

# 结合毫米波雷达提取降水条件下风廓线 雷达大气垂直速度的研究<sup>\*</sup>

黄书荣<sup>1</sup> 吴 蕾<sup>2</sup> 马舒庆<sup>2</sup> 黄兴友<sup>1</sup> 唐英杰<sup>3</sup>

HUANG Shurong<sup>1</sup> WU Lei<sup>2</sup> MA Shuqing<sup>2</sup> HUANG Xingyou<sup>1</sup> TANG Yingjie<sup>3</sup>

1. 南京信息工程大学, 南京, 210044

2. 中国气象局气象探测中心, 北京, 100081

3. 民航西南地区空中交通管理局气象中心, 成都, 610225

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

2. *Meteorological Observation Center of CMA, Beijing 100081, China*

3. *Southwest Meteorological Center of Civil Aviation Traffic Management, Chengdu 610225, China*

2016-07-11 收稿, 2017-05-12 改回.

黄书荣, 吴蕾, 马舒庆, 黄兴友, 唐英杰. 2017. 结合毫米波雷达提取降水条件下风廓线雷达大气垂直速度的研究. 气象学报, 75(5):823-834

Huang Shurong, Wu Lei, Ma Shuqing, Huang Xingyou, Tang Yingjie. 2017. Extraction of atmospheric vertical velocity from observations of WPR combined with millimeter-wavelength radar during precipitation. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(5):823-834

**Abstract** Wind profiler radar (WPR) is mainly used to detect atmospheric wind fields based on electromagnetic scattering of atmospheric turbulence. WPR can simultaneously receive the scattered echo of atmospheric turbulence and precipitation particles during precipitation. Therefore, the power spectrum of WPR in precipitation contains both the spectrum of atmosphere and the spectrum of precipitation. In this situation, the information of atmospheric vertical motion is contaminated by the movement of raindrops, leading to errors in subsequent retrieval of atmospheric motions. However, millimeter-wave cloud radar can only detect raindrops and cloudwater drops during precipitation. This paper aims to suppress the precipitation interference on WPR based on millimeter-wave radar observations. Verification and analysis of the spectrum is conducted for a classical weak precipitation case in the present study. Comparison and analysis of two-peak velocity, modified velocity and original WPR velocity show that the method can successfully eliminate effects of precipitation on atmospheric velocity retrieval during weak precipitation. It can also obtain turbulence velocity from WPR when turbulence echo is quite faint. However, the attenuation of cloud radar during precipitation will have negative influences on the results of the method, which makes it only suitable for weak precipitation events and at lower levels at present.

**Key words** Wind profiler radar (WPR), Millimeter-wave radar, Precipitation, Turbulence, Power spectral density

**摘 要** 风廓线雷达主要是利用大气湍流对电磁波的散射作用,在晴空条件下对大气风场等进行探测。在降水天气下,风廓线雷达能同时接收到大气湍流回波和雨滴的散射回波信号,其探测到的回波功率谱中降水信号谱和大气湍流信号谱叠加在一起,使得大气的运动被雨滴的运动信息所掩盖,给后续的大气风场反演带来误差。而毫米波云雷达在降水天气下仅能探测到云雨粒子的回波而无法探测到大气湍流回波,基于这一差异结合毫米波云雷达资料对风廓线雷达功率谱数据进行订正,剔除其中的降水回波信息,进而获取正确的大气运动垂直速度。通过一次典型弱降水天气过程的雷达资料对该方法进行了可

<sup>\*</sup> 资助课题:公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306076)。

作者简介:黄书荣,研究方向为雷达气象。E-mail:hsryeah@yeah.net

通讯作者:吴蕾,主要从事大气探测技术研究。E-mail:wlaoc@cma.gov.cn

行性验证,并将计算得出的大气垂直速度与传统双峰法提取的大气运动垂直速度及原始风廓线雷达垂直速度进行了对比分析,显示在弱降水天气下该方法能有效消除降水对风廓线雷达垂直速度测量的影响,提高弱降水天气下测速准确率,并且在湍流谱极其微弱的情况下该方法也能准确地获取到大气运动垂直速度信息。但是云雷达回波在降水时会有衰减,虽然是弱降水也会导致在高层距离库上的订正效果变差,故目前只适用于弱降水时低距库处的降水订正。

**关键词** 风廓线雷达,毫米波雷达,降水,湍流,功率谱密度

**中图法分类号** P412.25

## 1 引言

风廓线雷达主要是利用大气湍流对电磁波的散射作用来对大气风场等物理量进行探测(何平, 2006),但是在降水天气下,风廓线雷达对雨滴的散射也较为敏感(Wakasugi, et al, 1985; Larsen, et al, 1987; Ecklund, et al, 1988; Wuertz, et al, 1988; Gossard, 1988)。降水时风廓线雷达回波是由大气湍流和雨滴对雷达波共同散射造成的,其探测到的回波功率谱中降水信号谱和湍流信号谱叠加在一起,反映了空气的垂直运动和雨滴的落速。降水粒子的垂直下落速度掺杂其中使风廓线雷达探测到的功率谱拓宽或者出现双峰谱,反演出的谱宽和速度变大,若不将降水信号和湍流信号加以分离则反演出来的大气风场与真实的大气风场会有很大的偏差,影响天气预报数据的准确性。

近年来,中外有很多关于降水影响风廓线雷达探测的相关研究,但大多数是对风廓线雷达数据是否受到了降水干扰的判别,仅有少量涉及到对降水干扰的抑制。Wuertz 等(1988)通过对几个典型的晴空天气和降水天气的研究,给出了超高频风廓线雷达晴空及降水天气下数据的特征。Steiner 等(1994)通过对探测信号的 0 阶矩、1 阶矩、2 阶矩分别在降水和晴空天气条件的数据进行分析,给出了判断数据是否受到降水影响的函数。Ralph 等(1996)通过对垂直径向速度的直方图、方差以及功率谱密度和垂直径向速度的相关性数据对降水的判断方法进行了研究。McDonal 等(2004)对于降水数据的垂直信号功率谱、垂直信号谱宽和信噪比等物理量进行了分析。王晓蕾(2010)利用返回信号功率谱中降水谱和湍流谱中两峰值连接的最低点对二者进行分割,但此种分离方法误差较大。马建立等(2015)建立了降水信号回波强度和静止大气降水下降平均速度的关系式,再联合降水谱进行一阶谱矩计算出大气垂直下降速度。林晓萌等(2015)、周旭

辉等(2011)、何越等(2014)对风廓线雷达功率谱为双峰的情况进行了分析,认为速度较小的谱峰为湍流谱峰,速度较大的谱峰为降水谱峰,对降水天气下的风廓线雷达功率谱进行高斯拟合、双高斯拟合或者多项式拟合来分离降水和湍流谱,该方法要求两者速度差异较大且降水回波和湍流回波强度差异不大,具有局限性。

理论上在只采用风廓线雷达本身测量数据的情况下是无法分离出垂直气流的(胡明宝, 2015),本研究利用毫米波云雷达和风廓线雷达的不同探测特性,考虑结合毫米波云雷达观测数据对风廓线雷达进行湍流信号和降水信号的分离,进而提取出其中的大气垂直运动信息。

## 2 原理与方法

### 2.1 降水天气下毫米波雷达功率谱

毫米波雷达的探测灵敏度较高,能够探测到直径几微米的云粒子至直径几毫米的降水粒子,可以连续监测云的垂直剖面变化及云和降水粒子的强度、多普勒速度、谱宽以及退偏振特性。

毫米波雷达的观测方式是垂直对天观测,输出的功率谱密度是回波功率随径向速度变化的分布。在降水天气下,降水粒子会对云雷达的电磁波产生瑞利散射或者米散射,故降水时毫米波云雷达测得的径向速度谱是降水粒子的速度谱。

### 2.2 降水天气下风廓线雷达功率谱

在晴空天气下,风廓线雷达回波为湍流散射回波。大气的湍流作用使空气密度分布不均匀,从而对入射电磁波产生布拉格散射,雷达反射率( $\eta$ )满足

$$\eta = 0.39 C_n^2 \lambda^{-\frac{1}{3}} \quad (1)$$

式中,  $C_n^2$  为折射率结构常数,  $\lambda$  为雷达波长。

在降水天气下,风廓线雷达回波信号中既有湍流散射回波,也有云和降水粒子散射回波。其中,湍流散射同样遵从布拉格散射,而粒子散射则与粒子的雷达截面以及粒子数浓度有关。对于文中使用的

风廓线雷达(波长为 220 mm)雨滴对其产生瑞利散射的临界半径为 4.552 mm,而一般雨滴的半径均小于这个尺寸,故雨滴对其的散射作用均满足瑞利散射条件。在瑞利散射条件下,球形粒子的雷达截面为

$$\sigma = \frac{64\pi^5 r^6}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad (2)$$

式中, $r$  为散射粒子半径, $m = n - ki$  为复折射指数, $n$  为折射率, $k$  为吸收系数, $i$  为虚数单位。雷达反射率为单位体积全部雷达截面之和(张培昌等,2006)。

在降水天气条件下,风廓线雷达得到的功率谱为湍流谱和降水谱的叠加。对于垂直波束,风廓线雷达测得的径向速度包括空气垂直速度和降水粒子下落速度。由于风廓线雷达输出的是整个功率谱的数据,因此风廓线雷达功率谱上应该分别有空气垂直运动和降水粒子落速的谱包络(胡明宝,2015)。降水谱和湍流谱包络的相对位置随降水阶段和降水强度变化而变化。例如,在降雨发生初期大气一般为上升气流,而雨滴是下落的,两个谱包络应该在 0 速线的两边;而至降水的中后期空气转为下沉运动,两个谱包络会位于 0 速线的同一边。如果两者速度差异较大,则两者的谱包络就会分离。降雨的回波信号大都比大气湍流的回波信号强很多,常会将大气湍流的回波掩盖,故单纯只利用风廓线雷达的数据很难将降水和湍流的谱分离开来(胡明宝,2015)。

### 2.3 云雷达提取大气垂直速度的原理

#### 2.3.1 两部雷达联合谱分析的理论依据

假设噪声信号为高斯白噪声且和气象信号相互独立,并且气象信号和噪声信号满足可加性。雷达接收到的总回波功率为各个粒子回波功率的总和,则云雷达测得的降水粒子的功率谱分布为

$$S_{\text{ICR}}(v) = N_{\text{CR}}(D) \times P_{\text{CR}}(D) \quad (3)$$

风廓线雷达测得的降水粒子的功率谱密度分布

为

$$S_{\text{rWPR}}(v) = N_{\text{WPR}}(D) \times P_{\text{WPR}}(D) \quad (4)$$

式中, $P_{\text{CR}}(D)$ 是直径为  $D$  的单个粒子返回信号功率密度, $P_{\text{WPR}}(D)$ 是直径为  $D$  的单个粒子在风廓线雷达返回信号功率密度, $N_{\text{CR}}(D)$ 是云雷达测得的雨滴谱分布, $N_{\text{WPR}}(D)$ 是风廓线雷达测得的雨滴谱分布。

由雷达气象方程可得,在满足瑞利散射条件,不考虑衰减的情况下,单个降水粒子的返回信号功率密度  $P(D_i)$  随直径  $D_i$  的分布为

$$P(D_i) \Delta D = \frac{\pi^3}{1024 \ln 2} \times \frac{P_t h G^2 \theta \varphi}{\lambda^2 R^2 L} \times \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \times D_i^6 \times \Delta D \quad (5)$$

式中, $P_t$  为发射功率, $h$  为有效照射深度, $G$  为天线增益, $\theta$  为水平波束宽度, $\varphi$  为垂直波束宽度, $\lambda$  为雷达波长, $R$  为探测距离, $L$  为馈线损耗, $m$  为复折射指数, $D$  为粒子直径。

对同一个雷达,式(5)中第 1、2 部分均为常量,第 3 部分从表 1 中可以得出对于同一波长,  $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$  变化量非常小,故文中不考虑该项变化的影响。

故可认为对同一个雷达,仅第 4 部分为变量,故  $P \propto D^6$ ,则可认为云雷达的单个粒子回波功率为  $P_{\text{CR}}(D) = a \cdot D^6$ ,其中  $a$  为常数,风廓线雷达的单个粒子回波功率为  $P_{\text{WPR}}(D) = b \cdot D^6$ ,其中  $b$  为常数。

故在二者测得的雨滴谱一样情况下,式(3)、(4)可理解为

$$S_{\text{ICR}}(v) = N_{\text{CR}}(D) \times a \cdot D^6 \quad (6)$$

$$S_{\text{rWPR}}(v) = N_{\text{WPR}}(D) \times b \cdot D^6 \quad (7)$$

又静止大气下降降水粒子下降末速度  $v_t$  和粒子直径  $D$  存在一一对应关系

$$v_t = 9.65 - 10.3e^{-6D} \quad (8)$$

表 1 不同温度和波长时冰和水的  $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$  值(张培昌等,2006)

Table 1 The value of  $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$  at different temperature and wavelengths (Zhang, et al, 2006)

| 温度(℃) | 水                         |                             |                             |                             | 冰粒    |
|-------|---------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-------|
|       | $\lambda = 10 \text{ cm}$ | $\lambda = 3.21 \text{ cm}$ | $\lambda = 1.24 \text{ cm}$ | $\lambda = 0.62 \text{ cm}$ |       |
| 20    | 0.9280                    | 0.9275                      | 0.9193                      | 0.8926                      | 0.197 |
| 10    | 0.9370                    | 0.9282                      | 0.9152                      | 0.8726                      |       |
| 0     | 0.9340                    | 0.9300                      | 0.9055                      | 0.8312                      |       |
| -8    | —                         | —                           | 0.8902                      | 0.7921                      |       |

故

$$S_{\text{CR}}(D) = N_{\text{CR}}(D) \times a \cdot D^6 \quad (9)$$

$$S_{\text{WPR}}(D) = N_{\text{WPR}}(D) \times b \cdot D^6 \quad (10)$$

由此可得出功率谱分布形态只与气象目标物的粒子谱分布有关。

### 2.3.2 云雷达和风廓线雷达探测雨滴谱的一致性分析

阮征等(2015)对比了风廓线雷达反演的雨滴谱分布和地面的激光雨滴谱仪的同期探测数据,发现二者变化趋势基本一致,但稍有差异;刘黎平等(2014)在弱降水天气下将780 m 高度上毫米波雷达反演的雨滴谱与地面雨滴谱数据进行对比,分析了毫米波雷达反演的雨滴谱的准确性(图1),可以看出,云雷达测得数据与地面数据略有差异,在小粒子部分重合很好,而在大粒子部分稍有偏差。综合二者的研究可假设在弱降水的条件下云雷达和风廓线雷达探测到的降水滴谱一致,结合上述分析得出的降水的功率谱分布形态只与气象目标物的粒子谱分布有关,则云雷达和风廓线雷达测得的降水粒子的功率谱密度分布形态一致。

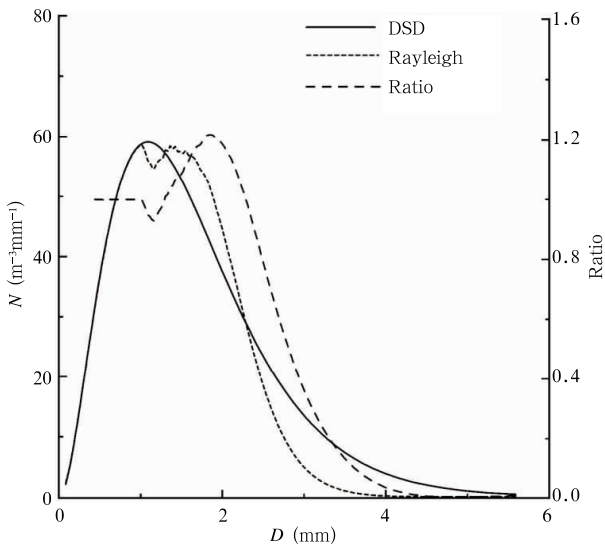


图1 瑞利散射的假设条件下的云雷达反演雨滴谱与雨滴谱仪数据对比分析

( $D$  为降水粒子直径,  $N$  为滴谱分布, DSD 为雨滴谱仪测得雨滴谱数据,短虚线为云雷达在瑞利散射假设下反演的雨滴谱数据,长虚线为二者的比值)(刘黎平等,2014)

Fig. 1 Comparison between retrieved DSD under the assumption of Rayleigh scattering (short dashed line) and the true value (solid line), and their ratio (long dashed line)(Liu, et al, 2014)

### 2.3.3 结合云雷达提取降水条件下风廓线雷达大气运动垂直速度谱

降水天气下风廓线雷达能同时探测到气团散射回波和降水粒子回波,故风廓线雷达的速度谱  $v_{\text{WPR}}(i)$  是降水粒子速度谱  $v_r(i)$  和大气湍流速度谱  $v_t(i)$  的叠加,即

$$v_{\text{WPR}}(i) = v_r(i) + v_t(i) \quad (11)$$

式中,  $i$  为快速傅里叶变换(FFT)点数。而云雷达在降水天气下只能探测到云和降水粒子的回波,故云雷达速度谱  $v_{\text{CR}}(i)$  中只有云、雨粒子的速度信息,即云雷达测得的速度谱即是雨滴的速度谱

$$v_{\text{CR}}(i) = v_r(i) \quad (12)$$

然后将式(12)代入式(11)中可得

$$v_{\text{WPR}}(i) = v_{\text{CR}}(i) + v_t(i) \quad (13)$$

将式(13)变形可得大气湍流速度谱

$$v_t(i) = v_{\text{WPR}}(i) - v_{\text{CR}}(i) \quad (14)$$

即将风廓线雷达速度谱中的雨滴速度谱信息减掉便能得到大气运动垂直速度谱。

## 3 资料与分析

### 3.1 雷达参数

风廓线雷达为位于北京南郊观象台( $39^{\circ}48'N$ ,  $116^{\circ}28'E$ , 海拔 32.3 m)的由中国航天科工集团第二十三所生产的边界层 CFL-16 型边界层风廓线雷达,工作频率 1360 MHz,发射峰值功率 10 kW,采用 5 波束,分高、中、低 3 种模式进行探测,垂直分辨率 120 m,提供实时采样数据,1 h 风数据,30 min 风数据和各波束风数据及功率谱数据。

毫米波云雷达为由中国气象局气象探测中心、西安华腾微波有限责任公司和成都信息工程大学联合研制的 Ka 波段全固态全相参连续波多普勒雷达,目前该雷达安装在中国气象局大气探测综合试验基地,波长 8.6 mm,峰值功率 7 W,脉冲重复频率 8000 Hz。采用 2、5、20  $\mu s$  3 种不同脉冲宽度切换的发射方式。天线采用垂直顶空瞄准式工作方式,测量高度约 15 km,垂直空间分辨率约 30 m,时间分辨率 1—60 s 可调,试验中将毫米波云雷达时间分辨率设置为 60 s。该雷达提供雷达基数据(基本反射率  $Z$ ,径向速度  $V$ ,速度谱宽  $W$ )和一些产品(信噪比 SNR,液态水含量 LWC)及原始 IQ(天线接收雷达回波信号经过混频后由射频变为中频信号,然后对中频信号进行模/数转换变成数字中频信号。

数字中频信号分两路,分别与相位相差的两路本振信号进行混频得到正交数字 I、Q 信号)数据。两部雷达参数如表 2 所示。

表 2 CFL-16 型风廓线雷达和 Ka 波段测云雷达参数  
Table 2 Parameters of WPR and millimeter-wave radar

| 雷达         | 风廓线雷达<br>(低模式) | 毫米波云雷达<br>(窄脉冲) |
|------------|----------------|-----------------|
| 波长(mm)     | 220            | 8.6             |
| 脉冲重复频率(Hz) | 10000          | 8000            |
| 波束宽度(°)    | 4              | 0.4             |
| 脉冲宽度(μs)   | 0.8            | 2               |
| 发射峰值功率(kW) | 10             | 0.007           |
| 天线增益(dB)   | 33             | 55              |
| 谱平均数       | 10             | 4               |
| 快速傅里叶变换点数  | 512            | 512             |
| 最低探测高度(m)  | 150            | 360             |
| 最高探测高度(m)  | 3630           | 2460            |
| 高度分辨率(m)   | 120            | 30              |

两部雷达安置于同一观测场中,海拔高度相同。雷达位置及波束探测范围如图 2 所示。至 2500 m (本文只是考虑低模式)高度处,风廓线雷达的波束宽度为 174.6 m,云雷达的波束宽度为 17.4 m。2500 m 高度处的两个雷达波束所探测到的最大总范围为  $87.3 + 8.725 + 94 = 190.025$  m。这个距离还是比较近的,假定这个范围内充满降水且降水是均匀的。

### 3.2 数据与时间匹配

所使用的云雷达数据为经过脉冲压缩处理后的 I、Q 数据,气象雷达对 I、Q 数据一般采用实时处理、实时销毁的方式。此试验中的 I、Q 数据的采集是根据天气情况随用随采集。其时间精度为 1 min。风廓线雷达资料是其提供的功率谱密度数据的垂直波束观测的结果。风廓线雷达为 5 波束发射,在探测时每一个时刻只有一个波束发射和接收电磁波,完成一个探测周期需要 6 min,然后会生成一个功率谱数据文件,故风廓线雷达功率谱数据的时间精度为 6 min。该雷达 5 个波束探测的先后顺序是中、

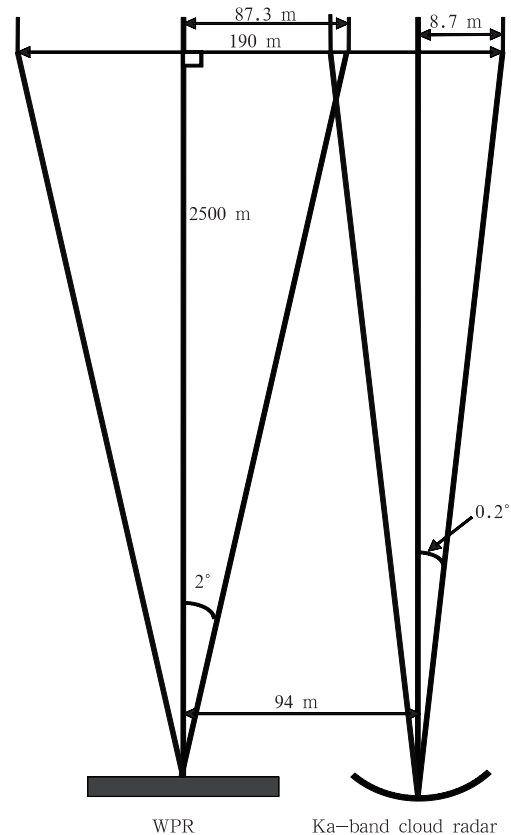


图 2 两部雷达波束探测范围示意  
Fig. 2 Detection range of radar beam

北、东、南、西,故将功率谱密度数据的开始探测时间作为中波束观测的时间与云雷达该时刻的观测资料进行匹配。

### 3.3 资料处理步骤

#### 3.3.1 云雷达资料预处理

所用的风廓线谱数据为功率谱密度数据,而云雷达数据是经过脉冲压缩处理后的 I、Q 数据,尚需对其进行相干积分、加窗、快速傅里叶变换和谱平均等基本的处理,才能得到功率谱密度数据(图 3)。

同时,为了保证云雷达计算出来的功率谱数据和风廓线雷达功率谱数据具有可比性,在对其进行处理时需保证二者具有相同的最大可测速度并使速

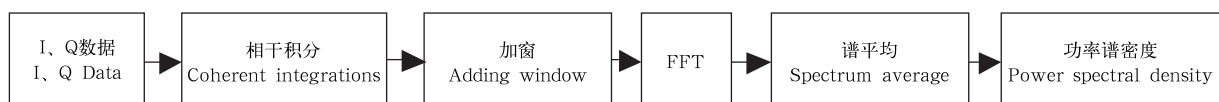


图 3 数据处理流程  
Fig. 3 Data processing flow

度分辨率保持一致。需根据式(15)、(16)确定云雷达相干积分点数( $N_{CI}$ ),快速傅里叶变换点数( $N_{FFT}$ )和谱平均数( $N_{SP}$ )。

$$V_{\max} = \frac{\lambda F_{PR}}{4N_{CI}} \quad (15)$$

$$V_{\min} = \frac{\lambda F_{PR}}{2N_{CI}N_{FFT}} \quad (16)$$

式中, $V_{\max}$ 为最大可测速度, $V_{\min}$ 为速度分辨率, $F_{PR}$ 为脉冲重复频率, $\lambda$ 为雷达波长。

### 3.3.2 确定平均噪声功率

将云雷达的功率谱密度根据风廓线雷达功率谱的精度及测速范围匹配好之后就需要确定其平均噪声功率,以其平均噪声功率为基准来提取其有用信号段的速度信息。

确定噪声功率有常规法、客观分析法、远距离库法等。由于分析的天气情况是降水条件下,远距离处的回波不仅是噪声回波,而且还有远处的降水粒子回波,故不能采用远距离库法;再考虑到计算的准确率和计算速度,故选取分段法进行计算。对于每一个距离库高度求取其噪声功率值。首先将频谱平均分为  $N$  段,则每一段数据的个数为  $N_{FFT}/N$ ,对每一段的快速傅里叶变换点功率取平均,从而得到  $N$  个平均值,最后取各平均值中的最小值作为该高度层的平均噪声功率。其中, $N$  取值为 8 或者 16 的时候效果最佳(Petitdidier, et al, 1997),文中  $N$  取值为 16。在确定了平均噪声功率之后,便可以确定有用信号的功率谱密度的覆盖区间(何平等, 2013)。

假设第  $k$  个距离库高度上功率谱密度数据为  $P(k, i), i = 1, 2, \dots, N_{FFT}$ , (注: 2.3 节中的回波功率  $P$  是理论上单个降水粒子的回波功率, 3.3 节中回波功率  $P$  为实测回波功率, 其中包含降水粒子的回波功率和噪声功率), 则在第  $k$  距离库高度处第  $N$  段的平均噪声功率为

$$P(k, N) = \frac{P(k, i) + P(k, i+1) + \dots + P(k, i + N_{FFT}/N)}{N_{FFT}/N} \quad (17)$$

则第  $k$  距离库的噪声功率为

$$P_N(k) = \min(P(k, N)) \quad (18)$$

### 3.3.3 大气运动垂直速度谱获取

根据上面计算出的噪声功率, 计算出每一个距离库上风廓线雷达和云雷达噪声功率的差值(式(19)), 将风廓线雷达每一点的功率值加上二者噪声功率的差值( $P_{WPR}(k, i) + \Delta P(k)$ ), 然后再将风廓线雷达功率谱密度与云雷达的功率谱密度相减, 便能得到降水时大气湍流垂直运动的速度谱信息。

$$\Delta P(k) = P_{N_{CR}}(k) - P_{N_{WPR}}(k) \quad (19)$$

$$v_i(k, i) = P_{WPR}(k, i) + \Delta P(k) - P_{CR}(k, i) \quad (20)$$

效果如图 4 所示, 速度向下为正, 向上为负。

### 3.3.4 湍流速度计算

获取到大气湍流速度谱之后, 还要对大气湍流速度谱做以下计算才能得到大气湍流的垂直速度。首先对每一距离库高度的湍流谱计算其谱峰最大值

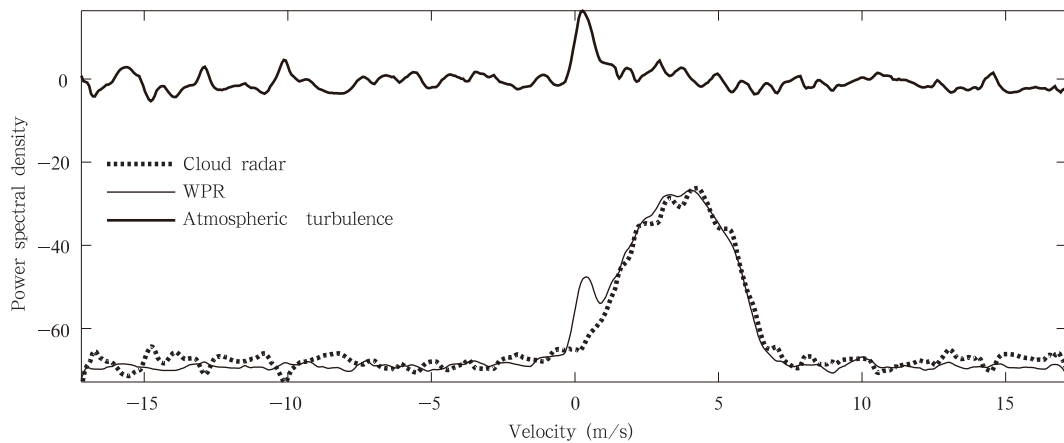


图 4 湍流谱获取示意

Fig. 4 Schematic diagram of turbulence velocity spectrum

$$T_{\max}(k) = \max(T(k, i)) \quad (21)$$

式中,  $k$  为距离库数,  $i = 1, 2, \dots, FFT$ ,  $FFT$  为该距离库上快速傅里叶变换点数。然后计算出该点的信噪比

$$SNR = 10 \lg \left( \frac{S(T_{\max})}{S_{\text{nois}}} \right) \quad (22)$$

式中,  $S(T_{\max})$  为最大值处的原始功率值,  $S_{\text{nois}}$  为该距离库高度处的平均原始噪声功率值, 当最大值处信噪比  $SNR$  大于设定的阈值 6 时, 则将该最大值点标记为该库处的湍流谱峰, 然后根据多普勒频移公式计算出该距离库上的大气湍流速度值。当最大值处信噪比  $SNR$  小于设定的阈值 6 时, 则认为该库上

没有有效湍流谱峰存在, 没有明显垂直大气运动, 则将该高度上速度赋值为 0 m/s。

### 3.4 结果验证

选取 2016 年 5 月 14 日一次典型的降水天气的风廓线雷达资料进行分析。图 5a 为云雷达探测到的该日 00 时 30 分—03 时(北京时, 下同)该站点上方云雨粒子的反射率因子  $Z$  随时间的变化, 选取该降水过程中 01 时 54 分的降水功率谱进行分析, 图 5b 为该时刻站点上方云雨粒子的反射率因子廓线, 可以看出此时处于降水的中期, 低层降水回波的反射率因子约为 10 dBz, 属于弱降水范畴, 在 10 km 高空有高空云存在。

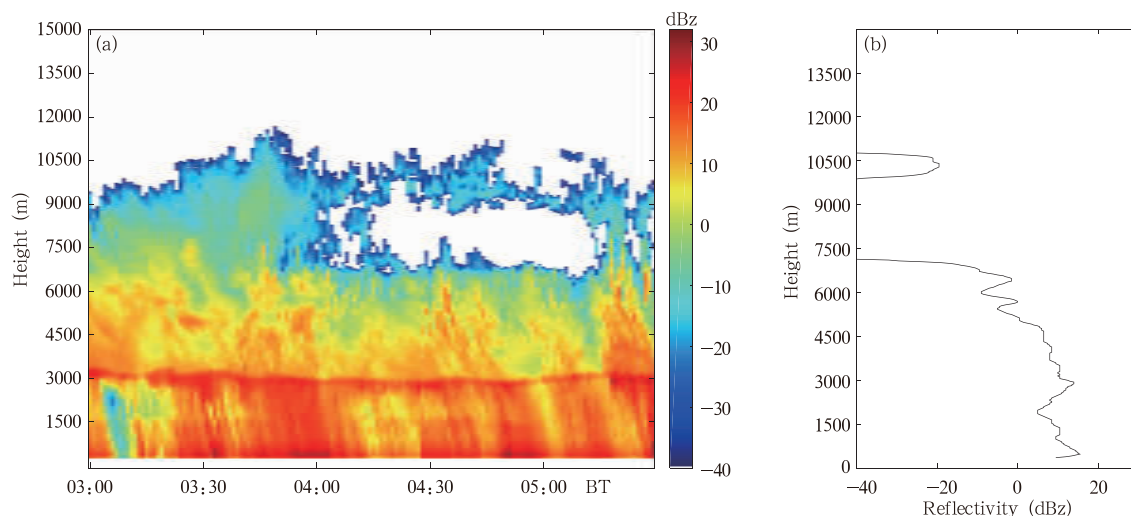


图 5 2016 年 5 月 14 日 00 时 30 分—03 时云雷达基本反射率因子(a)和 01 时 54 分反射率因子廓线(b)

Fig. 5 Reflectivity of cloud radar from 00:30 to 03:00 BT (a) and vertical profile of reflectivity at 01:54 BT (b) 14 May 2016

图 6a 为 2016 年 5 月 14 日 01 时 54 分风廓线雷达功率谱, 可以看出风廓线雷达谱呈双峰结构, 左侧有非常微弱的小的谱峰存在, 此时的降水回波明显强于大气湍流回波, 若是采用常规的速度计算方法则得到的必然是降水粒子的速度, 会导致后续计算出的风向、风速出现偏差。图 6b 为相应时刻的云雷达功率谱, 可以看到图中仅有一个谱宽较宽、速度较大的谱峰存在。然后将风廓线雷达和云雷达各高度层速度谱根据 3.2 节的方法进行计算得到大气湍流速度谱(图 7), 可以看到速度谱在各高度层上的匹配度均较理想, 降水谱基本能完全重合, 二者相减

后能完整地得到湍流运动的垂直速度谱。

然后根据文中方法确定出各个距离库处大气湍流的多普勒速度(图 8a), 可以看出大气垂直速度值与谱线上的大气湍流谱峰位置重合, 并且在 1350—1590 m 高度处, 大气湍流谱峰极其微弱, 几乎不可见, 该方法也能准确地获取大气湍流运动径向速度, 若采用较为广泛使用的双峰谱判别法则无法识别。而图 8b 为采用常规方法(以最大功率值所在位置处的多普勒速度作为其径向速度)得到的径向速度, 很明显其值受到降水回波的影响。

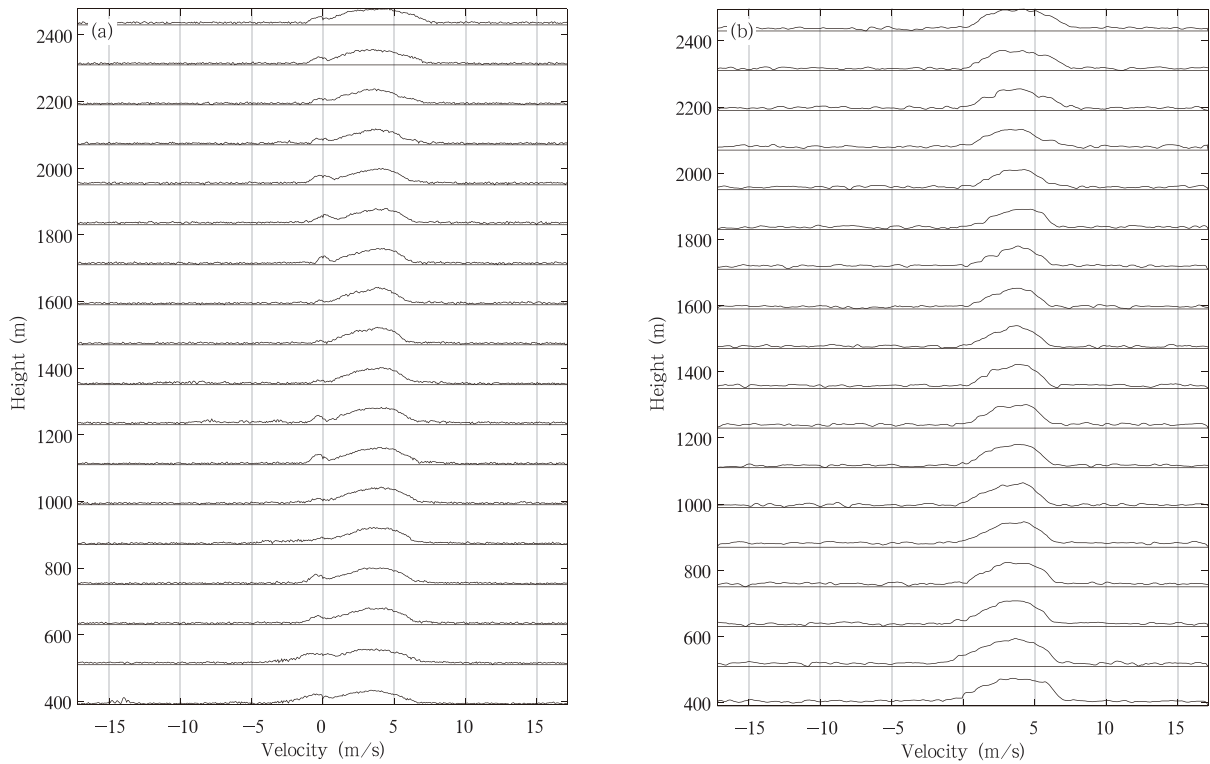


图 6 2016 年 5 月 14 日 01 时 54 分风廓线雷达功率谱(a)和云雷达功率谱(b)

Fig. 6 Spectra of WPR (a) and Cloud radar (b) at different heights at 01:54 BT 14 May 2016

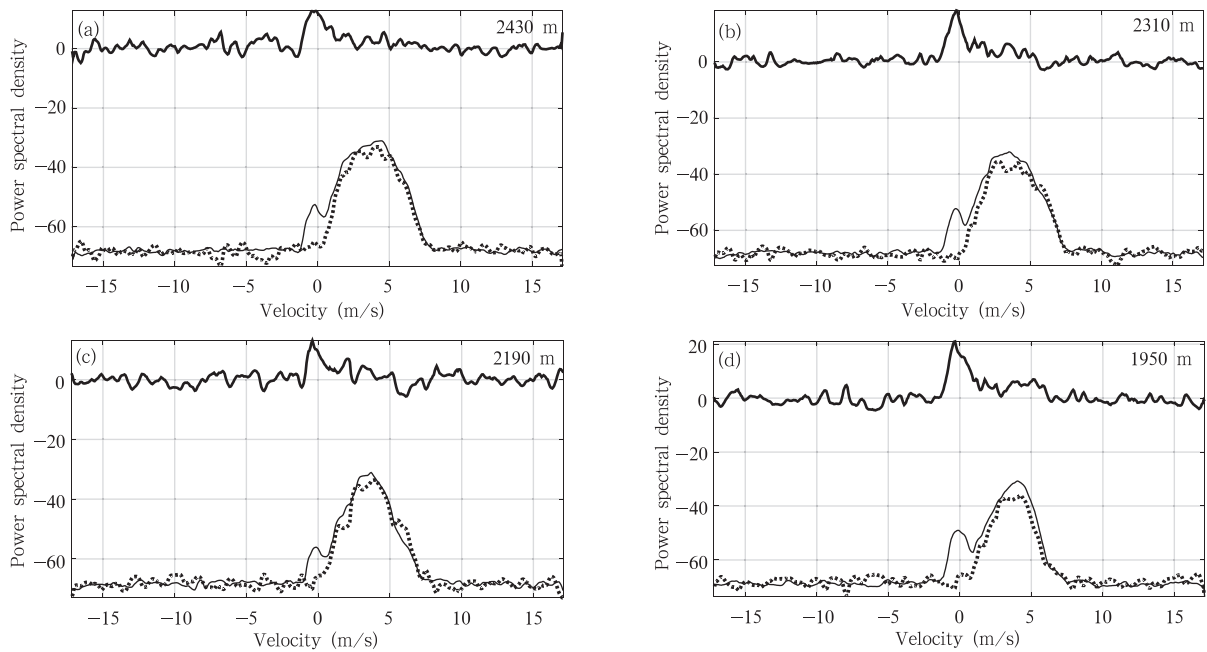


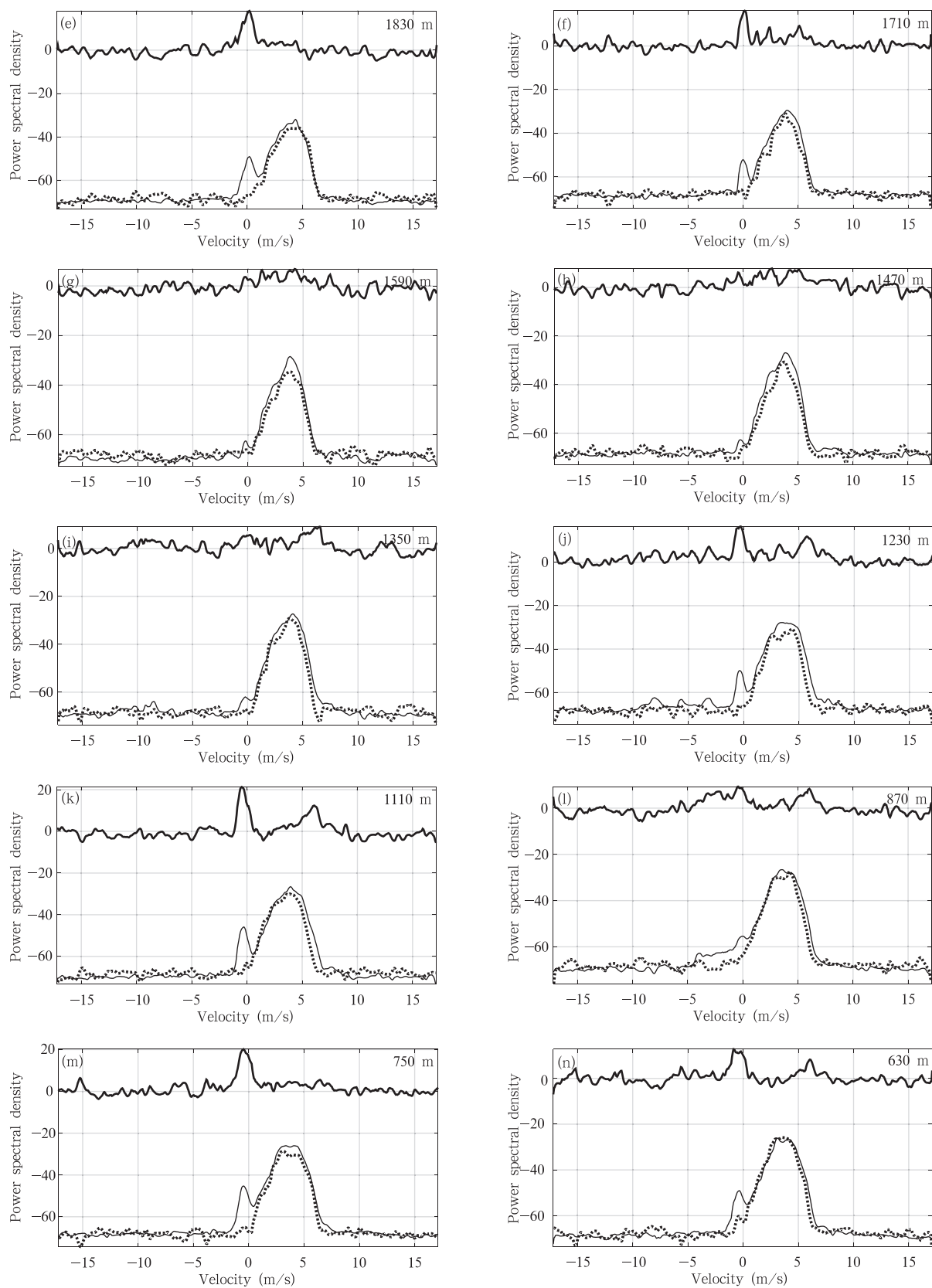
图 7 各不同高度上湍流谱提取效果示意

(粗实线为湍流功率谱, 细实线为风廓线雷达功率谱, 虚线为毫米波雷达功率谱)

Fig. 7 Spectra of atmospheric turbulence (thick line) separated from WPR spectra (fine solid)

at different heights at 01:54 BT 14 May 2016

(the dotted line is the spectrum of millimeter-wave radar)



续图 7

Fig. 7 Continued

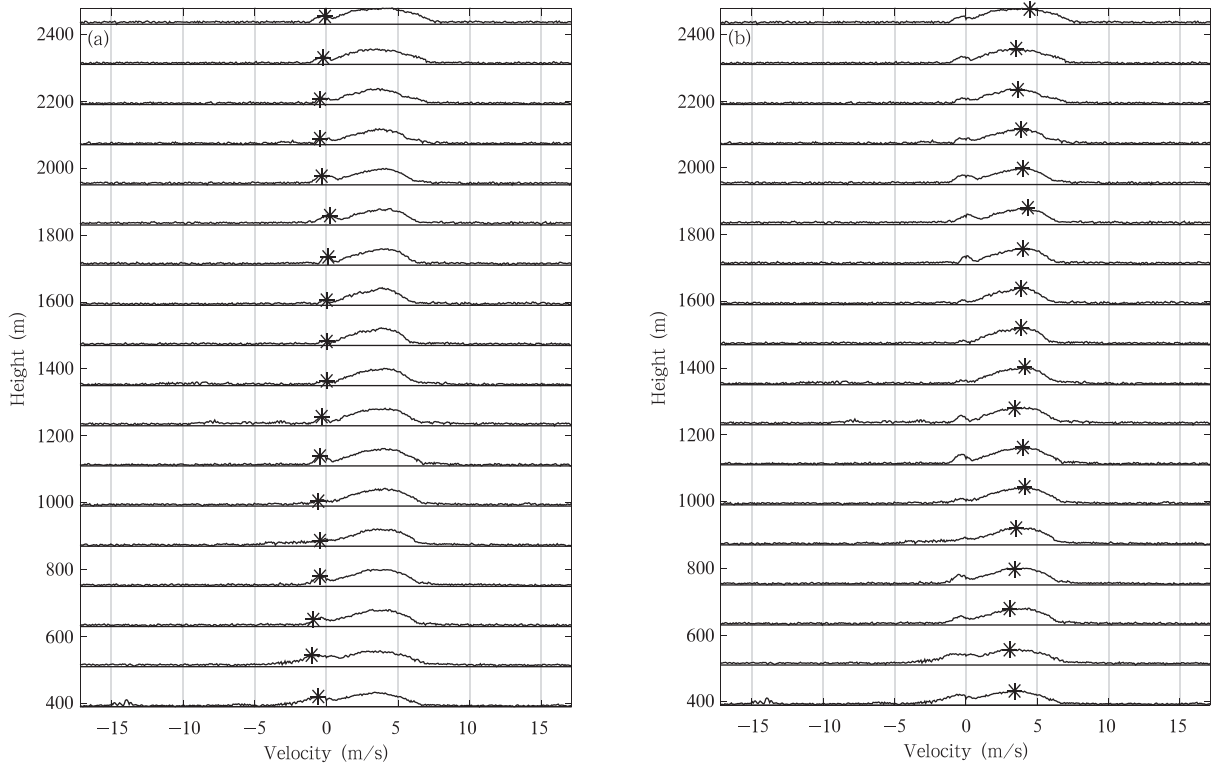


图8 本研究改进的速度识别方法(a)和常规速度识别方法(b)对比  
Fig.8 Comparision of the velocity retrieved from the method in this paper (a)  
with the velocity retrieved from conventional method (b)

图9为2016年5月14日01时54分、02时、02时04分和02时10分4个连续时刻常规计算得到的大气湍流垂直运动速度廓线与文中算法计算结果及双峰法获取的大气运动的垂直速度的比较,其中, $V_{real}$ 为传统双峰法(林晓萌等,2015;王晓蕾,2010;马建立等,2015)提取的大气运动垂直速度,即当谱型呈双峰谱时,速度较小的谱峰为大气湍流的回波谱,速度较大的谱峰为降水产生的回波谱,速度较小的谱峰处的速度为真实大气运动速度。若无明显双峰存在则认为大气湍流运动微弱,大气垂直速度为0, $V_a$ 为文中算法得到的大气运动垂直速度, $V_b$ 为常规计算得到的风廓线雷达垂直速度。可以看出 $V_a$ 和 $V_{real}$ 基本相同,垂直变化趋势也基本相同,在高层的订正效果较低层差一些,是由于较高距离处降水对云雷达的衰减更明显,使得云雷达的谱有所衰减,而风廓线雷达谱基本无衰减,二者谱型因此有了差异,故高层订正较低层有所变差。而原始的风廓线雷达的垂直速度 $V_b$ 与 $V_{real}$ 差别很大,明显受到

了降水速度的影响。利用双峰谱的实测大气速度 $V_{real}$ 对本文算法得到的大气垂直速度 $V_a$ 进行一致性检验,参数如表3。其中u1、var1分别是文中方法提取的大气垂直速度 $V_a$ 与双峰谱提取的大气垂直速度 $V_{real}$ 的平均误差、均方根误差,u2、var2分别是未经订正的风廓线垂直速度与双峰谱的实测大气垂直速度 $V_{real}$ 的平均误差、均方根误差。从平均误差值变化来看,经过文中方法订正过的大气运动垂直速度精度有了明显的提高,误差从原来的5 m/s经订正后均降至小于0.4 m/s,而且均方根误差也明显减小,说明本算法一致性较好,数据较为稳定。

表3 大气垂直速度提取效果分析(单位: m/s)  
Table 3 Effectiveness of the method (unit: m/s)

| 时间   | 01时54分   | 02时      | 02时04分   | 02时10分   |
|------|----------|----------|----------|----------|
| u1   | 0.179013 | 0.328222 | 0.335395 | 0.20516  |
| u2   | 4.033446 | 5.081512 | 4.590549 | 4.609948 |
| var1 | 0.017029 | 0.29231  | 0.074288 | 0.069856 |
| var2 | 0.179421 | 0.381896 | 1.314375 | 1.627871 |

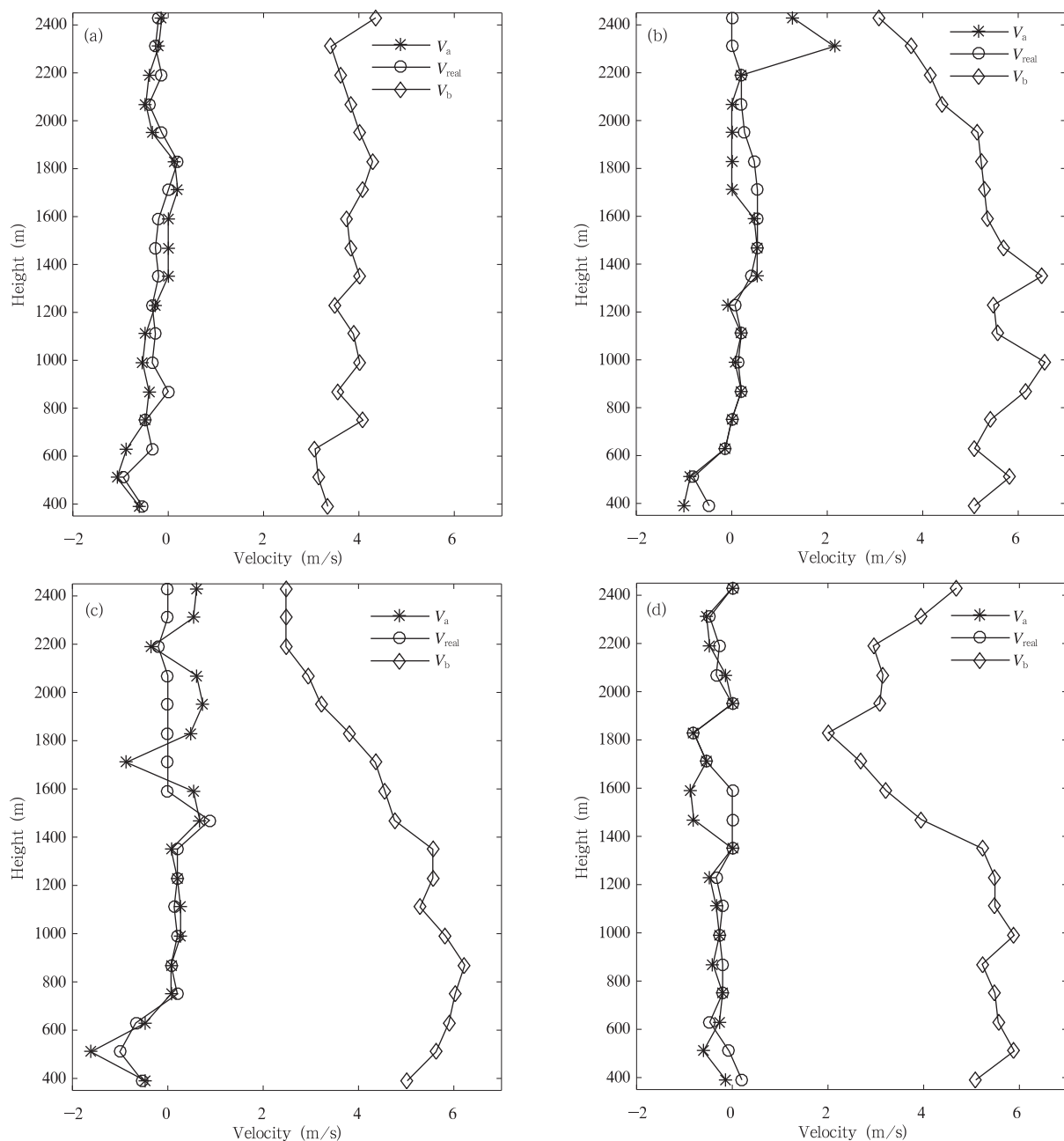


图9 2016年5月14日01时54分(a)、02时(b)、02时04分(c)、02时10分(d)文中算法提取的大气垂直速度( $V_a$ )和风廓线未订正的大气垂直速度( $V_b$ )与双峰谱法的实测大气垂直速度( $V_{real}$ )的比较

Fig. 9 Comparison of vertical velocity profiles by the two-peak method with that by conventional method and the method proposed in this paper

#### 4 结 语

(1) 利用位于北京南郊观象台的风廓线雷达和中国气象局大气探测试验基地(北京)的云雷达资料,通过对一次典型降水过程进行分析,表明本研究

方法能很好地剔除降水时降水粒子回波信息,较准确地提取到大气运动垂直速度信息,并验证了该方法可行。传统的大气湍流速度提取方法是建立在大气湍流回波信号强度与降水信号强度相当并且二者速度差异明显、谱包络分离(即双峰谱)的基础上,但

事实上降水时有很大概率的功率谱密度并不呈现双峰谱的形态,本研究方法突破了传统方法的双峰谱限制,在文中例子中,1350—1590 m 高度处的大气湍流回波相对于降水极其微弱,通过本研究方法也能获取到合理的大气运动的垂直速度,在湍流相对于降水比较微弱的降水天气下,该方法也能很好地剔除其中的降水信息,并完整地提取到其中的大气运动信息,弥补了传统订正方法在微弱湍流信号提取方面的不足。

(2) 由于云雷达的波长较短,降水粒子对云雷达回波会有衰减,目前本方法只适用于弱降水时低距库处的降水订正,文中在此证实了双波长订正法的可行性,若要业务应用可选取波长稍长的雷达来进行风廓线雷达降水订正(降水衰减小),或者对云雷达功率谱进行衰减订正之后再用于风廓线雷达降水谱订正。

## 参考文献

- 何平. 2006. 相控阵风廓线雷达. 北京: 气象出版社, 200pp. He P. 2006. Phased Array Wind Profile Radar. Beijing: China Meteorological Press, 200pp (in Chinese)
- 何平, 李柏, 吴蕾等. 2013. 确定风廓线雷达功率谱噪声功率方法. 应用气象学报, 24(3): 297-303. He P, Li B, Wu L, et al. 2013. The method to determine the noise power of wind profile radar. J Appl Meteor Sci, 24(3): 297-303 (in Chinese)
- 何越, 何平, 林晓萌. 2014. 基于双高斯拟合的风廓线雷达反演雨滴谱. 应用气象学报, 25(5): 570-580. He Y, He P, Lin X M. 2014. Raindrop size distribution retrieval from wind profiler radar based on double-Gaussian fitting. J Appl Meteor Sci, 25(5): 570-580 (in Chinese)
- 胡明宝. 2015. 风廓线雷达探测与应用. 北京: 气象出版社, 191-192. Hu M B. 2015. Application and Detection of Wind Profile Radar. Beijing: China Meteorological Press, 191-192 (in Chinese)
- 林晓萌, 何平, 黄兴友. 2015. 一种抑制降水对风廓线雷达水平风干扰的方法. 应用气象学报, 26(1): 66-75. Lin X M, He P, Huang X Y. 2015. A method to suppress the precipitation interference on horizontal wind of wind profile radar. J Appl Meteor Sci, 26(1): 66-75 (in Chinese)
- 刘黎平, 谢蕾, 崔哲虎. 2014. 毫米波云雷达功率谱密度数据的检验和在弱降水雨滴谱反演中的应用研究. 大气科学, 38(2): 223-236. Liu L P, Xie L, Cui Z H. 2014. Examination and application of Doppler spectral density data in drop size distribution retrieval in weak precipitation by cloud radar. Chinese J Atmos Sci, 38(2): 223-236 (in Chinese)
- 马建立, 阮征, 黄钰. 2015. 风廓线雷达估测降水云中大气垂直速度的一种方法. 高原气象, 34(3): 825-831. Ma J L, Ruan Z, Huang Y. 2015. Method of WPR getting air vertical velocity in precipitation cloud. Plateau Meteor, 34(3): 825-831 (in Chinese)
- 阮征, 刘褚赓, 马建立等. 2015. 降水回波谱参数估算雨滴谱参数的算法研究. 高原气象, 34(4): 1019-1028. Ruan Z, Liu C Y, Ma J L, et al. 2015. Research of retrieving gamma parameters in precipitation cloud from data obtained of vertical radar. Plateau Meteor, 34(4): 1019-1028 (in Chinese)
- 王晓蕾. 2010. 风廓线雷达探测降水云体中雨滴谱的试验研究. 高原气象, 29(2): 498-505. Wang X L. 2010. A study of drop-size distribution in precipitation cloud from wind profile radar. Plateau Meteor, 29(2): 498-505 (in Chinese)
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2006. 雷达气象学. 北京: 气象出版社, 10. Zhang P C, Du B Y, Dai T P. 2006. Radar Meteorology. Beijing: China Meteorological Press, 10 (in Chinese)
- 周旭辉, 马杰良, 吴蕾等. 2011. 基于正交多项式拟合的风廓线雷达风谱识别. 现代雷达, 33(11): 27-31. Zhou X H, Ma J L, Wu L, et al. 2011. Wind spectra identification of the WPR based on orthogonal polynomial fitting. Mod Radar, 33(11): 27-31 (in Chinese)
- Ecklund W L, Carter D A, Balsley B B. 1988. A UHF wind profiler for the boundary layer: Brief description and initial results. J Atmos Oceanic Technol, 5(3): 432-441
- Gossard E E. 1988. Measuring drop-size distributions in clouds with a clear-air-sensing Doppler radar. J Atmos Oceanic Technol, 5(5): 640-649
- Larsen M F, Röttger J. 1987. Observations of thunderstorm reflectivities and Doppler velocities measured at VHF and UHF. J Atmos Oceanic Technol, 4(1): 151-159
- McDonald A J, Carey-Smith T K, Hooper D A, et al. 2004. The effect of precipitation on wind-profiler clear air returns. Ann Geophys, 22(11): 3959-3970
- Petitdidier M, Sy A, Garrouste A, et al. 1997. Statistical characteristics of the noise power spectral density in UHF and VHF wind profilers. Radio Sci, 32(3): 1229-1247
- Ralph F M, Neiman P J, Uffieux D. 1996. Precipitation identification from radar wind profiler spectral moment data: vertical velocity histograms, velocity variance, and signal power-vertical velocity correlations. J Atmos Oceanic Technol, 13(3): 545-559
- Steiner A, Richner H. 1994. Separation of clear-air echoes from precipitation echoes in UHF wind profiler measurements. Ann Geophys, 12(6): 497-505
- Wakasugi K, Fukao S, Kato S, et al. 1985. Air and precipitation particle motions within a cold front measured by the MU VHF radar. Radio Sci, 20(6): 1233-1240
- Wuertz D B, Weber B L, Strauch R G, et al. 1988. Effects of precipitation on UHF wind profiler measurements. J Atmos Oceanic Technol, 5(3): 450-465