

一次局地强风暴的中分析

翟国庆 俞樟孝

(杭州大学地理系)

朱持则

(浙江省气象局)

提 要

本文对一次发生在杭州附近的局地强风暴进行了分析,发现:老雷暴云体的流出气流以及冷锋与中尺度辐合线相交的作用是强对流发生的重要原因;在有利的大尺度环境条件下,地面的中尺度低压及相伴的中尺度辐合区对组织和加强风暴有重要作用;雷达资料表明,在冷锋北侧发展的局地强风暴生命史短,且可向移动方向的左侧发展。

本文的结果对利用雷达进行强对流天气的超短期预报将有帮助。

一、概 况

1985年7月13日15时46分至16时10分杭州市出现了建国以来最强烈的大风,最大风速达到32 m/s,市区三分之一的电网遭到破坏,许多大树被拔起,西湖游船被刮翻。16时后强天气现象波及杭州附近地区,位于杭州市东南20 km的萧山站开始出现冰雹并伴有28 m/s的强烈大风,数百根电线杆被刮断,上万亩经济作物被摧毁,强风暴所经之处气温都急剧下降10℃以上。

这次短时间、极强烈的局地强风暴天气是在西太平洋副热带高压逐渐减弱东退,西风带低槽东移且槽线逐渐趋于前倾的结构以及地面冷锋向南推进下发生发展的。从雷达回波看到,杭州附近生成的对流单体合并后发展成强烈的风暴。

二、环境场特征

众所周知,造成强烈天气的中小尺度天气系统与大尺度的系统有着十分密切的关系,它发生在一定的形势和特定的物理场配置之下^[1-3]。

1. 层结特征

单站探空资料分析表明,强风暴发生前期,12日08时至13日08时杭州地区上空存在着一个较强的逆温层,高度在800—700 hPa之间。逆温层附近露点迅速随高度递减,温度露点差可达10℃以上,形成了干、暖的大气层结。700 hPa天气图上在长江下游有一明显暖而干的地区(图略),习惯上往往称之为“干暖盖”,它对于低层不稳定能量的积累起着重要作用^[4]。

从各层 θ_{se} 随时间演变分析发现,强对流发生前(13日08时) θ_{se} 最小值位于

600hPa, 为 330K, $\Delta\theta_{se}$ (600–900hPa) 达 -20°C , 出现强的对流不稳定层结.

2. 动力场分析

随着西风带低槽东移逼近杭州, 杭州地区垂直运动场发生了显著的变化. 12 日 20 时杭州地区盛行下沉气流, 500hPa 附近下沉速度为 $1.0 \times 10^{-3} \text{hPa/s}$. 下沉气流有利于形成强的逆温层. 13 日 08 时已转成为整层上升运动, 上升速度在 600hPa 附近为 $-2.7 \times 10^{-3} \text{hPa/s}$. 由垂直于槽线的剖面图可知(图略), 13 日 08 时槽前最强的辐合上升区位于杭州西北方的长兴县附近, 上升速度达 $-4.4 \times 10^{-3} \text{hPa/s}$ (网格距为 90 km). 强的上升运动逐渐破坏了对流层低层的干暖盖, 13 日 08 时杭州原来较强的逆温层 ($2.5^{\circ}\text{C}/40\text{hPa}$) 已减弱成为稳定层 ($-0.9^{\circ}\text{C}/40\text{hPa}$), 其逆温层顶由 800hPa 抬升至 696 hPa. 干暖盖的破坏将促使位势不稳定能量得到充分释放.

温度的变化在 700 hPa 最为明显. 24 小时变温 (13 日 20 时—12 日 20 时) 为 -5.9°C . 而 500hPa 上仅为 -0.2°C . 温度平流计算表明, 700 hPa 冷平流为 $-2.0 \times 10^{-5}^{\circ}\text{C/s}$ 左右, 500hPa 则为暖平流区. 因而强的上升区移入和逆温层的破坏造成上下热量交换以及 700hPa 冷平流的作用致使 700hPa 附近的高温区迅速减小, 出现大的负变温.

三、强风暴形成的中尺度分析

1. 雷达回波分析

许多强风暴形成过程是由多个对流单体的合并来实现的^[5-7].

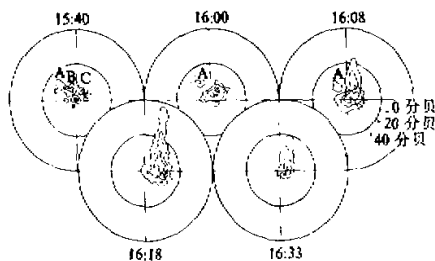


图1 1985年7月13日杭州雷达回波图
仰角 6° , 每圈为 50 km

图1 给出 13 日 15 时 40 分至 16 时 33 分杭州强风暴的演变过程. 由图 1 可见, 一些发展起来的小对流单体逐渐向杭州汇合, 15 时 40 分已有 4 个较大的对流单体可衰减 20dB (为 A、B、C 和 D), 16 时靠近杭州的 B、C 和 D 对流单体以及若干个弱小单体已合并在一起, 回波范围及强度迅速增大, 就在对流单体合并的同时, 杭州出现了强烈的

天气现象. 后面分析将表明 16 时杭州已处在低空为偏北风、高空为偏西风的冷锋后部. 回波水平长度向锋后发展到 100 km 左右, 使得杭州以北相继出现雷暴天气. 16 时 33 分强风暴已明显减弱, 水平范围几乎缩小了一倍. 单体的不断合并促使了对流不断增强, 一旦不再有新的对流单体并入, 对流强度则开始减弱. 整个过程约一小时.

2. 地面中分析

采用带通滤波方法^[8]对地面气压、温度、湿度和风场进行过滤. 网格距取 50km.

主要保留波长为 500km 左右的系统。

从滤波后的地面散度场和气压场表明, 13 日 11 时杭州湾以及附近地区没有发现有中尺度低压。13 时, 杭州地区已分离出一个明显的低压系统, 中心位于杭州以西 50km。图 2 给出杭州强对流发生前(14 时)和发生时(16 时)经过带通滤波后的地面气压场和散度场。从图 2a 中可以看到, 位于杭州附近有一清晰的中尺度低压, 低压中心

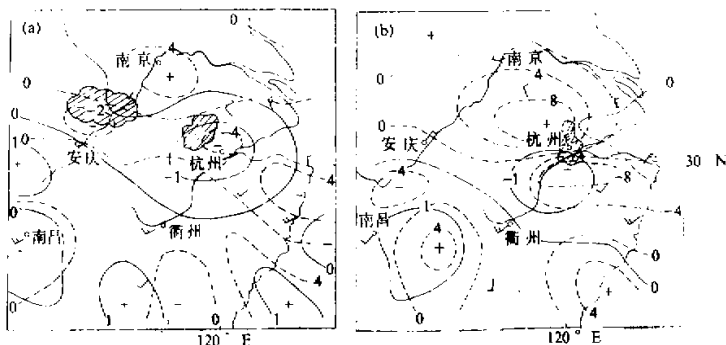


图 2 经过带通滤波后的地面气压、散度场

实线为等压线(hPa), 虚线为散度线($\times 10^{-5} s^{-1}$), 斜影区为对流云区。

(a)为 13 日 14 时, (b)为 13 日 16 时。

位于杭州市的西北角, 为 -1.6 hPa 。与它相伴有一中尺度地面辐合中心, 为 $-5.1 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。16 时(图 2b), 中低压系统向南移, 低压中心位于杭州西南面 40km 附近。与低压相一致的辐合中心也向偏南移动, 辐合中心基本与低压中心重合, 但辐合强度已达到 $-8.4 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。这是由于杭州站为 12 m/s 的地面偏北大风所造成。强风暴出现在中低压和辐合中心的东北区。在强风暴的西北方为强的辐散场, 辐散中心达 $9.7 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。17 时(图略), 中低压减弱并南移到金华、衢州以北 50km 附近, 而辐合中心出现在绍兴与宁波之间, 强对流区出现在辐合中心西侧(参见图 5)。

中低压系统在单站逐时过滤后的气压曲线上也能明显反映出来。图 3 为杭州地面要素逐时的演变图。图中还给出杭州东北部的海宁站作为辐合线北侧的代表站。由图 3 可知, 14 时之前杭州站基本为西南风, 而杭州以北地区均为偏北风, 在杭州北部和海宁之间维持着一条准静止的辐合线, 14 时后, 该辐合线南压经过杭州, 15 时杭州已由西南风转东北风 2 m/s 。由过滤后的气压(P)和温度(T)可知, 11 时前杭州 P 和 T 变化不大, 11 时后 P 下降速度较快, 下降率为 1.1 hPa/2h , 而这时的 T 逐渐上升, 构成了明显的暖低压, 该暖低压对杭州的影响达三小时左右, 15 时后 P 迅速上升和 T 迅速下降, 此时杭州已处在冷锋后部, 杭州地面气温从 34°C 下降至 24°C 后一直未能回升到原来的暖气团中的气温。

3. 地面中尺度辐合线

对地面逐时的资料分析发现, 强对流发生之前, 安吉站附近至钱塘江湾地区有一

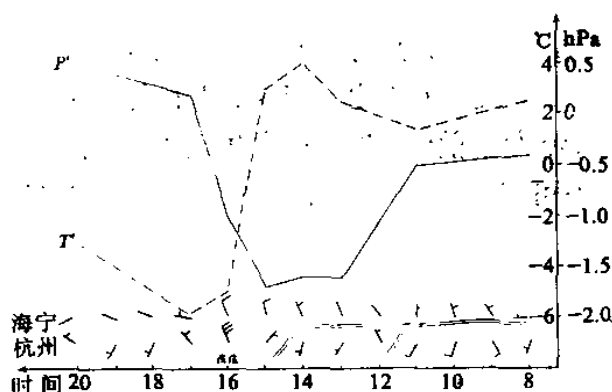


图3 7月13日杭州地面气象要素演变

实线为过滤后的气压曲线，虚线为过滤后的温度曲线，双划线为辐合成。

风场辐合线。12时前，辐合线位于安吉站至嵊泗岛附近，呈静止状态（见图4中虚线）。这条辐合线在图3上已反映出来。钱塘江湾的南侧有较强的西南气流，辐合线北侧的偏北气流则较弱，在2m/s以下。辐合线北部有一静止锋，13日02时至11时锋面南移不到1个纬距。根据锋面附近的测站分析表明，锋面两侧温差在2—3℃左右，

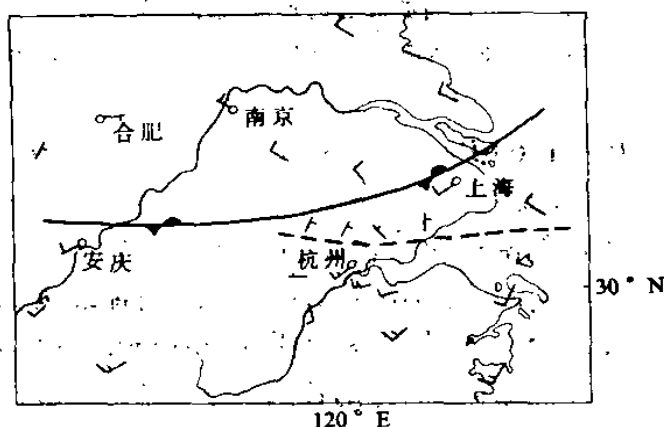


图4 13日11时地面风场形势图

粗断线为辐合线。

锋面前后有较明显的三小时变压。13时，锋面的东段压过上海，由12时的西南风5m/s转为西北风5m/s，并以每小时25km左右的速度向南推进，由静止锋转为冷锋。西段南移速度较慢呈准静止。为了进一步说明辐合线和锋面的作用，我们给出逐时的地面流场图。

图5是钱塘江湾及附近地区逐时地面流场图。由图可见，14时地面中尺度辐合线东段南移至钱塘江湾南侧。锋面南压至湖州、嘉兴一带，温度、露点分别下降1—2℃，锋面附近仍有风速的不连续带。锋前的杭州至德清县之间有一明显的气旋性涡旋，该涡旋与地面中尺度辐合中心相吻合；15时冷锋南移至钱塘江湾，锋后各站风速明显增大2—4m/s，锋面西段已追上辐合线，二者在杭州市西北侧相交。辐合中心位于辐合线与锋面相交处，该相交点的西北侧，也就是14时锋面与辐合线相交处的地区出现一片强雷暴区。16时冷锋已全部赶上辐合线，二者难于区别。强对流发生

首先是在 15 时冷锋与辐合线的交汇处，这在图 1 我们已经看到杭州强对流的发展过程，到 17 时杭州及附近地区强雷暴结束，由原来的气旋性涡旋转变为反气旋性的辐散流场。强对流区则位于绍兴和余姚附近，以后强对流逐渐东移，消失。由此可知，地面中低压内具有中尺度气旋性涡旋以及强雷暴前沿的流出气流，因而在强对流区的前部产生出强的中尺度辐合区，地面这种中尺度的低压扰动和辐合中心、中尺度辐合线和冷锋，为强对流发生发展提供了有利的条件，并且具有将对流单体组织起来的重要作用。

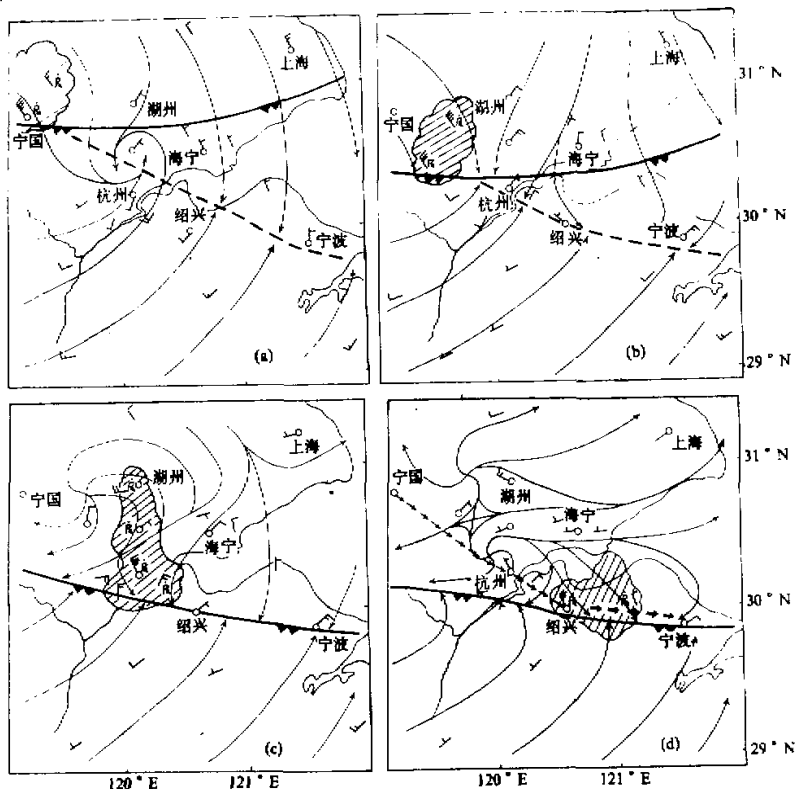


图 5 13 日 14 时至 17 时地面流场图

细实线为地面流线，粗断线为地面辐合线，斜影区为对流区。a: 14 时，b: 15 时，c: 16 时，d: 17 时。

4. 触发机制和传播

以上分析可知地面中尺度低压、中尺度辐合线以及冷锋对强风暴的形成起重要作用。在图 5 中还可以看到雷暴体自西北向东南移动的现象（见短矢线）。14 时宁国地区出现了雷暴（ Δ ），地面伴有偏北大风，而这时安吉、杭州等地天气晴好，只出现少量的淡积云。15 时沿天目山北侧至安吉出现了雷暴天气和伴有地面大风；16 时出现在杭州及湖州附近。这种现象被称为雷暴的传播，其传播速度约为每小时 50km 左右。可见，强雷暴造成的地面大风冲击前方不稳定地区，对促使对流的发生具有十分重要的

意义。

此外,从图4和图5中冷锋与地面辐合线的移动可知,冷锋速度要快于辐合线且冷锋走向为东北—西南向,而辐合线走向呈西北—东南方向,于是发生了一个有意义的事实,即14时在安吉附近冷锋追上了辐合线,在二者交汇处将有强对流天气发展;15时冷锋与辐合线的交点移至杭州附近,使得该地区的对流发展极为强烈。当冷锋赶上辐合线两者交角减小趋于合并并且锋面移速减慢后,雷暴的传播由向东南转变为偏东方向(见短双矢线)。因而,强对流的发生除了中低压和强辐合中心外,外围地区强雷暴造成的地面大风作为启动机制以及锋面与辐合线的相交都有助于强风暴的发生、发展。

四、小 结

通过以上分析得到:

(1) 强雷暴造成的地面强流出气流冲击作用以及冷锋与锋前中尺度辐合线的相交是使强对流发生的重要触发机制。

(2) 滤波后的地面中尺度低压、中尺度辐合中心起到组织和加强对流单体并使迅速发展成强风暴的重要作用。

(3) 冷锋与辐合线的相交点往往是强辐合中心和中低压中心。强对流出现在上一小时相交点的地区。

致谢: 本文得到杭州市雷达组、浙江省民航气象台的热情帮助,谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 丁一汇等, 1982, 我国雹线发生条件的研究, 大气科学, 6, No. 1, 18—27.
- [2] 杨国祥, 1983, 中小尺度天气学, 气象出版社.
- [3] 俞樟孝、翟国庆等, 1985, 冷锋前浙江省大范围冰雹天气的发生条件, 气象学报, 43, No. 3, 295—304.
- [4] 俞樟孝、翟国庆等, 1984, 江南沿海干暖盖与强对流天气, 杭州大学学报, 11, No. 4, 486—495.
- [5] Wang Angsheng, Zhao Xiaoning, Xu Naizhang, 1983, The Merger of cells Promotes the formation of hailcloud, Preprints 13th conference on Seven local storms, AMS, Boston, 5—8.
- [6] 杨培才、郭裕福等, 1980, 华北地区降雹回波系统的分类及单体特征, 大气科学, Vol. 4, No. 3, 236—244.
- [7] 王昂生、赵小宇等, 1980, 昔阳地区冰雹云形成过程的一些特征, 大气科学, 4, No. 2, 186—194.
- [8] Maddox, R. A., 1980, An objective technique for separating macroscale and mesoscale feature in meteorological data, Mon. Wea. Rev., 108, 1108—1121.