

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. 气象, 40(5): 570-579.

# 梅雨锋短时大暴雨的多尺度环境场分析<sup>\* 1</sup>

郑 婧 孙素琴 吴 静 许爱华

江西省气象台, 南昌 330046

**提 要:** 利用常规观测资料、FY2E 卫星 TBB 资料以及 NCEP FNL 再分析资料对 2011 年 6 月 14 日江西北部梅雨锋大暴雨的环境场进行分析。结果表明: (1) 在极为有利的天气形势下, 江南北部锋生以及低空急流对地形的强迫作用导致  $\beta$  中尺度系统强烈发展, 是短时暴雨的触发机制。 (2) 稳定的环流背景下, 500 hPa 东亚大槽槽后冷平流与南方暖湿气流持续在江南北部对峙, 是暴雨带稳定于赣北的原因。强的热力不稳定、较强的垂直风切变、低层充沛的水汽供应以及强烈的辐合抬升是短时暴雨产生的有利环境场。 (3) 多尺度系统的协同作用和稳定维持, 使西南急流异常强盛。暴雨区上空强垂直上升运动、高空强辐散、低空强辐合与中尺度系统的发展互相耦合, 导致梅雨锋上出现大暴雨。干冷空气与暖湿气流在地面至对流层中低层汇合, 激发正涡度柱沿假相当位温锋区倾斜向上发展; 强烈上升气流穿越锋区加大了层结的不稳定, 激发大量不稳定能量释放, 使暴雨具有强对流性。 (4) 不同性质气流在赣东北的交锋、边界层强辐合与喇叭口地形的相互作用是赣东北成为暴雨中心的原因。

**关键词:** 短时大暴雨,  $\beta$  中尺度系统, 梅雨锋, 地形

**中图分类号:** P441, P458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.05.007

## Analysis on Multi-Scale Ambient Field for Short-Time Severe Torrential Rain on Meiyu Front

ZHENG Jing SUN Suqin WU Jing XU Aihua

Jiangxi Meteorological Observatory, Nanchang 330046

**Abstract:** By using conventional meteorological observation data, satellite data, NCEP FNL reanalysis data, the severe rainstorm process which happened on 14 June, 2011 in northern Jiangxi was analyzed in this paper. The results show that: (1) The severe rainstorm over Meiyu front happens in extremely favorable weather situations and frontogenesis and terrain result in the vigorous development of meso- $\beta$  scale system. (2) With stable circulations, cold air flow behind the 500 hPa trough stands facing the warm and wet flow in south, continuously, causing to the rainstorm maintain over the northern part of Jiangxi. The favourable ambient field for this event is formed by strong thermal instability, strong vertical wind sheer, plentiful water supply in low level and strong convergent lifting. (3) Co-operation between multi-scale systems makes extremely strong southwest jet and the strong ascending motion, strong divergence in higher-levels, strong convergence in lower-levels are coupled with the development of meso-scale system. All of these factors trigger the rainstorm happen on the Meiyu front. The positive vorticity develops upward along the front area of  $\theta_{se}$ , which enhances convective ascending motion and releases lots of instable energy. (4) Main precipitation core located in northeast Jiangxi is due to the joining of air flows in different levels and the interaction between convergence at boundary layer and trumpet-shaped terrain.

**Key words:** short-time torrential rain, meso- $\beta$  scale system, Meiyu front, terrain

\* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2012-30)和科技部科技支撑计划(2012BAK09B04)共同资助  
2013 年 4 月 1 日收稿; 2013 年 9 月 10 日收修定稿  
第一作者: 郑婧, 主要从事短期天气预报研究. Email: special\_1117@sohu.com

## 引言

从持续时间上分析,暴雨天气可分为两类:一类是持续时间长、降雨强度相对均匀的暴雨,这类过程致灾风险相对较小;另一类是短时暴雨,1 h雨量达到20 mm以上,6 h雨量能达到50~100 mm,这种暴雨预报难度大,致灾性强,如“2010. 6. 19 赣北特大暴雨”、“2010. 7. 15 景德镇大暴雨”、“2011. 6. 14 赣北大暴雨”。这几次暴雨过程的共同特点是历时短、雨强大,均为梅雨锋上中尺度系统引发的大暴雨。

梅雨锋及其降雨研究一直是气象学者关注的问题。郑永光等(2008)综合国内外不同观点,给出了梅雨锋的天气学定义:梅雨锋是季风气团和其他气团之间的锋面,是位于夏季风北风侧的相当位温强梯度带。张小玲等(2002)和尹东屏等(2010)阐述了梅雨锋暴雨的动力、热力结构,尹洁等(2011)对2010年江西6月19日特大暴雨的多尺度特征进行了详细分析,研究表明,梅雨锋暴雨是由 $\alpha$ 中尺度、 $\beta$ 中尺度和 $\gamma$ 中尺度多种尺度组合的暴雨,低涡、梅雨锋以及梅雨锋上的中尺度对流系统的相互作用对暴雨的发展起至关重要的作用(杨福全等,1996;赵思雄等,2007;周宏伟等,2011),中尺度系统是造成暴雨的直接影响系统(廖移山等,2006;王啸华等,2012;陈红专等,2013;杜小玲,2013),而边界层环境风有可能促使中尺度对流系统组织化发展(孙靖等,2010)。针对这种多尺度的降水,倪允琪等(2005)建立了天气学模型。除了暖湿气流的贡献,梅雨气旋的发生发展通常与西北方移来的高空冷槽相联系(陶诗言等,2001),干空气的存在加强了暴雨过程的对流性不稳定(于玉斌等,2003;姚秀萍等,2005)。总体而言,对大范围暴雨天气出现的环流形势、影响因素已有许多较为系统的认识,但对短时暴雨研究不多。由于暴雨在降雨时间、强度和空间分布上存在着很大的不均匀性和地域性,长江中下游梅雨锋暴雨特别是6 h 50~100 mm以上强降雨具体发生在天气系统的什么部位?有怎样的天气学图像模型,还需要预报员不断总结和提炼。文中将6 h 50 mm以上或是12 h 100 mm以上的暴雨过程,定义为短时暴雨。

2011年6月14—15日江西北部出现超历史纪录的大暴雨天气,历时短,雨强大,降雨集中,鄱阳湖以东至赣东北6 h雨强达到100 mm以上。受强降雨

影响,饶河支流昌江和乐安河出现超警戒洪水,给当地的农业、水利设施、交通、电力和群众生活造成严重影响。

为了解此次短时大暴雨的成因,其中的一些科学问题值得讨论,包括为何主雨带在南压过程会加强?为何会在短时会发生如此强烈的降雨?为何东西向静止锋上的降雨分布很不均匀、最强降雨主要集中在鄱阳湖以东至赣东北地区?文章利用常规观测资料、FY2E卫星TBB资料以及NCEP FNL再分析资料,以2011年6月14日短时大暴雨为例,重点讨论多尺度系统间的相互作用、 $\beta$ 中尺度系统的结构、锋生过程对暴雨发展和维持的作用,以期得出江西梅雨锋短时暴雨的环境场特征和影响因子。

## 1 暴雨概况和 $\beta$ 中尺度雨团活动特征

6月14日白天雨带主要位于湖北,傍晚前后开始加强南压进入江西。从6月14日08时至15日08时降雨量图(图1)可以看出,长江中下游地区存在一条东北—西南向暴雨带,大暴雨中心主要集中于湘中、鄂东南、赣北、皖南以及浙西。其中以江西降雨最强,由鄱阳湖以东至赣东北普遍出现大暴雨,局部达200 mm以上。德兴市日降雨量突破6月历史极值,鄱阳、乐平、余干、景德镇、永修和安义等6县(市)日雨量达到极端气候事件标准。另据气象部门中尺度加密雨量站监测,全省有45县(市)231个乡镇出现暴雨,24县(市)244个乡镇超过100 mm,以德兴市昭林站325.5 mm为全省最大降雨。

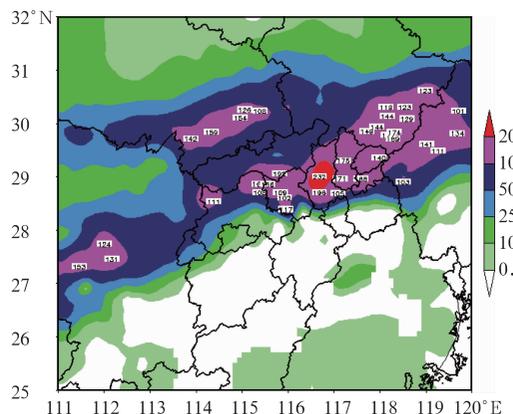


图1 2011年6月14日08时至15日08时雨量分布(单位: mm)

Fig. 1 24 h accumulated precipitation during the period from 08:00 BT 14 June to 08:00 BT 15 June 2011 (unit: mm)

由 6 h 的降雨分布可以看出,降雨最强时段出现在 14 日晚上至 15 日早晨。14 日 20 时至 15 日 02 时,50 mm 以上降雨呈东北—西南向集中在宜春、南昌、上饶三市北部(图 2a),其中南昌北部局部达 100 mm 以上。15 日 02—08 时,降水中心东移

加强(图 2b),最大中心达 216 mm。08 时以后雨带逐渐减弱、东移南压(图 2c),强降雨主要位于浙赣交界处。由此可见,此次过程为典型的短时暴雨过程,中尺度活动为主要影响者。

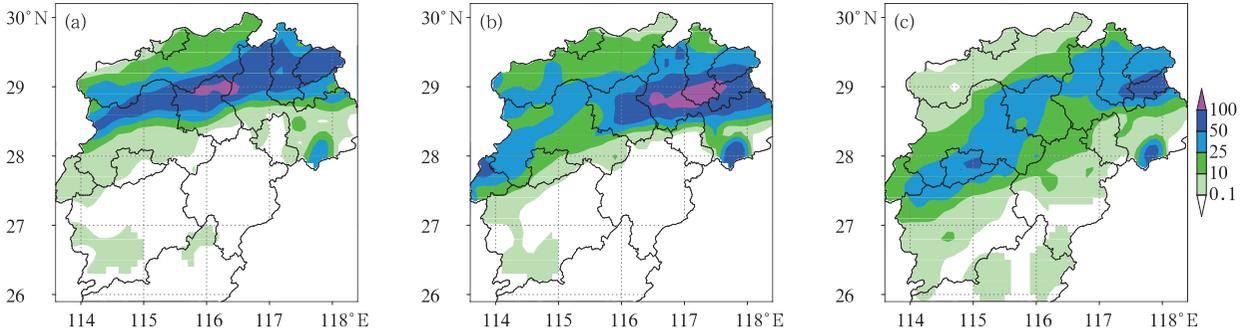


图 2 2011 年 6 月 14—15 日江西逐 6 h 降雨(单位: mm)

(a) 14 日 20—15 日 02 时 (b) 15 日 02—08 时 (c) 15 日 08—14 时

Fig. 2 Precipitation for per 6 hours in Jiangxi (unit: mm) during 14 to 15 June 2011

(a) 20:00 BT 14 to 02:00 BT 15, (b) 02:00 BT 15 to 08:00 BT 15, (c) 08:00 BT 15 to 14:00 BT 15

由于中尺度雨团主要集中于 29°N,为了进一步分析和确认中尺度对流活动的存在,沿着暴雨、大暴雨集中带作 TBB 的时间-经度剖面。以 TBB ≤ -50℃ 为标准定义深对流,由图 3 可见,强降雨期间(14 日 20 时至 15 日 08 时),114°~120°E 范围内 TBB 均达到深对流标准,其中降雨中心附近(116°~118°E)最大 TBB 达 -75℃ 以上。也就是说,梅雨锋上的降雨主要由中尺度深对流触发。那么这些对流云团是在何种有利环境下发生、发展的? 下文将对此次过程的多尺度环境场进行讨论。

## 2 短时大暴雨的环境场特征

张小玲等(2004)将长江流域梅雨锋暴雨分为三类:梅雨锋上 β 中尺度的对流性暴雨、梅雨锋东部(115°E 以东)的初生气旋暴雨、梅雨锋西端深厚槽前的持续性暴雨。此次过程符合 β 中尺度的对流性暴雨特点,低槽、低涡切变、锋面气旋、急流形势明显,整层水汽饱和,具有强的不稳定层结和上升运动,多尺度系统的相互作用导致暴雨瞬时强度大。

### 2.1 大暴雨的环流特征和影响系统

暴雨期间,200 hPa 副热带急流逐渐加强,赣北处于西南风和西北风的“分流区”中。500 hPa 在中高纬地区维持两槽一脊环流形势,阻塞高压稳定于贝加尔湖以东。副热带高压脊线在 20°N 附近,588 北界在 25°~26°N,江西位于季风槽前和副热带高压西北侧的暖湿气流中,属于典型的梅雨期环流形势。6 月 14—15 日,东亚大槽槽后冷平流引导冷空气南下,与强盛的暖湿气流交汇于江南北部,冷暖势力的均衡使暴雨带位置少动。

在中低层,700~925 hPa 西南涡沿切变东移,切变线与地面静止锋走向大体一致,暴雨位于切变线附近。14 日 20 时至 15 日 08 时,低涡由赣西北

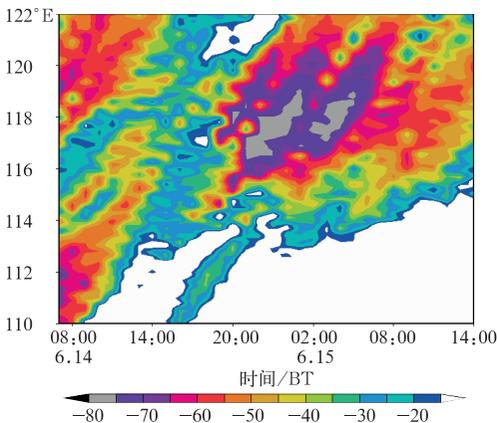


图 3 2011 年 6 月 14—15 日沿 29°N 的 TBB 随时间-经度的变化(单位: ℃)

Fig. 3 TBB time-longitude cross-section along 29°N during 14 to 15 June (unit: ℃)

缓慢移至皖南,伴随着低涡南侧强烈的辐合上升和中尺度对流系统的发展,低涡南侧出现了异常强的短时暴雨,6 h雨强达 100 mm 以上。15 日 14 时,切变南压,降水也随之减弱渐止。值得注意的是,暴雨落区与 925 hPa 低涡、切变的位置有更好的贴合对应,且风向、风速辐合也较 850 和 700 hPa 更加显著,说明对短时暴雨,边界层的辐合必须予以足够重视(图略)。

## 2.2 梅雨锋云系的特征

逐小时 FY2E 红外卫星云图显示(图略),江西位于梅雨锋系的东端,沿着急流方向有多个  $\beta$  中尺度块状对流云团生成并向东北方向推进。这些中尺度云团移动缓慢,沿着梅雨锋系在江西境内此起彼伏,非常活跃,其生成、发展与强降雨密切相关。那么对这条带状降雨而言,为什么 6 h 降水 100 mm 以上的短时暴雨主要发生在赣东北? 这主要是和赣东北中尺度对流系统(MCS)的缓慢移动及其后边

界不断新生成的  $\beta$  中尺度深对流系统有关。

暴雨区南面低空急流的强输送是 MCS 持续发展的重要原因,新的单体不断沿着急流在 MCS 的西边界生成,这在逐小时 TBB 分布图上表现得尤为直观。14 日 20:00(图 4a) MCS A 即将移出江西进入浙江,而原本位于赣西北的 MCS B 正缓慢东移。之后,14 日 22 时(图 4b)、15 日 05 时(图 4c)在 MCS B 的西南边界有多个新的深对流扰动生成,在向风移动的过程中强烈发展,替代前面衰减的对流单体。当这些  $\beta$  中尺度扰动到达鄱阳湖之后,移速开始减缓,使鄱阳湖以东至赣东北连续产生短时强降雨,成为全省降水中心。

另外,将对流云团活动规律和对应雨量分布对比发现,强降雨主要位于 MCS 移动方向后部的梯度大值区附近,即新单体生成的方向。如 14 日 20—21 时(图 4a)、22—23 时(图 4b)、15 日 05—06 时(图 4c),对流系统西边界附近雨强多在  $20 \sim 30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,远远大于其他区域。

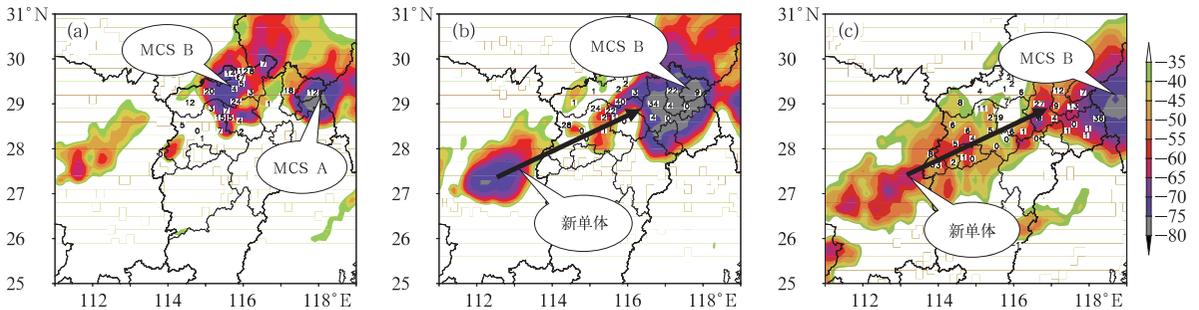


图 4 2011 年 6 月 TBB(阴影,单位:  $^{\circ}\text{C}$ )及对应 1 h 降雨(单位: mm)

(a) 14 日 20 时, (b) 14 日 22 时, (c) 15 日 05 时

Fig. 4 TBB (shaded, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and corresponding hourly precipitation (unit: mm)

(a) 20:00 BT 14, (b) 22:00 BT 14, (c) 05:00 BT 15 June 2011

## 2.3 $\beta$ 中尺度系统的环境场特征

此次过程西南急流、暴雨带、地面静止锋基本平行,均为东北—西南向。在以下的分析中将从  $22^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E}$  穿过波阳最强暴雨中心到  $38^{\circ}\text{N}$ 、 $112^{\circ}\text{E}$  作物理量场的垂直剖面图。

### 2.3.1 动力结构特征

对暴雨区( $28^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 、 $112^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ )做散度的区域平均(图略),发现暴雨开始前,由雨区垂直向上呈现辐合、辐散层叠置的结构,且高层辐散强于低层辐合,有利于高层的抽吸、上升运动加强以及中尺度

低涡的形成。图 5a 和 5b 表明,由低层到高层正涡度柱随着高度向北倾斜,表现为温带锋面结构,这种沿着锋面的倾斜爬升有利于上升运动的维持。

14 日 20 时,雨区上空仍为低层强辐合、高层强辐散,且辐合层厚度有所增加。 $28^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  上升运动区由 850 hPa 伸展至对流层顶(图 5c),中心数值达  $-1.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,850 hPa 以下受低层冷空气影响为弱的下沉运动。正涡度区有所东移、加厚(图 5d),正涡度柱仍沿着锋区向北倾斜爬升,涡度带上多个正中心存在,表明中尺度低涡的维持和加强,同时也利于近地面层辐合的形成。江西暴雨区上空对应为

$9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的涡度中心,位于 800 hPa。

随着 15 日凌晨暴雨加剧,低层辐合、高层辐散继续加强,原本近地面下沉、中高层上升的结构被取代为一致的垂直上升运动(图 5e)。暴雨区上空正涡度柱由之前的倾斜结构转为与地面垂直(图 5f),并延升至 600 hPa。正涡度中心继续东移南压,并分裂出新的辐合中心,其中 925 hPa 中心值达

$10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,对应为近地面辐合的加强。

可见,暴雨区上空强垂直上升运动与高空强辐散、低空强辐合以及中尺度系统的发展互相耦合。在雨区发展过程中高空的辐散始终强于低层辐合,有利于低空和近地面辐合的进一步发展,使中尺度系统发展、维持。

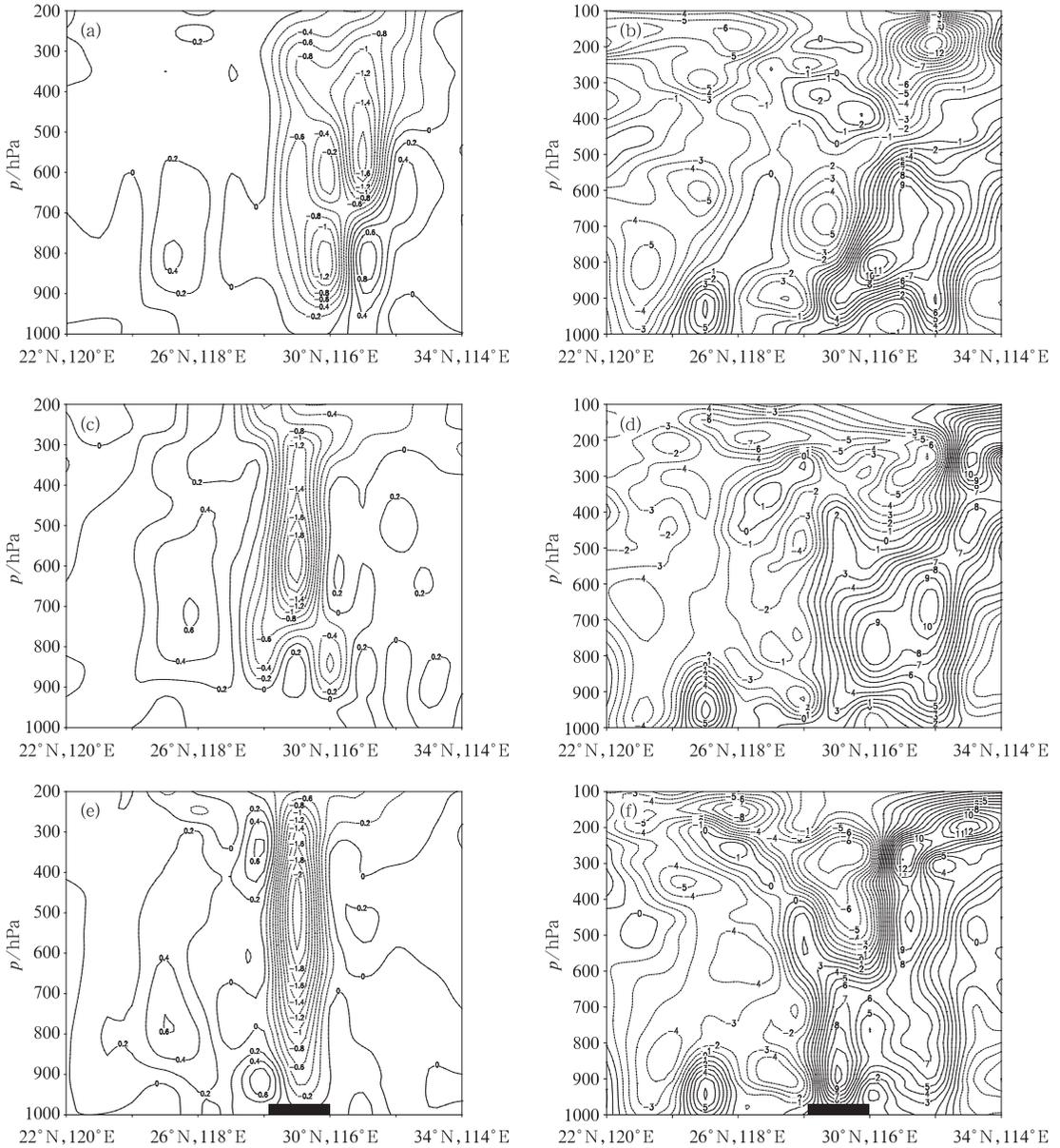


图 5 2011 年 6 月 14 日 08 时(a)垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (b)涡度(单位: $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )随高度剖面;

14 日 20 时(c)垂直速度, (d)涡度随高度剖面; 15 日 08 时(e)垂直速度, (f)涡度随高度剖面(黑框为江西暴雨区)

Fig. 5 Vertical velocity (a, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and vorticity (b, unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) cross-section at 08:00 BT 14 June 2011; vertical velocity (c) and vorticity (d) cross-section at 20:00 BT 14 June 2011; vertical velocity (e) and vorticity (f) cross-section at 08:00 BT 15 June 2011 (Black box is rainstorm area in Jiangxi)

### 2.3.2 水汽输送和能量支持

在暴雨时段,沿着西南气流方向存在一条宽广的湿舌,整层水汽接近饱和。湿舌北部的锋面附近干湿梯度显著,主要体现为露点锋的特征,32°~34°N 两个纬距内温度梯度超过 10 °C。如图 6a 所示,14 日白天受暖湿气流影响,不稳定能量逐渐聚集,28°N 附近 CAPE 达到 2700 J · kg<sup>-1</sup>。14 日夜间开始(图 6b),随着露点锋自北向南移动,干冷气流穿越锋区激发大量不稳定能量释放,赣北 CAPE 降至

300 J · kg<sup>-1</sup>。强的浮力抬升产生强烈上升运动,引起强的水汽辐合,激发对流发展。

但是,暴雨区始终未处于 CAPE 大值中心。由图 6 可见,CAPE 高值区主要分布在地面暖区中,与近地面露点大值中心(图略)对应,说明水汽潜能是不稳定能量的主要来源,即低空急流的暖湿输送是江南北部暴雨不稳定能量维持和建立的主要机制,在高能区北侧的锋区附近,由于冷暖平流的对峙,多中小尺度系统生成,从而成为暴雨的发生地。

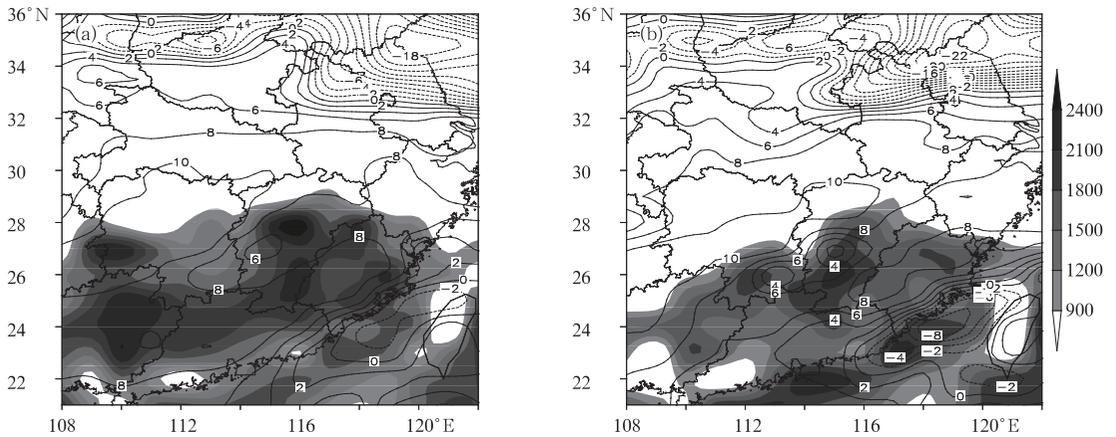


图 6 2011 年 6 月 14 日 700 hPa 露点温度(单位: °C)和 CAPE(阴影,单位: J · kg<sup>-1</sup>)  
(a)14 时,(b)20 时

Fig. 6 Dew-point temperature at 700 hPa (unit: °C) and CAPE (shaded, unit: J · kg<sup>-1</sup>) on 14 June 2011  
(a)14:00 BT, (b)20:00 BT

### 2.3.3 垂直层结特征

强降水主要发生在 27°~31°N,因此选择河源、赣县、南昌、武汉、宜昌和安康探空站分别研究雨区及其南北两侧的层结状态。图 7 可知,南昌及其以南在对流层中低层存在深厚的暖脊和湿舌,表明暖湿气流的活跃。在其以北,高原槽不断东移,强温度锋区逐渐建立,武汉—宜昌在 700~925 hPa 有明显的冷舌发展。700 hPa 高度以上温度锋区逐渐减弱,湿度锋区显著加强,干舌由对流层顶向下延展,与低空冷舌在湖北省叠置。这股来自中高层的干空气侵入江南北部暖湿的下垫面,在斜压区激发出中尺度涡旋。而冷暖气流在地面至对流层中低层的交绥,激发正涡度柱沿锋区爬升,加强了层结的不稳定,使对流发展。

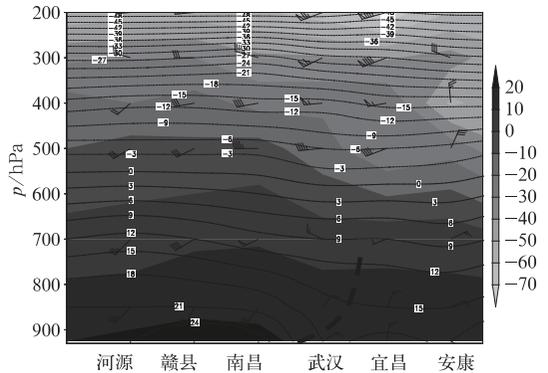


图 7 2011 年 6 月 14 日 20 时温度(实线)、露点(阴影)和风探空剖面图

Fig. 7 The section of temperature (solid line), dew-point temperature (shaded) and wind at 20:00 BT 14 June 2011

表 1 的探空指数演变表明,14—15 日,江西北部有明显的 CAPE 积累和释放,K 指数始终维持在一个高值的范围,说明该区域具有强烈的热力不稳定条件,其中 LI 指数在江西强降水开始时发展到

-4 °C。结合图 7 和表 1 发现,除了热力不稳定,江南北部强烈垂直风切变的发展对短时暴雨的产生也具有重要意义,是决定雷暴组织结构和强弱的关键

因子之一。有文献指出(俞小鼎, 2011), 若地面至 500 hPa 间风矢量差超过  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 则属于较强垂直风切变; 若在  $12$  和  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  之间, 则属于中等偏上强度垂直风切变。14 日 08 时南昌上空具有中等偏强垂直风切变, 14 日 20 时起风切变明显加大, 南昌由 925 hPa  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏南风顺转为 300 hPa  $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  西北风, 以地面至 500 和 700 hPa 的风矢

量差最为明显, 分别达到  $20.8$  和  $23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 属于较强垂直风切变。15 日 08 时, 风矢量差继续加大, 其中地面至 700 hPa 垂直风切变达到  $23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 这主要与低空急流的加强有关。因此, 强的热力不稳定、较强的垂直风切变、低层充沛的水汽供应以及强烈的辐合抬升是此次短时暴雨产生的有利环境因素。

表 1 南昌探空站热力指数和垂直风切变矢量演变

Table 1 Evolution of thermal index and vertical wind shear for Nanchang

|           | CAPE/<br>$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ | CIN/<br>$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ | K/<br>$^{\circ}\text{C}$ | LI/<br>$^{\circ}\text{C}$ | 风垂直切变/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ |             |             |
|-----------|--|---|--------------------------|---------------------------|---------------------------------------|-------------|-------------|
|           |  |   |                          |                           | 地面至 500 hPa                           | 地面至 700 hPa | 地面至 850 hPa |
| 14 日 08 时 | 0  | 0                                       | 37                       | 1                         | 14.7                                  | 18.7        | 18.5        |
| 14 日 20 时 | 1601                                     | 63                                      | 41                       | -4                        | 20.8                                  | 23          | 19.5        |
| 15 日 08 时 | 0  | 0                                       | 37                       | 3.9                       | 22                                    | 23.9        | 15.9        |

### 3 多尺度系统的相互作用

西风槽、西太平洋副高、冷空气、梅雨锋和中尺度扰动的协同作用和稳定维持, 导致急流加强和锋生, 是此次暴雨过程的主要天气学成因。因此, 有必要对多尺度系统的相互作用做进一步探讨。

#### 3.1 高原冷槽和梅雨锋的相互作用——锋生

就整个降雨过程而言, 14 日白天雨带主要在鄂东、皖南, 降雨强度在  $30 \sim 50 \text{ mm} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ , 晚上南压至江西时, 雨强增大至  $50 \sim 100 \text{ mm} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 。那么对于同样的影响系统, 为何雨带在南压过程会加强? 为何会在短时会发生如此强烈的降雨? 这主要和锋生有关。

##### 3.1.1 暴雨的锋面特征

图 8 显示, 地面锋北侧是等  $\theta_{\text{se}}$  密集区, 在暴雨鼎盛时期,  $\theta_{\text{se}}$  随着高度向北倾斜, 与涡度垂直结构一致。雨区上空 500~200 hPa 等  $\theta_{\text{se}}$  线呈漏斗状向下凹比较明显, 表明这一带有明显的冷空气活动; 925~500 hPa,  $\theta_{\text{se}}$  高值区呈舌状自低层向上伸展, 最大中心达 350 K, 且  $\partial\theta_{\text{se}}/\partial p > 0$  具有位势不稳定层结。垂直上升运动与  $\theta_{\text{se}}$  高值区对应, 超过  $-1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  的上升运动穿越不稳定能量区, 使对流发展。

$\beta$  中尺度深对流系统的强烈发展触发了强降雨, 这主要是由于高原槽与梅雨锋相互作用使江南北部出现锋生。14—15 日随着高原槽不断东移, 冷槽槽前的正涡度平流和梅雨锋前暖平流强迫低层上

升运动, 诱发地面气旋发生发展。

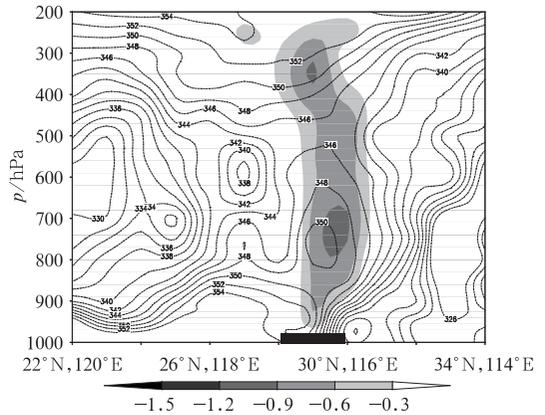


图 8 2011 年 6 月 15 日 02 时假相当位温(实线, 单位: K)和上升运动区(阴影, 单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )随高度剖面

Fig. 8 Pseudo-equivalent temperature (solid line, unit: K) and ascending motion area (shaded, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) cross-section at 02:00 BT 15 June 2011

由图 9a 可见, 降雨期间共有两个地面气旋沿梅雨锋发展。D1 于 14 日傍晚前后由湖南移入江西, 15 日 08 时到达浙江; D2 于 15 日 02 时在宜春南部生成, 08 时移至赣东北。两个气旋波所到之处, 气压骤降, 1 h 雨强普遍在  $20 \sim 40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , 其中负变压最明显的地区即是未来气旋波即将通过且 6 h 雨强达 100 mm 以上的区域。

图 9b 是气旋波发生发展期间沿  $28^{\circ} \sim 32^{\circ}\text{N}$  平均的 850 hPa 温度平流时间-经度剖面图, 分析发现, 从 13 日开始, 由  $109^{\circ}\text{E}$  附近有暖平流东传并逐渐加强。当暖平流达最强, 即 14 日 20—15 日 08

时,对应的气旋也是处于最强期,这就是14日晚上降雨南压过程中雨强增强的原因之一。15日08时以后暖平流明显减弱,气旋也随之减弱。可见,槽前

暖平流的发展东传与地面气旋东移发展路径是一致的,这是因为暖平流增加了大气的斜压性,有助于梅雨锋上气旋的发展。

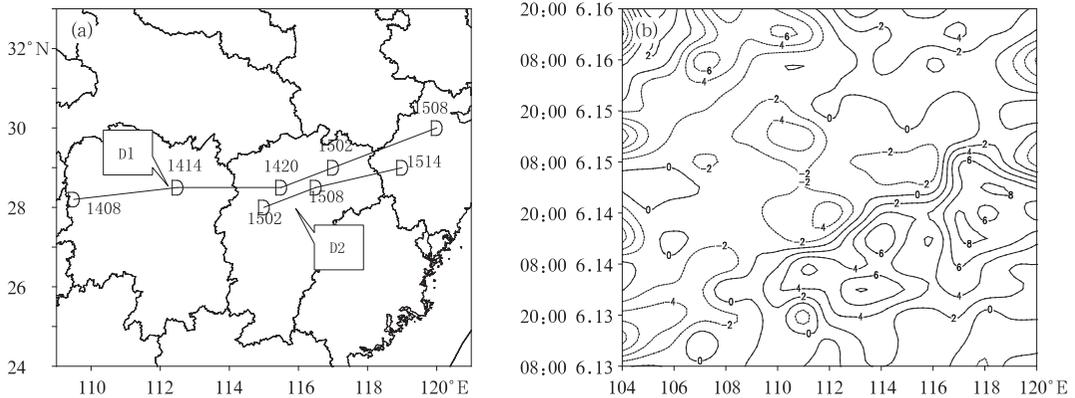


图9 (a)地面低压中心位置示意图,(b)850 hPa温度平流沿 $28^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 区域平均的经度-时间剖面图(单位: $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Fig. 9 (a) The location of surface low pressure center, (b) longitude-time cross-section of thermal advection in  $28^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$  area at 850 hPa (unit:  $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$ )

### 3.1.2 中低层锋生场分析

锋生函数可以定量地分析暴雨发生前后锋区、气象要素的变化状况,下文分别对锋生函数的水平辐散项、水平变形项、倾斜项进行分析(公式略)。如前文所述,此次过程中,700 hPa高度以下为以温度差异为主的经典锋面,700 hPa高度以上为以湿度差异为主的露点锋,温湿梯度的差异导致了锋面环流的产生。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,所以选取 $\theta_{sc}$ 为气象参数来计算锋生函数。

图10a表明,水平项在14—15日出现连续锋生,由此可见,该项对暴雨的发生、发展、维持起了重要作用。锋生主要出现在800 hPa以下,以925 hPa附近为中心,这与边界层强辐合以及超低空南风急流有关。倾斜项对锋生的作用主要表现在强降雨发生时,垂直运动的加强(图10b)。15日凌晨锋前暖湿空气东移至暴雨区上空被强迫抬升,位势不稳定层结使锋面两侧位温梯度加大导致锋生。虽然倾斜项对锋生的作用较水平项要小得多,但总体来说也加强了锋生。

图10c和10d表明,随着暴雨的加强,强烈的辐合穿越等 $\theta_{sc}$ 线使之逐渐汇合并向东北方向拉长,有利于低层锋生。850 hPa总锋生函数(水平变形项、

水平辐散项、倾斜项之和)正值区位于348~350 K的强 $\theta_{sc}$ 高能舌中,与暴雨区基本重叠。锋生带中存在多个中尺度锋生中心,15日02时锋生带北端位于南昌的锋生中心与该时刻6 h 100 mm降雨位置吻合,15日08时,锋生带东移南压,锋生中心移至赣东北,同样与该时刻降雨中心吻合。且通过对比发现,新的暴雨云团主要位于强锋生中心前进方向的东侧、锋生梯度最大处。

### 3.2 冷空气、季风槽和西太平洋副高的相互作用——西南急流发展

14—15日,高原冷槽东移南下,副高西伸加强,冷空气与副高相互作用使副高西北侧温度和位势梯度加大,地转风加强。同时,6月中旬印度季风槽建立,三者的共同作用使低空急流较历史同期更为强盛。低空急流的暖湿输送为暴雨地提供源源不断水汽供应和能量支持,由于环流背景的稳定维持, $\beta$ 中尺度深对流扰动在冷暖交汇带上反复发生发展,导致梅雨锋上出现大暴雨。

另外,从不同高度急流位置来看,14日20时副热带西风急流、低空西南急流和超低空偏南急流三支气流的出口区均交汇于赣东北,急流核强度分别达到26、20和12  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,而此时安徽南部为

$10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  偏东气流,不同性质的气流交锋使静止锋东段风速、风向辐合加强,天气变得更加剧烈,这也

是降雨中心主要出现在静止锋东段的原因之一。

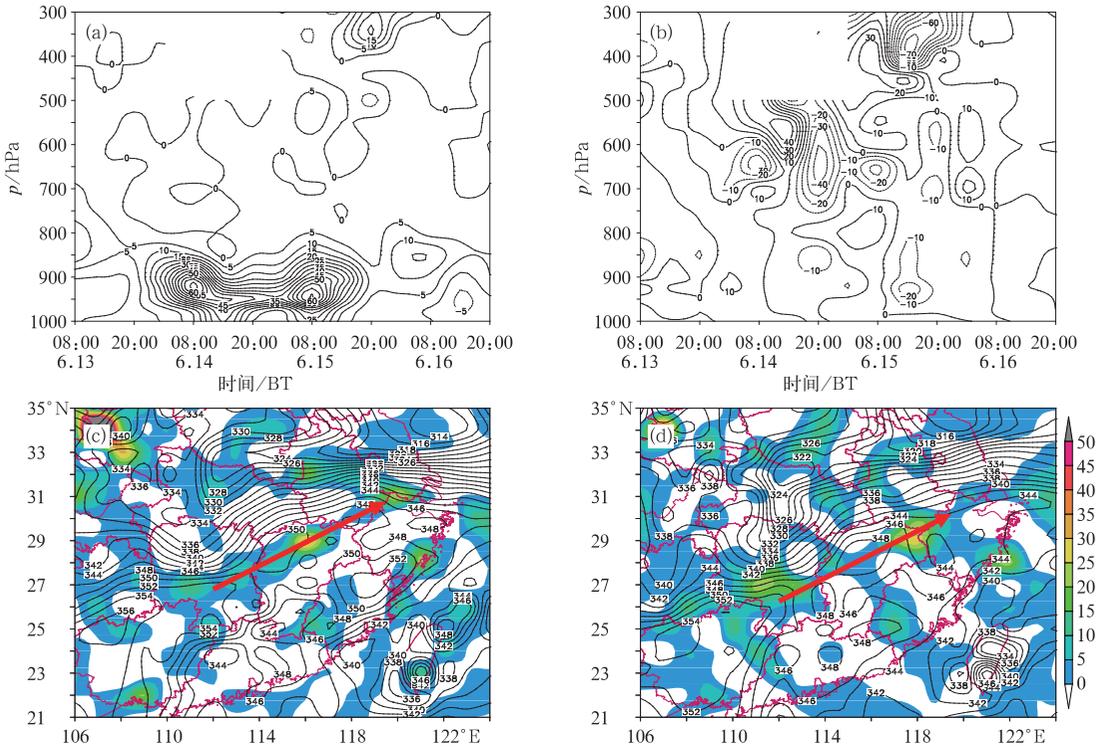


图 10 (a)  $29^{\circ}\text{N}$ 、 $117^{\circ}\text{E}$  形变项与辐散项之和随时间变化, (b)  $29^{\circ}\text{N}$ 、 $117^{\circ}\text{E}$  倾斜项随时间的变化,

(c) 15 日 02 时、(d) 15 日 08 时 850 hPa 假相当位温(实线, 单位: K) 和锋生函数正值区 (阴影, 为水平变形项、水平辐散项、倾斜项之和, 单位:  $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 10 (a) Height-time cross-section of deformation term and divergence term at  $117^{\circ}\text{E}$ ,  $29^{\circ}\text{N}$ ; (b) height-time cross-section of tipping term at  $117^{\circ}\text{E}$ ,  $29^{\circ}\text{N}$ ; pseudo-equivalent temperature (solid line, unit: K) and frontogenetical area

(shaded, unit:  $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 850 hPa during (c) 02:00 BT 15, (d) 08:00 BT 15

### 3.3 低空急流与中尺度地形的相互作用

作为此次暴雨中心的赣东北,其西南部为鄱阳湖平原,东部、北部为中低山丘陵区,地势向中、西南倾斜,形如喇叭口。这种特殊地形是否对此次降雨起到一定作用? 分析发现, 14 日 20 时 925 hPa 南昌、安庆分别为  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  南风 and  $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  东北风, 风向、风速在喇叭口附近存在明显辐合。低空暖湿气流向开口方向运动, 近乎垂直, 地形强迫触发中尺度系统的产生, 在遇到山脉阻挡后, 移速减慢停滞, 降雨加强。对应在 925 hPa 散度上(图略), 赣东北附近也始终为明显辐合区和上升运动, 可见低空急流在赣东北的地形强迫抬升也是 MCS 的重要触发机制。

## 4 梅雨锋暴雨概念模型

综上所述, 我们给出一类梅雨锋上短时大暴雨概念模型图(图 11): (1) 200 hPa 上有高空急流, 右侧有强辐散, 500 hPa 有西风槽东移, 700~850 hPa 有西南急流、低涡切变, 地面倒槽内有静止锋、气旋波; (2) 暴雨中心上空为各层急流的交汇重合区, 暴雨区中低层为对流不稳定层结; (3) 中层弱冷空气侵入位势不稳定区, 利于对流加强, 在中低层形成强锋区, 锋区上多中尺度对流系统生成; (4) 边界层存在强辐合、急流, 遇到中尺度地形抬升, 辐合加强。一般而言, 环流形势越稳定, 越有利于雨带的维持; 影响系统越强, 对应的降水强度也越强, 如异常强盛的低空急流、强的锋面系统等。另外, 强温度锋区、异

常3 h变压、TBB低值中心附近的强梯度带对强降雨的出现也具有较好指示意义。

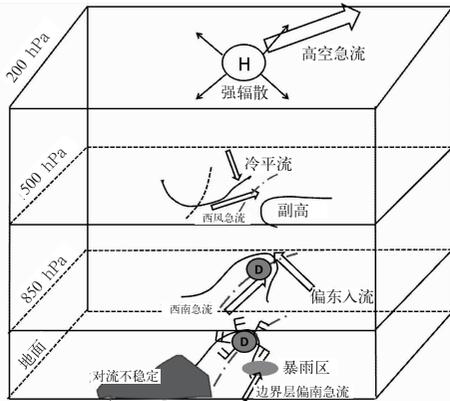


图 11 梅雨锋上短时大暴雨概念模型图

Fig. 11 The conception model for severe terrestrial rain on Meiuyu front

## 5 结论及讨论

通过2011年6月14日江西短时大暴雨的分析,揭示了一些重要的事实,主要结论如下:

(1)“6.14”过程为梅雨锋上 $\beta$ 中尺度对流性暴雨,发生在有利的天气背景下。环流形势的稳定少变,致使500 hPa东亚大槽槽后冷平流与南方强盛暖湿气流持续在江南北部对峙,是暴雨带稳定在江南北部的原因。强的热力不稳定、较强的垂直风切变、低层充沛的水汽供应以及强烈的辐合抬升是短时暴雨产生的环境场特征。

(2)江南北部锋生以及低空急流对地形的强迫作用触发中尺度系统的生成;异常强盛的西南急流,为中尺度系统的发展提供源源不断的水汽和不稳定能量;暴雨区上空强垂直上升运动、高空强辐散、低空强辐合与中尺度系统的发展互相耦合,使中尺度系统维持。总之,多尺度系统的协同作用和稳定维持,使 $\beta$ 中尺度深对流扰动在冷暖交汇带上反复发生发展,导致梅雨锋上出现大暴雨。

(3)来自中高层的干空气侵入低层,在斜压区激发出中尺度涡旋;地面至对流层中低层干冷空气与暖湿气流的汇合上升,使正涡度柱沿假相当位温锋区倾斜爬升。强烈的上升气流穿越锋区,引起强的水汽辐合,加大了层结的不稳定,使对流发展,暴雨因而体现为短时特征。

(4)最强降水集中在赣东北的原因,一是由于不

同性质气流的交锋使该地区风速、风向辐合达到最强,低空强辐合与高层强辐散在赣东北“叠置”,二是边界层强辐合与赣东北特殊的喇叭口地形相互作用使暴雨集中于此。

对江西梅雨锋暴雨而言,异常强盛的急流和弱冷空气是关键因素。急流提供暴雨所必须的水汽和能量支持,冷空气是中低纬度系统相互作用的纽带,冷暖平流共同作用导致锋生是短时暴雨发生发展的重要机制。此外,边界层辐合、地形等因素也应予以重视。业务工作中,应当关注多尺度系统的协同作用,加强数值预报的使用,以提高此类预报的准确率。

## 参考文献

- 陈红专,叶成志,唐明晖. 2013. 2011年6月湖南两次暴雨过程的中尺度特征对比分析. 气象, 39(12): 1580-1590.
- 杜小玲. 2013. 2012年贵州暴雨的中尺度环境场分析及短期预报着眼点. 气象, 39(7): 861-873.
- 廖移山,李武阶,闵爱荣,等. 2006. 629 淮河暴雨过程中尺度系统结构特征的数值模拟分析. 应用气象学报, 17(4): 421-430.
- 倪允琪,周秀骥. 2005. 我国长江中下游梅雨锋暴雨研究的进展. 气象, 2005, 31(1): 9-12.
- 孙靖,王建捷. 2010. 北京地区一次引发强降雨的中尺度对流系统的组织发展特征及成因探讨. 气象, 36(12): 19-27.
- 陶诗言,倪允琪,赵思雄,等. 2001. 1998 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京: 气象出版社, 1-184.
- 王啸华,吴海英,唐红昇,等. 2012. 2009年7月7日南京短时暴雨的中尺度特征分析. 气象, 38(9): 1060-1069.
- 杨福全,杨大升. 1996. 1991年江淮流域暴雨中不同尺度系统的相互作用. 应用气象学报, 11(1): 9-18.
- 姚秀萍,于玉斌. 2005. 2003年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降雨的作用. 大气科学, 29(6): 973-985.
- 尹东屏,张备,孙燕,等. 2010. 2003年和2006年梅汛期暴雨的梅雨锋特征分析. 气象, 36(6): 1-6.
- 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. 气象, 37(7): 827-837.
- 于玉斌,姚秀萍. 2003. 干侵入的研究及其应用进展. 气象学报, 61(6): 769-778.
- 俞小鼎. 2011. 强对流天气的多普勒天气雷达探测和预警. 气象科技进展, 1(3): 31-41.
- 张小玲,陶诗言. 2002. 1998年梅雨锋的热力动力结构分析. 应用气象学报, 13(3): 257-267.
- 张小玲,陶诗言,张顺利. 2004. 梅雨锋上的三类暴雨. 大气科学, 28(2): 188-205.
- 赵思雄,张立生,孙建华. 2007. 2007年淮河流域致洪暴雨及其尺度系统特征的分析. 气候与环境研究, 12(6): 713-727.
- 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. 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. 气象, 37(4): 432-438.