

梁钊明, 高守亭, 王彦. 2013. 渤海湾地区一次碰撞型海风锋天气过程的数值模拟分析 [J]. 气候与环境研究, 18 (6): 733–745, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.12027. Liang Zhaoming, Gao Shouting, Wang Yan. 2013. Numerical simulation study of a collision-type sea breeze front case in the Bohai Bay region [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18 (6): 733–745.

渤海湾地区一次碰撞型海风锋天气过程的数值模拟分析

梁钊明^{1,2} 高守亭^{2,1} 王彦³

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 中国科学院大气物理研究所云降水物理和强风暴重点实验室, 北京 100029

3 天津市气象台, 天津 300074

摘 要 利用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式对渤海湾地区 2009 年 9 月 26 日一次碰撞型海风锋天气过程进行了数值模拟分析, 模拟结果较好地重现了这次天气过程以及海风锋的结构和特征。结果显示, 海风锋后是较为深厚的对流不稳定能量和水汽高值区, 锋后水汽高值区的形成源于海风的堆积和往高空输送, 而锋后对流不稳定能量的产生归因于抬升凝结高度和自由对流高度的降低以及平衡高度的升高, 这些高度变化则源于冷湿海风给低层大气带来的降温 and 增湿, 其中给低层大气带来的增湿是主要影响因子。对流系统与海风锋相向碰撞时, 对流系统容易进入海风锋后触发强对流不稳定能量形成强对流运动, 同时弱对流抑制为对流运动的触发提供了有利的条件, 强对流运动把海风锋后充沛的水汽往上输送, 从而造成强降水天气。另外, 对流系统与海风锋碰撞后沿着海风锋后移动可能更有利于对流运动的发展和维持。

关键词 渤海湾 碰撞 海风锋 数值模拟

文章编号 1006-9585 (2013) 06-0733-13

中图分类号 P425.4⁺1

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.12027

Numerical Simulation Study of a Collision-Type Sea Breeze Front Case in the Bohai Bay Region

LIANG Zhaoming^{1,2}, GAO Shouting^{2,1}, and WANG Yan³

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

2 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Tianjin Observatory Bureau, Tianjin 300074

Abstract A collision-type sea breeze front that occurred in the Bohai Bay region, China on September 26, 2009, is simulated using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The process related to this case, and the structure and characteristics of sea breeze front are reproduced successfully by the simulation. The results show that the development of significant and relatively strong convective instability energy and accumulation of ample amount of water vapor are at the back of the sea breeze front. The formation of a huge amount of water vapor can mainly be attributed to the banking and vertical transportation of sea breeze behind the sea breeze front. On the other hand, the large convective instability energy is caused by the lowering of the lifting condensation level and level of free convection, and rising of the equilibrium level, which result from the decrease in temperature and increase in moisture content of the lower atmosphere,

收稿日期 2012-02-20 收到, 2012-05-21 收到修定稿

资助项目 国家科技支撑计划 2008BAC37B01, 国家自然科学基金 41075043、40975026, 国家重点实验室开放课题 2011LASW-A01

作者简介 梁钊明, 男, 1984 年出生, 博士, 主要从事中小尺度天气现象方面的研究。E-mail: wesychou@163.com

caused by the colder and moister sea breeze. Increase in the moisture content is the primary impact factor. The abundant convective instability energy is triggered when the convective system enters into the back of the sea breeze front after colliding with it, leading to a strong convective motion. Meanwhile, weak convective inhibition enhances the occurrence of the convective motion. Vertical transportation of the water vapor formed behind the sea breeze front by the strong convective motion results in heavy precipitation. In addition, development and maintenance of convective motion may be favored when the convective system moves along the back of the sea breeze front after the collision.

Keywords Bohai Bay, Collision, Sea breeze front, Numerical simulation

1 引言

渤海湾地区是海风锋多发的地区之一。于恩洪等(1987, 1997)用5次野外观测实验对渤海湾海风锋进行研究,结果揭示了渤海湾海风锋能触发强对流天气的事实。王树芬(1990)则揭示了天津地区海风锋对飑线天气过程的增幅作用。丁德刚和王树芬(1994)也指出海风锋与地面冷锋相向碰撞时可以激发强烈天气。王彦等(2006, 2011)则利用地面自动站、铁塔和新一代天气雷达资料对一些渤海湾海风锋个例的分析也表明海风锋与地面弱冷锋成一定角度($30^{\circ}\sim 90^{\circ}$)相向碰撞时容易产生强对流天气。可见,其它天气系统与海风锋碰撞时(简称为碰撞型海风锋天气过程)能触发强对流天气。然而,以上研究主要为观测数据分析,观测数据分析局限于较低的时空分辨率,难以揭示碰撞型海风锋天气过程的发生发展机制。中尺度数值模式能提供高时空分辨率资料,为发生发展机制的研究带来许多便利,是研究碰撞型海风锋天气过程的有利工具。本文将利用中尺度模式 WRF (Weather Research and Forecasting) 对渤海湾地区一次碰撞型海风锋天气过程进行数值模拟分析,以研究这次碰撞型海风锋天气过程的发生发展机制和渤海湾地区海风锋的结构和特征。

2 个例天气过程

本文选取发生在 2009 年 9 月 26 日(以下简称 090926)渤海湾地区一次典型的其它天气系统与海风锋发生碰撞的天气过程(本文简称为碰撞型海风锋天气过程)进行数值模拟和分析。何群英等(2011)指出这次天气过程给天津地区带来的局地暴雨从强度和日雨量来说属于罕见的秋季暴雨。雷达回波显示在 2009 年 9 月 26 日 15:00(北京时间,下同)附近,天津地区已经出现了海风锋(图 1a),

雷达风廓线的时间序列(图 1b)则显示 600 m 高度上从 14:18 左右开始逐渐由偏北风转向偏东风,即海风,至 15:00 左右,海风厚度约达到了 900 m。此后,河北地区出现了向东移动减弱的对流系统,当该对流系统进入天津地区与位于天津西侧的海风锋相向碰撞后明显加强(图 1c),最强雷达回波达到了 60 dBZ(图 1f),50 dBZ 以上回波区主要位于 5 km 以下,此后对流系统维持着较大强度并向东南方向移动进入渤海。对应雷达回波的演变,该天气过程造成的每小时的降水区域由西向东往天津地区移动,并主要呈现出两个主要的降水中心(图 1d),这次天气过程的 6 h 总降水分布(图 1e)表现为偏东西向的雨带,雨带出现了两个降水中心,一个位于天津西南侧,另一个位于天津中部附近,其中天津西南侧的降水中心明显较强、范围较广。云顶亮温的分布演变(图 1g)显示对流系统东移与海风锋发生碰撞后,云顶温度明显下降,低温区域迅速扩大,这表明了对流运动得到了明显的发展,从而导致高空云冰等云水物的形成和扩展。地面自动站观测则显示对流系统与海风锋在地面的移动前沿出现较为明显的风切变(图 2a),它们的移动给沿途近地面带来相对明显的风切变和降温(图 2c 和 2d)。另外,从这次天气过程发生前(08:00)天津站(38.80°N , 117.50°E)的探空观测(图 2b)可以看出渤海湾沿岸附近的有效位能储备丰富(1049.5 J/kg),同时抬升凝结高度和自由对流高度较低(低于 925 hPa),这为后来相向碰撞过程中对流运动的发展提供了有利的前提条件,同时探空风廓线显示 925 hPa 以上基本为偏西风,深厚的偏西风有利于引导对流系统东移与海风锋发生碰撞。

3 模拟方案介绍

本文将采用 WRF 模式对 090926 个例进行数值模拟。WRF 模式采用完全可压、非静力的欧拉原

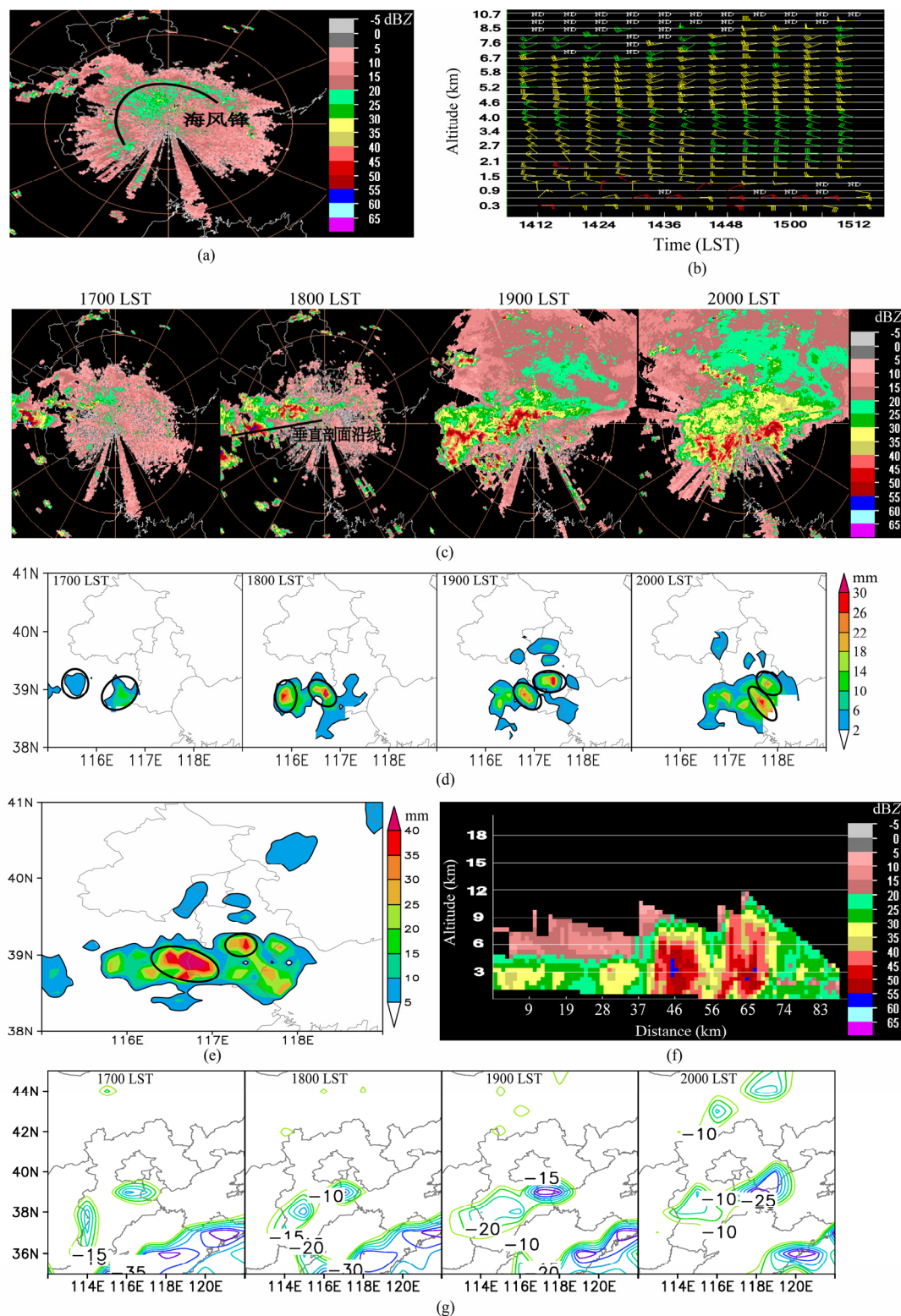


图1 2009年9月26日 (a) 15:00 雷达回波显示的海风锋 (0.5°仰角)、(b) 雷达风廓线的时间序列、(c) 雷达回波强度 (0.5°仰角)、(d) 实况逐时降水、(e) 14:00 至 20:00 实况 6 h 降水、(f) 18:12 沿 (c) 图直线的雷达回波强度垂直剖面、(g) FY2C 卫星测得的相当黑体亮温 (单位: °C)

Fig. 1 (a) Sea breeze front shown from radar reflectivity (at 0.5° angle) at 1500 LST, (b) time series of radar vertical wind profile, (c) radar reflectivities (at 0.5° angle), (d) hourly observed precipitations, (e) 6-h observed precipitation during 1400 LST and 2000 LST, (f) vertical section of radar reflectivity along the line in Fig. 1c at 1812 LST, and (g) equivalent black-body brightness temperatures (units: °C) from FY2C satellite data on 26 Sep 2009

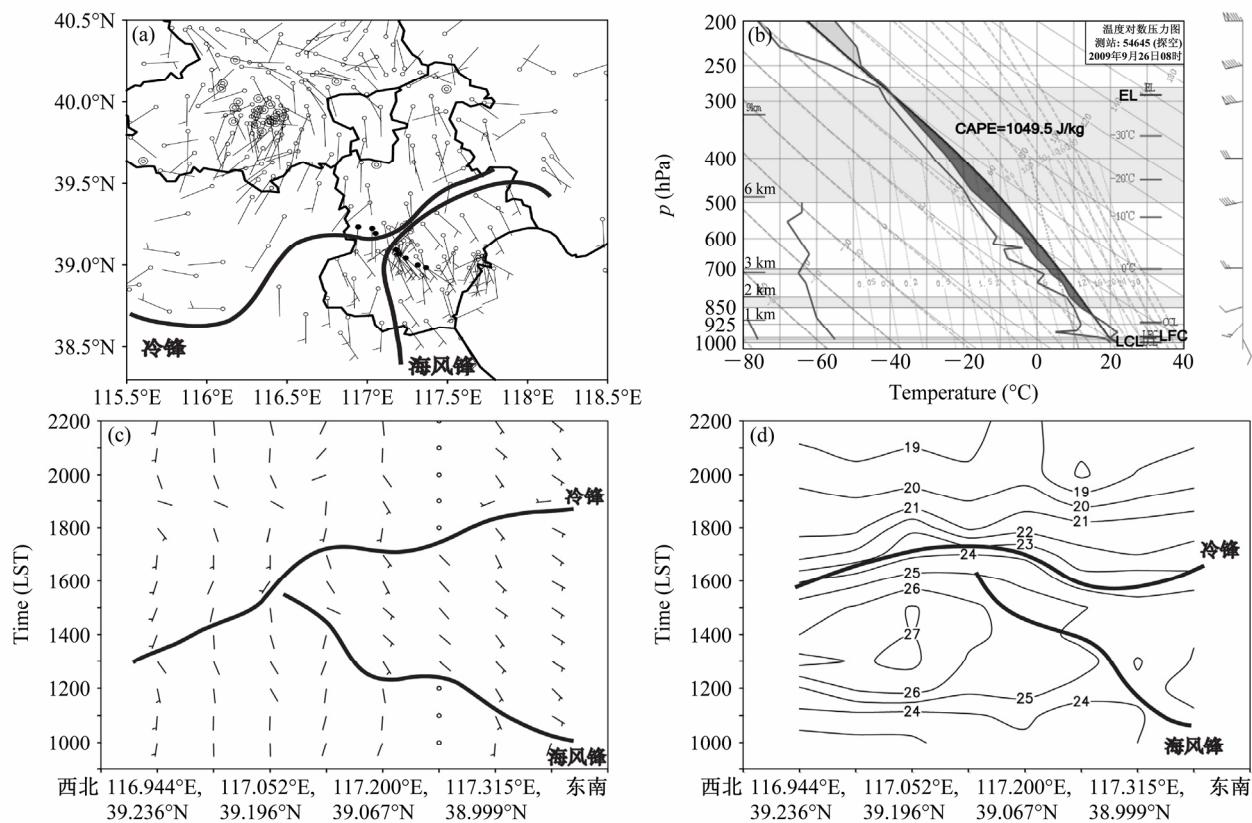


图2 2009年9月26日 (a) 17:00 地面自动站观测的风场分布 (实心圆为地面自动站点)、(b) 08:00 天津站的探空观测、沿碰撞方向的地面自动站 (a 中的实心圆) 观测的 (c) 风向和 (d) 温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 的时间演变

Fig. 2 (a) Distribution of surface observed wind at 1700 LST (solid points denote weather stations), (b) sounding profile at Tianjin station at 0800 LST, time series of (c) wind directions and (d) temperatures (units: $^{\circ}\text{C}$) observed from the stations (marked with solid points in Fig. 2a) along the collision direction on 26 Sep 2009

始方程, 水平方向使用 Arakawa-C 网格, 垂直方向使用地形跟随质量坐标, 同时耦合了丰富的物理方案, 是新一代高分辨的适用于业务预报和大气科学研究的中尺度大气模式。NCEP 时间间隔为 6 h 分辨率为 1° (纬度) $\times 1^{\circ}$ (经度) 的分析资料 (FNL) (Kalnay et al., 1996) 用来为模式提供初始场和最外层侧边界条件, 而嵌套区域的侧边界条件则由其母区域 (即被嵌套区域) 实时提供 (即在母区域的每个时间步长得到更新)。模拟区域为 3 层嵌套, 从外层到里层的水平格点数分别为 180×180 、 268×250 和 364×337 , 格距分别为 27 km、9 km 和 3 km, 垂直层次均为 62 层, 其中 2 km 以下约有 15 层, 模式积分初始时间为 2009 年 9 月 26 日 08:00, 积分时长为 24 h, 积分时间步长从外层到里层分别为 90 s、30 s 和 10 s。最外两层区域 (格距分别为 27 km 和 9 km) 的初始场通过 WRF 资料分析系统 (WRFDA) 的同化了地面和探空的观测信息 (资料来源于中国气象局)。模拟采用的主要物

理方案分别为 WDM6 微物理方案 (Lim and Hong, 2010)、YSU 边界层方案 (Hong et al., 2006)、Rrtm 长波辐射方案 (Mlawer et al., 1997)、Dudhia 短波辐射方案 (Dudhia, 1989)、Noah 陆面方案 (Chen and Dudhia, 2001) 和 Kain-Fritsch 对流参数化方案 (Kain, 2004)。本文采用格距为 3 km 的区域的模拟资料进行分析。

4 模拟结果分析

4.1 模拟结果验证

图 3a-3c 显示模拟的高低层位势高度、温度和风场的分布与 NCEP 分析场基本一致, 模式成功地再现了高低空天气系统的形态和位置及其与温度场的配置, 如模式较好地重现了高层中高纬暖槽—冷脊—暖槽的形势及其南侧的平直西风带、中低层中纬度低压系统与副热带高压 (500 hPa) 或海洋高压 (850 hPa) 的位置、中层无明显温度平流的特点

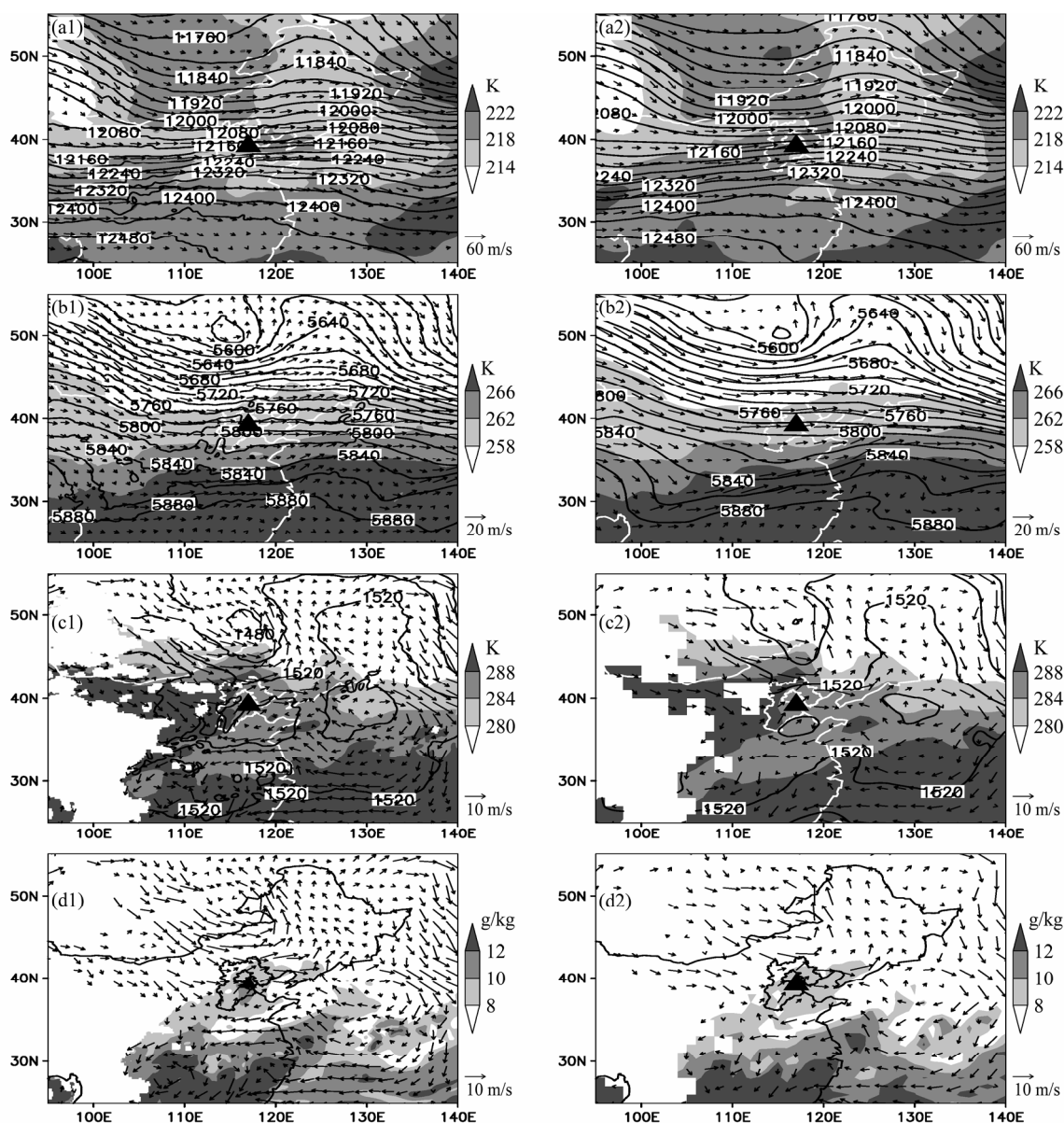


图3 模拟的6 h 高低空环流形势分布(左列)和同时刻NCEP相应的分析场(右列): (a1, a2) 200 hPa、(b1, b2) 500 hPa、(c1, c2) 850 hPa等压面上的位势高度(等值线, 单位: gpm)、温度(阴影)和风场(箭头)分布, 以及(d1, d2) 850 hPa等压面上的比湿(阴影)和风场(箭头)分布

Fig. 3 Simulated upper- and lower-level air circulations (left panel) and corresponding NCEP analysis fields (right panel): Distributions of geopotential heights (contours, units: gpm), temperatures (shaded) and winds (vectors) at (a1, a2) 200 hPa, (b1, b2) 500 hPa, and (c1, c2) 850 hPa and (d1, d2) distributions of specific humidity (shaded) and wind (vectors) at 850 hPa

和低层渤海湾地区西侧暖区的分布。另外, 模拟结果较好地重现了山东地区反气旋西侧对渤海湾地区的水汽输送以及海洋高压南侧和西南侧的偏东和偏东南的水汽输送(图3d)。

模拟的雷达回波演变(图4a)显示对流系统与海风锋相向碰撞过程的发生时间相对实况(图1c)提前了1~2 h, 但模拟的雷达回波分布形态和演变过程与实况基本一致。同时, 模拟的雷达回波强度较为接近实况, 最高时达55 dBZ。从雷达回波垂直

剖面(图4d)来看, 模拟的强雷达回波区(大于50 dBZ的区域)的高度基本位于6 km以下, 中心强度达到55 dBZ以上, 这与实况(图1f)显示的强雷达回波区达到的高度(5 km)和中心强度(55~60 dBZ)基本一致。对应模拟和实况的雷达回波的演变, 模拟降水发生时间相对实况提前了1~2 h, 除了位置和大小上存在一些差异, 模拟的每小时降水区和降水中心的分布和移动(图4b)与实况(图1d)相符, 随着时间推移, 对应两个降水中心的雨

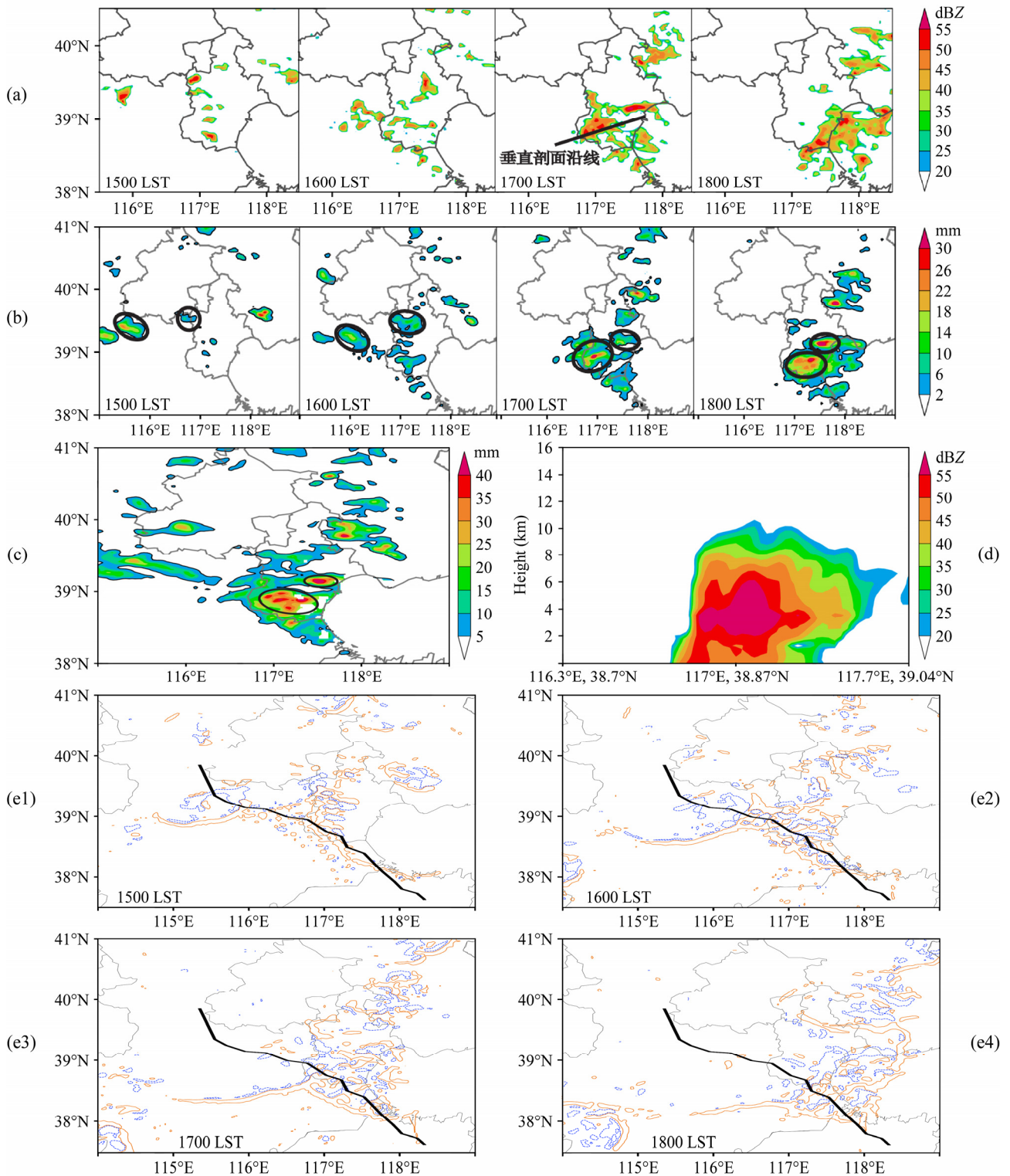


图 4 模拟的 (a) 雷达回波强度、(b) 逐时降水、(c) 12:00 至 18:00 降水、(d) 沿 (a) 中直线的 17:00 雷达回波强度垂直剖面、(e1-e4) 900 hPa 等压面上的垂直运动 (暖色和冷色等值线分别代表 0.4 m/s 和 -0.4 m/s)

Fig. 4 Simulated (a) radar reflectivities, (b) hourly precipitations, (c) accumulated precipitation from 1200 LST to 1800 LST, (d) vertical section of radar reflectivity along the line in Fig. 4a at 1700 LST, and simulated (e1-e4) vertical motions at 900 hPa (warm- and cold-color contours represent 0.4 m/s and -0.4 m/s, respectively)

区从西往偏东南方向移动, 碰撞后两个降水中心均得到发展并逐渐靠近, 在天津地区造成了强降水。模拟的 6 h 总降水雨带 (图 4c) 呈偏东西向分布, 并在天津地区出现两个降水中心, 这与实况 (图 1e) 相对一致, 其中模拟的降水中心与实况相比位置偏东, 天津地区以西的模拟降水区偏窄。另外, 低层的垂直运动分布变化 (图 4e) 也显示了对流系统东移与西进的海风锋在天津地区相向碰撞的过程, 这与实况雷达回波的演变 (图 1c) 是一致的。

由上面的对比分析可见, 模拟结果较好地重现了实况的大尺度环流形势和中尺度天气过程特征, 这证实了模拟结果是可靠的。

4.2 模拟的海风锋结构和特征

于希里和闫丽凤 (2001) 指出海风锋表现为平行于海岸线的狭窄辐合线, 它是由海面向陆地推进的海风前缘, 具有类似锋面的温度场和流场特征。模拟的 1000 hPa 等压面上的垂直运动分布 (图 5a) 显示, 海风锋对应狭窄的弧形上升运动带, 形状类似渤海湾海岸线, 其东侧为明显偏东向海风, 西侧则为偏西南向的陆风。沿海风锋推进方向的垂直剖

面则显示: 1) 海风锋向内陆推进给沿途低层 (900 hPa 以下) 带来明显的增湿和降温 (图 5b), 这与海风携带丰富的水汽以及其温度相对陆地气温较低有关; 2) 海风锋锋后出现浅薄的海风环流 (图 5c), 其厚度 (900 hPa 以下) 与增湿和降温的影响范围相一致, 海风锋对应海风环流的上升运动, 上升运动中心位于 700 hPa, 海风环流的上升运动对近地面水汽的垂直输送使得海风锋锋后低层形成往后 (海风锋的背风方向) 倾斜的厚度较大的水汽高值区 (图 5b); 3) 海风锋表现为低层辐合、高空辐散 (图 5d), 对应了上升运动的形成, 同时无辐散高度与上升运动中心高度一致。另外, 由于海风和陆地近地面大气的热力差异, 海风锋向内陆推进过程中在锋后形成了明显的热内边界层 (图 5d), 它的厚度从海岸向海风锋逐渐递增, 热内边界层之上为稳定层结, 有利于下面不稳定能量的积累。

4.3 模拟的天气过程分析

模拟结果 (图 6a) 显示在低层海风锋为明显的辐合带, 而与海风锋相向碰撞的对流系统外流前沿在低层同样表现为一弧形辐合带, 该辐合带背后伴

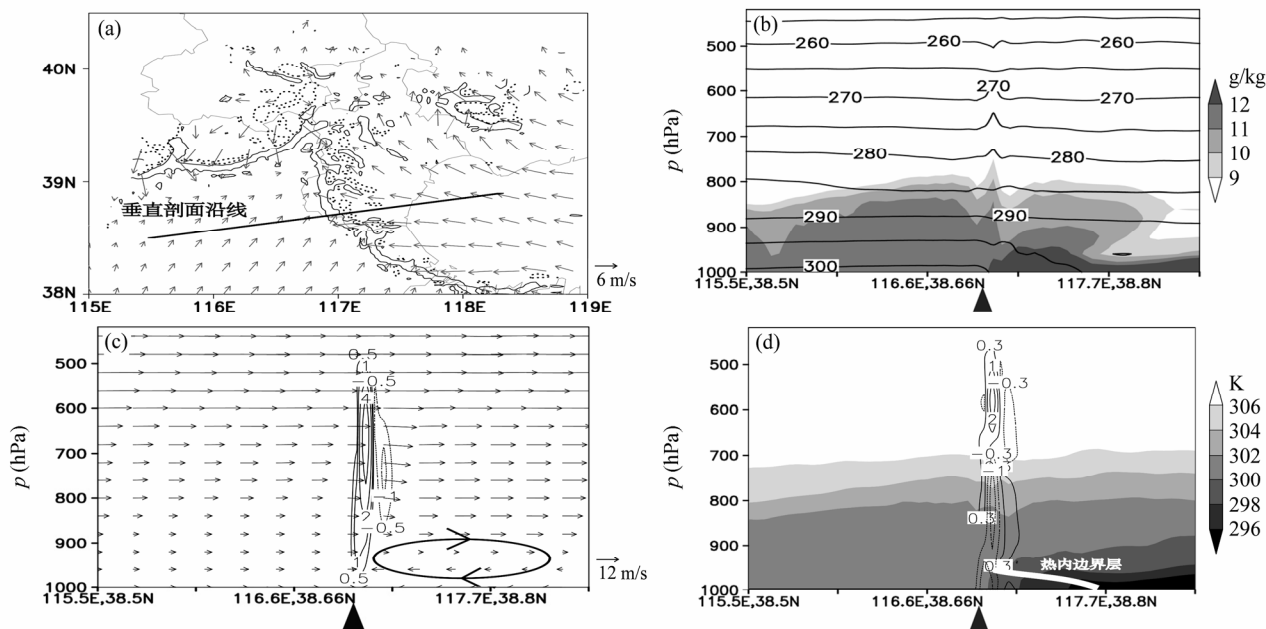


图 5 模拟的 14:30 海风锋结构和特征 (三角形标记了海风锋的位置): (a) 1000 hPa 等压面上的垂直运动 (实线和点线分别为 0.05 m/s 和 -0.05 m/s) 和风矢量 (箭头) 分布; (b) 温度 (等值线, 单位: K) 和比湿 (阴影); (c) 垂直运动 (等值线, 单位: m/s) 和风矢量 (箭头); (d) 散度 (等值线, 单位: $10^{-3} s^{-1}$) 和位温 (阴影) 的垂直分布 (沿 a 中直线)

Fig. 5 Simulated structure and characteristics of sea breeze front at 1430 LST (the location of sea breeze front is marked with a triangle): (a) Vertical motion (solid and dotted contours represent 0.05 m/s and -0.05 m/s, respectively) and wind (vector) at 1000 hPa; vertical sections of (b) temperature (contours, units: K) and specific humidity (shaded), (c) vertical motion (contours, units: m/s) and wind (vector), and (d) divergence (contours, units: $10^{-3} s^{-1}$) and potential temperature (shaded) along the line in Fig. 5a

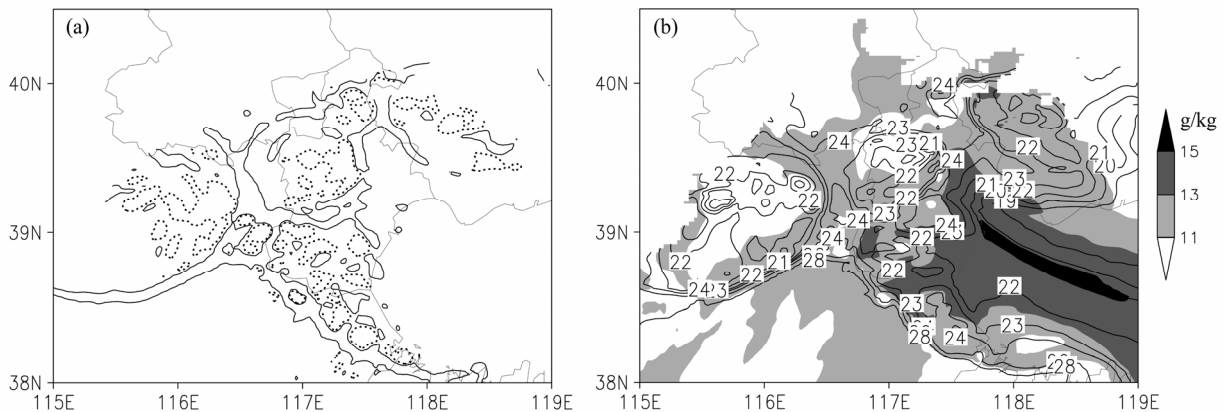


图6 2009年9月26日16:00对流系统与海风锋在1000 hPa等压面上的(a)散度场(实线和点线分别为 $-5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 和 $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)、(b)温度(等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)和比湿(阴影)的分布

Fig. 6 Distributions of (a) divergence (solid and dotted contours represent $-5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ and $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, respectively) and (b) temperature (contours, units: $^{\circ}\text{C}$) and specific humidity (shaded) at 1000 hPa for convective system and sea breeze front at 1600 LST 26 Sep 2009

随着明显的下沉辐散运动。此外,海风锋和对流系统外流前沿在低层均为温度和湿度等值线密集区(图6b),具有明显的锋区特征,其中对流系统外流前沿的背后为冷干气流,而海风锋锋后则为冷湿气流。

沿着碰撞轨迹(图4e中的曲线)取散度场的垂直分布变化(图7左列)可以看出,对流系统外流前沿和海风锋皆为低层辐合、高层辐散,碰撞前对流系统外流前沿低层辐合发生减弱,辐合高度明显降低,与海风锋碰撞后低层辐合运动迅速加强并往上扩展,随后强辐合运动维持着向东南方向移动。对应碰撞过程的散度场垂直分布变化,对流系统外流前沿与海风锋均为明显的上升运动(图7右列),上升运动中心基本对应了无辐散高度,从15:00至16:00,对流系统外流前沿的上升运动明显减弱,当它与海风锋相向碰撞后发展为强对流运动,对流高度达到200 hPa,此后,对流运动向东南方向移动,并随高度往背后倾斜,下沉运动出现在上升运动之后,约在600 hPa以下,期间对流运动得到维持。对流系统的快速移动可能是上升运动随高度呈倾斜状态的原因,这使得下沉运动与上升运动分离,上升运动不致于被削弱。可见,对流系统与海风锋相向碰撞过程中海风锋对上升运动的加强有明显的促进作用。

沿碰撞轨迹的温度和水汽的垂直分布变化(图8左列)显示海风锋锋后的冷湿海风为沿途低层带来明显的增湿和降温,水汽在海风锋锋后形成高值区,对流系统外流前沿背后则为相对干区,其移动为沿途地区带来降温和一些水汽消耗,当对流系统

与海风锋相向碰撞后对流运动进入海风锋锋后,丰富的水汽不断被往上输送。碰撞轨迹上云水物的垂直分布变化(图8右列)很好地对应了低层的水汽消耗状况,在与海风锋碰撞(16:00)之前,尽管有出现过较强的对流运动(如15:00),但对流系统移动沿途的水汽供应不足以形成明显的云雨(一般云雨分布触及到地面),而当对流系统与海风锋相向碰撞后,海风锋锋后丰富的水汽供应为各种云水物的形成提供了十分有利的条件,云水物迅速增长,云雨(触地)和云冰(位于高层)同时出现,其中云雨的降落蒸发给沿途近地面带来了明显的降温。可见,海风锋锋后丰富的水汽为对流系统与海风锋相向碰撞后强降水或各种云水物的形成提供了丰富的水汽来源。

有效位能(Convective Available Potential Energy, CAPE)(Moncrieff and Miller, 1976)表征了空气柱整体的正浮力(方向向上)效应,是对流稳定度的一个很好的判据,在业务预报中常用来判断强对流天气的发生发展。对流抑制(Convective Inhibition, CIN)则表征了空气块克服负浮力至自由对流高度(对流运动发生高度)所需要的能量大小,它是自由对流发生难易程度的判断因子,对流抑制过小有时候不利于低层不稳定能量的累积,难以触发强对流天气,对流抑制过大则增加了对流触发的难度,对流天气不容易发生。从图9可以看出,海风锋锋后伴随着充沛的有效位能,最高值达到1100 J/kg以上,800 hPa以下有效位能基本高于800 J/kg,叶爱芬等(2006)对强对流天气的统计分析显示850 hPa的有效位能在500~1000 J/kg之

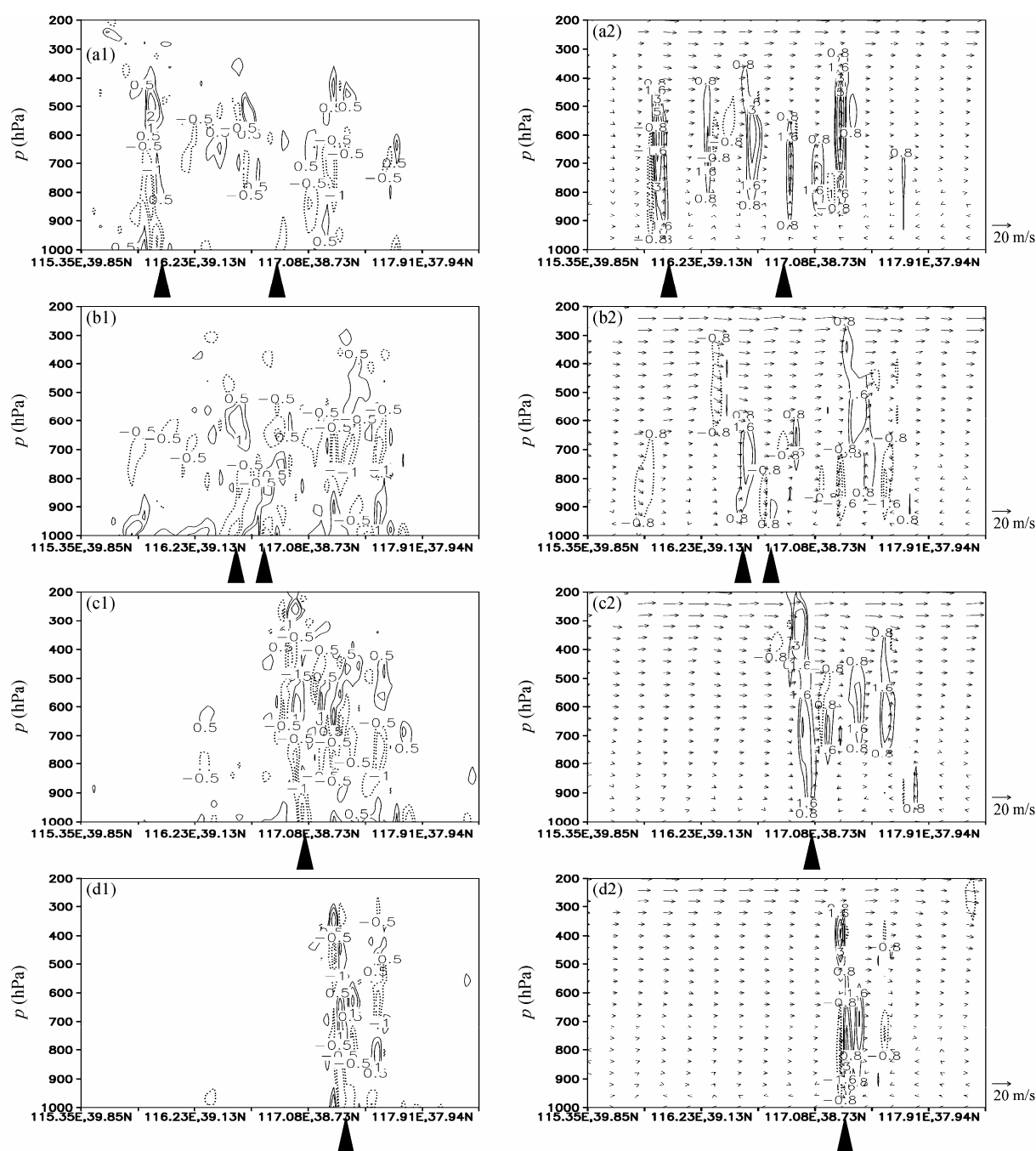


图7 (a1、a2) 15:00、(b1、b2) 16:00、(c1、c2) 17:00、(d1、d2) 18:00 沿对流系统与海风锋相向碰撞轨迹(图4 e1-e4中的曲线)的散度场(左列, 单位: 10^{-3} s^{-1})、垂直运动(右列等值线, 单位: m/s)和风矢量(右列箭头)的垂直分布(三角形标记了对流系统和海风锋的位置)

Fig. 7 Vertical cross sections of divergence (left column, units: 10^{-3} s^{-1}), vertical motion (right column, contours, units: m/s) and wind vector (right column, vectors) along the collision trajectory (the curve in Fig. 4e1-e4) between convective system and sea breeze front at (a1, a2) 1500 LST, (b1, b2) 1600 LST, (c1, c2) 1700 LST, and (d1, d2) 1800 LST (the locations of convective system and sea breeze front are marked with triangles)

间的事件分别占雷雨大风事件和强降水事件的约35%和20%, 可见, 该个例海风锋锋后的有效位能或对流不稳定能量储备对强对流天气的触发非常有利。对流系统没有与海风锋碰撞之前, 其移动仅触发了海风锋前面较小的对流不稳定, 上升运动有

所加强后又迅速减弱, 而当它与海风锋碰撞后进入海风锋锋后, 强对流不稳定被触发, 同时其移动沿途陆续有对流不稳定能量供应。这造成了碰撞后强对流运动的发生, 以及后来的移动过程中强对流运动的维持。此外, 对流抑制在整个碰撞过程中均显

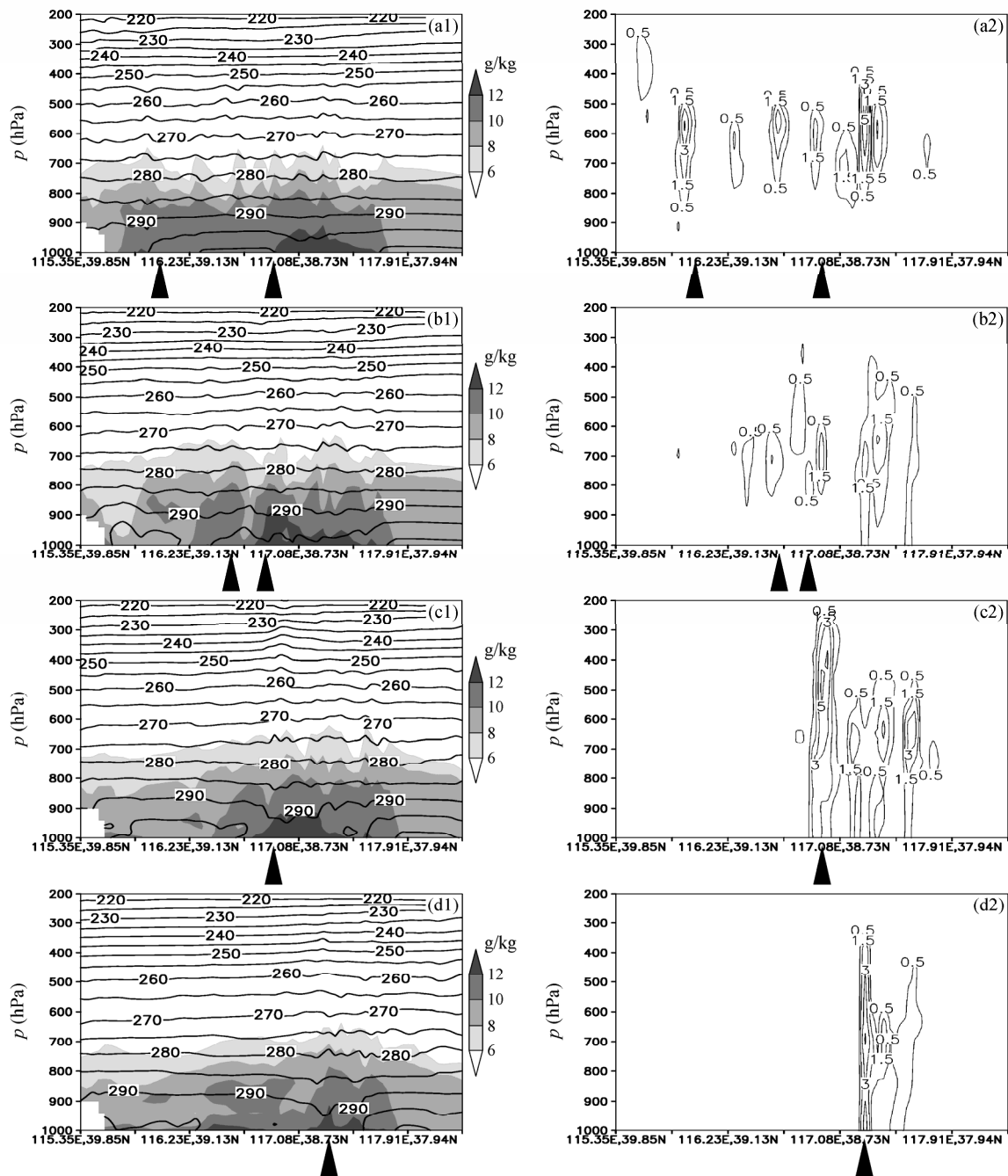


图8 (a1, a2) 15:00、(b1, b2) 16:00、(c1, c2) 17:00、(d1, d2) 18:00 沿对流系统与海风锋相向碰撞轨迹(图4 e1-e4中的曲线)的温度(左列等值线, 单位: K)、比湿(左列阴影)和云水含量(右列, 单位: g/kg)的垂直分布(三角形标记了对流系统和海风锋的位置)

Fig. 8 Vertical cross sections of temperature (left column, contours, units: K), specific humidity (left column, shaded, units: g/kg) and cloud water content (right column, contours, units: g/kg) along the collision trajectory (the curve in Fig. 4e1-e4) between convective system and sea breeze front at (a1, a2) 1500 LST, (b1, b2) 1600 LST, (c1, c2) 1700 LST, and (d1, d2) 1800 LST (the locations of convective system and sea breeze front are marked with triangles)

得非常小(最高值不到 100 J/kg), 这使得对流运动容易触发。可见, 海风锋锋后是强对流不稳定能量的储备区, 它为碰撞后强对流运动的发生和维持提供了有利条件, 同时低对流抑制有利于对流运动的触发。

5 海风对有效位能的影响

上面的垂直剖面分析显示海风锋锋后蕴藏着丰富的有效位能, 从有效位能的水平分布(图 10a

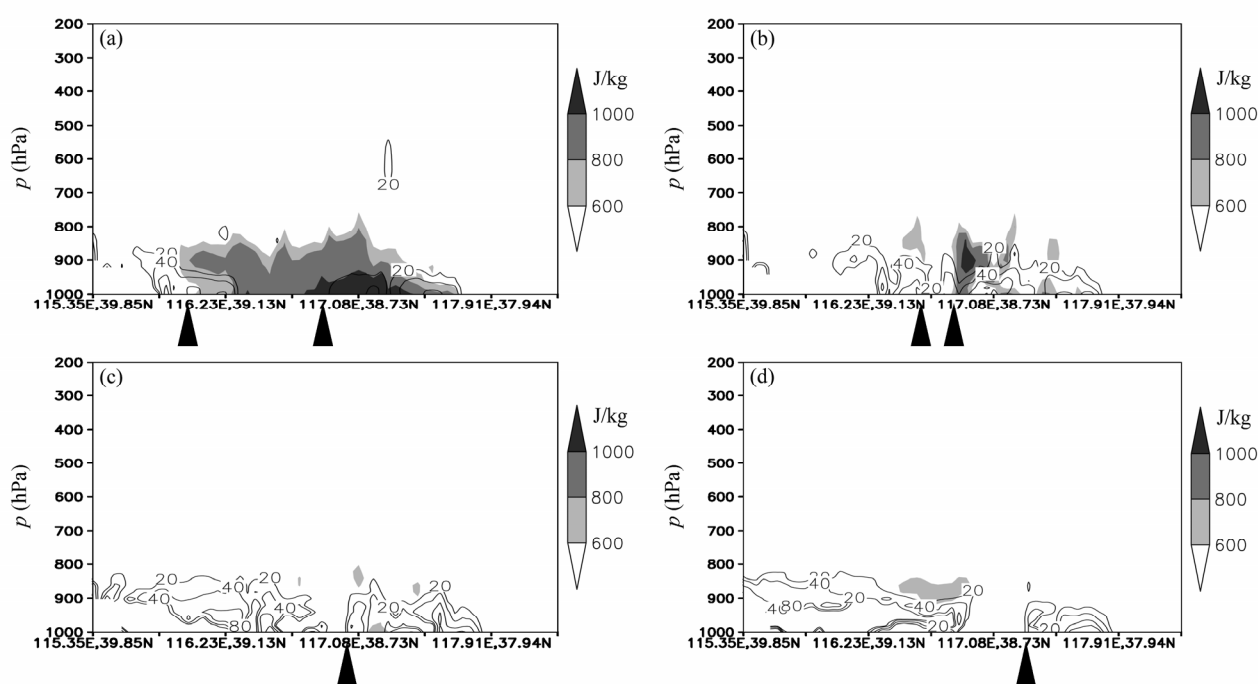


图9 (a) 15:00、(b) 16:00、(c) 17:00、(d) 18:00 沿对流系统与海风锋相向碰撞轨迹(图4 e1-e4中的曲线)的有效位能(阴影)和对流抑制(等值线,单位: J/kg)的垂直分布(三角形标记了对流系统和海风锋的位置)

Fig. 9 Vertical cross sections of convective available potential energy (shaded) and convective inhibition (contours, units: J/kg) along the collision trajectory (the curve in Fig. 4e1-e4) between convective system and sea breeze front at (a) 1500 LST, (b) 1600 LST, (c) 1700 LST, and (d) 1800 LST (the locations of convective system and sea breeze front are marked with triangles)

所示)以及沿海风推进方向的有效位能垂直分布(图10e)也显示了海风锋锋后为明显的有效位能高值区。上面分析显示冷湿海风在陆上推进的过程中会给沿途低层大气带来明显的降温和增湿,这将使得陆上低层的温度和露点廓线变得更加的靠近,从而使得近地面空气块按干绝热递减率抬升至抬升凝结的高度(LCL)降低,在中高层温度廓线没有明显变化的前提下,空气块从抬升凝结高度按湿绝热递减率抬升至自由对流发生的高度(LFC)和平衡的高度(EL)必将分别发生降低和升高,这将导致有效位能明显增加。一方面,从上面的分析来看,在发生碰撞前,海风往内陆推进期间只对低层的温湿状况产生明显的影响,因此,海风往内陆推进时短期内中高层温湿廓线没有明显变化是合理的前提假设。另一方面,抬升凝结高度、自由对流高度和平衡高度分布(图10b、c和d)均显示海风途经的陆地地区出现了抬升凝结高度和自由对流高度降低,以及平衡高度升高的现象。可见,冷湿海风对陆上低层大气的降温和增湿是造成有效位能明显增加的主要原因。另外,对比比湿(图10f)和有效位能(图10e)的垂直分布可以看出,海风锋锋后的比湿和有效位能

的垂直分布非常一致,由此可以推断,海风对低层大气的增湿是造成有效位能增加的主要因子,同时,海风锋锋后较为深厚的有效位能是由相对深厚的水汽分布所造成的。此外,海风锋锋后较为深厚的水汽和有效位能分布表明了当对流系统与海风锋相向碰撞后沿着海风锋锋后移动可能更有利于强对流运动的发展和维持,而上面的模拟资料分析也显示了对流系统与海风锋相向碰撞后沿着海风锋锋后移动(移动路径见图4e)期间强对流运动得到了维持。

6 结论

一些观测分析显示渤海湾海地区对流系统与海风锋碰撞时可以触发强对流天气,然而,由于观测资料的时空分辨率限制,该类型天气过程的发生发展机制并没有被深入探讨。鉴于此,本文利用中尺度模式WRF对发生在2009年9月26日渤海湾地区一次典型的碰撞型海风锋过程进行了数值模拟分析,模拟结果合理地重现了这次天气过程以及海风锋的结构和特征,分析结果显示:

(1) 海风锋在动力上表现为低层辐合,高层辐

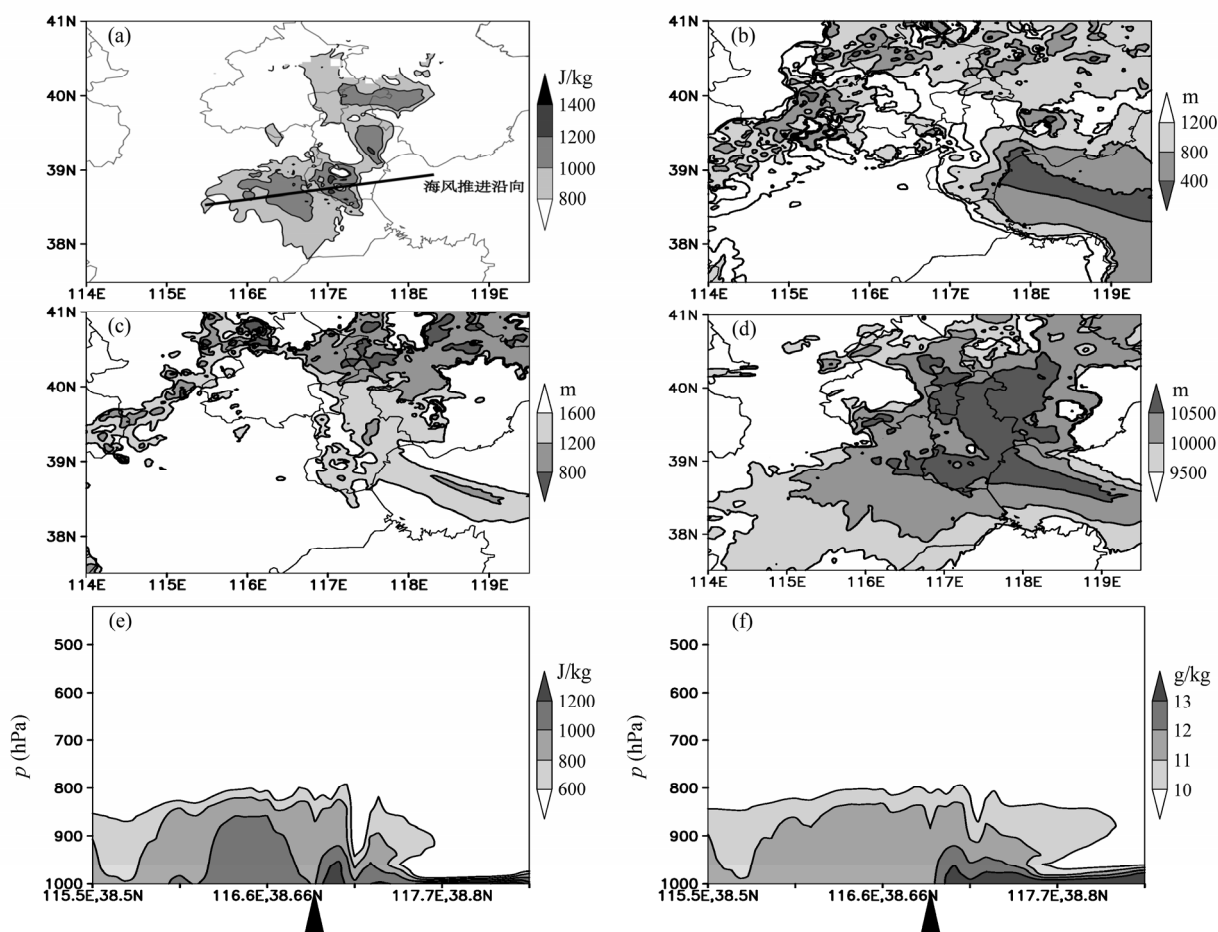


图 10 (a) 有效位能 (960 hPa 等压面)、(b) 抬升凝结高度、(c) 自由对流高度和 (d) 平衡高度的水平分布和沿着海风推进方向 (a 中的直线) 的 (e) 有效位能和 (f) 比湿的垂直分布 (三角形标记了海风锋的位置)

Fig. 10 Horizontal distributions of (a) convective available potential energy (at 960 hPa constant pressure surface), (b) lifting condensation level, (c) level of free convection, and (d) equilibrium level and vertical cross sections of (e) convective available potential energy and (f) specific humidity along the advancing direction (the line in Fig. 10a) of sea breeze (the locations of sea breeze front are marked with triangles)

散, 从而在低层形成了狭窄的弧形上升运动, 热力上表现为温度和湿度等值线密集区。海风锋锋后为明显的顺时针海风环流, 近地面的冷湿海风给沿途低层大气带来明显的降温 and 增湿, 海风环流的上升运动对低层水汽的垂直输送使得锋后低层出现了较为深厚的水汽高值区。另外, 海风锋向内陆推进过程中形成了从海岸向海风锋厚度逐渐增加的热内边界层。

(2) 对流系统与海风锋的碰撞过程表现为其低层外流前沿与海风锋的碰撞过程, 对流系统外流前沿与海风锋有着类似的温湿场、辐散场以及垂直运动场分布, 区别在于对流系统外流前沿的背后一般为辐散下沉运动, 并伴随着雨水蒸发形成的干冷气流。

(3) 冷湿海风向内陆的推进使得沿途低层大气

降温增湿, 从而造成了抬升凝结高度和自由对流高度降低, 以及平衡高度升高, 导致大气有效位能 (对流不稳定能量) 明显增加, 其中低层大气增湿是主要的影响因子。海风锋锋后较为深厚的水汽高值区不仅是强降水形成的有利条件, 同时也是海风锋锋后相对深厚的有效位能形成的主要原因。

(4) 对流系统与海风锋相向碰撞时容易进入海风锋锋后, 从而触发那里的强对流不稳定能量 (有效位能) 形成强对流运动, 同时, 弱对流抑制为对流运动的触发提供了十分有利的条件, 强对流运动把海风锋锋后低层的充沛水汽不断往上输送, 从而造成强降水。由于海风锋锋后是对流不稳定能量和水汽的高值区, 因此, 对流系统与海风锋相向碰撞后沿着海风锋锋后移动可能更有利于对流运动的发展和维持。

参考文献 (References)

- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129 (4): 569–585.
- 丁德刚, 王树芬. 1994. 相向而行的重力波与暴雨 [J]. *大气科学*, 18 (4): 451–455. Ding Degang, Wang Shufen. 1994. The gravity wave of relative motion and heavy rain [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 18 (4): 451–455.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3077–3107.
- 何群英, 解以扬, 东高红, 等. 2011. 海陆风环流在天津 2009 年 9 月 26 日局地暴雨过程中的作用 [J]. *气象*, 37 (3): 291–297. He Qunying, Xie Yiyang, Dong Gaohong, et al. 2011. The role of sea-land breeze circulation in local convective torrential rain happening in Tianjin on 26 September 2009 [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 37 (3): 291–297.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (9): 2318–2341.
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J]. *J. Appl. Meteor.*, 43 (1): 170–181.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Lim K S S, Hong S Y. 2010. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138 (5): 1587–1612.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated- k model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16663–16682.
- Moncrieff M W, Miller M J. 1976. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120 (432): 373–394.
- 王树芬. 1990. 一次由海风锋触发的强对流天气分析 [J]. *大气科学*, 14(4): 504–507. Wang Shufen. 1990. Severe hail storm caused by sea-breeze front [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 14 (4): 504–507.
- 王彦, 李胜山, 郭立, 等. 2006. 渤海湾海风锋雷达回波特征分析 [J]. *气象*, 32 (12): 23–29. Wang Yan, Li Shengshan, Guo Li, et al. 2006. Doppler radar echo features of sea breeze front in Bohai Bay [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 32 (12): 23–29.
- 王彦, 于莉莉, 朱男男, 等. 2011. 渤海湾海风锋与雷暴天气 [J]. *高原气象*, 30 (1): 245–251. Wang Yan, Yu Lili, Zhu Nannan, et al. 2011. Sea breeze front in Bohai Bay and thunderstorm weather [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 30 (1): 245–251.
- 叶爱芬, 伍志方, 肖伟军, 等. 2006. 对流有效位能在强对流预报中的应用研究 [J]. *热带气象学报*, 22 (5): 484–490. Ye Aifen, Wu Zhifang, Xiao Weijun, et al. 2006. A study of application of cape in severe convective weather prediction [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 22 (5): 484–490.
- 于恩洪, 陈彬, 白玉荣. 1987. 渤海湾西部海陆风的空间结构 [J]. *气象学报*, 45 (3): 379–381. Yu Enhong, Chen Bin, Bai Yurong. 1987. Land and sea breezes in the western Bohai Wan [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 45 (3): 379–381.
- 于恩洪, 等. 1997. 海陆风及其应用 [M]. 北京: 气象出版社, 1–146. Yu Enhong, et al. 1997. *Sea-Land Breeze and Its Application (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–146.
- 于希里, 闫丽凤. 2001. 山东半岛北部沿海强对流云团与局地暴雨 [J]. *气象科技*, 29 (1): 39–41. Yu Xili, Yan Lifeng. 2001. Severe convective cloud cluster and local storms in the north coast of Shandong Peninsula [J]. *Meteorological Technology (in Chinese)*, 29 (1): 39–41.