

杨舒楠,路屹雄,于超,2017. 一次梅雨锋暴雨的中尺度对流系统及低层风场影响分析[J]. 气象,43(1):21-33.

一次梅雨锋暴雨的中尺度对流系统及 低层风场影响分析^{*}

杨舒楠¹ 路屹雄² 于 超¹

¹ 国家气象中心,北京 100081

² 国家气候中心,北京 100081

提 要: 本文利用常规气象观测资料,地面自动站加密观测资料和 FY-2D、FY-2E 卫星云图以及 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的 FNL 分析资料、EC $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的细网格模式数据等,对 2015 年 6 月 15—18 日梅雨锋暴雨过程的中尺度对流系统(MCS)活动特征、对流层低层风场对 MCS 发展的影响以及梅雨锋暴雨的垂直环流特征等进行了研究,结果表明:天气尺度梅雨锋上叠加的 MCS 的产生及向下游移动,以及其在安徽中部到江苏南部正涡度带作用下的发展增强,造成了江苏南部的局地强降水。强降水与中尺度低空急流核的位置吻合较好。在垂直方向上,高空急流入口区右侧与低空急流核左前方叠加,高低空急流耦合作用明显。在降水过程中,对流层低层具有较强的垂直风切变,有利于垂直涡度的增强和 MCS 的发展。对流层低层的垂直风切变也有利于不同源地的水汽在梅雨锋区汇集。梅雨锋北侧的干冷空气在对流层低(中)层以东北(西北)路径向锋区移动。南侧的暖湿气流沿西南路径移动、抬升,接近锋区后质点在上升过程中逐渐转向东移,在高空急流的抽吸作用下,快速向东流出,近地面层空气存在跨锋面环流。梅雨锋系统垂直方向上的次级环流是高层风场强烈辐散以及空气运动过程中质量补充和循环的结果。

关键词: 梅雨锋暴雨,中尺度对流系统,低层风场,环流结构

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.01.003

Analysis on Mesoscale Convective System and Impact of Low-Level Wind in a Meiyu Heavy Rainfall Event

YANG Shunan¹ LU Yixiong² YU Chao¹

¹ National Meteorological Centre, Beijing 100081

² National Climate Centre, Beijing 100081

Abstract: By using the data of conventional observation and surface automatic station observation, FY-2D and FY-2E satellite cloud images, NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ FNL analysis data and EC $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ fine-grid model data, the evolution features of mesoscale convective system (MCS), low tropospheric wind impact on MCS development and vertical circulation structure of Meiyu front in a Meiyu heavy rainfall event that happened during 15—18 June 2015 were studied in this paper. It was found that the local heavy rainfall in south of Jiangsu Province was caused by emergence and downstream movement of a series of MCSs along synoptic-scale Meiyu front and their strengthening through the positive vorticity belt in central Anhui and southern Jiangsu. There was good agreement on locations between the heavy rainfall and low-level jet (LLJ) core. In vertical direction, the right side of high-level jet (HLJ) was overlaid on the left-front side of LLJ core resulting in obvious coupling between the two systems. During the heavy rainfall, there was both strong

* 中国气象局预报预测核心业务发展专项(CMAHX20160301)、国家气象中心预报员专项(Y201504 和 Y201606)共同资助

2016 年 4 月 10 日收稿; 2016 年 8 月 30 日收修定稿

第一作者:杨舒楠,主要从事灾害性天气预测及研究工作. Email: shunanyoung@163.com

通信作者:路屹雄,主要从事天气气候数值模拟研究等工作. Email: luyixiong@163.com

vertical shear in low tropospheric horizontal wind and distinct inhomogeneous distribution of upward motion in southern Jiangsu which were favorable for the enhancement of vertical vorticity and development of MCS. High vertical wind shear in low-troposphere was also helpful for merging water vapor from different moisture sources along Meiyu front. The dry-cold air in the north of Meiyu front moved close to the front zone through a northeast (northwest) track in low-level (middle-level) troposphere. And warm-moisture air in the south of Meiyu front approached the front zone and went upward by a southwest way. As the warm-moisture air particles approached Meiyu front zone, they turned to move eastward gradually and flowed away quickly through the pumping effect of HLJ. There was cross-front motion for near surface air. The vertical secondary circulation of Meiyu front was induced by strong high-level divergence and supplement and circulation of mass during the moving process of atmosphere.

Key words: Meiyu front heavy rainfall, mesoscale convective system, low-level wind, circulation structure

引 言

梅雨锋是影响东亚中纬度地区夏季降水的主要天气系统之一。郑永光等(2008)定义梅雨锋为位于夏季风北侧相当位温高梯度带中,随季风进退而进退的准静止锋。其由极地变性气团与热带气团对峙形成(Tao and Chen, 1987)。从总体上讲,梅雨锋斜压性较弱,锋面两侧温度对比不明显(Chen et al, 2003),但由于梅雨锋的空间范围非常广泛,其不同地域的结构和动力学性质也略有差异(张小玲等, 2004)。

梅雨锋是多尺度、不同高度层天气系统共同作用的产物(周宏伟等, 2011; Jiang et al, 2004; 郑婧等, 2014),在数千千米的大尺度系统内部包含了许多中、小尺度的天气系统。对梅雨锋系统的研究可追溯到 20 世纪 30 年代。早期研究主要从天气尺度气团与季风角度出发(竺可桢, 1934),着眼于东亚的大气环流演变特征(陶诗言和陈隆勋, 1957)。随着观测技术的发展及数值模式的完善,对梅雨锋系统的研究逐渐深入到云系特征(覃丹宇等, 2014; 方宗义等, 2014)及中、小尺度领域(张家国等, 2013; 黄小玉等, 2008)。

低空急流对梅雨锋降水的作用主要有两方面:一是低空急流轴左前方为气旋性切变区,有利于对流的产生;二是低空急流往往对应着暖湿空气,给强降水提供水汽和不稳定能量(郭英莲等, 2014; Sampe et al, 2010; Chen et al, 2003)。高空急流对强降水起高层通风和抽气的作用,其右后侧的强辐散有利于对流的维持和发展(谌伟等, 2011; 王勇等, 2012)。在梅雨锋降水过程中,高低空急流往往

同时存在,当低空急流位于高空急流入口区右后方,且锋面在两者之间时,高低空急流会发生强耦合作用,产生次级环流,引起锋区内的强对流运动(赵思雄等, 2007; 张进, 2006)。另一方面,对流潜热释放对低空急流的建立和加强有重要作用,低空急流和对流之间存在正反馈机制(Chou et al, 2009; Hsu and Sun, 1994; Sampe and Xie, 2010)。

在梅雨锋上,经常会有中尺度对流系统(mesoscale convective system, MCS)产生。其沿梅雨锋向东或东北移动,造成大范围强降水(赵玉春, 2011; 张小玲等, 2014)。Ninomiya and Murakami (1987)的研究指出:大多数梅雨大暴雨事件都与 MCS 的活动有关。尹洁等(2011)对一次梅雨锋特大暴雨的分析指出,强 β 中尺度对流系统的发展是造成罕见大暴雨的诱因。由于梅雨锋的多尺度特征,其 MCS 的内部也具有复杂的多尺度结构。Yamada et al(2003)用雷达资料对 MCS 的研究指出:在纬向范围长达 500 km 的 α 中尺度对流系统中,存在着许多几十千米尺度的 β 中尺度对流系统,而其又是由许多 γ 中尺度的对流云组成。中尺度对流系统具有后向传播(back-building)机制,常常在老单体的后方形成新的对流系统(丁一汇, 1993)。新、老对流系统的不断东移、合并、增强,能引起大范围的持续性降水和洪涝灾害。

近年来,随着数值模式性能的改进及预报员对大尺度天气环流形势认知的提高,对梅雨锋降水主雨带的形状和位置预报把握越来越好。但是,对梅雨锋暴雨的强降水中心位置和强度的预报仍存在一定误差。面对精细化预报要求,需要对 MCS 发生、发展过程及环流结构特征等进行深入研究。本文通

过对一次梅雨锋暴雨过程的诊断分析,探讨梅雨锋暴雨 MCS 的演变特征、对流层低层风场对 MCS 发展的影响以及梅雨锋暴雨的环流结构,以为业务中梅汛期的定量降水预报提供理论基础和参考。

1 资料与方法

本文选用地面观测资料,1 h 降水量资料,FY-2D 和 FY-2E 卫星红外云图等对梅雨锋暴雨过程的 MCS 活动特征进行分析;选用 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 FNL 分析资料和欧洲中心 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的细网格模式数据对梅雨锋暴雨的环流结构进行诊断分析。为研究梅雨锋暴雨的环流结构特征,选用 HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) 迹线模式 (Stein et al, 2015; Rolph, 2016) 对梅雨锋两侧的空气质点进行轨迹分析。HYSPLIT 模式由美国国家海洋与大气管理局 (NOAA) Air Resources Laboratory (ARL 空气资源实验室) 和澳大利亚墨尔本气象研究中心联合开发,用于计算空气质点的前向或后向运动轨迹,该模式常用于污染物传输和扩散的分析。在本文研究中,选用 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的 NCEP 全球数据同化系统 (GDAS) 分析数据来计算质点的前向运动轨迹线。

2 暴雨概况和天气形势特征

2015 年 6 月 15—18 日,受梅雨锋系统影响,我国长江中下游地区出现了一次持续性强降水天气过程,其中湖北东部、安徽中部、江苏南部以及上海北部地区过程累积雨量普遍超过 100 mm。降水过程开始于 6 月 15 日 08 时 (北京时,下同),至 18 日白天基本结束,整个降水过程持续时间较长,但各时段的降水强度和落区存在较大差异。最强降水出现在 6 月 16—17 日,位于江苏南部和上海北部,过程累积降水量在 200 mm 以上 (11 站),最强达 368.5 mm (图 1a)。从 15 日下午起,苏南地区开始出现一条东西走向的弱雨带。到 16 日白天,降水强度增强,且雨带在苏南局地维持,造成局地强降水,至 17 日夜间,强降水基本趋于结束。从过程累积降水量看,无锡为 240.6 mm,常熟为 222.7 mm,昆山为 217.2 mm,丹阳为 204.8 mm,南京为 190.4 mm,上海嘉定为 224.2 mm。江苏南部站点的地面观测显示 (图 1b,1c),强降水具有明显的多峰值特点,这是由梅雨锋上叠加的多个 MCS 的发生发展造成的。在强降水的影响下,江苏南部出现了较严重的洪水和城市内涝,对人民生活 and 财产安全造成严重影响。

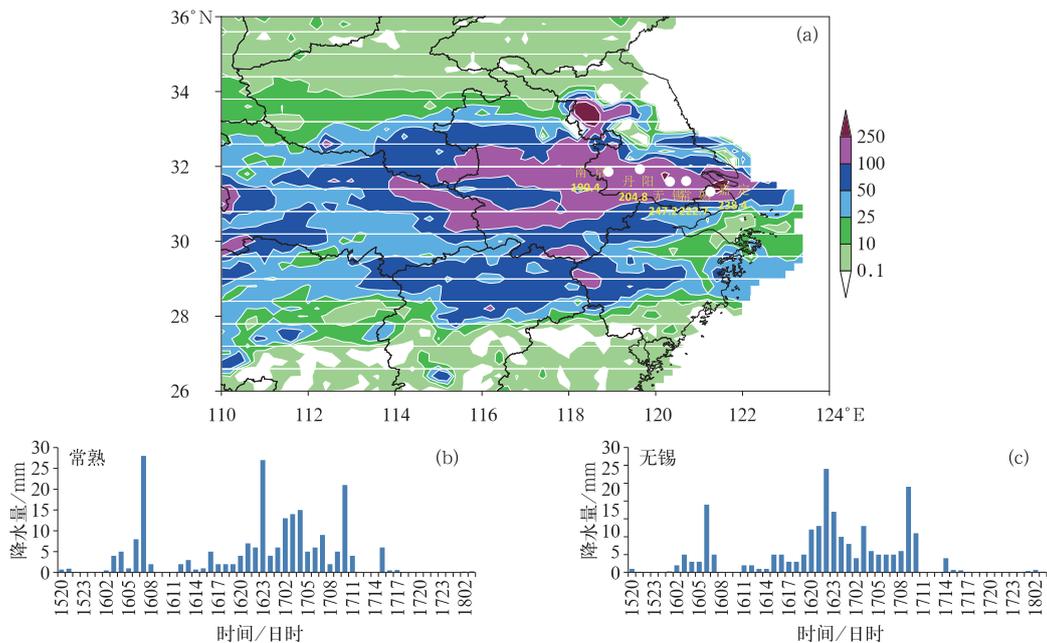


图 1 (a) 2015 年 6 月 15 日 08 时至 18 日 08 时过程累积降水量以及 (b) 常熟, (c) 无锡的 1 h 累积降水量时间演变

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation from 08:00 BT 15 June to 08:00 BT 18 June 2015 and temporal evolution of 1 h accumulated precipitation at (b) Changshu and (c) Wuxi Stations in southern Jiangsu Province

此次过程为典型梅雨锋暴雨天气形势下的局地强降水。研究表明,梅雨锋是多尺度、不同高度层天气系统共同作用的产物(郑永光等,2007;2008;Jiang and Ni, 2004),图 2 总结了此次降水过程的主要影响系统。在对流层高层,南亚高压控制着我国西南地区,中高纬度有一条较强的行星尺度副热带高空急流。对流层中层副热带高压强度较强,588 dagpm 线和 584 dagpm 线分别维持在江南和沿江地区。在对流层低层,梅雨锋南侧有西南低空急流存在,有利于水汽向降水区不断输送,造成沿江地区处于高湿环境中,大气整层可降水量普遍在 55 mm

以上(图略)。在西南暖湿气流作用下,我国南方地区存在一条假相当位温湿舌,其与北方的干空气之间在长江中下游地区形成一条假相当位温高梯度带,较强降水和对流活动主要发生在假相当位温高梯度带偏向湿区一侧。从 16 日 08 时至 17 日 08 时间隔 12 h 的地面观测分析可知(图略),梅雨锋在这一时段主要位于 31°N 附近,基本保持静止。这种特征为 MCS 沿梅雨锋生成、发展和移动提供了有利的大尺度背景条件,MCS 的发展与强降水的形成密切相关,低层风场的演变对 MCS 的发展起到了重要作用。

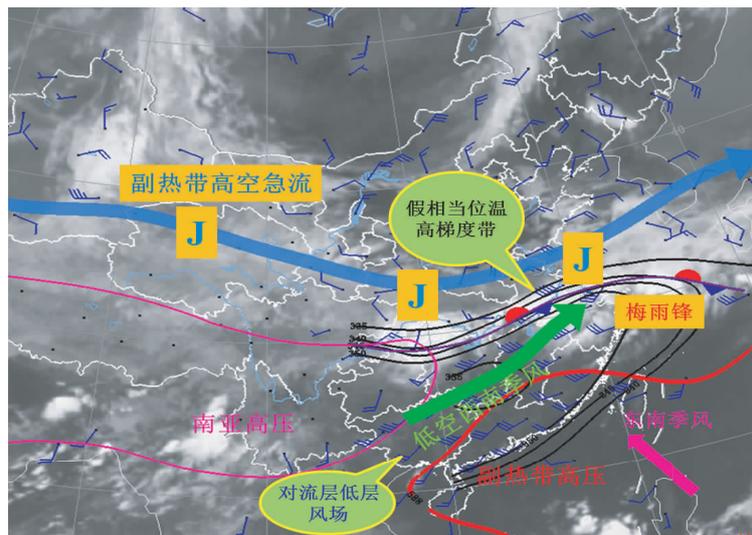


图 2 2015 年 6 月 15—18 日梅雨锋降水过程不同尺度、不同高度层影响系统概念图
(蓝色粗箭头:高空急流;绿色粗箭头:低空急流;紫红色粗箭头:东南季风;风向杆:2015 年 6 月 17 日 08 时 850 hPa 观测风场;紫红色实线:南亚高压;红色实线:副热带高压;黑色实线 850 hPa 假相当位温;红蓝双色线:梅雨锋;阴影:2015 年 6 月 17 日 08 时红外云图)

Fig. 2 Conceptual graph of multi-scale and multi-height influencing systems for 15—18 June 2016 Meiyu front heavy rainfall event

(Thick blue and green arrows indicate HLJ and LLJ, respectively; thick purple red arrow is southeast monsoon; wind barb gives the 850 hPa observational wind field at 08:00 BT 17 June 2015; purple red and red solid lines show South Asia high and subtropical anticyclone, respectively; black solid line indicates 850 hPa pseudo-equivalent potential temperature; purple line with the red and blue markings give the location of Meiyu front; and infrared cloud image at 08:00 BT 17 June 2015 is shaded)

3 中尺度对流系统特征

对 FY-2D 和 FY-2E 卫星红外云图 TBB 资料进行分析,定义 $TBB \leq -32^\circ\text{C}$ 为 MCS 冷云罩, $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 为冷云区,总结此次梅雨锋暴雨过程的 MCS 活动概况及影响(表 1),其中 MCS 影响范围

定义为冷云罩的覆盖范围并在此冷云罩下产生了降水。此次暴雨过程沿梅雨锋共有 12 个 MCS 生成、发展。这些 MCS 有的生成后逐渐增强并向下游移动(MCS2, MCS6, MCS7);有的经过了反复地增强、减弱、分裂和合并,长时间影响梅雨锋强降水(MCS1);有的生成后快速消亡,维持时间较短,仅在局地产生了较弱降水(MCS3,本文的 MCS 根据

卫星红外云图进行选取,并在该云团作用下产生了降水,但对降水强度没有规定,因此虽然 MCS3 的降水强度较小,但仍是其中一个影响 MCS);有的生

成后很快东移入海,在陆地上降水持续时间较短 (MCS4, MCS8, MCS9)。

表 1 梅雨锋雨带上 MCS 活动概况及影响

Table 1 Overview of evolution and impact of MCSs along Meiyu front rainfall zone

MCS	影响时间	发展演变情况	影响范围
MCS1	15 日 22 时至 18 日 09 时	15 日 22 时在重庆西南生成,经历增强、减弱、再增强,于 18 日 09 时东移入海	沿整个梅雨锋雨带从上游到下游影响整个长江中下游地区
MCS2	15 日 22 时至 17 日 02 时	15 日 22 时在重庆东南部生成,17 日 02 时东移入海	沿着整个梅雨锋雨带从上游到下游影响整个长江中下游地区
MCS3	15 日 22 时至 16 日 08 时	15 日 22 时河南南部和湖北北部的小对流合并,16 日 05 时进入江苏,随后迅速衰减消亡	河南南部、安徽中部、江苏西部
MCS4	15 日 22 时至 16 日 09 时	15 日 22 时在河南、安徽交界处生成,16 日 08 时东移入海	安徽中部、江苏南部、上海
MCS5	15 日 22 时至 16 日 18 时	15 日 22 时在江西西北部生成,随后减弱分散,16 日 05 时开始增强	湖北南部、江西北部、安徽南部、浙江北部
MCS6	15 日 23 时至 16 日 16 时	15 日 23 时在湖北西部生成,16 日 13 时东移入海	湖北、河南、安徽、江苏、上海
MCS7	16 日 02 时至 17 日 00 时	16 日 02 时在湖北西部生成,16 日 08 时在其北侧又有一些分散的小对流产生,后期逐渐组织化合为一个大的对流系统	湖北、河南、安徽、江苏、上海
MCS8	16 日 14 时至 17 日 00 时	16 日 14 时在湖北东侧形成,随后逐渐增强东移	湖北、安徽、江西、浙江
MCS9	16 日 16—23 时	16 日 16 时在浙江南部生成,16 日 23 时入海减弱消失	浙江
MCS10	16 日 19 时至 17 日 06 时	16 日 19 时在安徽中部生成,随后发展增强	安徽、江苏、上海
MCS11	16 日 19 时至 17 日 06 时	16 日 19 时在湖北东部生成,随后发展增强	湖北、安徽、浙江
MCS12	16 日 22 时至 18 日 09 时	16 日 22 时在重庆中部生成,17 日 02 时在西侧又有新的对流发展	重庆、湖北、湖南、江西、浙江

位于长江下游的苏南地区共有 7 个 MCS 经过、发展,造成了该地区的强降水,按影响先后顺序分别为 MCS4, MCS3, MCS6, MCS7, MCS2, MCS10 和 MCS1(图 3)。这些 MCS 先后或同时影响江苏南部,虽然单一 MCS 的维持时间较短(约 3~12 h),但

多个 MCS 连续作用导致江苏南部的强降水持续了 38 h,且降水强度较强,最强小时雨量达 68 mm,最大小时降水量超过 20 mm 的时次出现了 26 h,占总降水时段的 68.4%。较长的降水持续时间和较强的降水强度导致了苏南地区局地强降水的出现。

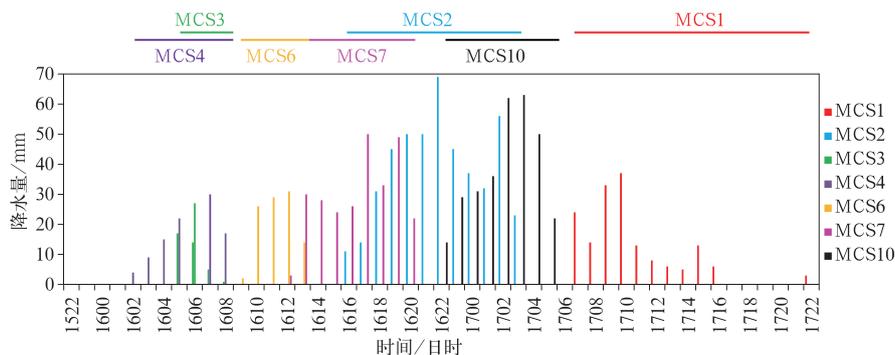


图 3 影响江苏南部的 MCS 及其最大 1 h 降水量

Fig. 3 MCSs impacting southern Jiangsu and their maximum 1 h precipitation amount

图 4 给出了 16 日 02 时至 17 日 16 时间隔 2 h/4 h 的风云卫星红外云图,并用不同颜色的圆圈标识了影响苏南地区的 7 个 MCS 的演变过程,其中 MCS7, MCS2, MCS10 和 MCS1 的降水持续时间较长,降水强度较大。MCS7 和 MCS2 均于 16 日 02 时在湖北西部生成,并共同发展东移,其在移动到安徽时强度均迅速增强,随后东移至苏南地区,强度持续发展,造成苏南地区强降水。这两个 MCS 始终串联在一起,共同向下游移动。MCS10 最初是安徽

东南部 MCS2 分裂出的小对流单体,随后独立发展增强,并随 MCS2 一起东移影响苏南地区。由于 MCS7 和 MCS10 影响江苏南部的时间与 MCS2 重合(图 3),因此其发展演变处于相同的大气环境中。MCS1 在整个降水过程中持续时间最长,经过了发展、减弱和再次增强过程,进入安徽中部后, MCS1 强度突然增强,随后其东侧在江苏南部偏中地区有对流发展壮大,造成江苏南部的强降水。

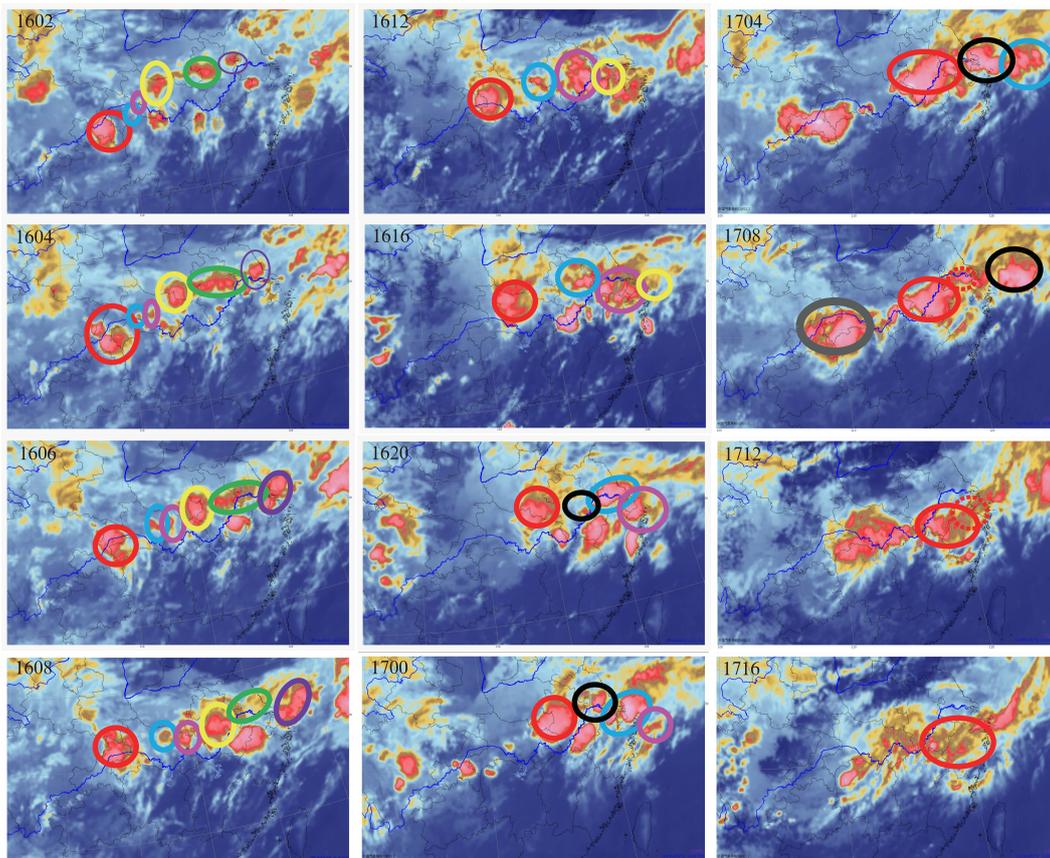


图 4 2015 年 6 月 16 日 02—08 时(间隔 2 h)、16 日 12 时至 17 日 16 时
(间隔 4 h)的风云卫星红外云图

(紫色、绿色、黄色、紫红色、天蓝色、黑色和红色圆圈分别代表
MCS4, MCS3, MCS6, MCS7, MCS2, MCS10 和 MCS1, 17 日 08—12 时
的红色点线为 MCS1 在苏南地区发展增强的对流,因其在影响过程中没有
完全与 MCS1 主体分离,因此在统计时仍算作 MCS1 的一部分)

Fig. 4 FY-2D and FY-2E satellite infrared cloud images from 02:00 BT to
08:00 BT 16 June 2015 with 2 h interval and from 12:00 BT 16 to
16:00 BT 17 June 2015 with 4 h interval

(The purple, green, yellow, purple red, sky blue, black and red circles in the
pictures indicate MCS4, MCS3, MCS6, MCS7, MCS2, MCS10 and MCS1, respectively.
The red-dot circle in the figures from 08:00 BT to 12:00 BT 17 June 2015 shows
the MCS developing from MCS1 in southern Jiangsu, because this MCS did not depart
from MCS1 totally, it is treated as a part of MCS1, not being given a new MCS number)

MCS 活动特征显示,对江苏南部造成较强影响的 MCS 均在安徽中部和江苏南部出现强度的迅速增强。这表明安徽中部和苏南地区具有有利于 MCS 发展增强的环境条件。图 5a 给出了 $31^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 平均涡度的经向-时间演变图。从图中看出,长江中下游地区存在两条正涡度带 (Pvor-zone 1, Pvor-zone 2), 分别从 113°E 和 117°E 向下游移动。两条正涡度带对应着 MCS1 和 MCS2 (包含 MCS7 和 MCS10, 下同) 的发展和向下游移动。两条正涡度带向下游移动的速度基本相同, 并均在安徽中部和江苏南部出现了强度增强: Pvor-zone 1 在整个

$115^{\circ}\sim 119^{\circ}\text{E}$ 之间表现为较强的正涡度值; 而 Pvor-zone 2 则在 117°E 和 119°E 出现了涡度的大值中心。在两条涡度带作用下, MCS2 和 MCS1 在安徽中部和苏南地区强度迅速增强。沿 119°E 垂直剖面的 $31^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 平均涡度显示 (图 5b), 对应 MCS2 和 MCS1 的发展, 江苏南部对流层低层分别在 16 日 20 时和 17 日 08—14 时存在较强的正涡度。对流层低层的有利动力条件导致 MCS 的发展增强及强降水的出现。本文接下来重点对低层风场对 MCS2 和 MCS1 (图 6) 的影响进行诊断分析。

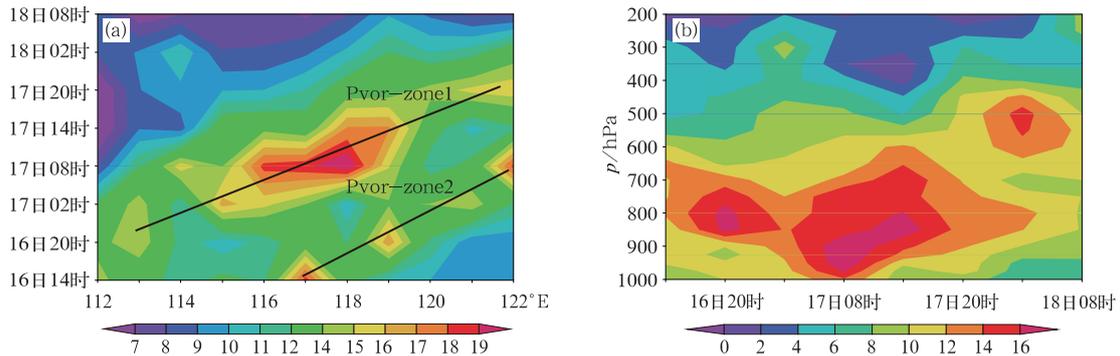


图 5 (a) $31^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 平均涡度的经向-时间演变, (b) 沿 119°E , $31^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 平均涡度垂直分布
Fig. 5 (a) Longitude-time evolution of $31^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ averaged vorticity and (b) vertical distribution of $31^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ averaged vorticity along 119°E

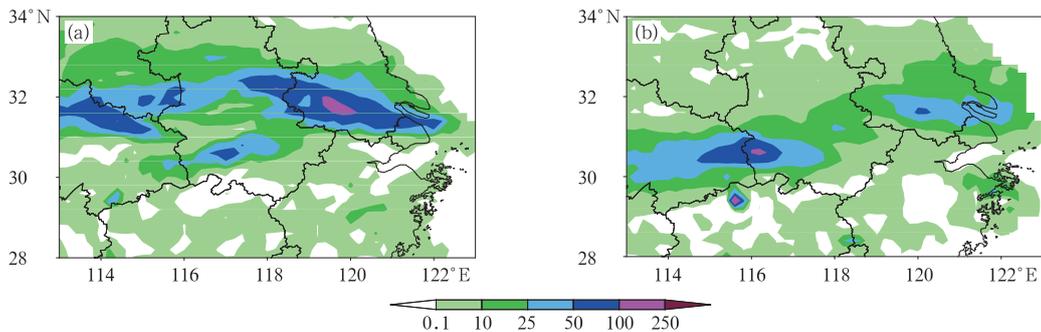


图 6 2015 年 6 月 16 日 16 时至 17 日 02 时 MCS2 (a) 和 6 月 17 日 06—16 时 MCS1 (b) 影响过程中的累积降水量 (单位: mm)

Fig. 6 Accumulated precipitation (unit: mm) induced by (a) MCS2 from 16:00 BT 16 to 02:00 BT 17 June and (b) MCS1 from 06:00 BT to 16:00 BT 17 June 2015

4 低层风场对 MCS 发展的影响

在梅雨锋暴雨天气形势下, 高空急流、500 hPa 副热带高压、季风等为强降水提供了有利的大尺度环流条件。从各层天气系统与降水落区配置看, 强

降水位于 850 hPa 切变线南侧的低空急流带中, 距离切变线较远 (图 7), 而与 925 hPa 暖切变线的位置吻合较好 (图略)。在 850 hPa, 梅雨锋南侧的低空急流带中有多个中尺度急流核 (图 7a, 7b) 存在。强涡度值和降水与中尺度低空急流核的位置吻合较好。16 日 20 时, 850 hPa 风场的中尺度急流核位于

安徽南部到江苏西南部地区(图 7a),在涡度场上,上述地区对应着较强的正涡度(图 7c)。MCS2 进入安徽和江苏后,在涡度带作用下迅速增强,产生了较强降水。且 16 日 20 时的 1 h 强降水落区(图略)与中尺度急流核位置吻合较好。在 MCS1 的影响过程中,安徽东南部、江苏西南部到浙江西北部地区有一个明显的中尺度低空急流核(图 7b),与此对应,其北侧地区在涡度场上存在强涡度中心(图 7d)。

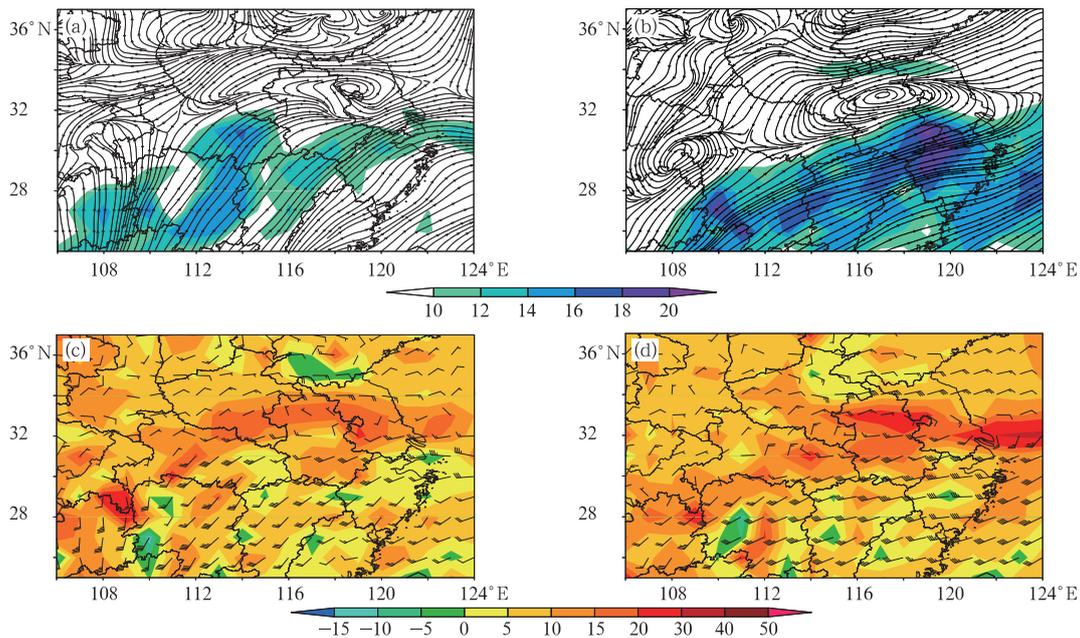


图 7 2015 年 6 月 16 日 20 时(a,c)和 17 日 08 时(b,d)850 hPa 流场及低空急流($\geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a,b)以及 850 hPa 涡度(单位: 10^{-5} s^{-1})和风场(c,d)

Fig. 7 (a, b) 850 hPa flow field and LLJ ($\geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), and (c, d) 850 hPa vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1})

and wind field at (a, c) 20:00 BT 16 and (b, d) 08:00 BT 17 June 2015

低空急流除了能在急流左前方产生强涡度外,其与高空急流的耦合能加强垂直次级环流的发展和雨带中对流的增强,并通过潜热释放进一步加强低空急流,形成有利于强降水产生及维持的正反馈机制(Chen, 1982)。此次暴雨过程中,高低空急流的耦合作用明显。16 日 20 时,高空急流在东段有强急流核存在(图 8a)。假相当位温高梯度带位于高空急流和低空急流之间,高空急流核入口区右侧与低空中尺度急流核之间有较强上升运动(图略),有利于 MCS 的发展增强。到 17 日 08 时,高空急流表现为东—西两段急流核(图 8b),苏皖地区处于高空急流入口区右侧和低空急流核左前侧,有利于对流发展和强降水产生。

研究表明,局地强降水与中尺度急流之间存在

MCS1 从上游减弱移到苏皖地区,受强急流和涡度带的影响,强度迅速增强,造成苏南地区的强降水。此外,850 hPa 切变线北侧为偏东风,且强度逐渐增强,MCS2 影响期间偏东风强度为 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而到 MCS1 影响期间,出现了 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的偏东风急流。该偏东风急流与南侧的西南急流共同作用,造成了梅雨锋雨带中正涡度的发展。

明显的正反馈现象。中尺度强降水改变了对流层中层和近地面层的温度梯度特征,形成了对流层中层和边界层符号相反的水平温度梯度,从而造成中尺度急流的发展。同时,中尺度急流的形成又促进了急流核前方的动力辐合,有利于强降水在急流核前沿产生(孙继松, 2005)。根据孙继松(2005)的计算,在不考虑地转偏向力影响的 Boussinesq 近似扰动方程中,设坐标轴 x 为沿急流轴方向,在不考虑平流作用下,水平风的垂直切变受温度水平梯度强迫作用的影响(具体公式推导见孙继松, 2005):

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \cong -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

局地强降水产生后,由于降水的冷池作用,边界层在降水区内温度迅速下降,形成了北冷、南暖的温度梯

度(图 9a, $\partial\theta/\partial x < 0$), 因此边界层内垂直风切变加大, 边界层顶风速迅速增强。同时, 由于降水的潜热释放, 对流层中层增暖, 形成了北暖、南冷的温度梯度(图 9b, $\partial\theta/\partial x > 0$), 对流层中层垂直风切变减小: 对流层中层上部的气流减速、下部的气流加速。对流层中层和边界层相反的温度梯度特征导致对流层低层的风速增加, 在苏皖浙交界处有中尺度急流核产生, 并且在急流核的北部, 有中尺度的低涡发展(图 7b)。图 9c 显示, 从 16 日 20 时开始, 安徽东南部的 850 hPa 风速就开始增强, 尤其是 17 日 02—08 时, 风速迅速增大, 形成了大于 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的中尺度急流核。从图 5 的涡度演变看, 苏皖地区先后有两条正涡度带发

展, 并且均伴有低空急流的增强。低空西南急流的加强进一步促进中尺度急流核北部正涡度的发展(图 7d)。中尺度急流核北侧在低层流场上逐渐形成非常强的低涡环流, 导致垂直运动的发展。MCS 在沿切变低压带向下游地区移动并经过此区域时, 在急流核北侧强气旋性环流的正涡度强迫下被迅速加强, 导致 MCS 的发展和局地强降水的发生。由于分析资料分辨率的限制, 关于中尺度急流核的深入产生机理, 还需要在未来工作中进行更深入的探讨。此外, 为什么 MCS 会在特定的地点被激发以及 MCS 被激发时的中尺度流场特征差异等也有待于未来对更高分辨率观测或模拟资料的进一步分析。

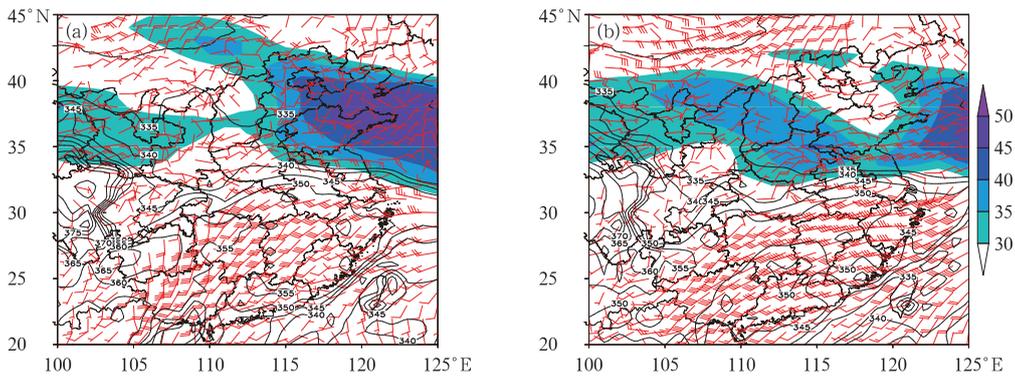


图 8 2015 年 6 月 16 日 20 时(a)和 17 日 08 时(b)850 hPa 风场(风向杆), 假相当位温(黑色实线, 单位:K)与 300 hPa 高空急流($\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 8 850 hPa wind field (wind barb) and pseudo-equivalent potential temperature (black line, unit: K) and 300 hPa ULJ ($\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) at (a) 20:00 BT 16 and (b) 08:00 BT 17 June 2015

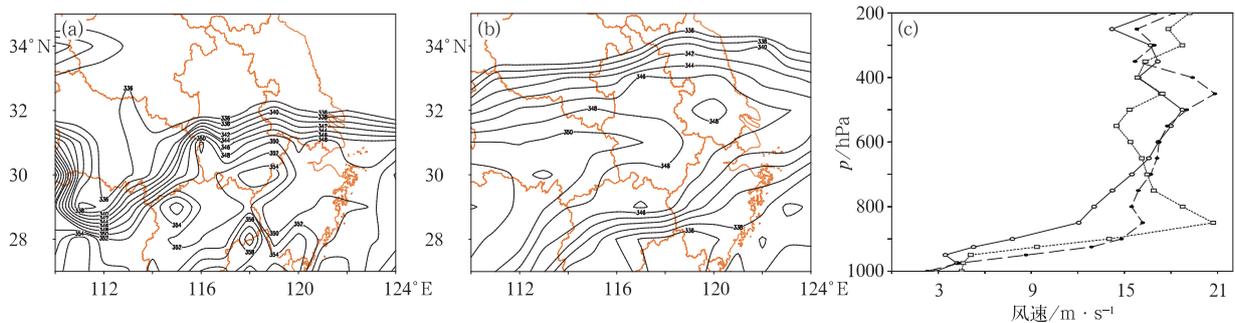


图 9 2015 年 6 月 17 日 08 时 950 hPa(a), 650 hPa(b)位温分布以及(c)6 月 16 日 20 时(实线)、17 日 02 时(虚线)、17 日 08 时(点线)安徽省东南部($31^\circ\text{N}, 119^\circ\text{E}$)水平风速的垂直分布

Fig. 9 (a) 950 hPa, (b) 650 hPa potential temperature and (c) vertical distribution of horizontal wind speed at $31^\circ\text{N}, 119^\circ\text{E}$ at 20:00 BT 16 (solid line), 02:00 BT 17 (dashed line), and 08:00 BT 17 (dotted line) June 2015

观测风场垂直探空显示, 对流层低层风场在梅雨锋锋区近地面层为偏东气流(图 10a), 10 m 风场上有明显东风倒槽存在(图略), 而 850 hPa 为西南气流。对流层低层的风随高度增加迅速顺转(图 10a), 垂直风切变较强(图 10b)。涡度方程显示:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) - \left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} \right) - \\ & \omega \frac{\partial \xi}{\partial p} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) \\ & - (f + \xi) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \end{aligned}$$

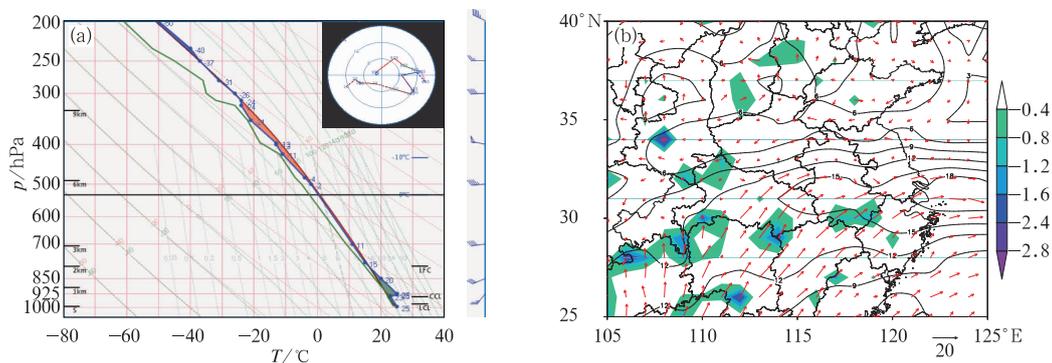


图 10 2015 年 6 月 16 日 20 时 (a) 安庆站探空 (蓝色: 温度曲线; 绿色: 露点温度曲线), (b) 1000~700 hPa 垂直风切变矢量 (箭头)、大小 (等值线) 和 p 坐标垂直速度 (阴影, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 10 (a) Sounding at Anqing Station for temperature (blue) and dew point temperature (green) and (b) vertical wind shear of horizontal wind from 1000 to 700 hPa (arrow) and shear value (black line) and vertical wind speed for pressure vertical coordinate (shaded area, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 16 June 2015

影响涡度局地变化的扭转项 (右侧第四项) 表示即有风的垂直切变存在, 同时又有垂直运动在水平方向的不均匀分布时引起的涡度变化。图 10b 显示, 在梅雨锋区内苏皖南部存在非常强的偏西垂直风切变, 最大切变达 $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 有利于中尺度对流系统的发展。同时, 安徽南部垂直速度在水平方向上分布极不均匀 (图 10b), 扭转项强涡度位于垂直速度水平梯度较大, 且水平风垂直切变最强的 $31^\circ \sim 32^\circ \text{N}$ 、 $116^\circ \sim 118^\circ \text{E}$ 附近, 其造成垂直涡度的增强和 MCS 的发展。由于本文采用的分析和模式资料垂直分辨率较低, 因此对涡度方程扭转项仅采用定性分析, 没有涉及定量计算。在大尺度运动中, 涡度方程中的扭转向通常比平流项 (右侧第一、二项) 和散度项 (右侧第五项) 小一个量级, 但对于中尺度运动, 垂直速度较强, 扭转向的量级与平流和散度项相当 (朱乾根等, 2012)。更高垂直分辨率的模式模拟及涡度方程诊断将在未来的工作中进行更深入的研究。

此外, 在中尺度对流系统 (MCS2) 进入安徽境内时, 安徽南部的探空除了在对流层低层具有较明显的垂直风切变外, 还具有一定的不稳定能量。安庆站 16 日 20 时探空显示, 其对流有效位能为 $311.3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, K 指数为 38°C , 沙氏指数 SI 为 -0.2°C 。从物理量指数看, 安徽南部的大气为弱不稳定大气, 且 K 指数较大, 有利于中尺度对流系统的发展和雷雨的产生。

对流层低层风场不仅对梅雨锋暴雨的产生具有较强的动力作用, 其对水汽的输送也有明显影响。

由于低层较强的垂直风切变, 长江下游地区不同高度层的水汽来源也不同。图 11 显示, 近地面层在偏东风作用下, 水汽来源于东部洋面; 而 850 hPa 水汽则来自西南急流从南海和孟加拉湾带来的水汽。这两个水汽输送带的叠加导致长江下游地区具有非常强的水汽辐合 (图 11a, 11b)。强降水落区位于 850 hPa 最强水汽辐合区南侧, 与 925 hPa 水汽辐合区吻合较好。在垂直方向上, 梅雨锋区内从地面到 600 hPa 均具有较强水汽辐合 (图 11c)。贯穿于整个对流层低层的持续水汽辐合有利于强降水的产生。此外, 梅雨锋北侧的偏东或东北气流带来了干空气入侵, 在长江中下游地区形成干湿对比明显的湿度锋 (图略)。在垂直方向上, 湿度锋从 925 hPa 一直延伸到 400 hPa, 北方干空气与南侧的暖湿气流形成了强干湿对比以及风场辐合 (图 11d)。这种干湿对比明显的湿度锋, 有利于不稳定能量和 MCS 的发展, 导致强降水的产生。

5 梅雨锋暴雨垂直结构与环流特征

图 12a 给出了梅雨锋暴雨过程中, 过江苏南部强降水中心 (120°E) 垂直剖面的动力、热力场垂直结构。从图中可以看出, 在梅雨锋系统低层, 锋面南侧为较强偏西风, 北侧为偏东风, 两者在梅雨锋区汇合。与此相对应, 对流层高层存在行星尺度西风急流和热带东风急流, 在高空急流作用下, 对流层高层 400 hPa 以上在 $32^\circ \sim 35^\circ \text{N}$ 之间为强辐散 (图 12b),

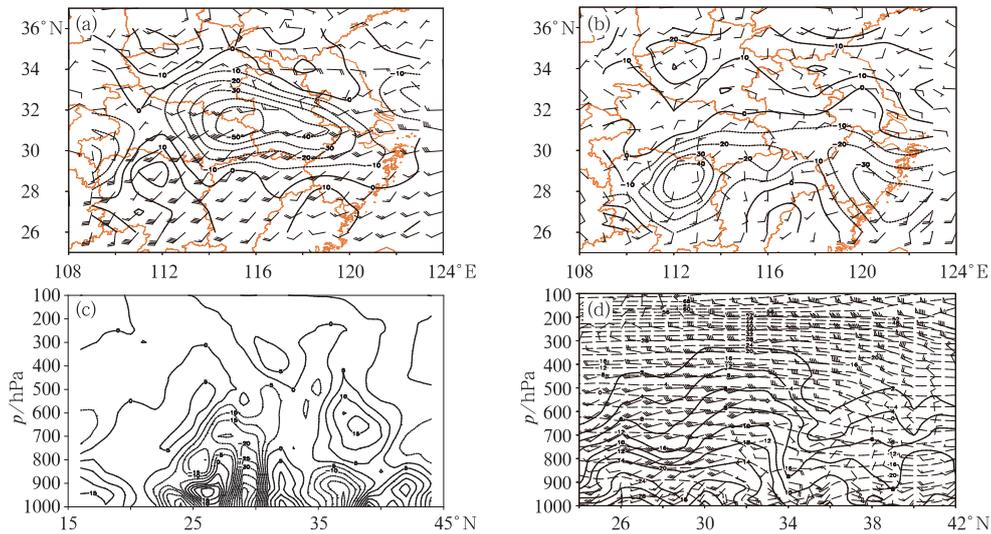


图 11 2015 年 6 月 16 日 20 时(a)850 hPa,(b)1000 hPa 风场和水汽通量散度
(单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$),以及沿 119°E (c)水汽通量散度
(单位: $10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$),(d)比湿($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和风场垂直分布

Fig. 11 Water vapor flux divergence ($10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind at (a) 850 hPa and (b) 1000 hPa, (c) vertical distribution of water vapor flux divergence ($10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) along 119°E and (d) latitude-vertical distribution of specific humidity (unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and wind along 119°E at 20:00 BT 16 June 2015

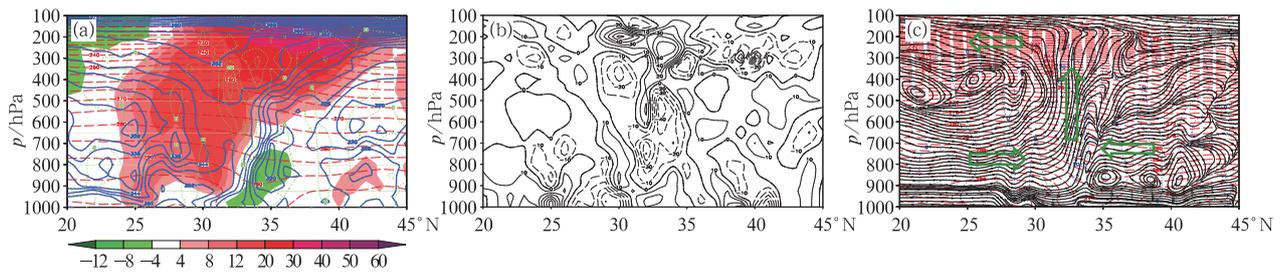


图 12 2015 年 6 月 16 日 14 时沿梅雨锋暴雨区(120°E)的(a)动力、热力场垂直结构
(填色:纬向风速;蓝色实线:假相当位温,单位:K;红色虚线:温度,单位:K;绿色点线:垂直上升运动,单位: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$);
(b)水平散度场垂直分布(单位: 10^{-6} s^{-1});(c)经向-垂直环流(v, w)(流线),
温度(红色虚线,单位:K)以及垂直上升运动(蓝色点线,单位: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)的垂直剖面分布(绿色箭头为锋面次级环流)

Fig. 12 (a) Dynamic and thermodynamic vertical structure of zonal wind velocity (shaded area), pseudo-equivalent potential temperature (blue solid line, unit: K), temperature (red dashed line, unit: K) and upward wind (green dot line, unit: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) horizontal wind divergence (unit: 10^{-6} s^{-1}), and (c) vertical distribution of $v-w$ wind (stream), temperature (red dashed line, unit: K) and upward wind (blue dotted line, unit: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$) across Meiyu front zone (120°E) at 14:00 BT 16 June 2015 (Green arrow gives the sub-circulation of Meiyu front)

高空辐散叠加在对流层中低层强辐合区上空(图 12b),有利于上升运动的发展(图 12a)。从热力结构上看,梅雨锋两侧的温度场有一定的梯度,但温差不大。假相当位温在梅雨锋区等值线非常密集,梯度明显。在锋面南侧,850~500 hPa 之间为假相当位温大值中心,对流层低层的急流将暖湿空气向

锋区输送。在锋面北侧 850 hPa 存在假相当位温低值中心,干冷空气对应着较强的偏东风,与锋面南侧的暖湿空气形成对峙。

从风场的经向-垂直环流(v, w)看(图 12c),锋面南侧 850~600 hPa 为偏南风入流,其与锋面北侧的偏北风入流在锋区交汇辐合上升,造成了较强的

垂直上升运动。在近地面层(850 hPa 以下),锋面两侧为一致的偏南风。对应纬向风分布(图 12a),东、西风汇合处对应着暖切变线所在的位置,切变线南侧为西南风,北侧为东南风。

为进一步分析梅雨锋暴雨的环流结构特征,利用 NOAA ARL(Air Resources Laboratory)的 HYSPLIT(Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model)迹线模式(Stein et al, 2015; Rolph, 2016)计算了梅雨锋两侧不同高度层

空气质点的运动轨迹(图 13)。在梅雨锋北侧,对流层低层(1.5 和 3 km)的空气质点沿东北路径向锋区靠近,而对流层中层(5 km)的空气质点则沿高空槽后的西北风移动。梅雨锋北侧的空气质点在向锋区靠近时高度略有下降。在锋面南侧,对流层低层的空气质点沿西南路径移动,且质点移动过程中高度不断上升。当质点到达锋区后,除近地面层的空气质点产生了跨锋面运动外,其他高度层的质点均在锋区转为偏西路径并沿锋区东移抬升。

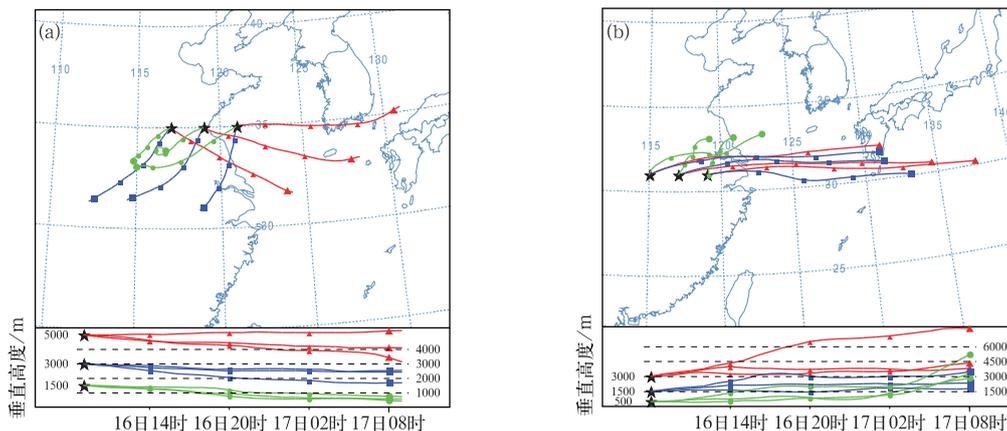


图 13 利用 NOAA ARL 的 HYSPLIT 迹线模式计算的空气质点前向运动轨迹,
(a)锋面北侧空气质点,(b)锋面南侧空气质点
(★代表质点初始位置,不同颜色线条表示初始质点位置的不同高度,
具体垂直高度在图下方的垂直运动轨迹中给出)

Fig. 13 Air particle forward moving trajectory calculated through HYSPLIT trajectory model of NOAA ARL for air particles in the (a) north side and (b) south side of Meiyu front
(★ indicates the initial position of the air particles and different color of trajectory indicates different initial heights of air particles, shown in the vertical moving trajectory below)

综上所述,垂直环流结构和质点轨迹分析表明,梅雨锋北侧对流层低层的干冷空气沿东北路径向锋区靠近,对流层中层空气质点则为槽后的西北路径。在梅雨锋南侧,对流层低层的西南急流引导暖湿空气质点向锋区靠近,当质点到达锋区后,对流层低层的空气质点转为沿梅雨锋锋区向东移动、爬升,最后在高空急流的抽吸作用下,快速向东流出。除了近地面层空气质点产生了跨锋面环流外,梅雨锋南侧的其他质点并没有明显的向南或向北运动分量。这表明,垂直次级环流中的辐散流出并不是因为空气质点的移动造成的,而是由于对流层高层的行星尺度东风和西风急流引起的辐散。高空辐散正好与对流层低层的切变线辐合带以及梅雨锋区垂直上升运动相叠加。垂直方向上的次级环流也并不是质点的运动轨迹,而是空气运动过程中质量的补充和循环。

6 结 论

梅雨锋暴雨天气形势下,一系列 MCS 沿梅雨锋发展东移至长江中下游地区,在低层有利风场条件作用下,触发了江苏南部的局地强降水。本文利用常规的气象观测资料,地面自动站加密观测资料、FY-2D、FY-2E 卫星云图以及 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的 FNL 分析资料和欧洲中心细网格模式数据等对此次暴雨过程进行了诊断分析,重点探讨影响江苏南部地区的 MCS 活动特征、对流层低层风场对 MCS 发展的影响以及梅雨锋暴雨的垂直环流特征,得到以下主要结论:

(1)天气尺度梅雨锋雨带上 7 个 MCS 先后(或同时)生成、发展并向下游移动,且在安徽中部到江苏南部不断发展的正涡度带作用下快速增强,造成了江苏南部的强降水。强降水在江苏南部持续了

38 h,且最大小时雨量超过 20 mm 的时次占总降水时段的 68.4%。较长的降水持续时间和较强的降水强度导致了苏南地区局地强降水的出现。

(2)梅雨锋南侧 850 hPa 低空急流带中有中尺度急流核存在。强降水与急流核的位置吻合较好。在垂直方向上,高空急流入口区右侧与低空急流核左前方相叠加,高低空急流耦合作用明显,有利于 MCS 发展增强。在江苏南部,近地面偏东风至 700 hPa 迅速顺转为偏西风,且风速逐渐增强,造成该地区较强的垂直风切变,加上江苏南部垂直上升运动在水平方向上分布极不均匀,导致垂直涡度的迅速增强和 MCS 的发展。此外,对流层低层的垂直风切变也有利于不同源地的水汽在梅雨锋暴雨区叠加,共同为强降水提供有利的水汽条件。

(3)梅雨锋暴雨的垂直结构和环流特征显示,锋区北侧的干冷空气在对流层低层为东北路径,对流层中层为槽后西北路径向锋区移动。梅雨锋南侧质点沿西南路径向锋区靠近,当质点到达锋区后,近地面层空气质点产生了跨锋面环流,此外,空气质点在上升过程中逐渐转向东移,在高空急流的抽吸作用下,快速向东流出。梅雨锋系统垂直方向上的次级环流并不是质点的运动轨迹,而是高层风强烈辐散及空气运动过程中质量的补充和循环的结果。

参考文献

- 丁一汇,1993. 1991 年长江淮河流域持续性特大暴雨研究[M]. 北京:气象出版社,1-255.
- 谌伟,岳阳,邓红,等,2011. 2008 年 7 月 22 日梅雨锋西段襄阳特大暴雨成因分析[J]. 暴雨灾害,30(3):210-217.
- 方宗义,覃丹宇,黄勇,等,2014. 梅雨锋云系的模式研究 II: 出现频率及转换特点[J]. 大气科学,38(4):719-726.
- 郭英莲,王继竹,李才媛,2014. 锋生作用对 2011 年梅汛期湖北暴雨的影响[J]. 气象,40(1):86-93.
- 黄小玉,姚蓉,叶成志,等,2008. 梅雨锋引发的“03·7”特大暴雨雷达回波分析[J]. 气象,34(8):45-50.
- 覃丹宇,黄勇,李博,等,2014. 梅雨锋云系的模式研究 I: 主导模式[J]. 大气科学,38(4):700-718.
- 孙继松,2005. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究[J]. 大气科学,29(3):445-452.
- 陶诗言,陈隆勋,1957. 夏季亚洲大陆上空大气环流结构[J]. 气象学报,28(3):234-247.
- 王勇,丁治英,李勋,等,2012. 2007 年 7 月 7—9 日淮河流域梅雨锋雨带特征分析[J]. 气象科学,32(1):45-52.
- 尹洁,郑婧,张瑛,等,2011. 一次梅雨锋特大暴雨过程分析及数值模拟[J]. 气象,37(7):827-837.
- 张家国,黄小彦,周金莲,等,2013. 一次梅雨锋上中尺度气旋波引发的特大暴雨过程分析[J]. 气象学报,71(2):228-238.
- 张进,2006. 梅雨锋上中尺度对流系统演变与结构的数值模拟[D]. 南京:南京大学.
- 张小玲,陶诗言,张顺利,2004. 梅雨锋上的三类暴雨[J]. 大气科学,28(2):187-205.
- 张小玲,余蓉,杜牧云,2014. 梅雨锋上短时强降水系统的发展模式[J]. 大气科学,38(4):770-781.
- 赵思雄,张立生,孙建华,2007. 2007 年淮河流域致洪暴雨及其中尺度系统特征的分析[J]. 气候与环境研究,12(6):713-727.
- 赵玉春,2011. 梅雨锋对引发暴雨的中尺度对流系统发生发展影响的研究[J]. 大气科学,35(1):81-94.
- 郑婧,孙素琴,吴静,等,2014. 梅雨锋短时大暴雨的多尺度环境场分析[J]. 气象,40(5):570-579.
- 郑永光,陈炯,葛国庆,等,2007. 梅雨锋的典型结构、多样性和多尺度特征[J]. 气象学报,65(5):760-772.
- 郑永光,陈炯,葛国庆,等,2008. 梅雨锋的天气尺度研究综述及其天气学定义[J]. 北京大学学报:自然科学版,44(1):157-164.
- 周宏伟,王群,裴道好,等,2011. 苏北东部一次梅雨锋大暴雨过程的多尺度特征[J]. 气象,37(4):432-438.
- 竺可桢,1934. 东南季风与中国之雨量[J]. 地理学报,1(1):1-27.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等,2012. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社,108-116.
- Chen Q,1982. The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall[J]. J Meteor Soc Japan,60:1041-1057.
- Chen G T J, Wang C C, Liu C S,2003. Potential vorticity diagnostics of a Meiyu front case[J]. Mon Wea Rev,131(131):2680-2695.
- Chou L C, Chang C P, Williams R T,2009. A numerical simulation of the Meiyu front and the associated low level jet[J]. Mon Wea Rev,118(7):1408-1428.
- Hsu W R, Sun W Y,1994. A numerical study of a low-level jet and its accompanying secondary circulation in a Mei-yu system[J]. Mon Wea Rev,122(2):324-340.
- Jiang J Y, Ni Y Q,2004. Diagnostic study on the structural characteristics of a typical Meiyu front system and its maintenance mechanism[J]. Adv Atmos Sci,21(5):802-813.
- Ninomiya K, Murakami T,1987. The early summer rainy season (Baiu) over Japan//Chang C P, Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology[M]. Oxford:Oxford University Press;93-121.
- Rolph G D,2016. Real-time Environmental Applications and Display system (READY) [EB/OL]. NOAA Air Resources Laboratory, College Park, MD. <http://www.ready.noaa.gov>
- Sampe T, Xie S P,2010. Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: environmental forcing by the westerly jet[J]. J Climate,23(1):113-134.
- Stein A F, Draxler R R, Rolph G D, et al,2015. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system[J]. Bull Amer Meteor Soc,96:2059-2077. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
- Tao S Y, Chen L X,1987. A review of recent research on the East Asia summer monsoon in China//Chang C P, Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology[M]. Oxford:Oxford University Press;60-92.
- Yamada H, Geng B, Reddy K K, et al,2003. Three-dimensional structure of a mesoscale convective system in a Baiu-frontal depression generated in the downstream region of the Yangtze River[J]. J Meteor Soc Japan,81(5):1243-1271.