

储海,杨引明,刘梦娟,2017. 一次双台风影响下暴雨过程的中尺度涡旋模拟分析[J]. 气象,43(11):1309-1325.

一次双台风影响下暴雨过程的中尺度涡旋模拟分析*

储海¹ 杨引明² 刘梦娟¹

1 上海中心气象台,上海 200030

2 上海市气象局,上海 200030

提 要: 本文对上海地区一次双台风环境影响的暴雨过程进行数值模拟及分析,探讨了强降水过程中大气中低层的涡旋特征及发展机理。结果表明:(1)暴雨过程处于双台风、大陆高压的共同影响下,中低层伴随有较明显的中尺度低涡发展。(2)与涡旋相关的局地垂直涡度由低层开始发展,先期涡度发展集中于 850 hPa 以下,之后向大气中上层发展增强,涡旋尺度强度也随之发展,最终形成在对流层下半部具有闭合式气旋性环流的深厚涡旋。(3)影响局地涡度变化的水平平流项、垂直平流项、散度制造项和倾斜项对不同时间、不同高度的涡度作用各不相同,其中散度制造项是中低层涡度的主要来源,垂直平流项的输送作用对中上层的涡度发展有重要作用,倾斜项对涡旋发展移动也有部分贡献。(4)通过敏感性试验考察了对流潜热反馈的贡献,发现潜热释放过程通过加热改变大气温压场结构,从而维持并改变局地涡度倾向的中低层辐合及对流上升运动,对涡旋的发展和移动起了重要影响。

关键词: 台风暴雨,中尺度低涡,数值模拟敏感性试验,涡度收支

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.11.001

Simulation of Mesoscale Vortex During a Heavy Rainfall Process Affected by Typhoons

CHU Hai¹ YANG Yinming² LIU Mengjuan¹

1 Shanghai Central Meteorological Observatory, Shanghai 200030

2 Shanghai Meteorological Service, Shanghai 200030

Abstract: Numerical simulation is carried out for a heavy rainfall event influenced by two typhoons to study the mesoscale vortex related to the event. The results show that: (1) the rainfall event was jointly influenced by continental high, Typhoon Fitow and Typhoon Danas. Obvious mesoscale vortex activity was found in the mid-to-lower levels during the event. (2) Vertical vorticities related to the vortex started to develop from the lower level of atmosphere. At first, vorticities concentrated below 850 hPa, and then strengthened upward. Meanwhile, the vortex was growing in size and intensity, and finally became a deep meso- β scale vortex accompanied by closed cyclonic circulation. (3) The terms of horizontal advection, vertical advection, convergence making and tilting of local vorticity tendency had different effects in different times and levels. The convergence making term was the main contributor to the mid-to-lower level vorticity source. The vertical advection term was the main contributor to the upper-level vorticity by transporting lower vorticity to the higher levels. The tilting effect had some influence on the development and movement

* 国家自然科学基金面上项目(41475040)及上海市科委科研项目(15dz1207802)共同资助

2016年3月25日收稿; 2017年9月15日收修定稿

第一作者:储海,主要从事天气预报及数值预报释用技术研究。Email:chhai@163.com

通信作者:杨引明,主要从事中尺度天气分析和预报相关研究。Email:ymyang@pku.edu.cn

of the vortex. (4) The latent heating effect of precipitation had important influence on the development and movement of the vortex. It changed thermodynamic condition and stability of the atmosphere. Therefore, it was responsible for the maintenance and development of the convergence and convection term of the local vorticity tendency.

Key words: typhoon rainfall, mesoscale vortex, numerical sensitivity experiment, vorticity budget

引 言

西北太平洋是热带气旋活动频繁的地区,登陆的台风往往伴随大风、暴雨、巨浪灾害,对社会造成巨大影响。除了台风本体,登陆台风带来的不稳定能量、充沛水汽及热力条件,与中纬度系统发生相互作用,往往使得台风影响范围和时间进一步扩大。在长江中下游地区,此类非台风直接影响的暴雨大部分产生于中尺度系统,中尺度对流系统(MCS)是其直接制造者(陶诗言等,1980;孙淑清和杜长萱,1996;高守亭等,2003)。在MCS的生命过程中,往往存在各类中尺度涡旋,其与MCS的发展与后期新对流的生成均有重要关系。对线状的MCS,在其前部及尾部均可有中尺度涡旋存在:前端的涡旋主要与冷池或后部下沉气流造成的水平涡度倾斜有关(Trapp and Weisman, 2003; Atkins and St. Laurent, 2009);尾端的涡旋则主要由系统的上升支引起的水平涡度倾斜造成,一般只出现在低层(Davis and Weisman, 1994; Cram et al, 2002)。还有一种常常与热带或海上对流相联系的对流尺度涡旋,称为“涡旋热塔”(vortical hot tower, VHT),主要特征表现为垂直方向上与深对流相联系的塔状涡度大值区及暖中心,其生命史在1 h左右,而当多个VHT在一定条件下合并、轴对称发展后,更大尺度的涡旋将由此生成,在非绝热过程的共同作用下,最终发展形成气旋(Hendricks et al, 2004; Montgomery et al, 2006)。另外也有一类中尺度涡旋,其原本尺度即较大,往往存在于一些成熟发展的MCS的中低层,表现为有组织的气旋性涡旋,其水平尺度一般为20~200 km,维持时间为几小时到几天,称为中尺度对流涡旋(mesoscale convective vortex, MCV)(Leary and Rappaport, 1987; Smull and Houze, 1985; Johnson et al, 1989; Menard and Fritsch, 1989)。MCV的生成得益于MCS层状云降水区的非绝热加热及上升气流(Gamache and Houze, 1982; Zhang and Fritsch, 1987; Davis and

Galarneau, 2009),为一个相对稳定及平衡的系统,持续时间往往长于其生成的对流系统,并常为此后新对流的形成提供有利的环境及触发条件(Fritsch et al, 1994; Trier and Davis, 2002)。在一些情况下,位于对流中下层的MCV能够发展及地,这样深厚的MCV对于强降水的形成甚至海上热带气旋的触发都有重要作用(Galarneau et al, 2009; Rotunno and Emanuel, 1987)。

近年来,国内学者也对中尺度涡旋进行了一些研究。沈杭锋等(2013)利用再分析资料,将长江下游的中尺度按生成高度分为边界层中尺度涡旋、对流层低层中尺度涡旋和对流层低层-边界层中尺度涡旋三类,其中边界层中尺度扰动涡旋(PMDV)与暴雨有密切关系。公颖等(2005)利用MM5对一次梅雨暴雨进行模拟,分析了高低层流型的演变及相互作用对中尺度涡旋的影响。朱爱军和潘益农(2007)对夏季一次降水过程的数值模拟,利用涡度收支分析了不同尺度系统对MCV移动与发展的影响。Lai et al(2011)对影响台湾地区的一次中尺度涡旋过程进行研究,分析了MCV引发的低层辐合及深对流对新系统的生成影响。然而,有关中尺度涡旋理论在实际过程中的验证,特别是在我国特有天气气候特征下的涡旋发生发展机制仍有待加强。本文对一次台风影响背景下的局地中尺度暴雨过程进行模拟,分析过程中尺度涡旋的发展演变特征,研究其与暴雨系统组织形态、对流发展及传播的关系,以期加强对这类天气过程的理解。

1 暴雨过程概况

2013年10月7日夜间至8日早晨,上海地区发生罕见特大暴雨,7日20时至8日14时,上海11个标准测站18 h平均雨量156.0 mm,打破1961年以来全市平均日降水量历史纪录,其中松江工业园站7日08时至8日08时雨量最大,达319.5 mm。此次暴雨过程产生于台风影响天气背景下:2013年23号台风菲特(Fitow),于当地时间10月7日01

时在福建省福鼎市登陆,7 日 08 时在福建北部减弱为热带低压,停止编报,其残余环流逐渐演变为一个西南—东北走向倒槽,倒槽顶部伸向长江三角地区;2013 年 24 号台风丹娜丝(Danas),10 月 8 日 08 时位于上海以东约 540 km 洋面上,中心风力 $42 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (14 级),10 月 7 日夜间到 8 日上午,在“丹娜丝”从东海北上经过上海同纬度地区期间,上海地区发生特大暴雨。从过程天气形势上看,10 月 8 日 08 时,500 hPa 高度上海处于高空槽底部,风力较弱;700 hPa 高度上,上海位于大陆高压东侧、“菲特”倒槽顶部与“丹娜丝”之间,由南京、上海、杭州三站的 700 hPa 探空风场可分析出闭合气旋性环流(图 1 中字母“C”所示),暗示有中尺度涡旋的存在,但由于探空站点分布距离较远,闭合环流尺度较大,并不符合一般中尺度涡旋的标准(图 1 蓝色站点);低层 850 hPa 高度以下,上海地区处于一支较强的东北急流控制下,为当地从海上带来充沛的水汽输送。从上海松江自动站的 1 h 雨量、瞬时温度及极大风场演变图上可见(图 2),10 月 7 日 19 时之前,松江站的小时雨强基本在 5 mm 以下,主要的强降水时段开始于 19 时之后,而在瞬时风场上,19 时正对应地面风向由偏东转向东北的时刻;8 日 04 时之后,降水进一步增强,05—08 时小时雨强均在 20 mm 以上,此时对应地面极大风速从 $9.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 上升至 $13.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见,此次降水过程主要在倒槽顶部的辐合以及中低层海上源源不断的水汽输送条件下

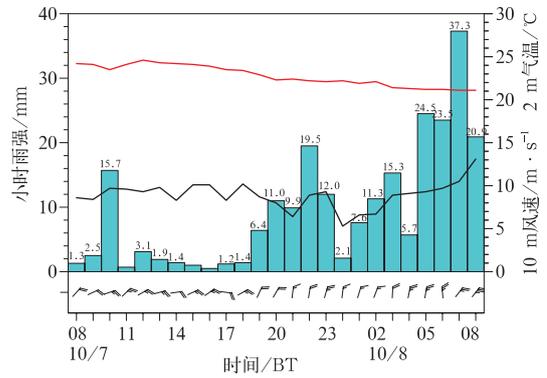


图 2 2013 年 10 月 7 日 08 时至 8 日 08 时松江自动站 1 h 雨量(蓝色柱状图)、10 m 风场(风向杆)、10 m 风速(黑线)、2 m 温度(红线)

Fig. 2 Observation at Songjiang AWS from 08:00 BT 7 to 08:00 BT 8 October 2013: 1 h rainfall (blue bar), 10 m wind (black barb), 10 m wind speed (black line) and 2 m temperature (red line)

产生,过程斜压性较弱,局地性环流特征较强,预报难度大。

2 中尺度涡旋特征

为进一步分析此次降水的中尺度天气特征,利用美国国家环境中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)0.5°再分析资料及上海多普勒雷达观测资料分析过程的风场特点。图 3 为 2013 年 10 月 8 日 02—14 时 700 和 850 hPa 的 NCEP 再分析风场及相对涡度演变,由图可见,700 hPa 上闭合式气旋环流生成于 8 日 02 时以后,08 时其中心位于浙江北部,此处涡度约为 $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,环流东西方向尺度约为 3~4 个纬距,为 α 中尺度涡旋,之后涡旋向东北方向移动,到 8 日 14 时涡旋中心位于江苏南通附近,范围及强度均已减弱;而在 850 hPa 高度上,8 日 08 时之前没有明显的闭合式气旋环流,杭州湾一带的风场仅表现为由“丹娜丝”向西侧伸展的一个倒槽,在倒槽顶部上海西南部地区存在涡度中心,强度约为 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,位置位于 700 hPa 涡度中心的东侧,之后倒槽向东移动,到 8 日 14 时,上海以东洋面上形成一个闭合式气旋环流(图 3f 虚线框所示),但强度偏弱,环流中心的涡度在 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以下,环流尺度也远小于 08 时 700 hPa 的涡旋,为 β 中尺度涡旋。

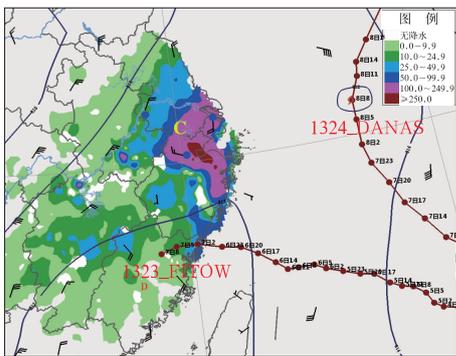


图 1 2013 年 10 月 8 日 08 时天气形势: 24 h 降水(填色,单位: mm);700 hPa 高度(蓝线,单位: dagpm)、风场;台风路径(棕色点线)

Fig. 1 Weather situation at 08:00 BT 8 October 2013: 24 h rainfall (shaded, unit: mm); geopotential height at 700 hPa (blue line, unit: dagpm); typhoon tracks of Fitow and Danas (brown line)

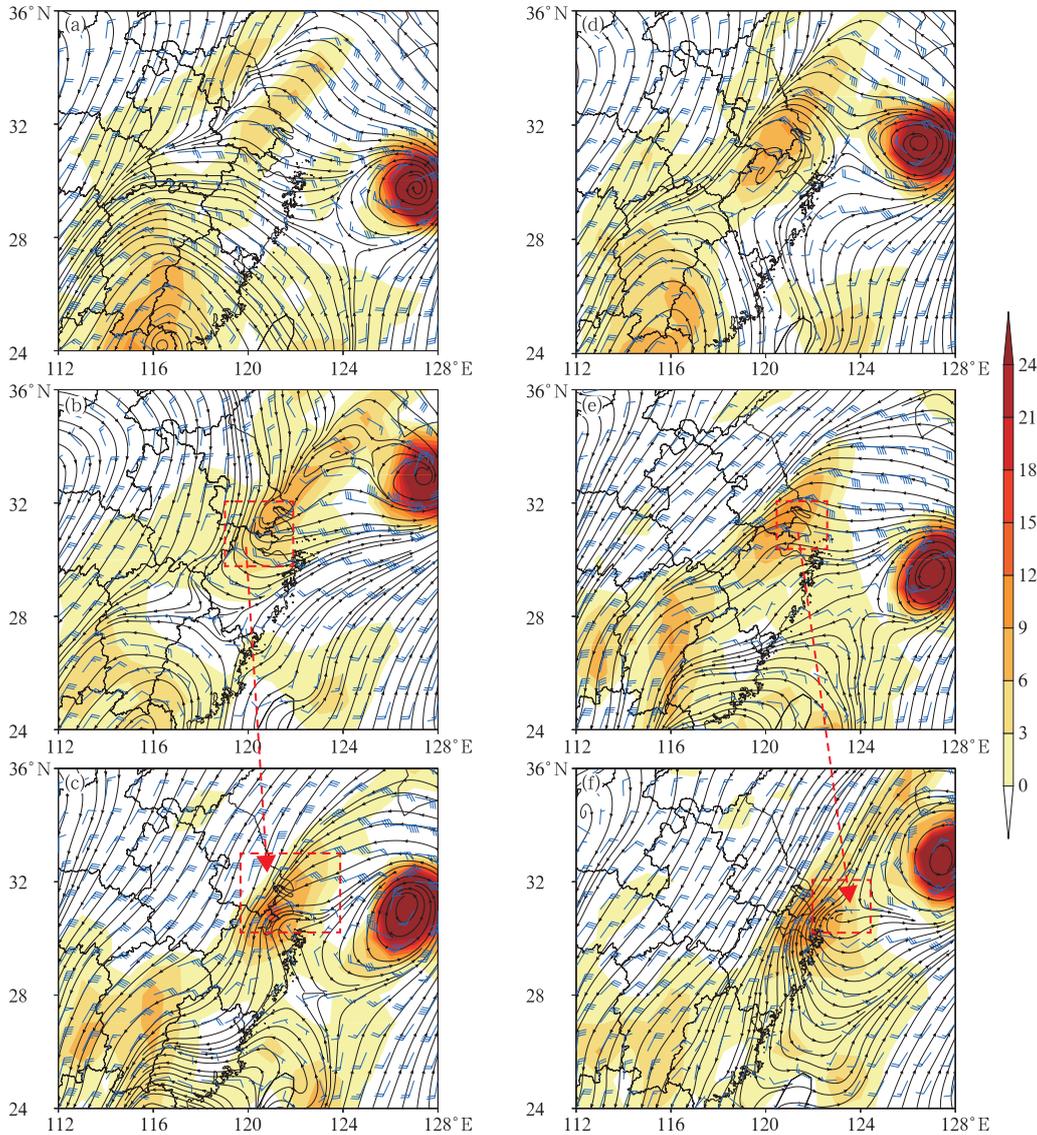


图 3 2013 年 10 月 8 日 NCEP 再分析(a, b, c)700 hPa,(d, e, f)850 hPa 风场, 相对涡度(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})及流线图
(a, d) 02 时,(b, e) 08 时,(c, f) 14 时

Fig. 3 Wind, relative vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) and streamlines from NCEP reanalysis at (a, b, c) 700 hPa, (d, e, f) 850 hPa on 8 October 2013
(a, d) 02:00 BT, (b, e) 08:00 BT, (c, f) 14:00 BT

然而,从上海南汇多普勒雷达的精细观测上则显示略为不同的现象(图 4)。0.5°仰角雷达反射率演变可见,过程的降水回波可分为两部分:一是位于上海西北侧的大片回波,8 日 03 时以前主要位于上海西部地区,移动缓慢,04 时之后东移发展,影响上海大部地区;另一部分是位于上海西南侧杭州湾附近的西北—东南走向的带状回波,呈螺旋状发展,并向东北方向移动,04 时以后逐渐靠近上海,其北段位于松江、金山一带回波强烈发展,是造成松江站强

降水的主体(图 4e)。从 0.5°仰角雷达基本径向速度演变可见,过程的径向速度也可大致分为两部分:一是图 4b 中蓝色箭头表示的偏北风分量,主要位于杭州湾以北的上海及其西北侧地区,06:04 之前,其速度负值中心位于上海北部,强度约为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,到 08:04,风力迅速增强,中心强度达 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上(图 4f);另一部分由图 4b 中红色箭头表示,位于杭州湾及其南部地区,8 日 07 时以前,其相对于雷达的径向速度为较弱的负速度,结合当地回波的演

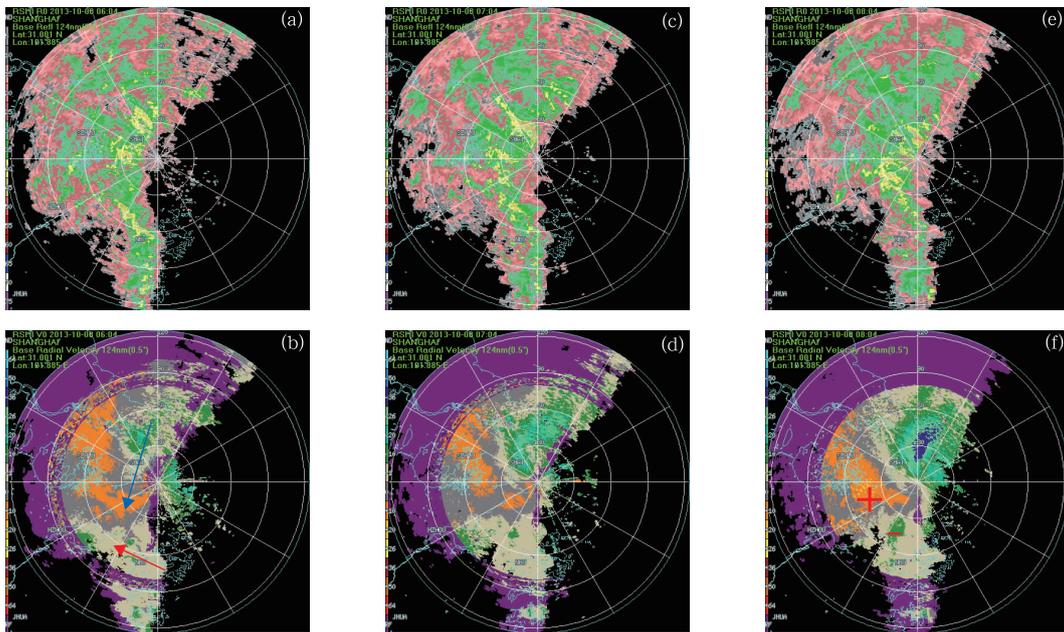


图 4 2013 年 10 月 8 日南汇雷达站 0.5°仰角基本反射率(a, c, e, 填色,单位:dBz)及径向速度(b, d, f, 填色,单位:kn)
(a, b) 06:04, (c, d) 07:04, (e, f) 08:04

Fig. 4 Reflectivity at 0.5° elevation (a, c, e; shaded area, unit: dBz) and the radial velocity (b, d, f; shaded area, unit: kn) at Nanhui Radar Station on 8 October 2013
(a, b) 06:04 BT, (c, d) 07:04 BT, (e, f) 08:04 BT

变趋势,可以判断此处为基本垂直于雷达径向的偏东南风。到 08:04(图 4f),上海地区偏北风增强的同时,杭州湾地区靠近雷达的径向风负值区也同时增强,与上海西南侧远离雷达的径向风正值区形成正负径向速度对(图 4f 中“+”“-”符号所示),正负中心相距约 100 km,中心径向速度约为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,表示局地涡旋式环流明显增强。

由以上两部分分析可见,对于此次降水过程及与之联系的中尺度系统,常规高空观测及再分析资料只能反映其大致所处天气背景,难以表现其真实结构特点,而非常规的精细观测的观测密度、覆盖范围等条件有限,要全面理解系统的结构、分析涡旋演变过程,则需要借助高分辨率的数值模拟工具。

3 数值模拟诊断分析

3.1 模式设计

本文使用美国大气研究所(NCAR)的中尺度模式 WRF 对此次过程进行模拟。模式采用双层嵌套

网格,外层网格水平分辨率 9 km,内层 3 km,格点数 $550 \times 550 \times 35$,初始积分时刻 7 日 08 时(北京时,下同),积分 36 h 至 8 日 20 时结束(图 5)。采用 Lin 微物理方案,YSU 边界层参数化,RRTM 长波和 Dudhia 短波辐射方案。外层网格初始场及边界条件采用 NCEP 业务全球模式 0.5°再分析资料插值获得。

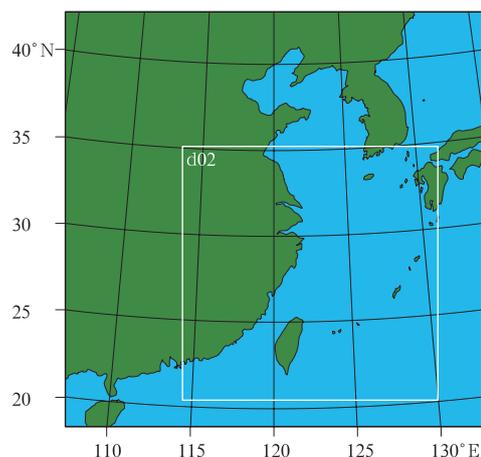


图 5 模拟区域

Fig. 5 Simulation domain

3.2 降水模拟结果

图 6 为模拟的过程 24 h 累计降水与观测对比。对此次长三角地区的暴雨过程模拟作出了较好反应,其大暴雨范围(≥ 100 mm)覆盖江苏南部、上海及浙江北部,实况观测大暴雨范围同样位于苏南、上海及浙北地区,两者基本一致,仅对于浙江东部杭州湾以南地区的暴雨模式预报偏弱。从逐 3 h 的模拟雷达组合反射率演变看(图 7),自 8 日 02 时开始,位于上海西侧的降水回波开始东移,在上海地区发展增强,05—08 时移速减缓,于此处产生持续降水,是此次过程上海强降水的主体,也与实况雷达观测一致。

3.3 中尺度涡旋生成发展

强降水发生之前,7 日 14 时模式低层 925 hPa 上海及杭州湾地区处于台风菲特倒槽顶部的偏东气流控制下,江苏地区则是受高压前部的东北气流影响为主,两者交汇于长三角地区,此时降水主要分布在江苏中南部,沿低层东北气流的走向,呈东北—西南向的带状分布;8 日 05 时,“丹娜丝”北上至上海同纬度附近,其中心距陆地约 5 个经度以内,陆地高压也进一步南下,上海地区位于高低压系统之间,低层风向转向东北,风力增强,925 hPa 上处于一支东北急流区控制下(图 8),此时“菲特”残余环流进一步减弱东移,东北气流侵入浙江杭州湾以南地区,而

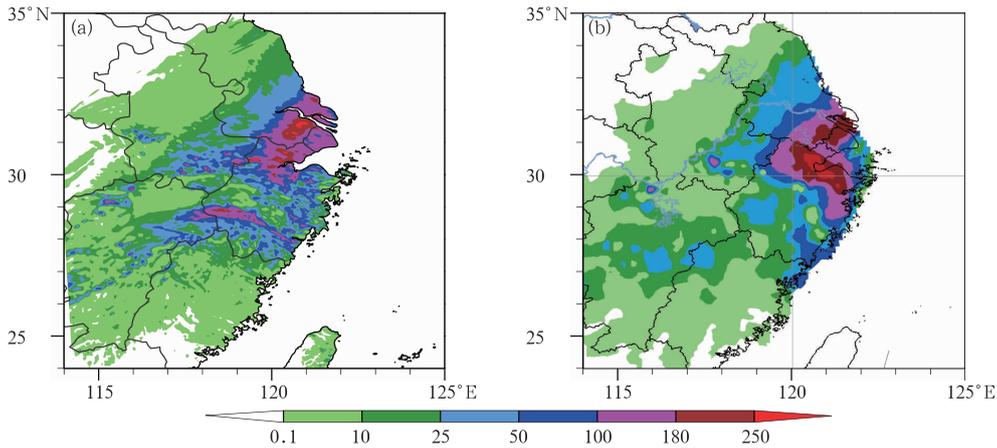


图 6 2013 年 10 月 7 日 08 时至 8 日 08 时(a)模拟(3 km 网格), (b)实况的 24 h 累计降水(填色,单位:mm)

Fig. 6 The 24 h rainfall from 08:00 BT 7 to 08:00 BT 8 October 2013 (shaded area, unit: mm) (a) simulation of 3 km domain, (b) observation

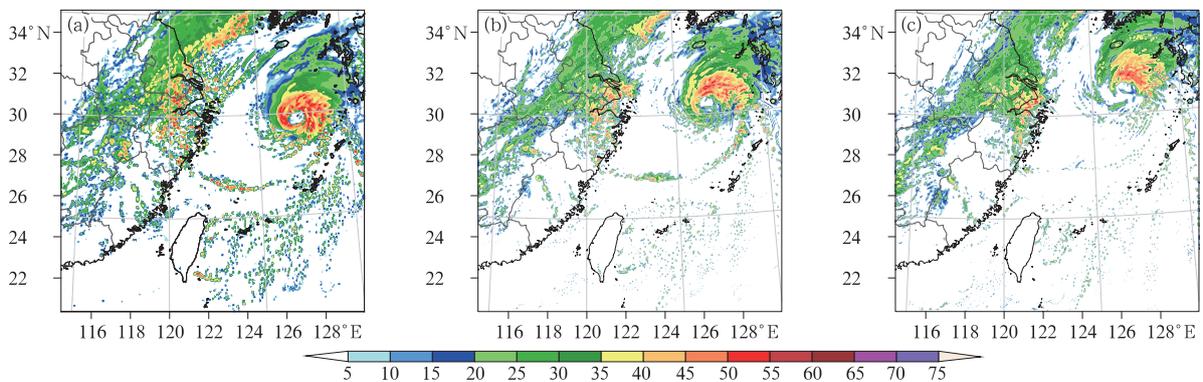


图 7 2013 年 10 月 8 日(a)02 时, (b)05 时, (c)08 时模拟组合反射率演变(填色,单位:dBz)

Fig. 7 Simulated composite reflectivity (shaded area, unit: dBz) on 8 October 2013 (a) 02:00 BT, (b) 05:00 BT, (c) 08:00 BT

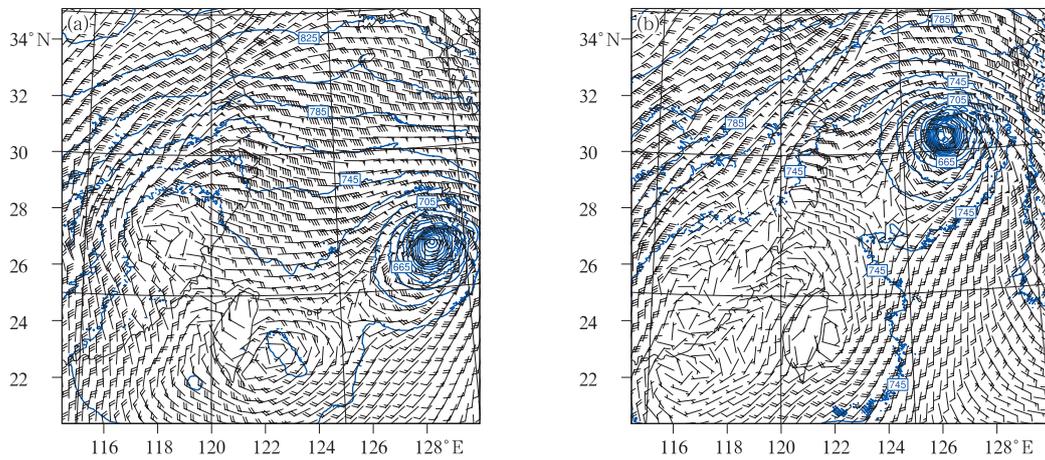


图 8 模拟 2013 年 10 月 (a)7 日 14 时和 (b)8 日 05 时
925 hPa 位势高度(蓝线,单位:gpm)及风场

Fig. 8 Simulated geopotential height (blue line, unit: gpm)
and wind at 925 hPa at (a) 14:00 BT 7,
(b) 05:00 BT 8 October 2013

上海及浙江东部沿海仍为较强的偏东风,与西侧的东北气流形成明显辐合,在杭州湾西南部地区,风向的辐合最为明显,局地风场可见气旋式闭合分布。

从低层垂直涡度及水平风场的演变上来看,对 8 日 05—12 时杭州湾地区的模拟结果表现为一个较显著的 β 中尺度涡旋发展增强的过程(图 9 和图 10)。8 日 05 时 850 hPa 高度上,大于 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的显著涡度主要位于上海东南部及杭州湾西南侧两个地区,在其对应的水平风场上,上海东南部主要以偏东风为主,当地显著涡度主要由东中气旋性的风向切变及较强的南北风速切变产生;而杭州湾西南侧的涡度区对应水平风速相对较小,平均在 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,相反存在较明显的东南风—东北风气旋性风向切变,涡度中心强度与上海东南部地区相当,在 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右。8 日 06—08 时,该两处仍维持上述特征,其中上海东南部的局地涡度有所增强,中心达 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,但强涡度中心的维持时间较短,往往在 1 h 内减弱,随后又在附近重新组织发展(图 9c~9e);此时杭州湾西南侧的涡度强度变化较小,而水平风向变化更为显著,8 日 06 时杭州湾以南 850 hPa 已可见气旋式闭合的涡旋风场,涡旋中心与当地涡度中心位置一致(图 9b),06—09 时,涡旋中心继续维持并缓慢东移发展(图 9c~9e),到 8 日 10 时,杭州湾以南地区风场的气旋式闭合特征更为显著,其南北尺度达约 2 个纬距,涡度中心也同时增强增大,成为主要的涡度显著区(图 9f),并在

此后的 3 h 继续维持发展,到 8 日 12 时,大于 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的显著涡度区位于杭州湾东南侧,呈团状分布,中心强度 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,涡度中心与涡旋中心基本重合,形成一个有显著涡度中心对应的 β 中尺度涡旋(图 9h)。此时,原本位于上海东南部的涡度相应减弱,只表现为由杭州湾地区涡度中心向东北侧一端的突起。

同样 925 hPa 高度上,涡度与风场的演变总体与 850 hPa 高度类似,但在部分强度及发展时间上存在差别。在 8 日 05 时,对于上海东南部及杭州湾西南侧的涡度分布,925 hPa 上杭州湾附近的涡度明显强于上海地区,由图 10a 可见,与 850 hPa (图 9a)相比,925 hPa 上由于东北风南下更快,杭州湾西侧风力更强,而东侧为偏东气流,在杭州湾南侧风场已呈现出一些闭合的涡旋特征;8 日 07 时,杭州湾地区局地涡度中心略为东移,强度变化不大,而上海南部涡度有所增强(图 10b),但与 850 hPa (图 9c)同样位置涡度相比,中心强度仍然偏弱约 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;到 8 日 09 时,925 hPa 上杭州湾南侧地区已形成较明显的气旋式闭合涡旋风场,对应有一个呈团状的 β 中尺度涡度中心(图 10c),相比 850 hPa 上同样特征的形成(图 9f)时间上提前约 1 h。

为了解涡度发展中整层大气环境特点,分别沿图 10a 中 A、B 做垂直剖面分析。由图 11 和图 12 可见,对于杭州湾及上海两地,大气低层西部为相当位温 340 K 以下的相对干冷空气,而东部为高相当

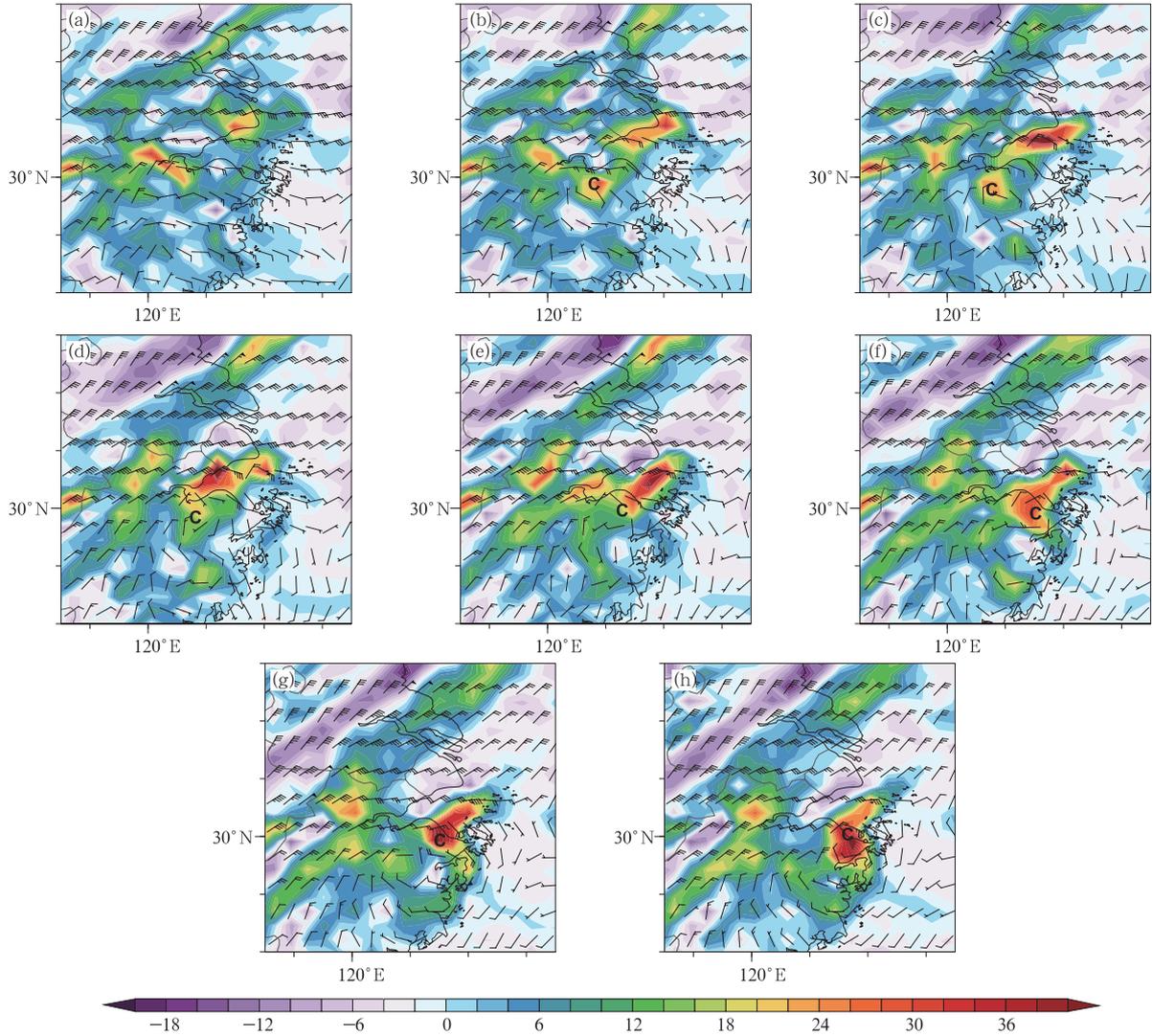


图 9 2013 年 10 月 8 日(a)05 时, (b)06 时, (c)07 时, (d)08 时, (e)09 时, (f)10 时, (g)11 时和(h)12 时
850 hPa 模拟涡度(填色, 单位: 10^{-5} s^{-1})及风场
(字母“C”表示局地涡旋环流中心)

Fig. 9 Simulated relative vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) and wind at 850 hPa on 8 October 2013
(a) 05:00 BT, (b) 06:00 BT, (c) 07:00 BT, (d) 08:00 BT, (e) 09:00 BT,
(f) 10:00 BT, (g) 11:00 BT, (h) 12:00 BT
("C" indicates center of local vortex circulation)

位温的海上暖湿气流, 700 hPa 以下西部为位势稳定大气, 东部为位势不稳定大气, 700 hPa 及以上则均以位势稳定层结为主。对于杭州湾附近地区, 大于 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的涡度主要在相当位温锋区东侧的位势不稳定大气中向上发展, 8 日 10 时之前, 其发展高度较低, 主要在 700 hPa 高度以下, 涡度中心靠近地面, 强度上也没有明显的增强(图 11a~11c), 8 日 10 时以后, 500~700 hPa 附近大气逐渐转为近中性层结, 表明正处于降水过程中, 涡度也在垂直方向上伸展加强, 形成从大气低层向中层的显著涡度

柱(图 11d)。而对于上海地区, 涡度虽然也主要在相当位温锋区东侧发展, 但与杭州湾地区相比, 其近地面低层涡度较弱, 强度 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上的最大涡度中心位于 870 hPa 附近(图 12)。垂直方向上, 涡度能够向上伸展到较高高度, 但维持时间不长, 如 8 日 08 时, $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的涡度柱最高到达约 500 hPa, 但到 09 时即减弱下降。

相当位温数值的大小代表大气静力能量的大小; 相当位温随高度降低的气层称为潜在不稳定(potential instability, 也称对流性或位势不稳定)

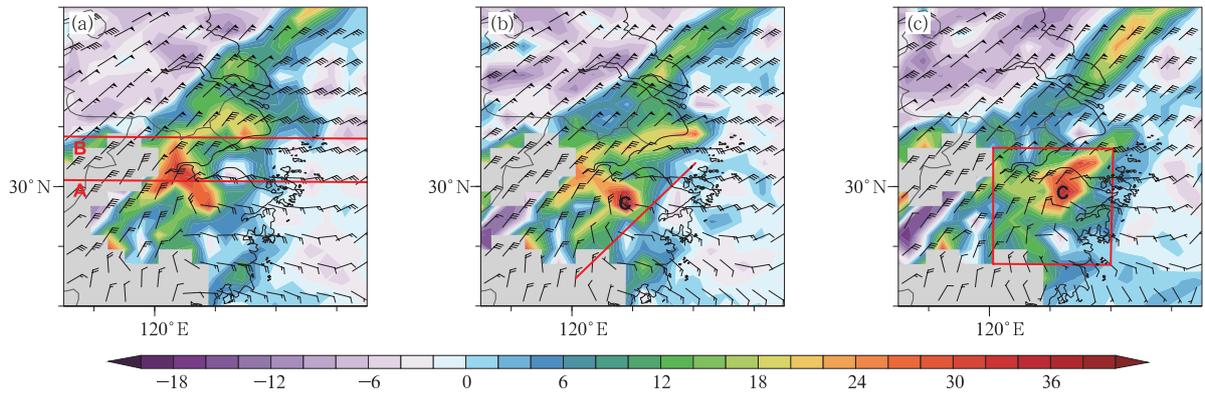


图 10 2013 年 10 月 8 日 (a)05 时, (b)07 时, (c)09 时
925 hPa 模拟涡度(填色, 单位: 10^{-5} s^{-1})及风场
(字母“C”表示局地涡旋环流中心)

Fig. 10 Simulated relative vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) and
wind at 925 hPa on 8 October 2013
(a) 05:00 BT, (b) 07:00 BT, (c) 09:00 BT
("C" indicates center of local vortex circulation)

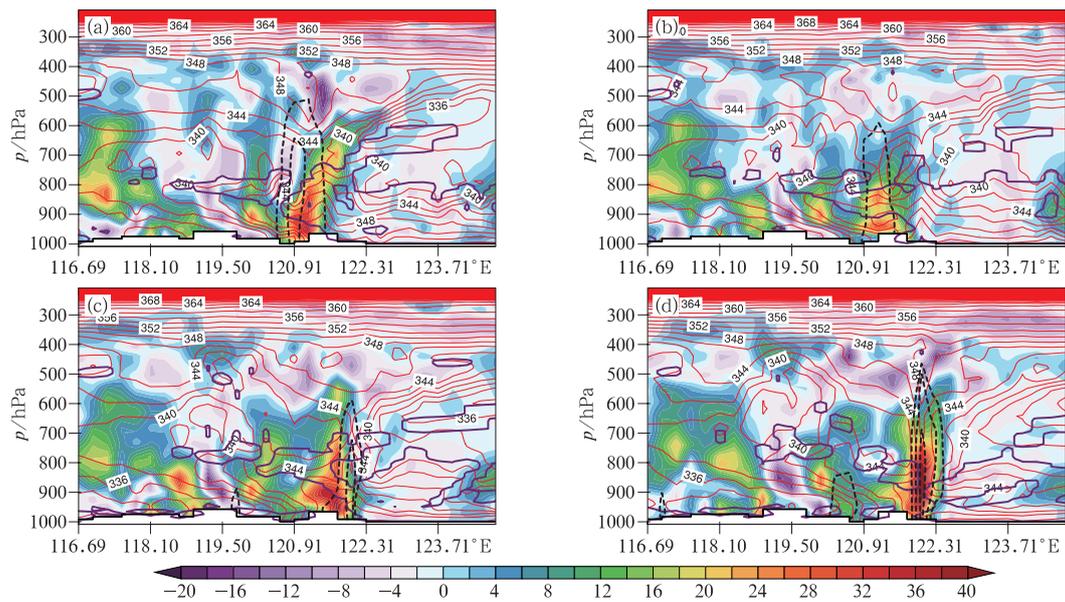


图 11 2013 年 10 月 8 日 (a)06 时, (b)08 时, (c)10 时和 (d)12 时
沿图 10a 中剖面基线 A 的涡度(填色, 单位: 10^{-5} s^{-1})、30 dBz 以上
模拟雷达反射率(黑色虚线, 单位: dBz, 等值线间隔 10 dBz)及
相当位温垂直剖面(红色线, 单位: K, 等值线间隔 2 K)

(紫色实线用于表示相当位温垂直递减率大于 $0.002 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ 的位势不稳定区域)

Fig. 11 Simulated section of relative vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}), reflectivity ($>30 \text{ dBz}$,
dashed black line, unit: dBz, contour line interval: 10 dBz) and equivalent potential temperature
(red line, unit: K, contour line interval: 2 K) along line A in Fig. 10a on 8 October 2013

(a) 06:00 BT, (b) 08:00 BT, (c) 10:00 BT, (d) 12:00 BT

(Purple lines indicate potential unstable region with vertical decreasing rate of equivalent
potential temperature greater than $0.002 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$)

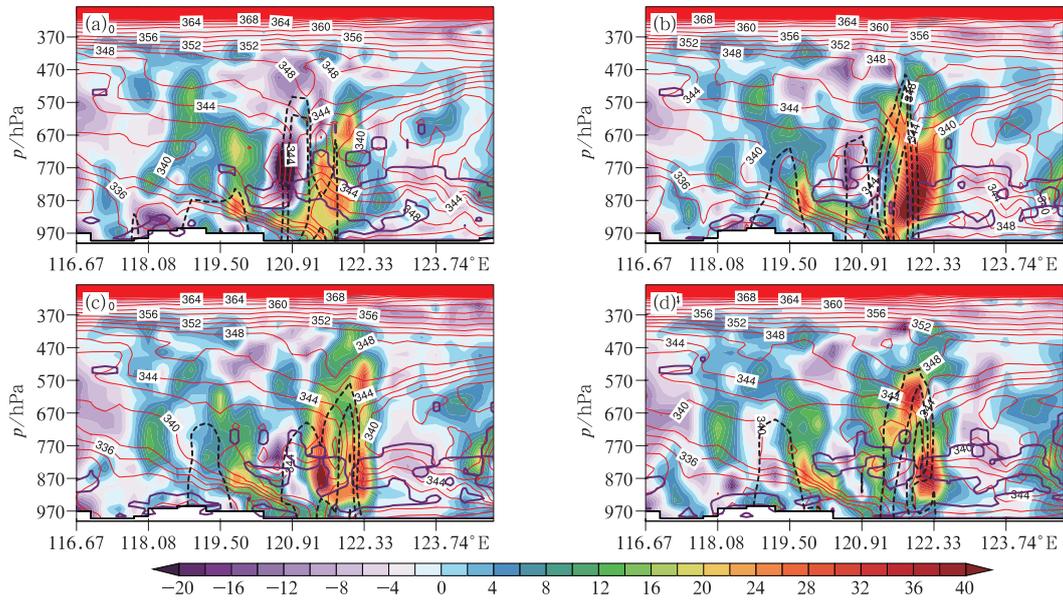


图 12 同图 11, 但为(a)06 时, (b)07 时, (c)08 时, (d)09 时基线 B

Fig. 12 Same as Fig. 11, but along line B

(a) 06:00 BT, (b) 07:00 BT, (c) 08:00 BT, (d) 09:00 BT

的气层。比较图 11 和图 12 相当位温锋区东侧的大气层结条件发现, 强涡度区以东的大气中低层为位势不稳定层结, 其中, 杭州湾地区(剖面基线 A) 东侧均为较显著的位势不稳定大气, 地面相当位温在 350 K 左右, 不稳定层厚度较厚, 相当位温递减率大于 $0.002 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ 的不稳定区域从近地面一直伸展到 800 hPa 附近(图 11a 和 11b 中紫线所示); 相比之下, 上海地区(剖面基线 B) 的不稳定层的厚度较薄, 地面相当位温在 348 K 左右, 8 日 06—07 时, 除了近地面区域外, 主要的不稳定层位于涡度中心以东的 900 hPa 以上到 770 hPa 之间, 并且此后逐渐减弱, 到 8 日 09 时, 主要位于 870~770 hPa 附近(图 12 中紫线所示)。

4 中涡旋发生发展机制

4.1 涡度方程诊断

进一步, 为探讨垂直涡度的局地变化及维持机理, 通过对垂直涡度方程各项计算进行诊断分析, 采用忽略摩擦和次网格过程的垂直涡度方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}) - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} - v \frac{\partial f}{\partial y} - \\ & (\zeta + f) (\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{1}{\rho^2} (\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \\ & \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x}) - (\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z}) \end{aligned}$$

方程中各项因子为:

(1) 相对涡度水平平流项:

$$HADV = -(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y})$$

(2) 相对涡度垂直平流项:

$$VADV = -w \frac{\partial \zeta}{\partial z}$$

(3) 行星涡度平流项:

$$FADV = -v \frac{\partial f}{\partial y}$$

(4) 相对涡度散度制造项:

$$ZDIV = -(\zeta + f) (\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})$$

(5) 倾斜项:

$$TILT = -(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z})$$

(6) 斜压力管项(本例中作用较小, 文中不予分析):

$$BARO = \frac{1}{\rho^2} (\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x})$$

为探讨杭州湾地区涡度场从初始时一个局地近底层的涡度中心到后期发展成为伴有显著闭合式环流的 β 中尺度系统的涡度发展机制, 以图 10c 中红框内区域平均涡度收支为分析对象诊断方程各项, 图 13 为 8 日 04—11 时的结果。8 日 04 时, 涡旋处

于生成阶段,主要局地涡度正倾向位于 700 hPa 以下(对应模式层高度约第 10 层),其中散度制造项、垂直平流项为正贡献,而水平平流项及倾斜项为负贡献,其中散度制造项量级最大,峰值位于约 925 hPa,说明低层涡度生成主要依赖风场辐合,而垂直平流项为正贡献(图 13a)。到 8 日 06 时,涡度进一步发展,局地涡度生消更替显著,此时 850 hPa 高度已出现闭合风场(图 9b),在涡度收支上,700 hPa 以下仍为正涡度倾向,此时主要的正贡献项为散度制造项和倾斜项,850 hPa 以下垂直平流项为负贡献,表示此时垂直上升运动进一步发展,将低层涡度往高层输送,而低层的倾斜项通过将水平涡度向垂直涡度转化补偿了涡度的向上输送,加上散度制造项的贡献使得此处涡度总体收支仍然为正倾向(图 13b)。8 日 10 时,涡度中心尺度增大,成熟的涡旋环流开始形成,此时的涡度收支上,低层仍为正涡度倾向,散度制造项和倾斜项是主要的贡献项。与前期不同的是,在 700 hPa 层附近,涡度收支的正倾向加强,主要的贡献项为垂直运动相关的垂直平流

项,在 700 hPa 以下,垂直平流项的贡献为负,并且强度基本与倾斜项的正值抵消,而在 700 hPa 附近,水平平流项、散度制造项和倾斜项的作用较小,此时垂直平流的输送起到主要作用,使涡度在低层以上有较明显增强(图 13d)。8 日 11 时,涡旋发展到成熟阶段,其垂直及水平尺度均得到加强,而此时的涡度总体收支较前期明显减弱,除低层 850~925 hPa 附近为正倾向,其他高度基本以负倾向为主,但可以看到,此时垂直平流项在中层的作用进一步加大,是维持中层涡度强度的主要原因,其量级甚至与低层的散度制造项贡献相当,最强达 $1.5 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$,但由于倾斜项的作用,其正贡献被基本抵消(图 13e)。

图 14 为区域涡度收支各项的时间变化,总的来看,从 7 日 20 时至 8 日 14 时期间,涡度在中低层发展增强,当地涡度倾向保持为正值,并且正值中心有向高处发展的趋势,特别是在 8 日 00—10 时段内(图 14e)。从各项的分布来看:时段内区域水平平流项总体为负,说明有正涡度向涡旋区外输出;中层以下的垂直平流项和倾斜项对涡度收支的贡献往往

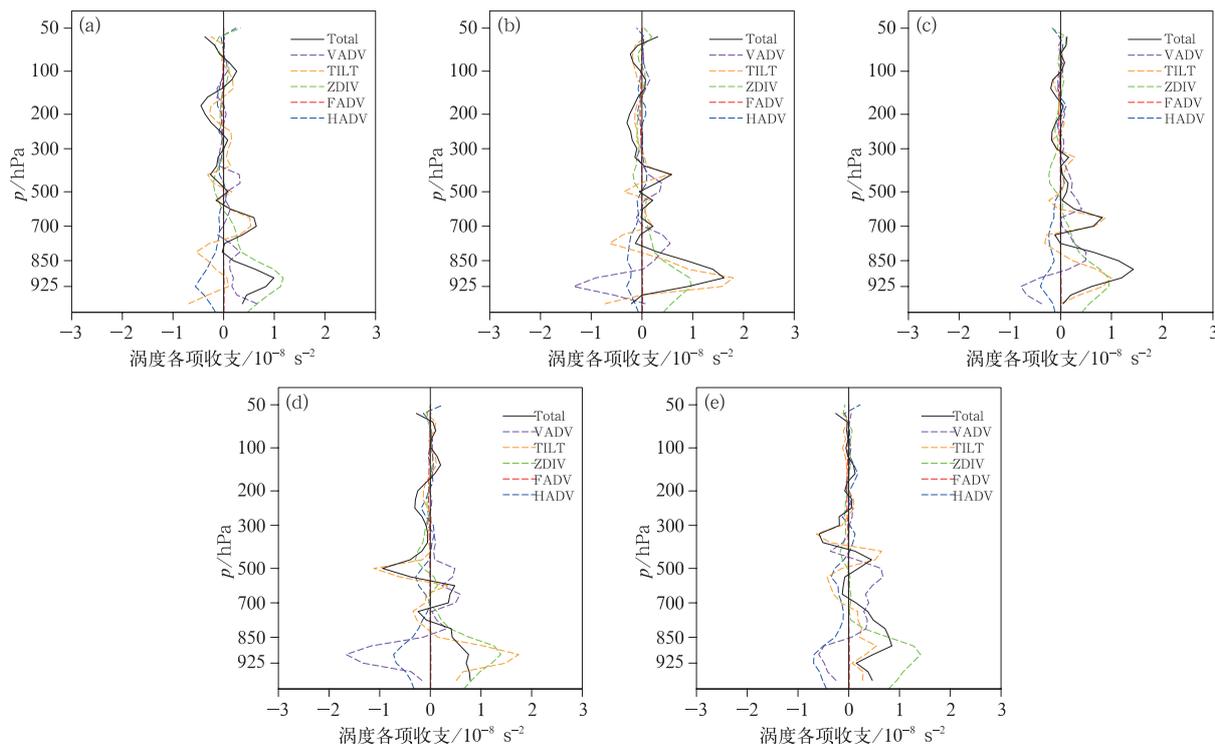


图 13 2013 年 10 月 8 日 (a)04 时, (b)06 时, (c)07 时, (d)10 时, (e)11 时
 涡度方程收支各项区域(图 10c 中红框部分)平均的垂直分布
 Fig. 13 Vertical distribution of each term of vorticity equation on 8 October 2013
 (a) 04:00 BT, (b) 06:00 BT, (c) 07:00 BT, (d) 10:00 BT, (e) 11:00 BT
 (Averaged for regional mean of the area indicated by the box of Fig. 10c)

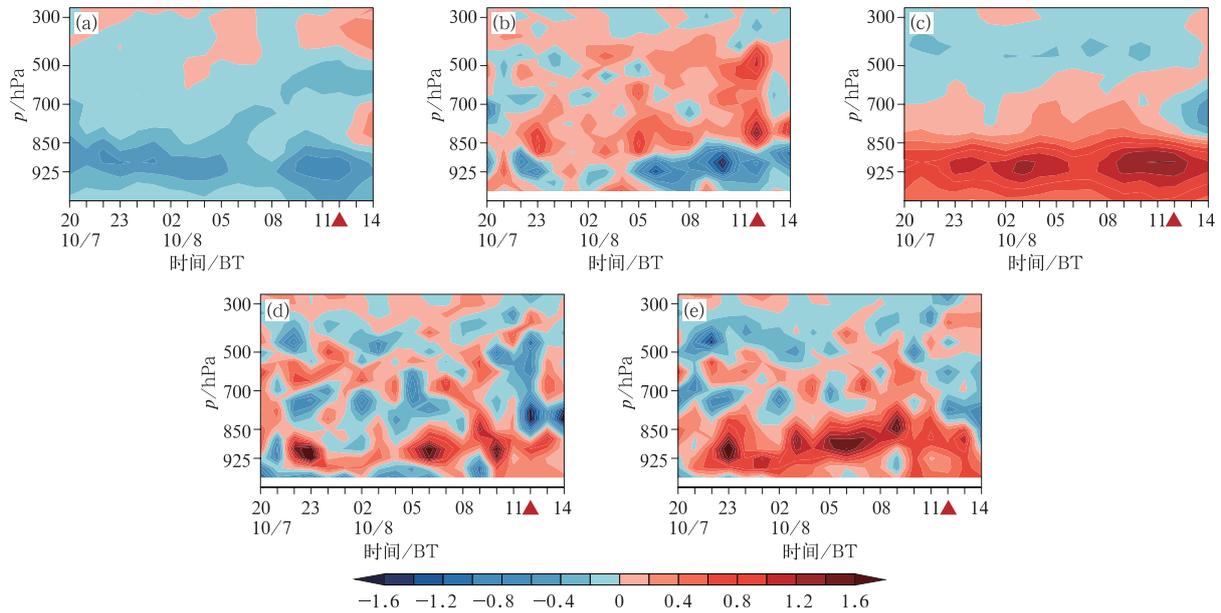


图 14 涡度方程收支各项区域(图 10c 中红框部分)平均的垂直分布时间演变(单位: 10^{-8} s^{-2})

(a) 相对涡度水平平流项, (b) 相对涡度垂直平流项, (c) 相对涡度散度制造项,
(d) 倾斜项, (e) 局地总涡度倾向变化

(横坐标红色三角形表示 8 日 12 时区域涡度发展最强时刻)

Fig. 14 Temporal evolution of vertical distribution of each term of vorticity equation

(a) horizontal advection term (HADV), (b) vertical advection term (VADV),

(c) divergence term (ZDIV), (d) tilt term (TILT), (e) total vorticity tendency (Total)

(unit: 10^{-8} s^{-2} , averaged for regional mean of the area indicated by the box of Fig. 10c)

是相反的(与上文对图 13 的描述一致),特别是在 8 日 05—12 时,倾斜项在低层为显著的正贡献因子,同样位置的垂直平流项则为负贡献,在倾斜项正值区的上部,则为垂直平流项的正值区,两者正负中心基本相互对应。垂直平流项的正值区随时间逐步抬高,说明前期有较弱的正涡度向上输送,而在 8 日 12 时整层涡度发展最强时,中涡旋发展成熟,从 850~500 hPa 以上均为显著的垂直平流项正倾向区,有正涡度向对流层中上层输送,而倾斜项则为负倾向(图 14b, 14d);与垂直平流项和倾斜项不同,散度制造项在低层的倾向一直为正,主要在 850 hPa 以下区域,是局地涡度发展的主要贡献因子。8 日 07 时之后,低层散度制造项进一步增强,与上文 3.3 节中描述的 β 中尺度涡旋增强发展过程一致(图 14c)。散度制造项和局地涡度的叠加演变图上也显示,低层散度制造项的作用与局地涡度的发展有很好的相关性:8 日 06 时 850 hPa 高度上,对应上海、杭州湾的两个涡度中心,此处散度制造项的水平分布上也存在两个辐合中心;到 8 日 09 时,杭州湾涡度中心为类似带状分布,分离的涡度中心已不明显,

而散度制造项的正值区呈类似团状,中心位于带状涡度区的西南部;随后涡度确实在该正值中心附近发展增强,8 日 10 时也成为类似团状的涡旋系统(图 15)。

4.2 对流潜热释放正反馈

已有研究发现,与中尺度对流系统(MCS)相关的中尺度涡旋往往在 MCS 的层云降水区内发生,其中层为气旋性旋转,高层为反气旋,且常为暖心结构,然而同时也有研究表明,深对流以及其伴随的潜热释放对于中尺度涡旋的形成和发展起有重要作用(Verlinde and Cotton, 1990; Trier et al, 1997; Zhang and Fristch, 1987; Menard and Fristch, 1989; 陈永林等, 2016; 吴涛等, 2017)。在本次过程中,涡旋的发展正发生在对流回波剧烈发展的阶段,且强降雨集中在涡旋东北象限中,很明显两者间有很大联系,根据上文涡度收支的分析,在 8 日 04 时涡旋生成阶段,涡旋主要在低层发展,主要的贡献项为绝对涡度的辐合,低层的湿度锋区与涡旋形成很好的对应;而在 06 时及 07 时涡旋成熟阶段,在大气

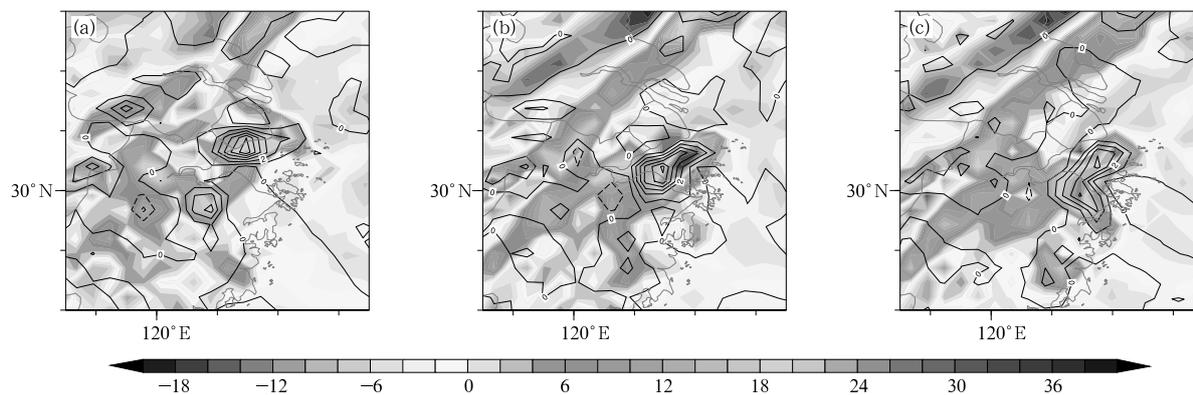


图 15 2013 年 10 月 8 日 (a)06 时, (b)09 时, (c)10 时 850 hPa 涡度(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})
及涡度方程散度制造项(黑线,单位: 10^{-8} s^{-2})区域分布

Fig. 15 Simulated vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) and divergence term of vorticity equation (black line, unit: 10^{-8} s^{-2}) at 850 hPa on 8 October 2013

(a) 06:00 BT, (b) 09:00 BT, (c) 10:00 BT

600 hPa 以下形成连续涡柱,主要贡献项为与对流相关的垂直平流项及倾斜项。为进一步研究涡旋发展,在前述模拟试验(本节中称 HTON 试验)的基础上,采用 ndown 方法,当 9 km 网格模拟进行至 8 日 02 时,关闭内层 3 km 网格潜热释放(本节中称 HTOFF 试验)并开始模拟,对比两个试验低层 925 hPa 涡度可见(图 16),关闭潜热释放后,由于缺少大气加热,长三角地区的涡度随时间不断减弱,到 8 日 06 时,HTOFF 试验中在华东中部一带虽然仍维持一条西南—东北走向正涡度带,但与 HTON 试验相比,除了在强度上明显偏弱,两者在涡度带的

移动上也明显不同:HTON 试验中,位于苏南地区的西南—东北走向的涡度带在 8 日 02 时之后基本稳定少动,而新的涡度在上海和杭州湾地区形成,并逐渐向东移动发展,06 时成为主要的涡度区,而苏南地区的涡度相应减弱(图 16a);而在 HTOFF 试验中,位于苏南地区的涡度带则基本沿着本层水平风场向下游偏西方向移动,移速较快,到 06 时已移至皖南至江苏丹阳一带,结构相对松散,强度减弱,上海、杭州湾地区无新生涡度发展(图 16b),因而也未产生明显降水(图略)。

在 HTON 试验中,杭州湾西侧的涡度区维持

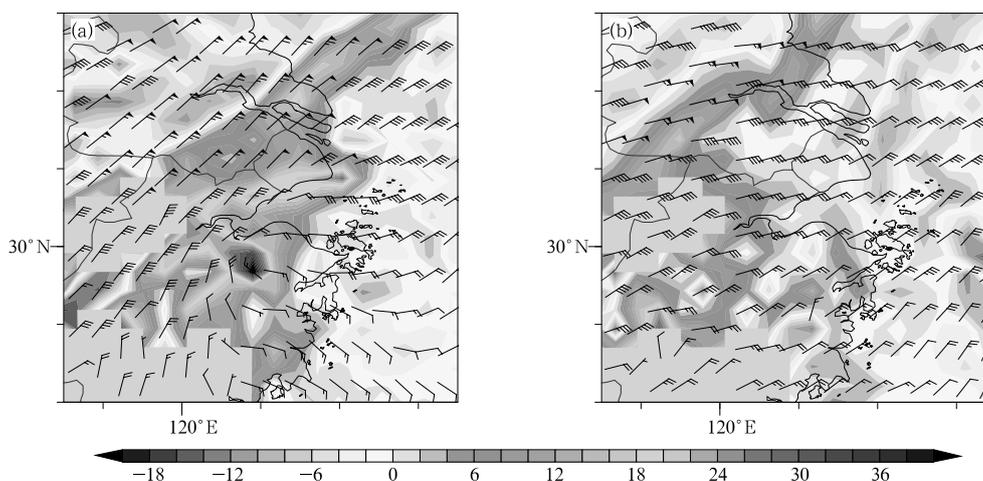


图 16 2013 年 10 月 8 日 06 时 925 hPa (a) HTON 试验和 (b) HTOFF 试验
模拟涡度(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})及风场对比

Fig. 16 Simulated relative vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) and wind at 925 hPa at 06:00 BT 8 October 2013

(a) Experiment HTON, (b) Experiment HTOFF

时间较长,并且东侧有新生涡度发展,散度制造项和倾斜项为低层该区域中涡度倾向的主要贡献项(图 13),从 850 hPa 散度制造项和倾斜项的水平分布上可见,散度制造项在区域都以正贡献为主,使局地涡度增长(图 17a);而相对于垂直速度大值中心,倾斜项基本呈现正负值对称的分布,其中正值区量级与此处局地涡度总收支基本相当,可见由局地对流产生的垂直速度的水平分布不均及水平风的垂直切变造成了上升运动附近涡度倾向的正负对称分布,局地涡度的增消造成了涡旋中心在水平面上的移动,从时间上看,即造成涡旋向偏东方向移动发展(图 17b)。

进一步,在垂直方向上对 HTON 试验及 HTOFF 试验区域平均涡度收支分布进行对比(图 18)可见:8 日 03 时(模式开始积分 1 h 后),HTON 试验及 HTOFF 试验中区域的低层 850 hPa 以下,都存在较明显的正的涡度倾向,散度制造项有明显的正贡献作用。两个试验该时次在涡度收支上最明显的差异体现在垂直平流项以及倾斜项的分布上:HTON 试验中,垂直平流项在 500~850 hPa 的中低层为明显的正贡献,表示此处有垂直上升运动将低层涡度往高层输送,也即存在对流潜热释放过程。在其下方 850 hPa 以下为散度制造项的正贡献区,倾斜项的贡献在 500 hPa 以下与垂直平流项基本呈

反相分布。而在 HTOFF 试验中,较显著的垂直平流项主要位于 850 hPa 以下,且在近地面的低层为负贡献,仅在 850 hPa 高度附近有一些正贡献,其余各项的贡献也都集中在 700 hPa 以下,难以对大气中层产生影响;到 8 日 05 时,HTON 试验中 850 hPa 以下的正涡度倾向进一步增强,特别是散度制造项相比 03 时更为增强,而其上方仍为显著的垂直平流项正贡献(其中心位于 850 hPa 附近,相比 03 时有所降低,但强度增强),同时,700 hPa 附近的涡度倾向也较 03 时有所增强。而在 HTOFF 试验中,中低层的涡度倾向相比 03 时明显减弱,虽然 850 hPa 以下散度制造项仍有较弱的正贡献,但受垂直平流项、特别是倾斜项在 925 hPa 以下低层的负贡献影响,当地涡度迅速减弱消散。

由此可见,水汽潜热的释放确实对于上海地区此次过程有着重要影响:一方面,潜热释放带来的加热使得气柱拉长,低层气压降低,高层气压升高,从而使得低层辐合高层辐散,低层辐合的增强又带来局地正涡度的增强。另一方面,潜热加热通过对中层大气加热改变局地层结不稳定性,使得垂直上升运动能够发展到更高的高度,也有利于涡度向上发展以及低层的辐合增强:由 HTON 与 HTOFF 试验区域平均的垂直速度与涡度倾向方程散度制造项的时间演变(图 19)可见,在 HTON 试验中,当低层

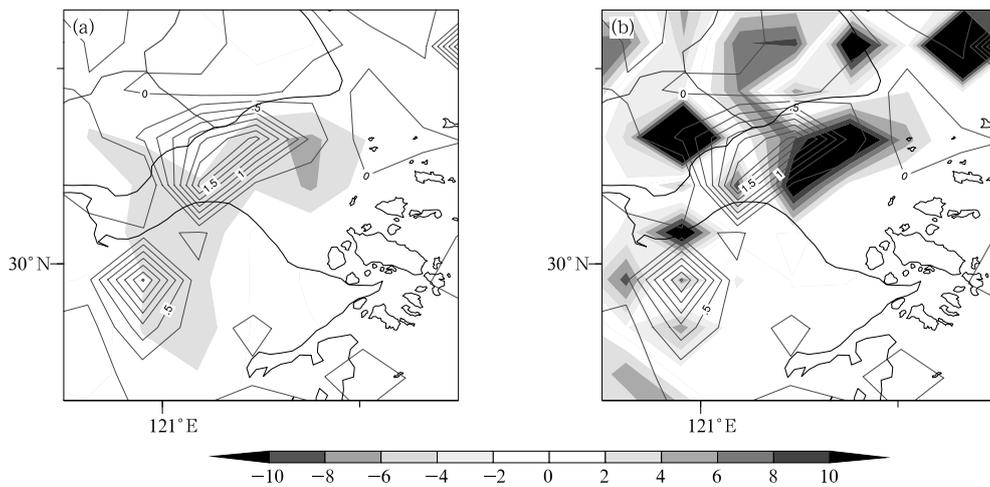


图 17 2013 年 10 月 8 日 08 时 HTON 试验 850 hPa (a) 相对涡度散度制造项(阴影, 单位: 10^{-8} s^{-2}), (b) 倾斜项(填色, 单位: 10^{-8} s^{-2}) 及垂直速度(实线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 等值线间隔 $0.25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 分布

Fig. 17 Simulated 850 hPa vertical wind (solid line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, contour line interval: $0.25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence term of the vorticity equation (a, shaded area, unit: 10^{-8} s^{-2}), tilt term of the vorticity equation (b, shaded area, unit: 10^{-8} s^{-2}) in Experiment HTON at 08:00 BT 8 October 2013

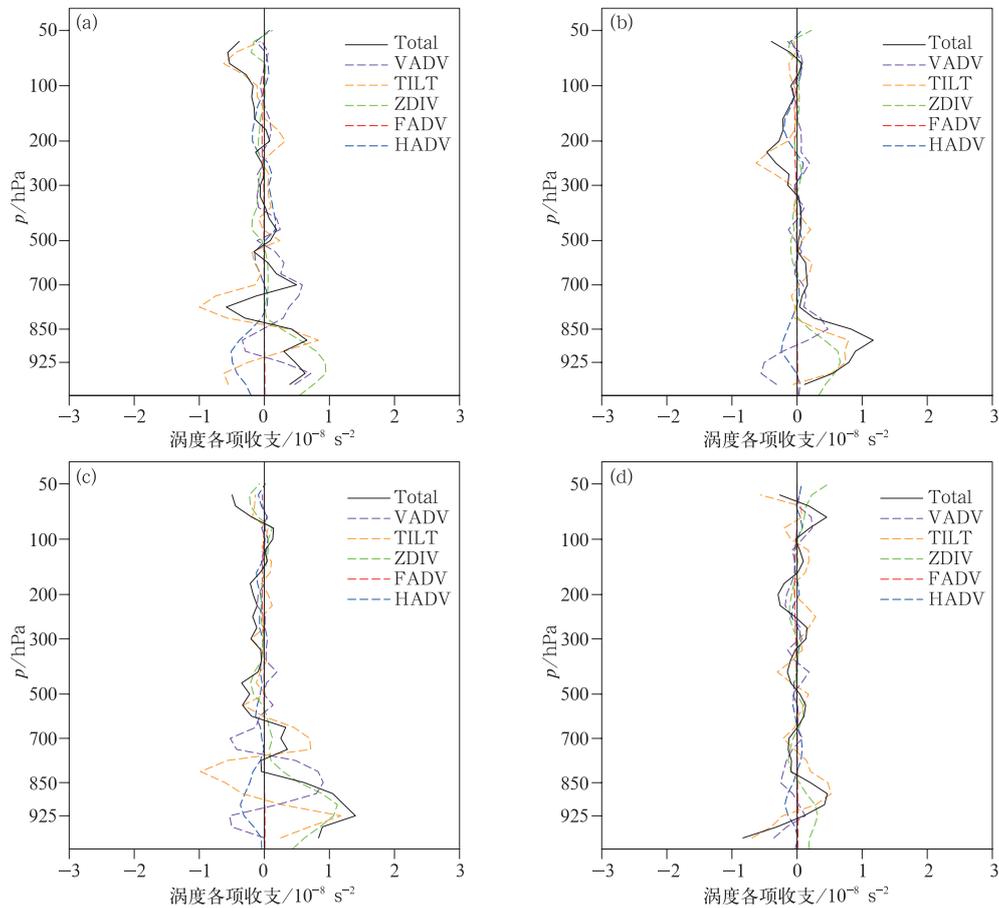


图 18 2013 年 10 月 8 日 (a, b)03 时, (c, d)05 时涡度方程收支各项区域(图 10c 中红框部分)平均的垂直分布
(a, c)HTON 试验, (b, d)HTOFF 试验

Fig. 18 Vertical distribution of each term of vorticity equation at (a, b) 03:00 BT and (c, d) 05:00 BT 8 October 2013
(a, c) Experiment HTON, (b, d) Experiment HTOFF
(Averaged for the regional mean of the area indicated by the box of Fig. 10c)

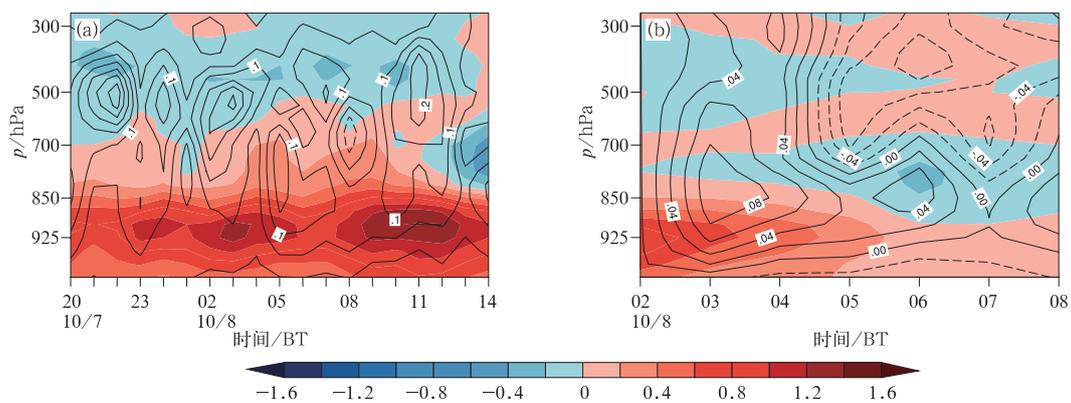


图 19 2013 年(a)7 日 20 时至 8 日 14 时 HTON 试验和(b)8 日 02—08 时 HTOFF 试验区域(图 10c 中红框部分)平均的垂直运动(黑线,单位: $m \cdot s^{-1}$, 等值线间隔图 19a 中为 $0.05 m \cdot s^{-1}$, 图 19b 中为 $0.02 m \cdot s^{-1}$, 虚线表示下沉运动)、相对涡度散度制造项(填色,单位: $10^{-8} s^{-2}$)的垂直分布时间演变

Fig. 19 Evolution of vertical distribution of vertical wind speed (black line, dashed for negative values, unit: $m \cdot s^{-1}$, contour interval: $0.05 m \cdot s^{-1}$ in Fig. 19a, $0.02 m \cdot s^{-1}$ in Fig. 19b) and divergence term of the vorticity equation (shaded area, unit: $10^{-8} s^{-2}$)

(a) Experiment HTON, 20:00 BT 7—14:00 BT 8 October 2013, (b) Experiment HTOFF, 02:00—08:00 BT 8 October 2013

由较强的散度制造项贡献时,其上方均有较强的上升运动中心与其对应(图 19a 中:8 日 01—05 时,8 日 09—12 时);而在 HTOFF 试验中,低层散度制造项的贡献随时间不断减弱,上升运动发展高度也明显低于 HTON 试验,8 日 05 时以后中低层基本为下沉运动,散度制造项作用明显减小,局地涡度难以发展(图 19b)。

5 结 论

通过对上海地区一次双台风环境影响的局地暴雨过程进行数值模拟及诊断分析,探讨此次强降水过程大气中层以下的涡旋特征及发展特点,主要结论如下。

(1) 此次暴雨过程受台风菲特倒槽、台风丹娜丝外围环流以及大陆高压前部东北气流的综合影响,在对流发展的强盛阶段低层伴有中尺度低涡环流生成,在雷达低仰角的反射率图上,杭州湾附近有较强的螺旋状旋转发展回波,径向速度图上可见相距约 100 km 的正负速度中心。

(2) 对过程进行数值模拟分析发现,位于杭州湾和上海附近的涡度随着“菲特”倒槽东移、“丹娜丝”北上靠近、中低层风场加强而发展;涡度主要在位势不稳定大气中发展,先期杭州湾附近涡度发展集中于 850 hPa 以下到近地面的低层,而上海地区的涡度高度相对较高,中心不及地,后期杭州湾附近涡度进一步发展,其水平及垂直尺度均同时增强,强涡度柱从近地面一直伸展到对流层中层附近,风场上对应形成具有闭合式气旋环流的占据对流层下半部的深厚涡旋,而上海附近涡度相应减弱。

(3) 在涡旋形成发展过程中,局地涡度收支方程中的各项在不同高度、不同时间作用各不相同。中低层的散度制造项往往为涡度发展的正贡献项,水平平流项为相对较弱的负贡献项,垂直平流项/倾斜项间的作用往往相反。散度制造项的作用是造成中低层局地涡度增长的主要因子,其发展增强过程与中尺度涡旋的发展过程在时间和空间上均非常一致,是涡度的主要来源。垂直平流项在前期作用较弱,而随着涡旋发展,中层以上的涡度收支正倾向增强,在涡旋发展至成熟阶段时,垂直平流项通过将对流层中下层的涡度向上输送使涡度向上发展,在中上层对涡度收支的贡献起主要作用。倾斜项在低层涡度生成初期作用不大,但在之后通过影响局地涡

度的移动变化,对涡旋有部分贡献。

(4) 对流潜热释放对于涡旋的发展有着重要影响,一方面通过增强大气低层的辐合,维持并增强散度项对局地涡度增长的贡献;另一方面又通过对低层以上的加热改变大气不稳定性,使对流发展更高,有利于对流项对低层涡度的向上输送,同时对流产生的抽吸作用又可以进一步增强低层辐合。此外,对比试验的结果显示,潜热释放也可影响到系统的移动发展方向,当关闭潜热效应后,局地涡度不能向东发展增强,而只能顺着平流方向向西减弱消散。

参考文献

- 陈永林,俞小鼎,杨引明,等,2016. 江苏一次锢囚状 MCS 和相关中涡旋 MCV 的观测分析[J]. 气象,42(02):166-173.
- 高守亭,赵思雄,周晓平,等,2003. 次天气尺度及中尺度暴雨系统研究进展[J]. 大气科学,27(4):628-627.
- 公颖,周军,李红莉,2005. 梅雨锋上中尺度涡旋与高低层流型演变的关系[J]. 气象,31(11):34-39.
- 沈杭锋,翟国庆,尹金方,等,2013. 长江下游梅汛期中尺度涡旋特征分析[J]. 大气科学,37(04):923-932.
- 孙淑清,杜长莹,1996. 梅雨锋的维持与其上扰动的发展特征[J]. 应用气象学报,7(2):153-159.
- 陶诗言,等,1980. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社.
- 吴涛,张家国,牛奔,2017. 一次强降水过程涡旋状 MCS 结构特征及成因初步分析[J]. 气象,43(05):540-551.
- 朱爱军,潘益农,2007. 中国东部地区一个中尺度对流涡旋的涡度收支分析[J]. 南京大学学报(自然科学版),43(3):260-269.
- Atkins N T, St. Laurent M, 2009. Bow echo mesovortices. Part II: Their genesis[J]. Mon Wea Rev, 137:1514-1532.
- Cram T A, Montgomery M T, Hertenstein R F A, 2002. Early evolution of vertical vorticity in a numerically simulated idealized convective line[J]. J Atmos Sci, 59:2113-2127.
- Davis C A, Galarneau T J, 2009. The vertical structure of mesoscale convective vortices[J]. J Atmos Sci, 66:686-704.
- Davis C A, Weisman M L, 1994. Balanced dynamics of mesoscale vortices produced in simulated convective systems[J]. J Atmos Sci, 51:2005-2030.
- Fritsch J M, Murphy J D, Kain J S, 1994. Warm core vortex amplification over land[J]. J Atmos Sci, 51:1780-1807.
- Galarneau T J Jr, Bosart L F, Davis C A, McTaggartCowan R, 2009. Baroclinic transition of a long-lived mesoscale convective vortex[J]. Mon Wea Rev, 137:562-584.
- Gamache J F, Houze R A, 1982. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line[J]. Mon Wea Rev, 110:118-135.
- Hendricks E A, Montgomery M T, Davis C A, 2004. On the role of “vortical” hot towers in formation of tropical cyclone Diana (1984) [J]. J Atmos Sci, 61:1209-1232.
- Johnson R H, Chen S, Toth J J, 1989. Circulations associated with a mature-to-decay midlatitude mesoscale convective system.

- Part I: Surface features-heat bursts and mesoscale development [J]. *Mon Wea Rev*, 117(5):942-959.
- Lai H W, Davis C A, Jou B J-D, 2011. A subtropical oceanic mesoscale convective vortex observed during SoWMEX/TiMREX [J]. *Mon Wea Rev*, 139(8):2367-2385.
- Leary C A, Rappaport E N, 1987. The lifecycle and internal structure of mesoscale convective complexes[J]. *Mon Wea Rev*, 115(8):1503-1527.
- Menard R D, Fritsch J M, 1989. A Mesoscale Convective Complex-Generated Inertially Stable Warm Core Vortex[J]. *Mon Wea Rev*, 117(6):1237-1261.
- Montgomery M T, Nicholls M E, Cram T A, Saunders A B, 2006. A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis[J]. *J Atmos Sci*, 63:355-386.
- Rotunno R, Emanuel K A, 1987. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model[J]. *J Atmos Sci*, 44:542-561.
- Smull B F, Houze Jr R A, 1985. A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observations[J]. *Mon Wea Rev*, 113(1):117-133.
- Trapp R J, Weisman M L, 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: Their genesis and implications[J]. *Mon Wea Rev*, 131:2804-2823.
- Trier S B, Davis C A, 2002. Influence of balanced motions on heavy precipitation within a long-lived convectively generated vortex[J]. *Mon Wea Rev*, 130(4):877-899.
- Trier S B, Skamarock W C, LeMone M A, 1997. Structure and Evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE Squall Line: Organization Mechanisms Inferred from Numerical Simulation [J]. *J Atmos Sci*, 54(3):386-407.
- Verlinde J, Cotton W R, 1990. A mesoscale vortex couplet observed in the trailing anvil of a multicellular convective complex[J]. *Mon Wea Rev*, 118(5):993-1010.
- Zhang Dalin, Fritsch J M, 1987. Numerical simulation of the meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex[J]. *J Atmos Sci*, 44:2593-2612.