

2003 年 7 月 4~5 日淮河流域大暴雨中尺度 对流系统的观测分析

孙建华¹ 周海光² 赵思雄¹

¹ 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

² 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘 要 2003 年淮河流域的大洪水主要是由 3 次集中的持续性大面积强暴雨过程引起, 其中 7 月 3~5 日从淮河上游向下游的移动性强降水, 使来自上游的洪水与下游暴雨“遭遇”, 加剧了淮河的洪水水情。作者主要采用探空、卫星和雷达资料, 对造成滁州和南京强暴雨的中尺度对流系统的结构和发生背景进行分析。结果表明: 低槽的东移造成了雨区从淮河上游向下游东移; 降雨前来自中纬度的中层干空气侵入加强了对流层中低层的对流不稳定; 7 月 4~5 日的大范围降水主要由 α 中尺度对流系统的发生、发展引起, 但突发的局地强降雨是由较小的 β 中尺度, 甚至 γ 中尺度系统直接造成; 云顶温度低于 -52°C 的对流区虽然覆盖范围较大, 但其下部的雷达强回波带与其并不完全对应, 而是位于 -52°C 云区的中心偏南, 强回波的北侧有 100~200 km 宽的云砧; 双多普勒雷达反演资料较好地揭示出造成滁州强降雨的是中尺度辐合线及其上的中尺度对流线和对流单体, 辐合线随高度向北倾斜。

关键词 中尺度对流系统 暴雨 多普勒雷达 双多普勒反演

文章编号 1006-9895(2006)06-1103-16

中图分类号 P445

文献标识码 A

An Observational Study of Mesoscale Convective Systems Producing Severe Heavy Rainfall in the Huaihe River Basin During 3 - 4 July 2003

SUN Jian-Hua¹, ZHOU Hai-Guang², and Zhao Si-Xiong¹

¹ *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

² *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract Three long life-cycle severe heavy rainfall induced the flooding of the Huaihe River basin from 29 June to 11 July 2003, the most severe heavy rainfall during 3 - 5 July, which moved from upper reaches to lower reaches of the Huaihe River basin, cause the flooding more dangerous. In this paper, firstly, synoptic condition of the heavy rainfall process is diagnosed. Secondly, the upper-air sounding, satellite and Doppler radar data are employed to analyze the mesoscale convective system producing the most severe heavy rainfall at Chuzhou and Nanjing.

The synoptic weather pattern analysis shows that the eastward propagation of trough results in the rainfall area moving from upper to lower reaches of the Huaihe River basin. The invasion of dry air in the middle troposphere prior to the rainfall intensifies the convective instability in the lower and middle troposphere. The transportation of vapor increases the humidity and Convective Available Potential Energy (CAPE). The inversion near surface produced by downdraft during the heavy rainfall is not favorable for the maintenance of convective systems. The large area rainfall is produced by meso- α convective system, but the local severe rainfall at Chuzhou and Nanjing is caused

by meso- β or meso- γ convective systems. The rainfall most frequently occurs while the convective system develops to the mature and dissipating periods. It is found that the rainfall at the mature stage is not always stronger than that at the dissipating stage.

The analysis of infrared brightness temperature and radar reflectivity reveals that severe radar echo is not consistent with the area enclosed by -52°C . For present case, the strong radar echo is only located in the central and southern part of the area of -52°C cloud brightness temperature, and there is the cloud anvil to the north of strong radar echo. The radar reflectivity from Hefei radar indicates that the top of radar echo is higher than 10 km during the heavy rainfall period and the reflectivity more than 45 dBZ occurs below 5 km. The two periods of Chuzhou rainfall happen during the mature and dissipating stages of the convective systems. The retrieval data of dual Doppler radar from Hefei and Maanshan reveal that the mesoscale convective line and its cells along the mesoscale convergence line produce directly the heavy rainfall at Chuzhou. The mesoscale convergence lines appear in the lower troposphere and tilt northward from low to middle level. The location of convection line is consistent with the convergence line at the height of about 3 km.

Key words mesoscale convective system, heavy rainfall, Doppler radar, retrieval data of dual Doppler radar

1 引言

江淮流域是我国洪涝灾害频发的地区之一。2003年6月21日江淮流域入梅,7月12日出梅。从入梅时间和梅雨持续天数看,2003年江淮流域梅雨期应属正常年份。2003年梅雨期降水可分为两阶段:6月21~28日,降水主要集中在长江流域;6月29日~7月11日,降水主要集中在淮河流域。梅雨期(6月21日~7月11日)淮河流域的降水总量在600 mm以上,而6月29日至7月11日降水总量即达400 mm以上。2003年,淮河流域梅雨期降水的主要特点是持续性暴雨多,降水集中,安徽北部、河南东南部等地降水总量普遍比常年同期偏多1~2倍,局地偏多2~3倍,从而形成了全流域性大洪水^[1]。2003年淮河流域梅雨期降雨总量、过程持续时间,在总体上虽不及1991年与1954年,但降雨中心偏北,沿淮河及其以北降水较常年同期异常偏多,安徽淮北西部、河南中东部降雨量接近1991年总雨量,部分测站还超过了1991年。

2003年淮河流域梅雨期(6月29日~7月11日)有3次强降水过程:6月29日~7月1日、7月3~5日和7月8~11日。这3次降水过程中,区域平均的最大日降水量都超过或接近50 mm,其中,7月3~5日发生在河南、安徽、江苏的持续暴雨过程是致洪的主要暴雨过程之一。7月4日14时~5日20时,安徽滁州和江苏南京的降雨量分别为380 mm、195 mm,降水是由梅雨锋上发生的中尺度对

流系统(MCS)和低涡造成的。

对梅雨锋上发生的中尺度对流系统和低涡已有不少的研究成果,1991、1998年江淮洪涝发生后,一些学者对1991、1998年梅雨锋上造成洪涝的主要降水系统进行了研究^[2~7]。1991年的江淮洪涝和1998年长江洪涝的强降雨主要是由MCS造成的,1991年造成暴雨的 β 中尺度对流系统大部分生成于低涡切变线或梅雨锋上^[2],而1998年7月20~21日湖北武汉和黄石的特大暴雨是由梅雨锋上局地突发的 β 中尺度对流系统造成的^[3~7]。孙建华等^[8~10]采用国家973项目的中国暴雨外场试验资料,对2002年6月21~24日非典型的梅雨切变线上的低涡和MCS进行了研究,并给出了一个梅雨锋暴雨的多尺度物理模型。这些研究揭示了部分造成暴雨的 α 中尺度、 β 中尺度系统的结构和发生发展机理。

尽管对造成梅雨锋暴雨的中尺度对流系统和低涡已经有不少研究,但造成梅雨锋暴雨的这些中尺度系统具有多样性,以往的研究难以完全概括,而2003年梅雨期梅雨锋持续稳定在江淮流域,梅雨锋上MCS和低涡活动频繁,造成严重洪涝,是一次深入研究造成梅雨锋暴雨MCS和低涡的很好机会,尤其是7月3~5日发生在河南、安徽、江苏的持续暴雨过程是致洪的主要暴雨过程之一。本文首先对此次过程发生的背景条件作一简单分析,然后,主要采用卫星和雷达资料对产生强降雨的中尺度对流系统的结构特征及演变进行分析。

2 造成大暴雨的环流背景

7 月 3~5 日的淮河流域大暴雨除了降雨强度大以外, 导致洪水加剧的另一个重要原因是暴雨有自上游向下游移动的特点。7 月 3 日[3 日 00 时~4 日 00 时(国际协调时, 下同)], 江淮雨带位于河南中部、安徽、江苏的北部, 大约 200 km 宽, 其中的大暴雨中心位于河南中东部和安徽北部大约 300 km×100 km 的地区, 最大雨量为安徽太和的 249.3 mm。另外, 界首、临泉、利辛和蒙城的降雨量也均超过了 150 mm, 分别为: 162.0 mm、176.2 mm、163.1 mm、183.4 mm(图 1a)。4 日雨带较 3 日向东南移了大约 200~300 km, 暴雨区主要位于江苏中南部, 大暴雨区位于安徽、江苏中部交界处, 最大降雨量在安徽滁州为 273.7 mm, 其次是江苏扬州为 212.0 mm(图 1b)。5 日, 暴雨发生在江苏南部, 江苏丹阳和靖江的降雨量分别为 187.7 mm、182.6 mm, 虽然最强降雨发生在长江流域, 但江苏中北部仍有降雨(图 1c)。以上分析表明, 7 月 3~5 日大范围的强暴雨首先出现在淮河上游, 并逐渐向下游移动。这种移动性的强降水导致上游来的洪水与中下游降雨引起的洪水遭遇, 使原本就很高的水位迅速抬升, 洪水水情进一步加重。

这种移动性暴雨的发生与大尺度环流的影响有很大的关系, 因而, 这里首先从大尺度环流的演变来作一简单分析。图 2、3 给出了此次过程的环流形势的演变。从 500 hPa 环流形势看, 7 月 2~5 日副高西伸到 110°E 以西, 其中 2 日控制的范围最大(图略), 2 日以后, 副高开始逐渐向东南撤退, 6 日东退到 120°E; 中纬度地区有一低槽自西向东, 2~5 日淮河流域的河南、安徽处于槽前, 高空西风急流的南侧(图 2a~c), 6 日低槽东移到淮河流域, 槽后的冷空气到达淮河和长江下游地区, 降雨过程结束(图 2d)。对流层低层在副高的西北侧形成了较强的西南低空急流, 急流中心的强度达到 15~18 m/s, 2~5 日的暴雨中心都位于急流中心的北侧, 低空急流的强水汽输送使梅雨锋南侧的空气潮湿而不稳定, 有利于对流的形成和暴雨的产生。3~4 日, 副高北侧西南气流与西北气流形成东北-西南向的切变线, 而 5~6 日切变线的东段是西南气流与东北气流的切变(图 3), 冷空气活动较弱。因此, 5 日的降雨相对 3~4 日弱一些(图 1)。此次

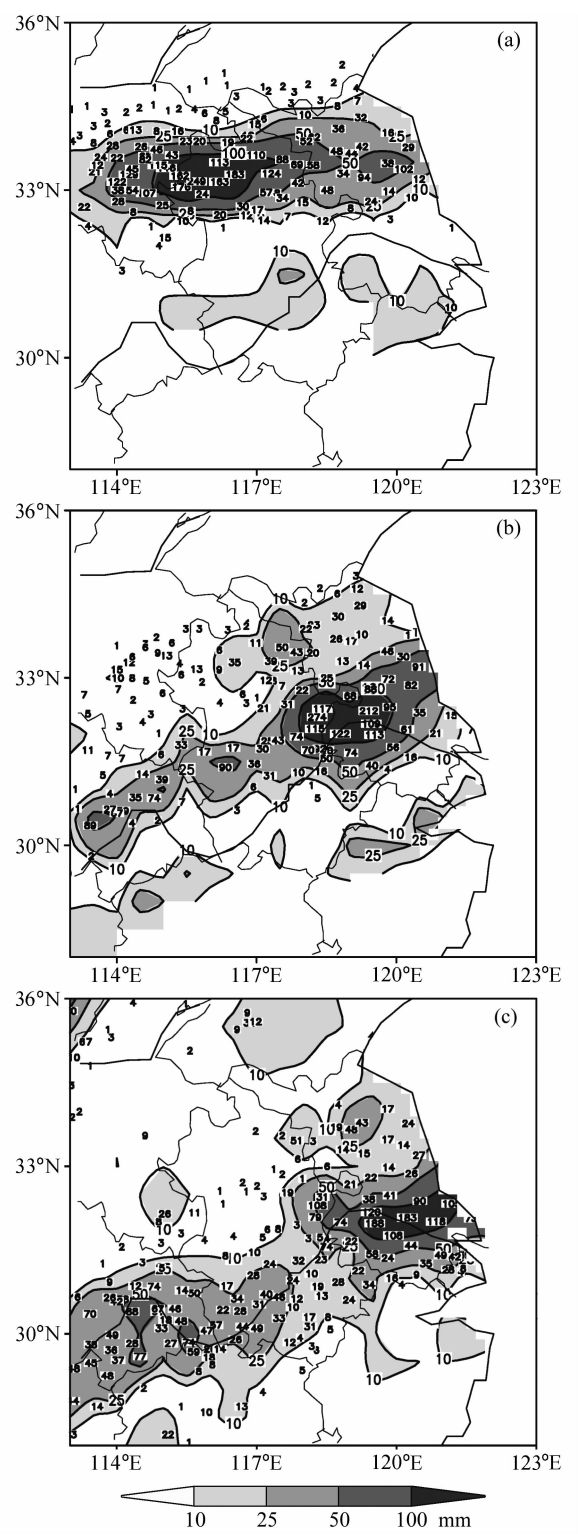


图 1 2003 年 7 月 3~5 日的日降雨量: (a) 3 日 00 时~4 日 00 时; (b) 4 日 00 时~5 日 00 时; (c) 5 日 00 时~6 日 00 时
Fig. 1 The daily precipitation during 3~5 Jul 2003: (a) 0000 UTC 3 Jul to 0000 UTC 4 Jul; (b) 0000 UTC 4 Jul to 0000 UTC 5 Jul; (c) 0000 UTC 5 Jul to 0000 UTC 6 Jul

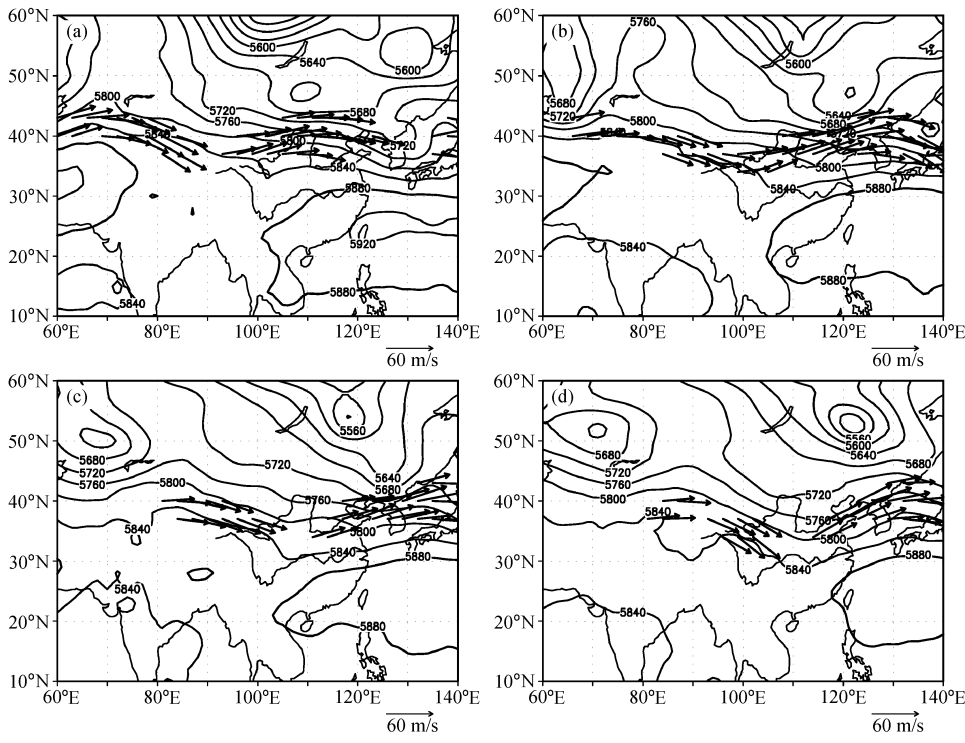


图 2 2003 年 7 月 3~6 日 500 hPa 高度场 (单位: gpm) 和 200 hPa 急流 (箭头, 大于 40 m/s): (a) 3 日 00 时; (b) 4 日 00 时; (c) 5 日 00 时; (d) 6 日 00 时

Fig. 2 The geopotential height (gpm) at 500 hPa and wind speed greater than 40 m/s at 200 hPa (vector) from 3 Jul to 6 Jul 2003: (a) 0000 UTC 3 Jul; (b) 0000 UTC 4 Jul; (c) 0000 UTC 5 Jul; (d) 0000 UTC 6 Jul

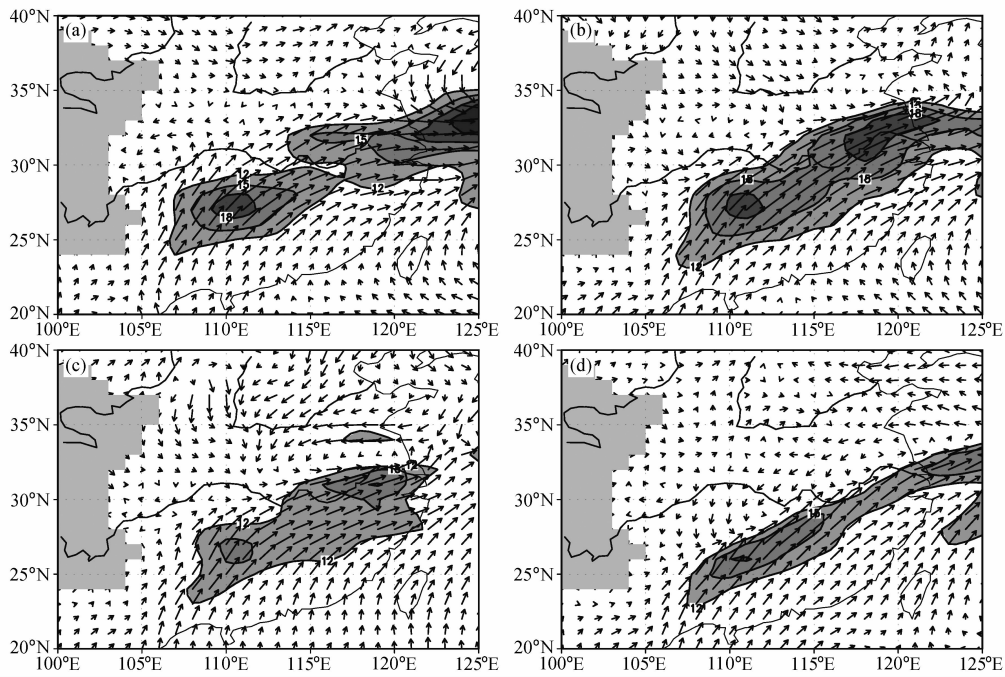


图 3 同图 2, 但为 850 hPa 的风场和低空急流。浅色阴影为地形高度大于 1500 m, 深色阴影为风速大于 12 m/s
Fig. 3 The same as Fig. 2, but for wind vector and low level jet at 850 hPa (Light shading shows topography more than 1500 m, dark shading is wind speed greater than 12 m/s)

过程中,大尺度环流条件有利于对流系统在梅雨锋上发生发展,低槽的东移造成了雨区移动。

3 7 月 4~5 日中尺度对流系统局地发展条件的分析

如图 1 所示,7 月 4~5 日的强降雨发生在安徽和江苏交界处的中部,对暴雨发生的大尺度环流条件在前文已经进行了分析,这里,选择南京、安庆和阜阳探空站分别研究降雨区和南、北两侧的层结演变。7 月 2~5 日 3 站的风场、相对湿度和假相当位温 (θ_{se}) 的演变见图 4,3 日 12 时~5 日 12 时 3 站的探空资料计算的参数见表 1。

3 日 12 时之前,南京除了 500 hPa 附近比较干,其他层次水汽比较充足。而 4 日 00 时整层的相对湿度都比较小(图 4c),在 70%以下,中层的相对湿度在 10%以下,整层可降水量仅为 45.7 mm,对流有效位能(CAPE, Convective Available Potential Energy)已经达到 1029 J/kg,对流不稳定较强(图 4d)。南京站的降雨在 4 日 17 时之后开

始(图 5e),降雨之前 4 日 12 时可降雨量也并不是很大,只有 56.6 mm,低层(600 hPa 以下)的相对湿度比 00 时有所增大,但中层(600~300 hPa)相对湿度仍在 10%左右(图 4c)。在降雨发生前,南京对流层中层的干层可能与随高空槽槽后的偏北气流南下的干空气侵入有关,中层干空气侵入加强了对流层低层的对流不稳定。此外,4 日 00 时,低层的西南风加强达到 20 m/s(图 4c),即在 4 日 00 时~12 时之间低层水汽输送使相对湿度增大,对流有效位能增加,4 日 12 时的对流有效位能为 1565 J/kg,最有利抬升指数(LI)达到-5,大气已经处于非常不稳定的状态。这时南京上空的对流抑制能量(CIN, Convective Inhibition Energy)仅有 18 J/kg,当有某种触发机制发生时,大量的对流有效位能容易释放,将在南京上空产生强的上升运动。

5 日 00 时,南京已经出现强降雨,这时大气整层已经比较湿(图 4c),300 hPa 以下的相对湿度都在 75%以上,低层(950 hPa)形成了一个非常明显的逆温层,在近地面层温度曲线与露点温度曲线重

表 1 安庆、南京和阜阳 2003 年 7 月 3 日 12 时~5 日 12 时探空曲线物理量变化

Table 1 The physical quantities calculated by upper air sounding data at Anqing, Nanjing and Fuyang stations from 1200 UTC 3 Jul to 1200 UTC 5 Jul 2003

时间 Time	站名 Station	变量 Variables					
		CAPE/J · kg ⁻¹	CIN/J · kg ⁻¹	LI	K	PWAT/mm	θ_e /K
07-03T1200	安庆 Anqing	1464	2	-5	34	50.4	362
	南京 Nanjing	2273	30	-7	41	57.2	367
	阜阳 Fuyang	0	0	6	39	70.5	343
07-04T0000	安庆 Anqing	1524	17	-6	26	42.8	363
	南京 Nanjing	1029	36	-6	33	45.7	359
	阜阳 Fuyang	0	0	7	38	62.9	336
07-04T1200	安庆 Anqing	1808	2	-6	37	48.1	363
	南京 Nanjing	1565	19	-5	40	56.6	362
	阜阳 Fuyang	0	0	1	39	60.6	347
07-05T0000	安庆 Anqing	2195	1	-7	34	57.1	366
	南京 Nanjing	563	15	-2	39	67.2	359
	阜阳 Fuyang	54	0	1	27	47.5	347
07-05T1200	安庆 Anqing	1165	24	-3	39	58.3	360
	南京 Nanjing	620	20	-2	35	59.6	356
	阜阳 Fuyang	1065	0	-4	31	45.9	354

注: CAPE 是对流有效位能; CIN 是对流抑制能量; LI 是抬升指数; K 是 K 指数; PWAT 是可降雨量; θ_e 为相当位温。
Note: CAPE is Convective Available Potential Energy, CIN is Convective Inhibition Energy, LI is lifting index, K is K index, PWAT is precipitable water, and θ_e is equivalent potential temperature.

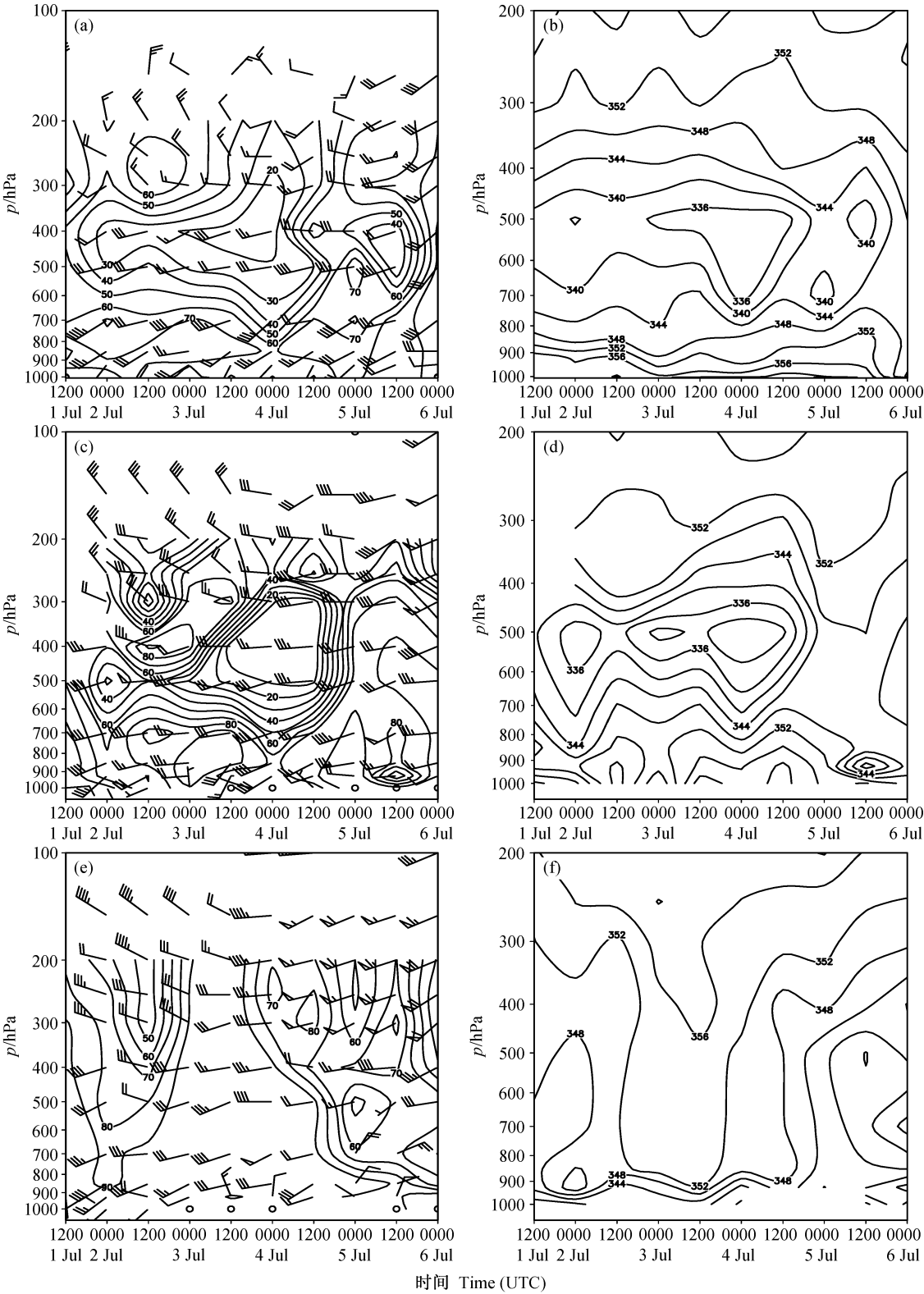


图 4 2003 年 7 月 2~5 日探空风 (单位: m/s)、相对湿度 (%) (a、c、e) 和 θ_{se} (b、d、f, 单位: K): (a、b) 安庆; (c、d) 南京; (e、f) 阜阳

Fig. 4 The wind vector (m/s), relative humidity (%) (a, c, e) and θ_{se} (K) (b, d, f) from 2 Jul to 6 Jul 2003; (a, b) Anqing; (c, d) Nanjing; (e, f) Fuyang

合(图略),相对湿度达到 100%,空气湿度已经达到饱和状态。这时,南京上空的对流有效位能仅有 616 J/kg,已经有大量的对流有效位能释放。5 日南京的降雨一直持续到 06 时,在 00 时~06 时之间

还有两个小时的降雨量超过了 20 mm(图 5e)。降雨结束后的 5 日 12 时(图略)在对流层低层形成了非常强的逆温层。此外,从南京这几天低空风速的演变看,中低层一直有低空急流存在,急流中心的

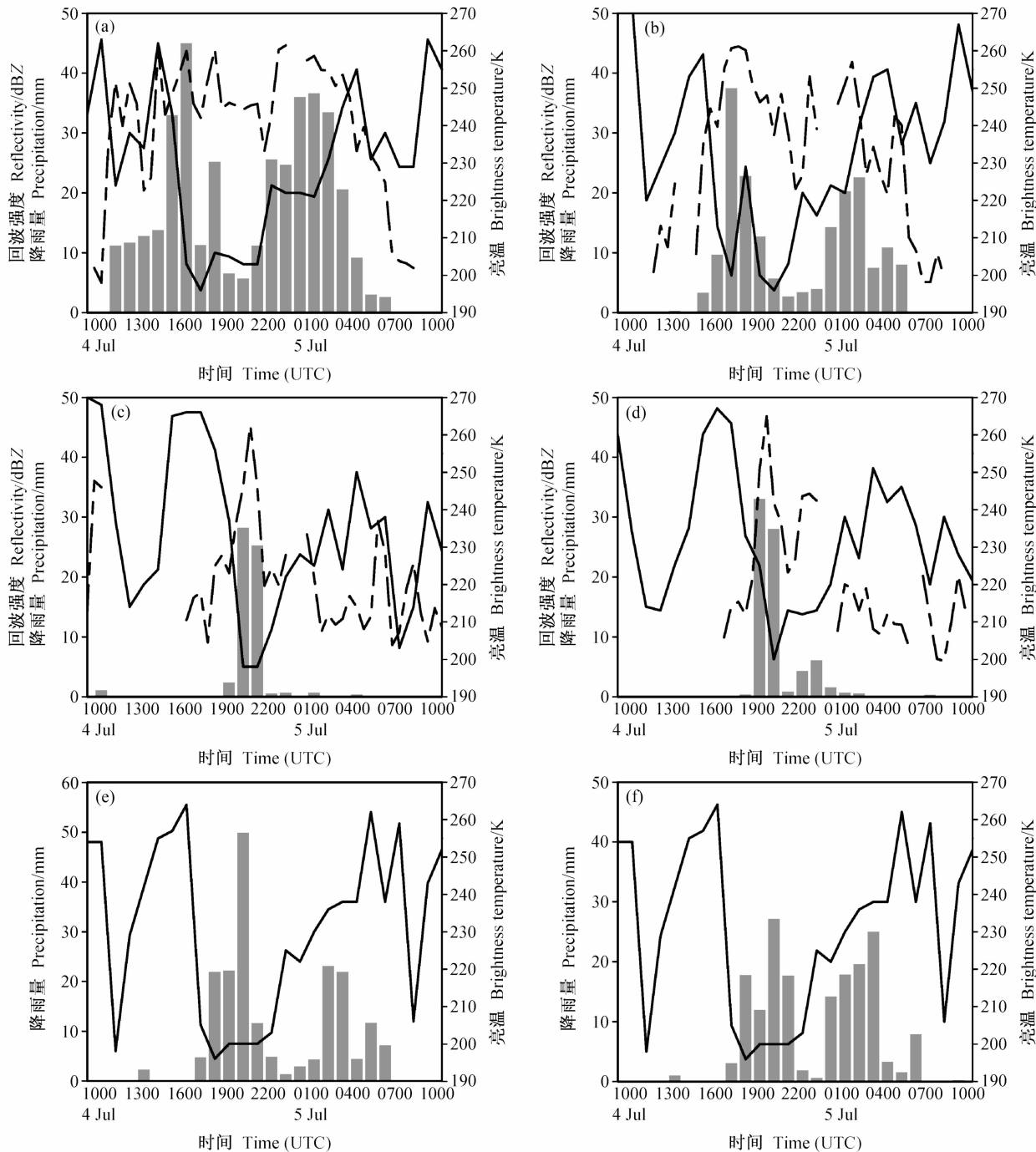


图 5 2003 年 4~5 日的每小时降雨量(直方)、3 km 高度的雷达回波强度(虚线)和云顶亮温(实线): (a) 滁州; (b) 全椒; (c) 马鞍山; (d) 巢湖; (e) 南京; (f) 江宁

Fig. 5 The hourly precipitation (bar), the Doppler radar reflectivity at the height of 3 km (dashed line) and brightness temperature at the cloud top (solid line): (a) Chuzhou; (b) Qianjiang; (c) Maanshan; (d) Chaohu; (e) Nanjing; (f) Jiangning

强度一般在 15 m/s 以上, 在 4 日的降雨发生前后都有低空急流的出现, 但 4 日有深厚的对流不稳定层结, 而 5 日中下层为中性层结, 5 日的中性层结是强降雨的结果。

降雨发生前, 降雨区南侧安庆的探空演变 (图 4a、b) 基本与南京一致, 其对流有效位能的积累比南京还大, 只是整层可降雨量小于南京, 这表明有利于降雨发生的环境条件在比较大的区域都存在, 但没有强的触发条件, 因此没有造成强降雨, 只在 4 日上午有弱降雨出现。从安庆和南京的风场演变看, 安庆低空急流的中心一般在 700 hPa, 并且在南京强降雨产生后, 低空急流也有增强的过程。南京强降雨的触发机制可能是近地面层的西北风, 南京在 4 日 12 时地面有西北风出现, 而安庆则一直是西南风。而降雨区的北侧是相对稳定的中性层结, 而且 5 日低层的层结也逐渐变干, 这由阜阳的探空可以看见 (图 4e、f)。

从强降雨发生前后的层结演变来看, 在降雨开始后, 对流有效位能并没有大量释放, 直到降雨结束, 也没有完全释放, 而降雨结束时可降雨量有 59.6 mm, 比降雨发生前的 4 日 20 时还大, 这次过程降雨开始前可降雨量并不大, 降雨过程中可降雨量才达到最大。而大多数情况下, 在降雨前都有整层可降雨量迅速增加的过程, 降雨开始后, 可降雨量开始减少^[8, 9, 11]。但这次过程降雨发生前整层可降雨量小, 是因为中层大气比较干。在这种情况下, 产生强降雨就需要非常强的水汽垂直输送, 降雨过程中的水汽垂直输送使降雨开始后整层的可降雨量比降雨发生前大。可降雨量的演变显示, 对流性降雨发生前有时并不需要整层大气比较潮湿, 只要有足够强的上升运动将低空水汽输送到对流层中上层, 也可能产生强降雨。降雨过程中逐渐形成的低层逆温层不利于对流系统的发展和维持 (图略), 导致系统减弱降雨逐渐停止。

以上从单站的探空分析了强降雨发生前后及其过程中层结变化, 但探空分析只能说明局地层结的变化, 我们采用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 分析资料对强降雨发生前后的环境条件及层结变化, 即 3 日 00 时~6 日 00 时 $114^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$ 平均的 850 hPa 假相当位温、风速和垂直运动进行了分析 (图略)。在降雨发生的江淮地区, 850 hPa 假相当位温大于 345 K 的高温高湿区大约位于 $25^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$, 在这次过程

中, 高温高湿区是逐渐南移的, 雨带从 3~5 日也南移了大约 200 km。最强的降雨时段 (4 日 12 时~5 日 06 时), 有低空急流中心和上升运动配合, 上升运动中心位于低空急流中心的北侧。梅雨锋区位于 $33^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$, 低空急流中心在锋前, 而上升运动区位于 850 hPa 锋区和锋前。

4 造成大暴雨的中尺度对流系统

这次暴雨过程中对流活动非常强盛。7 月 2 日晚上, 梅雨锋上先有一系列小的对流系统发展 (图略), 从 2 日 18 时开始, 先后有 6 个 MCS 在河南东南部、安徽北部发展, 且这些系统都是东移的 (图略)。正是这几个 MCS 的发展在河南东部和安徽北部造成了持续的强降雨 (图 1a)。在 7 月 3 日发展的这 6 个 MCS 中, 最后一个 MCS 最强时的尺度最大、强度最大, 在 3 日 16 时, 它的尺度为 $300 \text{ km} \times 300 \text{ km}$, 云顶温度达到 -70°C 以下, 并在其发展的后期 (4 日 02 时以后), 有低涡生成。7 月 3 日除了淮河流域有强对流活动外, 在四川和重庆地区也有强对流系统活动, 从 3 日 07 时开始, 四川、重庆地区有几个强对流系统发展, 在 12 时合并成一个东北-西南向的大约 1500 km 长的云带, 从湖北西部一直伸到云南, 之后, 云带中的对流开始减弱 (图略)。3 日 16 时后, 湖北西部又有强对流开始发展, 当这些对流带减弱后, 云带开始向东北方向伸展。4 日 07 时后, 安徽中北部的对流开始活跃, 4~5 日对流的主要生成区域在大别山区以及大别山、幕阜山和九华山之间的长江河谷地带 (图 6)。4 日 16 时在安徽中部开始出现的对流, 4 日 20 时形成了一个 $1000 \text{ km} \times 500 \text{ km}$ 的 α 中尺度云团, 是这次过程最大的一个中尺度系统。该系统的发展, 使 4 日 16 时出现了 45 mm/h 的强降雨, 并且强降雨出现在云顶温度最低中心的后侧。在该对流云图发展过程中, 先后有两个 β 中尺度对流系统在安徽、江苏中部的交界处发展: 第 1 个是 4 日 14 时~20 时, 第 2 个是 4 日 18 时~5 日 02 时 (图 6), 其云顶温度最低时都达到了 -70°C 以下, 正是这两个系统造成了滁州、全椒和南京的大暴雨。5 日 00 时云团中的对流减弱, 低涡开始发展, 在低涡发展初期对流活动减弱。5 日 06 时以后, 当低涡水系东移后, 在其后部, 安徽和江苏的南部又有强对流发展。与此同时, 在河南东部和安徽西北部也出现了强降雨中

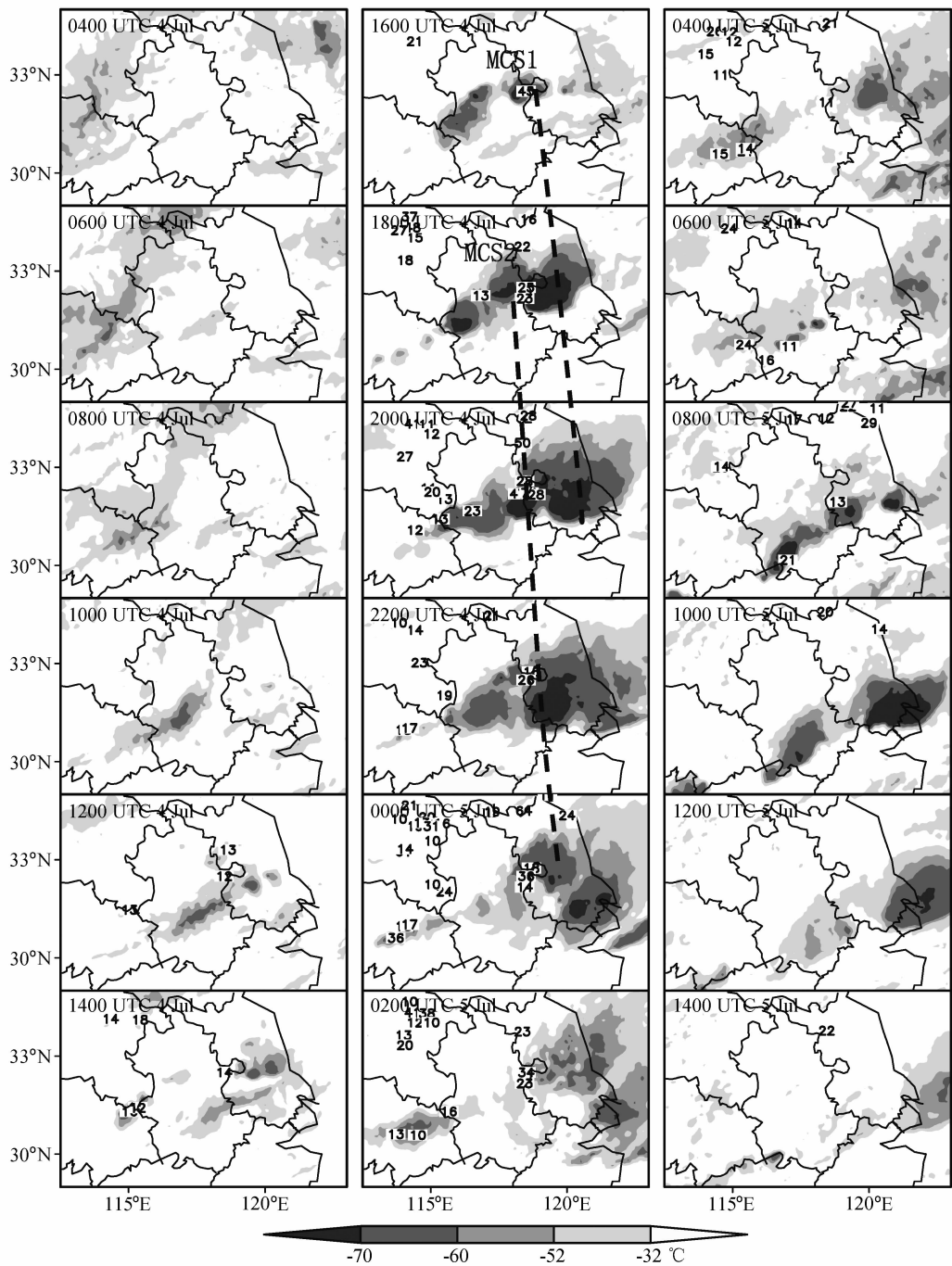


图 6 2003 年 7 月 4 日 04 时~5 日 14 时 GOES-9 红外云顶亮温。虚线为 MCS1 和 MCS2 的移动路径, 数字是降雨量在 10 mm/h 以上的站
Fig. 6 The infrared brightness temperature at the cloud top from GOES-9 from 0400 UTC 4 Jul to 1400 UTC 5 Jul 2003. The bold dashed lines are the moving path of MCS1 and MCS2, respectively. The numbers are hourly precipitations greater than 10 mm/h

心,但强降雨区并不完全与云顶温度最低的地区对应,在河南东部的强降雨其云顶温度在 -20°C 左右,这表明该地区的降雨为层云降雨。

以上分析显示,7月3日梅雨锋西段的对流活动比东段强,而4日则是东段强。造成3~5日强

降水的是一系列在该地区发生发展的 MCS,并且在此过程中,有两个低涡系统发展东移,低涡是在 α 中尺度对流系统形成并发展到最强盛时才开始形成的,低涡是对流发展的结果,有关对流活动导致低涡生成的机理将另文研究。此外,云顶亮温只能

反映云顶较高,不能确定云顶下是否有对流活动,因此,只用云顶亮温来分析对流系统的活动有一定的局限性,后面将把雷达回波与云顶亮温结合起来分析对流活动。

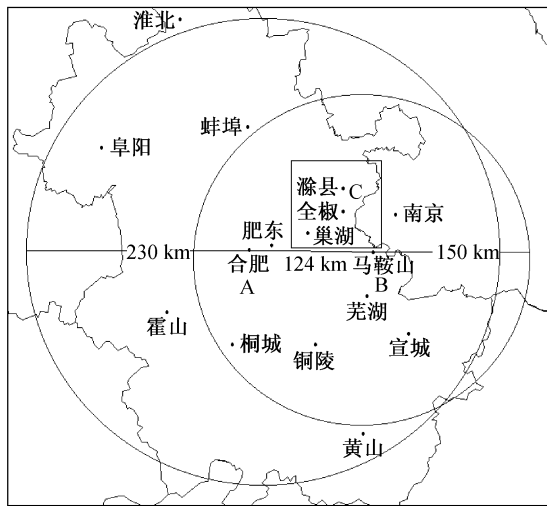
为了进一步分析造成强降水的对流系统的云顶亮温与回波强度、降雨量之间的关系,图 5 给出 7 月 4~5 日安徽滁州、全椒、马鞍山、巢湖和江苏南京、江宁观测的每小时降雨量、3 km 高度回波强度和云顶亮温,回波强度资料说明见下文。安徽滁州 4 日 10 时以后出现降水,至 5 日 06 时结束,共降雨 380 mm,滁州的降雨大约分为两段:4 日 10 时~20 时和 4 日 21 时~5 日 06 时,这两段降雨过程中,第 2 段的总降雨量要大于第 1 段,但最强的降雨出现在 4 日 16 时(北京时 5 日凌晨),为 45 mm/h(图 5a)。位于滁州南侧的全椒也有两段降雨过程,降雨开始时间晚于滁州大约 4 h,结束时间为 5 日 05 时,最强降雨出现的时段也与滁州一致,最强的降雨为 37.5 mm/h,出现时间比滁州晚 1 h,但总降雨量却只有 186 mm(图 5b)。位于滁州东侧的江苏南京的总降雨量为 195 mm(图 5e),降雨时段为 4 日 17 时~5 日 06 时,降雨过程也分为两个时段,最强降雨出现在 4 日 20 时为 49.9 mm/h。江苏江宁降雨的持续时间和强度与南京也基本一致。而马鞍山和巢湖位于滁州、全椒南侧的百公里以内,但降雨发生的时段和总降雨量的差别却非常大(图 5c、d)。虽然从云顶亮温云图上看,造成这次降雨的 MCS 尺度较大,为 α 中尺度系统,然而,强降雨的局地性非常强。从这几个站的降雨看,应该是由 β 中尺度系统,甚至 γ 中尺度系统造成滁州的强降雨,强降雨发生在夜间和早上。从云顶亮温和雷达回波强度的演变看,大部分的强降雨是发生在云顶温度降到最低和开始上升时,即强降雨发生在对流最强和开始减弱的阶段,中层的回波强度一般较强,但对流减弱时段的降雨并不一定比最强时段弱,与前面分析的强降雨出现在云顶温度最低中心的后侧一致。

以上分析表明,7 月 4~5 日的大范围降水主要由 α 中尺度对流系统的发生、发展引起,但局地强降雨是较小尺度的 β 中尺度,甚至 γ 中尺度系统造成,考虑到云顶亮温只能反映云顶的高度,而不能确定云下是否有对流活动,分析有一定的局限性。因此,下面将采用雷达资料进一步分析造成强降雨

的 β 中尺度和 γ 中尺度对流系统的发生发展过程及结构特征。

5 暴雨中尺度对流系统的雷达资料分析

以上分析表明,造成滁州和全椒强降雨的对流系统是 β 中尺度或 γ 中尺度系统。只用云顶亮温分析这种尺度的对流系统的活动有一定的局限性,并且对云顶以下的情况也难于监测。因此,下面采用多普勒雷达的观测资料对造成暴雨的 β 中尺度、 γ 中尺度系统进行分析。图 7 是安徽合肥和马鞍山雷达的观测区域示意图,合肥和马鞍山分别是 CINRAD/SA 和 CINRAD/CC 多普勒天气雷达,合肥雷达的观测范围比马鞍山雷达要大得多。双多普勒反演区为图 7 中方框区域,反演区域左下角为 (31.65°N, 117.8°E),反演区域为 90 km×90 km×12.5 km,水平和垂直分辨率分别为 1 km 和 0.5 km。双多普勒反演采用 MUSCAT 技术 (Multiple-Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique) [12, 13],首先使用周海光等研制的软件系统 [14],对两部雷达资料进行去噪声、补缺测点、退模糊和平滑滤波等质量控制,然后使用 MUS-



淮北 Huaibei 阜阳 Fuyang 蚌埠 Bengbu 滁县 Chuxian
全椒 Quanjiao 巢湖 Chaohu 肥东 Feidong 合肥 Hefei
铜陵 Tongling 芜湖 Wuhu 南京 Nanjing 霍山 Huoshan
桐城 Tongcheng 宣城 Xuancheng 马鞍山 Maanshan
黄山 Huangshan

图 7 合肥、马鞍山多普勒雷达观测范围示意图。方框区域为双多普勒雷达反演区域

Fig. 7 The sketch map for the observation areas of Hefei and Maanshan Doppler radars. The rectangle is the retrieval region of dual Doppler radar

CAT 技术进行三维风场反演。由于双多普勒观测时间在 7 月 4 日 22 时之后, 因此, 下面采用观测范围较大的合肥雷达的回波强度进行分析。

将每小时的平均雷达回波(观测间隔为 5~10 h)与降雨、云顶亮温对比(图 8), 前面的分析已经指出, 安徽滁州的降雨是 4 日 11 时开始的(图略),

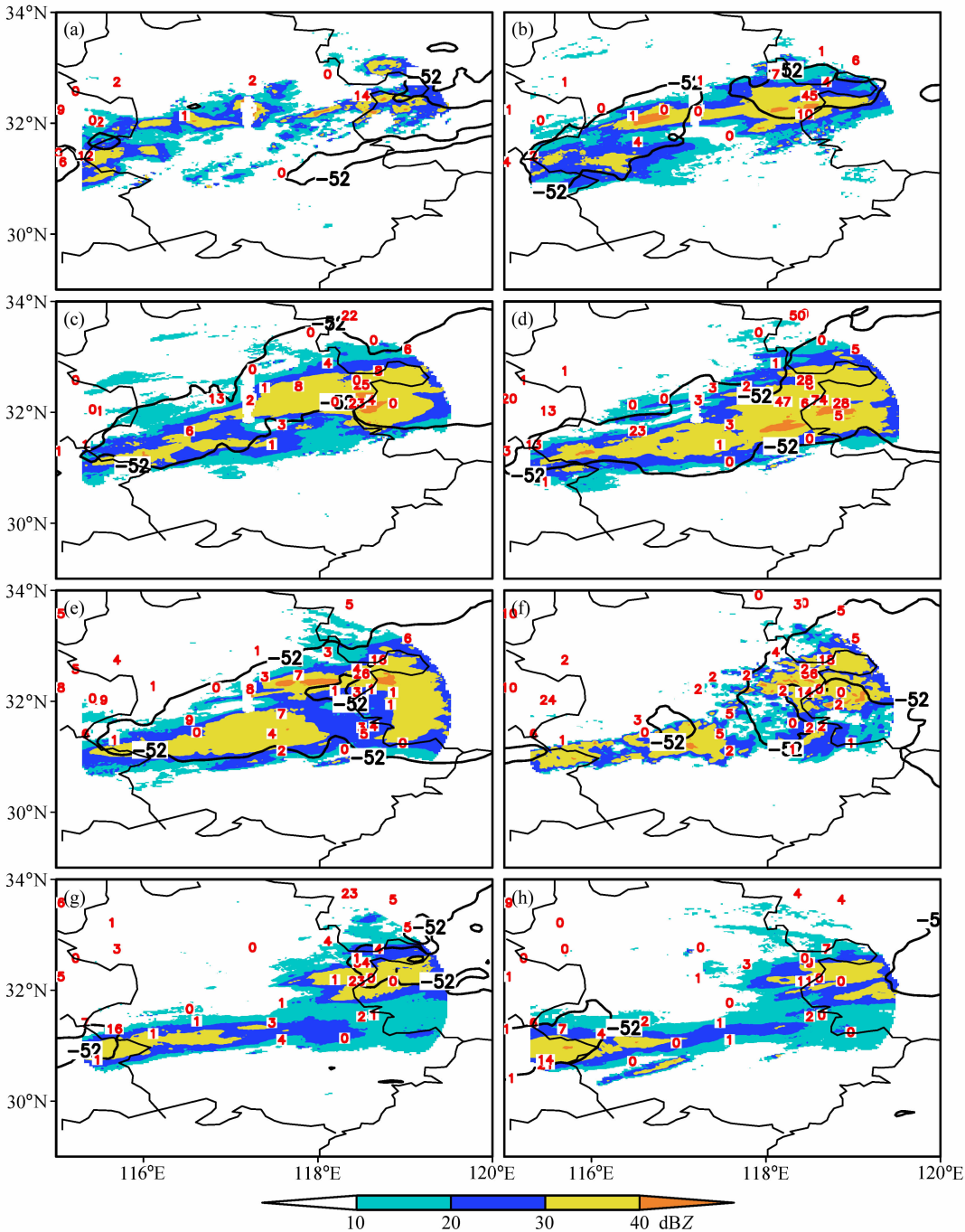


图 8 2003 年 7 月 4 日 14 时~5 日 04 时的 3 km 高度每小时平均雷达回波(彩色阴影)、云顶亮温(实线, -52°C) 和每小时降雨量(红色数字, 单位: mm): (a) 4 日 14 时; (b) 4 日 16 时; (c) 4 日 18 时; (d) 4 日 20 时; (e) 4 日 22 时; (f) 5 日 00 时; (g) 5 日 02 时; (h) 5 日 04 时

Fig. 8 The hourly averaged radar reflectivity at the height of 3 km (color shading), brightness temperature at the cloud top (solid line, -52°C) and hourly precipitation (mm, red digital) during 1400 UTC 4 Jul~0400 UTC 5 Jul 2003; (a) 1400 UTC 4 Jul; (b) 1600 UTC 4 Jul; (c) 1800 UTC 4 Jul; (d) 2000 UTC 4 Jul; (e) 2200 UTC 4 Jul; (f) 0000 UTC 5 Jul; (g) 0200 UTC 5 Jul; (h) 0400 UTC 5 Jul

降雨一开始就大于 10 mm/h, 持续 4 h 大于 10 mm 的降雨只出现在滁州, 与此对应, 这段时间在安徽的中部地区虽有较强的回波, 但是较分散, 主要的强回波区位于西部和东部的滁州附近, 此时, 云顶温度较高, 云顶较低 (图 8a)。4 日 15 时以后, 回波的范围迅速增大, 强度增强, 在安徽中部形成了一条长 400 km 左右的强回波带, 该回波带的右段较宽, 降雨强, 而左段窄, 降水弱 (图 8b、c)。在滁州第一段强降雨出现后 (图 8d), 即 4 日 22 时以后, 回波带的中部开始减弱 (图 8e)。4 日 23 时~5 日 02 时, 在安徽和江苏交界的滁州、南京附近的回波仍然较强, 使强降雨维持, 而原对流带西段的强度迅速减弱 (图 8f~h)。图 8 中还显示, 30 dBZ 以上的强回波区位于云顶温度低于 -52°C 云区的中间或偏南, 强回波区北侧的高云顶可能是强对流云后部的云砧。

此次过程中降雨最强的滁州的雷达回波的演变 (图 9a) 显示, 从 4 日 11 时至 5 日 06 时, 滁州的中下层雷达回波强度一般都在 30 dBZ 以上, 只有个别时刻的回波强度在 20~30 dBZ 之间。由于雷达

的最低仰角是 0.5° , 1 km 以下的回波强度没有给出。与几次强降水对应 (图 5a), 都有回波顶较高的强回波中心对应, 4 日 15~18 时和 4 日 22 时~5 日 03 时, 这几个时段的回波顶高度都超过 10 km, 最强回波中心 (40 dBZ 以上) 在 5 km 以下。其中, 4 日 15~18 时的回波顶要高一些, 所以, 4 日 15~18 时的降雨强度虽强, 但持续时间不如 4 日 22 时~5 日 03 时长。全椒与滁州对比, 强回波影响的时间稍晚 (图 9b), 且持续时间也较短, 而且 4 日 22 时~5 日 03 时强回波的强度较弱。马鞍山和巢湖只受图 8 中对流带的边缘影响, 只产生了两个小时的强降雨。由于南京已经在雷达观测的边缘地区, 资料的质量较差, 不能分析其回波强度的演变。

图 8 显示雷达观测的回波带长度达 400~500 km, 宽度为 50~200 km, 然而, 在这个对流带上大部分地区的降雨并不强, 强降雨只发生在滁州、全椒和南京附近。从降雨过程中回波带的演变看, 滁州附近的强降雨可能与对流带东部较宽、水汽的辐合供应较丰富有关。从最强降雨时刻的垂直剖面 (图略) 看, 4 日 16 时, 对流带的西段虽然也

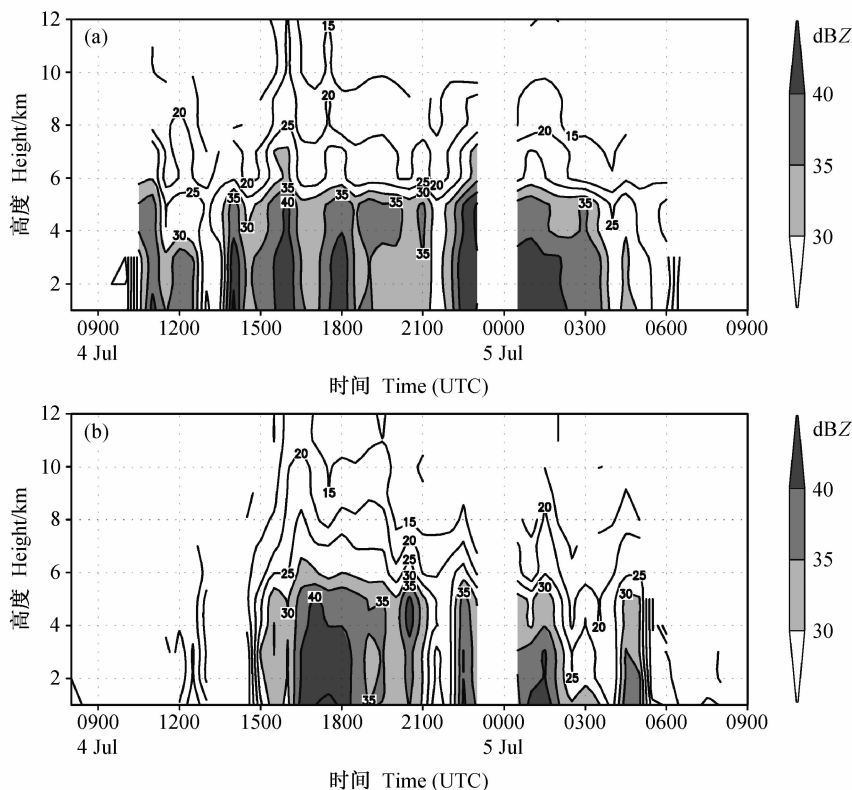


图 9 安徽合肥雷达观测的滁州和全椒 2003 年 7 月 4~5 日的雷达回波演变: (a) 滁州; (b) 全椒

Fig. 9 The time-height cross section of reflectivity by Hefei Doppler radar during 4-5 Jul 2003: (a) Chuzhou; (b) Quanjiao

有一个强中心,但尺度较小、降水弱,而东段对流中心东西长 100 km,其中回波强度大于 40 dBZ 的中心有 50 km,该中心正是滁州强降雨中心,沿东段对流中心的南北剖面显示,整个对流带的宽度虽然有 100 km,但滁州中心对流体大约为 30 km 宽,造成滁州 45 mm/h 降雨的是一个 50 km×30 km 的回波强度在 40 dBZ 以上的强对流中心。对应滁州第 2 段强降雨(4 日 21 时~5 日 06 时),5 日 00 时以后对流带的西段已经减弱,强回波区主要在安徽、江苏交界处,这时东部的回波是块状回波,长对流带已经不存在,南北方向的宽度比 4 日 16 时宽,滁州的第 2 段降雨是在整个对流带减弱过程中一个强对流系统发展造成的。

在滁州、全椒的第 2 段降雨 4 日 21 时~5 日 06 时期间,合肥、马鞍山雷达同时进行了观测,对时间上匹配的资料进行了风场反演。4 日 22 时 38 分,在双多普勒反演区靠近北边界有强回波带(图略),与强回波带对应,在低层有辐合线。在 1.5 km 高度层,辐合线在反演区的 80 km 处(靠近反演区的北界),主要的强回波在辐合线的北侧;到 3 km 高度,强回波区正好位于辐合线上。辐合线形成于西南风和西风之间,随着高度增加,辐合线位置逐渐偏北,从 1.5 km 到 3 km,辐合线向北偏了大约 5 km。4 km 高度以上,辐合线消失,整个反演区为西南风,回波强度相对低层也要弱一些。此时,强回波带位置偏北,滁州位于这条强回波带的南边缘,滁州此时有降雨,但没有达到最强。5 日 00 时 38 分(图 10),辐合线和强回波带向南移动了大约 20 km,此时,低层(2 km 以下)辐合线形成于西南风和偏北风之间,2 km 以上的辐合线仍然是西南风与偏西风的辐合。辐合线的南移可能与低层偏北风的入侵有关。与 4 日 22 时 38 分相比,5 日 00 时 38 分的回波带(Convective Line, CL1)要窄一些(图 10a),回波带 CL1 上有两个 45 dBZ 以上对流单体(Convective Cell, CC1、CC2),在回波带的南侧,还有三条东北-西南向的小回波带(Small Convective Line, SCL1、SCL2、SCL3)与 CL1 带相连,中层这三条回波中只有 SCL1 比较强,而其他两条强度随高度很快减弱,即这三条小回波带只有 SCL1 强度较强。

5 日 01 时,低层的辐合线仍然维持(图 11a),强回波带的形状与 5 日 00 时 38 分相差较大。5 日

00 时 38 分为一条东西向的大回波带和其南部的三条小回波带,5 日 01 时位于辐合线上的强回波带分裂为两条东北-西南向的回波带,西侧的回波带(CL2)主体位于辐合线的北侧,东侧的回波带(CL3)主体位于辐合线的南侧。CL3 是原 CL1 上的 CC2 与 SCL1 合并发展而来,此回波带位于西南气流中。虽然此时强回波带分裂为两条回波带,但给滁州、全椒带来的降雨量与 CL1 相当。4 km 高度以上受西风或西南风控制,不存在明显的风场辐合。之后,CL2 和 CL3 的距离逐渐增大,其中的强回波中心分裂(图 11b)。5 日 02 时 47 分,CL2 和 CL3 已经开始减弱,CL3 大部分移出了反演区(图 11c),原 CL2 形成了与 5 日 00 时 38 分(图 10a)相似的东西向回波带,但强度弱得多。5 日 03 时 34 分,滁州、全椒附近的强回波中心已经减弱到 35 dBZ 以下(图 10d),与降雨减弱的时间(图 4a、b)一致。5 日 01 时和 01 时 38 分,低层的辐合线仍然是西南风与偏北风的辐合,在辐合线的东段,北风已经深入 CL3 的中部(图 11a、b)。02 时 47 分辐合线的北侧由偏北风转为偏西风,辐合减弱(图 11c)。

以上分析表明,虽然云顶温度低于 -52°C 的中尺度对流系统范围较大,但其下部的强回波带位于 MCS 中心偏南的位置,在强回波的北侧有 100~200 km 宽的云砧,回波带上有一系列的强对流中心。这些对流中心沿对流带自西向东移,最初,对流中心的强度相对较弱,而东移到滁州附近强度忽然增强。对于对流东移到滁州附近突然增强这种现象,目前的观测资料尚难以解释。从双多普勒反演风场分析看,造成滁州强降雨的系统是中尺度辐合线上的中尺度对流线和 γ 中尺度对流单体,中尺度辐合线只出现对流层低层,且随高度向北倾斜。3 km 附近,回波带与辐合线位置基本吻合,3 km 以下回波带位于辐合线的北侧,而其上则位于辐合线的南侧强西南风区内。

6 小结

2003 年淮河流域的大洪水主要是由 6 月 29 日~7 月 1 日、7 月 3~5 日、7 月 8~11 日 3 次集中的持续性大面积强暴雨过程引起的,其中 7 月 3~5 日从淮河上游向下游的移动性强降水使来自上游的洪水与下游暴雨“遭遇”,加剧了淮河的洪水水情。

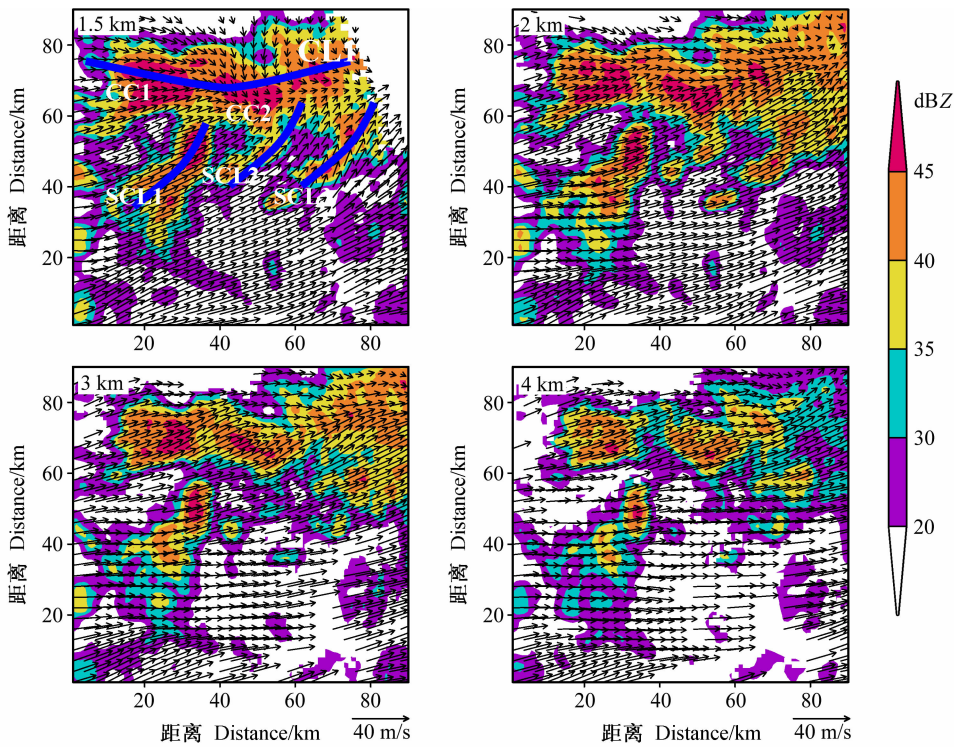


图 10 2003 年 7 月 5 日 00 时 38 分合肥、马鞍山双多普勒雷达反演风场和合肥雷达回波强度
Fig. 10 The dual Doppler retrieval wind by Hefei and Maanshan radars and reflectivity of Hefei radar at 0038 UTC 5 Jul 2003

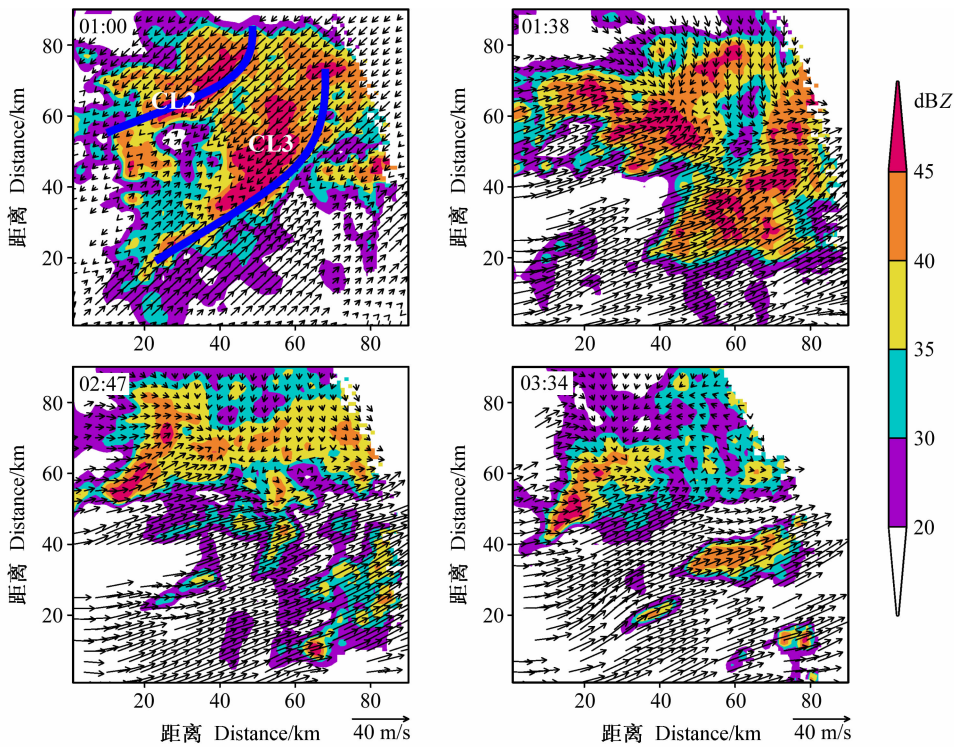


图 11 2003 年 7 月 5 日合肥、马鞍山双多普勒雷达反演 2 km 高度上的风场和合肥雷达回波强度
Fig. 11 The dual Doppler retrieval wind by Hefei and Maanshan radars and reflectivity of Hefei Radar at the height of 2 km at 5 Jul 2003

7 月 3~5 日淮河流域发生的自上游向下游的移动性暴雨过程, 其前期的降雨由中尺度对流系统造成, 没有低涡系统, 后期则与低涡的发生发展有关。

本文主要采用探空、卫星和雷达资料对造成滁州和南京强暴雨的中尺度对流系统的结构和发生背景进行分析, 主要结论如下:

(1) 低槽的东移是造成雨区从淮河上游向下游东移的主要原因。降雨前南京中层的干空气侵入加强了对流层中低层的对流不稳定。水汽输送使 7 月 4 日相对湿度增大, 对流有效位能增加。降雨过程中形成的低层逆温层不利于对流系统的发展和维持, 使对流很快减弱消散。

(2) 7 月 4~5 日的大范围降水主要由 α 中尺度对流系统的发生、发展引起, 但局地强降雨是较小尺度的 β 中尺度, 甚至 γ 中尺度系统造成。大部分的强降雨是发生在云顶温度降到最低和开始上升时, 即强降雨发生在对流最强和开始减弱的阶段, 对流减弱时段的降雨并不一定比最强时段弱。

(3) 卫星观测到的对流系统, 虽然云顶温度低于 -52°C 的范围较大, 但与强降雨区并不一定有较完全的对应关系, 尤其是与雷达强回波不完全一致的情况时有发生。本例中其下部的强回波带位于 -52°C 云区的中心偏南位置, 强回波的北侧似乎是 $100\sim 200\text{ km}$ 宽的云砧, 因此, 应将卫星资料与雷达资料相互结合来确定强降雨区。

(4) 雷达回波的分析表明, 与滁州和全椒最强降雨时段对应的回波顶高超过 10 km , 45 dBZ 以上最强回波中心位于 5 km 以下。滁州的第 1 段 (4 日 $10\sim 20$ 时) 降雨发生在整个对流带最强的时段, 而第 2 段 (4 日 21 时~5 日 06 时) 降雨发生在减弱的时段。

(5) 从双多普勒反演风场分析看, 造成滁州强降雨的系统是中尺度辐合线上的中尺度对流线和对流单体, 中尺度辐合线只出现对流层低层, 辐合线随高度向北倾斜, 大约在 3 km 高度上回波带位于辐合线上, 3 km 以下回波带位于辐合线的北侧, 3 km 以上位于辐合线的南侧。

本文虽然采用雷达观测资料对造成强暴雨的对流系统的结构进行了分析, 但由于雷达观测资料的区域有限, 特别是双多普勒反演的区域很小, 只是对对流系统的部分区域和部分时段的演变进行分

析, 分析所得结论还是初步的, 需要更详细和更多个例的观测资料的验证。

参考文献 (References)

- [1] 张庆云, 王会军, 林朝晖, 等. 中国天气气候异常成因研究——2003 年. 北京: 气象出版社, 2004. 170pp
Zhang Qingyun, Wang Huijun, Lin Zhaozhui, et al. *The Mechanism of Abnormal Weather and Climate in China* — 2003 (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 170pp
- [2] 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993. 255pp
Ding Yihui. *Study on the Lasting Heavy Rainfalls over the Yangtze-Huaihe River Basin in 1991* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1993. 255pp
- [3] 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 1998 年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京: 气象出版社, 2001. 184pp
Tao Shiyan, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. *The Study on Formation Mechanism and Forecasting of Heavy Rainfall in the Summer 1998* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2001. 184pp
- [4] 贝耐芳, 赵思雄. 1998 年“二度梅”期间突发强降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 Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26** (4): 526~540
- [5] 徐亚梅, 高坤. 1998 年 7 月 22 日长江中游中 β 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- β vortex over middle reaches of the Yangtze River on 22 July 1998. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60** (1): 85~95
- [6] 张小玲, 陶诗言, 张庆云. 1998 年 7 月 20~21 日武汉地区梅雨锋上突发性中 β 系统的发生发展分析. 应用气象学报, 2002, **13** (4): 386~397
Zhang Xiaoling, Tao Shiyan, Zhang Qingyun. An analysis on development of meso- β convective system along Mei-yu front associated with flood in Wuhan in 20-21 July 1998. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2002, **13** (4): 386~397
- [7] 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京: 气象出版社, 2004. 282pp
Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. *Study on Mechanism of Formation and Development of Heavy Rainfalls on Mei-yu Front in Yangtze River* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 282pp
- [8] 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002 年 6 月 20~24 日梅雨锋

- 中尺度对流系统发生发展分析. 气象学报, 2004, **62** (4): 423~438
- Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. An analysis on MCSs in Meiyu front during 20–24 June 2002. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (4): 423~438
- [9] 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究. 大气科学, 2004, **28** (5): 675~691
- Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. A study on vortex and its mesoscale convective system during China Heavy Rainfall Experiment and Study in 2002. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (5): 675~691
- [10] Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. An analysis of a meso- β system in a Mei-yu front using the intensive observation data during CHeRES 2002. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2005, **22**(2): 278~289
- [11] Doswell C A III, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: an ingredient-based methodology. *Wea. Forecasting*, 1996, **11**: 560~581
- [12] Chong M, Bousquet O. On the application of MUSCAT to a ground-based dual-Doppler radar system. *Meteor. Atmos. Phys.*, 2001, **78**: 133~139
- [13] 周海光, 张沛源. 笛卡儿坐标系的双多普勒天气雷达三维风场反演技术. 气象学报, 2002, **60** (5): 585~593
- Zhou Haiguang, Zhang Peiyuan. A new technique of recovering three dimensional wind field from simulated dual Doppler radar data in the Cartesian space. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60** (5): 585~593
- [14] 周海光, 王玉彬. 多部多普勒雷达同步探测三维风场反演系统. 气象, 2002, **28** (9): 7~11
- Zhou Haiguang, Wang Yubin. A retrieving system of three-dimensional wind fields by multiple-Doppler radar. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 2002, **28** (9): 7~11