

夏茹娣, 王东海, 张立生. 2013. 2009 年冬季华北初雪对流层低层风场及大气层结特征 [J]. 气候与环境研究, 18 (1): 87-100, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11074. Xia Rudi, Wang Donghai, Zhang Lisheng. 2013. Wind field characteristics in the lower troposphere and atmospheric stratification of the first snowfall over North China in winter 2009 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18 (1): 87-100.

2009 年冬季华北初雪对流层低层风场及 大气层结特征

夏茹娣¹ 王东海¹ 张立生²

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

2 国家气象中心, 北京 100081

摘 要 对 2009 年冬季我国华北一次回流初雪天气进行了数值模拟和诊断分析, 重点研究了与回流相关的对流层低层风场的动力热力作用以及大气层结特征。结果表明: 初雪是在高空低压槽、低空回流切变线以及地面倒槽锋生的共同影响下产生的, 降雪区域随着影响系统向东南方向移动而移动; 对降雪起到重要动力作用的偏东风回流主要出现在 850 hPa 及以下层次, 其发展一方面与偏西气流形成低空风场辐合线, 有利于气流的上升运动, 一方面在地形的共同作用下, 形成偏南风; 偏南风的形成有利于暖空气向降雪区域输送, 而暖平流与强冷空气相遇引起了锋生; 偏东风回流除了起到重要的动力作用外, 热力作用也很明显, 其对降雪区域的水汽辐合起到了主要作用; 在降雪发生时, 对流层低层有明显的降温过程, 大气边界层温度降到了 0 °C 以下, 850 hPa 温度降至 -5 °C 左右, 该结果表明冬季关注数值模式模拟的对流层低层温度层结特征, 将有助于对降水性质做出更准确的预报。

关键词 降雪 风场 大气层结

文章编号 1006-9585 (2013) 01-0087-14

中图分类号 P442⁺.2

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11074

Wind Field Characteristics in the Lower Troposphere and Atmospheric Stratification of the First Snowfall over North China in Winter 2009

XIA Rudi¹, WANG Donghai¹, and ZHANG Lisheng²

¹ State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

² National Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract The first snowfall over North China in winter 2009 was investigated through numerical modeling and diagnostic analysis with a focus on the dynamic and thermodynamic effect of the wind field in the lower troposphere and the characteristics of atmospheric stratification. The results show that this snowfall was induced by the combined effect of the trough in the middle troposphere, the shear line in the lower troposphere, and the inverted trough on the ground. With the southeastward movement of the influencing systems, the snow area moved southward. The easterly reflux that had important dynamic effects on the snowfall was mainly located at and below 850 hPa. On the one hand, the easterly reflux and the westerly flux formed a wind convergence line, which favored upward motion. On the other hand, the effect of the topography combined with the easterly reflux triggered a southerly flow that prompted the transport of warm airflow into the snow area with a result of frontogenesis when the warm airflow met the cold airflow. The easterly reflux had thermodynamic effects in addition to the dynamic effects, for it played an important role in the convergence of water vapor over the snow area. There was a pronounced temperature drop in the lower troposphere during the snowfall. The

收稿日期 2011-05-19 收到, 2012-02-03 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 41040037, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室基本科研业务费

作者简介 夏茹娣, 女, 1981 年出生, 博士, 主要从事灾害天气机理研究。E-mail: xiard@cma.gov.cn

temperature in the boundary layer and at 850 hPa fell below 0 °C and to -5 °C, respectively. This result suggests that to improve the forecasting of the nature of winter precipitation, close attention should be paid to the simulated characteristics of temperature stratification in the lower troposphere.

Keywords Snowfall, Wind field, Atmospheric stratification

1 引言

2009 年 10 月 30 日至 11 月 1 日, 我国华北地区迎来该年冬季的初雪天气, 这次过程虽然历时 3 d, 但是降雪区域随着影响系统向东南方向移动而移动, 因此并未在同一个地区形成持续性暴雪。尽管如此, 突如其来的初雪天气还是给当地, 尤其是北京的交通造成了很大的影响, 这一方面缘于积雪本身对城市交通的影响, 另一方面缘于气象部门对这次过程降水性质的预报失败。

近年来, 我国冬季持续性暴雪频发, 造成了重大的灾害, 引起很多学者的关注, 如 2005 年 12 月山东半岛发生的持续性暴雪 (林曲凤等, 2006; 崔宜少等, 2008; 杨成芳和王俊, 2009), 以及 2008 年 1 月中旬至 2 月初发生于我国南方地区的大范围长时间的雨雪冰冻灾害天气 (王东海等, 2008; 赵思雄和孙建华, 2008; Wen et al., 2009; Zhou et al., 2009; Sun and Zhao, 2010)。除了持续性暴雪外, 历时较短的局地性降雪过程也可能带来“高影响天气”, 尤其是随着社会经济和城市的发展, 原来不会产生“高影响天气”的过程也常带来“高影响天气” (孙继松等, 2003; 蒋建莹等, 2005), 但对这类降雪天气的研究尚不够。

我国华北地区的冬季降雪多与以偏东路径侵入华北平原的回流或地面倒槽有关 (赵思雄等, 2002; 孙建华和赵思雄, 2003; 姜学恭等, 2006; 张迎新等, 2007; 周雪松和谈哲敏, 2008; 田秀霞等, 2011), 当两者同时出现时, 常会引起暴雪天气 (王迎春等, 2004; 赵桂香, 2007)。已有的一些研究关注的是这种对流层低层偏东回流对于降雪水汽条件的作用, 如孙建华和赵思雄 (2003) 对 2001 年 12 月 7 日北京降雪过程的研究表明近地面的高压回流对增加低层的湿度有贡献, 槽前的西南气流有利于水汽的输送; 张迎新等 (2007) 在对 2002 年 12 月一次回流暴雪过程的研究中指出回流到华北地区的气团是干冷的, 而水汽伴随中层的西南气流来自南方地区; 田秀霞等 (2011) 对 2002 年 2

月一次华北南部的降雪过程进行了研究, 认为回流天气的水汽主要来自南方, 低层东北冷空气有间接输送水汽的作用。但是, 降雪需要的动力条件, 在回流降雪背景下主要是回流的发展演变特征及其动力作用, 考虑得较少。因此, 本文拟通过观测资料诊断分析和数值模拟研究对 2009 年 10 月 30 日至 11 月 1 日倒槽和回流影响下的华北初雪过程进行深入的研究, 重点研究与回流和倒槽有关的对流层低层风场是如何发展演变的, 其对降雪有何动力热力作用。此外, 鉴于预报部门对这次过程降水性质的预报失败, 同时考虑到诊断研究温度层结结构特征对区分一次冬季天气事件是降雪还是降雨的重要性 (Shou and Zhu, 1993), 本文还将探讨何种大气层结特征预示着降雪, 模式是否能很好地模拟出此次初雪过程。文章分为以下几个部分: 初雪概况、天气环流背景、模拟方案设计和模拟结果、对流层低层风场对降雪的影响、大气层结特征以及结论和讨论。

2 初雪概况

由 24 h 降水分布 (图 1) 可见, 10 月 31 日 08:00 (北京时间, 下同) 至 11 月 1 日 08:00, 内蒙古中部、河北北部、北京、天津等地出现降雪或雨转雪天气, 其中, 降水中心位于北京地区, 最大降水量达 16 mm, 达到了暴雪量级。11 月 1 日 08:00 至 11 月 2 日 08:00, 降雪区域向南扩展到山东半岛地区, 但降水中心依然维持在北京, 最大降水量达 12 mm。

由 6 h 降水分布可见, 10 月 31 日 14:00 至 20:00 (图 2a), 降雪出现在内蒙古中部; 10 月 31 日 20:00 至 11 月 1 日 02:00 (图 2b), 降雪区域向东南推进到河北北部, 北京、天津等地出现降雨; 11 月 1 日 02:00 至 08:00 (图 2c), 降雪进一步向南扩展, 北京、天津等地由降雨转为降雪; 11 月 1 日 08:00 至 14:00 (图 2d), 内蒙古中部降雪天气结束, 河北中北部、北京、天津等地依然维持降雪天气, 降水区域向南扩展; 11 月 1 日 14:00 至 20:00 (图 2e), 京

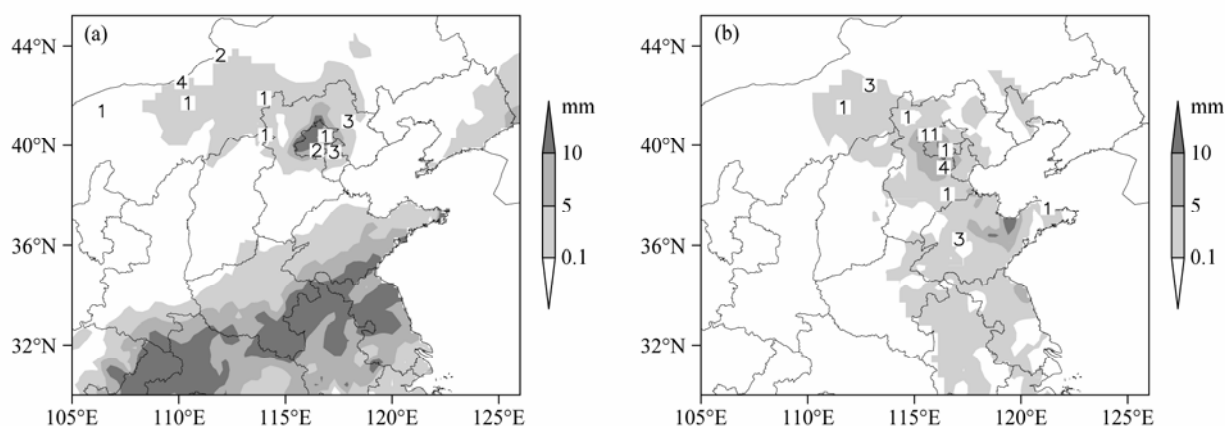


图 1 24 h 降水量 (阴影) 和积雪深度 (数字, 单位: cm) 分布: (a) 10 月 31 日 08:00 至 11 月 1 日 08:00; (b) 11 月 1 日 08:00 至 11 月 2 日 08:00

Fig. 1 24-h precipitation (shaded) and accumulated snow depth (figures, units: cm): (a) 0800 LST 31 Oct to 0800 LST 1 Nov; (b) 0800 LST 1 Nov to 0800 LST 2 Nov

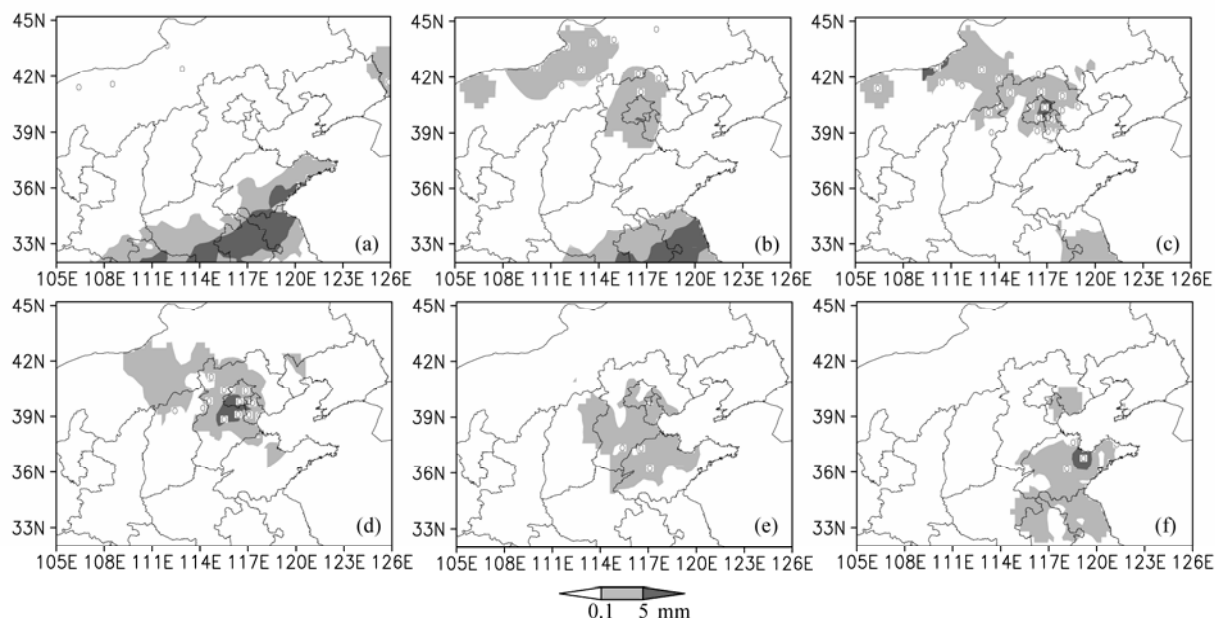


图 2 6 h 降水分布 (阴影), 数字 0 代表降雪天气: (a) 10 月 31 日 14:00 至 20:00; (b) 10 月 31 日 20:00 至 11 月 1 日 02:00; (c) 11 月 1 日 02:00 至 08:00; (d) 11 月 1 日 08:00 至 14:00; (e) 11 月 1 日 14:00 至 20:00; (f) 11 月 1 日 20:00 至 11 月 2 日 02:00

Fig. 2 6-h precipitation (shaded), the figure of zero represents snow day: (a) 1400 LST to 2000 LST 31 Oct; (b) 2000 LST 31 Oct to 0200 LST 1 Nov; (c) 0200 LST to 0800 LST 1 Nov; (d) 0800 LST to 1400 LST 1 Nov; (e) 1400 LST to 2000 LST 1 Nov; (f) 2000 LST 1 Nov to 0200 LST 2 Nov

津地区降雪天气结束, 降雪区域向南移至河北南部和山东西北部。11 月 1 日 20:00 至 11 月 2 日 02:00 (图 2f), 降雪区域东移到山东中东部, 6 h 后, 此次降雪过程结束。由上分析可见, 内蒙古中部的降雪集中在 10 月 31 日 14:00 到 11 月 1 日 08:00; 京津地区的降水主要出现在 10 月 31 日 20:00 到 11 月 1 日 20:00, 其中降雪集中在 11 月 1 日 02:00 至 14:00; 山东地区的降雪集中在 11 月 1 日 14:00 至 11 月 2 日 02:00。此次华北初雪过程中降雪区域由西北向

东南移动, 因此未在一个地区形成持续性降雪, 造成更严重的灾情。

3 天气环流背景

10 月 31 日 20:00, 一个低压槽位于 500 hPa 上贝加尔湖以南地区, 蒙古和内蒙古交界地区位于槽前 (图 3a)。850 hPa 上 (图 3b), 一个高压位于贝加尔湖以西地区, 高压东南部的东北风与其南侧

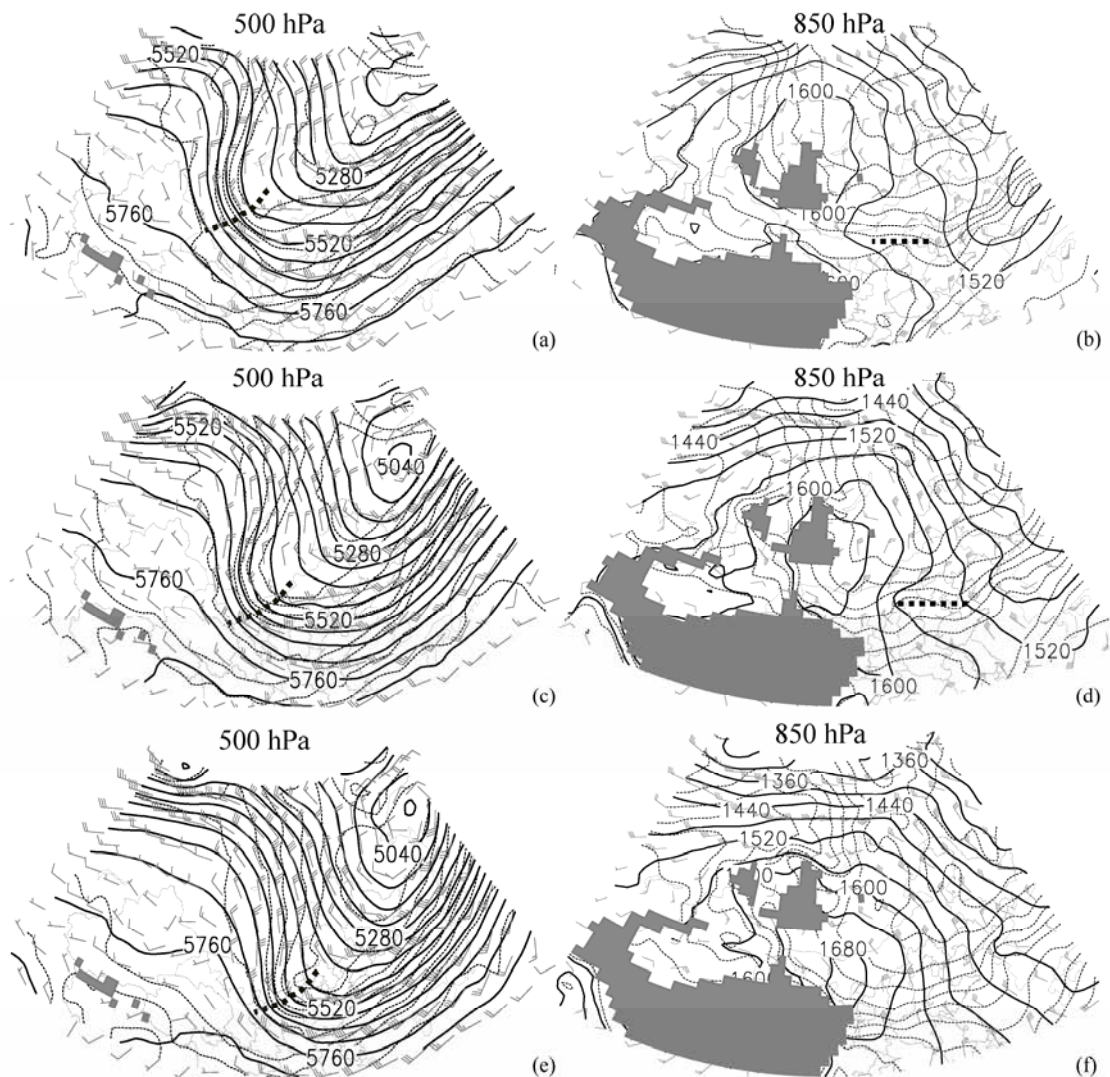


图3 (a、c、e) 500 hPa 和 (b、d、f) 850 hPa 位势高度场 (实线, 单位: gpm)、温度场 (细虚线, 等值线间隔: 4 K) 和水平风场 (单位: m s^{-1}) 分布 (粗虚线分别为 500 hPa 槽线和 850 hPa 切变线, 马赛克表示 1500 m 及以上地形): (a、b) 10 月 31 日 20:00; (c、d) 11 月 1 日 08:00; (e、f) 11 月 1 日 20:00

Fig. 3 Geopotential height field (solid contours, units: gpm), temperature field (thin dashed contours, contour intervals: 4 K) and wind field (m s^{-1}) at (a, c, e) 500 hPa and (b, d, f) 850 hPa (the thick dashed lines represent trough lines at 500 hPa and shear lines at 850 hPa, respectively, terrain above 1500 m is filled with mosaic): (a, b) 2000 LST 31 Oct; (c, d) 0800 LST 1 Nov; (e, f) 2000 LST 1 Nov

的偏西风在内蒙古中部形成切变, 有利于气流的辐合上升, 而该区域恰对应 500 hPa 上影响槽的槽前和降雪区域; 在华北地区存在等温线密集带, 与锋区相关; 高压东侧风场与等温线交角较大, 有利于冷平流的输送。11 月 1 日 08:00, 500 hPa 低压槽向东南方向移动, 温度槽落后于高度槽, 有利于冷平流向京津地区输送 (图 3c)。低空切变线略向南移动, 其南北两侧的风速增强 (图 3d)。11 月 1 日 20:00, 低压槽槽线从河北向西南伸到宁夏地区, 槽前对应京津、河北南部和山东等地区, 而降雪区域也同时向南扩展到了山东 (图 3e)。850 hPa 上的切变线随

着高压的南压而消失, 但等温线密集带依然维持, 进一步向南移动 (图 3f)。

1000 hPa 上 (图 4), 11 月 1 日 02:00, 在地面冷高压前沿、内蒙古中部地区有一倒槽低压分布, 降雪位于倒槽的东部, 倒槽周围风场呈气旋性辐合, 有利于气流的上升运动。11 月 1 日 08:00, 倒槽和锋面均南压, 降雪区域也随之向南扩展到天津。地面倒槽在我国西部地区 and 江淮流域比较常见, 而在我国华北冬季降雪过程中较为少见。以上对天气环流背景的分析表明, 此次华北初雪过程是在高空低压槽、低空回流切变以及地面倒槽锋生的

共同影响下产生的。

4 模拟方案设计和模拟结果

4.1 模拟方案设计

本文利用美国的 Weather Research and Forecasting Model (WRF) (Skamarock et al., 2008) 模式对这次降雪过程进行了数值模拟, 已有一些学者利用该模式成功模拟了冬季降雪过程 (蒋建莹等, 2005; 周雪松和谈哲敏, 2008)。模拟采用双重嵌套方案, 内外嵌套的格距分别为 18 km 和 54 km, 格点数分别为 74×61 和 112×97 , 区域中心取在 (40°N , 117°E) (图 5a)。整层 σ 坐标分为 28 层, σ 值分别为: 1.0、0.99、0.978、0.964、0.946、0.922、0.894、0.86、0.817、0.766、0.707、0.644、0.576、0.507、0.444、0.380、0.324、0.273、0.228、0.188、0.152、0.121、0.093、0.069、0.048、0.029、0.014、0.0。内外嵌套区域的微物理参数化方案均采用了适合高分辨模拟的 WRF single-moment

6-class 方案, 该方案考虑了冰、雪、霰等过程, 符合本文对降雪过程研究的需要; 积云参数化方案采用的是 Kain-Fritsch 方案, 该方案是考虑了深浅对流的次网格方案; 长、短波辐射方案分别选取的是 RRTM 方案和 Dudhia 方案; 行星边界层采用了 Yonsei University 方案。模拟初始时间为 10 月 31 日 08:00, 积分时长 48 h, 至 11 月 2 日 08:00, 该积分时段包括了华北初雪的时段。初值由 NCEP 的 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 分析格点资料提供, 侧边界每 6 h 替换一次, 也由 NCEP 分析资料提供。图 5b 给出的是内嵌套区域的地形分布, 注意到此次华北初雪过程强降水中心的北京地区恰位于太行山脉东麓, 地形可能起到一定作用, 后文对此将有进一步分析。由于模式外嵌套的时空分辨率能满足本文研究的需要, 因此在后文的诊断分析中多采用的是外嵌套的模拟结果。

4.2 模拟结果与实况的对比

图 6 给出的是模拟的 6 h 降水量分布。10 月 31 日 14:00 至 20:00 (图 6a), 模拟的大陆段的降水分

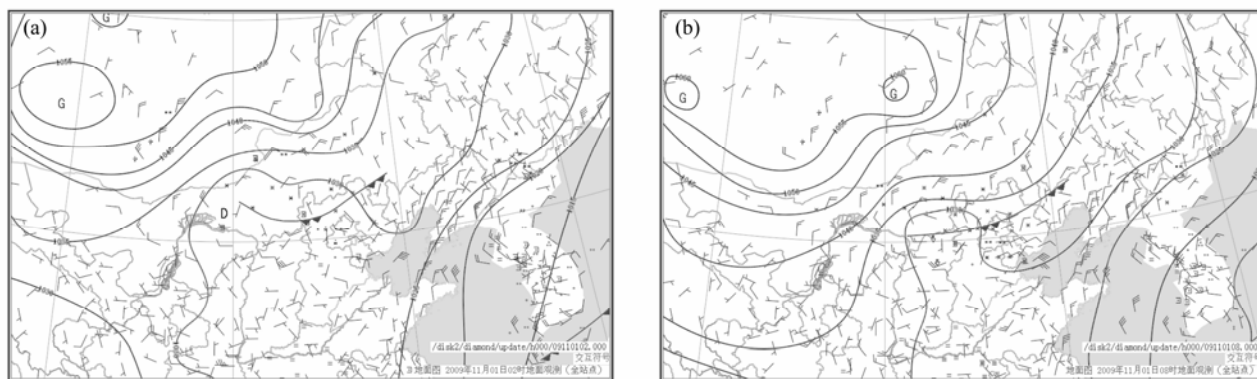


图 4 海平面气压 (单位: hPa) 和 1000 hPa 风场 (单位: m s^{-1}) 分布: (a) 11 月 1 日 02:00; (b) 11 月 1 日 08:00

Fig. 4 Sea level pressure (hPa) and wind field (m s^{-1}) at 1000 hPa: (a) 0200 LST 1 Nov; (b) 0800 LST 1 Nov

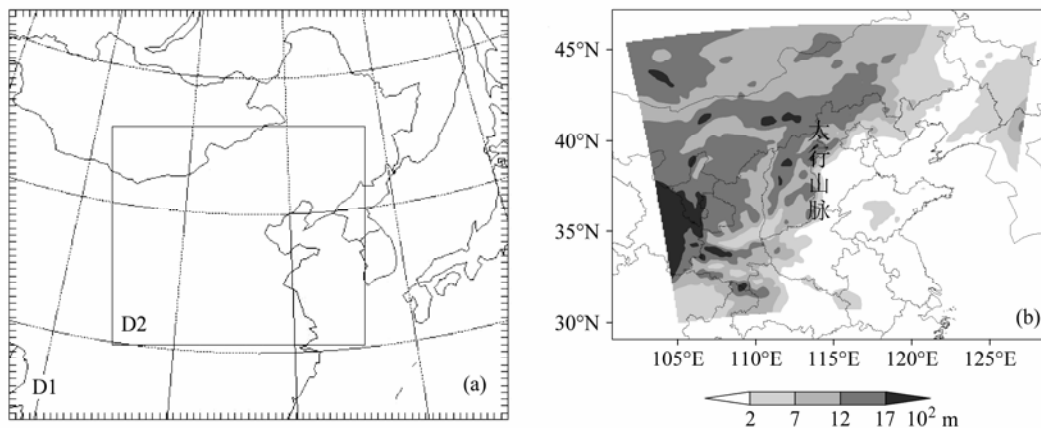


图 5 (a) WRF 模拟的区域; (b) 区域 D2 的地形分布

Fig. 5 (a) Modeling domains of WRF; (b) the terrain distribution in D2

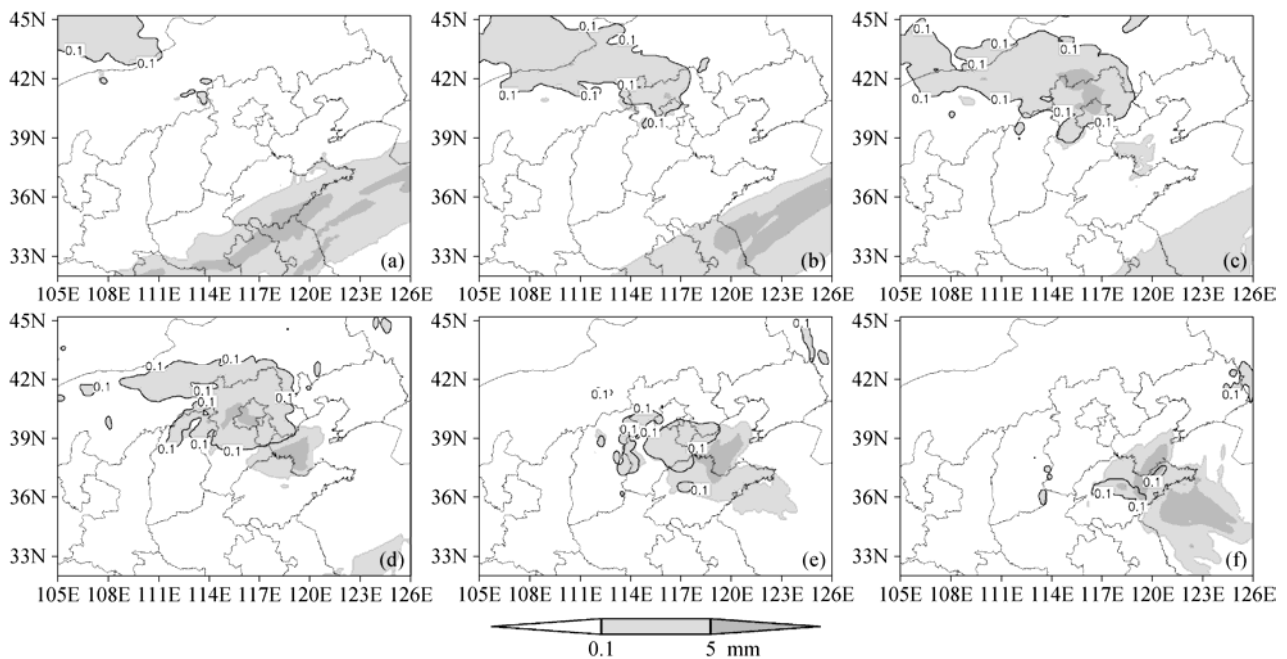


图6 D2模拟的6 h降水量(阴影)和雪水当量($\geq 0.1 \text{ kg m}^{-2}$)分布: (a) 10月31日14:00至20:00; (b) 10月31日20:00至11月1日02:00; (c) 11月1日02:00至08:00; (d) 11月1日08:00至14:00; (e) 11月1日14:00至20:00; (f) 11月1日20:00至11月2日02:00

Fig. 6 Simulated 6-h precipitation (shaded) and snow water equivalent ($\geq 0.1 \text{ kg m}^{-2}$) in D2: (a) 1400 LST to 2000 LST 31 Oct; (b) 2000 LST 31 Oct to 0200 LST 1 Nov; (c) 0200 LST to 0800 LST 1 Nov; (d) 0800 LST to 1400 LST 1 Nov; (e) 1400 LST to 2000 LST 1 Nov; (f) 2000 LST 1 Nov to 0200 LST 2 Nov

布与实况(图2a)基本一致。位于南边的从黄海向西南方向伸展的雨区逐渐减弱(图6a–6c),与实况的演变也是一致的(图2a–2c)。北边的雨带逐渐向东南方向移动,经过内蒙古中部、河北北部、北京、天津、河北南部,最后达到山东半岛地区(图6b–6g),与实况的演变较为一致(图2b–2g)。模拟的大部分区域的6 h降水量在0.1~5 mm之间,北边雨区的降水中心位于北京地区,达5 mm以上(图6c–6d),降水中心位置和降水量级均与实况接近(图2c–2d)。模拟的6 h降雪区域(用雪水当量 $\geq 0.1 \text{ kg m}^{-2}$ 来表示出现降雪,图6)与实况(图2)也比较一致。对模拟的500 hPa和850 hPa位势高度场的检验表明,模式成功模拟出了高空槽和低空切变线等关键影响系统的位置和演变特征(图略);将模拟的对流层低层流场与NCEP分析资料的流场进行对比发现流场特征相似,主要系统如切变线、高压、低涡等的分布特征相似(图略)。在此基础上,下面将利用模拟结果对本文提出的两个问题进行深入研究。

5 对流层低层风场对降雪的影响

5.1 倒槽和回流有利于辐合上升运动

模拟结果表明,偏东风回流主要出现在850 hPa

及以下层次。考虑到太行山脉及周边海拔在1500 m以上的地区最低气压一般在850 hPa之上(图5b),会造成850 hPa上流场的不连续,因此用距地面10 m高度的流场(图7)来分析偏东回流的发展演变特征。10月31日13:00(图7a),偏东气流在内蒙古中北部发展,与其西南侧的西北风形成辐合,对应内蒙古降雪区域;另一条辐合线位于太行山脉的东麓,其形成也与此处的偏东风扰动有关;此后,内蒙古中部地区的辐合线逐渐减弱,而太行山东麓的偏东气流逐渐发展,10月31日22:00(图7b),河北西北部与内蒙古交界区域形成气旋性辐合,河北与山西交界地区的辐合也在增强,位于辐合区域西侧的偏西气流和东侧的偏东回流范围均扩大,该时刻,京津地区的降水也已开始;11月1日06:00(图7c),内蒙古中部地区的辐合线消失,该处的降水也趋于结束;太行山脉东麓的辐合中心略向南移到河北南部,辐合中心东侧的偏东气流范围扩大到山东半岛。11月1日11:00(图7d),河北北部的辐合中心明显减弱,京津地区的降雪也接近尾声;河北南部的辐合中心向南移至山东半岛,并加强为气旋性流场,对应降水区域的转移。

伴随偏东风回流和东西风辐合区的发展演变,地面有倒槽的活动。10月31日11:00,内蒙古地区

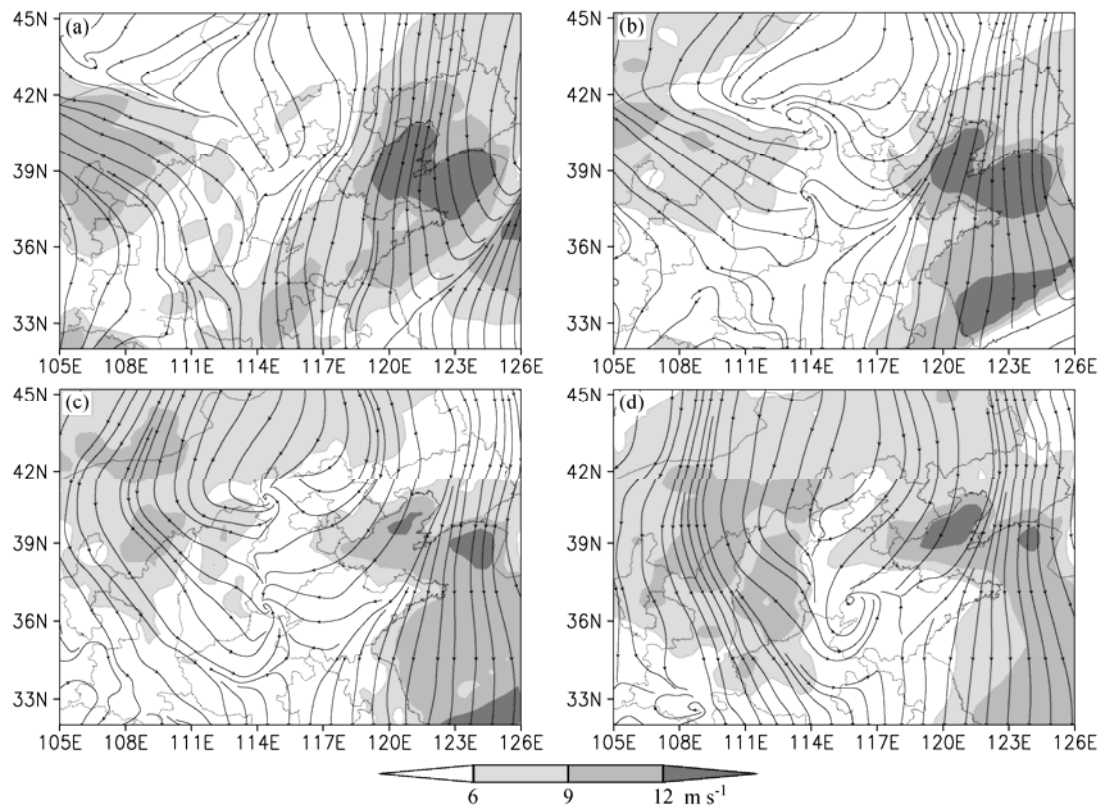


图 7 D1 模拟的距地 10 m 高度风速和流场分布: (a) 10 月 31 日 13:00; (b) 10 月 31 日 22:00; (c) 11 月 1 日 06:00; (d) 11 月 1 日 11:00

Fig. 7 Simulated wind speed and stream line field at 10-m height from the ground in D1: (a) 1300 LST 31 Oct; (b) 2200 LST 31 Oct; (c) 0600 LST 1 Nov; (d) 1100 LST 1 Nov

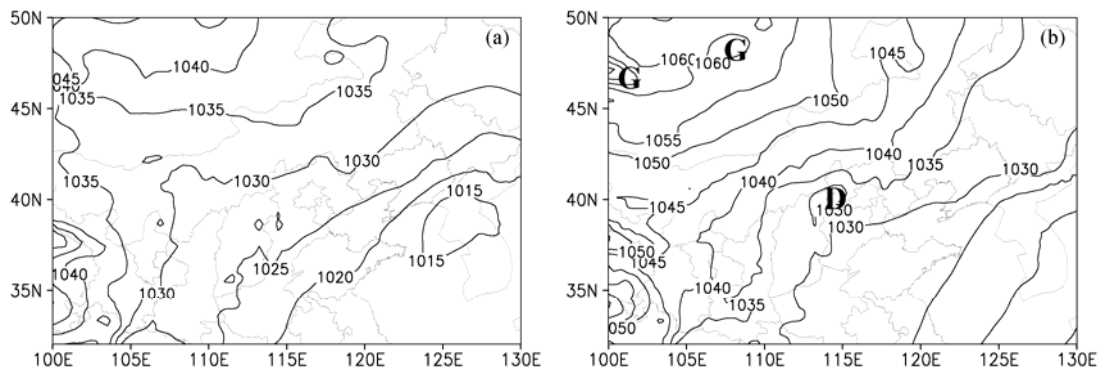


图 8 D1 模拟的海平面气压场 (单位: hPa): (a) 10 月 31 日 11:00; (b) 11 月 1 日 08:00

Fig. 8 Simulated sea level pressure (hPa) in D1: (a) 1100 LST 31 Oct; (b) 0800 LST 1 Nov

倒槽形成 (图 8a), 此后维持在内蒙古地区, 直到 10 月 31 日 20:00 开始逐渐向东南方向发展, 11 月 1 日 02:00, 倒槽位于河北、山西和内蒙古中部, 此后维持在这块区域 (图 8b), 直到 11 月 1 日 13:00 明显减弱 (图略)。

东西风辐合有利于上升运动的发展。从 10 月 31 日 15:00 至 11 月 1 日 00:00 (图 9a-9c), 分布于 850 hPa 以下的东风风速中心由 4 m s^{-1} 逐渐增大到

10 m s^{-1} , 在地形的作用下, 116°E 附近东风风速的水平梯度逐渐增强。伴随对流层低层东风和东风梯度的增强, 116°E 附近上升运动也在逐渐增强。上升运动中心开始位于 850 hPa 以下 (图 9a), 后来随着上升运动向上发展, 在 700 hPa 附近形成了更强的上升运动中心 (图 9d)。 $108^\circ\text{E} \sim 115^\circ\text{E}$ 区域, 由于地形高度较高, 地面约位于 850 hPa, 在此区域的近地层主要为西风分布, 在 114°E 附近近地层

存在西风的风速辐合, 与该区域上空的上升运动中心对应。10 月 31 日 19:00 (图 9b), 114°E 附近西风梯度增大, 即西风风速辐合增强, 其上空上升运动也增强。11 月 1 日 07:00 (图 9d), 114°E 附近近地层西风风速辐合有所减弱, 同时, 对应区域的上空垂直运动也有所减弱。

5.2 南风扰动的发展引起低涡的发展

从 10 月 31 日 15:00 到 11 月 1 日 00:00 (图 9), 伴随东风梯度的增强, 116°E 附近的南风逐渐发展加强, 并从近地层逐渐向对流层中层发展。10 月 31 日 15:00 (图 9a), 116°E 附近上升运动发展, 下一个小时, 该区域近地层南风生成 (图略); 10 月 31 日 20:00 (图 9b), 南风向上发展到 900 hPa; 11 月 1 日 00:00 (图 9c), 南风已发展到 600 hPa; 11 月 1 日 07:00 (图 9d), 南风已与对流层中层的南风区相连, 4 m s^{-1} 以上的南风中心也从近地层抬升到 900 hPa 以上; 此后, 南风中心逐渐减弱, 4 m s^{-1} 以上南风区域逐渐向 900 hPa 收缩, 到 11 月 1 日 12:00, 700 hPa 以下的南风区域消失, 同时, 116°E 附近的东风风速辐合已变得很弱 (图略)。

随着南风扰动的发展, 800 hPa 上形成了低涡, 低涡的发展同样有利于上升运动的发展。10 月 31 日 13:00 (图 10a), 在内蒙古中部地区有风场的辐合; 10 月 31 日 22:00, 内蒙古中部地区的辐合发展成一个中尺度气旋 (图 10b), 此后, 中尺度气旋逐渐向南移动。11 月 1 日 06:00 (图 10c), 中尺度气旋位于河北西北部; 11 月 1 日 13:00, 中尺度气旋移到了海上。山东半岛降雪期间, 800 hPa 上山东半岛地区受西北风或偏北风控制 (图略), 这与 10 m 高度上东西风辐合区域南移到山东半岛不同, 低涡的生消发展与南风扰动的生消发展时刻更接近。

以上对 10 m 高度和 800 hPa 风场演变分析表明, 对流层中低层的风场可以分为两个层次, 850 hPa 及以下以偏东气流与偏西风的辐合为主, 而 800 hPa 到对流层中层以低涡的发展为主。伴随东风回流的发展, 南风扰动从近地层逐渐向对流层中层发展, 而 800 hPa 附近的南风扰动的发展与低涡的生消发展比较一致, 可见南风扰动的发展是联系东风回流和低涡的纽带。

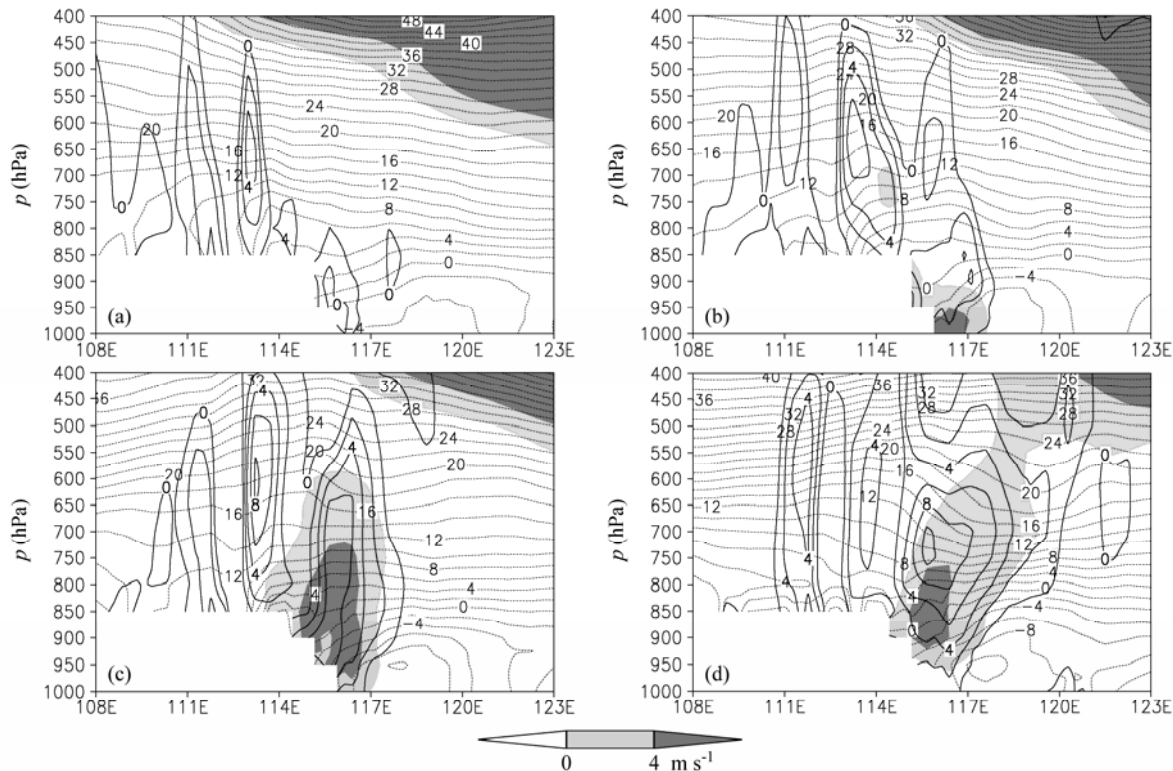


图 9 D1 模拟的 39°N~42°N 平均的纬向风 (虚线, 单位: m s^{-1})、上升运动 (实线, 单位: cm s^{-1}) 和南风 (阴影) 分布: (a) 10 月 31 日 15:00; (b) 10 月 31 日 19:00; (c) 11 月 1 日 00:00; (d) 11 月 1 日 07:00

Fig. 9 Simulated zonal wind speed (dashed contours, units: m s^{-1}), upward motion (solid contours, units: cm s^{-1}), and south wind (shaded) averaged for 39°N–42°N in D1: (a) 1500 LST 31 Oct; (b) 1900 LST 31 Oct; (c) 0000 LST 1 Nov; (d) 0700 LST 1 Nov

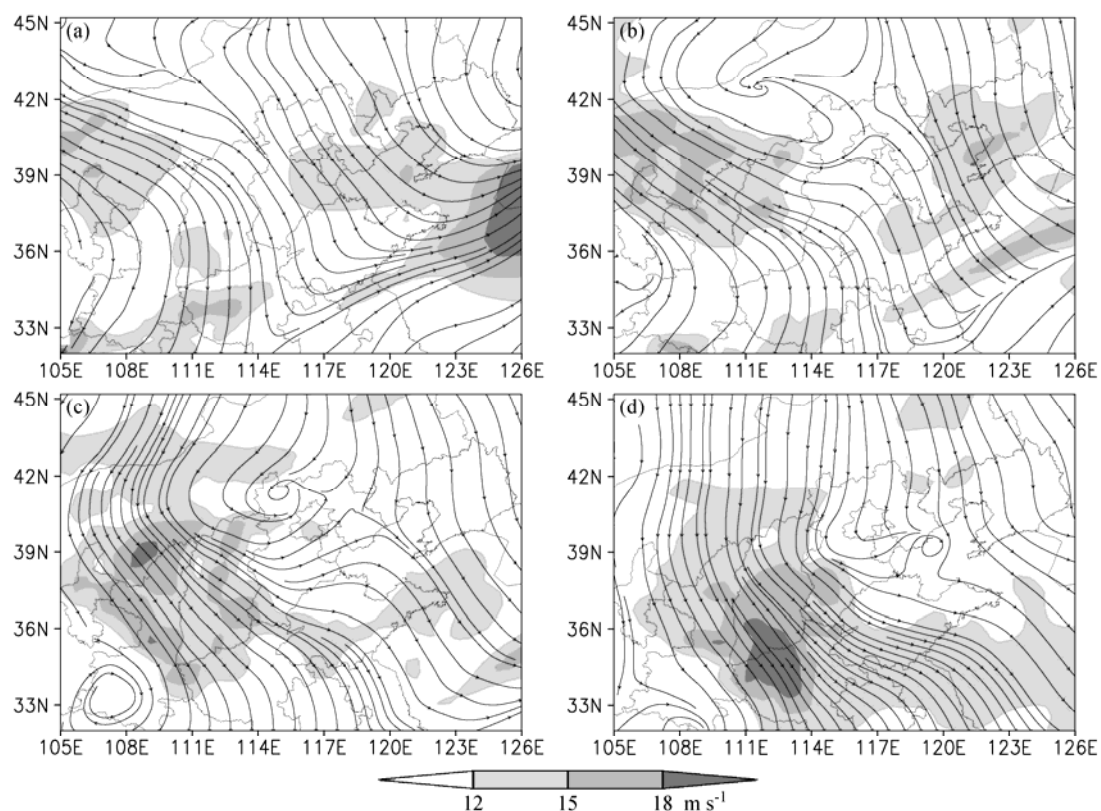


图 10 D1 模拟的 800 hPa 风速和流线分布: (a) 10 月 31 日 13:00; (b) 10 月 31 日 22:00; (c) 11 月 1 日 06:00; (d) 11 月 1 日 13:00

Fig. 10 Simulated wind speed and stream line field at 800 hPa in D1: (a) 1300 LST 31 Oct; (b) 2000 LST 31 Oct; (c) 0600 LST 1 Nov; (d) 1300 LST 1 Nov

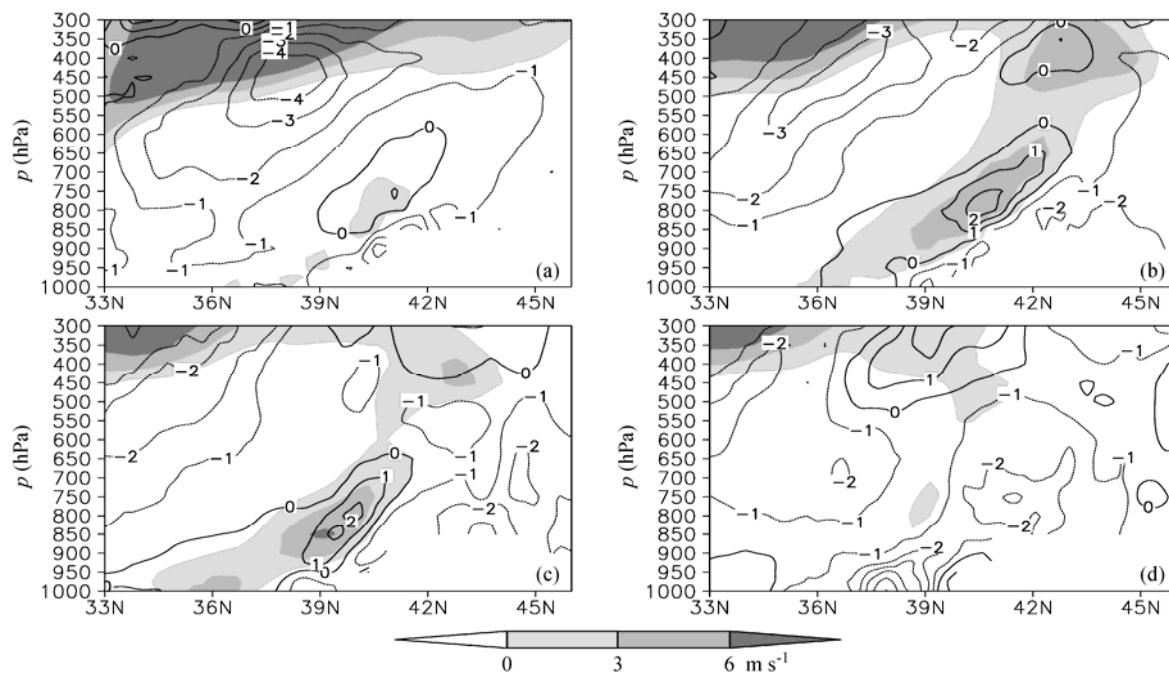


图 11 D1 模拟的 115°E~119°E 平均的温度平流 (等值线, 单位: 10^{-4} K s^{-1}) 和经向风 (阴影) 分布: (a) 10 月 31 日 23:00; (b) 11 月 1 日 04:00; (c) 11 月 1 日 09:00; (d) 11 月 1 日 14:00

Fig. 11 Thermal advection (contours, units: 10^{-4} K s^{-1}) and meridional wind field (shaded) averaged for 115°E~119°E in D1: (a) 2300 LST 31 Oct; (b) 0400 LST 1 Nov; (c) 0900 LST 1 Nov; (d) 1400 LST 1 Nov

5.3 南风扰动有利于暖平流的输送和锋生

由 115°E~119°E 平均 (该经度范围主要对应河北、京津和山东中西部地区) 的温度平流分布 (图 11) 可见, 10 月 31 日 23:00 (图 11a), 40°N 附近对流层低层有南风扰动出现, 同时伴随暖平流的活动, 而在此之前, 在偏北风的控制下, 40°N 附近的对流层中低层主要为冷平流的分布。随着低层偏南风扰动的发展, 40°N 附近对流层低层的暖平流范围逐渐扩大, 中心逐渐增强, 11 月 1 日 04:00 (图 11b), 暖平流中心为 $2 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, 暖平流中心与南风风速中心一致。11 月 1 日 09:00 (图 11c), 对应 39°N 附近 850 hPa 上一个南风中心的出现, 暖平流的中心也向南移到 39°N 附近。可见, 暖平流的活动与对流层低层的南风扰动关系密切。同时, 本文也分析了沿 111°E~114°E 平均 (对应内蒙古中部地区) 的温度平流和南风扰动分布特征 (图略), 同样发现南风区域与暖平流区域较为一致, 但是暖平流和南风较东部地区 (115°E~119°E 平均) 均偏弱, 此外, 该区域的南风扰动是从 800 hPa 开始出现的, 与海拔较高有关。

冷暖气流的相遇有利于锋面的形成和降水的

发生。本文以位温 θ 为参量计算了锋生函数, 表达式如下:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla \theta| = F_1 + F_2 + F_3 + F_4, \quad (1)$$

其中,

$$F_1 = \frac{1}{|\nabla \theta|} \left[(\nabla \theta) \cdot \nabla \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right], \quad (2)$$

$$F_2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla \theta|} (\nabla \theta)^2 D_h, \quad (3)$$

$$F_3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla \theta|} \left\{ \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] A_r + 2 \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} B_r \right\}, \quad (4)$$

$$F_4 = -\frac{1}{|\nabla \theta|} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right), \quad (5)$$

$$A_r = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}, \quad (6)$$

$$B_r = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (7)$$

$$D_h = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}, \quad (8)$$

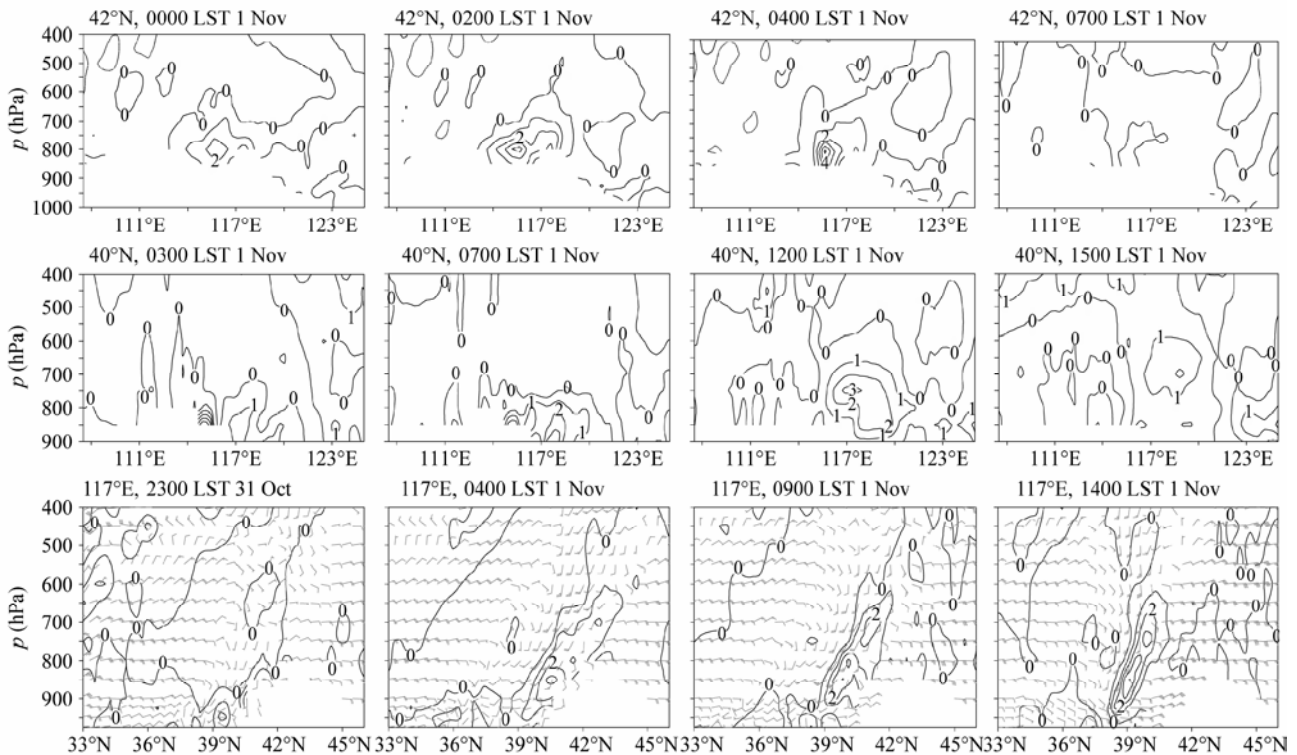


图 12 D1 模拟的沿 42°N (上) 和 40°N (中) 锋生函数 (F_2 与 F_3 之和, 单位: $10^{-9} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 的剖面, 以及沿 117°E 的锋生函数 (等值线) 与经向风 (单位: m s^{-1}) 和垂直运动 (单位: cm s^{-1}) 的合成风场剖面 (下)

Fig. 12 Cross sections of frontogenesis function (the sum of F_2 and F_3 , units: $10^{-9} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) along 42°N (upper panel) and 40°N (middle panel), and the composed wind fields of meridional wind (m s^{-1}) and vertical motion (cm s^{-1}) and frontogenesis function (contour) along 117°E (bottom panel) in D1

其中, F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_4 分别为非绝热加热项、水平辐散项、水平变形项和与垂直运动有关的倾斜项。 $F > 0$ 时, 为锋生; $F < 0$ 时, 为锋消。由于非绝热加热项的计算精度难以达到, 因此本文只计算了后三项。计算结果表明倾斜项以锋消作用为主(图略)。由位温的垂直分布(图略)可知, 北京附近低空有 $\partial\theta/\partial p < 0$, 由倾斜项的表达式可知当锋消时, $\partial\theta/\partial x \cdot \partial\omega/\partial x + \partial\theta/\partial y \cdot \partial\omega/\partial y < 0$, 表征暖空气上升和冷空气下沉的运动易导致温度梯度的减小。因此, 本文给出的是锋生函数的水平辐散项和水平变形项之和的分布。

由图 12 可见, 沿着 42°N 的剖面上, 锋生函数正值区主要位于 600 hPa 以下。11 月 1 日 00:00, 在 $114^\circ\text{E} \sim 117^\circ\text{E}$ 之间的对流层低层有锋生; 此后, 锋生逐渐加强, 锋生函数中心值逐渐增大; 11 月 1 日 04:00 锋生函数中心值达 $5 \times 10^{-9} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$; 此后, 锋生作用减弱。沿 40°N 的剖面上, 11 月 1 日 03:00, 锋生出现在 $115^\circ\text{E} \sim 121^\circ\text{E}$ 的对流层低层; 此后, 115°E 附近的锋生逐渐减弱, 而 $117^\circ\text{E} \sim 121^\circ\text{E}$ 区域的锋生逐渐增强, 锋生区域也逐渐向上层扩展; 11 月 1 日 12:00, 锋生区域伸展到 550 hPa 附近; 此后, 锋生作用逐渐减弱。以上分析结果表明锋生区域从西向东、从北向南转移, 对应着降雪区域的演变。需要指出的是, 沿 42°N 的锋生主要出现在 114°E 以东区域, 可见在降雪期间内蒙古中部地区没有明显的锋生过程。由沿 117°E 剖面可见, 在锋生发展过程中, 锋前的上升运动也在发展。10 月 31 日 23:00, 锋生出现在 $39^\circ\text{N} \sim 42^\circ\text{N}$ 低层, 对应时刻, 在锋生区域的南侧有暖平流活动(图 11a); 11 月 1 日 04:00, 锋生区域从 39°N 向北倾斜发展, 对应时刻, 暖平流区域从 36°N 向北倾斜发展(图 11b); 11 月 1 日 09:00, 锋生区域向南移动, 暖平流区域也相应向南移动(图 11c); 对比锋生发展的其它时次也有类似的特征。此外注意到, 沿 117°E 的锋生区域坡度随时间逐渐增大, 到 11 月 1 日 14:00, 锋生区域近乎于垂直于地面, 而对应时刻(图 11d)锋前暖平流已经非常弱, 锋生过程趋于结束。

5.4 对流层低层风场对水汽输送的作用

降雪期间水汽通量散度的经向剖面分布表明水汽辐合主要在 700 hPa 以下(图略)。由对流层低层的水汽通量和水汽通量散度分布(图 13)可见, 10 月 31 日 22:00(图 13a), 偏西风

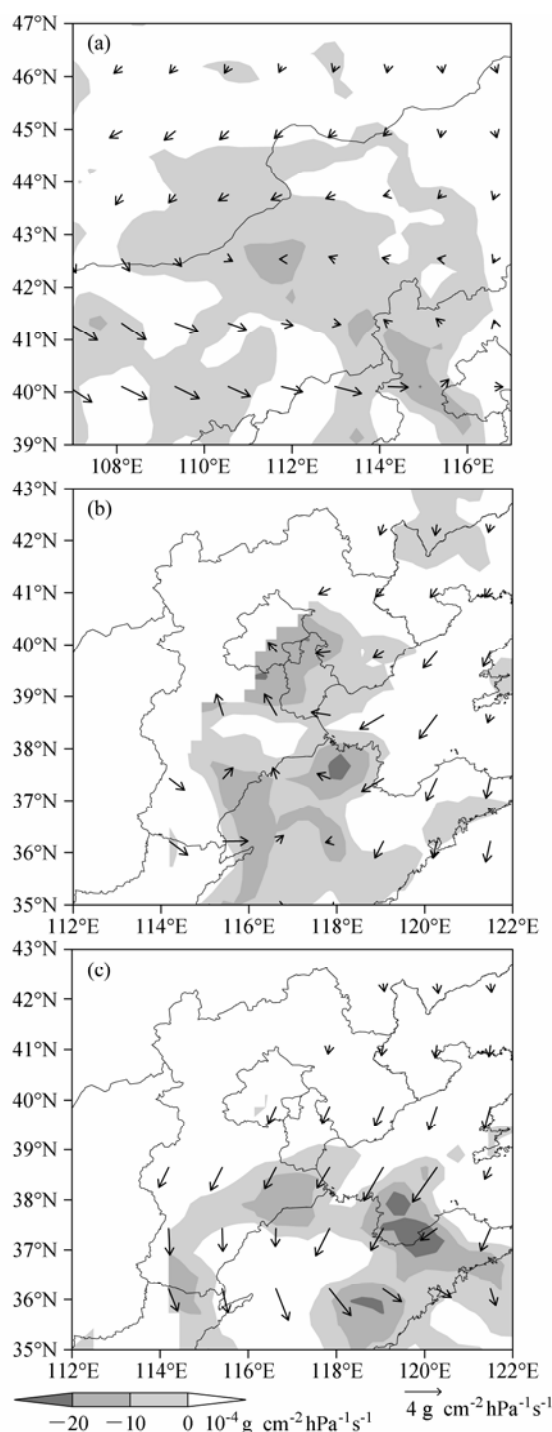


图 13 D1 模拟的 (a) 800 hPa 和 (b、c) 900 hPa 水汽通量(矢量, 单位: $\text{g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 和水汽通量散度(阴影)分布: (a) 10 月 31 日 22:00; (b) 11 月 1 日 06:00; (c) 11 月 1 日 16:00

Fig. 13 Moisture flux (vectors, units: $\text{g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and divergence of moisture flux (shaded) at (a) 800 hPa and (b, c) 900 hPa in D1: (a) 2200 LST 31 Oct; (b) 0600 LST 1 Nov; (c) 1600 LST 1 Nov

辐合对内蒙古中部地区的水汽辐合起主要作用; 对于京津地区, 从渤海回流的偏东气流对水汽输送起主要作用(图 13b), 需要补充说明的是, 在 5.1

节中曾指出过偏东风回流主要出现在 850 hPa 及以下层次,但是由于偏东风回流的加强和地形的作用,产生了偏南风扰动,并向上发展到了 700 hPa,这股偏南气流对 700~850 hPa 的水汽输送起主要作用,但是偏南风的生成缘于偏东回流的发展,所以总得来说,还是偏东气流对京津地区的水汽输送起主要作用;山东半岛地区的水汽主要缘于从渤海而来的东北气流的水汽输送(图 13c)。可见,对这次降雪过程而言,对流层低层高压东南侧的偏东气流和东北气流对水汽的输送起到主要作用,而已有研究指出回流降雪的水汽主要来源于中层槽前西南气流的输送(孙建华和赵思雄, 2003; 张迎新等, 2007),显然,本文的情况与已有的研究结果不同。

6 大气层结特征

以降水中心北京站为例来说明大气层结特征对降雪的影响。由北京站的探空观测可知,10 月 31 日 20:00, 708 hPa 上,温度为 -9°C , 温度露点差为 2°C ; 925 hPa 温度为 3°C , 温度露点差为 3°C ; 1000 hPa 出现偏东风扰动, 风速为 6 m s^{-1} 。11 月 1 日 08:00, 776 hPa 上,温度为 -8°C , 温度露点差为 1°C ; 925 hPa 温度为 -5°C , 温度露点差为 0°C ; 1000 hPa 上,风由偏东风转为东风, 风速大小不变,此外, 925 hPa 上的风向由偏西风转为偏东风,即东风的层次加厚。在降雪发生前后,降温很明显,低层大气变得饱和。

图 14 给出的是模拟的北京地区的温度、风场

等的垂直分布。由图可见,10 月 31 日 20:00, 700 hPa 和 925 hPa 温度分别约为 -11°C 和 2°C , 11 月 1 日 08:00, 750 hPa 和 925 hPa 上的温度分别约为 -11°C 和 -6°C 。此外,注意到,边界层风场在 10 月 31 日 18:00 前后有明显的风向转变。由上可见,模拟的结果与实况接近。由图 14 可见,从 10 月 31 日 15:00 到 11 月 1 日 12:00, 北京上空各个层次均在降温过程中,在降雪开始出现的时刻(11 月 1 日 01:00, 雪混合比大于 0.1 kg kg^{-1}), 大气边界层温度降到了 0°C 以下, 850 hPa 温度降到约 -5°C 。边界层东风的发展和 850 hPa 上下偏南风扰动的出现,表明降雪期间低层风随高度顺时针旋转,有暖平流活动。11 月 1 日 12:00 之后,低层风场逐渐向偏北风转变,降雪过程也趋于结束(11 月 1 日 16:00 结束)。以上分析表明,模式对于北京降雪过程中的降温和风场转向现象都做了较好的模拟,模拟的降雪起始时刻与实况相差较小(相差 2 h),因此分析模式模拟的温度层结的演变有助于对降水性质做出更准确的预报。

7 结论和讨论

本文利用 WRF 模式对 2009 年 10 月 30 日至 11 月 1 日一次倒槽和回流影响下的华北初雪过程进行了较为成功的数值模拟,通过对模拟结果、NCEP 分析资料和常规观测资料的诊断分析,对这次降雪过程中对流层低层风场的演变特征及作用进行了深入的研究,结果表明:

(1) 偏东风回流主要出现在 850 hPa 及以下层

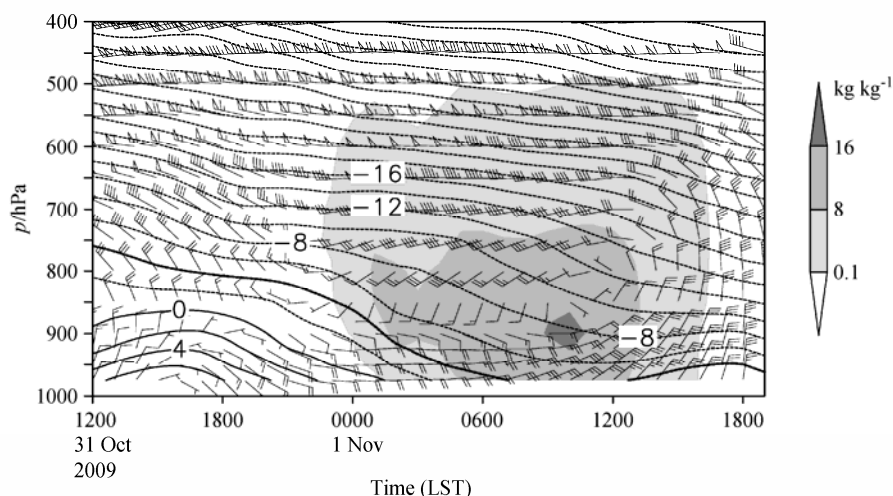


图 14 D1 模拟的北京 (40°N , 117°E) 温度(等值线间隔: 2°C)、水平风(单位: m s^{-1})和雪混合比(阴影)的分布

Fig. 14 Temperature (contour interval: 2°C), horizontal wind field (m s^{-1}), and snow mixing ratio (shaded) in Beijing (40°N , 117°E) in D1

次, 其发展一方面与偏西气流形成低空风场辐合线, 有利于气流的上升运动; 一方面在地形的共同作用下, 有助于形成偏南风, 当偏东回流经向梯度逐渐增强时, 偏南风由近地层逐渐向对流层中层发展, 当偏东回流经向梯度逐渐减弱时, 偏南风由对流层中层向近地层减弱。

(2) 偏南风的形成有利于暖空气向降雪区域的输送, 暖平流区域的产生和发展与偏南风扰动的生成发展区域相一致, 强冷空气与暖平流相遇引起了锋生。但内蒙古中部地区的偏南风扰动和暖平流活动都相对较弱, 因此该地区的锋生作用相对河北、京津和山东等地区明显弱。随着锋生区域坡度的增大, 降雪也趋于结束。

(3) 对流层低层高压东南侧的偏东风和东北风对降雪区域的水汽辐合起到了重要作用: 偏西风和偏东风的辐合有利于内蒙古中部地区的水汽辐合; 从渤海而来的偏东气流对京津地区的水汽输送起主要作用; 从渤海而来的东北气流对山东地区的水汽输送起主要作用。

鉴于气象部门对这次初雪过程降水性质的预报失败, 本文还着重关注了模式对降水性质的模拟效果以及与降水性质密切相关的大气温度层结的变化特征, 结果表明: 模拟的 6 h 降雪分布与实况较为一致, 降雪发生时, 对流层低层有明显的降温过程, 大气边界层温度降到 0 °C 以下, 850 hPa 温度降至 -5 °C 左右。同时注意到, 在降雪前后, 低层风场有明显的风向转变, 偏东风回流发展后风向随高度顺时针旋转, 即有暖平流活动。以上结果说明在冬季关注数值模式模拟的对流层低层温度层结特征, 将有助于对降水性质做出更准确的预报。

参考文献 (References)

崔宜少, 张丰启, 李建华, 等. 2008. 2005 年山东半岛连续三次冷流暴雪过程的分析 [J]. 气象科学, 28 (4): 395-401. Cui Yishao, Zhang Fengqi, Li Jianhua, et al. 2008. The analyses of three snowstorm processes on Shandong Peninsula in 2005 [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (4): 395-401.

姜学恭, 李彰俊, 康玲, 等. 2006. 北方一次强降雪过程的中尺度数值模拟 [J]. 高原气象, 25 (3): 476-483. Jiang Xuegong, Li Zhangjun, Kang Ling, et al. 2006. Mesoscale numerical simulation of a heavy snowfall process in northern China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25 (3): 476-483.

蒋建莹, 史历, 倪允琪. 2005. 一次“高影响天气”的弱降雪过程的数值

研究 [J]. 应用气象学报, 16 (2): 231-237. Jiang Jianying, Shi Li, Ni Yunqi. 2005. A simulation of a high impact weather event [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 16 (2): 231-237.

林曲凤, 吴增茂, 梁玉海, 等. 2006. 山东半岛一次强冷流降雪过程的中尺度特征分析 [J]. 中国海洋大学学报 (自然科学版), 36 (6): 908-914. Lin Qufeng, Wu Zengmao, Liang Yuhai, et al. Mesoscale features analysis of a cold-air outbreak snow storm event in Shandong Peninsula [J]. Periodical of Ocean University of China (in Chinese), 36 (6): 908-914.

Shou S W, Zhu A M. 1993. Diagnostic study of a winter snowstorm event [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 10 (4): 428-434.

Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the Advanced Research WRF version 2 [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, 113 pp.

Sun J H, Zhao S X. 2010. The impacts of multiscale weather systems on freezing rain and snowstorms over southern China [J]. Weather Forecasting, 25: 388-407.

孙继松, 梁丰, 陈敏, 等. 2003. 北京地区一次小雪天气过程造成路面交通严重受阻的成因分析 [J]. 大气科学, 27 (6): 1057-1066. Sun Jisong, Liang Feng, Chen Min, et al. 2003. An analysis on serious city traffic trouble caused by light snow [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (6): 1057-1066.

孙建华, 赵思雄. 2003. 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, 8 (4): 387-401. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2003. A numerical simulation of snowfall in North China on 7 December 2001 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8 (4): 387-401.

田秀霞, 宋晓辉, 程序, 等. 2011. 华北南部一次回流暴雪天气的诊断分析 [J]. 气象与环境学报, 27 (1): 35-39. Tian Xiuxia, Song Xiaohui, Cheng Xu, et al. 2011. Diagnostic analysis of a heavy snow of return-flow event in North China [J]. Journal of Meteorology and Environment (in Chinese), 27 (1): 35-39.

王东海, 柳崇健, 刘英, 等. 2008. 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, 66 (3): 1-19. Wang Donghai, Liu Chongjian, Liu Ying, et al. 2008. A preliminary analysis of features and causes of the snow storm event over the southern China in January 2008 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (3): 1-19.

王迎春, 钱婷婷, 郑永光. 2004. 北京连续降雪过程分析 [J]. 应用气象学报, 15 (1): 58-65. Wang Yingchun, Qian Tingting, Zheng Yongguang. 2004. Primary analysis of the longest-lasting snowfall in Beijing [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 15 (1): 58-65.

Wen M, Yang S, Kumar A, et al. 2009. An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008 [J]. Mon Wea. Rev., 137: 1111-1131.

杨成芳, 王俊. 2009. 利用单多普勒雷达资料做冷流暴雪的中尺度分析 [J]. 高原气象, 28 (5): 1034-1043. Yang Chengfang, Wang Jun. 2009. Analysis on mesoscale character to ocean-effect snowstorm using single-Doppler radar data [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (5): 1034-1043.

张迎新, 侯瑞钦, 张守保. 2007. 回流暴雪过程的诊断分析和数值试验 [J]. 气象, 33 (9): 25-32. Zhang Yingxin, Hou Ruiqin, Zhang Shoubao. 2007. Numerical experiments and diagnosis on a heavy snow of

- return-flow events [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 33 (9): 25–32.
- 赵桂香. 2007. 一次回流与倒槽共同作用产生的暴雪天气分析 [J]. 气象, 33 (11): 41–48. Zhao Guixiang. 2007. Analysis of a snow storm caused by reflux and invert trough [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 33 (11): 41–48.
- 赵思雄, 孙建华. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺度特征 [J]. 气候与环境研究, 13 (4): 351–367. Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2008. Multi-scale systems and conceptual model on freezing rain and snow storm over southern China during January–February 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 351–367.
- 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 2002. 北京 “12·7” 降雪过程的分析研究 [J]. 气候与环境研究, 7 (1): 7–21. Zhao Sixiong, Sun Jianhua, Chen Hong, et al. 2002. A study on snowfall in Beijing on 7 December 2001 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (1): 7–21.
- Zhou W, Chan J C L, Chen W, et al. 2009. Synoptic-scale controls of persistent low temperature and icy weather over southern China in January 2008 [J]. Mon. Wea. Rev., 137: 3978–3991.
- 周雪松, 谈哲敏. 2008. 华北回流暴雪发展机理个例研究 [J]. 气象, 34 (1): 18–26. Zhou Xuesong, Tan Zhemin. 2008. Case study on development mechanism of a snowstorm over North China [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34 (1): 18–26.