

沈杭锋, 张红蕾, 高天赤, 等. 2016. 浙江盛夏一次强对流天气的特征及其成因分析. 气象, 42(9): 1105-1113.

浙江盛夏一次强对流天气的特征及其成因分析^{*}

沈杭锋¹ 张红蕾² 高天赤¹ 勾亚彬¹ 陈勇明¹

¹ 浙江省杭州市气象局, 杭州 310051

² 浙江大学地球科学学院, 杭州 310027

提 要: 利用常规气象观测资料、区域自动站加密观测资料、GFS $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 逐 6 h 分析场数据, 以及多普勒雷达、风廓线、微波辐射计探测资料, 对 2014 年 7 月 26 日浙江盛夏一次强对流天气过程的特征及其成因进行了诊断分析, 结果表明: 此次过程发生在副热带高压边缘, 由于高空槽东移过程中带来了弱冷空气的渗透, 并有大量不稳定能量积聚, 形成了午后“上干冷、下暖湿”这样有利于强对流发生的不稳定层结条件和环境背景场。当低层 925 hPa 的中尺度辐合线和对流层中层 700 hPa 的垂直上升运动区相重合时, 中尺度辐合线附近在未来 6 h 内产生了强对流, 这对强对流的发生发展具有一定的预报指示意义。宁波中尺度辐合线是由偏南风 and 东北风辐合而成, 同时受沿海和喇叭口地形影响, 该辐合线早已存在, 之后触发了宁波地区的强对流天气。杭州中尺度辐合线是由于宁波雷暴的地面出流增强了偏东风气流, 从而加强了偏东风与环境东北风的辐合, 导致了杭州中尺度辐合线的形成, 随后在辐合线附近出现了剧烈的对流天气。

关键词: 强对流天气, 中尺度辐合线, 诊断分析, 触发机制

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.09.008

Study on Features and Formation of One Severe Convection Process During Midsummer in Zhejiang Province

SHEN Hangfeng¹ ZHANG Honglei² GAO Tianchi¹ GOU Yabin¹ CHEN Yongming¹

¹ Hangzhou Meteorological Service of Zhejiang, Hangzhou 310051

² School of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027

Abstract: The features and formation of a severe convection process are studied by using the conventional observation data, automatic weather station data, GFS analysis field data with special resolution of 0.5° and temporal resolution of 6 h, Doppler radar, radar wind profiler and microwave radiometer data collected in Zhejiang Province on 26 July 2014. The results suggest that the severe convection process near the edge of subtropical high was due to the penetration of cold air caused by the east movement of the upper trough and accumulation of unstable energy, as well as the ambient background of dry and cold in upper layer but wet and warm in low layer, such unstable stratification condition and background was favorable for occurrence of the severe convection. Good predictability was provided when low-level 925 hPa mesoscale convergence line overlaid the vertical upward region in the middle of troposphere at 700 hPa. This means that severe convection could happen near the mesoscale convergence line in next 6 h under such situation. The Ningbo mesoscale convergence line, which was produced by confluence of southerly flow and northeasterly flow, triggered the severe convection in Ningbo. What's more, the convergence line already existed under the orographic influence of coastal line and Hangzhou Bay. In contrast, the Hangzhou mesoscale convergence line, resulting from the convergence of ambient northeasterly current and easterly airflow enhanced

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB430104)和国家自然科学基金项目(41175047)共同资助

2015 年 8 月 28 日收稿; 2016 年 1 月 4 日收修定稿

第一作者: 沈杭锋, 主要从事中尺度数值模拟研究和预报. Email: orangeboy@zju.edu.cn

by surface outflow of Ningbo thunderstorm, gave rise to the outbreak of the severe convection around Hangzhou.

Key words: severe convection, mesoscale convergence line, diagnostic analysis, trigger mechanism

引 言

强对流天气是影响我国严重的灾害性天气之一,常带来灾害性的大风和局地暴雨,有时伴有雷暴、雷雨大风、冰雹和龙卷等现象,是一种历时短、破坏力巨大的天气,具有空间尺度小、生命期短的特点,对人民的生命财产和国民经济造成巨大的危害(陆汉城等,2000;黄永明等,2005)。2005年6月10日下午发生在黑龙江省宁安市沙兰镇的突发性暴雨,造成了包括103名学生、2名幼儿在内共117人遇难;2009年6月5日的大范围强对流天气过程,导致安徽省因灾死亡5人,受伤215人,江苏数百间房屋倒塌,多人受伤,直接经济损失几十亿元(郑永光等,2010)。因此提高对强对流天气的监测和预报能力,减轻强对流灾害造成的损失具有重要的社会和经济意义。

强对流天气的分析及预报是日常预报业务的重点和难点,也是研究人员重点研究领域之一,尤其是在强对流的形成机制方面,国内外很多学者进行了研究,触发机制是强对流发生、发展的关键。大气的一些边界层过程在对流的激发中起到了重要作用,中尺度抬升所需的低层不连续界面,如切变、辐合线、对流外流边界面、水平对流滚轴、边界层非均匀加热、风与地形的相互作用等主要发生于边界层(Weckwerth et al,1992;2006)。天气尺度的冷锋或露点锋、干线,中尺度的海风锋,雷暴前沿的阵风锋(出流边界)等可以称之为边界层辐合线(Wilson et al,1993)。边界层辐合线的监测和特征识别是风暴发生、发展和消亡临近预报的关键所在,大多数风暴都起源于边界层辐合线附近,在两条边界层辐合线的相交处,如果大气垂直层结有利于对流发展,则几乎肯定会有风暴在那里生成;如果边界层辐合线相交处本来就有风暴,则该风暴会迅速发展(Wilson et al,1993;2004)。阵风锋可以通过与前方暖湿气流碰撞之后激发新对流单体(Fovell,1988;1998;Lin et al,1998;鲍旭炜等,2010;孙继松等,2012;方翀等,2015);海风锋本身也会触发雷暴的新生和发展(东高红等,2011;赵金霞等,2012);地形辐合线、

干线、锋面和切变线等各种中尺度辐合线均能够单独触发新风暴的发生发展(Ogura et al,1977;Purdom et al,1982;翟国庆等,1992;龚佃利等,2005;姚建群等,2005;徐亚钦等,2011;郑媛媛等,2011;张文龙等,2014;梁俊平等,2015;李佰平等,2016;茅懋等,2016)。当然,这些中尺度辐合线在有利天气形势配合下的相互碰撞,则更容易爆发对流(William et al,1988;Wilson et al.,2004;沈杭锋等,2010;王彦等,2011;卢焕珍等,2012)。许爱华等(2014)对中国近百次强对流进行分析,把中国强对流分成5种基本类别,并分别对其生成环境和主要触发条件进行了阐述。尽管目前对于强对流成因和触发机制有了较多研究,但由于强对流天气的复杂性及常规资料的时空分辨率较低,因此在实际业务中强对流天气的预报效果并不十分理想,尤其是加密观测资料及雷达、风廓线等高时空分辨率的非常规资料在强对流天气中的应用和分析较少。

2014年7月26日在浙江中北部地区出现了强对流天气,带来了短时暴雨、雷雨大风等灾害性天气,造成了较大影响。本文利用常规气象观测资料、区域自动站加密观测资料、GFS $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 逐6 h的分析场数据,以及多普勒雷达、风廓线、微波辐射计探测资料,通过背景形势场分析、物理量场诊断分析和强对流触发条件分析,在初步应用雷达、风廓线、微波辐射计等非常规资料的基础上,来探讨此次强对流过程发生发展的特征及其成因。

1 天气概况

受高空槽、切变线和西南气流的共同影响,2014年7月26日浙江、江苏、安徽、江西等地突发较大范围的雷雨大风和短时强降雨等强对流天气过程,尤其是浙江中北部强对流非常之激烈(唐健等,2014)。26日强对流天气首先从浙西南开始,然后向东发展,午后袭击了浙中北。由26日08—20时(北京时,下同)华东累积降水量(图1a)可看出,短时强降雨中心主要位于浙中北、皖东南和苏南,而浙中北强降雨中心分布在宁波和杭州(以下简称宁波雷暴、杭州雷暴),宁波雷暴和杭州雷暴分别发生在26日

13—17 和 16—20 时,两地时间差为 2~3 h。浙江省共有 6 个测站的累积降水超过 100 mm, 61 个站

累积降水超过 50 mm, 最大是宁波的周公宅为 131.3 mm。

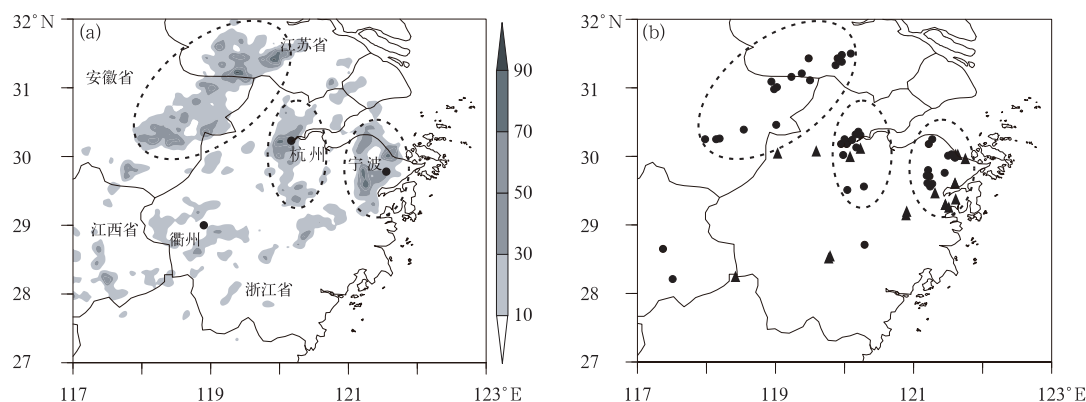


图 1 2014 年 7 月 26 日 08—20 时的天气实况

(a) 12 h 累积雨量(阴影, 单位: mm), (b) 每小时的强对流天气现象

(黑色三角形表示 $\geq 17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极大风速, 黑色圆点表示 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水)

Fig. 1 The observation data from 08:00 to 20:00 BT 26 July 2014

(a) 12 h cumulative rainfalls (shaded area, unit: mm), (b) severe convection weather phenomenon every hour (the black triangles indicate the maximum wind velocity $\geq 17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and the black dots indicate the heavy rain $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

从 26 日 08—20 时华东强对流天气现象(图 1b)可知, 此次过程出现了雷雨大风和短时强降水等强对流天气现象, 多个测站出现了风速 $\geq 17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 8 级大风和 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的短时强降水, 浙江出现的最大阵风在杭州的金西村为 $27.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 达到了 10 级风, 最大小时雨强则出现在杭州外桐坞, 雨强为 $90.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 这样的雨强在杭州并不多见。另外, 从图 1b 中还可以发现, 苏南和皖南雨区主要以短时强降水为主, 而浙北是以短时强降雨伴随大风为主, 显然, 天气不同表明两者的影响天气系统是有差异的。总之, 此次强对流天气过程具有历时短、强度大和影响范围较广的特点, 导致宁波和杭州等城市出现严重内涝及交通堵塞, 大范围的雷暴天气造成了多处建筑物及电力、通讯、电子及电器等设备设施受损, 大风还导致一些广告牌和树木等被吹倒, 砸伤部分汽车和建筑, 直接经济损失几百万元, 造成较大社会影响和经济损失。

2 环流形势演变特征和主要影响系统

从 2014 年 7 月 26 日 08 时 500 hPa 形势图(图 2a)上可见, 在我国北方地区有一深厚的高空槽, 槽线从东北地区一直延伸到山东南部, 其西面是一个从内蒙古中西部向东北方向倾斜且经向度很大

的高压脊, 在中高纬建立阻塞高压形势。江淮以南大部分地区受到副热带高压(以下简称副高)影响, 其脊线在 30°N 附近, 而大陆副高位于我国西南部及以西地区, 浙江省处于西太平洋副高控制之下, 但与 588 dagpm 线距离较近。08 时的 850 hPa 图(图 2b)上有一东北冷涡, 从冷涡中心向西南延伸穿过江苏和安徽省直到湖北省境内形成了一条冷式切变线; 而西太平洋面上则是副高系统, 一直西伸到我国东南沿海省市。

随着高空槽的东移南压, 到 14 时(图 2c), 500 hPa 高空槽断裂成南北两段, 北段槽区较深厚并移速较快, 主槽移至我国东北地区中东部; 南段槽移速缓慢, 但强度减弱较快, 移至华中上空时已变为短波小槽。此后, 中高纬环流形势逐渐向纬向转换, 大陆副高和西太平洋副高呈反气旋打通, 而西太副高中心 592 dagpm 线略有东移。对应 850 hPa 图(图 2d)上, 高空低涡已东移到东北地区东部, 与低涡相连的冷式切变线明显南压到朝鲜半岛至江西南部。至此, 受 500 hPa 高空槽、700 和 850 hPa 上冷切变线及其西太副高西北部边缘的暖湿西南气流的直接影响, 将引发安徽南部、江苏南部产生强对流天气。浙江此时处于 588 dagpm 边缘地带, 在高空槽东移的过程中, 低槽中的冷空气扩散东移南下, 触发浙江的副高西边缘暖湿空气产生雷暴大风和暴雨天气。

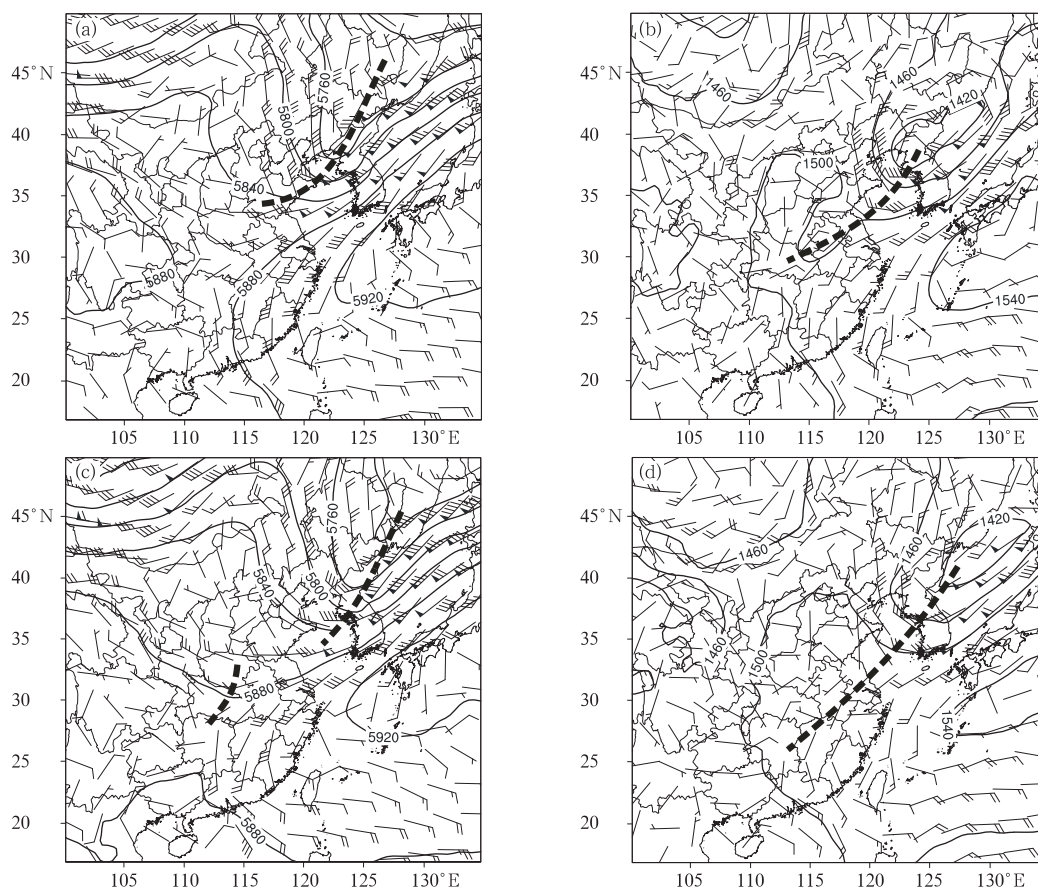


图 2 2014 年 7 月 26 日风场(风向杆,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和高度场(等值线,单位:gpm)

(a)08 时 500 hPa,(b)08 时 850 hPa,(c)14 时 500 hPa,(d)14 时 850 hPa

(粗虚线表示槽线或切变线)

Fig. 2 Wind field (wind barbs, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and geopotential heights (contour, unit: gpm) of 500 hPa at 08:00 BT (a), 850 hPa at 08:00 BT (b), 500 hPa at 14:00 BT (c), 850 hPa at 14:00 BT (d) 26 July 2014

(The dashed line indicates trough line or shear line)

3 物理量场诊断分析

图 3 是 2014 年 7 月 26 日 08 时杭州站探空资料,在常规探空图(图 3a)上,杭州 08 时几乎整层的露点曲线和温度层结曲线都比较靠近,说明温度露点差较小,因此具有深厚的湿区;对流有效位能(CAPE)得到了积聚,达到了 $788.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,而抑制对流发展的对流抑制能量(CIN)为 0,因此只要有合适的触发机制,对流就比较容易爆发;综合反映温度层结和不稳定的 K 指数和沙氏指数(SI)分别为 39°C 和 -3.12°C ,也表明了大气环境场形势有利于对流的发生发展。

由于常规探空的时间间隔为 12 h,因此可以用微波辐射计资料来分析杭州站上空从早上到午后的

温、湿度变化情况。有研究表明长时间序列的常规探空资料与同时刻的特种探空资料(使用微波辐射计的温、湿度数据和风廓线仪的水平风速数据构建),两者的温、压、湿、风等要素具有较好的一致性变化趋势,由其计算的多数物理量的数值比较接近,且可用于强对流分析(魏东等,2011a;2011b)。从图 3b 中可以看到,08 和 14 时的相对湿度发生了明显变化,08 时近地面相对湿度在 90%以上,到了 14 时其骤减至 60%以下,变化原因是晴空烈日炎炎所致。然而,从地面向上,14 时的相对湿度逐渐增大,在 1 km 附近高度 14 和 08 时相对湿度重合,都在 90%左右,说明在边界层顶附近大气的湿度很大;从边界层再往上,14 时的相对湿度逐渐减小。从相对湿度的这一演变可以看出 08 时深厚的湿区逐渐发展,到 14 时演变成边界层和对流层低层湿度较高、

中高层较干的“上干下湿”配置,在这种情形下,如果出现强对流,则容易出现雷雨大风天气。

在 08 和 14 时的温度曲线上,1 km 以下出现了较为明显的变化,即在太阳照射下,近地面逐渐升温,地面温度从 08 时的 26℃ 上升到了 14 时的 35℃ 以上,而在对流层,由于受到高空槽东移影响,温度上升不明显,这表明了对流层有弱冷空气侵入,到了午后,形成了“下暖上冷”这样有利于对流发生的层

结条件。从微波辐射计的相对湿度和温度演变可以看出,午后的杭州上空已经形成了上干冷、下暖湿的不稳定大气层结,有利于对流天气的产生;而且在“上干下湿”的配置中,中高层通过夹卷、吸入等方式进入的干冷空气,随同下沉气流到达地面,形成显著的气压梯度,就会产生大风和阵风锋,因此这样的大气层结对于产生雷雨大风非常有利。

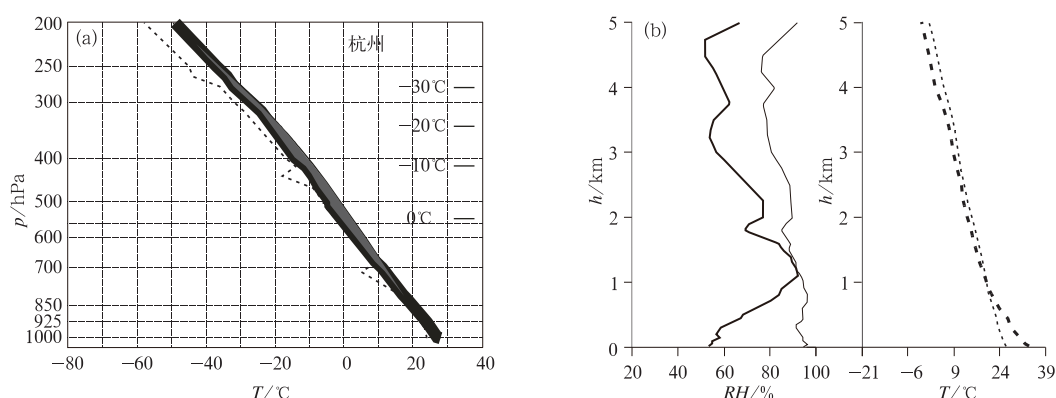


图3 2014年7月26日杭州站探空资料

(a) 08时常规探空, (b) 08时(细线)和

14时(粗线)的微波辐射计反演相对湿度(实线)和温度(虚线)曲线

Fig. 3 Observation data from Hangzhou Sounding Station on 26 July 2014

(a) routine sounding at 08:00 BT, (b) the relative humidity (solid lines) and temperature (dashed lines) retrieved from microwave radiometer at 08:00 BT (thin lines) and 14:00 BT (thick lines)

从 GFS 资料绘制的 7 月 26 日 08 时相当位温 (θ_e) 图上(图 4a) 可以看到, 850 hPa 上从浙江南面到宁波沿海一带有相当位温的大值区, 相当位温普遍高于 354 K, 形成一个暖舌, 杭州、宁波发生强对流的两块区域都落在高能舌内; 通常 500 与 850 hPa 相当位温差值可以用于表征不稳定度, 负值越大, 表明大气越不稳定(刘健文等, 2005), 图 4a 中显示整个浙江省 500 与 850 hPa 的相当位温差值几乎都处于 -4 K 及以下, 杭州、宁波一带相当位温差均有一 6 K, 具有较强的不稳定层结。从 08 时经过 30°N 的剖面来看, 杭州雷暴(120°E 附近)和宁波雷暴(121°E 附近)区低层都是高湿区, 相当位温也呈现了“下暖上冷”的配置。值得注意的是, 宁波雷暴区上空已经出现了中心速度在 $-6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的垂直上升运动, 而杭州雷暴区则基本无上升运动。曹晓岗等(2009)研究发现动力条件在强对流前 12 h 也有一定反映, 上升运动集中在 1 个经度左右非

常窄的地区, 与小于 100 km 范围内出现强降水相对应。处于垂直上升运动区的宁波在之后的 6~12 h 内发生了强对流天气, 这与曹晓岗等(2009)的研究结果相一致; 而此时没有出现垂直上升运动的杭州在之后的 12 h 内也产生了强对流天气, 这并不意味着强对流的产生不需要上升运动, 而是由于 GFS 资料的时间精度为 6 h, 不能完全表征杭州雷暴发生前的上升运动信息, 因此需要进一步分析。从宁波雷暴看, 当在环境形势有利于对流发生的区域出现上升运动集中区时, 就会增加其后 0~12 h 内发生强对流的可能性。

4 强对流天气的触发条件

通过天气形势和物理量的分析发现, 7 月 26 日这一天的大尺度背景形势场是有利于强对流发生发展的。强对流发生除了需要不稳定层结和湿度条

件,还需要抬升触发条件,对流性天气的触发机制有三类,一是天气系统造成的系统性上升运动,如锋面强迫抬升、槽线、切变线、低压、低涡等以及低空的风向或风速的辐合线等;二是地形抬升作用;三是局地热力抬升作用(朱乾根等,2000)。因此,需要运用多种资料对本次强对流天气发生的触发条件进行分析。

图 5 是 2014 年 7 月 26 日 700 hPa 垂直速度、

925 hPa 风场和后 6 h 累积降水量的叠加图。26 日 08 时(图 5a),在 925 hPa 上宁波西侧有一条由偏南风 and 东北风形成的风场辐合线,中尺度辐合线从杭州湾喇叭口向西南伸展到宁波西南部;辐合线同时也落在垂直上升运动区内,700 hPa 高度上的垂直上升运动中心最大速度在 $-0.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上;值得关注的是,未来 6 h(08—14 时)的降水落区也位于上升运动区内,并紧贴着中尺度辐合线。

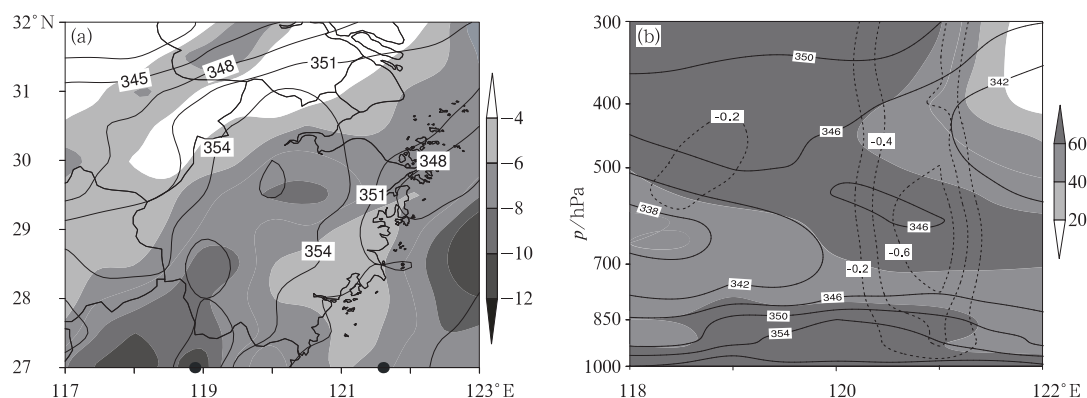


图 4 2014 年 7 月 26 日 08 时物理量图

(a) 850 hPa 相当位温(等值线,单位:K)和 500 与 850 hPa 的相当位温差(阴影,单位:K);

(b) 沿 30°N 的相当位温(实线,单位:K)、垂直上升速度(虚线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)和相对湿度(阴影,单位:%)

Fig. 4 The physical quantities field at 08:00 BT 26 July 2014

(a) equivalent potential temperature (contour, unit: K) at 850 hPa and equivalent potential temperature difference between 500 hPa and 850 hPa (shaded area, unit: K);

(b) cross sections of equivalent potential temperature (solid lines, unit: K), vertical speed (dashed lines, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and relative humidity (shaded area, unit: %)

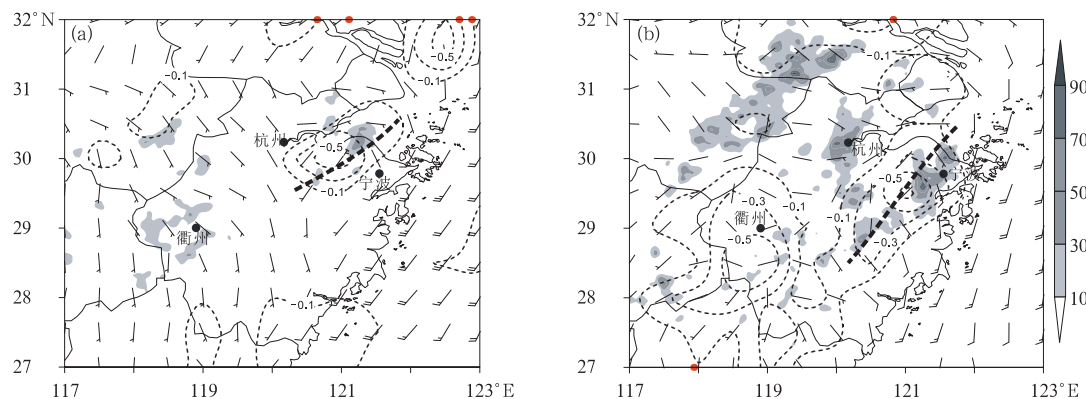


图 5 2014 年 7 月 26 日 08 时(a)和 14 时(b)700 hPa 垂直速度(细虚线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、925 hPa 风场(风向杆,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和后 6 h 累积降水量(阴影,单位:mm)叠加图(粗虚线表示辐合线)

Fig. 5 The vertical speed (thin dashed lines, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) at 700 hPa, wind field (wind barbs, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 925 hPa and the next 6 h cumulative rainfalls (shaded area, unit: mm) at (a) 08:00 BT and (b) 14:00 BT 26 July 2014 (Thick dashed lines indicate convergence lines)

到了14时(图5b),宁波西侧的辐合线依然存在,且向西南扩展,辐合上升运动也更加强烈,中心达到了一 $0.7 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。在此后的6 h(14—20时),宁波中尺度辐合线周边的上升运动区内,出现了更加激烈的天气现象,短时暴雨、雷雨大风不仅强度增强,而且范围较前6 h有了明显扩大。而在杭州附近,14时没有出现中尺度辐合区和垂直上升运动,但是在14—20时这段时间内,杭州却有强雷暴出现,产生了暴雨、大风等灾害性天气。

从700 hPa垂直速度、925 hPa风场和后6 h雨量分析可以看到,对于宁波雷暴,在有利的大尺度环境场和物理场配合下,当低层925 hPa的中尺度辐合线和对流层中层700 hPa的垂直上升运动区相重合时,中尺度辐合线附近在未来6 h内产生了强对流,这对强对流的发生发展具有一定的预报指示意

义。但是,杭州与宁波一样具有对流潜势,在14时的925 hPa风场上没有中尺度辐合线,700 hPa高度上也没有出现垂直上升运动,却在随后的6 h(14—20时)内产生了强烈的对流天气,这并不表示杭州强对流的发生不需要触发条件,而是由于GFS资料的空间分辨率是6 h,无法满足杭州强对流触发条件分析的时间精度,因此需要用高精度的多普勒雷达和自动站资料进一步分析。

图6是利用10 min、1 h间隔的地面自动站资料和6 min间隔的浙江多普勒雷达基数据绘制的7月26日地面流场、雷达回波和1 h雨量图。

在26日10:20(图6a),宁波西侧有一条中尺度辐合线,该中尺度辐合线早在08时的925 hPa高度就已经存在了(图5a),该辐合线是由偏南风 and 东北风辐合形成的,由于宁波地处沿海,相邻杭州湾喇叭

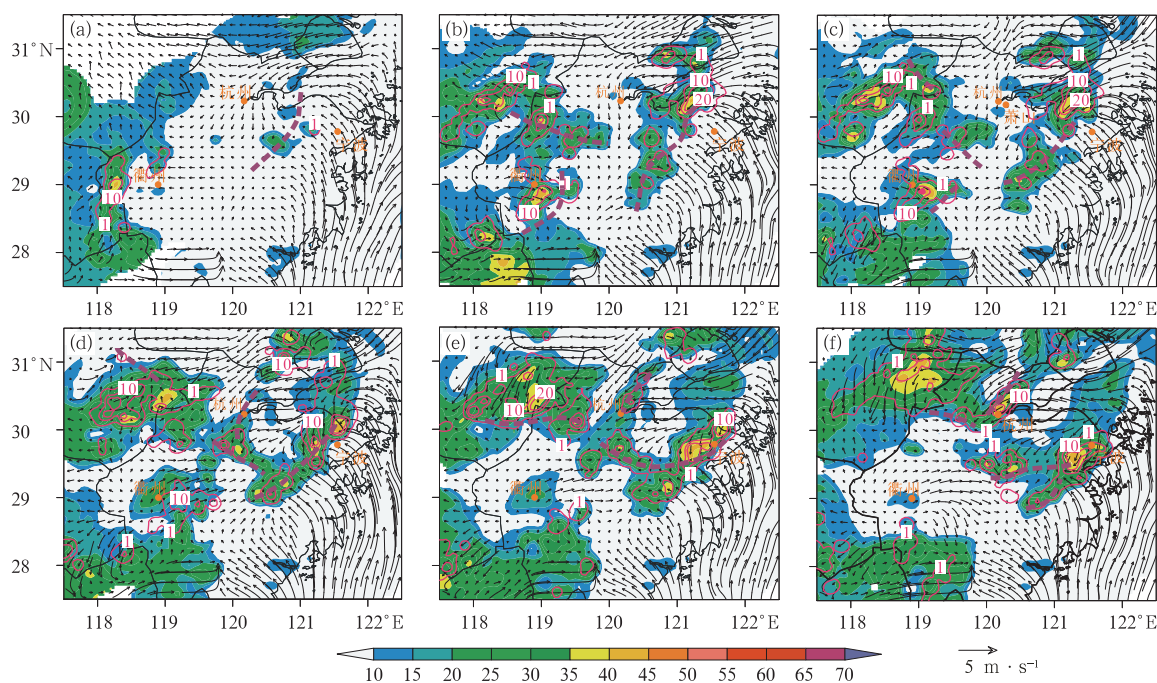


图6 2014年7月26日地面流场(风矢量,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、雷达回波(填色,单位:dBZ)和1 h雨量(红色实线,单位:mm)叠加图

(a)10:20 流场、10:30 回波和10—11时雨量;(b)13时流场、13:24 回波和13—14时雨量;
(c)13:30 流场、14时回波和13—14时雨量;(d)14:30 流场、15时回波和14—15时雨量;
(e)15:10 流场、15:24 回波和15—16时雨量;(f)16时流场、16:30 回波和16—17时雨量
(紫色粗虚线表示中尺度辐合线)

Fig. 6 Surface stream lines (vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), radar echo

(shaded area, unit: dBZ) and hourly cumulative rainfalls (red solid lines, unit: mm) on 26 July 2014
(a) surface stream lines at 10:20, radar echo at 10:30 and cumulative rainfalls from 10:00 to 11:00 BT;
(b) surface stream lines at 13:00, radar echo at 13:24 and cumulative rainfalls from 13:00 to 14:00 BT;
(c) surface stream lines at 13:30, radar echo at 14:00 and cumulative rainfalls from 13:00 to 14:00 BT;
(d) surface stream lines at 14:30, radar echo at 15:00 and cumulative rainfalls from 14:00 to 15:00 BT;
(e) surface stream lines at 15:10, radar echo at 15:24 and cumulative rainfalls from 15:00 to 16:00 BT;
(f) surface stream lines at 16:00, radar echo at 16:30 and cumulative rainfalls from 16:00 to 17:00 BT
(The purple dashed lines indicate mesoscale convergence lines)

口地形,因此宁波中尺度辐合线的形成与长时间存在除了与系统性环境风场有关之外,也与其地理位置密不可分;10:30 的雷达回波显示了在中尺度辐合线上有新生对流产生,由于对流刚生成,且范围较小,10—11 时的 1 h 内没有明显降水。随后对流开始发展、演变,到了 13 时(图 6b),宁波西侧的中尺度辐合线逐渐伸展,对流也有了明显发展,13:24 雷达回波中心的最大强度超过了 40 dBz,强回波对应区域的 1 h 降水普遍超过了 10 mm,一些地区天气剧烈,雨量超过了 50 mm。在这条辐合线的南端,也有一些新的雷达回波产生,其位置与中尺度辐合线、雨区有较好的对应关系。另外,除了宁波辐合线之外,在衢州北侧、东侧均出现了中尺度辐合线,这些辐合线与对流发生发展也有密切关系。

从辐合线的形成机理来看,宁波辐合线除了因系统性的偏南风与东北风辐合之外,杭州湾、海陆交界等地理位置也起到了重要作用;衢州北侧、东侧两条辐合线从流场看,其形成是由于衢州西侧老雷暴的地面出流(阵风锋)与环境风场汇合而成的,很多研究也表明了阵风锋可以通过与前方暖湿气流碰撞之后激发新对流单体(Fovell et al,1988;1998;Lin et al,1998;鲍旭炜等,2010;孙继松等,2012)。

到了 13:30(图 6c),宁波辐合线、雷达强回波和雨区依旧对应良好,辐合线南端的新生对流进一步发展,回波强度逐渐增强;浙江西部也有多条中尺度辐合线,这些辐合线与对流发展相对应。14:30(图 6d),宁波辐合线继续维持,15 时的雷达回波和 14—15 时雨量表明了在中尺度辐合线上,雷暴继续发生、发展,强度不断增强,且出现了多个雷暴中心,形成了一条雷暴线。值得注意的是,杭州此时形成了一条中尺度辐合线,该辐合线是由东北风和偏东风汇合形成的,虽然在 13:30 的图上(图 6c)也有辐合出现,但是辐合非常弱,风速也较小,但此时风速显著增大,尤其是偏东风的增强非常明显,使得偏东风与东北风的辐合得到了加强,从流场上看,偏东风的加强与宁波雷暴的地面出流有密切联系。

到了 15:10(图 6e),宁波辐合线南段已经减弱,与之相应地,15—16 时的雷达回波明显减弱,对流开始消散;此时,杭州辐合线依旧存在,随后在辐合线上出现了新生对流,并出现了明显降水。16 时的流场上(图 6f),杭州辐合线依然清晰,随着对流发展,16—17 时内出现了剧烈天气,金西村出现了 10 级雷暴大风,一些站点的雨强超过 50 mm,外桐坞更是达到了 $90.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水。

从多普勒雷达回波、地面风场和自动站雨量分

析可以知道,宁波中尺度辐合线是由偏南风 and 东北风辐合而成,同时受到沿海和喇叭口地形影响,该辐合线从早上开始就一直存在,随后在中午触发了宁波地区的强对流天气;当辐合线减弱消失后,对流也随之减弱消散。当宁波雷暴的地面出流增强了偏东风气流之后,使得偏东风与环境东北风辐合形成了杭州中尺度辐合线,随后在辐合线附近出现了剧烈的对流天气。同时,从衢州北部、东部等地的中尺度辐合线与回波、雨区分布也可以看到,中尺度辐合线基本与对流发生发展相对应,辐合线先于对流形成,对流落在中尺度辐合线附近区域。

为了进一步了解杭州辐合线成因,利用 2014 年 7 月 26 日萧山风廓线资料(图 7)对杭州地区上空风场演变进行分析。由于萧山地理位置与杭州非常接近(图 6c),因此其风廓线状态可以表征杭州附近上空的风场变化。在风场演变中,14:06—14:30,近地面风场有一个明显的转风过程,从 14:12 的西南风,经过偏南风、东南风的逆时针转动,到 14:30 转变成了偏东风。在随后的时间序列演变中可以看到,从地面到 800 m 左右的边界层内都有转风过程,这是一个由低往上、先近地面后边界层高层逐渐转变的过程。近地面的偏东风随时间逐渐增大,尤其是在 14:30 之后,偏东风明显加强并维持,这与图 6d、6e 和 6f 中地面流场的表现相一致。结合以上分析可以知道,宁波北部的杭州湾上空由于老雷暴的下沉气流到达地面形成出流,加大了地面的偏东风,导致杭州附近出现了转风过程,加强了与东北风的辐合,形成了中尺度辐合线,从而触发了杭州雷暴的发生发展。

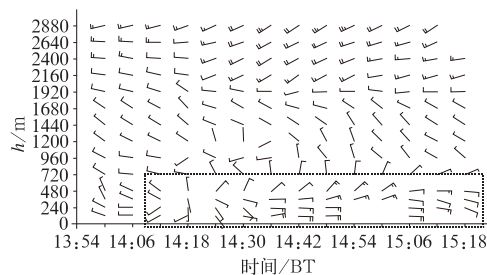


图 7 2014 年 7 月 26 日萧山风廓线
Fig. 7 Observed wind data, acquired by
a radar wind profiler in Xiaoshan
on 26 July 2014

5 结 论

2014 年 7 月 26 日发生在浙江的强对流天气过

程带来了短时暴雨、雷雨大风等灾害性天气,利用各种常规资料和非常规资料对其发生发展的成因和触发条件进行了初步分析,得到以下结论:

(1)此次过程发生在副高边缘,由于高空槽东移过程中带来了弱冷空气的渗透,并有大量不稳定能量积聚,形成了午后“上干冷、下暖湿”这样有利于强对流发生的不稳定层结条件和环境背景场。

(2)在有利的大尺度环境场和物理量场配合下,当低层 925 hPa 的中尺度辐合线和对流层中层 700 hPa 的垂直上升运动区相重合时,中尺度辐合线附近在未来 6 h 内产生了强对流,这对强对流的发生发展具有一定的预报指示意义。

(3)宁波中尺度辐合线是由偏南风 and 东北风辐合而成,同时受到沿海和喇叭口地形影响,该辐合线早就存在,之后触发了宁波地区的强对流天气。杭州中尺度辐合线是由于宁波雷暴的地面出流增强了偏东风气流,从而加强了偏东风与环境东北风的辐合,导致了杭州中尺度辐合线的形成,随后在辐合线附近出现了剧烈的对流天气。

参考文献

- 鲍旭炜,谈哲敏. 2010. 二维单体雷暴系统中对流单体生成和发展的新机制. 气象学报, 68(3): 296-308.
- 曹晓岗,张吉,王慧,等. 2009. “080825”上海大暴雨综合分析. 气象, 35(4): 51-58.
- 东高红,何群英,刘一玮,等. 2011. 海风锋在渤海西岸局地暴雨过程中的作用. 气象, 37(9): 1100-1107.
- 方翀,俞小鼎,朱文剑,等. 2015. 2013 年 3 月 20 日湖南和广东雷暴大风过程的特征分析. 气象, 41(11): 1305-1314.
- 黄永明,倪允琪. 2005. 长江中下游一次非典型梅雨锋中尺度暴雨过程的分析研究. 气象学报, 63(1): 100-114.
- 龚佃利,吴增茂,傅刚. 2005. 2001 年 8 月 23 日华北强风暴动力机制的数值研究. 气象学报, 63(4): 504-516.
- 李佰平,戴建华,张欣,等. 2016. 三类强对流天气临近预报的模糊检验与对比. 气象, 42(2): 129-143.
- 梁俊平,张一平. 2015. 2013 年 8 月河南三次西南气流型强对流天气分析. 气象, 41(11): 1328-1340.
- 刘健文,郭虎,李耀东,等. 2005. 天气分析预报物理计算基础. 北京: 气象出版社, 253.
- 陆汉成,杨国祥. 2000. 中尺度天气原理和预报. 北京: 气象出版社, 251-288.
- 卢焕珍,刘一玮,刘爱霞,等. 2012. 海风锋导致雷暴生成和加强规律研究. 气象, 38(9): 1078-1086.
- 茅懋,戴建华,李佰平,等. 2016. 不同类型强对流预报产品的目标对象检验与分析评价. 气象, 42(4): 389-397.
- 沈杭锋,翟国庆,朱补全,等. 2010. 浙江沿海中尺度辐合线对飑线发展影响的数值试验. 大气科学, 34(6): 1127-1140.
- 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. 气象, 38(2): 164-173.
- 唐健,代刊. 2014. 2014 年 7 月大气环流和天气分析. 气象, 40(10):

1286-1292.

- 王彦,于莉莉,李艳伟,等. 2011. 边界层辐合线对强对流系统形成和发展的作用. 应用气象学报, 22(6): 724-731.
- 魏东,孙继松,雷蕾,等. 2011a. 三种探空资料在各类强对流天气中的应用对比分析. 气象, 37(4): 412-422.
- 魏东,孙继松,雷蕾,等. 2011b. 用微波辐射计和风廓线资料构建探空资料的定量应用可靠性分析. 气象与环境研究, 6(6): 697-706.
- 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. 气象, 40(4): 400-411.
- 徐亚钦,翟国庆,黄旋旋,等. 2011. 基于雷达和自动站资料研究风暴演变规律. 大气科学, 35(1): 134-146.
- 姚建群,戴建华,姚祖庆. 2005. 一次强飑线的成因及维持和加强机制分析. 应用气象学报, 16(6): 746-754.
- 翟国庆,俞樟孝. 1992. 强对流天气发生前期地面风场特征. 大气科学, 16(5): 522-529.
- 张文龙,崔晓鹏,黄荣. 2014. 复杂地形下北京雷暴新生地点变化的加密观测研究. 大气科学, 38(5): 825-837.
- 赵金霞,徐灵芝,卢焕珍,等. 2012. 盛夏渤海湾大气边界层辐合线触发对流风暴对比分析. 气象, 38(3): 336-343.
- 郑永光,张小玲,周庆亮,等. 2010. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战. 气象, 36(7): 33-42.
- 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. 气象, 37(7): 795-801.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2000. 天气学原理与方法(第三版). 北京: 气象出版社.
- Fovell R G, Ogura Y. 1988. Numerical simulation of a midlatitude squall line in two-dimensions. J Atmos Sci, 45(24): 3846-3879.
- Fovell R G, Tan P H. 1998. The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration. Mon Wea Rev, 126(3): 551-557.
- Lin Y L, Deal R L, Kulie M S. 1998. Mechanisms of cell regeneration, development and propagation within a two-dimensional multicell storm. J Atmos Sci, 55(10): 1867-1886.
- Ogura Y, Chen Y L. 1977. A life history of an intense mesoscale convective storm in Oklahoma. J Atmos Sci, 34(9): 1458-1476.
- Purdum J F W, Marcus K. 1982. Thunderstorm trigger mechanisms over the southeast U. S. Preprints, 12th Conf on Severe Local Storms, San Antonio, Amer Meteor, 487-488.
- Weckwerth T M, Parsons D B. 2006. A review of convection initiation and motivation for IHOP_2002. Mon Wea Rev, 134(1): 5-21.
- Weckwerth T M, Wakimoto R M. 1992. The initiation and organization of convective cells atop a cold-air outflow boundary. Mon Wea Rev, 120(10): 2169-2187.
- Wilson J W, Mueller C K. 1993. Nowcast of thunderstorm initiation and evolution. Wea Forecasting, 8(1): 113-131.
- Wilson J W, Robert S R, Mueller C. 2004. Sydney 2000 Forecast Demonstration Project: Convective storm nowcasting. Wea Forecasting, 19(1): 131-150.
- William P, Mahoney III. 1988. Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows. Mon Wea Rev, 116(7): 1474-1491.