

“9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究*

孙建华¹ 齐琳琳² 赵思雄¹

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室,北京,100029

2 空军装备研究院航空气象防化研究所,北京,100085

摘 要

利用 NCEP 再分析资料和常规观测资料,对 1996 年 8 月 3—5 日发生在河北和山西的特大暴雨过程进行了分析和模拟研究,并对模拟结果用部分特殊观测资料进行了证实。天气形势的分析表明,“96.8”暴雨过程中登陆减弱的台风低压并未出现。“75.8”暴雨中的台风与中纬度西风槽发生相互作用,入侵的弱冷空气是由华北高压南侧的偏东风引导至台风倒槽外围,是属于比较少见的登陆台风北上受高压阻挡停滞类型;台风倒槽内发生发展的 2 个中尺度对流云团是造成此次暴雨的直接影响系统,对流层低层的偏南风低空急流对中尺度对流云团的发展具有重要作用;暴雨期间,低空急流不仅强度大,而且伸展高度也相对较高;伴随强对流系统的主要入流和出流气流分别有 2 支,其中对流层高层的高空中尺度急流中心主要由强出流气流形成。分析还表明太行山对对流系统的阻挡可能是导致强降水长时间维持在石家庄附近的原因之一。

关键词:台风暴雨,中尺度对流系统,中尺度高空急流。

1 引 言

1996 年 8 月 3—5 日,河北、山西等地出现了“63.8”以来的最强的一次暴雨天气过程。河北省石家庄市西部山区的暴雨中心有 34 个市(县) 48 h 降雨量大于 100 mm, 20 个市(县) 48 h 降雨量大于 200 mm。其中,石家庄市、井陘、平山、元氏 4 县(市)降雨量均在 400 mm 以上,井陘县达 513 mm,该县的胡家滩、吴家窑降雨量更是分别达到了 525 和 670 mm^[1]。此外,山西省南部大部分地区的过程雨量也在 50 mm 以上,其中,东部地区 18 个县市的降雨量超过 100 mm,昔阳县最大降雨量达到 213.17 mm。由于这场暴雨强度大,面积广,且持续降雨时间长,因而给河北、山西等地均造成了重大的经济损失,仅河北省就有 10 多座大型水库相继溢洪,300 余座中小型水库库满溢流。

关于这次暴雨过程,已有过一些研究工作^[1-4]。江吉喜和项续康^[2]认为此次暴雨出现在东亚特定的经向环流形势下,9608 号台风减弱成低压与副热带高压之间形成的强偏南风低空急流,将低纬度地区充沛的暖湿空气源源不断地输送至华北地区,并与近地面层弱冷空气相互作用,从而诱发出两个中尺度对流云团。杜青文等^[1,3]指出对流云团的形成和发展直接造成此次暴雨过程,并对中尺度对流云团和地面中尺度系统进行了分析。冯伍虎和程麟生^[4]对此次暴雨过程的大、中尺度系统的演变和低压的结构作了分析。指出稳定的大型鞍形场和北移的台风低压与其东侧西太平洋副热带高压间的相互作用为“96.8”特大暴雨的发生提供了极有利的大、中尺度环流背景;而中尺度低压及其特有的动力、热力结构则是造成该暴雨过程的直接因素。刘伟和张庆红^[5]对该个例的模拟研究指出中尺度低空急流

* 初稿时间:2004 年 11 月 16 日;修改稿时间:2005 年 6 月 24 日。

资助课题:中国科学院奥运科技项目(KACX1-02)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-213)和国家自然科学基金项目(40405008)。

作者简介:孙建华,1972 年生,博士,主要从事中尺度天气分析和数值模拟以及沙尘天气的研究。E-mail:sjh@mail.iap.ac.cn

和高空急流在对流系统发展过程中起了非常重要的作用。然而,尽管上述研究对“96.8”暴雨的特点有了一定的认识,但在此次暴雨的直接影响系统,即中尺度对流系统的发生、发展过程、结构特征,尤其是主要云团特征的研究还很不足,有待继续深入研究。

近年来,由于中尺度数值模式的不断发展、完善,使得数值模拟结果在研究造成江淮梅雨期暴雨和华南暴雨的中尺度对流系统的结构和发生、发展过程上有了较多的应用。徐亚梅和高坤^[6],贝耐芳和赵思雄^[7]对1998年7月20—21日湖北武汉和黄石的特大暴雨进行了模拟研究,并给出这些系统的结构特征;孙建华和赵思雄^[8]采用中尺度模式MM5对华南强降雨系统进行了模拟分析研究。大量数值模拟研究表明,时空分布连续的高分辨率数值模拟结果有助于确认和证实夏季华南、长江流域暴雨中尺度系统的成因、机理、结构特征及其演变规律。由于暴雨发生时的观测资料有限,为此,本文首先对“96.8”暴雨天气形势作简要分析,并利用中尺度数值模式MM5对此次暴雨过程进行了模拟研究。而后,在模拟结果与雷达回波及TBB云图上系统的特征一致的基础上,采用数值模拟结果着重研究造成河北,特别是石家庄附近特大暴雨的中尺度对流系统的发生发展过程和结构特征。

2 天气形势和对流系统的活动

对历史上的华北暴雨研究表明^[9-11],较大范围的暴雨天气过程,总是与一定的有利大尺度环流形势相联系。虽然过去对华北暴雨产生的大尺度天气背景进行过一些总结,对“96.8”暴雨过程的大尺度环流背景条件也作过分析^[1-3],但是仍有一些不足。孙建华等对20世纪90年代华北暴雨的研究^[12]指出20世纪90年代大暴雨的影响天气系统分为5类:台风与低槽(低涡)远距离相互作用、低涡(登陆台风)与西风槽相互作用、登陆台风北上受高压阻挡停滞、低涡暴雨、暖切变暴雨。而本个例属于登陆台风北上受高压阻挡停滞,在90年代的所有大暴雨个例中只有这一个例,因此,它的天气形势分布有其特殊性,值得研究。

9608号台风于8月1日10时(北京时,下同)在福建省福清市登陆后向西偏北方向移动,2日02时进入江西省境内后呈减弱趋势。14时台风已减

弱为热带低压,后移经湖南、湖北,3日夜间热带低压到达河南南部,之后沿河南西部山区东侧北移,5日在山西减弱消亡(图略)。在台风登陆至减弱消亡期间,3日08时,西太平洋副热带高压(副高)北抬,与华北的高压脊相连,使得中国东部地区处于较稳定的高压控制区内,500 hPa上5880 gpm线在115°E附近呈准南北向(图略),另外,位于副高北侧的内蒙古中东部西风槽减弱并向北移动,20时槽后高压并入副高北部,造成副高经向度进一步加大(图1a)。此时,经向型副高与台风低压间很强的气压梯度形成的较强偏南风低空急流可伸至河北、山西两省的南部,从而使得南方地区丰富的暖湿空气得以源源不断地向北输送,形成十分有利于华北大暴雨出现的典型天气形势。稳定的副高和热带低压使得这种有利的环流形势在4日依然维持(图1b,c)。同时,低纬度地区原位于菲律宾以东洋面的台风已经移到台湾以东洋面,即副高的南侧,而中纬度位于蒙古国的高压脊也向东移动了大约10°。5日08时,由于西太平洋上台风的北移,副高主体东退到西太平洋,只在黄海附近有一个小高压(图1d)。与此同时,中纬度的华北高压脊也东移到东北。

从3日20时—5日20时的48 h降雨量分布(图2)可以看到,这次过程降雨使得湖北、河南、山西和河北均出现不同程度的降雨,且降雨主要集中在3日20时至5日08时。最大的暴雨中心在河北、山西交界处,雨量超过100 mm。其中最大降雨量为411 mm。由于图中采用的是全国730个标准站的降雨量资料,因此,最大雨量较前面提到的石家庄以西几个自动雨量站的雨量偏小。

为了解降雨过程中对流云团的活动,我们分析了3日17时—5日11时每隔3 h的TBB分布(图3)。可以看到,3日16时在台风低压云系外围的郑州附近有对流云团发展,这就是第1个对流云团,20时该云团有所发展,其北部边缘进入河北。4日05时,第1个对流云团北部边缘已到达石家庄附近,但云顶亮温 -50 的较强对流云区还在河北的西南地区,到了08时对流云团向北移动,云顶亮温低于 -50 的强对流云区也北移到了石家庄附近。在此期间,石家庄4日02—08时降雨量达74 mm。之后的4日08—14时,云顶亮温为 -50 的强对流中心一直维持在石家庄附近,从而造成了129 mm的降雨。4日17时,在原对流云团强中心的南侧郑

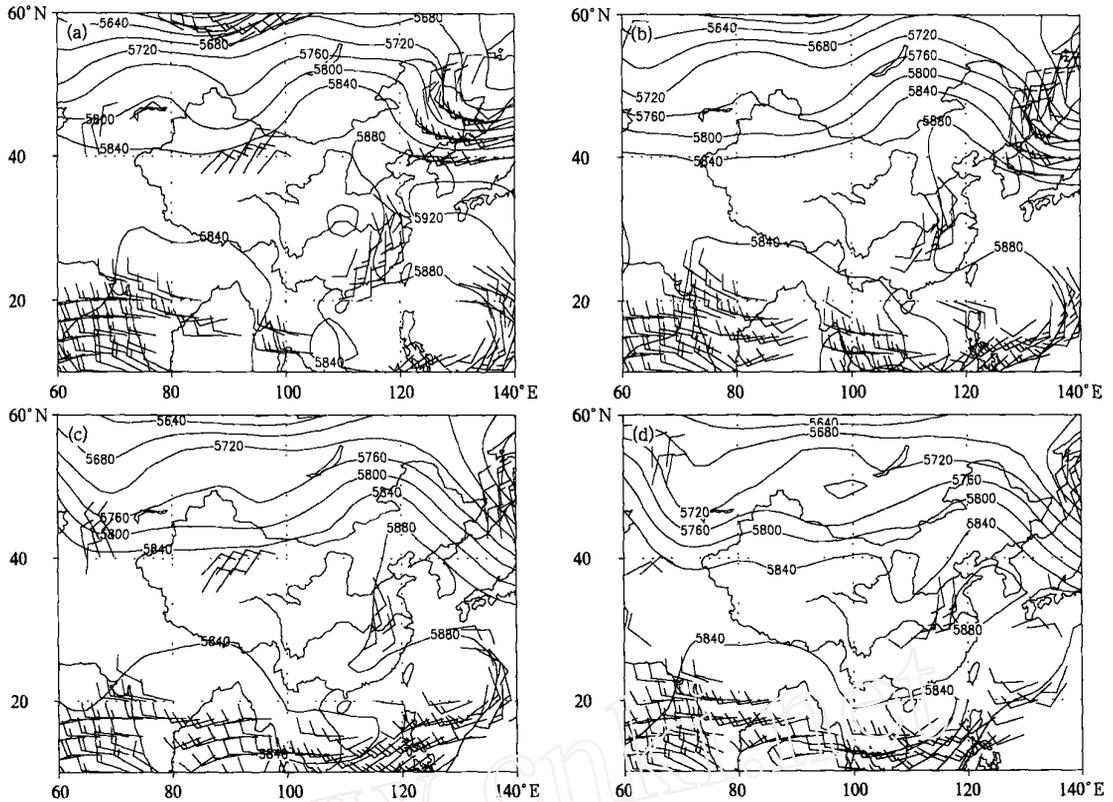


图1 1996年8月3—5日500 hPa高度场(单位:gpm)和850 hPa大于10 m/s风场
(a. 3日20时, b. 4日08时, c. 4日20时, d. 5日08时)

Fig. 1 The geopotential height in gpm on 500 hPa and wind greater than 10 m/s on 850 hPa at 3—5 August 1996
(a. 20:00 August 3, b. 08:00 August 4, c. 20:00 August 4, d. 08:00 August 5)

州附近又有1个新生云团出现,此为第2个对流云团,该云团迅速发展并向东北移动,其中心附近的云顶亮温低于 -60 ,18—19时并涿县出现的80 mm/h强降雨,就是由该云团内发生发展起来的更小尺度对流系统造成^[1]。4日20时该云团发展到最强,云团造成河北中南部和山西的中东部地区在4日14—20时再次出现暴雨,石家庄的降雨量为122 mm。之后,对流云团很快向东北方向移动并减弱消亡,5日02时,云顶亮温为 -50 的对流云团尺度已经很小。通过上述降雨过程中对流活动的分析可以知道,尽管TBB资料的分辨率是 $1^\circ \times 1^\circ$,且时间间隔又是3 h,未能详尽、连续地描述出2个对流云团的发展过程,但对于揭示石家庄地区先后受到2个对流系统的影响,引发特大暴雨过程还是具有重要意义。TBB资料的分析结果与江吉喜等^[2]和杜青文等^[1]采用红外云图对这次暴雨的研究结果一致,即河北西南部地区的特大暴雨主要是由登陆北上减弱台风外围的2个中尺度对流云团造成。

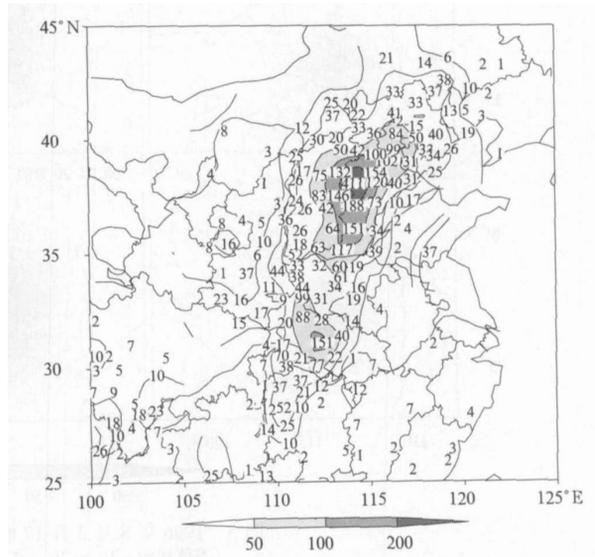


图2 1996年8月3日20时—5日20时的48 h降雨量
(单位:mm;等值线为:10,25,50,100,200 mm,图中的数字是降雨量)

Fig. 2 The 48 h precipitation of 20:00 August 3—20:00 August 5 1996
(units:mm; The interval of isolines are 10,25,50,100,200 mm, and the digital is also the precipitation amount)

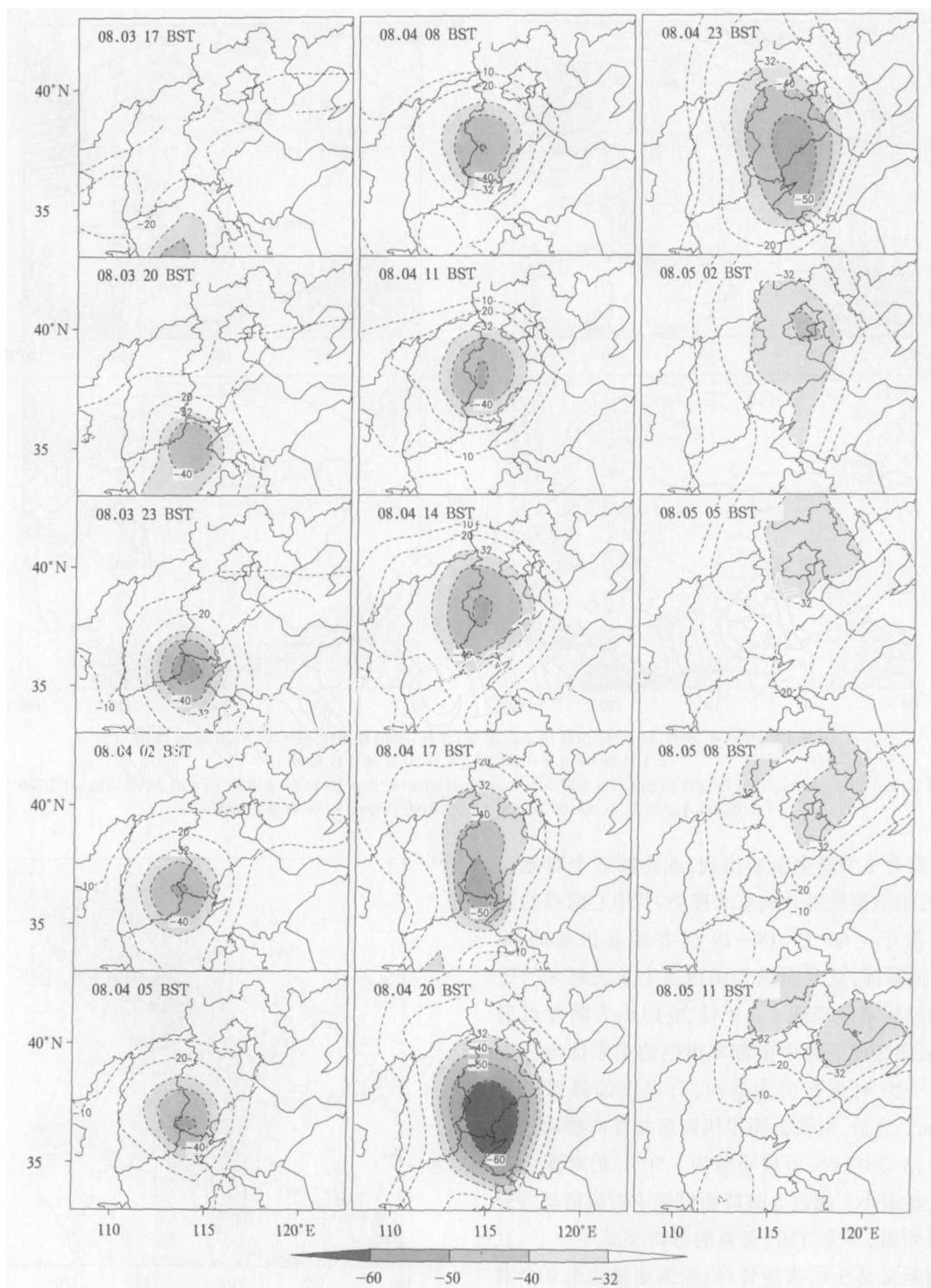


图3 1996年8月3日17时—5日11时的TBB分布
(等值线为-10,-20,-32,-40,-50和-60)

Fig. 3 The TBB of 17:00 August 3—11:00 August 5 1996
(The interval of isolines are -10,-20,-32,-40,-50 and -60)

考虑到对流云团的发展与大气的整层层结变化也有密切关系,为此,我们采用郑州和邢台的探空观测资料对暴雨前后大气层结的演变进行了分析。郑

州的探空风分析显示(图4a),2日该地区东南风位于700 hPa以下,3日已伸展到300 hPa,与此同时,湿层也逐渐向对流层上层伸展。2日该地区相对湿

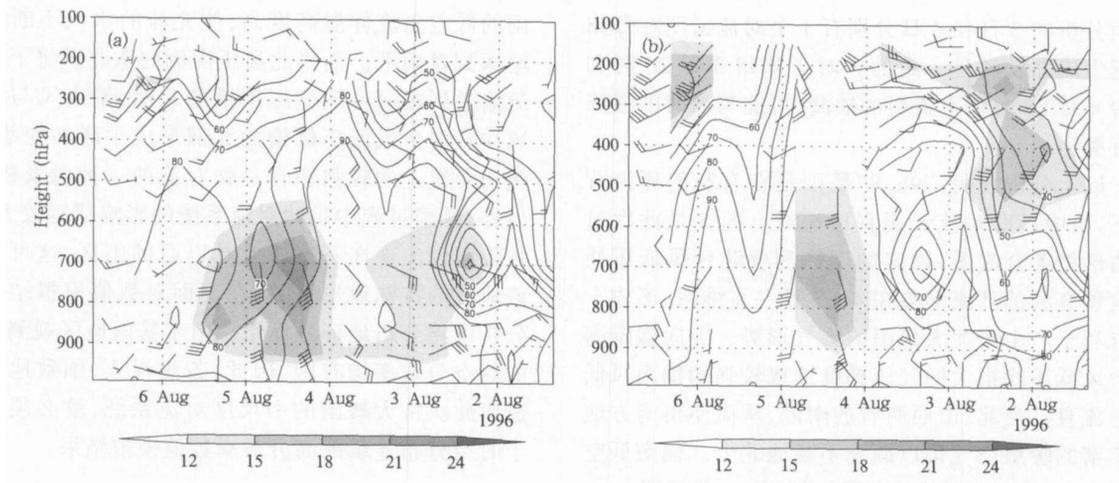


图4 1996年8月1—6日郑州(a)和邢台(b)的探空风场(单位:m/s)和相对湿度(单位:%)

Fig. 4 The wind in m/s and relative humidity in % from sounding of Zhengzhou(a) and Xingtai (b) on 1—6 August 1996

度仅在 800 hPa 以下达到 90 % ,3 日在 300 hPa 以下均达到了 90 % 。探空风场的演变还表明,2 日 08 时低空急流出现在对流层低层,但不是很强,之后,低空急流不断加强,4 日 700 hPa 急流中心的风速达 24 m/s。低空东南急流一直维持到 5 日 08 时,之后,低层的东南风转为西南风。郑州位于对流云团的南侧,强东南急流为对流云团的发展输送了充足的水汽。如前所述,造成强降雨的 2 个对流云团分别于 3 日和 4 日下午在郑州附近发展起来的,且第 2 个对流云团的发展强度明显强于第 1 个云团(图 3)。由此可知,强降雨期间,低空东南急流的增强和维持与对流云团发展的时段是相对应的。对于处于 2 个对流云团发展强中心的郑州北面的邢台,虽然其降雨量没有石家庄大,但 3 日 20 时—5 日 20 时的总降雨量也达 188.2 mm。而邢台的低空急流是 4 日才出现的(图 4b),这正说明急流中心是伴随台风低压的北上而向北移动的。江吉喜等^[2]在对暴

雨过程中地面风场和水汽场的分析也指出,低层大气非常潮湿,偏南风低空急流不断向北伸展,特别是 3 日 08 时和 4 日 08 时,低空急流的 2 次北涌造成了 2 个中尺度对流云团的发展。本文采用探空资料的分析结果与江吉喜等的分析结果基本一致。

此外,利用上述地区探空资料分析的暴雨时段前后对流参数的演变还表明(表 1),邢台地区 3 日 08 时的层结是不稳定的,对流有效位能(CAPE)为 922 J/kg,有利于对流发生。3 日 20 时,降雨开始后,该地区的 CAPE 几乎全部释放,且层结转为稳定。计算得出的该地区大气可降雨量也从 2 日的 41.9 mm 增加到 3 日的 61.4 mm。4 日 20 时,大气可降雨量更是达到了 71.2 mm。这不仅是降雨的后果,而且对降雨的维持非常有利,可为北面石家庄的暴雨区提供一定的水汽。郑州的探空分析则表明,8 月 2—4 日,该地区的层结一直是不稳定的,且大气可降雨量一直维持在 60 mm 以上(表 2),这与

表 1 1996 年 8 月 2 日 08 时—6 日 08 时邢台各对流参数
Table 1 The physical variables calculated by sounding data at Xingtai station from 08:00 2 to 08:00 6 August 1996

	2 日 08 时	2 日 20 时	3 日 08 时	3 日 20 时	4 日 08 时	4 日 20 时	5 日 08 时	5 日 20 时	6 日 08 时
CAPE(J/kg)	32	1345	922	73	0	0	0	0	0
CIN(J/kg)	59	3	0	36	0	0	0	0	0
LI	0	-3	-2	0	2	1	1	1	1
K	27	34	28	38	41	35	40	35	35
P(mm)	41.9	53.9	52	61.4	71.2	56.4	65.1	54.1	54.1
c_e (K)	349	360	358	352	351	349	352	348	348

前面分析的3日和4日分别有1个对流云团在郑州附近生成并发展是一致的。对于郑州3日20时和邢台4日08时探空资料的缺测,可能与当时的强降雨有关。

以上分析表明,“96.8”暴雨是在有利的环流背景下,由中尺度对流云团直接造成。图5是此次过程的形势场合成图,稳定的副高和登陆台风低压使得这种有利的环流形势在4—5日一直维持,形成十分有利于产生华北大暴雨的天气形势。经向型副高与台风低压间很大的气压梯度造成较强的偏南风低空急流直抵河北、山西两省的南部,从而使得南方地区丰富的暖湿空气得以源源不断地北上。偏南低空急流中心一直伸展到对流层中层,比一般梅雨锋暴

雨的低空急流伸展高度高,使充沛的水汽不断地被输送到暴雨区。而华北高压南侧的东北风将干冷气流输送到减弱台风低压倒槽的北侧,偏南风与东北风在减弱台风低压倒槽的北部形成了暖切变线,沿暖切变线上的较强辐合是强对流的一种触发机制。另外,暴雨过程中虽然对流系统的影响范围较大,但强降雨仅出现在石家庄及其以西的山区,这可能与该地区的特殊地形有关,在下面对数值模拟结果的分析中将分析地形的作用。由于暴雨地区观测资料的时空分辨率均有限,因此,若想深入、细致地了解造成此次特大暴雨的中尺度对流系统,就必须借助于时空分布连续的高分辨率数值模拟结果。

表2 1996年8月2日08时—6日08时郑州各对流参数

Table 2 The physical variables calculated by sounding data at Zhengzhou station from 08 BST 2 to 08 BST 6 August 1996

	2日08时	2日20时	3日08时	3日20时	4日08时	4日20时	5日08时	5日20时	6日08时
CAPE(J/kg)	506	1045	868		49	967	132	1021	555
CIN(J/kg)	0	210	0		52	7	52	0	50
LI	-2	-3	-3		-1	-3	0	-2	-2
K	17	48	38		37	31	36	37	37
P(mm)	40.9	74.3	60.6		63.1	55.4	55.8	63.7	59.6
ϵ (K)	357	362	360		355	363	354	363	361

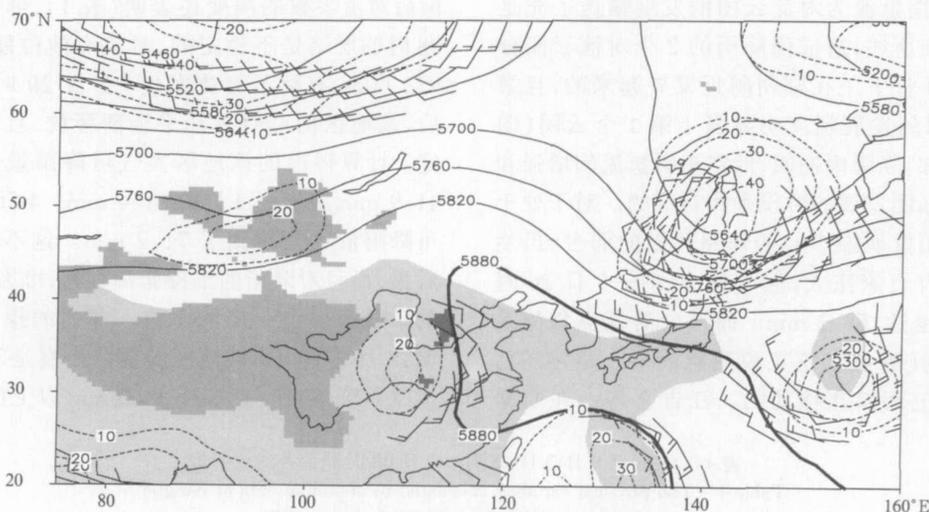


图5 1996年8月4日登陆台风北上受高压阻挡停滞天气形势合成分布

(浅色阴影区:850 hPa \leq 338 K;稍深的阴影区:地形大于1500 m;深色阴影区:24 h降雨量 \geq 50 mm的暴雨中心;风速 \geq 40 m/s:200 hPa上的高空急流(箭头线),风速 \geq 12 m/s:850 hPa上的低空急流(风标);粗实线为500 hPa等高线(单位: gpm);短虚线为500 hPa上的等涡度线;单位: $\times 10^{-5} s^{-1}$)

Fig. 5 The composite synoptic weather pattern on 4 August 1996

(Shallow shaded is \leq 338 K on 850 hPa, middle shaded is topography greater than 1500 m and deep shaded is 24 h precipitation \geq 50mm. The arrows are wind speed \geq 40 m/s on 200 hPa and barbs represents wind speed exceeding 12 m/s on 850 hPa. The thick solid lines are geopotential height in gpm on 500 hPa. The short dashed lines are are vorticity ($10^{-5} s^{-1}$) on 500 hPa)

3 数值模拟

3.1 数值模拟方案

本研究采用 PSU/NCAR 发展的 MM5 对 1996 年 8 月 3—5 日引发河北、山西大暴雨的中尺度对流系统进行了数值模拟。模拟采用非静力、双重双向嵌套方案,两个模拟区域的格距分别为 45, 15 km, 格点数为 $120 \times 100, 163 \times 142$ 。模拟区域取以 (40°N, 110°E) 为中心,嵌套区域主要模拟华北地区(图略),整层坐标垂直分 24 层。积云对流参数化采用 Kain-Fritsch 方案,云物理过程采用混合冰相方案。行星边界层计算采用 MRF(NCEP Medium-Range Forecast model) 高分辨方案, OSU/Eta 陆面过程(Oregon State University 发展的陆面模式)模拟土壤的湿度和温度。考虑到对流云团的发展和强降雨的出现均集中在 3 日 20 时—5 日 08 时,因此,模式采用 NCEP 的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点再分析资料作背景场,然后采用 08, 20 时探空观测资料对背景场进行修正形成模拟初始场,对此次过程的 8 月 3 日 08 时~5 日

20 时进行了 60 h 模拟,以确保模拟时段可以完整地描述出影响石家庄的 2 个对流云团的发生发展过程。尽管上述资料的分辨率似乎低了一些,但是由于模拟的背景是登陆台风减弱形成的低压,因此,仍然可以抓住暴雨系统的主要特征。

3.2 模拟结果与观测的对比

首先对模拟的 24 h 降雨量进行对比分析。3 日 20 时—4 日 20 时的模拟降雨范围,除山西南部实况中并不存在的一块雨区外,其余地区的模拟降雨与实况基本一致,特别是河北的强暴雨中心落区与观测几乎完全一致。即该时段模拟的雨区较实况稍大,模拟最强降雨小于实况(图 6a)。而 4 日 20 时—5 日 20 时的模拟雨区虽较观测雨区偏北 200—300 km,但雨区的大小和强度与实况还是比较一致的(图 6b)。由此看来,总体上模式模拟的第 1 天降雨落区较好,但强度偏弱,这可能与目前的中尺度模式对如此强降雨的模拟能力有限等有关。而第 2 天降雨的强度模拟较好,落区偏差较大,这是由于模拟后期低压系统向东北方向移动的速度比实况偏快造成的。

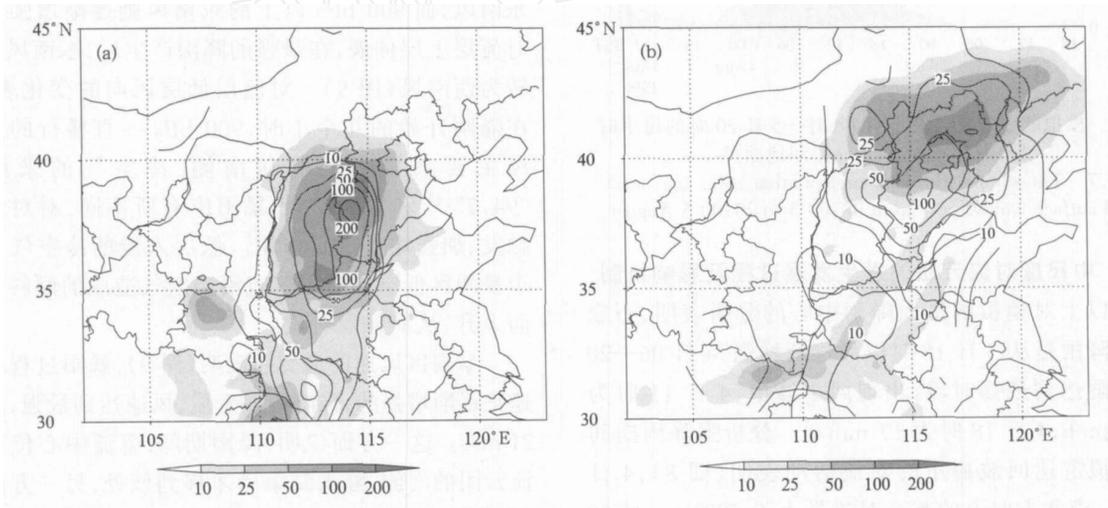


图 6 1996 年 8 月 3 日 20 时—4 日 20 时(a)和 4 日 20 时—5 日 20 时(b)模拟雨量(阴影)与观测雨量(实线,等值线:5, 10, 25, 50, 100, 200 mm)

Fig. 6 The simulated (shaded) and observed precipitation at 3—5 August 1996 20:00 3—20:00 4 (a) and 20:00 4—20:00 5 (b)

(solid, the interval off isolines are 5, 10, 25, 50, 100, 200 mm)

分析最大降雨中心石家庄的逐时模拟雨量分布(图 7)可以看到,降雨在模拟开始就已出现,但强度较弱。3 日 18 时后,降雨逐渐增强,4 日 11 时达到第 1 个顶峰为 14 mm/h,之后,降雨强度有所减弱,到 4 日

18 时达到最强为 17 mm/h,该地区模拟的逐时降雨量峰值正好反应出前面分析中提到的先后有 2 个对流云团经过石家庄,从而造成 2 段强降雨。观测中第 1 段强降雨出现在 4 日 06—14 时,第 2 段出现在

15—21 时。虽然模拟的 3 日 20 时—4 日 20 时的最强降雨仅为 200 mm,较石家庄的 411 mm 观测雨量弱了许多,而且模拟的最大每小时降雨量也与观测有一定差距,但模式模拟最强降雨的出现时段基本上与观测一致。此次强降雨,一方面可能由于局地强暴雨是由尺度较小的中尺度系统造成,如井陘的 80 mm/h 强降雨,另一方面也可能与当地的特殊地形有关,模式对这类局地强降雨的模拟能力较为有限,因此,模式模拟的雨强难以达到观测的强度。

尽管模拟的降雨强度与观测有一定差别,但考虑到模式较成功地模拟出石家庄附近暴雨的落区和维持时间,结果仍是令人鼓舞。下面将利用模拟结果分析造成石家庄附近暴雨的中尺度对流云团的发生发展过程和结构特征。

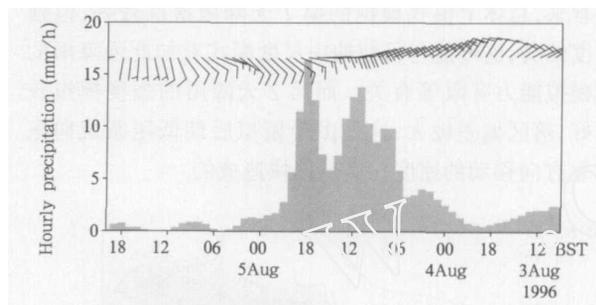


图 7 模拟的石家庄 8 月 3 日 08 时—5 日 20 时的每小时降雨量(直方,单位:mm)和地面风

Fig. 7 The simulated hourly precipitation (bar, unit: mm) and surface wind vector from 08:00 3 to 20:00 5 August

3.3 中尺度对流云团的发生发展过程及影响机制

以上对模拟的最大降雨中心的分析表明,石家庄的降雨是从 3 日 18 时以后逐渐增强,4 日 06—20 时降雨达到最强时段,出现两个峰值:4 日 11 时为 14 mm/h,4 日 18 时为 17 mm/h。分析强降雨期间的模拟雷达回波揭示的对流活动表明(图 8),4 日 03 时,南北方向上的整个对流带大于 500 km,且 10 dBz 的对流区可伸展到 200 hPa 附近。对流带上石家庄及其以南存在 2 个回波强度均达到 30 dBz 的强对流中心,且北面的对流相对强一些。在之后的北移过程中,北面的对流中心受太行山阻挡,移速减慢,且强度逐渐减弱,而南面的对流中心强度则逐渐增强,4 日 06 时,虽然两个对流体 30 dBz 的强中心合并在一起,但仍有两个上升运动中心。4 日 08 时,南面对流中心的上升运动强度已明显大于北面中心,且北面的上升运动强中心基本消失。4 日 10 时左右,位于

38°N 的 2 个对流中心合并成为一个中心,最大强度可达 40 dBz,该对流中心正与石家庄的第 1 次强降雨相对应。此后,由于太行山的阻挡,该对流中心向北移动缓慢,从而造成了几个小时的持续降雨。当该对流中心沿山脉爬升并减弱后,在其南侧又有一强对流中心出现并发展。4 日 17 时左右,后发展起来的对流中心也北移到石家庄附近,之后,在太行山的阻挡下,整个对流体强度减弱,该对流中心对石家庄地区的影响结束,这些结果与尤凤春等^[13]对观测雷达回波分析的主要特征是类似的,与图 3 中 TBB 的分布特征也是相符合的。综合分析影响石家庄地区对流系统的发展可以认为,先后有 2 个尺度在百公里以上的强对流中心影响石家庄地区,造成持续强降雨,这与卫星观测到的该地区受 2 个对流云团影响这一结果相一致。此外,地形的阻挡可能也是导致强降雨长时间维持在石家庄附近的原因之一。

石家庄的降雨发生前,900 hPa 以下一直盛行东北风,而 900 hPa 以上为东南风。在降雨出现后,900 hPa 以下风场就由东北风转为东风,最后转为东南风,而 900 hPa 以上的东南风则逐渐增强并向对流层上层伸展,在最强的降雨产生后,东南风逐渐转为西南风(图 9)。对流层低层风向的变化表明,在降雨开始的几个小时,900 hPa 一直盛行的东北风主要来自华北高压南侧,冷空气的来源与“94.7”^[14]和“75.8”^[10]暴雨应有所不同,对对流的触发、加强均有一定作用。低层入侵的冷空气有助于暴雨区低空的暖湿气流沿冷空气造成的倾斜等压面上升,从而触发对流。

暴雨区风速的演变还表明(图 9),暴雨过程中风速是逐渐增强的,强降雨发生后,风速达到最强,约为 21 m/s。这一方面说明,降雨期间,急流中心位于对流云团的南侧,降雨结束后才移到该处,另一方面也说明,对流活动本身起到加强急流强度的作用。为进一步分析高低空急流在暴雨发生发展过程中的重要作用,图 10 给出了对流发展过程中高低空急流的演变。可以看到,随着对流的发展,高低空急流都有所加强,且高空急流的变化明显强于低空急流。低空急流是位于台风与副高之间的强风速带,急流南北长达 800—1000 km,东西宽 300—400 km,是天气尺度急流,其上的急流核位于对流体南侧 200 km 左右。最强对流系统发生在低空急流的北侧。结合急流的垂直分布看(图略),低空急流从边界层一直

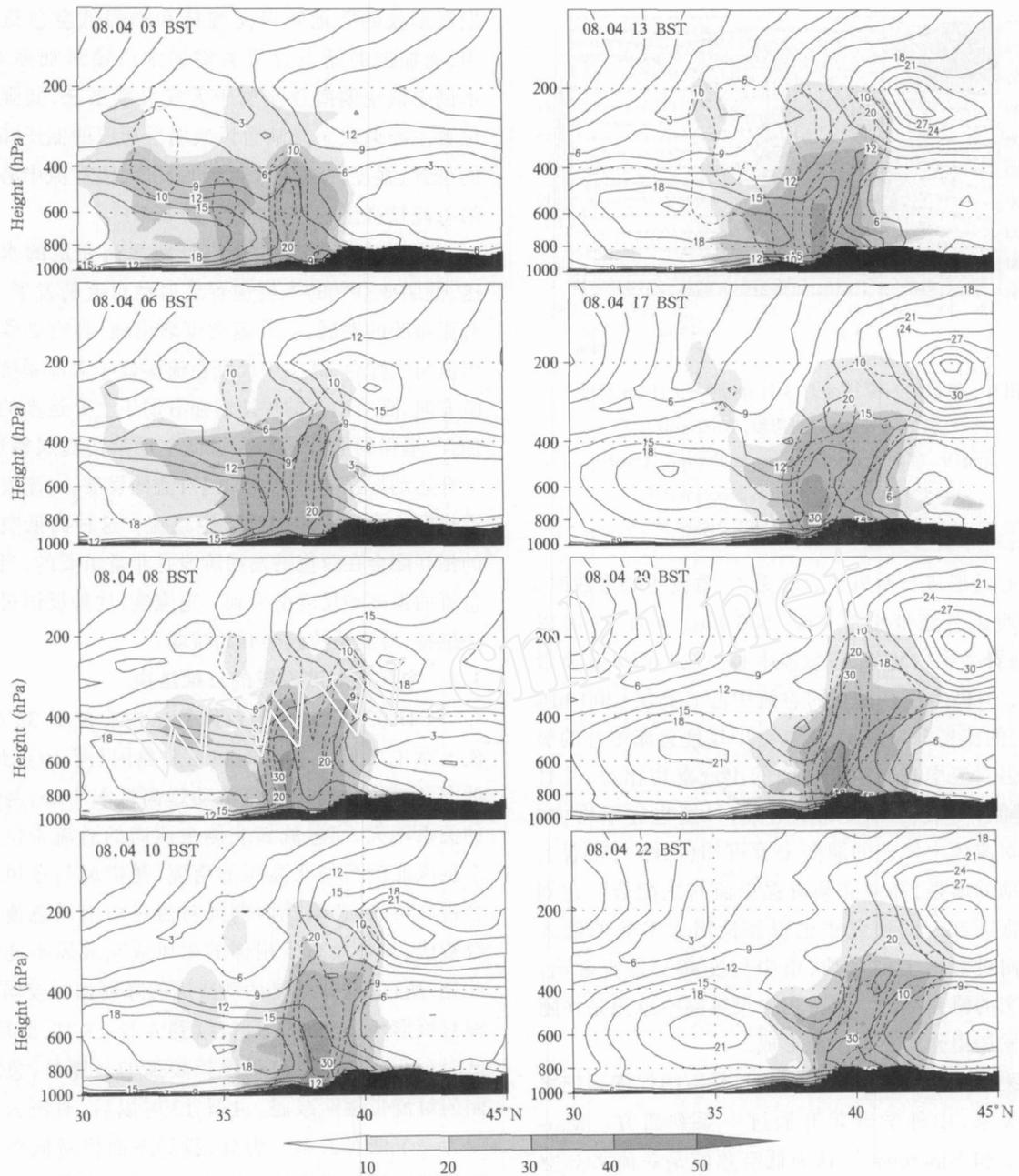


图 8 模拟的沿 114 °E(石家庄附近)的纬向-高度剖面, 反演的雷达回波(阴影,单位:dBz), 风速(实线,单位:m/s)和垂直运动(虚线,单位:cm/s)
 Fig. 8 The latitude-height cross section of retrieved radar reflectivity (shaded, unit: dBz), simulated wind speed (solid, m/s) and vertical velocity (dashed, m/s)

伸到对流层中层, 最强中心在 700—600 hPa, 4 日 03 时为 18 m/s, 而 4 日 20 时增强到 21 m/s 以上, 这与前面分析中提到的邢台的探空风在 700 hPa 最强可达到 24 m/s 的观测是一致的。

高空急流大约出现在 300—150 hPa, 位于回波顶

北侧的急流中心, 南北宽度约为 200—400 km。4 日 03 时, 对流系统北侧的最大风速还小于 15 m/s, 到了 4 日 06 时, 最大风速中心就已达 18 m/s, 之后, 该中心迅速增强, 增至 40 m/s, 200 hPa 风速(图 10)和风向(图略)的演变显示, 对流系统北侧高层中尺度急

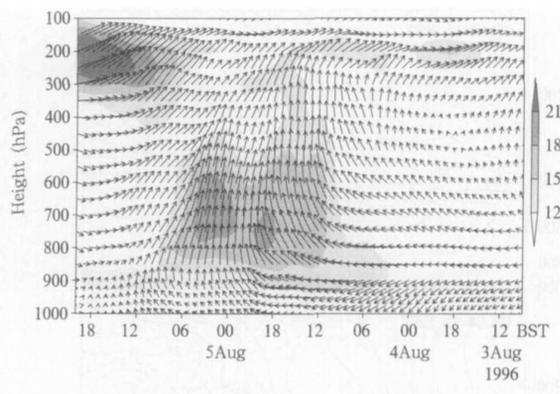


图9 模拟的石家庄8月3日08时—5日20时的水平风场和风速(阴影,单位: mm/s)

Fig. 9 The simulated horizontal wind vector and wind speed (shaded, unit: mm/s) from 08:00 3 to 20:00 5 August

流中心的形成与西风带急流无关,急流中心形成时,其与西风急流带相距400—500 km。4日13时以后,随着系统的北移,该急流中心虽然与西风急流带合并,但仍然存在独立的急流中心。高层(300 hPa以上)的流场分布显示,该高空尺度急流中心的形成与强对流中心向东北方向的出流密切相关,并且出流随着对流的发展逐渐增强,尺度也逐渐增大。结合对流体中风速的演变来看可知(图略),随着上升运动的增强,高空必须有强出流与之配合。在刘伟和张庆红^[5]的研究中也曾经指出大多数的流入气流向对流层上层延伸,由中尺度高空急流带出。而本文的研究结果直接指出中尺度高空急流是伴随对流发展由强的高空出流形成。

关于高低空急流之间及其与暴雨中尺度系统之间的关系,中外学者曾开展过一系列研究。Matsumoto和Ninomiya^[15]认为低空急流是对流将高空急流动量下传的结果。董佩明和赵思雄^[16]在研究1999年长江中下游地区持续暴雨中也发现西风分量有从高层向低层传播的现象。本例的分析结果表明,为了平衡对流发展的辐合上升运动,高空出流形成了中尺度高空急流。对于低空急流的形成机理,Nagata和Ogura^[17]通过对梅雨锋强对流云团的模拟研究指出,低空急流是由于对流发展增加了气压梯度力造成。Kato^[18]对日本强降雨的模拟结果分析认为急流核的形成是气压梯度力加速和水平平流减速的平衡结果。Davison等^[19]的研究认为对流

发展形成的非地转风是维持和加强低空急流的原因,而加强的低空急流会增加水汽输送加强对流。本例中低空偏南急流属于天气尺度系统,其强度和位置主要取决于登陆台风减弱后形成的低压和副高的位置、强度。而随着对流的发展,强对流中心南侧的急流核强度还有所加强(图8,10)。

根据以上分析,由于有低空急流充足的水汽输送,低层冷空气的入侵很容易启动对流的发展,随着对流系统的发展,上升运动逐渐增强,高空必须有强出流与之配合,高空中尺度急流形成于对流系统的下游方向,高空出流的快速增强有助于上升运动的发展加强,增强的上升运动会将低空动量向高层输送,而上升运动增强同时也会加强对流的发展,对流发展的潜热释放再进一步加强低空急流。这种高低空急流的相互配合在对流的发展阶段是非常重要的,当高空急流的强度和尺度增大到一定强度,这种反馈机制无法维持,对流系统就会开始减弱。

3.4 中尺度对流系统的三维结构

4日03时,减弱的台风低压中心位于32°N,对流云系主要位于其东侧和东北象限(图10),此时,低空急流核北侧的对流活动远离低涡中心,与低涡的关系不大,而急流核北侧东西向的对流带位于低空急流北侧与华北高压的南侧,是南风与东风的辐合带。再者,急流核西侧的对流是由南风急流的辐合造成,与华北高压相伴的东风或东北风不能到达此处,所以,此处对流活动造成的降雨相对较弱。这种对流形势的分布一直持续到4日13时,此后,除低涡东北象限的对流仍维持较强的强度外,急流西侧的对流带逐渐减弱。4日17时以后,对流云系转变为一个低涡云系。为此,我们下面将对低空急流西侧和北侧对流系统的结构分别进行分析。

对沿34,38°N的垂直剖面的分析可以看到,4日03时影响石家庄的对流系统处于发展阶段,而此时与减弱的台风低压相伴的对流云系基本仍呈台风云系结构(图10,11),4日10时影响石家庄的对流系统发展到最强,与减弱的台风低压相伴的对流云系强度已经明显减弱,且很快转变成低涡云系(图10)。

4日03时,影响石家庄的最强对流中心不仅已经移至太行山(图11a),并且对流体的一部分已经爬

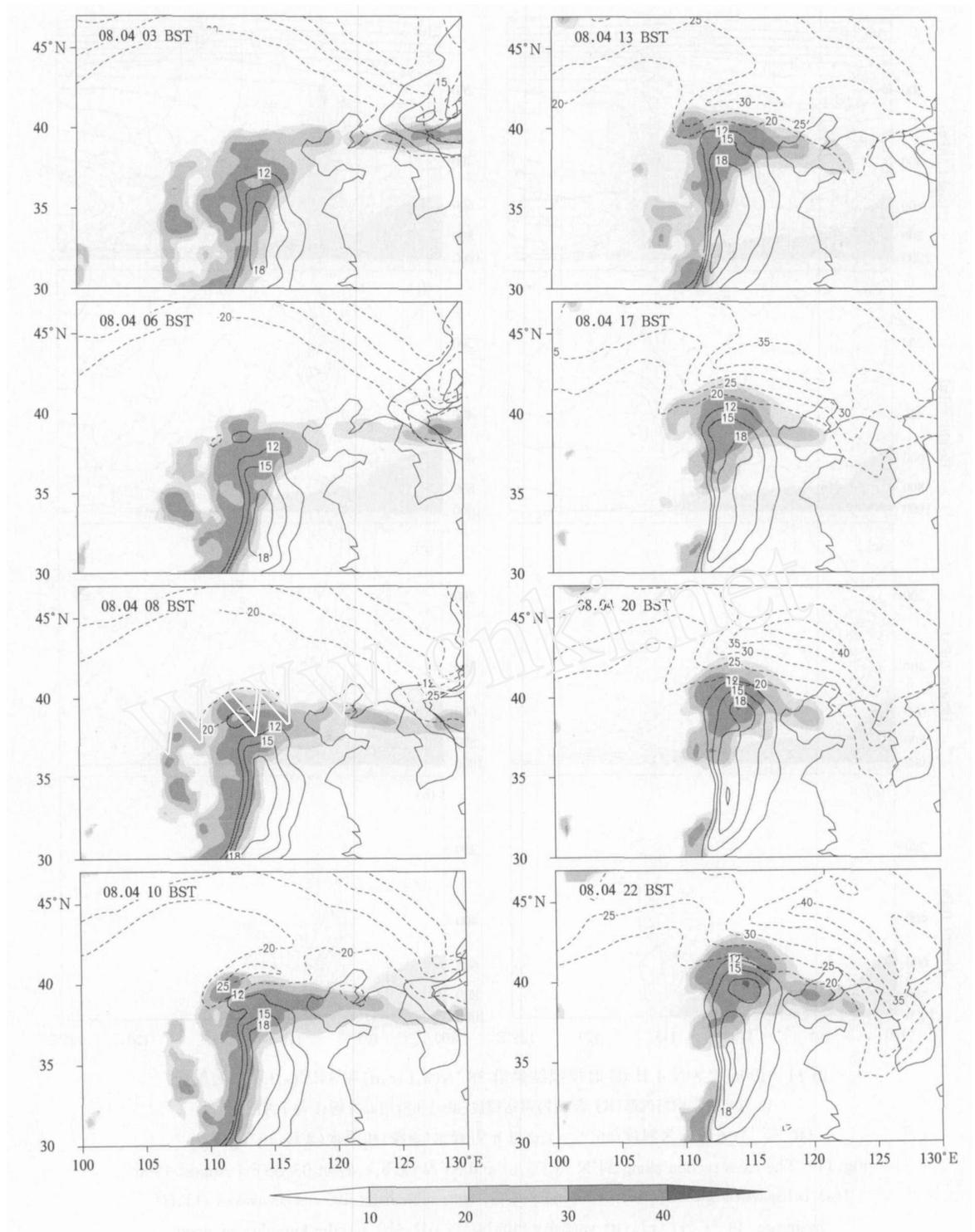


图 10 模拟的 500 hPa 反演雷达回波(阴影,单位:dBz),850 hPa 风速(实线,大于 12 m/s)和 200 hPa 风速(虚线,大于 20 m/s)

Fig. 10 The simulated radar reflectivity on 500 hPa (shaded, units: dBz), wind speed greater than 12 m/s on 850 hPa (solid) and wind speed greater than 20 m/s on 200 hPa (dashed)

上太行山,对流活动区内为 ω 较大的高温高湿区,而其东西两侧都为低 ω 区。对流区内从边界层到

200 hPa 间的中性层结不仅是对流发展的结果,而且也有利于对流的维持。对流系统附近的风场分布

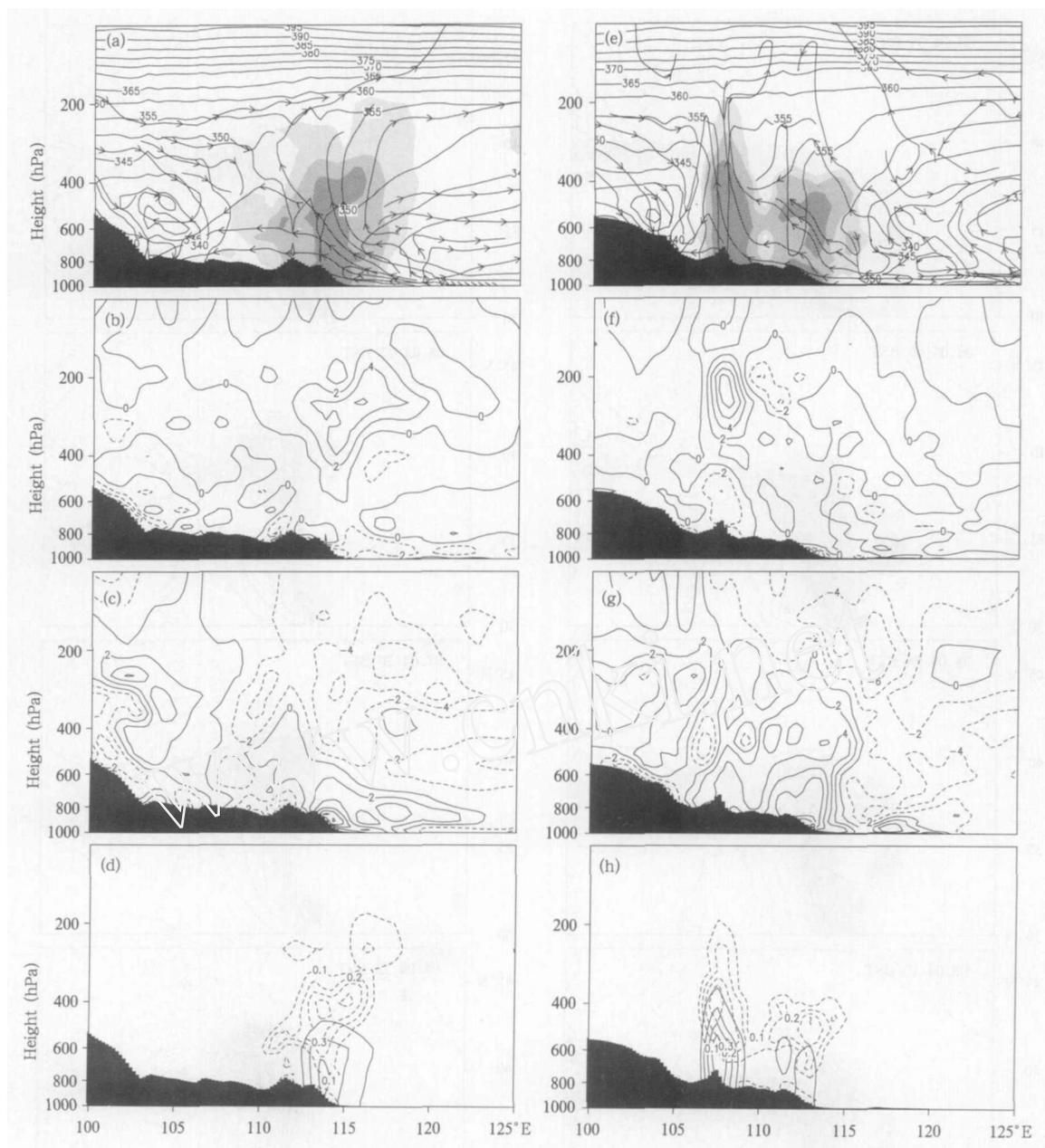


图 11 1996 年 8 月 4 日 03 时模拟结果沿 38°N (a, b, c, d) 和 34°N (e, f, g, h) 的剖面

(a 与 e 为假相当位温 (K), 反演的雷达回波 (dBZ) 和沿剖面流场; b 与 f 为散度

(10^{-5}s^{-1}); c 与 g 为涡度 (10^{-5}s^{-1}); d 与 h 为云水 (虚线) 和雨水 (实线, 10^{-3}g/kg)

Fig. 11 The cross section along 34°N (e, f, g, h) and 38°N (a, b, c, d) at 03 BST 4 August 1996

((a), (e) equivalent pseudo-potential temperature (K), radar reflectivity (dBZ) and circulation; (b), (f)

divergence (10^{-5}s^{-1}); (c), (g) vorticity (10^{-5}s^{-1}); (d), (h) specific humidity of cloud

(solid) and rain (dashed, 10^{-3}g/kg)

显示, 对流云团的偏东风入流主要位于边界层中 (800 hPa 以下), 东风入流除一部分穿过对流体, 在 600 hPa 以下就流出对流体外, 大部分成为上升气流。而向东的出流 800—200 hPa 始终存在。从该

对流系统未来的发展看, 正是对流体东侧的向东出流导致云系在对流层中高层向东伸展, 形成高空尺度急流中心和云砧。另外, 虽然对流系统的西侧也有西北气流进入对流体, 但这股入流没有进入对

流体中心区域,而是在其外围就并入到下沉气流中。该对流体发展期间,系统中中上层的辐散较强(图 11b),低层的辐合非常弱,中上层的正涡度区也较强(图 11c)。该对流系统的云水最强中心在 400 hPa 左右(图 11d),达 0.4 g/kg ,雨水一般在 500 hPa 以下,云顶在 200 hPa 左右。

沿台风低压中心 34°N 的垂直剖面显示,低涡中心两侧的云系互相独立,其中,西侧的云系稍强,有降雨产生,而东侧较弱,没有明显降雨(图 11e)。与云系对应的低涡区,低层均为较强的正涡度区(图 11g),但西侧的对流体高层还有较强的辐散中心相伴随,而东侧对流体没有。另外,西侧对流体的云顶可伸展至 200 hPa,而东侧只伸展至 400 hPa(图 11h)。以上分析表明,低涡西侧发展起来的云系是对流云,而东侧的云系对流发展弱,可能是层云或以层云为主的混合云。对于低涡西侧的对流发展较东侧强,从气流分布来看,低涡东侧虽是偏南急流,水汽较丰富,但此处云系中的入流只有偏南和偏东两股气流,没有干冷空气的入侵参与。而低涡西侧的对流系统在低层有西北与东南气流的辐合,并且这种西北入流在 200 hPa 以下都存在,正是西北气流的参与加强了此处的对流活动。

4 日 10 时(图略),影响石家庄的对流系统发展到最强,此时 20 dBz 的回波已伸展到 200 hPa,且最大回波强度达 40 dBz。与 4 日 03 时的对流系统相比,对流层中层的云系向东伸展了约 500 km。且高层的辐散和低层的辐合均有所增强,特别是高层辐散增强到 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,比发展初期增强一倍,与对流系统相对应的正涡度带也显著增强到 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,并且伸展到对流层上层。此时低涡两侧的云系没有得到显著发展,而低涡内的对流云顶伸展到 150 hPa,降雨也有所增强。与 4 日 03 时对比,东侧的对流有所增强,西侧的对流减弱,但东侧的云系云顶仍然较低。这与前面分析中指出的暴雨过程主要是由台风低压云系外围发生发展起来的 2 个对流云团造成相一致。

综合以上对中尺度对流系统的结构特征的分析,其主要的特点可以归纳为如下的中尺度对流系统模型(图 12)。中尺度对流体的入流气流主要有 2 股。东南偏南入流,从低层一直到 400 hPa,主要来自偏南风低空急流。偏东入流,前期伸展的层次较高,达到 400 hPa,后期在 600 hPa 以下。此外,中上

层西北方向来的弱入流气流也有利于暖湿气流的抬升。出流主要有低层和高层共 2 支,高层有西南风向东北方向的出流,大部分上升气流都沿这股气流流出对流系统,由于这股出流气流非常强,形成了对流系统东北侧的高空急流中心。而中上层的西北入流和低层偏东入流形成了对流系统西侧的低层出流。

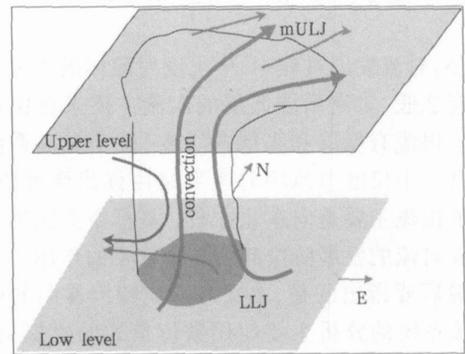


图 12 “96.8”暴雨的中尺度对流系统模型

Fig. 12 The schematic model of mesoscale convective system

4 结论与讨论

分析和模拟研究 1996 年 8 月 3—5 日发生在河北地区的一次特大暴雨过程,结果表明:

(1) 尽管登陆北上的台风低压或台风倒槽是引发华北地区夏季强暴雨的主要影响系统之一,但这类台风暴雨之间也存在较大差异,即“96.8”暴雨与河南的“75.8”特大暴雨虽然都是登陆北上的台风受东部高压阻挡而形成的。但“75.8”暴雨区始终位于 7503 号台风低压环流中心附近,且有西路冷空气的不断入侵。而“96.8”暴雨出现在台风倒槽内,且华北高压南侧的偏东风输送弱冷空气至台风倒槽的外围,对暴雨的产生起了关键作用。

(2) 这次特大暴雨出现在 8 月 3 日 20 时~5 日 08 时,暴雨中心位于石家庄及其以西地区,时段相对集中,台风低压云系外圈内发展起来的 2 个强对流云团是造成此次特大暴雨的直接影响系统。

(3) 探空资料分析表明,暴雨发生前,大气有很明显的不稳定层结存在,该地区对流层中低层的湿度就不断增加,加上暴雨区南侧的偏南低空急流的逐渐增强,使充沛的水汽不断地被输送到暴雨区,为暴雨的发生提供了“原料”和启动机制。偏南低空急流中心一直伸到对流层中层。

(4) 中尺度数值模式模拟的降雨强度虽然较实际有一些差距,但其结果仍能较好地再现了暴雨过程中对流系统的发生发展和结构特征。在此基础上,利用高分辨率模拟结果对对流系统的发生发展和结构作了详细分析,表明来自华北高压东侧的冷空气和太行山对对流系统的阻挡抬升作用,是导致强降雨出现并长时间维持在石家庄附近的可能原因。

(5) 对流发展过程中,中尺度对流体的入流气流主要有 2 股,对流系统低层的入流主要来自偏南风急流。出流有低层和高层共 2 支,位于对流系统北侧的高空中尺度急流中心主要是由强流出形成,而高层的出流主要是向东北方向。高低空急流的相互配合在对流的发展阶段起了非常重要的作用。

最后要指出的是,本文对造成特大暴雨的中尺度对流系统的分析主要使用数值模式的模拟结果,尽管模拟的云团位置与实际的雷达和 TBB 资料相符合,但仍需更详细的中尺度观测资料来证实。因此,本文的结果还有待今后更多的个例研究加以补充和修正。

参考文献

- [1] 杜青文,张迎新.“96.8”特大暴雨的中尺度对流云团特征. 气象,1997,23(10):39-43
Du Qingwen, Zhang Yinxin. Mesoscale convective cloud cluster analysis of the torrential rain in August 1996. Meteorological Monthly(in Chinese), 1997,23(10):39-43
- [2] 江吉喜,项续康. 96.8“河北特大暴雨成因初探. 气象,1997,23(7):19-23
Jiang Jixi, Xiang Xukang. A primary study of the extreme rainfall event in early August 1996 over Hebei province. Meteorological Monthly (in Chinese), 1997,23(7):19-23
- [3] 杜青文,任荣彩,康锡言.“96.8”河北特大暴雨地面中尺度系统分析. 气象,1999,25(7):25-29
Du Qingwen, Ren Rongcai, Kang Xiyan. Analysis on mesoscale systems of the torrential rain in August 1996. Meteorological Monthly (in Chinese), 1999,25(7):25-29
- [4] 冯伍虎,程麟生,程明虎.“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,2001,59(3):294-307
Feng Wuhu, Cheng Linsheng, Cheng Minghu. Nonhydrostatic numerical simulation for the “96.8”extraordinary heavy rainfall and the developing structure of mesoscale system. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2001,59(3):294-307
- [5] 刘伟,张庆红. 登陆台风中的中尺度对流系统的数值研究. 北京大学学报(自然科学版),2004,40(1):73-79
Liu Wei, Zhang Qinghong, Numerical study of the mesoscale convective systems in landfall typhoon Herb. Acta Sci Natur Univ Pekinensis(in Chinese), 2004,40(1):73-79
- [6] 徐亚梅,高坤. 1998年7月22日长江中游中低涡的数值模拟及分析. 气象学报,2002,60(1):85-95
Xu Yamei, Gao Kun. Simulation and analysis of meso- vortex over middle reaches of the Yangtze River on 22 July 1998. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2002,60(1):85-95
- [7] 贝耐芳,赵思雄. 1998年“二度梅”期间突发强暴雨系统及其环境场研究. 大气科学,2002,26(4):526-540
Bei Naifang, Zhao Sixiong. Mesoscale analysis of severe local heavy rainfall during the second stage of the 1998 mei-yu season. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 2002,26(4):526-540
- [8] 孙建华,赵思雄. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究. I:引发暴雨的中尺度对流系统的数值模拟研究. 大气科学,2002,26(4):541-557
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall of South China, Part I: A numerical simulation study of meso- convective system inducing heavy rainfall. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 2002,26(4):541-557
- [9] 丁一汇,李吉顺,孙淑清等. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析. 见:暴雨及强对流天气的研究-中国科学院大气物理研究所集刊. 第9号. 北京:科学出版社,1980. 1-13
Ding Yihui, Li Jishun, Sun Shuqing, et al. The analysis on mesoscale systems producing heavy rainfall in North China. Papers of Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (No. 9). Beijing: Science Press, 1980. 1-13
- [10] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,1980. 225pp
Tao Shiyuan. Heavy Rainfalls in China. Beijing: Science Press, 1980, 225pp
- [11] 《华北暴雨》编写组. 华北暴雨. 北京:气象出版社,1992. 182pp
Compilers of 《Heavy Rainfall in North China》. Heavy Rainfall in North China. Beijing: China Meteorological Press, 1992. 182pp
- [12] 孙建华,张小玲,卫捷等. 20世纪90年代华北大暴雨过程特征的分析研究. 气候与环境研究,2005,10(3):492-506
Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Wei Jie, et al. A study on severe heavy rainfall in North China during 1990s. Climat Environ Res (in Chinese), 2005,10(3):492-506
- [13] 尤凤春,景华,李江波.“96.8”河北特大暴雨雷达回波和闪电资料特征. 气象,1999,25(8):47-50
You Fengchun, Jing Hua, Li Jiangbo. Features of lightning data and radar echo of a heavy torrential rain in Hebei Province. Meteorological Monthly (in Chinese), 1999,25(8):47-50
- [14] 孙建华,赵思雄. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究. 大气科学,2000,24(2):223-237
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. Diagnosis and simulations of typhoon (Tim) landing and producing heavy rainfall in China. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 2000,24(2):223-237
- [15] Matsumoto S, Ninomiya K. On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation. J Meteor Soc Japan, 1971,49:648-662
- [16] 董佩明,赵思雄. 引发梅雨锋暴雨的频发型中尺度低压(扰动)的诊断研究. 大气科学,2004,28(6):876-891
Dong Peiming, Zhao Sixiong. A diagnostic study of mesoscale

- lows (disturbances) on meiyu front and associated heavy rainfall. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 2004, 28(6): 876-891
- [17] Nagata M, Ogura Y. A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the Baiu season. Mon Wea Rev, 1991, 119: 1309-1336
- [18] Kato T. Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. J Meteor Soc Japan, 1998, 76: 97-126
- [19] Davison N E, Kurihara K, Kato T, et al. Dynamics and prediction of a mesoscale extreme rain event in the Baiu front over Kyushu Japan. Mon Wea Rev, 1998, 126: 1608-1629

A STUDY ON MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS OF THE SEVERE HEAVY RAINFALL IN NORTH CHINA BY “9608” TYPHOON

Sun Jianhua¹ Qi Linlin² Zhao Sixiong¹

¹ Laboratory of Cloud Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² Institute of Aviation Weather, Air Force Academy of Arming, Beijing 100085

Abstract

A diagnosis and simulation study have been conducted to reveal the features of the severe heavy rainfall in Hebei province during 3—5 August 1996. The weather pattern of the mesoscale systems are diagnosed firstly, and then PSU/NCAR MM5 is used to simulate the process. The simulation results also are employed to study the structure and the development of mesoscale systems.

Although the landing typhoon propagating northward is a key system producing heavy rainfall over North China, but the weather pattern of present case is different from most of this kind cases. It is the standstill or slow-moving of landing typhoon stopped by high pressure in the continent, which is rarely happened over North China. During the heavy rainfall process, the interaction of westerly trough and the landing typhoon was not found, but the weak cold air from the southern part of anticyclone in North China invading to the outmost of landing typhoon, which was favorable to the initiation of convection. It is indicated that two mesoscale convective systems were related directly with the severe heavy rainfall in Hebei province. The center of severe heavy rainfall occurred around Shijiazhang area during 20:00 3—08:00 5 August. The analysis of sounding shows that the instability is obvious and the moisture in lower and middle troposphere increases gradually prior to the occurrence of heavy rainfall. The moisture transportation of south low-level jet (LLJ) was very important to the development of convection. The height of LLJ was relatively higher than that in Meiyu front.

The most simulation results from MM5 consistent with observation although some deficiency is found. The simulation results reproduce the formation and development of the mesoscale convective systems producing the heavy rainfall. It is shown that the upper-level mesoscale jet formed by the upper level outflow of convection occurred during the evolution of convection. The low-level jet (LLJ) and upper-level jet (ULJ) intensify with the development of convective system. There existed two inflows and two outflows of convection system producing heavy rainfall. The inflow in lower troposphere is from southerly LLJ. The two outflows occur at lower and upper level, respectively. The interaction of LLJ and mesoscale ULJ could maintain and accelerate the development of convective system. It is also shown that the northwards propagation of convection systems was blocked by Taihang Mountain, which was one of the reasons the heavy rainfall persisting over Shijiazhang, Hebei province.

Key words: Heavy rainfall in typhoon, Mesoscale convective system, Mesoscale upper-level jet.