

热带气旋强度与结构研究新进展

陈光华

裘国庆

(中国气象科学研究院, 北京 100081) (国家气象中心, 北京 100081)

摘要 主要回顾热带气旋(TC)强度与结构变化的研究发展近况。以往热带气旋的理论研究认为在给定的大气和海洋热状况下,存在着一个 TC 所能达到的最大可能强度(MPI)。但实际上,海洋生成的热带气旋达到的最大强度普遍要比由 MPI 理论计算得到最大强度要低。近几年的研究表明,存在着内部和外部的不利因子通过对 TC 结构的改变来阻碍其加强,从而限制 TC 的强度。以往认为在诸多因子中,垂直风切变产生的内核区非对称结构与眼墙区下方海水上涌造成的海面冷却是制约 TC 达到 MPI 的主要因子。最新的研究进一步指出,产生 TC 非对称性的中尺度过程对其强度与结构的变化至关重要。中尺度过程包含有对流耦合的涡旋 Rossby 波、内外圈螺旋雨带、嵌于 TC 环流内的中尺度涡旋。外部的环境气流也是通过这些眼墙的中尺度过程影响到 TC 的强度与结构变化。

关键词 热带气旋 强度 结构 进展

引言

过去的 30 年,由于多种探测手段的应用与动力模式的不断发展,热带气旋(TC)路径的预报稳步的发展。相比之下,对 TC 强度变化的研究却进展缓慢,业务中的强度预报还是主要建立在统计的基础之上。除了海洋缺乏观测、模式分辨率不高以及初始场存在误差等因素以外,对控制强度变化的物理过程了解不够是根本的原因。

热带气旋发展、移动、结构以及强度变化是多种尺度的相互作用的结果。TC 的移动主要受环境引导气流,以及 β 涡旋对和对流层上层位涡(PV)负距平的控制^[1~3],但是强度与结构的变化则受到诸多复杂物理过程的影响,这些过程决定了内核区的结构,以及 TC 和海洋、大气环境之间的相互作用。因此对于 TC 强度与结构变化的认识与预报要比 TC 路径困难的多。

本文主要针对目前 TC 强度与结构变化的研究进行综述,对内部因子中 Rossby 波、螺旋雨带、中尺度涡旋,以及环境气流与边界层的作用做简要介绍,并对将来这方面的进一步研究提出一些观点与建议。

1 内部动力因子

1.1 涡旋 Rossby 波

热带气旋的位涡集中在风暴的内核区,靠近最大风速半径处位涡具有较大的径向梯度。气块径向扰动将会受到回复力的作用,而位涡径向梯度的存在则是产生回复机制的原因。由于这种位涡波动的成波机理与中纬度大尺度运动的 Rossby 波相似,因此这种波动通常被称为涡旋 Rossby 波(VRW)。此概念最早是由 MacDonald^[4]提出来用以解释螺旋雨带,但直到最近几年才被认识到对 TC 强度与结构的变化具有重大作用^[5~7]。

Montgomery 和 Kallenbach^[5]利用简单的浅水非对称平衡模式研究 VRW。他们发现,涡旋基本切向气流的强切变可以使得扰动量轴对称化,扰动量轴对称化的过程导致径向与切向传播的 VRW,而 VRW 回复机制又与风暴基本气流涡度的径向梯度相联系。他们认为这些径向外传的 VRW 可以用来解释内部螺旋雨带的产生,并通过波流相互作用来影响涡旋强度和结构的变化。最近的研究也表明^[8~10],对流强迫产生的 VRW 与平均涡旋气流相互作用可以导致涡旋强度的变化。在轴对称涡旋环

流中叠加非对称位涡扰动,涡量峰值中心随时间径向向内移动,通过涡度和动量的重新分配加强涡旋的强度,而波动移动方向和速度又主要取决于位涡扰动的大小以及径向和切向的尺度。

眼墙对流非对称性可以强迫与驱动 TC 中的 VRW,并且与之耦合。造成眼墙非对称对流的原因是多方面的: TC 涡旋正压与三维不稳定^[11], β 效应^[12],环境气流及其切变^[13]。在观测研究中,VRW 沿眼墙的传播使得一些 TC 产生多边形眼墙,并且造成眼区气旋式旋转^[6]。Reasor^[7]发现在台风内核区中存在低波数波动非对称结构,非对称结构以 VRW2 波最为显著,且 VRW2 波沿眼墙的传播可以用来解释眼区的旋转。气旋外围螺旋状涡片脱离主体,形成径向长度为 5~10 km 的涡度带,这一过程是轴对称化 VRW 造成的,可以认为是对螺旋雨带的一种解释。

基于较完备物理模式的模拟^[14],证实了在模拟的 TC 中存在 VRW,VRW 进行傅里叶分解后得到的低波数是产生眼墙非对称结构的因子之一,并对眼区与眼墙之间的角动量和位涡混合起到重要作用。VRW 在最大风速半径附近振幅最大,并在位涡场中产生螺旋结构,同时波随高度向外倾斜,且在径向位涡梯度最大的中低对流层中结构比较一致。VRW 的另一个显著特征是与眼墙对流的相互耦合,由于 VRW 的存在,造成在低层气流流入区域眼墙对流的加强,而在气流流出区域对流受到抑制。在方位向平均涡旋的最大风速半径附近,沿眼墙传播的 VRW 周期大约是由切向风产生的气块平流周期的 2 倍。

国内关于地形对 VRW 的影响作了一些研究。研究认为^[15],地形对 VRW 传播速度、台风中心位置以及台风内区的非对称结构,均可以产生比较明显的影响,并提出了地形涡旋 Rossby 波的概念。与无地形相比,南(北)坡地形条件下,台风中心向偏西南(东北)方向移动,南(北)坡地形 VRW 引起的台风内区非对称结构的特征正好相反。在此基础上,考虑地形尺度和纬向基流的研究表明^[16],随地形水平方向尺度的增大,扰动涡量场环绕地形顺时针方向旋转的趋势增强,平均风速减弱也增强;在慢纬向基流条件下,TC 登陆前的一段时间,其强度可发生增强。

1.2 螺旋雨带

螺旋雨带是 TC 独有的特征,可导致眼墙外围的强降水,并对 TC 的结构与强度的变化产生显著的影响。最初的理论认为 TC 的螺旋雨带与重力惯性波有关^[17,18],但重力惯性波学说有一个通病,就是重力惯性波理论传播速度都要比由雷达实测的螺旋雨带移速快得多,这是美中不足的。1997 年, Montgomery 和 Kallenbach^[5]提出的 VRW 理论认为,VRW 与眼墙非对称量的轴对称化过程有关,台风环流中的轴对称化是指中尺度扰动系统被带状基流吸收的过程,这一过程伴随有螺旋丝状涡旋体脱离主体传播扩散的现象,并且传播速度量级与内部螺旋雨带移速相吻合。Reasor^[7]通过对飓风 Olivia (1998)的观测也发现了这种涡度丝状体和内部螺旋雨带之间的紧密联系。内部螺旋雨带与对流耦合 VRW 密切相关的观点已被普遍接受。

在距 TC 中心大约 80 km 以外的区域径向位涡梯度变得很弱,因此外围雨带无法用 VRW 理论来解释。外围螺旋雨带存在的一种解释是流出层中砧云下沉流的作用^[19],因此外围雨带的位置主要由气流径向流出的速度与冰粒子下沉速度决定。对于强度大的 TC,外围雨带可以位于 100 km 半径的地方。Montgomery 和 Kallenbach^[5]提出了另一种机制,他们认为外围雨带形成于 VRW 的临界半径处,在此临界半径处 VRW 向外传播的群速度为零。Wang^[14]模拟 TC 的临界半径位于距中心 80 km 处,这也是模拟中外围螺旋雨带最为活跃的地区。由于两种解释的存在,需要更进一步的研究来衡量哪一种机制对外围雨带的产生起到主导作用。

对于螺旋雨带对 TC 强度变化的影响,不同的研究结果表现出一定的差异。May 和 Holland^[20]指出螺旋雨带对风暴的加强作用,他们认为层结雨带中产生的位涡能被输送到眼墙地区,用以加强核区的强度。但是一些研究^[21,22]则认为,雨带中产生的下沉气流可以阻挡边界层的径向入流,从而不利于风暴强度的加强。在 Wang^[23]的数值模拟中,在不考虑雪霰融化与雨水蒸发的情况下,原先处于螺旋雨带边缘,由凝结物质蒸发或融解所产生的下沉气流明显减弱,模拟 TC 强度很强,且外围螺旋雨带几乎消失,这说明外围螺旋雨带引发的下沉气流对 TC 强度有重要的抑制作用。Bister^[24]提出另一种可能的作用是雨带中潜热的释放通过静力调整来减

少径向压力梯度,从而减弱 TC 强度。目前的研究结果倾向于螺旋雨带对强度的抑制作用,但抑制作用的机理还有待于继续探讨。

1.3 中尺度涡旋

研究表明^[25],由于层状云中潜热加热与云底的蒸发冷却,可以产生非绝热加热的垂直梯度,从而使得位涡集中于对流层的中层,这可能是导致中层中尺度涡旋形成的原因。以这种形式生成的中尺度涡旋经常在 TC 环流中,特别是在眼墙和外围螺旋雨带中被观测到。

根据旋转适应理论^[26],一定条件下,在旋转大气中轴对称带状环流上叠加的中尺度扰动将被基流吸收,运动趋向于轴对称;但在另一些条件下,则不可能有完全的适应,甚至走到适应的反面——扰动强烈发展。线性理论认为,在轴对称化过程中,扰动向基流转化过程中是不断衰减的。例如,Macalpin 的研究表明^[27],在初始圆形涡旋上叠加沿方位角方向 2 波或 3 波的大振幅扰动,结果扰动被带状基流吸收,并有使 TC 环流轴对称化的趋势。Carr 等^[28]认为,即使台风涡旋始终处于环境风场和柯氏力场的非轴对称的强迫下,叠加在台风圆形基流上的扰动能量仍然会稳定地向基流输送,而导致扰动减弱。但通过对称环流与非对称扰动非线性相互作用的研究^[29]表明,中尺度涡旋扰动可能被吸收,也可能维持或发展来影响到台风强度变化,这与扰动强度有较为密切的关系。

Montgomery 和 Enagonio^[8]利用三维准地转模式研究了这种中尺度涡旋的生成过程,认为眼墙区域中尺度涡旋生成并发展到一定阶段后就会被轴对称过程所抑制。当中尺度涡旋处于眼墙外一定的距离时,就会起到和外围螺旋雨带同样的作用,可以抑制并减弱风暴的加强。在眼墙中也可以观测到中尺度涡旋的存在,这些涡旋水平尺度小于眼区的直径,但又大于构成眼墙的对流云尺度。模拟研究认为^[30],眼墙中尺度涡旋可以造成眼区与眼墙之间角动量与位涡的混合,从而对内核结构产生影响。但到目前为止,还不太清楚这些眼墙上的中尺度涡旋是有利于 TC 的加强,还是起到相反的作用。

眼墙上的中尺度涡旋能够起源于正压切变不稳定。Schubert 等^[11]关于 TC 涡旋对称环流正压不稳定的研究认为,眼墙非对称的发展可以引起眼墙的崩溃与中尺度涡旋的生成,并最后使得眼墙形成多

边形的形状。Wang 和 Holland^[31]利用参数化对流加热的 TC 模式模拟两个 TC 类涡旋的合并,且经历加强的过程。这个过程只有在考虑了非绝热加热后才会发生,因此包含完全物理过程的模式可以进一步揭示中尺度涡旋对 TC 强度与结构的贡献。同时在 TC 登陆阶段这些中尺度涡旋与前方龙卷的活动也存在密切的相关。

2 环境气流作用

研究表明^[32~34],均匀气流可以引起非对称的地面加热、水汽通量以及摩擦作用,从而产生 TC 非对称结构的变化。Peng^[35]在对嵌于均匀流中 TC 强度减弱的模拟研究中发现,TC 的强度与非对称 1 波的振幅成反比,即非对称程度越大,越不利于 TC 强度的发展。Dengler 和 Keyser^[36]用三层模式研究均匀流中 TC 强度变化,认为稳定的干空气穿过中层到达边界层辐合区,可造成强度的减弱。

由于 TC 移动很大程度受环境气流影响,因此从 TC 移速与强度之间的联系可以推断环境气流对强度的作用。Holland 认为强台风主要是在移速处于 3 m/s 和 6 m/s 之间时发展起来的,而移动速度的加快会使得 TC 有减弱的趋势。Peng^[35]得出的结论是,如果 TC 移动太慢,表面风应力产生的海洋上层垂直混合以引起海面的冷却,从而不利于 TC 的加强;如果 TC 移动太快,所产生的非对称结构也抑制其加强。因此需要更多的研究将均匀环境气流与垂直风切变或移向冷海水区的影响分离开,来分析对风暴强度的作用。

早期的观测研究^[37,38]认为,垂直风切变对 TC 的加强是一个不利的因素。水平气流垂直切变使得高层释放的凝结潜热向不同的方向频散,TC 环流热量的流失抑制了风暴的发展。De Maria^[39]采用回归统计分析显示,高纬尺度相对较大的强 TC 对垂直气流切变作用的敏感性要比低纬尺度相对较小的弱 TC 要小。

垂直切变引起的内核区对流非对称性也不利于 TC 的加强。Wang 和 Holland^[12]以及 Bender^[13]把处于垂直环境风切变中对流非对称性的发展归因于 TC 相对气流的作用。他们认为在 TC 中心顺切变的左侧,上升运动与对流活动容易增强;而在逆切变的右侧则是减弱的。Frank 和 Ritchie^[40]认为,模拟 TC 的减弱原因是高层垂直切变诱发非对称使得高

值位涡与相当位温向外的混合造成的。在他们的理论中,不需要出现明显的 TC 的垂直倾斜,只要在 5 m/s 的垂直小切变中,成熟的 TC 3 天后就可以衰减。但是 Zehr^[41]却观测到 TC 可在 12 m/s 的切变中得以维持。因此需要进一步了解垂直切变气流使得涡旋结构与强度得以维持或是演变的机制。

3 边界层作用

3.1 下垫面通量

地表通量对于 TC 的发展与维持至关重要。观测表明^[42],即使风速大到 25 m/s,也对感热与潜热通量的交换系数影响不大;但是拖曳系数却对风速具有较大的依赖性。以前的工作表明^[43],TC 最大切向风依赖于热量与动量的地表交换系数。Emanuel^[44]认为,最大可能强度依赖于眼墙下焓交换系数与动量拖曳系数比值。海洋破碎的波动与喷沫对交换系数和拖曳系数有显著的影响。拖曳系数的推导^[45]表明,当风速增大到 40 m/s 后,海洋表面就会被一层海沫所覆盖,海沫层阻挡了风与海洋之间的动量输送,同时增大了摩擦速度,并使得拖曳系数随风速的增大而减小。由于强风速条件下测量的困难,使得这方面的进展相当缓慢。

海表温度(SST)决定了海洋向大气的能量输送,因此 TC 的强度对 SST 很敏感。但是 TC 中强表面风应力可以使得海洋上层产生剧烈的湍流,从而加深海洋的混合层,使得 SST 明显降低。通过海洋向大气焓通量输送的减少,限制了 TC 的强度^[46]。虽然与海洋混合层相耦合的大气模式^[47]可以模拟 TC 与海洋的这种负反馈机制,但是模拟的 TC 强度对海洋的垂直结构很敏感^[48]。Bender 和 Ginis^[49]利用高分辨率的耦合模式模拟了 TC 强度的演变过程。将来的 TC 强度的预报将和海洋以及海洋的波动相耦合,因此海洋的数据同化以及初始化至关重要。

3.2 地表与地形作用

TC 登陆以后,由于焓通量的减少以及地面摩擦的增大,通常使得 TC 减弱^[50],但同时也产生了大量的系统降水。Shen 等^[51]利用 GFDL 台风模式研究地表水体对登陆消亡台风的作用,他们发现 TC 最大冷却区附近有局地的地表冷却,它产生于 TC 中心的后方和右方。同时他们也显示,虽然 TC 核心区附近的地面温度比周围的要低 4℃,但只要

0.5 m 厚的水体就可以通过水面焓通量的输送,明显减缓 TC 的登陆衰减。Cubukcu 等^[52]发现海陆差异也会减小热带扰动的强度,来自大陆的干空气侵入风暴核心区,减少水汽供应而减弱风暴的加强。但还不太清楚冷空气入侵是否就是近海 TC 或登陆 TC 的普遍特征。

在存在山脉的地区,登陆台风会受到地形的作用。研究表明^[53,54],台湾岛的中央山脉地区经常发生典型的 TC 与地形相互作用。山脉地区 TC 所呈现的运动、结构、强度以及降水的显著变化与诸多因素有关,例如 TC 自身的强度、大小、移速,在中央山脉登陆的位置以及大尺度的天气背景。最近 Wu 等^[55]在研究登陆台湾岛台风的眼墙演变后发现,登陆前眼墙有一个收缩的过程,伴随的是登陆后眼墙的破碎崩溃,重新入海后眼墙又得以重建。

4 结语

诸多因素对热带气旋达到其最大可能强度起到阻碍的作用。观测研究表明,实际 TC 所达到的最大强度往往要低于理论推导的最大可能强度,因此 TC 强度存在着内部动力、环境气流外部强迫以及海陆状况差异等因素的制约。

近 10 年对 TC 强度与结构变化的研究表明,TC 核心区动力因素起到重要作用。核区的动力因素包括了内外螺旋雨带,对流耦合涡旋 Rossby 波,以及嵌于 TC 环流中的中尺度涡旋。虽然目前的研究已经解释了一些内核区动力过程对 TC 强度与结构变化的影响,但许多仍然局限在干过程或者是较为完备物理过程的理想试验,还需要进一步的工作来研究内部动力和 TC 强度对外部强迫的响应,也包括内动力与外强迫之间复杂的相互作用。另一个亟待解决的问题是 TC 登陆时边界层结构的变化。在 TC 登陆时存在着边界层内部结构的变化,但对这种结构的演变,以及动力机理的认识还有很多不足之处。今后的研究工作将包括更具体细致的 TC 与地表热力交换、TC 与地形相互作用,以及它们对降雨分布的影响等。

参考文献

- 1 Wu C, Emanuel K A. Interaction of a baroclinic vortex with background shear: Application to hurricane movement. *J. Atmos. Sci.*, 1993, 50: 62 - 76

- 2 Chan J C L, Williams R T. Analytical and numerical studies of the beta effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 1987, 44: 1257 - 1265
- 3 Wang B, Elsberry R L, Wang Y, et al. Dynamics in tropical cyclone motion: A review. *Chinese J. Atmos. Sci.*, 1998, 22: 535 - 547
- 4 MacDonald N J. The evidence for the existence of Rossby-type waves in the hurricane vortex. *Tellus*, 1968, 20: 138 - 150
- 5 Montgomery M T, Kallenbach R J. A theory for vortex Rossby waves and its application to spiral bands and intensity change in hurricanes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1997, 123: 435 - 465
- 6 Kou H C, Williams R T, Chen J H. A possible mechanism for the eye rotation of Typhoon Herb. *J. Atmos. Sci.*, 1999, 56: 1659 - 1673
- 7 Reasor P D, Montgomery M T, Marks Jr F D, et al. Low wavenumber structure and evolution of the hurricane inner core observed by airborne dual-Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, 128: 1653 - 1680
- 8 Montgomery M T, Enagonio J. Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasi-geostrophic model. *J. Atmos. Sci.*, 1998, 55: 3176 - 3207
- 9 Enagonio J, Montgomery M T. Tropical cyclogenesis via convectively forced Rossby waves in a shallow water primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, 2001, 58: 685 - 706
- 10 Moller J D, Montgomery M T. Vortex Rossby waves and hurricane intensification in a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, 1999, 56: 1674 - 1687
- 11 Schubert W H, Montgomery M T, Taft R K, et al. Polygonal eyewalls, and asymmetries eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 1999, 56: 1197 - 1223
- 12 Wang Y, Holland G J. Beta drift of baroclinic vortices. Part I: Adiabatic vortices. *J. Atmos. Sci.*, 1996, 53: 411 - 427
- 13 Bender M A. The effect of relative flow on the asymmetric structure in the interior of hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 1997, 54: 703 - 724
- 14 Wang Y. Vortex Rossby waves in a numerically simulated tropical cyclone. Part I: Overall structure, potential vorticity and kinetic energy budgets. *J. Atmos. Sci.*, 2002, 59: 1213 - 1238
- 15 罗哲贤,陈联寿.地形对涡旋 Rossby 波影响的研究. *自然科学进展*, 2003, 13(4): 372 - 377
- 16 余锦华,罗哲贤.地形对涡量传播和台风切向风速变化的参数敏感性. *第十三届全国热带气旋科学讨论会论文摘要文集*, 2004. 3 - 36
- 17 黄浦新,巢纪平.台风中螺旋云带的线性理论. *大气科学*, 1980, 4(2): 148 - 158
- 18 陈联寿,丁一汇. *西太平洋台风概论*. 北京: 科学出版社, 1979
- 19 Willoughby H E, Jin H L, Lord S J, et al. Hurricane structure and evolution as simulated by an axisymmetric, nonhydrostatic numerical model. *J. Atmos. Sci.*, 1984, 41: 1169 - 1186
- 20 May P T, Holland G J. The role of spiral rainbands in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 1999, 56: 1224 - 1228
- 21 Powell M D. Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part I: Mesoscale rainfall and kinematic structure. *Mon. Wea. Rev.*, 1990, 118: 891 - 917
- 22 Powell M D. Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part II: Downdraft modification and mixed layer recovery. *Mon. Wea. Rev.*, 1990, 118: 918 - 938
- 23 Wang Y. An explicit simulation of tropical cyclones with a triply nested movable mesh primitive equation model: TCM3. Part II: Some model refinements and sensitivity to cloud microphysics parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, 2002, 130: 3022 - 3036
- 24 Bister M. Effect of peripheral convection on tropical cyclone formation. *J. Atmos. Sci.*, 2001, 58: 3463 - 3476
- 25 Raymond D J, Jiang H. A theory for long-lived mesoscale convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 1990, 47: 3067 - 3077
- 26 曾庆存. 旋转大气运动非线性相互作用和旋转适应过程. *中国科学*, 1979, (10): 986 - 995
- 27 MacLipin J D. On the adjustment of azimuthally perturbed vortices. *J. Geophys. Res.*, 1987, 92: 8213 - 8225
- 28 Carr L E, Williams R T. Barotropic vortex stability to perturbations from axisymmetry. *J. Atmos. Sci.*, 1989, 46: 3177 - 3191
- 29 罗哲贤. 台风轴对称环流和非轴对称绕动非线性相互作用的研究. *中国科学(D)*, 2003, 33(7): 686 - 694
- 30 Montgomery M T, Vladimirov V A, Denissenko P V. An experimental study on hurricane mesovortices. *J. Fluid. Mech.*, 2002, 471: 1 - 32
- 31 Wang Y, Holland G J. On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices. IV: Baroclinic vortices. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1995, 121: 95 - 126
- 32 Shapiro L J. The asymmetric boundary layer flow under a translating hurricane. *J. Atmos. Sci.*, 1983, 40: 1984 - 1998
- 33 Kepert J D. The dynamics of boundary layer jets within the tropical cyclone core. Part I: Linear theory. *J. Atmos. Sci.*, 2001, 58: 2469 - 2484
- 34 Kepert J D, Wang Y. The dynamics of boundary layer jets within the tropical cyclone core. Part II: Nonlinear enhancement. *J. Atmos. Sci.*, 2001, 58: 2485 - 2501
- 35 Peng M S, Jeng B F, Williams R T. A numerical study on tropical cyclone intensification. Part I: Beta effect and mean flow effect. *J. Atmos. Sci.*, 1999, 56: 1404 - 1423
- 36 Dengler K, Keyser D. Intensification of tropical-cyclone-like vortices in uniform zonal background flows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2000, 126: 549 - 568
- 37 Gray M W. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 1968, 96: 669 - 700
- 38 Merrill R T. Environmental influences on hurricane intensification. *J. Atmos. Sci.*, 1988, 45: 1678 - 1687
- 39 De Maria M. The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change. *J. Atmos. Sci.*, 1996, 53: 2076 - 2087
- 40 Frank W M, Ritchie E A. Effects of vertical wind shear on the in-

- tensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, 2001, 129: 2249 - 2269
- 41 Zehr R M. Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. NOAA Tech. Rep., NESDIS 61, 1992, 181 pp
- 42 Liu T, Katsaros K B, Businger J A. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, 1979, 36: 1722 - 1735
- 43 Rosenthal S L. The response of a tropical cyclone model to variations in boundary layer parameters, initial conditions, lateral boundary conditions and domain size. *Mon. Wea. Rev.*, 1971, 99: 767 - 777
- 44 Emanuel K A. Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 1995, 52: 3969 - 3976
- 45 Powell P, Vickery J, Reinhold T A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 2003, 422: 279 - 283
- 46 Shay L K, Black P G, Mariano A J, et al. Upper ocean response to hurricane Gilbert. *J. Geophys. Res.*, 1992, 97: 227 - 248
- 47 Lin L L, Liu W T, Wu C C, et al. Satellite observations of modulation of surface winds by typhoon-induced ocean cooling. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, 30(3): 10.1029/2002GL015674
- 48 Chan J C, Duan L Y, Shay L K. Tropical cyclone intensity change from a simple ocean-atmosphere coupled model. *J. Atmos. Sci.*, 2001, 58: 2128 - 2145
- 49 Bender M A, Ginis I. Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, 128: 917 - 946
- 50 Farfan L M, Zehnder J A. An analysis of the landfall of hurricane Nora(1997). *Mon. Wea. Rev.*, 2001, 129: 2073 - 2088
- 51 Shen W, Ginis I, Tuleya R E. A numerical investigation of land surface water on landfalling hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 2002, 59: 789 - 802
- 52 Cubukcu N, Pfeffer R L, Dietrich D E. Simulation of the effects of bathymetry and land-sea contrasts on hurricane development using a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 2000, 57: 481 - 492
- 53 Wu C C, Yen T H, Kou Y H, et al. Rainfall simulation associated with Typhoon Herb(1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect. *Wea. and Forecasting*, 2002, 17: 1001 - 1015
- 54 孟智勇,徐祥德,陈联寿. 台湾岛地形诱生次级环流系统对台风异常运动的影响机制. *大气科学*, 1998, 22(2): 156 - 168
- 55 Wu C C, Chou K H, Cheng H J, et al. Eyewall contraction, breakdown and reformation in a landfalling typhoon. *Geophys. Res. Lett.* (in press)

Progress in Researches on Tropical Cyclone Intensity and Structure

Chen Guanghua¹ Qiu Guoqing²

(1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081 ;

2 National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract: Recent progress in researches on tropical cyclone (TC) intensity and structure changes is reviewed. According to the maximum potential intensity (MPI) theory, at the given thermodynamic state of the atmosphere and ocean, there exists MPI. In fact, tropical cyclones' maximum intensity is generally less than that of MPI theory. There are many internal and external dynamic factors to prohibit TC intensification through structure changes. The changes of intensity and structure involve complex different-scale interactions. The recent researches show that the mesoscale processes resulting in TC asymmetry are crucial to the variation of both intensities and structures of TCs, including vortex Rossby waves, spiral rainbands, mesoscale vortices, environmental flow, and boundary layer processes. The external environment flow also influences the intensities and structures of TCs through these mesoscale processes over the eyewalls.

Key words: tropical cyclone, intensity, structure, progress