

侯淑梅,王秀明,尉英华,等,2018. 山东省初秋一次大范围强对流过程落区和抬升触发机制分析[J]. 气象,44(1):80-92.

# 山东省初秋一次大范围强对流过程落区 和抬升触发机制分析<sup>\*</sup>

侯淑梅<sup>1</sup> 王秀明<sup>2</sup> 尉英华<sup>3</sup> 李 婕<sup>4</sup> 张 骞<sup>1</sup> 谷山青<sup>5</sup>

1 山东省气象台, 济南 250031

2 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

3 天津市气象台, 天津 300074

4 江西省气象台, 南昌 330096

5 山东省滨州市气象局, 滨州 256612

**提 要:** 利用常规观测、加密自动站、多普勒天气雷达、风廓线雷达及 NCEP 再分析资料, 对 2016 年 9 月 11 日山东省初秋大范围强对流天气的落区和抬升触发机制进行了分析。结果表明: 受高空槽影响, 有、无对流区上空大气层结均不稳定, 大的对流有效位能(CAPE)与小的对流抑制能量(CIN)环境条件下, 强对流云团呈现“遍地开花型”, 抬升触发成为强对流发生的关键因素。地面辐合线、干线、海风锋、冷池出流是主要的抬升触发系统。由于对流抑制小, 抬升强迫一般不需要太强, 不同区域雷暴的抬升机制不同, 鲁西北地区强对流天气由地面辐合线抬升触发, 山东半岛地区的对流是由海风锋与冷锋共同触发, 而鲁中地区强对流则由老的雷暴的冷池前沿阵风锋抬升触发, 鲁东南地区的对流是由干线与地面辐合线共同作用造成的。辐合线抬升强迫的大小很重要, 其量化可通过边界层散度衡量。在同样具备地面辐合线的情况下, 不同温湿性质气团的中尺度边界对雷暴触发起关键作用。预报落区的偏差主要是因为短期阶段无法获取低空东南风气流这一关键中尺度系统, 不同起报时间模式预报的调整趋势、季节等因素是对流强度预报偏弱的主要原因。经验表明, 通过对大量个例的分析研究, 提高对数值模式的订正能力是提高预报准确率的有效方法。

**关键词:** 初秋强对流, 落区, 抬升触发机制, 中尺度边界, 订正数值模式

**中图分类号:** P456, P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.01.007

## Analysis of an Extensive Severe Convection Falling Area and Lifting Trigger Mechanism in Early Autumn at Shandong Province

HOU Shumei<sup>1</sup> WANG Xiuming<sup>2</sup> WEI Yinghua<sup>3</sup> LI Jie<sup>4</sup> ZHANG Qian<sup>1</sup> GU Shanqing<sup>5</sup>

1 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

3 Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

4 Jiangxi Meteorological Observatory, Nanchang 330096

5 Binzhou Meteorological Office of Shandong, Binzhou 256612

**Abstract:** Conventional observations, encryption automatic weather station, Doppler weather radar, wind-profiling radar and NCEP reanalysis data are identified and examined to analyze the extensive severe convection falling area and lifting trigger mechanism in Shandong on 11 September 2016. The results show that under the influence of upper trough, unstable atmospheric stratification occurred over the regions

<sup>\*</sup> 山东省自然科学基金资助项目(ZR2016DM20)、2016 年中国气象局预报预测核心业务发展专项(CMAHX20160208)及山东省气象局课题(2016sdqzx01 和 2014sdqxm21)共同资助

2017 年 2 月 27 日收稿; 2017 年 9 月 24 日收修定稿

第一作者: 侯淑梅, 主要从事灾害性天气预报及机理分析研究. Email: shmh0808@163.com

whether or not convections, severe convective cloud cluster spread everywhere in the environments characterized by large convective available potential energy (CAPE) and little convective inhibition (CIN), thus the trigger of lifting become the key factor for severe convection's occurrence. Lifting trigger mechanism was organized by surface convergence line, dry line, sea-breeze front and gust flow. Because of the little convective inhibition, lifting force could be relatively weak causing various thunderstorm lifting mechanisms in different regions. Surface convergence line lifting caused the severe convection in Northwest Shandong, and the combination of sea-breeze front and cold front caused the severe convection in Shandong Peninsula. Gust front of the preexisting thunderstorm cold pool boundary was the reason of severe convection in midland Shandong, while the interaction of dry line and surface convergence line caused the severe convection in Southeast Shandong. The magnitude of convergence line lifting force which can be measured by boundary's divergence was a consequential element. Under the condition of the surface convergence line, mesoscale boundary of mass in different temperature and humidity became the determining factor of thunderstorm trigger. The omissive forecast of the southeast low-level flow in short-term forecast which was a key mesoscale system caused the deviation of the forecast falling area. So, adjustment trend of model forecast in different initial times and seasons are the major reasons for the less intense forecast. Experience indicates that improving the correction ability of numerical model by analyzing a large number of cases is an effective method to raise the forecasting accuracy.

**Key words:** severe convection in early autumn, falling area, lifting trigger mechanism, mesoscale boundary, correction numerical model

## 引言

强对流天气是大气不稳定能量释放的产物,由于它尺度小、突发性强、灾害性大,一直是天气预报的重点和难点。许多外国学者从多角度开展了对强对流天气的深入研究(Wilson and Mueller, 1993; Bluestein and Jain, 1985; Corfidi et al, 1996; Aylward and Dyer, 2010; Schumacher and Johnson, 2008; 2009),取得了很多有价值的研究成果。国内的气象工作者针对我国的强对流天气特点,不仅对强对流天气的基本概念、产生机理进行了论述(陶祖钰等, 2012; 俞小鼎, 2014; 郑永光等, 2017),对不同地区、不同类型的强对流天气进行了许多卓有成效的分析研究(漆梁波, 2015; 梁俊平和张一平, 2015; 刘璐等, 2015; 庞古乾等, 2016; 高梦竹等, 2017; 吴海英等, 2017),提高了对各种强对流天气形成机理的认识。

徐娟等(2011)对夏季和秋季大暴雨形成机制的对比分析表明,秋季大暴雨发生时,物理量比夏季暴雨指标低,雷达回波强度不是很强,难以预报。天气尺度上升运动伸展的高度、对流层下层空气的绝对湿度、暖湿层和不稳定层的厚度等可能是影响华北

秋季对流强弱的重要环境因素(廖晓农, 2013)。陈艳等(2005)对华北秋季一次大暴雨的模拟结果表明,对流有效位能(CAPE)对强对流天气的发生有较好的指示作用,大暴雨发生前能量得到充分积累,大气处于强不稳定状态,此时强对流性质的大暴雨开始。抬升触发条件是雷暴短时临近预报的难点,常常是在水汽和层结不稳定条件具备的情况下,等待抬升触发机制(王秀明等, 2014)。触发对流的抬升条件大多由中尺度系统提供,如锋面、干线、对流风暴的外流边界(阵风锋)、海(陆)风锋、重力波等(俞小鼎等, 2006)。沈杭锋等(2016)对浙江盛夏一次强对流天气的分析表明,中尺度辐合线触发了宁波强对流,宁波雷暴的地面出流又触发了杭州对流。海陆风在上海中心城区形成地面辐合线则是上海“0731”局地强对流天气触发机制(王晓峰等, 2014)。干线及其相伴的辐合线是东北龙卷风暴的主要抬升触发机制(王秀明等, 2015)。

2016年9月11日下午,山东省出现了大范围的冰雹、雷雨大风和局地短时强降水,以下简称“160911”强对流天气过程。对于这次强对流天气过程,雷暴大风预报较好,但对对流降水的落区预报有偏差。山东省气象台10日预报“11日鲁西北、鲁中和半岛地区有雷雨或阵雨”,11日06时将预报调整

为“鲁西北、鲁西南、鲁中和半岛地区有雷雨或阵雨”,11日11时预报调整为“全省天气阴有雷雨或阵雨,鲁西北和鲁中地区局部有中雨或大雨”。从以上预报可以看出,对于降水落区,10日漏报鲁东南,11日早晨继续漏报鲁东南,并且空报了鲁西南。直到11日中午将降水范围调整为全省,虽然弥补了前期鲁东南的漏报,但仍然空报了鲁西南。从对流强度上,短期预报主要考虑了雷电和雷暴大风,漏报了冰雹,短时临近预报中根据雷达回波的发展状况,预报了局部地区有冰雹,并指导有关地市发布雷电、大风和冰雹等预警信号。

山东省地处中纬度,入秋后,随着西太平洋副热带高压南撤,对流层中下层环境大气的湿度较盛夏有所降低,降水强度明显减弱。由于热力条件和水汽条件较盛夏明显减弱,强对流天气发生的范围和强度亦随之减弱。“160911”强对流天气过程,在大范围不稳定层结的背景下,雷暴呈现“遍地开花型”在山东境内生成并迅速发展,在多普勒雷达回波上出现回波悬垂、三体散射、阵风锋、中气旋等冰雹和雷暴大风特征,而且各地对流的开始时间、强弱和持续时间均不同。初秋时节这种范围大、强度强的强对流天气发生的概率本来就比较低,同在高空槽的影响下,山东省北部和中东部对流发展旺盛,而西部却没有对流发生。强对流的预报对象,无论是雷电,还是雷暴大风或冰雹,都是基于降水落区而预报。因此无论是短期时效,还是短时临近时效,对流降水的落区预报成为预报难点。在不稳定和水汽条件具备的前提下,对流风暴的抬升触发条件成为是否可能发生对流的关键因素。雷暴触发后,雷暴的持续时间及其发展趋势则是短时临近预报的难点。基于上述分析,本文围绕预报落区偏差和抬升触发机制,分析此次强对流天气的产生机理,以期对秋季大范围灾害性强对流天气预报预警找出预报着眼点。

## 1 资料与方法

本文所用资料为:分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 、间隔为6 h的NCEP/NCAR再分析资料(Kalnay et al,1996);山东省区域自动气象站加密观测资料、常规观测资料,多普勒雷达资料、风廓线雷达资料。

对流有效位能(CAPE)和对流抑制能量(CIN)是同时包含低层和高层空气特性的参数,是对探空资料所代表的大气环境所具有的静力不稳定能量的

确切代表(彭治班等,2001),是分析和预报强天气的一种常用的参数(廖晓农等,2008;曲晓波等,2010),也是物理意义最清晰的对流参数(俞小鼎等,2012)。目前我国的探空资料只有08和20时(北京时间均指北京时),强对流天气与高空探测站的位置和探空施放时间吻合的概率很小(孙继松和陶祖钰,2012;张俊兰,2011)。因此利用逐小时地面加密自动站资料,高空用NCEP再分析资料,08—13时地面资料与08时高空资料、14—19时地面资料与14时高空资料相结合,计算逐小时CAPE和CIN。

利用逐小时地面加密自动站的气温和露点温度,分析地面冷池和干线;利用逐小时地面加密自动站的风场计算散度,以期定量诊断地面抬升力。散度的垂直分布、大气可降水量、水汽通量散度等物理量均用NCEP再分析资料计算。

## 2 灾害天气及影响系统分析

受西风槽和切变线影响,9月11日下午至夜间,山东省自西向东出现了一次强对流天气过程,大部地区为雷阵雨,部分地区出现中到大雨(图1a),降雨过程中伴有雷电、短时强降水和7~8级(局地9~10级)阵风,德州、滨州、淄博、济南、莱芜、潍坊、烟台、日照和临沂等地出现冰雹(图1b),其中冰雹最大直径2 cm,极大风 $28.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 出现在桓台荆家镇18:42。此次强对流天气过程造成全省受灾人口28.6万人,农作物受灾面积 $28200\text{ hm}^2$ ,直接经济损失4.23亿元,其中农业损失4.12亿元,达大型气象灾害标准。

11日08时500 hPa(图2a)高空槽呈阶梯状,自北向南分为四段,位置逐渐偏东。第一段位于内蒙古中东部到河北省北部,第二段位于山西与河北交界处,第三段位于河南省中东部,第四段位于安徽省东部经江西省北部、湖南省南部到贵州省南部。内蒙古、山西与河北省交界处为 $-16^{\circ}\text{C}$ 冷中心,预示着中空将有冷空气随着高空槽东移影响山东。副热带高压位于日本南部沿海到华南一线。700 hPa(图2b)形势与500 hPa相似,第二段槽位于河北与山西北部,为横槽,第三段槽位于河北省南部到河南省中部,与500 hPa槽垂直。850 hPa(图2c)槽自北向南分为3段,中段槽从河北省东部伸到河南省西北部,槽的南段落于500和700 hPa。第三段槽为前倾槽。从河南到山东省中部为暖温度脊,副热

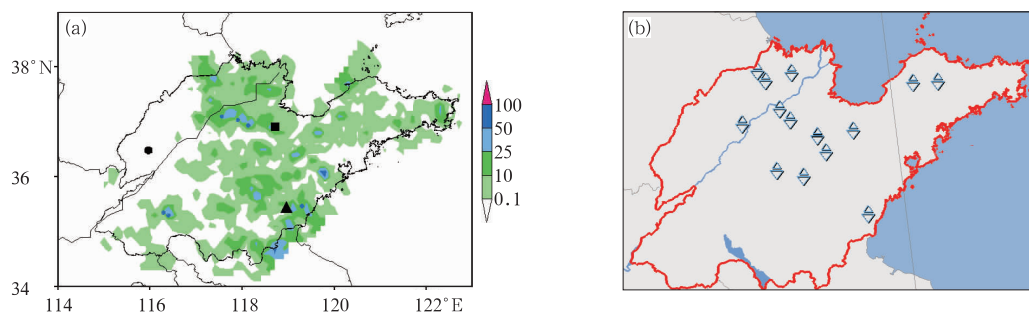


图 1 2016 年 9 月 11 日 14—20 时降水量(a,单位: mm)、冰雹落区(b)

(● 聊城, ■ 寿光, ▲ 莒县)

Fig. 1 Precipitation (a, unit: mm), hail area (b) from 14:00 BT to 20:00 BT 11 September 2016

(● Liaocheng, ■ Shouguang, ▲ Juxian)

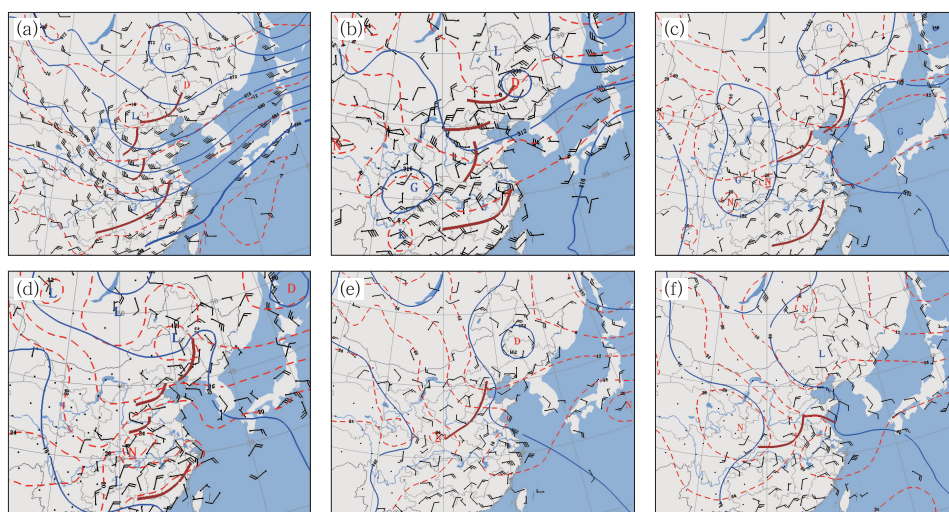


图 2 2016 年 9 月 11 日 08 时 500 hPa(a)、700 hPa(b)、850 hPa(c)、925 hPa(d)、  
11 日 20 时 850 hPa(e)、925 hPa(f) 高空图

(— 高度场, - - - 温度场, — 槽线)

Fig. 2 Upper air chart: 500 hPa (a), 700 hPa (b), 850 hPa (c), 925 hPa (d)  
at 08:00 BT and 850 hPa (e), 925 hPa (f) at 20:00 BT 11 September 2016

(— height, - - - temperature, — trough)

带高压较强,152 dagpm 线从吉林省东部经黄海北部、山东半岛东部、黄海中部、黄海南部折向东伸到日本南部。925 hPa(图 2d)与 850 hPa 相似,从河南到山东省中部也是一个暖温度脊。

20 时,高空槽东移,500 和 700 hPa 华北地区槽位于河北与山东交界处。850 hPa(图 2e)暖温度脊南落,冷温度槽伸到山东省中北部地区;在鲁东南沿海形成一支来自黄海的东南风,风速达  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。925 hPa(图 2f)在鲁西南一带形成一个低涡中心,从低涡中心向东为一条纬向切变线,控制鲁东南地区,向西南有一条经向切变线伸到河南省东部、湖北省西部一带。

可见,高空槽和低涡切变线是造成此次强对流天气的天气尺度系统。由于黄海伸入到鲁东南的一支增强的东南风漏报,低层切变线位置预报偏北,因此在短期时效造成鲁东南地区对流降水漏报。可是,鲁西南地区处于 925 hPa 低涡中心,暖脊北侧,正是冷暖交汇区,为什么没有对流发生? 925 hPa 纬向切变线是否是造成鲁东南强对流的动力抬升机制? 本文将着重从此次强对流天气的落区和抬升机制入手,讨论鲁西南空报与鲁东南漏报的主要原因。下面选取鲁中、鲁东南对流较强的寿光、莒县以及无对流发生的聊城,研究此次强对流天气产生的机制。

从风廓线雷达拼图资料可见,700 hPa(图略)鲁

中一带西南风由 08 时  $6 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  到 14 时增大到  $8 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 有利于对流层中层水汽向山东省输送。925 hPa 08 时山东南部沿海和江苏东部沿海均为偏东风, 11 时(图 3a)江苏东部沿海转为东南风。此时鲁东南沿海为东北风, 与江苏东南风之间形成纬向切变线, 1 h 后之后在日照、枣庄一带产生雷暴单体。随着沿海东南风的增强, 14 时(图 3b), 鲁东南沿海也转为东南风, 切变线北抬, 控制鲁东南地区, 在切变线附近, 对流云团发展强盛, 最大反射率因子达 60 dBz(图 8b)。

分析 1000 hPa 水汽通量散度发现, 08 时(图 3c), 黄海在江苏南部海域为东到东南风, 但在山东半岛南部海域, 青岛以东为偏北风, 只有日照海域为弱的东南风。水汽在东南风引导下向江苏到日

照一带输送, 两个辐合中心水汽通量散度值均为  $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 分别位于苏北和日照海域。另外在山东省西部, 聊城到济宁一带也有一个  $-3 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的水汽辐合中心。14 时(图 3d), 黄海中部海域东南风风速增大, 在山东省形成三个水汽辐合中心, 分别位于临沂、烟台和潍坊附近, 中心值均为  $-5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 辐合强度比 08 时增大。从同时刻的水汽通量可见(图略), 沿着江苏沿岸有一条带状水汽输送通道从黄海南部一直输送到山东半岛南部沿海地区。从 1000 hPa 向上一直到 925 hPa, 水汽通量散度和水汽能量保持相似的特征。可见, 从黄海中部伸到鲁东南的这支东南风, 在边界层内, 打通了一条由黄海伸向山东省的水汽输送通道, 并

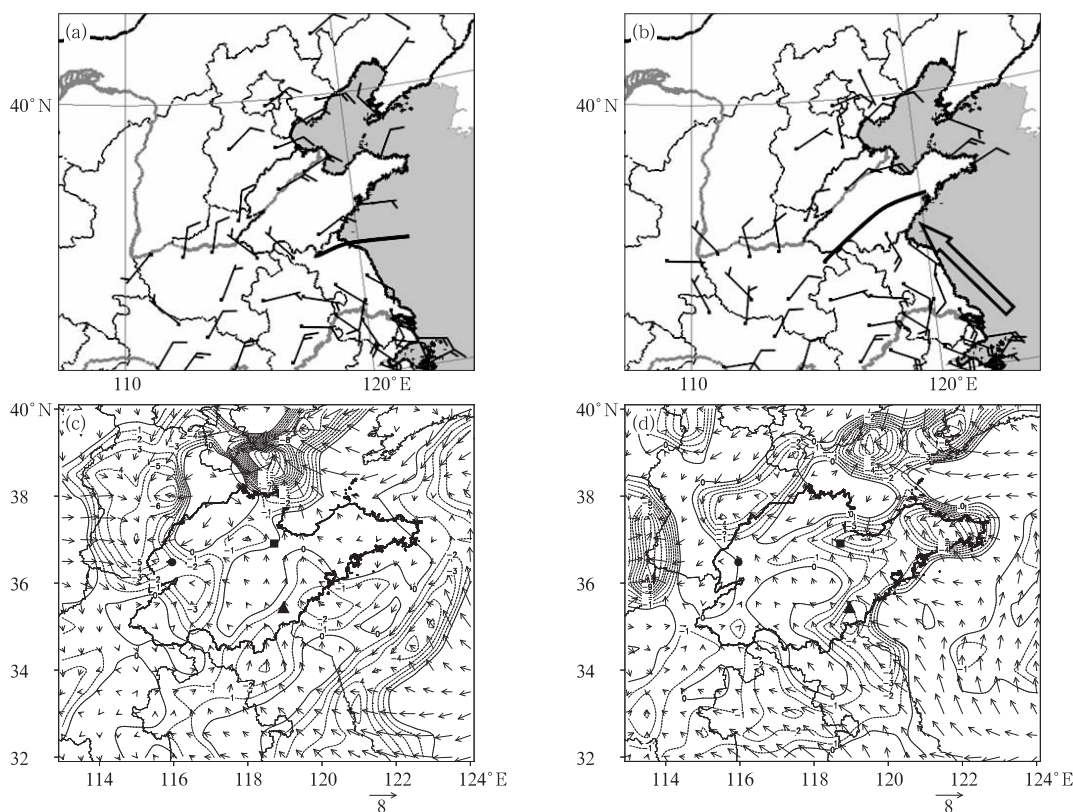


图3 2016年9月11日925 hPa风廓线雷达风场拼图(a, b)以及1000 hPa水汽通量散度

(单位:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )及水平风(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )(c, d)

(a) 11:00, (b, d) 14:00, (c) 08:00

(● 聊城, ■ 寿光, ▲ 莒县, — 切变线, → 东南风水汽输送带)

Fig. 3 Wind composite graph of wind-profiling radar at 925 hPa (a, b) and

moisture flux divergence (unit:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) with

horizontal wind (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 1000 hPa (c, d) 11 September 2016

(a) 11:00 BT, (b, d) 14:00 BT, (c) 08:00 BT

(● Liaocheng, ■ Shouguang, ▲ Juxian, — shear line, → moisture transportation zone of southeast wind)

在山东省中东部地区形成水汽辐合。来自黄海的海湿空气源源不断地输送到山东省,被山东内陆的干空气抬升,在山东省中东部地区产生对流。同时,山东西部,由于受到来自河北的偏北风影响,聊城到济宁的水汽辐合中心消失。这是山东省中东部对流发展旺盛,而位于山东西部的聊城却没有对流发展的原因之一。

3 不稳定的大气层结

9月11日08时章丘站探空资料显示,500 hPa以下湿度较大,500 hPa以上为干层,0℃层高度为3748.8 m,−20℃层高度为6734.2 m。用章丘站14时气温28.4℃、露点温度16.3℃对探空进行订正后,CAPE为1200 J·kg<sup>−1</sup>,抬升指数为−4.6℃,CIN为32 J·kg<sup>−1</sup>(图4a)。从08时未订正的饱和和假相当位温和假相当位温的垂直分布曲线可知(图4b),850~600 hPa为条件不稳定气层。对于条件不稳定气层,当气层未饱和时其稳定度状况取决于抬升气块是否有CAPE,即图4b中黑色粗虚线与饱和和假相当位温线(蓝色实线)是否有两个交点(王秀明等,2014)。08时抬升750 hPa以上气块和850 hPa附近气块CAPE为0,抬升750 hPa气层对流抑制大,且抬升凝结高度高(672 hPa)。图4a表明午后增温使得章丘站对流抑制从298 J·kg<sup>−1</sup>减小到32 J·kg<sup>−1</sup>,结合邢台、徐州、青岛等站的T-lnp图发现,午后增温均使得对流抑制显著减小。因此,当天午后山东及周边区域大气层结不稳定,对

流抑制小。特别是在水汽含量较高处,边界层辐合抬升极易触发雷暴。由于0℃层高度在4 km以下,中层有干层,有可能出现雷暴大风和冰雹等强对流天气。

上述分析表明,08时的实况经过14时气温和露点订正后已具备产生对流天气的条件,从表1可见,随着沿海东南风的增强,济南和徐州0~6 km的垂直风切变都增强了,有利于有组织的强对流天气发生。

分析逐小时CAPE和CIN的演变发现,08时(图5a)鲁西北的西部到鲁西南地区(聊城、济南、泰安到菏泽一带)的CAPE值小于600 J·kg<sup>−1</sup>,其他大部地区大于600 J·kg<sup>−1</sup>,尤其在鲁西北的东部、鲁中的东部和鲁东南地区CAPE值大于1600 J·kg<sup>−1</sup>,最大值位于沂源附近,大于2600 J·kg<sup>−1</sup>。此时仅只在德州、滨州和东营三市的北部有弱的降水回波。随着时间的推移,山东境内的不稳定性在逐渐增大,12时(图5b)山东全省处于不稳定的大气层结,其中鲁南大部、鲁西北和鲁中的北部地区不稳定性较高,CAPE值大于2000 J·kg<sup>−1</sup>,同时全省境内

表 1 2016 年 9 月 11 日济南和徐州站 0~6 km 风矢量差 (单位: m·s<sup>−1</sup>)  
Table1 The 0—6 km wind vector difference (unit: m·s<sup>−1</sup>) at Jinan and Xuzhou on 11 September 2016

|    | 08 时  | 20 时  |
|----|-------|-------|
| 济南 | 11.00 | 17.41 |
| 徐州 | 15.60 | 17.78 |

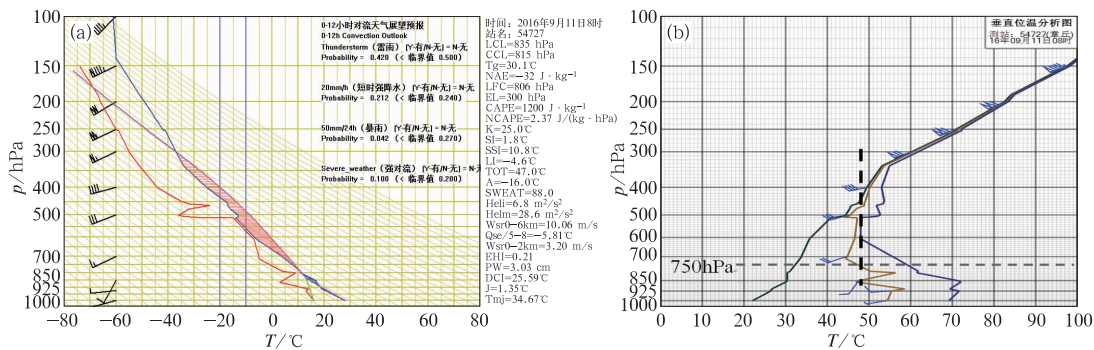


图 4 2016 年 9 月 11 日 08 时章丘站订正后 T-lnp 图(a)、订正前探空位温垂直分布图(b)

(图 4b 中黑色实线为位温 θ,黄色实线为假相当位温 θ<sub>se</sub>,蓝色实线为饱和假相当位温 θ<sub>se</sub><sup>\*</sup>)

Fig. 4 Revised T-lnp at Zhangqiu (a), vertical distribution of potential temperature without correction (b) at 08:00 BT 11 September 2016

(Fig. 4b: Black solid line is potential temperature θ, yellow solid line is pseudoequivalent potential temperature θ<sub>se</sub>, blue solid line is saturation pseudoequivalent potential temperature θ<sub>se</sub><sup>\*</sup>)

的 CIN 均小于  $50 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  (图略)。此时德州的降水回波东移到滨州东营一带,同时,在淄博、枣庄、日照和烟台境内开始出现对流回波,对流云发展旺盛,强度均在 30 min 内超过 45 dBz。此后,对流云团快速发展,14 时已发展为 60 dBz 以上强回波区。章丽娜等(2017)指出,对于云中上升运动非常强的强风暴,几乎不可能仅靠初始的抬升达到强的最大上升速度,即初始动能对于最大动能的贡献较小,而主要的贡献来自 CAPE 与 CIN 之差。当 CAPE 与 CIN 之差较大时,不需要很强的低层抬升就能发生强对流。可见,在这种大 CAPE、小 CIN 的环境下,容易出现这种“遍地开花型”的对流天气。

那么对流的强度为什么会预报偏弱呢?一方面

由于数值预报对于低层黄海到山东的东南风预报偏弱,925 hPa 从鲁东南到鲁中地区为东南风—西南风,风速  $2 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,不但水汽输送条件较差,而且垂直风切变较弱,导致预报对流强度偏弱。另一方面,从 EC 细网格模式分别于 9 日 20 时、10 日 20 时起报的章丘站 11 日 08 时  $T\text{-}\ln p$  图可见(图 6a、6b),CAPE 由  $1024.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  下降到  $43.9 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,CIN 从  $124.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  上升到  $297.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,DCAPE 从  $680.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  下降到  $25.1 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而且抬升凝结高度从 913 hPa 上升为 897.9 hPa,环境条件向不利于强对流的趋势调整。从章丘站 08 时实况发现(图 4a),1000~925 hPa 温度直减率接近干绝热递减率,400 hPa 以上是干层,而预报的温度直减率(图 6a 和 6b)却远远小于干绝热递减率,并且

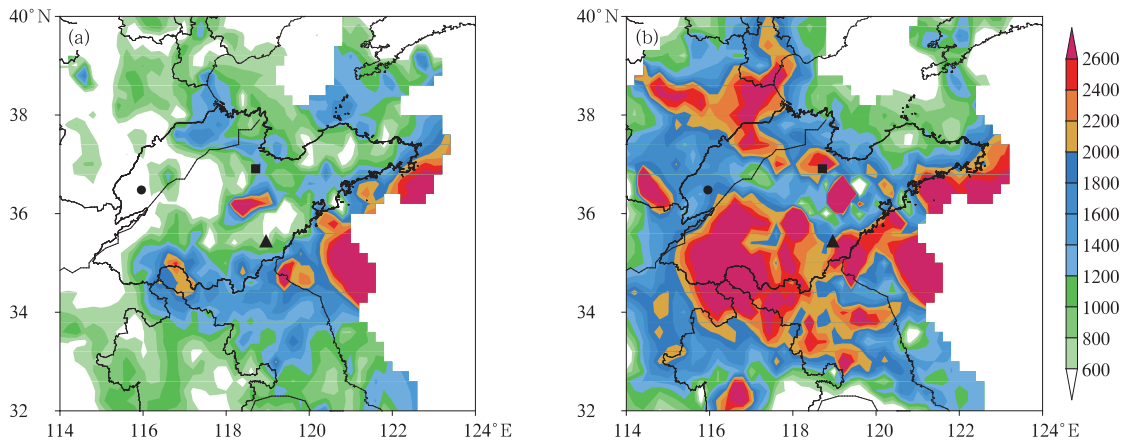


图 5 2016 年 9 月 11 日 08 时(a)、12 时(b)CAPE 值(单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

(● 聊城, ■ 寿光, ▲ 莒县)

Fig. 5 CAPE (unit:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) at 08:00 BT (a) and 12:00 BT (b) 11 September 2016

(● Liaocheng, ■ Shouguang, ▲ Juxian)

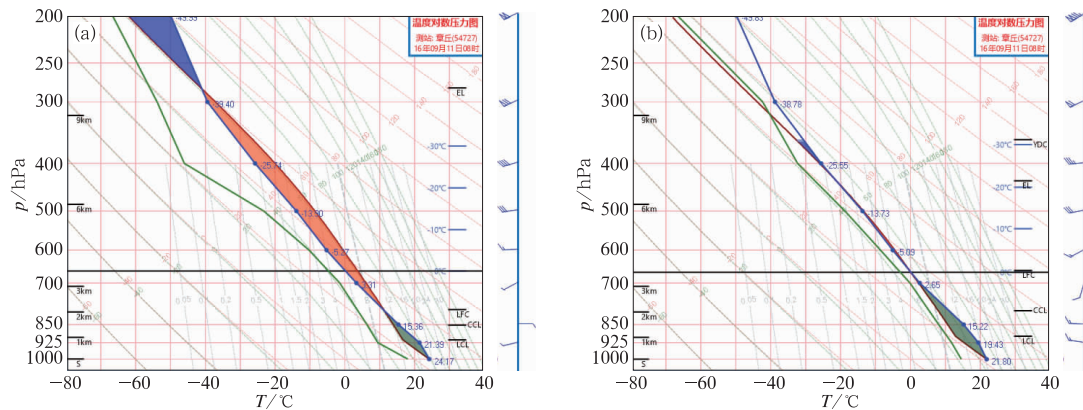


图 6 EC 细网格模式 2016 年 9 月 9 日 20 时起报(a)、10 日 20 时起报(b)的章丘站 11 日 08 时  $T\text{-}\ln p$  图

Fig. 6  $T\text{-}\ln p$  at Zhangqiu at 08:00 BT from ECMWF detailed grid model with forecast initial time at 20:00 BT 9 (a) and 20:00 BT 10 (b) September 2016

10日20时起报的整个对流层内温度露点差比较均一,没有明显的干层,向着不利于出现强的雷暴大风和冰雹的趋势调整。目前,预报员在短期时效对数值模式的订正能力有限,一般是根据模式的调整趋势,对预报结论进行订正。同时,由于季节原因,9月中旬出现大范围强对流的概率较低。因此,综合上述分析,导致预报员对此次对流天气的强度预报偏弱。

上述分析表明,对流旺盛区的CAPE均较大,那么具备同样不稳定条件的鲁西南地区为什么没有产生强对流天气呢?对流三要素中,水汽和不稳定都具备的前提下,抬升触发机制成为启动对流的至关重要的关键因素。

## 4 抬升触发机制

### 4.1 边界层湿度边界的抬升触发作用分析

虽然强对流天气不像暴雨那样需要源源不断的水汽来源,但适当的水汽仍然是产生强对流天气首要物质条件。分析大气可降水量发现,08时(图7a)  $40 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的水汽中心位于天津,高湿区向南伸到鲁西北与河北省交界处,而山东境内为干区,  $22 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的干中心位于鲁中的东部,黄海中部到江苏北部为  $33 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的相对高湿中心。14时(图7b),河北省的湿中心东移,伸到鲁中北部,与鲁中东部的干区之间形成湿度锋区,寿光处于锋区前沿,湿度增大,大气可降水量由08时  $26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 增长为  $29 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。同时,黄海中部的湿区进入鲁东

南,莒县处于湿舌的顶端,大气可降水量由08时  $27 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 增大到  $33 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。鲁中东部的干区范围减小,强度减弱,  $26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的干中心位于鲁中的东部与鲁东南交界处。此时聊城和菏泽两地的大气可降水量分别为  $33$  和  $29 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ,数值和梯度相比08时均没有变化。虽然聊城与菏泽上空大气可降水量的绝对值并不小于寿光和莒县,但寿光处于湿度锋区前沿,莒县处于湿舌前沿,两地均处于湿空气向干空气侵入的交绥区,而聊城和菏泽两地却没有干湿空气的交绥。可见,在同样不稳定的大气层结条件下,即使具备发生对流的条件,不同属性气团的交绥是产生对流必不可少的条件,仅有同一属性的气团难以产生抬升。

从相对湿度的分布可以看出(图略),08时,三个站的共性是850 hPa以下相对湿度随高度减小,850~700 hPa相对湿度随高度增大。聊城的最大湿层位于650 hPa,相对湿度为100%,而寿光和莒县最大湿层的相对湿度只有80%。14时,三个站的共性是最大湿层均位于700 hPa附近,但聊城的最大湿度为90%,相比08时是下降的,而且在900~800 hPa出现了一个干层,不利于水汽抬升后达到饱和。寿光和莒县700 hPa以下的相对湿度随高度逐渐增大,湿层连续,水汽被抬升后容易达到饱和。

综上所述,聊城上空对流层低层为非连续湿层,最大湿层的相对湿度下降,同时没有不同属性气团的交绥,因此无对流产生;寿光和莒县对流层中低层为连续湿层,水汽集中在低层,水汽含量增大,最大湿层达到饱和,同时有干湿空气交绥,产生对流。可见,对流层低层有连续湿层,不同属性的气团交绥是

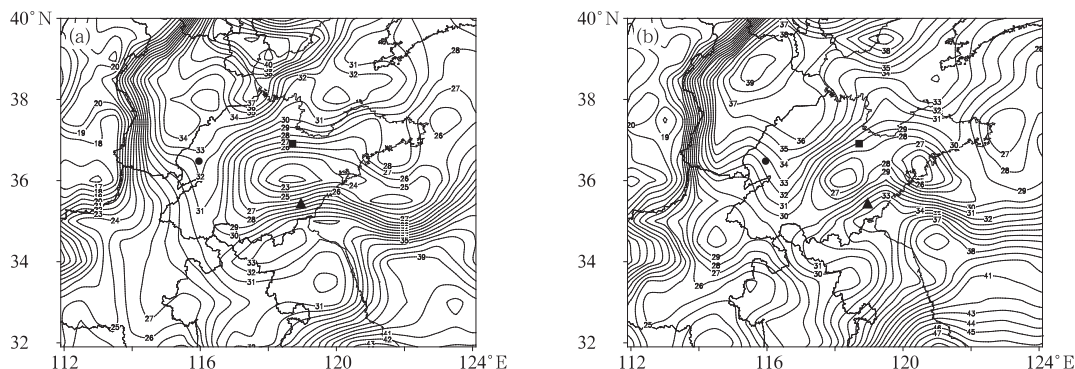


图7 2016年9月11日08时(a)、14时(b)大气可降水量(单位:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ )

(● 聊城, ■ 寿光, ▲ 莒县)

Fig. 7 Atmospheric precipitable water (unit:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ) at 08:00 BT (a) and 14:00 BT (b) 11 September 2016

(● Liaocheng, ■ Shouguang, ▲ Juxian)

产生对流天气的必要条件。

## 4.2 地面边界的抬升触发作用分析

从图 8b 可见,此次强对流云团呈现“遍地开花型”,对流单体在全省各地产生并发展。但从对流云团的发展演变可以发现,看似杂乱无章的对流,实际上可以分为三个对流带:山东半岛中部的准东西向回波带、鲁东南沿海东北—西南向回波带和鲁中东部的东北—西南向的回波带,即图 8b 中黑线标识的三个对流带。

陈明轩等(2017)的最新研究表明,“20140716 强对流事件”包含了三个密切相关的对流风暴系统,上一个风暴系统产生的出流边界对一下风暴系统的形成及发展演变有着直接的影响。那么,本例中看似“遍地开花型”的对流云团之间是否存在相互作用呢?

11 日 10 时,随着海风逐渐建立(阎丽凤和杨成芳,2014),在山东半岛中部地区形成一条东西向地面辐合线(图 8a),2 h 后在辐合线附近触发生成对流单体。单体强度逐渐增强,随着辐合线向南移动的同时,向西传播,14 时形成东西向的多单体雷暴(图 8b)。地面辐合线两侧有明显温差,是海风锋与地面冷锋结合,触发半岛地区的对流。

对于山东中西部地区,从 05 时开始在鲁西北地区生成一条东北—西南向的辐合线,造成该地区 11 日上午出现弱雷阵雨。辐合线逐渐向东南方向移动,12 时移到山东省中部地区(图 8a),位于潍坊南部、莱芜、泰安到聊城南部一线,移速减慢,同时,在山东省与河北省交界处又形成一条辐合线,在鲁东

南有小尺度的弱辐合线生成,造成上述地区对流云团发展。

从图 8a 还可以看到,在聊城到菏泽地区也有辐合线生成,但该区域却没有发生对流。鲁中地区虽然有对流发生,但却是辐合线移到鲁中的东部以后才发生的。鲁东南虽然有辐合线,但辐合线尺度小,强度弱。那么山东省中部地区的强对流是辐合线抬升造成的吗?同样具有辐合线的聊城为何没有对流产生?

从地面区域自动站气温和露点的演变过程发现,由于 11 日上午河北省与山东交界处一直持续出现降雨,造成该地气温降低,形成一个冷池。12 时(图 9a 和 9c)冷池向东南方向移动,位于德州和滨州的北部,此时在潍坊到日照一带是一个干暖中心。寿光和莒县分别位于干暖中心的西北部和西南部的暖湿区,聊城则位于相对干暖的区域内。冷池向东南方向移动,干暖中心向西北方向伸展,冷池前沿刚好与干暖中心的顶端相遇,在鲁中的东部产生对流,此时的对流云团正处于冷池的前沿。同时,鲁东南沿海的暖湿空气在东南风的作用下源源不断地向鲁东南地区输送,与鲁中东部的干暖中心之间形成干线,莒县处于暖湿空气的前沿。

14 时(图 9b 和 9d),冷池前沿的对流区发展并东移,潍坊一带的暖中心转为东北—西南向,寿光正处于冷池前沿,出现强对流天气。同时,由于鲁东南沿海湿空气向陆地输送,被干线抬升,莒县也出现强对流天气。而此时,聊城一带气温略有上升,露点却没有变化,一直处于干暖的区域。该区域尽管有辐合线抬升,但由于水汽条件较差,因此无对流发生。

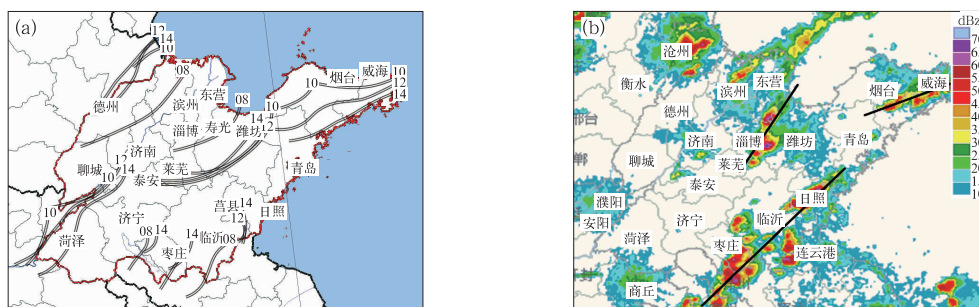


图 8 2016 年 9 月 11 日 08—14 时地面辐合线动态图(a)及 14 时多普勒雷达组合反射率因子拼图(b)

(— 地面辐合线, — 对流带)

Fig. 8 Surface convergence line evolution (a) from 08:00 BT to 14:00 BT 11 September and Doppler radar composite reflectivity mosaic (b) at 14:00 BT 11 September 2016

(— convergence line, — convective zone)

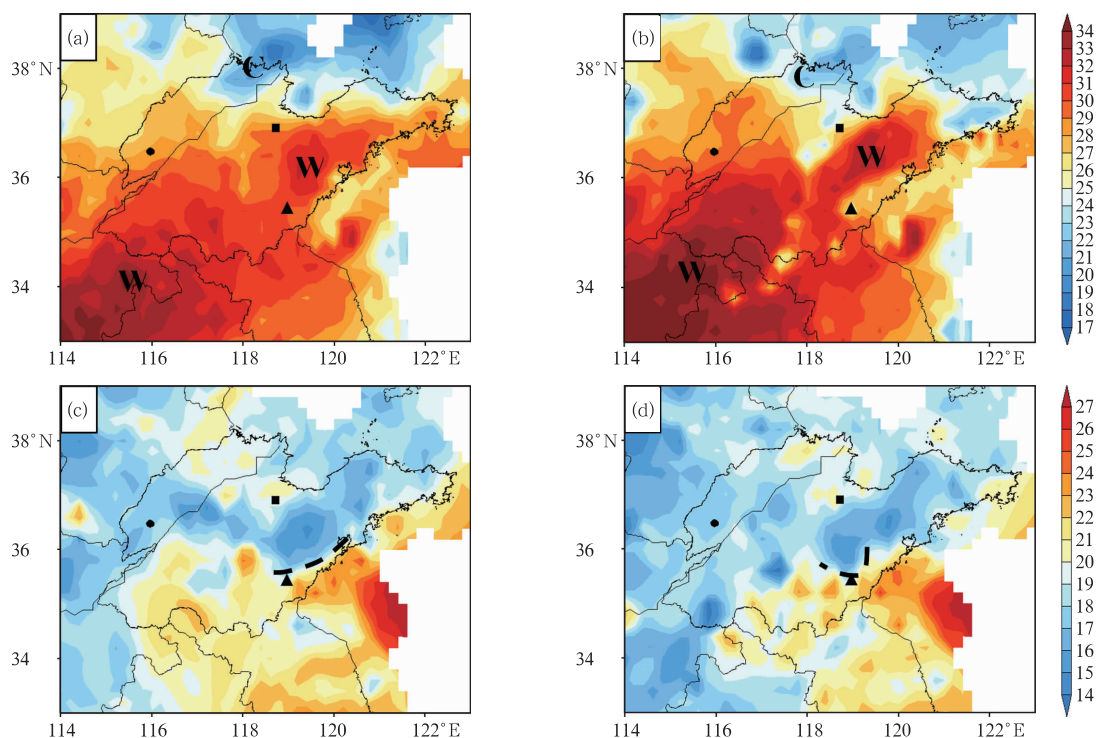


图9 2016年9月11日12:00时(a,c)、14:00时(b,d)地面气温(a,b)与露点温度(c,d)分布图(单位:℃)

(● 聊城, ■ 寿光, ▲ 莒县, C 冷池, W 暖中心, — — — 为干线)

Fig. 9 Surface temperature (a, b) and dew point temperature (c, d) at 12:00 BT (a, c) and 14:00 BT (b, d) 11 September 2016 (unit: °C)

(● Liaocheng, ■ Shouguang, ▲ Juxian, C cold pool, W warm center, — — — dry line)

鲁东南地区11日上午持续处于暖湿中心,大气层结不稳定,在大范围的偏东风内,有小范围的偏北风与偏东风形成小尺度的辐合,尽管辐合尺度小,强度弱,对流发展却很旺盛。可见对于此次强对流天气过程,在水汽充沛的地区,只需有弱的辐合抬升,即可发生对流,而对于水汽较差的地区,即使有抬升条件,也不可能发生对流天气。

综上所述,此次强对流天气过程,看似“遍地开花型”的对流云团,各地的动力抬升机制却不同,山东半岛地区对流是海风锋与冷锋共同作用造成的,鲁西北地区是地面辐合线抬升触发的,鲁中一带的对流则是冷池前沿阵风锋造成的,鲁东南地区的对流则是干线与地面辐合线共同作用造成的。

#### 4.3 抬升辐合强度诊断

利用地面逐小时加密自动站数据计算散度场,通过散度场的演变发现,11时(图10a),从渤海湾到东营有一个强辐合中心,中心散度低于 $-18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,寿光处于其南部,散度为 $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,寿光南侧为弱辐散区;莒县为弱辐散区,散度为 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,

但其东北和东南分别有一个中心散度为 $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心;聊城处于弱辐散区,散度为 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,但辐散区范围很小,其周边均 $-8 \times 10^{-5} \sim -4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合区。13时(图10b),位于东营的强辐合中心向南伸到寿光东侧,与潍坊北部沿海地区的辐合中心连接在一起,辐合区范围扩大,寿光南侧的辐散区转为辐合。莒县东南部的辐合区向内陆伸展,莒县转为 $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合区。聊城的演变相反,仍处于弱辐散区,且辐散区范围扩大,成为东北—西南向的带状区域。可见,寿光和莒县的地面辐合强度是逐渐增大的,而聊城的地面辐合不仅没有增大,反而转为弱辐散区,不利于对流的出现。

从三个站散度场的垂直变化发现,11日08时(图11a),聊城站近地面层1000~900 hPa为辐合,875~400 hPa为辐散;而寿光站虽然近地面层1000~950 hPa为辐散,但925~800 hPa为辐合;莒县站的散度场垂直分布与寿光站相似,近地面为辐散,925~750 hPa为辐合。500~300 hPa以上三站的变化特征相似,均为弱辐合,到200 hPa三个站均

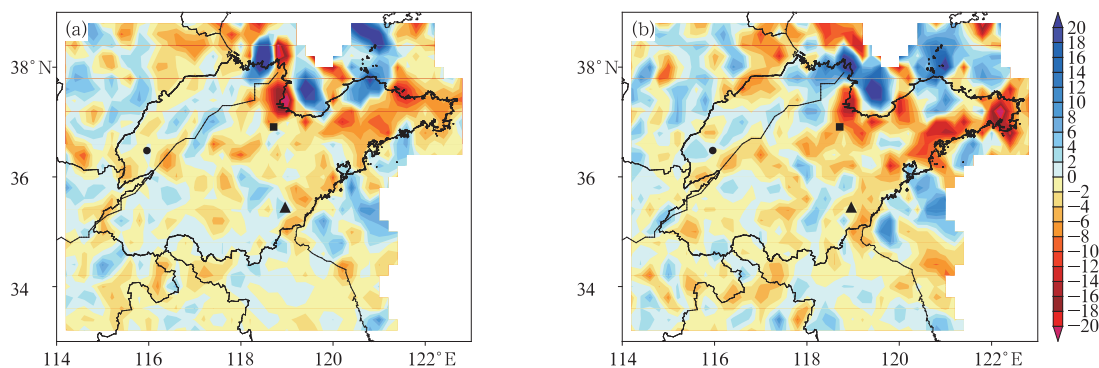


图 10 2016 年 9 月 11 日 11 时(a)、13 时(b)地面散度场分布(单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

(● 聊城, ■ 寿光, ▲ 莒县)

Fig. 10 Surface distribution of divergence field (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

at 11:00 BT (a) and 13:00 BT (b) 11 September 2016

(● Liaocheng, ■ Shouguang, ▲ Juxian)

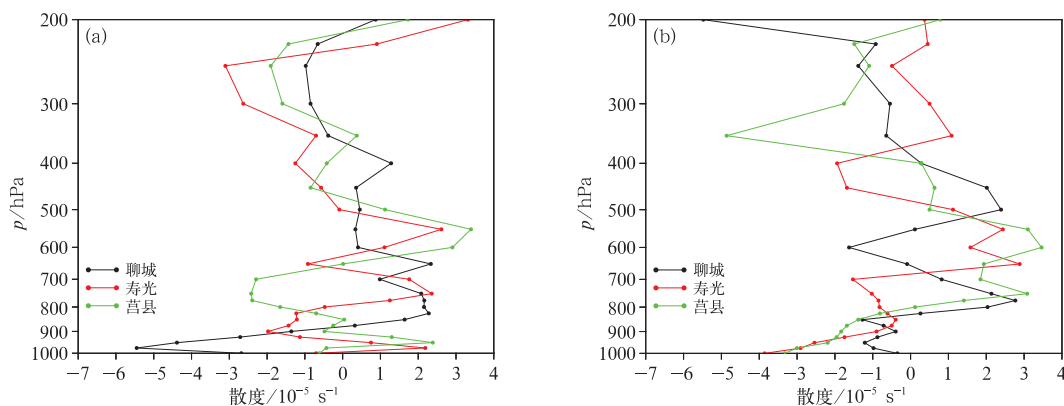


图 11 2016 年 9 月 11 日 08 时(a)、14 时(b)散度场垂直分布

Fig. 11 Vertical distribution of divergence field at 08:00 BT (a)

and 14:00 BT (c) 11 September 2016

转为辐散。从以上特征可见,三站均在边界层为辐合,对流层上层为辐散,有利于出现对流天气。14 时(图 11b),三个站的垂直特征发生了变化。聊城站低层的辐合减弱,仅在 850 hPa 以下有  $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的弱辐合,850~400 hPa 中除了 600 hPa 为弱辐合外其余均为辐散,400~200 hPa 却转为辐合,这样的垂直结构,不利于产生垂直上升运动。而寿光站散度的垂直结构 700 hPa 以下均为辐合,最大辐合在 1000 hPa,为  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,700~100 hPa 层中,除 450~400 hPa 为弱辐合外其余均为辐散,呈现典型的低层辐合、高层辐散的垂直结构,有利于该站产生对流天气。莒县的垂直结构与寿光相似,只是辐合层厚度低于寿光,仅限于 800 hPa 以下。上述对比分析表明,聊城站不仅低层仅有弱辐合,抬升

力远小于寿光和莒县,而且其对流层上层(400 hPa 以上)仍然为辐合,不具备上层的辐散抽吸条件,因此该站上空不利于产生对流天气。

从 14 时 1000 hPa 水汽通量散度的分析也可以发现(图 3d),寿光站为  $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,莒县为  $-5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,有利于两站水汽的聚集,而聊城只有  $0 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,水汽无法在此聚集,与散度场的分析结果相同。

## 5 结论与讨论

“160911”强对流天气发生在高空槽和低涡切变线背景下,在大的 CAPE、小的 CIN 环境条件下,呈

现“遍地开花型”对流云团。在大范围不稳定大气层结的基础上,抬升触发成为强对流发生的关键因素。根据对流触发机制及回波的演变特征可以将对流风暴分成三个对流带,三个对流带的抬升机制各不相同,山东半岛地区对流是海风锋与冷锋共同触发,地面辐合线抬升是鲁西北地区强对流天气的抬升机制,鲁中地区的对流则是冷池前沿阵风锋造成的,鲁东南地区的对流则是干线与地面辐合线共同作用造成的。抬升力的大小、对流层低层湿层的连续性和不同属性气团的交绥成了是否发生对流的关键因素,垂直风切变增大,有利于雷暴的有组织发展,增强对流的强度。

对于“160911”强对流天气过程,在短期时效能够准确预报此次强对流天气过程。由于模式对于925 hPa 黄海东南风的预报较弱,鲁东南和山东半岛地区湿度较小,不仅漏报了鲁东南地区的纬向切变线,而且还空报了925 hPa 山东省北部沿海地区的纬向切变线,同时山东境内的垂直风切变较小,因此实际业务中对流降水预报落区偏北,造成鲁西南地区空报和鲁东南地区的漏报。同时,由于湿度条件、温度条件、垂直风切变、季节以及不同起报时间模式预报的调整趋势等因素,导致对流强度预报偏弱。由于来自黄海的偏南风增强而造成山东半岛南部沿海地区出现降水的情况以前有出现过,类似的情况在华南沿海较为常见,甚至出现暴雨。因为暖区暴雨的强迫信号不明显,预报难度较大。目前对于暖区降水研究较多的是华南暴雨(何立富等,2016),而北方对暖区降水的研究较少(徐珺等,2014)。山东省在暖区降水方面的研究屈指可数,对于模式预报偏弱的订正能力比较有限。就目前的技术手段和预报员对于数值模式的订正能力,难以在短期时效对此次强对流天气做出非常正确的判断,这也是目前短期预报常常出现预报落区偏差的主要原因。

“160911”强对流天气过程的抬升机制与中小尺度天气系统有关,对流层低层的湿度不连续线和温度不连续线等不同属性中尺度气团的交绥是雷暴发生的关键因素。因此,在短时临近时段,利用高时空分辨率的地面加密自动站、多普勒天气雷达以及风廓线雷达等资料,分析中小尺度天气系统的发生和演变,及时调整预报结论,成为目前短时临近业务的重点。对于本次强对流天气,根据风廓线雷达黄海东南风的增强信号,以及地面辐合、冷池、干线等实

况的演变,结合多普勒天气雷达对流回波的发展趋势,省气象台于11日下午指导有关地市发布冰雹、雷电等预警信号,提醒有关单位重点防范冰雹和雷暴大风等灾害,对于防灾减灾起到一定的作用。

但是,目前对于短时临近预报来讲仍有许多困难,因为有些中小尺度天气系统本身与对流有关,比如地面冷池是由前期降水造成的,再加上资料处理的延迟时间等因素,有时候难以提前获取中小尺度信息。2017年6月22—23日,受华北冷涡影响,山东省中西部地区出现对流性强降水,山东省气象台根据对多次强对流天气过程中雷暴传播特征的研究成果,将模式预报的强降水区向西南方向略作调整,减小了强降水落区预报的误差。因此在总结研究的基础上,提高对数值模式的订正能力是提高预报准确率的有效方法。

**致谢:**本文在第二期省级预报员轮训班参加个例研讨,感谢相关专家的建议和指导。

## 参考文献

- 陈明轩,肖现,高峰,2017. 出流边界对京津冀地区强对流局地新生及快速增强的动力效应[J]. 大气科学,41(5):897-917.
- 陈艳,寿绍文,宿海良,2005. CAPE 等环境参数在华北罕见秋季大暴雨中的应用[J]. 气象,31(10):56-61.
- 高梦竹,陈耀登,章丽娜,等,2017. 对流移入杭州湾后飑线发展机制分析[J]. 气象,43(1):56-66.
- 何立富,陈涛,孔期,2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报,27(5):559-569.
- 梁俊平,张一平,2015. 2013年8月河南三次西南气流型强对流天气分析[J]. 气象,41(11):1328-1340.
- 廖晓农,2013. 华北秋季强弱线型对流发展时天气尺度环境条件探讨[J]. 气象,39(3):291-301.
- 廖晓农,俞小鼎,于波,2008. 北京盛夏一次罕见的大雹事件分析[J]. 气象,34(2):10-17.
- 刘璐,冉令坤,周玉淑,等,2015. 北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析[J]. 大气科学,39(3):583-595.
- 庞古乾,伍志方,郭春迁,等,2016. 广东省前汛期分区强对流潜势预报方法研究[J]. 热带气象学报,32(2):265-272.
- 彭治班,刘建文,郭虎,等,2001. 国外强对流天气的应用研究[M]. 北京:气象出版社:89-95.
- 漆梁波,2015. 高分辨率数值模式在强对流天气预警中的业务应用进展[J]. 气象,41(6):661-673.
- 曲晓波,王建捷,杨晓霞,等,2010. 2009年6月淮河中下游三次飑线过程的对比分析[J]. 气象,36(7):151-159.
- 沈杭锋,张红蕾,高天赤,等,2016. 浙江盛夏一次强对流天气的特征及其成因分析[J]. 气象,42(9):1105-1113.
- 孙继松,陶祖钰,2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J]. 气象,38(2):164-173.
- 陶祖钰,周小刚,郑永光,2012. 从涡度、位涡、到平流层干侵入——位

- 涡问题的缘起、应用及其歧途[J]. 气象, 38(1):28-40.
- 王晓峰, 许晓林, 张蕾, 等, 2014. 上海“0731”局地强对流观测分析[J]. 高原气象, 33(6):1627-1639.
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论[J]. 气象, 40(4):389-399.
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 2015. 中国东北龙卷研究: 环境特征分析[J]. 气象学报, 73(3):425-441.
- 吴海英, 陈海山, 刘梅, 等, 2017. 长生命史超级单体结构特征与形成维持机制[J]. 气象, 43(2):141-150.
- 徐娟, 王健, 纪凡华, 等, 2011. 2010年山东聊城市2次大暴雨形成机制的对比分析[J]. 干旱气象, 29(1):75-81.
- 徐珺, 杨舒楠, 孙军, 等, 2014. 北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨[J]. 气象, 40(12):1455-1463.
- 阎丽凤, 杨成芳, 2014. 山东省灾害性天气预报技术手册[M]. 北京: 气象出版社:266-267.
- 俞小鼎, 2014. 关于冰雹的融化层高度[J]. 气象, 40(6):649-654.
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等, 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社:94.
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明, 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. 气象学报, 70(3):311-337.
- 张俊兰, 2011. 南疆柯坪强雷暴天气的分析[J]. 气象, 37(7):880-888.
- 章丽娜, 周小刚, 徐丽娅, 2017. 从不稳定能量角度对条件不稳定相关问题的讨论[J]. 气象学报, 75(3):517-526.
- 郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎, 2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象, 43(6):641-652.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 2000. 天气学原理和方法: 第3版[M]. 北京: 气象出版社:428-430.
- Aylward R P, Dyer J L, 2010. Synoptic environments associated with the training of convective cells[J]. Wea Forecasting, 25(2):446-464.
- Bluestein H B, Jain M H, 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation; severe squall lines in Oklahoma during the spring [J]. J Atmos Sci, 42(16):1711-1732.
- Corfidi S F, Meritt J H, Fritsch J M, 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes[J]. Wea Forecasting, 11(1):41-46.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 77(3):437-472.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2008. Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a midlatitude warm-season flash flood [J]. Mon Wea Rev, 136(10):3964-3986.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2009. Quasi-stationary, extreme-rain-producing convective systems associated with midlevel cyclonic circulations[J]. Wea Forecasting, 24(2):555-574.
- Wilson J W, Mueller C K, 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution[J]. Wea Forecasting, 8(1):113-131.