

# 华北夏季暖切变暴雨个例的初步分析

郭 肖 容

(中 央 气 象 台)

## 一、前 言

暴雨预报主要是解决三方面的问题。第一,要抓住天气尺度的雨区,即抓住暴雨可能发生的范围。第二,要抓住构成天气尺度暴雨区内中尺度雨团的触发条件,从而决定大尺度雨区内暴雨开始的时间和出现的地点。第三,要抓暴雨的强度。因此,认识和掌握暴雨发生、发展的规律成为作好暴雨预报的关键。但是,就目前的认识水平和资料所限,要解决这些问题还是十分困难的。从个例分析入手,加深认识累积经验也是达到上述目的的途径之一。

本文对 1974 年 7 月 23 日一次华北暖切变暴雨过程进行了初步分析。主要内容有两点: (1)暖性切变的流场结构及其暴雨区的配置。(2)中尺度雨团的活动规律及其触发系统。最后,在分析的基础上提出了该类系统暴雨预报的着眼点。

## 二、暖切变维持的环流形势及其暴雨分布

1974 年 7 月 22 日—7 月 24 日华北地区出现了一次低涡暖切变过程。图 1 为 1974 年 7 月 23 日 08 时 500 毫巴形势图。亚欧地区高纬度为二脊一槽型。二个高脊分别位于乌拉尔山区和苏联滨海省,长波槽位于贝加尔湖以西。中纬度环流较平直,多小槽脊活动。太平洋副高在海上断裂,一个中心位于浙赣地区。另外大陆副高中心位于昌都附近。这种形势自 22 日建立,至 24 日基本稳定少动。

由于这些系统的相对稳定,在华北地区形成一个相对稳定的人字形辐合区。这种形势正是华北低涡暖切变过程发生的有利形势。

22 日 08 时以后,于离石、太原、济

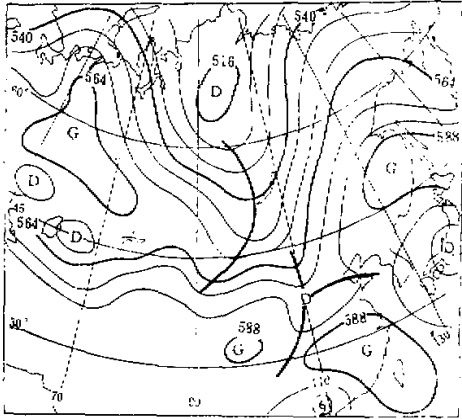


图 1 1974 年 7 月 23 日 08 时 500 毫巴形势图。

1977 年 6 月 5 日收到。

南一线有一暖切变形成,并缓慢北移至山东半岛北部,23日稳定少动。当切变线在山东半岛停留期间造成了山东地区的大范围暴雨。

与暖切变联系的降水主要集中在23日,用23日00时—24日00时的24小时雨量图(图2)大致可以反映这次过程的总降水量。由图2可见,人字形辐合区的大部分地区都有降水出现,但暴雨的分布除一部分位于700毫巴低涡北部外,主要集中于切变线南侧的山东境内。鲁北、鲁南各有一条与切变线大致平行、基本呈东—西走向的暴雨带。它们的水平尺度大致为5、6百公里。最大日降水量为144毫米,发生在山东广饶附近。

分析了六小时雨量图后可以发现,上述两条暴雨带分别代表了两次暴雨过程,一次发生在23日上午,一次发生在23日午后。图3给出了23日02—08时及23日14—20时两张六小时雨量图,显然图3上的两条暴雨带分别对应了图2上的两条暴雨带。

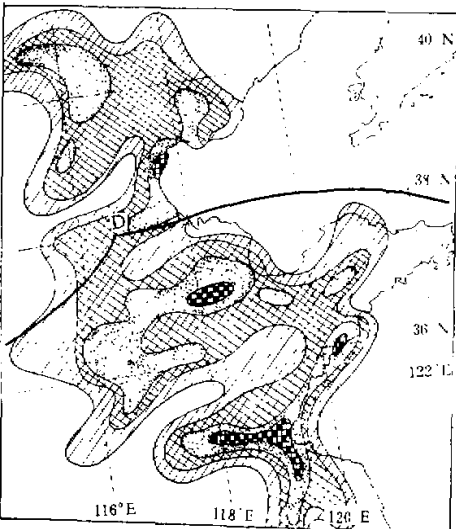


图2 1974年7月23日00时—24日00时24小时雨量图。  
斜线区>10毫米 网格式>25毫米  
斑点区>50毫米 黑白格区>100毫米  
粗线为700毫巴切变线

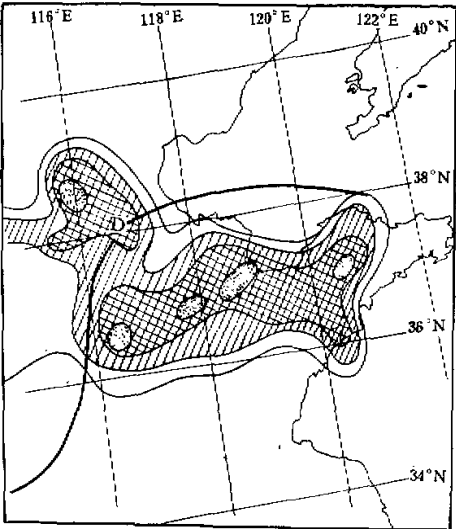


图3a 1974年7月23日08时地面切变线及02时—08时六小时雨量分布。

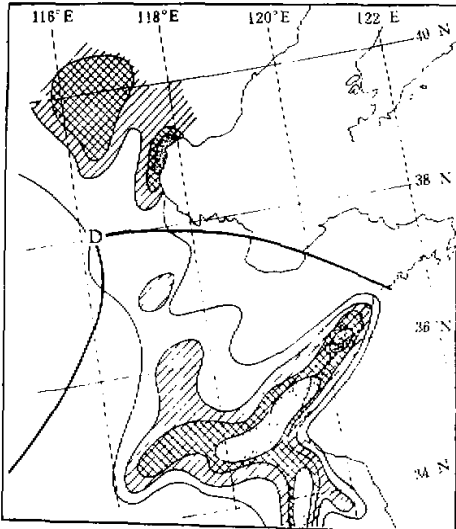


图3b 1974年7月23日20时地面切变线及14—20时六小时雨量分布。

为什么暴雨区都集中于切变线南侧？为什么 08 时至 20 时切变线位置变化并不大，而两次暴雨区却发生于不同的部位呢？为此，我们以 08 时为例对暖切变的结构进行了分析。

### 三、暖切变的流场结构

首先我们绘制了垂直于暖切变、穿过暴雨区的南北向剖面图（图 4）。该图可以综合暖切变的几个一般特征。

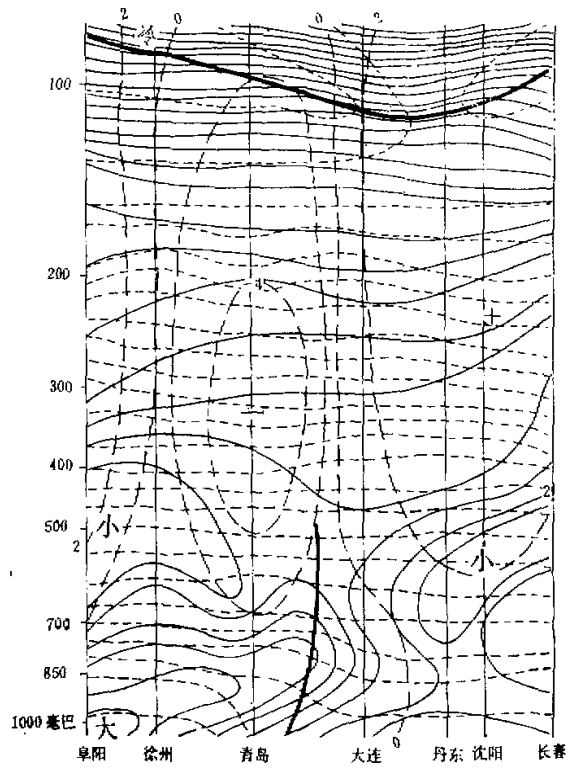


图 4 空间剖面图。细实线为等  $\theta_{se}$  线，短断线为等温线，长断线为等  $\omega$  线  
(单位:  $10^{-3}$  毫巴/秒)，粗线为暖切变线。

- (1) 偏西风与偏东风之间的切变位于青岛和大连之间，切变线与地面近于垂直，并延伸到 500 毫巴以上。除对流层低层外切变线两侧没有明显的温度差异。
- (2) 切变线上空对应着一个  $\theta_{se}$  上突区，延伸至 600 毫巴，而在切变线两侧 400 公里处，在对流层中层各有一个  $\theta_{se}$  小值中心。显然，由  $\theta_{se}$  分布可以知道在切变线附近都存在位势不稳定区，但最大不稳定区位于切变线南侧暴雨区的上游。而切变线附近  $\theta_{se}$  的上突现象显然与对流降水发生后位势不稳定能量被大量释放有很大关系。
- (3) 上升运动主要位于切变线南侧，最大上升运动中心位于青岛上空 300 毫巴处，中

心数值为  $6 \times 10^{-3}$  毫巴/秒。

一般认为,位势不稳定层的存在和大尺度上升运动是暴雨产生的两个必要条件。我们对 22 日—23 日三个时次计算了大范围的对流层中、低层位势不稳定能量分布(图略)发现,(1)切变线附近及大范围偏南气流盛行地区均为对流性不稳定的,但并非都有暴雨发生。(2)在暴雨发生时,不稳定能量的最大值出现在暴雨区的上游,这显然是暴雨出现后,暴雨区的不稳定能量已被大量释放的结果。(3)在暴雨发生前最不稳定的地方未必一定有降水。因此,就这个例子讲,在切变线附近及大范围偏南气流盛行区暴雨产生的前一个条件是普遍具备的。但就目前所能获得的每日二次的探空资料讲,位势不稳定的强度与未来暴雨的发生之间似乎找不到很好的对应关系。

下面我们着重讨论切变线附近的垂直运动分布情况。

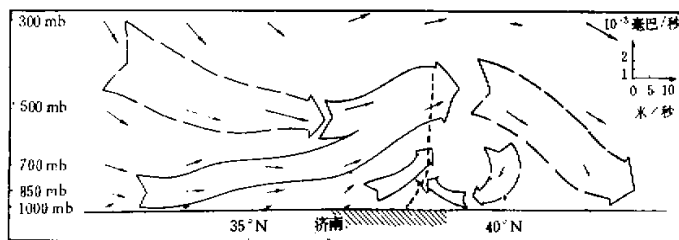


图 5 1974 年 7 月 23 日 08 时沿  $116^{\circ}\text{E}$  垂直剖面图。

细箭头为计算的二维风矢量,实线双箭头表示上升气流,虚线双箭头表示下沉气流,  
斜线为暴雨区,粗断线为切变线。

图 5 为通过暖切变的南北向剖面上的二维流场结构图。由图可见,切变线以南,偏南气流中存在一支大范围的上升运动带,南北伸展近 1000 公里,水平宽度约 500 公里。这支气流携带了大量暖湿空气源源不断地向北输送,为暖切变降水提供了充足的水汽。另外值得注意的是,在济南以南,这支上升气流仅限于 700 毫巴高度以下,而在这股上升气流上空,对流层中层则为一支下沉气流,二支气流在济南上空汇合并转为一致的深厚的上升气流。这两支气流所造成的对流层中、低空之间湿度平流的差异,可能对该地区位势不稳定能量的积累起了重要作用。因此,这样一种流场结构不仅为暖切变暴雨带来充足的水汽,同时也提供了暴雨产生的能量来源。

暴雨区位于济南以北,切变线以南的地区。这个地区深厚的上升运动是强烈对流天气发生、发展的有利条件。而济南以南由于对流层中层为下沉运动,对流的发展将受到抑制,因此并无暴雨发生。

图 6 为沿切变线南侧西南急流轴线方向所取的剖面图,在图中最大西南风速的垂直轴线与垂直运动零线近乎一致。在最大西南风垂直轴线以南,水平风速辐散区对应着下沉运动区;而其北水平风速辐合区则对应着上升运动区。在 500 毫巴高度最大风速区与切变线(羊角沟北面)之间的地区为深厚的上升运动区。它基本限定了暴雨可能出现的范围。图 7 是一张综合图,图中给出了 7 月 23 日 08 时,500 毫巴暖切变的位置、500 毫巴铅直速度分布、500 毫巴等西南风速线及最大西南风轴线以及 02—08 时六小时暴雨( $> 25\text{mm}$ )分布。我们看出 500 毫巴上升运动区与暴雨区配合得很好,它们都处于切变线以南的 500

毫巴西南气流辐合区(图中阴影区)。

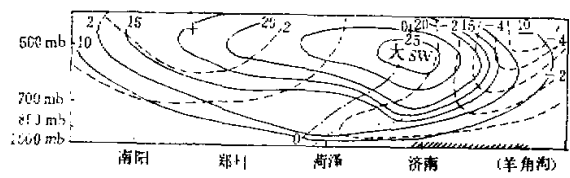


图 6 23 日 08 时沿西南急流轴方向的垂直剖面图。实线为等西南风速线(单位: 米/秒)点线为最大西南风速的垂直轴线,虚线为等  $\omega$  线(单位:  $10^{-3}$  毫巴/秒)锁线为  $\omega$  零线,斜线为雨区。

23 日 20 时的垂直运动我们没有进行计算,但从 23 日 20 时 500 毫巴西南气流的风速分布(图 8)也可断定,深厚的上升运动区应该位于切变线以南 500 毫巴西南风速辐合的地区。而第二次暴雨过程正是发生在这个地区。

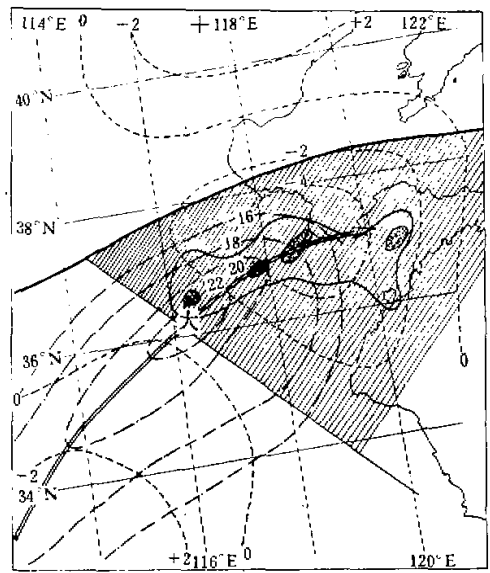


图 7 细实线为 02—08 时六小时暴雨区 ( $> 25$  mm),粗实线为 23 日 08 时 500 毫巴暖切变线,虚线为 08 时 500 毫巴等  $\omega$  线,锁线为 08 时 500 毫巴等西南风速线(米/秒),双箭头表示 500 毫巴西南急流轴线。

图 9 给出暖切变尺度流场结构及其雨区配置的综合图。显然,这与一般的模式有很大的不同。一般认为,在切变线附近风向辐合最强烈,地面切变线与高空切变线之间对应着强烈的上升运动,因此暴雨区主要集中在地面切变线以北,这可能是温带暖锋型切变的情况。但就本个例讲,切变线近乎垂直,而且其南侧西南气流中的风速辐合远较切变线附近的风向辐合更为突出,最大上升运动区及其相应的暴雨区主要集中于地面切变线以南。在做暖切变暴雨预报时值得注意这种情况。否则,忽视了这种情形,硬套暖锋型切变的情况,就可能造成预报上的失败。

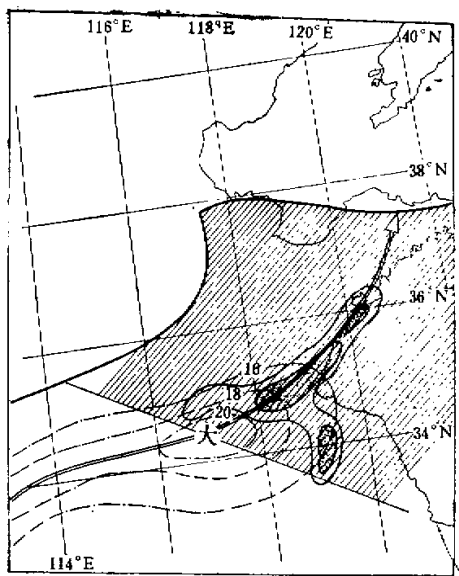


图 8 同图 7

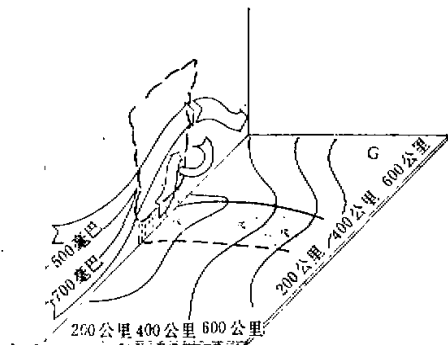


图 9 暖切变大尺度流场结构及其雨区配置的示意图。

#### 四、中尺度雨团的活动规律

我们进一步分析了每小时降水量图,取 5 毫米/小时的等值线为每小时暴雨中心的外包线,并将该包线所限定的降水单体称为中尺度雨团。分析发现,上述两次降水过程实际上是由若干个雨团的活动所组成。它们的分布和移动构成了整个过程时段的天气尺度的暴雨带。

仍以第一次过程为例,由 1974 年 7 月 23 日 00 时—09 时的每小时雨量图(未给出)及中尺度雨团的综合路径图(图 10),可以看到雨团的几个基本特征:

- (1) 雨团的水平尺度都在 120 公里以内。
- (2) 雨团产生后基本上沿 500 毫巴引导气流方向移动。除个别短时停留外,平均移

速为 50 公里/小时,最快达 100 公里/小时。

(3) 雨团的生命史为 4—10 小时。

除此之外,可以发现这次过程中雨团大多数产生于 23 日 01 时,而且大部分产生于切变线南侧、泰山山区西南方 20000 平方公里范围以内。

第二次暴雨过程中雨团活动也有类似规律,但大量出现的时间为 23 日 15 时,并集中产生于鲁南蒙山山区的南部。

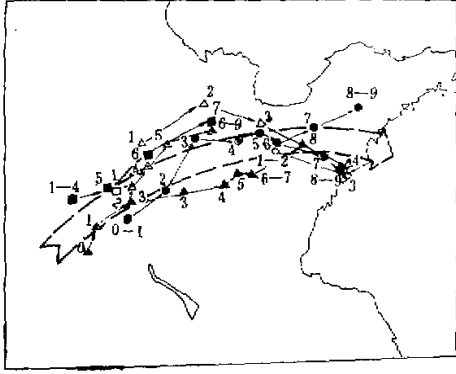


图 10 第一次暴雨过程雨团路径图。断线双箭头表示 500 毫巴引导气流方向,数字表示 23 日各雨团出现的时间(小时)。

## 五、中尺度雨团的触发系统

如前所述,大尺度上升运动和位势不稳定的存在只是提供了暴雨产生的有利条件,而暴雨是否发生还决定于适宜的地形条件、下垫面状况及各种天气系统的触发。在本个例的分析中我们发现和雨团发生有关的系统有两种:

### 1. 偏南气流中的低层扰动

在每三小时间隔的地面天气图上,自 22 日 20 时到 23 日 20 时山东半岛北部沿海地区始终维持一条地面切变线,它与图 1 上 500 毫巴切变线相对应。这里正是该时段环流形势所决定的切变线维持的平均位置。除此之外,在这条切变线南侧,偏南气流中还

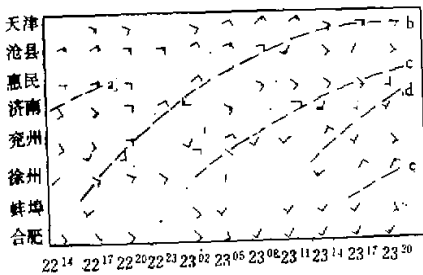


图 11 沿 117°E 地面风时间剖面图。  
断线为地面东西向切变线。

不断地有地面切变线产生并向北推移,最后补充并入到这条切变线中去。图 11 为南北向的时间剖面图,由各站地面风的时间变化,可以看到自 22 日 14 时至 23 日 20 时共有 5 条地面切变线自南向北移动,一般产生于徐州附近,移至平均位置后稳定少动,每条切变线之间的时间间隔一般为 12 小时左右。

由于高空资料在时间上、空间上的稀疏,无法得知偏南气流中这种扰动的深度,所以就目前资料看,只能认为是一种低层扰动。

如果与每小时雨量图对照,可以发现每当这种扰动通过大尺度上升运动区时,都有不同程度的对流天气产生,特别当切变线(b)与(d)(图11)分别于01时与15时接近图7图8所示的阴影区时,有大量雨团产生。因此可以认为偏南气流中的这种低层扰动是中尺度雨团的一种触发系统。

## 2. 西风带中的低空扰动

河套东部地处高原东侧,同时又位于平均流场的人字形辐合带中,所以在700毫巴上经常有西风槽形成,由图12和图13可以看到,上述二次暴雨过程的开始分别对应着700毫巴两次西风槽的东移。这两个西风扰动东移过程中与北移的地面切变线(b)和(d)叠加,共同触发了上述两次较强烈的降水过程。

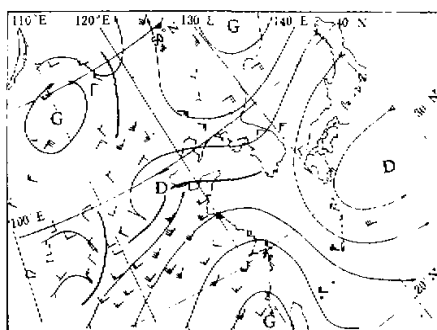


图12 1974年7月23日08时700毫巴流线图。

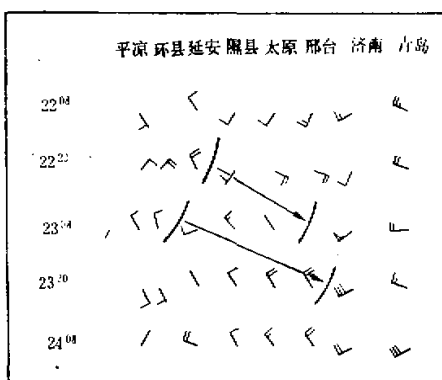


图13 700毫巴实测风时间剖面图。

图 14 绘制了这两种扰动叠加后触发中尺度雨团的示意图。由图可见,切变线南侧偏南气流中有低层扰动不断北移,同时有低空西风扰动东移,当这两种系统相碰头时,在大尺度深厚上升运动中,在其衔接处造成强烈的辐合上升运动,触发位势不稳定能量的释放并引起中尺度雨团形成。

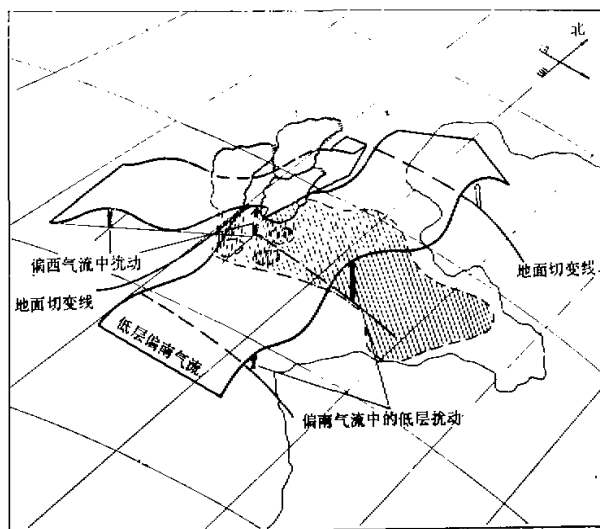


图 14 切变线南侧偏南气流中的低层扰动与 700 毫巴西风槽叠加时,在衔接处触发大量中尺度雨团的示意图。

## 六、讨论和预报着眼点

通过对 1974 年 7 月 23 日华北暖切变暴雨个例的分析,我们发现夏季我国大陆上暖切变暴雨过程是多样性的,有些暖切变的雨区主要位于地面切变线北侧,而大雨或暴雨区位于地面切变线和 700 毫巴切变线之间。初夏长江流域梅雨锋降水属于这种类型。在我们所分析的个例中,雨区主要集中在切变线南侧。在这类暖切变降水中,暖切变南侧、大范围西南气流中存在着一股较大规模的上升运动带,这支来自西南方向的上升气流向北和向上输送大量暖湿空气,并且在雨区的上风方,中、低空不同干湿程度空气的平流,不断有位势不稳定能量生成,切变线南侧,中、低空西南风风速的强烈辐合导致深厚的上升运动,因此,天气尺度的雨区主要集中在切变线南侧。

这两类暖性切变线的垂直结构也是不同的。在上述第一类切变线中,切变线是随高度向北倾斜的,它具有一般暖锋的性质。而在第二类切变线中,切变线近乎是垂直的。因此,在做夏季暖切变暴雨预报时,要辨别这两类切变线。对于第二类切变我们提出如下预报着眼点:当切变线近乎垂直,且其南侧的西南气流中出现较强的风速辐合,这时要考虑切变线雨区预报在切变线的南侧,即在西南风风速辐合区和地面切变线之间的地方。