朱士超, 郭学良. 2015. 华北一次积层混合云微物理和降水特征的数值模拟与飞机观测对比研究 [J]. 大气科学, 39 (2): 370-384, doi:10.3878/j.issn. 1006-9895.1405.14117. Zhu Shichao, Guo Xueliang. 2015. A case study comparing WRF-model-simulated cloud microphysics and precipitation with aircraft measurements in stratiform clouds with embedded convection in northern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (2): 370-384.

华北一次积层混合云微物理和降水特征的数值 模拟与飞机观测对比研究

朱士超^{1,2,3} 郭学良^{1,2}

1 中国气象科学研究院云雾物理环境重点实验室,北京100081
 2 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
 3 安徽省人工影响天气办公室,合肥230031

摘 要 为考察云数值模式中的云物理方案和对实例云物理和降水过程的模拟能力,本文将中尺度数值模式 (WRF)模拟的华北地区一次积层混合云的微物理结构特征、降水过程与国家科技支撑计划重点项目环北京地区 三架飞机联合云探测实验数据以及雷达、地面降水观测数据进行了深入的比较和验证研究。结果表明: WRF 模 式能够较好地模拟出此次积层混合云的云系演变、雷达回波和降水分布特征。对比结果是:(1)模式模拟的云中 液态水浓度(LWC)与飞机观测值具有较好的一致性,在 3℃ 层,飞机观测的 LWC 最大值为 0.8 g m⁻³,模拟的 飞机路径上的 LWC 最大值为 0.78 g m⁻³,两者接近;在-8°C 层,飞机观测 LWC 最大值为 1.5 g m⁻³,模拟的飞 机路径上的 LWC 最大值为 1.1 g m⁻³,模拟值偏小;在-5°C 层以下,模式能够准确模拟云中水凝物的垂直分布, 包括融化层的分布,模拟的水凝物质量浓度与实测吻合。而对固态水,在一6~-10°C,由于模式中雪粒子凇附 增长过程较大,聚合过程发生的高度偏高,导致模式模拟的固态水凝物质量浓度高于实测值,说明模式在雪粒子 增长过程的处理方面有待进一步改进。(2)在云粒子谱参数方面,在-8℃ 层,由于模拟的雪粒子质量浓度偏高, 所以模式计算的粒子谱的截距和斜率都小于飞机观测值,模拟偏小;在-5℃层,两者比较接近;在3℃层,由 于云中小粒子浓度逐渐减少,所以模式计算的斜率接近观测值,但是截距大于观测值,说明模式降水粒子谱参数 的描述方案有待改进,模式中谱形参数μ不应一直设置为0,而是应该随着高度变化而变化。 关键词 华北积层混合云 WRF 模式 飞机观测 比较研究 文章编号 1006-9895(2015)02-0370-15 中图分类号 P426.5+1 文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1405.14117

A Case Study Comparing WRF-Model-Simulated Cloud Microphysics and Precipitation with Aircraft Measurements in Stratiform Clouds with Embedded Convection in Northern China

ZHU Shichao $^{\rm l,\,2,\,3}$ and GUO Xueliang $^{\rm l,\,2}$

1 Key Laboratory for Cloud Physics, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

3 Anhui Weather Modification Office, Hefei 230031

收稿日期 2014-01-22; 网络预出版日期 2014-05-23

资助项目 国家科技支撑计划项目 2006BAC12B03,公益性行业(气象)科研专项 GYHY200806001、GYHY201306040,江苏省普通高校研究生科 研创新计划资助项目 CXZZ13_0508

作者简介 朱士超, 男, 1985年出生, 博士研究生, 主要从事云降水物理研究。E-mail: zsc-6387099@163.com

通讯作者 郭学良, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

Abstract To verify the cloud microphysical scheme and to simulate cloud microphysics and precipitation, the authors used the Weather Research and Forecasting (WRF) model to simulate their characteristics in stratiform clouds with embedded convection for April 18 2009, and then compared the results with data obtained during the Beijing Cloud Experiment (BCE). The results indicate that the distributions of the cloud system, radar echo, and precipitations simulated by the WRF model are in good agreement with our observations. The simulated liquid water content (LWC) is consistent with aircraft measurements, and the maximum LWCs at the -8° C and 3° C layers observed by the aircraft are 1.5 g m⁻³ and 0.8 g m⁻³, and those simulated by model are 1.1 g m⁻³ and 0.78 g m⁻³, respectively. Vertical distributions below the -5° C layer (most cloud water is LWC) were properly simulated, and it included the melting layer. The ice water content (IWC) simulated by the model was higher than that of the observations in the range of -6 to -10° C layer because the simulated riming process is excessive at this layer, and the aggregation process occurred in a higher layer. As such, modifications are required for cold simulation processes. At the -8° C layer, both the intercept and slope of the particle size distributions (PSDs) simulated by the model were lower than those of the observations due to the simulated snow mass concentrations being higher than observed. At the -5° C layer, both the simulated intercept and slope were consistent with observations. At the 3°C layer, the simulated slope was consistent with observations, but the simulated intercept was higher than the observed value due to the decreasing concentration of small particles in the cloud, which suggests that the spectrum-shape parameter could change with cloud height.

Keywords Stratiform clouds with embedded convections in Northern China, WRF model, Aircraft measurement, Comparative study

1 引言

积层混合云是由层状云和镶嵌在层状云中的 对流单体组成,一般由锋面系统产生,生命期较长, 常常带来大范围的持续性或间歇性降水。Marshall (1953)利用雷达回波研究降水特征时发现,雷达 回波的垂直剖面中有自上而下的带状强回波存在, 并认为此强回波带和嵌入在层状云中的对流单体 有关。随后的一些研究确认了嵌入式对流单体和强 回波带的对应关系(Plank et al., 1955; Wexler and Atlas, 1959; Carbone and Bohne, 1975; 洪延超等, 1984; 黄美元和洪延超, 1984; Syrett et al., 1995)。

积层混合云在暖锋(Hobbs and Locatelli, 1978; Matejka et al., 1980)和冷锋(Hobbs et al., 1980; Herzegh and Hobbs, 1981; Evans et al., 2005)降水 中都起着重要作用。由于嵌入式对流单体中液态水 浓度比周围的层云高,并且具有一定的上升气流速 度,可以产生更多的冰晶(Matejka et al., 1980; Hobbs and Rangno, 1990; Evans et al., 2005),在云 中垂直速度不同的情况下,可以增加云系 20%~ 35%的降水量(Herzegh and Hobbs, 1980; Houze et al., 1981; Rutledge and Hobbs, 1983),并且积层混 合云降水往往分布不均匀,嵌入式对流单体下方降 水量一般明显比周围区域高,造成了"雨核"的现 象(Hobbs and Locatelli, 1978)。

飞机观测是研究积层混合云结构和降水机理

的重要途径(Herzegh and Hobbs, 1980; Lawson et al., 1993; Lawson et al., 1998; McFarquhar and Black, 2004; Evans et al., 2005; Lawson and Zuidema, 2009)。在深厚的层状云中,降水粒子的形成过程就非常复杂,如存在冰晶的浓附过程(Ono, 1969),大滴的冻结过程(Korolev et al., 2004),冰晶的聚合过程(Takahashi and Fukuta, 1988)等,积层混合云降水粒子的形成过程较一般的层状云更为复杂,飞机探测通常只能探测某个瞬时状态下的云微物理特征,对于揭示积层混合云结构和降水机理具有一定的局限性,所以需要结合数值模式。

虽然目前中尺度数值模式模拟天气尺度和中 尺度信息的能力在提高,但是定量降水预报并没有 明显改进,其中微物理参数化方案造成的预报误差 是一个重要原因(Colle et al., 1999; Colle and Mass, 2000)。在模式发展初期,针对模式中云微物理方 案的评估,主要对比云的宏观组织结构与观测之间 的误差(Tao et al., 1991; Caniaux et al., 1994; Trier et al., 1996; Redelsperger et al., 2000; Xu and Randall, 2001),这种验证方法能够在大体上评估 模式的模拟误差,但都是对云微物理方案的模拟效 果进行间接评估,对于云中的微物理参量,例如云 水含量、云中粒子谱分布等没有直接地进行验证 (Lang et al., 2011)。虽然近几年有一些针对模式中 云参量的模拟误差分析,例如在科罗拉多进行的冬 季积冰风暴项目(the Winter Icing and Storms Project: WISP)所取得的观测资料,就被用来考察中尺度数值模式 Mesoscale Model 5 (MM5)中微物理参数化方案对云中水物质模拟的误差 (Reisner et al., 1998)。但是对于积层混合云,层状云中的嵌入式对流单体尺度比较小,不具有明显的对流性,而且云中降水粒子形成的微物理过程比较复杂,所以目前还不确定中尺度模式是否能够准确模拟积层混合云降水过程的宏微观特征 (Stoelinga et al., 2003)。

国内也有一些利用飞机观测资料对数值模式 云物理过程模拟的对比研究,胡朝霞等(2007)利 用机载粒子测量系统 (particle measurement system, 简称 PMS) 观测资料分析了华北层状云中云水浓度 等物理量的特征,并间接用于验证一维层状云模式 模拟的降水形成机制。杨洁帆等(2010)利用 PMS 观测资料分析了华北层状云中粒子浓度的垂直分 布特征,并用于考察二维分档云模式对层状云中云 粒子浓度的模拟能力,结果表明模拟的云粒子浓度 与实测接近。Hou et al. (2013) 通过对比 Cloud-Sat 卫星资料、机载 PMS 观测资料和中尺度数值模式 WRF 模拟结果发现,在中国北方的混合云中,WRF 模式模拟的云中固态水凝物浓度(IWC)高于飞机 和卫星的观测值。除此之外还有其他的一些相关研 究,虽然这些研究考察了云模式对某些云微物理参 量的模拟能力,但是针对云中粒子谱的对比等定量 研究较少。

本文利用中尺度天气预报模式 WRF 模拟了 2009 年发生在华北地区的一次积层混合云降水过 程,采用国家科技支撑计划重点项目在环北京开展 的多架飞机观测数据以及对应的雷达、降水观测资 料,对数值模拟的积层混合云雷达回波、降水分布、 云中水物质含量的垂直分布和粒子谱的垂直分布 等特征进行了详细的对比研究,以考察模式云物理 方案在积层混合云微物理、降水过程的模拟能力, 为改进模式云物理方案提供科学依据。

2 模式模拟方案与对比观测数据

本文采用 WRF-V3.2 模式版本,利用 1°×1°的 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 全球再分析资料对 2009 年 4 月 18 日张家口北部地 区的一次积层混合云降水个例进行模拟。此次模拟 采用三重嵌套,各嵌套空间范围如图 1 所示,图中 颜色色标代表地形高度,模拟区域中心为 (41.1°N, 114.6°E)。各嵌套时空分辨率及参数化方案选择如 表 1 所示。

对比数据采用了 2009 年 4~5 月期间国家科技 支撑计划重点项目"人工影响天气关键技术研究 及装备研发"在北京上游的张家口地区开展了 "环北京云观测实验"。该实验是国内的第一次利 用多架飞机同时对云进行联合观测的实验,实验期 间有锋面系统过境,主要云系以积层混合云为主, 3 架飞机分别在不同高度对云系进行了观测。

飞机联合观测用到的三架飞机分别为河北省 人工影响天气办公室在石家庄的夏延III-A,飞机编 号:3625;山西省人工影响天气办公室在大同的 运-12,飞机编号3817;北京人工影响天气办公室 在张家口的运-12,飞机编号3830。有关飞机观测 实验结果的气溶胶及云降水特征研究结果(Lu and Guo,2012;朱士超和郭学良,2014)表明,此次 观测实验取得了宝贵的飞机云观测数据,对于数值 模式模拟的云结构和云物理过程的验证具有重要 价值。

本文主要利用 2009 年 4 月 18 日三架飞机的云 物理观测数据以及对应的地面雷达和降水资料,对

Table 1 The simulation parameters of WRF model					
1层嵌套	2 层嵌套	3 层嵌套			
18日08时至19日08时	18日08时至19日08时	18日08时至19日08时			
101×101	103×103	151×151			
90 s	30 s	10 s			
18 km	6 km	2 km			
39	39	39			
快速辐射传输方案	快速辐射传输方案	快速辐射传输方案			
Dudhia 方案	Dudhia 方案	Dudhia 方案			
延世大学方案	延世大学方案	延世大学方案			
Kain-Fritsch 方案	Kain-Fritsch 方案	—			
Morrison 方案	Morrison 方案	Morrison 方案			
	I able 1 The simulation 1 层嵌套 18 日 08 时至 19 日 08 时 101×101 90 s 18 km 39 快速辐射传输方案 Dudhia 方案 延世大学方案 Kain-Fritsch 方案 Morrison 方案 Morrison 方案	Iable 1 The simulation parameters of WKF model 1 层嵌套 2 层嵌套 18 日 08 时至 19 日 08 时 18 日 08 时至 19 日 08 时 101×101 103×103 90 s 30 s 18 km 6 km 39 39 化速辐射传输方案 快速辐射传输方案 Dudhia 方案 近世大学方案 延世大学方案 延世大学方案 Kain-Fritsch 方案 Morrison 方案			

表1 WRF 模式模拟参数

WRF 模式模拟的降水、云微物理特征进行对比研究。

3 结果与分析

3.1 天气背景及积层混合云特征

2009年4月18日,受低槽切变和地面弱冷锋 的影响,河北张家口地区有积层混合降水云系产生 和发展,该云系自西向东移动,在东移过程中逐渐 加强。13时(北京时间,下同),张家口西部有一 冷锋云系,云系覆盖四川西部、甘肃中部和内蒙古 中部地区。16时,冷锋云系移至河北北部,形成连 续带状云系,张家口位于冷锋云系的锋前边缘。17 时,冷锋云系仍持续维持并不断向河北南部移动。19 时,云系开始不断减弱,并于19日07时移出张家 口。在云系的降水演变方面,从18日15时起位于 张家口西部地区的冷锋云系开始出现降水,17时, 张家口北部出现一个雨核,雨量开始逐渐增大并持 续向南移动,18时小时降雨量达到最大,19日03 时雨核消失,雨量开始逐渐变小并渐止。

图 2 是 2009 年 4 月 18 日天气形势图,图中黑 色方框区域为观测区域,图 2a 为 08 时 500 hPa 高 度场和风场,从图中可以看出,有一短波槽经过观 测区域,观测区域处于槽前,弱高压中心位于东 海,对于浅槽向东南移动发展有所阻碍,观测区域 上空 500 hPa 高度上受西南气流控制。图 2b 为风云 二号卫星(FY2C)红外云图,从图中可以看出在 观测期间,整个云系呈东北一西南向带状分布,云 系的主体位于观测区域以北,在观测区域上空有不 均匀的混合云系产生。

图 3 是 2009 年 4 月 18 日雷达组合反射率及飞 机飞行轨迹的叠加图,从图中可以看出,该云系的 回波在外形上具有带状回波的特性,在云系前沿为 辐合抬升形成的对流区,形成带状强回波带,在云 系后部为回波较弱的层云区。整个回波带呈东北一 西南分布,自西北向东南移动,回波带中镶嵌有明 显的强回波区,最大回波强度约为 50 dBZ,强回波 区比周围云区强 10~20 dBZ; 3817 和 3830 飞机分 别在云系的前沿进行观测,主要飞行高度分别为 4.2 km 和 3.6 km; 3625 飞机在云中南北循环飞行,飞 行高度初期为 4.8 km,后期 5.1 km。

3.2 数值模拟结果验证

3.2.1 宏观云场验证

图 4 是 4 月 18 日 12 时、18 时和 19 日 00 时三

个时刻模拟的最外层嵌套云中水凝物垂直平均混 合比与 FY2C 红外云图对比,从图中可以看出,在 18 日 12 时(图 4a),云区分布比较分散,河北北 部有一个东北涡影响下的强云系,18 时(图 4c), 整个云系呈现东北一西南走向的带状分布,张家口 地区处于云系前沿,到了 19 日 00 时(图 4e),整 个带状云系向南发展并处于消散阶段。模式模拟的 18 日 12 时的云区分布和实况一样也比较分散,同 时能够模拟出河北北部的强云系(图 4b),模拟的 18 时的云系呈现东北一西南走向的带状分布,张家 口地区处于云系前沿(图 4d),到了 19 日 00 时, 模拟的整个带状云系向南发展并处于消散阶段(图 4f)。从 3 个时刻的模式结果对比可以看出,模拟的 云场能够再现整个云系的发展演变特征。

3.2.2 雷达回波验证

飞机主要探测的时间段为4月18日17~19时, 此时系统刚好移经观测区域上空,图5是该时段内 位于张北的C波段雷达探测的组合反射率与WRF 模式模拟的组合反射率可以看出,该云系的回波在 外形上具有带状回波的特性。整个回波带呈东北一 西南分布,自西北向东南移动,回波带中镶嵌有明 显的强回波区,最大回波强度约为50dBZ,强回波 区比周围云区强10~20dBZ。从17时到19时模式 模拟的雷达组合反射率可以看出,WRF模式能够 再现回波带的基本特征,在回波强度和分布上与实 况比较接近,同时模拟结果能够显示积层混合云雷 达回波不均匀的特征,在带状回波中能够看到明显 的嵌入强回波,最大回波强度约为50dBZ,与实况 接近。

图 6 为 18 时雷达观测与模式模拟反射率垂直 剖面对比,从图 6a 中可以看出,雷达观测回波在 水平方向上呈不均匀分布,在云体中明显嵌有自上 而下的强回波带,强回波带回波强度比周围高 5~ 10 dBZ。图 6b 为模式模拟的反射率垂直剖面分布, 可以看出,模式模拟的垂直反射率分布在形态上与 实况接近,同时模式能够模拟出雷达回波中镶嵌的 强回波带,由此可以表明,WRF 模式能够比较好地 模拟出此次积层混合云的雷达反射率结构特征。

3.2.3 降水特征验证

图 7 为观测区域 4 月 18 日 15~23 时 8 小时降 水分布,从图 7a 中可以看出,在观测区域中,此 次积层混合云造成的降水最大达到 11 mm,同时可



图 1 三层嵌套模拟区域(彩色阴影代表地形高度) Fig. 1 Three-nested domains (color shadow: terrain height)



图 2 2009 年 4 月 18 日天气形势: (a) 08 时(北京时间,下同) 500 hPa 高度场(单位: gpm)和风场; (b) 19 时 FY2C 红外云图 Fig. 2 Synoptic weather background on Apr 18 2009: (a) Geopotential height (gpm) and wind fields at 500 hPa at 0800 Beijing time (BT), (b) FY2C infrared cloud image at 1900 BT

以看出积层混合云降水呈不均匀分布,在观测区域 中出现几个强降水中心,这与积层混合云的不均匀 性有关。Hobbs and Locatelli (1978)在研究锋面降 水时发现,嵌有对流泡的层状云降水区域中有"雨 核"的存在,降水呈不均匀分布,有明显的强降水 中心,并且这种强降水中心的面积约为几十平方公 里。Hobbs et al. (1980)在研究锋面降水时也发现, 嵌有对流泡的层状云系降水效率比没有对流泡的 层状云系降水效率高至少 20%。从图 7b 中可以看 出,模式能够模拟出这种"雨核"的特征,图 7b 显 示的模拟强降水中心的降水量也达到 11 mm,与实 况相同,因此模式模拟的总体的降水分布与实况接近。

为考察模式对站点降水的模拟能力,图 8a 是 对观测地区的 13 个观测站降水率平均值与对应模 拟值的对比结果。13 个站分别是:张北、两面井、 二泉井、小二台、油篓沟、二台、白庙滩、大西湾、 大囫囵镇、台路沟、馒头营、公会和海流图。对比 15 时到 23 时 13 个观测站的平均降水率可以发现, 降水率峰值出现在 18 时,模式模拟的区域平均降 水率与实况一致,在 18 时降水率达到峰值,但是 比实况略低,总的区域 8 小时平均降水量,实况为



图 3 2009 年 4 月 18 日飞机飞行轨迹及 19 时雷达组合反射率(绿线为 3817 轨迹, 红线为 3830 轨迹, 蓝线为 3625 轨迹)

Fig. 3 Superimposition of radar reflectivity at1900 BT and flight paths on 18 Apr 2009 (green line: path 3817, red line: path 3830, blue line: path 3625)



图 4 观测与数值模拟的云场对比: (a)、(c)和(e)分别为 18 日 12 时、18 时和 19 日 00 时 FY2C 红外云图; (b)、(d)和(f)分别为 18 日 12 时、18 时和 19 日 00 时模拟的云中水凝物混合比垂直方向平均值(单位: g kg⁻¹)

Fig. 4 The contrast between simulated cloud hydrometeor mixing ratio and FY2C infrared cloud image: (a), (c), and (e) is FY2C infrared cloud image at 1200 BT, 1800 BT 18 Apr, and 0000 BT 19 Apr, respectively; (b), (d), and (f) is simulated average cloud hydrometeor mixing ratio in vertical at 1200 BT, 1800 BT 18 Apr, and 0000 BT 19 Apr, respectively; (b), (d), and (f) is simulated average cloud hydrometeor mixing ratio in vertical at 1200 BT, 1800 BT 18 Apr, and 0000 BT 19 Apr, respectively; (b), (d), and (f) is simulated average cloud hydrometeor mixing ratio in vertical at 1200 BT, 1800 BT 18 Apr, and 0000 BT 19 Apr, respectively; (b), (d), and (f) is simulated average cloud hydrometeor mixing ratio in vertical at 1200 BT, 1800 BT 18 Apr, and 0000 BT 19 Apr, respectively.



图 5 观测与数值模拟的组合反射率对比:(a)17时雷达观测反射率;(b)17时数值模拟反射率;(c)18时雷达观测组合反射率(图中黑线为截面 位置);(d)18时数值模拟组合反射率(图中黑线为截面位置);(e)19时雷达观测组合反射率;(f)19时数值模拟组合反射率

Fig. 5 Comparisons of superimposition of radar reflectivity by observed and simulated: (a) Observed at 1700 BT; (b) simulated at 1700 BT; (c) observed at 1800 BT; (d) simulated at 1800 BT; (e) observed at 1900 BT; (f) simulated at 1900 BT

5.8 mm,模拟结果为 6.1 mm。对比图 8b 中张北站的降水率也可以发现,模式模拟的降水时间变化与实况接近。

3.3 云中微物理量及谱分布特征对比

3.3.1 水凝物垂直分布对比

云中 LWC 是影响降水形成的一个重要参量,

研究发现(Lawson and Zuidema, 2009),积层混合 云中 LWC 呈不均匀分布,嵌入在层状云中的对流 单体中含有比较高的 LWC。表 2 是 4 月 18 日三架 飞机及雷达探测概况,三架飞机在云中不同的高度 飞行,由于观测期间 3817 飞机的液态水测量仪器 故障,所以无法给出-5°C 层 LWC 数值,从另外



图 7 观测区域 4 月 18 日 15~23 时 8 小时累积降水量分布: (a) 观测结果; (b) 模拟结果 Fig. 7 The (a) observed and (b) simulated 8-hour accumulated precipitation distribution from 1500 BT to 2300 BT 18 Apr in study area

两架飞机记录的 LWC 可以看出,探测云系中液态 水含量丰富,LWC 最大值均超过 1 g m^{-3} 。

表 2 4 月 18 日飞机探测结果 Table 2 The observation results of aircrafts and radar on

18 Apr 2009						
飞机				LWC _{max} /	探测最强	
编号	飞行时间	飞行高度/m	温度/°C	$\mathrm{g}~\mathrm{m}^{-3}$	回波/dBZ	
3625	16:14~19:00	$4800 {\sim} 5100$	$-6{\sim}{-9.5}$	1.5	36	
3817	16:55~19:04	4200	-5	缺测	26	
3830	$17:05 \sim 18:55$	$2700 {\sim} 3600$	$4 \sim -3$	1.1	37	

图 9a 为云中-8°C 层上,飞机观测的 LWC 与 模拟的飞机路径上 LWC 的对比,从图中可以看出, 积层混合云中观测的 LWC 呈不均匀分布,云中 LWC 最大值达到1.5 g m⁻³,模式模拟的飞机路径上 的 LWC 最大值为 1.1 g m⁻³,模拟结果略低于观测 数值。造成差别的原因,一方面,由于飞机在负温

度层观测,冰晶碰到热线含水量仪的线圈上会造成 降温反应, 使得测量结果偏大, 测量误差为 0.1 gm⁻³。另一方面,从本文的雷达回波的对比可以看 出,虽然 WRF 模式能够模拟出积层混合云的结构 特征,但是模拟的嵌入对流单体位置与实况还存在 一定差异,所以在模式结果中严格按照飞机轨迹提 取 LWC 数值与观测值进行对比会存在一定误差。 虽然模拟的飞机轨迹上LWC 最大值低于实测数值, 但是模式模拟云中-8°C 层 LWC 最大值达到了 2.2 gm⁻³,说明本次模拟能够再现嵌入对流单体液态含 水量丰富这一特征。图 9b 为云中 3℃ 层飞机观测 的 LWC 与对应的模式模拟 LWC 的对比, 从图中可 以看出,观测云中 LWC 最大值达到 0.8 g m⁻³,模 式模拟的飞机路径上的 LWC 最大值为 0.78 g m⁻³, 两者比较接近。模式模拟云的整个 3℃ 层的 LWC 最大值为 1.3 g m⁻³。



图 8 15 时到 23 时逐小时降水率对比: (a) 多站点平均降水率; (b) 张北站降水率

Fig. 8 Comparisons of rain rate from 1500 BT to 2300 BT: (a) The averaged rain rate at 13 stations; (b) the averaged rain rate at Zhangbei station



图 9 云中不同温度层的飞机观测 LWC 与对应模式模拟值的对比: (a) —8°C 层; (b) 3°C 层 Fig. 9 Comparisons of LWC observed by aircraft and modeled in (a) −8°C and (b) 3°C cloud layers

图 10a 是观测时段内,模式结果和观测结果对应 的云内 6~-10℃ 温度层平均水凝物质量浓度垂直分 布对比,其中模式结果中水凝物质量浓度计算方法为

$$m = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{1000q_i p_i}{RT_i}}{n},$$
 (1)

其中, q_i 是模式输出的某格点上的水凝物混合比, 单 位为 kg kg⁻¹; p_i 是模式输出的某格点上的气压, 单 位为 Pa; R 是空气的比气体常数, 单位为 J kg⁻¹ K⁻¹; T_i 是模式输出的某格点上的绝对温度, 单位为 K; n 是累加的格点数,选取云内格点进行累加计算。图 10a 中在负温度层: 总水凝物混合比 (qtotal)=冰 晶混合比 (qice)+霰混合比 (qgraup)+雪混合 比 (qsnow),之所以不加云滴混合比 (qcloud)和 雨滴混合比 (qrain)是为了方便与实测数据对比, 因为在负温度层计算飞机观测的水凝物质量浓度 时,只计算了二维降水粒子探头 (two-dimensional precipitation,简称 2DP)和降水图像探头 (Precipitation Image Probe,简称 PIP)探测固态降 水性粒子的质量浓度,而过冷水质量浓度已在前面

LWC 的对比中进行了验证。

观测结果中水凝物质量浓度也是取云内平均, 具体计算方法为

$$m = \sum_{i=1}^{N} x_i \frac{4\pi r_i^3}{3} \rho, \qquad (2)$$

其中, N 是 PIP 观测的粒子档数; x_i 是某档对应的 粒子数浓度,单位为 m⁻³; r_i 是某档对应的粒子半 径,单位为 cm; ρ 是水凝物的密度,单位为 g cm⁻³, 对于固态降水粒子,计算方法选择 Heymsfield et al. (2004a)基于大量飞机观测云中固态降水粒子资 料得出的经验公式:

$$\rho = C_0 \lambda^{C_1} \,, \tag{3}$$

其中, λ 为粒子谱分布的斜率,单位为 cm⁻¹; C_0 、 C_1 为拟合参数,在这里分别取 0.0152、0.57 (Heymsfield et al., 2004a, 2004b),对于液态降水粒子, ρ 取常数 1 g cm⁻³。

从图 10a 中可以看出,在-6~-10℃,模式 计算的固态水凝物质量浓度高于实测,主要原因可 能是由于在该层模式模拟的雪粒子质量浓度偏高, 从图 10b 是三架飞机联合观测的云中 4~-9.5℃ 降水粒子形态垂直分布,从图中可以看出该层观测 的粒子主要以单个冰晶粒子为主,而模拟结果中除 了冰晶和霰,还有大量的雪粒子。

图 10c 是观测时段内各种雪粒子源占总源百分比的垂直分布,模式中计算雪粒子总源的公式为 (Morrison and Gettelman, 2008):

QSSOUR=PRDS+PRAI+PRCI+PSACWS+ PRACS+PIACRS+PRACIS, (4)

其中,QSSOUR 代表雪粒子总的产生源,PRDS 代 表雪的凝华,PRAI 代表冰晶自动转化为雪,PRCI 代表雪碰并冰晶,PSACWS 代表雪碰并云滴, PRACS 代表雪碰并雨滴,PIACRS 冰晶碰并雨滴转 化为雪,PRACIS 代表雨滴碰并冰晶转化为雪。

从图 10 (c)可以看出,在这个温度范围内, 模式中雪粒子的主要产生源有 PRDS 和 PSACWS, 即雪的凝华增长和凇附增长,同时可以看出,在这 个温度层上方,PRCI 过程也占一定比例,即雪碰 并冰晶增长,但是从图 10b 中该温度层探测的粒子 可以看出,观测的冰晶主要是单个冰晶,冰晶的凇 附增长不是很剧烈,同时冰晶的聚合增长出现高度 也比较低,到一5℃ 层才出现大量冰晶聚合体,所 以模式中描述的雪的凇附增长过程和聚合增长过 程与实测不符,模式中-6~-10℃ 的凇附增长过



图 10 (a) 模拟与观测的云中平均水凝物质量浓度在 $6 \sim -10^{\circ}$ C 层的 垂直分布对比(其中负温度层 qtotal=qice+qgraup+qsnow, 正温度层 qtotal=qcloud+qrain+qice+qgraup+qsnow, 观测值是根据二维降水粒子 探头 2DP 和 PIP 探测结果计算所得,探头量程: 100~6200 µm); (b) 飞机观测云中 4~-9.5°C 降水粒子形态垂直分布[$-6 \sim -9.5^{\circ}$ C 为二 维云粒子探头 2DC (two-dimensional cloud) 图像, 4~ -6° C 为二维 云粒子探头 CIP (Cloud Image Probe) 图像,探头量程: 25~1550 µm]; (c) 各种雪粒子源所占总源百分比的垂直分布

Fig. 10 (a) comparison of simulated and observed vertical distribution of cloud hydrometeors mixing ratios between 6°C and -10°C (negative temperature layer, qtotal=qice+qgraup +qsnow, positive temperature layer, qtotal=qcloud+qrain+qice+qgraup+qsnow, observed is calculated from results detected by 2DP and PIP, detected range: 100–6200 µm); (b) vertical distribution of precipitation particles habit between 4°C and -9.5°C observed by aircraft (images between -6--9.5°C were recorded by 2DC, images between 4--6°C were recorded by CIP, detected range: 25–1550 µm); (c) vertical distribution of the percentage of snow sources

程过于剧烈,而聚合过程发生的高度偏高,这两个 原因导致了该层模拟的雪粒子质量浓度偏高,而这 两个原因都与雪粒子的下落速度有关,陶玥等 (2009)研究指出,中尺度模式中固态降水粒子下 落末速度的改变,对该类固态粒子各种源过程和最 终的质量浓度有很大影响。所以在本次模拟中,雪 粒子的下落速度误差很可能是导致该层雪粒子模 拟质量浓度偏高的主要原因。

在 0~-5°C,飞机观测到粒径比较大的冰晶聚 合体,说明此时云中冰晶聚合增长明显,云中降水 粒子以雪团为主,模式结果与实测相同,也是以雪 粒子为主,总的固态水凝物质量浓度与实况接近。

在 2~0°C,飞机观测的粒子以融化态冰粒子为 主,当温度高于 2°C 时,云中观测的粒子全部呈现 液态,说明 2~0°C 温度层是云内的融化层,模式 结果与实况接近,雨滴质量浓度从-1°C 开始增加, 3~-1°C 是雨滴质量浓度增加速度最快的温度层, 而雪和霰的质量浓度在该温度层迅速减少,说明该 温度层是模式中主要的融化层。同时对比总水凝物 质量浓度可以发现,在 4~0°C 层,模式模拟的总 的水凝物质量浓度与实况接近。

3.3.2 云中降水粒子谱分布对比

(n-1)! •

本文数值模式模拟中采用了 Morrison 双参数 微物理方案,该方案中降水粒子谱分布采用 Gamma 分布(Morrison and Gettelman, 2008),

 $N(D) = N_0 D^{\mu} e^{-\lambda D}$, (5) 其中, D 为粒子直径; μ 为谱形参数, 针对云中冰晶、 霰、雪、雨四种水物质时, 模式中 μ 取常数值 0, 因 此模式实际上采用了 Marshall-Palmer (MP) 分布。 λ 为斜率, 计算公式为: $\lambda = [\pi \rho n \Gamma(\mu+4)/(6q\Gamma(\mu+1))]^{\frac{1}{3}}$; N_0 为截距, 计算公式为: $N_0 = n\lambda^{\mu+1}/(\Gamma(\mu+1))$, 其中 n 为模拟的降水粒子的数浓度, q 为模拟的降 水粒子质量混合比, Γ 为函数, 计算公式为: $\Gamma(n) =$

图 11 为不同高度粒子平均谱分布对比,其中 观测谱为机载的 2DP 和 PIP 在云中观测 5 分钟平均 谱, MP 拟合谱分布是根据观测数据拟合所得,拟 合公式为

$$N(\mathbf{D}) = N_{0\mathrm{MP}} \mathbf{e}^{-\lambda_{\mathrm{MP}}D}, \qquad (6)$$

其中 N_{0MP} 和 λ_{MP} 分别为 MP 拟合谱的截距和斜率, 各层的谱参数设置见表 3。

而图 11a, b 中模式结果是根据模式模拟的雪和霰的谱分布相加所得,具体公式如下:

 $N_{\rm S+G}(n,q) = N_{\rm S}(N_{\rm 0S},\lambda_{\rm S}) + N_{\rm G}(N_{\rm 0G},\lambda_{\rm G}), \quad (7)$ 其中, 谱参数取每一层在观测时段的平均值, 图 11c 中模式结果给出的是该层雨滴谱分布。从图 11 中 可以看出,在-8℃层,模式计算得出的粒子谱在 0.1~1 mm 小于观测结果, 但是在 1~6 mm, 模式 结果大于观测结果; 在-5°C 层, 在 0.1~0.2 mm 模式结果与观测接近,在0.2~2 mm模式结果小于 观测结果,在2~6mm模式结果与观测接近。在3℃ 层,在0.1~0.5 mm 模式结果小于观测值,在0.5~ 4 mm 模式结果与实况接近。由此可见,模式在高 层对小冰粒子浓度的模拟偏低,而对大冰粒子浓度 的模拟偏高,这与 Garvert et al., (2005)对 MM5 模式模拟美国俄勒冈州的一次降水过程的检验结 果一致,模式中负温度层的降水粒子谱分布在小粒 子端浓度小于实况, 大粒子端大于实况, 也就是说 在负温度层模式计算的截距 No 和斜率 A 都小于实 际值。从图 11 可以看出, 在-8℃ 层, 模式计算的 截距N₀和斜率λ都小于观测值,但是随着高度的降 低,模式计算的斜率逐渐接近观测谱的斜率,同时 由于云中的聚合过程导致小粒子减少(Heymsfield et al., 2002; 朱士超和郭学良, 2014), 所以观测谱 的截距随着高度降低也在逐渐减小,到了3℃层,模 式计算的截距 N_0 已经高于实测谱。Molthan et al. (2010)利用 WRF 模式模拟发生在美国安大略湖的 一次降水过程时也曾发现,模式给出的降水粒子谱参 数 N₀ 在高层低于观测数值,在低层高于观测数值。

由模式中斜率 λ 的计算公式可以看出,降水粒 子的质量浓度处于公式中分母的位置,对粒子谱的 斜率有直接的影响,从 3.3.1 节中固态降水粒子质 量浓度的对比中可以发现,在高层模式模拟的固态 水凝物质量浓度偏高,这会直接导致该层粒子谱斜 率的计算偏小,而最终原因跟粒子下落速度误差导 致的粒子产生源过大有关。

虽然模式中粒子谱分布采用的是Gamma分布, 但是由于模式中对于冰晶、雪、霰和雨滴四种水物 质μ取常数值 0,所以最终的谱分布形式为 MP 分 布。图 12 为 4 月 18 日观测的积层混合云中,粒子 谱分布的 MP 拟合和 Gamma 拟合对比,其中 MP 拟合谱和图 11 中一致,Gamma 拟合谱的公式为

$$N(\mathbf{D}) = N_{0\Gamma} D^{\mu_{\Gamma}} \mathbf{e}^{-\lambda_{\Gamma} D} , \qquad (8)$$

其中, N₀ 和 λ_{Γ} 分别为 Gamma 拟合谱的截距和斜率, μ_{Γ} 为谱形参数, 各层的谱参数设置见表 3。

从图 12 中可以看出,随着高度从-8℃ 层降到



图 11 观测粒子谱分布与模式模拟粒子谱分布对比(图中黑色圆圈为 观测得到 5 分钟平均谱,红点代表针对本次观测得到 MP 拟合谱,蓝 色三角代表观测时段内模式中对应温度层的平均谱):(a) -8°C 层, 采样时间:17:20~17:25;(b) -5°C 层,采样时间:17:46~17:51;(c) 3°C 层,采样时间:18:10~18:15

Fig. 11 The comparisons of averaged spectrum distributions at different cloud layers (black circle represents averaged spectrum distributions observed within 5 min, red dot represents spectrum distributions fitted by MP, blue triangle represents averaged spectrum distributions in corresponding layers of model): (a) -8° C layer, sampling time: 1720–1725 BT; (b) -5° C layer, sampling time: 1746–1751 BT; (c) 3° C layer, sampling time: 1810–1815 BT



图 12 粒子谱分布 MP 拟合和 Gamma 拟合对比(图中黑色圆圈为观测得到 5 分钟平均谱,红点代表针对观测得到 MP 拟合谱,绿点代表针对观测得到 Gamma 拟合谱):(a) -8°C 层,采样时间:17:20~17:25;(b) -5°C 层,采样时间:17:46~17:51;(c) 3°C 层,采样时间:18:10~18:15

Fig. 12 The comparisons of average spectrum distributions fitted by MP and Gamma (black circle represents average spectrum distributions observed within 5 min, red dot represents spectrum distributions fitted by MP, green dot represents spectrum distributions fitted by Gamma.): (a) -8° C layer, sampling time: 1720–1725 BT; (b) -5° C layer, sampling time: 1746–1751 BT; (c) 3^{\circ}C layer, sampling time: 1810–1815 BT

3℃ 层, 云中的小粒子端浓度逐渐减少, 粒子谱的 峰值从-8℃ 层的 100 µm, 增加到-5℃ 层的 500 µm, 最后到 3°C 层的 800 μm, 结合表 4 中 MP 拟 合和 Gamma 拟合的相关系数对比可以发现,随着 云中高度的降低,云中降水粒子谱分布逐渐从 MP 分布转变为 Gamma 分布,说明在模式中的不同高 度层应采用不同谱分布。针对云中降水粒子谱分布 的形式,一些学者指出云中的降水粒子谱分布满足 MP 分布 (Houze et al., 1979; Woods et al., 2008), 但是也有一些学者指出云中降水粒子谱分布满足 Gamma 分布 (Heymsfield et al., 2002; Field et al., 2005),对于此次积层混合云降水的雨滴谱,Gamma 分布更能代表其分布特征,这和国内的积层混合云 雨滴谱的研究结果一致(陈宝君等 1998), MP 分 布的适用范围为稳定的层状云降水的雨滴谱,而 Gamma 分布适用范围更广, 具有一定的普遍性。

表 3 不同温度层 MP 拟合和 Gamma 拟合谱参数

 Table 3 Spectrum parameters of MP and Gamma fitting at different levels

温度/℃	$N_{0MP}/m^{-3}mm^{-1}$	$\lambda_{\rm MP}/\rm{mm}^{-1}$	$N_{0\Gamma}/{\rm m}^{-3}{\rm mm}^{-1}$	$\lambda_{\Gamma}\!/mm^{-1}$	μ_{Γ}
-8	70000	2.7	610035	4.01	1.99
-5	50000	1.7	230000	2.82	1.17
3	7000	2.5	342740	5.14	3.5

表 4 MP 拟合谱和 Gamma 拟合谱与观测谱的相关系数对比 Table 4 Comparison of correlations fitted by MP and Gamma distributions with observed particle size distributions

	MP 拟合谱与	Gamma 拟合谱与观
温度/℃	观测谱的相关系数	测谱的相关系数
-8	0.894638	0.39366
-5	0.818965	0.958313
3	0.332764	0.894363

4 结论与讨论

本文利用 WRF 模式对 4 月 18 日观测的积层混 合云个例进行数值模拟,针对云微物理结构和降水 特征与"十一五"国家科技支撑重点项目在 2009 年春季开展的环北京多架飞机云观测实验数据进 行了比较深入的对比与验证研究。得到以下结论:

(1) WRF 模式模拟的云场能够再现整个云系的 发展演变特征,同时能够较好模拟出回波带的基本 特征,在回波强度和分布上与雷达观测接近,模拟 结果能够再现积层混合云雷达回波不均匀的特征, 在带状回波中能够看到明显的嵌入强回波,最大回 波强度约为 50 dBZ,强回波区比周围云区强 10~20 dBZ,与观测接近。积层混合云降水呈不均匀分布,降水分布中有"雨核"的存在,WRF 模式能够再现积层混合云的这种降水特征,同时模拟的降水强度、降水出现时间和分布趋势与观测实况具有较好的一致性。

(2)积层混合云中观测的LWC呈不均匀分布, 在-8°C层,云中LWC最大值达到1.5gm⁻³,模 式模拟的飞机路径上的LWC最大值为1.1gm⁻³, 模式模拟该层LWC最大值为2.2gm⁻³。在3°C层, 飞机观测的LWC最大值达到0.8gm⁻³,模式模拟 的飞机路径上的LWC最大值为0.78gm⁻³,模式模 拟该层LWC最大值为1.3gm⁻³。在-6~-10°C, 模式模拟的固态水凝物质量浓度高于实测,主要是 由于模式中该层的雪粒子凇附增长过程过于剧烈, 而聚合过程发生的高度偏高,所以该层模拟的雪粒 子混合比偏高,导致最终的固态水凝物质量浓度高 于实测,在-5°C层以下,模式能够较准确模拟云 中水凝物的垂直分布,包括融化层的分布,模拟的 水凝物质量浓度与实测吻合。

(3) WRF 模式模拟的粒子谱参数在云低层与观 测具有较好的一致性,但在高层比观测值偏小。在 -8°C层,模式计算的粒子谱的截距 N₀和斜率λ都 小于实际观测值,主要与该层模式模拟的雪粒子质 量浓度偏高有关,在-5°C层,模式计算的截距 N₀ 和斜率λ接近实际谱,在 3°C层,模式计算的斜率 λ接近实际谱,但是截距 N₀大于实际谱。同时,随 着高度从-8°C层降到 3°C层,由于降水粒子的聚 合过程和碰并过程,云中的小粒子端浓度逐渐减 少,粒子谱的峰值从-8°C层的 100 μm,增加到 -5°C层的 500 μm,最后到 3°C层的 800 μm,云 中降水粒子谱分布逐渐从 MP 分布转变为 Gamma 分布,说明模式降水粒子谱参数的描述方案有待改 进,模式中谱形参数 μ 不应一直设置为 0,而是应 该随着高度变化而变化。

中尺度模式的模拟能力对不同降水过程是 有变化的,因此用一个例子来研究模式的模拟能 力,所得的结论具有一定的局限性,同时对于云中 固态水凝物和粒子谱等物理参量的对比,只对比了 某一时段的平均值,这样也使得考察结果可靠性降 低。但是由于观测资料等因素的限制,暂时无法用 更多的个例以及更全面的角度去考察模式的模拟 能力,日后在观测资料允许的情况下,会对更多的 积层混合云个例进行模拟,来考察中尺度模式对其 的模拟能力。

参考文献(References)

- Caniaux G, Redelsperger J L, Lafore J P. 1994. A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: General description and water and heat budgets [J]. J. Atmos. Sci., 51 (14): 2046–2074.
- Carbone R E, Bohne A R. 1975. Cellular snow generation—A doppler radar study [J]. J. Atmos. Sci., 32 (7): 1384–1394.
- 陈宝君, 李子华, 刘吉成, 等. 1998. 三类降水云雨滴谱分布模式 [J]. 气象学报, 56 (4): 506-512. Chen B J, Li Z H, Liu J C, et al. 1998. Model of raindrop size distribution in three types of precipitation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 56 (4): 506-512.
- Colle B A, Mass C F. 2000. The 5–9 February 1996 flooding event over the pacific northwest: Sensitivity studies and evaluation of the MM5 precipitation forecasts [J]. Mon. Wea. Rev., 128 (3): 593–617.
- Colle B A, Westrick K J, Mass C F. 1999. Evaluation of MM5 and Eta-10 precipitation forecasts over the Pacific Northwest during the cool season [J]. Wea. Forecasting, 14 (2): 137–154.
- Evans A G, Locatelli J D, Stoelinga M T, et al. 2005. The IMPROVE-1 storm of 1–2 February 2001. Part II: Cloud structures and the growth of precipitation [J]. J. Atmos. Sci., 62 (10): 3456–3473.
- Field P R, Hogan R J, Brown P R A, et al. 2005. Parametrization of ice-particle size distributions for mid-latitude stratiform cloud [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131 (609): 1997–2017.
- Garvert M F, Woods C P, Colle B A, et al. 2005. The 13–14 December 2001 IMPROVE-2 event. Part II: Comparisons of MM5 model simulations of clouds and precipitation with observations [J]. J. Atmos. Sci., 62 (10): 3520–3534.
- Herzegh P H, Hobbs P V. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II: Warm-frontal clouds [J]. J. Atmos. Sci., 37: 597–611.
- Herzegh P H, Hobbs P V. 1981. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. IV: Vertical air motions and microphysical structures of prefrontal surge clouds and cold-frontal clouds [J]. J. Atmos. Sci., 38 (8): 1771–1784.
- Heymsfield A J, Bansemer A, Field P R, et al. 2002. Observations and parameterizations of particle size distributions in deep tropical cirrus and stratiform precipitating clouds: Results from in situ observations in TRMM field campaigns [J]. J. Atmos. Sci., 59 (24): 3457–3491.
- Heymsfield A J, Bansemer A, Schmitt C, et al. 2004a. Effective ice particle densities derived from aircraft data [J]. J. Atmos. Sci., 61 (9): 982–1003.
- Heymsfield A J, Schmitt C G, Bansemer A, et al. 2004b. Effective ice particle densities for cold anvil cirrus [J]. Geophys. Res. Lett., 31 (2): L02101.
- Hobbs P V, Locatelli J D. 1978. Rainbands, precipitation cores and generating cells in a cyclonic storm [J]. J. Atmos. Sci., 35 (2): 230–241.
- Hobbs P V, Matejka T J, Herzegh P H, et al. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front [J]. J. Atmos. Sci., 37 (3): 568–596.

- Hobbs P V, Rangno A L. 1990. Rapid development of high ice particle concentrations in small polar maritime cumuliform clouds [J]. J. Atmos. Sci., 47 (22): 2710–2722.
- 洪延超,黄美元,王首平. 1984. 梅雨云系中亮带不均匀性的理论探讨 [J]. 大气科学, 8 (2): 197–204. Hong Y C, Huang M Y, Wang S P. 1984. A theoretical study on inhomogeneity of bright band in Mei-yu frontal cloud system [J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 8 (2): 197–204.
- Hou T J, Lei H C, Hu Z X, et al. 2013. Observations and modeling of ice water content in a mixed-phase cloud system [J]. Atmos. Oceanic Sci. Lett., 6 (4): 210–215.
- Houze R A Jr, Hobbs P V, Herzegh P H, et al. 1979. Size distributions of precipitation particles in frontal clouds [J]. J. Atmos. Sci., 36 (1): 156–162.
- Houze R A Jr, Rutledge S A, Matejka T J, et al. 1981. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. III: Air motions and precipitation growth in a warm-frontal rainband [J]. J. Atmos. Sci., 38 (3): 639–649.
- 胡朝霞, 雷恒池, 郭学良, 等. 2007. 降水性层状云系结构和降水过程的 观测个例与模拟研究 [J]. 大气科学, 31 (3): 425–439. Hu Z X, Lei H C, Guo X L, et al. 2007. Studies of the structure of a stratiform cloud and the physical processes of precipitation formation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (3): 425–439.
- 黄美元, 洪延超. 1984. 在梅雨锋云系内层状云回波结构及其降水的不 均匀性 [J]. 气象学报, 42 (1): 81-87. Huang M Y, Hong Y C. 1984. The inhomogeneous features of the precipitation and the echo structure of stratiform cloud in Mei-yu frontal cloud system [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 42 (1): 81-87.
- Korolev A V, Bailey M P, Hallett J, et al. 2004. Laboratory and in situ observation of deposition growth of frozen drops [J]. J. Appl. Meteor., 43 (4): 612–622.
- Lang S E, Tao W K, Zeng X P, et al. 2011. Reducing the biases in simulated radar reflectivities from a bulk microphysics scheme: Tropical convective systems [J]. J. Atmos. Sci., 68 (10): 2306–2320.
- Lawson R P, Stewart R E, Angus L J. 1998. Observations and numerical simulations of the origin and development of very large snowflakes [J]. J. Atmos. Sci., 55 (21): 3209–3229.
- Lawson R P, Stewart R E, Strapp J W, et al. 1993. Aircraft observations of the origin and growth of very large snowflakes [J]. Geophys. Res. Lett., 20 (1): 53–56.
- Lawson R P, Zuidema P. 2009. Aircraft microphysical and surface-based radar observations of summertime arctic clouds [J]. J. Atmos. Sci., 66 (12): 3505–3529.
- Lu G X, Guo X L. 2012. Distribution and origin of aerosol and its transform relationship with CCN derived from the spring multi-aircraft measurements of Beijing Cloud Experiment (BCE) [J]. Chin. Sci. Bull., 57 (19): 2460–2469.
- Marshall J S. 1953. Precipitation trajectories and patterns [J]. J. Meteor., 10 (1): 25–29.
- Matejka T J, Houze R A Jr, Hobbs P V. 1980. Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106 (447): 29–56.
- McFarquhar G M, Black R A. 2004. Observations of particle size and phase

in tropical cyclones: Implications for mesoscale modeling of microphysical processes [J]. J. Atmos. Sci., 61 (4): 422–439.

- Molthan A L, Petersen W A, Nesbitt S W, et al. 2010. Evaluating the snow crystal size distribution and density assumptions within a single-moment microphysics scheme [J]. Mon. Wea. Rev., 138 (11): 4254–4267.
- Morrison H, Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the community atmosphere model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests [J]. J. Climate, 21 (15): 3642–3659.
- Ono A. 1969. The shape and riming properties of ice crystals in natural clouds [J]. J. Atmos. Sci., 26 (1): 138–147.
- Plank V G, Atlas D, Paulsen W H. 1955. The nature and detectability of clouds and precipitation as determined by 1.25-centimeter radar [J]. J. Meteor., 12 (4): 358–378.
- Redelsperger J L, Brown P R A, Guichard F, et al. 2000. A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. I: Cloud-resolving models [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126 (564): 823–863.
- Reisner J, Rasmussen R M, Bruintjes R T, et al. 1998. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124 (548): 1071–1107.
- Rutledge S A, Hobbs P. 1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands [J]. J. Atmos. Sci., 40 (5): 1185–1206.
- Stoelinga M T, Hobbs P V, Mass C F, et al. 2003. Improvement of microphysical parameterization through observational verification experiment [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84 (12): 1807–1826.
- Syrett W J, Albrecht B A, Clothiaux E E. 1995. Vertical cloud structure in a midlatitude cyclone from a 94-GHz radar [J]. Mon. Wea. Rev., 123 (12): 3393–3407.

Takahashi T, Fukuta N. 1988. Supercooled cloud tunnel studies on the

growth of snow crystals between -4° C and -20° C [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 66: 841–855.

- Tao W K, Simpson J, Soong S T. 1991. Numerical simulation of a subtropical squall line over the Taiwan Strait [J]. Mon. Wea. Rev., 119: 2699–2723.
- 陶玥, 齐彦斌, 洪延超. 2009. 霰粒子下落速度对云系及降水发展影响 的数值研究 [J]. 气象学报, 67 (3): 370–381. Tao Y, Qi Y B, Hong Y C. 2009. Numerical simulations of the influence of the graupel fall terminal velocity on cloud system and precipitation development [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (3): 370–381.
- Trier S B, Skamarock W C, LeMone M A, et al. 1996. Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Numerical simulations [J]. J. Atmos. Sci., 53 (20): 2861–2886.
- Wexler R, Atlas D. 1959. Precipitation generating cells [J]. J. Meteor., 16 (3): 327–332.
- Woods C P, Stoelinga M T, Locatelli J D. 2008. Size spectra of snow particles measured in wintertime precipitation in the Pacific Northwest [J]. J. Atmos. Sci., 65 (1): 189–205.
- Xu K M, Randall D A. 2001. Explicit simulation of cumulus ensembles with the GATE phase III data: Budgets of a composite easterly wave [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 127(575): 1571–1591.
- 杨洁帆, 雷恒池, 胡朝霞. 2010. 一次层状云降水过程微物理机制的数 值模拟研究 [J]. 大气科学, 34 (2): 275–289. Yang J F, Lei H C, Hu Z X. 2010. Simulation of the stratiform cloud precipitation microphysical mechanism with the numerical model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 275–289.

朱士超, 郭学良. 2014. 华北积层混合云中冰晶形状、分布与增长过程的飞机探测研究 [J]. 气象学报, 72 (2): 366–389, doi:10.11676/ qxxb2014.013. Zhu S C, Guo X L. 2014. Ice crystal habits, distribution and growth process in stratiform clouds with embedded convection in North China: Aircraft measurements [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72 (2): 366–389.