

单多普勒天气雷达反演降水粒子 垂直速度 II: 实例分析^{*1}

周生辉¹ 魏鸣^{1,2} 张培昌¹ 徐洪雄² 张明旭¹

ZHOU Shenghui¹ WEI Ming^{1,2} ZHANG Peichang¹ XU Hongxiong² ZHANG Mingxu¹

1. 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京信息工程大学, 南京, 210044

2. 灾害天气国家重点实验室, 中国气象科学研究院, 北京, 100081

1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, NUIST, Nanjing 210044, China

2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China
2013-12-30 收稿, 2014-04-28 改回.

周生辉, 魏鸣, 张培昌, 徐洪雄, 张明旭. 2014. 单多普勒天气雷达反演降水粒子垂直速度 II: 实例分析. 气象学报, 72(4): 772-781

Zhou Shenghui, Wei Ming, Zhang Peichang, Xu Hongxiong, Zhang Mingxu. 2014. The precipitation particles' vertical velocity retrieval with single Doppler weather radar. Part II: Case analysis. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(4): 772-781

Abstract A key problem in the 3-dimensional wind retrieval by using Doppler radar radial velocity is the vertical velocity retrieval, in this paper the Modified Volume Velocity Processing (MVVP) method on which the vertical wind velocity retrieval is based is analyzed and the solving equations are improved. The MVVP method is examined by using the simulative data to determine the appropriate velocity range, and it is applied in the severe convection and the typhoon cases. The results show that MVVP method is not sensitive to random errors in the radial velocity. The accuracy of retrieval is the same at the different elevations. Furthermore, the performance of retrieval is good in the cases with small random error or the large wind velocity. The retrieval results of a severe convection occurred at the Guangzhou station demonstrate that the vertical velocity of precipitation particles in a convective cell can be exactly obtained by the MVVP method. It indicates that the fall velocity increases during the dissipation process of the mesoscale cyclone and the distribution of precipitation particles tends to fast fall, which is consisted with the wind shear around the mesoscale cycle. Thus the change of rain can be estimated according to the fall velocity of precipitation particles. For Typhoon Saomai (2006), the downdraft in the typhoon eye and the updraft-downdraft alternatively in the eye-wall can be retrieved. In the eye area, the strongest downdraft is located at the height of 7–8 km. In the contrary, vertical velocities are smaller at the upper and lower levels. The performance of the MVVP method shows that the vertical movement of particles can be retrieved exactly, which is helpful to reveal the details of severe weather, and to improve the precipitation location forecast.

Key words Single Doppler weather radar, Modified VVP method, Vertical velocity, Severe convection, Typhoon Saomai (2006)

* 资助课题: 江苏省普通高校研究生科研创新计划项目(CXZZ12_0501, CXLX12_0501)、国家重点基础研究发展计划 973 项目(2013CB430102)、江苏省高校自然科学重大基础研究项目(10KJA170030)、国家高技术研究发展计划 863 项目(2007AA061901, 2012AA091801)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206038, GYHY201306040)、灾害天气国家重点实验室开放课题(2013LASW-B16)、北极阁基金(BJG201208)、中国气象局 2014 年关键技术项目(CMAGJ2014M21)、航空科学基金项目(201320R2001)、水利部公益性行业科研专项(201201063)、国家自然科学基金项目(41165008)。

作者简介: 周生辉, 从事大气探测和灾害性天气分析研究。E-mail: shenghui321@163.com

通讯作者: 魏鸣, 主要从事大气探测和灾害性天气分析研究。E-mail: mingwei@nuist.edu.cn

摘要 垂直速度的反演一直是多普勒雷达风场反演的关键问题和难点,在对单多普勒雷达体积速度处理(VVP)法反演垂直速度进行敏感性分析和改进求解方程的基础上,对其反演三维风场和适用的风速条件做了模拟检验,并在强对流天气和台风实例中反演与验证。分析结果表明,改进的反演算法对径向风速的误差并不敏感,在高低仰角上的精度相同,观测误差越小或风速越大时,反演精度越高。对广州一次强对流过程的反演结果表明,改进的反演算法可以反演出对流单体中降水粒子垂直运动的变化。在中尺度气旋中,粒子垂直速度大值区的分布与气旋外围风切变的位置相符;在气旋的消散阶段下落速度增大,因而可通过粒子的垂直速度变化判断雨强的变化。对2006年超强台风“桑美”的反演结果显示,能够反演出台风中心的下沉气流以及外围交替出现的上升与下沉气流,在台风中心处下沉速度的大值区位于7—8 km高度,低层与高层的值相对较小。反演效果表明,改进后的反演方法较准确地反映了降水粒子的垂直运动,使多普勒雷达资料可揭示更多的三维风场细节,有助于改进强对流天气过程的风场结构分析和降雨落区的预测。

关键词 单多普勒天气雷达,改进的体积速度处理(VVP)方法,垂直速度,强对流,“桑美”台风

中图分类号 P415.2

1 引言

大气的垂直运动可以反映大气边界层中的湍流、云内的对流、重力波的传播耗散以及大尺度的动力过程,也是数值模式的重要参量(Kim, et al, 2003)。但在实际应用中,由于其量级相对较小,而造成测量困难(Holton, 1992)。利用飞机观测可以进入云体,得到的观测数据真实可靠,但难度大、成本高(Miller, et al, 1990; Smith, et al, 1999; Rosenfeld, et al, 2006)。由于飞行轨迹的限制,对大范围的实时观测不现实(Marwitz, 1973),所以利用遥感设备来进行探测是比较现实和经济的做法(张培昌等, 2001)。

近几十年随着新的观测手段出现,如声雷达、激光雷达、毫米波雷达、风廓线探测仪、新的机载设备等(Balsley, et al, 1988; Van Zandt, 2008; Conti, et al, 2004; Shupe, et al, 2008),实现了直接对大气垂直运动进行观测,但这些新设备同样也各具优缺点(Narayana, et al, 2008)。在已有的获取大气垂直速度方法中,早期是利用速度谱和雷达反射率的关系。Rogers(1964)假设滴谱按照指数分布,并根据 w_f-Z 关系计算了空气的垂直速度,但在雷达测量精度有限和粒子谱分布特征不准确的情况下,计算结果误差较大。Hauser等(1981)对粒子谱的指数分布进行调整后,利用最小二乘法计算了空气的垂直速度,但结果的精度提高不明显(Kollias, et al, 2002)。从原理上分析,这种根据粒子谱来确定其下落速度的方法,对单一的(纯水滴或冰雹)降水型和雨滴谱比较均匀时会有较好的效果,但在相态或滴谱复杂的情况下,下落速度计算精度仍不理想。在利用探空气球和下投式探空仪测量垂直

速度时,可根据上升下降的速率求得垂直速度,但数据的采样间隔、仪器参数和求解算法都有可能使分析结果不准确(McHugh, et al, 2008; Wang, et al, 2009)。风廓线仪可以在晴空条件下,根据大气折射率不均匀的特点得到大气的垂直速度,但当降雨强时数据质量会受影响(阮征等, 2008)。毫米波雷达由于其波长较短、采样体积小以及对云粒子更敏感的特点,因而可将云粒子作为大气运动示踪物得到云的运动信息(Firda, et al, 1999; Kollias, et al, 2001, 2002; 彭亮等, 2012),但由于降水粒子相态的不确定,粒子谱分布的描述不准确和湍流强弱等因素的影响,仍会对分析结果造成偏差。

对大气和降水粒子垂直速度的观测研究方面, Wang等(2009)利用探空气球、下投式探空仪和飞机观测等手段,对加利福尼亚欧文斯山区的大气垂直运动进行观测,结果发现在山谷内气流的垂直速度在1—3 m/s,并且变化剧烈。Giangrande等(2013)对美国中部平原地区的深对流过程的观测显示,剧烈的对流核区的上升速度超过15 m/s;而下沉气流的速度小于上升速度,观测的速度可达10 m/s,与以往飞机观测的结果一致。Heymsfield等(2010)的观测结果也显示,在对流核中的垂直速度可超过15 m/s。Niu等(2010)在山西固原地区的观测中对比了层云降水和对流性降水的差异,并指出因空气密度不均匀会造成粒子下落末速度的不同。层云降水的下落速度主要集中在2—4 m/s,而对流性降水中,雨强最大时对应的降落速度为4—6 m/s。但观测显示的实际雨滴的下落速度比理论值要大许多。Montero-Martínez等(2009)观测了6万多个直径为0.1—3 mm的雨滴,结果证实雨滴破碎产生的小粒子速度可能超过理论末速度数个量

级,并且这种超过理论末速度的粒子比例会随着雨强的变大而变大。Niu 等(2010)认为雨滴下落速度比理论值大的原因是由于空气中密度、湍流与碰并可造成雨滴下落速度增大。Villiermaux 等(2011)针对雨滴的破碎过程进行了特定观测,并在理论上证明了雨滴的下落末速度与理论模型的差别。由于降水粒子下落时的碰并和破碎过程影响了其下落速度,因而通过滴谱特征和粒子的下落速度求解大气的垂直速度时,势必会造成偏差。

由于观测仪器各有优缺点,特别是降雨天气对短波的探测仪器影响较大,而多普勒天气雷达主要用于观测降水,且探测范围大,结合中国现有的硬件条件和探测需求,以及多普勒天气雷达探测大气风场的优势,若利用新一代雷达观测网,实时得到大气的垂直速度,可使多普勒雷达资料揭示更多的三维风场信息,有助于实现对强对流天气过程的监测预警。在多普勒天气雷达探测降水的风场时,由于只能获取径向风场信息,无法直接获得三维风场的结构,因此需要通过风场反演的方法得到真实风场。但由于垂直速度量级偏小及风场模型不准确等原因,容易造成反演误差偏大(Boccippio, 1995; 魏鸣等,1998; Wei, et al, 1998; Li, et al, 2007),因而需对反演算法进行改进和修正。本研究对改进的体积速度处理(VVP)方法的反演能力进行了模拟检验,并对广州的一次强对流过程和2006年超强台风“桑美”的垂直速度分布进行了反演。

2 模拟风场检验

2.1 反演效果对空间位置的敏感性分析

由“单多普勒雷达反演降水粒子垂直速度 I:算法分析”(以下简称:算法分析)(周生辉等,2014)2.1节中对VVP算法的介绍,及其2.2节中的式(9)可知,当认为风场模型准确且不考虑计算误差,只考虑径向风速的观测误差影响时,求解方程可以表示为

$$\mathbf{A}(\mathbf{X} + \delta\mathbf{X}) = \mathbf{B} + \delta\mathbf{B} \quad (1)$$

由 $\mathbf{X} = \mathbf{A}^{-1}\mathbf{B}$ 得到

$$\delta\mathbf{X} = \mathbf{A}^{-1}\delta\mathbf{B} \quad (2)$$

因此,对于风场中的任一待反演参量 X_m 可表示为

$$\begin{cases} X_m = A_m^{-1}\mathbf{B} \\ \delta X_m = A_m^{-1}\delta\mathbf{B} \end{cases} \quad (3)$$

式中, A_m^{-1} 表示 A^{-1} 的第 m 维矩阵矢量。由此,进一步可知

$$\begin{cases} \frac{X_m}{\delta X_m} = \frac{A_m^{-1}\mathbf{B}}{A_m^{-1}\delta\mathbf{B}} = \frac{\sum_{j=1}^M (A_{m,j}^{-1}B_j)}{\sum_{j=1}^M (A_{m,j}^{-1}\delta B_j)} \\ \frac{X_m}{A_m^{-1}\mathbf{B}} = \frac{\delta X_m}{A_m^{-1}\delta\mathbf{B}} \end{cases} \quad (4)$$

式中, M 为待反演参量的个数。

观察式(4)不难发现,当观测误差满足均匀分布或者正态分布时, $\delta\mathbf{B}$ 的值会趋于 0,反演效果会较好。同理,当风场越不均匀时, $\delta\mathbf{B}$ 的值可能会比较大,反演效果会较差。此外,根据 \mathbf{B} 大小的变化趋势还可知,当分析体积位于 0 速度线附近时,径向风速会变得较小,因而会使得 \mathbf{B} 可能较小。而观测误差的量级在不同方位角基本是一样的,因而 $A_m^{-1}\mathbf{B}$ 变化幅度会大于 $A_m^{-1}\delta\mathbf{B}$ 的幅度。如式(4)中的比例关系,特别是在 0 速度线附近时,反演结果的误差会较大,反演效果受观测误差的影响较大。同理可知,在风场风速较大时, $A_m^{-1}\mathbf{B}$ 的量级增大的情况下,式(4)的比值会变小,因而 δX_m 会减小,由此也说明当风场风速较大时,观测误差对反演效果的影响会减小。

此外,在极坐标系中,由待反演参量与位置坐标变化的关系可得

$$\frac{\partial X_m}{\partial \beta} = \sum_{j=1}^M \left(\frac{\partial A_{m,j}^{-1} B_j}{\partial \beta} + A_{m,j}^{-1} \frac{\partial B_j}{\partial \beta} \right) \quad (5)$$

$$\frac{\partial B_j}{\partial \beta} = \frac{\partial}{\partial \beta} \left[\sum_{i=1}^N (p_{ji} V_{ri}) \right] = \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial p_{ji}}{\partial \beta} V_{ri} \right) \quad (6)$$

式中, p 为径向风速投影关系中各待反演参量的系数, N 为分析体积内的格点数, β 为半径 r 、方位角 θ 或者仰角 φ 。

将式(6)代入式(5)中,有

$$\frac{\partial X_m}{\partial \beta} = \sum_{i=1}^N \left[V_{ri} \sum_{j=1}^M \left(\frac{\partial A_{m,j}^{-1} p_{ji}}{\partial \beta} + A_{m,j}^{-1} \frac{\partial p_{ji}}{\partial \beta} \right) \right] \quad (7)$$

通过式(7)可知,在风场模型中若假定待反演参量不随某些位置参数改变,如风场参数不随仰角变化时,则式(7)可进一步写为

$$\frac{\partial X_m}{\partial \beta} = \sum_{i=1}^N (V_{ri} \alpha_i) = 0 \quad (8)$$

$$\alpha_i = \sum_{j=1}^M \left(\frac{\partial A_{m,j}^{-1} p_{ji}}{\partial \beta} + A_{m,j}^{-1} \frac{\partial p_{ji}}{\partial \beta} \right) \quad (9)$$

观察式(8)、(9)不难发现, α_i 仍为位置坐标的函数,在分析体积的位置确定后, α_i 是不变的。但径向

风速 V_{ri} 是随风场模型的不同而变化的,由变量的普适性可知, α_i 须为 0 时式(8)才能成立。

同理可知,当径向风速存在观测误差时,待反演参量的反演误差随位置变化的关系可表示为

$$\frac{\partial(\delta X_m)}{\partial \beta} = \sum_{i=1}^N (\delta V_{ri} \alpha_i) \quad (10)$$

所以,当风场模型中的待反演为常数时,其反演结果的误差也会保持不变,并不会随分析体积位置的不同而变化。由于多普勒天气雷达观测的是降水粒子的运动信息,在本研究所选择的风场模型中,假定粒子的垂直速度在分析体积内是不变的,由式(10)可知,在引入随机观测误差的情况下,垂直速度的反演误差在各仰角的精度是相同的。

2.2 模拟风场的检验效果

WSR-98D 多普勒天气雷达径向速度的最高分辨率为 0.5 m/s,为检验改进的 VVP 算法的反演效果,将模拟的风场投影到径向后,加入 1.0 m/s 的径向速度随机误差。构建的模拟线性风场为:径向风场共 10 层 PPI(Plane Position Indicator),每层仰角间隔 1° ;方位角个数为 360 个,间隔 1° ;每条径向有 460 个距离库,库长 250 m;选取的分析体积大小为 $10^\circ \times 20$ 个距离库 \times 两个仰角;构建模拟风场的参数设置如表 1。

根据“算法分析”(周生辉等,2014)4.1 节针对垂直速度求解的改进 VVP 算法,选择 6PM1 模型中的 $u_0, v_0, \omega_0, u_x, v_y, u_y$ 作为待反演量。其中, u_0, v_0, ω_0 为分析体积中心速度在直角坐标系中 x, y, z 方向上的分量, u_x, v_y, u_y 分别为 u, v 沿 x, y 方向的变化项。

在对反演效果的模拟检验中,设定分析体积大小不变的同时,通过改变垂直风速的大小来观察反演效果的变化。由式(1)可以得到每层垂直速度的均方根误差(Gao, et al, 2004)

$$E_{\text{RMS}_P} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (p - p_T)^2}{N}} \quad (11)$$

式中: p 代表垂直速度,下标 T 代表真值, N 为分析体积内的格点数。

选择 7P 模型来构建模拟的风场,其中包括的风场参量有 $u_0, v_0, \omega_0, u_x, v_y, u_y, v_x$,具体的模拟风场参量的设置如表 1。

由表 2 可以看出,反演得到的垂直风速,在不同

仰角处的均方根误差基本不变,与 2.1 节中的理论分析结果一致,由此验证了在低仰角与高仰角处的反演精度相同。随着模拟风速中垂直速度的变大,风速的均方根误差变化却不大,在观测误差一定的情况下,反演结果的误差增加较小,说明反演效果对径向速度的观测误差不敏感。进一步可以判断,当模拟风速越大时,径向风速误差引起的反演误差影响相对越小,具体表现为均方根误差与风场风速的比例会逐渐变小。通过量级的大小还可以判断,当存在 1.0 m/s 的径向风速误差而垂直风速超过 2.0 m/s 时,反演结果就可以分辨出风向的正负。因此,在不考虑粒子降落速度变化的情况下,该反演方法可适用于粒子垂直速度超过 2.0 m/s 的天气过程中。同理可知,雷达的探测精度越高则反演结果的精度也越高,该反演方法适用的风速范围也就越大。

表 1 构建模拟风场的各参量

Table 1 The parameters for the wind field simulation

名称	参量值
u_0, v_0	3.0 m/s, 2.0 m/s
u_x, v_y	$-0.1 \text{ s}^{-1}, 0.1 \text{ s}^{-1}$
u_y, v_x	$-0.2 \text{ s}^{-1}, 0.1 \text{ s}^{-1}$
x_0, y_0, z_0	0, 0, 0
ω_0	[1.0 m/s, 3.0 m/s, 5.0 m/s, 10.0 m/s]

表 2 不同模拟风速(m/s)时垂直风速的均方根误差($\sigma_{v_r} = 1.0 \text{ m/s}$)

Table 2 The RMSE (m/s) of the vertical velocity retrieved for the different simulated wind velocities

仰角($^\circ$)	$(\sigma_{v_r} = 1.0 \text{ m/s})$			
	$\omega_0 = 1.0$	$\omega_0 = 3.0$	$\omega_0 = 5.0$	$\omega_0 = 10.0$
1	1.8	2.0	2.0	2.7
3	1.8	2.0	2.3	2.8
5	1.9	1.8	2.1	2.8
7	1.9	2.0	2.1	2.8
9	1.8	2.0	2.1	2.9

在大气的垂直运动中,出现垂直风速 2.0 m/s 以上的天气过程,一般为下击暴流、雷暴、台风或者其他强对流天气过程。在雷暴等强对流天气过程中,由于多普勒雷达观测的是降水粒子信息,通过反演可直接得到降水粒子的下落速度,由此一方面可以判断降水是否发生,进而可以判断雨强的大小;另一方面根据观测也可以检验反演结果的可靠性。为此选择了广州的一次强对流天气过程进行实际风场反演。此外,在对台风的观测研究中,由于观测仪器和安全因素的限制,热带气旋核心区的观测资料比

较缺乏,飞机也只能在气旋强度弱的情况下进入气旋中观测(Kossin, et al, 2007),利用下投式全球定位系统(GPS)探空仪和地面风塔也只能得到台风外围和低层的风场信息(Franklin, et al, 2003; Powell, et al, 2003)。与其他天气过程相比,台风的风场影响范围广,相互作用的天气系统复杂(徐洪雄等,2013),台风中心附近的风速大,并且垂直方向对流强烈。为检验对实际风场的反演效果,本研究选择2006年“桑美”超强台风的风场进行反演试验。

在资料预处理过程中,为最大限度保持观测信息的完整,不损伤原始信息,选择的预处理方法是剔除偏差较大的观测值,而不是对径向速度进行格点插补与平滑。剔除格点时选择的偏差阈值为

$$S_i = \eta \times (\max |V_{ri}| - \sum_{i=1}^N V_{ri} / N) \quad (12)$$

式中, η 为权重系数,选择的值为0.618; N 为分析体积内的格点数。

3 广州强对流天气过程

3.1 广州雷达的观测结果

广州雷达站在2004年8月11日07时45分

(世界时,下同)和08时03分出现了强对流天气过程,地面观测为雷阵雨天气(图1),通过雷达回波强度可以判断,当时的天气过程中出现了局地强对流,并在部分地区还出现了中尺度气旋。

忽略地球曲率与大气折射的影响,直接将雷达观测格点投影到直角坐标系中,选取正北方向为方位角 0° ,顺时针为正方向,垂直速度向上为正。在广州站的这次强对流过程中,通过图1a₁、a₂的回波特征可以看到主要有A、B两个强回波区,回波强度最大值都超过50 dBz,但其发展和移动的方向并不相同。从回波强度的演变可以看到,图1a₁中A区的对流系统正处于发展旺盛阶段,回波强度显示可能已有冰雹出现。从径向速度的分布来看(图1b₁、b₂),在A区内正负速度相间出现,也同样说明A区内的对流发展旺盛。A区内的整块回波向西南方向移动发展,在移动方向上还可以明显地观察到低层入流与阵风锋的回波(图1a₂ C处)。此外,在方位角 320° 半径15和45 km处有正负径向风速超过15 m/s的风速大值区,表明此处有风向辐合,易产生上升气流(图1b₂、c₂)。B区内的强回波区则向正南方向移动发展,回波面积逐步发展变大,并可以看

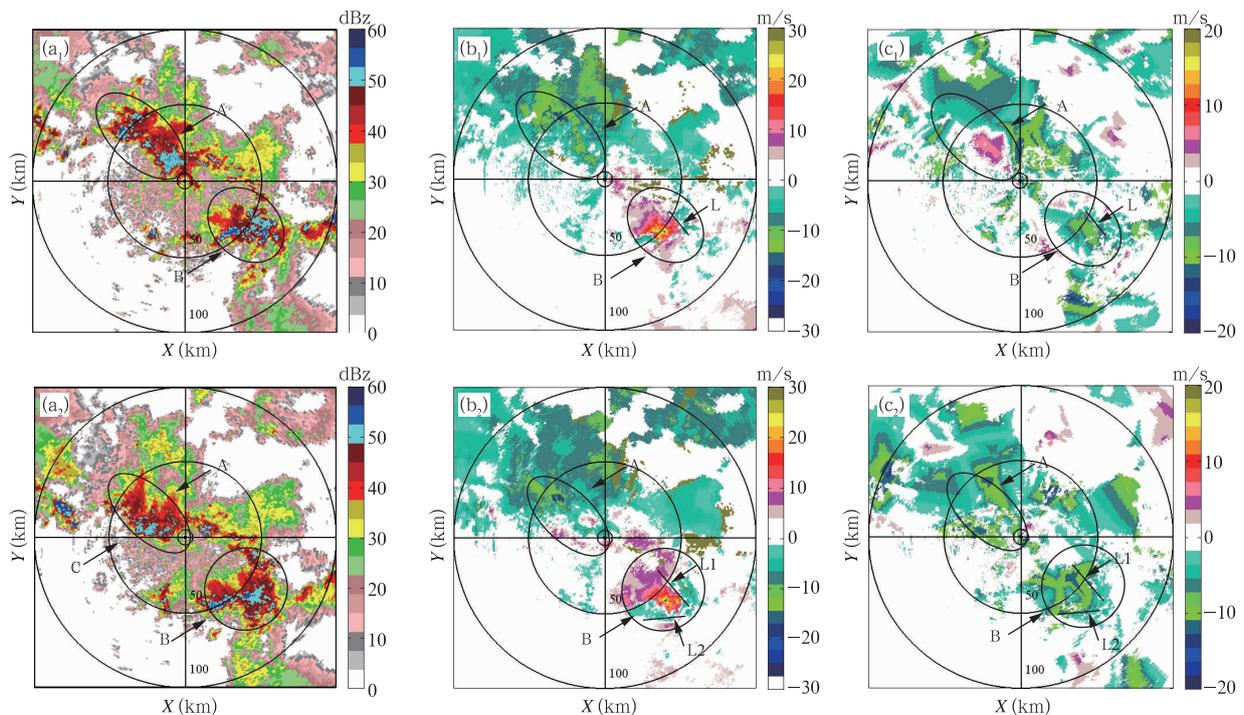


图1 广州雷达站2004年8月11日07时45分(a₁、b₁、c₁)和08时03分(a₂、b₂、c₂) PPI平面内的回波强度(a₁、a₂)、径向风速(b₁、b₂)和反演的垂直速度(c₁、c₂)(仰角:2.4°)

Fig. 1 Illustration of reflectivity factors (a₁, a₂), radial velocity (b₁, b₂) and retrieved vertical velocity (c₁, c₂) PPI plan at 07:45 (a₁, b₁, c₁) and 08:03 UTC (a₂, b₂, c₂) 11 August 2004, from the Guangzhou station (Elevation: 2.4°)

到有明显的中尺度气旋特征,相应的径向速度分布为红色向外,绿色向内,因而可以判断此处为中尺度辐散气旋,气旋中心低层是下沉气流。

3.2 垂直速度的反演结果与分析

利用雷达探测的径向速度,并通过改进的 VVP 算法对垂直速度场的反演结果可以看到(图 1c₁),在 A 区内对流发展的阶段,反演得到了垂直速度为 4—6 m/s 的上升气流,而在 B 区粒子的下降速度范围则是 4—8 m/s。从垂直速度的分布来看,A 区中上升速度最大的位置不是回波最强的位置,而是在两个强回波中心之间,相比之下可以发现,强回波中心的粒子速度却接近于 0。分析其原因可能是由于 A 区的对流单体处于发展旺盛的阶段,强回波中心的粒子尺度已经比较大,所以反射率因子大,此时的降水粒子已不能完全随空气运动,并脱离云内的气流开始下落。但强上升气流的作用又阻碍了其下落,反演得到的粒子垂直速度才会小于其他弱回波区的速度。当 A 区内的对流单体逐渐进入消亡阶段,由于粒子降落时的拖曳作用,云内的上升气流逐渐消失并转为下沉。如图 1c₂ 所示,A 区内强回波区粒子的速度全部为下降,并且在强回波中心的粒子速度最大,这种强下沉运动同时也造成了阵风锋的出现(图 1a₁)。由此可以判断,改进的 VVP 算法对强对流单体垂直速度的反演结果是可信的。

在中尺度辐散气旋内(图 1c₁、c₂),反演结果显示在 B 区内的粒子速度全部为下沉。从两个时次的速度量级比较来看,在 08 时 03 分的气旋消散阶段,粒子的下落速度大于 07 时 45 分的速度,进而说

明该区域随着气旋的消散,雨强开始变大。从径向速度图(图 1b₁)可以看到,气旋外围的风切变,切变的走向如图中 L 线所示,由于风切变的位置容易发生降雨(Miller, et al, 2013; Augros, et al, 2013),并且降雨区域的粒子下落速度明显较大,因此可以用来验证反演结果的合理性。如图 1c₁ 所示,垂直速度的反演结果表明粒子速度的大值区走势与切变线一致,为 6—8 m/s。在后一时次的反演结果中,通过径向速度可以看到 B 区内有 L1、L2 两处明显的切变区(图 1b₂),对比垂直速度的大值区可以同样看到具有一致性,但反演结果的垂直速度大于 07 时 45 分的速度,为 8—12 m/s。

从两个时次雷达 PPI 的回波强度来看,07 时 45 分的强度整体大于 08 时 03 分,但从回波强度的演变可知(图略),07 时 45 分的对流单体与中尺度气旋均处于发展旺盛阶段,而到了 08 时 03 分已开始由成熟阶段转为消散阶段。分析反演的垂直速度可以发现,前一时次可看到较强的上升速度区,而在后一时次速度上升区的面积变小且强度变弱(图 2),并在低层出现了垂直速度的负速度区,这种负速度的出现表明降水也已经发生,对流单体开始消散。由于降水粒子的碰并和破碎作用会造成下落末速度大于理论值,使得在计算大气的垂直运动速度时产生困难,但可以根据粒子垂直速度的大小推断雨的强弱。因此,结合回波的强度(Niu, et al, 2010),并通过反演结果判断,可认为在粒子的垂直速度大于 6 m/s 的区域,是雨强较大的区域。

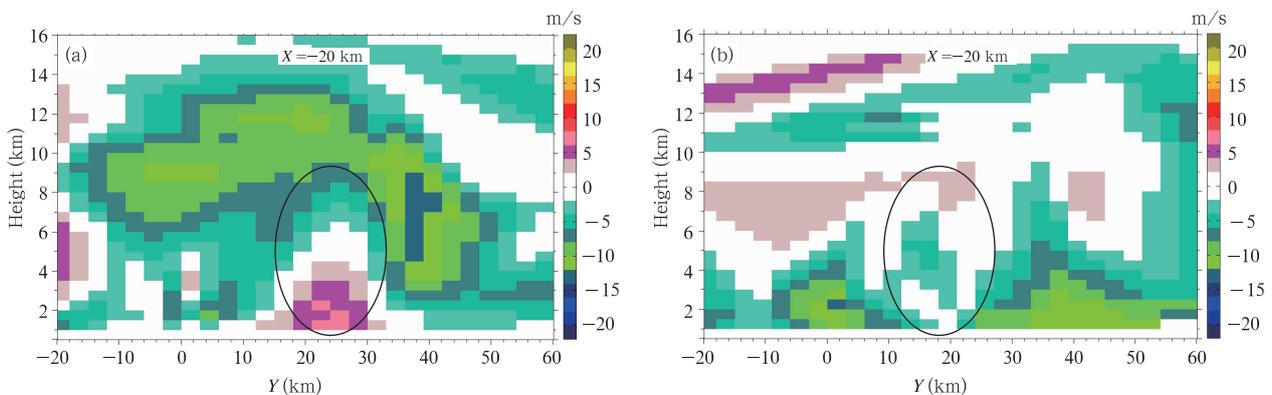


图 2 广州雷达站 2004 年 8 月 11 日 07 时 45 分(a)和 08 时 03 分(b)沿 $X = -20$ km 反演的垂直速度剖面

Fig. 2 Illustration of retrieved vertical velocity along $X = -20$ km at 07:45 (a) and 08:03 UTC (b) 11 August 2004, from the Guangzhou station

4 超强台风“桑美”的垂直速度反演

4.1 福建长乐雷达的观测结果

“桑美”台风是 50 年来直接登陆中国大陆最强的台风(赵大军等, 2009), 2006 年 8 月 9 日其强度迅速增强, 并加强为超强台风, 中心最大风力有 17 级(60 m/s), 中心最低气压为 915 hPa(曾智华等, 2009), 图 3 为 8 月 10 日 09 时 17 分即将登陆时的福建长乐雷达回波。

同图 1 中的投影方法, 选取正北方向为方位角 0° , 顺时针为正方向, 垂直速度向上为正, 由图 3a 可以直观地看到在台风眼区与外围环形云墙区的雷达回波, 并且在眼区附近的回波强度都超过 35 dBz。通过观察可以看到, 台风中心大致位于距离雷达站东北方($X = 100$ km, $Y = 120$ km)。对径向速度退模糊后(图 3b), 观测到的最大径向风速超过 60 m/s, 且最大速度中心关于 0 速线对称出现, 径向速度变化连续, 说明退模糊之后的径向速度场得到准确

还原。下面通过改进的 VVP 算法, 并利用雷达探测的径向速度对粒子的垂直速度进行反演。

4.2 台风的垂直速度反演

为观察整个台风区域内的风场, 将反演结果线性插值到等高水平面上(图 4), 并沿 $X = 100$ km 与 $Y = 120$ km 作垂直剖面。从反演的垂直速度的变化可以看到, 台风中心附近的下沉速度最大, 随着与台风中心距离的增大, 下沉速度逐渐减小, 垂直速度在台风眼区外围逐渐变为上升速度。由此看出, 垂直速度在台风中心及附近的分布符合台风风场模型和观测事实(Shapiro, 1983)。由于高层大气中粒子尺度较小, 其下落速度也较小, 粒子的垂直速度可代表所在位置处大气的运动(彭亮等, 2012)。在台风眼区, 对比不同高度上垂直速度的大小还可看到, 8 km 以上大气垂直速度相对低层的要小得多, 而在 7 km 以下垂直速度变化较一致, 反演结果表明台风眼区在中低层高度上的风场相对均匀稳定。

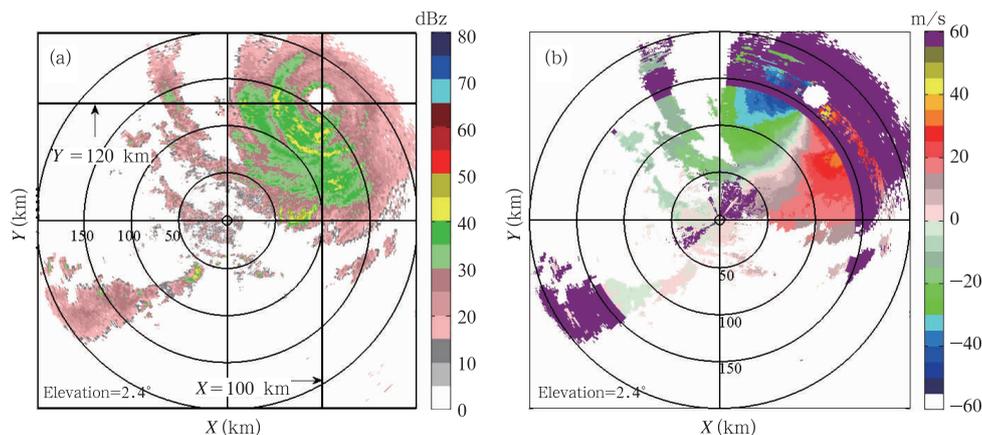


图 3 福建长乐雷达站 2006 年 8 月 10 日 09 时 17 分的反射率因子(a)与径向速度(b)

Fig. 3 Reflectivity factor (a) and radial velocity (b) from the Fujian Changle radar at 09:17 UTC 10 August 2006

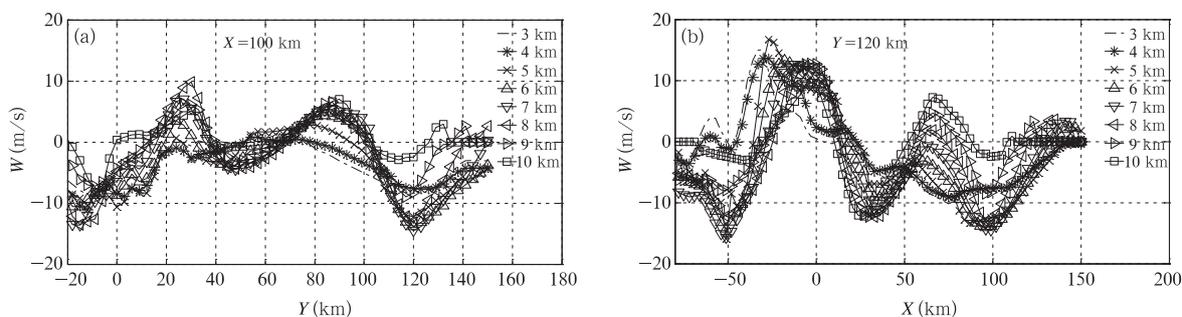
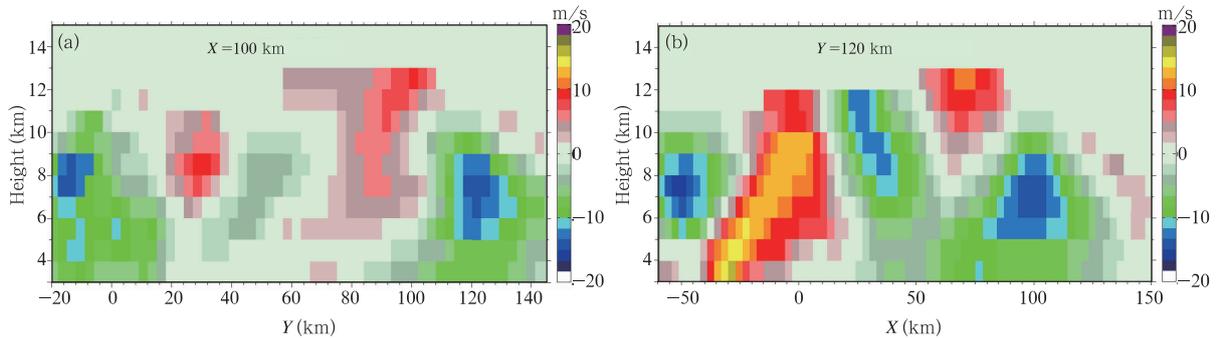


图 4 沿 $X = 100$ km(a)与 $Y = 120$ km(b)各高度层上反演的垂直速度

Fig. 4 Retrieved vertical velocity at the various heights along $X = 100$ km (a) and $Y = 120$ km (b)

图5 沿 $X = 100$ km(a)与 $Y = 120$ km(b)垂直速度的剖面Fig. 5 Profiles of retrieved vertical velocity along $X = 100$ km (a) and $Y = 120$ km (b)

在台风眼区外围的风场中(图5),正负速度交替出现,说明台风云墙区中上升气流与下沉气流交替出现,因而通过垂直速度的变化,还可清晰地判断出台风中心的位置。由垂直速度的剖面可以发现,台风中心垂直速度的大值区位于中层7—8 km高度,而高层与低层的垂直速度相对较小,这与垂直环流的实际速度分布相符。反演结果未对粒子下落速度作订正,但仍可从剖面中看到垂直速度的相对变化,强回波区对应强上升气流区,而负速度区则位于强回波间的缝隙处。如,沿 $Y = 120$ km 在 $X = 50—80$ km 的位置处(图3a),回波强度在40 dBz以上,虽然整层垂直速度的分布并不一致,但整层的上升趋势和拐点是一致的(图4b),从而可以判断对流的位置。此外,在7 km高度处反演的垂直速度为负,而在之上为正值。考虑到粒子的下落速度,可认为在7 km高度以下粒子的尺寸逐渐变大,下落末速度也逐渐变大,使反演结果为负值;但在7 km以上的高度层,降水粒子随高度逐渐减小,粒子的运动逐渐与大气的运动趋于一致,因而在这个高度层以上垂直速度也逐渐变为正值。

5 总结与讨论

多普勒天气雷达探测的范围大,可以同时获取降水粒子的反射率因子和多普勒径向速度,由于径向风场无法直接获取实际的三维风场,因而只能通过风场反演方法得到真实风场信息。在反演方法中由于风场模型和观测误差的影响,往往会造成反演结果不理想。特别是对垂直速度的反演,由于其量级较小,反演误差相比其他参量的误差更大。本研究利用针对垂直速度改进的VVP方法进行了模拟验证和实例反演,反演效果可信,主要结论如下:

(1)经模拟风场的验证发现,选用7P的风场模型,径向速度带有1.0 m/s的随机观测误差,改进后的算法可用于垂直速度达到2.0 m/s的风场反演。反演得到的垂直风速在低仰角与高仰角处的反演精度相同,随着模拟风速垂直速度增大,风速的均方根误差变化却不大,说明反演结果对径向速度的观测误差不敏感。雷达的探测精度越高,反演结果的精度也会越高,该反演方法适用的风速范围就越大。

(2)对广州一次强对流天气过程的反演结果表明,算法结果比较准确地反映出对流单体的发展过程,以及降水云内垂直速度的变化。在单体成熟前,通过反演结果可以观察到比较强的上升运动;而由成熟逐渐进入消亡阶段后,上升运动消失后,主要为粒子的下沉运动,并且在强回波区粒子的下落速度更大。对中气旋辐散区的反演显示,垂直速度大值区的走势与气旋外围风切变的位置相符,并在气旋的消散阶段粒子的下落速度增大,反演结果表明消散阶段气旋周围的雨强变大,因而通过反演粒子垂直速度的大小,可以判断雨强的变化趋势。

(3)对2006年超强台风“桑美”的实际反演结果显示,改进的VVP方法能够反演出台风中心的下沉气流与外围交替出现的上升与下沉气流。通过反演结果发现,在台风中心处大气下沉速度的大值区位于7—8 km高度的中层,而低层与高层的值相对较小。虽然反演结果未对粒子的下落速度进行订正,但从其剖面的变化可知,强回波区对应强上升气流区,而负速度区则位于强回波间的缝隙处。在反演结果中,粒子的垂直速度在整层的分布虽不一致,但通过各层的上升趋势和拐点位置可以明显地看出对流发生的位置。

参考文献

- 彭亮, 陈洪滨, 李柏. 2012. 3 mm 多普勒云雷达测量反演云内空气垂直速度的研究. *大气科学*, 36(1): 1-10
- 阮征, 何平, 葛润生. 2008. 风廓线雷达对大气折射率结构常数的探测研究. *大气科学*, 32(1): 133-140
- 魏鸣. 1998. 单多普勒天气雷达资料的变分同化三维风场反演和 VVP 三维风场反演[D]. 南京: 南京大学, 97-105
- 徐洪雄, 徐祥德, 陈斌等. 2013. 双台风生消过程涡旋能量、水汽输送相互影响的三维物理图像. *气象学报*, 71(5): 825-838
- 曾智华, 陈联寿, 王玉清等. 2009. 2006 年超级台风“桑美”强度与结构变化的数值模拟研究. *气象学报*, 67(5): 750-763
- 赵大军, 朱伟军, 于玉斌等. 2009. 2006 年超强台风“桑美”强度突变的动能特征分析. *热带气象学报*, 25(2): 141-146
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕等. 2001. *雷达气象学*. 北京: 气象出版社, 499pp
- 周生辉, 魏鸣, 张培昌, 等. 2014. 单多普勒天气雷达反演降水粒子垂直速度 I: 算法分析. *气象学报*, 72(4): 760-771
- Article S, Kim Y J, Eckermann S D, et al. 2003. An overview of the past, present and future of gravity-wave drag parametrization for numerical climate and weather prediction models. *Atmos-Ocean*, 41(1): 65-98
- Augros C, Tabary P, Anquez A, et al. 2013. Development of a nationwide, low-level wind shear mosaic in France. *Wea Forecasting*, 28(5): 1241-1260
- Balsley B B, Ecklund W L, Carter D A, et al. 1988. Average vertical motions in the tropical atmosphere observed by a radar wind profiler on Pohnpei (7°N latitude, 157°E longitude). *J Atmos Sci*, 45(3): 396-405
- Boccippio D J. 1995. A diagnostic analysis of the VVP single-Doppler retrieval technique. *J Atmos Ocean Technol*, 12(2): 230-248
- Contini D, Mastrantonio G, Viola A, et al. 2004. Mean vertical motions in the PBL measured by Doppler sodar: Accuracy, ambiguities, and possible improvements. *J Atmos Ocean Technol*, 21(10): 1532-1544
- Firda J M, Sekelsky S M, McIntosh R E. 1999. Application of dual-frequency millimeter-wave Doppler spectra for the retrieval of drop size distributions and vertical air motion in rain. *J Atmos Oceanic Technol*, 16(2): 216-236
- Franklin J L, Black M L, Valde K. 2003. GPS Dropwindsonde wind profiles in hurricanes and their operational implications. *Wea Forecasting*, 18(1): 32-44
- Gao J D, Droegemeier K K, Gong J, et al. 2004. A method for retrieving mean horizontal wind profiles from single-Doppler radar observations contaminated by aliasing. *Mon Wea Rev*, 132(6): 1399-1409
- Giangrande S E, Collis S, Straka J, et al. 2013. A summary of convective-core vertical velocity properties using ARM UHF wind profilers in Oklahoma. *J Appl Meteor Climatol*, 52(10): 2278-2295
- Hauser D, Amayenc P. 1981. A new method for deducing hydrometeor-size distributions and vertical air motions from Doppler radar measurements at vertical incidence. *J Appl Meteor*, 20(5): 547-555
- Heymsfield G M, Tian L, Heymsfield A J, et al. 2010. Characteristics of deep tropical and subtropical convection from nadir-viewing high-altitude airborne Doppler radar. *J Atmos Sci*, 67(2): 285-308
- Holton J R. 1992. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Waltham: Academic Press, 507pp
- Kollias P, Albrecht B A, Lhermitte R, et al. 2001. Radar observations of updrafts, downdrafts, and turbulence in fair-weather cumuli. *J Atmos Sci*, 58(13): 1750-1766
- Kollias P, Albrecht B A, Marks F. 2002. Why Mie? Accurate observations of vertical air velocities and raindrops using a cloud radar. *Bull Amer Meteor Soc*, 83(10): 1471-1483
- Kossin J P, Knapp K R, Vimont D J, et al. 2007. A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. *Geophys Res Lett*, 34(4), doi: 10.1029/2006GL028836
- Li N, Wei M, Tang X W, et al. 2007. An improved velocity volume processing method. *Adv Atmos Sci*, 24(5): 893-906
- Marwitz J D. 1973. Trajectories within the weak echo regions of hailstorms. *J Appl Meteor*, 12: 1174-1182
- McHugh J P, Dors I, Jumper G Y, et al. 2008. Large variations in balloon ascent rate over Hawaii. *J Geophys Res: Atmospheres* (1984-2012), 113(D15), doi: 10.1029/2007JD009458
- Miller L J, Tuttle J D, Foote G B. 1990. Precipitation production in a large Montana hailstorm: Airflow and particle growth trajectories. *J Atmos Sci*, 47(13): 1619-1646
- Miller M L, Lakshmanan V, Smith T M. 2013. An automated method for depicting mesocyclone paths and intensities. *Wea Forecasting*, 28(3): 570-585
- Montero-Martínez G, Kostinski A B, Shaw R A, et al. 2009. Do all raindrops fall at terminal speed?. *Geophys Res Lett*, 36(11): L11818, doi: 10.1029/2008GL037111
- Narayana R T, Uma K N, Narayana R D, et al. 2008. Understanding the transportation process of tropospheric air entering the stratosphere from direct vertical air motion measurements over Gadanki and Kototabang. *Geophys Res Lett*, 35(15), doi: 10.1029/2008GL034220
- Niu S J, Jia X C, Sang J R, et al. 2010. Distributions of raindrop sizes and fall velocities in a semiarid plateau climate: Convective versus stratiform rains. *J Appl Meteor Climatol*, 49(4): 632-645
- Powell M D, Vickery P J, Reinhold T A. 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422(6929): 279-283
- Rogers R R. 1964. An extension of the Z-R relation for Doppler ra-

- dar//Preprints of the 11th Conference on Radar Meteorology. Boulder, Colorado, Amer Meteor Soc. , 158-161
- Rosenfeld D, Woodley W L, Krauss T W, et al. 2006. Aircraft microphysical documentation from cloud base to anvils of hailstorm feeder clouds in Argentina. *J Appl Meteor Climatol*, 45(9): 1261-1281
- Shapiro L J. 1983. The asymmetric boundary layer flow under a translating hurricane. *J Atmos Sci*, 40(8): 1984-1998
- Shupe M D, Kollias P, Poellot M, et al. 2008. On deriving vertical air motions from cloud radar Doppler spectra. *J Atmos Ocean Technol*, 25(4): 547-557
- Smith P L, Musil D J, Detwiler A G, et al. 1999. Observations of mixed-phase precipitation within a CaPE thunderstorm. *J Appl Meteor*, 38(2): 145-155
- Van Zandt T E. 2008. A brief history of the development of wind-profiling or MST radars. *Annales Geophysi*, 18(7): 740-749
- Villermaux E, Eloi F. 2011. The distribution of raindrops speeds. *Geophys Res Lett*, 38(19): L19805, doi: 10.1029/2011GL048863
- Wang J H, Bian J C, Brown W O, et al. 2009. Vertical air motion from T-REX radiosonde and dropsonde data. *J Atmos Ocean Technol*, 26(5): 928-942
- Wei M, Dang R Q, Ge W Z, et al. 1998. Retrieval single-Doppler radar wind with variational assimilation method-part I: Objective selection of functional weighting factors. *Adv Atmos Sci*, 15(4): 553-568