

李晓敏, 周筠珺, 肖辉, 等. 2017. 基于 X 波段双偏振雷达对雷暴单体中水成物粒子演变特征的研究 [J]. 大气科学, 41 (6): 1246–1263. Li Xiaomin, Zhou Yunjun, Xiao Hui, et al. 2017. Research on the evolution characteristics of hydrometeors in a thunderstorm cell with X-band dual-polarimetric radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (6): 1246–1263, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16268.

## 基于 X 波段双偏振雷达对雷暴单体中水成物 粒子演变特征的研究

李晓敏<sup>1</sup> 周筠珺<sup>1,2</sup> 肖辉<sup>3,4</sup> 伍魏<sup>1</sup> 翟丽<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 成都信息工程大学大气科学学院高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

<sup>2</sup> 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

<sup>3</sup> 中国科学院大气物理研究所中国科学院云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

<sup>4</sup> 中国科学院大学, 北京 100049

**摘 要** 为了解雷暴单体内部水成物粒子分布结构及演变过程, 综合 X 波段双线偏振天气雷达的参量及环境温度参数, 结合小波去噪和自适应约束算法进行资料预处理后, 基于模糊逻辑算法对北京一个结构演变相对完整的典型雷暴单体内水成物粒子分布随时间演变特征进行系统的分析, 得到如下结果: (1) 按雷暴单体的宏观特征将其演变过程分为发展、成熟和消散阶段。三个阶段中单体平均高度分别为 11、12、10 km; 回波强度最大可达 40~45 dBZ、大于 50 dBZ 和 40~45 dBZ; 霰粒子占各自阶段单体内所有粒子百分比分别为 2%、12%和 1%。(2) 各阶段主要微物理过程及演变特征是: 发展阶段, 单体 0°C 层以下由暖云过程主导, 毛毛雨占 5%, 雨滴占 24%; 少量液态粒子上升至 0°C 层以上与冰晶反应生成 1%干霰, 冷云过程较弱。成熟阶段, 相较发展阶段 0°C 层以下毛毛雨减少约 2 个百分点, 雨滴增多约 2 个百分点, 粒子碰并加强, 暖云过程增强; 较多液态粒子上升至 0°C 层以上, 约有 4%的雨滴与 5%的冰晶通过淞附作用生成 7%的霰, 冷云过程增强。消散阶段, 下层液态粒子难以上升至 0°C 层以上形成初始冰晶, 使暖云及冷云过程都减弱, 0°C 层以下毛毛雨相较成熟阶段平均增多约 1 个百分点, 粒子碰并减弱; 0°C 层以上冰晶消耗减少 2 个百分点, 霰生成减少 5 个百分点。(3) 基于雷暴单体内各类水成物粒子分布、演变及其动力场背景特征建立了雷暴单体演变过程微物理模型。本文研究有助于加深对典型雷暴单体内部水成物粒子分布和微物理过程的认识, 可以为雷暴天气的预警和预报提供必要的指导。

**关键词** X 波段双线偏振天气雷达 模糊逻辑算法 水成物粒子 雷暴单体

文章编号 1006-9895(2017)06-1246-18

中图分类号 P415.2

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16268

## Research on the Evolution Characteristics of Hydrometeors in a Thunderstorm Cell with X-Band Dual-Polarimetric Radar

LI Xiaomin<sup>1</sup>, ZHOU Yunjun<sup>1,2</sup>, XIAO Hui<sup>3,4</sup>, WU Wei<sup>1</sup>, and ZHAI Li<sup>1</sup>

收稿日期 2016-11-26; 网络预出版日期 2017-06-06

作者简介 李晓敏, 女, 1991 年出生, 硕士研究生, 主要从事大气物理与大气环境方面的研究。E-mail: 914734161@qq.com

通讯作者 周筠珺, E-mail: zhouyj@cuit.edu.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目 2014CB441401, 北京市自然科学基金重点项目 8141002, 四川省教育厅项目 16CZ0021, 国家科技支撑计划项目 2015BAC03B00, 成都信息工程大学气象科普基地示范项目 2017KZ0015

**Funded by** National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2014CB441401), Key Project of Beijing Natural Science Foundation (Grant 8141002), Sichuan Provincial Department of Education Project (Grant 16CZ0021), National Key Technology Research and Development Program of the Ministry of Science and Technology of China (Grant 2015BAC03B00), Demonstration Project of Meteorological Science Popularization Base of Chengdu Information Engineering University (Grant 2017KZ0015)

1 Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, College of Atmospheric Science, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 Meteorological Disaster Forecasting and Evaluating Collaborative Innovation Center, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (IAP/CAS), Beijing 100029

4 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** In order to understand the distribution and evolution of hydrometeors in thunderstorm cells, a fuzzy logic algorithm is applied to analyze the evolution characteristics of hydrometeors in a typical thunderstorm cell that occurred in Beijing by utilizing the dual-polarization radar parameters and environmental temperature. Furthermore, a wavelet de-noising method and a self-consistent method with constraints (SCWC) are combined to preprocess the data. The results are as follows. (1) According to the macroscopic characteristics of the thunderstorm cell, the process is divided into three stages, i.e. the development stage, the mature stage and the dissipation stage. The average heights of the cell are 11, 12 and 10 km, and the reflectivity can reach 40–45 dBZ, greater than 50 dBZ and 40–45dBZ in the three stages, respectively. Moreover, the percentages of graupels are 2%, 12% and 1% in the three stages. (2) The main microphysical processes and evolving characteristics in each stage are as follows. In the development stage, the main microphysical process below the freezing level is warm-cloud process with 5% of drizzle (DR) and 24% of rain (RA). A small amount of liquid hydrometeors rises to the layer above the freezing level, reacting with dry crystal (DC) and generating 1% of graupels, which actually is a weak cold cloud process. During the mature stage, there is an enhanced warm-cloud process with DR decreasing by a percentage of 2 and RA increasing by a percentage of 2. More liquid hydrometeors can rise to the layer above the freezing level and there is an enhanced cold cloud process with 4% of RA and 5% of DC converting to 7% of graupels. At the last stage, the liquid hydrometeors below 0°C layer cannot rise to the layer above 0°C, which leads to weaker warm and cold cloud processes. DR increases by a percentage of 1 below the freezing level while DC increases by a percentage of 2, and graupels above the freezing level reduces by a percentage of 5. (3) Based on the above results and dynamic characteristic, a microphysical model of the thunderstorm cell's evolution process is established. This study is important for understanding the structure and microphysical processes of thunderstorm cells as well as improving the forecast of thunderstorm weather.

**Keywords** X-band dual-polarimetric radar, Fuzzy logic algorithm, Hydrometeors, Thunderstorm cell

## 1 引言

雷暴天气往往是由局地对流系统如雷暴单体引起，常伴随闪电、短时强降水、冰雹大风等天气现象，给人类的生产生活带来诸多不便，也经常造成巨大的经济损失。在雷暴天气过程中，除了云宏观结构对其生命史等特征有明显影响外，云内水成物粒子的演变对降水和雷电的产生、发展和结束也有重要影响。因此，对雷暴云内水成物粒子的研究对指导人类生活出行各方面的临近预报有重要意义。但是一直以来该方面研究受探测技术限制较大，直到 Seliga and Bringi (1976) 提出双线偏振天气雷达后，这一方向逐渐成为研究热点。

双线偏振天气雷达能交替（或同时）发射和接收水平和垂直的偏振波，即采用单发双收（或双发双收）模式，相较普通雷达能探测到更多的参量。这些探测量对水成物等粒子的形状、尺寸、相态、

数量、介电常数等特征的不同敏感性（Bringi et al., 1986），有助于设定阈值以实现水成物粒子的识别（Straka and Zrnić, 1993）。目前已知可用于粒子识别的方法主要有 5 种，包括：早期的决策树、统计决策、最新的聚类分析、神经网络方法以及较为成熟的模糊逻辑算法。其中，模糊逻辑算法不拘泥于具体的量值，采用分级划分的原则，可解决粒子识别中阈值重叠的问题，这是优于决策树算法的。并且其相对于统计决策方法又具有简便和易于建立隶属函数两个优势。此外，雷达观测资料的不足也使基于自我训练实现对水成物粒子识别的神经网络和聚类分析方法无法使用（Liu and Chandrasekar, 2000; Wen et al., 2015）。可以说，模糊逻辑算法是目前可以采用的最优识别方法。

至今基于模糊逻辑算法对粒子识别的研究已经有不少成果。国外，Park et al. (2009) 基于模糊逻辑算法对中尺度对流系统中水成物粒子的水平

结构进行识别并且分析了其合理性。Snyder and Ryzhkov (2015) 用其区分龙卷中碎片信号与水成物粒子, 并进行龙卷路径预测。国内, 曹俊武等 (2005) 基于模糊逻辑算法进行粒子识别后分别用雷暴天气过程和降雪过程进行结果验证, 但该研究未加入环境温度; 郭凤霞等 (2014) 在此基础上加入环境温度参数对雷暴云成熟时期水成物粒子的垂直结构进行识别; 刘亚男等 (2012) 基于模糊逻辑算法对降水过程云内水成物粒子进行反演并用广东和河北各一次过程进行简单验证; 王德旺等 (2015) 也采用不对称 T 型函数来反演云中粒子并指出模糊逻辑法反演出的粒子相态结果与探空实测数据具有较好的一致性。但这些研究主要是基于双线偏振天气雷达对雷暴云鼎盛时期水平或垂直分布进行识别, 对雷暴单体整个发展过程中水成物粒子演变研究较少, 并且尚缺乏比较细致的定量研究。此外, 这些研究中对雷达资料的预处理大都采用较为简单的方法, 对后续的粒子识别效果有影响。

因此本文针对上述问题, 受程周杰等 (2009) 一次英国的层状云降水过程中水成物粒子垂直分布的演变情况的分析启发, 利用 714XDP-A 型 X 波段双线偏振雷达参量, 综合小波去噪和自适应约束算法进行资料预处理, 基于模糊逻辑算法进行雷暴单体内十种水成物粒子的识别, 包括: 毛毛雨 (Drizzle Rain, DR)、雨 (Rain, RA)、干雪 (Dry Snow, DS)、干冰晶 (Dry Crystal, DC)、湿雪 (Wet Snow, WS)、干霰 (Dry Graupel, DG)、湿霰 (Wet Graupel, WG)、小冰雹 (Small Hail, SH)、大冰雹 (Large Hail, LH) 和雨夹雹 (Rain and Hail, RH), 并根据反演结果创新地对北京地区雷暴单体发展过程中内部水成物粒子的水平和垂直分布两个方面的演变特征进行较详细的分析, 并据此建立雷暴单体演变微物理概念模型, 以更直观地了解雷暴单体的结构及演变。

## 2 数据来源

本文使用的雷达数据来自 714XDP-A 型车载 X 波段双线偏振天气雷达于 2015 年 6 月 26 日晚对北京西南一次雷暴过程的平面位置显示器 (Plan Position Indicator, 简称 PPI) 和距离高度显示器 (Radar Height Indicator, 简称 RHI) 观测结果。该雷达位于北京 (40.18°N, 116.68°E), 海拔高度为 26.1 m, 最大探测范围 150 km (图 1), 采用双发双

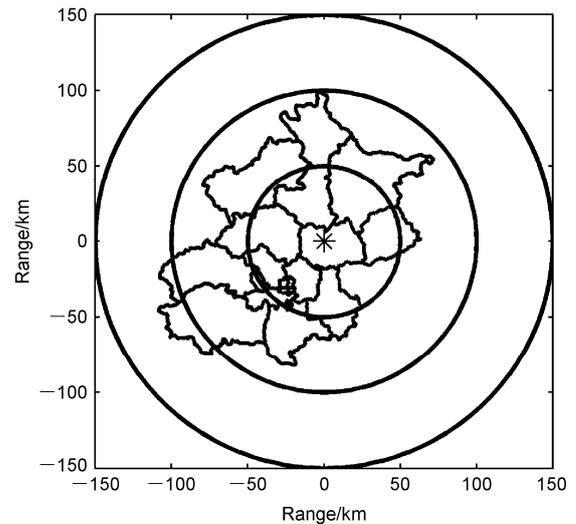


图 1 雷达位置示意图 (\*: 雷达位置)

Fig. 1 Schematic diagram of location of Radar (\*)

收模式, 可探测 8 个偏振参量, 包含: 水平反射率因子 ( $Z_H$ )、垂直反射率因子 ( $Z_V$ )、差分多普勒速度 ( $V$ )、速度谱宽 ( $W$ )、差分反射率 ( $Z_{DR}$ )、差分传播相移率 ( $K_{DP}$ )、差分传播相移 ( $\phi_{DP}$ ) 和相关系数 ( $\rho_{hv}$ ), 其主要参数如表 1 所示。

表 1 714XDP-A 型 X 波段双线偏振天气雷达主要参数

Table 1 Main parameters of 714XDP-A X-band dual polarization radar

项目	参数
工作频率	9.37 GHz
天线增益	41.6 dB
波束宽度	1°
脉冲重复频率	500、1000、2000 Hz
雷达波极化状态	水平、垂直
噪声系数	2.3 dB
主要探测量	$Z_H$ 、 $Z_V$ 、 $V$ 、 $W$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\phi_{DP}$ 、 $\rho_{hv}$

## 3 研究方法

本文综合前人研究, 对 X 波段双线偏振天气雷达的探测量进行预处理和基于此进行粒子识别的方法及流程如图 2 所示。

### 3.1 数据预处理

由于 X 波段双线偏振天气雷达的探测量存在相位折叠和回波衰减等问题, 在进行粒子识别前需要对数据进行质量控制, 包括差分传播相移的退折叠、滤波和对回波强度进行衰减订正。

差分传播相移  $\phi_{DP}$  是双线偏振天气雷达的重

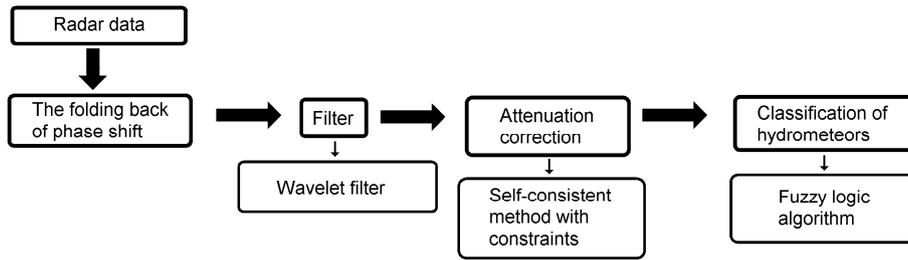


图 2 雷达资料处理流程图  
Fig. 2 Flowchart of radar data preprocessing

要偏振参量之一，常被用于 X 波段双线偏振天气雷达的衰减订正中，其质量好坏会对衰减订正的准确性产生较大影响。它是距离累计量，一般情况是随距离增加而增大。本文所使用的 714XDP-A 型雷达的  $\phi_{DP}$  范围是  $0\sim 360^\circ$ ，当  $\phi_{DP}$  真实值高于  $360^\circ$  时，会发生相位折叠，其探测值会重新从 0 开始递增。因此需要对  $\phi_{DP}$  进行退折叠，效果如图 3a 和 b 所示。

此外，根据差分传播相移  $\phi_{DP}$  的计算式，得出：

$$\varphi_{DP} = \phi_{DP} + \delta \quad (1)$$

其中， $\varphi_{DP}$  是雷达探测的总差分相移，包含差分传播相移  $\phi_{DP}$  和后向差分散射相移  $\delta$ ，其中  $\phi_{DP}$  为信号， $\delta$  为噪声。当降水粒子满足瑞利散射时， $\delta$  值近似为 0；而对于较强的雨区，由于存在米散射影响， $\delta$  的值则不可忽略，这就是  $\delta$  效应。为了尽量减少  $\delta$  效应对  $\phi_{DP}$  信号测量的影响，本文采用最新提出的小波去噪（杜牧云等, 2012; Hu and Liu, 2014）对原始差分相移  $\phi_{DP}$  进行滤波，结果如图 3c 所示：滤波后虚线相较于滤波前实线更平滑，对噪声控制较好。

X 波段雷达的波长仅为 3 cm，相较于 S、C 波段雷达，云和降水粒子等对其能量的吸收和散射不可忽略，衰减影响严重。为了使该雷达观测值更靠近真实值，参考 Park et al. (2005) 的改进自适应约束算法对  $Z_H$  进行衰减订正，其原理是：根据雨区 ( $r_1 < r < r_2$ ，连续 15 个距离库以上的  $Z_H$  大于等于 20 dBZ) 的衰减积分与该路径上的差分传播相移变化总量相一致的约束条件来求取衰减率  $A_H$  [公式 (2)]，再据此得到订正后的  $Z_{Hcor}(r)$  [公式 (3)]：

$$A_H(r) = \frac{[Z_H(r)]^b}{I(r_1, r_2) + (10^{0.1b\alpha\Delta\phi_{DP}} - 1)I(r, r_2)} \times (10^{0.1b\alpha\Delta\phi_{DP}} - 1) \quad (2)$$

$$Z_{Hcor}(r) = Z_H(r) + 2 \int_0^r A_H(s) ds \quad (3)$$

其中，

$$I(r_1, r_2) = 0.46b \int_{r_1}^{r_2} [Z_H(s)]^b ds \quad (4a)$$

$$I(r, r_2) = 0.46b \int_r^{r_2} [Z_H(s)]^b ds \quad (4b)$$

$$\varphi_{DP} = \varphi_{DP}(r_2) - \varphi_{DP}(r_1) \quad (4c)$$

其中， $r$  为观测点与雷达的距离， $r_1$  与  $r_2$  为雨区径向上始末点。此外，一些散射模拟研究结果表明： $b$  取值范围较窄，可以选取固定值，本文参考 Park et al. (2005) 和毕永恒 (2012) 的研究结果选取  $b$  值为 0.8； $\alpha$  的取值范围较广，针对每条径向在 0.130 至 0.350  $\text{dB}(\text{km})^{-1}$  范围内求取最适的  $\alpha$  值，使由该值确定的差分传播相移与实测值最接近。从图 3d 和 e 可以看到订正后方框内的  $Z_H$  大于 45 dBZ 的极大值区范围扩大，强度增强至 50 dBZ；而  $Z_H$  大于 30 dBZ 相对大值区也有所增强。

### 3.2 模糊逻辑算法

模糊逻辑算法大体有以下四个步骤：模糊处理、规则推导、集成和退模糊处理。由于雷达参数、研究目的等存在差异，研究通常采用不同的隶属成员函数，基于雷达 PPI 或 RHI 探测量对水成物粒子进行分类识别。根据一些相关研究总结出的隶属成员函数主要有三种，分别是：(1) Liu and Chandrasekar (2000) 率先提出的 beta 型函数；(2) Zrnici et al. (2001) 继而提出的对称梯型函数；(3) Park et al. (2009) 在 Zrnici 的基础上提出的不对称 T 型函数。由于对称型函数并不适用于所有的粒子类型，为了取得更符合实际的反演结果，本文采用不对称梯型函数[公式 (5)]，最大集成法进行水成物粒子识别。

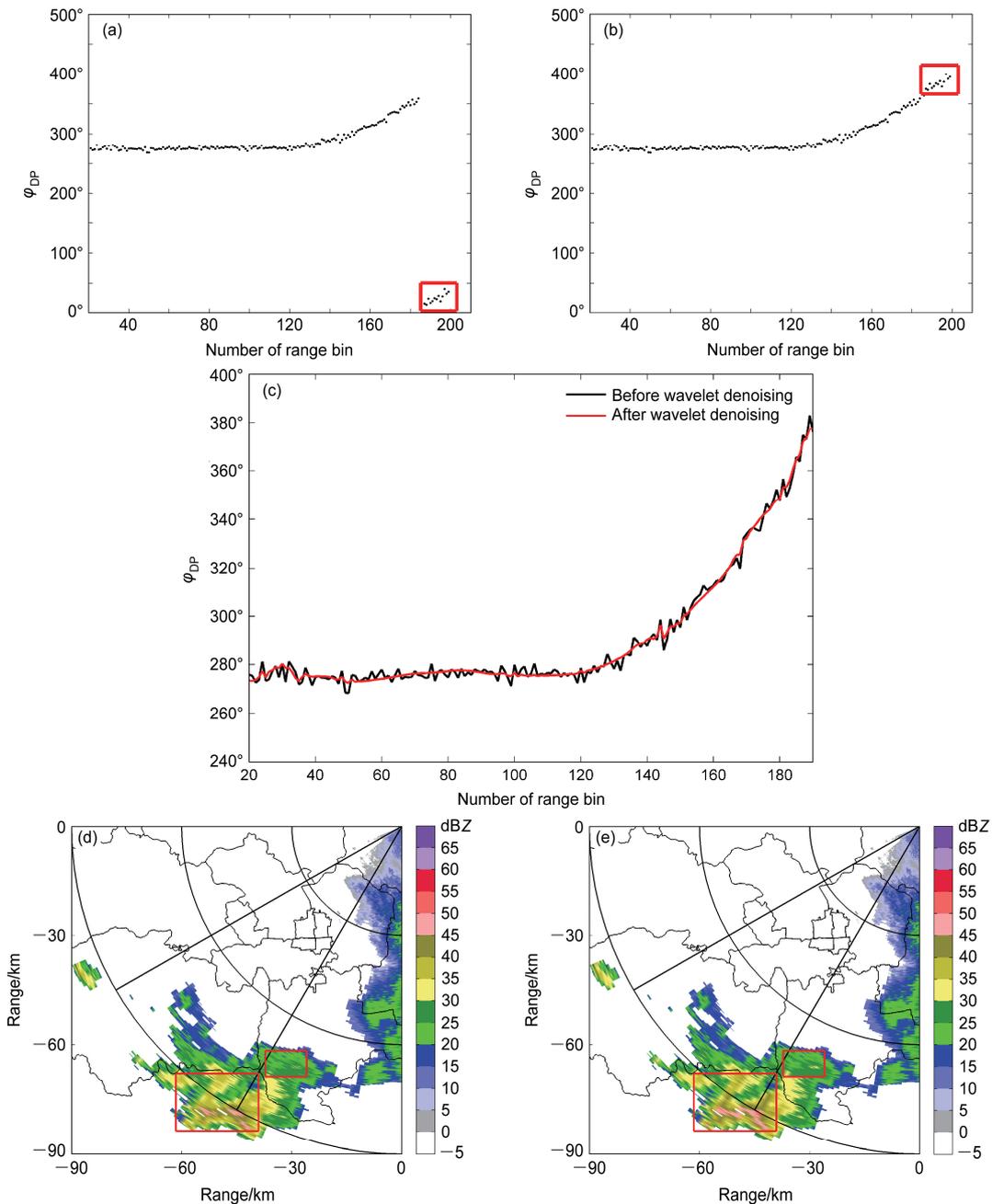


图3 天气雷达数据质量控制效果图: (a) 退折叠前; (b) 退折叠后; (c) 小波去噪; (d) 衰减订正前; (e) 衰减订正后  
Fig. 3 The effects of quality control of radar data: (a) Before phase shift back fold; (b) after phase shift back fold; (c) wavelet denoising; (d) before attenuation correction; (e) after attenuation correction

$$T(x, X_1, X_2, X_3, X_4) = \begin{cases} 0, & x < X_1 \\ \frac{x - X_1}{X_2 - X_1}, & X_1 \leq x < X_2 \\ 1, & X_2 \leq x < X_3 \\ \frac{X_4 - x}{X_4 - X_3}, & X_3 \leq x < X_4 \\ 0, & x \geq X_4 \end{cases} \quad (5)$$

其中,  $X_1$ 、 $X_2$ 、 $X_3$ 、 $X_4$  的值参考 Straka and Zrníć (1993)、Park et al. (2009) 和曹俊武等 (2005) 的研究成果, 如表 2 所示。此外, 采用各参数非等权重的设置, 根据不同参数的识别能力由大到小 (曹俊武等, 2005; 郭凤霞等, 2014) 将  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  的权重进行调整, 分别设为 0.4、0.3、0.2、0.1。

此外为了提高识别的准确性, 根据不同粒子存

在所需的温度条件, 引入常规探空资料的环境温度对其做一定限制: 如毛毛雨不能在 0°C 层以上出现, 雨夹雹等只能出现在 -10°C 层以下等。图 4 为当日 20:00 (北京时, 下同) 环境温度廓线, 可以看见 5°C、0°C、-10°C、-15°C 和 -25°C 层高度分别约为 3.19 km、3.98 km、5.88 km、6.78 km 和 7.98 km。各种粒子具体的温度参数设置亦可见表 2。

## 4 典型雷暴单体分析

### 4.1 环流背景及天气过程分析

#### 4.1.1 环流背景

据资料显示 2015 年 6 月 26 日晚 20:27 至 22:58, 北京地区西南方向发生一次雷暴天气过程,

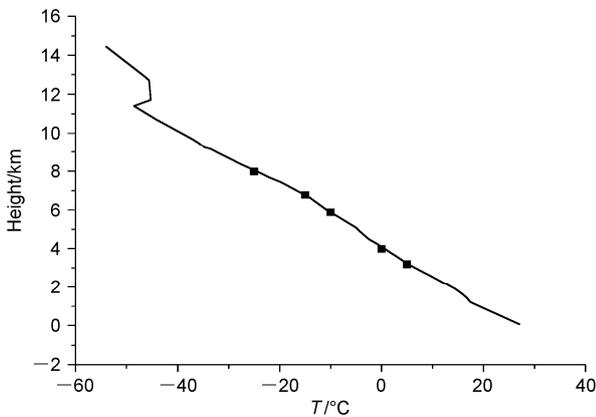


图 4 2015 年 6 月 26 日 20:00 环境温度廓线 (方形实心点从右至左分别代表 5°C、0°C、-10°C、-15°C 和 -25°C 层)

Fig. 4 Temperature profile at 2000 BT (Beijing Time) 26 June 2015 (squares symbols from right to left denote 5°C, 0°C, -10°C, -15°C, and -25°C)

其间有多个雷暴单体生成, 本文主要对 21:38 至 22:58 的一个雷暴单体演变进行研究。

图 5a、b 是由水平分辨率为 1°×1°的 FNL (final operational global analysis) 再分析资料得到的 2015 年 6 月 25 日和 26 日 20:00 的 500 hPa 环流形势。图 5a 中西伯利亚存在低涡, 在可 (55°N, 90°E) 处存在高空槽 (张培昌等, 2000); 而图 5b 该槽东移至 110°E 并南压, 带来冷空气南下, 对京津冀地区影响更明显, 且此时北京地区存在明显的横槽, 其东侧为一明显低压中心。图 5c、d、e 为风云 2G 卫星资料所作云图, 显示 19:00 至 21:00 北京处于亮温低值区, 其中 20:00 北京南部亮温在 -50°C 以下, 表明极可能有对流系统在此出现。该系统的出现为北京地区带来一次雷暴天气过程。

#### 4.1.2 天气过程

一般来说,  $Z_H$  大于等于 30 dBZ 就可能产生较强的降水, 而存在大于等于 45 dBZ 的强回波就可以表明存在多单体风暴、强雷暴等能产生强降水的中尺度对流天气系统 (张培昌等, 2000)。据此, 将所研究雷暴单体回波强度剔除杂波 (曹俊武和刘黎平, 2007; Park et al., 2009) 后, 把 30 dBZ 以上划分为 4 部分 (30~35 dBZ、35~40 dBZ、40~45 dBZ 和  $\geq 45$  dBZ) 并统计每部分库数占 30 dBZ 以上总库数百分比, 由于某些时段存在缺测, 使用了三次样条插值分析其时间演变规律, 结果如图 6 所示。

由图 6 可以看见, 21:58 至 22:40, 雷暴单体 45 dBZ 以上的库数占比明显比其他时间高, 40~

表 2 10 种水成物粒子的隶属函数参数及温度阈值

Table 2 Thresholds of the polarimetric parameters and temperature for 10 types of hydrometeors

分类		DR	RA	DS	DC	WS	DG	WG	SH	LH	RH
$Z_H$ /dBZ	$X_1$	0	23	0	0	0	38	39	48	53	45
	$X_2$	0	27	0	0	0	40	42	50	56	50
	$X_3$	22	58	35	25	43	50	54	60	70	70
	$X_4$	28	63	41	32	46	52	56	62	70	70
$Z_{DR}$ /dB	$X_1$	-0.2	0.1	-0.7	-0.3	-0.3	-0.6	-0.8	-0.6	-2.0	-1.2
	$X_2$	0.2	0.6	0.2	0.2	0.2	-0.4	-0.4	-0.4	-2.0	-0.8
	$X_3$	0.8	3.8	0.5	5.0	5.0	0.8	2.6	0.4	-0.8	0.8
	$X_4$	1.2	4.3	0.7	5.0	5.0	1.2	3.2	0.6	-0.2	1.2
$K_{DP}/(^{\circ}) \text{ km}^{-1}$	$X_1$	-0.3	-0.4	-0.1	0.3	-0.2	-0.8	-0.4	-0.8	-1.2	-0.8
	$X_2$	0	0.2	0.2	0.5	0.3	-0.4	0	-0.5	-0.8	0.2
	$X_3$	0	12	0.5	1.5	2.0	0.4	2.0	0.5	0.8	12
	$X_4$	0.3	12	0.8	1.8	2.3	0.8	2.2	0.8	1.2	12
$\rho_{HV}$	$X_1$	0.95	0.92	0.92	0.90	0.88	0.92	0.90	0.90	0.92	0.82
	$X_2$	0.97	0.95	0.97	0.96	0.92	0.97	0.97	0.97	0.97	0.92
	$X_3$	1.0	1.0	1.0	1.0	0.95	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	$X_4$	1.0	1.0	1.0	1.0	0.98	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
$T/^{\circ}\text{C}$		>0	>-10	<0	<0	<5	<0	<5	>-25	>-15	>-10

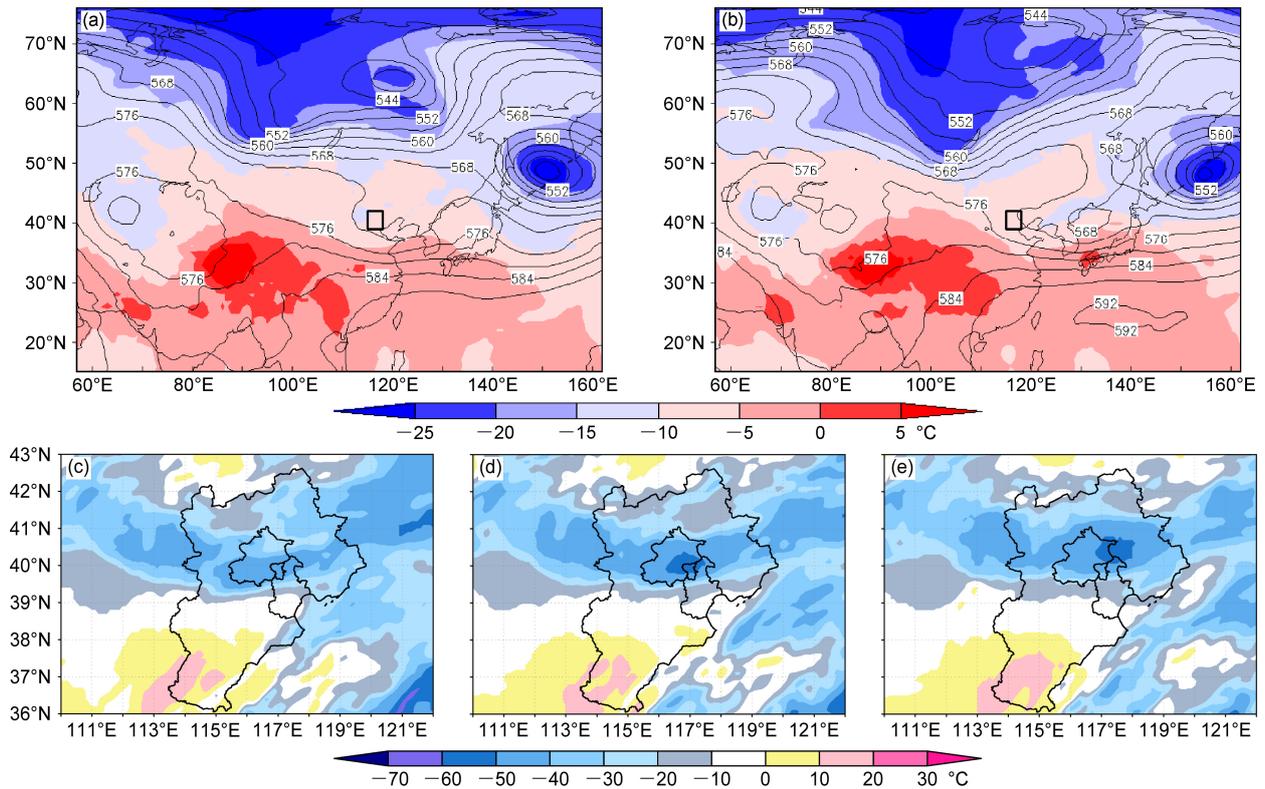


图5 2015年6月(a)25日、(b)26日20:00的500 hPa环流形势以及26日(c)19:00、(d)20:00和(e)21:00京津冀地区卫星云图。(a、b)中阴影表示温度场,单位: °C; 黑色实线代表等高线,单位: dagpm; 黑色方框代表研究区域。(c、d、e)中阴影表示亮温,单位: °C  
 Fig. 5 (a, b) Circulations at 500 hPa at 2000 BT (a) 25 and (b) 26 June 2015 (shadings indicate the temperature field, units: °C; black solid isolines represent the geopotential height, units: dagpm; black box represents the research area); (c, d, e) satellite cloud images in Beijing–Tianjin–Hebei area at (c) 1900 BT, (d) 2000 BT, and (e) 2100 BT on 26 June 2015 [shadings indicate Black-Body Temperature (TBB), units: °C]

45 dBZ 也基本如此; 而 30~35 dBZ 和 35~40 dBZ 则低于另两段时间。据此, 再结合雷达图像将雷暴单体发展过程分为 3 个阶段: 发展阶段 (21:58 之前)、成熟阶段 (21:58~22:40) 和消散阶段 (22:40 以后)。

根据雷暴单体发展 3 阶段的反射率因子统计值 (表 3), 该雷暴单体发展阶段中成熟阶段 45 dBZ 以上 (包含 45 dBZ) 的强回波占比高达 6.3%; 40~

表 3 雷暴单体发展、成熟、消散 3 阶段不同反射率因子值百分比统计  
 Table 3 Statistical analysis of the percentages of reflectivity factor in the development, mature, and dissipation stages of the thunderstorm cell

发展阶段 (时间)	不同反射率因子值百分比			
	30~35 dBZ	35~40 dBZ	40~45 dBZ	≥45 dBZ
发展 (21:58 之前)	46.4%	35.5%	16.1%	1.9%
成熟 (21:58~22:40)	46.8%	29.2%	17.7%	6.3%
消散 (22:40 以后)	59.4%	31.3%	8.5%	0.7%

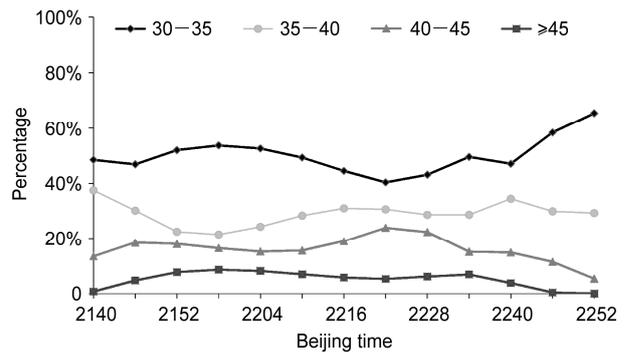


图 6 不同反射率因子值 (单位: dBZ) 百分比随时间变化  
 Fig. 6 Temporal variations of percentages of various reflectivity factors (units: dBZ)

45 dBZ 的次强回波占比为 17.7%, 均明显大于发展和消散阶段。从单体发展阶段到成熟阶段, 40 dBZ 以下占比明显下降, 40 dBZ 以上反射率因子占比显著上升, 表明反射率因子往大值发展; 而雷暴单体从成熟到消散, 40 dBZ 以上的值显著下降, 反射率

因子往小值变化。

## 4.2 水成物粒子分类结果与分析

### 4.2.1 发展阶段水成物粒子水平和垂直结构的时间演变特征

在对雷暴天气的环流形势及其过程有了大致了解后, 基于模糊逻辑算法对水成物粒子的反演结果进行水平和垂直方向空间分布特征的演变分析, 以便更直观的了解本次过程中雷暴单体发展过程的各个阶段水成物粒子的分布及演变。为此, 从其发展、成熟、消散 3 个阶段各取某些时刻的回波强度及其水成物粒子识别结果进行分析。

图 7 展示了本次雷暴单体发展阶段(图 8 为成熟阶段, 图 9 为消散阶段)的反射率因子大小及相应时刻水成物粒子的水平(图 7a、b、e、f)和垂直(图 7c、d、g、h)分布特征, 左侧为反射率因子图(单位: dBZ), 右侧为十种粒子的识别图。图 7a、b、e、f 为 PPI 图, 圆心为雷达中心, 实线距离圈的间隔为 40 km, 虚线圈代表 0°C 层。图 7c、d、g、h 分别为图 7 a、b、e、f 沿点划线方位的 RHI 图, 虚线代表 0°C 层高度。

雷暴单体发展阶段: 图 7a 显示 21:41 在距雷达中心 0~60 km、135°~215°处有大范围强度 20~35 dBZ 的回波区, 而在距雷达 65~85 km、210°~240°间、中心高度约为 3.7 km 处, 出现 3 个大于 40 dBZ 的强反射率因子回波区, 即雷暴单体 A、B、C, 其中单体 A 最大回波强度可达 40 dBZ 以上且探测到的演变过程相对完整, 而单体 B 和 C 最大回波强度为 35~40 dBZ, 因此将雷暴单体 A 作为研究对象(后文所提雷暴单体均为单体 A); 图 7b 为该区域对应的水成物粒子, 在 135°~215°、距雷达中心 0~65 km 的云区为毛毛雨围绕的雨滴区, 而单体由湿雪包围雨滴, 其中心回波强度大于 40 dBZ 处还夹杂极少量的霰粒子。图 7c、d 为 21:39 沿图 7a、b 212°点划线方向的 RHI 图。图 7c 显示 0~60 km 处为层状云, 高度 3.5~4 km 处有 30 dBZ 以上的平展强回波带——零度层亮带, 与环境温度的 0°C 层高度吻合, 而 60 km 以外为雷暴单体, 30 dBZ 以上强回波区距雷达 60~80 km, 可达 9 km 高; 图 7d 显示对应的水成物粒子在 0~50 km 层状云 0°C 层以下主要为毛毛雨, 0°C 层左右存在一个冰相粒子和液态粒子共存、湿雪居多的过渡带, 而 50~60 km 处下层的雨滴与图 7b 中虚线经过 50~60 km 雨区吻合, 距雷达 60~80 km 的雷暴单体中上层是干

冰晶、湿雪和干雪等, 0°C 层以上有极微量的霰粒子, 0°C 层存在以湿雪为主的过渡带, 其下部为雨滴和少量毛毛雨。此时, 0°C 层以下主要是液态粒子的碰并增长, 图 10a 径向速度图显示 0°C 层以下存在风场辐合上升, 受上升气流作用液态粒子在 0°C 层以上通过 Bergeron 作用形成较大冰晶粒子, 这些粒子少量下落, 通过碰并和淞附作用(Reinking and Martner, 1999)在中层 5 km 处形成霰粒子, 但由于此时 0°C 层以上过冷水很少, 淞附作用不显著, 霰粒子极少; 此外中层的干雪、冰晶粒子下落至 0°C 层以下融化, 形成湿雪粒子为主的融化层, 直至全部转变为液态粒子——雨滴和毛毛雨。图 7e、f 显示 21:44 反射率因子与水成物粒子分布与 21:41 基本一致, 只是单体中心强回波区中心范围扩大对应该处雨滴范围的增加。图 7g、h 显示单体 30 dBZ 以上强回波区外移在 70~90 km 间, 高度可达 9.5 km; 而对应的 0°C 层附近及以上液态粒子——过冷水范围明显增大, 干雪粒子减少。此时, 相较前一个时刻, 强回波区高度更高, 表明该单体仍在发展, 并且在 0°C 层以上就有较多雨滴表明上升气流较强, 这些过冷水的存在为成熟阶段霰粒子的生成提供了有利的条件。

### 4.2.2 成熟阶段水成物粒子水平和垂直结构的时间演变特征

雷暴单体成熟阶段: 22:15, 图 8a 显示靠近雷达的层状云强度减弱范围缩小, 而雷暴单体持续发展并向东南方向移动至 208°左右距雷达 80~100 km, 其中心高度约为 5 km, 中心强度增大至 45 dBZ 以上; 图 8b 显示 40 dBZ 以上反射率因子对应的水成物粒子识别图中仍被雨滴环绕, 中心大于 45 dBZ 处明显夹杂着大量的霰粒子。22:17, 图 8c 显示强回波区距雷达 80~100 km 处、最高可达 10 km, 高度 3~6 km 处有 45 dBZ 以上回波出现; 图 8d 显示对应上层仍为干冰晶和雪, 中层 5~8 km 高度雨滴减少、霰粒子增多, 与 PPI 图呈现一致。此时, 图 10c 显示单体下层后部的辐合区向上延伸, 而前部存在辐散, 下沉气流增强, 冰晶等受下沉气流影响开始大量下落并发生聚并增长形成雪花, 这些冰相粒子在 5~8 km 处碰并收集过冷水滴形成霰粒子, 大量消耗 0°C 层以上液态粒子和冰晶。22:26, 图 8e 显示雷暴单体继续向东南方向移动, 30 dBZ 以上强回波区外移至 85~105 km, 中心强度仍大于 45 dBZ, 所在高度约为 5.3 km; 图 8f 表明雷暴单体

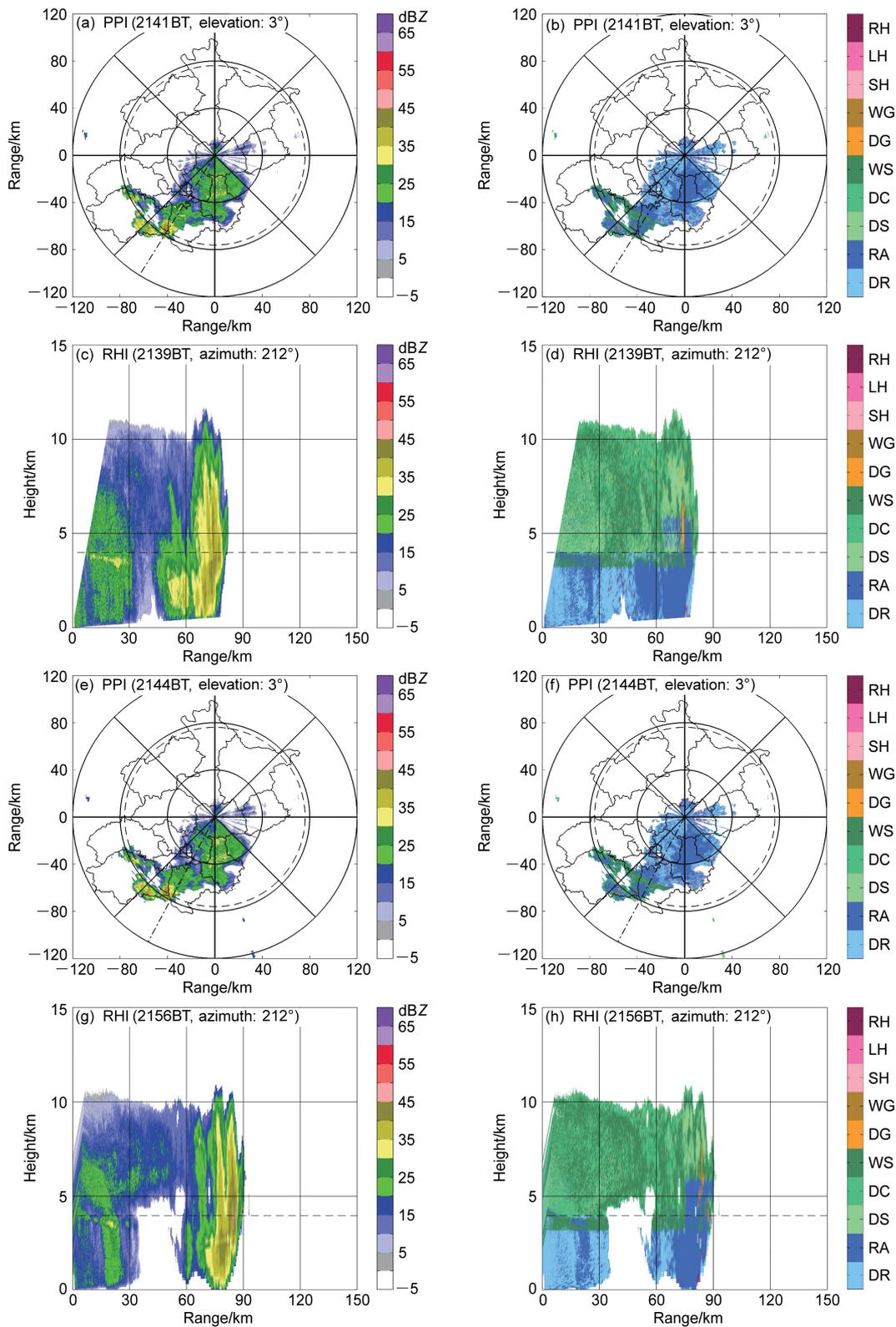


图7 雷暴单体发展阶段雷达反射率因子(左列)及其对应时刻水成物粒子识别分布(右列)。(c、d、g、h)为RHI图,为对应(a、b、e、f)PPI图点划线方向的垂直剖面

Fig. 7 Radar reflectivity factor (left column) and the corresponding hydrometers (right column) distributions at the development stage of the thunderstorm cell. (c, d, g, h) The RHI (Radar Height Indicator) diagrams indicate the vertical cross sections along the dash-dotted lines in (a, b, e, f) those PPI diagrams; DR, RA, DS, DC, WS, DG, WG, SH, LH, RH are the abbreviations of Drizzle Rain, Rain, Dry Snow, Dry Crystal, Wet Snow, Dry Graupel, Wet Graupel, Small Hail, Large Hail, Rain and Hail

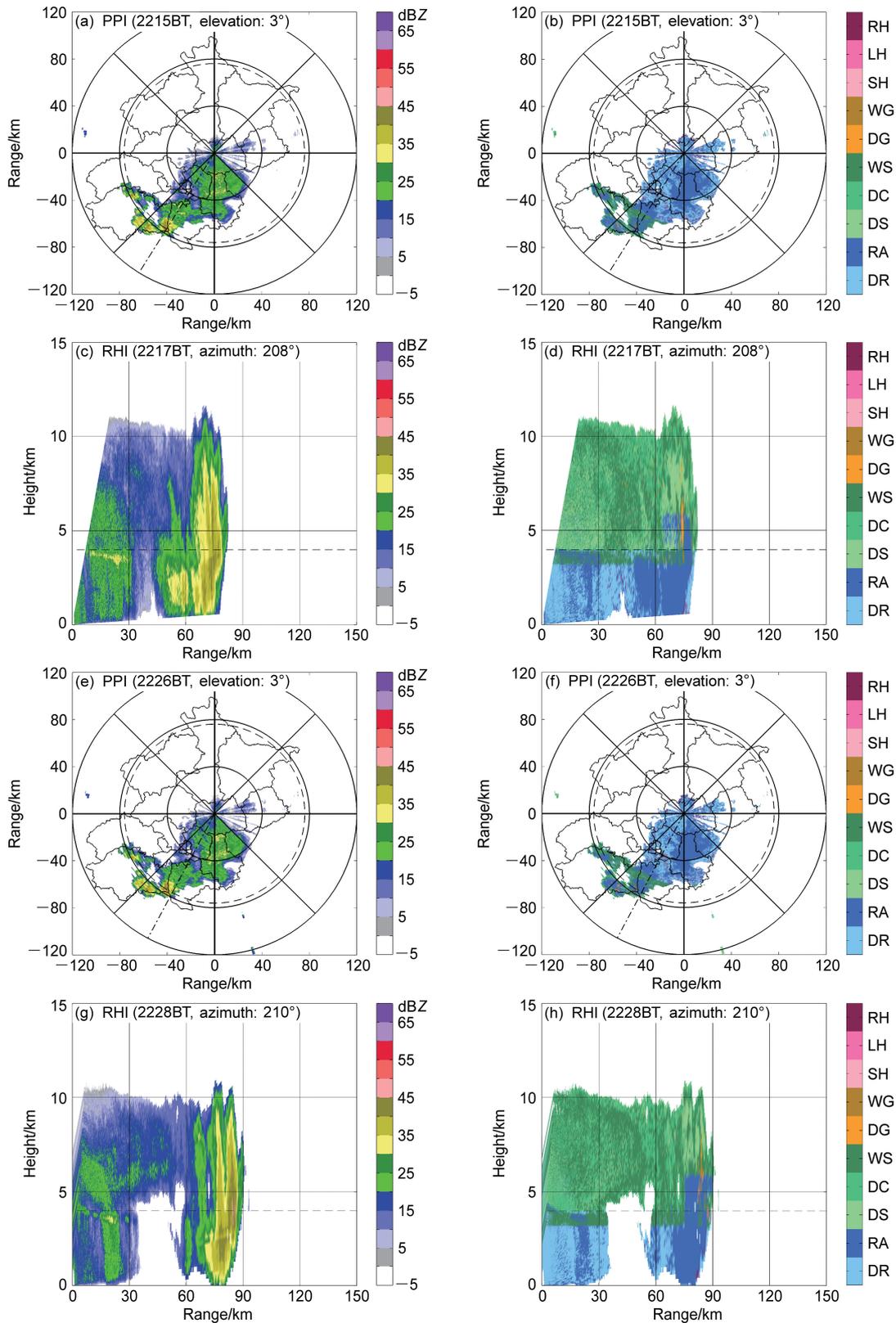


图 8 同图 7，但为雷暴单体成熟阶段

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for the mature stage of the thunderstorm cell

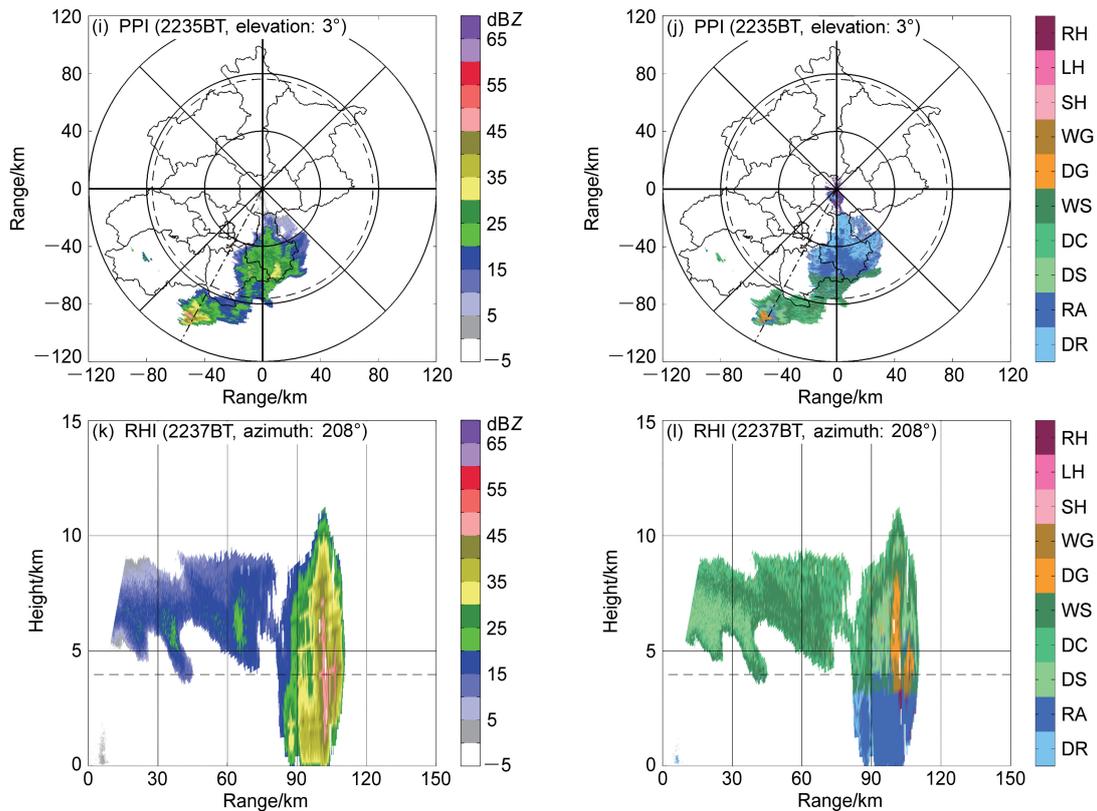


图 8 (续)  
Fig. 8 (Continued)

对应水成物粒子仍是雨滴中夹杂大量霰粒子。22:28, 图 8g 显示雷暴单体 30 dBZ 以上强回波区位于 90~105 km、最高可达 10 km, 50 dBZ 以上大值中心出现在 3~6 km 处; 对应图 8h 显示 3~6 km 有霰粒子存在, 中层 3~8 km 霰粒子和干雪明显增多, 雨滴高度则进一步下降至 0°C 层附近。此时, 图 10d 显示单体前部辐散区向下延伸, 下沉气流增强, 使上层的冰晶粒子不断通过碰并和凇附作用收集过冷水在中层生成霰粒子; 此外过冷水滴在上升与下沉气流中碰并也促成霰粒子生成。22:35, 图 8i 显示回波大值区持续外移至 90~110 km, 中心强度仍为 45 dBZ 以上, 中心高度约为 5.5 km; 图 8j 显示此高度雷暴单体雨滴范围明显缩小, 干雪和霰粒子占据多数。22:37, 图 8k 显示 30 dBZ 以上强回波区在 90~115 km 处, 最高仍维持在 10 km, 45 dBZ 以上回波高度下降至 2~7 km; 图 8l 对应中层霰粒子范围有所减少而干雪增多, 雨滴集中在下部, 0°C 层附近仍有雨夹霰。此时, 图 10e 显示单体前部辐散明显, 下沉气流继续增强, 但是由于中层过冷水的大量消耗, 霰粒子生成减少。

整个成熟阶段, 雷暴单体持续南移, 回波大值区位于 80~110 km 范围内, 中心值达到 45 dBZ 以上, 局部 50 dBZ 以上。云顶出现冲锋突, 呈现一个梭型, 单体内的中上部 3~8 km 有大量霰粒子, 对应中层液态粒子减少明显, 推测为过冷水滴在冰晶粒子上冻结或碰并而形成霰粒子(王致君和楚荣忠, 2002)。在 22:28, 3~6 km 有霰粒子生成。5 km 上下干雪开始生成并随时间推移增多, 3 km 以下存在大量雨滴, 存在明显的分层, 即中上部为固态大粒子, 下部液态居多, 表明仍是上升气流起主导作用。

#### 4.2.3 消散阶段水成物粒子水平和垂直结构的时间演变特征

雷暴单体消散阶段: 22:48, 图 9a、b 显示雷暴单体继续向东南移东至方位角 206°, 距雷达 100~110 km, 中心高度约为 5.7 km, 雷暴中心回波强度减小为 40 dBZ 左右, 对应时刻水成物粒子识别图中可以看出雷暴单体雨滴区基本消失, 单体由雪和冰晶包围着霰粒子。22:47, 图 8c、d 显示 30 dBZ 以上强回波区距雷达 95~115 km, 高度降

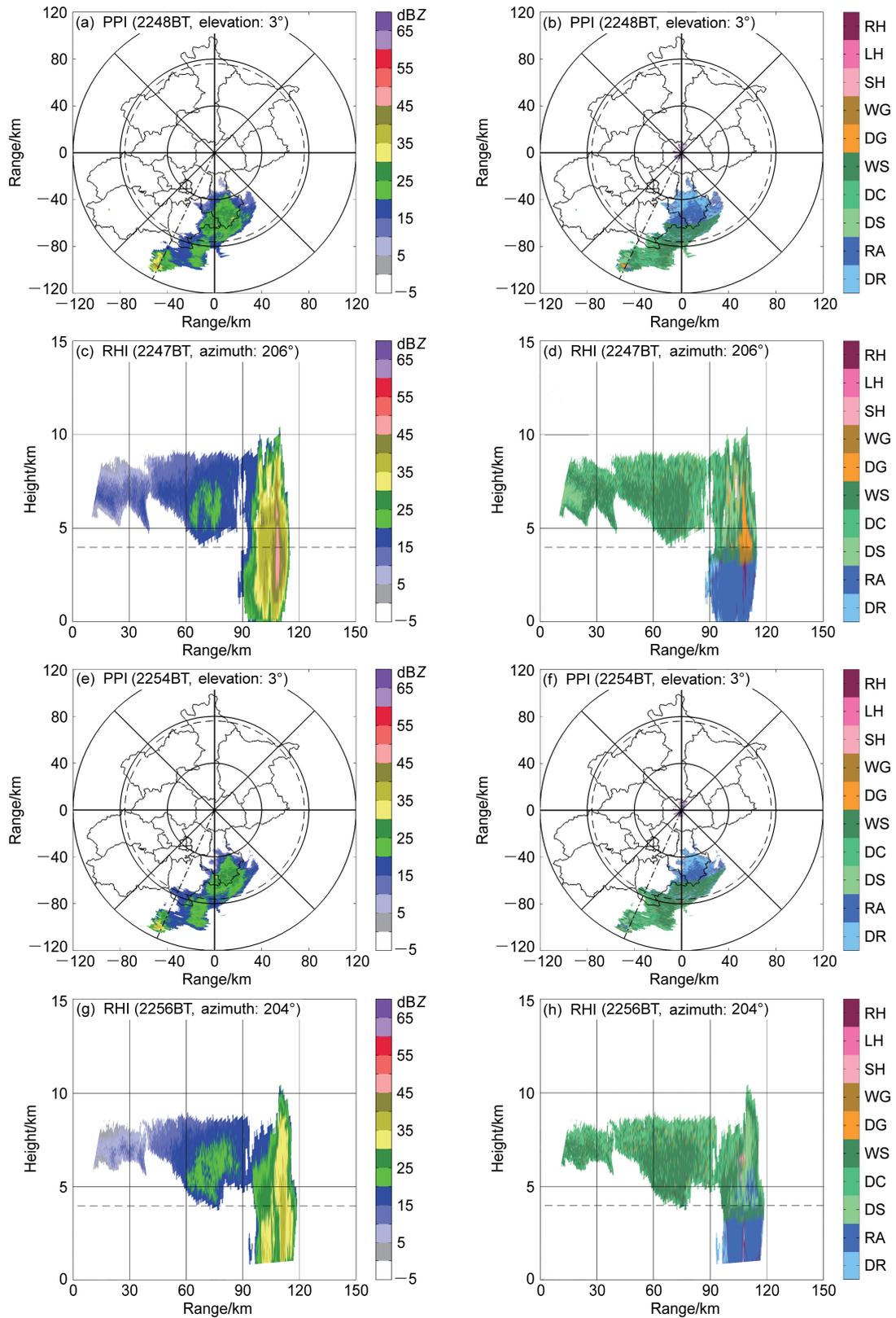


图9 同图7，但为雷暴单体消散阶段

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for the dissipation stage of the thunderstorm cell

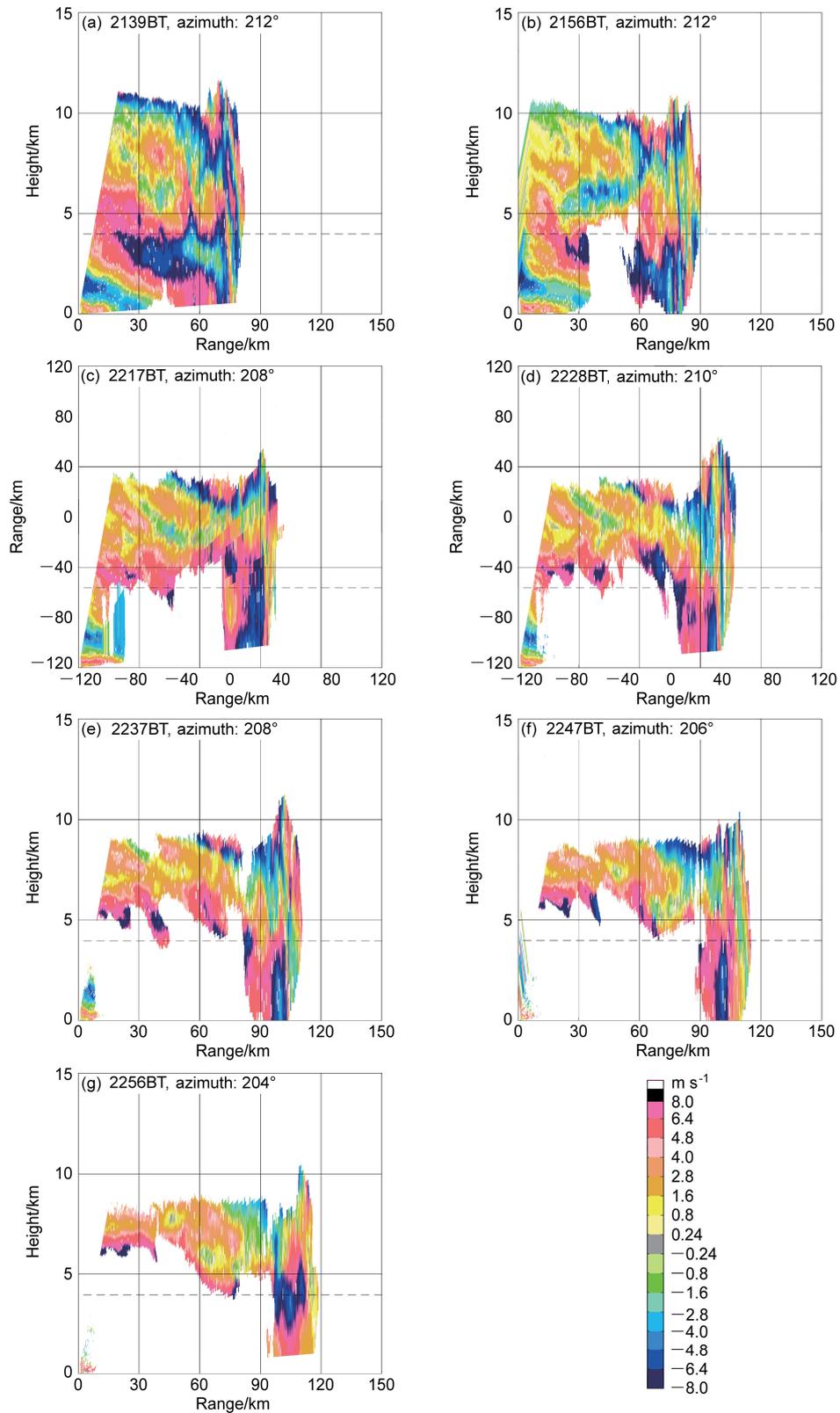


图 10 雷暴单体 (a, b) 发展、(c, d, e) 成熟、(f, g) 消散阶段径向速度垂直分布图

Fig. 10 Vertical distributions of radial velocity in (a, b) development, (c, d, e) maturation, and (f, g) dissipation stages of thunderstorm cell

低至 9 km 处；中心仍大于 45 dBZ，但大值区范围减小；对应中部存在霰粒子，但高度明显降低。此时，图 10f 显示下层前部存在明显的辐散区，受下沉气流影响，顶部已经开始出现塌陷，由于过冷水的不足和下沉气流的影响 7 km 左右霰粒子减少明显。22:54，图 9e、f 显示雷暴单体外移，强回波区范围减小，最大回波强度约为 35 dBZ；对应区域只存在非常微量的霰粒子混合在大量的湿雪、干雪和冰晶里。22:56，图 9g、h 显示强回波区范围明显缩小、高度减小至 8.5 km，中心强度低于 40 dBZ；图 10g 显示下层辐合上升区完全消失，0°C 层全为负速度区，此时几乎没有霰粒子生成，干雪、湿雪、雨滴等混杂在一起，下层雨区范围缩小。该段时间，下沉气流对雷暴单体宏观和微观特征影响明显，顶部塌陷，单体 0°C 层以上各粒子混合，由于 0°C 层以上缺少过冷水和冰晶，不再有霰粒子生成。

综上所述，整个雷暴单体发展至消散过程共持续 1 h 20 min 左右，单体向东南移动 25 km 左右。该过程中，单体垂直结构在成熟阶段出现冲锋突，在消散阶段塌陷及云内水成物分布状况体现了该过程中先是上升气流主导，到消散阶段则逐渐变为下沉气流起主要作用，与普通单体雷暴发展的 3 个阶段特点较为吻合（陆汉城和杨国祥，2004）。而雷暴单体发展过程水成物粒子的水平方向演变呈现如下特征：发展阶段液态粒子最多；而成熟阶段则是固态粒子，主要特点是霰粒子明显增多；消散阶段雨区消亡。此外，霰粒子在  $Z_{RH}$  大于 40 dBZ 时就可能生成，但是综合其他几个偏振参量的观测，在成熟阶段仍是生成最多的，另两个阶段很少。并且霰粒子的生成往往伴随液态粒子减少，往往存在于单体中上部，这是由于霰粒子的形成要求云中有充足的液态水

和相对低的温度（王致君和楚荣忠，2002）。

### 4.3 水成物粒子演变模型的建立

图 11 对各类粒子所占百分比在雷暴单体发展三个阶段的演变进行统计。对比图 11a 和 b，雨滴、冰晶、湿雪等总量较多，分别占 30%、20%和 30%，其中毛毛雨和雨滴在成熟时期明显比发展和消散时期低大约 5%；而干霰、湿霰总量较少，成熟时期占比 12%显著高于发展时期的 2%和消散时期的 1%，其变化趋势与反射率因子的强度变化对应较好。

为了更好地反映各层粒子的演变规律，表 4 对 RHI 探测下雷暴单体发展过程中各层主要水成物粒子的出现时间、位置及含量（不同高度各类粒子占单体内所有粒子百分比）进行了统计，并对各阶段主要的特征和微物理过程进行总结。

由表 4、5 可见，雷暴单体从发展到消散的宏观表现主要是雷暴单体高度的演变——先升高后降低，成熟阶段可达 12 km；由于是 0°C 层在 3.98 km 处，为典型的冷云。0°C 层以下，21:39~22:37 雨滴含量基本是逐步增加的，在发展阶段大约为每 10 min 增多 1 个百分点，成熟阶段为每 10 min 增多 2 个百分点，表明碰并增长加强；22:37 时至 22:56 雨滴含量先是增速减缓至每 10 min 增多 1 个百分点，然后迅速变为每 10 min 减少 3 个百分点，碰并增长减弱明显；而毛毛雨基本呈现相反的变化。0°C 层以上，21:39~21:56 霰粒子含量不变，21:56~22:28 霰粒子增长迅速，干霰增速最多达每 10 min 增多 5 个百分点，湿霰每 10 min 增多 1 个百分点，22:28~22:37 霰粒子含量基本持平；22:37 时至 22:56 霰粒子含量减少，从每 10 min 减少 3 个百分点到最后减少 6 个百分点，表明成熟阶段霰粒子含量增长速度较快，增多幅度较大。

图 12 给出了基于径向速度的垂直分量和表 4 的统计结果建立雷暴单体发展（21:56）、成熟

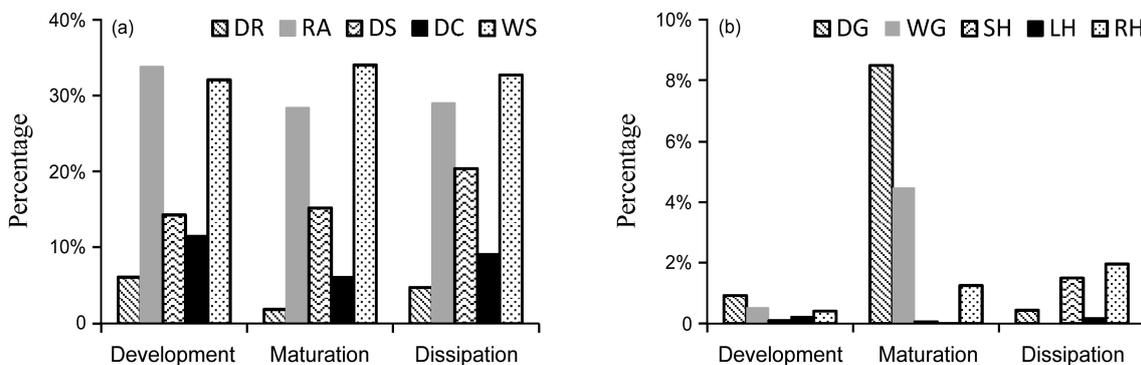


图 11 雷暴单体发展、成熟和消散阶段水成物粒子占比

Fig. 11 Percentages of hydrometeors in the development, maturation, and dissipation phases of the thunderstorm cell

表 4 RHI 探测下雷暴单体范围及水成物粒子各时段分布状态统计

Table 4 The range of monomorphous storms and the distribution of hydrometeors by RHI detection

阶段	主要时刻	雷暴单体位置		主要水成物粒子 (含量)		
		距离	高度	下层 (0~3.98 km)	中层 (3.98~8 km)	上层 (8 km 之上)
发展	21:39	60~85 km	11 km	RA (23%)、DR (4%)、WS (5%)	RA (7%)、DS (15%)、DC (5%)、WS (12%)、DG (1%)	DS (8%)、DC (8%)、WS (10%)
	21:56	65~90 km	10 km	RA (25%)、DR (6%)、WS (5%)	RA (9%)、DS (7%)、DC (7%)、WS (20%)、DG (1%)	DS (7%)、DC (4%)、WS (8%)
成熟	22:17	75~95 km	11 km	RA (24%)、DR (5%)、WS (4%)	RA (7%)、DS (2%)、DC (5%)、WS (17%)、DG (3%)、WG (1%)	DS (5%)、DC (5%)、WS (17%)、DG (2%)、WG (1%)
	22:28	80~105 km	12 km	RA (26%)、DR (2%)、WS (4%)、HR (1%)、WG (1%)	RA (3%)、DS (10%)、DC (3%)、WS (16%)、DG (8%)、WG (3%)	DS (5%)、DC (3%)、WS (13%)
	22:37	87~110 km	12 km	RA (28%)、DR (3%)、WS (4%)、HR (1%)、WG (2%)	RA (2%)、DS (14%)、DC (2%)、WS (16%)、DG (7%)、WG (2%)	DS (5%)、DC (4%)、WS (9%)、DG (1%)
消散	22:47	90~115 km	10 km	RA (29%)、DR (4%)、WS (5%)、HR (2%)、WG (2%)	RA (1%)、DS (12%)、DC (6%)、WS (15%)、DG (6%)	DS (5%)、DC (4%)、WS (6%)
	22:56	95~117 km	9 km	RA (25%)、DR (5%)、WS (8%)、HR (2%)	RA (4%)、DS (16%)、DC (6%)、WS (21%)	DS (4%)、DC (2%)、WS (3%)

表 5 RHI 探测下雷暴单体主要特征及微物理过程

Table 5 The principal character and microphysical processes of monomorphous storms by RHI detection

阶段	雷暴单体宏观特征	主要水成物粒子含量及微物理过程		
		下层	中层	上层
发展	单体高度较低。	暖云过程主导，粒子碰并增长后下落。	冰晶通过冰晶效应增长，少量冰晶发生淞附作用生成霰 (干霰 1%)。	冰晶增长，下落过程聚并形成雪，无霰粒子在上层生成。
成熟	移动较快，单体高度增加。	暖云过程增强 (平均毛毛雨+2%；雨滴+2%，湿霰+1%)。	淞附作用增强 (平均冰晶+3%，雨滴+4%；干霰和湿霰+7%)。	淞附作用增强 (干霰+1%)
消散	移动减缓，单体高度下降。	暖云过程减弱 (毛毛雨+1%，雨滴+1%，雨夹雹+1%)。	淞附作用减弱 (冰晶+3%，雨滴-1%；霰-5%)。	淞附作用减弱 (干霰-1%)。

(22:28) 和消散 (22:56) 阶段微物理模型，速度正 (负) 表示粒子上升 (下沉)。

发展阶段：0°C 层以下几乎完全是一  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  的负垂直速度区，此时毛毛雨占 6%，雨滴占 24%，0°C 层以下暖云过程明显，主要是液态粒子碰并增长后下落。少量下层液态粒子可通过单体后部 (相对单体前进方向，下同) 3~7 km 的  $0\sim 0.8 \text{ m s}^{-1}$  正垂直速度区到达 0°C 层以上，单体后部大约有 9% 的雨滴和 11% 的冰晶而单体中前部  $-0.8\sim 0 \text{ m s}^{-1}$  负速度区下落形成 1% 霰粒子。表明 0°C 层以上为冷云过程，单体后部中层初始冰晶等粒子上升，通过冰晶效应扩散凝华增长，在单体中前部负速度区下落发生聚并和极弱的淞附作用形成雪和少量的霰。

成熟阶段：相对 21:56，雷暴单体后部正速度区向云底延伸，范围至 1~7 km，0°C 层下的液态粒子碰并增长更加显著，毛毛雨减少约 4 个百分点，雨滴增多约 1 个百分点，并且有 1% 的雨夹雹和 1% 的湿霰生成，粒子碰并增强，暖云过程更显著。雷暴单体后部正速度区向云底延伸，范围至 1~7 km，

使更多下层液态粒子在后部的正速度区跨越 0°C 层到达 0°C 层以上，此时雨滴减少 6 个百分点，冰晶减少 5 个百分点；干霰、湿霰共增加 9 个百分点，干雪、湿雪共增加 2 个百分点；表明过冷水 (雨滴)、冰晶的消耗使单体中前部  $-0.8\sim -0.24 \text{ m s}^{-1}$  负速度区内冰晶的聚并作用和淞附作用增强，形成大量雪和霰，冷云过程明显增强。

消散阶段：相对 22:28，0°C 层毛毛雨含量增加 3 个百分点，雨滴减少 1 个百分点，粒子碰并减弱，暖云过程明显减弱。0°C 层附近为负速度区，阻隔了 0°C 层以下液态粒子跨越 0°C 层，由于霰粒子大量减少约 9 个百分点，过冷水 (雨滴) 和冰晶消耗减少，增长 4 个百分点；冷云过程显著减弱。此外，消散阶段 0°C 层以上后部为  $-0.8\sim -0.24 \text{ m s}^{-1}$  的负速度区，前部为正速度区，与前两个阶段相反，不利于单体移动发展。

## 5 结论和讨论

基于 2015 年 6 月 26 日的 X 波段双线偏振天气

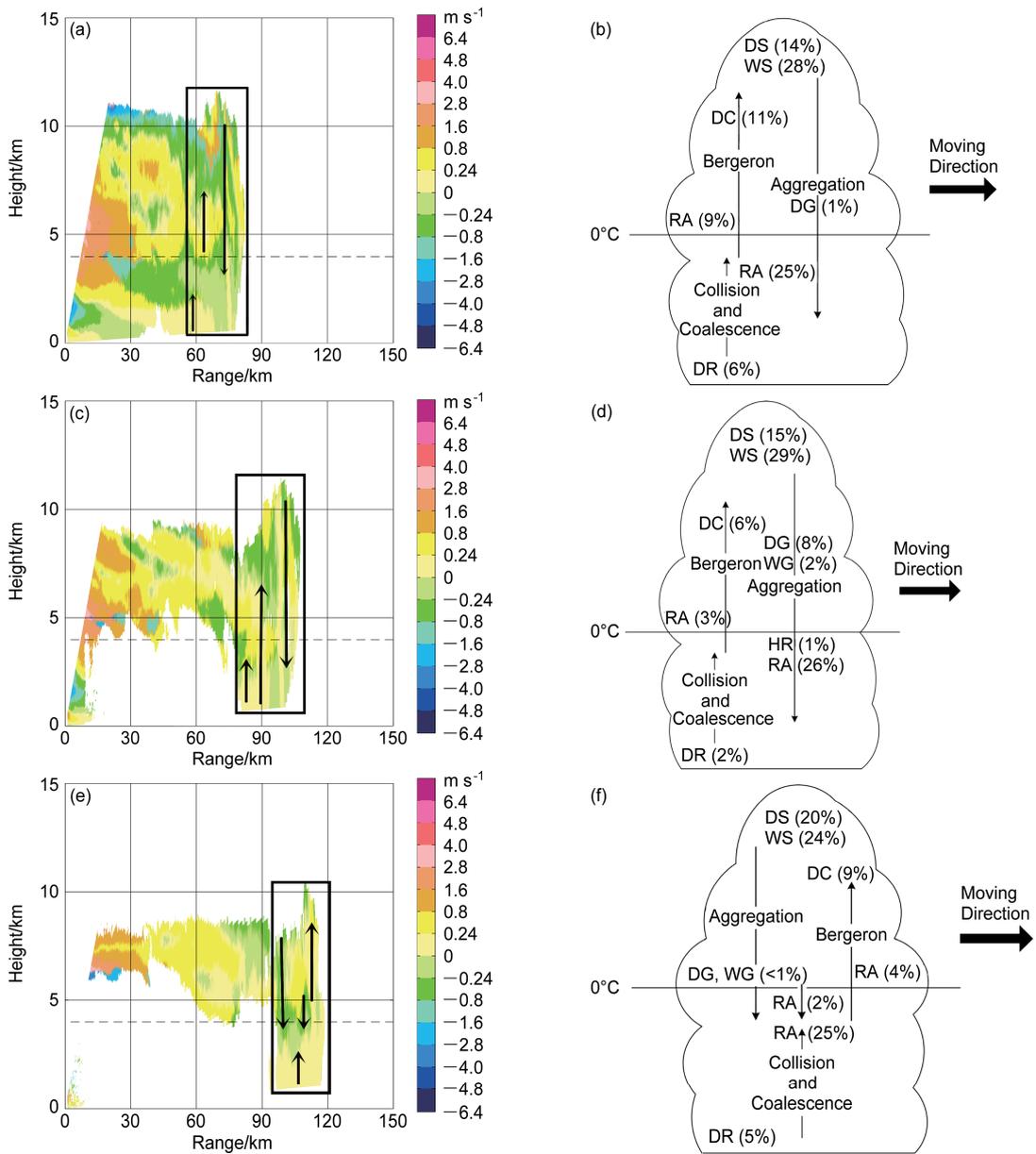


图 12 径向速度垂直分量（左列；方框内为雷暴单体）和基于水成物粒子识别结果的雷暴单体模型（右列，箭头代表粒子运动方向）：（a、b）发展阶段；（c、d）成熟阶段；（e、f）消散阶段

Fig. 12 Vertical component of radial velocity (left column; thunderstorm cell is in the box) and the model of thunderstorm cell based on hydrometeors (right column; arrows indicates the moving directions of hydrometeors): (a, b) Development; (c, d) maturation; (e, f) dissipation

雷达数据，用小波去噪结合自适应约束算法进行雷达资料预处理，并使用模糊逻辑算法识别和分析北京一典型雷暴单体内水成物粒子演变状况，得到如下结论：

（1）雷暴单体经历发展、成熟和消散 3 个阶段，其中成熟阶段反射率因子大于 45 dBZ 的库数明显多于发展和消散阶段，其占比为 3.6%，远大于发展阶段的 0.6%和消散阶段的 0.4%。此外，三个阶段

单体高度分别可达 11、12 和 10 km，霰粒子占各自阶段单体内所有粒子百分比分别为 2%、12%和 1%，呈现显著的先增后减趋势，与雷暴单体发展过程回波强度变化对应较好。

（2）各阶段主要微物理过程及演变特征是：发展阶段，单体 0°C 层以下由暖云过程主导，毛毛雨占 5%，雨滴占 24%；少量液态粒子上升至 0°C 层以上与冰晶反应生成 1%干霰，冷云过程较弱。成

熟阶段, 相较发展阶段 0°C 层以下毛毛雨减少约 2 个百分点, 雨滴增多约 2 个百分点, 粒子碰并加强, 暖云过程增强; 较多液态粒子上升至 0°C 层以上, 约有 4% 的雨滴与 5% 的冰晶通过淞附作用生成 7% 的霰, 冷云过程增强。消散阶段, 下层液态粒子难以上升至 0°C 层以上形成初始冰晶, 使暖云及冷云过程都减弱, 0°C 层以下毛毛雨相较成熟阶段平均增多约 1 个百分点, 粒子碰并减弱; 0°C 层以上冰晶消耗减少 2 个百分点, 霰生成减少 5 个百分点。

(3) 结合粒子垂直运动速度及水成物粒子分布建立雷暴单体内水成物粒子演变模型: 发展阶段, 单体 0°C 层以上后部为正垂直速度推动雷暴单体发展, 少量液态粒子跨越至 0°C 层以上, 冷云过程极弱。成熟阶段, 单体后部正垂直速度区扩展至 0°C 层以下, 使大量液态粒子上升至 0°C 层以上, 6% 的雨滴与 5% 的冰晶转化为 2% 的雪和 9% 的霰, 冷云过程增强。消散阶段 0°C 层附近的负速度区阻碍液态粒子跨越 0°C 层使暖云及冷云过程都减弱, 0°C 层以下雨滴减少 1 个百分点, 毛毛雨增多 3 个百分点, 0°C 层以上霰粒子减少 9 个百分点, 雨滴与冰晶增加 4 个百分点。

针对雷暴单体发展过程, 基于水成物粒子演变的定性和定量分析, 建立了雷暴单体发展模型, 对认识雷暴单体内部结构及微物理过程以及雷暴过程的预报预警有一定指示作用。但仍有一些问题需要进一步的讨论, 如模糊逻辑算法的参数设置对识别结果的准确性的影响。此外, 该模型仍较为简单, 外部环境对单体发展的影响以及较高时间分辨率下单体内的微物理过程还有待研究。

### 参考文献 (References)

- 毕永恒, 刘锦丽, 段树, 等. 2012. X 波段双线偏振气象雷达反射率的衰减订正 [J]. 大气科学, 36 (3): 495–506. Bi Yongheng, Liu Jinli, Duan Shu, et al. 2012. Attenuation correction of reflectivity for X-band dual-polarization radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (3): 495–506, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11075.
- Bringi V, Rasmussen R, Vivekanandan B. 1986. Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part I: Graupel melting studies [J]. J. Atmos. Sci., 43 (22): 2545–2563, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<2545:MRMICC>2.0.CO;2.
- 曹俊武, 刘黎平. 2007. 双线偏振雷达判别降水粒子类型技术及其检验 [J]. 高原气象, 26 (1): 116–127. Cao Junwu, Liu Liping. 2007. The sensitivity study for classification of precipitation particle types based on dual-linear polarimetric radar [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (1): 116–127, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2007.01.014.
- 曹俊武, 刘黎平, 葛润生. 2005. 模糊逻辑法在双线偏振雷达识别降水粒子相态中的研究 [J]. 大气科学, 29 (5): 827–836. Cao Junwu, Liu Liping, Ge Runsheng. 2005. A study of fuzzy logic method in classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurement [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (5): 827–836, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.05.15.
- 程周杰, 刘宪勋, 朱亚平. 2009. 双偏振雷达对一次水凝物相态演变过程的分析 [J]. 应用气象学报, 20 (5): 594–601. Cheng Zhoujie, Liu Xianxun, Zhu Yaping. 2009. A process of hydrometeor phase change with dual-polarimetric radar [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 20 (5): 594–601, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2009.05.011.
- 杜牧云, 刘黎平, 胡志群, 等. 2012. 双线偏振雷达差分传播相移的小波滤波初探 [J]. 暴雨灾害, 31 (3): 248–254. Du Muyun, Liu Liping, Hu Zhiqun, et al. 2012. Preliminary study on wavelet filtering of differential propagation phase shift for dual linear polarization radar [J]. Torrential Rain and Disasters, 31 (3): 248–254.
- 郭凤霞, 马学谦, 王涛, 等. 2014. 基于 X 波段双线偏振天气雷达的雷暴云粒子识别 [J]. 气象学报, 72 (6): 1231–1244. Guo Fengxia, Ma Xueqian, Wang Tao, et al. 2014. An approach to the hydrometeors classification for thunderclouds based on the X-band dual-polarization Doppler weather radar [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 72 (6): 1231–1244, doi:10.11676/qxxb2014.063.
- Hu Z Q, Liu L P. 2014. Applications of wavelet analysis in differential propagation phase shift data de-noising [J]. Adv. Atmos. Sci., 31 (4): 825–835, doi:10.1007/s00376-013-3095-y.
- Liu H P, Chandrasekar V. 2000. Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 17 (2): 140–164, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0140:COHBOP>2.0.CO;2.
- 刘亚男, 肖辉, 姚振东, 等. 2012. X 波段双极化雷达对云中水凝物粒子的相态识别 [J]. 气候与环境研究, 17 (6): 925–936. Liu Yanan, Xiao Hui, Yao Zhendong, et al. 2012. Analyses of hydrometeor identification based on X-band polarimetric radar [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 925–936, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.30.
- 陆汉城, 杨国祥. 2004. 中尺度天气原理和预报 (第 2 版) [M]. 北京: 气象出版社, 101–102. Lu Hancheng, Yang Guoxiang. 2004. Principle and Forecasting of Mesoscale Weather (in Chinese) [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 101–102.
- Park S G, Bringi V N, Chandrasekar V, et al. 2005. Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part I: Theoretical and empirical basis [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 22 (11): 1621–1632, doi:10.1175/JTECH1803.1.
- Park H S, Ryzhkov A V, Zrnić D S, et al. 2009. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS [J]. Wea. Forecasting, 24 (3): 730–748, doi:10.1175/2008WAF2222205.1.
- Reinking R S, Martner B. 1999. Polarimetric short-wavelength radar technologies for assessing the evolution of clouds and precipitation following hygroscopic seeding [J]. J. Wea. Modifi., 31: 83–86.
- Seliga T A, Bringi V N. 1976. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation [J]. J. Appl. Meteor., 15 (1): 69–76, doi:10.1175/1520-0450(1976)015<0069:

- PUORDR>2.0.CO;2.
- Snyder J C, Ryzhkov A V. 2015. Automated detection of polarimetric tornadic debris signatures using a hydrometeor classification algorithm [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 54 (9): 1861–1870, doi:10.1175/JAMC-D-15-0138.1.
- Straka J M, Zrníc D S. 1993. An algorithm to deduce hydrometeor types and contents from multi-parameter radar data [C]//Preprints 26th International Conference on Radar Meteorology. Norman, OK: AMS, 513–515.
- 王德旺, 刘黎平, 宗蓉, 等. 2015. 基于模糊逻辑的大气云粒子相态反演和效果分析 [J]. *气象*, 41 (2): 171–181. Wang Dewang, Liu Liping, Zong Rong, et al. 2015. Fuzzy logic method in retrieval atmospheric cloud particle phases and effect analysis [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 41 (2): 171–181, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.02.005.
- 王致君, 楚荣忠. 2002. 偏振雷达在人工影响天气工作中的应用潜力 [J]. *高原气象*, 21 (6): 591–598. Wang Zhijun, Chu Rongzhong. 2002. Application potential of polarization radar in weather modification [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 21 (6): 591–598, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2002.06.009.
- Wen G, Protat A, May P T, et al. 2015. A cluster-based method for hydrometeor classification using polarimetric variables. Part I: Interpretation and analysis [J]. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 32 (7): 1320–1340, doi:10.1175/JTECH-D-13-00178.1.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2000. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 417–418. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. 2000. *Radar Meteorology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 417–418.
- Zrníc D S, Ryzhkov A, Straka J, et al. 2001. Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18 (6): 892–913, doi:10.1175/1520-0426(2001)018<0892:TAPFAC>2.0.CO;2.