

下击暴流形成机理及监测预警研究进展*

王秀明 俞小鼎 费海燕 刘晓玲 朱禾

中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

提要: 下击暴流指对流单体强下沉气流引发的地面或地面附近的爆发性辐散出流, 单个下击暴流会导致公里尺度地面强阵风, 而下击暴流族可导致较大范围间断性地面灾害性强阵风, 其形成机制亦不限于强下沉气流辐散。文章回顾了 下击暴流的界定, 然后分为孤立风暴产生的下击暴流和中尺度对流系统内嵌的下击暴流两种情况进行讨论, 内容包括对流大风和下击暴流产生的物理机理、风暴结构特征以及基于多普勒天气雷达的预警技术。在上述回顾基础上, 对下击暴流形成机理及监测预警难点进行了讨论, 提出了与下击暴流相关的亟需研究的问题。

关键词: 下击暴流, 下击暴流族, 辐散速度对, 强下沉气流, 灾情调查

A review of Downburst Genesis Mechanism and Warning

WANG Xiuming YU Xiaoding FEI Haiyan LIU Xiaoling ZHU He

China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081

The downburst is the outburst of divergent flow on or near the ground induced by a strong convective downdraft. A single downburst affects a small area of several Kilometers, the downburst cluster can extend over several hundred Kilometers which enhanced over many noncontinuous small areas, the enhancing mechanism may not be the strong downdraft divergent outflow. The definition of downburst is reviewed. Downbursts under two different situations are discussed, one is the downburst induced by isolated storms and the other is the downbursts embedded in mesoscale convective systems, including the formation processes of downburst and warning technology of downburst based on Doppler weather radar. On the basis of the above review, the formation mechanism of downburst and the difficulties of warning are discussed, and the much-needed issues related to downburst are listed.

Key words: downburst, downburst cluster, divergence couplet, strong downdraft, damage survey

*国家自然科学基金项目41875058, U2142203

第一作者: 王秀明, 中国气象局干部学院教授, 主要从事灾害性强对流天气教学与研究, Email:wangxm@cma.gov.cn

引言

“Downburst”一词最早是由 Fujita 提出,用来描述造成 1975 年 6 月 24 日美国肯尼迪机场飞机起飞失事的风暴强下沉气流及其向外爆发性辐散气流;这也是最早通过灾情调查认识到下击暴流对航空的危害 (Fujita, 1976; Fujita and Byers, 1977)。下击暴流的破坏力可达 F3 级 ($70\sim 92\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$),破坏程度可与龙卷相当 (Fujita, 1985)。下击暴流是常见的灾害性天气,外场试验表明 60%~80%的雷暴天气可探测到下击暴流 (Wakimoto, 2001)。下击暴流在航空领域和气象领域有不同的界定,在航空领域指超过飞机起飞降落速度(距地 100 m 高度处 $3\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)的局地强下沉辐散气流 (Fujita and Wakimoto, 1981a),多为小尺度下击暴流(微下击暴流)。基于航空飞行风切变阈值,雷达气象学家 Wilson et al (1984)将微下击暴流界定为多普勒天气雷达径向速度图上的辐散式径向风,其径向速度对直径在 4 km 以下、最大径向风速差大于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,常称之为风切(Wind Shear)。需要指出,这里的风切指与对流风暴下沉辐散相关的风切变而非晴空风切。气象上, Fujita (1981b)将下击暴流定义为由强下沉气流引起的近地面灾害性辐散风,根据地面风害的水平尺度将其分为微下击暴流和宏下击暴流。微下击暴流界定为小于一个机场范围的小尺度系统,水平尺度 $4\text{ m}\sim 4\text{ km}$;宏下击暴流常被简称为下击暴流,属于水平尺度 $4\sim 40\text{ km}$ 的中尺度系统。Fujita (1985)和 Wakimoto (1985)根据微下击暴流强风发生期间是否伴有强降水,将其分为干微下击暴流和湿微下击暴流。Wakimoto (2001)进一步将下击暴流界定为由下沉气流造成的水平尺度 10 km 以下的强风,Markowski and Richardson (2010)和 Smith et al (2004)沿用了水平尺度 10 km 这个界定。对于致灾性下击暴流,Smith et al (2004)给出了如下界定标准:地面极大风超过 $26\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (50 kn);或有灾情记录;或雷达探测到距地 1 km 高度以下 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的径向风;或 10 km 范围内径向速度差超过 $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。综上,气象上单个下击暴流可界定为“由对流风暴强下沉气流引发的水平尺度 10 km 以下的强辐散性出流”。水平尺度 10 km 指地面附近强辐散风而非雷暴水平尺度,是径向速度图上辐散速度对的直径而非辐散速度对的半径。

下击暴流可以由孤立的、反射率因子强度不强的对流风暴产生,也常镶嵌在中尺度对流系统(MCSs)中。由飚线和弓形回波等 MCSs 产生的持续数小时的大范围对流大风被称为 Derecho 事件 (Johns and Hirt, 1987)。Fujita (1978)和 Fujita and Wakimoto (1981a)指出持续几小时的大范围对流大风中由多个下击暴流族组成下击暴流群,其水平尺度可达几百千米;大于 4 km 的宏下击暴流又包含一个或多个微下击暴流,微下击暴流中还有多个尺度更小的、长条形的下击暴流条迹,可导致类似龙卷的风灾(图 1)。图 2 给出了 Fujita (1978)基于灾情调查绘制的大范围(长 266 km、宽 27 km)地面风灾图,根据树木和财

产损失，在大范围强风区内共识别出 25 个下击暴流，部分下击暴流灾损与龙卷相当，风力达 F2 级 ($50\sim70\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)，但没有证据表明此次大范围强风区内有龙卷发生。实际上，MCSs 引发的致灾强风主要为其内嵌的下击暴流或微下击暴流 (Fujita, 1978; 1985; Fujita and Wakimoto, 1981a; 郑永光等, 2016; 孟智勇等, 2016)。“东方之星”事件中微下击暴流 (300 m 左右) 或尺度更小 (30 m) 的下击暴流条迹有 19 处 (郑永光等, 2016; 孟智勇等, 2016); 对事发地半径 12 km 范围内的灾情调查发现受灾点多达 42 处 (王凯等, 2020)。

下击暴流由 Fujita 通过灾情调查发现并通过多普勒天气雷达等观测证实，随着观测和研究的深入，对下击暴流及其形成物理过程的认识不断拓展。文章首先回顾了 下击暴流提出的意义，然后分为孤立风暴和 MCSs 两种情形，对下击暴流产生机理和基于风暴特征结构的监测预警等进行全面回顾。

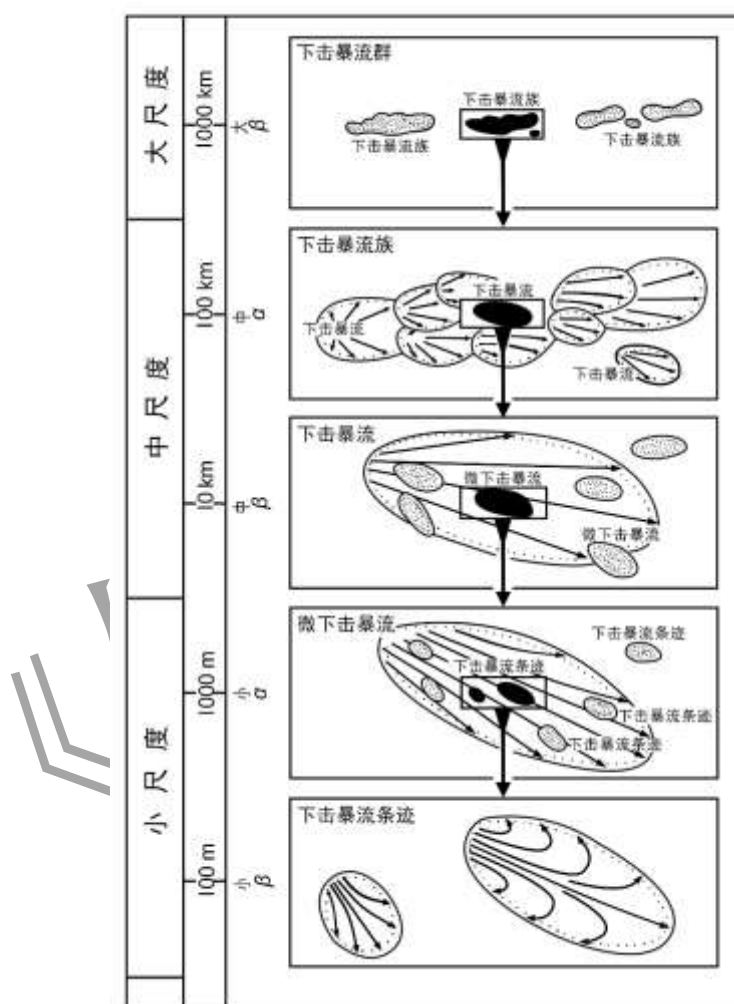


图 1 五种水平尺度的下击暴流概念模型，从上至下分别为下击暴流群，下击暴流族，下击暴流、微下击暴流和下击暴流条迹 (Fujita and Wakimoto,1981a)

Fig.1 Five Scale of Downburst Damage Patterns (Fujita and Wakimoto,1981a)

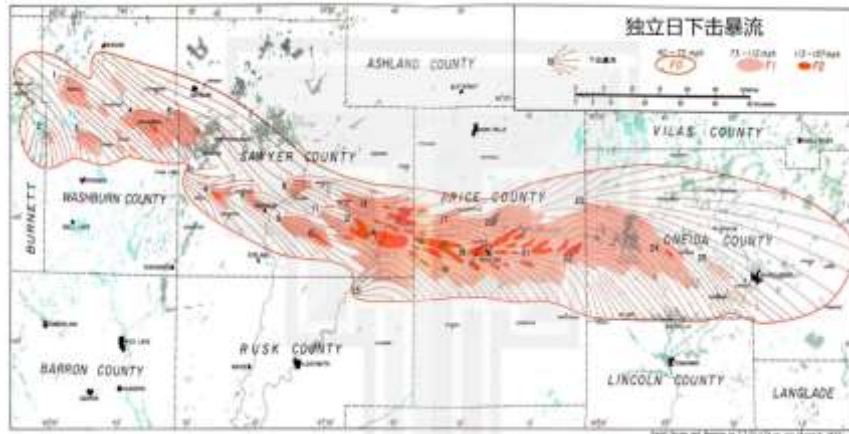


图 2 通过航拍调查得到的 1977 年 7 月 4 日致灾强风的风向和 F 等级风力 (Fujita, 1978)

Fig.2 An aerial survey of Damaging wind by Fujita, mapping both direction and F-scale intensity (Fujita, 1978)

1 下击暴流提出的意义及广义下击暴流

Fujita and Byers (1977) 提出的下击暴流概念在航空界很快获得了广泛认可,但是在气象界却引发了长达 18 年的争议。尽管 Fujita (1992) 详细地回顾了 下击暴流的发现过程及证实下击暴流存在的数次外场试验,希望结束争议,但质疑依然存在。反对者的观点包括:

- ①下击暴流是雷暴下沉气流或阵风锋, Fujita 不过是给已经发现数年的强风现象重新命名;
- ②下击暴流是从未被雷达或测风仪探测到的假想强风现象。从 1978 年至 1986 年,多次外场试验证实了 下击暴流的存在,学者研究给出了产生下击暴流的母体风暴结构特征和下击暴流演变过程,气象界逐步认可了 Fujita 发现下击暴流的重大贡献 (Fujita,1992; Wilson and Wakimoto, 2001; Wakimoto, 2001)。以往对下沉气流的关注远不如强上升气流,对下沉出流强风的关注亦远不如龙卷风,下击暴流概念的引入使得这一状况得到了极大的改善。下击暴流被发现后,通过对飞行员进行下击暴流模拟培训以及增加机场监测网密度,下击暴流相关的飞行事故显著降低 (Wilson and Wakimoto, 2001)。

人们很早就认识到大气对流活动会导致地面直线型大风和旋转风,前者被称为雷暴大风又称对流大风,后者为龙卷风。Fujita (1978) 提炼了三种风切模态 (图 3): 单体型、阵风锋型和阵风锋上凸起型,其中阵风锋的影响发生在单体型风害影响之后 2.5 h,阵风锋上凸起型实际上是有强单体镶嵌在飑线内。Fujita (1981b) 明确将地面直线型大风分为阵风锋和下击暴流 (图 4)。实际上,下击暴流和阵风锋常相伴出现,如伴随强降水的湿下击暴流形成过程中,冷池出流的加强作用显著 (Wilson and Wakimoto, 2001),因而难以非此即彼地拆分开来,但在一次致灾强风过程中,可以区分以下击暴流为主还是以阵风锋主导,如 2015 年 6 月 1 日导致长江客轮翻沉的大风以下击暴流为主 (郑永光等, 2016),而 2021 年 4 月 30 日江苏南通大风很可能以阵风锋为主。

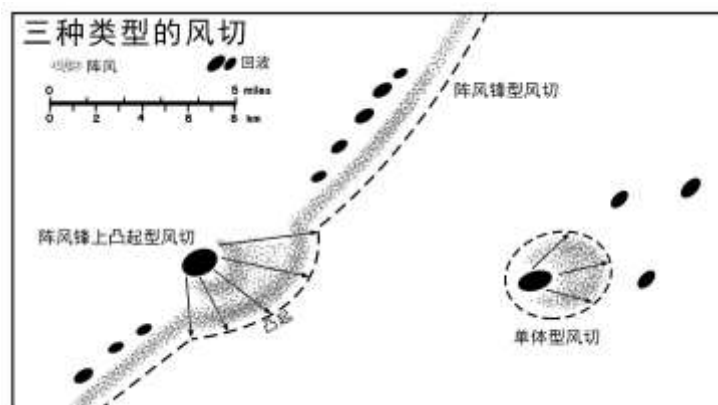


图 3 三种风切型：单体型、阵风锋型和阵风锋上凸起型（Fujita, 1978）

Fig.3 Three types of wind shear: Cellular wind shear、Gust-front wind shear and Behind the Bulge wind shear (Fujita, 1978)

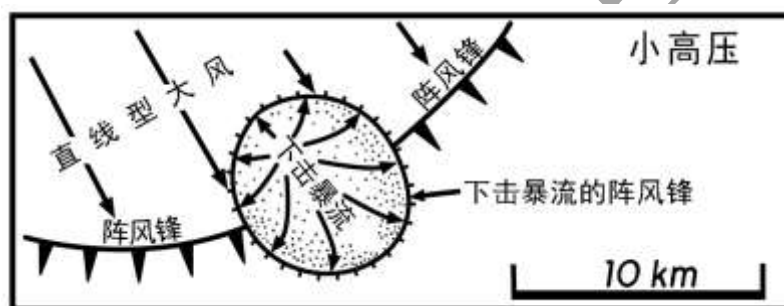


图 4 直线型大风可分为阵风锋和下击暴流（Fujita, 1981b）

Fig4. Schematic drawings showing the gust front and downburst (Fujita, 1981b)

Fujita (1981b) 指出弓形回波凸起处易产生下击暴流。Wakimoto (2001) 曾猜测弓形回波等 MCSs 引发的下击暴流主要由其镶嵌的单体强下沉辐散产生。近年来弓形回波凸起处的“下击暴流”被逐渐证明主要由 γ 中尺度涡旋引发 (Schenkman and Xue, 2016)，这与最初认为下击暴流主要由强烈的下沉气流造成的界定有本质上的区别，严格意义上讲不能归为下击暴流。随着研究的不断深入，未来更多类似下击暴流的小范围致灾强风形成机理或将被发现。灾情调查能给出小范围致灾大风的风力强度和范围，但不能确定其形成的物理过程，Fujita 实际上是将大气对流活动引发的小范围强风均归为下击暴流。尽管 Fujita and Wakimoto (1981a) 提出了不同尺度的下击暴流，但实际上大部分研究都是围绕孤立风暴造成的微下击暴流或宏下击暴流，对于 MCSs 内嵌的下击暴流族等大范围下击暴流事件的相关研究并不多，考虑到 MCSs 内嵌的下击暴流可能有相当一部分与强单体下沉气流并不直接相关，且 MCSs 内嵌的小范围极端大风出现时其形成机制常不清楚，但其造成的影响与下击暴流类似，

因此，本文建议将大气对流活动造成水平尺度 10 km 以下局地强风称之为广义下击暴流。

2 孤立风暴产生的下击暴流

2.1 形成机理

孤立风暴包括一般单体风暴、脉冲风暴、多单体风暴和超级单体风暴。一般单体和脉冲风暴多产生单个下击暴流，超级单体风暴可间歇性产生多个下击暴流（王一童等，2022），多单体风暴亦可产生系列下击暴流（俞小鼎等，2006），即超级单体和多单体可产生下击暴流族。

孤立风暴的下击暴流主要由风暴内强下沉气流在近地层辐散造成。下面基于垂直运动方程公式讨论强下沉气流形成的物理过程。

$$\frac{dw}{dt} = g \left[\underbrace{\frac{\theta'_v}{\theta_{v0}} + \frac{c_v}{c_p} \frac{p'}{p_0}}_1 \right] - \underbrace{g(r'_c + r'_r + r'_i)}_2 - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z}}_3 \quad (1)$$

式（1）为小尺度垂直运动方程公式，式中 w 为垂直速度， p 为气压， θ_v 虚温， c_p 为定压比热， c_v 为定容比热， r_c 、 r_r 和 r_i 为云水、雨水和云冰的混合比，“'”代表基本状态（用下标“0”代表）的偏离，基本状态只随高度变化。等式右边第 1 项代表负浮力项，第 2 项代表云、水和冰的载水项，第 3 项代表扰动气压梯度力项。

由式（1）强下沉气流形成的物理过程包括负浮力项、载水项和扰动气压梯度力项（Wakimoto, 2001）。观测分析表明产生下击暴流的强下沉气流形成的主要物理过程为水凝物粒子相变冷却（蒸发、融化及升华）产生的负浮力及载水造成，风暴内扰动的气压项对强下沉气流的形成几乎没有作用（Kessinger et al, 1988）。干微下击暴流回波强度在 35 dBz 以下，地面降水小于 0.25 mm 或几乎无降水，其下沉负浮力主要由小雪花升华形成（Proctor, 1989），由下沉负浮力估算的下沉气流与水平出流强度大致相当（Wakimoto, 1985）。动量下传有助于增强干下击暴流，Doswell III（1982）指出在倒“V”型探空环境下，温度直减率近乎干绝热的边界层混合深厚，有利于水平动量的下传，即动量下传作用有时对干下击暴流形成起重要作用。干微下击暴流主要出现在高原地区，美国丹佛地区 80% 以上为干下击暴流（Wakimoto, 1985）。中国西北、青藏高原地区、华北的内蒙等地以及云南春季容易出现干下击暴流。湿微下击暴流的回波强度在 35dBz 以上或地面降水大于 0.25 mm，空中有冰雹或霰粒子，强下沉气流由雨滴蒸发、冰雹融化及冰雹融化后的蒸发等复杂水凝物粒子相变导致的负浮力产生（Wakimoto and Bringi, 1988; Proctor, 1989; Fu and Guo, 2007; Mahale et al, 2016），此外，还与水凝物的负载有关。Srivastava（1987）通过数值实验表

明融化的冰雹是湿下击暴流加速的主要贡献者。偏振雷达观测研究表明，受融化降温和载水作用影响，冰雹融化形成的固液混合态粒子对下击暴流形成很重要（Kuster et al, 2016; Richter et al, 2014）；Mahale et al (2016) 基于偏振雷达结合微物理粒子反演算法进一步证实了冰雹融化和融化的水膜或雨滴蒸发冷却作用对下沉气流加速显著，进而对下击暴流起关键作用（图 5）。

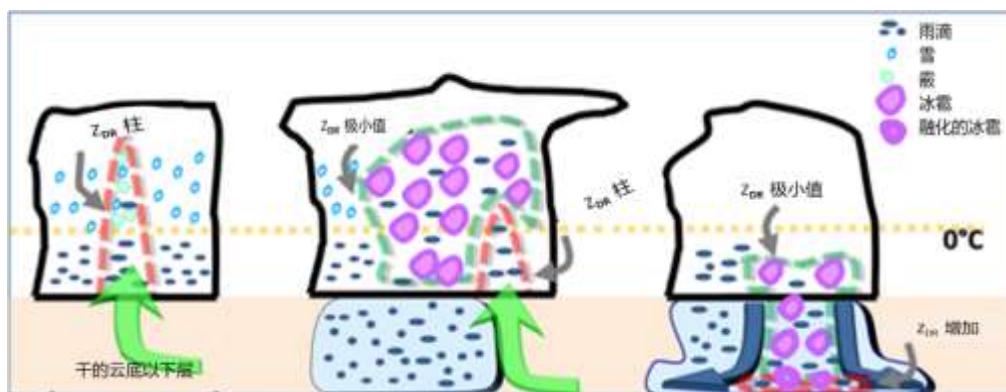


图 5 双极化雷达监测的诺曼下击暴流微物理粒子演变示意图（Mahale et al, 2016）

（黄色虚线：零度层高度，红色虚线： Z_{DR} 柱，绿色虚线： Z_{DR} 极小值，绿（蓝）色箭头：上升（下沉）气流，蓝色阴影：冷池（区）；水凝物粒子包括雨滴、雪、霰、冰雹和融化冰雹，包括冰雹的紫色线条越粗表明水膜越厚）

Fig.5. Schematics of the microphysical evolution of hydrometeors during the Norman, Oklahoma, downburst as observed by polarimetric radar data (PRD). (Mahale et al, 2016)

(The schematics depict raindrops, snow, graupel, hail, and melting hail. Increasing water coating on the melting hailstones is depicted by the increasing line width of the hailstones. The 0°C level is depicted by the dotted yellow line. Local Z_{DR} maxima (e.g., Z_{DR} columns) are depicted by the dashed red line. Local Z_{DR} minima is depicted by the dashed green line. The updraft and downburst locations are depicted by the green and blue arrows, respectively. Shaded blue region represents the cold pool)

观测研究表明多单体风暴可以同时伴有小尺度垂直涡旋、下击暴流和水平转子涡旋，小尺度涡旋和转子涡旋很可能有助于下击暴流形成（Kessinger et al, 1988），但其复杂的相互作用有待进一步研究。超级单体产生的致灾大风多位于其后侧下沉出流附近，前侧下沉气流和强烈的上升气流（偶尔）也会引起小范围地面强风。我国超级单体造成的极端大风事

件较多（郑媛媛等, 2004; 吴蓁等, 2011; 陈贵川等, 2011; 冯晋勤等, 2012; 王秀明等, 2012; 吴芳芳等, 2013; 王一童等, 2022），伴有冰雹和强降水的超级单体大多同时伴有地面强风。王易等（2018）研究表明江苏超级单体产生大风的频率较高，实际上，超级单体风暴常产生 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的致灾下击暴流（王一童等, 2022）。我国目前记录到的超级单体产生的最强下击暴流风速达 $60.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （翟丽萍等, 2019）。

扰动气压梯度力公式为：

$$p' \propto \rho_0 \left[\underbrace{\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2}_{1} + \underbrace{\left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2}_{2} + \underbrace{\left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2}_{3} \right] + 2\rho_0 \left(\frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} \right) - \rho_0 \frac{\partial B}{\partial z} \quad (2)$$

式（2）中 u , v 为水平速度， w 为垂直速度， ρ_0 为密度， B 为浮力，“'”代表基本状态（用下标“0”代表）的偏离，基本状态只随高度变化。等式右边第 1 项代表散度项，第 2 项代表旋转项，第 3 项代表浮力项。由式（2），扰动气压梯度力项包括旋转项、散度项和浮力项（Markowski and Richardson, 2010）。对于超级单体风暴，理论上，低层中气旋可引发扰动低压和向下的扰动气压梯度力从而产生强下沉气流。Roberts and Wilson (1989) 指出，中气旋可能有助于云内初始下沉气流触发。Nielsen and Schumacher (2018) 的数值模拟表明低层中涡旋确实可引发下沉气流，同时也引发低层上升气流，但并未产生及地的下沉气流，因而低层中气旋的对下击暴流作用还需要进一步研究证实。翟丽萍等（2019）根据临桂风暴过境时气压 3 min 内下降 3 hPa 推测，低层强中气旋有关的向下扰动气压梯度很有可能加强了下击暴流，但没有中气旋的多单体风暴亦产生了类似的地面降压（Mahale et al, 2016）。王一童等（2022）研究表明，产生 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的强风的超级单体中仅 18% 伴有中气旋底下降。由式（2），中气旋必然引发扰动低压，但不同高度扰动低压对风暴内垂直运动的影响有待进一步研究。

Orf and Anderson (1999) 数值研究表明，随着 0~2 km 风垂直切变增大，与环境风同向的近地面风显著增强，形成非对称下击暴流，Fujita (1981b; 1985) 称之为移动型下击暴流，图 6 给出了移动型下击暴流概念模型图。强风切环境下风暴内最强下沉速度却反而有所减小，Orf et al (1996) 研究表明，近地面风增强的主要原因为转子涡旋对加速了水平风。由图 7（Orf and Anderson, 1999），动量下传和下沉辐散叠加亦可解释近地面强风：风暴后侧 1~3 km 高度紧邻强下沉气流处为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强西风， $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的最强下沉气流位于 0.5 km 高度，下击暴流位于强下沉气流前方，最强风 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，与下传的水平风动量 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 加上下沉辐散气流 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之和 ($31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 非常接近。湿下击暴流伴随的小范围冷池较显著，下击暴流及地时风暴与环境温差可达 $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，而干下击暴流小于 2°C （Procto

r, 1989; Atkins and Wakimoto, 1991)。以往受观测资料限制, 孤立风暴很少观测到强雷暴高压, 近年来孤立风暴造成的强雷暴高压则多次被观测记录。Mahale et al (2016) 和翟丽萍等 (2019) 分别观测到伴随强降水的湿下击暴流地面伴有 6.6 hPa 和 6.5 hPa 升压。雷暴高压引发的水平扰动气压梯度力会增强水平出流, 但另一方面, 雷暴高压产生的垂直方向的扰动气压梯度力与负浮力方向相反又会抵消甚至使得下沉气流无法及地。Fujita(1981b) 给出移动型下击暴流不存在抵消问题, 其最强下沉气流位于雷暴高压前侧 (图 6), 这种空间配置下, 雷暴高压前侧的出流与下沉辐散叠气流加形成致灾强风。

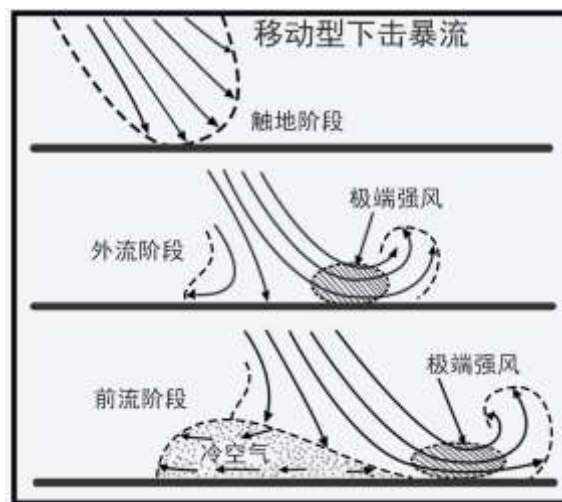


图 6 产生地面附近极端强风的移动型下击暴流概念模型图 (Fujita, 1981b)

Fig.6 Schematic Diagram of a traveling Microburst accomplished by an extreme wind near the ground (Fujita, 1981b)

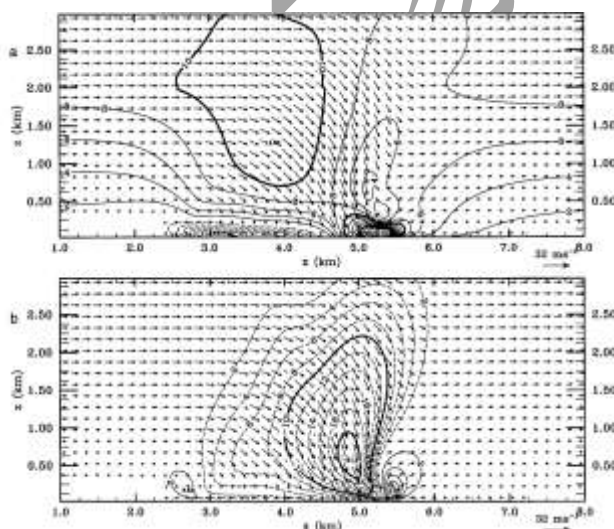


图 7 过下击暴流中心的 (a) u 风 (等值线) 和 (b) w 风 (等值线) 垂直剖面 (箭头表示风矢量; Orf and Anderson, 1999)

Fig.7 An x-z plot of u(a) and w(b) through the center of Microburst (Orf and Anderson, 1999)

2.2 雷达回波特征及其监测预警

多普勒天气雷达图上风暴的特征结构是下击暴流临近预报的基础。微下击暴流峰值大风持续时间仅为 2~5 分钟，定时定点的微下击暴流预报时效一般仅几分钟，Wilson and Wakimoto (2001) 认为更长时效的临近预报是不可能的。宏下击暴流和下击暴流族产生的局地强风持续时间更长，因而临近预警时效亦更长。

环境风较弱情形下，微下击暴流呈现为星状向四周均匀辐散的气流，径向速度图像表现为几乎对称的辐散速度对（图 8）。Wilson et al (1984) 观测研究表明，下击暴流常常是不对称的，平均而言长轴是短轴的 2 倍以上，最长可达 5~6 倍。多普勒天气雷达监测的首个下击暴流的径向速度图呈现出不对称的单个“牛眼”结构(Wilson and Wakimoto, 2001)，即低仰角径向速度图上的小范围强风（图 9）。雷达图上表现为非对称的辐散速度对或低仰角径向速度大值区的非对称下击暴流比对称的辐散速度对更为常见（王秀明和俞小鼎，2019；王秀明等，2012；吴芳芳等，2009），其中低层环境风和水平风垂直切变都较大，引发下击暴流的对流风暴移速快，为移动型下击暴流。

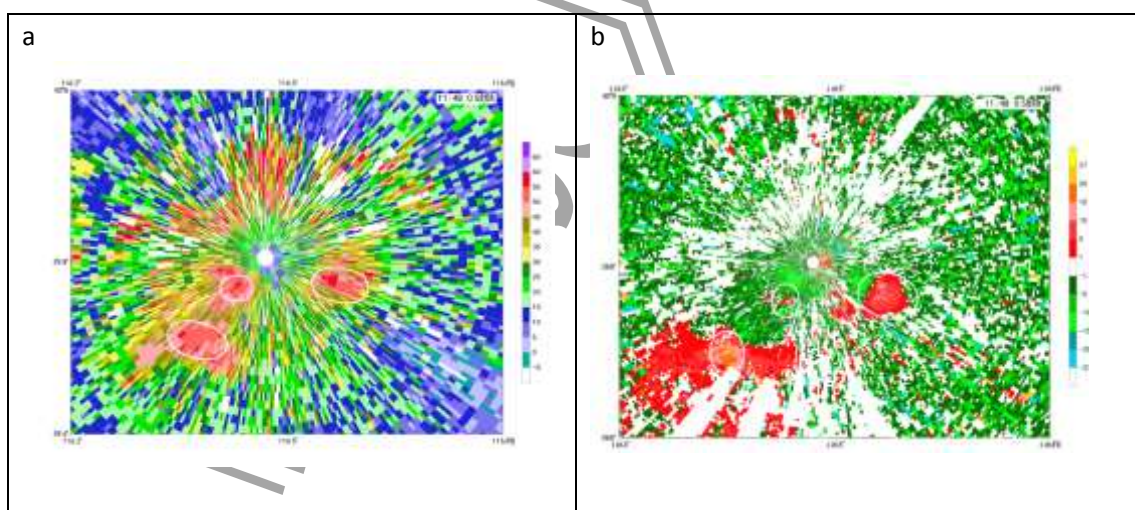


图 8 2008 年 8 月 14 日 11:48 北京大兴雷达 (a) 0.5° 仰角反射率因子和 (b) 径向速度
(白色圈：对流单体及对应辐散速度对)

Fig.8 The reflectivity(a) and radial velocity(b) of Beijing Daxing Doppler weather radar at 0.5° elevation angle at 11:48 BT 14 August 2008
(white circle: three cellular storms accomplished with three divergence couplets)

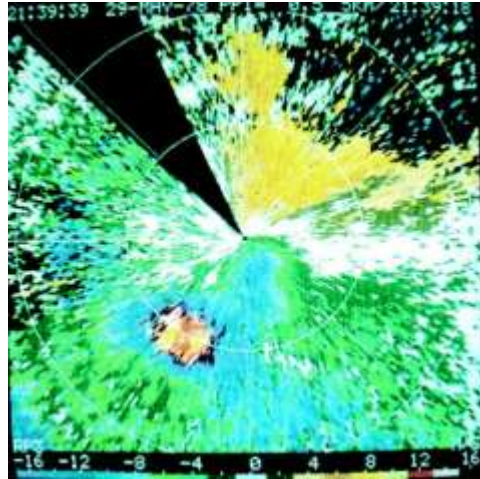


图9 多普勒天气雷达监测的首个下击暴流径向速度图
(图中下击暴流位于雷达西南侧, 距地 70m, 退模糊后径向风速为 $21\sim 27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 表现为 5 km 距离圈附近的径向速度大速度区; Wilson and Wakimoto, 2001)

Fig.9 CP-3 Doppler velocity display showing the wind velocities associated with the first Microburst observed on Doppler radar

(The small patch of red, orange, and yellow colors centered 5 km to the southwest of the radar depict the downburst with winds as high as $21\sim 27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ after dealiasing just 70 m above the ground. Wilson and Wakimoto, 2001)

从热力条件看, 雷暴强下沉气流产生的环境条件目前公认的有两点: ① 对流层中下层 (500 hPa 以下) 环境温度垂直递减率大, 越接近干绝热递减率越有利 (Srivastava, 1985); ② 融化层附近 (700~400 hPa) 相对干的环境气层和低层高湿 (Atkins and Wakimoto, 1991; 费海燕等, 2016)。理论上可以用考虑了上述两个要素的下沉对流有效位能定量计算下沉负浮力的大小, Emanuel (1994) 引入下沉对流有效位能 (DCAPE) 的概念后, 此概念也被应用于强风暴的分析与研究 (Gilmore and Wicker, 1998; 李耀东等, 2004); 但由于 DCAPE 的诸多假设, 加之湿下击暴流还受水凝物的负载和冷池影响, DCAPE 的大小并不能很好区分环境是否有利于产生大风 (Cohen et al, 2007)。近地面最大相当位温与中层最小相当位温之差大于 20°C (Atkins and Wakimoto, 1991) 和大风指数 (McCann, 1994; 刘健文等, 2005) 常被用来定量诊断湿下击暴流环境潜势。Wakimoto (1985) 和 Atkins and Wakimoto (1991) 在统计的基础上给出了微下击暴流环境温湿廓线型特征, 干下击暴流探空呈倒“V”

型, 湿下击暴流是典型的上干下湿型探空。Pryor (2015) 基于卫星提取的温湿垂直廓线, 应用上述干湿下击暴流典型探空模态, 开发了快速更新的湿下击暴流和混合型下击暴流探测算法。Atkins and Wakimoto (1991) 研究表明湿微下击暴流风暴的回波强且强回波伸展高度高, 55dBz 以上强回波达到假相当位温极小值高度 (7~10 km 高度), 主要由冰粒子组成; 非下击暴流风暴即使反射率因子核偶尔达到 55 dBz, 其高度亦在 5 km 以下, 偏振雷达观测

表明其主要由雨滴组成。符式红等(2018)研究亦表明产生强风的风暴,其反射率因子核、风暴顶高于产生强降水的风暴。Roberts and Wilson(1989)最先给出快速下降的反射率因子核、云内增长的中层径向辐合、旋转等下击暴流的雷达特征;Eilts et al(1996)在此基础上给出了更多特征结构:初始回波出现的高度高、强而深厚的中层径向辐合、中层旋转和风暴顶辐散,并据此开发了相关算法。近年来,我国学者基于上述一个或几个雷达特征开发了多个下击暴流算法(陶岚和戴建华,2011;罗辉等,2015;肖艳姣,2018;肖艳姣等,2021;崔春光等,2021)。Wilson et al(1984)基于观测研究建议监测下击暴流的天气雷达时间更新间隔为2 min左右,而业务多普勒天气雷达体扫时间为4~6 min,为此美国联邦航空局在机场安装了体扫更新间隔为3 min的C波段多普勒天气雷达(Terminal Doppler Weather Radar, TDWR),Wolfson et al(1994)基于TDWR探测开发了机场微下击暴流/风切($15.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)识别算法。Smith et al(2004)基于多普勒天气雷达产品开发了致灾下击暴流($26\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)探测与预警算法,综合考虑强反射率因子、径向辐合、涡旋强度及其尺度和垂直分布,以及假相当位温极小值高度、零度层高度等特征高度,另外还应用了冰雹指数。

王秀明等(2012)研究表明,产生强风的超级单体具有明显的中层径向辐合,即中层为辐合式旋转;郑艳等(2017)、翟丽萍等(2019)的个例观测研究亦表明超级单体具有中层径向辐合特征;王一童等(2022)对多个超级单体统计研究表明,产生 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上强风的超级单体中层辐合式旋转特征显著。Wakimoto and Bringi(1988)观测发现下击暴流具有“差分反射率因子凹口”(Z_{DR} hole)结构,Kuster et al(2016)和Mahale et al(2016)发现融化冰雹粒子下降相伴随的“Z_{DR}槽”是下击暴流的特征结构(图7中绿色虚线边界的Z_{DR}极小值和图10中Z_{DR}槽)。Kuster et al(2021)研究表明,融化层附近的比差分位相核是可靠的下击暴流预警信号,比差分位相梯度越大则出现强下击暴流的概率越高。由此可见,偏振雷达对降水粒子的探测有望提高下击暴流的监测能力。Adachi et al(2016)通过观测研究,建议机场布设高时空分辨率的X波段相控阵雷达捕捉下击暴流,相控阵雷达采用电子扫描且可以对近雷暴区进行扇形扫描因而更新间隔可达30 s。未来相控阵多普勒天气雷达的业务化或将显著提升下击暴流的监测预警能力。

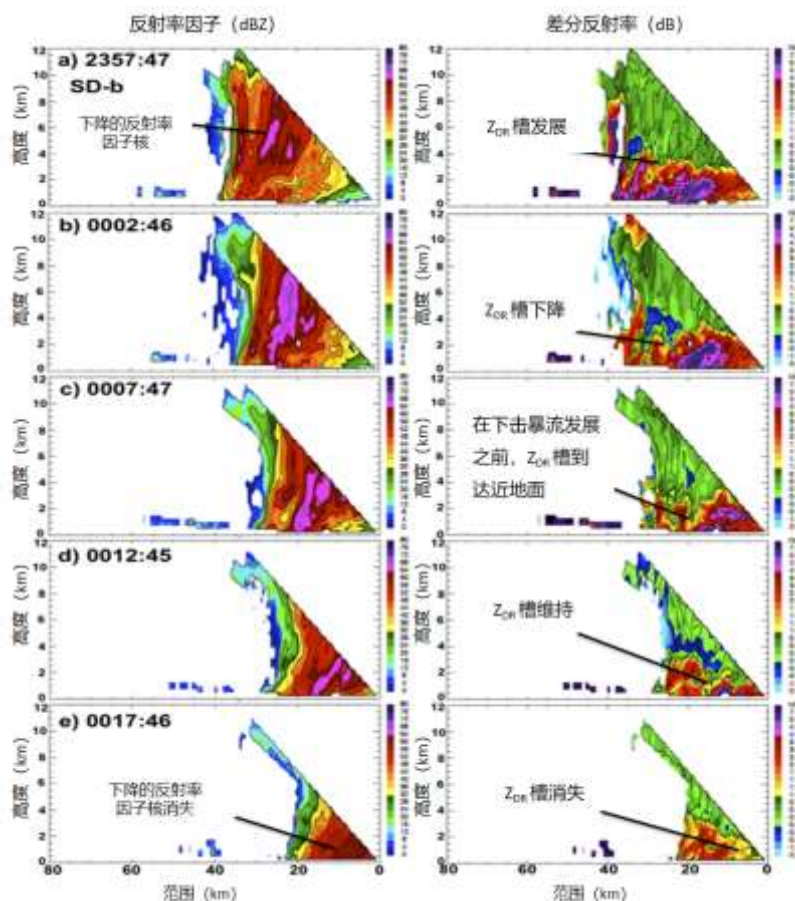


图 10 2011 年 6 月 14 日 (a) 23:57:47, 15 日 (b) 00:02:46, (c) 00:07:47, (d) 00:12:45, (e) 00:17:46 (世界时) 强下沉气雷达流特征 Z_{DR} 槽 (Kuster et al, 2016)
(左列: 反射率因子沿径向的垂直剖面, 右列: 差分反射率因子沿径向的垂直剖面)

Fig.10 Z_{DR} trough depict intense downdraft at (a) 23:57:47 UTC 14, (b) 00:02:46 UTC, (c) 00:07:47 UTC, (d) 00:12:45 UTC, and (e) 00:17:46 UTC 15 June 2011(Kuster et al, 2016)
(left: vertical cross sections of reflectivity, right: vertical cross sections of differential reflectivity)

3 中尺度对流系统 (MCSs) 内嵌的下击暴流

3.1 形成机理

产生下击暴流的 MCSs 主要有飚线和弓形回波, MCSs 产生的直线型对流大风包括下击暴流大风和阵风锋大风 (有时两者不可分), MCSs 间歇性产生系列下击暴流 (下击暴流族)。

有利于 MCSs 产生对流大风的环境要素包括: 大的环境温度垂直递减率, 对流层中层干区和强风垂直切变, 这样的环境条件下对流系统活动一段时间后常产生范围较大的强雷暴高

压, 进而产生大范围阵风锋, 因此 MCSs 产生的下击暴流常由多种物理过程共同作用产生, 包括强对流单体的下沉辐散气流、雷暴高压的冷池密度流和后侧入流急流的动量下传等。在风暴发展的不同阶段, 强风主导因子不同。王秀明等 (2012) 研究表明, 弓形回波极端强风阶段, 冷池密度流、对流单体的下沉辐散气流和动量下传三者作用大致相当; 由超级单体向弓形回波演变阶段, 主要由 MCSs 内嵌的超级单体强下沉气流辐散造成; 风暴衰亡阶段, 阵风锋大风占主导。

源于 Fujita (1978; 1985) 的弓形回波概念模型, 弓形顶端附近的极端大风被称为下击暴流。Weisman (1993) 认为弓形顶端的极端大风由后侧入流急流 (RIJ) 的动量下传及地产生, 而 RIJ 主要由扰动低压引起的水平扰动气压梯度力产生 (Lafore and Moncrieff, 1989)。Weisman (1993) 研究表明风垂直切变越强、对流有效位能值越大, 则 RIJ 越强; 另外, 端点涡旋亦能使得 RIJ 有 30%~50% 的增幅。Meng et al (2012) 基于一个华南飚线个例的数值模拟研究表明, 中层的 RIJ 源自端点涡旋, 低层的 RIJ 源自地面附近斜压性产生的水平涡度。与 RIJ 有关的致灾大风研究的难点在于尚不清楚 RIJ 能否及地、何种因素主导 RIJ 及地 (Wakimoto, 2001)。Mahoney and Lackmann (2011) 数值模拟研究显示, 中层干环境下 MCSs 有两个地面大风区: ①后侧入流急流的动量下传形成的层云区地面极大风、②对流性强下沉气流下沉辐散在阵风锋前沿形成的前侧极大风, 而中层干区不显著的对照试验仅有一个强风区, 由后侧入流急流动量下传叠加对流下沉辐散形成 (图 11)。

灾情调查表明, 极端强风的范围很小, 显著小于后侧入流急流的水平尺度。Wakimoto (2001) 认为小范围强风由 MCSs 中的强单体引发的下击暴流造成。观测研究表明, RIJ 产生的地面大风范围较大且强度在 F0 级 ($18\sim33\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) 以下, 弓形回波的局地极端致灾强风由 γ 中尺度强涡旋叠加在阵风锋上形成 (Wakimoto et al, 2006)。Atkins and St. Laurent (2009a) 给出了后侧入流急流下沉至近地面叠加中涡旋产生大风的概念模型图, 可致灾的中涡旋位于弓形凸起北侧, 强风位于中涡旋南侧 (图 12)。French and Parker (2008) 发现镶嵌在弓形回波中的超级单体会增强后侧入流急流从而形成局地致灾强风。Xu et al (2015a) 分析表明中涡旋附近垂直向下的扰动气压梯度力是中低层后侧入流急流加强的主导因素。观测和数值实验均表明近地面 γ 中尺度涡旋由近地面斜压水平涡度在风暴相关垂直运动作用扭转而成 (Trapp and Weisman, 2003; Wakimoto et al, 2006; Atkins and St. Laurent, 2009a, b), 并给出了两种中涡旋形成的概念模型图, 涡旋强度取决于环境水平风垂直切变、科氏力和冷池强度, 还可能与微物理过程有关。Xu et al (2015b) 数值模拟研究表明, 除了斜压性, 地面摩擦产生的水平涡度对低层中涡旋的形成亦有显著贡献。Conrad and Knupp (2019) 雷达观测研究表明某些准线性风暴个例中水平切变不稳定很可能是中涡旋形成的

机制。拉伸作用对中涡旋的加强很重要。Parker et al (2020) 基于数值实验通过涡线分析给出了斜压水平涡度、摩擦水平涡度和两者皆有的情况。中涡旋形成机制相关问题包括水平涡度来源及其与风暴内垂直运动的关系有待进一步研究。还有其他物理过程可导致大风局地增强，如阵风锋后几千米处与开尔文-亥姆霍兹波不稳定有关的小尺度强下沉气流有时会达到地面产生类似下击暴流的强风（Mahoney III, 1988）。

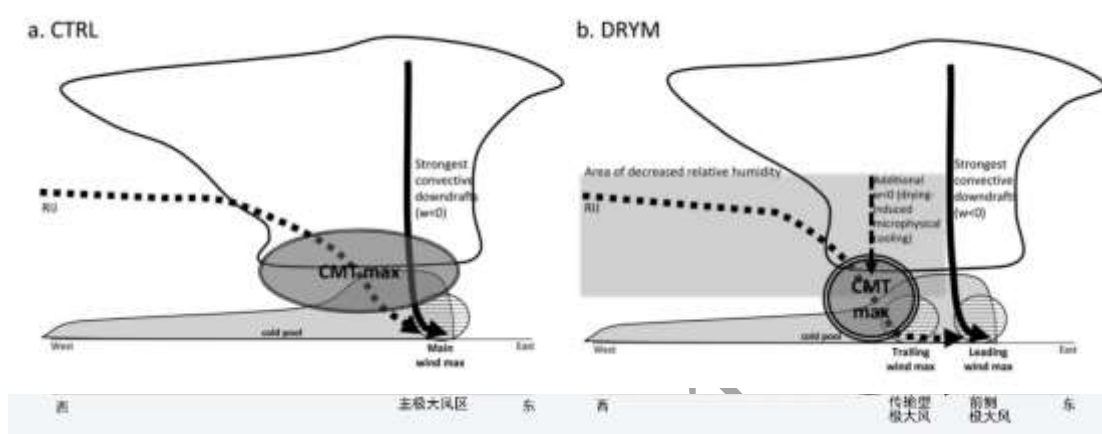


图 11 对照试验 (a) 和干环境下 (b) 模拟给出的灾害性大风形成机制(Mahoney and Lackmann, 2011)

Fig.11 Schematic of severe wind genesis mechanism in the CTRL simulation and DRYM simulation(Mahoney and Lackmann, 2011)

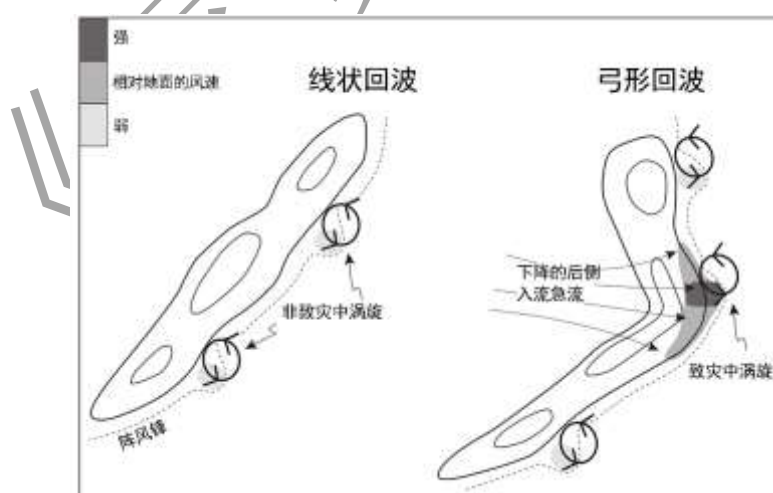


图 12 弓形回波内形成的可致灾和不致灾的中涡旋 (Atkins and St. Laurent, 2009a)。
Fig.12 Schematic diagram illustrating damaging and nondamaging mesovortices formed within a bow echo (Atkins and St. Laurent, 2009a).

强冷池或雷暴高压通常由多个风暴单体的冷池出流合并形成,水平尺度几十至上百千米,这种 β 中尺度冷池多由尺度较大的 MCSs 持续较长时间造成。当冷池/雷暴高压足够强时,单纯冷池强气压梯度力亦可以产生致灾大风 (Markowski and Richardson, 2010)。马中元等 (2009) 给出造成长江九江段 2 人死亡的无雨致灾大风,实际上是安徽南部强雷暴高压向江西的偏北风出流在大别山地形狭管效应作用下增强所致 (图 13)。冷池密度流大风不仅需要分析冷池强度,亦需诊断冷池周围的中尺度热低压,强风位于雷暴高压与热低压之间。图 13 中雷暴高压出流先向南影响江西,然后沿着长江转向西影响 (图 13c, 13d), 主要是因为西侧湖北境内存在显著低压,大风区 100km 范围内均无对流回波,预警难度大。Bedard and LeFebvre (1986) 基于地面观测数据发现,44%的阵风锋 (共 99 个阵风锋) 伴有微下击暴流,其中有相当一部分些微下击暴流周围无风暴单体回波,大风可能是与阵风锋前沿涡旋或开尔文-亥姆霍兹不稳定相关。Mueller and Carbone (1987) 发现了类似的阵风锋后无对流回波相伴的小尺度强下沉气流,数值实验表明, KHI 引发的下沉气流可以达到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Droegemeier and Wilhelmson, 1986)。

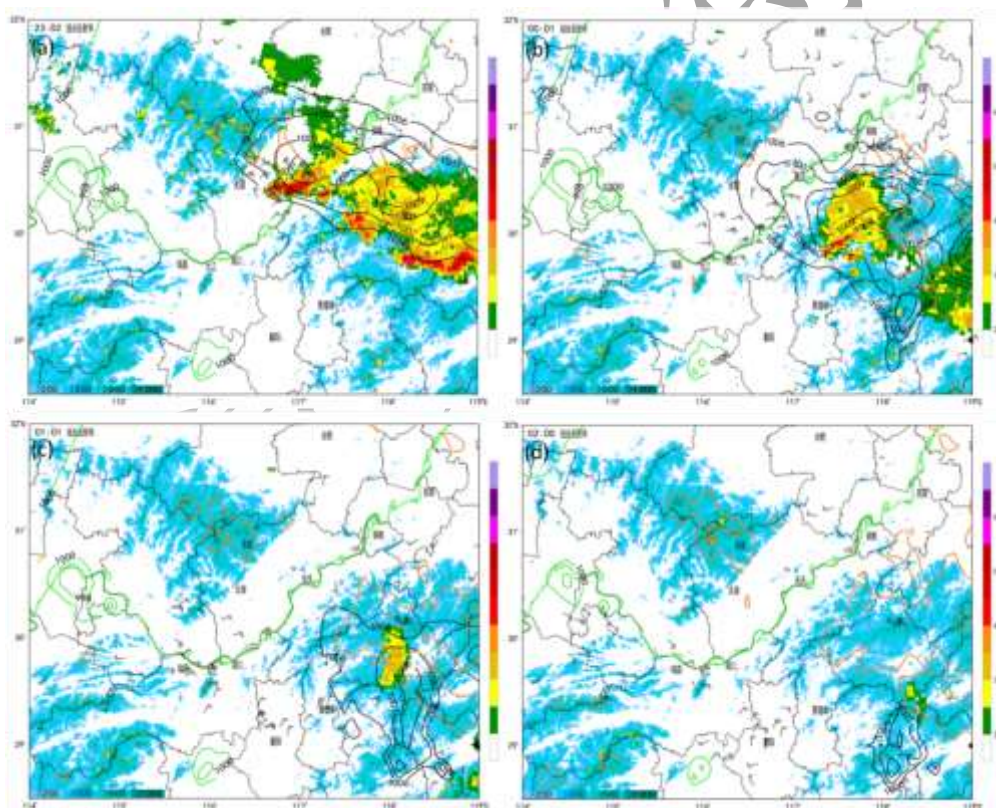


图 13 2009 年 6 月 (a) 5 日 23:02, 6 日 (b) 00:01, (c) 01:01, (d) 02:00 九江 S 波段多普勒天气雷达 0.5° 仰角反射率因子 (填色) 和雷暴高压 (黑色实线为本站气压等值线, 单位: hPa) 产生的长江 (绿色区域) 九江段致灾大风 (白色风杆, 仅显示 6 级以上大风), 雷暴活动产生的冷池 (橘色实线, 单位: 18°C ,) ; 暖低压区 (绿色细实线, 单位: hPa)

Fig.13 The reflectivity (shaded) at 0.5° elevation angle of Jiujiang S band Doppler weather radar and high pressure (black solid line, unit: hPa) driven surface damaging wind (white wind bar, only show wind over $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) in Yangze River (yellow area) near Jiujiang, low pressure (green solid line, unit: hPa) and cold pool (orange solid line contour temperature, unit: $^\circ\text{C}$) at (a) 23:02 BT 5, (b) 00:01 BT 6, (c) 01:01 BT 6, (d) 02:00 BT 6 June 2009

MCSs 中镶嵌的 γ 中尺度局地强风远比孤立单体造成的下击暴流复杂, 且常常是两种以上不同尺度风的叠加。以往被关注的阵风锋和及地的 RIJ 尺度较大, γ 中尺度系统叠加其上形成致灾强风的情形较为多见。图 14 给出了阵风锋叠加超级单体强下沉辐散气流的情形, 图 15 给出了弓形回波出流叠加超级单体雹暴强下沉辐散气流的情形。图 16 中对流风暴回波强度在 40 dBz 以下, 但阵风锋上较强对流回波附近出现了 $32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的小范围局地强风, 持续了 3~4 个体扫, 造成 2 人死亡, 强风局地增强或为阵风锋、动量下传和对流风暴下沉辐散共同作用造成。阵风锋附近的 γ 中尺度强风形成物理过程包括: ①线状对流镶嵌的较强风暴单体下沉辐散出流叠加在中尺度阵风锋上 (Miller and Johns, 2000); ②阵风锋前沿 γ 中尺度涡旋 (Trapp and Weisman, 2003); ③阵风锋后几千米处与开尔文-亥姆霍兹波不稳定有关的小尺度强下沉气流有时会达到地面产生类似下击暴流的强风 (Mahoney III, 1988); ④重力内波 (Bernardet and Cotton, 1998)。不同物理过程导致的局地强风其临近预报着眼点不同, 有必要对大风局地增强的物理机理进行深入细致研究。

综上, MCSs 产生的大风形成物理过程复杂, 与中涡旋或波动有关。MCSs 产生的致灾下击暴流族由 MCSs 内千米尺度强风与阵风锋等几十至上百千米中尺度强风叠加形成, 大风局地增强形成广义下击暴流的物理机理有待深入研究。

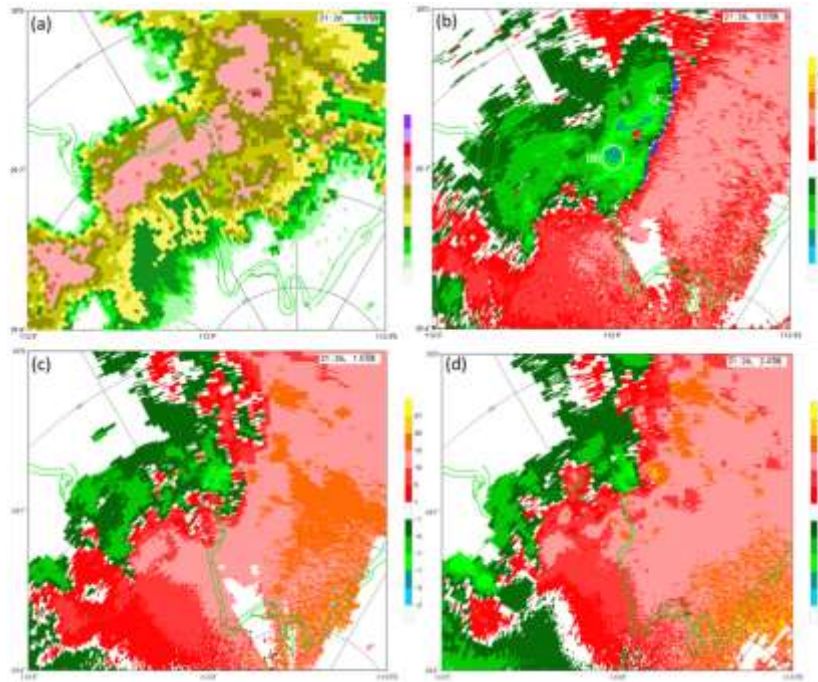


图 14 岳阳雷达站 2015 年 6 月 1 日 21:26 (a) 0.5° 仰角反射率因子和 (b) 0.5° 仰角、(c) 1.5° 仰角、(d) 2.4° 仰角径向速度
(蓝色锋面标记标注阵风锋 GF, 白色椭圆标记下击暴流 DB)

Fig.14 The reflectivity at 0.5° (a) and radial velocity at 0.5° (b), 1.5° (c) and 2.4° (d) at 21:26 BT on 1 June 2015

(small red dot : Cruise capsizing site, blue line : gust front, white line : downburst)

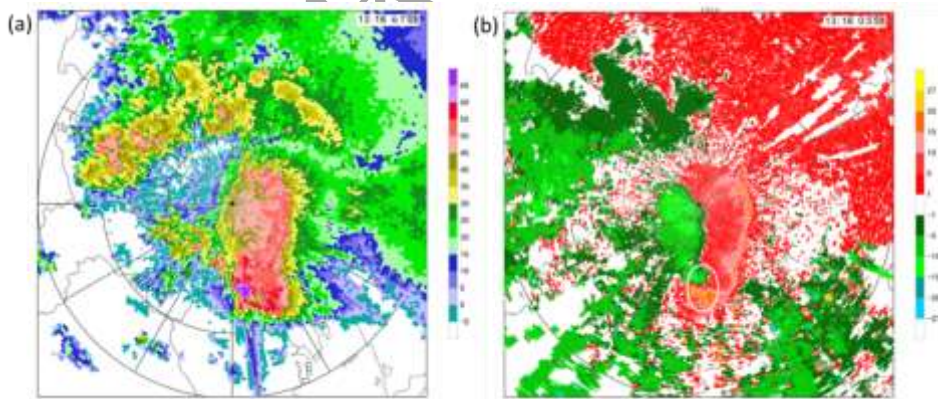


图 15 2011 年 4 月 17 日 13:18 (a) 6.0° 仰角反射率因子 (单位: dBz) 和 (b) 0.5° 仰角径向速度 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(白色圆圈标注下击暴流位置, 距地 400 m, 速度差 $41 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig.15 The (a) reflectivity at 6.0° and (b) the radial velocity at 0.5° of Guangzhou Doppler weather radar at 13:18 BT 17 April 2011

(The Delta V of the downburst divergence couplet is $41 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ at 400 m which is marked by white circle)

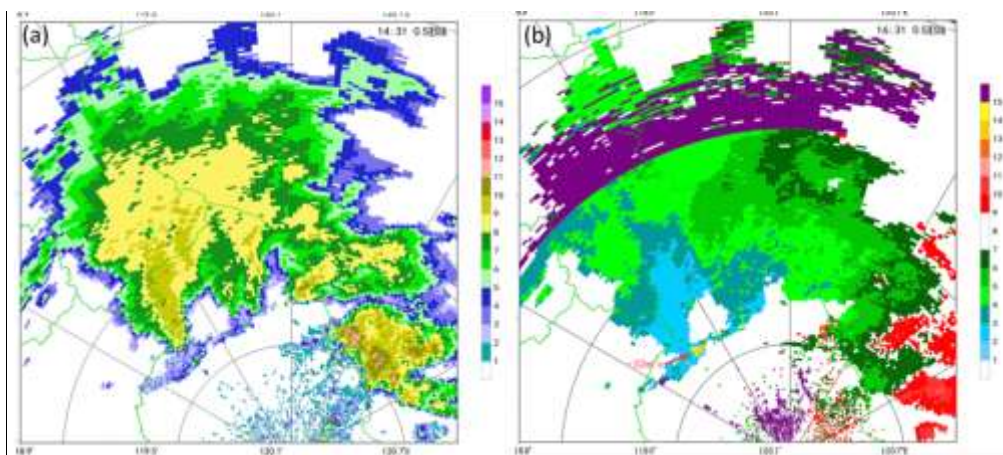


图 16 2017 年 3 月 1 日 16:31 盐城雷达站 (a) 0.5° 仰角反射率因子 (单位: dBz) 和 (b) 径向速度 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) (白色箭头处出现了速度模糊, 退模糊后速度为 $32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 距地高度约 900 m)

Fig.16 The (a) reflectivity and (b) radial velocity at 0.5° of Yanchen Doppler weather radar at 16:31 BT 1 March 2007

(the winds have exceeded the unambiguous velocity range of $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (white arrow) at 900 m, the dealiasing velocity is $32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

3.2 雷达回波特征监测预警

MCSs 产生的地面强风, 从业务预警的角度主要监测雷达特征结构, 包括反射率因子呈弓形、后侧入流缺口、中层径向辐合、后侧入流急流以及低仰角径向速度大值区等 (俞小鼎等, 2020), 这些实际上是产生强风的风暴结构而非致灾大风本身的特征结构。Fujita (1981b) 指出, 弓形回波的下击暴流位于弓形凸起的地方, 这一规则在业务中已应用了多年且目前依然在用; 观测表明, 弓形回波破裂的地方是极端大风产生的地方 (俞小鼎等, 2006; 俞小鼎和郑永光, 2020; 王秀明等, 2012)。Schenkman and Xue (2016) 指出 MCSs 产生的大风常在多个很小的区域增强, 即广义下击暴流。实际业务中, 对于 MCSs 内嵌广义下击暴流预警难度极大。在离雷达较近时, 阵风锋上叠加强单体下沉辐散气流可以被业务雷达监测到, 而 MCSs 内嵌的长生命史中涡旋监测难度较大, 只有距离雷达近且强度强的中涡旋才有可能被监测到。监测到中涡旋亦不等同于监测到广义下击暴流, 生命史长、强度强的中涡旋产生致灾下击暴流的概率更高。

4 结论与讨论

文章讨论了下击暴流的界定, 并基于业务上对局地强风的表述需求提出了广义下击暴流,

分孤立下击暴流和 MCSs 内嵌下击暴流族两种情况,对下击暴流形成机理和监测预警进行了较全面的回顾。

孤立风暴产生的下击暴流多由强下沉气流辐散形成,其形成机理和监测预警算法较为成熟。下击暴流算法可以定性给出是否会出现影响飞机起降的风切,但对于风暴特征结构与地面强风之间的定量关系研究却极少。

MCSs 产生下击暴流族的情况相对复杂,可以由阵风锋叠加单体下沉辐散气流造成,也可以由阵风锋附近的 γ 中尺度涡旋造成,还可以由强单体局地动量下传造成,不同个例以及风暴发展的不同阶段主导的物理过程不同,MCSs 内嵌下击暴流的形成机制有待进一步研究。

美国下击暴流外场试验研究源自航空飞行安全需求,因而多研究组织性相对差的孤立风暴造成的下击暴流,因为这些看似无害的对流风暴对飞行安全威胁最大,而 MCSs 在雷达卫星图上容易捕捉,航空部门往往会选择避开方案或暂定航班因而威胁相对小。MCSs 内嵌的下击暴流族风力大,常致灾,影响公众安全因此有必要对其形成机理及相应的雷达特征进行研究。目前大多数下击暴流预警算法均围绕孤立风暴的强下沉气流设计,缺少对于 MCSs 造成大范围强风中内嵌的下击暴流或下击暴流族的监测预警算法,一方面由于对 MCSs 镶嵌的下击暴流形成机理认识不足,另一方面是缺乏 MCSs 特征结构与地面强风之间的相关统计研究工作。

目前雷达特征相关统计研究工作的难点在于地面大风记录不全或不精确,对于下击暴流,当前的观测网也依然不够密。国外下击暴流观测研究主要基于高时空分辨率的外场试验,可以得到低空水平分辨率 0.25 km 的数据,确保了下击暴流能够被捕捉到。我国拥有全世界最密的地面加密站,比如,江淮地区可以达到站间距 5 km 左右,多个大城市布设了 X 波段偏振雷达观测网,一定程度上提升了下击暴流观测和研究能力。与龙卷类似,基于无人机的灾情调查是获取地面精细化大风实况的手段之一,亦是后续研究的基础。

参考文献

- 陈贵川, 谌芸, 乔林, 等, 2011. 重庆"5.6"强风雹天气过程成因分析[J]. 气象, 37(7): 871-879.
- Chen G C, Chen Y, Qiao L, et al, 2011. The causation analysis of the 6 May 2010 severe windstorm weather process in Chongqing[J]. Meteor Mon, 37(7): 871-879 (in Chinese).
- 崔春光, 杜牧云, 肖艳姣, 等, 2021. 强对流天气资料同化和临近预报技术研究[J]. 气象, 47(8): 901-918. Cui C G, Du M Y, Xiao Y J, et al, 2021. Study on the technique of data assimilation and nowcasting of severe convective weather[J]. Meteor Mon, 47(8): 901-918 (in Chinese).
- 费海燕, 王秀明, 周小刚, 等, 2016. 中国强雷暴大风的气候特征和环境参数分析[J]. 气象, 42(12): 1513-1521. Fei H Y, Wang X M, Zhou X G, et al, 2016. Climatic characteristics and environmental parameters of severe thunderstorm gales in China[J]. Meteor Mon, 42(12):

- 1513-1521 (in Chinese).
- 冯晋勤, 俞小鼎, 傅伟辉, 等, 2012. 2010 年福建一次早春强降雹超级单体风暴对比分析[J]. 高原气象, 31(1): 239-250. Feng J Q, Yu X D, Fu W H, et al, 2012. Comparative analysis on supercell storm structure of a severe hail shooting in Fujian province in early spring of 2010[J]. Plateau Meteor, 31(1): 239-250 (in Chinese).
- 符式红, 王秀明, 俞小鼎, 2018. 相似环流背景下海南两次不同类型强对流天气对比研究[J]. 气象学报, 76(5): 742-754. Fu S H, Wang X M, Yu X D, 2018. A comparative study on two consecutive severe convective weather events in Hainan under similar background[J]. Acta Meteor Sin, 76(5): 742-754 (in Chinese).
- 李耀东, 刘健文, 高守亭, 2004. 动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究[J]. 气象学报, 62(4): 401-409. Li Y D, Liu J W, Gao S T, 2004. On the progress of application for dynamic and energetic convective parameters associated with severe convective weather forecasting[J]. Acta Meteor Sin, 62(4): 401-409 (in Chinese).
- 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等, 2005. 天气分析预报物理量计算基础[M]. 北京: 气象出版社. Liu J W, Guo H, Li Y D, et al, 2005. Basis of Physical Quantities Calculation for Weather Analysis and Forecast[M]. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese).
- 罗辉, 张杰, 朱克云, 等, 2015. 下击暴流的雷达预警量化指标研究[J]. 气象学报, 73(5): 853-867. Luo H, Zhang J, Zhu K Y, et al, 2015. Study of the radar quantitative index of forewarning downburst[J]. Acta Meteor Sin, 73(5): 853-867 (in Chinese).
- 马中元, 许爱华, 贺志明, 等, 2009. 九江地区一次无降水致灾大风天气过程分析[J]. 气象与减灾研究, 32(3): 55-56. Ma Z Y, Xu A H, He Z M, et al, 2009. Analysis of a rainless damaging strong wind process[J]. Meteor Disaster Reduction Res, 32(3): 55-56 (in Chinese).
- 孟智勇, 姚聃, 白兰强, 等, 2016. 基于实地灾害调研和雷达观测对“东方之星”倾覆地点附近强风的估计[J]. 科学通报, 61(7): 797-798. Meng Z Y, Yao D, Bai L Q, et al, 2016. Wind estimation around the shipwreck of Oriental Star based on field damage surveys and radar observations[J]. Chin Sci Bull, 61(7): 797-798 (in Chinese).
- 陶岚, 戴建华, 2011. 下击暴流自动识别算法研究[J]. 高原气象, 30(3): 784-797. Tao L, Dai J H, 2011. Research on automatic detection algorithm of downburst[J]. Plateau Meteor, 30(3): 784-797 (in Chinese).
- 王凯, 梁益同, 刘敏, 2020. “东方之星”翻沉事件风灾现场调查分析与致灾风速估算[J]. 气象, 46(1): 98-107. Wang K, Liang Y T, Liu M, 2020. Field investigation and analysis of wind disaster and estimation of disaster wind speed of the capsizing accident of cruise ship “Oriental Star”[J]. Meteor Mon, 46(1): 98-107 (in Chinese).
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 等, 2012. “6.3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析[J]. 高原气象, 31(2): 504-514. Wang X M, Yu X D, Zhou X G, et al, 2012. Study on the Formation and Evolution of ‘6.3’ damage wind[J]. Plateau Meteor, 31(2): 504-514 (in Chinese).
- 王秀明, 俞小鼎, 2019. 热带一次致灾龙卷形成物理过程研究[J]. 气象学报, 77(3): 387-404. Wang X M, Yu X D, 2019. A study on the physical process involved in the genesis of a severe tropical tornado[J]. Acta Meteor Sin, 77(3): 387-404 (in Chinese).
- 王易, 郑媛媛, 孙康远, 等, 2018. 南京雷达中气旋产品特征值统计分析[J]. 气象学报, 76(2): 266-278. Wang Y, Zheng Y Y, Sun K Y, et al, 2018. A statistical analysis of characteristics of mesocyclone products from Nanjing radar[J]. Acta Meteor Sin, 76(2): 266-278 (in Chinese).
- 王一童, 王秀明, 俞小鼎, 2022. 产生致灾大风的超级单体回波特征[J]. 应用气象学报, 33(2): 180-191. Wang Y T, Wang X M, Yu X D, 2022. Radar characteristics of straight-line

- damaging wind producing supercell storms[J]. J Appl Meteor Sci, 33(2): 180-191 (in Chinese).
- 吴芳芳, 王慧, 韦莹莹, 等, 2009. 一次强雷暴阵风锋和下击暴流的多普勒雷达特征[J]. 气象, 35(1): 55-64. Wu F F, Wang H, Wei Y Y, et al, 2009. Analysis of a strong gust front and downburst with Doppler weather radar data[J]. Meteor Mon, 35(1): 55-64 (in Chinese).
- 吴芳芳, 俞小鼎, 张志刚, 等, 2013. 苏北地区超级单体风暴环境条件与雷达回波特征[J]. 气象学报, 71(2): 209-227. Wu F F, Yu X D, Zhang Z G, et al, 2013. A study of the environmental conditions and radar echo characteristics of the supercell-storms in northern Jiangsu[J]. Acta Meteor Sin, 71(2): 209-227 (in Chinese).
- 吴蓁, 俞小鼎, 席世平, 等, 2011. 基于配料法的“08.6.3”河南强对流天气分析和短时预报[J]. 气象, 37(1): 48-58. Wu Z, Yu X D, Xi S P, et al, 2011. Analysis of the 3 June 2008 Henan severe convection event with ingredients based method[J]. Meteor Mon, 37(1): 48-58 (in Chinese).
- 肖艳姣, 2018. 基于多普勒天气雷达体扫资料的 MARC 特征自动识别算法[J]. 高原气象, 37(1): 264-274. Xiao Y J, 2018. An algorithm of recognizing automatically MARC signature using the Doppler weather radar volume scanning data[J]. Plateau Meteor, 37(1): 264-274 (in Chinese).
- 肖艳姣, 王珏, 王志斌, 等, 2021. 基于 S 波段新一代天气雷达观测的下击暴流临近预报方法[J]. 气象, 47(8): 919-931. Xiao Y J, Wang J, Wang Z B, et al, 2021. A downburst nowcasting method based on observations of S-band new generation weather radar[J]. Meteor Mon, 47(8): 919-931 (in Chinese).
- 俞小鼎, 张爱民, 郑媛媛, 等, 2006. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析[J]. 应用气象学报, 17(4): 385-393. Yu X D, Zhang A M, Zheng Y Y, et al, 2006. Doppler radar analysis on a series of downburst events[J]. J Appl Meteor Sci, 17(4): 385-393 (in Chinese).
- 俞小鼎, 王秀明, 李万莉, 等, 2020. 雷暴与强对流临近预报[M]. 北京: 气象出版社. Yu X D, Wang X M, Li W L, et al, 2020. Thunderstorm and Severe Convection Nowcasting[M]. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese). (
- 俞小鼎, 郑永光, 2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展[J]. 气象学报, 78(3): 391-418. Yu X D, Zheng Y G, 2020. Advances in severe convective weather research and operational service in China[J]. Acta Meteor Sin, 78(3): 391-418 (in Chinese).
- 翟丽萍, 农孟松, 梁维亮, 等, 2019. 造成临桂极端大风的超级风暴单体观测分析[J]. 暴雨灾害, 38(4): 346-353. Zhai L P, Nong M S, Liang W L, et al, 2019. Analysis of the observations for a supercell causing extreme gale in Lingui[J]. Torrential Rain Disasters, 38(4): 346-353 (in Chinese).
- 郑艳, 俞小鼎, 任福民, 等, 2017. 海南一次超级单体引发的强烈龙卷过程观测分析[J]. 气象, 43(6): 675-685. Zheng Y, Yu X D, Ren F M, et al, 2017. Analysis on a severe tornado process in Hainan triggered by supercell[J]. Meteor Mon, 43(6): 675-685 (in Chinese).
- 郑永光, 田付友, 孟智勇, 等, 2016. “东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度特征分析[J]. 气象, 42(1): 1-13. Zheng Y G, Tian F Y, Meng Z Y, et al, 2016. Survey and multi-scale characteristics of wind damage caused by convective storms in the surrounding area of the capsizing accident of cruise ship "Dongfangzhixing"[J]. Meteor Mon, 42(1): 1-13 (in Chinese).
- 郑媛媛, 俞小鼎, 方翀, 等, 2004. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析[J]. 气象学报, 62(3): 317-328. Zheng Y Y, Yu X D, Fang C, et al, 2004. Analysis of a strong classic

-
- supercell storm with Doppler weather radar data[J]. *Acta Meteor Sin*, 62(3): 317-328 (in Chinese).
- Adachi T, Kusunoki K, Yoshida S, et al, 2016. High-speed volumetric observation of a wet microburst using X-band phased array weather radar in Japan[J]. *Mon Wea Rev*, 144(10): 3749-3765.
- Atkins N T, Wakimoto R M, 1991. Wet microburst activity over the southeastern United States: implications for forecasting[J]. *Wea Forecasting*, 6(4): 470-482.
- Atkins N T, St. Laurent M, 2009a. Bow echo mesovortices. Part I: processes that influence their damaging potential[J]. *Mon Wea Rev*, 137(5): 1497-1513.
- Atkins N T, St. Laurent M, 2009b. Bow echo mesovortices. Part II: their genesis[J]. *Mon Wea Rev*, 137(5): 1514-1532.
- Bedard A J, LeFebvre T J, 1986. Surface measurements of gust fronts and microbursts during the JAWS project: Statistical results and implications for wind shear detection, prediction, and modeling[R]. Colorado: NOAA Technical Memorandum ERL WPL-135, 121.
- Bernardet L R, Cotton W R, 1998. Multiscale evolution of a derecho-producing mesoscale convective system[J]. *Mon Wea Rev*, 126(11): 2991-3015.
- Cohen A E, Coniglio M C, Corfidi S F, et al, 2007. Discrimination of mesoscale convective system environments using sounding observations[J]. *Wea Forecast*, 22(5): 1045-1062.
- Conrad D M, Knupp K R, 2019. Doppler radar observations of horizontal shearing instability in quasi-linear convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 147(4): 1297-1318.
- Doswell III C A, 1982. *The Operational Meteorology of Convective Weather (vol. 1): Operational Mesoanalysis*[M]. Kansas, Missouri, United States: Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Technical Information Service Distributor: 158.
- Droegemeier K K, Wilhelmson R B, 1986. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics[J]. *J Atmos Sci*, 44(8): 1180-1210.
- Eilts M D, Johnson J T, Mitchell E D, et al, 1996. Damaging downburst prediction and detection algorithm for the WSR-88D[C]//18th Conference on Severe Local Storms. San Francisco: AMS: 541-545.
- Emanuel K A, 1994. *Atmospheric Convection*[M]. New York, United States: Oxford University Press: 158-165.
- French A J, Parker M D, 2008. The initiation and evolution of multiple modes of convection within a meso-alpha-scale region[J]. *Wea Forecast*, 23(6): 1221-1252.
- Fu D H, Guo X L, 2007. Numerical study on a severe downburst-producing thunderstorm on 23 August 2001 in Beijing[J]. *Adv Atmos Sci*, 24(2): 227-238.
- Fujita T T, 1976. *Spearhead Echo and Downburst Near the Approach End of a John F. Kennedy Airport Runway, New York City*[M]. Chicago, United States: University of Chicago: 1-51.
- Fujita T T, Byers H R, 1977. Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner[J]. *Mon Wea Rev*, 105(2): 129-146.
- Fujita T T, 1978. Wind shear at Dulles airport on May 18 1977[R]. SMRP Research Paper, 159.
- Fujita T T, Wakimoto R M, 1981a. Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980[J]. *Mon Wea Rev*, 109(7): 1438-1456.
- Fujita T T, 1981b. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales[J]. *J*

-
- Atmos Sci, 38(8): 1511-1534.
- Fujita T T, 1985. The downburst, microburst, and macroburst[R]. SMRP Research Paper Number 210.
- Fujita T T, 1992. Memoirs of an effort to unlock the mystery of severe storms[R]. WRL Research Paper No. 239, Chicago, United States: Wind Research Laboratory, Dept. of Geophysical Sciences, University of Chicago.
- Gilmore M S, Wicker L J, 1998. The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution[J]. *Mon Wea Rev*, 126(4): 943-958.
- Johns R H, Hirt W D, 1987. Derechos: widespread convectively induced windstorms[J]. *Wea Forecasting*, 2(1): 32-49.
- Kessinger C J, Parsons D B, Wilson J W, 1988. Observations of a storm containing mesocyclones, downbursts, and horizontal vortex circulations[J]. *Mon Wea Rev*, 116(10): 1959-1982.
- Kuster C M, Heinselman P L, Schuur T J, 2016. Rapid-update radar observations of downbursts occurring within an intense multicell thunderstorm on 14 June 2011[J]. *Wea Forecasting*, 31(3): 827-851.
- Kuster C M, Bowers B R, Carlin J T, et al, 2021. Using K_{DP} cores as a downburst precursor signature[J]. *Wea Forecasting*, 36(4): 1183-1198.
- Lafore J P, Moncrieff M W, 1989 A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines[J]. *J Atmos Sci*, 46(4): 521-544.
- Mahale V N, Zhang G F, Xue M, 2016. Characterization of the 14 June 2011 Norman, Oklahoma, downburst through dual-polarization radar observations and hydrometeor classification[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 55(12): 2635-2655.
- Mahoney III W P, 1988. Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows[J]. *Mon Wea Rev*, 116(7): 1474-1492.
- Mahoney K M, Lackmann G M, 2011. The sensitivity of momentum transport and severe surface winds to environmental moisture in idealized simulations of a mesoscale convective system[J]. *Mon Wea Rev*, 139(5): 1352-1369.
- Markowski P, Richardson Y, 2010. Mesoscale meteorology in midlatitudes[M]. Chichester: Wiley-Blackwell: 407.
- McCann D W, 1994. WINDEX—A new index for forecasting microburst potential[J]. *Wea Forecasting*, 9(4): 532-541.
- Meng Z Y, Zhang F Q, Markowski P, et al, 2012. A modeling study on the development of a bowing structure and associated rear inflow within a squall line over south China[J]. *J Atmos Sci*, 69(4): 1182-1207.
- Miller D J, Johns R H, 2000. A detailed look at extreme wind damage in Derecho events[C]. 20th Conference on Severe Local Storms. Orlando, United States: Amer. Meteor. Soc.
- Mueller C K, Carbone R E, 1987. Dynamics of a thunderstorm outflow[J]. *J Atmos Sci*, 44(15): 1879-1898.
- Nielsen E R, Schumacher R S, 2018. Dynamical insights into extreme short-term precipitation associated with supercells and mesovortices[J]. *J Atmos Sci*, 75(9): 2983-3009.
- Orf L G, Anderson J R, Straka J M, 1996. A three-dimensional analysis of colliding microburst outflow dynamics[J]. *J Atmos Sci*, 53(17): 2490-2511.
- Orf L G, Anderson J R, 1999. A numerical study of traveling microbursts[J]. *Mon Wea Rev*, 127(6): 1244-1258.

-
- Parker M D, Borchardt B S, Miller R L, et al, 2020. Simulated evolution and severe wind production by the 25-26 June 2015 nocturnal MCS from PECAN[J]. *Mon Wea Rev*, 148(1): 183-209.
- Proctor F H, 1989. Numerical Simulations of an Isolated Microburst. Part II: Sensitivity Experiments[J]. *J Atmos Sci*, 46(14): 2143-2165.
- Pryor K L, 2015. Progress and developments of downburst prediction applications of GOES[J]. *Wea Forecasting*, 30(5): 1182-1200.
- Richter H, Peter J, Collis S, 2014. Analysis of a destructive wind storm on 16 November 2008 in Brisbane, Australia[J]. *Mon Wea Rev*, 142(9): 3038-3060.
- Roberts R D, Wilson J W, 1989. A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar[J]. *J Appl Meteor*, 28(4): 285-303.
- Schenkman A D, Xue M, 2016. Bow-echo mesovortices: a review[J]. *Atmos Res*, 170: 1-13.
- Smith T M, Elmore K L, Dulin S A, 2004. A damaging downburst prediction and detection algorithm for the WSR-88D[J]. *Wea Forecasting*, 19(2): 240-250.
- Srivastava R C, 1985. A simple model of evaporatively driven downdraft: application to microburst downdraft[J]. *J Atmos Sci*, 42(10): 1004-1023.
- Srivastava R C, 1987. A model of intense downdrafts driven by the melting and evaporation of precipitation[J]. *J Atmos Sci*, 44(13): 1752-1774.
- Trapp R J, Weisman M L, 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: their genesis and implications[J]. *Mon Wea Rev*, 131(11): 2804-2823.
- Wakimoto R M, 1985. Forecasting dry microburst activity over the high plains[J]. *Mon Wea Rev*, 113(7): 1131-1143.
- Wakimoto R M, Bringi V N, 1988. Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: the 20 July storm during the MIST project[J]. *Mon Wea Rev*, 116(8): 1521-1539.
- Wakimoto R M, 2001. Convectively driven high wind events[M]//Doswell III C A. *Severe Convective Storms*. Boston: American Meteorological Society: 255-298.
- Wakimoto R M, Murphey H V, Davis C A, et al, 2006. High winds generated by bow echoes. Part II: The relationship between the mesovortices and damaging straight-line winds[J]. *Mon Wea Rev*, 134(10): 2813-2829.
- Weisman M L, 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes[J]. *J Atmos Sci*, 50(4): 645-670.
- Wilson J W, Roberts R D, Kessinger C, et al, 1984. Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection[J]. *J Climate Appl Meteor*, 23(6): 898-915.
- Wilson J W, Wakimoto R M, 2001. The discovery of the downburst: T. T. Fujita's contribution[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 82(1): 49-62.
- Wolfson M M, Delanoy R L, Forman B E, et al, 1994. Automated microburst wind-shear prediction[J]. *Lincoln Lab J*, 7(2): 399-426.
- Xu X, Xue M, Wang Y, 2015a. Mesovortices within the 8 May 2009 bow echo over the central United States: analyses of the characteristics and evolution based on Doppler radar observations and a high-resolution model simulation[J]. *Mon Wea Rev*, 143(6): 2266-2290.
- Xu X, Xue M, Wang Y, 2015b. The genesis of mesovortices within a real-data simulation of a bow echo system[J]. *J Atmos Sci*, 72(5): 1963-1986.