

山东半岛南部一次沿海强降雨成因分析

杨晓霞¹ 王金东² 姜鹏¹ 吴君² 夏凡³ 华雯丽⁴

(1 山东省气象台, 济南 250031; 2 山东省临沂市气象局, 临沂 276000; 3 山东省气象局气象科学研究所, 济南 250031; 4 成都信息工程学院大气科学系, 成都 610072)

摘要 利用常规气象观测资料、区域自动站观测资料、NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料和雷达探测等资料, 对 2012 年 9 月 21 日山东半岛南部沿海强降雨过程的成因进行了天气学诊断分析, 结果表明: ①强降雨是在 500 hPa 第 1 个西风槽过后第 2 个西风槽逼近的过程中产生的, 850 hPa 以下为偏南的向岸风, 且风速随时间增大, 形成偏南的超低空急流, 持续地向沿海输送水汽和能量, 造成水汽辐合、湿度增大、对流有效位能升高。产生强降雨的水汽和不稳定能量条件远小于内陆地区。②在向岸的超低空急流的左侧产生中小尺度的涡旋和辐合上升, 海岸地形抬升作用使得上升运动加强, 触发对流不稳定能量释放, 造成强降水。③在雷达回波中, 小尺度的对流单体沿海岸线向西南方向发展, 后期在日照附近的沿海形成弓状回波, 向东南海区移动。

关键词 沿海强降雨; 沿海向岸风; 超低空急流; 中小尺度涡旋; 对流单体

引言

山东半岛突出于渤海与黄海之间, 大气中的水汽充沛, 由于近地面层海陆的热力差异和地形抬升作用, 非常有利于强降雨的产生, 给工农业生产、海上航运、沿海养殖和作业及人民生命财产带来严重危害。对山东半岛的暴雨已有较多研究, 研究表明, 台风^[1-3]、远距离台风倒槽^[4]、气旋^[5-6]、低涡^[7]、副高边缘切变线^[8-10]是造成暴雨的主要天气系统。近年来, 山东半岛南部沿海接连出现局地性极端强降雨, 造成严重灾害。例如 2011 年 7 月 25 日山东半岛南部的乳山出现突发性强降雨^[11-12], 3 h 雨量达 249.5 mm。2012 年 9 月 21 日山东半岛南部沿海的胶南和日照又出现强降雨。由于强降雨的范围小, 只局限在沿海, 局地性和突发性强, 影响系统较弱, 再加上沿海地区的观测资料稀少, 给预报带来很大的困难。研究表明, 渤海湾的海风造成的海陆风环流、海陆风辐合线和海风锋对天津境内的强对流和强降水有一定的触发作用^[13-15]。对山东半岛南部暴雨的数值模拟研究表明, 受偏南暖湿气流影响时, 山东半岛南部的海岸线对强降雨有一定的增幅作用^[16], 海

风锋可触发对流造成强降雨^[17], 在高温高湿具有较高的对流不稳定能量的条件下, 低层中尺度暖式切变线和近地面层的向岸风是强降雨的触发系统^[11-12]。由于沿海海区的观测资料稀少, 夏季沿海的水汽充足, 气温较低, 对流不稳定能量低, 产生对流的温湿条件与内陆有一定的差别^[18], 加上沿海地形和向岸风的作用等一些中小尺度的特征, 导致在在数值预报中山东半岛南部的局地性极强降雨漏报。在目前业务预报中, 强降雨的落区、强度和出现时间仍然是天气预报和预警中的一大难点。本文应用常规观测资料、区域自动站加密观测资料、NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料和多普勒天气雷达观测资料等, 对 2012 年 9 月 21 日半岛南部的持续性强降雨(“12·9·21”降水)进行分析, 并与 2011 年 7 月 25 日乳山强降雨(“11·7·25”降水)进行对比, 揭示沿海地区强降雨的形成机理, 为这类强降雨的预报预警提供客观依据。

1 强降雨特征

2012 年 9 月 21 日 09:00—21:00 山东半岛南部沿海的胶南和日照出现局地性持续强降雨, 强降

<http://www.qxkj.net.cn> 气象科技

中国气象局 2013 年预报员专项(CMAYBY-2013-040)、山东省气象局 2013 年科研项目(2013sdqx01)资助

作者简介: 杨晓霞, 女, 1962 年生, 研究员, 主要从事短期天气预报和暴雨、强对流等灾害性天气研究, Email: yxxjn@163.com

收稿日期: 2014 年 6 月 9 日; 定稿日期: 2014 年 10 月 8 日

雨从 21 日 10:00 开始,到 21 日 21:00 结束。21 日 09:00—19:00 胶南累积雨量 391.8 mm,创历史日雨量极值。其中 11:00—13:00 1 h 雨量分别为 70.9 mm 和 93.1 mm,2 h 雨量 164.0 mm。19:00 在胶南的西南部沿海,日照又出现强降雨,19:00—20:00 1 h 雨量 97.4 mm,18:00—21:00 3 h 雨量 118.1 mm。强降雨导致农作物受灾,城区严重积水,大量车辆和物资被淹,造成大范围停电,强降雨造成胶南直接经济损失 1.1 亿元。与 2011 年 7 月 25 日乳山的强降雨^[2]相比较,都是产生在山东半岛的南部沿海,范围小,降水强度大,总降水量大。不同点是:“12·9·21”强降雨持续时间长,范围大,沿海岸线向西南发展,而“11·7·25”乳山的强降雨持续时间短,范围小,向东发展和移动。

2 环流特征和影响系统

2012 年 9 月 20 日 08:00 500 hPa 东亚环流为两槽一脊型,较深的低槽位于华东沿海,山东半岛为槽线后部的偏北气流控制,河西走廊为弱的西风槽,两槽之间河套地区为较强的高压脊。20 日 20:00,东部沿海的低槽迅速减弱,缓慢东移,而在河西走廊的低槽加深东移到河套地区,两槽之间的高压脊迅速减弱。21 日 08:00 500 hPa 上东部沿海的西风槽减弱为短波槽位于朝鲜半岛,山东半岛为槽后的偏西风控制,高压脊减弱近于消失,河套低槽稳定少动,其南部槽底的西北气流与东部沿海低槽后部的西北气流相串通,从河套南部到长江下游为一致的西北气流控制,700 hPa 华东沿海为槽前脊后的西南气流,山东半岛南部沿海位于西南风气流的前部,850 hPa 以下华东沿海为较强的高压脊,从长江口到青岛为一致的偏南风,925 hPa 上的偏南风较强,在青岛南风达到 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,近地面层为海上高压西侧的东南风,胶南和日照有向岸的东南风的辐合。强降雨首先在 500 hPa 朝鲜半岛西风槽后部的偏西风中产生,此时 700 hPa 为西南风、850 hPa 及以下为偏南风,地面上为较强的海上高压西部的偏南向岸风的交叉区(图 1a,c),随着 500 hPa 西风槽的发展东移,山东半岛逐渐转为槽前西南气流,低层偏南气流较稳定,降水一直持续。21 日 20:00 500 hPa 河套地区的西风槽东移到河北上空,槽前西南气流加强影响山东半岛,此时在长江中游 850 hPa 上形成气旋性低涡环流(图 1b),低涡中心的东部华

东沿海的偏南气流加强,沿海岸线向北移,前部到达山东半岛的南部沿海,即日照附近,加强了暖湿气流向半岛南部沿海的输送。近地面层海上高压西侧华东沿海至山东半岛南部沿海的偏南风也加强,增强到 $4\sim 6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 1d)。在低层暖湿气流增强的过程中,日照产生强降雨。21 日 20:00 之后,随着河套西风槽和长江流域低涡环流的东移,强降雨区逐渐转为 500 hPa 槽后的西北气流,低层海上高压也减弱东移,低层的偏南风明显减弱,强降雨结束。由此可见,持续的强降雨是在高空 500 hPa 第 1 个西风槽后的西北气流中产生,在第 2 个西风槽前的西南气流中维持,第 2 个西风槽过后强降水结束,850 hPa 以下一直为偏南的向岸风,且风速随时间增大。华东沿海的偏南风对这次强降雨的维持和发展起了重要作用。

3 强降雨成因分析

3.1 产生强降雨的温湿条件

分析青岛上空探空资料的温湿特征(图 2a)可见,20 日 20:00 开始近地面层的比湿增大,对流有效位能 CAPE 升高。到 21 日 08:00,700 hPa 以下的大气暖湿,温度露点差在 10°C 以下,700~500 hPa 大气有一干层,温度露点差在 20°C 以上;大气上干下湿,有对流不稳定能量储存,CAPE 为 468.4 J/kg,K 指数不高,只有 28°C 。近地面层水汽含量较高,比湿为 $12.1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,而 850 hPa 比湿较小,只有 6.4 g/kg 。近地面层为东南风,850 hPa 附近为偏南风,700 hPa 转为西南风,风随高度顺时针旋转,有暖平流。胶南附近的强降雨产生在 700 hPa 以下低层暖湿、且有暖平流输送的大气中。21 日 20:00 近地面层的比湿增大到 13.7 g/kg ,700~500 hPa 的干层减弱消失,在低层 850 hPa 附近出现干层,700~350 hPa 的大气近于饱和,CAPE 增大到 880.4 J/kg(图 2b),而 K 指数减小到 24°C ;850 hPa 以下的偏南风增强,500 hPa 的西南风和以上的偏西风也明显增大。虽然在此期间产生了强降雨,但是沿海低层的大气温度、湿度和不稳定能量仍在升高,说明强降雨期间低层有源源不断的水汽和能量的补充。21 日 20:00 前后,日照又产生强降雨。在 GPS/MET 地面水汽监测中,强降雨期间整层大气的可降水量不大,在 35~40 mm 之间,明显小于“11·7·25”乳山强降雨中的大气可降水量(50~53 mm)。

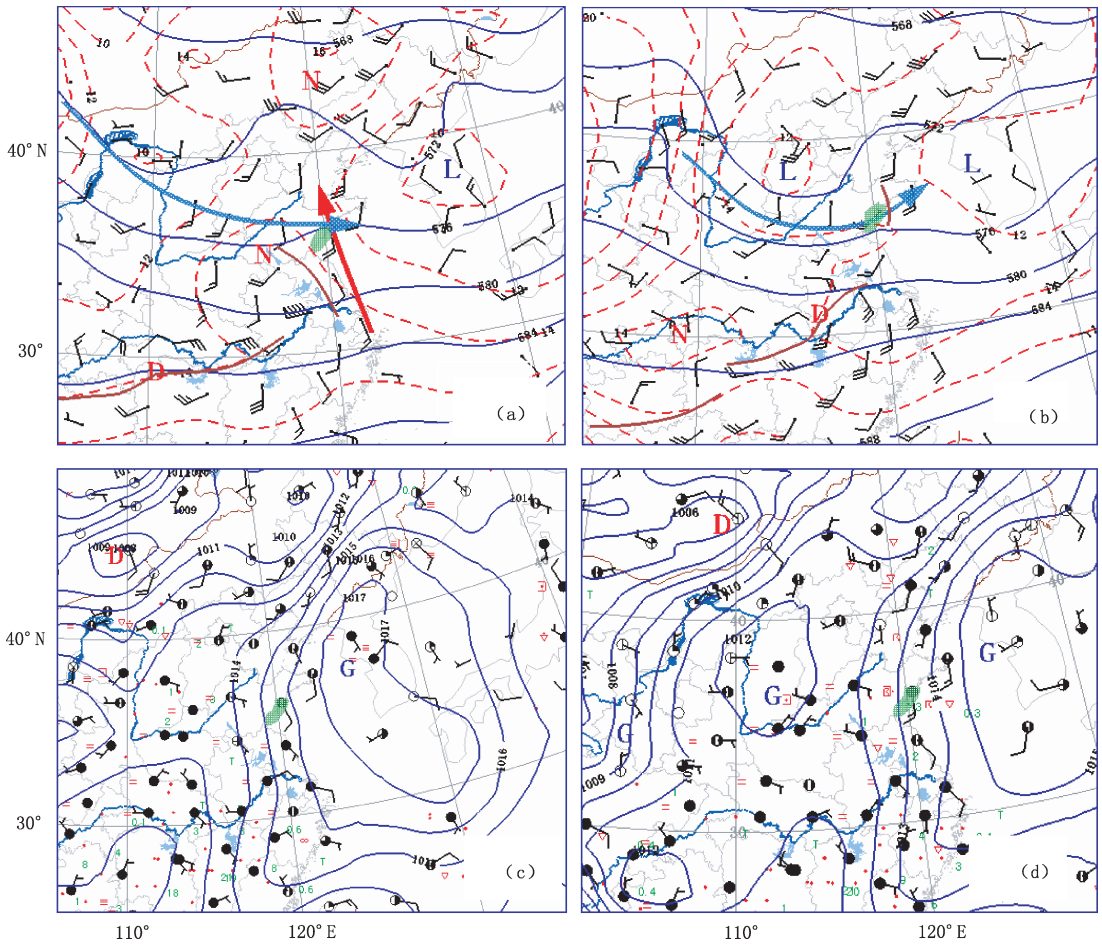


图 1 2012 年 9 月 21 日强降雨期间环流形势:(a、b)08:00 和 20:00 500 hPa 等高线和 850 hPa 等温线
和风向及切变线(粗实线);(c、d)08:00 和 20:00 地面气压场和风向
(图 1a、b 中实线为 500 hPa 等高线,虚线为 850 hPa 等温线,带箭头粗线为主要流线,粗实线为切变线;
图 1b 中实线为等压线,阴影为强降雨区)

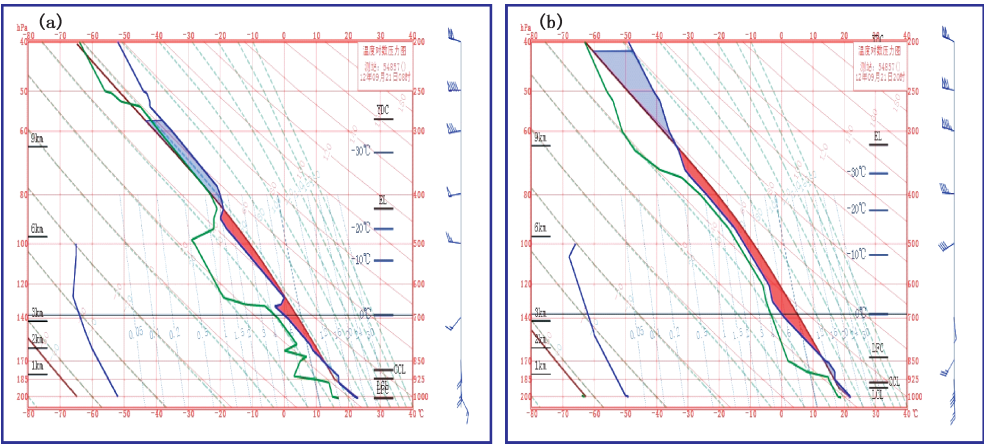


图 2 2012 年 9 月 21 日青岛探空站上空 T - $\ln p$ 图:
(a) 08:00, (b) 20:00

分析强降雨期间代表大气温湿特征的 θ_{sc} 的分布和变化可见,强降雨期间,850 hPa 以下的低层,在山东的东南部和江苏北部为高值中心,高能舌从南向北伸展,黄海中部为 θ_{sc} 的低值区,山东半岛的西部为等值线的密集区即南—北向的能量锋区(图 3a),强降雨产生在能量锋区西部的高值区一侧,大气湿斜压性较强,但是 θ_{sc} 的值并不高,925 hPa 的 θ_{sc} 在 42~56 °C 之间。从强降雨区上空 θ_{sc} 的时间—空间剖面图(图 3b)中可见,强降雨期间 21 日 08:00—20:00,925 hPa 以下的近地面层 θ_{sc} 随时间逐渐升高,21 日 20:00 达到最高。在中层 850~700 hPa θ_{sc} 随着时间而降低,21 日 20:00 达到最低。低层 θ_{sc} 的最高值与中层 θ_{sc} 最低值之差在 6~10 °C 之间。说明强降雨期间,925 hPa 以下的近海面层的偏南风把海上的暖湿空气持续地向

沿海输送,使得能量升高;而中层 850~700 hPa 有干冷空气活动,使得能量降低。这种低层能量升高、中层能量降低的大气,除形成上干冷、下暖湿的大气不稳定层结外,中层的冷空气还激发低层暖空气抬升而产生降雨,使得降雨强度增大。由于强降雨释放的能量小于低层大气能量的补充,强降雨一方面在胶南维持,另一方面向西部沿海低层 θ_{sc} 的高值舌区发展。与“11·7·25”乳山强降雨比较可见,“11·7·25”强降雨产生在低层 θ_{sc} 的高值舌区,强降雨沿着槽前西南气流向东北的高值舌区移动^[11-12],700 hPa 槽前西南气流携带的 θ_{sc} 的低值舌叠加在低层的高值舌之上,二者虽然移动方向不同,但是,都是趋向于低层 θ_{sc} 的高值区,即高温高湿区。

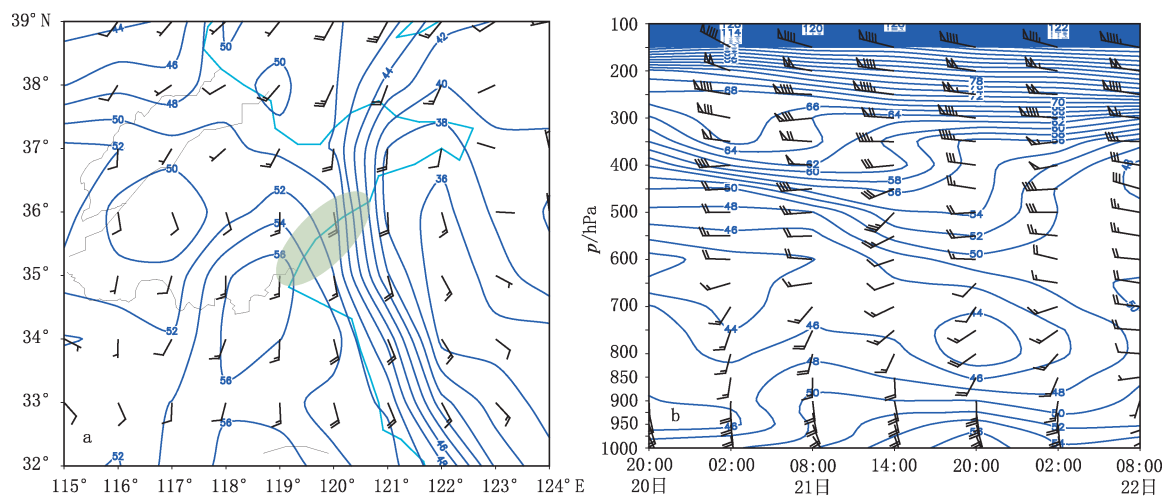


图3 2012年9月21日08:00 925 hPa θ_{sc} (等值线间隔为2 °C)和风场分布(a),20日20:00至22日08:00胶南强降雨上空(b)36°N,120°E水平风和 θ_{sc} 的空间—时间演变图(图下粗实线为强降雨时间跨度,下同)

分析温度平流的分布和变化可见,在强降雨区上空,21日08:00 950 hPa 以下的近地面层暖平流达到最强,中心在 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,中层 600~500 hPa 的冷平流也达到最强,中心达到 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 4),上层冷平流下层暖平流,大气向不稳定层结发展。21日08:00以后强降雨开始,11:00—13:00胶南的降水强度达到最强。21日14:00低层的暖平流加强,550 hPa附近冷平流也加强。21日20:00,850 hPa以下转为冷平流,550 hPa附近的冷平流减弱时,20:00—21:00胶南的强降雨结束,而在其西部沿海的日照产生1 h 97.4 mm的强降雨。22日02:00 450 hPa以下全为暖平流,沿海的强降雨结

束。由此可见,强降雨的前期,600 hPa以下的低层全为暖平流,600 hPa以上冷暖平流随高度相间出现,在后期,925 hPa以下的近地面层转为冷平流,550 hPa附近的冷平流减弱消失。说明在强降雨的前期550 hPa附近有弱的冷空气影响,在后期近地面层有弱冷空气抬升。

分析强降雨期间的水汽通量和水汽通量散度可见,21日08:00—20:00,在低层850 hPa以下,青岛以西的南部沿海有较强的水汽通量,在近地面层950 hPa以下有水汽通量的辐合(图 5a),21日20:00达到最强。在山东半岛南部的海区,近海面的低层950 hPa以下有较强的偏南气流向北输送大量

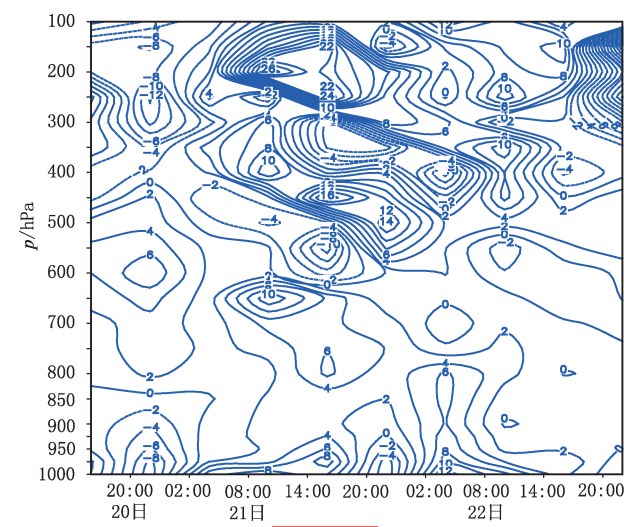


图 4 2012 年 9 月 20 日 20:00 至 22 日 20:00 胶南强降雨上空温度平流的时空变化(单位: 10^{-5} s^{-1})

的水汽,水汽通量大于 $10 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的中心位于黄海中部(图 5b),山东半岛南部沿海的强降雨区位于高值舌的左前方,有较强的水汽辐合,在 1000 hPa 水汽通量辐合大于 $2 \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的中心一直在青岛以西的沿海维持。胶南和日照的强降雨在水汽辐合中心维持和发展。由此可见,强降雨的水汽来源于低层近海面的水汽输送和辐合。与“11·7·25”乳山强降雨的水汽来源相似,主要来源于南部的近海面层。

综上所述,在强降水开始前 2 h,CAPE 增强到 $468.4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,K 指数 28°C 。近地面层比湿为 $12.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,925 hPa 的 θ_{se} 在 $42 \sim 56^\circ \text{C}$,整层大气的可降水量 40 mm。强降水期间,低层湿度增大,对流不稳定能量升高。与内陆地区产生强降雨的水汽和能量相比明显偏低。由此可见产生强降雨的水汽和不稳定能量条件远小于内陆地区^[11-12]。

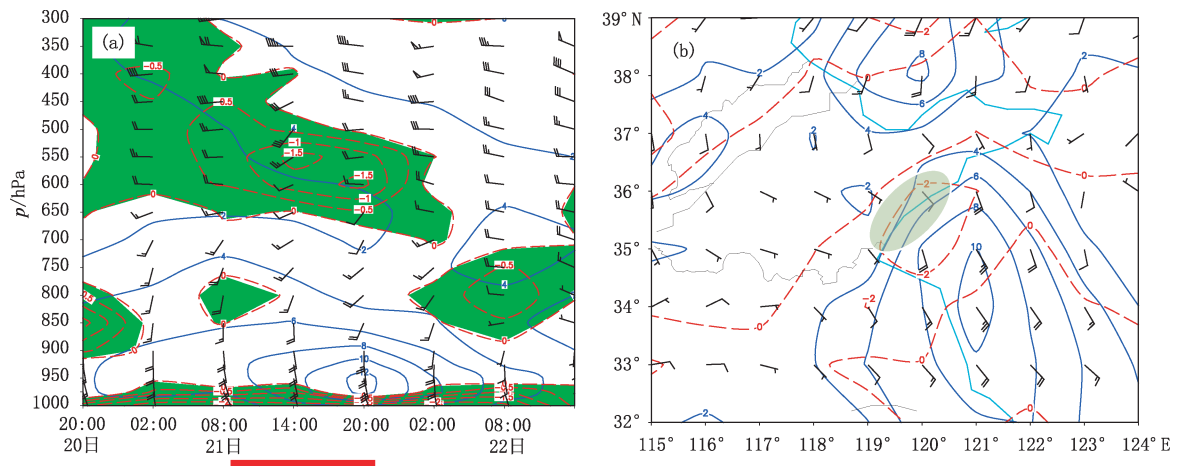


图 5 强降雨上空的水汽通量($\text{g} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{cm} \cdot \text{s})^{-1}$)、水汽通量散度($\text{g} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s})^{-1}$)及风场时空演变:
(a) 20 日 20:00 至 22 日 14:00 强降雨上空($36^\circ \text{N}, 120^\circ \text{E}$), (b) 21 日 08:00 1000 hPa
(图 2a 中阴影区为水汽通量辐合区,图 2b 中阴影区为强降雨区)

3.2 强降雨的动力触发机制

3.2.1 近海面层向岸的偏南风辐合

分析强降雨的动力触发机制可见,在强降雨开始前 21 日 08:00,江苏东部沿海至山东半岛南部,925 hPa 以下有一股超低空偏南风急流,在超低空急流的左前方,也就是在青岛至日照沿海,低层有辐合和气旋性涡度发展,产生上升运动,海岸线对向岸的偏南风阻挡,产生辐合和地形抬升,使得上升运动增强。由 3.1 节分析可知,低层这支偏南风气流中

有较强的暖平流,也有利于上升运动的发展。在青岛至日照的沿海地区有较强上升运动产生,上升运动在 800 hPa 附近达到最强,中心值为 $-3 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。低层的这支上升气流触发对流不稳定能量释放,产生对流,由于沿海地区近地面层的水汽充沛,造成强降雨。21 日 14:00,近地面层正涡度增大,向高层发展到 800 hPa(图 6,彩页),说明低层有中尺度涡旋发展,强降雨维持。高层 500 hPa 以上西风槽东移,强降雨区逐渐转为槽前的正涡度平流

区,正涡度增强,上升运动增大,对低层产生抽吸作用,有利于对流的维持。21日20:00低层的正涡度和高层的正涡度都减小,而在中层600 hPa附近的正涡度增大、辐合增强,在950~600 hPa转为下沉运动。由于低层海上的偏南风气流增强,在青岛至日照的沿海,近地面层形成正涡度、辐合和上升运动中心。强降雨产生在950 hPa以下和600 hPa以上为上升、950~600 hPa中层为下沉运动的大气中。强降雨期间,半岛南部沿海850 hPa以下的低层偏南风增大,925 hPa附近的风速与500 hPa附近的风速相当,21日20:00达到最大,925 hPa的风速达到 $13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,说明在925 hPa附近出现了超低空偏南风急流(图7,图6b)。21日20:00以后,低层偏南风明显减小,降雨减弱。说明强降雨是由925 hPa以下近地面层较强的偏南向岸风的气旋性辐合产生的上升运动触发对流不稳定能量释放产生的,近海面层的暖平流和海岸线的地形抬升作用,增强了低层的上升运动。在“11·7·25”乳山强降雨中,上升运动也是在850 hPa以下的低层,中层600 hPa附近也为下沉运动^[11-12]。由此可见,沿海的中小尺度的强降雨主要是由925 hPa以下的近地面层偏南气流中的暖平流、气旋性辐合和海岸线地形抬升作用产生的上升运动触发对流不稳定能量释放产生的。因此,对这类强降雨的预报,应特别关注925 hPa以下近地面层的暖湿平流和向岸风的作用。

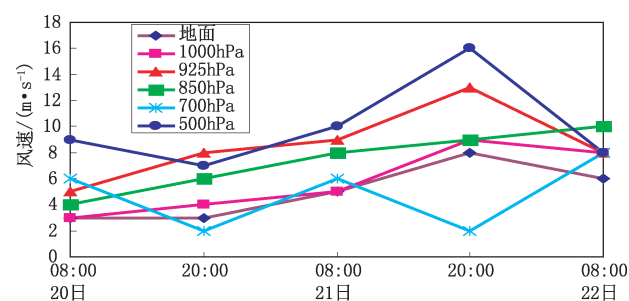


图7 2012年9月20日08:00至22日08:00青岛探空站的地面、925~500 hPa各层偏南风速随时间的变化曲线(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

3.2.2 沿海近地面层小尺度的风辐合线

分析2012年9月21日08:00—22:00强降雨期间地面加密观测站的1 h极大风速和风向分布(图8,彩页)可见,08:00—09:00在青岛附近为一股较强的偏南风,在西部胶南强降雨区有风速的侧向辐合。21日10:00在胶南的北部形成偏南风与东

南风的小尺度辐合线(图8a),在辐合线的南部,胶南开始出现强降雨。09:00—10:00 1 h雨量31.3 mm,11:00胶南转为西南风,极大风速增大到 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,其东部青岛附近的东南风也明显增大(图8b),西南风与东南风之间形成明显的辐合,有利于辐合上升。12:00—13:00辐合线维持少动(图8c),两侧的风速增大,辐合增强。在辐合线附近辐合增强的同时,11:00—12:00 1 h降水量增大到70.9 mm,12:00—13:00 1 h雨量达到93.1 mm。14:00切变线两侧的风速减小,辐合减小,13:00—14:00降水强度也明显地减小,1 h雨量减小到22.4 mm。15:00胶南及南部沿海转为偏南风,16:00偏南风增大(图8d),在南部沿海形成辐合线,16:00—17:00胶南1 h雨量增大到46.2 mm。17:00辐合线移到胶南的北部,18:00胶南南部的偏南向岸风转为了东北风,17:00—18:00胶南1 h降水量减小到10 mm,19:00胶南的西南风与东部的东南风之间又形成辐合(图8e),18:00—19:00胶南1 h雨量增大到39.3 mm。19:00以后胶南由西南风转为东南风,青岛附近的东南风转为偏南风,风的辐合和向岸的分量减小,胶南的强降雨结束。21日12:00开始(图8c),日照沿海由偏南风转成向岸的东南风,18时在日照的西北部出现西北风,形成西北风与东南风之间的对头风辐合,18:00—19:00在日照开始出现降水,19:00辐合线北部的西北风转为东北风(图8e),气旋性辐合增大,降水强度增强,19:00—20:00日照1 h雨量达97.4 mm。20:00向岸的东南风减小,辐合线减弱北推(图8f),20:00后降水强度明显减小,20:00—21:00 1 h降水量减小到15.2 mm。21:00以后强降雨结束。

由此可见,在高空槽逼近的环流形势下,胶南和日照的强降雨与近地面层的向岸风和沿海的风向风速辐合密切相关,向岸风越强、风的辐合越大,降水强度越大。向岸风与沿海陆地上的风形成气旋性辐合时,产生上升运动,把低层高能量的暖湿气流向高层输送,给对流云团补给能量和水汽,使得降水强度增大。沿海辐合线较稳定,且长时间维持,胶南的强降雨也持续10 h之久。日照的向岸风比强降雨早出现6 h。

4 对流云团特征

由于强降雨的范围较小,属于小尺度对流系统,在卫星云图上没有明显的中小尺度对流云团特征。

在雷达回波上有较明显的反映。下面对青岛雷达站的雷达回波进行分析。

4.1 综合回波(CR)特征

分析青岛雷达站的雷达回波可见,9月21日08:00在胶南的东南部沿海生成小尺度的对流单体,沿海岸线向东北方向移动,虽然尺度小,但是回波强度很强,08:00—9:00最大回波强度在56~60 dBz,最高回波顶高度在7~11 km。回波强度进一步发展,21日09:00—10:00(图9a),最大回波强度发展到57~64 dBz,最高回波顶高度在7.3~9.4 km,此时胶南1 h雨量31.3 mm。10:00以后,在胶南的西南部沿海有多个小尺度的对流单体生成,发展向北移动,在胶南附近汇聚,胶南附近的对流云团发展加强,11:00最强回波强度达到64 dBz,最高回波顶高度达到11.3 km。到11:10胶南至南部的沿海及海区,形成南北向的条状的对流云带(图9b),南北长度40 km左右,横跨海岸线,南部在海区,北部在陆地,影响胶南,最强回波强度64 dBz,最高回波顶高度10.4 km,11:00—12:00胶南的降水强度增大,1 h雨量达到70.9 mm。条状的对流云带维持时间不长,12:02回波增强(图9c),北部的对流单体位于胶南上空,最大回波强度60 dBz,南部海区的对流单体发展北移,13:00开始影响胶南(图9d),强度增大到65 dBz,此对流单体在胶南及其南部的沿海维持,强度在60~65 dBz,直到15:26时减弱消失。此对流单体在12:00—13:00造成胶南1 h 93.1 mm的极强降雨,之后胶南位于对流单体的北部边缘,14:00—16:00 1 h雨量减小到22~24 mm。15:32开始在胶南的西南部沿海的高能舌区(图2a)的陆地,又有对流云团发展,向东北方向移动,汇聚到胶南南部的对流云团中,16:01在胶南和其西南部的沿海陆地形成东北—西南向的中尺度对流云带(图9e),由5个小对流单体组成,长度约50 km左右,最大回波强度66 dBz。此时在日照附近有对流单体发展,沿海岸线向东北方向移动,17:06与东部的对流云带合并(图9f),沿海对流云带的长度增长,15:00—17:00胶南的1 h雨量在32.9~46.2 mm。之后,在日照的沿海不断有小对流单体生成,沿海岸线向东北方向移动,并入到东北部的对流云带中,18:04在沿海的对流云带从青岛一直延伸到日照(图9g),18:45在日照北部的对流单体中监测到中气旋,19:08开始,在胶南附近的对流云团开始

减弱,日照附近的对流云团发展,最大回波强度达到65 dBz,最高回波顶高度9.4~11.6 km。18:00—19:00日照1 h雨量达到97.4 mm。19:00以后,沿海的对流云带在日照附近发展成弓形回波带(图9h),缓慢向东南方向移动,离开海岸,移向海区。23:00以后,在海区减弱消失。由此可见,对流云团在胶南至日照沿海低层的高能舌、正涡度、辐合和上升运动的叠置区发展。

从强降雨期间1 h最大雨量和1 h最强回波强度的对应关系和随时间的演变图(图10)中可以看出,在对流云团的前5 h内,回波强度迅速增强,最强回波强度从64 dBz增强到69 dBz,降水强度也迅速增大,从1 h 31 mm增强到1 h 93.1 mm。在14:00虽然回波强度达到最强,但是监测到的降水强度明显减弱,胶南1 h雨强22.4 mm。15:00最强回波强度减弱到64 dBz,并持续到19:00,回波在沿海的陆地上发展成条形,最大1 h雨强在10~46 mm。19:00以后对流云团在日照附近发展,最大回波强度增大到65 dBz,19:00—20:00 1 h雨强增大到97.4 mm。20:00—21:00的最大回波强度仍然较强,但是监测到的雨强明显减弱,日照1 h雨强15.2 mm,21:00以后最强回波强度减小到62 dBz,此时回波已发展为弓状回波,远离海岸线,移到海上,没有雨强的观测资料。由此可见,1 h最大雨强在70~98 mm的极强降雨产生在最强回波强度在65~69 dBz的回波中。在1 h雨量98 mm的极强降雨之后,虽然最强回波强度仍然强,但是监测到的雨强却迅速减弱到30 mm以下。

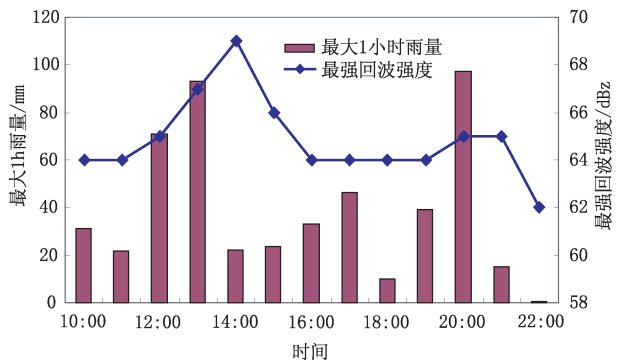


图 10 21 日 10:00—22:00 强降雨期间 1 h 最大降水量和最强回波强度随时间的演变

4.2 径向速度和风廓线特征

从径向速度图(V26)中可以看到,在强降雨期

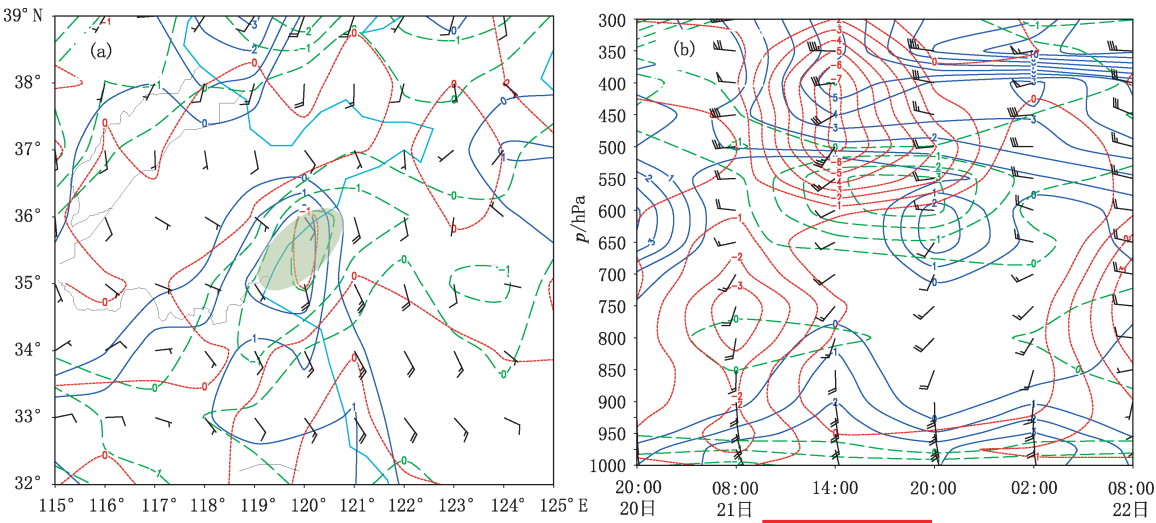


图 6 强降雨期间正涡度(蓝色实线,单位: 10^{-5} s^{-1}),负散度(绿色虚线,单位: 10^{-5} s^{-1}),上升速度(红色点线,单位: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)和风时空演变:(a)21 日 08:00 1000 hPa,(b)21 日 02:00 至 22 日 08:00 (阴影区为强降雨区)

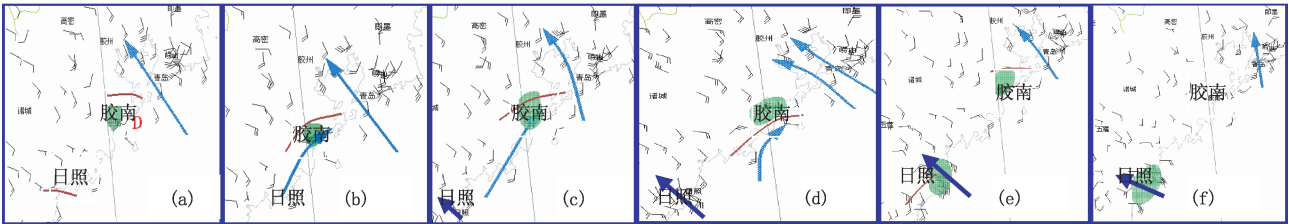


图 8 2012 年 9 月 21 日地面加密观测的风场(棕色为辐合线,蓝色箭头线为流线):
(a)10:00,(b)11:00,(c)12:00,(d)16:00,(e)19:00,(f)20:00

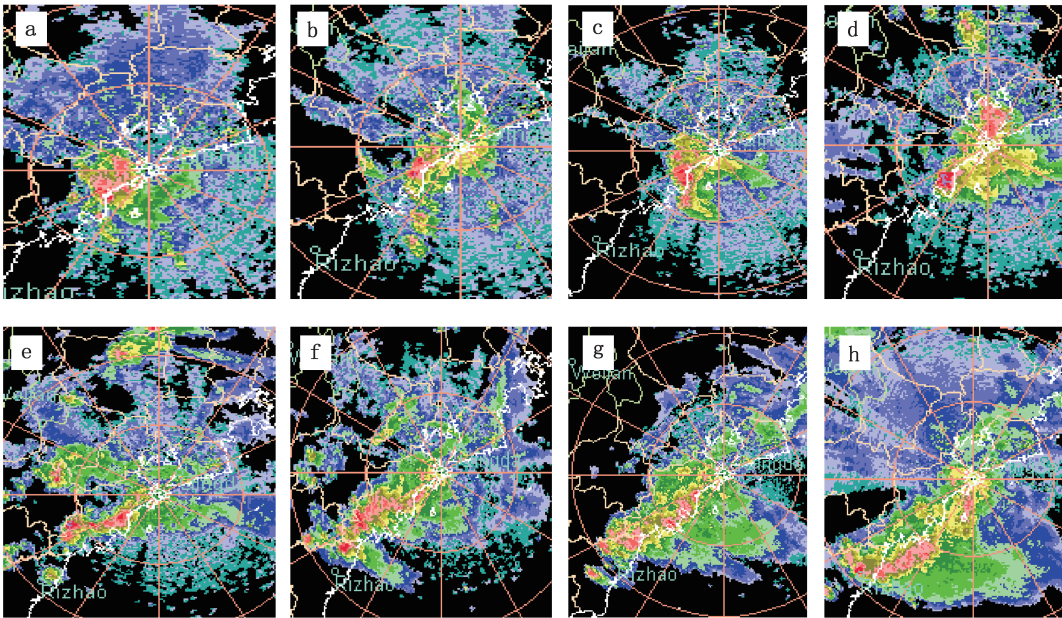


图 9 2012 年 9 月 21 日 10:00—19:32:00 青岛雷达站综合回波(CR)图:(a)10:00,(b)11:10,(c)12:02,(d)13:00,(e)16:01,(f)17:06,(g)18:04,(h)19:32

间,08:00—15:00,青岛至胶南的沿海低层一直维持一股偏南风气流,与西北—东南向的海岸线相垂直,09:00开始在胶南附近的沿海有西南气流发展,西南气流与东南气流在胶南至青岛附近辐合,11:00胶南至青岛沿海的西南风增强,在胶南沿海形成气旋性辐合的速度对,说明已有中尺度涡旋形成,12:00—13:00胶南位于较强的中尺度气旋性辐合的气流中(图 11a)。13:00以后,中尺度的气旋性环流辐合区沿海岸向西南移动,胶南强降雨减弱,但是仍维持 1 h 20~30 mm 的雨量。西南部沿海没有观测站,没有降水记录。

从青岛雷达风廓线图上可以看到,在雷达站附近 08:00—09:00,0.6 km 以下为东南风,0.9~1.8 km 为南风,5.5 km 附近为西北风,5.8~8.8 km 为偏西风。低层风随高度的增加顺时针旋转,有暖平

流,5 km 以上风随高度的增加逆时针旋转,有冷平流,说明中高层有弱冷空气影响。09:00—11:00 1.8~2.7 km 之间的南到西南气流增强,5.5~7.3 km 也转为西南风,中高层的西南气流增强,说明高空冷空气的影响减弱消失。低层的东南风与东北—西南向的海岸线垂直,有利于东南气流在沿海辐合和抬升。近一步证实了向岸风在强降雨中的作用。12:00—13:00 近地面层的东南气流加强(图 11b),低层入流的暖湿气流增强,高层的西北气流减弱,降水强度进一步增大,1 h 雨量达到 91.3 mm。13:00—14:00 中层的西南气流减弱,降水强度明显减弱,1 h 雨量减小到 22.4 mm。15:00—18:00 高空的西北气流增强,说明高空有冷空气影响,高空冷空气的侵入,使得对流加强,造成了日照的强降雨。

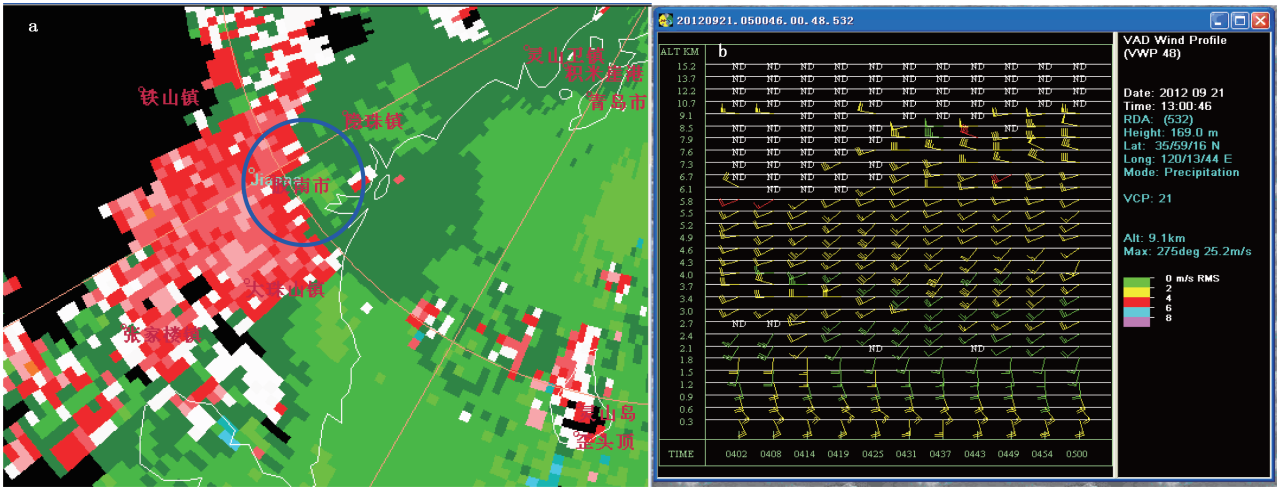


图 11 青岛雷达站 21 日 12:02,0.5°仰角的径向速度(V26)(a,蓝色圆圈为胶南附近的速度对)和 21 日 12:00—13:00 雷达风廓线 VWP48(b)

5 小结

(1)持续性强降雨是在高空 500 hPa 第 1 个西风槽后的偏西风中产生,随着第 2 个西风槽的东移转为槽前的偏南风影响,850 hPa 以下一直为偏南的向岸风,且风速随时间增大,在 925 hPa 出现了超低空急流,偏南超低空急流持续地向沿海输送水汽和能量,造成水汽辐合、湿度增大、对流有效位能升高。强降雨产生在近地面层南—北向能量锋区的西部高能区一侧。产生强降雨的水汽和不稳定能量条件远小于内陆地区。

(2)低层向岸偏南风左侧的辐合产生中尺度涡

旋和辐合上升运动,与暖平流产生的上升运动相叠加,海岸的地形抬升作用使得上升运动增强。近地面层的上升运动触发对流不稳定能量释放,产生中小尺度的对流云团,造成强降水。近海面层的水汽、偏南的向岸风起了至关重要的作用。

(3)在雷达回波中,小尺度的对流单体沿海岸线向西南方向的低层高能舌、正涡度、辐合和上升运动的叠置区发展。后期在沿海形成弓状回波,向东南海区移动,期间有中尺度涡旋生成。

参考文献

[1] 梁卫芳,耿敏,李庆宝.台风韦帕全区性大暴雨过程分析[J].气

象,2009,35(1):74-79.

[2] 刘学刚,李庆宝,张金艳,等.近年来引发青岛暴雨的台风特征分析[J].气象,2011,37(9):1091-1099.

[3] 王文波,王旭,杨明,等.台风“达维”移动路径成因分析[J].干旱气象,2014,32(1):75-80.

[4] 杨晓霞,李春虎,李锋,等.山东半岛致灾大暴雨成因个例分析[J].气象科技,2008,36(2):190-196.

[5] 耿敏,韩春深,林滋新.青岛气旋类暴雨预报方法[J].气象,2001,27(12):26-28.

[6] 李斌,杨晓霞,孙桂平,等.青岛奥帆赛期间二个黄淮气旋暴雨对比分析[J].气象,2008,34(S1):38-46.

[7] 凌艺,黄明政,李斌,等.青岛区域性低涡暴雨的气候特征及预报[J].气象,2005,31(5):66-69.

[8] 崔晶,张丰启,吕守敏.连续暴雨过程中的中- β 尺度大暴雨的成因分析[J].气象,2005,31(10):72-75.

[9] 崔晶,张丰启.山东半岛东部中尺度大暴雨过程成因分析[J].气象,2003,29(10):33-37.

[10] 黄明政,凌艺,梁卫芳,等.多尺度天气系统的共同作用与暴雨成因分析[J].气象,2005,31(6):67-70.

[11] 杨晓霞,吴炜,姜鹏,等.山东省三次暖切变线极强降雨的对比分析[J].气象,2013,39(12):1550-1560.

[12] 杨晓霞,刁秀广,高留喜,等.2012年8月,2011年7月25日山东乳山强降雨分析[C]//2011年灾害性天气预报技术论文集.北京:气象出版社:386-395.

[13] 何群英,解以扬,东高红,等.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,2011,37(3):291-297.

[14] 卢焕珍,赵玉洁,俞小鼎,等.雷达观测的渤海湾海陆风辐合线与自动站资料的对比分析[J].气象,2008,34(9):57-64.

[15] 卢焕珍,刘一玮,刘爱霞,等.海风锋导致雷暴生成和加强规律研究[J].气象,2012,38(9):1078-1086.

[16] 邵庆国,汤剑平,高留喜,等.海岸地形作用在青岛一次晚秋暴雨过程中的数值模拟分析[J].气象科学,2007,27(6):633-640.

[17] 董海鹰,邵玲玲,李德萍,等.青岛奥帆赛期间海风锋触发的对流性降水特征[J].气象,2008,34(增刊1):47-53.

[18] 杨晓霞,胡顺起,姜鹏,等.雷暴大风落区的天气学模型和物理量参数研究[J].高原气象,2014,33(4):1057-1068.

Causal Analysis of a Heavy Rain along Southern Shandong Peninsula Coast

Yang Xiaoxia¹ Wang Jindong² Jiang Peng¹ Wu Jun² Xia Fan³ Hua Wenli⁴
(1 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031; 2 Linyi Meteorological Service, Shandong, Linyi 276000; 3 Shandong Meteorological Institute, Jinan 250031; 4 Chengdu University of Information and Technology, Chengdu 610072)

Abstract: By using the data of conventional observation, NCEP/NCAR $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ reanalysis, and radar echo, a persistent heavy rain occurred on the southern coast of the Shandong Peninsula on 21 September 2012 is diagnosed and analyzed. The results show: (1) The heavy rainfall was affected by the westerly trough at 500 hPa when the first westerly trough passed and the second westerly trough was moving toward the area. Beneath 850 hPa was the southern winds toward the shore, and the wind speed increased with time so that south wind jet was formed below 925 hPa, which transported water vapor and energy and caused water vapor convergence, increased humidity and convective instability energy. The moisture and instability condition of producing heavy rainfall were smaller than those in inland. (2) The mesoscale vortex and convergence ascending motion were formed on the left side of the shoreward wind ultra-low-level jet. The effect of seaboard topographic lifting impelled ascending movement to increase, which triggered the instability energy releasing, leading to strong rainfall. (3) In radar echoes, small scale convective cells grew along the coastline toward southwest, and bow-shaped echoes formed along the coast near Rizhao in the later period, and moved toward the southeast sea area.

Keywords: coast; strong rainfall; shoreward wind; ultra-low-level jet; meso-small vortex; convective cell