)逐小时平均雪量

表 1 降雪强度表

时段	小雪	中雪	大雪	暴雪	大暴雪
24 小时	0.0~2.49mm	2.50~4.99mm	5.00~9.99mm	10.00~19.99mm	≥20.00mm
12 小时	0.0~0.99mm	1.00~2.99mm	3.00~5.99mm	≥6.00mm	

时的平均降雪量(4月11日20时后由于暴雪和强降温影响,自动站雨量和自记雨量都无法测量,之后的雪量按6小时定时观测的雪量平均给出)。表1是雪的强度表。

## 2 计算方法简介

### 2.1 用 EVAD 方法计算大气平均散度

在 VAD 技术中<sup>[2]</sup>,径向速度按方位角展开,零阶项如下:

$$a_0 = \text{div}(V_h) r \cos \alpha - 2V_f \sin \alpha \quad (1)$$

式中  $\text{div}(V_h)$  和  $V_f$  分别为散度项和垂直速度项。EVAD 方法是假设在某一厚度层中,水平散度在较小的高度间隔内不变。应用在此间隔内不同仰角或不同距离的径向速度资料得到多个  $a_0$  值,再应用胡志群等<sup>[5]</sup>提出的修正 Gram-Schmidt 算法(MGS法),把散度信息提取出来。

### 2.2 用变分法计算大气的平均速度

用 EVAD 方法获得各高度上的平均散度后,利用连续方程对高度积分,获得各高度上的垂直速度<sup>[5]</sup>。

首先将大气按  $\Delta z$  等高地分成  $L$  层,并假定雷达站海拔高度处和回波顶的大气垂直速度  $W_{\text{bot}} = 0$ ,  $W_{\text{top}} = 0$ ,再利用变分法对 EVAD 方法计算得到的各层散度值进行调整,最后利用误差调整后的散度值带入连续方程,计算获得各层大气的平均垂直速度。

目标函数定义:

$$E(\rho_i D'_i, \lambda) = \frac{\sum_{i=1}^L (\rho_i D'_i - \rho_i D_i)^2}{(2\text{var}(\rho_i D_i)^2)} + 2\lambda F \quad (2)$$

$$F = \sum_i (\rho_i D'_i + (W_{\text{bot}} - W_{\text{top}})) \quad (3)$$

式中  $\lambda$  为拉格朗日系数,  $\rho_i$ ,  $D_i$  分别为第  $i$  层大气的密度和平均散度。分别对  $\rho_i D_i$  和  $\lambda$  求一阶偏导数,并令其等于零,求解获得变分调整后第  $j$  层的散度值:

$$\rho_j D'_j = \rho_j D_j - \frac{\text{var}(\rho_j D_j)}{\sum_{i=1}^L \text{var}(\rho_i D_i) \Delta z_i} (\rho_{\text{top}} W_{\text{top}} - \rho_{\text{bot}} W_{\text{bot}} + \sum_{i=1}^L \rho_i D_i \Delta z_i) \quad (4)$$

根据调整后的散度值和连续方程  $\frac{\partial w}{\partial z} +$

$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$  算出第  $j$  层大气的垂直速度  $W'_j$  为:

$$\rho_j W'_j = \rho_{\text{bot}} W_{\text{bot}} - \sum_{i=1}^j \rho_i D'_i \Delta z_i \quad (5)$$

式中  $\rho_j = \rho_0 e^{-H/10}$ , 为第  $j$  层的大气密度,  $\rho_0$  为地面的大气密度,  $H$  为第  $j$  层的高度。

由于 EVAD 技术是在某一固定距离圈上对径向速度  $V_r(\theta)$  做谐波分析的基础上得到的结果,因此还必须考虑  $V_r(\theta)$  本身的测量误差和距离圈上的局部区域缺测  $V_r(\theta)$  (即无回波区)资料时产生的误差,当无回波区缺口  $> 30^\circ$  或积累的  $V_r(\theta)$  缺测区  $> 60^\circ$  时,对计算出的  $D$  和  $W$  有明显的影响,因此将无回波区缺口太大的距离圈数据不进行  $D$  和  $W$  的计算。

## 3 暴雪过程的动力分析

将大气分为 20 层,层高 500m,假定雷达站点高度(860m)及回波顶的大气垂直速度为  $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。为满足 EVAD 方法的基本假设,保证风场在一定水平范围内足够平滑,水平距离取 10~50km。由雷达测高公式:  $H = h_0 + r \sin \alpha + r^2 / 1700$  ( $h_0$  为雷达天线架设高度;860m,  $r$  为目标物的斜距(km),  $\alpha$  为仰角,  $H$  为回波高度。)可以计算出  $0.5^\circ$  仰角上,距离雷达站水平距离 10 km 处的高度约 953m,因此,可以忽略地物杂波的影响。最远选在 50 km,保证了计算范围内各站风场和雨强变化的基本一致。

根据上述处理后的雷达资料,利用改进的 EVAD 方法<sup>[5]</sup> 计算出的平均散度和平均垂直速度随时间和高度的变化如图 2 和图 3 所示。

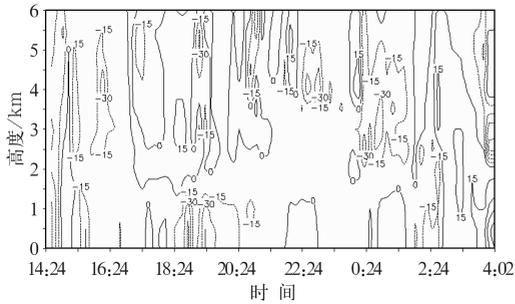


图 2 2006 年 4 月 11 日 14:24—12 日 04:02 平均散度时间-高度剖面(单位: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ )

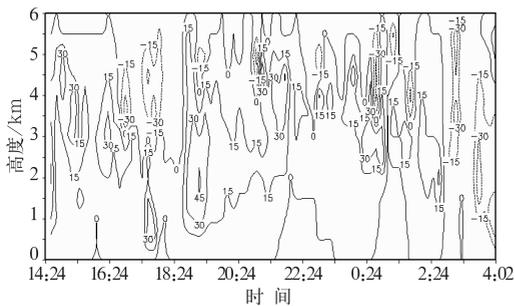


图 3 2006 年 4 月 11 日 14:24—12 日 4:02 平均垂直速度时间-高度剖面  
(单位: $10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

图 2 中虚线表示平均散度为负值(辐合区),实线表示平均散度为正值(辐散区);垂直速度定义向下为负(下沉气流),向上为正(上升气流)。图 3 中虚线代表下沉气流,实线则代表上升气流。

由图 2 和图 3 可知:降雪开始前两小时(14:24):整层为强辐合上升运动。散度图上,强辐合中心位于 1.5km 以下,辐合中心强度为  $-47 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ ;速度图上,最大上升速度位于 1.5~2.0km,中心强度达  $47 \times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,这是强降雪即将开始的动力条件。

15:24,辐合中心高度由 4km 逐渐下降

到地面,上升运动中心由 4.5km 逐渐下降到地面,1 小时后降雪开始。

16:40,4km 及以上的的辐散下沉运动和近地面的辐合上升运动相继增强,1 小时后,第一个降雪峰值出现(18:04)。

18:36,出现第二次辐合上升运动的峰值,最大辐合中心位于 1.5km 以下,中心强度达  $-48 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ ;此时整层为上升气流,最大上升速度位于 2.0km 的高度,中心强度为  $45 \times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,这是第二个降雪峰值出现的动力条件。

20 时以后强辐合中心的高度与上升气流最大速度中心的高度逐渐下降,20:00—02:00 出现了第二个降雪峰值。

11 日 18:00—12 日 02:00,是降雪的维持阶段,速度图上,2.5km 以下,上升气流速度维持在  $15 \times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上,这是降雪维持的基本动力条件。

12 日 02:00—04:02,辐散中心与下沉气流中心逐渐下降,地面辐散下沉运动逐渐增强。4:02,最大辐散中心和下沉气流中心位于近地层,中心强度分别达  $70 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $-40 \times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。高层辐合,低层辐散,失去了降水维持的动力条件,05:00 降水停止。

#### 4 平均散度和平均速度计算的可靠性检验

图 4 是利用改进的 EVAD 方法计算出的 4 月 11 日 18:36 的平均散度和平均大气垂直速度的垂直廓线(图中正、负与图 2、图 3 一致)。图 4 表明,2km 以下为强辐合,2~5.5km 为弱的辐散,5.5~7.5km 为辐合,7.5km 以上辐散。各层平均大气垂直速度均为上升气流。上升速度有两个峰值,分别位于 2.0km 和 6.0km 的高度。

对照同一时刻径向速度的 PPI 图像,以  $1.5^\circ$  仰角为例(图 5,见彩页),距离雷达站点

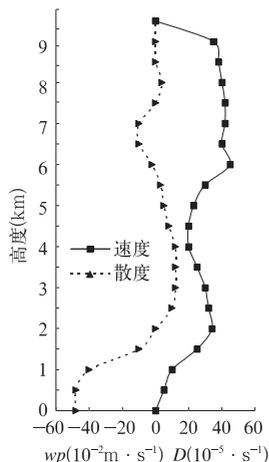


图 4 2006 年 4 月 11 日 18:36 平均散度和平均大气垂直速度的垂直廓线

15km(相应的海拔高度约 1.26km)的范围内,正、负速度的最大值分别为  $19\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $24\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,即同一圈层的负速度值大于正速度值,表明有风速性辐合;10~40km(相应的海拔高度为 1.1~2km)范围内,负速度区的面积是正速度区面积的 4 倍,大于  $10\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的负区面积是正区面积的 3.5 倍;10~40km 范围内的每个距离圈层上的两个零点,面向正区的夹角仅有  $90^\circ$ ,远远小于  $180^\circ$ ,表明有大尺度的风向性辐合。50~100km(相应的海拔高度为 2.3~4.1km)范围内,正速度区的面积略大于负速度区的面积,表明有大尺度的弱风向性辐散。

分析表明:由改进的 EVAD 方法计算出的量化散度与图像定性分析的辐合、辐散基本一致。

## 5 小结与讨论

(1) 利用改进的 EVAD 技术计算出的各

高度层的平均散度和平均垂直速度的定量值基本能够反映大气的垂直风场结构。

(2) 平均散度和平均垂直速度随时间和高度的变化能够揭示此次暴雪过程的一些动力学特征。2.5km 以下始终维持一个较强的上升气流,是强降雪维持的基本动力条件;整层出现辐合上升运动,且强上升速度中心的高度随时间的演变逐渐下降,同时中高层出现强辐散下沉气流与之配合时,未来 2 小时降雪开始并加强;中高层辐散和下沉运动向低层侵入时,降雪减弱;高层辐合、低层辐散加强时,降雪逐渐停止。

(3) 降雪的强度与雷达探测范围内各高度层的辐合、辐散有着密切的关系,且辐合、辐散的增强与减弱时间早于降雪强度的增大和减小时间,这对预报降雪的生消、雪强的增大与减小提供了一定的理论依据,对短时临近预报警报是十分有意义的。

## 参考文献

- [1] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法[M].北京:气象出版社,1992:843-886.
- [2] 胡明宝,高太长,汤达章.多普勒天气雷达资料分析与应用[M].北京:解放军出版社,2000:52-59.
- [3] Srivastava R C, Matejka T J, Lorello T J. Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line[J]. Atmos Sci, 1986, 43: 336-377.
- [4] Thomas M, Srivastava R C. An improved version of the extended velocity - azimuth display analysis of single - Doppler radar data[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1991, 8 (4): 453-456.
- [5] 胡志群,汤达章,梁明珠,等.用改善的 EVAD 技术和变分法计算大气垂直速度[J].南京气象学院学报, 2005, 28(3): 344-350.

# 苗爱梅等：春季一次暴雪过程的多普勒雷达动力学诊断

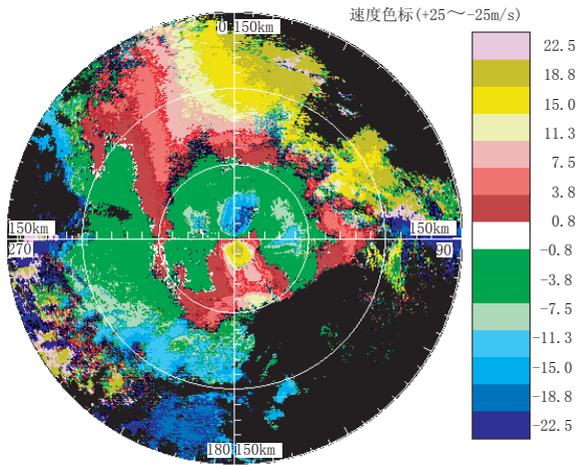


图5 2006年4月11日18:36, 1.5° 仰角  
径向速度PPI图像