

何志强, 卢新平, 王丙兰. 2014. 首都机场雷暴大风的初步研究. 气象, 40(11): 1408-1413.

首都机场雷暴大风的初步研究^{*1}

何志强¹ 卢新平¹ 王丙兰²

1 中国民用航空华北地区空中交通管理局气象中心, 北京 100621

2 中国气象局公共气象服务中心, 北京 100081

提 要: 雷暴大风是航空飞行的主要威胁之一。气象预报员预报雷暴引发的突如其来的短时强阵风难度较大。文章把 McCann 提出的 WINDEX 经验方程应用在首都机场地区, 利用 2006—2010 年 54511 台站的探空资料计算经验指数 WINDEX, 并与首都机场地区雷暴引发的强阵风进行了对比分析。建立了雷暴强阵风的预报工作程序。

关键词: 雷暴大风, WINDEX, 强阵风

中图分类号: P425

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.11.014

Preliminary Study of Thunderstorm Gale at Beijing Capital International Airport

HE Zhiqiang¹ LU Xinping¹ WANG Binglan²

1 CAAC North China Regional Meteorological Centre, Beijing 100621

2 Public Meteorological Service Centre, CMA, Beijing 100081

Abstract: Thunderstorm gale is one of the main threats to aviation flight. It is a far more difficult challenge to forecast the thunderstorm gale accurately. The WINDEX empirical equation proposed by McCann is applied to the Capital Airport. Using 54511 sounding data from 2006 to 2010, the WI values are calculated and compared to strong gusts triggered by thunderstorm at the Capital Airport. Finally the forecast process of strong gusts is established.

Key words: thunderstorm gale, WINDEX, strong gusts

引 言

雷暴大风是指由对流活动带来的除龙卷以外的地面灾害性强阵风, 其短时阵风风力达到或超过 8 级(风速为 $17.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 这种大风来源于对流云中的下沉气流, 其中直接由下沉气流到达地面产生强烈辐散造成的大风称作下击暴流。此外, 对流云前沿的出流辐合线达到一定强度可称为阵风锋, 它也能带来短时强阵风。本文将下击暴流和由阵风锋带来的灾害性大风统称为雷暴大风(廖晓农, 2009; 方翀等, 2014)。雷暴大风是北京地区发生的主要灾

害性天气之一。由于其发生、发展具有突发性, 人们常来不及做好充分的应急准备, 因而给人民正常生活带来严重影响, 甚至威胁生命财产安全, 尤其在民航方面, 它是航空飞行的主要威胁之一。研究表明有时雷暴大风的风速并不大, 但由于辐散气流的空间尺度很小, 其产生的很强的水平风切变威胁到飞行器的起降, 并有可能造成空难, 很多飞机起降事故都是因这种低空风切变造成(Fujita, 1980)。对预报员来说, 雷暴引发突如其来的短时强阵风预报难度较大。

关于雷暴大风的预报, 气象学者已经做过很多研究。Forster(1958)把雷暴大风的产生归因于降

* 中国气象局公共气象服务中心业务服务专项基金项目(M2014012)和国家自然科学基金青年基金项目(41305007)共同资助
2013 年 8 月 5 日收稿; 2014 年 4 月 1 日收修定稿
第一作者: 何志强, 主要从事大气边界层物理和航空气象方面研究. Email: zhiqiang.he1983@gmail.com

水拖曳、蒸发致冷引起的负浮力和大气中层的动力下传。Johns 等(1992)认为:雷暴大风一般与深厚对流有关,与深厚对流相联系的雷暴大风,一般是由下曳气流底部外流产生的。Fujita 等(1977)将特强下曳气流称为下击暴流(现在下击暴流有时已成为由下曳气流产生的雷暴大风的统称)。Fujita(1985)注意到存在不同尺度的雷暴大风,同时提出要特别注意微下击暴流。尺度较小的微下击暴流发生的频度很高,在雷雨天气发生微下击暴流的概率可达 60%~70%(Proctor, 1988)。秦丽等(2006)依据北京近郊区 3 个测站的资料确定了雷暴大风日,并使用常规观测资料研究得出最有利于雷暴大风产生的探空结构为:低层暖湿,中高层有干冷空气,环境大气的不稳定度较大并且风的垂直风切变也较大。廖晓农等(2009)总结了北京地区雷暴大风的气候特征,并提出短时临近预报方法。刘香娥等(2012)利用数值模拟的方法研究了灾害性大风发生机理与飑线结构特征。王秀明等(2013)对雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响进行了对比研究。在雷暴大风的探测方面,随着科技的发展,多普勒气象雷达可以很好地探测到雷暴大风(刁秀广等,2011;吴芳芳等,2009;毕旭等,2007;李向红等,2010;张涛等,2013)。杨国祥等(1995)利用雷达资料分析研究了北京地区弓状回波的结构、形成和演变特征,得出弓状回波是北京地区夏季发布雷暴大风警报的重要依据。梁爱民等(2006)对造成北京地区雷暴大风的雷达回波作了分类研究。Travis 等(2004)研发了可用于产生在弱切变环境下的强风暴单体的、基于 WSB-88D 雷达观测的灾害性大风算法。李国翠等(2013)基于雷达三维组网数据建立具有模糊逻辑的对流性地面大风识别方法。以上研究成果为进一步开展雷暴大风的研究并在此基础上建立短时临近预报方法奠定了基础。

由于预报雷暴中的平均风速本身就不容易,且其平均风速与阵风相关系数又较低。同时数值预报模式产品时间和空间分辨率有限,对雷暴引发的强阵风预报存在一定困难。国外研究者 McCann (1994)以观测研究及数值模拟结果为基础,提出预报微下击暴流的经验指数 WINDEX(WI)。本文从 McCann 提出的经验方程出发,对首都机场地区出现的雷暴大风与计算 WI 进行对比分析,并运用实例对 WI 是否适用于首都机场雷暴大风预报做进一步的验证分析,结果表明该经验指数对雷暴大风的

预报具有指示意义,并且其值对雷暴所引发的强阵风大小具有较好的参考价值,有利于首都机场大风警报的发布。

1 WINDEX(WI)的提出

1994 年,McCann 以观测研究与数值模拟为基础,提出微下击暴流最大阵风的经验指数 WI。这一方法的提出使得定量预报微下击暴流的难题成为可能。McCann 提出的经验公式如下:

$$WI = 2.5[H_m R_q (T^2 - 30 + Q_l - 2Q_m)]^{0.5} \quad (1)$$

式中, WI 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; H_m 为融化层高度,单位: km; R_q 为经验订正系数,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$; T 为地面与融化层之间空气最大温度递减率,单位: $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$; Q_l 为近地面 1 km 层内的水汽平均混合比,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$; Q_m 为融化层高度上的水汽混合比,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

WINDEX(WI) 程序基于以下 5 点建立:

(1) Proctor(1989)利用数值模式模拟孤立的微下击暴流,通过敏感性试验表明:由于固体水融化过程吸收大量的潜热使气块变冷,产生负浮力,当冻结物降落穿过融化层时使气块下沉速度加速,进而推断微下击暴流是由融化层附近开始产生。雷暴大风是雷暴外流区前缘的特征,在有深厚对流发生的情况下,在地面能否产生雷暴大风,很大程度上取决于下沉气流强度。McCann 以这一理论为基础,断定融化层高度 H_m 为下沉运动的起始高度,融化层处的气块下沉速度为零,到达地面的下沉速度与融化层高度相关。

(2) Wolfson(1990)的研究显示:下沉气流所受的力与环境直减率平方成正比。如果 $T < 5.5^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 则出现微下击暴流的概率为零; $T = 5.5^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 称为微下击暴流的临界直减率。由式(1)可知下沉动力跟下沉高度及由地面至零度层高度的最大温度直减率平方成正比。

(3) WI 表达式中含一项 (-30) , 如果计算过程中出现虚数,McCann 认为不会出现下击暴流。

(4) 低层大气的混合比(Q_l)数值越大,融化层处的混合比(Q_m)越小,都将有利于增大环境直减率。该数值反映的是高层干冷和低层湿热的大气层结状态。WI 经验方程选取 Q_l 和 Q_m 是为了显示环境直减率对下沉气流强度的贡献。

(5) R_q 为经验订正系数也称干湿微下击暴流

的临界值,该值是在干、湿微下击暴流环境中找到的(Wakimoto,1985;Atkins et al,1991)。引用该系数是为了避免在偏干环境中高估 WI 值。当低层空气干燥时,与下击暴流相关的水滴在未着地时已蒸发,因此无论是下沉气流或地面阵风都会相应减弱。

2 WINDEX(WI)指数应用

根据首都机场气象观测资料,选取 2006—2010 年实测最大风速 $>17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的雷暴大风个例。通

过首都机场例行观测簿中天气纪要栏的查阅与观测数据的筛选,符合条件的有 18 个个例,见表 1。 G_{obs} 表示观测的最大阵风值, U_{max} 表示 900~500 hPa 的最大风速, $\rho=\rho_{\text{max}}/\rho_{1000}$,其中 ρ_{max} 是 U_{max} 最高风速层的空气密度, ρ_{1000} 为 1000 hPa 的空气密度。由于 McCann 是基于气团潜在热力性原理计算得到微下击暴流的最大阵风,所以在使用该方法时选取的 $T\text{-ln}p$ 资料时间应在雷暴发生之前。表 1 同时还给出了通过 McCann 方法计算得出的微下击暴流最大阵风 WI 以及计算过程中的几个关键数据。

表 1 2006—2010 年首都机场出现雷暴大风的 18 个个例

Table 1 18 thunderstorm events seen in the Beijing Capital International Airport from 2006 to 2010

日期/年月日	H_m/m	$Q_l/\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$Q_m/\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$T/\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$	$WI/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	ρ	$U_{\text{max}}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	G_{obs}
20060712	4658	22	4.1	6.3	24.8	0.6	24	18
20060730	4950	26.8	0.14	8.57	44.1	0.62	7	25
20060801	4220	21.5	5.1	7.6	30.4	0.6	9	22
20070624	3838	17	0.185	6.37	24.2	0.73	10	23
20070709	4524	19.4	4.64	6.7	25.2	0.56	14	25
20070727	4776	20	3.33	6.64	27.1	0.6	8	17
20080401	1631	6.47	3.79	6.02	5.3	0.56	16	22
20080823	4250	20.6	3.53	5.98	21.5	0.6	11	17
20080829	4284	18	2.853	5.5	17.3	0.6	8	18
20080916	3730	15.6	3.92	8	29.6	0.55	13	23
20090705	4663	21.86	3.83	8.1	34	0.73	16	22
20090712	4371	16.06	2.18	7.17	28.5	0.57	17	18
20090722	4710	20.7	3.62	7.6	33	0.62	11	19
20091012	2576	9.53	0.963	5.8	12	0.64	19	24
20100425	2655	10.82	3.86	6.2	13.1	0.561	17	24
20100509	2822	9.95	2.46	8.4	23.2	0.565	32	21
20100518	2735	9.93	4.51	5.9	8.5	0.561	29	18
20100612	4306	13.23	2.48	7.5	28.9	0.55	10	18

由表 1 可知 2007 年 6 月 24 日、7 月 9 日,2008 年 8 月 29 日和 2010 年 5 月 9 日共 4 次雷暴大风过程计算的 WI 与机场观测的最大阵风值相当,相差 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,较好地反映出雷暴大风过程。同时有的过程如 2006 年 7 月 12 日、2008 年 8 月 23 日和 9 月 16 日与实际观测得到最大阵风相差 $3\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。由此发现 WI 与实际最大阵风比较接近的过程基本发生在夏季。

另外一种情况计算的 WI 与实际最大阵风相差较大,分为 WI 大于实际最大阵风(两者相差 $>7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)和 WI 小于实际最大阵风(两者相差 $>10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,如 2008 年 4 月 1 日、2009 年 10 月 12 日、2010 年 4 月 25 日和 5 月 18 日)。分析表明: WI 大于实际阵风并相差较大的情况,可能是因为引用的 54511 探空站(南郊观象台)与首都机场气象观测有

一定的距离,南郊观象台坐落在 39.8061°N 、 116.4694°E ,首都机场观测点坐标为 40.0629°N 、 116.6242°E ,两地直线距离约有 31.57 km,首都机场气象观测到的最大阵风与 54511 台站计算得到的 WI 难免有出入。 WI 小于雷暴实际阵风的过程主要发生在春季和秋季时间段,该时段低层水汽混合比较小,导致计算获得的 WI 较小。而在春季 2010 年 5 月 9 日低层水汽条件同样为偏干状态,但地面与融化层之间空气最大温度递减率较大,同样可以获得与实测阵风相当的数据。

通过以上讨论可看出 WI 对高低层环境的层结状态和大气层结递减率均比较敏感。首都机场夏季雷暴大风的最大风速与 WI 存在一定的正相关关系, WI 指数较好地反映雷暴最大阵风风速。McCann(1994)提出的预报微下击暴流经验指数 WI

使得雷暴最大阵风值的短时预报成为一种可能。另外也存在 WI 与雷暴最大阵风有较大差别的情况, WI 指数反映的是发生微下击暴流的潜势, WI 指数预报雷暴大风本身具有局限性。

3 雷暴最高阵风值的计算方程

雷暴尤其多组织雷暴产生极大风的机制不单是微下击暴流这一因素, 还有其他多种因素例如动量下传(Geerts, 2001)。因此只用 WI 经验方程预报由雷暴产生的地面强风是不理想的。Geerts(2001)根据 McCann 提出的 WI 经验方程加入大气水平动量信息, 提出利用 GUSTEX(G_u)来估计雷暴最高阵风值, 其方程如下:

$$G_u = a_1 WI + a_2 \rho U_{max} \text{ 或}$$
$$G_u/WI = a_2 (\rho U_{max}/WI) + a_1 \tag{2}$$

式中, a_1 和 a_2 为表征首都机场地区风速的特征系数, 其他物理量的意义如前所述。通过加入动量下传信息尽可能完善雷暴最高阵风数值。

用 18 个雷暴大风个例的实测最大阵风值(G_{obs})代入到式(2) G_u 中, 同时将探空资料计算得到的 WI 、 ρ 和 U_{max} 值(见表 1)代入到式(2), 通过线性回归拟合得出首都机场地区风速的特征系数 a_1 及 a_2 如图 1, 拟合方程如下:

$$G_u = 0.37WI + 1.45\rho U_{max} \text{ 或}$$
$$G_u/WI = 1.45(\rho U_{max}/WI) + 0.37 \tag{3}$$

式中, 拟合相关系数 R^2 为 0.85。 WI 经验方程主要是从热力学角度考虑微下击暴流的能量, 而 G_u 经验方程从动力学角度引入动量下传因素, 更加全面地刻画出雷暴的最大阵风原因, 一定程度上弥补了 WI 经验方程的局限性。由此, 可以得出雷暴最大阵风值计算方程的结构图(图 2)。

4 雷暴最高阵风方程算法

利用雷暴发生前最近一次(00 或 12 UTC)的探空资料, 计算公式如下:

$$G_u =$$
$$a_1 2.5 [H_m R_q (\Gamma^2 - 30 + Q_l - 2Q_m)]^{0.5} + a_2 \rho U_{max} \tag{4}$$

(1) H_m 为融化层高度, 即零度层高度, 其值可直接从探空图取得: 实际温度廓线与零度线交线处为零度层高度。另外可以从地面开始逐层递增, 找到某层, 设为 p_i 和 p_{i+1} , 其中 p_i 层对应的 $T_i > 0$,

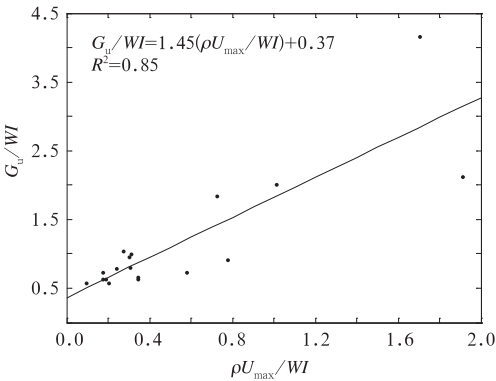


图 1 利用 2006—2010 年首都机场 18 个雷暴个例的实况资料绘制的 G_u/WI - $\rho U_{max}/WI$ 散点图 (其中实线为拟合曲线, R^2 为 0.85)

Fig. 1 The scatter diagram of G_u/WI against $\rho U_{max}/WI$ (The line is the fitting curve, and the square of correlation coefficient is 0.85)

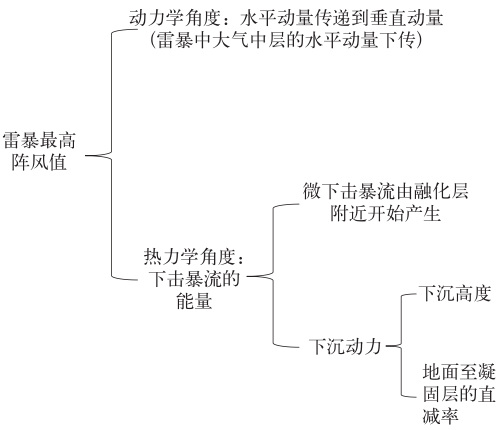


图 2 雷暴最高阵风值计算方程结构

Fig. 2 Structure of the equation for the maximum gust of thunderstorm

$$p_{i+1} \text{ 层对应的 } T_{i+1} < 0, H_m \text{ 计算公式如下:}$$
$$\ln H_m = \ln p_i + T_{i+1} (\ln p_{i+1} - \ln p_i) / (T_{i+1} - T_i) \tag{5}$$

式中, p 为气压, T 为温度。

(2) R_q 为经验订正系数, $R_q = Q_l/12$, 规定 $R_q \leq 1$ 。

(3) Γ 可以从探空温度廓线随高度变化的斜率计算而得。

(4) Q_l 和 Q_m 可通过水汽混合比计算公式获得, 公式如下:

$$Q = 622e/(p - e) \tag{6}$$

式中, e 为水汽压。

5 建立雷暴强阵风风速预报程序与实时预报验证

5.1 建立雷暴强阵风预报程序

G_0 经验方程是在 WI 经验方程基础上建立的, 因此其具有 WI 指数的局限性, WI 指数反映的是发生微下击暴流的潜势, 如果单独使用它来预报雷暴大风, 势必出现一些雷暴大风的空报现象(全林生, 2003)。合理的利用好 G_0 方程, 建立对雷暴大风危险天气的预报工作程序。

首先对天气系统进行分类, 通过对历史 18 个个例进行天气分析, 主要有冷涡横槽、切变线、高空槽和冷锋系统共 4 大类型。判断是否具有发生雷雨的天气形势。

其次利用本站及临近站的探空资料, 通过大气物理量(如沙式指数、 K 指数、抬升指数和对流稳定指数)诊断分析, 判断大气边界层状态是否有利于发生雷暴, 进而初步做出有无雷暴大风的预报。

第三在计算过程中通过 WI 来初步确定雷暴大风强度。一方面如 WI 计算值为虚数或 WI 较小, 发生的这两种情况都不能排除不发生雷暴大风的可能。另一方面可以把 $WI > 17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 这一临界值作为发布雷暴大风机场警报的标准, 可以做到短时预报雷暴大风。

5.2 个例验证

2013 年 8 月 13 日, 通过天气会商得知夜间会有一次雷雨过程。天气影响系统为 500 hPa 高空槽, 低层为高压后部偏东南气流控制, 低层水汽条件较好。初步判定有雷雨发生的可能。其次通过 54511 台站 00 UTC 的探空资料获得: 当日 K 指数为 28, SI 指数为 -3.31 , LI 抬升指数为 -4.9 , IC 对流稳定指数为 -19.9 , 均有利于雷暴的发生, 初步判断有雷暴大风发生的可能。第三经过计算获得: WI 为 $26.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 超过 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的临界值, 预计夜间会有雷暴大风发生的可能, 且瞬时风力较大。当日上午通知相关部门做好首都机场雷暴大风等预警机制。

实际天气过程为 13:35(世界时, 下同)首都机场出现雷暴, 雷雨大风时段为 14:17—14:26, 并伴

有飑线强对流天气。14:19 出现风速极值: 330° , $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 与白天计算的 WI 相差 $2.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, WI 经验方程成功地提前预报出雷暴过程的最大风值。相关部门由于较早地收到雷雨预警信息, 首都机场没有出现大面积航班延误的现象, 同时也较好地保障了飞行安全。由于此次过程高层风速较小, 动量下传因素影响不明显, G_0 计算结果不太理想。雷暴强阵风方程还需要大量个例的验证与改进。从原理分析并进行分类研究, 该工作将进一步研究讨论。

6 结 论

本文从 McCann 提出的经验方程出发, 利用 2006—2010 年 54511 台站探空资料, 计算 WI 与首都机场地区出现的雷暴大风进行对比分析。结合 Greets 提出的理论, 得出该地区的强阵风公式 G_0 。运用实例对 WI 是否适用于首都机场雷暴大风预报做进一步的验证分析。主要有以下结论:

(1) WI 经验方程对环境层结状态和大气层结递减率均比较敏感。 WI 大于实际阵风并相差较大的情况, 可能是因为引用的 54511 探空站(南郊观象台)与首都机场气象观测存在一定的距离。计算 WI 偏小的情况常出现在春季和秋季时间段内。首都机场夏季雷暴大风的极大风速与 WI 存在一定的正相关关系, WI 指数能够较好地反映出雷暴最大阵风风速。

(2) McCann 提出的预报微下击暴流经验指数 WI 使得雷暴最大阵风值的短时预报成为一种可能。另外也存在 WI 与雷暴最大阵风有较大差别的情况, WI 指数反映的是发生微下击暴流的潜势, WI 指数预报雷暴大风本身具有局限性。

(3) GUSTEX 方程加入动量下传因素, 得出适用首都机场地区风速的特征系数 a_1 和 a_2 , 更加全面地反映出雷暴最大阵风的原因, 一定程度上弥补了 WI 经验方程的局限性。

(4) 建立了雷暴强阵风的预报工作程序, 通过天气系统的分类和大气物理量的诊断分析, 初判有无发生雷暴大风的可能。通过 WI 值来初步确定雷暴大风强度。把 $WI > 17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 这一临界值作为发布雷暴大风机场警报的标准, 可以做到短时预报雷暴大风。

(5) 通过个例验证, WI 经验方程提前预报出雷暴过程的最大风值, 更好地保障了飞行安全。

参考文献

- 毕旭,罗慧,刘勇. 2007. 陕西中部一次下击暴流的多普勒雷达回波特征. 气象,33(1):70-73.
- 刁秀广,赵振东,高慧君,等. 2011. 三次下击暴流雷达回波特征分析. 气象,37(5):522-531.
- 方翀,郑永光,林隐静,等. 2014. 导致区域性雷暴大风天气的云型分类及统计特征分析. 气象,40(8):905-915.
- 李国翠,刘黎平,张秉祥,等. 2013. 基于雷达三维组网数据的对流性地面大风自动识别. 气象学报,71(6):1160-1171.
- 李向红,唐熠,郑传新,等. 2010. 一次多种强对流天气过程的雷达回波特征分析. 气象,36(8):61-71.
- 梁爱民,张庆红,申红喜. 2006. 北京地区雷暴大风预报研究. 气象,32(11):73-80.
- 廖晓农. 2009. 北京雷暴大风日环境特征分析. 气候与环境研究,14(1):54-62.
- 廖晓农,于波,卢丽华. 2009. 北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法. 气象,35(9):18-28.
- 刘香娥,郭学良. 2012. 灾害性大风发生机理与飚线结构特征的个例分析模拟研究. 大气科学,36(6):1150-1164.
- 秦丽,李耀东,高守亭. 2006. 北京地区雷暴大风的天气-气候学特征研究. 气候与环境研究,11(6):754-762.
- 全林生. 2003. WINDEX 指数在雷暴大风预报中的应用. 中国民航飞行学院学报,14(1):20-24.
- 王秀明,周小刚,俞小鼎. 2013. 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究. 气象学报,71(5):839-852.
- 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. 气象,35(1):55-64.
- 杨国祥,何齐强. 1995. 北京雷暴大风和冰雹临近预报的研究. 北京地区强对流天气监测试验论文集(第二集),258.
- 张涛,李柏,杨洪平,等. 2013. 三次雷暴导致的阵风锋过程分析. 气象,39(10):1275-1283.
- Atkins N T, Wakimoto R M. 1991. Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. Wea Forecasting,6(4):470-482.
- Foster D S. 1958. Thunderstorm gusts compared with computed downdraft speeds. Mon Wea Rev,86(3):91-94.
- Fujita T T. 1980. Downbursts and microbursts ——An aviation hazard. Preprints, 19th Conference on Radar Meteorology. Miami: American Meteorological Society,94-101.
- Fujita T T. 1985. The downburst, microburst and macroburst. Satellite and Mesometeorology Research Project (SMRP) Research Paper No. 210. Dept of Geophysical Sciences, Univ of Chicago, 122.
- Fujita T T, Byers H R. 1977. Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner. Mon Wea Rev,105(2):129-146.
- Geerts B. 2001. Estimating downburst-related maximum surface wind speeds by means of proximity soundings in New South Wales, Australia. Wea Forecasting,16(2):261-269.
- Johns R H, Doswell III C A. 1992. Severe local storms forecasting. Wea Forecasting,7(4):588-612.
- McCann D W. 1994. WINDEX-A new index for forecasting microburst potential. Wea Forecasting,9:532-541.
- Proctor F H. 1988. Numerical simulations of an isolated microburst. Part I: Dynamics and structure. J Atmos Sci, 45 (21): 3137-3160.
- Proctor F H. 1989. Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity experiments. J Atmos Sci, 46 (14): 2143-2165.
- Travis M S, Kimberly L E, Shannon A D. 2004. A damaging downburst prediction and detection Algorithm for the WSR-88D. Wea Forecasting,19(4):240-250.
- Wakimoto R M. 1985. Forecasting dry microburst activity over the high plains. Mon Wea Rev,113(7):1131-1143.
- Wolfson M M. 1990. Understanding and predicting microbursts. 16th Conference on Several Local Storms. Miami: American Meteorological Society,340-351.