

段晶晶,钱燕珍,周福,等,2017. 台风灿鸿造成浙江东北部大暴雨地形作用的数值模拟研究[J]. 气象,43(6):686-695.

台风灿鸿造成浙江东北部大暴雨地形作用的数值模拟研究^{*}

段晶晶¹ 钱燕珍¹ 周 福² 方艳莹³ 郭建民¹

1 浙江省宁波市气象台,宁波 315012

2 浙江省宁波市气象局,宁波 315012

3 浙江省宁波市气象服务中心,宁波 315012

提 要: 利用中尺度非静力数值模式 WRF V3.6.1 对台风灿鸿(1509)进行了高分辨率数值模拟,模式较好地再现了台风灿鸿的发展演变过程和在浙江东北部产生的强降水。观测资料显示台风接近浙江期间,在东北气流下,浙东北地形的摩擦辐合及抬升作用使得大量的对流云团汇集在台风西北侧,对流系统活跃,是浙江东北部产生强降水的重要原因。控制试验也模拟出了在台风接近陆地时,内核区西北侧存在有组织的、切向分布的小尺度对流系统,由地形强迫产生的降雨量和地形走向一致,迎风坡降雨量增加。通过升降地形,改变土地类型和将杭州湾水体用陆地替换等敏感性试验发现:(1)地形的影响对台风降雨量的增幅最为明显。通过降低地形,台风西北侧小尺度雨带明显减弱,浙江东北地区降水也明显减少。可见地形会影响这些中小尺度系统的结构和演变,引起降水异常变化。(2)大暴雨期间,台风一直维持较强的对称性,具有典型的眼墙和暖心结构。

关键词: 台风,对流系统,地形,轴对称切向风

中图分类号: P456

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.06.005

Numerical Simulation of Topographic Effect on Heavy Rainfall in Northeastern Zhejiang Caused by Typhoon Chan-Hom

DUAN Jingjing¹ QIAN Yanzhen¹ ZHOU Fu² FANG Yanying³ GUO Jianmin¹

1 Ningbo Meteorological Observatory of Zhejiang Province, Ningbo 315012

2 Ningbo Meteorological Office of Zhejiang Province, Ningbo 315012

3 Ningbo Meteorological Service Center of Zhejiang Province, Ningbo 315012

Abstract: In this article, the non-hydrostatic WRF V3.6.1 (Weather Research and Forecast) model is used to simulate Typhoon Chan-Hom at high resolution with three nests. The model can well simulate the development and evolution of Typhoon Chan-Hom as well as the precipitation that it brought to the northeast of Zhejiang. Observation data indicate that the topographic friction convergence and lifting under northeast air flow make the strong convective systems gather in the northwest of the typhoon eye in the vicinity of Zhejiang, with a lot of convective cloud cluster in the convective systems. This is an important reason for the record-breaking rainfall in northeastern Zhejiang. The control simulation also captures these features. The precipitation system is consistent with orientation of topography, i. e. the rainfall increases on the windward side. The sensitivity experiments show that topography in the northeast area of Zhejiang plays an important role in the increment of the typhoon rainfall. By lowering the terrain, the small-scale convective systems get reduced apparently. Meanwhile, the rainfall in northeastern Zhejiang weakens obviously

^{*} 宁波市自然科学基金项目(2016A610208)、宁波市科技局项目(2014C50024)和国家自然科学基金项目(41405051)共同资助

2016年7月26日收稿; 2017年2月16日收修定稿

第一作者:段晶晶,主要从事台风动力学及数值模拟研究. Email:duanduan1110@163.com

as well. Thus, topography can impact the structure and evolution of these convective systems, causing the abnormal changes of precipitation. Of more importance is that Typhoon Chan-Hom maintained the highly symmetric structure in the vicinity of Zhejiang, with the typical eyewall and warm core structure.

Key words: typhoon, convective system, topography, axial symmetry tangential wind

引 言

台风是最强的暴雨系统,许多气象学者致力于台风暴雨机理研究,台风暴雨的强度可能与大尺度环流背景、中尺度系统、水汽条件、局地地形、层结稳定度、边界层辐合和高层出流等许多方面关系密切(陈联寿和孟智勇,2001)。徐祥德等(2003)指出在北半球对流结构往往可发生在台风前进方的右部象限,并使中尺度雨团在该区域重复生成、移动或滞留,以至在台风的这一象限(地区)暴雨成灾。康志明等(2008)研究“碧利斯”(0604)特大暴雨成因发现,冷空气从东西两侧嵌入,触发对流运动发展,近地层散度、涡度的形变项使山区处于一涡源状态,不断触发中尺度降水系统,引起暴雨增幅。刘晓波等(2008)分析了台风罗莎引发上海大暴雨的成因,认为第一阶段暴雨是由台风外围云系发展成中小尺度的云团产生的。可见台风暴雨往往出现在对流发展旺盛的区域。

研究表明地形对台风暴雨的增幅有时非常重要。解以扬和徐祥德(1993)在登陆台风暴雨地形增幅的数值试验中指出,下垫面地形强迫对登陆台风外围环流有响应,地形的动力强迫可使 500 hPa 垂直运动在有无地形偏差场上构成一对上升与下沉运动的“偶结构”。张福青等(1996)及江敦春等(1997)用 MM4 数值模式对几个台风进行了数值模拟,模拟雨量接近实况,并模拟出无地形雨量为有地形雨量的 40% 左右。蔡则怡和宇如聪(1997)利用中国科学院大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG) η 坐标有限区域数值模式对“75·8”大暴雨开展了模拟,指出山脉的相对高度和陡峭程度以及山脉与暴雨系统的相对位置对暴雨的强度十分敏感,地形稍有改变,暴雨强度将减弱 3/4 以上。Wu et al(2002)通过高分辨数值模式进行模拟,指出地形对台风降雨具有明显的增幅效应。段丽和陈联寿(2005)指出地形和中尺度对流系统对热带风暴穿越琼州海峡引发海南西部大暴雨起了重要作用,台风涡旋带来的暖湿空气与五指山地形辐合形成的

MCS 是这次台风暴雨的主角。周福等(2014;2016)通过诊断分析“菲特”减弱时浙江大暴雨过程及台风灿鸿造成浙江东北部大暴雨成因,指出呈喇叭口状西高南高的杭州湾地形有迎风坡作用和地形辐合,对偏东、东北气流参与造成的降雨过程有增幅作用。

由以上简要回顾可知,针对台风暴雨地形作用,已开展了大量的研究工作,并取得了很多重要进展,但到目前为止,少有针对杭州湾区域地形对台风暴雨增幅的数值研究,因此相关的台风暴雨(强降水)机理的认识还十分有限。本文将利用 WRF 模式,对 2015 年第 09 号台风灿鸿开展高分辨率的数值模拟,并结合各种观测资料,对其降水和结构特征变化进行研究,并针对特定范围的地形、陆表属性等进行了一系列敏感性试验,进一步研究“灿鸿”台风造成浙江东北部强降雨的原因,以期对此类台风的预报有所帮助。

1 资料和模式简介

本文所用的主要资料包括:中国气象局提供的热带气旋最佳路径数据集、NCEP/NCAR 提供的 6 h 一次 FNL(Final Operational Global Analysis)资料、常规观测和自动站加密资料及 FY-2E 卫星的云顶亮度 TBB 资料。

本文使用的模式是 WRF-ARW V 3.6.1。试验具体方案采取双向、三重嵌套网格,三重水平网格的格距分别为 27、9 和 3 km,格点数分别为 306×306 、 633×447 和 661×661 ,第三层网格采用移动网格,网格中心跟随台风中心移动(图 1a)。模式中心为 18.396°N 、 135.524°E ,模式垂直方向为 31 层,模式顶气压为 50 hPa。最外层网格微物理过程采用 WSM-3 简单冰方案(Dudhia, 1989),细网格采用 Lin 方案(Lin et al, 1983)。最外层和第二重网格采用了 Kain-Fritsch 对流方案(Kain and Fritsch, 1993),但在第三重网格区域内,没有使用积云对流参数化方案。在三重网格中,都采用的有 Yonsei University 边界层方案(Noh et al, 2003)、Dudhia 短

波方案(Dudhia, 1989)、Rapid Radiative Transfer Model(RRTM)长波方案(Mlawer et al, 1997)。模式初始化选用 NCEP 的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 FNL 全球分析资料。对最外层网格做了 nudging, 以便模拟结果能更接近观测。模式模拟时长 5 d, 从 2015 年 7 月 8 日 00 时到 7 月 13 日 00 时。

为了检验浙江东北部一带的地形、土地类型和杭州湾水体对“灿鸿”所造成的强降雨的影响, 在其他参数保持不变的情况下, 在本次数值模拟中设计了 4 个敏感性试验: 试验 1, 保持模式原有的地形特征(CTL); 试验 2, 将浙江东北部区域($28.6^\circ \sim 30.6^\circ \text{N}$ 、 $120.0^\circ \sim 123.1^\circ \text{E}$)范围内高于 100 m 的地形全部削为 100 m 的地形敏感性试验(T100); 试验 3, 将上述范围内的地形高度增加一倍(T2); 试验 4, 将上述范围内的陆表属性设置为均一的类型, 本研究选择的陆表类型是我国华、中华北地区常见的灌溉型农田与牧场(irrigated cropland and pasture)(ICP), 该类型的地表摩擦层厚度为 0.07 m; 试验 5, 将杭州湾的水体($29.8^\circ \sim 30.9^\circ \text{N}$ 、 $120.1^\circ \sim 121.9^\circ \text{E}$)替换为陆地(HZW)。本研究希望通过这 5 个试验的结果对比, 对于地形、陆地水体下垫面对“灿鸿”台风结构和降水分布的影响变化进行深入的分析。

2 “灿鸿”概况及影响

2015 年 9 号热带风暴灿鸿于 6 月 30 日 12 时(世界时, 下同)在西北太平洋洋面上生成, 7 月 6 日 06 时加强为台风, 9 日 06 时加强为强台风, 15 时加强为超强台风。“灿鸿”生成后一直向西北方向移动, 11 日 08 时前后擦过浙江省舟山朱家尖沿海, 之后折向东北方向移动(图 1)(沈晓琳等, 2015)。

从过程雨量(图 2a)可以得到, “灿鸿”给浙江东北部地区带来了极端的降水, 是 1949 年以来首个 7 月中旬以前相似路径在浙江东北部地区造成大暴雨的台风(周福等, 2016)。最大的累积降水位于余姚大岚镇丁家畈站, 累积降水量达到 531 mm, 其次是余姚四明山镇棠溪站 528 mm。大岚镇丁家畈站记录了台风灿鸿降水的极值, 图 2b 给出了丁家畈站从 7 月 10 日 00 时到 12 日 00 时的逐时降水。可以看到丁家畈站的雨强并不是很强, 小时雨强都在 $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下, 但每小时雨量超过 10 mm 的时间为 23 h, 降雨持续时间较长, 给浙江东北部造成严重的灾害。

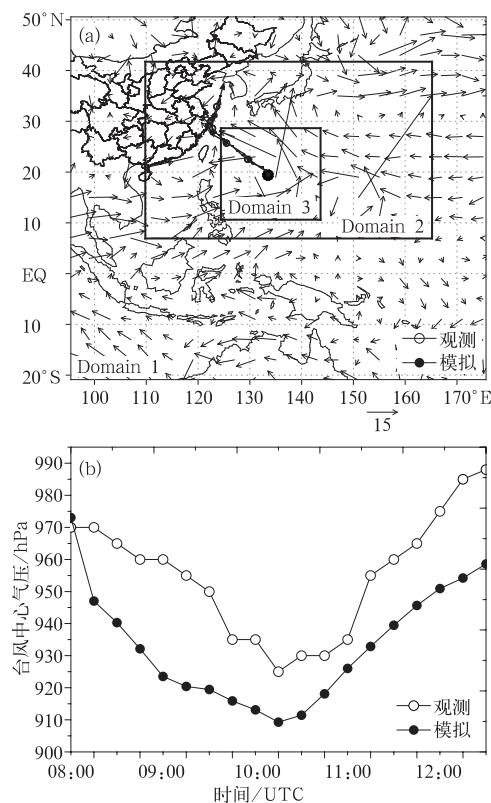


图 1 台风灿鸿观测和模拟(a)路径(时间间隔 24 h)和(b)中心海平面气压(单位: hPa)
Fig. 1 The observed and simulated (a) tracks (with dots indicating the 24 h center positions) and (b) central sea level pressure (unit: hPa) of Typhoon Chan-Hom

3 暴雨成因的诊断分析

3.1 大尺度环境场

从“灿鸿”影响期间 500 hPa 高度场、高低空环流配置情况以及对流的水平结构分析(图 3), 可见 10 日 06 时前后台风灿鸿位于副热带高压西南侧, 台风外围螺旋雨带开始接触影响浙江沿海地区, 深对流主要出现在“灿鸿”中心的南侧, 对应此时台风强度达到最强(图 3a)。10 日 18 时, 台风眼四周云系减弱, 其西北侧螺旋云带中的强对流云团加强, 低于 -70°C 的冷云顶覆盖了浙江东北部地区, 这可能与浙江东北部地形的辐合抬升作用有关联, 当时该区域降雨特别强(图 3b)。11 日 06 时, 台风西侧对流云团缓慢减弱, 但仍维持在一 -60°C 的 TBB 低值区, 此时浙江东北部地区还维持强降水(图 3c)。直

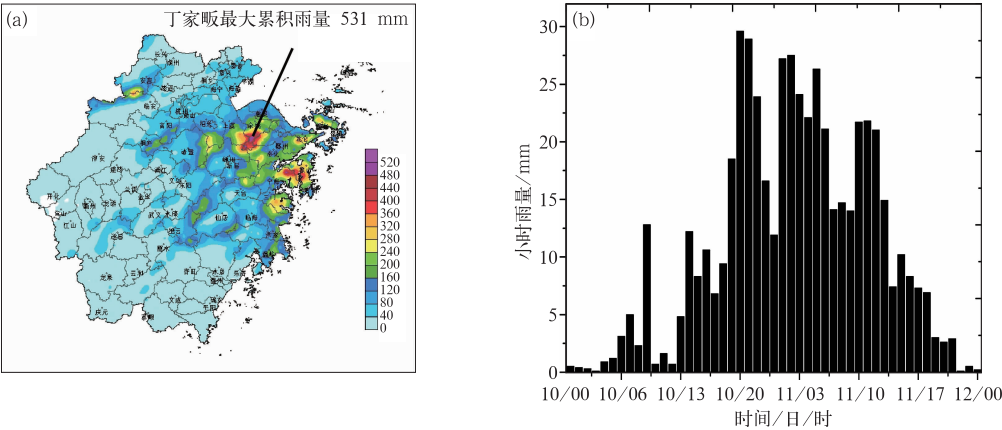


图 2 2015 年 7 月 10 日 00 时到 12 日 00 时(a)观测到的浙江省累积降水和
(b)丁家畈站台风灿鸿导致的逐时降水量(单位:mm)

Fig. 2 (a) The observed accumulated rainfall in Zhejiang Province (The marked position indicates the maximum rainfall center) and (b) time series of hourly rainfall associated with Typhoon Chan-Hom at Dingjiafan from 0000 UTC 10 to 0000 UTC 12 July 2015 (unit: mm)

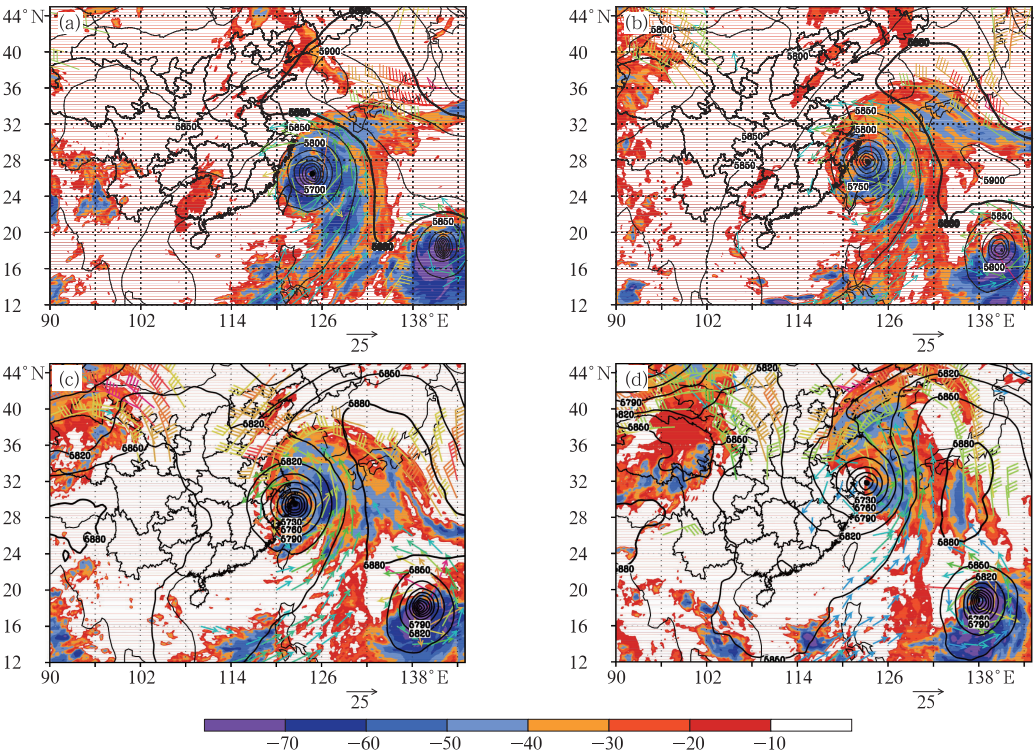


图 3 2015 年 7 月 10—11 日台风灿鸿 NCEP 再分析资料的高低空环流形势
(a)10 日 06 时,(b)10 日 18 时,(c)11 日 06 时,(d)11 日 18 时
(阴影:TBB,单位:℃;等值线:500 hPa 高度场,单位:gpm;矢量箭头:850 hPa>12 m·s⁻¹
的风场;风羽:200 hPa>30 m·s⁻¹的风场)

Fig. 3 The NCEP reanalysis data circulation fields for Typhoon Chan-Hom at (a) 0600 UTC 10, (b) 1800 UTC 10, (c) 0600 UTC 11, and (d) 1800 UTC 11 July 2015
(Shaded area denotes TBB, unit: ℃; contours denote geopotential height at 500 hPa, unit: gpm; arrows mark the wind field with speed larger than 12 m·s⁻¹ at 850 hPa; barbs indicate the wind field with speed larger than 30 m·s⁻¹ at 200 hPa)

到 11 日 18 时,台风主体对该区域的影响趋于结束(图 3d)。从图 3 中还可以看出,低空西南气流主要位于台风灿鸿东南部,为台风提供了充沛的水汽供应,加之台风东南侧“浪卡”台风带来的充沛水汽,使台风灿鸿近海得以维持,造成台风暴雨强度强、范围大。“灿鸿”在浙江东北部降水增强阶段,高空槽逐渐加深并向东靠近“灿鸿”,急流经向、纬向度均较大,“灿鸿”处于高空急流入口区右侧,非地转运动使高层辐散增强,降水增加。

3.2 物理量诊断

分析各高度层暴雨区($28.5^{\circ}\sim 30.5^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$)涡度、散度和垂直速度的时空演变(图 4a),可见从 10 日 06 时至 12 日 06 时,暴雨区在整个对流层一直维持正涡度,台风擦过舟山前正涡度随时间增强,并在 11 日 06 时达到最大,最大正涡度区出现在 850 hPa 附近,正涡度区伸展至 200 hPa 以上,台风转向后正涡度逐渐减小。从散度场的时空演变来看,整个暴雨过程 800 hPa 以下的低层为强辐合,300 hPa 以上高层为辐散,中间层接近无辐散。11 日 00—12 时 700 hPa 附近和 200 hPa 以上高层有强辐散区,最强辐散出现在 150 hPa,中心值大于 $4\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。台风转向后,低层辐合和高层辐散强度都有所减弱,辐合层的厚度也有所减小。台风灿鸿接近浙江时,暴雨区上空低层 600~1000 hPa 上升运动增强,强中心位于 800 hPa 附近。从宁波多

普勒雷达探测到的基本反射率图(图 4b)来看,在台风灿鸿接近浙江时,台风眼壁环形呈闭合环状,强度 30 dBz 以上。螺旋状回波带汇集在台风西北及北侧,螺旋云带中镶嵌着大量的对流云团,说明螺旋云带中的中小尺度系统活跃。

3.3 地形作用

地形对台风暴雨的增幅作用很大(刘爱鸣等, 2010;丁治英等, 2014;吴海英等, 2014;林小红等, 2015),主要原因可能有两个:(1)风在海岸的摩擦辐合;(2)地形抬升作用。当热带气旋趋近海岸、岛屿、陆地时,向岸风或沿海山脉迎风坡的辐合作用将加剧对流运动,陆地上山脉地形增强的辐合对流会不断产生对流系统(陈联寿等, 2004)。台风灿鸿最强降水发生在路径西侧的浙江东北地区就与上述原因密切相关。台风灿鸿东侧东风强劲,底层东风受到浙江东北山脉的阻挡,气流爬升,结合散度的垂直变化来看,浙江东北地区外海宽阔,海岸对较强的东风的摩擦辐合特别显著,山脉迎风坡前为辐合区,地形的摩擦辐合及抬升作用使得台风西北侧出现大量中小尺度对流系统,是暴雨增幅的重要原因(图 5)。

4 地形作用的数值试验分析

图 1a 给出了观测与控制试验模拟的“灿鸿”路径,从模拟开始一直到 7 月 10 日 00 时,模拟与观测

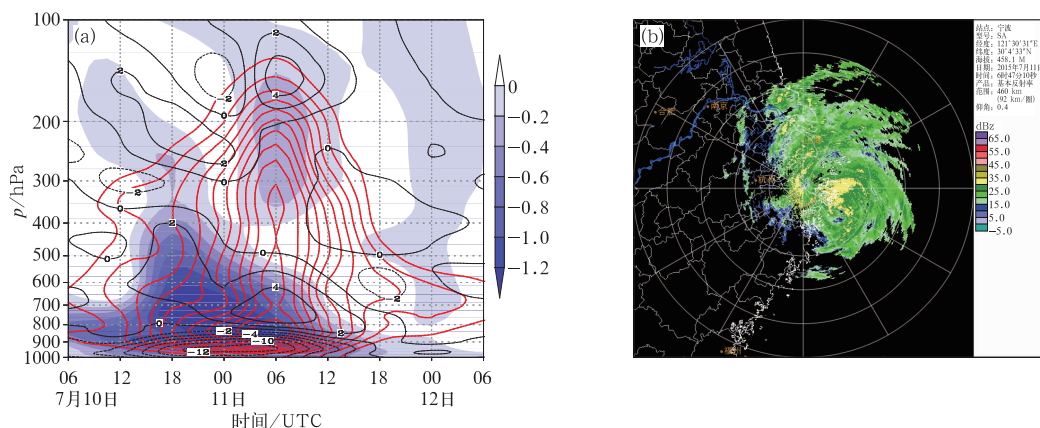


图 4 2015 年 7 月 10 日 06 时至 12 日 06 时(a) $28.5^{\circ}\sim 30.5^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$ 区域平均的垂直速度(阴影,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、相对涡度(红色等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})和散度(黑色等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})时间-垂直剖面图,(b)11 日 06:47 观测的雷达回波(单位: dBz)

Fig. 4 (a) The time-vertical cross section of regionally averaged vertical wind (shaded area, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), relative vorticity (red contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) and divergence (black contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) from 0600 UTC 10 to 0600 UTC 12 July 2015; (b) observed radar echo (unit: dBz) at 06:47 UTC 11 July 2015

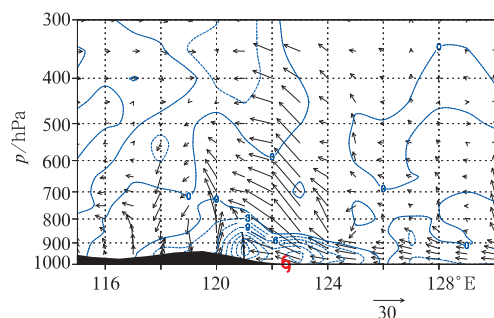


图5 2015年7月11日06时水平风速和10倍垂直速度合成的沿 29.5°N 垂直环流、地形高度(单位:m)与散度垂直变化(等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})

(6代表热带气旋所在经度位置)

Fig. 5 Longitudinal cross section of composite wind fields ($u^*, \omega^* \times 10$), terrain height (unit: m) and divergence (contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 0600 UTC 11 July 2015

(6 indicates the longitude location of Chan-Hom)

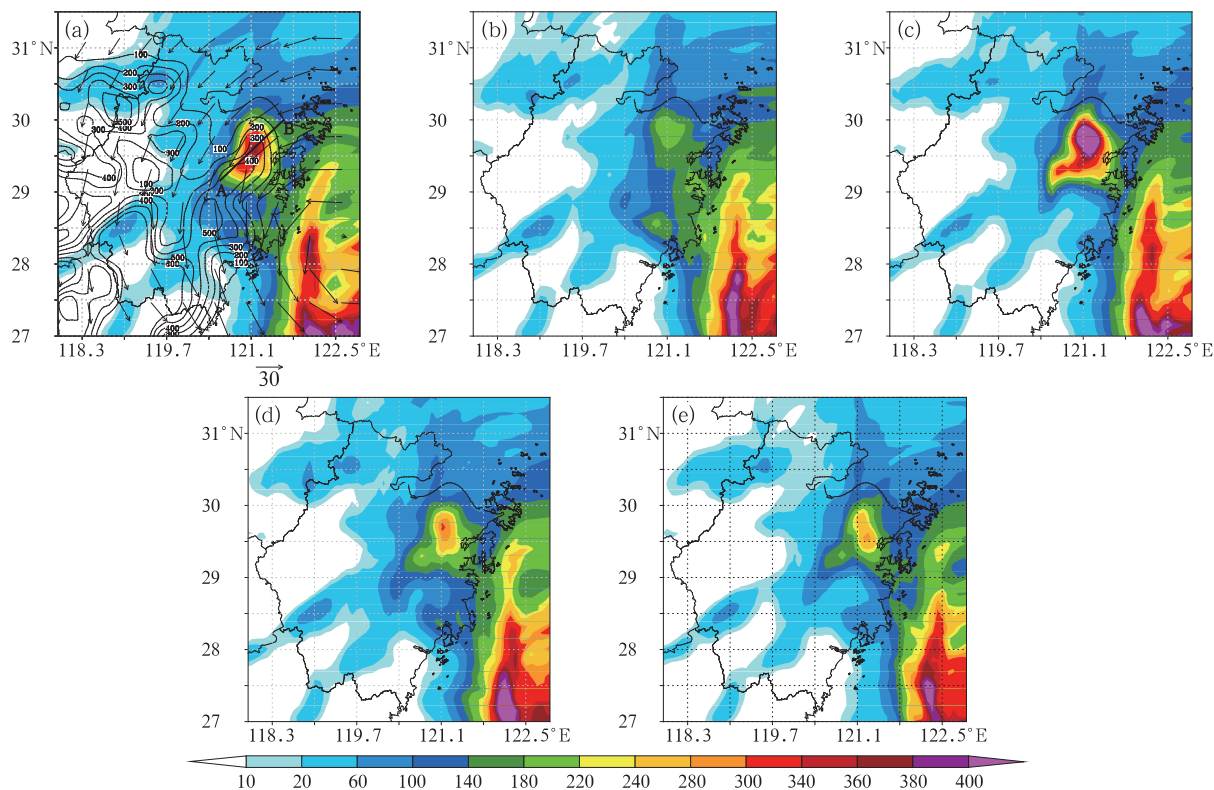


图6 2015年7月10日00时到12日00时不同试验3 km移动网格累积降水(阴影,单位:mm)

(a)CTL 试验,(b)T100 试验,(c)T2 试验,(d)ICP,(e)HZW 试验

[图6a中矢量表示11日06时850 hPa风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、等值线(单位:m)表示地形高度,AB为跨暴雨区的剖面]

Fig. 6 The simulated accumulated rainfall (shaded area, unit: mm) in (a) CTL, (b) T100, (c) T2, (d) ICP and (e) HZW experiments from 0000 UTC 10 to 0000 UTC 12 July 2015

[The 850 hPa wind vectors (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and terrain height (contour, unit: m) in Fig. 6a at 0600 UTC 11 July 2015; AB represents the cross section through the rainfall area]

的台风路径和中心位置都比较一致。之后,模拟较实况台风移动速度略偏慢。模拟与观测的“灿鸿”台风中心气压变化见图1b。由图1b可见,模拟与观测的台风中心气压变化趋势比较一致,模式较好地再现了“灿鸿”在擦过舟山之前的加强过程,以及转向之后的衰减过程。模拟的台风比实况略偏强,其原因可能与模式本身存在的一些不足有关,有待进一步深入探讨。试验2~5分别检验了浙江东北部一带的地形、土地类型和杭州湾水体对“灿鸿”所造成的强降雨的影响,试验显示模拟的台风移动路径、强度与控制试验无明显差异(图略)。

4.1 对降雨量的影响

从CTL模拟累积降水量(图6a)可以看到:浙东北的强降水中心位置与实况基本吻合,模拟累积降水量达到了360 mm以上,但在量值上还是要小于实况值。总体来看,模式还是很好地把握住了“灿

“灿鸿”台风发展演变过程中主要的路径、强度和降水特征。从 T100 试验模拟累积降水量(图 6b)可以看到:落区较原强降水区偏北,浙江东北部的强降水中心明显减弱,累积降水量不足 220 mm。T2 试验把原地形增加一倍后,累积降水量比 CTL 试验明显增加,达到了 490 mm(图 6c)。ICP 试验中,累积降水量 305 mm(图 6d)。HZW 试验中累积降水量不足 300 mm(图 6e)。所选区域的地形高度、850 hPa 风场和累积雨量叠加还显示(图 6a)，“灿鸿”在 7 月 11 日 06 时,浙江省内盛行东北风,浙江东北部区域中心为一北—南走向的山脉,降水大值区与山脉走向一致,降水中心出现在山脉迎风坡一侧。可见,地形是“灿鸿”造成浙江东北部暴雨增强的主要原因。其

次,杭州湾水体和浙江东北部的土地类型也对此次大暴雨起了一定的作用。下面我们将着重分析 T100 试验模拟结果。

4.2 对对流云团的影响

控制试验中(图 7a),对流层低层强上升运动主要分布在台风西北部内螺旋雨带中,即浙江东北部地区。上升运动形成有组织的、切向分布的带状结构,这些雨带径向宽约 10 km,且向上十几至 100 km 左右,最强上升运动超过 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,这种结构可能与地面雷达观测到的热带气旋中的小尺度雨带有关。强上升运动与小尺度涡旋有着紧密联系,表现为众多小尺度对流系统,这表明中小尺度深对流

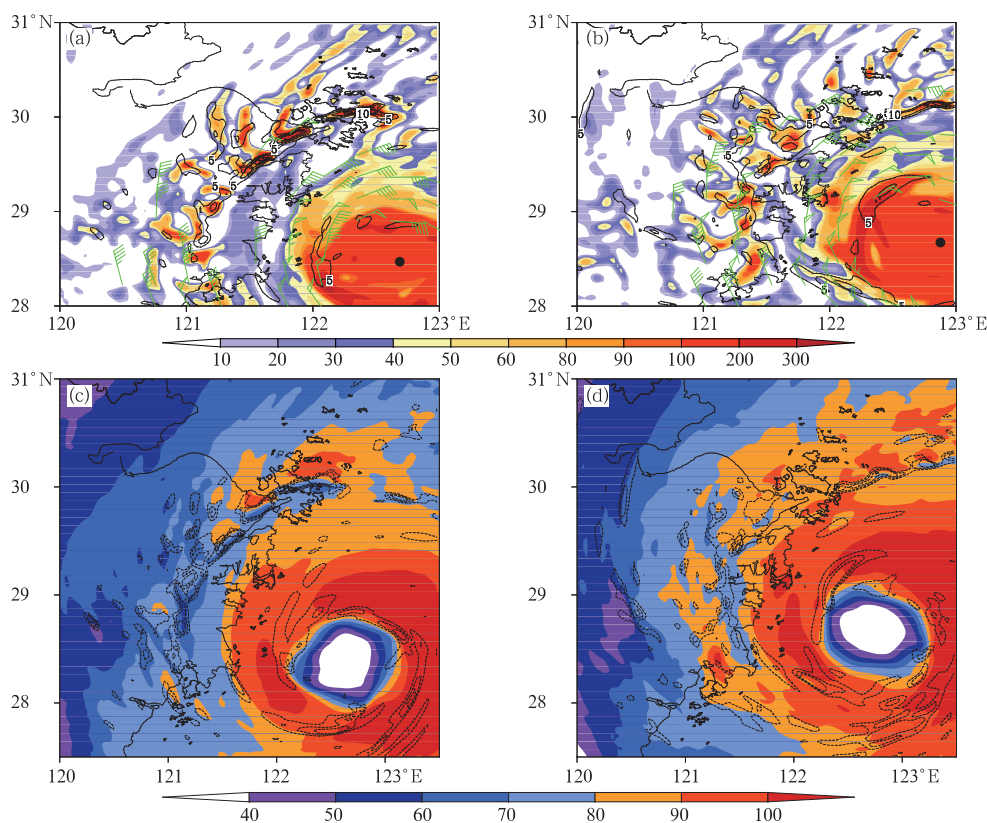


图 7 2015 年 7 月 11 日 06 时(a, b)850 hPa 相对涡度(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})、 $>45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风场(风羽)及垂直速度(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),(c, d)900 hPa 水汽通量(阴影,单位: $\text{kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和散度(等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})
(a, c)CTL 试验,(b, d)T100 试验
(图 7a、7b 中黑色圆点表示台风中心位置)

Fig. 7 (a, b) The 850 hPa relative vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}), wind vectors ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical wind (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); (c, d) the 900 hPa water-vapor flux (shaded area, unit: $\text{kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence (contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 0600 UTC 11 July 2015
(a, c) CTL experiment, (b, d) T100 experiment
(The black dots indicate typhoon centers in Figs. 7a and 7b)

系统主要位于台风西北部,最大降水也发生在此处。台风中心附近区域水汽通量较小,其眼壁区域水汽通量最大,浙江东北部也为高水汽通量区,并且伴有带状分布的散度负值中心(图 7c)。T100 试验中(图 7b),浙江东北部地区只零星分布一些强上升运动,没有形成带状结构,小尺度对流系统明显减弱。浙江东北部也是水汽通量高值区,但是只有零星分布的散度负值区(图 7d)。内螺旋雨带位于眼壁外的内核区域,由于高层卷云的遮蔽作用通常不能在卫星云图上观察到,但可以在雷达反射率图上观测到。螺旋雨带活动不仅能影响气旋强度,也可造成大风、暴雨等局地灾害性天气。以往观测表明,热带气旋内核区存在更小尺度(平均径向宽度约 10 km)的螺旋雨带,并可能影响整个气旋的动力结构。台风灿鸿的高分辨率(3 km)数值模拟显示,“灿鸿”内核区西北侧存在这种小尺度螺旋雨带。但在 T100 试验中,这种小尺度螺旋雨带明显减弱,降水也明显减少。

截取跨越暴雨区的线段(图 6a 中 AB),长度约

为 100 km,暴雨中心位置海拔约 350 m,暴雨区两侧地形高度相差较大,左侧最高峰海拔接近 480 m,而右侧海拔逐渐降低(图 8b);降地形试验中,暴雨区附近地形高于 100 m 的都已经降为 100 m(图 8d)。10 日 21 时左右,暴雨中心附近出现一条短回波带,此后,左侧最高峰附近 10 日 23 时有回波发展,但持续时间很短,11 日 03 时开始,暴雨中心及其右侧有超过 45 dBz 的强回波带发展,而左侧回波较弱,时间上比暴雨区滞后 6 h(图 8a)。总体来看,台风灿鸿对浙江东北部影响从 10 日 18 时左右开始,直到 11 日 18 时才趋于结束,持续时间较长,形成了稳定的强回波带。T100 试验中,台风灿鸿对浙江东北部的影响从 11 日 04 时才开始,持续 6 h 后基本已趋于结束,并且整个过程中只有零星的回波发展,并没有出现稳定的强回波带(图 8c)。

4.3 对台风结构的影响

对台风灿鸿擦过舟山前后结构特征进行进一步分析。采用研究热带气旋的常用方法(Xu and

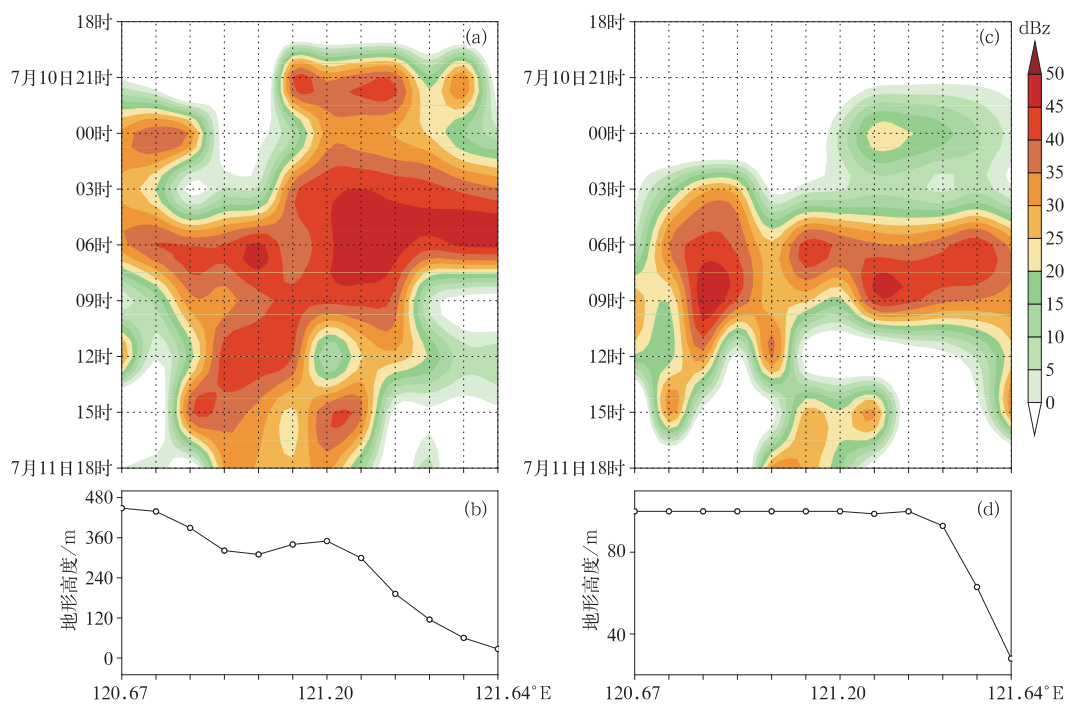


图 8 沿 AB(图 6a)的地形高度(b, d)及对应的回波(a, c, 单位: dBz)的时间演变

(a, b) CTL 试验, (c, d) T100 试验

(横轴坐标表示图 6a 中线段 AB 经度位置)

Fig. 8 Temporal evolution of the radar reflectivity (a, c, unit: dBz) and terrain height (b, d) along the northeast-southwest oriented line section AB (i. e., the solid line in Fig. 6a) across the heavy rain area at 2.6 km

(a, b) CTL experiment, (c, d) T100 experiment

(The x-axis represents the longitude location of AB in Fig. 6a)

Wu, 2005; 魏超时等, 2011), 将各物理量在以台风中心为原点的柱坐标中分解为轴对称和非对称两部分, 用变量的轴对称部分表示轴对称结构。图9给出的是物理量的轴对称部分。从两个试验中的台风底层(模式距地约32 m)方位角平均的对称风场的径向分布随时间的演变可以看出, 控制试验中(图9a), 方位角平均的切向风风速逐渐增强, 10日06时达到最大, 超过 $65 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 台风的大风半径(定义为轴对称切向风的最大值所在半径)距离台风中心约60 km, 这与台风强度变化相对应。在这之后, 对称风场强度随时间线性减小, 在11日降水最强阶段, 仍维持在 $35 \sim 50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 此时台风仍然维持较强的对称性。台风边界层的入流平均强度可以达到 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。T100 试验中, 轴对称切向风速和径向风最大强度出现时间也比控制试验略早(图9b)。

图9c表明接近舟山时“灿鸿”具有典型的眼墙和暖心结构特征。在台风中心附近, 风速小, 上升运动十分弱并存在下沉运动, 非绝热加热少, 具有典型的眼区特征。切向风速存在最大风速半径, 自中心向外, 切向风随半径增大而增强, 在 $70 \sim 100 \text{ km}$ 处切向风达到最大, 之后随着半径的加大而减小。强劲的上升运动位于最大风速半径附近, 与强上升运动相匹配的是水汽凝结产生的大量非绝热加热, 具有典型的眼墙结构, 非绝热加热的大值区延伸至10 km高度处。图9c还表明此时眼墙随高度稍向外倾斜, 这一现象在多个登陆台风中均被观测到(魏超时等, 2011)。低层切向风随高度的增加而增强, 在边界层顶附近达到最大, 随着高度再增加, 风速减弱。降地形试验中, 最大风速半径比控制试验略大, 约为 $80 \sim 110 \text{ km}$, 非绝热加热大值区只延伸至6 km

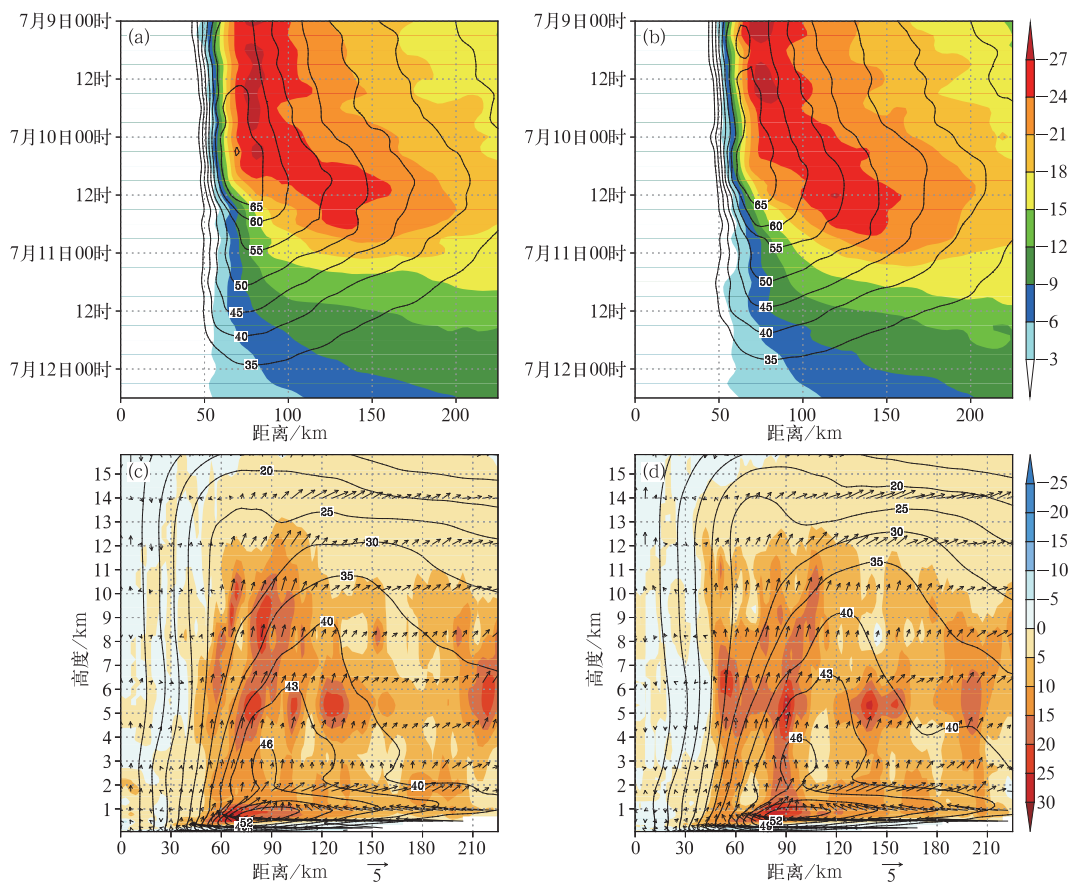


图9 2015年7月(a, b)9—12日模式底层方位角平均径向风(阴影, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)与切向风(等值线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)径向-时间演变, (c, d)11日06时非绝热加热(阴影, 单位: $\text{K} \cdot \text{s}^{-1}$)、径向风和垂直速度矢量及切向风(等值线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) (a, c)CTL 试验, (b, d)T100 试验

Fig. 9 (a, b) Radial-time evolution of azimuthal-mean radial wind (shaded area, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and tangential wind at 32 m (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) during 9 July to 12 July; (c, d) latent heating (shaded area, unit: $\text{K} \cdot \text{s}^{-1}$), composite wind fields (u^* , $\omega^* 2 \times 10$), and tangential wind (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 0600 UTC 11 July 2015 (a, c) CTL experiment, (b, d) T100 experiment

高度处(图9d)。

5 结 论

台风灿鸿穿过舟山群岛北上过程中,在浙江东北部地区48 h累积降水量最大达到531 mm,是1949年以来首个7月中旬以前相似路径在浙江东北部地区造成大暴雨的台风。利用中尺度非静力数值模式WRF V3.6.1对台风灿鸿(1509)的结构演变和所产生的降水进行了高分辨率数值模拟。通过分析诊断和数值试验,得到以下主要结果:

(1) 台风擦过舟山时,东北气流下,浙东北地形的摩擦辐合及抬升作用使得大量的对流云团汇集在台风西北侧,中小尺度系统活跃,是浙江东北部产生强降水的重要原因。

(2) 模式较好地再现了“灿鸿”的发展演变过程和浙江东北部产生的强降水。控制试验也模拟出了在台风接近陆地时,内核区西北侧存在有组织的小尺度螺旋雨带,降雨量和地形走向相一致,迎风坡降雨量增加。

(3) 通过升降地形,改变土地类型和将杭州湾水体用陆地替换的敏感性试验发现:地形的影响对台风降雨量的增幅最为明显。降低地形,会造成台风西北侧小尺度螺旋雨带明显减弱,浙东北地区降水也明显减少。可见,台风接近陆地时,会与地形发生复杂相互作用,影响其内部中小尺度系统结构和演变,引起降水异常变化。其次,杭州湾水体和浙江东北部的土地类型也对此次大暴雨起了一定的作用。大暴雨期间,台风灿鸿一直维持较强的对称性,具有典型的眼墙和暖心结构特征。

参考文献

- 蔡则怡,宇如聪,1997. LASG η 坐标有限区域数值预报模式与一次登陆台风特大暴雨的数值试验[J]. 大气科学,21(4):459-471.
- 陈联寿,罗哲贤,李英,2004. 登陆热带气旋研究的进展[J]. 气象学报,62(5):541-549.
- 陈联寿,孟智勇,2001. 我国热带气旋研究十年进展[J]. 大气科学,25(3):420-432.
- 丁治英,邢蕊,徐海明,等,2014. 多台风的相互作用和水平涡度与垂直涡度的关系[J]. 热带气象学报,30(5):825-835.
- 段丽,陈联寿,2005. 热带风暴“菲特”(0114)特大暴雨的诊断研究[J]. 大气科学,29(3):343-353.
- 江敦春,党人庆,朱志宏,1997. 台风暴雨中尺度系统与结构的数值研

- 究[J]. 热带气象学报,13(2):168-172.
- 康志明,陈涛,钱传海,等,2008. 0604号强热带风暴“碧利斯”特大暴雨的诊断研究[J]. 高原气象,27(3):596-607.
- 林小红,刘爱鸣,刘通易,等,2015. 2013年“苏力”与“潭美”相似路径台风大暴雨落区差异分析[J]. 热带气象学报,31(4):517-525.
- 刘爱鸣,林毅,吴幸毓,2010. 台湾岛及邻近区域热带气象异常路径特征分析[J]. 气象,36(9):29-35.
- 刘晓波,皱兰军,夏立,2008. 台风罗莎引发上海暴雨大风的特点及成因[J]. 气象,34(12):72-78.
- 沈晓琳,张芳华,周博坤,2015. 2015年7月大气环流和天气分析[J]. 气象,41(10):1298-1304.
- 魏超时,赵坤,余晖,等,2011. 登陆台风卡努(0515)内核区环流结构特征分析[J]. 大气科学,35(1):68-80.
- 吴海英,陈海山,曾明剑,等,2014. 冷空气对台风“海葵”(1211)倒槽特大暴雨作用分析[J]. 热带气象学报,30(5):871-880.
- 解以扬,徐祥德,1993. 登陆台风暴雨地形增幅的数值试验[J]. 南京气象学院学报,19(4):451-456.
- 徐祥德,许健民,王继志,2003. 大气遥感再分析场构造技术与原理[M]. 北京:气象出版社:230.
- 张福青,蒋全荣,党人庆,1996. 8805号登陆台风特大暴雨的数值模拟[J]. 热带气象学报,12(3):257-264.
- 周福,钱燕珍,方艳莹,等,2016. “灿鸿”台风造成浙江东北部大暴雨成因分析[J]. 气象,42(3):305-313.
- 周福,钱燕珍,朱宪春,等,2014. “菲特”减弱时浙江大暴雨过程成因分析[J]. 气象,40(8):930-939.
- Dudhia J, 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. J Amos Sci,46:3077-3107.
- Kain J S, Fritsch J M, 1993. Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models[J]. Meteor Monographs,46:165-170.
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D, 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model[J]. J Clim Appl Meteor,22:40-63.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, M et al, 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. J Geophys Res, 102(D14):16663-16682.
- Noh Y, Cheon W G, Hong S Y, et al, 2003. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data[J]. Bound Layer Meteor,107:401-427.
- Wu C C, Yen T H, Kuo Y H, 2002. Rainfall simulation associated with typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect[J]. Wea Forecasting,17:1001-1015.
- Xu Y, Wu R S, 2000. Numerical simulation of the genesis of tropical cyclone Bilis evolution and conversion of asymmetric momentum[J]. Chin J Atmos Sci,29:79-90.