郭英莲，孙继松. 2019. 湖北三类组织形态强对流系统造成的地面强对流大风特征 [J]. 大气科学, 43(3): 483−497. Guo Yinglian, Sun Jisong. 2019. Characteristics of strong convective wind events caused by three types of convective systems in Hubei Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(3): 483−497. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1812.18206

湖北三类组织形态强对流系统造成的地面强对流大风特征

郭英莲[1,2] 孙继松[1]

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室，北京 100081
2 中国气象局武汉暴雨研究所，武汉 430205

摘 要 利用湖北省 2012～2017 年区域自动站、天气雷达和周边探空站观测资料，对三类不同组织形态的中尺度对流系统（Mesoscale Convective System, MCS）（线性 MCS、非线性 MCS 和孤立对流风暴）造成的地面强风（极大风速≥17 m/s）的时空分布、移动与传播、对流环境特征等方面进行了统计对比分析，并结合个例讨论了地面入流大风的成因及其对对流系统发展、组织的影响。结果表明：（1）大量的非线性 MCS 可能是由更早发生在山区和丘陵的孤立对流风暴向平原地区移动过程中组织形成的，孤立对流风暴造成的地面大风出现的峰值时间在 17:00（北京时，下同）前后，非线性 MCS 地面大风的峰值时间在 19:00 左右；线性 MCS 造成的强对流大风主要出现在平原地区。（2）非线性 MCS 和孤立对流风暴是造成湖北省地面大风的主导系统，其中，非线性 MCS 造成的地面大风站次数占强对流大风站次总数的 41.9%，而 39.3% 的地面强对流大风站次是由孤立对流风暴造成的。（3）虽然大于 17 m/s 的地面入流大风占所有强对流大风的比例很小，但存在地面入流大风的强对流系统的影响范围、持续时间均远大于同一类型对流系统的平均值。基于一次长生命史线性 MCS（飑线）造成强对流大风事件的分析表明：雷暴系统前侧的地面入流大风是由对流强烈发展造成，这支暖湿入流又进一步增强了对流风暴的发展，同时地面入流大风的形成进一步加强了垂直风切变，因而强的地面入流更有利于对流系统的组织化发展。（4）虽然暖季强对流系统的平均引导气流均以西南风为主，但线性 MCS 主要自西向东移动、非线性 MCS 以自西南向东北移动为主、孤立对流风暴的移动方向则更具多样性，也更易出现后向传播现象。孤立对流风暴相对组织化的强对流系统而言，往往发生在更不稳定或更干的层结大气中，且环境垂直风切变更弱、风速更小。

关键词 强对流大风 组织形态 入流大风 地形 后向传播
文章编号 1006-9895(2019)03-0483-15 **中图分类号** P457 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1812.18206

Characteristics of Strong Convective Wind Events Caused by Three Types of Convective Systems in Hubei Province

GUO Yinglian[1,2] and SUN Jisong[1]

1 *State key Laboratory of Server Weather*, *Chinese Academy of Meteorological Science*, *Beijing* 100081
2 *Institute of heavy rain*, *China Meteorological Administration*, *Wuhan* 430205

Abstract Using regional automatic weather station (AWS) data, together with radar and sounding over Hubei Province

收稿日期 2018-07-30；**网络预出版日期** 2018-12-21
作者简介 郭英莲，女，1983 年出生，高级工程师，研究方向为强对流天气。E-mail: 103232924@qq.com
通讯作者 孙继松，E-mail: sunjs_0314@sina.com
资助项目 公益性行业（气象）科研项目（GYHY201506006）
Found by Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare (Grant GYHY201506006)

from 2012–2017, in this study, the authors classified the mesoscale convective systems (MCSs) that result in surface convective gales in Hubei (maximum wind speed ≥ 17 m/s) into three types (linear MCSs, nonlinear MCSs, and isolated convective storms). The temporal and spatial distributions of convective gales, the movement and propagation of corresponding convective systems, and their convective environments were investigated. The mechanism of the convective inflow gale and the roles of convection system organization and development are discussed, with particular reference to one case. The results indicate that: (1) A large number of nonlinear MCSs may be formed by isolated convective storms occurring in mountains or hills, which then move toward the plains. The peak time of the surface gales caused by isolated convective storms during the study period was around 1700 BJT (Beijing time), and the highest surface-gale frequency corresponding with nonlinear MCSs appeared around 1900 BJT. Gales caused by linear MCSs mainly occurred in plain areas. (2) Nonlinear MCSs and isolated convective storms were the primary systems triggering gales in Hubei, with 41.9% of the gales at the stations caused by nonlinear MCSs and 39.3% by isolated convective storms. (3) Although inflow gales on the surface account for only a small proportion, their corresponding convective systems were much larger and their durations much longer than the average of the same type. A case study of a long-life linear MCS (squall line) shows that the ground inflow gales were caused by the strong development of convection, and the moist warm inflow in front of the convective system enhanced the convective activity developing as feedback. Meanwhile, the inflow gales strengthened the vertical wind shear in the forward direction. This is why the strong ground inflow was more conducive to the organizational development of the convective system. (4) Although southwesterly winds constituted the mean steering flow in all three system types, linear MCSs mainly moved from west to east, nonlinear MCSs moved mostly from southwest to northeast, and isolated convective storms moved in more diverse directions with more backward-propagation phenomena. Relative to organized convective systems, isolated convective storms often occurred in more unstable or drier environments with weak vertical wind shear and lower wind speeds.

Keywords Strong convective wind, Organization form, Inflow gale, Terrain, Backward-propagation

1 引言

强风是重要的灾害性天气之一，而由对流驱动的地面强风更是突发性强、破坏力大、防御时间短、预报难度高（Kelly et al.，1985；Doswell III，2001）。湖北省是长江中游流经区域最长的省份，受水陆分布、复杂地形、南北冷暖空气频繁交汇的共同影响，强对流天气多发。Chen et al.（2012）的研究表明，地形阶梯过渡带的复杂地形有利于对流风暴的触发。复杂的水系分布也有利于局地大风的发生或加强（刘菡等，2014），在内河航运发生的重大和特大事故中，有38%的事故出现在大风天气中（程宏林等，1996）。Yang et al.（2017）对中国强对流大风的气候统计也表明长江中下游是我国强对流大风事件的高发区之一。另外，对流性地面大风主要发生在暖季的5～9月（Kelly et al.，1985；费海燕等，2016）。例如，2015年6月1日，发生在长江中游湖北监利段的“东方之星”号客轮翻沉事件，就是一起由突发性强对流天气导致的特别重大灾难性事件，共造成442人死亡（Meng et al.，2016；郑永光等，2016；段亚鹏等，2017）。因此，湖北省暖季强对流大风的预报研究是长江中游强对流灾害性天气的研究重点之一，也是防灾减灾的重大需求。

目前强对流大风的研究主要集中在对飑线（Meng et al.，2013；French and Parker，2014；Uebel and Bott，2015；Yang et al.，2015）和龙卷（Tippett et al.，2016；Xue et al.，2016；Zheng and MacGorman，2016；Lyu et al.，2017；Orf et al.，2017）的研究，主要是由于飑线造成的大风范围较广，持续时间较长，龙卷则局地性强，破坏力更大。此外，非线性对流复合系统和相对孤立的对流风暴单体均可能造成地面对流大风。不同组织形态、不同尺度对流系统的影响范围、持续时间、移动与传播方式上均存在明显差别，但是针对不同组织形态对流系统造成的对流大风及其差异等方面，依然缺乏系统性研究。

孙继松等（2014）将不同组织形态对流系统造成地面强对流大风的物理机制大体上分为三类：（1）对流下沉气流到达地面后产生的辐散大风。按

照尺度大小可以分为：与孤立雷暴对应的微下击暴流（micro-downburst）（Fujita and Wakimoto, 1981；Fujita，1981，1985）、与对流冷池对应的出流阵风（阵风锋）、高度组织化的飑线系统对应的辐散大风等。这类地面大风的风向一般是离向对流系统的，也被称为出流大风。（2）高速旋转性的对流大风。包括龙卷、尘卷风等。这类对流系统造成的地面大风尺度小，风向沿对流系统的切向方向（Dowell and Bluestein，2002；Wakimoto et al.，2003；Bluestein et al.，2004）。这类大风相对于其他类型对流大风在我国发生几率相对较低，由于尺度很小，也只有极少数能被观测网捕获。（3）与对流系统发展对应的强烈上升气流造成的地面入流大风。这类大风的风向是指向对流系统的。其在超级单体的研究中提及较多（Bluestein and Weisman，2000；Kramar et al.，2005；Bluestein，2009；Dawson et al.，2014；Xue et al.，2014）。但中国关于入流大风的统计研究几乎还是空白。

基于以上原因，本文的研究试图回答以下两个问题：不同组织形态对流系统造成的地面对流大风在时空分布特征、移动与传播、对流环境特征等方面是否存在统计学意义上的不同？地面入流大风的存在是否影响对流系统发展和组织？

2 资料与方法

本文使用的地面大风资料来自2012～2017年5～9月湖北省国家基本观测站和区域自动站。逐小时单站瞬时极大风速达到17 m/s以上记为一站次大风，共提取到15336站次大风记录。

暖季地面大风不仅有强对流大风，还有大量的非强对流大风。非强对流大风包括大范围的冷空气大风、台风外围大风、地形性大风等。过去的区分方法多以雷暴观测资料辅助判断（余蓉等，2012），而随着雷暴人工观测取消（周康辉等，2017），不得不依赖雷达等观测数据（李国翠等，2013，2014）判断强对流大风。因此，本文利用湖北省8部雷达（神农架、武汉、襄阳、荆州、宜昌、恩施、十堰、随州）（图1）基数据资料进行分类统计，考虑到雷达有效探测距离，剔除距离雷达站过远（>200 km）的大风站次、剔除无雷达资料覆盖站次、剔除大风对应回波为杂波以及无回波站次，剩余11031站次大风作为暖季大风统计分析样本。

2.1 提取强对流大风

周康辉等（2017）指出，当雷达回波强度超过50 dB*Z*时，与雷暴大风的隶属度超过90%。王福侠等（2016）对河北省雷暴大风的雷达回波特征统

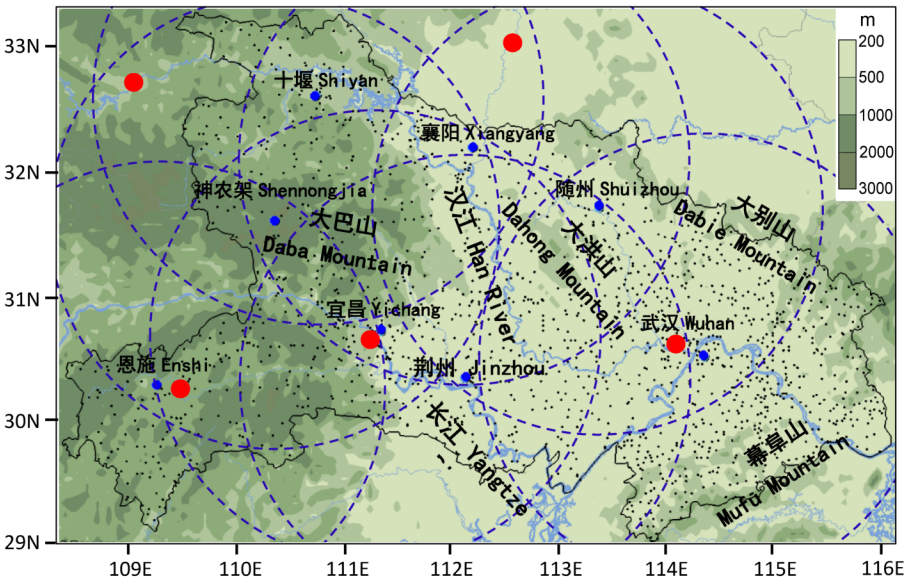

图1 雷达、探空、地面自动站的站点分布及湖北省地形（填色，单位：m）。蓝点：雷达站点；蓝色虚线圆：200 km雷达扫描范围；红点：探空站点；黑点：地面自动站

Fig. 1 Distribution of radar sites, sounding stations, automatic weather stations (AWS), and terrain of Hubei (shadings, units: m). Blue points: radar sites; blue dashed circles: 200-km radar scan circles; red points: sounding stations; black points: AWS

计发现一般雷暴大风的反射率因子都在50 dB*Z*以上。尽管干微下击暴流的最强组合反射率（MCR）最低可达到25 dB*Z*（Hjelmfelt, 1988），但干微下击暴流一般出现在干燥的高原地区（Wakimoto, 1985），在暖季水汽充沛的长江中游地区极少出现干微下击暴流。另外，徐芬等（2015）发现冷池出流造成的阵风锋大风平均移速1.5～10 km (6 min)$^{-1}$。因此，本文将大风站点周围20 km内的最强组合反射率（MCR）≥50 dB*Z*识别为强对流大风，雷达资料的检索时段从大风发生前20分钟到大风发生后10分钟（共计半个小时，含5个体扫描），自动检索完毕后再进行人工校验，以保证强对流大风资料的准确性。最终提取到有效强对流大风2756站次。由于50 dB*Z*以下的弱对流大风是雷暴大风还是冷空气大风，区分度较差，本文不做深入分析。

2.2 归一化处理

本文使用的资料中，2012年有风向风速观测的站点约700余站，到2017年增加到1400余站，测风站点逐年增加，各站点大风出现频次与建站时间有密切关系。为了保证分析资料的一致性，需要对单站大风频次进行归一化处理。在空间分布的频次分析中，取研究时段内单站有风向风速观测的总时次数作为有效时长，单站出现≥17 m/s大风的时次数除以单站有效时长作为归一化后大风频次（简称频次*N*）。

2.3 强对流大风个例分类

强对流大风一般分为组织性大风和非组织性大风（Schoen and Ashley, 2011），而对流系统的形态特征在其整个生命史过程中并不是一成不变的，因此，对流大风的组织化和非组织化也可能存在相互转化过程。本文基于地面大风发生时刻对应的对流系统雷达回波形态特征，将组织性大风分为：线性多单体中尺度对流系统（Mesoscale Convective System, MCS）（以下简称线性MCS）和非线性多单体中尺度对流系统（简称非线性MCS）（图2）（Parker and Johnson, 2000; Houze, 2004; Lombardo and Colle, 2010），其他地面强对流大风对应的对流系统归入孤立对流风暴（图2）。结合强对流大风时间和空间上的连续性，本文统计的强对流大风对应533次强对流天气事件，其中线性MCS共53例，非线性MCS共125例，孤立对流风暴355例。

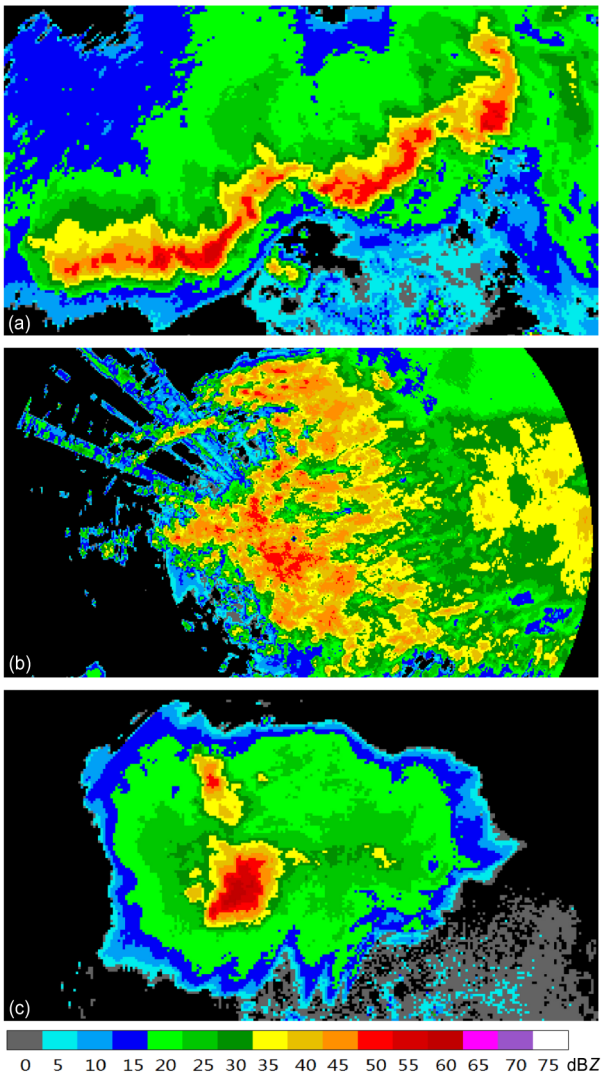

图2 强对流大风雷达组合反射率形态示意图：（a）线性MCS（南阳雷达，2016年6月5日20:00（北京时，下同））；（b）非线性MCS（武汉雷达，2016年6月19日09:31）；（c）孤立对流风暴（神农架雷达，2017年7月11日00:49）

Fig. 2 Radar combined reflectivity of strong convective wind: (a) Linear mesoscale convective system (MCS, Nanyang radar, 2000 BJT (Beijing time) on 5 June 2016); (b) nonlinear MCS (Wuhan radar, 0931 BJT on 19 June 2016); (c) isolated convective storm (Shennongjia radar, 0049 BJT on 11 July 2017)

2.4 环境场资料与对流系统移向

由于实际探空资料的时空分辨率远低于地面自动站，本文使用武汉、宜昌、恩施、陕西安康、河南南阳五站08:00（北京时，下同）和20:00探空资料，采用天气预报业务中的常规方法，即利用大风发生前距离大风站点最近、且没有受对流系统影响的探空资料计算相应的物理量，近似代表对流环境条件。物理量包括：（1）环境风场参量。对流系统

平均引导气流（Corfidi et al., 1996）、各层风向风速、低层垂直风切变（700 hPa与探空最低层的风矢量切变）、中层垂直风切变（500 hPa与探空最低层的风矢量切变）。（2）环境能量场参量。对流有效位能（CAPE）、下沉对流有效位能（DCAPE）、微下击暴流日指数（MBDPI）（刘健文等, 2005）、大风指数（WINDEX）（刘健文等, 2005）。（3）环境湿度场参量：干层高度（温度露点差直减率最大值所在高度）、干层强度（温度露点差直减率最大值对应的温度露点差）、低层（地面～700 hPa）和中层（700～400 hPa）平均温度露点差。

基于雷达回波资料，将地面大风对应的对流系统移动方向分为9个方向：静止、北（N，341°～20°）、东北（NE，21°～70°）、东（E，71°～110°）、东南（SE，111°～160°）、南（S，161°～200°）、西南（SW，201°～250°）、西（W，251°～290°）、西北（NW，291°～340°）。为方便对流系统移动方向和平流方向对比，将平均引导气流转换为9个平流指向（与风向或风的来向方向相反，括号内方位角对应于风向）：无方向、N（161°～200°）、NE（201°～250°）、E（251°～290°）、SE（291°～340°）、S（341°～20°）、SW（21°～70°）、W（71°～110°）、NW（111°～160°）。当系统移动方向和平流方向相同或相邻，认为移动方向和平流方向同向；当系统移动方向和平流指向相差2个方位角，认为移动方向和平流指向垂直；当系统移动方向和平流指向相差3个方位角，认为移动方向和平流指向反向。

3 不同组织形态强对流系统的雷暴大风特征

3.1 不同组织形态对流系统的地面大风时空分布特征

统计不同类型的强对流系统形成的雷暴大风的月际变化（图3a）可以发现，线性MCS造成的雷暴大风在整个暖季呈缓慢增加趋势，在8月达到高峰。5～7月，非线性MCS造成的雷暴大风频次逐渐增多；与线性MCS造成的地面雷暴大风不同，非线性MCS造成的雷暴大风在7月达到峰值，而8月开始迅速减少；孤立对流风暴造成的地面雷暴大风主要发生在7月和8月，其中，8月的频次略高于7月。进入9月，不同组织形态的强对流系统造成地面大风都在大幅减少。

不同组织形态的强对流系统形成的雷暴大风的日变化（图3b）显示，长江中游暖季强对流地面大风具有显著的日变化特征，多发生在午后到傍晚时段，这与费海燕等（2016）、郑永光等（2008）和Yang et al.（2017）的研究一致。但是，不同组织形态强对流系统造成的地面大风的高发时段略有不同：孤立对流风暴造成雷暴大风的高峰时间比非线性MCS早两小时，位于午后17:00左右，而非线性MCS造成强对流大风的峰值出现在19:00前后。这可能表明，组织化的非线性MCS大多是由更早一些时候出现的相对孤立的对流逐渐发展、组织形成的。线性MCS造成的地面大风的峰值特征不如上述两类对流系统清晰，仅表现为17:00和20:00对应的地面大风站次相对多一些，这可能与线性

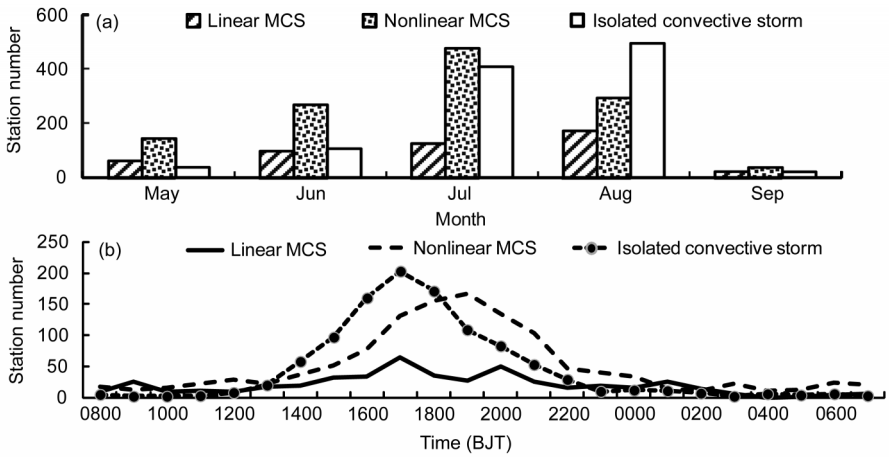

图3 2012～2017年5～9月湖北省强对流大风站次的（a）月变化和（b）日变化

Fig. 3 (a) Monthly changes and (b) daily changes of strong convective wind stations in Hubei from May to September during 2012–2017

MCS样本数少，日变化很难体现有关。总体而言，暖季的傍晚时段是强对流大风的多发时段，其中，17:00是强对流大风的最高发时间，而19:00～20:00雷暴大风更具有组织化特征。

从空间分布可以看出，线性MCS造成的强对流大风多发生在江汉平原中部和鄂东平原地区（图4a）；非线性MCS则多发生在由山地到平原的过渡区域（图4b），其地面大风频次大值带位于大巴山东坡（鄂西东部）、大别山西南坡（鄂东北）和幕阜山西北坡（鄂东南），尤其是大巴山东坡的长江和汉江河谷地带；造成地面对流大风的孤立对流风暴多发区集中在鄂西和鄂东南，比非线性MCS形成的地面对流大风频次大值区更靠近山区（图4c），这与Yang and Sun（2018）对强对流大风分布特征的研究结果基本一致。结合它们在日变化峰值时间之间的关系，非线性MCS的形成与更早发生的孤立对流风暴可能是存在内在联系的，即有些孤立对流风暴可能午后首先在西部或东南部的山区和丘陵地区发生发展，在它们下山向平原地区移动（自西向东或自东南向西北）过程中被逐渐组织成为非线性MCS。而在大别山地区，这种时空关系并不明确，可能与大别山脉呈西北—东南走向，近乎与暖季对流层盛行气流垂直相交，更有利于山前孤立风暴的触发和维持，不利于组织化的逆向移动或传播。

值得注意的是，洞庭湖北岸的平原地区（如荆州、潜江、仙桃等地区），不同组织形态的强对流系统造成的雷暴大风都很少，也就是说，类似于2015年6月1日夜间发生在长江中游湖北监利段的雷暴大风灾害事件是一次极小概率事件。但是，长江武汉段及其南部的湖泊区域，三类组织形态对流系统造成的地面大风的频次都比较高，这与武汉区域经常出现极端大风灾害一致（孙凌峰等，2003；崔讲学等，2007；罗辉等，2015）。

雷暴系统造成地面大风的上述时空分布特征，可能与下垫面的热动力学属性对雷暴系统的影响有关：地形热动力学作用（如热力作用造成的谷风效应以及地形抬升作用等）有利于对流系统触发，午后当雷暴系统下山移入水系发达的平原地区或城市群时，地面水陆分布的不均匀或城市效应容易形成

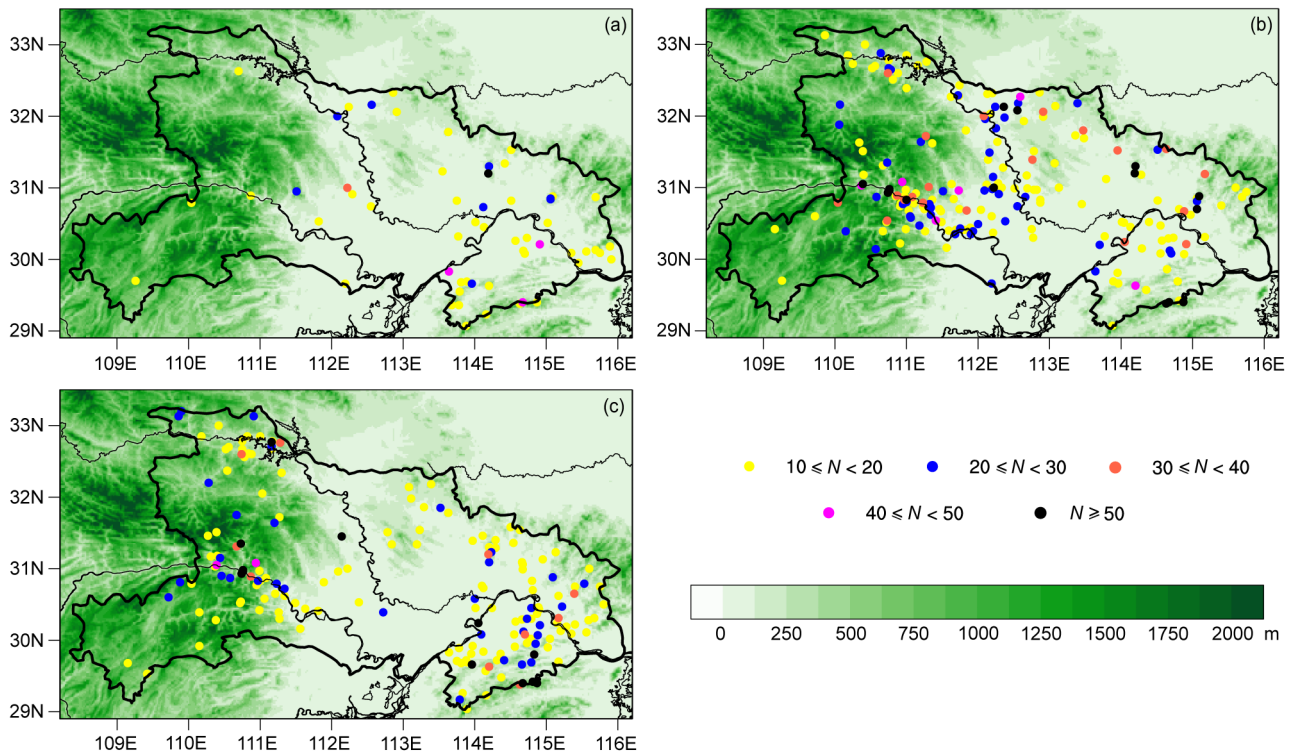

图4 2012～2017年5～9月湖北省强对流大风频次的空间分布：（a）线性MCS；（b）非线性MCS；（c）孤立对流风暴。彩色阴影表示地形；N表示归一的大风频次（单位：10^{-5}）

Fig. 4 Spatial distribution of frequency of strong convective wind in Hubei from May to September during 2012–2017: (a) Linear MCS; (b) nonlinear MCS; (c) isolated convective stor. Color shadings indicat terrain; N represents normalized frequency (units: 10^{-5}) of strong convective wind

温度和湿度水平梯度，有利于雷暴的发展和组织；相反，在远离地形且地势低洼、以水稻种植为主的农村平原地区，湿度和气温相对均匀，不利于对流系统的触发，也不利于移入该区域的对流系统发展和组织。

3.2 地面入流大风与对流系统组织形态的关系

除龙卷以外的地面对流大风表现为出流大风或入流大风，二者非此即彼，因此，利用每一站次大风发生时刻的风向相对于雷达强回波中心的位置来区分出流大风（背向回波）和入流大风（指向回波）。

表1表明，2012～2017年5～9月湖北省内所有雷暴大风事件中，由孤立对流风暴造成的地面大风事件最多，比例为67%，高于美国的45%（Schoen and Ashley，2011），这类强对流系统造成地面强对流大风站次数为所有强对流大风总站次数的39.3%；非线性MCS事件虽然占比仅为23%，但是这类强对流系统造成的地面大风站次数占到了强对流大风站次总数的41.9%；线性MCS比例仅为10%，远低于美国的42%。从它们造成的地面大风站次统计也可以发现，湖北省境内非线性MCS和孤立对流风暴造成的大风站次远多于线性MCS。需要说明的是，本文是基于地面风速≥17 m/s的观测统计结果，而美国是基于大风灾害统计。由于本文未涉及大风造成的损失和人员伤亡，大风站次与风灾严重程度之间的关系并不明确。非线性MCS和线性MCS中每次天气事件出现地面大风的平均站次和平均持续时间均相差不大，由于前者出现的频次更多，表明长江中游暖季大范围雷暴大风灾害事件中，非线性MCS是一类比线性MCS更为重要的对流系统。

值得注意的是，虽然出现地面入流大风的天气事件和站次均为少数，线性MCS和非线性MCS造成的雷暴大风中，仅3.3%（17/518）和4%（46/1155）站次的地面大风是入流大风，但在组织化对流系统（线性和非线性MCS）中出现入流大风的比例均高于孤立对流风暴，其中，18.9%（10/53）的线性MCS事件观测到地面入流大风，非线性MCS中接近21%（26/125）出现过地面入流大风，仅有8%左右的孤立对流风暴大风事件观测到入流大风。存在入流大风的对流系统形成的雷暴大风影响范围、持续时间均远大于同一类型对流系统的平均值：存在入流大风的线性MCS观测到的地面大风平均值达到22.6站次，是同一类型对流系统平均值（9.8站次）的2倍以上；持续时间（4.3小时）也比同一类对流系统的平均值（2.9小时）更长。存在入流大风的非线性MCS与存在入流大风的线性MCS的统计特征相似。这一统计事实表明，地面强入流更有利于对流系统的组织化发展和维持，这对强对流系统的临近预报具有重要指示意义。接下来以一次飑线系统演变过程为例来说明地面入流大风与对流发展移动之间的联系。

2016年6月5日傍晚至夜间，生成于河南境内的飑线系统（线性MCS）自西北向东南移动，造成湖北中北部出现大范围强对流大风事件。6月5日22:00开始，雷暴大风开始进入湖北省。从地面冷池和对流大风的演变（图5）可以看到，地面对流大风随地面冷池主体自西北向东南方向推进，大多数地面大风的风向由对流冷池向外流出，即地面雷暴大风以偏北风为主。值得注意的是，5日22:00至6日02:00每个时次均出现了与冷池出流大风风向完全相反的风，即由地面暖区指向对流冷池的入流大风。以6日00:00小时极大风速（即5日23:00至6日00:00一小时内的极大风）为例，发生在平原地区Q3806（23:23，12.7 m/s）、Q3807（23:29，16.3 m/s）两站的西南风显然不是出流大风而

表1 强对流大风统计

Table 1 The statistics of the strong convection wind

强对流大风分类	天气事件次数	出现入流大风的天气事件次数	地面大风站次	出现入流大风的站次	每次天气事件出现大风的平均站次	存在入流大风的对流系统出现大风站次平均值	平均持续时间/h	出现入流大风的对流系统平均持续时间/h
线性MCS	53	10	518	17	9.8	22.6	2.9	4.3
非线性MCS	125	26	1155	46	9.2	22.3	2.8	5
孤立对流风暴	355	29	1083	35	3.1	8.9	1.7	2.6

注：持续时间指某一强对流天气事件中，第一次和最后一次观测到地面大风的时间间隔，如果地面大风观测记录均发生在一小时内，则记录为1小时。

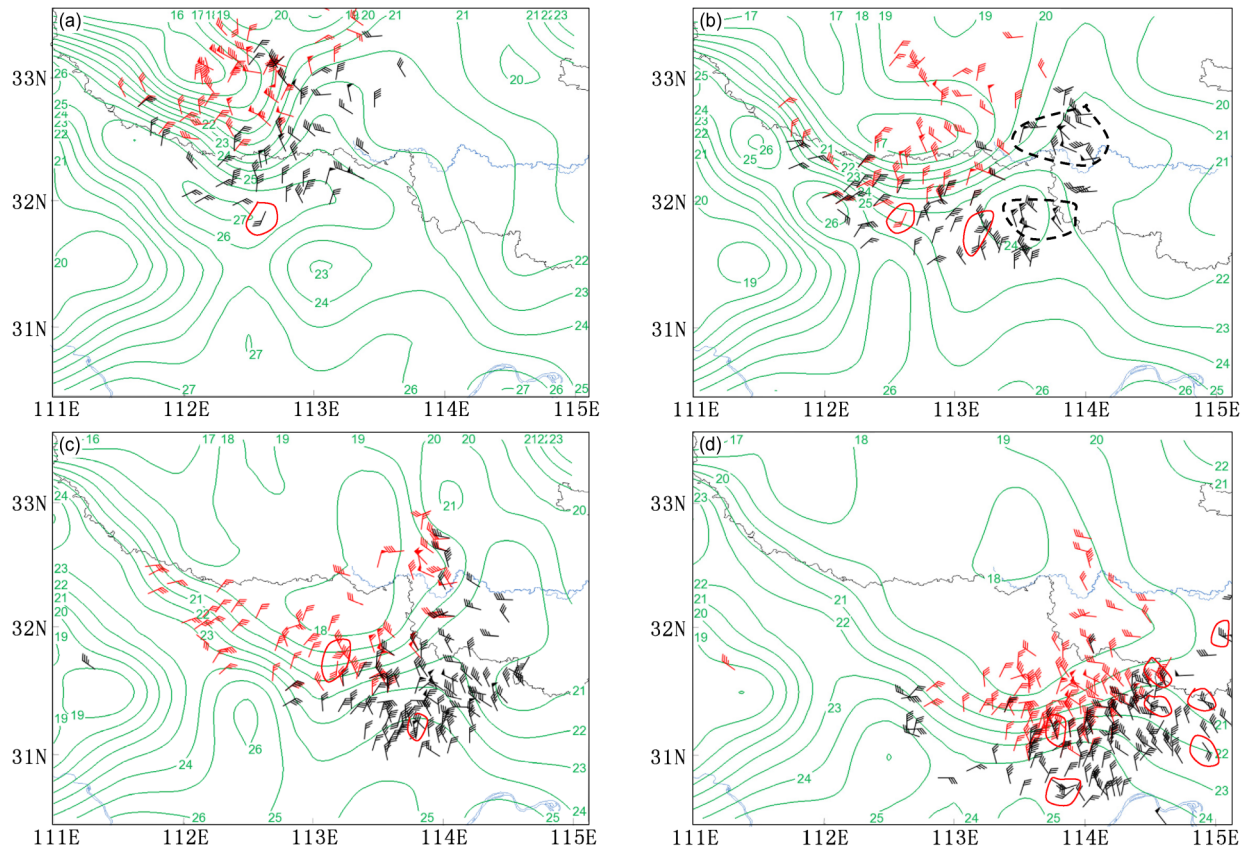

图5 2016年6月（a）5日22:00和23:00、（b）5日23:00和6日00:00、（c）6日00:00和01:00、（d）6日01:00和02:00地面风场（≥10 m/s）和地面气温（绿色等值线）。前一个时间为当前时次，后一个时间为下一时次，地面气温、红色风向杆为当前时次，黑色风向杆为下一时次。红色线包围区为地面入流大风，黑色虚线包围区为极大风速超过20 m/s的区域

Fig. 5 Surface wind (≥10 m/s) and the surface temperatures (green contours) at (a) 2200 BJT and 2300 BJT 5 June, (b) 2300 BJT 5 June and 0000 BJT 6 June, (c) 0000 BJT and 0100 BJT 6 June, (d) 0100 BJT and 0200 BJT 6 June in 2016. The first time is the current time, the second time is the next time. The ground temperature and the red wind bars correspond to the current times, and the black wind bars correspond to the next times. The ground inflows are in the red line coils, and the extreme winds exceeding 20 m/s are in the black dotted coils

是入流大风（图5b中红色线包围区、黑色风向杆），这两站入流大风的发生时间均早于它们东侧出现极端出流大风（26.1 m/s）的时间23:45。结合入流大风发生前后的雷达回波（图6），强对流系统前侧（即入流大风南侧）可以看到代表冷池出流边界的窄带回波（图6a），即出流阵风锋，说明这两站的风向在23:25之前发生过出流风向入流风的转向，从入流风出现前一个时次（21:00～22:00）极大风风向也可以证实其为出流风方向，风速约4 m/s（图5a中没有显示小于10 m/s的风）。

沿入流风方向的雷达反射率剖面（图6b）可以看到，强对流回波主体由低到高，由北向南倾斜，入流一侧低层存在清晰的弱回波区，对应强烈的上升运动。因此，与地面出流大风一样，地面入流大风也是对流风暴强烈发展的伴随现象，强烈的对流上升运动造成风暴前侧入流加速，形成地面入流大风。反过来，位于对流系统前侧的入流大风进一步强化了环境暖湿气流向对流系统输入水汽和能量，增强对流风暴的发展。与此同时，对流系统的后侧存在清晰的后侧入流缺口，表明对流风暴系统后侧该区域存在更强的蒸发效应。随后，两个较大范围站点出现超过20 m/s极大风速区（图5b中黑色虚线包围区）。

上述分析表明，地面入流大风的出现是对流强烈发展的指示性信号之一，对流系统前侧出现入流大风加强了环境暖湿气流向对流系统输入水汽和能量，增强对流风暴的发展；同时，在存在干层较为深厚的环境大气中，强烈发展的对流系统必然产生更为强烈的蒸发下沉运动，从而产生更大范围、更深厚的地面冷池；地面入流大风的形成进一步加强

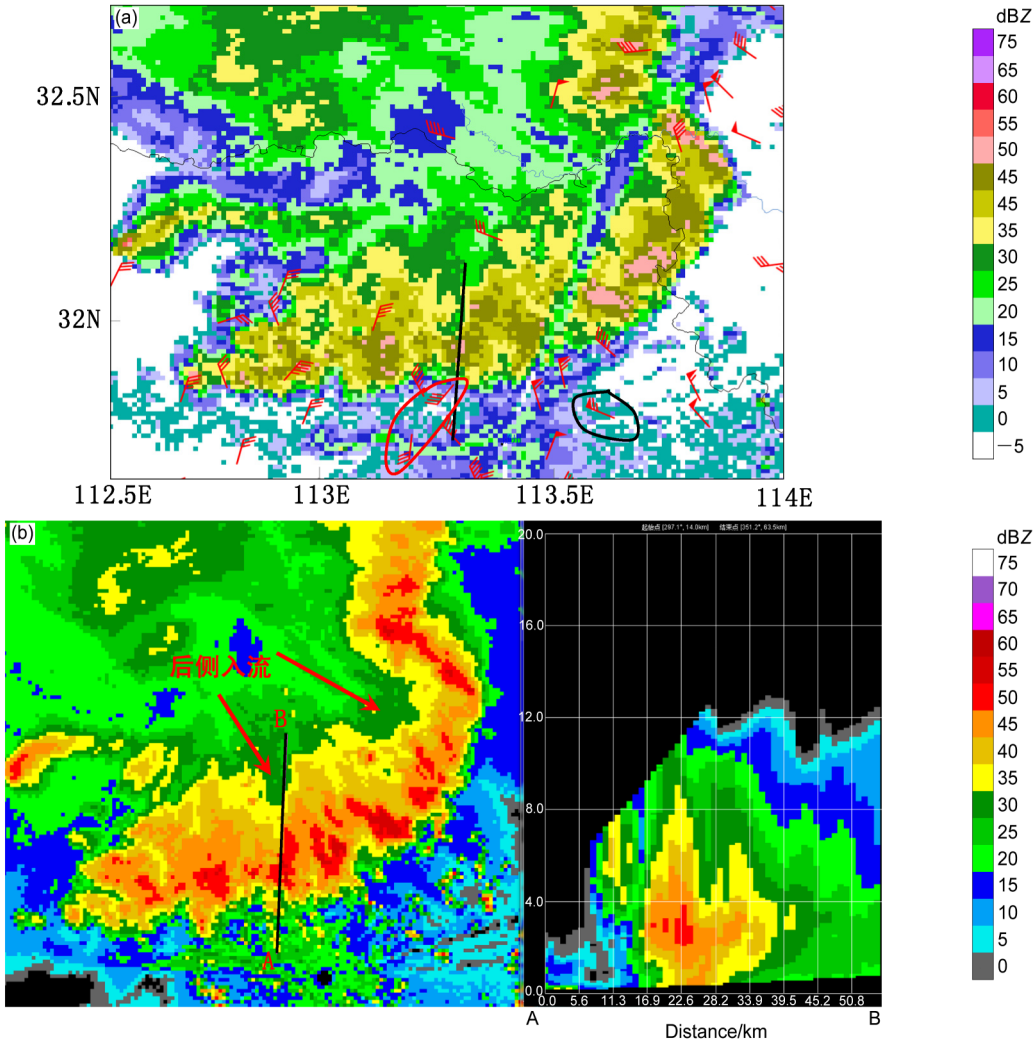

图6 （a）2016年6月6日00:00地面极大风（风向杆，红色线包围区为入流风，黑色线包围区为极端出流大风）和5日23:25随州雷达1.5°仰角基本反射率（彩色阴影）；（b）2016年6月5日23:19随州雷达组合反射率（左）和入流风方向（由A到B）雷达组合反射率垂直剖面（右），线段AB为剖面位置

Fig. 6 (a) Ground gale at 0000 BJT 6 June 2016 (wind bars, inflow winds are in the red line coil, the extreme outflow winds are in the black line coil) and the Suizhou radar reflectivity (color shadings) at 1.5° elevation at 2325 BJT 5 June 2016; (b) Suizhou radar combined reflectivity (left) and radar combined reflectivity vertical section (right) along the direction of the inflow winds (from A to B) at 2319 BJT 5 June 2016, black line AB is the section position

了垂直风切变，更有利于对流系统的组织化发展。这是存在入流大风对流系统的影响范围、持续时间均远大于同一类型对流系统的根本原因。

3.3 不同组织形态对流系统的移动与传播特征

本节以地面大风站次为基础，讨论造成地面雷暴大风的不同组织形态对流系统的移动与传播特征。对比他们的移动方向（表2）可以看到，造成地面大风的线性MCS的移动与我国东部飑线系统一致，即湖北境内的飑线系统以自西向东移动为主（Meng et al., 2013），按出现地面大风站次数排序，对流系统移动方向依次为SE、E、NE，即由西北向东南方向移动的线性MCS造成的地面大风站次最多。与飑线系统的主要移动方向有所不同，自西南向东北移动的非线性MCS造成的地面大风站次（442站次）显著多于其他移向。造成地面大风站次最多的孤立对流风暴，集中在东北和西南两个完全相反的移动方向。不同组织形态对流系统的主要移动方向在统计特征上的差异表明，触发和引导这些对流系统的环境特征以及对流系统与环境大气之间的相互作用过程可能存在不同，而影响对流系统

移动的核心因素是环境气流的平流作用和对流传播过程。

为了说明环境气流的平流与对流系统移动方向的关系，表2给出了平均引导气流（即平流）的指向（即与风向或风的来向方向相反）对应的地面强对流大风站次。与不同组织形态对流系统的主要移动方向在统计特征上表现出差异不同，三种组织形态的强对流系统造成地面大风站次最多的平均环境引导气流均为西南风，这与暖季对流层盛行西南气流是一致的。除孤立对流风暴系统外，平均引导气流方向为西风气流的强对流系统，造成的地面大风站次位于第二位。孤立对流风暴中，东风气流背景下的地面对流大风站次为第二位（199站次），略多于西风气流背景下的地面对流大风站次（157站次）。

平均环境气流作为对流系统移动的引导气流，为什么其主导方向相同（西南风）的背景下，不同组织形态对流系统的主要移动方向却存在明显不同呢？重要原因之一可能与环境引导气流的强弱及风向的多样性有关。造成地面大风的所有孤立对流风暴事件对应的对流层中低层（500 hPa以下）的平均矢量风速不足2 m/s，比线性MCS和非线性MCS对应的平均矢量风速小的多。这一统计关系并不是说所有的孤立对流风暴都发生在更弱的环境风背景下，只是更大程度上反应了孤立对流风暴对应的环境风方向比高度组织化的MCS对应的环境风方向更具多样性特征。从表3可以看到，环境引导气流为偏西气流（指向NE、E和SE）的孤立对流风暴造成地面大风的总站次，与环境引导气流为偏东气流（指向NW、W和SW）对应的地面大风的总站次之比为523:402，也就是说，孤立对流风暴对应的引导气流方向完全相反的环境条件占绝大多数；而线性MCS和非线性MCS的环境引导气流方向则更集中，环境引导气流指向NE和E方向（即西南气流和偏西气流）的线性MCS与非线性MCS，造成的地面大风站次数约占各自系统所有大风总站次的74.2%（354/477）和72.3%（879/1215）。

对流风暴新生传播过程是影响对流系统移动方向的另一个主要因子。统计结果表明（表3），造成地面强对流大风事件的对流系统，线性MCS、

表2 对流系统（线性MCS、非线性MCS、孤立对流风暴）的移向、环境引导气流指向及其对应的地面大风站次数

Table 2 The direction of the convective system (linear MCS, nonlinear MCS, isolated convective storms) and the environment guiding airflow, and corresponding numbers of ground gale stations

	地面大风站次数				地面大风站次数		
对流系统移向	线性MCS	非线性MCS	孤立对流风暴	环境引导气流指向	线性MCS	非线性MCS	孤立对流风暴
静止	9	74	106	静止	/	/	/
N	8	48	135	N	1	37	85
NE	83	442	200	NE	203	537	260
E	97	188	35	E	151	342	157
SE	144	160	88	SE	19	116	106
S	34	111	13	S	49	81	54
SW	9	24	280	SW	21	37	80
W	53	104	88	W	29	44	199
NW	40	64	119	NW	4	21	123

表3 对流系统（线性MCS、非线性MCS、孤立对流风暴）的移动方向相对环境引导气流指向的方位和后向传播率统计

Table 3 The statistics of the backward propagation rate and the relative orientation of the moving direction between the convective system (linear MCS, nonlinear MCS, isolated convective storms) and the environment guiding airflow

	大风站次数				天气过程数			
	同向	反向	垂直	后向传播率	同向	反向	垂直	后向传播率
线性MCS	377	18	48	15.9%	41	3	9	22.6%
非线性MCS	886	177	143	26.5%	101	11	13	19.2%
孤立对流风暴	688	187	141	32.3%	212	89	54	40.3%

注：后向传播率=（反向+垂直）/（同向+反向+垂直），同向、反向和垂直是指对流系统移动方向相对环境引导气流指向，详见2.4节。

非线性MCS和孤立对流风暴三类组织形态的对流系统的移向和平流指向一致的占大多数。当对流系统的移动速度比平流速度显著偏慢时，尽管移向和平流方向相同，不能排除存在后向传播现象（孙敏等, 2015），但当对流系统的移动方向和平流方向相反或接近垂直时，必然存在明显的后向传播现象。这里只讨论存在显著后向传播的情况，即对流系统的移动方向与平流方向相反或垂直。在三类组织形态的强对流系统中，孤立对流风暴存在明显后向传播现象的比例最大：存在地面大风的孤立对流风暴系统中，有40.3%的这类强对流过程存在后向传播现象，32.3%的地面大风站次是由这类孤立对流风暴造成的。形成地面对流大风的非线性MCS中，仅19.2%的过程存在后向传播现象，但是其中26.5%的地面大风站次是它们产生的；线性MCS中，存在后向传播现象的比例略高于非线性MCS，天气过程占比为22.6%，但存在后向传播现象的线性MCS产生的地面大风站次数占同一组织类型对流系统对应的地面大风总站次的比例，远比非线性MCS的低，仅为15.9%。

3.4 不同组织形态对流系统的对流环境特征

地面对流大风的发生与对流系统的形态、对流高度和环境大气层结状态密切相关。陈明轩和王迎春（2012）、张建军等（2016）指出，垂直风切变是维持强对流系统发展和传播的重要动力学因子，同时也是决定对流系统形态特征的主要参量（孙继松和陶祖钰, 2012）。从分类强对流大风对应的风垂直切变来看（表4），与前人的研究（俞小鼎等, 2006; 孙继松等, 2014）类似，造成地面对流大风的线性MCS、非线性MCS、孤立对流风暴对应的对流层中下层的垂直风切变依次减小，如造成对流大风的线性MCS，其地面至500 hPa之间垂直切变的平均值达到12.71 m/s，而造成孤立对流雷暴大风的平均垂直切变只有7.51 m/s。从平均风速看，组织化对流系统（线性MCS和非线性MCS）对应的850 hPa高度以上的各层平均风速均远大于孤立对流系统的环境风速。弱环境气流背景下，更容易发生由孤立对流风暴引发的下击暴流（Fujita, 1985; Hjelmfelt, 1988），同样，该统计关系并不代表每次产生地面大风的孤立对流风暴都发生在弱风速环境中，而更多反应了不同孤立对流风暴过程对应的环境风方向异向性特征。与组织化对流系统（线性MCS和非线性MCS）的各层平均风矢量方向对比可以发现，孤立对流风暴对应的各层环境风方向的一致性最差，300 hPa与925 hPa之间的平均风矢量角度相差接近120°，因此，孤立对流风暴的移动方向相较于组织化对流系统更具多样性，相对于对流层内的平均引导气流，表现为后向传播率更高；而非线性MCS对应的各层环境风方向更具一致性，即均为西南风，这与绝大多数非线性MCS是由西南向东北方向移动的统计特征是一致的。

从环境大气的热力不稳定特征来看（表5），造成对流大风的线性MCS对应的CAPE、DCAPE和WINDEX最小，孤立对流风暴对应的环境CAPE、DCAPE和WINDEX最大。这表明，发生雷暴大风的孤立对流风暴相对于组织化的对流系统而言，往往发生在更不稳定的层结大气中，更大的环境CAPE预示对流速度更大，更大的向下负浮力（DCAPE）预示对流系统中存在更强的蒸发和下沉速度，结合它们往往出现在垂直切变相对较弱的环境下，这可能表明孤立对流风暴造成的雷暴大风更多的表现为下击暴流。

地面对流大风与雷暴系统中水凝物蒸发、拖曳和干空气夹卷等物理过程的共同作用有关，因此环境大气温度和湿度的垂直廓线结构在很大程度上决

表4 线性MCS、非线性MCS、孤立对流风暴的500 hPa和700 hPa风切变及各层(300 hPa、500 hPa、700 hPa、850 hPa、925 hPa)平均风速、风向

Table 4 Vertical wind shears at 500 hPa and 700 hPa, and mean wind speeds and directions at 300 hPa, 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa, 925 hPa in linear MCS, nonlinear MCS, isolated convective storms

	500 hPa	700 hPa	300 hPa		500 hPa		700 hPa		850 hPa		925 hPa	
	风切变/ m s^{-1}	风切变/ m s^{-1}	风速/ m s^{-1}	风向/(°)	风速/ m s^{-1}	风向/(°)	风速/ m s^{-1}	风向/(°)	风速/ m s^{-1}	风向/(°)	风速/ m s^{-1}	风向/(°)
线性MCS	12.71	10.23	10.74	265.56	8.47	246.22	5.21	240.46	3.26	208.78	1.69	165.21
非线性MCS	9.53	7.95	6.57	266.82	6.34	242.21	5.14	239.53	4.28	228.44	2.85	202.89
孤立对流雷暴	7.51	6.36	2.55	300.36	1.55	206.41	1.36	179.16	1.60	209.94	1.63	181.05

表5 线性MCS、非线性MCS、孤立对流风暴的物理量

Table 5 Physical quantities in linear MCS, nonlinear MCS, and isolated convective storms

	对流有效位能/J kg^{-1}	下沉对流有效位能/J kg^{-1}	大风指数/m s^{-1}	对流层中层平均温度露点差/℃	对流层低层平均温度露点差/℃	干层强度/℃	干层高度/hPa
线性MCS	1199	980	11.13	7.7	4.58	13.8	600
非线性MCS	1253	1072	11.46	10.75	5.37	18.8	566
孤立对流风暴	1422	1182	13.28	12.85	5.56	20.8	540

定了对流系统是否可能产生灾害性对流大风。那么，造成地面雷暴大风的三种不同组织形态的对流系统，对应的环境大气在温度和湿度垂直廓线特征上存在哪些明显差异？在长江中下游地区，环境大气的湿度廓线相对于温度廓线而言，对于判别不同组织形态对流系统具有更好的指示性，或者说存在更好的区分度。从表5可以看到：所有发生地面对流大风对应的不同组织形态对流系统的环境大气中，对流层中层和低层平均温度露点差、干层强度的差异比较明显，按照平均值由小到大排序，依次为线性MCS、非线性MCS、孤立对流风暴。产生地面雷暴大风的孤立对流风暴系统对应的对流层中层平均温度露点差比线性MCS的高5℃以上，两者对应的干空气层（平均干层高度分别对应540 hPa、600 hPa）的温度露点差平均值相差7℃；而在对流层低层的平均温度露点差的差异并不显著，孤立对流风暴系统与线性MCS对应的环境平均温度露点差仅相差1℃左右。上述统计关系表明，能够产生对流大风的线性MCS对应的对流层中层干空气强度远低于非线性MCS和孤立对流风暴，这部分证实了王秀明等（2013）的数值模拟结果，即较高湿度环境下容易形成高度组织化的飑线，而低湿度环境下更容易出现组织程度相对较差的一般单体和脉冲风暴。

4 结论

本文通过对湖北省三类不同组织形态对流系统造成的地面雷暴大风的时空分布、移动传播、环境特征等多方面的对比分析，得出三者存在较显著的差异，而地面入流大风是造成对流系统组织化发展的重要原因之一。详细结论如下：

（1）三类不同组织形态对流系统造成地面大风的时空演变对比显示，线性MCS和孤立对流风暴造成的雷暴大风在5～8月持续增加，非线性MCS造成的雷暴大风在7月达到高峰，8月开始减少。孤立对流风暴造成雷暴大风的高峰时间比非线性MCS早两小时，位于17:00左右，非线性MCS造成强对流大风的峰值出现在19:00。由于非线性MCS多发生在由山地到平原的过渡区域，孤立对流风暴造成的地面对流大风比非线性MCS形成的地面对流大风的频次大值区更靠近山区。说明孤立对流风暴可能午后首先在西部或东南部的山区和丘陵地区发生发展，在一些孤立对流风暴下山向平原地区移动过程中被逐渐组织成为非线性MCS。线性MCS造成地面大风的峰值在17:00和20:00，多发生在江汉平原中部和鄂东平原地区，但就平原地区而言，长江武汉段附近是三类组织形态对流系统均造成雷暴大风高发的区域，而长江荆州段附近则是均少发的区域。

（2）基于强对流大风事件和站次的统计发现：孤立对流风暴和非线性MCS是造成长江中游地区地面大风的主导系统，不同于美国以线性MCS（飑线）造成的地面大风为主。虽然地面入流大风在所有强对流大风天气事件和站次中的占比都很小，但在组织化对流系统（线性和非线性MCS）中出现入流大风的比例均高于孤立对流风暴；另一方面，存在地面入流大风的强对流系统的影响范围、持续时间均远大于同一类型对流系统的平均值，说明强的地面入流更有利于对流系统的组织化发展和维持。通过对组织化对流系统造成强对流大风事件的个例研究表明，对流系统前侧出现入流大风有利于环境暖湿气流向对流系统输入水汽和能量，增强对流风暴的发展；强烈发展的对流系统必然产生更大范围、更深厚的地面冷池；地面入流大风的形成进一步加强了垂直风切变，更有利于对流系统的组织化发展。这是存在入流大风对流系统的影响范围、持续时间均远大于同一类型对流系统的根本原因。

（3）对比不同组织形态对流系统的移动和传播特征发现，平均引导气流的方向集中度和风速大小

造成不同组织形态强对流系统的主要移动方向差异较大，线性MCS主要自西向东移动、非线性MCS以自西南向东北移动为主、孤立对流风暴则主要集中在东北和西南两个移动方向。引导气流方向的多样性和风速偏小也更容易造成孤立对流风暴出现后向传播现象。不同组织形态强对流系统的层结和垂直切变对比结果则显示，引发雷暴大风的孤立对流风暴相对于组织化的强对流系统而言，往往发生在更不稳定或干区更干的层结大气中，结合它们对应的环境垂直风切变较弱、风速更小，可能表明孤立对流风暴造成的雷暴大风更多的表现为下击暴流。

致谢 感谢中国气象科学研究院资料中心提供本文研究所用资料。

参考文献（References）

Bluestein H B. 2009. The formation and early evolution of the Greensburg, Kansas, tornadic supercell on 4 May 2007 [J]. Wea. Forecasting, 24(4): 899–920. doi:10.1175/2009WAF2222206.1

Bluestein H B, Weisman M L. 2000. The interaction of numerically simulated supercells initiated along lines [J]. Mon. Wea. Rev., 128 (9): 3128–3149. doi: 10.1175 / 1520-0493(2000)128<3128: TIONSS> 2.0.CO;2

Bluestein H B, Weiss C C, Pazmany A L. 2004. The vertical structure of a tornado near Happy, Texas, on 5 May 2002: High-resolution, mobile, W-band, Doppler radar observations [J]. Mon. Wea. Rev., 132(10): 2325–2337. doi: 10.1175 / 1520-0493(2004)132<2325: TVSOAT>2.0.CO;2

陈明轩, 王迎春. 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟 [J]. 气象学报, 70(3): 371–386. Chen M X, Wang Y C. 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70(3): 371–386. doi: 10.11676/qxxb2012.033

Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al. 2012. Diurnal variations in convective storm activity over contiguous North China during the warm season based on radar mosaic climatology [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 117(D20): D20115. doi:10.1029/2012JD018158

程宏林, 王才宝, 洪贞铨, 等. 1996. 江苏内河航运交通事故气象条件分析 [J]. 气象, 22(12): 51–53. Cheng H L, Wang C B, Hong Z Q, et al. 1996. Analysis of meteorological conditions of traffic accidents in inland waterways in Jiangsu Province [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 22(12): 51–53. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.1996.12.014

Corfidi S F, Meritt J H, Fritsch J M. 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes [J]. Wea. Forecasting, 11(1): 41–46. doi:10.1175/1520-0434(1996)011<0041:PTMOMC>2.0.CO;2

崔讲学, 张家国, 王仁乔, 等. 2007. 武汉一次下击暴流天气的成因分析 [J]. 暴雨灾害, 26(4): 369–371. Cui J X, Zhang J G, Wang R Q, et al. 2007. Analysis on a downburst events occurred in Wuhan area [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 26(4): 369–371. doi: 10.3969/j.issn.1004-9045.2007.04.017

Dawson II D T, Mansell E R, Jung Y, et al. 2014. Low-level Z_{DR} signatures in supercell forward slanks: The role of size sorting and melting of hail [J]. J. Atmos. Sci., 71(1): 276–299. doi:10.1175/JAS-D-13-0118.1

Doswell III C A. 2001. Severe Convective Storms [M]. Boston: American Meteorological Society, 562pp. doi:10.1007/978-1-935704-06-5

Dowell D C, Bluestein H B. 2002. The 8 June 1995 McLean, Texas, storm. Part II: Cyclic tornado formation, maintenance, and dissipation [J]. Mon. Wea. Rev., 130(11): 2649–2670. doi: 10.1175/1520-0493(2002)130<2649:TJMTSP>2.0.CO;2

段亚鹏, 王东海, 刘英. 2017. “东方之星”翻沉事件强对流天气分析及数值模拟 [J]. 应用气象学报, 28(6): 666–677. Duan Y P, Wang D H, Liu Y. 2017. Radar analysis and numerical simulation of strong convective weather for “Oriental Star” depression [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 28(6): 666–677. doi:10.11898/1001-7313.20170603

费海燕, 王秀明, 周小刚, 等. 2016. 中国强雷暴大风的气候特征和环境参数分析 [J]. 气象, 42(12): 1513–1521. Fei H Y, Wang X M, Zhou X G, et al. 2016. Climatic characteristics and environmental parameters of severe thunderstorm gale in China [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 42(12): 1513–1521. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2016.12.009

French A J, Parker M D. 2014. Numerical simulations of bow echo formation following a squall line-supercell merger [J]. Mon. Wea. Rev., 142(12): 4791–4822. doi:10.1175/MWR-D-13-00356.1

Fujita T T. 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales [J]. J. Atmos. Sci., 38(8): 1511–1534. doi:10.1175/1520-0469(1981)038<1511:TADITC>2.0.CO;2

Fujita T T. 1985. The downburst: Microburst and macroburst: Report of projects NIMROD and JAWS [R]. Satellite and Mesometeorology Research Project paper #210

Fujita T T, Wakimoto R M. 1981. Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980 [J]. Mon. Wea. Rev., 109(7): 1438–1456. doi:10.1175/1520-0493(1981)109<1438:FSOAAW>2.0.CO;2

Hjelmfelt M R. 1988. Structure and life cycle of microburst outflows observed in Colorado [J]. J. Appl. Meteor., 27(8): 900–927. doi: 10.1175/1520-0450(1988)027<0900:SALCOM>2.0.CO;2

Houze Jr R A. 2004. Mesoscale convective systems [J]. Rev. Geophys., 42(4): RG4003. doi:10.1029/2004RG000150

Kelly D L, Schaefer J T, Doswell III C A. 1985. Climatology of nontornadic severe thunderstorm events in the United States [J]. Mon. Wea. Rev., 113(11): 1997–2014. doi:10.1175/1520-0493(1985)113<1997:CONSTE>2.0.CO;2

Kramar M R, Bluestein H B, Pazmany A L, et al. 2005. The “Owl Horn” radar signature in developing southern plains supercells [J]. Mon. Wea. Rev., 133(9): 2608–2634. doi:10.1175/MWR2992.1

李国翠, 刘黎平, 张秉祥, 等. 2013. 基于雷达三维组网数据的对流性地面大风自动识别 [J]. 气象学报, 71(6): 1160–1171. Li G C, Liu L P, Zhang B X, et al. 2013. Automatic identification of ground

thunderstorm gale based on the radar mosaic 3D data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 71(6): 1160–1171. doi:10.11676/qxxb2013.090

李国翠, 刘黎平, 连志鸾, 等. 2014. 利用雷达回波三维拼图资料识别雷暴大风统计研究 [J]. 气象学报, 72(1): 168–181. Li G C, Liu L P, Lian Z L, et al. 2014. Statistical study of the identification of thunderstorm gale based on the radar 3D mosaic data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72(1): 168–181. doi: 10.11676/qxxb2014.003

刘健文, 郭虎, 李耀东, 等. 2005. 天气分析预报物理量计算基础 [M]. 北京: 气象出版社, 253pp. Liu J W, Guo H, Li Y D, et al. 2005. Basics of Weather Analysis and Forecasting Physical Quantities (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 253pp.

刘菡, 包云轩, 袁成松, 等. 2014. 长江航道江苏段强风和强横风的时空分布特征研究 [J]. 自然灾害学报, 23(4): 155–169. Liu H, Bao Y X, Yuan C S, et al. 2014. Study on spatiotemporal distribution characteristic of strong breeze and strong crosswind in Jiangsu section of the Yangtze River waterway [J]. Journal of Natural Disasters (in Chinese), 23(4): 155–169. doi: 10.13577/j.jnd.2014.0421

Lombardo K A, Colle B A. 2010. The spatial and temporal distribution of organized convective structures over the Northeast and their ambient conditions [J]. Mon. Wea. Rev., 138(12): 4456–4474. doi:10.1175/2010MWR3463.1

罗辉, 张杰, 朱克云, 等. 2015. 下击暴流的雷达预警量化指标研究 [J]. 气象学报, 73(5): 853–867. Luo H, Zhang J, Zhu K Y, et al. 2015. Study of the radar quantitative index of forewarning downburst [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 73(5): 853–867. doi:10.11676/qxxb2015.058

Lyu H M, Wang G F, Cheng W C, et al. 2017. Tornado hazards on June 23 in Jiangsu Province, China: Preliminary investigation and analysis [J]. Natural Hazards, 85(1): 597–604. doi:10.1007/s11069-016-2588-2

Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J. 2013. General features of squall lines in East China [J]. Mon. Wea. Rev., 141(5): 1629–1647. doi:10.1175/MWR-D-12-00208.1

Meng Z Y, Yao D, Bai L Q, et al. 2016. Wind estimation around the shipwreck of Oriental Star based on field damage surveys and radar observations [J]. Science Bulletin, 61(4): 330–337. doi: 10.1007/s11434-016-1005-2

Orf L, Wilhelmson R B, Lee B, et al. 2017. Evolution of a long-track violent tornado within a simulated supercell [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 98(1): 45–68. doi:10.1175/BAMS-D-15-00073.1

Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 128(10): 3413–3436. doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2

Schoen J M, Ashley W S. 2011. A climatology of fatal convective wind events by storm type [J]. Wea. Forecasting, 26(1): 109–121. doi:10.1175/2010WAF2222428.1

孙继松, 陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题 [J]. 气象, 38(2): 164–173. Sun J S, Tao Z Y. 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 38(2): 164–173. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2012.2.004

孙凌峰, 郭学良, 孙立潭, 等. 2003. 武汉“6·22”空难下击暴流的三维数值模拟研究 [J]. 大气科学, 27(6): 1077–1092. Sun L F, Guo X L, Sun L T, et al. 2003. A numerical study of the airplane disaster-producing microburst on 22 June 2000 in Wuhan [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27(6): 1077–1092. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.06.11

孙继松, 戴建华, 何立富, 等. 2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法——中国强对流天气预报手册 [M]. 北京: 气象出版社, 282pp. Sun J S, Dai J H, He L F, et al. 2014. Basic Principles and Technical Methods of Strong Convective Weather Forecasting (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 282pp.

孙敏, 戴建华, 袁招洪, 等. 2015. 双多普勒雷达风场反演对一次后向传播雷暴过程的分析 [J]. 气象学报, 73(2): 247–262. Sun M, Dai J H, Yuan Z H, et al. 2015. Analysis of a back -propogating thunderstorm using the three-dimensional wind fields retrieved by the dual-Doppler radar Data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 73(2): 247–262. doi:10.11676/qxxb2015.012

Tippett M K, Lepore C, Cohen J E. 2016. More tornadoes in the most extreme U.S. tornado outbreaks [J]. Science, 354(6318): 1419–1423. doi:10.1126/science.aah7393

Uebel M, Bott A. 2015. Mesoscale air transport at a midlatitude squall line in Europe—A numerical analysis [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 141(693): 3297–3311. doi:10.1002/qj.2610

Wakimoto R M. 1985. Forecasting dry microburst activity over the high plains [J]. Mon. Wea. Rev, 113(7): 1131–1143. doi: 10.1175/1520-0493(1985)113<1131:FDMAOT>2.0.CO;2

Wakimoto R M, Murphey H V, Dowell D C, et al. 2003. The Kellerville tornado during VORTEX: Damage survey and Doppler radar analyses [J]. Mon. Wea. Rev., 131(10): 2197–2221. doi: 10.1175/1520-0493(2003)131<2197:TKTDVD>2.0.CO;2

王秀明, 周小刚, 俞小鼎. 2013. 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究 [J]. 气象学报, 71(5): 839–852. Wang X M, Zhou X G, Yu X D. 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 71(5): 839–852. doi:10.11676/qxxb2013.073

王福侠, 俞小鼎, 裴宇杰, 等. 2016. 河北省雷暴大风的雷达回波特征及预报关键点 [J]. 应用气象学报, 27(3): 342–351. Wang F X, Yu X D, Pei Y J, et al. 2016. Radar echo characteristics of thunderstorm gales and forecast key points in Hebei Province [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 27(3): 342–351. doi:10.11898/1001-7313.20160309

徐芬, 杨吉, 夏文梅, 等. 2015. 雷达强度数据中的阵风锋特征统计和自动识别 [J]. 高原气象, 34(2): 586–595. Xu F, Yang J, Xia W M, et al. 2015. Statistical characteristics and automatic detection of the gust front in radar reflectivity data [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 34(2): 586–595. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00005

Xue M, Hu M, Schenkman A D. 2014. Numerical prediction of the 8 May 2003 Oklahoma City tornadic supercell and embedded tornado using ARPS with the assimilation of WSR-88D data [J]. Wea. Forecasting, 29(1): 39–62. doi:10.1175/WAF-D-13-00029.1

Xue M, Zhao K, Wang M J, et al. 2016. Recent significant tornadoes in China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 33(11): 1209–1217.

doi:10.1007/s00376-016-6005-2

Yang X L, Sun J H. 2018. Organizational modes of severe wind-producing convective systems over North China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 35(5): 540−549. doi: 10.1007 / s00376-017-7114-2

Yang H L, Xiao H, Guo C W. 2015. Structure and evolution of a squall line in northern China: A case study [J]. Atmospheric Research, 158−159: 139−157. doi:10.1016/j.atmosres.2015.02.012

Yang X L, Sun J H, Zheng Y G. 2017. A 5-yr climatology of severe convective wind events over China [J]. Wea. Forecasting, 32(4): 1289−1299. doi:10.1175/WAF-D-16-0101.1

俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用 [M]. 北京: 气象出版社, 314pp. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al. 2006. Doppler Weather Radar Principle and Business Applications (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 314pp.

余蓉, 张小玲, 李国平, 等. 2012. 1971～2000年我国东部地区雷暴、冰雹、雷暴大风发生频率的变化 [J]. 气象, 38(10): 1207−1216. Yu R, Zhang X L, Li G P, et al. 2012. Analysis of frequency variation of thunderstorm, hail and gale wind in eastern China from 1971 to 2000 [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 38(10): 1207−1216. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2012.10.006

张建军, 王咏青, 钟玮. 2016. 飑线组织化过程对环境垂直风切变和水汽的响应 [J]. 大气科学, 40(4): 689−702. Zhang J J, Wang Y Q, Zhong W. 2016. Impact of vertical wind shear and moisture on the organization of squall lines [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(4): 689−702. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.14337

Zheng D, MacGorman D R. 2016. Characteristics of flash initiations in a supercell cluster with tornadoes [J]. Atmospheric Research, 167: 249−264. doi:10.1016/j.atmosres.2015.08.015

郑永光, 陈炯, 朱佩君. 2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征 [J]. 科学通报, 53(4): 471−481. Zheng Y G, Chen Y, Zhu P J. 2008. Climatological distribution and diurnal variation of mesoscale convective systems over China and its vicinity during summer [J]. Chinese Science Bulletin, 53(10): 1574−1586

郑永光, 田付友, 孟智勇, 等. 2016. “东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度特征分析 [J]. 气象, 42(1): 1−13. Zheng Y G, Tian F Y, Meng Z Y, et al. 2016. Survey and multi-scale characteristics of wind damage caused by convective storms in the surrounding area of the capsizing accident of cruise Ship “Dongfangzhixing” [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 42(1): 1−13. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2016.01.001

周康辉, 郑永光, 王婷波, 等. 2017. 基于模糊逻辑的雷暴大风和非雷暴大风区分方法 [J]. 气象, 43(7): 781−791. Zhou K H, Zheng Y G, Wang T B, et al. 2017. Fuzzy logic algorithm of thunderstorm gale identification using multisource data [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 43(7): 781−791. doi: 10.7519 / j. issn. 1000-0526.2017.07.002