

强对流天气的多普勒天气雷达探测和预警

俞小鼎

(中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081)

摘要: 简要介绍了强对流天气(包括强冰雹、龙卷、雷雨大风和暴雨)的多普勒天气雷达识别和预警技术。

关键词: 多普勒天气雷达, 强对流, 识别与预警

Detection and Warnings of Severe Convection with Doppler Weather Radar

Yu Xiaoding

(CMA Training Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract: This paper presents classification of convective storms, subjective identification and warning techniques of severe convective events including large hail, tornadoes, strong wind gust, and heavy convective precipitation.

Favorable environmental conditions for large hail are high value of CAPE between -10°C and -30°C , significant deep layer (0~6km) vertical wind shear, and moderate 0°C level height above the ground. The characteristics of large hail radar echo are the echo region with the reflectivity over 50 dBz extending vertically above the -20°C level, the Weak Echo Region (WER) under the Echo Overhang, the Bounded Weak Echo Region (BWER) within the Echo Overhang, strong storm top divergence, and the Three Body Scattering Spike (TBSS), etc.

The strong 0~1km vertical wind shear and low LCL are two important conditions for F2 or greater tornado potential. The warning criteria for tornadoes are the identification of strong mesocyclone or TVS within a mesocyclone of any strength.

Favorable conditions for downburst and damaging wind gust potential are the existence of relatively dry air layer within the mid-troposphere and relatively steep lapse rate of the environmental temperature. The warning criteria for downburst are the constant descending of reflectivity core, accompanied by the convergence above cloud base. The warning for the damaging wind gust produced by moving strong convective storms such as multicell storm, supercell storm or squall line are based on the identification of the bow echo and/or the Mid Altitude Radial Convergence (MARC).

The severity of convective precipitation depends on rainfall rate and duration. The rainfall rate can be estimated by examining the low level reflectivity, and the precipitation duration can be judged based on the radar echoes movement. Special attention should be paid to the convective storms of tropical precipitation type, which has the tendency to produce heavy rainfall during a short period. Efforts should also be done to identify the back propagated MCSs which are slow moving with high probability of producing heavy rainfall.

Key words: Doppler weather radar, severe convection, detection and warning

1 引言

强对流天气是造成气象灾害的主要天气类型之一, 主要包括冰雹、龙卷、雷雨大风和暴雨。天气雷达从它在半个多世纪前开始应用于气象领域开始, 一直是监测和预警强对流天气的主要工具。天气雷达发射一系列脉冲电磁波, 电磁波遇到云雨等气象目标会向四面八方散射, 其中后向散射波回到雷达被接收。传统天气雷达只能提取回波中的强度(反射率因子)信息, 而多普勒天气雷达除了提取反射率因子信

息外, 还可以从雷达回波中提取云雨目标沿雷达径向的运动速度和相应的谱宽信息, 大大加强了天气雷达的监测和预警能力。我国正在建设的新一代天气雷达网全部由多普勒天气雷达构成。新一代天气雷达比传统雷达具有更高的空间分辨率和探测灵敏度, 可以探测到传统雷达通常探测不到的晴空回波。美国于1996年完成了150多部新一代天气雷达在全美国的布网工作。中国气象局新一代天气雷达网将由216部多普勒天气雷达构成, 到2011年6月底为止, 已经完成156部新一代天气雷达的布网工作。我国的新一代天气雷达共有S(10cm)和C(5cm)两个波段七种型号, 其中CINRAD-SA型和SB型多普勒天气雷达与美国的WSR-88D在结构和应用软件方面几乎完全相同, 是我国东部沿海地区、长江流域、淮河流域、黄河下游和珠江流域的主要布网雷达。已布设的新一代天气雷达已发

收稿日期: 2011年7月5日; 修回日期: 2011年8月12日

作者: 俞小鼎(1962—), Email: xdyu0422@sina.com

资助信息: 财政部气象行业专项“中尺度对流性天气诊断分析方法研究”(GYHY200906003); 中国气象局“国家级强对流预报专家团队项目”

挥了明显效益。新一代天气雷达的应用领域主要包括对流天气的探测和预警、降水估计、雷达上方大气垂直风廓线的估测和通过对雷达反射率因子和径向速度数据的同化为高分辨率数值预报模式提供初始场。本文将利用新一代天气雷达进行强对流天气的识别和预警的技术进行简要的介绍。

2 对流风暴（雷暴）的分类及其产生的环境条件

2.1 强对流风暴的分类

任何对流风暴（雷暴）都是由对流单体构成，对流单体在雷达反射率因子图上表现为一个个分立的密实区域。对流单体分为普通单体和超级单体^[1]。普通单体的生命史通常经历三个阶段^[2]，即塔状积云阶段、成熟阶段和消散阶段。各个阶段约为7~10分钟，整个生命史一般在20~30分钟左右。在某些特殊的有利天气条件下，单体的成熟阶段可处于一种动态平衡的准稳定状态，可持续30分钟以上至数小时。这种长时间持续的处于准稳定状态的对流单体称为超级单体。Marwitz^[3]和Chisholm^[4]将对流风暴划分为多单体风暴、超级单体风暴、强烈剪切风暴和飑线。Browning^[11]将对流风暴划分为孤立单体风暴、多单体风暴和线风暴（飑线），其中孤立单体风暴既可以是普通单单体风暴也可以是孤立的超级单体风暴，而构成多单体风暴和飑线的对流单体既可以是普通单体也可以是超级单体。雷达气象学界在1990年代重新定义超级单体为具有深厚持久的中气旋的雷暴单体^[5]。目前雷达气象学的研究人员倾向于将对流风暴划分为超级单体风暴和非超级单体风暴两大类，而从事强对流天气预报的业务人员仍然习惯于将对流风暴划分为普通单单体风暴、多单体风暴、超级单体风暴和飑线。其中多单体风暴通常指由几个呈团状分布的普通单体构成的雷暴，而超级单体风暴既可以是孤立的超级单体风暴，也可以是由一个超级单体和几个普通单体紧密相连构成的团状多单体雷暴，其中超级单体占支配地位。也就是说，如果多单体风暴中有一个单体是占支配地位的超级单体，更倾向于将整个多单体风暴归类为超级单体风暴。在超级单体风暴和强烈多单体风暴之间的区别并不是非常明显的，所谓的“超级单体”风暴多数情况下也具有一定程度的“多单体”结构，其最本质的特征是具有一个持久深厚的中气旋。超级单体风暴划分为经典超级单体、强降水超级单体和弱超级单体^[6]。飑线是多个单体呈线状排列构成的线风暴（直线、弧线或波形线），其35dBz以上回波部分的长宽之比要求超过5:1，并且长度最少为50km。构成飑线的单体可以有超级单体，也就是镶

嵌在飑线内的超级单体风暴。普通单单体风暴、多单体风暴、超级单体风暴和飑线是根据其雷达回波形态确定的雷暴类型，而有些强对流类型如中尺度对流复合体MCC是根据其卫星云图特征定义的，MCC从雷达回波判断有时呈现飑线结构，有时是多个多单体风暴、超级单体风暴、飑线和层状云降水区（或层状云混合降水区）的集合体。

2.2 强对流风暴产生的环境条件

决定对流产生的三个要素是大气层结的垂直稳定性、水汽条件和抬升（触发）机制。大气层结垂直稳定性和水汽条件代表的雷暴潜势通常通过两个重要的参数对流有效位能CAPE和对流抑制CIN来代表（见图1）。

抬升机制主要由边界层辐合线、重力波和中尺度地形抬升作用产生。边界层辐合线可以是锋面、干线，也可以是中尺度的雷暴出流边界（阵风锋）和海陆风辐合线等。边界层辐合线是触发雷暴的重要机制^[7, 8]。美国国家大气研究中心（NCAR）的雷暴临近预报系统Auto-nowcaster主要建立在识别边界层辐合线的基础上^[9]。边界层辐合线在雷达回波上表现为晴空窄带回波，强度在5~20dBz之间，回波产生的原因可能是一些生物目标（例如昆虫）在辐合线上浓度的相对集中，也有学者认为是辐合线附近相对强的湍流造成的回波。前一种说法更流行，证据更充分一些^[10]。在不少情况下，中尺度地形的迎风坡也可以为雷暴的生成提供必要的抬升触发机制。重力波也是触发对流的一种机制，只是不容易观测到它的存在，因此也很难为雷暴起始的预报提供有效的线索。

决定雷暴的组织结构和强弱的关键因子之一是风向风速随高度的变化，即垂直风切变。表示深层垂直风切变最简便的方式是根据6km和地面之间风矢量

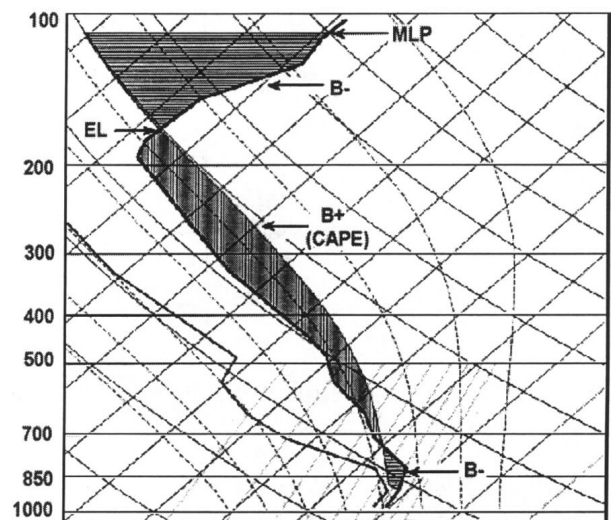


图1 T-logP图中分析对流潜势，其中CAPE和CIN分别如图中B+和B-所示

之差的绝对值（也可以用500hPa和地面之间风矢量差）。若该值超过20m/s，则属于较强垂直风切变；若该值在12m/s和20m/s之间，则属于中等偏上强度垂直风切变；若该值在12m/s以下，则是比较弱的垂直风切变。上述阈值只提供一个大致参考，具体的划分需要根据局地气候条件进行修正。在垂直风切变较弱时，一般只会出现单单体对流风暴或组织松散的多单体风暴；在中到强的垂直风切变条件下，有利于组织完好的多单体强风暴和飚线的出现；如果垂直风切变加强，并且风向在低空的顺时针旋转比较明显，则有利于超级单体风暴的产生^[4]。因此，强的对流不稳定，中等到强的垂直风切变和充沛的低层水汽供应加上适当的抬升条件是强对流风暴产生的有利环境。

需要指出的是，上述对流前环境的确定目前主要依靠探空。而探空的时空分辨率很低，时间上每隔12小时一次，空间相隔200~300km，利用其判断风暴前环境很不可靠。尤其是大气水汽的空间和时间变率很大，而水汽的分布对大气稳定性影响很大。对于午后深层垂直风切变的估计，500hPa的风场可以利用数值预报模式结果，地面风观测目前至少3小时一次，密集的自动站观测甚至10分钟一次，这样可以估计午后的垂直风切变。在雷达周边有大片降水的情况下，其VAD风廓线产品可以比较好地给出雷达上空垂直风廓线，并且每6分钟更新一次，可以用来判断垂直风切变。对于午后对流有效位能CAPE的估计需要在对08时探空进行订正的基础上进行估计。订正主要根据简单的法则结合局地经验进行。例如在冷暖平流不明显时，可以用预报的午后最高地面气温和08时边界层的平均比湿来估计午后的对流有效位能CAPE。

3 强对流天气的雷达识别与预警

强对流天气指的是2cm以上直径的冰雹、除水龙卷之外的所有龙卷、瞬时风速8级以上的雷雨大风（美国天气局雷雨大风标准是10级以上瞬风和暴洪。暴洪往往由对流暴雨过程所导致。另外雷电时常造成人员伤亡，是否列入强对流天气视具体情况确定。

3.1 新一代天气雷达的观测方式

新一代天气雷达以体积扫描方式作为主要的观测方式，这与传统雷达采用的低层PPI扫描加上对强回波的RHI垂直扫描的观测方式有很大的不同。体扫可以给出回波相对完整的三维结构，而一个体扫接一个体扫的时间上连续的观测可以提供一个比较完整的四维基数据（三维空间加一维时

间），而传统的低仰角PPI扫描加强回波垂直RHI扫描的方式是无法提供这样相对完整的四维基数据的。但传统的RHI的优势是可以对强回波进行快速扫描，约30秒钟左右更新一次，而最快的体积扫描也需要5分钟左右更新一次，因此传统的观测方式或许在人工消雹作业的雷达监测中更加有效。总体而言，体积扫描的优势远远超过传统的扫描方式，因此新一代天气雷达主要采用体积扫描方式。新一代天气雷达的体扫方式有VCP11，VCP21和VCP31三种方式，分别在强对流、非强对流的显著性降水和无降水（包括微量降水情况）下使用。实际业务中，可以只使用VCP11和VCP21两种体扫模式，强对流情况下使用VCP11，其他情况下使用VCP21。从图2可见，VCP11从最低0.5°到最高19.5°共由14个仰角扫描构成，而VCP21由0.5°到19.5°的9个仰角扫描构成，在距离雷达150km（80海里）以内时，VCP11在高空比VCP21具有高得多的垂直分辨率，这就是在强对流情况下要求使用VCP11体扫模式的主要原因。另外一个原因是VCP11一个体扫所需时间为5分钟，而VCP21所需时间为6分钟，即VCP11比VCP21具有更快的更新周期，更适合于观测强对流风暴。最高仰角设定为19.5°的主要原因是超过该角度，垂直速度对径向速度的贡献将不能忽略，而19.5°以下可以忽略垂直气流对径向速度的贡献，只将径向速度解释为风（水平气流）在雷达径向上的投影，具有清晰的物理意义，便于解释和应用。这样，19.5°以上就没有观测，该区域称为静锥区。由于静锥区的存在，当雷暴到雷达距离在20km以内时，其位于6km以上的部分是无法观测到的。另外，在远离雷达的地方，雷达波束的线宽度变得较大，同时由于地球曲率的影响，最低仰角波束中心到地面高度变得较大，雷暴下半部分不能观测到。因此，雷达对于雷暴的最佳探测距离通常在20~120km之间（对于强雹暴，有效的探测距离可以达到300km以上）。

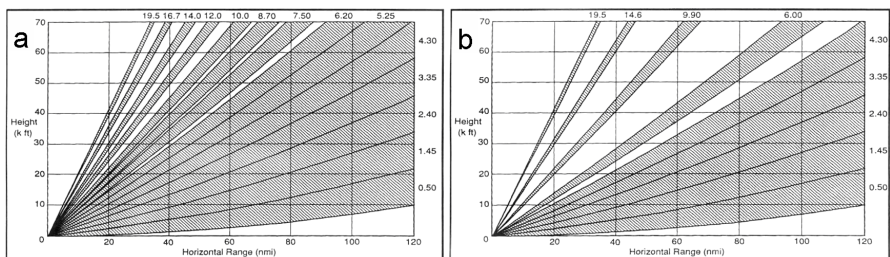


图2 VCP11和VCP21 纵坐标单位为千英尺(1千英尺=304.8m),横坐标单位为海里(1海里=1.852km)

3.2 中气旋

中气旋是与强对流风暴相联系的最重要的雷暴尺度速度场特征。自20世纪70年代以来，多普勒天气雷达先是在研究中使用，后来随着WSR-88D在美国全国的布网而开始在业务中广泛使用。对流风暴的径向

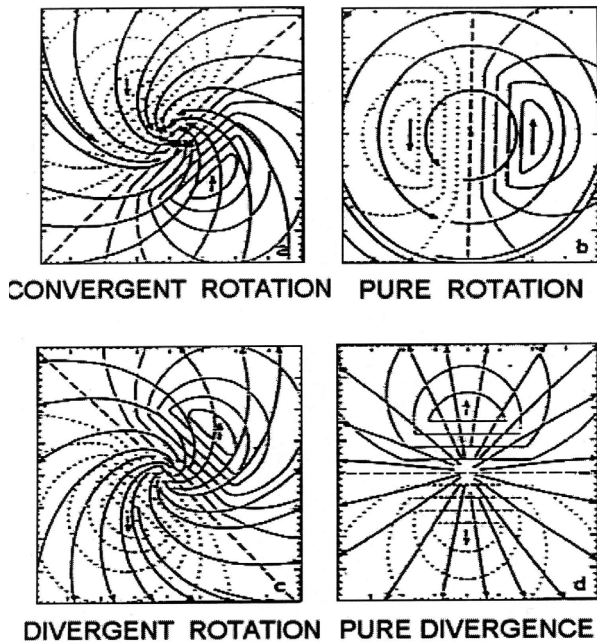


图3 成熟阶段中气旋的概念模型^[6]

速度回波的资料逐步积累。从较大范围的径向速度场特征可以判断环境风场随高度变化情况，对于确定风场环境是否有利于强对流风暴的发展非常有用。小尺度的径向风速特征如旋转、辐合和辐散可用来判断对流风暴的强弱和进一步的发展趋势。超级单体风暴是对流风暴中最为猛烈的。大量观测和数值模拟表明^[11-15]，超级单体风暴总是与径向速度场上称为“中气旋”（mesocyclone）的小尺度涡旋相伴随，这个“中气旋”与最早由Brooks通过分析龙卷周围的地面气压场得出的龙卷母气旋基本上是同一个概念。为了业务上使用中气旋来预警强对流风暴和龙卷，美国天气局制定了中气旋识别判据，要求在速度切变、垂直伸展和时间持续性三个方面都满足一定指标的小尺度涡旋才能被认定为中气旋。中气旋分为强、中和弱三个等级。一旦识别出中气旋，要立即发布强对流天气警报；而一旦识别出强中气旋，要立即发布龙卷警报。在出现中气旋时，强冰雹、龙卷和雷雨大风三种强对流天气中至少出现一种的概率在90%以上，在出现强中气旋时，龙卷发生概率为40%。中气旋往往最先出现在超级单体风暴的中层，然后分别向上下发展。但也并非总是如此。图3给出了成熟阶段中气旋的概念模型。在对流风暴的低层，风场特征为辐合型气旋式旋转（图3a），中低层为纯粹气旋式旋转（图3b），中高层为辐散型气旋式旋转（图3c），高层风暴顶

为纯粹辐散（图3d）。

在我国一些地区新一代天气雷达开始应用以来，观测到不少超级单体及其相应的中气旋个例，每个个例都产生了强烈天气，主要是灾害性大风、大冰雹和龙卷。这些个例中的一些超级单体中气旋的结构与图3中的概念模型基本相符。

3.3 大冰雹的雷达探测与预警

冰雹是我国分布很广、危害最大的强对流灾害，每年我国都因为雹灾而遭受巨大损失，其中，大冰雹的危害最大。大冰雹是指降落到地面时直径超过2cm的冰雹。要产生大冰雹，雷暴中的上升气流要足够强，并且强的上升气流需要持续一段时间。

有利于大冰雹产生的环境条件是：（1）比较大的对流有效位能CAPE，尤其是位于-10℃和-30℃等温线之间的对流有效位能比较大；（2）0~6km之间的垂直风切变较大；（3）0℃层距地面的高度不是太高。

产生大冰雹的强对流风暴的最显著的特征体现在反射率因子高值区向上扩展到较高高度。具体地讲，如果-20℃等温线对应的高度之上有超过50dBz的反射率因子，则有可能产生大冰雹。相应反射率因子的值越大，相对高度越高，产生大冰雹的可能性和严重程度越大^[16]。一般而言，如果50dBz的回波扩展到-20℃等温线以上高度，同时0℃层距地面的高度不超过4.5km，可以考虑发布强冰雹预警。

大冰雹形成要求的强烈上升气流速度多数情况下在中等以上垂直风切变情况下才能达到。有时在较弱垂直风切变情况下也可以产生大冰雹，此时产生强对流天气的雷暴称为脉冲风暴。脉冲风暴通常是多单体风暴，其中一个或几个单体可以发展为强单体，其主要特征是初始回波高度比较高，通常在6~9km之间，回波中心强度超过50dBz。脉冲风暴可以产生边缘尺度（2cm左右）的大冰雹，但持续时间较短，预警相对困难。

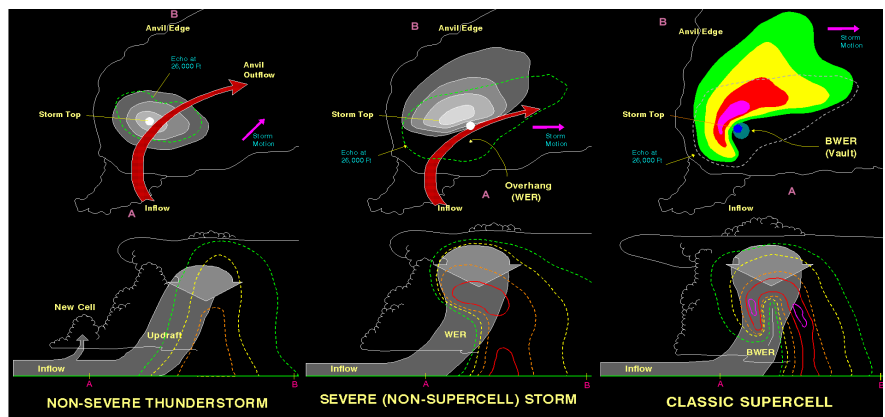


图4 非强对流风暴（左）、非超级单体强对流风暴（中）和超级单体风暴（右）的反射率因子特征^[17]

1970年代后期, Lemon^[17]提出了一种在中等以上垂直风切变环境中识别雷暴内上升气流强度的概念模型受到美国强对流天气预警业务人员的欢迎。该模型强调风暴的三维结构。图4中的三张示意图, 代表不同类型上升气流强度不同的风暴。对于多单体风暴, 图中的风暴单体代表其中发展最强盛的风暴单体。每种风暴类型由高中低层反射率因子平面综合图和沿风暴低层入流方向通过回波单体核心的相应垂直剖面来表示。平面图上, 阴影区表示低层回波反射率因子等值线。虚线表示中层回波强度超过20dBZ的范围, 白色小圆点代表风暴顶的位置。线段AB给出相应垂直剖面的位置。图4(左)所表示的风暴, 上升气流强度不大, 高中低层反射率因子高值区在垂直方向上相互重叠, 没有倾斜, 低层反射率因子四周梯度均匀, 风暴顶位于低层反射率因子区域的中心, 垂直剖面上没有弱回波区或有界弱回波区。图4(中)对应非超级单体强风暴, 低层反射率因子等值线在入流的一侧出现很大的梯度, 风暴顶位于低层反射率因子在入流一侧的强梯度区之上, 中层回波强度轮廓线的靠低层入流一侧的下部出现弱回波区。也就是说, 回波自低往高向低层入流一侧倾斜, 呈现出弱回波区和弱回波区之上的回波悬垂结构。这一点从垂直剖面上可以看得更加清楚。图4(右)对应超级风暴。此时, 风暴低层反射率因子出现明显的钩状回波特征, 入流一侧的反射率因子梯度进一步增大, 中低层出现明显的有界弱回波, 其上为回波悬垂, 风暴顶位于低层反射率因子梯度区或有界弱回波区上空。上述概念模型代表三种不同类型风暴的反射率因子结构, 即非超级单体非强风暴、非超级单体强风暴和超级单体风暴。这个概念模型同时也可代表超级单体风暴发展的三阶段模型。大多数对流风暴只发展到第一阶段就消亡了, 一小部分对流风暴可以发展到第二阶段, 成为非超级单体强风暴(大多为多单体强风暴), 只有极少数能够发展到第三阶段, 成为超级单体风暴。根据上述概念模型, 可以根据

低层、中层和高层的对流风暴雷达回波反射率因子特征及其相互配置进行雷暴内上升气流强度的识别和预警。通常可以通过在屏幕上同时显示4幅不同仰角的反射率因子的形式来确定雷暴的结构和强弱, 称为四分屏显示。

图5给出了2005年6月15日凌晨发生在安徽北部强烈雹暴雷达回波的四分屏显示。分别为6月15日0时16分(北京时)0.5°, 2.4°, 6.0°仰角的反射率因子图和1.5°仰角的径向速度图。注意到0.5°(左上)和6.0°(右下)仰角的反射率因子图上的双箭头指示同样的地理位置, 在0.5°仰角上(左上), 双箭头指向风暴的低层入流缺口, 箭头紧前方是构成入流缺口的一部分低层弱回波区, 而在6.0°仰角(右下), 箭头紧前面是超过60dBZ的强回波中心, 也就是说在低层与入流缺口对应的弱回波区之上, 有一个强回波悬垂结构。因此, 通过这种四分屏显示方式, 不必做垂直剖面, 就可以判断出对流风暴雷达回波的垂直结构。上述雹暴在15日0时30分左右在安徽固镇降落了直径达12cm的巨大冰雹。因此, 对于大冰雹的雷达回波识别, 除了第一条高悬的强反射率因子之外, 在中等以上垂直风切变条件下可以进一步考虑雷暴回波的三维结构, 通过四分屏显示方式判断有无低层反射率因子高梯度区、低层入流缺口、弱回波区、回波悬垂、有界弱回波区等代表强上升气流的特征。在第一个条件(50dBZ最大高度在-20°C等温线高度以上, 并且0°C等温线距离地面高度不超过4.5km)满足的情况下, 上述代表强上升气流的回波形态特征部分出现, 则大冰雹的概率会明显增加, 大冰雹警报的发布

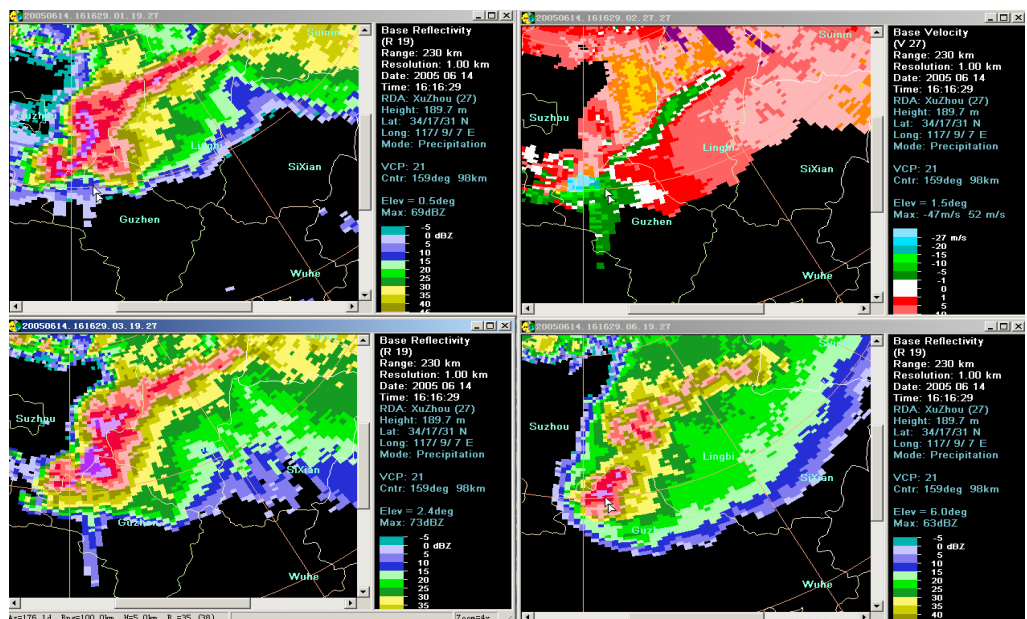


图5 2005年6月15日0时16分徐州SA雷达显示的0.5°(左上), 2.4°(左下), 6.0°(右下)仰角的反射率因子图和1.5°(右上)仰角的径向速度图(图中的双箭头指示同样的地理位置)。

出可以更果断。

用来判断对流风暴强度的一个十分有用的参量是垂直累积液态含水量VIL，其定义为液态水混合比的垂直积分。液态水混合比是通过雷达测量的反射率因子和雨滴之间的经验关系：

$$M=3.44 \times 10^{-3} Z^{4/7}$$

进行计算的。对上式进行垂直积分即可得到垂直累积液态水含量VIL（该参量在CINRAD-SA和SB型新一代天气雷达中是日常产品）。VIL如果大大高于相应季节的对流风暴的平均VIL值，则发生大冰雹的可能性很大。根据美国Oklahoma州的统计，5月份对应于出现大冰雹的垂直累积液态含水量VIL的阈值为55kg/m²，6—8月份的相应阈值为65kg/m²。Amburn和Wolf^[18]定义VIL与风暴顶高度之比为VIL密度。他们的研究表明，如果VIL密度超过4g·m⁻³，则风暴产生直径超过2cm的大冰雹的概率很大。需要指出，在距离雷达30km以内和150km以外，雹暴的VIL值会有较大的估计误差。

用来判断大冰雹的另一个指标是风暴顶辐散。Witt和Nelson^[19]给出了风暴顶正负速度差值与地面降雹尺寸之间的经验关系。产生大冰雹的正负速度差值的阈值为38m/s。按照该经验关系，2002年5月27日皖北超级单体风暴最强盛时的风暴顶正负速度差值为63m/s^[14]，这样强的风暴顶辐散与高尔夫球大小的降雹相对应，即冰雹直径为40~50mm左右。

S波段雷达回波中三体散射^[20, 21]的出现表明对流风暴中存在大冰雹。三体散射现象是指由于云体中大冰雹散射作用非常强烈，由大冰雹侧向散射到地面的雷达波被散射回大冰雹，再由大冰雹将其一部分能量散射回雷达，在大冰雹区向后沿雷达径向的延长线上出现由地面散射造成的虚假回波，称为三体散射回波假象。S波段雷达回波中三体散射的出现是存在大冰雹的充分条件而非必要条件。C波段雷达回波中出现三体散射的机会更多一些，但并不一定表明大冰雹的存在。在C波段条件下，小冰雹也有可能产生三体散射。在研究了数个三体散射个例后，Lemon^[22]指出，在观测到三体散射后的10~30分钟内地面有可能出现大于2.5cm的降雹，同时往往伴随有地面的灾害性大风。廖玉芳等^[23, 24]对发生在我国三体散射进行了全面的分析，发现几乎所有三体散射个例都伴随有大冰雹。图5中的雹暴也产生了明显的三体散射，在1.5°和2.4°仰角尤其明显。

3.4 龙卷的雷达探测与预警

龙卷是对流云产生的破坏力极大的小尺度灾害性天气，最强龙卷的地面风速介于110~140m/s之

间。当有龙卷时，总有一条直径从几十米到几百米的漏斗状云柱从对流云云底盘旋而下，有的能伸达地面，在地面引起灾害性的风称为龙卷；有的未及地面或未在地面产生灾害性风的称为空中漏斗；有的伸达水面，称为水龙卷。龙卷漏斗云可有不同形状，有的是标准的漏斗状，有的是呈圆柱状或圆锥状的一条细长绳索，有呈粗而不稳定且与地面接触的黑云团，有的呈多个漏斗状。绝大多数龙卷都是气旋式旋转，只有极少数龙卷是反气旋式旋转。一般用Fujita等级^[25]来确定龙卷风的大小，Fujita等级是基于建筑物或地面植物的损坏情况的龙卷灾害等级，类似于地震的烈度。除了确定龙卷级别外，Fujita等级也可以用来确定雷雨大风（包括下击暴流）的等级。表1给出了Fujita等级的描述。

表1 Fujita 龙卷等级^[25]

F等级	估计最大风速 (m/s)	损害描述
F0	18~33	轻微损害。烟囱会有一些损害，一些树枝被刮掉，树根浅的树可能被刮倒，指路牌被损坏。
F1	33~50	中等程度损害。可以刮掉房屋屋顶的表面，将移动房屋刮离地基或侧翻，正在开动的汽车被推离公路。
F2	50~70	相当大的损害。框架结构的屋顶被刮掉，移动房屋被摧毁，集装箱卡车侧翻，大树被折断或被连根拔起，轻的物体快速飞到空中。
F3	70~92	严重损害。屋顶严重损坏，一些结构比较结实的房屋的墙被刮倒，火车被刮翻，森林里大多数树木被连根拔起，汽车被掀离地面并被抛到一定距离以外。
F4	92~117	巨大损害。较结实的房屋被夷平，一些房屋部件被抛到一定距离以外，汽车被抛到空中，一些大的物体高速飞入空中。
F5	117~143	难以想象的损害。非常结实的房屋被推离地基并被带到相当距离之外碎成几块。汽车大小的物体以超过100m/s的速度被抛入空中，会发生难以置信的现象。

我国的龙卷主要发生在东部的平原地区，包括江淮流域、两湖平原、华北平原、东北平原，还有华南的珠江三角洲和丘陵地区。每年我国有记录的龙卷在50~80个之间（实际数量可能大大超过这个数字），其中F2级以上的强龙卷大约为5~6个。我国龙卷发生的频率远低于美国（美国每年有记录的龙卷约为1300个）。

龙卷分为超级单体龙卷和非超级单体龙卷两大类。超级单体龙卷发生在中气旋内，其反射率因子回波的主要特征是低层的钩状回波。需要指出的是，并非所有的超级单体都呈现出典型的钩状回波，大多数情况下都是由风暴主体向着低层入流方向伸出的一个突出物，Fujita给出了常见的超级单体钩状回波的5个变种^[26]。超级单体发生前的环境往往为中等到强的对流不稳定能量和中等到强的相对风暴的螺旋度。此外，0~6km垂直风切变通常超过20m/s，低层风切变矢量有较大的气旋式曲率。并非所有超级单体风暴都产生龙卷，在龙卷超级单体和非龙卷超级单体的钩状回波之间并没有非常明显的区别^[27]。研究表明，有

利于F2级以上强龙卷产生的有利环境是强烈的低层(0~1km)垂直风切变和低的抬升凝结高度^[28, 29]。

多普勒天气雷达提供了径向速度场图像,可以通过识别中气旋来进行龙卷预警。统计表明,大约只有20%左右的中气旋能够产生龙卷。所以只有当观测到强中气旋时才发布龙卷警报,此时探测概率会大大增加,大约接近40%,但漏报和空报还是时有发生。2002年5月27日皖北的一个超级单体风暴伴随一个强中气旋,但只产生了狂风和大冰雹,没有产生龙卷^[14]。而2003年7月8日安徽无为强烈龙卷^[30]、2005年7月30日安徽灵璧强烈龙卷^[31]和2007年7月3日安徽天长和江苏高邮强烈龙卷都伴随有强中气旋,从强中气旋出现到龙卷产生的间隔时间在上述个例中分别为8分钟、40分钟和0分钟。龙卷有时伴随的另一个径向速度特征是龙卷涡旋特征TVS^[11]。它是一个比中气旋还要小的强烈涡旋,在径向速度图上表现为像素到像素的沿着雷达方位角方向的很大的气旋式切变^[30]。如果在一个中气旋中心识别出一个龙卷涡旋特征,则不论中气旋是否是强中气旋都要立即发布龙卷警报。大多数的F2级以上强烈龙卷都是超级单体龙卷。

非超级单体龙卷中的一部分产生于大气边界层中的辐合切变线^[32]。当上升速度区与切变线上预先存在的涡度中心重合时,上升速度使涡管迅速伸长,导致旋转加快而形成龙卷。非超级单体龙卷的母气旋(通常称做微气旋)一般局限于大气边界层内,因此几乎不可能在50km以外探测到。加之这种微气旋生命史很短,所以这种龙卷的预警相当困难。

3.5 雷雨大风的雷达探测与预警

这里雷雨大风是指除了龙卷以外的直线型风害,主要由对流风暴的强烈下沉气流所造成。其中,以下击暴雨造成的危害最为严重。下击暴雨^[33]是指能在地面产生18m/s以上辐散风的一股强下沉气流。下击暴雨分为微下击暴雨和宏下击暴雨。微下击暴雨是指水平尺度小于4km,时间尺度小于10分钟的下击暴雨。宏下击暴雨指水平尺度超过4km,持续时间超过10分钟的下击暴雨,简称下击暴雨。微下击暴雨可导致很大的水平风切变,对飞机起飞降落威胁很大。宏下击暴雨强烈时可造成与龙卷类似的风害。下击暴雨可以通过多普勒天气雷达0.5°仰角的径向速度图进行识别,局限于距离雷达60km以内区域,呈现为低层明显的辐散。在雷达回波静止或移动缓慢时,下击暴雨低层辐散场基本对称,比较容易从雷达上进行识别。当产生下击暴雨的强对流系统,如飚线,移动较快时,下击暴雨造成的低层辐散场不对称,通常比较难识别,此时下击暴雨的发生需要通过灾后实地调查来

确定。沿着一条飚线常常会产生很多个下击暴雨,从雷达回波上很难一一识别,可以统称为雷雨大风。除了下击暴雨以外,雷雨大风还可以由多个雷暴下沉气流汇合在一起的冷空气堆的前沿阵风锋产生,偶尔还可以由雷暴的即将进入上升气流的低层入流产生。因此,下击暴雨只是雷雨大风的一种类型,往往最强的雷雨大风都是由下击暴雨导致的。由于雷雨大风主要由雷暴内的下沉气流产生,因此有利于其产生的有利环境条件是中高对流层有相对于层以及500hPa以下大气的温度直减率比较大^[34]。

在垂直风切变较弱的环境下,下击暴雨通常由脉冲风暴产生^[11]。Roberts等^[35]在研究了31个发生在美国Colorado州的由脉冲风暴产生的微下击暴雨及其相应的风暴后,发现下降的反射率因子核同时伴随雷暴云中某一高度处(2~6km)或云底附近不断增加的径向辐合是重要的下击暴雨预报线索;若同时伴有雷暴云的旋转和侧向入流槽口,则可以更加肯定地预报下击暴雨,预报提前时间为0~10分钟。受到Roberts和Wilson的启发,Eilts等^[36]做了类似的工作。他们研究了发生在美国Florida, Oklahoma, Arizona和Colorado州的下击暴雨,得到的下击暴雨预兆与Roberts和Wilson发现的类似。这些预兆是:①一个迅速下降的反射率因子核;②强并且深厚的中层辐合(2~6km AGL);③产生下击暴雨的反射率因子核往往开始出现在比其他雷暴单体核更高的高度。上面三点是最重要的。其次还有两点:④中层旋转;⑤强烈的风暴顶辐散。他们根据上述发现开发了一个称为灾害性下击暴雨预报和探测算法(DDPDA),该算法的总体表现平平,可以平均提前6分钟做出下击暴雨的预报。

在中等以上垂直风切变环境下,下击暴雨或雷雨大风可出现在任何类型的对流风暴中,但更经常出现在超级单体钩状回波附近或弓形回波的顶点附近,其中后者更为常见。典型的弓形回波如图6所示,实线

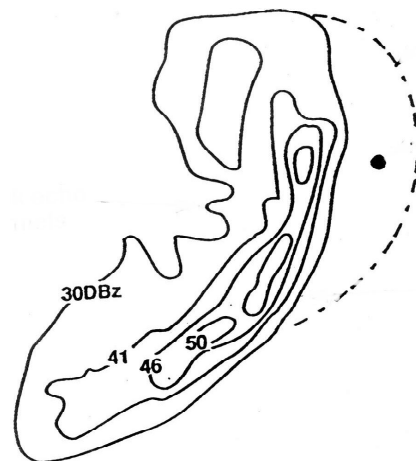


图6 典型的弓形回波^[11]

为低层反射率因子等值线。虚线为中高层反射率因子等值线，表示向前的回波悬垂，黑色圆点为回波顶。典型弓形回波前沿为强的低层反射率因子梯度区。后侧的弱回波通道代表干冷的向前下沉的气流。下击暴流或雷雨大风最容易出现在弓形回波的顶点（凸点）附近，龙卷也时常出现在弓形回波顶点以北。弓形回波的尺寸变化很大，小到10km左右，大到数百千米。大的弓形回波中还可以包含小的弓形回波。除了图6显示的典型弓形回波外，还有包含超级单体的弓形回波复合体、单体型弓形回波和爬线型（波形）弓形回波^[11]。需要指出的是，很多类型的对流风暴都能产生下击暴流和雷雨大风，只不过弓形回波更加突出一些，同时具有容易辨认的外形。

爬线是产生下击暴流或雷雨大风的另一个常见的强对流系统。如上面所讲，弓形回波经常构成爬线的一段。即使不出现弓形结构，爬线也可以产生下击暴流或雷雨大风。需要提到的一个雷雨大风的径向速度特征是中层径向辐合MARC^[37, 38]。如果爬线的某一强回波段对应的2~5km之间高度上有明显的径向速度辐合存在，则该段爬线前沿出现下击暴流或雷雨大风的可能性很大。另外，如爬线的某一段有中气旋存在，则该段前沿也很可能产生雷雨大风。

3.6 对流暴雨的雷达探测与预警

暴洪的产生取决于两方面的条件，即气象方面的条件和水文方面的条件。水文方面需要确定某一区域内出现暴洪所需要的降水阈值，这个阈值是随时间不断变化的。气象方面的条件通常是对流暴雨。与大冰雹、龙卷和雷雨大风不同，对流暴雨在多普勒天气雷达上并不呈现出明显的特征。另外，对流暴雨不是一个瞬时的事件，需要一段时间的累积。对流暴雨是“较大的雨强持续相对较长时间”的结果。雨强的大小主要由低空的雷达反射率因子大小来判断，而强回波持续时间长短与很多因素有关。一种情况是强回波

区域不大，但几乎停滞不动，造成其停滞地区的暴雨。造成回波停滞的原因很多情况下是由于雷暴回波中每个单体按照雷暴承载层平均风移动构成的平流矢量与由于新单体在雷暴某一端不断生成构成的雷暴回波传播矢量方向几乎相反而大小相等（图7），使得作为上述二者矢量和的雷暴回波移动矢量近乎为零。如果雷暴回波的传播矢量与雷暴回波的平流矢量方向差超过90°，则称该雷暴系统为后向传播系统，否则称为前向传播系统。后向传播系统容易产生暴雨。因此，对于对流雨团雷达回波传播规律的研究会非常有助于对流暴雨的临近预报。另外一种产生暴雨的典型情况是所谓的“列车效应”：一条狭长强对流雨带的移动方向与雨带走向一致，在该雨带路径上的地区将经历雨带上每一个强对流单体的降水，即所谓的“列车效应”，导致雨带路径上的暴雨。

需要特别注意的是，有一种高降水效率的对流系统，通常称为“热带降水型”，其反射率因子的主要特征是在中低对流层越靠近地面回波越强，质心位置较低，45dBz的回波往往会对应极强的雨强，持续半小时往往就可以导致暴雨。例如登陆的台风中的对流雨带、梅雨锋降水系统中的对流雨团都属于这类高降水效率的对流系统，这类系统的较短时间持续就可以产生暴雨。

有利于这种高降水效率的“热带降水型”出现的环境条件是：①整层大气相对湿度较高；②抬升凝结高度到0℃层之间的距离较大。与上述“热带降水型”对流系统形成鲜明对照的是雹暴对流系统，其强回波可以扩展到较高的高度，质心位置较高，降水效率较低，在降冰雹的同时偶尔也可以产生很大的雨强，在其持续时间较长的地点也可以产生暴雨，只是雹暴系统产生暴雨的频率远低于“热带降水型”对流系统。

图8给出了2005年8月6日麦莎台风登陆后13时02分（北京时）浙江宁波SA雷达的0.5°仰角反射率因子和沿图中所标线段的垂直剖面，40dBz以上的较强回波全部位于6km以下。由于极大的雨强和列车效应造成的较长持续时间，麦莎台风的一条螺旋雨带在宁波北仑区产生了650mm的过程雨量。图9给出了2007年7月18日17时53分济南SA雷达0.5°仰角反射率因子和沿图中所标线段的垂直剖面。济南市中心地区从17:20—18:20的1小时累积雨量为151mm。济南2007年7月18日14时的探空显示深厚湿层位于整个对流层中部和下部，0℃层的高度高达5.7km，因此非常有利于“热带降水型”的产生。图9中垂直剖面显示45dBz以上的较强回波主要集中在地面以上的低空，属于明显的“热

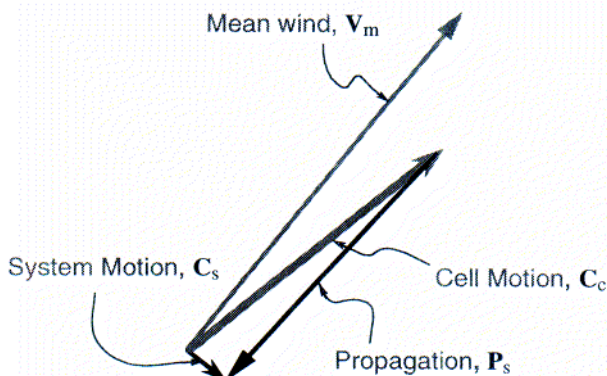


图7 中 β 尺度的对流雨团雷达回波的移动矢量等于对流单体基本沿着风暴承载层平均风(V_m)的平流矢量 C_c 和由于对流单体在某一侧不断生成产生的传播矢量 P_s 之和 C_s ^[11]

带降水型”，具有很高的降水效率，导致极强的雨强。尽管强降水阶段在济南市持续只有1小时，还是造成了大暴雨和城市暴洪，导致34人死亡。

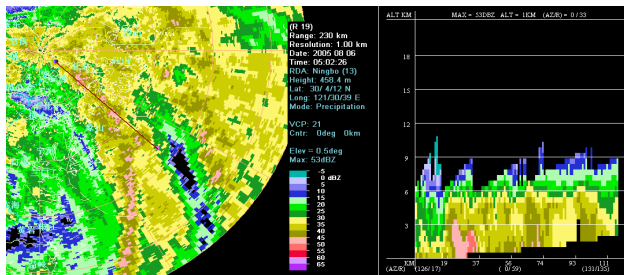


图8 2005年8月6日13时02分宁波SA雷达观测的麦莎台风0.5°仰角反射率因子和沿图中所标线段的垂直剖面

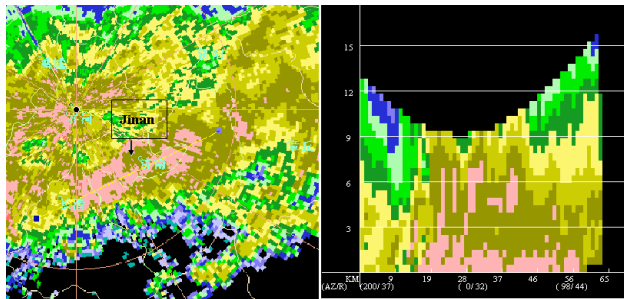


图9 2007年7月18日17时53分济南SA雷达0.5°仰角反射率因子和沿图中所标线段的垂直剖面

3.7 强对流天气雷达识别的客观算法

上述强对流天气的雷达识别的主要思路可以通过设计相应的算法而在一定程度上实现强对流天气的自动识别。拥有客观算法和产品是新一代天气雷达区别于传统天气雷达的主要特征之一。目前最具有代表性的强对流天气识别算法系统是美国新一代天气雷达WSR-88D的算法^[11]和由美国国家强风暴实验室NSSL开发的警报决策支持系统WDSS (Warning Decision Support System)^[36]，二者中有许多算法是类似或相同的（实际上WSR-88D的算法中大多数也是由NSSL开发的）。其中最基础的算法是风暴单体识别与跟踪算法SCIT^[39]。该算法识别并跟踪对流单体，可给出该单体过去1小时期间每隔一个体扫的位置、目前的位置和未来1小时中每隔15分钟的位置，并通过属性表的形式给出该单体的具体特征。在单体识别和跟踪算法的基础上，WSR-88D算法进一步给出该单体产生冰雹和强冰雹的可能性^[16]，是否伴随中气旋^[40]或龙卷涡旋特征^[41]。重要的算法还有VAD风廓线算法和降水算法。另外，还有一些简单的算法和产品，如组合反射率因子、分层组合反射率因子、回波顶、垂直累积液态水含量以及强天气分析等。其中垂直累积液态水含量可以在一定程度上代表雷暴的总体强度，只是其水平分辨率比较粗(4km×4km)，另外在近距离和远距离都有相当的误差。组合反射率因子将出现在各仰角的最大反射率因子显示在一张图上，可以有高分辨

率产品(1km×1km)，但时常超折射回波会对其形成严重干扰。VAD风廓线算法在雷达周边地区充满降水情况下可以提供高时间分辨率的比较可靠的雷达上空垂直风廓线，便于对强对流的环境进行估计。降水算法可以给出过去1小时和3小时的每一个2km×1°的像素上的累积雨量。上述WSR-88D的算法几乎全部移植到我国的CINRAD-SA型新一代天气雷达的算法之中，并且上述算法也正在移植到我国其他型号的新一代天气雷达当中去。

根据美国天气局的统计，风暴单体识别与跟踪算法SCIT外推5, 15, 30, 45和60分钟的雷暴单体路径预报误差分别是2, 5, 10, 15和23km。在我国的应用中，还没有研究给出比较系统的统计。强冰雹探测算法中如果以30%以上概率算命中，则根据美国天气局的统计该算法相应的命中率率和虚警率分别为70%和49%（这意味着，平均而言，出现100次强冰雹该算法可以命中70次，而由该算法识别的100次强冰雹中，有49次属于错误识别），相应的临界成功指数（即TS评分）为42%。在我国东部地区的盛夏季节，上述强冰雹探测算法更经常地出现虚警，一个可能的原因之一是盛夏季节0℃层较高导致冰雹在下落过程中融化的效应没有充分考虑。特别需要指出，上述冰雹算法要求每天在RPG上更新0℃和-20℃等温线的高度，否则给出的结果是不恰当的。SA雷达的中气旋算法在148km附近（即SA雷达径向速度的最大探测距离附近）由于速度数据的距离折叠影响常常出现中气旋的错误识别。需要注意的是该中气旋算法中中气旋的判距与美国天气局给出的预报员主观判距并不完全一样，尤其是没有时间持续性的条件。TVS算法识别TVS的目的是帮助预报员判断可能发生龙卷的地点，在我国的使用中发现，在速度模糊出现情况下，龙卷涡旋特征算法常常给出虚假的TVS识别。在降水估计算法中，默认的Z-R关系($Z=300R^{1.4}$)只是大致适合于大陆型对流降水（接近于上面谈到的雹暴系统），而不适合于层状云降水和“热带降水型”对流系统。

4 总结与讨论

本文介绍了对流风暴的分类、主观雷达识别和预警技术以及主要客观产品。上面给出的强对流主观识别技术和客观算法基本都是从美国借鉴过来的。因此，在看到对流风暴普遍性的同时，还要注意我国的局地气候和地形特点。初步的研究表明^[14, 23, 24, 30, 31, 34, 38, 42]，我国的雷暴雷达回波特征与美国的雷暴特征在多数情况下是类似的。上述识别强对流风暴的技术在我国也是完全适用的。

需要指出的是，预报员根据雷达回波特征能够正确做出强对流风暴预警的前提是预先对周边的环境和天气形势具有非常充分的了解和把握，提前几十分钟到数小时预先判断出有可能出现强对流天气的区域并给予充分的注意。只有对环境条件充分掌握的基础上，一旦雷达上出现强对流风暴特征，才有可能迅速正确地预警。

强对流天气包括大冰雹、龙卷、雷雨大风和暴洪。

有利于大冰雹的环境条件是 -10°C 和 -30°C 之间的对流有效位能较大，地面和500hPa之间的垂直风切变较大， 0° 层距离地面高度不是太大。主要的雷达回波特征是50dBz的回波扩展到 -20°C 等温线高度之上，弱回波区和回波悬垂，以及有界弱回波区等。

有利于F2级以上强龙卷产生的环境条件是低层（ $0\sim 1\text{km}$ 之间）强烈的垂直风切变和低的抬升凝结高度。龙卷预警的判据是出现强中气旋或任何强度的中气旋中心出现龙卷涡旋特征。

有利于下击暴流和雷雨大风的环境条件是对流层中层或中上层有相对比较干的空气以及500hPa以下大气环境的温度直减率比较大。下击暴流预警的雷达判据是反射率因子核心的不断下降伴随云底以上的对流层中层辐合。移动性下击暴流或雷雨大风经常出现在弓形回波顶点和超级单体的钩状回波附近，以及飚线中对应明显中层径向辐合（MARC）的部分。

对流暴雨的出现取决于较强的雨强持续相对长的时间。因此对流暴雨的判断分为根据低空反射率因子判断雨强和根据回波近期的移动判断强回波在具体地点可能持续的时间。特别注意那些高降水效率的“热带降水型”，这种系统极高的雨强可以在30分钟时间内造成暴雨。特别注意后向传播的中 β 尺度对流雨团，这种类型的雨团由于后向传播造成的移动缓慢有利于暴雨的产生。

目前特别需要做的一件事是建立强对流天气目击志愿者网络。大冰雹、下击暴流和龙卷等强对流天气刚好发生在气象站点上的概率很小，强对流天气实况需要一个组织完好的目击志愿者网络才能完整记录下来。我们对于上述强对流预警技术的检验必须要建立在完成详细的观测和目击的基础之上。

另外需要特别强调的是，强对流天气识别的客观产品只是给预报员提供一个安全网，防止预报员出现重要的遗漏和疏忽，强对流天气识别和预警主要是通过预报员的主观分析和判断实现的，这与短期预报中相当大程度上依赖数值预报是完全不同的。

最后给出建议使用的产品清单。通过常规产品列表的方式可以申请40个产品，具体产品的建议见表2。

另外，可以通过一次性请求的方式申请反射率因子、径向速度和谱宽的剖面产品以及其他没有包括在上述常规产品清单中的产品。

表2 建议的常规产品列表

名称	缩写	标识号	内容	分辨率
反射率因子	R	19	0.5, 1.5, 2.4, 3.5, 4.3, 6.0, 9.9, 14.6, 19.5	$1^{\circ}\times 1\text{km}$
反射率因子	R	20	0.5	$1^{\circ}\times 2\text{km}$
径向速度	V	27	0.5, 1.5, 2.4, 3.5, 4.3, 6.0, 9.9, 14.6, 19.5	$1^{\circ}\times 1\text{km}$
径向速度	V	26	0.5	$1^{\circ}\times 0.5\text{km}$
相对风暴径向速度图	SRM	56	0.5, 1.5, 2.4, 3.5, 4.3, 6.0, 9.9, 14.6, 19.5	$1^{\circ}\times 1\text{km}$
组合反射率因子	CR	37		$1\text{km}\times 1\text{km}$
分层组合反射率因子最大值	LRM	65	显示中间层的最大反射率因子，中间层的底部定义为 -20°C 等温线高度，顶为底以上3km的高度，主要用来判断强冰雹的区域	$4\text{km}\times 4\text{km}$
垂直累积液态水量	VIL	57		$4\text{km}\times 4\text{km}$
风暴路径信息	STI	58		
冰雹指数	HI	59		
中气旋	M	60		
龙卷涡旋特征	TVS	61		
速度方位显示风廓线	VWP	48		0.3km
1小时累积雨量	OHP	78		$1^{\circ}\times 2\text{km}$
3小时累积雨量	THP	79		$1^{\circ}\times 2\text{km}$

参考文献

- [1] Browning K A. The structure and mechanisms of hailstorms. Amer Met Soc Monograph, 1978, 38.
- [2] Byers H R, Braham R R. The thunderstorms. US Govt Printing Office, Washington, DC, 1949, 287.
- [3] Marwitz J D. The structure and motion of severe hailstorms. J Appl Met, 1973, 11: 166-201.
- [4] Chisholm A J. Radar case studies and airflow models, Albert hailstorms, Meteor Monogr, No. 36, 1972, Amer Met Soc, 1-36.
- [5] Doswell C A III, Burgess D W. Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards (Church C, et al, eds), Geophys Monogr 79, 1993, AGU, 161-172.
- [6] Muller A R. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures. Wea Forecasting, 1994, 9: 327-347.
- [7] Wilson J W, Schreiber W E. Initiation of convective storms by radar-observed boundary layer convergent lines. Mon Wea Rev, 1986, 114: 2516-2536.
- [8] Wilson J W, Muller C K. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. Wea Forecasting, 1993, 8: 113-131.
- [9] Muller C K. NCAR Auto-Nowcast System. Wea Forecasting, 2003, 18: 545-561.
- [10] Wilson J W, Weckwerth T M, Vivikanandan J, et al. Boundary Clear-Air Radar Echoes: Origin of Echoes and Accuracy of Derived Winds. J Atmos Oceanic Technol, 1995, 11: 1184-1206.
- [11] 俞小鼎, 姚秀萍, 熊延南, 等. 多普勒天气雷达原理与业务应用, 北京: 气象出版社, 2006, 314.
- [12] Fujita T T. Mesoanalysis of the Illinois tornadoes of 9 April 1953. J Meteor, 1958, 15: 288-296.
- [13] Brooks E M. The tornado cyclone. Weatherwise, 1949, 2: 32-33.
- [14] 郑媛媛, 俞小鼎, 方翀, 等. 一次超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析. 气象学报, 2004, 62: 317-328.
- [15] Weisman M L, Klemp J B. The structure and classification of numerical simulated convective storms in directionally varying wind shears. Mon Wea Rev, 1984, 112: 2479-2498.
- [16] Witt A. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. Wea Forecasting, 1998, 13: 286-303.
- [17] Lemon L R. New severe thunderstorm radar identification techniques and warning criteria: A preliminary report. NOAA Tech. Memo, 1980, NWS-NSSFC1, 60. [NTIS No. PB-273049].
- [18] Amburn S A, Wolf P L. VIL Density as a Hail Indicator. Wea Forecasting, 1997, 12: 473-478.

- [19] Witt A, Nelson S. The relationship between upper-level divergent outflow magnitude as measured by Doppler radar and hailstorm intensity. Preprints, 22nd Radar Meteorology Conf. AMS, Boston, 1984, 108-111.
- [20] Zrnic D S. Three-body scattering produces precipitation signature of special diagnostic value. Radio Sci, 1987, 22: 76-86.
- [21] Wilson J W, Reum D. The flare echo: Reflectivity and velocity signature. J Atmos Oceanic Techno, 1988, 5: 197-205.
- [22] Lemon L R. The radar "Three-Body Scatter Spike": An Operational Large-Hail Signature. Wea Forecasting, 1998, 13: 327-340.
- [23] 廖玉芳, 俞小鼎, 郭庆. 一次强对流系列风暴个例的多普勒天气雷达资料分析. 应用气象学报, 2003, 14: 656-662.
- [24] 廖玉芳, 俞小鼎, 吴林林, 等. 雷达三体散射与强冰雹预警. 高原气象, 2007, 26: 812-820.
- [25] Fujita T T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. J Atmos Sci, 1981, 38: 1511-1534.
- [26] Fujita T T. Proposed mechanism of tornado formation from rotating thunderstorms. Preprints, Eighth Conf. on Severe Local Storms, Denver, CO, Amer Meteor Soc, 1973, 191-196.
- [27] Markowski P M. Direct surface thermodynamic observations within the Rear-Flank Downdrafts of nontornadic and tornadic supercells. Mon Wea Rev, 2002, 130: 1692-1721.
- [28] Evans J S, Doswell C A. Investigating derecho and supercell proximity sounding. Preprints, 21st Conf. on Severe Local Storms, 2002, Amer Meteor Soc, San Antonio, TX, 635-638.
- [29] Brooks H E, Craven J P. Database proximity soundings for significant severe thunderstorms, 1957-1993. Preprints, 21st Conf. on Severe Local Storms, 2002, Amer Meteor Soc, San Antonio, TX, 639-642.
- [30] 俞小鼎, 郑媛媛, 张爱民, 等. 一次强烈龙卷的多普勒天气雷达分析. 高原气象, 2006, 25: 914-924.
- [31] 俞小鼎, 郑媛媛, 廖玉芳, 等. 一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究. 大气科学, 2008, 32(3): 508-522.
- [32] Wilson J W. Tornadogenesis by nonprecipitation induced wind shear lines. Mon Wea Rev, 1986, 114: 270-284.
- [33] Fujita T T. Manual of downburst identification for Project NIMROD. SMRP Research Paper 156, University of Chicago, 1978, 104.
- [34] 俞小鼎, 张爱民, 郑媛媛, 等. 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, 2006, 17: 385-393.
- [35] Roberts R D, Wilson J W. A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar. J Appl Meteor, 1989, 28: 285-303.
- [36] Eilts M D. Severe weather warning decision support system. Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer Meteor Soc, 1996, 536-540.
- [37] Schmocker G K. 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, 1996, 306-311.
- [38] 姚叶青, 俞小鼎, 张义军, 等. 一次典型飚线过程多普勒天气雷达资料分析. 高原气象, 2008, 27: 373-381.
- [39] Johnson J T. The storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced WSR-88D Algorithm. Wea Forecasting, 1998, 13: 263-276.
- [40] Stumpf G J. The National Severe Storms Laboratory mesocyclone detection algorithm. for the WSR-88D. Wea Forecasting, 1998, 13: 304-326.
- [41] Mitchell E D. The National Severe Storms Laboratory tornado detection algorithm. Wea Forecasting, 1998, 13: 352-366.
- [42] 廖玉芳, 俞小鼎, 唐小新, 等. 基于多普勒天气雷达观测得湖南超级单体风暴特征. 南京气象学院学报, 2007, 30(4): 433-443.

文献信息

ESI地学领域“快速突破论文”

Essential Science Indicators (ESI) 即基本科学指标数据库, 是由国际知名的学术信息出版机构美国科技信息所 (ISI) 推出的基于 ISI Web of Science 所收录的学术文献及所引用的参考文献而建立的计量分析数据库。ESI 从引文分析的角度, 对 11000 余种期刊上 1000 余万篇的文献数据分 22 个学科进行分析, 将在最近连续 10 年以上的统计时段内入库的期刊论文中, 按被引频次在相应学科和年份排名在前 1% 的论文, 列为“高被引论文” (Highly Cited Papers), 数据每两个月更新一次。通常这些论文都是各学科高质量、具有较大影响力的论文, 透过这些论文可较清晰地了解各学科具有长期影响的研究方向和研究课题。同时, 对于这些经典论文中在每两个月更新期间引用增长率最高, 因此代表了正在日益得到科学界关注的最新贡献的科学论文, 被冠以“快速突破论文” (Fast Breaking Papers), 这类论文可使科研人员及时洞察学科持续热点研究中近期频受关

注的研究内容。

以下给出 2011 年 4 月、6 月和 8 月三个更新周期中地学领域最受瞩目的“快速突破论文”的相关信息。

2011 年 4 月: Review of the formulation of present-generation stratospheric chemistry-climate models and associated external forcings. Morgenstern O, Giorgetta M A, et al. Journal of Geophysical Research-Atmosphere, 2010, 115(2).

2011 年 6 月: Tropical cyclones and climate change. Knutson T R, McBride J L, et al. Nature Geoscience, 2010, 3(3).

2011 年 8 月: Black soot and the survival of Tibetan glaciers. Xu BQ, Cao J, et al. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2009, 106 (52).

王卫丹 提供