王芳,沈杭锋,樊李苗,等,2024.华东地区一次高空冷平流强迫型强对流分析[J].气象,50(7):818-834. Wang F,Shen H F,Fan L M,et al,2024. Analysis of a severe convection forced by high-altitude cold advection in East China[J]. Meteor Mon,50(7):818-834(in Chinese).

华东地区一次高空冷平流强迫型强对流分析*

王 芳[1] 沈杭锋[1] 樊李苗[1] 高梦竹[2] 汪子琪[3]

1 杭州市气象局,杭州 310051

2 黑龙江省气象台,哈尔滨 150001

3 浙江省金华市气象局,金华 321000

提 要: 利用常规气象观测资料、区域自动气象站加密观测资料和GFS 0.25°×0.25°逐6 h的分析场数据以及多普勒雷达、FY-4卫星等资料,对2020年4月12日华北冷涡后部中低层一致西北气流背景下,在华东地区出现的大范围对流大风天气进行了诊断分析。结果表明,12日上午冷空气大风南下之后,下午华东处于中层冷平流、低层暖平流的有利热力背景条件下,在850 hPa与500 hPa温差大值区内,由山东、江苏交界一带的干线触发了对流;对流系统在东移南压过程中因水汽条件转好、中层风速增强、阵风锋的合并及杭州湾特殊海陆分布等有利条件下明显加强,使得江苏、安徽东南部、浙江北部等地在冷空气大风之后再次出现了大范围对流大风天气,并在舟山群岛附近出现13级极端大风;其灾害性大风出现在对流系统回波缺口处及其东北侧回波附近,由后侧入流急流及风暴内强烈的下沉辐散、光滑下垫面、快速移动的对流系统以及系统内小尺度下击暴流叠加造成。

关键词: 冷流强迫,干线,加强机制,极端大风

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.011801

Analysis of a Severe Convection Forced by High-Altitude Cold Advection in East China

WANG Fang[1] SHEN Hangfeng[1] FAN Limiao[1] GAO Mengzhu[2] WANG Ziqi[3]

1 Hangzhou Meteorological Bureau, Hangzhou 310051

2 Heilongjiang Meteorological Observatory, Harbin 150001

3 Jinhua Meteorological Office of Zhejiang Province, Jinhua 321000

Abstract: A large-scale convective gale event was studied based on conventional observation data, automatic weather station data, 6 h GFS analysis data with 0.25°×0.25° spatial resolution, Doppler radar data, and FY-4 satellite data in East China on 12 April 2020 under the background of consistent northwesterly air flow from the lower to the middle layer behind the North China cold vortex. The results demonstrate that after the strong cold air gales moved southward on the morning of the 12 April, a convective storm was triggered near the drylines at the junction of Shandong and Jiangsu provinces in the afternoon under the favorable thermal background of cold advection at the middle level and warm advection at the lower level. The convective storm occurred in the area with a large temperature difference between 850 hPa and 500 hPa. The convective system was strengthened with favorable conditions such as better water vapor condition, stronger

* 中国气象局预报员专项(CXFZ2021Z033)、浙江省气象局一般科技项目(2021YB19、2022YB13)和浙江省气象局青年科技项目(2023QN19)共同资助

2023年4月3日收稿; 2023年12月3日收修定稿

第一作者:王芳,主要从事天气预报分析研究. E-mail:306300343@qq.com

通讯作者:沈杭锋,主要从事天气预报与分析研究. E-mail:orangeboy@zju.edu.cn

wind speed in the middle layer, merged gust front and the influence of the special land and sea distribution in Hangzhou Bay, which caused the large-scale convective gale weather in Jiangsu, southeastern Anhui and northern Zhejiang again, and the extreme gales at scale 13 near the Zhoushan Islands. The extreme gales occurred at gaps in the convection system and near the northeast side, caused by the rear inflow jet and the intense downdraft, smooth underlying surface, fast-moving convection system and small-scale downburst currents within the system.

Key words: cold advection forcing, dryline, strengthening mechanism, extreme gale

引　言

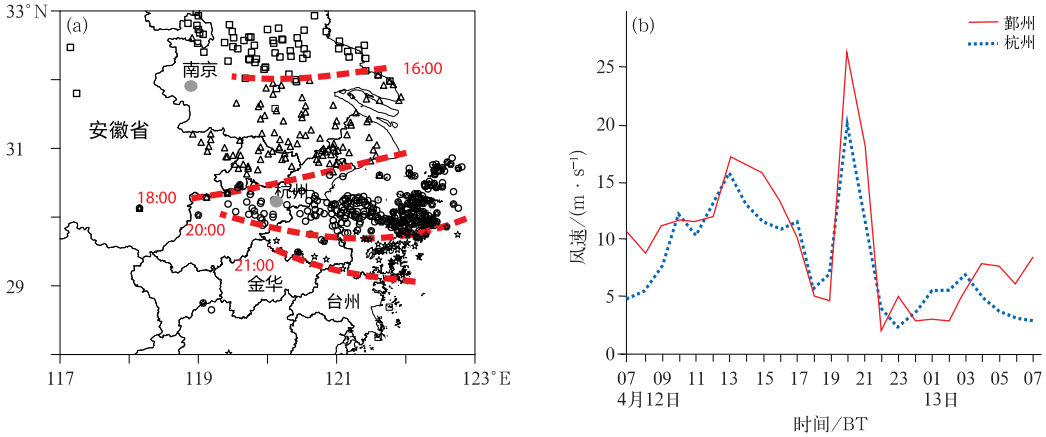
雷雨大风、冰雹、短时强降水及龙卷等强对流天气具有突发性强、时空尺度小、致灾严重等特点,是影响我国的重要天气之一,也一直是日常业务及科学研究的重点和难点。国内外不少学者对强对流发生背景、触发机制、发展演变及结构机理等方面进行了大量研究和总结(Bosart,1984;Doswell Ⅲ et al,1996;俞小鼎等,2012;2020;Zhang et al,2021)。许爱华等(2014)总结出中国东部强对流天气可以归纳为 5 种基本类别:冷平流强迫类、暖平流强迫类、斜压锋生类、准正压类和高架对流类,其中冷平流强迫类强对流多由冷涡引起。根据所在位置,影响中国的冷涡主要分为东北冷涡、蒙古冷涡及华北冷涡等(朱乾根等,2000)。目前关于冷涡对强对流天气影响的研究比较多,何晗等(2015)、杨珊珊等(2016)、张仙等(2013)和才奎志等(2022)对冷涡相关强对流进行了天气气候分布和统计研究,王秀明等(2013)、公衍铎等(2019)、蔡雪薇等(2019)和杨吉等(2020)对冷涡背景下产生对流天气的个例进行了机理研究。在冷涡的西南侧,经常会有冷空气向南扩散,连续诱发线状对流(飑线)或孤立的超级单体等强对流系统,造成强降水、雷雨大风、冰雹和龙卷等灾害性天气(陈力强等,2008;张一平等,2011;李云静等,2013;郑媛媛等,2014;王秀明等,2015;杨晓亮等,2020;郑永光和宋敏敏,2021)。冷涡背景下引发的对流不稳定表现在中低层温度直减率大,风垂直切变强,500～400 hPa 有西风急流存在(曲晓波等,2010;郑媛媛等,2011;许爱华等,2013)。而冷涡背景下的对流灾害性天气中,雷暴大风致灾性强、发生频率高,其产生原因主要有对流风暴内强下沉气流导致的地面辐散风、离开向风暴系统的对流大风(阵风锋、下击暴流)、风暴前侧入流大风以及高速旋转大风(包括龙卷、尘卷)、动量下传导致地面风速的加强、冷空气大风与对流大风叠加导致雷暴大风增强,以及系统进入江湖水面摩擦力减小导致风速的加强(俞小鼎等,2020;万夫敬等,2021;侯淑梅等,2022;王秀明等,2023;高帆等,2023;孙继松,2023)。

2020 年 4 月 12 日下午,华北冷涡东移入海,高空转为槽后西北气流,出现明显冷平流,同时低层也转为西北风,地面转为冷高压控制。一般而言,这样的天气形势下,不会发生对流天气,因为高空冷平流强迫型强对流天气通常发生在高空槽后西北气流与低层西南暖湿气流叠加区域中。然而当天下午到夜间苏南、浙北等地却发生了强对流,带来了大范围雷暴大风天气,造成了较为严重的后果,而多地气象部门未能提前对此做出明确预报。彭霞云等(2022)对本次过程在杭州湾东北部出现极端大风的原因进行了详细阐述分析。本文则利用 0.25°×0.25°的 GFS 再分析资料、华东区域自动站资料以及 FY-4A 可见光云图、探空和多普勒雷达等资料分析本次过程形势场演变、物理量特征,重点从此类天气形势下对流触发、加强原因等角度进行分析,并对极端大风可能出现原因进行浅析,为同类型天气的实际预报业务工作提供有益参考。

1　过程概况及天气形势

1.1　过程概况

2020 年 4 月 12 日中午,受华北冷涡后部南下冷空气影响,在山东和江苏交界处触发了对流。对流在向南移动时逐渐加强发展,给江苏、安徽东南部、浙江北部等地带来了大范围大风天气(图 1a)。12 日 16:00(北京时,下同),大风主要出现在江苏中南部,随后在西北气流引导下,对流向东南方向移动、发展,并逐渐加强,范围也有所扩大。18:00 大风区位于杭州湾北侧的江苏南部、上海及浙江北部一带。傍晚前后对流系统从陆地进入杭州湾,随



注：图 a 中方框、三角形、圆形和五角星分别表示 16:00、18:00、20:00 和 21:00 大风；粗虚线表示大风前沿。

图 1 2020 年 4 月(a)12 日 17.2 m·s^{-1}(8 级)以上大风的分布，(b)12 日 07:00 至 13 日 07:00 杭州和鄞州站风速时间序列

Fig. 1 (a) Observed maximum wind speed ≥17.2 m·s^{-1} (scale 8) on 12 April, (b) time series of wind speed in Hangzhou and Yinzhou stations from 07:00 BT 12 to 07:00 BT 13 April 2020

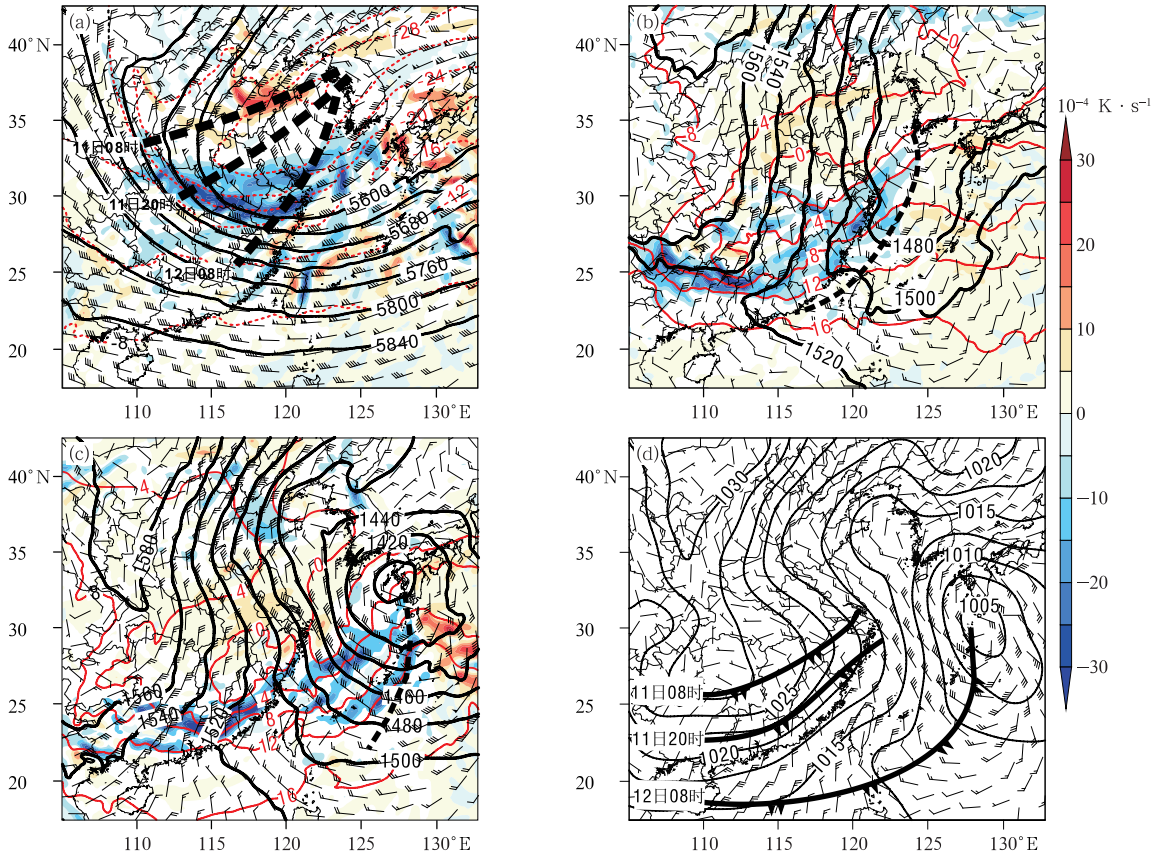
后移向杭州湾南岸宁波、舟山等地。20:00 大风集中在杭州湾南岸的宁波、舟山北部及杭州东部，21:00 大风范围有所减小，主要在舟山及宁波东部沿海一带，最后强对流系统穿过舟山群岛进入东海逐渐减弱消亡。从杭州及鄞州的风速时间序列(图 1b)可看出 12 日上午风力有增大的过程，在 13:00 左右达到第一波风速峰值，主要为冷空气影响下地面气压梯度加大引起；对流南下在 20:00 前后影响杭州和鄞州，风速又出现一次峰值，此次风速明显较第一波更强，影响时间较短。此次对流过程中，仅浙江中北部地区就有近 500 个站点出现了 17.2 m·s^{-1}(8 级)以上大风，最大舟山市岱山县下三星岛达到了 40.8 m·s^{-1}(13 级)。虽然没有出现明显降水，但大范围大风造成了大片树木倒伏，多处房屋倒塌，对交通、农业和居民生命财产带来了严重损失。

1.2 天气形势

图 2 是此次过程高空、地面形势图。500 hPa 高空(图 2a)，11 日 08:00 在黄海到山东、山西南部一带高空有横槽(黑色粗虚线)发展，此时华东沿海处于横槽底部的偏西气流中，没有明显的温度平流。随着横槽中冷空气不断堆积，横槽下摆，到 11 日 20:00，横槽已下摆至江苏北部及湖北中部上空，此时温度槽落后于高度槽，华北及山东一带上空出现了明显的冷平流。12 日 08:00 横槽完全转竖，500 hPa 槽线位于浙闽一带，槽后有一支中心风速超过 36 m·s^{-1}的西北风急流；−28℃冷中心位于山东半岛南部及江苏北部，江苏、安徽南部、湖北东部及浙江北部风场与温度场有近似于 90°的交角，形成了高空强冷平流，尤其在浙江北部、安徽南部及湖北东部出现 -30×10^{-4}～-20×10^{-4} K·s^{-1}的冷平流。

850 hPa 上，11 日 20:00(图 2b)有一深厚的冷切型高空槽位于朝鲜半岛南部至东海及台湾海峡一带，我国东部为一致的偏北风，位于槽后的朝鲜半岛到江浙皖一带上空有一个冷中心，中心气温 0℃，冷中心南部华南及江南等地为冷平流，而在山东、河北、江苏及安徽北部一带则为较弱的暖平流，平流大小为 5×10^{-4}～10×10^{-4} K·s^{-1}。到了 12 日 08:00(图 2c)，0℃冷中心略南压，位于浙闽赣一带，暖平流区域也随之南压，在山东南部、江苏、安徽及浙江北部为暖平流区域，槽后西北风控制了整个华中到华南地区，中心风速达到了 16 m·s^{-1}以上，风场与温度场近似于垂直，平流大小较 500 hPa 的偏弱，为 5×10^{-4}～10×10^{-4} K·s^{-1}。随着高空横槽下摆冷空气补充南下，对应地面图上冷锋不断向东南方向移动(图 2d)，12 日 08:00 冷锋已南压入海，气旋在日本西南部加强，气旋与大陆高压之间气压梯度加大，我国东部沿海风速也明显加大。

虽然这次过程高层有显著冷平流，同时低层也有弱暖平流发展，但高空和地面处于一致的西北气



注:粗虚线表示槽线或切变线,粗实线表示冷锋位置。

图 2　2020 年 4 月(a)12 日 08:00 500 hPa 风场(风羽)、温度场(红色等值线,单位:℃)、高度场(黑色等值线,单位:gpm)和温度平流(填色),(b)11 日 20:00 和(c)12 日 08:00 850 hPa 风场(风羽)、温度场(红色等值线,单位:℃)、高度场(黑色等值线,单位:gpm)和温度平流(填色);(d)12 日 08:00 地面风场(风羽)和海平面气压场(等值线,单位:hPa)

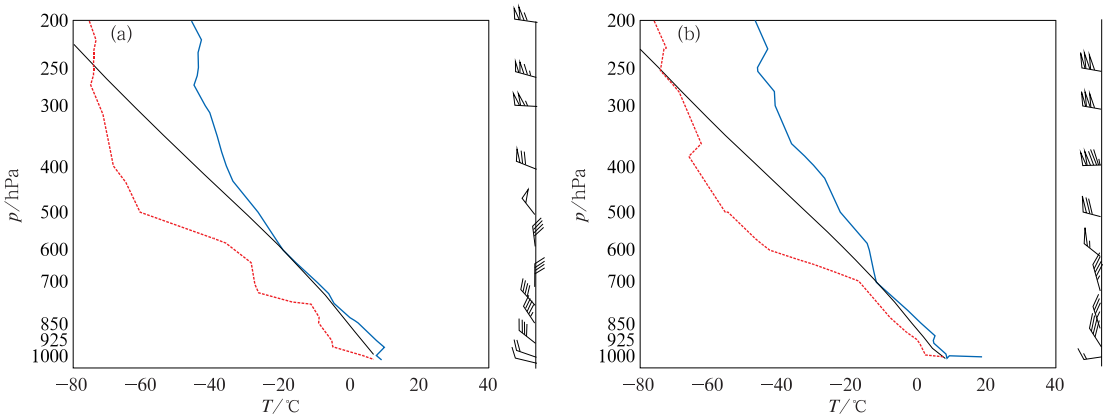
Fig. 2　Wind field (barb), temperature field (red contour, unit: ℃), geopotential height (black contour, unit: gpm) and temperature advection (colored) at (a) 500 hPa at 08:00 BT 12, (b) 850 hPa at 20:00 BT 11 and (c) 850 hPa at 08:00 BT 12; and (d) surface wind field (barb) and sea level pressure (contour, unit: hPa) at 08:00 BT 12 April 2020

流中,地面也在冷高压控制下,温度平流的强迫作用容易被忽略,从而导致强对流天气漏报。

2　物理量场分析

2.1　热力条件

图 3 是 4 月 12 日 08:00 南京站和杭州站的探空曲线(站点位置参见图 1)。从南京探空图(图 3a)可以看到,温度曲线(蓝色实线)和露点温度曲线(红色虚线)呈“喇叭口”形状,对流层中层有明显干层,这种中层干层有利于对流风暴内形成强下沉气流从而产生强雷暴大风(费海燕等,2016)。1000～925 hPa 有显著逆温,利于形成干暖盖储存不稳定能量,干暖盖强度可以用干暖盖指数来表示,数值越小则干暖盖越强(寿绍文等,1993),南京的干暖盖指数为−15.3℃,表明已经存储了一定的不稳定能量。对流有效位能(CAPE)往往表征对流不稳定能量,其值越大,不稳定能量越多,越有利于对流天气的发生,且具有明显的日变化性(刘健文等,2005)。虽然 08:00 南京的 CAPE 只有 7 J·kg^{-1},利用 14:00 温度及露点温度进行订正后 CAPE 值达到 623 J·kg^{-1},该量值在夏天并不算大,但对于 4 月而言已表明午后有较强的不稳定能量聚集。另外从风的垂直变化上可以看出南京站低层 1000～700 hPa 风场从西北偏西风转为北风,风向随高度顺时针旋转,表明



注：红色虚线表示露点温度曲线，蓝色实线表示温度层结，黑色实线表示过程状态。

图 3 2020 年 4 月 12 日 08:00(a)南京站，(b)杭州站探空曲线

Fig. 3 Observational soundings at (a) Nanjing and (b) Hangzhou stations at 08:00 BT 12 April 2020

有暖平流存在；而中高层 700～400 hPa 风场从北风转为西北风，风向随高度逆时针旋转，表明有冷平流存在。虽然风场上从低到高均为偏北风，但平流场上存在“上冷下暖”的平流强迫，也有利于对流产生。杭州站探空图(图 3b)与南京类似，探空曲线呈上干下湿的“喇叭口”形状，925 hPa 有浅薄逆温，08:00 干暖盖指数为−9.9℃，14:00 订正后的 CAPE 值为 552 J·kg^{-1}；风场上中高层风随高度逆转有冷平流，低层风场随高度顺转有暖平流。

除了上述物理量外，实际业务中常常分析沙氏指数(SI)和抬升指数(LI)，当 SI(LI)＜0℃时，大气层结不稳定，越小则越不稳定(刘健文等，2005；俞小鼎等，2006)。而 08:00 南京站 SI 为 5.75℃、LI 为 3.47℃，杭州站 SI 为 10.29℃、LI 为 10.7℃，加之 08:00 两个站的 CAPE 接近于 0 J·kg^{-1}，造成不易发生对流的错觉，大大增加了预报难度，加大了漏报的可能性。

利用 GFS 再分析资料绘制了 4 月 12 日 850 hPa 与 500 hPa 温差($\Delta T_{850-500}$)和 CAPE 变化情况(图 4)。由于 CAPE 对温度和湿度的变化比较敏感，当午后热力、湿度等条件发生变化，CAPE 也会随之变化(郑永光等，2017)。14:00(图 4a)，在江苏到浙北一带有 200～500 J·kg^{-1} 的 CAPE 大值区(阴影)，最大达到了 600 J·kg^{-1}；此时江苏中南部到浙北 $\Delta T_{850-500}$(等值线)达到了 32℃，一般情况下 $\Delta T_{850-500}$ 在 24℃就较有利于对流产生，大的温度

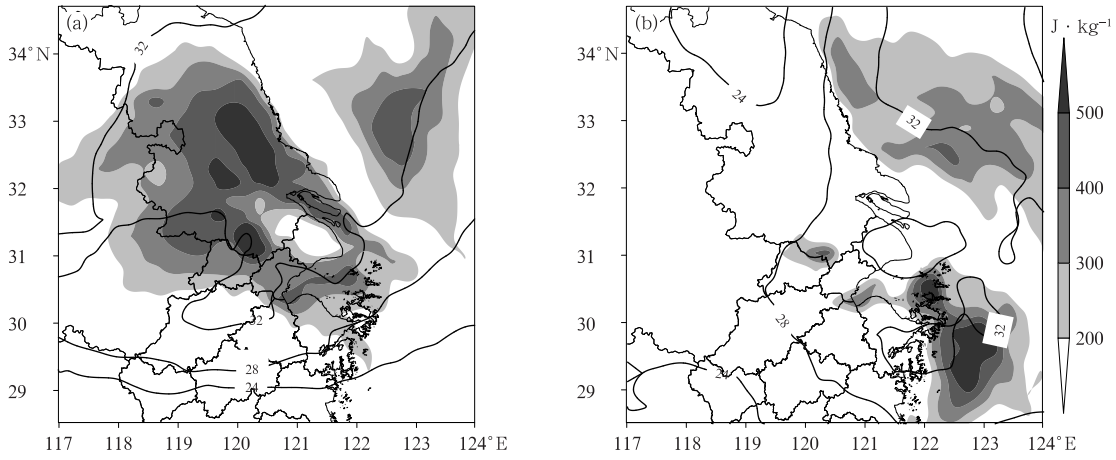


图 4 2020 年 4 月 12 日(a)14:00，(b)20:00 $\Delta T_{850-500}$(等值线，单位：℃)和 CAPE(阴影)

Fig. 4 The temperature difference between 500 hPa and 850 hPa (contour, unit: ℃) and CAPE (shaded) at (a) 14:00 BT and (b) 20:00 BT 12 April 2020

垂直递减率造成低层空气负浮力加大,产生强的条件不稳定度,有利于对流天气尤其是大风类强对流天气的发生(郑媛媛等,2011;王秀明等,2015),而本次过程大风产生时 32℃的温差比马淑萍等(2019)、陈晓欣等(2022)统计的中国极端大风温差平均值(28.2℃和 26.9℃)还大。结合天气实况,可以发现对流大风发生区域位于 $\Delta T_{850-500}>32$℃的大值区域、略落后于 CAPE 大值区。20:00(图 4b)随着不稳定能量释放,CAPE 及 $\Delta T_{850-500}$ 大值区范围均有所减小,但强度仍维持,CAPE 值最大仍可达 500 J·kg^{-1},$\Delta T_{850-500}$ 在浙江舟山群岛及宁波东部附近海域有 32℃中心。可见 CAPE 大值区,尤其是 $\Delta T_{850-500}$ 高值区对于高空冷平流强迫型强对流预报预警具有一定的参考意义。

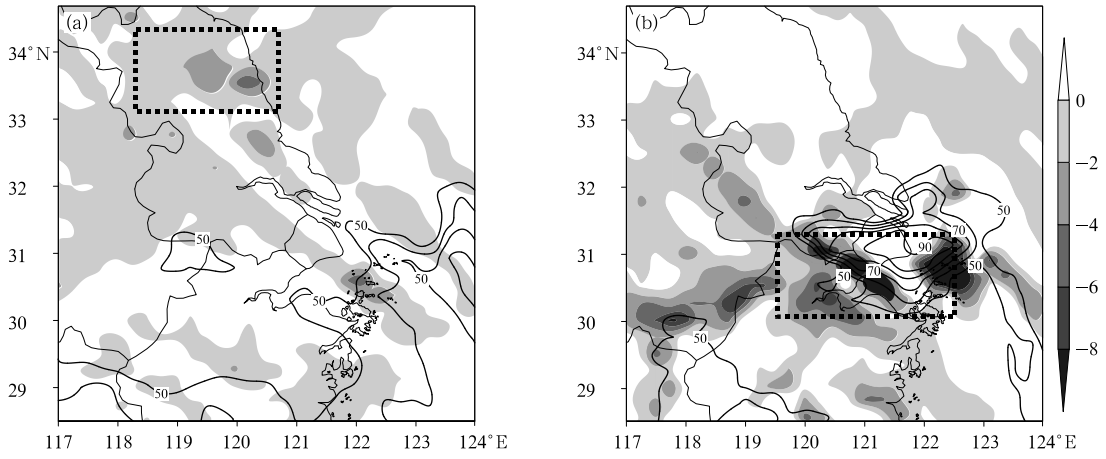
2.2　水汽条件

图 5 是 4 月 12 日 925 hPa 相对湿度和水汽通量散度场。14:00(图 5a)水汽通量散度(阴影)在江苏中部一带有负值区,表明有水汽辐合,但其范围较小,中心强度也仅为 -4×10^{-7} g·hPa^{-1}·cm^{-2}·s^{-1},但与对流发生区域(虚线框)相吻合;从相对湿度(等值线)来看,对流区附近相对湿度在 50%以下,表明低层环境场较干。与之相对应,此时回波范围小且较为分散,没有出现降水,但是风速较大,有 3 个站点出现 8 级以上大风,1 h 极大风速最大为 18.7 m·s^{-1}(8 级)。到了 20:00(图 5b),对流系统发展移动至杭州湾附近,此时在江浙沪交界地带及杭州湾附近的水汽通量散度中心值达 -8×10^{-7} g·hPa^{-1}·cm^{-2}·s^{-1},相对湿度在杭州湾附近也有大值区,最大在 90%以上。相较 14:00,20:00 的对流系统已经明显发展,强度及范围加大,并出现了降水天气,最大雨强为 5.6 mm·h^{-1};大风范围也有所扩大,强度显著加强,极大风速最大达到了 38.6 m·s^{-1}(13 级)。王秀明等(2013)研究指出水汽含量对对流的组织程度及成为风暴类型起决定性作用,在低湿度环境下产生组织程度差的一般单体和脉冲风暴。可见,本次对流系统在杭州湾附近加强与低层水汽条件改善有一定关系,但由于中层较干、降水蒸发较快,所以对流组织程度较差,天气也以大风为主。

3　触发及加强机制

3.1　对流触发机制

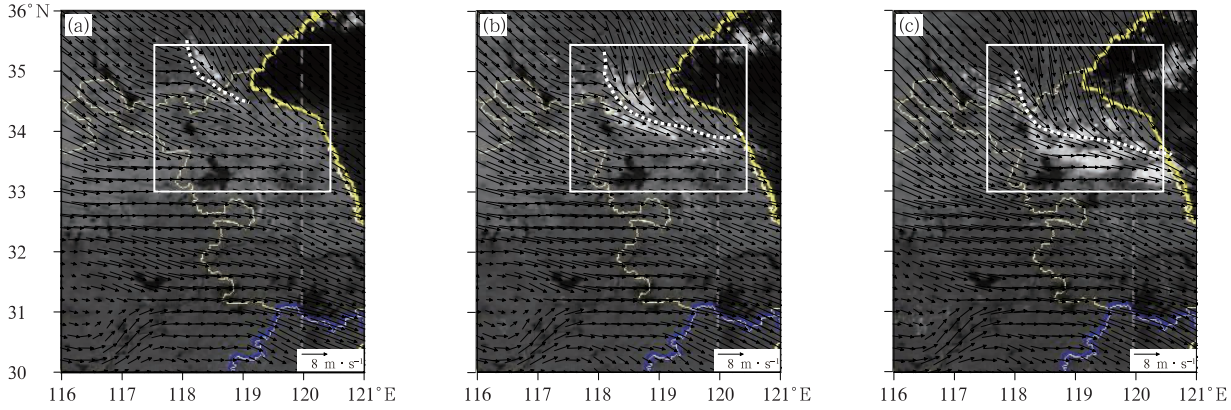
为了清晰地看到地面要素场在强对流系统发生发展演变过程中的作用,利用华东区域自动气象站绘制地面风场与 FY-4A 可见光云图进行叠加分析(图 6)。4 月 12 日 12:00(图 6a),地面风场显示在山东、江苏交界处有西北偏北风与偏西风之间的辐合(白色虚线);15 分钟后的 FY-4A 可见光卫星云图上在弱辐合区域有带状积云线出现,云带尺度较



注:虚线框表示对流系统所在位置。

图 5　2020 年 4 月 12 日(a)14:00,(b)20:00 925 hPa 相对湿度(等值线,单位:%)及水汽通量散度(阴影,单位:10^{-7} g·hPa^{-1}·cm^{-2}·s^{-1})

Fig. 5　The relative humidity at 925 hPa (contour, unit: %) and divergence of vapor flux (shaded, unit: 10^{-7} g·hPa^{-1}·cm^{-2}·s^{-1}) at (a) 14:00 BT and (b) 20:00 BT 12 April 2020



注：方框表示对流所在位置，白色虚线表示地面辐合线。

图 6 2020 年 4 月 12 日(a)12:00,(b)13:00,(c)14:00 地面风场(风矢)及(a)12:15,(b)13:15,(c)14:15 FY-4A 可见光云图的叠加

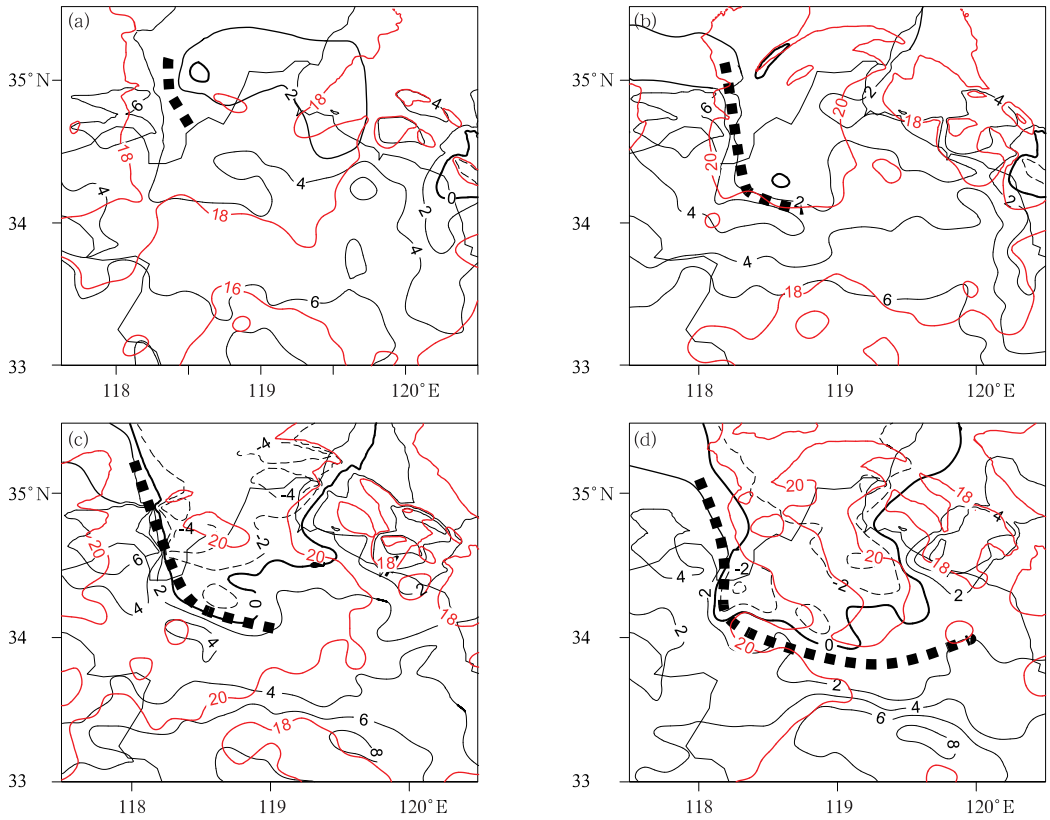
Fig. 6 Surface wind field (wind vector) at (a) 12:00 BT, (b) 13:00 BT and (c) 14:00 BT, and FY-4A cloud images at (a) 12:15 BT, (b) 13:15 BT and (c) 14:15 BT 12 April 2020

小，呈东南—西北走向，附近出现了 6 级阵风；辐合线南侧有分散淡积云分布。1 小时以后(图 6b)，地面辐合线向东南发展并略有南压，辐合线附近云系明显加强发展并逐渐南压，附近的 6 级阵风站点随之增多。到了 14:00(图 6c)，地面辐合线进一步加强南压，对流云也继续发展，云系范围不断扩大，亮度也明显增强，表明对流云发展高度增高即系统强度加强；此时周边 6 级以上阵风站点明显增多，并有 3 个站点出现 8 级阵风(最大 18.7 m·s^{-1})。

干线作为对流触发的一种机制，有时候在其附近会爆发对流(Thompson and Edwards,2000；王秀明等,2012；方祖亮等,2020；张一平等,2021;2022)。干线是指水平露点温度梯度≥6 ℃·(100 km)$^{-1}$，且维持时间≥3 h，两侧温度梯度较小，且往往伴随风的辐合(方祖亮等,2020)。为更清楚了解干线在本次对流发生发展中的作用，选取图 6 中方框范围对地面露点温度进行分析。4 月 12 日 11:00(图 7a)在江苏、山东交界处出现水平露点温度梯度为6 ℃·(100 km)$^{-1}$的露点温度(等值线)密集区，并伴有偏西风和西北风的风场辐合(风场图略)，两侧温度梯度不明显，表明已经形成一条干线。其实早在 10:00(图略)已经在山东南部形成干线，但是范围较小。12:00(图 7b)干线范围变大，在卫星云图上干线附近开始有云系发展(图 6a)，带状积云线与干线形状基本相吻合。13:00(图 7c)干线附近最大露点温度梯度增加到 10 ℃·(100 km)$^{-1}$，表明地面干线的强度加强，与之相对应的对流云带也加强南压(图 6b)，呈“L”状，与干线形状、位置一致。到了 14:00(图 7d)，水平露点温度梯度进一步加大，达到了 12 ℃·(100 km)$^{-1}$，干线南段不断东伸、南压；对应卫星云图上(图 6c)也可看到云带南段不断发展加强，范围逐渐扩大，呈东西向分布，此时对流云形状、位置与干线形状、位置依然保持很好的对应关系。可见，本次高空冷平流背景下强对流天气的发生，与地面中尺度辐合线，尤其是地面干线密不可分，干线极有可能是本次对流的触发机制，其附近的风场辐合及湿度梯度为对流风暴的触发提供了有利的抬升和水汽条件。

3.2 对流加强机制

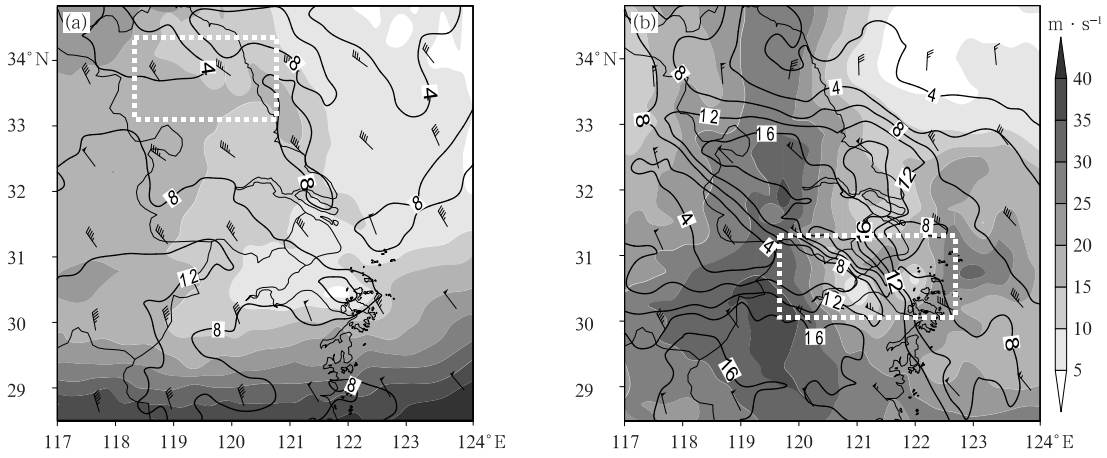
图 8 是 2020 年 4 月 12 日 0～3 km(等值线)、0～6 km(阴影)垂直风切变及 700 hPa 风场(风羽)叠加图。垂直风切变对对流系统的发展有重要的作用，环境风场的垂直风切变可以在一定的大气热力条件下对对流系统的结构、形态和发生发展等方面产生重要作用(Newton,1967；孙继松和陶祖钰,2012；俞小鼎等,2020)。14:00(图 8a)，对流系统位于江苏北部(虚线框)，其附近 0～3 km 垂直风切变在 4～8 m·s^{-1}，低层垂直风切变强度较弱；0～6 km垂直风切变则在 15 m·s^{-1}，小于陈晓欣等(2022)统计的中国大范围雷暴大风 0～6 km 垂直风切变平均值(19.8 m·s^{-1})，但也属于中等强度垂直风切变(俞小鼎等,2020)；700 hPa 有一支西北风急流，中心风速在 14～16 m·s^{-1}，此时强对流系



注:粗虚线表示干线。

图 7　2020 年 4 月 12 日(a)11:00,(b)12:00,(c)13:00,(d)14:00 地面露点温度(黑色等值线,单位:℃)与地面温度(红色等值线,单位:℃)

Fig. 7　Surface dew point temperature (black contour, unit: ℃) and surface temperature (red contour, unit: ℃) at (a) 11:00 BT, (b) 12:00 BT, (c) 13:00 BT and (d) 14:00 BT 12 April 2020



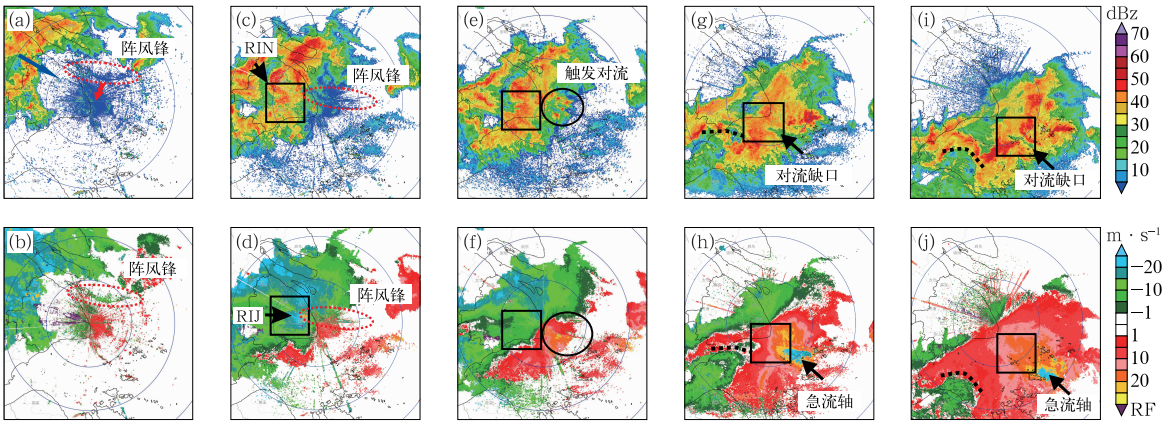
注:虚线框表示对流所在位置。

图 8　2020 年 4 月 12 日(a)14:00,(b)20:00 的 0～3 km 垂直风切变(等值线,单位:m·s^{-1})、0～6 km 垂直风切变(阴影)及 700 hPa 风场(风羽)

Fig. 8　The 0－3 km vertical wind shear (contour, unit: m·s^{-1}), 0－6 km vertical wind shear (shaded) and wind field at 700 hPa (barb) at (a) 14:00 BT and (b) 20:00 BT 12 April 2020

统处于发生加强阶段。到了 20:00(图 8b),强对流系统已位于苏南到杭州湾一带,附近 0～3 km 垂直风切变加强到 12～16 m·s^{-1},强于陈晓欣等(2022)统计的中国大范围雷暴大风 0～3 km 垂直风切变平均值(12.2 m·s^{-1});0～6 km 垂直风切变较 14:00 明显加强,尤其杭州地区西部和舟山东部一带有 30 m·s^{-1}以上的大值中心,明显强于陈晓欣等(2022)统计平均值;700 hPa 西北风急流中心风速增强到了 24～26 m·s^{-1},低层垂直风切变及 700 hPa 西北风急流明显加强。较强的垂直风切变与雷暴内部的上升、下沉气流间的正反馈作用是对流系统加强和维持的原因,且强的低空垂直风切变通过增加中层干空气入流可加速下沉冷出流,是区域雷暴大风产生的重要因素之一(Johns and Doswell Ⅲ, 1992;许焕斌和魏绍远,1995;孙继松和陶祖钰,2012)。此次过程 700 hPa 西北风急流增强一方面利于动量下传到地面,与地面风场叠加产生地面大风,并且后侧入流到达地面与前侧风场辐合使得对流进一步加强;另一方面 700 hPa 风场的加强也使得中、低层垂直风切变加强,对对流的加强维持起到正反馈作用。

图 9 是 4 月 12 日上海南汇站 0.5°仰角雷达回波反射率因子以及径向速度。从 18:22 反射率因子(图 9a)中可以看出在上海东北侧海面上有阵风锋(红色虚线圈位置)向偏南方向移动(红色箭头),而回波主体则在苏南和上海交界处,向东南方向移动(蓝色箭头),阵风锋窄带回波在速度图(图 9b)中对应存在较弱速度带。19:03 带状回波主体中段发展为弓形回波(图中正方形所示区域),从反射率因子(图 9c)可以看出有明显后侧入流槽口(RIN),弓形回波前侧出流前沿与阵风锋西侧边缘在上海东部相碰激发出弱对流回波。RIN 对应径向速度图中显示有后侧入流急流(图 9d),弓形回波前沿有强出流,出现了速度模糊,退速度模糊后最大出流速度为 37 m·s^{-1};19:20 激发出的回波入海并与阵风锋主体合并,回波强度明显发展,但此时回波还较为分散,回波强度最大 55 dBz(图 9e 黑色圆圈)。此时径向速度图(图 9f)中阵风锋南侧速度明显增强,最大 27 m·s^{-1},表明阵风锋南北两侧风速水平切变增大;19:43 分散回波合并加强(图 9g),回波强度最大 60 dBz。弓形回波特征减弱,但在其前侧开始出现对流缺口,缺口东北方向为分散回波加强合并后所处位置,缺口西侧回波也有所发展。速度图(图 9h)中显示在对流缺口处则对应为急流轴的位置,出现速度模糊,退速度模糊后风速最大为 37 m·s^{-1},急流轴东北侧有风速的气旋式切变,利于对流缺口东北侧回波的发展加强;而在急流轴的西侧在速度图上可以分析出辐合线(图 9h 黑色虚线),辐合线对对流缺口西侧的回波发展有加强作用。20:06 对流缺口两侧回波均有发展(图9i),回波整体由带状断裂



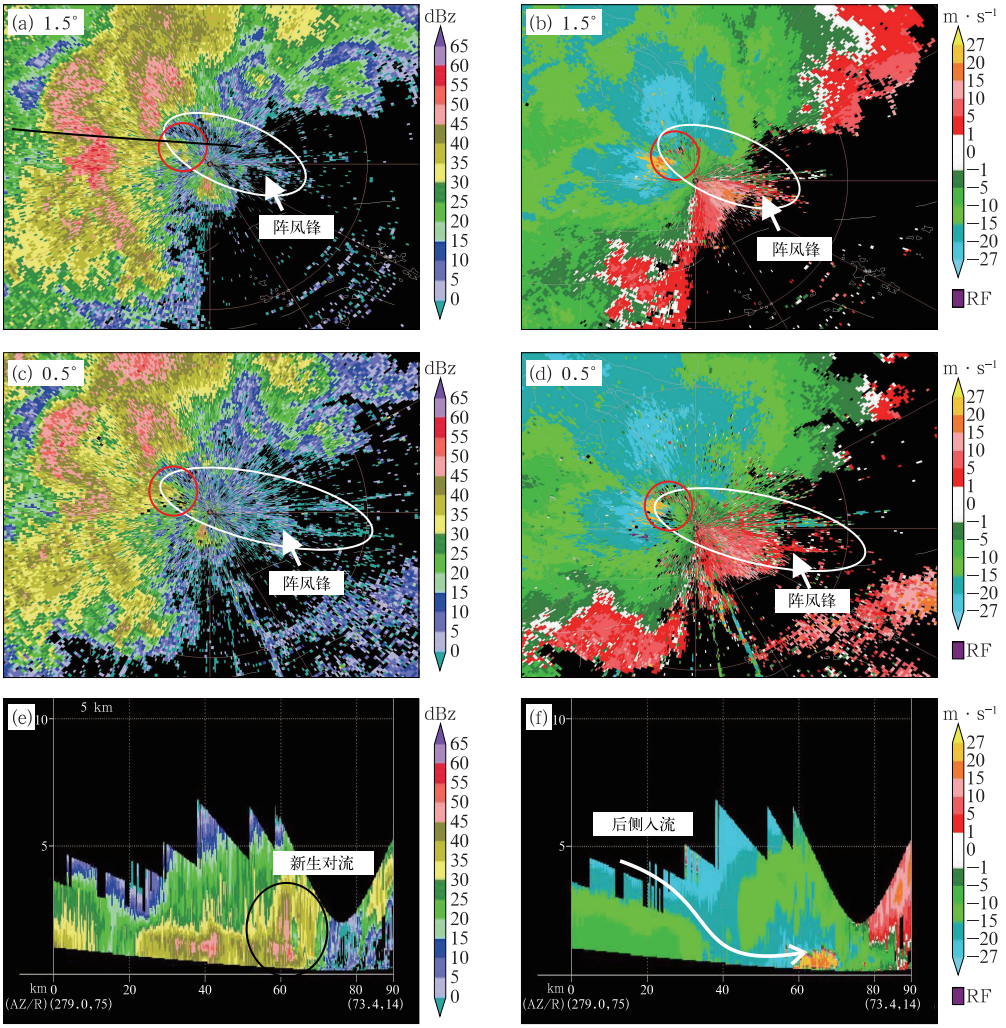
注:红色虚线圈表示阵风锋,黑色方框表示弓形回波位置,黑色圆圈表示对流系统与阵风锋合并后对流发展区域,粗黑色虚线表示径向速度图中辐合位置;图 a 中红色箭头表示阵风锋移动方向,蓝色箭头表示对流系统移动方向。

图 9 2020 年 4 月 12 日(a,b)18:22,(c,d)19:03,(e,f)19:20,(g,h)19:43,(i,j)20:06 上海南汇站 0.5°仰角雷达(a,c,e,g,i)反射率因子(填色)及(b,d,f,h,j)径向速度(填色)

Fig. 9 The 0.5° elevation (a, c, e, g, i) reflectivity (colored) and (b, d, f, h, j) radial velocity (colored) at Shanghai Nanhui Station at (a, b) 18:22 BT, (c, d) 19:03 BT, (e, f) 19:20 BT, (g, h) 19:43 BT, (i, j) 20:06 BT 12 April 2020

为东西两段,速度图上在急流轴东北侧有气旋性切变(图 9j)。以上为对流在杭州湾北侧到上海一带入海前后与阵风锋相遇发展,并在急流轴东北侧气旋性切变及急流轴西侧辐合线作用下加强的过程。

19:03 在 1.5°仰角反射率因子(图 10a)可以看到对流系统主体中段有一段弓形回波,弓形回波东侧有阵风锋弱窄带回波,阵风锋西侧与弓形回波前侧回波相交;弓形回波前侧在径向速度图(图 10b)中有明显急流存在,退速度模糊后约为 37 m·s^{-1}。在 0.5°仰角反射率因子(图 10c)中弓形回波强度较 1.5°仰角偏弱,阵风锋窄带回波更长,表明阵风锋辐合主要集中在低层,0.5°仰角径向速度场(图 10d)中风速也出现速度模糊。在弓形回波及其前侧弱回波与阵风锋交汇处做剖面,可看出弓形回波位置处回波质心较低,在 2 km 左右(图 10e),而其前侧出流与阵风锋交汇处新生的对流发展高度则相对较高,45 dBz 回波发展高度达 3 km 左右。在速度剖面(图 10f)可看出弓形回波后侧有明显后侧入流,并在弓形回波处到达地面附近,在弓形回波前端形成强的出流,速度场上出现了速度模糊,出流速度达 37 m·s^{-1}。一方面出流前侧与阵风锋的合并加强了系统前侧的辐合抬升,利于新对流的触发和加强;另一方面强的后侧入流对地面对流大风的产生也有加强作用。



注:红色圆圈表示对流系统与阵风锋合并后对流发展区域。

图 10　2020 年 4 月 12 日 19:03 上海南汇站(a,c)反射率因子,(b,d)径向速度及(e,f)沿图 10a 中黑线剖面的雷达(e)反射率因子(填色)和(f)径向速度(填色)

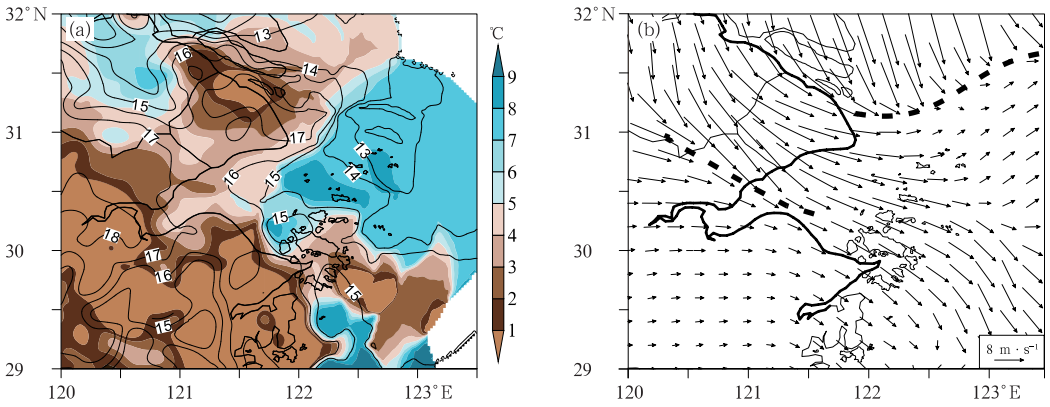
Fig. 10　(a, c) The radar reflectivity (colored) and (b, d) radial velocity (colored) and (e, f) vertical profile along black line in Fig. 10a of (e) radar reflectivity and (f) radial velocity at Shanghai Nanhui Station at 19:03 BT 12 April 2020

由于阵风锋与回波合并期间刚好为回波从杭州湾北侧入海阶段，而杭州湾特殊的海陆分布对于对流的生消演变有着重要作用。研究指出杭州湾海岸线附近地形摩擦不同形成的辐合、海陆风作用及地面风的强烈切变为对流单体的发展提供动力条件，海陆的水汽及热力差异对系统的发展也有重要的作用(陈淑琴等，2011；高梦竹等，2017；Liu et al，2019；Zhang et al，2021)。图 11 是自动气象站地面温度、露点温度及极大值风场，18:00(图 11a)在回波入海前杭州湾东侧，虽然海水温度比陆地温度低 3～4℃(等值线)，但海面露点温度较陆地高 8～9℃(填色)，说明海面有更好的水汽条件。风场上(图 11b)，上海到舟山群岛一带有明显辐散特征，杭州湾东侧海域有西北风与偏北风形成的风向风速辐合(黑色虚线)，此辐合线与图 9 中阵风锋位置相对应；另外在杭州湾西部则有偏西风和西北风的辐合，而在图 9j 径向速度场中也有分析出风场的辐合。因此杭州湾较好的水汽条件及东西两条地面辐合线为带状回波主体东、西两侧回波发展加强提供了较好的水汽及动力条件。

4 极端大风产生原因

海洋的光滑下垫面会对海上大风起到增强作用，风速越大，海面对大风的增强作用越明显(盛春岩等，2014)，本次过程 13 级极端大风均出现在回波进入杭州湾后的舟山群岛附近，光滑的下垫面对本次极端大风的出现有增强作用。

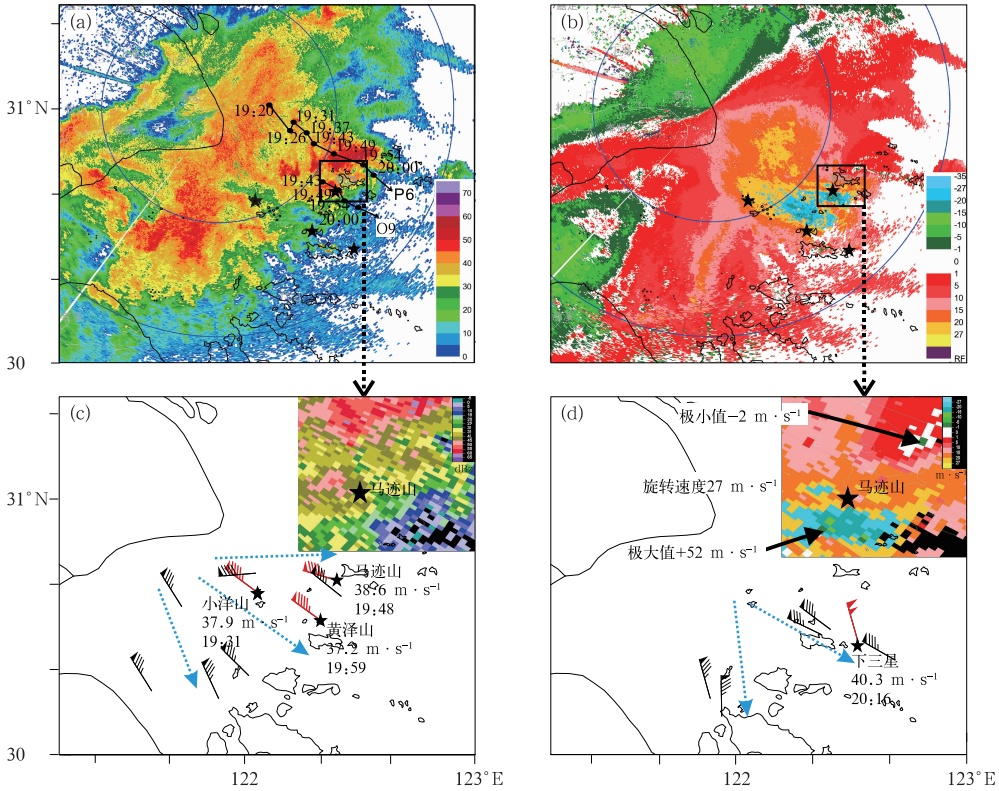
3.2 节已分析带状回波中段的弓形回波(图 9 方框所示)在东移南压的过程中弓形回波特征逐渐减弱，19:43 前后在原弓形回波位置前侧出现回波缺口，20:00 回波缺口进一步加大，带状回波断裂为东西两段。图 12a 中五角星表示出现 13 级阵风的站点，可以发现上述站点主要在回波缺口处(小洋山、黄泽山、下三星站)，另外在回波缺口西北侧发展较旺盛回波处有 1 个站点出现 13 级阵风(马迹山站，出现时间为 19:48)。回波缺口东北侧回波内有小尺度对流单体移动发展，图中黑色折线则为对流单体 O9 和 P6 移动路径及时间，单体 O9 刚好在 19:49 前后经过马迹山站附近。速度图中(图 12b)回波缺口处在径向速度图中对应大风速区(退速度模糊后风速最大达 52 $m \cdot s^{-1}$)，大风速轴东北侧存在气旋式切变或涡旋(图 12d 右上角大图所示)，旋转速度 27 $m \cdot s^{-1}$，马迹山站则位于切变最大、回波发展旺盛处。本次过程 12 级及以上阵风也主要出现在回波断裂处及其两侧，极大风风场呈辐射状向外辐散(图 12c，12d 蓝色箭头)，而 13 级阵风则主要位于回波缺口大风速轴处及其东北侧回波处，此结论与彭霞云等(2022)发现相一致，但是并未对缺口东北侧马迹山站出现 13 级阵风原因进行细致分析，以下将对此做进一步探讨。



注：图 b 中虚线表示地面辐合线。

图 11 2020 年 4 月 12 日(a)18:00 地面温度(等值线，单位：℃)及露点温度(填色)和(b)19:00 地面极大值风场

Fig. 11 (a) Surface temperature (contour, unit: ℃) and dew point temperature (colored) at 18:00 BT, (b) maximum surface wind field at 19:00 BT 12 April 2020



注:黑色五角星和红色风羽表示风速大于 13 级的站点,图 a、b 中方框表示马迹山站附近回波所在位置,
图 a 中点线表示雷达产品风暴路径信息 STI 中涡旋内对流单体 P6、O9 移动路径,
图 c、d 中蓝色虚线箭头表示地面极大风辐散方向。

图 12　2020 年 4 月 12 日(a,b)19:49 上海南汇站雷达 0.5°仰角的(a)反射率因子(填色,单位:dBz),
(b)径向速度(填色,单位:m·s^{-1})及(c)20:00 和(d)21:00 极大风向、
风速(≥32.7 m·s^{-1},12 级)和 19:49 马迹山站附近雷达图

Fig. 12　(a) The 0.5° elevation reflectivity (colored, unit: dBz) and (b) radial velocity (colored, unit: m·s^{-1}) at Shanghai Nanhui Station at 19:49 BT, (c, d) maximum wind speed ≥32.7 m·s^{-1} (scale 12) at (c) 20:00 BT and (d) 21:00 BT and (c) reflectivity and (d) radial velocity around Majishan Station at 19:49 BT 12 April 2020

下面对雷达产品风暴路径信息(STI)中马迹山站附近对流单体 P6 及 O9 相关特征进行分析(表 1,表 2)。单体 P6(表 1)从 19:26—19:31 回波质心高度明显下降,从 4.9 km 高度直接下降到 0.4 km 高度,5 分钟下降了 4.5 km,表明在 19:30 左右系统内部有很强的下沉气流。此后 20 分钟单体 P6 维持低质心并且强度略有发展(从 58 dBz 发展到 63 dBz),垂直液体含水量先增加后减少。质心下降后回波强度的发展及液态含水量的增加与对流移入杭州湾后湿度条件的转好有关(系统在 19:30 左右入海),系统维持低质心发展与环境强下沉气流有关,使得系统发展高度受限。

表 1　单体 P6 相关特征时间变化表

Table 1　Temporal variation of the convective cell P6 features

P6	19:20	19:26	19:31	19:43	19:49
M_{dBz}/dBz	54	53	58	62	60
HGT/km	2.6	4.9	0.4	0.6	0.7
VIL/(kg·m^{-2})	13	11	25	24	16

注:M_{dBz}为最大反射率因子,HGT 为最大反射率因子所在高度,VIL 为垂直液体含水量,下同。

单体 O9(表 2)在 19:43—19:49 回波质心从 4.6 km 下降到 2.9 km,6 分钟下降 1.7 km,到 20:00 进一步下降到 1.1 km。综上,马迹山站附近单体 P6 和 O9 在 19:30—19:49 都出现了回波质心的快速下降,而马迹山站在 19:48 观测到了 13 级(38.6 m·s^{-1})的极端大风。回波质心的快速下降是下击暴流引起地面强风的一个重要特征(Atkins et al,2005),因此回波缺口北侧回波内部小尺度对流单体产生的微下击暴流对极端大风的出现也有加强作用。

表 2 单体 O9 相关特征时间变化表

Table 2 Temporal variation of the convective cell O9 features

特征量	19:43	19:49	20:00
M_{dBz}/dBz	47	48	52
HGT/km	4.6	2.9	1.1
VIL/(kg·m^{-2})	3	5	7

另外快速移动的对流风暴也是极端大风出现的特征,对流风暴移速较快表明风暴承载层平均风构成的平流与对流风暴传播矢量合成后其移动矢量较大,因此除了雷暴内强烈下沉气流对大风的贡献,动量下传对雷暴大风的贡献会明显增加(俞小鼎等,2020)。本次对流系统移速很快,从雷达 STI 的风暴属性表(略)可以看到单体 P6 和 O9 移速约为 30～40 m·s^{-1},远高于俞小鼎和郑永光(2020)定义的对流风暴最大反射率因子在 50 dBz 以上、移速不低于 12 m·s^{-1}的标准。

为了进一步了解对流系统内部结构,沿 12 日 20:00 时 121.5°E 绘制散度、相对湿度、垂直速度的垂直剖面来进行分析(图 13)。20:00(图 13a)在系统后侧的对流层中低层有明显后侧入流(红色箭头)和干冷空气侵入(假相当位温小于 276 K 的干冷区),此现象在图 10f 雷达径向速度剖面也有体现,并且在对流层中层存在大风速轴,对应杭州湾存在较强的中、低层垂直风切变(图 8b)。干冷空气侵入会导致下沉气流加速向下(Johns and Doswell Ⅲ,1992),从而在系统内部产生强的下沉气流,而对流系统内部的下沉气流可以将高层的水平动量带到低层,在近地面产生较强的辐散气流,从而形成或加剧地面大风(沈杭锋等,2019)。由图 13b 能明显看出在30.6°N 附近有强下沉气流,在近地面形成强下沉气流中心,最大达−50 cm·s^{-1},低层下沉气流在近地面 1000～925 hPa 形成强的辐散中心,中心强度超过了−16×10^{-5} s^{-1},强下沉气流将强的中层水平动量带到低层,到达地面后形成辐散对地面大风产生有明显加强作用。从嘉兴站风廓线雷达(图 13c)可以看出,在 19:30—20:00 前后出现明显动量下传现象,大风速轴在半个小时内从 3300 m 左右高度下降到了 800 m 左右高度。

综上,本次在舟山出现 4 个站点 13 级极端大风的原因有以下几个方面:(1)系统从陆地进入光滑的海面,摩擦力减小,由于此次过程本身风力就非常强

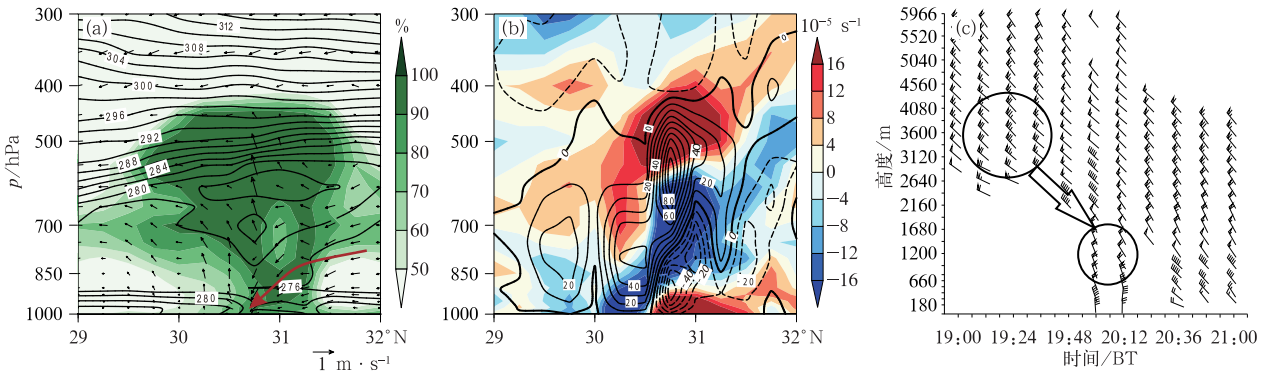
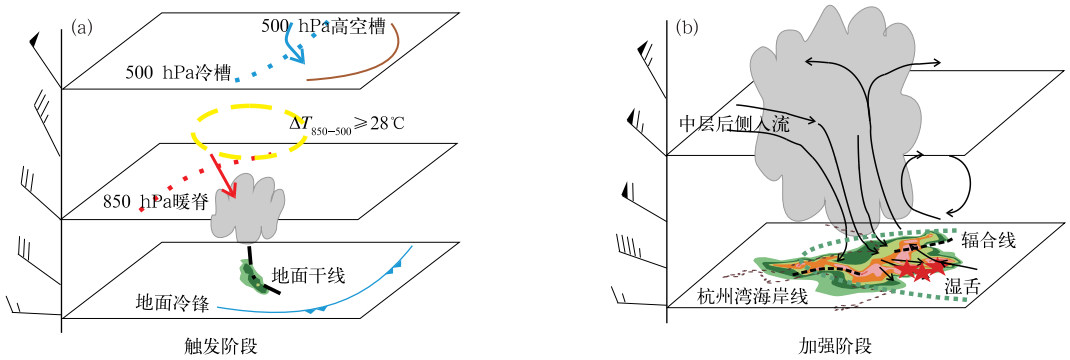


图 13 2020 年 4 月 12 日(a)20:00 相对湿度(填色)、假相当位温(等值线,单位:K)及风场(风矢),(b)20:00 散度(填色)和垂直速度 w(等值线,单位:cm·s^{-1})沿 121.5°E 的垂直剖面,(c)19:00—21:00 嘉兴站风廓线雷达观测

Fig. 13 Vertical profile of (a) relative humidity (colored), pseudo-equivalent potential temperature (contour, unit: K) and wind field (wind vector), (b) divergence (colored) and vertical velocity (contour, unit: cm·s^{-1}) along 121.5°E at 20:00 BT, and (c) wind profile observation at Jiaxing Station from 19:00 BT to 21:00 BT 12 April 2020

劲,从而使得光滑下垫面的增强作用更加显著;(2)回波缺口处及其东北侧回波附近为本次 13 级极端大风出现位置,缺口东北侧回波内单体产生了微下击暴流;(3)中层西北风急流明显加强,干冷空气夹卷进入系统内部以及强的中层后侧入流都加强了向下加速度,并把中层较大动量带到地面;(4)快速移动的对流风暴使得动量下传对雷暴大风的贡献明显增加。

图 14 是本次过程触发和加强阶段的概念模型。触发阶段(图 14a),500 hPa 低涡东移,华东处于高空槽后西北气流中,温度槽落后于高度槽,风场与温度场夹角近于 90°,冷平流明显;850 hPa 华东处于槽切后部西北气流中,从西南到华北有暖脊东伸,此时华东地区低层有弱暖平流;在冷暖平流重叠的高能区及 $\Delta T_{850-500}$ 大值区(黄色虚线)内,在一定动力扰动条件(地面干线)下触发了对流,且对流初始阶段与干线形状有很好的匹配关系。加强阶段(图 14b),随着低层湿度增加(绿色虚线)及阵风锋的并入以及杭州湾附近地面辐合线的影响,对流入海后明显加强,另外由于中层风速加强后,0～3 km 及0～6 km 垂直风切变增大对对流发展和维持有重要作用。13 级极端大风出现在回波缺口处及其北侧回波附近。



注:彩色阴影表示雷达回波,灰色阴影表示对流云团,图 a 中蓝色、红色箭头分别表示 500 hPa、850 hPa 气流方向,图 b 中红色五角星表示 13 级极端大风出现位置。

图 14　2020 年 4 月 12 日高空冷平流强迫型对流(a)触发阶段,(b)加强阶段概念模型

Fig. 14　The concept model of cold advection forcing convection in (a) triggering and (b) strengthening stages on 12 April 2020

5　结论与讨论

2020 年 4 月 12 日在高空冷涡后部背景下,冷空气大风南下之后,在有利物理条件和干线触发下,江苏、安徽东南部、浙江北部等地再次产生了大范围大风天气。通过对本次过程的背景场条件、热动力水汽条件、触发和加强原因及极端大风产生原因进行初步分析,得到以下结论:

(1)在高、低层为一致西北气流环境下,500 hPa 有明显冷平流强迫,而 850 hPa 为弱的暖平流,这种配置为对流的发生提供了有利的大尺度背景条件。对流发生在 $\Delta T_{850-500}$ 大值区内并在干线附近触发。

(2)傍晚前后对流层中层偏北风急流加强,导致低层垂直风切变加大,为对流组织加强起到正反馈作用;另外由于阵风锋的并入以及杭州湾海上较好的水汽及动力条件使得对流系统北侧回波入海后强度明显加强。

(3)对流回波缺口处及其东北侧回波内附近为本次 13 级极端大风出现位置。干冷空气夹卷及强的中层后侧入流都加强了向下加速度,并把中层较大动量带到地面;另外光滑下垫面、快速移动的对流系统以及系统内单体产生的微下击暴流对大风都有显著的加强作用。

通过对此次过程分析,可以看到在日常预报业务中出现冷涡后部一致西北气流的环境背景时,要关注高低层温度平流差异所造成的对流不稳定,特别要关注 850 hPa 和 500 hPa 温差大值区内是否存在一定的触发条件。低层湿度增加、中层风速加强以及与阵风锋的合并,都会加强对流系统。另外,也

要注意弓形回波、回波缺口处附近易出现极端大风，以及光滑水体等对极端大风的增幅作用。该类型天气是否存在更多个例以及更多个性或共性的机理性问题则需要进一步探索和研究。

参考文献

才奎志，姚秀萍，孙晓巍，等，2022. 冷涡背景下辽宁龙卷气候特征和环境条件[J]. 气象学报，80(1)：82-92. Cai K Z，Yao X P，Sun X W，et al，2022. Climatic characteristics and environmental conditions of tornadoes in Liaoning under the background of cold vortex[J]. Acta Meteor Sin，80(1)：82-92(in Chinese).

蔡雪薇，谌芸，沈新勇，等，2019. 冷涡背景下不同类型强对流天气的成因对比分析[J]. 气象，45(5)：621-631. Cai X W，Chen Y，Shen X Y，et al，2019. Cause analysis of different types of severe convective weather under cold vortex background[J]. Meteor Mon，45(5)：621-631(in Chinese).

陈力强，张立祥，周小珊，2008. 东北冷涡不稳定能量分布特征及其与降水落区的关系[J]. 高原气象，27(2)：339-348. Chen L Q，Zhang L X，Zhou X S，2008. Characteristic of instable energy distribution in cold vortex over Northeastern China and its relation to precipitation area[J]. Plateau Meteor，27(2)：339-348(in Chinese).

陈淑琴，黄辉，周丽琴，等，2011. 对流单体在杭州湾入海时的强度变化分析[J]. 气象，37(7)：889-896. Chen S Q，Huang H，Zhou L Q，et al，2011. Analysis on the intensity changes of convective cells in the Hangzhou Bay when entering the sea[J]. Meteor Mon，37(7)：889-896(in Chinese).

陈晓欣，俞小鼎，王秀明，2022. 中国大范围雷暴大风事件(Derechos)研究：时空分布、环境背景和对流系统形态特征[J]. 气象学报，80(1)：67-81. Chen X X，Yu X D，Wang X M，2022. Investigation of Derechos in China：spatiotemporal distribution，environmental characteristics，and morphology of Derechos producing convective systems[J]. Acta Meteor Sin，80(1)：67-81(in Chinese).

方祖亮，俞小鼎，王秀明，2020. 东北暖季干线统计分析[J]. 气象学报，78(2)：260-276. Fang Z L，Yu X D，Wang X M，2020. Statistical analysis of drylines in Northeast China[J]. Acta Meteor Sin，78(2)：260-276(in Chinese).

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 gales in China[J]. Meteor Mon，42(12)：1513-1521(in Chinese).

高帆，俞小鼎，王秀明，2023. 山东较大范围致灾雷暴大风的多普勒天气雷达特征[J]. 气象，49(7)：790-804. Gao F，Yu X D，Wang X M，2023. Doppler radar characteristics of wide-range damaging thunderstorm gales in Shandong Province[J]. Meteor Mon，49(7)：790-804(in Chinese).

高梦竹，陈耀登，章丽娜，等，2017. 对流移入杭州湾后飑线发展机制分析[J]. 气象，43(1)：56-66. Gao M Z，Chen Y D，Zhang L N，et al，2017. Analysis on influence of convection after moving into Hangzhou Bay on the development of squall line[J]. Meteor Mon，43(1)：56-66(in Chinese).

公衍铎，郑永光，罗琪，2019. 冷涡底部一次弓状强飑线的演变和机理[J]. 气象，45(4)：483-495. Gong Y D，Zheng Y G，Luo Q，2019. Evolution and development mechanisms of an arc-shaped strong squall line occurring along the south side of a cold vortex[J]. Meteor Mon，45(4)：483-495(in Chinese).

何晗，谌芸，肖天贵，等，2015. 冷涡背景下短时强降水的统计分析[J]. 气象，41(12)：1466-1476. He H，Chen Y，Xiao T G，et al，2015. Statistical analysis of severe short-time precipitation under cold vortex background[J]. Meteor Mon，41(12)：1466-1476(in Chinese).

侯淑梅，李昱薇，张鹏，等，2022. “4·29”山东近海10级以上雷暴大风的成因分析[J]. 气象，48(10)：1242-1256. Hou S M，Li Y W，Zhang P，et al，2022. Cause of a thunderstorm gale event over grade 10 along the Shandong coast on 29 April 2021[J]. Meteor Mon，48(10)：1242-1256(in Chinese).

李云静，张建春，王捷纯，等，2013. 一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析[J]. 气象，39(2)：210-217. Li Y J，Zhang J C，Wang J C，et al，2013. Causative analysis of strong convective unstable conditions under a cold vortex[J]. Meteor Mon，39(2)：210-217(in Chinese).

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：253. Liu J W，Guo H，Li Y D，et al，2005. The Base of Diagnosis Calculation in Weather Analysis and Prediction[M]. Beijing：China Meteorological Press：253(in Chinese).

马淑萍，王秀明，俞小鼎，2019. 极端雷暴大风的环境参量特征[J]. 应用气象学报，30(3)：292-301. Ma S P，Wang X M，Yu X D，2019. Environmental parameter characteristics of severe wind with extreme thunderstorm[J]. J Appl Meteor Sci，30(3)：292-301(in Chinese).

彭霞云，章丽娜，刘汉华，等，2022. 冷涡底部对流引起的杭州湾极端大风形成机制分析[J]. 气象，48(6)：719-728. Peng X Y，Zhang L N，Liu H H，et al，2022. Formation mechanism of extreme winds in Hangzhou Bay caused by convection at the bottom of cold vortex[J]. Meteor Mon，48(6)：719-728(in Chinese).

曲晓波，王建捷，杨晓霞，等，2010. 2009年6月淮河中下游三次飑线过程的对比分析[J]. 气象，36(7)：151-159. Qu X B，Wang J J，Yang X X，et al，2010. Contrast analysis of three squall lines in middle and lower reaches of the Huaihe River in June 2009[J]. Meteor Mon，36(7)：151-159(in Chinese).

沈杭锋，方桃妮，蓝俊倩，等，2019. 一次强飑线过程极端大风的中尺度分析[J]. 气象学报，77(5)：806-822. Shen H F，Fang T N，Lan J Q，et al，2019. Mesoscale analysis of the extremely damaging gale in a severe squall line[J]. Acta Meteor Sin，77(5)：806-822(in Chinese).

盛春岩，李建华，范苏丹，2014. 地形及下垫面对渤海大风影响的数值研究[J]. 气象，40(11)：1338-1344. Sheng C Y，Li J H，Fan S D，2014. Numerical study of terrain and underlying surface effect on Bohai gale[J]. Meteor Mon，40(11)：1338-1344(in Chinese).

寿绍文，杜秉玉，肖稳安，等，1993. 中尺度对流系统及其预报[M]. 北京：气象出版社：131-140. Shou S W，Du B Y，Xiao W A，et al，1993. The Mesoscale Convective Systems and Forecasting[M]. Beijing：China Meteorological Press：131-140(in Chinese).

孙继松，2023. 与直线型对流大风相关的强风暴形态结构和热动力学过程[J]. 气象，49(1)：1-11. Sun J S，2023. The pattern structure and thermodynamic and dynamic processes of severe storms associated with linear convective gales[J]. Meteor Mon，49(1)：1-11(in Chinese).

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，38(2)：164-173(in Chinese).

万夫敬，孙继松，孙敏，等，2021. 山东半岛海风锋在一次飑线系统演变过程中的作用[J]. 气象学报，79(5)：717-731. Wan F J，Sun J S，Sun M，et al，2021. Impacts of sea breeze front over Shandong Peninsula on the evolution of a squall line[J]. Acta Meteor Sin，79(5)：717-731(in Chinese).

王秀明，俞小鼎，费海燕，等，2023. 下击暴流形成机理及监测预警研究进展[J]. 气象，49(2)：129-145. Wang X M，Yu X D，Fei H Y，et al，2023. A review of downburst genesis mechanism and warning[J]. Meteor Mon，49(2)：129-145(in Chinese).

王秀明，俞小鼎，周小刚，等，2012. “6.3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析[J]. 高原气象，31(2)：504-514. Wang X M，Yu X D，Zhou X G，et al，2012. Study on the formation and evolution of ‘6.3’ damage wind[J]. Plateau Meteor，31(2)：504-514(in Chinese).

王秀明，俞小鼎，周小刚，2015. 中国东北龙卷研究：环境特征分析[J]. 气象学报，73(3)：425-441. Wang X M，Yu X D，Zhou X G，2015. Study of Northeast China torandoes：the environmental characteristics[J]. Acta Meteor Sin，73(3)：425-441(in Chinese).

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 Meteor Sin，71(5)：839-852(in Chinese).

许爱华，陈云辉，陈涛，等，2013. 锋面北侧冷气团中连续降雹环境场特征及成因[J]. 应用气象学报，24(2)：197-206. Xu A H，Chen Y H，Chen T，et al，2013. Environment characteristics and causes of a continuous hail fall event occurred within the cold air mass to the north of a cold front[J]. J Appl Meteor Sci，24(2)：197-206(in Chinese).

许爱华，孙继松，许东蓓，等，2014. 中国中东部强对流天气的天气形势分类和基本要素配置特征[J]. 气象，40(4)：400-411. Xu A H，Sun J S，Xu D B，et al，2014. Basic synoptic situation classification and element character of severe convection in China[J]. Meteor Mon，40(4)：400-411(in Chinese).

许焕斌，魏绍远，1995. 下击暴流的数值模拟研究[J]. 气象学报，53(2)：168-176. Xu H B，Wei S Y，1995. The modeling study of downburst[J]. Acta Meteor Sin，53(2)：168-176(in Chinese).

杨吉，郑媛媛，夏文梅，等，2020. 东北冷涡影响下江淮地区一次飑线过程的模拟分析[J]. 气象，46(3)：357-366. Yang J，Zheng Y Y，Xia W M，et al，2020. Numerical analysis of a squall line case influenced by northeast cold vortex over Yangtze-Huaihe River Valley[J]. Meteor Mon，46(3)：357-366(in Chinese).

杨珊珊，谌芸，李晟祺，等，2016. 冷涡背景下飑线过程统计分析[J]. 气象，42(9)：1079-1089. Yang S S，Chen Y，Li S Q，et al，2016. Analysis of squall lines under the background of cold vortex[J]. Meteor Mon，42(9)：1079-1089(in Chinese).

杨晓亮，杨敏，隆璘雪，等，2020. 冷涡背景下河北雷暴大风环境条件与对流风暴演变个例分析[J]. 暴雨灾害，39(1)：52-62. Yang X L，Yang M，Long L X，et al，2020. Analysis of environmental condition and convective storm evolution of a thunderstorm gale event under cold vortex in Hebei[J]. Torr Rain Dis，39(1)：52-62(in Chinese).

俞小鼎，王秀明，李万莉，等，2020. 雷暴与强对流临近预报[M]. 北京：气象出版社：416. Yu X D，Wang X M，Li W L，et al，2020. Thunderstorm and Strong Convection Nowcast[M]. Beijing：China Meteorological Press：416(in Chinese).

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：123. Yu X D，Yao X P，Xiong T N，et al，2006. Doppler Weather Radar Principle and Business Application[M]. Beijing：China Meteorological Press：123(in Chinese).

俞小鼎，郑永光，2020. 中国当代强对流天气研究与业务进展[J]. 气象学报，78(3)：391-418. Yu X D，Zheng Y G，2020. Advances in severe convective weather research and operational service in China[J]. Acta Meteor Sin，78(3)：391-418(in Chinese).

俞小鼎，周小刚，王秀明，2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. 气象学报，70(3)：311-337. Yu X D，Zhou X G，Wang X M，2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. Acta Meteor Sin，70(3)：311-337(in Chinese).

张仙，谌芸，王磊，等，2013. 冷涡背景下京津冀地区连续降雹统计分析[J]. 气象，39(12)：1570-1579. Zhang X，Chen Y，Wang L，et al，2013. Statistical analysis of continuous hailfall under the background of cold vortex in the Beijing-Tianjin-Hebei Region[J]. Meteor Mon，39(12)：1570-1579(in Chinese).

张一平，牛淑贞，席世平，等，2011. 东北低涡槽后型河南强对流过程的天气学特征分析[J]. 暴雨灾害，30(3)：193-201. Zhang Y P，Niu S Z，Xi S P，et al，2011. Analysis on characteristic of severe convective weather in Henan in the situation of northeast vortex and the back of trough[J]. Torr Rain Dis，30(3)：193-201(in Chinese).

张一平，俞小鼎，王迪，等，2021. 河套及周边地区干线触发对流天气特征初步分析[J]. 高原气象，40(5)：1024-1037. Zhang Y P，Yu X D，Wang D，et al，2021. A preliminary analysis of the characteristics of drylines and its triggering convections in the Hetao and surrounding regions[J]. Plateau Meteor，40(5)：1024-1037(in Chinese).

张一平，俞小鼎，王迪，等，2022. 河套地区典型干线的形成及其在对

流触发中的作用[J]. 气象学报,80(1):39-53. Zhang Y P, Yu X D, Wang D, et al, 2022. The formation of typical dry lines in Hetao and its role in triggering convection[J]. Acta Meteor Sin, 80(1):39-53(in Chinese).

郑永光,宋敏敏,2021. 冷涡影响中国对流性大风与冰雹的分布特征[J]. 热带气象学报,37(5/6):710-720. Zheng Y G, Song M M, 2021. Analysis of influence of cold vortexes on distribution of convective high winds and hail in China[J]. J Trop Meteor, 37(5/6):710-720(in Chinese).

郑永光,陶祖钰,俞小鼎,2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象,43(6):641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D, 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting[J]. Meteor Mon, 43(6):641-652(in Chinese).

郑媛媛,姚晨,郝莹,等,2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究[J]. 气象,37(7):795-801. Zheng Y Y, Yao C, Hao Y, et al, 2011. The short-time forecasting and early-warning reasearch on severe convective weather under different types of large-scale circulation background[J]. Meteor Mon, 37(7):795-801(in Chinese).

郑媛媛,张雪晨,朱红芳,等,2014. 东北冷涡对江淮飑线生成的影响研究[J]. 高原气象,33(1):261-269. Zheng Y Y, Zhang X C, Zhu H F, et al, 2014. Study of squall line genesis with northeast cold vortex[J]. Plateau Meteor, 33(1):261-269(in Chinese).

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等,2000. 天气学原理和方法:第3版[M]. 北京:气象出版社:374. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al, 2000. Principles and Methods of Atmospheric Science[M]. 3rd ed. Beijing: China Meteorological Press: 374(in Chinese).

Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al, 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX[J]. Mon Wea Rev, 133(8): 2275-2296.

Bosart L F, 1984. The texas coastal rainstorm of 17－21 September 1979: an example of synoptic mesoscale interaction[J]. Mon Wea Rev, 112(6): 1108-1133.

Doswell Ⅲ C A, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology[J]. Wea Forecasting, 2(4): 560-581.

Johns R H, Doswell Ⅲ C A, 1992. Severe local storms forecasting[J]. Wea Forecasting, 7(4): 588-612.

Liu J Y, Yang S N, Chu K K, et al, 2019. Evolution of convective systems across Hangzhou Bay during a sea-breeze-effect thunderstorm event[J]. Meteor Atmos Phys, 131(5): 1415-1428.

Newton C W, 1967. Severe convective storms[J]. Adv Geophys, 12: 257-308.

Thompson R L, Edwards R, 2000. An overview of environmental conditions and forecast implications of the 3 May 1999 tornado outbreak[J]. Wea Forecasting, 15(6): 682-699.

Zhang L N, Sun J Z, Ying Z M, et al, 2021. Initiation and development of a squall line crossing Hangzhou Bay[J]. J Gophys Res Atmos, 126(1): e2020JD032504.

（本文责编：俞卫平）