

文章编号: 1004-4965(2010)04-0445-07

北京对流性降水的雨滴尺寸分布瞬时 特征与雷达降水的关系

肖现¹, 廖菲², 肖辉³, 嵇磊⁴, 虞海燕⁴

(1. 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089; 2. 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广东 广州 510080;
3. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; 4. 北京市气象局, 北京 100089)

摘 要: 采用 HSC-Parsivel 雨滴谱仪对北京的 2007 年 8 月 1 日低涡类中尺度降水采样, 得到了雨滴分布的瞬时特征。研究表明, 雨滴分布的瞬时特征有系统性分布特点, 利用其瞬时特征可以将中小尺度对流性降水分为对流性降水阶段、层化阶段和层状云降水 3 个阶段。对应这 3 个阶段, 降水有着不同的 Z-R 关系; 中值直径 D_0 、雷达反射率因子 Z、瞬时降水 R 三者有阶段性的变化趋势, 上升运动对雨滴谱分布影响显著。3 个阶段有明显不同的垂直结构: 对流阶段对应着较强的垂直上升运动; 层化阶段的下沉气流则与融化等有很大的关系, 是造成地面雨滴中值直径与瞬时雨强较小的主要原因; 层状云的较强降水与对流泡和微弱上升气流等有关。这些因素导致了雨滴分布呈现阶段性变化。

关 键 词: 垂直运动; 对流性云团; 中值直径变化

中图分类号: P426.5.1

文献标识码: A

Doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2010.04.008

1 引 言

北京市位于华北平原的北端, 北以燕山山地与内蒙古高原接壤, 西以太行山与山西高原毗连, 东北与松辽大平原相通, 东南距渤海约 150 km, 往南与黄淮海平原(即华北平原)连成片, 由于其特有的地理特点和城市化特点, 北京夏季降水频繁出现局地暴雨, 降水强度大, 给城市经济和人民生活造成极大的损失。尤其在 2007 年的夏季多次出现局地性对流, 高于常年的出现频次。

雨滴是云微物理过程的最终产物, 通过雨滴谱观测, 可对雨滴的碰并、蒸发、云体的含水量、降水强度、降水发展阶段特点等进行研究, 从而进一步了解自然降水的物理过程。近年来, 随着天气学和云物理学的发展, 对不同天气系统的研究越来越深入, 对降水微物理过程的认识也有所提高。早在 1960 年代, Twomey^[1]指出雷达回波与降水存在密切

关系, Ubrich 等^[2]进一步研究了不同雨型的 Z-R 关系, 依据此定量降水估算的基础。而 Tokay 等^[3]将降水系统划分为对流云降水和层状云降水。Clfell 等^[4]研究了在降水的各个阶段, 瞬时雨强、雷达反射率因子 Z、差分反射因子 Z_{DR} 和中值直径 D_0 之间的相互关系。Brandes 等^[5]利用雨滴谱资料得到了雨滴的瞬时变化关系, 在此基础上改进了原有的云参数化方案。我国学者也开展了大量的降水雨滴谱观测和研究, 研究了不同地区的不同云型导致的降水雨滴谱特征^[6-8], 并结合 Z-R 关系对雨型作了分析, 得到一些有意义的研究结果。根据不同情况的降水类型, 针对不同的地理条件对雨滴谱的结果进行了较详细的分析。

在实际气象业务工作中, 得到雨滴谱分布这种描述降水微观特征的非常规资料比较困难, 但对降水微观演变特征的认识是提高降水预报和改进雷达定量降水估计的关键。已有的研究指出^[9], 雨滴谱

收稿日期: 2009-01-06; 修订日期: 2010-01-28

基金项目: 北京市科技计划课题“北京奥运会国际天气预报示范计划支持技术研究”(Z0006279040191); 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项——“强度—尺度”等新技术在精细预报检验中的应用课题(IUMKY200808); 公益性行业(气象)科研专项经费项目“京津冀城市强对流天气短时临近预报关键技术研究”(GYHY200706004)共同资助

通讯作者: 肖现, 男, 河南省郑州市人, 硕士, 研究方向: 临近预报。E-mail: xxiao@ium.cn

的瞬时变化能够反映出降水的微观结果的特征与变化,这说明利用雨滴谱资料来判断降水机制及其演变特征是可行的。因而,本文选取发生在北京的一次夏季中尺度强降水过程作为研究对象,利用连续的雨滴谱资料和雷达等资料,探讨了雷达回波、雨滴谱资料与降水微物理结构的相互关系。

2 资料来源及资料处理

本文分析所用的雨滴谱资料是由 HSC-Parsivel 仪器观测所得,其利用光电原理分析得到雨滴谱分布,可进一步估算得到降水量、能见度、降水动能和降水类型等物理量。它可测量雨滴的范围为 0.2 ~ 5 mm,雨滴资料精度为 0.125 ~ 0.5 mm,每 1 分钟得到 1 次数据。该仪器布置在北京的南郊观象台 (116.472 °E, 39.809 °N),在 2007 年夏季暴雨期间进行连续观测。

根据降水雨滴谱资料可以计算得到相应采样时间中的降水积分参数,如降水强度 R 和雷达反射率因子 Z (已转换为 dBZ),计算公式为,

$$R = \sum_{D_i=0}^{D_{\max}} N(D_i) M(D_i) \times V(D_i) \Delta D \quad (1)$$

其中 $N(D_i)$ 是雨滴谱空间数浓度,单位:个/ m^3 , V 是雨滴对应的最终下落末速,单位: m/s 。实际计算中,雨滴的范围是从可以捕捉到的最小雨滴至最大捕捉的雨滴。

$$Z = \sum_{D_i=0}^{D_{\max}} N(D_i) D_i^6 \Delta D \quad (2)$$

$$\text{dBZ} = 10 \log Z$$

其中 Z 是雷达反射率因子,单位: mm^6/m^3 。为了与实际雷达资料对应,将雷达反射率因子转换为 dBZ。在分析雨滴谱资料时,中值直径能比较清楚地代表雨滴大小的变化。因此本文计算每次降水雨滴谱的中值直径 D_0 。表 1 描述了中值直径的计算公式。

表 1 中值直径的符号、定义和表达式

直径 符号	中数直径 D_0
定义	半数雨滴的直径小于(或者大于)此值
表达式	$\int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(D) dD = 2 \int_{D_{\min}}^{D_0} D^3 N(D) dD$

在雷达资料处理方面,以往研究中,对流云团三维风场对降水的分布起非常重要的作用。随着近年来双多普勒雷达风场算法的成熟^[10],计算三维风场已成为可能,但上述技术往往是建立在假定在某一高度的平面上,水平散度和垂直速度在较小的高

度间隔内不变基础上的,而实际情况下,中小尺度强风暴的垂直风场往往很难满足这样的条件。Crook 等^[11]利用四维变分同化技术,在三维伴随云模式的基础上,同化多普勒雷达速度等资料,最终得到实况的分析场(包括三维风场、扰动温度、散度等气象要素)。其结果能够实时表现出强对流风暴的三维结构,改进原有三维风场的结果。此系统已经过美国业务运行和悉尼奥运会的检验,结果表明其对强对流风暴的反演与实况结构一致。但由于降水粒子的托曳作用,有时会造成对垂直速度的低估。

本文利用 VDRAS (多普勒雷达四维变分同化分析系统)^[11],同化北京、天津、石家庄等多部多普勒雷达资料,得到了对流性降水的三维风场等动力结构。

3 天气背景与降水实况

本文主要分析 2007 年 8 月 1 日的比较典型的中小尺度对流性降水。这次降水过程为东北低涡类降水,7 月 30 日 20 时,蒙古附近低层形成低涡,然后逐渐向东移动,8 月 1 日 08 时后北京、河北地区受低涡西南气流控制,在内蒙古与东北地区有明显风场切变与倒槽,在 1 日 08 时 850 hPa 的天气图上可以明显看出低值系统,并伴有切变线和倒槽。中低层水汽由西南暖湿气流源源不断输送到华北地区,为此次华北地区大规模降水发生、发展提供了有利的条件。分析华北地区稳定度可以发现华北地区位于 cape 高值区,意味着强对流天气发生。

8 月 1 日华北地区骤降强雷阵雨,从 13 时开始有小对流产生,随后较强的对流一直持续到 2 日 03:14 左右。开始的降水范围较小,但降水强度大其间伴随少量冰雹;随着时间的推移,降水逐渐减弱,但范围不断增大并不断南移,最后降水比较稳定,发展为类似层状云降水(层云化过程)。此次降水的范围大、强度强,仅 1 小时内,石家庄最大降水达 78 mm,北京市观象台雨量计测得降水达 67 mm。此次降雨的雨量分布不均,华北地区中南部降雨较大,可以看成是典型的对流性降水向混合型降水转换的过程,这种暴雨在华北夏季经常发生。

4 降水特征

4.1 雷达回波强度的演变特征

8 月 1 日 06:41 UTC,张家口雷达探测到张家口东部的燕山山脉上有零星超过 40 dBZ 点状强对流单体

生成,随后对流单体迅速发展,单体合并频繁,并向东传播下山。在10:35 UTC进入北京市区,此后对流云团表现为右移增强向东南传播,13:18 UTC,降水云团前沿经过测站,从此时的1.5 km等高雷达拼图(图略)上可见,此时的降水回波前沿为块状参差不齐的多单体回波,其强度超过45 dBZ,而在多对流单体的前沿有弧状回波(阵风锋)向东南传播,随着时间的推移,阵风锋在东南不稳定区产生了新的强对流单体,而原有的对流单体随着阵风锋的远离不断衰弱,逐渐弱化为层状云降水并持续发展,在15:47 UTC(图1)形成了水平尺度超过130 km的中尺度降水云团,云团右前部的强度接近50 dBZ,水平尺度为20~50 km的多单体强对流核心,而在对流单体的后部则为强度略等于37 dBZ的层状云回波,在层状云降水和对流性降水之间是强度为27 dBZ的层化降水区。

图2为此时降水的RHI垂直剖面图(沿图1中黑线处),可见中尺度降水云团的水平结构为强单体、弱回波区和层状云降水依次分布,而且在层状云区域不难发现回波中存在亮带,亮带中存在超过45 dBZ条块状回波,条块状回波与回波顶部突起以及强下挂回波相对应,为明显的对流泡。亮带高约3.3 km左右,由北京12:00 UTC探空可得,零度层高度约为3.1 km,与零度层亮带相近。这是典型中尺度降水的前对流云后层状云结构,而后层状云中包含大小不等的对流云回波块。降水回波的时空分布不均匀体现在云系3个阶段的不同微物理结构、分布以及降水粒子的区别。另外此次降水的发展与成熟期,主要云团经过雨滴谱仪所在的测站,也为利用雨滴谱资料研究中尺度对流云团提供了数据。

4.2 雨滴谱资料

根据图3给出的降水雨滴的中值直径、雷达反射率因子和瞬时雨强以及垂直速度(取VDRAS 500 m处的垂直速度)的时间演变,依据其数值的变化趋势,根据Rosenfeld等^[12]的分型法,雨滴谱资料将降水过程分为3个阶段:对流性降水阶段、层化阶段、层状云降水阶段,对应这3个阶段,本次个例的时间段分别是:13:39—14:46 UTC、14:47—15:41 UTC、15:42—18:43 UTC,这3个时段与图1中这3个阶段的降水区域分别经过测站的时间相对应。

4.2.1 对流性降水阶段

对于对流性降水阶段而言,较大的雨量(瞬时雨强较大)、较大的雨滴(较大的中值直径)和相对较强

的雷达回波(雷达反射率因子较大)以及上升气流较强是此类降水的主要特征,而且三者的起伏变化比较明显。图3给出本次个例的中值直径 D_0 、雷达反射率因子dBZ和瞬时雨强 R 随时间的变化趋势。由图3可见,对流性降水开始于雷达反射率因子、瞬时雨强和中值直径快速上升的时刻,而终止于三者同时剧烈下降的时刻,其中具有明显起伏,尤以瞬时雨强的起伏最明显,其最大值超过120 mm/h,而相应的最小值却几乎为零,但在整个对流性降水阶段,平均雨强也超过40 mm/h。与此同时,对应的雷达反射率因子和雨滴中值直径也有起伏变化,其雨滴中值直径最小值约为0.8 mm,最大值达2.6 mm;而雷达反射率因子在22~55 dBZ范围内起伏变化,平均约为35 dBZ。中值直径、瞬时雨强和雷达反射率因子在这个个例中均保持很好的对应关系,其变化趋势相近,尤其是在瞬时雨强达到峰值时往往对应着雷达反射率因子和中值直径的峰值,符合公式(2)。根据雷达气象方程,雷达反射率因子与雨滴直径的6次方成正比,所以雷达反射率因子主要被大雨滴的数量决定。对比图1,降水云团的特点是多对流单体分布,且这些云团的对流发展程度各不相同。当多个对流单体经过测站上空发展成不同对流单体时会导致雨滴中值直径的较大起伏,这种起伏又直接影响瞬时雨强和雷达反射率的强弱变化。而从图3可以看出,上升气流的变化趋势与雨滴直径对应很好,说明较大的雨滴与较强的上升气流有关,较强的上升气流能使雨滴在空中生长至足够大。

4.2.2 层化阶段

从图3还可知道,在层化阶段最重要的特点是中值直径、瞬时雨强和雷达反射率因子三者数值的迅速减小,但其中出现一些起伏。对个例而言,结合图3可以发现,在此阶段开始于中值直径、瞬时雨强和雷达反射率因子三者均快速下降的时刻,结束于三者重新开始增长的时刻。此阶段瞬时雨强快速减小,从120 mm/h减小到小于10 mm/h,减少幅度超过100 mm/h,与之对应的雷达回波和中值直径也一同下降,减小幅度分别为20 dBZ和0.6 mm。结合图2可知,此时的雷达回波顶高低于7 km,雷达反射率因子在24 dBZ以下,此时对流云团层化区域移进测站上空,而层化区域特点是强度较弱、雨滴较小,以下沉气流为主。降水云系层化阶段,降水微物理特征变化明显,在对流向层云化阶段过渡时,中值直径、瞬时雨强和雷达反射率因子的减幅

较大,可减小到整个降水过程中的最低值(中值直径为 0.7 mm 左右)。这些说明在层云化的阶段中,雨滴的大小急剧减少,至整个降水过程的最小值,此时降水转变成主要由较小的小雨滴组成。由于雷达反射率因子与雨滴中值直径存在 6 次方关系(公

式(2)),雨滴尺寸的急剧减少,也就造成了雷达反射率因子的急剧减小,对比此时的 VDRAS 速度资料发现,此时从对流阶段的上升气流转为下沉气流控制,随着下沉气流的增强,造成下降的雨滴的尺寸比上一个阶段有很大的减小^[12]。

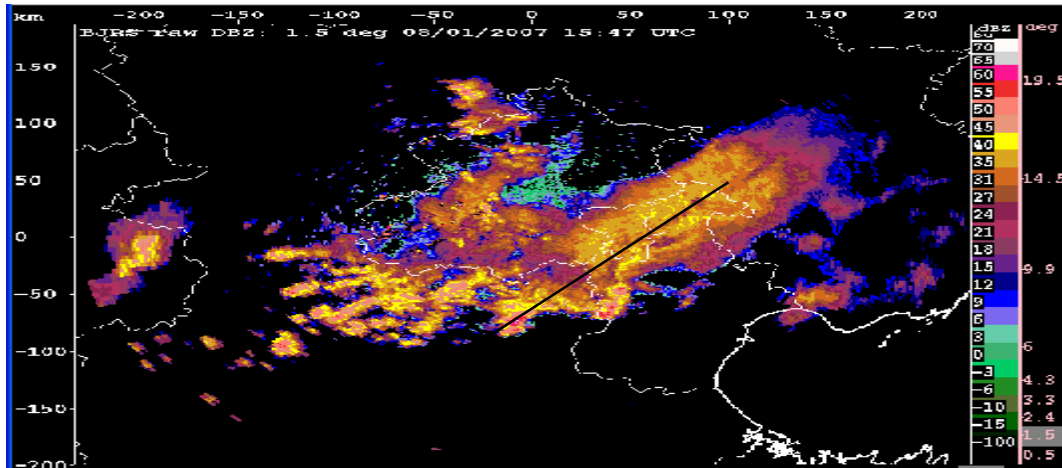


图1 15:47 UTC成熟期的中尺度云团和雷达反射率因子图

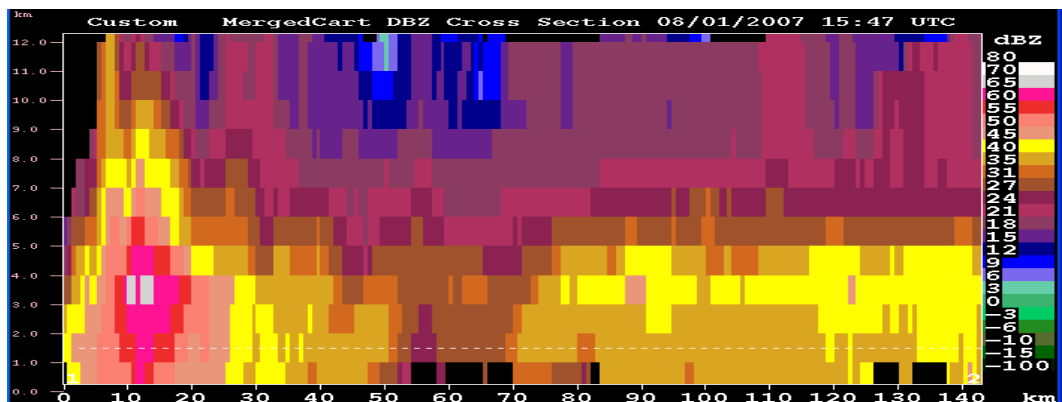


图2 15:47 UTC成熟期的中尺度云团雷达反射率剖面图

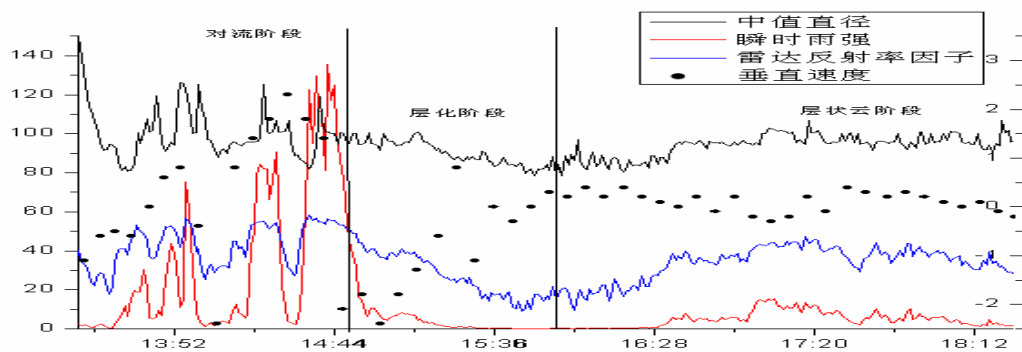


图3 2007年8月1日中值直径 D_0 、雷达反射率因子 Z 、瞬时降水 R 和垂直速度 w 随时间变化

4.2.3 层状云降水阶段

由图3可知,对于层状云阶段而言,其特点是雷达反射率因子、中值直径和瞬时雨强都恢复增长,

中值直径、雷达反射率因子的振荡增长幅度较大,瞬时雨强的增长幅度较小。三者的值均大于各自在上一个阶段的情况。对个例而言,结合图3可以发

现, 此阶段开始于中值直径、瞬时雨强和雷达反射率因子三者重新增长的时刻, 最后随着中值直径、雷达反射率因子和瞬时降水三个量的急剧降低, 此次降水就进入最后的消亡期。雨滴大小、降水强度分别有所增加, 中值直径呈现较小的起伏性增长趋势。雷达反射率因子整体上也较慢增大, 雷达反射率因子和中值直径分别稳定在 40 dBZ 和 1.0 mm 左右起伏变化。雨量增长较大, 从不到 7 mm/h, 增加到 19 mm/h 左右。明显的零度层的对流泡及其下挂回波的存在, 大大提高此时瞬时雨强, 造成雨强的起伏, 而且在图 3 中相应较弱的上升气流也为雨滴的增大提供了条件, 这可能是造成此阶段雨滴增大的原因。

从测站上空的垂直速度随时间变化中能够看出, 在对流降水阶段, 上升与下沉气流交替分布, 上升气流附近对应着雨滴直径的大值区, 而在对流阶段的尾端对应着较强的下沉气流, 这与对流云阶段三维结构有关; 而在层化阶段, 其为消散的对流单体向层状云降水的阶段对应着下沉气流, 因此造成较小的雨滴; 而在最后层状云阶段的雨滴大小增大也可能与零度层融化作用和此阶段转为上升气流控制有关。所以中尺度对流云团的垂直气流的分布对雨滴分布造成很大的影响。

4.2.4 个例的 Z-R 关系

雷达定量降水的 Z-R 与降水的类型有很大的联系^[13], 对流云阶段: Z-R 关系为 $a=441$, $b=1.54$; 层化转化阶段: Z-R 关系为 $a=391$, $b=1.46$; 层状云阶段: Z-R 关系为 $a=473$, $b=1.41$ 。从中可以发现, 和以往的资料所得到的结论相同, 对流云阶段的 a 和 b 较大; 在层化阶段的 a 值最小, b 值较小; 在层状云阶段的 a 值最大, b 值最小。可见, 在对流云阶段的 Z-R 关系的 a 值较大, 这说明对于对流性降水的对流阶段而言, 最大的中值直径和较大的 a 是此阶段的特点, 这与 Rosenfeld 等^[12]的结果相似。在降水云层化阶段的 Z-R 关系的 a 值是所有阶段中最小的, 对应着最小的雨滴直径。在层状云阶段, 较大的 a 值对应着较大的中值直径。

从上述分析可知, 此次降水过程有中尺度降水的典型特点, 分为对流、层化、层状云降水 3 个阶段, 不同阶段降水的微观结构有不同的特点。

4.3 不同阶段雷达资料特点

从上文分析可知, 中小尺度对流云团的发展经历了对流、层化、层状云 3 个阶段, 且对应着不同

的雨滴分布, 其中上升与下沉气流的分布起到十分重要的作用^[14], 所以有必要对中尺度对流系统的垂直结构进行分析研究, 试图从中找出中尺度对流云团的结构特点对雨滴分布的影响。但由于中尺度降水云团的特殊性, 只能通过常规雷达手段对其进行分析。因此本文利用 VDRAS 系统分析了在中尺度对流云团成熟时(图 1)不同阶段的平均垂直速度、辐合场及雷达反射率因子强度随高度的变化趋势。

从图 4a 可以看出, 在对流性降水阶段, 上升气流一直从低层伸展到接近对流云顶, 在 6 km 以上达到最大, 此后随着辐合场逐渐转变为辐散场, 上升气流渐渐减弱, 但是在云顶仍然为上升气流, 这说明此区域较强的上升气流能将足够大的粒子带到足够高的区域, 降水粒子生长路径较长, 这可能是形成大雨滴的主要原因, 而且由于上升气流极大值所在高度较高 ($0 \sim -10$ °C 层以上), 有利于积累带 (对应图 4c 上 0 °C 层至 5 km 的强回波) 形成, 使降水粒子在使冰相粒子在过冷水充足的环境中得以快速生长, 是形成大雨滴乃至降雪的主要原因。另外, 在这一阶段中, 此区域的中低层为明显较强的辐合 (图 4b), 这来源于低层暖湿入流与降水粒子造成的下沉气流辐合的结果, 而在对流区域顶部则为明显的辐散气流, 这种中低层辐合高层辐散的抽吸结构维持了强对流的持续发展, 有助于维持对流区域的上升气流和大雨滴的形成, 所以造成在雨滴谱上反映出较大的中值直径、较强的瞬时雨强及雷达反射率因子。

对于层化区域, 下沉气流由高至低有 2 个极值中心, 对应辐散场也有 2 个极值中心, 中间则是弱辐合区, 这说明上下层下沉气流可能由两部分组成。根据强风暴模型, 发展成熟的对流云团, 其风暴顶为强辐散并向后传播, 因此形成了层化区域高层的下沉气流; 而层化区域中下层由于零度层融化降温作用产生了较大负浮力, 引起较强的下沉气流, 所以层化阶段的下沉气流分别由动力和物理作用造成, 而中下层下沉气流强度大于上层的下沉气流, 说明零度层融化降温的物理作用对下沉气流作用更明显。

在图 4b 可见, 层状云降水阶段整体垂直运动不剧烈, 符合层状云比较稳定的特点, 值得注意的是低层为微弱的上升气流组成, 不大于 0.2 m/s, 这有助于暖云碰并过程, 使雨滴在雨滴谱上表现为直径增大、瞬时雨强略有增强。相比层化阶段, 在零度

层附近层状云降水阶段受融化降温效应产生的负浮力影响, 上升速度有所降低, 但影响不大。

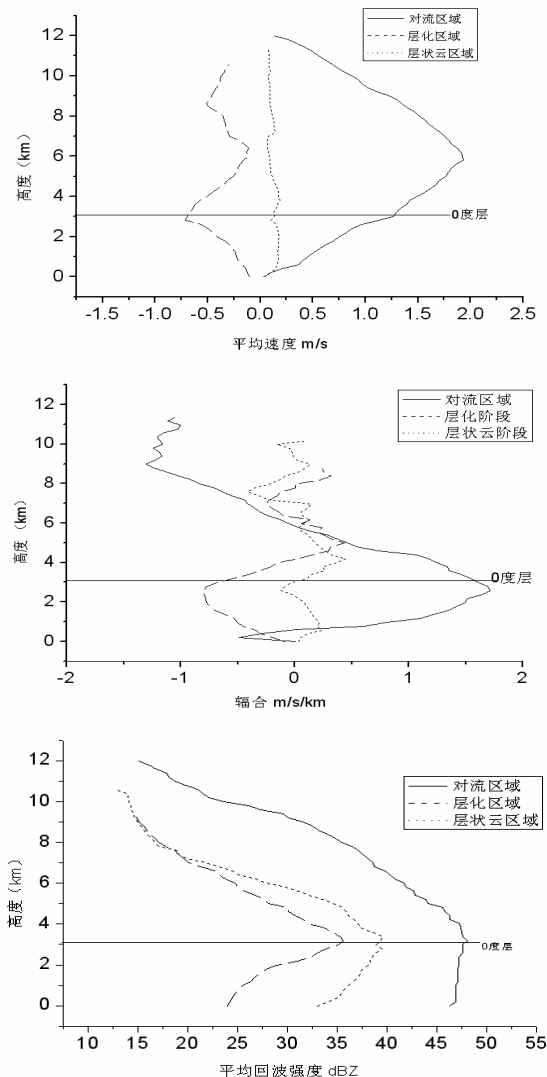


图4 中小尺度对流降水云团不同区域的垂直分布

a. 平均垂直速度(m/s); b. 平均辐合((m/s)/km);
c. 平均回波强度(dBZ)。

图 4c 为不同降水阶段对应的雷达反射率因子随高度的变化, 对比 3 个不同的降水阶段, 总体上雷达反射率因子表现为对流阶段>层状云阶段>层化阶段, 说明中尺度对流云团从空间上经历了先发展、后消亡、再有所发展的过程。对流区域最大的回波强度(图 4a)与旺盛的垂直运动有关; 而对比层化阶段和层状云阶段(图 4c), 在高层 7~8 km, 层化阶段的回波强度略高于层状云阶段的回波强度, 但在 6 km 至零度层, 层化区域回波强度的降幅明显大于层状云阶段, 造成这一现象的原因是由于层化阶段中上层以下沉气流为主, 较强的下沉气流

使降水粒子增长路径相对较短, 且由于强下沉气流小的冰晶粒子很难长时间存在, 因此大冰晶难以收集到足够多的小冰晶粒子碰撞长大, 而上层较强的回波强度与对流单体上升气流的倾斜性, 将对流单体较大的降水粒子吹入层化阶段上层有关, 而在层状云阶段, 层状云中零度层以上有微弱上升气流, 以往的研究发现, 上升气流存在有利于聚合过程, 且有较强对流泡存在, 使层状云区域回波强度增强, 因此造成层化区域冰相粒子的数量小于层状云区域, 也造成了在零度层层化区域回波强度小于层状云回波强度, 在零度层附近, 两者在零度层强度均有所增强, 这均由冰相粒子融化造成的。而在零度层以下, 层化阶段和层状云阶段的回波强度均急剧下降, 这与暖云区云水含量较低, 暖云过程较弱, 冰相粒子进入暖云区后碰并云水过程较弱, 再加上雨滴出云后会有一定的蒸发等因素有关; 而由于层状云中下层有上升气流存在, 在一定程度上加强暖云碰撞, 所以层状云阶段的回波降幅小于层化阶段, 导致落地雨滴粒子的直径大于层化阶段(图 3)。

5 结论与讨论

本文依据以往的雨滴谱分析方法, 选取一次强降水过程为研究对象, 探讨了对流性降水的雨滴瞬时变化和不同阶段雷达 Z-R 关系的变化, 发现北京夏季强降水过程的特点。

(1) 在对流性降水发展为层状云降水过程中, 根据对流性降水的中值直径、雷达反射率因子和瞬时降水三者的变化趋势可以将降水分为三个阶段: 对流云阶段、层化阶段、层状云降水阶段。

(2) 对三个阶段而言, 对流阶段对应着雷达反射率因子、瞬时雨强和中值直径的增加, 中值直径大于 1.6 mm; 层化阶段对应着三者的迅速减小; 而层状云降水阶段, 三者虽有一定的起伏增加, 但增加幅度明显小于对流性降水阶段。上升气流与雨滴增长有着密切关系, 雷达反射率因子的变化与雨滴直径的变化一致。

(3) 不同降水阶段在不同雨滴谱结构的影响下, 得到的 Z-R 关系的系数是有明显差别。降水过程中相同降水阶段 Z-R 关系之间有一定的关系, 均为层状云阶段的 a 值最大, 对流性降水阶段次之, 层化阶段的 a 值最小, 所以对定量降水估计仅仅用一种 Z-R 关系是不合适的。

(4) 在中小尺度对流云团降水过程中, 对流、层化和层状云阶段对应的降水结构的垂直结构有明显的不同。对流阶段中较强的上升气流是造成大降水粒子的主要原因。而在层化阶段, 高、低层存在两个下沉气流区, 中高层的下层气流可能与对流云顶上升气流的辐散有关, 而在零度层附近的下层气流则与冰相粒子的融化有关, 下沉气流和蒸发作用, 是造成层化区域回波较弱的主要原因。而层状云区, 整层大气受弱上升气流控制, 上升气流促进了降水

粒子增长, 再次引起较大的降水, 而零度层冰晶粒子的融化与下挂回波对层状云降水强度的增强有一定的作用。

基于对降水分阶段的分析研究方法, 得到了对北京一次夏季暴雨的降水微物理特征分析的初步结论, 然而受对对流云团探测手段的限制, 有关中尺度对流的微观特征存在一定的推测, 这需要在今后工作中利用更多资料进行深入的研究。

参 考 文 献:

- [1] TWONEY S. On the measurement of precipitation intensity by Radar[J]. J Meteorol, 1953, 10(1): 66-67.
- [2] ULBRICH C W, ATLAS D. Rainfall microphysics and Radar properties: Analysis methods for Drop Size Spectra[J]. J Appl Meteor, 1998, 37(9): 912-923.
- [3] TOKAY A, SHORT D A. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds[J]. J Appl Meteor, 1996, 35(3): 355-371.
- [4] CIFELLI R, WILLIAMS R, HUBBER J. Drop-Size Distribution characteristics in tropical mesoscale convective systems[J]. J Appl Meteor, 2000, 39(6): 760-777.
- [5] BRADNES A, GUI F, VIVEKANANDAN J. Comparison of Polarimetric Radar Drop Size distribution retrieval algorithms[J]. J Atmos and Ocean, 2004, 21(4): 584-598.
- [6] 周毓荃, 刘晓天, 周非非, 等. 河南干旱地面雨滴谱特征[J]. 应用气象学报, 2001, 12(增刊): 39-47.
- [7] 刘红燕, 雷恒池. 基于地面雨滴谱资料分析层状云和对流云降水的特征[J]. 大气科学, 2006, 7(4): 693-702.
- [8] 胡娅敏, 沈桐立, 廖菲. 一次河南省春季层状云降水的地面雨滴谱特征[J]. 南京气象学院学报, 2005, 28(4): 507-515.
- [9] 邓雪娇, 黄浩辉, 吴兑. 广州地区汛期强降水的微物理特征[J]. 热带气象学报, 1996, 12(2): 167-173.
- [10] 周海光, 王玉彬. 多部多普勒雷达同步探测三维风场反演系统[J]. 气象, 2002, 28(9): 7-11.
- [11] CROOK N A, SUN J. Assimilating radar, surface and profiler data for the Sydney 2000 forecast demonstration project[J]. J Atmos Oceanic Technol, 2002, 19(6): 888-898.
- [12] ROSENFELD D, ULBRICH C. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities[J]. Meteorol, Monogr, 2003, 30(52): 237-258.
- [13] 马慧, 万齐林, 陈子通, 等. 基于Z-R关系和变分校正法改进雷达估测降水[J]. 热带气象学报, 2008, 24(5): 546-549.
- [14] CHEN S, HOUZE R H, MAPES B E. Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation in TOGA COARE[J]. J Atmos Sci, 1996, 53(10): 1380-1409.

SYSTEMATIC VARIATION OF DROP SIZE IN CONVECTIVE OF BEIJING AND RADAR-RAINFALL RELATIONS

XIAO Xian¹, LIAO Fei², XIAO Hui³, JI Lei⁴, YU Hai-yan⁴

(1 Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089, China;

2. Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, CMA, Guangzhou 510080, China;

3. The Institute of Atmospheric Physics, Beijing 100029, China;

4. Beijing Meteorology Bureau, Beijing 100089, China)

Abstract: Based on observation of raindrops of vortex convection precipitation in August 1 2007 in Beijing, the distribution of raindrop size, microphysics parameters and its fluctuation features are analyzed. The precipitation can be partitioned into three phases: convection, transition, and stratiform. In these phases, there is different relation of Z-R, median diameter D_0 , reflectivity factor Z, rain rate R according to different rain types. In different phases, there are different vertical motions, such as: in convection phase, there is strong updraft from lower-level to upper-level; in transition phase, downdraft in lower-level come from melting and evaporation; in stratiform phase, weak updraft and convective bubbles have contributions to the amount of raindrop. Raindrop has systematic variation.

Key words: vertical motion; convection cloud; fluctuation of median diameter