

陶玥, 李军霞, 党娟, 等. 2015. 北京一次积层混合云系结构和水分收支的数值模拟分析 [J]. 大气科学, 39 (3): 445–460, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1412.13209. Tao Yue, Li Junxia, Dang Juan, et al. 2015. A numerical study on precipitation process and moisture budget of stratiform and embedded convective cloud over Beijing area [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (3): 445–460.

北京一次积层混合云系结构和水分收支的 数值模拟分析

陶玥¹ 李军霞² 党娟¹ 李宏宇¹ 孙晶¹

¹ 中国气象科学研究院中国气象局人工影响天气中心, 北京 100081

² 山西省人工降雨防雹办公室, 太原 030002

摘 要 本文利用中国气象科学研究院 (CAMS) 中尺度云分辨模式对 2007 年 10 月的一次积层混合云降水过程进行了数值模拟。利用模拟结果结合实测资料, 研究了积层混合云系的宏观结构和降水特征, 并分析了云系的水分收支及降水效率。结果表明: 积层混合云是导致此次北京降水的主要云型; 积层混合云降水分布不均匀, 云系中微物理量的水平和垂直分布都不均匀, 具有混合相云的云物理结构。冷云降水过程占主导地位, 雪的融化对雨水的形成贡献最大。北京区域降水过程的主要水汽源地为黄海海面及蒙古国, 两支气流在陕西北部汇合后的西南气流将水汽输送到华北地区, 北京区域以外, 水汽和水凝物主要从西边界和南边界输送到域内。北京区域降水主要时段内, 水物质通量在水平方向上为净流入。对北京区域水汽、水凝物和总水物质的水分收支各项的估算表明, 水物质基本达到平衡。北京区域从 2007 年 10 月 5 日 20 时至 6 日 14 时, 总水成物降水效率、凝结率、凝华率及总水凝物降水效率分别为 5.6%、4.77%、4.19%、44.9%。

关键词 积层混合云系 水分收支 降水效率

文章编号 1006-9895(2015)03-0445-16

中图分类号 P481

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1412.13209

A Numerical Study on Precipitation Process and Moisture Budget of Stratiform and Embedded Convective Cloud over Beijing Area

TAO Yue¹, LI Junxia², DANG Juan¹, LI Hongyu¹, and SUN Jing¹

¹ Weather Modification Center, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

² Shanxi Weather Modification Office, Taiyuan 030002

Abstract In this study, the precipitation process of stratiform and embedded convective cloud during 5–6 October 2007 in the Beijing area was simulated using the Chinese Academy of Meteorological Sciences mesoscale cloud model. Based on observation data, the characteristics of the macro- and micro-structure of the cloud system and precipitation were analyzed. The authors also analyzed the moisture budget and precipitation efficiency of the cloud system. The results show that the stratiform and embedded convective cloud was the main precipitation cloud system in this Beijing-precipitation process. The precipitation distribution of the stratiform and embedded convective cloud was not uniform. In addition, the microphysical variables in the cloud system were not uniform in the horizontal and vertical directions. The stratiform and embedded convective cloud over the Beijing area had microphysical structural characteristics of a mixed phase cloud. The melting of snow was the main microphysical process contributing to raindrop

收稿日期 2014-07-03; 网络预出版日期 2014-12-30

资助项目 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201206025, 中国气象局气象关键技术集成与应用项目 CMAGJ2014M75

作者简介 陶玥, 女, 1979 年出生, 博士, 主要从事云降水物理和人工影响天气研究。E-mail: taoyuedemail@163.com

formation. The main source region of water vapor for this precipitation process in the Beijing area was the Yellow Sea and Mongolia. Two air flows merged in the north of the Shaanxi Province forming a southwest airflow that transported water vapor to northern China. Outside the Beijing area, water vapor and hydrometeor was mainly transported to the region from the western and southern boundaries. In the main precipitation period in the Beijing area, the flux of the total water substance in the horizontal direction was the net inflow. The estimation of the water budget of the water vapor, hydrometeor, and total water substance showed that the water substance was generally balanced. The precipitation efficiency, condensation rate, deposition rate, and hydrometeor precipitation efficiency were 5.6%, 4.77%, 4.19%, and 44.9%, respectively, in the Beijing area from 2000 BJT (Beijing time) 5 October to 1400 BJT 6 October 2007.

Keywords Stratiform and embedded convective cloud, The moisture budget, Precipitation efficiency

1 引言

积层混合云是我国主要降水云型,同时是一种非常有效地降水系统,在冷锋、梅雨锋、冷涡、地形云等多种天气系统中都会出现。积层混合云也是环北京地区一种主要的降水云系(王昂生等, 1987; 连志鸾和李国翠, 2005),是我国北方实施人工增雨作业的主要对象。结合观测和数值模拟结果深入分析积层混合云系宏微观结构、水分收支、降水效率,可为人工影响天气工作提供理论支持,对环北京地区的人工增雨工作有重要意义。

过去对积层混合云降水的研究多集中在梅雨锋、东北冷涡等暴雨天气,对积层混合云降水发生发展的天气学过程和降水机理研究较多,对其云微物理结构、云系中各种水分收支状况和降水效率研究较少。少数观测资料分析和数值模拟研究指出积层混合云系中微物理量在水平和垂直方向上分布都不均匀,积云中的液态水垂直积分含量大大高于层云中含量;在降水物理过程中,积层混合云不仅具有积云和层云形态混合的特征,还具有冷云过程和暖云过程共存的相态混合特征(邹倩等, 2008; 于翥和姚展予, 2009; 周黎明等, 2010; 张佃国等, 2011)。

目前,国内外许多研究人员对大气水分收支方面开展了大量研究。水汽输送状况的改变可造成区域的水汽含量变化及区域水汽收支平衡的变化,并最终导致降水的变化。大气中水汽输送的重要性已为广大学者所公认,丁一汇和胡国权(2003)、胡国权等(1991)对1998、1991年我国江淮等地持续暴雨期的水汽收支、循环特征进行了定量计算和分析。丁一汇等指出中国东部暴雨区的水汽主要是从南边界和西边界流入,东边界和北边界流出,且水汽的流入流出主要集中在中低层。马开玉和高国栋(1992)也指出,长江流域典型旱涝年夏季,我

国大气中水汽输送的特征明显不同,水汽输送通量的分布在大范围内与降水的分布和降水的特点是—致的。平凡和罗哲贤(2007)诊断分析了热带地区对流活动的水汽收支,指出深对流与浅对流在热量及水汽循环中存在较大差异,深对流中水汽的凝结及潜热释放起着主导作用。Tao et al. (1983)分析了飑线系统的水分收支,指出对流区和层状区对于地面降水都有重要作用,对流区在产生层状区降水方面起主要作用,赤道与中纬度的飑线系统的水分收支间存在差别。降水效率是研究水分收支常用的物理量。

降水效率的定义有多种。Braham (1952)首次把降水效率(PE)定义为降水量与有假绝热上升凝结的水量之比。目前,国际上降水效率的定义主要分为三类:雨水微物理降水效率(RMPE)、云微物理降水效率(CMPE)和大尺度降水效率(LSPE)(Gao and Li, 2011; Shen et al., 2013)。RMPE定义为雨强与雨水微物理收支中的降雨源项之比(Auer and Marwitz, 1968; Heymsfield and Schotz, 1985; Chong and Hauser, 1989; Doswell et al., 1996; Ferrier et al., 1996; Li et al., 2002; Tao et al., 2004; Sui et al., 2005)。由于数值模式中云微物理参数化方案广泛用于云微物理量的预报,降水效率也可以通过云微物理收支来定义,即,CMPE为雨强与云微物理收支中的降雨源项之比,云微物理收支源于云中水凝物(云水、冰晶、雪、霰)的微物理过程(Weisman and Klemp, 1982; Lipps and Hemler, 1986; Ferrier et al., 1996; Li et al., 2002; Sui et al., 2005)。LSPE定义为雨强与地面降雨收支中的降雨源项之比(Sui et al., 2007)。由于降雨源项在不同收支中不同,导致相同雨强下计算的降水效率也不同(Gao and Li, 2011; Shen et al., 2013)。Colle et al. (2005)研究了迎风坡的微物理收支状况和各云微物理过程的重要性,指出迎风坡损耗水汽最多,这

与水汽凝结核雪凝华过程有关。在高层产生的雪有 2/3 流入到背风坡, 导致迎风坡降水效率只有 50%。Hobbs et al. (1980) 把降水效率定义为垂直于雨带 1 m 宽距离的总雨强与总凝结率之比, 通过对冷锋云系的研究得出, 暖区和窄冷锋雨带的降水效率分别在 40%~50% 和 30%~50%, 高层浅对流泡里的冰粒子对宽冷锋雨带和一些暖区雨带降水的发生产生了重要的作用。李宏宇等 (2006) 提出了“拟降水效率”的定义, 拟降水效率定义为地面降水量与总水汽量之比, 认为总水汽量由悬滞水汽总量和总湿物质质量及地面累积降水组成; 分析了河南省春季低槽冷锋降水过程, 认为降水主要集中在冷锋面附近, 锋前锋后拟降水效率通常介于 10%~30%, 锋区附近达 40%~60%, 积层混合区域高达 70% 以上。洪延超和周非非 (2006) 利用数值模式, 分别计算了层状云中凝结水和凝华水的降水效率, 即凝结水和凝华水的降水量与雨水中的凝结水和凝华水的比率。周非非等 (2010) 利用数值模式, 在水物质基本达到收支平衡的条件下, 估算的河南省域总水物质降水效率、凝结率、凝华率和水凝物降水效率及水汽降水效率。

降水云系的水资源分布特征及微物理转化机制、降水云系区域大气水分的收支、循环规律, 对于开发利用空中云水资源具有重要意义, 是研究人工增雨原理、催化作业条件和催化技术方法的重要基础。人工增雨的先决条件是降水云系的存在, 而水汽是成云致雨的必要条件, 云水形成、冰粒子的增长都需要水汽。同时, 输入云中水汽如何转化为地面降水, 在降水形成过程中水汽如何分配和转化? 其转化效率和降水效率如何? 这是人工增雨潜力研究的重要基础, 有助于深入了解云和降水形成的云物理过程。弄清大气水分收支是实施人工增雨的首要问题, 也是积层混合云系人工增雨潜力研究的需要。因此, 本文选取 2007 年 10 月 5 日低槽冷锋影响北京产生中雨的积层混合云系作为研究对象, 利用中国气象科学研究院 (CAMS) 中尺度云分辨模式, 结合实测资料, 分析了此次积层混合云系宏微观结构和降水特征, 在此基础上, 重点分析了北京区域内云系中各种水分收支状况与降水效率。

2 降水过程实况分析

2007 年 10 月 5 日 20 时 (北京时, 下同) 至 6

日 20 时, 陕西北部、山西中北部、河北中部和东北部、京津的部分地区、辽宁西部等地区出现了一次大范围的降水过程, 部分地区出现中到大雨。24 小时雨带呈西南—东北走向分布, 降水分布不均匀, 有三个强降水中心, 其中位于北京的降水中心雨量约 20 mm 左右, 为中雨量级 (图 1a)。此次降水主要出现在晚上至次日下午, 其中山西至河北大范围雨带出现在晚上, 北京地区降雨主要集中在 6 日 02~14 时。

2.1 天气背景分析

从天气形势看, 5 日 20 时, 500 hPa 为西风槽环流形势 (图 2a), 并不断东移, 北京位于高空槽的东南部。700 hPa 有槽线 (图略), 在槽前为冷平流, 槽后为暖平流, 有西南气流提供水汽输送。5 日 20 时, 850 hPa 上, 河北中南部产生气旋性环流, 中心位于 (38°N, 112°E)。地面, 东北东部为阻塞高压, 西北为贝加尔湖冷高压, 两高压之间为低压辐合区, 有蒙古气旋冷锋生成 (图 2b), 自西向东移动经过北京。总之, 低槽冷锋是此次降水过程的主要影响系统。

2.2 云系的演变特征

从卫星亮温 TBB (Black-Body Temperature) 图 (图 3) 上看, 低槽冷锋云系水平范围较大, 亮温较高且相对均匀的云是层状云; 云系中存在多个低温中心, 云顶亮温最低达 -50°C 到 -60°C , 说明在大范围的层状云中存在多个对流中心, 即这次降水云系有明显的积层混合云特征。在水平方向表现为不均匀分布, 即, 大片的层状云中有多数絮状对流云团。5 日 22 时, 对应于高空槽前, 陕西、山西北部至内蒙中部上空有大片云系, 呈西南—东北走向分布 (图 3a), 受高空槽影响, 云系东移发展加强。降水云系 6 日 01 时移入北京境内, 05 时, 降水云系中的一个对流中心覆盖北京上空, 其云顶温度较低, 云顶亮温达 -40°C (图 3b), 说明云内有弱对流的积云, 积云的云顶较高, 云层较厚。随着高空槽继续东移, 北京和河北地区云系逐渐东移减弱。结合降水演变可见, 受高空槽影响, 云系自西南向东北逐渐向北京推进; 随着积层混合云中对流云团移入北京并逐渐加强, 北京地区的降水增强; 随后, 积层混合云中对流云团东移出北京, 北京区域降水减弱, 云系出现减弱的趋势。随着北京北部云系消散, 北京区域降水逐渐结束。对应 24 h 地面降水 (图 1a), 可见, 此次北京地区的降水过程主

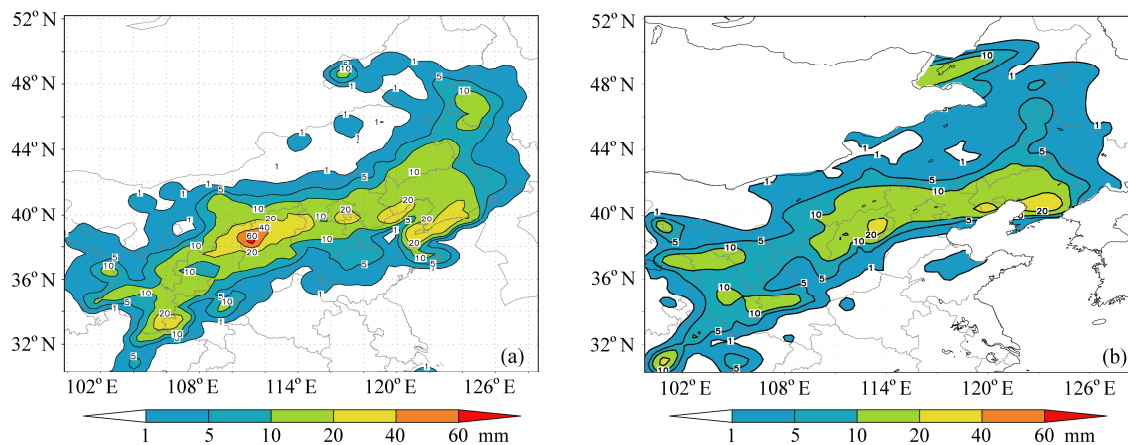


图1 2007年10月5日20时~6日20时24 h 地面降水量(单位: mm): (a) 实况; (b) 模拟

Fig. 1 (a) Observed and (b) simulated 24-hour cumulative rainfall (units: mm) from 2000 BJT (Beijing time) 5 to 2000 BJT 6 October 2007

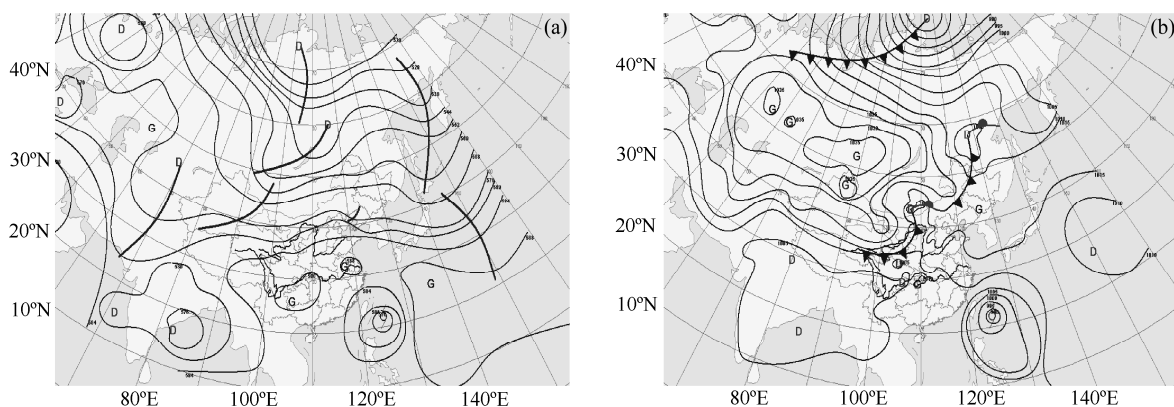


图2 2007年10月5日20时的(a) 500 hPa 高空天气形势图和(b) 地面天气图

Fig. 2 (a) 500-hPa synoptic situation chart and (b) the surface synoptic chart at 2000 BJT 5 October 2007

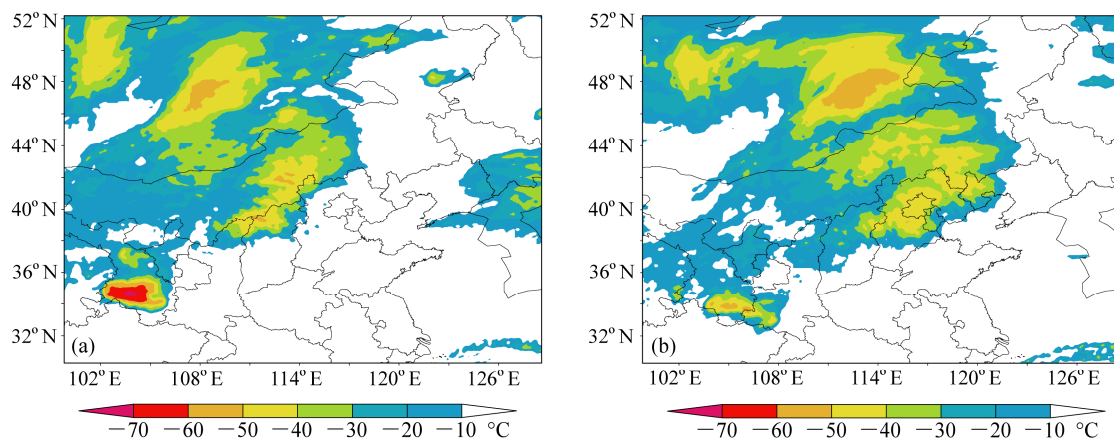


图3 2007年(a) 10月5日22时和(b) 6日05时FY-2C卫星的TBB(°C)分布

Fig. 3 Black-Body Temperature (TBB) from satellite FY-2C (units: °C) at (a) 2200 BJT 5 October 2007 and (b) 0500 BJT 6 October 2007

要由高空槽云系的东移发展造成, 积层混合云是产生此次降水的主要云系。

3 积层混合云降水过程的数值模拟

3.1 模式及模拟方案介绍

本文选用中国气象科学研究院 (CAMS) 中尺度云分辨模式对此次积层混合云过程进行数值模拟。该模式耦合了 PSU/NCAR (Penn State University/National Center for Atmospheric Research) 的非静力平衡模式 MM5v3 (Mesoscale Model) 和 CAMS (Chinese Academy of Meteorological Sciences) 复杂云微物理方案, 此方案由楼小凤等 (2002) 以胡志晋和何观芳 (1987) 早期的对流云模式和层状云模式为基础发展而来, 是一套准隐式格式的混合相双参数微物理雪晶方案。方案中水物质分别是水汽、云水、雨滴、冰晶、雪、霰, 云物理预报量有 11 个, 包括各种水成物的比质量, 雨滴、冰晶、雪、霰的比浓度以及云滴谱拓宽度。模式考虑了 31 种云物理过程, 包含 56 个方程式。模式采用准隐式计算格式, 保证了计算的正当性、稳定性和水物质守恒。与 MM5 原有的显式云降水方案相比, 预报量增加了雨、雪和霰的粒子比浓度, 完善了多个微物理过程的描述, 如云雨自动转化、冰晶核化、冰雪和雪霰的自动转化、冰晶繁生等过程。通过对降雪、台风降水、华南暴雨、长江梅雨、地形云降水等实例的模拟, 并与 MM5 原有的方案进行对比分析表明, 该方案能合理地模拟各种云降水过程, 模拟的云微物理结果合理 (孙晶等, 2009a, 2009b; 刘卫国和刘奇骏, 2007a, 2007b)。

对此次低槽冷锋云系降水过程, 模拟使用了 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) /NCAR 每 6 小时 1 次的 1° (经度) $\times 1^\circ$ (纬度) 再分析资料作为初始场。采用三重嵌套结构, D1、D2 和 D3 模拟域的分辨率分别为 30 km、10 km、3.3 km (图 4)。D1、D2 采用 KF (Kain-Fritsch) 对流参数化方案和显式方案 (CAMS 双参数冰相微物理方案) 相结合的方法, D3 不采用对流参数化方案, 仅采用显式方案。本文分析主要针对北京区域 (115.3°N – 117.5°N , 39.3°E – 41.5°E , 见图 5 中矩形区) 的模拟结果分析云系的水分收支。

3.2 模拟结果的验证

为了验证模拟结果的可靠性, 对观测和模拟的降水量、形势场分布进行了对比分析。对比模拟的

24 小时地面降水量 (图 1b) 和实况 (图 1a) 可以看出, 模拟的雨带走向、形状、降水落区的分布情况与实况降水基本一致, 但模拟的雨带略窄, 尤其是模拟的山西北部强降水区的范围和雨量比实况偏弱较多 (实况最大雨量达到 60 mm, 模拟最大雨量达到 20 mm)。由于数值模拟未采用雷达或卫星的同化技术, 模式的初始场中不含有云方面的信息, 在模拟初期 6 小时内 (10 月 05 日 20 时~6 日 02 时), 模拟雨带的强度偏弱、其移动速度比实况略慢, 且云带和雨带位置比实况偏西, 表现在 6 日 02 时 6 小时累积地面降水图 5a1、5b1 中, 观测雨区分布在山西西北、河北中东部, 山西西北大部雨量为 10 mm 左右, 局地达 30 mm 左右; 模拟雨区位置与实测接近, 但强度偏弱, 尤其是山西西北部强降水中心偏弱, 最大达 10 mm。从模拟和观测每 6 小时降水演变来看 (图 5), 模式运行 6 小时后, 模拟雨带和实况差异减小, 强降水中心的雨量和实况差异比初期 6 小时明显减小。6 日 02 时后, 雨带自西北向东南移动, 降水开始移入北京, 06 日 08 时~14 时, 观测和模拟的西南—东北走向雨带形成, 分布于山西北部—北京—河北中北部地区, 观测中大范围雨带上分布 2 个 10 mm 左右降水中心, 北京位于降水中心之一, 而模拟降水的 10 mm 降水中心合并为一个, 且北京 10 mm 降水范围比实况的略偏南, 强度和实况相当。6 日 08 时~6 日 14 时, 模拟和观测的雨带向东南移动, 降水中心移出北京。可见, 模拟 24 小时地面降水中山西北部强降水区的范围和雨量偏弱的主要原因在于模式采用的初始场中没有云方面的信息, 模拟初期, 模拟云带和雨带的强度偏弱所致。本文研究的重点区域是北京

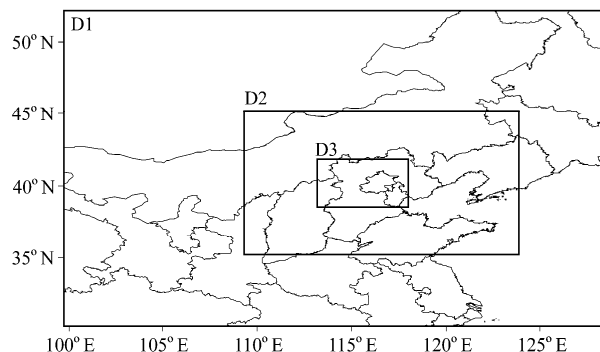


图 4 三重嵌套的模拟区域 (D1、D2、D3 分别代表第 1、2、3 层模拟域)

Fig. 4 The triple nested simulation domains used in Chinese Academy of Meteorological Sciences (CAMS) model

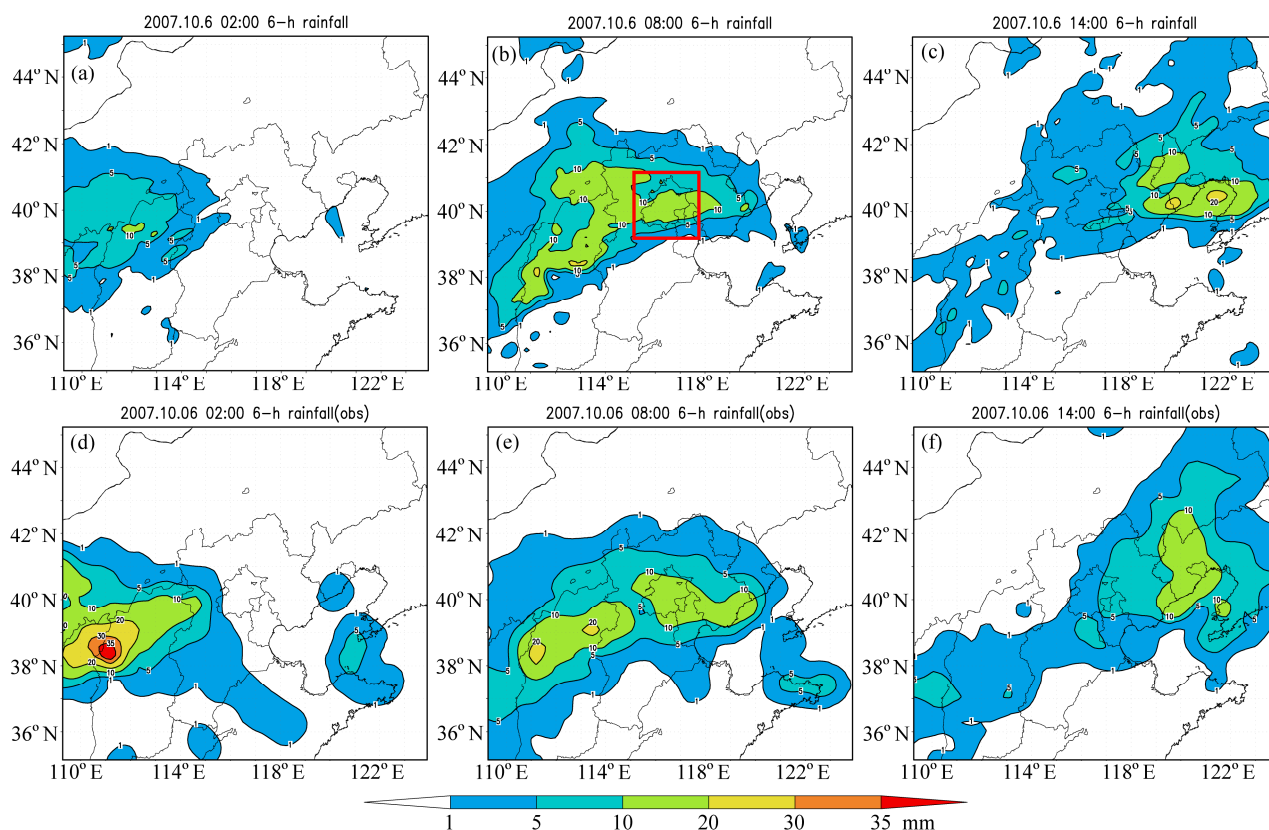


图5 模拟(上)和实测(下)的6小时地面降水量(单位: mm): (a, d) 2007年10月5日20时~6日02时; (b, e) 2007年10月6日02时~08时(图5b中矩形代表北京区域); (c, f) 2007年10月6日08时~14时

Fig. 5 Simulated (upper) and observed (lower) 6-hour cumulative rainfall (shaded): (a, d) From 2000 BJT 5 to 0200 BJT 6 October 2007; (b, e) from 0200 BJT to 0800 BJT 6 October 2007 (the rectangle area represents the Beijing region in Fig. 5b); (c, f) from 0800 BJT to 1400 BJT 6 October 2007

地区,北京降水的主要时段内(06日02时~14时),观测和模拟的北京地区的降水强度和实况相当。

总的来看,模拟的雨带范围和演变过程与实况基本一致,反映了雨带向东移动这一特点。模式模拟的各时次高、中、低层位势高度场、风场的走向和位置与同时次的实况客观分析场(图略)也基本吻合,说明模拟结果能较好的反映实况,模拟结果再现了大气环流形势和地面降水分布。

4 模拟云系的结构分布

4.1 云系的水平分布

为便于后面分析,首先给出模拟的北京区域平均雨强随时间变化(图略),可见模拟的北京区域降水主要集中在6日02时至14时,与观测一致。降雨旺盛时段为6日04时~07时,05时的区域平均最大雨强达 2.3 mm h^{-1} 。下面分析北京区域不同降水阶段模拟云系的演变情况。通过对比FY-2C卫星的TBB分布(图3)和模拟云系,模拟云系的走

向、落区和发展演变与实况云系基本一致,模拟出了云系受高空槽影响自西南向东北向北京移动,并逐渐加强,移出北京后云系逐渐减弱。模拟云系的水平结构呈不均匀分布,即,大片的层状云中有多数絮状对流云团,具有明显的积层混合云特征。

积层混合云系中不同强度的云区移动经过北京,引起北京地区降水强度的变化。根据北京区域平均雨强,将北京地区的降水划分为降水初期、降水强盛期、降水末期。图6给出了代表北京区域降水初期、降水强盛期、降水末期三个时刻模拟的云系总水凝物含水量厚度分布,分析移入北京的云系情况及其降水特征。6日01时,云系范围较大,大部分地区的总水凝物含水量厚度分布相对比较均匀,一般在 $0.1 \sim 1 \text{ mm}$ 之间,大值区在山西北部,最大值为 3 mm ,云系前沿已移入北京西部,其上空的云层较薄,含水量较小(图6a),北京西部出现弱降水。云系继续向东北移动并逐渐加强,05时,云系整体范围加大,层状云中有多数积云云团,整

个云系呈现积层混合云特征, 表现为云系中的总含水量水平分布不均匀, 有多个高含水量中心, 其中水平范围最大的含水量大值区覆盖北京大部, 总水凝物含水量厚度最大值达 3.5 mm (图 6b), 大值区是层状云区的 3 倍左右, 此时, 北京区域降水量达到最大。随后, 云系东移, 高含水量中心移出北京, 北京区域降水减小, 云系出现减弱的趋势。14 时之后, 云系明显收缩, 北京北部云系消散, 北京区域降水逐渐结束 (图 6c)。

由此可见, 积层混合云系是导致此次北京降水的主要云系。随着积层混合云中对流云团移入北京并逐渐加强, 北京地区的降水增强; 随后, 积层混合云中对流云团东移出北京, 云系出现减弱的趋势, 北京区域降水减弱。

4.2 云系的垂直结构及降水机制

利用模式细网格区域输出的云水、雨水、雪、霰和冰晶比含水量, 分析此次积层混合云降水过程及北京区域上空云的微物理结构特征。

降水初期 (6 日 01 时), 沿 40°N 的云系垂直剖面 (图略) 可见, 有大范围积层混合云系东移进入北京西部山区。在 5 km 高度上, 有层云存在, 云水含量较小, 115.5°E 上空有对流泡体存在, 雪含量丰富, 大值区在 5.5 km 高度上 (0.3 g kg^{-1}), 雪下落到暖区融化成雨水, 此时西部山区开始降雨。随着高空槽移动, 云系东移发展加强, 高空雪含量增加, 大值区东移, 北京区域地面雨水增加。

6 日 05 时为北京区域降水强盛期, 图 7 是此刻通过北京站 (40°N) 含水量的经向一垂直剖面, 北京地区 (115.3°E~117.5°E) 上空云层较为深厚, 层状云中多个对流泡体存在, 云顶高度达到 -40°C 层以上, 含有冰晶和雪的云层较厚, 云水层范围大, 含水量高, 尤其是北京东部云水深厚且过冷云水丰富。高空雪覆盖范围大, 比含水量也最大, 存在多个雪的大值区, 大值 (0.9 g kg^{-1}) 区在 5.5 km 高度上。在同时含有冰晶、雪和过冷云水的区域, 形成了霰, 霰的含水量中心与冰晶和雪的高含水量区对应。冰晶雪下落撞冻过冷水, 在零度层上方形成了较多的霰。雨水主要存在于云的暖区, 雪、霰与雨水在空间上完全匹配, 雨水含水量中心的上方就是霰和雪的含水量中心, 看来是雪霰粒子融化形成雨水, 0°C 层以下区域仍有一些未融化的雪和霰粒子。说明降水过程有冰相粒子参与, 冷云过程对降水形成起到重要的作用 (图 7b)。

之后, 强降水云东移并逐渐变弱, 雪霰粒子含量减小, 大值区东移出北京, 冷云降水作用减弱, 该地区降水也随之减弱。

为了分析云系的微观结构和降水机制, 图 8 给出了北京区域 (39.3°N~41.5°N, 115.3°E~117.5°E) 内水凝物含水量区域累加量 (区域内每个格点上的水凝物含水量进行累加) 垂直廓线的演变。由图可见, 总体而言, 按水凝物粒子含水量最大值出现的高度云中由高到低依次为冰晶、雪、霰、云水和雨水。6 日 01 时, 云系开始移入北京区域, 云中水凝物含量都较小, 但云系中雪的含量最大, 其次是云水和雨水, 霰和冰晶最小 (图 8a)。随着云系移入北京, 雪的含量不断增多, 随之雨水不断增多, 到 6 日 05 时云中水凝物含量都增加, 其中雪含量增加的最多。雪的含水量在 500 hPa 达到最大, 由 01 时的 0.8 g kg^{-1} 增加到 2.55 g kg^{-1} , 同时地面雨水的含水量也达到最大 (0.4 g kg^{-1})。在雪完全融化的高度, 雨水的含水量出现大值, 说明雪的融化对雨的形成贡献大, 即雨水主要是雪降落到 0°C 层 (600 hPa) 以下融化形成的。这表明, 冷云降水过程是北京区域雨水形成的主要过程。由于 0°C 层以下还存在较多的云水, 0°C 层附近存在少量的霰 (霰的含水量比云水小), 所以, 暖云过程 (凝结碰并过程) 和霰的融化对雨水的形成也有贡献, 其中霰的融化对雨水的形成贡献最小 (图 8b)。随后, 云系变弱东移, 雪和霰粒子含量减小, 大值区东移, 地面降水减弱, 如: 11 时 (图 8c), 云中雪和云水含水量极大值差不多大, 冰晶和霰含量较小, 可见地面降水主要由冷云过程和暖云过程共同导致。与降水强盛期时 (图 8b) 相比, 可见随着冷云降水作用减弱, 该地区降水也随之减弱。

结合云系的垂直剖面 (图 7), 图 9 给出了北京区域降水强盛期 (6 日 05 时) 云系中不同云区 (代表北京西部、中部、东部) 的云微物理结构。从图 9 可见, 云系中不同云区的微物理结构相同, 均为混合相云, 中高层为冰晶、雪, 中层为霰, 低层为云水和雨水, 但水凝物粒子含水量最大值的排序不同; 不同云区中雪的含量均为最大; 云系中不同云区形成雨水的主要微物理过程均为雪的融化过程、霰的融化过程和凝结碰并过程, 均以冷云降水过程为主, 但这三个过程对形成雨水的贡献大小不同, 对应地面雨水含量不同。如: 北京西部 (图 9a), 在雪完全融化的高度, 雨水的含水量出现大值; 霰

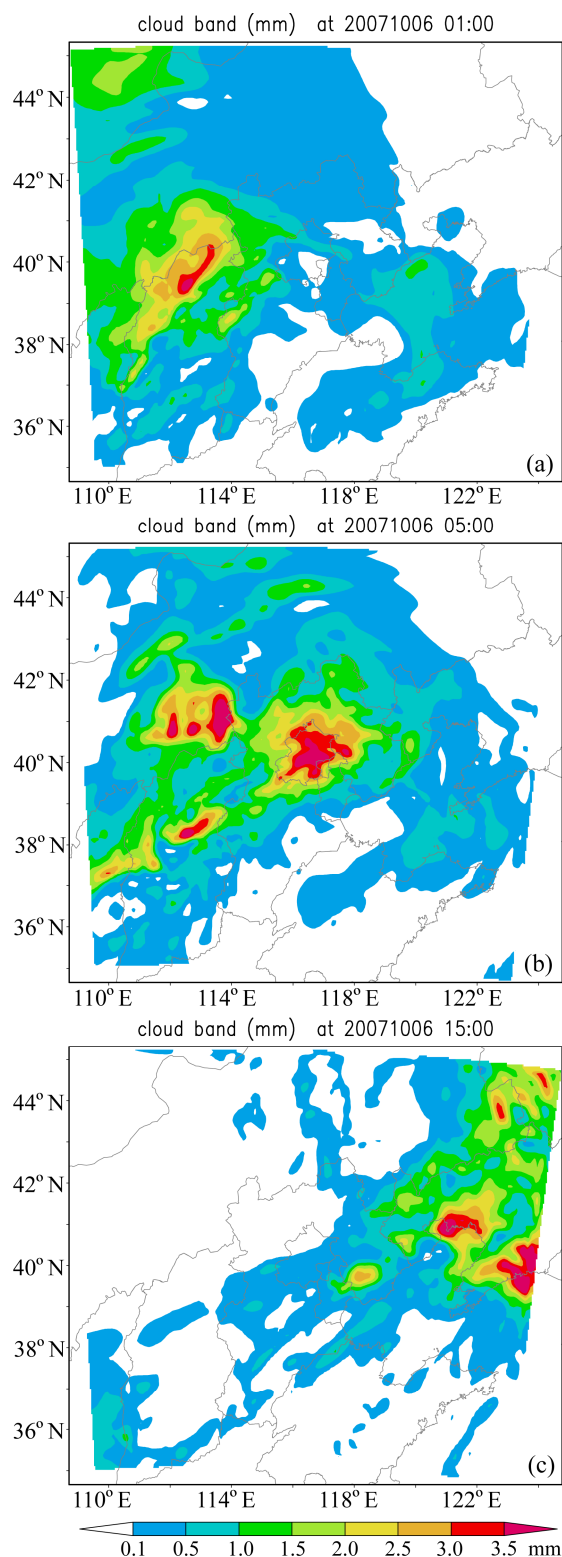


图6 2007年10月6日三个时刻模拟的云系总水凝物含水量厚度(单位: mm)的分布: (a) 01时; (b) 05时; (c) 15时

Fig. 6 The water content (mm) of the total hydrometeors for the simulated cloud system at (a) 0100 BJT, (b) 0500 BJT, and (c) 1500 BJT on 6 October 2007

和云水含量较小, 其中云水含量最小; 说明雪的融

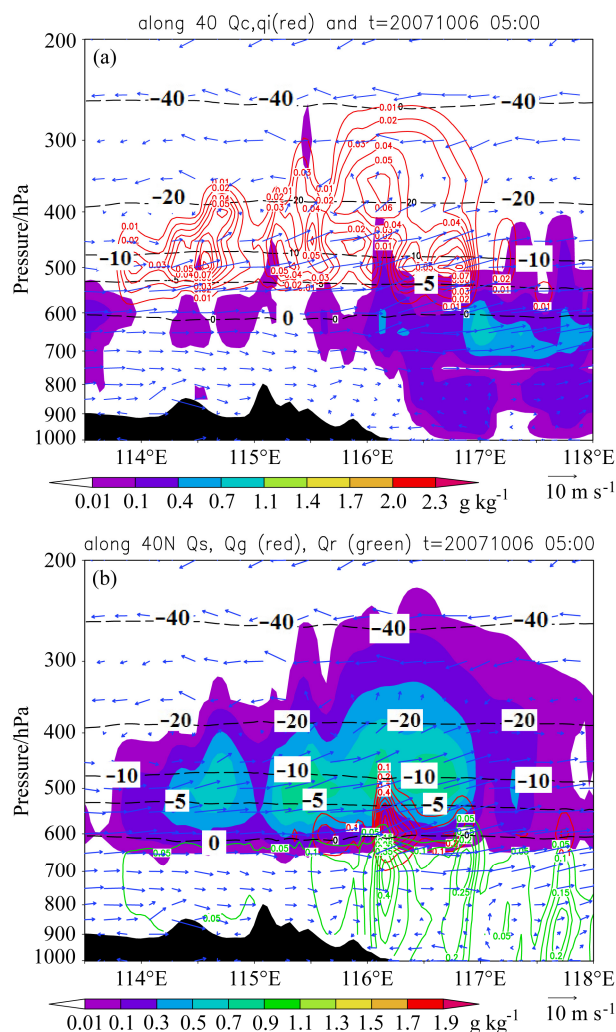


图7 2007年10月6日05时, 通过北京站(40°N)含水量(单位: g kg⁻¹)的经向-垂直剖面: (a) 云水(彩色阴影)、冰晶(红色实线)含水量; (b) 雪(彩色阴影)、霰(红色实线)和雨水(绿色实线)含水量。黑线: 等温线(°C); 箭头: 风场(单位: m s⁻¹)

Fig. 7 Vertical sections of water content (units: g kg⁻¹) of hydrometeors in simulated cloud along Beijing station (40°N) at 0530 BJT 6 October 2007: (a) Cloud water (shaded) and ice crystal (red solid line); (b) snow (shaded), graupel (red solid line), and rain (green solid line). Black line: isotherm (°C); arrow: wind field

化过程对雨水形成贡献最大。北京中部(图9b)霰的含量明显多于北京西部和东部, 中部云区中雪和霰的含量相当, 其中雪含量最大值为0.8 g kg⁻¹, 霰含量最大值为0.73 g kg⁻¹, 其次是云水, 云水含量最大值为0.45 g kg⁻¹; 在霰完全融化的高度, 雨水的含水量出现大值; 零度层以下几乎不存在雪, 而霰的含水量超过了0.7 g m⁻³, 霰的融化对雨水形成有较大贡献; 此外, 过冷水含量大, 对雪和霰的碰撞增长有利。可见, 按照形成雨水的贡献大小, 冰相粒子的融化过程最大, 凝结碰并过程最小, 冷云

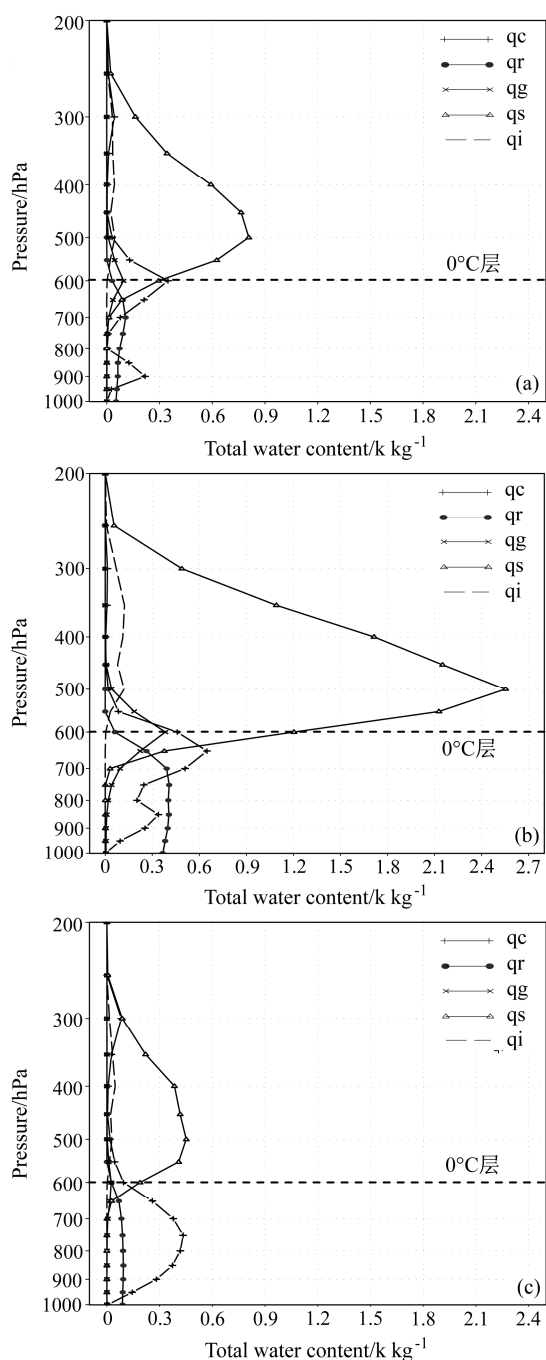


图8 北京区域(39.3°N~41.5°N, 115.3°E~117.5°E)内, 2007年10月6日三个时刻水凝物含水量区域累加量(单位: g kg^{-1})的垂直廓线: (a) 01时; (b) 05时; (c) 11时。(qc: 云水, qr: 雨水, qg: 霰, qs: 雪, qi: 冰晶)

Fig. 8 Vertical profiles of area accumulation of total water content of hydrometeors over Beijing region (39.3°N–41.5°N, 115.3°E–117.5°E) for the simulated cloud system at (a) 0100 BJT, (b) 0500 BJT, and (c) 1100 BJT on 6 October 2007. (qc: cloud water, qr: rain water, qg: graupel, qs: snow, qi: ice crystal)

过程对降水形成起到重要的作用。北京东部(图9c)含水量由大到小依次为雪、云水、霰、雨水、冰晶;

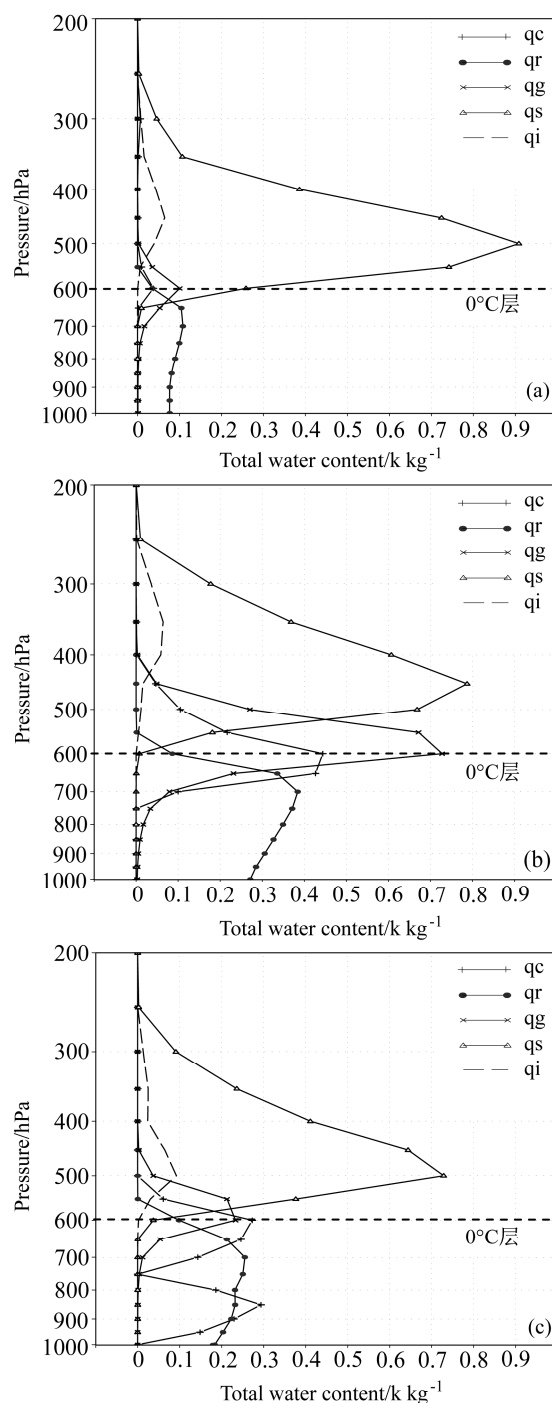


图9 2007年10月6日05时北京区域云系不同部位的水凝物含水量(单位: g kg^{-1})的垂直廓线: (a) (40°N, 115.5°E); (b) (40°N, 116.1°E); (c) (40°N, 116.9°E)

Fig. 9 Vertical profiles of total water content of hydrometeors in different places of Beijing cloud system at 0500 BJT 6 October 2007: (a) (40°N, 115.5°E); (b) (40°N, 116.1°E); (c) (40°N, 116.9°E)

霰的含量的最大值略小于云水; 说明雪的融化过程最大, 凝结碰并过程次之, 霰的融化过程最小。北京西部和东部地区云中霰的含量较小, 霰的融化对

雨水的形成贡献也较小。相对于西部和东部,北京中部云区中霰的融化过程对雨水的形成贡献较大,冷云降水过程更强,其地面雨水含量最大。

由上可见,北京地区上空积层混合云系的微物理结构具有混合相云特征。高层为冰晶、雪,中层为霰,低层为云水和雨水;其中,雪的含水量最高;冷云降水过程(雪和霰的融化)是雨水形成的主要过程,暖云降水过程对雨水的形成也有贡献,其中冰相降水过程占主导地位。北京地区云系中不同云区的降水形成机制相同,均以冷云过程为降水形成的主要过程,冰相过程对降水形成起到重要的作用,但微物理过程对形成雨水的贡献大小不同。

5 模拟云系的水分收支分析

5.1 水汽的源地及输送通道

通过对比低层等压面上北京区域的水汽输送,发现在 700 hPa 北京区域水汽辐合量最大,说明影响此次降水过程的水汽输送主要集中在对流层低层。图 10 给出了代表北京区域降水初期、降水强盛期、降水末期三个时刻模拟的 700 hPa 水汽通量散度及风场分布图。利用 6 小时 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP/NCAR 再分析资料,图 11 给出了 10 月 6 日 02 时 700 hPa 上实测的水平风场。从模拟的水汽辐合区、风场水平分布结合实测风场,可以看出,本次北京区域降水过程的主要水汽源地为黄海海面及蒙古国。一支水汽从黄海海面经过江苏、安徽、湖南,沿四川和陕西交界向东北输送,另一支水汽由蒙古气旋西侧的西北气流向东南输送,两支气流在陕西北部汇合后的西南气流将水汽输送到华北地区。北京区域的水平水汽输送以西、南入,东、北出为主。

另外,从图中可看出,在降水初期(图 10a),水汽辐合大值区主体位于北京区域的西侧,其中水平范围较小的一个水汽辐合中心的前沿开始移入北京西南部,此时北京区域并未出现明显降水。随着天气系统的发展移动,水汽辐合大值区随之向东北伸展加强,在降水强盛期(图 10b),水汽辐合高值区基本上覆盖了北京大部分地区,其辐合中心的最大值由降水初期的 $5 \text{ g s}^{-1} \text{ cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$ 增加到 $10 \text{ g s}^{-1} \text{ cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$,可见充足的水汽输送,为北京地区的强降水创造了条件。之后,随着系统的进一步东移,西南向水汽输送逐步减弱后消失,水汽通量的大值区也随之移出北京区域,北京区域降水逐渐

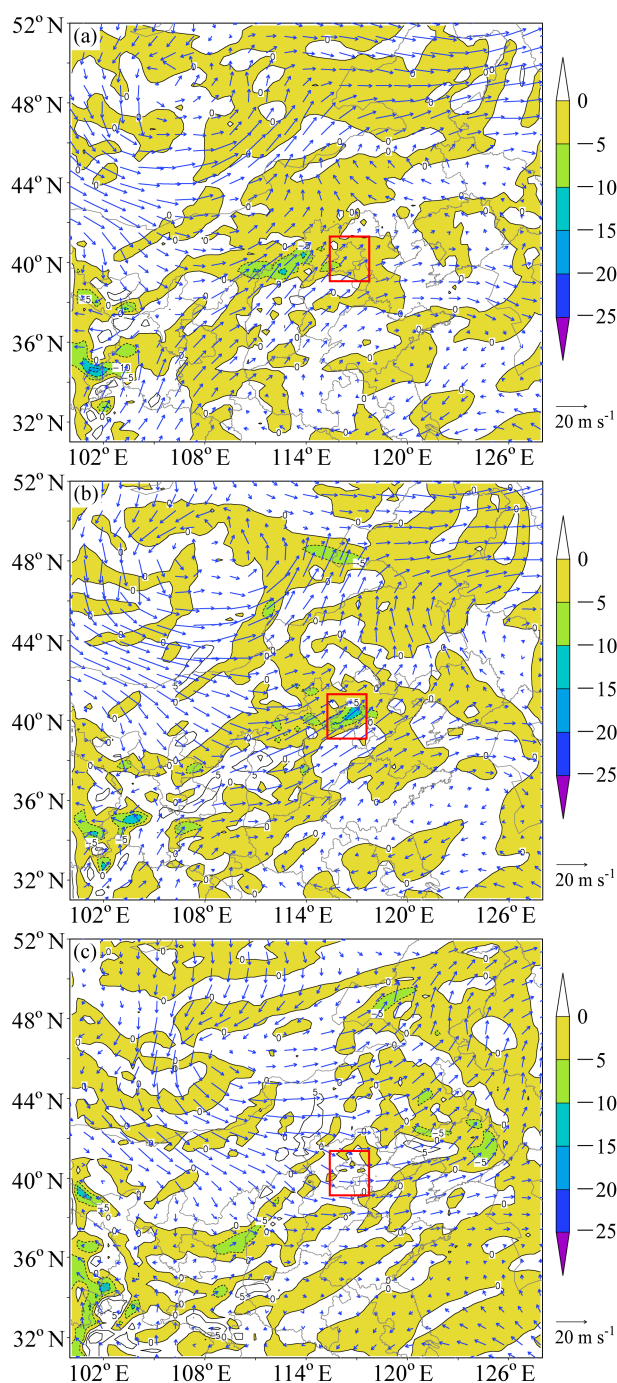


图 10 2007 年 10 月 6 日三个时刻模拟的 700 hPa 上水汽通量散度(彩色阴影,单位: $\text{g s}^{-1} \text{ cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$; 负值表示水汽的辐合)和风场(单位: m s^{-1})的水平分布:(a) 01 时;(b) 05 时;(c) 15 时。图中矩形区域为北京市范围

Fig. 10 The water vapor flux divergence (shading, units: $\text{g s}^{-1} \text{ cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$; negative value: convergence) and wind at 700 hPa for the simulated cloud system at (a) 0100 BJT, (b) 0500 BJT, and (c) 1500 BJT on 6 October 2007 (the rectangle area represents the Beijing region)

结束(图 10c)。可见,水汽强辐合区与强降水区相对应,随着北京地区水汽辐合量的增加,北京地区

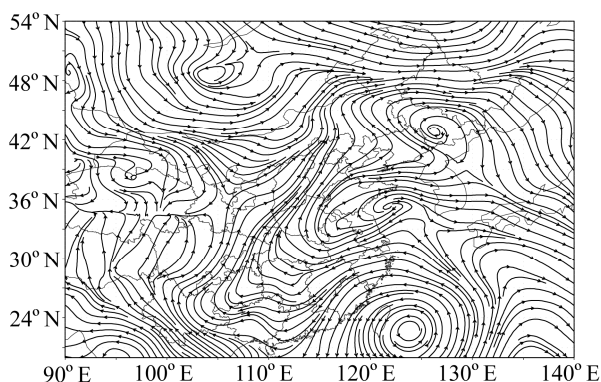


图 11 2007 年 10 月 6 日 02 时 700 hPa 上实测的水平流场

Fig. 11 The observed flow field of wind at 700 hPa at 0200 BJT 6 October 2007

降水量开始加大。

5.2 水汽和水凝物的边界输送特征

为了了解各边界不同高度上水物质输送特点, 对北京区域 ($115.3^{\circ}\text{N} \sim 117.5^{\circ}\text{N}$, $39.3^{\circ}\text{E} \sim 41.5^{\circ}\text{E}$) 各边界不同高度上的水物质通量和辐合量。辐合量 = (东边界水物质通量 - 西边界水物质通量) + (北边界水物质通量 - 南边界水物质通量), 若大于 0, 则水物质通量是辐散 (净流出), 若小于 0, 则水物质通量是辐合 (净流入)。

6 日 05 时是北京区域降水强度较大的时段, 从水汽和水凝物通量和辐合量随高度分布可以看出 (图 12), 这一区域水汽辐合主要发生在 800~450 hPa, 最大水汽辐合量位于约 700 hPa 高度, 水汽从西边界、南边界流入, 东边界、北边界流出, 水汽辐散主要在 800 hPa 以下, 最大水汽辐散量在 900 hPa, 且辐散层较薄, 水汽从东边界流入, 西边界、北边界流出。从各水凝物的通量来看, 雪的通量最大, 其次是云水、雨水、霰和冰晶。雪在 620~650 hPa 上为辐合, 从西边界、南边界流入, 从东边界、北边界流出, 420 hPa 以上为辐散, 从东边界、北边界流出。云水在 800 hPa 以下为辐合, 从南边界、西边界流入, 东边界流出。雨水辐合主要在 600~800 hPa, 从南边界、西边界流入, 从东边界、北边界流出, 800 hPa 以下为辐散, 从东流入, 从南边界、北边界、西边界流出。冰晶在 420 hPa 以上的高层为辐散, 从东边界、北边界流出, 500~420 hPa 为辐合, 从西边界、南边界流入, 从东边界、北边界流出。霰在 570 hPa 以下为辐合, 从西边界和南边界流入, 东边界、北边界流出, 在 550 hPa 以上

为辐散, 主要从东边界流出。以上分析表明, 在降水较大时段, 北京区域以外, 水汽和水凝物主要从西边界和南边界输送到域内, 具有西向风分量和南向分量的暖湿气流是云系的水分输送带。雪、云水存在明显的输送, 其中雪的辐合量最大, 说明平流输送从区域外净流入的雪量对区域内降水的增加有一定影响。主要受高层气流影响, 在高层冰晶、雪、霰存在明显的辐散。

将图 12 中各气压层的水物质通量对高度作积分, 可得穿过高为从地表到模式顶、长为各边界长度的截面积的通量如图 13 所示, 其正 (负) 值表示水物质从北京区域水平输送出去 (进来)。5 日 20 时至 6 日 11 时, 区域整层水汽通量辐合, 最大值出现在 6 日 03~05 时, 从各边界通量来看, 在云系发展过程中, 主要从西、南边界向区域内输送水汽, 从东、北边界输出水汽。6 日 11 时至 14 时, 区域整层水汽通量辐散, 主要从西、南边界输入水汽, 从东、北边界输出水汽。结合区域平均降水量变化, 北京降水区域的总体水汽收支和平均面降雨量的变化趋势相吻合, 随着水汽收入的增加, 降水量开始加大。而从水凝物各边界通量的垂直积分随时间演变可以看出 (图 13b), 这一区域总水凝物在西、南边界上流入, 到 6 日 04 时辐合量达最大。随着东边界和北边界水凝物流出增大, 总水凝物开始水平辐散, 到 6 日 06~08 时, 水凝物的辐散达到最大。北京区域降水主要时段内, 水汽及水凝物通量在水平方向上为净流入。

从以上区域边界输送特征看, 西边界和南边界是把北京区域外水汽和水凝物输送到域内的主要边界, 西、南边界上水汽的主要输入途径分别位于高层和中低层, 因而, 具有西向风分量和南向分量的暖湿气流是云系的水分输送带, 雪、云水存在明显的输送, 其中雪的辐合量最大, 说明平流输送导致从区域外净流入的雪量对区域内降水的增加有一定影响, 冰晶、雪和霰受高层气流影响存在明显的辐散, 总的水凝物表现为辐散, 但与水汽输送相比要小 1 个量级。

5.3 水分平衡和转化效率分析

利用周非非等 (2010) 提出的水分平衡和转化效率分析方法, 由 CAMS 显式云微物理方案中水汽、云水、雨水、冰晶、雪和霰的比含水量方程可以得到水汽、总水凝物和总水物质的平衡等式, 分别如 (1)~(3) 式:

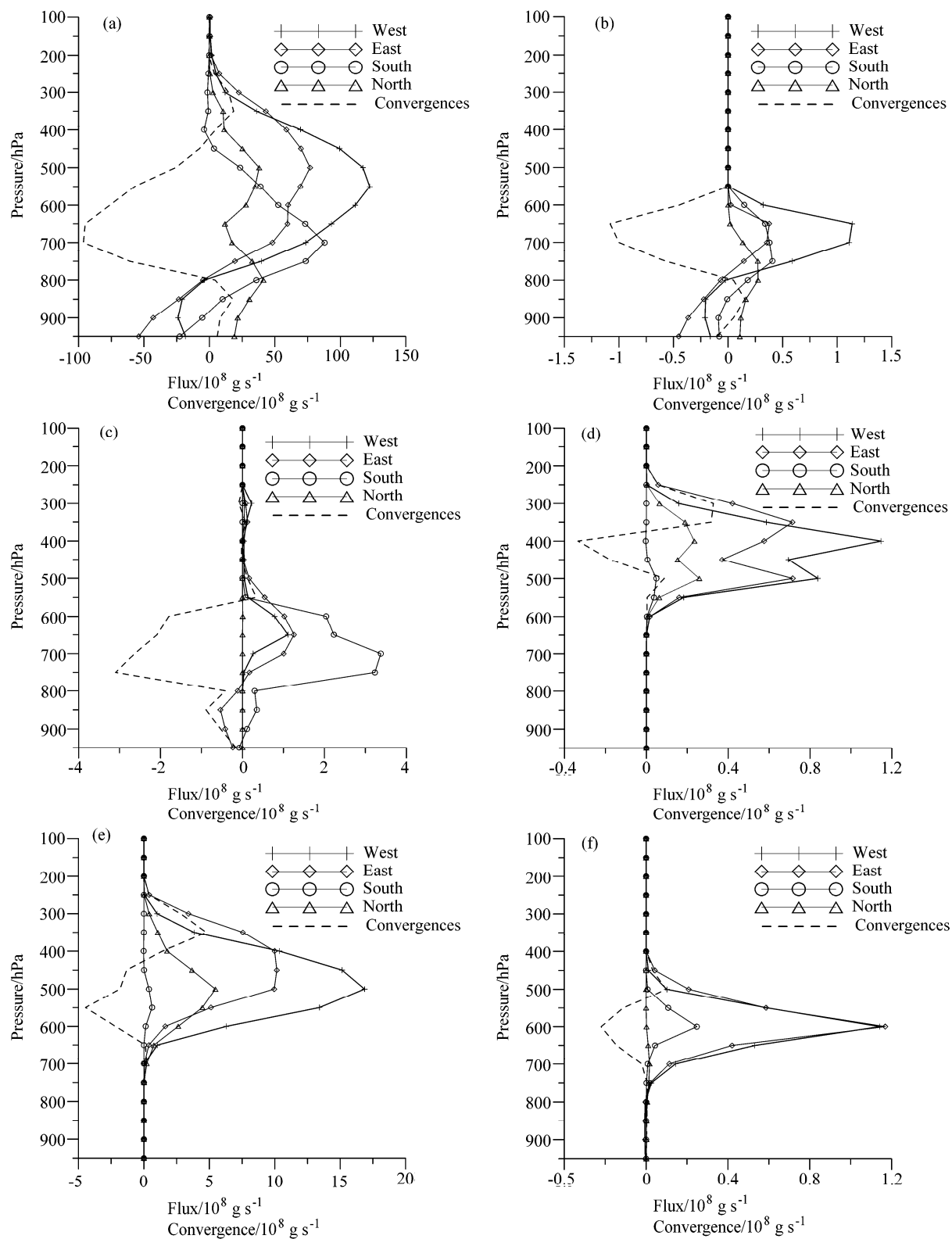


图 12 6 日 05 时穿过北京区域 ($115.3^{\circ}\text{N}\sim 117.5^{\circ}\text{N}$, $39.3^{\circ}\text{E}\sim 41.5^{\circ}\text{E}$) 各边界单位截面积的 (a) 水汽、(b) 雨水、(c) 云水、(d) 冰晶、(e) 雪、(f) 霰通量以及辐合量随高度分布

Fig. 12 Vertical distribution of the fluxes of (a) water vapor, (b) rain, (c) cloud water, (d) ice, (e) snow, (f) graupel, and the (total) convergences across each of the boundaries of the Beijing region at 0500 BJT 6 October 2007

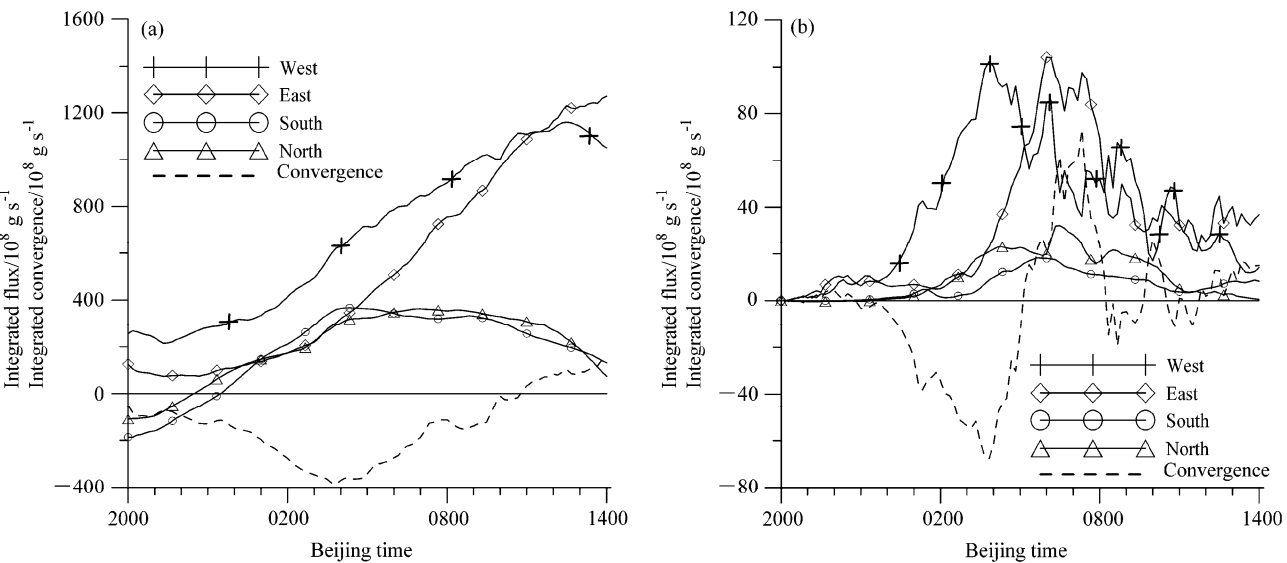


图 13 穿过北京区域各边界截面积的 (a) 水汽通量 (qv) 和辐合量的垂直积分和 (b) 总水凝物 (云水、雨水、霰、雪和冰晶) 通量和辐合量的垂直积分随时间变化

Fig. 13 Time series of the vertically integrated fluxes (solid lines) and flux convergences (dashed line) of (a) water vapor (qv) and (b) all hydrometeors across each of the boundaries of the Beijing region

表 1 水分平衡等式中各项值 (单位: kg)

Table 1 The computational values of each term in the equilibrium equations of water substances (units: kg)

水汽源项产生					水汽输	最终水汽	初始水汽				总水凝物输
生量	水汽输入量	地表蒸发量	凝结量	凝华量	出量	内留量	内留量	凝结量	凝华量	入量	入量
3.82×10^{11}	7.23×10^{12}	6.77×10^9	4.30×10^{11}	3.78×10^{11}	6.33×10^{12}	1.88×10^{12}	1.4×10^{12}	4.30×10^{11}	3.78×10^{11}	3.03×10^{11}	
蒸发量和升华	总水凝物	最终总水凝		初始总水凝	总水物质	地表蒸	总水物质	最终总水物质		初始总水物	
量之和	输出量	降水量	物内留量	物内留量	输入量	发量	输出量	降水量	内留量	质内留量	
3.82×10^{11}	2.83×10^{11}	4.99×10^{11}	1.9×10^{10}	0.0	7.533×10^{12}	6.77×10^9	6.613×10^{12}	4.99×10^{11}	1.899×10^{12}	1.4×10^{12}	

水汽源项产生量+水汽输入量+地表蒸发量-凝结量-凝华量-水汽输出量-水汽内留量变化量(最终水汽内留量-初始水汽内留量)=0, (1)

凝结量+凝华量+总水凝物输入量-蒸发量-升华量-总水凝物输出量-降水量-总水凝物内留量变化量(最终水凝物内留量-初始水凝物内留量)=0, (2)

总水物质输入量+地表蒸发量-总水物质输出量-降水量-总水凝物内留量变化量(最终水凝物内留量-初始水凝物内留量)=0. (3)

对式(1)~(3)中各项作从10月5日20时至6日14时北京区域的时间和空间的积分,估算的列在表1中。其中,凝华量=冰晶凝华量+雪凝华量+霰凝华量。最终计算出式(1)等号左边所有项的代数和为 -7.7×10^8 kg,虽然不等于0,但仅占式(1)等号左边所有正值项之和的0.01%,基本上达到平衡。式(2)等号左边约等于 -0.72×10^{11}

kg,占式(1)等号左边所有正值项之和的6.4%。

式(3)等号左边约等于 -7.12×10^9 kg,占式(1)等号左边所有正值项之和的0.94%。由于这是对北京区域在整个模拟时段的时空积分的计算结果,计算的水汽和水凝物收支出现相对较小的偏差,是在可以接受的范围内,故本文研究的水汽、水凝物和总水物质的收支均基本上达到了平衡。

在估算出水物质基本达到平衡的前提下,根据式(1)~(3)能够计算总水物质降水效率、水汽凝结(华)率和水凝物降水效率:

总水物质降水效率=降水量/(总水物质输入量+地表蒸发量+初始总水物质内留量), (4)

水汽凝结(华)率=水汽凝结(华)量/(水汽输入量+地表蒸发量+水汽源项产生量+水汽初始内留量), (5)

总水凝物降水效率=降水量/(水汽凝结量+凝华量+水凝物初始内留量+水凝物输入量). (6)

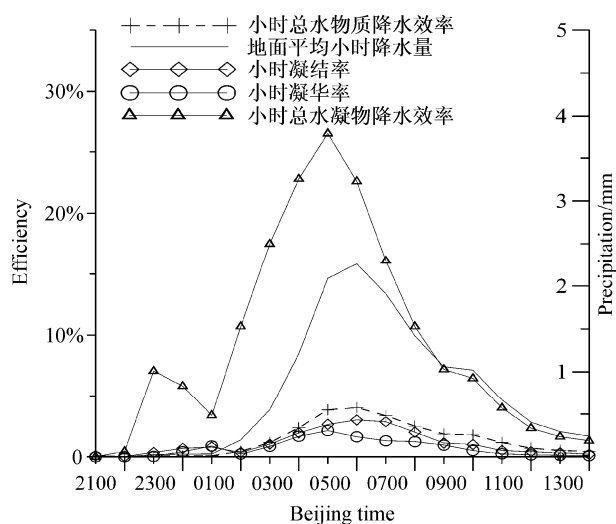


图 14 北京区域每小时总水物质降水效率、凝结率、凝华率、水凝物降水效率和地面平均小时降水量 (单位: mm h^{-1}) 的时间分布 (注: 每小时的总水物质降水效率、凝结率和凝华率、水凝物降水效率对应左边 y 轴, 地面平均小时降水量对应右边 y 轴)

Fig. 14 Time series of the hourly precipitation efficiency of all water substances, hourly condensation efficiency, hourly deposition efficiency, hourly precipitation efficiency of hydrometeors (the left y axis), and average hourly surface precipitation (the right y axis, units: mm h^{-1}) in the Beijing region

通过分别估算 (4) ~ (6) 式中各项对北京区域每小时的累积量, 求得的转化效率即为每小时的转化效率, 其中水汽 (水凝物、总水物质) 的初始内留量指的是每小时初始时刻对应的内留量。图 14 给出了每小时的总水物质降水效率、凝结率和凝华率以及水凝物降水效率随时间的演变。可以看出, 水凝物降水效率明显高于降水效率和凝结 (华) 率, 前者在 6 日 01 时至 07 时一直大于 10%, 6 日 05 时达到最大, 而后者最大也不足 5%。降水效率、凝结率、凝华率及水凝物降水效率的最大值分别为 4.02%、3.01%、2.14%、26.5%。平均小时降水量的时间分布曲线与降水效率、凝结率和凝华率的曲线较相似, 平均雨强的最大值出现在 6 日 05 时。根据 (4) ~ (6) 式估算在 5 日 20 时~6 日 14 时北京区域的时空累积量, 则总体上算得的总水物质降水效率、凝结率、凝华率及总水凝物降水效率, 其值分别为 5.6%、4.77%、4.19%、44.9%。

6 结论与讨论

(1) 本次降水过程是受高空槽影响的积层混合云降水。降水分布不均匀, 雨带中存在多个强降水

中心, 其中位于北京地区的强降水为中雨量级。

(2) 积层混合云系是导致此次北京降水的主要云系。受高空槽影响, 云系自西南向东北逐渐向北京推进; 随着积层混合云中对流云团移入北京并逐渐加强, 北京地区的降水增强; 随后, 积层混合云中对流云团东移出北京, 北京区域降水减弱, 云系出现减弱的趋势。随着北京北部云系消散, 北京区域降水逐渐结束。积层混合云在卫星 TBB 分布图上表现为大片层状云中有多数絮状对流云团, 其云顶亮温达 -40°C 。积层混合云系在水平和垂直方向都表现为不均匀分布。云系中的含水量水平分布不均匀, 有多个高含水量中心, 含水量大值区是层状云区的 3 倍左右; 垂直方向上看, 有层云存在, 云含水量较小, 其中有多数积云单体存在, 积层混合云中积云区对应的降水较大。随着积层混合云的东移加强, 积云区加强且范围增大, 积云区的高空雪含量增大, 对应地面雨水增加。

(3) 北京地区上空积层混合云系的微物理结构具有混合相云特征。高层为冰晶、雪, 中层为霰, 低层为云水和雨水; 其中, 雪的含水量最高。冷云降水过程 (雪和霰的融化) 是雨水形成的主要过程, 暖云降水过程对雨水的形成也有贡献; 其中冷云降水过程占主导地位, 雪的融化对雨水的形成贡献最大。北京地区云系中不同云区的降水形成机制相同, 均以冷云过程为降水形成的主要过程, 冰相过程对降水形成起到重要的作用, 但微物理过程对形成雨水的贡献大小不同。

(4) 北京区域降水过程的主要水汽源地为黄淮海海面及蒙古国。一支水汽从黄淮海海面经过江苏、安徽、湖南, 沿四川西部向东北输送, 另一支水汽由蒙古气旋西侧的西北气流向东南输送, 两支气流在陕西北部汇合后的西南气流将水汽输送到华北地区。北京区域的水平水汽输送以西、南入, 东、北出为主。水汽强辐合区与强降水区相对应, 降水发生区域的总体水汽收支和平均面降雨量的变化趋势相吻合, 随着水汽收入的增加, 降水量开始加大。

(5) 北京市区域以外, 水汽和水凝物主要从西边界和南边界输送到域内, 具有西向风分量和南向分量的暖湿气流是云系的水分输送带。雪、云水存在明显的输送, 其中雪的辐合量最大, 说明平流输送从区域外净流入的雪量对区域内降水的增加有一定影响。在高层冰晶、雪、霰存在明显的辐

散, 主要受高层气流影响。北京区域降水主要时段内, 水物质通量在水平方向上为净流入。

(6) 通过对北京区域水汽、水凝物和总水物质的水分收支各项的估算表明, 水物质基本达到平衡。在此基础上, 估算了总水物质降水效率、凝结(华)率和水凝物降水效率, 北京市区域内每小时的降水效率和凝结(华)率的演变分布与雨强的分布相似, 且极值出现的时刻相近。北京市区域从 5 日 20 时至 6 日 14 时, 总体上总水物质降水效率、凝结率、凝华率及水凝物降水效率分别为 5.6%、4.77%、4.19%、44.9%。

降水效率有多种不同的定义。目前, 国际上降水效率的定义主要分为三类。本文中的降水效率的定义基本属于国际中云微物理降水效率(CMPE)这一类, 它是总水物质(总水凝物)的降水效率, 全面考虑了水汽和各种水凝物(总水凝物)对降水的贡献。本文中总水物质(总水凝物)的降水效率计算, 首先从中尺度数值模式预报水汽、云水、雨水、冰晶、雪和霰的方程得到的水汽、总水凝物和总水物质的平衡等式出发, 在计算出水汽、水凝物和总水物质收支基本达到平衡的前提下, 根据平衡等式得出计算总水物质(总水凝物)的降水效率公式。

国际上主要针对热带海洋性对流云(如: 台风云系等)开展降水效率的评估研究, 利用不同降水效率的定义, 对比分析其雨水微物理降水效率(RMPE)、云微物理降水效率(CMPE)和大尺度降水效率(LSPE)的差异和原因(Weisman and Klemp, 1982; Lipps and Hemler, 1986; Ferrier et al., 1996; Li et al., 2002; Sui et al., 2005, 2007; Gao et al., 2011; Shen et al., 2013)。国外多数研究中利用 CMPE 定义评估降水效率的对象主要是海洋性对流云, 而本文评估降水效率的对象是大陆性积层混合云。由于不同性质云其降水强度不同, 导致不同类型云的降水效率存在较大差异。与海洋性对流云相比, 大陆性积层混合云的降水强度较小, 其降水效率也较小。因此, 利用 CMPE 定义评估不同类型云的降水效率, 其结果不具备可比性。

另外, 模式中不同云微物理参数化方案中云中水凝物(云水、冰晶、雪、霰等)的微物理过程不同, 也能导致计算出的云微物理降水效率(CMPE)不同。本文的云微物理参数化方案采用中国气象科学研究院 CAMS 复杂云微物理方案, 此方案与中尺度模式中的显示云微物理参数化方案不同, 则云中

水凝物(云水、冰晶、雪、霰等)的微物理过程不同, 导致计算出的总水物质(总水凝物)的降水效率不同。

鉴于不同降水效率定义所得结果存在差异以及不同类型云的云微物理降水效率计算结果存在较大差异, 本文中降水效率的结果与以往降水效率的研究结果不具有可比性。

参考文献 (References)

- Auer A H Jr, Marwitz J D. 1968. Estimates of air and moisture flux into hailstorms on the high plains [J]. *J. Appl. Meteor.*, 7: 196–198.
- Braham R R Jr. 1952. The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development [J]. *J. Meteor.*, 9 (4): 227–242.
- Chong M, Hauser D. 1989. A tropical squall line observed during the CORT 81 experiment in West Africa. Part II: Water budget [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 728–744.
- 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.
- 丁一汇, 胡国权. 2003. 1998 年中国大洪水时期的水汽收支研究 [J]. *气象学报*, 61 (2): 129–144. Ding Yihui, Hu Guoquan. 2003. A study on water vapor budget over China during the 1998 severe flood periods [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 61 (2): 129–144.
- Doswell C A III, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, 11 (4): 560–581.
- Ferrier B S, Simpson J, Tao W K. 1996. Factors responsible for precipitation efficiencies in midlatitude and tropical squall simulations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124 (10): 2100–2125.
- Gao S T, Li X F. 2011. Can water vapour process data be used to estimate precipitation efficiency [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137 (657): 969–978.
- Heymsfield G M, Schotz S. 1985. Structure and evolution of a severe squall line over Oklahoma [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113 (9): 1563–1589.
- 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.
- 洪延超, 周非非. 2006. 层状云系人工增雨潜力评估研究 [J]. *大气科学*, 30 (5): 913–926. Hong Yanchao, Zhou Feifei. 2006. The study of evaluation of potential of artificial precipitation enhancement in stratiform cloud system [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (5): 913–926.
- 胡国权, 丁一汇. 2003. 1991 年江淮暴雨时期的能量和水汽循环研究 [J]. *气象学报*, 61 (2): 146–163. Hu Guoquan, Ding Yihui. 2003. A study on the energy and water cycles over Changjiang–Huaihe River basins during the 1991 heavy rain periods [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 61 (2): 146–163.
- 胡志晋, 何观芳. 1987. 积雨云微物理过程的数值模拟(一)微物理模式 [J]. *气象学报*, 45 (4): 467–484. Hu zhijin, He Guanfang. 1987.

- Numerical simulation of microprocesses in cumulonimbus clouds (I) microphysical model [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 45 (4): 467–484.
- 李宏宇, 王华, 洪延超. 2006. 锋面云系降水中的增雨潜力数值研究 [J]. *大气科学*, 30 (2): 341–350. Li Hongyu, Wang Hua, Hong Yanchao. 2006. A numerical study of precipitation enhancement potential in frontal cloud system [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 30 (2): 341–350.
- Li X F, Sui C H, Lau K M. 2002. Precipitation efficiency in the tropical deep convective regime: A 2-D cloud resolving modeling study [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80 (2): 205–212.
- 连志鸾, 李国翠. 2005. 石家庄的云、降水和水汽特征 [J]. *气象科技*, 33 (S1): 21–26. Lian Zhiluan, Li Guocui. 2005. Analysis of characteristics of clouds precipitation and water vapor over Shijiazhuang [J]. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 2005, 33(S1): 21–26.
- Lipps F B, Hemler R S. 1986. Numerical simulation of deep tropical convection associated with large-scale convergence [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43 (17): 1796–1816.
- 刘卫国, 刘奇骏. 2007a. 祁连山夏季地形云结构和云微物理过程的模拟研究 (I): 模式云物理方案和地形云结构 [J]. *高原气象*, 26 (1): 1–15. Liu Weiguo, Liu Qijun. 2007a. The numerical simulation of orographic cloud structure and cloud microphysical processes in Qilian Mountains in summer. Part (I): Cloud microphysical scheme and orographic cloud structure [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 26 (1): 1–15.
- 刘卫国, 刘奇骏. 2007b. 祁连山夏季地形云结构和云微物理过程的模拟研究 (II): 云微物理过程和地形影响 [J]. *高原气象*, 26 (1): 16–29. Liu Weiguo, Liu Qijun. 2007b. The numerical simulation of orographic cloud structure and cloud microphysical processes in Qilian Mountains in summer. Part (II): Cloud microphysical processes and orographic influence [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 26 (1): 16–29.
- 楼小凤. 2002. MM5 模式的新显式云物理方案的建立和耦合及原微物理方案的对比分析 [D]. 北京大学博士学位论文, 140pp. Lou Xiaofeng. 2002. Development and implementation of a new explicit microphysical scheme and comparisons of original schemes of MM5 [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Peking University, 140pp.
- 马开玉, 高国栋. 1992. 长江流域典型旱/涝夏季大气中的水汽输送 [J]. *气象科学*, 12 (1): 48–56. Ma Kaiyu, Gao Guodong. 1992. Analyses of water vapor transfer characteristics over China in typical drought/flood summer in the Yangtze River valley [J]. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 12 (1): 48–56.
- 平凡, 罗哲贤. 2007. 热带对流热量与水汽收支的数值模拟研究 [J]. *地球物理学报*, 50 (5): 1351–1361. Ping Fan, Luo Zhexian. 2007. The numeral simulated study of convective heat and moisture budget in the tropical [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 50 (5): 1351–1361.
- Shen X Y, Qin T, Li X F. 2013. Effects of clouds, sea surface temperature, and its diurnal variation on precipitation efficiency [J]. *Chinese Physics B*, 22 (9): 1–9.
- Sui C H, Li X, Yang M J, et al. 2005. Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(12): 4358–4370.
- Sui C H, Li X, Yang M J. 2007. On the definition of precipitation efficiency [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (12): 4506–4513.
- 孙晶, 楼小凤, 胡志晋. 2009a. 祁连山冬季降雪个例模拟分析 (I): 降雪过程和地形影响 [J]. *高原气象*, 28 (3): 485–495. Sun Jing, Lou Xiaofeng, Hu Zhijin. 2009a. Numerical simulation of snowfall in winter of Qilian Mountains. Part (I): Snowfall process and orographic influence [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 28 (3): 485–495.
- 孙晶, 楼小凤, 史月琴, 等. 2009b. 祁连山冬季降雪个例模拟分析 (II): 人工催化试验 [J]. *高原气象*, 28 (3): 496–506. Sun Jing, Lou Xiaofeng, Shi Yueqing, et al. 2009b. Numerical simulation of snowfall in winter of Qilian Mountains. Part (II): Seeding test [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 28 (3): 496–506.
- Tao W K, Simpson J, Sui C H, et al. 1983. Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines: Comparisons and sensitivity to longwave radiation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50 (5): 673–690.
- Tao W-K, Johnson D, Shie C-L, et al. 2004. The atmospheric energy budget and large-scale precipitation efficiency of convective systems during TOGA COARE, GATE, SCSMEX, and ARM: Cloud-resolving model simulations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61 (20): 2405–2423.
- 王昂生, 徐乃璋, 梁飞燕. 1987. 北京 1980~1983 年夏季云和降水的分析研究 [J]. *大气科学*, 11 (3): 297–303. Wang Angsheng, Xu Naizhang, Liang Feiyan. 1987. The analysis and research of the cloud and the precipitation in the summers from 1980 to 1983 over the Beijing area [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 11 (3): 297–303.
- Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (6): 504–520.
- 于翊, 姚展予. 2009. 一次积层混合云降水实例的数值模拟分析 [J]. *气象*, 35 (12): 3–11. Yu Fei, Yao Zhanyu. 2009. Numerical study on the complex of the stratiform and embedded convective cloud precipitation: A case study [J]. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 35 (12): 3–11.
- 张佃国, 姚展予, 龚佃利, 等. 2011. 环北京地区积层混合云微物理结构飞机联合探测研究 [J]. *大气科学学报*, 34 (1): 109–121. Zhang Dianguo, Yao Zhanyu, Gong Dianli, et al. 2011. Microphysical structures of stratocumulus mixed cloud detected by aircraft around Beijing area [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 34 (1): 109–121.
- 周非非, 洪延超, 赵震. 2010. 一次层状云系水分收支和降水机制的数值研究 [J]. *气象学报*, 68 (2): 182–194. Zhou Feifei, Hong Yanchao, Zhao Zhen. 2010. A numerical study of the moisture budget and the mechanism for precipitation for a stratiform cloud system [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 68 (2): 182–194.
- 周黎明, 张洪生, 王俊, 等. 2010. 一次典型积层混合云降水过程雨滴谱特征 [J]. *气象科技*, 38 (S1): 73–77. Zhou Liming, Zhang Hongsheng, Wang Jun, et al. 2010. Raindrop spectral characteristics of mixed-cloud precipitation in Shandong Province [J]. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 38 (S1): 73–77.
- 邹倩, 刘奇骏, 刘卫国. 2008. 积层混合云结构和云微物理的数值模拟 [J]. *干旱气象*, 26 (2): 74–83. Zou Qian, Liu Qijun, Liu Weiguo. 2008. Numerical simulation of stratocumulus cloud structure and cloud microphysical processes [J]. *Arid Meteorology* (in Chinese), 26 (2): 74–83.