

◆特邀栏目◆

台风“马鞍”影响北部湾水动力的数值模拟分析^{*}韦 聪, 陈 波^{**}, 朱冬琳, 张继云

(广西科学院广西海洋科学院(广西红树林研究中心), 广西近海海洋环境科学重点实验室, 广西南宁 530007)

摘要:为探究登陆北部湾北部的台风对北部湾近岸海洋动力环境的影响,本研究基于防城港近海实测海流与潮位数据,利用水动力模型 FVCOM (Finite Volume Coastal Ocean Model)并结合 Ueno Takeo 风场模型构建北部湾三维风暴潮数值模型,模拟台风“马鞍”过境期间北部湾近岸水动力环境的变化。结果表明,风暴潮最大增水为 78 cm,此后水位出现一次增水振幅为 25 cm 的余震动;台风“马鞍”过境期间,北部湾近岸低频流动从表层到底层由东北流向转变为西南流向,流速迅速增大,出现西向风暴射流,强流区的流核在水平上主要分布于距离近岸 0—20 km,而在垂向上位于 10 m 水深以内的海域,且基本沿着 10 m 等深线分布。通过对动量方程各项的分析发现,正压梯度力项、时间变化项、水平对流项以及垂直扩散项变化显著,其中,正压梯度力变化是近岸西向风暴射流产生的重要因素之一。台风“马鞍”过境期间,非线性水位变化会影响增水出现的时间及幅度。本研究结果可为近海生态环境保护提供重要的理论依据。

关键词:台风;风暴潮;近岸西向流;FVCOM;北部湾

中图分类号:P731.23 文献标识码:A 文章编号:1005-9164(2025)01-0161-13

DOI:10.13656/j.cnki.gxkx.20250225.001

北部湾位于中国南海西北部,海域总面积为 1.8 万 km²,是一个美丽富饶的海湾。北部湾是我国常年受风暴潮影响的地区之一,影响北部湾的热带气旋主要集中在每年的 5—11 月,尤其是夏季(7—9 月)。频发的台风活动对北部湾沿海的物质输运、污染物扩散以及生态环境等有着重要影响。因此,深入研究北部湾近岸风暴潮的特征,对广西沿海海洋灾害预防与预警具有重要的参考价值。

目前,研究者通过风场模型对风暴潮进行模拟计算并取得了一定成果。陈橙等^[1]将 Myers 风场模型与宫崎正卫移行风场结合,对台风“莫拉菲”进行模拟计算,结果表明该模型在中国海域具有较高的计算精度,可用于推测台风浪的高度和方向。魏凯等^[2]采用 Holland 风场叠加宫崎正卫移行风场和 ERA-Interim 风场来模拟台风风场,并通过 SWAN+ADCIRC 波流耦合模式,模拟计算台风“玛莉亚”的变化以及近

收稿日期:2024-05-07

修回日期:2024-07-03

^{*} 国家自然科学基金项目(42066002),国家自然科学基金联合基金项目(U20A2099)和广西科学院发展基金项目(022107438)资助。

【第一作者简介】

韦 聪(1994—),男,助理研究员,主要从事海洋动力学研究,E-mail:weicong1994@foxmail.com。

【**通信作者简介】

陈 波(1954—),男,研究员,主要从事海洋动力学研究,E-mail:gxxkxycb@163.com。

【引用本文】

韦聪,陈波,朱冬琳,等.台风“马鞍”影响北部湾水动力的数值模拟分析[J].广西科学,2025,32(1):161-173.

WEI C, CHEN B, ZHU D L, et al. Numerical Simulation Analysis of Influences of Typhoon Ma-on on the Water Dynamics of the Beibu Gulf [J].

Guangxi Sciences, 2025, 32(1): 161-173.

岸海浪、风暴潮的分布规律, 结果表明采用的模型能较好地模拟台风期间台湾海峡及其近岸海域波浪-风暴潮的生成与发展过程。张娟等^[3]利用改进的 Jelesnianski 风场进行模拟, 发现耦合天文潮的模拟结果明显优于非耦合天文潮的模拟结果。赵广生等^[4]采用 Ueno^[5]的参数化模型生成的风场与气压场, 结合水动力模型 FVCOM (Finite Volume Coastal Ocean Model) 模拟分析 1970—2020 年影响海南岛的 163 场台风风暴潮, 得出海南岛风暴潮历史最高水位的空间分布及统计变化特征, 并评估了海南岛沿岸风暴潮灾害的情况。除了直接采用风场模型进行风暴潮模拟研究, 前人还开展了其他研究, 如孔莉莎等^[6]对 Meng 等^[7]开发的 Yan Meng 风场模型进行验证, 结果表明模型中压力分布常数 B 、最大风速半径 $R_{\max}$ 和等效粗糙高度 z_0 3 个参数对风场模拟有显著影响; 李健等^[8]对流入角进行参数化修正, 将风场流向与温度、强度建立关联, 同时还讨论了流入角变化对增水的影响, 发现流入角增大, 增水也会增加, 但无明显规律性。杨万康等^[9]将 Holland 风场模型与水动力模型 ADCIRC (Advanced Circulation Model) 结合, 模拟分析了天文潮和风暴潮的非线性作用, 结果表明风应力的浅水效应可以忽略, 底摩擦项和对流项影响较大。韦聪等^[10]基于 FVCOM 并结合 ERA5 再分析风场建立了北部湾三维数值模型, 模拟了风暴潮下风暴射流的生成过程, 结果发现在台风“纳沙”登陆北部湾时, 琼州海峡西向输运增强, 最大输运可达 0.7 Sv, 而琼州海峡西向流的加强, 会造成北部湾湾内正位涡输入增大, 因而会在湾内产生气旋式环流来维持位涡平衡, 从而进一步造成近岸风暴射流的强度增强。但是该研究仅限于一个站点, 并未给出风暴射流在北部湾的时空分布, 以及其垂向结构变化特征。

2209 号台风“马鞍”于北京时间 2022 年 8 月 22 日 11:00 在西北太平洋海面生成, 23 日夜间, 台风“马鞍”的中心开始进入南海。8 月 25 日 10:30 台风“马鞍”的中心在广东电白沿海地区登陆, 强度为台风级。8 月 25 日傍晚, 台风“马鞍”以热带风暴的级别移入北部湾北部海面, 后继续西行并于 25 日 22:00

前后再次在越南广宁省芒街市沿海登陆。8 月 26 日 2:00, 台风“马鞍”在越南太原省境内减弱为热带低压, 8:00 时, 中央气象台对台风“马鞍”停止编号。

目前, 使用台风模型并结合实测海流数据来分析北部湾台风风暴潮过程的研究主要集中在增减水变化上, 而对于流场变化甚至是风暴射流变化的相关研究较少。因此, 本研究通过收集防城港近岸布设的定点海流及潮位观测站数据, 基于水动力模型 FVCOM 并结合 Ueno Takeo 风场模型, 参考韦聪等^[11]建立的模型构建北部湾三维风暴潮耦合模型, 模拟台风“马鞍”进入北部湾前后的水动力环境, 分析台风“马鞍”登陆过程对北部湾的影响, 并探究风暴射流时空分布与垂向分布特征及相关作用机制, 从而为探究台风期间北部湾沿海物质输运变化提供理论依据。

1 风场及水动力模型构建

1.1 观测数据

本研究采用 2022 年夏季布设在防城港近海海域连续观测近一个月的 B1 站的海流数据, 以及位于防城港西湾岸边临时设置的潮位观测站 H1 的潮位数据, 调查站位分布如图 1 所示。B1 站的海流数据使用 AWAC 浪龙声波式剖面流速波浪仪 (挪威 Nortek AS 公司) 放置于海底进行观测。首先将收集到的海流数据进行质量控制, 然后通过 Storm 软件将海流分解为向东、向北分量, 并通过 Lanczos 余弦滤波器将频率为 1/40 Hz 的低通滤波进行截断, 最后得到低频流动 (即余流)^[12]。H1 站的水位采用 DCX25PRO 自记水位计进行测量, 后期根据观测位置的 RTK 信息将原始数据进行修正, 得到当地准确的潮位变化数据。同时, 还收集了国家海洋局南海信息中心提供的台风期间白龙尾气象站 (F1 站) 的风速、风向数据, 用于校验构造的风场模型, 并选取 6 个断面 (S1—S6) 用于分析台风期间海流的变化。其中, S1 位于防城港白龙尾外海, S2 位于企沙半岛外海, S3 位于钦州外海, S4 位于涠洲岛与北海连线之间, S5 位于涠洲岛与雷州半岛连线之间, S6 位于琼州海峡西侧。

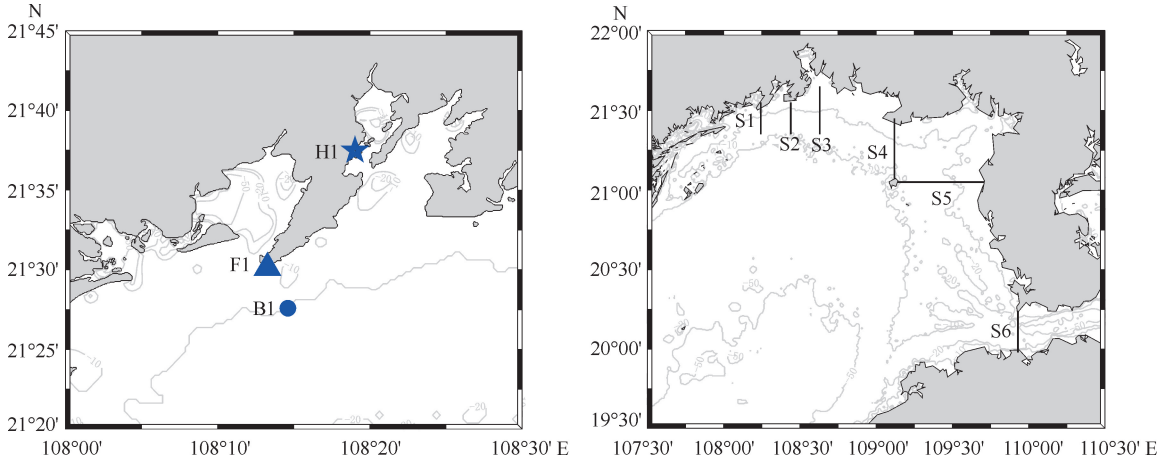


图1 实测海流以及临时潮位观测站与断面选择分布示意图

Fig. 1 Distribution diagram of observed current and temporary tide observation stations and section

1.2 台风模型

台风模型计算所需的台风最大风速、移动速度以及台风位置的经纬度主要来源于温州台风网(<https://www.wztfl21.com/>)。本研究采用 Ueno Takeo 模型用于构建台风“马鞍”风场理论模型并进行模拟计算,模型表达式为

$$\vec{V}_{sm} = V_x \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) \vec{i} + V_y \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) \vec{j}, \quad (1)$$

其中, $\vec{V}_{sm}$ 为构成的风场风速(m/s); V_x 与 V_y 分别为风场在 x 、 y 方向上的速度分量,即台风移动距离与时间的比值; R 为最大风速半径(cm); r 为计算位置与台风中心的距离(cm); $\vec{i}$ 、 $\vec{j}$ 分别为 x 、 y 方向上的向量。 R 采用 WR(Willoughby and Rahn)公式进行计算,公式如式(2)所示:

$$R = 51.6 \exp(-0.0223V_{\max} + 0.0281|\varphi|), \quad (2)$$

其中, $V_{\max}$ 表示台风的最大风速, φ 表示台风中心的纬度。

为精确台风中心对称风场的数据,采用不同的公式计算风速。当计算位置距离台风中心的距离小于或等于 $2R$ 时,采用式(3)和(4);当计算位置距离台风中心的距离大于 $2R$ 时,采用式(5)和(6),具体计算公式如下:

$$W_x = C_1 V_x \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) - C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + 10^3 \frac{2\Delta P}{\rho_a R^2} [1 + 2(\frac{r^2}{R^2})^{-\frac{3}{2}}]} \right\} \cdot [(x-x_0)\sin\theta + (y-y_0)\cos\theta], 0 \leq r \leq 2R, \quad (3)$$

$$W_y = C_1 V_y \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) + C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + 10^3 \frac{2\Delta P}{\rho_a R^2} [1 + 2(\frac{r^2}{R^2})^{-\frac{3}{2}}]} \right\} \cdot [(x-x_0)\cos\theta - (y-y_0)\sin\theta], 0 \leq r \leq 2R, \quad (4)$$

$$W_x = C_1 V_x \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) - C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + 10^3 \frac{\Delta P}{\rho_a (1 + \frac{r}{R})^2 R r}} \right\} \cdot [(x-x_0)\sin\theta + (y-y_0)\cos\theta], 2R < r < \infty, \quad (5)$$

$$W_y = C_1 V_y \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) + C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + 10^3 \frac{\Delta P}{\rho_a (1 + \frac{r}{R})^2 R r}} \right\} \cdot [(x-x_0)\cos\theta - (y-y_0)\sin\theta], 2R < r < \infty, \quad (6)$$

其中, W_x 、 W_y 分别表示在 x 、 y 两个方向上的风速; $\Delta P = P_\infty - P_0$, 即大气压强与当前位置压强的差值; x_0 、 y_0 分别为台风中心的坐标; f 为科氏力; ρ_a 为空气密度, $\rho_a = 1.2 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$; θ 为流入角,参数化设置为 20° ; C_1 、 C_2 为常数, $C_1 = 1.10$, $C_2 = 1.05$,这是根据大量计算得到的。

实际的台风风场具有不对称性,因此,需要在台风外围叠加背景风场,而台风中心附近使用台风模型风场。背景风场主要采用 ERA5 再分析风场,水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,时间分辨率为 1 h 。背景风场与台风模型风场叠加的计算公式如下:

$$v_c = v_m(1-e) + ev_b, \quad (7)$$

$$e = \frac{c^4}{1+c^4}, \quad (8)$$

$$c = \frac{r}{nr_0}, \quad (9)$$

其中, v_c 为叠加后风场的风速(m/s), v_m 为台风模型的风速(m/s), v_b 为背景风场的风速(m/s), e 为权重系数, c 为求权重系数的中间参数变量, r_0 为最大风速半径, 这里 $n=9$ 。

根据温州台风网提供的台风“马鞍”的相关参数, 结合台风风场模型计算台风期间的风场, 计算时间为北京时间 2022 年 8 月 24 日 0:00 至 8 月 26 日 5:00, 时间分辨率为 1 h, 计算范围为东经 $105^\circ-130^\circ$ 、北纬 $0^\circ-30^\circ$, 空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。将构造的台风风场与实测的白龙尾气象站的风速、风向进行对比校验(图 2)。由于仪器故障, 导致白龙尾气象站在 8 月 25 日 22:00 至 8 月 26 日 3:00 期间的数据缺测。经对比分析发现所构造的台风风场风速的变化趋势与白龙尾气象站基本一致, 而由于构造风场的空间分

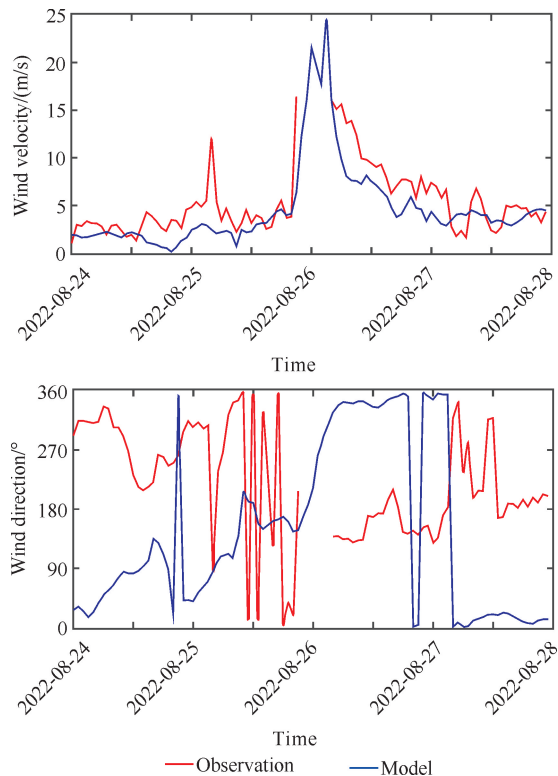


图 2 构造的台风风场风速、风向与实测数据对比

Fig. 2 Comparison of wind speed and direction between constructed typhoon wind field and measured wind

辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 范围相对较大, 因此在风向对比上存在差异(图 2)。总体而言, 所构造的台风风场与实测数据变化趋势基本一致, 能较好地反映台风“马鞍”期间北部湾沿岸风场的变化情况。

1.3 水动力模型

本研究采用美国马萨诸塞大学(UMASSD)海洋科技研究院与伍兹霍尔海洋研究所(WHOI)联合开发的用于模拟海岸和海洋区域复杂的数值模型 FVCOM。该模型在数值模拟计算上主要采用有限体积离散的方法, 此方法结合了有限元法与有限差分法的特点对控制方程进行离散。同时, FVCOM 在水平方向上主要基于无结构的三角网格进行离散与数值求解, 其最大的优势是能够较好地拟合不规则的岸线与岛屿。而在垂直方向上主要采用 σ 坐标, 在垂向混合计算上采用湍流闭合模型即 Mellor-Yamada 模型, 此模型与 σ 坐标相结合, 能够更好地模拟海底边界的情况^[13]。此外, FVCOM 还采用内外模分离计算的方法, 其中外模为二维, 主要计算水位与平均流速; 内膜为三维, 主要计算三维流速、温盐与湍流系数, 该方法大大提高了模型的计算效率^[14]。基于以上特点, FVCOM 被广泛应用于河口和近海陆架区域海岸线不规则、地形复杂的数值计算。

1.4 模型设置与初始条件

模型的计算区域如图 3 所示, 主要位于南海北部海域($15^\circ-23^\circ\text{N}$, $105^\circ-117^\circ\text{E}$)。模型的水平分辨率在北部湾沿岸最高为 100 m, 在琼州海峡为 2 km, 在开边界附近为 20 km, 模型计算区域在水平方向共有 81 160 个节点, 156 652 个三角形单元, 垂向分为 11 个 σ 层, 开边界共有 56 个节点, 能够满足北部湾区域的高精度计算要求。模型采用的岸线与近岸水深数据来自中华人民共和国海事局提供的电子海图, 将其数字化后通过内插的方式将水深插值到近岸网格上; 外海水深数据来自世界大洋海底地形图(General Bathymetric Chart of the Oceans, GEBCO)^[15], 并采用了其最新发布的 GEBCO_2022 Grid 全球水深产品, 空间分辨率为 $15'' \times 15''$ 。

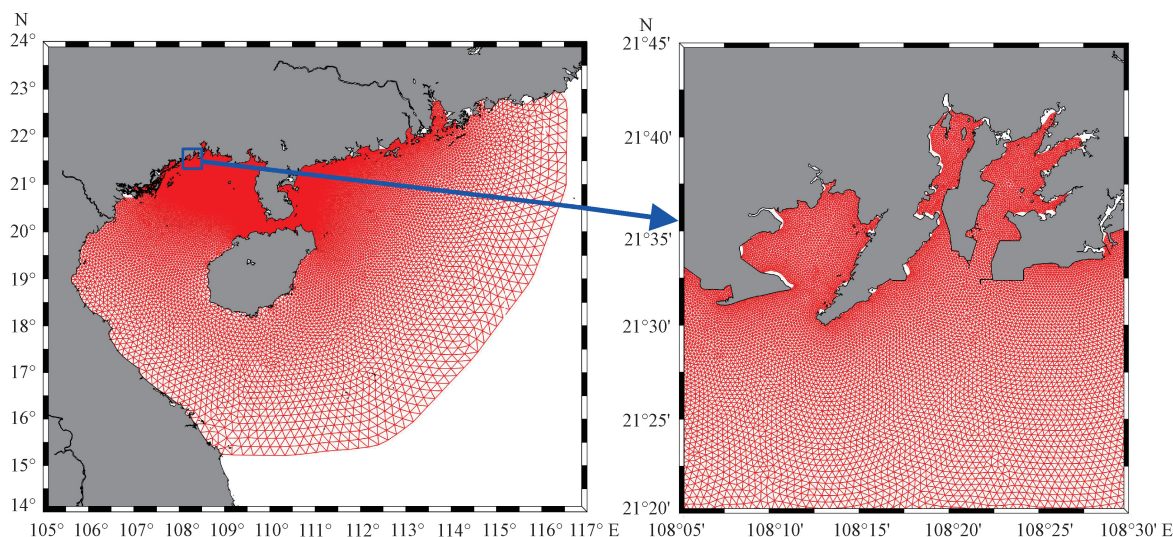


图3 模型网格设置分布

Fig. 3 Distribution of model grids

模型开边界的调和常数来自 OTIS (OSU Tidal Prediction Software) 中的 TPXO9 数据, 通过 TMD 工具箱提取 O_1 、 P_1 、 K_1 、 Q_1 、 M_2 、 S_2 、 N_2 、 K_2 、 M_4 、 Ms_4 、 Mn_4 共 11 个分潮的调和常数, 并通过 t_tide 工具箱获取北京时间 2022 年 7 月 1 日 0:00 至 8 月 31 日 23:00 且时间间隔为 1 h 的潮位数据, 将其插值到开边界上。模型采用冷启动的方式进行计算, 外模和内模的时间步长分别为 1 s 和 2 s。模型计算起始时间为北京时间 2022 年 7 月 1 日 0:00, 计算时间长度为 2 个月, 主要输出北京时间 2022 年 8 月 21 日至 8 月 31 日的水位、海流以及动量方程各项的结果用于对比。

1.5 矢量经验正交函数分解法

台风过境时, 上层海洋对台风的响应在时间与空间上是动态调整的动力过程^[16]。为探究台风过境期间, 北部湾近岸余流的时空变化特征, 结合 North 等^[17] 和夏天竹等^[18] 提出的经验正交函数 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 分解法进行时空分析。然而, 对流场进行 EOF 分解时, 不能直接对 u 、 v 标量场分别分解后再合成, 因为分别分解后获得的 u 、 v 标量场的时间系数不同, 不能合并成具有现实意义的特征流场。因此, 在传统的 EOF 分解法的基础上, 采用矢量经验正交函数 (Vector EOF, VEOF) 分解法^[19]。本研究选取台风过境前后 11 d (2022 年 8 月 21 日—31 日) 的表层余流场作 VEOF 分解, 并选取方差贡献率较大的模态进行分析, 探究台风过境期间的余流时空分布变化特征。

1.6 动量平衡分析

为分析台风“马鞍”进入北部湾后引起的风暴射流的影响因素, 将对比分析动量平衡方程各项随时间的变化。纬向与经向的动量方程如下:

$$-fv + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \vec{V} \cdot \nabla u + w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial u}{\partial z}) - F_u + \frac{\partial u}{\partial t} = 0, \quad (10)$$

$$fu + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \vec{V} \cdot \nabla v + w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial v}{\partial z}) - F_v + \frac{\partial v}{\partial t} = 0, \quad (11)$$

其中, f 为科氏力 (N); g 为重力加速度 (m/s^2); ζ 为起伏水位 (m); ρ 为海水密度 (kg/m^3); p 为密度梯度引起的压力; $\vec{V}$ 为速度矢量分量 (u, v); K_m 为垂直黏度系数 [$(\text{N} \cdot \text{s})/\text{m}^2$]; F_u 和 F_v 分别为在纬向和经向上的水平扩散项。在式 (10) 和 (11) 中从左到右各项分别为科氏力项、正压梯度力项、斜压梯度力项、水平对流项、垂直对流项、垂直扩散项、水平扩散项以及时间变化项。

2 结果与分析

2.1 模型验证

2.1.1 水位验证

将 H1 站实测的水位数据与模型模拟的水位数据进行调和分析, 求得相应的增减水变化值, 结果如图 4 所示。2022 年 8 月 25 日台风“马鞍”未接近北部湾时, H1 站实测水位呈现出有规律的波动起伏变

化;当台风“马鞍”逐渐靠近北部湾时,实测水位逐渐增加,于 8 月 25 日 21:00 增水达到最大,为 74 cm,随后增水回落后出现一次余震动,即再次增水,增水为 33 cm,之后增减水变化恢复到台风到来前的状态。模型模拟的 H1 站增减水变化与实测变化基本类似,最大增水出现在 8 月 25 日 22:00,增水最大值为 78 cm,而后同样在最大增水后出现了余震动,增水为 25 cm,相比实测值偏小。不同的是,在台风靠

近北部湾时,模型模拟结果在 8 月 25 日 18:00 出现较为明显的减水,最低值为 -22 cm,之后迅速增水,这与实测的增减水变化存在差异,可能是模型模拟的岸线、水深数据与 H1 站附近海域的实际情况存在偏差,尤其是防城港西湾湾口较小,导致纳潮量较小,因此影响了台风期间 H1 站水位增减水的变化,造成实际减水过小。

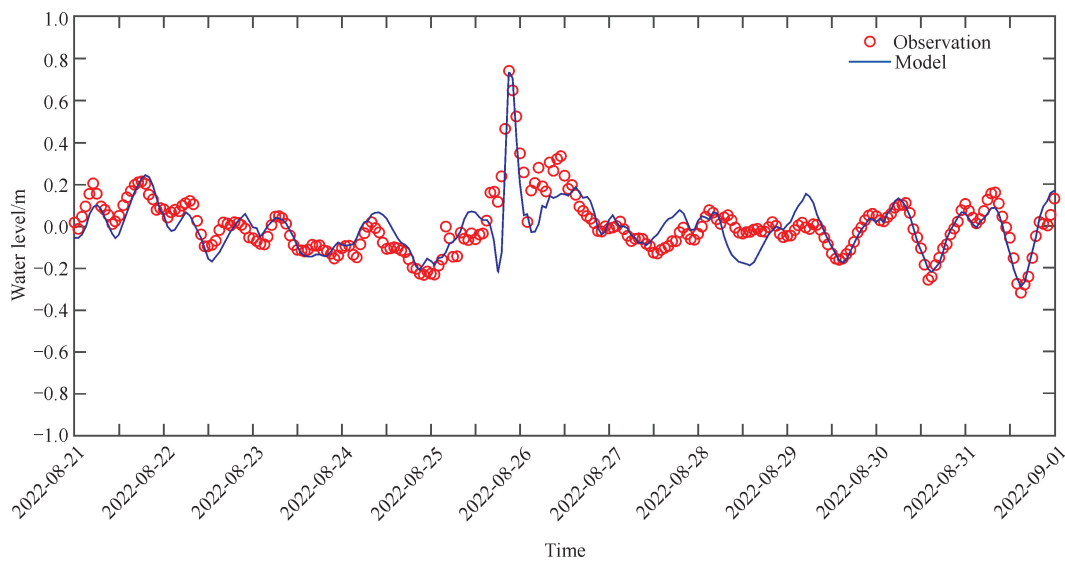


图 4 台风“马鞍”过境期间 H1 站实测与模型模拟的增减水变化

Fig. 4 Variations in residual water level between observation and model at H1 station during the transit of typhoon Ma-on

2.1.2 海流验证

台风“马鞍”过境期间 B1 站表层到底层实测的低频流动变化结果如图 5(a)所示。8 月 25 日 12:00 前, B1 站表层到底层的低频流动主要以北向流动为主, 平均流速为 15 cm/s, 表层流动变化较小, 而中层和底层的流动起伏较为明显; 12:00 后, 台风“马鞍”逐渐靠近北部湾, 从底层到表层的低频流动由东北流向转变为西南流向, 流速增大, 出现西向风暴射流, 底层、中层、表层的最大流速分别为 49.0、35.3、42.1 cm/s。之后, 台风“马鞍”远离并逐渐消散, B1 站低频流动也逐渐恢复为北向流动, 且流速恢复到台风来临前的量值。

台风“马鞍”过境期间 B1 站表层到底层模型模拟的低频流动变化结果如图 5(b)所示。8 月 25 日 12:00 前, B1 站表层到底层的低频流动基本以北向流动为主, 表层、中层、底层的平均流速分别为 7、4、2

cm/s。12:00 后, 模型模拟的低频流动由东北流向迅速转变为西南流向, 同时也出现低频流速增大的现象, 表明出现了西向风暴射流, 表层、中层、底层的最大流速分别为 31.6、30.8、16.8 cm/s, 最大流速略小于实测。台风消散后, 模型模拟的低频流动同样恢复为北向流动, 同时流速减弱至 10 cm/s。

模型模拟的低频流动在台风“马鞍”过境期间流向由表层到底层依次转变, 时间间隔较短。而实测的低频流动则为底层先于 12:00 后出现流向转变; 而在 18:00 时中层才出现流向转变; 而到了 20:00 后, 表层才出现由东北流向转变成西南流向的变化, 时间间隔较长。出现这一差异的原因是模型只考虑了风场与潮汐的影响, 而实际情况中除了这两种因素, 还有温盐、径流等因素影响。但总体而言, 模型已基本能模拟出 B1 站低频流动的变化情况, 并能较好地反映出台风期间北部湾近岸海域的流动变化。

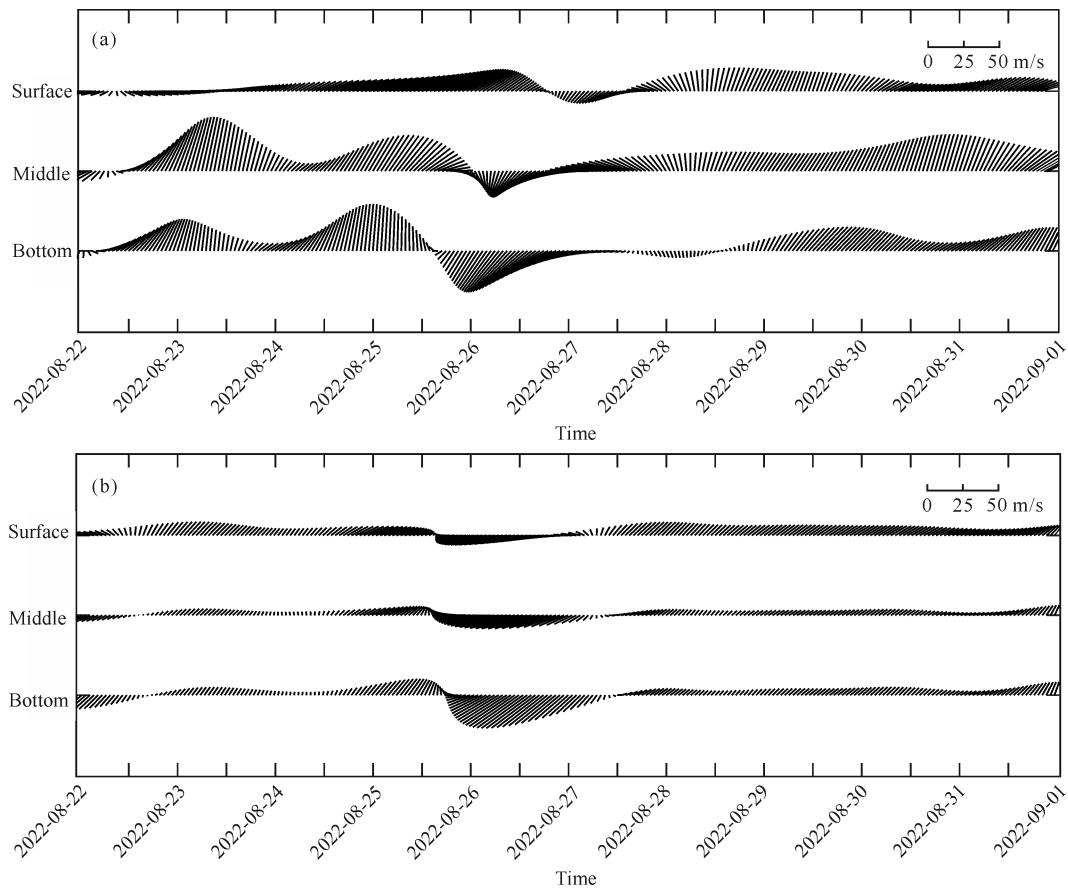


图 5 台风“马鞍”过境期间 B1 站实测(a)与模型模拟(b)的低频流动变化

Fig. 5 Low-frequency flow variation in observed (a) and model simulated (b) at B1 station during the transit of typhoon Ma-on

2.2 水动力响应分析

2.2.1 射流分布特征

①时空分布

对余流场进行 VEOF 分解得到的第一、第二、第三模态的方差贡献率分别为 49.75%、22.86%、13.75%，累计方差贡献率达到 86.36%。图 6 为第一、第二、第三模态的空间向量场与时间系数。

余流场第一模态空间向量场分布展现了台风“马鞍”过境期间北部湾近岸余流场变化的特征。余流主要从涠洲岛东侧向北部湾近岸流入，并且流速逐渐增强，到近岸时，流速达到最大，同时从钦州外海到防城港白龙尾附近，流向由北向和西北向转变为西向。在台风过境期间，时间系数呈正向增大，因而近岸西向余流流速增大更为显著，成为西向风暴射流。

余流场第二模态空间向量场分布呈现出显著的区域特征。空间向量从钦州外海到防城港白龙尾，甚至到越南外海附近，流速较大，余流流向沿着越南外海到珍珠湾外海后，由东北向转变为东向进入北部湾，在防城港白龙尾附近主要为东向，与第一模态相反。而在台风“马鞍”过境期间，第二模态的时间系数主要呈负向增大，表明第二模态在防城港白龙尾近岸同样出现了显著的西向风暴射流。

余流场第三模态空间向量场分布呈现涨落潮形态，流场由外海流向湾内，流速在钦州市内最大。当台风“马鞍”过境时，第三模态的时间系数为负值，并有微弱的负增大，这表明余流从湾内向外流动，呈现减水现象。

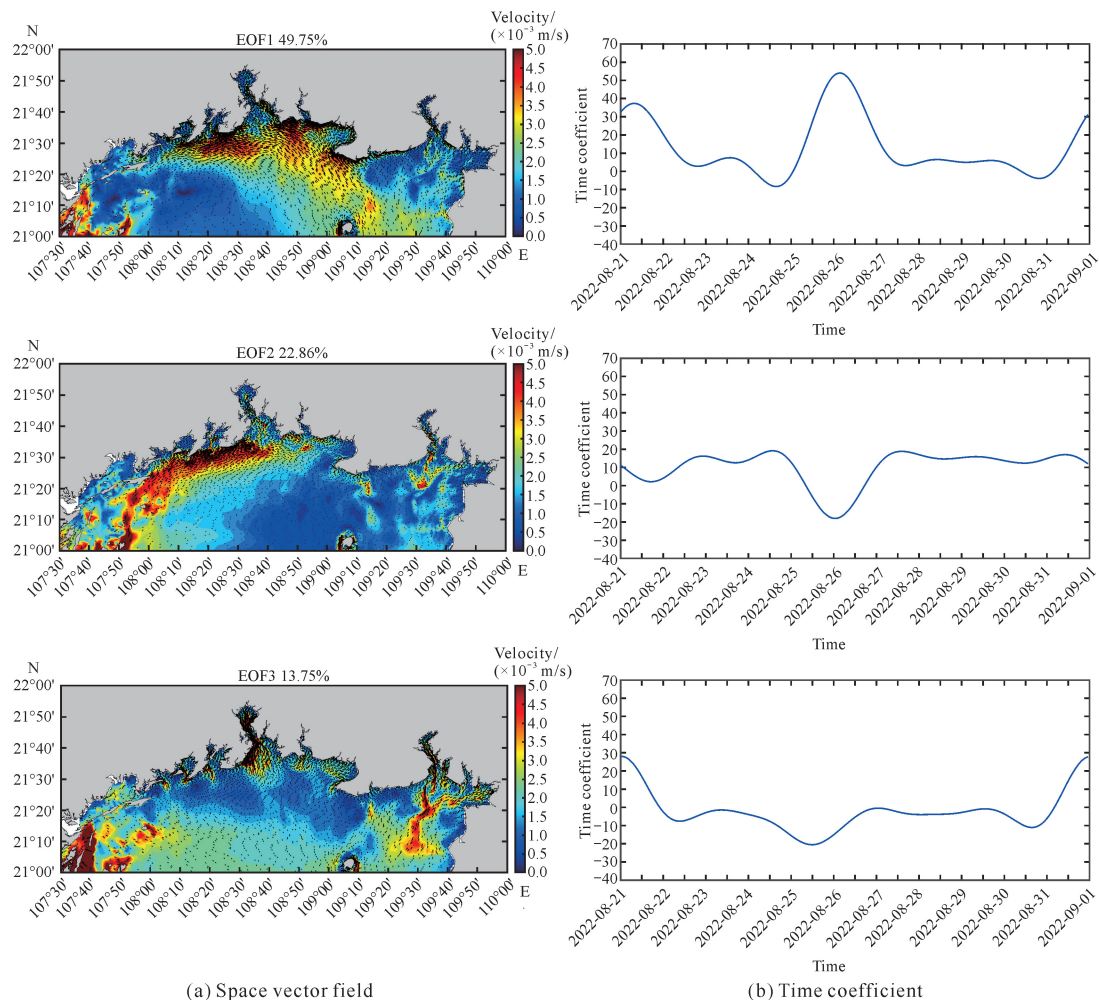


图 6 余流场 EOF 分解的第一、第二、第三模态的空间向量场(a)与时间系数(b)

Fig. 6 Space vector field (a) and time coefficient (b) of the first, second and third modes of EOF decomposition of residual flow field

②垂向分布

选取 2022 年 8 月 25 日 18:00—23:00 S1—S3 的流速变化,分析台风“马鞍”过境期间垂向流速的分布特征(图 7)。在 18:00 时,台风“马鞍”的外围风圈对北部湾海域影响还较小,因而 3 个断面的垂向流速较小,方向基本以东向为主,而靠近近岸水深较浅的地方附近,流向已开始转变为西向。19:00 后,台风的影响逐渐显著,各断面流向从表层到底层都转变为西向,流速开始增大;与此同时,S3 在近岸 0—20 km 表层 10 m 以内,流速快速增大,出现强流区,最大流速为 1.29 m/s,而 S2 的强流区虽然只在近岸 10 km 以及水深 10 m 之内,但是最大流速为 1.80 m/s。到 20:00 与 21:00,S1—S3 的强流区范围扩大,基本维

持在 0—15 km,S3 的强流区甚至可达 20 km;垂向上,强流区基本维持在 10 m 水深以内。在这两个时刻,S1、S2 的流速可达 2 m/s,其中在 20:00 时 S2 的流速最大,为 2.84 m/s。22:00 之后,S1、S2 仍存在垂向强流区,但流速开始减弱,而 S3 的强流区流核已开始消散,流速显著减弱。23:00 S1、S2 的强流区流核才开始消散,最大流速减弱至 1 m/s 以下。

综上所述,台风“马鞍”过境期间所引发的风暴射流导致 S3 和 S2 的强流区增强。断面的风暴射流水平分布主要在距离近岸 0—20 km,并且在垂向上强流区的流核分布在 10 m 水深以内,基本沿着 10 m 等深线流动。

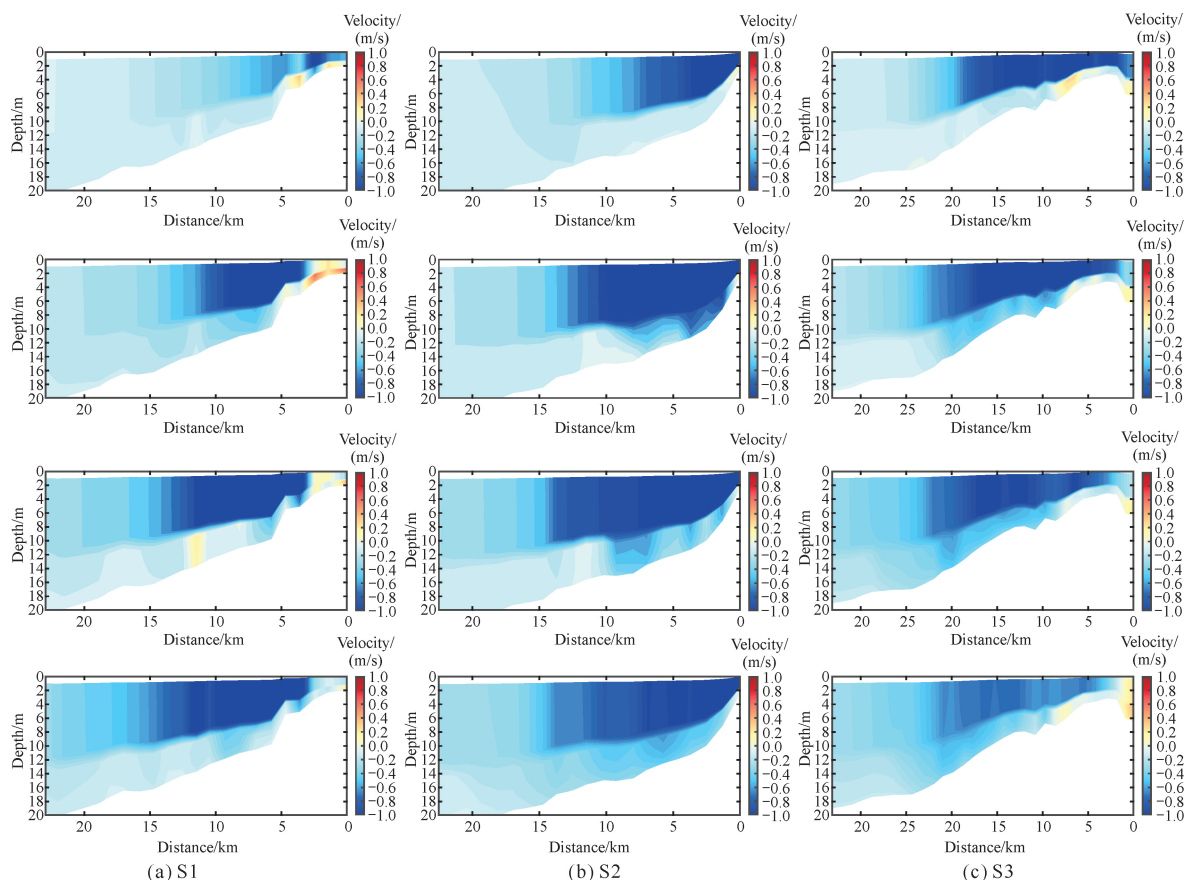


图7 台风“马鞍”过境期间 S1 (a)、S2 (b)、S3 (c) 余流的垂直结构变化

Fig. 7 Vertical structural variations of residual current in S1 (a), S2 (b), S3 (c) during the transit of typhoon Ma-on

2.2.2 动量平衡各项变化影响

图8为B1站表层到底层纬向与经向动量方程各项随时间变化的示意图,在台风“马鞍”来临前,动量方程各项基本都很小。B1站表层纬向与经向的时间变化项呈负向增大,其中在纬向增幅更为显著,之后逐渐减小。不同的是,纬向上时间变化项先减小后负向增大,而经向上则在平衡位置呈现上下波动的变化。在表层上除了时间变化项显著,还有正压梯度力项、水平对流项以及垂直扩散项变化显著。其中,正压梯度力项在经向上正向增大比在纬向上负向增大更为显著,正好对应了此阶段H1站水位减少的现象(图5),水平对流项在纬向上呈正向增大,而在经向上则呈现相反的变化趋势。垂直扩散项在纬向和经向上的变化基本一致,在8月25日12:00之后,先正

向增大后负向减小,在纬向上的量值略大于经向。8月26日0:00后,随着台风逐渐消散,期间表层变化显著的各项逐渐减小,开始恢复到台风来临前的变化情况。

中层动量方程各项变化与表层基本一致,数值上小于表层。底层各项与表层、中层相比,除了正压梯度力项与水平对流项的变化基本一致,底层时间变化项与垂直扩散项的变化与表层、中层有所不同。其中,底层的时间变化项在纬向上主要呈负向增大,而在经向上先负向波动后正向增大。底层的垂直扩散项在纬向与经向上的变化与表层、中层相比,并未呈现一致的变化特征,其中,在纬向上呈正向增大,而在经向上主要以负向增大为主。

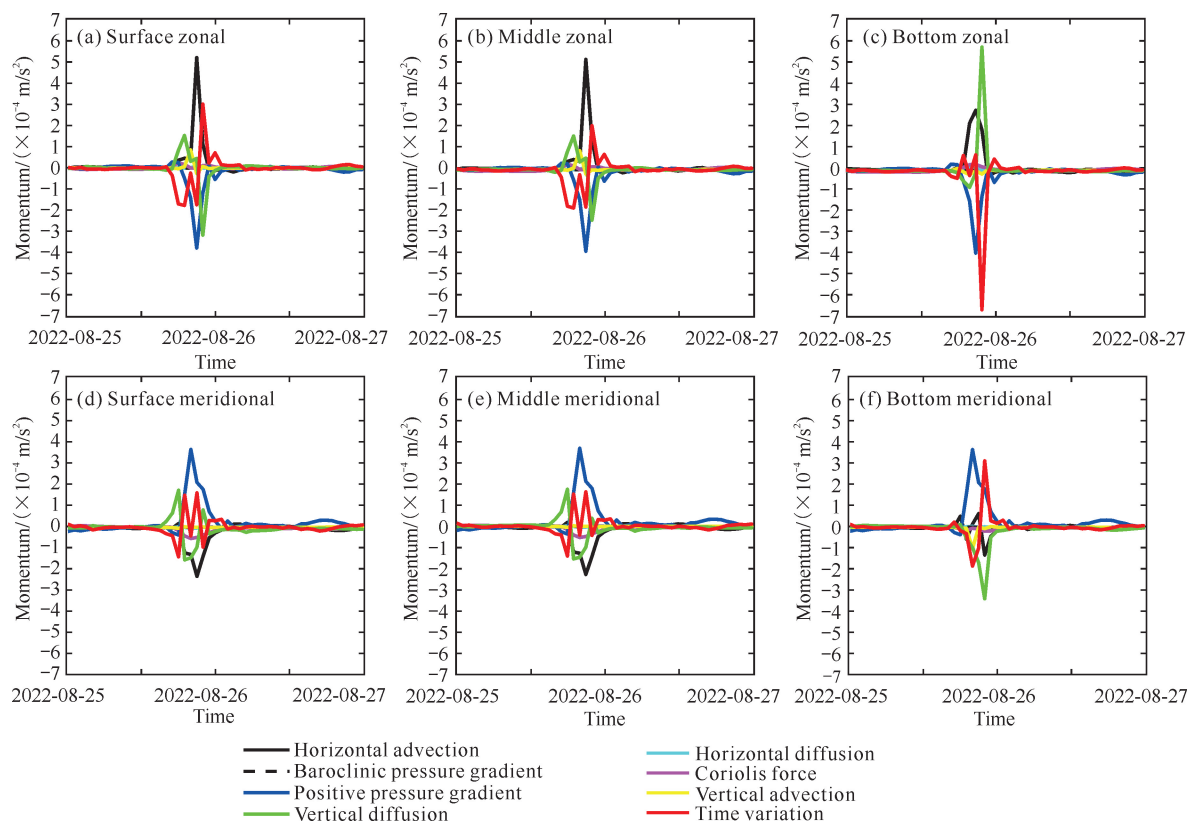


图 8 台风“马鞍”过境期间 B1 站动量平衡方程各项变化时间序列

Fig. 8 Time series of variations in the momentum balance equation of B1 station during the transit of typhoon Ma-on

台风进入北部湾期间,表层到底层动量方程各项变化比较显著的为正压梯度力项、时间变化项、水平对流项以及垂直扩散项,这与韦聪等^[10]的结果基本相似。当台风“马鞍”先在广东省登陆并靠近北部湾时,北部湾沿海盛行离岸风,湾内以减水为主,且由于台风“马鞍”登陆后风力减小,导致沿岸减水不显著;台风“马鞍”进入北部湾后,离岸风强度又有所增强,导致增水有所增大,再加上 B1 站所在位置更靠近外海,因此受到外海的影响更为显著。纬向上正压梯度力项也呈现负向增大,而经向上呈现正向增大,表明在沿岸增水时,主要以南北向为主,因此导致 B1 站表层与中层在台风“马鞍”进入北部湾后,由东北向转变为西南向的流动相比底层不够显著,但仍然可以看到 B1 站出现了西向的风暴射流,表明台风“马鞍”进入北部湾后所造成的水位增减进一步引发了近岸正压梯度力的变化,是近岸西向风暴射流产生的重要因素之一。

2.3 琼州海峡西向流的作用

琼州海峡向西的水量输运对北部湾北部环流的

影响最大,而风的影响次之,并且琼州海峡西向流与北部湾湾内出现气旋式环流密不可分^[20-21]。为进一步分析台风“马鞍”过境期间琼州海峡西向流变化对北部湾近岸的影响,选取 6 个断面分别计算期间各个断面的余流流量,结果见图 9。在台风“马鞍”进入北部湾之前,琼州海峡西向流流量增大,达到 0.06 Sv。而到 8 月 25 日之后, S1—S5 的余流流量逐渐增大,其中, S1—S4 的余流流量向西增大(向东为正), S5 则向北增大。 S2 的余流流量峰值最大,可达 0.08 Sv;其次是 S3;再次是 S1 与 S4,流量变化与风暴射流的空间分布情况基本一致。这表明当台风“马鞍”登陆北部湾时,也会先出现琼州海峡西向流增大的现象,而后近岸出现风暴射流。即使琼州海峡西向流增大不显著,其对北部湾近岸风暴射流的产生与增强仍然有着不可忽视的作用,在北部湾近岸会产生流速超过 1 m/s 的强流。

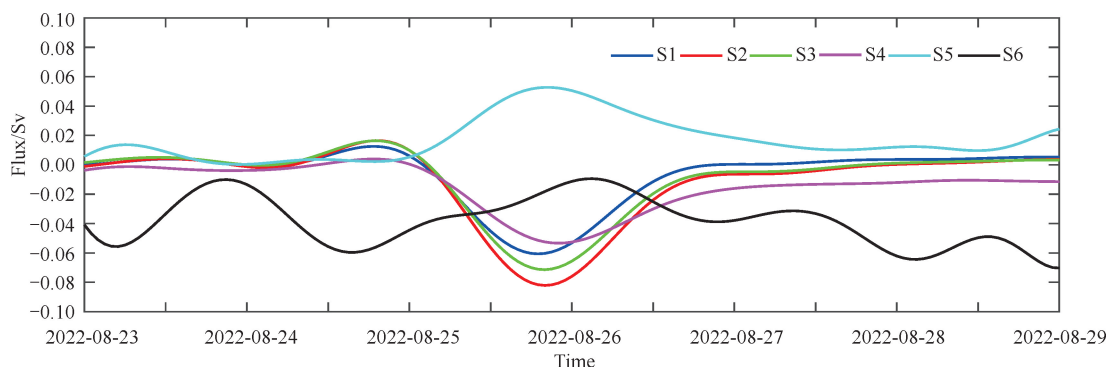


图9 台风“马鞍”过境期间不同断面的余流流量变化

Fig. 9 Variations in residual current at different sections during the transit of typhoon Ma-on

2.4 非线性效应

风暴潮与天文潮之间存在复杂的相互作用,尤其在近岸区域。非线性效应的相互作用不仅影响风暴潮增水变化,还会影响峰值水位发生的时刻,从而进一步影响风暴射流的出现以及极值的变化^[9]。为探究非线性效应对西向风暴射流这一过程的影响及其产生的强化机制,本研究设计了3组数值模拟实验:第1组为只在开边界添加潮位驱动,所得到的水位结果记为纯天文潮潮位 ζ_T ;第2组为只考虑风场的驱动,即只在模型里输入台风模型的风场进行模拟计算,得到的水位结果记为 ζ_S ;第3组则为在开边界加入潮汐驱动,同时还加入台风风场模型驱动进行模拟计算,所得到的水位结果记为 ζ_{T+S} 。将第3组得到的结果 ζ_{T+S} 减去第1组实验模拟得到的纯天文潮潮位 ζ_T ,得到的结果即为真实条件下的风暴潮潮位 ζ_{SI} 。用 ζ_{T+S} 同时减去 ζ_S 与 ζ_T ,得到的非线性水位结果记为 ζ_{NS} 。

图10为模型模拟B1站不同水位随时间变化的

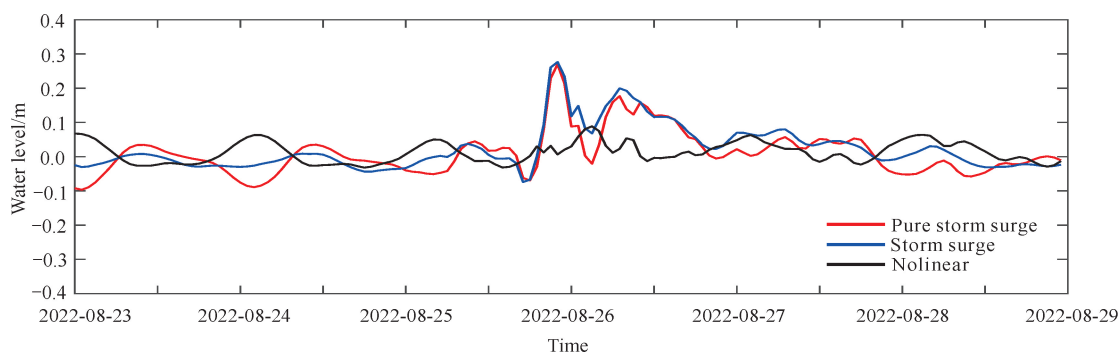


图10 模型模拟B1站台风“马鞍”过境期间不同水位变化

Fig. 10 Model-simulated variations in different water levels at B1 station during the transit of typhoon Ma-on

3 结论

本研究基于防城港近海海域布放的海流观测站数据以及近岸设置的临时潮位观测站数据,根据温州

曲线示意图。台风“马鞍”来临前, ζ_S 波动幅度比 ζ_{SI} 大,而 ζ_{NS} 与 ζ_S 的变化相反;当台风“马鞍”进入北部湾后, ζ_S 与 ζ_{SI} 的变化基本一致, ζ_{NS} 比 ζ_{SI} 提前3 h出现减水、提前2 h出现增水峰值,但是数值上变化不显著,最大仅为0.04 m;当台风减弱并消散后, ζ_S 与 ζ_{SI} 都出现了余震动,而 ζ_{NS} 也同样出现了反向的余震动,造成 ζ_{SI} 的余震动水位低于 ζ_S 。在无台风期间, ζ_{NS} 的变化大体上与 ζ_{SI} 相反;而在台风期间, ζ_{NS} 的变化会影响增水出现的时间及幅度。同时,风暴潮最大增水造成了B1站流向由东北向转为西南向,且其出现的时间也影响着流向发生转变的时间,而 ζ_{NS} 出现峰值的时间与B1站流向转变后最大流速出现的时间一致,表明非线性水位变化会影响流速变化。综上所述,天文潮-风暴潮耦合的非线性作用较强,水位变化及耦合效应引起的非线性对流和底摩擦作用,除了会改变实际最大增水的时间,还会影响能量在潮汐与增水之间的重新分配^[22-23],从而进一步影响近岸海流流速的变化。

台风网中台风“马鞍”的基本信息,利用水动力模型FVCOM并结合Ueno Takeo风场模型,建立了一个北部湾三维风暴潮数值模型,对台风“马鞍”登陆北部湾期间的风暴潮以及风暴射流的变化进行研究,并分

析其中的变化规律以及影响机制,得到的结论如下。

①台风“马鞍”进入北部湾后,H1 站实测水位增加,最大增水为 74 cm,之后出现 33 cm 的余震动增水。与此同时,B1 站的低频流动从底层到表层由东北流向转变为西南流向,流速迅速增大,出现西向风暴射流,表层、中层、底层的最大流速分别为 49.0、35.3、42.1 cm/s。构建的台风风暴潮模型模拟的 H1 站在台风期间最大增水为 78 cm,模拟之后出现的余震动增水为 25 cm;B1 站模拟的低频流动在台风“马鞍”进入北部湾后同样出现东北流向转变为西南流向的情况,模拟的低频流速也显著增大,表层、中层、底层的最大流速分别为 31.6、30.8、16.8 cm/s,出现西向风暴射流,表明模型基本能够模拟真实台风产生的风暴潮过程。

②余流场经 VEOF 分解后得到的结果显示,台风“马鞍”过境期间近岸产生的西向风暴射流主要位于钦州外海到防城港白龙尾附近,强流区的流核在水平上主要分布于距离近岸 0—20 km,在垂向上位于 10 m 水深以内,并且基本沿着 10 m 等深线分布。

③B1 站动量方程各项随时间变化的结果显示,正压梯度力项、时间变化项、水平对流项以及垂直扩散项变化显著,表明台风“马鞍”进入北部湾后,带来了强劲的离岸风与向岸风,造成近岸水位增减,并进一步引发了近岸水位正压梯度力的变化,驱动海水加快流动从而形成补偿流,进一步产生近岸西向风暴射流。同时,琼州海峡西向流的变化对北部湾近岸风暴射流的产生与增强,有着不可忽视的作用。

④B1 站水位非线性变化结果显示,无台风期间非线性水位与总水位变化相反,而在台风期间非线性水位变化影响着增水出现的时间及幅度,表明天文潮-风暴潮耦合的非线性作用很强,能影响能量的重新分配,从而进一步影响近岸海流流速的变化。

本研究通过模拟台风“马鞍”进入北部湾前后的水动力环境,分析得到了风暴射流时空分布与垂向分布特征,并探究了琼州海峡西向流与非线性效应对其的影响,为研究台风期间北部湾沿海物质输运变化与近海生态环境保护提供了重要的理论依据。然而,本研究只分析了一个台风过程,未来还需要在更多不同地点布放仪器,收集不同路径的台风过程,以期得到更为完整详细的风暴射流变化过程。

参考文献

[1] 陈橙,李焱.南中国海台风“莫拉菲”风场模型建立[J].

福州大学学报(自然科学版),2018,46(4):549-553,560.

[2] 魏凯,沈忠辉,吴联活,等.强台风作用下近岸海域波浪-风暴潮耦合数值模拟[J].工程力学,2019,36(11):139-146.

[3] 张娟,冯伟忠,李广敏,等.1003 号台风“灿都”风暴潮特征分析与模拟[J].海洋通报,2011,30(4):367-370.

[4] 赵广生,牛小静.海南岛历史风暴潮模拟和灾害风险评估[J].水动力学研究与进展 A 辑,2022,37(6):831-836.

[5] UENO T. Numerical computations of the storm surges in Tosa Bay [J]. Journal of Oceanography, 1981, 37(2): 61-73.

[6] 孔莉莎,张秀芝.基于 Yan Meng 风场模型的台风风场模拟及参数敏感性分析[J].船舶工程,2020,42(S1):581-585,589.

[7] MENG Y, MATSUI M, HIBI K. An analytical model for simulation of the wind field in a typhoon boundary layer [J]. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 1995, 56(2/3): 291-310.

[8] 李健,侯一筠,孙瑞.台风模型风场建立及其模式验证[J].海洋科学,2013,37(11):95-102.

[9] 杨万康,杨青莹,张峰,等.典型海湾风暴潮特征数值模拟与研究[J].海洋通报,2018,37(5):537-547,564.

[10] 韦聪,鲍献文,丁扬,等.“纳沙”台风引起北部湾沿岸风暴射流及其机制[J].中国海洋大学学报(自然科学版),2022,52(3):28-39.

[11] 韦聪,陈波.北部湾三维潮汐潮流数值模拟[J].中国海洋大学学报(自然科学版),2023,53(增1):1-10.

[12] 陈波,朱冬琳,牙韩争,等.台风“纳沙”期间广西近岸风暴射流产生与增减水异常现象[J].广西科学,2019,26(6):626-633.

[13] CHEN C S, LIU H D, BEARDSLEY R C. An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2003, 20(1): 159-186.

[14] CHEN C S, BEARDSLEY R C, COWLES G. An unstructured grid, finite-volume coastal ocean model (FVCOM) system [J]. Oceanography, 2006, 19(1): 78-89.

[15] WEATHERALL P, MARKS K M, JAKOBSSON M, et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans [J]. Earth and Space Science, 2015, 2(8): 331-345.

[16] 杨军,宏波.南海东北部上层海洋对台风“莲花”的响应[J].海洋通报,2021,40(2):161-171.

- [17] NORTH G R, BELL T L, CAHALAN R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Monthly Weather Review*, 1982, 110(7): 699-706.
- [18] 夏天竹, 徐峰, 王慧, 等. 近 35a 南海海-气温差不同资料比对及变化特征分析[J]. *热带气象学报*, 2015, 31(6): 852-861.
- [19] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 3 版. 北京: 气象出版社, 2022.
- [20] 陈波, 侍茂崇. 北部湾海洋环流研究进展[J]. *广西科学*, 2019, 26(6): 595-603.
- [21] 侍茂崇. 北部湾环流研究述评[J]. *广西科学*, 2014, 21(4): 313-324.
- [22] 张敏, 米婕, 戴志军, 等. 海平面上升对北部湾风暴潮增水影响研究: 以 2012 年台风“山神”为例[J]. *海洋通报*, 2021, 40(3): 309-318.
- [23] BERNIER N B, THOMPSON K R. Tide-surge interaction off the east coast of Canada and northeastern United States [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112(C6): C06008.

Numerical Simulation Analysis of Influences of Typhoon Ma-on on the Water Dynamics of the Beibu Gulf

WEI Cong, CHEN Bo^{* *}, ZHU Donglin, ZHANG Jiyun

(Guangxi Coastal Key Laboratory of Marine Environmental Science, Guangxi Academy of Marine Sciences (Guangxi Mangrove Research Center), Guangxi Academy of Sciences, Nanning, Guangxi, 530007, China)

Abstract: The aim of this study is to investigate the influences of typhoon landfall in the northern Beibu Gulf on the coastal hydrodynamic environment of the Beibu Gulf. Based on the measured data of tide level and current in Fangchenggang, the hydrodynamic model Finite Volume Coastal Ocean Model (FVCOM), and the Ueno Takeo typhoon wind field model, a three-dimensional numerical model of storm tide in the Beibu Gulf was constructed to simulate the variations of the coastal hydrodynamic environment during the transit of typhoon Ma-on. The results showed that the maximum storm surge elevation simulated by the model was 78 cm, and then there was a residual vibration with the water level increase of 25 cm. During the transit of typhoon Ma-on, the direction of the low-frequency current from surface to bottom in the coastal area of the Beibu Gulf changed from being northeastward to being southwestward, with a rapid increase in velocity and the appearance of the westward storm jet. The flow core of the strong westward storm jet was distributed horizontally within 0—20 km and vertically within 10 m in the coastal area, and distributed along the 10 m isobath. The analysis of the momentum equation showed that barotropic pressure gradient force, time variation, horizontal advection, and vertical diffusion changed significantly, and the variation in barotropic pressure gradient force was one of the key factors causing the formation of the westward storm jet in the coastal area. The nonlinear variation in water level during the transit of typhoon Ma-on influenced both the timing and magnitude of storm surge elevation. The research results provide a theoretical basis for the coastal eco-environment protection.

Key words: typhoon; storm surge; westward current in coastal area; FVCOM; Beibu Gulf

责任编辑: 唐淑芬