

上海地区台风倒槽暴雨分析

钱自强 张德
(上海中心气象台)

提 要

本文通过五次个例的对比分析,指出边界层东北急流对长江三角洲台风倒槽的重要作用。同时还得出,那里存在两种类型的台风倒槽暴雨,它们在一些方面有明显的不同。

引 言

台风暴雨是上海地区夏秋季节的重要灾害性天气。根据1956—1980年的统计,共出现50毫米以上的台风暴雨32次,其中倒槽暴雨21次,为65.6%。在15次台风造成的100毫米以上大暴雨中,台风倒槽则占到80%。建国以后上海最强的台风暴雨出现在1963年12号台风过程中,雨量444.4毫米,也是台风倒槽造成的。可见,倒槽暴雨在上海的台风暴雨中次数最多,雨量最集中,影响最大,是台风暴雨的重点。

为了弄清楚构成台风倒槽暴雨的因素,它们的特征及预报着眼点,我们挑选了7122、7123、8012、8015及6312五次台风倒槽,进行了天气学及物理要素分析。分析得出的一些认识,曾扩大到别的台风倒槽暴雨进行对照。分析及对照的例子如表1。

表1 分析及对照用的个例表

台风编号	有无暴雨	有无NE急流	所属类型	分析或对照
7122	100毫米以上暴雨	有	斜压锋区型	分析
8015	100毫米以上暴雨	有	斜压锋区型	分析
7123	小雨	无	—	分析
8012	小雨	无	—	分析
6312	200毫米以上特大暴雨	有	高温高湿型	分析
6214	200毫米以上特大暴雨	有	高温高湿型	对照
6615	100毫米以上暴雨	有	斜压锋区型	对照
6910	100毫米以上暴雨	有	斜压锋区型	对照

一、低层辐合线及边界层急流

我们分析了上述五次台风各层等压面的流线图,对比这些流线图得出,凡是长江三角洲有倒槽暴雨的台风,从浙江沿海到长江口外,存在着一条东北风与东南风的辐合线。这

1983年6月27日收到,1984年6月1日收到再改稿。

条辐合线在低层较为明显,它随着高度向西北倾斜。台风倒槽暴雨就发生在地面和700毫巴这两层辐合线之间。在850毫巴上,这条辐合线均位于上海东侧,上海为东北气流。长江三角洲无倒槽暴雨的两次台风,其流场就不同,850毫巴及700毫巴上,从杭州湾南岸直到苏皖北部,均盛行东南气流。在这样一个区域里,不存在东南风与东北风的辐合线。

对于长江三角洲有暴雨的台风倒槽,在边界层,长江三角洲不仅处于辐合线西侧的东北气流下,而上存在一支东北急流,它的最大风速高度在900米上下。图1是1971年22号台风期间上海高空风的时间剖面图。这次过程边界层急流轴通过上海上空,上海的高空风结构具有较好的代表性。图上可以清楚地看出,上海上空有两支急流。一支是6000米以上的西南急流,另一支是300米到2000米之间的边界层内的东北急流。这两支急流之间有明显的风速较小

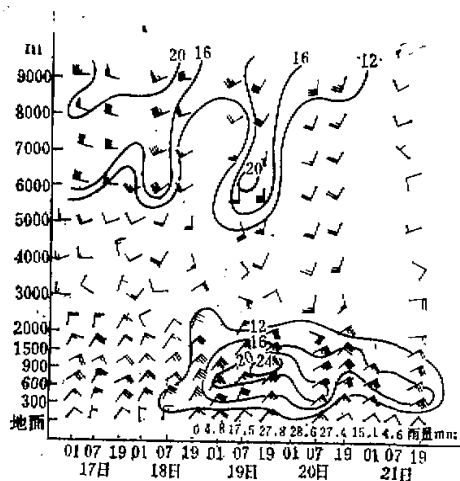


图1 1971年9月17—21日上海高空风剖面图

层,表明它们显然没有联系。这个图上同时标出了上海六小时雨量的数值。可以看出,边界层东北急流先于暴雨出现;随着风速增强,雨量也加大;以后风速逐渐减小,降雨强度也逐渐减弱。

1963年的12号台风,是长江三角洲所有台风倒槽暴雨中最强的一次,上海市大部分地区均出现特大暴雨,南汇县气象站的雨量达到444.4毫米。这次过程的高空风纪录不够完整,从探测到的资料分析,边界层同样存在东北急流。我们用稠密的地面风间接地反映边界层急流与倒槽暴雨之间的联系。这一次,地面最大风速轴线通过靠近上海的嘉兴。

图2是嘉兴地面风速与上海六小时雨量的关系图。从图上同样可以看到,随着东北急流的加强,上海降雨从无到有并迅速加大。这次过程风速特别强,地面最大风速达到24米/秒,边界层急流中心高度上的风速势必更大。它的暴雨也特别强,在最大风速出现以后约六小时内,上海雨量为104.7毫米(南汇县站竟达211.3毫米)。随着急流的减弱,雨强也迅速从六小时100毫米以上减小到5毫米左右。

对于在长江三角洲没有暴雨的台风倒槽,其风场结构就有很大的不同。这种情况可以以1971年23号台风为例。图3是23号台风期间上海高空风的时间剖面图。23日8

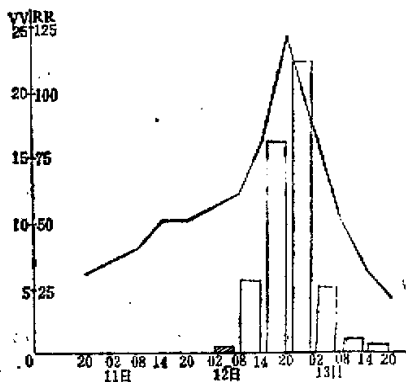


图2 嘉兴地面风速与上海6小时雨量图

时,这个台风的位置与前面举出的 7122 台风在上海造成暴雨时的位置基本一样。但此时

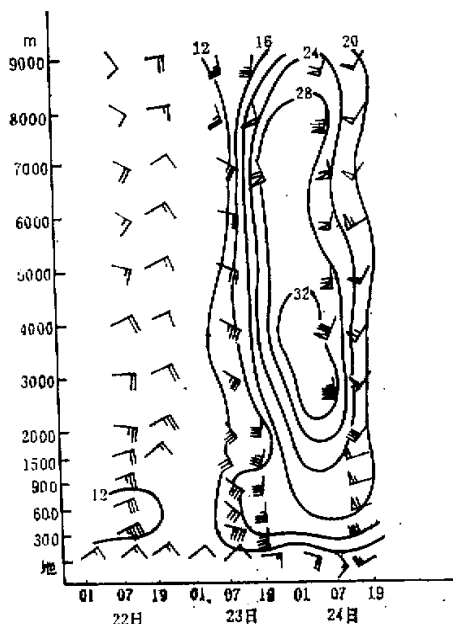


图3 1971年9月22—24日上海高空风剖面图

(不包括梅雨期间及梅雨以前)所有 100 毫米以上的台风倒槽暴雨,其结果是这些倒槽暴雨均存在边界层东北急流。

我们从天气学角度分析了这支急流的成因。凡是有倒槽暴雨的,在台风侵袭我国东南沿海以前,北方先有一次冷空气南下。上海 1000 毫巴及 850 毫巴的 θ_{se} 均出现一个低点,同时,300 米到 1500 米之间东北风开始加大。接着由于台风的影响,使边界层内台风与冷高压之间的东北气流进一步增强,并出现一支 20 米/秒以上的急流。这个事实说明,这支东北急流是中低纬系统相互作用的产物,因而对于长江三角洲台风倒槽暴雨具有重要作用。从统计事实看,上海地区 7—10 月份的台风倒槽暴雨,主要集中在 8 月 20 日到 9 月 20 日这一时期,它占到这四个月倒槽暴雨总数的 76%。这是因为,这个时期冷空气势力已从华南北移到长江以南,但尚未深入华南,而台风在东南沿海登陆以后,它的暖湿空气却经常输送到江淮流域,因而较有利于中低纬系统在长江三角洲相互作用,有利于东北急流和倒槽暴雨的产生。

二、台风倒槽暴雨的两种类型

在上一节中,我们指出了长江三角洲台风倒槽暴雨的共同特征,但是进一步分析它们的结构,还是存在着一定的差异。这些差异导致暴雨强度的明显不同。因此,我们把它分为两类,并称为“斜压锋区型”与“高温高湿型”。

上海从 300 米直到 8000 米上空,都是一致的强东南气流,边界层内根本不存在东北急流。这类只有东南急流而没有边界层东北急流的台风,其倒槽暴雨出现在太湖以西和长江以北的地区,有时一直远在华北出现。

这些事实告诉我们,对于长江三角洲的台风倒槽暴雨来说,从长江三角洲到浙江北部这样一个区域里,边界层存在一支东北急流是十分重要的。以前,曾有许多文献指出过低空西南(或偏南)急流对梅雨锋和江淮气旋上产生的暴雨的作用,蒋尚诚^[1]、孙淑清^[2]在讨论北方台风倒槽暴雨及其他暴雨时,又指出了东南急流的作用。但是长江三角洲的台风倒槽暴雨,重要的却是边界层的东北急流。为了看看这一认识是否对长江三角洲的台风倒槽暴雨具有一定的代表性,我们考查了六十年代以来夏秋两季

第一类 斜压锋区型

这类台风倒槽,在暴雨区的北侧,低空存在着一个明显的 θ_{se} 锋区,它在 850 毫巴上最为明显,在二个半纬距内 θ_{se} 差值达到 30K 左右。它在很大程度上是低空湿度不连续所造成的。在地面上,温度、湿度、变压和风的不连续要小得多,因而往往不分析锋面。

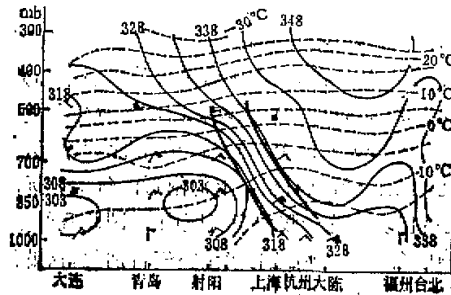


图 4 1974 年 9 月 19 日 20 时剖面图

实线: θ_{se} , 虚线: T

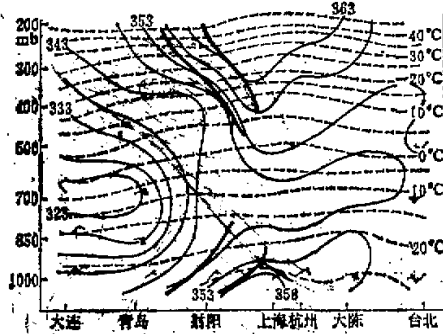


图 5 1963 年 9 月 12 日 08 时剖面图

实线: θ_{se} , 虚线: T

这类倒槽暴雨的空间结构特征如图 4 所示。从图上可见,射阳及其以北地区在 700 毫巴以下是一团明显的干冷空气,堵在台风倒槽的北方,上层 θ_{se} 的高值线在杭州湾下伸,两者构成强的锋区,暴雨就发生在锋区南侧。

根据对物理量的计算,这类台风倒槽的辐合层次并不深厚,主要发生在 850 毫巴和 700 毫巴,上升速度以 700 毫巴或 500 毫巴为最大,量级为 $6-10 \times 10^{-3}$ mb/秒,与锋区滑升型的降雨比较接近。

根据比较稠密的是气象站资料所进行的地面分析,这类台风倒槽从长江口一直到浙江南部都处于辐合线以北一致的北到东北气流之下,变压场平缓,雨量分布比较均匀,没有次天气尺度系统在苏南浙北活动。

由于这几方面的特征,这种台风倒槽的六小时雨强一般不超过三、四十毫米,暴雨累积量超过 100 毫米往往与降雨时间较长有关。

第二类 高温高湿型

这类台风倒槽暴雨与前一类相比,存在以下两个显著差别:

(1) 锋区结构上的不同 图 5 是 1963 年 12 号台风的倒槽暴雨在浙江北部刚刚开始(上海尚未开始)时,沿 121°E 的剖面图。从图上可以看到, θ_{se} 低值的主要干冷空气远在青岛、大连一带。在射阳附近,低空存在着一个随高度向南倾的锋区,而 500 毫巴以上,则存在一个北倾的锋区。值得注意的是,由于台风登陆以后中心减弱,结构改变,主要的暖湿空气向北输送,因而上海、杭州一带整层均在暖湿空气控制之下,其 θ_{se} 值除 700 毫巴为 347°K 以外,其他均在 350°K 以上。同前一类相比,其锋区南侧暖湿空气的 θ_{se} 值,要高出 $20-30^{\circ}\text{K}$ 。而且,从图上可以看出,上海附近的气层,远比台风中心附近的福州暖而湿。台风倒槽暴雨就出现在这一暖湿空气区内。因此我们把这一类称为“高温高湿型”。正是因为这类倒槽由台风向北输送的暖湿空气特别强,这就使得长江三角洲边界层内台风与冷高压楔之间的东北急流特别强烈。

(2) 扰动的存在与否 根据比较稠密的县气象站资料所进行的地面分析,我们可以看出,就在长江三角洲,存在着一个次天气尺度的扰动(图 6)。暴雨区出现在扰动辐合线

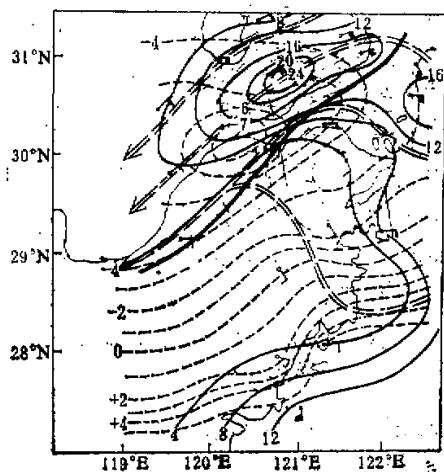


图 6 1963 年 9 月 12 日 20 时地面分析图

双虚线: 流线, 实线: 等风速线, 虚线: 等变压线, 粗线: 辐合线。

北侧的东北急流里,等雨量线的走向与图 6 中等风速线的走向相当一致。但是,在常规的地面图上,无法清楚地分析出这个扰动的存在。这个扰动在 12 日 8 时生成,14 时进一步明显,图 6 的 20 时已是成熟阶段,13 日 02 时就趋于减弱,08 时已经消亡,历时不到 24 小时。

由于高空资料不完整,我们用较小的网格计算了这个扰动的地面散度及相对涡度,结果是地面层有明显辐合,气旋性涡度也很强。而用同样的网格对第一类倒槽暴雨计算,则地面层辐合及气旋性涡度均很微弱。

总的说来,这类台风倒槽暴雨由于高温高湿,边界层东北急流很强,存在着次天气尺度扰动以及从近地层开始就有强烈的辐合作用,因而雨强很强,六小时雨量就可达到一、二百毫米,因而容易造成特大暴雨。

致谢: 高泉平、王建极同志为本文物理量计算提供了程序,康中兴等同志曾参加部分资料工作,特此一并致谢!

参 考 文 献

- [1] 蒋尚诚等,气象学报,第29卷第1期 p. 22, 1981.
- [2] 陶诗言等,中国之暴雨,第五章 p.54—55, 科学出版社, 1980.

AN ANALYSIS OF HEAVY RAINS DUE TO TYPHOON INVERTED-V TROUGH IN SHANGHAI AREA

Qian Ziqiang Zhang De
(*Meteorological Observatory of Shanghai*)

Abstract

In this paper, five cases of typhoon inverted-V troughs with or without heavy rains have been analyzed. It is pointed out that the NE jets in the boundary layer are important for the heavy rains in the Changjiang Delta region. And it is shown that there are two structural patterns of heavy rains in the inverted-V troughs. The differences in characteristics between these two patterns are obvious.