



北京大学

硕士研究生学位论文

题目：水汽场对热带气旋结构变化的影响机理研究

姓 名：应 越

学 号：10904075

院 系：物理学院大气与海洋科学系

专 业：气象学

研究方向：热带气旋结构

导师姓名：张 庆 红 教授

二 0 一 二 年 六 月

版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以任何方式传播。否则，引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。

水汽场对热带气旋结构变化的影响机理研究

摘 要

近年来,水汽潜热释放对热带气旋结构变化的影响机制越来越受到重视.不少研究表明外围雨带的加热场能改变热带气旋的风场结构,使其强度和尺度发生变化.本文利用专用微波成像仪(SSM/I)和 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 卫星微波成像辐射计(TMI)观测的水汽和降水资料,以及联合台风警报中心(JTWC)的热带气旋 Best Track 资料,对西北太平洋 2001~2011 年的 3010 个 6 小时间隔的热带气旋强度,尺度,水汽和降水场记录进行了统计分析.结果表明尺度大于~250 km 的热带气旋相比尺度小于~250km 的有明显的强度减弱趋势,而尺度变化的趋势对于热带气旋当时的强度和尺度没有很强的依赖性.“大而强”的热带气旋水汽主要集中在气旋内部,“小而弱”的热带气旋水汽分布在外围较多.热带气旋的尺度受环境水汽的多少影响较大,而强度则与环境水汽关系不大.“增大增强”的热带气旋与“缩小减弱”的热带气旋相比,环境中的水汽更多,水汽分布更均匀.来自北方的干空气侵入气旋内部,对其强度增强是不利的,而南方的水汽输送则是对强度增强有利的.

为了进一步研究热带气旋在有垂直风速切变环境下,水汽影响其结构的过程,本文挑选台风 Talim (2005)作为个例,利用 Weather Research and Forecast (WRF)中尺度天气模式对其进行模拟以及水汽场扰动的敏感性试验.模拟的外围螺旋雨带在向西的垂直切变下位于热带气旋西南侧.轨迹分析显示来自北侧的空气进入气旋内部的速度要快于南侧的空气.因此模拟的热带气旋对来自北侧的水汽更加敏感.当水汽较多时,外围的雨带范围扩大,雨带中水汽释放的潜热造成上升运动,使得内核入流减少.因此热带气旋尺度增大而内核强度减弱.当水汽较少时,外围对流减少,而内核入流增强,更多的角动量平流到内核,使其强度增强,而热带气旋的尺度则减小.因此,环境水汽增多对于热带气旋强度增强是不利因素,而对其尺度增大是有利因素.

关键字: 热带气旋, 尺度和强度变化, 环境水汽, 次级环流.

Tropical Cyclone Structural Changes in Response to Ambient Moisture Perturbations

Abstract

Recent studies had emphasized the important role of moisture in altering tropical cyclone (TC) vortex structure. Latent heat released in outer rainbands induces change in the secondary circulation, and exerts negative impact on TC inner core intensity. This study uses Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) and Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI) satellite moisture observation and Joint Typhoon Warning Center (JTWC) best track data during 2001-2011 over west Pacific to analyze the characteristics of TC size and intensity change in relation with ambient moisture. Results showed that TCs larger (smaller) than ~250km displayed evident weakening (intensifying) trend. The trend of size change, however, does not rely much on the current intensity and size of TCs. For large and strong TCs, more moisture is converged into TC circulation. TC size is more related to ambient moisture than TC intensity. Growing and intensifying TCs, comparing with contracting and weakening ones, displayed more ambient moisture content, their moisture fields are more axi-symmetric. The dry air intrusion from the north poses negative impact on TC intensity, while the moisture supply from the south helps TC to intensify.

To further explore the TC structural behavior with the presence of vertical wind shear. Typhoon Talim (2005) was simulated using the Weather Research and Forecast (WRF) model, and sensitivity experiments were conducted by artificially modifying the amount and distribution of moisture around TC vortex. With the presence of an easterly vertical wind shear, the simulated Typhoon Talim developed quasi-stationary outer rainbands that concentrate in the southwestern (downshear left) sector. Air from the north (upstream side of the outer rainbands) travels faster into

TC core than air from the other directions, thus Typhoon Talim is more sensitive to moisture variations in the north than in the south. With enhanced moisture supply into outer rainbands, simulated TCs grow larger in size. However, their inner core intensity and strength are weakened, because latent heat released in outer rainbands induces updrafts and reduces mid- to low-level radial inflow that advects absolute angular momentum into inner core. On the contrary, TCs simulated with reduced moisture supply become smaller in size, since drier environment inhibits convection in outer core region. The relatively convection-free outer core region favors the formation of strong radial inflow that accelerates the inner core spin-up process. This causes TCs to contract while their inner core strength and intensity increase. Although moisture in outer core region imposes a negative effect on inner core intensification, it contributes to the maintenance of outer core strength and TC size by inducing more convection in the outer core region. Thus, abundant moisture supply in TC outer core region is critical to the growth of horizontal extent of TC primary circulation.

Keywords: Tropical cyclone, Intensity and size change, Ambient moisture, Secondary circulation.

目录

第 1 章 引言.....	1
1.1 研究意义	1
1.2 热带气旋结构参数	2
1.2.1 强度和尺度	2
1.2.2 内核与外核	5
1.3 水汽对热带气旋强度的影响	6
1.4 水汽对热带气旋尺度的影响	7
1.5 热带气旋与环境气流的相互作用	8
1.6 本文选题依据, 研究目的和内容	9
第 2 章 模式与资料说明.....	11
2.1 资料说明	11
2.1.1 卫星水汽资料	11
2.1.2 热带气旋 Best Track 资料	11
2.2 集合平均的算法	12
2.3 数值模拟设计	13
2.3.1 个例选择	13
2.3.2 模式参数	13
2.3.3 敏感性试验设计	14
2.4 诊断方法介绍	15
2.4.1 结构参数的定义	15
2.4.2 平衡涡旋模型	16
2.4.3 切向风收支方程	17
2.4.4 后向轨迹计算	18
第 3 章 西北太平洋热带气旋结构变化的统计特征.....	19
3.1 强度和尺度的分布规律	19
3.2 强度和尺度变率的分布规律	20
3.3 水汽和降水场的特征	22

第 4 章 数值模拟及敏感性试验.....	27
4.1 对照试验的模拟结果	27
4.1.1 结构参数的变化	27
4.1.2 水平结构	28
4.1.3 主环流和次级环流结构	30
4.2 环境气流对水汽扰动的敏感性	31
4.3 尺度增长期水汽扰动对热带气旋的影响	32
4.3.1 热带气旋结构对水汽扰动的敏感性	32
4.3.2 次级环流对水汽扰动的响应	34
4.3.3 雨带的径向移动以及内核外核的相互作用	39
4.4 快速加强期水汽扰动对热带气旋的影响	41
第 5 章 主要结论与工作展望.....	43
5.1 本文主要结论	43
5.2 工作展望	45
参考文献.....	46
致谢.....	52

第1章 引言

1.1 研究意义

热带气旋是全球最为严重的自然灾害之一, 2005 年飓风 Katrina 带来的灾害将“提高热带气旋强度预报准确度”这一课题摆在了科研工作者面前, Houze et al. (2007)在《科学》杂志上发表了他们对 2005 年飓风季节的飞机观测结果, 并提出预报热带气旋强度变化的难度在于其结构的难以预测, 他们发现双眼墙替换过程或许是热带气旋结构变化的一种典型过程. 因此, 近年来热带气旋的结构变化越来越受到研究者的重视.

2006 年热带风暴碧利斯(Bilis)登陆我国后在陆地上维持了 5 天, 造成了特大暴雨, 引发洪水及山体滑坡等灾害, 所造成的直接经济损失为 459.1 亿元, 是建国以来经济损失最大的一个热带气旋. 同年登陆的热带气旋桑美(Saomai)是建国以来强度最强的登陆热带气旋, 其登陆时的中心最大风速达到 64 m s^{-1} , 但是其登陆后迅速消失, 造成的经济损失只有碧利斯的 1/2 左右, 为 258.7 亿元. 由此可见, 热带气旋强度不能够完全表征其破坏力. 已经有的研究表明, 虽然碧利斯的强度远远小于桑美, 其尺度远远比桑美大(Zhang et al. 2010). 如果我们了解热带气旋的结构的变化机制, 提前几天预报热带气旋的精细结构, 就可以为政府相应的防灾减灾措施的实施赢得更多的时间, 为国家经济高速增长, 稳定社会和维护国家安全提供保障.

我国是世界上受热带气旋影响最多的国家之一. 热带气旋全球平均每年有 50-70 个左右, 其中 36%出现在西北太平洋, 平均每年我国登陆热带气旋有 9.3 个, 是世界上热带气旋登陆最多, 灾害最严重的国家(陈联寿 1977; 陈玉林 et al. 2005). 鉴于目前我们对于热带气旋的结构变化过程的理解还有所不足, 开展针对热带气旋结构变化的基础研究是非常有必要的. 近年来, 对热带气旋强度的预报水平相对于路径预报提高得非常有限, 主要原因是热带气旋的结构不仅受到环境气流的影响, 与其内核的诸多动力过程也有关系; 而相比之下, 热带气旋的

路径主要受环境气流的影响, 因此预报水平提高比较明显 (Cangialosi and Franklin 2012). 所以, 热带气旋强度和结构预报对于模式中初始场的准确性以及对热带气旋动力学过程的模拟都是不小的考验 (Willoughby 2007). 水汽的潜热作为热带气旋的主要能量来源, 对其强度和结构的变化有着重要的影响. 本文研究热带气旋环境水汽扰动对其结构的影响, 是对热带气旋动力学中湿物理过程的一个补充, 也是今后改进热带气旋强度和结构预报的理论基础.

1.2 热带气旋结构参数

1.2.1 强度和尺度

在业务预报时, 热带气旋等级是根据其中心附近最大风速 (强度) 来划分的. 我国 2006 年出台的台风强度标准按中心附近最大风速划分为 6 类: 热带低压 ($10.8\sim17.1\text{ m s}^{-1}$), 热带风暴 ($17.2\sim24.4\text{ m s}^{-1}$), 强热带风暴 ($24.5\sim32.6\text{ m s}^{-1}$), 台风 ($32.7\sim41.4\text{ m s}^{-1}$), 强台风 ($41.5\sim51.0\text{ m s}^{-1}$) 和超强台风 (大于 51.0 m s^{-1}). 美国按照 Saffir-Simpson 标准 (National Hurricane Center 2009) 将飓风按照其中心附近最大风速分成 5 级: 一级飓风 ($33.1\sim42.5\text{ m s}^{-1}$), 二级飓风 ($42.6\sim49.2\text{ m s}^{-1}$), 三级飓风 ($49.3\sim58.1\text{ m s}^{-1}$), 四级飓风 ($58.2\sim69.2\text{ m s}^{-1}$) 和五级飓风 (大于 69.3 m s^{-1}).

要准确描述热带气旋的风场结构, 除了关注其强度以外, 还需要知道其水平尺度. 热带气旋的尺度有许多描述方法, 业务预报和统计分析中经常用到的有眼墙半径, 最大风速半径, 7 级风圈 (gale-force, 17 m s^{-1}) 半径, 破坏性风圈 (25.7 m s^{-1}) 半径, 飓风风圈 (33 m s^{-1}) 半径以及外围闭合等压线半径 (Merrill 1984; Weatherford and Gray 1988a; b; Maclay et al. 2008).

Holland and Merrill (1984) 指出, 对于同样强度的热带气旋, 其尺度可以存在很大的差异. 以热带气旋 Tip (1979) 和 Tracy (1974) 为例, 热带气旋 Tip 的尺度大约为 1100 km , 而强度与之接近的热带气旋 Tracy 的尺度仅仅约为 50 km (Dunnavan and Diercks 1980). Holland and Merrill (1984) 将热带气旋的结构变化归为强度(intensity)变化, 内核环流强度(strength)变化和尺度(size)变化三种(图 1). 强度表征的是热带气旋风场的极大值, 尺度表征的是热带气旋风场的水平范围.

内核环流强度的定义是风场在内核区域的平均角动量. 当飓风风圈半径较大时, 风速大于 33 m s^{-1} 的区域面积较大, 内核环流强度也较大, 所以内核环流强度实际上是风场水平范围的表征, 在这一点上它和尺度的定义比较接近. 类似地, 我们可以定义外核环流强度为 7 级风圈半径(这与尺度的定义一致). 本文提到“强度”时指的是风场的极大值, 而提到“环流强度”和“尺度”时指的是风场的范围.

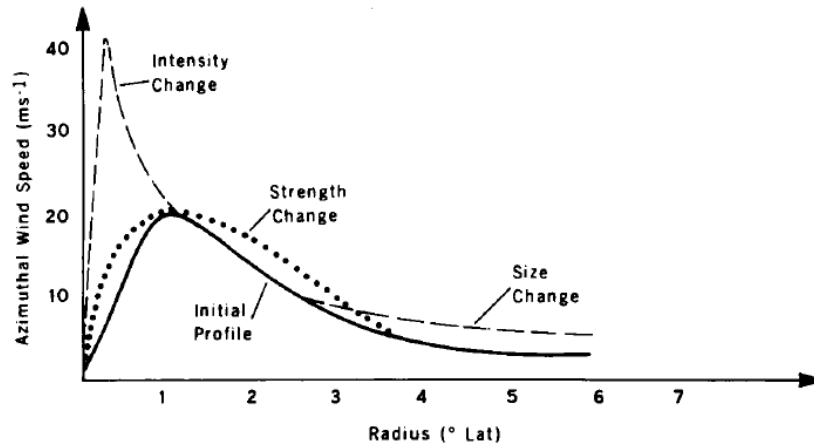


图 1 热带气旋风场结构变化包括内核强度变化(intensity change), 内核环流强度变化(strength change)和尺度变化(size change)三种 (Holland and Merrill 1984).

Merrill(1984)在统计中发现, 热带气旋的强度和尺度并没有很好的相关性, 尺度较小的热带气旋并不一定强度较弱(图 2). Weatherford and Gray (1988a; b)利用飞机侦查资料研究了大西洋台风结构的变化, 也发现台风内核强度的变化与外围环流强度的变化之间关联性很弱, 而且控制台风内核强度和外围环流强度变化的动力机制也不同. 一般认为, 天气尺度环境条件是影响台风外围环流强度和尺度的重要因子, 而内核环流强度则主要受热带气旋内部动力过程的影响.

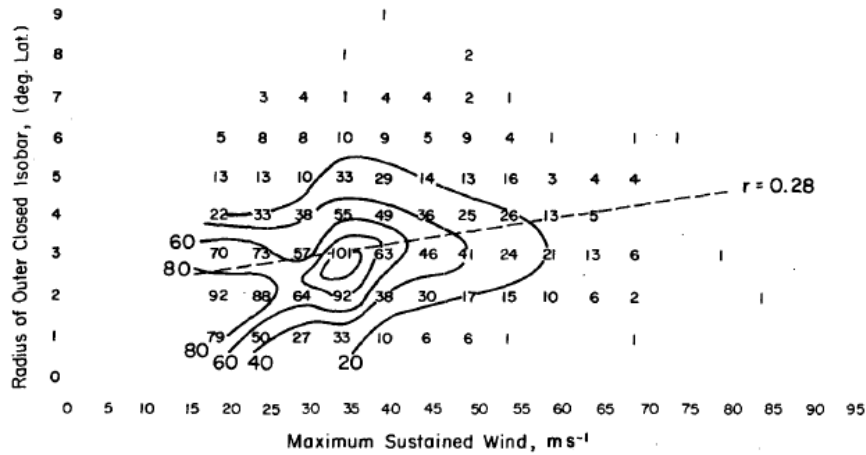


图 2 热带气旋尺度与最大风速的关系 (引自 Merrill 1984).

Holland and Merrill (1984) 利用观测与 Eliassen 平衡涡旋模型诊断的方法, 提出热带气旋与对流层上层天气系统的相互作用会直接影响到其强度, 而低层的相互作用则主要影响热带气旋的尺度, 并通过非线性过程间接影响其强度.

热带气旋强度与尺度之间相对独立性, 体现了气旋内部动力过程(非线性过程)的重要性. 以往对热带气旋的研究经常将关注点放在强度上, 试图寻找环境因素影响强度的规律. 然而, 由于尺度信息的丢失, 不能完整地掌握热带气旋结构变化的过程, 所以要找到这样的规律非常困难. 因此, 在分析热带气旋结构变化过程时, 需要同时看强度和尺度的变化. Musgrave et al. (2012)提出利用强度-尺度相空间图的方法来诊断热带气旋结构变化过程的方法. 其中强度是任何可以表征气旋风场极值的量, 而尺度是任何可以表征气旋风场水平范围的量 (Musgrave et al. 2012 在文中用气旋环流的平均动能作为表征风场范围的量). 图 3 显示了在强度-尺度相空间上, 不同结构变化过程对应的曲线. 如果不考虑环境与热带气旋的相互作用, 热带气旋的环流满足角动量守恒的规律, 那么当尺度减小时, 由于气旋整体角动量守恒, 强度会增强(图 3a), 而当尺度增大时, 强度会减弱(图 3b). 如果热带气旋从环境中获取角动量, 使其整体角动量增大, 那么这一过程可以体现为: 强度增强(图 3c)和尺度增长(图 3d).

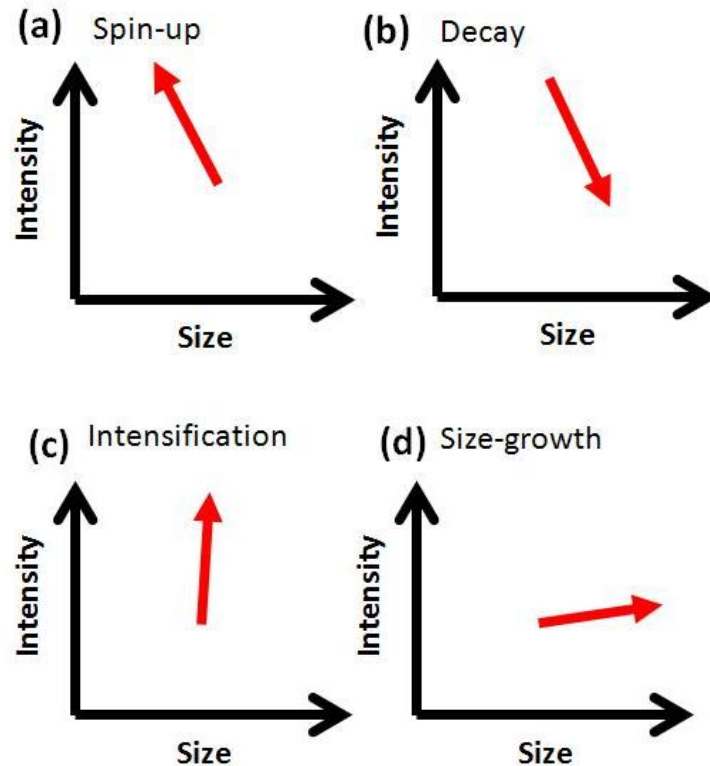


图 3 热带气旋强度-尺度相空间变化曲线的示意图: 当涡旋的角动量守恒时, (a)涡旋收缩并增强, (b)涡旋扩大并减弱; 当总体涡旋角动量增加时, (c)涡旋强度增强, (d)涡旋尺度增长.

1.2.2 内核与外核

Weatherford and Gray (1988a) 首先定义了热带气旋的“内核”与“外核”. 内核从气旋中心延伸到 1° 半径处, 而外核是 $1^\circ \sim 2.5^\circ$ 的区域. 内核一般包含了热带气旋的眼墙和内螺旋雨带, 其中对流和降水都比外核要多, 因此热带气旋的大风和降水分布主要由内核的强度和尺度决定. 为了实用, 也有将达到飓风风力(33 m s^{-1})或者是破坏性风力(25.7 m s^{-1})的风圈半径作为内核范围的定义(Maclay et al. 2008; Xu and Wang 2010). 但是由于热带气旋个例之间的差异性, 并不能保证所有热带气旋都可以按这个定义划分为内核外核. Wang (2008) 提出热带气旋满足平衡动力学的区域可以定义为内核, 他的理想模拟实验指出内核可以定义为快速涡丝化区域, 其半径大约是最大风速半径的 3 倍.

有研究表明, 控制热带气旋外围环流和内核环流变化的机制是不同的, 并且内核与外核的变化相对独立(Merrill 1984; Weatherford and Gray 1988a; b). 内核

环流强度与热带气旋的强度相关性较高, 而外核环流强度受外界环境影响较大 (Merrill 1984; Holland and Merrill 1984; Weatherford and Gray 1988b; Chen and Liu 1997; Cocks and Gray 2002; Kimball and Evans 2002).

1.3 水汽对热带气旋强度的影响

Trenberth and Stepaniak (2003)指出低层的水汽是对流层中的降水的主要来源. 气候变化造成的大气中水汽含量有增加的趋势(Trenberth et al. 2003; Dessler et al. 2008). 近几年, 人们一直在寻找热带气旋强度和气候变化之间的联系. Emanuel (2005)指出热带气旋的破坏力在近 30 年内有增长的趋势, 也许和海表面温度和水汽含量上升趋势有关. Elsner et al. (2008)提出造成热带气旋强度增强的原因是增暖的海表向热带气旋提供了更多能量, 这种能量以水汽潜热的方式转换为热带气旋风场的动能. 然而, Bengtsson et al. (2007)提出增暖的海表和增多的水汽虽然对于热带气旋强度增加有利, 但随着低层湿度增加, 大气趋向于更稳定, 垂直环流的减少是不利于热带气旋产生的. 更有人提出, 气候变化造成的水汽含量增加, 并不能造成相对湿度的增加, 在某一些海域, 相对湿度反而有下降的趋势(Minschwaner and Dessler 2004). 考虑到热带洋面的水汽观测资料非常有限, 目前水汽对于热带气旋在气候尺度上的影响仍然没有定论.

另一个人们(尤其是预报员)非常关心的问题是, 水汽作为一个环境因子(海表面温度, 风垂直切变等), 对热带气旋强度是否有直接影响. Hendricks et al. (2010)通过资料统计指出, 热带气旋在较为干燥的环境下变弱, 而在较为潮湿的环境下变强. 他们对气旋增强的定义是 24 小时的最大风速增加量超过 6.5 m s^{-1} . 然而, Kimball (2006)在对登陆热带气旋的模拟实验中发现, 在小于 24 小时的时间尺度上, 潮湿环境并没有让热带气旋显著增强, 其增强速率反而比干燥环境下的要小. Hill and Lackmann (2009)的实验也证实了这一发现. 可见强度与环境水汽之间的关系并不是线性的, 至少在不同的时间尺度上, 热带气旋强度对于环境水汽的多少呈现了不同的响应.

1.4 水汽对热带气旋尺度的影响

Houze et al. (2007)在飓风雨带与强度变化(RAINEX)实验中对飓风 Katrina 和 Rita 的飞机观测资料进行了分析, 他们发现 Katrina 和 Rita 的移动路径基本相同, 然而经历的结构变化迥异. Derek and Chen (2007)通过对两者的水汽场进行分析发现, 水汽场的差异造成了 Katrina 和 Rita 外围螺旋雨带结构的不同 (图 4). Katrina 外围水汽较多, 在外围有更多螺旋雨带产生; 而 Rita 外围的空气较为干燥而稳定, 这抑制了对流活动在外核的产生. 这些观测事实证明, 水汽对于热带气旋外围螺旋雨带的生消以及尺度的增长起着很重要的作用.

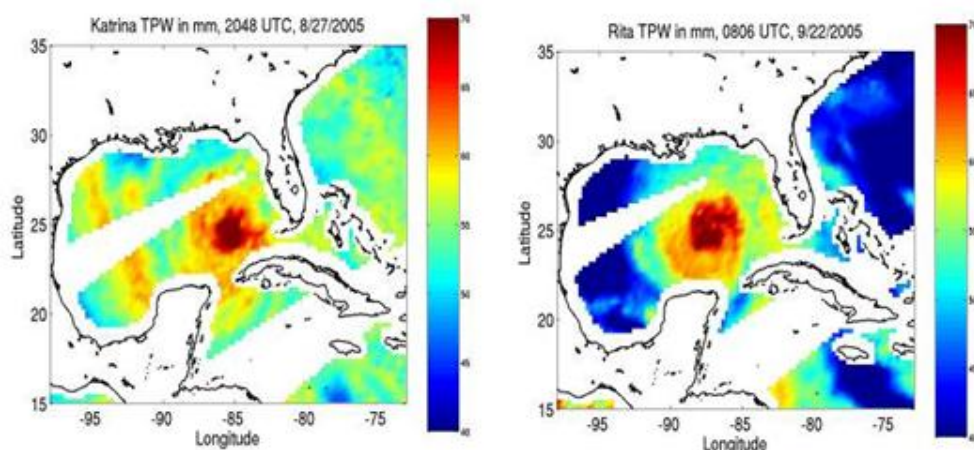


图 4 热带气旋 Katrina(左)和 Rita(右)接近登陆时的水汽场(Total precipitable water, 单位 mm)(引自 Derek and Chen 2007).

为了解释这些现象, Wang (2009)进行了模拟实验, 他发现热带气旋的尺度对于外围螺旋雨带中水汽的潜热释放非常敏感. 湿润环境有利于外围对流活动和雨带的产生, 而在雨带中的潜热加热作用下, 热带气旋径向的气压梯度发生了变化. 由于内核的惯性稳定度较大, 气压下降较为明显, 而在外围, 由于惯性稳定度较小, 加热造成的扰动以重力波的形式频散出去, 对气压没有造成太大影响. 这使得气压梯度较大的区域向外扩张, 热带气旋的尺度随之增大.

Fudeyasu and Wang (2011)通过平衡涡旋近似下的分析指出, 外雨带的加热所引导出的次级环流有利于外核风速的增加. 然而, 由于外核的上升运动增多,

使得内核的径向入流减少, 这对于内核强度增强是不利的. Bister (2001)也指出由于外围雨带阻挡了流入内核区域的暖湿空气, 内核强度会因此受到抑制. 这些现象表明水汽对于热带气旋的尺度增长有一定的决定性作用, 而对于强度只有间接的影响. 因此, 在考虑水汽对热带气旋结构影响时, 不能忽视强度与尺度之间的关系以及由此带来的热带气旋与环境相互作用中的非线性过程(如第 1.2.1 节中所述).

1.5 热带气旋与环境气流的相互作用

由于真实的大气环境存在很多不对称性, 使得热带气旋与环境水汽相互作用过程更为复杂. Heymsfield et al. (2006)在观测中发现, 当热带气旋处在风速垂直切变较大的环境中时, 其低层的入流会出现干湿空气辐合的特征. 水汽丰富的气流在遇到干燥气流时抬升形成对流(图 5). Riemer and Montgomery (2011)指出, 当存在风速垂直切变时, 热带气旋环境气流的拓扑结构决定了外围一部分空气可以流入气旋内部, 而另一部分不会对气旋造成影响. 当流入热带气旋内部的空气较为干燥时, 往往对其强度造成影响. 有不少数值模拟实验探讨了干空气侵入对于热带气旋的影响(Chen and Yau 2003; Kimball 2006).

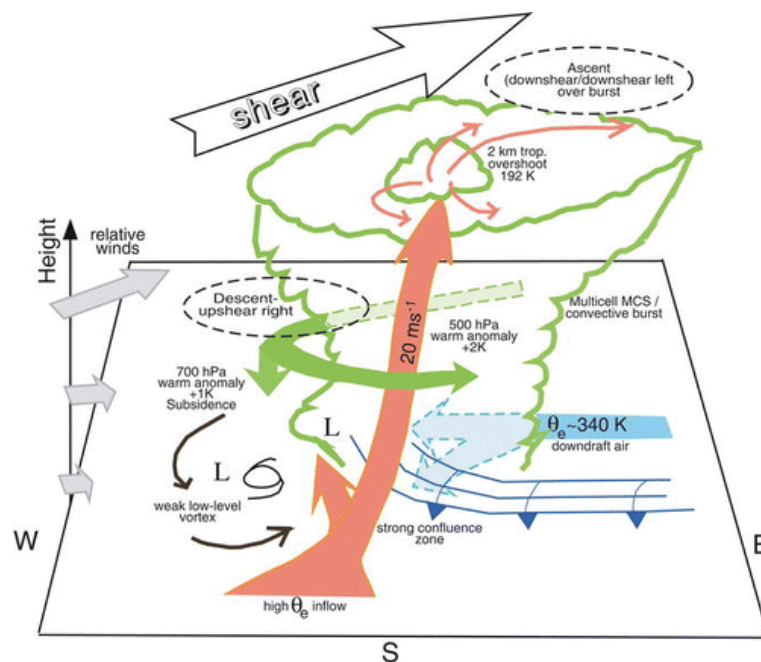


图 5 热带风暴 Chantal 的流场示意图(引自 Heymsfield et al. 2006).

热带气旋与环境相互作用还因地理环境的差异而不同。在大西洋,形成热带气旋的扰动常常来自撒哈拉干空气层(SAL),因此热带气旋与 SAL 之间的相互作用比较受到关注(Dunion and Velden 2004; Donglian Sun et al. 2009; Braun 2010),而在西北太平洋,对影响我国的热带气旋的研究一般比较关注西南季风的水汽输送。李英等(2005)指出西南水汽输送是热带气旋登陆后维持其环流。戴展鹏和张庆红(2011)对热带气旋与西南季风相互作用进行了模拟研究,发现强盛的西南季风使热带气旋登陆的维持时间变长,对热带气旋的降水有显著的增幅作用。丁治英和陈久康(1995)对 8407 号热带气旋环境水汽场进行了数值试验,指出热带气旋中心右侧水汽通道区的水汽多寡对热带气旋降水的影响最大。邓国等(2005)利用大尺度水汽通量流函数和速度势以及水汽收支对热带气旋 Dan (9914)在形成,加强和减弱过程中的水汽输送和收支进行了诊断分析。发现水汽输送和辐合在热带气旋发展的不同阶段有明显的变化。王新等(2009)利用 AMSU-B 水汽通道数据进行了分析,发现热带气旋发展过程中,除了西南季风形成的西南水汽通道是水汽维持的重要输送带外,东南水汽通道也经常成为登陆热带气旋强度维持的主要水汽供给。

1.6 本文选题依据,研究目的和内容

目前看来,对于热带气旋强度和尺度变化与水汽之间的相互关系,国内外已经有了不少研究成果,但是还有许多没有解决的问题。许多理想模型的实验很好地描述了热带气旋的动力过程对水汽扰动的响应,然而由于理想模型没有考虑环境气流,垂直风速切变以及不对称水汽环境等诸多问题,其在业务预报中的应用有一定的困难。而对于真实热带气旋个例的数值模拟以及敏感性试验,往往由于个例自身特殊性的限制,不能将结论广泛应用到预报中,甚至其结论的普适性也有待商榷。

外围水汽场对于热带气旋的结构能够造成的多大的影响? 在热带气旋不同

的发展时期, 这种影响是否相同? 热带气旋内核与外核中的水汽扰动造成的影响有何不同? 这些问题还需要更多的实验和观测来解答. 本文为了尽可能地回答这些问题, 结合了理想模型和实际个例研究各自的长处, 利用水汽观测资料的统计以及真实个例的模拟和敏感性试验等手段, 展开了一系列工作.

本文第 1 章介绍了热带气旋结构变化的背景知识, 以及水汽对热带气旋结构变化影响的最新研究成果. 第 2 章将介绍统计工作所使用的卫星资料, 统计的方法, 以及模拟实验所挑选的个例, 模式设置以及诊断方法. 第 3 章给出统计的结果, 分析 2001~2011 年西北太平洋热带气旋的结构变化特性以及结构变化与水汽场的关系. 第 4 章给出个例模拟实验的结果, 探讨水汽扰动对热带气旋结构的影响, 从动力的角度分析这一过程的细节. 最后, 在第 5 章中给出本文的总结.

第2章 模式与资料说明

2.1 资料说明

2.1.1 卫星水汽资料

本文使用了多颗极轨卫星的水汽探测资料进行统计, 包括 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 卫星微波成像辐射计 (TMI) 资料和专用微波成像仪 (SSM/I) 资料, 资料来自 Remote Sensing Systems (2011). 其中 TRMM 卫星水汽资料集长度从 1997 年 12 月至今, 分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. SSM/I 卫星水汽资料分辨率同样为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. 从 1987 年第一颗 SSM/I 卫星升空至今, 总共 7 颗卫星的资料覆盖了 1987 年 7 月至今, 其中 4 颗卫星 (F13, F14, F15 和 F17) 的资料集覆盖了 2001~2011 年这个时段. 数据包括了海表面风速 (m s^{-1}), 水汽柱总量 (mm), 液态云水含量 (mm) 和降水率 (mm h^{-1}).

由于 TMI 和 SSM/I 采用微波遥感技术对水汽进行探测, 相比传统的红外波段遥感手段有不受气溶胶和云层影响的优势. 每颗极轨卫星每天两次经过地球上的同一点, 综合多颗卫星的探测数据, 可以得到每 6 小时的热带气旋周边水汽场资料. 空间分辨率可以达到 25 km, 可以解析出热带气旋以及其周边环境中的对流雨带, 适用于进行热带气旋结构的统计分析.

2.1.2 热带气旋 Best Track 资料

热带气旋的 Best Track 资料由联合台风警报中心 (JTWC, <http://www.usno.navy.mil/JTWC/>) 提供. 该资料记录了热带气旋整个生命史中的中心位置, 强度和诸多结构参数. 西北太平洋的数据来自 JTWC, 而北大西洋的数据来自 NHC. 从 2001 年开始, JTWC 的资料中结构参数的记录比较完善, 故本文主要统计 2001~2011 年的热带气旋. Best Track 记录的结构参数包括: 眼墙半径, 最大风速半径, 最外围闭合等压线半径, 34, 50 和 65 节(knot)风圈半径. 其中 34

节风圈半径与我国的 7 级风圈半径定义一致 (风速达到 17 m s^{-1}). 本文将热带气旋强度定义为 Best Track 资料中最大持续风速($V_{\max}$), 将热带气旋的尺度定义为 Best Track 资料中 34 节风圈半径.

Best Track 资料每 6 小时有一个记录, 除 2001 年以外, 热带气旋的强度和风圈半径的记录缺测较少, 适用于分析热带气旋生命史中强度和尺度的变化规律.

2001~2011 年, 西北太平洋的 Best Track 资料共计 302 个热带气旋, 合计 8595 次记录, 其中包含强度和尺度观测值的记录共有 3896 个.

2.2 集合平均的算法

对于地球上的某一点, 卫星每天观测的时间不是整点, 并不像 Best Track 资料那样每 6 小时一次记录. 因此, 需要通过类似插值的算法来把多颗卫星观测到的水汽统一为 6 小时一次的记录. 本文采取的算法如下: (1), 对每一个 Best Track 记录, 获取其前后 6 小时的气旋中心经纬度, 强度和尺度记录, 得到一个 12 小时的片段. (2), 搜索该 12 小时片段内的卫星水汽数据, 获取每个水汽观测的准确观测时间(精确到分钟), 根据这个观测时间从 6 小时的经纬度数据线性差分出观测时刻热带气旋的具体位置. 这里用到一个粗略的假设, 即热带气旋在 6 小时的片段中作匀速直线运动. 虽然这个假设显然是不成立的, 但是至少可以比每 6 小时一次的位置更为准确. (3), 对每一颗经过热带气旋上空的卫星, 在计算出的热带气旋中心位置截取一片 $30^\circ \times 30^\circ$ 的卫星水汽资料 (缺测 50% 以上的资料则忽略). 把所有探测到的水汽场加权平均, 权重由卫星观测的和 Best Track 记录的时间距离的倒数决定. 这样就得到了对应 Best Track 该时刻的水汽场.

通过这样的算法, 我们得到了西北太平洋 2001~2011 年总共 3010 个 6 小时的记录. 每个记录包括了该时刻的水汽柱总量, 降水率, 强度, 尺度, ± 6 小时的强度变化以及尺度变化. 在将记录按强度, 尺度或者其变化率大小分组之后, 对每组包含的记录进行平均, 就得到了该组的集合平均值.

2.3 数值模拟设计

2.3.1 个例选择

如图 6 所示, 台风 Talim (2005) (Atangan and Preble 2006) 的生命史中强度和尺度的变化在过去的 10 年中具有一定的代表性. 可以看到图中的黑色实线穿过的大多为发生频数较高的区间. 因此, 我们选择台风 Talim 作为个例进行模拟研究. 台风 Talim 的发展加强阶段可以分成两个时间段: 尺度增长期 (8 月 29 日 00UTC~8 月 30 日 06UTC) 和快速增强期 (8 月 30 日 06UTC ~ 8 月 31 日 12 UTC).

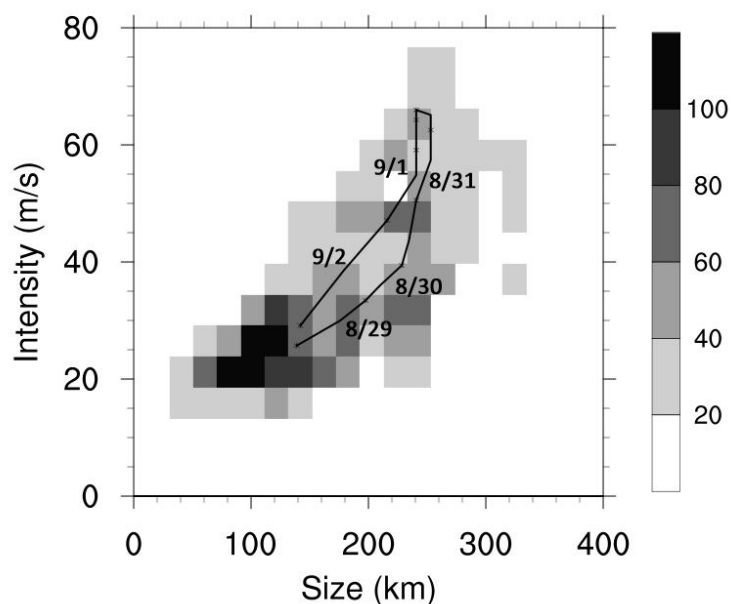


图 6 台风 Talim 的强度-尺度变化曲线, 阴影表示 2001~2011 年西北太平洋热带气旋的 Best Track 资料统计的强度和尺度发生频数

2.3.2 模式参数

我们选用 Weather Research and Forecast (WRF) 模式 (3.2.1 版) 进行热带气旋的模拟研究. 针对台风 Talim, 模式的分辨率设置为水平方向 4km 网格距, 垂直 26 个 σ 层. 时间步长为 12 秒. 4km 的水平分辨率可以显式地解析对流运动 (不需要使用对流参数化方案), 使得模拟的热带对流云团更为真实. 模式网格点数

为 400×600 , 覆盖了台风 Talim 发展加强阶段登陆前的洋面. 微物理参数化方案选用 WRF Single-Moment 6-class (WSM6) 方案(Hong and Lim 2006). 行星边界层参数化方案选用 Yonsei University (YSU) 方案(Hong et al. 2011). 陆面模式选用 Noah Land Surface Model (LSM) (Chen and Dudhia 2001). 长波和短波辐射分别由 Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) 方案(Mlawer et al. 1997)和 Dudhia 方案(Dudhia 1989)模拟.

模式的初始场和边界条件由 NCEP FNL 资料提供. 由于 NCEP 资料分辨率较低 ($1^\circ \times 1^\circ$), 在初始时刻不能有效地解析热带气旋的强涡旋环流, 所以我们在模拟的初始时刻加入了一个理想 Rankine 涡旋来改进初始场. Rankine 涡旋是轴对称的, 其位置, 强度和尺度根据对应时刻 JTWC 的 Best Track 资料给定. 然而, 理想涡旋引入后, 涡旋本身与模式初始场存在动力不平衡. 模式积分 24 小时之后, 涡旋才逐渐达到与环境场的平衡状态, 此时模拟的热带气旋较为接近真实大气中的状态. 因此, 我们只对积分 24 小时之后的结果进行分析. 为了对台风 Talim 的尺度增长期和快速增强期进行研究, 我们将 8 月 28 日 00UTC 作为初始时刻($t=0h$), 这样一来, 尺度增长期标注为 $t=24 \sim 54h$, 而快速增强期标注为 $t=54 \sim 84h$.

2.3.3 敏感性试验设计

为了测试不同阶段台风 Talim 涡旋结构对于环境水汽的敏感性, 我们在其尺度增长和快速增强的初始时刻 (分别是 $t=24$ 和 $t=54$) 对模式的水汽场 (QVAPOR, 水汽混合比) 进行人为修改. 修改的范围垂直方向从地面到 3.5km 高度, 水平方向是距离热带气旋中心 300 km 以外的区域 (台风 Talim 主要的降水雨带在 300km 半径以内). 对于每一个特定的时期, 我们进行了 3 组敏感性试验: Q- (Q+) 在整个环境减少 (增加) 了 2 g kg^{-1} 的水汽; QN-和 QN+只在相对台风 Talim 北部的区域作相应的修改, 而 QS-和 QS+只在相对台风 Talim 南部的区域修改水汽. 通过比较对照试验和 $Q_{\pm}$ 我们可以从轴对称的角度分析台风 Talim 对总体环境水汽量的敏感性. 而台风 Talim 对于南部和北部水汽的不同响应则通过 $QN_{\pm}$ 和 $QS_{\pm}$ 试验来分析. 在修改水汽区域的边缘, 即相对台风 Talim 中心 300km 半径处以及南北交界处, 我们通过线性插值的方法使得未修改区域和修改区域水汽值在边

界处平滑过渡, 避免水汽场存在空间跃变. 在模式区域的边界上, 水汽通量也相应做了修改, 以保证模拟的时候在边界上不会出现不连续.

2.4 诊断方法介绍

2.4.1 结构参数的定义

确定热带气旋中心位置的方法, 本文采用了区域平均的扰动气压最小值作为热带气旋的中心. 具体的算法是: 对于热带气旋环流区域每一点, 计算其周围 40km 半径内所有扰动气压的平均值, 这一平均值如果最小的话, 则该点为热带气旋中心. 由于本文模式分辨率较高(水平方向 4km), 可以解析出一些小尺度的波动, 所以模拟的扰动气压的最小值往往出现在偏离热带气旋中心的位置. 而用区域平均的方法则可以纠正这一偏差.

为了分析模式模拟的热带气旋结构演变的特点, 首先需要定义结构参数. 本文采用了 Holland and Merrill (1984)对强度, 内核环流强度和尺度的定义. 由于垂直方向上, 热带气旋的最大风速一般出现在 1km 高度 (边界层顶) 处, 我们用 1km 高度的切向平均风速作为计算结构参数的特征风场. 台风 Talim 尺度增长初期, 其眼墙和内核螺旋雨带在 100km 半径以内, 而外围产生的对流活动在 200~400km 半径上形成外围螺旋雨带, 并且逐渐收缩到较小的半径上. 我们将台风 Talim 的风场划分为内核 (0~100km) 和外核 (200~400km), 而 100~200km 范围为两者之间的过渡带. 内核 (外核) 的强度定义为风场在内核 (外核) 区域的极大值, 内核 (外核) 环流强度定义为风场角动量的平均, 而尺度定义为风速达到 17 m s^{-1} 的风圈半径.

在研究外围螺旋雨带中风速的第二个极大值的生成及其逐渐取代眼墙中原始风速极大值的过程 (眼墙替换过程) 时, 一般采取的方法是记录下整个热带气旋风速极大值出现的半径, 当发生替换过程是, 半径会出现一个跃变. 本文没有采取这样的方法, 而是分别针对内核和外核计算强度和尺度. 这样做的好处是, 可以清楚地看到内核和外核各自随着时间的变化. 当发生眼墙替换时, 外核的强度会超越内核强度. 将热带气旋划分为内核外核, 可以有助于单独分析其强度,

尺度变化的原因, 以及内核与外核相互之间的关系.

2.4.2 平衡涡旋模型

平衡涡旋模型 (Balanced Vortex Model) 是热带气旋切向平均环流($\bar{v}_t$)和次级环流($\bar{v}_r, \bar{w}$)的近似模型. 有研究指出, 平衡涡旋模型可以很好地捕捉到热带气旋生命史中切向平均环流对外界强迫的响应 (Fudefyasu and Wang 2011). 在半径(r)-虚高(pseudo height, Z)坐标下, 当满足旋转风平衡, 无粘流体近似, f -平面近似和 Boussinesq 近似时, 热带气旋次级环流的 Sawyer-Eliassen (SE)方程如下所示:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{A}{r} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial r} + \frac{B}{r} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial Z} \right) + \frac{\partial}{\partial Z} \left(\frac{C}{r} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial Z} + \frac{B}{r} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial r} \right) = -\frac{\partial(\bar{\xi}\bar{F})}{\partial Z} + \frac{\partial \bar{Q}}{\partial r}$$

其中, $\bar{\psi}$ 是切向平均的次级环流流函数, $\bar{v}_r = -(1/r)(\partial \bar{\psi} / \partial Z)$ 以及 $\bar{w} = (1/r)(\partial \bar{\psi} / \partial r)$ 分别是热带气旋切向平均的径向和垂直风速.

$A = \bar{N}^2 = (g/\theta_0)(\partial \bar{\theta} / \partial Z)$ 是静力稳定度; $B = -\bar{\xi}(\partial \bar{v}_t / \partial Z)$ 是斜压性参数;

$C = \bar{\xi}\bar{\eta}$ 是惯性稳定度, 其中 $\bar{\xi} = f_0 + 2\bar{v}_t/r$ 是涡旋的惯性参数, 而 $\bar{\eta} = f_0 + \bar{\zeta}$

是绝对涡度的垂直分量. 方程右边的两个强迫项决定了 $\bar{\psi}$ 的解, 其中

$\bar{Q} = (g/\theta_0) \left(-\overline{v_r'(\partial \theta / \partial r)'} - \overline{w'(\partial \theta / \partial Z)'} + \bar{\theta} \right)$ 为加热强迫项,

$\bar{F} = -\overline{v_r' \zeta'} - \overline{w'(\partial \theta / \partial Z)'} + \bar{F}_{sg}$ 为湍流摩擦强迫项.

SE 方程是椭圆形偏微分方程, 其有解的判定条件为 $A \times C - B^2 > 0$, 即当涡旋的惯性稳定度和静力稳定度大于斜压性时, 可以通过涡旋中的加热和摩擦力解出对应的次级环流. 图 7 显示了加热和摩擦力强迫下的次级环流形态, 在热带气旋眼壁附近, 由于惯性稳定度较大, 内螺旋雨带中的潜热释放一般造成较大的垂直运动, 如图 7b 的情形.

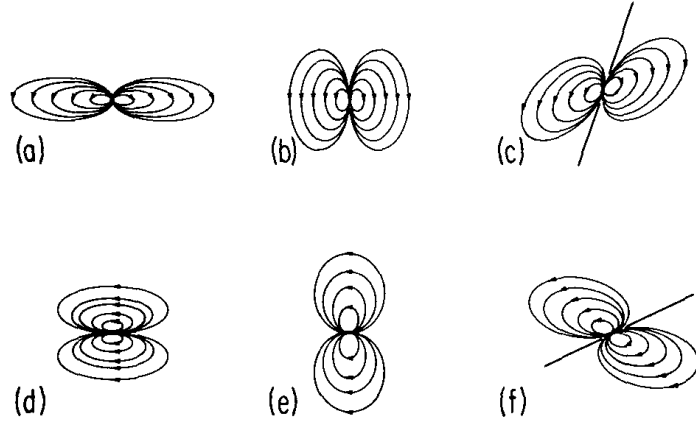


图7 切向平均次级环流流函数对不同强迫项的响应: (a)~(c)为对加热项的响应: (a) 惯性稳定度较小, (b) 惯性稳定度较大, (c) 存在斜压性; (d)~(f)为对摩擦项的响应: (d) 静力稳定度较小, (e) 静力稳定度较大, (f) 存在斜压性. (引自 Shapiro and Willoughby 1982).

2.4.3 切向风收支方程

通过平衡涡旋模型, 可以诊断出加热场引起的次级环流变化, 然而这些变化是如何影响热带气旋切向风速(主环流)的呢? 我们可以通过热带气旋的切向风速收支方程来判断切向风速随时间的变化:

$$\frac{\partial \bar{v}_t}{\partial t} = -\bar{v}_r \bar{\eta} - \overline{v_r' \eta'} - \bar{w} \frac{\partial \bar{v}_t}{\partial z} - \overline{w' \frac{\partial v_t'}{\partial z}} + \bar{F}_{sg}$$

其中, v_t 是切向风速(主环流), v_r 和 w 分别是径向风速和垂直速度(次级环流). η 是绝对涡度的垂直分量. $\bar{(\)}$ 表示切向平均项, $(\)'$ 表示切向扰动项.

方程右边的五项对平均切向风速的变化率有不同的贡献, 它们分别代表了以下作用: (1) 平均径向风对平均角动量的平流(mean radial advection), (2) 扰动径向风对扰动角动量的平流(eddy radial advection), (3) 平均垂直速度对平均角动量的平流(mean vertical advection), (4) 扰动垂直速度对扰动角动量的平流以(eddy vertical advection)及(5) 次网格尺度的湍流混合以及地表摩擦力.

对模拟的热带气旋进行切向风收支分析时, 我们用模拟的风场计算方程左边的平均切向风速变化率以及方程右边的(1)~(4)项. 然后通过平衡方程两边来求出第(5)项.

2.4.4 后向轨迹计算

使用美国大气科学大学联盟的中小尺度气象组(UCAR/MMM)开发的 Read/Interpolate/Plot (RIP) 软件 (Stoelinga 2006), 可以对模拟的热带气旋进行轨迹分析. 后向轨迹可以用来诊断某一区域空气块的来向, 即空气块在到达这一区域前所经过的路径. 对于模拟的热带气旋, 我们在半径 80km 处均匀放置 24 个空气块并且进行后向轨迹计算, 从而分析在初始时刻模式区域中哪些位置的空气最终影响了热带气旋内核. 这些信息对于分析在非对称环境气流下的热带气旋结构非常重要.

第3章 西北太平洋热带气旋结构变化的统计特征

3.1 强度和尺度的分布规律

根据第 2.2 节中描述的记录统计的热带气旋在强度-尺度相空间的频数分布如图 8 所示. 强度平均值为 41.6 m s^{-1} , 尺度的平均值为 215.8 km . 按照尺度“大”/“小”和强度“强”/“弱”将记录分为 4 类, 表 1 显示了各类的记录个数. 记录最多的是“大而强”的热带气旋, 其次是“小而弱”的热带气旋, “大而弱”和“小而强”的热带气旋记录个数较少.

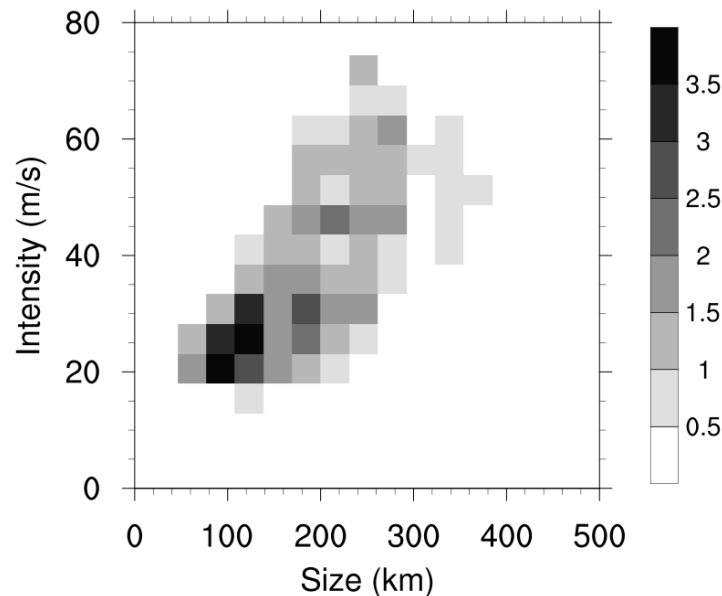


图 8 西北太平洋 2001~2011 年热带气旋在强度-尺度相空间上的频数(%)分布.

	尺度较小 Size < 200 km	尺度较大 Size > 200 km
强度较强 $V_{\max} > 40 \text{ m s}^{-1}$	288	1177
强度较弱 $V_{\max} < 40 \text{ m s}^{-1}$	1090	455

表 1 根据尺度较大/较小以及强度较强/较弱将热带气旋分为 4 类, 每一类的记录个数.

3.2 强度和尺度变率的分布规律

根据记录中尺度和强度的变率, 可以进一步将其分为尺度“增大”/“缩小”和强度“增强”/“减弱”的个例. 我们定义尺度增大(缩小)的标准为 12 小时尺度的变化大于 20 km (小于 -20 km), 强度增强(减弱)的标准为 12 小时强度的变化大于 3 m s^{-1} (小于 -3 m s^{-1}). 根据这样的标准, 将记录分为 9 类, 表 2 显示了每一类的记录个数.

	尺度缩小 $\Delta\text{Size}<-20$	尺度不变 $-20<\Delta\text{Size}<20$	尺度增大 $\Delta\text{Size}>20$
强度增强 $\Delta V_{\text{max}}>3$	56	525	518
强度不变 $-3<\Delta V_{\text{max}}<3$	174	852	330
强度减弱 $\Delta V_{\text{max}}<-3$	133	330	92

表 2 根据尺度变率(增大, 不变和缩小)以及强度变率(增强, 不变和减弱) 将热带气旋分为 9 类, 每一类的记录个数. ΔV_{max} 的单位是 $\text{m s}^{-1}/(12\text{h})$. ΔSize 的单位是 $\text{km}/(12\text{h})$.

图 9 显示了尺度和强度变率的地理分布. 热带气旋在 10°N~20°N 纬度的洋面呈现出强度增强的趋势, 记录平均的强度变率远大于 0 的点主要分布在低纬度远离陆地的海域. 而在靠近陆地的海域, 还有纬度较高(大于 24°N)的海域, 记录平均的强度变率小于 0, 表示热带气旋在这些区域普遍具有强度减弱的趋势. 对于尺度变率, 同样在靠近陆地和高纬度区域记录平均的尺度变率小于 0, 然而平均尺度变率大于 0 的区域相比与平均强度变率大于 0 的区域向北延伸更多. 这表明热带气旋在高纬度海域虽然强度有减弱的趋势, 但是尺度仍然有很大的可能会增大.

尺度变率和强度变率在强度-尺度相空间上的分布如图 10 所示. 强度变率在尺度小于~250 km 的区间大于 0, 而在尺度大于~250 km 的区间小于 0, 这说明“小”的热带气旋比“大”的热带气旋更有强度增强的可能. 而热带气旋的强度

“强”或“弱”与它是否会增强或者减弱没有很大的关系. 对于尺度变率, 在相空间上并没有很明显的0线. 说明尺度增大或者减小与热带气旋当下的强度和尺度关系不大, 只有“小而弱”的热带气旋体现出了尺度增大的趋势(记录平均的尺度变率大于0).

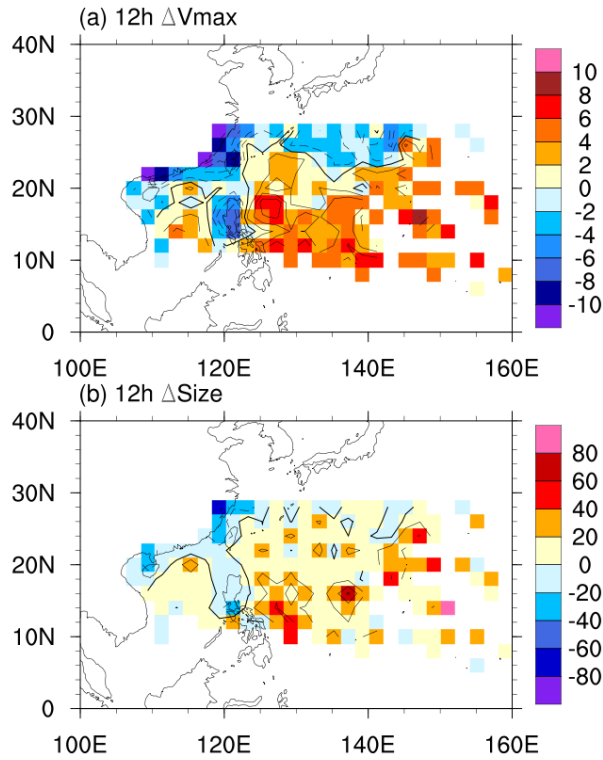


图9 西北太平洋 2001~2011 年热带气旋强度变率($12h \Delta V_{max}$)和尺度变率($12h \Delta Size$)的地理分布. 对于某一经纬网格点, 颜色表示所有发生在该点的强度/尺度变率的平均值. 粗线为 0 线.

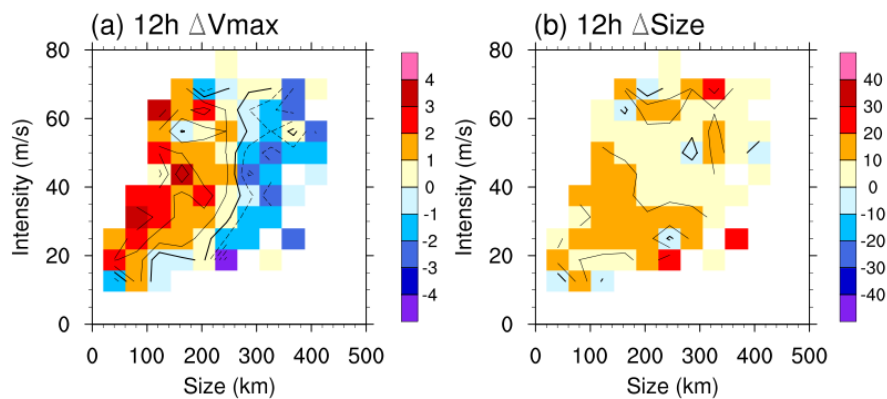


图10 西北太平洋 2001~2011 年热带气旋强度变率($12h \Delta V_{max}$)和尺度变率($12h \Delta Size$)在强度-尺度相空间的分布. 对于相空间某一点, 颜色表示所有发生在该点的强度/尺度变率的平均值. 粗线为 0 线.

3.3 水汽和降水场的特征

所有记录(3010 个)平均的水汽柱总量和降水率的水平分布如图 11 所示. 总体上水汽南多北少, 在西北象限, 相对干燥的空气气旋式卷入热带气旋环流中 (dry air intrusion), 台风中心是水汽的高值区. 在东南和西南象限, 可以看到进入台风内部的水汽输送通道. 这些特点与 Hendricks et al. (2010)得到的统计结果是一致的. 对于热带气旋的降水, 从平均值来看分布非常轴对称. 最大值出现在眼壁.

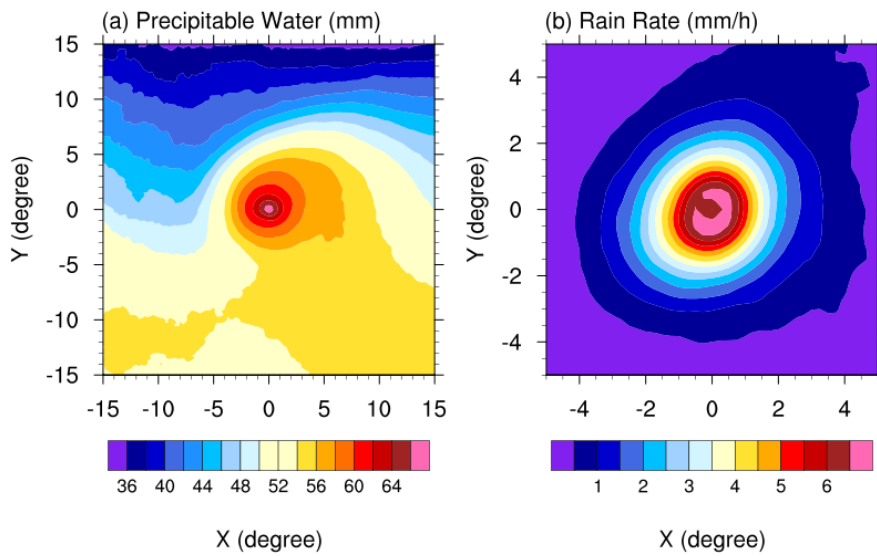


图 11 西北太平洋 2001~2011 年热带气旋的平均水汽柱总量(Precipitable Water, 单位 mm)和降水率(Rain Rate, 单位 mm h^{-1}), X 轴为距热带气旋中心的经度, Y 轴为距热带气旋中心的纬度.

利用前两节定义的分类方法, 我们将热带气旋的记录按尺度和强度以及其变率进行了分类, 并对每类的记录的水汽柱总量和降水率场进行了集合平均. 将得到的平均场与所有记录的平均进行比较, 利用 Student's t test 平均值差异显著性检验判断差别有意义的区域.

根据尺度和强度分出的“小而弱”, “小而强”, “大而弱”和“大而强”的热带气旋的水汽场和降水场如图 12 和图 13 所示. 沿着 5° 半径(大约 500km)将区域划分为热带气旋环流内部与外部. 对于“小而弱”的热带气旋(图 12 small_weak), 气旋环流内的水汽比平均值少, 而从西北象限卷入气旋环流的干空气区域的水汽则比平均值多. “大而强”的热带气旋(图 12 large_strong)则相反, 气旋环流内的水汽

较多而外围水汽较少. 可见热带气旋由弱变强的过程中, 其环境水汽被大幅度集中到气旋环流内部. 同样是较强的热带气旋, “小而强”的热带气旋水汽分布与“小而弱”的热带气旋相近, 只是其气旋环流内水汽更少; 而“大而弱”的热带气旋与“大而强”的热带气旋水汽分布较为接近. 这说明环境水汽场的特点与热带气旋的尺度关系更大, 大的热带气旋总体上气旋内部的水汽比平均值多而环境水汽较少; 而小的热带气旋内部水汽比平均值少, 其环境水汽比平均值多.

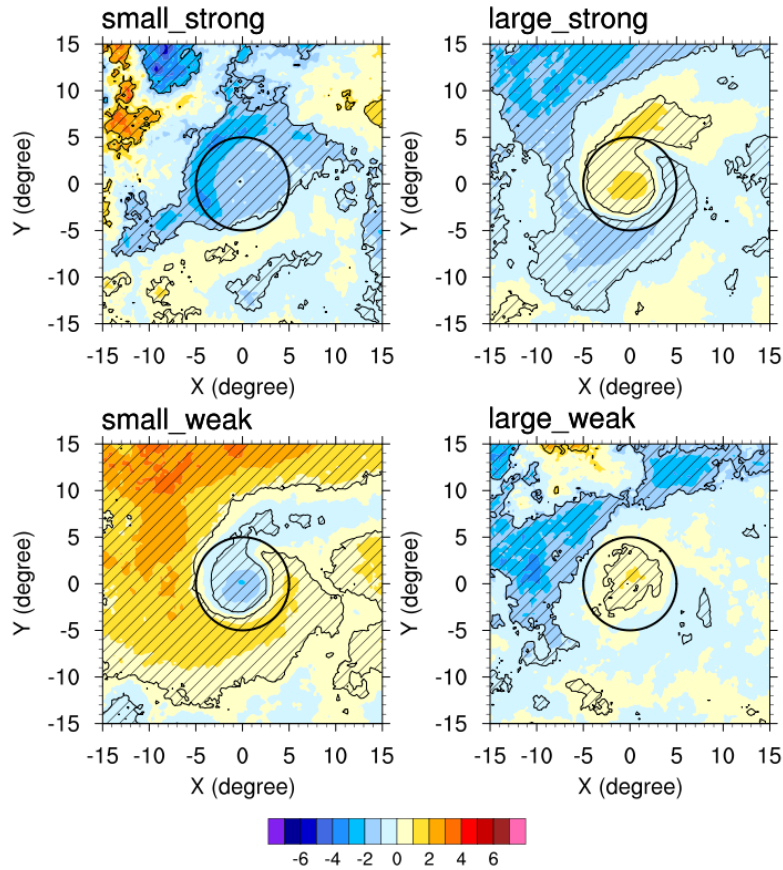


图 12 尺度大(large)或小(small)以及强度强(strong)或弱(weak)的热带气旋水汽柱总量(mm)集合平均的距平(集合平均与图 11 中的平均值之差). 斜线区域为通过平均值差异显著性检验(Student's t-test, $p < 0.05$)的区域. X 和 Y 轴分别为距离热带气旋中心的经度和纬度.

对于降水率, 沿着 1° 半径(大约 100km)将区域划分为热带气旋内核与外围. “强”的热带气旋内核的降水率比平均值大, “弱”的热带气旋内核的降水率比平均值小. “小”的热带气旋外围的降水率比平均值小, 而“大”的热带气旋外围的降水率比平均值大. 这说明热带气旋内核降水率的多少与其强度有关, 而外围降水率的多少(降水在水平方向延伸的范围)则与尺度关系较大.

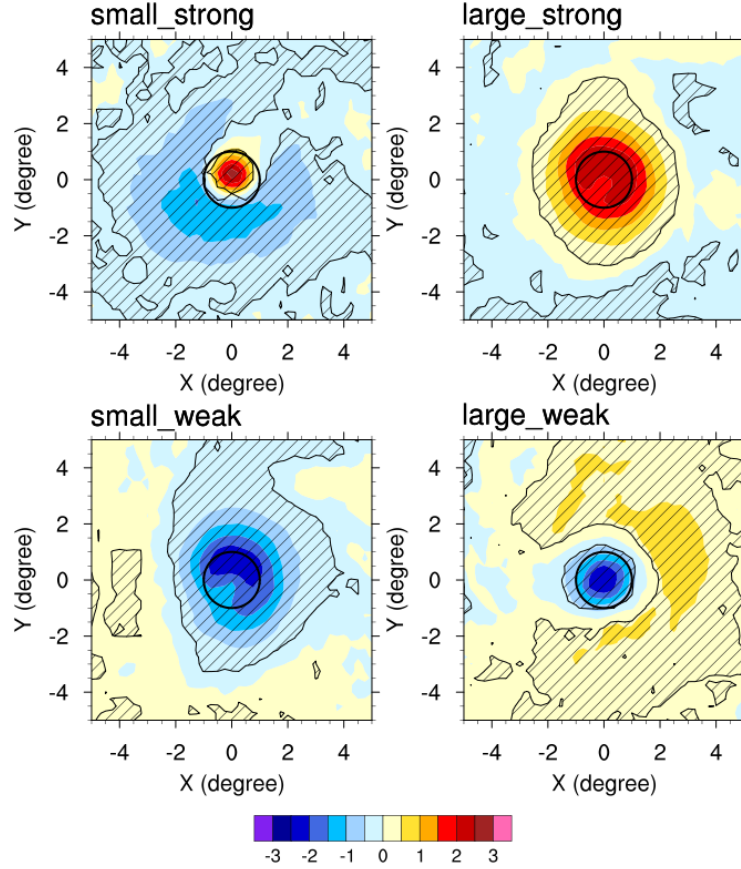


图 13 尺度大(large)或小(small)以及强度强(strong)或弱(weak)的热带气旋降水率(mm h^{-1})集合平均的距平(集合平均与图 11 中的平均值之差). 斜线区域为通过平均值差异显著性检验(Student's t-test, $p < 0.05$)的区域. X 和 Y 轴分别为距离热带气旋中心的经度和纬度.

根据尺度和强度的变率分出的“缩小减弱”，“缩小增强”，“增大减弱”和“增大增强”的热带气旋的水汽场和降水场如图 14 和图 15 所示。“缩小减弱”的热带气旋整体上水汽比平均值要少，尤其是在西北象限，卷入气旋内部的干空气比平均值更加干燥。而“增大增强”的热带气旋整体上水汽要比平均值多，最大的差异也是在西北象限的干空气区域。比起“增大增强”的热带气旋，“缩小增强”的热带气旋水汽增加主要集中在东南象限水汽输送区域，其西北象限仍有比较明显的干空气侵入。对于“增大减弱”的热带气旋，气旋环流东北侧有一个水汽增加的区域，而“缩小减弱”的热带气旋中看不到这样的水汽增加区域，可见外围雨带的水汽多少和热带气旋尺度的大小是有关系的。总体上，环境水汽越多，热带气旋越有增强和增大的趋势。

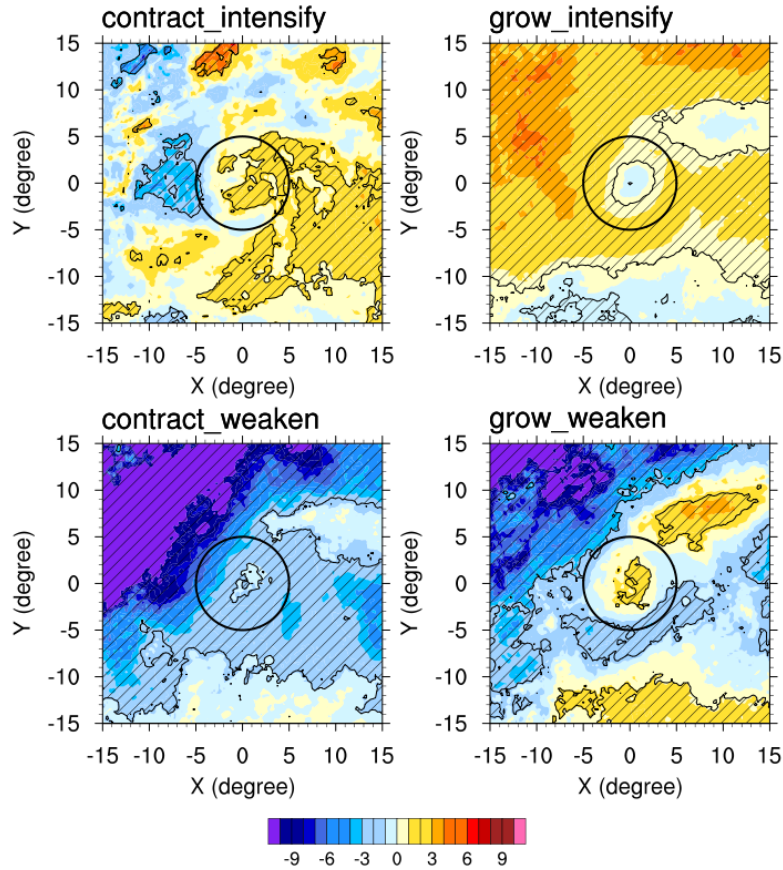


图 14 尺度增大(grow)或缩小(contract)以及强度增强(intensify)或减弱(weaken)的热带气旋水汽柱总量(mm)集合平均的距平(集合平均与图 11 中的平均值之差). 斜线区域为通过平均值差异显著性检验(Student's t-test, $p < 0.05$)的区域. X 和 Y 轴分别为距离热带气旋中心的经度和纬度.

“缩小减弱”的热带气旋，由于其西北象限有更干的空气卷入，降水率在干空气下游(气旋南侧)出现了小于平均值的区域，降水场呈现南北不对称的分布。而“增大增强”的热带气旋则出现了相反的分布，不过不对称性远小于“缩小减弱”的热带气旋。考虑到平均的水汽分布是南多北少的分布，因此“缩小减弱”的热带气旋水汽西北部出现低于平均值的区域，实际上可以理解为环境水汽场不对称性加强了。而这一不对称性也造成了其降水场的南北不对称，降水较大的区域(雨带)集中在气旋北侧。对于“增大增强”的热带气旋，其干空气区域水汽比平均值多，可以理解为水汽场分布较为均匀，对应的降水分布也比较对称。“缩小增强”的热带气旋，其内核降水比平均值大，但是局限在非常小的区域，而“增大减弱”的热带气旋类似“缩小减弱”的热带气旋，只是由于存在东北象限的雨带有

丰富水汽和干空气一起卷入气旋内部，所以气旋南侧没有出现降水率低于平均值的区域，但是南部的降水仍然小于北部(干空气的作用).

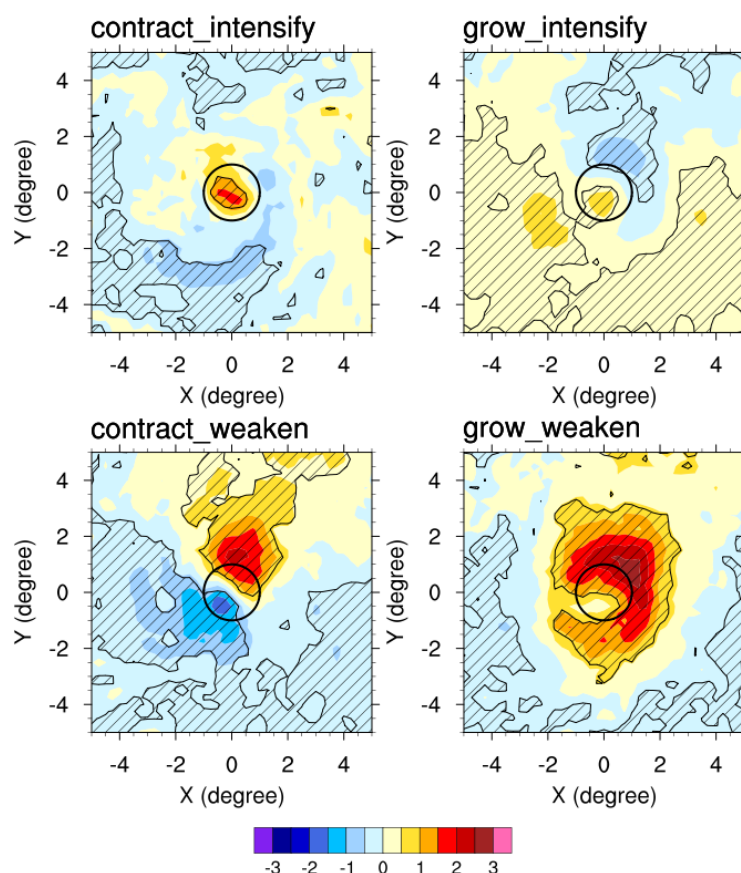


图 15 尺度增大(grow)或缩小(contract)以及强度增强(intensify)或减弱(weaken)的热带气旋降水率(mm h^{-1})集合平均的距平(集合平均与图 11 中的平均值之差). 斜线区域为通过平均值差异显著性检验(Student's t-test, $p < 0.05$)的区域. X 和 Y 轴分别为距离热带气旋中心的经度和纬度.

总之，当西北象限有比较干的空气卷入热带气旋时，其强度有减弱的趋势，气旋的降水会集中在北侧；而当南北水汽分布较为对称，水汽充沛时，热带气旋有增强和增大的趋势，气旋内核的降水场比较对称.

第4章 数值模拟及敏感性试验

4.1 对照试验的模拟结果

4.1.1 结构参数的变化

对照试验(CTRL)的强度和尺度变化曲线如图 16 所示, 在 $t=24\sim 54\text{h}$ 的时间段, 气旋的强度维持在 40 m s^{-1} 左右, 而尺度从 400 km 增长到接近 600 km , 而在 $t=54\sim 84\text{h}$ 的时间段, 气旋的强度开始快速增强, 从 40 m s^{-1} 增强到接近 70 m s^{-1} , 其尺度在这段时间前期维持不变, 后期慢慢减小. 我们将 $t=24\sim 54\text{h}$ 时段称作“尺度增长期”(size-growth period), 将 $t=54\sim 84\text{h}$ 时段称作“快速增强期”(rapid-intensification period). 从图 17 看出, 尺度增长期热带气旋的内核强度总体上大于外核强度, 直到接近 $t=54\text{h}$ 时, 外核强度与内核强度相等. 在快速增强期, 内核的强度和环流强度快速增强, 而尺度开始减小, 这与图 3(a)中提到的 Spin-up 过程类似.

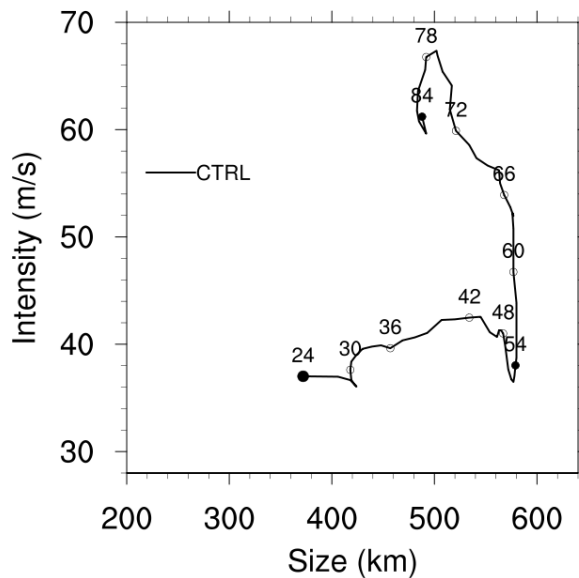


图 16 对照试验模拟的热带气旋强度和尺度变化曲线, 数字表示模拟时间(h). 模拟的热带气旋经历了尺度增长过程($t=24\sim 54\text{h}$) 和快速增强过程($t=54\sim 84\text{h}$).

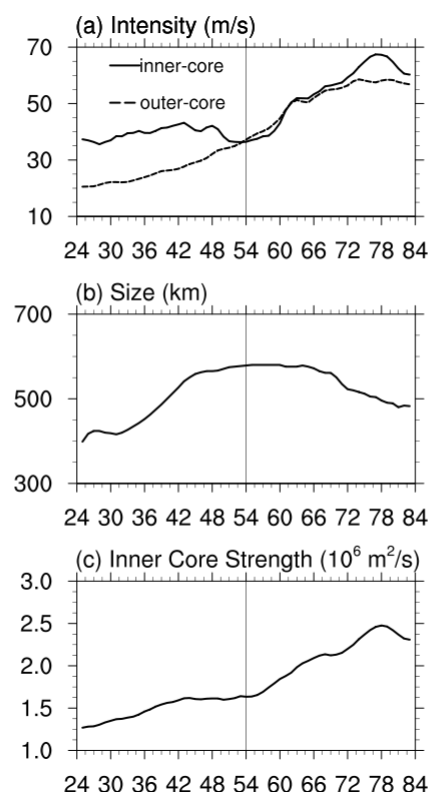


图 17 对照试验结构参数的时间序列.(a)内核与外核的强度,(b)尺度以及(c)内核环流强度.

4.1.2 水平结构

模拟的台风 Talim 风场结构呈现不对称性, 模拟的环境气流存在一定的向西的垂直切变. 图 18 显示地面风在西北象限有比较大的辐合, 一支来自西北较干区域的气流与一支来自东北的暖湿气流汇合并一起卷入气旋内核. 这两支气流形成的辐合带有利于对流的产生和发展, 而模拟的外围螺旋雨带的确也位于这条辐合带上(图 19). 这样的风场结构和 Heymsfield et al. (2006) 观测到的热带风暴 Chantal 的风场结构非常类似. 在环境气流和水平风垂直切变的作用下, 热带气旋的对流雨带集中在切变下游左侧的区域, 这一点与 Corbosiero and Molinari (2002) 统计的热带气旋对流与水平风的垂直切变关系也是一致的. 因此, 对照试验中模拟的热带气旋的不对称性具有一定的普遍意义.

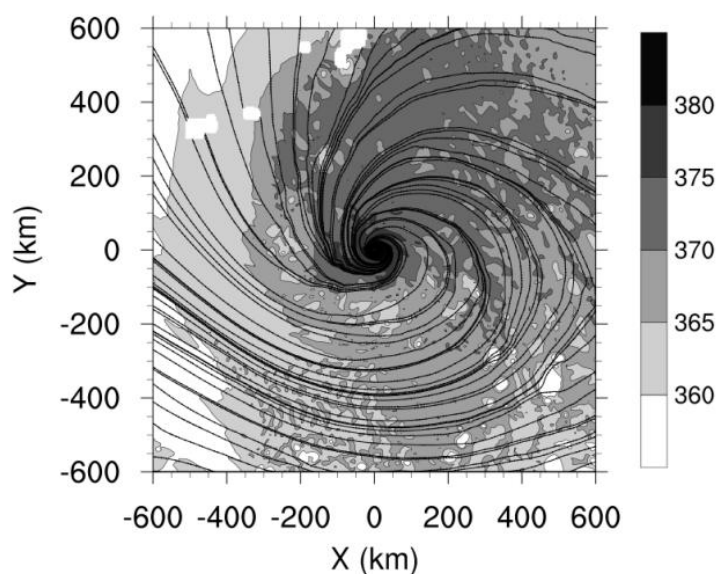


图 18 对照试验 $t=54h$ 时的地表风场(流线)和相当位温(K). X 和 Y 轴是距热带气旋中心的距离(km).

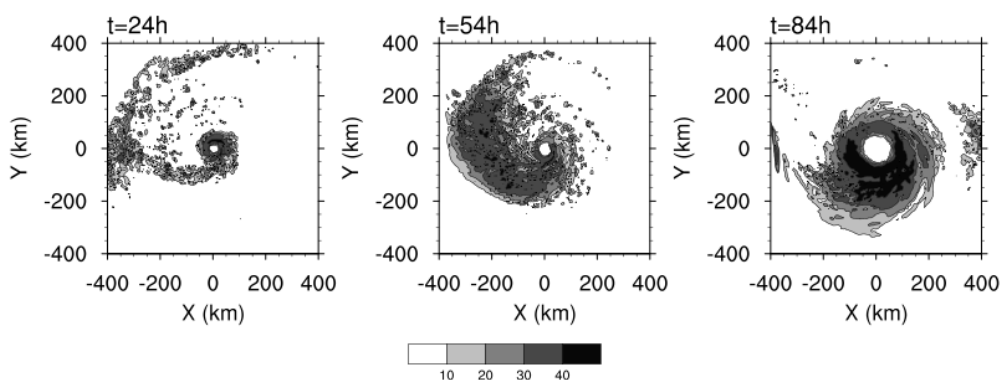


图 19 对照试验中, 热带气旋 $t=24, 54$ 和 $84h$ 时的 $1km$ 高度雷达回波(dBZ)水平分布.

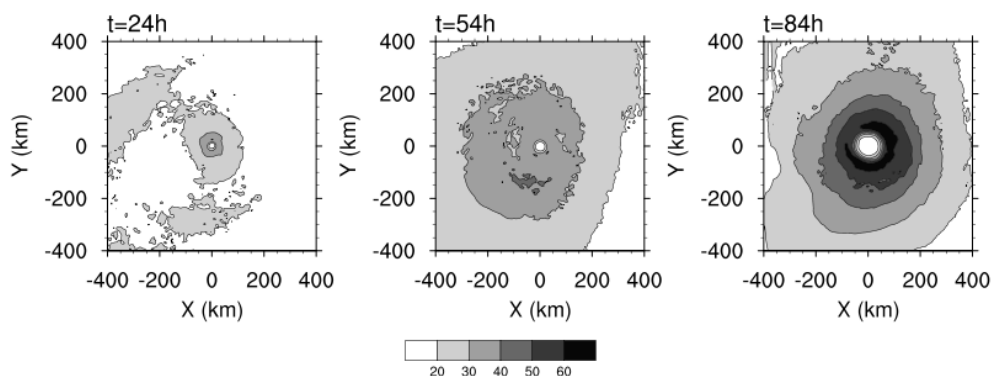


图 20 对照试验中, 热带气旋 $t=24, 54$ 和 $84h$ 时的 $1km$ 高度切向风速($m s^{-1}$)的水平分布.

从图 20 可看出, 在尺度增长期, 模拟的热带气旋风场范围扩大, 而内核的风

速没有增加, 最大风速出现在外围南侧. 而在快速增强期, 内核的风速增大, 气旋整体的尺度没有太多变化. 风速的极大值出现在雷达回波极大值偏下游一些的位置(见图 19 和图 20).

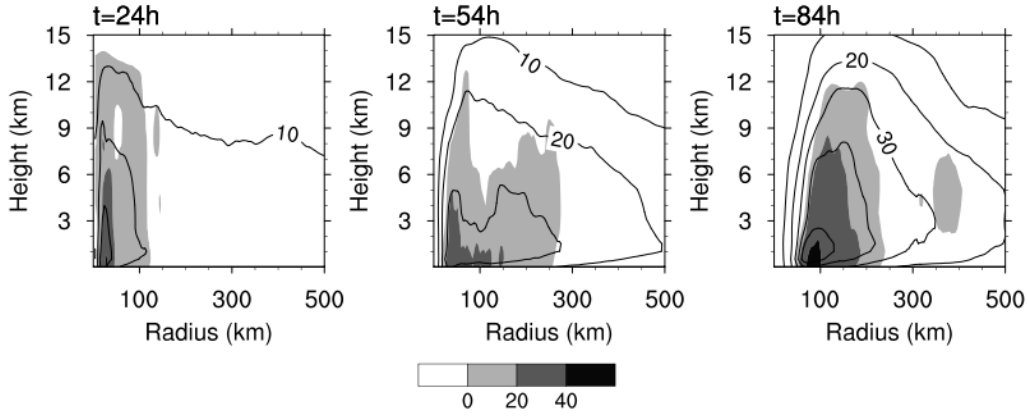


图 21 对照试验中, 热带气旋在 $t=24, 54$ 和 84h 时切向平均的雷达回波(阴影, 单位 dBZ)和切向风速(等值线, 单位 m s^{-1})的垂直剖面.

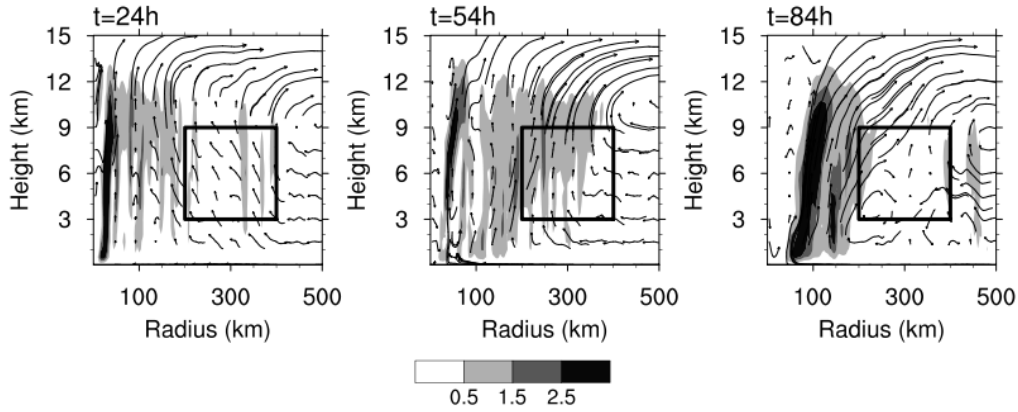


图 22 对照试验中, 热带气旋在 $t=24, 54$ 和 84h 时切向平均的非绝热加热场(阴影, 单位 10^{-3} K s^{-1})和次级环流(箭头, 水平方向 v_r 和垂直方向 w)的垂直剖面. 粗线划出的区域为中层外核.

4.1.3 主环流和次级环流结构

对照试验模拟的切向平均主环流和次级环流如图 21 和图 22 所示. 主环流即热带气旋的切向风, 次级环流由径向风与垂直运动组成. 尺度增长阶段, 模拟的雷达回波向外围延伸至外核区域(图 22 中的粗线框). 大于 20 m s^{-1} 的切向风水平范围也向外核延伸. 在 $t=54\text{h}$, 外核有较多水汽潜热释放, 而外核区域次级环流

以垂直上升运动为主. Pendergrass and Willoughby (2009) 指出眼墙中潜热释放引起上升运动, 低层径向入流和高层出流, 这一结果可以用来解释模拟的加热场与次级环流之间的关系. 在快速增强阶段, 热带气旋内核的雷达回波和切向风速增强, 内核的上升运动和潜热释放增加, 而外核区域潜热释放减少. 热带气旋的尺度开始减小.

4.2 环境气流对水汽扰动的敏感性

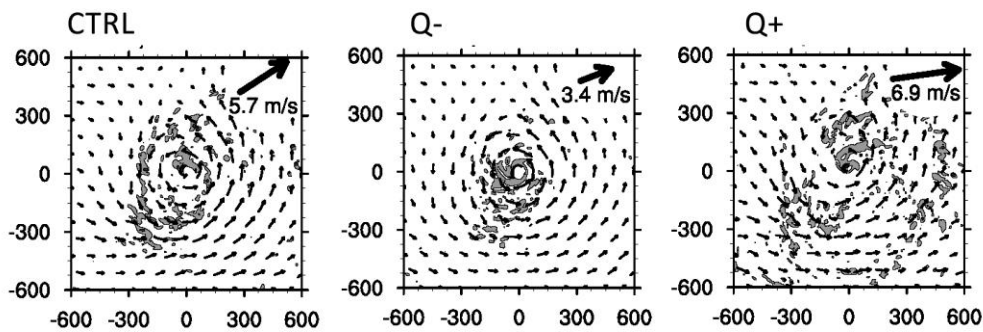


图 23 对照试验, Q-和 Q+模拟的热带气旋环境气流分布, 矢量箭头显示 $t=36\text{h}$ 时, 高度 9km 处水平风速, 阴影显示雷达回波(20~40 dBZ). 右上角的粗矢量表示 200km~600km 半径范围的平均风.

在定量分析雨带中水汽潜热释放对热带气旋结构的影响之前, 首先需要考察在环境水汽场存在扰动时, 热带气旋的环境气流是否也受到影响. 由于环境气流以及其垂直切变是热带气旋结构发生不对称的一大原因(Wang and Holland 1996; Frank and Ritchie 2001), 水汽扰动如果造成了环境气流的改变, 从而使得热带气旋结构发生变化, 则体现为水汽扰动间接地影响了热带气旋结构. 图 23 显示的是对照试验, Q-和 Q+模拟的热带气旋高层的环境气流. 第 4.1.2 节提到对照试验模拟的热带气旋存在明显的不对称性, 其平均环境气流速度是 5.7 m s^{-1} . 相比之下, Q-模拟的平均环境气流要小一些, 为 3.4 m s^{-1} , 而 Q+模拟的平均环境气流要大一些, 为 6.9 m s^{-1} . 从风场和雷达回波的分布来看, Q-模拟的热带气旋要更加对称一些, 而 Q+模拟的热带气旋南侧有较多对流, Q+中, 对流较多的南侧区域高层风速较大, 南北风速的差异使得平均风速较大. Moon and Nolan (2010)

利用数值模拟,发现雨带中的非绝热加热会使雨带外侧的风速增大,这可以解释为什么 Q+模拟的南侧风速较大.

由此可见,水汽较多时,模拟的热带气旋不对称性加强,因为雨带主要集中在南侧.而当水汽较少,模拟的热带气旋更加对称.

4.3 尺度增长期水汽扰动对热带气旋的影响

4.3.1 热带气旋结构对水汽扰动的敏感性

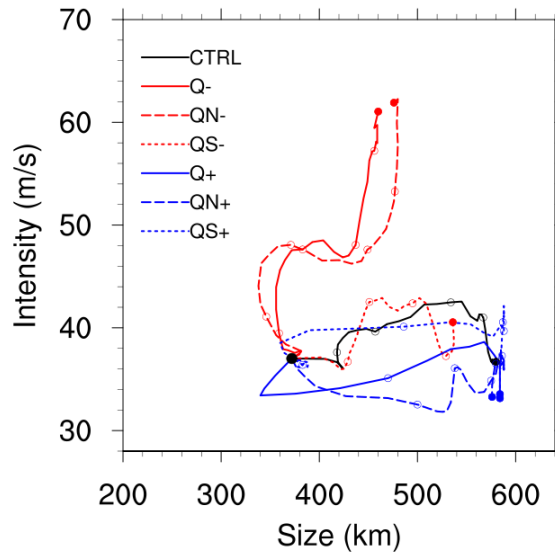


图 24 $t=24\sim 54h$ (尺度增长期)修改水汽场的各试验模拟的热带气旋强度和尺度变化曲线.

为了分析水汽扰动在尺度增长阶段对热带气旋结构的影响,我们对 $t=24h$ 时刻模式的水汽场进行了不同的修改($Q_{\pm}$, $QN_{\pm}$ 和 $QS_{\pm}$, 其含义参见第 2.3.3 节),并继续模拟.所模拟的热带气旋强度-尺度相空间曲线如图 24 所示.可以看到 Q-和 QN-模拟的热带气旋经历了“增强,变大,再增强”的过程,其尺度增加的幅度只有对照试验的一半,而强度却增强到了 60 m s^{-1} .相比之下 Q+和 QN+在尺度增长的过程中,强度相比对照试验要更弱.而 QS-和 QS+则与对照试验的结构变化没有太大差别.从图 25 也可看出,在尺度增长后期, Q-和 QN-模拟的热带气旋风场明显比对照试验更为紧凑,其内核的风速更大而风场的水平范围较小.而 Q+与 QN+模拟的风场风速最大值出现在外围,在靠近内核的南侧与较远离内核的北

侧雨带中.

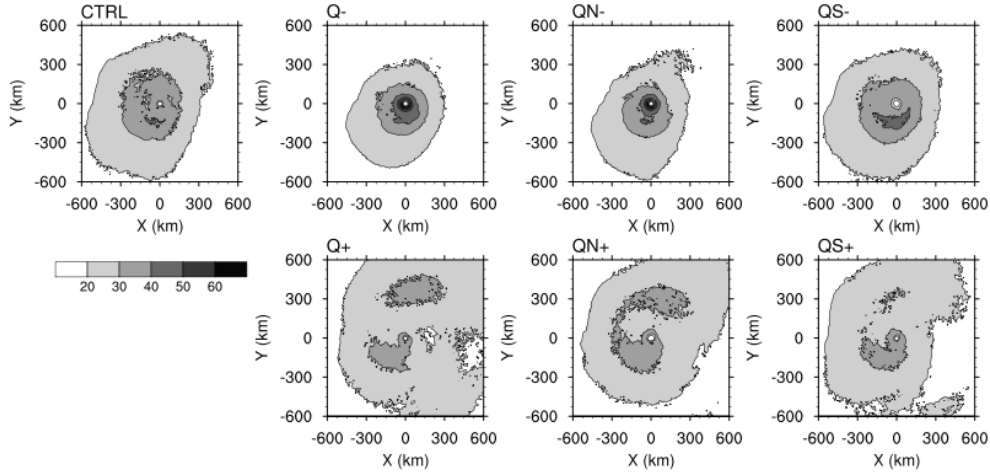


图 25 各个试验模拟的切向风速($z=1\text{km}$, $t=48\sim 54\text{h}$ 平均, 单位 m s^{-1})的水平分布图.

这些结果说明在尺度增长阶段, 水汽减少会加快热带气旋从尺度增长转变为内核快速增强的进程, 热带气旋的风场会收缩, 然后其内核强度快速增强. 而当水汽较多时, 热带气旋外围雨带中的对流得到增强, 其尺度增大, 而从实验结果中我们发现, 外围雨带的增强是不利于内核强度的增强的. 从轴对称的角度看, 我们的结果与以前的一些理想模拟实验(Wang 2009; Hill and Lackmann 2009) 结果是一致的.

我们从 QN- 与 QS- 模拟的热带气旋不同的结构变化可以进一步得出热带气旋对于水汽分布的敏感性. 对于风场与雨带结构存在不对称性的热带气旋, 其结构变化不仅受到水汽总量的影响, 同时也与水汽来自什么方向有关. 我们发现 QN- 模拟的热带气旋结构变化与 Q- 近似, 而 QS- 则比较接近对照试验. 也就是说, 减少热带气旋北部的水汽可以获得与减少整个水汽场类似的结果, 而减少南部的水汽并不能对模拟造成太大的改变. 这意味着我们模拟的热带气旋对于来自北部的水汽比较敏感.

为了说明造成这一现象的原因, 我们计算了对照试验模拟的热带气旋内核气块的后向轨迹(图 26). 可以看到, 进入内核的气流大多数来自西北象限, 只有很少的几条轨迹是从南部卷入气旋内核的. 而且以 600 km 半径来看, 从北部进入内核的气流大约只经历了 10 小时, 而从南部来的气流要经过至少 30 小时才进入内核. 所以, 即使南部的水汽较少, 在气块卷入热带气旋之前, 有充足的时间

从洋面获取水汽. 这解释了为什么模拟的热带气旋呈现出对来自北部水汽的敏感性. 由于我们模拟的热带气旋外围雨带主要集中在西侧(图 19), 北部的水汽可以看作是来自雨带上游.

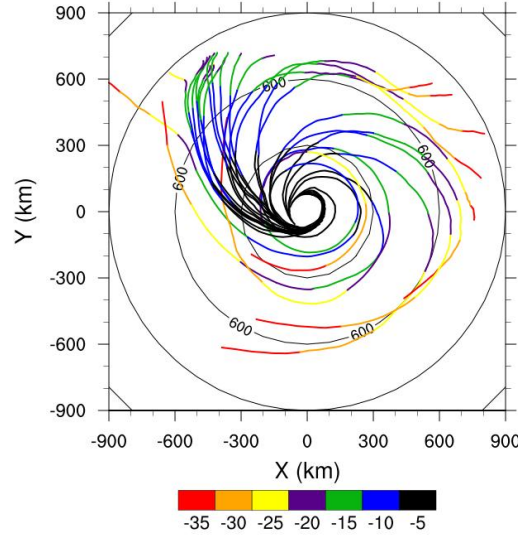


图 26 对照试验模拟的热带气旋后向轨迹图, 轨迹从 $t=60\text{h}$ 开始向后积分至 $t=24\text{h}$, 颜色代表积分的时长(h). X 和 Y 坐标为距热带气旋中心的距离.

Riemer and Montgomery (2011) 提出热带气旋在环境气流影响下, 流场的拓扑结构决定了哪些区域的空气会被卷入气旋内部. 本文在对真实个例的模拟中验证了这一观点.

4.3.2 次级环流对水汽扰动的响应

热带气旋风场结构的变化与次级环流关系密切, 图 27 与图 28 分别显示了各模拟实验主环流与次级环流在尺度增长阶段最后($t=48\sim 54\text{h}$)的特征. 从主环流(切向风速)看, 减少水汽的试验模拟的风场水平范围较小, 雷达回波集中在内核区域(图 27 中 Q-和 QN-), 而增加水汽的热带气旋水平风场范围大, 但是风速较小, 其雷达回波较弱且主要分布在外核区域.

雷达回波显示的区域为雨带的位置, 由于雨带中对流活动造成水汽凝结为云滴, 这个过程伴随了潜热的释放, 从图 28 中可以看到加热场的径向分布与雷达回波较为一致. 然而两者的区别在于, 加热场位于回波高值的上方. 在我们所关心的中层外核区域(图 28 中粗线框出的区域), 可以看到减少水汽的模拟, 得到

的次级环流以径向入流为主，而增加水汽的模拟得到主要是上升运动。从 Sawyer-Eliassen 方程的角度看，由于热带气旋外核惯性稳定度较小，所以加热场引起的上升运动没有内核那么深厚。但是由于加热场的存在，原本由摩擦和垂直湍流混合引起的径向入流被大幅度削弱。

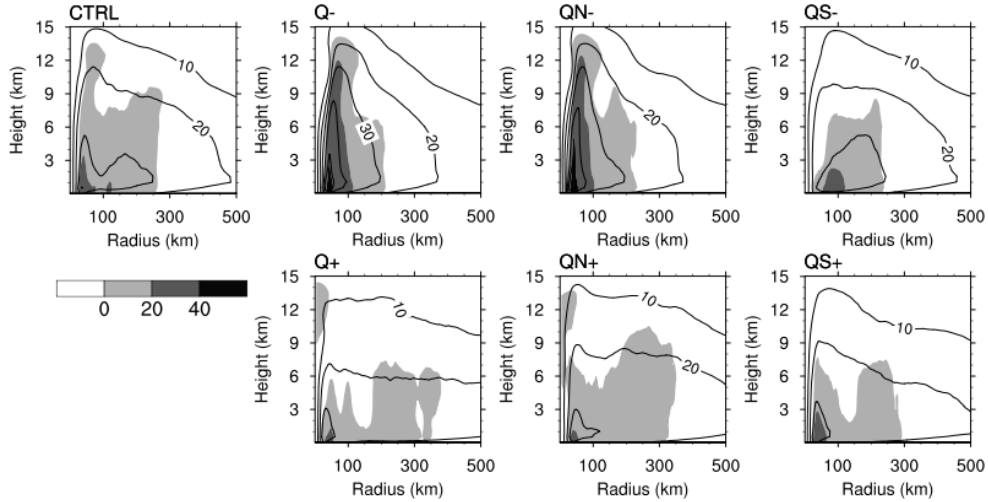


图 27 各个试验模拟的切向平均的雷达回波(阴影, 单位 dBZ)和切向风速(等值线, 单位 m s^{-1})的垂直剖面($t=48\sim 54\text{h}$ 的平均值).

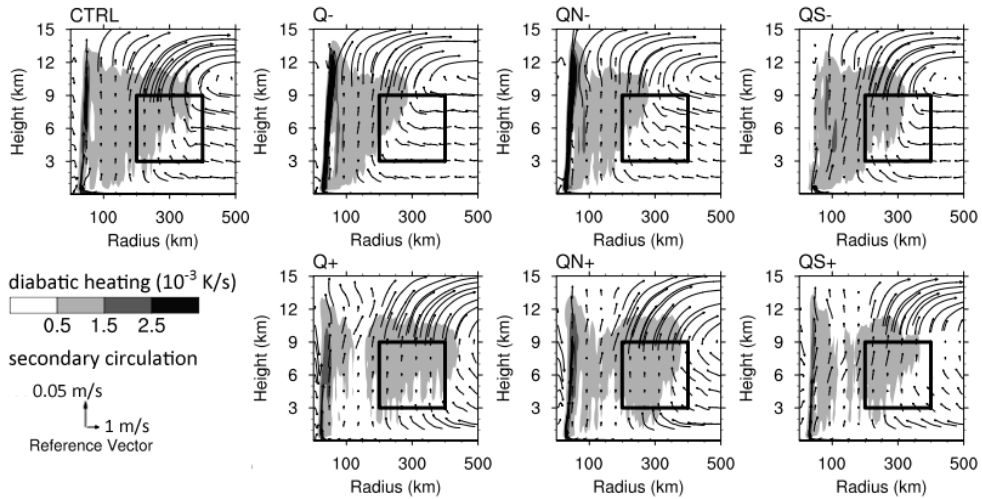


图 28 各个试验模拟的切向平均的非绝热加热场(阴影, 单位 10^{-3} K s^{-1})和次级环流(箭头, 水平方向 v_r 和垂直方向 w)的垂直剖面($t=48\sim 54\text{h}$ 的平均值). 粗线划出的区域为中层外核.

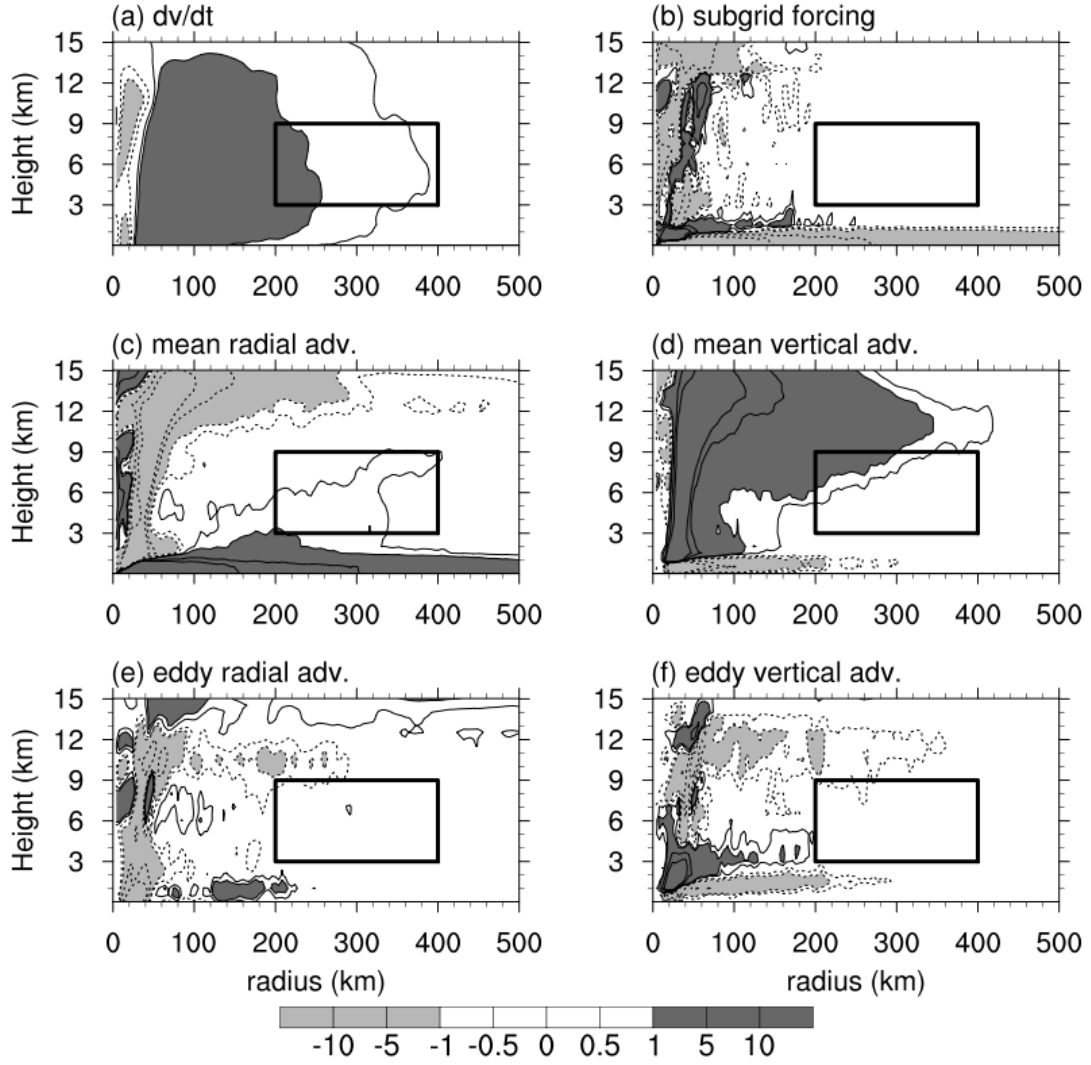


图 29 Q-模拟的切向风收支方程各项的垂直剖面($t=48\sim 54\text{h}$ 的平均), 单位 10^{-4} m s^{-2} , 深灰色表示大于 10^{-4} m s^{-2} , 而浅灰色表示小于 $-10^{-4} \text{ m s}^{-2}$. 粗线划出的区域为中层外核.

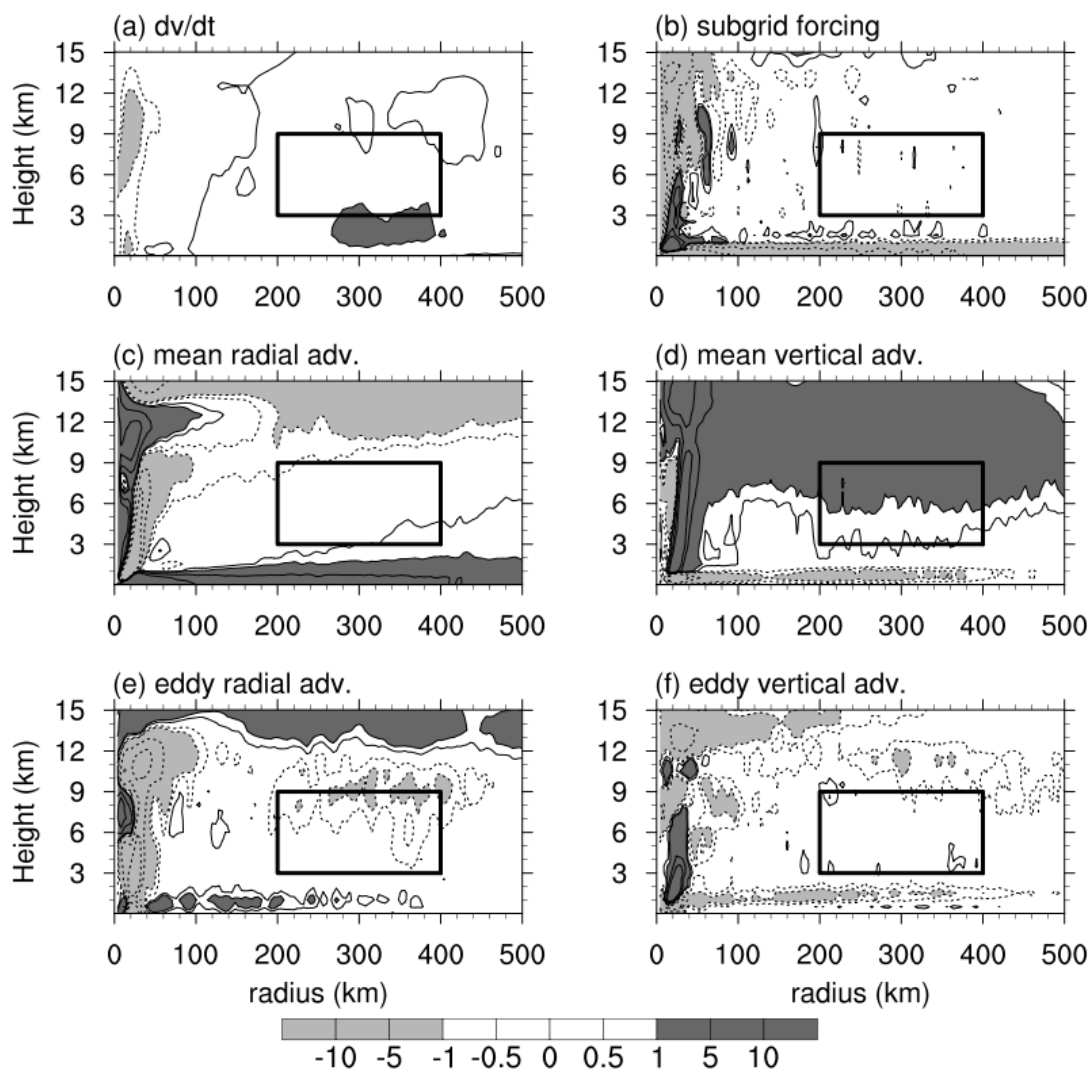


图 30 同图 29, 显示的是 Q^+ 的结果.

结合切向风收支方程, 我们可以诊断增加与减少水汽模拟造成的不同外核次级环流形态对于主环流的影响. 图 29 和图 30 分别显示了 Q^- 和 Q^+ 模拟的风场在 $t=48\sim 54h$ 平均的切向风收支方程各项的值. 图 31 显示了中层外核区域平均的各项的值. 最明显的差别在于, Q^- 的切向风倾向(图 29a) 正值主要集中在内核区域, 说明其内核风场有增强的趋势, 而 Q^+ 的切向风倾向在内核接近于 0, 在外核则有风场增强的趋势.

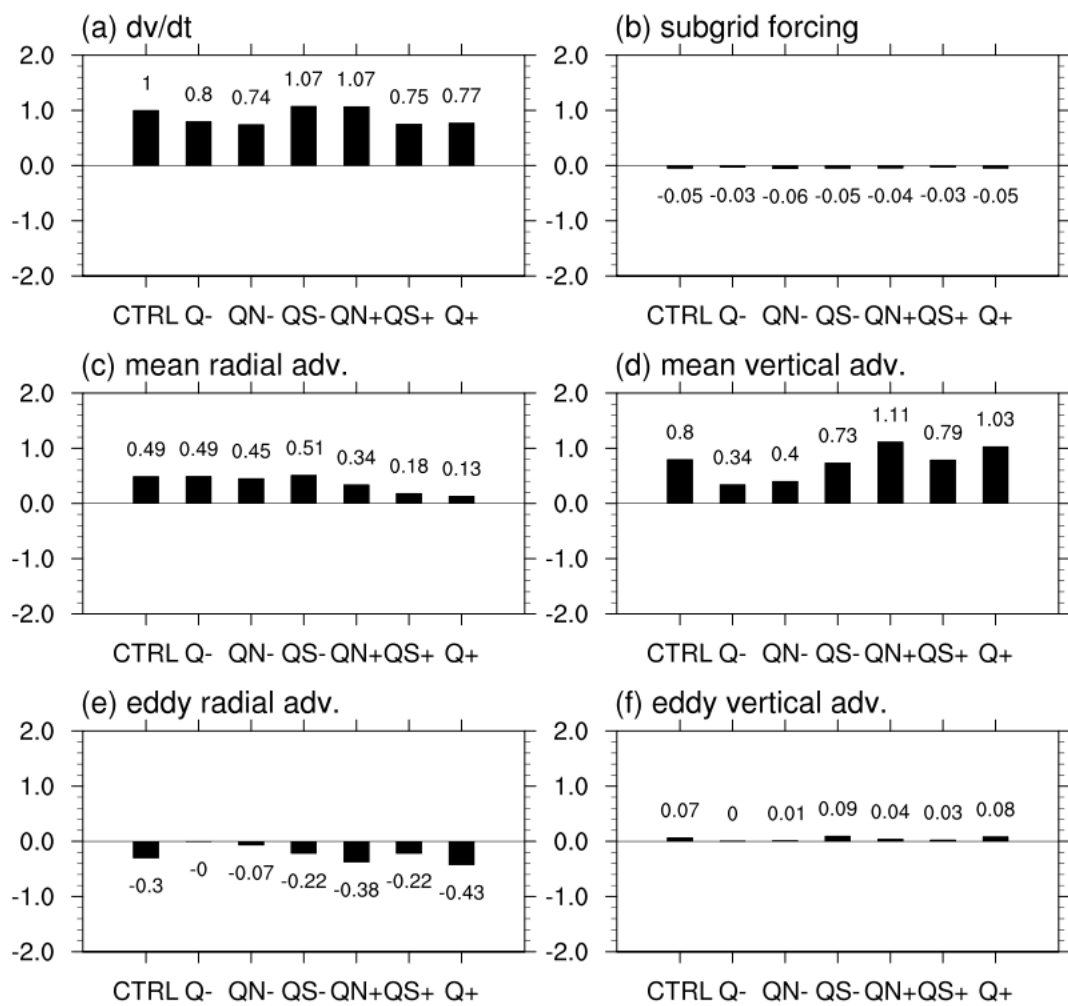


图 31 各试验模拟的切向风收支方程各项在中层外核区域(图 29 中粗线标出的区域)的平均值.

对切向风倾向贡献最大的两项是水平和垂直的平均角动量平流项(图 29c 和 d). 对于 Q-, 切向风倾向为 0.8 (单位为 10^{-4} m s^{-2} , 以下省略), 由平均径向风对角动量的平流的贡献为 0.49 , 而平均垂直运动对角动量的平流的贡献为 0.34 . 对于 Q+, 切向风倾向为 0.77 , 水平角动量平流贡献为 -0.3 (其中平均项占 0.13 , 而扰动项占了 -0.43), 垂直角动量平流的贡献为 1.11 (平均项 1.03 , 扰动项 0.08). 可见, 在减少水汽的模拟中, 外核风场增强主要是由水平径向环流将外围角动量平流到气旋内部造成的. 与之相反的, 在水汽增加的模拟中, 角动量的垂直平流变得更为重要, 而水平方向的角动量平流对风速增大有着负贡献, 并且这些负贡献主要来自相对切向平均的扰动气流. 这说明水汽增多时, 热带气旋呈现切向不对称的流场形态, 有相对气旋半径向外的气流将气旋内的角动量向外平流, 从而对气旋增强不利.

4.3.3 雨带的径向移动以及内核外核的相互作用

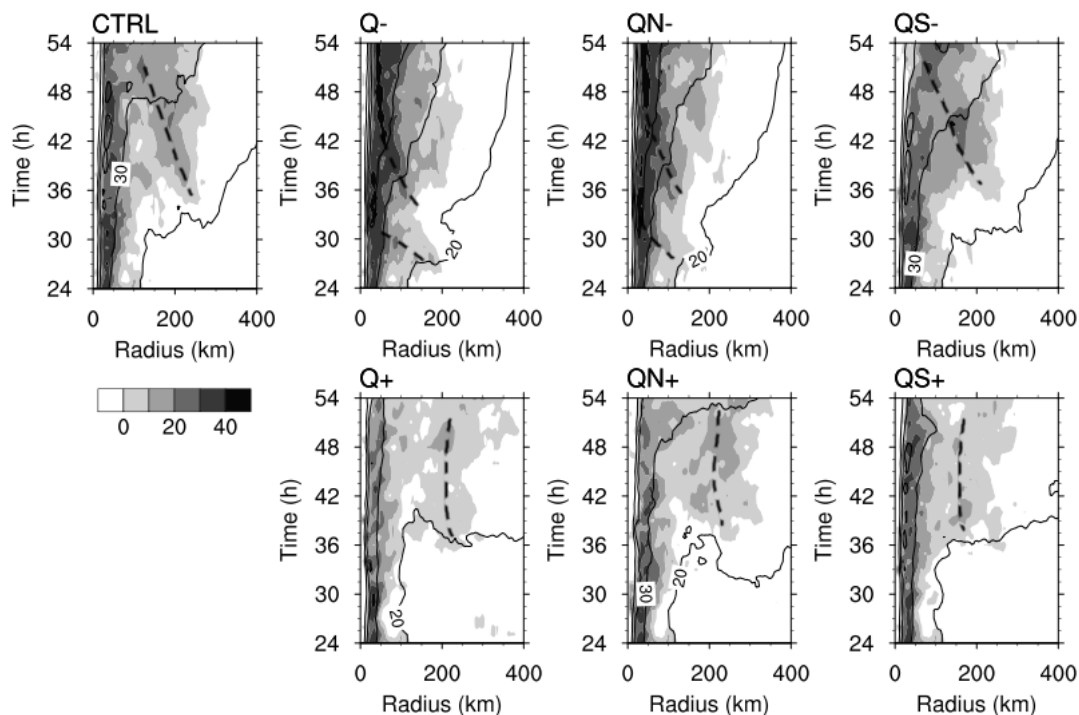


图 32 $t=24\sim 54\text{h}$ 阶段, 各个试验模拟的切向平均雷达回波(阴影, 单位 dBZ)和切向风速(等值线, 单位 m s^{-1})的半径-时间 Hovmöller 图($z=1\text{km}$). 虚线表示外核产生的对流活动在径向的移动.

从图 32 可看出, 由于次级环流的改变, 不同试验模拟的热带气旋外围雨带在径向有不同的移动规律. 在对照试验模拟中, 风速大于 20 m s^{-1} 的区域在 $t=32\text{h}$ 突然增大, 并且在半径 200 km 附近产生了对流. 随着风场进一步扩大, 对流向气旋内部移动(图中虚线所示). 在 $t=48\text{h}$ 时, 外围的对流与内核的对流融合到一起. 对于减少水汽的模拟, 可以看到风场水平扩展的时刻提前了(Q-中 $t=27\text{h}$ 左右大于 20 m s^{-1} 风场突然扩大). 外围产生的对流向内移动的速度比对照试验快. 而对与增加水汽的模拟, 风场水平扩展的时刻推迟, 外围的对流活动没有明显向内移动的趋势. 由此可见, 中层的径向入流对于外围对流向内移动以及外围角动量向内输送非常重要.

热带气旋的内核与外核对于环境场水汽的扰动有不同的响应特征. 环境水汽充足时, 由于外围产生的对流增加, 外围上升运动增加, 径向入流减弱. 对流产生的涡度本身对于外核增强是有利的, 然而由于径向入流的减少, 内核得不到从外围平流进来的角动量, 其强度的增强会受到抑制. 相反, 对于环境水汽较少的情况, 外核区域对流产生的涡度和角动量会很快进入到内核, 因此虽然外核强度和尺度增加较少, 却是对内核强度增强有利的.

根据上述分析, 热带气旋内核与外核的相互作用或许可以用来解释双眼墙替换的机制. 环境水汽充足时, 外核区域容易产生对流雨带. 当外核中的对流组织成为螺旋雨带并且开始向内核收缩时, 随之而来的内核入流减少会使得内核眼墙逐渐消散, 而外核的螺旋雨带收缩成为新的眼墙. 本文模拟的台风 Talim (对照试验)由于外围螺旋雨带集中在气旋西侧, 并没有形成环状结构, 因此外核对内核入流的阻挡并没有大到使原来的眼墙消散. 不过 QS-模拟出了类似眼壁替换的过程(图 32). 而在 QN+模拟中也可发现由于外核雨带的存在, 内核雷达回波逐渐减弱. 这些特征说明双眼墙替换过程与环境水汽条件也有关系.

4.4 快速加强期水汽扰动对热带气旋的影响

为了进一步检验水汽扰动在热带气旋发展的不同阶段的作用,我们对台风 Talim 的快速增强阶段作了同样的水汽修改敏感性试验.在这个阶段,对照试验模拟的热带气旋的尺度增长过程已经结束,次级环流中建立起了稳定的中层入流,其内核强度开始快速增强.图 33 显示了各试验模拟的结构参数变化曲线.可见,相比于对尺度增长期进行的模拟,快速增强期的热带气旋对环境水汽场的敏感性明显减弱,环境中水汽的多少对于内核强度的增强没有明显的控制作用.

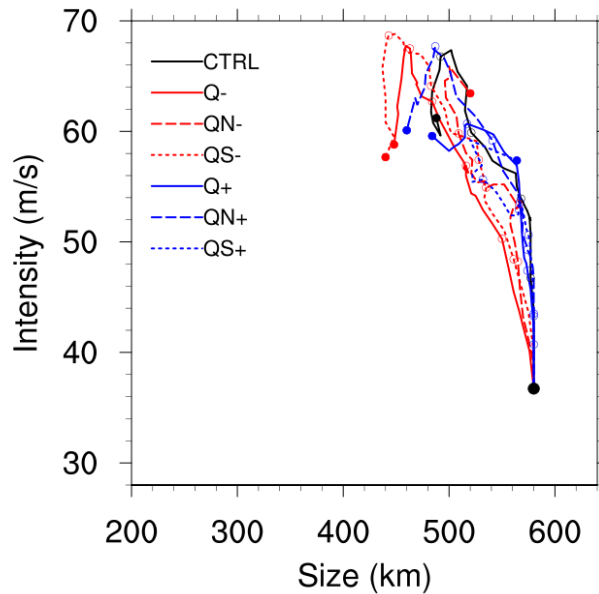


图 33 同图 24, 显示的是 $t=54\sim 84\text{h}$ 时(快速增强期)修改水汽场的各试验模拟结果.

图 34 显示了模拟的主环流和次级环流特征.对于水汽增加(减少)的模拟,外核的雷达回波有相应的增加(减少),然而内核的风场和对流分布受外核影响不大.从次级环流看,由于内核入流原本就比较深厚,加热场引起的垂直运动并不能有效阻挡进入内核的气流,只是在高层出现更多上升运动.

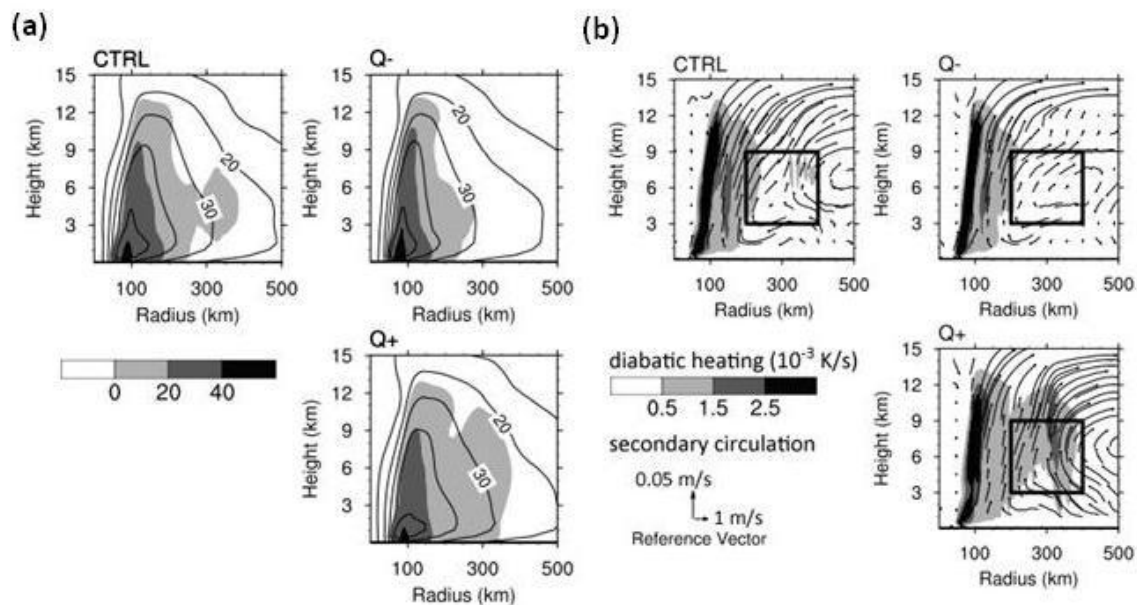


图 34 (a)同图 27, (b)同图 28. 显示的是对照试验和从 $t=54\text{h}$ 时刻修改水汽的 Q-和 Q+模拟的结果.

总之, 热带气旋内核的强度决定了它受外围水汽影响的程度. 当内核较弱时, 外围环境的水汽增多加强了外核区域的对流活动, 会对内核增强不利; 而当内核较强时, 这种影响机制就不如内核强度较弱时明显.

第5章 主要结论与工作展望

5.1 本文主要结论

为了探讨环境水汽场对于热带气旋结构变化的影响,本文对西北太平洋热带气旋的尺度和强度以及其水汽场进行了统计分析,并且挑选台风 Talim (2005)作为个例进行了模拟和敏感性试验.

我们定义7级风圈半径大于(小于)200 km的热带气旋为较大(较小)的热带气旋,强度高于(低于) 40 m s^{-1} 的热带气旋为较强(较弱)的热带气旋. 另外,按照12小时尺度变化量大于20 km (小于-20 km)的标准将热带气旋分为“增大”(“缩小”)的热带气旋,按照12小时强度变化量大于 3 m s^{-1} (小于- 3 m s^{-1})的标准将热带气旋分为“增强”(“减弱”)的热带气旋. 对2001~2011西北太平洋热带气旋的3010个6小时间隔的记录统计结果表明:

(1). 在陆地近海以及 25°N 以北的高纬度区域,热带气旋有强度减弱的趋势;热带气旋的尺度只在陆地近海有减小趋势.

(2). 尺度大于~250 km的热带气旋相比尺度小于~250 km的有明显的强度减弱趋势. 而尺度变化的趋势对于热带气旋当时的强度和尺度没有很强的依赖性.

(3). “大而强”的热带气旋水汽主要集中在气旋内部,而“小而弱”的热带气旋水汽分布在外围较多. 热带气旋的尺度受环境水汽的多少影响较大,而强度则与环境水汽关系不大.

(4). “增大增强”的热带气旋与“缩小减弱”的热带气旋相比,环境中的水汽更多,水汽分布更均匀. 来自北方的干空气倾入气旋内部,对其强度增强是不利的,而南方的水汽输送则是对强度增强有利的.

在过去的一些理想实验(Wang 2009; Hill and Lackmann 2009)的基础上,我们对一个真实的热带气旋(台风 Talim)进行了模拟研究,进一步分析了在不均匀环境气流下热带气旋在不同水汽条件下的变化特点. 实验结果表明,环境水汽扰动通过激发外围的对流,引起上升运动并使得水汽凝结释放潜热加热大气,从而使

得次级环流发生改变. 次级环流中径向风与垂直运动对角动量的水平和垂直平流是切向风速增大或减小(热带气旋增强或减弱)的原因. 热带气旋在尺度增长期, 由于内核强度以及次级环流较弱, 外核区域的水汽对内核有很大的影响, 而在内核达到一定强度之后, 外围水汽扰动对内核强度的影响就减弱了. 我们将尺度增长初期修改水汽的实验所得到的结论总结如下:

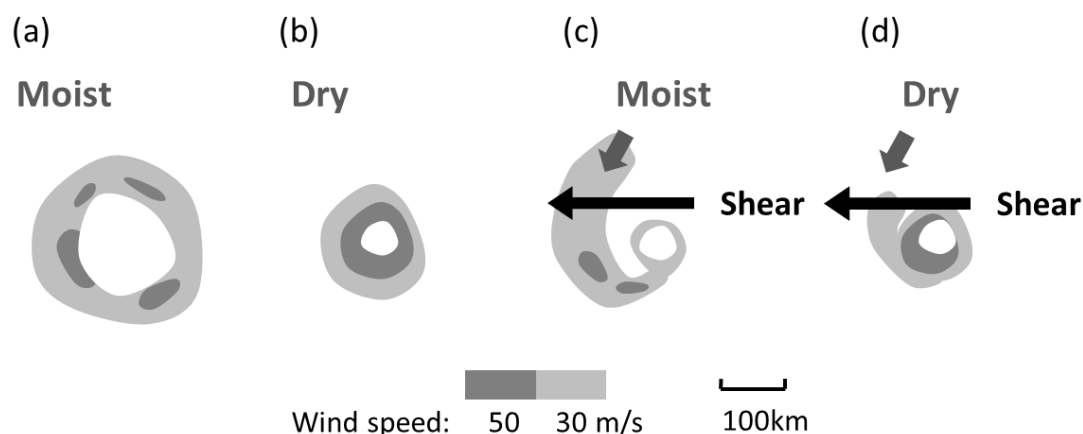


图 35 热带气旋风场结构在不同环境水汽场下的变化的概念模型.

对于较为对称的热带气旋:

(1). 当环境水汽较多时(图 35a), 热带气旋尺度增大. 其尺度增大的过程往往伴随双眼墙替换的过程. 由于相对热带气旋的环境气流很小, 外围雨带往往能组织成为环状, 形成大而结构松散(annular)的热带气旋.

(2). 当环境水汽较少时(图 35b), 热带气旋尺度减小, 其内核强度增强. 外围对流活动减少, 使得径向入流变得比较深厚, 外围的角动量向内输送也变得更

快. 对于在环境气流作用下呈现非对称性的热带气旋, 水汽的不同分布也会造成不同的结构变化. 总体上, 热带气旋雨带对来自它上游的水汽比较敏感, 下游区域的水汽多少对其结构没有很大的影响:

(3). 当雨带上游水汽供应较多时(图 35c), 热带气旋雨带中的对流较多, 雨带范围变大, 外核风速增大. 当环境气流稳定时, 往往能形成准静止的外围螺旋雨带, 雨带中一般会出现独立的风速极大值区域. 而内核的增强会因为外围雨带

的存在而推迟.

(4). 当雨带上游水汽较少时(图 35d), 雨带中的对流受到抑制, 尺度减小. 内核强度增强较快.

5.2 工作展望

本文在前人工作的基础上, 对热带气旋结构变化中水汽影响的部分进行了更深入的研究. 然而, 热带气旋的结构变化这一课题中还有很多没有解决的问题. 本文的工作也有不少局限性, 需要将来更多的研究工作来加以补充.

虽然台风 Talim (2005) 生命史中其强度和尺度在统计上具有一定的代表性, 但不是所有的西北太平洋热带气旋都经历了与台风 Talim 一样的结构变化过程. 在热带气旋生命史中, 水汽源, 环境气流以及其垂直切变都会因地理位置和周围的天气系统变化而发生改变. 因此挑选更多不同的个例进行研究仍然是有必要的. 本文证明了环境水汽的扰动对热带气旋的结构有很大的影响, 在此基础上, 可以进一步针对扰动的大小和垂直高度进行更细致的实验. 对于不同强度, 地理位置和尺度的热带气旋, 也可以进行类似的模拟实验, 并进行横向比较. 总之, 我们在弄清热带气旋结构变化这一问题上还有很长的路要走.

参考文献

- Atangan, J. F., and A. Preble, 2006: *2005 Annual Tropical Cyclone Report*. US Naval Pacific Meteorology and Oceanography Center/ Joint Typhoon Warning Center, Pearl Harbor, Hawaii, USA., <https://metoc.npmoc.navy.mil/jtwc/atcr/2005atcr/>.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornblueh, Jing-Jia Luo, and T. Yamagata, 2007: How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus: Series A*, 59, 539–561.
- Bister, M., 2001: Effect of Peripheral Convection on Tropical Cyclone Formation. *J. Atmos. Sci.*, 58, 3463–3476.
- Braun, S. A., 2010: Reevaluating the Role of the Saharan Air Layer in Atlantic Tropical Cyclogenesis and Evolution. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 2007–2037.
- Cangialosi, J. P., and J. L. Franklin, 2012: *2011 National Hurricane Center Forecast Verification Report*. NOAA/NWS/NCEP/National Hurricane Center,.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569–585.
- Chen, L., and S. Liu, 1997: A Preliminary Analysis on Mechanism of Size Change in Tropical Cyclone. *Journal of Tropical Meteorology*, 02.
- Chen, Y., and M. K. Yau, 2003: Asymmetric Structures in a Simulated Landfalling Hurricane. *J. Atmos. Sci.*, 60, 2294–2312.
- Cocks, S. B., and W. M. Gray, 2002: Variability of the outer wind profiles of western North Pacific typhoons: Classifications and techniques for analysis and forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1989–2005.
- Corbosiero, K. L., and J. Molinari, 2002: The Effects of Vertical Wind Shear on the Distribution of Convection in Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2110–2123.
- Derek, O., 2007: Effects of Environmental Water Vapor on Tropical Cyclone Structure and Intensity. *Master Degree Thesis*, University of Miami.

- Dessler, A. E., Z. Zhang, and P. Yang, 2008: Water-vapor climate feedback inferred from climate fluctuations, 2003–2008. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20704.
- Donglian Sun, W. K. M. Lau, M. Kafatos, Z. Boybeyi, G. Leptoukh, C. Yang, and R. Yang, 2009: Numerical Simulations of the Impacts of the Saharan Air Layer on Atlantic Tropical Cyclone Development. *J. Climate*, 22, 6230–6250.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107.
- Dunion, J. P., and C. S. Velden, 2004: The Impact of the Saharan Air Layer on Atlantic Tropical Cyclone Activity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 353–365.
- Dunnavan, G. M., and J. W. Diercks, 1980: An Analysis of Super Typhoon Tip (October 1979). *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1915–1923.
- Elsner, J. B., J. P. Kossin, and T. H. Jagger, 2008: The increasing intensity of the strongest tropical cyclones. *Nature*, 455, 92–95.
- Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436, 686–688.
- Frank, W. M., and E. A. Ritchie, 2001: Effects of Vertical Wind Shear on the Intensity and Structure of Numerically Simulated Hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2249–2269.
- Fudeyasu, H., and Y. Wang, 2011: Balanced Contribution to the Intensification of a Tropical Cyclone Simulated in TCM4: Outer-Core Spinup Process. *J. Atmos. Sci.*, 68, 430–449.
- Hendricks, E. A., M. S. Peng, F. Bing, and L. Tim, 2010: Quantifying Environmental Control on Tropical Cyclone Intensity Change. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 3243–3271.
- Heymsfield, G. M., J. Simpson, J. Halverson, L. Tian, E. Ritchie, and J. Molinari, 2006: Structure of Highly Sheared Tropical Storm Chantal during CAMEX-4. *J.*

-
- Atmos. Sci.*, 63, 268–287.
- Hill, K. A., and G. M. Lackmann, 2009: Influence of Environmental Humidity on Tropical Cyclone Size. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3294–3315.
- Holland, G. J., and R. T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 110, 723–745.
- Hong, S. Y., and J. O. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129–151.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2011: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318–2341.
- Houze, R. A., S. S. Chen, B. F. Smull, W.-C. Lee, and M. M. Bell, 2007: Hurricane Intensity and Eyewall Replacement. *Science*, 315, 1235–1239.
- Kimball, S. K., 2006: A Modeling Study of Hurricane Landfall in a Dry Environment. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 1901–1918.
- Kimball, S. K., and J. L. Evans, 2002: Idealized numerical simulations of hurricane-trough interaction. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2210–2227.
- Maclay, K. S., M. DeMaria, and T. H. Vonder Haar, 2008: Tropical Cyclone Inner-Core Kinetic Energy Evolution. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 4882–4898.
- Merrill, R. T., 1984: A Comparison of Large and Small Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1408–1418.
- Minschwaner, K., and A. E. Dessler, 2004: Water Vapor Feedback in the Tropical Upper Troposphere: Model Results and Observations. *J. Climate*, 17, 1272–1282.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102, 16663–16682.
- Moon, Y., and D. S. Nolan, 2010: The Dynamic Response of the Hurricane Wind Field to Spiral Rainband Heating. *J. Atmos. Sci.*, 67, 1779–1805.
- Musgrave, K. D., R. K. Taft, J. L. Vigh, B. D. McNoldy, and W. H. Schubert, 2012:

- Time Evolution of the Intensity and Size of Tropical Cyclones. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, submitted.
- National Hurricane Center, 2009: The Saffir-Simpson Hurricane wind scale (experimental). <http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshs.html>.
- Pendergrass, A. G., and H. E. Willoughby, 2009: Diabatically Induced Secondary Flows in Tropical Cyclones. Part I: Quasi-Steady Forcing. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 805–821.
- Remote Sensing Systems, 2011: SSM/I and TMI data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the NASA Earth Science MEaSUREs DISCOVER Project. Data are available at www.remss.com.
- Riemer, M., and M. T. Montgomery, 2011: Simple kinematic models for the environmental interaction of tropical cyclones in vertical wind shear. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9395–9414.
- Shapiro, L. J., and H. E. Willoughby, 1982: The Response of Balanced Hurricanes to Local Sources of Heat and Momentum. *J. Atmos. Sci.*, 39, 378–394.
- Stoelinga, M. T., 2006: A Users' Guide to RIP Version 4: A Program for Visualizing Mesoscale Model Output. http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/ripug_V4.html.
- Trenberth, K. E., Aiguo Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003: The Changing Character of Precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1205.
- Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak, 2003: Covariability of Components of Poleward Atmospheric Energy Transports on Seasonal and Interannual Timescales. *J. Climate*, 16, 3691.
- Wang, Y., 2008: Structure and Formation of an Annular Hurricane Simulated in a Fully Compressible, Nonhydrostatic Model — TCM4. *J. Atmos. Sci.*, 65, 1505–1527.
- Wang, Y., 2009: How Do Outer Spiral Rainbands Affect Tropical Cyclone Structure

-
- and Intensity? *J. Atmos. Sci.*, 66, 1250–1273.
- Wang, Y., and G. J. Holland, 1996: Tropical Cyclone Motion and Evolution in Vertical Shear. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3313–3332.
- Weatherford, C. L., and W. M. Gray, 1988a: Typhoon Structure as Revealed by Aircraft Reconnaissance. Part I: Data Analysis and Climatology. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1032–1043.
- Weatherford, C. L., and W. M. Gray, 1988b: Typhoon Structure as Revealed by Aircraft Reconnaissance. Part II: Structural Variability. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1044–1056.
- Willoughby, H. E., 2007: Forecasting Hurricane Intensity and Impacts. *Science*, 315, 1232–1233.
- Xu, J., and Y. Wang, 2010: Sensitivity of Tropical Cyclone Inner-Core Size and Intensity to the Radial Distribution of Surface Entropy Flux. *J. Atmos. Sci.*, 67, 1831–1852.
- Zhang, Q. H., Q. Wei, and L. S. Chen, 2010: Impact of landfalling tropical cyclones in mainland China. *SCIENCE CHINA Earth Sciences*, 1–6.
- 陈联寿, 1977: 热带气旋研究和预报问题评述. *大气科学*, 1, 138–148.
- 陈玉林, 周军, 马奋华, 2005: 登陆我国热带气旋研究概述. *气象科学*, 25, 320–329.
- 戴展鹏, 张庆红, 2011: 热带气旋与南海季风的相互作用. *北京大学学报 (自然科学版)*, 2.
- 邓国, 周玉淑, 于占江, 2005: 热带气旋 Dan (9914) 的水汽输送特征. *热带气象学报*, 5, 533–541.
- 丁治英, 陈久康, 1995: 热带气旋暴雨与环境水汽场的数值试验. *南京气象学院学报*, 18.
- 李英, 陈联寿, 徐祥德, 2005: 水汽输送影响登陆热带气旋维持和降水的数值试验. *大气科学*, 29, 91–98.
- 王新, 方翔, 邱红, 朱元竞, 2009: 应用 AMSU-B 微波资料分析 0509 号 Matsa

台风水汽场分布特征. 气象, 35, 30–36.

致谢

时间过得真快，三年的研究生生活结束了，这篇论文见证了我三年以来的成长，而在这个过程中，有不少人给予了我帮助和关爱，在这里向他们表示感谢：

最需要感谢的是恩师张庆红教授，她用母爱一般的关怀，包容我的桀骜不驯，赞赏我的才能，在我最失落低潮的时候给我鼓励，让我重新找回自信。在学术的道路上，张老师把我从错误的方向上抓了回来，在我偷懒的时候提醒我，在我有了哪怕一点点靠谱的表现的时候就慷慨地给予认同。老板：我会继续努力干活，不让你失望！

感谢妈妈，你最伟大了。在所有人都忘掉我的存在的时候，你的问候总是准时来到耳边，妈我爱你！

感谢宿舍楼里的兄弟们，多常，龙哥，小强，小志，孙杰，进哥...有你们的陪伴，很快乐。有空常回来聚聚。

感谢实验室的兄弟姐妹们，已经毕业，但曾经帮助过我的春蕊师姐，一川师姐，展鹏师兄，张超师兄，春喜师兄。认真的季平师兄，保国师兄，给力的龙哥，贤惠的符巧，慧琴，可爱的洋洋，酷酷的杜老大。还有晓岚，小婉，小石榴，小石，豆豆师兄...数不过来了。当我在实验室埋头苦干，最开心的事就是到了饭团出发的时刻了。

感谢吉他协会的朋友们，想念一起在讲堂门前弹琴唱歌的日子。

我会记得这段时光，记得你们的笑脸，愿你们安好。

北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

原创性声明

本人郑重声明： 所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名： 日期： 年 月 日

学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因需要延迟发布学位论文电子版，授权学校☐一年/☐两年/☐三年以后，在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名： 导师签名：

日期： 年 月 日