

文章编号: 2096-1618(2020)01-0055-14

北京地区一次冬季降雪天气 及其云微物理过程的数值模拟

李一凡^{1,2}, 肖辉^{2,3}, 杨慧玲², 孙跃^{2,3}, 周筠珺¹, 胡朝霞², 冯小真^{1,2}

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 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、中国科学院减灾中心, 北京 100029; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 为了解北京降雪的微物理机制, 利用中尺度数值模式 WRFV3.9.1(选取 Thompson 微物理方案), 对 2015 年 11 月 22–23 日北京的一次降雪天气进行模拟, 并利用常规降水资料、探空资料、雷达资料对模拟结果进行验证, 在此基础上分析此次降雪的云微物理过程。结果表明, 华西倒槽顶部的偏东风气流为此次降雪发生、发展带来了充足水汽, 形成回流降雪天气。模式能够很好地模拟出雷达回波和降水的分布及时间演变特征。模拟的云雷达站点的反射率和水成物粒子的时空演变和 Ka 波段垂直指向雷达的观测结果较为一致。对云微物理结构的模拟结果分析表明, 雪花主要的 3 个源项分别为雪花凝华、雪晶碰冻云水、冰晶自动转化成雪, 在低层有雪花升华; 高空的冰晶主要来源于凝华, 经冰晶转化为雪的过程消耗; 低层的霰粒主要来自雪晶碰冻云水。

关键词: 大气物理学与大气环境; 云物理学; 回流降雪; 数值模拟; 水成物粒子; 冰相粒子源汇项

中图分类号: P426.5+1

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2020.01.009

0 引言

降雪是中国北方冬季和初春主要的降水天气现象。降雪有时伴随着大风、寒潮和低温、冰冻等剧烈天气^[1]。随着社会经济的迅速发展, 降雪特别是暴雪, 对城市生活、交通和工农业生产带来诸多不便, 甚至灾害。同时, 降雪也有其有利的一面, 有利于北方冬小麦的生长, 地表蓄水、缓解旱情, 以及清除大气污染物、净化空气等。在中国北方很多地区有降雪云系, 但降雪率往往很小, 需要采用人工增雪手段增加冬季大气降水。在科学上, 了解降雪天气的微物理机制, 不仅有助于改进降雪模式的预报能力, 为降雪天气灾害风险评估提供科学支撑, 也能为人工增雪作业提供重要的理论依据^[2–3]。

近年来, 随着探测技术的发展, 对降雪云微物理过程的研究已取得了一些成果。游来光等^[4]利用飞机、气象雷达、雪晶显微观测等手段对新疆乌鲁木齐地区冬季降雪云和降水的微结构及雪花增长过程进行观测, 并结合计算结果推测凝华和聚并是雪增长的重要过程。盛日锋等^[5]利用探空、CloudSat 卫星、山东自动气象站及 NCEP 再分析资料, 对山东西部一次大暴雪过程的云物理特征分析, 结果显示, 冰水含量的大值区与风暴云中上升速度大值区相一致, 而冰晶数浓度大值中心与上升速度大值区的顶部对应; 高层冰晶在下

落过程中经过凝华增长、撞冻过冷水滴的结淞增长以及冰晶之间相互碰连等过程, 从而在低层形成数浓度较低的冰相大粒子, 为降水发展提供了有利条件。Battaglia 等^[6]结合 CloudSat 94 GHz 云雷达和 CALIPSO 激光雷达探测了降雪云的过冷水层, 发现过冷水层的空间和季节分布与雪顶温度有关, 从而加深了对冰晶成核和雪增长过程的理解。Kumjian 等^[7]利用高分辨率偏振雷达对 2013 年美国佛罗里达州 19 次雪暴进行观测研究, 发现每个个例的回波顶都能观测到小对流泡, 这些生长单体存在于位势不稳定的云层中, 表明冰晶凝华和淞附增长过程中的云顶冷却和潜热释放造成的辐射影响对于这些生长单体的形成是重要的。

降雪属于中小尺度的现象。虽然随着大气现场探测和遥感探测技术的发展和广泛应用, 对降雪天气系统微物理结构特征的观测手段变得更加丰富^[8–10], 但由于观测存在时空的局限性, 且云内的微物理参数也不容易测得, 因此采用数值模拟对降雪微物理过程研究也是一种有效的方法。

林文实等^[11–14]用 MM5 模式 Goddard 方案对 2004 年 12 月华北一次暴雪天气进行模拟, 指出此次降雪主要的云微物理过程包括云水的凝结增长、冰晶的凝华增长、冰晶初始化、云冰被雪碰并、云水被雪碰并、雪的凝华增长、冰晶的 Bergeron 过程等。姚蓉等^[15]用 WRF 模式对 2011 年初湖南暴雪的云微物理特征进行数值模拟, 表明雪粒子的产生和增长不仅与过冷液态水比含量大小有关, 还与其上空冰晶的含量及分布密切相关, 冰雪粒子大值中心及强上升运动区对强降雪

收稿日期: 2019-03-28

基金项目: 国家重点研发计划资助项目 (2016YFE0201900–02); 国家自然科学基金资助项目 (41575037); 国家重点基础研究发展计划 (973) 资助项目 (2014CB441403)

带位置有较好的预报指示作用。Han^[16]对一次美国加利福尼亚冬季的风暴采用 WRF 中 4 种微物理参数化方案分别进行了模拟,并用地基降水廓线雷达的反射率和多普勒速度进行了验证,结果显示,Thompson 方案模拟的反射率与实测较一致,而 Goddard 方案模拟的多普勒速度与实测更为吻合。Molthan^[17]将 WRF 模拟的雷达反射率、降水粒子落速与 Ku、S 波段雷达探测和实测资料进行了对比,结果表明,Thompson、SBU-YLIN、Morrison、WRF single-moment 6-class 4 种微物理方案均在中等程度的淞附阶段模拟的反射率垂直结构比弱淞附阶段更好一些,而这些方案模拟的下落速度之间存在较大差异,比如,SBU-YLIN 方案产生过多云水,导致下落速度偏大,而其他方案在中等淞附阶段几乎没有云水,低估了低层的雪下落速度。

仪清菊等^[18]对北京 1980–1994 年降雪的天气气候进行分析,指出北京地区主要降雪天气系统有冷暖锋、黄河倒槽、蒙古气旋和黄河气旋等,还有近 1/3 的降雪系统不很明显,不易把它们划归到上述天气系统中任何一种,通常简称为东风回流天气系统。这种天气系统的特点是:华北至东北地区的对流层低层为冷高压坝,东北地区吹东北风,为冷平流,山东省和江苏省吹东南风,为暖平流,冷暖平流交汇于华北地区。其产生的降雪次数与冷锋系统的次数一样多,均占 28.9 %。

2015 年 11 月 22 日在北京发生了一次明显的回流降雪天气过程,陈羿辰等^[9]对此次降雪过程和微物理结构进行了毫米波测云雷达观测分析。本文利用 WRF 非静力中尺度数值模式对这次降雪天气过程进行数值模拟,通过与雷达观测进行对比分析,评估模式模拟效果,在此基础上分析云微物理结构以及各种水成物的形成机制,以期对北京降雪形成的微物理机制有进一步的了解。同时,通过对本次降雪天气过程深入细致的分析,有助于建立华北地区东风回流降雪天气系统概念模型,进一步加深对这类降雪天气系统特点的认识。本项研究也可以为北京冬奥会的气象和人工增雪保障提供理论支持。

1 降雪个例概括

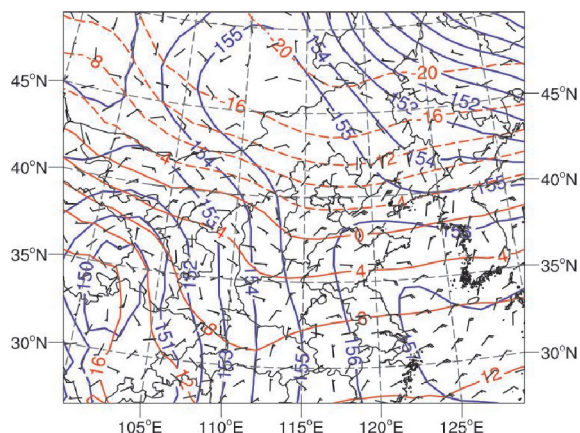
1.1 北京降雪过程实况

2015 年 11 月 22–23 日(北京时,下同),北京自西南向东北出现了一次降雪过程,大部分地区出现大雪,多个区县降雪量达暴雪,整体降雪分布较均匀。监测显示,22 日 4 时至 23 日 6 时,全市平均降雪量达 8.8 mm,城区平均 9.7 mm,西北 9.9 mm,西南 8.2 mm,东北 7.7 mm,东南 7.1 mm,最大昌平居庸关长城 18.1 mm。平原地区积雪深度为 4~9 cm,山区 5~12 cm。受降雪影响,北京南站部分列车晚点、首都机场省际巴士停运、

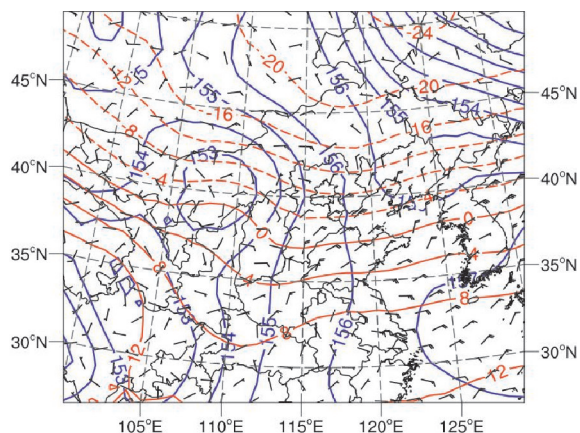
多条公交线路停驶。直到 23 日早晨降雪停止。

1.2 天气形势分析

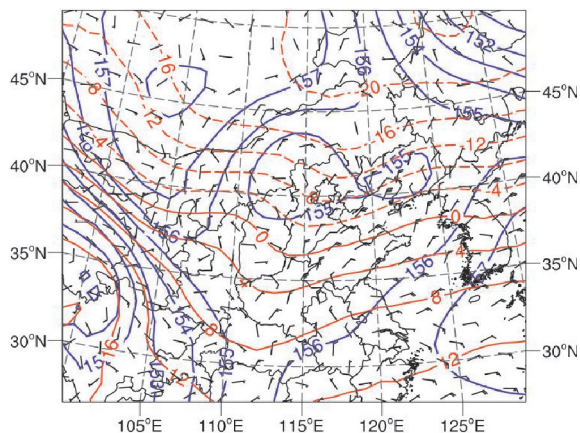
2015 年 11 月 21 日 20 时 850 hPa 高度上(图 1a)华北、华东一带出现了强盛的高压坝,是由贝加尔湖以南的阻塞高压与西太平洋副热带高压贯通形成的,高压中心约为 1560 gpm,位于内蒙古中部、北京西北方。高压系统的西侧有显著的偏南暖平流。华西的倒槽也



(a) 21 日 20:00



(b) 22 日 08:00



(c) 22 日 20:00

图 1 2015 年 11 月 21–22 日 850 hPa 天气形势图
(红色等值线为温度场;蓝色等值线表示高度场)

很强大,低压系统中心达1500 gpm,倒槽顶部所处地带基本为偏东风,包括北京向南延伸至山东半岛西部一带。在此倒槽顶部偏东风的作用下,东边海上的水汽到达北京,北京地区湿度达到饱和,为冬季降雪天气的发生发展提供了较充足的水汽。此时,伴随中低层冷空气东移南下,与上述天气系统交汇,在北京至黄淮一带出现明显的降雪过程。22 日 08:00(图 1b),位于河套地区的低压系统东移,与高压坝交汇,降雪持续。20:00(图 1c),高压坝减弱消散,低压系统过境,降雪

趋于结束。
根据 2015 年 11 月 21 日 20:00(图 2a)、22 日 08:00(图 2b)北京探空图的分析,这一时段大气边界层接近于中性层结,边界层顶(约850 hPa,高度 1500m)之上有明显的逆温层存在,厚度约为 700m,自由对流高度接近于地面,但对流有效位能接近于零。所以,过程以低层大尺度强迫抬升的稳定性降水为主。露点廓线由 21 日 20:00 的中低层接近饱和发展到 22 日 08:00 的整层接近饱和,说明大气具有良好的水汽条件。

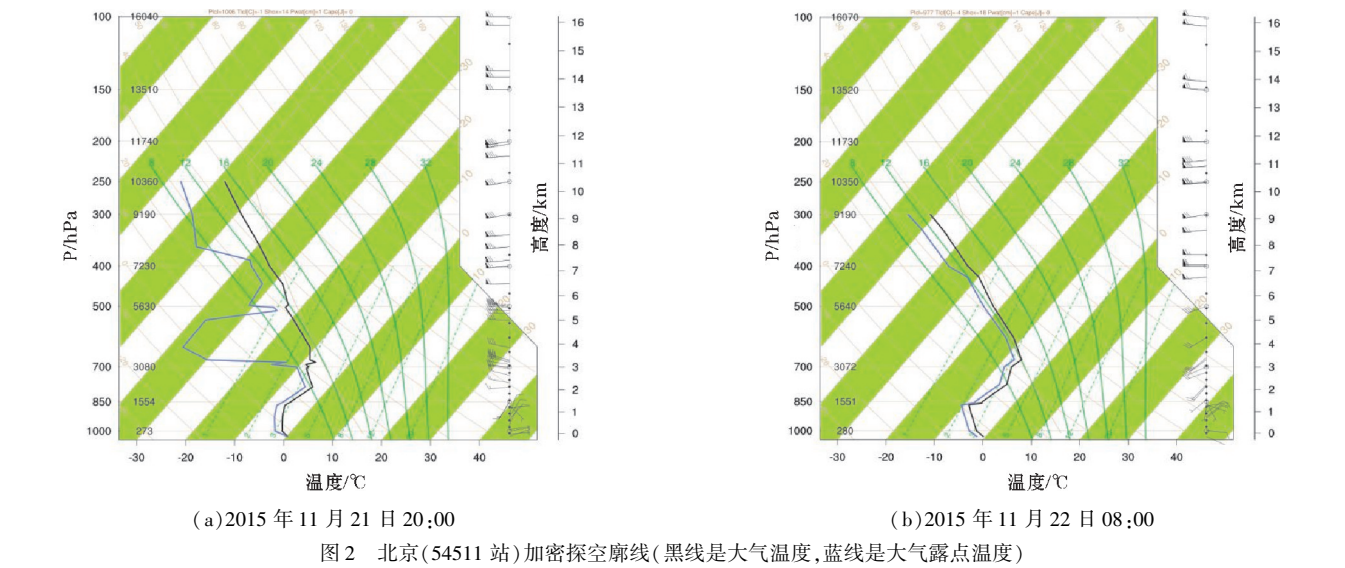


图2 北京(54511 站)加密探空廓线(黑线是大气温度,蓝线是大气露点温度)

2 模式参数设置及验证

2.1 模式参数设置

采用中尺度模式 WRF-V3.9.1 版本模拟此次降雪天气过程。WRF 模式是由 NCAR(美国国家大气研究中心)/NCEP(美国国家环境预报中心)和 FSL/NOAA(美国预报系统实验室/美国国家海洋与大气管理局)等联合开发研制的中尺度数值模式。利用空间分辨率为 1°×1°、时间间隔为 6 h 的 NCEP/FNL 再分析资料作

为模式初始场和侧边界条件,对 2015 年 11 月 22 日北京地区发生的一次冬季降雪个例进行模拟。为了获得较高分辨率的模拟结果,此次过程的模拟采用四重网格双向嵌套,四层嵌套网格模拟范围和网格分辨率见表 1 所列。模拟区域中心为(39.809°N, 116.238°E),第一层嵌套覆盖中国大部分地区及蒙古、韩国、日本等范围,第二层嵌套包括中国华北、东北及华中、华东部分地区,第三层嵌套包括北京及周边省份,第四层嵌套定位于北京地区。各嵌套空间范围如图 3 所示,图中颜色色标代表地形高度。

表 1 四重嵌套网格模拟试验方案设计

参数	一层嵌套	二层嵌套	三层嵌套	四层嵌套
模拟时间(北京时)	21 日 20 时-22 日 20 时	21 日 20 时-22 日 20 时	21 日 20 时-22 日 20 时	21 日 20 时-22 日 20 时
格点数	168×165	274×274	319×319	373×400
时间步长	108 s	36 s	12 s	4 s
时间分辨率	3 h	30 min	30 min	5 min
空间分辨率	24.3 km	8.1 km	2.7 km	0.9 km
垂直层数	60	60	60	60
长波辐射方案	RRTM 方案	RRTM 方案	RRTM 方案	RRTM 方案
短波辐射方案	Dudhia 方案	Dudhia 方案	Dudhia 方案	Dudhia 方案
边界层方案	YSU 方案	YSU 方案	YSU 方案	YSU 方案
积云对流方案	Kain-Fritsc 方案	Kain-Fritsc 方案	Kain-Fritsc 方案	Kain-Fritsc 方案
云微物理方案	Thompson 方案	Thompson 方案	Thompson 方案	Thompson 方案

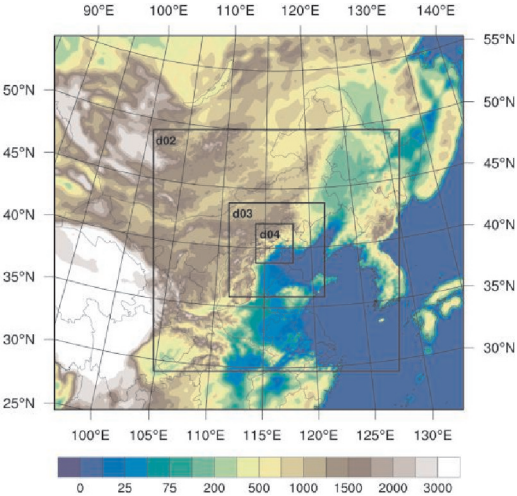


图3 WRF 模拟区域

合理地描述降雪云微物理过程及云与大尺度环境之间的相互作用是准确模拟降雪天气过程的关键之一。选取对模拟区域的微物理过程描述合理的微物理方案对模拟效果的好坏具有至关重要的作用。选取 Thompson 微物理方案^[19-20]模拟北京降雪天气,该方案考虑 6 种类型水物质:水汽、云水、云冰、雨、雪、霰。Han^[12]总结了各种微物理参数化方案在对粒子尺度谱描述中的异同,指出在对粒子尺度谱的描述中,其他方案(如 GSFC 方案、WSM6 单参数方案、Morrison 双参数方案等)的雨、雪、霰粒子以及 Thompson 方案的雨和霰粒子均采用了广义伽马分布函数:

$$N_x(D)=N_{0_x}D^{\mu_x}e^{-\lambda_xD}$$

其中, x 代表雨、雪、霰, $N_{0_x}(m^{-4})$ 是截距参数, $\lambda_x(m^{-1})$ 是斜率参数, μ_x 是形状参数,形状参数均设为零。而 Thompson 方案的雪粒子尺度谱公式较为复杂:

$$N(D)=\frac{M_2^4}{M_3^3}\left[\kappa_0e^{-\frac{M_2}{M_3}\Lambda_0D}+\kappa_1\left(\frac{M_2}{M_3}D\right)^{\mu_s}e^{-\frac{M_2}{M_3}\Lambda_1D}\right]$$

其中 $M_n=\int D^nN(D)dD$ 是 n 阶矩,其他参数的定义见参考文献^[19-20]。另外,其他微物理方案均将雪粒子假设为球形粒子,其质量直径关系为

$$m_x(D)=c_xD^{d_x}$$

其中, x 代表雨、雪、霰,对于球形粒子, $c_x=\pi\rho_x/6$, $d_x=3$, ρ_x 是粒子的体积密度。而 Thompson 方案中雪粒子的质量直径关系为

$$m(D)=0.069D^2$$

这种做法把雪粒子假设为不规则形状的聚合体,为更加准确地描述聚合体的增长过程提供了很大便利。此次模拟各嵌套区域的时空分辨率及参数化方案选择详见表 1。

2.2 数值模拟检验

对比风暴旺盛时刻观测(图 2b)和模拟(图 4)北京站点的探空曲线,结果表明模拟和观测的探空在大气边界层里均存在逆温层,模拟的逆温层顶部和观测一致,但底部高度略微比观测低,导致模拟出的逆温层稍微比观测的深厚。同时,模拟的水汽在逆温层里不如观测丰富,而在逆温层以上却比观测丰富。但整层来看,模拟给出的逆温层与观测较为一致,且在对流层下部的水汽也接近饱和,充足的水汽供应为降雪的形成和发展提供有利的物质条件。

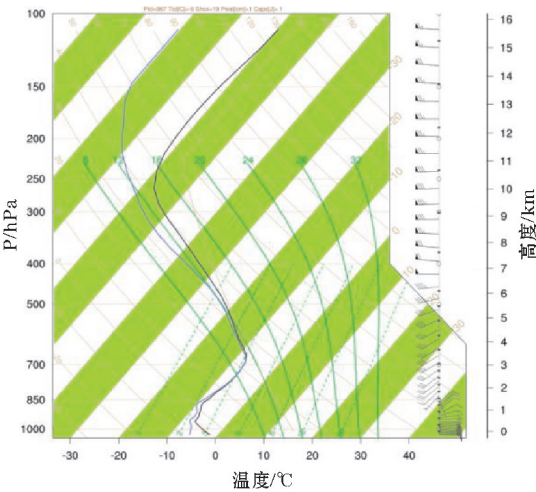


图4 2015 年 11 月 22 日 08:00 北京站模拟的探空曲线

2.2.1 降水量验证

模式积分的起止时间是 11 月 21 日 20 时至 11 月 22 日 20 时。考虑到模式存在大约 6 h 的响应时间,并考虑到该时间段无降水,因此,这里仅选取模拟的 22 日 00 时到 22 日 18 时累计降水量与同时段实测降水量进行比较分析。图 5 为观测和模拟的北京地区 18 h 累积降水量的对比图。其中,实测降水资料为中国地面自动气象站与 CMORPH 融合的逐时降水数据,水平分辨率为 $0.1^{\circ}\times0.1^{\circ}$ 。由图 5 可见,降水呈东西走向带状分布,降水量最大值区域分布在北京地区的中部,由中部向北部和南部降水量呈递减趋势。

对比观测和模拟结果可以看到,模拟的北京地区降水分布与实测在位置上对应得较好,而且模拟的降水量级也较为接近,虽然在北京西北部模拟的降水量比观测偏大一些。模拟的降水极值位于昌平区,达 20 mm 左右,而观测的降水极值为 14 mm 左右。因此,整体来看,该模式能够较好地再现此次降雪天气的降水分布特征,并且模式对该降雪过程云内粒子分布也有较强的模拟能力。

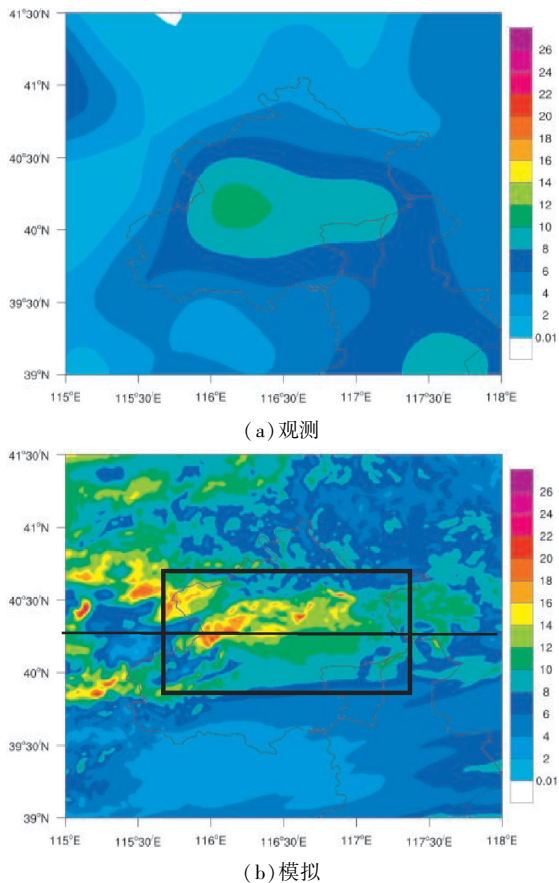


图 5 2015 年 11 月 22 日 00:00–18:00 的过程累积降水量

2.2.2 组合反射率验证

图 6 给出了 2015 年 11 月 22 日 00–09 时第四层嵌套观测和模拟的雷达组合反射率。观测资料来自北京大兴雷达站(站号:Z9010)S 波段多普勒天气雷达的观测资料,雷达站点的经纬度为(39.81°N, 116.47°E)。11 月 22 日 00 时,模拟(图 6b)和观测(图 6a)的降雪过程雷达回波才刚刚接近北京地区,而较强的降雪雷达回波则位于北京正南方的河北地区,雷达反射率无论在分布上还是量级上都对应较好,只是模拟的反射率极值为 30 dBZ 以上,比观测值稍大。根据模拟的雷达回波来看,从 22 日 06 时开始,降雪的雷达回波已经出现在北京地区,之前只是在北京西边和南边徘徊,北京地区的降水很少。11 月 22 日 09 时,雷达回波覆盖整个北京地区,由于冰晶对 S 波段雷达电磁波的散射作用较弱,因此大部分地区回波强度较弱。此时,模拟(图 6d)和观测(图 6c)的雷达回波强度范围介于 15~30 dBZ,反射率因子最大值区域位于北京中部,但反射率梯度不大。从雷达回波的分布、量级、时间演变来看,模式能够较好地模拟出北京降雪过程的宏观特征,说明模式对此次降雪过程的再现能力较强。可以认为,运用 WRF 模式研究此次降雪天气过程和微物理结构也是一种可行和有效的途径。因此,本文利用 WRF 模式输出的高分辨率数据对此次降雪过程的云微物理结构及演变特征进行研究,进一步认识降雪云的微观特性和演变过程,以弥补降雪微物理观测资料的不足。

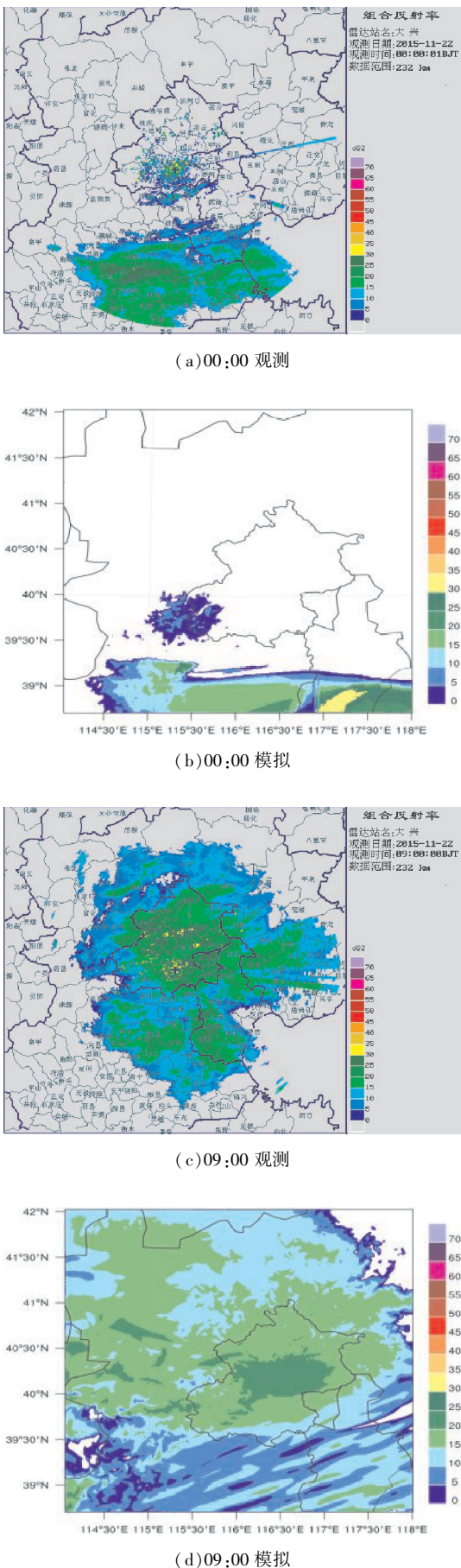


图 6 2015 年 11 月 22 日的雷达组合反射率

3 云雷达站上空云系宏微观结构特征对比

为进一步检验模式对站点降水的模拟能力,利用位于北京大兴雷达站正西20 km处的 Ka 波段垂直指向测云雷达观测资料做对比。图7给出了测云雷达观测站逐小时降水量观测与对应模拟值的对比结果,可以看到,模拟和观测均有两个降水极大值和一个极小值,虽然模拟的两个降水极大值均比观测稍为大一些,模拟的极小值比观测小0.15 mm,而且峰值位置有点偏差,但模拟的降水时间变化总体来说与实况还是吻合得很好。

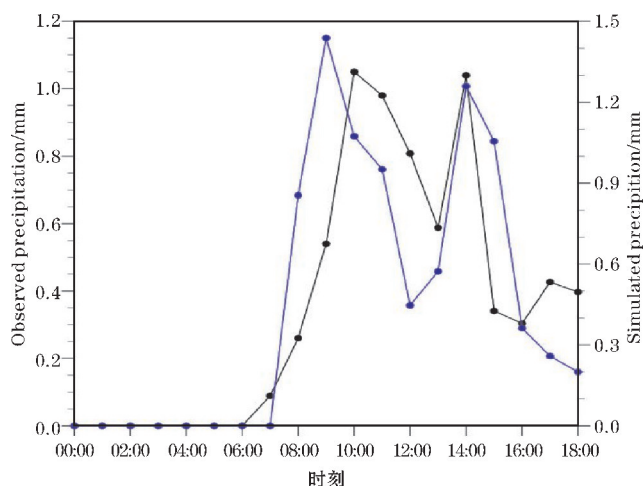


图7 2015年11月22日00:00–18:00垂直指向Ka波段云雷达观测站观测(黑线)和数值模拟(蓝线)的逐小时降水量变化

3.1 降雪云微物理参量的时空分布及其演变

2015年11月北京市人工影响天气办公室联合中国航天科工集团二院23所在北京市丰台区进行了多次降雪过程的综合观测。除了固态发射机的Ka波段偏振测云雷达外,还有称重式降雪/雨量计、气球探空和S波段天气雷达配合观测。陈羿辰等^[9]利用Ka波段云雷达的观测数据对2015年11月22日的降雪过程进行了宏微观结构观测分析。Ka波段双偏振云雷达位于北京南郊观象台的S波段多普勒天气雷达站和探空站正西20 km处,采用垂直指向对空方式进行连续观测,数据垂直分辨率为30 m,时间分辨率为8.8 s。Ka波段雷达对降雪云和弱降雨云的宏微观物理结构具有较强的探测能力,并且时间和垂直空间分辨率较高,能对降雪系统进行高分辨率的精细探测。利用这些观测密度和观测能力较高的数据检验北京地区降雪微物理结构的数值模拟效果。

图8(a)为2015年11月22日00:00–18:00北京Ka波段双偏振雷达观测站模拟反射率Z随时间的剖面图。考虑到模式模拟的启动效应,这里只选取18 h的降雪回波进行分析。对照陈羿辰等^[9]在相同时段观测的反射率时间剖面图可知,模拟和观测的云雷达站上空弱回波开始出现的时间都在22日00时左右,说明模式对此次降雪过程开始发生的时间模拟得较好。模拟的云顶高度随时间从2700 m增高为9000 m,然后在6000~9000 m波动,跃增的时间在06时。观测^[9]的云顶高度是从2800 m升高到7500 m,高度抬升也发生在06时。之后,在4000~6000 m波动。在00:00–04:00,模拟的回波强度为-30~-5 dBZ,而观测显示在00:30–01:15时段低层有厚度约500 m的很薄的弱回波,强度为-35~-25 dBZ,且随着时间在增强,推测原因是随着降雪系统靠近,近地面水汽增大,形成了云雾。而根据模拟的低层500 m的水汽(图8b)分析来看,此时段水汽含量也丰富,结合水成物源汇项的时空分布,此处存在较弱的雪、霰粒的升华现象。因此,模式未能模拟出低层-35~-25 dBZ弱回波层的原因是此处模拟出了比实际较多的雪、霰粒子。在00:30–01:15,观测到在1100~2700 m有一层较弱的低层云,回波强度在-10~0 dBZ。01:30–04:00,观测的反射率最大值已经达到10 dBZ以上,退偏振比为-26~-24 dB,说明低层可能有较多的水汽和极少的冰晶存在^[9]。从此时段模拟的结果看,确实水汽混合比较大,冰相粒子混合比极小。因此,在初始阶段,模拟可以模拟出较弱的低层云,模拟的云顶高度和观测接近,但不能将低层雾和低层云分辨开来。在04:00–06:00,模拟的雷达回波顶高达4500 m,整层的雷达回波是连续的,没有空隙间断。从该时段模拟的水成物粒子混合比来看,低层云主要是由雪和霰等较大的降水粒子组成,中层是混合相态粒子,包含云水和雪。雷达实际观测到的低层云与中层云之间却出现间断,其原因,一方面可能是Ka波段雷达采用固态发射机,近距离回波采用直接发射模式发射电磁波进行探测,而远距离则采用脉冲压缩模式发射电磁波进行探测,由于两种发射模式的探测能力和探测灵敏度均有所不同,因此容易在两种模式的探测区域之间存在回波强度衔接不流畅的问题,这是雷达观测系统的观测误差所造成的;另一方面,因为混合相云和降水对Ka波段雷达两种发射模式发射的电磁波存在不同程度的衰减,直接发射模式的电磁波衰减强一些,而脉冲压缩模式的电磁波衰减弱一些,这也导致两种模式的探测区域之间存在回波强度一些衔接不流畅,甚至出现空隙

的问题。

05:10–05:40 在 1700 ~ 3000 m 高度层雷达观测的退偏振比(LDR)出现了极大值(–15 dB),显示此处可能有混合相态存在。从模拟结果看到,这个高度云层确实存在云水和雪花的混合相态粒子。对比说明,模拟结果和观测分析结果吻合很好。

06:00–15:00 是雷达回波发展旺盛阶段。模拟最强回波强度为 13 时的 25 dBZ 左右,大于 10 dBZ 的强回波层比较深厚,甚至达到 6000 m 高度以上。此阶段雷达观测的 10 dBZ 的强回波区也到达 6000 m 高度,最强回波也为 25 dBZ 左右,出现的时间在 07:00 前后。模拟的雷达回波整层连续,甚至到达 9000 m 以上的高度,高层反射率最小值主要分布在 –30 ~ –20 dBZ,一般可代表降雪回波的云顶和云边界信息,这些最小值一方面能反映云中含水量或者冰粒子含量极小值出现的位置,另一方面也能反映模式对弱云降水模拟的能力。Ka 波段雷达实际探测到中低层类似强度的强回波区,但探测到的高层云和中低层云体没有连通,高

层云的回波强度为 0 dBZ 以下,最小为 –20 dBZ,没有 –25 ~ –30 dBZ 的极弱回波值,这可能与雷达电磁波发射模式和电磁波衰减有关。总体而言,模式对于发展阶段回波强中心的强度和高度分布及高层云的云高有较好的模拟能力。

15:00–18:00,模拟的回波高度发生陡降,大部分回波强度降到了 5 ~ 10 dBZ,此时段观测的云顶高度也降低到 3000 m 左右,观测到反射率在 0 ~ 10 dBZ,退偏振比对应极大值,推测可能是混合相态^[9],而从模拟结果来看是过冷云水和雪、霰粒子的共存状态。这里,一方面说明对 Ka 波段雷达的观测分析是合理的,另一方面说明模式模拟的结果与观测分析很吻合,可以起到相互验证作用。

因此,总体来看,WRF 模式在模拟这次降雪过程的回波强度、云顶高度以及降水粒子相态方面均与 Ka 波段偏振云雷达观测具有很高的契合度,并可以相互检验。在这些对比的基础上,下面将利用模式模拟结果对降雪过程的微物理结构及其演变特征进行分析。

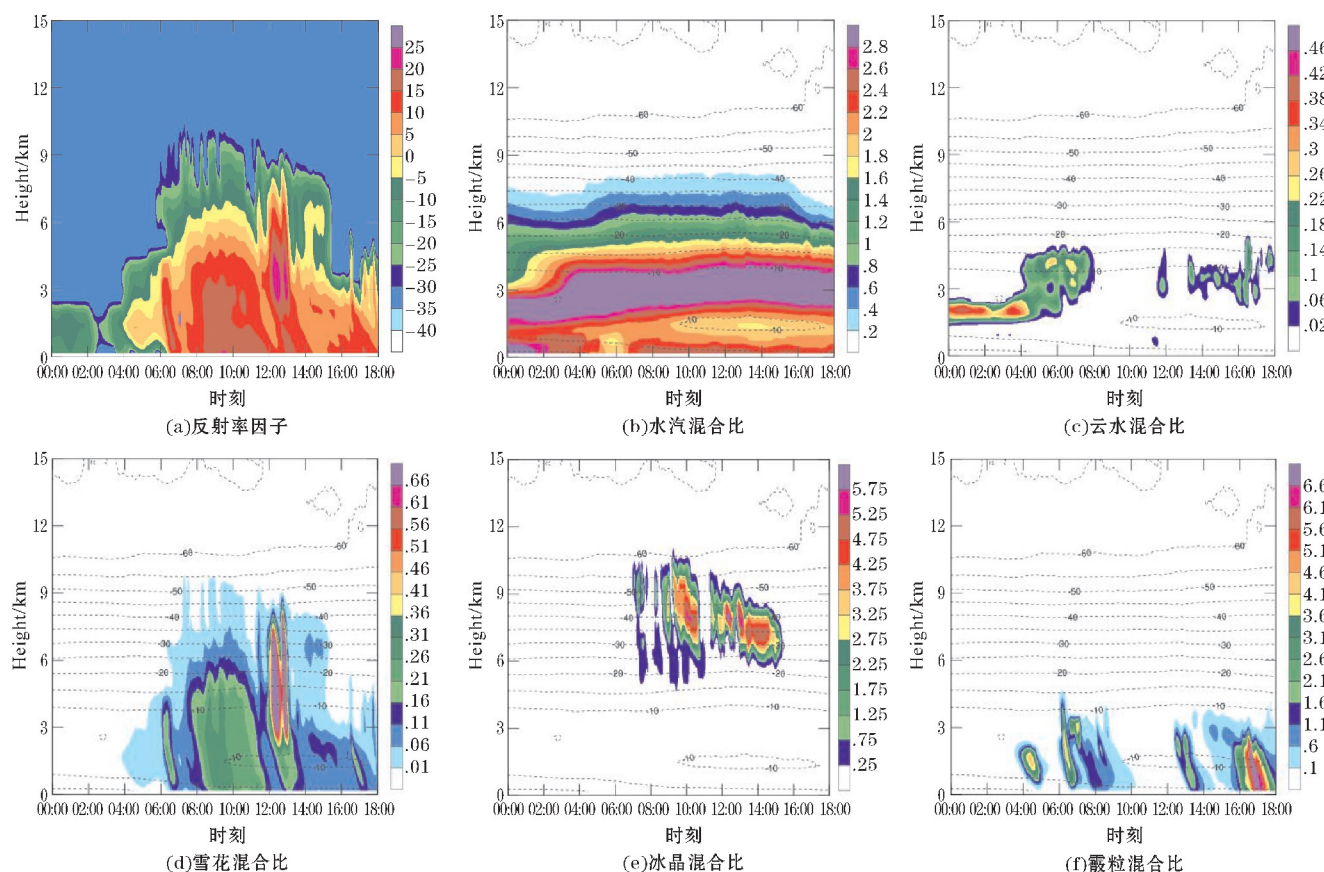


图 8 2015 年 11 月 22 日 00:00–18:00 模拟的云雷达站上空各物理量随时间的演变

3.2 冰相微物理过程源汇项的时空分布及其演变特征

由于模式对这次降雪过程的水成物粒子相态时空

分布结构具有很好的模拟结果,因此,在此基础上分析的粒子源汇项的时空分布是可信的。

图 9(a) 为 11 月 22 日 00:00–18:00 云雷达站上

空雪花源汇项时间平均值的垂直分布,可以看出雪花的生成主要来自于雪花的凝华(prssde 正值),呈多峰分布,随着高度增加有 3 个极大值,第一个极值出现在 1 km 处,转化率为 $2.8 \times 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,第二个极值的高度为 3 km,转化率达到 $6.6 \times 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,最大的极大值出现在 4.5 km 高度,量级达到了 $9 \times 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ 。雪花的次要来源为碰冻云水(prssc-w),主要出现在 1.5 ~ 4.5 km 的高度,这也与图 8(c) 显示的该高度处的云水含量较为丰富相一致,量级最大达到 $1.3 \times 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ 。此外,在 5 ~ 9 km 高度冰晶自动转化成雪花(prsia-u)也是一个不可忽视的来源,与冰晶的分布高度一致,最大值为 $3 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,虽然比雪花的其他来源小得多,但在高层雪花来源中占的比例也达到了 10% ~ 50%。雪花的汇主要来自于低层雪花的升华(prssde 负值),可能由于低层逆温层的存在。图 9(b) 为雪花主要源汇项的时空分布,04:00~07:00,雪花通过碰冻云水生成(prssc-w),发生在 4 km 高度以下,在 07 时 4 km 高度达到最大值,雪花的凝华增长从 06:00 开始,13:00 达到最强,且延伸到 8 km 的高空。与此同时,在 7 ~ 9 km 高空一部分雪花由冰晶转化(prsia-u)而来。之后雪花的自动凝结过程(prssde) 几乎不再发生。

图 9(c) 表示冰晶源汇项时间平均值的垂直分布,可以看出冰晶的生成主要来自于自我凝华(priide),转化率最大值在 7.5 km,达到 $3 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,呈单峰分布,而其他源项则相对少得多,冰晶的主要汇项是冰晶自动转化成雪(prsia-u),最大汇出现的高度也是 7.5 km,比含水量转化率量级达到 $3 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,冰晶的净转化量很少。图 9(d) 为冰晶主要源项和汇项的时空演变过程,可以看出源汇均基本分布在 10~14 时 6 ~ 9 km 的高度,温度层跨越 $-25 \text{ }^{\circ}\text{C} \sim -45 \text{ }^{\circ}\text{C}$,对冰晶的生消贡献很大。

图 9(e) 表示霰粒源汇项时间平均值的垂直分布,可以得出霰粒主要来自于雪收集云水(prgsc-w),发生在 1.5 ~ 4 km 的高度层,比含水量转化率量级达到 $0.035 \times 10^{-5} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,霰粒在低层的升华(prggde) 是消耗霰粒的主要过程,从这两个过程的时间演变图(图 9f) 来看,雪收集云水发生在 07:00 以前云水较为丰富的 3 km 高度上下的低空,低层从 04:00 以后基本都有升华现象发生。

综上所述,云雷达站上空雪花主要来自凝华、雪晶碰冻云水、冰晶自动转化过程,低层有雪花升华现象;冰晶主要来自于冰晶凝华,经由转化成雪过程消耗;霰粒主要的源是雪晶碰冻云水,主要的汇是霰粒升华。

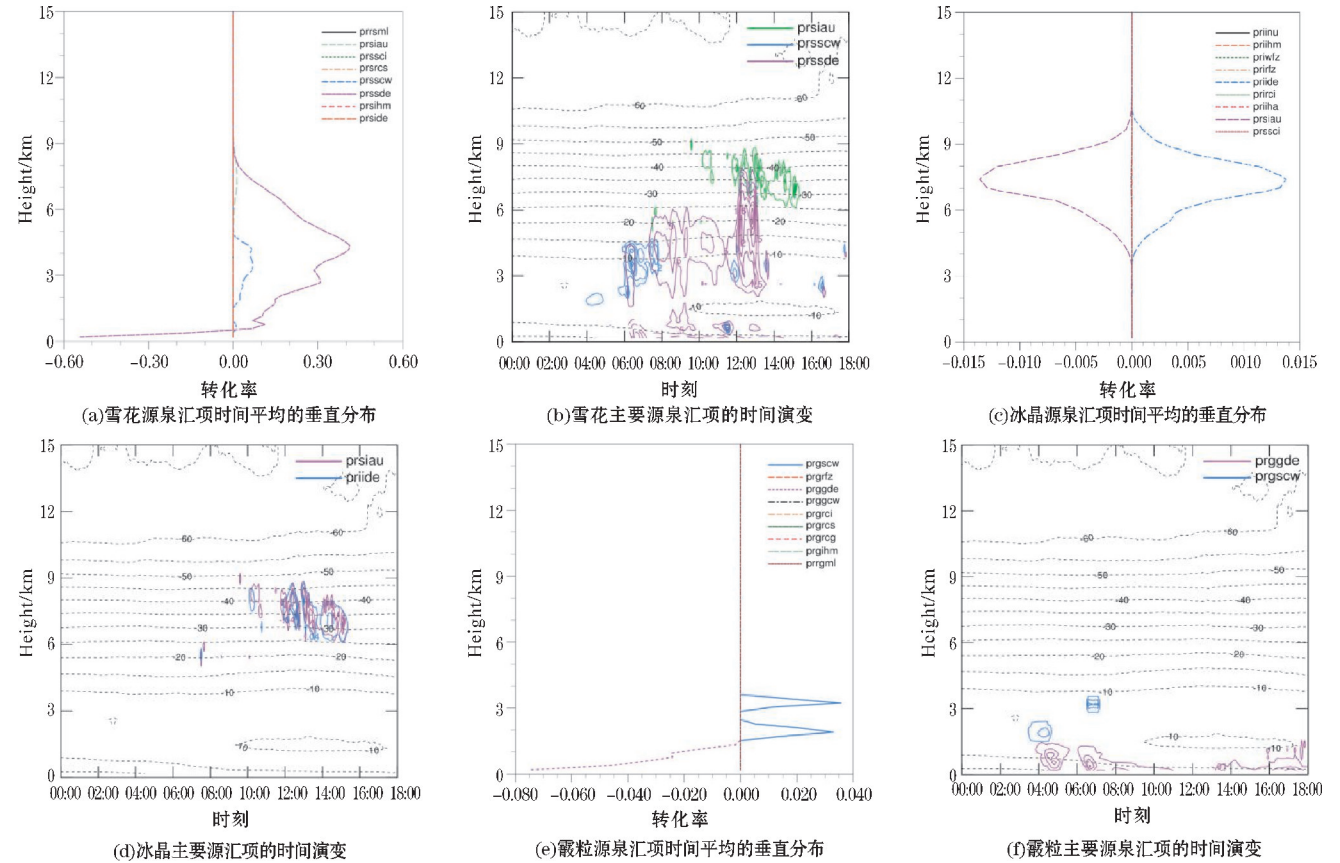


图 9 2015 年 11 月 22 日 Ka 波段云雷达站上空各种水成物粒子源汇项的时空分布

4 强降水区域的云系宏微观结构特征

对降雪最大值区域(图5b黑色方框处)的小时降雪量做了时间演变趋势图(图10),发现整个时段模拟和观测的降水量随时间呈现双峰分布结构,降水量都有2个极大值和1个极小值,模拟的第一个极大值出现在22日09:00,约为1.18 mm,而观测的第一个极大值出现晚1 h,小时降水量达1.5 mm;观测的极小值也比模拟晚1 h,小时降水量分别为0.72 mm和0.53 mm;对于第二个极大值,模拟和观测均出现在14:00,量级也相近。模拟降水出现的时间在05:00,比观测降水出现的时间提前将近1 h。整体来看,虽然峰值出现的时间有所差异,但WRF模式对强降水区域的降水演变过程还是有较好的模拟能力,因此对强降水区域的模拟结果进行分析具有可信度。

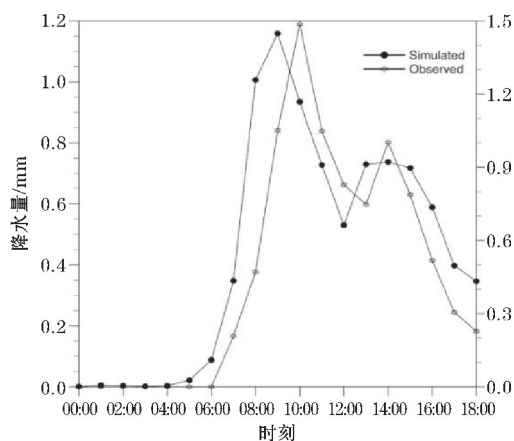
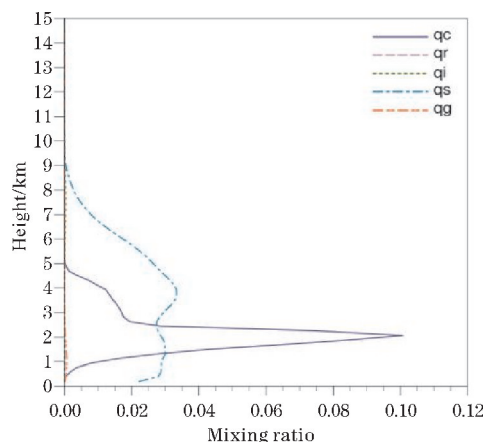


图10 2015年11月22日00:00–18:00观测(空心圆)和模拟(实心圆)的区域平均(图5b黑色方框)的逐小时降水量变化

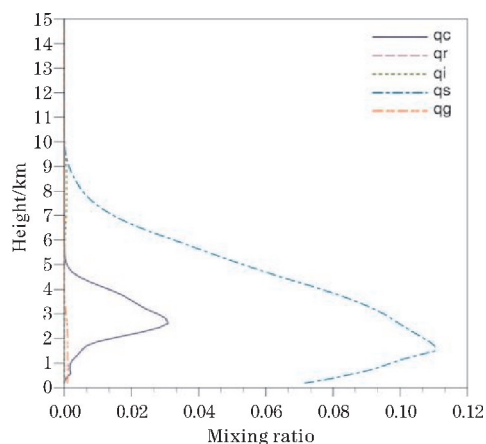
4.1 水成物粒子的时空分布及其演变

对第四层嵌套强降水区域(图5b黑色方框处)水成物混合比区域平均值分别求两个时间段(22日00:00–06:00(图11a此时段基本无降雪)和22日06:00–18:00(图11b)的时间平均,分析其垂直分布状况。两个时段的雨滴含量极少,霰粒和冰粒的含量都很少,霰粒主要分布在4 km以下,冰粒分布在6~9 km。00:00–06:00雪花含量较小,但有两个极值。云水含量呈一个极值的单峰分布,00:00–06:00最大值在2 km高度,值约为0.1 g/kg,06:00–18:00最大值出现在2.5 km高度,值为0.045 g/kg。06:00~18:00雪粒由双峰分布转为单峰分布,最大值出现的高度为1.5 km,比前一时段的最大值0.035 g/kg增加了一个量级,达到0.165 g/kg。云水含量减少而雪粒含量增加的结果说明很可能云水被雪粒撞冻。林文实等^[13]对华北冬季降水的模拟结果也与文中模拟的各种水成物粒子含水量及其分布范围和量级具有很好的一致性。

为了解强降水区域的雷达回波和水成物粒子的空间分布和时间演变,分别选取了第一个降水极大值时刻(22日09:00)、降水极小值时刻(22日12:00)、第二个降水极大值时刻(22日14:00)和降水衰减时刻(22日17:00)的反射率垂直剖面和各水成物粒子混合比垂直剖面(图5b横线处)进行分析,22日09:00(图12a、12b),整个空间的雷达回波水平分布比较均匀,低层最强回波达到了20 dBZ以上,垂直方向呈现分层结构,随高度增加回波强度减弱,整个中低层被雪花占据,7~9 km高度有冰晶存在,冰晶存在的空间的回波强度<-5 dBZ。随着雪花的东移,雷达回波逐渐东移,12:00(图12c、12d)显示回波顶高度降低,单位小时降水量减少。同时,在西部3~5 km高度出现了云水,云水单独存在的位置的回波强度约为-10~10 dBZ。14:00(图12e、12f),回波由整层均匀分布分裂为多个对流单体,各单体的强度达到20 dBZ以上,使降水量又呈增加趋势,从而出现降水第二个极大值,高层的冰晶聚集区也随之东移。随着回波继续东移,17:00(图12g、12h)雪花基本存在于5 km以下的中低层,云水存在的范围扩大,此时高层几乎没有冰晶存在,降水衰减。



(a)00:00–06:00



(b)06:00–12:00

图11 2015年11月22日各种水成物粒子混合比时间平均的垂直分布

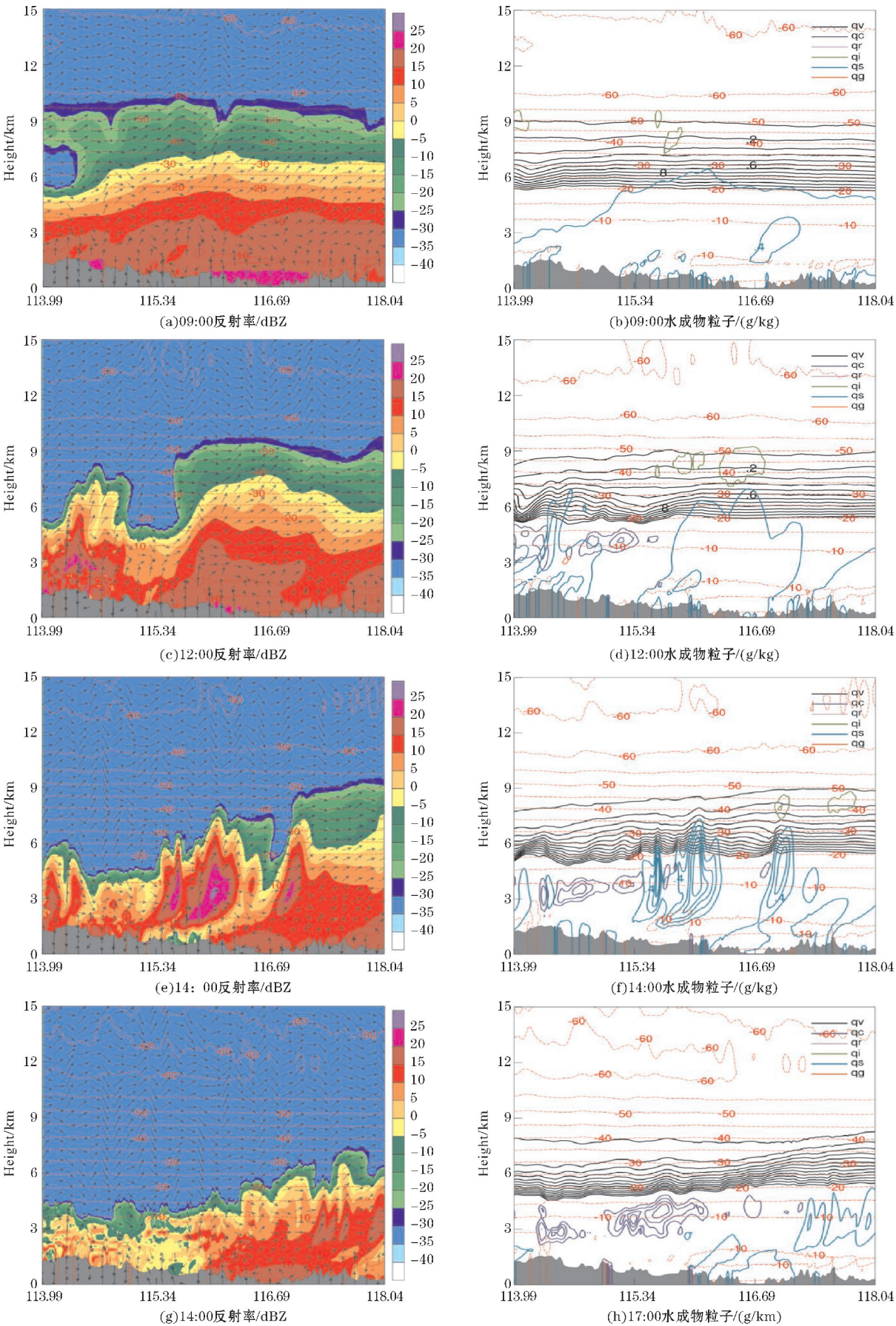


图 12 2015 年 11 月 22 日沿图 5(b) 直线处垂直剖面(填色:反射率,红色虚线:等温线,箭头:纬向风和扩大 180 倍垂直风的合成风矢量,黑线:水汽 q_v ,深紫线:云水 q_c ,浅紫线:雨滴 q_r ,绿线:冰晶 q_i ,蓝线:雪花 q_s ,红线:霰粒 q_g)

为更清楚地了解这次降雪天气粒子分布平均状态的时间演变特征,分析了各高度层粒子的区域平均值的时间演变。平均雷达反射率(图13a)在前期整层均为负值,云顶高度为6 km左右,04时回波顶升高,10时雷达回波顶到达9 km高度,区域平均雷达反射率极大值不超过15 dBZ,回波极大值分布在3 km以下的低层。14时回波顶高度开始降低到6 km以下,此时段内最强回波不超过10 dBZ。对比垂直速度的时间演变(图13b)来看,除了-25 dBZ以下的极弱回波可能出现在下沉气流集中的区域以及近地面由于降水粒子拖曳作用导致的下沉气流外,其他回波强度均出现在上升气流区,其中上升气流值0.032 m/s出现的最高高度与回波顶到达的高度一致,说明小于0.032 m/s的垂直速度很少抬升冰

相粒子。云水(图13c)分布在约2~4 km,主要存在的时间段为00:00-06:00和14:00-18:00,极大值约为0.112 g/kg。04:00-08:00云水大值区在上升气流的作用下由原来的3 km以下向4 km高度发展,在此之前一直维持在3 km以下是因为上层较为深厚的下沉气流。雪花(图13d)的分布范围较广,分布在0~8.5 km,含量极大值在0.21 g/kg以上,位于0~4 km,雪花分布与雷达回波极大值的分布位置较为一致。冰晶(图13e)的分布位置较高,主体分布在6~9 km,最高到达10 km的高空,明显低于雪花,含量极大值约为 2.1×10^{-3} g/kg以上,量级比雪花小两个量级。霰粒(图13f)主要分布位置在低层0~3 km,极大值为 4.2×10^{-3} g/kg。

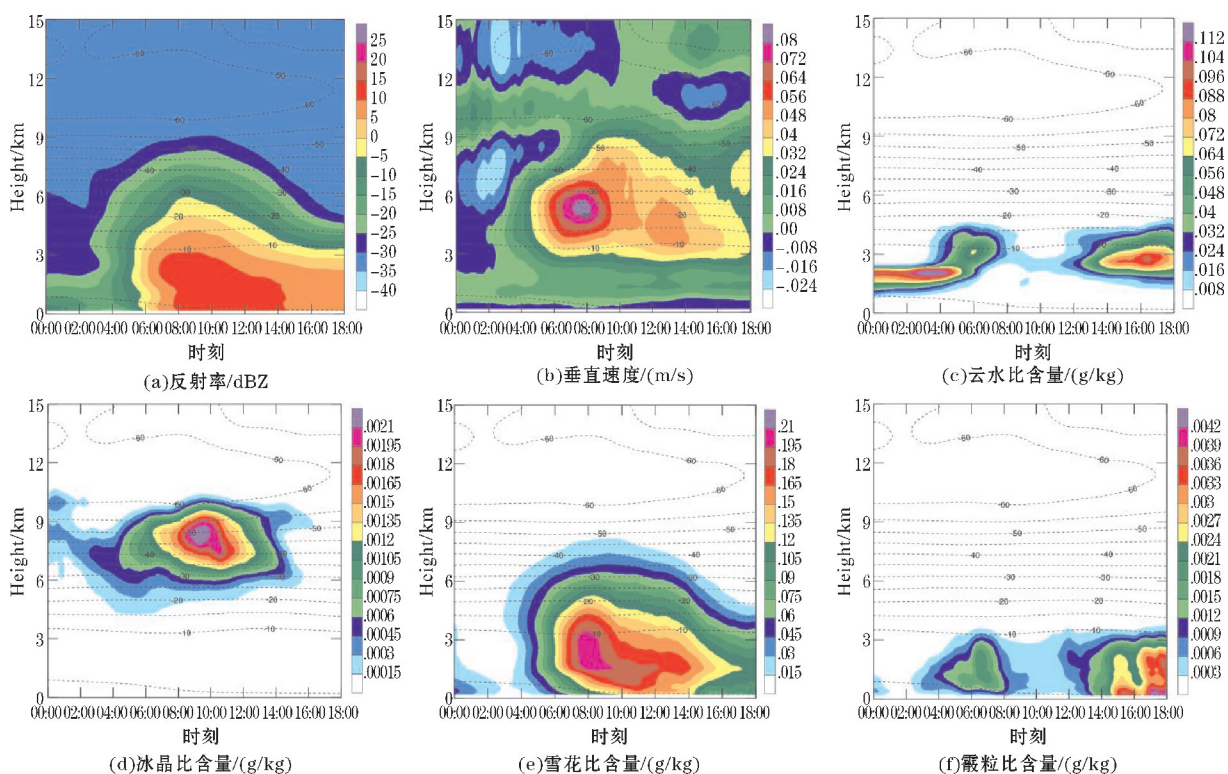


图13 2015年11月22日00:00-18:00 d04区域(图3)平均的主要物理量的时空演变

4.2 冰相粒子转化过程源汇项的时空分布及其演变

对第四层嵌套强降水区域水成物源汇项的区域平均值求时间平均,分析其垂直分布情况。雪花主要来源于雪花的凝华过程(prssde),最大值出现在4.5 km的高度处,达 0.25×10^{-4} g/(kg·s),雪碰冻云水(prsscw)的贡献次之,最大值为 0.05×10^{-4} g/(kg·s),约在3 km高度,第三个源项为冰晶的自动转化(prsiau),最大绝对值 0.01×10^{-4} g/(kg·s)位于7 km的高空,主要的汇为雪花的升华,分布在1 km以下,其他源汇项量级很小。冰晶主要来自于冰晶凝华(pruide),主要通过

自动转化为雪(prsiau)消耗,两者的极大值均在7 km的高度,最大绝对值相近约为 0.01×10^{-4} g/(kg·s),从图14(a)也可以看出远远小于雪粒子的源汇。霰粒的源项主要是雪碰冻云水(prgscw),最大值在3 km的高度,量级为 0.06×10^{-5} g/(kg·s),比雪花的第一源项小两个量级,其余两个主要的源项分别为雨碰冻雪(prgrcs)、霰碰冻云水(prggcw),两者最大值的量级相近,分别为 0.008×10^{-5} g/(kg·s)和 0.005×10^{-5} g/(kg·s),比第一源项小一个量级,主要的汇是霰粒的升华(prggde),出现在4 km以下的低空。

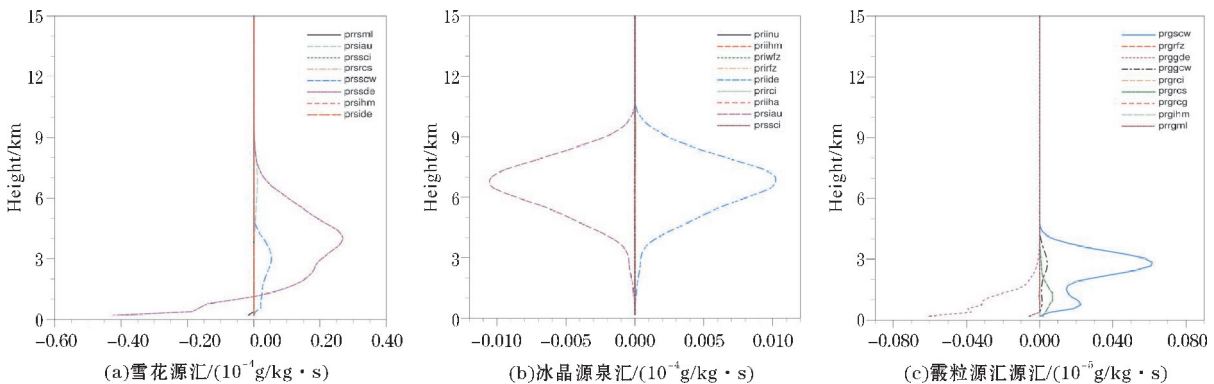


图14 2015年11月22日00:00-18:00 d04区域各种水成物粒子源汇项时间平均的垂直分布

(雪花:源项:prsiaw 云冰自动转化,prssci 雪碰冻云冰,prsrsc 雨碰冻雪,prsscw 雪碰冻云水,prssde (正值)雪花凝华,prsihm 冰晶增殖,prside 冰晶凝华;汇项:prssde(负值)雪花升华,prssml 雪融化;冰晶:源项:prinu 冰晶成核,prihm 冰晶增殖,prwifz 云水冻结,prirfz 雨水冻结,pride 冰晶凝华,prirci 雨碰冻云冰;汇项:prsiaw 冰晶自动转化,prssci 雪碰冻冰晶;霰粒:源项:prgsew 雪碰冻云水转化为霰,prgrfz 雨水冻结,prgde 霰凝华,prgcw 霰碰冻云水,prgrci 雨碰冻冰,prgrcs 雨碰冻雪,prgreg 雨碰冻霰;汇项:prghm 冰晶增殖,prgmml 霰融化)

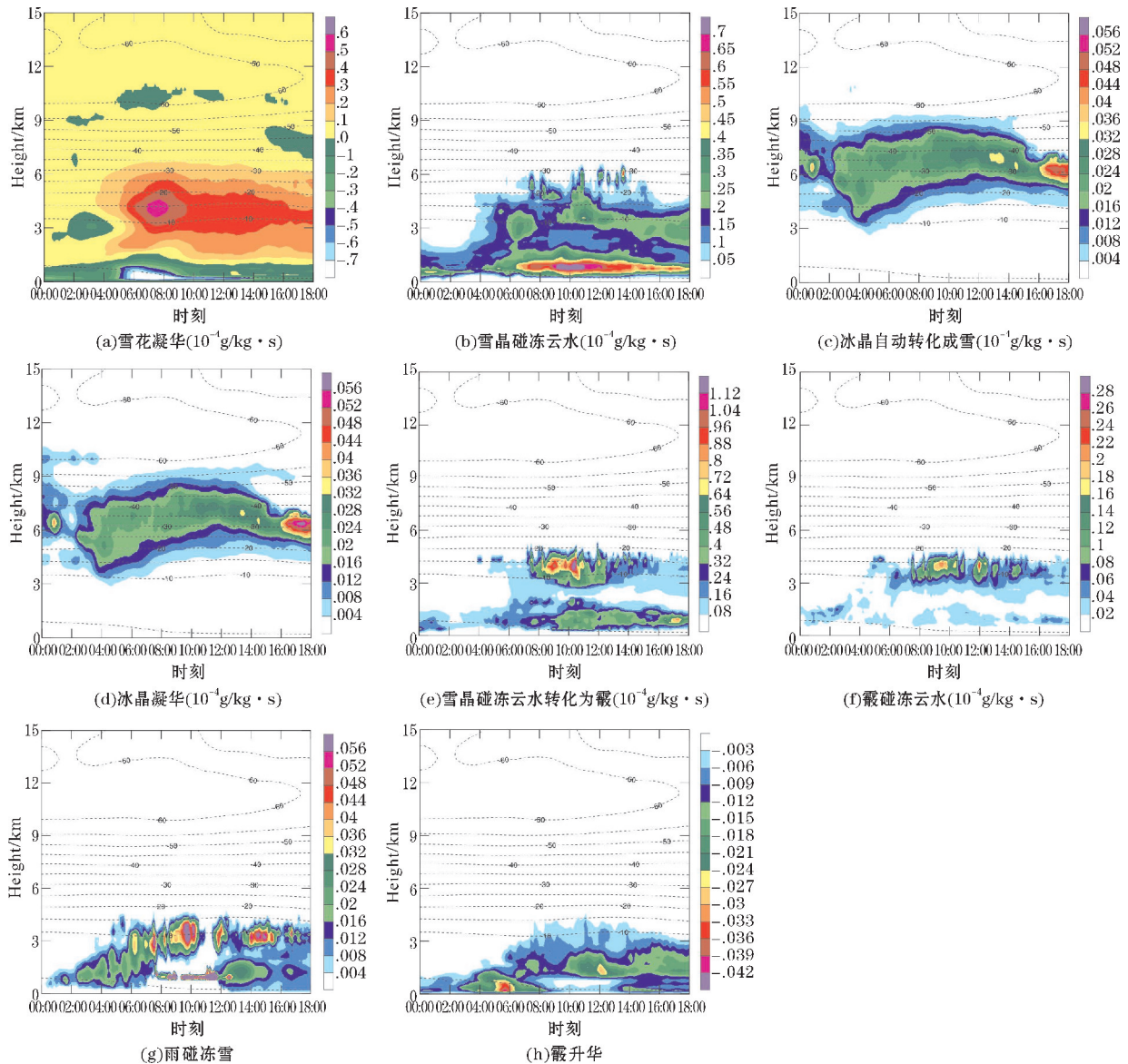


图15 2015年11月22日00:00-18:00主要粒子源汇项在其集中分布区域的平均值的时空演变

为了更清楚地了解这次降雪天气粒子的主要源汇项的分布平均状态的时间演变特征,选出各粒子源汇项大于 $0.0002 \times 10^{-4} \text{ g/(kg} \cdot \text{s)}$ 的区域,分析了各高度层粒子源汇在此分布集中区域的平均值的时间演变。雪

花的凝华(图15a)主要发生在1.5~6 km的高度,在07时4 km高度处过程最强,达 $0.54 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,低层雪花升华现象很明显,最大值达到 $0.7 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$;雪花的第二贡献源雪花碰冻过冷云水(图15b)的极大值中心在10:00左右的1 km高度,整个雪花碰冻云水的过程发生在4.5 km以下;雪花的第三个源(图15c)较第一、第二源小一个量级,同时是冰晶的主要的汇项,分布高度较高,第一个极值出现在13:00时7 km的高度,达 $0.036 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,第二个极值出现在17:00时6 km的高度,值约为 $0.048 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ 。冰晶主要的源项凝华现象(图15d)的分布范围和量级均与冰晶自动转化为雪相近。冰晶主要源汇过程基本分布在6 km上下的高度范围。霰粒的第一源项雪碰冻云水转化为霰(图15e)比霰碰冻云水(图15f)的过程大一个量级,均在4 km高度有极值,雪碰冻云水转化为霰的极值达 $1.12 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,出现在10:00,09:00时以后10 km以下的低层也有较强的此过程;霰碰冻云水的极值为 $0.2 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$,出现在12:00;此外霰粒的第三源项雨碰冻雪(图15g)极值出现在10:00的4 km处,约为 $0.056 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$;霰粒的升华(图15h)主要发生在3 km以下的低层,极值为 $0.036 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ 。

5 结论与讨论

运用WRF中尺度数值模式,对2015年11月22日北京地区一次暴雪天气过程进行高分辨率数值模拟,将模拟得到的地面降水、反射率分布与降水观测实况、多普勒天气雷达反射率及双偏振云雷达观测进行全面对比,进一步分析北京冬季降水的云微物理结构和演变过程,特别是对降水大值区域及云雷达站上空冰、雪和霰的源汇项进行了详细探讨,得出以下结论:

(1)北京此次降雪过程属于回流天气,发生在贝加尔湖以南的阻塞高压与西太平洋副热带高压贯通形成高压坝、华西倒槽强大的有利天气形势下;倒槽顶部的偏东风气流从海上带来充足水汽,为北京及黄淮一带的风暴发生提供了充足水汽,伴随冷空气的东移南下,降雪天气发生。

(2)通过降雪过程累积降水量、降水大值区逐时降水量、双偏振云雷达站逐时降水量的观测和模拟对比,模式能够很好地模拟出降水中心、量级和时间演变;通过雷达回波的观测和模拟对比,模式能较好地模拟出降雪云团的回波强度和分布、生消时间和走势,WRF模式采用Thompson方案对此次降雪具有很好的模拟效果。

(3)通过双偏振云雷达站上空模拟的反射率和粒子分布与Ka波段云雷达观测结果对比分析,结果表明,该降雪过程模拟的反射率时空演变和观测较为一致,在一定程度上说明可互为辅助来分析水成物粒子的分布。进一步分析显示,模拟和观测得到的粒子垂直分布及其演变是一致的,进而可以根据数值模拟结

果分析得到主要源汇项和降水大值区的分布结构。

(4)通过对降雪过程降水大值区水成物粒子及其源汇项时空分布的分析,云水主要分布在暴雪初期和后期1.5~4 km的中层;雪花主要分布在0~9 km高度,3个主要源项分别为雪花凝华、雪碰冻云水、冰晶自动转化成雪,而冰晶自动转化成雪比雪花凝华和雪碰冻云水小一个量级,低层有雪花升华过程。冰晶主要存于6~9 km高空,形成高层弱回波区,主要通过冰晶凝华形成,由冰晶转化成雪的过程消耗,源汇的量级基本相抵;霰粒存在于0~3 km的低层,量级很小,来源于雪碰冻云水、霰碰冻云水、雨收集雪等过程,低层有霰粒升华现象。

中尺度模式的模拟能力对冬季不同降水过程是有变化的,因此用一个例子来研究模式的模拟能力,所得结论具有一定的局限性,同时对于云中固态水凝物等物理参量的对比,着重对比了某一区域的平均值,这样也使得考察结果可靠性降低。然而,由于冬季降水观测资料等因素的限制,暂时无法用更多的观测资料以及更全面的角度去考察模式对冬季降水过程的模拟能力,今后在观测资料允许的情况下,会对更多的个例进行模拟,来考察中尺度模式对其的模拟能力。

参考文献:

- [1] 寿绍文,励申申,姚秀萍.中尺度气象学[M].北京:气象出版社,2003:235-239.
- [2] Chu, X., L. Xue, B. Geerts, R. Rasmussen, et al. A case study of radar observations and WRF LES simulations of the impact of ground-based glaciogenic seeding on orographic clouds and precipitation. Part I: Observations and model validations[J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 2014, 53: 2264-2286.
- [3] Xue L, Chu X, Rasmussen R, et al. A case study of radar observation and WRF LES simulations of the impact of ground-based glaciogenic seeding on orographic clouds and precipitation: Part II: AgI dispersion and seeding signals simulated by WRF[J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 2016, 55(10): 445-464.
- [4] 游来光,王守荣,王鼎丰,等.新疆冬季降雪微结构及其增长过程的初步研究[J].气象学报, 1989, 47(1): 73-81.
- [5] 盛日锋,马占山,欧建军,等.2009年山东一次特殊雨雪天气的云物理特征分析[J].高原气象, 2012, 31(6): 1711-1720.
- [6] Battaglia A, J Delanoë. Synergies and complementarities of CloudSat-CALIPSO snow observations[J]. J. Geophys. Res. Atmos., 2013, 118(2): 721-731.
- [7] Kumjian M R, Rutledge S A, Rasmussen R M, et al. High-Resolution Polarimetric Radar Observations of Snow-Generating Cells[J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 2014, 53(6): 1636-1658.

- [8] Jing X, Geerts B, Friedrich K, et al. Dual-Polarization Radar Data Analysis of the Impact of Ground-Based Glaciogenic Seeding on Winter Orographic Clouds. Part I: Mostly Stratiform Clouds [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 2015, 54(9): 1944–1969.
- [9] 陈羿辰, 金永利, 丁德平, 等. 毫米波测云雷达在降雪观测中的应用初步分析 [J]. 大气科学, 2018, 42(1): 134–149.
- [10] 何晖, 马新成, 陈羿辰, 等. 赴韩国参加第3届 ICE-POP2018 国际学术研讨会总结 [J]. 气象科技合作动态, 2018(1): 23–29.
- [11] 林文实, 李江南, 樊琦, 等. 云微物理参数化对华北降雪影响的数值模拟 [J]. 高原气象, 2007, 26(1): 107–115.
- [12] 林文实, 孟金平, 蒙伟光, 等. 华北暴雪的云微物理参数化方案的比较模拟 [J]. 气象科学, 2009, 29(2): 150–156.
- [13] Lin W, Bueh C, The cloud processes of a simulated moderate snowfall event in North China [J]. 大气科学进展 (英文版), 2006, 23(2): 235–242.
- [14] Lin W S, Sui C H, Bueh C, et al. Numerical comparison study of cloud microphysical parameterization schemes for a moderate snowfall event in North China [J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 2007, 95(3–4): 195–204.
- [15] 姚蓉, 叶成志, 田莹, 等. 2011 年初湖南暴雪过程的成因和数值模拟分析 [J]. 气象, 2012, 38(7): 848–857.
- [16] Han, M, S A Braun, T Matsui. Evaluation of cloud microphysics schemes in simulations of a winter storm using radar and radiometer measurements [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 2013, 118: 1401–1419.
- [17] Molthan, A L, Colle, B A, Yuter, S E, et al. Comparisons of Modeled and Observed Reflectivities and Fall Speeds for Snowfall of Varied Riming Degrees during Winter Storms on Long Island, New York [J]. Mon. Wea. Rev., 2016, 144(11): 4327–4347.
- [18] 仪清菊, 刘延英, 许晨海. 北京 1980 ~ 1994 年降雪的天气气候分析 [J]. 应用气象学报, 1999, 10(2): 249–254.
- [19] Thompson, G, R M Rasmussen, K Manning. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis [J]. Mon. Wea. Rev., 2004, 132: 519–542.
- [20] Thompson G, P R Field, R M Rasmussen, . Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization [J]. Mon. Wea. Rev., 2008, 136: 5095–5115.
- [21] Field, P R, R J Hogan, P R A Brown, et al. Parameterization of ice-particle size distribution from mid-latitude stratiform cloud [J]. Q. J. R. Meteorol. Soc., 2008, 131: 1997–2017.

Numerical Simulation of a Beijing Winter Snowstorm and its Cloud Microphysical Processes

LI Yifan^{1,2}, XIAO Hui^{2,3}, YANG Huiling², SUN Yue^{2,3}, ZHOU Yunjun¹, HU Zhaoxia², FENG Xiaozhen^{1,2}

(1. Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Key Laboratory of Cloud Precipitation Physics and Severe Storms, and Center of Disaster Reduction, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: In order to understand the microphysical mechanism of winter snowstorm in Beijing, a winter snowfall event in Beijing during 22 ~ 23 November, 2015 was simulated by the WRFV3.9.1 mesoscale numerical model with the Thompson microphysics scheme. The simulated results were verified by taking advantage of conventional precipitation data, sounding data and polarimetric radar data. On this basis above, the cloud microphysical processes of the snowfall were analyzed in detail. The results show that the easterly airflow at the top of the inverted trough in West China has brought sufficient water vapor to the occurrence and development of the snowfall, so a inverse flow snowstorm forms. The model can quite well the distribution and temporal evolution of radar echoes and precipitation. The cloud radar station simulated and the temporal and spatial evolution of hydrate particles are consistent with the observation result when Ka-band is vertically pointing at radar. The simulation results of cloud microphysical structure show that three main source terms of snow are the depositional growth of snow, the accretion of cloud water by snow and ice crystals automatically converting into snow, and there is sublimation of snow in the lower layer. The upper layer ice crystal is mainly from condensation and is consumed in the process of ice crystal converting into snow. The graupel particles in the lower layer mainly come from the accretion of cloud water by snow.

Keywords: atmospheric physics and environment; cloud physics; inverse flow snowstorm; numerical simulation; hydrometeors; source and sink terms of solid particles