

华北地区“12·7”降雪过程的数值模拟研究*

孙建华 赵思维

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 对2001年12月7日一次引发北京交通堵塞的降雪过程成因作了模拟研究。模拟结果显示 PSU/NCAR 的 MM5 有可能模拟出此次北方较弱的降雪过程, 模拟的降雪量、落区以及持续时间与观测较一致。在成功模拟的基础上, 利用模式输出的时空分辨率较高的资料, 对此次降雪的发生、发展和水汽输送过程等进行了分析, 结果表明: (1) 降雪发生前对流层中层先出现饱和, 而低层并未饱和, 这种弱降雪的产生似乎并不需要中低层有深厚的湿层存在; (2) 此次降雪是由对流层中层快速移动的短波槽和近地面出海高压后部的回流共同影响的结果, 近地面的高压回流主要对增加低层的湿度有贡献, 槽前的西南气流将水汽由南向北输送到华北地区, 辐合引起的上升运动又将水汽输送到对流层中上层, 槽前的水汽输送和辐合上升是此次降雪过程的触发机制之一; (3) 华北地区大气中可降水量达到 7 mm 以上时, 就可能有弱降雪发生, 并有可能根据可降水量判断降雪的维持时间; (4) 冰相云物理过程对成功地模拟降雪是不可忽视的。

关键词: 降雪过程; 数值模拟; 冰相过程

1 引言

2001年12月7日下午华北有一次降雪过程。北京下了小雪, 从14时(北京时间)开始, 到17时逐渐停止, 晚间又出现零星飘雪, 22时基本结束, 24 h降雪量为1.8 mm。此次降雪量虽不算大, 但由于未能及时给出预报, 加之降雪又出现在周末午后车辆行驶的高峰时段, 因此引起了北京市十分严重的交通堵塞。赵思雄等^[1]对这次降雪过程的环流条件和基本情况已进行过初步的分析, 认为这次降雪与欧美降雪的物理模型不同, 它不是“锋面气旋型”, 而是中层短波槽和低层“高压后部回流”共同影响的结果, 具有我国特色。另外, 这次过程天气系统具有信息较弱、时间较短、尺度偏小等特征, 这些都是导致未能及时成功预报的可能因素。我们已经知道, “12·7”降雪造成的交通堵塞是多种非气象条件与气象条件共同作用的结果^[1], 本文主要分析此次降雪过程形成的气象条件, 探讨其预报的可能性。

近年来, 对我国北方地区的降雪已有一些研究工作^[2,3], 但对我国冬季中高纬度天气系统, 尤其是降雪的研究, 仍是一个比较薄弱的环节。随着经济的发展, 尤其是城市化进程的加快, 原来不是问题的事情, 在特定条件下也会成为问题, 甚至成为很严重的问

2002-07-22 收到, 2002 12-31 收到修改稿

* 中国科学院大气物理研究所知识创新工程(二期)面上基金和国家重点基础研究发展规划项目“我国重大灾害天气机理和预测理论研究”(G1998040900) 共同资助

题,北京2001年12月7日的弱降雪过程就是一个例证。降雪不仅影响市区的道路畅通,而且会影响高速公路的通行以及机场航班的调度和飞行安全。因此,应加强对冬季降雪过程的研究,既要加强对强烈暴风雪的研究,也要加强对一般降雪过程的研究。

本文将在文献[1]的基础上,对“12·7”降雪过程进行数值模拟研究,通过对数值模拟结果的分析,对此次降雪过程的形成机理和发生、发展过程进行以下较深入的讨论:(1)数值模式是否有可能预报“12·7”降雪;(2)冬季的降雪与夏季的降水过程有何不同之处;(3)弱降雪过程的水汽来源;(4)哪些物理过程对这次降雪过程的形成起主要作用。当然,要彻底弄清冬季的降雪过程,还应该对影响降雪的其他问题进行更深入的研究。

2 模式简介和试验结果

2.1 模式简介

本研究的模拟采用PSU/NCAR的MM5模式^[4]。该模式较成功地模拟了中国夏季的降水过程^[5],并对1999年夏季发生于北方地区的持续高温天气也进行了成功的模拟^[6]。另外,还有不少研究采用该模式进行冬季降雪过程的模拟^[7~10],这些研究不仅成功地模拟了大尺度的降雪,而且较成功地模拟出了由中尺度系统造成的局地强降雪过程。本研究也将采用MM5对“12·7”降雪过程进行模拟,由于本次过程是一次弱降雪过程,模拟结果如何是一个值得探讨的问题。

模拟采用非静力、双重嵌套方案,格距分别为45和15 km,模拟区域取以(115°E, 40°N)为中心的5 400 km×4 500 km的范围,嵌套区域主要模拟河套以东到渤海、黄海地区(见图1)。整层 σ 坐标垂直分24层,其 σ 各为:1.00、0.99、0.98、0.96、0.93、0.89、0.85、0.80、0.75、0.70、0.65、0.60、0.55、0.50、0.45、0.40、0.35、0.30、0.25、0.20、0.15、0.10、0.05、0.00。即在700 hPa下大约有10层,能够较细致地描述低空较复杂的结构,这对于低层水汽输送的模拟尤其重要。行星边界层计算采用MRF(NCEP Medium-Range Forecast model)高分辨率方案^[11],OSU/Eta陆面过程(Oregon State University发展的陆面模式)将模拟土壤的湿度和温度。本研究只对2001年12月7日00时~8日00时(本文中的时间均采用世界时)进行24

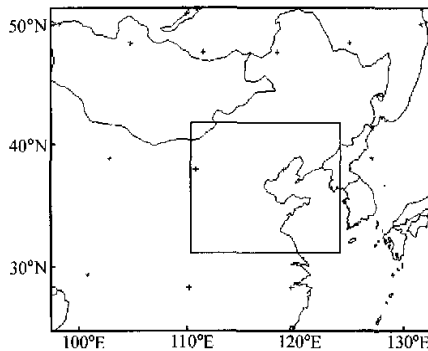


图1 模拟的两个区域分布

h模拟,初值采用NCEP的 $1^\circ \times 1^\circ$ 分析格点资料,侧边界条件也由6 h间隔的NCEP分析资料得到。

由于本文研究的是冬季的弱降雪,因此,对降水方案的选择应仔细考虑。本文的模拟中,显式降水方案采用了混合冰相过程,该方案显式预报云水、云冰、雨和雪,0℃以下允许过冷却水存在,而0℃以上允许雪不融化,方案中还包括云和辐射相互作用过程。为了选择合适的积云对流参数化方案作为对照试验,首先对积云

对流参数化方案进行了试验,发现只有采用 Anthes-Kuo 方案时积云对流参数化过程可以启动。这是因为 Anthes-Kuo 方案是基于大尺度的水汽辐合,启动该方案的条件较容易满足,而采用其他方案,这种层云弱降雪达不到积云对流参数化方案启动的条件。另外,Anthes-Kuo 积云对流参数化方案和混合冰相过程都采用时模拟的降雪量和落区与只采用混合冰相过程模拟的基本一致。试验结果表明显式方案对这种层云弱降雪有较好的模拟能力,同时对 GMS (Geostationary Meteorological Satellite) 云图的分析也没有发现此次过程中有对流活动^[1],因此,本研究中的对照试验和其他试验均不采用积云对流参数化过程。

2.2 模拟结果与实况的对比

图 2 为模拟和观测的降水量。图 2a 实况显示,12 月 7 日 00 时~8 日 00 时在我国北方有成片雪区从河套一直向东至华北和东北南部,只是降雪量不大,最强为 2 mm,降雪区自西向东移动。我们注意到,此次降雪过程,中低空有一短波槽自西向东移动,云图上可清楚地看见与短波槽相伴的云系自西向东移动^[1]。从模拟的降水量可以看出(图 2b),降水区从河套地区伸向华北北部到东北南部,强度也与观测相似,中心强度为 2 mm。但模拟的强中心较分散,而观测的从河套到华北只有 3 个 2 mm 的降雪中心。模拟的降雪范围也比观测的大,特别是在山西和内蒙古,模拟的范围明显偏大。模拟

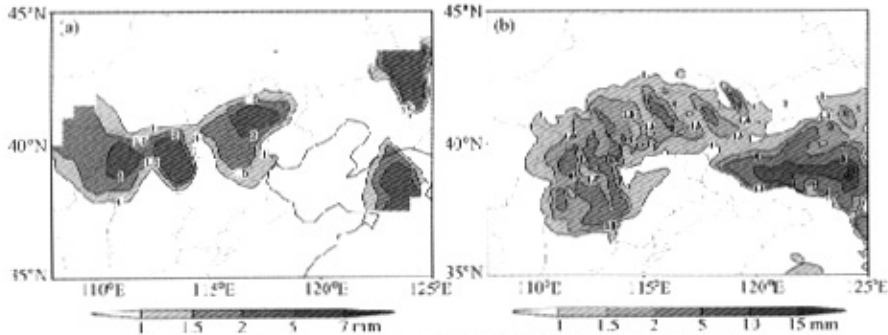


图 2 2001 年 12 月 7 日 00 时~8 日 00 时 (a) 观测的降水量和 (b) 模拟的降水量

的降雪中心较多、范围偏大是其不足之处。

为了检验模式模拟的降雪持续时间,图 3 给出了 (39.9°N, 116.3°E) 即北京地区的每小时降雪量,模拟的降雪是在 06 时(北京时 14 时)开始,与实况一致。模拟的降雪在 8~9 时(北京时 16~17 时)达到最强为 0.25 mm,之后开始逐渐减弱,在 14 时(北京时 22 时)以后停止。模拟的总降雪量在 2 mm 左右,与实况相似。模拟的降雪强度和持续时间都与实况基本一致。在此基础上,下面将对

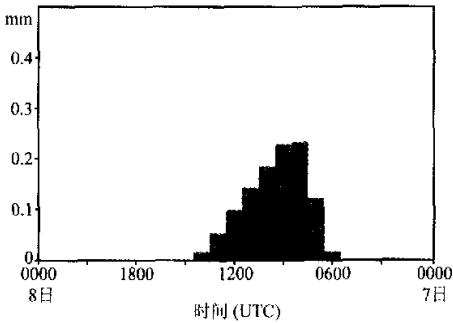


图 3 模拟的北京 (39.9°N, 116.3°E) 2001 年 12 月 7 日 00 时~8 日 00 时每小时降雪量

这次降雪过程的具体影响天气系统,发生、发展过程,水汽来源以及其云物理过程进行深入分析。

3 降雪的发生、发展过程及其条件

3.1 降雪的发生、发展过程

在“12·7”降雪的分析中^[1],对造成这次降雪过程的天气系统进行了讨论,发现对流层中层有一个短波槽自西向东移动。7日12时很清楚地看到850 hPa上槽线位于北京西侧,且沿太行山呈南北走向。图4给出模拟的北京(39.9°N, 116.3°E)风场、垂直运动和相对湿度随时间的演变。槽前弱上升运动伴随这一低槽移近北京,上升运动03时首先出现在中层,之后,有所增强并向下层和上层发展。中下层的风场在12时左右由西南风转为西北风,表明此时槽线移过北京,而上升运动也在12时左右转为下沉运动。垂直运动和中下层风场的演变表明上升运动是伴随低槽的东移出现的。相应的降雪在06时开始,14时结束,降雪的开始和结束时间滞后于上升运动2~3 h。根据以上分析,槽前的辐合上升可能是此次北京降雪过程的触发机制之一。

对应的相对湿度演变首先在中层增大(图4c),在模拟开始的3 h内从70%增加到90%以上,之后,下层的湿度逐渐增加,而低层的湿度增加到90%以上则是在降雪产生

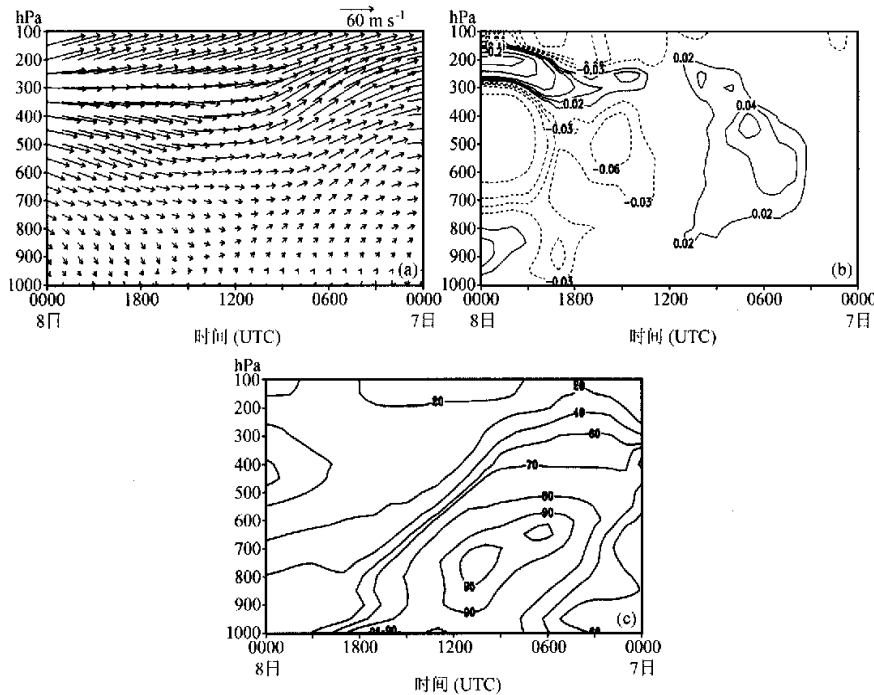


图4 模拟的2001年12月7日00时~8日00时北京(39.9°N, 116.3°E)的(a)风场、(b)垂直运动(单位: m s^{-1})和(c)相对湿度(单位: %)随时间的演变

后。图 5a、b 分别是北京 (39.9°N , 116.3°E) 模拟和观测的地面气温和露点温度随时间的演变。在降雪开始前的 06 时左右, 温度露点差达到 7°C , 而随着降雪的持续, 温度露点差逐渐减小, 观测在 12 时达到饱和, 而模拟结果在 15 时即降雪快结束时才达到饱和。观测和模拟的结果都表明降雪开始时低层是不饱和的, 这种降雪的产生可能不需要深厚的饱和层。另外, 从观测的露点温度变化看, 6 日 06 时后露点温度不断升高, 6 日 06 时为 -24°C , 到 7 日 00 时升到 -10°C , 表明 6 日低层增湿明显, 这可能是由高压后部的回流造成的, 这种低层的明显增湿在一定程度上也为 7 日降雪的产生提供了有利条件。

模拟和观测的气温都是在 7 日 06 时后开始下降, 表明此次降雪过程中有明显的弱冷空气活动, 从降雪开始到结束降温幅度为 3°C 左右。相对应的对流层中低层的温度演变 (图 6a) 也显示, 低层的降温大约在 03 时开始, 16 时左右又开始增温。在文献 [1] 的图 7 中给出了边界层风的每小时演变, 在降雪之前也没有出现北风, 对流层中

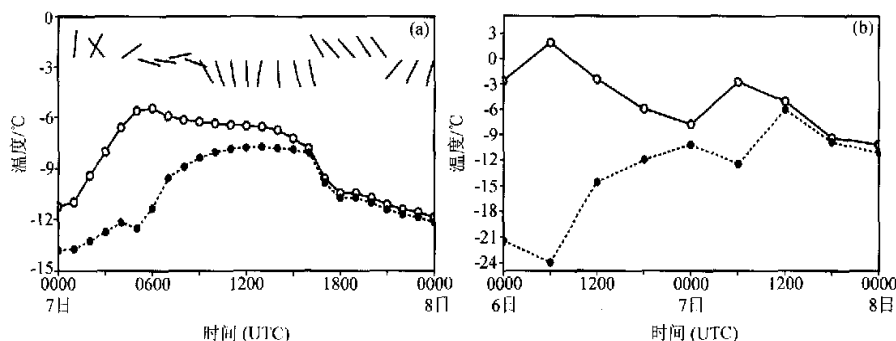


图 5 (a) 模拟的北京 (39.9°N , 116.3°E) 2001 年 12 月 7 日 00 时~8 日 00 时地面气温和露点温度的演变和 (b) 北京站观测的 6 日 00 时~8 日 00 时的地面气温和露点温度

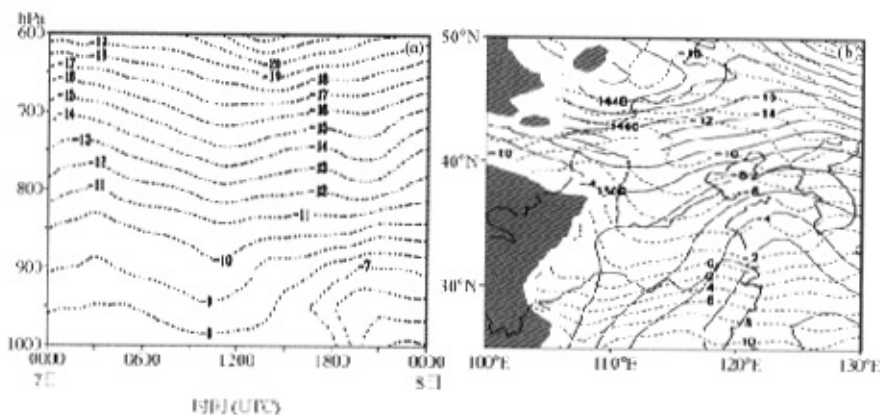


图 6 (a) 模拟的 2001 年 7 日 00 时~8 日 00 时对流层中低层 (1 000~600 hPa) 的温度演变 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 和 (b) 观测的 7 日 06 时 850 hPa 的高度场 (实线; 单位: gpm) 和温度场 (虚线; 单位: $^{\circ}\text{C}$)

阴影区为地形高度大于 1 500 m 的区域

下层的风场也是在12时以后转为北风的(图6a)。模拟和观测的结果都表明北风是在降雪结束后才出现的,这说明降雪过程中的降温不是北风造成的。对流层中低层形势场的分析发现,对流层中低层的温度槽超前于高度槽(图6d),7日06时高度槽线位于河套地区,而温度槽线已经到达华北。从系统的移动速度可以推断,温度槽大约在03时到达华北,与中下层的降温开始时间(图5c)一致,因此,降雪前和降雪过程中的降温可能是早于高度槽到达华北地区的温度槽造成的。

观测(图7)与模拟的探空(图8)比较表明,模拟的初始场(7日00时)中低层偏湿,而高层偏干,12时中低层接近饱和,模拟与观测较一致,但高层还是比观测干。虽然模拟的探空与观测并不完全一致,但其分布和演变特征与观测基本相似。因此,模拟的探空资料可以用于分析降雪发生、发展过程的层结演变。模拟的初始时刻,中下层的温度露点差在 $3\sim 8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,是不饱和的,但不算太干(图8a),之后,中层(500~700 hPa)开始逐渐增湿。在降雪开始的06时(图8b),中层的600 hPa附近达到饱和,而下层的温度露点差,在降雪开始后才明显减小。随着降雪的持续,低层大气逐渐趋于饱和(图8c)。在降雪发生、发展过程中,低层温度的递减率很小,接近于中性层结,这种层结有利于层云的形成和降雪的维持。从模拟的初始时刻到降雪结束,中低层盛行西风、西南风,但随着中低层风向转为西北风,降雪停止(图8d),并且大气开始变干。降雪过程的层结演变表明,这次降雪过程的饱和层较薄,先位于对流层中层,而低层在降雪开始后才出现饱和。

从上述分析看,中层的短波槽云系是这次降雪的主要影响系统,低层高压东侧的回流对低层的增湿有重要作用。

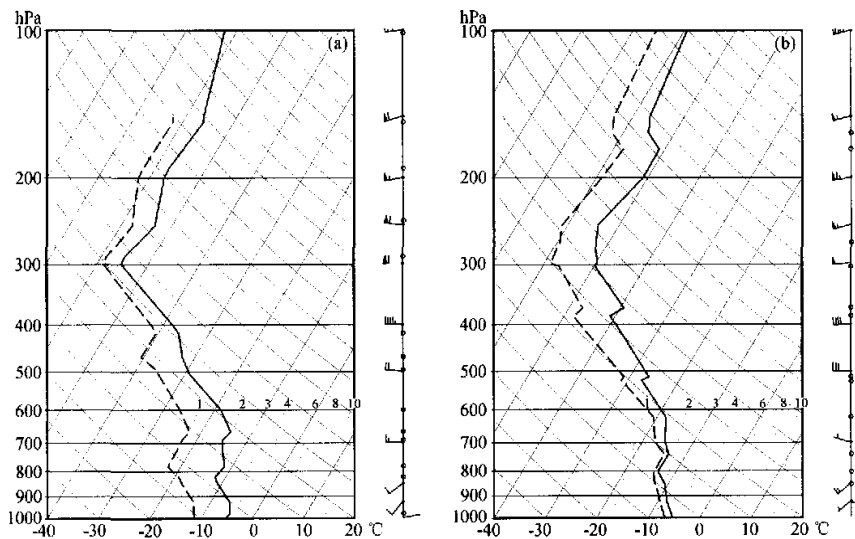


图7 观测的北京2001年12月7日(a)00时和(b)12时的 skew T-log p 分布

实线为温度,虚线为露点温度

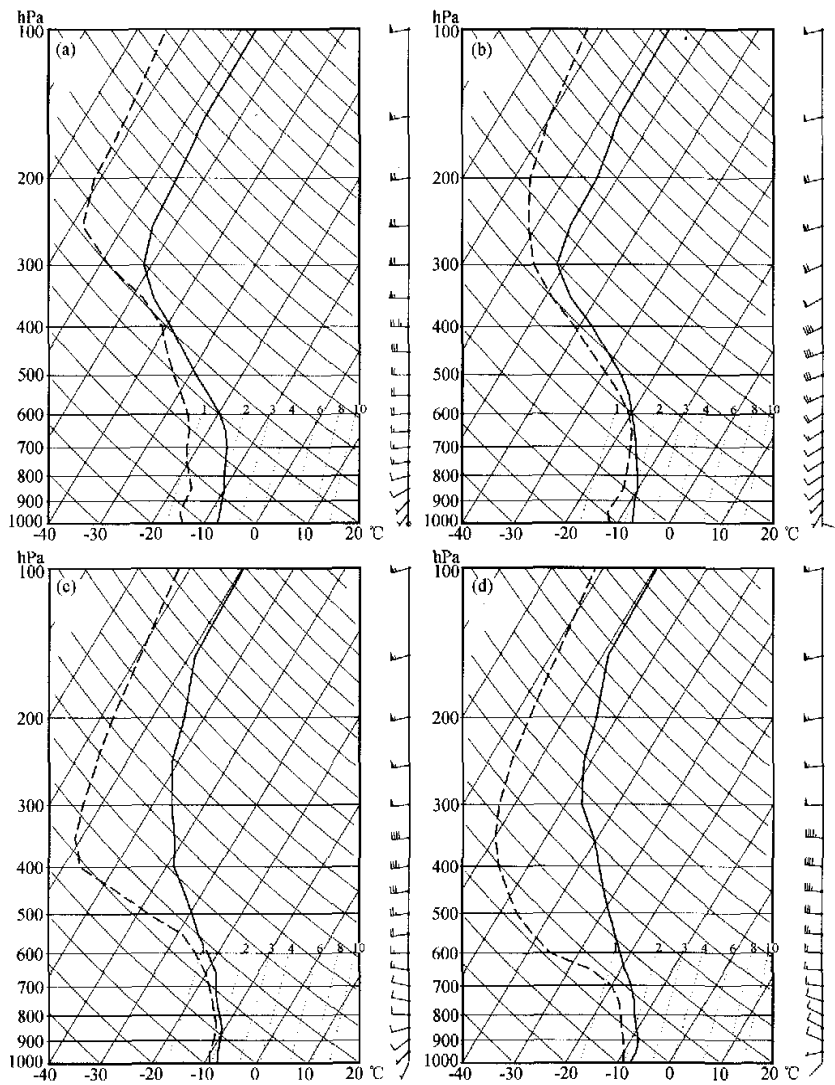


图8 模拟的北京附近(39.9°N, 116.3°E)的 skew T-lgp 分布(实线为温度, 虚线为露点温度)
(a) 00 时; (b) 06 时; (c) 12 时; (d) 15 时

3.2 水汽的来源及输送

水汽的来源对夏季的降雨和冬季的降雪都非常重要。华北冬季降雪的水汽通道主要有两条，一是沿青藏高原东侧的低层西南暖湿气流的远距离输送，另一是黄海、渤海附近的低层偏东气流的近距离输送。西南暖湿气流含水量大，温度较高，容易产生大雪、暴雪；低层偏东气流（回流天气型）的水汽含量相对较低，一般多产生较小的降雪。这次过程的水汽主要来源于何处，由什么系统输送到华北？近地层短暂东风的

作用如何? 应作深入分析。

模拟结果的层结分析显示, 中层 (600~700 hPa) 的湿度先增大, 因而, 首先分析中层 (500 和 700 hPa) 的高度场、水汽通量和水汽通量散度场 (图 9)。500 hPa 上 7

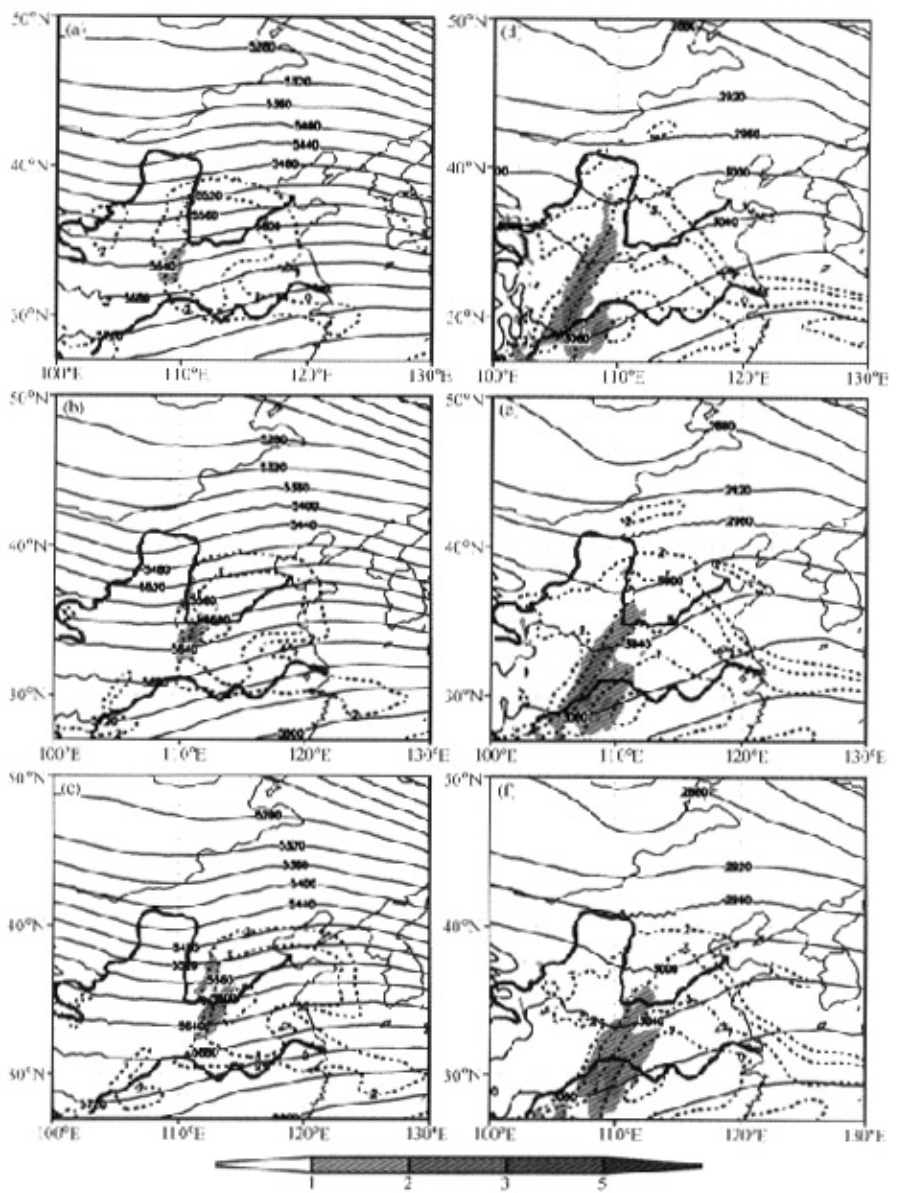


图 9 模拟的 2001 年 12 月 7 日的高度场 (实线, 单位: gpm)、水汽通量 (虚线, 单位: $10^{-3} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$) 和水汽通量散度场 (阴影, 单位: $10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$)
左侧为 500 hPa (a) 7 日 02 时; (b) 7 日 04 时; (c) 7 日 06 时; 右侧为 700 hPa (d) 7 日 02 时; (e) 7 日 04 时; (f) 7 日 06 时

日 02 时 (即模拟开始后 2 h), 短波槽位于青藏高原的东侧, 此时槽前的河套地区有较弱的水汽辐合区, 而槽前的大范围地区都为水汽通量的大值区。随着低槽的东移, 槽前水汽通量辐合的范围增大、强度增强, 水汽通量的大值区也向东移。04 时水汽通量大值区已到达北京地区, 06 时 (即北京降雪开始时), 短波槽已经东移到河套以东, 虽然水汽通量的辐合区仍在河套的东侧, 但华北北部正好处于槽前的水汽通量大值区。700 hPa 上水汽通量的分布与 500 hPa 不同, 水汽通量从南向北逐渐减少, 但在槽前水汽通量向北输送到河套和华北地区, 700 hPa 的槽前也有水汽通量的辐合区, 主要位于河套南侧。这表明 700 hPa 的槽前西南风对水汽的向北输送起到了非常重要的作用。如果没有短波槽的东移, 西南风只能到达长江流域, 当短波槽东移时, 槽前的西南风与长江以南大范围的西南风叠加, 使暖湿气流沿槽前的西南风继续向北输送水汽。

从上面的分析发现, 500 hPa 的槽前虽然有明显的水汽通量大值区和辐合区, 但南方没有水汽通量的高值区, 即没有水汽的向北输送, 而 700 hPa 上槽前的西南风将水汽输送到华北地区, 这表明是槽前的辐合上升运动将水汽输送到中上层。模拟结果还发现低层高压后部回流对水汽输送也有一定的作用, 图 10 为 900 hPa 的风场和水汽通量,

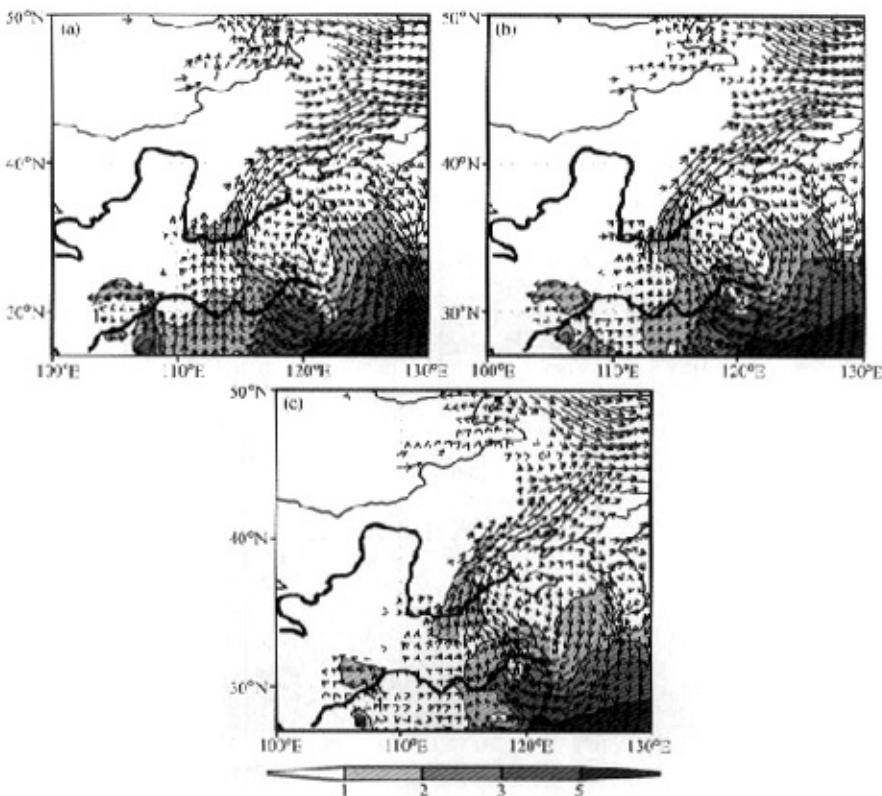


图 10 模拟的 2001 年 12 月 7 日 900 hPa 的风场、水汽通量 (阴影, 单位: $10^{-3} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$)

(a) 7 日 02 时; (b) 7 日 04 时; (c) 7 日 06 时

可见水汽从海上沿高压南侧到达太行山后,由于山的阻挡作用而向北输送到华北地区。模拟结果,近地层的相对湿度从00时到06时只增加了10%左右,低层高压回流的水汽输送对低层的增湿有重要作用,但相对中层槽前西南气流的水汽输送仍较小。

虽然此次降雪过程有较清楚的水汽源地和较明显的输送过程,然而,并不是有水汽输送就会有降雪产生,特别是这种弱降雪过程,大气中水汽含量较少,是否会产生降雪很难作出准确判断。在环流形势表明可能有弱降雪发生时,大气中水汽的含量达到多少才能产生降雪?是否可以通过模拟结果的水汽含量来进一步判断降雪能否发生以及降雪的持续时间呢?分析此次过程降雪前后大气中水汽含量的演变,将有助于提高类似过程的预报准确率。

降雪发生前12月6日的可降水量(图略)在华北为2~3 mm,长江以南地区在15 mm以上,并从南向北逐渐减少呈纬向分布。而12月7日00时(即模拟开始时,图11a)的可降水量在华北地区已经增加到5 mm,河套地区也增加到5~10 mm。可降水量的增加是由于槽前西南风的水汽输送。此后,随着低槽的东移华北地区的可降水量

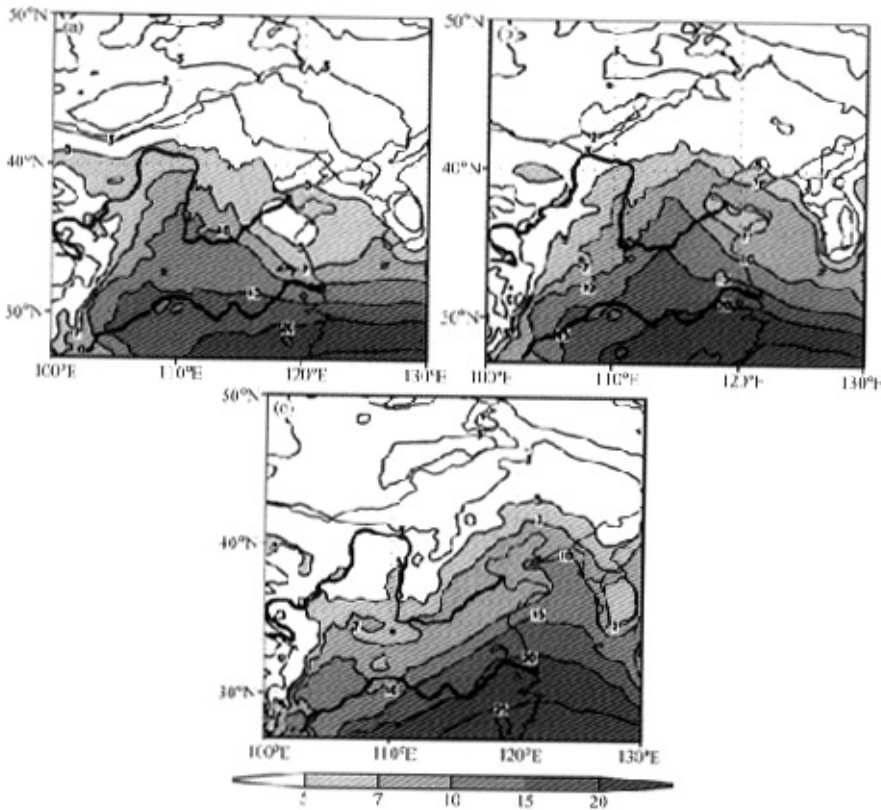


图 11 模拟的 2001 年 12 月 7 日的可降水量 (单位: mm)
(a) 00 时; (b) 06 时; (c) 15 时

逐渐增大,到降雪发生时(7日06时,图11b)可降水量达到7 mm以上。降雪结束后7日15时(图11c),华北地区可降水量又降到5 mm左右。

这种弱天气过程,虽然影响系统比较清楚,但是如何准确预报降雪的发生及其起始和结束时刻,仍然是一个难题。从前面的层结和水汽输送分析可知,判断降雪是否发生,大气中的水汽含量是一个比较关键的因子。图12给出了模拟过程中整层的可降水量和中低层(1 000~500 hPa)平均相对湿度的演变。整层的可降水量和低层的平均相对湿度在降雪前和降雪结束后的演变是完全一致的,可降水量在最强降雪产生后,就开始减小,而低层的相对湿度则由于降雪开始时低层不饱和,在降雪开始后有一个增加的过程。本次过程降雪是在可降水量

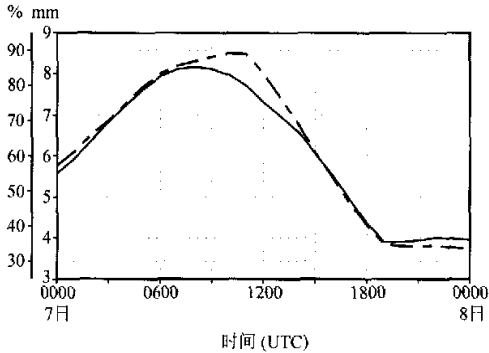


图12 模拟结果计算的北京(39.9°N, 116.3°E)2001年12月7日00时~8日00时的可降雨量(实线,单位:mm)和1 000~500 hPa的平均相对湿度(虚线,单位:%)

量和低层平均相对湿度分别达到8 mm和80%时开始,降到6 mm和60%以下时结束。当然,用此诊断变量来预报降雪的起始和结束时间必须在模式的模拟比较准确的情况下,而且,在不同的地区和不同的天气形势下也可能不同。

综上所述,2001年12月7日北京地区的降雪天气可能是由对流层中层快速移动的短波槽和近地面高压后部回流共同影响的结果。近地面的高压后部回流主要对增加低层的湿度有贡献,而700 hPa附近槽前是主要的水汽通道,槽前的辐合上升运动将水汽输送到中上层,这几个系统的配合导致了降雪的发生。

4 云物理过程的分析 and 试验

前面提到,模拟中积云对流参数化过程被调用的条件不能满足,因此,显式云过程在这次降雪过程中的作用相对来说会更重要。研究此次降雪中的各种云物理过程以及他们的相对重要性是一项比较重要的工作。由于此次过程中短波槽是自西向东移动的,因此对模拟结果沿39.9°N作雪和冰分布的剖面(图13),在这个纬度带,500 hPa以上是冰晶,600 hPa以下是雪,而500~600 hPa之间是冰晶和雪的混合区。开始阶段,降雪主要位于114°E以西,之后,随着高空槽的东移,600 hPa以下的降雪也逐渐东移。含雪量最大的层次在中层600~800 hPa,且最大中心与上层冰晶的最大中心相对应,这可能是因为一部分雪是由冰晶转换来的。沿南北向的剖面(图略)表明随着低槽的东移,降雪先在温度较低的北部产生,而南部先有微量降雨,之后随着温度的降低而转为降雪。

冬季,冰相云物理过程对降雪的形成非常重要,冰相的形成涉及云水、雨水和云冰之间复杂的相变物理过程。为了对冬季这种较弱系统产生降雪的云物理过程有较深

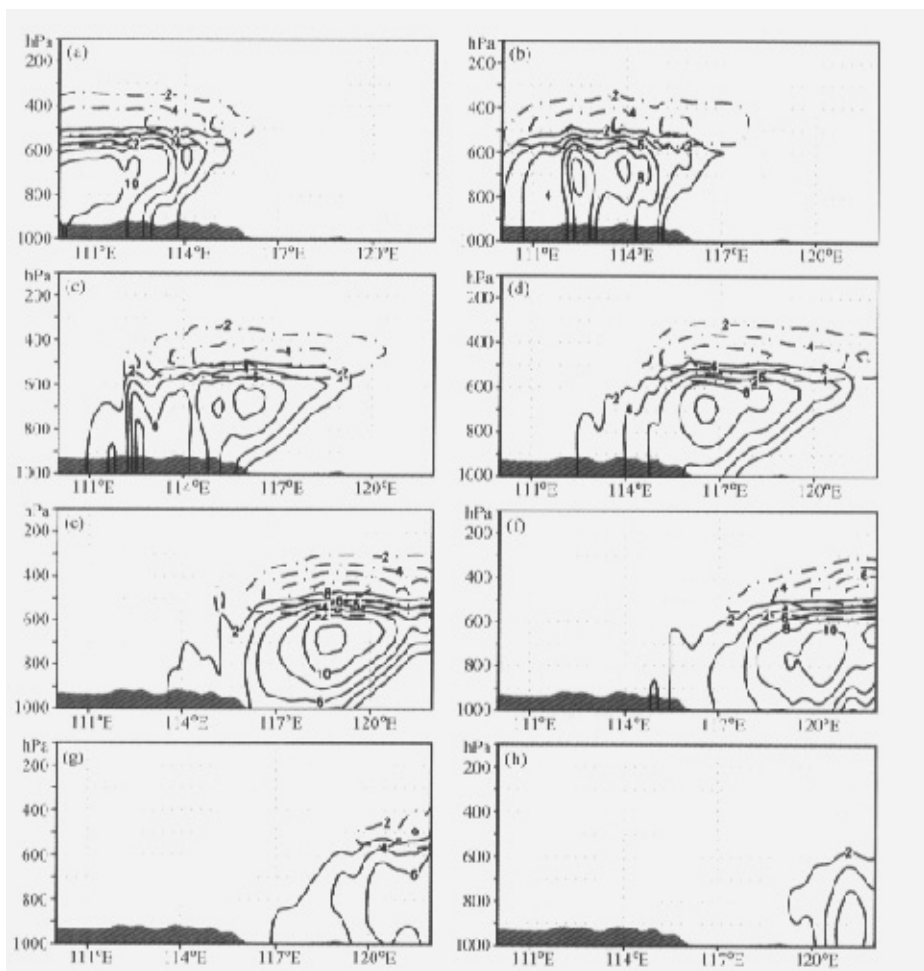


图 13 模拟的 2001 年 12 月 7 日 01~15 时沿 39.9°N 的雪 (实线) 和冰晶 (虚线) 分布
(单位: $10^{-2} \text{ g kg}^{-1}$)

(a) 01 时; (b) 03 时; (c) 05 时; (d) 07 时; (e) 09 时; (f) 11 时; (g) 13 时; (h) 15 时

的认识, 设计了两个针对云物理过程的试验: 试验一采用简单冰相过程, 试验二采用暖云过程。暖云过程中只显式预报云水和雨水过程, 没有冰相过程。这里采用暖云过程是为了试验在饱和层较薄且产生降雪的其他各种条件都比较弱的情况下, 如果不考虑冰相过程是否会产生凝结。简单冰相过程^[12]虽然考虑了冰相过程显式计算雪和冰, 但不考虑过冷水, 对照试验采用的 Reinser 混合冰相过程考虑了过冷水过程^[13]。

模拟结果显示简单冰相过程模拟的降雪量 (图 14a) 比混合冰相过程模拟的 (图 2b) 稍强, 特别是在河套东侧以及渤海湾地区, 简单冰相过程模拟的降雪量明显偏大, 这可能是因为没有过冷水的存在使形成的雪量增加。而采用暖云过程 (图 14b), 在大

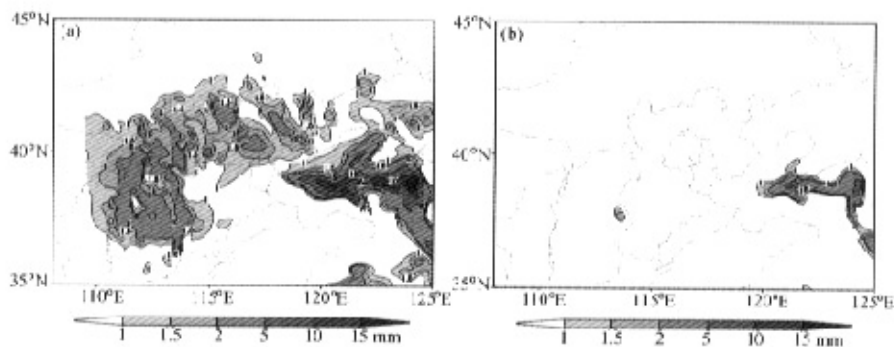


图 14 显式云物理过程的试验结果(单位: mm)

(a) 简单冰相过程; (b) 暖云过程

陆上则无任何降水产生,直到低槽东移到海上以后才有降雨产生,且强度也偏弱。对照试验中,在渤海地区的降水也是降雪,而在暖云模拟试验中产生了降雨,这两个试验的结果表明在水汽较充沛的条件下,即使没有冰相过程不能产生降雪,也会有凝结产生降雨。这也进一步说明大陆上的水汽含量较小是这次过程较弱的主要原因,因而使准确预报存在很大的难度。由此可知,冰相过程是冬季降雪预报不可缺少的云物理过程,特别是对这种较弱的过程,冰相过程的作用是不可忽视的。

5 结论

本文采用中尺度数值模式 PSU/NCAR 的 MM5 对“12·7”降雪过程进行了模拟,并对此过程的成因进行了较深入的分析。结果表明:

(1) 中尺度模式较成功地模拟了这次降雪过程的落区、强度以及起止时间,但模拟降雪的范围偏大,强中心较为分散。

(2) 降雪发生前对流层中层先出现饱和,而低层尚未饱和,低层的层结是稳定的,在降雪开始后低层逐渐达到饱和。这类弱降雪过程不一定需要有较深厚的湿层和不稳定层结存在,与夏季暴雨期间所要求的深厚湿层和不稳定层结不同。

(3) 此次降雪是由对流层中层快速移动的短波槽和近地面的高压后部回流共同影响的结果。近地面的高压回流增加了低层的湿度,而槽前的水汽输送和辐合上升不但对水汽输送很有利,而且还可能是此次降雪过程的触发机制之一。

(4) 对可降水量的计算,有可能帮助判断降雪是否会发生。从此次过程的情况看,华北地区大气中可降水量达到 7 mm 以上,就可能有弱降雪发生。

(5) 冰相云物理过程对成功模拟降雪是不可忽视的。

综上所述,中尺度模式虽然较成功地模拟出了这次弱降雪过程,但也存在不足之处,例如降雪范围偏大,强中心较分散等。而且对这次弱降雪过程,边界层过程、地形和下垫面的影响也许不是很重要,但对较强的降雪,这些过程的作用可能就不容忽视了。因此,要进一步提高降雪的定量预报水平,应着手发展与改进适用于华北地区

的高分辨率的中尺度数值天气预报模式,尤其要开展北方地区云物理过程(积状云和层状云)、边界层物理过程以及北京周边地形对降水过程影响的研究等。

另外,虽然模式对这种弱降雪过程有一定的模拟能力,但是,对这种信号较弱的浅薄系统的预报结果在实际工作中的应用,尤其是要判断是否出现“小雪大灾”的情况,仍然是一个难点。所以加强对模式结果释用的深入研究,无疑是一项较长期的工作。此外,加强对其他非气象因素致灾原因及对策的研究也是十分重要的^[1]。这些研究将会使数值预报结果在业务预报中发挥更大的作用。

致 谢 陶诗言院士对本工作给予了热情的指导和帮助,并提出了宝贵意见,在此表示感谢。

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 王建中,丁一汇,一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究,高原气象学报,1995, **53** (4), 451~460.
- 3 张小玲、程麟生,“96·1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力分析 I. 涡度及涡度变率诊断,高原气象,2000, **19** (3), 285~294.
- 4 Dudhia, J., A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**, 1493~1513.
- 5 孙建华、赵思雄,一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究,大气科学,2000, **24** (3), 381~392.
- 6 孙建华、陈红、赵思雄、曾庆存、谢庄等,华北和北京的酷暑天气. II. 模拟试验和机理分析,气候与环境研究,1999, **4**, 334~345.
- 7 Ballentine, R. J., A. J., Stamm, E. E. Chermack, G. P. Byrd, and D. Schleele, Mesoscale model simulation of the 4-5 January 1995 lake-effect snowstorm, *Wea. Forecasting*, 1998, **13**, 893~920.
- 8 Scott, C. P. J., and P. J., Sousounis, The utility of additional soundings for forecasting lake-effect snow in the great lakes region, *Wea. Forecasting*, 2001, **16** (4), 448~462.
- 9 Steenburgh, W. J., and D. J. Onton, Multiscale analysis of the 7 December 1998 Great Salt Lake-effect snowstorm, *Mon. Wea. Rev.*, 2001, **129**, 1294~1315.
- 10 Onton, D. J., and W. J. Steenburgh, Diagnostic and sensitivity studies of the 7 December 1998 Great Salt Lake-effect snowstorm, *Mon. Wea. Rev.*, 2001, **129**, 1273~1293.
- 11 Hong, S.-Y., and Pan Hualu, Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model, *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**, 2322~2339.
- 12 Dudhia, J., Numerical study of convection observed during winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 3077~3107.
- 13 Reisner, J., R. J. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1998, **124B**, 1071~1107.

A Numerical Simulation of Snowfall in North China on 7 December 2001

Sun Jianhua, and Zhao Sixiong

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 10029*)

Abstract The light snowfall with precipitation amount of 1.8 mm d^{-1} occurred in North China (including Beijing) on 7 December 2001 and the serious traffic jam appeared. To better understanding of the snowfall process and its predictability, the PSU/NCAR mesoscale model (MM5) has been employed to replicate the process. The simulation results show that the location, strength and duration agree fairly well with the observation although some deficiencies exist. On the basis of success simulation, the occurrence and evolution of the light snow and its physical processes are investigated. The analyses indicate: the quick-moving short trough at middle layer and its convergence, upward may initiate this light snowfall process, the low level and middle level troposphere are the saturated and unsaturated layer prior to the snowfall respectively. And with the evolution of snowfall, humidity at low level air increase gradually. It is suggest that deep moist layer is not necessary to the formation of light snowfall. It is possible to produce light snowfall while precipitation water exceeds 7 mm in North China. In addition, ice-phase explicit cloud process is a very important physical process for the snowfall simulation.

Key words: snowfall; numerical simulation; ice-phase