热带气旋尺度和结构的影响因子和理论探索

林岩銮，王丹阳

（清华大学 地球系统科学系，北京 100084）

摘　要：热带气旋是地球上最主要的自然灾害之一，其结构和尺度不仅直接影响其致灾范围，还间接影响其强度和移动路径。对热带气旋结构和尺度的科学认识有助于其强度和路径预报能力的提高，本身也是重要的科学问题。热带气旋的尺度通常用最大风速半径和外围半径刻画，而结构通常指最大风速半径和外围半径的相对大小。自然界中热带气旋的尺度和结构可以有很大的差异，在其发展过程中尺度和结构也可以发生明显的变化，从而影响强度和路径。本文从观测、模拟和理论三方面简要回顾了热带气旋结构和尺度方面的相关研究，重点介绍了 Emanuel-Rotunno 台风结构模型的理论推导，并展望了未来可能的研究方向和思路。

关键词：热带气旋；台风；结构；尺度

中图分类号：P444　　**文献标志码：**A　　**文章编号：**1671-6647（2022）04-0742-13

doi：10.12362/j.issn.1671-6647.20220605001

引用格式：林岩銮, 王丹阳. 热带气旋尺度和结构的影响因子和理论探索[J]. 海洋科学进展, 2022, 40(4)：742-754. LIN Y L, WANG D Y. Tropical cyclone size and structure: impacting factors and theoretical investigation[J]. Advances in Marine Science, 2022, 40(4)：742-754.

热带气旋（tropical cyclone, 后文简称 TC）是由海表面焓通量为能量来源的暖心气旋，大多生成于距离赤道足够远的热带温暖洋面上，全球生成个数每年为 80 个左右[1]。热带气旋在全球各地有不同的称谓，本文为简化讨论将其统称为 TC。TC 是我国最主要的自然灾害之一，带来巨大的经济损失和人员伤亡[2-6]。目前 TC 预报侧重路径和强度，但 TC 的破坏力不仅取决于其强度，还受其结构和尺度的影响[7]，比如 TC 引起的风暴潮就和 TC 的大风范围大小密切相关[8-9]。飓风“桑迪”虽然登陆时只是一个一级飓风，却造成巨大破坏，这主要与它惊人的尺度（17 m/s 大风半径 r17 达到 1 600 km）引起的强风暴潮有关。TC 结构和尺度与其降水区域大小密切相关，因而也和 TC 洪涝紧密联系在一起。此外，TC 的结构和尺度变化和 TC 强度变化与移动有密切联系[10-11]，因此 TC 结构和尺度模拟的好坏也直接影响 TC 的路径和强度预报，增强 TC 结构和尺度的模拟和预报能力对加强 TC 防灾减灾工作具有十分重要的意义。

在全球气候变化的背景下，由于大气和海洋环境的变化，全球 TC 的强度、路径、结构和尺度可能会发生新的改变，亟需在 TC 结构和尺度方面开展理论探索，同时研究主要物理过程（如边界层、云降水和辐射）对 TC 结构及尺度的影响机理，最终在 TC 实际预报和模拟中合理考虑这些主要物理过程，提高 TC 强度、结构、路径的预报和模拟能力，加强 TC 防灾减灾能力。

本文首先简要介绍 TC 结构和尺度的定义，然后围绕 TC 结构和尺度在观测、模拟和理论三方面的相关研究做一些系统性的总结和简要的评述，特别是 TC 结构和尺度理论方面的研究做了较为详细的介绍，最后展望未来可能的研究方向和思路。

收稿日期：2022-06-05

资助项目：国家自然科学基金项目——热带气旋结构和大小的理论探索：大气热机和旋转 Rayleigh-Benard 对流（42130603）和台风数目和尺度的气候影响因子：旋转辐射对流平衡模拟 (41975127)

作者简介：林岩銮（1973—），男，教授，博士，主要从事天气气候模式开发和台风方面研究. E-mail: yanluan@tsinghua.edu.cn

（李　燕　编辑）

1　TC 结构和尺度介绍及定义

TC 可以近似看作一个轴对称的涡旋，有一个主要环流（低层的气旋式环流和高层的反气旋式环流）和次要环流（边界层入流和高空出流）。因此完整的 TC 风场结构应该包括切向风、径向风和垂直运动的分布。但为简化起见，我们通常考虑切向风的分布，在轴对称近似下，就是考虑切向风如何随离 TC 中心距离变化，或者说 TC 的风廓线 $V(r)$。知道 TC 的风廓线，TC 的结构就基本确定了，TC 的各种尺度也就确定了。当然，TC 结构通常还包括 TC 内部特定动力热力学变量的垂直分布，比如：TC 入流厚度，上升区宽度，上升区和下沉区相对大小以及熵的分布等，但这里我们仅关注切向风的径向分布。

衡量 TC 尺度的变量主要有 2 个，一个是 TC 最大风速半径（radius of maximum wind，RMW），另一个是 TC 外围半径（观测上通常采用风速＞12 m/s 或 17 m/s 的大风半径 r12 或 r17, 理论上通常采用外围零风速半径 r0）。在此基础上，可以定性地把 TC 分为内核区和外围区，内核区通常指 RMW，外围区指 r17 或 r0。研究发现 TC 的内核区和外围区可以发生相对独立的变化[12]。从宽泛的意义上来讲，TC 结构就是指 TC 的风廓线，但为简化起见，有时 TC 结构也指 TC 外围半径和最大风速半径的相对大小，例如这两个半径之间的相对大小（紧密度，RMW/r0）、TC 丰满度[13]（1−RMW/r17）等。紧密度或丰满度反映了 TC 外围半径和内核半径的相对大小，是衡量 TC 结构的一个重要变量。显然，不同的 TC 具有不同的结构和尺度[14]，并且一个 TC 在其发生发展的过程中，结构和尺度也会不停发生变化，比如 TC 的眼墙置换过程会改变台风的 RMW，进而影响 TC 的强度变化[15-17]。Guo 和 Tan[13] 发现 TC 丰满度对 TC 增强和尺度演变有显著影响。下文将简要回顾 TC 结构和尺度的观测资料分析和数值模拟，并重点介绍相关的理论探索工作。

2　研究现状及发展动态

2.1　热带气旋结构和尺度的观测资料分析

在 TC 结构和尺度的观测资料分析方面，随着各种观测资料的日益丰富，国内外学者已经开展了大量的工作[18-32]。TC 尺度的确定，最早主要依靠飞机直接观测，因此资料较为有限。近期，利用卫星遥感数据，采用各种客观分析方法或机器学习方法，也可以有效提高 TC 尺度的卫星观测精度[18]。世界各 TC 中心也开始实时提供 TC 的尺度信息，如 RMW 和 r17[19-20]。

Liu 和 Chan[21] 利用欧洲研究卫星 ERS-1 和 ERS-2 观测的海洋表面风场研究了西北太平洋和北大西洋 TC 的大小。Chan 和 Yip[22] 利用快速散射计（QuikSCAT）卫星反演表面风资料对 1999—2002 年 TC 大小的年际变化进行了研究。Chavas 和 Emanuel[23] 基于 QuikSCAT 数据进一步对全球 TC 大小进行了气候统计研究，发现 TC 外围尺度满足对数正态分布。Chavas 等[24] 利用优化后的 QuikSCAT 数据发现气候态上 TC r0 中位数约为 900 km，标准差约 250 km，这说明地球上不同 TC 尺寸差别很大。该研究还发现对于最大风速在 32～50 m/s 的 TC，强度和尺度统计上并没有显著的线性关系，进一步证实了 Merrill[14] 的发现。基于 QuikSCAT 风场大小的工作还包括 Lee 等[25]、Chan 和 Chan[26-27]，后者还讨论了 TC 尺度的年代际变化。另外，前人已经较一致地发现西北太平洋 TC 平均尺寸大于北大西洋[21,24,26]。除了 QuikSCAT 卫星数据外，也有基于再分析资料风场[28] 以及利用卫星红外图像和降水确定 TC 大小的研究[24,29]。前人利用飞机、卫星观测及再分析资料的研究也发现 TC 尺寸在 TC 发展过程中存在一个逐渐扩大的阶段[14,30-32]。

另一方面，由于 TC 大风对上层海洋混合的影响，TC 经过洋面时通常会造成海表温度的下降，也就是通常讲的 TC 冷尾流（cold wake）。冷尾流的强度和大小不仅受 TC 强度、尺度、移动速度的影响，还受海洋混合层厚度的影响[33]。通常，尺度大的 TC 引起的海洋混合区域也大，因此可以通过确定 TC 冷尾流的范围大小，间接确定 TC 的尺度[34]。

此外，还有研究讨论了 TC 尺度的统计特征、环境影响因子等。Liu 和 Chan[35]，Chan 和 Chan[27] 发现 TC 尺寸和其发展所在的天气系统有关：与广阔西南风背景环流结合的 TC 尺寸偏大，而与副热带对流层中层脊有关的 TC 尺寸偏小。Lee 等[25] 发现东风波中形成的 TC 尺度较小，而大尺度季风环流有利于形成尺寸偏大的 TC。Evans 和 Hart[36] 发现 TC 在向两极移动发生变性过程时可能会扩张。姜嘉俊和雷小途[37] 最近还提出了基于涡度场的 TC“体积”的概念，发现 TC 水平尺度与强度关系很弱，但 TC 体积与强度呈显著正相关。Tsuji 和 Nakajima[38] 最近发现 TC 风场与降水场之间存在较好的对应关系。Lin 等[29] 和 Chavas 等[24] 均发现 TC 所处环境的相对海温是解释 TC 降水范围和外围尺度的一个主要气候因子，主要原因是热带相对海温高的区域容易产生对流，从而加湿对流层中上层，有利于 TC 降水场和风场的向外扩张。

2.2 热带气旋结构和尺度的数值模拟

TC 结构和尺度的数值模拟研究方面也有大量的工作。前人通过敏感性数值试验，总结出一些可以影响热带气旋尺寸的因素。这些因素大致可以分为热力因素和动力因素。热力因素包括外雨带活动或环境相对湿度[39-40]，海表面焓通量[41-44]，相对海温[29] 以及辐射[45-47]。动力因素包括科氏参数 f[47-49]，初始涡旋尺寸[49-50]，次网格湍流扩散[47,51-53] 以及海表面摩擦[54-56] 等。TC 内部的动力和热力过程，如雨带的演变和眼墙置换过程等，也会影响 TC 结构和尺度。

Wang[39] 提出外雨带的加热可以显著降低雨带内侧高惯性稳定度区域的海平面气压，进而通过调节水平气压梯度使 RMW 增加。Hill 和 Lackmann[40] 通过理想试验发现高相对湿度的环境更有利于热带气旋内核区扩大；在机制上，这和雨带产生的位涡有关。这些研究发现 TC 尺度和对流层中层大气湿度有关，TC 外围的非绝热加热有利于 TC 风场外扩。

Xu 和 Wang[41] 通过理想试验发现关掉外围海表面焓通量会使热带气旋 RMW 减小；其机制与局地对流有效位能（Convective Available Potential Energy，CAPE）以及雨带活跃度相关。Lin 等[29] 利用气候模式敏感性试验指出相对海温（TC 所处区域海温减热带平均海温）而非绝对海温控制 TC 降水区域大小，其中机制与 TC 环境对流层中层相对湿度有关。Bu 等[45] 通一系列理想试验证明云辐射强迫会在云毡内引起加热，并通过干动力理想试验进一步证明该加热强迫会引起近乎整个对流层内的弱上升运动以及对应的高层出流；强迫的上升运动会加强对流加热，进而使 TC 内核区风场扩大。相反，在更长时间尺度上，Chavas 和 Emanuel[47] 通过辐射对流平衡（Radiative Convective Equilibrium，RCE）的 TC 模拟发现长波辐射冷却率的增加可以使 TC 风场扩大。

Xu 和 Wang[41,50] 发现 TC 不同位置的非绝热加热以及初始涡旋尺度都会影响台风 RMW。Xu 和 Wang[42] 发现 TC 的强度变化和尺度变化有紧密的联系。Chan 和 Chan[49] 研究了初始涡旋尺度和行星涡度对 TC 尺度的影响；发现初始涡旋大的 TC 尺寸增长也较快。Chan 和 Chan[57] 发现初始涡旋强度和外围风场均会影响 TC 尺度，但 TC 尺寸主要受外围动力过程而非内核动力学控制。Chan 和 Chan[58] 系统总结了影响 TC 尺度大小的一些环境因子，包括环境湿度、涡旋结构、海温、科氏参数等。

在 RMW 研究方面，Bryan 和 Rotunno[51] 通过一系列轴对称敏感性试验发现成熟 TC 强度和 RMW 受湍流扩散的水平混合长 l_h 影响很大：l_h 越大，TC 强度越小，RMW 越大。Chavas 和 Emanuel[47] 的 RCE 模拟定性上也有相同的结果。Rotunno 和 Bryan[52] 通过将 TC 内核区边界层绝对角动量的水平平流和水平湍流扩散平衡得到了 TC 边界层风场的解析解。解析解的确说明水平混合强度越大，TC 强度越小，RMW 越大，与模拟结果一致。这说明维持内核区绝对角动量水平平流和水平湍流扩散的近似平衡是 l_h 调节 TC 强度和 RMW 的主要机制。Gopalakrishnan 等[53] 通过理想试验发现垂直湍流扩散也会影响 TC RMW：垂直扩散系数越大 TC 强度越小，RMW 越大。另外，垂直扩散系数减小伴随着 TC 入流厚度的减小。垂直扩散系数的减小会明显增强边界层次梯度风导致的入流加速度，进而明显增强入流强度。

另外的一些模拟工作主要关注各种物理过程对 TC 结构和尺度模拟的影响，如边界层的混合（包括垂直

和水平混合)、焓通量和动量交换系数(C_k和 C_D)、云微物理过程(如雨滴下落速度、雪下落速度等)以及云辐射相互作用。大致的发现可以总结为: TC 大小正比于垂直和水平混合强度[59,47], 反比于C_D[60-61]; 在云微物理过程和云辐射相互作用方面, Fovell 等[62] 发现云辐射相互作用有利于 TC 风场外扩, 较小的雨滴和雪下落速度有利于 TC 凝结物随 TC 出流向外扩张, 通过辐射作用有利于风场外扩。

最后还有不少研究系统分析了科氏参数对 TC 尺度的影响。利用理想三层模式, Smith 等[48] 发现 TC 外围尺寸与科氏参数f存在非线性关系, 在对应 37°纬度的f时 TC 风场范围最大。Chan 和 Chan[49] 利用全物理过程的理想模式同样发现 TC 外围尺寸与f的非单调关系, 在大约 25°纬度时 TC 最大。Chan 和 Chan[49] 通过绝对角动量径向向内的通量来解释 TC 尺寸与f的关系: 当f增大时, 风场惯性稳定度增大, 导致入流速度减小不利于绝对角动量输入, 但同时绝对角动量在f增大时也增大, 在同样径向入流的条件下有利于 TC 风场扩大, 上述两个相反的作用的共同结果导致了模拟的 TC 外围尺寸与f的非单调关系。上述两个研究的模拟时长都是 10 d 左右, TC 可能没有达到稳定态。相反, Chavas 和 Emanuel[47] 通过 150 d 的模拟时长使 TC 达到 RCE 状态, 在几乎涵盖地球所有纬度对应的f的敏感性试验中发现 TC 外围尺寸与f的关系是单调的: f增大时, TC 风场范围减小。

2.3　热带气旋结构和尺度的理论探索

相比观测和模拟研究, TC 结构和尺度方面的理论探索工作相对较少。TC 结构方面的理论主要建立在 Emanuel 的潜在强度(Potential Intensity, PI)理论基础上[1]。该理论最早建立于 1986 年, 并在其后几十年进行了多次更新[63-68]。该理论基于 TC 上升区建立的几个基本假设: 倾斜中性对流、静力平衡以及梯度风平衡, 通过利用自由大气中守恒量熵和角动量在边界层的收支平衡导出了 TC 最大潜在强度表达式。该表达式表明 TC 潜在强度受环境因子控制: 海表面温度、对流层顶温度、海-气焓的差异以及海表面动量与焓的交换系数。最近 Emanuel 和 Rotunno[68] (后文简称 ER11)将 TC 流出层温度随角动量的变化与流出层临界理查森数建立联系, 成功得到了 TC 边界层顶风速随半径变化的函数, 并给出了 TC 最大风速半径 RMW 与外围零风速半径 r0 的关系式。由于 PI 理论的重要性, 为方便读者, 我们在此做简要描述。

ER11 假设 TC 为轴对称结构, 即使用轴对称坐标; 并假设 TC 中自由大气满足静力平衡, 梯度风平衡以及 TC 眼墙对流满足倾斜中性结构。在自由大气中近似绝热无黏的假设下, 倾斜中性即意味着熵是绝对角动量的单变量函数。其中绝对角动量M定义为:

$$M = rv + \frac{1}{2} f r^2, \tag{1}$$

式中: r为半径; v为切向风。在静力平衡和梯度风平衡的条件下, 不难得到热成风方程:

$$\frac{1}{r^3}\left(\frac{\partial M^2}{\partial p}\right)_r = -\left(\frac{\partial \alpha}{\partial r}\right)_p, \tag{2}$$

式中: p为气压; α为比体积。在饱和湿绝热过程中, 我们可以近似地认为α是p和饱和熵s^*的函数, 即有应用链式法则:

$$\left(\frac{\partial \alpha}{\partial r}\right)_p = \left(\frac{\partial \alpha}{\partial s^*}\right)_p \left(\frac{\partial s^*}{\partial r}\right)_p 。 \tag{3}$$

在饱和湿绝热过程中, 我们可以将热力学 Maxwell 关系之一近似为:

$$\left(\frac{\partial \alpha}{\partial s^*}\right)_p = \left(\frac{\partial T}{\partial p}\right)_{s^*}, \tag{4}$$

式中T为热力学温度。因此, 利用式(3)和式(4), 式(2)可以写为:

$$\frac{1}{r^3}\left(\frac{\partial M^2}{\partial p}\right)_r = -\left(\frac{\partial T}{\partial p}\right)_{s^*}\left(\frac{\partial s^*}{\partial r}\right)_p 。 \tag{5}$$

利用s^*是M单变量函数的假设，式(5)可以经过简单变化并在沿绝对角动量面从边界层顶积分到自由大气中某一高度得到：

$$\frac{1}{r_\mathrm{b}^2}=\frac{1}{r^2}-(T_\mathrm{b}-T)\frac{1}{M}\frac{\partial s^*}{\partial M}, \tag{6}$$

式中下标 b 表示边界层顶。如果取积分上限为流出层，那么式(6)可以变换为(ER11[68] 的式 12)：

$$\frac{v_\mathrm{b}}{r_\mathrm{b}}=-(T_\mathrm{b}-T_\mathrm{o})\frac{\mathrm{d}s^*}{\mathrm{d}M}, \tag{7}$$

式中下标 o 表示流出层。如果忽略式(6)中的$\frac{1}{r^2}$，然后在式子两边同乘$\frac{\partial M}{\partial r}$，得到(Emanuel[63] 的式 17)：

$$-\frac{T_\mathrm{b}-T_\mathrm{o}}{T_\mathrm{b}}\frac{\partial s^*}{\partial r}=c_\mathrm{p}\frac{\partial \ln\pi}{\partial r}+\frac{1}{2}c_\mathrm{p}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial \ln\pi}{\partial r}\right)+\frac{1}{2}\frac{f^2 r}{T_\mathrm{b}}, \tag{8}$$

式中$\pi=(p/p_0)^{R/c_\mathrm{p}}$，$p_0$为参考气压，$R$为干空气气体常数，$c_\mathrm{p}$为干空气定压比热。式(8)就是 PI 理论中熵的径向梯度与气压的径向梯度之间的联系，更加普适且基于更符合 TC 结构的假设。注意联系边界层结构与自由大气对流结构的式(7)与(8)被导出的关键关系是 Maxwell 关系式(4)。Emanuel[63] 在推出式(8)之后进一步得到 TC 中心最低气压的表达式。

从式(7)出发可以结合边界层熵和绝对角动量收支方程得到边界层顶风速的诊断公式。式(7)中$\mathrm{d}s^*/\mathrm{d}M$的值由边界层闭合条件决定，在此闭合条件中熵和角动量的源与其对应的水平平流平衡(对应 ER11[68] 的式 17)：

$$\frac{\mathrm{d}s^*}{\mathrm{d}M}\approx-\frac{F_\mathrm{s}}{\tau_M}, \tag{9}$$

式中F_s和τ_M分别是海表面熵和绝对角动量的单位面积的湍流通量。F_s和τ_M的表达式分别是(对应 ER11[68] 的式 19 和 20)：

$$F_\mathrm{s}=\frac{C_\mathrm{k}\rho_\mathrm{d}|\boldsymbol{V}|(k_0^*-k)}{T_\mathrm{s}}, \tag{10}$$

$$\tau_M=C_\mathrm{D}\rho_\mathrm{d}r|\boldsymbol{V}|V, \tag{11}$$

式中：C_k和C_D分别为海表面焓和动量的交换系数；ρ_d为干空气密度；k_0^*为海表面温度下的饱和焓(在干台风下即对应的干空气焓)；k为近海表面空气的实际焓；T_s为近海表面空气温度；$|\boldsymbol{V}|$为海表面总水平风速；V为海表面切向风风速。接下来通常会假设$V\approx v_\mathrm{b}$与$r\approx r_\mathrm{b}$。将式(9)～(11)代入式(7)，可以得到：

$$v_\mathrm{b}^2\cong\frac{C_\mathrm{k}}{C_\mathrm{D}}\frac{T_\mathrm{s}-T_\mathrm{o}}{T_\mathrm{s}}(k_0^*-k), \tag{12}$$

式中T_s为海表面温度。式(12)即为 TC 强度的局地表达式。

接下来，为了得到风廓线，我们需要知道T_o的变化，为此，PI 理论假设流出层理查森数 Ri 为临界理查森数(常数)。在饱和条件下 Ri 表达式为：

$$Ri=\frac{N_\mathrm{m}^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}, \tag{13}$$

式中：N_m为浮力频率；u为径向风；z为高度。根据 Emanuel[69]，有

$$N_\mathrm{m}^2=-\frac{\delta B}{\delta z}=\frac{1}{1+q_\mathrm{t}}\left[\Gamma_\mathrm{m}\frac{\partial s_\mathrm{a}}{\partial z}-(g+c_\mathrm{l}\ln T\Gamma_\mathrm{m})\frac{\partial q_{\mathrm{t_a}}}{\partial z}\right], \tag{14}$$

式中：B为浮力；q_t为总水混合比；Γ_m为湿绝热温度递减率；g为重力加速度；c_l为液态水定压比热；下标 a 表示环境。如果忽略q_t的作用，式(14)可以改写为

$$Ri = \frac{\Gamma_{\mathrm{m}} \dfrac{\partial s^*}{\partial z}}{\left(\dfrac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\dfrac{\partial v}{\partial z}\right)^2}, \tag{15}$$

忽略分母中径向风的切变，并假设在流出层半径r_t处 Ri 的值为临界值Ri_{c}，经过简单变换可以得到：

$$\frac{\partial s^*}{\partial z} = \frac{r_t^2 \Gamma_{\mathrm{m}} \left(\dfrac{\partial s^*}{\partial M}\right)^2}{Ri_{\mathrm{c}}}。 \tag{16}$$

下面我们将说明$\dfrac{\partial s^*}{\partial z}$与$\dfrac{\partial T}{\partial s^*}$有关。忽略$T$对$q_{\mathrm{t}}$的依赖，有

$$\mathrm{d}T = \left(\frac{\partial T}{\partial s^*}\right)_p \mathrm{d}s^* + \left(\frac{\partial T}{\partial p}\right)_{s^*} \mathrm{d}p。 \tag{17}$$

简单变换后得到

$$\frac{\partial T}{\partial s^*} = \left(\frac{\partial T}{\partial s^*}\right)_p + \left(\frac{\partial T}{\partial p}\right)_{s^*} \Big/ \frac{\partial s^*}{\partial p}。 \tag{18}$$

根据熵的定义，有

$$T\mathrm{d}s = \left(c_{\mathrm{p}} + q_{\mathrm{v}} c_{\mathrm{pv}} + q_{\mathrm{l}} c_{\mathrm{l}}\right)\mathrm{d}T + c_{\mathrm{l}} T \ln\frac{T}{T_0}\mathrm{d}q_{\mathrm{t}} + L_{\mathrm{v}}\mathrm{d}q_{\mathrm{v}} - \alpha_{\mathrm{d}}\mathrm{d}p - R_{\mathrm{v}} T \ln\mathcal{H}\mathrm{d}q_{\mathrm{v}}, \tag{19}$$

式中：c_{pv}是水汽的定压比热；q_{v}为水汽混合比；q_{l}为液态水混合比；T_0为参考温度；L_{v}为水的汽化热；α_{d}为干空气的比体积；R_{v}为水汽的气体常数；$\mathcal{H}$为相对湿度。在绝热、饱和且等压的情况下，即$\mathrm{d}p = 0$、$\mathrm{d}q_t = 0$和$\mathcal{H} = 1$情况下，有

$$T\mathrm{d}s^* = (c_{\mathrm{p}} + q_{\mathrm{v}}^* c_{\mathrm{pv}} + q_{\mathrm{l}} c_{\mathrm{l}})\mathrm{d}T + L_{\mathrm{v}}\mathrm{d}q_{\mathrm{v}}^*, \tag{20}$$

已知

$$q_{\mathrm{v}}^* = \frac{R_{\mathrm{d}}}{R_{\mathrm{v}}}\frac{e_{\mathrm{s}}}{p - e_{\mathrm{s}}}, \tag{21}$$

有

$$\mathrm{d}q_{\mathrm{v}}^* = \frac{R_{\mathrm{d}}}{R_{\mathrm{v}}}\frac{p\mathrm{d}e_{\mathrm{s}}}{(p - e_{\mathrm{s}})^2}, \tag{22}$$

式中：e_{s}为饱和水汽压。根据克劳修斯-克拉伯龙方程

$$\mathrm{d}e_{\mathrm{s}} = \frac{L_{\mathrm{v}} e_{\mathrm{s}}}{R_{\mathrm{v}} T^2}\mathrm{d}T, \tag{23}$$

有

$$\mathrm{d}q_{\mathrm{v}}^* = \frac{R_{\mathrm{d}}}{R_{\mathrm{v}}}\frac{p}{(p - e_{\mathrm{s}})^2}\frac{L_{\mathrm{v}} e_{\mathrm{s}}}{R_{\mathrm{v}} T^2}\mathrm{d}T = q_{\mathrm{v}}^*\frac{p}{p - e_{\mathrm{s}}}\frac{L_{\mathrm{v}}}{R_{\mathrm{v}} T^2}\mathrm{d}T, \tag{24}$$

所以，将式(24)代入式(20)，有

$$T\mathrm{d}s^* = \left(c_{\mathrm{p}} + q_{\mathrm{v}}^* c_{\mathrm{pv}} + r_{\mathrm{l}} c_{\mathrm{l}}\right)\mathrm{d}T + q_{\mathrm{v}}^*\frac{p}{p - e_{\mathrm{s}}}\frac{L_{\mathrm{v}}^2}{R_{\mathrm{v}} T^2}\mathrm{d}T, \tag{25}$$

进而得到

$$T \approx c_{\mathrm{p}}\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}s^*}\right)_p + q_{\mathrm{v}}^*\frac{L_{\mathrm{v}}^2}{R_{\mathrm{v}} T^2}\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}s^*}\right)_p, \tag{26}$$

所以

$$\left(\frac{\partial T}{\partial s^*}\right)_p = \frac{\dfrac{T}{c_{\mathrm{p}}}}{1 + \dfrac{L_{\mathrm{v}}^2 q_{\mathrm{v}}^*}{R_{\mathrm{v}} c_{\mathrm{p}} T^2}}。 \tag{27}$$

在静力平衡条件下，式(27)带入式(18)有

$$\frac{\partial T}{\partial s^*}=\frac{T/c_{\mathrm{p}}}{1+L_{\mathrm{v}}^2 q_{\mathrm{v}}^*/\left(R_{\mathrm{v}}c_{\mathrm{p}}T^2\right)}-\frac{\Gamma_m}{\dfrac{\partial s^*}{\partial z}}。\tag{28}$$

ER11[68]指出式(28)的右边第二项要比右边第一项大一个量级，所以有

$$\frac{\partial T}{\partial s^*}\approx-\frac{\Gamma_{\mathrm{m}}}{\dfrac{\partial s^*}{\partial z}},\tag{29}$$

将式(29)代入式(15)有

$$\frac{\partial T_{\mathrm{o}}}{\partial s^*}\approx-\frac{Ri_{\mathrm{c}}}{r_{\mathrm{t}}^2}\left(\frac{\mathrm{d}M}{\mathrm{d}s^*}\right)^2,\tag{30}$$

又

$$\frac{\partial T_{\mathrm{o}}}{\partial s^*}=\frac{\partial T_{\mathrm{o}}}{\partial M}\frac{\mathrm{d}M}{\mathrm{d}s^*}。\tag{31}$$

我们得到

$$\frac{\partial T_{\mathrm{o}}}{\partial M}=-\frac{Ri_{\mathrm{c}}}{r_{\mathrm{t}}^2}\frac{\mathrm{d}M}{\mathrm{d}s^*}。\tag{32}$$

根据以上导出的关系，ER11 在稍作化简(忽略科氏参数f的作用)的条件下得到了最大风速与风廓线的解析解。以 M 为自变量，ER11 得到有关T_{o}，s^*，r_{b}的常微分方程组。式(32)为其中一式，剩下 2 个式子为：

$$M_{\mathrm{b}}=-r_{\mathrm{b}}^2(T_{\mathrm{b}}-T_{\mathrm{o}})\frac{\mathrm{d}s^*}{\mathrm{d}M},\tag{33}$$

$$\frac{\mathrm{d}s^*}{\mathrm{d}M}=-\frac{C_{\mathrm{k}}}{C_{\mathrm{D}}}\frac{s_0^*-s^*}{M}。\tag{34}$$

通过边界条件：$v=0$，$r=r_0$；$T_{\mathrm{o}}=T_{\mathrm{t}}$，$r=r_{\mathrm{m}}$。其中$T_{\mathrm{t}}$为对流层顶温度，式(32)～(34)可以得到如下关于风廓线的解析解(ER11[68]的式 36)：

$$\left(\frac{M}{M_{\mathrm{m}}}\right)^{(2-C_{\mathrm{k}}/C_{\mathrm{D}})}=\frac{2\left(\dfrac{r_{\mathrm{b}}}{r_{\mathrm{m}}}\right)^2}{2-C_{\mathrm{k}}/C_{\mathrm{D}}+C_{\mathrm{k}}/C_{\mathrm{D}}\left(\dfrac{r_{\mathrm{b}}}{r_{\mathrm{m}}}\right)^2}。\tag{35}$$

最大风速(ER11[68]的式 4)为：

$$v_{\mathrm{m}}^2=V_{\mathrm{p}}^2\left(\frac{1}{2}\frac{C_{\mathrm{k}}}{C_{\mathrm{D}}}\right)^{\frac{C_{\mathrm{k}}/C_{\mathrm{D}}}{2-C_{\mathrm{k}}/C_{\mathrm{D}}}},\tag{36}$$

式中：

$$V_{\mathrm{p}}^2=\frac{C_{\mathrm{k}}}{C_{\mathrm{D}}}(T_{\mathrm{b}}-T_{\mathrm{t}})(s_0^*-s_{\mathrm{e}}^*),\tag{37}$$

式中s_{e}^*为r_0处近海面空气的饱和熵。r_{m}与r_0的关系(ER11[68]的式 42)为：

$$r_{\mathrm{m}}=\left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{3}{2}}fr_0^2\frac{1}{\sqrt{(T_{\mathrm{b}}-T_{\mathrm{t}})(s_0^*-s_{\mathrm{e}}^*)}}。\tag{38}$$

至此，我们完成 PI 理论核心关系的回顾。

然而，PI 理论不能预测 TC RMW 或 r0 中的任何一个。同时，由于 PI 理论本质上建立在 TC 眼墙上升区，而实际 TC 眼墙上升区范围通常仅在几十千米以内，故 PI 理论对 TC 结构的解释能力依然有限。

PI 理论的另一个分支是卡诺循环模型[65-67,70-71]，该模型从气块角度入手，假设 TC 内气块可以完成闭合循环，根据伯努利方程和吉布斯关系，得到 TC 中心气压与环境以及 TC 大小的关系。该模型由于在卡诺循

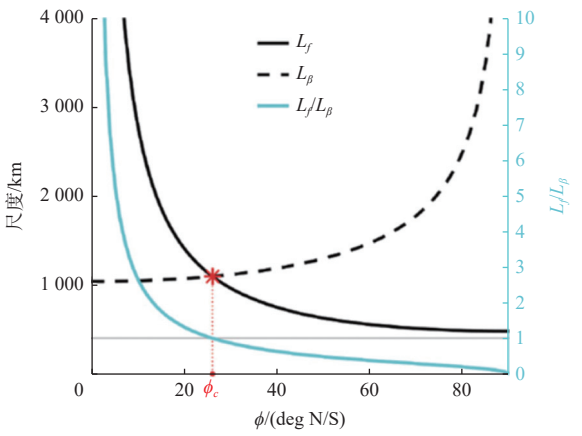
环下沉区的绝热假设，以及对 TC 闭合循环的假设与现实脱离比较明显，所以不如 PI 理论的主流推导方式流行。然而，卡诺循环模型对 TC 能量收支过程进行了概念性的分析，支持了海表面焓通量为 TC 能量来源的观点，是 PI 理论主流推导方式的有力辅助模型。

另一方面，作为对 PI 理论主流推导方式的补充，Emanuel[71] 通过结合边界层绝对角动量收支方程与下沉速度得到了 TC 下沉区风廓线模型，但该模型目前没有解析解。Chavas 等[72] 将 PI 理论内核区风廓线模型与外围下沉区风廓线模型数值拼接，得到了一个完整的 TC 风廓线结构模型（C15 模型）。该模型必须在已知 RMW 或者 r0 的情况下，计算另一个。同时，C15 模型忽视了作为大气热机的台风在能量收支、做功效率上的约束，对 TC 大小和结构不能提供完整的理论性解释。最近，在热机假设的基础上通过 TC 整体的能量和熵收支推导，Wang 和 Lin[73-74] 发现 TC 中的不可逆湿过程会提高 TC 的紧密度，并提出了一个更为普遍的考虑 TC 风场结构和热机效率的 TC 最大潜在强度公式。这个研究还指出，随着全球变暖，由于水汽的增加会导致 TC 中不可逆过程比重的增加，TC 的紧密度会提高。

最后，TC 结构方面还有一些经验模型[75-76]，这些模型在各种实际应用和灾害评估中得到了广泛应用，这里不再赘述。

TC 尺度方面，总结看来，目前的主流看法有两种：一种认为 TC 尺度主要受形成 TC 的初始扰动结构影响[57,49]；另一种认为平衡态下 TC 大小取决于系统或环境的特性，比如海温[47]、科氏参数[48]、中对流层相对湿度[40]、边界层混合[59] 等。

TC 尺度理论研究方面，RMW 和 r0 的预测，目前都还没有成熟的理论模型，仅在 TC 表征尺度（scaling）方面有一些研究。Emanuel[63,77] 和 Chavas 和 Emanuel[47] 提出 V_p/f（台风潜在最大强度 V_p 除以科氏参数 f）在 f 平面下可以作为 r0 的一个表征尺度。Held 和 Zhao[78] 提出罗斯贝变形半径（NH/f）在理想模拟中可以较好地衡量模拟 TC 的 r0，但这两个经验尺度和非当前气候态下的 TC 尺度模拟结果均有较大的差异（Zhou 等[79]，图 9）。Khairoutdinov 和 Emanuel[80]，Emanuel[81] 基于能量和熵收支导出 $\sqrt{L_v q_b}/f$ 为台风尺度，其中 L_v 是凝结潜热，q_b 是边界层比湿。另外，Frisius 等[61] 提出（H_b/C_d，边界层厚度除以表面拖曳系数）是 TC 大小的一个表征尺度。但由于各种复杂因素的影响，现实世界的 TC 通常不太符合这些表征尺度[32]。最近，Chavas 和 Reed[82] 发现在真实球面上模拟的 TC 大小为 Rhines 尺度（Rhines[83]）和 V_p/f 尺度中较小的一个，在小于临界纬度时，TC 大小为 Rhines 尺度，大于临界纬度时，TC 大小满足 V_p/f 尺度（图 1）。虽然 V_p/f 尺度可以在一定程度上描述理想模型中 TC 的大小，但目前依然缺少机理上的解释。



注：本图来源于 Chavas 和 Reed[82]；图中红线为临界纬度。

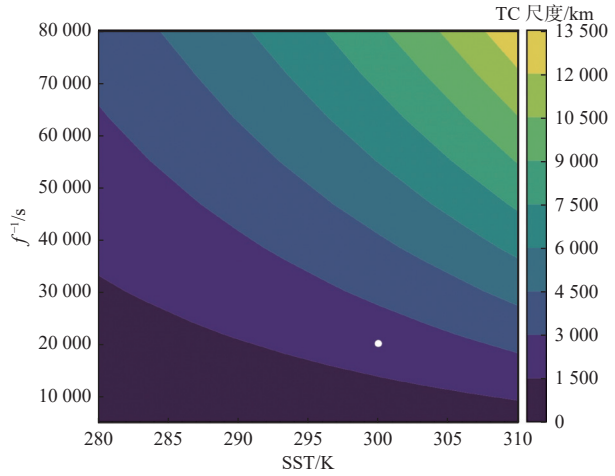
图 1　V_p/f 尺度 L_f、Rhines 尺度 L_β 以及其比值（蓝色实线）随纬度的变化

Fig. 1　Inverse-f length scale L_f, Rhines scale L_β, and their ratio as a function of latitude

此外，Wang 和 Toumi[84] 基于边界层顶角动量收支提出一个预测 TC 尺寸在生命周期中增长速率的模型。该模型较好地预测了观测到的 TC 尺度增长；发现主要影响 TC r17 增长的因素是 TC 初始尺度，TC 发展的时间长度，TC 所在纬度，以及边界层顶入流角度。然而该模型依然存在一个自由参数-边界层顶入流角度，且暂不能预测 TC 的平衡态尺寸。

最近，Wang 等[85] 提出了一个仅通过环境变量预测 f-平面上平衡态 TC 尺度的物理模型，可以用来解释为什么 V_p/f 尺度表现较好。该模型认为，物理上，能量循环决定了 TC 海表面气压的潜在下降幅度，风场结构决定了多大的平衡态 TC 尺度可以产生对应的气压下降幅度。该模型中对 TC 尺度的一个关键限制因素

是补偿流出层反气旋动能耗散所需要的机械功，该过程直接引入科氏参数f对 TC 尺度的影响。通过分析一系列改变科氏参数f，流出层温度，海温的敏感性试验发现该模型可以定性重现V_p/f尺度。此外，该模型计算出来当前气候条件下的 TC 潜在最大尺度在 2 000 km 左右，和已有观测吻合较好（图 2）。该模型的不足是不能预测 TC 尺寸增长速率。以上两个模型的结合也许可以弥补彼此的不足。



注：白点为在当前气候条件下（海温为 300 K，f为 5×10^{-5} s^{-1}）对应的 TC 尺度。

图 2 模型（Wang 等[85]）计算的 TC 最大尺度随海温和f^{-1}的变化

Fig. 2 The maximum TC radius change with SST and the inverse of f calculated from the model of Wang et al[85]

3 总结与展望

我们从观测、模拟和理论三方面较为系统和简要地回顾了 TC 尺度和结构方面的相关研究及其成果。影响 TC 结构和尺度的因子众多，虽然观测和模拟的相关研究不少，但理论方面的研究还较为缺乏，而且很多还处在探索阶段，TC 尺度的理论探索是目前国际上的科学前沿。从前文的回顾可以看到之前有关 TC 结构和尺度的研究主要还是从 TC 动力过程方面入手，而把 TC 近似作为一个卡诺热机从热力学入手的研究较少，未来可以考虑结合 TC 独特的动力和热力过程，明确控制 TC 结构和大小的关键因子，揭示其中关键的物理过程。

卫星观测估计全球台风 r12 的中位数约为 300 km，r0 的中位数约为 900 km（Chavas 等[24]）。r0 是否存在一个上限？RMW 最小能小到多少？这些都是很有挑战性的基础科学问题。这些问题的回答离不开我们对约束 TC 大小的关键因子和主要物理过程的理解和认识。同时，如果把 TC 看成一类特殊的旋转对流（如 Chien 等[86]），还可以探究诸如系外行星上类似 TC 的更为普适意义上的旋转对流。希望这篇简短的回顾文章能激发更多 TC 结构和尺度方面的相关研究，进一步推进我们对 TC 结构和尺度的科学认识，最终提高 TC 的模拟和预报能力。

参考文献 (References):

[1] EMANUEL K A. 100 years of progress in tropical cyclone research[J]. Meteorological Monographs, 2018, 59(1): 15.1-15.68.

[2] 程正泉, 陈联寿, 徐祥德, 等. 近十年中国台风暴雨研究进展[J]. 气象, 2015, 31(12): 3-9. CHENG Z Q, CHEN L S, XU X D, et al. Research progress on typhoon heavy rainfall in China for last ten years[J]. Meteorological Monthly, 2015, 31(12): 3-9.

[3] MENG Z Y, CHEN L S, XU X D. Recent progress on tropical cyclone research in China[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2002, 19(1):

103-110.

[4] ZHANG Q, WU L G, LIU Q F. Tropical cyclone damages in China 1983−2006[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2009, 90(4): 489-496.

[5] 孟智勇, 张福青, 罗德海, 等. 新中国成立70年来的中国大气科学研究: 天气篇[J]. 中国科学: 地球科学, 2019, 49 (12): 1875-1918. MENG Z Y, ZHANG F Q, LUO D H, et al. Review of Chinese atmospheric science research over the past 70 years: synoptic meteorology[J]. Science China Earth Sciences, 2019, 62(12): 1946−1991. https://doi.org/10.1007/s11430-019-9534-6.

[6] 端义宏, 方娟, 程正泉, 等. 热带气旋研究和业务预报进展——第九届世界气象组织热带气旋国际研讨会(IWTC-9)综述[J]. 气象学报, 2020, 78(3): 537-550. DUAN Y H, FANG J, CHENG Z Q, et al. Advances and trends in tropical cyclone research and forecasting: an overview of the ninth world meteorological organization international workshop on tropical cyclones (IWTC-9)[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2020, 78(3): 537-550.

[7] POWELL M D, REINHOLD T A. Tropical cyclone destructive potential by integrated kinetic energy[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2007, 89(4): 1575-1576.

[8] IRISH J L, RESIO D T. A hydrodynamics-based surge scale for hurricanes[J]. Ocean Engineering, 2010, 37(1): 69-81.

[9] IRISH J L, RESIO D T, RATCLIFF J J. The influence of storm size on hurricane surge[J]. Journal of Physical Oceanography, 2008, 38(9): 2003-2013.

[10] 吴联要, 雷小途. 内核及外围尺度与热带气旋强度关系的初步研究[J]. 热带气象学报, 2012, 28(5): 719-725. WU L Y, LEI X T[J]. Preliminary research on the size of inner core and periphery and their relationship with the intensity of tropical cyclones[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2012, 28(5): 719-725.

[11] CARRASCO C A, LANDSEA C W, LIN Y L. The influence of tropical cyclone size on its intensification[J]. Weather Forecasting, 2014, 29(3): 582-590.

[12] WEATHERFORD C L, GRAY W M. Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. 1. data-analysis and climatology[J]. Monthly Weather Review, 1988, 116(5): 1032-43.

[13] GUO X, TAN Z M. Tropical cyclone fullness: a new concept for interpreting storm intensity[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(9): 4324-4331.

[14] MERRILL R T. A comparison of large and small tropical cyclones[J]. Monthly Weather Review, 1984, 112(7): 1408-1418.

[15] HUANG Y J, MONTGOMERY M T, WU C C. Concentric eyewall formation in Typhoon Sinlaku (2008). Part II: axisymmetric dynamical processes[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2012, 69(2): 662-674.

[16] ROZOFF C M, NOLAN D S, KOSSIN J P, et al. The roles of an expanding wind field and inertial stability in tropical cyclone secondary eyewall formation[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2012, 69(9): 2621-2643.

[17] CHEN G, WU C C, HUANG Y H. The role of near-core convective and stratiform heating/cooling in tropical cyclone structure and intensity[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2018, 75(1): 297-326.

[18] ZHUO J Y, TAN Z M. Physics-augmented deep learning to improve tropical cyclone intensity and size estimation from satellite imagery[J]. Monthly Weather Review, 2021, 149(7): 2097-2113.

[19] KIMBALL S, MULEKAR M. A 15-year climatology of North Atlantic tropical cyclones. Part I: size parameters[J]. Journal of Climate 2004, 17(18): 3555-3575.

[20] KNAPP K R, KRUK M C, LEVINSON D H, et al. The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS): unifying tropical cyclone best track data[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2010, 91(3): 363-376.

[21] LIU K S, CHAN J C L. Size of tropical cyclones as inferred from ERS-1 and ERS-2 data[J]. Monthly Weather Review 1999, 127(12): 2992−3001.

[22] CHAN J C L, YIP C K M. Interannual variations of tropical cyclone size over the western North Pacific[J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(24), 2267: 1-4.

[23] CHAVAS D R, EMANUEL K A. A QuikSCAT climatology of tropical cyclone size[J]. Geophysical Research Letters, 2010, 37(18): L18816.

[24] CHAVAS D R, LIN N, DONG W H, et al. Observed tropical cyclone size revisited[J]. Journal of Climate 2016, 29(8): 2923-2939.

[25] LEE C S, CHEUNG K K W, FANG W T, et al. Initial maintenance of tropical cyclone size in the western North Pacific[J]. Monthly Weather Review, 2010, 138(8): 3207-3223.

[26] CHAN K T F, CHAN J C L. Size and strength of tropical cyclones as inferred from QuikSCAT data[J]. Monthly Weather Review 2012, 140(3): 811−824.

[27] CHAN K T F, CHAN J C L. Angular momentum transports and synoptic flow patterns associated with tropical cyclone size change[J]. Monthly Weather Review 2013, 141(11): 3985−4007.

[28] BIAN G F, NIE G Z, QIU X. How well is outer tropical cyclone size represented in the ERA5 reanalysis dataset?[J] Atmospheric Research,

2021, 249, 105339.

[29] LIN Y L, ZHAO M, ZHANG M. Tropical cyclone rainfall area controlled by relative sea surface temperature[J]. Nature Communication., 2015, 6(1): 6591.

[30] COCKS S B, GRAY W M. Variability of the outer wind profiles of western North Pacific typhoons: classifications and techniques for analysis and forecasting[J]. Monthly Weather Review, 2002, 130(8): 1989-2005.

[31] KNAFF J A, LONGMORE S P, MOLENAR D. A. An objective satellite-based tropical cyclone size climatology[J]. Journal of Climate, 2014, 27(1): 455-476.

[32] SCHENKEL B A, LIN N, CHAVAS D, et al. Life-time evolution of outer tropical cyclone size and structure as diagnosed from reanalysis and climate model data[J]. Journal of Climate, 2018, 31(19): 7985-8004.

[33] PRICE J F. Upper ocean response to a hurricane[J]. Journal of Physical Oceanography, 1981, 11(2): 153-175.

[34] ZHANG J S, LIN Y L, CHAVAS D R, et al. Tropical cyclone cold wake size and its applications to power dissipation and ocean heat uptake estimates[J]. Geophysical Research Letters, 2019, 46(16): 10177-10185.

[35] LIU K S, CHAN J C L. Synoptic flow patterns associated with small and large tropical cyclones over the western North Pacific[J]. Monthly Weather Review, 2002, 130(8): 2134-2142.

[36] EVANS C, HART R E. Analysis of the wind field evolution associated with the extratropical transition of Bonnie (1998)[J]. Monthly Weather Review, 2008, 136(6): 2047-2065.

[37] 姜嘉俊, 雷小途. 热带气旋的体积及与强度关系的研究[J]. 热带气象学报, 2019, 35(2): 187-196. JIANG J J, LEI X T. Study on the relationship between the volume of tropical cyclone and its intensity[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2019, 35(2): 187-196.

[38] TSUJI H, NAKAJIMA K. Relationship between the change in size of tropical cyclones and spatial patterns of precipitation[J]. Journal of Geophysical Research:Atmospheres, 2019, 124(17-18): 9948-9962.

[39] WANG Y Q. How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity?[J] Journal of the Atmospheric Sciences, 2009, 66(5): 1250−1273,doi:10.1175/2008JAS2737.1.

[40] HILL K A, LACKMANN G M. Influence of environmental humidity on tropical cyclone size[J]. Monthly Weather Review, 2009, 137(10): 3294-3315.

[41] XU J, WANG Y Q. Sensitivity of tropical cyclone inner-core size and intensity to the radial distribution of surface entropy flux[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2010, 67(6): 1831-1852.

[42] XU, J, WANG Y Q. A statistical analysis on the dependence of tropical cyclone intensification rate on the storm intensity and size in the North Atlantic[J]. Weather Forecasting, 2015, 30(3): 692-701.

[43] MA Z H, FEI J F, HUANG X G, et al. Contributions of surface sensible heat fluxes to tropical cyclone. Part I: evolution of tropical cyclone intensity and structure[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2015, 72(1): 120-140.

[44] STOVERN D R, RITCHIE E A. Simulated sensitivity of tropical cyclone size and structure to the atmospheric temperature profile[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2016, 73(11): 4553-4571.

[45] BU Y P, FOVELL R G, CORBOSIERO K L. Influence of cloud-radiative forcing on tropical cyclone structure[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2014, 71(5): 1644-1662.

[46] BU Y P, FOVELL R G, CORBOSIERO K L. The Influences of boundary layer mixing and cloud-radiative forcing on tropical cyclone size[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2017, 74(4): 1273-1292.

[47] CHAVAS D R, EMANUEL K A. Equilibrium tropical cyclone size in an idealized state of axisymmetric radiative convective equilibrium[J]. Journal of the Atmospheric Sciences 2014, 71(5): 1663-1680.

[48] SMITH R K, SCHMIDT C W, MONTGOMERY M T. An investigation of rotational influences on tropical-cyclone size and intensity[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2011, 137(660): 1841-1855.

[49] CHAN K T F, CHAN J C L. Impacts of initial vortex size and planetary vorticity on tropical cyclone size[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2014, 140(684): 2235-2248.

[50] XU J, WANG Y Q. Sensitivity of the simulated tropical cyclone inner-core size to the initial vortex size[J]. Monthly Weather Review, 2010, 138(11): 4135-4157.

[51] BRYAN G H, ROTUNNO R. The maximum intensity of tropical cyclones in axisymmetric numerical model simulations[J]. Monthly Weather Review, 2009, 137(6): 1770-1789.

[52] ROTUNNO R, BRYAN G H. Effects of parameterized diffusion on simulated hurricanes[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2012, 69(7): 2284-2299.

[53] GOPALAKRISHNAN S G, MARKS JR F, ZHANG J A, et al. A study of the impacts of vertical diffusion on the structure and intensity of the tropical cyclones using the high-resolution HWRF system[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2013, 70(2): 524-541.

[54] MONTGOMERY M T, SMITH R K, NGUYEN S V. Sensitivity of tropical-cyclone models to the surface drag coefficient[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2010, 136(653): 1945-1953.

[55] PERSING J, MONTGOMERY M T, MCWILLIAMS J, et al. Asymmetric and axisymmetric dynamics of tropical cyclones[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2013, 13(24): 12249-12341.

[56] KILROY G, MONTGOMERY M T, SMITH R K. The role of boundary-layer friction on tropical cyclogenesis and subsequent intensification[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2017, 143(707): 2524-2536.

[57] CHAN K T F, CHAN J C L. Impacts of vortex intensity and outer winds on tropical cyclone size[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2015, 141(687): 525-537.

[58] CHAN K T F, CHAN J C L. The outer-core wind structure of tropical cyclones[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2018, 96(4): 297-315.

[59] BRYAN G H. Effects of surface exchange coefficients and turbulence length scales on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes[J]. Monthly Weather Review, 2012, 140(4): 1125-1143.

[60] FRISIUS T, SCHÖNEMANN D, VIGH J. The impact of gradient wind imbalance on potential intensity of tropical cyclones in an unbalanced slab boundary layer model[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2013, 70(7): 1874-1890.

[61] FRISIUS T. What controls the size of a tropical cyclone? Investigations with an axisymmetric model[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2015, 141(691): 2457-2470.

[62] FOVELL R G, BU Y P, CORBOSIERO K L, et al. Influence of cloud microphysics and radiation on tropical cyclone structure and motion[J]. Meteorological Monographs, 56(1): 11.1-11.27.

[63] EMANUEL K A. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: steady-state maintenance[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1986, 43(6): 585-605.

[64] EMANUEL K A. The maximum intensity of hurricanes[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1988, 45(7): 1143-1155.

[65] EMANUEL K A. The theory of hurricanes[J]. Annual Review of Fluid Mechanics, 1991, 23(1): 179-196.

[66] EMANUEL K A. Some aspects of hurricane inner-core dynamics and energetics[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1997, 54(8): 1014-1026.

[67] BISTER M, EMANUEL K. A Dissipative heating and hurricane intensity[J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 1998, 50: 233-240.

[68] EMANUEL K A, ROTUNNO R. Self-stratification of tropical cyclone outflow. Part I: implications for storm structure[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2011, 68(10): 2236-2249.

[69] EMANUEL K A. Atmospheric Convection[M]. Oxford University Press, 1994.

[70] ROUSSEAU-RIZZI, R, EMANUEL K A. An evaluation of hurricane superintensity in axisymmetric numerical models[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2019, 76(6): 1697-1708.

[71] EMANUEL K A. Tropical cyclone energetics and structure[M]//FEDOROVICH E, ROTUNNO R, STEVENS B (Eds.). Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology. Cambridge: Cambridge University Press, 2004: 165−192.

[72] CHAVAS D R, LIN N, EMANUEL K A. A model for the complete radial structure of the tropical cyclone wind field. Part I: comparison with observed structure[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2015, 72(9): 3647-3662.

[73] WANG D Y, LIN Y L. Size and structure of dry and moist reversible tropical cyclones[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2020, 77(6): 2091-2114.

[74] WANG D Y, LIN Y L. Potential role of irreversible moist processes in modulating tropical cyclone surface wind structure[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2021, 78(3): 709-725.

[75] HOLLAND G J. Analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes[J]. Monthly Weather Review, 1980, 108(8): 1212-1218.

[76] HOLLAND G J, BELANGER J I, FRITZ A. A revised model for radial profiles of hurricane winds[J]. Monthly Weather Review, 2010, 138(12): 4393-4406.

[77] EMANUEL K A. The behavior of a simple hurricane model using a convective scheme based on subcloud-layer entropy equilibrium[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1995, 52(22): 3960-3968.

[78] HELD I M, ZHAO M. Horizontally homogeneous rotating radiative-convective equilibria at GCM resolution[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2008, 65(6): 2003-2013.

[79] ZHOU W Y, HELD I M, GARNER S T. Parameter study of tropical cyclones in rotating radiative-convective equilibrium with column physics and resolution of a 25-km GCM[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2014, 71(3): 1058-1069.

[80] KHAIROUTDINOV M F, EMANUEL K A. Rotating radiative-convective equilibrium simulated by a cloud-resolving model[J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 2013, 5(4): 816-825.

[81] EMANUEL K A. Tropical cyclone seeds, transition probabilities, and genesis[J]. Journal of Climate, 2022, 35(11): 3557-3566.

[82] CHAVAS D R, REED K A. Dynamical aquaplanet experiments with uniform thermal forcing: system dynamics and implications for tropical cyclone genesis and size[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2019, 76(8): 2257-2274.

[83] RHINES P B. Waves and turbulence on a beta-plane[J]. Journal of Fluid Mechanics, 1975, 69(3): 417-443.

[84] WANG S, TOUMI R. An analytic model of the tropical cyclone outer size[J]. npj Climate and Atmospheric Science, 2022, 5(46): 1-10.

[85] WANG D Y, LIN Y L, CHAVAS D. Tropical cyclone potential size[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2022, in press. DOI: 10.1175/JAS-D-21-0325.1.

[86] CHIEN M H, PAULUIS O M, ALMGREN A S. Hurricane-like vortices in conditionally unstable moist convection[J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 2022, 14(7): e2021MS002846.

Tropical Cyclone Size and Structure: Impacting Factors and Theoretical Investigation

LIN Yan-luan, WANG Dan-yang

(*Ministry of Education Key Laboratory for Earth System Modeling*, *Department of Earth System Science*, *Tsinghua University*, Beijing 100084, China)

Abstract: Tropical cyclone is one of the most important natural disasters on Earth. The structure and size of tropical cyclones not only impact their flooding and damaging area directly, but also influence their intensity and track indirectly. As an important basic scientific question, the scientific understanding of structure and size of tropical cyclones would improve the forecast skills of tropical cyclone's intensity and track. Tropical cyclone size generally refers to the radius of maximum wind and the outer radius, while its structure is generally featured by the ratio between the two sizes. The size and structure of tropical cyclones in nature can differ significantly individually and change greatly during the evolution of tropical cyclones and thus impact their intensity and track. This paper briefly reviews the current research about structure and size of tropical cyclones from three perspectives (observations, modeling and theory). Theoretical derivation of Emanuel-Rotunno tropical cyclone model is also introduced. It also outlined the future research directions with potential ideas and thoughts to move forward.

Key words: tropical cyclone; typhoon; structure; scale

Received: June 5, 2022