

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. 气象, 40(1):86-93.

# 锋生作用对 2011 年梅汛期湖北暴雨的影响<sup>\*</sup>

郭英莲 王继竹 李才媛 龙利民

武汉中心气象台, 武汉 430074

**提 要:** 利用常规气象资料、湖北人工气象站和自动气象监测站雨量资料、NCEP 再分析  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  等资料, 对锋生函数在 2011 年 6 月中上旬梅雨期三次暴雨过程中的作用进行了诊断分析。结果表明: (1) 2011 年湖北梅雨在单阻型环流场形成和维持的过程中, 先后出现了三种不同特征的暴雨过程。三次过程均在中层出现锋生。(2) 中层锋生主要由垂直锋生造成, 有利于对流不稳定的发生。低层锋生主要由水平锋生造成, 有利于水汽输送和辐合抬升。当中层和低层均有锋生, 且中层为垂直锋生、低层为水平锋生时, 有利于降雨强度的加强。(3) 先出现中层锋生后出现低层锋生可能为短时降雨, 先出现低层锋生后出现中层锋生可能为长历时降雨。(4) 低层的垂直锋消与水平锋生完全抵消说明低层水平辐合不够强, 且对流稳定, 不利于强降雨的发生。

**关键词:** 锋生, 梅雨期, 暴雨, 对比分析

**中图分类号:** P456.458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.01.010

## Effect of Frontogenesis on Rainstorm in Hubei During Meiyu Period 2011

GUO Yinglian WANG Jizhu LI Caiyuan LONG Limin

Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074

**Abstract:** Using the conventional observation data, daily precipitation data of manual observation and automatic observation in Hubei Province, NCEP reanalysis data of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , this paper analyzed the effect of frontogenesis function in three intensest rainstorm processes which occurred during the Meiyu period of Hubei Province in June 2011. The results are as follows: (1) The Meiyu process in Hubei in 2011 is of the single-blocking high type, presenting three different types of rainstorm processes, during which the frontogenesis appears in the mid level of atmosphere. (2) The frontogenesis of middle atmosphere is mainly triggered by vertical frontogenesis, which is advantageous to the convective precipitation. The frontogenesis of low level is attributed to the horizontal frontogenesis, which was helpful to convey water vapour and convergence lifting. (3) When the middle level frontogenesis occurs after the low level, there will be the long-time heavy rain; when the middle level frontogenesis occurs before the low level, there will be short-time heavy rain. (4) The vertical frontolysis in low level and the horizontal frontogenesis counteract each other, indicating that the convection in the low level is stable, and the horizontal convergence is not strong, which is not advantageous to occurrence of heavy rains.

**Key words:** frontogenesis, Meiyu period, rainstorm, contrastive analysis

\* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306011)资助

2012 年 11 月 05 日收稿; 2013 年 08 月 15 日收修定稿

第一作者: 郭英莲, 主要从事短时、短期天气预报分析研究. Email: zhuxiyao@gmail.com

## 引 言

湖北省位于我国  $29^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$  之间,其中东部地区是我国梅雨的主要区域,且湖北省全年雨量以梅雨期最为集中。由于雨量集中、暴雨频繁,容易造成山洪暴发、江河溃堤、垮库倒坝等严重灾害。2011 年湖北省梅雨期降雨量大(司东等,2012;王遵娅等,2012)、过程集中,造成了极大的灾害。其形势不同于典型梅雨的双阻型,始终表现为单阻型。关于单阻型梅雨,已有很多研究(梁萍等,2011;邬锐等,2008;王东海等,2011;黄永明等,2005;隆霄等,2009)。梁萍等(2011)侧重分析中长期特征;邬锐等(2008)、王东海等(2011)侧重分析了梅雨天气的大尺度形势特征;隆霄等(2009)、周宏伟等(2011)侧重分析了梅雨锋暴雨的中尺度系统演变。以上研究针对的都是单阻型梅雨期暴雨的共性和成因,但对单阻型暴雨过程之间的区别,尤其是降雨量级和持续时间不同的暴雨尚未见分析,而这正是梅雨短期预报的重点。

锋生函数作为一个综合性的物理量,是诊断梅雨锋的强度以及时空分布特征的重要指标,它既考虑了大气的动力特征,也考虑了其热力特征。杨金锡等(1983)用梅雨锋生函数公式计算了 1981 年淮河流域一次静止锋的生消演变过程。由实例计算得出,锋生函数大值带与降雨区配合较好,同时也可以看到在锋生大值带中存在几个强中心,这些强锋生中心和未来 24 h 内的暴雨中心位置对应很好,暴雨中心处于强锋生中心前进方向,当锋区北抬时处于它的东北侧,锋区南移时处于它的东南侧。王建捷等(2002)也采用了相同的公式对 1998 梅雨锋的结构特征及形成与维持进行了诊断并得到类似的结论。张丙辰等(1990)曾用  $P$  坐标系中的锋生函数  $F$  研究了 1981 年 6 月梅雨锋的形成和维持以及演变过程。随后易兵等(1991)也采用了相同的方法分析了一次梅雨锋的锋生过程,将计算结果在不同区域内进行了平均,分析得出感热加热是使江淮流域低层锋区消失的主要原因,潜热加热以及水平运动造成的变形是维持梅雨锋存在的重要因素。孙淑清等(1996)分析了低层风场结构对锋区维持的作用。通过计算相应的锋生函数研究了其对锋面的维持、扰动发展所起的作用。卢伟萍(2004)对在江淮流域发生的一次暴雨过程观测资料计算矢量锋生函数,

并用其对该过程进行了诊断分析,发现矢量锋生函数与江淮梅雨锋暴雨落区的发生移动有较好的对应关系,进而讨论了用矢量锋生函数作锋面强降雨天气预报的可能性。

2011 年梅雨期湖北省共出现 5 次暴雨过程。前 3 次过程集中在 6 月 9—18 日 10 天内,持续时间长、间隔短、范围大、灾害重,本文重点分析;后 2 次持续时间短、间隔长、范围小、灾害轻,本文不作研究。前 3 次过程虽然均达大暴雨量级,但降雨特点差异较大。相近形势下为什么会出现如此不同的降雨特征? 本文侧重从锋生作用对 3 次大暴雨过程的影响,尤其是降雨强度和持续时间的差异进行了详细分析,以期更深入地认识单阻型梅雨期暴雨的形成原因并为预报提供参考。

## 1 资料来源和计算方法

本文采用的资料包括:湖北省 86 个人工气象站和 1076 个自动气象监测站雨量资料;国家气象中心提供的 1 日 2 次 MICAPS 实况资料;NCEP/NCAR 中心提供的 1 日 4 次的再分析资料(水平分辨率率为  $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ )。

锋生函数可以从定量的角度来分析具体的天气现象、气象要素的变化状况(朱乾根等,2000),在锋生函数的计算过程中,考虑到假相当位温( $\theta_{sc}$ )是一个包含温度、气压和湿度的综合物理量,在干绝热、湿绝热和假绝热过程中都守恒,而梅雨期降雨过程中空气湿度较大,上升下沉运动可近似看成湿绝热过程,所以取( $\theta_{sc}$ )为气象参数来计算锋生函数(陶诗言等,2008)。其计算式为

$$F_1 = -\frac{1}{|\nabla\theta_{sc}|} \left[ \left( \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left( \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial x} \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial y} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] \quad (1)$$

$$F_2 = -\frac{1}{|\nabla\theta_{sc}|} \left( \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial p} \quad (2)$$

式中, $F_1$  表示水平锋生, $F_2$  表示垂直锋生, $F=F_1+F_2$  表示总锋生(简称锋生)。式(1)和(2)中未考虑非绝热加热对锋生的作用。

$K$  指数是综合了垂直温度梯度、低层水汽含量和湿层厚度的一个气团属性量。其计算式为(刘健文等,2005)

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700} \quad (3)$$

式(3)中,温度  $T$  和露点温度  $T_d$  下标数字为其所在的位势高度层次。

## 2 降雨梅雨期 3 次暴雨过程概况

图 1 给出 2011 年梅雨期湖北省 3 次暴雨过程累积降雨量分布。第一次过程(以下简称过程 I)出

现在 6 月 9 日 14 时(北京时,下同)至 10 日 08 时,造成咸宁市 23 人死亡、10 人失踪、100 多人受伤。从图 1a 可见,鄂西南局部和鄂东南出现大暴雨到特大暴雨。该过程最大累积降雨量 282.4 mm(通城关刀桥),1 h 最强降雨 106.9 mm(洪湖乌林);强降雨时段主要集中在 6 月 9 日 20 时至 10 日 06 时。过程 I 的特点是降雨强度大,持续时间短。

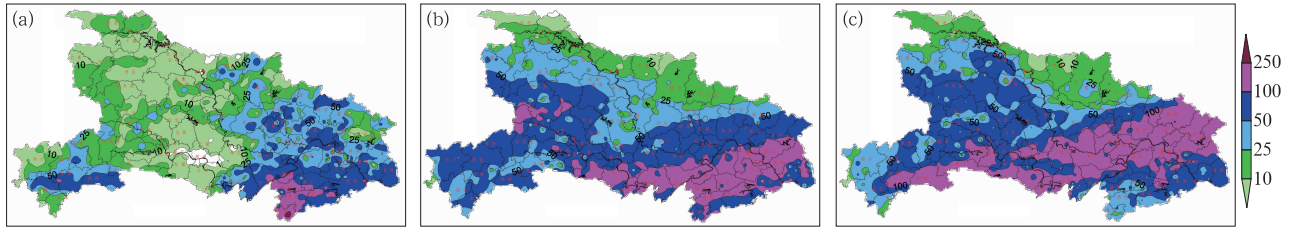


图 1 2011 年 6 月 9 日 08 时至 14 日 08 时(a)、13 日 08 时至 15 日 08 时(b)、17 日 08 时至 19 日 08 时(c)湖北省累积降雨量(单位: mm)分布

Fig. 1 Cumulative rainfall of Hubei Province (unit: mm)

(a) 08:00 BT 9 to 08:00 BT 14, (b) 08:00 BT 13 to 08:00 BT 15, (c) 08:00 BT 17 to 08:00 BT 19 June 2011

第二次过程(以下简称过程 II)出现在 13 日 08 时至 15 日 08 时,湖北南部大范围暴雨(如图 1b)引发洪涝灾害,造成 30 个县(市、区)147.5 万人受灾、死亡 1 人、失踪 6 人,  $11.6 \times 10^4 \text{ hm}^2$  农作物受灾,直接经济损失 12.5 亿元;该过程最大累积降雨量 252.8 mm(黄石堤防管理局),1 h 最强降雨 47.8 mm(洪湖小港);强降雨时段主要集中在 6 月 13 日 18 时至 14 日 21 时。过程 II 的特点是降雨强度偏弱,持续时间较长。

第三次过程(以下简称过程 III)出现在 17 日 08 时至 19 日 08 时,鄂东北到江汉平原南部、鄂西南一带出现大暴雨带(如图 1c),引发洪涝灾害,造成全省 41 个县(市)382 万人受灾,因灾死亡 6 人,  $32.7 \times 10^4 \text{ hm}^2$  农作物受灾,直接经济损失 10.1 亿元。其中,通城 6 月 9 日降雨量(256 mm)突破当地有气象记录以来日降雨量极值。该过程最大累积降雨量 281.2 mm(麻城百果),1 h 最强降雨 95.7 mm(公安南平);强降雨时段主要集中在 6 月 17 日 12 时至 18 日 20 时。过程 III 的特点是小时降雨强度大,持续时间较长,范围广。

## 3 暴雨过程天气形势的对比分析

图 2 给出过程 I、II 和 III 的 500 hPa 平均高度场。从中可见,3 次强降雨过程欧亚中高纬地区均

为“两槽一脊”的环流形势,高压脊位于  $50^\circ \sim 70^\circ \text{N}$  的贝加尔湖附近,与朱乾根等(2000)指出的江淮梅雨中第三类单阻型相似。三次过程为阻塞高压逐渐形成的过程,过程 I 中大陆高压尚且偏弱,高压脊位于贝加尔湖以西的区域,东部槽位于我国东北,西部槽位于雅库茨克海一带,冷空气沿高压脊前偏北气流和短波槽到达长江流域。过程 II 中随着系统东移,稳定的阻塞高压已经形成,高压脊东移至贝加尔湖上空,东部高空槽东移入海,西部高空槽东移至巴尔喀什湖北部,影响湖北的冷空气主要来自中纬度短波槽。过程 III 随着西部高空槽的北抬东移,以及极地冷空气南下加强东部槽,使阻塞高压脊线东移,且加强高压脊前偏北气流,从而造成南支槽的冷空气和东部高空槽尾部偏北冷空气共同影响湖北(王丽娟等,2010;何金海,2006)。

过程 I、III 均受高压脊前偏北路冷空气的影响,对应中低层均有明显的切变线位于湖北上空,过程 I 发生在阻塞高压建立前期,短波槽移动较快,且前期地面温度较高,有利于短时强降雨的发生,过程 III 阻高已经形成,系统移动较慢,且高压脊前冷空气的加强南下与副热带高压的西伸北抬对峙,有利于强对流的发生和维持。过程 II 主要受高空短波槽影响,对应中低层有西南涡沿副热带高压外围西南暖湿气流东移造成湖北省自西向东大范围降雨,但过程 II 发生前地面温度偏低,不利于强对流的发生。

从  $K$  指数的分布(图 3)也可以看出过程 I 和 III 的暴雨区对应  $K$  指数大于 38 度范围。 $K$  指数越大,表示不稳定性越强,即低层越暖湿,越有利于强降雨的发生。过程 II 暴雨区对应  $K$  指数比其他两次过程小  $4^{\circ}\text{C}$  左右,不稳定性偏弱,对应雨强也偏弱。

三次过程的水汽主要均来自西南方向,且水汽通量辐合区与暴雨区位置基本一致,随着水汽辐合区位置的北抬,暴雨区也逐渐北抬。但过程 III 还存在一支来自东北偏东方向的水汽通量,有利于湖北东北部暴雨的水汽供应。从水汽通量的垂直分布(图 4)也可以看出,过程 III 中 500 hPa 附近在雨区偏北区域存在水汽通量辐合。另外,过程 I 的水汽通量辐合集中在 900 hPa 以下的近地面层,而后两次过程的水汽辐合层比过程 I 深厚,达到 600 hPa 以上,与陆汉城等(2004)指出的强对流要求湿层较薄、低层暖湿、中层干燥,暴雨要求湿层特别是中低层都很潮湿一致。即过程 I 符合强对流性质的短时强降雨,而后两次过程符合暴雨性质的降雨。

三次过程低空急流的宽度不同(图略)可能也是造成暴雨范围不同的原因之一。过程 I 西南急流轴偏东,暴雨区位于急流轴左侧的辐合上升区,急流轴宽度相对较窄,对应暴雨范围较小;过程 II 暴雨区位于急流轴北侧,急流区宽度较大,有利于鄂南大范围辐合上升;过程 III 除了有宽广的西南急流,还有一支偏东急流,暴雨区位于西南急流北侧,偏东急流南侧,两支急流的共同作用有利于局地强辐合上升(高守亭等,1991)。上升运动的强度又影响着降雨强度,因此,过程 III 降雨强度偏强且范围较大。

综上对环境条件的分析得出,3 次过程共同的特征均为发生在两槽一脊的单阻型形势场下。不同点为:过程 I 为阻塞高压形成前期的强对流性降雨,降雨范围小,降雨强度大。过程 II 和 III 为阻塞高压

形成后的持续性降雨,满足暴雨形成的条件,过程 III 由于东部低压槽的加强,使湖北北部出现偏东急流,加强了降雨强度。

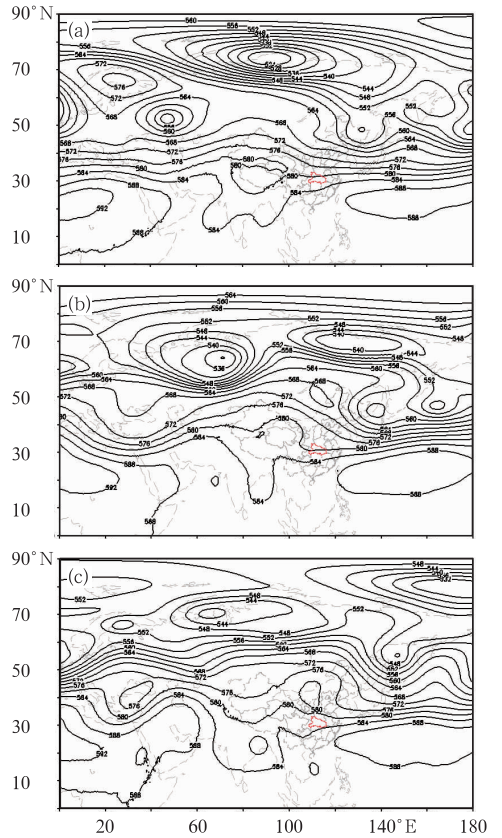


图 2 2011 年 6 月 9 日 08 时至 11 日 08 时(a)、13 日 08 时至 15 日 08 时(b)、17 日 08 时至 19 日 08 时(c) 500 hPa 平均高度场(单位: dagpm)

Fig. 2 Mean height fields at 500 hPa from 08:00 BT 9 June to 08:00 BT 11 June 2011 (a), 08:00 BT 13 June to 08:00 BT 15 June 2011 (b), 08:00 BT 17 June to 08:00 BT 19 June 2011 (c) (unit: dagpm)

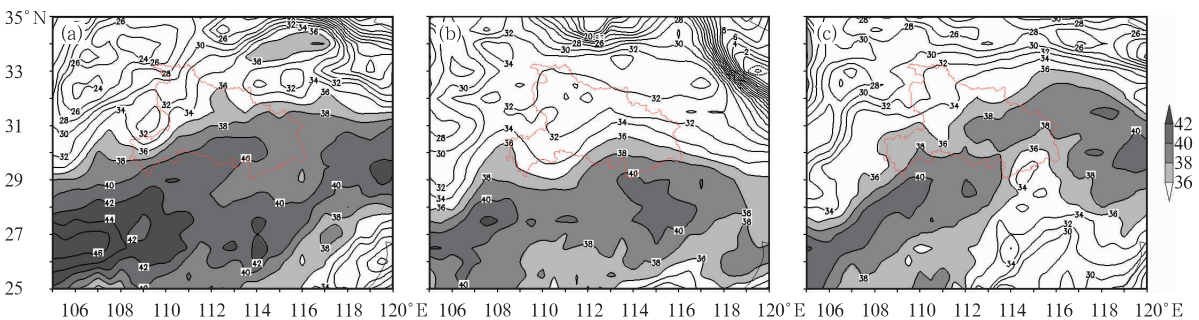


图 3 2011 年 6 月 10 日 02 时(a)、14 日 02 时(b)、18 日 02 时(c)  $K$  指数分布图(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 3  $K$  Index distribution (unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) at 02:00 BT 10 (a), 02:00 BT 14 (b), 02:00 BT 18 (c) June 2011



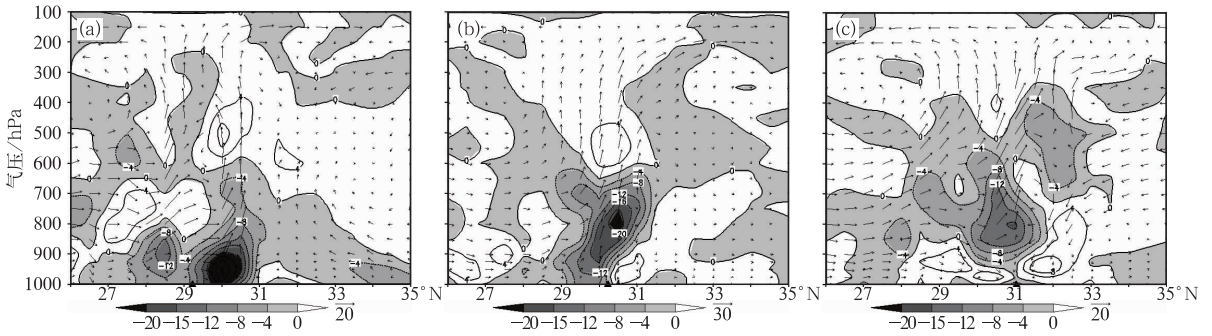


图4 2011年6月10日08时通城关刀桥(a)、14日08时黄石堤防局(b)、18日14时麻城白果(c)水汽通量(矢量,单位:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )与水汽通量散度(阴影,单位:  $10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )的经向垂直剖面(▲为暴雨位置)

Fig. 4 Meridional vertical cross-section of moisture flux (vector, unit:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and divergence of moisture flux (shaded area, unit:  $10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at Tongcheng Guandaqiao at 08:00 BT 10 June 2011 (a), at Huangshi Difangju at 08:00 BT 14 June 2011 (b), at Macheng Baiguo at 14:00 BT 18 June 2011 (c) (▲ location of rainstorm)

## 4 锋生对暴雨作用的对比分析

### 4.1 锋生分布特征

过程 I 中暴雨区位于锋生区中靠近西南暖湿气流一侧(图 5)。强降雨中心与 700 hPa 锋生区对应最好,锋生区由高到低向西倾斜,低层锋生区位于雨区西北方。从  $\theta_{se}$  的水平分布也可以发现,在强降雨刚开始的 9 日 14—20 时暴雨区位于  $\theta_{se}$  密集带靠近暖区一侧,而随着系统的快速东移,10 日 02 时强降雨区逐渐远离锋生区和  $\theta_{se}$  密集带,位于暖湿的高能区内。过程 I 的强锋生首先出现在中层 700 hPa,随着系统东移,强锋生区逐渐向低层发展。从  $\theta_{se}$  的演变特征也可以发现,9 日 20 时 700 hPa 附近干冷气团的侵入首先触发了强降雨的发生,随着对流系统低层冷池和出流的出现,10 日 02 时低层锋生加强。但随着低层锋生的加强东移,降雨中心也快速东移,逐渐远离锋生区。一方面,根据锋生次级环流形成的原理,锋生的加强有利于地转偏差的增大,即低层暖区的上升区会逐渐远离锋区。另一方面,由于环境温度较高,不稳定性较强,在锋生触发了最初的对流后,强对流的出流边界会在逆风方向继续触发新的对流(郭英莲等,2012)。

过程 II 从 14 日 02—14 时  $80 \times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  的锋生区始终维持在鄂东南,且随着锋生向下发展,降雨强度略有增加,但仍远小于过程 I 和 III。

14 日 14 时以后锋生明显减弱,降雨对应也减弱消失。过程 III 从 18 日 02—20 时之间与雨区对应较好的为 925 hPa 锋生。锋生中心从江汉平原向偏东方向缓慢移动。强降雨刚开始时(18 日 02 时)暴雨区附近已有明显的锋生中心,随着中低层南风 and 偏东风由  $12 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  显著增加到  $25 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右,18 日 08 时中层 700 hPa 也有强锋生发展。18 日 08—14 时南风与东风的辐合中心由江汉平原南部向鄂东北移动,锋生中心持续加强达到  $200 \times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  以上。18 日 20 时以后风速减小,锋生减弱,降雨趋于结束。

### 4.2 锋生各项作用

为了揭示锋生对降雨特征的作用,下面分别从锋生函数各项的特征进行分析。从锋生大值区域平均的各项垂直时序图(图 6)可以发现,过程 I 降雨前期(9 日 20 时至 10 日 02 时)主要为中层 700 hPa 垂直锋生,降雨发生后(10 日 02—08 时)中层为垂直锋生、低层为水平锋生。过程 II (14 日 02—14 时)以中层锋生为主,暴雨区上空的 800 hPa 以下水平锋生与垂直锋消叠加,从而造成锋生主要表现在中层。过程 III 首先有低层水平锋生,然后才出现中层垂直锋生,前期锋生范围较小,移动较快,后期则锋生范围扩大,强度加强。过程 III 中同样存在低层垂直锋消抵消水平锋生的状况,但水平锋生远远大于垂直锋消,叠加后低层仍有较强的锋生作用。

3 次过程存在一个共同的特征是均出现了中层

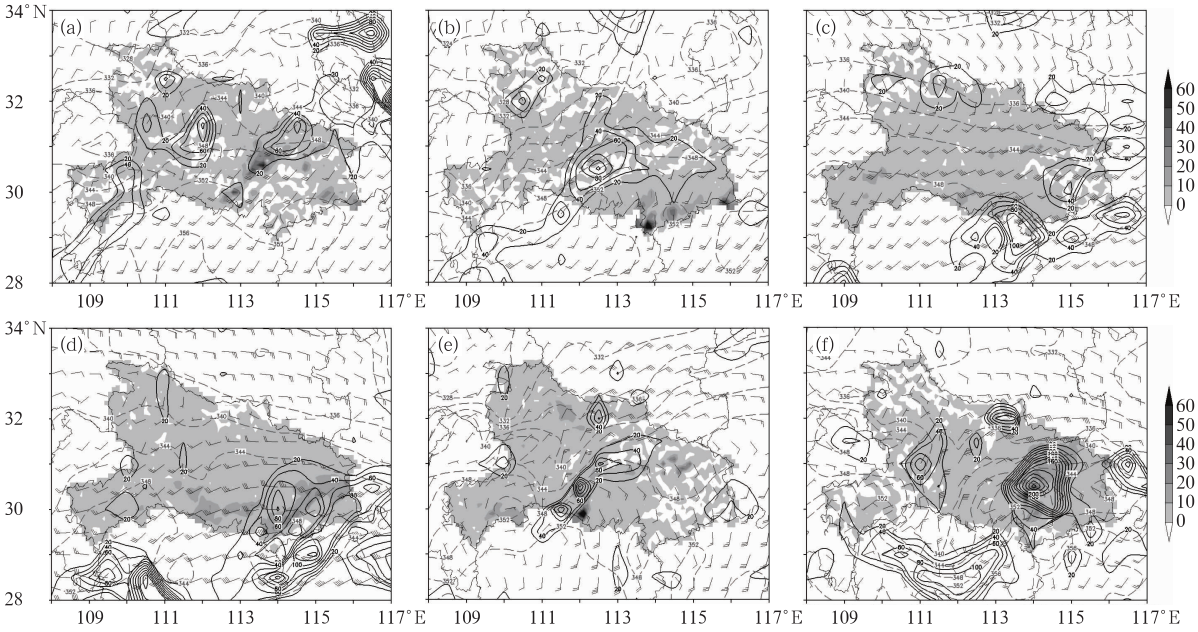


图 5 3 次过程主要时次锋生函数(等值线,单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ )、风场(矢量箭头)、 $\theta_{se}$ (虚线;单位:K)和小时雨量(阴影,单位:mm)水平分布图

(a) 9 日 20 时, 850 hPa, (b) 10 日 02 时, 850 hPa, (c) 14 日 02 时, 700 hPa, (d) 14 日 08 时, 700 hPa, (e) 18 日 02 时, 925 hPa, (f) 18 日 14 时, 925 hPa

Fig. 5 Distribution of frontogenesis function (counter, unit:  $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ), wind field (vector),  $\theta_{se}$  (dashed line, unit: K) and hourly rainfall (shaded area, unit: mm)

(a) 20:00 BT 9 June, 850 hPa, (b) 02:00 BT 10 June, 850 hPa, (c) 02:00 BT 14 June, 700 hPa, (d) 08:00 BT 14 June, 700 hPa, (e) 02:00 BT 18 June, 925 hPa, (f) 14:00 BT 18 June, 925 hPa

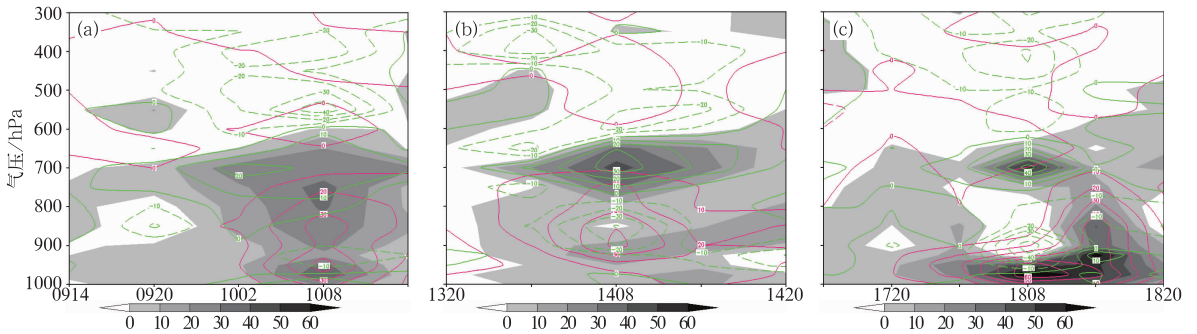


图 6 3 次过程水平区域平均的锋生(阴影)、水平锋生(红线)和垂直锋生(绿线)时序图  
(单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ,实线为锋生,虚线为锋消)

Fig. 6 Sequence diagram of regional mean frontogenesis (shaded area), horizontal frontogenesis (red line), and vertical frontogenesis (green line)

(unit:  $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ , solid line is frontogenesis, dotted line is frontolysis)

锋生,不同于双阻型梅雨的只在低层有锋生(郭英莲等,2009)。3次过程的中层锋生主要均由垂直锋生造成,而低层锋生主要由水平锋生造成。当中低层均有锋生时,降雨强度较强。

根据式(1),影响水平锋生的物理量有假相当位温的水平梯度( $\partial\theta_{se}/\partial x, \partial\theta_{se}/\partial y$ )、风速的水平梯度( $\partial u/\partial x, \partial v/\partial y$ )和切变变形( $\partial v/\partial x + \partial u/\partial y$ )。通常情况下,梅雨期近似认为  $\partial\theta_{se}/\partial x \approx 0, \partial\theta_{se}/\partial x <$

0, 因此,  $\partial v/\partial y < 0$  的区域最有利于水平锋生, 即实际西南急流出口区或南北风汇合区最有利于锋生, 3次过程中暴雨均出现在低空西南急流的出口区, 该区域即有利于锋生, 又有利于水汽的输送。根据式(2), 影响垂直锋生的物理量有假相当位温的水平梯度、垂直速度的水平梯度 ( $\partial\omega/\partial x, \partial\omega/\partial y$ ) 和对流稳定度 ( $\partial\theta_{se}/\partial p$ )。由于  $\partial\theta_{se}/\partial x$  和  $\partial\theta_{se}/\partial y$  的相对稳定性, 当  $\partial\omega/\partial x < 0$  且  $\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ , 或  $\partial\omega/\partial y > 0$  且  $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$  时有锋生。由锋生次级环流以及锋生暖区降雨特征都可以得出  $\partial\omega/\partial y > 0$ , 因此, 梅雨期间通常为对流不稳定 ( $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ ) 造成的垂直锋生。所以, 垂直锋生是发生降雨的能量条件和触发条件之一。水平锋生主要由水平风场汇合造成, 因此水平锋生一方面提供水汽输送, 另一方面加强辐合抬升。当中层和低层均有锋生, 且中层为垂直锋生、低层为水平锋生时, 既有不稳定条件, 又有水汽条件, 有利于强降雨的发生。过程 I 持续时间短, 与系统移动较快有关。另外, 过程 I 为先出现中层锋生后出现低层锋生(陈丽芳等, 2007; 丁治英等, 2010), 过程 III 为先出现低层锋生后出现中层锋生(徐娟, 2004)。由垂直上升运动造成的低层风场辐合其持续时间取决于垂直上升运动的维持时间, 而由不稳定造成的垂直上升运动持续时间一般比较短暂, 因此过程 I 持续时间较短。由低层风场辐合造成的垂直上升运动其持续时间取决于风场辐合的持续时间, 即系统的维持时间, 在阻塞形势下其系统的维持时间相对较长, 因此过程 III 持续时间较长。由此得出, 梅雨期间先出现中层锋生后出现低层锋生可能为短时降雨, 而先出现低层锋生后出现中层锋生可能为长历时降雨。过程 II 低层的垂直锋消是由于低层为对流稳定, 同时低层水平风场辐合但不够强, 因此垂直上升运动主要表现为天气尺度的辐合上升, 不利于强降雨的发生, 而低层风场辐合受阻塞系统的影响, 持续时间较长, 造成过程 II 雨强一般但历时较长的暴雨过程。

综上所述, 锋生与降雨存在较好的对应关系。2011年梅雨期在低层有锋生的基础上, 中层锋生的出现有利于雨强的加强。水平锋生有利于水汽输送和辐合抬升, 垂直锋生有利于对流不稳定能量的累积和触发。先出现垂直锋生后出现水平锋生则为短时强降雨, 而先出现水平锋生后出现垂直锋生则为

持续暴雨。当低层水平锋生和垂直锋消相当时表现为稳定性降雨。

## 5 结论与讨论

本文通过对 2011 年梅雨期湖北 3 次不同特征暴雨过程的锋生作用分析得出:

3 次过程均发生在两槽一脊的环流形势下, 过程 I 为阻塞高压形成前期的强对流性降雨, 系统移动速度快、不稳定能量高、急流轴窄、降雨范围小、降雨强度大。过程 II 和 III 为阻塞高压形成后的持续性降雨。过程 II 的不稳定能量偏弱、雨强也偏弱。过程 III 由于东部低压槽的加强, 湖北北部出现偏东急流, 加强了风场的辐合、配合较高的不稳定能量, 有利于降雨的加强和维持。

3 次过程均出现了中层锋生, 且中层锋生主要由垂直锋生造成, 有利于对流性降雨的发生。不同于典型梅雨的单纯低层锋生。一般低层锋生主要由水平锋生造成, 水平锋生即有利于水汽输送又有利于加强辐合抬升。因此, 当中层和低层均有锋生, 且中层为垂直锋生、低层为水平锋生时, 既有不稳定条件, 又有水汽和抬升条件, 有利于强降雨的发生。而且, 梅雨期间若先出现中层锋生后出现低层锋生可能为短时降雨, 而先出现低层锋生后出现中层锋生可能为长历时降雨。过程 II 低层的垂直锋消与水平锋生相抵消, 说明低层在对流稳定的情况下, 水平辐合又不够强, 不利于强降雨的发生, 而阻塞高压的维持使中低层系统移动缓慢, 有利于稳定性降雨的持续。

本文虽然得出了一些有益的结论, 但是缺少普遍性和理论的证明, 今后还需要从大量个例分析和模拟中总结更准确的原理和特征, 以及更深入地分析中层锋生对暴雨的影响机制。

## 参考文献

- 陈丽芳, 高坤. 2007. 梅雨锋结构特征及与锋上涡旋扰动关系的诊断分析. 大气科学, 31(5): 863-875.
- 丁治英, 王慧, 沈新勇, 等. 2010. 一次梅雨期暴雨与中层锋生、中尺度小高压的关系. 大气科学学报, 33(2): 142-152.
- 高守亭, 陶诗言. 1991. 高空急流加速和低层锋生. 大气科学, 15(2): 11-21.
- 郭英莲, 王继竹, 等. 2009. 2008 年冬季准静止锋与 1998 年夏季梅雨

- 锋的异同. 暴雨灾害, 28(4):349-356.
- 郭英莲, 吴翠红, 王继竹, 等. 2012. “7. 15”宜昌大暴雨的地形影响特征. 气象, 38(1):81-89.
- 何金海, 吴志伟, 江志红, 等. 2006. 东北冷涡的“气候效应”及其对梅雨的影响. 科学通报, 51(23):2803-2809.
- 黄永明, 倪允琪. 2005. 长江中下游一次非典型梅雨锋中尺度暴雨过程的分析研究. 气象学报, 63(1):100-114.
- 梁萍, 丁一汇. 2011. 2009 年是空梅吗? 高原气象, 30(1):53-64.
- 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等. 2005. 天气分析预报物理量计算基础. 北京:气象出版社, 216-217.
- 隆霄, 潘维玉, 邱崇践, 等. 2009. 一次非典型梅雨锋暴雨过程及其中尺度系统的数值模拟. 高原气象, 28(6):1335-1347.
- 陆汉城, 杨国祥. 2004. 中尺度天气原理和预报. 北京:气象出版社, 265-267.
- 卢伟萍. 2004. 利用矢量锋生函数对一次暴雨过程的分析探讨. 广西气象, 25(1):16-18.
- 司东, 柳艳菊, 马丽娟, 等. 2012. 2011 年初夏我国长江中下游降水的气候特征及成因. 气象, 38(5):601-607.
- 孙淑清, 杜长董. 1996. 梅雨锋的维持与其上扰动的发展特征. 应用气象学报, 7(2):153-159.
- 陶诗言, 卫捷, 张小玲. 2008. 2007 年梅雨锋降雨降雨的大尺度特征分析. 气象, 34(4):3-15.
- 王东海, 夏茹娣, 刘英. 2011. 2008 年华南前汛期致洪暴雨特征及其对比分析. 气象学报, 69(1):137-149.
- 王建捷, 陶诗言. 2002. 1998 梅雨锋的结构特征及形成与维持. 应用气象学报, 12(15):526-534.
- 王丽娟, 何金海, 司东, 等. 2010. 东北冷涡过程对江淮梅雨期降雨降雨的影响机制. 大气科学学报, 33(1):89-97.
- 王遵娅, 任福民, 孙冷, 等. 2012. 2011 年夏季气候异常及主要异常事件成因分析. 气象, 38(4):448-455.
- 邬锐, 甘惠泉. 2008. 2007 年上海地区“非典型梅雨”特征和成因探讨. 大气科学研究与应用, (1):18-28.
- 徐娟. 2004. 低层梅雨锋结构及锋生中冷空气的分析. 科技通报, 20(6):506-511.
- 杨金锡, 徐耀华. 1983. 梅雨锋暴雨和梅雨锋生函数. 气象, 9(2):5-8.
- 易兵, 乔全明, 张立. 1991. 梅雨锋锋生过程的诊断分析. 大气科学, 15(2):93-99.
- 张丙辰, 章震越. 1990. 长江中下游梅雨锋暴雨的研究. 北京:气象出版社, 269.
- 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. 气象, 37(4):432-438.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2000. 天气学原理与方法. 北京:气象出版社, 50-360.