

浙江沿海登陆台风结构特性的 多普勒雷达资料分析^{* 1}

赵放¹ 冀春晓² 高守亭³ 刘黎平⁴

ZHAO Fang¹ JI Chunxiao² GAO Shouting³ LIU Liping⁴

1. 浙江省气象台,杭州,310017
2. 浙江省气象科学研究所,杭州,310017
3. 中国科学院大气物理研究所,北京,100029
4. 中国气象科学研究院,北京,100081

1. *Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310017, China*
2. *Zhejiang Institute of Meteorological Sciences, Hangzhou 310017, China*
3. *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*
4. *China Academy Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2010-03-25 收稿,2010-06-20 改回.

Zhao Fang, Ji Chunxiao, Gao Shouting, Liu Liping. 2012. Study of the structure and characteristics associated with landfalling typhoons on the southeastern coast of Zhejiang province in China using Doppler radar data. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(1):15-29

Abstract This study investigated temporal and spatial variations of the reflectivity and precipitation structure within 300 km radius of typhoon center by using the reflectivity data taken from the Doppler radars located in Zhejiang province. Three typhoons making landfall along the southeastern coast of Zhejiang province in China have been selected to examine the changes of the precipitation distribution from 6 h before landfall to 7 h after landfall. The three-dimensional wind fields are retrieved from the Wenzhou Doppler radar data using the 4D-Var wind retrieval technology. The 3D structure of the mesoscale convective system producing the most severe heavy rainfall at Yunyan and Changchan is analyzed with the single-Doppler radar retrieved wind and radar reflectivity observed by the Wenzhou Doppler radar. The results show that the stronger the typhoon intensity is, the bigger the reflectivity of the middle and low levels is, and the more severe the mesoscale convective system and the precipitation rate are. The axisymmetric component of typhoon echo (rainfall), represented by the radial distribution of the azimuthal mean reflectivity, reveals that echo (rainfall) spreads outward from the typhoon eyewall before landfalling. The mean echo (rainfall rate) in the inner-core region increases abruptly, accompanied with the rapid contraction of the precipitation areas toward typhoon center when typhoons are approaching the coast. The mean rainfall rate in the typhoon eyewall will intensify after landfall. The single-Doppler radar retrieved wind fields indicate that, at 1 h after typhoon landfalling, with the enhanced convergent (divergent) wind fields in the low (upper) levels, the tilted upward movement in the mesoscale convective system is enhanced and the precipitation rate is increased obviously. The typhoon intensity is proportional to the increases of the precipitation rate. The stronger the typhoon intensity is, the bigger the vertical winds shear value is. The area of the maximum vertical wind shear value is corresponding to that of the most severe heavy rainfall. The obvious increase of the vertical wind shear value plays an important role in the enhancement and sustaining of the mesoscale convective system in spiral rain bands of landfalling typhoon.

* 资助课题:国家自然科学基金重点项目(90815028)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY200706020、GYHY201006007)、灾害国家重点实验室开放课题(2008LASW-A01)。

作者简介:赵放,主要从事短时临近天气预报与雷达资料开发应用工作。E-mail:jichunxiao@sina.com

Key words Landfalling typhoon, Echo change, Precipitation distribution, Wind retrieval

摘要 利用浙江省新一代多普勒雷达组网资料,选取在浙江东南沿海近乎同一地点登陆的3个台风进行研究。从登陆前6 h到登陆后7 h,对比分析3个台风在登陆前后的雷达回波和降水结构时空变化特征。利用单多普勒雷达四维变分风场反演技术,对温州多普勒雷达探测资料进行了风场反演。结合利用雷达回波强度资料,对3个台风登陆前后1 h在云岩、昌禅等地造成特大暴雨的中尺度对流系统的三维结构及其演变特征进行了详细分析。结果表明,台风强度与其螺旋云带中的对流单体密切相关。台风强度愈强,其中低层环状平均回波强度就愈强,对流活动也就愈旺盛,降水强度也愈大。台风登陆前,回波(雨带)从眼墙向外围传播。台风登陆后,随着台风外围回波(雨带)明显减弱,台风眼墙回波(雨带)则明显增强,台风眼区逐渐被强回波所取代,使台风登陆后眼墙的平均雨强比登陆前增大。台风登陆后1 h,由于低(高)层水平辐合(散)增强,强对流回波中倾斜的上升(下沉)气流明显增大,使对流运动更加活跃,造成登陆后1 h的降雨量显著增强。台风强度与登陆后1 h降雨量的增强幅度成正比。台风强度越强,垂直风切变就越大,垂直切变风速大值区与最大降雨区有较好的对应关系。台风登陆后1 h,垂直切变风速的明显增加对登陆台风螺旋雨带中的中小尺度对流的加强和维持起到了非常重要的作用。

关键词 登陆台风,回波变化,降水分布,风场反演

中图法分类号 P447

1 引言

在中国华东沿海登陆的台风往往会引发暴雨或大暴雨,导致非常严重的自然灾害,造成巨大的损失。所以,对登陆台风引发的暴雨研究已经成为大气科学的一个热点。近年来,人们采用不同的资料和技术方法对台风暴雨的形成机理和台风螺旋云带中的中尺度对流进行了研究,使得对台风暴雨生成和持续的认识得到了进一步的提高。诊断分析和数值模拟技术在研究台风、台风暴雨的形成机理和中尺度结构中得到了广泛的应用(陶祖钰等,1994;王鹏云,1998;徐亚梅等,2005;孙建华等,2006a;张苏平等,2006;于玉斌等,2007;梁军等,2007)。陈联寿等(2002)指出,台风暴雨的强度与水汽辐合能量、位势不稳定层结、边界层辐合和垂直运动等有关。台风中的中小尺度环流系统往往是造成特大暴雨的主角。孙建华等(2000)在登陆台风引发的暴雨过程的诊断研究中,发现涡度方程在低层除平流项外,散度项也比垂直输送项和扭转项大一个量级。而高空散度项、垂直输送项和扭转项同量级,此时扭转项的贡献也不可忽视。周玲丽等(2009)利用中尺度数值模拟技术,并结合NCEP再分析资料、地面自动站降水资料以及实况雷达回波资料,对台风“海棠”(Haitang,0505)造成的浙闽地区特大暴雨进行了分析。研究发现,这次暴雨属于台风中心北侧附近的螺旋云带降水,主要是由边界层强中尺度辐合带直接影响造成的,降水伴随着辐合带发展,与雷达回波有很好的对应关系。同时也发现,浙闽地区复杂的地

形对本场暴雨的发生有重要作用,为暴雨的增幅做出了重要贡献。冀春晓等(2007)在对台风“云娜”(Rananim,0414)登陆期间地形对其降水和结构影响的研究中发现,台风“云娜”登陆期间雷达强回波带出现在台风移动的右前方,螺旋云带中镶嵌着大量的对流云团;垂直液态水含量的高值区出现在台风中心的西北侧。并通过在浙江、福建东部沿海一带进行有无地形的数值对比试验,着重讨论了台风登陆期间地形对台风降水、台风结构特征变化的影响。结果表明,台风登陆期间,地形对台风降雨量有明显的增幅作用。Zhang等(2005)指出风场垂直切变产生次级环流,切变矢量左侧往往存在上升运动支,而此上升运动区往往是暴雨落区。Corbosiero等(2003)对热带气旋中暴雨的移动、垂直风切变和对流不对称性等进行了研究。岳彩军(2009)在对“海棠”台风降水非对称分布特征成因的定量分析中发现,垂直上升运动条件可能是造成降水非对称分布特征的主要因素,而地表摩擦作用造成的降水强度是地形抬升作用所造成降水强度的2—3倍。余贞寿等(2007)的研究发现,环境风场垂直切变产生次级环流可以加强暴雨区的上升运动。于玉斌等(2008)对超强台风“桑美”(Saomai,0608)近海急剧增强过程数值模拟试验表明,台风中心附近对流层高层辐散的增强导致“桑美”急剧增强,对流层中低层辐散的增强以及中层辐合的增大与“桑美”的减弱密切相关。

多普勒天气雷达网布设的不断增加,为深入研究登陆台风暴雨的中尺度结构创造了有利条件,多

普勒天气雷达网在台风天气监测和预警中所发挥的作用也越来越大。多普勒天气雷达探测资料具有很高的时空分辨率,对加深对台风结构和演变特征的了解,特别是提高对台风及其引发暴雨的中小尺度结构的认识具有极其重要的意义,为研究登陆台风三维结构的演变及其暴雨的形成机理提供了非常有利的条件。而借助高时空分辨率的探测资料研究台风、台风暴雨内部的中小尺度结构,也是促进台风精细化研究和预报的一种重要途径。虽然由于多普勒雷达探测到的径向速度只是大气三维风场的一个分量,使其定量研究大气的三维结构尚有一定的困难和不确定性,但多普勒雷达风场反演技术可以在一定程度上解决上述问题。近些年,国际上开始使用双多普勒雷达、机载双波束雷达研究台风的动力和热力结构,对进一步了解台风系统内部中小尺度结构起到了重要作用(Gamache, et al, 1995; Reasor, et al, 2000)。Skwira 等(2005)综合利用雷达资料和其他观测资料研究了登陆台风的雨带结构。Houze 等(2006)对不同飓风中雨带和强度变化进行了观测和模拟对比试验。中国气象学家在应用卫星、雷达资料研究台风、暴雨等灾害性天气的中尺度结构等方面进行大量研究工作(陶祖钰, 1992; 孙健等, 2004; 陈子通等, 2004; 盛春岩等, 2006; 张林等, 2006; 许映龙等, 2006; 刘淑媛等, 2007)。丁伟钰等(2004)利用 TRMM 资料对 2002 年登陆广东的 3 个热带气旋降水分布特征进行了分析,发现在 3 个热带气旋登陆过程中,中心附近降水沿半径方向存在收缩和扩展变化,外围降水加强会导致其中心附近降水减弱。钟敏等(2006)也利用 TRMM 降水资料对台风的降水结构特征进行了研究。最近 Lonfat 等(2004)利用 TRMM 卫星的微波成像仪测得的降水资料来定量研究全球热带气旋降水的空间分布。周仲岛等(2004)应用多普勒雷达资料探讨了影响台湾的台风降水结构特征。统计结果分析发现,台风降水的环状平均值与风暴强度有关,风暴强度越大,则最大环状平均降水率也越大,其出现的位置到台风中心距离也越近。另外,在多普勒雷达风场反演技术方面中国的气象工作者也进行了一系列的研究(Tao, 1994; 周海光等, 2002a, 2002b; 何宇翔等, 2005),并应用该技术对局地大暴雨和江淮暴雨的中尺度结构进行了较为详细的分析(周海光等, 2002b; 2005a, 2005b; 孙建华等, 2006b)。陈子通等

(2004)使用等高面上回波强度资料研究了“尤特”(Utor)台风登陆过程中眼区及其附近结构的变化特征。周海光(2008)利用双多普勒雷达三维风场反演技术对强热带风暴“碧利斯”(Bilis)引发的特大暴雨中尺度结构进行了多普勒雷达资料分析,进一步分析了此次台风暴雨的形成机理、高时空分辨率三维动力结构及其演变特征,认为此次特大暴雨主要是由中低层西南-东北走向的 β 中尺度辐合线引发的,辐合线对于水汽输送以及暴雨的形成、触发、维持具有重要作用。以上研究为深入了解台风暴雨的机理奠定了非常重要的基础。本文利用浙江省多普勒雷达观测的 3 个登陆台风雷达组网资料,分析台风在登陆前后降水时空变化特征;并利用多普勒雷达风场反演技术研究台风在登陆前后中尺度对流系统的三维结构变化,这对进一步提高台风暴雨的临近预报水平有一定的帮助。

2 资料选取及其处理

台风登陆时受到水、气、陆的共同作用和影响,主要灾害往往在登陆前后造成,台风在陆地上的衰减除与自身的结构、强度变化有关外,还与其登陆位置、季节、陆面状况、环流背景等诸多因子有关。自 2003 年下半年开始,浙江省新一代雷达陆续建成并投入业务运行,连续监测并完整收集到正面或临近正面登陆的台风资料 26 个,主要影响浙江的有 14 个。分析收集的雷达资料可以发现,登陆(或影响)华东沿海的台风从回波强度结构大体上可分 3 种类型:Ⅰ. 典型结构(有明显眼区及眼壁、主螺旋带、副螺旋带、台前飚线);Ⅱ. 螺旋状为主结构(无明显眼壁);Ⅲ. 强非对称结构(无明显眼壁、主体为盾状且与中心位置有较大偏离)。回波结构为Ⅰ类的台风有:云娜(0414)、艾利(0418)、海棠(0505)、麦莎(0509)、泰利(0513)、卡努(0515)、碧丽丝(0604)、桑美(0608)、圣帕(0709)、韦帕(0713)、罗莎(0716)、海鸥(0807);为Ⅱ类的台风有:环高(0311)、海马(0421);为Ⅲ类的台风有:蒲公英(0407)。从分类情况分析,在华东沿海登陆(或影响)的台风绝大多数表现为典型结构,普遍特点表现为强度强,强降水范围广,雨量大,大风持续时间长、局部风特强,造成的灾情严重。在典型结构的 12 个登陆台风中,桑美、韦帕、罗莎 3 个台风在浙江南部沿海近乎同一地点登陆,但登陆时的强度不同(表 1),登陆后的路径分

别为西行、西北行和北上3种(图1),这为利用雷达资料开展对比分析提供了很好的资料。

选取从台风登陆前6h到登陆后7h的资料进行分析,资料来源于中国气象局台风定位报。雷达资料为浙江省温州、金华、舟山和杭州的4部雷达的6min一次的联网拼图资料(个别缺测的由相邻6min体扫资料代替),雷达基数据资料处理和雷达风场反演软件由中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室提供。雷达体扫数据经过质量控制后,数

据坐标转换采用径向、方位上的最近邻居法(NVI方法),从极坐标系转换到笛卡儿坐标系。根据肖艳娇等(2006)综合分析,采用NVI方法处理得到的反射率因子格点数据不仅空间连续性好,而且,很好地保留了体扫资料中原有的结构特征。联网拼图后的雷达资料为直角坐标系下等高面资料,水平分辨率为 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ 。为减少台风中心定位误差,文中台风中心的定位根据雷达反射率资料再由人工修正后定位给出。降雨量资料采用浙江省地面中尺度站资料。

表1 登陆台风特征表

Table 1 The features of the landfall typhoons

编号	台风名称	登陆时间(UTC)	地点	登陆时中心气压(hPa)	登陆时最大风速(m/s)
0608	桑美(Saomai)	2006年8月10日09:25	浙江苍南	920	62.5
0713	韦帕(Wipha)	2007年9月18日18:30	浙江苍南	950	45
0716	罗莎(Krosa)	2007年10月7日07:30	浙江苍南	975	33

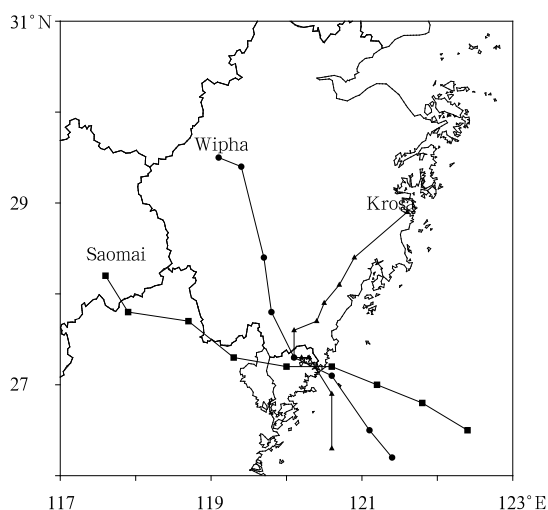


图1 桑美、韦帕、罗莎台风路径
Fig. 1 Best tracks for the typhoons of Saomai, Wipha and Krosa

3 台风登陆前后引发的强降雨过程分析

从表1和图1可以看出,3个台风个例虽然登陆地点相同,但其强度、移动路径却各不相同。桑美最强,韦帕次之,罗莎最弱。从3个台风的浙江省地面中尺度站24h(含登陆时间)累积降雨量(图略)可以看到,3个登陆台风在浙江普降暴雨到大暴雨,部分特大暴雨,24h累积降雨量均超过300mm。但暴雨区的范围存在很大差别,桑美比其他2个台风暴雨区的范围明显要小。桑美2006年8月10日00时—11日00时(世界时,下同)24h最大降雨量

出现在浙江苍南的云岩,428.5mm;韦帕2007年9月18日00时—19日00时24h最大降雨量出现在浙江乐清的礅头,437.4mm;台风罗莎2007年10月7日00时—8日00时24h最大降雨量出现在浙江永嘉的乌牛,390.4mm。值得指出的是3个台风造成的大暴雨区均出现在台风移动的右前方。

分析台风登陆前后浙江省地面中尺度站1h雨量资料随时间的演变可知,桑美较大的降雨主要是由台风主螺旋云带造成的。韦帕和罗莎除了台风主螺旋云带造成较大的降雨外,台风外围云带也同样造成了较大的降雨。从台风主螺旋雨带1h最大降雨地点的逐时雨量演变(图2)可知,桑美1h雨量最大值出现在浙江苍南的云岩,韦帕和罗莎1h雨量最大值都出现在浙江苍南的昌禅。桑美雨强最大值出现在登陆后1h,达到130.6mm/h(图2a)。云岩从登陆前1h到登陆后5h的累积降雨量为396.1mm。韦帕在昌禅雨强最大值也出现在登陆后1h,达到54.6mm/h(图2b)。罗莎造成的雨强最大值出现在登陆后的第2小时,但只有23.8mm/h(图2c)。可以看到,台风登陆后雨强最大值约出现在登陆后1—2h。尽管3个台风登陆地点相同,但由于强度、移动路径的不同,所造成的雨强存在很大的差异,如桑美和罗莎的最大雨强可以相差5倍多。

分析1h最大降雨点上空雷达反射率垂直剖面(图3)可知,桑美在云岩上空的对流活动旺盛,在降水回波区中嵌有许多强对流单体(图3a),强降雨阶

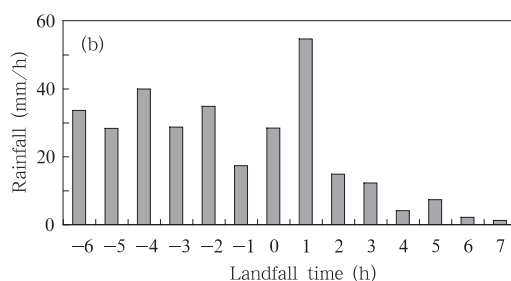
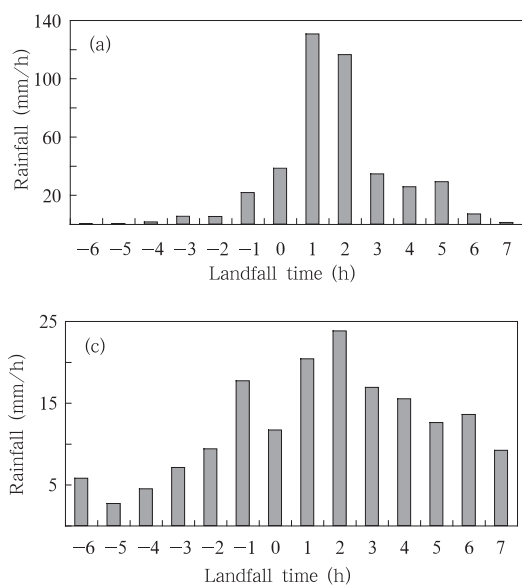


图2 不同台风登陆前后最大降雨地点的逐时雨量

(a. 桑美(云岩站), b. 韦帕(昌禅站), c. 罗莎(昌禅站); -代表登陆前, +代表登陆后)

Fig. 2 Observed hourly rainfalls from 6 h before landfall to 7 h after landfall for the typhoons of Saomai (a), Wipha (b) and Krosa (c)

(“-”is for the time before landfall and “+” is for after landfall)

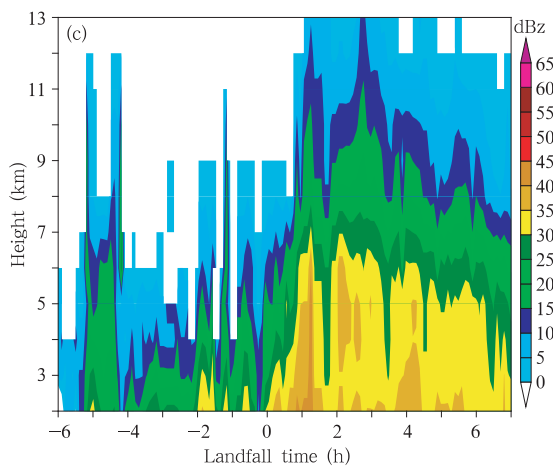
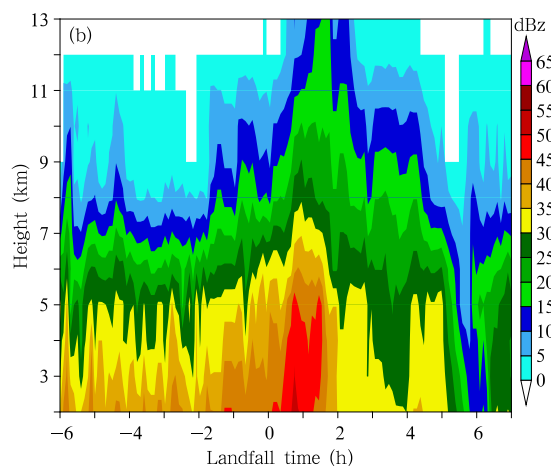
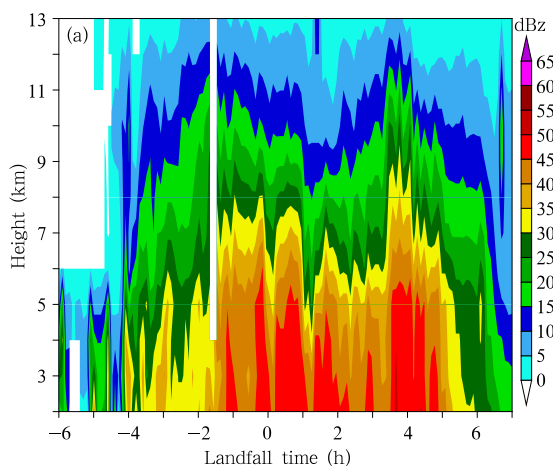


图3 不同台风登陆前后雷达反射率

(a. 桑美, b. 韦帕, c. 罗莎; -代表登陆前, +代表登陆后)

Fig. 3 Time-height cross sections of the reflectivity (shaded) observed by the Wenzhou Radar for the typhoons of Saomai (a), Wipha (b) and Krosa (c)

(“-”is for the time before landfall and “+” is for after landfall)

段较强回波(≥ 30 dBZ,下同)约在7 km高度,在对流发展强烈时强回波高度可达到9 km。对比云岩站逐时雨量(图2a),强降水阶段对流发展特别活跃,中低层回波很强,超过50 dBZ,说明大气中水汽

非常丰富,这对特大暴雨的形成极为有利。值得注意的是桑美在登陆后4—5 h,此时台风环流已经明显减弱。虽然对流发展也很强烈,强回波伸展至8 km高度左右,但降雨强度却远远小于登陆后1—

2 h,说明台风环流本身对强降雨的产生也起着非常重要的作用。分析韦帕在昌禅上空的雷达反射率(图3b)可以看到,多个强对流单体主要活跃在登陆前6 h和登陆后2 h,较强回波高度约在5 km,只有在登陆后1 h,对流发展最强盛,较强回波高度近8 km,回波强度也超过50 dBz,与此时昌禅的强降雨有很好的对应关系(图2b)。登陆后2 h,回波强度逐渐减弱。罗莎的回波演变(图3c)与前2个台风的回波相比要弱得多,尤其是中低层回波强度。较强回波区主要出现在登陆后7 h,较强回波高度在6 km左右,中低层回波较弱,最强回波强度约为45 dBz,对流活动也相对较弱,对应的降雨强度也最弱(图2c)。以上分析说明,台风强度与其螺旋云带中的对流单体密切相关。台风强度愈强,其中低层回波愈强,对流活动也愈旺盛,降水强度也愈大。

4 台风登陆前后环状平均反射率和降雨强度的结构演变

在分析雷达反射率随台风径向变化时,为了避

免地形杂波与亮带数据的影响,选取3 km高度的雷达反射率资料,以台风中心为原点,台风半径为300 km,每隔1 km做雷达反射率的环状平均值,得到3 km等高面不同台风环状平均反射率随时间演变(图4)。台风环状空间平均反射率反映了台风轴对称总体的回波强度分布及其结构特征。采用浙江省台风天气雷达反射率-降雨Z-R经验关系式 $Z = 214 \cdot 4R^{1.3}$,将雷达反射率因子换算成降雨强度。与雷达反射率环状平均值相类似可以得到降雨强度的环状平均值(图5)。可以看出,3个登陆台风存在明显的差异。桑美为超强台风,结构很紧密,环状平均回波是3个台风中最强的,环状平均回波最大值大于42 dBz。眼区弱回波区范围也最小,仅宽15 km左右。桑美在登陆5 h之前,存在明显的双眼墙结构,对应着两条强回波(降雨)带(图4a、5a)。大于30 dBz的较强回波主要集中在以台风中心为圆心的内核区(100 km范围内,下同),同样大于10 mm/h强降雨也出现在内核区。在外核区(100—300 km,下同)有较弱回波向外传播。桑美登陆后,

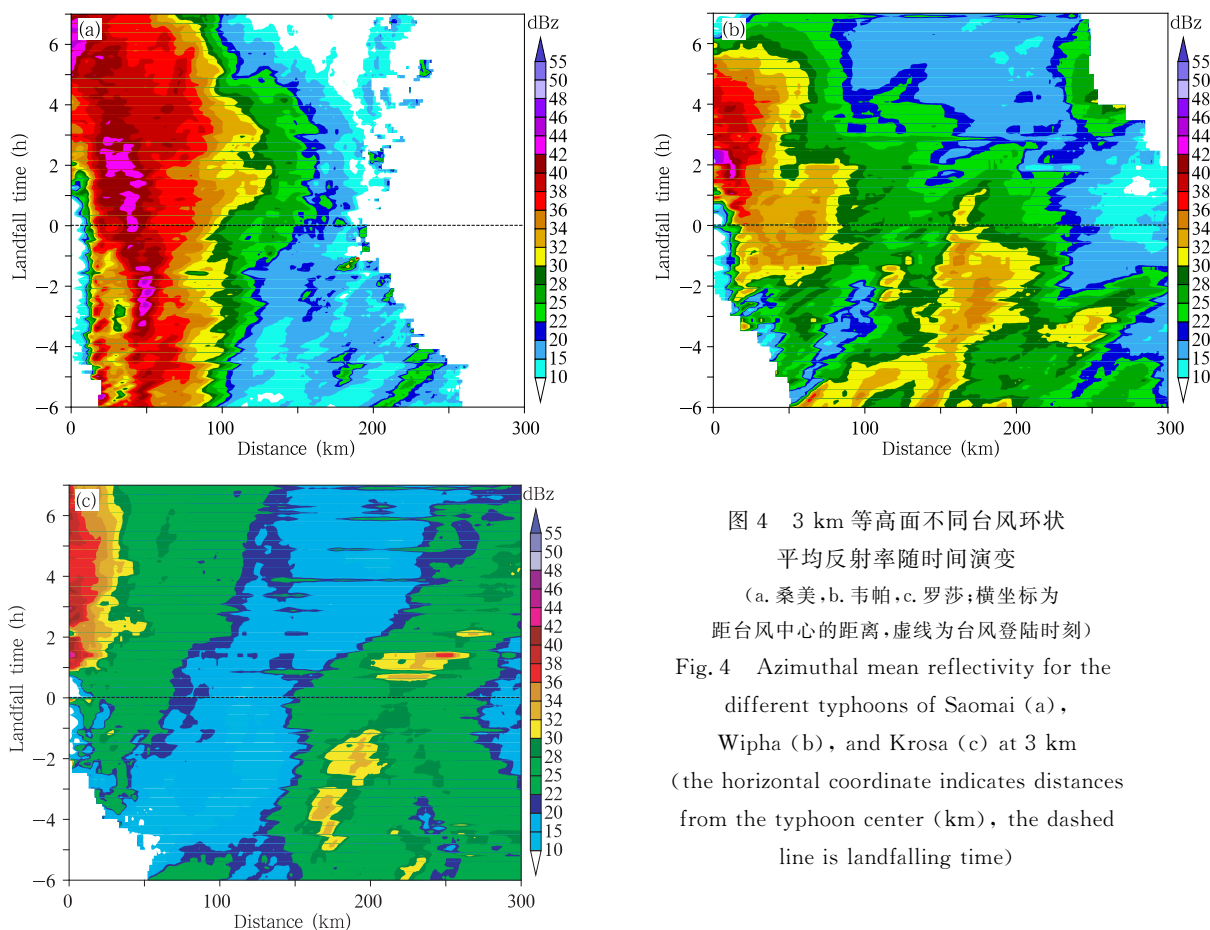


图4 3 km等高面不同台风环状平均反射率随时间演变

(a. 桑美, b. 韦帕, c. 罗莎; 横坐标为距台风中心的距离, 虚线为台风登陆时刻)

Fig. 4 Azimuthal mean reflectivity for the different typhoons of Saomai (a), Wipha (b), and Krosa (c) at 3 km (the horizontal coordinate indicates distances from the typhoon center (km), the dashed line is landfalling time)

双眼墙结构消失,外眼墙平均回波明显增强,眼区逐渐被强回波所取代。Willoughby 等(1982, 1984)和 Willoughby(1990)根据以往观测分析指出,在较强的飓风发展期间,内眼墙先形成,而外围的螺旋雨带形成完整的对流圈,之后外眼墙逐渐内缩,并伴随内眼墙的减弱最后形成单眼墙结构。桑美的变化与 Willoughby 等的观测分析基本是一致的。韦帕的强度比桑美弱,眼区弱回波区范围最大时可以达到 50 km(图 4b),且随着台风接近登陆而减小,罗莎的眼区变化与韦帕的变化一致。登陆前 6 h,韦帕外核区的强回波带向外传播,外围出现平均强度大于 34 dBz 的强回波区。登陆后,韦帕眼墙外的强回波逐渐减弱,而内核区眼墙附近的回波显著增强,如登陆后 2 h 时平均回波强度大于 42 dBz。罗莎的强度在 3 个台风中最弱,回波结构也较为松散(图 4c),在登陆前后的 13 h 内,外核区一直存在着较强的外围云带。同样,台风登陆后,外围云带快速减弱,而内核区眼墙的回波显著增强,和韦帕的变化一致。在图 5b、5c 上,环状平均雨强同回波的变化特

点一致。台风登陆前 6 h,有雨带从眼墙向外传播,登陆后,外围雨带迅速减弱,内核区的降雨迅速增强。以上回波结构变化说明,台风登陆前,有回波(雨带)从眼墙向外传播;台风登陆后,随着台风外围回波(雨带)明显减弱,台风眼墙回波(雨带)明显增强,内核区降水在登陆后 1 h 呈快速增强趋势。台风外围回波(雨带)向台风中心外围扩散并逐渐减弱或消失。

为了进一步了解 3 个台风环状平均回波登陆前后随时间变化特征,将登陆过程分为两个时段(登陆前 6 h 至登陆时,登陆时至登陆后 7 h),分别取时间平均后,分析 3 个台风在两个阶段的环状平均回波径向的演变(图 6)可知,在登陆前,台风环状平均回波呈双峰结构,且台风强度越强,内核区环状平均回波也越强(图 6a),最大值位于台风径向约 50 km 内,对应于台风眼墙回波。桑美登陆过程的平均回波最强,最大值为 40 dBz,罗莎的平均回波最弱,最大值仅为 24 dBz。从台风中心至眼墙间,3 个台风的平均回波强度迅速增强。次大值对应台风的外围

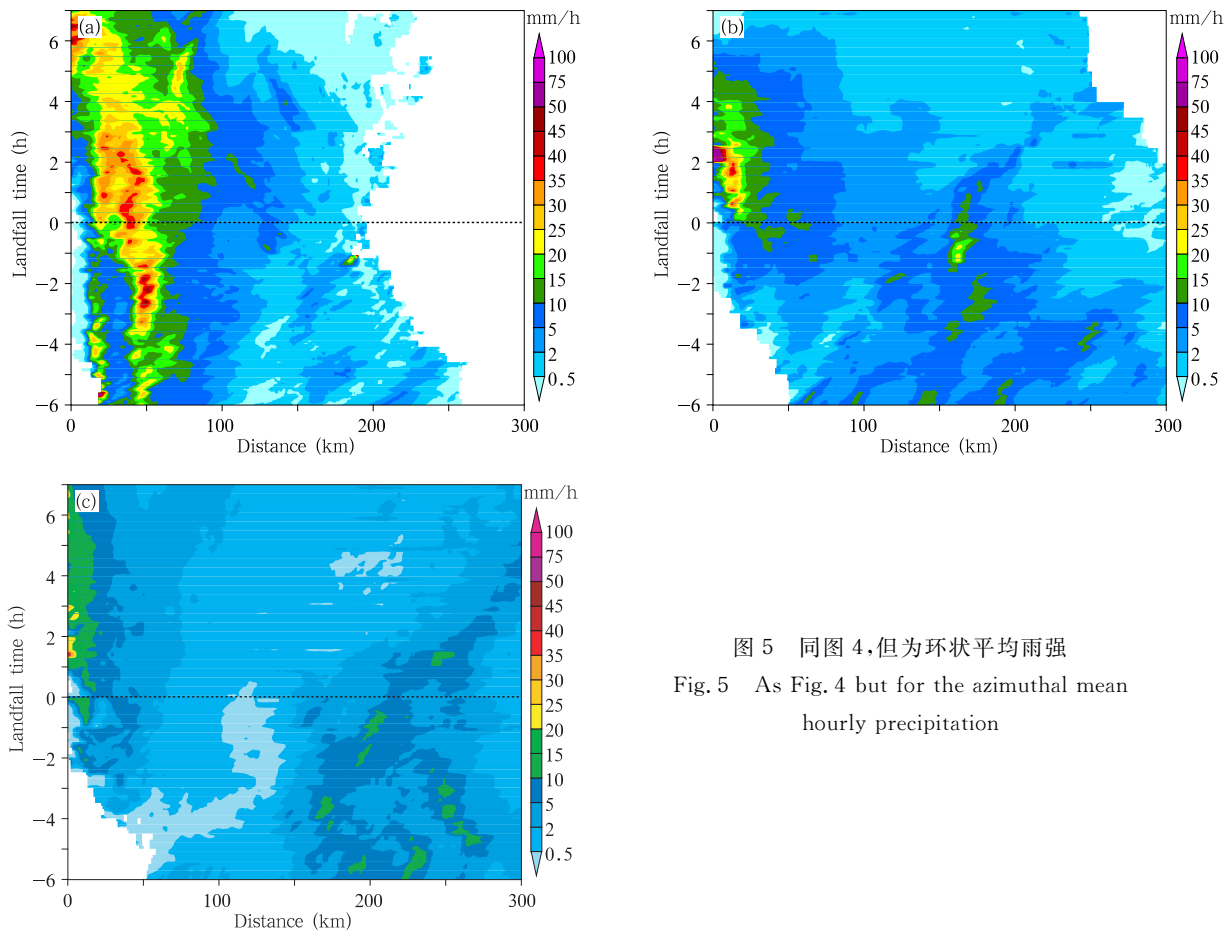


图 5 同图 4,但为环状平均雨强

Fig. 5 As Fig. 4 but for the azimuthal mean hourly precipitation

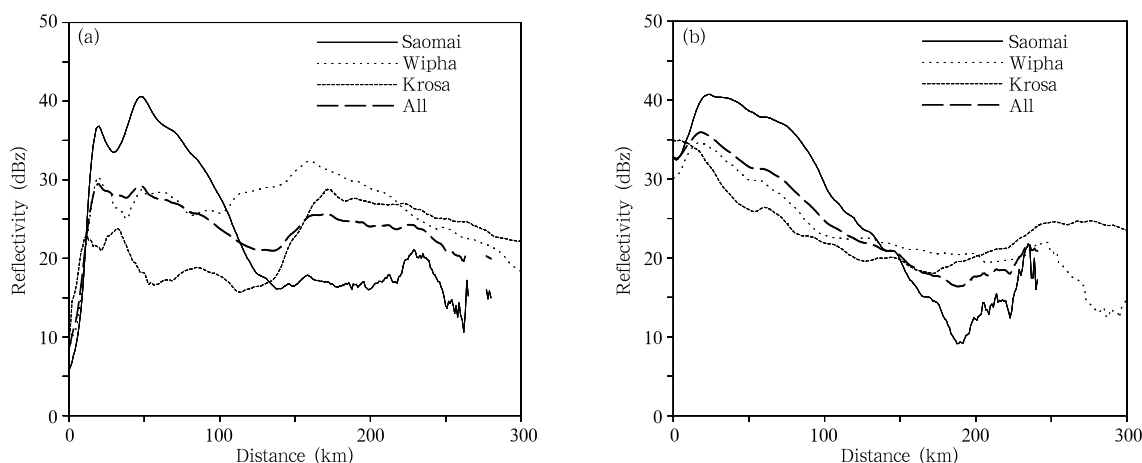


图6 登陆前6 h(a)和登陆后7 h(b)不同台风环状平均反射率时间平均的径向演变

Fig. 6 Time means of the azimuthal mean intensity for the three typhoons for the two periods: (a) -6-0 h and (b) 0-7 h

云带, 桑美的外围云带很弱, 次大值约 20 dBz, 位于台风外核区径向 230 km 附近; 韦帕的次大值为 33 dBz, 出现在径向 160 km 附近; 罗莎的次大值为 24 dBz, 出现在径向 170 km 附近。从眼墙向外, 桑美的平均回波强度迅速减弱(从 40 dBz 到 15 dBz), 韦帕和罗莎从眼墙向外的平均回波强度减弱缓慢(韦帕从 33 dBz 到 25 dBz; 罗莎从 24 dBz 到 14 dBz)。从图 6b 可知, 台风登陆后的变化趋势基本一致, 台风眼区被强回波所堵塞。当台风半径小于 30 km 时, 桑美和韦帕的平均回波强度出现快速增强的趋势, 罗莎的平均回波强度变化不明显; 当台风半径大于 30 km 时, 随着台风半径的增大, 平均回波强度快速减弱, 且台风强度越强, 减弱的程度越大。3 个

台风的平均情况(图 6b 中的长虚线)也很好地表明了这一共性特点。

在图 7a 上也可以看到, 平均雨强与平均反射率有很好的对应关系, 台风强度越强, 内核区最大 1 h 平均降雨量也越大。登陆前桑美主要是台风眼墙的降雨, 外围降雨很小; 而韦帕和罗莎除台风眼墙的降雨外存在明显的外围雨带, 同平均反射率类似, 平均雨强也呈双峰结构。3 个台风的平均情况(图 7a 中的长虚线)表明, 登陆前内核区平均雨强的极值位于 50 km 左右; 外核区平均雨强的极值位于 160 km 左右。台风登陆后(图 7b), 主要以台风内核区的降雨为主, 且平均雨强出现明显增大的现象, 外围雨带迅速减弱。从 3 个台风的平均情况(图 7b 中的长虚线)

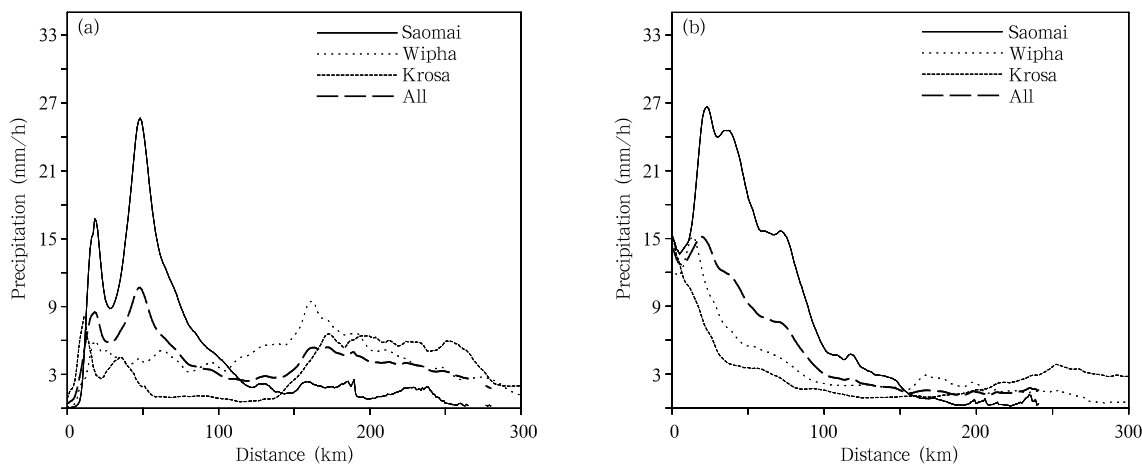


图7 同图6, 但为不同台风环状平均雨强时间平均的径向演变

Fig. 7 As Fig. 6 but for the azimuthal mean hourly precipitation

来看,主要较大雨强的降雨区分布在台风内核区,即眼墙降雨。外核区的降雨量相对较小。对比图 7a、b 可知,台风登陆后主要是眼墙降雨,眼墙的平均雨强比登陆前要大,登陆后台风外围雨带明显减小。说明伴随着台风外围雨带强度的减弱,台风内核区眼墙的平均雨强增大。以上分析表明,台风强度越强,内核区环状平均回波也越强,环状平均降水强度也越大。台风登陆后眼墙的平均雨强比登陆前出现增大的现象。台风强度越强,环状平均雨强的增大率就越大。从台风暴雨临近预报角度出发,台风登陆前,预报员应该同时关注台风内核、外核区的降雨;台风登陆后,则应该重点关注台风内核区的降雨,且雨强比登陆前会明显增大,特别是台风登陆后 1—2 h 的降雨。

5 单多普勒雷达反演的台风中尺度三维风场结构及演变分析

5.1 雷达四维变分同化反演系统简介

分析 3 个登陆台风的雷达反射率(图略)随时间的演变可以发现,台风眼墙雷达反射率的最大值主要出现在台风移动方向的右前侧;而相应的地面 1 h 最大降雨量也都出现在台风移动方向的右前侧,二者非常一致。从前面的分析看到,3 个台风在登陆

后 1—2 h,降雨量出现明显增强的现象,这应该与台风在登陆后发生的变化有关。本文使用的四维变分同化反演系统由中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室提供,具体算法见文献 Sun 等(1997),此处不再赘述。

牟容等(2007)使用上面介绍的四维变分同化技术进行了多种试验。结果表明,采用该系统进行雷达风场反演,干模式的四维变分同化系统与湿的云模式反演结果差异不大。模式的初始场和背景场对反演结果具有较高的敏感性,利用前一时次的反演结果作为背景场迭代 15—20 次的干模式结果反演出水平风场,再反算出来的径向速度场与原始径向速度场的分布基本一致,系统具有一定的反演中尺度风场结构的能力,反演结果基本合理。使用该系统对温州雷达的 6 min 一次的体扫资料进行了风场反演。水平格点数为 51×51 ,水平格距为 3 km,垂直分辨率为 1.5 km,共 7 层。为了检验反演风场数值的可靠性,以韦帕为例,给出了韦帕登陆前浙江省地面自动站观测的 10 min 平均风场和相应时刻 1.5 km 高度的反演风场(图 8)。从图 8b 上可以看到,反演风场为台风气旋式环流,台风中心的东北侧为一致的东南气流,与实际观测(图 8a)一致;在台风中心的西南侧为西北风的极大值,在实际观测风

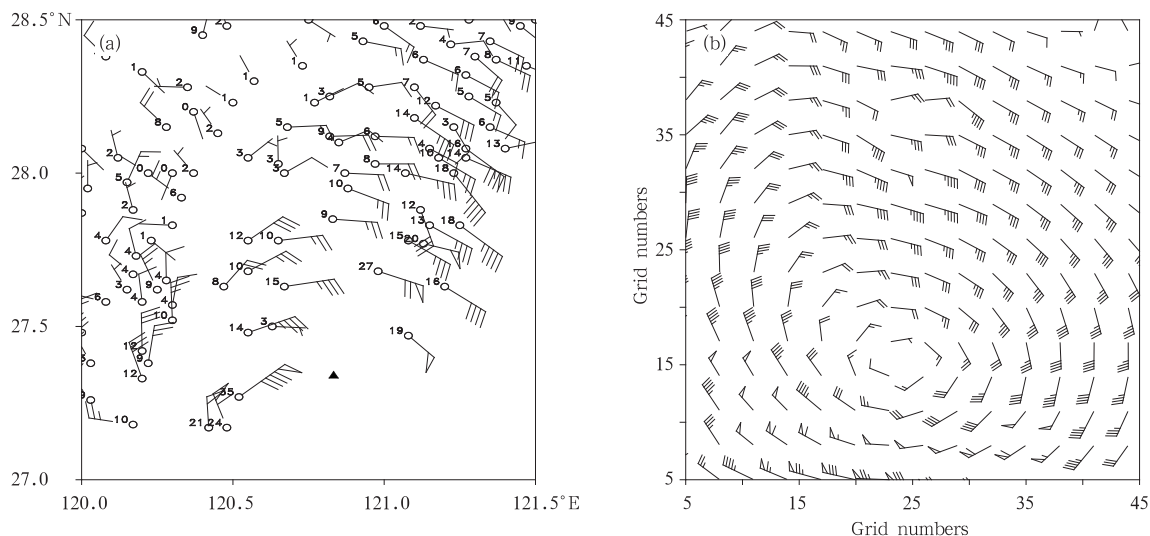


图 8 2007 年 9 月 18 日(a)18 时浙江省地面自动站观测的 10 min 平均风场(▲为台风中心点)与(b)17 时 58 分高度为 1.5 km 的反演风场

Fig. 8 (a) 10 min-averaged observational wind field from the automatic weather stations at the surface in Zhejiang province at 18:00 UTC 18 Sep 2007 (black triangle indicates the position of typhoon center); and (b) the retrieved wind at 1.5 km at 17:58 UTC 18 Sep 2007

场上,台风中心的西南侧同样也有西北风的极大值存在,所以,反演风场与实际观测风场基本一致,这也表明反演的风场可信。

5.2 台风桑美登陆前后中尺度风场结构及演变

为了讨论台风环流垂直结构的变化,与图2相对应,给出了桑美在云岩登陆前1h的最大降雨点的三维反演纬向垂直剖面(图9)。桑美回波很强,较强回波垂直高度在8 km以上(图9a),与图3a一致。最大回波强度46 dBz的垂直高度也接近5 km,但在云岩上空46 dBz的回波垂直高度在2 km左右。在强回波区($24 \leq x \leq 44$)的中低(高)层6 km以下(以上)存在2个水平辐散(合)中心,水平辐散(合)的最大值为 $8(-12) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。所以,强回波区为下沉气流所控制,量值为9 m/s。较强的下沉气流应该与降雨有关,对应雨强为21.7 mm/h。在

强回波的左侧($x = 15$)处,7.5 km以下均为水平辐合,高层为水平辐散。与之相对应的是上升气流,上升速度在9 m/s以上(图9b),上升与下沉运动相互交替出现,说明桑美的螺旋云带里存在着明显的中小尺度对流环流,这种中小尺度对流环流的存在对桑美的维持应该是十分有利的。图9b上红色点线为反演水平风场的垂直切变(10.5 km与1.5 km高度反演水平风场之差)在云岩的纬向垂直剖面图。在水平风场垂直切变风矢量的水平分布图上(图略),云岩位于垂直风切左侧,切变风速大值区与云岩附近的大降水区有较好的对应关系。从图9b上可以看到水平风场垂直切变呈波浪形分布,垂直上升区基本与较大的垂直切变相对应,垂直切变越大,对应的垂直运动就越强烈。云岩上空对应的垂直切变值约为30 m/s。

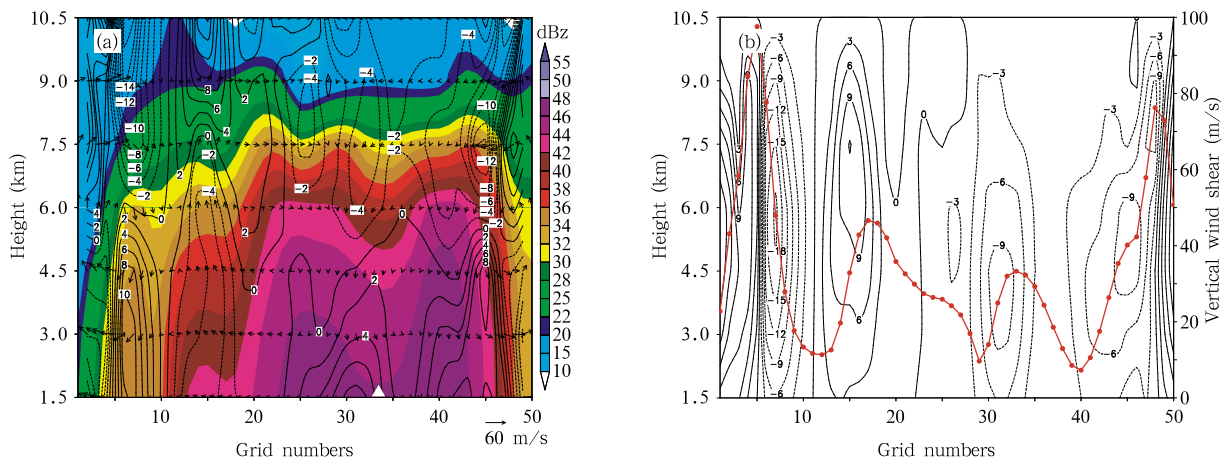


图9 2006年8月10日08时32分桑美在云岩(白色三角)上空(a)反射率(彩色,dBz)、 $u-w$ 速度合成(矢线)、散度(实(虚)等值线:辐散(辐合), $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)的纬向垂直(横坐标为东西向格点数,格距为3 km)剖面,(b)水平风垂直切变(m/s,红色点线)、垂直速度(m/s,黑等值线)的纬向垂直剖面(实(虚)线:上升(下沉))

Fig. 9 (a) Zonal vertical cross sections of the reflectivity of Typhoon Saomai (shaded, dBz), the $u-w$ combined (arrow, m/s), the divergence (isoline, $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; solid (dashed) line is for divergence (convergence)) at 08:32 UTC 10 Aug 2006 in Yunyan (white triangle), and (b) as Fig. 9a but for the vertical winds shear (red dot line, m/s) and the vertical velocity (isoline, m/s; solid (dashed) line is for ascent (descent))

图10为桑美登陆后1h在云岩的纬向垂直剖面图,此时的下垫面已经发生改变。较强回波垂直高度仍然在8 km以上,云岩上空最强回波达46 dBz,垂直高度也伸张至3 km以上;在5 km以下均为水平辐合,强辐合中心在低层,为 $-12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;中高层为水平辐散,强辐散中心约在7.5 km高度处,为 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,这种低层辐合高层辐

散的配置极有利于垂直运动的发展和维持。在图10a上,对应一支强烈的倾斜上升气流,上升气流的高度达到了10 km以上,垂直速度达到了24 m/s(图10b),说明云岩上空的对流活动很旺盛。另外,从图10a上也可以看到,倾斜上升气流的下方为倾斜的下沉气流,倾斜上升和下沉气流相互交替出现。桑美的垂直环流结构与Heymsfield等(2001)给出

的飓风气流之三维概念模式示意图十分类似。通过桑美登陆前后 1 h 的比较可以发现,水平辐合量值由登陆前的 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增加到登陆后的 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,水平辐合的增长率为 1.5 倍;垂直上升速度由登陆前的 9 m/s 增加到登陆后的 24 m/s,垂直上升速度的增长率为 2.7 倍。以上结果说明,桑美登陆 1 h 后,回波强度变化不大,但由于低(高)层水平辐合(散)的增强,导致强对流回波中的上升气流增大,使台风螺旋云带里的中小尺度对流环流得到显著加强,对流运动更加活跃,从而造成了桑美登陆后 1 h 的降雨显著增强,达到 130.6 mm/h(图 2),是登陆

前 1 h 降雨量的 6 倍多。这种中小尺度对流环流的存在和加强对桑美的维持起到了非常重要的作用。同样,在水平风场垂直切变风矢量的水平分布图上(图略),云岩仍位于垂直风切变左侧,切变风速大值区与最大降水区也有较好的对应关系。从图 10b 上也可以看到,垂直切变风速明显增加,云岩附近的垂直切变风速为 60 m/s 左右,是登陆前 1 h 的 2 倍,说明对流活动更加旺盛。这与 Zhang 等(2005)指出的风场垂直切变产生次级环流,切变矢量左侧往往存在上升运动支,而此上升运动区往往是暴雨落区的结论一致。

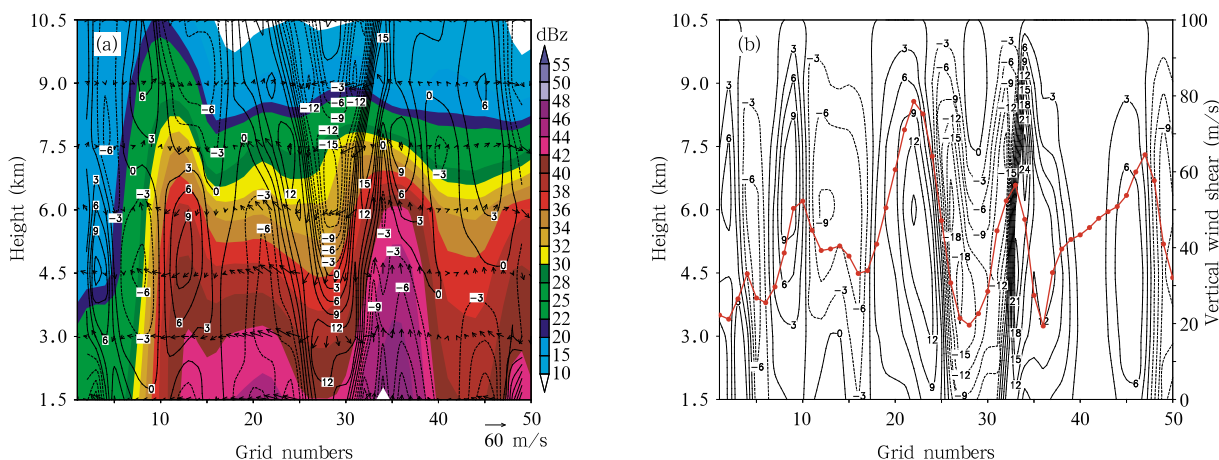


图 10 同图 9 但为 2006 年 8 月 10 日 10 时 33 分

Fig. 10 As Fig. 9 but for 10:33 UTC 10 Aug 2006

5.3 台风韦帕登陆前后中尺度风场结构及演变

图 11 为台风韦帕在昌禅登陆前 1 h 的纬向垂直剖面图。在昌禅上空韦帕的雷达回波最大值为 42 dBz,垂直高度在 2 km 以上。较强回波的高度在 7.5 km 左右。台风韦帕的雷达回波强度明显比桑美弱。从水平散度的分布来看,昌禅的东侧中低层为水平辐合,辐合区的水平范围较小(约 12 km),水平辐合的量值为 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;中高层为水平辐散。昌禅的西侧中低层为水平辐散,水平辐散的量值为 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,中高层为水平辐合。与水平辐合(散)相对应的为倾斜上升(下沉)气流,昌禅东侧的上升速度为 4 m/s,昌禅西侧的下沉速度为 2 m/s。同桑美类似,水平辐合与辐散、上升与下沉运动同样相互交替出现。韦帕的强度比桑美弱得多,登陆前 1 h 的水平散度、垂直速度比桑美也要弱,所以,台风韦帕登陆前 1 h 的降雨量要小于台风桑美的 1 h 降雨

量。图 11b 上红色点线为反演水平风场的垂直切变(9.0 和 1.5 km 高度反演水平风场之差)在昌禅的纬向垂直剖面。从水平风场垂直切变风矢量的水平分布来看(图略)与桑美台风的水平分布基本类似。昌禅位于垂直风切变左侧,切变风速大值区与昌禅一带的大降水区有较好的对应关系。从图 11b 上可以看到昌禅上空的垂直风切变相对较大,约为 20 m/s。

台风韦帕登陆后 1 h(图 12a),昌禅(其位置与登陆前不同是由于选取的反演区域不同)上空雷达回波的强度为 42 dBz,但垂直高度接近 4.5 km。较强回波的高度也接近 7.5 km,比登陆前 1 h 有明显的发展,但比桑美要低。同样,昌禅及其东侧的中低层为水平辐合,辐合区的水平范围明显增大(约 75 km),水平辐合的量值增加到 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;中高层为水平辐散。昌禅的西侧中低层为水平辐散,高层

为水平辐合。强回波中倾斜上升(下沉)运动也出现增强的现象,上升(下沉)速度为 $7(-8)$ m/s左右。水平辐合与辐散、上升与下沉运动同样相互交替出现。说明韦帕登陆后强回波中的对流发展旺盛,从而造成1 h降雨量达54.6 mm。与图11对比可知,韦帕登陆后1 h与登陆前1 h,昌禅的回波强度基本未变,水平辐合量值由登陆前的 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增加到登陆后的 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,水平辐合的增长率为1.5倍;垂直上升速度由登陆前的4 m/s增加到登陆后的7 m/s,垂直上升速度的增长率为1.8倍。以上

分析说明,韦帕登陆1 h后中小尺度对流的增加,使其1 h降雨量增加至54.6 mm,是登陆前1 h降雨量的3.2倍。另外,从图12b上可以看到昌禅上空的垂直切变仍然为一个大值区(约20 m/s),但与登陆前1 h相比增加比较明显。所以,台风登陆后的降雨量除了与台风本身强度有关外,还应该与台风螺旋云带中的中小尺度对流活动的强弱有关。水平风垂直切变越大,中小尺度对流活动越活跃,1 h降雨量就越大。

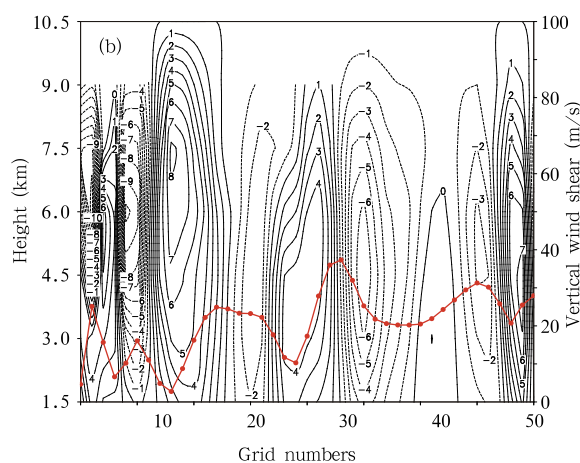
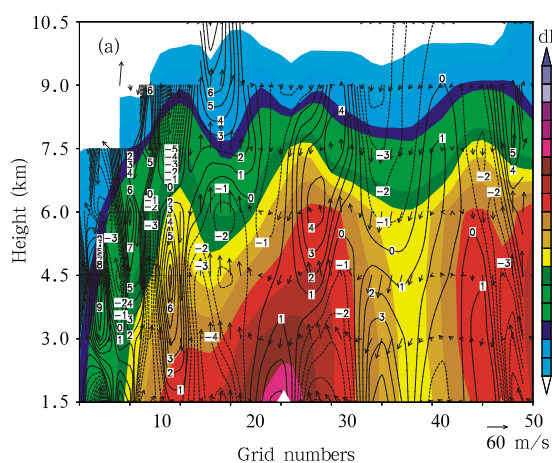


图11 同图9但为2007年9月18日17时34分韦帕在昌禅

Fig. 11 As Fig. 9 but for Typhoon Wipha at 17:34 UTC 18 Sep 2007 in Changchan

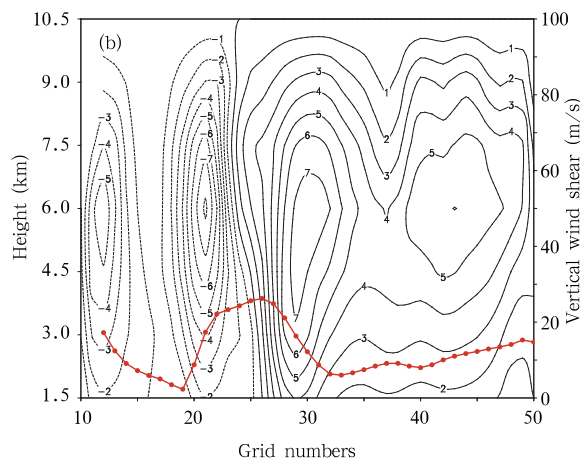
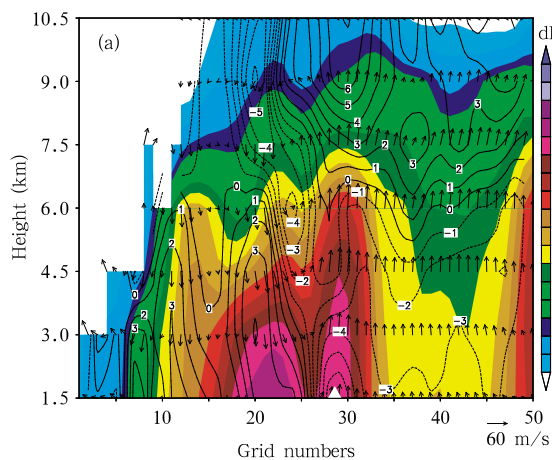


图12 同图9但为2007年9月18日19时31分韦帕在昌禅

Fig. 12 As Fig. 9 but for Typhoon Wipha at 19:31 UTC 18 Sep 2007 in Changchan

5.4 台风罗莎登陆前后中尺度风场结构及演变

图13为罗莎登陆前1 h在昌禅的纬向垂直剖面。在研究的3个台风中,罗莎的强度最弱,昌禅上

空登陆前回波最大值只有32 dBz左右,垂直高度在2 km以下,较强回波的垂直高度也只有3 km左右。同台风韦帕的情况很相似,中低层水平辐合区域出

现在昌禅的东侧,量值约 $2.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,中高层为水平辐散;而中低层水平辐散区域出现在昌禅的西侧,量值约 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,对应中高层为水平辐合;昌禅的上空为倾斜的垂直下沉运动,垂直下沉速度最大约为 1.5 m/s ,倾斜的垂直上升运动出现在昌禅的东侧,垂直上升速度最大为 2.4 m/s ,水平散度和垂直速度都比前 2 个台风要弱。另外,从图 13b 上可以看到昌禅上空的垂直切变也很小。

罗莎登陆后 1 h(图 14a),昌禅上空的回波加强到 36 dBz ,垂直高度发展至 3 km 以上,但比前面 2 个台风要弱很多。低层(高层)的水平辐合(散)比登陆前 1 h 也发生相应增强,为 $-3.5(4) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。倾斜上升(下沉)运动比其登陆前 1 h 明显增强,上

升(下沉)速度为 $4.5(-2) \text{ m/s}$ 左右。与图 13 相比,台风罗莎登陆后,昌禅上空的回波强度明显增强,低层水平辐合量值由登陆前的 $2.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增加到登陆后的 $3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,水平辐合的增长率为 1.5 倍;垂直上升速度由登陆前的 2.4 m/s 增加到登陆后的 4.5 m/s ,垂直上升速度的增长率为 1.9 倍。但罗莎登陆后 1 h 降雨量却只有 20.4 mm ,是登陆前的 1.2 倍,这些物理量的变化均较小。从图 14b 上可以看到昌禅上空的垂直切变比登陆前 1 h 也有所增加。台风罗莎的强度最弱,它的水平散度、垂直速度在登陆后的增加幅度也是最小,垂直切变比前 2 个台风都弱,所以,罗莎登陆后 1 h 降雨量并没有象前 2 个台风出现明显的增加。

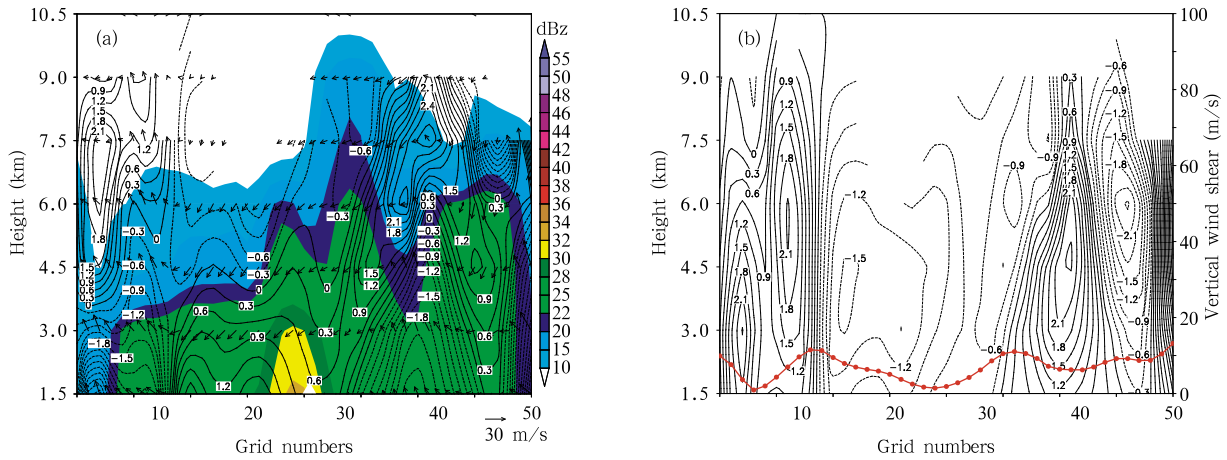


图 13 同图 9 但为 2007 年 10 月 7 日 06 时 29 分罗莎在昌禅

Fig. 13 As Fig.9 but for Typhoon Krosa at 06:29 UTC 7 Oct 2007 in Changchan

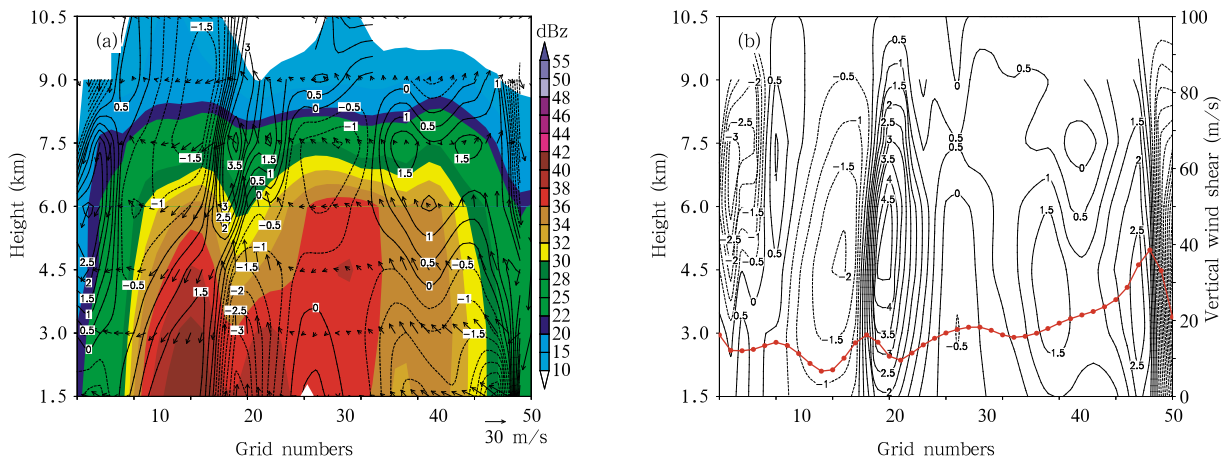


图 14 同图 9 但为 2007 年 10 月 7 日 08 时 33 分罗莎在昌禅

Fig. 14 As Fig.9 but for Typhoon Krosa at 08:33 UTC 7 Oct 2007 in Changchan

5.5 3个台风登陆前后中尺度风场结构的差异

从上面暴雨区上空的垂直剖面图的对比分析可以看到,3个台风在登陆前后中尺度风场结构演变存在明显的差异特征:(1)3个台风强度不同。台风强度与较强回波顶高成正比,台风越强,较强回波顶高就越高;(2)水平散度和垂直运动强度不同。台风越强,水平散度就越大,垂直运动就越剧烈;(3)垂直运动强度在登陆前后1h的增长率不同,但水平散度的增长率却基本相同。台风越强,登陆后垂直运动的增大就越剧烈,中小尺度对流活动就越活跃。如桑美台风的垂直运动在登陆前后1h的增长率为2.7倍,而罗莎台风的增长率只有1.9倍;(4)水平风场的垂直切变不同。台风越强,水平风场的垂直切变就越大,造成的1h雨量也越大。

综上所述,台风登陆1h后降雨强度出现明显增强的原因,一是因为台风登陆后由于下垫面的改变,中低(高)层出现明显的水平辐合(散)或显著增强,伴随强回波中的倾斜上升(下沉)运动比其在登陆前1h明显增强;二是水平风垂直切变越大,中小尺度对流活动就越活跃,1h降雨量就越大。台风强度越强,登陆1h后的增强幅度就越大,降雨强度也就越大。

6 结论与讨论

本文对比分析了浙江东南沿海地区3个台风在登陆前后的雷达回波和降水结构时空变化特征,利用四维变分风场反演技术对3个台风登陆前后1h的三维风场结构演变进行了研究。通过对台风登陆期间雷达资料的持续解析,基本反映了3个台风的强度、降雨结构和中小尺度风场演变的特征和差异性。

(1) 台风强度与其螺旋云带中的对流单体密切相关。台风强度愈强,其中低层回波就愈强,对流活动也就愈旺盛,降水强度也愈大。1h最大降雨量出现在登陆后1—2h。

(2) 台风登陆前,有回波(雨带)从眼墙向外传播;台风登陆后,随着台风外围回波(雨带)明显减弱,台风眼墙回波(雨带)明显增强,台风外围回波(雨带)向台风中心内缩并与同样内缩的眼墙合并,台风眼区逐渐被强回波所取代。

(3) 台风登陆前环状平均回波呈现双峰结构,表明台风强度越强,最大平均回波也越强,最大平均降水值也越大。台风登陆后眼墙的平均雨强比登陆

前出现增大的现象,台风强度越强,平均雨强增大率就越大。

(4) 台风登陆后1h,低(高)层水平辐合(散)增强,强对流回波中倾斜的上升(下沉)气流明显增大,使对流运动更加活跃,造成登陆后1h的降雨量显著增强。台风强度与登陆后1h降雨量的增强幅度成正比。

(5) 台风强度越强,垂直风切变就越大,对流活动也就越旺盛,1h降雨量就越大。垂直切变风速大值区与最大降雨区有较好的对应关系。台风登陆后1h,垂直切变风速的明显增加对台风螺旋云带中的中小尺度对流的加强和维持起到了非常重要的作用。

(6) 从台风暴雨临近预报角度出发,当台风登陆前,预报员应该同时关注台风内核、外核区的降雨;当台风登陆后,则应该重点关注台风内核区的降雨,且雨强比登陆前会明显增大,特别是台风登陆后1—2h的降雨。

参考文献

- 陈联寿,徐祥德,罗哲贤等. 2002. 热带气旋动力学引论. 北京:气象出版社,317pp
- 陈子通,闫敬华,丁伟钰等. 2004. 尤特台风登陆过程中眼区结构变化的分析研究. 大气科学,28(3):471-478
- 盛春岩,浦一芬,高守亭. 2006. 多普勒天气雷达资料对中尺度模式短时预报的影响. 大气科学,30(1):93-107
- 丁伟钰,陈子通. 2004. 利用 TRMM 资料分析 2002 年登陆广东的热带气旋降水分布特征. 应用气象学报,15(4):436-444
- 何宇翔,肖辉,杜秉玉等. 2005. 双多普勒雷达反演强风暴三维风场的数值试验. 南京气象学院学报,28(4):461-467
- 冀春晓,薛根元,赵放等. 2007. 台风 Rananim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验. 大气科学,31(2):233-244
- 刘淑媛,孙健,王洪庆等. 2007. 香港特大暴雨 β 中尺度线状对流三维结构研究. 大气科学,31(2):353-363
- 梁军,陈联寿,李英. 2007. 热带气旋在黄海北部转向引发暴雨的环境场特征及数值实验分析. 大气科学,31(5):1011-1020
- 牟容,刘黎平,许小永等. 2007. 四维变分方法反演低层能力研究. 气象,33(1):11-18
- 孙健,刘淑媛,陶祖钰等. 2004. 1998 年 6 月 8—9 日香港特大暴雨中尺度对流系统分析. 大气科学,28(5):713-721
- 孙建华,赵思雄. 2000. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究. 大气科学,24(2):223-237
- 孙建华,齐琳琳,赵思雄. 2006a. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究. 气象学报,64(1):57-71
- 孙建华,周海光,赵思雄. 2006b. 2003 年 7 月 4—5 日淮河流域大暴雨中尺度对流系统的观测分析. 大气科学,30(6):1103-1118

- 陶祖钰. 1992. 从单 Doppler 速度场反演风矢量场的 VAP 方法. 气象学报, 50(1): 81-90
- 陶祖钰, 田佰军, 黄伟. 1994. 9216 号台风登陆后的不对称结构和暴雨. 热带气象学报, 10(1): 69-77
- 王鹏云. 1998. 台湾岛地形对台风暴雨影响的数值研究. 气候与环境研究, 3(3): 235-246
- 肖艳娇, 刘黎平. 2006. 新一代天气雷达组网资料的三维格点化及拼图方法研究. 气象学报, 64(5): 647-656
- 徐亚梅, 伍荣生. 2005. 热带气旋碧丽斯(2000)发生的数值模拟: 非对称流的发展及转换. 大气科学, 29(1): 79-90
- 许映龙, 矫梅燕, 毕宝贵等. 2006. 近海台风雷达定位方法应用研究. 大气科学, 30(6): 1119-1128
- 于玉斌, 杨昌贤, 姚秀萍. 2007. 近海热带气旋强度突变的垂直结构特征分析. 大气科学, 31(5): 876-886
- 于玉斌, 段海霞, 炎利军等. 2008. 超强台风“桑美”(2006)近海急剧增强过程数值模拟试验. 大气科学, 32(6): 1365-1378
- 余贞寿, 高守亭, 任鸿翔. 2007. 台风“海棠”特大暴雨数值模拟研究. 气象学报, 65(6): 864-876
- 岳彩军. 2009. “海棠”台风降水非对称分布特征成因的定量分析. 大气科学, 33(1): 51-70
- 张林, 倪允琪. 2006. 雷达径向风资料的四维变分同化试验. 大气科学, 30(3): 433-440
- 张苏平, 李春, 白燕等. 2006. 一次北方台风暴雨(9406)能量特征分析. 大气科学, 30(4): 645-659
- 钟敏, 吕达仁, 杜秉玉. 2006. 9914 号台风降水云系雨强的三维结构初探. 南京气象学院学报, 29(1): 41-47
- 周海光, 张沛源. 2002a. 笛卡尔坐标系的双多普勒天气雷达三维风场反演技术. 气象学报, 60(5): 585-593
- 周海光, 王玉彬. 2002b. 多部多普勒雷达同步探测三维风场反演系统. 气象, 28(9): 7-11
- 周海光, 张沛源. 2005a. 一次局地大暴雨三维风场的双多普勒雷达探测研究. 大气科学, 29(3): 372-386
- 周海光, 王玉彬. 2005b. 2003 年 6 月 30 日梅雨锋大暴雨 β 和 γ 中尺度结构的双多普勒雷达反演. 气象学报, 63(3): 301-312
- 周海光. 2008. 强热带风暴碧利斯(0604)引发的特大暴雨中尺度结构多普勒雷达资料分析. 大气科学, 32(6): 1289-1308
- 周玲丽, 翟国庆, 王东法等. 2009. 0505 号“海棠”台风暴雨数值模拟试验和分析. 大气科学, 33(3): 489-500
- 周仲岛, 颜建文, 赵坤. 2004. 台湾地区登陆台风降雨结构之雷达观测. 大气科学(台湾), 32(2): 183-203
- Corbosiero K L, Molinari J. 2003. The relationship between storm motion, vertical wind shear and convective asymmetries in tropical cyclones. J Atmos Sci, 60: 366-376
- Gamache J F, Marks F D Jr, Roux F. 1995. Comparison of three airborne Doppler sampling techniques with airborne in situ wind observations in Hurricane Gustav (1990). J Atmos Ocean Technol, 12: 171-181
- Heysfield G M, Halverson J B, Simpson J, et al. 2001. ER-2 Doppler radar investigations of the eyewall of Hurricane Bonnie during the Convection and Moisture Experiment. J Appl Meteor, 40: 1310-1330
- Houze R A Jr, Chen S S, Lee Wenchau, et al. 2006. The hurricane rainband and intensity change experiment: Observations and modeling of Hurricanes Katrina, Ophelia and Rita. Bull Amer Meteor Soc, 87 (11): 1503-1521
- Lonfat M, Marks F D Jr, Chen S S. 2004. Precipitation distribution in tropical cyclones using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) microwave imager: A global perspective. Mon Wea Rev, 132: 1645-1660
- Reasor P D, Montgomery M T, Marks F D Jr, et al. 2000. Low-wavenumber structure and evolution of the hurricane innercore observed by airborne dual-Doppler radar. Mon Wea Rev, 128: 1653-1680
- Skwira G D, Schroeder J L, Peterson R E. 2005. Surface observations of landfalling hurricane rainbands. Mon Wea Rev, 133: 454-465
- Sun J, Crook A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint, Part I: Model development and simulated data experiments. J Atmos Sci, 54 (12): 1642-1661
- Tao Zuyu. 1994. Error comparison of wind field retrieval from single and Dual Doppler radar observations. Acta Meteor Sinica, 8 (3): 337-345
- Willoughby H E, Clos J A, Shoreibah M G. 1982. Concentric eyewalls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. J Atmos Sci, 39: 395-411
- Willoughby H E, Marks F D, Feinberg R J. 1984. Stationary and moving convective bands in hurricanes. J Atmos Sci, 41: 3189-3211
- Willoughby H E. 1990. Temporal changes of the primary circulation in tropical cyclones. J Atmos Sci, 47: 242-264
- Zhang D L, Chanh K Q. 2005. Shear-forced vertical circulations in tropical cyclones. Geophys Res Lett, 32, L13822: 1-4