

华东飚线过程中的地面 中尺度物理特征

翟国庆 俞樟孝

(杭州大学地理系)

提 要

本文利用华东中尺度天气试验资料和雷达回波,分析了9例强飚线过程中逐时地面物理量场的变化.提出中尺度散度场的配置及变化与中尺度强对流天气有十分密切的关系,而中尺度扰动辐合强度演变与锋前暖区内的中尺度扰动风场汇合线有关.这些关系往往能预示中尺度强对流天气的出现和发展.有时,在飚线发展的过程中具有中尺度重力波特征.

关键词: 强对流天气; 中尺度扰动特征; 中尺度分析.

一、前 言

飚线是一种以组织化的带状对流群为特征的,空间尺度较大、持续时间较长、灾害较严重的强对流天气系统.为此,不少作者对飚线发生发展的物理条件作了仔细的分析和研究^[1-3].近年来,随着我国一些地区开展的中尺度试验,许多作者利用稠密的地面资料分析和研究强风暴的活动并进行综合分析^[4-6].观测和分析发现,强对流天气在发生发展过程中具有明显的突发性,即有明显的时空非均匀性特征,许多发生发展的中尺度物理过程及机制尚未搞清,因此对短时预报带来很大困难.

本文利用稠密的华东区地面观测站,采用带通滤波方案对地面气象要素场进行尺度分离和诊断分析^[7,8].滤波中心的波长为300km,在计算范围输入208个地面站组成 $25 \times 25 \text{ km}^2$ 的活动区域网格,平均站距为50km.利用每小时的地面资料(近300个测站的逐时资料)和华东雷达网、常规探空站资料,对近几年影响华东地区的9次较强飚线过程进行大、中尺度分析,本文着重讨论满足大尺度物理条件下的地面中尺度物理场变化与飚线的发生发展.

二、地面中尺度散度场变化与飚线发展

一些研究表明,在涡度方程中,散度项对涡度变化的贡献最大,是引起低涡、暴雨等增强的主要因子^[9].因此,近年来,人们利用散度及其变化与中尺度系统的对应关系,

1990年1月13日收到,3月28日收到修改稿.

分析和预报中尺度系统的发生发展^[6,10].

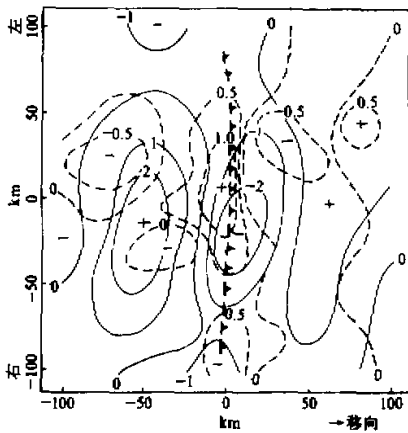


图1 强盛期飑线合成图

实线为扰动散度场, 虚线为扰动涡度场. 单位: $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$.
50—80km, 但涡度中心要落后于散度中心.

对强对流云回波带发展成弓状回波特征的4例进行地面中尺度场合成(图略), 同样可以清楚看到, 在弓状特征最明显时期, 回波凸部位正对着强辐合中心和高能中心. 从弓状回波发展阶段与散度场表明(图略), 弓状回波形成初期, 强辐合中心常位于弓状的右前侧且不断增强, 在强盛期回波的凸部位已与辐合中心重合, 从另一个意义上说, 这也是造成强回波右移的性质之一.

回波带的移动和旋转过程也与辐合轴密切相关. 如1983年4月28日16—18时左右, 地面辐合中心已增强到 $-3 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 以上且辐合轴线由东北—西南走向转为近南北向, 随后, 回波带整体也作逆时针转为南北向(图略). 可见, 地面辐合带的走向和摆动对回波带移动有明显影响, 而在辐合强度不断增强和范围不断扩大之后, 天气也就愈激烈.

影响地面辐合强度变化的因素有许多, 其中之一是地面辐合区之间的相互合并. 由雷达回波对4例强对流云顶高度变化与地面扰动辐合区之间合并关系的统计中看到(图略), 在地面辐合区合并之前, 云顶升高相对来说较缓慢, 云顶高度的陡增主要发生在地面扰动辐合区的相互合并之后, 从雷达回波上分析, 回波云顶平均升高约4倍于合并前. 与合并前相比, 合并后回波强度高, 高度升高快, 回波面积扩大, 产生的天气也严重. 这个过程一般在地面扰动辐合区之间相互合并后30分钟到1小时左右(这可能与资料收集和观测有关). 当然, 合并过程中由于天气形势、季节和地理位置等原因, 云顶高度的变化也会有较大的差异.

有诸多因素可以促使地面辐合区的合并, 我们通过现有资料分析和计算看到, 地面中尺度扰动汇合线、中尺度辐合区扩大、加强是重要原因.

利用每小时 $25 \times 25 \text{km}^2$ 水平分辨率的中尺度网格资料和雷达回波可进行中尺度分析和研究. 图1给出其中5例发展到强盛阶段(地面开始出现冰雹时刻)飑线的地面扰动散度和涡度场合成图. 图中以出现最强烈天气的测站为坐标中心(0点). 在飑线强盛阶段时, 飑线的附近有一宽约50km左右的辐合带, 沿着飑线移动方向略超前于风暴有一强辐合中心, 平均值达 $-2.5 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$, 强的辐合中心有偏右现象; 辐散区落后于飑线, 中心约在飑线后50km, 强度为 $2 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 左右. 扰动正涡度最强中心位于坐标中心, 为 $1 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$, 即反映了强的气旋性涡度与强天气相对应, 其水平尺度大致与散度中心相当, 约

1. 地面中尺度扰动汇合线

通过滤波后的地面流场中经常可看到在强对流回波前或锋前暖区中有中尺度扰动汇合线存在, 如图 2 所示, 一条与雷暴云带相联的汇合线已移到南京、宁国以西, 而位于宁国以东的浙、皖交界区也存在一条中尺度的扰动汇合线, 但该汇合线上并无雷暴发生。当东移的汇合线与原浙、皖山区汇合线相交时, 迅速产生出 $-2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心,

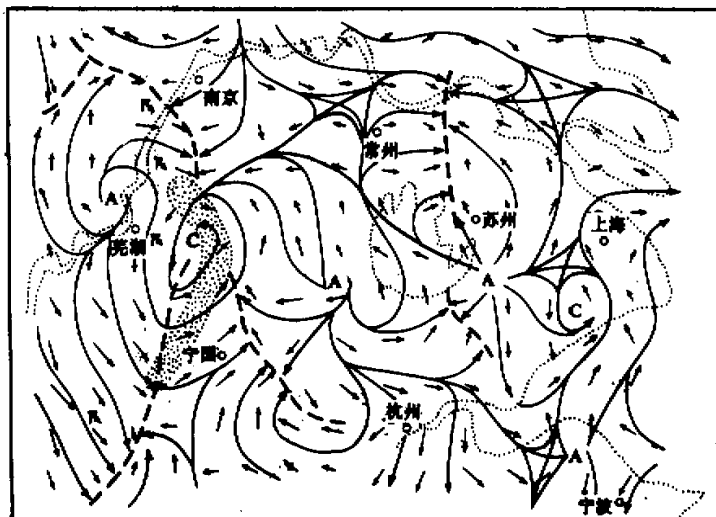


图 2 1985 年 5 月 5 日 17 时地面扰动流场

粗虚线为扰动汇合线, 点阴影区为后 1 小时的弓状回波区。

在相交点地区促使对流迅猛发展, 使得带状回波转变为弓状回波特征。

对 10 条汇合线进行统计表明(图略), 其平均水平尺度为 110km, 生命期可为 1 小时到几小时。这类汇合线在大尺度地面图上往往难以确定, 在常规天气图上和雷达回波上也往往没有对流性天气, 但对应着每条汇合线必伴有扰动辐合带, 平均扰动辐合值为 $-0.8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。因而, 当汇合线之间或汇合线与天气系统(如锋面、飑线、密度流等)相遇时, 必导致辐合区之间的合并。图 3 表示了 5 例汇合线与天气系统相遇前后地面平均扰动散度的局地变化和汇合线上辐合量

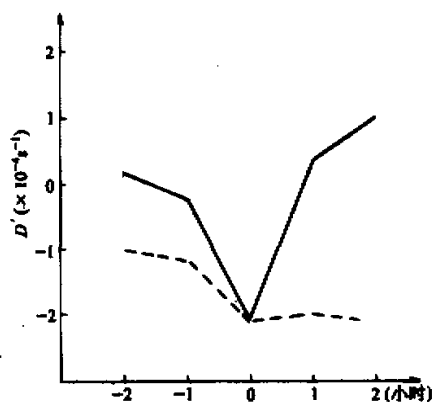


图 3 汇合线与天气系统交汇处及汇合线的扰动散度变化合成图

横坐标为交汇(0 点)前后时间, 纵坐标为扰动散度值。

的演变,由图可见,当汇合线与天气系统相遇时(0点),在交汇地区的平均扰动散度值有明显变化(实线),从交汇前1小时的 $-0.3 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 迅速转为 $-2 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 左右,而后,强辐合区随系统东移,交汇地区扰动辐合迅速减小转为辐散。可见,对于一个固定地区,由于汇合线的相遇,会造成该地区辐合迅速增强,从而爆发强烈天气;当随汇合线一起移动来分析汇合线上扰动辐合值变化(虚线)时,同样看到,随着汇合线之间的相互靠近,扰动辐合值逐渐增大,当两者相遇时(0点),汇合线上相遇段的扰动辐合值由 $-1 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 左右增强到 $-2 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$,而后强辐合可保持2小时以上,从而造成较持久的有利于强对流天气发生的环境条件,这也说明近地面的汇合线之间的相互合并或相交,对地面中尺度辐合的迅速增强有明显作用,并且先于云系或对流的发展。

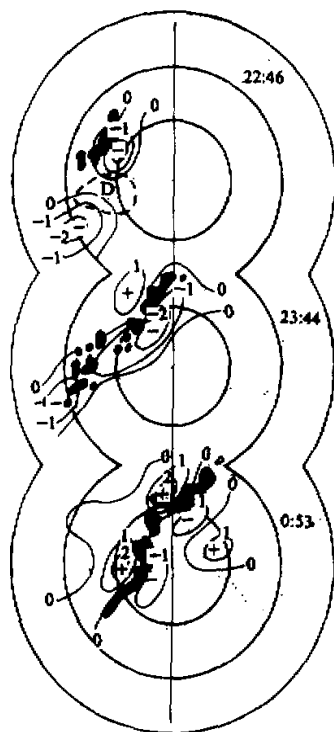


图4 1983年4月27日夜间强对流回波
与地面扰动散度场
湖州雷达站,每圈100km

2. 辐合区的扩大和发展

图4给出影响浙江北部和江苏、上海地区强对流的实例。27日22时46分,一条回波带移近湖州西北150km附近(江苏东部几部雷达探测到有弓状回波特征),除了与该回波带相对应的辐合区外,其西南侧的黄山北缘也有一辐合区,当南北两辐合区连接、合并和扩展(23时44分),形成沿对流区前沿的狭长辐合带时,在辐合区内不断有新单体产生和发展,24时30分左右,湖州西部的对流单体在不断合并中迅速发展,云顶高度猛增,于28日凌晨1时30分后强风暴影响浙北、上海地区。由此可见,辐合区的连接与扩大是这次强对流发展过程的原因之一。

辐合区合并除了汇合线之间相遇等因素外,中尺度低压的发生发展也是一种不可忽略的原因,图4中22时46分的两辐合区之间已存在一个 -1hPa 的扰动低压中心(图中虚线),该中低压的存在,就有利于促使两辐合区靠近、合并。

三、 胞线过程的中尺度低压

有关与对流系统相伴的中低压已有不少认识^[11-13],采用加密的地面测站和改进的滤波方案可以进行更细微的中尺度气压场研究。

已由图4看到,23时宁国附近中低压的存在对两相邻的辐合区有合并作用,24时,中低压移动缓慢且范围不断扩大,加深,中心扰动气压已降到 -1.7hPa 左右,中低压的发展显然对辐合增强有利,也就促使对流单体发展和合并。由图5,还清晰可见对应

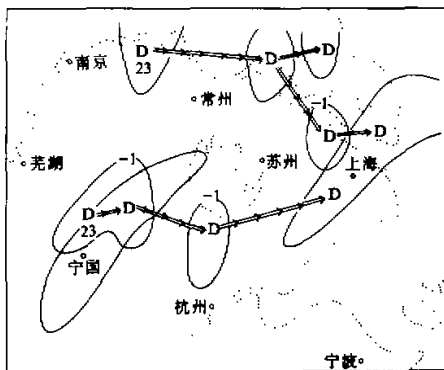


图5 1983年4月27日23时—
28日02时中低压动态图

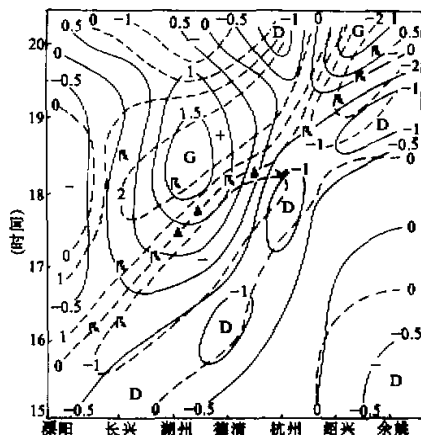


图6 1983年4月28日时间剖面图
实线为扰动等压线, 虚线为扰动散度线。

南北两主回波带前分别有一中低压移动路径, 直到28日02时在上海地区连接成一条较长的中低压带, 中心扰动气压小于 -2hPa , 这也正是上海地区产生冰雹、龙卷等天气的前兆。

图6表示与锋面相联系的强对流沿线地面测站气象要素及天气区的时间剖面, 可以看出强对流随时间向东南移动, 移速约为每小时 50km 左右, 强天气处在扰动辐合中心后部, 而辐合中心则位于扰动低压带后; 中高压主要出现在强天气发生合并与辐散区相对应或位于辐散中心前; 有时还可看到中高压后部的尾随低压。

显而易见, 中低压中心要超前于扰动辐合中心, 即中低压的第二、三象限处在辐合区内。

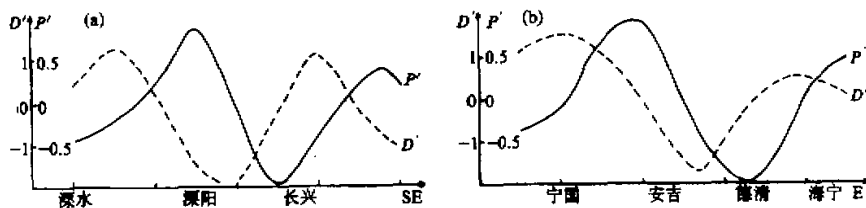


图7 沿回波带移向的扰动气压(实线, 单位: hPa)和扰动散度(虚线, 单位: $\times 10^{-4}\text{s}^{-1}$)廓线
(a) 为1983年4月27日24时, (b) 为1986年4月9日15时。

图7给出2例锋前暖区内沿强回波带移向的扰动气压和散度关系廓线, 可见, 在强对流发生期间, 扰动气压廓线的波谷要超前扰动散度廓线, 其位相差约在 $\pi/2$ 左右, 扰动气压振幅约为 2.0hPa 、波长大约为 130km 。由以上讨论可知, 这类中尺度扰动具有重力波的特性, 中低压的发生发展与散度场和天气密切相关, 有时中低压也能较好地

反映出强天气的先兆。

四、小 结

由以上分析得到:

(1) 沿着飑线约有宽 50km 的扰动辐合带, 强辐合中心处于风暴右前侧, 辐合强度约 $-2 \sim -3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 在强辐合中心的后部伴有强天气区; 扰动辐合中心的前侧常伴有扰动气压小于 -1 hPa 的中低压。

(2) 地面强扰动辐合中心的产生或者中心强度变化的原因可以由中尺度扰动辐合区之间相互合并或相交造成, 而辐合区之间合并常与暖区内扰动汇合线的相遇有关。暖区内的扰动汇合线在大尺度中显得很弱, 往往在通过中尺度滤波后才能反映出来, 它们在扰动散度场上常伴有弱的辐合带, 当汇合线与天气系统(如雷暴带、锋面、密度流等)相交时, 在交汇点附近可迅速产生 $-2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上的辐合值; 在雷达回波上显示出回波迅速发展并有可能在交汇地区产生向前加速运动的弓状回波带。

(3) 在地面中尺度要素场上, 风场比气压变化快而强, 有时, 在辐合区之间存在有中尺度扰动低压中心, 则可促使辐合区的靠近、合并, 从而造成有利于强对流发展的环境场。中低压的发生发展有利于辐合的增强且移动一致。

(4) 飑线强盛阶段的地面中尺度场上有时可看到辐合中心要落后于低压中心 $1/4$ 波长左右; 一般情况下扰动涡度场较不明显, 但中心落后于散度中心。以上这些特征反映出飑线形成过程中具有的重力波性质^[3]。

致谢: 本工作得到浙江省气象台的协助和支持, 谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 丁一汇等, 1982, 我国飑线发生条件的研究, 大气科学, 第 6 卷, 第 1 期, 18—27.
- [2] 杨国祥等, 1977, 一次飑线的中分析, 大气科学, 第 1 卷, 第 3 期, 206—213.
- [3] 李麦村, 1976, 飑线形成的非线性过程, 中国科学, 第 6 期, 592—601.
- [4] 蔡则怡等, 1988, 华北飑线系统的结构与演变特征, 大气科学, 第 12 卷, 第 2 期, 191—199.
- [5] 陈良栋, 1987, 槽前形势下华东地区强对流活动特点和短时预报线索, 气象, 第 13 卷, 第 2 期, 9—14.
- [6] 高庆凯等, 1987, 强对流天气的地面中尺度概念模式及其在临近预报中的应用, 气象, 第 13 卷, 第 7 期, 10—15.
- [7] Doswell III, C. A., 1977, Obtaining meteorologically significant surface divergence fields through the filtering property of objective analysis, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, No. 7, 885—892.
- [8] Seabloom, M. S. and J. T. Snow, 1985, PROMII: A scheme to improve continuity in regional surface analysis for use in nowcasting of severe weather, *preprints 14th severe storms conf.*, AMS, Indianapolis, 382—386.
- [9] 孙淑清, 1982, 低层风场在暴雨发生中的动力作用, 大气科学, 第 6 卷, 第 4 期, 394—403.
- [10] 孙淑清, 1989, 散度变化在中尺度对流系统分析预报中之应用, 气象, 第 15 卷, 第 1 期, 3—8.
- [11] 李麦村, 1978, 重力波对特大暴雨的触发作用, 大气科学, 第 2 卷, 第 3 期, 201—209.
- [12] 俞樟孝, 翟国庆, 1989, 浙江暴雨过程的中尺度低压, 大气科学, 第 13 卷, 第 2 期, 185—192.
- [13] 翟国庆, 俞樟孝等, 1989, 一次局地强风暴的中分析, 大气科学, 第 13 卷, 第 4 期, 429—434.

The Mesoscale Surface Characteristics in the Squall Line Events over East China

Zhai Guoqing Yu Zhangxiao

(Department of Geography, Hangzhou University)

Abstract

The change of hourly surface physical parameter fields of nine cases of squall line is analysed in this paper, using the data and radar echoes obtained during East China mesoscale weather experiment. It is indicated that the pattern of mesoscale divergence and its change are closely related to the severe weather. The development of severe convections and variation of mesoscale perturbation convergence are closely related to the confluent lines in the mesoscale perturbation wind field, which may be used as a predictor for the mesoscale severe convective weather. It seems that the feature of mesoscale gravity wave exists in the squall line when it develops.

Key words: Severe convective weather; Characteristics of mesoscale perturbation; Mesoscale analysis.