

吴海英,郑媛媛,蒋义芳,等. 2015. 青奥开幕式期间南京地区浅层对流成因及逆向移动特征分析. 气象, 41(12):1456-1465.

青奥开幕式期间南京地区浅层对流成因 及逆向移动特征分析^{* 1}

吴海英^{1,2} 郑媛媛^{2,3} 蒋义芳¹ 王卫芳¹ 王伟丽¹

1 江苏省气象台,南京 210008
2 中国气象局交通气象重点开放实验室,南京 210008
3 江苏省气象科学研究所,南京 210008

提 要: 利用常规观测资料、加密自动站资料、多普勒雷达资料及 NCEP 1°×1°再分析资料,针对第二届青年奥运会开幕式期间形成发展于对流层低层偏东气流中的对流引发南京局地短时强降水天气进行了分析,探讨了低层偏东气流中浅层弱对流的形成机制、降水期间伴随在降水云系中逆向移动的两类对流单体的雷达特征和移动原因。结果表明,降水期间,南京上空对流层低层维持偏东风,中层以上则为西南风,两者之间的过渡区对应一千层,该干层由对流层中层的一支偏北气流携至的干空气形成,叠置于对流层低层较浅薄偏东暖湿气流之上,促进了对流层中低层对流不稳定层结的发展。地面风场扰动形成的局地辐合及地面非锋性斜压带激发了对流层低层偏东气流中对流的形成。镶嵌于降水回波中逆向移动的两类对流单体结构差异明显,两类对流单体质心高度、垂直伸展厚度与所在高度层中所盛行的背景风场决定了对流单体的传播与移动。

关键词: 偏东气流, 浅层对流, 逆向移动, 干层, 对流单体

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.12.003

Causes of Shallow Layer Convection and Characteristics of Its Reverse Move in Nanjing During Opening Ceremony of Youth Olympic Games

WU Haiying^{1,2} ZHENG Yuanyuan^{2,3} JIANG Yifang¹ WANG Weifang¹ WANG Weili¹

1 Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing 210008
2 Key Laboratory of Transportation Meteorology, CMA, Nanjing 210008
3 Jiangsu Institute of Meteorological Sciences, Nanjing 210008

Abstract: Based on the conventional observation data, automatic station data, Doppler radar data and NCEP 1°×1° reanalysis data, the convection cells that formed and developed in the lower troposphere in the easterly airflow are analyzed and the local short-term severe precipitation in Nanjing during YOG (Youth Olympic Games) opening ceremony caused by the convection cells is also studied. Moreover, the formation mechanism of the convection in the shallow layer of the easterly airflow, the radar characteristics and the reasons of the convection cells reversely moving in the precipitation cloud system during the rainfall are discussed. The results show that the lower troposphere over Nanjing blows easterly wind while the middle-above layer is dominated by the southwesterly wind. The transition zone between them corresponds to a dry layer which was formed by dry air carried by a northerly air in the middle troposphere. The overlapping of the dry layer on the shallow easterly warm airflow promotes the development of the convective

^{*} 江苏省科技支撑计划(BE2013730)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306008)共同资助
2014 年 12 月 31 日收稿; 2015 年 9 月 7 日收修定稿
第一作者: 吴海英, 主要从事灾害性天气预报技术研究. Email: 951129833@qq.com
通信作者: 郑媛媛, 主要从事灾害性天气短临预报技术研究. Email: 676408161@qq.com

unstable stratification in the mid and low troposphere. Local convergence by the surface wind disturbance and surface non-frontogenesis baroclinic zone inspires the formation of the convection in the easterly airflow. The structures of the two kinds of reversely propagating convective cells in the precipitation echo have obvious differences. The barycenter height, vertical extension thickness and the prevailing background wind in the layer determine the propagation and movement of the convective cells.

Key words: easterly airflow, convection in shallow layer, reverse movement, dry layer, convective cell

引 言

2014 年 8 月 16—28 日第二届青年奥林匹克运动会(以下简称青奥会)在南京成功举办,国际奥委会主席巴赫评价称“完美无缺”,这其中也包含对青奥气象保障服务的认可。8 月正值盛夏,南京常处于副热带高压(以下简称副高)控制下,多晴热高温天气,2014 年 8 月却一反往常,副高较强,但主体位置偏东,冷暖气流较长时间交汇于长江中下游地区,在此背景下,南京地区出现持续阴雨,青奥会短短 13 d 内,南京降水日数达到 9 d,并间或伴有对流天气的发生,尽管气象部门提供了准确的精细化预报和及时的气象保障服务使青奥会赛事活动顺利开展,但频繁的降水天气还是对青奥会部分赛事和活动造成了一定的影响,特别是开幕式期间出现的伴随弱对流的降水天气,为当时气象服务带来极大困扰,有必要对此进行总结和分析。8 月 16 日青奥会开幕式当天,受东移短波槽和低层偏东气流影响,南京地区下午开始出现降水,开幕式主会场奥体中心站活动期间累积降水为 2.2 mm,但降水期间不断有小尺度的对流单体形成,与奥体中心仅一江之隔的浦口开幕式前 2~3 h 降水量达 22 mm。且令人疑惑的是,这些尺度较小的对流单体大多逆东移的降水回波迅速向西移动。

对于此类在对流层中低层偏东气流中形成的降水或对流,偏东气流在其中扮演了重要角色(何群英等,2009;东高红等,2013;何斌等,2015;孙建华等,2015)。早在 20 世纪 70—80 年代,针对形成于对流层中低层副高南侧的自东向西移动的东风波及其产生的强降水天气方面开展了诸多研究工作(包澄澜,1974;梁必骐,1985;叶复声等,1988)。对流层低层偏东风扰动造成的突发性暴雨天气常发生在 7—9 月,这类暴雨具有明显的局地性特征(滕卫平等,1995)。副高南侧深厚的热带东风带中生成的中尺度对流系统在高低空东风扰动相互作用下维持、发

展并引发暴雨(卢家麟等,1991),深厚的东风波会诱发低涡,在有利的地形条件下也将导致特大暴雨天气(夏秋萍等,2011)。东风波与西风带系统共同作用为舟曲暴雨的发展提供了有利的动力条件(赵玉春等,2010)。张文龙等(2013)对比分析了北京地区两次局地暴雨天气过程低层偏东风结构演变,揭示了浅薄和深厚偏东风的形成机制及其对局地暴雨形成和维持的作用差异。郑峰等(2008)利用螺旋度诊断分析了东风波诱生低涡并引发暴雨天气过程。吴贤笃等(2013)讨论了位涡波作用密度等动力因子对东风波暴雨的预报指示性。

上述研究丰富了我们对于低层偏东气流促进强降水或中尺度对流系统的认识,提高了中低层偏东气流的预报关注度,但由于观测资料所限,相关工作仍需要进一步深入。且研究大多集中在与强盛的偏东急流中伴随的东风扰动相联系的强降水天气上,而对未形成急流的偏东风背景下的降水或对流产生原因涉及较少。青奥会开幕式期间低层偏东气流中产生的浅层弱对流天气并未造成灾害,却不失为特定情况下的高影响天气,本文将着重分析对流层低层偏东气流中的弱对流的形成及移动或传播机制。

文中分析涉及资料包括:苏皖两省地面自动站资料、南京站多普勒雷达资料、TBB 资料以及 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 NCEP 再分析资料。

1 天气过程概述

1.1 天气实况

2014 年 8 月 16 日,江苏淮河以南地区出现了一次降水天气,从 16—17 日 08 时 24 h 累积雨量(图 1a)来看,降水分布不均匀,淮河以南普降中雨,局部大雨,最大降水出现在南京浦口,降水量为 37 mm。图 1b 和 1c 分别为 16 日浦口站和南京奥体中心站逐时雨量演变,奥体中心站自 19 时开始降水,但强度较弱,基本在 $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下,降水连绵至

17 日 07 时,开幕式期间 20—22 时累积雨量为 2.2 mm;反观位于奥体中心站西侧与其一江之隔的浦口站降水出现时间略早,15 时前后降水开始,降水期间大部分时段雨强较弱,值得注意的是 16—17 时,浦口雨强却明显发展,出现了雨强达 $22\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的短时强降水,之后又迅速回落。由于此段短时

强降水发生在开幕式前期,且距开幕式主会场所在地奥体中心仅 10 km,引起预报员高度警惕,但造成浦口短时强降水的小尺度对流单体并未随主体降水回波东移而是向西移动逐渐远离奥体中心站,它的移动是什么原因导致的? 本文将以此为线索展开分析和讨论。

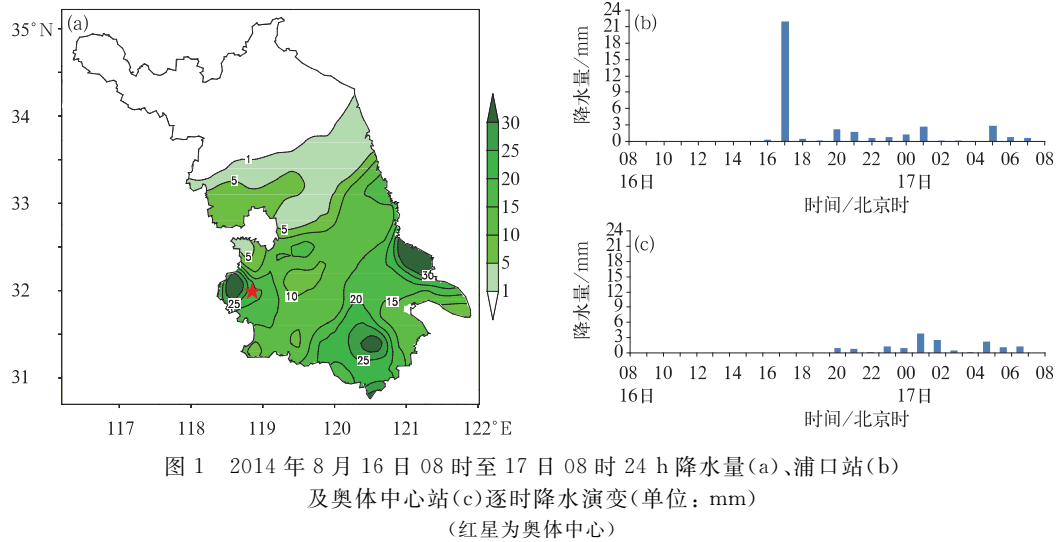


图 1 2014 年 8 月 16 日 08 时至 17 日 08 时 24 h 降水量(a)、浦口站(b)及奥体中心站(c)逐时降水演变(单位: mm)
(红星为奥体中心)

Fig. 1 24 h accumulated rainfall from 08:00 BT 16 to 08:00 BT 17 August 2014 (a), hourly rainfall at Pukou Sstation (b) and Olympic Sports Center Station (c) (unit: mm) (Red star denotes Olympic Sports Center)

1.2 环流形势

8 月 16 日 08 时,500 hPa 上(图 2a),亚洲中高纬呈两槽一脊型,贝加尔湖附近为一高压脊,其两侧为低涡(槽),分别位于巴尔喀什湖和我国东北地区。中纬度 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 环流较为平直,河套附近有一短波槽逐渐东移,江苏处于短波槽前的西南偏西气流

中,副高较强,主体偏东, 120°E 脊线约位于 20°N 附近,我国南海至孟加拉湾一带为高压区,不利于暖湿气流向江淮地区输送。对流层低层 850 hPa 上(图 2b),江苏南部处于一反气旋环流底部的偏东气流之中,偏东风与其南侧的西南风在 30°N 附近形成一东西向切变线,南京位于切变线北侧的偏东风场中,随着短波槽的东移,暖湿气流略增强。20 时

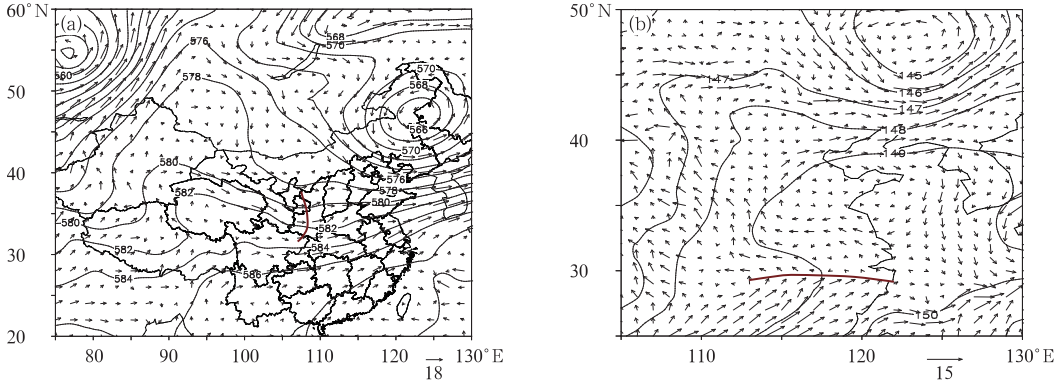


图 2 2014 年 8 月 16 日 08 时 500 hPa(a)及 850 hPa(b)高度与风场(单位: dagpm)
Fig. 2 The 500 hPa (a) and the 850 hPa (b) height (unit: dagpm) and wind field at 08:00 BT 16 August 2014

(图略),700 hPa 上,安徽中部形成一低涡,但其周围风场较弱,低涡前部的暖切变线东伸至江苏江淮之间,850 hPa 切变线维持少动,其北侧的偏东气流则较之前有所发展,随后该切变线逐渐北抬。随着降水系统的移近,江苏南部的降水自 16 日下午开始并逐渐发展。

2 云顶亮温(TBB)演变特征

云顶高度表征云垂直伸展厚度,是云体内上升运动强弱的反映。深厚对流系统因存在强烈的上升运动而使云体发展旺盛,云顶伸展较高,云顶亮温(TBB)值低,因此云顶亮温(TBB)常被用来表征对流活动的强度。Maddox(1980)认为 $TBB>-32^{\circ}\text{C}$ 意味着非对流云或很弱的对流, TBB 达到 -32°C 表示积云降水的开始, $TBB\leq-52^{\circ}\text{C}$ 可表征深对流活动。此节将通过 16 日降水云系发展过程中云顶亮

温的演变特征,了解降水期间对流活跃与否。16 日 08 时(图 3a),江苏上空为低云所覆盖(图略),云顶较低,此时与弱降水区相对应,苏皖沿淮地区有一条值小于 -15°C 的较窄 TBB 低值带,云顶伸展较高处, TBB 也仅为 -25°C ,对流活动非常弱,基本表现为层状云特征。随着 500 hPa 短波槽东移,14 时(图 3b),江苏南部云系逐渐增多,位于沿淮附近的云带变宽, TBB 值 $<-25^{\circ}\text{C}$ 的云区范围增大,云顶出现波动,江淮南部苏皖交界处出现了 $TBB<-45^{\circ}\text{C}$ 的低值中心,但中心值未达到 -52°C ,意味着降水云系中开始有弱对流发展。之后(图 3c 和 3d),江苏上游云区范围进一步扩大,分散的降水云系间逐渐合并,降水云结构开始密实,这期间云顶亮温分布较均匀, TBB 值虽略有增减,但基本在 $-40\sim-15^{\circ}\text{C}$ 范围内变化,江苏南部降水区范围增大,但降水期间并未伴有明显的深对流活动。降水发展演

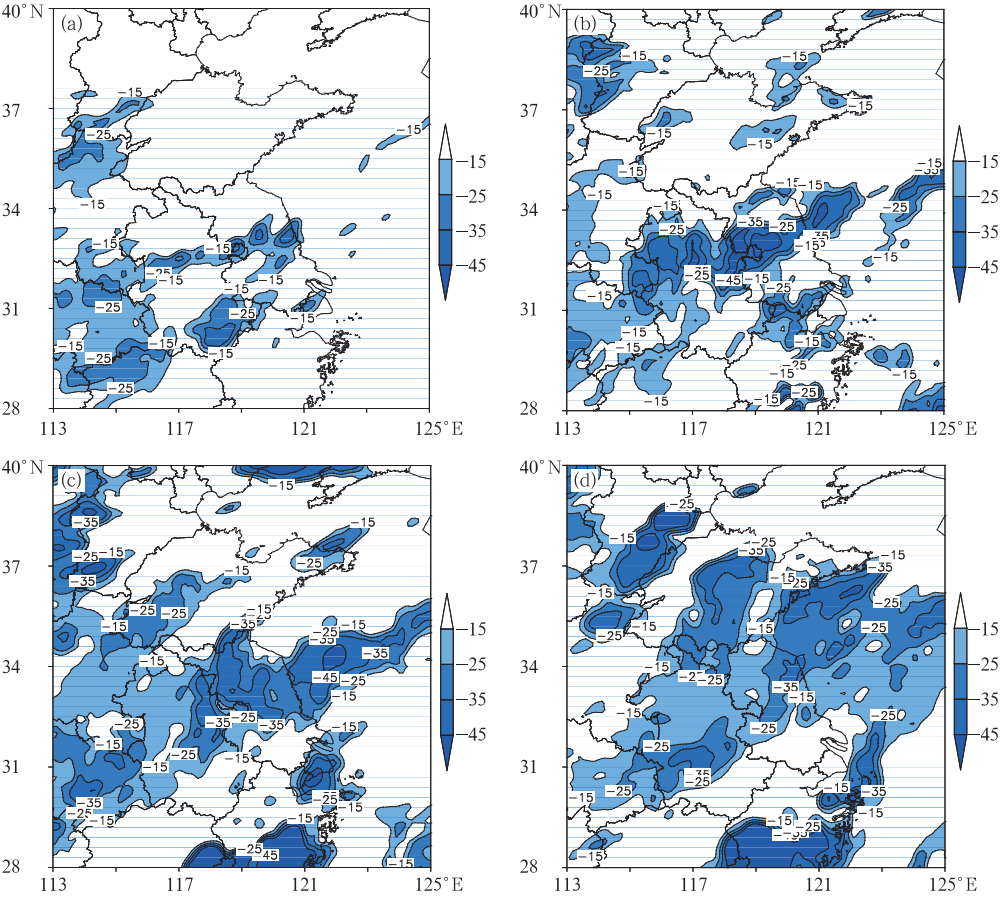


图 3 2014 年 8 月 16 日 08—20 时云顶亮温 TBB 演变(单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 08 时, (b) 14 时, (c) 17 时, (d) 20 时

Fig. 3 TBB variation (unit: $^{\circ}\text{C}$) at (a) 08:00 BT, (b) 14:00 BT, (c) 17:00 BT, (d) 20:00 BT 16 August 2014

变过程中,TBB 所表现出的特征与较为稳定的层积云特征更接近,较低的云顶使由云顶辐射冷却所引起的云层不稳定弱,因此,降水期间对流活动较弱,未出现雷电天气。

3 雷达回波特征分析

3.1 镶嵌于降水带中的对流单体的发展与传播

从 8 月 16 日雷达回波的演变特征可以清楚地了解这次降水期间伴有的弱对流形成和发展过程。16 日 04—05 时,处于短波槽前的江淮北部地区逐渐形成一条近东西向的弱降水回波带,之后缓慢发展,带状结构逐渐清晰,回波带中心强度约 40 dBz

(图 4a),回波带上不断有弱对流单体形成并沿回波带向东移动和传播,回波带稳定维持在江淮北部,给这一地区带来小雨天气。午后开始,随着 500 hPa 上短波槽移近,南京上空西南风有所增强,14 时加密探空资料显示,南京站 500 hPa 的西南风速由 08 时的 $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增至 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 5f),安徽南部有较弱的、零散的降水回波开始影响南京南部,维持在江淮北部的回波带逐渐发展,回波带西南侧不断有新的回波生成,并逐渐与自安徽南部向东北方向移动的回波相合并,使整条回波带变宽,结构逐渐密实。值得关注的是,14:26 (图略),回波带南侧有一尺度较小的对流单体生成,发展迅速,15:03 (图 4b),该对流单体中心强度增强至 58 dBz,快速西移,16:00 移至浦口境内,造成短时强降水天气。

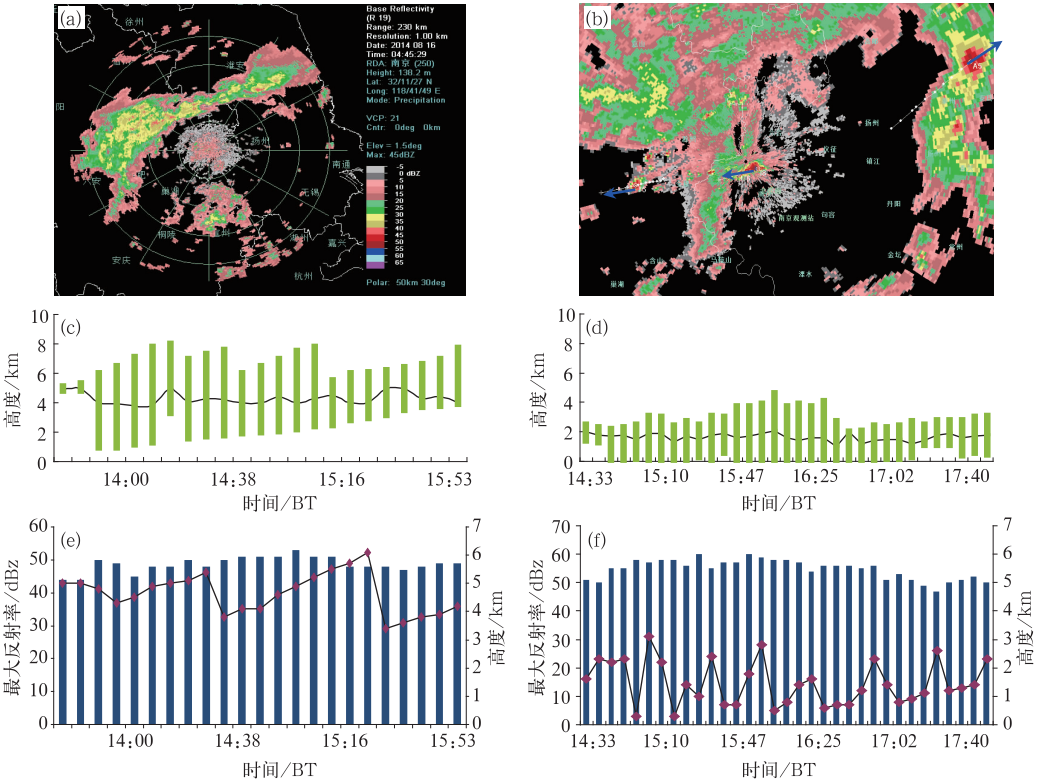


图 4 2014 年 8 月多普勒雷达基本反射率(a,b;1.5°仰角),风暴单体底高顶高(柱状)与质心高度(曲线)(c,d)及风暴单体最大反射率(柱状)及其高度(折线)(e,f)
(a) 16 日 12:45 BT, (b) 16 日 15:03 BT, (c) 东移风暴单体 A5, (d) 西移风暴单体 I8, (e) 东移风暴单体 A5, (f) 西移风暴单体 I8

Fig. 4 Doppler radar base reflectivity (a, b; angle of elevation 1.5°), bottom and top height of storm cell (column) and mass center height (curve line) (c, d), maximum reflectivity (column) and height (broken line) (e, f)
(a) 12:45 BT August 16, (b) 15:03 BT August 16, (c) eastward moving storm cell A5, (d) westward moving storm cell I8, (e) eastward moving storm cell A5, (f) westward moving storm cell I8

此外,安徽全椒西侧也开始有孤立的对流单体生成发展并西移。此时位于江淮之间的降水回波带中也伴有对流单体活动,但与之有明显区别的是,镶嵌在其中的对流单体却是沿带向东北方向移动的,从雷达识别出的风暴单体及风暴追踪产品(图 4b)可以看出降水期间所伴随的两类对流单体存在逆向移动或传播特征。之后,随着降水回波发展,范围逐渐扩大,可以发现,整片降水回波区中伴随的若干对流单体分别向东或向西不同方向移动,西移单体回波强度更强。同样天气背景下发生的对流单体为何逆向移动?以下将着重分析逆向移动的两类对流单体的特征。

3.2 逆向传播的两类对流单体回波特征

借助雷达识别出的风暴属性特征来了解这两类对流单体结构特征的差异。13:54 左右,在仪征附近,雷达识别出东移风暴 A5,从风暴单体顶高、底高及质心演变趋势可以看出(图 4c),该对流单体起源于对流层中层 5 km,并逐渐向上下伸展,初始回波强度 43 dBz(图 4e),风暴 A5 在东移过程中逐渐发展,最强回波强度达 53 dBz,风暴单体 A5 延续至 16:00 后减弱消散,在约 2 h 的生命史中,该风暴单体的最大回波强度在 43~53 dBz 之间变化,风暴顶均伸展至 5 km 以上,发展强盛时,顶高达 7.8 km,风暴单体 A5 的底高随时间呈现出逐渐增高的趋势,这可能与对流单体 A5 逐渐远离雷达而导致波束高度增加所导致。A5 形成发展过程中,风暴的质心高度维持在 4~5 km 高度,最大反射率因子核心高度在风暴单体发展阶段略高于质心高度,减弱阶段则低于单体质心高度,在 3.4~6 km 之间变化。反观导致浦口短时强降水的西移风暴单体的发展演变过程:14:26(图略),南京燕子矶北侧的沿江地区开始有尺度较小的对流单体生成,西移过程中迅速发展,14:45,该单体被雷达识别为风暴单体并编号为 I8,图 4d 显示了风暴单体 I8 生成发展期间其回波特征变化,I8 最初形成于 2 km 附近,之后逐渐向下延展,在其长达 3 个多小时的生命史中,其单体顶高基本在 4 km 以下,仅 2 个体扫超过 4 km,单体质心高度维持在 1~2 km,从对流单体的垂直伸展厚度来看,在其生命史的大多时段为 2~3 km,意味着 I8 为仅活跃于对流层低层的浅层对流。图 4f 显示,I8 反射率因子核心明显强于风暴单体 A5,最强达 60 dBz,且整个生命史期间反射率因子核心强度均

超过 50 dBz,尽管如此,其反射率因子核心所在的高度却远远低于东移风暴单体 A5,高度在 0.5~2.8 km 之间变化。反射率因子的大小主要取决于云中凝结物的含量和尺寸(俞小鼎等,2006),即使是仅活跃于对流层低层的浅层对流,若低层水汽充沛并抬升凝结,同样能够产生与 I8 结构相似的强反射率因子的低质心对流单体。

上述分析可见,东移对流单体 A5 发展演变过程中,其主体基本位于对流层中层,西移对流单体 I8 则始终活跃于对流层低层。如结合降水期间风场垂直结构不难理解两类对流单体逆向移动的原因:在两类对流单体生命史中,对流层中高层以西南风为主,而低层则维持偏东风,因此对流单体质心高度、垂直伸展厚度及所在的高度区间所盛行的背景风场决定了该单体的移动。

4 风场结构及对应的温湿特征演变

图 5a~5d 是 8 月 16—17 日降水形成发展期间南京地区的多普勒雷达产品 VWP 风廓线资料。可以看到,16 日 08:22(图 5a),南京上空风场被一干层分隔为两部分:对流层低层 2 km 以下为偏东气流,风速约为 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,5 km 以上盛行西南风,两者之间 2~5.2 km 为明显干层,雷达 VWP 风场无法反演得到对应风场,被标识为“ND”,结合南京站 $T-\ln p$ 资料(图 5e)可知,这一干层形成于较弱的西北风场中。之后(图 5b),高层的西南风增强并逐渐向下伸展,对流层低层的偏东风则向上延展使偏东风层次增厚,700 hPa 附近风向由之前的西北风逐渐转变为东北风,东西风过渡层位于 3.7 km 附近,该层内风随高度迅速顺转由偏东风转至西南风。在上下层风场依次演变过程中,位于对流层中低层 2~5.8 km 的干层渐变薄,南京站 14 时加密探空显示的温湿结构表明(图 5f),南京附近对流层中层 3~5 km 为干层,干层上下均为近乎饱和的湿层,且较 08 时,南京站的不稳定能量有一定蓄积,CAPE 值为 $1205\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,但此时,南京站 K 指数仅为 12°C ,远未达到这一季节出现雷暴平均统计指标 33°C ,与中层存在干层有关。对流层低层的偏东风进一步发展加强,16 时前后(图 5c)在 2.5~3.5 km 形成一东北风层,该东北风层与位于对流层中层的干层相对应,并叠置在低层近乎饱和的湿层之上,有利于对流不稳定层结的构建。随着短波槽继

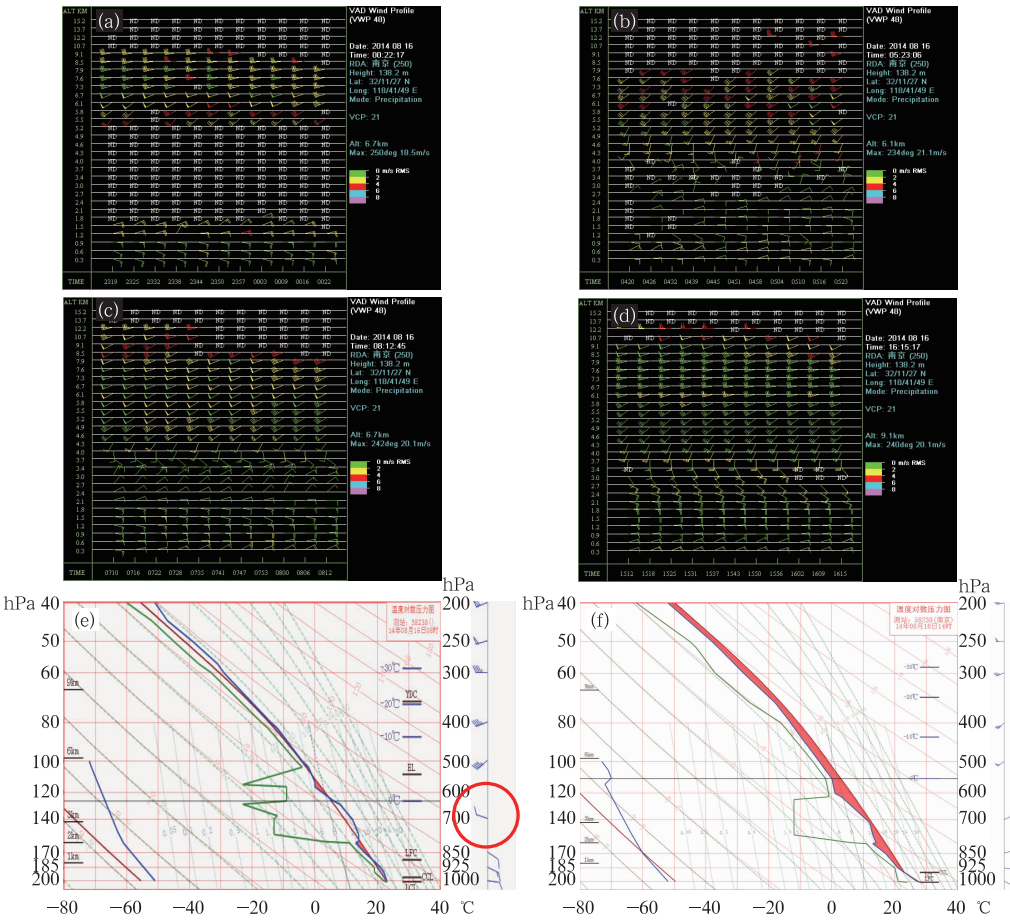


图 5 2014 年 8 月 16—17 日南京站多普勒雷达 VWP 风廓线(a,b,c,d)、 $T\text{-}lnp$ 图(e,f)
(a) 16 日 08:22 BT, (b) 16 日 13:23 BT, (c) 16 日 16:12 BT, (d) 17 日 00:15 BT,
(e) 16 日 08:00 BT, (f) 16 日 14:00 BT

Fig. 5 Doppler radar VWP wind profile (a–d) and $T\text{-}lnp$ picture (e,f)
at Nanjing Station in 16–17 August 2014

(a) 08:22 BT August 16, (b) 13:23 BT August 16, (c) 16:12 BT August 16,
(d) 00:15 BT August 17, (e) 08:00 BT August 16, (f) 14:00 BT August 16

续东移,西南风发展,700 hPa 上,安徽南部形成一低涡,该层上南京逐渐转受低涡前部暖湿的东南风影响(图 5d),降水逐渐发展。

综上,整个降水期间,南京上空对流层中高层处于短波槽前的西南风场中,而低层则维持偏东风,两者之间的过渡区对应一明显干层,由此形成上下湿、中间干的湿度垂直分布,随着偏东风增强且层次逐渐增厚,同时中高层的西南风略向下扩展,存在于对流层中层的干层逐渐浅薄,降水开始发展。降水发展过程中,位于对流层中层的干层逐渐变薄,但始终存在,并叠置于低层较暖湿的偏东气流之上,有利于对流不稳定层结在对流层中低层的构建和发展。

5 对流层中低层对流不稳定层结的形成

存在于对流层中层的干层对此次降水过程中弱对流的发展至关重要,那么这一干层是如何形成的?从沿 119°E 制作的比湿垂直剖面图中(图 6a)可以看出,16 日 08 时,降水区边界层内水汽较丰富,850 hPa 及以下的比湿超过 $10\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,南京附近近地面比湿达到 $14\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,比湿随高度逐渐减小,而在同一高度上比湿则呈现自南向北递减特征。值得注意的是,700 hPa 上,南京附近有一源自对流

层中层自北向南伸展而至的比湿小于 $4\text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的干舌。14 时(图略),比湿分布结构并无明显变化,对流层中层的干舌依然维持,与 14 时加密探空图中的 700 hPa 的干区相对应(图 5f)。从纬向风与经向风垂直剖面图(图 6c 和 6d)可以发现,14 时,南京地区低层(800 hPa 以下)为较浅薄东南风,风速为 $3 \sim 6\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,其上方为偏西风,700 hPa 附近为东西风过渡区,风场较弱;经向风垂直剖面则显示此时南京上空几乎为整层偏南风,但 $800 \sim 700\text{ hPa}$ 有一支较弱的北风区,这支偏北风的位置与走向恰与比湿场中的干舌相对应,这意味着这支偏北气流引导干空气南下,在南京上空形成了一干层。 θ_{se} 垂直剖面(图 6b)显示南京地区低层偏东气流区恰与 θ_{se} 相对高值区相对应,近地面 θ_{se} 最大值超过 344 K ,之上则逐渐减小, $\theta_{\text{se}} > 336\text{ K}$ 的相对高能区仅伸展至 800 hPa,而在 $800 \sim 700\text{ hPa}$ 出现了一值为 328 K 的 θ_{se} 低值中心,该低值中心处于经向风场中偏北气流形成的 θ_{se} 低值区中,而弱的偏北风区上覆盖相对暖湿的西

南气流,故与之相对应, θ_{se} 又开始随高度增大,转为相对稳定的层结。这支偏北风携干空气侵入促进了对流不稳定层结的发展,但从图 6d 也可以看出,南京上空 700 hPa 附近弱偏北气流较浅薄,其上又转为相对暖湿的西南气流,故仅在对流层中低层构建了对流不稳定层结(图 6b),而从此时南京附近的散度垂直分布(图略)来看,低层辐合区仅位于 800 hPa 以下,其上则依次为辐散、辐合、辐散相间的分布,且无论辐合还是辐散强度均较弱,并不利于深对流发展,因此影响了起源于对流层低层偏东气流中的对流发展的强度和深度。

以上分析可见,降水发生发展过程中,对流层低层维持的偏东风具有暖湿气流属性,但偏东风未达到急流强度,对水汽和能量的持续输送能力有限,故未导致区域性强降水天气,而对流层中层偏北气流带来的干空气叠置于低层偏东暖湿气流之上,在对流层中低层构建并促进了不稳定层结的发展,有利于对流层低层水汽较为丰富的偏东气流中局地对流

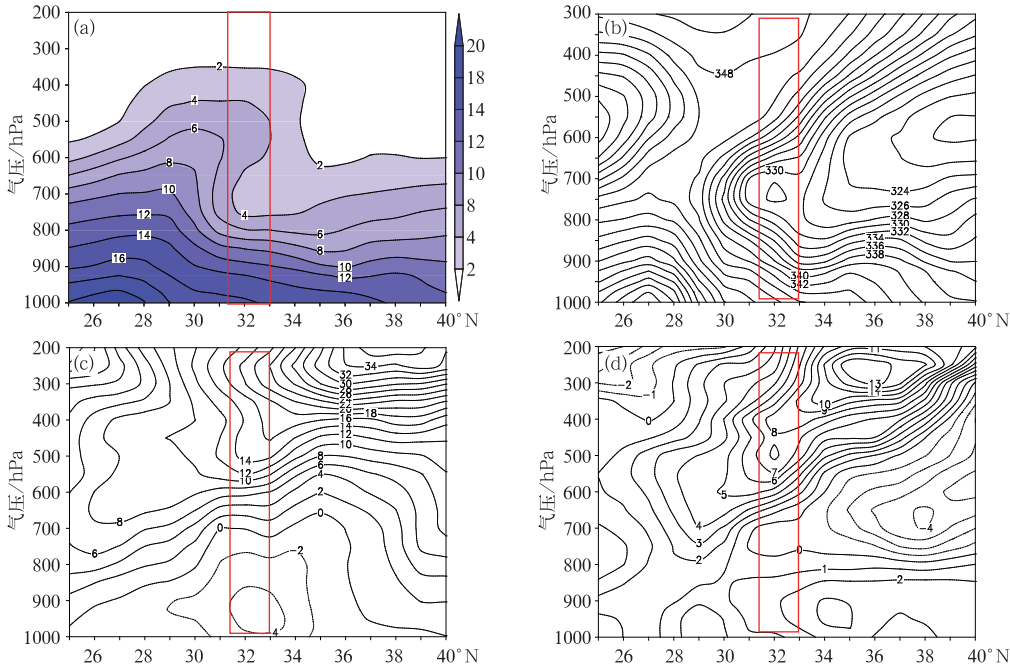


图 6 沿 119°E 各要素垂直剖面
(红色方框表示南京附近)

(a) 16 日 08 时比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), (b) 16 日 14 时假相当位温(单位: K),
(c) 16 日 14 时纬向风(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (d) 16 日 14 时经向风(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 Vertical cross section of kinds of physical variables along 119°E

(Red boxes denote Nanjing)

(a) specific humidity at 08:00 BT August 16 (unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), (b) potential pseudo-equivalent temperature at 14:00 BT August 16 (unit: K), (c) zonal wind at 14:00 BT August 16 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
(d) meridional wind at 14:00 BT August 16 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

的发展与活跃。

6 对流层低层对流的触发机制分析

从降水回波的演变可知,降水期间对流层低层偏东气流中活跃着若干风暴结构与 I8 相似的低质心西移对流单体,那么这些对流是如何被激发出来的?以在浦口产生短时强降水的对流单体 I8 为例分析这些对流的触发机制。这类对流单体起源高度较低,与之相关的触发系统往往存在于边界层内,分析对流生成前后地面风场的演变。对流发生前,地面上,江苏基本处于东到东南风场中,14 时(图 7a),江淮之间降水逐渐明显,受降水影响,与雨带相对应出现一条相对的低温带,雨区内的地面风场开始出现扰动,由雨区向外扩散,偏东风分为两支:一支转为东南风,另一支转为东北风向南流动。这支来自雨区的东北风较湿冷,与来自 30°N 以南的偏东或

东南暖湿气流在南京北部相汇合,在浦口附近形成一较清楚的风场辐合区,有利于局地对流的形成。此外,值得关注的是这一低温区与其南侧相对暖的区域之间形成较明显的温度梯度带,0.5 个纬距内温度梯度约为 4℃(图 7a),类似于 Sanders(1999)提出的非锋性斜压带,而南京恰位于该斜压带附近,这里往往有利于锋生并激发局地次级环流(马文彦等, 2010)。从上述降水回波的分析可知,对流单体 I8 很快形成于辐合区附近,且发展迅速。从 16 时的降水分布可以看出(图 7d),降水分布极不均匀,对流单体 I8 在浦口附近产生一强的小尺度雨团,其周围降水强度则较弱,对流降水使降水中心附近近地面空气冷却,形成一范围较小的温度低值中心(图 7b),由强降水拖曳形成的下沉气流在地面附近发散,与偏东气流形成新的辐合区(图 7b),可能触发新的对流,使对流层低层偏东气流中不断有小尺度的对流单体形成和发展,此时地面散度场上可以

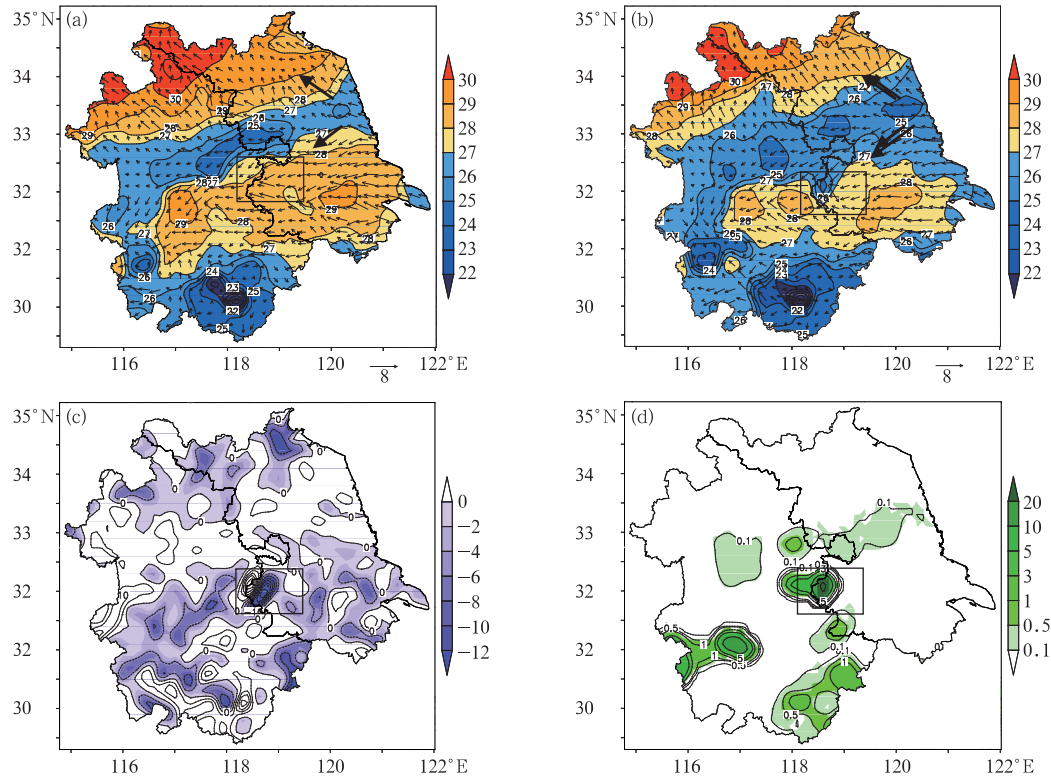


图 7 地面风场与温度场(a, b),地面散度(c)(单位: 10^{-5} s^{-1})和 1 h 降水(d)
(方框标注短时强降水区)

(a) 14 时, (b) 16 时, (c) 16 时, (d) 16—17 时降水

Fig. 7 Surface wind and temperature field (a, b), surface divergence (c, unit: 10^{-5} s^{-1}), and 1 h rainfall (d, unit: mm)

(Boxes denote precipitation center)

(a) 14:00 BT, (b) 16:00 BT, (c) 16:00 BT, and (d) 16:00—17:00 BT August 16 2014

看出(图7c), I8附近出现一紧邻的小尺度辐合辐散中心,这可能与导致强降雨团对流单体 I8内部的上升和下沉气流相对应,有利于其进一步维持。可见,对流层低层偏东气流中低质心对流单体的形成和发展与地面偏东风场扰动导致的局地风场辐合及地面非锋性斜压带对局地次级环流的激发有关。

7 结论与讨论

对南京青奥会开幕式期间短波槽东移和低层偏东气流背景下出现的伴随弱对流的降水天气进行分析,结论与讨论如下:

(1) 降水期间,南京上空对流层中高层处于短波槽前的西南风场中,而低层则维持偏东风,两者之间的过渡区对应一明显干层,由此形成上下湿中间干的湿度垂直分布,随着偏东风增强且逐渐增厚,同时中高层的西南风略向下扩展,存在于对流层中层的干层逐渐浅薄,降水开始发展。

(2) 降水发生发展过程中,对流层低层维持的偏东风具有暖湿气流属性,而对流层中层由偏北气流带来的干空气叠置于低层暖湿气流之上,在对流层中低层构建了对流不稳定层结,有利于对流层低层水汽较为丰富的偏东气流中局地对流的发展与活跃。

(3) 降水期间,镶嵌在降水回波中的逆向移动的两类对流单体结构差异明显,东移对流单体起源于对流层中层,在其发展过程中其风暴质心高度与最大反射率核心高度维持在对流层中层,而西移风暴单体主体始终处于对流层低层,其质心高度较低,是仅活跃于对流层低层的浅层对流。两类对流单体质心高度、垂直伸展厚度及所在高度层内所盛行的背景风场导致两类对流单体逆向移动。

(4) 活跃于对流层低层偏东气流中的浅层对流单体的形成和发展与地面偏东风场扰动导致的局地

风场辐合及地面斜压带对局地次级环流的激发有关。

参考文献

- 包澄澍. 1974. 影响长江中下游的东风波个例分析. 南京大学学报(自然科学版), 10(2): 75-88.
- 东高红, 韩素芹, 刘一玮, 等. 2013. 一次大暴雨过程中尺度涡旋系统特征分析. 暴雨灾害, 32(2): 97-104.
- 何斌, 范晓红, 盛文斌, 等. 2015. “2013. 7. 21”杭州湾北岸短时大暴雨的中尺度分析. 气象, 41(7): 842-851.
- 何群英, 东高红, 贾慧珍, 等. 2009. 天津一次突发性局地大暴雨中尺度分析. 气象, 35(7): 16-22.
- 梁必骐. 1985. 南海热带环流系统的若干研究. 气象, 11(6): 1-6.
- 卢家麟, 滕卫平, 斯公望. 1991. 一次热带云团引起的浙东特大暴雨过程分析. 应用气象学报, 2(2): 147-155.
- 马文彦, 冯新, 杨美蓉. 2010. 地面资料在侦测暴雨天气过程中的应用. 气象, 36(1): 41-48.
- 孙建华, 李娟, 沈新勇, 等. 2015. 2013年7月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征. 气象, 41(5): 533-543.
- 滕卫平, 杜惠良. 1995. 东风暴雨天气环境场特征的合成分析. 浙江科技, 16(2): 38-41.
- 吴贤笃, 冉令坤, 李娜, 等. 2013. 一次东风波暴雨的动力因子预报研究. 高原气象, 32(5): 1339-1348.
- 夏秋萍, 张滨. 2011. 一次东风波引起的特大暴雨天气过程分析. 海洋预报, 28(3): 68-73.
- 叶复声, 陈雪花. 1988. 浙江东部“东向暴雨”一大暴雨的分析与预报. 浙江科技, 9(3): 5-8.
- 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. 北京: 气象出版社, 17-32.
- 张文龙, 崔晓鹏, 王迎春, 等. 2013. 对流层低层偏东风对北京局地暴雨的作用. 大气科学, 37(4): 829-840.
- 赵玉春, 崔春光. 2010. 2010年8月8日舟曲特大泥石流暴雨天气过程成因分析. 暴雨灾害, 29(3): 289-295.
- 郑峰, 徐海明, 丁一汇. 2008. 一次东风波及其诱生低涡的螺旋度特征分析. 大气科学, 32(1): 175-183.
- Maddox R A. 1980. Meso-scale convective complex. Bulletin American Meteorological Society, 61: 1374-1387.
- Sanders F. 1999. A proposed of surface map analysis. Mon Wea Rev, 127: 946-955.