



黄琼慧, 房庆国, 黄小燕, 等. 2026. 台风背景下基于北部湾海岛多层观测的风场及空气动力学参数特征分析 [J]. 大气科学, 50(4): 1254–1264.
HUANG Qionghui, FANG Qingguo, HUANG Xiaoyan, et al. 2026. Characteristics of Wind Field and Aerodynamic Parameters Based on Multi-level Observations in the Beibu Gulf under Typhoon Conditions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 50(4): 1254–1264.
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2512.25086

台风背景下基于北部湾海岛多层观测的风场 及空气动力学参数特征分析

黄琼慧^{1,2} 房庆国³ 黄小燕^{1,2} 陶伟⁴ 毕瑞迪⁵

1 广西壮族自治区气象科学研究所, 南宁 530022
2 广西北部湾国家气候观测台开放实验室, 南宁 530022
3 浙江省宁波市象山县气象局, 宁波 315712
4 广西壮族自治区气象技术装备中心, 南宁 530022
5 广西壮族自治区北海市气象局涠洲岛气象站, 北海 536004

摘 要 基于广西北海涠洲岛近地面多层观测数据, 选取 2023~2024 年台风摩羯、三巴和泰利影响时段, 首先对各台风过程的观测数据进行质量控制和订正, 随后分析北部湾海岛复杂下垫面影响下的台风边界层结构特征, 主要包括近地面层风场演变、风廓线特征及空气动力学参数 [摩擦速度 (u_*)、粗糙度长度 (z_0) 和拖曳系数 (C_d)] 随近地面风速和风向的变化特征。研究表明, 10~32 m 的台风边界层接近中性稳定层结, 平均风速廓线符合对数律分布。在北部湾海岛复杂下垫面作用下, u_* 、 z_0 和 C_d 随近地面风速的变化特征接近陆地下垫面影响情况, 均表现出明显的非单调性, 不能简单归为均质海洋下垫面情况。其中, u_* 的数值范围为 $0.5\sim 1.5\text{ m s}^{-1}$; 当 10 m 风速大于 15 m s^{-1} 时, z_0 和 C_d 的量级分别为 10^{-2} m 和 10^{-3} ; 偏东风影响下的 u_* 、 z_0 和 C_d 数值较偏西风条件下偏大。研究结果有利于加深对复杂海岛下垫面类型下台风边界层结构的理解与认识, 对北部湾区域台风数值模拟及参数化方案的优化具有重要意义。

关键词 多层观测 台风边界层 空气动力学参数 北部湾

文章编号 1006-9895(2026)04-1254-11

中图分类号 P404

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2512.25086

Characteristics of Wind Field and Aerodynamic Parameters Based on Multi-level Observations in the Beibu Gulf under Typhoon Conditions

HUANG Qionghui^{1,2}, FANG Qingguo³, HUANG Xiaoyan^{1,2}, TAO Wei⁴, and BI Ruidi⁵

1 Guangxi Institute of Meteorological Sciences, Nanning 530022
2 Open Laboratory of Guangxi Beibu Gulf National Climate Observatory, Nanning 530022
3 Xiangshan Meteorological Bureau, Ningbo, Zhejiang Province, Ningbo 315712

收稿日期 2025-05-19; 网络预出版日期 2026-01-12

作者简介 黄琼慧, 女, 工程师, 主要从事广西及北部湾区域台风预报研究。E-mail: qionghuihuang@foxmail.com

通讯作者 黄小燕, 女, 正研级高级工程师, 主要从事人工智能天气预报技术研究与应用。E-mail: gx_huangxy@163.com

资助项目 广西自然科学基金重点项目 2024GXNSFDA010047, 广西自然科学基金面上项目 2023GXNSFAA026414, 广西气象科研计划青年人才培养项目 2025QN08, 广西重点研发计划项目 AB24010085, 广西自然科学基金青年项目 2023GXNSFBA026349

Funded by Guangxi Natural Science Foundation Key Program (Grant 2024GXNSFDA010047), Guangxi Natural Science Foundation General Program (Grant 2023GXNSFAA026414), Guangxi Meteorological Research Youth Talent Program (Grant 2025QN08), Guangxi Key Technologies R&D Program (Grant AB24010085), Guangxi Natural Science Foundation Youth Program (Grant 2023GXNSFBA026349)

4 Guangxi Meteorological Technology & Equipment Center, Nanning 530022

5 Weizhou Island Meteorological Station, Beihai Meteorological Bureau, Guangxi Zhuang Autonomous Region, Beihai 536004

Abstract Using multi-level observation data of the near-surface layer on the Weizhou Island, Beihai, Guangxi, this study examined the periods influenced by typhoons Yagi, Sanba, and Talim during 2023–2024. First, quality control and correction were conducted on the observation data for each event. Subsequently, the structural characteristics of the typhoon boundary layer under the influence of the complex underlying surface of the Beibu Gulf islands were analyzed. The analysis included near-surface wind field evolution, wind profile characteristics, and variations in aerodynamic parameters, namely, friction velocity (u_*), roughness length (z_0), and drag coefficient (C_d), along with near-surface wind speed and direction. The results indicate that the typhoon boundary layer within 10–32 m exhibits near-neutral stability and the mean wind speed profile follows a logarithmic distribution. Under the influence of the complex underlying surface of the Beibu Gulf islands, the variations in u_* , z_0 , and C_d with near-surface wind speed exhibit characteristics typical of a land underlying surface, showing obvious nonmonotonicity, and cannot be simply categorized as those typical of a homogeneous marine underlying surface. Specifically, u_* ranges between 0.5 and 1.5 m s^{-1} ; when the 10 m wind speed exceeds approximately 15 m s^{-1} , the magnitudes of z_0 and C_d are on the order of 10^{-2} m and 10^{-3} , respectively. The u_* , z_0 , and C_d values are generally higher under easterly winds than under westerly winds. The findings contribute to a deeper understanding of typhoon boundary layer structures over the complex underlying surface of an island and hold significance for optimizing numerical simulations and parameterization schemes of typhoons in the Beibu Gulf.

Keywords Multi-level observation, Typhoon boundary layer, Aerodynamic parameter, Beibu Gulf

1 引言

热带气旋是生成于热带或副热带洋面的一种强天气系统,我国称之为台风,台风是影响我国东南沿海地区最严重的自然灾害之一,其伴随的狂风、暴雨和风暴潮往往造成重大的社会经济损失(梁必骐等, 1995; Emanuel, 2005)。台风边界层作为台风环流与地表下垫面之间的关键过渡区,其结构特征对台风风雨分布、强度变化特别是登陆期间的强度变化产生重要影响(李英和陈联寿, 2005; Zhang Y et al., 2011; 廖菲等, 2017; Dong et al., 2019)。因此,深入研究台风边界层的结构特征对提高台风发生发展机理的认识、提升台风模拟及预报水平、优化防灾减灾策略具有重要意义。

当前台风边界层的观测手段主要包括海上浮标、GPS 探空仪、地面雷达和气象观测塔,其中气象观测塔能够直接测量近地面层的风速、温度、湿度等关键要素,已被广泛应用于台风边界层结构的精细化研究(Ming and Zhang, 2018; Shao et al., 2022; Fang et al., 2023; Tang et al., 2024)。已有研究(Powell et al., 2003; Vickery et al., 2009; Shu et al., 2017; He et al., 2020)指出,台风边界层呈现近中性层结状态,其风速廓线符合对数律或幂律分布,此时湍流发展主要依赖于垂直风切变而非热力因素。在近地面层中,摩擦速度(u_*)、粗糙度长度(z_0)

和拖曳系数(C_d)是表征地—气动量交换的重要动力学参数,其演变特征及关键风速阈值通常随下垫面类型(如,海洋、森林、城市等)变化而发生显著变化(Tang et al., 2024),这将对土木建筑设计等工程领域的实际应用产生重要影响(He et al., 2013; He et al., 2020, 2022)。 u_* 、 z_0 和 C_d 随近地面风速的变化特征在海洋与陆地下垫面之间的差异明显。一般地,在均质海洋下垫面条件下:(1) u_* 随近地面风速增加而增大,当风速到达某一临界值后趋于平稳或略微下降,量级范围在 $10^{-1} \sim 10^0 \text{ m s}^{-1}$ (Large and Pond, 1981; Black et al., 2007; Jarosz et al., 2007; Zhao et al., 2015)。Large and Pond (1981)、Black et al. (2007)、Zhao et al. (2015)和 Tang et al. (2024)计算得到的 u_* 临界风速约为 26 m s^{-1} ,而 Powell et al. (2003)和 Jarosz et al. (2007)报道的 u_* 临界风速约为 40 m s^{-1} 。上述结果的差异与观测点附近的海水深度有关。Zhao et al. (2015)发现,浅水条件下的 u_* 临界风速相对开阔海域深水情况下低 $5 \sim 15 \text{ m s}^{-1}$ 。(2) 受海面波拖曳效应影响, z_0 通常随风速增加而增大,增幅约为 10^{-3} m ,量级范围在 $10^{-3} \sim 10^0 \text{ m}$ (Charnock, 1955; Fairall et al., 2003; Zeng et al., 2010)。Tang et al. (2024)发现,近岸铁塔观测受到混合陆表下垫面信息的影响, z_0 呈现随风速先减小、后增大、再减小的波动变化特征。(3) C_d 的量级为 10^{-3} ,

通常随风速增加而增大,在某一临界风速附近达到最大值后趋于平稳或略微下降(Large and Pond, 1981; Black et al., 2007; Jarosz et al., 2007; Zhao et al., 2015)。Black et al. (2007)、Potter et al. (2015)、Zhao et al. (2015) 和 Tang et al. (2024) 计算得到的 C_d 临界风速约为 23 m s^{-1} , 而 Powell et al. (2003) 和 Jarosz et al. (2007) 指出 C_d 临界风速约为 33 m s^{-1} 。而在相对粗糙的陆地下垫面条件下:(1) u_* 随风速增加而增大,量级范围在 $10^{-1} \sim 10^0 \text{ m s}^{-1}$ (Rao et al., 1996; Rao, 2004; Fang et al., 2018; Shao et al., 2022)。Shao et al. (2022) 和 Tang et al. (2024) 的结果显示, u_* 随风速的增长并非单调,在 $12 \sim 18 \text{ m s}^{-1}$ 区间内表现出先减后增的波动特征。(2) z_0 的量级范围在 $10^{-3} \sim 10^0 \text{ m}$, 随风速增加呈现指数递减特征,在低一中风速区间 ($5 \sim 20 \text{ m s}^{-1}$) 迅速减小至 10^{-3} m 附近并趋于平稳,临界风速约为 18 m s^{-1} (Rao et al., 1996; Tang et al., 2024)。Mahrt et al. (2001) 指出粘性效应减弱及植被流线型结构形成导致 z_0 随风速衰减。Zhu and Furst (2013) 认为湍流耗散增强与能量级联过程加速为 z_0 衰减的可能解释机制。(3) C_d 的量级为 10^{-3} , 随风速增加而减小 (Rao et al., 1996; Rao, 2004; Zhang J A et al., 2011; Fang et al., 2018)。Zhang J A et al. (2011) 发现, C_d 随风速的减小呈现明显的非单调性,在 $10 \sim 15 \text{ m s}^{-1}$ 区间内存在一次振幅约 2×10^{-3} 的波动变化。然而,由于不同观测研究中的测站周边环境差异较大,具体下垫面类型存在明显差别,目前对于上述动力学参数的变化特征及临界风速值尚未达成共识。

以往研究大多基于内陆沿岸观测 (Tang et al., 2024), 缺乏基于海岛复杂地形下的台风边界层观测研究,该地形下的台风边界层结构更多反映海洋下垫面特征还是陆地下垫面特征,是一个值得探讨的科学问题。北部湾作为我国受台风影响的重要区域,其上的涠洲岛是海域内最大的火山岛,海岛南部的新月形港湾使其具有独特的复杂下垫面结构。为揭示该海岛地形下的近地面层气象要素变化特征,广西壮族自治区气象局于 2021 年在涠洲岛安装布设了 32 m 高的气象观测铁塔,对近地面层风速、风向、温度和湿度等要素进行连续观测,为岛上的边界层结构特征研究提供重要途径。经试运行和调试,自 2023 年 4 月起涠洲岛气象观测塔正式通过气象大数据云平台提供实时的多层观测资料。基于此,本文拟通过 2023~2024 年影响该区域的

摩羯、三巴和泰利 3 次台风过程,分析涠洲岛复杂下垫面下的台风边界层结构特征,揭示各台风过程的近地面层平均风速演变与风廓线特征,以及空气动力学参数 (u_* 、 z_0 和 C_d) 随风速和风向的变化特征。本研究旨在为改进北部湾区域数值模式中的台风边界层参数化方案提供观测依据。

2 数据和方法

2.1 气象观测铁塔及其观测数据

涠洲岛是我国在北部湾海域的最大海岛,地处北部湾东北部,位于广西北海正南方约 38 km 的海域上。岛屿形状呈椭圆形,南北长约 6 km,东西宽约 5 km,其中南湾火山口位于岛屿南端,形成一个较为独特的新月形港湾。2021 年近地面(海面)通量气象观测铁塔(图 1)于广西北海涠洲岛国家基准气候站内建成,该测站位于岛内新月形港湾中部沿海区域,所处海拔高度为 54.2 m,其南面临海,正西和正东方向分别距海岸线约 1.5 km 和 3.3 km,四周种植为低矮防护林。

本研究使用铁塔观测的二维风速数据计算平均风廓线并拟合估计空气动力学参数,风向数据用于结果特征分析,此外还利用气压、气温和相对湿度数据计算总体理查森数。其中,风速、气温和相对湿度由安置于铁塔 2 m、4 m、10 m、20 m 和 32 m 高度的风杯风速计、气温和湿度传感器测量得到,风向和气压分别由 10 m、1.5 m 高度的风向标和传感器测量得到,要素观测的时间分辨率为 1 min。为避免东侧楼栋及西北侧防护林冠层对风速观测的影响,本文仅使用 10 m、20 m 和 32 m 高度的观测数据进行研究。

2.2 台风概况

选取 2023~2024 年影响广西及北部湾区域的 3 个台风过程(表 1)进行研究,依次为 2024 年第 11 号台风摩羯(Yagi)、2023 年第 16 号台风三巴(Sanba)和 2023 年第 4 号台风泰利(Talim)。在所选台风的生命周期中,铁塔均观测到台风环流中的近地面层数据,且台风均在广西及北部湾影响区(120°E 以西, 16°N 以北)范围内登陆并随后消散。图 2 为中国气象局热带气旋最佳路径数据集(<https://tcdata.typhoon.org.cn/zjljsjj.html> [2025-05-19]) (Ying et al., 2014; Lu et al., 2021) 提供的摩羯、三巴和泰利的路径及强度演变情况,时间分辨率为 3 h。3 个台风的最大强度及距观测铁塔最近

距离等概况信息列于表 1。摩羯为 1949 年有台风记录以来秋季登陆我国且在北部湾洋面活动的最强台风, 9 月 1 日 14 时(北京时, 下同)在菲律宾以东洋面上生成, 之后分别于菲律宾东部、海南文昌、广东徐闻角尾乡和越南广宁南部 4 次登陆, 9 月 5 日 15 时达到最大强度, 近中心最大风速及中心最低气压分别为 62 m s^{-1} 和 915 hPa , 9 月 8 日 17 时中央气象台对其停止编号, 过程中距铁塔最近距离为 78.2 km 。三巴、泰利在强度最强时的近中心最大风速及中心最低气压分别为 25 m s^{-1} 和 990 hPa , 40 m s^{-1} 和 960 hPa , 距铁塔最近距离分别为 15.2 km 、 48.9 km 。

2.3 数据筛选及质量控制

参照前人研究经验, 选取 10 min 间隔的平均

表 1 台风摩羯、三巴和泰利概况

Table 1 Basic information of typhoons Yagi, Sanba, and Talim

台风名称	最大强度	中心最低 气压/hPa	近中心最大 风速/ m s^{-1}	距观测铁塔 最近距离/km
摩羯	超强台风	915	62	78.2
三巴	强热带风暴	990	25	15.2
泰利	台风	960	40	48.9

表 2 台风摩羯、三巴和泰利的观测信息

Table 2 Observation information of typhoons Yagi, Sanba, and Talim

台风名称	观测时间(北京时)	样本总数	10 m 平均风速/ m s^{-1}	10 m 平均风向/ $^{\circ}$	平均摩擦速度/ m s^{-1}
摩羯	2024 年 9 月 6 日 13:00 至 7 日 16:59	168	10.9	54	2.01 ± 0.50
三巴	2023 年 10 月 19 日 16:00 至 20 日 15:59	144	11.5	318	1.03 ± 0.18
泰利	2023 年 7 月 17 日 15:00 至 18 日 02:59	72	14.2	276	1.07 ± 0.23

周期对台风边界层结构特征进行分析 (Mahrt et al., 2001; He et al., 2020; Fang et al., 2023; Tang et al., 2024)。当观测铁塔同时满足以下两个条件时, 即判定其处于台风环流内: 位于台风七级风圈半径内, 且 10 m 平均风速大于 5 m s^{-1} (Masters et al., 2010; He et al., 2013; Shu et al., 2017; Bastos et al., 2018)。据此得到的各台风观测时间、样本总数、风统计值等基本观测信息列于表 2。

为确保计算和分析结果的准确性, 首先对铁塔观测数据进行质量控制。质控流程分为数据分段、异常判断、插值补缺三个步骤 (Ming et al., 2014; He et al., 2020)。对所有原始观测记录, 选取 10 min 长度的时间分段, 将任何偏差超过三倍标准差的记录标记为异常值 (Højstrup, 1993; Vickers and Mahrt, 1997; Masters et al., 2010), 随后对检测到的异常值采用线性插值处理。所有原始观测记录的异常值比例均低于 5%。

针对 $10 \sim 32 \text{ m}$ 高度的风速观测数据作进一步订正。由于气候站内气象观测场观测的周期内风速离散度较铁塔观测小 (时间分辨率同为 1 min), 为降低数据离散度, 采用一维最优插值算法 (Daley, 1991; 邹晓蕾, 2009) 对 10 m 风速观测



图 1 涠洲岛气象观测铁塔 (OBS Tower) 及其周边环境。

Fig. 1 The meteorological observation tower (OBS Tower) on Weizhou Island and its surrounding environment.

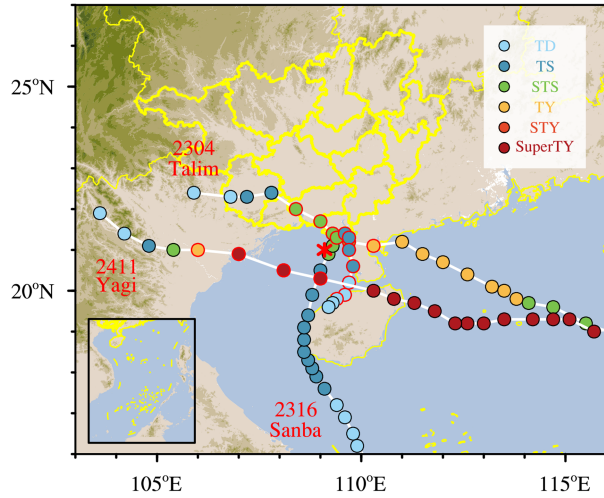


图2 台风摩羯、三巴和泰利的路径及强度。处于观测时段内的台风路径由红色边缘的圆点显示。红色星号表示涠洲岛气象观测铁塔所在地理位置。TD、TS、STS、TY、STY 和 SuperTY 分别表示热带低压、热带风暴、强热带风暴、台风、强台风和超强台风。

Fig. 2 Tracks and intensities of typhoons Yagi, Sanba, and Talim. The typhoon tracks during the observation period are outlined dots in red. The red asterisk indicates the location of the meteorological observation tower on Weizhou Island. TD, TS, STS, TY, STY, and SuperTY denote tropical depression, tropical storm, severe tropical storm, typhoon, severe typhoon, and super typhoon, respectively.

(U_{10}) 进行订正:

$$\hat{U}_{10} = \frac{\sigma'^2}{\sigma'^2 + \sigma^2} U'_{10} + \frac{\sigma^2}{\sigma'^2 + \sigma^2} U_{10}, \quad (1)$$

其中, σ 表示时间分段内的风速标准差, “'” 表示基于站内气象观测场的观测或估计结果, $\hat{U}_{10}$ 表示订正后的 10 m 风速数据。

在近地面层中, 风廓线可由对数律公式表示:

$$U = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left[\frac{z - z_d}{z_0} + \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right], \quad (2)$$

其中, z 为距离地表的高度; U 为高度 z 处的风速; κ 为冯·卡曼常数 (取 0.4); z_d 为零平面位移; L 为奥布霍夫长度; ψ_M 为基于稳定度参数 z/L 的修正函数 (Businger et al., 1971; Dyer, 1974); z_0 为粗糙度长度, 表示边界层风廓线中风速减小至零时对应的理论高度。

对于近中性层结状态, $z/L \approx 0$, $\psi_M(z/L) \approx 0$ 。铁塔四周为相对均匀平缓地形, z_d 的影响可以忽略 (Li et al., 2010), 式 (2) 简化为

$$U = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right). \quad (3)$$

分别记 10 m、20 m、32 m 风速为 U_{10} 、 U_{20} 、 U_{32} , 各层风速均满足式 (3), 可得

$$\frac{U_{20}}{U_{10}} = \frac{\ln 20 - \ln z_0}{\ln 10 - \ln z_0}, \quad (4)$$

$$\frac{U_{32}}{U_{10}} = \frac{\ln 32 - \ln z_0}{\ln 10 - \ln z_0}. \quad (5)$$

z_0 取 $10^{-3} \sim 10^0$ m 时, 式 (4) 和式 (5) 的值变化很小, 近似为常数。因此, 在近地面层中, 可将式 (4) 和式 (5) 近似视为恒定比例关系。同理, 各层订正风速满足:

$$\frac{\hat{U}_{20}}{\hat{U}_{10}} = \frac{\ln 20 - \ln z_0}{\ln 10 - \ln z_0}, \quad (6)$$

$$\frac{\hat{U}_{32}}{\hat{U}_{10}} = \frac{\ln 32 - \ln z_0}{\ln 10 - \ln z_0}. \quad (7)$$

将订正前后的风速相比, 推导得到 20 m 和 32 m 风速订正公式如下:

$$\hat{U}_{20} = \frac{\hat{U}_{10}}{U_{10}} U_{20}, \quad (8)$$

$$\hat{U}_{32} = \frac{\hat{U}_{10}}{U_{10}} U_{32}. \quad (9)$$

通过式 (1)、式 (8) 和式 (9), 可计算出 10 m、20 m 和 32 m 高度的风速订正值。

2.4 总体理查森数计算

文中使用总体理查森数 (Bulk Richardson Number, R_b) 对近地面层流体稳定性进行判断, 其值近似量化了湍流动能方程中浮力项与切变项 (机械剪切) 的相对大小。 R_b 的计算公式如下:

$$R_b = \frac{g \Delta \theta_v \Delta z}{\Theta_0 \Delta U^2}, \quad (10)$$

其中, $\Delta \theta_v$ 和 ΔU 分别表示 10 m 与 32 m 高度之间的虚位温 θ_v 和风速差值; Δz 为观测垂直间距; g 为重力加速度 (取 9.81 m s^{-2}); Θ_0 为参考虚位温 (取 10 m 与 32 m 高度之间的 θ_v 平均值)。 θ_v 的计算公式如下:

$$\theta_v = \theta (1 + 0.608 q), \quad (11)$$

$$q = \frac{\text{RH}}{0.263 p} \cdot \exp \left[\frac{17.67 (T - 273.16)}{T - 29.65} \right], \quad (12)$$

其中, θ 、 q 、RH、 p 和 T 分别表示位温、比湿、相对湿度、气压和气温。

2.5 空气动力学参数估计

根据式 (3) 采用对数律拟合方法估计摩擦速

度 u_* 和粗糙度长度 z_0 , 拖曳系数 C_d 则通过下式计算得到:

$$C_d = \left(\frac{u_*}{U_{10}} \right)^2. \quad (13)$$

3 台风边界层观测要素统计特征

3.1 风速风向演变特征

基于涠洲岛气象观测塔多层观测的 10 min 平均风速时间序列 (图 3a1–a3) 显示, 在摩羯、三巴和泰利的观测期内, 近地面层风速随高度增加而增大。摩羯观测期间, 9 月 6 日 13:00 至 7 日 08:00 的平均风速演变呈现双峰结构 (图 3a1), 主导平均风向为东北风 55° (图 3b1)。10 m 观测极大风速为 19.8 m s^{-1} , 出现于 9 月 6 日 15:09, 此时测站处于台风环流的西北象限, 距离台风中心 256 km。三巴影响期间, 风速大值主要集中在 10 月 19 日 16:00~20:00 (图 3a2), 主导平均风向为西北风 308° (图 3b2)。10 月 19 日 18:22 出现 10 m 极大风速 21.1 m s^{-1} , 此时台风中心位于测站偏南方向

45 km 处。泰利影响期间的平均风速表现为先增后减的变化特征 (图 3a3), 主导平均风向为偏西风 276° (图 3b3), 过程中由西北风向西南风转变, 反映了台风中心从测站北侧过境的风场变化特征。7 月 17 日 17:27 出现 10 m 极大风速 26.4 m s^{-1} , 此时台风中心位于测站偏东方向 67 km 处。在 3 个台风过程中, 10~32 m 各层平均风速为泰利最大, 摩羯次之, 三巴最小。对比不同台风过程观测期间的主导风向, 高风速条件下的局地环境绕流可能对观测数据质量造成一定影响 (He et al., 2020)。

3.2 平均风廓线特征

为了避免 z_0 对风廓线的影响, 采用风速差值 ($U-U_r$, 其中 U_r 为参考高度处的风速) 廓线来表征风速随高度的变化特征 (He et al., 2020; Fang et al., 2023)。文中选取 10 m 为参考高度, 其计算公式为 $(U-U_{10})/(u_*/\kappa) = \ln(z/10)$ 。由图 4 可知, 近地面层风速随高度增加而增大, 与 $\ln(z/10)$ 呈线性变化特征, 风速廓线在 10~32 m 高度内符合对数律特征。在各台风过程的观测时段内 (三巴缺测),

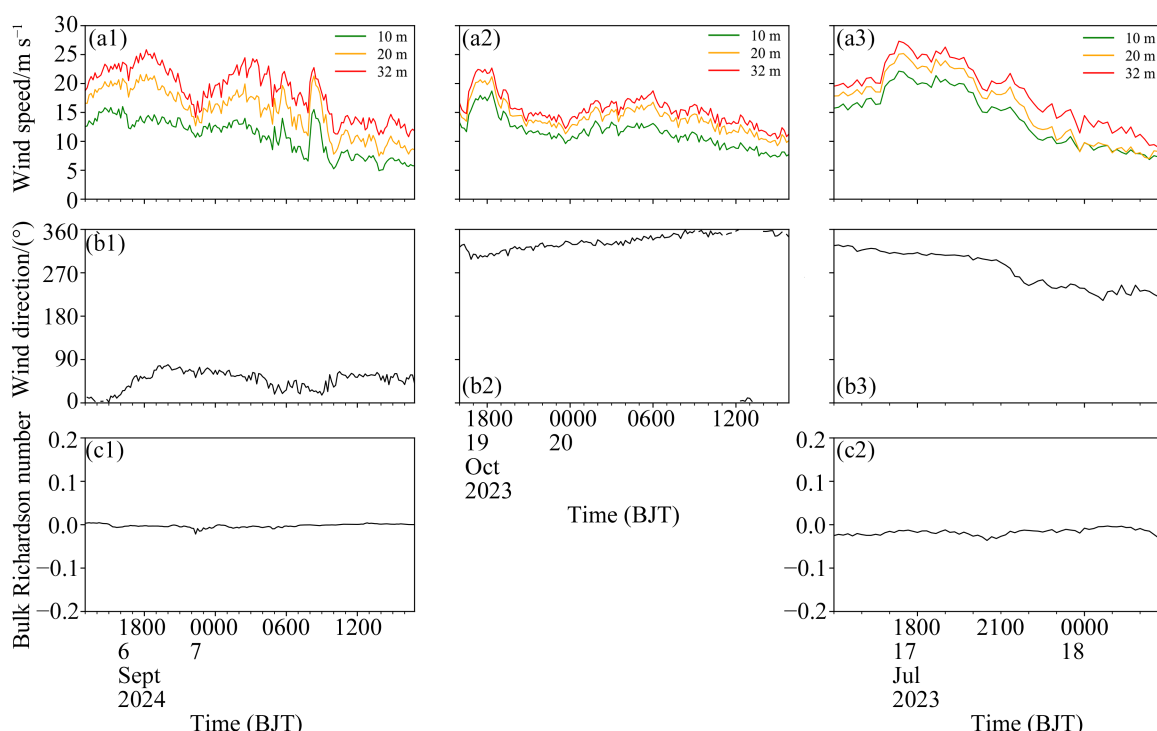


图3 台风摩羯(左)、三巴(中)和泰利(右)的(a1–a3) 10 m、20 m、32 m(观测高度)平均风速、(b1–b3) 10 m平均风向和(c1、c2)总体理查森数的演变。由于台风三巴观测期间的气温和相对湿度数据缺失, 所以未计算其总体理查森数。

Fig. 3 Evolutions of (a1–a3) 10-m, 20-m, 32-m mean wind speed, (b1–b3) 10-m mean wind direction, and (c1, c2) bulk Richardson number for typhoons Yagi, Sanba, and Talim. The bulk Richardson number for typhoon Sanba was not calculated due to missing air temperature and relative humidity data during the observation period.

R_b 约等于 0 (图 3c1-c2), 表明机械剪切对湍流动能的贡献远大于浮力效应, 近地面层接近中性层结。进一步对比不同台风过程日间和夜间的风速廓线发现, 台风影响下的风速廓线日夜差异不大 (图 4b-d), 不同于常规天气下湍流日间强、夜间弱的特征 (李兴生等, 1982)。

4 台风边界层空气动力学参数特征

图 5 展示了基于对数律拟合计算的近地面层空气动力学参数 [摩擦速度 (u_*)、粗糙度长度 (z_0) 及拖曳系数 (C_d)] 相对 10 m 平均风速 (U_{10}) 和风向 (D_{10}) 的变化特征, 其中图 5a-c 和图 5d-f 分别表示按 1 m s^{-1} 间隔的风速区间和 45° 间隔的风向区间划分的统计特征。

4.1 摩擦速度变化特征

u_* 总体上随 U_{10} 增加而增大, 但不同台风过程影响下的变化特征存在差异 (图 5a)。摩羯观测期间, u_* 在低风速 ($U_{10} < 9 \text{ m s}^{-1}$) 下缓慢增大, 在中等风速 ($9 \sim 15 \text{ m s}^{-1}$) 呈现两次先增后减的波动变化, 随后在 $U_{10} > 15 \text{ m s}^{-1}$ 恢复缓慢增长, 整体增幅约 0.4 m s^{-1} 。三巴的 u_* 变化特征与摩羯类似, 但波动相对平稳, u_* 在 $U_{10} > 17.5 \text{ m s}^{-1}$ 下降。泰利的 u_* 在 $7 \sim 11 \text{ m s}^{-1}$ 快速增长, 由 0.59 m s^{-1} 增加至 1.28 m s^{-1} , 随后增速放缓并在 13.5 m s^{-1} 附近到达峰值 1.43 m s^{-1} , 之后略有下降, 但在 $U_{10} > 17.5 \text{ m s}^{-1}$ 又缓慢回升。

Shao et al. (2022) 基于深圳气象通量塔观测的台风山竹分析结果表明, u_* 在 12 m s^{-1} 附近达到峰

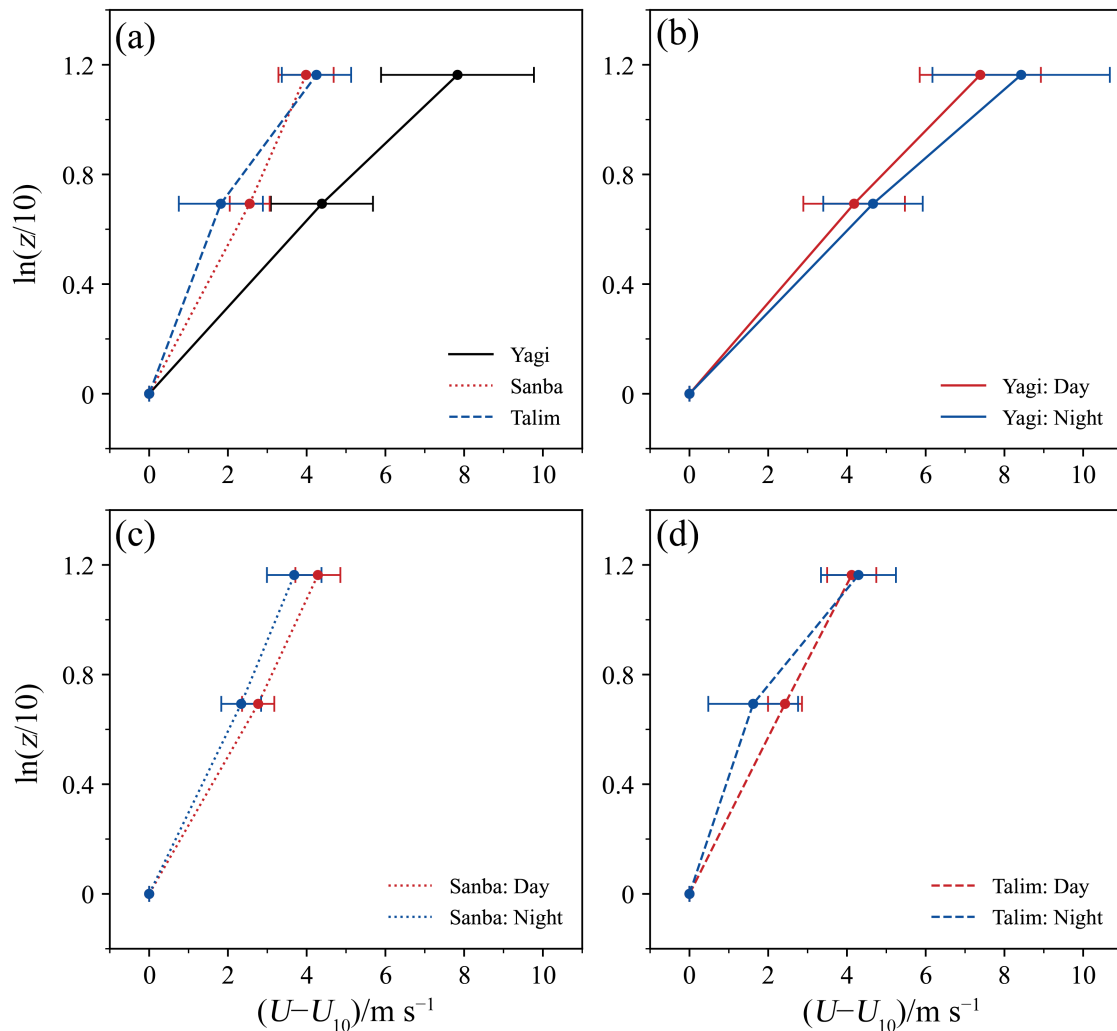


图 4 台风摩羯、三巴和泰利的 (a) 平均风速廓线和 (b-d) 日间、夜间的平均风速廓线。误差条 (短竖线) 表示一倍标准差。

Fig. 4 (a) Mean wind speed profiles and (b-d) daytime/nighttime mean wind speed profiles of typhoons Yagi, Sanba, and Talim. The error bar (short vertical line) represents ± 1 standard deviation.

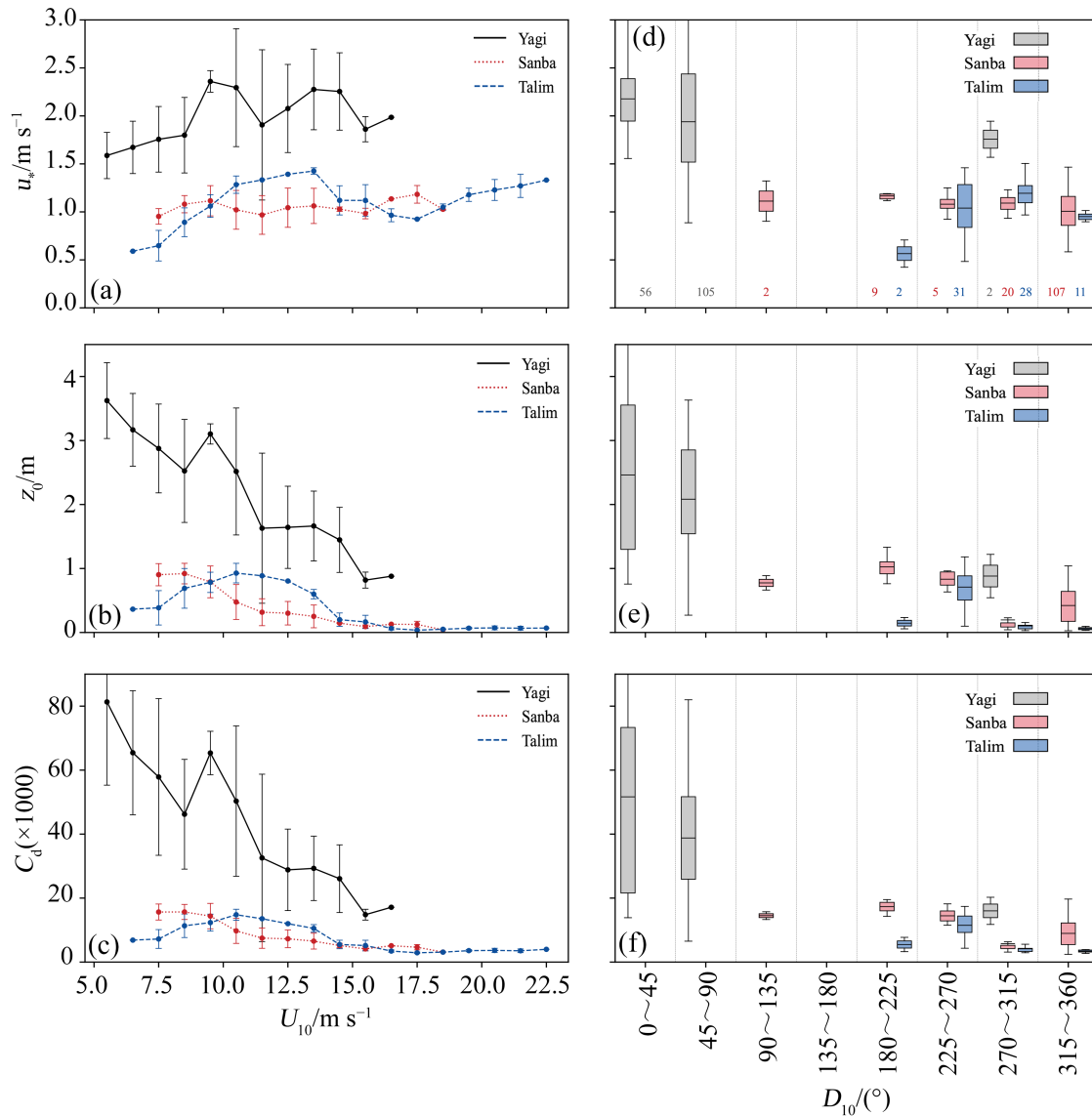


图5 台风摩羯、三巴和泰利的 (a、d) 摩擦速度 (u_*)、(b、e) 粗糙度长度 (z_0) 和 (c、f) 拖曳系数 (C_d) 相对 10 m 平均风速 (U_{10} , 左) 和 10 m 平均风向 (D_{10} , 右) 的变化。图 a-c 中, 误差条 (短横线) 表示一倍标准差。图 d 中, 数值表示不同风向区间的有效样本数 (≥ 2)。

Fig. 5 Variations in friction velocity (u_*), roughness length (z_0), and drag coefficient (C_d) relative to (a-c) mean 10-m wind speed (U_{10} , left) and (d-f) mean 10-m wind direction (D_{10} , right) for typhoons Yagi, Sanba, and Talim. In Figs. a-c, the error bar (short horizontal line) denotes ± 1 standard deviation. In Fig. d, the number indicates the valid samples (≥ 2) for each wind direction bin.

值 1.6 m s^{-1} , 略微下降后迅速回升, 在 $U_{10} > 16 \text{ m s}^{-1}$ 趋于平稳。Tang et al. (2024) 基于 11 个内陆沿岸测站的研究结果显示, u_* 在 12 m s^{-1} 附近达到峰值 0.4 m s^{-1} , 在 $12 \sim 16 \text{ m s}^{-1}$ 内下降后又逐渐回升。基于泰利观测的 u_* 演变特征与 Shao et al. (2022) 和 Tang et al. (2024) 基于内陆沿岸观测的结果一致, 数值上与前者接近, 较后者偏高。摩羯和三巴观测期间的 u_* 演变特征指出, u_* 在 $U_{10} < 10 \text{ m s}^{-1}$ 时已经出现极大值。而前人基于内陆沿岸观测的

u_* 极值出现于 $U_{10} > 10 \text{ m s}^{-1}$ (Fang et al., 2018; Shao et al., 2022; Tang et al., 2024); 基于海岛观测的结果则显示 u_* 于 $U_{10} < 23 \text{ m s}^{-1}$ 呈现一致的单调递增关系 (Large and Pond, 1981; Black et al., 2007; Jarosz et al., 2007; Zhao et al., 2015), 即认为海岛下垫面接近均质海洋下垫面情况。

综上所述, 在涠洲岛复杂下垫面作用下, u_* 总体随风速增加而增大, 呈现出明显的非单调变化特征。这与经典海洋下垫面下的变化特征存在显著差

异,表明涠洲岛复杂下垫面更多反映的是陆地下垫面影响特征。对于以东北风向为主的台风摩羯过程, u_* 的估计值偏高,可能的解释为:涠洲岛呈东北—西南走向的类椭圆形结构特征,东北风背景下的气流轨迹可能携带来自上游陆地表面粗糙元的动量扰动;岛上的下垫面结构比较复杂,可能导致内边界层发展 (Garratt, 1990; Tang et al., 2024) 或产生尾流湍流效应 (Roth, 2000; Britter and Hanna, 2003), 使特定风速和风向条件下的 u_* 估计偏高。

4.2 粗糙度长度变化特征

研究结果显示, U_{10} - z_0 关系呈现明显的非单调性 (图 5b), 不同于均质海洋下垫面下的单调递增及陆地下垫面下的指数递减特征, 表明涠洲岛下垫面作用下的台风边界层结构比较复杂。摩羯的 z_0 估计值整体偏高, 在 $8\sim 11\text{ m s}^{-1}$ 出现异常波动, 偏离经典曲线, 可能受主导风向上游扰动影响。三巴的 z_0 演变接近陆地下垫面衰减特征, 在 $7\sim 19\text{ m s}^{-1}$ 由 0.90 m 减小至 0.04 m 。泰利则表现为海—陆混合下垫面影响模式, z_0 首先在 $6\sim 11\text{ m s}^{-1}$ 区间内由 0.36 m 增长至 0.93 m , 随后开始下降, 当 $U_{10} > 15\text{ m s}^{-1}$ 时约为 0.05 m 。Tang et al. (2024) 基于 7 个海岛观测的结果同样反映了海—陆混合下垫面影响, 但其表现为先减后增的变化特征, 即随 U_{10} 增长, z_0 演变趋近于均质海洋下垫面情况。基于三巴和泰利计算得到的 z_0 临界风速值约为 15 m s^{-1} , 与前人基于内陆沿岸观测的结果 (约 18 m s^{-1}) 接近 (Rao et al., 1996; Tang et al., 2024)。研究结果指出, z_0 的量级为 $10^{-2}\sim 10^0\text{ m}$, 接近陆地下垫面影响情况, 表明涠洲岛下垫面不能简单归为均质海洋下垫面。

4.3 拖曳系数变化特征

根据式 (3) 和式 (13) 可知, C_d 与 z_0 存在一一对应关系, 因此两者相对 U_{10} 的变化特征具有相似性。如图 5c 所示, C_d 总体随 U_{10} 增大而减小, 但并非严格单调递减。基于摩羯观测的 C_d 估计值较前人研究偏大, 但其演变特征与 Shao et al. (2022) 结果接近, 同样指出 C_d 在 $8\sim 11\text{ m s}^{-1}$ 区间内先增后减的波动特征。与 z_0 类似, 三巴的 C_d 整体表现为陆地下垫面衰减特征, 在 $7\sim 19\text{ m s}^{-1}$ 由 15.65×10^{-3} 减小至 3.13×10^{-3} 。泰利的 C_d 首先在 $6\sim 11\text{ m s}^{-1}$ 从 6.86×10^{-3} 增长至 14.80×10^{-3} , 随后逐渐减小, 当 $U_{10} > 15\text{ m s}^{-1}$ 时维持在 3×10^{-3} 附近, 其演变特征与 Zhang J A et al. (2011) 基于

内陆沿岸观测的结果相近。基于三巴和泰利的计算结果表明, 当 $U_{10} > 15\text{ m s}^{-1}$ 时, C_d 趋近于稳定值约 3×10^{-3} 。综上可知, 涠洲岛下垫面作用下的 C_d 演变更多反映陆地下垫面影响信息。

4.4 空气动力学参数随风向的变化特征

下垫面类型对空气动力学参数具有显著影响, 而不同风向带来的上游地表信息存在较大差异, 据此进一步分析 u_* 、 z_0 和 C_d 的风向依赖特征。研究结果表明, u_* 、 z_0 和 C_d 在东北风 ($0^\circ\sim 90^\circ$) 区间的数值偏高, 分别为 $1.5\sim 2.5\text{ m s}^{-1}$ 、 $1.3\sim 3.5\text{ m}$ 和 $2.2\times 10^{-2}\sim 7.3\times 10^{-2}$; u_* 、 z_0 和 C_d 在东南风 ($90^\circ\sim 180^\circ$)、西南风 ($180^\circ\sim 270^\circ$) 和西北风 ($270^\circ\sim 360^\circ$) 区间的数值分别为 $0.5\sim 1.5\text{ m s}^{-1}$ 、 $0.04\sim 1.10\text{ m}$ 和 $3\times 10^{-3}\sim 2\times 10^{-2}$; 随着 D_{10} 的顺转, u_* 、 z_0 和 C_d 在 $90^\circ\sim 360^\circ$ 区间内呈现先增后减的变化特征, 其中三巴和泰利的峰值分别出现在 $180^\circ\sim 225^\circ$ 和 $225^\circ\sim 270^\circ$ (图 5d-f)。可见铁塔在东北风背景下受到的湍流影响更强, u_* 、 z_0 和 C_d 特征接近城市下垫面影响情况 (胡非等, 2003)。

5 结论与讨论

本文基于广西北海涠洲岛气象观测铁塔多层观测数据, 首先对各台风过程的观测数据进行质量控制和订正, 随后分析摩羯、三巴和泰利 3 个台风影响期间的近地面层结构特征。主要结论如下:

(1) 3 个台风过程中, $10\sim 32\text{ m}$ 各层平均风速为泰利最大, 摩羯次之, 三巴最小。摩羯、三巴和泰利观测的 10 m 极大风速分别为 19.8 m s^{-1} 、 21.1 m s^{-1} 和 26.4 m s^{-1} 。由于台风中心与观测铁塔之间的相对位置不同, 各台风过程的主导平均风向存在差异, 其中摩羯以东北风向为主, 三巴和泰利以西北风影响为主。

(2) 近地面层平均风速廓线对数律分布特征与总体理查森数 R_b 的诊断结果 (R_b 约等于 0) 共同表明, 台风边界层接近中性层结状态, 垂直风切变为湍流能量的主要来源。

(3) 在涠洲岛复杂下垫面特殊作用下, 近地面层空气动力参数的变化特征显著区别于经典海洋下垫面情况, 更多反映陆地下垫面影响特征。分析结果表明, 摩擦速度 (u_*)、粗糙度长度 (z_0) 和拖曳系数 (C_d) 呈现明显的非单调变化特征。 u_* 总体随 U_{10} 增加而增大。摩羯和三巴的 u_* 在中等风速区间 ($9\sim 15\text{ m s}^{-1}$) 出现两次先增后减的波动变化;

泰利的 u^* 在 13.5 m s^{-1} 附近达到峰值 1.43 m s^{-1} , 在 $U_{10} > 17.5 \text{ m s}^{-1}$ 有进一步增大趋势。 z_0 和 C_d 总体随 U_{10} 增大而减小。基于三巴和泰利计算的 z_0 和 C_d 临界风速值 (约 15 m s^{-1}) 与既有研究统计值 (约 18 m s^{-1}) 接近。当 $U_{10} > 15 \text{ m s}^{-1}$ 时, z_0 和 C_d 的量级分别为 10^{-2} m 和 10^{-3} 。泰利观测的 z_0 和 C_d 变化特征还反映了海—陆混合下垫面影响模态。

(4) 不同风向条件下的近地面层空气动力学参数变化特征存在差异。对于东北风向为主的台风摩羯过程, u^* 、 z_0 和 C_d 估计偏高, 可能受到上游相对粗糙陆地表面信息的较大影响; 而偏西风主导下的三巴和泰利过程的 u^* 、 z_0 和 C_d 估计与前人研究接近, 量级分别为 $10^{-1} \sim 10^0 \text{ m s}^{-1}$ 、 $10^{-2} \sim 10^0 \text{ m}$ 和 $10^{-3} \sim 10^{-2}$ 。

本研究尝试利用现场观测, 揭示北部湾海岛复杂地形影响下的台风边界层结构特征, 为改进北部湾区域数值模式台风边界层参数化方案提供观测依据。然而, 由于观测样本数量有限及局地边界层动力过程 (如, 内边界层发展、尾流湍流效应等) 的影响, 未来需结合更多的观测与模拟试验, 对北部湾海岛地形下的近地面层空气动力学参数估计作进一步验证。

参考文献 (References)

- Bastos F, Caetano E, Cunha Á, et al. 2018. Characterisation of the wind properties in the Grande Ravine viaduct [J]. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 173: 112–131. doi:10.1016/j.jweia.2017.12.012
- Black P G, D'Asaro E A, Drennan W M, et al. 2007. Air–sea exchange in hurricanes: Synthesis of observations from the coupled boundary layer air–sea transfer experiment [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88(3): 357–374. doi:10.1175/BAMS-88-3-357
- Britter R E, Hanna S R. 2003. Flow and dispersion in urban areas [J]. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 35: 469–496. doi:10.1146/annurev.fluid.35.101101.161147
- Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28(2): 181–189. doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2
- Charnock H. 1955. Wind stress on a water surface [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 81(350): 639–640. doi:10.1002/qj.49708135027
- Daley R. 1991. *Atmospheric Data Analysis* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 457pp.
- Dong M Y, Ji C X, Chen F, et al. 2019. Numerical study of boundary layer structure and rainfall after landfall of typhoon Fitow (2013): Sensitivity to planetary boundary layer parameterization [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 36(4): 431–450. doi:10.1007/s00376-018-7281-9
- Dyer A J. 1974. A review of flux-profile relationships [J]. *Bound. - Layer Meteor.*, 7(3): 363–372. doi:10.1007/BF00240838
- Emanuel K. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years [J]. *Nature*, 436(7051): 686–688. doi:10.1038/nature03906
- Fairall C W, Bradley E F, Hare J E, et al. 2003. Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm [J]. *J. Climate*, 16(4): 571–591. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2
- Fang P Z, Zhao B K, Zeng Z H, et al. 2018. Effects of wind direction on variations in friction velocity with wind speed under conditions of strong onshore wind [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 123(14): 7340–7353. doi:10.1029/2017JD028010
- Fang Q G, Chu K K, Zhou B W, et al. 2023. Observed turbulent dissipation rate in a landfalling tropical cyclone boundary layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 80(7): 1739–1754. doi:10.1175/JAS-D-22-0265.1
- Garratt J R. 1990. The internal boundary layer—A review [J]. *Bound. - Layer Meteor.*, 50(1): 171–203. doi:10.1007/BF00120524
- He J Y, He Y C, Li Q S, et al. 2020. Observational study of wind characteristics, wind speed and turbulence profiles during super typhoon Mangkhut [J]. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 206: 104362. doi:10.1016/j.jweia.2020.104362
- He J Y, Chan P W, Li Q S, et al. 2022. Observations of wind and turbulence structures of super typhoons Hato and Mangkhut over land from a 356 m high meteorological tower [J]. *Atmos. Res.*, 265: 105910. doi:10.1016/j.atmosres.2021.105910
- He Y C, Chan P W, Li Q S. 2013. Wind characteristics over different terrains [J]. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 120: 51–69. doi:10.1016/j.jweia.2013.06.016
- Højstrup J. 1993. A statistical data screening procedure [J]. *Meas. Sci. Technol.*, 4(2): 153–157. doi:10.1088/0957-0233/4/2/003
- 胡非, 洪钟祥, 雷孝恩. 2003. 大气边界层和大气环境研究进展 [J]. *大气科学*, 27(4): 712–728. Hu Fei, Hong Zhongxiang, Lei Xiaoen. 2003. Recent progress of atmospheric boundary layer physics and atmospheric environment research in IAP [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27(4): 712–728. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.04.18
- Jarosz E, Mitchell D A, Wang D W, et al. 2007. Bottom-up determination of air–sea momentum exchange under a major tropical cyclone [J]. *Science*, 315(5819): 1707–1709. doi:10.1126/science.1136466
- Large W G, Pond S. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 11(3): 324–336. doi:10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2
- Li Q S, Zhi L H, Hu F. 2010. Boundary layer wind structure from observations on a 325 m tower [J]. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 98(12): 818–832. doi:10.1016/j.jweia.2010.08.001
- 李兴生, 刘林勤, 郑爱英. 1982. 夜间边界层发展的数值研究 [J]. *大气科学*, 6(2): 127–134. Li Xingsheng, Liu Linqin, Zheng Aiying. 1982. Numerical studies on the development of the nocturnal boundary layer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 6(2): 127–134.

- doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1982.02.03
- 李英, 陈联寿. 2005. 湿地边界层通量影响热带气旋登陆维持和降水的数值试验 [J]. 气象学报, 63(5): 683–693. Li Ying, Chen Lianshou. 2005. Numerical study on impacts of boundary layer fluxes over wetland on sustention and rainfall of landfalling tropical cyclone [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63(5): 683–693. doi:10.11676/qxxb2005.066
- 廖菲, 邓华, 李旭. 2017. 基于风廓线雷达的广东登陆台风边界层高度特征研究 [J]. 大气科学, 41(5): 949–959. Liao Fei, Deng Hua, Li Xu. 2017. A study on boundary layer height characteristics of landing typhoons by wind profilers in Guangdong Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(5): 949–959. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16208
- 梁必琪, 梁经萍, 温之平. 1995. 中国台风灾害及其影响的研究 [J]. 自然灾害学报, 4(1): 84–91. Liang Biqu, Liang Jingping, Wen Zhiping. 1995. Study of typhoon disasters and its affects in China [J]. Journal of Natural Disasters (in Chinese), 4(1): 84–91. doi:10.13577/j.jnd.1995.0114
- Lu X Q, Yu H, Ying M, et al. 2021. Western North Pacific tropical cyclone database created by the China Meteorological Administration [J]. Adv. Atmos. Sci., 38(4): 690–699. doi:10.1007/s00376-020-0211-7
- Mahrt L, Vickers D, Sun J L, et al. 2001. Determination of the surface drag coefficient [J]. Bound. -Layer Meteor., 99(2): 249–276. doi:10.1023/A:1018915228170
- Masters F J, Vickery P J, Bacon P, et al. 2010. Toward objective, standardized intensity estimates from surface wind speed observations [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 91(12): 1665–1682. doi:10.1175/2010BAMS2942.1
- Ming J, Zhang J A. 2018. Direct measurements of momentum flux and dissipative heating in the surface layer of tropical cyclones during landfalls [J]. J. Geophys. Res.: Atmos., 123(10): 4926–4938. doi:10.1029/2017JD028076
- Ming J, Zhang J A, Rogers R F, et al. 2014. Multiplatform observations of boundary layer structure in the outer rainbands of landfalling typhoons [J]. J. Geophys. Res.: Atmos., 119(13): 7799–7814. doi:10.1002/2014JD021637
- Potter H, Graber H C, Williams N J, et al. 2015. In situ measurements of momentum fluxes in typhoons [J]. J. Atmos. Sci., 72(1): 104–118. doi:10.1175/JAS-D-14-0025.1
- Powell M D, Vickery P J, Reinhold T A. 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones [J]. Nature, 422(6929): 279–283. doi:10.1038/nature01481
- Rao K G. 2004. Estimation of the exchange coefficient of heat during low wind convective conditions [J]. Bound. -Layer Meteor., 111(2): 247–273. doi:10.1023/b:boun.0000016495.85528.d7
- Rao K G, Narasimha R, Prabhu A. 1996. Estimation of drag coefficient at low wind speeds over the monsoon trough land region during MONTBLEX-90 [J]. Geophys. Res. Lett., 23(19): 2617–2620. doi:10.1029/96GL02368
- Roth M. 2000. Review of atmospheric turbulence over cities [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126(564): 941–990. doi:10.1002/qj.49712656409
- Shao X, Zhang N, Peng Z, et al. 2022. Observed surface drag coefficient under high wind speed conditions and the relationship with coherent structures [J]. J. Geophys. Res.: Atmos., 127(3): e2021JD035301. doi:10.1029/2021JD035301
- Shu Z R, Li Q S, He Y C, et al. 2017. Vertical wind profiles for typhoon, monsoon and thunderstorm winds [J]. J. Wind Eng. Ind. Aerodyn., 168: 190–199. doi:10.1016/j.jweia.2017.06.004
- Tang S M, Wang K, Yu H, et al. 2024. A comparative study on wind profiles and surface aerodynamic parameters of typhoons over coastland and coastal sea [J]. J. Geophys. Res.: Atmos., 129(13): e2023JD040449. doi:10.1029/2023JD040449
- Vickers D, Mahrt L. 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 14(3): 512–526. doi:10.1175/1520-0426(1997)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2
- Vickery P J, Wadhera D, Powell M D, et al. 2009. A hurricane boundary layer and wind field model for use in engineering applications [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 48(2): 381–405. doi:10.1175/2008JAMC1841.1
- Ying M, Zhang W, Yu H, et al. 2014. An overview of the China Meteorological Administration tropical cyclone database [J]. J. Atmos. Ocean. Technol., 31(2): 287–301. doi:10.1175/JTECH-D-12-00119.1
- Zeng Z H, Wang Y Q, Duan Y H, et al. 2010. On sea surface roughness parameterization and its effect on tropical cyclone structure and intensity [J]. Adv. Atmos. Sci., 27(2): 337–355. doi:10.1007/s00376-009-8209-1
- Zhang J A, Zhu P, Masters F J, et al. 2011. On momentum transport and dissipative heating during hurricane landfalls [J]. J. Atmos. Sci., 68(6): 1397–1404. doi:10.1175/jas-d-10-05018.1
- Zhang Y, Cassardo C, Ye C Z, et al. 2011. The role of the land surface processes in the rainfall generated by a landfall typhoon: A simulation of the typhoon Sepat (2007) [J]. Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 47: 63–77. doi:10.1007/s13143-011-1006-7
- Zhao Z K, Liu C X, Li Q, et al. 2015. Typhoon air-sea drag coefficient in coastal regions [J]. J. Geophys. Res.: Oceans, 120(2): 716–727. doi:10.1002/2014JC010283
- Zhu P, Furst J. 2013. On the parameterization of surface momentum transport via drag coefficient in low-wind conditions [J]. Geophys. Res. Lett., 40(11): 2824–2828. doi:10.1002/grl.50518
- 邹晓蕾. 2009. 资料同化理论和应用. 上册 [M]. 北京: 气象出版社, 120 pp. Zou Xiaolei. 2009. Theory and Application of Data Assimilation (Volume I) (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 120pp.