

孔凡超,赵庆海,李江波. 2016. 2013 年 7 月冀中特大暴雨的中尺度系统特征和环境条件分析. 气象, 42(5):578-588.

2013 年 7 月冀中特大暴雨的中尺度 系统特征和环境条件分析^{*'}

孔凡超 赵庆海 李江波

河北省气象台, 石家庄 050021

提 要: 利用常规探测资料、NCEP 最终分析资料、自动站、FY-2E 卫星以及多普勒雷达资料, 分析了 2013 年 7 月 1 日发生在河北中部的大暴雨天气过程。结果表明:(1) 河北中部的暴雨天气分为暖区暴雨和切变线暴雨两个阶段, 暖区暴雨发生过程中, 低层水汽通量辐合急剧增强。(2) 非地转湿 Q 矢量强辐合早于暖区暴雨的发生, 其对暖区暴雨有较强的预报能力。非地转湿 Q^* 矢量散度对流凝结加热强迫项大值区在暖区的位置可以用来判断暴雨落区, 其在暖区暴雨上空非地转湿 Q 矢量辐合中发挥了决定性作用。(3) 暖区暴雨在地面中尺度涡旋的影响下, 由暖区中 β 中尺度对流云团在初生和发展阶段造成, 而切变线对流云团与暖区对流云团合并而成的 PECS(持续拉长状中尺度对流系统), 配合地面辐合线再次引发强降雨。(4) 雷达回波显示 β 中尺度气旋式流场东南部负速度区中的 γ 中尺度辐合线为带状强降雨多单体风暴持续在四芝兰出现创造了有利的动力条件。

关键词: 暖区暴雨, 非地转湿 Q 矢量, PECS, 带状强降雨多单体风暴

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.05.007

Diagnostic Analysis of Mesoscale System and Environmental Conditions During Hebei Severe Rainstorm

KONG Fanchao ZHAO Qinghai LI Jiangbo

Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

Abstract: The severe rainstorm process which occurred in the central part of Hebei on 1 July 2013 was analyzed by using the conventional sounding data, NCEP reanalysis data, automatic stations data, FY-2E satellite data and radar data. The results show that: (1) The rainstorm can be divided into warm sector rainstorm and cold shear rainstorm. During the process of warm sector rainstorm, low-level moisture flux convergence was dramatically enhanced. (2) Strong ageostrophic-wet- Q vector convergence took place before the warm sector rainstorm, and it has good performance in forecasting the warm sector rainstorm. Large value area of $\nabla \cdot Q^*$ only with convective condensation heating in warm sector can be used to indicate the heavy rainfall area. Furthermore, condensation heating plays an important role in ageostrophic-wet- Q vector convergence. (3) Warm sector rainstorm occurred in the developing stage of warm meso- β scale convective clouds, influenced by the surface mesoscale vortex. Then, cold shear convective clouds incorporated with warm sector convective clouds formed PECS, which worked in with the surface convergence line causing rainstorm again. (4) The radar echoes show that meso- γ scale convergence lines in the meso- β scale cyclone flow field creates a favorable dynamic condition for banded strong rainfall echo in Sizhilian Area.

Key words: warm sector rainstorm, ageostrophic-wet- Q vector, PECS, banded multi-cell rainstorms

* 国家自然科学基金项目(41575049)资助

2015 年 1 月 22 日收稿; 2016 年 1 月 22 日收修定稿

第一作者:孔凡超,主要从事暴雨、强对流等灾害性天气研究. Email:fanchaok@163.com

引言

河北省地处中纬度地区,夏季降雨集中,约占全年总降水量的71%,暴雨集中程度更加明显,50 mm以上暴雨约占全年总日数的89%,100 mm以上暴雨约占全年总日数的94%。历史上的极端降雨事件也主要发生在这一时期。例如:1963年8月上旬,太行山东麓出现持续性强降雨,邯郸最大日降雨量达518.5 mm,该数据目前仍为建站以来日降雨量最大值。1996年8月3—5日,石家庄、邢台两地区的太行山迎风坡降雨量普遍超过400 mm,并垆最大日降雨量为413.3 mm,突破该站日降雨量极值。2012年7月21—22日,河北的东北部和中部以及北京、天津等地出现强降雨,8个国家基本站超过建站以来历史极值,固安最大日降雨量为358 mm,最大1 h降雨达到112 mm。许多学者(朱乾根等,1992;冯伍虎等,2001;杜青文等,1999;谌芸等,2012;孙军等,2012;孙建华等,2013;王淑莉等,2015;何斌等,2015;支树林等,2015)研究表明,上述三次极端暴雨过程中均伴有明显的中尺度特征。因此研究直接造成暴雨天气的中尺度系统及其环境场条件,对提高暴雨天气预报水平是十分必要的。

袁美英等(2010)、徐珺等(2014)、夏茹娣等(2009)、孙建华等(2015)发现地面辐合线在中尺度系统的触发或维持方面发挥了重要作用。同时,蒙伟光等(2005)、孙建华等(2002)通过数值模拟表明,凝结加热对中尺度对流系统(MCS)的降水影响很大,如不考虑凝结加热,MCS的降水强度很快减弱,无法继续发展。岳彩军等(2007)、李英等(2008)通过结合了动力、热力以及潜热等要素的非地转湿 Q 矢量诊断发现,非地转湿 Q 矢量散度辐合场激发出的次级环流是造成暴雨的重要原因。此外,一些学者利用卫星以及常规观测资料对产生暴雨的MCS开展了大量研究。例如:Fang(1985)总结了长江流域梅雨期发生中尺度对流复合体(MCC)的大尺度环流背景概念模型。吕艳彬等(2002)、范俊红等(2009)发现华北平原产生暴雨的MCC发生在移动性冷锋前的暖区中。张雪蓉等(2013)发现持续拉长状中尺度对流系统(PECS)是引发暴雨的重要中尺度对流系统。近年来,伴随着雷达资料的广泛应用,

有学者(俞小鼎,2012;谌芸等,2012;孙军等,2012)发现强降雨回波常沿中尺度辐合线触发移动和加强。王福侠等(2014)统计了29次暴雨过程的雷达径向速度场特征,发现中尺度辐合是其共有的速度特征,同时发现“列车效应”是造成局地暴雨、大暴雨的关键因素。

2013年7月1日,河北省中部出现一次特大暴雨过程(24 h降雨量 >250 mm为特大暴雨),给当地人民生活以及国民经济建设造成了巨大影响。但由于业务预报中对降水性质认识不足,加之数值预报模式模拟能力有限,导致短期预报中无论降雨时段、落区还是降雨强度均出现较大预报偏差。本文利用常规探测资料、NCEP最终分析资料($1^\circ \times 1^\circ$)、自动站、FY-2E卫星以及多普勒雷达资料,从暴雨产生的背景场入手,利用水汽通量散度、非地转湿 Q 矢量等方法进行了诊断分析,讨论了地面风场及散度分布对云团发生发展的可能影响,最后分析了雷达回波演变过程的中小尺度特征,以加深对华北地区暖区暴雨的认识,为业务预报提供科学的参考依据。

1 暴雨概况

2013年7月1日,河北中部出现较大范围的暴雨天气,但降水分布极不均匀。从1日08时至2日08时(北京时,下同)的24 h降雨分布图看(图1a),雨带呈东北—西南带状分布,暴雨区主要覆盖邢台北部、石家庄东部、衡水中西部、沧州西部和北部等地,其中宁晋降雨量为213.2 mm,突破历史极值,两个大暴雨中心分别为宁晋的四芝兰镇409.2 mm、武强的孙庄227.8 mm。据统计,仅宁晋县农作物受灾面积就达18万亩(1亩 ≈ 666.7 m²),受灾群众11.7万人,直接经济损失1.15亿元。

分析两个暴雨中心的逐6 min降雨量演变发现,四芝兰镇(图1b)、孙庄均呈现明显的 β 中尺度特征,且每个中尺度雨峰又含有多个 γ 中尺度分布。此外,以上两个站点的最大6 min雨强都在10 mm以上。特别是四芝兰镇,最大6 min雨强达到15.9 mm,最大整点1 h(7月1日17—18时)雨强121.8 mm。

由此可见,此次暴雨过程虽然持续时间较短,但

强度非常大,且 β 尺度雨峰中嵌套多个 γ 尺度雨峰,从而造成局地出现特大暴雨。

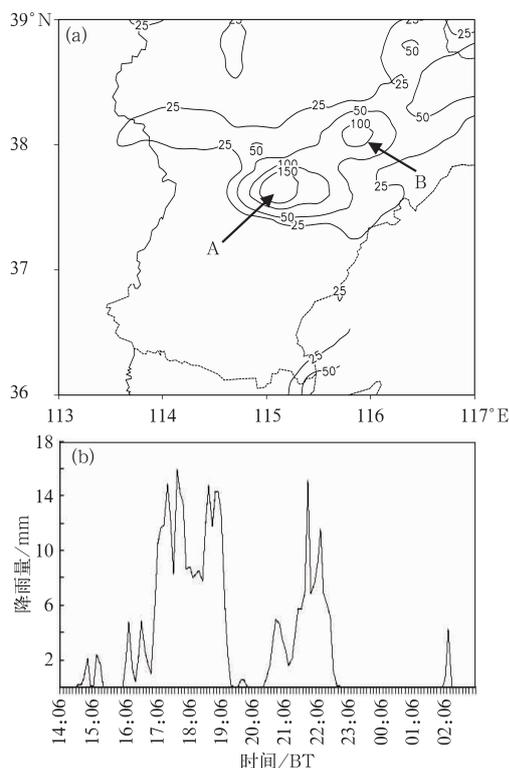


图 1 (a)2013 年 7 月 1 日 08 时至 7 月 2 日 08 时累计降雨量(单位:mm) (图中 A,B 分别为四芝兰,孙庄两个暴雨区),

(b)1 日 14 时至 2 日 03 时,四芝兰逐 6 min 降雨量演变

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation from 08:00 BT 1 to 08:00 BT 2 July 2013 (unit: mm),

(A and B separately represent Sizhilian rainstorm area and Sunzhuang rainstorm area)

(b) the evolution of 6 min precipitation from 14:00 BT 1 to 03:00 BT 2 July 2013

2 July 2013

2 环流形势演变特征

7 月 1 日 08 时,500 hPa,低涡位于黑龙江西部,稳定少动,副热带高压(以下简称副高)588 dagpm 线北界位于 29°N 附近,并不断西伸北抬,高空槽位于蒙古国南部到甘肃中部一线,且不断东移,河北中南部处于西偏南气流中。对应 200 hPa 上,在河北北部,大于 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的高空急流覆盖 $40^{\circ} \sim$

47°N 的广大区域。河北省中部位于高空急流出口区的右侧,南亚高压东北部,且距 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的等风速线南边界 2 个纬距之内(图略),风场的疏散特征明显。1 日 20 时副高 588 dagpm 线北界北抬至 33°N ,高空槽移至山西北部到陕西一线,副高与高空槽之间等高线梯度加大,从而造成暴雨区上空西南暖湿输送加强。由此可见,东移高空槽是此次暴雨天气的影响系统。到 2 日 08 时,200 hPa 高空急流断裂,河北中南部处于急流正前方,出现辐合下沉气流。500 hPa 高空槽与低涡底部低槽相接并移出河北,河北大部受西北气流控制,天气转好。

对流层低层(850 hPa),1 日 14 时(图 2a 和 2c),冷切变线分为两段,北段位于内蒙古东北部,南段位于河北西北部至宁夏北部,切变线南部存在中心强度为 $-120 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 θ_{se} 平流区,西南低空急流位于河北东南部到湖南中部一带,中心强度达 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,河北省中部的沧州、衡水等地位于其出口区的左前方,且河北中部存在正平流,平流强度为 $15 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 。分析该时刻水汽通量散度垂直廓线图(图 2b)发现,暴雨区($37^{\circ} \sim 38^{\circ}\text{N}$, $115^{\circ} \sim 116^{\circ}\text{E}$)上空,在暴雨即将来临前已存在深厚的辐合,最强辐合位于 925 hPa 附近,辐合强度为 $-3 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。暴雨发生期间,冷切变线缓慢东移,西南急流显著加强,从而大大增强了暖湿空气向北的输送能力。到 1 日 20 时,850 hPa 上低空急流中心强度达到 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,同时北京地区形成一东西向暖切变线,但此时冷切变线和暖切变线距离强暴雨区较远(超过 200 km),暴雨区上空依然存在暖平流,且 850 hPa 水汽通量辐合强度激增至 $-8.6 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此外,地面图显示,这一时段暴雨始终位于锋前低压带中。由此可见,1 日 14—20 时的暴雨为暖区暴雨。1 日 20 时后,在东移冷切变线的影响下,河北中部再次出现明显降雨。到 2 日 02 时(图 2d),河北中部转入切变线南部,强 θ_{se} 平流负值区侵入到河北中部及北部地区,意味着暖湿输送被切断,河北中部降雨基本结束。

此次暴雨天气发生在对流层高层反气旋的大尺度背景下,高空槽东移过程中,河北中部的暴雨天气分为 1 日 14—20 时的暖区暴雨,以及 1 日 20 时后,东移冷切线带来的切变线强降雨。其中在暖区暴雨发生的过程中,低层存在水汽通量散度的急剧增强。此外,850 hPa 强 θ_{se} 负值平流的侵入代表水汽输送被切断,可以用来判定暴雨的结束时间。

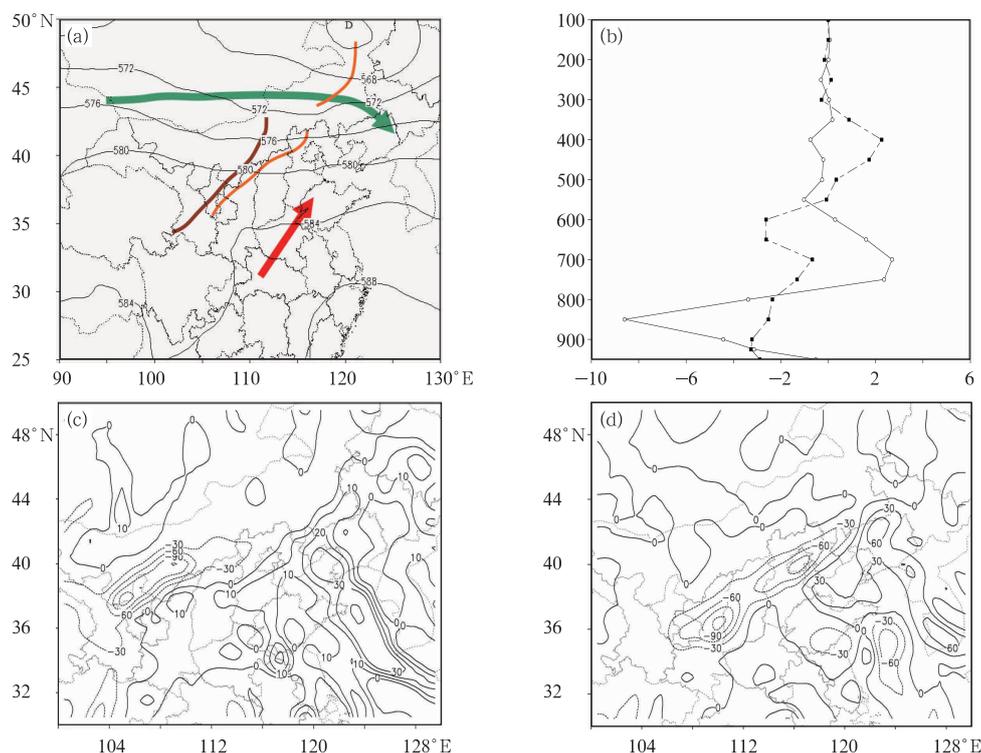


图 2 (a)2013 年 7 月 1 日 14 时 500 hPa 位势高度(单位: dagpm)及系统配置
(棕色实线为 500 hPa 槽线,红色实线为 850 切变线,绿色箭头为 200 hPa 急流,红色箭头为 850 hPa 急流),
(b)1 日 14 时(虚线)和 20 时(实线)暴雨区(37°~38°N,115°~116°E)上空水汽通量散度
(单位: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)垂直变化, (c)1 日 14 时和
(d)2 日 02 时 850 hPa θ_{se} 平流分布(单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 2 (a) The 500 hPa height (unit: dagpm) and configuration of the system at 14:00 BT 1 July 2013
(Black solid line is isoline, brown solid line is trough, orange solid line is 850 hPa shear line,
green arrow is 200 hPa jet, red arrow is 850 hPa jet), (b) vertical distribution of area-average
moisture flux divergence (unit: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
at 14:00 BT (dashed line) and 20:00 BT (solid line) 1 July 2013, (c) the 850 hPa θ_{se}
advection (unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) at 14:00 BT 1 July 2013, (d) the 850 hPa θ_{se}
advection (unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) at 02:00 BT 2 July 2013

3 中尺度环境特征

对比 1 日 08 和 20 时,北京、张家口、邢台、乐亭四个探空站 $T-\ln p$ 图(图略)与 NCEP 最终分析资料中上述四个探空站附近的格点 $T-\ln p$ 图(图略),两种数据无论是图形的分布还是各种指数的计算结果均十分相近。因此以下分析中采用 NCEP 最终分析资料对暴雨区附近格点数据进行对比。

分析 38°N、116°E(孙庄附近),38°N、115°E(四芝兰附近)两个格点的对流有效位能(CAPE),对流抑制能量(CIN)、抬升指数(LI)、抬升凝结高度(LCL)、大气可降水量(PW)发现(表 1),暴雨发生

前(1 日 14 时),在中低层西南气流的增湿作用下,河北中部的湿层变厚,大气可降水量增加,两个暴雨中心可降水量均超过 60 mm。两个暴雨中心的 CAPE 也都在 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,这表明此时在河北中部已积聚了较高的高温高湿能量。同时由于太阳辐射使边界层升温,近地面的温度逐渐接近并达到对流温度,致使 14 时 CIN 减小为 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,近地面的稳定层消失,因此只要存在一定的触发机制,很容易触发形成对流。考察抬升指数和抬升凝结高度发现,孙庄附近暴雨区 LI 为 -3.15 K ,其所反映的层结不稳定程度较四芝兰更强,且抬升凝结高度更低,因此对流云团出现要早于四芝兰。

暴雨发生期间(1 日 14—20 时),孙庄附近对流

有效位能有所释放,CAPE 明显减小,同时 LI 强度减弱,CIN 迅速增加,而宁晋附近虽然对流抑制能量增加也较为明显,但 CAPE 出现明显跃升,LI 负值增加,层结不稳定性增强,这可能也是在冷式切变

线移来后,再次出现强降雨的原因。强降雨结束后,到 2 日 08 时,河北中部地区 CAPE 减为 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,LI 转为正值,抬升凝结高度逐步升高。

表 1 2013 年 7 月 1 日 14 和 20 时两个暴雨区附近的大气对流参数

Table 1 Convective available potential energy (CAPE), convective inhibition energy (CIN), surface lifting index (LI), lift condensation level (LCL), precipitable water (PW) convective parameter calculated from soundings near the three rainstorm areas at 14:00 BT and 20:00 BT 1 July 2013

时间/BT	格点	CAPE /J · kg ⁻¹	CIN /J · kg ⁻¹	LI/K	LCL/hPa	PW/mm
14 时	38°N、115°E(四芝兰)	1175	0.1	-1.94	829.4	61
	38°N、116°E(孙庄)	1538	0	-3.15	858.3	62.8
20 时	38°N、115°E(四芝兰)	1513.6	119	-3.7	915.2	67.8
	38°N、116°E(孙庄)	1021.1	82.8	-2.51	905.6	66.7

4 Q* 矢量特征分析

以上分析可见,暖区暴雨上空虽然有较好的水汽输送,对流不稳定层结也很深厚,但其低层风场辐合弱于切变线附近,因此在实际业务预报中很难把握其落区及起止时间。

岳彩军等(2003)指出考虑了大尺度凝结加热和对流凝结加热信息的非地转湿 Q 矢量对于对流很强并伴有大量对流凝结潜热释放的天气过程来讲更具有针对性,更能揭示天气过程形成的潜在物理机制。非地转湿 Q 矢量(Q*)方程表达式为:

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial x} \nabla \theta + \frac{R}{c_p p} \frac{\partial}{\partial x} (H_s + H_c) \right]$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial y} \nabla \theta + \frac{R}{c_p p} \frac{\partial}{\partial y} (H_s + H_c) \right]$$

式中, $h = \frac{R}{p} \cdot \left(\frac{p}{1000} \right)^{R/c_p}$, H_s 和 H_c 分别为大尺度凝结加热率和对流凝结加热率,分别使用大尺度凝结加热方案和郭晓岚积云参数化方案进行计算。 Q_x^* 、 Q_y^* 为 x、y 方向非地转 Q* 矢量的分量,其他为气象常用物理量符号。Q* 矢量散度($\nabla \cdot Q^*$)作为非地转垂直运动的唯一强迫项,当 ω 有波动特征时, ω 与 $\nabla \cdot Q^*$ 有如下关系: $\omega \propto \nabla \cdot Q^*$, $\nabla \cdot Q^* < 0$ 时, $\omega < 0$ 为上升运动,反之则为下沉运动。

图 3a 为 1 日 14 时 700 hPa Q* 矢量散度分布

图, $\nabla \cdot Q^*$ 辐合区分为三部分,其中山西省西北部的辐合中心和陕西北部的辐合中心基本位于 700 hPa 槽区,而河北中部 $\nabla \cdot Q^*$ 辐合区则位于槽前低空急流左前方,且暖区暴雨首先在辐合中心附近产生。由此可见, $\nabla \cdot Q^*$ 辐合区对锋面附近的强降雨和暖区强降雨均较好的指示意义,特别是在暖区, $\nabla \cdot Q^*$ 强辐合早于暖区暴雨的发生,其对暖区暴雨有较强的预报能力。同一时刻不包含对流凝结加热强迫 $\nabla \cdot Q^*$ 分布图(图 3c),可以看出不包含对流凝结加热强迫的 $\nabla \cdot Q^*$ 辐合区基本沿锋区呈弧状分布,且处于高空槽前偏暖一侧,但在河北中部的暖区暴雨区上空则完全没有反映。而仅包含对流凝结加热强迫的 $\nabla \cdot Q^*$ 在暖区暴雨上空产生较强辐合(图 3e),且数值与总的 $\nabla \cdot Q^*$ 接近。由此,可以看出对流凝结加热强迫出的辐合上升运动在暖区强降雨中至关重要。

7 月 1 日 20 时,伴随着高空槽的缓慢东移南压,高空槽附近的 $\nabla \cdot Q^*$ 辐合带移至河北西部到山西一带,而位于河北省中部偏东地区的暖区降雨区上空仍有较强辐合,但辐合强度有所减弱(图 3b)。分析该时刻不包含对流凝结加热强迫的 $\nabla \cdot Q^*$ (图 3d)和仅包含对流凝结加热强迫的 $\nabla \cdot Q^*$ 分布图发现(图 3f),暖区暴雨上空总的 $\nabla \cdot Q^*$ 辐合强度依然取决于对流凝结加热强迫,但对流凝结加热强迫强度有所减弱。造成这种结果的原因主要是由于伴随着强降雨的发生,积云低层释放大量凝结潜热,使得环境大气出现明显的增温增湿,环境大气温度与云中温度越来越接近,对流凝结加热作用逐渐减弱所造成的。

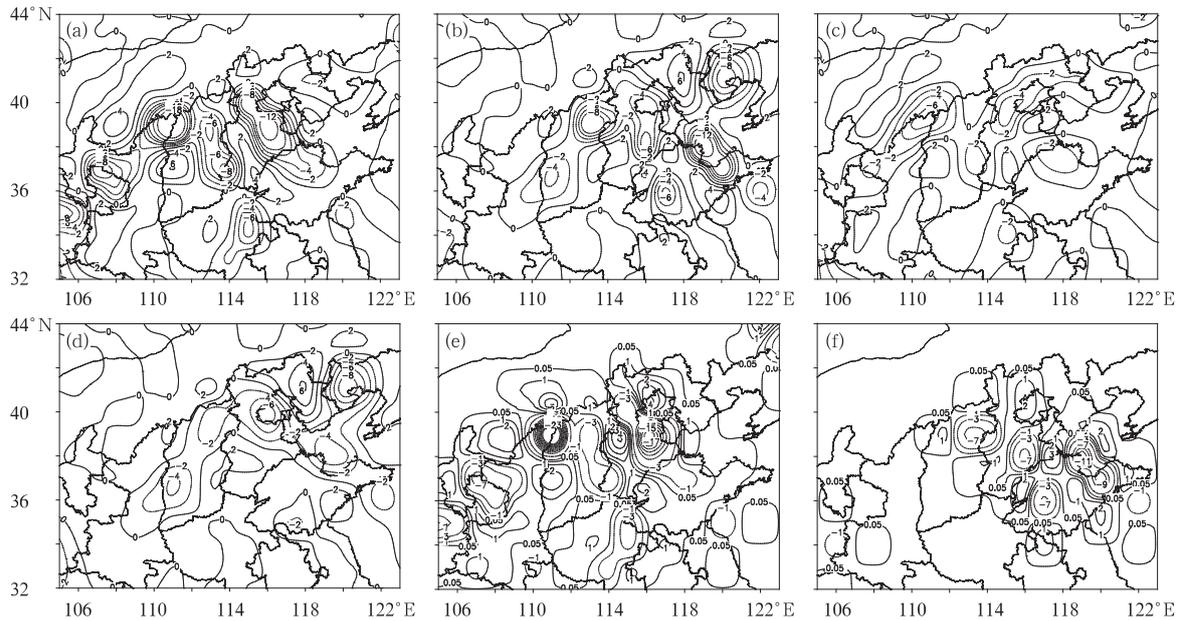


图 3 2013 年 7 月 1 日 14 时(a)和 20 时(b)总的 $\nabla \cdot Q^*$, 1 日 14 时(c)和 20 时(d)不包含对流凝结加热强迫项的 $\nabla \cdot Q^*$
1 日 14 时(d)和 20 时(f)仅包含对流凝结加热强迫项的 $\nabla \cdot Q^*$ (单位: $10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)

Fig. 3 Total $\nabla \cdot Q^*$ at (a) 14:00 and (b) 20:00 BT 1 July,
 $\nabla \cdot Q^*$ without convective condensation heating at (c) 14:00 and
(d) 20:00 BT 1 July, $\nabla \cdot Q^*$ only with convective condensation heating
at (e) 14:00 and (f) 20:00 BT 1 July 2013 (unit: $10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)

2 日 02 时, 700 hPa 高空槽移到河北省中部, $\nabla \cdot Q^*$ 辐合区呈东北—西南向分布, 辐合区范围和强度进一步缩小, 而此时, 河北中部暖区暴雨上空的整层总的水汽通量为辐散, 已没有对流凝结潜热释放, 对流凝结加热强迫的 $\nabla \cdot Q^*$ 为 0, 暴雨也基本结束。

从暴雨开始时 (图 4a) 以及暴雨发生过程

(图 4b) 中的 Q^* 矢量散度沿 116°E 的剖面图看, 暖区暴雨上空的 Q^* 矢量散度辐合区非常陡立, 且辐合区层次一直延伸到对流层高层, 充分说明暖区暴雨上空垂直上升运动很强。同时, $\nabla \cdot Q^*$ 辐合中心一直存在于 500~400 hPa, 通过与仅有对流凝结加热强迫的 $\nabla \cdot Q^*$ 对比发现, 暖区暴雨上空总的 $\nabla \cdot Q^*$ 和仅有对流凝结加热强迫的 $\nabla \cdot Q^*$ 垂直分布特征一

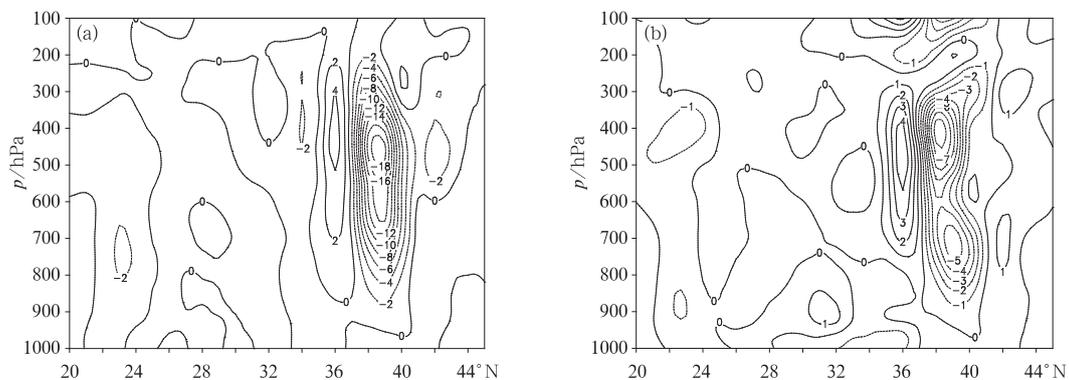


图 4 2013 年 7 月 1 日 14 时(a)和 20 时(b)总的 $\nabla \cdot Q^*$ 沿 116°E 垂直剖面图(单位: $10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)
Fig. 4 Vertical cross-section of total $\nabla \cdot Q^*$ (unit: $10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)
along 116°E
at (a) 14:00 and (b) 20:00 BT 1 July 2013

致,可见对流凝结加热作用在 500~400 hPa 最为明显。此外,配合同时刻沿 116°E 的垂直流场剖面图(图略)看,在此期间,暴雨区南侧 36°N 附近存在 Q^* 矢量辐散区有下沉气流存在,其与暖区暴雨上空的 Q^* 矢量辐合上升气流构成一闭合的次级环流圈。恰恰是这一垂直环流圈存在决定了同处于暖区中的河北中部和南部出现了不同天气。

从 Q^* 矢量的诊断结果可以看出, Q^* 矢量散度不仅清晰地反映了锋区附近的上升运动,对暖区中以热力强迫为主的上升运动也有较强的诊断能力。其对流凝结加热强迫项在暖区暴雨区上空 Q^* 矢量辐合中发挥了决定性作用,且对流凝结加热强迫项

大值区在暖区的位置可以用来判断暴雨落区。

5 MCS 的云图特征

利用卫星云图将暴雨云团划分为四类(Jirak et al, 2003):中尺度对流复合体(MCC),持续拉长状中尺度对流系统(PECS), β 中尺度对流系统($M\beta$ MCC), β 中尺度持续拉长状对流复合体($M\beta$ PECS),结合表 2 给出的标准将达到 -52°C 以下冷云盖的云来定义此次过程的对流云团。

从此次暴雨过程中卫星云图演变看,孙庄暴雨区是在暖区 β 中尺度对流系统初生和发展阶段产生

表 2 中尺度对流系统分类

Table 2 The classification of the MCS based on the satellite IR cloud image

类别	-52°C 冷云盖面积	维持时间/h	形状
MCC	$\geq 50000 \text{ km}^2$	≥ 6	偏心率 ≥ 0.7
PECS	$\geq 50000 \text{ km}^2$	≥ 6	$0.2 \leq \text{偏心率} < 0.7$
$M\beta$ MCC	$\geq 30000 \text{ km}^2$ (成熟时面积 $\geq 50000 \text{ km}^2$)	≥ 3	偏心率 ≥ 0.7
$M\beta$ PECS	$\geq 30000 \text{ km}^2$ (成熟时面积 $\geq 50000 \text{ km}^2$)	≥ 3	$0.2 \leq \text{偏心率} < 0.7$

的,而四芝兰镇暴雨可分为两部分,第一部分则由暖区 β 中尺度对流系统度强烈发展造成,第二部分由切变线云系中生成的 PECS 与暖区 β 中尺度对流系统合并加强造成。

7月1日16时,切变线附近的对流云团呈现长条形破碎分布,其中位于陕西北部 and 山西西北部的 Q1 和 Q2 两个对流云团相对较为强盛,且不断发展东移。此时,在河北省东部、山东北部也有对流云团发展,其中在孙庄附近开始有对流云团 N1 产生,此时虽尺度较小,但强度较大,对流云顶亮温在 -60°C 以下(图 5a)。地面自动站风场显示,河北东部的东南气流逐渐加强,到 16 时(图 6a),孙庄暴雨区及四芝兰暴雨区附近开始生成地面中尺度涡旋,并存在强辐合,中心强度达到 $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在其影响下,对流云团 N1 迅速发展。到 17 时(图 5b),涡旋中心位置有所南移,但辐合中心强度依然维持 $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,此时伴随着副高外围低层水汽输送的加强,在地面辐合的影响下(图 6b),N1 迅速发展加强, -60°C 的冷云范围延伸到四芝兰附近,从而造成降雨强度大大增加,四芝兰 1 h(17—18 时)降雨达 121.8 mm。同时,切变线云系中的 Q1、Q2 云团也不断吸收周围较小云团并强烈发展,其中 Q1 云团低于 -52°C 的冷云盖面积近 50000 km^2 ,且沿切变线方向呈带状分布,其长轴为 3 个纬距,短轴为 2

个经距,偏心率大于 0.2,且小于 0.7,标志着 PECS (持续拉长状中尺度对流系统)开始形成。18—19 时,切变线云系中的 Q1 云团与 Q2 云团合并,使得长轴沿切变线持续伸展拉长,低于 -52°C 的冷云盖范围继续扩大(图 5c 和 5d)。同时对流云团 N1 范围继续扩大,但此时,地面中尺度涡旋逐渐减弱为东西向中尺度辐合线(图 6c 和 6d),且位置继续南压,辐合强度进一步减弱。

20 时(图 5e),PECS 与暖区中的对流云团 N1 合并,引起四芝兰上空云顶亮温进一步降低到 -70°C 。此时 -52°C 的冷云盖面积达到 177400 km^2 ,其长轴为 8 个经距,短轴为 3 个纬距,偏心率约为 0.38,PECS 达到成熟阶段。分析图 1b 发现,19:24—20:30 四芝兰附近仅有 1.8 mm 的降雨。地面上(图 6e),四芝兰位于中尺度辐合线北部,表现为辐散场。可见,在两云团合并初期,仅是云团顶部云毡的连接,而云团主体并未结合,因此,此时云顶亮温低值中心与强降雨中心配合的并不好,但地面散度场与降雨强度的演变有较好的对应关系。

21—22 时(图 5f),伴随着两云团的进一步融合,PECS 中最强云顶亮温达到 -72°C 并处于四芝兰上空,此时,原由涡旋减弱生成的东西向中尺度辐合线转向为东北—西南向,四芝兰处于其顶端(图 6f),

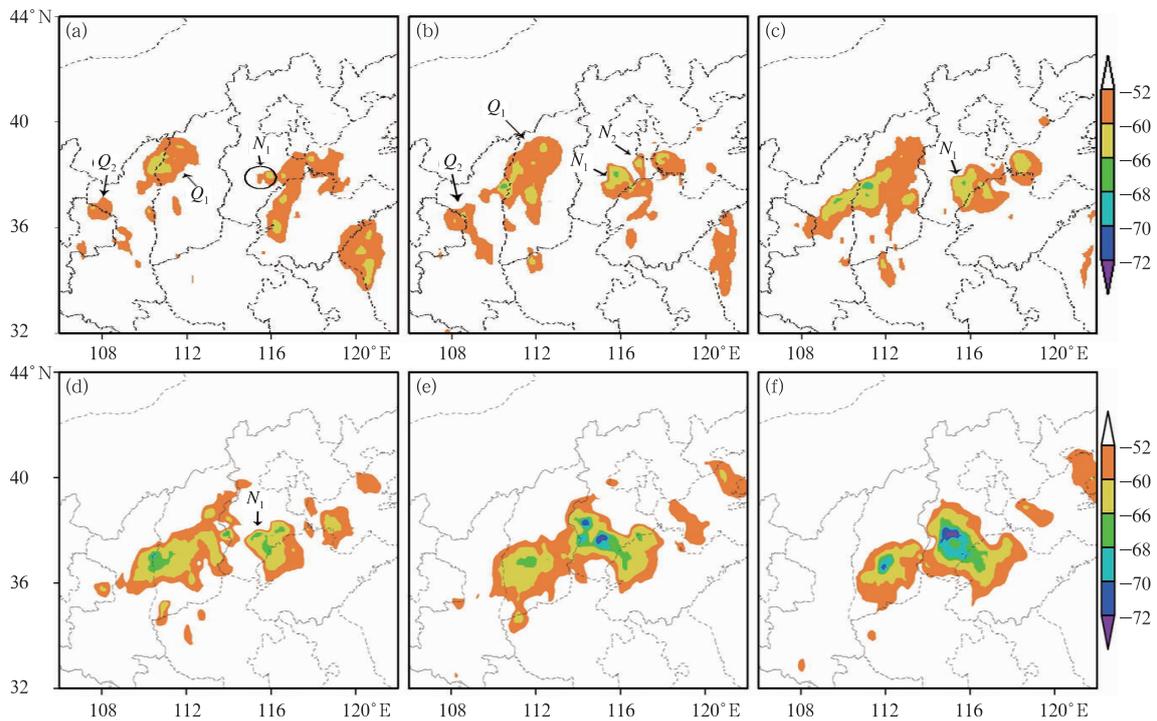


图 5 2013 年 7 月 1 日 16—21 时云顶亮温 TBB(单位: °C)演变

(a)16 时, (b)17 时, (c)18 时, (d)19 时, (e)20 时, (f)21 时

Fig. 5 The hourly FY-2E satellite TBB (unit: °C) images from 16:00 to 21:00 BT 1 July 2013

(a) 16:00 BT, (b) 17:00 BT, (c) 18:00 BT, (d) 19:00 BT, (e) 20:00 BT, (f) 21:00 BT

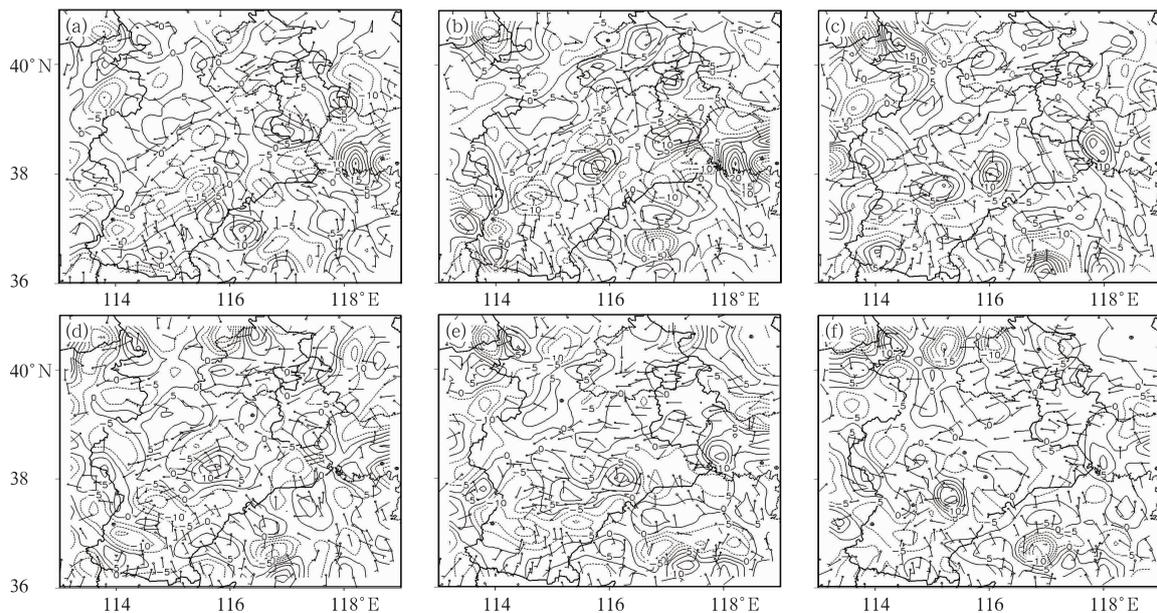


图 6 2013 年 7 月 1 日地面自动站风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和散度(单位: 10^{-5}s^{-1})分布

(a)16 时, (b)17 时, (c)18 时, (d)19 时, (e)20 时, (f)21 时

Fig. 6 Wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence (unit: 10^{-5}s^{-1}) from automatic meteorological stations from 16:00 to 21:00 BT 1 July 2013

(a) 16:00 BT, (b) 17:00 BT, (c) 18:00 BT, (d) 19:00 BT, (e) 20:00 BT, (f) 21:00 BT

从而再次出现短时强降雨, 1 h 雨强达 58.6 mm。23 时后, PECS 东移减弱解体。

从以上分析可知, 孙庄暴雨区和四芝兰暴雨区 12—19 时的强降雨是在地面中尺度涡旋的影响下,

由暖区中 β 中尺度对流云团在初生和发展阶段造成。1 日 21—22 时, 涡旋减弱生成的东西向中尺度辐合线转向为东北—西南向, 辐合线顶端再次影响

四芝兰, PECS 中对流云团发展, 从而再次造成短时暴雨。

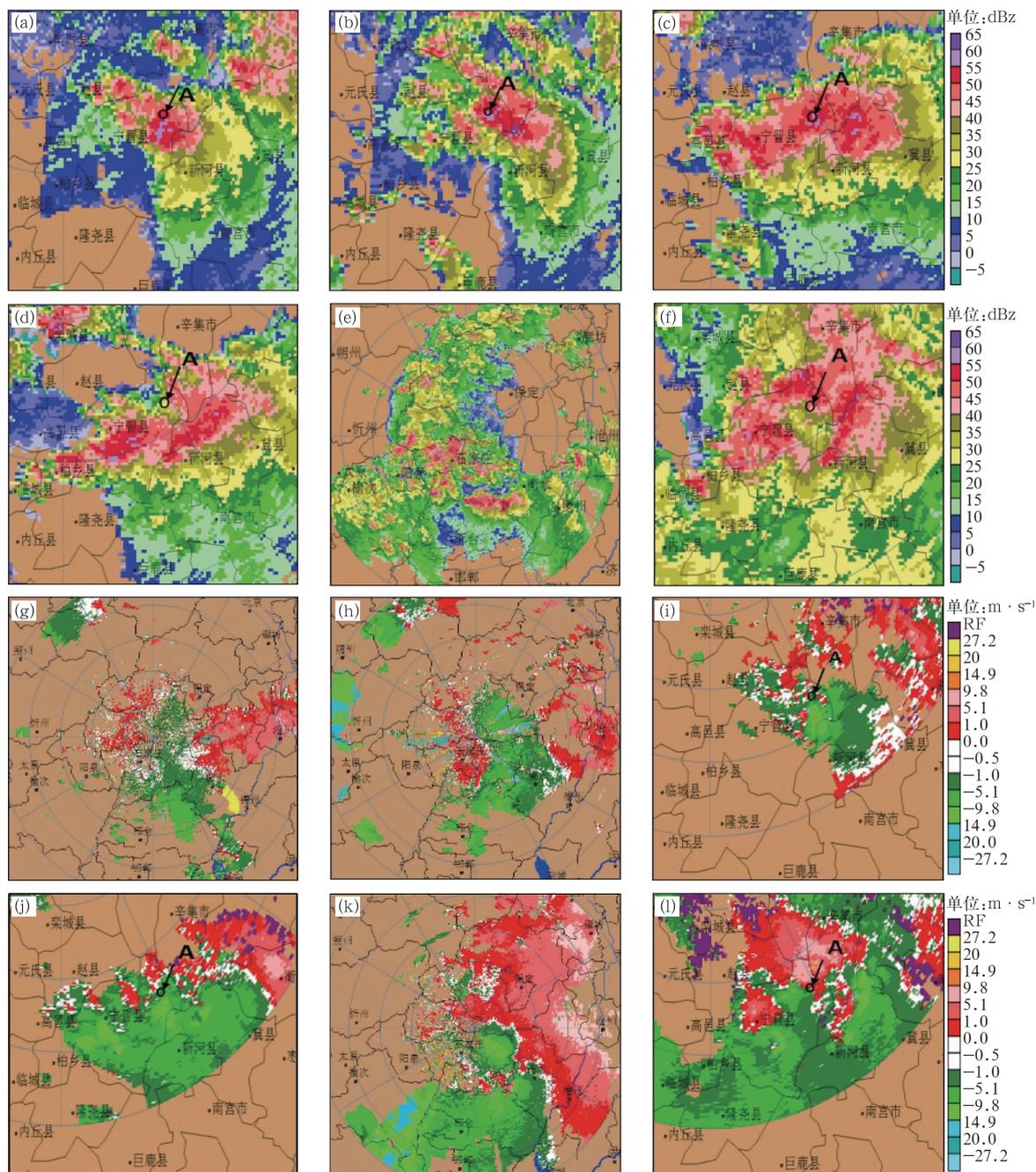


图 7 2013 年 7 月 1 日 17:03(a)、17:33(b)、18:43(c)、19:13(d)、20:05(e)和 21:57(f)新乐雷达组合反射率因子序列, 14:00 (1.5°仰角)(g)、17:03 (1.5°仰角)(h)、17:03 (2.4°仰角)(i)、18:43 (2.4°仰角)(j)、21:57 (1.5°仰角)(k)和 21:57 (2.4°仰角)(l)新乐雷达径向速度

Fig. 7 Time series of composite reflectivity images of Xinle Radar at (a) 17:03 BT, (b) 17:33 BT, (c) 18:43 BT, (d) 19:13 BT, (e) 20:05 BT, (f) 21:57 BT 1 July 2013; meridional velocities of Xinle Radar at (g) 14:00 BT (1.5° elevation), (h) BT 17:03 (1.5° elevation), (i) BT 17:03 (2.4° elevation), (j) BT 18:43 (2.4° elevation), (k) BT 21:57 (1.5° elevation), (l) BT 21:57 (2.4° elevation) 1 July 2013

6 雷达回波分析

分析新乐雷达产品发现,四芝兰第一阶段降水过程中回波的组织形态为 β 中尺度气旋式流场 γ 中尺度辐合线上的带状强降水多单体风暴,而第二阶段则为伴随切变线整体东移的强降水多单体风暴。

第一阶段, β 中尺度气旋式流场中有组织排列的多单体风暴。7月1日14:00,径向速度场显示,在新乐雷达东南部中高层表现为一致的西南风,此时在雷达探测范围内,并没有明显的天气系统生成(图7g)。到17:03,在石家庄东部、保定南部、衡水西部、邢台北部有明显 β 中尺度气旋式流场生成,宁晋处于最有利于上升运动的气旋式流场东南部的负速度区(图7h)。该时刻的组合反射率显示(图7a),宁晋东部附近有一西北—东南向带状回波,回波主体位于四芝兰附近,中心强度达到60 dBz。分析同时刻 2.4° 仰角(高度4 km)径向速度图(图7i),四芝兰附近存在长度不足10 km的 γ 中尺度辐合线。17:03—18:43(图7a~7c)在临城的东部、高邑、宁晋有尺度较小的对流单体生成,并不断东移加强,逐渐形成一东西带状多单体强回波区,且回波单体依次移向四芝兰。到18:43(图7c),50 dBz以上强回波范围发展到最大,其中包含60 dBz以上的回波中心。同时,径向速度场显示(图7j),在深县南部、辛集南部、宁晋存在多个 γ 中尺度辐合线,且强回波主体位于辐合线右侧负速度区。由此可见, β 中尺度气旋式流场中 γ 中尺度辐合线附近东—西带状回波的持续出现是四芝兰强降雨的重要因素。19:13(图7d),强回波移至四芝兰南部,暴雨暂停。

第二阶段,伴随切变线整体东移的强降水多单体风暴。20:05的组合反射率(图7e)图表明,在暴雨暂停的阶段,四芝兰处于切变线回波和原暖区带状回波的间隙中。到21:57(图7f)切变线附近回波前沿移至四芝兰,并与暖区中带状回波的西段合并,该地再次受到55 dBz的强回波影响。雷达径向速度场上,新乐雷达东侧风向随高度顺转,有暖平流,表明此时低层切变线虽移近雷达站,但还未经过雷达站,暴雨区处于切变线附近西南气流中(图7k)。四芝兰也再次受到西南气流中的中尺度辐合线(图7l)影响。同时中尺度辐合线逐渐转为东北—西南向。22:27,强回波移过四芝兰,伴随切变线东移,回波也快速东移,对四芝兰影响逐渐结束。

综上所述,第一阶段, β 中尺度的气旋式流场为 γ 中尺度辐合线的维持提供了相对稳定的上升环境,且 γ 中尺度辐合线处于最有利于上升的气旋式流场东南部负速度区中,这为带状强降水多单体风暴持续在四芝兰出现创造了有利的动力条件。第二阶段,切变线附近回波与原位于四芝兰的带状回波的合并,切变线前部西南气流中再次出现中尺度辐合线从而造成强降雨再次发生。

7 结论

通过以上分析,得出以下主要结论。

(1) 河北中部的暴雨天气分为暖区暴雨和切变线暴雨两个阶段,且两阶段暴雨均发生在对流层高层反气旋的大尺度背景下。其中在暖区暴雨发生过程中,低层水汽通量辐合急剧增强。此外,850 hPa强 θ_{se} 负值平流的侵入代表水汽输送被切断,可以用来判定暴雨的结束时间。

(2) 对流有效位能大、对流抑制能量小、抬升凝结高度低、地面抬升指数负值大且较高的气柱含水量等有利的中尺度环境是此次暴雨较易触发,雨强较大的重要原因。

(3) 从 Q^* 矢量的诊断结果可以看出, Q^* 矢量强辐合早于暖区暴雨的发生,其对暖区暴雨有较强的预报能力。 Q^* 矢量散度对流凝结加热强迫项大值区在暖区的位置可以用判断暴雨落区。其在暖区暴雨区上空 Q^* 矢量辐合中发挥了决定性作用。

(4) 孙庄和四芝兰暴雨区1日12—19时的强降雨是在地面中尺度涡旋的影响下,由暖区中 β 中尺度对流云团在初生和发展阶段造成,而1日21—22时,切变线云系中的对流云团与暖区对流云团合并形成尺度更大的PECS,并进一步融合,同时在地面中尺度辐合线的影响下,引发对流再次强烈发展,促使四芝兰镇附近再度出现强降雨。

(5) 雷达回波显示在特大暴雨第一阶段, β 中尺度的气旋式流场为 γ 中尺度辐合线的维持提供了相对稳定的上升环境,且 γ 中尺度辐合线处于最有利于上升的气旋式流场东南部负速度区中,这为带状强降水多单体风暴持续在四芝兰出现创造了有利的动力条件。第二阶段,切变线附近回波与原位于四芝兰的带状回波的合并,切变线前部西南气流中再次出现中尺度辐合线从而造成强降雨再次发生。

参考文献

- 谌芸,孙军,徐珺,等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (一)观测分析及思考. 气象,38(10):1255-1266.
- 杜青文,任荣彩,康锡言. 1999. “96.8”河北特大暴雨地面中尺度系统分析. 气象,25(7):25-28.
- 范俊红,王欣璞,孟凯,等. 2009. 一次 MCC 的云图特征及成因分析. 高原气象,28(6):1388-1398.
- 冯伍虎,程麟生,程明虎. 2001. “96.8”特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟. 气象学报,59(3):294-307.
- 何斌,范晓红,盛文斌,等. 2015. “2013.7.21”杭州湾北岸短时大暴雨的中尺度分析. 气象,41(7):842-851.
- 李英,陈联寿,雷小途. 2008. 变性台风 Winnie(9711)环流中的锋生现象. 大气科学,32(3):629-639.
- 吕艳彬,郑永光,李亚萍,等. 2002. 华北平原中尺度对流复合体发生的环境和条件. 应用气象学报,13(4):406-412.
- 蒙伟光,李江南,王安宇,等. 2005. 凝结加热和地表通量对华南中尺度对流系统(MCS)发生发展的影响. 热带气象学报,21(4):368-376.
- 孙建华,李娟,沈新勇,等. 2015. 2013 年 7 月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征. 气象,41(5):533-543.
- 孙建华,赵思雄. 2002. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场,II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用. 大气科学,26(5):633-646.
- 孙建华,赵思雄,傅慎明,等. 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征. 大气科学,37(3):705-718.
- 孙军,谌芸,杨舒楠,等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (二)极端性降水成因初探及思考. 气象,38(10):1267-1277.
- 王福侠,俞小鼎,王宗敏,等. 2014. 河北暴雨的多普勒天气雷达径向速度特征. 气象,40(2):206-215.
- 王淑莉,康红文,谷湘潜,等. 2015. 北京“7.21”暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟. 气象,41(5):544-553.
- 夏茹娣,赵思雄. 2009. 2005 年 6 月广东锋前暖区暴雨 β 中尺度系统特征的诊断与模拟研究. 大气科学,33(3):468-488.
- 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. 气象,40(12):1455-1463.
- 俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象,38(11):1313-1329.
- 袁美英,李泽椿,张小玲. 2010. 东北地区一次短时大暴雨 β 中尺度对流系统分析. 气象学报,68(1):125-136.
- 岳彩军,董美莹,寿绍文. 2007. 改进的湿 Q 矢量分析方法及梅雨锋暴雨形成机制. 高原气象,26(1):166-174.
- 岳彩军,寿亦莹,寿绍文,等. 2003. Q 矢量的改进与完善. 热带气象学报,19(3):308-316.
- 张雪蓉,濮梅娟,李晓容,等. 2013. 持续拉伸型中尺度对流系统发生发展与江苏暴雨分析. 气象科学,33(5):561-569.
- 支树林,陈娟,包慧濛. 2015. 一次副热带高压边缘上大暴雨的中尺度特征分析. 气象,41(10):1203-1214.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 1992. 天气学原理方法. 北京:气象出版社,383-389.
- Fang Zongyi. 1985. The preliminary study of medium-scale cloud clusters over the Changjiang basin in summer. Adv Atmos Sci, 2(3):334-340.
- Jirak I L, Cotton W R, McAnelly R L. 2003. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. Mon Wea Rev, 131(10):2428-2449.