

# 登陆台风低压再度发展引发的特大暴雨诊断分析<sup>\*</sup>

尹东屏, 张 备, 吴海英, 刘安宁

(江苏省气象台, 江苏 南京 210008)

**摘要:** 利用常规资料和 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  的分析场资料, 对 2008 年 8 号台风“凤凰”减弱的低气压在滁河地区造成的特大暴雨灾害过程进行了较深入的分析。通过对暴雨期间涡度与垂直速度空间结构变化分析得到: 暴雨的增幅发生在正涡度发展和上升运动明显增强的过程中, 当上升运动开始减弱时, 雨强也开始减小。

**关键词:** 特大暴雨; 北风扰动; 中尺度对流系统; 登陆台风; 滁河地区

**中图分类号:** P444    **文献标识码:** A    **文章编号:** 1000-811X(2010)02-0013-05

特大暴雨具有致灾时间短、范围小, 但影响力大的特点, 而且常常具有不可预测性。近年来我国在台风暴雨的灾害和中尺度动力分析方面有了很大的进展<sup>[1-4]</sup>。研究表明<sup>[5-8]</sup>, 台风登陆后造成的大暴雨不仅要有充足的水汽来源, 而且往往与地形有关。近地面辐合对大暴雨的发生具有重要的意义, 对流单体在暴雨区汇聚、合并增强, 台风向暴雨区输送的对流不稳定能量等, 是使暴雨区对流不稳定重新建立和加强的重要机制。在暴雨加强时, 正涡度向中层伸展, 高层辐散明显加强, 同时, 暴雨区会出现较强的垂直运动。朱佩君等<sup>[9]</sup>、李英等<sup>[10]</sup>对登陆台风变性后的结构演变特征进行了深入研究, 发现台风的变性阶段主要完成了从热带气旋的基本对称的垂直结构到气旋的斜压非对称结构的转换, 陆地上的变性加强与西风带高空槽的强度密切相关, 冷平流、正涡度平流, 以及较强的槽前辐散有利于变性台风的维持和变性发展。但是每一次台风变性后造成的大暴雨的热力和动力机制都会有所不同, 因此给准确预报造成了很大的难度。2008 年 7 月 31 日 - 8 月 2 日滁河地区的特大暴雨过程是台风“凤凰”减弱为热带低压两天后产生的, 在短时间内对苏皖交界地区造成了巨大的洪涝灾害。究竟是什么原因导致了残留的低压环流重新发展, 最终产生持续性的强降水? 其水汽来源于哪里? 动力机制是什么? 我们对此进行了较深入的诊断分析。

## 1 实况和灾情

2008 年 7 月 31 日 20 时 - 8 月 2 日 08 时, 滁河上中游的安徽和江苏部分地区出现了大暴雨和特大暴雨天气。7 月 31 日和 8 月 1 日 2 d 总雨量: 全椒 517.0 mm、滁州 496.7 mm、含山 409 mm。尤其是 8 月 1 日 08 时 - 2 日 08 时, 江苏和安徽两省交界处共有 16 个基本站降雨量达到 100 mm 以上, 其中 3 站 > 250 mm, 安徽滁州站最大降雨量达 428.5 mm。两省布设的气象自动站监测数据中有 126 个站雨量 > 100 mm, 其中 13 个站雨量 > 250 mm, 最大降雨量在安徽滁州市黄圩站, 达 464.8 mm。南京浦口晓桥站 399.2 mm, 为南京有记录以来日降水量最大值。本次降水过程具有以下特点: ①雨量集中, 强降水主要发生在 8 月 1 日 14 时 - 2 日 05 时, 历时 15 h; ②雨强大, 浦口晓桥 1 h 最大雨量达 69.0 mm, 12 h 内最大降水量达 339.3 mm; ③强降水范围小, 强降水主要发生在安徽的含山、滁州和南京中北部地区, 水平尺度只有 100 多 km, 具有典型的中尺度天气特征。强降水造成滁河洪水来得急, 涨势猛, 浦口区晓桥水文站水位 30 h 内由 7.50 m 涨至 12.62 m, 比历史最高纪录(12.63 m)仅差 0.01 m。这次暴雨过程无论是降雨强度还是总降雨量, 均为历史罕见。强降水引起山洪暴发, 河水暴涨, 城区严重积涝, 地势低洼处变成泽国, 许多民房、商铺进水, 损

\* 收稿日期: 2009-11-09

基金项目: 中国气象局新技术推广项目预报员专项(CMATG2009YB12); 江苏省重大科技支撑与自主创新示范工程项目(BE2008618); 南京气象雷达开放实验室研究资金(BIG200903)

作者简介: 尹东屏(1957-), 女, 山东牟平人, 高级工程师, 主要从事天气预报方法研究. E-mail: ydpyl@sina.com

失惨重。另据民政部门统计,浦口区滁河共发生堤防滑坡、塌洞、漫溢、渗漏、散漫等大小险情45处。强降雨导致安徽受灾人口160万人,紧急转移安置47900多人,因灾死亡2人;农作物受灾面积10.7万 $\text{hm}^2$ ,因灾直接经济损失6.05亿元。

## 2 天气背景和观测事实

### 2.1 天气背景

2008年8号台风“凤凰”于7月25日在菲律宾以东洋面上生成,28日22时在福建省福清市减弱为热带风暴,29日晚由福建省西北部进入江西省东北部后向西北偏北方向移动,30日14时减弱为热带低压(图1)。台风进入内陆后,移动过程中强度逐渐减弱。到达江西境内,绕过黄山山脉,在大别山南麓调头沿长江向东北方向移动,然后环流滞留在安徽和湖北交界处。地面31日08时在安徽维持一弱的低压系统,从地面一直到300 hPa能分析出低压环流,降水明显减弱。低压中心的东部安徽境内6 h降水量最大只有31 mm,在低压的东南部地区,大多在下小雨。



图1 0808号台风移动路径

7月30日08时-20时,925~700 hPa 滁河地区处于“凤凰”低压环流东部的西南气流中,500 hPa河套地区西部有低槽东移。31日02时,925~850 hPa 南海有偏南气流北上,同时副热带高压增强西进,其西部的偏南风 and 南海北部的偏南气流汇合,使偏南风速加速。由偏南风输送的水汽源源不断地流入到滁河地区,暖湿空气的大量涌入使温度梯度加大,原来减弱的低压系统重新发展。随后河套东部冷空气和乌拉尔山偏北气流分别南下,再一次加强了辐合上升运动,使滁河地区一直处于有利于强降水的条件下,持续降水造成洪涝泛滥。

### 2.2 雨情

滁河地区的这次强降水过程根据雨强和降水时间分为两个阶段。第一阶段从7月31日22时开始到8月1日08时结束,强降水区主要在安徽的含山附近(图2a),6 h(7月31日22时-8月1日04时)最大雨量为202 mm。第二阶段的强降水时间从8月1日14时-2日05时,特大暴雨中心在安徽滁州附近(图2b),1日20时-2日02时6 h最大降水量269 mm。

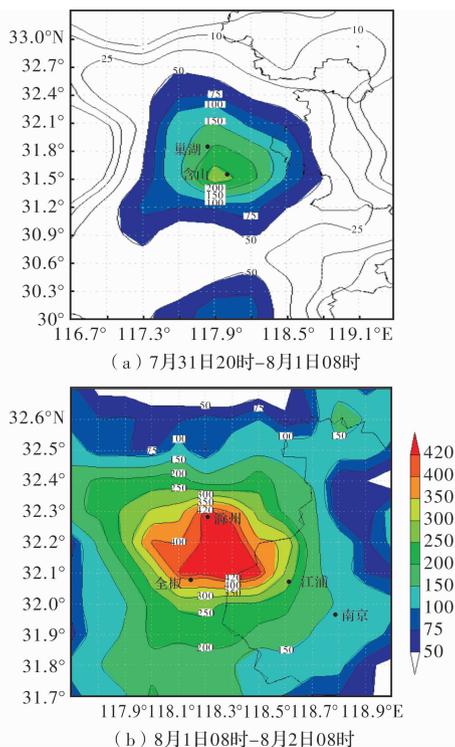


图2 苏皖两省实测雨量分布

## 3 低空急流对特大暴雨的作用

低空急流往往与暴雨相联系,为暴雨区输送高湿高能的暖湿气流,低空急流附近有很强的非地转性,其左侧往往伴有辐合上升运动。观测表明,925~850 hPa 南京偏南风速7月31日20时开始加强,8月1日08时从12 m/s跃增到20 m/s,6 h增大了8 m/s。偏南风在滁河地区加速的原因是台风环流虽然减弱,但其东部仍然维持西南风,另外热带低压的减弱使副热带高压恢复性增强西进,此时滁河地区恰好位于低压环流东部和副热带高压的西南部边缘,加之南海偏南气流北上,造成三股西南气流在暴雨区汇合。西南暖湿气流向暴雨区的涌入使低空急流出现脉动,暖湿空气质量在滁河地区堆积,使温度梯度加大,原来稳

定的低压环流的结构因此发生了变化,“凤凰”减弱的低压环流重新发展。低空急流促进了对流层低层中尺度涡度发展,低压环流东部的上升运动增强,因此对流云团进入淮河地区就迅速发展。卫星云图上可以看到7月31日20时有对流云团沿长江流域(九江-南京段)向东北方向发展,并较长时间地停留在含山附近。在整个暴雨过程中,暴雨区一直位于低空急流中心的左后方。

8月1日14时急流主体东移入海,中心位于朝鲜半岛的南部,原来在江苏和安徽的急流已经消失,降水减小,除了安徽全椒以外,大多只有中雨的量级。14时以后,河套西部有冷空气南下,由于暖气团的实力相当,冷空气在安徽中部形成了一个冷坝,致使冷暖空气在淮河地区辐合。20时,由于北上的暖湿气流在辐合线南端的堆积使低空急流再度增强,淮河地区再次位于急流的左后方,暴雨区一直维持在安徽滁州、全椒和江苏的江浦附近。卫星云图显示:8月1日07时-2日07时对流云团稳定在苏皖交界的淮河地区,随着北方冷空气的逐渐逼近,云团的西北部和北部不断有新的对流单体增生并入原来的对流云团,维持在此处的对流云团经历着不断地合并、增强、减弱、再合并的循环过程。

这两个阶段暴雨增强过程中都出现了低空急流的脉动,不同的是第一次急流脉动是西南气流大量涌入造成的,第二次是由于冷空气南下阻挡造成了暖湿气流的再度增强。暴雨区一直位于低空急流的左后方。

#### 4 倾斜上升运动对暖湿气流的向上输送

“凤凰”北上携带了充沛的暖湿气流,南海和副高西部边缘的暖湿空气在暴雨区的会合加剧了该地低层大气的增温增湿。利用表征空气温湿程度的 $\theta_{se}$ 来解释冷暖空气在暴雨过程中的影响,沿 $32^{\circ}\text{N}$ 制作了 $\theta_{se}$ 和U-W风场的垂直剖面图。7月31日20时-8月1日02时,暴雨区 $\theta_{se}$ 一直有一大值区从近地面向高空伸展,高度达到700 hPa,中层的干冷空气分别在 $116^{\circ}\text{E}$ 以西和 $120^{\circ}\text{E}$ 以东。7月31日20时斜上升气流很弱,在 $117^{\circ}\text{E}$ 附近。8月1日02时(图3),700~500 hPa出现了一个350 K的 $\theta_{se}$ 中心,说明有弱的冷空气从中层渗透(这与后面北风扰动的分析相一致)。斜上升气流在7月31日20时-8月1日02时之间迅速增大,

并且自西向东移过暴雨区。1日02时斜上升运动高度达300 hPa以上,大速度中心在500~600 hPa。在这一时段中,暴雨区雨量也随之加大。到了1日08时,斜上升气流明显减弱,逐小时降水量在1日03时后开始减弱。

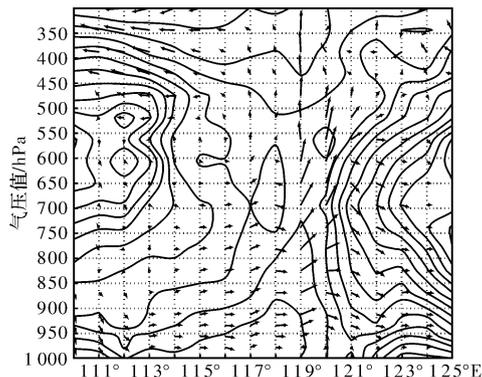


图3 8月1日02时沿 $32^{\circ}\text{N}$  $\theta_{se}$ (等值线)

和U-W风场的剖面图( $\theta_{se}$ 单位: K)

1日14时 $\theta_{se}$ 减弱,高度降低。20时 $\theta_{se}$ 的高值区向高空扩展,352 K线从800 hPa向上扩展到700 hPa,斜上升运动发生在700 hPa以上。上升运动造成中层减压,为了维持大气层的平衡,低层的暖湿气流开始上升。 $118^{\circ}\text{E}$ 以西的冷空气逐渐向东移动,并逐渐由中高层向下扩展,由于在 $120^{\circ}\text{E}$ 以东也是一个干冷空气区,暖湿气流在东西两股冷空气的中间受到“挤压”,只有向上抬升。2日02时(图4)干冷空气继续向低层扩展,高 $\theta_{se}$ 以东的干冷空气势力也在不断增强,受来自于北方的冷空气的“挤压”,高 $\theta_{se}$ 区越来越狭窄,淮河地区700 hPa以下仍为 $\theta_{se}$ 大值区,大暴雨区( $117.8 \sim 118.9^{\circ}\text{E}$ )有明显的倾斜上升运动,高度达到300 hPa以上,说明在“挤压”产生的动力作用下暖湿气流出现了爆发性抬升,在这期间滁州6 h的降水量达到了269 mm。2日08时,在不断增强下侵的冷空气推动下,高 $\theta_{se}$ 和强的斜上升气流快速移到了海上,降水随之减弱。

对两个不同阶段的暴雨过程分析得到,对流层低层的暖湿气流在暴雨出现前和出现时在垂直方向有明显增强,同时都有干冷空气从对流层中层侵入,因此冷空气触发不稳定能量释放是大暴雨产生的关键因素。第二阶段冷空气的下沉入侵非常明显,这与朱佩君等<sup>[11]</sup>对台风Winnie(1997)的变性演变过程的研究结论一致。不同的是第二阶段的特大暴雨过程中,强上升运动的爆发是对流层中层减压和东、西两侧的干冷空气对暖湿气流的“挤压”共同造成的。

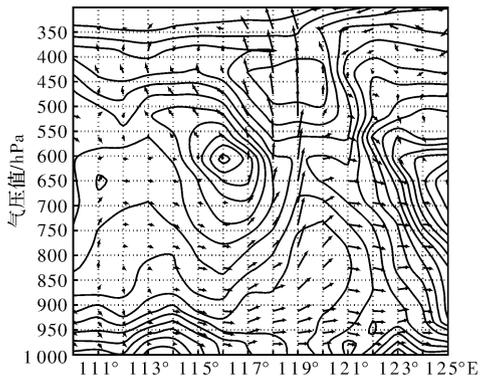


图4 8月2日02时沿32°N $\theta_{se}$ (等值线)和U-W风场的剖面图( $\theta_{se}$ 单位: K)

## 5 经向风扰动和垂直涡度发展对特大暴雨的作用

### 5.1 经向风扰动分析

为了确定强降水系统发展的动力机制, 选择32°N、118°E格点资料, 将台风登陆后的10天资料进行平均, 用实况场减去平均场, 得到径向风随时间的演变(图5), 用以分析冷暖空气的动态和扰动场。结果表明, 7月29日08时-30日02时淮河地区南风扰动随时间增强, 高空没有北风扰动, 这与台风北上为单一的暖气团有关。31日08时南风扰动中心值减弱, 31日20时中心值突增, 高度在700 hPa以下, 与天气形势上南海和副高的偏南气流向这一地区涌入相符。7月31日20时600~300 hPa出现了北风波动, 说明低层暖湿气流增强的同时, 高空有冷空气南下, 北风扰动触发了低层不稳定能量的释放, 促使对流活动加剧。8月1日08时后, 出现了明显的北风扰动, 可以看到北风扰动随时间逐渐增强, 中心在800~400 hPa之间, 1日20时达到最大, 北风扰动的逐渐增大并向下发展有利于暖湿气流中不稳定能量的充分释放。2日08时, 近地面受北风控制, 降水已经减弱。

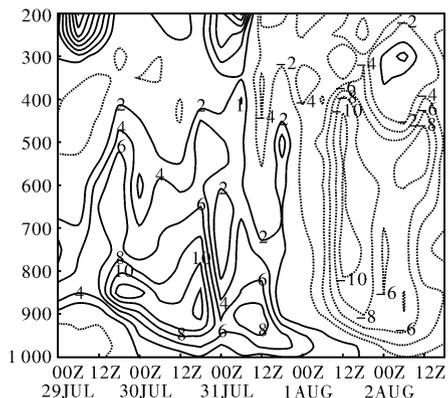


图5 7月29日-8月2日32°N、118°E经向扰动风的变化(单位: m/s)

### 5.2 特大暴雨过程中涡度的发展

为了分析涡度和垂直速度的垂直分布和演变情况, 制作了沿32°N的垂直剖面图。随着台风的北上, 从7月28日14时开始, 淮河地区的正涡度逐渐增大, 30日08时达到最大, 为 $18 \times 10^{-5}/s$ 。随后正涡度中心开始减弱, 31日14时中心值最小, 为 $9 \times 10^{-5}/s$ , 中心区域很小, 高度在900 hPa, 位于117°E, 在暴雨区的西部。由于低层西南气流的增强, 残留低压的斜压性加大, 正涡度从低层开始重新发展。31日20时正涡度中心移到暴雨区, 中心值抬高至800 hPa附近,  $10 \times 10^{-5}/s$ 的涡度中心与正的垂直速度中心重叠。8月1日02时虽然涡度中心仍为 $10 \times 10^{-5}/s$ , 高度在800 hPa附近, 但中心值区域扩大, 上升运动区与正涡度的中心值重合, 高度直达100 hPa(图6)。从正涡度中心随时间的变化得到, 7月31日20时-8月1日02时正涡度中心自西向东缓慢移动的, 因此安徽含山附近的特大暴雨是在涡度东移发展过程中产生的。1日08时, 虽然正涡度继续发展, 但上升运动明显减弱, 降水也相应减小。

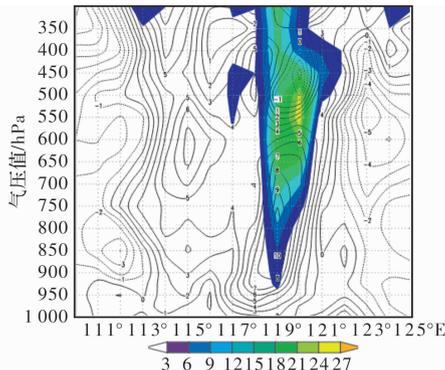


图6 8月1日02时沿32°N涡度(等值线)和垂直速度(阴影区)的剖面图(涡度单位:  $\times 10^{-5}/s$ ; 垂直速度单位:  $\times 10^{-2} m/s$ )

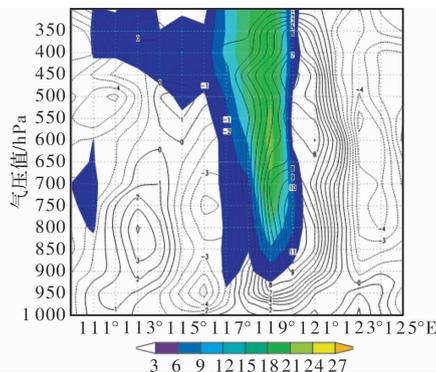


图7 8月2日02时沿32°N涡度(等值线)和垂直速度(阴影区)的剖面图(涡度单位:  $\times 10^{-5}/s$ ; 垂直速度单位:  $\times 10^{-2} m/s$ )

8月1日14时正涡度中心值明显减弱, 20时河套东部西北气流南下至淮河地区以北, 冷空气

先从对流层中高层影响淮河地区, 涡度开始在中层发展。20时正涡度中心值在600 hPa附近, 较14时增大了 $8 \times 10^{-5}/s$ (为 $14 \times 10^{-5}/s$ ), 强上升运动区也在650 hPa以上。淮河地区的降水在1日下午15时开始增大, 因此暴雨发生在中层涡度发展和垂直速度增大的过程中。从涡度的垂直分布变化得到, 在冷空气不断由中高层向低层侵入的过程中, 涡度的正值中心也逐渐向下发展并减小。2日02时涡度的正值中心是 $11 \times 10^{-5}/s$ (图7), 在800 hPa附近。同时强上升运动区也向下扩展到900 hPa, 垂直速度中心在600 hPa附近, 为 $24 \times 10^{-2} m/s$ , 与1日20时相比, 6 h内增大了 $15 \times 10^{-2} m/s$ 。强降水区偏在正涡度中心西部的涡度强梯度带中, 垂直速度的大值区也偏在这一区域中, 对流云团也在这一区域合并发展。

以上分析表明: 暴雨发生在涡度发展的过程中。第一阶段的暴雨中, 大量暖湿气流从对流层低层的涌入导致了低层大气斜压性的增强, 中层弱冷空气的渗透起到了触发暴雨区不稳定能量释放的作用, 因此涡度从低层向高层发展。第二阶段的暴雨过程中冷空气由中高层逐渐下沉侵入, 中层大气斜压性先增大, 不稳定能量自上而下不断释放, 涡度也是自中层向低层发展。

## 6 结语

(1)7月31日-8月2日产生在淮河地区的特大暴雨过程的暖湿空气来自于台风低压、南海和副高的东南部边缘, 暖湿空气的大量涌进使对流层低层聚集了大量的不稳定能量。

(2)造成含山附近特大暴雨的北风弱扰动来自于对流层中层。特大暴雨过程中淮河地区处在低空急流的左后方, 暖湿空气质量堆积使这一地区温度

梯度增大, 同时加大了气压梯度, 减弱的台风低压重新发展, 低层的正涡度加强, 中层北风弱扰动加剧了不稳定能量释放, 特大暴雨发生在低空急流传送的中尺度对流系统在低压东南部发展的过程中。

(3)滁州附近特大暴雨的触发机制首先来自于北方南下冷空气在对流层中高层的扰动。气旋性涡度在中层发展, 上升运动也始发于对流层中上层, 中层暖湿空气的抬升导致低层不稳定能量爆发性释放。随着低层暖湿空气的抬升, 正涡度中心也逐渐随高度降低, 不稳定能量从高层往低层的逐层释放创造了有利于持续降雨的条件, 使维持在淮河地区的对流云团经历着不断地合并、增强、减弱、再合并的循环过程。

(4)特大暴雨过程产生在正的垂直涡度发展和上升运动增强的过程中, 当上升运动出现最大值后, 雨势开始减弱。

## 参考文献:

- [1] 刘爱鸣, 黄志刚, 高珊, 等. 福建省热带气旋暴雨型地质灾害特征分析[J]. 灾害学, 2008, 23(4): 45-48.
- [2] 周慧文, 陈冰廉, 苏兆达, 等. 广西台风灾害性大风的气候特征[J]. 灾害学, 2007, 22(1): 13-17.
- [3] 李菁, 吴毅杰, 何冬燕. 热带气旋“碧利斯”与“派比安”灾害成因对比分析[J]. 灾害学, 2007, 22(3): 72-76.
- [4] 孙淑清, 周玉淑. 近年来我国暴雨中尺度动力分析进展[J]. 大气科学, 2003, 31(6): 2710-2811.
- [5] 段丽, 陈联寿. 热带气旋“菲特”(0114)特大暴雨诊断分析[J]. 大气科学, 2005, 29(3): 343-353.
- [6] 朱健, 沈晓玲. 2004年几次暴雨Q矢量诊断的比较分析[J]. 灾害学, 2006, 21(2): 90-94.
- [7] 胡淑兰, 李社宏, 杜继稳. 渭河上游一次致洪暴雨过程诊断分析[J]. 灾害学, 2008, 23(1): 50-54.
- [8] 郭虎, 段丽, 杨波, 等. 0679香山局地大暴雨的中小尺度分析[J]. 应用气象学报, 2008, 19(3): 265-274.
- [9] 朱佩君, 陈敏, 陶祖钰, 等. 登陆台风Winnie(1997)的数值模拟II: 结构演变特征分析[J]. 气象学报, 2002, 60(5): 560-567.
- [10] 李英, 陈联寿, 雷小途. 高空槽对9711号台风变性加强影响的数值模拟研究[J]. 气象学报, 2006, 64(5): 552-561.
- [11] 朱佩君, 郑永光, 陶祖钰. 发生在中国大陆的台风变性加强过程分析[J]. 热带气象学报, 2003, 19(20): 157-162.

# Diagnostic Analysis on the Extraordinary Storm Caused by Re-intensification Depression of Landfall Typhoon

Yin Dongping, Zhang Bei, Wu Haiying and Liu Anning

(Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing 210008, China)

**Abstract:** Based on the conventional data and NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  reanalysis data, the extraordinary storm caused by residual circulation of landfall typhoon 0808 (Fung-wong) occurred in Chuhe area is analyzed. Analysis on space variation of vorticity and vertical velocity shows that rainstorm develops as the positive vorticity and the ascending motion strengthen, and the ascending movement weakens with decrease of the rainfall intensity.

**Key words:** extraordinary storm; north wind disturbance; MCS; landfall typhoon; Chunhe River area