

郑婧,许爱华,孙素琴,等,2018. 高空西北气流下特大暴雨的预报误差分析及思考[J]. 气象,44(1):93-106.

# 高空西北气流下特大暴雨的 预报误差分析及思考\*

郑婧 许爱华\* 孙素琴 许彬

江西省气象台,南昌 330096

**提 要:** 利用常规及非常规气象资料、业务数值预报模式、GFS再分析资料( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ),分析了2016年6月19日江西北部高空西北气流下特大暴雨环境场特征和数值模式误差,对比了相似形势的暴雨过程,找出业务预报误差较大的可能原因是对高空“干冷”西北气流南移、副热带高压北抬的速度、低空西南急流加强及前端辐合、上游移来短波槽、异常水汽条件的综合作用分析不到位,各类数值模式产品对降水落区预报偏北、强度预报偏弱也影响了预报员对暴雨的综合判断;给出了预报这类特大暴雨着眼点和预报概念模型以及订正模式降水的思路。

**关键词:** 特大暴雨,误差,西北气流,低空急流,概念模型

**中图分类号:** P456, P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.01.008

## Forecast Error Analysis of Extremely Heavy Rain Under High-Level Northwest Flow

ZHENG Jing XU Aihua\* SUN Suqin XU Bin

Jiangxi Province Meteorological Observatory, Nanchang 330096

**Abstract:** By using conventional and non-conventional meteorological data, numerical prediction model, GFS reanalysis data ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ), the environment features and model errors of extremely heavy rain under northwest flow which happened on 19 June 2016 in northern Jiangxi are analyzed. Compared with the similar situation, some possible causes of the prediction error are found out, such as the deviation of southward northwest dry-and-cold air, the speed of the subtropical high, the strengthening and convergence of the southwest low-level-jet, short-wave trough from upstream and abnormal moisture conditions. Even more, the prediction of rain belt by ECMWF was northward and much lighter than observation. Finally the forecasting methods of severe heavy rain are given.

**Key words:** extremely heavy rain, error, northwest flow, low-level jet, conceptual prediction model

## 引 言

暴雨是中国长江中下游地区春夏季重要的灾害性天气,提高暴雨预报能力、做好暴雨预报服务、减少灾害损失是气象部门重中之重的任务。近年来,

高分辨率云图、新一代天气雷达、风廓线雷达产品、加密自动站等非常规观测资料越来越多地应用于暴雨预报和研究中(蒋年冲等,2007;郭虎等,2008;何群英等,2009;东高红等,2010;陈娟等,2014;2015),通过预报员对暴雨研究成果的积累和数值模式循环同化方案的改进(刘君等,2013;卢冰等,2017),气象

\* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2016-036 和 CMAYBY2017-038)共同资助

2017年1月18日收稿; 2017年4月26日收修定稿

第一作者:郑婧,主要从事天气预报和相关研究. Email:397561016@qq.com

通信作者:许爱华,主要从事天气预报和相关研究. Email:767634540@qq.com

工作者对暴雨的预报能力有了明显提高。对比较典型的暴雨过程的环流形势、影响系统,预报员普遍已有较为系统的认识。过去的研究表明,暴雨是发生在有利大尺度环流背景下的中尺度现象(陶诗言,1980;陶诗言等,2001;丁一汇,1993;柯文华等,2008),南海季风涌、西太平洋副热带高压、中高纬冷空气的活动以及高原东侧的中尺度扰动对长江中下游的梅雨锋降水有重要作用(倪允琪和周秀骥,2005),边界层环境风有可能促使中尺度对流系统组织化发展(周宏伟等,2011;王啸华等,2012),其中 $\beta$ 和 $\gamma$ 中尺度系统的结构和演变是暴雨天气出现所需关注的重点(孙靖和王建捷,2010)。从降水性质来看,暴雨多体现为对流性特征,以江西为例,2016年4—6月江西区域暴雨日(全省有10个国家站以上出现暴雨及以上量级)共计13d,暴雨总站次达225次,其中有47.4%为6h 50mm以上的短时暴雨。因此,开展对流性暴雨的预报技术研究,尤其是针对非典型天气形势下的暴雨预报研究,对于提高暴雨预报能力和气象防灾减灾能力有推动作用。

业务经验表明,暴雨多数发生于高空槽前,槽后西北气流通常被认为是发生雷雨大风、冰雹等强对流天气的有利条件,西北气流形势下的暴雨、大暴雨并不多见。臧传花和李淑玲(2005)利用逐步消空法找出了西北气流下暴雨预报的指标集;张一平等(2014)对一次槽后型大暴雨伴多次降雹的强对流天气形成机制分析后发现,槽后西北气流下暴雨发生在大气层结极不稳定的形势下,地面中尺度辐合线和露点锋对大暴雨的发生有加强触发作用;伍志方等(2011)、吴乃庚等(2012)分别对槽后暴雨和槽前暴雨进行对比后发现,槽后暴雨主要是由于冷空气叠加在低层暖湿气流上,对不稳定能量释放起到增强作用,强降水发生在锋面南侧暖平流区,而传统的槽前暴雨多数发生在切变南侧锋区附近。总体而言,由于与典型暴雨天气形势的区别,且发生概率较小,针对西北气流下的暴雨研究较少,然而恰恰这类降水常具有历时短、雨强大、易致灾的特点,同时数值模式对这种短时暴雨的预报能力有限,加上预报员对这类暴雨的形成机制认识不足,极易造成漏报。那么究竟什么样的环流背景下、什么样的气象要素条件,槽后西北气流才会出现大暴雨?如何在各类数值预报产品中提取可用的预报经验指标?这些问题值得研究和探讨。

为更好地提高对该类暴雨天气过程的认识,加

深对其中难点问题的理解,本文利用常规及非常规气象资料、业务数值预报模式、GFS再分析资料( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ )对2016年6月19日赣北北部特大暴雨的预报偏差进行分析,并且与相似暴雨过程进行对比,以期对该类暴雨预报提供参考,从而更有针对性地解决预报中的实际问题。

## 1 降水特点以及预报误差

2016年6月19日江西北部出现特大暴雨,为2016年强度最强的暴雨过程(以下简称“6·19特大暴雨”),并具有明显的对流性特征,24h最大雨量为389.6mm,3h最大雨量为216.3mm,1h最大雨量为118.7mm,日雨量、1和3h雨强均为2016年江西降雨最大值。强降雨带呈西北—东南向分布在鄂东、皖南、赣北北部(图1a),并分三个阶段:(1)18日20时至19日14时(北京时,下同),该阶段降雨出现在高空为西北气流的天气背景下,其中18日20时至19日02时(图1b)江西西北部出现了暴雨到大暴雨,奉新县赤岸1h最大雨量达118.7mm;19日02—14时(图1c,1d),强降雨带转为西北—东南向,降水范围、雨强明显加大,普遍出现了暴雨到大暴雨,局部特大暴雨,都昌县中馆镇最大6h雨量达219.2mm;(2)19日14—20时四川东部有另一支短波槽东移,江西位于槽底偏西气流中,降雨持续(图1e),但雨带由西北—东南向调整为东西向,强度略有减弱;(3)19日20时开始随着低槽移出和急流的北抬,降雨明显减弱渐止(图1f)。

对“6·19特大暴雨”12h以上的预报,各类数值模式产品的预报能力均非常有限。如EC始终将暴雨带定位于鄂东、皖南,与低层切变位置对应,赣东北仅预报了20~30mm,暴雨带东段位置偏北了100~200km。且从预报稳定性来看,连续多日的起报场都有将江西降水强度向弱调整的趋势。其他模式产品如GFS、JAPAN也有类似的特征,均将降水中心报在 $30^\circ\text{N}$ 以北,且强度有减弱的趋势,只有T639模式在24h时段对赣东北的降雨向大调整,100mm以上降水中心位于鄂东、皖南、赣东北。但是从逐日的预报演变来看,T639模式的暴雨落区和强度预报不稳定,令业务人员难以甄别。华东区域模式通常对对流性暴雨较全球模式有更好的体现,如图2所示,区域模式17日20时和18日08时的起报场对18日晚上、19日白天降水有较好表现,无

论是暴雨落区还是强度均与实况较为一致。但是在 17 日 20 时起报场预报 18 日白天的降水过程中,完全空报了南昌以及江南东部的暴雨一大暴雨天气,从而影响了对晚上降水可信度判断。同时,在预报

经验上,考虑到区域模式对暴雨落区经常偏南、偏强的预报误差,而且在 EC、JAPAN 等主流模式降水强度向小的方向调整的时候,要在强降水回波还没有出现前,判断区域性大暴雨有较大的难度。

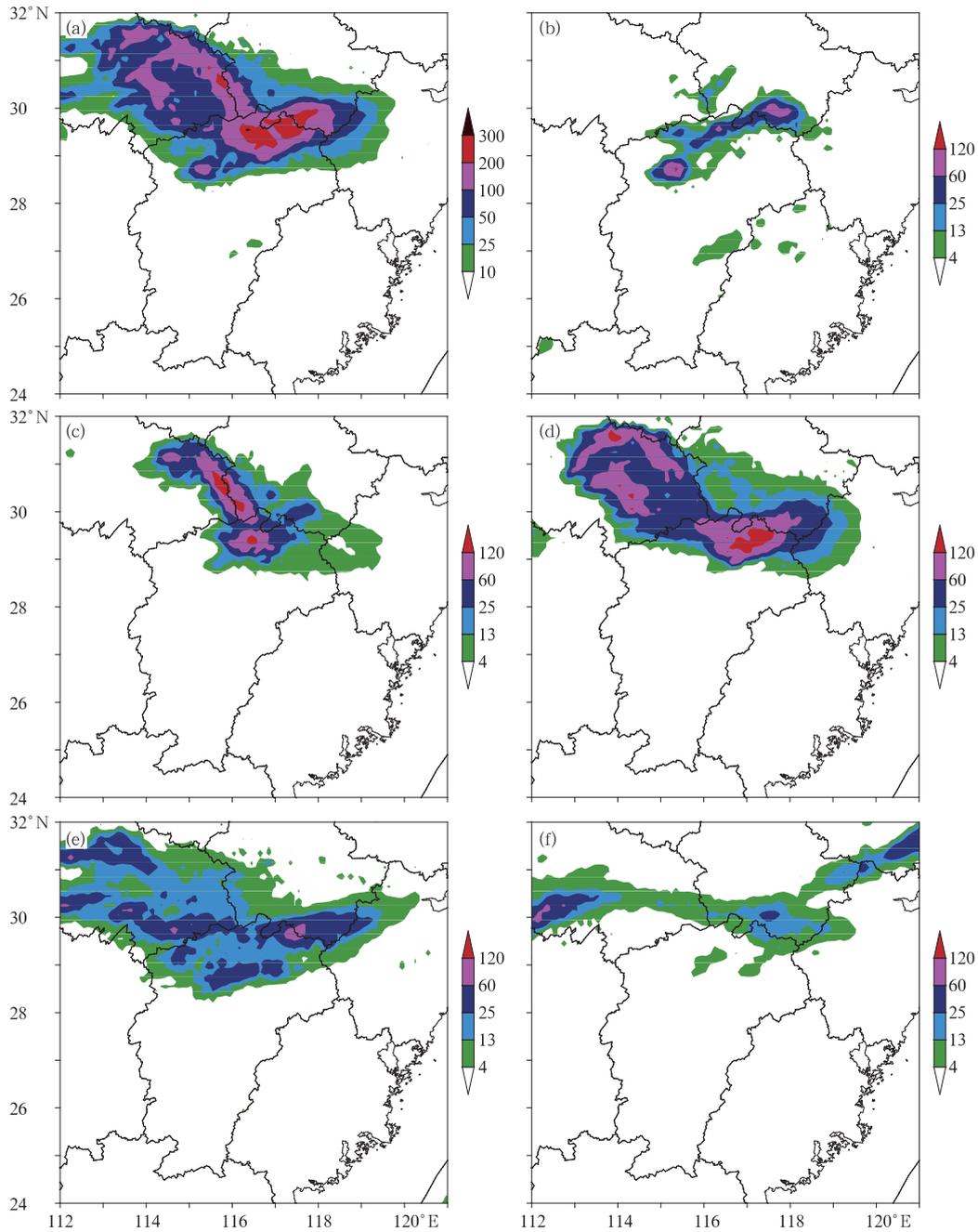


图 1 2016 年 6 月 18—19 日雨量分布(单位:mm)

(a)18 日 20 至 19 日 20 时,(b)18 日 20 至 19 日 02 时,(c)19 日 02—08 时,  
(d)19 日 08—14 时,(e)19 日 14—20 时,(f)19 日 20 至 20 日 02 时

Fig. 1 Precipitation distribution of 18—19 June 2016 (unit: mm)

(a) 20:00 BT 18 to 20:00 BT 19, (b) 20:00 BT 18 to 02:00 BT 19,  
(c) 02:00 BT to 08:00 BT 19, (d) 08:00 BT to 14:00 BT 19,  
(e) 14:00 BT to 20:00 BT 19, (f) 20:00 BT 19 to 02:00 BT 20

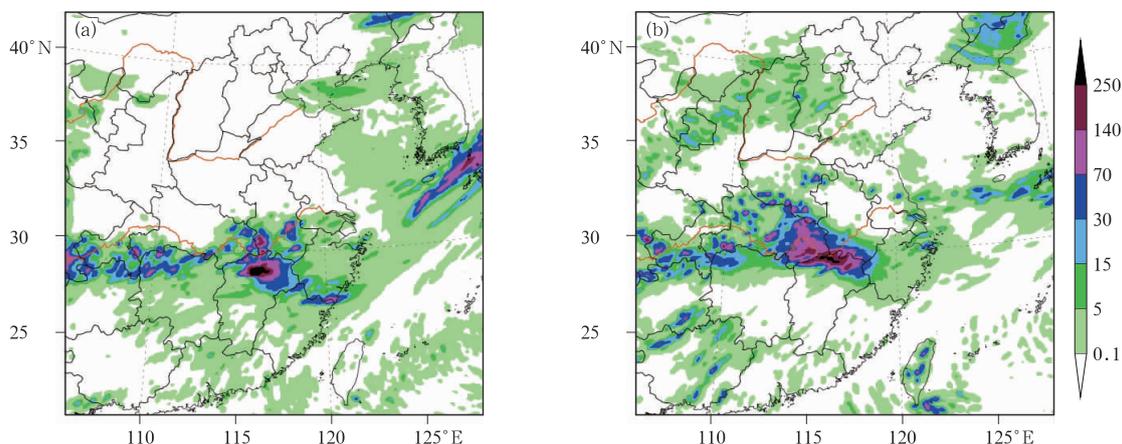


图 2 华东区域模式 2016 年 6 月 17 日 20 时起报的 18 日 20 时至 19 日 08 时 12 h 降水量(a)和 6 月 18 日 08 时起报的 19 日 08—20 时 12 h 降水量(b)(单位: mm)

Fig. 2 (a) 12 h accumulated precipitation during the period from 20:00 BT 18 to 08:00 BT 19 June forecasted by WARMS2.0 from 20:00 BT 17 June 2016; (b) 12 h accumulated precipitation during the period from 08:00 BT 19 to 20:00 BT 19 June forecasted by WARMS2.0 from BT 18 June 2016 (unit: mm)

各级气象台在暴雨范围和强度方面也出现了较大的偏差,体现在暴雨范围和强度预报明显偏小,落区预报偏北。江西省气象台短期预报是“18—19 日江西多雷雨,其中赣北北部 18 日雨量中等,局部有暴雨,并伴有强雷电、短时强降水、雷暴大风等强对流天气”。然而实况 18 日白天江西北部主要为小雨,强降雨从 18 日傍晚开始发展并持续了近 24 h,且落区始终稳定于赣北北部—赣东北,导致累计雨量大,局地达到特大暴雨量级,从而在一定程度上造成了预报服务的被动。

## 2 “6·19 特大暴雨”对流环境场及维持原因分析

许多研究表明,暴雨是由多种尺度的天气系统共同作用产生的。通过分析发现,此次特大暴雨是一次对流性强暴雨,发生于副热带高压(以下简称副高)588 dagpm 线边缘,是在中高层东北冷涡后部西北气流南下、副高加强北抬的天气背景下发生的,以下将对产生大暴雨的环境场的特殊性进行初步分析,找出此次特大暴雨的可能原因。

### 2.1 环流形势和影响系统分析

“6·19 特大暴雨”期间,200~400 hPa 在我国东部沿海为宽广的槽区,江西始终处于高空西北气流的天气背景下。500 hPa 欧亚大陆中高纬度稳定维持“两槽两脊”的阻塞形势,两高压脊分别位于乌

拉尔山以西和贝加尔湖附近,两槽区则位于巴尔喀什湖到贝加尔湖以及内蒙古东部至我国东部沿海(图 3a)。其中位于我国东部的冷涡、低槽深厚且移动缓慢,925~200 hPa 均有所体现,尤其是在 500 hPa 以上的中高层,冷涡中心至低槽底部南北跨越近 15 个纬距,该槽区的稳定阻止了 18—19 日副高迅速北抬,使得 18 日 20 时至 19 日 20 时 588 dagpm 线稳定在衢州、南昌、长沙、百色一线,同时有利于槽后冷平流补充南下侵入副高边缘,与暖湿气流持续交汇于长江流域。暴雨期间 500 hPa 共有两支低槽影响江西,18 日 20 时至 19 日 08 时主要受沿海大槽底部分裂短波槽影响,19 日白天长江中游有另一支低槽快速东移,使暴雨持续。值得注意的是,尽管 500 hPa 副高呈高压坝状深入内陆控制江南、华南,其强度并不如盛夏一般深厚强盛。由于沿海大槽底部有短波槽分裂东移,偏北气流进入副高内部形成切变,在温度场则表现为一冷舌向江南东部伸展, $-4^{\circ}\text{C}$  等温线覆盖江南、华南东部,热力结构上具有“西暖—东冷”的特征。

700~925 hPa 在暴雨期间始终有暖切变维持,其中 18 日 20 时至 19 日 02 时切变位于  $32^{\circ}\text{N}$  以北,强降雨发生在切变南侧西南急流风速辐合的下方。19 日 02—14 时,低空急流明显加强,700、850、925 hPa 西南风均达到  $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上,赣北北部位于低空急流的出口附近。尤其在 925~850 hPa,鄂东—皖南—赣东北有较强暖切变形成(图 3b),主雨带在高空西北气流和不断加强暖切变的影响下逐渐

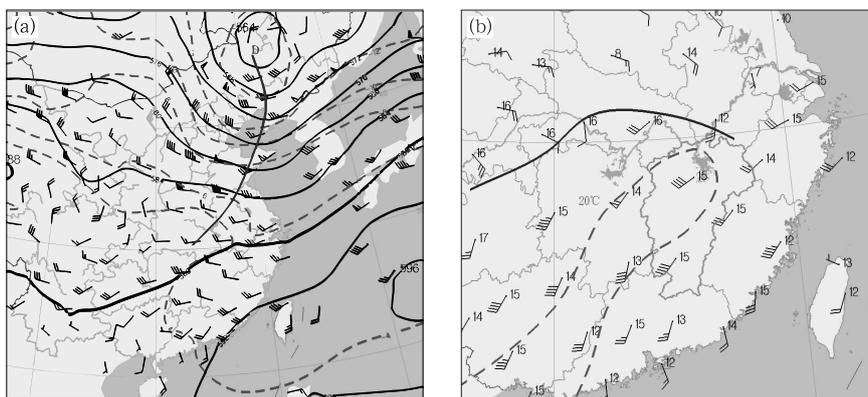


图3 2016年6月(a)18日20时500 hPa形势场(实线:等高线,单位: dagpm; 虚线: $\leq -4^{\circ}\text{C}$ 等温线,单位: $^{\circ}\text{C}$ ), (b)19日08时850 hPa形势场(填值:比湿, 单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ; 虚线: $20^{\circ}\text{C}$ 暖舌,单位: $^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 3 (a) Geopotential height (solid line, unit: dagpm) and isotherm (dashed line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) at 500 hPa 20:00 BT 18 June 2016; (b) specific humidity (filled value, unit:  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) and isotherm around  $20^{\circ}\text{C}$  (dashed line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) at 850 hPa 08:00 BT 19 June 2016

转为西北—东南向进入赣东北。19日14—20时,四川东部低槽快速东移影响江西,赣北北部位于槽底西北风和偏西气流的辐合中,导致该地区强降雨在19日白天持续。

## 2.2 暴雨的成因分析

### 2.2.1 高空西北气流和低空西南急流共同作用

暴雨期间江西始终处于高空西北气流的天气背景下,西北气流的演变分为三个阶段,第一阶段是暴雨开始前,我国中东部地区位于200 hPa槽前,槽后 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上西北急流主要在 $32^{\circ}\text{N}$ 以北、 $112^{\circ}\text{E}$ 以西。第二阶段是随着18日下午到晚上沿海大槽东移(图4a),高空急流南压至鄂东南、皖南,与低空急流位置缩小至2个纬距内,南昌、安庆由 $16, 24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风转为 $24, 30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西北风。分析相应时段高层流场发现,18日20时从河南西部到湖北的高空急流带上明显的辐散,鄂东南的辐散中心达到 $6\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。江西西北部有弱辐散,对应该阶段降水开始发展,赣西北出现暴雨到大暴雨,但强降雨范围不广。第二阶段是19日02—14时,随着南亚高压东移,200 hPa在长江中游有短波槽生成并东移至皖西—鄂东一带,且19日08时该短波槽前西南气流与南亚高压脊前西北气流在赣东北仍构成分流式的辐散(图4b)。对比图4a、4b发现,高层辐散区明显向东、向南扩展覆盖江南、华南,辐散中心东移至安徽南部,中心数值增大到 $15\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,与此同时辐散层厚度加厚向下延伸至400 hPa

(图略),中心数值达到 $9\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,赣东北处于强辐散区中。由于高层辐散加强、厚度加大,该阶段的降水范围和雨强也随之加剧,局部出现特大暴雨。

另外,图4c暴雨中心附近 $V$ 时间演变显示,在200~300 hPa较强西北气流带动下,19日白天偏北分量进一步向下到达600 hPa附近。偏北风向下发展带来了冷平流的加强,如图4d所示,暴雨期间冷平流主要位于650~800 hPa,随着西北气流南下,19日08时冷平流中心达到 $-16\times 10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ 。与此同时700~925 hPa西南风由18日20时的 $8\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大至 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,对应暖平流的不断加强。18日20时至19日02时,850 hPa暖平流中心为 $8\times 10^{-5}\sim 10\times 10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ ,19日02—20时暖平流中心由南向北推进,中心数值达到 $40\times 10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ ,并向上扩展至700 hPa。

由此可见,高空西北气流主要作用在于加大高层辐散,随着200~300 hPa $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上西北风的南下,偏北分量向下扩展到对流层中层,而对流层中层西北气流与低空西南急流相互作用,一方面加大了垂直风切变,有利于气旋性涡度发展、辐合加强,如表1所示,19日0~3、0~5 km高度范围内的风切变分别为 $12\sim 18$ 和 $18\sim 20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,达到中等以上风切变强度,明显强于18日;另一方面雨区上空冷暖平流同步加强,使18—19日850~500 hPa垂直温差达到了 $25\sim 26^{\circ}\text{C}$ ,有利于中尺度系统生成。因此,对于这类副高边缘的暴雨天气,应多分析高层辐散流场的变化和低空暖湿气流的强

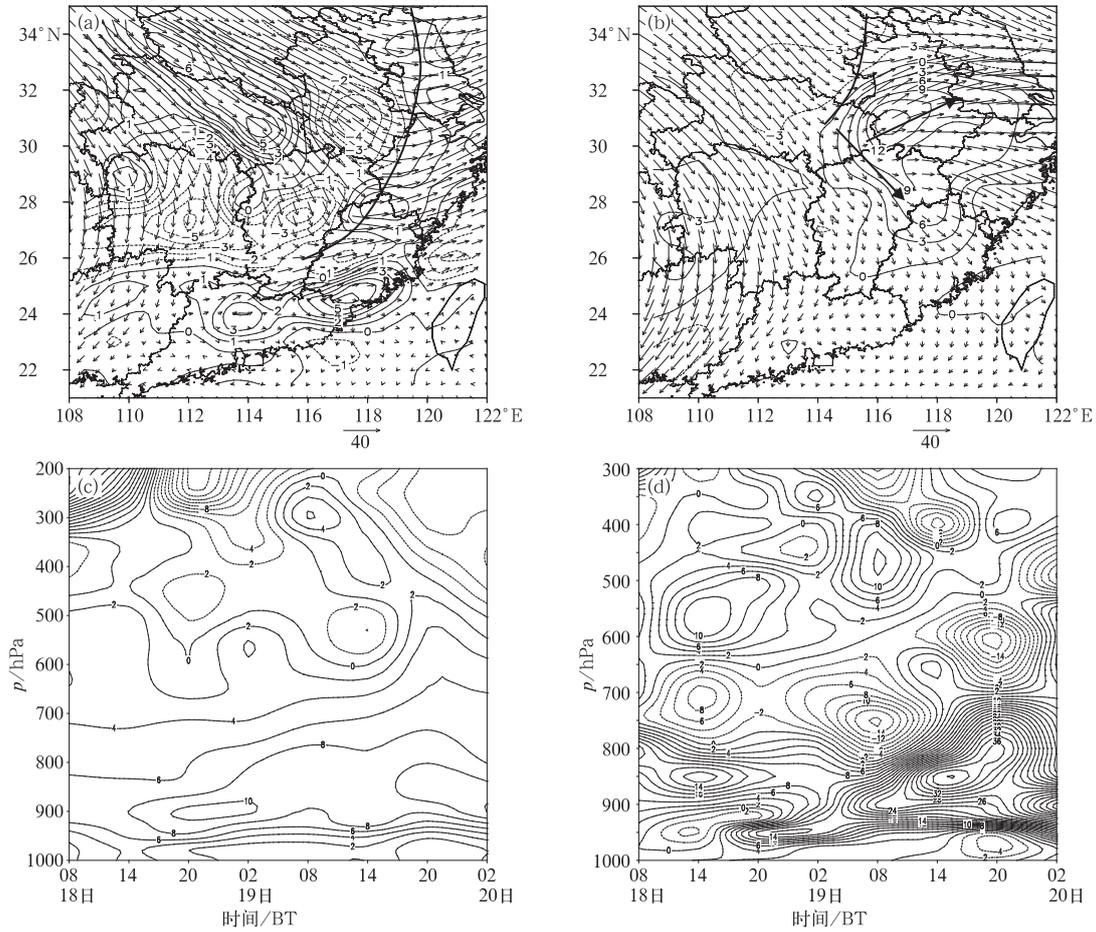


图 4 2016 年 6 月(a)18 日 20 时和(b)19 日 08 时 200 hPa 高空气流(箭头,单位: $m \cdot s^{-1}$ )与散度分布图(线条,单位: $10^{-5} s^{-1}$ ),6 月 18 日 08 时至 20 日 02 时  $29.5^{\circ}N, 117.5^{\circ}E$  单点(c)V 分量(单位: $m \cdot s^{-1}$ )和(d)温度平流(单位: $10^{-5} K \cdot s^{-1}$ )高度-时间剖面  
 Fig. 4 The upper-air wind (arrow, unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) and distribution of divergence (unit:  $10^{-5} s^{-1}$ ) at 200 hPa at (a) 20:00 BT 18 and (b) 08:00 BT 19 June 2016; height-time cross-section of (c) V wind (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) and (d) thermal advection (unit:  $10^{-5} K \cdot s^{-1}$ ) at  $29.5^{\circ}N, 117.5^{\circ}E$  from 08:00 BT 18 to 02:00 BT 20 June 2016

表 1 南昌探空站实况物理量与 EC 各时效起报场预报对比  
 Table 1 Comparison of the Nanchang sounding observations and predictions

	18 日 20 时 实况探空	16 日 20 时 48 h 预报	17 日 08 时 36 h 预报	17 日 20 时 24 h 预报	19 日 08 时 实况探空	17 日 08 时 48 h 预报	17 日 20 时 36 h 预报	18 日 08 时 24 h 预报
850~500 hPa $\Delta T/^{\circ}C$	25	24	23	24	26	24	24	24
850~500 hPa $\Delta \theta_{se}/K$	18	7	6	6	13	4	6	6
CAPE/ $J \cdot kg^{-1}$	2407	1480	1736	2120	1400	1018	787	970
K 指数/ $^{\circ}C$	43	35	37	38	42	37	38	39
比湿/ $g \cdot kg^{-1}$	850 hPa 15	14	15	14	15	14	14	14
	925 hPa 19	17	18	18	18	17	17	17
暴雨中心最大	0~1 km 10	11	13	12	18	19	15	15
垂直风切变/ $m \cdot s^{-1}$	0~3 km 12	15	15	12	18	17	15	15
	0~5 km 12	9	11	10	20	17	13	13

度,以及高低空天气系统间的共同作用。

2.2.2 水汽的供应与维持

图 3a 可知,18—19 日 500 hPa 副高呈高压坝状

伸入内陆控制江南、华南,高压中心位于海上,西南气流沿着副高边缘由南海北部到达江南北部,成为暴雨所需的水汽来源。表 1 的探空资料显示,暴雨

期间,雨区附近始终维持有异常高比湿,其中 925 hPa 比湿达到  $18\sim 19\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,850 hPa 比湿为  $15\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。据统计,1998—2011 年南昌探空站比湿  $\geq 19\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  的情况仅占 5% 的比例。另外,沿着西南急流带 18 日 20 时至 19 日 14 时水汽辐合加强到  $-6\times 10^{-8}\sim -12\times 10^{-8}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  (图 5),与强降水时段对应。19 日 14—20 时降水减弱,水汽辐合也随之减小至  $-2\times 10^{-8}\sim -6\times 10^{-8}$

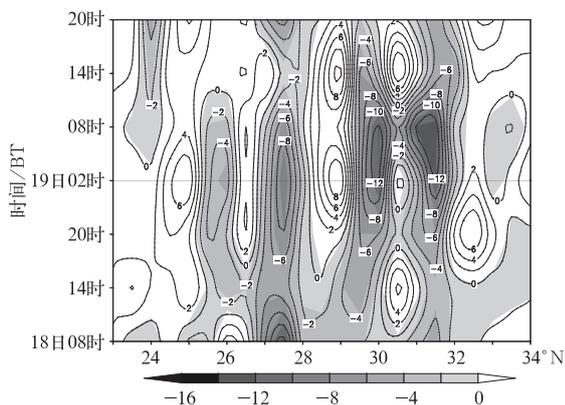


图 5 2016 年 6 月 18 日 08 时至 19 日 20 时 850 hPa 水汽通量散度沿  $116^{\circ}\text{E}$  时间-纬度剖面 (单位:  $10^{-8}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Fig. 5 Latitude-time section of divergence moisture flux at 850 hPa (unit:  $10^{-8}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) from 08:00 BT 18 to 20:00 BT 19 June 2016

$\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。持续不断的水汽输送和辐合以及异常高的比湿有利于江南北部大暴雨发展和维持。

### 2.2.3 湿斜压锋区

由图 3a 和 3b 可见,18—19 日受东北冷涡及其后部冷平流影响,500 hPa 江南北部有  $-4^{\circ}\text{C}$  冷舌伸展,赣东北位于冷槽后部,而在 850~925 hPa 则表现为  $20^{\circ}\text{C}$ 、 $24^{\circ}\text{C}$  暖舌向江南北部伸展,850~500 hPa 垂直温差达到  $25\sim 27^{\circ}\text{C}$ 。结合表 1 的探空资料分析可知,18 日 20 时至 19 日 08 时大气持续处于强不稳定层结中, $28^{\circ}\text{N}$  附近 K 指数为  $42\sim 43^{\circ}\text{C}$ ,CAPE 超过  $1000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,其中 18 日 20 日达到  $2407\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。另外,分析 500 hPa 露点锋和 850 hPa  $\theta_{\text{sc}}$  锋区位置发现,18 日 08 时 500 hPa 露点锋和 850 hPa  $\theta_{\text{sc}}$  锋区位于江西北部,在其以南为  $348\text{ K}$  的高能舌(图略);18 日晚上至 19 日随着低层暖湿平流的加强,露点锋和  $\theta_{\text{sc}}$  能量舌北抬至沿江附近,暴雨区位于 500 hPa 露点锋南侧、850 hPa  $\theta_{\text{sc}}$   $348\text{ K}$  高能舌的顶端,即干冷暖湿气团的交汇区(图 6a)。在垂直方向上,由于高空干冷空气向南移动,形成一个“高悬的低  $\theta_{\text{sc}}$ ”向南叠加在低层高  $\theta_{\text{sc}}$  上,造成对流不稳定(图 6b),并具有明显的垂直环流和上升运动, $29^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  附近 700~400 hPa 垂直运动达到最强,致使在锋区南缘出现大暴雨和特大暴雨。

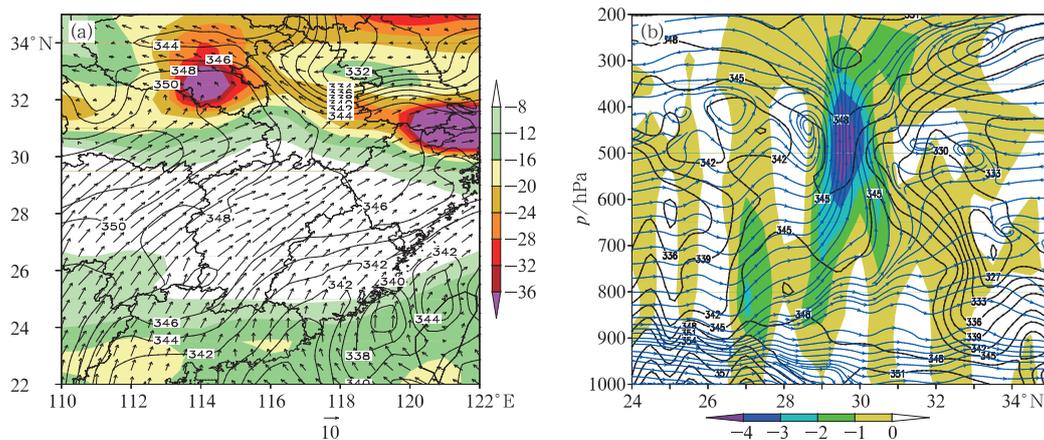


图 6 2016 年 6 月 19 日 08 时(a)850 hPa 风(箭头)、假相当位温(等值线,单位:K)和 500 hPa 露点温度(阴影,单位:  $^{\circ}\text{C}$ ), (b)沿  $116^{\circ}\text{E}$  的假相当位温(等值线,单位:K)和垂直环流分布(箭头,单位:  $50^{-1}\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )、上升运动区(填色,单位:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Fig. 6 (a) The wind (arrow) and pseudo-equivalent temperature (solid line, unit: K) at 850 hPa and dew-point temperature at 500 hPa (shaded area, unit:  $^{\circ}\text{C}$ );

(b) latitude-height section of pseudo-equivalent temperature (solid line, unit: K) and the distribution of vertical circulation (unit:  $50^{-1}\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and the ascending area (shaded, unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ) along  $116^{\circ}\text{E}$  at 08:00 BT 19 June 2016

### 3 “6·19 特大暴雨”预报偏差及其原因的分析

由于对高空西北气流的强度、副高北抬速度、副高北侧短波槽、低空西南急流的加强及其前端风速脉动等多个因素相互作用理解不够,导致此次暴雨预报出现偏北偏弱的偏差,而主流数值模式对降水强度和位置预报也较为有限,从而影响了预报员对大暴雨到特大暴雨的可能性判断。以下将以 EC 模式的形势预报产品( $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ )和多模式降水预报产品为主要检验对象,将其与模式零场和实况探空资料进行对比,从产生大暴雨的几个关键天气系统和基本物理量分析入手,分析产生预报偏差的可能原因。

#### 3.1 西风槽和副高的检验

由前文可知,我国东部沿海稳定维持的深厚低槽一方面阻挡了副高的北上,使 588 dagpm 北界位于  $30^{\circ}\text{N}$  以南,另一方面沿海槽后冷空气使低层切变线稳定,同时副高西北侧的暖湿气流在 19 日凌晨加强北抬,导致了赣北北部的大暴雨到特大暴雨。

在此次暴雨预报中,降雨偏差的原因之一就是对西风槽、副高的位置和强度估计不足,没有足够重视西风槽后部冷空气的影响,却过高估计了副高强度和北抬速度。

18 日 20 时副高北界位于  $28^{\circ}\text{N}$  附近,西风槽东移至我国东部沿海。图 7a 可见,数值模式对副高北界和沿海大槽位置预报基本与实况一致,但对主槽南部的短波槽直到 24 h 预报时段才有所反映,且与实况相比仍偏慢 100 km。原本雨区上空在 500 hPa 应是西北气流,但数值模式场上反映为偏西或西南气流,而该短波槽恰恰是造成江西北部第一阶段暴雨的关键影响系统。另外,模式对 19 日由长江中游东移的另一短波槽误差也较大(图略),实况显示 19 日 20 时该短波槽位于江苏到赣东北,而模式在 48 h 以上时效没有预报此槽,24~36 h 把此短波槽的位置预报在鄂东,东西方向位置误差达 300~400 km,低槽的经向度也偏小,而此槽也是第二阶段暴雨的主要影响系统。由此可见,由于对两个短波槽预报偏西(偏慢)偏北(偏弱),无形中就影响了预报员对高空冷空气、500 hPa 槽前的动力抬升以及 19 日白天强降水持续时间的判断。

如前文所述,尽管此次暴雨期间副高主体庞大,

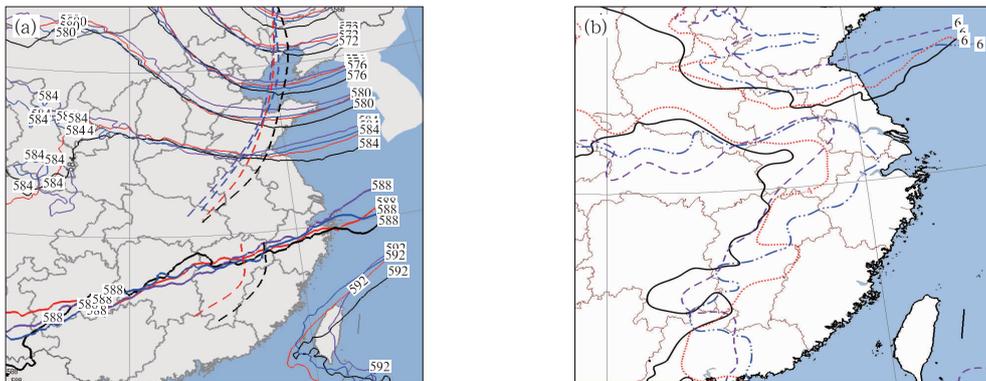


图 7 2016 年 6 月 18 日 20 时 500 hPa 实况分析场与各时次起报的预报场对比

(a) 等高线(实线,单位: dagpm)和对应的槽线位置(虚线),

(b)  $-4$ 、 $-6^{\circ}\text{C}$  等温线(实线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

(黑色:零场,紫色:EC 16 日 20 时 48 h 预报,蓝色:EC 17 日 08 时 36 h 预报,

红色:EC 17 日 20 时 24 h 预报)

Fig. 7 Comparisons between observation and prediction at 500 hPa 20:00 BT 18 June 2016

(a) geopotential height (solid line, unit: dagpm) and trough line (dashed line);

(b) isotherms of  $-4$  and  $-6^{\circ}\text{C}$  (solid line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ )

(black line: observation, purple line: EC 48 h forecast filed from 20:00 BT 16 June, blue line: EC 36 h forecast filed from 08:00 BT 17 June, red line: EC 24 h forecast filed from 20:00 BT 17 June 2016)

但并不强盛,热力结构上具有“西暖—东冷”的特征,  $-6\sim-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 冷舌伸入江南。而图 7b 显示,模式对冷舌位置预报整体偏北、强度偏弱,即对暴雨区上空中高层的温度预报偏高,从而弱化了冷平流的作用,影响了预报员对副高北抬速度和中层冷空气强度的判断,分析判断“强盛”的副高将推动西南急流快速北抬,使主雨带位于鄂东南、皖南,江西北部处于强降雨南缘,暴雨预报范围较小。因此,业务预报中应仔细分析西风槽与副高的强度和垂直结构,找准占主导的影响系统,对数值预报产品进行有选择的甄别,从而准确判断主雨带的落区。

### 3.2 中高层气流的检验

对比 18 日 20 时 EC 200 hPa 模式零场及模式

输出场发现(图略),尽管模式表现出了强西北气流南移的趋势,但 16 日 20 时、17 日 08 时起报的输出场对西北气流强度预报偏弱  $4\sim 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,高空急流位置也较实况偏北、偏东  $100\sim 200\text{ km}$ ;相较而言 17 日 20 时的 24 h 预报与实况更为接近,预报出 18 日下午到晚上 200 hPa 槽后有较强西北风南下影响江西。针对 19 日 08 时长江中游新生短波槽东移及其与南亚高压脊前西北气流构成的辐散形势,EC 在 24~48 h 时效内预报效果较好(图 8),无论是短波槽位置、分流形势,还是各时次正散度区的分布,基本都与实况一致。但随预报时效的临近,短波槽底偏西分量逐渐加大,分流区略有向弱调整的趋势,影响了预报员对暴雨范围和强度的判断。

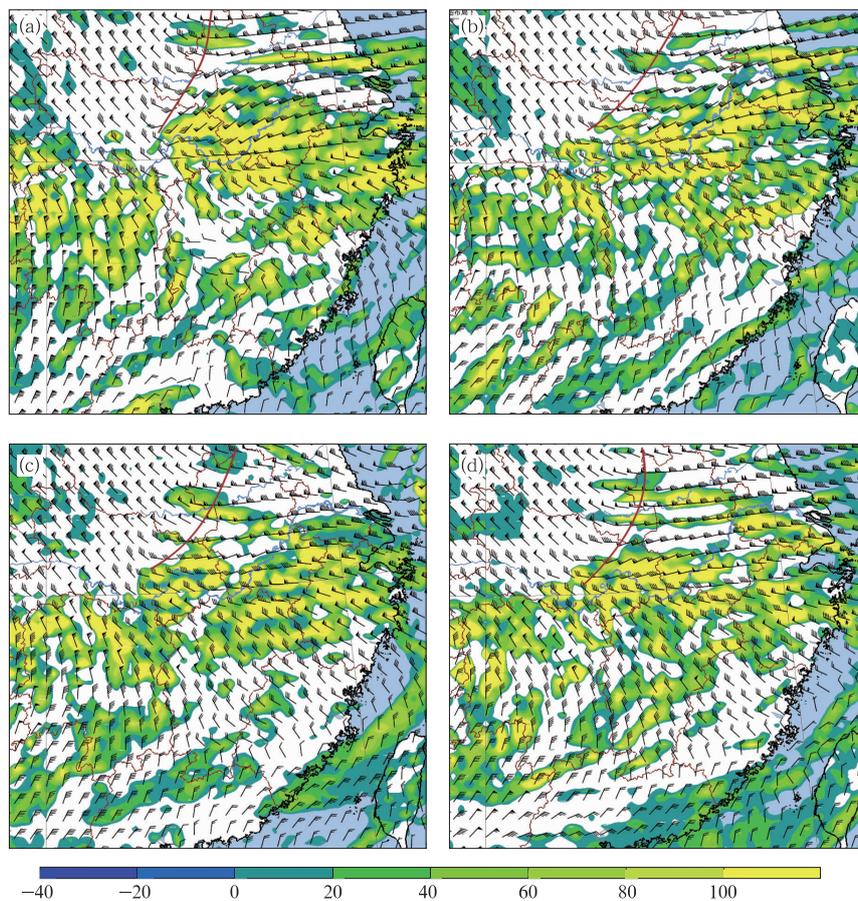


图 8 2016 年 6 月 19 日 08 时 EC 200 hPa 风、散度场实况(模式零场)与各时次起报的预报场对比(填色为辐散区,单位: $10^{-6}\text{ s}^{-1}$ )

(a) 实况零场, (b) EC 17 日 08 时 48 h 预报, (c) EC 17 日 20 时 36 h 预报, (d) EC 18 日 08 时 24 h 预报

Fig. 8 Comparisons between observation and prediction at 200 hPa

at 08:00 BT 19 June 2016 (Shaded area shows divergence region, unit:  $10^{-6}\text{ s}^{-1}$ )

(a) observation, (b) EC 48 h forecast filed from 08:00 BT 17 and (c) EC 36 h forecast filed from 20:00 BT 17, (d) EC 24 h forecast filed from 08:00 BT 18 June 2016

### 3.3 低空西南急流变化检验

如前所述,18日20时至19日08时700~925 hPa江南上空西南风加强到 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,19日08时850 hPa南昌与安庆、长沙与武汉的风速差加强到6和 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,大暴雨到特大暴雨发生在风速辐合的下方。EC数值预报24~48 h时段西南风的加强趋势预报较为准确,19日08时西南风速较18日晚上有 $2\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的增量,对长沙—武汉的风速辐合预报与实况基本一致(表2),对订正模式降水有一定的指示意义。但对南昌—安庆的风速辐合预报偏弱了 $4\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,将原本应在赣北北部的急流出口区预报偏北了 $100\sim 200\text{ km}$ ,造成辐合最大的地方位于切变线附近,这也是模式将暴雨落区预报偏北的原因之一。通过本例的分析,当低空西南急流加强时西南急流前端 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的风速差可作为降水加强的重要判据之一。

另外,在925和850 hPa,鄂东—皖南—赣东北有较强暖切变形成,暖切变东段呈西北—东南向,在中层西北气流的引导下,其附近生成的对流云系向东南方向移动(图9),在进入赣东北时加强合并,形成西北—东南向的强回波和列车效应。模式预报出急流加强的趋势和切变形态的调整,但预报员在业务预报时仅孤立分析了本省范围内850 hPa急流脉动以及前端的辐合,没有分析到由于上游鄂东南、皖南辐合加强,有可能在西北气流引导下的降水回波向东南方向移动,形成的列车效应。因此,业务中除了关注影响预报区域内的有利强降雨发展的有利条件,还要分析其上游地区是否有天气系统不断新生

回波进入预报区域。

### 3.4 温湿场检验

实际预报中,数值模式对850 hPa温度、 $\theta_{se}$ 有较好的表现,无论是 $20^\circ\text{C}$ 暖舌还是 $\theta_{se}$ 的高能舌及锋区位置、强度均与实况基本一致,但是在不稳定性 and 湿度产品预报中存在偏差。如表1所示,尽管模式对低层暖舌和高能舌预报效果较好,但850~500 hPa垂直温度递减率与实况相比小了 $1\sim 2^\circ\text{C}$ ,850~500 hPa假相当位温差与实况的误差偏小 $4\sim 7\text{ K}$ ;CAPE南昌探空站18日20时达到 $2407\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,而EC对该区域36~48 h预报值仅为 $1400\sim 1700\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,直到24 h时效才与实况基本接近。19日08时也存在类似情况,南昌探空站CAPE实况为 $1400\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,该时段内预报值较实况普遍偏低。又如K指数预报,实况显示暴雨上空K指数为 $42\sim 43^\circ\text{C}$ ,但是模式始终把 $40^\circ\text{C}$ 以上高能区报在长江以北,江西北部K指数仅为 $35\sim 38^\circ\text{C}$ ,与实况误差 $5^\circ\text{C}$ 以上。由此可见,EC模式对不稳定指数高值区预报偏北、强度偏弱。

通过850 hPa比湿预报分析可以发现(图10),

表2 EC各时效起报场对2016年19日08时850 hPa西南气流风速差预报(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Table 2 Forecast of variation in wind speed at 850 hPa at 08:00 BT 19 June 2016 (unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

	实况 探空	16日20时 起报	17日08时 起报	17日20时 起报
南昌—安庆	6	2	0	2
长沙—武汉	10	10	10	10

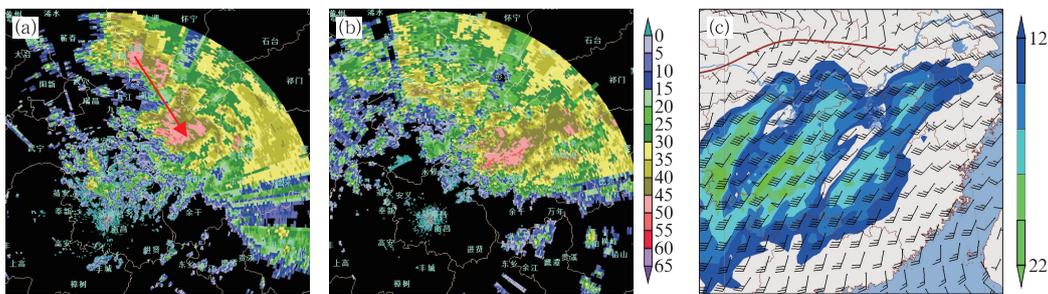


图9 2016年6月19日(a)05:46和(b)09:27南昌多普勒雷达(SA)组合反射率因子(单位:dBz), (c)EC 17日20时对19日08时850 hPa风的36 h预报(填色为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上等风速线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Fig. 9 Compositing reflectivity from Doppler radar in Nanchang (SA) at (a) 05:46 BT and (b) 09:27 BT 19 June 2016 (unit: dBz), and (c) EC 36 h forecast filed from 20:00 BT 17 June (Shaded area shows wind speed exceeding  $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

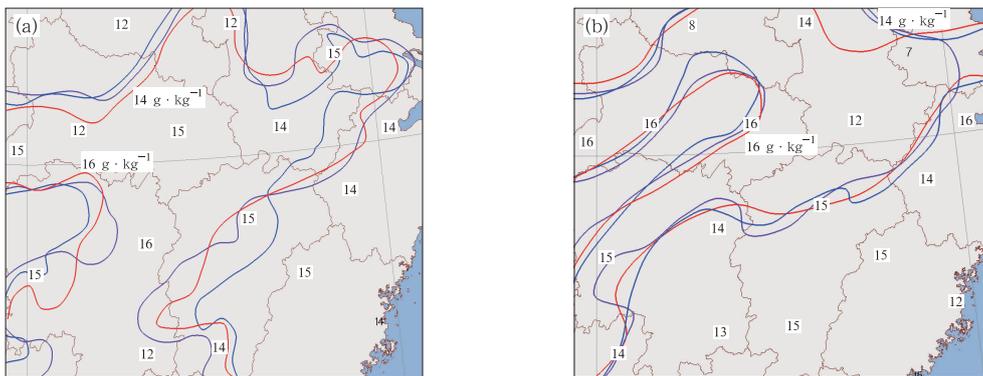


图 10 2016 年 6 月(a)18 日 20 时和(b)19 日 08 时各时次起报的 850 hPa  $14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  比湿预报与实况探空对比

(黑色填值:实况探空;紫色:EC 48 h 预报;蓝色:EC 36 h 预报;红色:EC 24 h 预报;单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

Fig. 10 Comparisons between observations and predictions for specific humidity of 14 and

$16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  at 850 hPa at (a) 20:00 BT 18 and (b) 08:00 BT 19 June 2016

(black value; observation; purple line; EC 48 h forecast filed; blue line; EC 36 h forecast filed; red line; EC 24 h forecast filed; unit:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

18—19 日模式将  $850 \text{ hPa } 14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  以上湿舌报在湖南北部—湖北东部—安徽中南部,并有逐渐北抬趋势,赣北北部位于湿舌南缘。模式对湿舌的位置预报基本准确,但对江西区域内的比湿预报较实况总体偏小  $1 \sim 2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,  $925 \text{ hPa}$  的比湿预报也存在类似的情况。尽管模式对这种异常强的水汽条件预报能力有限,但总体而言对雨区附近的高湿条件与实况偏差不大,例如南昌探空站,在 18 日 20 时,  $850$  和  $925 \text{ hPa}$  的比湿为  $15$  和  $19 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 模式 24 h 的输出结果则分别为  $14$  和  $18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  (表 1), 仍具有指示意义。

另外,模式准确预报了 18 日 20 时至 19 日 08 时赣北北部  $700 \text{ hPa}$  相对湿度大于  $90\%$  的饱和区,但饱和区在 19 日 08—20 时北抬的速度比实况快,预报员依据这种信息判断了 19 日白天暴雨带主要在  $30^\circ\text{N}$  以北,强度减弱,这也是导致江西北部暴雨预报明显偏弱的原因之一。因此,在确定暴雨落区时应该更加重视低层比湿的作用。

#### 4 历史相似个例的对比

与“6·19 特大暴雨”极为相似的个例是 2010 年 7 月 15 日赣东北特大暴雨(以下简称“7·15 特大暴雨”),景德镇丽阳乡 24 h 雨量达  $268.9 \text{ mm}$  (图 11),最大雨强 1 h 达  $93.6 \text{ mm}$ ,6 h 达  $213 \text{ mm}$ ,暴雨强度相似,大暴雨—特大暴雨的范围较“6·19

特大暴雨”小。这两次过程均是发生在高空冷涡槽后西北气流的天气背景下,对流性强、雨强大,在预报服务中由于误判了各种系统的移动速度和强度以及相互作用,从而导致暴雨落区、强度也出现较大偏差。以下尝试通过对比分析产生这类暴雨的天气形势和影响系统,提炼出具有实用价值的预报着眼点。

#### 4.1 副高位置对比

“7·15 特大暴雨”、“6·19 特大暴雨”两次过

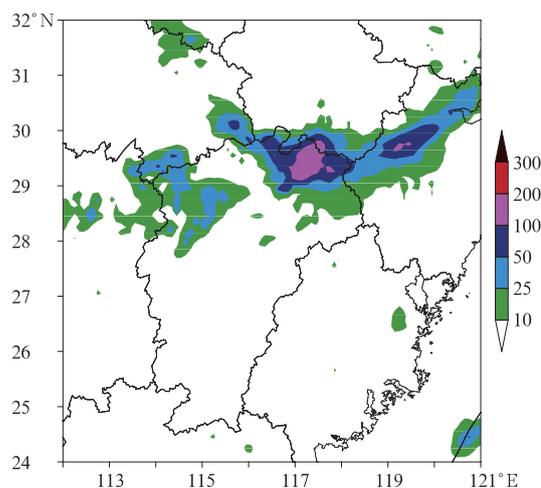


图 11 2010 年 7 月 14 日 20 时至 15 日 20 时雨量(单位: mm)

Fig. 11 24 h accumulated precipitation during the period from 20:00 BT 14 to 20:00 BT 15 July 2010 (unit: mm)

程发生时副高均由海上伸向大陆并盘踞在江南、华南,在其北侧有短波槽东移,暴雨主要发生于副高588 dagpm 边缘。两次过程副高都不是典型的暖心结构,在我国东南部沿海均有低于 $-4^{\circ}\text{C}$ 的温度槽,说明副高不易快速加强北抬。两次暴雨过程在预报过程中之所以出现误差,主要原因是误判了副高强度和北抬的速度,分析强降雨将出现在 $30^{\circ}\text{N}$ 以北,对这类副高北抬过程中的暴雨,数值模式的细小误差都有可能影响这类暴雨区位置的判断。因此,当我国东部地区有明显冷槽存在时,需要仔细分析副高北界的位置和北抬速度,冷槽底部或西侧是否有短波槽活动,斟酌系统之间的相互作用,综合判断预报区域内哪个系统占主导地位。

#### 4.2 500 hPa 冷涡、冷槽和西北气流对比

两次暴雨过程均发生在我国东部为高空西北气流的天气背景下,200~300 hPa 西北风不断加大并向南压。“7·15 特大暴雨”发生前,南亚高压盘踞在青藏高原上空,14—15日,南亚高压逐渐东移,偏北风由 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 加大到 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 并逐渐南压,15日08时已到达江南北部,且与低空急流水平距离缩小至1个纬距。这与“6·19 特大暴雨”有类似的形势特征,且“6·19 特大暴雨”的200 hPa 辐散强度较“7·15 特大暴雨”更强,“7·15 特大暴雨”在雨区上空辐散中心值为 $9\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ,而“6·19 特大暴雨”的辐散中心值为 $15\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。

两次特大暴雨过程发生时,500 hPa 在贝加尔湖以东、内蒙古以北或是我国东北存在冷涡和冷中心,冷涡南侧有低槽自西北向东南方向移入副高边缘。“6·19 特大暴雨”是受沿海大槽南侧短波槽和高原槽先后东移影响,“7·15 特大暴雨”为贝加尔湖主槽南部的华北阶梯槽自西北向东南方向影响赣东北,槽底位置在 $29^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 。500 hPa 西北气流的作用,一是有利于低涡后部或切变北侧偏北分量加大,垂直风切变加强,使中低层辐合维持并发展,二是带动中层冷空气向暴雨区移动,促进斜压锋区上中尺度对流的生成,三是作为引导气流使鄂东、皖南的对流回波向东南方向移动从而引发强降雨。

模式的预报通常对高层系统预报较低层系统更为稳定和准确,例如 EC 模式在这两次暴雨过程中对200~300 hPa 的风场做了较好预报,因此,业务中根据高层影响系统的移动和引导气流的方向对模式暴雨落区进行订正可能是有效的办法之一。

#### 4.3 低空急流前端风向风速的辐合对比

切变、急流是暴雨天气发生的重要影响系统,然而暴雨有时会出现低层切变附近,有时出现在切变南侧西南急流的风速辐合区中,而模式往往只对预报切变线附近的暴雨预报效果较好,对西南风急流中的暴雨(暖区暴雨)在落区和强度上有较大的误差,给这类暴雨预报带来较大的难度。“7·15 特大暴雨”过程,在7月14日20时,南昌850、925 hPa 西南风分别为 $10、6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,随着南海热带气旋“康森”的移近,南风分量加大,15日08时,对应850、925 hPa 西南风达到 $12、10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,安庆持续偏北风,南昌、安庆之间辐合呈加强的趋势,这是15日凌晨到上午降水强度大的有利动力条件之一,暴雨主要出现在西南急流风速核的前端。皖南的降水回波在高空西北气流的引导下向东南方向移入风速辐合和高湿、不稳定区中,导致强降雨,这和“6·19 特大暴雨”过程相似。不同的是,“6·19 特大暴雨”过程中,低空急流更强,尺度更大。

因此可见,在这类形势下,对江南北部而言需要关注的不仅仅是长江流域切变线的位置,还应重视西南急流加强以及其前端显著的风向风速辐合区,暴雨通常出现在 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上急流脉动顶端、风向风速辐合最大的区域,尤其应关注低层西南急流 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的风速辐合区,当高空存在辐散流场时降水量级可能达到大暴雨以上。

#### 4.4 高温高湿高能的环境场特征

分析发现,两次暴雨过程在副高588 dagpm 边缘都存在 $-4^{\circ}\text{C}$ 冷温槽,表现为冷空气的特征,江南北部有露点锋存在,与此同时,低层暖平流不断向北推进,与对流层中层干空气南压同步,冷暖气团的交界面在 $29^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 附近,锋区密集,暴雨发生在500 hPa露点锋南侧暖区中。

“7·15 特大暴雨”过程,15日凌晨开始,北风分量向下到达800 hPa 附近,与之对应的是由黄海经苏皖南部插向赣东北的 $-4^{\circ}\text{C}$ 冷槽和干舌,同时在500 hPa 赣北沿江至浙江中部即588 dagpm 边缘有露点锋存在。对流层低层则表现为暖平流不断加强的特征,随着台风康森的移近,850 hPa 切变南侧有 $20^{\circ}\text{C}$ 暖舌发展伸向江南中部;南昌925、850 hPa 比湿分别达到 $18\sim 19\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 和 $15\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ;850~500 hPa 垂直温差达到 $24\sim 25^{\circ}\text{C}$ 。暖湿平流的加剧

带来了更加强烈的不稳定能量,28°N 附近 CAPE 达到  $2400 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , K 指数  $42 \sim 43^\circ\text{C}$ , 且高能锋区附近干湿梯度显著,中尺度系统主要发生于该斜压锋区之上。这些温湿特征和“6·19 特大暴雨”过程极为相似。

由此可见,高空西北气流下的暴雨,易在江西北部( $29^\circ \sim 31^\circ\text{N}$ )生成干湿梯度显著的密集锋区,500 hPa 以上以干舌或冷槽为主,500 hPa 以下多体现为暖湿气流的强烈发展,尤其在 850 hPa,具有  $20^\circ\text{C}$  以上暖湿舌, $15 \sim 16 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  高比湿,925 hPa 可以达到  $18 \sim 19 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,且 CAPE 超过  $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,K 指数更是高达到  $42 \sim 43^\circ\text{C}$ 。

## 5 结 论

综上所述,高空西北气流下的暴雨形成的大尺度环境条件是沿海槽后冷平流叠加在低层不稳定的暖湿气流上,高层辐散、低空西南急流同步加强,异常强的水汽供应、持续的不稳定层结和较大的风垂直切变等。对这类副高边缘 588 dagpm 线附近大暴雨漏报的可能原因是高空“干冷”西北气流南移,副高北抬的速度、低空西南急流加强及前端辐合,上游移来短波槽、异常水汽条件的综合作用分析不到位和数值模式显著的偏北偏弱降水预报误差。这类大暴雨的预报时需要重点分析以下几个方面:

(1) 我国东部沿海为大槽区,500 hPa 槽后干冷的西北气流一是形成明显锋区,阻挡了副高的北抬,500 hPa 低于  $-4^\circ\text{C}$  冷槽侵入到副高内部,也预示副高短时间内不易北抬,使得低层切变线稳定;二是在 700~400 hPa 形成了一个“高悬的低  $\theta_{se}$ ”向南叠加在低层高  $\theta_{se}$  上,加强对流不稳定,增加了对流性暴雨发生的潜势;三是使得 850 hPa 以下鄂东皖南切变线和辐合线附近(暴雨的上游地区)生成的对流回波在西北气流引导下向东南方向移动,形成列车效应。

(2) 南亚高压东北侧的偏北气流与沿海槽后部西北气流或高原东部移出的短波槽前的西南气流形成分流式辐散流场,为大暴雨的发生提供了动力的条件。在实况天气图上或在数值模式输出产品上分流式辐散流场空间尺度可能不大,需要预报员仔细分析,尤其当 300~200 hPa 有低槽东移并伴有  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上西北风过境时,应结合上下层系统间的相互作用对天气形势进行综合判断,当高空存

在强辐散时降水量级可能达到大暴雨以上。

(3) 这类暴雨是发生在副高北抬、西南急流加强的过程中,尤其是凌晨低空急流加强时段,急流前端风向风速辐合为强降水迅速发展提供了动力条件,可将西南急流上  $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上风速差作为强降水发生的预报指标。

(4) 这类暴雨在低层有极好的热力和湿度条件,在大暴雨上空附近 850、925 hPa 比湿在 15 和  $18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  以上,K 指数  $\geq 41^\circ\text{C}$  以上,CAPE 能达到  $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  以上。西北气流下的暴雨,主要发生 500 hPa 干湿梯度显著的密集锋区上,结合上述分析结果,我们给出这类大暴雨预报模型(图 12)。

对这类暴雨的天气形势,全球数值模式尤其是 EC 模式都能够做出较好的预报,但对暴雨的强度和落区预报均有较大误差,位置偏北 100~200 km,强度上偏弱 2 个等级以上。因此,从模式对天气形势的预报中分析出上述有利条件是做好这类大暴雨—特大暴雨潜势预报的关键,也可能是订正这类暴雨预报误差的途径之一。此次暴雨天气华东区域数值模式较全球模式预报更好的可能原因主要是对过程的描述上的差异,采用积云参数化方案的模式比华东模式的云显示方案模式明显偏小,因此在分析有明显对流潜势的暴雨预报中可能要更多地借鉴云显示方案模式。需要注意的是,尽管区域模式对这类暴雨的强度表现出更好的能力,但由于量级往往偏大,仍需要预报员综合判断,“去伪存真”。

以上对我国东北冷槽下、副高加强过程中边缘地带的暴雨进行了初步分析,对这类暴雨的天气形势背景和主要影响系统的配置有了进一步的认识,

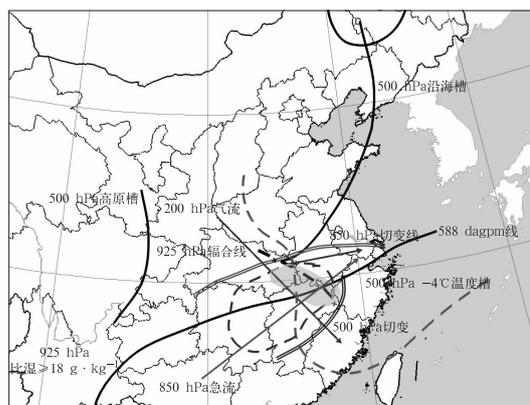


图 12 高空西北气流下大暴雨预报模型  
Fig. 12 The synoptic model for severe torrential rain under northwest flows

并结合实际预报业务,提出了预报关注重点,但仍需要加强这类复杂天气形势下疑难暴雨的形成机理研究,找到对模式降水预报的有效订正方法或技术。

### 参考文献

- 陈娟,许彬,郑婧,等,2015.非常规探测资料在江西一次暖区暴雨过程分析中的应用[J].气象与减灾研究,38(4):20-29.
- 陈娟,尹洁,陈云辉,等,2014.2013年5月14—16日江西暴雨过程成因及非常规资料特征分析[J].气象与减灾研究,37(1):39-48.
- 丁一汇,1993.1991年江淮流域持续性特大暴雨研究[M].北京:气象出版社:69-130.
- 东高红,解以扬,于莉莉,2010.一次局地大暴雨的落区分析与预报[J].气象,36(6):50-58.
- 郭虎,段丽,卞素芬,等,2008.利用加密探测产品对“06731”北京奥体中心局地暴雨结构特征的精细分析[J].热带气象学报,24(3):219-227.
- 何群英,东高红,贾慧珍,等,2009.天津一次突发性局地大暴雨中尺度分析[J].气象,35(7):16-22.
- 蒋年冲,刘娟,胡雯,等,2007.安徽夏季中 $\gamma$ 尺度对流云的雷达回波特征[J].气象,33(10):9-14.
- 柯文华,杨端生,陈映强,2008.一次强盛副高控制下的短时暴雨诊断分析[J].广东气象,30(2):31-33.
- 刘君,黄江平,董佩明,等,2013.卫星资料循环同化应用对区域数值预报效果影响分析[J].气象,39(2):156-165.
- 卢冰,孙继松,仲跻芹,等,2017.区域数值预报系统在北京地区的降水日变化预报偏差特征及成因分析[J].气象学报,75(2):248-259.
- 倪允琪,周秀骥,2005.我国长江中下游梅雨锋暴雨研究的进展[J].气象,31(1):9-12.
- 孙靖,王建捷,2010.北京地区一次引发强降水的中尺度对流系统的组织发展特征及成因探讨[J].气象,36(12):19-27.
- 陶诗言,1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社:1-10.
- 陶诗言,倪允琪,赵思雄,等,2001.1998年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究[M].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[J].气象,38(9):1060-1069.
- 吴乃庚,林良勋,曾沁,等,2012.广东高空槽后暴雨的多尺度天气特征及概念模型[J].热带气象学报,28(4):506-516.
- 伍志方,曾沁,吴乃庚,等,2011.广州“5.7”高空槽后和“5.14”槽前大暴雨过程对比分析[J].气象,37(7):838-846.
- 臧传花,李淑玲,2005.逐步消空法预报西北气流条件下的山区暴雨[J].气象,31(8):42-45.
- 张一平,俞小鼎,孙景兰,等,2014.一次槽后型大暴雨伴冰雹的形成机制和雷达观测分析[J].高原气象,33(4):1093-1104.
- 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.