尹浩, 王咏青, 钟玮. 2015. 西北太平洋热带气旋快速加强过程中的水汽特征分析 [J]. 气候与环境研究, 20 (4): 433-442. Yin Hao, Wang Yongqing, Zhong Wei. 2015. A statistical analysis of moisture characteristics during the rapid intensification of tropical cyclones over the northwestern Pacific [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 20 (4): 433-442, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.14210.

# 西北太平洋热带气旋快速加强过程中的 水汽特征分析

# 尹浩<sup>1,2</sup> 王咏青<sup>1,2</sup> 钟玮<sup>3</sup>

1 南京信息工程大学太平洋台风研究中心,南京 210044
2 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044
3 解放军理工大学气象海洋学院,南京 211101

摘 要 利用 NCEP 的 1°(纬度)×1°(经度)全球最终分析资料和 JTWC(Joint Typhoon Warning Center)最佳 路径资料,对 2002~2011 年西北太平洋热带气旋(TC)非减弱阶段快速加强(Rapid Intensification, RI)和缓慢 加强及强度稳定(Non-RI)过程中,TC 环境场及其内部各区域水汽分布和输送特征进行统计分析,揭示水汽因 子对 TC 随后 24 h 强度变化的影响,为 TC 强度突变的趋势预报提供依据。结果表明:对流层低层 900 hPa 层半 径 3~10 纬距区域平均相对湿度(RH\_3-10)能明显区分 RI 与 Non-RI 过程,说明西北太平洋 TC 强度变化对水 汽的敏感高度较大西洋更接近洋面;RI 初始时刻的 RH\_3-10 显著大于 Non-RI,而水平水汽通量(F\_all)则弱于 Non-RI,说明 RI 开始时刻 TC 环境表现为高水汽含量和较小的水汽输送,而随着 RI 过程 TC 内强对流发展对水 汽的消耗,水汽含量明显减小故水汽通量则出现增强;RI 和 Non-RI 过程水汽因子的分布和输送在 TC 内核区和 外雨带差异明显,初始时刻 RI 过程净水汽获得区域大于 Non-RI。相关性分析同样表明,适宜的相对湿度和水汽 通量是非减弱阶段 RI 的有效潜势预报因子。

关键词 热带气旋 快速加强 水汽 强度预报 文章编号 1006-9585 (2015) 00-0433-10 doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.14210

中图分类号 P457.8 文献标识码 A

# A Statistical Analysis of Moisture Characteristics during the Rapid Intensification of Tropical Cyclones over the Northwestern Pacific

YIN Hao<sup>1, 2</sup>, WANG Yongqing<sup>1, 2</sup>, and ZHONG Wei<sup>3</sup>

Pacific Typhoon Research Center, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044
School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

3 Institute of Meteorology and Ocean, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

**Abstract** The tropical cyclones (TCs) that occurred during 2002–2011 in the northwestern Pacific Ocean and the connection between the moisture and their ability to subsequently undergo rapid intensification (RI) are investigated with the NCEP FNL (Final Analysis) data and the best-track datasets of the JTWC (Joint Typhoon Warning Center), which is organized into 24-h intervals of either RI and slow intensification/constant intensity (non-RI) periods. The environmental and internal distributions of moisture and its transport at each interval are statistically analyzed to reveal their significant

收稿日期 2014-09-26; 网络预出版日期 2015-04-15

资助项目 国家自然科学基金面上项目 41275002、41175054,江苏省"333 高层次人才培养工程",江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD) 作者简介 尹浩,男,1990年出生,硕士,主要从事台风和中小尺度动力学研究。E-mail: yinhaohaitun@126.com

通讯作者 钟玮,主要从事台风和中小尺度动力学研究。E-mail: wzhong\_vivian@126.com

influence on the intensity change in the subsequent 24 hours. The results show that relative humidity area-averaged from the radius of 3° to 10° latitude at 900 hPa (RH\_3-10) can clearly distinguish RI from non-RI, which means the sensitive vertical level of moisture in the northwestern Pacific Ocean is lower than that in the Atlantic Ocean. In addition, larger RH\_3-10 values and smaller horizontal moisture flux (F\_all) mark the beginning of RI. With the consumption of the convection development in RI, the environmental humidity decreases and the moisture flux is enhanced. The obvious differences of the moisture distribution and transfer between the TC inner-core and outer-rainband region are also studied, showing that the net convergence region of moisture flux in RI is larger than that in non-RI. The correlative analysis also indicates that intensity forecasts and RI predictions in particular may be aided by the use of the moisture and its flux, both in the environmental and internal region.

Keywords Tropical cyclone, Rapid intensification, Moisture, Intensity forecasting

# 1 引言

报能力。

过去几十年来,随着观测技术的提高,以及数 值模式的不断改进,热带气旋(Tropical Cyclone, TC)路径预报的能力在稳步提高,但是TC强度的 预报能力却未能有明显地改善(DeMaria and Kaplan, 1997; Gall et al., 2013)。TC强度突变的 复杂性及其强度影响因子相对作用的不确定性,使 得TC强度突变仍然是当前研究的前沿问题和业务 预报的难点(Knaff et al., 2005)。目前,在业务上 对TC强度的预报方法主要有统计一动力方法和数 值预报方法(杨玉震等, 2010; 宋金杰等, 2011)。 然而在现有的几乎所有数值模式中由于分辨率有 限,模式中物理参数化方案不完善以及存在模式对 实际观测资料的同化应用不足等问题, 使得数值模 式对于TC强度预报的低能力几乎成为典型问题 (Emanuel et al., 2004; Shen, 2005)。因此, 目前 业务预报上仍以统计—动力方法为主,该方法以影 响TC强度变化的因子为自变量, TC强度为因变 量,通过方程来进行趋势预报(DeMaria and Kaplan, 1997; 宋金杰等, 2011), 而对各影响因子的细致 分析与研究,则更加有利于提高对TC强度变化的预

研究表明水汽凝结释放的潜热是 TC 维持和发展的主要能源(陈联寿和丁一汇,1979;李英等,2005)。Kaplan and DeMaria (2003)对大西洋影响因子统计表明:快速加强(RI)样本与非快速加强(Non-RI)样本的水汽因子(RHLO)的均值及频率分布存在非常明显的差异。Schade and Emanuel (1999)通过简单的海气耦合模式发现若初始状态的边界层水汽场较干,则会有更多的水汽蒸发,增大潜热通量,引起较强的热力不稳定,从而 TC 强

度会增大。Gray(1979)指出中层大气相对湿度的 增大有利于 TC 的形成。Emanuel et al.(2004)发 现对流层中层环境场相对湿度越大,TC 强度越大。 此外 Schönemann and Frisius(2014)通过对比试验 发现在水汽稳定度非中性的情况下,初始的环境湿 度越大,TC 强度也会越大。

但在 TC 增强阶段系统及其外雨带水汽的个例 分析中表明, TC 外雨带环境场水汽较多, 会引 起 TC 尺度的增大,同时强度的加强则会受到抑制。 Wang (2009) 通过改变距 TC 中心 90 km 以外区域 的云微物理过程中的加热率,揭示外螺旋雨带在动 力及热力过程方面对 TC 结构和强度的影响。当外 螺旋雨带加热速率增大即外螺旋雨带增强时,边界 层入流减弱, 假相当位温减小, 雨带中强对流引起 的下沉补偿运动会抑制眼墙中上升运动,说明外螺 旋雨带强则 TC 尺度将增大,强度将减弱。Hill and Lackmann (2009) 研究表明距离 TC 中心 100~150 km 外相对湿度越大, TC 尺度将会越大。Ying and Zhang (2012) 模拟台风泰利 (Talim), 改变从表面 到 3.5 km 高度内, 300~600 km 范围内的水汽混合 比,结果发现外围环境湿度越大,TC 加强将比较 缓慢,TC尺度较大。

综合以上研究可知,基于部分个例研究和统计分析表明,在 TC 外围环境中边界层较干,对流层中层较湿的情况下,有利于生成和发展为强度较大的 TC,较湿润的对流层低层环境,有利于 TC 的快速加强;而针对个例的理想试验和数值模拟则表明 TC 外雨带区域的高湿将导致 TC 尺度扩张,同时阻碍 TC 强度增强。两者的差异在于,统计时大量考虑了 TC 减弱阶段的样本并仅针对较大尺度环境信息进行分析,难以说明 TC 增强阶段系统内部及外围区域水汽分布和输送对 RI 过程的影响;而个例分析则偏重于 TC 系统本身对水汽的动力和热力反

馈,其结果还需要大量观测结果的支撑和验证。

为了排除 TC 登陆以及系统性减弱等其他因素 的影响,更加集中地研究 TC 增强阶段系统强度及 强度变化对水汽因子的响应,讨论各区域水汽的分 布和输送与 TC 强度变化关系,本文将对样本进行 控制,仅保留 TC 强度加强和稳定阶段的样本 (Carrasco et al., 2014),并通过统计分析来说明水 汽因子对 TC 发生快速加强过程的影响,理解该因 子在 RI 和 Non-RI 过程中的差异性,希望在 TC 强 度趋势预报中准确地把握快速加强过程,为 TC 强 度突然变化的趋势预报提供依据。文章第二部分将 给出资料来源、样本控制方法、RI 的定义及统计方 法。第三部分将着重分析水汽因子的作用,及其在 RI 与 Non-RI 过程中水汽因子的差异性。第四部分 为结论。

## 2 资料和方法

本文采用的是美国联合台风警报中心(JTWC) 提供的西北太平洋(0~50°N,100°E~180°)2002~ 2011年的10年的最佳路径资料。该资料为每日4 个时次,分别是00:00(协调世界时,下同)、06:00、 12:00和18:00。每个记录包含有编号、时间、经纬 度、最低海平面气压、中心附近地面最大风速(通 常采用1min平均风速)和TC强度等级等信息。

气象要素的计算使用美国国家环境预报中心 (NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)提供 的 FNL(Final Analysis)全球分析资料(Final Operational Global Analysis),该资料每6h一次, 分辨率为 1°(纬度)×1°(经度)。另外,本文还 将用到 2002~2011 年分辨率为 2.5°(纬度)×2.5° (经度)的 NCEP/NCAR 月平均再分析资料。

TC 的快速加强(RI)一般定义为一段时间内 (通常为 24 h) TC 中心气压降低或者最大可持续 风速增大超过某阈值。这里我们将沿用 Holliday and Thompson (1979) 对 305 个西北太平洋 TC 观 测记录统计结果所定义的 RI 标准: 24 h 降压超过 42 hPa。

在 TC 生命史中,我们将每隔 6 h 计算一次随后 24 h 变压,若变压为正值(即气压升高)则将该时刻剔除;若变压达到 RI 标准则定义该时刻为一次 RI 过程的初始时刻,并计为一个 RI 样本;另外若变压不大于 0 且未能达到 RI 标准,则定义该时

刻为一次 Non-RI 过程的初始时刻,计为一个 Non-RI 样本。文中之后提及的"RI 样本"即可代 表"RI 过程初始时刻"的情况, Non-RI 也是如此 (Kaplan and DeMaria, 2003)。

根据上述方法,2002~2011 年资料中 24 h 变 压大于 0 的样本被剔除,仅留下了强度平稳和加强 时间段的样本。同时将 TC 等级未达到 TS (Tropical Storm)级别的样本删除。2002~2011 年 JTWC 最 佳路径资料中共记录 TC 269 个。样本控制之后, 共有 203 个 TC 被选取进入数据集,其中 RI-TC 43 个,Non-RI-TC 160 个。24 h 样本数据集中共有样 本 2254 个,包含 RI 样本 100, Non-RI 样本 2154。

文中所用的统计方法主要有参数检验方法(t 检验)和非参数检验方法(包括 Mann-Whitney U 检验和 Kolmogorov-Smirnov 检验)。其中 t 检验和 Mann-Whitney U 检验(简称 M-W 检验)可以用来 检验样本均值的差异性。t 检验的条件是需要总体 样本呈正态分布或近似正态分布形式,因此当考虑 到样本分布的不确定性,本文同时引入了同时适用 于大、小容量样本总体均值差异性的 M-W 非参数 检验方法。当因子同时通过 t 检验和 M-W 非参数 检验时,认为该因子对不同过程具有样本均值的差 异性,这样也避免了由于事先假定样本分布情况而 产生错误结论的可能性。此外,为了考虑水汽因子 在不同过程中样本概率分布的区分度,本文也采用 了 Kolmogorov-Smirnov 检验(简称 K-S 检验),可 以用来比较两组样本概率分布的差异性。

各统计检验的结果用 P 值表示, P 值越小表示 显著性越大, 比如 P 值小于 0.050 表示该检验能通 过 95%信度检验, P 值小于 0.010 则表示检验通过 了 99%的信度检验。

# 3 水汽因子的作用

#### 3.1 水汽分布的平均场和水汽输送的合成分析

水汽因子通过影响TC的热力结构从而影响TC 的强度,因此分析水汽的分布和输送是研究TC 增 强过程强度变化率的基础。以往研究表明,TC 强 度变化程度对对流层中低层的水汽非常敏感(吴启 树等,2006;黄荣成和雷小途,2010;高拴柱等, 2012),因此本文选取2002~2011年西北太平洋TC 生成和发展高发季节(每年6~10月)的1000~700 hPa加权平均后的相对湿度平均场与RI过程出现的 位置和频数进行比较(见图1)。从图中分析可知, 西北太平洋十年来 RI 过程有两个频发区域:台湾 岛东部(20°N~24°N, 126°E~154°E)范围内和菲 律宾以东洋面(10°N~18°N、122°E~156°E)。在 副热带高压南北两侧气压梯度力较大,水平风速也 较大, 6月之后副热带高压(简称副高)主体北抬, 因此从 500 hPa 风场图上可以发现副高脊线在 26°N 以北;又由于夏季副高脊轴线在对流层中部以下, 随高度多向北倾斜,因此图中所示的北太平洋中东 部低层相对湿度的低值中心与副高有一定关联,副 高控制区域一般较为干燥。在副高南侧和西侧风速 较大也有利于水汽的输送,从而该区域水汽含量较 大。在相对湿度低值中心的南侧,等值线纬向分布 较均匀,由北向南相对湿度增大,对应着菲律宾以 东洋面 RI 频数的大值区域;在低值中心西侧相对 湿度较大,对应着台湾岛以东洋面 RI 频数的大值 区域,由此说明:适宜的湿度条件是产生 RI 过程的可能的重要影响因子之一。

我们选取了 7 个发生 RI 过程的 TC,分别为 0309、0320、0426、0513、0623、0926 和 1111 号, 这些个例都出现了持续的 3 个 RI 过程(0~24 h、6~ 30 h、12~36 h),通过动态合成技术进行合成(李 英,2004),并计算合成 TC 的 4 个边界的水汽收支 情况,从而分析大尺度环境场的净水汽输送对 TC 发生 RI 过程的影响。选取 400~1000 hPa 内以 TC 为中心 10°(纬度)×10°(经度)区域的各边界计 算水汽收支,横坐标 0、6、12 h 分别代表一次 RI 过程的初始时刻,其余时刻均为 Non-RI 时刻(如 图 2)。从总水汽收支(黑色实线)来看,RI 初始 时刻 10°×10°边界的水汽输送平均值 4.73×10<sup>8</sup> 小 于 Non-RI 平均值 5.01×10<sup>8</sup>;比较各边界的情况发 现,东边界和南边界为主要的水汽输入,西边界为



图 1 西北太平洋 2002~2011 年 6~10 月 500 hPa 平均风矢(箭头)和 1000~700 hPa 加权平均后的相对湿度场(等值线,单位:%)及 RI 频数的 区域分布(填色,红色方框表示 RI 高频区)

Fig. 1 Averaged June–October 2002–2011 fields for wind vectors at 500 hPa (m s<sup>-1</sup>), weighted averaged relative humidity (1000–700 hPa, solid lines), and regional distribution of RI (Rapid Intensification) frequency number (shaded; red rectangles indicate the areas where RI occurred frequently)



图 2 合成 TC 的 4 个边界(10°×10°, 1000~400 hPa)的水汽通量及净通量随时间的变化(0~24 h、6~30 h、12~36 h 为 3 个 RI 过程; 0、6、12 h 为 RI 初始时刻,0 时刻表示第一次出现 RI 过程;其余均为 Non-RI 时刻)

Fig. 2 Time variation curves of vapor flux of four boundaries  $(10^{\circ} \times 10^{\circ}; 1000-400 \text{ hPa})$  and net vapor flux of the composite TC (0-24 h, 6-30 h, and 12-36 h) are three RI periods; 0, 6, and 12 h represent the initial time of RI, 0 represents the beginning of the first RI, others are the Non-RI time expect 0, 6, and 12 h)

主要的水汽输出,北边界由输入转为输出。

综合以上为了能够对水汽因子进行更为细致 地研究,有必要对 TC 环境场(10°以内区域)进行 分区后再进行统计方面较细致全面的分析。因为 TC 是在比较均匀的热带海洋气团中发展起来的,气 压、温度、风的分布常常都有对称性,所以可以近 似地把 TC 看作圆对称的涡旋(陈联寿和丁一汇, 1979)。这里用 *R* 表示离 TC 中心的距离,单位为 1 个纬距(约 110 km),以 1 个纬距为间隔,可以将 TC 范围划分为 10 个区间(丁金才等, 2011)。

#### 3.2 水汽参数定义和均值差异性比较

下面将主要考虑两种水汽因子:相对湿度(RH) 和水汽通量(F)。使用1°(纬度)×1°(经度)的 FNL 资料来计算各水汽参数在相应区域内的平均 值。

图 3 a 和 3b 是 RI 样本和 Non-RI 样本平均相对 湿度垂直剖面图,为我们展示了不同层次不同区域 相对湿度的分布情况。可以发现在对流层中高层, TC 内环境(半径 3 纬距内)相对于 TC 外围环境(半 径 3 纬距外)要潮湿,主要是因为眼墙结构中较强 的上升运动会将更多的水汽输送到中高层,有更多 的水汽能够凝结释放潜热为 TC 提供能量;外围环 境相对较干,说明外部雨带中水汽较少,则潜热加 热少,从而对边界层入流等影响也较小,与 Wang (2009)的结论一致。在对流层低层 900 hPa 层附 近数值为 86%~90%的相对湿度径向范围 RI 大于 Non-RI,而伸展高度却不及 Non-RI。

从相对湿度差值图(图3e)上也可以发现 RI 与 Non-RI 的差值(RI 減 Non-RI)存在着4个大值 中心,包括3个正值中心和1个负值中心。正值中 心分别位于对流层上层150 hPa半径 R在3~6纬距 范围内,对流层中层300~400 hPa半径 R=2纬距以 内,以及对流层低层900 hPa半径 R在3~10纬距 范围内。负值中心位于对流层中层半径 R=3纬距外。 对4个不同的差值大值区域,我们进行了相关的统 计检验,发现仅仅低层的均值差通过了显著性检 验。虽然中高层的差值较大,但差值结果并不能通 过显著性检验。因为显著性检验不仅与两者均值差 有关,同时与样本的方差有关,中高层虽然均值差 较大,但样本数据量值的分布波动大,造成方差较 大,因此在统计上不能通过检验,对于 RI 和 Non-RI 过程也不具有可区分度。 为此相对湿度的计算将取 900 hPa 层次,通过 改变计算区域的范围我们发现,半径 3~10 个纬距 内的相对湿度参数 (RH\_3-10) 能够更好的区分 RI 与 Non-RI,它们的均值差为 0.87%,通过 95%的信 度检验 (*t* 检验 *P*=0.022 和 M-W 检验 *P*=0.020,见 表 1)。相比大西洋 TC 个例,西北太平洋 TC 的平 均尺度较大 (Merrill, 1984),这里采用 Kaplan 的 因子 (RHLO)计算结果未能通过显著性检验,因 此认为取 900 hPa 半径 3~10 纬距作为 TC 外围环 境区域水汽因子结果更好。

#### 表 1 RI 与 Non-RI 的水汽参数统计检验结果 Table 1 Moisture parametric statistical test results of the RI and non-RI samples

	RI 均	Non-RI	RI 与 Non-RI	<i>P</i> 值	
	值	均值	差值	<i>t</i> 检验	M-W 检验
RH_3-10	87.06%	86.19%	0.87%	0.022	0.020
F-all/g s <sup><math>-1</math></sup> cm <sup><math>-1</math></sup>	7.01	8.06	-1.05	0.000	0.001

水汽通量是表示水汽输送强度的物理量,可以 用来说明水汽输送量的大小和方向。无论是 RI 还 是 Non-RI 样本,水平水汽通量大值区基本集中在 对流层低层,半径 1~4 个纬距之内,越往高层水 汽通量越小。矢量箭头表示径向和垂直方向的水汽 通量方向和大小,可以看到水汽主要是从 TC 外围 环境流入,在 TC 内环境汇聚并向上输送(图 3c、 3d)。水汽通量差异分布图(图 3 f, RI 减去 Non-RI) 表明 RI 与 Non-RI 主要的差异出现在对流层低层, RI 的水平水汽通量数值小于 Non-RI。

但为了整体地考虑水汽输送对 TC 的影响,中 上层水汽通量的影响还是有必要考虑的,且注意到 在 400 hPa 以上水汽通量相对较小,为此我们将水 汽通量从 1000 hPa 到 400 hPa 进行积分。另外由于 FNL 资料分辨率有限而不能清晰地反映出眼墙中 强劲的垂直通量,所以本文主要分析了水平水汽通 量。

表 1 给出了水汽参数 F-all 的统计结果, F-all 表示积分后的水平水汽通量大小, *R* 取 0~10 纬 距。统计结果表明 RI 的均值小于 Non-RI, 即 RI 过程初始时刻区域平均的水平水汽输送量要比 Non-RI 的小,并且该均值差通过了 99%的 *t* 检验和 M-W 检验, *P* 值分别为 0.000 及 0.001。通过改变 计算区域,发现其他计算结果与此相一致,且都通 过了显著性检验。



图 3 (a、c) RI 样本及 (b、d) Non-RI 样本方位角平均的各变量的半径一高度剖面 (横坐标单位为 1 个纬距,约 110 km)及 (e、f) 相应变量的 RI 减 Non-RI 差值: (a、b) 平均相对湿度; (c、d) 水汽通量 (填色图代表水平水汽通量大小,矢量箭头为径向和垂直方向水汽通量矢量,垂直水 汽通量画图时乘以 100); (e) 相对湿度差值图; (f) 水平水汽通量差值图

Fig. 3 Radius-height cross sections of the azimuthal mean (a, b) relative humidity and (c, d) moisture flux for (a, c) RI and (b, d) non-RI, and (e, f) the difference fields between RI and non-RI: (a, b) Relative humidity; (c, d) moisture flux [horizontal moisture flux (shading), in-plane moisture flux vectors (vertical motions are multiplied by 100)]; (e) difference field of relative humity; (f) difference field of moisture flux

上述两个因子统计结果表明:在 TC 生命史中 发生 RI 时,水汽参数 RH\_3-10 的数值明显大于 Non-RI,即低层外围环境的水汽相对较多,水汽柱 较饱和,因此相对而言需要从外界输送的水汽就会 有所减弱。发生 RI 过程之前的 Non-RI 阶段,需要 大量的水汽输送为 TC 的发展提供能量;在 RI 之后 的 Non-RI 阶段,由于大量水汽凝结导致水汽相对 减少,为此也需要大量的外界水汽输送进行补充; 故在 Non-RI 阶段的水汽通量反而会较大。

#### 3.3 RI 与 Non-RI 中水汽参数分布的比较

通过上一节的分析,我们发现某一区域内水汽参数的均值在 RI 与 Non-RI 间存在显著差异,那在 RI 与 Non-RI 样本中这些参数的概率分布情况如何 呢?

图 4 给出了 RI 与 Non-RI 水汽参数频率分布情况。低层相对湿度(RH\_3-10)分布情况表明:78%的 RI 过程发生在 RH\_3-10为 85%~95%的条件下,最大频率出现在 85%~90%区间内,达到 RI 总频率的 56%。85%~90%区间内 RI 出现的频率超过 90%~95%区间频率的 2 倍,超过 80%~85%区间频率的 3 倍,说明 TC 在非减弱阶段,若低层相对湿度在 85%~90%范围内,其发生 RI 的几率是低层相对湿度在 90%~95%区间的两倍多,是 80%~85%区间的 3 倍多。虽然 Non-RI 的最大频率也出现在 85%~90%区间内,但频率只有 49.44%。Non-RI 有 78.1%的情况分布在 RH\_3-10 为 80%~90%的条件下,相对湿度总体而言比 RI 小。K-S 检验结果进一步说明了 RI 与 Non-RI 的 RH\_3-10 分布确实存在着显著性差异(*P*=0.039)。

水汽通量概率分布图表明, RI 初始时刻的 F-all 数值大部分(71%)分布在 2~8 g s<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup> 区间内, 而该区间内 Non-RI 过程仅占 57%。与 Non-RI 相比, RI 初始时刻常与相对弱的水汽通量相联系。F-all 的 K-S 检验结果也很清楚地表明 RI 与 Non-RI 概率 分布的显著差异,通过了 98%信度检验(*P*=0.019)。

在 RI 样本中水汽通量的最大频率出现在 6~8 g s<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup> 区间内,达到 35%。区间 4~8 g s<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup> 的频率达到 64%,超过总频率的一半,若 F-all 数 值在该区间内则表明发生 RI 的可能性比较大。而 当水汽通量超过 16 g s<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup> 后却没有出现过 RI 过程,当然这仅仅是统计了 10 年的样本,该阈值还 有待考究。

#### 3.4 RI与 Non-RI 中净水汽通量的比较

区域平均的水汽通量表示水汽输送的量值,但 仅仅表示水汽输送量,难以确定水汽是流入还是流 出 TC 区域,为此需要考虑区域内水汽收支情况。 为了更清楚地了解 TC 环境中水汽的收支情况,我 们对各个区域内(1~10的10个区域)的净水汽通 量(*F*<sub>pure</sub>)进行了统计分析。 净水汽通量的计算方法为:水汽通量矢量(Q<sub>u</sub>, Q<sub>v</sub>)转为柱坐标中的(Q<sub>r</sub>, Q<sub>t</sub>),由于切向方向的水 汽通量 Q<sub>t</sub>对区间净水汽通量无影响,因此仅对 Q<sub>r</sub> 做环形平均后在 400~1000 hPa 上积分,定义区间 的净水汽通量为内外边界上 Q<sub>r</sub>的差值。

表 2 给出了各个区域净水汽通量的统计情况, 结果表明 RI 样本的区间 1~5 都为水汽的净获得 区,而 Non-RI 样本水汽净获得区相对较小,仅出 现在区间 1~4 内。另外,可以将 *F*pure1~5 的均值 相加来代表 RI 样本在区间 1~5 的净水汽获得量, 发现 Non-RI 的净水汽获得量反而是大于 RI。较大 差异出现在区间 1 和 2 区域中,尤其在区间 1 中 其 RI 净水汽获得量明显小于 Non-RI,通过了 95% 显著性检验。

表 2 RI 与 Non-RI 各区域净水汽通量统计检验结果 Table 2 Net moisture flux statistical test results of each zone for RI and non-RI samples

_	<i>P</i> 值		_		RI与Non-RI
		M-W	RI 均值/	Non-RI 均值/	均值差/
	t 检验	检验	g s ' cm ' hPa	g s ' cm ' hPa	$g s^{-1} cm^{-1} hPa$
区间1	0.000	0.036	7.89	10.66	-2.77*
区间2	0.146	0.247	10.36	11.40	-1.04
区间 3	0.385	0.479	6.28	5.65	0.63
区间4	0.033	0.030	2.96	1.93	1.03*
区间5	0.005	0.012	0.12	-0.85	0.97*
区间6	0.003	0.021	-0.51	-1.31	0.80*
区间7	0.051	0.055	-1.35	-1.91	0.56
区间8	0.530	0.591	-1.77	-1.93	0.16
区间9	0.796	0.962	-2.07	-2.01	-0.06
区间10	0.983	0.787	-1.86	-1.86	0

\*表示 RI 与 Non-RI 均值差通过 t 检验和 M-W 检验。

从相对湿度的差值分布(图 3e)可以看出在区间 1~2 内对流层低层(700~850 hPa)相对湿度 RI小于 Non-RI,而区间 1~2 以外 RI 相对湿度较大。此外 Carrasco et al. (2014)统计发现 TC 尺度 RWM(最大风速半径)和 AR34(34 kt 风最大范围的平均半径)分别在阈值 37.04~88.90 km 和 109.29~250.02 km(1 n mi=1.852 km)内,最易发生快速加强过程,该阈值基本也是集中在 1~2 区域内。所以我们认为区间 1~2 的水汽因子对 RI 过程影响较大,需要通过更为精细的模式资料分析该区域水汽变化的动力和热力原因及其对 TC 强度突变的影响。

#### 3.5 水汽参数与强度变化的相关性分析

强度变化定义为: TC 海平面中心最低气压在

一定时间内的变化,即 $p_{t+\Delta t}-p_t$ ,其中 $\Delta t=6$ ,12,18,24 h。因此负变压代表 TC 强度加强,数值越小表示 TC 系统增强越剧烈。计算所有样本(RI与Non-RI) 初始时刻的水汽参数与随后 $\Delta t$ 时间的强度变化的 相关性(表 3 中数值为相关系数),可以看出:相 对湿度与强度变化呈现负相关,并且都通过了 99% 的信度检验,虽然线性相关系数较小,但是仍可以 说明相对湿度越大,强度变化数值越小,即 TC 加 强越剧烈。而水汽通量与变压呈现正相关,24 h 和 18 h 两个情况的相关系数通过了 99%信度检验,说 明在一段时间内若出现较强的强度加强,那该初 始时刻 TC 本身水汽含量较饱和,因而水汽通量 会相对较弱一点,RI 之前和之后水汽通量会较 大,为 TC 发展及维持提供能量,与前面的结论相 一致。

水汽参数与对应的24h气压变化散点图(图5) 呈现出了上述微弱的线性关系,但更值得关注的是 TC 强度发生较大加强的情况基本集中在各水汽参数的某一区域范围内。对于 TC 强度的较大加强, 其相对湿度基本分布在 85%~95%,与 3.2 节中的频率分布结果一致,相对湿度越大越易发生 RI 过程;水汽通量集中分布在 2~10 g s<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup> 区间内。 由于其他时间间隔的强度变化与水汽参数散点图 与 24 h 的情况类似,所以这里未给出。

表 3 初始时刻水汽参数与之后 24、18 、12、6 h 强度变化的 相关系数

Table 3 The correlation coefficients between the moisture parameter at initial time and the 24-, 18-, 12-, and 6-h subsequent intensity change

	相关	相关系数		
	RH_3-10	F-all		
与 24 h 后强度变化	$-0.091^{*}$	0.110*		
与18h后强度变化	$-0.084^{*}$	$0.065^{*}$		
与 12 h 后强度变化	$-0.081^{*}$	0.027		
与6h后强度变化	$-0.062^{*}$	0.005		



\*表示通过 99%信度检验



图 4 RI(黑色)与 Non-RI(灰色)两种水汽参数频率分布: (a) RH\_3-10; (b) F-all Fig. 4 Frequency distributions of the (a) RH\_3-10 and (b) F-all for RI (black) and non-RI (gray) samples



图 5 所有样本(RI与Non-RI)24h强度变化与水汽参数(a)RH\_3-10、(b)F-all散点图 Fig 5 Change of intensity over 24 h of all non-weakening cases (RI and non-RI) and (a) RH\_3-10, (b) F-all

### 4 结论

本文通过区域划分后较详细地分析了 RI 与 Non-RI 过程水汽因子的差别,主要结论如下:

(1)统计分析发现相比于 Kaplan 的水汽因子 (RHLO),采用 900 hPa 层半径 3~10 纬距作为 TC 外围环境区域计算区域平均相对湿度(RH\_3-10) 的结果较好,能更好地区分 RI 与 Non-RI 过程,这 应该是西北太平洋 TC 平均尺度比大西洋大的原 因。RI 初始时刻的 TC 外围环境低层相对湿度显著 性大于 Non-RI,相对湿度在 85%~90%区间内 TC 较容易发生 RI 过程。

(2)水汽主要是从 TC 外围环境流入,在内环 境汇聚并向上输送,垂直通量大值中心与水平水汽 通量的大值中心一致,基本集中在对流层低层。计 算从 1000 hPa 到 400 hPa 积分的平均水平水汽通量 大小,半径 0~10 纬距区域平均值发现 RI 初始时 刻水平水汽输送量要比 Non-RI 的小。水汽通量在 6~8 g s<sup>-1</sup> cm<sup>-1</sup>更易发生 RI 过程。

(3)对各区域内净水汽通量的研究发现,RI 过程其初始时刻净水汽获得区域大于 Non-RI,但量 值却不及 Non-RI。区间 1~2 内外水汽因子存在明 显的差别,内部相对的水汽输送与 RI 有更大的关 系,有待通过更精细的资料分析该区域水汽变化的 动力和热力原因及其对 TC 强度突变的影响。

(4)相关性结果进一步验证了上述的分析, 发现相对湿度与强度变化呈现一定的负相关,虽然 相关系数较小但都通过了 99%的信度检验,代表相 对湿度越大 TC 增强越大;同时整层水汽通量与强 度变化呈正相关。表示在某时段发生较强的强度加 强,那该时刻 TC 本身相对湿度较大,水汽含量较 饱和,因而水汽通量会相对弱一点,RI之前和之后 水汽通量会较大,为 TC 发展及维持提供能量。在 一定阈值内,适宜的相对湿度和水汽通量有利于 RI 的发生。

综合以上我们认为在 TC 发生 RI 时,其本身所 处环境场水汽含量非常重要。在发生 RI 之前,TC 环境场的相对湿度较小,水汽含量少,故需要较大 的水汽输送为 TC 发展提供能源。在 TC 获得较大 的水汽含量后,水汽柱较饱和,此时水汽输送会相 对较弱,TC 开始发生 RI 过程。在 RI 过程之后, 水汽含量降低,此时水汽通量又会增大,来补充消 耗的水汽,维持 TC 的发展。

#### 参考文献(References)

- Carrasco C A, Landsea C W, Lin Y L. 2014. The influence of tropical cyclone size on its intensification [J]. Wea. Forecasting, 29 (3): 582–590, doi: 10.1175/WAF-D-13-00092.1.
- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论 [M]. 北京: 科学出版社, 31-38. Chen Lianshou, Ding Yihui. 1979. Introduction to the Western Pacific Typhoon (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 31-38.
- DeMaria M, Kaplan J. 1997. An operational evaluation of a Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS) [C]// 22th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology. Fort Collins: Amer. Meteor. Soc., 280–281.
- 丁金才, 郭英华, 郭永润, 等. 2011. 利用 COSMIC 资料对 17 个台风热 力结构的合成分析 [J]. 热带气象学报, 27 (1): 31–43. Ding Jincai, Guo Yinghua, Guo Yongrun, et al. 2011. The composite analysis of the thermal structure of 17 typhoons by using cosmic data [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 27 (1): 31–43, doi: j.issn.1004-4965. 2011.01.004.
- Emanuel K, DesAutels C, Holloway C, et al. 2004. Environmental control of tropical cyclone intensity [J]. J. Atmos. Sci., 61 (7): 843–858, doi: 10.1175/1520-0469(2004)061<0843:ECOTCI>2.0.CO;2.
- Gall R, Franklin J, Marks F, et al. 2013. The hurricane forecast improvement project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 94 (3): 329–343, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00071.1.
- 高拴柱, 吕心艳, 王海平, 等. 2012. 热带气旋莫兰蒂 (1010) 强度的观 测研究和增强条件的诊断分析 [J]. 气象, 38 (7): 834-840. Gao Shuanzhu, Lü Xinyan, Wang Haiping, et al. 2012. An observational and diagnostic analysis on the intensity and intensity changes of typhoon Meranti (1010) [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 38 (7): 834-840.
- Gray W M. 1979. Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation [M]//Shaw D B. Meteorology over the Tropical Oceans. Bracknell, Berkshire: Royal Meteorological Society, 155–218.
- Hill K A, Lackmann G M. 2009. Influence of environmental humidity on tropical cyclone size [J]. Mon. Wea. Rev., 137 (10): 3294–3315, doi: 10.1175/2009MWR2679.1.
- Holliday C R, Thompson A H. 1979. Climatological characteristics of rapidly intensifying typhoons[J]. Mon. Wea. Rev., 107 (8): 1022–1034, doi: 10.1175/1520-0493(1979)107<1022:CCORIT>2.0.CO;2.
- 黄荣成, 雷小途. 2010. 环境场对近海热带气旋突然增强与突然减弱影 响的对比分析 [J]. 热带气象学报, 26 (2): 129–137. Huang Rongcheng, Lei Xiaotu. 2010. Comparative analysis of the influence of environment field on rapid intensifying and weakening of tropical cyclones over offshore waters of China [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 26(2): 129–137.
- Kaplan J, DeMaria M. 2003. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin[J]. Wea. Forecasting, 18 (6): 1093–1108, doi: 10.1175/1520-0434(2003)018<1093: LCORIT>2.0.CO;2.

- Knaff J A, Sampson C R, DeMaria M. 2005. An operational statistical typhoon intensity prediction scheme for the Western North Pacific [J]. Wea. Forecasting, 20 (4): 688–699, doi: 10.1175/WAF863.1.
- 李英. 2004. 登陆热带气旋维持机制的研究 [D]. 中国气象科学研究院 博士学位论文, 34–35. Li Ying. 2004. A study on the sustaining mechanism of landfalling tropical cyclones [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Science, 34–35.
- 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 [J]. 大气科学, 29 (1): 91–98. Li Ying, Chen Lianshou, Xu Xiangde. 2005. Numerical experiments of the impact of moisture transportation on sustaining of the landfalling tropical cyclone and precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 91–98.
- Merrill R T. 1984. A comparison of large and small tropical cyclones [J]. Mon. Wea. Rev., 112(7): 1408–1418, doi: 10.1175/1520-0493(1984) 112<1408: ACOLAS>2.0.CO;2.
- Schade L R, Emanuel K A. 1999. The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: Results from a simple coupled atmosphere-ocean model [J]. J. Atmos. Sci., 56(4): 642–651, doi: 10.1175/1520-0469(1999)056<0642: TOSEOT>2.0.CO;2.
- Schönemann D, Frisius T. 2014. Dynamical system properties of an axisymmetric convective tropical cyclone model [J]. Tellus A, 66: 22456, doi: 10.3402/tellusa.v66.22456.

- Shen W X. 2005. A simple prediction model of hurricane intensity [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131 (611): 2887–2906, doi: 10.1256/qj.04.109.
- 宋金杰, 王元, 陈佩燕, 等. 2011. 基于偏最小二乘回归理论的西北太平 洋热带气旋强度统计预报方法 [J]. 气象学报, 69 (5): 745–756. Song Jinjie, Wang Yuan, Chen Peiyan, et al. 2011. A statistical prediction scheme of tropical cyclone intensity over the western North Pacific based on the partial least square regression [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69 (5): 745–756.
- Wang Y Q. 2009. How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? [J]. J. Atmos. Sci., 66 (5): 1250–1273, doi: 10.1175/2008JAS2737.1.
- 吴启树, 沈桐立, 苏银兰, 等. 2006. 2000 年第10 号台风的水汽分析与试验 [J]. 气象科学, 26 (4): 384–391. Wu Qishu, Shen Tongli, Su Yinlan, et al. 2006. Water vapor analyses and experiments of 0010 typhoon [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 26 (4): 384–391.
- 杨玉震, 王耀领, 胡邦辉, 等. 2010. 西北太平洋热带气旋强度统计动力 预报的改进模型 [J]. 海洋预报, 27 (3): 1–6. Yang Yuzhen, Wang Yaoling, Hu Banghui, et al. 2010. A improved statistic-dynamical model for tropical cyclone intensity forecasting in Northwest Pacific [J]. Marine Forecasts, 27 (3): 1–6.
- Ying Y, Zhang Q H. 2012. A model study on tropical cyclone structural changes in response to ambient moisture variations [C]// 30th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology. Florida: Amer. Meteor. Soc.