

马占山,刘奇俊,孙健,等,2021. WSM6 云微物理方案对华北地区一次降雪预报偏强的原因分析[J]. 气象,47(9):1029-1046.
Ma Z S, Liu Q J, Sun J, et al, 2021. Study on the reason for overestimation of a snowfall case by WSM6 cloud microphysical scheme over North China[J]. Meteor Mon, 47(9):1029-1046(in Chinese).

WSM6 云微物理方案对华北地区一次 降雪预报偏强的原因分析^{*}

马占山^{1,2,3} 刘奇俊^{1,2} 孙 健^{1,2} 孔 期¹ 李 喆^{1,2}
沈学顺^{1,2} 赵传峰³ 代 刊¹ 陶 法⁴

1 国家气象中心,北京 100081

2 中国气象局数值预报中心,北京 100081

3 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院,北京 100875

4 中国气象局气象探测中心,北京 100081

提 要: 国家气象中心 GRAPES 区域业务模式对 2019 年 11 月 29—30 日在华北地区降雪过程的预报出现显著高估现象,针对该模式中采用的 WSM6 云微物理方案进行了深入分析,并与 Liu-Ma 云微物理方案以及 ERA5 再分析数据进行比较,探究其可能存在的原因。主要结论如下:冰晶和雪的沉降是 WSM6 方案在本次地面降雪形成的最主要贡献,Liu-Ma 方案则是以大粒子雪和霰的沉降为主,冰晶产生的贡献较少。WSM6 方案严重低估了大气中的液态水含量,冰相粒子构成中以冰晶含量为最多,雪含量次之,这些特征都与 ERA5 资料和 Liu-Ma 方案有显著的不同,后两者具有较好的一致性。与 Liu-Ma 方案相比,WSM6 方案在模式低层冰晶含量更高、冰晶平均落速更大,二者共同作用使冰晶沉降在本次降水形成中具有重要贡献;WSM6 方案中雪的平均落速大于 Liu-Ma 方案,这是其雪的柱积分总量小而雪的沉降降水多于 Liu-Ma 方案的直接原因。在 WSM6 方案中冰晶的凝华/升华过程在冰相微物理过程中占据主导地位,致使雪和霰的凝华过程以及云水凝结过程都明显不足,这是该方案冰晶偏多、雪偏少、液水明显偏少的主要原因。针对冰晶凝华/升华过程(SVI)的敏感性试验发现,SVI 转化率与地面降水呈正相关关系、与液水柱积分总量呈“跷跷板”关系,当降低 SVI 的转化率,地面降雪将显著减少,而柱积分液水总量则会明显增多。

关键词: WSM6 云微物理方案, Liu-Ma 云微物理方案, 降雪预报, 高估, 原因分析

中图分类号: P456, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.09.001

Study on the Reason for Overestimation of a Snowfall Case by WSM6 Cloud Microphysical Scheme over North China

MA Zhanshan^{1,2,3} LIU Qijun^{1,2} SUN Jian^{1,2} KONG Qi¹ LI Zhe^{1,2}
SHEN Xueshun^{1,2} ZHAO Chuanfeng³ DAI Kan¹ TAO Fa⁴

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Numerical Weather Prediction Centre of CMA, Beijing 100081

3 College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875

4 CMA Meteorological Observation Centre, Beijing 100081

Abstract: The GRAPES regional operational model in the National Meteorological Centre significantly

^{*} 国家重点研发计划(2017YFC1501406、2017YFC1502001、2017YFC1501902 和 2018YFC1505702)及国家自然科学基金重大项目(42090032)共同资助

2020 年 6 月 11 日收稿; 2021 年 6 月 1 日收修定稿

第一作者:马占山,主要从事气溶胶、云和降水物理过程参数化研究. E-mail: mazs@cma.gov.cn

overestimated the snowfall amount over North China that occurred in 29–30 November 2019. In this paper, the simulated results from the operational WSM6 cloud microphysics scheme are compared with those from Liu-Ma scheme and the ERA5 reanalysis data to investigate the possible reasons. The results show that during this snowfall, the sedimentations of ice crystals and snow were the main contribution in WSM6 scheme, while the precipitation of Liu-Ma scheme was mainly through the sedimentations of snow and graupel, and ice crystals produced less precipitation. The WSM6 scheme evidently underestimated the liquid water content in the atmosphere and the ice crystal content was the largest composition of the ice-phase particles, followed by the snow content. These features were significantly different from the ERA5 data and the Liu-Ma scheme, and the latter two were in good agreement. Compared with the Liu-Ma scheme, the WSM6 scheme had a higher ice crystal content in the lower layer of the model and a larger average ice crystal falling speed, and their combination made ice crystal precipitation become an important contribution to the formation of this snowfall case. The average snow falling speed in the WSM6 scheme was greater than that of Liu-Ma scheme, which was the main reason why the column snow content was small and the precipitation of snow was more than that of the Liu-Ma scheme. In the WSM6 scheme, the deposition/sublimation process of ice crystals dominated the ice-phase microphysical processes so that the sublimation processes of snow and graupel and the condensation process of cloud water were obviously insufficient. This was the main reason for more ice crystals, less snow and cloud water in WSM6 scheme. The sensitivity test for the ice crystal deposition/sublimation process (SVI) revealed that the SVI conversion rate was positively correlated to surface precipitation, and took on a “seesaw” relationship with the column cloud water content. When the SVI conversion rate was reduced, the ground snowfall tended to be significantly reduced and the column cloud water content increased significantly.

Key words: WSM6 cloud microphysical scheme, Liu-Ma cloud microphysical scheme, snowfall forecast, overestimation, reason analysis

引 言

降雪是中国北方地区冬季最重要的天气现象之一(陈双和符娇兰, 2021; 李慧等, 2021; 杜佳等, 2019; 杨舒楠等, 2017)。强降雪天气在城市区域会引起交通堵塞、机场关闭、电力中断等, 影响居民正常生活秩序; 在农牧区域则会掩盖草场、冻伤牲畜, 形成白灾。对于冬季室外的体育项目和赛事而言, 降雪的准确预报则是气象保障成功的关键。

数值天气预报模式是当今进行天气预报主要依赖的工具和手段之一, 数值模式的预报精度直接影响天气预报的准确率。在诸多气象要素中, 定量降水预报是数值模式中的难点之一, 不同模式以及同一模式不同的云物理方案对降水预报均有较大差异(孙军等, 2018; 王丛梅等, 2018; 王淑莉等, 2015; Fernández-González et al, 2015)。随着高性能计算机的发展, 中尺度数值天气预报模式的水平分辨率不断提高, 可达次千米及千米尺度, 已达到云可分辨

的尺度范围。大多数数值模式只采用云微物理方案进行降水预报, 因此云微物理过程的正确描述对降水预报则尤为重要(Yu et al, 2019; Barszcz et al, 2018)。在云微物理方案中, 降水的产生是不同类型水凝物粒子在经过凝结/蒸发、凝华/升华、自动转化、碰并、冻结、融化等微物理转化过程后, 有落速的粒子沉降到地面累积的总和(Morrison and Milbrandt, 2015; Thompson et al, 2004; Hong et al, 2004)。在众多微物理转化中, 液相微物理过程相对简单, 物理基础清晰, 不同云微物理方案对其处理差异不大。由于冰相粒子具有非常复杂的习性, 且粒子间的增长和转化过程受粒子微观特征和环境条件的共同影响, 不同云方案在冰相云微物理过程的描述方面差异显著, 这直接造成了对冰相水凝物含量和地面降水预报的差异(Iguchi et al, 2012)。由于冬季降雪过程相对较少, 其不像夏季强降水过程频繁而剧烈, 因此对降雪预报的模式检验、分析以及相应物理过程诊断和优化等方面的研究投入和关注度远低于对降雨的研究。然而, 由于雪和液态水的密

度差异较大,实际观测的地面积雪厚度通常比模式预报的降水量大一个量级(Roebber et al,2003),这就使得数值模式定量降水预报相对小的误差在实际地面降雪观测中则会产生较大的差异。随着2022年北京冬奥会的日益临近,迫切需要我们更多地关注数值预报业务模式对降雪的预报性能,诊断和优化云微物理方案对冰相过程的描述,提高降雪的预报精度。

针对数值天气预报模式中云微物理方案对降雪预报性能的评估、诊断和优化,国外已经有较多的研究工作。Fernández-González et al(2015)、McMillen and Steenburgh(2015)、Comin et al(2018)、Merino et al(2019)都从降雪量和水凝物含量等方面评估不同云微物理方案的差异。例如,McMillen and Steenburgh(2015)比较了多个微物理方案对美国大盐湖地区的一次降雪过程的模拟结果,发现不同方案对降雪的范围、量级和位置差异明显;Thompson方案与雷达反演和地面观测一致性最好;Goddard、Morrison、WDM6方案都高估了降雪预报;WDM6方案产生更多的霰、较少的雪,且总降水要显著多与其他方案。Roebber et al(2003)、Thompson et al(2004)以及Thériault and Stewart(2010)分别从改进雪的密度、冰晶初始核化、自动转化、雪和雨的谱型参数以及冰相粒子融化和重新冻结等方面,优化云微物理方案,提高降雪的预报性能。Molthan et al(2016)则对比了不同微物理方案在降雪淞附程度方面的模拟能力,并讨论了不同淞附程度下微物理量的主要分布特征和差异。我国学者采用数值模式分析降雪过程的研究主要分为两类:一类是以数值模式为手段进行降雪过程天气学成因和演变分析(李青春等,2011;秦华锋和金荣花,2008;迟竹萍和龚佃利,2006;姜学恭等,2006);另一类则是分析不同微物理方案或不同降雪过程中降雪量和水凝物含量分布、微物理转化过程等方面的特征与差异(高茜等,2020;黄钰等,2020;郭良辰等,2019;于晓晶等,2017;吴伟等,2011;黎惠金等,2011;孙晶等,2007)。国内学者对于数值模式降雪预报中出现的偏差进行原因分析和优化改进工作,除了王坤等(2014)通过优化微物理冰核浓度改进降雪预报的研究外,则鲜有介绍。

近些年,中国气象局数值预报中心GRAPES模式预报体系不断完善、模式预报性能稳步提升(沈学顺等,2017;黄丽萍等,2017;Ma et al,2018;Chen

et al,2020),其中全国区GRAPES-3 km高分辨率确定性模式预报系统于2019年6月业务化运行,其预报结果已成为预报员重要的参考依据。在物理方案的配置方面,GRAPES-3 km模式版本已不再使用积云对流方案,只采用WSM6云微物理方案进行降水显式预报。尽管该方案在夏季降水TS评分中具有较好的表现,但在一些研究中发现WSM6方案在冷区存在过冷液水明显偏少的现象(聂浩浩等,2016;Fernández-González et al,2015),同时该方案在冬季降雪业务预报中多次出现明显偏大的问题,这些都可能与该方案对冰相微物理过程的处理不当有关。为此,本文选取WSM6云方案对2019年11月29—30日华北地区一次降雪偏大的个例进行分析,并将其与国家气象中心研发的双参数云微物理方案(以下称为Liu-Ma方案)进行比较,研究其对降雪预报偏强的可能原因。

1 降雪天气过程概况

1.1 降雪实况

2019年11月29—30日,我国西北地区东部、华北等地出现一次降雪天气过程。河北中北部、天津、辽宁西部、内蒙古中西部和东南部、山西、陕西中北部、宁夏南部、甘肃大部、青海东部等地出现小到中雪,其中河北西北部、内蒙古中部、山西北部、甘肃南部和东部局地大雪。

北京地区出现明显降雪天气,降雪出现在29日傍晚到30日早晨,入夜后降雪增强。北京大部地区出现中雪,北部大雪,延庆和昌平局地暴雪,全市平均降水量为3.9 mm,城区平均为3.1 mm,最大降雪出现在延庆海子口站,降水量达13.7 mm。北京城区和东部地区积雪深度为1~3 cm,西部山区和北部地区为2~5 cm,延庆站最大为11 cm。

1.2 环流形势

降雪发生前,在28日新疆北部有低涡低槽,此高空槽逐渐东移并携带低层冷空气东移。700 hPa、850 hPa高空槽配合低层切变系统,随着系统的东移,槽前西南急流加强,水汽条件增强。29日白天,高空槽引导西路冷空气东移,同时槽前的西南暖湿气流向华北地区输送。此时,地面冷锋位于河套和内蒙古中部地区,北京位于地面冷锋东侧。29日下午至

傍晚,随着高空槽的移近,北京降雪开始,30 日早晨随着高空槽过境,北京降雪结束。综上所述,2019 年 11 月 29 日北京的降雪天气是在西来槽并且配合中层有利水汽条件的共同作用下产生的(图略)。

2 云微物理方案介绍及试验设计

2.1 云微物理方案介绍

本研究中采用的 WSM6 云微物理方案为全国区 GRAPES-3 km 业务模式中所使用的云方案,该方案是从中尺度数值天气模式 WRF 移植而来。WSM6 云方案是由 Hong et al(2004)在 Rutledge and Hobbs(1983)和 Dudhia(1989)两个云微物理方案的基础上通过优化冰核数浓度和冰晶数浓度参数化改进而成。Liu-Ma 双参数云微物理方案是我国自主研发的云微物理方案,该方案在众多降水个例研究中都表现出较好的优势(陈小敏等,2007;聂浩浩等,2016;李喆等,2019),另外该方案是 GRAPES 全球业务预报系统中的云微物理方案(Ma et al, 2018)。WSM6 方案为单参数云方案,其只预报云水、雨水、冰晶、雪和霰的混合比,Liu-Ma 方案除了预报这些粒子的混合比外,还预报雨水、冰晶、雪和霰的数浓度以及冰晶和雪的淞附率。

对于液相水凝物的处理,两个云微物理方案都考虑了云水的凝结和蒸发过程、云水自动转化成雨水、雨水碰并云水的过程;WSM6 考虑雨水的凝结和蒸发过程,而 Liu-Ma 方案则只考虑雨水的蒸发。两个方案对冰相微物理过程的处理差异显著,二者都考虑冰晶的初始核化过程、冰相粒子(冰晶、雪和霰)的凝华和升华过程,对于这些过程除了参数化方案本身存有差异外,在水汽倾向更新处理方面也存在不同。另外,两个方案在冰相粒子间的碰并过程、冰相粒子与液相碰并过程以及融化和冻结方面都存在一定差异。两个云方案详细的微物理转化示意图,可详见聂浩浩等(2016)的描述。

2.2 试验设计

本研究所采用的中尺度数值模式为国家气象中心全国区 GRAPES-3 km 高分辨率区域业务模式 4.4 版本,GRAPES 区域模式主要特征已有较多介绍(聂浩浩等,2016;黄丽萍等,2017;李喆等,2019),在此不再赘述。针对华北地区的降雪个例,GRAPES 模式从

2019 年 11 月 29 日 00 时(UTC,下同)开始起报,积分 24 h,积分步长为 30 s,逐小时输出模式预报结果。模式水平分辨率为 $0.03^{\circ} \times 0.03^{\circ}$,垂直方向为 50 层,中心坐标为 40°N 、 112.5°E ,南北方向 1001 个格点,东西方向为 1501 个格点,模拟范围覆盖华北区域(图 1)。模式初始场和侧边界条件均采用 NCEP/GFS 的预报场,不考虑雷达资料的云分析数据。对于物理方案设置除了将 EC 诊断云量方案(郑晓辉等,2013)替换为 Xu and Randall (1996)诊断云量方案外,其他物理过程选项与业务保持一致,即辐射方案采用 RRTM 方案,边界层方案选用 MRF 方案,陆面方案选用 NOAH 方案,不采用对流方案。云微物理方案则采用业务中的 WSM6 方案,并采用 Liu-Ma 双参数云方案与其进行对比分析。为了诊断降雪偏多的原因,还增加了微物理过程转化率的累计量,有落速的水凝物粒子在地面的累计量,以及大气柱水凝物含量等的输出。

3 云和降水过程的诊断与分析

3.1 降水模拟

图 2 为 2019 年 11 月 29 日 00 时到 30 日 00 时 24 h 地面降水量的观测和模拟的空间分布。由图可见,本次降雪过程主要分布在山西、内蒙古、辽宁中西部、河北中北部和北京地区,其中降水量在 2.5 mm 以上的区域主要集中在山西北部、内蒙古中南部、河北和北京中北部地区,局地降水量在 5~10 mm。WSM6 方案和 Liu-Ma 方案都较好地模拟出该次降雪的空间分布,但 Liu-Ma 方案在辽宁地

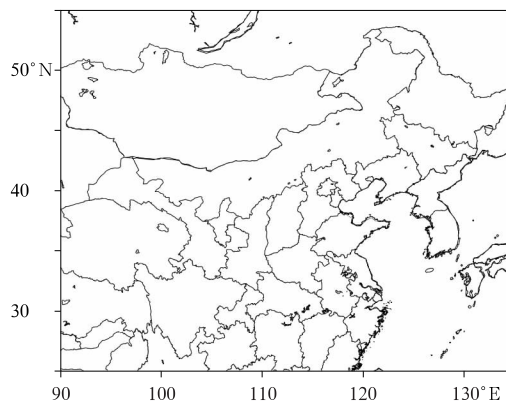


图 1 GRAPES 模式模拟的水平区域范围

Fig. 1 Horizontal domain for GRAPES simulation

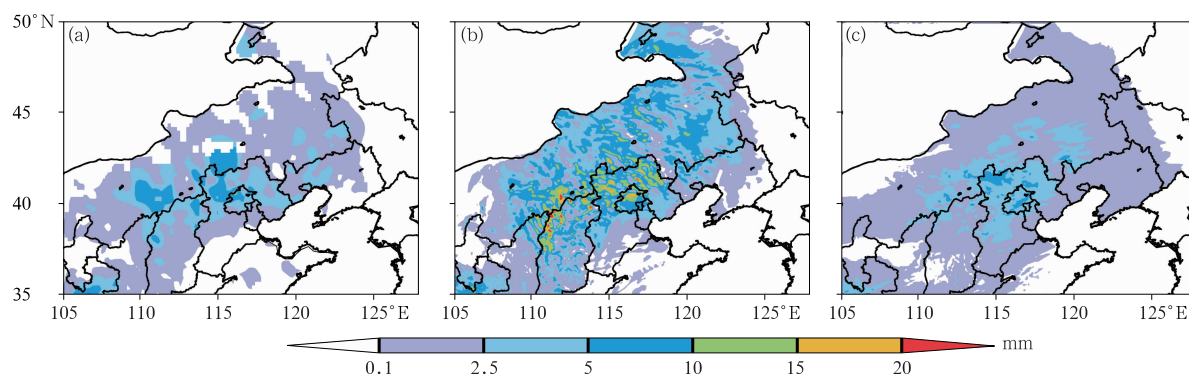


图2 2019年11月29日00时到30日00时地面观测(a),WSM6方案(b)和Liu-Ma方案(c)模拟的24 h降水量
Fig. 2 Observed (a) and simulated (b) WSM6 scheme, (c) Liu-Ma scheme 24 h accumulated precipitation
from 00 UTC 29 to 00 UTC 30 November 2019

区较实况分布略大,出现0.1~2.5 mm的小量级降水。对于降水量值而言,WSM6方案对本次降雪过程出现明显的高估现象,在大多区域其预报的降水量都在2.5 mm以上,在实况观测的强降雪中心位置则多在10~15 mm及以上,局地甚至出现20 mm以上降水,其降水预报的绝对量值多为地面观测值的两倍或以上。按照降雪预报的业务标准(24 h降水量在0.1~2.4 mm为小雪,2.5~4.9 mm为中雪,5.0~9.9 mm为大雪,10.0 mm以上为暴雪),WSM6方案在很多区域预报出暴雪的量级,这远超实况观测。Liu-Ma方案较好地预报了本次降雪过程的中心位置,中雪量级降水量的空间分布与实况观测有很好的一致性,但降水量值在内蒙古中部的高值区(5 mm以上)较观测略有偏小。

图3给出了模拟期间北京气象台站观测和模拟的逐小时地面降水量时间演变。该站从11月29日12时开始降雪,12—16时降雪过程不断增强到最大,16时小时最大降水量达1.1 mm,随后持续3 h到19时结束,该站观测的过程降水量为3.3 mm,达到中雪量级,持续时间为7 h。WSM6方案预报的降雪较实况偏晚2 h发生,于29日14时出现降雪,降雪强度较实况偏大,16—18时期间降雪最强,小时降水量分别为1.48、1.50和1.56 mm,随后降雪逐渐减弱,直至22时结束,降雪结束时间较实况晚3 h。WSM6方案在该站的过程降水量为7.13 mm,其值是实况观测的2.16倍,达大雪量级,降雪持续时间为10 h。Liu-Ma方案在该站预报的降雪具有持续时间长、降雪强度弱的特征,其预报的降雪早于实况提前3 h产生,降雪于20时结束,较实况

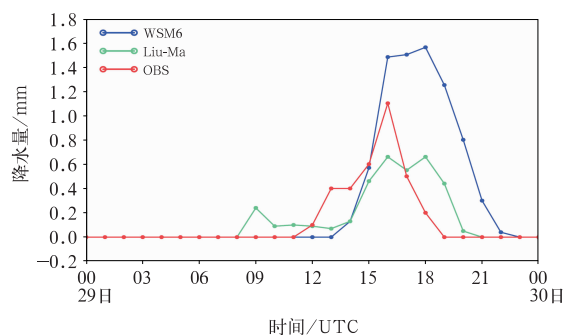


图3 2019年11月29日00时到30日00时北京
气象台站地面观测以及WSM6方案和Liu-Ma
方案模拟的逐小时降水量的时间演变
Fig. 3 Time evolution of the observed at Beijing
Gauge Station and simulated by WSM6 scheme
and Liu-Ma scheme hourly precipitation
from 00 UTC 29 to 00 UTC 30 November 2019

晚2 h,持续时间共12 h;降雪峰值出现时间与实况吻合略晚,最大降雪强度低于实况,该方案的过程降雪量为3.54 mm,降雪量值与观测非常接近。

云微物理方案中,地面降水的形成是由有落速的液相和冰相水凝物粒子沉降到地面累积而成。在本次降水过程中,由于主要降雪区域内(35°~47°N、108°~124°E,下同)的地面温度都在0°C以下,且大气无逆温现象,液相水凝物粒子对降水的贡献非常小(图略)。为分析WSM6方案中不同冰相粒子对降水的贡献特征以及与Liu-Ma方案的差异,图4给出了两种云微物理方案中的冰晶、雪和霰在主要降雪区域范围内所产生的累计降水量的平均值随时间的演变。由图4可见,在此次降雪过程中,WSM6方案的地面降雪主要是由冰晶和雪的沉降产生,其中雪的贡献最大,其24 h的区域平均降水累计量达

到 1.9 mm, 冰晶平均降水累计量为 0.9 mm, 而霰粒子对降雪的贡献则较小, 其值在 0.1 mm 以内。WSM6 方案预报的 24 h 区域平均总降水量接近 2.9 mm, 即区域平均降雪量达到了中雪的量级, 远高于实况观测。Liu-Ma 方案预报的降水量则主要是由雪和霰大粒子水凝物共同作用产生的, 二者的 24 h 累计量分别为 0.65 mm 和 0.55 mm, 冰晶对降水的贡献相对较小, 其值为 0.2 mm。Liu-Ma 方案预报的 24 h 平均区域累计量为 1.4 mm, 约为 WSM6 方案的 50%, 区域平均降雪量在小雪量级。另外, 可以看到在 29 日 08 时前的降雪过程初期, Liu-Ma 方案中冰晶对降水相对贡献最大, 随着系统发展, 冰晶通过碰并和自动转化过程不断向大粒子转化, 其对总降水的占比不断减小, 雪和霰对降水产生的贡献则逐渐增大, 这种变化也符合微物理过程的规律。

3.2 水凝物分布

如前文所述, 一些学者在采用不同云微物理方案对降水进行模拟对比研究时发现 WSM6 方案预报的云水含量存在明显偏少的现象(聂皓浩等, 2016; Fernández-González et al, 2015)。本部分从水凝物的大气柱积分总量和区域平均的水凝物垂直

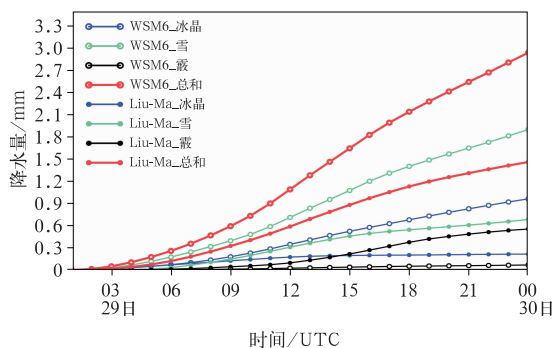


图 4 2019 年 11 月 29 日 00 时到 30 日 00 时 WSM6 方案(空心线)和 Liu-Ma 方案(实线)中冰晶、雪和霰三种水凝物各自产生的累计降水量和三者总的累计降水量的区域平均随预报时间的演变

Fig. 4 Time evolution of the domain average accumulated precipitation by ice crystal, snow, and graupel and their total in WSM6 scheme (hollow line) and Liu-Ma scheme (solid line) from 00 UTC 29 to 00 UTC 30 November 2019

廓线两个角度分析云方案在本次降雪过程中的合理性, 并用欧洲中期数值预报中心新一代再分析数据 ERA5 资料 (Hersbach and Dee, 2016; Hersbach et al, 2019) 对其进行检验。

图 5 分别给出了模拟期间 ERA 再分析资料以及两个云方案预报的液水(云水和雨水)柱积分总量(LWP)和冰水(冰晶、雪和霰)柱积分总量(IWP) 24 h 平均的分布。从图 5 可见, 与 ERA5 再分析数据相比, WSM6 方案在这次降雪过程中显著低估了云中液态水含量(LWP), LWP 最大值仅为 $25 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 且非常局地, 对大多模拟区域而言, 其值甚至都在 $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下。Liu-Ma 方案预报的 LWP 在空间分布上与 ERA5 有较好的吻合, 其量值与 ERA5 较为一致, 但略有偏大, 二者的最大值都在 $300 \sim 400 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 对于 ERA5 数据在 35°N 附近的高值区域其预报的强中心位置略偏东北, 这与模式预报的系统位置有关。在河北和北京中北部以及内蒙古中部的降雪高值区域, Liu-Ma 方案预报的 LWP 较 ERA5 数据偏多, ERA5 的 LWP 多在 $10 \sim 75 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, Liu-Ma 方案预报的则多在 $25 \sim 200 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。两个云方案预报的 IWP 在空间分布和量值方面, 整体上与 ERA5 有较好的一致性。ERA5、WSM6 方案以及 Liu-Ma 方案区域平均的 IWP 值分别为 108、114 和 $100.2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 差异不显著。三者的 IWP 高值中心位置都位于河北、内蒙古与辽宁附近, 最大值可达 $300 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上, Liu-Ma 方案在内蒙古东南部的强中心位置 IWP 量值略有偏大, $300 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上的范围略大。

由图 5 可见, WSM6 方案和 Liu-Ma 方案预报的 IWP 总体上具有较一致的量值, IWP 表征了冰相总水凝物的整体特征, 却无法反映出两个云方案在冰晶、雪和霰粒子方面的差异, 为此在图 6 中分别给出了两个云方案预报的 24 h 平均的冰晶、雪和霰三种冰相水凝物的柱积分含量(分别用 ICWP、SWP 和 GWP 表示)的空间分布。尽管 ERA5 的冰相粒子只包含冰晶和雪两类水凝物, 考虑到冰晶和雪在粒子尺度上的显著差异, 用其进行分析云方案在描述大小粒子预报合理性方面仍具有参考意义。由图 6 可见, ERA5 的冰相水凝物是以大粒子雪为主, 在降雪区域, SWP 的值多在 $100 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上, 大值中心的 SWP 则可达 $160 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上, 而小粒子冰晶的 ICWP 量值则相对较小, 其值多在 $40 \sim 80 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 局地在 $80 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上。WSM6 方案预报的冰相水凝物则以冰晶为最多, 其降雪区域 ICWP 多在 $100 \sim 130 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上, 局地在 $160 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以

上;该方案中雪的含量则相对少很多,在降雪大值区域其 SWP 值多在 $20 \sim 60 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 局地可以达到 $100 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 在较大区域范围内 SWP 甚至在 $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下, 这远小于 ERA5 的 SWP。由于图 4 中显示, WSM6 方案中雪的沉降对降水的贡献为最大的项, 其 SWP 偏小可能与计算雪的落速较大有关, 该结果在图 7 中将有进一步说明。WSM6 方案中霰粒子较少(图 6d), 其 GWP 分布范围小, 其值都在 $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下, 同时由于霰的降水贡献也是最

小的(图 4), 这说明该降雪过程中 WSM6 方案向霰粒子转化过程较弱。Liu-Ma 方案在冰相粒子的大小构成上与 ERA5 相同, 其冰相粒子以雪为主, 冰晶次之, 大粒子霰则最少, 其 ICWP 和 SWP 的水平分布和高值中心位置与 ERA5 吻合较好, Liu-Ma 方案的 ICWP 和 SWP 在高值中心的绝对数量要略强于 ERA5。总体而言, Liu-Ma 方案在冰相水凝物的分配方面是合理的。

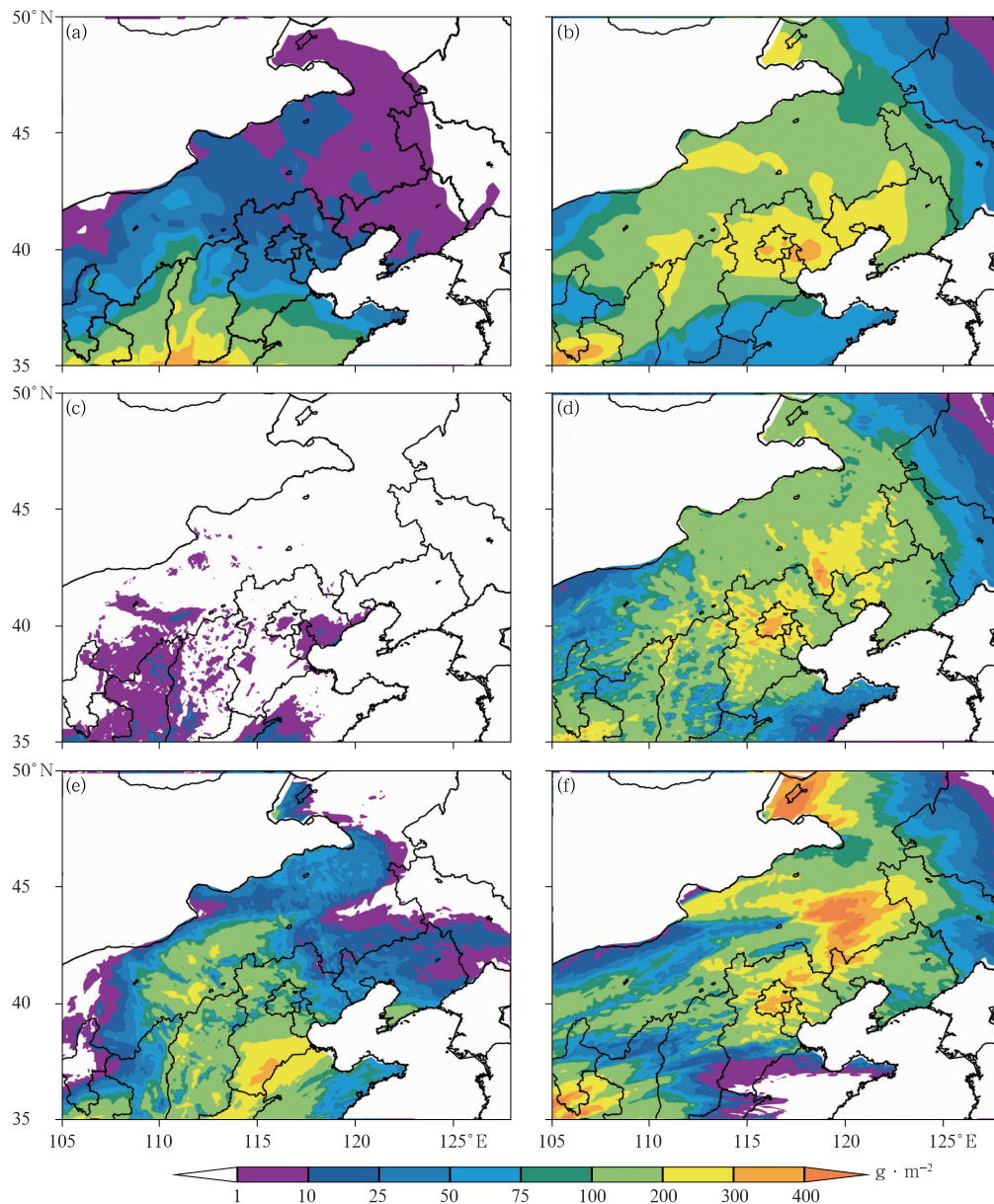


图5 ERA5再分析数据(a,b)以及WSM6方案(c,d)和Liu-Ma方案(e,f)模拟的2019年11月29日00时到30日00时24 h平均的液态水(a,c,e)和固态水(b,d,f)的柱积分总量分布

Fig. 5 The 24 h averaged liquid water path (LWP) (a, c, e) and ice water path (IWP) (b, d, f) by ERA5 data (a, b) and simulated by WSM6 scheme (c, d) and Liu-Ma scheme (e, f) from 00 UTC 29 to 00 UTC 30 November 2019

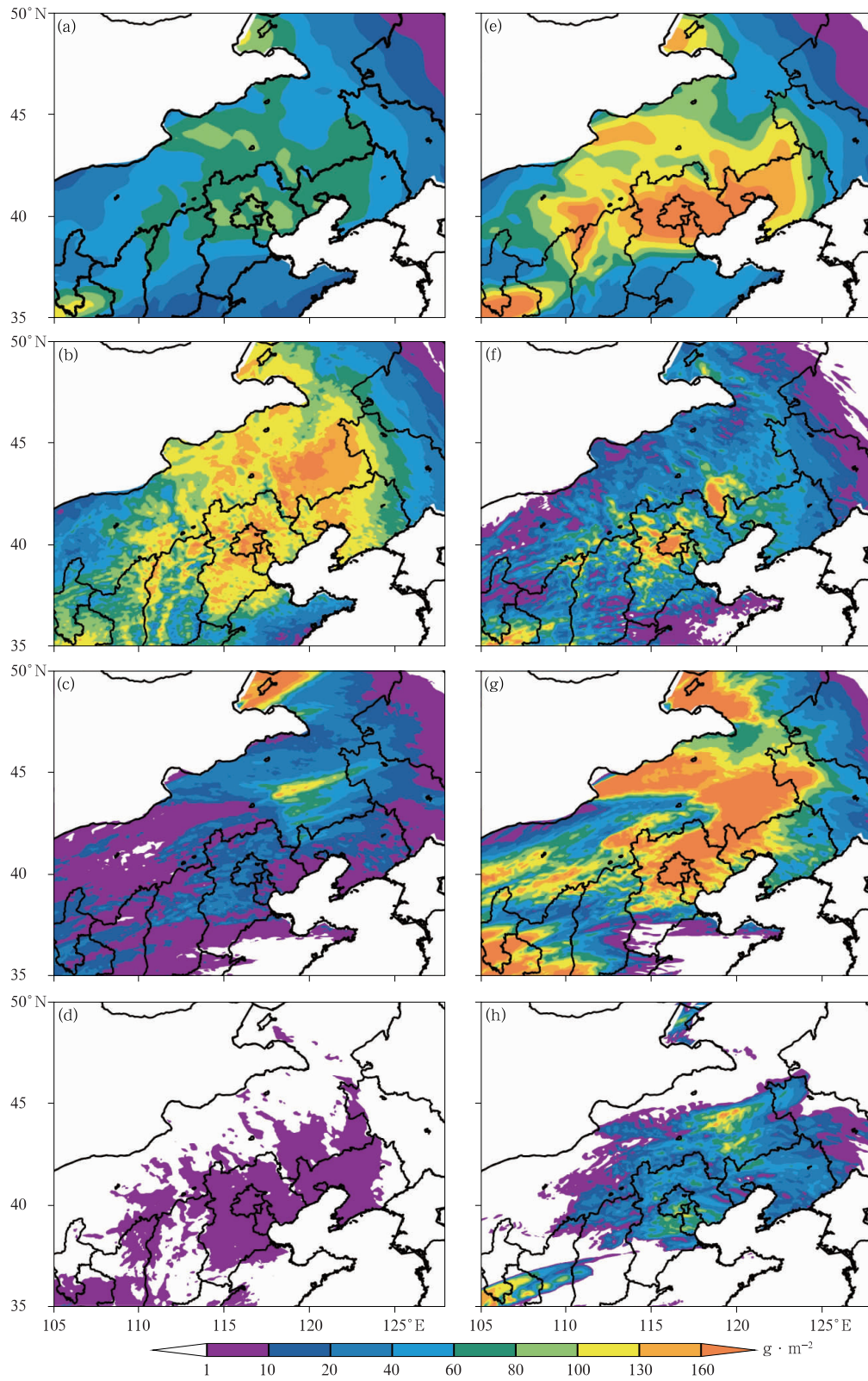


图 6 ERA5 再分析数据(a,e)以及 WSM6 方案(b,d,f)和 Liu-Ma 方案(c,g,h) 模拟的 2019 年 11 月 29 日 00 时到 30 日 00 时 24 h 平均的冰晶(a,b,c)、雪(e,f,g)和霰(d,h)的柱积分总量分布

Fig. 6 The 24 h average ice crystal (a, b, c), snow (e, f, g) and graupel (d, h) water path from ERA5 data (a, e) and simulated by WSM6 scheme (b, d, f) and Liu-Ma scheme (c, g, h) from 00 UTC 29 to 00 UTC 30 November 2019

图7给出了ERA5和两个云方案模拟的降雪区域内24 h平均的水凝物垂直分布。由图7可见,ERA5的液相水凝物主要分布在900~500 hPa,最大值位于650 hPa高度上,其值可达 $0.02 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。WSM6方案从平均廓线上无法显示有液态水的分布,该方案对液态水预报出现了严重的低估现象。Liu-Ma方案液态水主要分布在850~550 hPa,其垂直分布范围略窄于ERA5,最大值高度与ERA5一致,位于650 hPa高度,其值小于ERA5,为 $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。ERA5的冰晶主要分布在900~200 hPa,最大值位于550 hPa,其值为 $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。WSM6方案预报的冰晶分布范围较ERA5更广、量值更大,其从

200 hPa以下都有较多的冰晶存在,最大值较ERA5位置偏低、量值偏大,最大值出现在550 hPa,其值可达 $0.017 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。同时,还可以看到WSM6方案在地面附近的冰晶含量仍达到 $0.005 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,其对地面降雪量有重要的贡献。ERA5中雪的分布主要位于300 hPa以下到地面,大值区位于700 hPa,其值达 $0.017 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,地面附近为 $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。从ERA5的冰晶和雪的垂直分布不难看出,其地面降水的产生主要是由于大粒子雪的贡献。WSM6方案向雪的转化过程相对较弱,雪主要分布在350 hPa以下,其量值较ERA5偏小,最大值位于850 hPa高度,其值为 $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。从WSM6方案中冰晶和

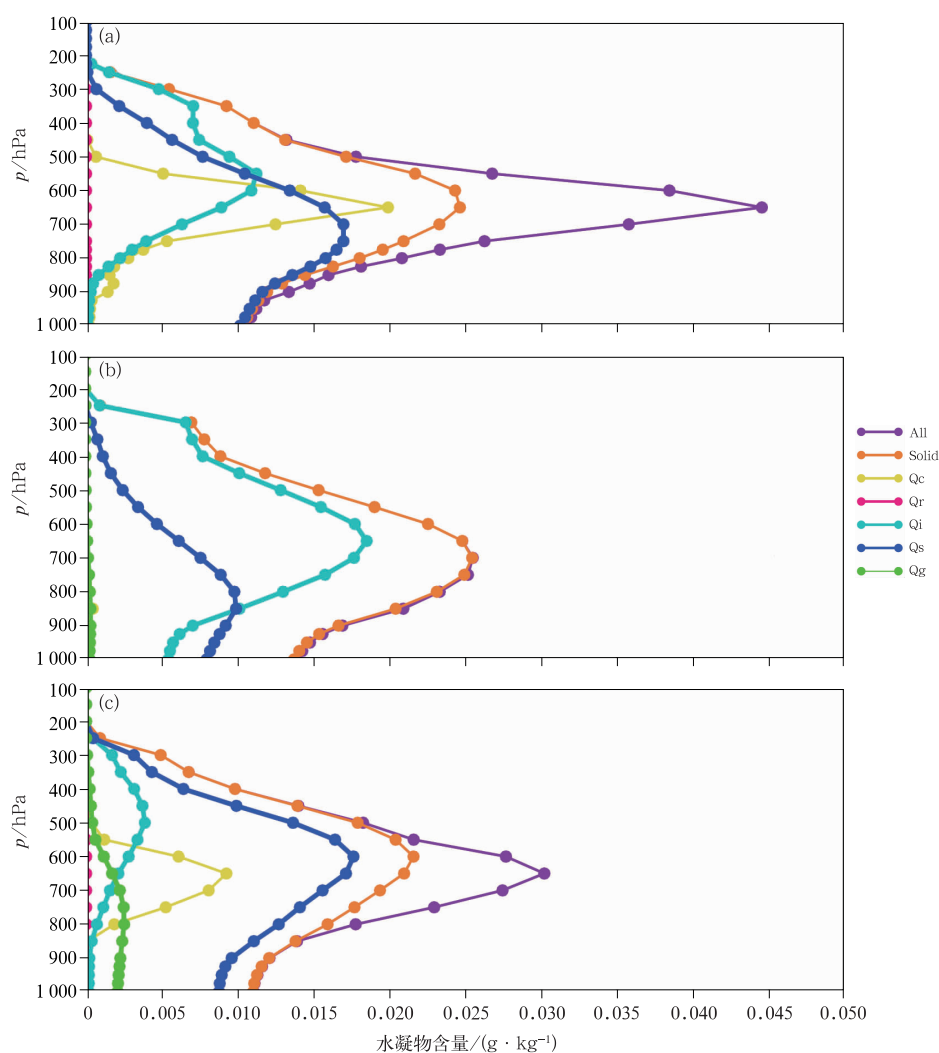


图7 降雪区域范围内ERA5再分析数据(a)、WSM6方案(b)和Liu-Ma方案(c)模拟的2019年11月29日00时到30日00时24 h平均的云水(Qc)、雨水(Qr)、冰晶(Qi)、雪(Qs)、霰(Qg)、固态水凝物(Solid)和总水凝物(All)含量的垂直分布

Fig. 7 The 24 h averaged vertical profiles of water content of cloud water (Qc), rain water (Qr), ice crystal (Qi), snow (Qs), graupel (Qg), ice phase hydrometeor (Solid) and total hydrometeor (All) from ERA5 data (a) and simulated by WSM6 scheme (b) and Liu-Ma scheme (c) in snowfall region from 00 UTC 29 to 00 UTC 30 November 2019

雪的垂直分布来看,其降水则是由冰晶和雪共同贡献的,这与图 4 的结果一致。Liu-Ma 方案中雪主要分布在 300 hPa 以下,最大值出现在 600 hPa 的高度上,略高于 ERA5 的 700 hPa,冰晶的最大值与 ERA5 非常接近,为 $0.018 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;在地面附近雪的含量略小于 ERA5,其可能与地面附近出现少量霰粒子相关,部分雪转化成了霰粒子而沉降到地面。从总水凝物的分布看,ERA5 最大值出现在 650 hPa,总水凝物最大含水量达 $0.045 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;WSM6 方案最大值出现在 700 hPa,其值为 $0.025 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;Liu-Ma 方案预报的总水凝物含水量的最大值出在高度与 ERA5 一致,为 650 hPa,其值为 $0.031 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

综上所述,WSM6 方案严重低估了液态水含量,其预报的冰晶较 ERA5 和 Liu-Ma 方案垂直分布深厚、量值偏大显著,冰相粒子主要由冰晶和雪组成,二者共同决定了地面降水量的预报;与 ERA5 相比,WSM6 方案的冰相水凝物的垂直分布和量值皆不如 Liu-Ma 方案合理。

3.3 水凝物落速

地面降水量是由水凝物含量和下落速度共同决

定的,在 3.2 节分析了 WSM6 方案中水凝物含量的主要特征,本节重点分析其预报的粒子落速与 Liu-Ma 方案的差异。由于本次降雪过程主要是由冰相粒子沉降产生,并且 WSM6 方案预报的霰粒子很少,在此只分析该方案中冰晶和雪的下落速度与 Liu-Ma 方案的异同(图 8)。在体积水云微物理方案中,粒子群的下落末速度可表示为:

$$\bar{V}_x = \frac{1}{Q_x} \left(\int_0^\infty N_x m_x V_x dD \right) \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\alpha_1}$$

式中: $\bar{V}_x$ 为粒子群的下落末速度, Q_x 为水凝物含量, N_x 为粒子的滴谱分布。 m_x 和 V_x 分别为单个粒子质量和下落速度,它们都是直径 D 的函数。 $(p_0/p)^{\alpha_1}$ 为气压订正项,即考虑环境空气对粒子下落速度的影响。由上式可见,微物理中粒子落速的计算与水凝物含量直接相关,为了更客观地对比粒子落速与水凝物含水量的关系,还绘制了与粒子落速对应的水凝物含水量的分布,如图 9 所示。

图 8 和图 9 分别给出了在主要降雪时段内冰晶和雪的平均下落速度以及平均含水量沿实况降雪大值中心(纬度为 41°N)的垂直分布。图 9 中仍显示

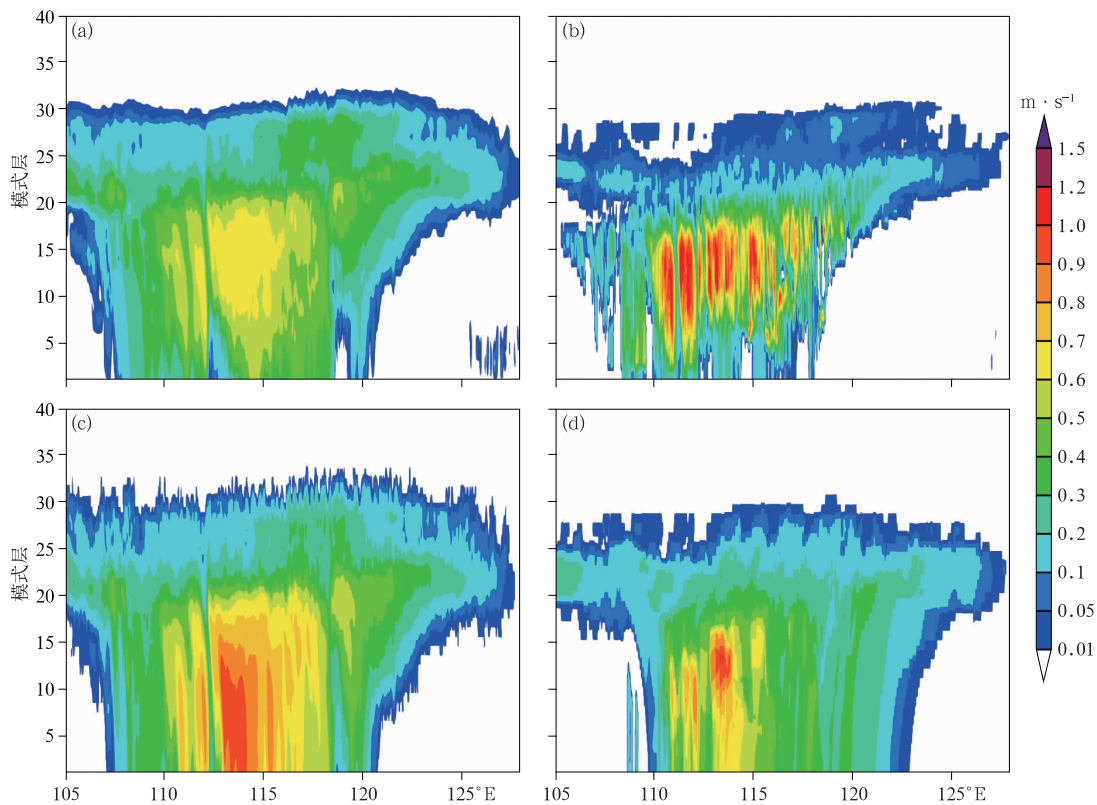


图 8 WSM6 方案(a,c)和 Liu-Ma 方案(b,d)从 2019 年 11 月 29 日 00 时起报的第 7~18 小时内冰晶(a,b)和雪(c,d)的平均下落速度沿纬度 41°N 的垂直剖面

Fig. 8 Vertical cross-sections of average terminal velocity of ice crystal (a, b) and snow (c, d) simulated by WSM6 scheme (a, c) and Liu-Ma scheme (b, d) along 41°N in the lead time of 7–18 h from 00 UTC 29 November 2019

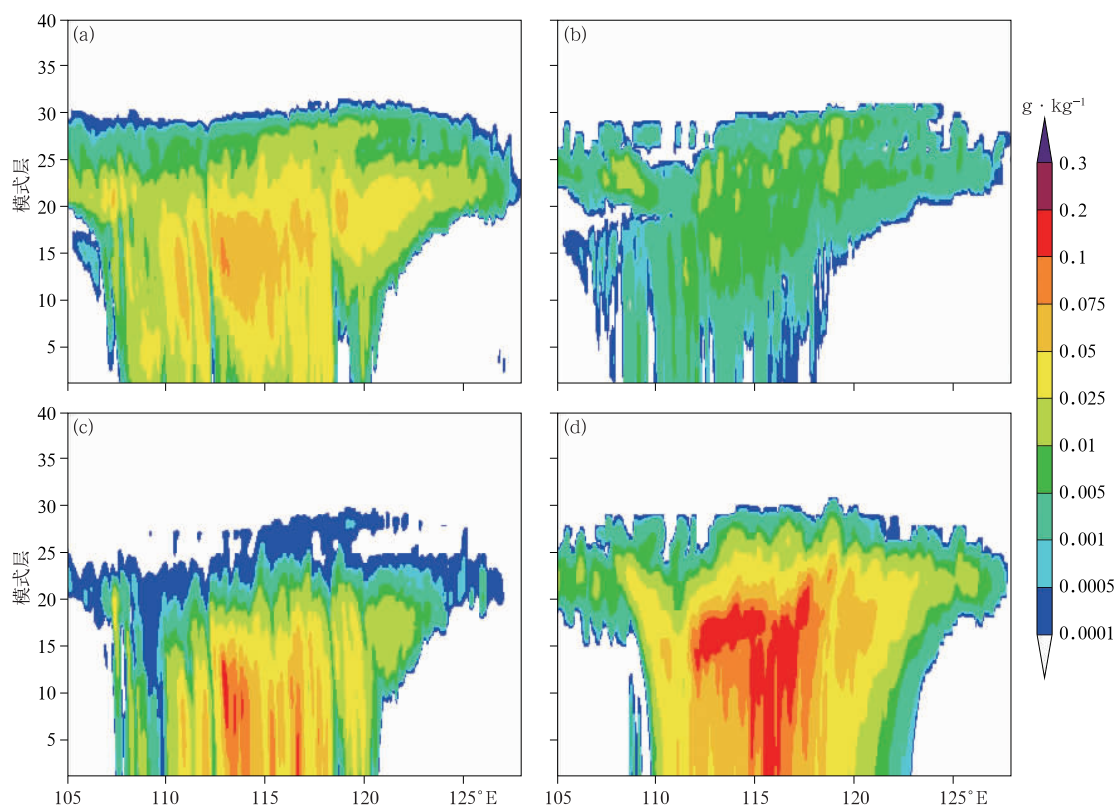


图9 同图8,但为平均含水量

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for the average water content

WSM6 方案中以冰晶含水量为最多,雪的含水量相对偏少的特征,这与 3.2 节的特征相一致,在此不再过多叙述。在粒子下落速度方面,WSM6 方案最大的冰晶落速出现在模式的 5~20 层,其平均最大值在 $0.6 \sim 0.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,Liu-Ma 方案在此高度上同样为冰晶落速的大值区域,其值略高,局地可达 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。与降水量最为相关的模式低层区域,WSM6 方案在 $108^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 存在更多的冰晶含水量,多数区域在 $0.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,与之对应的冰晶下落速度也多在 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,而 Liu-Ma 方案在近地面区域冰晶含量多在 $0.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下,且水平分布较窄,而对应的冰晶落速则多在 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,因此其冰晶降水远少于 WSM6 方案。对雪而言,WSM6 方案在近地面区域其含量与 Liu-Ma 方案较为接近,雪的含量都在 $0.025 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,但 WSM6 方案计算的雪落速在大多区域都大于 Liu-Ma 方案,在 $110^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 雪的落速多在 $0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,而 Liu-Ma 方案则在 $0.3 \sim 0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。结合图 4 中所显示的 WSM6 方案冰晶和雪的降水都高于 Liu-Ma 方案的,WSM6 方案高估降雪预报可能原因是由于该方案预报出了更多的冰晶含量和更

大的雪的落速所引起的。

此处需要说明的是,在 WSM6 方案和 Liu-Ma 方案中都是先计算粒子落速和沉降过程,之后再计算水物质之间的微物理转换过程,在模式输出中未兼顾含水量输出(在微物理过程计算结束后输出)和落速输出(在计算沉降时输出)的同步性,因此在图 8 和图 9 中粒子落速分布和含水量分布在空间上出现局部区域不匹配的情况,但其整体特征不应有太大差异,也不会影响本部分的分析结论。

3.4 微物理收支

在微物理方案中对水凝物含水量而言,除了水凝物沉降过程为其汇项外,与水汽相关的转化过程则是其唯一的源项和汇项。在上述分析中,我们不难发现 WSM6 方案在本次降雪过程中具有冰晶含量偏多、液水含量明显偏少的现象。为此,本部分首先分析了 WSM6 方案和 Liu-Ma 方案中凝结和蒸发、初始核化、凝华和升华等与水汽相关的微物理转化量所具有的特征。同时,根据 Colle and Zeng (2004)和 Colle et al(2005)提出的计算微物理收支分析的方法,将所有与水汽相关的微物理过程转化

量分别求其柱积分后,再进行标准化处理,用标准化后的结果进行定量分析。通过上述两个方面,以期探寻 WSM6 方案产生上述不合理现象的原因。

图 10 给出了 WSM6 方案和 Liu-Ma 方案中与水汽相关的微物理过程倾向在主要降雪区域预报的第 7~18 小时内平均的垂直廓线分布。由图 10a 可见,对于液相过程,WSM6 方案中云水的蒸发和凝结过程(svc)都明显弱于 Liu-Ma 方案,主要出现在模

式 15 层以下区域,蒸发率和凝结率都在 $0.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{d}$ 以内;Liu-Ma 方案中云水的凝结和蒸发倾向分布范围深厚,在模式 25 层以下都有分布,最大倾向出现在 15 层附近,最大的蒸发和凝结率达到 $0.18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{d}$ 和 $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{d}$ 。对液相的净凝结和蒸发而言(图 10c),WSM6 方案中云水在 10~15 层为净凝结过程(svc_net),而在 10 层以下则为净蒸发过程;Liu-Ma 方案中以水汽净凝结增加云水过程

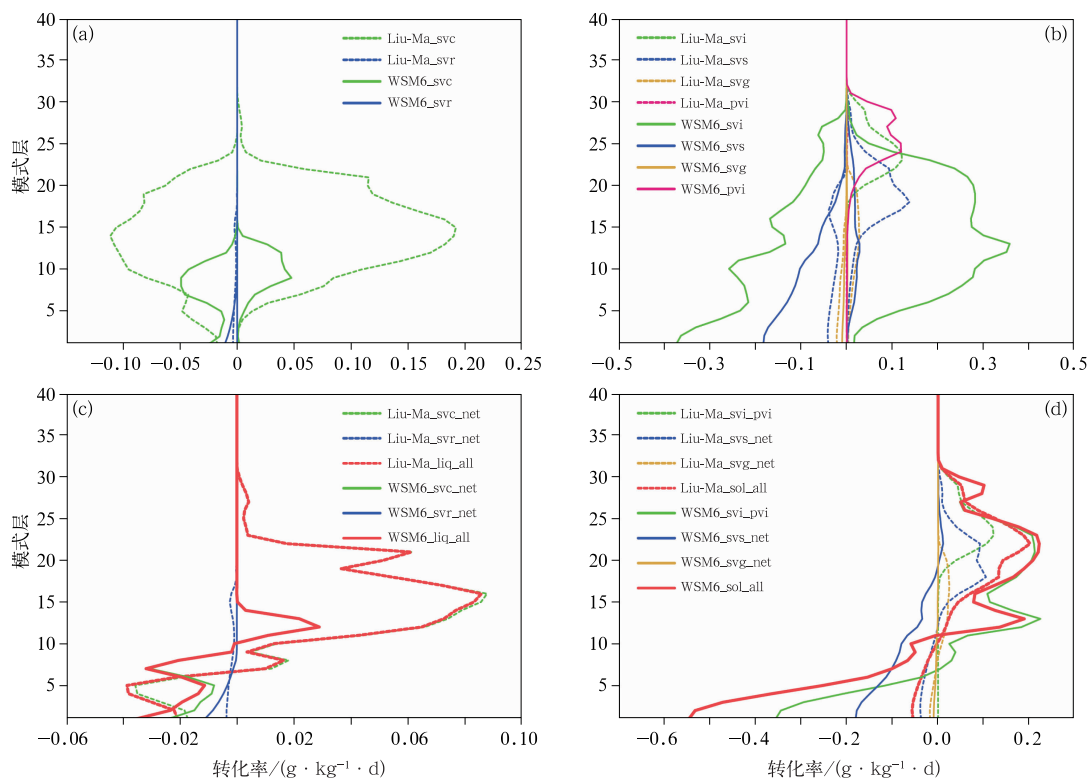


图 10 WSM6 方案和 Liu-Ma 方案中与水汽相关过程微物理过程的转化率在降雪区域范围内
从 2019 年 11 月 29 日 00 时起报的第 7~18 小时平均的垂直廓线

(a) 液相中云水(svc)和雨水(svr)的凝结和蒸发过程(正值为凝结,负值为蒸发),

(b) 冰相中冰晶的初始核化过程(pvi),冰晶(svi)、雪(svs)和霰(svg)

的凝华和升华过程(正值为凝华或核化,负值为升华),

(c) 液相中云水(svc_net)和雨水(svr_net)的净的蒸发和凝结倾向以及液相蒸发凝结的总倾向(liq_all),

(d) 冰相中冰晶(svi_pvi)、雪(svs_net)和霰(svg_net)的净的凝华和升华量,以及它们的总倾向(sol_all)

Fig. 10 Vertical profiles of average tendency of transform processes related to water vapor simulated by WSM6 scheme and Liu-Ma scheme in snowfall regions in the lead time of 7—18 h from 00 UTC 29 November 2019

(a) condensation (positive value) and evaporation (negative value) tendency of cloud water (svc) and rain water (svr),

(b) deposition (positive value) and sublimation (negative value) tendency of ice crystal (svi),

snow (svs) and graupel (svg) and ice crystal initial nucleation tendency (pvi),

(c) net tendency of condensation and evaporation processes of cloud water (svc_net),

(svr_net) and total liquid phase hydrometeors (liq_all),

(d) net tendency of deposition and sublimation processes of ice crystal (svi_pvi),

snow (svs_net), graupel (svg_net), and total solid phase hydrometeors (sol_all)

为主导,其分布在模式 7~30 层,其值最大为 $0.085 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{d}$,该过程明显强于 WSM6 方案。WSM6 方案和 Liu-Ma 方案中雨水的凝结和蒸发过程(svr)都非常微弱,它们都明显小于各自的 svc 过程,这符合冬季降雪过程中雨滴含量较少、与雨滴相关微物理转化过程较弱的物理特征。

在冰相转化过程中(图 10b 和 10d),WSM6 方案的冰晶凝华和升华过程(svi)明显强于其他转化过程,其分布贯穿于模式 30 层以下,最大凝华倾向量达到了 $0.379 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{d}$,冰晶升华过程也非常剧烈,冰晶升华过程从 30 层以下逐渐增强,在模式低层其值可达 $-0.38 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{d}$;另外,WSM6 的冰晶初始核化过程(pvi)相对于雪和霰的凝华率而言,其也为大值,在模式的 20~30 层其值达到 $0.12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{d}$ 。WSM6 方案雪(svs)和霰(svg)的凝华和升华过程相对微弱很多,其倾向都在 $0.03 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{d}$ 以内。该方案在模式 10 层以上冰相净凝华过程(图 10d),在各项转化中以冰晶凝华和冰晶初始核化过程占主要部分,雪的净凝华过程很弱,只分布在模式 20~25 层,20 层以下雪以升华过程为主。在 Liu-Ma 方案中,冰相粒子的产生是以冰晶凝华过程和雪的凝华过程共同主导,冰晶凝华分布在模式 18~33 层,其位置高于雪的凝华高度(13~27 层),这种分布特征符合云微物理量的观测。Liu-Ma 方案在 15 层之下以雪的升华过程为主,由于冰晶在模式低层含量较少(图 9b 和图 7c),其升华率非常微弱。Liu-Ma 方案中,霰粒子的凝华和升华过程(svg)都较弱,其主要是由雪的自动转化的碰并过程而形成。

表 1 给出了两个云方案经过标准化后的微物理转化量,该量值的大小表明其在整个与水汽相关微物理过程的重要程度。同时需要说明的是,由于 Liu-Ma 方案和 Colle et al(2005)中的云方案都不考虑雨滴的凝结过程,因此在表 1 中二者的雨滴凝结过程都为缺省值。为了增加可参考的值,我们还将 Colle et al(2005)采用 Reisner 云方案分析的 2001 年 12 月 13—14 日美国俄勒冈州卡斯卡底地区的一次降雪过程中计算的结果用来与两个云方案的转化量进行比较。由表 1 可以看出,WSM6 方案中冰晶凝华和冰晶的初始核化过程主导着冰相粒子的生成过程,而尤以冰晶凝华过程为最主要的,其标准化量值达到了 85.2%,冰晶核化为 12.82%,雪和霰的凝华占比很小,其值仅为 1.78%和 0.18%。冰相水凝物的消亡过程也是以冰晶升华为最大,其值达到 45.0%,雪的升华次之,为 9.23%。另外,WSM6 方案中几乎没有云水的凝结和蒸发过程,其值非常低,仅分别为 0.04%和 0.03%。Liu-Ma 方案和 Colle et al(2005)计算的结果在各微物理过程的重要性方面则具有较好的一致性,云水的凝结和蒸发在二者液相过程中都占据重要作用;雪的凝华过程则是二者冰相水凝物产生的最主要过程,其值分别为 36.01%和 24.05%,冰晶凝华过程在各自方案中都相对较弱,其值分别为 10.42%和 2.5%。另外,我们也看到 Liu-Ma 方案中霰的凝华过程达到了 18.89%,今后在 Liu-Ma 方案的检验和优化中需要给予该过程更多的关注。Liu-Ma 方案以及 Colle et al(2005)的计算结果与 WSM6 方案有着明显差异,这些结论与图 10 所示有着较好的一致性。

表 1 WSM6 方案和 Liu-Ma 方案 7~18 h 内主要降雪区域标准化后的微物理转化率
的平均值以及 Colle et al(2005)相应过程的结果(单位:%)

Table 1 The mean normalized values (unit: %) of microphysical transform tendency related to
water vapor simulated by WSM6 scheme and Liu-Ma scheme in snowfall regions
in the lead time of 7—18 h and the corresponding values in Colle et al (2015)

微物理转化过程		WSM6 方案	Liu-Ma 方案	Colle et al(2005)
云水	凝结	0.04	34.62	71.21
	蒸发	0.03	36.46	23.36
雨水	凝结	0.00	—	—
	蒸发	0.34	0.12	1.68
冰晶	凝华	85.20	10.42	2.50
	升华	45.0	0.16	0.13
	初始核化	12.82	0.05	0.03
雪	凝华	1.78	36.01	24.05
	升华	9.23	2.00	0.29
霰	凝华	0.18	18.89	0.21
	升华	0.89	4.34	0.07

3.5 原因分析

从上述分析中不难发现 WSM6 方案最突出的问题为云水蒸发和凝结过程太少,而冰晶凝华和升华过程则太强。针对这些现象对其产生的原因进行分析。在 WSM6 方案中,冰晶的凝华和升华过程为冰相粒子初始形成的最主要过程,虽然冰晶会经过碰并和自动转化过程形成更大粒子,但其含量仍显著多于 ERA5 和 Liu-Ma 方案,这与该过程太强是有直接关系的。另外,由于 WSM6 方案在计算与水汽相关的过程中,先计算冰晶凝华和升华过程,在扣除相应水汽后,再计算雪的凝华和升华,依次类推至霰的凝华和升华以及冰晶的初始核化过程,这样会保证冰相过程总的凝华量(升华量)不会超过该时步内水汽与冰面饱和比湿之间的差值。但由于该方案中计算的冰晶凝华和升华率过大,其也势必影响之后计算的雪和霰的凝华和升华量,这也是上述分析结果中显示在该方案中雪和霰的凝华率不高的原因。在 WSM6 方案中,云水的凝结和蒸发过程则是在其他所有微物理过程倾向并行更新完毕后再进行计算的,在这种情况下,冷区(0°C 以下)的水汽和温度在经过倾向更新后,二者的平衡态基本是以冰面饱和为基准进行调整的,同时由于同温度下液面饱和比湿要大于冰面饱和比湿,这就使得在冷区内云水的凝结过程则变得更加困难。这也可以解释为什么在夏天对流过程的冷区,WSM6 方案模拟出现液态水偏少的现象(聂浩浩等,2016)。

4 敏感性试验

针对上述分析,我们对 WSM6 方案冰晶凝华/升华过程(svi)太强的现象进行简单的敏感性试验,即在不改变其参数化公式的基础上,人为地调整该过程的转化率。本部分设置了两组试验,在模式其他设置不变的基础上,仅在原有转化率基础上乘以 0.5 和 0.2(试验名称分别为 SVI05 和 SVI02;原方案为 SVI10,即 $\text{svi} \times 1.0$),以分析该过程对降雪偏多和云水偏少现象的影响。

图 11 给出了上述敏感性试验对 24 h 地面降水预报的影响。由图可见,WSM6 方案预报的地面降雪量对 svi 过程非常敏感,随着 svi 转化率的减小,降雪范围和量级都相应减小,二者呈现正相关关系。

三个试验中对 0.1 mm 以上的降雪范围基本保持一致,但随着 svi 转换率的减少,强降雪区域则呈现逐渐减小的特征,尤其是 5.0 mm 以上的大雪区域这种关系更加显著。例如,SVI05 较 SVI10 试验在内蒙古东北部和中部地区,5 mm 以上的大雪范围显著减少;在强降雪中心,SVI10 在河北和北京中北部、山西北部地区都预报出 10 mm 以上的暴雪量级的降水,SVI05 在这些区域内预报的降水量大多下降到了 10 mm 以下的中雪,但在山西的西北部地区仍有暴雪量级的降水分布。随着 svi 的进一步减少,在上述降雪大值分布区 SVI02 试验预报的降水量较 SVI05 进一步减弱,尤其是河北和北京中北部以及山西西北部的降雪大值区域,几乎很少再出现 10 mm 以上的暴雪,另外,内蒙古东北部 5 mm 以上的大雪范围也进一步减少。

在 3.5 节的分析中我们认为,WSM6 方案对液水含量存在的明显低估现象可能与冷区的 svi 过程太强有关。为了确认二者是否存在这种影响关系,在图 12 中给出了上述三个试验预报的 24 h 平均液水(LWP)和冰水(IWP)柱积分总量的分布。由图可见,WSM6 中 svi 的转化率明显影响其 LWP 的预报,svi 转化率越小,LWP 则越多,二者呈“跷跷板”关系,这种现象符合大气物理规律,因为云水凝结和冰晶凝华过程是要“争食”大气中的过饱和水汽。SVI10 试验预报的 LWP 含量在大多数区域为 $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下,甚至很多区域在 $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下,出现严重的低估。当 svi 转化率减半时, $10 \sim 25 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 的 LWP 分布区域有较显著的增加, $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上的范围也较 SVI10 增多。当 svi 转化率减少到 20% 时,LWP 的量值和分布范围出现显著增加,模拟区域出现大范围 $25 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上的分布,在河北南部和河南北部 LWP 值甚至达到了 $100 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,相较 SVI10 试验这种变化是根本性的。同样可以看到,在 LWP 增多的区域,大气中的 IWP 则出现相应的减少(图 12b,12d,12f)。

与 ERA5 相比(图 5a 和图 12e),SVI02 试验中的 LWP 仍显偏少,结合 SVI02 试验预报的地面降水量仍大于观测的事实(图 2a 和图 11c),这可能与该试验中仍然存在较多的冰晶有关。对于敏感性试验而言,这种一刀切的处理方式虽有助于快速和简化地分析问题、追踪原因,但对 svi 过程的科学优化则需要采用恰当的参数化公式进行改进。

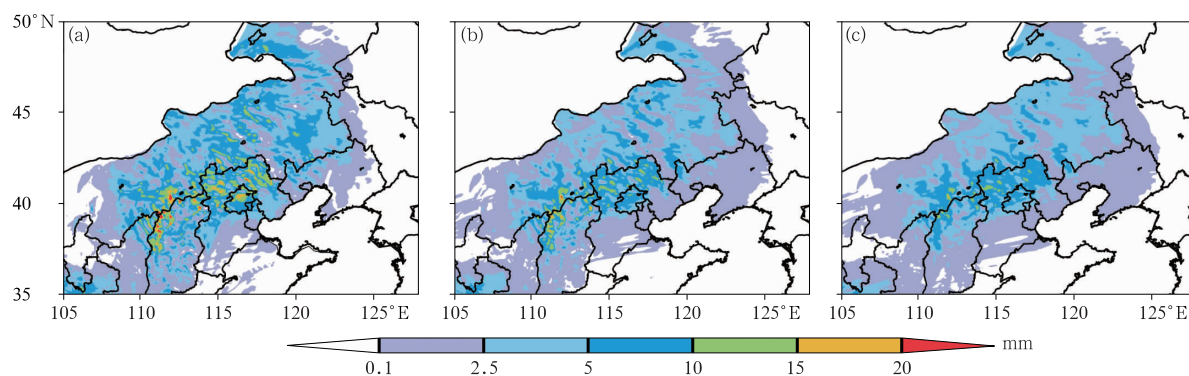


图 11 WSM6 方案中冰晶凝华/升华过程(svi)对降雪预报影响的敏感性试验(a)SVI10,(b)SVI05,(c)SVI02 模拟的 2019 年 11 月 29 日 00 时到 30 日 00 时累计降水量的水平分布

Fig. 11 Sensitivity test for the impact of ice crystal deposition/sublimation rate (svi) on surface precipitation forecast in WSM6 scheme from 00 UTC 29 to 00 UTC 30 November 2019
(a) SVI10, (b) SVI05, (c) SVI02

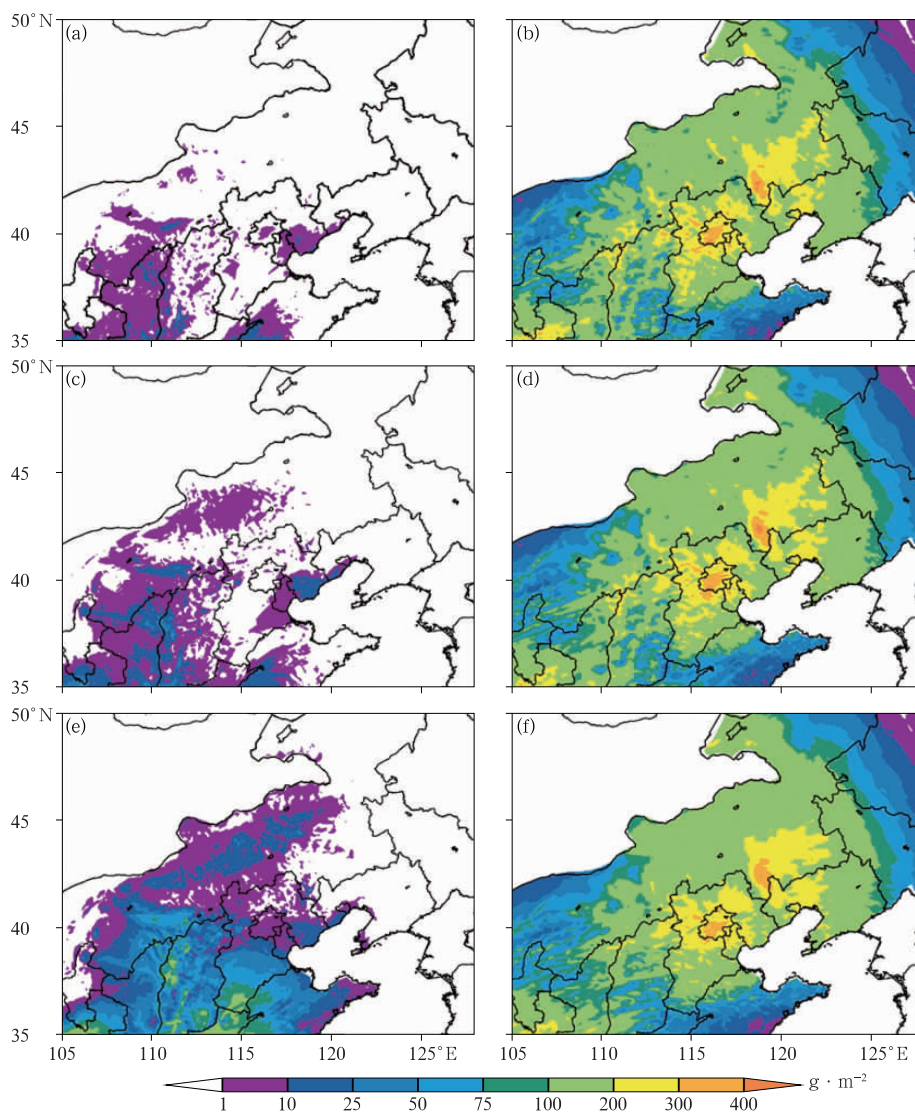


图 12 冰晶凝华/升华过程(svi)敏感性试验(a,b)SVI10,(c,d)SVI05,(e,f)SVI02 对 2019 年 11 月 29 日 00 时到 30 日 00 时 24 h 平均的(a,c,e)液水和(b,d,f)冰水柱积分总量的影响

Fig. 12 Sensitivity test for the impact of ice crystal deposition/sublimation rate (svi) on 24 h mean total liquid water path (a, c, e) and total ice water content (b, d, f) from 00 UTC 29 to 00 UTC 30 November 2019
(a, b) SVI10, (c, d) SVI05, (e, f) SVI02

5 结论与讨论

本文针对 GRAPES 区域业务模式中的 WSM6 云微物理方案对 2019 年 11 月 29—30 日的一次华北降雪过程预报偏强的原因进行了研究,通过对其预报的降水和云宏观、微观特征以及水汽相关微物理转化过程等与 Liu-Ma 方案以及 ERA5 再分析数据进行了比较,并针对发现的问题开展了敏感性试验,得到的主要结论如下:

(1) WSM6 方案明显高估了本次过程的降水量,在很多区域预报的降雪甚至达到暴雪量级, Liu-Ma 方案预报降水量与实况具有较好的一致性;冰晶和雪的沉降为 WSM6 方案在地面降水形成的最主要过程,而 Liu-Ma 方案则是以大粒子雪和霰的沉降为主要贡献。

(2) 与 ERA5 数据和 Liu-Ma 方案相比, WSM6 方案严重低估了液水柱积分总量,在水凝物的垂直廓线分布中也无法显示云水的存在;在其冰相粒子构成中, WSM6 方案是以冰晶含量为最多,雪含量次之,这与前二者中以雪为主、冰晶次之的分配特征不一致。

(3) WSM6 方案在模式低层有更多的冰晶存在,其冰晶平均落速大于 Liu-Ma 方案,二者共同作用使冰晶沉降在本次降水形成中具有重要贡献。 WSM6 方案中雪的平均落速大于 Liu-Ma 方案,结合雪的柱积分含量少于 Liu-Ma 方案,而雪沉降产生的降水却多于 Liu-Ma 方案,这较大可能是与雪的落速偏大有关。

(4) 与 Liu-Ma 方案和 Colle et al(2005)的研究结论不同,在 WSM6 方案中冰晶的凝华/升华过程(svi)在所有与水汽相关微物理转化过程中占据主导地位,由于其所占权重过大,导致雪和霰的凝华和升华过程以及云水凝结过程都明显偏弱,这是该方案冰晶明显偏多、液水明显偏少的最主要原因。

(5) 通过对 WSM6 方案中 svi 的敏感性试验表明, svi 转化率与地面降水呈正相关关系、与液水柱积分总量呈现“跷跷板”关系,当降低 svi 的转化率,地面降雪会显著减少,而液水柱积分总量则明显增多。

在本文的研究中发现, WSM6 方案预报的水凝物含量和降雪量与该方案中 svi 具有很强的敏感性,由于该过程主要影响的是冷区的云微物理过程,

在夏季的降水中是否仍具有重要作用,这需要选取夏季降两个例加以验证。对于 WSM6 方案的优化工作,未来将尝试采用多种冰晶凝华/升华的参数化公式进行试验,分析该微物理过程对不同季节云和降水预报的影响。

参考文献

- 陈双,符娇兰,2021. 华北地区雪密度不同的两次降雪过程对比分析[J]. 气象, 47(1): 36-48. Chen S, Fu J L, 2021. Comparative analysis of two snow events with different snow density in North China[J]. Meteor Mon, 47(1): 36-48(in Chinese).
- 陈小敏,刘奇俊,章建成,2007. 祁连山云系云微物理结构和人工增雨催化个例模拟研究[J]. 气象, 33(7): 33-43. Chen X M, Liu Q J, Zhang J C, 2007. A numerical simulation study on microphysical structure and cloud seeding in cloud system of Qilian Mountain Region[J]. Meteor Mon, 33(7): 33-43(in Chinese).
- 迟竹萍,龚佃利,2006. 山东一次连续性降雪过程云微物理参数数值模拟研究[J]. 气象, 32(7): 25-32. Chi Z P, Gong D L, 2006. A numerical simulation of cloud microphysics parameters for sustaining snowfall in Shandong Province[J]. Meteor Mon, 32(7): 25-32(in Chinese).
- 杜佳,杨成芳,戴翼,等,2019. 北京地区 4 月一次罕见暴雪的形成机制分析[J]. 气象, 45(10): 1363-1374. Du J, Yang C F, Dai Y, et al, 2019. Formation mechanism of an infrequent blizzard in Beijing in April[J]. Meteor Mon, 45(10): 1363-1374(in Chinese).
- 高茜,郭学良,刘香娥,等,2020. 北京北部山区两次降雪过程微物理形成机制的观测-模拟研究[J]. 大气科学, 44(2): 407-420. Gao Q, Guo X L, Liu X E, et al, 2020. Numerical simulation and observation study on microphysical formation processes of two different snowfall cases in northern mountain area of Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 44(2): 407-420(in Chinese).
- 郭良辰,付丹红,王咏薇,等,2019. 北京城市化对一次降雪过程影响的数值模拟研究[J]. 气象学报, 77(5): 835-848. Guo L C, Fu D H, Wang Y W, et al, 2019. A numerical study of urbanization impacts on a snowfall event in Beijing Area[J]. Acta Meteor Sin, 77(5): 835-848(in Chinese).
- 黄丽萍,陈德辉,邓莲堂,等,2017. GRAPES Meso V4.0 主要技术改进和预报效果检验[J]. 应用气象学报, 28(1): 25-37. Huang L P, Chen D H, Deng L T, et al, 2017. Main technical improvements of GRAPES Meso V4.0 and verification[J]. J Appl Meteor Sci, 28(1): 25-37(in Chinese).
- 黄钰,郭学良,毕凯,等,2020. 北京延庆山区降雪云物理特征的垂直观测和数值模拟研究[J]. 大气科学, 44(2): 356-370. Huang Y, Guo X L, Bi K, et al, 2020. Vertical observation and numerical simulation of the clouds physical characteristics of snow-producing over Yanqing Mountain Area in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 44(2): 356-370(in Chinese).
- 姜学恭,李彰俊,康玲,等,2006. 北方一次强降雪过程的中尺度数值模拟[J]. 高原气象, 25(3): 476-484. Jiang X G, Li Z J, Kang L,

- et al, 2006. Mesoscale numerical simulation of a heavy snowfall process in northern China[J]. *Plateau Meteor*, 25(3): 476-484 (in Chinese).
- 李慧, 苏立娟, 郑旭程, 等, 2021. 呼和浩特降雨和降雪过程粒子谱分布特征分析[J]. *气象*, 47(1): 71-81. Li H, Su L J, Zheng X C, et al, 2021. Analysis on characteristics of particle size distribution during rain and snow processes in Hohhot[J]. *Meteor Mon*, 47(1): 71-81 (in Chinese).
- 黎惠金, 李江南, 林文实, 等, 2011. 2008年初南方冻雨云物理过程的模拟研究[J]. *高原气象*, 30(4): 942-950. Li H J, Li J N, Lin W S, et al, 2011. Simulation study on microphysical process of freezing-rain event in southern China during the early 2008[J]. *Plateau Meteor*, 30(4): 942-950 (in Chinese).
- 李青春, 程丛兰, 高华, 等, 2011. 北京一次冬季回流暴雪天气过程的数值分析[J]. *气象*, 37(11): 1380-1388. Li Q C, Cheng C L, Gao H, et al, 2011. Numerical simulation and analysis on a heavy snow of return-flow events in Beijing[J]. *Meteor Mon*, 37(11): 1380-1388 (in Chinese).
- 李喆, 马占山, 刘奇俊, 等, 2019. GRAPES双参数云微物理方案的改进和云降水个例模拟研究: GRAPES_SCM对热带对流云个例的模拟研究[J]. *气象*, 45(6): 756-765. Li Z, Ma Z S, Liu Q J, et al, 2019. The improvement of GRAPES double moment cloud scheme and case study of cloud precipitation: modeling study of tropical convective cloud via GRAPES_SCM [J]. *Meteor Mon*, 45(6): 756-765 (in Chinese).
- 聂皓浩, 刘奇俊, 马占山, 2016. 高分辨率 GRAPES 模式中云微物理方案对强降水的模拟和诊断研究[J]. *气象*, 42(12): 1431-1444. Nie H H, Liu Q J, Ma Z S, 2016. Simulation and analysis of heavy precipitation using cloud microphysical scheme coupled with high-resolution GRAPES model[J]. *Meteor Mon*, 42(12): 1431-1444 (in Chinese).
- 秦华锋, 金荣花, 2008. “0703”东北暴雪成因的数值模拟研究[J]. *气象*, 34(4): 30-38. Qin H F, Jin R H, 2008. Numerical simulation study of the cause of snowstorm process in northeast of China on March 3—5 of 2007[J]. *Meteor Mon*, 34(4): 30-38 (in Chinese).
- 沈学顺, 苏勇, 胡江林, 等, 2017. GRAPES GFS 全球中期预报系统的研发和业务化[J]. *应用气象学报*, 28(1): 1-10. Shen X S, Su Y, Hu J L, et al, 2017. Development and operation transformation of GRAPES global middle-range forecast system [J]. *J Appl Meteor Sci*, 28(1): 1-10 (in Chinese).
- 孙晶, 王鹏云, 李想, 等, 2007. 北方两次不同类型降雪过程的微物理模拟研究[J]. *气象学报*, 65(1): 29-44. Sun J, Wang P Y, Li X, et al, 2007. Numerical study on microphysical processes of two different snowfall cases in North China[J]. *Acta Meteor Sin*, 65(1): 29-44 (in Chinese).
- 孙军, 马学款, 代刊, 等, 2018. 北京几次弱降水过程预报失误分析[J]. *气象*, 44(1): 26-41. Sun J, Ma X K, Dai K, et al, 2018. Analysis of unsuccessful forecasts of several weak rainfall processes in Beijing[J]. *Meteor Mon*, 44(1): 26-41 (in Chinese).
- 王丛梅, 俞小鼎, 刘瑾, 等, 2018. 弱天气尺度背景下太行山极端短时强降水预报失败案例剖析[J]. *气象*, 44(1): 107-117. Wang C M, Yu X D, Liu J, et al, 2018. Analysis of a forecast failure case of extreme flash-rain under weak synoptic-scale background in Taihang Mountain[J]. *Meteor Mon*, 44(1): 107-117 (in Chinese).
- 王坤, 张飞民, 孙超, 等, 2014. WRF-WSM3 微物理方案在青藏高原地区暴雪模拟中的改进及试验[J]. *大气科学*, 38(1): 101-109. Wang K, Zhang F M, Sun C, et al, 2014. Development and validation of WRF-WSM3 scheme in simulation of snowstorm in the Tibetan Plateau[J]. *Chin J Atmos Sci*, 38(1): 101-109 (in Chinese).
- 王淑莉, 康红文, 谷湘潜, 等, 2015. 北京 7. 21 暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟[J]. *气象*, 41(5): 544-553. Wang S L, Kang H W, Gu X Q, et al, 2015. Numerical simulation of mesoscale convective system in the warm sector of Beijing “7. 21” severe rain-storm[J]. *Meteor Mon*, 41(5): 544-553 (in Chinese).
- 吴伟, 邓莲堂, 王式功, 2011. “0911”华北暴雪的数值模拟及云微物理特征分析[J]. *气象*, 37(8): 991-998. Wu W, Deng L T, Wang S G, 2011. A numerical simulation of snowstorm in North China during 9—11 November 2009 and its cloud microphysics[J]. *Meteor Mon*, 37(8): 991-998 (in Chinese).
- 杨舒楠, 徐珺, 何立富, 等, 2017. 低层温度平流对华北雨雪天气过程的降水相态影响分析[J]. *气象*, 43(6): 665-674. Yang S N, Xu J, He L F, et al, 2017. Impacts of low-level temperature advection on the precipitation type of heavy rain-snow process in North China[J]. *Meteor Mon*, 43(6): 665-674 (in Chinese).
- 于晓晶, 于志翔, 唐永兰, 等, 2017. 不同云微物理方案对新疆冷锋暴雪的预报影响分析[J]. *暴雨灾害*, 36(1): 33-41. Yu X J, Yu Z X, Tang Y L, et al, 2017. Influence of different cloud microphysical schemes on forecasts of a cold-front snowstorm in Xinjiang [J]. *Torr Rain Dis*, 36(1): 33-41 (in Chinese).
- 郑晓辉, 徐国强, 魏荣庆, 2013. GRAPES 新云量计算方案的引进和影响试验[J]. *气象*, 39(1): 57-66. Zheng X H, Xu G Q, Wei R Q, 2013. Introducing and influence testing of the new cloud fraction scheme in the GRAPES[J]. *Meteor Mon*, 39(1): 57-66 (in Chinese).
- Barszcz A, Milbrandt J A, Thériault J M, 2018. Improving the explicit prediction of freezing rain in a kilometer-scale numerical weather prediction model[J]. *Wea Forecasting*, 33(3): 767-782.
- Chen J, Ma Z S, Li Z, et al, 2020. Vertical diffusion and cloud scheme coupling to the Charney-Phillips vertical grid in GRAPES global forecast system[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 146(730): 2191-2204.
- Colle B A, Garvert M F, Wolfe J B, et al, 2005. The 13-14 December 2001 IMPROVE-2 event. part III: simulated microphysical budgets and sensitivity studies[J]. *J Atmos Sci*, 62(10): 3535-3558.
- Colle B A, Zeng Y G, 2004. Bulk microphysical sensitivities within the MM5 for orographic precipitation. part I: the sierra 1986 event[J]. *Mon Wea Rev*, 132(12): 2780-2801.
- Comin A N, Schumacher V, Justino F, et al, 2018. Impact of different

- microphysical parameterizations on extreme snowfall events in the Southern Andes[J]. *Wea Climate Extremes*, 21:65-75.
- Dudhia J, 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. *J Atmos Sci*, 46(20):3077-3107.
- Fernández-González S, Valero F, Sánchez J L, et al, 2015. Numerical simulations of snowfall events; sensitivity analysis of physical parameterizations[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 120(19):10130-10148.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al, 2019. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5[J]. *Meteor Sec ECMWF Newsletter*, (159):17-24.
- Hersbach H, Dee D, 2016. ERA5 reanalysis is in production[J]. *ECMWF Newsletter*, (147):7.
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H, 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation[J]. *Mon Wea Rev*, 132(1):103-120.
- Iguchi T, Matsui T, Shi J J, et al, 2012. Numerical analysis using WRF-SBM for the cloud microphysical structures in the C3VP field campaign; impacts of supercooled droplets and resultant riming on snow microphysics[J]. *J Geophys Res Atmos*, 117(D23):D23206.
- Ma Z S, Liu Q J, Zhao C F, et al, 2018. Application and evaluation of an explicit prognostic cloud-cover scheme in GRAPES global forecast system[J]. *J Adv Model Earth Syst*, 10(3):652-667.
- Merino A, García-Ortega E, Fernández-González S, et al, 2019. Aircraft icing: in-cloud measurements and sensitivity to physical parameterizations[J]. *Geophys Res Lett*, 46(20):11559-11567.
- McMillen J D, Steenburgh W J, 2015. Impact of microphysics parameterizations on simulations of the 27 October 2010 Great Salt Lake-effect snowstorm[J]. *Wea Forecasting*, 30(1):136-152.
- Molthan A L, Colle B A, Yuter S E, et al, 2016. 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*, 144(11):4327-4347.
- Morrison H, Milbrandt J A, 2015. Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice particle properties. part I: scheme description and idealized tests[J]. *J Atmos Sci*, 72(1):287-311.
- Roebber P J, Bruening S L, Schultz D M, et al, 2003. Improving snowfall forecasting by diagnosing snow density[J]. *Wea Forecasting*, 18(2):264-287.
- 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.
- Thériault J M, Stewart R E, 2010. A parameterization of the microphysical processes forming many types of winter precipitation[J]. *J Atmos Sci*, 67(5):1492-1508.
- Thompson G, Rasmussen R M, Manning K, 2004. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part I: description and sensitivity analysis[J]. *Mon Wea Rev*, 132(12):519-542.
- Xu K M, Randall D A, 1996. A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models[J]. *J Atmos Sci*, 53(21):3084-3102.
- Yu R C, Zhang Y, Wang J J, et al, 2019. Recent progress in numerical atmospheric modeling in China[J]. *Adv Atmos Sci*, 36(9):938-960.