

槽前形势下华东地区强对流活动 特点和短时预报线索

陈 良 栋
(空军气象学院)

提 要

根据槽前形势下8次强对流天气过程的中尺度分析,初步归纳出该形势下华东地区强对流活动的一些特点。在此基础上,提出了使用天气雷达资料,制作强对流天气短时预报的一些线索。

杨国祥等将春末夏初(3—6月)在华东地区产生强对流天气的环流形势,分为槽前型和槽后型。中尺度分析表明,在这两种环流形势下,强对流的活动规律不同。下面先简要介绍两次槽前形势下强对流过程的实例,然后叙述通过8次强天气过程的分析,归纳得出的在该形势下强对流活动的特点和短时预报线索。

一、两次强对流过程简介

1.1985年5月5日过程(下称8555过程)

该过程的当天在淮河以南的华东广大地区发生了强对流天气(如图1),有33个县(市)出现了雷雨大风,局部地区出现冰雹、龙卷。中尺度分析表明,前后共有3个中尺度对流系统在活动:A系统是由4日午后在江淮气旋冷锋前的湘西山区产生的积云发展形成(图2),于午夜至清晨移经华东地区。该系统强度较弱,为一般性的雷阵雨天气。B系统是由于A系统的雷暴冷出流对当地偏南暖湿气流的辐合抬升,在中午前后触发对流运动发展形成,在局地产生雷雨大风和飏。C系统是北方强冷锋南下与江淮气旋的冷锋相交汇时,在原云带的南侧触发产生的中尺度对流云团,于午后东移影响华

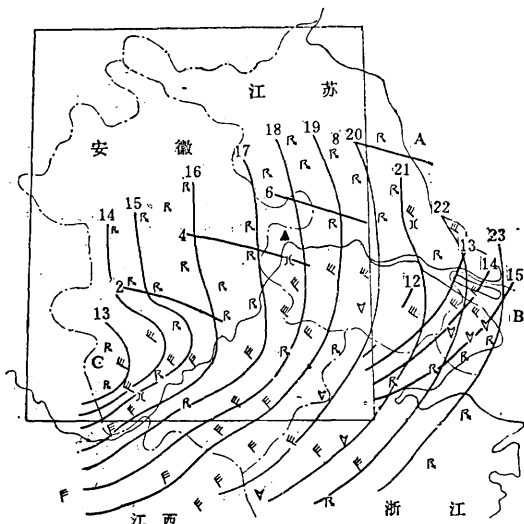


图1 1985年5月5日华东地区强天气过程中对流系统A、B、C的雷暴等时线和天气分布

框区为30—35°N、115—120°E,大致代表本文所指的华东地区

东,在广大地区产生雷雨大风和降雹天气。当C系统的降水回波带东移接近长江河谷时,由于河谷中偏南风加大,在大别山的东南坡上不断有对流回波产生(图3),形成回波短带,与C系统合并时产生强对流天气。

2.1985年5月12日过程(下称85512过程)

11日02时在我国西南地区产生了一个

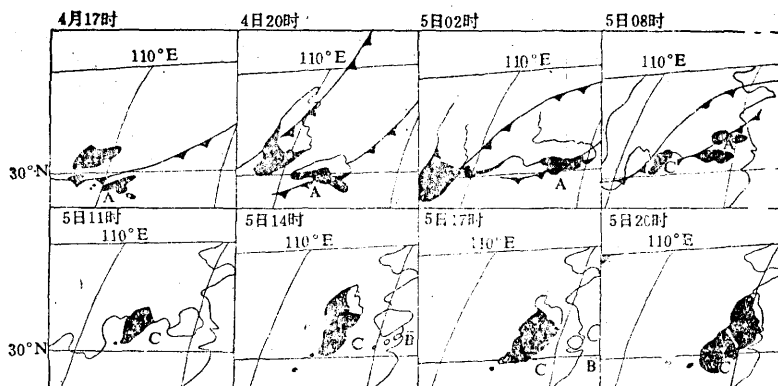


图2 8555过程中的卫星云图

图中涂黑区为云团中的白亮部分

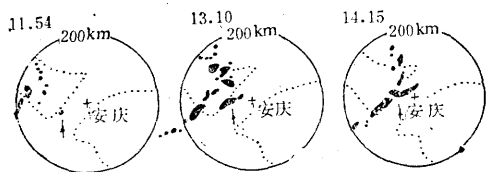


图3 8555过程中安庆雷达站不同时刻的平显回波

箭头指的是长江河谷中局地产生的对流回波

次天气尺度的对流云团A, 12日08时移到山东和苏皖北部(图4)。其较强的降水区(在雷达上反映为降水回波区), 集中在云团中较冷区(即较高云顶区)的下方和云团的西南侧(图5)。由于在回波带的西南端不断有

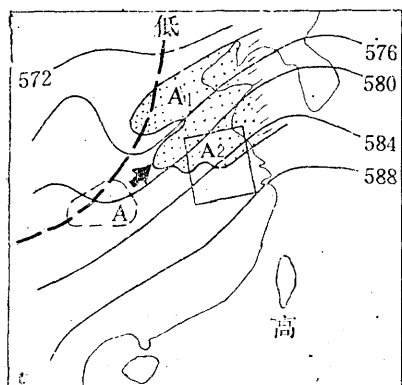


图4 1985年5月12日08时500hPa形势和次天气尺度对流云团的位置(阴影区)

细虚线区为11日12时对流云团的位置

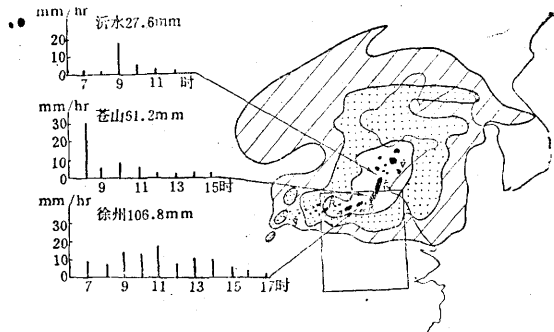


图5 1985年5月12日08时增强显示卫星云图上次天气尺度对流云团的不同云顶温度区的廓线和多部雷达探测的降水回波(涂黑区)

对流回波短带并入(图6), 使回波带伸长和在当地持续维持, 在地面上形成一条近东西向的暴雨带, 并使雷暴的冷流出流边界向南推进。11时以后, 在出流边界上低层气流辐合最强、温差最大、大气层结最不稳定的西段有新的对流回波产生, 使回波带西段向南传播到淮河一线。以后, 东段也由西向东依次向南传播。当雷暴的出流边界与大别山东北方和天目山北面准常定维持的中尺度地形辐合线相交汇时, 在交汇点附近再次新生对流回波, 使降水回波带两次向南扩展(图7)。在原降水回波带南面的暖区中新生的对流回波, 由于处在有利的大气层结和低层

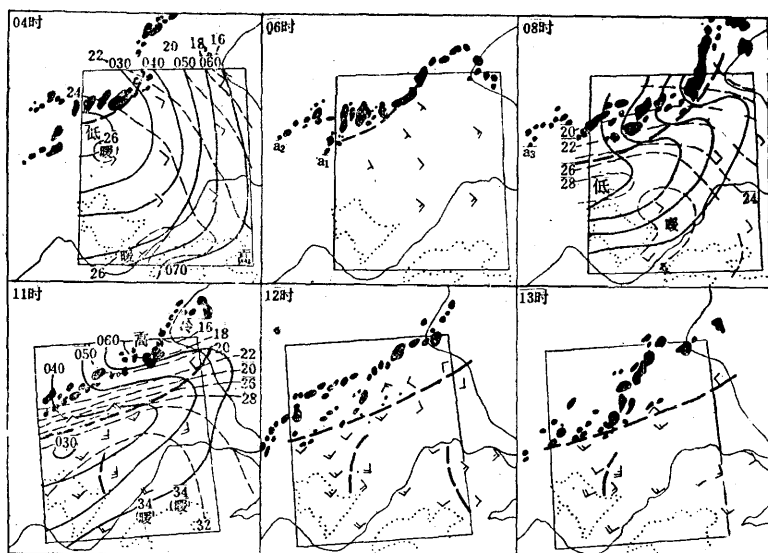


图6 1985年5月12日强天气过程华东雷达回波综合图和风场、气压场、温度场

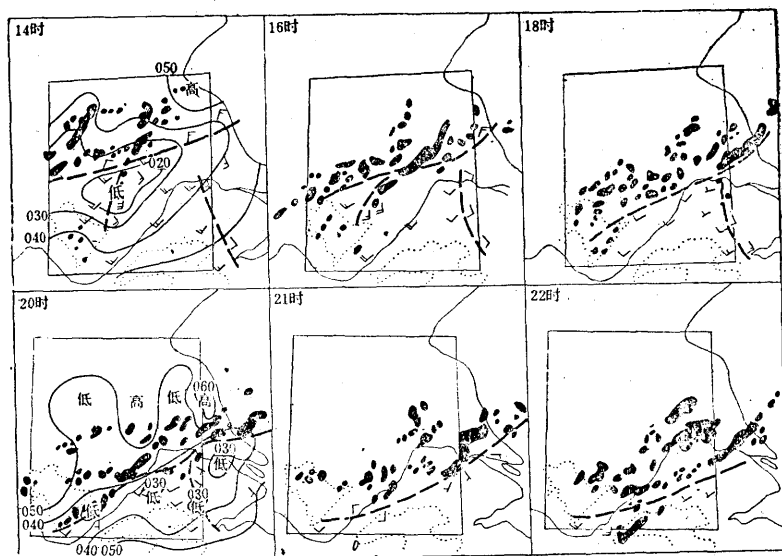


图7 1985年5月12日强天气过程华东雷达回波综合图和风场、气压场

暖湿空气供应的条件下, 发展得更加旺盛, 使苏皖中部和南部的广大地区产生强对流天气。其中4个局地暴雨区, 分别是由于降水回波带与其前方的新生对流回波合并而进一步发展增强(宝应、洪泽和射阳暴雨), 两条强降水回波带相继通过(靖江、如东暴雨)

和雷暴流出边界在长江河谷中停滞形成准定常的降水回波短带(铜陵、宣城暴雨)而产生。

从上述两次个例的简单叙述可以知道, 槽前形势下华东地区强对流活动的两个最为显著的特点是:(1) 强对流天气主要是由外来对流系统产生;(2) 外来对流系统在沿引

导气流东移过程中, 其雷暴出流边界对偏南暖湿气流的强迫抬升作用, 可以使强天气区向南传播。

二、大尺度环流形势和层结特点

槽前形势下华东地区强对流活动是指500hPa图上, 华东地区通常处于槽前(或副高后部)的辐合上升区中, 盛行西南风, 有利于雷暴的发展和东移。在850hPa上, 通常有西南低空急流(占68.9%), 有时还有边界层急流^[1], 形成暖湿空气输送带, 源源不断地向雷暴区输送水汽和能量; 在地面图上, 华东地区处在入海高压后部, 盛行东南风, 气温较低。

这种形势下华东地区大气层结的一个显著特点, 是在边界层中有一很强的逆温层或等温层, 尤其在沿海地区(图8), 从而抑制了当地对流运动的产生。由于上干下湿, 或由于低层明显增温, $\Delta\theta_{se}^{500}_{850}$ 为负值, 形成对流不稳定区, 但其数值较槽后型小。除低层外, 对流层中上层为深厚的西南气流。有时, 当外来对流系统靠近时, 低层也转为西南风, 且风速较大。所以高空风的垂直切变也较槽后型为小。因此, 槽前形势下产生的强对流天气, 其强度常较槽后型弱。

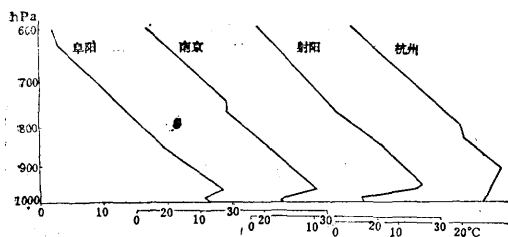


图8 1985年5月12日08时强对流天气发生前, 华东四个测站的低层气温垂直分布

三、强对流活动特点

根据8次强对流天气过程的分析, 可以认为槽前形势下华东地区强对流活动有以下

特点:

1. 华东地区的强对流天气, 主要是由从西边有规律地移入的对流系统引起的。统计表明, 从外面移入的和由外来对流系统触发而产生的中尺度系统, 占8次过程中的84.6%, 而华东地区自行产生的仅占15.6%。这些外来对流系统在卫星云图上反映为次天气尺度或中尺度对流云团(或云系), 在常规天气图上为雷阵雨区, 它们沿高空引导气流向东偏北方向移动, 移入华东地区的部位和时间, 取决于对流云团生成的时间、位置和高空风向、风速。若环流形势稳定, 有时在源地接连产生对流云团, 依次东移。强对流天气(包括暴雨)可以由外来对流系统直接产生, 也可以由外来对流系统在本区诱发的新系统产生。

2. 移入的外来系统共有两种。一种尺度较大, 属于 α 中尺度, 如图4中85512过程中的对流云团A。它们形成于槽前大尺度的辐合上升区中, 可能是由于位势不稳定气层的整层抬升导致对流运动的发生, 其源地通常位于我国西南部, 或西风槽前云带与副高西北侧云带交汇处的华中地区, 其发展演变与大尺度的散度场密切相关, 其日变化和受地形的影响都不很明显^[2]。第二种尺度较小, 属 β 中尺度。它们有的是午后在江淮气旋暖区中湘西山地产生, 如图2中8555过程的A系统; 有的是外来对流系统的雷暴冷出流与当地盛行气流的辐合抬升产生; 有的是北方强冷锋南下与江淮气旋的冷锋交汇, 在原云带的南侧触发产生, 如图2中8555过程中的C系统。这种对流系统的能量供应主要来自近地面层气流的相对入流, 因此其发展演变与地面中尺度环境场关系密切, 有明显的日变化, 地形影响较显著。

3. α 中尺度对流云团的东移, 常伴有地

面倒槽的东伸,使低层辐合加强,可以在其西南侧或南侧附近触发新的对流云团,使原对流云团得以持续维持或向南传播。地面图上常在倒槽内分析出江淮气旋(波)。中尺度分析表明,位于江淮气旋前部的“暖锋”,实际上是倒槽前部的西南气流与华东地区盛行的偏东气流的分界线,两侧温差不明显,没有降水或降水较弱;而气旋后部的“冷锋”,实际上是对流云团的雷暴冷出流与偏南暖湿气流的分界线,两侧温差明显,尤其是白天。由于雷暴冷堆的厚度和强度都有限,所以当北方没有新鲜的冷空气加入时,“冷锋”带停滞少动,有时被分析为“静止锋”。当北方有弱冷锋南下时,常在江淮气旋的北部发生锋消,锋后的冷空气扩散南下,使“冷锋”或“静止锋”加强;当北方有强冷锋南下时,则与江淮气旋的冷锋交汇,可以在原云带的南侧触发产生新的对流运动。

4.在 α 中尺度对流云团的内部,较强的降水区集中在云团中云顶温度较低区域的下方和云团西南侧的一条较窄的带上,呈东北—西南走向。雨带的北段降水回波分布零散,由处于减弱消散阶段的对流单体所组成;雨带的中段和南段降水回波排列紧密,由处于发展和成熟阶段的对流单体所组成。若云团的西南侧不断有新的对流云团产生和并入,则降水回波带的西南段弯曲成东东北—西西南走向,与高空引导气流接近一致。因此,当对流云团的不同部位过境时,测站的天气情况不同。降水回波带的北段过测站,则为较弱的雷阵雨天气,持续时间较长;若是中段和南段,则先是短时间的骤雨,然后是较长时间的弱雷阵雨,常在局地形成暴雨,若是降水回波带的西南段,由于雷阵雨持续时间较长,常形成大暴雨。

5.外来对流系统沿引导气流向东偏北方

向移动时,其雷暴冷出流对低层偏南气流的辐合抬升作用,在有利的大气层结条件下,可以在当地触发产生新的对流运动,即使该外来对流系统的强度较弱,如图2上8555过程中的A系统触发产生B系统。新的对流运动通常最初发生在中午前后出流边界的局部段上,以后逐渐扩展到其他部分。在暖区中新生的对流单体,对流运动发展得更加旺盛,常产生强对流天气。

6.华东地区准常定维持的中尺度地形辐合线,也是促使强对流天气向南传播的一种重要机制。华东地区地形辐合线上通常不产生对流回波,但当北面的雷暴出流边界南下与地形辐合线交汇时,在交汇点附近常触发产生对流运动,并沿地形辐合线向南传播,尤其是午后,常使对流天气向南扩展。

7.在槽前形势下,华东地区还有3个局地对流发生源地;一个在沂蒙山区东南方的连云港、赣榆附近;一个在大别山的西南坡;一个在大别山的东南坡。当外来对流系统靠近上述地区,且西南风加大时,尤其是午后,可以在局地产生对流运动并与外来对流系统合并产生强对流天气。

8.在槽前形势下, α 中尺度对流云团移过的地区,通常会形成暴雨带,但午后在暖区中新产生的对流系统可以产生强对流天气和局地暴雨。雷雨大风一般发生在窄而强的回波短带(通常呈弓形)通过的地区;降雹多发生在高而大的强对流回波块的下方;局地暴雨发生在下述四种回波情况时:(1)回波带与其前方新生的强对流回波合并进一步增强时;(2)江淮气旋的弱“冷锋”在长江河谷中停滞少动,形成准常定的对流回波短带时;(3)接连有两条以上强降水回波带通过时;(4)走向与高空引导气流的方向接近一致的降水回波带的下风处。

四、短时预报线索和注意事项

根据上述对于槽前形势下华东地区强对流活动规律的认识,在利用现有天气雷达(网)实施强对流天气的短时预报时,要注意以下几点:

1. 要注意卫星云图上我国西南地区对流云团的形成、演变和移动;华中地区两条云带交汇处新对流云团的产生;北方强冷锋南下与江淮气旋冷锋交汇时在原云带南侧新对流云团的产生,午后江淮气旋暖区中湘西山区积云的发展和东移。

2. 注意华东地区3个局地对流发生源地的对流回波的产生和与外来回波系统的合并。

3. 注意分清两类对流系统。

4. 注意 α 中尺度对流云团过境时的部位。

5. 注意在外来对流系统的冷出流边界上,白天新对流运动的触发与形成,它们是促使强对流天气向南传播的主要原因之一。新的对流回波最初发生在低层气流辐合最强、温差最大和层结条件最有利的地方,其

位置既可以位于出流边界上,也可以在出流边界的北面。

6. 注意华东地区准常定的地形辐合线上,对流回波的产生所导致的强对流天气的向南扩展,尤其是地形辐合线与原对流系统的出流边界相交汇时。

7. 注意北面冷锋南下的影响。当冷锋较弱时,常在江淮气旋的北侧锋消。然而其冷空气扩散南下,可使江淮气旋的“冷锋”加强,使降水区南压;当冷锋较强时,则可与江淮气旋的“冷锋”交汇,在原云带的南侧触发产生新的对流云团。

钱来林、朱护、石汉青等参加了部分工作,特此致谢。

参考文献

- [1] 陈良栋、陈永胜、葛善才,利用稠密的高空风和天气雷达网资料对两次暴雨过程的中尺度系统活动的分析,气象科学,1982年第1、2期。
- [2] 陈良栋、叶英,一次飑线活动与大尺度流场之间的关系分析,气象科学,1985年第1期。

Characteristics of severe convective processes and leads of nowcasting in fore-trough pattern in East China

Chen Liangdong

(Air Force Meteorological Institute)

Abstract

Based on the mesoanalysis of eight convective processes in 500 hPa fore-trough pattern, some characteristics of activities of severe convective systems in East China are found. Combined with the actual situation, the author points out the leads when using weather radars data to do nowcasting of severe convective weather.