

孙建华, 黄翠银. 2011. 山东半岛一次暴雪过程的海岸锋三维结构特征 [J]. 大气科学, 35 (1): 1-15. Sun Jianhua, Huang Cuiyin. 2011. The three-dimensional structure of coastal front producing heavy snow over Shandong peninsula [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (1): 1-15.

山东半岛一次暴雪过程的海岸锋三维结构特征

孙建华¹ 黄翠银^{1,2,3}

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 广西南宁市气象局, 南宁 530022

摘 要 采用中尺度数值模式 MM5 对 2005 年 12 月山东半岛持续性降雪过程中的 11~15 日暴雪过程进行数值模拟试验, 利用高分辨率的模拟结果分析海岸锋的发展过程和三维结构特征以及对强降雪的影响等。结果指出, 海岸锋水平结构是偏北风和偏西风的气旋性切变; 气流在海岸锋西北侧辐合上升, 在东南侧辐散下沉, 上升气流最高达 700 hPa。海岸锋锋区出现在 900 hPa 以下, 水平散度场在 900 hPa 以下是辐合区, 辐合中心正上方有辐散中心相配合, 造成较强的上升运动, 最大上升速度在海岸锋顶部和水平散度零线 (900 hPa) 附近。强烈的上升气流携带低层水汽在空中辐合和凝结, 使局地降雪增强, 强降雪落区位于海岸锋及其冷区一侧。海洋热通量是海岸锋形成的关键因子, 其中感热通量使海陆温差加大是形成海岸锋锋生的重要条件。

关键词 数值模拟 海岸锋 三维结构 暴雪

文章编号 1006-9895 (2011) 01-0001-15

中图分类号 P426.6

文献标识码 A

The Three-Dimensional Structure of Coastal Front Producing Heavy Snow over the Shandong Peninsula

SUN Jianhua¹ and HUANG Cuiyin^{1,2,3}

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

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *Nanning Meteorological Office, Nanning 530022*

Abstract The heavy snow process over the Shandong peninsula during 11-15 December 2005 was simulated with the mesoscale numerical model MM5. Based on the successful simulation, the high-resolution simulation data were utilized to analyze the development and three-dimensional structure of the coastal front which was the most important mesoscale system for the producing of heavy snow during this process. The analysis showed that there was cyclonic shear between northerly winds and westerly winds in the horizontal structure. The airflow was convergent and updraft on the northwest side of the coastal front, and was divergent and downdraft on the southeast side. It was a convergence area below 900 hPa along the coastal front, and a strong divergence centre was just above the convergence centre, which led to the strong updraft. The strongest updraft occurred just at 900 hPa that was near the top of the coastal front and zero isolines of divergence. The coastal front zone existed below 900 hPa with updraft exten-

收稿日期 2009-11-13, 2010-05-21 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40605016, 中国科学院知识创新工程项目 KZCX2-YW-Q03-3, 国家科技支撑计划课题 2009BAC51B02

作者简介 孙建华, 女, 1972 年出生, 博士, 研究员, 主要从事中尺度气象学和数值模拟研究。E-mail: sjh@mail.iap.ac.cn

ding to 700 hPa. The water vapor was carried from the lower to higher troposphere by the strong updraft, and enhanced the local precipitation. The heavy precipitation zone was located on the coastal front and its cold side. Based on the above-mentioned results, the conceptual model of the coastal front was proposed. The sensible and latent heat fluxes from the ocean are the key factors for the formation of coastal front, especially, the sensible heat flux is more important to the coastal frontogenesis.

Key words numerical simulation, coastal front, three-dimensional structure, heavy snowfall

1 引言

2005 年 12 月 3~21 日山东半岛出现长时间持续性降雪天气, 共有 5 次过程: 3~5 日、6~7 日、11~15 日、16~17 日和 20~21 日。严重影响人民的日常生活和经济生产, 造成很大的经济损失。黄翠银等 (2008) 对第三次降雪过程 (11~15 日) 的环流条件、影响系统、层结条件等进行了分析研究, 指出降雪开始之前, 地面至对流层低层冷空气前沿已经过境, 对流层中层冷涡和横槽的相继影响是降雪长时间维持的原因之一; 冷空气影响后, 中尺度海岸锋有两次锋生过程, 对降雪的维持和增强有重要作用。虽然海岸锋在特定的环流和地理位置形成 [山东半岛地形分布见黄翠银等 (2008) 的图 1], 但其影响我国冬季天气还比较常见 (高松影等, 2006; 林曲凤等, 2006; 闫淑莲等, 2006)。

夏季降雨系统, 特别是梅雨锋 (陶诗言等, 2001; 赵思雄等, 2004) 等天气系统都有比较成熟的研究, 由于资料的局限和海岸锋出现概率不高, 因此, 我国对海岸锋的结构分析和形成机理研究相对较少。欧美地区学者对海岸锋研究起步较早, Bosart et al. (1972) 最早提出海岸锋的概念, 认为地面摩擦力、地形、海陆温度差异、潜热释放以及新英格兰的地理位置都是锋生的重要影响因子。Bosart (1975) 指出, 边界层中内陆偏北气流和海洋偏东气流之间的不同摩擦力沿海岸线产生的变形和辐合场导致在不均匀热力层结中产生锋生是海岸锋产生的主要原因。Ballentine (1980) 的数值模拟研究指出海岸锋仅能发生在浅薄的高度内, 这种海岸锋生的物理过程主要由地面摩擦力、海洋热通量和潜热释放的共同作用造成, 而海洋热通量的影响最为显著。Marks and Austin (1979) 通过有无海岸锋影响降雪过程的分析比较, 得出海岸锋环流产生的低云能够增强 80 km 宽度范围内的降水, 降水增强率为 13%~147%。Nielsen and Neilley (1990)

分析新英格兰海岸锋的垂直结构时发现, 成熟的海岸锋常伴随有冷空气坝, 海洋大气在锋前被冷空气强迫抬升, 冷空气在低层流向锋前强迫抬升, 在锋面逆温中和暖空气混合。对海岸锋的中、小尺度结构特征和三维结构也有一些研究 (Riordan, 1990; Holt and Raman, 1992; Huang and Raman, 1992; Riordan et al., 1995), 认为海岸锋只能出现在浅薄的边界层内, 一般存在逆温层, 海岸锋上具有风向突变, 伴有强直接环流, 具有强而狭的上升气流和宽广稍弱的下沉气流。

我国资料获取手段相对较少, 尤其海上资料更为稀少, 因而对海岸锋的深入研究存在一定困难。黄翠银等 (2008) 的研究表明, 在山东半岛 2005 年 12 月 11~15 日降雪过程中, 中尺度海岸锋形成并维持较长时间, 与海岸锋环流相伴随的上升运动对于降雪的局地增强有重要作用, 冷锋后部的强偏北风有利于将渤海的水汽输送到山东半岛。本文将在分析研究的基础上, 利用中尺度数值模式对此次过程进行模拟, 然后利用模拟结果对海岸锋的演变和三维结构进行分析研究。

2 模拟方案和模拟结果的验证

2.1 模拟方案

2005 年 12 月 11~15 日的山东半岛降雪过程从 11 日凌晨开始, 15 日早上结束, 此次过程又可分为两段: 10 日 1700 UTC (当地时间凌晨)~12 日 0000 UTC, 强降雪集中在烟台和牟平附近, 10 日 1200 UTC~12 日 0000 UTC, 烟台、牟平降水量 (指纯雪化为水后的降水量) 分别为 16 mm、11 mm, 半岛其他降雪区降水量小于 7 mm; 12 日 0000 UTC~14 日 0000 UTC, 强降雪中心转移到文登, 降水量达到 23 mm, 其余地区降水量都在 10 mm 以下, 14 日 0000 UTC 后降雪明显减弱。整个降雪过程中, 较强的降雪只发生在山东半岛沿海长度大约 200 km、宽度大约 50 km 的地区, 该地

区以外仅有微量降雪甚至无降雪。基于以上特点, 为了更深入了解中尺度海岸锋的结构, 我们把本次降雪过程分 2 个阶段进行数值模拟, 第 1 阶段为 10 日 1200 UTC~12 日 0000 UTC, 降雪中心在烟台和牟平, 共 36 小时; 第 2 阶段为 12 日 0000 UTC~14 日 0000 UTC, 降雪中心在文登, 共 48 小时。

模拟均采用 PSU/NCAR 的 MM5 模式 (Dudhia, 1993), 采用非静力、双重双向嵌套方案, 两个模拟区域格距分别为 36 km 和 12 km, 格点数为 123×213 和 253×280 , 中心经纬度为 (40°N , 105°E)。由于海岸锋是边界层内的锋 (Bosart et al., 1972), 为了更有利于研究海岸锋结构, 垂直分为 31 层, 其中边界层分层较密, σ 垂直坐标分别为: 1.00、0.997、0.993、0.99、0.987、0.983、0.98、0.975、0.97、0.96、0.95、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。利用 NCEP 的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的格点资料、常规地面和探空资料形成初始场。

2.2 模拟结果与实况对比

12 月 10 日 1200 UTC~11 日 0000 UTC 观测的降水发生在烟台、牟平、文登, 降水量分别为 6 mm、3 mm、1 mm, 呈现出西北—东南带状走向, 其余地区都是微量降雪 (图 1a)。模拟的降水区也是从烟台到文登的带状降水, 强降水中心在烟台、牟平附近, 只是降水量比观测弱。11 日 0000 UTC~12 日 0000 UTC 的观测降雪向东扩展 (图 1b), 强降雪中心仍在烟台、牟平, 降水量最大的烟台达到 10 mm 的暴雪, 模拟的降水范围与实况一致, 降水中心为 12 mm, 位于烟台、牟平的东南面,

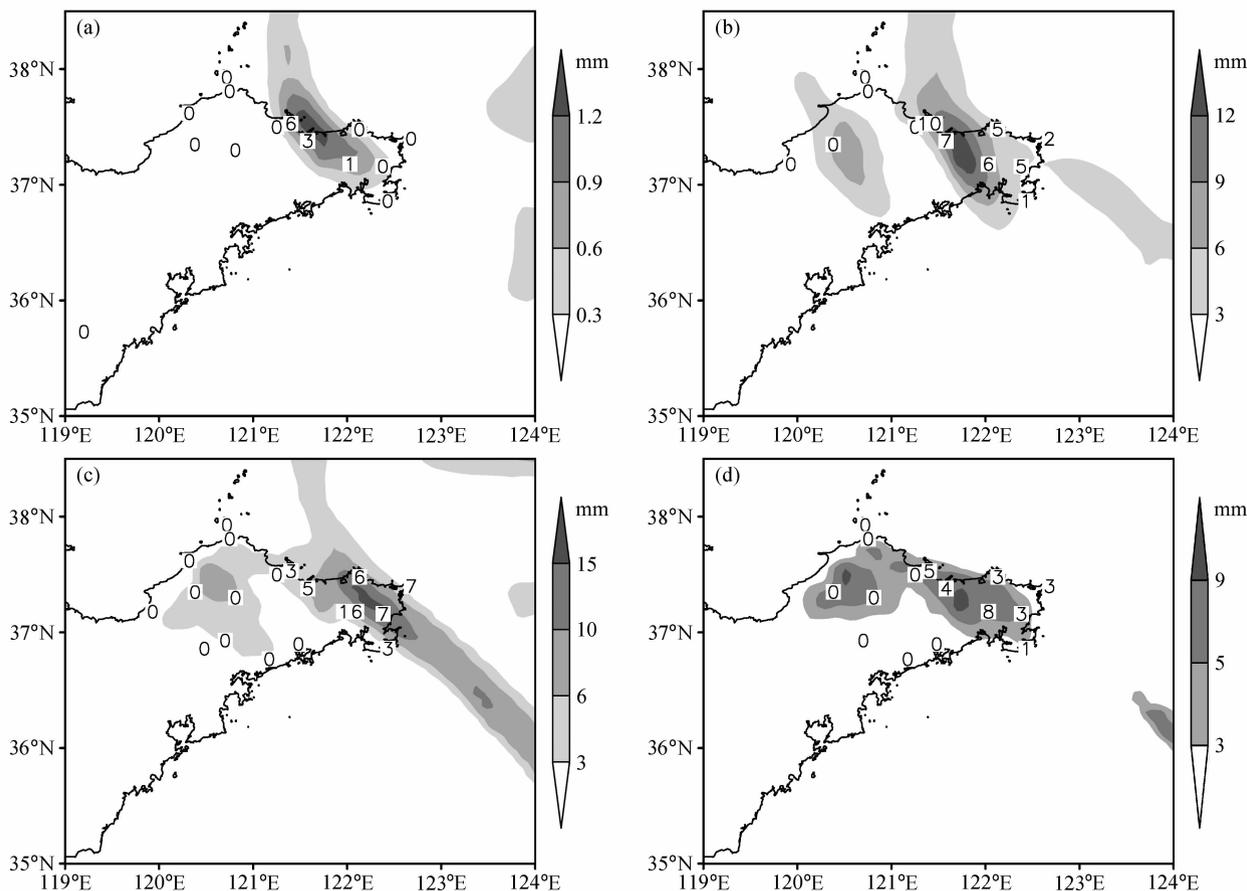


图 1 2005 年 12 月山东半岛观测的降水量 (数字, 单位: mm) 和模拟的降水量 (阴影): (a) 10 日 1200 UTC~11 日 0000 UTC; (b) 11 日 0000 UTC~12 日 0000 UTC; (c) 12 日 0000 UTC~13 日 0000 UTC; (d) 13 日 0000 UTC~14 日 0000 UTC

Fig. 1 The observed (numbers, units: mm) and simulated (shaded) precipitation over the Shandong peninsula in Dec 2005: (a) 1200 UTC 10 Dec-0000 UTC 11 Dec; (b) 0000 UTC 11 Dec-0000 UTC 12 Dec; (c) 0000 UTC 12 Dec-0000 UTC 13 Dec; (d) 0000 UTC 13 Dec-0000 UTC 14 Dec

模拟稍显不足的地方是, 山东半岛西部另有一个 6 mm 的降水中心, 而该地实况仅有微量降水。

12 月 12 日 0000 UTC~13 日 0000 UTC 的明显降水区在烟台以东地区, 最大降雪中心为文登 16 mm 的暴雪 (图 1c), 模拟的强降水带在半岛东部呈带状分布, 降水中心位于文登东北面, 中心降水量为 15 mm, 仅比实况少 1 mm。13 日 0000 UTC~14 日 0000 UTC 实况的强降水仍是在文登, 降水量减少到 8 mm, 降水范围不变 (图 1d), 模拟的强降水中心为 9 mm, 位于牟平和文登之间, 无论是降水范围、强降水中心以及中心降水量都与实况较为接近。第 2 阶段降水模拟的主要不足之处与第 1 阶段一样, 实况山东半岛西部仅有微量降水, 而模拟出现了较强降水。

虽然模拟试验有些不足, 但实况降水的主要特点都能很好地模拟出来, 因此, 可以采用模拟结果进行海岸锋结构的深入分析。

3 第 1 阶段海岸锋发展过程和结构分析

黄翠银等 (2008) 利用每小时的自动站资料分析了降雪过程中海岸锋的形成和演变情况, 由于海上没有测站, 高空资料缺乏, 只利用山东半岛为数不多的站点资料进行分析, 因此, 对海岸锋发生发展的分析存在一定局限, 更不可能对海岸锋的结构进行分析。本文将利用数值模拟的高分辨结果对海岸锋的演变和结构进行分析, 希望能加强对山东半岛海岸锋结构的认识。

3.1 海岸锋的发生发展及水平结构分析

这里首先利用模拟的距地面 10 m 高度的流场、2 m 高度的温度场对海岸锋的发生发展以及水平结构进行分析。2005 年 12 月 10 日, 冷高压南压控制全国, 10 日 1300 UTC (图 2a), 冷空气影响之初, 山东半岛及渤海出现均匀的偏北风。由于海洋、陆地热容量的不同, 陆地受冷空气影响降温快, 最低温度为 268 K, 海洋受冷空气影响温度变化比较缓慢, 温度比陆地上高, 最高温度仍有 278 K, 在 37.5°N~37.9°N 大约 40 km 的范围温差达 10 K, 其中海陆温差西部比东部更大。海陆之间的温差是产生锋生的条件之一。Lettau and Dabberdt (1970) 指出, 实际风和地转风的夹角 α , 一般在陆地上是 20°~35°, 海洋上是 10°~20°, 在稳定条件

下当表面摩擦力使 α 大于 35°时, 风向会在浅薄近地层的狭窄区域内迅速发生改变而引起近地层的强辐合。由于海陆表面摩擦力显著不同, 陆地表面摩擦力大, 风在陆地表面会发生更大的地转偏差, 陆地上西北风风速减小, 且边界层中内陆偏北气流沿海岸线会产生变形, 使风向转为西风, 与海上的偏北风形成非地转辐合。

冷的陆地西风和暖的海洋北风的风场辐合会使水平温度梯度进一步加大, 进一步加强中尺度锋生。10 日 2000 UTC (图 2b), 山东半岛东北部及渤海东部仍是偏北风, 渤海西部变为西北风, 半岛上大部分地区已转成风速较小的偏西风, 出现了偏北风和偏西风的气旋性切变和辐合。121.4°E~122.2°E 有一条西北—东南走向的辐合带, 也就是从烟台延伸到文登。此时, 山东半岛和海洋的温度都有所下降, 但温度的梯度仍然较大, 海陆温差还是西部明显比东部偏大。

11 日 0300 UTC (图 2c), 山东半岛全部变成西风, 在渤海和山东半岛之间形成了偏北风和偏西风的强切变。121.3°E~122.6°E 之间偏北气流和偏西气流形成一条强辐合带, 长度大约为 130 km, 近似平行于海岸线。此时, 温度场上海陆温差逐渐减小, 主要是因为陆地受太阳辐射影响温度明显上升, 海陆温差仅有 2~3°C。11 日 0600 UTC (图 2d), 半岛东部几乎完全转为偏北风, 半岛西部也逐渐转为西北风, 平行于海岸线的北风和西风的强切变已不存在, 只剩下位于山东半岛中部的 121.5°E~121.8°E 之间西北风和偏北风的切变。

3.2 海岸锋的垂直结构

前面分析了海岸锋的水平结构, 下面分析海岸锋发展过程中不同阶段的垂直结构特征。10 日 1300 UTC (图 3a), 冷空气影响山东半岛, 此时海岸锋未出现, 925 hPa 以下是一致的偏北风, 900 hPa 以上逐渐变为西北风, 风速随高度稍有增加, 在同一高度的南北方向上没有风向风速的辐合。900 hPa 以下各层等温线平直, 900 hPa 以上温度向高纬逐渐减小。11 日 0300 UTC 海岸锋强盛时期, 垂直于海岸锋 (图 2c 中的 C2D2) 的水平风场和温度的垂直剖面 (图 3b) 可以看到, 925 hPa 以下 (37.46°N, 121.67°E) 和 (37.74°N, 121.73°E) 之间有明显的风向辐合, 且高度越低偏西风分量越大。900 hPa 的风辐合虽然没有低层明显, 但在同一

地区仍然具有西北风和偏北风的弱辐合。850 hPa 以上风场转为明显的辐散结构。相比无海岸锋时期，

温度梯度明显加大，850 hPa 以下海岸锋区相对周围大气偏暖。由此可知，海岸锋出现后，900 hPa

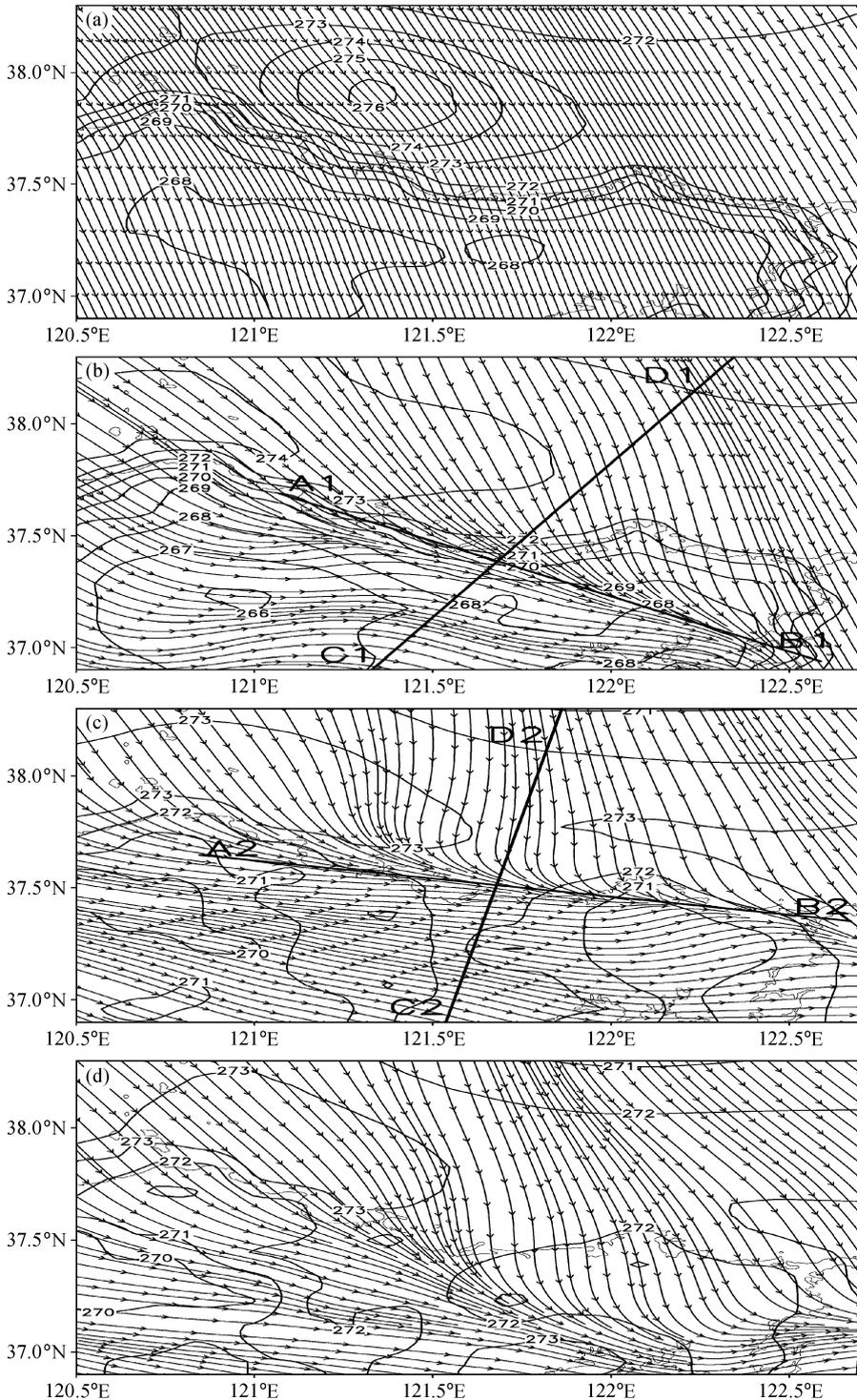


图2 2005年12月模拟的距地面10 m高度的流场和2 m高度的温度(等值线,单位:K);(a)10日1300 UTC;(b)10日2000 UTC;(c)11日0300 UTC;(d)11日0600 UTC

Fig. 2 The simulated streamline at 10-m height above ground level (AGL) and temperature (isoline, units, K) at 2-m height AGL in Dec 2005; (a) 1300 UTC 10 Dec; (b) 2000 UTC 10 Dec; (c) 0300 UTC 11 Dec; (d) 0600 UTC 11 Dec

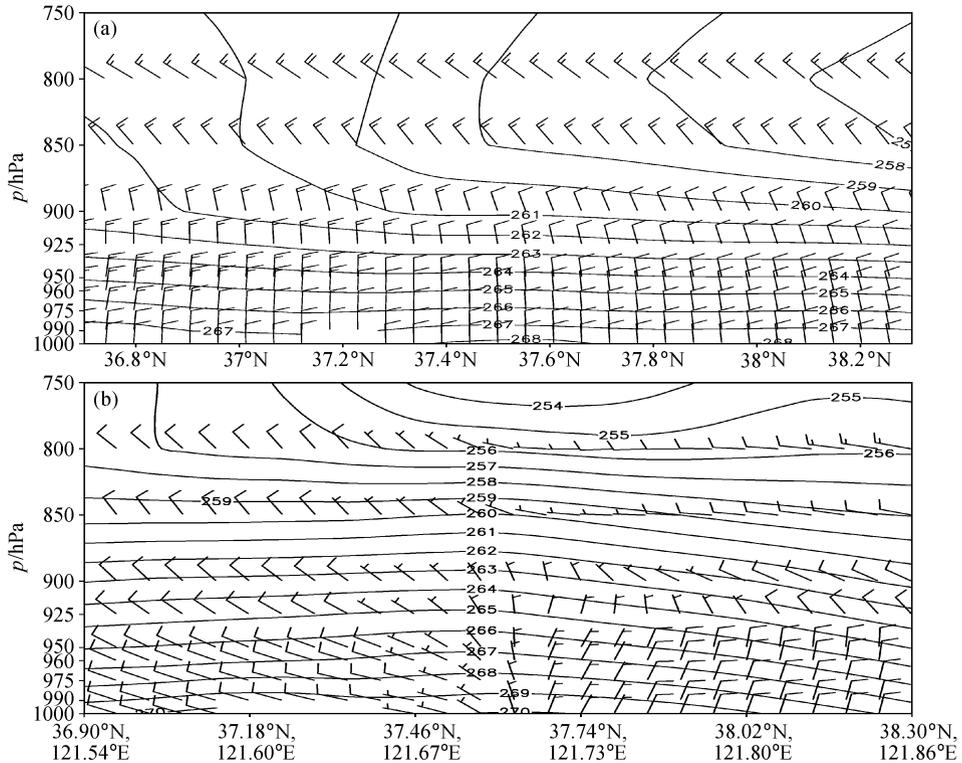


图3 2005年12月沿垂直于海岸锋方向的水平风场(风向杆; 10 m/s)和温度(等值线, 单位: K)的垂直剖面: (a) 10日1300 UTC沿121.6°E; (b) 11日0300 UTC沿图2c中的C2D2

Fig. 3 The vertical cross sections of horizontal wind (full bar; 10 m/s) and temperature (isoline, units: K) perpendicular to the coastal front in Dec 2005; (a) 1300 UTC 10 Dec, along 121.6°E; (b) 0300 UTC 11 Dec, along the line C2D2 in Fig. 2c

及其以下具有风场辐合特征, 850 hPa以下温度偏暖。

海岸锋高度仅到900 hPa, 那么, 它的环流结构如何? 10日2000 UTC, 平行于海岸锋(图2b的A1B1)的水平风和垂直速度的合成气流以及 θ_{se} 的垂直剖面(图4a)。气流在海岸锋的西侧上升, 东侧下沉, 上升到达的最高高度为800 hPa, 上升气流出现在强盛区内的850 hPa以下, θ_{se} 随高度减小, 海岸锋环流内为对流不稳定的暖湿气流, 易产生对流。11日0300 UTC(图4b), 沿图2c中的A2B2作垂直剖面, 气流仍然在西侧上升, 与10日2000 UTC相比, 上升气流跨越范围更大, 强度更强, 到达的高度最高到达750 hPa。850 hPa以下, 对流不稳定的范围更广, 整条A2B2线上几乎都处于对流不稳定的层结中。

垂直于海岸锋方向又是怎样的环流情况? 10日2000 UTC, 垂直于海岸锋的剖面(图2b中的C1D1, 图5a), 气流在海岸锋北侧上升, 在南侧下沉, 上升气流区很窄, 仅有60 km左右, 超过

800 hPa。此时, 925 hPa以下的低层辐合比海岸锋形成前明显加强, 水平散度达到 $-20 \times 10^{-5} s^{-1}$, 辐合中心上是强度为 $25 \times 10^{-5} s^{-1}$ 的辐散中心。上升速度最强在900 hPa, 恰好位于辐合中心顶部的水平散度零等值线位置, 也就是海岸锋顶部, 上升运动到达的最高高度为辐散层的中上部, 也就是700~750 hPa之间。强盛期11日0300 UTC, 沿图2c中的C2D2作垂直剖面(图5b)。对比10日2000 UTC, 上升气流更强烈, 到达高度超过750 hPa, 上升气流范围更窄, 上升到一定高度后大部分气流向锋面的南侧流出, 气流在700~850 hPa流出后随即下沉, 而850 hPa以下气流则流向更南的地区, 形成一个北侧上升、南侧下沉的中尺度环流, 另有少部分上升气流在北侧出流到稍远处下沉, 然后又随900 hPa以下的气流辐合上升, 形成一个更小的中尺度次级环流。此时, 低层辐合更强, 辐合中心增强到 $-30 \times 10^{-5} s^{-1}$, 在其上方的对流层中低层有辐散中心相配合, 这样的配置有利于上升运动的加强。

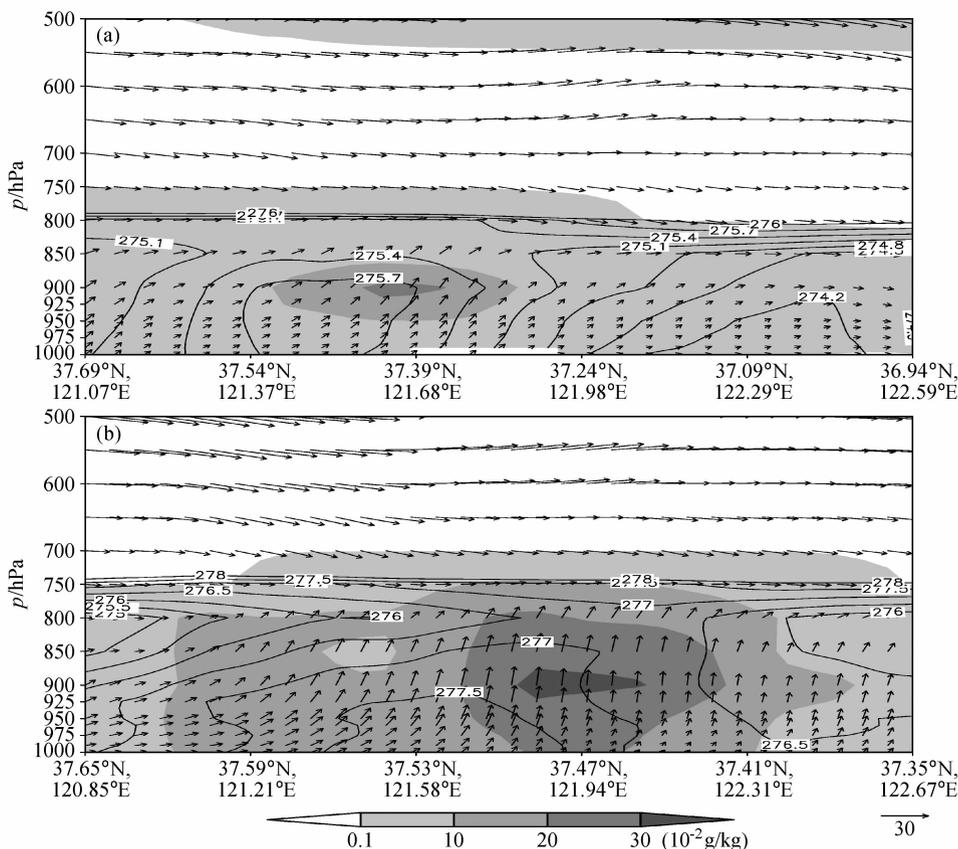


图 4 2005 年 12 月沿平行于海岸锋方向的水平风 (单位: m/s) 和垂直速度 (单位: 10^{-2} m/s) 的合成以及 θ_{sc} (等值线, 单位: K) 和雪水、云水比湿 (阴影, 单位: 10^{-2} g/kg) 的垂直剖面: (a) 10 日 2000 UTC 沿图 2b 中的 A1B1 线; (b) 11 日 0300 UTC 沿图 2c 中的 A2B2 线
 Fig. 4 The vertical cross sections of composite of horizontal wind (units: m/s) and vertical velocity (units: 10^{-2} m/s), θ_{sc} (solid line, units: K), specific humidity (shaded) of snow water and cloud water parallel to the coastal front in Dec 2005; (a) 2000 UTC 10 Dec, along the line A1B1 in Fig. 2b; (b) 0300 UTC 11 Dec, along the line A2B2 in Fig. 2c

3.3 降雪与海岸锋环流的关系

沿着海岸锋的剖面 (图略), 虽然整条海岸锋上都分布有降水粒子, 但高比湿范围小, 和强上升气流中心相对应或紧靠其东侧。垂直于海岸锋方向的剖面中, 10 日 1300 UTC, 海岸锋还没出现, 云冰、雪水比湿较小, 此时降水还没开始。10 日 2000 UTC (图 6a), 海岸锋形成后, 雪水、云水的比湿分别增多到 0.8×10^{-3} g/kg 和 2.1×10^{-3} g/kg, 但云冰的强中心位于对流层的低层 (900 hPa)。11 日 0300 UTC (图 6b), 海岸锋强盛时期, 雪水比湿又急剧增多到 1.8×10^{-3} g/kg, 比海岸锋形成初期增加了一倍, 而云冰含量稍有降低, 但其中心从 900 hPa 上升到了 750 hPa, 说明上升运动的增强是云冰向上输送了, 有利于降雪的形成。海岸锋强盛时云水含量不增反降的原因可能是有部分云水转换成了雪水。与图 5 相应时次的垂直上升速度分布

相似, 比湿大值区几乎都是分布在 700 hPa 以下, 强中心位于上升速度中心稍南方, 大值区外比湿迅速减小。

由以上分析可知, 海岸线附近的辐合带形成于 10 日 2000 UTC (当地时间的凌晨), 辐合带强度从弱到强, 从西向东发展, 11 日 0300 UTC (中午) 达最强, 于 11 日 0600 UTC 消失, 这一辐合带即为中尺度海岸锋。海岸锋北侧是来自海洋的偏北气流, 南侧是陆地上的偏西气流, 海岸锋具有偏北风和偏西风的气旋性切变, 锋面最长大约 130 km。海岸锋维持过程中, 海洋上风场变化较小, 主要是由山东半岛风向由偏北风转变成偏西风从而引起切变所致。海岸锋在垂直方向上形成中尺度环流结构: 气流在海岸锋的西北方向上升, 在其东南方向下沉, 海岸锋最高高度为 900 hPa, 但其形成的环流的上升气流最高可超过 750 hPa, 海岸锋环流中

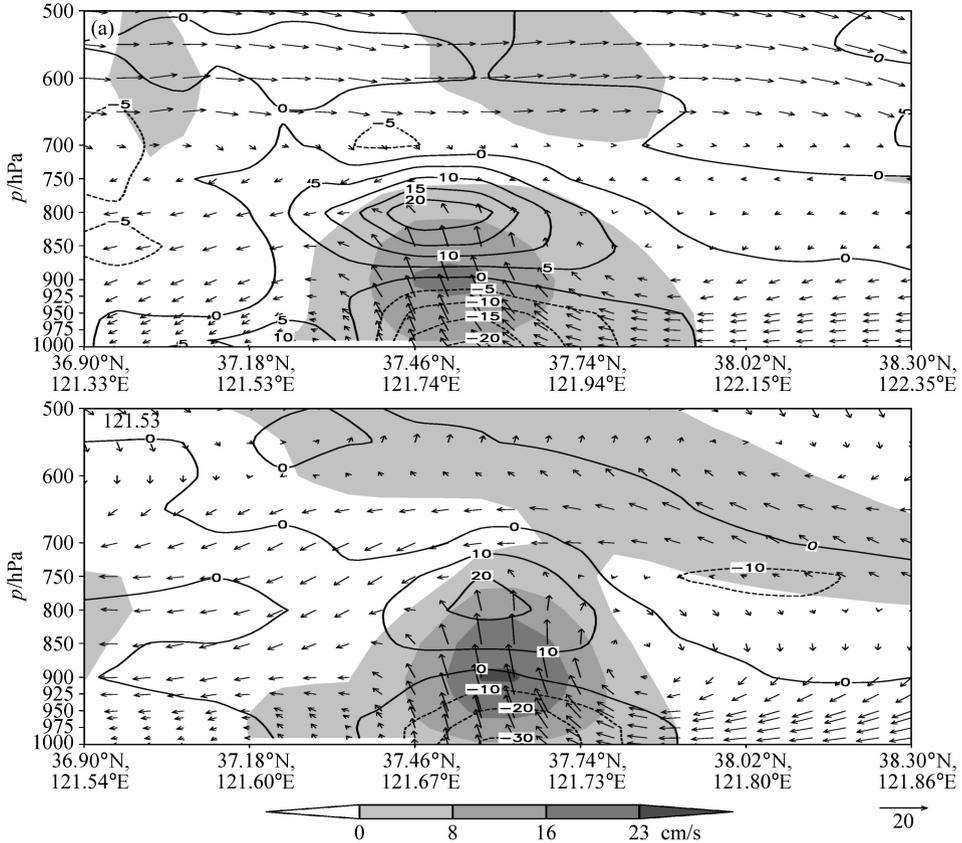


图5 2005年12月垂直于海岸锋的水平风(单位: m/s)和垂直速度(单位: 10^{-2} m/s)的合成气流以及散度(等值线, 单位: 10^{-5} s $^{-1}$)、垂直速度(阴影, 单位: cm/s)的垂直剖面: (a) 10日2000 UTC沿图2b中的C1D1; (b) 11日0300 UTC沿图2c中的C2D2

Fig. 5 The vertical cross sections of composite of horizontal wind (units: m/s) and vertical velocity (units: 10^{-2} m/s), divergence (isoline, units: 10^{-5} s $^{-1}$), vertical velocity (shaded) perpendicular to the coastal front in Dec 2005; (a) 2000 UTC 10 Dec, along the line C1D1 in Fig. 2b; (b) 0300 UTC 11 Dec, along the line C2D2 in Fig. 2c

下部对流不稳定。垂直于海岸锋的环流宽度大约为40~60 km, 海岸锋强度越强, 形成的环流宽度越小。海岸锋出现后, 随着海岸锋的加强, 辐合和上升运动进一步增强, 因为强上升运动范围窄而强劲, 使得水汽集中在较小的区域内, 造成局地降雪的增强, 而局地强降水的落区在海岸锋上或紧靠海岸锋的冷区一侧。

4 第2阶段海岸锋发展过程和结构分析

4.1 海岸锋发生发展和水平结构分析

12月12日冷空气补充南下影响山东半岛, 0800 UTC山东半岛东部再次出现海岸锋, 并逐渐向西发展(黄翠银等, 2008)。模拟结果中, 12日0400 UTC半岛东部出现西北风和偏西风的切变, 半岛西部海陆温差在30 km范围内为3°C, 此时是

当地时间中午, 海陆温差比第1阶段要小。流场上山东半岛东部有一条西北—东南向的辐合带, 也就是海岸锋所在位置(图7a)。12日1100 UTC, 海陆温差加大到5°C, 风切变向西延伸到121.4°E烟台附近, 有一条西西北—东东南方向的辐合带, 辐合范围较宽, 但结构比较松散(图7b)。13日0000 UTC~0900 UTC时段内海陆温差不明显, 风向风速都比较均匀, 海岸锋不明显。1000 UTC后, 太阳辐射减弱, 海陆温差明显增大, 海洋和陆地间再次出现西北风和偏西风的切变, 半岛东部已有明显辐合。1400 UTC, 温度梯度加大, 40 km的距离上温差达到5°C(图7c), 半岛西部有西北风和偏西风的切变, 半岛东部是西北风和西西南风的气旋性强切变, 窄而强的辐合带在121.4°E~122.5°E之间, 和海岸线近似平行。之后, 风切变逐渐南移减弱, 气流辐合随之南移消失。13日2100 UTC, 海岸锋

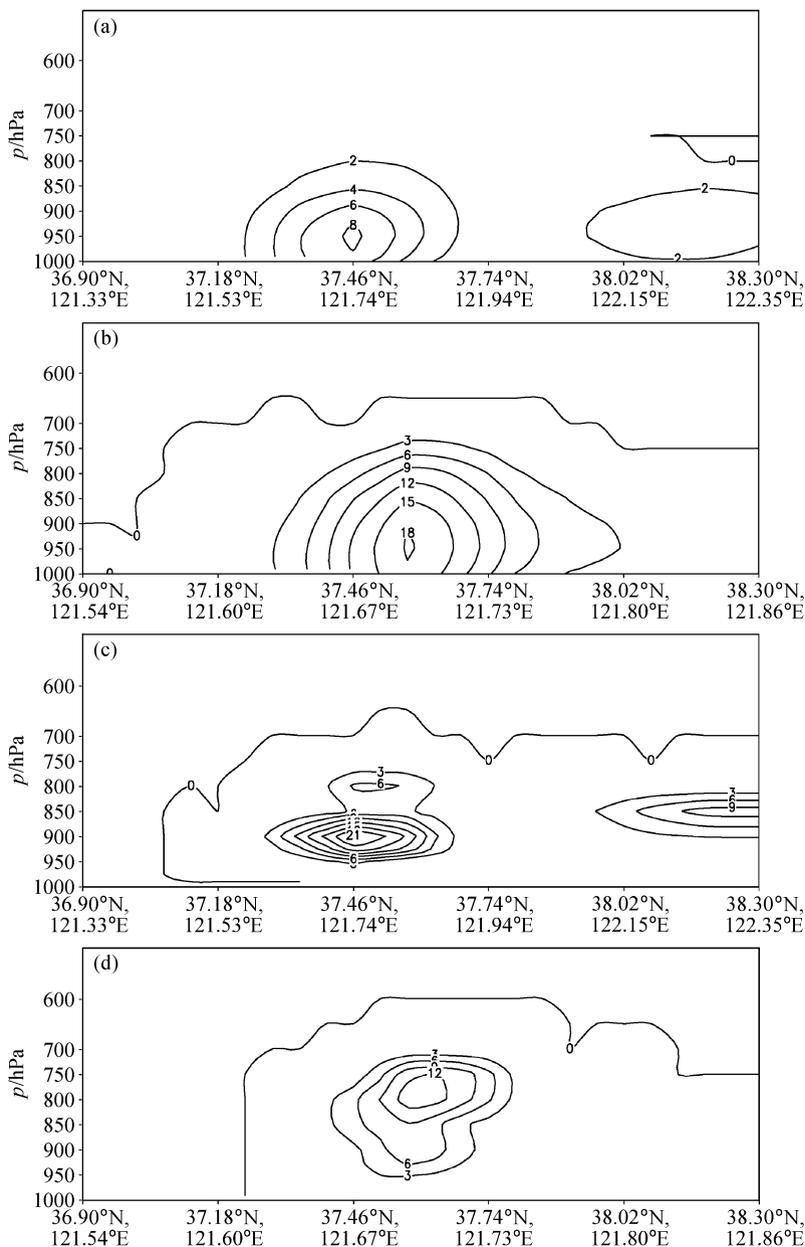


图6 2005年12月垂直于海岸锋的(a、b)雪水、(c、d)云冰比湿的垂直剖面(单位: 10^{-2} g/kg): (a、c) 10日2000 UTC沿图2b中的C1D1; (b、d) 11日0300 UTC沿图2c中的C2D2

Fig. 6 The vertical cross sections of specific humidity of (a, b) snow water and (c, d) ice water perpendicular to the coastal front in Dec 2005 (units: 10^{-2} g/kg): (a, c) 2000 UTC 10 Dec, along the line C1D1 in Fig. 2b; (b, d) 0300 UTC 11 Dec, along the line C2D2 in Fig. 2c

结构已不存在。与实况相比, 海岸锋的发生发展及强度变化与实况都比较接近, 只是出现和消失时间分别比实况提前4小时。

对比第1阶段和第2阶段海岸锋的水平结构可以发现, 它们都具有气旋性风切变, 但第1阶段是偏北风和偏西风的切变, 第2阶段为西北风和偏西风的切变或西北风和西南风的切变。第1阶段海

岸锋首先在半岛西部开始发展, 且海岸锋西段强度一直较强, 而第2阶段海岸锋先生成于半岛东部。

4.2 海岸锋的垂直结构

第2阶段海岸锋(12月12日0000 UTC~14日0000 UTC)具有西北风和偏西风的切变。从海岸锋的风场和温度的垂直剖面可以看出(图略), 和第1阶段一样, 第2阶段海岸锋也是出现在

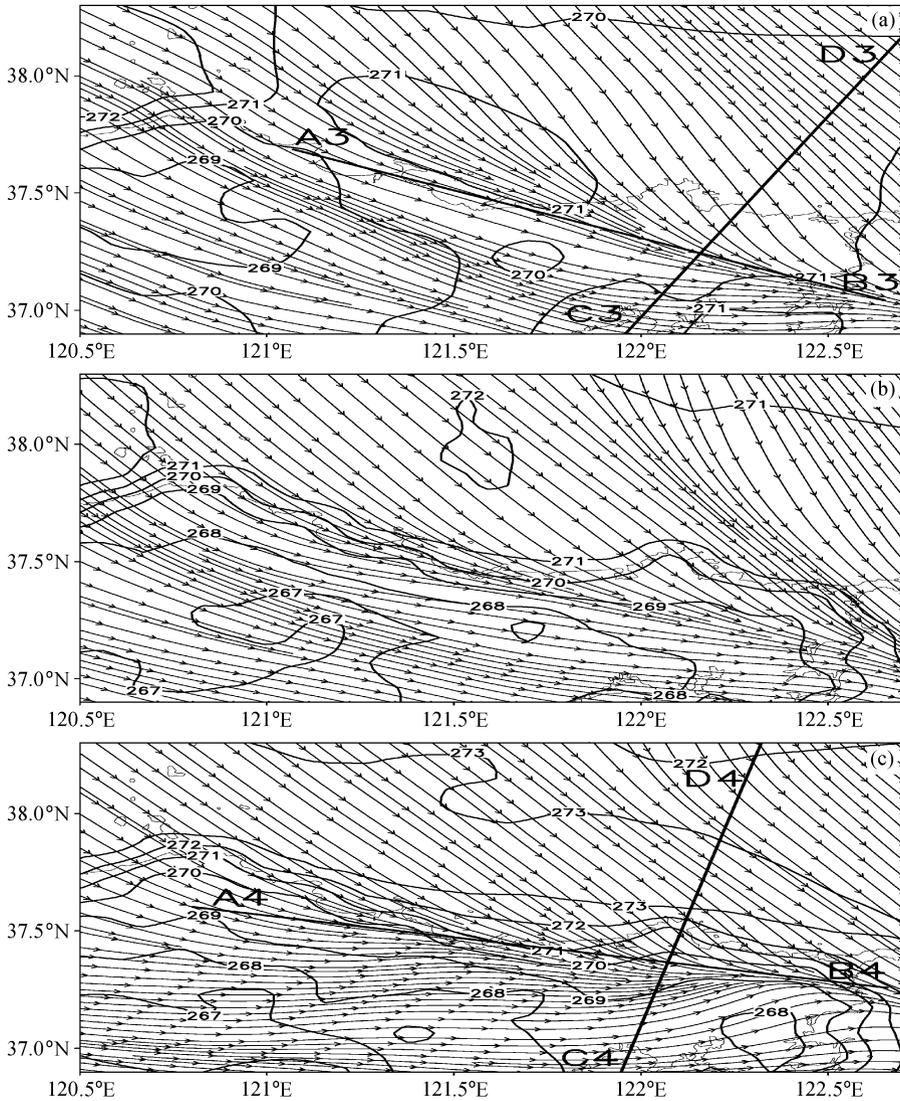


图7 同图2, 但为2005年12月(a)12日0400 UTC、(b)1100 UTC和(c)13日1400 UTC
Fig. 7 Same as Fig. 2, but for (a) 0400 UTC 12 Dec, (b) 1100 UTC 12 Dec, and (c) 1400 UTC 13 Dec

900 hPa 高度下, 并具有弱暖心结构。沿着海岸锋方向的垂直剖面(图略), 与第1阶段一样, 气流在海岸锋西侧上升, 在海岸锋东侧下沉, 锋区内是上升气流。

垂直于海岸锋的垂直剖面, 12日0400 UTC(图8a), 气流在海岸锋北侧900 hPa以下辐合, 集中在大约60 km的区域内上升, 上升气流到达750 hPa, 一部分气流上升到750 hPa后向北出流下沉, 然后又随900 hPa以下的气流辐合后再次上升, 因而在海岸锋北侧的750~900 hPa之间形成一个强度较弱的垂直环流。大部分上升气流上升到一定高度后在海岸锋南侧下沉, 低层下沉气流转向

北运动, 进入锋区内随锋区气流再次上升, 从而在海岸锋南侧900 hPa以下又形成一个垂直环流。此时, 900 hPa以下为辐合, 最强的辐合在975 hPa达到 $-35 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 其上方为辐散, 最强达 $25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 上升运动最强达到27 cm/s。13日1400 UTC(图8b), 气流在海岸锋北侧辐合上升, 强上升气流区仍是在大约60 km宽的范围内, 上升气流随高度稍向南倾斜, 并在南侧出流下沉, 最强达到40 cm/s。与12日0400 UTC一样, 在海岸锋南侧950 hPa下形成一个较小的次级环流。此时, 辐合辐散中心分别增强到 $-50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 辐散中心位于辐合中心南侧, 与垂直环流

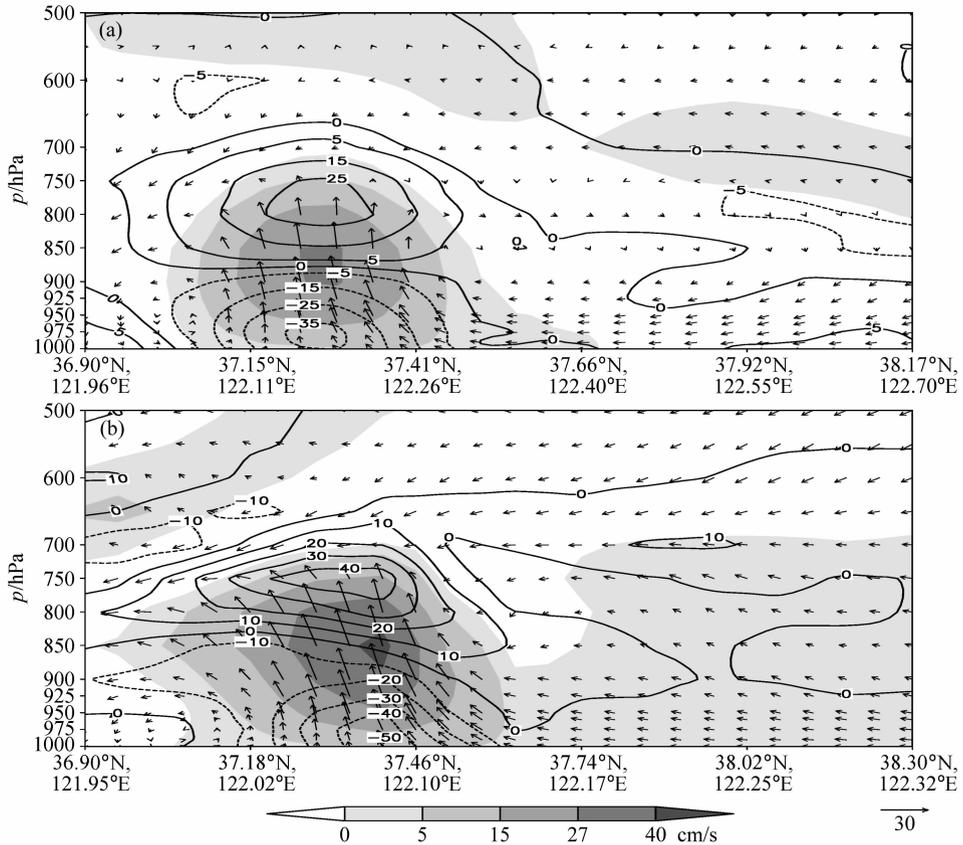


图 8 同图 5, 但为 2005 年 12 月 (a) 12 日 0400 UTC 沿图 7a 中的 C3D3 和 (b) 13 日 1400 UTC 沿图 7c 中的 C4D4

Fig. 8 Same as Fig. 5, but for: (a) 0400 UTC 12 Dec, along the line C3D3 in Fig. 7a; (b) 1400 UTC 13 Dec, along the line C4D4 in Fig. 7c

的向南倾斜的状况是一致的。

与第 1 阶段海岸锋一样, 第 2 阶段海岸锋锋区最高达到 900 hPa, 形成一个气流在海岸锋西北侧上升、东南侧下沉的中尺度环流, 上升运动最高在辐散层中上部的 700 hPa 以下。海岸锋内上升气流较为强烈, 强盛时期气流可上升到达 700 hPa 高度, 比第 1 阶段更高。海岸锋形成初期, 环流内 800 hPa 以下具有对流不稳定的层结, 不稳定程度比第 1 阶段更强烈。

4.3 降雪与海岸锋环流的关系

平行于海岸锋的剖面上(图略), 和第 1 阶段海岸锋相比, 雪水和云冰的比湿的分布和变化相似, 整个海岸锋的上升气流区比湿都较大, 上升运动越强比湿越大, 比湿的零线恰好位于上升气流顶部的 700 hPa 高度上。垂直于海岸锋的剖面, 12 日 0100 UTC, 海岸锋形成前, 雪水、云水的最大比湿分别为 $1.3 \times 10^{-3} \text{ g/kg}$ 和 $0.6 \times 10^{-3} \text{ g/kg}$, 都是位于垂直上升速度中心的北部(图 9a)。12 日 0400 UTC, 仅隔 3 h, 因为海岸锋的出现, 雪水迅速增

多到 $3.0 \times 10^{-3} \text{ g/kg}$, 冰水比湿不变但高度抬高(图 9b), 雪水和云水大值区与该时次的垂直上升速度大值区(图 8a)相似, 强中心位置和上升速度中心一致, 说明上升运动的增强是冰水向上输送了。13 日 1400 UTC, 海岸锋最强的时候(图 9c), 比湿再次明显增多, 雪水、云水分别达到 $5.5 \times 10^{-3} \text{ g/kg}$ 和 $0.8 \times 10^{-3} \text{ g/kg}$, 降水粒子最大中心位于上升速度中心(图 8b)的稍南侧。海岸锋形成后, 比湿的零等值线升高并保持在 700 hPa 上, 正是上升运动的顶部。

5 海岸锋形成机理和模型

5.1 海岸锋形成机理

为了探讨海岸锋的形成机理, 设计几组敏感性试验, 把前文的数值模拟作为对照试验进行对比分析, 研究山东半岛海岸锋形成的可能的影响因子。敏感性试验方案参照对照试验分两个阶段: 10 日 1200 UTC~12 日 0000 UTC 和 12 日 0000 UTC~14 日 0000 UTC。具体的敏感性试验设计见表 1。

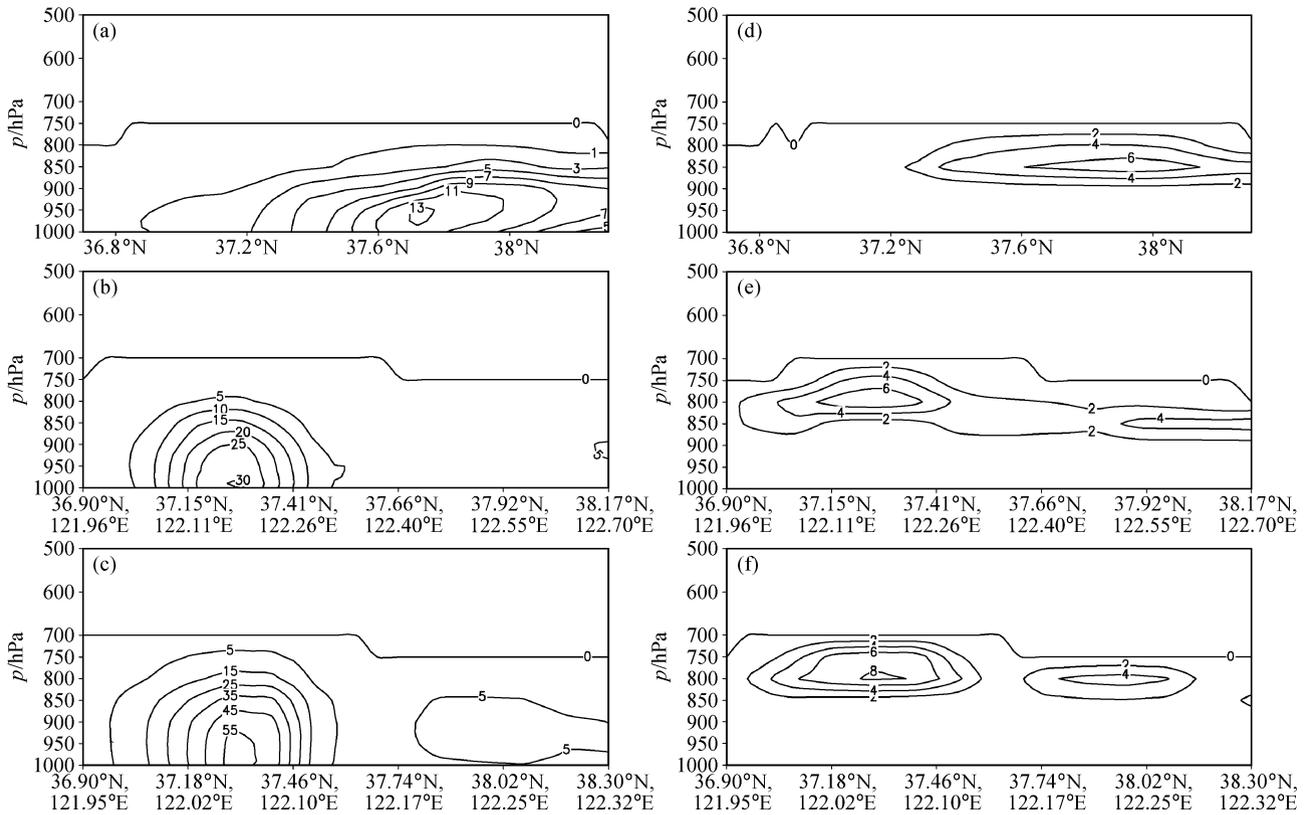


图9 2005年12月垂直于海岸锋的(a-c)雪水和(d-f)云冰比湿的垂直剖面(单位: 10^{-2} g/kg): (a, d) 12日0100 UTC沿 122.2°E ; (b, e) 12日0400 UTC沿图7a中的C3D3; (c, f) 13日1400 UTC沿图7c中的C4D4

Fig. 9 The vertical cross sections of specific humidity of (a-c) snow water and (d-f) ice water (units: 10^{-2} g/kg) perpendicular to the coastal front in Dec 2005; (a, d) 0100 UTC 12 Dec, along 122.2°E ; (b, e) 0400 UTC 12 Dec, along the line C3D3 in Fig. 7a; (c, f) 1400 UTC 13 Dec, along the line C4D4 in Fig. 7c

因各个敏感性试验中两个阶段的试验结果和对照试验相比差别相似,对海岸锋生的影响机理基本相同,因而由于篇幅所限,本文仅对第一阶段的敏感性试验进行分析。

表1 敏感性试验设计概况

Table 1 The configuration of sensitive experiments

试验名称	试验设计说明
E1	把 120.6°E 以西的渤海海体改变成陆地
E2	把海洋表面的潜热通量设置为 0
E3	把海洋表面的感热通量设置为 0
E4	把海洋表面热通量设置为 0

几组敏感性试验中, E1 中把 120.6°E 以西的渤海海体变成陆地后,降水和流场都发生很大变化:对照试验中东部降水区位置稍东移,降水量减少将近一半,海岸锋的发生发展时间和对照试验相似,但平行海岸的海洋偏北风和陆地偏西风的风场

切变仅出现在 122°E 以东的山东半岛,即海岸锋仅出现在山东半岛东部(图略)。忽略海洋表层潜热通量后的 E2 没有任何降水产生,但流场分布和对照试验相似,海岸锋得以形成和发展,只是维持时间稍短,11日0300 UTC 就已消失,比对照试验提前3小时(图略)。不考虑海洋感热通量的试验 E3,相比对照试验降水的分布发生了很大变化(图10),尤其在山东半岛东部和试验后期改变更明显:10日1200 UTC~11日0000 UTC,降水量不变,降水落区在对照试验的西北部,11日0000 UTC~12日0000 UTC,西部降水量一样但位置偏西北,东部降水落区相似而量值仅是对照试验的四分之一。E3 风场仍有辐合,10日1900 UTC 在半岛西部生成并逐渐东移,11日0700 UTC 在山东半岛东部消失,但整个发展过程中,辐合轴呈南北走向,与对照试验的辐合性质不同。同时,忽略海洋表面的潜热通量和感热通量后的 E4,既没有降水产生

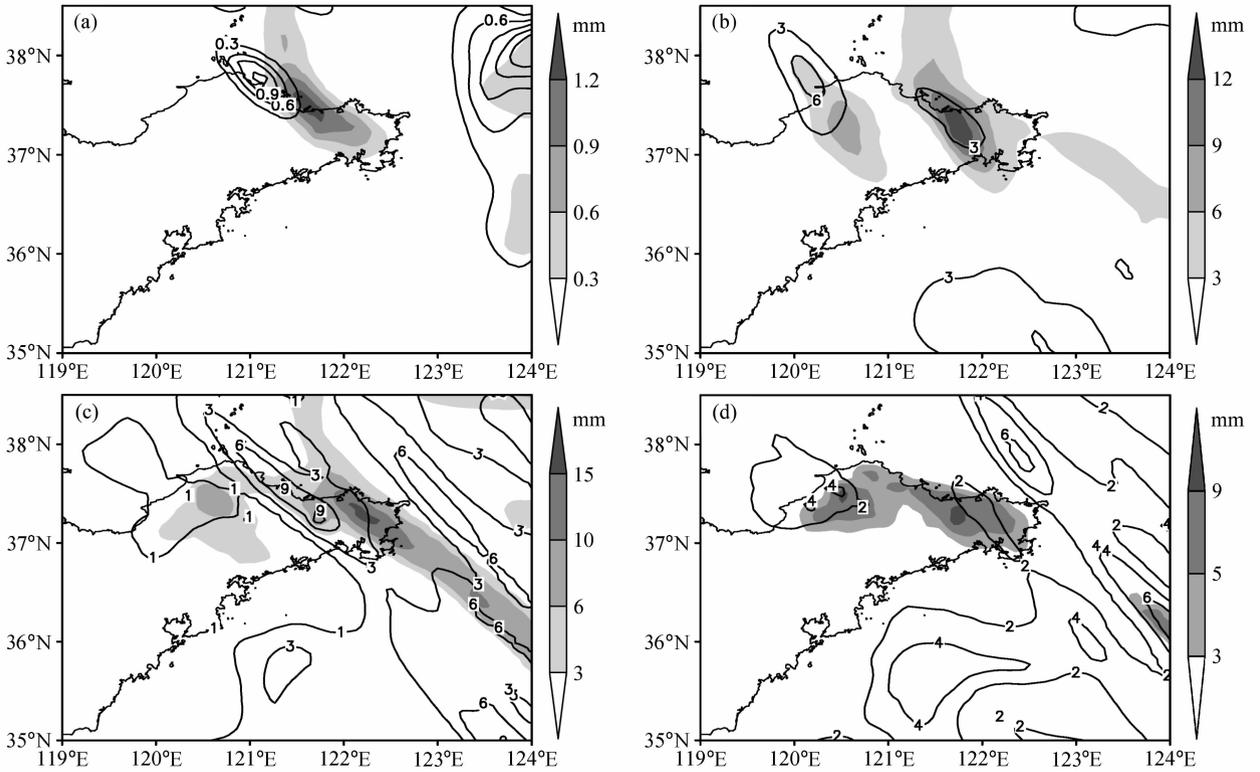


图 10 2005 年 12 月没有感热通量的敏感性试验 (等值线) 和对照试验 (阴影) 的降水 (单位: mm): (a) 10 日 1200 UTC~11 日 0000 UTC; (b) 11 日 0000 UTC~12 日 0000 UTC; (c) 12 日 0000 UTC~13 日 0000 UTC; (d) 13 日 0000 UTC~14 日 0000 UTC

Fig. 10 The precipitation (mm) in the sensitive experiment without sensible heat flux (isoline) and the control experiment (shaded) over the Shandong peninsula in Dec 2005: (a) 1200 UTC 10 Dec-0000 UTC 11 Dec; (b) 0000 UTC 11 Dec-0000 UTC 12 Dec; (c) 0000 UTC 12 Dec-0000 UTC 13 Dec; (d) 0000 UTC 13 Dec-0000 UTC 14 Dec

也没有海岸锋形成。

与对照试验差别最大的是 E3 和 E4, 通过比较 E3 和对照试验表层的温度场 (图略) 发现, E3 海洋上的 2 m 气温比对照试验低 4~5 °C, 模拟初期陆地上的气温和对照试验相当, 随着积分时间的加长, 后期陆地表面温度也逐渐低于对照试验。总体的发展结果, E3 海岸附近的温度梯度比对照试验的小, 一方面不能出现海岸锋形成的具有较大海陆温差的前提条件, 另一方面由于海面温度降低, 蒸发及垂直方向上的水汽输送减小。

由以上分析可知, 海陆分布、海洋热通量的敏感性试验结果显示, 海陆性质的显著差异使海陆分布成为影响海岸锋形状、强度变化的重要因子, 从而对降水落区和强度有一定影响。海洋热通量是海岸锋形成的关键因子, 其中海洋的潜热通量主要发挥水汽输送的作用, 感热通量使海陆温差加大形成海岸锋锋生的前提条件, 正是由于冷空气爆发后大气经过海面吸收海洋的感热通量, 使海洋和陆地间

出现温度差异才能形成海岸锋, 因而如果没有海洋表面的热通量, 海岸锋将不可能形成。

5.2 海岸锋模型

综合以上海岸锋结构的分析以及降雪与海岸锋的关系, 给出山东半岛冬季冷空气影响下垂直于海岸锋的环流特征模型 (图 11): 海岸锋在海岸附近与海岸线近似平行, 出现在 900 hPa 以下的边界层内, 海岸锋环流的气流在北侧上升, 上升气流最高可到达 700 hPa。小部分上升气流在海岸锋北侧下沉, 然后随低层气流一起在锋区内上升, 在海岸锋北侧 700~900 hPa 高度上形成一个次级环流。大部分上升气流在海岸锋南侧下沉, 低层下沉气流可转回锋区再次上升, 在海岸锋南侧低层形成次级环流。南北两侧的次级环流对海岸锋环流的上升运动起到一定的增强作用。海岸锋环流的低层强辐合使水汽集中, 环流内强上升运动把低层水汽抬升到边界层以上凝结, 使降雪增强, 强降雪落区位于海岸锋上和海岸锋冷侧。

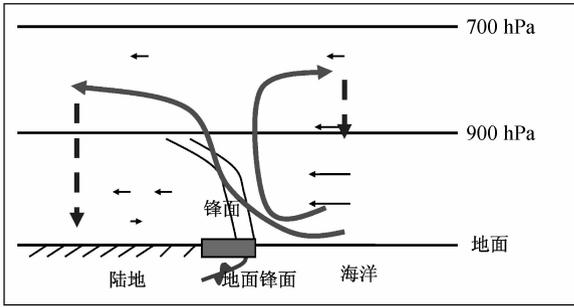


图 11 垂直于海岸锋的环流特征模型。双实线：边界层的海岸锋，带箭头粗实线：海岸锋环流的上升气流，带箭头长虚线：海岸锋环流的下沉气流，灰色方框区：强降雪落区，带箭头细实线：环境气流

Fig. 11 The conceptual model of circulation perpendicular to the coastal front. The double solid lines are the coastal front in the planetary boundary layer, the bold solid line with arrow is the updraft of the coastal circulation, the long dashed line with arrow is the downdraft, the grey rectangle is the heavy snow area, and the thin solid line with arrow is the environmental airflow

6 结论与讨论

本文在黄翠银等 (2008) 对 2005 年 12 月 11~15 日山东半岛强降雪过程分析研究的基础上, 利用中尺度数值模式 MM5 对此次过程进行了数值模拟, 并利用模拟的资料分析了具体的发展过程和结构特征。根据对两段海岸锋的分析, 得出以下主要结论:

(1) 第 1 阶段海岸锋具有偏北风和偏西风的气旋性切变, 第 2 阶段海岸锋具有西北风和偏西风或西北风和西西南风的切变, 海岸锋长度大约为 130 km; 海岸锋形成在低层冷空气影响过后, 海陆之间存在较大温差的前提下, 海洋和陆地表面由于摩擦差异而引起风场发生不同的地转偏转产生气旋性切变所致。

(2) 海岸锋出现在 900 hPa 以下的边界层内, 锋区内是弱暖心结构和对流不稳定层结。海岸锋可造成宽度为 40~60 km 中尺度环流, 900 hPa 以下的锋区内是辐合场, 900 hPa 以上对应辐散场, 低层辐合高层辐散的垂直结构加强了海岸锋的上升运动。气流在西北侧上升, 在东南侧下沉, 上升气流最高到达 700 hPa。在海岸锋南北两侧形成次级环流, 增强了海岸锋环流的上升运动。

(3) 通过分析降雪的演变情况和海岸锋环流的

关系发现, 海岸锋环流的低层强辐合使低层水汽集中到较小区域内, 环流内的强上升运动把低层水汽抬升到边界层以上凝结, 使局地降雪增强, 强降雪落区位于海岸锋上和靠近海岸锋的冷区一侧。根据海岸锋的结构特征和降水特点, 给出海岸锋的概念模型。

(4) 海陆分布、海洋热通量的敏感性试验结果显示, 海陆性质的显著差异使海陆分布成为影响海岸锋形状、强度变化的重要因子。海洋热通量是海岸锋形成的关键因子, 其中海洋的潜热通量主要发挥水汽输送的作用, 感热通量使海陆温差加大形成海岸锋锋生的前提条件。

本文仅对 2005 年 12 月山东半岛的一次降雪过程的海岸锋进行分析, 不同阶段不同地域形成的海岸锋, 它们的三维结构及其增强的降水落区会有所差异, 要想对我国海岸锋有系统性的认识, 还应对国内不同地区不同个例进行更多的研究。此外, 对山东半岛海岸锋的形成机理也需要开展更深入的研究, 例如, 应对海陆特征、温差、边界层摩擦、地形等在海岸锋形成过程中的具体影响应做定量的分析研究。

参考文献 (References)

- Ballentine R J. 1980. A numerical investigation of New England coastal frontogenesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 108: 1479-1497.
- Bosart L F, Vaudo C J, Helsdon J H Jr. 1972. Coastal frontogenesis [J]. *J. Appl. Met.* 11: 1236-1258.
- Bosart L F. 1975. New England coastal frontogenesis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101: 957-978.
- Dudhia J. 1993. A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 1493-1513.
- 高松影, 李慧琳, 孙连强. 2006. 一次突发性中尺度暴雪天气过程分析 [J]. *气象与环境学报*, 22 (5): 32-35.
- Gao Songying, Li Huilin, Sun Lianqiang. 2006. A case study on an abrupt mesoscale heavy snow process in Dandong region [J]. *Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)*, 22 (5): 32-35.
- Holt T R, Raman S. 1992. Three-dimensional mean and turbulence structure of a coastal front influenced by the Gulf stream [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120: 17-39.
- Huang C Y, Raman S. 1992. A three-dimensional numerical investigation of a Carolina coastal front and the Gulf stream rainband [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49 (7): 560-584.
- 黄翠银, 沈新勇, 孙建华, 等. 2008. 一次由海岸锋引发山东半岛暴

- 雪过程的研究 [J]. 气候与环境研究, 13 (4): 567-583. Huang Cuiyin, Shen Xinyong, Sun Jianhua, et al. 2008. Analysis of coastal front heavy snowfall in Shandong peninsula [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 567-583.
- Lettau H H, Dabberdt W F. 1970. Variangular wind spirals [J]. Bound.-Layer Meteor., 1: 64-79.
- 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, 36 (6): 908-914. Lin Qufeng, Wu Zengmao, Liang Yuhai, et al. 2006. 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.
- Marks F D Jr, Austin P M. 1979. Effects of the New England coastal front on the distribution of precipitation [J]. Mon. Wea. Rev., 107: 53-67.
- Nielsen J W, Neilley P P. 1990. The vertical structure of New England coastal fronts [J]. Mon. Wea. Rev., 118: 1793-1807.
- Riordan A J. 1990. Examination of the mesoscale features of the GALE coastal front of 24-25 January 1986 [J]. Mon. Wea. Rev., 118: 258-282.
- Riordan A J, Anderson J T, Chiswell S. 1995. Small-scale structure of a coastal front as revealed by dual-Doppler radar [J]. Mon. Wea. Rev., 123: 622-640.
- 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 2001. 1998年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究 [M]. 北京: 气象出版社, 184pp. Tao Shiyang, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. 2001. Study on Mechanism of Formation and Forecast of Chinese Heavy Rainfalls on Summer 1998 (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 184pp.
- 闫淑莲, 周淑玲, 李建华. 2006. 海陆热力差异对威海冬季暴雪的贡献 [J]. 科技导报, 24 (11): 15-19. Yan Shulian, Zhou Shuling, Li Jianhua. 2006. Contribution of thermal contrast between land and sea to snowstorm of winter in Weihai [J]. Science & Technology Review (in Chinese), 24 (11): 15-19.
- 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究 [M]. 北京: 气象出版社, 281pp. Zhao Sixiong, Tao Zuyun, Sun Jianhua, et al. 2004. Study on Mechanism of Formation and Development of Heavy Rainfalls on Meiyu Front in Yangtze River (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 281pp.