

雷暴与强对流临近天气预报技术进展^{* 1}

俞小鼎 周小刚 王秀明

YU Xiaoding ZHOU Xiaogang WANG Xiuming

中国气象局气象干部培训学院,北京,100081

China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081, China

2010-05-20 收稿,2011-04-08 改回.

Yu Xiaoding, Zhou Xiaogang, Wang Xiuming. 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection. Acta Meteorologica Sinica, 70(3):311-337

Abstract Nowcasting refers to the weather forecast of high spatial and temporal resolution in 0–6 hours (focusing on 0–2 hours) periods, and the main forecast target is the significant changing weather phenomena in the forecast period, including thunderstorms, severe convection, precipitation, winter snowstorms, visibility, sky cover, etc. The nowcasting of thunderstorms and severe convective weather is the most challenging in the above mentioned. In this paper, subjective nowcasting techniques and objective algorithm were been reviewed, and high-resolution numerical forecast models used in the nowcasting were been discussed. Subjective nowcasting techniques include the nowcasting of the formation, development and decay of a thunderstorm as well as severe convective weather (including large hail, tornadoes, thunderstorm winds, and convective rainstorm) based on Doppler weather radar observation data combined with other data such as satellite pictures, soundings, etc. The objective algorithm includes the most widely used several radar echo extrapolation and the severe convective weather detection technology. In addition, the application of high resolution numerical prediction models includes extending the nowcast time range by combining the NWP outputs with the radar echo extrapolation, and use of rapid updated cycle integrating model outputs and a variety of observational data to construct a rapid-updated three-dimensional grid data base for the basic meteorological parameters, which provides an important reference to judge thunderstorm and severe convective storm environments.

Key words Nowcasting, Thunderstorm, Severe convection, Doppler weather radar, Satellite image, High-resolution numerical forecast model

摘要 临近预报指0–6 h(0–2 h为重点)的高时空分辨率的天气预报,预报对象是该时段内出现明显变化的天气现象,主要包括雷暴、强对流、降水、冬季暴风雪、冻雨、沙尘暴、低能见度(雾)、天空云量等,其中,以雷暴和强对流天气的临近预报最具挑战性。综述了针对雷暴和强对流天气的以主观预报为主、结合客观算法的临近预报技术,同时讨论了高分辨率数值预报模式在临近预报中的应用。主观临近预报技术包括基于多普勒天气雷达观测数据并结合其他资料(常规高空和地面观测、气象卫星云图、快速同化循环的数值预报产品等)对雷暴生成、发展和衰减,特别是对强对流天气(包括强冰雹、龙卷、雷暴大风和对流性暴雨)的临近预报,客观算法包括几种应用最广的雷达回波或云图外推算法和强对流天气识别技术。高分辨率数值预报模式的应用包括与雷达回波外推融合延长临近预报时效,与各种观测资料融合得到快速更新的三维格点资料为雷暴和强对流近风暴环境的判断提供重要参考。

关键词 临近预报,雷暴,强对流,多普勒天气雷达,卫星云图,高分辨率数值预报模式

中图法分类号 P445

* 资助课题:2009年气象行业专项(GYHY200906003)、国家自然科学基金项目(40575014、40875029、41005002)、中国气象局国家级强对流研究创新专家团队项目。

作者简介:俞小鼎,主要从事多普勒天气雷达应用和临近预报技术研究。E-mail: xdyu1962@126.com

1 引言

临近天气预报作为一个正式的天气预报范畴是 20 世纪 80 年代初由 Browning (1982) 提出的。当时临近预报指的是对短时间内发生明显变化的天气现象的 0—2 h 高时空分辨率的预报, 这些天气现象主要包括雷暴、强对流、降水、能见度(雾的生消)、天空云量等, 其中, 雷暴、强对流和降水是最主要的临近预报对象。天气雷达和卫星云图是当时临近预报的主要工具, 而 2 h 预报时效是基于雷达回波和云图外推的雷暴和强对流系统可用预报的时效上限。20 世纪 90 年代后期以来, 随着高分辨率数值模式和数据同化技术的发展, 一些学者 (Doswell, 1986; Austin, et al, 1987; Collier, 1992; Golding, 1998) 提出将雷达回波外推与高分辨率数值预报相结合, 可以在一定程度上提高临近预报的可用预报时效, 在某些情况下可将临近预报可用时效范围扩展为 0—6 h。这个概念已被广泛接受, 因此, 现在的临近预报通常指 0—6 h 的预报。不过, 从实际业务的角度看, 目前对大多数雷暴和强对流天气的高时空分辨率的可用预报和警报时效仍然不超过 2 h, 本文中仍将主要从业务应用角度讨论 0—2 h 的临近预报技术, 只是在数值预报的临近预报应用一节中对 0—6 h 的预报予以讨论。

目前就临近预报业务而言, 在技术手段上与 30 年前相似之处在于仍然主要建立在天气雷达特征或云图特征识别和外推的基础上, 但在雷暴生成、加强和消散的概念模型, 强对流天气(包括冰雹、龙卷、雷暴大风和对流性暴雨)识别技术, 高分辨率气象卫星资料应用, 高分辨率数值预报模式及各种新的观测资料在临近预报领域的应用方面已取得了明显进展, 其中, 以多普勒天气雷达的业务布网对雷暴与强对流的临近预报业务的促进最为明显。美国在 20 世纪 90 年代建立了由 158 部 S 波段多普勒天气雷达构成的新一代天气雷达网; 中国气象局从 1998 年开始建设由 220 部左右 S 波段和 C 波段多普勒天气雷达构成的中国新一代天气雷达网, 到 2012 年 6 月为止已经布设了 160 余部多普勒天气雷达; 欧洲、日本、韩国和其他一些国家也在进行多普勒天气雷达的布网。多普勒天气雷达的业务布网有效地改善了对雷暴和强对流天气的临近预报水平。

中国的临近预报业务起步较晚, 随着多普勒天

气雷达的布网, 雷暴、强对流和降水的临近预报成为省级和地市级气象台的重要业务内容, 临近预报业务水平通过借鉴美国等国的先进技术和经验已取得了明显进步。为了促进临近预报技术在中国的进一步发展和提高, 有必要对其迄今为止的临近预报主要方法、手段和发展方向做一个综述。

2 雷暴生成、发展和消散的临近预报

雷暴泛指深厚湿对流 (DMC) 现象 (Doswell, 2001), 狭义上指伴有雷电的深厚湿对流。大气中深厚湿对流的发生需要垂直层结不稳定(静力不稳定)、水汽和抬升触发 3 个条件。同时, 大气中风向风速随高度的变化(垂直风切变)以及云和降水的微物理过程对大气中深厚湿对流的形成、结构和演变都有重要影响。

2.1 雷暴的生成

2.1.1 大气静力稳定度与水汽条件的分析

雷暴生成的临近预报需要考虑 3 个基本要素: (1) 静力不稳定; (2) 水汽; (3) 抬升触发机制。大气静力稳定度和水汽条件通常是相互独立发展的。为了检验整层大气的对流潜势, 通常采用气块法并引入一些对流参数, 包括抬升指数 (LI), SI 指数、K 指数、对流有效位能 (CAPE) 与对流抑制能量 (CIN) 等, 都是将大气静力稳定度和水汽条件结合在一起。其中, 物理意义最清晰的是对流有效位能和抑制能量的概念 (Moncrieff, et al, 1976; Colby, 1984; 俞小鼎等, 2006a)。对流有效位能越大, 对流抑制能量越小, 则雷暴或深厚湿对流就越容易发生。判断大气静力稳定度和水汽条件最通常的方法是分析探空资料。中国有 123 个探空站(包括香港和台北), 每天 07 和 19 时(北京时, 下同)进行 2 次探空, 其时空分辨率对于雷暴潜势和临近预报来说都是不够充分的。在不考虑平流过程情况下, 可以对探空计算的对流有效位能和抑制能量进行简单订正, 由于雷暴大多出现在午后, 可根据预报的午后最高温度和露点, 假定地面起始气块以该温度和露点起始上升, 地面以上探空曲线不变, 可以得到订正的探空。

除探空以外, 深厚湿对流的潜势还可以通过其他方法间接判断, 其中, 一种方法就是利用卫星高分辨率可见光云图根据积云的发展程度定性判断深厚湿对流的潜势。目前在中国除了风云 2D 和 2E 提

供的 30 min 一次的 1.25 km(星下点)左右分辨率的高分辨率可见光云图外,其他极轨气象卫星也可以提供更高分辨率的可见光云图,其缺点是时间更新周期较长。另外,静止气象卫星水汽图上暗区的移近往往意味着高空干冷平流,可能导致大气静力不稳定度加大,可以帮助预报员判断大气静力稳定度的变化(吴蓁等,2011)。如果某一区域刚下过一场大雨,并且,平流过程不明显,则在未来数小时内该区域通常处于相对稳定状态,因为区域内的对流有效位能刚刚被消耗掉。

欧洲气象卫星中心(EUMETSAT)开发了基于其第2代业务静止气象卫星可见光和红外成像仪(SEVIRI)的一系列产品(SAF),其中,支持临近预报的产品称为NWC SAF,包括云分类、大气不稳定度指数、降水、总的可降水量、分层可降水量等;Koenig(2009)对其中的全球不稳定指数GII(包括抬升指数和K指数等)进行了分析检验,发现其在晴空条件下对大气静力稳定性和水汽条件具有一定的指示作用。

加拿大McGill大学Fabry等(1997)提出利用雷达测量的低层地物杂波的折射指数反演近地层大气水汽水平分布的方法,随后该方法在IHOP-2002(Weckwerth et al, 2004)期间的试验获得了相当的成功(Pettet, et al, 2003; Weckwerth, et al, 2005)。因为大气对雷达波的折射指数主要取决于温度和湿度,在暖季,温度变化不大,因此,雷达周边地物大气折射指数的变化主要取决于绝对湿度(混合比、水汽压或露点)。利用这种技术可以反演距离雷达约30 km以内(像北京和上海这样具有很多高大建筑的城市,其反演的范围可达50 km以上)的大气低层水汽的水平分布,判断低层的水汽平流和露点锋,为雷暴临近预报提供非常有价值的信息。目前只是在一些研究型多普勒天气雷达上做了类似的实验,要将业务多普勒天气雷达改装成具有这种反演低层水汽分布的功能是相对容易的(Wilson, et al, 2006)。

另外,数值模式给出的温、湿度廓线(模式探空)在某些情况下对于判断大气垂直稳定度具有重要参考价值,但前提是需要经过与探空反复对比确认其可靠性之后才可以使用。目前这方面性能比较好的

快速同化数值模式系统是美国NOAA的RUC系统(Benjamin, et al, 2004),该模式输出的温、湿、风廓线是美国天气局强天气预报中心和基层预报台的预报员做对流天气预报时的一个重要参考产品^①。

2.1.2 抬升触发机制

要想使雷暴生成,需要有持续的抬升力将地面气块抬升克服对流抑制能量直到自由对流高度以上,即抬升触发机制。Doswell(1987)指出,触发雷暴的主要是中尺度的上升运动,而天气尺度的上升运动通常不直接触发雷暴,而是使得大气变得更加不稳定。这些触发雷暴的中尺度系统主要包括边界层辐合线、中尺度地形和中尺度重力波,其中,特别重要的是边界层中尺度辐合线。中尺度辐合线指所有地面附近的辐合线(或称为边界),主要包括雷暴的出流边界(阵风锋)、锋面、干线、海风锋辐合线、边界层水平对流卷(Weckwerth, et al, 1997)等。在边界层辐合线触发雷暴方面,Purdum(1973, 1976, 1982)利用卫星云图分析做出了开创性工作。他指出,云图上的积云线经常相互作用而导致雷暴的生成。

受到Purdum工作的启示,Wilson等(1986, 1993, 1997, 2006)利用多普勒天气雷达探测到边界层辐合线并做了更加系统、完整和深入的工作。Wilson等(1993, 1997)所作的统计表明,大约有一半的雷暴在边界层辐合线附近生成,而当两条辐合线相遇时,其相遇的区域附近更容易有雷暴生成。当雷暴出流边界(阵风锋)移过由横截面为圆滚状的对流卷(Weckwerth, et al, 1997)构成的云街时(图1),多数情况下云街的积云形成为雷暴。从2009年6月14日阜阳SA雷达4个时次组合反射率因子(图1)可以看出,在14时45分(图1a),图像正中沿南北方向的一条条窄带回波是由大气低层的对流卷构成的一条条积云线,图像的右上部为正在向积云云街移过来的对流风暴;在15时46分(图1b),对流风暴的出流边界移过云街,积云线成长为雷暴;在16时28分(图1c)和17时10分(图1d),出流边界继续移过云街,更多的积云线成长为雷暴。像雷暴的出流边界等边界层辐合线之所以在多普勒天气雷达上呈现为一条晴空窄带回波,可以归结为2个原因:(1)昆虫沿着辐合线浓度相对集中,昆虫对雷达

^① Doswell C A. 2010. 私人通信。

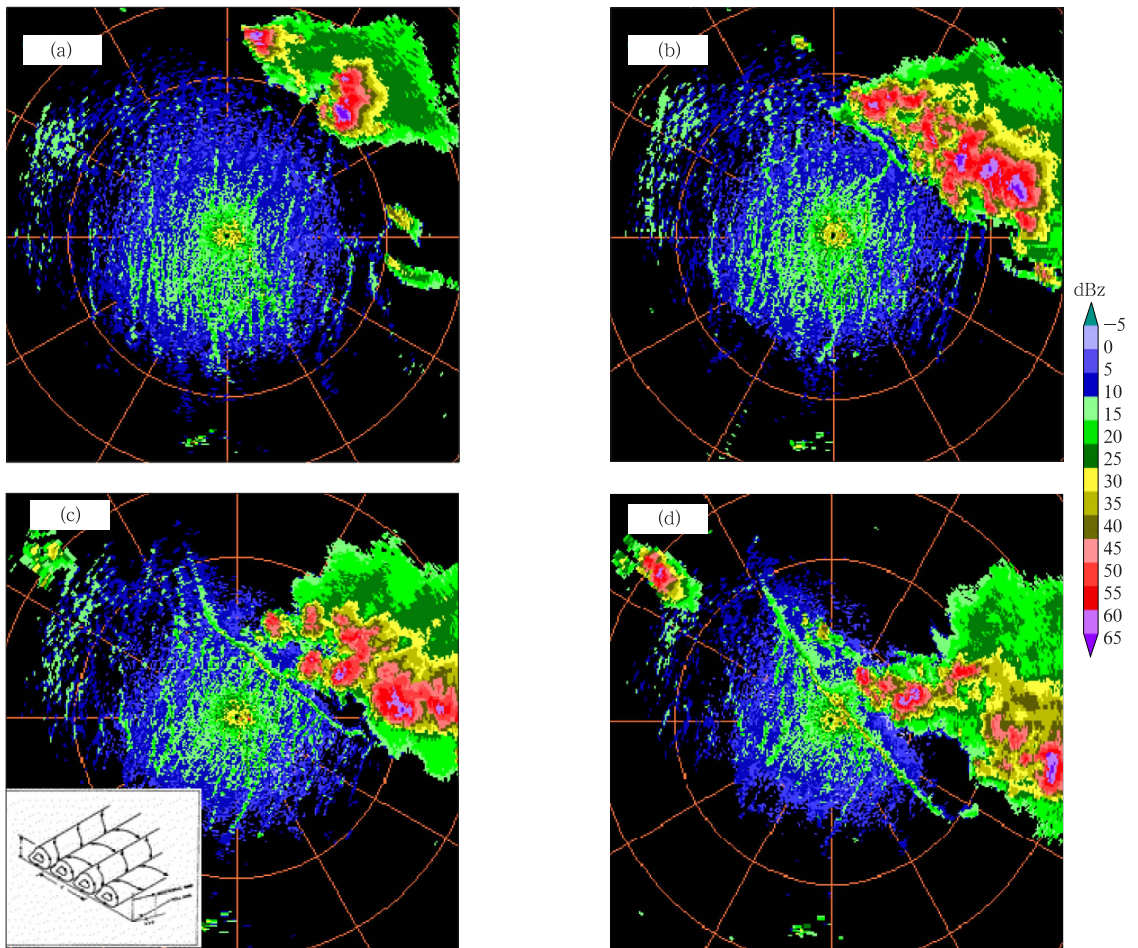


图1 2009年6月14日14时45分(a)、15时46分(b)、16时28分(c)和17时10分(d)阜阳SA雷达组合反射率因子

(左下角为对流卷构成积云云街的示意图)

Fig. 1 Fuyang SA radar composite reflectivity at 14:45 (a), 15:46 (b), 16:28 (c) and 17:10 (d) BT 14 June 2009

(Sketch map of the convective rolls composing cumuliform cloud street)

波散射产生回波;(2)大气中温度和水汽脉动(尤其是水汽)造成大气折射指数梯度产生脉动而产生所谓的 Bragg 散射。其中,第1种原因是主要的(Wilson, et al, 1994)。

除了边界层辐合线,地形抬升在不少情况下对雷暴生成起重要作用:(1)白天在太阳照射下,山坡的朝阳一面会产生上坡风,如果大气为条件静力不稳定,并且,低层有足够的水汽,上坡风常常在上坡或山脊触发雷暴;(2)当边界层存在急流,急流遇到山脉导致强烈抬升,在大气层结不稳定条件下可以导致雷暴的触发。2006年6月27日夜间,北京香山附近出现局地暴雨,导致此次暴雨的雷暴就是由边界层低空急流遇到北京西山地形抬升触发而生成

的。6月27日20时北京南郊的探空(图略)显示正的对流有效位能约1500 J/kg,对流抑制能量为中等,自由对流高度约为2.8 km,500 hPa为8 m/s的西北气流,低层为很弱的东南风。由于地面附近的风很弱,虽然是东南风,但其遇到西山后的抬升不会太强,因此,很难断定雷暴是否会生成。在21时左右,SA雷达径向速度图显示边界层内出现明显急流(图略),从SA雷达的速度方位显示风廓线产品VWP(图略)可见,从21时起在距地面约300 m高度出现10—12 m/s的边界层东南偏东风急流,因此,可以判断该东南偏东风急流遇到西山地形将会产生较强的上升气流,进而很有可能在西山的迎风坡触发雷暴。从2006年6月27日夜间4个时次北

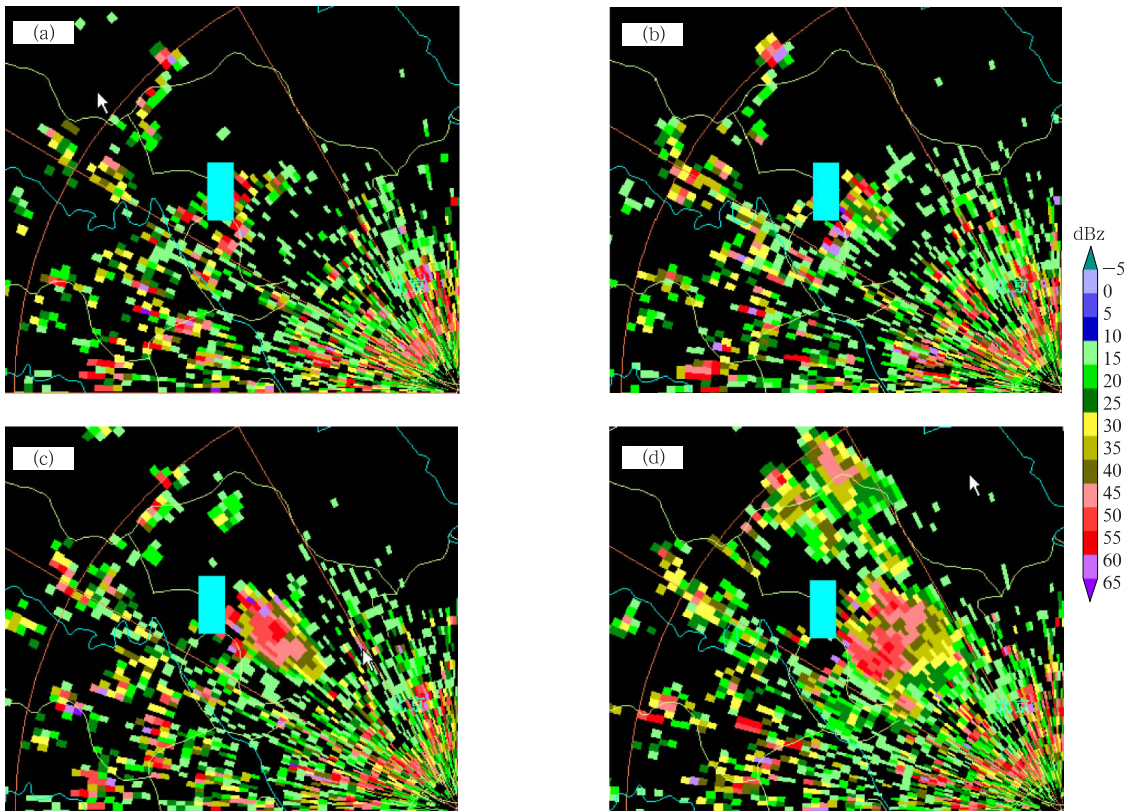


图2 2006年6月27日21时49分(a)、22时01分(b)、22时13分(c)和22时13分(d)北京 SA 雷达 0.5°仰角反射率因子 (蓝色长方形为北京西山的位置)

Fig. 2 Beijing SA radar 0.5°elevation reflectivity at 21:49 (a), 22:01 (b), 22:13 (c) and 22:13 (d) BT 27 June 2006

京 SA 雷达 0.5°仰角反射率因子(图 2)可知,在 21 时 49 分(图 2a),还没有雷暴回波出现,22 时 01 分,在西山(蓝色长方形)东侧出现雷暴,随后逐渐增强,导致局地暴雨。

触发雷暴的另一个机制是重力波。重力波在大气中普遍存在,不过一般情况下重力波的能量向上传播,要想使重力波,尤其是中尺度重力波能够触发雷暴,对流层中必须存在一个反射层,将向上传播的重力波能量限制在对流层中的某一反射层以下,形成波导效应,才能导致雷暴的触发。Lindzen 等(1976)指出,重力波波导的形成要求在地面逆温层之上存在一个条件不稳定层结的气层,该气层中的气流速度与重力波相速度相近的高度为反射层位置。图 3 给出了一个疑似重力波触发雷暴的例子,红色箭头代表对流层中下层的风向,该风向与重力波的等位相面垂直,在该重力波的波峰处已有浓积云产生,其东北侧有雷暴生成。不过,除了特殊的例

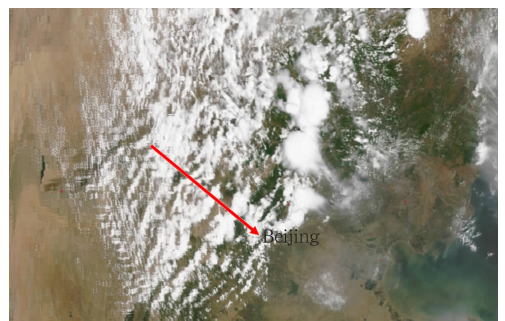


图3 2005年6月1日11时华北西北部 MODIS 可见光云图

Fig. 3 MODIS visible image at 11:00 BT 1 June 2005 over Huabei region

子,并不容易在需要的时候发现重力波的踪影,因此,很难将重力波触发雷暴用于实际业务。

Roberts 等(2003)的研究发现,根据 GOES-8 静止气象卫星原始分辨率的 15 min 间隔红外云图(10.7 μm 通道)监视,从高分辨率可见光云图上首

先发现的积云云顶温度的降温率,可以比单使用天气雷达资料提前 15—30 min 预报雷暴的生成,并发现如果位于边界层辐合线之上的积云云顶温度降到 0°C 以下,则多数情况下该积云会发展成雷暴。同时根据积云云顶降温的速度,可以在一定程度上区分哪些积云未来可以发展为回波强度超过 35 dBz 的较强对流风暴,而哪些积云只能发展为回波强度小于 35 dBz 的弱降水雷暴。如果积云云顶红外通道降温速度低于 15 min 降 $4\text{--}8^{\circ}\text{C}$,则该积云只能发展为回波强度小于 35 dBz 的弱雷暴,而如果云顶降温速度超过 15 min 降 8°C ,则该积云将极可能发展为回波强度大于 35 dBz 的较强雷暴。此发现已经作为识别雷暴生成的因子之一融入 NCAR 研发的临近预报系统 (Auto-Nowcaster) (Muller, et al, 2003),试验表明考虑该因子后提高了临近预报系统的预报评分 (Roberts, et al, 2003)。美国威斯康辛大学气象卫星应用联合实验室 (UW-CIMSS) 的 Mecikalski 等 (2006) 进一步扩展和完善了 Roberts 等 (2003) 的工作,利用 GOES-12 的 5 个红外通道构造了 8 个预报因子,除了与 Roberts 等 (2003) 相同的云顶亮温降到 0°C 以下和利用窗区 $10.7\ \mu\text{m}$ 通道的降温速度外,还利用 5 个红外通道间云顶亮温差作为预报因子,形成了一个基于 GOES-12 红外通道数据的独立雷暴生成预报系统,可以提前 30 min 预报在可见光通道云图上识别出的积云中哪些可以发展为回波强度超过 35 dBz 的雷暴。该系统的命中率 (POD) 较高,超过 90%,但同时也具有很高的虚警率,达到 65%。为了减小该系统的虚警率, Mecikalski 等 (2010) 利用欧洲第 2 代静止气象卫星 MSG 的自旋可见光和红外成像仪 (SEVIRI) 的 12 个通道 (3 个可见光通道,9 个红外通道) 构造并选出 19 个预报因子,除了窗区通道 $10.8\ \mu\text{m}$ 云顶亮温、该通道亮温降到 0°C 以下、15 和 30 min 降温幅度外,还包括其他红外通道与 $10.8\ \mu\text{m}$ 通道的亮温差值,以及根据 SEVIRI 各通道数值导出的全球不稳定指数中的 K 指数和抬升指数,这个改进的系统仍然做 30 min 时效的积云能否发展为回波强度超 35 dBz 的雷暴预报,与原来 Mecikalski 等 (2006) 研发的系统具有类似的命中率,但虚警率 (FAR) 明显降低。

2.2 雷暴的维持、发展与衰减

2.2.1 低层垂直风切变

受到 Rotunno 等 (1988) 提出的雷暴发展与低

层垂直风切变关系论点的启发, Wilson 等 (1993, 1997, 1998) 指出,雷暴生成后,可否加强或维持其强度,首先与低层的垂直风切变相对于雷暴出流边界的方向有关。当大气边界层的风向与雷暴出流边界 (或其他类型辐合线) 移动方向相反,同时边界层以上的风与雷暴出流边界移动方向相同,则对流能够容易地垂直向上发展,有利于雷暴的加强和维持;而若大气边界层的风向与雷暴出流边界 (或其他类型辐合线) 移动方向相同,且边界层以上的风与雷暴出流边界移动方向相反,雷暴上升气流会出现明显倾斜,不利于其加强和维持。通常探空很难提供这样高时空分辨率的低空风场信息。如果周边有风廓线雷达,则可以提供低空风切变信息。另外,多普勒天气雷达的速度方位显示风廓线产品也可以提供以雷达为中心,方圆 50 km 左右范围内的风廓线。通常在周边有明显降水时,风廓线的质量较好。飞机的 AMDAR 资料也可以提供风廓线,特别是在繁忙机场附近,获取资料频率较高。AMDAR 资料包括飞机起降时的温度和风廓线 (目前还没有湿度廓线),对于临近预报是一种重要资料,中国部分省市的气象台可以经常性地获得这种数据 (袁子鹏等, 2011)。另外,通过使用高分辨率有限区域数值模式同化雷达资料有可能提供相关信息 (Sun, et al, 1997, 1998),不过其可靠程度需要经过严格检验。

2.2.2 雷暴的加强和维持

雷暴的加强通常由以下因素决定 (Wilson, et al, 1993, 1997, 1998; 漆梁波等, 2006): (1) 两个或多个雷暴合并; (2) 雷暴与辐合线相遇; (3) 雷暴距离辐合线特别是其出流边界的距离基本保持不变,尤其是其出流边界紧贴雷暴主体,这种情况下多数雷暴保持其强度不变,少部分有加强; (4) 雷暴的出流边界与另一条辐合线或积云线相遇; (5) 与雷暴相联系的低层辐合强度大且深厚。

2.2.3 雷暴的消散

雷暴消散的指标如下 (Wilson, et al, 1993, 1997, 2006): (1) 雷暴逐渐远离其出流边界; (2) 雷暴移入一个稳定区域; (3) 雷暴强度和尺寸减小,周围没有辐合线。

当雷暴的出流边界逐渐远离雷暴时,渐渐切断了雷暴的暖湿气流的供应,雷暴因此趋于消散。雷暴移入稳定区,没有了对流有效位能,雷暴自然也会消散,关键是如何判断某一区域为稳定区。稳定区

的判断除了探空曲线外,还可以通过有无积云的存在来判断。如果从气象卫星高分辨率可见光云图看到某一区域为完全晴空没有积云,则有可能是一个缺少水汽的稳定区域,不过在多云或阴天情况下无法使用这种方法。另外一种方法是确定前 1 小时雷达估计的 1 h 累积雨量比较大的区域,则在平流过程较弱情况下,该区域在未来几小时内是稳定的。

2.3 高架雷暴

并非所有雷暴都是由来自地面附近的上升气块触发的。有一部分雷暴是在大气边界层以上被触发的,称为高架雷暴或高架对流(Grant, 1995; Corfidi, et al, 2006),此时,地面附近通常为稳定的冷空气,有明显的逆温。来自地面的气块很难穿过逆温层而获得浮力,而是逆温层之上的气块绝热上升获得浮力导致雷暴。高架雷暴的触发机制不少情况下是由 900—600 hPa 的中尺度辐合切变线触发的(Wilson, et al, 2006)。判断高架雷暴的对流有效位能通常使用最不稳定的对流有效位能,通过扰动逆温层顶的气块绝热上升而得到。由于高空观测 1 d 只有 2 次,很难确定 900—600 hPa 辐合切变线的具体位置,因此,高架雷暴的预报比基于地面雷暴的临近预报要困难得多。高架雷暴在中国很常见,通常出现在早春和深秋时节,其环境背景在初春和晚秋具有很强的全天不散的低空逆温层。雷暴出现在锋面的冷空气一侧(冷锋后或暖锋前),灾害性天气以冰雹为主,有时伴有雷暴大风,但罕有龙卷。此外,暖季的夜间和凌晨也会有高架雷暴出现。这类雷暴开始是高架起源的,随着其发展可以出现阵风锋,触发新的雷暴发展,成为非高架的新雷暴,可以导致冰雹、龙卷、雷暴大风和短时强降水等所有强对流天气。根据 IHOP2002 期间的观测结果(Wilson, et al, 2006),高架雷暴和由边界层辐合线触发的雹暴大约各占 50%。白天,通过静止气象卫星高分辨率可见光云图识别积云,再根据红外通道云顶温度和降温速度可以在有些情况下预报高架雷暴的生成,而在夜晚和凌晨,由于缺少可见光云图识别积云,高架雷暴生成的预报变得十分困难。

2.4 自动外推算法

要预报雷暴 15、30 和 60 min 甚至更长时间以后的位置,除了主观外推,自动的客观外推技术往往更为有效。外推雷达回波的工作可以上溯到 50 多年前(Ligda, 1953)。20 纪 60—80 年代在发展和测

试雷达外推技术方面是非常活跃的。主要出现了有两大类外推技术:一类是“区域追踪”(Kessler, 1966),另一类是“单体追踪”(Barkly, et al, 1970)。区域追踪是一种流型辨识技术,采用交叉相关方法进行某一二维反射率因子区域的追踪,适合于混合型降水回波和大片对流回波的追踪;早先的区域追踪算法外推雷达观测的整个降水场,没有考虑降水场在其间发生的形变;后来 Rinehart 等(1978)、Reinhart(1981)考虑了雷达回波间的微差运动,形成了著名的 TREC 算法。而单体追踪识别个别的三维雷暴单体并对单体质心路径进行追踪,适合于强雷暴单体的追踪和临近预报。第一个自动的业务临近预报系统于 1976 年在加拿大气象局运行,主要使用了 McGill 大学的算法和雷达产品,该系统除了预报雷暴外,还预报降水。在 20 世纪 70 年代末到 80 年代初,英国气象局业务运行了一个降水临近预报系统,该系统使用了雷达和卫星资料,称为 FRONTIER(Browning, et al, 1982),后来增加了数值预报资料,更名为 NIMROD(Golding, 1998)。这里着重介绍 3 种具有代表性的客观外推方法:SCIT、TITAN 和 TREC。前两种属于单体追踪算法,后一种为区域追踪算法。

2.4.1 SCIT

风暴单体识别和跟踪(SCIT)算法(Johnson, et al, 1998)是美国国家强风暴实验室(NSSL)为美国新一代天气雷达 WSR-88D 开发的系列重要算法之一。首先,通过设定从小到大的一系列阈值,将所有的三维雷暴单体尽量识别出来,给出三维雷暴的质心坐标、基于雷暴的垂直累积液态水量、雷暴内最大反射率因子值及其所在高度;然后,通过将识别出的雷暴与上一个体扫雷暴预报位置的比较实现同一雷暴的跟踪。最后,根据所识别雷暴过去的质心位置和目前的质心位置利用线性加权外推预报该雷暴质心在 15、30、45 和 60 min 以后的位置。SCIT 是 WSR-88D 一系列算法中的一个基础和重要的算法,也是相对比较成功的一个算法。检验表明,其 15、30、45 和 60 min 的风暴单体路径预报平均误差分别为 5、10、15 和 23 km(Johnson, et al, 1998)。由于中国新一代天气雷达完全引进了美国 WSR-88D 的算法集,所以 SCIT 算法的产品 STI(风暴路径信息)也是中国短时临近预报员常用的产品之一。具体的例子如图 9。

2.4.2 TITAN

雷暴识别跟踪分析和临近预报(TITAN)是20世纪90年代美国国家大气研究中心(NCAR)研发的(Dixon, et al, 1993),后来又经过不断的完善。与SCIT一样,TITAN也是针对对流风暴的外推系统。与SCIT采用以雷达为中心的极坐标不同,TITAN采用直角坐标,定义回波强度在35 dBz以上体积超过 50 km^3 的雷暴为一个对流单体。由于采用直角坐标,TITAN既可以用于单部雷达,也可以用于多部雷达,只要将多部雷达的反射率因子内插到三维直角坐标系下,在两部或多部雷达都有数据的地方做些处理可形成雷达三维数字化拼图。由于采用直角坐标,雷暴单体的识别直接了当,单体特征除了与SCIT中类似的质心坐标外,还有体积和投影面积,其特色是用一个椭圆拟合其水平投影面积,这样椭圆的面积大小就代表该雷暴区域的大小,椭圆的取向(长轴与水平轴的夹角)也是该雷暴的重要特征。因此,不像SCIT中单体只有一个质心位置代表,TITAN中雷暴单体除了质心位置还有投影面积大小和取向。单体的跟踪采用了数学中的最优化方法,并且,考虑了雷暴的合并和分裂。雷暴单体的预报分为路径预报和雷暴单体区域大小的预报,都采用加权线性外推的方法进行预报。21世纪初,开发者对算法进行了改进,用多边形代替椭圆拟合雷暴单体的水平投影。韩雷等(2007)对TITAN做了改进,降低了对雷暴单体识别的错误率。瑞士气象局和法国气象局联合开发了一个类似于TITAN的雷暴临近预报系统(TRT)(Hering, et al, 2004),以雷达和闪电定位资料为输入数据,识别跟踪雷暴,预报雷暴位置和闪电,并给出雷暴强度的等级和冰雹的概率。

2.4.3 Cb-TRAM——完全基于云图的雷暴临近预报系统

Cb-TRAM(Zinner, et al, 2008)是利用欧洲静止气象卫星Meteosat-8的多光谱成像仪SEVIRI数据识别、追踪和预报雷暴路径的一个预报系统,其基本思路与SCIT类似,只是采用卫星资料作为输入数据。该系统是由德国科学家研发的,主要目的是考虑到在欧洲雷达分散于各个国家,很难及时获得全欧洲的雷达资料,况且雷达型号差异也很大,因此,采用卫星资料可以解决同时获取输入资料,对整个欧洲范围进行雷暴识别和外推。同时,在雷达不

覆盖的地区,比如非洲大陆的大部分地区及海洋上空,可以利用该系统进行雷暴识别与预报。即便像中国这样天气雷达布网比较密的地区,也有不少雷达无法覆盖的区域,例如西南多山地区、青藏高原及内蒙和新疆的人迹罕至地区等。因此,该基于卫星云图可见光和红外特征进行雷暴识别、跟踪和预报的系统也有相当的应用前景。同时也需要指出,由于可见光和红外成像仪探测不到雷暴内部,因此,与基于雷达资料的方法相比,该系统在判断雷暴强弱方面是有相当局限性的。

2.4.4 TREC

利用相关跟踪雷达回波(TREC)是一种基于流型辨识技术的图像特征识别和追踪技术。由Rinehart等(1978)首先提出这项技术,最初是用来反演雷达回波区的气流流场。该项技术利用交叉相关方法跟踪雷达某一个仰角扫描构成的锥面上某一个二维回波型,即初始的算法是在由某一仰角扫描构成的二维圆锥面上进行回波的跟踪。后来,将该技术应用到直角坐标,考虑在某一等高面上的二维直角坐标系中进行回波跟踪。首先需要将雷达体扫资料内插到某一等高面(如2 km)上的直角坐标系中。在直角坐标系中的TREC称为CTREC。

CTREC(Tuttle, et al, 1990)使用一定时间间隔的雷达资料,将反射率因子场分成若干个大小相当的“区域”,每个“区域”包含 $m \times m$ 个像素。将这些在上一时刻的“区域”分别与下一时刻的各个“区域”中的反射率因子分布(如果用于红外和水汽云图,则对应亮温分布)做交叉相关,以找出此刻与上一个时刻的特定区域内反射率因子分布形态相关系数最大的“区域”,从而来确定整个回波的移动矢量,实现回波的跟踪。“区域”尺寸的选择不宜太大也不宜太小,太大会导致回波移动向量的分辨率太粗,“区域”太小则包含的数据点太少,不足以产生稳定的相关系数。对于直角坐标中 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 的反射率因子分辨率, m 取值在15—25比较合适。

TREC技术由于使用了可调尺度的方形区域的追踪,可以允许整体雷达回波内部结构在追踪过程中发生变化,比20世纪50—60年代稳态假定下的交叉相关追踪技术是一个明显的进步。TREC技术的另一个优点是可以对某一等高面上的反射率因子进行外推,利用 $Z-R$ 关系,可以得到外推的反射率因子场所对应的降水率场,通过对时间累加可以得

到某一地点未来 30、60 min 甚至更长时段的累积雨量预报。很多临近预报系统都使用了 TREC 技术作为其回波外推或累积雨量预报部分的组件,例如英国气象局的 NIMROD (Golding, 1998)、美国国家大气研究中心的 Auto-Nowcaster (Muller, et al, 2003)、中国香港天文台的 SWIRL (Li, et al, 1994) 和中国气象局的强天气临近预报系统 (SWAN)。图 4 给出了在广西壮族自治区气象台运行的 SWAN 系统预报的 2009 年 5 月 20 日 02—03 时 1 h 累积雨

量预报与地面测站观测雨量的比较。总体降水分布预报的不错,位于降水区前沿的西南—东北走向的强降雨带预报得很好,虽然强降水中心强度报的弱了一些,最大的不足是强降雨带东北方向 SWAN 预报超过 20 mm 以上的大片雨区明显比地面测站观测的降水偏强。这个个例是 SWAN 预报比较成功的例子,主要原因在于这是一次系统性的降水,而局地对流导致的降水预报效果普遍比较差。其他降水临近预报系统的情况也与 SWAN 类似。

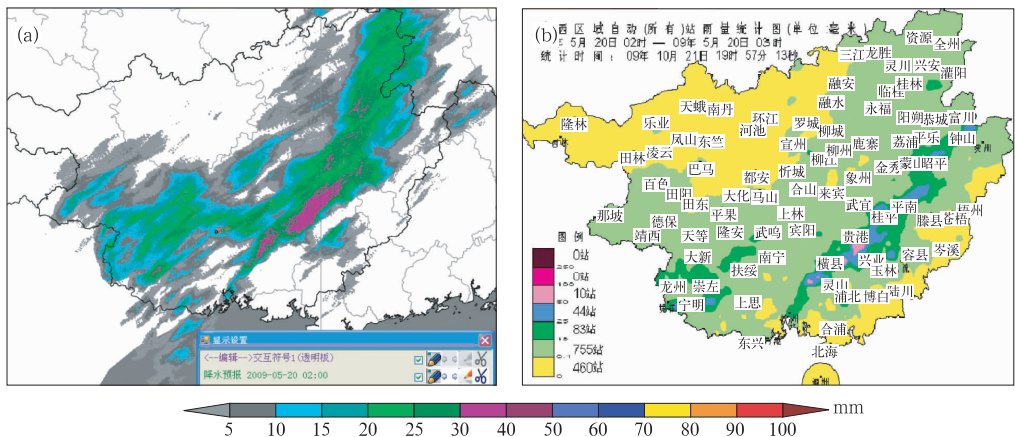


图 4 中国气象局临近预报系统 SWAN 预报的广西地区 1 h 累积雨量(a)与地面测站观测(b)的对比

Fig. 4 Comparison between SWAN 1 h accumulated precipitation forecast (a) and the corresponding rain gauge observation (b)

除了基于雷达资料的 TREC, Grose 等 (2002) 研发了基于静止卫星红外和水汽通道的 TREC。首先用概率配对法在雷暴云顶红外辐射亮温和地面降水率之间建立回归关系,从而用来从云图反演降水;然后利用类似 TREC 的交叉相关技术进行流型辨识追踪风暴区域,得到风暴云的移动向量,对移动向量进行滤波和平滑;最后利用滤波后的移动向量外推云图上的风暴区域,再应用前面得到的云顶亮温和地面降水的回归关系计算外推风暴云区的降水。尽管效果不如基于天气雷达的系统,但在没有雷达资料的地方仍不失为一个有用替代。

2.4.5 外推算法的局限性

韩雷等 (2009) 对京津地区的统计表明,大约 75% 的雷暴生命史不超过 30 min, 体积小于 400 km³。Wilson 等 (1986) 对美国科罗拉多州雷暴的统计也得出类似的结果。对于生命史小于 30 min 的

雷暴,外推的意义不大,关键是判断其生成和消散。只有对那些生命史相对长的风暴,特别是超级单体风暴、强飑线和锋面降水雨带,外推才有比较大的意义。对于雷暴的生成、加强和消散,主要依靠预报员的主观预报。当雷暴大量出现时,预报员的工作强度很大。美国国家大气研究中心的科学家基于 2.2 节中的有关雷暴生成、加强和消散的经验规则,利用模糊逻辑方法建立了具有预报雷暴生成、加强和消散功能的临近预报系统 Auto-Nowcaster (Muller, et al, 2003)。该系统是一个人机交互式的专家系统,需要预报员主观识别各种边界层辐合线。系统虽然也有自动识别边界层辐合线的功能,但错误率较高。预报员经过简单培训都可以很好完成识别并输入边界层辐合线的工作。目前该系统一直在美国几个基层气象台准业务运行,检验表明其预报效果优于仅有外推的情况^①。

① Wilson J W, Roberts R D. 2010. 私人通信。

3 强对流天气的临近预警

强对流天气指的是直径在 20 mm 以上的冰雹、任何级别的龙卷、17 m/s(美国天气局的标准为 25 m/s)以上的雷暴大风和导致暴洪的对流性暴雨(通常的阈值为 25 mm/h 或 50 mm/(3 h)以上),而直径 50 mm 以上的冰雹、F2 级以上龙卷、33 m/s 以上的雷暴大风和 50 mm/h 以上的对流性暴雨为极端强对流天气(Doswell, 2001; 俞小鼎等, 2006a)。

强对流天气的主要临近预报预警工具是天气雷达,适当结合地面观测(尤其是高密度的区域自动气象站)、高分辨率卫星云图、闪电定位资料和人工目击报告。在美国强对流多发地区,志愿者的人工目击报告是强对流天气临近预报的非常重要的信息来源。从 20 世纪 50 至 80 年代初,传统的天气雷达观测方式是以低仰角反复扫描(转圈),发现强回波后,再通过强回波中心进行垂直扫描(RHI)。这种扫描方式的最大缺点是虚警率较高,主要原因是:(1)垂直扫描必须沿着雷达径向进行,而最佳剖面位置通常不是沿着雷达径向;(2)即便最佳剖面位置恰好沿着雷达径向,预报员也很难把握反射率因子的三维结构。20 世纪 70 年代末,Lemon (1977)在总结 Browning(1962, 1963, 1964, 1965)的一系列研究成果基础上,提出了基于体积扫描的强对流风暴探测技术,通常称为 Lemon 技术。该技术的核心思想是天气雷达做体积扫描观测,即从低仰角开始每个仰角扫描 1 圈,逐渐抬高仰角直到 20°左右的最高仰角,完成一个体扫,再回到最低仰角(通常为 0.5°),开始下一个体扫。通过同屏显示不同仰角的反射率因子(图 5),推断出所关注的风暴是否为强风暴。Lemon (1977)总结的基于体积扫描的强对流风暴的主要特征如下:(1)低层反射率因子核心偏向于某一侧,该侧反射率因子梯度较大;(2)在低层强反射率因子梯度那一侧,同时存在低层的弱回波区(WER)以及位于其上的中高层回波悬垂;(3)回波顶位于低层强反射率因子梯度区或弱回波区上空;(4)低层出现明显的暖湿气流缺口;(5)出现有界弱回波区(BWER)。20 世纪 80 年代初,Lemon 技术在美国各个基层气象台进行了推广普及,明显降低了强对流天气的虚警率,而保持命中率基本不变,有效提高了强对流天气临近预报的临界成功指数(McNulty, 1995)。作为 1991—1996 年美国天气

局布网的新一代天气雷达的 S 波段多普勒天气雷达,其观测全部采用体积扫描的方式进行,其中,Lemon 技术的成功应用是采用体积扫描的主要原因之一,另一个主要原因是体积扫描获取的三维空间雷达回波数据具有相对完整性和时间连续性。从 1998 年至今一直在布网的中国气象局新一代(多普勒)天气雷达也采用体积扫描的观测方式。

做好强对流天气的临近预警的前提条件之一是对强对流天气发生的潜势提前做出估计和判断。强对流天气发生的要素除了前面提到的深厚湿对流或雷暴形成的静力不稳定、水汽和抬升触发这 3 个要素之外,风向风速随高度的变化,即垂直风切变也是一个重要因素。强冰雹(尤其是 50 mm 以上的极端强冰雹)、F2 级以上龙卷和区域性的雷暴大风天气通常出现在明显的垂直风切变环境下(Johns, et al, 1992),而对流性暴雨(短时强降水)的产生并不需要强的垂直风切变作为前提条件(Doswell, et al, 1996; Davis, 2001)。

在强垂直风切变和一定大小的对流有效位能条件下,可以产生最强烈的对流风暴类型——超级单体风暴(图 5),超级单体风暴是具有深厚持久的中气旋的对流风暴(Doswell, et al, 1993; Doswell, 2001; 郑媛媛等, 2004; 俞小鼎等, 2008; 潘玉洁等, 2008; 赵坤等, 2008; 刁秀广等, 2009)。大多数 50 mm 直径以上冰雹、F2 级以上龙卷和部分 33 m/s 以上的极端雷暴大风都是由超级单体风暴产生的,移动缓慢的超级单体风暴也可以产生对流性暴雨。有研究(Doswell, 2001)表明,在美国 90%以上的超级单体风暴会导致强冰雹、龙卷和雷暴大风。对发生在中国的 224 个超级单体风暴事件的统计分析(Yu, et al, 2011)表明,导致强冰雹、龙卷或雷暴大风的概率在 80%以上。在类似的强垂直风切变条件下还可以产生强烈飚线,主要导致强烈或极端的雷暴大风,有时伴随冰雹和龙卷。在中等强度垂直风切变和一定对流有效位能条件下,可以有多单体强风暴和非强烈飚线生成,产生强冰雹、雷暴大风和对流性暴雨,一般不是很极端。在较弱垂直风切变条件下,如果对流有效位能较大,也存在能产生较强冰雹和雷暴大风的对流风暴,这种对流风暴称为脉冲风暴(Chisholm, et al, 1972),生命史与普通雷暴单体类似,只是其初始回波高度明显高于普通单体,产生的强烈天气包括边际尺度(20—25 mm)的强冰

雹和下击暴流。由于脉冲风暴生命史不长,强烈天气的持续时间很短(一般不超过 15 min),给临近预警造成很大困难。

3.1 强冰雹

3.1.1 强冰雹的有利环境条件

除了雷暴生成的 3 个要素大气层结不稳定、水汽和抬升触发机制以外,强冰雹的产生要求有强而相对持久的上升气流,因此,需要比较大的对流有效位能和比较强的 0—6 km 深层垂直风切变。另外,考虑到冰雹在 0°C 层以下的融化,大气中 0°C 层的高度不宜太高。此外,还有微物理的条件,例如 0°C 层以上,尤其在冰雹增长层 -10—-30°C 存在足够的过冷却水滴。

3.1.2 强冰雹的天气雷达回波特征

强冰雹最基本的雷达回波特征是“高悬的强回波”(Johns, et al, 1992;俞小鼎等,2006a)。具体的指标是 50 dBz 以上的强回波扩展到环境大气 -20°C 等温线高度以上,同时 0°C 层的高度(指 0°C

层到地面距离)不超过 5 km,满足这些条件就可以考虑发布强冰雹预警。回波中心强度越大,高度越高,50 dBz 以上的强回波扩展到的高度越高,强冰雹可能性越大,预期的冰雹直径也越大。这一思路构成了美国新一代天气雷达 WSR-88D 冰雹探测算法(Witt, et al, 1998)的基础,而中国新一代天气雷达基本上全盘移植了 WSR-88D 的算法。在垂直风切变比较明显的环境下,强冰雹的特征还表现为低层反射率因子的强梯度区、在强梯度区一侧出现低层弱回波区(WER)和中层以上的回波悬垂,在超级单体风暴情况下还经常出现有界弱回波区(BWER)结构(图 5)。在高悬的强回波和不太高的 0°C 层条件满足的情况下,上述形态特征的出现表明上升气流强,强冰雹的可能性明显增加,尤其是有界弱回波区的出现,可以使强冰雹的可能性增加到 90% 以上。有界弱回波区(图 5c)是超级单体风暴中最强上升气流的位置,该上升气流具有明显的旋转,上升气流是如此之强以至于大的粒子很难进入其中,而

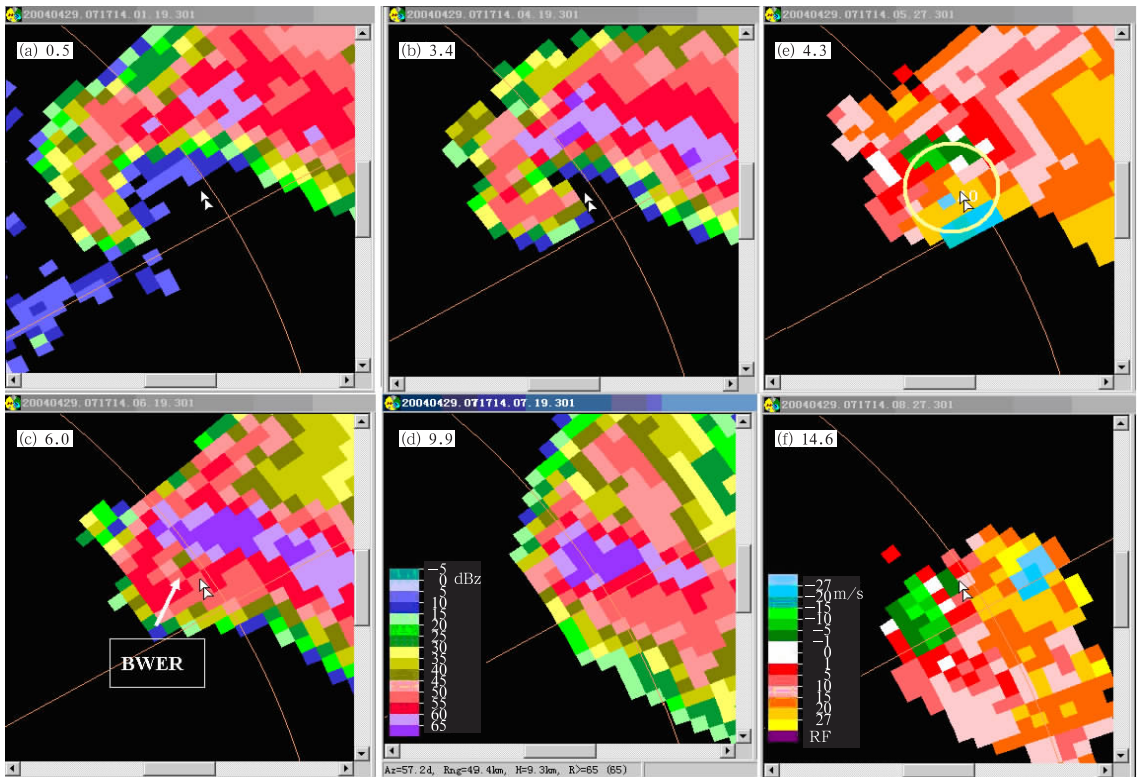


图 5 2004 年 4 月 29 日 15 时 17 分湖南常德 SB 多普勒天气雷达观测到的一个超级单体风暴的六分屏显示 (a—d. 0.5°、3.4°、6.0°、9.9°仰角反射率因子,e,f. 4.3°、14.6°仰角径向速度)

Fig. 5 Six panel display of a supercell storm at 15:17 BT 29 April 2004 as observed by the SB radar at Changde, Hunan Province

(a, b, c, d. The reflectivity factors at the elevation of 0.5°, 3.4°, 6.0°, 9.9°; e, f. The radial velocity at the elevation of 4.3°, 14.6°)

一旦进入其中的大粒子由于中气旋旋转的惯性离心力被甩到边缘,形成中空的有界弱回波区结构。

图 5 给出了 2004 年 4 月 29 日下午发生在湖南安乡的超级单体雹暴最强时刻的六分屏显示。该雹暴产生了直径超过 100 mm 的冰雹。首先看 9.9° 仰角反射率因子(图 5d),回波中心强度超过 65 dBz,高度为 9.3 km,远远超过 -20°C 等温线的高度(7.6 km),具有突出的高悬的强回波特征。 0.5° 仰角反射率因子(图 5a)显示低层明显的入流缺口和钩状回波,比较 0.5° 仰角反射率因子和 6.0° 仰角反射率因子(图 5c),考虑到 2 幅图中的双箭头光标指的是同一位置,低层光标位置处没有回波,而中高层光标处有较强的回波,非常清楚地显示出低层的弱回波区和中层以上的回波悬垂结构。 4.3° 仰角径向速度图(图 5e)显示出一个明显的中气旋,其旋转速度约为 18 m/s。 6.0° 仰角反射率因子清楚地显示被强回波包围的有界弱回波区,如箭头所指,在有界弱回波区之上,是一个强回波顶盖(9.9° 仰角);在 3.4° 仰角(图 5b),该有界弱回波区的向下延伸部分没有完全闭合,三面都是较强回波,东南方向有一个开口。 14.6° 仰角径向速度图(图 5f)上(中心高度 13.5 km),显示出明显的风暴顶辐散。

明显的风暴顶辐散也是强冰雹预警的辅助判据,另外,相对大的垂直累积液态水量(俞小鼎等,2006a;刘治国等,2008)和三体散射(Wilson, et al, 1988, Lemon, 1998; 廖玉芳等,2007)的出现也是强冰雹预警的重要辅助判据。特别是三体散射回波,它的出现意味着雷暴内一定存在大冰雹(Lemon, 1998)。

随着 2011 年美国天气局开始将其新一代天气雷达升级为具有双偏振功能,天气雷达对冰雹的探测能力可能会进一步提高。特别是在盛夏季节,由于 0°C 层较高,高空大冰雹降落过程中在 0°C 以下会迅速融化,而具有双偏振功能的多普勒天气雷达将有可能判断冰雹在落地之前是否会完全融化还是部分融化(Heinselman, et al, 2006)。

3.1.3 强冰雹的卫星云图特征

自从 20 世纪 70 年代有了高分辨率静止气象卫星云图以来,一直有人研究强对流天气包括冰雹的云图特征(Reynolds, 1980; Mccann, 1983; Adler, et al, 1985),但总的来说比较零散,在业务上远不如天气雷达判据应用的广泛,但有些云图判据或特

征还是可以作为冰雹或其他强对流天气的辅助判据。另外,在缺少雷达资料的情况下,也为预报员识别冰雹云提供了重要线索。强冰雹的云图特征包括可见光云图上云砧范围的迅速扩展和红外云图上云顶温度明显低于对流层顶温度,这两个特征都表明对流风暴具有较强的上升气流,因而具有很大的强冰雹可能性。另外一个提得较多的强风暴云图特征是所谓的增强显示红外云图上的“V”形特征(Enhanced-V)(Mccann, 1983),其开口指向高空风的下风向。该特征的出现是强对流天气的很好指示,不仅是冰雹,也包括雷暴大风和龙卷。当出现该特征时,强对流天气出现的比率很高,但同时有很大比例的强对流天气并不伴随该特征的出现。

3.2 雷暴大风

3.2.1 雷暴大风的有利环境条件

绝大多数雷暴大风是由雷暴内强烈下沉气流所导致的(Johns, et al, 1992)。因此,除了雷暴产生的 3 个要素(大气静力不稳定、水汽和抬升触发机制)外,还需要强的下沉气流。强烈下沉气流的产生受到 3 个因素的影响,包括降水粒子负载、浮力和垂直扰动气压梯度力(Wakimoto, 2001; 俞小鼎等, 2006b)。降水粒子负载总是导致向下的加速度,往往是雷暴内下沉气流的最初触发因素。浮力项可正可负,如果对流层中层或中上层存在明显干层,则由降水负载发动的下沉气流由于雷暴周边干空气的夹卷进入使得雨滴或冰雹迅速蒸发造成下沉气流降温,雷暴下沉气流内温度明显低于环境温度而产生向下的负浮力导致下沉气流加速下降。雷暴内下沉气流在下降过程中温度是逐渐升高的,而环境温度也是向下逐渐升高的,如果环境向下升温幅度高于雷暴内下沉气流升温幅度,则下沉气流的负浮力在下降过程中还会进一步加大。即对流层中下层(500 hPa 以下)环境温度直减率越大,越有利于强烈下沉气流的产生。因此,目前公认的有利于雷暴内强烈下沉气流的环境条件主要有(Johns, et al, 1992): (1)对流层中层或以上(600 hPa 以上)有明显干层; (2)对流层中下层(500 hPa 以下)大气环境温度直减率较大。其中,(2)同时也有利于产生较大的对流有效位能,因此,有利于强烈上升气流。至于扰动垂直气压梯度力,只有在超级单体情况下可能是导致强烈后侧下沉气流的重要原因之一,其他情况下这一项并不重要(Johns, et al, 1992; Wakimoto,

2001)。对于影响范围较大的区域性雷暴大风,多数情况下由飚线或含有超级单体或弓形回波的中尺度对流系统产生,通常发生在比较明显的深层(0—6 km)或低层(0—3 km)垂直风切变环境下,而一些孤立的下击暴流事件,不少情况下可以出现在较弱的垂直风切变条件下,由脉冲风暴产生(Chisholm, et al, 1972; Wakimoto, 2001)。

3.2.2 雷暴大风的临近预警

在充分了解和掌握环境背景条件下,雷暴大风的临近预报主要基于其多普勒天气雷达回波特征。雷暴内强烈下沉气流产生的主要机制之一是雷暴周边相对干的空气被夹卷进入雷暴,导致雷暴下沉气流内雨滴迅速蒸发使下沉气流降温而导致加强的向下加速度,这种对流层中层干空气的夹卷进入雷暴的过程在径向速度图上表现为中层径向辐合(MARC)特征(Schmocker, et al, 1996)。图6a为2002年8月24日13时37分合肥SA雷达观测到的飚线的一段,穿过其回波最强部分沿着雷达径向的径向速度垂直剖面如图6b所示,红色圆圈内是明显的中层径向辐合特征,该段飚线产生了25 m/s以上的雷暴大风天气。通常中层径向辐合特征位于2—7 km高度,如果构成辐合的径向速度差值在25 m/s以上,则认为是显著的MARC特征。无论是明显的垂直风切变环境下的飚线、弓形回波、超级单体风暴或多单体强风暴,还是弱垂直风切变环境下的

脉冲风暴,在产生强烈地面大风之前都会出现中层径向辐合特征。

除了中层径向辐合,另一个指示雷暴大风的回波特征是弓形回波(Fujita, 1978; Przybylinski, et al, 1983; Przybylinski, 1995)。弓形回波可呈现经典弓形、波状弓形和飚线型弓形等几种形态(Johns, et al, 1992)。最强的雷暴大风通常出现在弓形回波的向前凸起部分。在飚线型弓形回波中,一条长长的飚线可以包含好几段弓形回波,每一段弓形回波的向前凸起部分往往都对应地面的雷暴大风区。有时在弓形回波和飚线内镶嵌有超级单体,往往意味着增强的雷暴大风潜势。在有利于雷暴大风的环境条件下,超级单体中的中气旋可以更有效地将环境干空气夹卷进入雷暴下沉气流内导致雨滴蒸发降温形成向下加速度;另外超级单体中如果中气旋向地面发展,导致地面中气旋附近气压下降,与下沉气流在地面附近形成的高压间产生强的气压梯度,雷暴内下沉气流到地面后在该强烈气压梯度作用下风速进一步加强。与弓形回波向前凸起部分对应的径向速度图上通常都有明显的中层径向辐合特征。

在弱垂直风切变情况下,脉冲风暴有时也可以产生孤立的下击暴流,导致很强的地面大风。中国东北、华北、华东、华中和华南地区主要以所谓“湿”下击暴流(俞小鼎等,2006b)为主,雷暴下沉气流内充满降水粒子(包括冰雹),在产生雷暴大风同时有

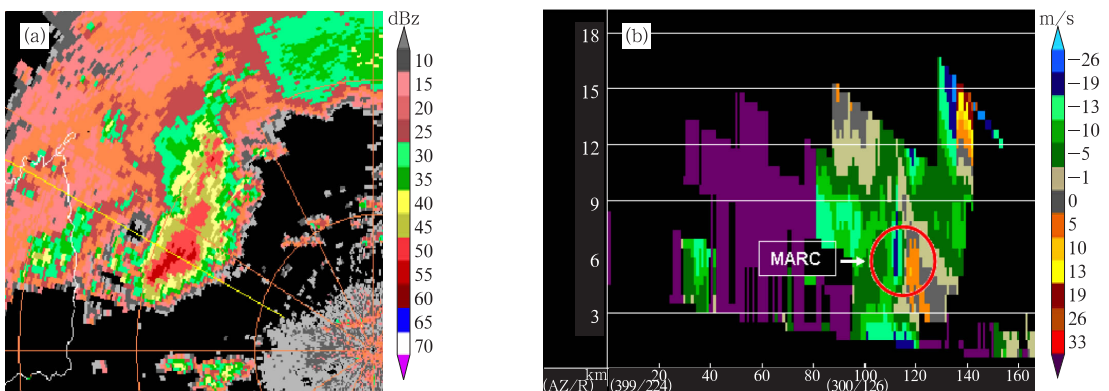


图6 2002年8月24日13时37分合肥SA雷达观测到的(a)飚线的一段及(b)通过其强回波中心沿雷达径向的径向速度垂直剖面(红色圆圈内为中层径向辐合区域;引自姚叶青等,2008)

Fig. 6 One segment of a squall line (a) and the vertical cross section of radial velocity (b) at 13:37 BT 24 August 2002 based on Hefei SA radar data with the red circle on right image indicating the MARC (From Yao, et al, 2008)

强降雨或强冰雹。2007年8月3日,上海副热带高压(副高)西北侧发生一次强烈湿下击暴流,地面自动站测到的极大风速为40.6 m/s,导致上海F1赛车场看台严重损毁(陶岚等,2009)。另外一种下击暴流类型为干下击暴流(Wakimoto, 2001),常常发生在水汽量不丰富的高原地区,如中国青藏高原和黄土高原,云底高度较高,云底以下基本为干绝热层结,相对湿度很低,中层有一个相对湿度较大的不太厚的湿层,湿层再往上又是干层。由于云底高度较高,云底以下相对湿度很低,雷暴下沉气流内的降水往往达不到地面即全部蒸发,形成雨幡,但下沉气流到达地面后仍可以产生较强的地面大风。产生这类干下击暴流的雷暴因为看上去不强,如果发生在机场附近,常常会被忽略,对飞机起降形成严重威胁(俞小鼎等,2006a)。图7给出的2009年9月20日傍晚西藏那曲至青海沱沱河之间某个地区正在发生的一次干下击暴流的照片,当天那曲和沱沱河2个探空站20时探空都呈现上述典型的干下击暴流环境特征(图略),照片清晰显示出降雨在云底以下的强烈蒸发,不少降雨未达到地面就已经完全蒸发(照片显示的下击暴流还不算是纯粹的干下击暴流,因为仍有部分降水落到地面,而纯粹的干下击暴流中所有降水在到达地面之前全部蒸发),整个雷暴看上去很浅薄。



图7 2009年9月20日傍晚西藏那曲和青海沱沱河之间某地的干下击暴流
(王洪哉摄)

Fig. 7 Dry microburst occurring in the late afternoon on 20 September 2009 in Naqu, Tibet

下击暴流的预警主要基于Roberts等(1989)的研究,通过仔细分析美国科罗拉多州发生的31个下击暴流,发现使用单多普勒雷达监测脉冲风暴反射率因子核心的不断下降和云底以上的径向速度辐合有可能提前几分钟预报下击暴流的发生,根据这一思路美国国家强风暴实验室的研究人员研制了一个叫做灾害性下击暴流预报和探测的算法(DDPDA)(Eilts, 1996a),对于脉冲风暴导致的孤立下击暴流的预警提前时间为5—6 min。上海气象局的戴建华^①也研发了类似的下击暴流预警算法,作为中国气象局强天气临近预报系统(SWAN)的强对流天气识别算法之一。

3.3 龙卷

龙卷是对流风暴产生的最猛烈的天气现象,中心最大风速可超过140 m/s(Davies-Jones, et al, 2001)。Fujita(1981)根据龙卷所造成灾害的大小,将龙卷划分为6个等级,从F0级到F5级。F0和F1级龙卷为弱龙卷,F2级以上龙卷为强龙卷。龙卷在世界各地都有发生,其中,美国发生频率最高,每年平均记录到1200个左右龙卷。中国龙卷发生频率远低于美国,每年有记录的龙卷只有100个左右(实际发生数量可能远远超过该数值),其中F2级以上强龙卷近6—7年平均每年在10个左右,主要发生在华东、华南、东北、华中、华北等地的平原地区。龙卷分为超级单体龙卷和非超级单体龙卷,前者龙卷产生于中气旋中,后者没有中气旋。目前只有对超级单体龙卷有可能进行有效预警。大多数F2级以上的强龙卷都属于超级单体龙卷(Moller, 2001)。

3.3.1 有利于龙卷的环境条件

对于主要关注的F2级以上的龙卷,首先,需要考察环境条件是否有利于超级单体风暴的产生。有利于超级单体风暴的环境条件是一定大小的对流有效位能和强的深层(0—6 km)垂直风切变。有时对流有效位能可以很大,但有时对流有效位能不见得很大,比如不超过1000 J/kg,但只要深层垂直风切变很大,仍然可以产生超级单体风暴。

此外,有研究(Evans, et al, 2002; Craven, et al, 2002)表明,有利于F2级以上强龙卷生成的2个有利条件分别是低的抬升凝结高度和较大的低

① 戴建华. 2010. 私人通信.

层(0—1 km)垂直风切变。0—1 km 的垂直风切变越大,抬升凝结高度越低,则龙卷出现的可能性越大。在中国江淮流域的梅雨时常会有龙卷发生,通常与梅雨期的暴雨相伴。因为在梅雨期暴雨时,通常有较强的低空急流,抬升凝结高度也很低。而较强的低空急流意味着较强的低层垂直风切变。这样,上述有利于龙卷的2个条件在梅雨期暴雨条件下常常可以满足。因此,在梅雨期暴雨的形势下,需要考虑到龙卷的可能性。2003年7月8日夜间造成16人死亡的安徽无为F3级龙卷(俞小鼎等,2006c)和2007年7月3日下午造成14人死亡的安徽天长和江苏高邮F3级龙卷(刘娟等,2009)就是发生在江淮梅雨期暴雨的环流形势下。另外,一个常发生龙卷的情况是在登陆台风的外围螺旋雨带上,此处低层垂直风切变较大,抬升凝结高度很低,台风螺旋雨带上有时有中气旋生成,常常导致龙卷发生。2006年8月3日台风“派比安”在广东登陆,第2天其外围螺旋雨带上形成的几个中气旋在珠江三角洲先后产生了5个龙卷,造成9人死亡。2007年8月18日台风“圣帕”在福建登陆后,其外围螺旋雨带上形成的中气旋在浙江温州苍南产生F3级强龙卷,导致11人死亡。

3.3.2 龙卷的临近预警

龙卷的临近预警主要基于多普勒天气雷达探测到的中气旋(Johns, et al, 1992; Moller, 2001)。Trapp等(2005)的统计表明,在探测到中气旋时,大约只有20%的龙卷发生概率,而在探测到中气旋底部距离地面不超过1 km的情况下,龙卷发生概率约为40%。中气旋的底越靠近地面,龙卷概率越高。目前美国基层气象台发布龙卷警报的准则^①大致是:在环境低层垂直风切变和相对湿度较大情况下,(1)探测到强中气旋;或(2)探测到中等以上强度中气旋,并且其底部距离地面不超过1 km。之所以在第一条列上探测到强中气旋,无论底高多少都发布龙卷预警,主要是根据Burgess等(1993)利用研究用的多普勒天气雷达和最早建立的几部WSR-88D业务雷达测试期间所作的工作。从后来Trapp等(2005)利用业务布网的WSR-88D的大量中气旋探测资料所作分析来看,龙卷产生与中气旋强度和

中气旋底高都相关,而与中气旋底高的相关程度更高。在美国,除了多普勒天气雷达探测的中气旋,志愿目击者报告也是发布龙卷警报的重要依据。中国目前龙卷警报遵循的准则与美国类似,只是一般没有志愿目击者报告这一重要信息。有时,多普勒天气雷达在中气旋中心附近可以探测到一个更小尺度的涡旋,往往是即将触地或已经触地的龙卷的直接反应,探测到后需要立即发布龙卷警报,但此时的警报提前时间几乎为零。考虑到龙卷触地下游地区的居民未必知道龙卷即将袭来,这种提前时间为零的龙卷警报有时也是有效的。上述位于中气旋内更小尺度的涡旋称为龙卷涡旋特征(TVS)(Brown, et al, 1976)。大多数的龙卷警报是基于观测到中等以上强度的中气旋发布的,平均提前时间为10—20 min。图8给出了2005年7月30日中午导致15人死亡的安徽灵璧F3级龙卷发生时的 0.5° 、 1.5° 仰角反射率因子和 1.5° 、 6.0° 仰角径向速度,图中显示出了导致该强烈龙卷强降水的超级单体特征,低层和中层反射率因子呈“S”型和螺旋形回波,反映了风暴内部的旋转特征, 1.5° 仰角径向速度显示一个强中气旋,而 6.0° 仰角径向速度显示了强烈的风暴顶辐散,表明风暴中上层存在强烈上升气流,辐散中心刚好位于龙卷位置(图中箭头所指)上空(俞小鼎等,2008)。对于此次龙卷,强中气旋在龙卷发生前35分钟就已经出现,因此,可以提前35 min发布龙卷警报,这对于龙卷警报而言是一个很长的提前时间。

3.4 导致暴洪的对流性暴雨

暴洪是强对流系统导致的发生频率最高、伤亡最多的灾害。暴洪的预报是一个典型的水文气象问题。暴洪预报分为2个方面:(1)确定每个子流域内当天发生暴洪所需要超过的降水阈值,该阈值与流域地貌特征和前期降水情况密切相关。通常地形复杂地区的小流域暴洪阈值较低,如果前期有降水则会进一步降低其暴洪阈值。城市由于下垫面通常不吸水,其低洼处也是暴洪容易出现地区。(2)估计每个子流域内的降水超过当天暴洪阈值的可能性。在这里主要讨论第2点,即对流性暴雨。在不失一般性的假定下,本文在前面定义1 h雨量超过30 mm或3 h雨量超过50 mm为可能导致暴洪的

① Lemon. 2010. 私人通信。

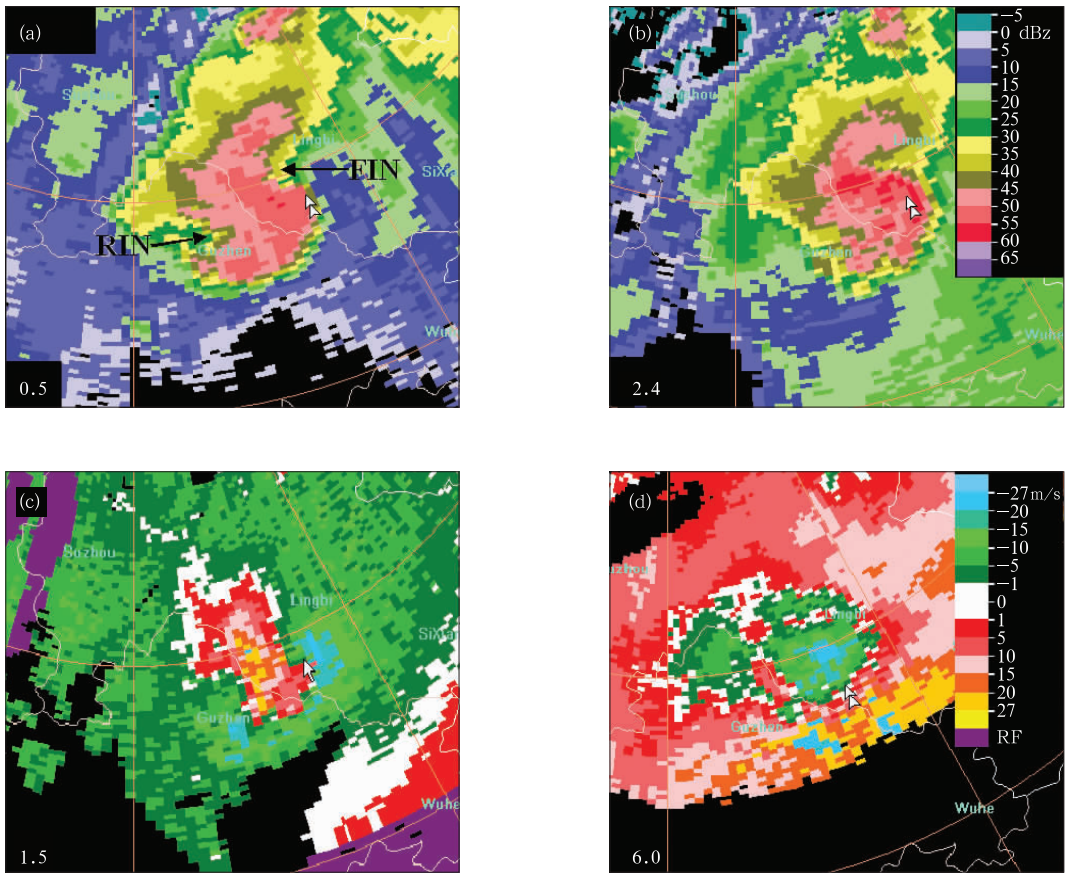


图 8 2005 年 7 月 30 日 11 时 32 分龙卷发生时徐州 SA 雷达图像(引自俞小鼎等,2008)

(a,b. 0.5°、2.4°反射率因子, c,d. 1.5°、6.0°径向速度;箭头所指为龙卷位置)

Fig. 8 Reflectivity and radial velocity maps from Xuzhou SA radar at 11:32 BT 30 July 2005

对流性暴雨,而实际上导致暴洪的降水阈值随着子流域水文特征不同会有很大差异。

对流性暴雨主要由 2 个要素确定:(1)雨强大小;(2)降水持续时间。最强的雨强持续最长的时间导致最大的暴雨。下面分别从这 2 个方面来讨论。

3.4.1 雨强

雨强估计主要分为潜势估计和临近估计 2 个方面。潜势估计需要探讨有利于大的雨强的环境条件。雨强可以表达为(Doswell, et al, 1996)

$$R = E\omega q$$

式中, R 为雨强, E 为降水效率, ω 为云底上升气流速度, q 为云底比湿, ωq 为云底水通量。降水效率的含义是通过云底进入云内的水汽总量中最终变为降水降到地面部分的比例。降水效率与环境条件密切相关,对流层整层相对湿度越大,垂直风切变越小,雨滴越不容易蒸发,降水效率越高(Davis, 2001)。降水效率还与暖云层(抬升凝结高度到 0℃

层高度)厚度有关,暖云层厚度越厚,降水效率越大。而云底上升气流速度 ω 直接和对流有效位能相关,对流有效位能越大, ω 越大。而在对流有效位能不太大情况下,如果云底比湿 q (或露点 T_d)很高,降水效率 E 很高,则雨强也会很大。有些情况下,例如强降水超级单体风暴,由于垂直风切变很强,降水效率较低(通常不超过 35%),但上升气流速度 ω 和云底比湿 q 都比较大,尤其是上升气流速度可以非常大,有时也会导致极高的瞬时雨强。简言之,雨强大小取决于降水效率、云底上升气流速度和比湿的综合效应。

雨强的临近估计主要根据天气雷达反射率因子和雨强的经验关系,即通常所说的 Z-R 关系。由于对流性雨强估计,最简单易行的主观判别方法是主要考虑 2 种对流类型(Lemon, 1977):(1)大陆强对流型;(2)热带型。大陆性强对流强回波可以扩展到比较高的高度,重心较高,而热带对流型强回波主要

位于低层,重心较低。绝大多数的热带海洋上的降水系统(包括热带气旋)都属于热带型,相当一部分中高纬度对流性降水系统也属于热带型。大陆强对流绝大多数出现在中高纬度,通常都伴有冰雹,很多呈现典型的雹暴结构。

对于每种对流降水类型采用不同的 $Z-R$ 关系:

$$(1) \text{ 大陆性强对流 } Z = 300R^{1.4}$$

$$(2) \text{ 热带性降水型 } Z = 230R^{1.25}$$

因此,对于暖季对流雨强估计,可以粗略地将降水分为以上 2 种情况。对于大陆型强对流,其 $Z-R$ 关系中的反射率因子 Z 的取值有个上限,其值为 51—55 dBz,通常取 53 dBz,主要是为了减轻冰雹的影响。然而,即便采取了限定上限的措施,也不可能完全消除冰雹的影响,对于大陆强对流型降水估计来说,冰雹的存在仍然是其雨强估计的主要误差来源之一。表 1 给出了当反射率因子分别为 40、45 和 50 dBz 时对应的大陆强对流降水型和热带降水型的雨强。对于同样的反射率因子,大陆强对流降水型对应的雨强明显低于热带降水型的雨强,反射率因子越大,差异越大。

表 1 不同反射率因子对应的大陆强对流降水型和热带降水型的雨强(mm/h)

Table 1 The rainfall rate corresponding to 40, 45 and 50 dBz for the continental type convection and the tropical type convection

| | 40 dBz | 45 dBz | 50 dBz |
|----------|--------|--------|--------|
| 大陆强对流降水型 | 12 | 28 | 62 |
| 热带降水型 | 20 | 50 | 130 |

除了上述 $Z-R$ 关系误差和冰雹的影响外,还要求用来估计雨强的反射率因子位于 0℃ 层亮带以下,亮带或亮带以上对应的是正在融化的雪花或雪花,上述 $Z-R$ 不适用。另外,保证雨强估计准确的另一个重要因素是雷达的标定。正确的雷达标定可以使测量的反射率因子的误差在 ± 1 dBz 以内,如果雨强在 40 mm/h 左右,假定完全正确的 $Z-R$ 关系,并且,没有其他误差,则可以保证雨强估计相对误差不超过 20%。如果雷达天线的位置正在下很大的雨,则湿的天线罩也可以造成很强的衰减,造成反射率因子 Z 的测量误差。检验雷达标定是否在合理范围内的一种方法是将雷达与周边同波长的雷达进行比较,对于同样一块回波,如果雷达之间的差异不超过 2 dBz,则可以认为无大问题,否则可能存

在定标偏差。因此,即便是一部运行正常的雷达,对于 40 mm/h 左右的雨强,硬件方面的误差就常常可以导致 20% 的相对误差,再加上 $Z-R$ 关系误差和其他误差,雨强估计相对误差在 50% 左右甚至更大是很正常的。

3.4.2 降水持续时间

判断是否会出现对流性暴雨的另一个要素是降水的持续时间。高降雨率的区域越大,降水系统移动越慢,则持续时间越长。一般而言,如果整层高空风都很弱,则降水系统一定移动缓慢。而在垂直风切变比较明显情况下,则对流降水系统移动的判断相对困难一些,关键是判断传播的效应。对于一个 β 中尺度对流系统,其雷达回波的移动向量是平流和传播的合成(Corfidi, 2003; 俞小鼎等, 2006a)。如果平均风方向(平流方向)与回波传播方向交角小于 90° ,则称为前向传播,此时回波移速超过平均风速,移动较快,不容易导致暴雨;如果平均风方向(平流方向)与回波传播方向交角大于 90° ,则称为后向传播,此时回波移速小于平均风速,移动较慢,容易导致暴雨。有时阵风锋是准静止的,来自西南暖湿低空急流遇到该段阵风锋抬升触发形成雷暴,移到下游一定距离成熟,由于该段阵风锋静止少动,则会不断有雷暴在该处抬升触发,移到下游一定距离处成熟,形成所谓“列车效应”,导致其下游一定距离出现极端强降水(Doswell, et al, 1996)。Maddox 等(1979)给出了美国由“列车效应”导致极端暴洪事件的几种典型流型配置,对中国预报业务研究人员总结容易导致“列车效应”的天气流型很有启发性。需要指出的是,有些高降水效率的降水系统,回波强度为 45—50 dBz,其雨强可以达到 80 mm/h 左右,这类系统只需持续 40 min 至 1 h 就可以导致局地暴雨甚至大暴雨,不见得一定要持续很长时间。2007 年 7 月 18 日济南市导致 33 人死亡的特大暴洪就是一个明显的例子。

3.4.3 客观降水估计和临近预报

除了上述预报员主观判别强降水的技术,还可以利用降水临近预报系统客观地预报降水。中国气象局强天气临近预报系统(SWAN),利用 TREC 外推、固定的 $Z-R$ 关系和雨量计订正技术做降水估计和临近预报。中国香港天文台的雷暴和降水临近预报系统(SWIRLS)(Li, et al, 2004)在做降水估计和临近预报时采用了动态 $Z-R$ 关系,即根据自动雨

量站的观测实时调整 Z-R 关系。美国 NOAA 国家强风暴实验室的 Zhang 等(2005)采用雷达拼图、静止气象卫星红外云图和雨量计联合估计降水,并对降水进行临近预报。在雷达没有被地形阻挡的区域,采用雷达资料和雨量计资料联合估测降水,将降水分为层状云降水和对流降水 2 种类型,分别使用不同的 Z-R 关系,然后用雨量计资料进行订正得到降水估计。而在雷达有地形阻挡情况下,则采用静止气象卫星红外云图估计降水,用雷达估测降水资料进行校准。对降水的临近预报 Zhang 等(2005)采用了 Lakshmanan(2003)提出的多尺度风暴识别和预报技术。美国国家强风暴实验室的 Vasiloff 等(2007)也指出最佳的定量降水估计方法是将雷达、卫星和雨量计数据结合起来的多传感器分析,在降水估计基础上利用外推和数值模式结合预报 0—6 h 降水。在英国和澳大利亚气象局联合开发的降水临近预报系统(STEPS)(Bowler, et al, 2006)中,在外推部分试图考虑不确定性而构造一个集合临近预报系统。从其预报结果看,集合预报成员之间离散度很小,总体上说并不成功。随着 2011 年美国气象局开始将其新一代天气雷达升级为具有双偏振功能,预计对定量降水估计会有明显改善(Doviak, et al, 2000; Ryzhkov, et al, 2005a, 2005b),因此,也可能对降水临近预报的改进有明显促进作用。

3.5 强对流天气识别算法

目前在业务上使用最多的算法是美国新一代天

气雷达运行中心(ROC)为美国新一代天气雷达 WSR-88D 配备的算法(Crum, et al, 1993, 1998),其中的主要算法都是由美国国家强风暴实验室开发的,其版本在不断地更新,中国新一代天气雷达目前采用的是其第 10 版。与强对流天气有关的两个重要的简单产品是组合反射率因子(CR)和垂直累积液态水量(VIL):组合反射率因子是将任何地点上空所有仰角中最大反射率因子保留下来,以 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 或 $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ 的直角格点显示在一个平面上,这样通过一张图就可以知道雷达覆盖范围内所有的高反射率因子值;垂直累积液态水量原意是单位面积上垂直气柱内所有液态水量,实质上是雷暴单体强度的一种度量(俞小鼎等, 2006a),分为基于单体和基于格点的产品。强对流天气识别的主要算法包括雷暴单体识别与跟踪算法 SCIT、冰雹探测算法 HDA(Witt, 1998)、中气旋识别算法和龙卷涡旋特征识别算法(俞小鼎等, 2006a)。SCIT 算法前面已做过介绍,识别和跟踪每个风暴单体并给出其未来移动路径的不超过 1 h 的外推预报;冰雹探测算法在 SCIT 算法识别的风暴单体基础上,判别出现任何尺寸冰雹的概率、强冰雹的概率和最大冰雹直径,最主要的判据是基于“高悬的强回波”,回波越强,强回波扩展到的高度越高,强冰雹概率越大,冰雹直径也越大;中气旋探测算法和龙卷探测算法分别对中气旋和龙卷涡旋特征进行自动识别。

图 9 为 2008 年 6 月 3 日 15 时 50 分郑州 SA 雷

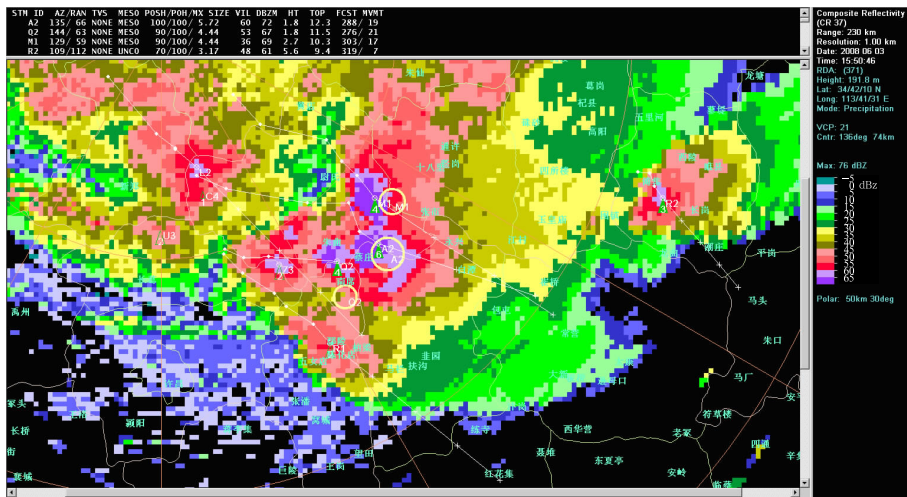


图 9 2008 年 6 月 3 日 15 时 50 分郑州 SA 雷达组合反射率因子图上叠加风暴路径信息、冰雹指数和中气旋产品(顶部是风暴单体信息表)

Fig. 9 Zhengzhou SA radar composite reflectivity superimposed with the storm track, hail index and mesocyclone signs at 15:50 BT 3 June 2008

达获得的河南强对流风暴的组合反射率因子分布,其上叠加了 SCIT 产品的风暴路径信息、冰雹探测算法产品的冰雹指数和中气旋探测算法产品的中气旋。位于图像中心的是强单体 A2,风暴路径信息给出了当前质心位置、过去 5 个体扫时的质心位置和未来 30 min 每隔 15 min 的质心位置(路径预报),大的绿色实心三角表示超过 2 cm 冰雹的概率在 50% 以上,三角中的数字 6 表示估计的最大冰雹直径为 6 cm,黄色圆圈表示该单体具有中气旋,大小与圆圈大小一致。更详细的信息可以查看位于顶端的风暴信息表。可以看到相对于雷达位置,A2 强单体的方位角为 135° ,距离 66 km,没有识别出龙卷涡旋特征,识别出中气旋,任何尺寸冰雹和强冰雹概率均为 100%,预期最大冰雹直径 5.72 cm,基于单体的垂直累积液态水含量为 60 kg/m^2 ,最大反射率因子为 72 dBz,所在高度为 1.8 km,单体中 30 dBz 回波扩展到 12.3 km,A2 未来移动方向为 288° (指风暴来向),速度为 19 m/s。可以看到图中有 4—5 个强单体,可以使用多分屏显示(图 5)的方式对每个强单体进行分析,进一步判断其产生强冰雹、龙卷、雷暴大风和对流性暴雨的可能性。

美国国家强风暴实验室在上述强对流探测算法基础上,构建了警报决策支持系统(WDSS-I)(Eilts, 1996a),对上述算法中的中气旋算法和龙卷涡旋特征算法进行了改进(Stumpf, 1998; Mitchell, 1998),增加了下击暴流探测算法(Eilts, 1996b),并增强了显示系统的功能。在 21 世纪初,WDSS-I 升级为 WDSS-II (Hondl, 1997, 2002; Stumpf, et al, 2002),除了原有算法外,主要增加了基于多部雷达的算法,包括多部雷达反射率因子三维拼图,在其基础上的任意反射率因子水平和垂直剖面,格点化冰雹指数,基于多部雷达的中气旋探测算法等。WDSS 不是业务系统,只在一些基层气象台试用,其中好的算法会进入不断升级的 WSR-88D 业务算法中。美国国家气象局(NWS)的气象研发实验室(MDL)开发了对流分析和临近预报系统(SCAN)(Smith, et al, 1998),作为美国气象局预报员工作平台(AWIPS)的一个组件。SCAN 需要 WSR-88D 算法的输出产品组合反射率因子(CR)、垂直累积液态水量(VIL)、风暴路径信息(STI)、中气旋(M)和龙卷涡旋特征(TVS)作为输入因子。SCAN 改进了 WSR-88D 算法中的强对流天气概率(SWP)算法

(这个产品在 WSR-88D 新的版本中已经被淘汰)和冰雹探测算法。对于强对流天气概率,除了像老的 WSR-88D 算法用垂直累积液态水量作为预报因子外,SWP 还采用了数值预报模式提供的环境参数如地面至 500 hPa 垂直风切变, 0°C 层高度,700 hPa 风场等;对于冰雹指数,WSR-88D 算法要求每天人工输入更新 0°C 及 -20°C 高度,SCAN 改进为通过输入数值预报模式结果自动更新。此外,SCAN 还将美国全国雷电定位系统中的云地闪和正闪百分比资料作为输入,与雷达回波特征一起定义强对流天气威胁指数(SCTI),作为格点产品输出。中国气象局在 2009 年推出第 1 版的强天气分析和临近预报系统(SWAN)比较接近 SCAN 的思路,一些新一代天气雷达算法的产品包括组合反射率因子、垂直累积液态水量、冰雹指数(HI)、中气旋等产品直接从新一代天气雷达的产品生成器(RPG)输入,综合其他因子如区域自动站观测资料和常规观测资料,建立强对流天气自动报警系统。

4 高分辨率数值预报模式的应用

数值预报模式在临近预报中的应用主要分为 2 个方面:(1)提供快速更新的近风暴环境参数;(2)与雷达回波外推结合提供延长的临近预报时效。下面分别就以上 2 个方面进行简要阐述。

4.1 提供快速更新环境参数

在这方面最具代表性的是美国 NOAA(国家海洋大气局)地球系统研究实验室(ESRL)研发的快速更新循环系统(RUC)(Benjamin, et al, 2004);该系统采用三维变分技术连续不断地进行周期为 1 h 的资料同化循环,形成逐时分析场,从该分析场出发制作 18 h 预报。其中,最关键的技术是以数值预报模式 1 h 预报为背景场,用三维变分技术融合各种观测资料,形成相对可靠的逐时三维格点分析场。2009 年该 RUC 系统的模式水平分辨率为 13 km,其区域覆盖了美国本土 48 州,加拿大南部和墨西哥北部及上述地区周边海域,使用的主要观测资料如表 2 所示。2010 年该 RUC 系统更名为 RR(Benjamin, et al, 2009),最大的变化是系统采用的数值预报模式更换为 WRF,观测资料在表 2 基础上增加了 GOES 卫星微波垂直探测器辐射率资料(AM-SU),其水平分辨率保持为 13 km。在原有区域内部,增加一个水平分辨率为 3 km 的小区域,覆盖美

国本土落基山脉以东所有地区,称为高分辨率快速更新循环系统(HRRR),逐时分析,每次分析做12 h 预报。目前 HRRR 只做试验性运行,而 RR 是业务系统。该系统可以提供逐时更新格点化的雷暴和强对流环境的关键参数,包括对流有效位能、对流抑制能量、抬升凝结高度、自由对流高度、平衡高度、0°C 和 -20°C 层高度、下沉气流对流有效位能(DCAPE)、700—500 hPa 温度直减率、0—3 km 温度直减率、0—6 和 0—1 km 垂直风切变、0—3 km 相对风暴螺旋度(SRH)、地面比湿(q)和位温(θ)、850 hPa 比湿和位温、700 和 500 hPa 垂直运动等。这些产品为预报员了解高时空分辨率的近风暴环境提供了重要参考。预报员有效使用上述系统提供的参数的前提条件是利用实际观测资料对其逐时分析,并对 18 h 预报做严格检验,对该系统计算的各种参数的可靠性做出全面评估。在此基础上,方可将该系统输出的相应参数用于雷暴和强对流天气或其他高影响天气近风暴环境的估计。中国华北区域气象中心以北京城市气象研究所为核心也建立了基于 WRF 模式和三维变分技术、更新周期为 3 h 的快速同化系统(范水勇等,2009),使用的观测资料包括探空、北京地区 GPS 可降水资料、常规地面观测和区域自动站资料。该系统覆盖区域较小,只包括北京、天津和河北部分地区,水平分辨率为 3 km,每隔

表 2 NOAA 地球系统研究实验室三维变分快速更新循环系统(RUC)使用的观测资料

Table 2 Observational data used in the RUC system of ESRL/NOAA

| 数据类型 | 数量 | 更新周期(h) |
|-------------------------|------------|---------|
| 探空 | 150 | 12 |
| NOAA 对流层风廓线雷达(405 MHz) | 35 | 1 |
| 边界层风廓线雷达/RASS(915 MHz) | 25 | 1 |
| WSR-88D 多普勒天气雷达 VAD 风廓线 | 120—140 | 1 |
| 飞机(ACARS)(风和温度) | 3500—10000 | 1 |
| 地面常规观测(温度、湿度、压力、风) | 2000—2500 | 1 |
| 浮标和船舶 | 200—400 | 1 |
| GOES 云迹风 | 4000—8000 | 1 |
| GPS 可降水量 | 300 | 1 |
| 中尺度自动站网(Mesonet)温度和露点 | 8000 | 1 |
| 中尺度自动站网(Mesonet)风 | 4000 | 1 |
| 地面常规观测(云、能见度、强烈天气) | 1800 | 1 |
| 天气雷达反射率因子/闪电定位数据 | 大量 | 1 |

3 h 分析一次,每次分析发出 18 h 预报。

4.2 与雷达回波外推结合延长预报时效

大多数雷暴的雷达回波外推的有用时效不超过 1 h,即便是长生命史的超级单体风暴和强飑线,回波外推的有用时效也通常不超过 3 h,其主要原因在于支配对流系统演化的主要因素并不包括在其过去的历史之中(Wilson, et al, 1998)。解决这一问题的主要方法是将雷达回波外推和高分辨率数值预报结果相结合,形成 0—6 h 中尺度对流系统临近预报(Wilson, et al, 1998; Wolfson, et al, 2008)。在 0—1 h,主要依靠雷达回波外推,1—3 h,需要融合雷达外推和数值预报,而 3—6 h 主要以数值预报为主。图 10 给出了 0—6 h 内,持续性预报、外推预报、外推并考虑雷暴增长和衰减、外推并考虑雷暴生成、增长和衰减、高分辨率数值预报(包括冷启动和热启动)、外推与数值预报融合各种情况下预报技巧随时间的变化的示意图(Wolfson, et al, 2008)。从图中可见,将回波外推和高分辨率数值预报适当融合可以有效提高对于中尺度对流系统 1—6 h 的预报技巧。目前,采用上述方式进行 0—6 h 雷达反射率因子和降水预报业务运行或准业务运行的系统包括英国气象局的 NIMROD(Golding, 1998)、澳大利亚气象局(与英国气象局联合研制)的 STEPS(Bowler, et al, 2006)、中国香港天文台的 SWIRLS(Li, et al, 2004)、广东省气象局的 SWIFT(http://www.hko.gov.hk/publica/ghm_21/GPaper_Feng.pdf)(中国气象局强天气临近预报系统 SWAN 中降水临近预报模块是以 SWIFT 为基础构建的)、美国麻省理工学院林肯实验室为美国民航局开发的 CoSPA(Wolfson, et al, 2008)等。上述方法有两个关键点:(1)将雷达回波外推和数值预报融合起来的具体方法;(2)数值预报模式对降水系统特别是对流性降水系统的预报水平。对于对流性降水系统,通常是在天气尺度强迫如锋面、短波槽、锋面气旋等比较明显的情况下,数值预报的结果相对较好;而对于天气尺度强迫较弱情况下的对流性降水,数值预报模式预报较差,而对于局地雷阵雨,数值预报模式几乎没有预报能力。

图 11 显示了华北区域气象中心基于 WRF 和三维变分的快速同化循环系统(RUC)2008 年 6 月 23 日 11 时起始的反射率因子 5 h 预报场和 16 时雷达反射率因子观测的比较。模式对整个飑线回波的

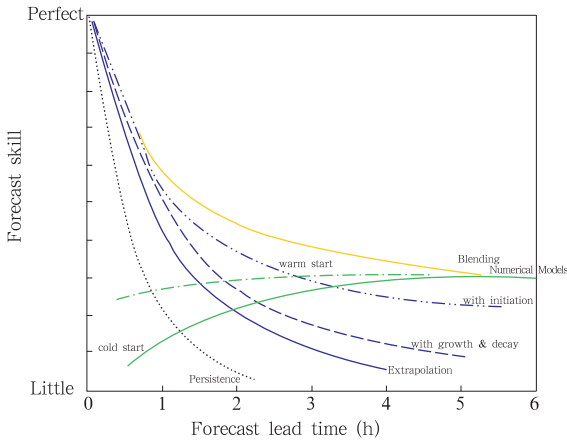


图 10 0—6 h 内持续性预报(假定对流系统位置、形状和强度保持不变)、外推预报、外推并考虑雷暴增长和衰减、外推并考虑雷暴生成、增长和衰减、高分辨率数值预报(包括冷启动和热启动)、外推与数值预报融合各种情况下预报技巧随时间的变化(Wolfson, et al, 2008)

Fig. 10 0—6 h forecast skill variation with time for the persistence, the extrapolation, the numerical model, and blending between the extrapolation and the numerical model (Wolfson, et al, 2008)

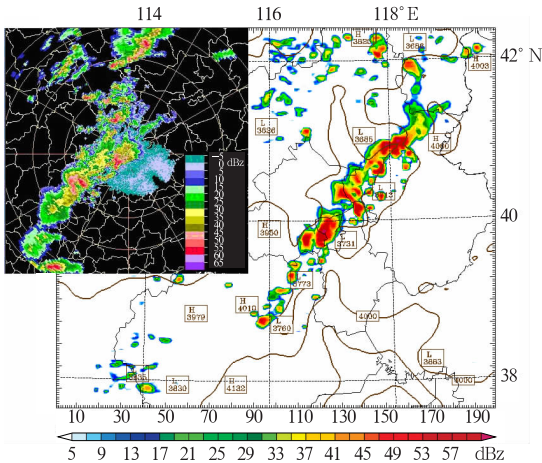


图 11 华北区域气象中心基于 WRF 和三维变分快速同化循环系统(RUC)2008 年 6 月 23 日 11 时起始的反射率因子预报场和 16 时反射率因子观测的比较(陈敏提供)

Fig. 11 Comparison between the BJ-RUC 5 h radar reflectivity forecast and the radar observation

整体形状和强度的预报基本正确,但预报的系统比实际的飑线系统提前 1 h 移到北京城区,这种时间误差是数值预报模式的通病之一。当天的天气尺度强迫比较明显,高空冷涡位于内蒙中东部,其底部有一个疏散状的短波槽。如果仔细对比飑线回波的细节,则可发现预报和实况在很多地方都有非常明显的差别,这也是高分辨率数值预报模式存在的主要问题之一:即便是在天气尺度强迫明显的天气形势下,也只能大体正确预报 α 中尺度对流系统的形状和强度,而对其包含的 β 中尺度及以下尺度对流系统的预报,除个别情况外,绝大多数情况下都不理想。要想在大气可预报性限定的范围内改善这个缺陷,需要在观测资料同化(特别是观测资料质量控制和多普勒天气雷达资料同化)和次网格物理过程参数化(主要是云和降水的微物理过程和大气湍流过程的参数化)方面进行更深入细致的工作(Benjamin, et al, 2009)。

除了上述 2 个用处外,快速同化的数值预报模式还可以给出可能出现的对流模态^①:是团状结构的孤立对流、大片的对流复合体、还是线性结构的对流(飑线)。从已有的例子看,只有在有明显天气尺度强迫情况下,模式给出的对流模态才比较可靠。当天气尺度强迫很弱时,模式往往不能正确给出对流的模态,主要原因之一是模式一般不能正确模拟对流系统的阵风锋,而阵风锋对于对流风暴的形态变化和发展非常关键。

5 总结与讨论

5.1 总结

以上综述了目前的临近预报业务所使用的主要技术手段,着重讨论了雷暴和强对流天气临近预报问题。雷暴和强对流天气临近预报的主要技术方法目前仍是以预报员主观分析预报为主,客观自动算法产品为辅。客观直接预报产品还远远起不到数值天气预报产品在中短期预报中的基础性甚至是关键性的作用。虽然目前业内广泛认可的临近预报时段是 0—6 h,实际上大多数情况下对雷暴和强对流能够真正做到定点、定时和定性的有效预报时效大多数情况下不超过 1 h,而对龙卷的提前预警时间平均只有 10—20 min。只有在较强天气尺度强迫情况下,通过将外推与高分辨率数值预报融合,可以给

① Mass, 2011. 私人通信.

出 0—6 h 时效的较大尺度降水系统在 α 中尺度上大致正确的预报。

雷暴或深厚湿对流生成的 3 个要素是大气静力不稳定、水汽和抬升触发。边界层辐合线是预报雷暴生成、加强和消散的主要线索之一,其在雷达回波图上呈现为窄带回波,有时在高分辨率可见光云图上显示为明显的积云线。在充分了解大气层结不稳定和水汽条件前提下,边界层辐合线的确定有助于雷暴的生成、发展和消散的临近预报。雷暴倾向于在边界层辐合线(锋面、干线、雷暴出流边界、海风锋、边界层水平对流卷、地形辐合线等)附近生成和加强,两条辐合线相交的地方更容易产生强雷暴。当雷暴边界层辐合线逐渐远离雷暴或雷暴进入稳定区域,则雷暴趋于减弱或消亡。静止气象卫星高分辨率可见光云图识别位于地面辐合线附近的雷暴,如果相应的红外窗区通道亮温降到 0°C 以下,并且在 15 min 内降温幅度很大(超过 8°C),则该积云很可能会演变为 35 dBz 以上的较强雷暴。而在高架雷暴的情况下,预报雷暴的生成要困难得多,只有在白天借助于高分辨率的可见光和红外云图,可以在一定条件下做出雷暴生成预报。地形和重力波在雷暴生成中也起重要作用。在静力不稳定和水汽条件满足情况下,白天山脉朝阳一面的上坡风往往导致雷暴在该上坡或山脊上生成,此外,夜间边界层急流在迎风坡的抬升往往会触发雷暴生成。而重力波不容易抓住线索,在业务上很难用来预报雷暴生成。

强对流天气的临近预报主要包括对环境条件的评估和基于多普勒天气雷达回波判别和外推。环境条件的评估主要包括大气层结稳定度、水汽条件、抬升机制和垂直风切变,除了使用常规的高空和地面观测资料,还要充分结合气象卫星资料、区域自动气象站资料,基于高分辨率数值预报模式的快速同化循环系统的分析和预报数据、风廓线雷达资料、多普勒天气雷达 VAD 风廓线资料、地基 GPS 水汽总量资料等。强对流天气的定时、定点警报主要依据多普勒天气雷达资料,适当结合高分辨率可见光云图资料和闪电定位资料。强对流天气临近预警最有效的方式之一是在组合反射率因子图上叠加风暴路径信息、冰雹指数和中气旋产品以确定可能产生强对流天气的对流风暴(图 9),然后再利用多分屏显示(图 5)方式对每个候选的强对流风暴进行分析和判别,确定各自最有可能的强对流天气类型。

强冰雹发生的有利环境条件包括雷暴生成 3 要素、大的对流有效位能、强的深层垂直风切变和适当的 0°C 层高度,其雷达回波特征和临近预警指标包括高悬的强回波、弱回波区与回波悬垂、有界弱回波区等。此外,较大的垂直累积液态水含量、三体散射的出现、强的风暴顶辐散以及一些云图特征(如 Enhanced V 型)可以作为强冰雹预警的重要辅助指标。雷暴大风绝大多数情况下是由雷暴内强烈下沉气流导致的,雷暴形成 3 要素、对流层中层存在干层和对流层中下层较大的温度直减率是有利于雷暴大风的有利环境条件,中层径向辐合(MARC)是雷暴大风的主要预警指标之一。区域性的雷暴大风通常发生在比较明显的垂直风切变环境下,主要产生雷暴大风的系统是飚线和弓形回波等中尺度对流系统,而孤立的下击暴流有时可以出现在弱的垂直风切变条件下,由脉冲风暴产生。绝大多数 F2 级以上的强龙卷是由超级单体风暴产生的,因此,龙卷潜势预报首先需要考虑超级单体风暴发生的潜势,另外龙卷容易出现在低层强的垂直风切变和低的抬升凝结高度环境下;龙卷预警指标主要建立在探测到中等以上强度中气旋基础上,中气旋的底高越低,越有利于龙卷产生。对流性暴雨的预报取决于雨强和持续时间,雨强的估计涉及到将对流性降水划分为大陆强对流型和热带降水型,2 种类型分别采用不同的 Z-R 关系进行估计;而持续时间的估计需要考虑强回波区域的大小和回波移动速度,而回波移动速度取决于平流和传播的合成,通常后向传播的 β 中尺度对流系统更容易导致暴雨,极端的对流性暴雨事件常常是由列车效应导致。

雷暴和强对流天气临近预报的客观算法主要包括各种外推技术和强对流天气的自动识别算法。外推技术分为两大类:(1)以识别和跟踪强雷暴单体为主要目标的三维跟踪算法如 SCIT 和 TITAN;(2)以识别和跟踪较大范围降水区域为目标的二维区域跟踪算法如 TREC。强对流天气的识别主要包括中气旋探测算法、冰雹探测算法和下击暴流探测算法。中气旋的识别意味着识别超级单体风暴,一旦确定是超级单体风暴,则产生强对流天气的概率可以高达 90% 以上。不过仅仅识别中气旋并不能完全判断具体可能出现哪种强对流天气,可能是冰雹、也可能是龙卷或雷暴大风,算法需要更进一步判断具体的强对流天气类型。目前对具体强对流天气的识别

算法中,只有冰雹探测算法相对比较成熟,不过该算法只考虑了“高悬的强回波”一条强冰雹指标,而像弱回波区和有界弱回波区的指标由于自动识别的高错误率没有采用。对于区域性雷暴大风和对流性暴雨,还没有业务上证明切实有效的自动识别算法。

以高分辨率数值预报模式为基础的同化各种观测资料的快速同化分析预报系统提供的三维格点数据以及在其基础上导出的一些关键对流参数在近风暴环境的判断方面的作用在不断增强,主要归功于多普勒天气雷达、商用飞机观测资料、地基 GPS 水汽资料和风廓线雷达资料的同化和高分辨率数值预报模式中次网格物理过程的改进。观测资料特别是上述非常规观测资料的质量控制的好坏往往是决定一个快速同化系统质量高低的决定性因素之一。高分辨率数值预报模式预报的对流系统反射率因子可以呈现出与雷达实际回波类似的精细结构,尽管仔细对比之后常常发现具体的 β 中尺度以下结构在位置、形态、大小和强度方面与实际的回波还是存在明显差别的,回波移动速度也常常出现偏差。回波移动取决于环境风向风速随高度的分布、对流风暴自身的结构和组织程度、对流风暴冷池和相应阵风锋的强弱、低层环境中暖湿气流的分布和强弱,上述因子中任何一个预报的不好,都会导致预报的回波移动发生偏差。因此,在明显的天气尺度强迫情况下,通过融合雷达回波外推和高分辨率数值预报模式延长临近预报有效时效的方法主要取决于 2 个方面:(1)高分辨率数值预报模式水平的提高;(2)雷达回波外推和数值预报模式融合技术的改进。

5.2 关于中国雷暴和强对流临近预报存在问题的讨论

目前就中国而言,需要加强对边界层辐合线和地形对雷暴生成、发展和消散作用的大量个例的研究,总结经验。同时尝试使用高分辨率静止气象卫星云图资料协助判断雷暴的生成和发展。目前中国风云-2D 和 2E 静止气象卫星每 30 min 提供一张云图,不像美国 GOES 和欧洲 MSG 每 15 min 一张云图,另外,风云-2 系列高分辨率云图的资料处理时间也过长,这可能会在一定程度上影响云图资料在雷暴生成方面的使用效果。

在强对流天气主观预报技术方面,有几点需要

加强:

(1) 在强冰雹预警方面,不少基层台站反应目前使用的冰雹探测算法(Witt, et al, 1998)在盛夏季节冰雹概率会出现大量的空报。在算法中,Witt 等(1998)是通过在强冰雹指数和 0℃ 层高度之间建立回归方程得到强冰雹概率和预期冰雹直径的,而该回归方程是根据美国的少量冰雹个例集建立的,有必要仔细收集大量中国冰雹个例,在其基础上修正或重新建立原来的回归方程。

(2) 在强龙卷预警方面,需要加强潜势估计。只有事先估计到龙卷出现的可能,预报员才会仔细在径向速度图上搜索强的中气旋特征,及时发出龙卷警报。在江淮梅雨期间的强对流雨带上和热带气旋登陆的外围雨带上,容易出现龙卷,需要引起预报员的高度重视。龙卷的预警提前时间通常只有 10—20 min,警报的及时生成和发布极端重要。北京市气象局开发的 VIPS 系统(王令等,2008)和深圳气象局开发的分区预警自动发布系统^①在这方面做了一定的努力。

(3) 需要重点加强导致暴洪灾害的对流性暴雨的临近预报预警水平。主要分两个方面:其一是改进对那些高降水效率的较强回波(45—50 dBz)环境条件的识别,这类降水雨强很大,通常在 80—120 mm/h,不用持续很长时间就可以导致局地暴雨和大暴雨;其二对于那些极端的对流降水事件,或多或少的都涉及到“列车效应”,即反复不断地有对流回波经过同一地点,需要通过大量个例仔细分析导致“列车效应”的天气背景、地形和中尺度环流结构。

在客观模式和算法方面,有两点需要加强:①需要加强快速同化数值预报系统(RUC),特别要加强多普勒天气雷达和民航客机 AMDAR 等资料的同化。Benjamin 等(2009)研究表明,在三维变分系统中同化经过严格质量控制的多普勒天气雷达反射率因子和径向速度资料,可以明显提高 0—6 h 对流风暴数值预报的水平,而超过 6 h 以上改进很小。②需要在中国气象局强天气临近预报系统基础上进一步改进降水估计和降水临近预报。首先降水估计方面可以采用将降水分为层状云降水和对流降水,再将对流降水分为大陆强对流和热带降水型,分别采用不同的 Z-R 关系,再利用雨量计进行订正;也可

^①兰红平, 2011. 私人通信.

以采用动态的 $Z-R$ 关系,在降水估计和预报时都采用卡尔曼滤波技术进行不断的订正。对于西部和偏远地区,多普勒天气雷达覆盖不完整,可以采用雷达、静止气象卫星高分辨率红外通道资料和雨量计的多传感器分析技术来估计降水,在无雷达覆盖区域或雷达被山阻挡区域利用与雷达或雨量计建立关系的红外云图资料临近预报降水。特别重要的一点是加强区域自动雨量计的质量控制,使它们都可以用来订正雷达和卫星的雨量估计,检验降水临近预报系统的预报。

从长远来说,临近预报系统应该建立在风暴尺度数值预报模式的集合预报基础上,采用适当的初值产生方法和模式不确定性处理方法,以及合适的的数据同化技术,同化经过严格质量控制的常规探空和地面观测资料,多普勒天气雷达数据,民航客机 AMDAR 数据,风廓线雷达数据,地基 GPS 可降水数据,各类气象卫星观测数据等,最终给出雷暴生成、加强、衰减和各种强对流天气的概率。

参考文献

刁秀广,朱君鉴,刘志红. 2009. 三次超级单体风暴雷达产品特征及气流结构分析. 气象学报, 67(1): 133-146

范水勇,陈敏,仲昉等. 2009. 北京地区高分辨率快速循环同化预报系统性能检验和评估. 暴雨灾害, 28(2): 119-125

韩雷,郑永光,王洪庆等. 2007. 基于数学形态学的三维风暴识别方法研究. 气象学报, 65(5): 805-814

韩雷,俞小鼎,郑永光等. 2009. 京津及邻近地区暖季强对流风暴的气候分布特征. 科学通报, 54(11): 1585-1590

廖玉芳,俞小鼎,吴林林等. 2007. 强雹暴的雷达三体散射统计与个例分析. 高原气象, 26(4): 812-820

刘娟,朱君鉴,魏德斌. 2009. 070703 天长超级单体龙卷的多普勒雷达典型特征. 气象, 35(10): 32-39

刘治国,俞小鼎,陶建红. 2008. 青藏高原东北侧雹云单体最大垂直累积液态含水量的演变特征及其在降雹定时判断中的应用. 气象学报, 66(4): 609-620

潘玉洁,赵坤,潘益农. 2008. 强飚线内强降水超级单体的单多普勒天气雷达分析. 气象学报, 66(4): 621-636

漆梁波,陈春红,刘强军. 2006. 窄带回波在分析和预报强对流天气中的应用. 气象学报, 64(1): 112-120

陶岚,戴建华,陈雷等. 2009. 一次雷暴冷流出中新生强脉冲单体分析. 气象, 35(3): 29-36

王令,丁青兰,卜素芬等. 2008. 奥运气象服务中的短时预报及预警. 气象, 34(增刊): 263-268

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. 气象, 37(1): 48-58

姚叶青,俞小鼎,张义军等. 2008. 一次典型飚线过程多普勒天气雷达

资料分析. 高原气象, 27(2): 373-381

俞小鼎,姚秀萍,熊庭南等. 2006a. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 314pp

俞小鼎,张爱民,郑媛媛等. 2006b. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析. 应用气象学报, 17(4): 385-393

俞小鼎,郑媛媛,张爱民等. 2006c. 一次强龙卷过程的多普勒天气雷达研究. 高原气象, 25(5): 914-924

俞小鼎,郑媛媛,廖玉芳等. 2008. 一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究. 大气科学, 32(3): 508-522

袁子鹏,王鹰,崔胜权等. 2011. 一次中纬度飚线的阵风锋发展特征分析. 气象, 37(7): 814-820

赵坤,周仲岛,潘玉洁等. 2008. 台湾海峡中气旋结构特征的单多普勒天气雷达分析. 气象学报, 66(4): 637-651

郑媛媛,俞小鼎,方冲等. 2004. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析. 气象学报, 62(3): 317-328

Adler R F, Markus M J, Fenn D D. 1985. Detection of severe mid-west thunderstorms using geosynchronous satellite data. Mon Wea Rev, 113: 769-781

Austin G L, Bellon A, Dionne P, et al. 1987. On the interaction between radar and satellite image nowcasting systems and mesoscale numerical models. Proc Mesoscale Analysis & Forecasting, Vancouver, BC, Canada, European Space Agency, 225-228

Barclay P A, Wilk K E. 1970. Severe thunderstorm radar echo motion and related weather events hazardous to aviation operations. ESSA Tech Mem, ERLTM-NSSL 46, 63pp

Benjamin S G, Devenyi D, Weygandt S S, et al. 2004. An hourly assimilation/forecast cycle: The RUC. Mon Wea Rev, 132: 495-518

Benjamin S G, Hu M, Weygandt S, et al. 2009. Rapid updating NWP: Integrated assimilation of radar/sat/METAR cloud data for initial hydrometeor/divergence to improve hourly updated short-range forecasts from RUC/RR/HRRR. WMO Symposium on Nowcasting, Whistler, Canada

Bowler N E, Pierce C E, Seed A W. 2006. STEPS-A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. Quart J Roy Meteor Soc, 132: 2127-2155

Brown R A, Lemon L R. 1976. Single Doppler radar vortex recognition. Part II: Tornadic vortex signatures//Preprints, 17th Conf On Radar Meteor. Boston, Amer Meteor Soc, 104-109

Browning K A. 1962. Cellular structures of convective storms. Meteor Mag, 91: 341-350

Browning K A. 1963. The growth of large hail within a steady up-draught. Quart J Roy Meteor Soc, 89: 490-506

Browning K A. 1964. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. J Atmos Sci, 21: 634-639

Browning K A. 1965. Some inferences about the updraft within a severe local storm. J Atmos Sci, 22: 669-677

- Browning K A. 1982. Nowcasting. London: Academic Press, 256pp
- Browning K A, Collier C G. 1982. An integrated radar-satellite nowcasting system in the UK // Browning K. Nowcasting. Academic Press, 47-61
- Burgess D W, Donaldson R J Jr, Desrochers P R. 1993. Tornado detection and warning by radar. The tornado: Its structure, dynamics, prediction, and hazards. Geophys Monogr, Amer Geophys Union, 79: 203-221
- Chisholm A J, Renick J H. 1972. The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. Alberta Hail Studies 1972, Research Council of Alberta Hail Studies Rep. No. 72-2, 24-31
- Collier C G. 1992. The combined use of weather radar and mesoscale numerical weather model data for short-period weather forecasting // Cluckie I D, Collier C G. Hydrological Applications of Weather Radar. 602-612
- Colby F P Jr. 1984. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II. Mon Wea Rev, 112: 2239-2252
- Corfidi S F. 2003. Cold pools and MCS propagation-forecasting the motion of downwind-developing MCSs. Wea Forecasting, 18: 997-1017
- Corfidi S F, Corfidi S J. 2006. Toward a Better Understanding of Elevated Convection. Symposium on the Challenges of Severe Convective Storms, Atlanta, GA, Amer Meteor Soc, CD-ROM P1.5
- Craven J P, Brooks H E. 2002. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection // Preprints, 21th Conf On Local Severe Storms. Amer Meteor Soc, San Antonio, TX, 642-650
- Crum T D, Alberty R L. 1993. The WSR-88D and the WSR-88D operational support facility. Bull Amer Meteor Soc, 74: 1669-1688
- Crum T D, Saffle R E, Wilson J W. 1998. An update on the NEXRAD program and future WSR-88D support to operations. Wea Forecasting, 13: 253-261
- Davis R S. 2001. Flash flood forecast and detection methods // Doswell C A. Meteor Monogr. Amer Meteor Soc, Boston, 50: 481-526
- Davies-Jones R, Trapp R J, Bluestein H B. 2001. Tornadoes and tornadic storms // Doswell C A. Meteor Monogr 50. Amer Meteor Soc, Boston, 167-221
- Dixon M, Wiener G. 1993. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis and nowcasting—A radar-based methodology. J Atmos Ocea Tech, 10: 785-797
- Doswell III C A. 1986. Short range forecasting // Ray P. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Amer Meteor Soc, 689-719
- Doswell III C A. 1987. Distinction between large and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. Wea Forecasting, 2: 3-16
- Doswell C A, Burgess D W. 1993. Tornadoes and Tornadic Storms—A review of conceptual model // Church C, et al. The tornado: its structure, dynamics, prediction and hazards. Geophysical Monograph, Amer Geophys Union, 79: 161-172
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. Wea Forecasting, 11: 560-581
- Doswell III C A. 2001. Severe convective storms. Meteor Monogr, Amer Meteor Soc, Boston, 69: 1-26
- Eilts M D. 1996a. Severe weather warning decision support system // Preprints, 18th Conf on Severe Local Storms. San Francisco, CA, Amer Meteor Soc, 536-540
- Eilts M D. 1996b. Damaging downburst prediction and detection algorithm for the WSR-88D // Preprints, 18th conf on Severe Local Storms. San Francisco, CA, Amer Meteor Soc, 541-544
- Evans J S, Doswell C A. 2002. Investigating derecho and supercell soundings // Preprints, 21th Conf On Local Severe Storms. Amer Meteor Soc, San Antonio, TX, 635-638
- Fabry F C, Zawadzki I, Kilambi A. 1997. On the extraction of near surface index of refraction using radar phase measurements from ground targets. J Atmos Ocean Technol, 14: 978-987
- Fujita T T. 1978. Manual of downburst identification for project. SMRP Research Paper 156, University of Chicago, 104pp, [NTIS PB-2860481]
- Fujita T T. 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. J Atmos Sci, 38: 1511-1534
- Golding B W. 1998. Nimrod—A system for generating automated very short range forecasts. Meteor Appl, 5: 1-16
- Grant B N. 1995. Elevated cold-sector severe thunderstorms: A preliminary study. Nat Wea Dig, 19(4): 25-31
- Grose A, Smith E A, Chung H-S, et al. 2002. Possibilities and limitations for quantitative precipitation forecast using nowcasting methods with infrared geosynchronous satellite imagery. J Appl Meteor, 41: 763-785
- Heinselman PL, Ryzhkov A V. 2006. Validation of polarimetric hail detection. Wea Forecasting, 21: 839-850
- Hering A M, Morel C, Galli G, et al. 2004. Nowcasting thunderstorms in the Alpine region using a radar based adaptive thresholding scheme // Proceedings, Third ERAD conf. Visby, Sweden, 206-211, www.copernicus.org/erad/2004/online/ERAD04_P_206.pdf
- Hondl K D. 1997. Warning decision support system: The Next Generation WDSS // Preprints, 28th Conf On Radar Meteorology. Austin, TX, Amer Meteor Soc, 226-227
- Hondl K D. 2002. Current and planned activities for the warning decision support system: Integrated information (WDSS-II) // Preprints, 21st Conf on Severe Local Storms, 146-148
- Johns R H, Doswell III C A. 1992. Severe local storms forecasting. Wea Forecasting, 7: 588-612
- Johnson J T, MacKeen P L, Witt A, et al. 1998. The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. Wea Forecasting, 13: 263-276

- Kessler E. 1966. Computer program for calculating average lengths of weather radar echoes and pattern bandedness. *J Atmos Sci*, 23: 569-574
- Koenig M. 2009. The MSG global instability indices product and its use as a nowcasting tool. *Wea Forecasting*, 24: 272-285
- Lakshmanan V. 2003. Multiscale storm identification and forecast. *J Atmos Res*, 367-380
- Lemon L R. 1977. New severe thunderstorm radar identification techniques and warning criteria: A preliminary report. NOAA Tech Memo, NWS-NSSFC 1, 60pp. [NTIS No. PB-273049]
- Lemon L R. 1998. The radar "Three-body scatter spike": An operational large-hail signature. *Wea Forecasting*, 13: 327-340
- Li P W, Lai E S T. 2004. Application of radar-based nowcasting techniques for mesoscale weather forecasting in Hong Kong. *Meteor Appl*, 11: 253-264
- Ligda M G. 1953. The horizontal motion of small precipitation areas as observed by radar // Technical Report 21, Department of Meteorology. MIT, Cambridge Massachusetts, 60pp
- Lindzen R S, Tung K-K. 1976. Banded convective activity and ducted gravity waves. *Mon Wea Rev*, 104: 1602-1617
- Maddox R A, Chappell C F, Hoxit L R. 1979. Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events. *Bull Amer Meteor Soc*, 60: 115-123
- Mccann D W. 1983. The enhanced-V: A satellite observable severe storm signature. *Mon Wea Rev*, 111: 888-894
- McNulty R P. 1995. Severe and convective weather: A central region forecasting challenge. *Wea Forecasting*, 10: 187-202
- Mecikalski J R, Bedka K M. 2006. Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving convection in daytime GOES imagery. *Mon Wea Rev*, 134: 49-78
- Mitchell E D. 1998. The NSSL tornado detection algorithm. *Wea Forecasting*, 13: 352-366
- Moller A R. 2001. Severe Local Storms Forecasting // Doswell C A. *Meteor Monogr. Amer Meteor Soc, Boston*, 50: 433-221
- Moncrieff M W, Miller M J. 1976. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart J Roy Meteor Soc*, 102: 373-394
- Muller C K, Saxen T, Roberts R, et al. 2003. NCAR auto-nowcast system. *Wea Forecasting*, 18: 545-561
- Pettet C R, Weckwerth T M, Fabry F, et al. 2003. An analysis of the radar refractivity retrieval during IHOP_2002 // Preprints, 31st Conf on Radar Meteorology. Seattle, WA, Amer Meteor Soc, 753-756
- Purdom J F W. 1973. Satellite imagery and the mesoscale convective forecast problem // Preprints, Eighth Conf on Severe Local Storms. Denver, CO, Amer Meteor Soc, 244-251
- Purdom J F W. 1976. Some uses of high resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. *Mon Wea Rev*, 104: 1474-1483
- Purdom J F W. 1982. Subjective interpretation of geostationary satellite data for nowcasting // Browning K. *Nowcasting*. Academic Press, 149-166
- Przybylinski R W, Gery W J. 1983. The reliability of the bow echo as an important severe weather signature // Preprints, 13th Conf on Severe Local Storms. Tulsa, OK, Amer Meteor Soc, 270-273
- Przybylinski R W. 1995. The bow echo: Observations, numerical simulations and severe weather detection methods. *Wea Forecasting*, 10: 203-218
- Reynolds D W. 1980. Observations of damaging hailstorms from geosynchronous satellite digital data. *Mon Wea Rev*, 108: 337-348
- Rinehart R E, Garvey E T. 1978. Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. *Nature*, 273: 287-289
- Rinehart R E. 1981. A pattern-recognition technique for use with convectional weather radar to determine internal storm motions // Richard C. *Research Atmospheric Technology 13, Recent Progress in Radar Meteorology*. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 105-118
- Roberts R D, Wilson J W. 1989. A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar. *J Appl Meteor*, 28: 285-303
- Roberts R D, Rutledge S. 2003. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data. *Wea Forecasting*, 18: 562-584
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. *J Atmos Sci*, 45: 463-485
- Ryzhkov A V, Schuur T J, Burgess D W, et al. 2005a. The joint polarization experiment: Polarimetric rainfall measurements and hydrometeor classification. *Bull Amer Meteor Soc*, 86: 809-824
- Ryzhkov A V, Giangrande S E, Schuur T J. 2005b. Rainfall estimation with a polarimetric prototype of the WSR-88D radar. *J Appl Meteor*, 44: 502-515
- Schmocker G. 1996. Forecasting the initial onset of damaging downburst winds associated with a mesoscale convective system (MCS) using the midaltitude radial convergence (MARC) signature // Preprints, 15th Conf on Weather Analysis and forecasting. Norfolk, VA, Amer Meteor Soc, 306-311
- Smith S B, Johnson J T, Roberts R D, et al. 1998. The System for Convection Analysis and Nowcasting (SCAN): 1997 - 1998 field test // Preprints, 19th Conf on Severe Local Storms. 481-487
- Stumpf G J. 1998. The NSSL mesocyclone detection algorithm for the WSR-88D. *Wea Forecasting*, 13: 304-326
- Stumpf G J, Smith T M, Gerard A E. 2002. The Multiple-Radar Severe Storm Analysis Program for WDSS-II // Preprints, 21st Conf on Severe Local Storms. 138-141
- Sun J, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint: I. Model development and simulated data experiments. *J*

- Atmos Sci, 54(12): 1642-1661
- Sun J, Crook N A. 1998. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint: II. Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *J Atmos Sci*, 55(5): 835-852
- Trapp R J, Stumpf G J, Manross K L. 2005. A reassessment of the percentage of tornadic mesocyclones. *Wea Forecasting*, 20: 680-687
- Tuttle J D, Foote G B. 1990. Determination of the boundary layer airflow from a single Doppler radar. *J Atmos Ocean Technol*, 7: 218-232
- Vasiloff S V, Seo D J, Howard K W, et al. 2007. Improving QPE and very short term QPF: An initiative for a community-wide integrated approach. *Bull Amer Meteor Soc*, 88: 1899-1911
- Wakimoto R M. 1985. Forecasting dry microburst activity over the high plains. *Mon Wea Rev*, 113: 1131-1143
- Wakimoto R M. 2001. Convectively driven high wind events//Dowswell C A. *Meteor Monogr*, Amer Meteor Soc, Boston. 50: 255-299
- Weckwerth T M, Wilson J M, Wakimoto R M, et al. 1997. Horizontal convective rolls: Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics. *Mon Wea Rev*, 125: 505-526
- Weckwerth T M, Parson D B, Koch S E, et al. 2004. An overview of the international H₂O project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bull Amer Meteor Soc*, 85: 253-277
- Weckwerth T M, Pettet C R, Fabry F, et al. 2005. Radar refractivity retrieval-Validation and application to short-term forecasting. *J Appl Meteor*, 44: 285-300
- Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms by radar-observed boundary layer convergent lines. *Mon Wea Rev*, 114, 2516-2536
- Wilson J W, Reum D. 1988. The flare echo: Reflectivity and velocity signature. *J Atmos Oceanic Technol*, 5: 197-205
- Wilson J W, Mueller C K. 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. *Wea Forecasting*, 8: 113-131
- Wilson J W, Weckwerth T M, Vivekanandan J, et al. 1994. Boundary layer clear-air radar echoes: Origin of echoes and accuracy of derived winds. *J Atmos Ocean Tech*, 11: 1184-1206
- Wilson J W, Megenhardt D L. 1997. Thunderstorm initiation, organization and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. *Mon Wea Rev*, 125: 1507-1525
- Wilson J W, Crook N A, Mueller C K, et al. 1998. Nowcasting thunderstorms: A status report. *Bull Amer Met Soc*, 79: 2079-2099
- Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. *Mon Wea Rev*, 134: 23-47
- Witt A, Eilts M D, Stumpf G J, et al. 1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. *Wea Forecasting*, 13: 286-303
- Wolfson M M, Dupree W J, Rasmussen R, et al. 2008. Consolidated Storm Prediction for Aviation (CoSPA)//13th Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology. Amer Meteor Soc, New Orleans, LA
- Yu X D, Zhou X G, Wang X M, et al. 2011. Investigation of Supercell Storms in China: Environmental background and Doppler weather radar echo Characteristics. To be appear in *Mon Wea Rev*
- Zhang J, Howard K. 2005. An experimental hydrometeorological decision support system // Preprints of International Conf on Reservoir Operation & River Management. Guangzhou and Three Gorges, China, Sept. 17-23, 2005
- Zinner T, Mannstein H, Tafferner A. 2008. Cb-TRAM: Tracking and monitoring severe convection from onset over rapid development to mature phase using multi-channel Meteosat-8 SEVIRI data. *Meteorol Atmos Phys*, 101: 191-210