

朱坤,刘华强,丁守智,等.2008 年 1 月一次强降雪冰冻过程的数值模拟与分析[J].暴雨灾害,2009,28(2):104-111.

# 2008 年 1 月一次强降雪冰冻过程的数值模拟与分析

朱坤<sup>1,2</sup>,刘华强<sup>1</sup>,丁守智<sup>2</sup>,俞斌辉<sup>3</sup>

(1.解放军理工大学气象学院,南京 211101;2.91867 部队气象台;3.94514 部队气象台)

**摘要:**采用 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料和常规观测资料,利用中尺度数值模式 WRF 对 2008 年 1 月 25—29 日发生在长江中下游地区的强降雪冰冻过程进行数值模拟,模拟结果显示:WRF 模式可以较好地模拟出此次强降雪冰冻过程高低空环流形势演变特征以及降水雨雪带的分布。诊断分析结果进一步表明,西南低空急流对水汽的输送使得长江中下游地区成为很强的湿度区,为强雨雪冰冻的发生提供了充足的水汽条件。对降雪及冻雨的云微物理过程特征分析表明,中低空 600—900 hPa 逆温层的存在与降雪及冻雨的发生密切相关,固态降水粒子经  $0^\circ\text{C}$  以上逆温层融化后形成过冷却水降落至冷的地面形成冻雨,而雪的形成过程中逆温层的温度小于  $0^\circ\text{C}$ 。

**关键词:**暴雪;冻雨;数值模拟;云微物理过程

**中图分类号:**P456.7 **文献标识码:**A **文章编号:**1004-9045(2009)02-0104-08

## 1 引言

暴雪和冰冻是我国冬季主要的气象灾害。2008 年 1 月中旬至 2 月初,我国南方大部地区出现了自 1954/1955 年冬季以来最严重的低温、雨雪、冰冻灾害天气,长江中下游地区及贵州等省受灾严重。此次极端天气具有范围广、强度大、持续时间长,灾害影响严重等特点,给交通运输、电力传输、通讯设施、农业生产以及人民群众生活造成了严重影响。

对于暴雪冰冻的研究,欧美一些国家开始较早。1920 年 Brooks 等<sup>[1]</sup>就研究了冻雨形成的一般环境条件,其后气象学者从不同角度开始了一些关于暴雪冰冻形成机理的理论研究<sup>[2-4]</sup>。国内对暴雪冰冻的研究始于 20 世纪 70 年代末,王文辉等<sup>[5]</sup>对内蒙锡盟大雪和“77.10”暴雪进行了天气学分析,之后很多气象工作者对暴雪冰冻的天气气候特征进行了系统分析和总结,取得不少有意义的成果。20 世纪 90 年代以来,不少气象学者利用中尺度数值模式对暴雪冰冻过程进行模拟分析,对暴雪冰冻形成的物理机制有了更深层次的研究。邓远平等对“96.1”高原暴雪的发生发展的物理机制做了一系列的数值模拟与分析<sup>[6-8]</sup>;孙建华等<sup>[9]</sup>采用中尺度数值模式 MM5 对华北地区“12.7”降雪过程进行了数值模拟,并对此过程成因进行了较深入的分析;吕胜辉等<sup>[10]</sup>对天津机场地区 1979—2002 年出现的 3 次冻雨天气进行对比分析,找出了冻雨发生的天气

形势特点和大气垂直结构特征;近年来贵州等省的气象工作者还对贵州冬季冻雨天气进行了系统研究<sup>[11]</sup>,为冻雨天气的预报提供了很好的参考。

以上文献对我国冬季暴雪冰冻的研究主要集中在青藏高原、北方及贵州等地,而长江中下游地区纬度偏南,较少发生强降雪冰冻天气,目前对该地区强降雪冰冻过程的数值模拟研究并不多见。对于 2008 年 1 月发生在我国南方的大范围雪灾,已有学者从气候学角度分析了其成因<sup>[12-15]</sup>。本文将在前人工作的基础上,重点对“0801 南方雪灾”中长江中下游的一次强降雪冰冻过程进行数值模拟与分析,揭示其发生发展的中尺度物理机制,并对此次降雪及冻雨的云微物理过程特征做模拟分析,以期对实时预报业务提供参考。

## 2 天气实况及环流形势演变

### 2.1 天气实况

2008 年 1 月 25—29 日,受冷暖空气共同影响,我国中东部地区出现了入冬以来强度最大的雨雪冰冻天气过程。此次过程降水强度大,长江中下游部分地区积雪厚度达 20~35 cm,受灾严重。1 月 25 日华南开始出现强降水,广西东南部、广东和福建部分地区出现了中到大雨,随后降水带开始北抬。25 日夜间至 27 日江淮、江南北部地区出现了中到大雪,28—29 日在河南南部、湖北东部、安徽、江苏和浙江北部出现了暴雪。与此同时,江西省出现大范围的冻雨天气、贵州大

收稿日期:2008-11-08;定稿日期:2009-01-06

基金项目:国家自然科学基金项目(40375027)资助

作者简介:朱坤,男,1984 年生,助理工程师,主要从事中尺度数值模拟研究。E-mail: zhukun198439@sina.com

部地区和湖南部分地区维持冻雨天气。雨雪强降水时段出现在 28 日至 29 日,强降水中心出现在皖赣浙三省交界地区,日降水量达 38 mm。

### 2.2 环流形势演变分析

这次过程是在欧亚大陆异常的大气环流形势下发生的。从 1 月中旬开始,500 hPa 平均高度场上(图 1a)中高纬欧亚地区环流形势表现为异常的西高东低分

布,即乌拉尔山地区位势高度场异常偏高、中亚至蒙古国西部直到俄罗斯远东地区高度场偏低,这样的环流配置有利于高纬冷空气自西北向东南不断分裂南下。东亚中低纬度地区的环流形势则呈东高西低分布,西太平洋副热带高压较历年偏强偏北,南支槽稳定活跃。副热带高压的偏强,导致冷暖空气交汇作用加剧,主要在我国长江以北地区形成雨雪天气。

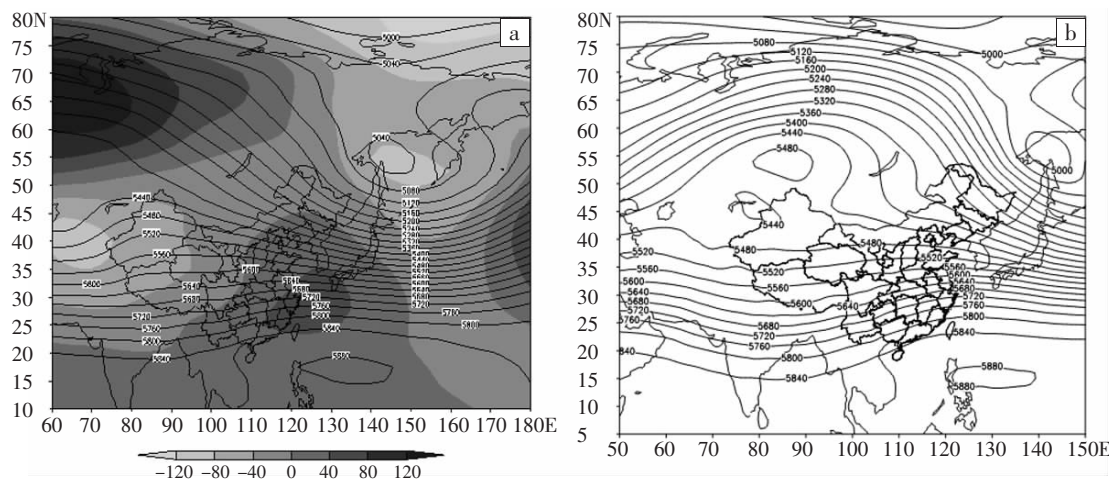


图 1 2008 年 1 月 11 日至 2 月 3 日 500 hPa 平均高度场(a,阴影区表示高度距平值,相对于 1948—2007 年冬季平均值)及 1 月 25—29 日 500 hPa 平均高度场(b)(单位:gpm)

1 月 25—29 日(图 1b),阻高始终维持在巴尔喀什湖附近,贝加尔湖以西横槽在 45°N 附近来回摆动,冷空气沿河西走廊源源不断进入我国,虽然冷空气强度不大,但由于大气环流形势稳定,冷空气持续扩散南下使得我国气温持续偏低。与此同时西太平洋副热带高压 1 月 24 日短暂南退后于 26 日又开始西伸加强,副高主体较前期南移,强度虽有所减弱,但 26—29 日其脊线一直位于 13°N 以北,使得副高西侧的暖湿空气向北输送,冷暖空气交汇形成的强雨雪天气主要在长江中下游及江南北部地区。另外,1 月中旬以来南支槽异常活跃且频繁东移,1 月 25 日南支槽又一次东移将印度洋和孟加拉湾的水汽沿云贵高原向我国输送,为我国长江中下游地区的强降雪天气提供了充足的水汽来源。

1 月 15 日在欧洲北部建立的高压脊于 21 日移至乌拉尔山以西地区并形成阻塞高压,其东侧西北气流不断输送冷空气南下至贝加尔湖附近堆积。随着里海附近的低涡不断东移加深,阻塞高压也迅速东移至贝加尔湖附近。1 月 25 日开始,700 hPa 上西南风急流开始加强且急流带向北发展。25 日 08 时(北京时,下同)700 hPa 形势上西南风急流带主要位于长江中下游流域,急流带上平均风速接近 30 m/s,大量的水汽沿急流带输送至长江中下游地区。25—26 日 850 hPa 上华南北部存在低空切变线,切变线上冷暖空气辐合造

成华南南部地区降水偏强。1 月 27—29 日,850 hPa 上华南地区的切变线北移至长江中下游沿江地区造成强雨雪天气。地面形势场上长江中下游地区处于蒙古冷高压底部,24 日 08 时冷高压中心气压已达 1 075 hPa,25 日开始随着高空气流的引导,冷高压主体不断分裂出冷空气沿河西走廊扩散南下,与南支槽和副高输送的暖湿空气共同作用导致长江中下游地区出现大范围雨雪冰冻天气。

### 3 资料及模拟方案设计

本文的数值模拟利用 WRF 模式的 V2.2 版,采用单向无嵌套网格,水平格距为 30 km,垂直方向分 31 层,模式层顶取为 50 hPa。模式积分时间从 1 月 26 日 20 时至 29 日 08 时,共 60 h,模式结果每 3 h 输出一次。

模拟采用的初始场和边界场是 NCEP 1°×1°再分析资料,在模式运行前利用 WRF 三维变分同化系统(WRF-3DVAR)同化常规地面资料和探空资料,形成模式初值。使用 NMC 方法(Parrish D and Derber J, 1992)来构造背景误差协方差。NMC 方法就是用模式在每一模式日相同时刻的 24 h 预报与 12 h 预报输出之差代替真实值与背景场之差来统计背景误差协方差。选用 2008 年 1 月 9 日 08 时至 2008 年 2 月 7 日 08 时一个月时间作为背景误差协方差统计时段,从 2008 年 1 月 9 日 08 时开始模式冷启动,而后每天

模式以前次预报的 12 h 预报场为初始场进行 24 h 预报。如此循环一直到 2008 年 2 月 7 日 08 时为止, 得到 60 个结果, 再用模式进行统计求出气候意义上的 3DVAR 背景场误差协方差矩阵。

此次强降雪冰冻过程中出现了暴雪、雨夹雪、冻雨、雨凇、冰粒等多种天气现象, 冰相云微物理过程对降水的相态形成起着十分重要的作用, 因此在选择具体微物理方案时选择考虑了各种云物理量转化关系的 WSM5 方案来进行模拟。此方案中与云物质相关的预报量有 5 个: 水汽 ( $Q_w$ )、云水 ( $Q_{ic}$ )、雨水 ( $Q_{ir}$ )、冰晶 ( $Q_i$ )、雪 ( $Q_{is}$ ), 当  $-4\text{ }^\circ\text{C} < T < 0\text{ }^\circ\text{C}$  时, 云水、雨水部分冻结, 云水与冰晶, 雨水与雪可以共存, 此时云水和雨水是过冷水。另外, 积云对流参数化方案采用 New KF 方案, 长波辐射方案选取 RRTM 方案, 近地面层、陆面过程及边界层方案分别选择 Monin-Obukhov、Thermal diffusion 和 MRF 方案。

## 4 模拟结果讨论与分析

### 4.1 模拟结果与实况比较

长江中下游至华南地区的这次雨雪过程强降水

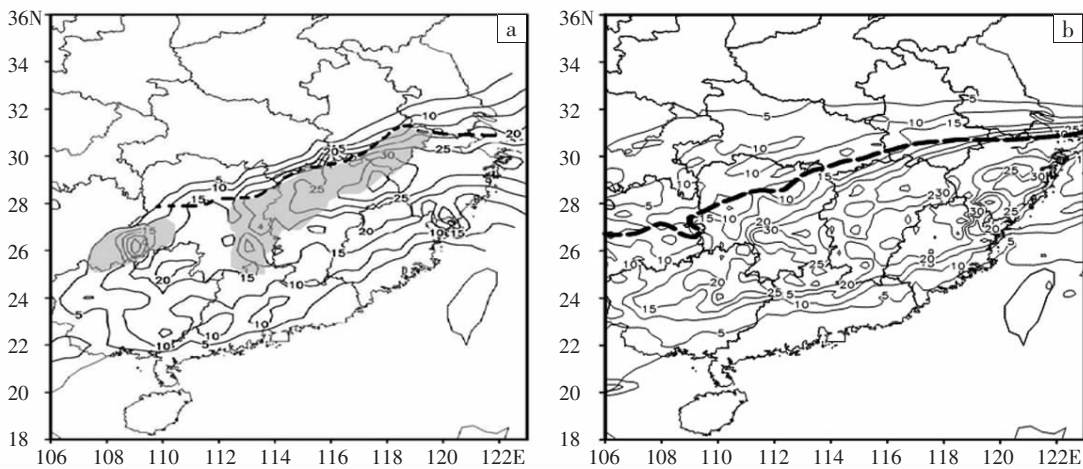


图 2 2008 年 1 月 28 日 08 时至 29 日 08 时降水量实况(a, 单位:mm)及模拟图(b)

### 4.2 模拟结果分析

#### 4.2.1 模拟的中尺度系统

从模拟的中低层流场可见, 此次强降雨过程与中尺度辐合线的发生、发展及演变密切相关。27 日 20 时 700 hPa 流线图(图略)上可以看到发展很强的西南气流及偏北气流辐合带, 辐合带位于山东半岛一带, 该辐合带随后逐渐南压, 于 28 日 08 时移至江淮一带, 28 日 20 时辐合带已位于长江中下游沿江一带(图 3a), 辐合中心与最大降水中心相对应。在模拟的 850 hPa 流场上, 27 日 08 时切变线主要位于华南一带, 随着西南暖湿气流的加强, 切变线逐渐北抬至淮河以北地区, 这一时期降水区也主要位于淮河以北地区, 随

主要出现在 1 月 28 日, 从模拟的逐 6 h 降水量图上(图略), 降水从湖北开始, 逐渐向东南扩展, 强降水中心主要位于浙皖赣三省交界地区, 与 6 h 实况降水量图(图略)相比较, 在长江中下游地区该降水演变趋势、量级与实况基本一致。图 2a 为 1 月 29 日 08 时 24 h 降水量实况图, 虚线和阴影区分别是根据实况资料绘制的 1 月 28 日 20 时雨雪分界线以及冻雨冰粒雨凇区, 图 2b 是 24 h 降水量模拟图, 虚线为雨雪分界线, 根据南方降雪有利的温度条件垂直分布<sup>[16]</sup>绘制出 28 日 20 时雨雪分界线, 可以看出, 雨雪降水带分布走向与天气实况基本一致, 位于皖赣浙交界地区强降水中心被很好地模拟出来, 虽然模拟的强降水中心区域有所减小, 但强度相似。另外, 模拟的雨雪分界线与实况也比较近似, 总体来看, 模拟的降水范围、强度在整个长江中下游地区与实况基本还是一致的。

850 hPa 模拟的高度场风场形势和客观分析场基本一致(图略)。通过模拟结果与客观分析结果及天气实况比较发现, 本次模拟从总体上看是比较成功的。因此, 利用模式输出结果对这次强降雨过程进行中尺度诊断的结果是可信的。

着冷空气不断扩散, 偏北气流加强, 切变线系统于 28 日 08 时(图 3b)又南压至江西湖南中部上空, 随后该辐合带一直维持在长江中下游沿江地区上空, 强降水带也主要位于切变线北侧。29 日 08 时, 辐合带南压至华南南部一带, 长江中下游地区的强降雨过程逐渐结束。

#### 4.2.2 低空偏南急流与水汽条件

分析模式输出的各层风场可以看出, 这次雨雪冰冻过程中层西南气流强盛。700—500 hPa 从孟加拉湾到长江中下游及江南、华南一带为一致的强盛西南气流, 各层都有急流存在。850 hPa 低空急流在 20—26°N 为东北—西南走向, 急流轴上存在强风速中心,

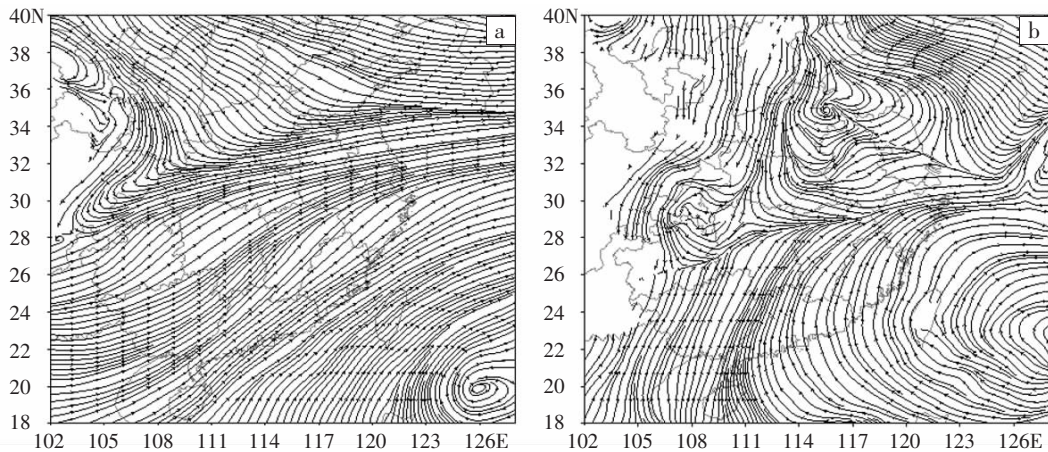


图 3 2008 年 1 月 28 日 20 时 700 hPa 流线(a)及 28 日 08 时 850 hPa 流线(b)模拟图

1 月 28 日 20 时最大风速中心达 14 m/s(图略)。850 hPa 急流位置虽有所偏南,但 700 hPa 上急流区位置与强降水带对应较好,1 月 28 日 20 时 700 hPa 急流轴中心风速已达到 28 m/s(图 4a),急流上不断有充

沛的水汽向江淮地区输送,当切变线系统逼近时,引起了较强的天气尺度上升气流,产生强烈的上升运动,造成强降雨雪。雨雪大值中心位于低空西南急流的左侧。

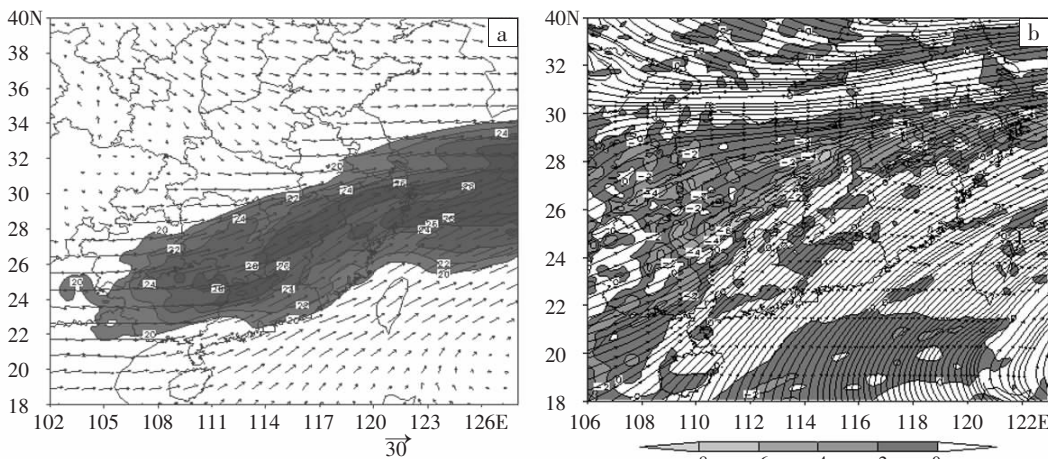


图 4 2008 年 1 月 28 日 20 时 700 hPa 风场(a,阴影区:全风速  $\geq 20\text{m/s}$ )及 700 hPa 水汽通量散度(阴影区,单位:  $10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ )与流场图(b)

低空急流将水汽源源不断向长江中下游地区输送,为雨雪的发生提供了非常有利的水汽条件。分析各层的水汽通量、水汽通量散度及流场可知,这次雨雪过程的主要水汽通道有两个:一个是 700 hPa 上从印度半岛到孟加拉湾北部盛行的强西南气流所携带,然后经青藏高原南侧向东输送至长江中下游流域,另一个是副高西侧东南气流所携带的南海海域的水汽。从 1 月 28 日 08 时 850 hPa 水汽通量图(图略)上可以看到:这支西南急流将大量水汽带到江南地区上空,在长江以南存在水汽通量大值中心,强度达  $16\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ ,大到暴雪区位于 850 hPa 水汽通量密集区北侧。由 1 月 28 日 20 时 700 hPa 水汽通量散度及流场(图 4b)可以看出,700 hPa 上北方冷空气南下与西南气流交汇于江淮地区,形成了一条东西向风辐合区,并与水汽通量辐合区重叠,水汽通量辐合大值区分别位于皖赣浙交界地、湖南中部及湘黔交界地区,

中心值分别为  $-4\times 10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 、 $-6\times 10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 、 $-8\times 10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 。28 日 20 时以后水汽通量辐合带东移南压,29 日 02 时 700 hPa 水汽通量辐合大值区位于湖南南部及浙江东部沿海(图略),中心值分别为  $-6\times 10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 、 $-10\times 10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ ,29 日 08 时水汽通量大值带南压至华南南部一带,长江中下游地区的雨雪过程结束。

#### 4.2.3 温度场特征

1 月 27—29 日长江中下游沿江地区普降大到暴雪,而江西、湖南、贵州出现大范围的冻雨天气,这与对流层下部逆温层异常偏强有密切关系。分析垂直方向上温度场的演变情况,沿强降水中心所在  $118^\circ\text{E}$  做温度垂直剖面,图 5a 所示的是 28 日 20 时沿  $118^\circ\text{E}$  温度垂直剖面图,由图可见,850 hPa 上长江中下游沿江地区气温较低,小于  $-2^\circ\text{C}$ ,700 hPa 则出现了明显的逆温层,雪雨区( $28\text{—}32^\circ\text{N}$ )的逆温层从 900 hPa 一直

延伸到 650 hPa, 且 700 hPa 和 1 000 hPa 的气温差较大。从温度平流垂直剖面图(图 5b)上,同样可以看到从 850—700 hPa 长江中下游以南地区存在较强的暖平流发展, 而 850 hPa 至地面由于冷空气不断扩散,冷平流较强。这样强暖平流叠加在冷平流之上,形

成了较强的逆温。前期雨雪不停的增加,促使地表气温偏低,逆温层温度异常偏高,对流层低层至地面温度异常偏低,这样的温度场配置使得雨滴降落到地面迅速冻结成冻雨,再次促使地表气温下降,形成了一个正反馈过程。

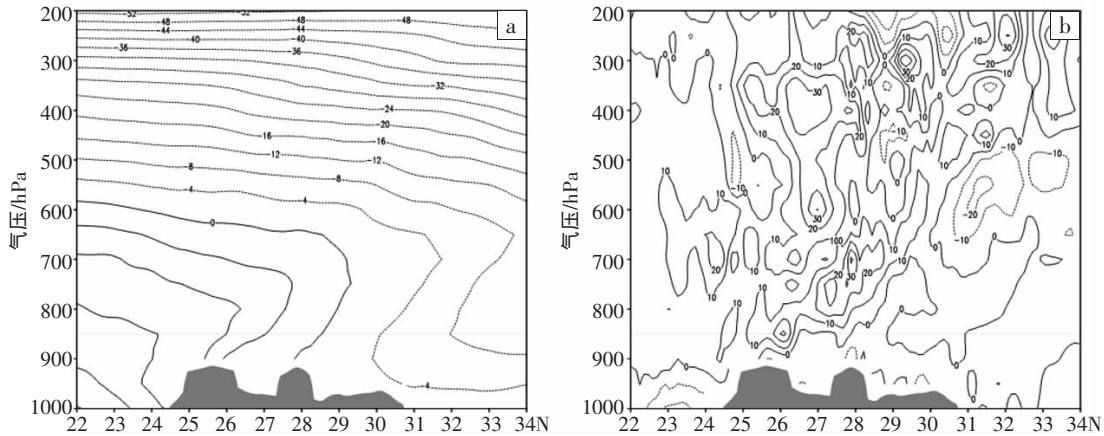


图 5 2008 年 1 月 28 日 20 时沿 118°E 温度(单位:°C)垂直剖面(a)及 28 日 08 时温度平流剖面图(b,单位:10<sup>-5</sup> °C/s) (下方阴影区代表地形)

4.2.4 动力条件

分析各层的散度、涡度及垂直速度场,可以看出其垂直结构配置与强降雪区对应较好。图 6 给出 1 月 28 日 20 时散度场及云物理量场沿 118°E 经向垂直剖面,从中看出,在 26°—32°N 之间低空有强烈的辐合,高空有强烈的辐散(图 6a),因此在 29°—31°N 附近产生正涡度柱及强烈的上升运动,最大上升速度超过了

20 cm/s(图略)。另外,比较图 6a 和图 6b 也可以发现:上升运动把低层水汽带到中高层,水汽在中高层凝结,产生雪与冰混合比大值区。大值区与强降雨雪落区也有着很好的对应。可以看出,由于低空辐合,高空辐散,导致上升运动的加强及正涡度的产生和维持,而垂直方向上水汽场与垂直速度场的耦合是强降雨雪的动力条件之一。

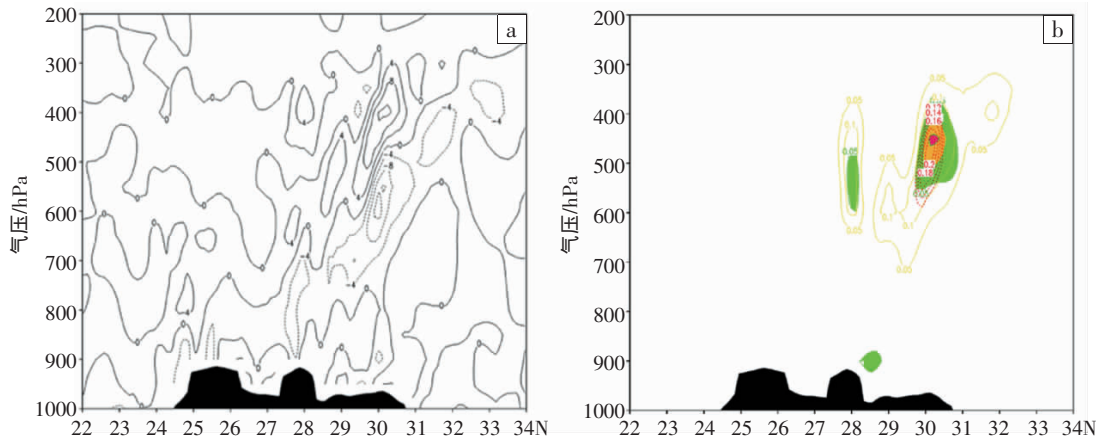


图 6 2008 年 1 月 28 日 20 时沿 118°E 散度场(a,单位:10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>)及云微物理量场(b,单位:g/kg,黄色实线:冰晶,彩色阴影:雪)垂直剖面图(下方黑色阴影区代表地形)

5 降雪和冻雨云微物理特征分析

5.1 云系成分结构特点

无论是降雪还是冻雨都是在一定的热力、动力条件下由云内部微物理过程产生。利用模式输出的各种云微物质含量分布可以初步分析降雪冰冻天气的云系成分结构特点。选取模拟的强降水中心(118°E,

29°N) 来讨论, 其上空各云微物质垂直积分(1 000—300 hPa)的比含量时间演变如图 7a 所示,在开始阶段(28 日 05 时),云中的云水含量为极大值,说明空中有大量水汽存在。不难解释,850 hPa 至地面为冷层,而 850—700 hPa 为暖层,存在着西南暖急流输送的大量水汽。降雪开始于 28 日 14 时左右,随着时间的推移,云水逐渐减少转化为雪水等其它固态相粒子,降

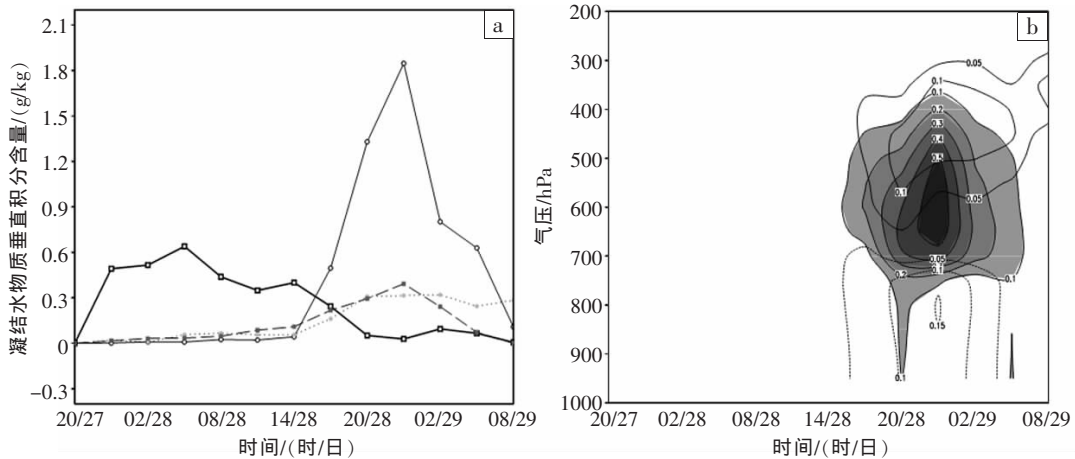


图 7 降水中心(118°E,29°N)云中各粒子垂直积分含量(单位:g/kg)随时间演变(a)及其高度—时间剖面图(b)  
(图 a 中粗实线:云水;细实线:雪;长虚线:雨水;点线:冰晶,图 b 中阴影:雪;实线:冰;虚线:雨水)

雪量逐渐加大,最大值出现在 28 日 23 时左右,达到 1.8 g/kg, 随后开始逐渐减弱,29 日 08 时各云微物质含量达到最少,雨雪逐渐趋于结束。图 7b 所示的是强降水中心雪、冰晶、雨水含量的高度时间剖面图,可以看出,降水过程中,云中水成物主要以雪粒子为主,雨水次之,冰晶最少。冰晶粒子和雪粒子同时产生,两种粒子都出现在 700 hPa 以上的高度层,而 700 hPa 以下基本上为过冷水。冰晶粒子出现的高度比雪粒子要高,可以认为,降雪过程首先在上层形成凝结核,然后向下发展,雪粒子主要由冰晶粒子碰并作用形成的,其含量的变化与冰晶粒子的形成和发展密切相关。雪粒子到达逆温层后融化经冷层降落至寒冷的地面冻结成冻雨。

5.2 降雪和冻雨微物理过程

这里着重分析降雪和冻雨天气云微物理过程演变特征。考虑到沿 115°E 降水的相态变化较为明显,所以沿此经度作各种云微物质的经向垂直剖面进行分析。天气实况分析表明:1 月 28 日 08 时沿 115°E 剖面上 30°N 以北为暴雪天气,29—30°N 之间下了冰粒,

28—29°N 为冻雨区,28°N 以南为降雨区。28 日 08 时至 29 日 02 时,雨雪强度逐渐增强,暴雪区南界南压至 28°N,27—28°N 基本为冰粒和冻雨共存区,而 27°N 以南为降雨区。29 日 08 时以后,29°N 以北的降雪逐渐停止,雨雪区域减小,只在 27—28°N 维持较弱的冻雨、雨加雪天气,而 27°N 以南基本为小雨天气。

图 8、图 9 分别给出了 28 日 08 时至 29 日 08 时沿 115°E 雪、冰晶含量、温度以及雨水、云水含量及温度的垂直剖面图。由图 8a 和图 9a 可见,1 月 28 日 08 时 24—36°N 中低层冷舌之上叠加有一自南向北延伸的暖脊,900—600 hPa 之间形成锋面逆温,0 °C 线北界位于 29°N 上空 700 hPa,0 °C 线以南暖层之下的 800—900 hPa 形成冷层。从冰相粒子和液态粒子的分布来看,30°N 以北 0 °C 线北界以外高空存在大量冰晶粒子和雪粒子的区域已发展到地面,30°N 以北地区整层大气温度都在 0 °C 以下,上空逆温层较弱,因此该地区出现降雪天气。28—30°N 上空存在少量的雪粒子和冰晶粒子,0 °C 线范围以内存在少量的云水和雨水,经冷层后形成过冷却水,所以该区域有少量冻雨和冰粒存在。

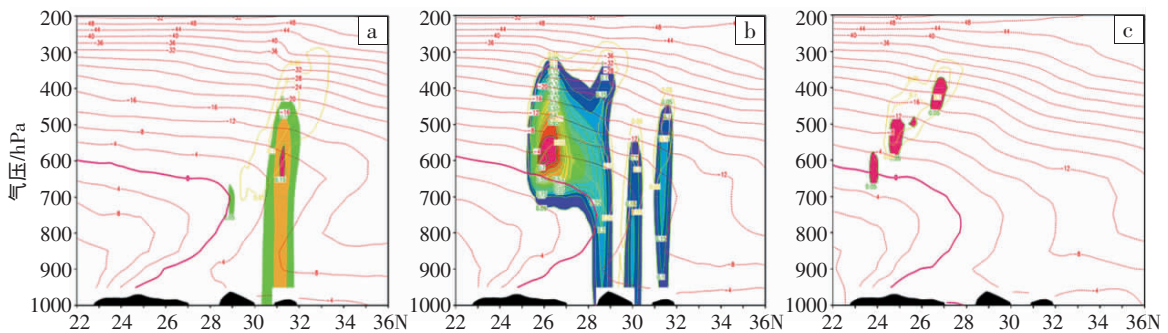


图 8 2008 年 1 月 28 日 08 时(a)、29 日 02 时(b)、29 日 08 时(c)沿 115°E 雪(彩色阴影)、冰晶(黄色实线)含量(单位:g/kg)及温度(红色粗实线代表 0 °C 线,红色虚线代表其他温度线,单位:°C)垂直剖面(下方黑色阴影区代表地形)

28 日 08 时以后的几个时次内,降雪区域稳定维持,空中的固态和液态降水粒子逐渐增多,雨雪降水强度逐渐加强,28 日 14 时开始,0 °C 线南退,高空固

态降水粒子随 0 °C 线南退而南压,雪区南界也随之南压到 29°N 附近,雨雪于 29 日 02 时达到最强,如图 8b 和图 9b 所示,29°N 以北高空雪粒子已发展到地面,对

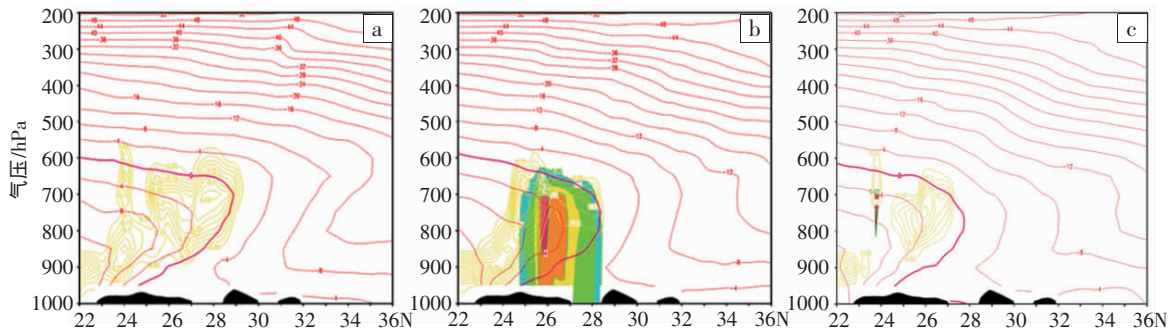


图 9 2008 年 1 月 28 日 08 时(a)、29 日 02 时(b)、29 日 08 时(c)沿 115°E 雨水(彩色阴影)、云水(黄色实线)含量(单位:g/kg)及温度(红色粗实线代表 0 °C 线,红色虚线代表其他温度线,单位:°C)垂直剖面(下方黑色阴影区代表地形)

应地面为暴雪天气。27—29°N 上空 600—900 hPa 存在大量由高空冰晶粒子经暖层融化后的液态降水粒子,这些液态粒子再经过 900 hPa 以下的冷层后形成过冷却水,降落至地面形成了冻雨。27°N 以南的江南南部到华南地区,对应液态雨水粒子发展到地面,虽然上空存在较强的逆温层,但由于近地面温度高于 0 °C,因此该地区为降雨区。

29 日 08 时(图 8c,图 9c)以后,29°N 以北高空基本上无固态降水粒子出现,降雪过程逐渐停止,而 27—29°N 高空中仍有少量过冷水存在,对应此时该地区出现了冻雨及雨夹雪天气。

通过以上分析可以看出,冻雨是冰晶或雪花等固态降水粒子降落至对流层中部 0 °C 以上暖层融化成水滴,再经过冷层形成过冷水滴,到达地面与 0 °C 以下的寒冷物体接触时冻结而形成,而雪的形成中固态降水粒子在降落过程中不经过 0 °C 以上的融化层。因此气层温度的垂直分布尤其是云内没有 0 °C 以上的逆温层,或有降温使 0 °C 以上的逆温层温度降为 0 °C 以下,是区分降雪和冻雨发生的必要条件之一。

## 6 结论与讨论

本文利用中尺度数值模式 WRF 对 2008 年 1 月 25—29 日长江中下游地区一次强降雪冰冻天气过程进行了数值模拟及天气动力学诊断分析,并讨论了降雪和冻雨的云微物理过程特征,得到如下结论:

(1)本次强降雪冰冻过程发生在欧亚异常的大气环流形势下,冷空气、南支槽和切变线是主要的影响天气系统。

(2)WRF 模式能较好地模拟出高低空环流形势场特征和强雨雪降水带的分布、走向及落区,并且提供了进一步诊断分析的高分辨率资料。

(3)模式结果的诊断分析表明:西南低空急流对水汽的输送使得长江中下游地区成为很强的湿度区,为强雨雪冰冻的发生提供了充足的水汽条件。中层强暖平流叠加在低层强冷平流之上形成很强的逆温促

使了冻雨天气的发生,垂直方向上水汽场与垂直速度场的耦合是强降雨雪的动力条件之一。

(4)对强降雨雪及冻雨天气的云微物理过程特征分析表明:中低空 600—900 hPa 逆温层的存在对降雪及冻雨的产生有重要影响,0 °C 以上暖层的存在使得高层的雪、冰晶等固态粒子在下落过程中融化,再经冷层后形成过冷却水降落至冷的地面后迅速冻结形成冻雨,而降雪过程中固态粒子直接下落不经过 0 °C 以上的逆温层。

本文仅侧重从中尺度数值模拟的角度对强降雨雪过程进行了初步的分析以及云微物理特征的简单讨论,由于雨转雪等微物理过程及冰冻天气形成的动力物理机理十分复杂,还有待今后进一步深入研究,以期为此类灾害性天气的预报提供更多有价值的参考依据。

## 参考文献:

- [1] Brooks C F. The nature of sleet and how it is formed [J]. Mon Wea Rev,1920,48:69-73.
- [2] Bennetts D A, Hoskins B J. Conditional Symmetric Instability - a possible Explanation for Frontal Rain Bands[J]. Quart J Roy Mete Soc, 1979,105:945-962.
- [3] Cooper W A, Marwitz J D. Winter storms over the San Juan Mountains, Part 2: Seeding potential [J]. J Appl Meteor.1980,19: 942-949.
- [4] Frederick Sanders, Lance F. Bosart Mesoscale structure in the Megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983Part 1: Frontogenetical forcing and symmetric instability [J]. J Atmos Sci,1985,42:1050-1061.
- [5] 王文辉,徐德祥.锡盟大雪过程和“77.10”暴雪分析[J].气象学报,1979, 37(3):80-86.
- [6] 邓远平,程麟生,张小玲.三相云显式降水方案和“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟[J].高原气象,2000,19(4):401-414.
- [7] 张小玲,程麟生.“96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断: 涡度和涡度变率诊断[J].高原气象,2000,19(3):285-294.
- [8] 王文,程麟生.“96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的数值研究[J].高原气象,2000,19(2):129-140.
- [9] 孙建华,赵思维.华北地区“12.7”降雪过程的数值模拟研究[J].气候与

- 环境研究,2003,8(4):387-401.
- [10] 吕胜辉,王积国,邱菊.天津机场地区冻雨天气分析[J].气象科技,2004,32(6):456-460.
- [11] 贵州省气象科技服务中心.贵州凝冻灾害预警研究[M].北京:气象出版社,2007.
- [12] 王凌,高歌,张强,等.2008 年 1 月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析.气候特征与影响评估[J].气象,2008,34(4):95-100.
- [13] 王东海,柳崇健,刘英,等.2008 年 1 月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析[J].气象学报,2008,66(3):405-423.
- [14] 高正旭,周月华,杜良敏.2007/2008 年湖北省冬季异常低温雨雪过程成因分析[J].暴雨灾害,2008,27(2):166-171.
- [15] 彭春华,张端禹.2008 年低温雨雪冰冻极端气象灾害预报服务技术交流会议评述[J].2008,27(2):177-181.
- [16] 朱红,黄玲琳.南方大雪预报温度条件浅析[J].浙江气象,2002,24(1):26-28.

## Numerical Simulation on a Heavy Snowfall/Freezing Rain Process in January 2008

ZHU Kun<sup>1,2</sup>, LIU Hua-qiang<sup>1</sup>, DING Shou-zhi<sup>2</sup>, YU Bing-hui<sup>3</sup>

(1.Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101;

2.Meteorology Department of 91867 PLA; 3.Meteorology Department of 94514 PLA )

**Abstract:** Based on the  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  NCEP/NCAR reanalysis and daily observational datasets, the mesoscale model WRF was used to simulate a Heavy Snowfall/Freezing Rain Process occurred in the area of the middle and lower reaches of the Yangtze River from 25 to 29 January 2008. The results indicate that the WRF model can successfully simulate the characteristics of the circulation's evolution on high and low level. The distribution of precipitation area and precipitation cell can also be well simulated. Diagnoses of the output data show that the vapor transported by the Southwest low altitude jet flow made a humidity province in the middle and lower reaches of the Yangtze River basin and prepared sufficient moist conditions for the heavy snowfall/freezing rain. The analyses on the characteristics of the cloud microphysical processes of heavy snow/freezing rain show that there is an inversion layer from 600 to 900 hPa which is related closely with the heavy snow/freezing rain. The precipitation particles was melted by inversion layer with the temperature of above  $0^{\circ}\text{C}$  into excessive cooling water which was quickly freeze up when it encountered cold surface whereas the temperature of melting layer is below  $0^{\circ}\text{C}$  in the formation of snow.

**Key words:** Snowstorm; Freezing rain; Numerical simulation; Microphysical process