

北方两次不同类型降雪过程的微物理模拟研究^{* 1}

孙 晶^{1,2,3} 王鹏云² 李 想^{2,4} 逯 莹⁵

1 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029

2 中国气象科学研究院, 北京, 100081

3 中国科学院研究生院, 北京, 100049

4 国家气候中心, 北京, 100081

5 黑龙江省双鸭山市气象局, 双鸭山, 155100

摘 要

利用中尺度模式 MM5 分别模拟了中国北方地区两次不同类型的降雪过程: 2001 年 12 月 7—8 日的北京小雪和 1999 年 11 月 23—24 日的辽宁雨转雪过程。文中还从微物理角度研究了这两次降雪过程, 分析不同天气条件下降雪的水成物相态及其源汇项分布特点, 并初步探讨云物理过程对降水热力、动力过程的反馈作用。重点分析了云物理变量的模拟结果, 计算时采用输出水成物源、汇项小时累计量的方法, 讨论了最大降水时段内各源、汇项的分布特征, 并通过敏感性试验, 分析了水成物相变潜热作用和降水粒子的拖曳作用对云的反馈影响。结果表明, 云中水成物相态分布与温度有密切关系, 北京小雪过程为气、固两相粒子作用, 辽宁雨转雪过程为气、液、固三相粒子相互作用; 在最大降水时段内, 雪的产生主要来自于水汽凝华增长和雪收集冰晶增长, 过冷水对形成霰很关键, 冰相粒子融化加强雨的形成; 降雪过程对热力、动力过程具有一定的反馈影响, 相变潜热对上升运动和降水有正反馈作用, 降水粒子下落拖曳力对上升运动和降水有负反馈作用。辽宁降雪过程降水粒子丰富, 云物理过程对降水热力动力过程的反馈作用比北京小雪要强一些。

关键词: 降雪, 中尺度数值模式, MM5, 云微物理过程, 源汇项。

1 引 言

降雪是中国北方冬季主要天气现象。一方面, 降雪有利于北方冬小麦的生长, 缓解旱情, 净化空气; 另一方面, 也会给社会带来不利的一面, 例如青藏高原地区经常出现的暴雪天气, 雪灾严重危及牧区畜牧业, 对于大城市来说, 即使是小雪天气也会给交通、人们生活带来诸多的不便。冬季影响中国北方的降雪天气系统是多样的, 大规模冷锋系统容易引起寒潮天气, 伴随降雪还会出现大风降温等; 还有一些系统比较浅薄, 例如 2001 年 12 月 7 日华北小雪过程是受低槽东移系统所致^[1-2]; 发生在冬季的强对流系统比较少见, 但也会出现雷电雪天气^[3]。从 20 世纪 70 年代开始, 中国学者对降雪问题的研究

逐渐增多, 主要侧重于从天气气候的角度进行分析^[4-6], 但与夏季暴雨过程相比, 对雪的研究开展得还比较少。降雪同暴雨一样, 其影响系统、物理过程等方面也很复杂, 目前降雪预报对天气预报仍是一种严峻的考验, 因此有必要加强对降雪问题的研究。

目前对暴雨云微物理过程的研究已取得了一些成果, 已有的观测事实和数值模拟表明^[7-9], 发生在中国的夏季华南暴雨和长江流域梅雨锋暴雨具有气、液、固三相混合云特征。而对冬季降雪云微物理方面的数值模拟研究还比较少, 其是否也像暴雨过程一样具有混合相云特征有待进一步分析。无论是降雨还是降雪都是在一定的热力、动力条件下由云内部微物理过程产生, 除了解云中水成物的相态特征外, 还应弄清描述水成物之间相互转化的各个源

^{*} 初稿时间: 2005 年 8 月 30 日; 修改稿时间: 2006 年 5 月 22 日。

资助课题: 国家科技部科研院所社会公益专项(2002DIA20013, 2004DIB3J116), 国家自然科学基金课题(40305001)。

作者简介: 孙晶, 女, 博士, 研究方向: 云物理学和人工影响天气。

汇项的作用。暴雨微物理过程还会通过相变潜热、下落拖曳力等对环境的热力、动力过程产生非常重要的作用,而降雪过程的反馈作用也是值得研究的问题。

本文选取了中国北方两次不同类型降雪个例,分别是 2001 年 12 月 7—8 日的北京小雪天气和 1999 年 11 月 23—24 日的辽宁雨转雪天气,这两次过程均给城市带来很大的负面效应,前者使北京地区交通严重拥堵,成为媒体报道的焦点;后者给沈阳等大城市带来大面积停电。本文主要从微物理角度研究这两次降雪过程,分析不同天气条件下降雪的水成物相态及其源汇项分布特点,初步探讨云物理过程对降水热力、动力过程的反馈作用。

2 模式介绍

文中使用美国宾夕法尼亚州立大学(PSU)和美国国家大气研究中心(NCAR)所研制的中尺度数值模式 MM5v3^[10] 对两次降雪过程进行模拟。MM5v3 包括 6 种主要的云降水显式方案,即暖雨方案、简单冰相方案、混合冰相方案、Goddard 方案、Reisner 霰方案、Schultz 方案。其中 Reisner 霰方案考虑的微物理过程比较全面^[11],包括 7 个预报量:水汽、云水、雨水、冰晶、雪、霰、冰晶数浓度,考虑了 31 种微物理过程(表 1)。

表 1 MM5v3 中 Reisner 霰方案的微物理过程
Table 1 Micro-physical processes of Reisner graupel scheme in the MM5v3

物理意义	物理过程
凝结和蒸发	$P_{ccnd}, P_{revp}, P_{mltge}, P_{mltev}$
碰并	P_{gacr}, P_{gacw} $P_{iacr}, P_{iacw}, P_{iaci}$ $P_{raci}, P_{racs}, P_{racw},$ $P_{saci}, P_{sacr}, P_{sacw}$
自动转化	$P_{ccnr}, P_{icns}, P_{icng}, P_{scng}$
冻结	P_{glfr}, P_{glfc}
融化	$P_{imlt}, P_{gmilt}, P_{smilt}, P_{gacrm},$
升华和凝华	P_{gacwm} $P_{idep}, P_{gdep}, P_{sdep}$
核化和繁生	P_{idsn}, P_{ispl}

表中的下标含义为:ccnd 为水汽凝结成云水, revp 表示雨水的蒸发, mltge 表示融化霰的蒸发, mltev 表示融化雪的蒸发,碰并中的 g 表示霰, i 表示冰晶, s 表示雪, r 表示雨水, w 表示云水, gacr 表示 g 与 r 碰并产生 g, 其余类推; ccnr 表示云水向雨水自动转换, icns 表示冰晶向雪自动转换, icng 和 scng 分别表示冰晶、雪向霰自动转换; glfr 表示雨水冻结成霰, glfc 表示云水冻结成冰晶; imlt, smlt, gmilt 分别表示冰晶、雪、霰的融化, gacrm 表示雨水与霰依附使霰融化成雨, gacwm 表示云水与霰依附使霰融化成雨; idep, sdep, gdep 分别表示冰晶、雪、霰的凝华增长, idsn 表示冰晶的核化, ispl 表示冰晶的繁生。

这些微物理过程对水成物来说可以作为产生项和消耗项,即源项和汇项。通过对每种水成物的源、汇项进行细致分析,可以比较不同源、汇项对水成物的贡献大小,得出哪些微物理过程是形成水成物的主要过程,从而有利于研究降水微物理机制。

3 2001 年 12 月 7—8 日北京降雪过程

3.1 天气形势和模拟方案简介

2001 年 12 月 6 日降雪云系从青海附近出发自西向东移动经过河套地区,于 7 日 00 时(世界时,下同)云系前端到达北京,继续东移后于 7 日 09 时主体云系移出北京地区。图 1 给出 7 日 06 时的卫星云图和天气形势分布,500 hPa 东亚地区中高纬度东西两端各有一大的低槽区,在两个低槽区之间 40°—50°N 纬度范围内为平直西风气流,从 6 日到 7 日基本维持这种环流形势,表明这次过程不会有强烈的冷空气活动和剧烈的天气过程。在西风气流中有一个小槽从青藏高原东北侧开始自西向东移动,与卫星云图相对应,于 7 日 00—12 时影响北京地区。这个低槽系统在 700 和 850 hPa 上更为明显,850 hPa 还出现了 1440 gpm 的闭合中心。低槽移近北京的时间与北京降雪时间大体一致,槽前的西南气流可以带来南方的水汽和热量,槽前辐合上升是此次降雪过程可能的触发机制之一。

利用双层嵌套网格的中尺度非静力模式 MM5v3 对这次过程进行模拟,粗网格水平格距 45 km,水平格点数为 61×61,模拟范围为(28.2°—52.2°N, 101.0°—132.1°E);细网格水平格距 15 km,水平格点数为 61×61,模拟范围为(36.0°—44.0°N, 111.1°—121.6°E)。采用了 Anthes-Kuo 对流参数化方案、Reisner 霰方案、MRF 边界层方案和云辐射方案等。初始场由 NCEP 的 1°×1°格点资料形成,模拟时间从 2001 年 12 月 7 日 00 时开始,至 8 日 00 时结束。

3.2 降水量模拟

受东移低槽云系影响,2001 年 12 月 7—8 日河套地区西部至北京、河北东部出现了一次强度不大的降雪过程,观测的最大降雪量为 1.8 mm,北京地区降雪集中在 7 日 06—12 时。从模拟和观测的每 6 h 降水演变可看出(图 2),降水中心由西向东移动,与低槽云系相应。7 日 06 时,模拟和实测的降

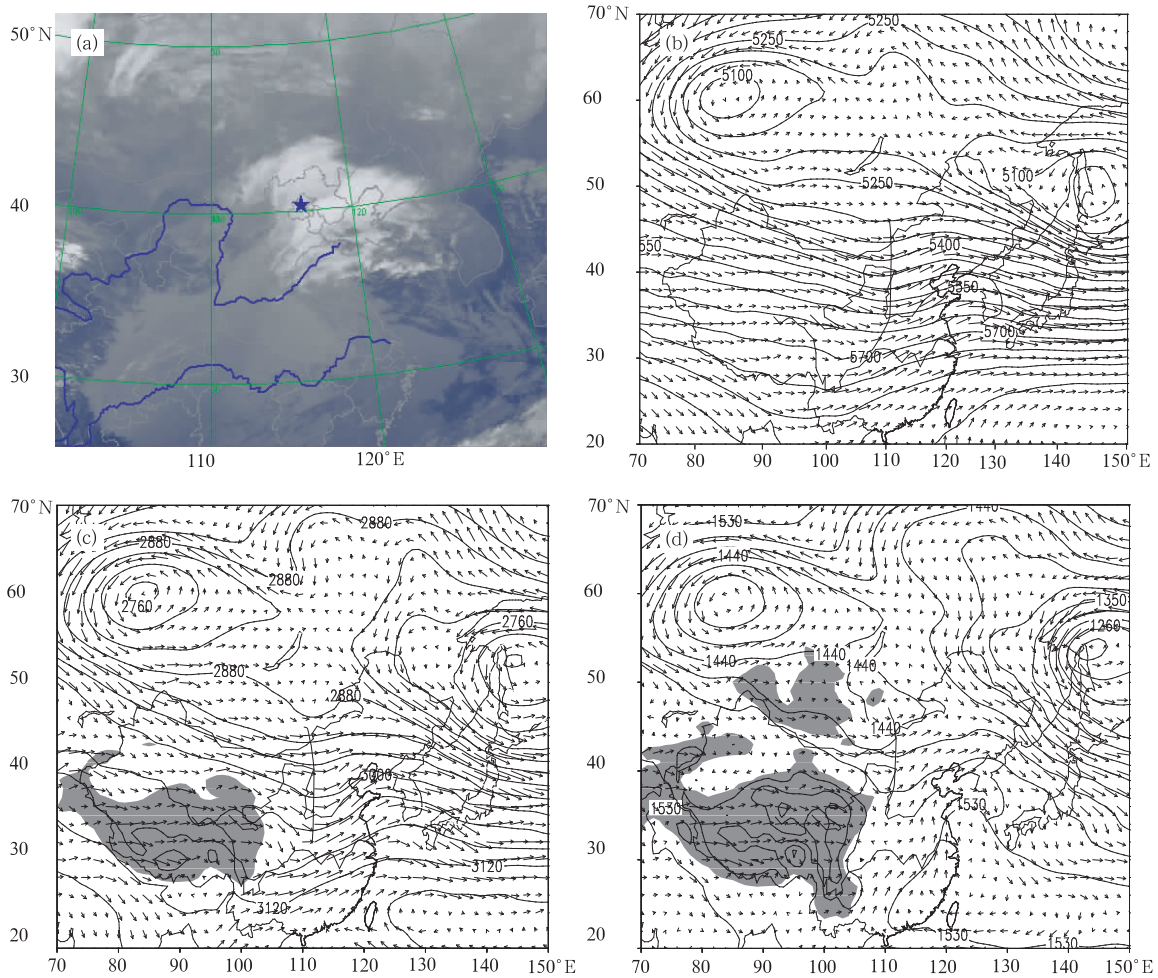


图1 2001年12月7日06时卫星云图(a)和在500 hPa(b)、700 hPa(c)、850 hPa(d)的高度场和风场
(c)中阴影表示地形高度大于3000 m;(d)中阴影表示地形高度大于1500 m)

Fig. 1 The infrared image (a) and 500 hPa (b), 700 hPa (c), 850 hPa (d) height (solid line) and wind (vector) fields at 06:00 UTC 7 December 2001
(Shading depicts the terrain higher than 3000 m and 1500 m in (c) and (d), respectively)

水均分布于北京西侧的山西、河北境内;7日12时,降水东移至北京地区,模拟最大降水量为1.5 mm,略小于观测值;7日14时,移出华北地区。北京地区降雪最强时段为7日08—09时。图3为实测和模拟的24 h降水分布,模拟的雪区呈东西走向带状分布,与实际观测基本一致。模拟结果比较好地表现出降雪系统的东移过程并呈带状分布的特点。

3.3 水成物相态分布

这次过程整个气层的温度在 0°C 以下,近地面温度在 -5°C 左右,没有液态粒子存在,云体由冰晶和雪所构成。从7日06时和09时沿 40°N 垂直剖面来看(图4),在700 hPa以上至300 hPa的中高层西风分量远远大于低层,西风将冰粒子向东吹送,使

得冰云在垂直方向上随高度的增加而向东倾斜。云体随时间逐渐由西向东移动,地面降雪中心也随之东移。水汽分布特点与冰粒子相似,水汽含量最大值为 1.6 g/kg 。对于北京地区($40^{\circ}\text{N}, 116.3^{\circ}\text{E}$)来说,云体在垂直方向倾斜使冰云由高层向低层发展,从沿 116.3°E 的南北向剖面图可清楚看到冰云演变情况(图5):7日03时,北京地区还未开始降雪,冰相粒子首先出现在600—300 hPa,雪的最大含水量为 0.035 g/kg ,与冰相粒子分布相对应的750—300 hPa为大片的上升运动区,最大升速为 0.14 m/s 。06时,冰云厚度逐渐增加,已向下扩展到900 hPa。冰相粒子含水量大值区附近仍维持着 0.14 m/s 的上升运动。此后,随着雪区的东移,北京地区上空冰

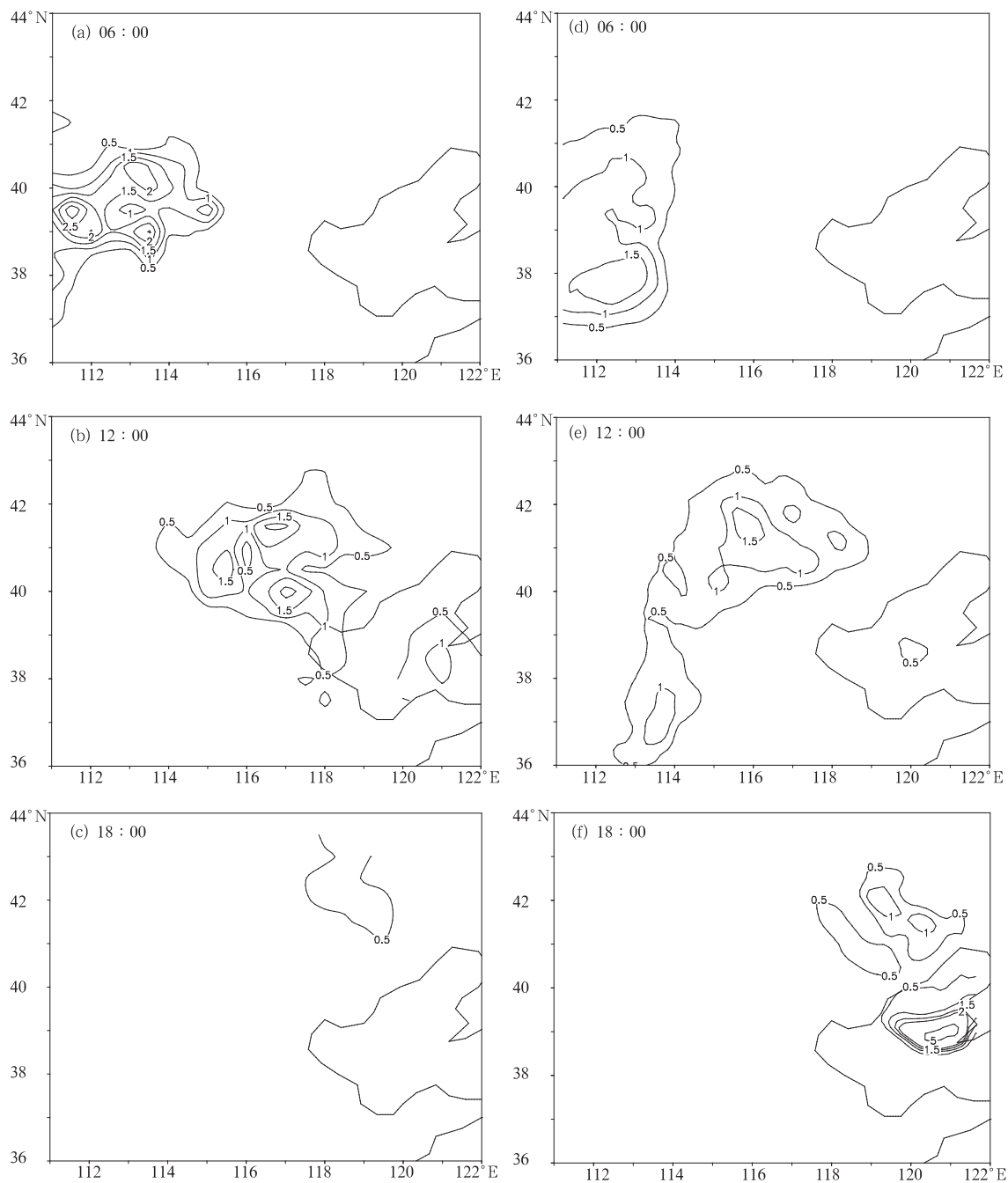


图2 2001年12月7日实况(a—c)和模拟(d—f)的6 h降水(mm)分布

Fig. 2 Observed (a—c) and simulated (d—f) 6-hour rainfalls (mm) at (a, b) 06:00, (c, d) 12:00, and (e, f) 18:00 UTC 7 December 2001

相粒子含水量大值中心的高度逐渐降低,07时雪和冰晶降落至地面,表明降雪开始。09时,北京地区处于降雪最大时段,雪最大含水量为 0.065 g/kg ,上升速度开始减小,雪区的北面出现下沉运动。12时,冰相粒子含水量明显减少,云中大部分为下沉运动,垂直速度非常小。冰云开始衰减,趋于消亡,到

7日15时降雪基本结束。

在整个过程中,雪区由西向东移动,北京地区降雪从7日07时开始,14时结束,降雪量仅有 1.5 mm 。云体由冰晶和雪构成,几乎没有过冷水,也没有霰的生成。冰云水平尺度较大,超过 800 km ,上升速度的量级为 0.1 m/s ,具有冷性层状

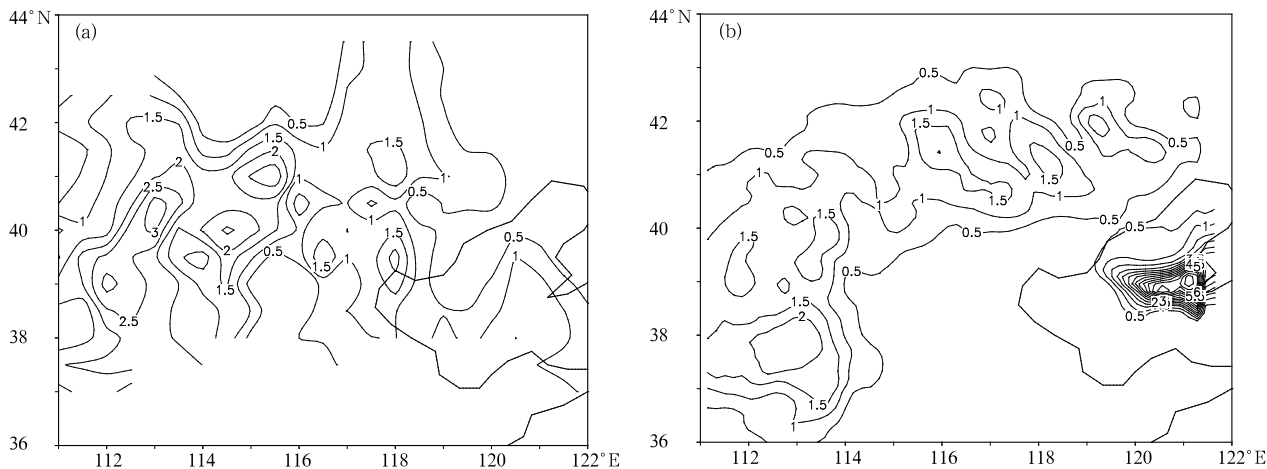


图 3 2001 年 12 月 7 日至 8 日实况 (a) 和模拟 (b) 的 24 h 降水(mm)分布

Fig. 3 Observed (a) and simulated (b) 24-hour rainfall (mm) from 7 to 8 December 2001

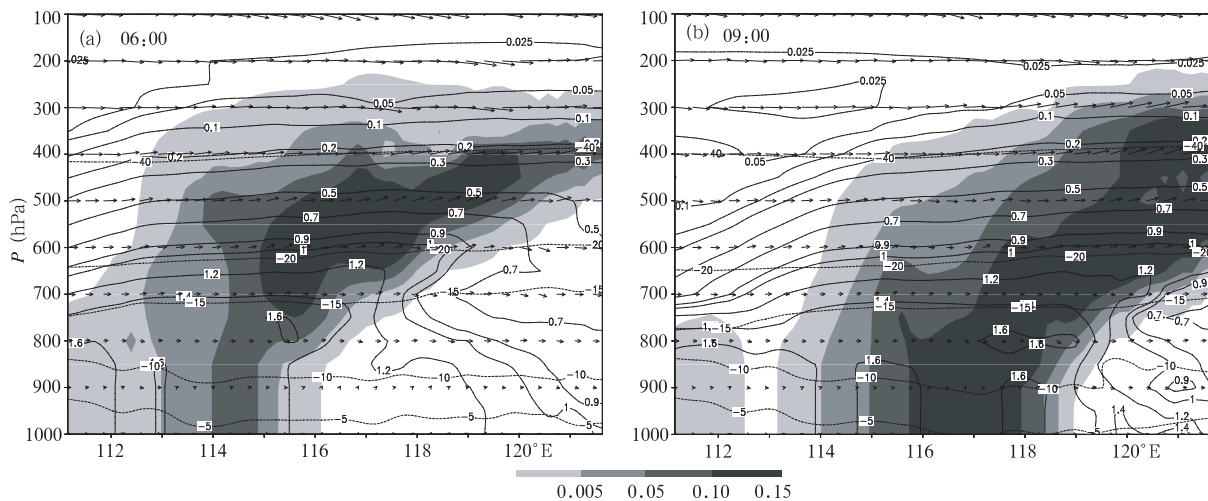


图 4 2001 年 12 月 7 日沿 40°N 冰粒子(阴影)和水汽(实线)含水量(g/kg)、温度(虚线,℃)和风场的垂直剖面

Fig. 4 Vertical cross sections of ice phase particles (shading, g/kg), water vapor (solid line, g/kg), temperature (dash line, °C) and wind vector along 40°N at (a) 06:00 and (b) 09:00 UTC 7 December 2001

云特征。冰云发展初期,云层较薄,随着时间的增加,冰云的上界有所上升,下界下降,云层厚度增加,但冰云向上伸展不大,而向下发展较快,所以冰云逐渐由高云(7日03时)变为中低云(7日06时),产生地面降雪(7日09时)。上升气流在冰云形成过程中起主导作用,上升气流大,冰云的含水量大,云厚也大(7日03—09时)。

3.4 雪和其源项

为了研究微物理过程源汇项在某个时段(如降水最大时段)内对水成物形成的作用,本文计算了水成物和源、汇项小时累计量,即每小时的变化量,单位为 $\text{g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$,这样可以对某一降水时段内源、汇项对水成物的贡献进行分析。

模拟的7日08—09时北京地区1h降水量最大为0.4 mm, (40°N, 116.3°E)处于地面降雪中心,雪及其源项小时累计量这一时段的垂直分布如图6所示,雪的增长主要分布在500 hPa以下的中低层,高度越低增长越大,最大在近地面985 hPa附近,为 $0.236 \text{ g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$ 。表2给出了雪主要源项最大值分布特征,从图6和表2可以看出,雪的水汽凝华增长和雪与冰晶碰并增长是雪的主要物理过程,其水平分布与雪非常相似(图略)。由于此次过程无云水雨水存在,云水雨水的碰冻过程不起作用;另外,冰晶自动转换的量级非常小,可以忽略不计。水汽凝华增长量要大于雪与冰晶碰并的增长量,因此在降雪最大时段内水汽对雪的贡献是主要的。

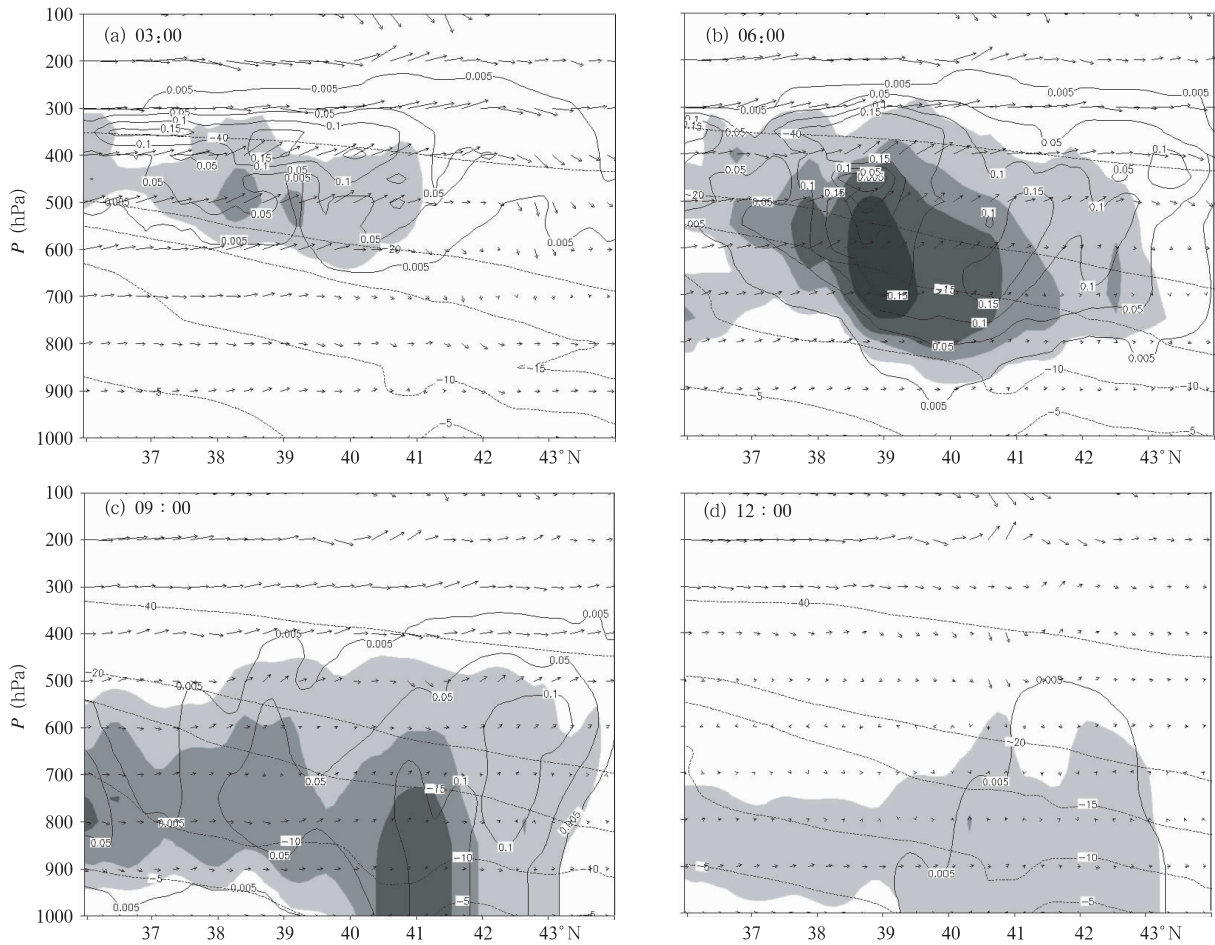


图 5 2001 年 12 月 7 日沿 116.3°E 雪(阴影)、冰晶(实线)含水量(g/kg)、温度(虚线,℃)和风场的垂直剖面
Fig. 5 Same as Fig. 4 but for along 116.3°E at (a) 03:00, (b) 06:00, (c) 09:00 and (d) 12:00 UTC 7 December 2001

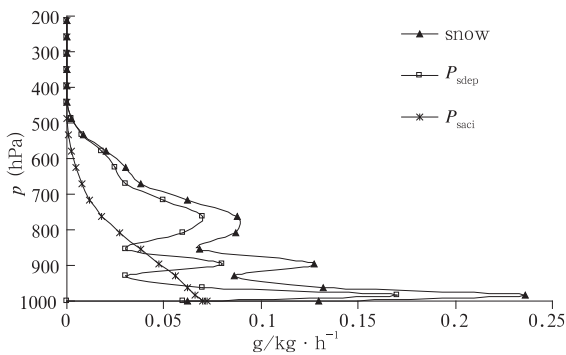


图 6 2001 年 12 月 7 日 08—09 时地面降雪中心(40°N, 116.3°E)雪及其主要源项累计量的垂直分布
Fig. 6 Vertical distribution of accumulative values of snow and its main sources at surface snowfall center (40°N, 116.3°E) from 08:00 to 09:00 UTC 7 December 2001

3.5 水成物对热力动力过程反馈影响

为了研究云微物理过程产生的相变潜热和拖曳力对降水热力动力过程的反馈影响,本文做两种敏感性试验,试验一忽略热力方程中的相变潜热项,下

表 2 2001 年 12 月 7 日 08—09 时雪的主要源项
最大值分布特征

Table 2 Distributive characteristics of the maximum values of major snow sources from 08:00 to 09:00UTC 7 Dec 2001

雪的源项	物理意义	气压层(hPa)	大小(g/kg · h ⁻¹)
P_{sdep}	雪的凝华增长	985	0.17
P_{saci}	雪与冰晶碰并增长	1000	0.072

称“heat 试验”;试验二忽略垂直运动方程中的拖曳力项,下称“drag 试验”。试验中其他模式参数保持不变。

7 日 06 时云体发展比较旺盛,从控制试验相当位温(图 7a)、垂直速度(图 7b)可知,大气层结比较稳定,垂直上升运动区位于中高层 700—200 hPa,中心在 400—500 hPa,最大上升气流为 0.12 m/s。此时冰粒子也主要分布在 850—300 hPa(图 5b),冰晶含水量

中心位于 400—600 hPa,与上升运动中心基本对应,雪含水量中心略低,位于 500—700 hPa。不考虑相变潜热(“heat 试验”)和不考虑降水粒子拖曳力(“drag 试验”)后,用两个试验结果减去控制试验得到差值。“heat 试验”结果是:(1)如图 7d,600 hPa 以下相当位温增加,600—300 hPa 减小,300 hPa 以上增加,但变化值太小,最大仅有 1.5 K。从不做差值的“heat 试验”相当位温剖面上看层结没有大的改变(图略),还是基本稳定;(2)垂直速度变化比较复杂(图 7e),出现了局地正负小中心,但整体上以削弱中高层的上升速度为主,最大减小了 0.05 m/s;(3)地面总降水减少(图 7f),最大减少 0.5 mm。反之即说明相变潜热使上升速度和降水都得到增

强。“drag 试验”结果是:(1)相当位温普遍减小(图 7g),变化幅度小于“heat 试验”,最大值仅为 0.09 K;(2)垂直速度的变化幅度也小于“heat 试验”(图 7h),最大变化为 0.02 m/s;(3)地面总降水增加(图 7i),最大增加 0.1 mm,说明冰粒子的拖曳力虽然不大,但也可以对降水起到减幅作用。从两个试验可看出,这次弱降雪过程虽然缺少液态粒子,水成物的相态变化受到削弱,但冰粒子的凝华增长仍然释放了一定相变潜热。尽管云中冰相粒子比质量较小,但粒子在下落时也产生拖曳力。因此在这次弱降雪过程中,水成物的相变潜热作用和下落拖曳作用对降水具有一定的热力动力反馈,相变潜热作用的反馈影响大于下落拖曳作用。

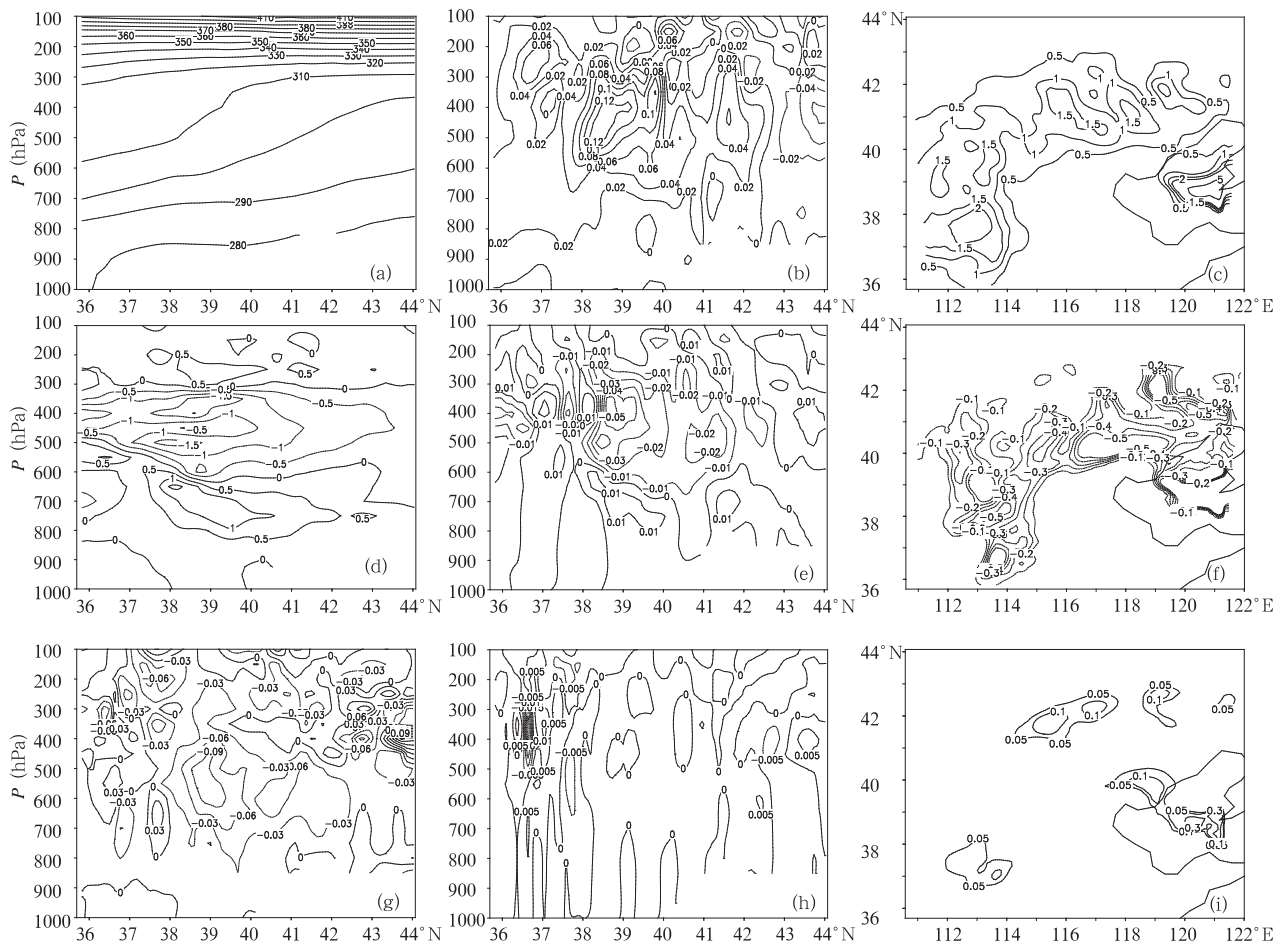


图 7 2001 年 12 月 7 日 06 时沿 116.3°E 相当位温 θ_e (K)、垂直速度 w (m/s)、24 h 降水量 R (mm)的垂直剖面

((a,b,c)分别为控制试验的 θ_e 、 w 、 R ;(d,e,f)分别为 heat 试验 θ_e 、 w 、 R 和控制试验的差值;

(g,h,i)分别为 drag 试验 θ_e 、 w 、 R 和控制试验的差值)

Fig. 7 Vertical cross sections of equivalent potential temperature(θ_e ,K),vertical velocity (w ,m/s)

along 116.3°E and 24 hours rainfall (R , mm) at 06:00 UTC 7 December 2001

((a,b,c) θ_e , w , R of the control Exp, differences of θ_e , w , R of (d,e,f)

the heat Exp and (g,h,i) drag Exp minus the control Exp, respectively)

4 1999 年 11 月 23—24 日辽宁雨转雪过程

4.1 天气形势和模拟方案简介

1999 年 11 月 22 日有一冷锋云系自中国新疆地区逐渐东移,横扫中国黄河以北大部分地区后,于 24 日 00 时覆盖了辽宁、吉林、黑龙江 3 省(图 8a)。22—23 日,500 hPa 欧亚大陆中高纬度环流形势为一槽一脊型,贝加尔湖以东是广阔的低槽区,乌拉尔山以西欧洲大部分地区受高压脊控制;在 40° — 50° N 范围内的西风气流中有一短波槽自新疆以西地区向

东移动。24 日经向环流加强,乌拉尔山阻塞形势建立,贝加尔湖偏西地区有一东西向横槽,中国东北地区位于东移短波槽前不稳定区(图 8b)。25—26 日,横槽转竖,引导强冷空气南下,使中国大部分地区出现大风降温的寒潮天气。相对于 500 hPa,华北地区的短波槽在 700 hPa 更为明显(图 8c),槽前西南气流使水汽从渤海湾向北输送,850 hPa 风场则表现出气旋性环流(图 8d),24—25 日随着冷空气前锋进入低槽,该气旋迅速东移北上,配合高空短波槽的发展造成渤海大风和辽宁暴雪天气。

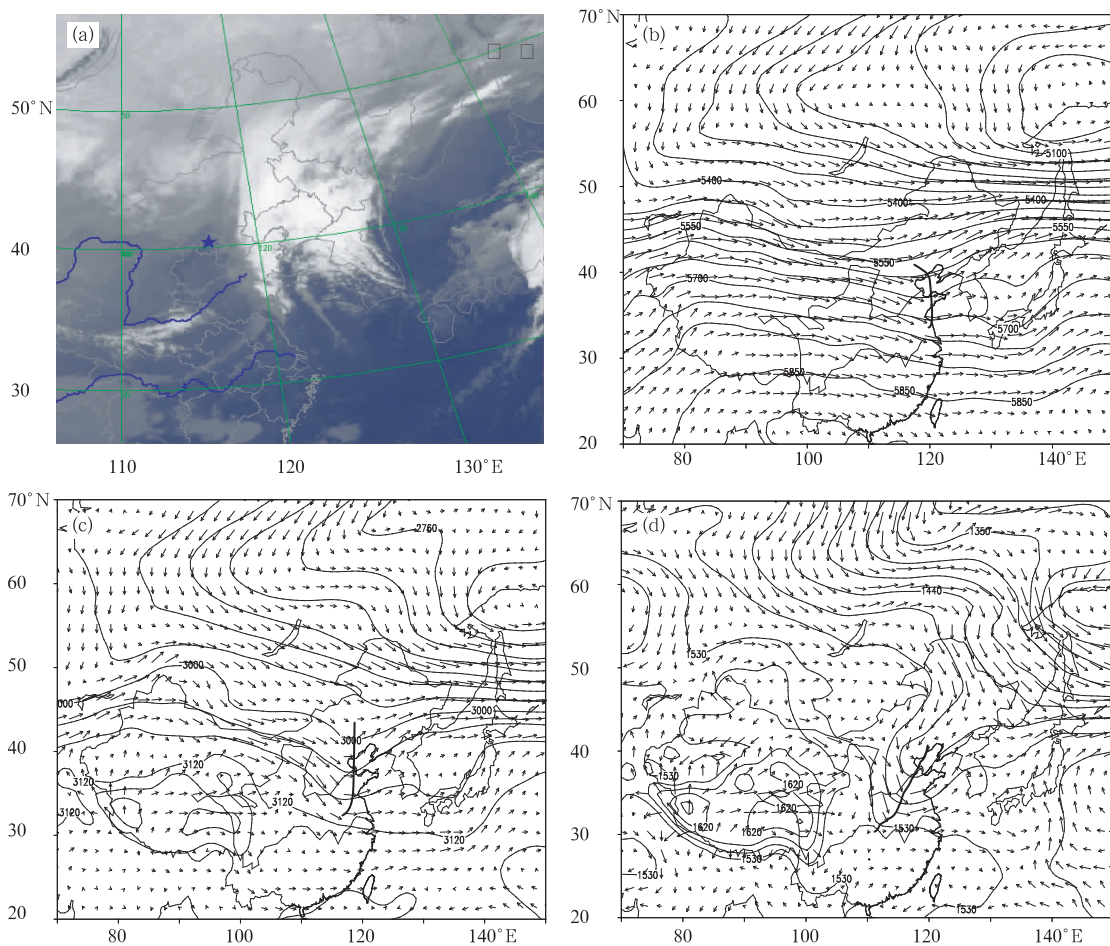


图 8 1999 年 11 月 24 日 00 时卫星云图(a)和 500 hPa (b)、700 hPa (c)、850 hPa (d)高度场
(实线)和风场(箭头)

Fig. 8 Same as Fig. 1 but for at 00:00 UTC 24 November 1999 and no terrain overlaid

模拟时采用中国国家气象中心全球模式 T106 的 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 格点资料作为背景场,经过插值得到模式的初、边条件。模式采用双层嵌套网格结构,粗网格水平格距为 30 km,格点数 73×73 ,模拟范围为 $(32.8^{\circ}$ — 52.2° N, 111.0° — 137.0° E);细网格

水平格距为 10 km,格点数 91×91 ,模拟范围为 $(38.0^{\circ}$ — 46.2° N, 118.0° — 129.0° E)。采用了 Grell 和 K-F 对流参数化方案、Reisner 霰方案、MRF 边界层方案和云辐射方案等。从 1999 年 11 月 23 日 12 时开始,至 24 日 12 时结束。

4.2 降水实况和降水量模拟

1999 年 11 月 23—24 日,辽宁大部地区出现大风雪天气。这次降雪使交通、电力、民航等受到严重影响:沈阳桃仙机场被迫关闭,部分航班延误,同时 24 日沈阳等一些城市大面积停电,给人民的生产和生活造成巨大损失。表 3 给出了辽宁省几个大城市的降水情况,23 日 16 时—24 日 01 时为小雨或雨加雪天气,主要的降雪开始于 24 日 01 时,到 24 日 10 时基本结束。整个过程以降雪为主,地面伴有大风

出现。实况降水量从 23 日 18 时开始增大(图 9a—d),降水呈东北—西南走向分布,24 h 总降水量一般有 8—15 mm,局部达 18—25 mm(图略),同时气温大都骤降 20 ℃左右。模拟的每 6 h 降水分布(图 9e—h)也表明降水是从 23 日 18 时开始增大,虽然降水落区比实测偏南,但模拟的降水呈东北—西南向带状分布,其走向和移动与观测基本一致,24 h 总降水量最大达 20 mm(图略),与实际比较吻合。

表 3 1999 年 11 月 23—24 日辽宁省几大城市实测降水量与最大风速
Table 3 Observed rainfalls of big cities in Liaoning province in 23—24 November 1999

站点	小雨或雨加雪时段	降雪时段	23 日 12 时—24 日 00 时降水量(mm)	24 日 00—12 时 降水量(mm)	地面最大风
营口	23 日 19 时—24 日 00 时	24 日 01—04 时	6	15	最大风速 9 m/s, NNE 出现在 24 日 07 时
鞍山	23 日 19 时—24 日 01 时	24 日 01—06 时	1.3	16.3	最大风速 7.3 m/s, NNE 出现在 24 日 06 时
沈阳	23 日 18—19 时	24 日 00—10 时	3.8	15.1	最大风速 12.0 m/s, NNE 出现在 24 日 04 时
铁岭	24 日 00—01 时	24 日 01—10 时	7.3	17.8	—
开原	23 日 16—22 时	23 日 22 时—24 日 10 时	10.2	18.6	—
新民	23 日 16—22 时	24 日 01—08 时	5.2	15.8	最大风速 11.7 m/s NNE 出现在 23 日 19 时

4.3 水成物相态分布

这次寒潮过程冷空气势力比较强大,降温明显,例如新民站温度 23 日 12 时为 11.2℃,至 24 日 12 时降为-11.3℃。模拟的地面降水中心 125°E 南北向剖面图上(图 10),等温线受冷空气的推动由北向南移动。水成物相态随温度的变化而改变,降水由液态粒子转为固态粒子。

23 日 18 时(图 10a—c),43.6°N 以南地区地面至 750 hPa 的温度在 0 ℃以上,并且 900 hPa 至地面为南风分量,43.6°N 以北地区温度在 0 ℃以下,900 hPa 至地面为北风分量,垂直的这条 0 ℃线可以近似地看作锋面。云水分布在 750 hPa 以下的暖区中,水平尺度为 400 km,最大含水量出现在 900 hPa,为 0.3 g/kg。水汽的大值区也分布在南部暖区中,最大值为 7 g/kg。此时,云区内大部分为上升运动,最大上升速度 0.1 m/s,位于 900 hPa。雨水的分布与云水对应,但含水量比较小,仅有 0.06 g/kg。冰晶和雪大值区出现在雨区北面的中高层,同时在模拟区域内基本上无霰存在。从冰相粒子和液相粒子的分布来看,冰相粒子对此时的降水作用不明显,雨水的形成

主要来源于暖区的云水,为暖雨过程。

24 日 00 时(图 10d—f),受冷空气活动影响,地面 0℃线向南移至 43°N。云顶向上扩展达到 700 hPa,云水含水量大值区位于 800 hPa 的零度层附近,为 0.35 g/kg。有过冷云水出现,在 600 hPa 存在一个 0.1 g/kg 的过冷水小中心。雨水的分布也有所南移,最大含水量为 0.05 g/kg。云区附近的垂直速度减弱到 0.08 m/s。随着冷空气活动,冰晶迅速南移加强,水平尺度加大,冰晶的上界无明显变化,下界向下伸展到 750 hPa,出现多个含水量大值中心,最大在 300 hPa,为 0.12 g/kg。雪在南移的过程中出现两个大值中心且合并,造成水平尺度减小垂直尺度增加,主要分布在 800—400 hPa,最大含水量在 650 hPa,为 0.14 g/kg。此时 600 hPa 以下初生出几个霰的含水区,这几个含水区与过冷水的几个中心相对应,最大含水量 0.016 g/kg。在这一阶段冰相粒子存在着不同程度的增强;霰的产生与过冷水有密切关系。

24 日 06 时(图 10g—i),势力强大的冷空气继续南压,地面 0℃等温线移至 42.1°N。云体继续南

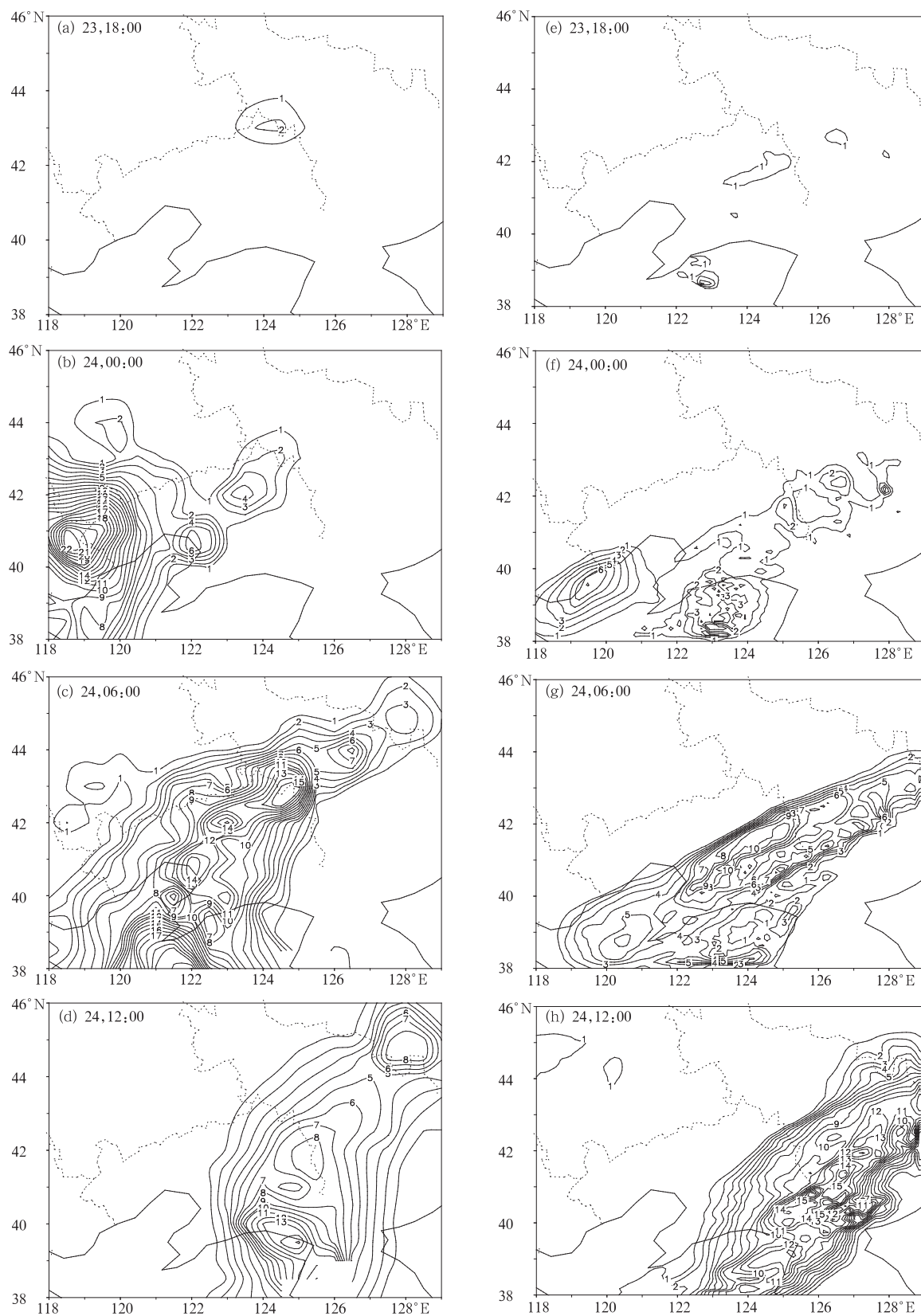


图9 1999年11月23日至24日实况(图a—d)和模拟(图e—h)的每6 h降水(mm)

Fig. 9 Observed (a—d) and simulated (e—h) 6-hour rainfalls (mm) at (a, e) 18:00 UTC 23, (b, f) 00:00, (c, g) 06:00, and (d, h) 12:00 UTC 24 November 1999

移,并且垂直方向发展旺盛,云顶高度达到600 hPa,同时 500 hPa 附近存在少量过冷水。零度层附近的云水含水量最大值加强到 0.45 g/kg。雨水随着云体移动,并且含水量达到 0.27 g/kg。云水和雨水区内上升运动加强,云区内的上升运动中心抬升到 700 hPa,最大升速为 0.45 m/s。冰晶进一步南移,范围扩大,其下界到达地面,含水量最大值在 700 hPa,达到 0.5 g/kg。雪的下界也向下伸展,于 24 日 04 时到达地面,产生降雪,强度逐渐增强,达到 0.4 g/kg。霰发展迅速,原先的小中心加强并合并,于 24 日 04 时和雪、冰晶一起降落至地面;在 24 日 06 时,霰的最大含水量达到 0.13 g/kg。有趣的是,雨水和冰相粒子以 41.5°N 垂直方向上的 0°C 线为界,雨水集中在 0°C 线以内的暖区,冰晶集中在

0°C 线以外的冷区;雪和霰大部分集中在冷区,有少量伸展到暖区中为尚未融化的部分。对于 41.5°N 以北的地区,降水已由液态粒子转为固态粒子,云中水成物除少量的云水外,大部分为冰相粒子构成的冰云,温度也降到零下,这说明此次过程为雨转雪过程,伴有降温,与实况观测是吻合的。而对于 41.5°N 以南的地区,仍为降雨天气,纵观此区域内垂直方向的水成物分布,为混合相云降水,除暖雨过程外,冰相粒子的碰并和融化起了一定作用。这一时刻水成物分布很直观地反映了温度对降水粒子的影响。游来光等^[12]对新疆冬季降雪的观测结果进行分析时指出不同的云顶温度条件下降雪类型会不同,从毛毛雨到枝星雪,有的则不出现液态水,这也说明了云水向降水转化对温度的依赖关系。

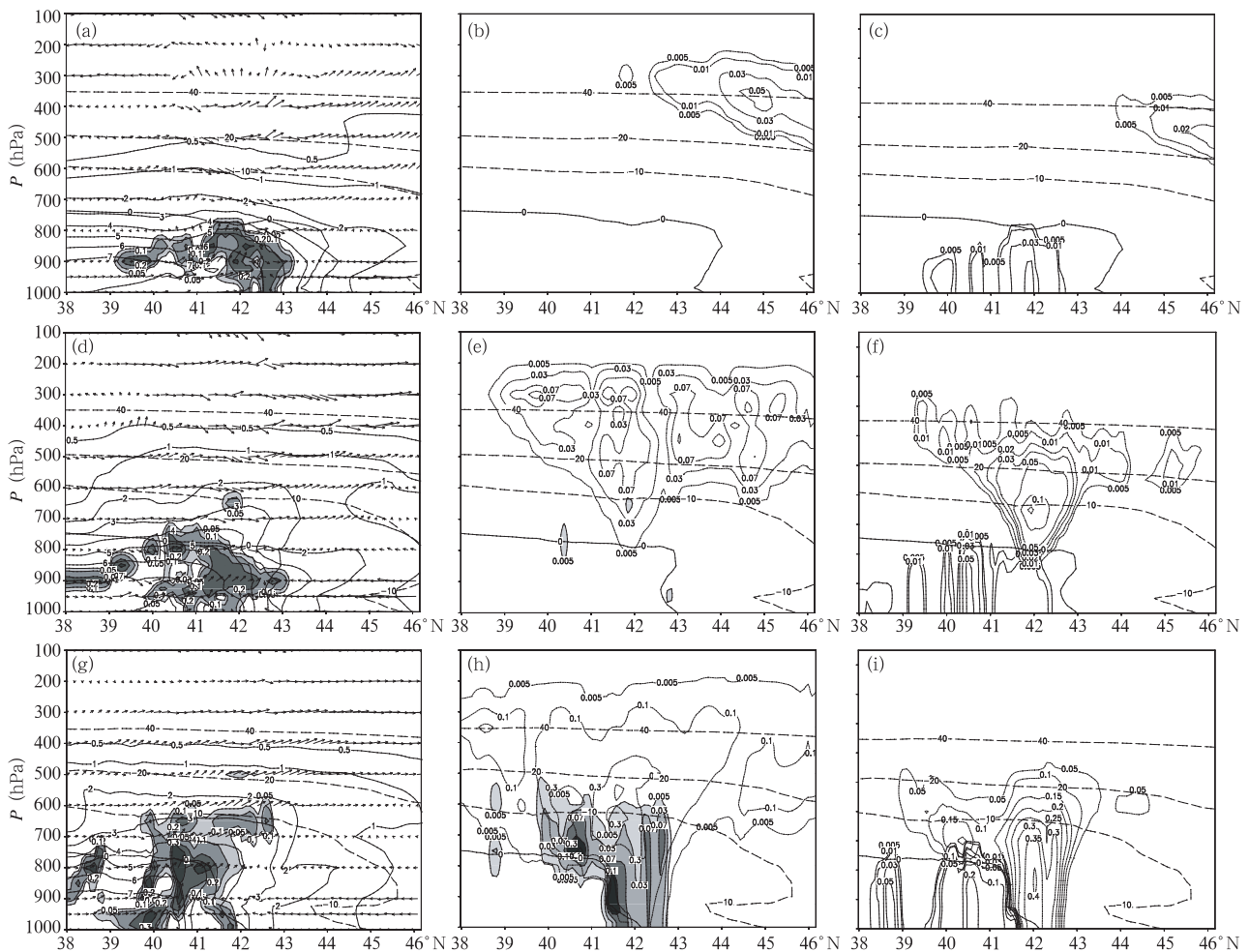


图 10 1999 年 11 月 23 日 18 时(a—c)、24 日 00 时(d—f)、24 日 06 时(g—i)沿 125°E 的水成物(g/kg)、温度(长虚线, $^{\circ}\text{C}$)和风场的垂直剖面(a,d,g 为云水(阴影加实线)和水汽(实线), b,e,h 为霰(阴影加实线)和冰晶(点线), c,f,i 为雨水(实线)和雪(点线))

Fig. 10 Vertical cross sections of water substances(g/kg), temprature (long dash line, $^{\circ}\text{C}$) and wind vector along 125°E at(a—c) 18:00 UTC 23, (d—f) 00:00, and, (g—i) 06:00 UTC 24 November 1999 ((a,d,g): cloud water (shading + solid line) and water vapor (solid line); (b,e,h): graupel (shading + solid line) and ice (dash line); and (c,f,i): rain water (solid line) and snow (dash line))

此后,水汽和各水成物迅速南移,最后消失。至 24 日 12 时,原来的冰相粒子基本移出模拟区域,虽然北面有新的冰相粒子移入,但对辽宁地区未产生影响。

4.4 雨水、雪、霰及其源项

模拟的 24 日 02—03 时是雨水增长最大时段之一,分析这一时段内降雨中心(41.7°N,125°E)的雨水及其各个源项(图 11)可见,雨水的增长主要分布在 800 hPa 以下,最大在零度层附近(850 hPa),为 $6.98 \text{ g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$ 。表 4 给出了雨水源项的最大值分布特征。可看出:雪的融化、霰的融化、雨水碰并云水的量级最大,在零度层都可达到 $1 \text{ g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$ 的量级,并且它们的水平分布与雨水非常相似,是雨水产生的主要物理过程。零度层之下,雨水碰并云水起主要作用。其次,云水自动转换、融化的雪和霰与云水碰并的最大量级为 $0.1 \text{ g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$,在零度层附近起的作用也比较大。相比之下,雨水和云水与霰依附,使霰融化成雨,以及雨水与融化的雪碰并的量级都比较小,说明这几种物理过程在雨水的形成过程中不起主导作用。

24 日 05—06 时,雨区逐渐南移,上面的降雨中心成为转雪天气,为冰相粒子发展旺盛阶段,此时, 0°C 线已南移,垂直方向上气温都在 0°C 以下。雪的增长主要分布在 500 hPa 以下,量级为 $0.1\text{—}1 \text{ (g/kg} \cdot \text{h}^{-1})$,最大在 750 hPa 为 $1.49 \text{ g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 12)。雪的凝华增长在中高层出现了两个负值,这是由于

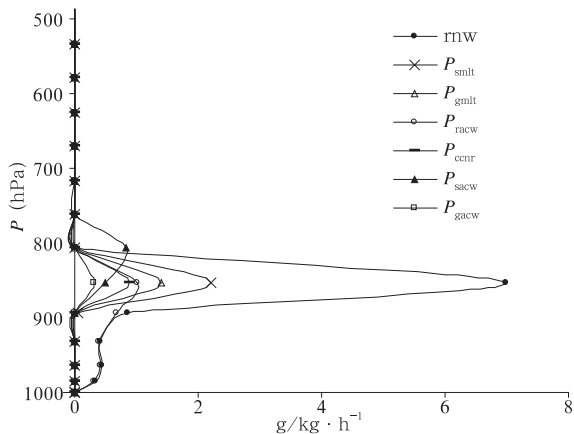


图 11 1999 年 11 月 24 日 02—03 时地面降雨中心 (41.7°N,125°E)及其主要源项累计量的垂直分布

Fig. 11 Vertical distribution of accumulative values of rain and its major sources at surface rainfall center (41.7°N,125°E) from 02:00 to 03:00 UTC 24 November 1999

表 4 1999 年 11 月 24 日 02—03 时雨的主要源项及其分布特征

Table 4 Distributive characteristics of major rain sources from 02:00 to 03:00 UTC 24 November 1999

雨的源项	物理意义	气压层 (hPa)	大小 (g/kg · h ⁻¹)
P_{smilt}	雪融化成雨	850	2.21
P_{gmilt}	霰融化成雨	850	1.39
P_{racw}	雨水与云水碰并生成雨	850	1.02
P_{ccnr}	云水自动转换成雨	850	0.87
P_{sacw}	融化的雪与云水碰并生成雨	800	0.84
P_{gcw}	融化的霰与云水碰并生成雨	850	0.32
P_{gactm}	雨水与霰依附,使霰融化成雨	850	3.6×10^{-2}
P_{gacwm}	云水与霰依附,使霰融化成雨	850	1.4×10^{-3}
P_{racs}	雨水与融化的雪碰并成雨	850	4.15×10^{-3}

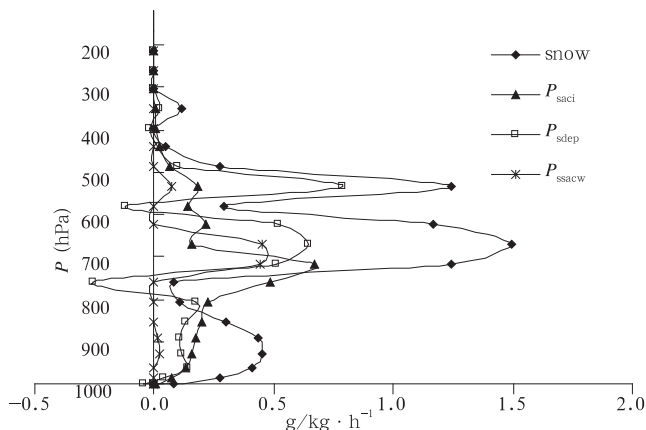


图 12 1999 年 11 月 24 日 05—06 时地面降雪中心 (41.7°N,125°E)雪及其主要源项累计量的垂直分布

Fig. 12 Same as Fig. 6 but for at surface snowfall center (41.7°N, 125°E) and

from 05:00 to 06:00 UTC 24 November 1999

输出的是 1 h 的变化量,说明雪的凝华增长在这两个层次为减少的。从雪的几个主要源项的最大值分布特征(表 5)可看出:雪与冰晶碰并增长、雪的凝华增长和雪与云水碰并是雪产生的主要物理过程,最大量级可达到 $0.1 \text{ g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$ 。由于此时雨水含量非常小,因此与雨水有关的几项如雪和雨水碰并等作用非常小,可以忽略,另外冰晶自动转换(P_{icns})的数值也很小。雪的源项与北京小雪个例相比要大一些,由于过冷水的存在,多了雪与云水碰冻过程。霰的增长主要分布在 750 hPa 以下,量级为 $0.1\text{—}1.0 \text{ (g/kg} \cdot \text{h}^{-1})$,最大在 800 hPa,为 $1.25 \text{ g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 13)。从霰的几个主要源项的最大值(表 6)可看出:雪和霰与云水碰冻以及雪自动转换是产生霰最主要的微物理过程,量级可达到 $0.1 \text{ g/kg} \cdot$

h^{-1} ,其次,冰晶和云水碰冻的量级为 $0.01 \text{ g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$ 。其他源项如雨水、冰晶的自身转化或相互碰并过程和水汽凝华过程对霰的产生作用不明显。

表 5 1999 年 11 月 24 日 05—06 时雪的主要源项及其分布特征

Table 5 Distributive characteristics of major snow sources from 05:00 to 06:00 UTC 24 November 1999

雪的源项	物理意义	气压层 (hPa)	大小 ($\text{g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$)
P_{sdep}	雪的凝华增长	530	0.79
P_{saci}	雪与冰晶碰并增长	720	0.67
$P_{\text{s, sacw}}$	雪与云水碰并,冻结成雪	670	0.45

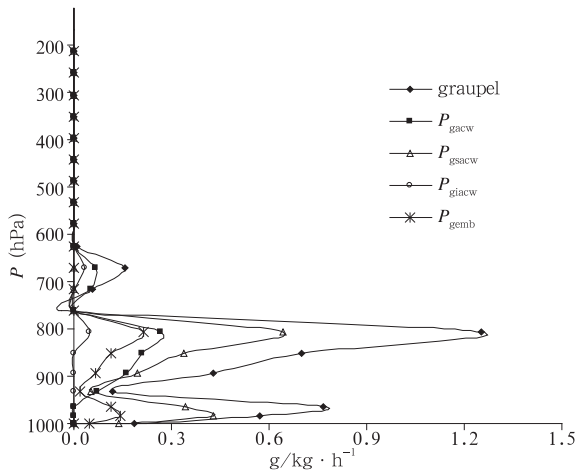


图 13 1999 年 11 月 24 日 05—06 时地面降雪中心 (41.7°N,125°E)霰及其主要源项累计量的垂直分布
Fig.13 Vertical distribution of accumulative values of graupel and its major sources at surface snowfall center(41.7°N, 125°E) from 05:00 UTC to 06:00 UTC 24 Nov 1999

表 6 1999 年 11 月 24 日 05—06 时霰的主要源项及其分布特征

Table 6 Distributive characteristics of major graupel sources from 05:00 to 06:00 UTC 24 November 1999

霰的源项	物理意义	气压层 (hPa)	大小 ($\text{g/kg} \cdot \text{h}^{-1}$)
$P_{\text{g, sacw}}$	雪与云水碰并,冻结成霰	800	0.64
P_{gacw}	霰与云水碰并,冻结成霰	800	0.27
P_{scng}	雪自动转化成霰	800	0.21
$P_{\text{g, iacw}}$	冰晶与云水碰并,冻结成霰	800	0.05

国外一些学者也利用 MM5 的 Reisner 显式方案研究了降水的微物理过程。例如 Colle 等^[13]利用该方案对 2001 年 12 月 13—14 日发生在 Oregon

Cascades 地区的地形云降水进行了模拟,水成物及其源、汇项的分析结果显示:雪与云水碰冻、雪的凝华增长、雪与冰晶碰并增长以及云冰自动转换是产生雪的主要源项;霰和雪与云水碰冻、雪自动转换、雨水和霰碰冻是产生霰的主要源项;霰和雪的融化、雨水和云水碰并是产生雨的主要源项。本文对几个水成物主要源项的分析结果与之基本一致。

4.5 水成物对热力动力过程反馈影响

24 日 06 时各种相态水成物发展都比较旺盛,从该时刻控制试验的相当位温(图 14a)、垂直速度(图 14b)可知,在 40.5°N 以北地区为相当位温线密集区,40.5°N 以南地区层结具有不稳定性,上升速度最大值恰位于 40.5°N 附近低层,该处垂直方向上 0℃位于 800 hPa(图 10g, h, i),气、液、固三相粒子共存,降水类型为雨。用不考虑相变潜热(“heat”试验)和不考虑降水粒子拖曳力(“drag”试验)的两个试验结果减去控制试验得到差值。“heat 试验”结果是:(1) 40.5°N 及其以北地区相当位温线密集区内相当位温增加(图 14d),40.5°N 以南地区 800 hPa 以下相当位温减少,800—600 hPa 增加,反之即说明相变潜热在 40.5°N 以南使低层相当位温增加中层减少,形成上冷下暖,使层结稳定度降低;(2) 垂直速度的变化是(图 14e);40.5°N 附近垂直方向上的上升速度值减小,说明相变潜热对该处的上升运动起正反馈作用;(3) 总降水比控制试验偏弱(图 14f),也说明相变潜热对降水起正反馈作用。“drag 试验”结果是:(1) 相当位温的变化数值很小(图 14g),最大变化仅有 0.6 K;(2) 垂直速度的变化是(图 14h);40.5°N 处 600 hPa 以下垂直速度增加,反之说明拖曳力对垂直上升起抑制作用;(3) 总降水比控制试验偏强(图 14i),说明拖曳力对降水起负反馈作用。从两个方案对相当位温、垂直速度、降水量改变值的大小来看,“heat 试验”要强于“drag 试验”。这次雨转雪过程粒子比较丰富,相变潜热释放会多一些。降水类型既有雨又有雪,粒子的比质量大于北京小雪个例,因此在这次降水过程,水成物的相变潜热作用和下落拖曳作用对降水的热力动力反馈作用比北京小雪个例更明显一些。

5 两次云物理过程比较

前面已经分别对 2001 年 12 月 7—8 日北京小雪和1999年11月23—24日辽宁雨转雪的云物理

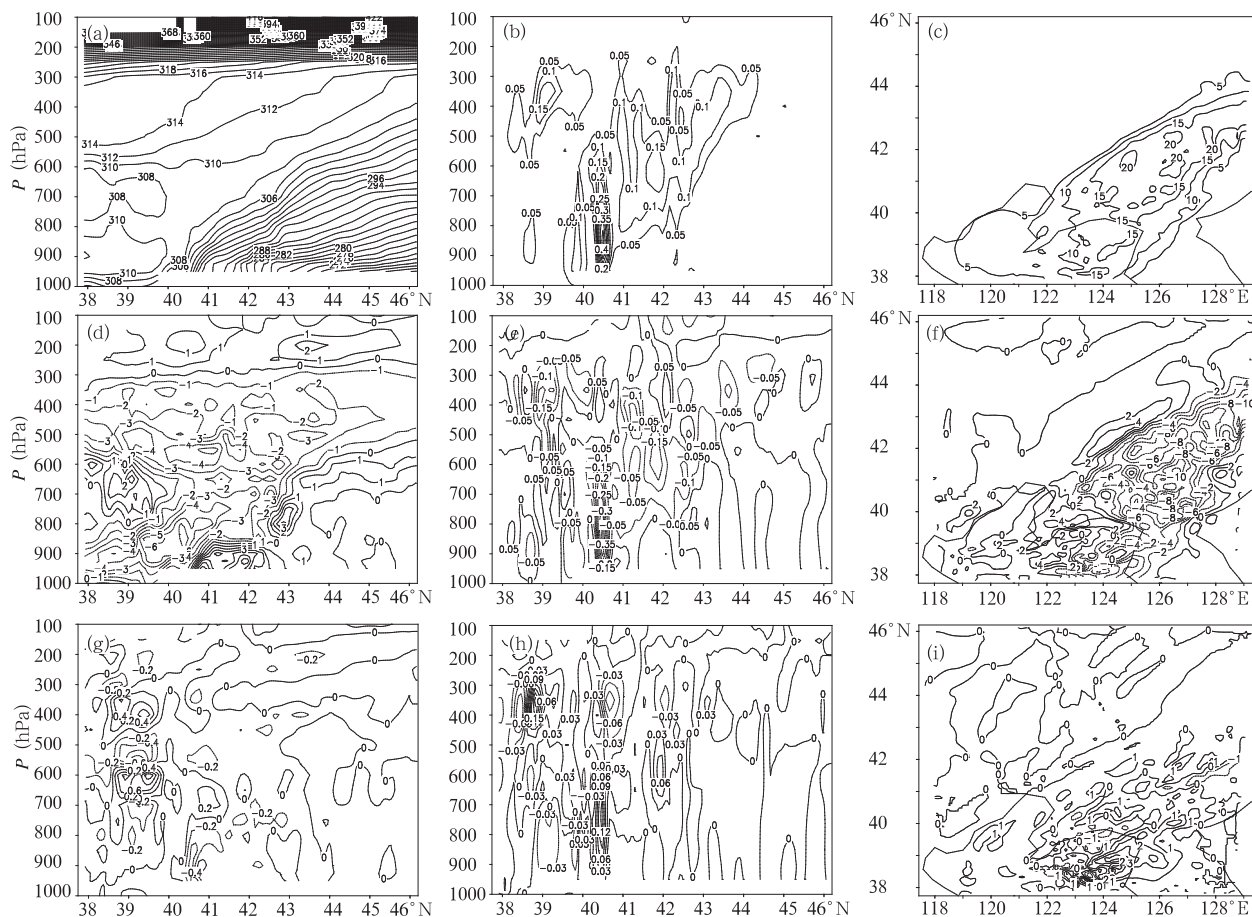


图 14 1999 年 11 月 24 日 06 时沿 125°E 相当位温 θ_e (K)、垂直速度 w (m/s)、24 h 降水量 R (mm) 的垂直剖面

((a, b, c) 分别为控制试验的 θ_e, w, R , (d, e, f) 分别为 heat 试验 θ_e, w, R 和控制试验的差值,

(g, h, i) 分别为 drag 试验 θ_e, w, R 和控制试验的差值)

Fig. 14 Same as Fig. 7 but for along 125°E at 06:00 UTC 24 November 1999

特点及对环境的反馈作用进行了详细分析。这两次过程物理量的大小存在很大差别,但由于同是降雪过程,也存在一定的共同点,因此将结果做一下比较,可以加深对两种不同降雪过程云物理特征的认识。另外我们对北京小雪个例采用与辽宁降雪相同的格距也进行了模拟,发现降水量和水成物的分布与原格距模拟的结果并无大的差别。

① 这两次过程的天气背景不同,北京弱降雪是由于弱低槽东移引起,系统比较浅薄;辽宁雨转雪是一次寒潮过程,冷空气势力比较强大。② 比较两个个例的总降水量、垂直速度、水成物最大含水量以及水成物源项最大小时累计量可以看出(表 7),辽宁个例总降水量和垂直速度远大于北京个例,云的发展要强一些。两个个例水成物的量级均为 0.1 g/kg ,水成物源项最大 1 h 累计量的量级为 0.1 —

$1.0 \text{ (g/kg} \cdot \text{h}^{-1})$,但辽宁个例的值要比北京个例大 2—3 倍。③ 北京个例过程温度均在 0°C 以下,而辽宁个例冷暖空气有一个相交的垂直界面,北面为冷空气控制的冷区,南面 750 hPa 以下为暖区。北京个例水成物的相态比较简单,除水汽之外仅有冰晶和雪存在,没有液态水和霰;辽宁个例有气、液、固三相粒子共存,降水类型比较复杂,在降雪同时还降雨、降雪,这说明粒子的相态与温度关系密切。云水、雨水对霰的形成非常重要,北京个例温度低,所以不存在液态水,从而没有霰,而辽宁个例温度高,降水粒子丰富,既有液态水又有霰,这是两个个例最大不同之处。④ 从前面分析的敏感试验结果来看,两个个例均对热力动力过程有反馈作用,其共同点是:水成物相态转化释放的潜热对上升运动和降水有正反馈;降水粒子下落产生的拖曳力对上升运动和降水有负

表 7 北京个例和辽宁个例物理量最大值的比较

Table. 7 Differences of variable maximums between Beijing and Liaoning cases

	降水 类型	24 h 降水 mm	0℃高度 km	最大升速 m/s	水汽 g/kg	云水 g/kg	雨水 g/kg	冰晶 g/kg	雪 g/kg	霰 g/kg	雨水源项 g/kg · h ⁻¹	雪源项 g/kg · h ⁻¹	霰源项 g/kg · h ⁻¹
北京	雪	1.8	—	0.14	1.6	—	—	0.27	0.13	—	—	0.17	—
辽宁	雨转雪	20	2 km	0.45	7	0.45	0.27	0.5	0.4	0.13	2.21	0.79	0.64

反馈,但相变潜热的反馈程度大于后者。北京个例层结稳定,相变潜热对层结的影响较小,辽宁个例具有不稳定层结,相变潜热使层结不稳定度得到增强。辽宁个例云降水粒子丰富,相态转化过程强于北京个例,因此辽宁个例反馈程度大于北京个例。

另外对 1998 年 6 月 8—9 日华南前汛期暴雨个例做过类似的模拟分析^[9],华南暴雨过程属于气、液、固混合相云物理过程,云系是一种对流云结构,垂直速度量级为 1 m/s,水成物的量级可达到 1—10 (g/kg),本文两个降雪个例各物理量的值均比之小 1—2 个量级。

6 结 论

本文运用中尺度数值模式 MM5v3 对两次不同类型的降雪过程进行了模拟,分别是 2001 年 12 月 7—8 日北京小雪和 1999 年 11 月 23—24 日辽宁雨转雪过程。利用模拟结果分析了降雪的云物理过程,计算时采用输出水成物及其源、汇项小时累计量的方法,探讨了源、汇项对水成物的贡献,并通过敏感性试验,考察了云物理过程对降水热力动力过程的反馈作用,将两次个例的结果进行了对比,主要得出以下结论:

(1) 云中水成物相态分布与温度有密切关系。辽宁雨转雪天气云物理过程较为复杂,液态粒子主要分布在 0℃层以下的暖区,冰相粒子主要分布在 0℃层以上的冷区,在冷区同时也存在过冷云水和雨水,在 0℃层附近暖区也存在尚未融化的雪和霰。因此,气、液、固三相粒子相互作用,构成混合相云物理过程。北京小雪过程温度在 0℃以下,云水雨水微弱,云中只有水汽、冰晶和雪两相粒子,云物理过程相对简单。

(2) 两个降雪过程源、汇项共同特点是雪的产生主要来自于水汽凝华增长和雪与冰晶碰并增长。对于辽宁降雪过程来说,雪的融化、霰的融化、雨水碰并云水是产生雨水的主要源项;雪和霰与云水碰冻以及雪自动转换是产生霰的最主要微物理过程,过冷云雨水的存在对霰的形成起关键作用。

(3) 两次降雪的云微物理过程对热力动力过程

有一定的反馈作用。对于层结稳定的北京小雪过程,水成物相态转化释放的潜热对层结稳定度影响不大,而对具有层结不稳定的辽宁降雪过程,相变潜热加强了层结不稳定度。相变潜热对上升运动和降水有正反馈作用,降水粒子下落产生的拖曳力对上升运动和降水有负反馈作用,但相变潜热的反馈程度大于后者。辽宁降雪过程降水粒子丰富,云物理过程对热力动力过程的影响比北京小雪要强一些。辽宁降雪过程具有一定的不稳定层结,垂直速度也要大于北京小雪过程,说明云微物理过程对热力动力过程的反馈程度与热力动力场本身的发展程度是一致的。

(4) 本文主要讨论了最大降水时段内源、汇项对水成物的贡献,对于降水不同的发展阶段其微物理过程又具有怎样的不同特征,这有待于进一步的研究。

参考文献

- [1] 赵思雄,孙建华,陈红等. 北京“12.7”降雪过程的分析研究. 气候与环境研究,2002,7(1): 7-21
- [2] 孙建华,赵思雄. 华北地区“12·7”降雪过程的数值模拟研究. 气候与环境研究,2003,8(4): 387-401
- [3] 李新芳,李锡怀. 洛阳“雷打雪”现象发生机制分析. 四川气象,1999,19(1):41-42
- [4] 王文辉,徐祥德. 锡盟大雪过程和“77. 10”暴雪分析. 气象学报,1979, 37(3):80-86
- [5] 仪清菊,刘延英,许晨海. 北京 1980~1994 年降雪的天气气候分析. 应用气象学报,1999,10(2):249-254
- [6] 王建忠,丁一汇. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究. 气象学报,1995, 53(4): 451-459
- [7] 王鹏云,阮征,康红文. 华南暴雨中云物理过程的数值研究. 应用气象学报,2002,13(1):78-87
- [8] Wang Pengyun, Yang Jing. Observation and numerical simulation of cloud physical processes associated with torrential rain of the mei-yu front. Adv Atmos Sci, 2003,20(1):77-96
- [9] 孙晶,王鹏云. 用 MM5 模式 Reisner 霰方案对华南暴雨的数值模拟. 气象,2003,29(4):10-13
- [10] Grell G A. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note. NCAR/TN-398+STR, 1994
- [11] Reisner J, Rasmussen R M, Brientjes R T. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the

- MM5 mesoscale model. Q J R Meteor Soc, 1998, 124: 1071-1107
- [12] 游来光, 马培民, 胡志晋. 北方层状云人工降水试验研究. 气象科技, 2002, 30 (增刊): 19-50
- [13] Brian A Matthew C, Garvert F, Wolfe J B, et al. The 13-14 December 2001 IMPROVE-2 Event. Part III: Simulated microphysical budgets and sensitivity studies. J Atmos Sci, 2005, 62(10): 3535-3558

NUMERICAL STUDY ON MICROPHYSICAL PROCESSES OF TWO DIFFERENT SNOWFALL CASES IN NORTH CHINA

Sun Jing^{1,2,3} Wang Pengyun² Li Xiang^{2,4} Lu Ying⁵

¹ Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

³ Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

⁴ National Climate Center, Beijing 100081

⁵ Meteorological Administration of Shuangyashan City Heilongjiang Province, Shuangyashan, 155100

Abstract

Snowfall is very common in north China in winter and sometimes of negative effects on the traffic and power transmission in big cities. The weather systems inducing snowfall are various. Some are small systems, for example the shallow trough system causing light snowfall during 7-8 Dec 2001 in Beijing city. Some are large-scale cold frontal system, for example the cold wave causing rainfall and snowfall during 23-24 Nov 1999 in Liaoning province. Many researches have been done about the weather and climate characteristics of snowfall. While the understanding of cloud processes of snowfall is also essential to the formation and development mechanism of snowfall. Two snowfall cases under different weather conditions are simulated using the mesoscale model MM5. Two-level nesting structure of domains is designed for each case. Among the explicit schemes of MM5, the Reisner graupel scheme is selected to describe the microphysical process. The simulated snowbands of two cases are basically consistent with observation. Discussion is mainly focused on the simulated results of microphysical processes. The distribution of water substance and source and sinks of the two cases under different weather backgrounds is described. The feedback effects of microphysical processes on the thermal and dynamic processes are also discussed. Method that output the accumulative source and sinks per hour is used to analyze the distribution characteristics of water substance during the strongest snowfall period. Two sensitive tests (called heat test and drag test) are conducted to examine the effects of microphysical processes on cloud produced by the latent heat and drag force. Results show that the distribution of particles has close relationship with temperature. The temperature of Beijing snowfall is under 0 °C and there exist vapour and solid phase particles, while Liaoning snowfall has vapour, liquid and solid phase particles due to the warm temperature. The distribution of these particles is not the same at different development stage. From the analyses of the characteristics of source and sinks, we can find that snow is mainly produced by the deposition and accretion with ice. Cloud water is crucial to graupel. The melting of ice-phase particles enhances the rain production. The results of heat tests and drag tests reveal that the microphysical processes have interacted with the dynamic and thermal processes. Latent heat of water substance feeds back positively on snowfall while the drag force not. At last comparisons of simulated results have been done between the two different kinds of snowfall cases. The microphysical processes of Liaoning snowfall case is more complicated than that of Beijing snowfall case. The values of the cloud variables are larger and the interactions between the microphysical processes and the thermal and dynamic processes of Liaoning snowfall case are stronger than that of Beijing snowfall case.

Key words: Snowfall, Mesoscale model MM5, Microphysical process, Source and sinks.