

渤海南部沿海冷流暴雪的中尺度特征

杨成芳^{1,2,3,4}, 李泽椿⁵, 周兵⁵, 陈优宽², 朱君鉴²

(1. 南京信息工程大学 大气科学学院, 江苏 南京 210044

2 山东省气象台, 山东 济南 250031; 3 山东省气象科学研究所, 山东 济南 250031;

4 中国气象科学研究院 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081; 5. 国家气象中心, 北京 100081)

摘要: 利用多普勒天气雷达和 NCEP/NCAR 全球再分析资料, 应用中尺度数值模式 RAMS(V4.4) 对 2005 年发生在山东半岛北部沿海的一次冷流暴雪过程进行了中尺度特征分析。结果表明: 这次暴雪发生在西北气流、较大海气温差和半岛的丘陵地形特殊条件下; 冷流暴雪在多普勒天气雷达径向速度图上表现为长生命史的逆风区。数值模拟结果显示: 模式对沿海地区的冷流降雪过程具有较强的预报能力, 可以很好地模拟出降雪的落区和大气环流形势的演变, 证实了暴雪中尺度垂直环流的存在; 强降雪集中出现在上升运动增强和逆风区维持的阶段。

关键词: 冷流暴雪; 逆风区; 中尺度垂直环流; 海气温差

中图分类号: P458.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-2022(2007)06-0857-09

Mesoscale Analysis of Ocean-Effect Snow storms in the South Coastland of Bohai Sea

YANG Cheng-fang^{1,2,3,4}, LI Ze-chun⁵, ZHOU Bing⁵, CHEN You-kuan², ZHU Jun-jian²

(1. School of Atmospheric Sciences NUIST, Nanjing 210044 China

2. Shandong Meteorological Observatory Jinan 250031, China

3. Shandong Institute of Meteorological Sciences Jinan 250031, China

4. State Laboratory of Severe Weather Chinese Academy of Meteorological Sciences Beijing 100081, China

5. National Meteorological Center Beijing 100081, China)

Abstract Based on Doppler radar and NCEP/NCAR reanalysis datasets, mesoscale characters of the ocean-effect snow storm in the north coastland of Shandong Peninsula south of Bohai sea in the December of 2005 is diagnostically analyzed by RAMS4.4. The results show that the snow storm occurred with the northwest airflow, large sea-air temperature differences and the special hill topography. Long life cycle adverse wind regions in Doppler radial velocity images were observed during the snow storm. Results of numerical simulation indicate that the RAMS can successfully simulate the location and evolution of the ocean-effect snow storm in the coastal area. The mesoscale vertical circulation is found when the snow storm occurs, and the snow fall increases with the strengthening of updrafts and the development of adverse wind regions.

Key words ocean-effect snow storm; adverse wind region; mesoscale vertical circulation; sea-air temperature difference

0 引言

冷流降雪发生在西北冷平流背景下, 与暖海面增温作用有关, 是我国渤海沿海地区冬季常见的一种天气现象, 其形成机制与美国大湖效应降雪

(lake-effect snow storm) 十分相似。国外许多学者从不同的角度研究湖效应降雪的发生和发展规律。Peter 等^[1]和 Steenburgh 等^[2]认为这种降雪产生在一定的湖气温差、风向风速、稳定性和温度递减率条件下, 其中湖气温差是最重要的条件。Lavoie^[3]和

Mark^[4]通过三维中尺度数值敏感试验证实了以上条件的必要性。Neil等^[5]的研究表明湖的形状对湖效应降雪也有影响。David等^[6]在研究了 1995—1996 年 5 次密执安湖效应降雪事件之后, 得出了降雪的空间分布和湖表面与大气之间的热量、水汽通量大小有关的结论, 一般地通量增大则云带偏西, 反之则偏东。Braham等^[7-8]总结了大湖效应雪暴形态的 4 种类型。Forbes等^[9]发现涡旋通常伴随着短时狂风雪暴、低气压和 15~120 km 尺度的低层弱气旋性环流。David等^[10]强调中 β 尺度的湖气涡旋产生在大的湖气温差和弱的天气尺度风速条件下。Joseph等^[11]发现中尺度涡旋在多普勒天气雷达上表现为强反射率因子, 并产生强降雪。

国内暴雪的研究多集中于大尺度分析, 强调大尺度环流的演变, 近年来侧重于中尺度数值模拟分析降雪机制, 如杨柳等^[12]利用数值模拟研究了春季江淮暴雪的中尺度特征, 刘宁微^[13]详细讨论了辽宁暴雪的中尺度系统发展和演变, 潘晓彬等^[14]利用中尺度模式模拟了北京降雪的云场结构特征; 余志豪等^[15]和赵鸣^[16]则对积雪进行研究, 对冷流暴雪的中尺度研究较为少见。李洪业等^[17]认为冷流降雪与海气相互作用、低层稳定度及地形抬升直接关联。于志良^[18]指出只有经过海面的冷空气达到一定的强度, 才能输送足够的热量产生降雪。位于渤海南部海岸的山东半岛是我国最为显著的冷流降雪区域, 2005 年 12 月发生在该地区的罕见持续性暴雪尤其引人关注。本文利用烟台多普勒天气雷达资料和 RAMS 中尺度数值模式, 通过对 2005 年 12 月 6 日烟台暴雪的个例分析, 初步探讨冷流暴雪的中尺度特征。

1 暴雪过程概况

2005 年 12 月 3—22 日, 受频繁强冷空气的影响, 山东半岛地区发生了冷流降雪, 其中烟台市 (121.40°E, 37.53°N) 累计总降雪量达到 80.3 mm (历史极值 46.7 mm, 1997 年), 最大积雪厚度达到 39 cm。烟台市先后出现了 17 个降雪日, 其中 2 个暴雪日 (6 日、11 日), 4 个大雪日, 6 日降雪量最大为 21.0 mm (图 1)。过程降雪量、旬降雪量、月降雪量、积雪深度均创本站有气象记录 (1951 年) 以来之最, 表明此次持续性冷流降雪是一次极端气象事件。由于降雪强度大、持续时间长、海上风力大, 导致各地学校停课、陆上交通瘫痪、高速公路关闭、航班延误、客滚航线停航等, 给当地生产和生活造成了严重

的影响。

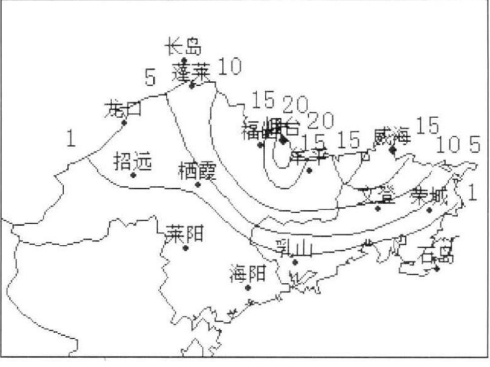


图 1 2005 年 12 月 6 日 06 时—7 日 06 时
山东半岛降雪量分布 (单位: mm)

Fig. 1 Snow fall distribution in Shandong Peninsula from
06 00BST 6th to 06 00BST 7th December 2005 (units mm)

12 月 6 日 08 时, 925~500 hPa 有一冷涡位于日本东北部地区, 山东半岛处在槽后西北气流控制之下, 烟台的地面为西风。6 日烟台的最大风速为 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 风向为北风。当天除了山东半岛北部地区有降雪以外, 其他地区均为晴好天气。本文从观测和数值模拟两个方面分析。

2 多普勒天气雷达资料分析

逆风区是指在不跨越原点的情况下, 在同一方向的速度区中出现另一种方向的速度区。逆风区已经成为多普勒天气雷达径向速度图上的暴雨判据^[19-20], 冷流降雪是否会出现逆风区? 在 12 月 3—22 日半岛的降雪过程中, 烟台和威海分别出现了 2 个和 3 个暴雪日, 2 站的大雪日共有 8 个。分析烟台多普勒天气雷达的径向速度图, 发现逆风区是暴雪出现的重要特征, 每一次暴雪和大雪过程都出现了逆风区, 且逆风区的面积越大、持续时间越长, 降雪量就越大, 而小雪和中雪过程很少出现大区域、长时间的逆风区现象。12 月 6 日烟台附近的逆风区将近 6 h 逆风区出现的时段正对应着强降雪。这是烟台多普勒天气雷达自设站以来首次完整地观测到冷流暴雪出现长生命史的逆风区事实, 为强冷流降雪提供了重要的分析依据。

2.1 逆风区的演变

图 2 给出了 2005 年 12 月 6 日 10 时 33 分—16 时 21 分 (北京时, 下同) 1.5°仰角上逆风区径向速度和反射率因子的演变过程。各时次的径向速度基本上呈现反 S 型, 表明风随高度逆转, 有冷平流, 降雪产生在冷平流形势下。自 10 时 33 分开始, 在烟

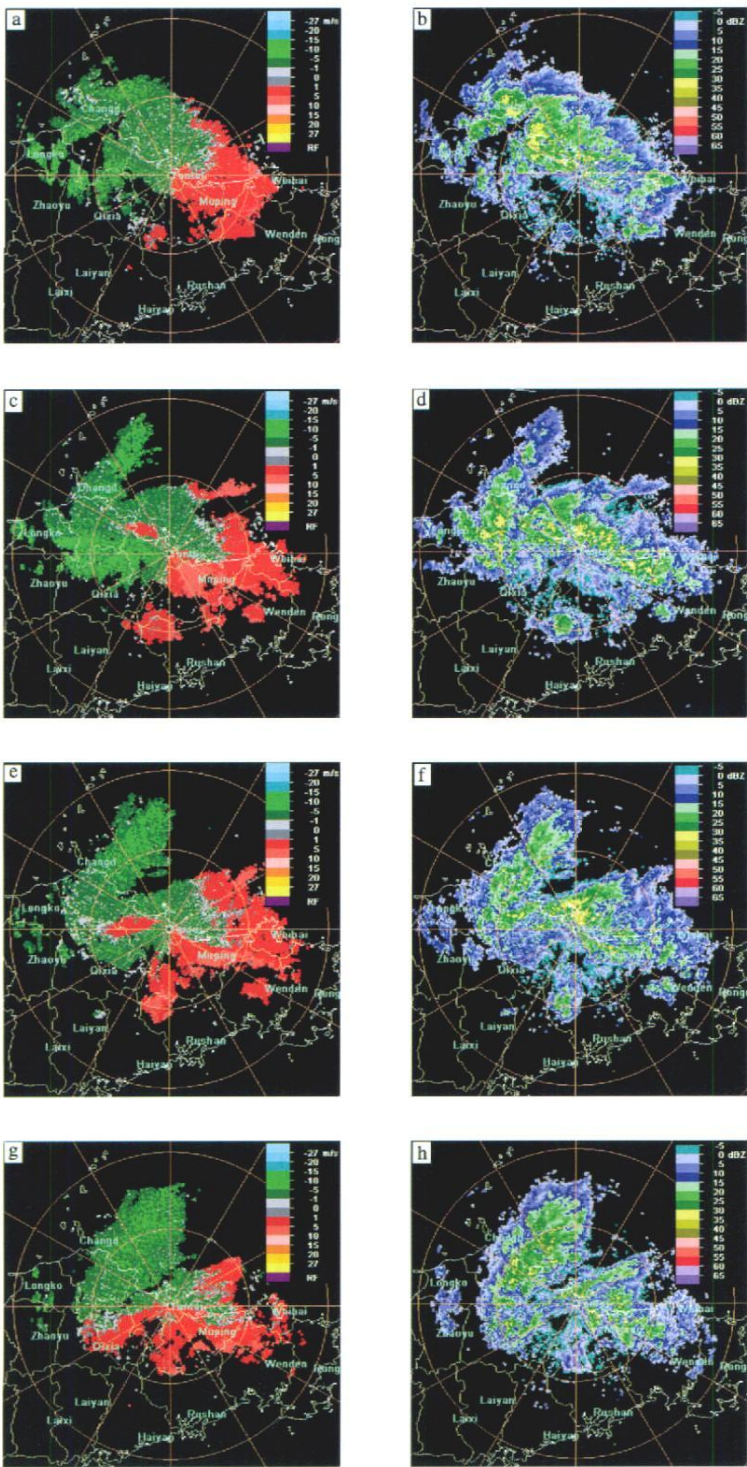


图 2 12月 6日烟台多普勒天气雷达 1.5°仰角逆风区径向速度 (a c e g)和反射率因子 (h d f h)的演变 (雷达距离圈间隔 50 km,方位角划分线间隔 30°;绿色表示负径向速度 (朝向雷达),红色表示正径向速度 (离开雷达),下同)

a h 10时 33分; c d 14时 01分; e f 15时 26分; g h 16时 21分

Fig 2 Evolution of (a c e g) radial velocity and (h d f h) reflectivity circle of adverse wind regions at 1.5° elevation of Yantai Doppler radar at (a b) 10 33 (c d) 14 01 (e f) 15 26 and (g h) 16 21BST 6th December 2005

(distance interval 50 km, azimuth interval 30°; green negative radial velocity(tow ards the radar), red positive radial velocity(off the radar), same as the follow ing)

台雷达站西北方向约 75 km 处,大片的负速度区中出现了正速度(图 2a)。正速度区域逐渐增大,发展成形状为闭合的长条状且长轴方向保持与雷达径向相同(图 2c)。正速度区缓慢向西南方向延伸,至 15 时 26 分其长轴方向已转为正西(图 2e)。随着时间的推移,逆风区正速度区域进一步增大,到 16 时 21 分该正速度区与雷达原点相接,并和环境风场的正速度区合并(图 2g)。在逆风区向西南方向发展的同时,反 S 型环境风场头部的负速度区却不断向东南方向扩展,并也显现出正负速度相间的逆风区特征。相应的反射率因子图上(图 2b, d, f, h),存在大片的 35~40 dBZ 较强回波区,最大反射率因子的强度达到了 41 dBZ。较强反射率因子基本呈带状从西北方向经过烟台向东南方向分布。

2.2 逆风区的结构

图 3 分别给出了 6 日 14 时 01 分 0.5°仰角沿 330°雷达径向(即西北方向)穿过逆风区正速度中心(图 3a, b)和穿过逆风区正速度中心并与穿过正速度中心的雷达径向垂直(图 3c, d)的径向速度(图 3a, c)和反射率因子(图 3b, d)垂直剖面。从径向速度的垂直剖面(图 3a, c)上,可以清楚地看出风场的辐合和辐散,显示出垂直环流结构。正如张沛源等^[19]所指出的,逆风区是辐合辐散共轭体风场结构在 PPI 多普勒速度图上的表现,说明有中尺度垂直环流存在。烟台位于山东半岛低山丘陵的北部,西

北风经海洋吹向低山丘陵时会因低山的阻挡而局部抬升,引起水平动量交换和向上传输,造成了中尺度垂直环流的形成,而垂直环流有利于低层丰富水汽的向上传输,也有利于降水粒子的降落。反射率因子的垂直剖面(图 3b, d)显示,较强反射率因子出现在逆风区附近,高度为 2 km,可见这种降雪为低云降雪。分析烟台 6 日实测降雪强度的时间分布(图略)可以看到,降雪主要集中在 6 日的上午和下午。在逆风区产生的前期 5 日 20 时—6 日 08 时,烟台本站的降雪量只有 3.4 mm。而在逆风区发展的时段内,烟台白天 12 h 降雪量为 17.6 mm,达到了暴雪的强度。烟台以最大降雪量成为该时段半岛地区的降雪中心,这说明径向速度图上逆风区的出现是冷流暴雪的一个强有力的信号。

3 中尺度数值模拟方案和结果分析

RAMS 是美国 Colorado 大学开发的三维、非流体静力、可压缩区域大气模式系统,是由 20 世纪 70 年代 Cotton 提出的中尺度动力系统与微物理过程模式和 Pielke 发展的中尺度和陆面特性模式发展起来的。RAMS 模式的特点是对下垫面作用反映敏感^[21]。本文采用 RAMS4.4 版本,考虑了长波辐射、地表能量收支、液态水的重力沉降等因素,以及地形对半岛冷流降雪起到的重要作用以及低云降雪的特性,模式在垂直方向上采用地形追随坐标,网格

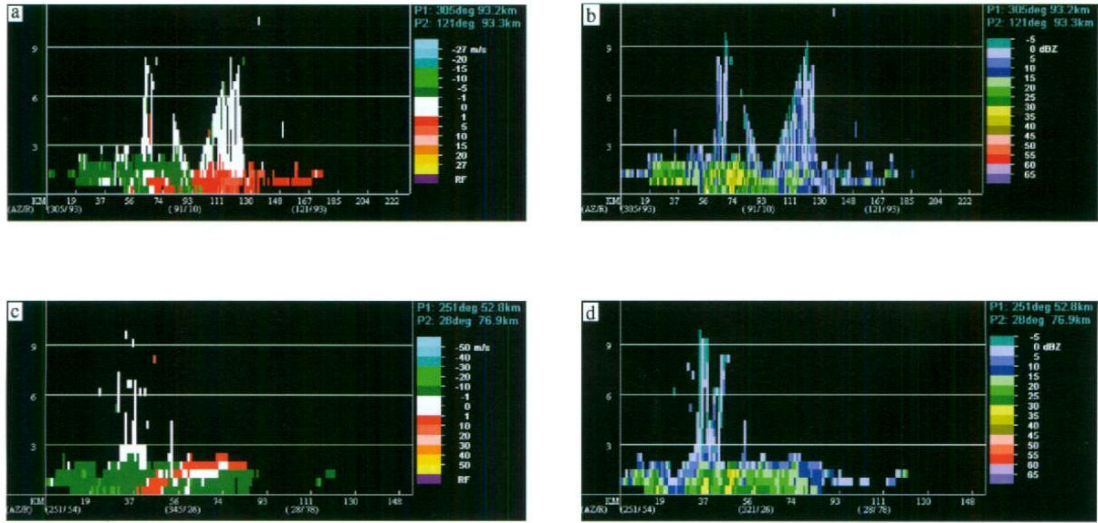


图 3 12 月 6 日 14 时 01 分 0.5°径向速度 (a, c) 和反射率因子 (b, d) 的垂直剖面

a, b 沿 330°雷达径向穿过逆风区正速度中心; c, d 穿过逆风区正速度中心并与穿过正速度中心的雷达径向垂直

Fig. 3 Vertical cross sections of the radial velocity and reflectivity at 0.5° elevation at 14:01BST 6th December 2005

a, b passing through the positive velocity center of adverse wind regions along 330° radial direction;

c, d passing azimuthally through the positive velocity center of adverse wind regions

距是可变的,即在边界层附近分得更细一些,目的在于更好地刻画边界层气象要素在垂直方向的变化。模式以 2005 年 12 月 5 日 20 时为初始时刻,所用初始资料侧边界来源于美国国家环境预报中心提供的 NCEP/NCAR 逐日 6 h 再分析资料。模式计算区域为 $113^{\circ}38' \sim 129^{\circ}79'E$, $30^{\circ}15' \sim 44^{\circ}04'N$, 中心位置为 $122^{\circ}E$, $36^{\circ}N$, 中心附近水平分辨率为 8 km, 模式积分 48 h 计算结果每 1 h 输出 1 次。

3.1 模式结果检验

烟台主要降雪时段发生在 12 月 6 日 09—17 时,威海则滞后,主要降雪出现在 6 日 21 时—7 日 10 时。由于 6 日 06 时—7 日 06 时的 24 h 人工观测降雪资料比较完整,因此主要比较该时段内的模拟(图 4)与实测降雪量。实况降雪主要落区位于山东半岛的东部地区,模拟的 2 个 15 mm 的降雪量中心值,位于烟台和威海之间,烟台站和威海站的实测降雪量分别为 21.0 mm 和 18.3 mm。可见,降雪落区、降雪中心与实况(图 1)较为一致,仅模拟值略小于实测值。对于冷流降雪这种局地性较强的地方性天气来说,这个模拟结果相当成功。

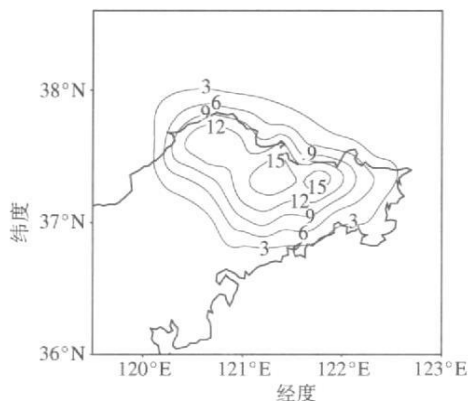


图 4 12 月 6 日 06 时—7 日 06 时

模式降雪量分布(单位: mm)

Fig. 4 Distribution of simulated snow fall from 06 00BST 6h to 06 00BST 7h December (units mm)

山东半岛的冷流降雪与渤海海面向大气底层的感热输送有密切关系,而感热输送的多少,取决于西北气流下一定的强海气温差^[17]。图 5 给出了模拟的 12 月 6 日 08 时 850 hPa 流场、温度与海表温差和相应实测场。6 日烟台的暴雪正是产生在西北气流和较强海气温差形势下。08 时,山东及整个黄渤海为一致的西北气流控制,渤海中北部海温与 850 hPa 的温度之差(以下简称海气温差)在 $21^{\circ}C$ 以上,烟台附近的海气温差也达到了 $16^{\circ}C$ 。这样的海气温差是产生强冷流降雪的有利条件,与美国

大湖效应降雪条件类似。一般认为湖气降雪时湖表面的温度和 850 hPa 的温度之差应在 $13^{\circ}C$ 以上,且湖气温差越大,越有利于产生强降雪^[22]。从图 5 中可以看出,模式输出的 850 hPa 流场和海气温差与实况基本一致,只是在渤海南部海域的海气温差模拟值较实况略偏低。除此以外,对比其他时段各层次的流场、温度场,发现模式与实况有相当的一致性,模式可以较好地表现出冷流降雪背景场的发展和演变过程,因此,利用该模式进一步研究冷流降雪的中尺度特征是可行的。

3.2 中尺度流场结构

图 6 给出了模拟的 12 月 6 日 14 时分别沿 $121.40^{\circ}E$ 和 $37.53^{\circ}N$ 风场的垂直剖面。6 日 14 时,在纬向风 $u-w$ 的垂直剖面图(图 6a)上,垂直风分量在 $120^{\circ}E$ 附近突然增大,700 hPa 以下 $120^{\circ} \sim 122.7^{\circ}E$ 之间垂直速度均为正值,即 $120^{\circ}E$ 以西为下沉气流,以东为上升气流。在经向风 $v-w$ 的垂直剖面图(图 6b)上,700 hPa 以下, $37.3^{\circ} \sim 38.0^{\circ}N$ 之间为正垂直速度,相应为上升气流,最大垂直速度轴线位于 $37.6^{\circ}N$ (烟台附近),上升运动中心垂直速度达 $7 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$,出现在 950 hPa 至 850 hPa 之间;在 900 hPa 以下, $36.5^{\circ} \sim 37.2^{\circ}N$ 之间为弱的下沉气流,最大负垂直速度为 $2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见在烟台附近地区存在较强上升运动,而在丘陵的南部为弱的下沉运动,构成了一个垂直环流。从范围来看,该环流具有明显的中尺度特征。数值模拟的中尺度垂直环流和多普勒天气雷达径向速度逆风区探测结果是一致的。同时,较强上升运动在 850 hPa 以下,表明了山东半岛的冷流降雪的确是一种低云降雪。

根据山东半岛地形的分布特点, $37.2^{\circ}N$ 附近即为东西方向的低山丘陵地带,11 座低山海拔高度均在 500 m 以上,其中最高峰为昆嵛山,海拔 922.8 m,正好位于烟台偏北风的下风向。分析各层散度场分布,发现在低层 1 000 hPa 散度场上, $37.2^{\circ}N$ 以北地区的散度均为负值,中心为 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,为辐合上升运动区;以南则基本上为辐散区,中心为 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 7a)。但是,850 hPa 以上各层次(图 7b 给出了 850 hPa 其他图略),辐合、辐散区的分布与低层正好相反。进一步分析经向风分量(图 7c)发现,低层北风的风速由在渤海上的 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 到达低山前减小为 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,在北部沿海为北风风速等值线的密集区,表明这里有风速辐合。6 日 14 时自动气象观测站实测风场资料显示,在半岛北部沿海的龙口站至成山头站一带,

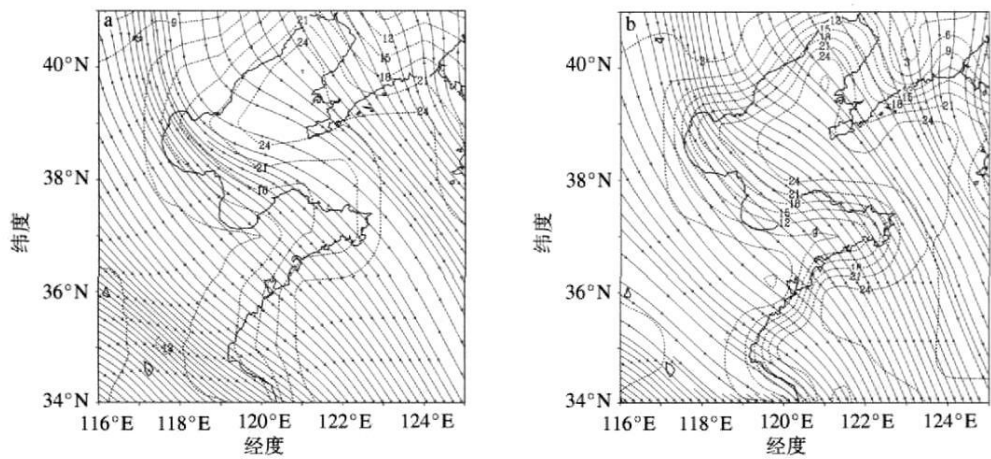


图 5 12 月 6 日 08 时 850 hPa 流场 (实线)、850 hPa 气温与海表温度的差 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)
a 模拟结果; b NCEP 再分析场

Fig 5 850 hPa stream lines (solid line) overlaid with sea-air temperature differences (dashed line, units $^{\circ}\text{C}$)
at 08 00B ST 6th December
a simulated field; b NCEP reanalysis field

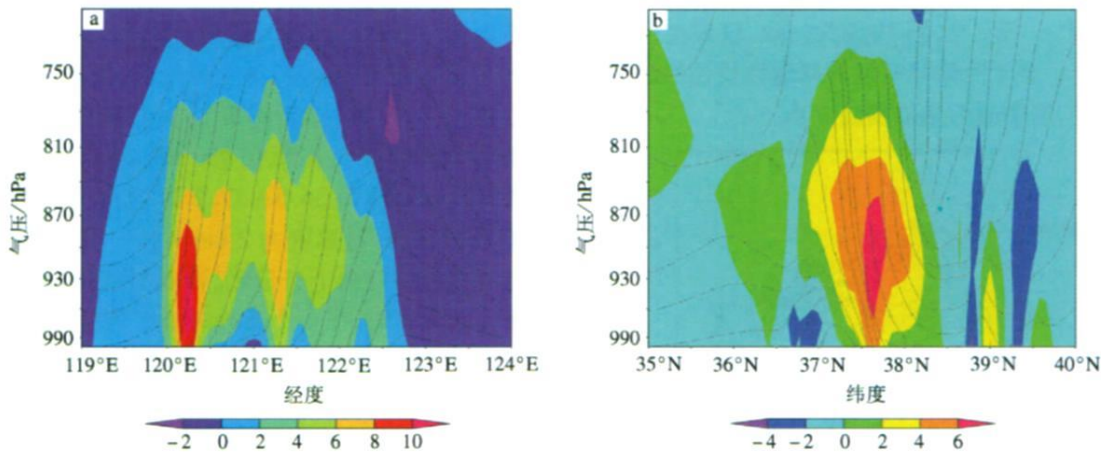


图 6 12 月 6 日 14 时沿 37.53°N 的垂直速度和 $u-w$ 垂直剖面 (a)、沿 121.40°E 的垂直速度和 $v-w$ 垂直剖面 (b)
(u 为水平纬向风速; v 为水平经向风速; w 为垂直速度, 放大 100 倍, 彩色填充部分为垂直速度; 单位: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig 6 Vertical cross sections of w and stream line fields of (a) $u-w$ / (b) $v-w$ along 37.53°N / 121.40°E
at 14 00B ST 6th December 2005

(u : zonal wind speed; v : meridional wind speed; w : vertical wind speed shaded area $\times 100$ times, units $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)

存在一条纬向切变线, 其中烟台西部风向切变较大, 形成一个明显气旋性环流 (图 7d), 该环流与雷达径向速度图上逆风区的位置相对应。这是由于偏北风自渤海吹向陆地时, 因半岛低山丘陵的阻挡转为偏西风, 从而形成风向辐合。地形的抬升造成近地面层丘陵以北地区为辐合区, 上升增强, 而丘陵以南地区则辐散下沉。当渤海海面的暖湿空气由西北气流输送到山东半岛北部沿海时, 由于受到东西向丘陵的阻挡而抬升, 产生了中尺度垂直环流系统, 从而使上升水汽达到凝结高度产生降水, 低山丘陵地形因此成为低云降雪的触发条件。辐合、辐散区与降雪

落区分布一致。从降雪分布来看, 丘陵地带成为降雪量明显的分水岭, 其北部沿海地区因低层辐合上升, 降雪量最大, 而以南地区因低层下沉则降雪明显减小, 24 h 降雪量均不足 3 mm。

3.3 中尺度流场的发展

图 8 给出了模拟的经过烟台的温度、水平风场、垂直风场和垂直速度的时间、空间剖面。如图 8a 所示, 自 6 日 00 时开始, 在高低空一致的西北气流下, 高空有冷空气向低层扩散, 700~850 hPa 之间降温最为明显, 至 08 时底层冷空气降为最低, 此后气温自下而上呈升高趋势, 在温度的垂直剖面图上形成

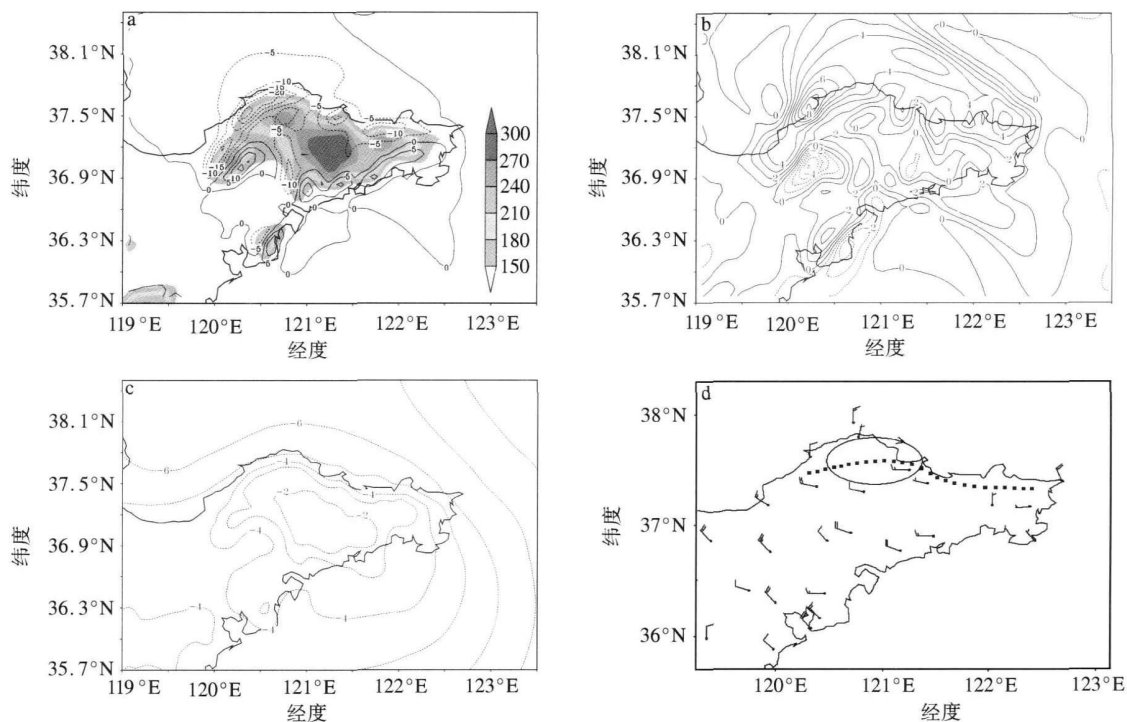


图 7 12 月 6 日 14 时 1 000 hPa 散度场 (a 单位: 10^{-5} s^{-1} , 阴影部分为海拔高度 150 m 以上的低山丘陵地形), 850 hPa 散度场 (b 单位: 10^{-5} s^{-1}), 1 000 hPa 水平经向风分量 (c 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 实测自动气象站风场 (d 粗曲线为切变线)

Fig 7 (a) Divergences at 1 000 hPa (unit 10^{-5} s^{-1} , shading areas are the hill above 150 m), (b) divergences at 850 hPa (units 10^{-5} s^{-1}), (c) v at 1 000 hPa (units $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and

(d) wind field observed by automatic instrument (thick curve is a shear line) at 14 00BST 6 h December 2005

明显的温度脊, 峰值出现在 15 时左右。根据上文的分析, 逆风区出现在 10 时 33 分—16 时 21 分, 可见温度脊出现的阶段与逆风区形成与发展的阶段相对应, 与强降雪几乎同步发生。这表明, 在强降雪出现前期有冷空气影响本站, 冷空气下沉与近海面上的暖湿空气相遇形成降雪。而降雪期间造成的凝结潜热释放又加热了对流层低层的空气, 使得温度有所回升。06—15 时之间自 1 000 hPa 至 850 hPa 风速逐渐减小, 表明在低层有水平风速辐合, 利于上升运动的加强, 进而产生强降雪。

图 8b, c, d 显示了垂直环流的演变情况。从纬向风环流图 (图 8b) 上可以看出, 08 时之前垂直上升气流的高度基本在 850 hPa 而 08 时之后高度开始明显增加, 至 16 时最高达到 750 hPa 16 时之后上升气流的高度开始下降。图中还可反映出上升气流高度增大的过程正好对应着雷达径向速度逆风区发展的时段。经向风环流 (图 8c) 的时间变化规律和纬向环流类似。在垂直速度剖面图 (图 8d) 上, 08 时垂直速度零线的高度不足 800 hPa 800 hPa 以下

为正速度, 对应上升气流, 最大正垂直速度值为 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而 800 hPa 以上为负速度。随着时间的推移, 垂直速度开始增大, 并向上延伸, 15—16 时垂直速度零线升高到 750 hPa 750 hPa 高度以上为下沉气流, 由此构成了自下而上正负垂直速度耦合的垂直结构。最大正垂直速度中心为 $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 出现在 14—16 时 950~850 hPa 的高度上, 而此时也正是逆风区发展最强的阶段。这不仅表明了垂直环流在该时段内最为强盛, 而且还表明了垂直上升运动的高度较低, 主要集中在对流层的低层, 因此冷流降雪是一种低云降雪。与夏季暴雨的深厚垂直上升运动相比^[23-24], 冷流暴雪显然要浅薄得多。

4 结论

通过对烟台冷流暴雪的多普勒天气雷达资料和中尺度数值模拟结果分析, 可以得到以下几点结论:

- (1) 本次山东半岛北部沿海的暴雪过程是一次典型的冷流降雪, 降雪分布有明显的区域性特点。冷流暴雪产生在西北气流和较强海气温差背景条件

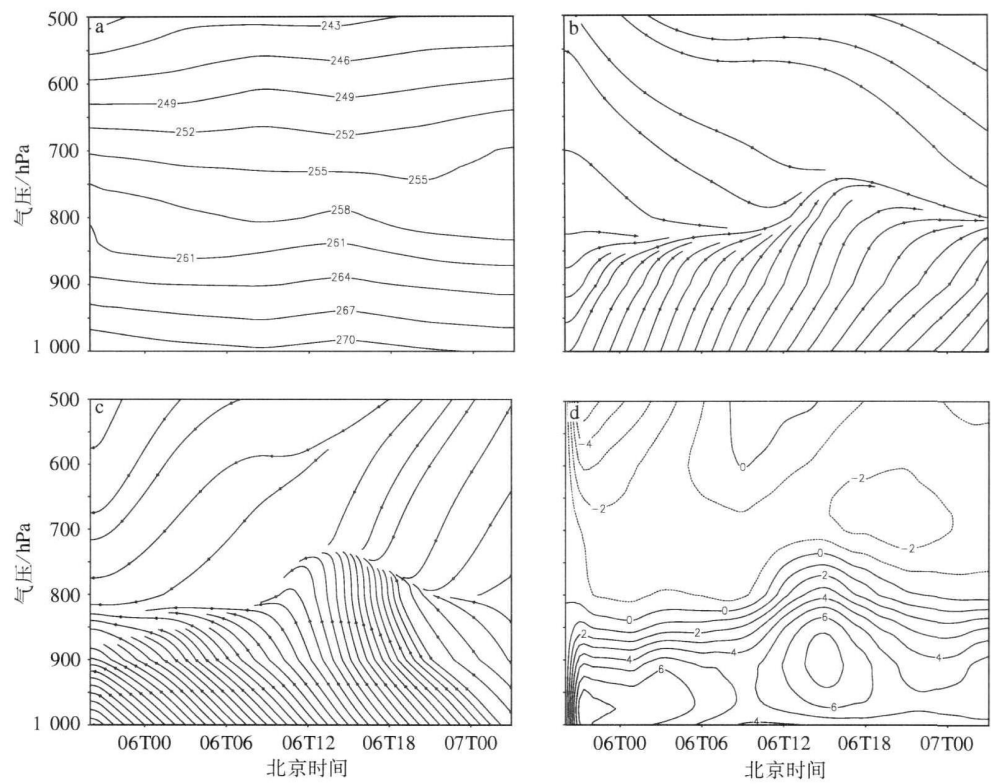


图 8 2005 年 12 月物理量在 121. 40°E、37. 53°N 的时间垂直剖面

a 温度 (单位: K); b 纬向风垂直环流 (垂直速度放大 100 倍);

c 经向风垂直环流 (垂直速度放大 100 倍); d 垂直速度 (单位: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 8 Temporal-vertical cross sections of physical variables at (121. 40°E, 37. 53°N) in December 2005

a temperature (units K); b u-w ($w \times 100$); c v-w ($w \times 100$); d w (units $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)

下。

(2) 低层切变线和中尺度垂直环流对冷流暴雪产生起到重要作用。半岛低山丘陵的特殊地形导致低层辐合, 增强上升运动, 有利于产生强降雪。中尺度垂直环流在多普勒天气雷达速度图上表现为长生命史的逆风区。逆风区的出现与强降雪有很好的对应关系。

(3) 数值模拟证实了中尺度垂直环流存在的确定性, 强降雪阶段上升运动显著, 中心位置较夏季暴雨的要低。暴雪发生在强上升运动区域内。

致谢: 感谢中国气象局培训中心俞小鼎教授提出了宝贵意见!

参考文献:

[1] Peter J S, Greg E M. Lake-aggregate disturbances Part V: impacts on lake-effect precipitation[J]. Mon Wea Rev, 1985, 113 (2): 728-744

[2] Steenburgh W J, Halverson S F, Onion D J et al Climatology of lake-effect precipitation[J]. Mon Wea Rev, 2000, 128(2): 709-

727

[3] Lavoie R L. A mesoscale numerical model of lake-effect storms [J]. J Atmos Sci, 1972, 29(3): 1025-1040

[4] Mark R. Numerical study of the influence of environmental conditions on lake-effect snow storms over Lake Michigan [J]. Mon Wea Rev, 1990, 118(1): 138-150

[5] Neil F, John E. Model simulations examining the relation of lake-effect morphology to lake shape, wind direction, and wind speed [J]. Mon Wea Rev, 2003, 131(4): 2102-2111

[6] David A R, Neil F. Observations of widespread lake-effect cloudiness: Influences of lake surface temperature and upwind conditions [J]. Wea Forecasting, 1998, 13(9): 811-821.

[7] Braham M R, Kelly R D. Lake-effect snow storms on Lake Michigan, USA [M]. Cloud Dynamics, 1982, 87-101

[8] Braham M R, Dungey M J. Quantitative estimates of the effect of Lake Michigan on snow fall [J]. App Met, 1984, 23(2): 939-949

[9] Forbes G S, Merritt J M. Mesoscale vortices over great lakes in winter time [J]. Mon Wea Rev, 1984, 112(2): 377-381.

[10] David A R, Neil F, Mark R. Convective evolution across Lake Michigan during a widespread lake-effect snow event [J]. Mon Wea Rev, 2003, 131(4): 643-655.

[11] Joseph A G, Neil F L. Mesoscale Vortices Embedded within a

lake-effect shore and band[J]. Mon Wea Rev, 2004, 132(4): 2269-2274.

[12] 杨柳, 苗春生, 寿绍文, 等. 2003年春季江淮一次暴雪过程的模拟研究[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(3): 379-384.

[13] 刘宁微. “2003.3”辽宁暴雪及其中尺度系统发展和演变[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(1): 129-135.

[14] 潘晓彬, 王舒畅, 李毅. 北京一次突发性降雪的云场结构特征分析[J]. 气象科学, 2005, 25(2): 111-117.

[15] 余志豪, 李海盛. 含雪—气相互作用的大气环流模式及其青藏高原积雪模拟[J]. 气象科学, 2000, 20(3): 289-297.

[16] 赵鸣. 对 REMS模式中陆面过程的一个改进[J]. 气象科学, 2006, 26(2): 119-126.

[17] 李洪业, 徐旭然. 冷流低云降雪成因的分析[J]. 气象, 1995, 21(12): 21-24.

[18] 于志良. 胶东半岛冷流降雪与海气湍流感热输送的关系[J]. 气象学报, 1998, 56(1): 120-127.

[19] 张沛源, 陈荣林. 多普勒速度图上的暴雨判据研究[J]. 应用气象学报, 1995, 6(3): 373-378.

[20] 夏文梅, 张亚萍, 汤达章, 等. 暴雨多普勒天气雷达资料的分析[J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(6): 787-793.

[21] Robert L W, Craig J T. Introduction to RAMS 4.3/4.4 [EB/OL]. [2006-08-29]. <http://www.amet.com/html/docs/rams/ug44-rams-intro.pdf>

[22] Niziol T A. Operational forecasting of lake effect snowfall in western and central New York[J]. Wea Forecasting, 1987, 13(2): 310-321.

[23] 赵世发, 周军元, 王俊, 等. 一次罕见的特大暴雨物理量场特征分析[J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(2): 271-276.

[24] 李志南, 李廷福. 北京地区一次强对流大暴雨的环境条件及动力触发机制分析[J]. 应用气象学报, 2000, 11(3): 304-311.