

侯淑梅,孙鹏程,杨璐瑛,等. 环境场条件对雷暴传播运动影响实例分析[J].海洋气象学报,2018,38(4):58-70.  
Hou Shumei, Sun Pengcheng, Yang Luying, et al. Case study on the influence of environmental field conditions on the propagation of thunderstorms[J].Journal of Marine Meteorology, 2018, 38(4): 58-70. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.04.007. (in Chinese)

## 环境场条件对雷暴传播运动影响实例分析

侯淑梅<sup>1</sup>,孙鹏程<sup>2</sup>,杨璐瑛<sup>3</sup>,颜海帆<sup>1</sup>,杨晓霞<sup>1</sup>

(1. 山东省气象台,山东 济南 250031; 2. 海阳市气象局,山东 海阳,265100; 3. 山东省气象台,山东 济南 250031)

**摘要:**通过对一个明显后向传播雷暴和一个无明显传播特征雷暴的环境场进行对比,分析环境场条件对雷暴传播运动的影响。结果表明:二者高空均受冷涡后部西北气流控制,有中空急流,低层受暖温度脊影响,气温较高,傍晚前后受短波槽影响,在鲁西北地区产生对流天气;后向传播雷暴的环境场水汽条件较好,大气斜压特征明显,近地面层高温高湿, $\theta_{se}$ 锋区位于对流层中层,中层干空气与低层冷空气入侵,二者共同作用是雷暴的产生机制;无明显传播特征雷暴的环境场水汽条件较差, $\theta_{se}$ 锋区位于850 hPa以下,对流层低层干冷空气与暖湿空气交汇是雷暴的产生机制;雷暴易发生在水汽通量散度中心北侧梯度较大的区域,主回波后部大气为不稳定层结且具有辐合中心、相对湿度较大的特征,这是产生新对流单体的关键;若雷暴区有湿平流,雷暴的下游方向有水汽辐合中心,且辐合中心具有斜压特征,有利于雷暴新生,反之,则不利于雷暴新生。

**关键词:** 后向传播雷暴;环境场特征;斜压;雷暴新生

**中图分类号:** P458.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2018)04-0058-13

**DOI:**10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.04.007

## Case study on the influence of environmental field conditions on the propagation of thunderstorms

HOU Shumei<sup>1</sup>, SUN Pengcheng<sup>2</sup>, YANG Luying<sup>3</sup>, YAN Haifan<sup>1</sup>, YANG Xiaoxia<sup>1</sup>

(1. Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, China; 2. Haiyang Meteorological Bureau, Haiyang 265100, China; 3. Shandong Meteorological Bureau, Jinan 250031, China)

**Abstract** The influence of environmental field conditions on the propagation of thunderstorms is analyzed by comparing the environmental fields of a back-propagation thunderstorm and a thunderstorm without obvious propagation characteristics. The results are as follows. 1) Both of them are controlled by the northwest air flow behind the cold vortex at 500 hPa, the jet stream exists at the mid level, and the warm ridge results in higher temperature at the lower level. The convective weather occurs in the northwest of Shandong when the short-wave trough approaches later in the afternoon. 2) The environmental field conditions of the back-propagation thunderstorm involve abundant water vapor, obvious baroclinity, high temperature and humidity near the surface,  $\theta_{se}$  frontal zone located in the middle troposphere and the invasion of dry air at the mid level and cold air at the lower level, and their combined action triggers the occurrence of such thunderstorm. 3) The environmental field conditions of the thunderstorm without obvious propagation characteristics involve less water vapor,  $\theta_{se}$  frontal zone located

收稿日期:2018-04-25; 修订日期:2018-06-08

基金项目:山东省自然科学基金项目(ZR2016DM20);中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-041);山东省气象局科研项目(2016sdqzx01,2014sdqxm21);2016年中国气象局预报预测核心业务发展专项(CMAHX20160208)

作者简介:侯淑梅,女,正高级工程师,研究方向为灾害性天气预报及机理分析,shmh0808@163.com。

below 850 hPa, and the confluence of the dry cold air and the warm moist air in the lower troposphere, which is the production mechanism of such thunderstorm. 4) Thunderstorms tend to occur on the north side of the water vapor flux divergence center with larger gradient, and the key to generate new convection cells is the unstable stratification accompanied with the convergence center and greater relative humidity behind main echo regions. 5) If there is moist advection in the the thunderstorm area and water vapor convergence center with baroclinic features in the downstream direction of the thunderstorm, it is favorable for initiating thunderstorms, not vice versa.

**Key words** back-propagation thunderstorm; environmental field conditions; baroclinic; thunderstorm initiation

## 引言

对流风暴的运动是平流和传播的合成,在风暴某侧由新生单体引发的风暴运动称为传播<sup>[1]</sup>。如果平均风方向(平流方向)与回波传播方向交角小于 $90^\circ$ ,则称为前向传播;如果平均风方向(平流方向)与传播方向交角大于 $90^\circ$ ,则称为后向传播。研究表明,具有后向传播特征的中尺度对流系统通常是造成极端强降水的重要原因<sup>[2-4]</sup>。传播运动不仅与低空急流的强度和方向有关<sup>[5]</sup>,而且与雷暴下沉气流形成的冷池气流的强度和沿着系统性阵风锋的条件性不稳定的分布特征关系密切,具体大小和方向不容易确定<sup>[6-7]</sup>。因此,雷暴的新生、演变、消亡仍是短时临近预报业务及科研领域的难点和重点。

山东省是强对流天气多发区<sup>[8-10]</sup>,很多对流风暴具有后向传播特征<sup>[11-12]</sup>,造成的灾害性天气除了强降水,还有冰雹和雷暴大风<sup>[13]</sup>。许多学者对雹暴、下击暴流、飚线等灾害性天气进行了深入细致的研究<sup>[14-16]</sup>,但是对于雷暴的传播运动研究较少。日常业务中,由于对雷暴传播运动的判断非常困难,导致强对流天气的预报落区误差较大。

本文选取了两个强对流天气过程,两个过程的对流风暴发生时间和地点相似,一个个例的雷暴具有后向传播特征,另一个没有明显的传播运动。希望通过两个雷暴周边环境场条件的差异对比分析,找出影响雷暴传播运动的因子,提高对雷暴传播运动的认识,增强短临预报预警能力。

本文所用资料为山东省122个国家气象观测站的逐时气象观测资料、欧亚地区高空图和东亚地区地面图资料、济南CINRAD/SA天气雷达组合反射率产品、分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 且间隔为6h的NCEP/NCAR再分析资料<sup>[17]</sup>。

## 1 天气过程概况

2006年6月25日傍晚到夜间,从河北省发展的主回波A在向东偏南方向移动过程中,其西南方向不断有新的对流单体生成、合并,并逐渐连接成带状,称其为新回波A。20:15(BST,下同),新回波呈ENE—WSW向带状(图1a),与主回波A之间由弱回波区相连接,并与主回波一起向东南方向移动。同时,在主回波A的右侧孟村北部又生成一小块对流单体,其尺度很小(小于10km),但中心强度达30dBz,称其为新回波B。之后,新回波B的西南方向不断产生新的对流单体与主回波合并,新回波A与新回波B的后侧回波迅速减弱,回波带的轴向也逐渐由ENE—WSW向转为NE—SW向,称其为新回波P。主回波A逐渐减弱。新回波P继续向东南方向移动,其左后方在德州东部到滨州西部不断有新的雷暴单体生成,称其为新回波D。新单体强度较强,最大反射率因子在1~2个体扫时间迅速增强到50dBz,22:52,新回波D的右侧生成出流边界(图1b)。可见,此例主回波的平流方向为东东南,传播方向为西南,为典型的后向传播型。单体新生的地点改变,主回波长轴方向也随之改变,新回波的初生地点与主回波的长轴方向呈准水平。为叙述方便,以下将此过程中具有明显后向传播特征的雷暴群称为0625风暴。

0625风暴给所经之处造成雷阵雨,最大小时降水量为23mm。由于该天气过程时间较早,没有区域气象观测站数据,国家级地面观测站逐小时定时风观测的最大风速为 $10.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,但由图1b可见出现了阵风锋,因此实况阵风应该更大。

2008年5月14日19:33,河北省大城到黄骅北部有一个对流风暴向东南方向移动过程中,路径与0625风暴相同。20:46(图1c),风暴呈块状,结构紧密,西南侧20km范围为风暴的强中心,反射率因

子在 45~60 dBz 之间,东北侧 50 km 范围内反射率因子在 30~45 dBz 之间。22:47(图 1d),该风暴尺度略有增大,但仍然保持着与图 1c 同样的形态,强中心仍然位于雷暴的西南侧,强度不变,范围略有增大。该风暴在移动过程中,其形态、长轴走向、强中心相对于风暴的位置、强度、移动方向、移动路径等都没有明显的变化。虽然风暴内部存在单体的

生消演变,但其外围没有新单体生成,更没有像 0625 风暴那样出现合并现象,本文称其为没有明显传播特征。为叙述方便,以下将此过程中没有明显传播特征的雷暴群称为 0514 风暴。

0514 风暴所经之处也造成雷阵雨,最大小时降水量为 22 mm,并出现 8~10 级的雷暴大风,最大阵风风速达  $28.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

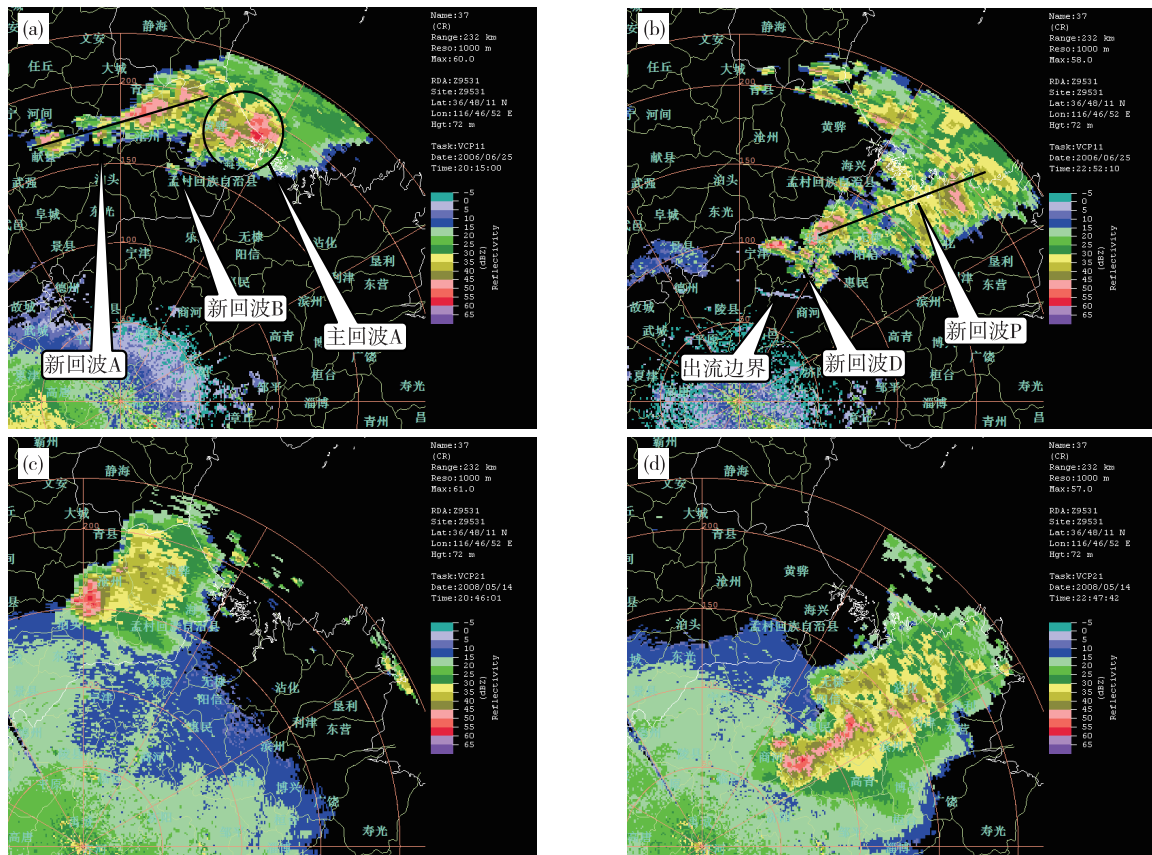


图 1 2006 年 6 月 25 日 20:15(a)、22:52(b)和 2008 年 5 月 14 日 20:46(c)、22:47(d)济南雷达组合反射率因子  
Fig.1 Composite radar reflectivity factors at 20:15 (a) and 22:52 (b) on 25 June 2006 & 20:46 (c) and 22:47 (d) on 14 May 2008 from Jinan SA radar

可见,两次雷暴的发生时间和地点极为相似,均是 19 时以后在河北省东部到山东省北部出现雷暴,主回波的发生时间、地点相同,但 0625 风暴出现明显的后向传播现象,0514 风暴没有明显传播现象。那么,为什么 0625 风暴周围会不断有新单体生成,0514 风暴却没有? 是什么样的环境条件造成了这种区别? 下面就两个雷暴的周边环境场条件差异进行对比分析,以期找出影响雷暴传播运动的环境因子。

## 2 天气形势

2006 年 6 月 25 日 08 时 500 hPa 高空图

(图 2a)中,东北冷涡中心位于内蒙古东北部与蒙古国交界处,高空槽呈阶梯状,北支槽从涡中心向西南伸向内蒙古中部,中支槽从山东省中部经安徽到重庆,山东省西部处于槽后西北气流控制,风速较大,在山西、河北省境内西北风风速为  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,达中空急流强度。700 hPa 和 850 hPa(图 2c)形势相同,低涡中心比 500 hPa 略偏东南,位于内蒙古东部到吉林省西部一带,北支槽由涡中心向西伸到内蒙古中部。850 hPa 槽前从辽宁省经渤海到河北省南部为狭长的暖温度脊,与 500 hPa 的冷温度槽对应。20 时,高空槽东移,槽后西北气流携带干冷空气入侵山东,850 hPa 暖温度脊消失,冷温度槽伸到渤

海。可见,25日白天,山东省中西部处于暖温度脊控制,气温回升。当高空槽南下,引导冷空气入侵,

冷暖空气交绥,造成河北省东部与山东省北部出现对流天气。

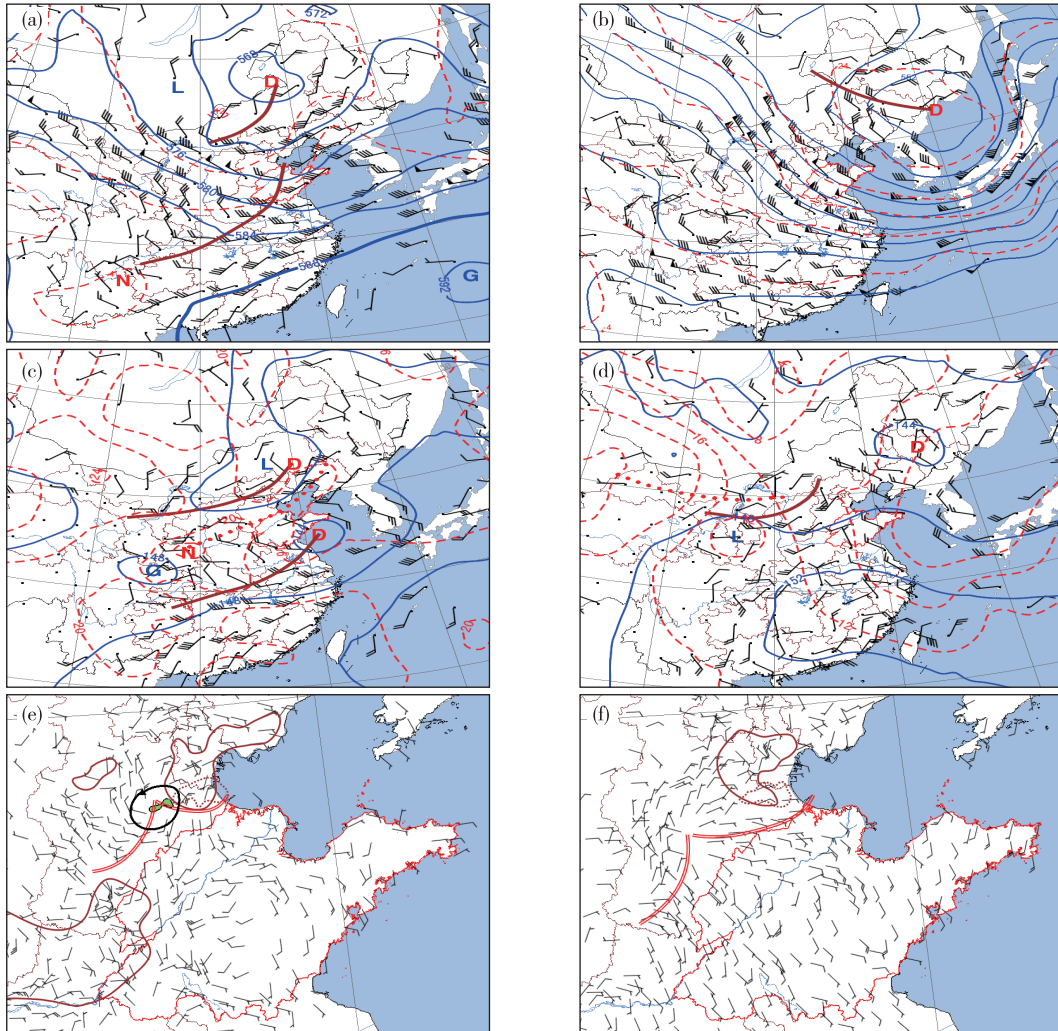


图2 2006年6月25日(a、c、e)、2008年5月14日(b、d、f)高空图和地面风场(a、b.08时500 hPa,c、d.08时850 hPa,e、f.20时地面图;高空图:蓝实线为等高线,红虚线为等温线,红圆点线为暖温度脊,棕实线为槽线;地面图:黑箭头闭合曲线为气旋性环流,棕实线为雷电区,棕虚线为主回波区,填色区为后向雷暴新生地点,双实线为辐合线)

Fig.2 Upper level charts and surface wind fields on 25 June 2006 (a, c, e) and 14 May 2008 (b, d, f) (a,b/c,d 08:00 at 500 hPa/850 hPa, e, f surface chats at 20:00; upper level charts: contour line in blue solid line, isotherm in red dashed line, warm ridge in red dotted line, trough line in brown solid line; surface charts: cyclonic circulation in black arrow curve, thunderstorm area in brown solid line, main echo region in brown dashed line, back thunderstorm initiation spot in colored area, convergence line in dual solid line)

2008年5月14日08时500 hPa(图2b)冷涡中心位于吉林省以东海域,从冷涡中心向西经吉林省中部到内蒙古东北部是横槽,山东省受一致的西北气流控制,风速较大,从内蒙古中部到山东风速为 $20 \sim 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700 hPa冷涡和横槽位置与500 hPa相同,在内蒙古中部、河北西北部有一个小浅槽。850 hPa(图2d)冷涡较弱,与700 hPa相似,从河北西北角经山西北部、陕西北部、宁夏中部有一条切变线,切变线以西从新疆东北部到

河套地区是暖温度脊。山东西部处于切变以东弱高压脊控制。20时,500 hPa冷涡中心东北移,横槽下摆到辽宁省北部,山东省仍然处于西北气流控制,但风速明显增大,济南、青岛的风速分别由08时 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增大到 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700 hPa中纬度小槽东移到辽宁省到渤海一带,槽后西北气流比08时明显增大。850 hPa中纬度小槽东移至河北省东部与山东省交界处,槽前西南风增大,河南到山东风速为

$12\sim 14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,为鲁西北降水提供水汽。同时西风带暖脊增强东伸,脊的东端伸到鲁西南一带。可见,14日白天,西风带暖温度脊加强东伸,山东上空气温上升,能量积累,850 hPa小槽东移,触发此次对流天气。

由地面形势演变可见,2006年6月25日17时,京津一带处于东北—西南向的地面倒槽的顶端,来自渤海的偏东风与其西侧的偏北风之间形成辐合,此时在天津附近形成初始对流。之后倒槽后部的偏北风逐渐向东推进,20时(图2e)在河北省东部形成一个气旋式辐合中心,辐合中心向东为纬向辐合线。对流云团逐渐发展,主回波位于纬向辐合线后部北风区内,新生对流单体则位于辐合线尾部南风转北风的气旋式辐合中心附近。从雷达回波的动态与地面加密自动站风场对比分析发现,随着主回波逐渐向东南方向移动,新生雷暴的位置也随之东南移,一直位于辐合线尾部地面刚刚转北风的测站附近。

2008年5月14日17时,地面低压中心位于晋、冀、豫三省交界处,京津地区处于低压外围,东南风与偏东风辐合抬升产生对流单体,主回波位于地面辐合线北侧北风区内。之后对流云逐渐加强并向东南方向移动。20时(图2f),低压东移,在河北东部与山东交界处形成一条纬向辐合线(与图2e相似)。雷暴位于辐合线后部的北风区内,但雷暴尾部没有明显的新生单体。

综上所述,两个过程的共同点是500 hPa受西北气流控制,有中空急流。白天受暖温度脊影响,能量积累,傍晚前后受低层小槽影响,在鲁西北产生对流天气。在河北省与山东省交界处地面有辐合线,辐合线北侧北风区内为雷暴区。不同点是0625风暴高空槽南下,引导冷空气入侵,有明显的冷暖交绥;700 hPa与850 hPa均有中支槽影响山东,辐合层深厚,且西南气流从华南一直伸到山东,水汽输送通道畅通。0514风暴700 hPa与500 hPa山东均受西北气流控制,辐合层浅薄;850 hPa江南为副热带高压控制,没有打通从南海到山东的水汽输送通道,仅靠低层小槽本身的水汽辐合。因此0625风暴的持续时间和影响范围均比0514风暴强。0625风暴的主回波紧靠地面辐合线北侧的北风区内,0514风暴的主回波位于距离地面辐合线北侧50 km的北风区内。

### 3 环境场条件

#### 3.1 地面流场

2006年6月25日14时地面图(图3a),山东中西部地区为偏南气流,从河北中东部容城、沧州到山东北部庆云、高青一带有一条偏东风与偏南风的辐合线,辐合线呈西北—东南走向,辐合线北侧辐合中心最大散度值为 $-30\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ ,位于沧州北侧。另一条辐合线位于山西中南部到河北北部,辐合中心位于山西中部,最大散度值为 $-40\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。20时(图3b),河北到山东的辐合线南移,呈准东西向从河北南部巨鹿向东伸到山东中北部淄博附近,辐合中心也随之东移,最大散度 $-40\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 位于滨州到淄博一带。另外在河北省南部与山东省交界处泊头、饶阳到衡水一带是一个次辐合中心,中心散度为 $-25\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。辐合线北侧东北气流呈气旋性弯曲汇聚在辐合线上。河南省北部是另一条辐合线。对比图1a与图3b发现,20时0625风暴主回波的位置正是14时辐合中心的位置,主回波先是沿着辐合线的方向向南偏东方向移动,其尾部雷暴的新生地正是20时次辐合中心的北侧气旋式弯曲处。之后主回波逐渐转向东偏北方向移动,逐渐与20时辐合线的方向一致。其尾部不断有新雷暴生成,新雷暴的初生地点主要位于河北与山东北部交界处,即辐合中心与次辐合中心之间。26日02时,偏南气流北上,辐合线东端北移到渤海,山东北部形成一个气旋式环流,其长轴呈东北—西南向,河北省南部新河到冀州一带形成一个辐合中心。此时雷暴群的移动方向也随之转为东北。可见,地面辐合线先于雷暴6 h出现,辐合中心与辐合线轴线的方向相同,辐合线附近最大辐合中心的位置是雷暴的发生地,主回波位于辐合中心处,主回波尾部次辐合中心有气旋性弯曲的地方是后向传播雷暴新回波的源地。

2008年5月14日14时(图3c),在河北东部渤海沿岸到山东北部有一条西北—东南向的辐合线,辐合中心处于辐合线上,位于沧州以北静海一带,中心最大散度值为 $-60\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。另外,在河北与河南交界处有一个气旋性辐合中心,辐合中心最大散度值为 $-60\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。两个辐合中心之间是弱辐散区。20时(图3d),河北到山东的辐合线逆时针旋转南压,演变为准东西向的辐合线,辐合中心位于辐合线北侧冀州到武强一带,中心最大散度值为 $-35\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 。0514风暴在河北东部形成后向东南

方向移动(14时辐合线方向),强回波中心位于辐合中心处。对流单体的尾部位于辐合中心的后方,与辐散中心相接,处于偏东气流内,没有明显的气旋性弯曲,这是与0625风暴的不同之处。可见,地面辐合线先于雷暴6h出现,辐合线附近最大辐合中心的位置是雷暴的发生地,强回波中心与辐合中心位置相同。辐合中心与辐合线轴线的方向相同,主回波位于辐合中心处,辐合中心后部是辐散区,没有新生雷暴发生。

对比两个过程发现,在对流发生前,两个过程均在河北东部到山东北部有一条西北—东南向的辐合线,对流发生时,辐合线均呈逆时针旋转,由西北—东南向转为准东西向。不同的是,0625风暴的辐合线的西端略向北翘,北侧有一个次辐合中心。0514风暴的辐合线的西端向南压,西侧为辐散区,不利于在雷暴的尾部诱生新的对流单体。可见,在主回波后部是否有次辐合中心是决定能否产生新的对流单体的关键。

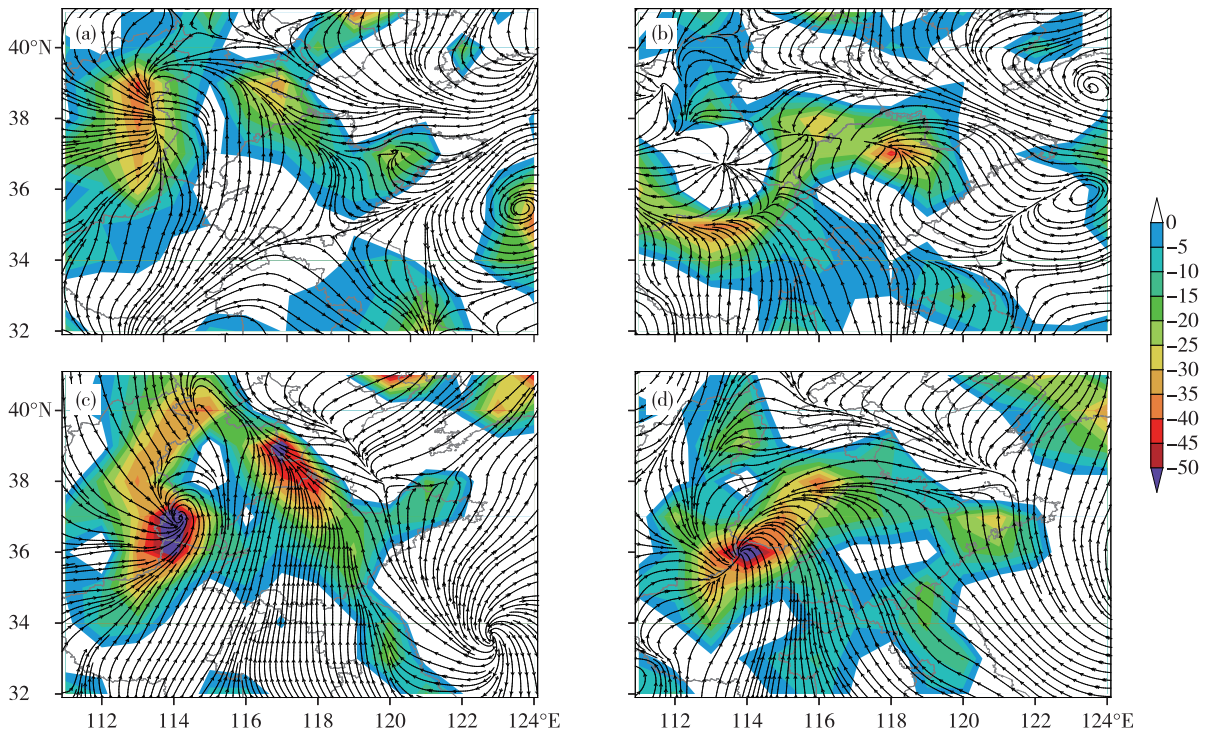


图3 2006年6月25日14时(a)、20时(b)、2008年5月14日14时(c)、20时(d)地面流场及散度场(填色,单位: $10^{-6} s^{-1}$ )

Fig.3 Surface air flow field and divergence field (colored, units:  $10^{-6} s^{-1}$ ) at 14:00 (a) and 20:00 (b) on 25 June 2006 & 14:00 (c) and 20:00 (d) on 14 May 2008

### 3.2 水汽通量散度

2006年6月25日14时(图4a),1000 hPa在河北和河南以东是比湿大于 $9 g \cdot kg^{-1}$ 的高湿区,水汽辐合区位于山西、河北、山东西部和河南北部,水汽通量散度中心 $-25 \times 10^{-6} g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ 位于山西中部。雷暴区比湿为 $9 \sim 10 g \cdot kg^{-1}$ ,水汽通量散度为 $(-10 \sim -20) \times 10^{-6} g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ 。比湿随纬度减小呈增大趋势,苏、皖南部到湖北北部比湿高达 $15 g \cdot kg^{-1}$ 以上,在偏南气流的输送下,强烈的湿平流不断向雷暴区输送水汽,为雷暴区产生对流提供水汽。此种形势向上伸展到900 hPa,900 hPa辐合中心位于山西中部,雷暴区处于辐合区

东北部,水汽通量散度为 $0 \sim -5 \times 10^{-6} g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ ,比湿为 $9 g \cdot kg^{-1}$ 。比湿随纬度向南仍然呈增大趋势,苏、皖南部到湖北北部比湿大于 $15 g \cdot kg^{-1}$ 。

20时(图4b)1000 hPa水汽辐合区东移,位于河北东部到山东北部,中心最大值 $-40 \times 10^{-6} g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ 位于济南和淄博的北部。另外在河南北部还有一个中心值为 $-40 \times 10^{-6} g \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ 的辐合中心。山西以东地区比湿均大于 $9 g \cdot kg^{-1}$ ,范围比14时明显扩大。此时的主回波位于辐合区北部水汽通量散度梯度较大的区域,比湿为 $10 \sim 13 g \cdot kg^{-1}$ ,比14时( $9 g \cdot kg^{-1}$ )增大。新回

波位于辐合区西北部水汽通量散度梯度较大的区域,但梯度强度小于主回波区,比湿为  $9 \sim 10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,也小于主回波区。雷暴区位于比湿相对较小的地区,其南北两侧的比湿均大于雷暴区。雷暴区以北为东北气流,以南为偏南气流,南北两侧的湿平流不断将水汽输送到雷暴区。河南境内的辐合区也有湿平流,实况也有雷暴发展,使得冀、鲁、豫三省大范围地区的下垫面均比较潮湿,有利于山东北部雷暴区的发展和维持。14时和20时辐合中心并不是比湿大值中心,相反却是比湿相对小的区域,但是辐合区有湿平流,是水汽汇。此种形势向上伸展高度为900 hPa,900 hPa 北部的水汽辐合中心分裂为两部分,一个停留在山东省西部德州附近,另一个向北进入渤海,河南北部辐合中心强度和位置与1 000 hPa 相同。可见,水汽辐合区比雷暴提前6 h 出现,雷暴位于水汽通量散度后部梯度较大、湿平流较强的区域,湿平流比湿度本身更重要。雷暴的移动方向与辐合中心的移动方向相同,主回波后部的环境场特征与主回波区相似,易产生新回波。

2008年5月14日14时(图4c),1 000 hPa 有两个湿度辐合区,一个位于河北省东部到鲁西北地

区,水汽通量散度值中心  $-20 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  位于河北省东部南皮,与雷暴位置相对应;另一个辐合中心位于晋、冀、鲁、豫四省交界处,水汽通量散度最大值  $-30 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  位于河南省北部林州。比湿较小,北部辐合中心比湿值为  $4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,山东中部以南到苏、皖北部比湿为  $5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,此处为偏南气流;京、津到河北北部一带比湿为  $6 \sim 8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,此处为偏东气流,因此在辐合区南北两侧均有弱的湿平流向雷暴区输送水汽,但湿平流强度明显比0625 风暴弱。这种分布特征向上伸展到850 hPa,辐合中心随高度向东南倾斜,850 hPa 辐合中心位于山东西北部宁津、陵县附近,辐合中心水汽通量散度为  $-20 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,比湿为  $5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。对比图4a 可见,两个过程的分布形势相似,差别就是0514 风暴的比湿、辐合强度和湿平流强度均小于0625 风暴。0625 风暴辐合中心随高度(1 000~850 hPa)向西收缩,强度减弱,南部辐合中心随高度(1 000~850 hPa)强度和位置不变;0514 风暴辐合中心随高度(1 000~850 hPa)向南方略有倾斜,倾角较小,强度不变,南部辐合区900 hPa 以下位置和强度随高度不变,到850 hPa 略向东倾斜,强度减弱。0625 风暴这种配

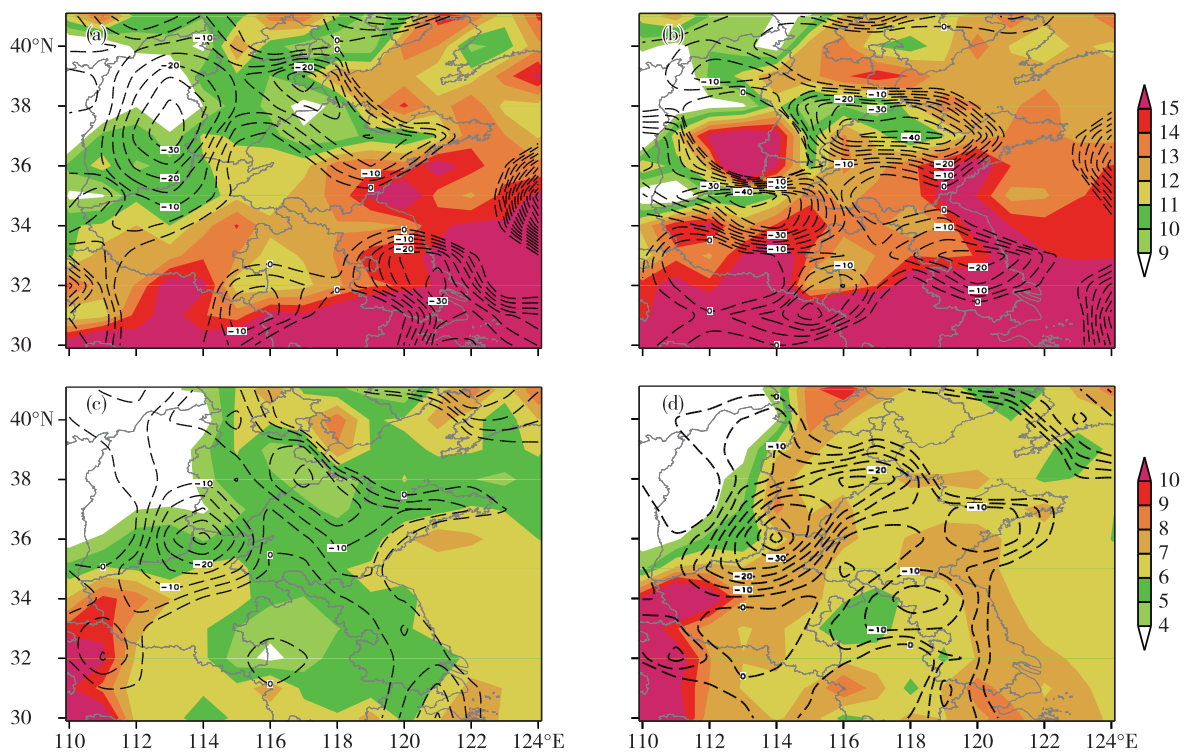


图4 2006年6月25日14时(a)、20时(b)、2008年5月14日14时(c)、20时(d)1 000 hPa 比湿(填色,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )和水汽通量散度(等值线,单位: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig.4 Specific humidity (colored, units:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) and water vapor flux divergence (isoline, units:  $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 1 000 hPa at 14:00 (a) and 20:00 (b) on 25 June 2006 & 14:00 (c) and 20:00 (d) on 14 May 2008

置说明雷暴上空辐合区的斜压特征明显,该处除了动力作用,还有热力因素的作用产生垂直运动。而 0514 风暴上空辐合区随高度基本呈垂直状态,说明该地上空的辐合主要是由动力因子产生。0625 风暴的上游站水汽含量和湿平流均比 0514 风暴强,大量的水汽输送到雷暴区,有利于风暴附近产生新的雷暴单体。

2008 年 5 月 14 日 20 时(图 4d),1 000 hPa 北部的辐合中心位置没变,水汽通量散度中心值为  $-25 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,仍然位于河北省沧州附近,并与位于冀豫交界处的辐合中心连为一体,其长轴方向由 14 时的西北—东南向转为东北—西南向。该辐合中心强度随高度明显减弱,除了 1 000 hPa 为双辐合中心形势外,1 000 hPa 以上均为单辐合中心形势,辐合中心位于冀豫交界处,随高度向东北方向倾斜,925 hPa 辐合中心位于河北省南部南宫到广平一带,说明此时系统具有斜压特征,热力因子的作用明显。雷暴区处于辐合区北侧的梯度较大的区域。由图 3d 可知,此时的辐合气流主要集中于冀豫交界处,雷暴区下游方向的辐合减

弱,导致雷暴在东南移的过程中没有利于发展的动力条件;其次,雷暴区及其上游比湿相同,没有比湿平流,不利于新生雷暴的生成。

可见,雷暴易发生在水汽通量散度中心北侧梯度较大的区域,当雷暴区有湿平流,雷暴的下游方向有水汽辐合中心,且辐合中心具有斜压特征时,有利于新雷暴的生成,反之,则不易产生新雷暴。

### 3.3 假相当位温

沿  $117.3^\circ\text{E}$  主回波所在处做经向剖面图发现,2006 年 6 月 25 日 14 时(图 5a)主回波区 900 hPa 以下为东南风,700 hPa 以上为西北风,二者之间为西南风,风随高度顺时针旋转,有暖平流。主回波区及其以北  $1^\circ$  纬距范围的区域上空被  $\theta_{se}$  暖脊所控制,600 hPa 以下  $\theta_{se}$  随高度减小,大气层结处于对流不稳定性状态。800 hPa 以下是 334 K 的  $\theta_{se}$  高值中心,说明 800 hPa 以下大气处于高温高湿状态,为强对流天气积累能量。20 时(图 5b),大气结构发生了明显的变化,主回波区南侧的  $\theta_{se}$  低值区消失,南北两侧的  $\theta_{se}$  暖脊打通,暖脊的轴线随高度向北倾斜,主回波区上空的  $\theta_{se}$  不是简单的随高度减小,而

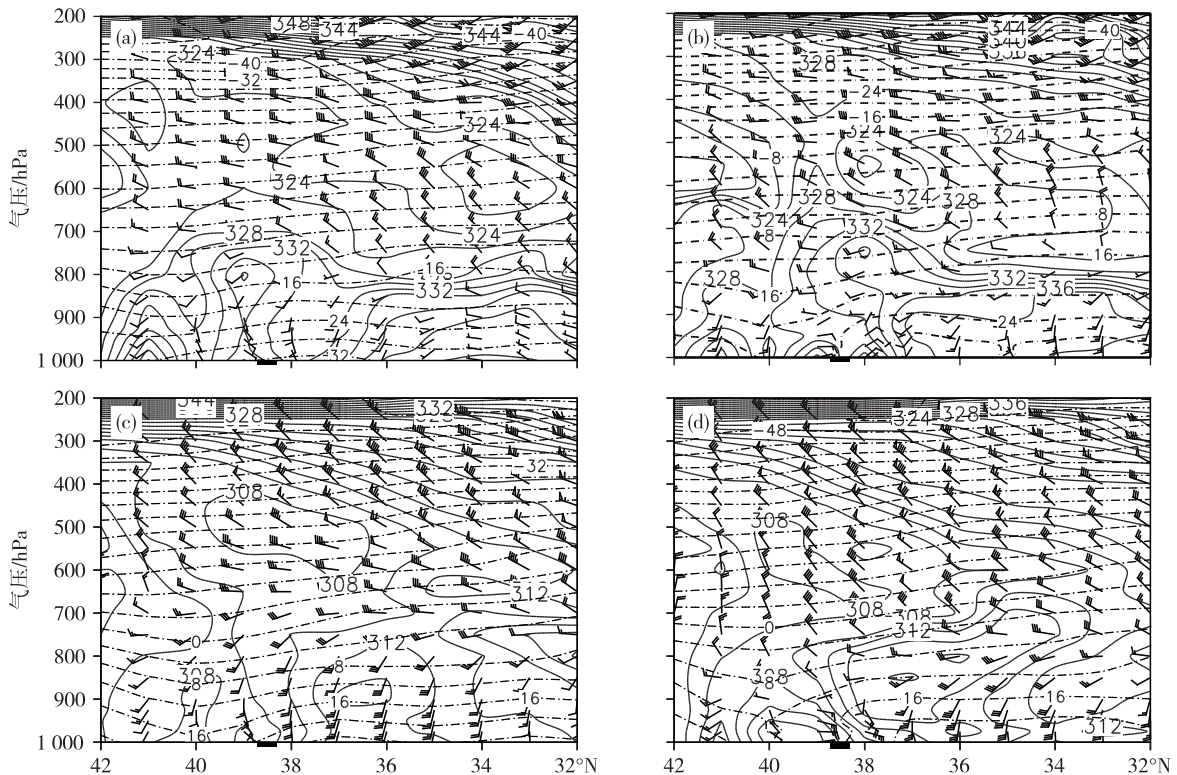


图 5 2006 年 6 月 25 日 14 时(a)、20 时(b)、2008 年 5 月 14 日 14 时(c)、20 时(d)沿  $117.3^\circ\text{E}$  经向剖面图(实线为  $\theta_{se}$ , 单位:K;点画线为温度,单位:  $^\circ\text{C}$ ;风向杆为水平风速,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;横轴上黑实心长方形为主回波区)

Fig.5 Meridional cross-section diagram along  $117.3^\circ\text{E}$  at 14:00 (a) and 20:00 (b) on 25 June 2006 & 14:00 (c) and 20:00 (d) on 14 May 2008 ( $\theta_{se}$  in solid line, units: K; temperature in dash-dot line, units:  $^\circ\text{C}$ ; horizontal wind speed in wind shaft, units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; main echo region in black shaded rectangle on the horizontal axis)



是在近地面 1 000 hPa 和 750 hPa 分别有一个 336 K 的高值中心,二者之间在 900 hPa 左右有一个相对低值区。主回波区 900 hPa 以下风向转为东北风,900 hPa 以上为西到西北风,且等温线明显向地面倾斜并触地,说明主回波区有冷空气侵入。近地面仍然有  $\theta_{se}$  高中心,说明近地面空气湿度很大。同时,主回波区北侧 42~40°N,在对流层中层 600~500 hPa 有一个  $\theta_{se}$  低值区发展,在西北气流的引导下,逐渐向主回波区入侵,在 40~39°N 上空 850~600 hPa 形成较强的  $\theta_{se}$  锋区,锋区两侧分别是  $\theta_{se}$  高、低中心。中层干空气的入侵,加剧了主回波区上空的不稳定。

2008 年 5 月 14 日 14 时(图 5c)沿 117.3°E 主回波所在处做经向剖面图发现,主回波区上空的风向与 0625 风暴相似,但 850 hPa 以下南风的风速大于 0625 风暴。0625 风暴的主回波区处于温度脊和  $\theta_{se}$  脊区内,而 0514 风暴的主回波区却位于温度脊边缘和两个  $\theta_{se}$  脊区之间的低值区内,其上空  $\theta_{se}$  随高度变化不明显。可见在强对流发生前,0514 风暴的主回波区上空没有像 0625 风暴那样有强烈的能量积累,这也证明了前面所述,其主要的动力机制是

动力而非热力。20 时(图 5d),主回波南侧的  $\theta_{se}$  高值中心向北推到 38°N,同时随着冷空气的侵入,在 39~40°N 850 hPa 以下又形成一个 304 K 的  $\theta_{se}$  低中心,主回波区刚好位于锋区内,锋区由地面向上伸展高度为 850 hPa,而 0625 风暴的主回波区上空不是锋区,锋区位于其北侧 1°纬距内的对流层中层,未到达地面。

由此可见,对流层低层(850 hPa 以下)干冷与暖湿空气交绥,产生辐合上升运动是 0514 风暴的产生机制, $\theta_{se}$  锋区位于 850 hPa 以下,雷暴位于锋区内偏北一侧;而近地面层高温高湿,中层干冷空气入侵,造成大气层结不稳定,低层冷空气入侵共同作用,激发垂直上升运动,是 0625 风暴的产生机制, $\theta_{se}$  锋区位于对流层中层,雷暴位于锋区南侧、地面东北风区域内。二者均有冷空气入侵,但 0625 风暴的对流层低层湿度较大,主回波北侧为湿冷气团;0514 风暴的近地面湿度较小,主回波区北侧为干冷气团,这也是二者的不同之处。

沿 116.3°E,0625 风暴新回波的发源地做经向剖面图发现,2006 年 6 月 25 日 14 时(图 6a)新回波区上空的风场、温度场与主回波相似,不再赘述。

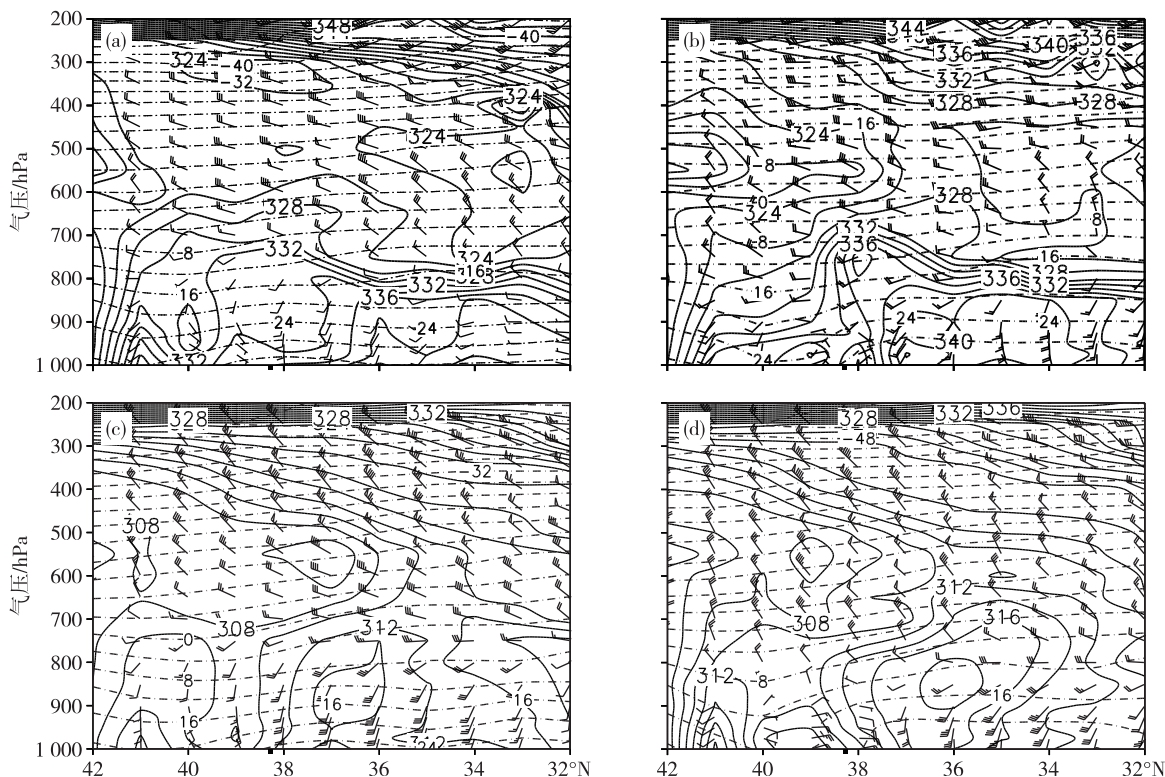


图 6 2006 年 6 月 25 日 14 时(a)、20 时(b)和 2008 年 5 月 14 日 14 时(c)、20 时(d)沿 116.3°E 经向剖面图(图例说明同图 5)

Fig.6 Meridional cross-section diagram along 116.3°E at 14:00 (a) and 20:00 (b) on 25 June 2006 & 14:00 (c) and 20:00 (d) on 14 May 2008 (graphic symbols are the same as in Fig.5)

新回波区上空是 $\theta_{se}$ 暖脊,600 hPa以下 $\theta_{se}$ 随高度减小,大气的的不稳定度要高于主回波区,有利于在此生成新的雷暴。20时(图6b),南方的 $\theta_{se}$ 暖脊迅速北上,在新回波区上空750 hPa形成一个338 K的高值中心。与主回波区特征相似,北方对流层中层的干区加强南移,与新回波区上空的高值区形成 $\theta_{se}$ 锋区,加剧了新回波区上空大气的对流不稳定性,尤其是850 hPa与500 hPa之间的差值高达10 K。900 hPa以下近地面转为东北风,新回波区及其以北 $2^\circ$ 纬距内等温线明显向地面倾斜,在 $40^\circ\text{N}$ 触地,说明冷空气已从北方扩散到新回波区,动力、热力条件共同作用,产生辐合抬升,激发新的雷暴单体生成。新单体位于中层 $\theta_{se}$ 锋区前沿地面东北风区域内。

同样沿 $116.3^\circ\text{E}$ 对0514风暴做剖面图发现,2006年6月25日14时(图6c)新回波区上空的风场与温度场均与图5c相似,不再赘述。新回波区(0514风暴所指新回波区是指0625风暴新回波区的发源地)上空800 hPa以下 $\theta_{se}$ 随高度无明显变化,大气层结为中性。20时(图6d),北侧冷空气入侵,新回波区上空900 hPa以下为东北风,以上为西北风,为冷平流。由图6b可见,0625风暴新回波区上空在900~700 hPa之间是西南风,只在近地面1000 hPa附近是东北风,说明冷空气很弱,只是渗透到近地面小股弱冷空气,900 hPa以上仍然是暖平流,而0514风暴新回波区处于 $\theta_{se}$ 锋区北侧靠近低值区一侧,低层干冷空气,对流层中层也是较强的干冷空气,大气又是中性层结,不利于在此处产生新的雷暴。

综上所述,0625风暴在新回波区大气层结不稳定性较强,弱冷空气渗透到近地面与暖湿空气交错产生对流,0514风暴新回波区大气层结稳定,不利于对流发生。

### 3.4 垂直运动

沿 $117.3^\circ\text{E}$ 主回波所在处做经向剖面图发现,2006年6月25日14时(图7a)主回波区700 hPa以下为弱的上升运动,700 hPa以上为弱的下沉运动。主回波区以北整个对流层均是上升运动,分别在对流层低层( $40\sim 39^\circ\text{N}$ ,900 hPa)和对流层上层( $42\sim 41^\circ\text{N}$ ,400 hPa)有两个上升运动中心,主回波以南900 hPa以上均是下沉运动。主回波区及其以北800~500 hPa为相对湿度大于80%的湿区。垂直方向上主回波区上空700 hPa是空气上升与下沉的辐合区,南北方向上,该位置又是上升与下沉运

动的切变区(北侧上升南侧下沉),同时该处相对湿度较大,有利于激发对流天气。20时(图7b),随着对流层中层北方干冷空气向南入侵,垂直运动发生了改变,主回波区上空在对流层中层有一个上升运动中心,最大值 $-30\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 位于550~650 hPa。该上升运动区向下向南倾斜,低层上升运动中心 $-20\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 位于 $38\sim 37^\circ\text{N}$ 上空750~900 hPa。主回波区北侧是随高度向北倾斜的下沉运动区,下沉运动中心分别位于 $40^\circ\text{N}$ 上空850 hPa( $100\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ )、 $41^\circ\text{N}$ 上空650~550 hPa( $50\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ )。主回波区两侧的上升区和下沉区均随高度向北倾斜,并且在垂直方向上又分别在低层和中层有两个最大值中心。这从另一侧面说明0625风暴产生的机制既与对流层中层干空气入侵有关,又与低层弱冷空气入侵有关,二者产生的垂直运动在垂直方向呈倾斜结构,有利于大气斜压结构的建立和维持,产生更大范围、强度更强的对流天气。主回波区上空呈现低层为下沉运动,中层为上升运动,说明此时由于降水产生的下沉运动已在低层占有主导地位,对流区将随着低层上升运动中心而南移。相对湿度场仍然是在对流层中层最大,超过80%。

2008年5月14日14时(图7c)沿 $117.3^\circ\text{E}$ 主回波所在处做经向剖面图发现,与0625风暴相似,主回波区上空也呈现低层上升、高层下沉、中层湿润的特征。但0514风暴的主回波区上空上升运动强度和高度均比0625风暴强,且上升运动中心位于主回波区南侧,最大值 $-70\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 位于 $38\sim 37^\circ\text{N}$ 上空800~700 hPa。主回波区北侧 $41^\circ\text{N}$ 上空900~600 hPa有一个下沉运动区,最大下沉速度为 $40\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位于 $41^\circ\text{N}$ 上空800 hPa,远比0625风暴在该处的下沉区范围大、强度强。20时(图7b),主回波区上空上升运动最大值 $-20\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 位于600~500 hPa,也是向下向南倾斜,且低层上升运动中心范围和强度均比0625风暴大,说明低层的上升运动很强,有利于对流天气的维持并向南移动。但主回波区上空是一致的上升气流,下沉运动位于其北侧,垂直方向只有一个最大值 $-120\times 10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位于 $41^\circ\text{N}$ 上空750 hPa。主回波区南侧暖湿空气上升,北侧干冷空气下沉,二者激发产生垂直上升运动,这也说明0514风暴主要是由低层冷空气入侵造成。正是由于干冷空气的侵入,主回波区上空相对湿度下降,这也是此次对流天气只有一块对流风暴主体,其周围没有新单体

产生的一个重要原因。

与假相当位温一样,再分析一下新回波区两个过程垂直运动的区别,探讨为何一个能产生新雷暴,而另一个却没有产生的原因所在。沿  $116.3^{\circ}\text{E}$  新回波的发源地做经向剖面图发现,2006年6月25

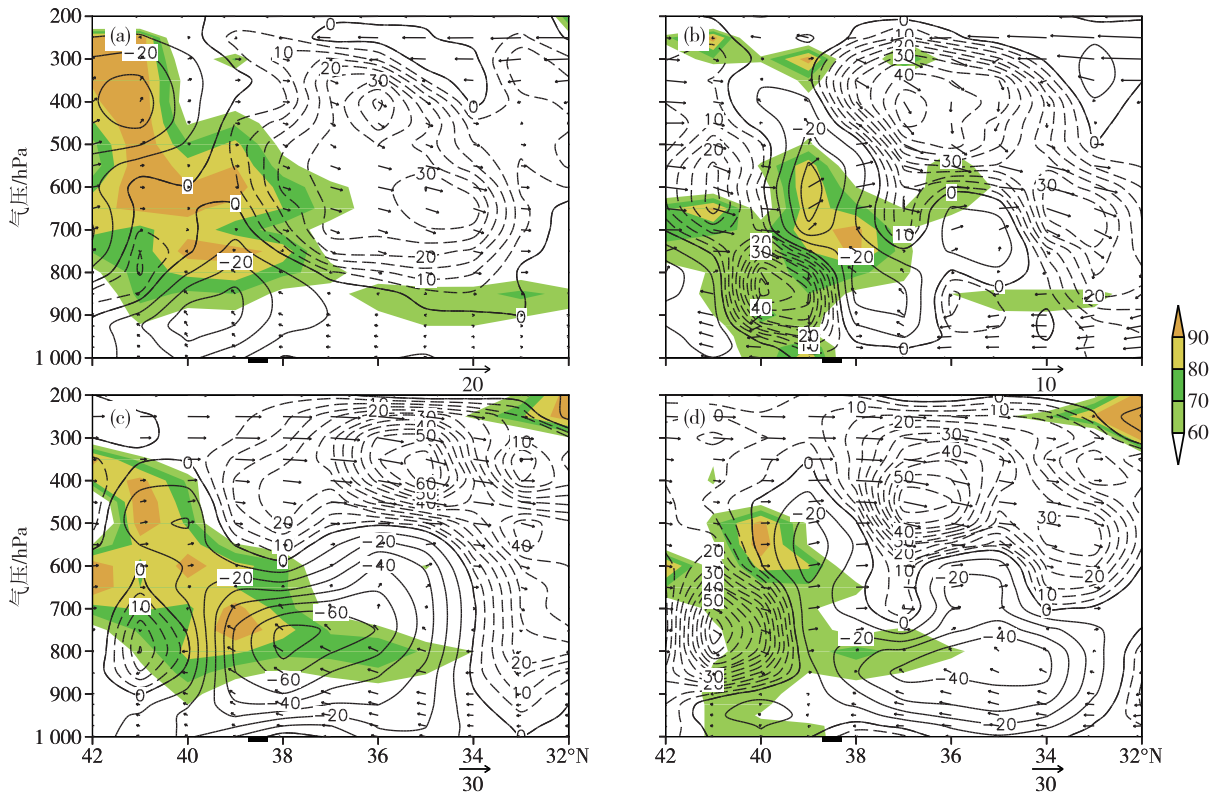


图7 2006年6月25日14时(a)、20时(b)和2008年5月14日14时(c)、20时(d)沿  $117.3^{\circ}\text{E}$  经向剖面图(等值线为垂直速度,实线为上升运动,虚线为下沉运动,单位:  $10^{-4}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ; 填色为相对湿度,单位: %; 箭头为经向风与垂直速度合成矢量; 横轴上黑实心长方形为主回波区)

Fig.7 Meridional cross-section diagram along  $117.3^{\circ}\text{E}$  at 14:00 (a) and 20:00 (b) on 25 June 2006 & 14:00 (c) and 20:00 (d) on 14 May 2008 (vertical wind speed in isoline, ascending motion in solid line, sinking motion in dashed line, units:  $10^{-4}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ; relative humidity in colored, units: %; main echo region in black shaded rectangle on the horizontal axis)

同样沿  $116.3^{\circ}\text{E}$  对 0514 风暴做剖面图发现,2008年5月14日14时(图8a)新回波区上空的垂直运动与相对湿度的分布特征与图7c相似,但又略有差别。低层的上升运动区有两个中心,一个中心值为  $-40\times 10^{-4}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位于  $39^{\circ}\text{N}$  上空  $925\sim 850\text{hPa}$ ,处于新回波区北侧;另一个中心值为  $-50\times 10^{-4}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位于  $36^{\circ}\text{N}$  上空  $750\sim 650\text{hPa}$ ,处于新回波区南侧。两个中心均位于相对湿度小于60%的干区中,不利于产生对流天气。而主回波上空最大上升速度中心位于  $800\sim 700\text{hPa}$ ,刚好是相对湿度大值区比较集中的层次。20时(图8b)新回波区上空整层均是小于60%的干空气,尽管低层有较强的上升运动,仍然无法产生雷暴。

综上,0625 风暴发生前干空气下沉、湿空气上

升,雷暴发生时,垂直运动(无论是上升还是下沉)随高度呈倾斜结构,垂直方向有双中心,有利于大气斜压特征的维持,上升运动区位于湿区内,干冷与暖湿空气交绥,有利于湿空气抬升产生新雷暴;0514 风暴产生前也是干空气下沉、湿空气上升,雷暴发生时,垂直方向上升运动为倾斜结构,而下沉运动为铅直结构,水汽饱和区减少,上升运动区主要位于干区内,尤其是新回波区,干空气上升,湿空气下沉,不利于产生新雷暴。

#### 4 小结

对有明显后向传播特征的0625 风暴和无明显传播特征的0514 风暴的环境场进行对比分析表明,二者的共同点是均受高空冷涡后部西北气流控制,

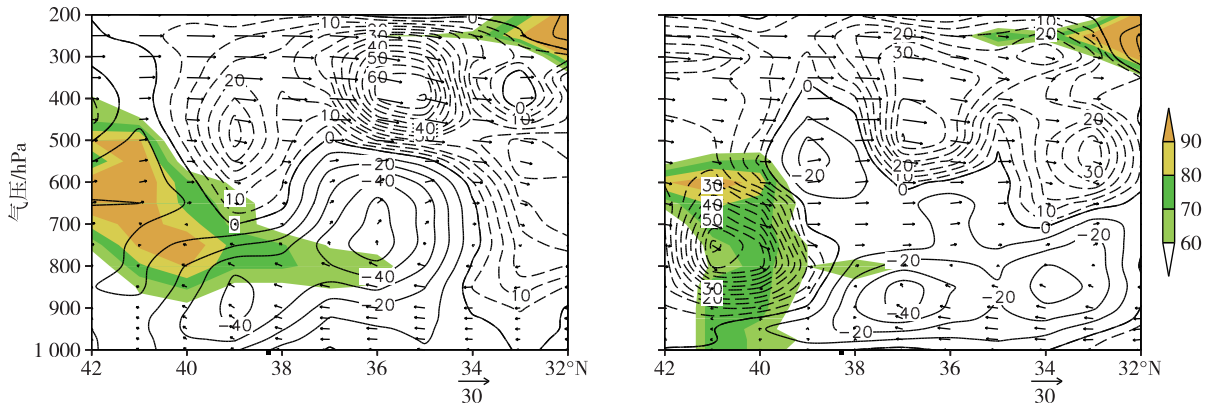


图8 2008年5月14日14时(a)、20时(b)沿116.3°E经向剖面图(图例说明同图7)

Fig.8 Meridional cross-section diagram along 116.3°E at 14:00 (a) and 20:00 (b) on 14 May 2008 (graphic symbols are the same as in Fig.7)

有中空急流;白天受暖温度脊影响,气温较高,傍晚前后受低层小槽影响,在鲁西北地区产生雷阵雨和雷暴大风,雷暴区位于地面辐合线北侧的北风区内。不同点是0625风暴辐合层深厚,中低层水汽输送通道畅通;0514风暴辐合层浅薄,中低层无明显的水汽输送通道。

1)0625风暴主回波紧靠地面辐合线北侧的北风区内,0514风暴主回波位于地面辐合线北侧50 km的北风区内。

2)雷暴易发生在水汽通量散度中心北侧梯度较大的区域,在主回波后部是否有次辐合中心是决定是否产生新对流单体的关键。当雷暴区有湿平流,雷暴的下游方向有水汽辐合中心,且辐合中心具有斜压特征时,有利于新雷暴的生成;反之,则不易产生新雷暴。

3)对流层低层干冷与暖湿空气交绥,产生辐合上升运动是0514风暴的产生机制, $\theta_{se}$ 锋区位于850 hPa以下,近地面湿度较小,主回波区北侧为干冷气团;而近地面层高温高湿,中层干空气入侵与低层冷空气入侵共同作用,激发垂直上升运动是0625风暴的产生机制, $\theta_{se}$ 锋区位于对流层中层,对流层低层湿度较大,主回波北侧为湿冷气团。

4)0625风暴的新回波区大气层结不稳定性较强,弱冷空气渗透到近地面与暖湿空气交绥产生对流,0514风暴的新回波区大气层结稳定,不利于对流发生。

5)雷暴发生前二者均是干空气下沉、湿空气上升。雷暴发生时,0625风暴的垂直运动(无论是上升还是下沉)随高度呈倾斜结构,上升运动区位于高湿区内,有利于产生新的雷暴;0514风暴垂直方

向上升运动为倾斜结构,而下沉运动为铅直结构,上升运动区主要位于干区内,不利于雷暴的新生。

#### 参考文献:

- [1] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等.多普勒天气雷达原理与业务应用[M].北京:气象出版社,2006:95.
- [2] Schumacher R S, Johnson R H. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 2005, 133(4):961-976.
- [3] Schumacher R S, Johnson R H. Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a midlatitude warm-season flash flood[J]. Mon Wea Rev, 2008, 136(10):3964-3986.
- [4] 俞小鼎. 2012年7月21日北京特大暴雨成因分析[J].气象,2012,38(11):1313-1329.
- [5] Corfidi S F, Merritt J H, Fritsch J M. Predicting the movement of mesoscale convective complexes[J]. Wea Forecasting, 1996, 11(1):41-46.
- [6] Wilson J W, Mueller C K. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution[J]. Wea Forecasting, 1993, 8(1):113-131.
- [7] Corfidi S F. Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. Wea Forecasting, 2003, 18(6):997-1017.
- [8] 刁秀广,侯淑梅.4次大暴雨过程雷达径向速度和超低空西南急流特征分析[J].海洋气象学报,2017,37(3):46-53.
- [9] 王俊.线状中尺度对流系统的多普勒雷达统计特征分析[J].海洋气象学报,2017,37(4):25-33.
- [10] 张琴,孟伟,朱敏,等.2016年6月13—14日山东强对流天气过程的中尺度特征及成因分析[J].海洋气象学报,2017,37(4):101-112.

- [11] 高帆,张永婧,李瑞,等.2015年8月3日山东西北部暴雨过程的中尺度特征分析[J].海洋气象学报,2017,37(2):96-101.
- [12] 侯淑梅,闵锦忠,刁秀广,等.飏线发展过程中回波合并的特征分析[J].大气科学学报,2018,41(3):367-376.
- [13] 侯淑梅,俞小鼎,张少林,等.山东中西部后向发展雷暴初步研究[J].气象学报,2015,73(5):819-836.
- [14] 朱君鉴,刁秀广,曲军,等.4.28临沂强对流灾害性大风多普勒天气雷达产品分析[J].气象,2008,34(12):21-26.
- [15] 刁秀广,朱君鉴,刘志红.三次超级单体风暴雷达产品特征及气流结构差异性分析[J].气象学报,2009,67(1):133-146.
- [16] 王俊,俞小鼎,邵庆国,等.一次强烈雹暴的三维结构和形成机制的单、双多普勒雷达分析[J].大气科学,2011,35(2):247-258.
- [17] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77(3):437-472.