

强对流天气发生前期地面风场特征

翟国庆 俞樟孝

(杭州大学地理系, 杭州, 310028)

提 要

根据对华东地区9次强对流天气的地面风场分析发现, 强对流的发生发展与锋前暖区的中尺度辐合线有密切关系, 与地面中尺度辐合线相伴的扰动辐合值为 $-0.8 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$ 左右. 当有移动的天气系统与其相遇时, 交点附近扰动辐合值迅速增大, 促使对流迅猛发展且移速加快. 辐合线的形成与大尺度背景和特定地形有关. 移动的中尺度辐合线与变压风有关而静止辐合线常与露点锋相伴.

关键词: 地面风场扰动特征; 中尺度辐合线; 强对流天气.

一、前 言

强对流天气系统的生成与大、中尺度环境条件有关^[1], 一旦中尺度对流系统产生以后, 它们的发生发展与系统所遇的环境条件有密切关系^[2]. 日常观测中发现, 在一条中尺度对流带中, 各地段所产生的天气现象往往不同.

以往的研究成果表明, 当中尺度对流系统移入有利于发展的环境区域或对流云系统的相互合并可以造成对流明显的加强^[3, 4]. 在卫星云图上也常发现当两雷暴高压前缘的弧状云线相交时, 或与其它边界线(如干线、锋面、地形辐合线等)相交时, 可产生新雷暴云或强烈天气出现.^[5, 6]

作者发现, 江苏南部和浙江北部地区强对流天气的发生发展与地面风场上的不连续线有十分密切的关系. 本文采用稠密的华东地面风场资料, 讨论当一条雷暴带或雷暴群的局部地段迅速发展并产生强烈天气(冰雹、龙卷和飑)时, 或在雷达回波上的回波强度和回波高度迅速增大并且有可能发展成弓状回波时, 地面风场中中尺度不连续线的特征.

我们采用带通滤波方案对地面风场进行尺度分离和诊断分析^[7, 8], 滤波中心的波长为 300 km, 网格距为 25km.

二、强对流天气发生前的地面扰动风场

分析近几年影响苏、浙、皖及上海地区强对流天气的逐时地面扰动风场, 发现当天气系统(雷暴群、飑线或锋面)与地面扰动风场中的不连续线相遇后, 强对流天气往往迅速发展. 图1给出其中2例强对流天气发生前1—3小时的地面扰动风场, 可以看到,

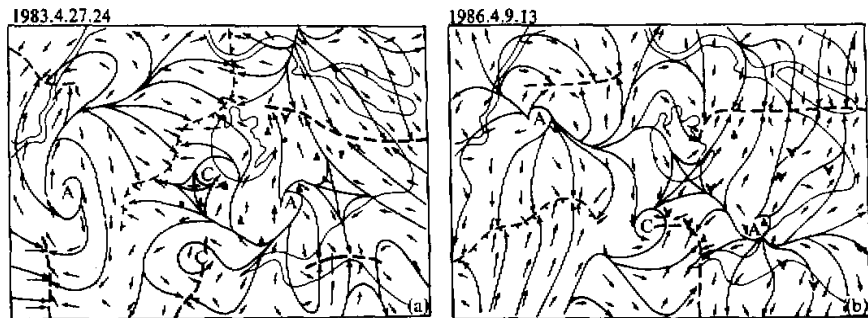


图1 地面扰动风场

齿形线表示雷暴带或飑线, 虚线为风场中的扰动汇合线, 黑三角形为降水区, 倒黑三角为龙卷

(a) 1983年4月27日24时, (b) 1986年4月9日13时

它们的共同特征是在天气系统前方暖区中存在一条或几条扰动汇合线, 这类扰动汇合线有的几小时前就已存在了, 有的则由东向西或由南向北推进, 在强对流天气发生前1—3小时, 扰动汇合线已与飑线或雷暴群相交或相距几十公里, 当两者相交后的1—2小时, 在相交地区产生出冰雹、大风等强烈天气, 以后, 强天气持续的时间与扰动汇合线的维持时间, 走向有关, 与相交前比较, 天气加剧, 范围扩大。

我们发现, 与扰动汇合线相伴的仅是较弱的辐合带, 但一旦有飑线等系统与扰动汇合线相交时, 在交点附近地区会产生强的辐合中心, 随之强对流发展, 天气加剧。

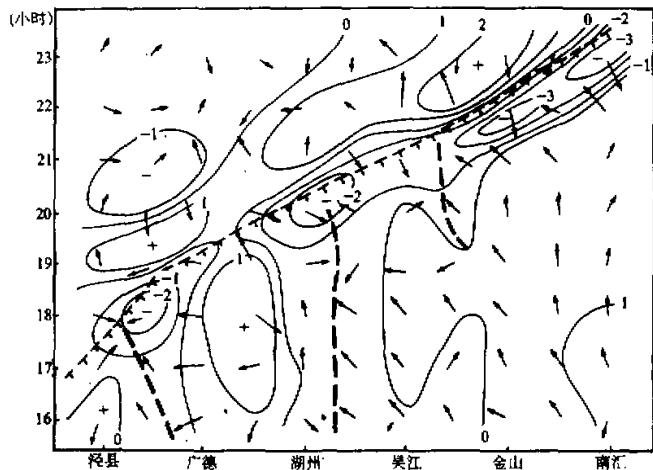


图2 1985年5月5日时空剖面

细实线为扰动散度 ($\times 10^{-4} \cdot s^{-1}$), 箭头为扰动风

图2为一次影响皖、苏和上海地区长达7小时以上强对流天气过程的地面扰动风场和中尺度散度场的时空剖面, 在17时飑线与宁国附近的扰动汇合线相交后, 产生出一个 $-2 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$ 以下的辐合中心, 而在16时与飑线相伴的仅为 $-1.3 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$

的辐合中心; 18 时在相交地区迅速发展的强对流明显加速前移(时速达 60km)并发生强对流天气; 20 时东移到太湖附近的飑线再次与另一扰动汇合线相遇, 同时也再一次产生出 $-2 \times 10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$ 的扰动辐合中心, 回波在太湖上空迅速加强并伴有强天气. 此后, 回波向右偏移并且与苏、沪交界的扰动汇合线又一次相遇, 在苏、沪地区出现强辐合区和强天气区, 扰动辐合中心达到 $-3 \times 10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下. 可见每当飑线与风场中的中尺度不连续线相遇时, 即伴有强的一次强的辐合和促使对流猛烈发展.

将部分扰动汇合线与飑线相交的个例或时段列于表 1. 由表 1 可见飑线等系统前方暖区内扰动汇合线的尺度一般在几十至 200km, 平均约为 100km. 飑线与扰动汇合线相交后, 对流回波的移速明显加快, 一般要大于 50km/h. 有时在相交后 1 小时, 移速加快一倍左右, 平均增速可达到 22km/h 左右, 约是相交前飑线等系统移速的 1/3 倍. 相交后, 相交地区中尺度辐合有明显增强, 在扰动汇合线上中尺度散度平均为 $-0.8 \times 10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右, 相交后, 平均可增强 $-1.2 \times 10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$, 即达到 $-2 \times 10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的辐合值. 可见大多数情况下, 最强烈的灾害性天气出现在系统的相交点附近或某些移动较快的回波段上.

表 1 扰动汇合线与飑线等系统相交后的移速和辐合统计

日 期	相交地区	汇合线 尺度(km)	相交地区强对流(km/h)		汇合线上 散度($\times 10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$)	相交地区 1h 散度变化($\times 10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$)
			移速	增速		
1983 年 4 月 27 日 24 时	太 湖	100	70	30	-0.4	-2.5
	浙西北	100	80	40	-1.0	-0.9
1983 年 4 月 28 日 16 时	浙 北	200	50	10	-0.6	-1.2
1985 年 5 月 5 日 12 时	浙西北	110	30	0	-0.4	-1.0
	苏 州	80	70	30	-0.6	-1.5
1985 年 5 月 5 日 17 时	宁 国	150	60	30	-1.0	-1.2
1985 年 5 月 5 日 20 时	苏 州	100	60	20	-0.4	-0.8
	浙 北	100	60	20	-0.5	-1.3
1985 年 7 月 13 日 14 时	浙西北	200	50	20	-0.7	-2.0
1986 年 4 月 9 日 13 时	太 湖	150	/	/	-0.9	-0.4
	浙西北	80	80	/	-1.3	-0.9
1986 年 4 月 10 日 15 时	浙 北	80	50	20	-1.0	/
	浙 中	120	50	20	-1.0	-0.8
平 均		120	59	22	-0.75	-1.21

有时, 在一条飑线上或雷暴群上, 会产生出移速突然加快的短回波带而形成弓状回波特征. 有人认为弓状回波的形成与下击暴流的强直线风有关^[9]. 在我国雷达探测中还经常观测到回波带上局部加速向前移动而形成的弓状回波, 也有以不同移速移向回波带移动相遇合并而形成^[10].

分析中发现, 回波带局部加速移动的原因之一可能与地面中尺度汇合线有关. 所分析的 5 例弓状回波, 地面都有中尺度辐合线出现. 对其中 4 例弓状回波形成前、后的中尺度散度场进行了合成分析(图 3). 图 3 以飑线与扰动汇合线相交点为坐标中心, 以回波移向为 x 轴. 由图 3a 可见, 自西向东移动的雷暴带前方有较大范围弱辐合区, 扰动汇合线基本就位于近东西向的弱辐合槽中. 与雷暴带相伴有一 $-1 \times 10^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$ 的辐合

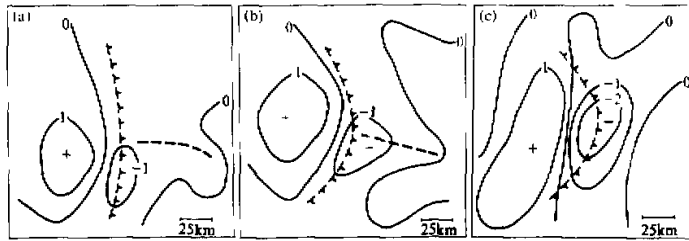


图3 地面扰动散度场合成图

齿形线代表回波位置, 粗虚线为平均的辐合线位置

(a) 弓状回波形成前, (b) 形成时, (c) 弓状回波最强时

中心位于坐标中心以南。当两者相交后至强天气出现之前(图 3b), 在交点附近辐合已增强到 $-1.9 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$ 。这时在相交地区回波迅速增强并移速加快, 逐渐形成弓状回波。当地面出现强对流天气时, 弓状回波的凸出部位已处在小于 $-2 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$ 的辐合中心区域(图 3c); 后部的辐散区范围不断扩大和增强。可见, 弓状回波从形成到发展, 地面辐合的增强是重要作用之一, 而辐合的迅速增强与扰动汇合线和飑线相交有密切关系。

三、中尺度汇合线的大尺度背景和分类

1. 中尺度汇合线形成的背景

位于苏南和上海地区的辐合线已有人注意并认为与海风和湖风的作用有关^[11, 12]。作者发现, 当浙北处于入海高压后部, 冷锋前的西南气流中时, 在杭州湾附近常出现一暖式切变线或辐合线。

图 4 给出浙北及邻近地区强对流天气发生前 3 小时, 杭州湾附近易形成中尺度辐合线的地面温度场合成图。可见, 沿着海岸线温差十分明显, 午后, 由于内陆地面加热强烈和锋前西南气流的暖平流作用, 浙中地区是一高温区; 沿着海岸线有强的温度梯度, 而在杭州湾则出现一个强冷舌, 冷舌的存在有利于海风发展。这对于杭州湾两侧的风向风速会产生明显的影响。

图 5 为杭州湾口和北岸嘉善两站的地面温度和风场的个例分析。嘉善的地面温度在日出后以平均每小时 $1.5^{\circ}C$ 的速度增温, 而杭州湾口在 11 时之前温度几乎没有变化。从 08 时两站温差为零到 11 时逐渐达到 $4^{\circ}C$ 。正午时, 嘉善的风发生变化, 风向逐渐逆转, 由 11 时前的南风逐渐转为偏东风; 而海湾上始终是正南风; 16 时后, 强飑线

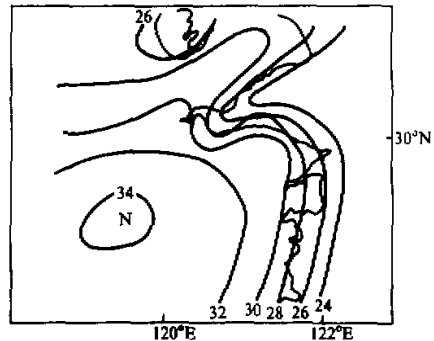


图4 浙北及邻近地区强对流发生前3小时地面温度场合成图

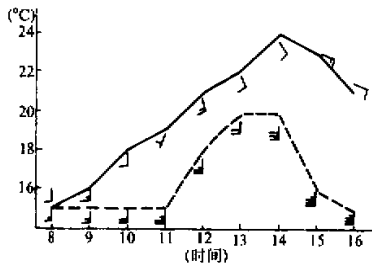


图 5 1986 年 4 月 9 日杭州湾口和北岸单站
地面温度和风场
实线为嘉善站, 虚线为溇酒站

影响浙北地区, 将上述 5 例中杭州湾两侧风场的代表站合成情况列于表 2.

表 2 杭州湾两侧强对流发生前 3 小时风场统计

站名 合成风 杭州湾	绍 兴		奉 贤		溇 酒	
	风向	风速 (m/s)	风向	风速 (m/s)	风向	风速 (m/s)
北 岸			150	4.0		
杭州湾口					180	10.4
南 岸	2.00	3.1				

由表 2 看出, 在杭州湾有一个暖式切变线存在. 杭州湾南岸为西南风 (统计中略去宁波地区和有风场扰动的测站), 而北岸逆转为东南风, 这可能与海风有关, 北岸的海风为偏东风, 随着海风的发展, 可使该地区的系统风 (西南风) 发生逆转和增强, 而南岸的海风为偏东北风, 它可使系统风的风速减小而不会发生明显的风向变化. 因此, 这种温、压场的分布有利于杭州湾附近出现切变线和辐合线, 也就有利于形成浙北及邻近地区强对流天气发生和进一步增强的环境场.

2. 中尺度汇合线类型

表 1 中已看到扰动汇合线与弱辐合相伴. 根据运动特征, 汇合线可分为两类: 移动型和静止型. 表 3 统计了这两类汇合线的要素梯度. 在统计中各选 5 例以利于两者的比较.

由表 3 可见, 移动型与静止型的汇合线其两侧要素变化有较明显区别. 移动型的两侧风向几乎没有变化, 辐合特征仅表现在风速差上, 而温、湿要素差异小; 准静止的汇合线两侧一般有风向风速差, 往往构成暖锋式切变, 两侧的要素差比移动辐合线型明显.

1) 与变压风相联系的移动性扰动汇合线

图 6 为杭州湾向北推进的扰动汇合线例子. 17 时, 太湖和杭州湾各有一条风场扰动汇合线 (图 6a); 18 时 (图 6b), 位于杭州湾北岸的汇合线向北推进到上海以北; 1 小时后 (图 6c), 汇合线继续向北推到无锡市附近, 在汇合线以南有较明显的偏南扰动气流. 与扰动汇合线相联系有明显的辐合带 (图略). 汇合线的移动约每 40km/h, 与其相伴的扰动辐合带也作相应移动.

扰动汇合线移动除了海风环流因素外, 与变压风亦有明显关系. 沿图 6c 的 A—B 线作 3 小时变压时空剖面图可见 (图略) 随着 3 小时负变压向东南移近或杭州湾口的正变压增强时, 伴有一次风速的不连续线并向负变压一侧移动.

选择 4 例同一移动类型的扰动汇合线及扰动风场 (图 7). 由合成图可以看到 (图 7a), 汇合线的北侧是呈带状的负变压中心, 最大变压梯度约 0.2hPa/20km. 根据合成的变压场计算变压风

$$v' = \frac{1}{f^2 \rho} \nabla_h \frac{\partial P}{\partial t},$$

可产生 2m/s 左右的变压风, 即近似垂直于汇合线的风速, 因此使得汇合线两侧风速差加大, 辐合增强, 并向负变压区移动.

表3 中尺度辐合线若干特征

类 型	日 期	尺度 (km)	辐合线两侧代表站要素						
			时间 (h)	地点	风向逆转 (度)	风速差 (m/s)	度 / 30 km		
							ΔT	ΔT_d	$\Delta(T-T_d)$
移 动	1983 年 4 月 27 日	100	24	上海—嘉定	0	2	0	0	0
	1985 年 5 月 5 日	80	11	川沙—宝山	0	4	-1	0	-1
	1985 年 5 月 5 日	100	17	常熟—无锡	0	4	0	0.8	-0.8
	1985 年 5 月 5 日	100	20	太仓—常熟	0	4	-1	0	-1
	1986 年 4 月 9 日	150	13	苏州—常熟	0	2.5	1.7	0	1.7
平均		106			0	3.3	-0.1	0.2	-0.2
静 止	1983 年 4 月 27 日	100	24	上虞—绍兴	90	5	4.4	-2.2	6.7
	1983 年 4 月 28 日	140	14	德清—湖州	90	4	0	-4.3	4.3
	1983 年 4 月 28 日	50	14	宁波—镇海	40	2	4	-2.5	6.5
	1985 年 5 月 5 日	150	11	嵊县—绍兴	-90	2	-1	-1	0
	1985 年 5 月 5 日	150	17	宁国—广德	90	0	2.5	-3.1	5.6
平均		118			44	2.6	2.1	-2.6	4.7

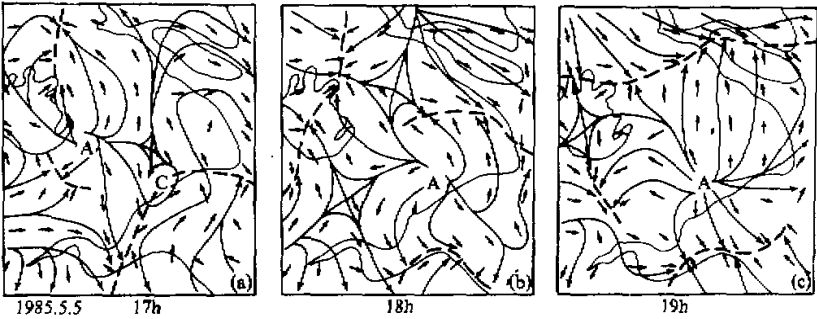


图6 1985 年 5 月 5 日地面扰动风场

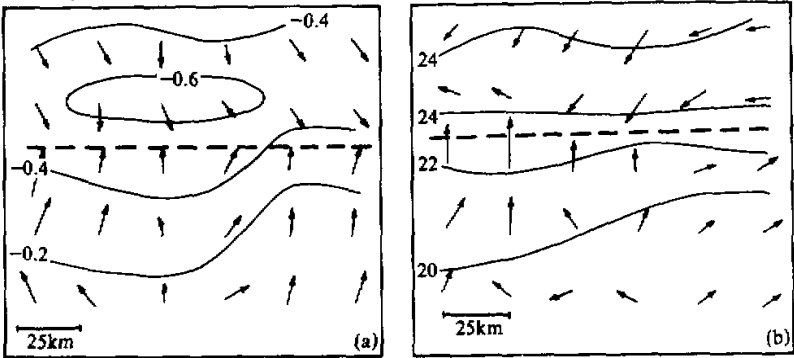


图7 移动和静止型汇合线及扰动风场合成图
(a) 为 3 小时变压场合成, (b) 为露点场合成

2) 与露点梯度相伴的准静止辐合线

表 3 中已得到静止型辐合线两侧常有露点差异, 较移动型明显。

图 7b 合成了 3 例准静止汇合线上有明显露点梯度的例子, 可以看出, 在汇合线北侧为带状分布的高露点区, 在汇合线上有相对较强的水平梯度, 因此, 这类汇合线上除了具有动力因素外, 还具备了不稳定能量的条件, 从而造成有利于强对流天气发生的中尺度环境场^[13]。

汇合线上露点梯度的形成主要由于辐合线以南内陆的暖干空气平流和地面强烈加热因素使得辐合线以南温度升高而湿度下降或上升较慢(图略); 切变线北侧受来自东海、湖泊较潮湿的偏东气流影响以及雷雨云后部冷湿空气的作用等而形成差异。

四、小 结

通过以上分析得到:

(1) 从浙北及邻近地区强对流天气(冰雹、龙卷和飑)发生前的地面风场统计中发现, 强对流天气常与暖区内中尺度辐合线有关, 当飑线、锋面等天气系统与中尺度辐合线相交时, 在相交地段的对流云迅速发展和移速加快以及产生强对流天气; 强对流天气的范围主要发生在中尺度辐合线附近地区。

(2) 扰动汇合线与中尺度辐合带相伴, 平均为 $-0.8 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$, 一旦与天气系统相遇后, 可迅速产生 $-2 \times 10^{-4} \cdot s^{-1}$ 左右的辐合中心。

(3) 除了大气系统引起的风场辐合线外, 由于杭州湾海陆加热差异等原因, 往往在浙北地区形成风向风速的中尺度辐合线, 移动的中尺度辐合线与变压风有关, 当负变压移近或中尺度辐合线后部的正变压增强, 变压风的增大有利于辐合线向负变压区移动, 静止型辐合线在一地因停留时间较长, 往往会引起辐合线两侧湿度场的差异, 形成较大的露点梯度, 这些作用将形成有利于强对流迅速发展的中尺度环境条件。

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, 6, No. 1, 18—27.
- [2] 陶诗言等, 1980, 中国之暴雨, 科学出版社, 66—89.
- [3] 杨培才等, 1980, 华北地区降雪回波系统的分类及单体特征, 大气科学, 4, No. 3, 236—244.
- [4] 杨国祥等, 1977, 一次强飑线的中分析, 大气科学, 1, No. 3, 206—213.
- [5] 陶诗言等, 1980, 我国三类天气的卫星云图分析, 暴雨及强对流天气的研究, 科学出版社, 78—86.
- [6] 陶诗言, 1986, 临近预报和超短期预报方法, 天气学的新进展, 气象出版社, 99—119.
- [7] Doswell III, C.A., 1977, Obtaining meteorologically significant surface divergence fields through the filtering property of objective analysis, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 885—892.
- [8] Seabloom, M.S. and J.T. Snow, 1985, PROM II: 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] Fujita, T.T., 1979, Objectives, operations and results of project nimrod, preprints 11th conf. on Severe Local Storms, 259—266.
- [10] 陈文, 1985, 弓状回波的一些观察结果, 气象, 11, No. 9, 6—9.

- [11] 陈良栋等, 1983, 1979 年 6 月 8 日飑线的触发机制 (I), 强对流天气文集, 气象出版社, 122 — 127.
- [12] 黄炎等, 1983, 强烈对流风暴的雷达回波分析及其演变过程与环境气象条件的关系, 强对流天气文集, 气象出版社, 128 — 133.
- [13] 赵思雄, 孙淑清, 1980, “66.8”大暴雨的中尺度分析, 暴雨及强对流天气的研究, 科学出版社, 161 — 169.

The Surface Characteristics of Wind Field Prior to the Occurrence of Severe Convection Weather

Zhai Guoqing Yu Zhangxiao

(Department of Geography, Hangzhou University, Hangzhou, 310028)

Abstract

Based on surface wind field analysis of nine severe convection cases in East China in recent years, it is found that the development of severe convection is closely related to the meso-scale convergence lines in the warm sector ahead of the front. The convergence lines are always associated with a surface convergence zone in which the convergence is generally about $-0.8 \times 10^{-4} \cdot /s$. When the convergence line intersects a moving weather system the convergence increases rapidly around the intersection, which promotes a rapid development and movement of the convection. The formation of convergence lines is closely related to large-scale synoptic patterns and special topography. The moving convergence lines are related to isallobaric wind and the stationary convergence lines are generally related to the dew-point frontal.

Key words: The characteristics of surface wind field turbulence; The meso-scale convergence lines; Severe convective weather.