热带气旋榴莲(2001)生成的垂直耦合特征和机制

张文龙^{1,2*}, 崔晓鹏^{2,4,5}, 董剑希³

1. 北京城市气象研究院, 北京 100089;

2. 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴科学院重点实验室, 北京 100029;

3. 国家海洋环境预报中心, 北京 100086;

4. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044;

5. 中国科学院大学, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: wlzhang@ium.cn

收稿日期: 2019-04-10; 收修改稿日期: 2020-08-07; 接受日期: 2020-09-14; 网络版发表日期: 2021-01-26

国家重点基础研究计划项目(编号: 2015CB452804)和国家自然科学基金项目(批准号: 41475051)资助

摘要 热带气旋(Tropical Cyclone, TC)生成过程中的垂直耦合过程及其机制, 是一项隐含在TC生成关键因子——弱的水平风垂直切变条件下的, 重要但尚未被解答的基础科学难题. 文章通过实例数值模拟和理论分析对这一问题开展了针对性研究, 主要结论如下: 即使是发生在正压环境下的TC生成过程, 仍然存在TC胚胎区的对流层中低层槽(涡)系统的垂直耦合过程. 垂直耦合主要发生在热带扰动(Tropical Disturbance, TDS)阶段, 实现垂直耦合的热带低压(Tropical Depression, TD)环流, 才能够通过WISHE(Wind-Induced Surface Heat Exchange)机制进一步自组织发展加强并进入到TS(Tropical Storm, TS)或更强烈的TY(Tropical Typhoon, TY)阶段. 在TC垂直耦合过程中, 涡旋热塔(Vortical Hot Towers, VHTs)起到具体的“垂直串接”作用, 是垂直耦合的直接实践者. 对流层中层槽线与低层槽线在VHTs的垂直串接作用下相向移动, 实现垂直耦合. VHTs能够产生强烈的低层气旋性涡度, 其主要由伸展项来完成, 扭转项在中上层形成单偶极或双偶极涡度对, 但大致相互抵消. 伸展项使得中低层风场的气旋性旋转趋向一致, 扭转项使得水平风在垂直方向上均匀化分布, 实现风场的垂直耦合. VHTs通过对流层中上层的凝结潜热加热使得352K相当位温线在925~300hPa高度层垂直贯通, 实现温度场的垂直耦合; 通过形成云塔使得环境空气增湿并接近饱和, 95%相对湿度线在925~400hPa高度层垂直贯通, 实现湿度场的垂直耦合. 在热塔的群体作用下, TC胚胎区发展成为暖热、近饱和并且具有强烈气旋性涡度的核心区. 正压不稳定机制在西北太平洋TC生成过程中也会发生, 并为TC生成提供丰富的大尺度环境涡度. VHTs的轴对称化分布是TC生成的重要标志. 在TC即将生成时, VHTs轴对称化过程与涡旋罗斯贝波可能存在伴随现象.

关键词 热带气旋生成, 垂直耦合, 涡旋热塔, 轴对称化分布, 正压不稳定

1 引言

近十几年来, 尽管关于热带气旋(Tropical Cyclone,

TC)生成的观测和数值模拟研究取得了许多进展, 但TC生成仍然是当前气象学中具有挑战性的问题之一. 在TC生成的环境条件中, 弱的水平风垂直切变被认为

中文引用格式: 张文龙, 崔晓鹏, 董剑希. 2021. 热带气旋榴莲(2001)生成的垂直耦合特征和机制. 中国科学: 地球科学, 51(3): 465–482, doi: [10.1360/SSTe-2019-0075](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0075)

英文引用格式: Zhang W, Cui X, Dong J. 2021. Characteristics and mechanism of vertical coupling in the genesis of tropical cyclone Dorian (2001). Science China Earth Sciences, 64(3): 440–457, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9681-x>

是TC发生发展的关键条件之一(张文龙和崔晓鹏, 2013)。早期Gray(1968)基于TC生成的CISK(Conditional Instability of the Second Kind)机制指出, 小的垂直风切变, 抑制了对流层的通风能力, 使得积云对流凝结潜热释放集聚在一个选择的区域中, 从而有利于TC暖心结构的建立。陈联寿和丁一汇(1979)指出, 环境场的垂直风切变小, 则表明基本气流的斜压性较小, 而TC容易在近于正压的环境里生成发展。Tuleya和Kurihara(1981)基于理想数值模拟研究指出, 低层扰动和高层流场在垂直方向上的动力耦合程度, 是随后TC生成的重要指示因子, 垂直切变较弱则有利于高低层系统实现垂直耦合。可见在垂直切变条件下, 隐含着TC环流系统的垂直耦合问题, 但以往由于研究手段和条件限制以及TC研究的科学发展阶段限制, 垂直耦合问题一直没有被给予针对性研究, 更未能讨论涡旋热塔(Vortical Hot Towers, VHTs)在高低层系统垂直耦合中的作用。其中可能的原因是很少获得成功的TC生成的真实典型个例的数值模拟资料, 绝大多数是理想数值模拟试验, 因此难以细致观察到垂直耦合现象。

20世纪60~90年代TC的模拟研究, 更多关注于解释TC的加强和成熟阶段的问题, 以及TC的移动路径问题, 而不是TC的生成过程问题。在TC的数值模拟理想试验中, 20世纪70年代, 初始场采取了人为构造轴对称涡旋, 从而实现TC数值模拟的成功(Kasahara, 1961; Ooyama, 1969; Sundqvist, 1970; Yamasaki, 1977; Willoughby等, 1984; Lord等, 1984; Rotunno和Emanuel, 1987); 如果不构造轴对称涡旋, 则TC生成模拟难以实现, 因此在初始场构造轴对称涡旋的方法避开了TC环流系统垂直耦合的问题。20世纪90年代开始采取在初始场中构造非对称的初始环流来实现对TC成熟阶段的结构和路径的模拟(Kurihara等, 1993; Liu等, 1997), 但是非对称环流是怎样实现TC环流的垂直耦合仍然很少讨论。21世纪初开展了很少数量的关于TC生成的实例数值模拟, 而且多为从已经具有热带低压(Tropical Depression, TD)环流的时刻开始模拟(Davis和Bosart, 2001; Zhang等, 2011), 这样也避开了TC生成的垂直耦合阶段, 因为这一阶段也常常是造成TC生成模拟难以成功的阶段。然而, 也因此可能错过观察到TC生成垂直耦合特征的机会。可见, TC生成过程中的高低层系统的垂直耦合问题既是TC生成研究的薄弱和关键之处, 也是TC生成研究中的突出难点问题。不同于

以往从TD环流开始的TC生成实例模拟, 张文龙等(2008a)开展了从季风槽开始的TC生成的高时空分辨率的数值模拟工作, 揭示了大尺度季风槽、对流层中层MCV(Mesoscale Convective Vortex)、小尺度VHTs在TC生成中分别起到不同的重要作用, 并由此注意到, 在从非闭合的季风槽环流到闭合的圆形TD环流建立的阶段, 存在TC生成的垂直耦合过程, 而且这一过程需要把它分离出来, 然后开展细致考察。

另一个值得关注的问题是, 斜压环境下生成的TC, 一般可能认为必然存在一个垂直耦合过程, 尽管缺少这方面的具体研究; 那么正压环境下生成的TC, 有没有垂直耦合过程? 如果有, 它的特征和机制是怎样的? 就更是长时间以来一直未被关注并且尚未回答的科学问题。张文龙等(2010)对正压环境下TC榴莲的生成研究表明, 正压环境下, 并不意味着就存在一个垂直方向上耦合的正压环流系统作为TC的“胚胎(embryo)”, 一个垂直耦合的TC胚胎的建立, 仍然是TC生成必然要经历的重要过程, 该过程的特征和机制也需要深入探讨。

至20世纪90年代, 关于TC生成的机制认识, 已经从60年代的CISK机制和80年代的WISHE(Wind-Induced Surface Heat Exchange)机制, 发展到多尺度系统相互作用机制(张文龙和崔晓鹏, 2013)。Zehr(1992)将TC生成期进一步分为热带扰动(Tropical Disturbance, TDS)和TD两个阶段。当TD生成后, TC环流已经具备垂直耦合的结构特征, 并进入能够依靠自己并通过WISHE机制发展加强的阶段, 因此垂直耦合过程主要发生在TDS阶段。最近在关于TC生成的热动力过程研究方面, Cecelski和Zhang(2013)采用27/9/3/1km四重嵌套方案模拟了非洲东风波飓风个例的生成过程, 然后采用9km分辨率的资料讨论了对流层低层中小尺度涡旋的作用。Zhu等(2015)讨论了“自下向上(bottom up)”和“育儿袋(marsupial pouch)”过程和作用, Wang(2014, 2018)讨论了从波状到TC环流形态的积云对流的作用, 这些研究强调指出, “育儿袋”中心附近的有组织对流才是能够生成TC对流的关键特征, 而不是对流的强度、面积和发生频率。目前尚未见到在TC生成的多尺度相互作用机制背景下, 关于TC垂直耦合问题的针对性专题研究工作。综上所述, TC生成的垂直耦合问题是隐含在垂直切变条件下的一个重要科学问题, 对其研究有助于TC生成基础理论研究的深入和发展。

2 TC榴莲及其数值模拟简述

TC榴莲(Durian)(中国气象局, 2002)的TD于2001年6月29日06时(本文采用的时间均为世界时UTC)首先在中国南海中部生成. 30日06时, TD发展加强为热带风暴(Tropical Storm, TS), 并向西北方向移动; 7月1日12时, 加强成为台风(Tropical Typhoon, TY), 地面最大风速为 33 m s^{-1} , 1日19时30分在广东省湛江市沿海地区登陆, 随后进入广西壮族自治区北海市东部近海, 2日06时以后在广西壮族自治区钦州市沿海地区再次登陆, 继续向偏西方向移动, 2日12时减弱为TS, 3日00时减弱为TD, 3日12时在越南北部地区减弱消失. 受榴莲影响期间, 广东省湛江地区、海南省大部、广西壮族自治区大部地区平均过程降水总量达100~200mm, 并因洪涝灾害1人死亡, 22人失踪(张文龙等, 2008a).

季风槽及中尺度对流系统(Mesoscale Convective System, MCS)的活动与TC榴莲的生成有密切关系, 并为对流层中层MCV的形成及成为TC的胚胎提供条件(张文龙等, 2009). 张文龙等(2008a)利用PSU/NCAR MM5(V3-7)中尺度非静力模式, 对TC榴莲生成过程开展数值模拟试验. 数值试验的最重要特点是, 模拟是从对流层中低层为非闭合环流的季风槽开始的, 即从TC生成的TDS阶段开始. 模拟方案采取双向、三重嵌套网格, 粗、细、最细网格的格距分别为54、18、6km, 垂直方向上采取地形追随坐标, 不等距分层24层, 模式顶层为50hPa. 模拟的初始场和边条件采用NCEP资料, 模拟的起始时间选定为MCS生成的时间, 即2001年6月28日00时, 模拟的结束时间选定为榴莲登陆前加强为台风的7月1日12时, 共积分84h. 模拟验证结果表明模拟的TC结构和移动路径与观测实际接近, 尤其是成功揭示了与MCS紧密联系的中层MCV现象的真实存在. 由于中层MCV是TC生成垂直耦合过程的重要参与者, 这为研究TC生成的垂直耦合过程提供了坚实基础. 张文龙等(2010)利用该数值模拟资料诊断分析了中层MCV在TC榴莲生成中的作用, Wang等(2016)则利用该资料诊断了TC榴莲生成过程中的动能特征.

TC生成过程的多尺度相互作用机制中, 另一个重要的参与者, 就是VHTs. Montgomery等(2006)提出TC生成过程中的VHTs可能存在偶极涡度对, 并给出其理论概念模型. 张文龙等(2008b)分析了基于6km分辨率模拟资料观察到的VHTs现象, 证实了在实际个例中,

VHTs不仅具有强烈的上升运动、强烈的涡度以及温度明显高于环境温度的特征, 而且可以具有单偶极或双偶极涡度对的特征. 下面将在已有系列研究的基础上, 考察TC榴莲生成的垂直耦合特征和机制. 目前关于TC生成阶段的VHTs的作用、VHTs轴对称化分布与涡旋罗斯贝波的关系问题的研究, 仍然以Montgomery和Enagonio(1998)、Hendricks等(2004)、Montgomery等(2006)为代表. 本文分析主要基于第三重网格的6km分辨率模拟资料, 其分辨率同资深科学家Montgomery等提出的理论和理想试验相近, 因此有利于理论、理想数值试验、实例数值试验之间的比较.

3 TC榴莲生成的垂直耦合特征

3.1 中低层槽线的垂直耦合过程

通过TC榴莲的生成环境条件的大尺度分析(张文龙等, 2009)以及Lee等(2006)的气候分类统计研究看到, 榴莲生成在典型的正压环境中. 在TC榴莲生成的TDS阶段存在TC的胚胎——对流层中层MCV, 中层MCV活动的典型高度是600hPa(张文龙等, 2008a). 从数值模拟结果看, 28日18、21时、29日00时(图略), 中层MCV所处的环境场季风槽(600hPa)与对流层低层的季风槽(900hPa)明显不重合, 季风槽线呈现随高度向南倾斜的状态. 那么正压环境下, 典型个例TC榴莲的垂直耦合过程是怎样的?

在29日03时00分(图1a、1b), 600与900hPa槽线的南北差距近100km, 600hPa等压面的特征高度约为4.36km, 900hPa等压面的特征高度约为0.96km, 则槽线随高度南倾的斜率约为0.034, 说明系统倾斜明显. 在两层等压面上, 季风槽线均为西北~东南方向, 在槽的东部底端($14^{\circ}\sim 15.5^{\circ}\text{N}$ 、 $117^{\circ}\sim 118.5^{\circ}\text{E}$), 同时有5~6个强烈的VHTs发生, 深对流穿透对流层中低层. 而在中层MCV区域VHTs活动较少, 仅在季风槽西部($15^{\circ}\sim 16^{\circ}\text{N}$ 、 $114.5^{\circ}\sim 115.5^{\circ}\text{E}$)有1~2个强的VHTs, 这与中层MCV通过组织化作用, 使得区域内的VHTs较多发生后的一种对流有效位能消耗后暂时不利于VHTs发生的情况有关(张文龙等, 2010). 在随后03时20分(图1c、1d)、03时40分(图1e、1f)看到, 中层MCV区域内VHTs又开始活跃起来, 同时在中低层两条槽线之间区域有利于VHTs发生, 可以看到VHTs较多发生区域呈西北-东南走向, 与槽线走向一致, 而在两槽线之间以外的

图 1 6月29日03时00分~29日06时00分每隔20min的600hPa(左侧)流场及垂直速度($\geq$ 阴影, 1 m s^{-1}), 900hPa(右侧)流场及垂直绝对涡度(阴影, $\geq 2 \times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$)

(a)、(b) 29日03时00分; (c)、(d) 03时20分; (e)、(f) 03时40分. (g)、(h) 04时00分; (i)、(j) 04时20分; (k)、(l) 04时40分. (m)、(n) 05时00分; (o)、(p) 05时20分; (q)、(r) 05时40分; (s)、(t) 06时00分. 粗实线圆圈表示中层MCV区域; 长方形粗虚线方框表示槽区. 正方形粗虚线方框表示涡旋区

区域, VHTs发生数量相对稀少.

29日04时00分(图1g、1h), 中低层槽线仍然随高度向南倾斜, 但程度减小, 600hPa槽线与900hPa槽线南北差距减小为约70km. 04时20分(图1i、1j)两层等压面上图上, 槽线由西北-东南方向缓慢向偏西方向逆时针扭转, 在600~900hPa两槽线之间的有利于VHTs发生区, 也随槽线一起扭转为偏西方向. 季风槽东端底部VHTs在环境气流引导作用下向北移动, 由于VHTs比较强烈, 多个VHTs聚集后, 对背景场环流的反作用增强, 使得环境场的气旋性涡度增强, 季风槽东端随着VHTs的移动而逆时针旋转. 04时40分(图1k、1l), 在季风槽西部中层MCV区域内, 同时有3~4个强烈的VHTs发生, VHTs在 $15^{\circ}\sim 16^{\circ}\text{N}$, $115.3^{\circ}\sim 116.3^{\circ}\text{E}$ 呈现聚集态势. 而槽线东端的VHTs没有进入到中层MCV区域中,

由于没有受到胚胎保护, 因此后期难以发展, VHTs活动逐渐减弱.

29日05时00分(图1m、1n), 600hPa槽线与900hPa槽线南北差距约20km, 倾斜程度进一步减小. 在等压面上, 槽线基本转为东西走向. 05时20分(图1o、1p), 原来较长的槽线区在东西方向收缩, 逐步向圆形过渡. 在900hPa槽区, 前期两个微小的气旋性涡旋演变为单一的小涡旋; VHTs多发区也由长方形相应地收缩为正方形. 05时40分(图1q、1r), 在 $15^{\circ}\sim 16^{\circ}\text{N}$ 、 $115.3^{\circ}\sim 116.3^{\circ}\text{E}$, 600hPa槽中的涡旋与900hPa槽的涡旋部分相互重叠, 并且与4个强烈发展的VHTs相对应, 这些VHTs垂直贯通中低层, 生命期持久, 达到约3h, 900hPa层上VHTs的垂直绝对涡度可达 $25 \times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$. 06时00分(图1s、1t), 两条槽线已经呈东西走向, 均位于

15.7°N, 说明随高度向南倾斜的对流层中低层系统逐步实现垂直耦合. 从逐20min演变看, 虽然中低层槽线相向移动, 但中层槽线移动更多一些.

以上分析表明, 即使是在正压环境中, 仍然存在中低层槽(涡)系统的垂直耦合过程. 这是在Montgomery等(2006)关于中层MCV与VHTs作用的理想试验中没有反映的情况, 同时也是其他前人研究尚未注意到的现象.

3.2 VHTs的相互作用和轴对称化

3.2.1 VHTs的相互作用和对中层MCV的反作用

在对流层低层气旋性涡度逐渐加强, 中层MCV与低层涡旋初步实现垂直耦合以后, 中层MCV提供了有利于VHTs聚集的区域, 使得VHTs之间的相互作用更加显著. 同时随着VHTs群体效应的增强, VHTs通过凝结潜热加热和涡度的垂直输送作用, 使得中层MCV的位置和强度发生变化, 对中层MCV形成明显的反作用.

首先观察VHTs的合并现象. 如图2a~2f, 29日06时20分, 即TC榴莲的TD生成时刻, VHTs在15°~16°N, 115.5°~116.5°E相对大量聚集; 06时40分, 在15.4°N, 116.5°~116.7°E出现VHT C和VHT D; 07时00分, C、D初步连接在一起; 07时20分, C和D进一步合并; 07时40分~08时00分, 基本表现为一个VHT形式, 并逐步消亡. 由于C和D的强度都不是很强烈, 持续时间也比较短, 二者合并后对环境场的反作用仍然较弱, 没有引起环境流场的明显改变.

进一步观察VHTs的相互竞争现象. 如图2d~2l, 29日07时20分, VHT A在15.9°N, 115.8°E处生成; 20min后, 在A加强的同时, 其东侧约20~30km处, VHT B生成; 08时00分, B的强度得到加强, A、B的强度有所接近, 此时两个VHT位于中层MCV环流北侧. 08时20分, 又有新的对流并入A中, 导致A加强, 此时B的强度也有所加强. 08时40分, 发展比较强烈且强度相近的A与B相互靠近, 同时对中层MCV的反作用增强, 使得中层MCV中心向北略有移动; 09时00分, A、B开始虽然距离很近, 可是仍然没能实现合并, 此时由于中层MCV的流场适应调整, A、B已经位于中层MCV环流中心区域; 09时20分, B开始减弱, 随后20min, B减弱消亡; 10时00分, A的强度也开始减弱, 进入消亡阶段. 虽然A、B没有实现合并加强, 而表现为维护自身的发展而相互竞争, 但A、B比较强烈, 持续时间比较长, 其相互靠近后对环境场的反作用较明显, 10时00分(图2l)中层

MCV的气旋性环流比A、B刚出现时的07时40分(图2e)明显增强, 表明VHTs促进了中层MCV的再度加强. 中层MCV的再度加强又为后续阶段周边VHTs的轴对称组织化提供了有利条件, 这些物理图像具体反映了VHTs与中层MCV的相互作用特征.

3.2.2 VHTs 分布的轴对称化和TD形成

由于VHT A与VHT B的相互作用, 导致了中层MCV的再度加强(图2k、2l), 在A趋于消亡的同时, A的附近地区有3~4个VHTs发展起来. 10时20分(图3a), 在中层MCV核心区VHT A1、A2、A3呈现轴对称分布态势; 10时40分(图3b), 三个VHTs开始表现出围绕中层MCV核心区逆时针旋转趋势, 同时A3和其南侧附近的VHT合并增强. 11时00分(图3c), 三个VHTs继续保持逆时针旋转, 同时三个VHTs沿直径约110km的圆周每隔120°均匀分布, 轴对称分布特征十分显著. 11时20分(图3d), 三个VHTs在逆时针旋转的同时, 还向中层MCV中心有所聚合, 同时A1、A2也由圆形变成逗号形状, 表明与周围垂直上升气流实现了合并加强. 当三个VHTs一边沿逆时针方向旋转, 一边向MCV的中心收缩时, VHTs的强度增大, 同时生命期也更长, 这种情况更有利于气旋性涡度在较小的区域——TC胚胎核心区集中和增长, 有利于TC初始环流的形成. 11时40分(图3e), 三个VHTs向中心聚合的态势更为显著, 它们之间的距离约50~80km, 三个VHTs同时呈现逗号形状, 还有一个特点是A2移入中层MCV的中心, 这使得A2在后面的逆时针旋转不如A1和A3显著. 12时00分(图3f), 三个VHTs进一步聚合, A3由逗号形状变成圆形, 表明将趋于减弱, 然而A1的逗号结构尺度增大, 表明A1的合并加强更为显著, 因此形成了与A1对应的海平面气压最小值(999hPa), 而且该值演变成成为此时TC环流的最低气压中心值(张文龙等, 2008a). 至此, 一个紧凑的、稳定的、实现垂直耦合的TD建立起来. 以往对TC生成的多尺度系统相互作用的描述, 特别是小尺度系统对中尺度和天气尺度系统的反作用, 多属于推断或假说, 在这里我们进一步具体看到了VHTs对中层MCV以及TD系统的反作用物理图像.

除A2外, A1、A3围绕中层MCV核心区逆时针旋转的速度大约是沿方位角平均的切向速度的0.6~0.9, 约为 $3\sim 5\text{ m s}^{-1}$. 这些现象与在TS阶段讨论涡旋罗斯贝波时的涡度异常以及垂直速度中心的沿方位角的旋转

图 2 6月29日06时20分~29日10时00分每隔20min的600hPa流场及垂直速度(阴影, $\geq 1 \text{ m s}^{-1}$)

(a) 06时20分; (b) 06时40分; (c) 07时00分; (d) 07时20分; (e) 07时40分; (f) 08时00分; (g) 08时20分; (h) 08时40分; (i) 09时00分; (j) 09时20分; (k) 09时40分; (l) 10时00分. 绿色粗虚线圆圈表示TC胚胎核心区

图3 6月29日10时20分~29日12时00分每隔20min的600hPa流场及垂直速度(阴影, $\geq 1 \text{ m s}^{-1}$)

(a) 10时20分; (b) 10时40分; (c) 11时00分; (d) 11时20分; (e) 11时40分; (f) 12时00分. 绿色粗虚线圆圈表示TC胚胎核心区

特征是相似的. Montgomery和Enagonio(1998)通过理想试验, 研究了VHTs的轴对称化以及对流强迫的涡旋罗斯贝波在TC生成中的作用. 在其试验中, 把对流强迫参数化为位涡异常, 并依照罗斯贝波特征围绕背景涡旋分布. 在试验基础上, 提出了对流强迫的涡旋罗斯贝波导致TC生成的一种TC生成机制. 然而从TC 榴莲生成的分析看, 涡旋罗斯贝波可能是TC即将生成时的VHTs轴对称化过程的伴随现象, 因此TC生成的多尺度相互作用机制更具有基础意义, 这也从更深层次反映了研究TC垂直耦合过程的重要性和必要性.

4 垂直耦合的机制——VHTs的“垂直串接”作用

4.1 季风槽提供丰富的低层环境涡度

TC榴莲生成的TDS阶段, 季风槽为VHTs从背景场

中获得丰富的涡度输送提供了条件(张文龙等, 2009). 在TC生成的正压不稳定机制中, 设纬向基本气流的风速廓线具有如下函数形式(吕美仲和彭永清, 1990):

$$U = -U_0 \tanh\left(\frac{y-y_0}{d}\right), \quad (1)$$

式中, y 为气流的经向位置, $y=y_0$ 可视为热带辐合带的中心位置, U_0 为纬向气流的速度特征量, d 为纬向切变气流的经向宽度.

该风速廓线相应的绝对涡度的表达式为

$$\zeta_* = f - \frac{U_0}{d} \left[\tanh\left(\frac{y-y_0}{d}\right)^2 - 1 \right], \quad (2)$$

式中, f 为科氏力参数. 我们注意到, 当特征值取 $U_0=10 \text{ m s}^{-1}$, $d=200 \text{ km}$, $y_0=0 \text{ km}$ 时, $\phi=15^\circ \text{ N}$ 时, $y \in [-1000 \text{ km}, 1000 \text{ km}]$, 可以得到纬向风速和绝对涡度的经向分布的理论特征(图4a、4b). 在TC榴莲生成

图4 28日12时00分UTC 900hPa沿116°E剖面

 (a) 纬向风速(黑色线, m s^{-1}); (b) 绝对涡度(黑色线, 10^{-5} s^{-1}). 叠加的绿色点线是TC生成的正压不稳定机制的理论数值

的TDS阶段的28日12时, 即当季风槽显著加强后, 季风槽东端(底部)的纬向风速和绝对涡度的分布特征与理论模型十分相似(张文龙等, 2009). 由此可见, 正压不稳定机制也是榴莲生成的重要物理机制, 并能提供丰富的环境涡度和动力不稳定性. 正压不稳定机制最初是为了解释与来自非洲的东风急流有关的大西洋TC生成问题而提出的. 以往关于正压不稳定机制的公式(1)的风场模型在西北太平洋地区一直未见到实例, 以致研究人员在研究东风急流之外的TC生成工作中, 逐渐忽视了正压不稳定机制的存在和作用(张庆红和郭春蕊, 2008). 然而, TC榴莲生成为此提供了十分宝贵的实证.

4.2 VHTs对TC低层涡度发展的贡献

从前面分析中看到, 中低层系统垂直耦合的重要特征之一是在耦合区域对流层中低层(500hPa以下)建立起很强的气旋性涡度柱, 并在胚胎区呈现轴对称化分布.

为了考察垂直涡度产生的机制, 我们采用分项形式的垂直涡度方程:

$$\frac{D\zeta}{Dt} = -(f + \zeta) \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right] + \left[\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right] - v \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right) + \frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y}, \quad (3)$$

式中, ζ 为垂直相对涡度, u 为直角坐标 x 方向风速, v 为 y 方向风速, ω 为P坐标系垂直速度, F_x 为 x 方向摩擦力, F_y

为 y 方向摩擦力.

方程(3)右边第一项是伸展项(stretching), 第二项是扭转项(tilting), 第三项是 β 效应项, 第四和第五项是摩擦项, 其中第一和第二项是主要贡献项, 第三项和摩擦项可以忽略(Davis和Bosart, 2001). VHTs可以把对流层低层丰富的环境场垂直涡度通过伸展项向热塔所在地集中, 同时VHTs强烈的上升气流能够把环境场的水平涡度扭转成为垂直涡度.

取28日21时00分具有双偶极涡度对的典型VHT为例, 该VHT处于600hPa槽线的北侧附近(张文龙等, 2008b). 从图5a看到, 在VHT强烈的垂直上升气流附近, 环境场水平涡度相应地扭转为垂直涡度, 在700和300hPa水平风垂直切变层的上方分别产生出了一个基本对称的偶极涡度对, 而在对流层低层900hPa附近则产生一个单极的正的垂直涡度中心.

通过涡度贡献诊断看到, 对流层低层的垂直涡度主要是由伸展项造成(图5b). 在对流层低层(950~850hPa)附近, 伸展项以正值为主, 最大中心达到 $1.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$. 伸展项使得中低层气旋性涡度同步增长, 有助于中低层槽(涡)的风场的气旋性旋转趋于一致. 在对流层中上层的涡度主要来自扭转项的贡献(图5c). 扭转项在800~200hPa产生的双偶极涡度对的涡度值大小相近, 正负相反, 因此不能引起对流层中上层的胚胎区垂直涡度总和的显著增大. 但是扭转项使得由于水平风垂直切变造成的水平涡度在VHT区域扭转为垂直涡度, 其作用相当于减弱了胚胎区域的水平风垂

图 5 2001年6月28日21时00分VTH的经向垂直剖面(沿115.6°E)

(a)垂直绝对涡度(等值线, 10^{-4}s^{-1})、(b)伸展项(等值线, 10^{-6}s^{-2})、(c)扭转项(等值线, 10^{-6}s^{-2})和(d)水平风的垂直切变(等值线, m s^{-1})。叠加阴影为垂直速度(m s^{-1})，红色粗虚线方框代表VHT区域

直切变。如图5d所示，VHT区域对应的800~300hPa的垂直切变为 $2\sim 4\text{m s}^{-1}$ ，比周边环境小 $2\sim 6\text{m s}^{-1}$ ，使得水平风在垂直方向上趋于均匀化分布，从而更有利于TC生成。

VHTs可以有效率地集中VHTs周围环境的正涡度，促使胚胎区域的气旋性涡度快速增强。因此，VHTs是后一阶段TC胚胎形成和加强的低层涡度的直接贡献者。特别需要注意的是，由于伸展项的作用，VHTs与900hPa层上强烈的小尺度涡度中心相对应，因此在胚胎区VHTs的轴对称化过程中，可能伴随涡旋罗斯贝波

的发生，这也可能是后续产生TC特有的螺旋云带的重要物理条件。

4.3 VHTs 对TC暖湿核心形成的贡献

非绝热加热率在 P 坐标系中的表达式为

$$\dot{\theta} = \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta = \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (4)$$

式中， $\dot{\theta}$ 为非绝热加热率， $\mathbf{V}$ 为三维风矢量，其他符号含义同方程(3)。

选取中低层槽(涡)系统实现初步耦合的29日06时00分作为典型时刻, 可以看到垂直耦合部位的VHTs对应非常强的非绝热加热率(图6a)。对一个代表性的VHT(图6b), 非绝热加热率主要出现在900~300hPa, 最大值位于500hPa, 约为 160K h^{-1} 。由VHTs的对流凝结潜热产生的加热作用主要发生在对流层的中上层, 这与TC的暖心结构形成过程中先上部增暖然后下部变暖的现象是一致的。

VHTs在其生命期的不同阶段, 其增温效果有所不同。以活动在29日06时40分~09时20分时段VHT C、

D与VHT A、B为例。当VHTs处于初生阶段时(图7a、8a), 他们的水平尺度约10~20km, 其垂直速度的顶部高度尚未达到400hPa, VHTs的加热作用尚不明显。边界层的352K相当位温线在VHTs区域向上伸展并在900~600hPa层波动。当VHTs通过合并增强进入强烈阶段时(图7b、8b), VHTs的水平尺度约30~40km, 其垂直速度顶部高度达到300~200hPa。VHTs的加热增温作用显著加强, 边界层的352K相当位温线在VHTs区域925~300hPa高度层垂直贯通, 实现垂直方向上的相当位温均匀分布。同时注意到, 强烈的VHTs能够导致

图6 6月29日06时00分VHTs的非绝热加热率

(a) 600hPa层; (b) 垂直剖面(沿图6(a)中红点位置, 15.85°N , 115.75°E)。单位: K h^{-1} , 等值线间隔 20K h^{-1}

图7 VHT C、D合并过程剖面图(沿 15.4°N)

(a) 29日06时40分; (b) 07时20分。图中实线为相对湿度(%), 虚线为相当位温(K)、阴影为垂直速度(m s^{-1})

图 8 VHT A、B 竞争过程剖面图

(a) 沿15.9°N, 29日08时40分; (b) 沿15.8°N, 09时20分. 图中实线为相对湿度(%), 虚线为相当位温(K), 阴影为垂直速度(m s^{-1})

450~250hPa出现356K相当位温高值中心(图8b). 这进一步反映了在TC的垂直耦合过程中, VHTs发挥了重要的气柱加热作用.

VHTs通过强烈的垂直运动, 将来自温暖洋面和边界层的水汽垂直向上输送, 在形成高大云塔的同时, 也增湿环境空气. VHTs初生阶段(图7a、8a), 95%相对湿度线包含区域水平尺度在20~40km, 高度在500~400hPa; VHTs强烈阶段(图7b、8b), 湿度线包含区域的水平尺度增大到40~60km, 高度增大到400hPa. 由于VHTs的气柱增湿作用, 95%相对湿度线在VHTs区域925~400hPa高度层垂直贯通, 使得VHTs区域相对湿度接近饱和(>95%). 这表明VHTs区域的湿度场在垂直方向上达到均匀一致, 实现了湿度场的垂直耦合. Nolan(2007)的理想数值模拟试验研究也发现, 在TC生成前几小时, TC内核区域平均的相对湿度从地面到400hPa接近95%. 深厚的准饱和层可以保证强对流能够持续地垂直穿透到冻结层以上, 然后在对流层中上层释放凝结潜热.

VHTs发生在边界层相当位温在360K以上的高温洋面上(图7、8), 然后向上输送热量. VHTs周围环境在800hPa相当位温为344K, 且与75%的相对湿度对应, 与近地面层构成强烈的对流不稳定层结, 有利于触发VHTs不断发生. VHTs反复地出现有助于小尺度局地环境增温增湿, 使得TC胚胎区的对流层中低层逐渐形

成一致的温湿特征, 从而实现中低层系统的垂直耦合, 促使TC形成. 在WISHE机制中, 把TC环流比作卡诺热机(Emanuel, 1986, 1989; Rotunno和Emanuel, 1987), 这里看到, 不断生消变化的小尺度VHTs似乎更像是有趣的卡诺热机.

4.4 VHTs“垂直串接”的群体作用

上述通过不同时间、不同的典型对象考察了VHT个体的垂直串接作用, 虽然VHT个体的生命期约1~3h, 但许多VHTs在中层MCV的组织作用下, 不断地生成、发展、消亡, 其产生的涡度、热量、相对湿度, 被生命期更长的中层MCV保留下来, 形成了VHTs的群体作用. 因此, 取中层MCV对应区域的物理量区域平均值及其与环境场区域平均的偏差来考察VHTs的群体作用. 选取在13°~18°N逐渐北移的南北宽2°格距、东西为115°~117°E的区域代表中层MCV范围, 选取10.5°~18.5°N, 112°~120°E的区域代表环境场. 在VHTs群体作用下(图9a), TC胚胎区的对流层低层800~900hPa高度的气旋性涡度随时间不断显著增大, 29日09时达到 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 同时低层涡度向上输送, 使得06~12时600hPa层气旋性涡度也不断增大, 使得中低层系统的气旋性旋转趋于一致, 这与单一VHT的伸展项对低层气旋性涡度增长的贡献是一致的; 群体效应使得对流层中上层加热, 从29日00时开始,

图 9 中层MCV区域平均的(a)垂直绝对涡度(黑色虚线, 10^{-5}s^{-1})、相当位温与环境相当位温偏差(红色实线, K, 等值线间隔 0.5K)、 $\geq 75\%$ 相对湿度(阴影, %)随时间的演变及(b)中层MCV区域与环境场的位势高度偏差剖面图(gpm)

红色粗直线表示中低层槽(涡)随高度向南倾斜, 黑色粗直线表示垂直耦合. (b)中红色虚线: 2001年6月28日12时, 沿 115°E ; 黑色实线: 29日06时, 沿 116°E ; 阴影: 29日12时, $\leq -25 \text{gpm}$, 沿 116.5°E

600~400hPa形成暖心并不断增强, 09时暖偏差达 1.5K 以上; 同时区域平均的相对湿度增大到90%, 这和单一VHT对气柱的增暖和增湿作用也是一致的.

通过群体作用, 还再一次清晰地观察到中低层系统的垂直耦合现象. 如图9b所示, 28日12时, 中低层槽处于随高度倾斜状态, 位势高度偏差在500hPa、 14°N 最小, 为 -15gpm , 这与中层MCV的活动相对应; 29日06时中低层系统实现垂直耦合, TC胚胎已经表现出轴对称特征, 位势高度偏差在1000~600hPa、 15°N 最小, 为 -25gpm ; 29日12时, 对流层低层位势高度急剧下降, 最大负偏差增加到 -40gpm , 在6h内位势高度负偏差增长 15gpm , TC胚胎进入快速发展加强阶段, 系统结构更加轴对称化. 然而, 在垂直耦合未完成前, 28日12时~29日06时, 18小时负偏差只增长了 10gpm , 可见TC的垂直耦合是TC胚胎由缓慢发展向迅速发展转变过程中的一个关键因子.

5 垂直耦合过程的综合讨论

我们前期研究表明, 季风槽提供了丰富的气旋性涡度、动力不稳定和对流不稳定能量, 以及由季风涌引发的对流触发机制, 从而导致季风槽中VHTs大量发

生发展(张文龙等, 2009). 中层MCV担负着TC胚胎作用, 其促进VHTs在局地聚集与合并加强, 并使得VHTs产生的涡度增长和暖湿增长得以保存(张文龙等, 2010). 本研究进一步认识到, 垂直耦合是TC生成阶段的关键物理过程之一. 在中低层系统的垂直耦合过程中, VHTs起到具体的“垂直串接”作用, VHTs是垂直耦合的直接实践者.

即使在正压环境下形成的TC, 仍然在TDS阶段存在必要的TC垂直耦合过程. VHTs是TDS阶段对流活动的优势模态, VHTs多发于900hPa槽线、以及600hPa槽线附近区域, 中低层槽线之间的区域更为有利VHTs发生(图10a); 在中层MCV的组织化作用和VHTs的“垂直串接”共同作用下, 900和600hPa槽线相向移动, 接近重合(图10b). 三维图像进一步表明(图10c), 垂直耦合前, 中低层槽线随高度向南倾斜, 当垂直耦合后, 槽线随高度不再倾斜, 而呈现为垂直状态.

VHTs的垂直串接作用, 首先表现为对胚胎区气旋性涡度的增长和对风场垂直耦合的贡献. 受季风涌、副高、槽线随高度向南倾斜的影响(张文龙等, 2009), 在中层季风槽线的南侧存在一个强西风切变水平涡管(图11a), 北侧存在两个强东风切变水平涡管(图11b). VHTs强烈的垂直上升运动使得环境场水平涡管向垂

图 10 中低层槽(涡)系统垂直耦合概念模型

(a) 耦合前; (b) 耦合后; (c) 三维垂直耦合图. (a)、(b)中黑色曲线(实线和点虚线)和直线(实线和点虚线)为900hPa季风槽和槽线, 蓝色曲线(实线和点虚线)为600hPa季风槽, 棕色直线(实线和断续线)为600hPa槽线; 带箭头点虚线表示槽线移动并耦合; 粉色椭圆表示VHTs发生区; 绿色圆表示TC胚胎进一步生长区. (c)中黑色和棕色粗直线分别表示900和600hPa槽线

直方向扭转, 因此VHTs可以产生单偶极(图11c)或双偶极涡度对(图11d), 但是这些正负涡度对接近相互抵消, 因此扭转项不是胚胎区涡度增长的主要贡献者. 与此同时, 由于伸展项的作用, 在900hPa层附近产生单一的强烈正涡度中心, 因此胚胎区涡度增长主要归因于伸展项. 伸展项产生的正涡度使得中低层风场的气旋性旋转趋向一致, 扭转项使得水平风在垂直方向上均匀化分布, 二者共同促进风场实现垂直耦合.

VHTs的垂直串接作用, 其次表现为对胚胎区的增温和增湿贡献. 如图12a, VHTs的潜热加热主要发生在对流层中上层, 最大加热率在500hPa层附近. VHTs使得352K相当位温线在925~300hPa高度层垂直贯通, 使得95%相对湿度线在925~400hPa高度层垂直贯通, 使得TC胚胎区在垂直方向上具有接近一致的高温高湿特征, 从而分别实现温度场和湿度场的垂直耦合. 实现

垂直耦合的同时, TC胚胎核心区域呈现出一个VHTs分布的显著特征——“轴对称化”分布(图12b), 其可能与涡旋罗斯贝波相伴随, 并为下一阶段TC特有的螺旋云带的产生提供重要物理机制.

总之, TDS阶段的季风槽通过VHTs的“垂直串接”作用, 实现中低层系统的垂直耦合, 加之中层MCV的胚胎作用, 一个紧凑的TD环流逐渐形成. 实现了垂直耦合的TD环流, 才能够通过WISHE机制进一步自组织发展加强并进入到TS或更强烈的TY阶段.

6 结论和讨论

在以往关于TC生成的研究中, 有几个尚待回答的问题: (1) 在TC生成过程中, 公认的最重要的条件之一是环境风的垂直切变较弱, 并认为弱垂直切变有利于

图 11 垂直涡度增长概念模型

(a) 强西风切变水平涡管; (b) 强东风切变水平涡管; (c) 单偶极涡度对; (d) 双偶极涡度对. 虚线圆圈表示扭转项贡献, 实线圆圈表示伸展项贡献, “+”表示正贡献, “-”表示负贡献. 蓝色细箭头表示纬向风, 空心大箭头表示VHT垂直上升气流, 黑色粗实线箭头表示被垂直上升气流扭转后的倾斜涡管, 黑色粗虚线箭头表示扭转前的水平涡管

图 12 VHT增温增湿概念模型(a)和中层MCV区域内VHTs的轴对称分布概念模型(b)

(a)中粗红线表示非绝热加热率, 蓝色粗实线表示相对湿度线(%), 紫色粗虚线表示相当位温等值线(K), 圆柱体表示VHT. (b)中绿色圆形区域表示中层MCV, 浅粉色圆柱体表示VHT

垂直耦合; 然而垂直耦合的具体物理图像是怎样的, 机制又是什么? (2) 垂直耦合是否是TC生成的必然要求,

特别是正压环境条件下的TC生成, 是否同样存在垂直耦合过程? Montgomery等(2006)曾经通过理想数值模

拟试验,探索了中层MCV和VHTs在TC生成中的作用,但是由于在初始场中采用人工构造MCV,使得无法获得观察到正压环境下的TC垂直耦合过程的机会.由此可见,TC生成过程中的垂直耦合特征及其机制,是一项关键但尚未被解答的基础科学难题.本文通过实例数值模拟和理论分析对这一问题开展了针对性研究,主要结论如下.

(1) 即使是发生在正压环境下的TC生成过程,仍然存在TC核心的对流层中低层槽(涡)系统的垂直耦合过程.垂直耦合主要发生在TDS阶段,实现了垂直耦合的TD环流,才能够通过WISHE机制进一步自组织发展加强并进入到TS或更强烈的TY阶段.在TC垂直耦合过程中,VHTs的起到了具体的“垂直串接”作用,VHTs是垂直耦合的直接实践者.

(2) 对流层中层槽线与低层槽线在VHTs的垂直串接作用下相向移动,实现垂直耦合.VHTs能够产生强烈的对流层低层气旋性涡度,其主要由伸展项来完成.扭转项在中上层形成单偶极或双偶极涡度对,但大致相互抵消,扭转项不是对流层涡度增长的主要贡献者.伸展项使得中低层风场的气旋性旋转趋向一致,扭转项使得水平风在垂直方向上均匀化分布,进而实现风场的垂直耦合.VHTs通过凝结潜热加热使得对流层中上层加热,使得352K相当位温线在925~300hPa高度层垂直贯通,实现温度场的垂直耦合.在形成对流云塔的同时,也使得环境增湿,相对湿度在垂直方向均匀分布并接近饱和,95%相对湿度线在925~400hPa高度层垂直贯通,实现湿度场的垂直耦合.在热塔的群体作用下,TC胚胎区发展成为暖热、近饱和并且具有强烈气旋性涡度的核心区.

(3) VHTs的轴对称化分布是TD生成的重要标志,在TC即将生成时,VHTs轴对称化过程与涡旋罗斯贝波可能存在伴随现象.正压不稳定机制是TC榴莲生成的重要物理机制,在西北太平洋TC生成过程中正压不稳定机制也会发生,并为TC生成提供丰富的大尺度环境涡度和动力不稳定性.在TC榴莲的生成过程中,季风槽、中层MCV、VHTs都发挥了重要作用,其中VHTs的“垂直串接”作用在实现TC环流的垂直耦合中起着特殊和不可替代的作用.

在垂直耦合过程中,还有一个尚待解答的非常重要的问题,那就是TC生成过程中的涡旋罗斯贝波问题,它是理解TC螺旋云带形成的关键. [Montgomery和](#)

[Enagonio\(1998\)](#)通过理想数值试验提出一种TC生成机制——涡旋罗斯贝波导致TC生成,那么是先有VHTs的轴对称化分布和TC生成,还是先有涡旋罗斯贝波?对这个问题的后续探索,将带给我们对TC生成机制的更深入理解.

由于本文数值模拟资料分辨率的限制,尚不能反映从小的对流云泡到大的对流单体以及到尺度更大、更强烈的VHTs的发展演变过程以及对TC垂直耦合过程的影响.因此,我们下一步工作将开展约1km分辨率的数值模拟试验来进一步深化和验证相关认识.

致谢 感谢匿名审稿人提出的宝贵改进意见.

参考文献

- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社. 107–109
- 吕美仲, 彭永清. 1990. 动力气象学教程. 北京: 气象出版社. 390
- 张庆红, 郭春蕊. 2008. 热带气旋生成机制的研究进展. 海洋学报, 30: 1–11
- 张文龙, 崔晓鹏. 2013. 热带气旋生成问题研究综述. 热带气象学报, 29: 337–346
- 张文龙, 崔晓鹏, 董剑希. 2010. 对流层中层中尺度涡旋在台风榴莲生成中的作用——模拟诊断分析. 大气科学, 34: 45–57
- 张文龙, 崔晓鹏, 王昂生, 宗志平. 2008b. 2001年台风榴莲生成前期对流“热塔”的数值模拟. 热带气象学报, 24: 619–628
- 张文龙, 王昂生, 崔晓鹏. 2008a. 对流层中层中尺度涡旋在台风榴莲生成中的作用——数值模拟及验证. 大气科学, 32: 1197–1209
- 张文龙, 张大林, 王昂生, 崔晓鹏. 2009. 台风榴莲(2001)在季风槽中生成的机制探讨. 气象学报, 67: 811–827
- 中国气象局. 2002. 热带气旋年鉴(2001). 北京: 气象出版社
- Cecelski S F, Zhang D L. 2013. Genesis of hurricane Julia (2010) within an African easterly wave: Low-level vortices and upper-level warming. *J Atmos Sci*, 70: 3799–3817
- Davis C A, Bosart L F. 2001. Numerical simulations of the genesis of hurricane Diana (1984). Part I: Control simulation. *Mon Weather Rev*, 129: 1859–1881
- Emanuel K A. 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady state maintenance. *J Atmos Sci*, 43: 585–605
- Emanuel K A. 1989. The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis. *J Atmos Sci*, 46: 3431–3456
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon Weather Rev*, 96: 669–700
- Hendricks E A, Montgomery M T, Davis C A. 2004. On the role of “vortical” hot towers in formation of tropical cyclone Diana (1984).

- J Atmos Sci*, 61: 1209–1232
- Kasahara A. 1961. A numerical experiment on the development of tropical cyclone. *J Meteorol*, 18: 259–282
- Kurihara Y, Bender M A, Ross R J. 1993. An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Mon Weather Rev*, 121: 2030–2045
- Lee C S, Lin Y L, Cheung K K W. 2006. Tropical cyclone formations in the South China Sea associated with the Mei-Yu front. *Mon Weather Rev*, 134: 2670–2687
- Liu Y, Zhang D L, Yau M K. 1997. A multiscale numerical study of hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon Weather Rev*, 125: 3073–3093
- Lord S J, Willoughby H E, Piotrowicz J M. 1984. Role of a parameterized ice-phase microphysics in an axisymmetric, nonhydrostatic tropical cyclone model. *J Atmos Sci*, 41: 2836–2848
- Montgomery M T, Enagonio J. 1998. Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasigeostrophic model. *J Atmos Sci*, 55: 3176–3207
- Montgomery M T, Nicholls M E, Cram T A, Saunders A B. 2006. A vortical hot tower route to cyclogenesis. *J Atmos Sci*, 63: 355–386
- Nolan D S. 2007. What is the trigger for tropical cyclogenesis? *Aust Meteorol Mag*, 56: 241–266
- Ooyama K. 1969. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J Atmos Sci*, 26: 3–40
- Rotunno R, Emanuel K A. 1987. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J Atmos Sci*, 44: 542–561
- Sundqvist H. 1970. Numerical simulation of the development of tropical cyclones with a ten-level model. Part I. *Tellus*, 22: 359–390
- Tuleya R E, Kurihara Y. 1981. A numerical study on the effects of environmental flow on tropical storm genesis. *Mon Weather Rev*, 109: 2487–2506
- Wang Y P, Cui X P, Li X F, Zhang W L. 2016. Kinetic energy budget during the genesis period of tropical cyclone Dorian (2001) in the South China Sea. *Mon Weather Rev*, 144: 2831–2854
- Wang Z. 2014. Role of cumulus congestus in tropical cyclone formation in a high-resolution numerical model simulation. *J Atmos Sci*, 71: 1681–1700
- Wang Z. 2018. What is the key feature of convection leading up to tropical cyclone formation? *J Atmos Sci*, 75: 1609–1629
- Willoughby H E, Jin H L, Lord S J, Piotrowicz J M. 1984. Hurricane structure and evolution as simulated by an axisymmetric, nonhydrostatic numerical model. *J Atmos Sci*, 41: 1169–1186
- Yamasaki M. 1977. A preliminary experiment of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection. *J Meteorol Soc Jpn*, 55: 11–31
- Zehr R M. 1992. Tropical cyclogenesis in the Western North Pacific. NOAA Tech Rep. NESDIS 61, 3
- Zhang D L, Tian L Q, Yang M J. 2011. Genesis of typhoon Nari (2001) from a mesoscale convective system. *J Geophys Res*, 116: D23104
- Zhu L, Zhang D L, Cecelski S F, Shen X. 2015. Genesis of tropical storm Debby (2006) within an African Easterly Wave: Roles of the bottom-up and midlevel pouch processes. *J Atmos Sci*, 72: 2267–2285

(责任编辑: 孟智勇)