

夏季长江中游大暴雨过程中天气系统的共同特征*

徐海明 何金海 周兵

(南京气象学院大气科学系,南京 210044)

提 要

通过对长江中游8次大暴雨过程的合成分析研究,揭示了长江中游大暴雨发生前后,对流层高空急流轴和低空SW急流的演变特征及其与大暴雨发生发展之间的关系,并进一步探讨了暴雨发生前,西太平洋副高的增强西伸与高空急流轴的东移之间存在的可能联系。

关键词:大暴雨 高空急流 低空急流 副高

引 言

我国是一个多暴雨的国家,尤其是长江中下游和东南沿海地区暴雨出现最频繁,年暴雨日一般在5天以上。每年由不同范围的暴雨造成的全国洪水面积可达几十万平方公里。最严重的洪水受灾地区是江淮流域、黄河和华南地区,其中极强的或持续性大暴雨造成的灾害最为严重^[1,2]。例如1991年5~7月江淮地区出现了严重的暴雨和洪涝,造成了高达600亿人民币的直接经济损失。

我国气象部门和广大气象工作者长期以来对暴雨的研究和预报十分重视,并作了大量工作,暴雨的研究和预报水平不断提高,尤其通过“75.8”河南特大暴雨^[3]和1991年江淮特大暴雨等大暴雨过程的详细研究,已基本了解了发生大范围暴雨过程的大尺度环流条件和暴雨发生的温湿和动力条件^[4]。我国暴雨发生的温湿和动力条件,概括起来有以下几点:(1)位势不稳定层结;(2)低空湿舌和深厚湿层,并且有水汽辐合;(3)位势不稳定释放的启动机制;(4)高低空急流及其耦合作用^[5,6];(5)弱的风垂直切变。由于过去资料的匮乏,暴雨发生的温湿和动力条件以及大暴雨发生前后大尺度的环流演变特征都是通过个例分析得到的,缺乏一定的普遍性,况且我国幅员辽阔,对发生在不同地区的暴雨过程,其相应的大尺度环流背景场和高低层环流的配置以及大暴雨发生的温湿和动力条件存在显著的差异性。因此,完全有必要对集中发生在某一地区的多个暴雨过程进行较为深入详细的研究,以期找出某一地区暴雨发生前后大尺度环流演变和高低空环流配置的共同特征。本文试图通过对发生在长江中游的8次大暴雨过程的合成分析,来探讨夏季长江中游大暴雨过程中大尺度环流的演变特征和高低空环流的配置情况。

* 由“我国重大天气灾害的形成机理和预测理论研究”项目 G1998040908 资助。

1999-12-03 收到,2000-04-27 收到修改稿。

1 大暴雨过程的选取和暴雨开始时间的确定

本文采用的主要资料包括:(1)美国 NCAR/ NCEP 提供的 1980~1994 年每日两次(00:00 UTC,12:00 UTC(下同))的再分析资料,空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$;(2)日本气象研究所提供的 1980~1994 年每日 8 次观测的 GMS 黑体辐射温度(TBB)资料,其空间分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。

为了研究发生在夏季长江中游大暴雨过程中的天气系统的共同特征,我们普查了 1980~1994 年历史天气图和日降水雨量图,并结合暴雨气候图集^[7],共找到了 8 次发生在长江中游湖北省境内及其邻近地区大暴雨过程(见表 1),这 8 次暴雨过程基本上具有相同的天气过程特征,即地面图上有锋面活动,对流层低层有低涡并伴有低空急流出现。

由于 3 h 或 6 h 降水量资料的匮乏,采用高分辨率的 TBB 资料确定这 8 次大暴雨发生的时间。卫星云图定性分析降水的经验表明,TBB 低值区为多云区,其值越低,表示云顶高,对流活跃,能较好地反映雨带分布和暴雨云团的活动^[8]。当 TBB 小于 240 K 时,通常认为这种云为对流云,伴随的降水较强;而当 TBB 小于 210 K,则认为这种云的云顶已伸过了对流层顶,伴随的降水现象比较严重^[9]。我们就以发生在 1998 年 7 月下旬湖北省东部的大暴雨过程来简单说明 TBB 值与大暴雨间存在的关系,图 1 给出了 1998 年 7 月 20~22 日 TBB 沿 30.5°N 的时间-经度剖面图,由图可见,TBB 的小值区(TBB 小于 210 K)与 3 次大暴雨发生的时段(20 日 09:00~17:00,20 日 19:00~21 日 08:00,21 日 16:00~22 日 12:00)存在较好的一一对应关系,由图还可以看到,在第一次暴雨发生前,TBB 值迅速由 290 K 减少到 210 K。因此,在本文中我们采用 TBB 值随时间迅速减少并在长江中游出现 TBB 小于 210 K 时,定义大暴雨开始。表 1 中给出了这 8 次大暴雨的开始时间。

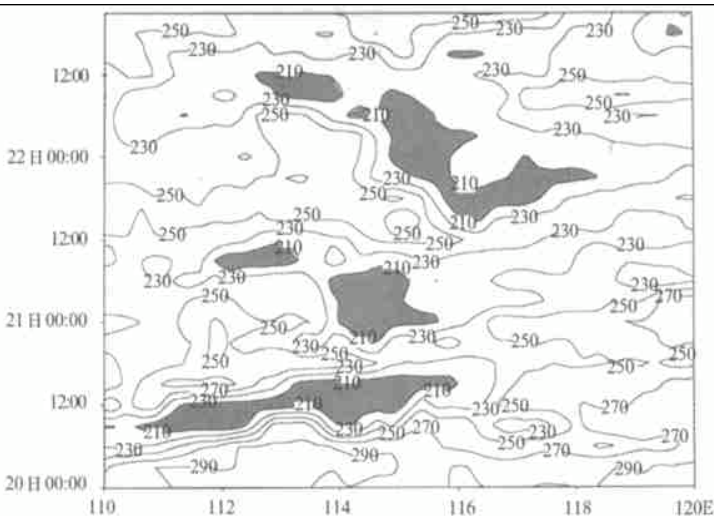


图 1 1998 年 7 月 20~22 日 TBB 沿 30°N 的时间-经度剖面图
(阴影区为 TBB 小于 210 K,等值线间隔:20 K)

表 1 长江中游地区 8 次大暴雨过程概况

年 份	起止日期	过程最大降水量(m m)	大暴雨开始时间
1983	07-03 ~ 07-14	> 500	07-03-18 :00
1986	06-20 ~ 06-24	> 200	06-21-00 :00
1986	07-15 ~ 07-18	> 200	07-15-21 :00
1988	08-19 ~ 08-22	> 200	08-20-09 :00
1988	08-26 ~ 08-27	> 150	08-26-12 :00
1989	06-03 ~ 06-04	> 150	06-03-12 :00
1990	07-01 ~ 07-02	> 150	07-01-00 :00
1991	07-03 ~ 07-12	> 500	07-03-21 :00

图 2 给出了以上 8 次大暴雨发生时 TBB 合成场的分布特征。由图可见,在长江中游湖北省境内及邻近地区存在一个 TBB 的小值区,其中心位于 30°N 115°E 附近,反映了这 8 次大暴雨过程其暴雨落区主要位于长江中游的湖北省及邻近地区,与本文主要以长江中游的大暴雨过程为研究目的是一致的。由图 2 还可以看到,TBB 的中心最小值只达 225 K,没有出现 TBB 小于 210 K 小值区,这可能是由于这 8 次大暴雨过程中大暴雨中心位置不可能正好重叠在一起的缘故。

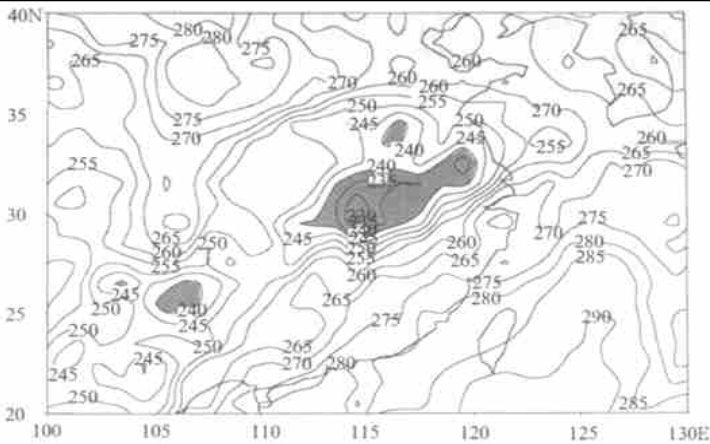


图 2 长江中游 8 次大暴雨发生时的 TBB 合成场分布
(阴影区为 TBB 小于 240 K,等值线间隔:5 K)

2 大暴雨发生前后对流层高层 200 hPa 环流和急流轴的演变特征

图 3 给出了 8 次大暴雨过程以大暴雨发生时为 0 h 的 200 hPa 合成场在大暴雨发生前后的演变特征。由图可见,大暴雨发生前(-48 h ~ -24 h),在中高纬的日本海至东西伯利亚地区为一稳定的高压脊,而在贝加尔湖至我国的华北地区上空为一宽广的低压槽,在该槽的槽后则存在一高空急流轴,此急流轴呈东南-西北走向,急流中心风速达 40 m/s 以上。在 -48 h 时,急流中心位于 40°N 80°E 附近的我国新疆上空,在急流轴出口处的右侧等高线呈明显的辐散状,并伴有较强的上升运动。从 -48 h ~ 0 h,急流轴明显自西北向东南方向移动,到 -12 h 时,急流轴中心区已移至 38°N 90°E 附近,其出口处右侧的

上升运动区也随之移至我国长江中游上空(图略)。陶祖钰等^[10]对1991年7月上旬发生在长江中游的一次大暴雨过程的分析表明,大暴雨区发生在高空急流轴出口处右侧气流辐散区的下方,斯公望等^[11]也发现长江流域的大暴雨发生在高空200 hPa 南亚高压北缘的发散气流中,并进一步指出暴雨区中低层的辐合是对高层辐散的响应,强调了高层辐散对暴雨的促发作用。因此,高空急流轴出口处右侧的辐散和强上升运动对低层低值系统的发生发展以及大暴雨的产生起着非常重要的作用。Uccellini 和 Johnson^[12]在研究北美强对流天气与高低空急流的关系时发现,高低空急流之间耦合是通过高空急流在其出口处激发出的一个横越急流轴的经向垂直反环流完成的,即在高空急流出口处的右侧为下沉运动区,而在出口处左侧为上升运动区。显然,用 Uccellini 的方法无法解释高空急流出口处的右侧为什么会产生上升运动。至于这里的高空急流轴的右侧为什么会产生强辐散并伴有较强的上升运动,一方面与急流轴的走向有关,即这里的急流轴明显呈东南—西北走向,而不是一条东西走向的平直急流轴;另一方面也与急流区的温度场配置有关,其

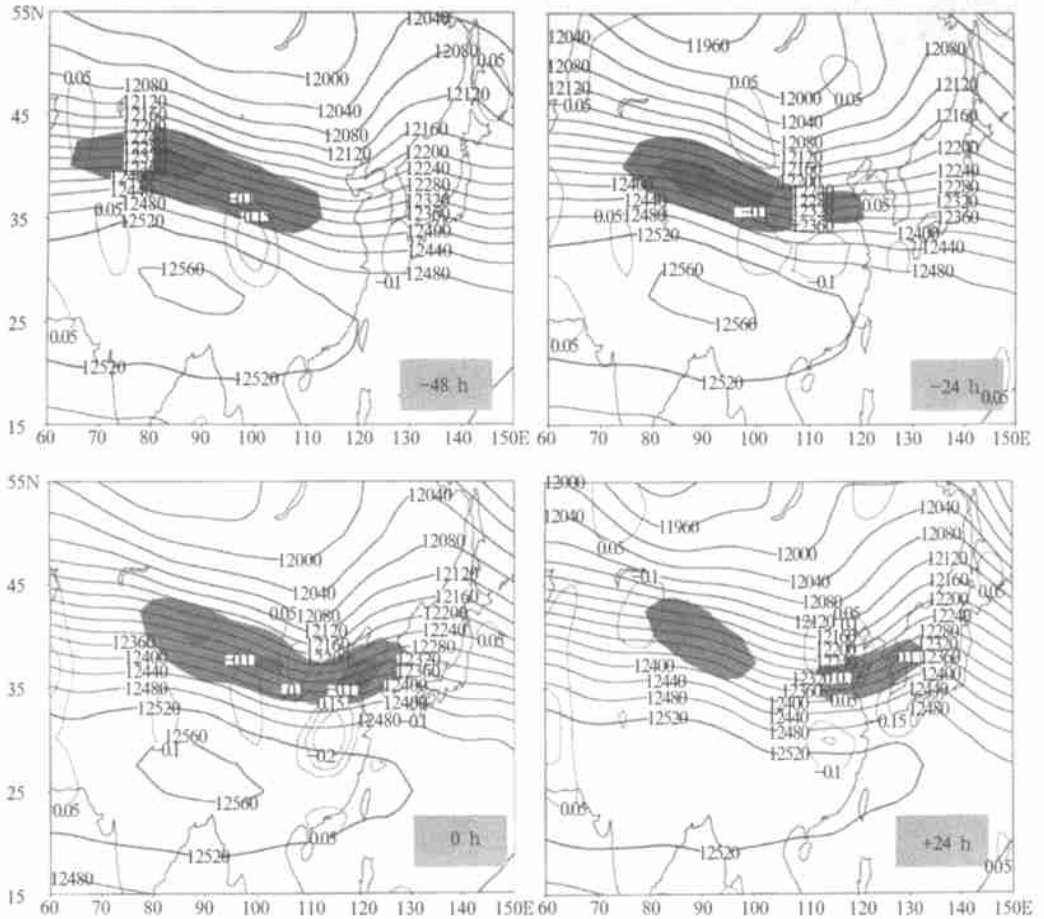


图3 长江中游大暴雨发生前后200 hPa 高度场和急流轴的演变特征

(实线为等高线(间隔为40 gpm);浅阴影区为风速 ≥ 35 m/s;深阴影区为风速 ≥ 40 m/s;
虚线为500 hPa 上较强的上升、下沉运动区($\omega < -0.10$ Pa/s 或 $\omega \geq 0.05$ Pa/s;间隔:0.05))

结果我们将在另外一文中给出。

当暴雨发生时(图3),长江中游上空为一强的上升运动区,而在其南北两侧各存在一个较强的下沉运动区,其中一个强下沉运动区位于南亚高压南侧的我国华南沿海上空,另一个中心则位于急流轴的北侧我国华北上空。这时,南亚高压的东部脊经历了一次东移过程,同时,在山东半岛上空出现了一个强的急流中心区。此时,长江中游的暴雨区则已位于高空急流入口处的右侧。陈受钧^[13]对梅雨末期一次暴雨过程的数值实验表明,暴雨潜热加热的作用可增强其南侧的经向的垂直反环流,从而导致对流层高层南亚东风急流和对流层低层SW低空急流的增强。从图3可看到,暴雨的发生反过来确实可明显增强其南侧的经向垂直反环流(华南沿海出现强的下沉运动),而南亚高压东部脊的突然东移可能与经向垂直反环流的增强有关;由图3还可以看到,暴雨的发生同时也增强了其北侧横越急流轴的经向垂直正环流(华北出现强的下沉运动),从而在山东半岛上空形成强的急流中心。大暴雨发生以后(+24 h),大的环流形势基本保持不变,只是急流轴强度渐渐减弱并断裂成两段,其中一段位于山东半岛至朝鲜半岛上空,另一段则位于青藏高原北侧上空。

3 大暴雨发生前后对流层低层大气环流的演变特征

图4给出了8次大暴雨过程以大暴雨发生时为0 h的850 hPa合成场在大暴雨发生前后的演变图。由图可见,-36 h时,蒙古至我国华北上空为一宽广的低槽区,巴士海峡以东的太平洋上为稳定的西太平洋副热带高压所控制,在青藏高原的东侧,长江上游存在一个低压中心,在该低压与西太平洋副高之间的我国东南沿海地区盛行一致的SW气流;-12 h,低压进一步发展并向东扩展,并在该低压的东北方出现一个闭合的冷中心,由于低压的东扩增强了其与西太平洋副高之间的气压梯度力,我国东南沿海上空的SW气流也随之得到增强并超过了10 m/s,10 m/s以上的大风速区主要位于湖南省境内。从-36 h~-12 h的环流演变特征可以看到,我国东南沿海强SW气流的出现,一方面与长江上游低值系统的出现并向东扩展有关;另一方面,也与西太平洋副热带高压的明显西伸有关。从-36 h~-12 h,西太平洋副热带高压西部脊由127.5°E以西移至125°E,西移了2.5个经度以上,这种西移特征也明显反映在500 hPa上(图略)。可见,大暴雨发生前西太平洋副热带高压西伸对东南沿海低空SW气流的增强也起了非常重要的作用。至于为什么西太平洋副高在大暴雨发生前会突然西伸,它与高空急流轴东移之间存在何种内在的联系,我们将在下一小节中加以详细讨论。

当长江中游大暴雨发生时(0 h),东南沿海上空SW气流进一步增强,风速最大值已超过了12 m/s,达到了低空急流的强度,而此时暴雨区则刚好位于该低空急流的左前方。由前一小节的分析可知,该低空SW气流的增强显然是与暴雨凝结潜热的释放增强了暴雨区南侧的垂直反环流有关,而低空SW急流的增强又通过向暴雨区输送水汽使暴雨得以维持。当暴雨发生以后,低空SW急流渐渐向东北方向移动,至+24 h时,低空急流中心已移到了浙江省以东的太平洋上。

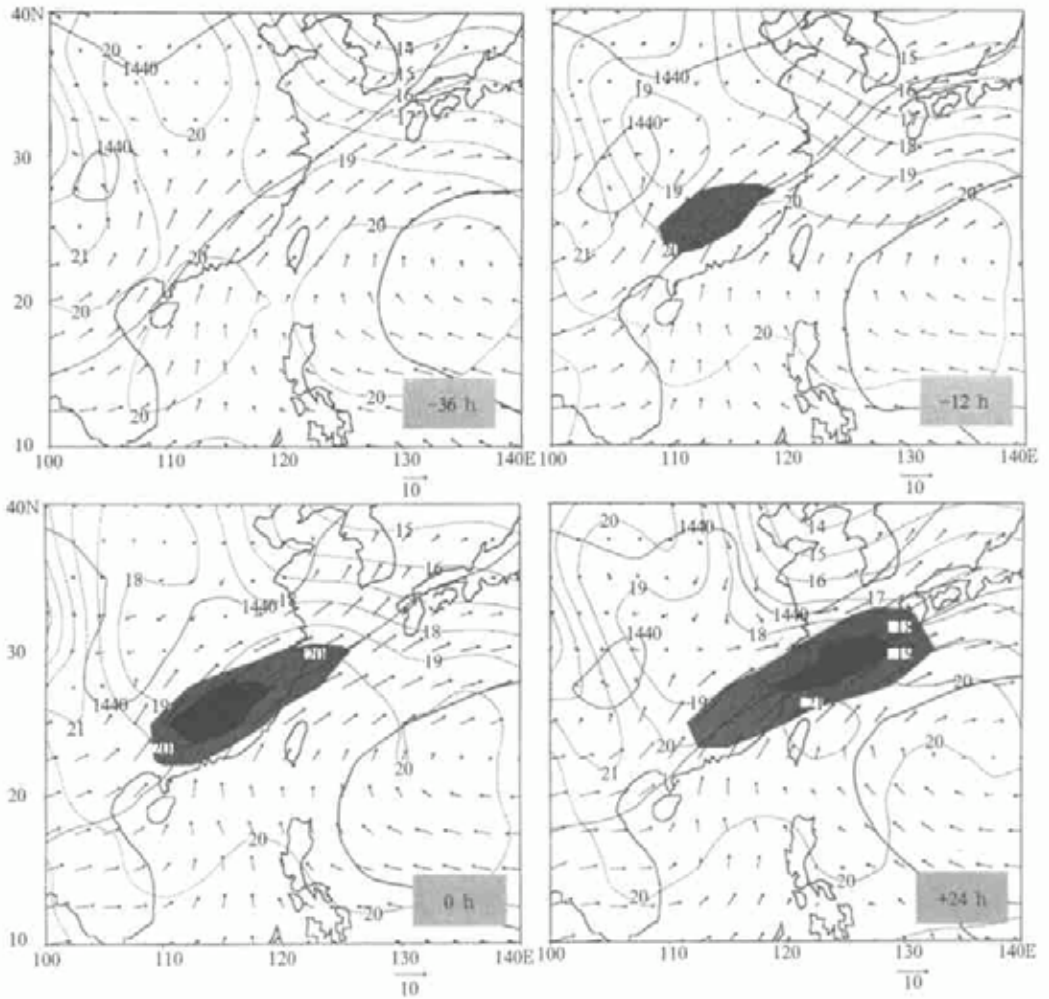


图 4 长江中游大暴雨发生前后 850 hPa 风场、高度场和温度场的演变特征
 (浅阴影区为风速 ≥ 10 m/s, 深阴影区为风速 ≥ 12 m/s; 实线为等高线(间隔为 40 gpm),
 虚线为等温线(间隔为 1 $^{\circ}$ C))

图 5 分别给出了大暴雨发生前后 850 hPa 上水汽通量分布,由图可见,从 - 24 h ~ 0 h,我国东南沿海广东、广西、福建、浙江和湖南、江西省上空盛行一致的向东北方向的水汽通量,水汽通量值渐渐增强,并在 - 12 h 时出现了一个数值大于 $14 \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{hPa} \cdot \text{cm})$ 的强水汽通量输送中心,其中心区位于湖南省上空,同时,在长江中游上空出现了一个 θ_{eq} 大于 345 K 的高温高湿中心(图略)。由此可见,临近长江中游大暴雨的产生(- 12 h),我国沿海上空低空 S W 气流的增强,一方面为未来大暴雨的产生提供了所需要的大量水汽;另一方面也使得未来暴雨区的低层大气增温增湿,为暴雨的发生累积了大量的不稳定能量,有利于产生对流不稳定。因此,临近大暴雨发生,低空 S W 气流的增强应是导致大暴雨产生的主要原因。

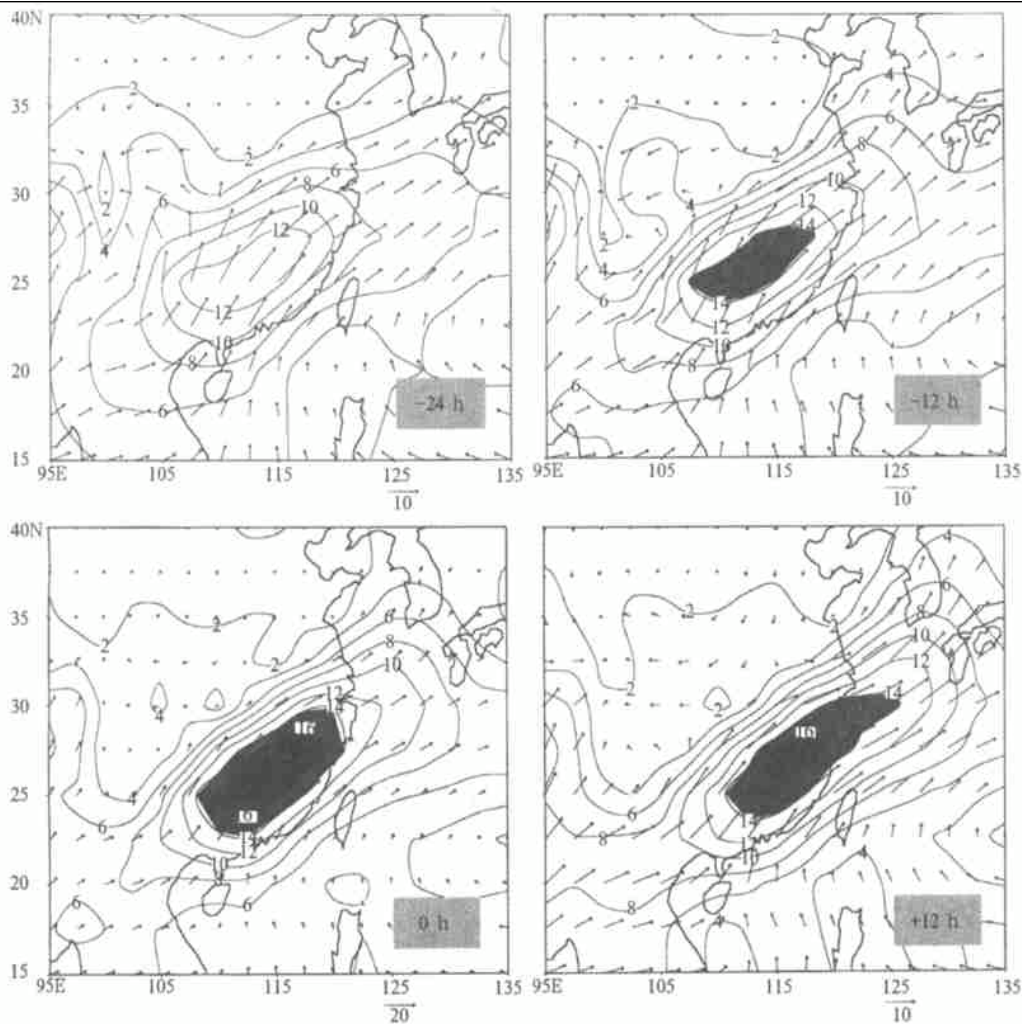


图5 长江中游大暴雨发生前后850 hPa水汽通量的演变特征

(阴影区为水汽通量值 $\geq 14 \text{ g}/(\text{s}\cdot\text{hPa}\cdot\text{cm})$)

等值线间隔: $2 \text{ g}/(\text{s}\cdot\text{hPa}\cdot\text{cm})$)

4 大暴雨产生前西太平洋副高西伸与高空急流轴东移之间的耦合

以上分析表明,大暴雨发生前低空 s_w 的增强对大暴雨的发生起了非常重要的作用,而低空 s_w 气流的增强一方面与长江上游低涡的发生发展和东移有关,另一方面也与西太平洋副高的西伸有关。图6分别给出了500 hPa高度合成场沿 20°N 的时间-经度剖面图,由图可清楚看见,在大暴雨发生前的1~2天,西太平洋副热带高压确实都经历了一次明显的增强西伸过程。那么,西太平洋副高的增强西伸到底由什么原因造成的呢?它与高空急流轴的东移之间是否会存在某种内在的联系。

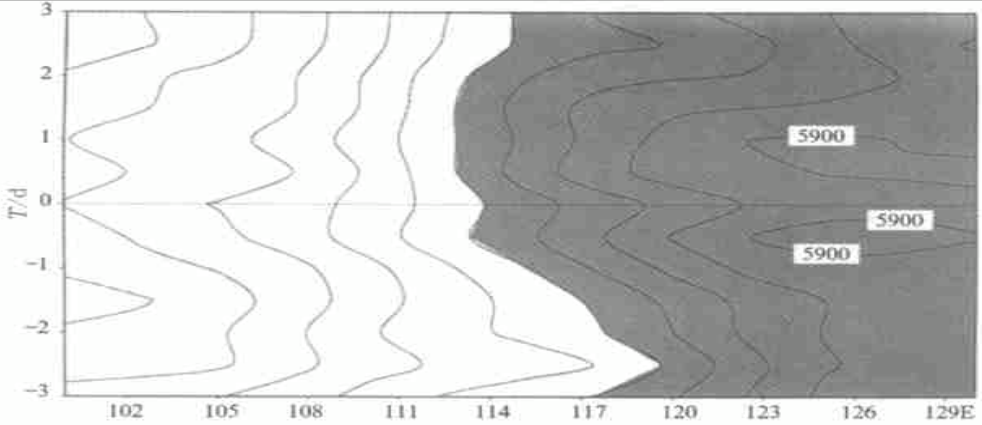


图6 长江中游8次大暴雨850 hPa高度合成场沿20°N的时间-经度剖面图
(间隔:5 gpm,阴影区为位势高度大于5880 gpm)

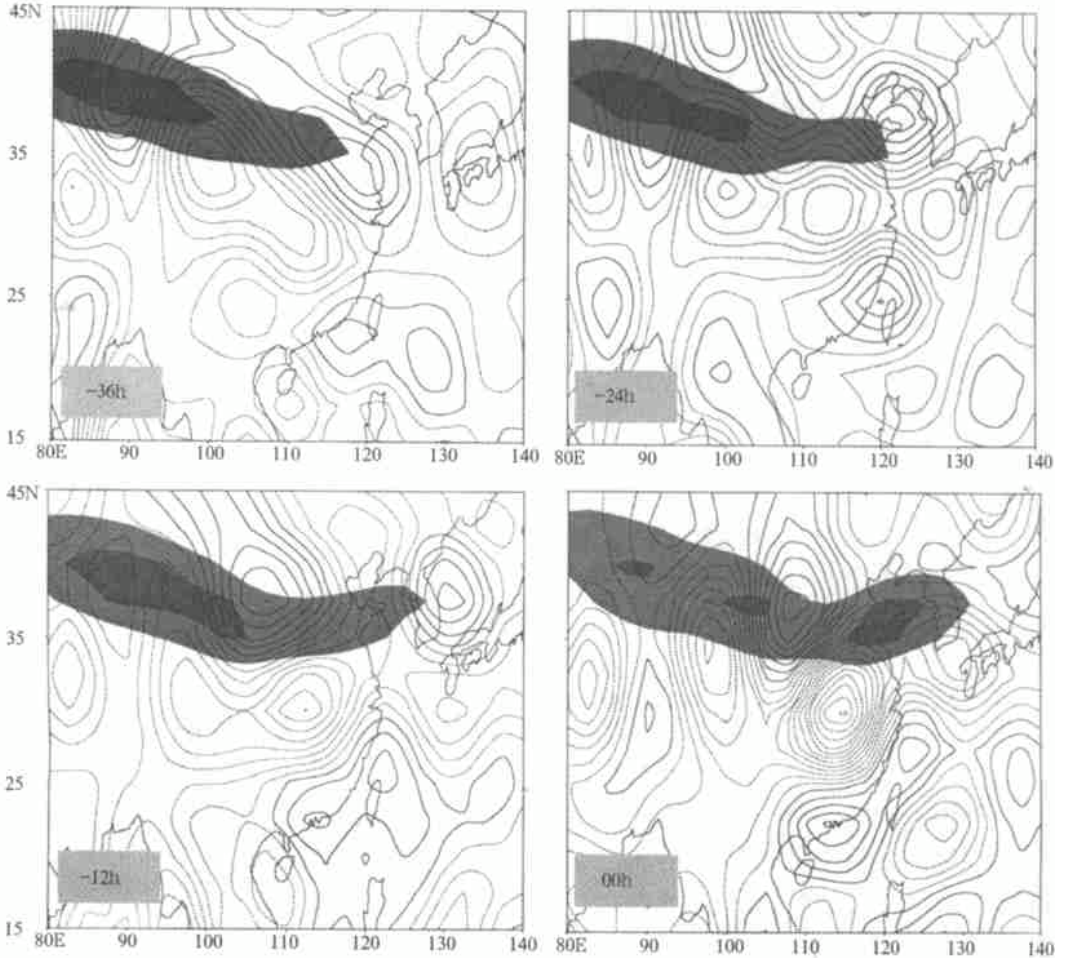


图7 长江中游大暴雨发生前后500 hPa垂直运动场的演变特征
(等值线间隔:0.2,单位: 10^{-1} Pa/s;阴影区为200 hPa急流轴,浅阴影区为风速 ≥ 35 m/s,深阴影区为风速 ≥ 40 m/s)

图 7 是大暴雨发生前 500 hPa 上垂直运动 ω 场(图 7),由图可见,在 -36 h,在高空急流出口处的右侧为一较强的上升运动区,其中心位于 35°N 100°E 附近,而在我国南海的北部湾和中南半岛上空仍为一致的上升运动区,因此,在这时高空急流轴出口处的右侧还没有形成一个闭合的经向垂直反环流。到了 -24 h,随着高空急流轴的东移南压,急流出口处右侧的上升运动区也随之东移南压,并在我国长江中游上空形成了一个新的上升运动中心区。此时,在中南半岛的上空则出现了下沉运动,原先位于北部湾上空的下沉运动中心区也随之减弱消失。这表明在高空急流轴出口处的右侧已形成了一个由对流层高层南亚高压东部的偏北气流、对流层低层的偏南气流、高空急流轴出口处右侧的上升运动和中南半岛上空下沉运动组成的闭合经向垂直反环流。该垂直反环流随高空急流轴的东移也相应东移。到了 -12 h,该垂直反环流移到了我国长江中游至南海上空,强度也渐渐增强,而该垂直反环流的下沉支刚好落在我国南海北部、华南沿海和台湾省上空,并在珠江口和台湾省上空分别形成了两个强的下沉运动中心。这表明高空急流轴的东移可能通过其出口处右侧的经向垂直反环流与西太平洋副高的增强西伸有机地联系在一起,随着高空急流轴的东移,经向垂直反环流也随之东移并通过其下沉支渐渐抑制了南海北部和我国华南沿海的对流活动(图略),从而诱使西太平洋副高的增强西伸。

5 结 论

本文通过长江中游的 8 次大暴雨过程的合成分析研究,得到了以下几点结论:

(1) 长江中游大暴雨发生前,在其上游的我国西北地区上空存在一呈西北—东南走向的强高空急流轴,该急流轴随时间渐渐向东移动。由于在该强急流轴出口处的右侧一直维持较强的辐散和与之相应的上升运动,随着高空急流轴的东移,高空辐散区和相应的强上升运动区也随之东移,并在大暴雨辐散前 12 h 移至长江中游的上空,而高空强辐散和相应上升运动的出现可促发对流层低层低值系统和暴雨的发生发展。当大暴雨发生以后,其释放的凝结潜热反过来又分别增强了暴雨区南侧的垂直反环流和北侧的垂直正环流,从而对南亚高压和高空急流轴的东移产生影响。

(2) 临近大暴雨的产生,低空 S W 气流的增强对大暴雨的产生起了主要的作用,它一方面为未来大暴雨的产生提供了所需要的大量水汽,另一方面也使得未来暴雨区的低层大气增温增湿,为暴雨的发生累积了大量的不稳定能量,有利于产生对流不稳定。而低空 S W 气流的增强一方面与长江上游低涡的发生发展和东移有关,另一方面也与西太平洋副高突然增强西伸有关。

(3) 暴雨发生前西太平洋副高的增强西伸可能与高空急流轴的东移之间通过急流出口处右侧的垂直反环流有机地联系在一起。

参 考 文 献

- 1 陶诗言. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,1979.
- 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.
- 3 丁一汇,蔡则怡,李吉顺. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究. 大气科学,1978,2(3):276~289.

- 4 丁一汇. 暴雨和中尺度气象学问题. 气象学报, 1994, 52(3): 274 ~ 283.
- 5 Chen Q S. The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low level jet and heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1982, 60: 1041 ~ 1057.
- 6 孙淑清. 梅雨锋中大振幅重力波的活动及其与环境场的关系. 大气科学, 1990, 14(2): 163 ~ 172.
- 7 赵明明. 长江中上游地区暴雨气候图集. 北京: 气象出版社, 1995.
- 8 何金海, 朱乾根, Murakami M. TBB 资料揭示的亚澳季风区季节转换特征. 热带气象学报, 1996, 12(1): 34 ~ 42.
- 9 江吉喜, 范梅珠, 郭炜, 等. 一种利用卫星资料的实时降水量自动计算方法. 气象科技, 1998, 28(4): 39 ~ 45.
- 10 陶祖钰, 黄伟. 大暴雨过程中与急流相关气块的三维运动分析. 气象学报, 1994, 52(3): 359 ~ 367.
- 11 斯公望, 杜立群. 南亚高压北缘的高空气流发散与梅雨锋暴雨发展的关系. 杭州大学学报, 1987, 14(2): 233 ~ 244.
- 12 Uccellini L W, Johnson D R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 1979, 107: 682 ~ 703.
- 13 陈受钧. 梅雨末期暴雨过程中高低空环流的耦合-数值实验. 气象学报, 1989, 47(1): 8 ~ 15.

COMMON FEATURES OF SYNOPTIC SYSTEMS RELATED TO HEAVY RAINSTORMS IN THE MIDDLE CHANGJIANG RIVER BASIN DURING SUMMER

Xu Haiming He Jinghai Zhou Bing

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

Through the composite analysis of eight heavy rainstorms in the middle changjiang River basin, revealed are the temporal features of the upper-troposphere jet and the low level S jet and their interaction with the rainstorm development. The possible links between the westward migration of the western Pacific subtropical high and the eastward movement of the upper level jet anterior to the rainstorm onset are also discussed.

Key words: Heavy rainstorm Upper level jet Low level jet Subtropical high