

北京2004年“7.10”突发性对流强降水的 雷达回波特征分析*

陈明轩¹⁾ 俞小鼎¹⁾²⁾ 谭晓光¹⁾ 高峰¹⁾

¹⁾(中国气象局北京城市气象研究所,北京100089)

²⁾(中国气象局培训中心,北京100081)

摘 要

利用新一代天气雷达回波资料和一个雷暴单体识别、追踪和分析算法,对2004年7月10日下午造成北京局地短时强降水的雷暴特征进行了初步分析。在偏南暖湿气流中生成的对流云团,在北京上空迅速发展,逐渐形成了一个覆盖城区的 β 中尺度对流超级复合体,导致了这次强降水过程。详细分析表明,强对流主要是来自城区西南和东南两个方向生成和发展起来的雷暴。在北京西南部的雷暴逐渐向东北的城近郊区移动和发展,并与新生成的雷暴合并加强,造成了石景山、门头沟和海淀部分地区的大雨。在北京东南部逐渐形成的两个小雷暴单体迅速增长并向西北方的城区移动,在到达城区时合并且迅速加强,但移速缓慢,在北京城区维持了两个多小时,造成了城区的大暴雨过程,降水量大但空间分布不均匀。雷暴顶高度和最大反射率因子的关系呈反位相变化,雷暴最大反射率因子出现的高度均位于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线之下($\geq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$)或其附近,雷暴的中心和反射率因子权重质心也基本位于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线之下,均证实了这是一个典型的液态强降水对流系统。分析还表明,20:00(北京时)左右的超强雷达回波是由大气异常传播造成的虚假超折射回波。

关键词:突发性大暴雨;雷达回波;识别追踪

引 言

北京地处我国黄土高原、内蒙古高原向华北平原的过渡地带,在暖季,由于受西南暖湿气流影响,及其特殊的地理和气候环境,使得北京成为我国北方多暴雨的地区之一。北京地区年暴雨的次数虽然较少,但其降水强度,特别是短历时降水的强度却很大,这种天气过程一旦发生,往往造成很严重的灾害^[1]。另外,北京地区短历时降水具有很强的局地性,城区“热岛效应”等局地条件对短历时降水的时空分布有较明显的影响^[2]。

2004年7月10日下午,北京城区出现了罕见的突发性大暴雨,范围小但强度大。从北京地区自动站逐小时降水记录来看,降水主要集中在16:00—20:00(北京时,下同)的4h内,城区平均降水量为

50.3 mm,降水量 $> 50\text{ mm}$ 的降雨区主要位于石景山、丰台、门头沟东部和中心城区,其中天坛、丰台、天安门分别达到104.5、80.2和90.5 mm。天坛地区16:00—17:00的1h降水量达到50.6 mm,丰台自动站17:00—18:00的1h降水记录达51.9 mm,其中10 min最大降雨量达到23 mm。由于这次暴雨强度大,雨势猛和降水时间集中,造成全市41处道路严重积水,部分地区交通瘫痪达数小时,对首都生活造成严重影响^[3-5]。气象工作者对北京“7.10”突发性暴雨从多个方面进行了研究。天气分析表明,本次强对流是在东亚季风极度北涌及冷空气强烈南下的背景下,由水平尺度100 km左右的中尺度对流系统(MCS)产生的^[3]。数值模拟显示,直接造成本次城区暴雨的天气系统为一 β 中尺度对流云团,北京城市环境对这次城区强降水过程有一定增幅作用,这次降水与城市热岛存在一定关系^[4]。

* “十五”国家科技攻关计划课题“奥运气象保障技术研究”(2002BA904B05)、2002年北京市重大科技计划项目“奥运会气象保障科学技术试验与研究”(H020620190091)和“十五”国家科技攻关计划课题奥运科技专项“北京奥运会国际天气预报示范计划关键技术研究”(2003BA904B08)共同资助。

2005-04-26收到,2005-12-13收到再改稿。

天气雷达是研究强对流的有效工具之一。在国际上,为提高局地强对流天气的短时和临近预报能力,人们很早就利用天气雷达来探测和分析强天气的结构和演变特征^[6]。为了对暴雨等强对流天气做出更加有效的临近预报和预警,减轻因此而造成的自然灾害,我国从20世纪90年代末起在全国范围内开始布设新一代多普勒天气雷达网,新的天气雷达因此也成为监测、分析强天气演变和结构特征的最有效探测工具之一^[7]。利用新一代天气雷达资料,可以很好地分析雷暴系统的结构特征及其演变过程。郑媛媛等利用新一代天气雷达资料对2002年5月27日14:00—20:00发生在安徽皖北地区的一次典型的超级单体风暴过程进行了详细分析^[8]。陈秋萍等利用新一代天气雷达对2001年和2002年7—9月福建的对流云进行了系统地观测和分析,得到了福建夏季不同类型对流云的生命史、尺度、强度等特征^[9]。朱君鉴等利用新一代天气雷达反射率因子和平均径向速度等产品,分析了2002年9月27日发生在山东东阿附近的一次雹暴在各阶段的演变特征^[10]。

为了有效利用日益发展的天气雷达对强对流天气进行自动追踪分析和监测预报,人们在交叉相关、模式识别、质心跟踪等算法的基础上开发了许多基于雷达回波资料的雷暴分析和临近预报工具^[11]。Johnson等开发了一套雷暴单体特征识别和追踪算法(SCIT),不仅可以识别孤立风暴的特征,而且还可以识别风暴族和线状排列的风暴,该算法已经成为美国WSR-88D多普勒天气雷达分析软件的重要组成部分,我国新一代天气雷达CINRAD/SA的分析软件也即将采用该算法^[7,12]。Dixon等人开发了另外一套雷暴识别、追踪、分析和临近预报算法,被叫做TITAN(thunderstorm identification, tracking, analysis and nowcasting),它使用单体质心算法来识别和追踪一个被看作“三维实体”的雷暴单体,并可以对诸多的雷暴特征进行有效分析^[13-14]。

本文将根据新一代天气雷达回波资料,并利用TITAN来追踪分析北京“7.10”突发性大暴雨的雷达回波特征。

1 TITAN 算法简介和资料说明

严格地说,TITAN是一个雷暴识别、追踪、分析和临近预报系统,因为它不但可以对雷暴特征进行有效的识别和分析,还可以对雷暴进行追踪和临近

预报^[13]。这里,仅简要介绍本文所用到的TITAN对雷暴识别、分析和追踪的算法,而关于TITAN系统的详细信息可以参考相关文献^[13]。

1.1 TITAN 简介及其参数配置说明

TITAN是属于三维“质心”追踪算法的一种。三维“质心”追踪算法的优点之一就是它可以利用更加完整的雷达回波强度信息来有效统计和分析各种雷暴特征。

①雷暴识别。TITAN以三维体扫的雷达资料为主,将雷达回波资料中超过一定反射率因子的阈值和一定体积的区域定义为一个雷暴。但是,TITAN系统的识别算法比其他许多的三维“质心”追踪算法要简便得多,它主要利用的是从三维极坐标插值到直角坐标中的雷达资料,这样处理和分析起来会更加直观和快速。TITAN将直角坐标中的雷达资料在水平方向即 (x, y) 平面内分为很小的正方形网格点,首先在水平方向识别大于等于一定阈值的反射率因子连续区域,然后再向垂直方向 z 扩展,最终识别出雷暴的三维结构。

②雷暴分析。根据雷达反射率因子资料和识别出的雷暴三维结构,TITAN可以分析很多的雷暴特征,包括雷暴质心(中心)、反射率因子权重质心、雷暴体积、雷暴顶和底、雷暴每个分层的面积、雷暴的最大和平均反射率因子以及雷暴投影到水平面上的形状等等。这里需要指出的是,在最初的设计中,TITAN将雷暴投影到水平面上的形状近似作为一个椭圆来考虑^[13]。目前,利用计算数学的“种子填充算法”理论,经过改进,已经将雷暴投影到水平面上的特征形状修改为任意多边形,这是因为任意多边形与雷暴投影到水平面上的实际特征拟合得更好。这在很大程度上提高了TITAN对雷暴特征分析和追踪预报的准确度。

③雷暴追踪。TITAN根据上述识别的雷暴特征来追踪和分析雷暴在过去的发展和演变。TITAN对雷暴的追踪主要是基于一个优化算法,追踪的原则包括:(a)“宁短不长”原则。因为TITAN利用的是连续的体扫雷达资料,但是两个连续的体扫之间的时间间隔为5~10 min,而在该时间间隔内,雷暴移动的距离是有限的;(b)“特征相似”原则。在5~10 min的时间间隔内,现在的雷暴特征和它前一观测时次的特征会存在很大的相似性;(c)“演变限制”原则。在5~10 min的雷达体扫观测时间间隔内,雷暴移动和自身发展变化的幅度是有限的。

然后,根据雷暴特征定义一个代价函数,通过使这个代价函数最小化来最终确定雷暴在过去发展和移动的特征。

另外,对合并和分离的雷暴的形状和位置,TITAN 是通过一个几何逻辑算法来识别和追踪的,具体的细节这里不再赘述。

目前,TITAN 识别和分析雷暴特征的算法已经融合进美国国家大气科学研究中心(NCAR)开发的对流自动临近预报系统 Auto-Nowcast 中,成为该系统算法的重要组成部分^[15]。另外,TITAN 目前也是美国国家对流天气预报系统(NCWF-2)对流概率分析预报算法的主要组成部分之一^[16]。TITAN 系统及其主要的算法在世界上其他国家和地区目前也得到了广泛应用^[17-18]。

根据国内外的统计研究,在本文的计算中,把反射率因子 ≥ 35 dBz、体积 ≥ 20 km³ 的三维区域作为识别一个雷暴的阈值。另外,根据以往的统计结果,将雷暴底的最低阈值定为 1.5 km,雷暴的最大移动速度设为 100 km/h。

另外,根据 TITAN 计算和分析的结果,文中还统计了在雷达扫描范围内新雷暴生成的时间和位置。这里需要说明的是,该统计结果仅仅考虑新雷

暴的生成,而从外围移入雷达扫描范围内的雷暴不在统计之列。这样,就可以比较有效地考察由于物理过程而新生成雷暴的情况。

1.2 资料说明

本文所用的雷达资料为位于天津塘沽的我国新一代天气雷达(CINRAD/SA)扫描的强度资料。该雷达体扫的时间间隔为 6 min 左右(VCP21 模式),其 230 km 的有效探测距离基本可以覆盖整个北京地区(如图 1a 所示)。雷达最低仰角为 0.5°左右(0.4°~0.6°),北京城区距离雷达站点 150 km 左右,雷达可探测的北京城区最低回波高度约为 2.6 km,因此,基本可以探测到三维的雷暴信息。为方便计算和分析,除非特别指出之外,文中所使用的雷达反射率因子资料均经过插值并转换到了规则的三维直角坐标系中,水平和垂直分辨率最高可达 1 km,垂直方向从 0.5 km 到 19.5 km 共 20 层。为保证数据经过插值后不至于失真,0.5 km 高度的数据仅在 100 km 半径范围内有效,1.5 km 高度的数据仅在 165 km 半径范围内有效,2.5 km 高度的数据在 220 km 半径范围内有效,其他高度的数据在 230 km 范围内有效。

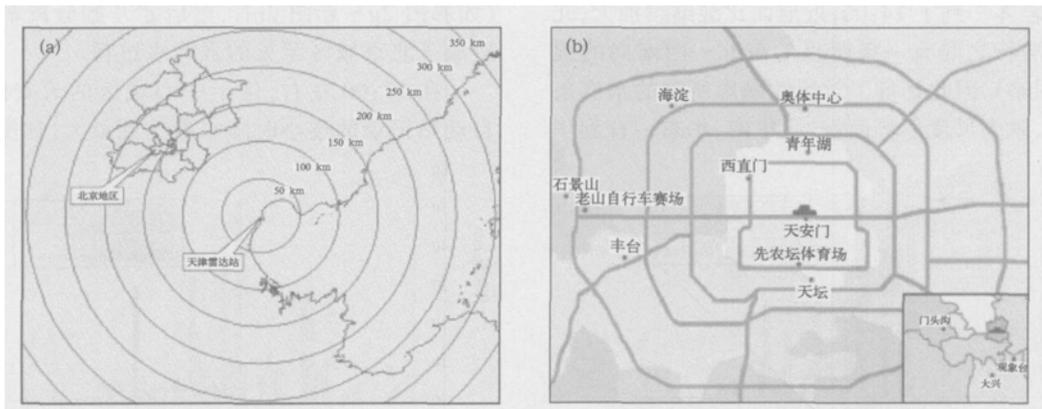


图 1 天津雷达(CINRAD/SA)探测示意图(a)和 2004 年 7 月 10 日下午北京城区和城近郊降水记录的自动站站点分布图(b)(b 中观象台站点分布为探空站点)

本文还使用了北京地区自动气象站记录的逐小时降雨量资料。图 1b 是 2004 年 7 月 10 日下午北京城区和城近郊区的部分具有有效降水记录的自动站的分布图。根据“7.10”暴雨之后对城区自动站的及时检修报告,以及与人工观测作对比后,剔除了观测误差较大的紫竹院等站的降水资料。

2 结果分析

正如引言所述,“7.10”突发性暴雨的特点可以归结为 3 点:①局地性强:超过 50 mm(即 24 h 降水量达到暴雨的标准)的降水区域主要位于石景山、丰台、

门头沟东部和中心城区,而平谷、延庆、密云基本无降水,通县和大兴东部的降水量不足 3 mm。暴雨发生前后 3 h 内,北京周边地区(河北中北部、天津)没有出现中雨以上的雨区。“7.10”暴雨属于典型的孤立 β 中尺度局地暴雨^[4,5]。②降水强度大:天坛地区 16:00—17:00 的 1 h 降水量达到 50.6 mm,丰台气象站 17:00—18:00 的 1 h 降水量为 51.9 mm,其中 10 min 最大降水 23 mm。③突发性强:这次局地暴雨天气过程是由于偏南暖湿气流中迅速生成的对流云团在北京上空强烈发展造成的,从对流云团开始形成到强对流暴雨出现时间只有 1~2 h^[5]。

2.1 天气形势以及雷暴的整体演变过程

首先,从强对流发生当日 08:00 的形势场上可见,500 hPa 层上(图略),在我国河套地区至云贵高原一线为一高空槽,伴随有弱冷空气南下,北京以南地区存在一条由西南风和西北风组成的中尺度切变线,而北京本地则以西北气流控制为主。而在 850 hPa 层上(图略),河套地区以北为一中尺度低涡,北京地区位于低涡切变线南侧,处于较强的偏南暖湿气流中。因此,高低层间存在着较强的风切变。从地面的湿度分析来看,10 日 08:00 北京及其南部、太原、天津、山东半岛等地由于近地面层湿度大,均出现了不同程度的轻雾。到了 14:00,近地面比湿继续加大,北京与呼和浩特之间有一条明显的东北—西南向的湿度锋区(图略),因此具备了对流性暴雨所需的水汽条件。另外,就大尺度形势而言,从华南、华东一直到华

北,低层几乎均处于明显的偏南暖湿气流中。上述分析均表明,这次局地对流性暴雨的水汽来源与天气尺度系统较强的水汽输送之间存在着直接的关系。

其次,利用天津雷达回波资料,制作了北京地区这次主要强对流过程的雷达回波强度演变图(彩图 2)。图中给出的雷达反射率因子变化的时间间隔为 18 min 左右,在分析过程中,也采用了间隔 6 min 左右的逐个雷达体扫资料(图略)。由图可见,自 14:15 起,在北京地区即开始出现对流云团(彩图 2a),截至 16:59,在不到 3 h 时间里,即发展成为一个超级单体风暴(如彩图 2j,下文详述)。由彩图 2 可以看出,整个对流的演变过程经历了从生成、发展、合并一直到消亡,总共持续了近 7 h。

因此,从当天的天气形势以及雷暴的演变和移动特征可以看出,本次强对流过程与偏南暖湿气流强盛的天气背景存在直接联系。在偏南暖湿气流中迅速生成的对流云团当移动到北京上空时,由于北京局地存在有利于雷暴发展的有利条件^[4,5],其强度迅速发展,同时,也诱发新的雷暴在原有雷暴的前方或者附近生成。特别是从 16:00 左右(彩图 2g)开始,位于北京城区附近的雷暴开始迅速发展和加强,移动缓慢的强雷暴在北京城区上空持续了近 2 h(如彩图 2g~彩图 2m),然后才开始分离消散,因此造成了北京城区罕见的强降水过程。

在 17:00 左右,位于中心城区的天安门和天坛自动站记录的逐小时降水量达到最大(如图 3a),另

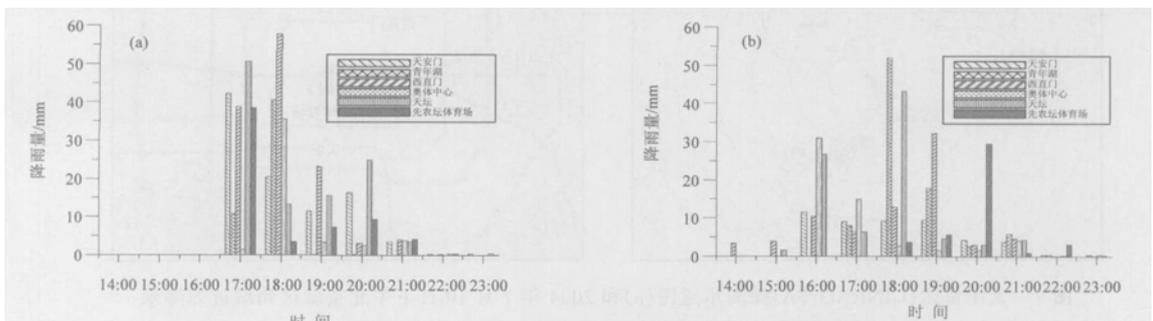


图 3 2004 年 7 月 10 日下午北京地区有效的自动站逐小时降水记录(a)城区,(b)城近郊区

外,根据上述雷达回波的演变特征(彩图 2),可以综合看出,此时位于北京城区上空的对流已经发展到十分强盛的时期。因此,分析一下 16:59 TITAN 计算分析的雷暴特征。从不低于 35 dBz 的反射率因子范围(彩图 4a)可以看出,此时,雷暴最强位置正好位于北京城区上空,其反射率因子 ≥ 35 dBz 的区域覆

盖了城区中心的大部分地区,而且雷暴绝大部分区域的反射率因子都在 45 dBz 以上,天安门到天坛附近的反射率因子更是达到了 55 dBz 以上。因此,这两地区自动站该小时时段的降水量也达到最大。从 TITAN 分析的反射率因子 ≥ 35 dBz 的雷暴投影面积(彩图 4b)可见,此时位于城区的雷暴面积约为

700 ~ 800 km²。因此,此时的雷暴已经形成了一个覆盖城区的 β 中尺度超级复合体,也表明此次降水是一个典型的 β 中尺度对流降水过程^[4-5]。

然而,由于局地能量被部分释放,这一超级单体虽然维持到 20:00 以后,但其对流强度明显减弱,降水强度也明显下降。这里需要指出的是,彩图 2 中 19:00 之后的高值强回波为虚假的超折射回波(彩图 2q ~ 彩图 2x),这在后文将做进一步分析和说明。

2.2 造成强降水的雷暴特征

由 TITAN 计算出的雷暴新生的时间和位置可以看出(图 5),14:57 左右,在北京石景山区和海淀区交界附近即开始出现第一个雷暴单体(雷暴 A),并缓慢向东北方向移动(如彩图 6a,图中粗等值线包含的区域其反射率因子 ≥ 35 dBz,为 TITAN 识别的雷暴在水平面上的投影,下同)。在 15:20 左右第二个雷暴单体(雷暴 B)随即在石景山地区出现,该雷暴迅速加强,在 15:27,中心最大反射率因子达到 57 dBz,但移动速度非常缓慢(彩图 6b)。在 15:52,这两个雷暴单体合并且继续加强(如彩图 6d),反射率因子 ≥ 35 dBz 的区域覆盖了整个石景山地区以及门头沟区东南部和海淀区部分地区。从城近郊区自动站记录的逐小时降水量可看出,15:00—16:00 的 1 h 内,位于门头沟区东南部的门头沟站和位于石景山区的老山自行车场的降水量分别达到 31 mm 和 26.7 mm,海淀站和石景山站的降水量也分别达到了 10 mm 以上(如图 3b)。在 16:10,该雷暴开始分离,主要的雷暴区域在 16:23 又与西南部北移到达的另一雷暴单体合并(图略),然后逐渐加强,在 16:29,中心最大反射率因子达到 59 dBz(彩图 6f),该雷暴直到 17:11 才减弱分离(图略)。16:00—17:00 的 1 h 内,处在该雷暴边缘区域的门头沟自动站的降水记录也达到 14.9 mm(如图 3b)。在彩图 2c 到彩图 2k 中,从反射率因子的变化也同样可以看出上述雷暴的这种演变特征。

这里需要注意的是,自 15:03 开始(图 5),在北京大兴区的东南部有另外比较小的雷暴单体(雷暴 C)生成。该雷暴逐渐发展并向着西北方向的北京城区移动,到 15:34,虽然面积很小,但其中心反射率因子却达到 49 dBz(如彩图 6c)。到 16:04,在北京城区南部随即出现第二个较小的雷暴单体(雷暴 D),其中心反射率因子达到 50 dBz(如图 5 和彩图 6e)。该雷暴的移动异常缓慢,但发展很快,在 16:29,中心最大强度达到 58 dBz。此时,雷暴 C 也已经发展,中心强度达到 60 dBz,并逐渐靠近雷暴 D(如彩图 6f)。在



图 5 北京城区附近的雷暴单体发生的位置和时间(A,B,C,D分别为文中所述的4个雷暴单体;1,2,3,4分别为北京城区的东城区、西城区、宣武区和崇文区)

16:47,雷暴 C 和 D 合并加强,强雷暴区主要分布在北京城区的中心地带,雷暴中心最大反射率因子为 59 dBz(彩图 6g)。随后,雷暴逐渐发展并缓慢向北移动。TITAN 的追踪计算表明,在 16:59 左右,其移动速度约为 16 km/h,雷暴的主要区域持续维持在北京城区(彩图 6h)。而且由彩图 6h 可见,35 dBz 粗等值线标示的雷暴区域内大部分反射率因子的阈值都在 45 dBz 以上。从北京城区自动站记录的逐小时降水量图上可以看出,16:00—17:00 的 1 h 之内,中心城区的天安门、西直门、天坛和先农坛体育场的降水量分别达到了 42.2 mm, 38.7 mm, 50.6 mm 和 38.4 mm(如图 3a)。随后的 0.5 h 内,雷暴继续发展,面积逐渐扩大,并向北偏西方向缓慢移动(彩图 6i)。从自动站记录的逐小时降水量演变图上同样可见,17:00—18:00 的 1 h 之内,青年湖、西直门、奥体中心以及丰台站和老山自行车赛场的降水量分别达到了 40.5 mm, 57.7 mm, 35.5 mm, 51.9 mm 和 43.2 mm(图 3a 和图 3b)。

从以上分析可见,由于上述 4 个雷暴单体 A, B 和 C, D 的生成以及迅速加强或合并,使得在 16:00—18:00 的 2 h 内,在北京城区造成了很强的局地短时降水,但降水的空间分布不均匀。自 17:48 左右起,雷暴开始分裂(彩图 6j),预示着该雷暴即将减弱消亡。从 18:00 左右开始,雷暴逐渐扩散分离,强度明显减弱。彩图 2d 到彩图 2p 中的反射率因子的变化事实也反映了雷暴演变的这种特征。

综上所述,对彩图 2、图 5 和彩图 6 的分析表明,造成这次突发性特大暴雨的强对流主要来自西南和东南两个方向生成的雷暴,来自西南方向产生

的雷暴在分裂后,其继续向东北移动的部分继续发展或激发新的雷暴单体生成,并最终与产生在东南方向的雷暴相互作用,使得位于北京城区的雷暴持续发展并加强,造成了北京城区的局地强降水过程。

2.3 雷暴演变的回波特征统计

从北京城区自动站逐小时降水量(图3a)可以看出,在城区雷暴的整个发展和演变过程中,自动站记录的16:00—17:00和17:00—18:00两个时段的逐小时降水量最大,表明在这2h之内对流的发展最为强盛。这从上文的论述也可以看出,在北京城区西南部生成的雷暴单体C和D在发展的过程中逐渐加强直至最后在城区合并,直接造成了16:00—18:00的2h内城区的强降水。

为进一步了解雷暴在整个过程中的总体发展演变特征,在此对TITAN追踪和分析的回波进行统计分析。统计分析是同时针对TITAN追踪和分析的所有回波区域进行的,即将彩图6中蓝色粗等值线包含的所有反射率因子 ≥ 35 dBz的区域作为整体来考虑的。主要统计分析这次影响北京城区的雷暴过程其不同高度上最大反射率因子和平均反射率因子随时间变化的整体特征。彩图7a为不同高度上最大反射率因子随时间的变化,彩图7b为不同高度上平均反射率因子随时间的变化,图中还分别标出了每个时刻雷暴最大反射率因子的值及其位置,以及TITAN计算得到的雷暴中心和反射率因子权重质心随高度和时间的变化曲线。另外,图中还标出了根据北京南郊观象台20:00的探空资料计算的 0°C 层所在的近似高度。其中,雷暴中心和反射率因子权重质心的计算在相关文献中已详细描述,这里不再赘述^[13]。这里需要注意的是,由于天津雷达探测北京上空最低高度的限制以及资料插值的误差,2.5 km高度以下的反射率因子可能存在虚假值,因此2.5 km高度以下的分析结果仅供参考,但是对整个分析结果影响不大。由图可见,16:00—18:00,是雷暴发展最为强盛的时期,雷暴的顶从16:00的8 km左右上升到17:00的11 km以上,这从16:59的雷暴反射率因子剖面图上也可以看出(图略)。然后,雷暴顶虽有所降低,但是到17:48又上升到11 km以上。随后,从18:00开始,雷暴才开始快速减弱,雷暴顶很快降到8 km左右。可见,在16:00—18:00发展最为强盛的时期内,雷暴也经历了一次不太明显的减弱过程。

对于上述造成强降水雷暴的增长、消散、再增

长的过程,从TITAN计算的反射率因子 ≥ 35 dBz的雷暴投影面积增长率的变化也可以看出,面积增长率为正值,表明雷暴是在增长,而为负值,则表明雷暴是在消散。在16:29,位于城区上空的雷暴面积增长率在 $500\text{ km}^2/\text{h}$ 以上(彩图8a),这主要是由于前面所述的雷暴C和D正处于强盛的发展时期。但是到17:35,雷暴面积增长率在 $-50\text{ km}^2/\text{h}$ 以下(彩图8b),表明此时雷暴开始消散减弱。在17:42,雷暴面积增长率又上升到 $100\text{ km}^2/\text{h}$ 以上(彩图8c),表明雷暴又处在增长阶段。然后到18:06,雷暴面积增长率又降到 $-100\text{ km}^2/\text{h}$ 以下(彩图8d),雷暴重新开始消散减弱。这与图彩7中雷暴的演变规律和上述统计分析的结论是一致的。

另外,从彩图7也可以看出,雷暴顶越高,最大反射率因子所在的位置也就越低,二者几乎成反位相变化的趋势,最大反射率因子中心在雷暴发展强盛时明显降低,表明地面降水在增强,反之,当雷暴顶降低雷暴减弱时最大反射率因子中心高度有上升的趋势,表明地面降水在减弱。从南郊观象台当日08:00和20:00探空得出, 0°C 等温线位于4 km左右的高度(彩图7中虚线),雷暴最大反射率因子出现的高度均在 0°C 等温线之下($\geq 0^{\circ}\text{C}$)或其附近,而且雷暴中心和反射率因子权重质心也基本位于 0°C 等温线之下。因此,此次的对流不可能形成冰雹或在地面出现降雹,这是一个典型的液态强降水对流系统。地面观测也表明,在这次强对流过程中并未有降雹的记录。雷暴顶高度和最大反射率因子的关系以及 0°C 等温线与最大反射率因子的相对位置可以作为雷暴是否会出现降雹的指示因子之一。

2.4 雷暴消散阶段的强回波特征

从彩图2中19:07到21:20(彩图2q~彩图2x)的雷达回波特征来看,在雷暴处于消散阶段的一个多小时之内,低层的反射率因子却明显增大,特别是在20:07左右,雷达 0.5° 左右仰角上的最大反射率因子达到80 dBz以上(如彩图2t和彩图6k),但是雷暴顶只有8 km,平均反射率因子也较16:00—18:00时段小很多(彩图7b)。因此,这么强的雷达回波极有可能是超折射引起的虚假回波。超折射经常出现在晴天或者大雨刚刚过后,主要取决于当时的大气条件,一般发生在温度随高度升高而增加或(和)湿度随高度升高而减小的大气层中^[7]。在此,北京南郊观象台当日的探空对反映北京局地的垂直大气条件具有较好的代表性。观象台位置如图1b所示。从当日

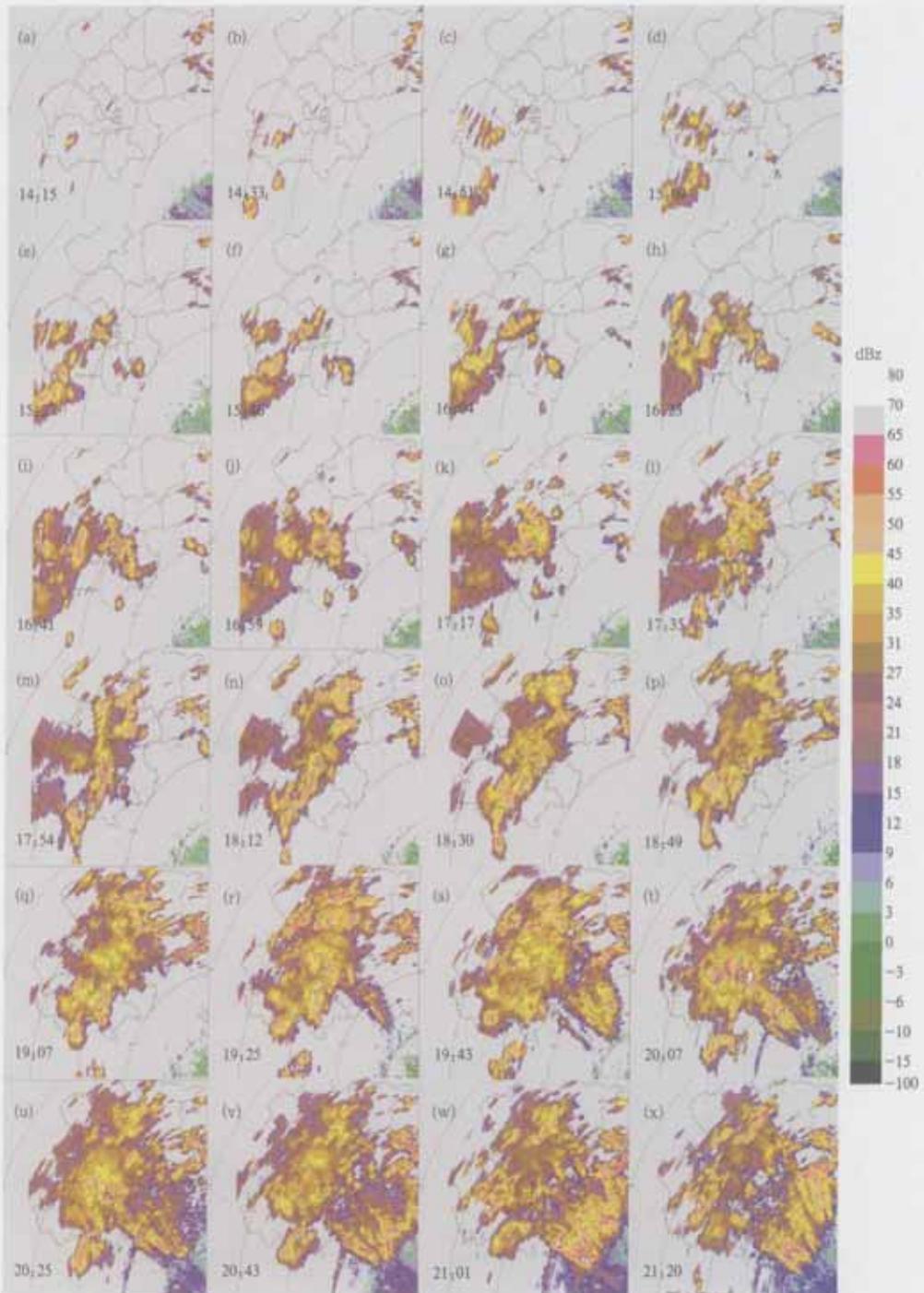


图2 2004年7月10日14:15—21:20天津雷达反射率因子演变图
(图中时间间隔为18 min左右, 雷达仰角为0.5°, 距离间隔为50 km)

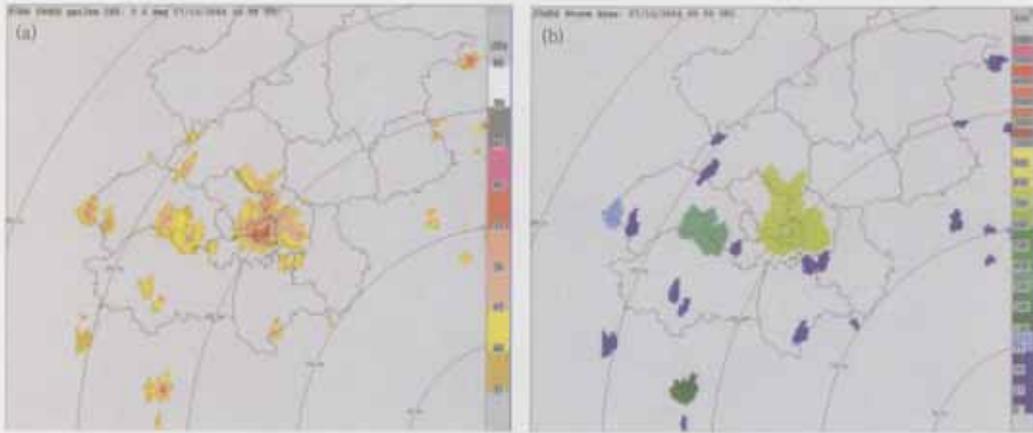


图4 天津雷达2004年7月10日16:59反射率因子阈值 ≥ 35 dBz的雷暴回波强度区域(a)和雷暴投影面积(b)
(图中雷达距离圈间隔为50 km)

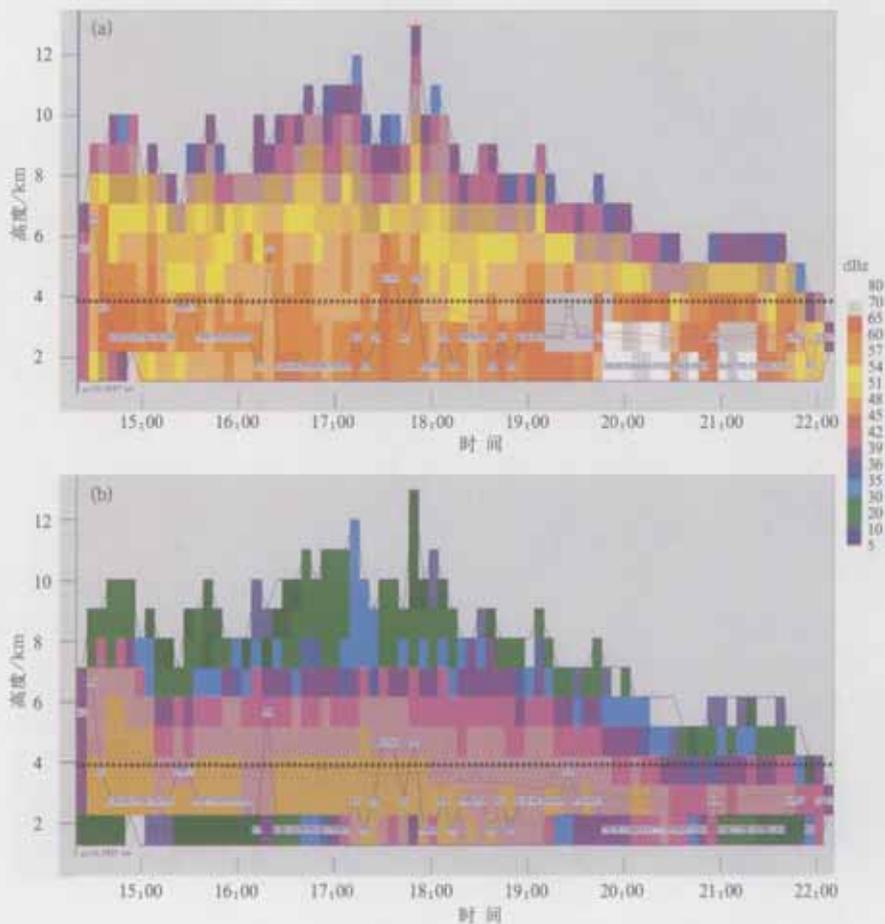


图7 TITAN追踪的图6中蓝色粗等值线包含区域的雷暴在其不同高度上最大反射率因子(a)和平均反射率因子(b)随时间的变化特征
(图中数字为每个时刻雷暴最大反射率因子的值及其位置,褐色曲线为雷暴中心随高度和时间的变化,紫色曲线为反射率因子权重质心随高度和时间的变化,黑色粗虚线为 0°C 等温层所在的近似高度)

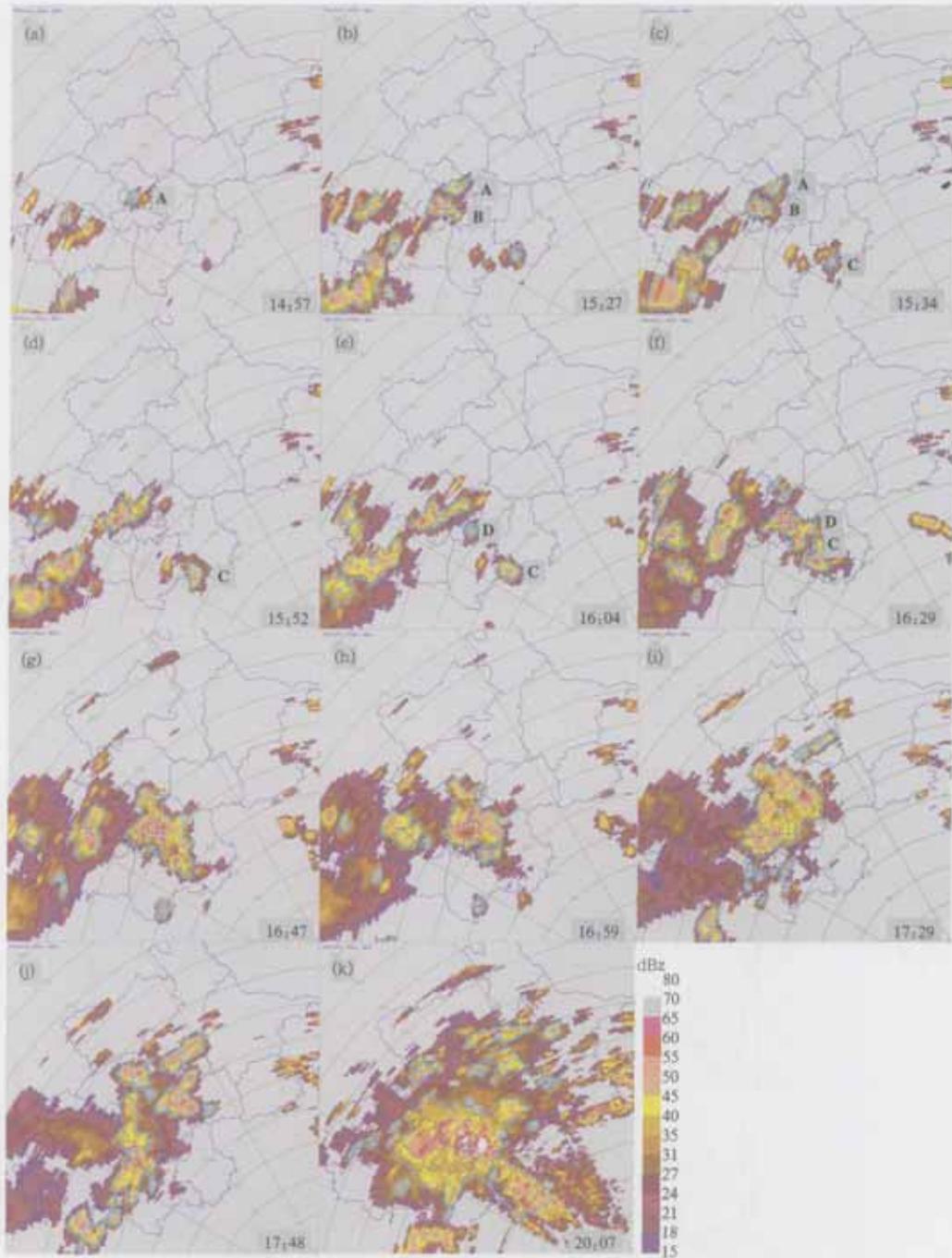


图6 TITAN对造成“7.10”强降水的雷暴发展演变和合并分裂的分析
 (图中彩色阴影区为PPI格式的雷达反射率因子资料,仰角为 0.5° ,蓝色粗等值线包含的区域其反射率因子 >35 dBz,为TITAN识别的雷暴在水平面上的投影,图中标值为最大反射率因子,单位: dBz, A、B和C、D分别标示出引起强降水的雷暴单体在合并前的发展阶段;
 图h中黑色虚线为文中所述剖面的位置;雷达距离圈间隔为20 km)

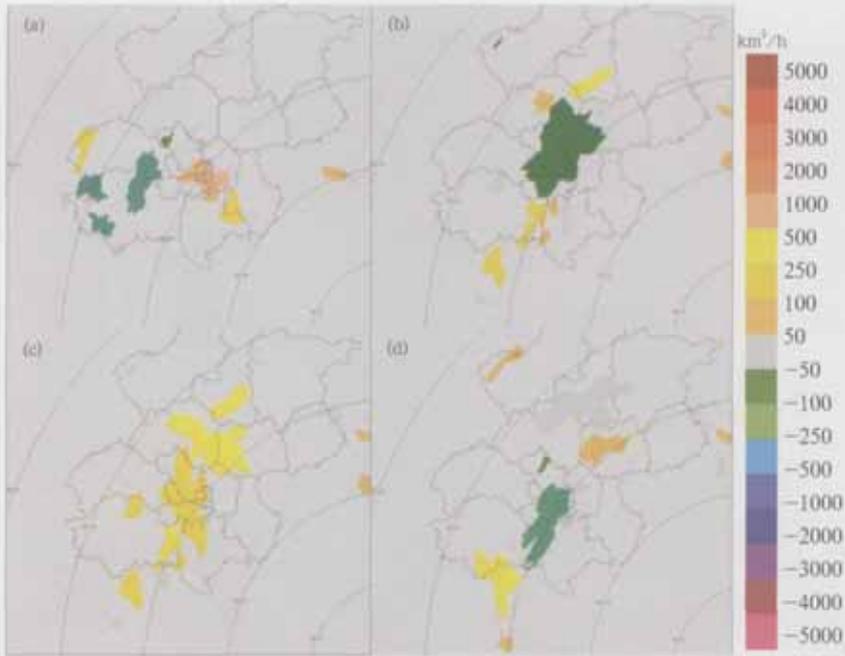


图8 2004年7月10日天津雷达观测的反射率因子阈值 >35 dBz的雷暴面积增长率
(图中雷达距离圈间隔为50 km) (a) 16:29, (b) 17:35, (c) 17:42, (d) 18:06

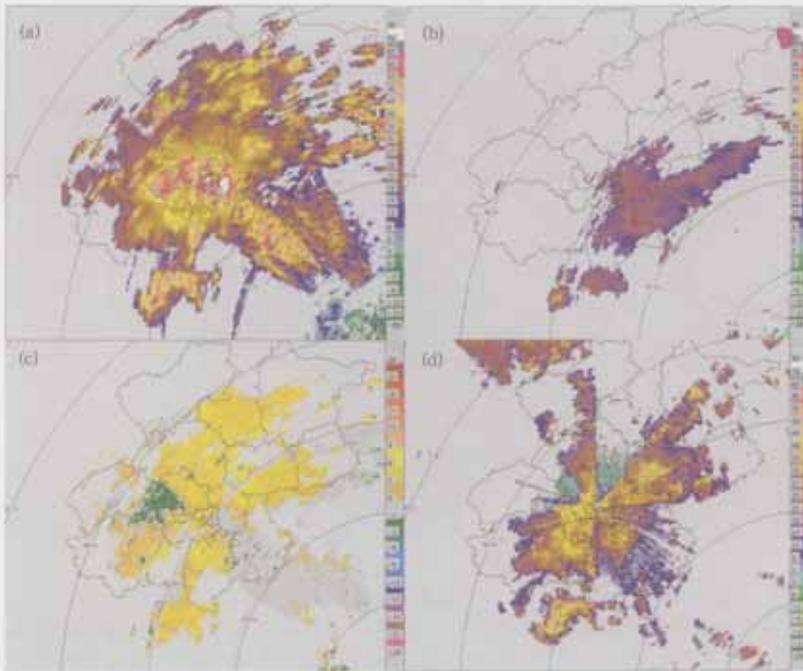


图10 2004年7月10日 20:07天津雷达0.5°仰角的反射率因子(单位, dBz)(a), 2.3°仰角的反射率因子(单位, dBz)(b), 0.5°仰角附近的径向速度(单位, m/s)(c)以及20:11北京C波段雷达0.5°仰角的反射率因子(单位, dBz)(d)
(图中雷达距离圈间隔为50 km)

20:00 北京南郊观象台探空得到的相对湿度可以看出(如图 9),从 975 hPa 到 750 hPa 的低层相对湿度随高度增加而减小,并且,与 2002—2004 年 3 年的 7 月份 20:00 南郊观象台探空获得的低层平均的相对湿度廓线相比,7 月 10 日 20:00 的 750 hPa 以下的探空相对湿度随高度的递减率比平均递减率要大很多。因此,当时的大气状况是产生超折射的有利条件。当把雷达仰角从 0.5° 抬高到 2.3° 时,强的雷达回波基本消失(如彩图 10a 和彩图 10b 所示),可见,该回波是真实强雷暴回波的可能性不大。而且,雷达径向速度场上表现为大量的零速度区的存在(彩图 10c),特别是回波非常强的区域,径向速度几乎均为零(对比彩图 10a 和彩图 10c)。另外,从位于雷暴附近的北京 C 波段雷达的强回波图像上也可以看出,此时的回波反射率因子大小仅有 40 dBz 左右(彩图 10d)。因此,可以肯定,如此强的回波是由于大气异常传播造成的虚假的超折射回波。此时,雷暴的大量能量已经消耗,在少量的降水回波中夹杂着大量的超折射回波,降水也比较分散。这从自动站的逐小时降水变化明显可以看出(如图 3),仅仅石景山站在 18:00—19:00 的 1 h 降水量达到 33.5 mm,大兴站在 19:00—20:00 的 1 h 降水量为 29.6 mm,而其他站点的降水量都比较小。

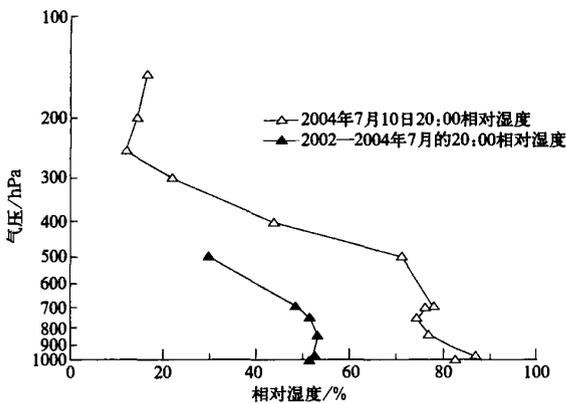


图 9 北京南郊观象台 2004 年 7 月 10 日和 2002—2004 年 3 年 7 月平均的 20:00 探空相对湿度分布

异常传播一直是困扰人们判断和识别真正雷达降水回波的一个问题。所以,仅仅利用简单的雷达反射率因子和降水量之间的 $Z-R$ 经验关系来进行定量降水估测,其误差有时很大,必须利用雨量计观测的降水资料来实时修正 $Z-R$ 关系,才能提高利用雷达进行定量降水估测的精度。

3 结论和讨论

通过以上分析,从雷暴的回波特征剖析了北京 2004 年“7.10”突发性大暴雨局地性强、降水强度大、突发性强、移动缓慢等特征。

1) 从雷暴的演变和移动特征可以看出,本次强对流过程与偏南暖湿气流强盛的天气尺度背景存在直接联系,在偏南暖湿气流中快速生成的对流云团当移动到北京上空时,其强度迅速发展,有利的局地条件也促使新的雷暴不断生成和发展,最后逐渐形成了一个覆盖城区的 β 中尺度超级对流复合体。

2) 造成这次突发性特大暴雨的强对流主要来自西南和东南两个方向生成的雷暴。在北京西南部的雷暴逐渐向东北的城近郊区移动和发展,当与新生成的雷暴合并后加强,造成了石景山、门头沟和海淀部分地区的大雨。在北京东南部逐渐形成的两个小雷暴迅速增长并向西北方的北京城区移动,当到达城区时合并且迅速加强,但移动速度却十分缓慢。强雷暴的主要区域在北京中心城区维持了 2 个多小时,造成了 16:00—18:00 城区的短时强降水,降水量大但空间分布不均匀。在这期间,该雷暴经历了一个由强到稍弱然后又加强的过程。

3) 在本次强对流活动中,没有出现冰雹。雷暴最大反射率因子出现的高度均在 0°C 等温线之下 ($\geq 0^\circ\text{C}$) 或其附近,雷暴的中心和反射率因子权重质心基本位于 0°C 等温线之下,雷暴顶的高度和最大反射率因子的关系也呈反位相变化,证实了这是一个典型的液态强降水对流系统。

4) 由北京南郊观象台探空计算得到的相对湿度以及雷达资料等的对比分析均表明,20:00 左右的超强雷达回波是由大气异常传播造成的虚假超折射回波。

上面仅根据雷达回波分析了北京“7.10”局地强降水的一些基本特征。在此,仅仅能够得到逐小时的降水资料来检验雷暴的发展和演变特征。但是,若有时空分布更详细的自动站降水记录或其他资料的话,无疑对验证和分析雷暴演变和发展特征会有帮助。

另外,由于使用的是位于天津塘沽的雷达,因此,对探测距离雷达站 150 km 左右的北京城区上空的对流云来说,探测的最低高度受到了一定的限制。但是,对这次强雷暴特征的探测和分析结果的

影响不大。

由以上分析可见,在偏南暖湿气流中迅速生成的对流云团当移动到北京上空时,其强度迅速加大,并促使新的雷暴单体快速生成和发展。那么,促使雷暴持续快速发展和不断生成的局地有利条件是城市热岛等城市边界层的作用还是地形效应,还需要从更精细化的非常规中小尺度观测资料以及数值模拟分析的角度去做大量的工作。

“7.10”暴雨发生后,气象科研工作者进行了大量的数值预报试验。但是,由于观测资料的限制,以及对局地强对流天气发生发展物理机制认识的局限性,目前的中尺度数值模式对类似于“7.10”局地特大暴雨的精细化预报能力有限^[5]。因此,需要借助新一代天气雷达和专家系统进行实时监测和临近预报,这是目前减轻类似的强天气灾害的最有效途径之一^[11]。为此,中国气象局北京城市气象研究所与美国国家大气科学研究中心(NCAR)正在联合研究适用于北京地区的对流天气自动短时临近预报预警系统,并期望这个系统将能比较有效地做出雷暴的短时临近预报,在最大程度上减轻类似于“7.10”这样的突发性大暴雨造成的灾害。

致谢:在本文完成过程中,美国国家大气科学研究中心(NCAR)的 Susan Dettling 博士曾给予帮助,北京市气象台的孙继松研究员对这次强对流过程的天气形势分析提供了帮助,谨此致谢。

参考文献

- [1] 北京市气象局气候资料室编著. 北京城市气候. 北京:气象出版社,1990:45-55.
- [2] 吴正华,陈明轩. 京津冀地区夏季(6-8月)短历时降水气候分析 // 中国气象局北京城市气象研究所/中国气象学会城市气象学委员会/美国国家大气研究中心(NCAR)编. 中美强对流天气临近预报技术国际研讨会文集. 北京:气象出版社,2004:264-269.
- [3] 陶祖钰,葛国庆,郑永光,等. 2004年7月北京和上海两次重大气象事件的异同及其科学问题. 气象学报,2004,62(6):882-887.
- [4] 郑祚芳,范水勇. 北京“7.10”城区灾害性强降水分析. 灾害学,2005,20(2):66-70.
- [5] 孙继松. 北京“7.10”暴雨的科学问题. 2004年灾害性天气预报服务研讨会,北京,2004.
- [6] Battan L J. Radar Observation of the Atmosphere. The University of Chicago Press, 1973.
- [7] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 新一代天气雷达原理和应用讲义(修订本). 北京:中国气象局培训中心,2004.
- [8] 郑媛媛,俞小鼎,方翀,等. 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,2004,62(3):317-328.
- [9] 陈秋萍,冯晋勤,陈冰,等. 新一代天气雷达观测的福建夏季对流云特征. 应用气象学报,2003,14(1):180-186.
- [10] 朱君鉴,刁秀广,黄秀韶. 一次冰雹风暴的 CINRAD/SA 产品分析. 应用气象学报,2004,15(5):579-589.
- [11] 陈明轩,俞小鼎,谭晓光,等. 对流天气临近预报技术的发展与研究进展. 应用气象学报,2004,15(6):754-766.
- [12] Johnson J T, MacKeen P L, Witt A, et al. The storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced WSR-88D algorithm. *Wea Forecasting*, 1998, 13: 263-276.
- [13] Dixon M, Wiener G. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting: A radar based methodology. *J Atmos Ocean Tech*, 1993, 10: 785-797.
- [14] Breed D, Jensen T, Bruitjes R, et al. Precipitation Development in Convective Clouds over the Eastern Arabian Peninsula. 16th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification (85th AMS Annual), San Diego, CA, USA, January 9-13, 2005.
- [15] Mueller C, Saxen T, Roberts R, et al. NCAR auto nowcast system. *Wea Forecasting*, 2003, 18: 545-561.
- [16] Meganhart D, Mueller C, Trier S, et al. NCWF-2 probabilistic nowcasts. Preprints, 11th Conf. on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology, Hyannis, MA, Amer Meteor Soc, 2004.
- [17] Potts R. The Application of TITAN for Thunderstorm Nowcast Operations. Preprints, 17th BMRC (Bureau of Meteorology Research Center, Australia) Modelling Workshop 2005: Hydrometeorological Applications of Weather and Climate Modelling. 700 Collins Street, Melbourne, Australia, October 2005.
- [18] Mathieson I D, Dance S, Gorman L M. An Open Meteorological Alerting System: Issues and Solutions. Twenty-Seventh Australasian Computer Science Conference (ACSC 2004): 351-358. Dunedin, New Zealand, January 2004.

Radar Echoes Characteristics of the Sudden Convective Rainstorm over Beijing Area on July 10 , 2004

Chen Mingxuan¹⁾ Yu Xiaoding¹⁾²⁾ Tan Xiaoguang¹⁾ Gao Feng¹⁾

¹⁾(Institute of Urban Meteorology , CMA , Beijing 100089)

²⁾(CMA Training Center , Beijing 100081)

Abstract

An intense thunderstorm attacks Beijing and brings sudden severe rainstorm over local Beijing urban area in the afternoon of July 10 , 2004 . An analysis of the paroxysmal rainstorm characteristics is made using weather observation data , radar echo data of CINRAD/ SA S-band at Tanggu of Tianjin and a thunderstorm identification , tracking and analysis algorithm . The analysis illuminates the clear characteristics of the strong convective rainstorm which is of small extent , high precipitation , paroxysmal initiation and development , and slow motion . The evolution and motion properties indicate that the convection has direct and close relation to the large scale warm southerly airflow with abundant water vapor characteristics . The convective cloud clusters are gestated and given birth in warm and wet southwestern air stream . The cloud clusters rapidly intensify when they arrive in Beijing area , then gradually a super cell storm comes into being with meso β scale over Beijing urban zone and result in a heavy rainfall . The detailed analysis results show the thunderstorm cells come from two different directions into the city area , southwest and southeast respectively , produce the strong convective rainfall . The southwest thunderstorms gradually move and develop northeastward near the urban zone , and merge and reinforce with newly inspired storm cells , bring a heavy rainfall in Shijingshan , Mentougou and Haidian districts of Beijing . The two small cells born at southeast of Beijing develop rapidly and gradually move northwestward into urban area . They merge into a storm when reaching urban zone , then the storm quickly strengthens . However , the storm has very low velocity and hovers and maintains near 2 hours just over Beijing urban zone . The storm pours a great deal precipitation into urban zone in only 2 hours . But the precipitation is not evenly distributed over urban zone . Statistical analyses and storms tracking on the evolution characteristics of the convection are performed by using Tianjin radar data and automatic rain gauge data of Beijing area . During the course of the heavy rain , the convection has an evolution characteristic from intensifying to weakening , then intensifying again . There is an evidently out-of-phase between the top of the thunderstorms and the height of maximal reflectivity . The height of maximal reflectivity is less than or close to the height of 0 °C isotherm , and the heights of centroid and reflectivity-weighted centroid for the whole storm are also less than the height of 0 °C isotherm on the whole . Therefore , the results confirm the convection can only give birth to liquid state rainfall without any hail . That is consistent with the fact that there is not any surface hail log . Another analysis , based on relative humidity from soundings at Beijing Observatory and radar data comparison between Tianjin S-band and Beijing C-band , indicates that these strong radar echoes of Tianjin radar at about 20 :00 Beijing local time are resulted from anomalous propagation (AP) , so they are inveracious superrefraction echoes .

Key words : sudden severe rainstorm ; radar echo ; analysis of characteristics ; identification and tracking