

台风对台湾海峡潮流场的影响

关 明, 梁书秀

(大连理工大学海岸和近海工程国家重点实验室, 辽宁 大连 116024)

摘 要: 基于 FVCOM 海洋数值模式, 采用非结构三角形网格较好地刻画了台湾海峡复杂的岸线边界及海底地形, 建立了台湾海峡的三维潮汐潮流数值模型。分析了台湾海峡内潮汐、潮流运动的变化状况和分布特征。同时, 计算了两场台风过程, 给出了流速流向在台风作用下的变化, 并分析底层潮流对台风的响应。为后续模拟台湾海峡沙波提供参考。

关键词: FVCOM; 潮流; 台风; 台湾海峡

中图分类号: P731.22

文献标识码: A

文章编号: 1006-7973 (2017) 07-0258-06

台湾海峡处于东海大陆架的南部, 是连接中国南海和东海以及两岸的重要交通枢纽。台湾海峡附近的岸线变化剧烈, 海底的地形多变, 同时西侧的海底地形梯度较缓, 而东侧近岸的地形变化较大, 复杂且变化剧烈的地形对海域内的潮汐潮流运动影响较大。海底沙波遍布于全球大洋及浅海陆架的大部分区域, 是一种广泛分布的海底地貌形态^[1, 4]。台湾海峡海域内沙波的波长可以达到几十米, 波高一般为几米。潮流是沙波形成的主要海洋动力之一^[5], 同时, 台湾海峡内台风发生较频繁, 突发的台风会对沙波的移动、形态变化产生重要影响。研究台风对潮流形成和运移的影响, 可以更利于研究潮流和台风对沙波运移的影响。

国内外很多学者关于台风对潮流场的影响做了大量研究。Greatbath^[7]等在分层为两层的水动力模型中, 关于表层海流对单个移动台风的响应做了研究, 并利用数值模型对整个台风过程进行了模拟。Price^[8]等通过实测数据和模型模拟结果分析了海洋表层对三场台风的响应, 同时分析了台风导致的海表面流场变化的动力学机制。Cao 和 Zhu^[9]等将一维的模型和一个二维深度平均的模型组合成新的模型, 并利用风场数据, 模拟了台风导致水位下降的现象。Chang^[10]等通过海流计观测的资料和风场的实测数据对台风引起的海峡内的强流进行了研究, 研究发现台风能够改变海峡内的流向, 流向改变所能持续的时间为台风作用的时间, 同时台湾海峡细长而狭窄的形状特征增加了潮流的强度。Lu 和 Huang^[11]等利用经典的艾克曼理论分析了固定的强风所引起的稳定流场。

本文基于有限体积法的三维 FVCOM 环流模型, 利用 2013 年对该区域实测的潮流和风场数据, 建立了台湾海峡的三维水动力模型, 同时模拟了该时间段内的两场台风过程。

一、数值模型

1. 环流模式 FVCOM

FVCOM 是基于非结构三角形网格, 采用有限体积法求解三维原始方程组的海洋数值模型, 公式不再赘述, 参见文献^[2]。该三维海洋模型包含了连续方程、动量方程、温盐以及状态方程, 通过二阶湍封闭模型^[13]来对方程封闭。在水平方向采用三角形网格, 在竖直方向上采用 σ 坐标或 σ -z 的混合坐标。FVCOM 模式在计算过程中采用有限体积法。有限体积方法结合了有限元方法和有限差分方法的优点, 对方程进行离散, 提高了计算的效率, 保证计算区域和单个控制体能够满足能量、动量和质量守恒^[12]。此外, FVCOM 模式将干湿网格技术结合到三角形的网格中, 干湿网格能够分辨涨潮和落潮时岸线边界的变化, 提高了计算的稳定性^[3]。

2. 台风风场

目前, 国内外常用的计算台风风场的风压模型有四种。本文采用内域藤田^[15]和外域高桥^[16]的混合风场, 将 2 倍最大风速半径作为分界点, 2 倍最大风速半径以内是藤田风场, 2 倍最大风速半径以外是高桥风场。通过将藤田公式与高桥公式结合, 很好地描述了台风气压的分布。其气压分布形式为:

$$\frac{P(r)-P_0}{P_\infty-P_0}=1-\frac{1}{\sqrt{1+2\left(\frac{r}{R}\right)^2}} \quad 0 \leq r \leq 2R$$
$$\frac{P(r)-P_0}{P_\infty-P_0}=1-\frac{1}{1+r/R} \quad 2R \leq r \leq \infty \quad (1)$$

将原点取在固定的计算域上, 那么台风域中心对称风场的分布取以下形式:

$$W_z = \begin{cases} C_1 V_s \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) - C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + 10^3 \cdot \frac{2\Delta P}{\rho_a R^2} \left[1 + 2\left(\frac{r^2}{R^2}\right)^{\frac{3}{2}}\right]} \right\} & 0 \leq r \leq 2R; \\ \cdot [(\bar{x}-x_0)\sin\theta + (\bar{y}-y_0)\cos\theta] & \\ C_1 V_s \exp\left(-\frac{\pi}{4} \cdot \frac{|r-R|}{R}\right) - C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + 10^3 \cdot \frac{\Delta P}{\rho_a (1+r/R)^2 \cdot r}} \right\} & 2R \leq r \leq \infty \\ \cdot [(\bar{x}-x_0)\sin\theta + (\bar{y}-y_0)\cos\theta] & \end{cases} \quad (2)$$

收稿日期: 2017-04-04

作者简介: 关 明 (1991-), 女, 满族, 黑龙江哈尔滨人, 大连理工大学海岸和近海工程国家重点实验室, 在读研究生, 港口、航道及近海工程专业, 主要从事海洋动力环境的数值模拟研究。

通讯作者: 梁书秀, 大连理工大学海岸和近海工程国家重点实验室, 副教授, 主要从事人类活动影响下海洋环境变化机理、数学模型及实验的研究工作。

$$W_y = \begin{cases} C_1 V_y \exp\left(-\frac{\pi}{4} \frac{|r-R|}{R}\right) + C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + 10^3 \cdot \frac{2\Delta P}{\rho_a R^2} \left[1 + 2\left(\frac{r^2}{R^2}\right)^{\frac{1}{2}}\right]} \right\} & 0 \leq r \leq 2R; \\ C_1 V_y \exp\left(-\frac{\pi}{4} \frac{|r-R|}{R}\right) + C_2 \left\{ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + 10^3 \cdot \frac{\Delta P}{\rho_a (1+r/R)^2 \cdot r}} \right\} & 2R \leq r \leq \infty \end{cases} \quad (3)$$

上式中 W_x , W_y 分别为风速在 x 和 y 方向上的分量; V_x , V_y 分别为台风中心的移动速度在 x 和 y 方向上的分量; R 为最大的风速半径; $\Delta P = P_\infty - P_0$, 为台风中心的气压差; ρ_a 表示空气的密度; θ 表示流入角, C_1 , C_2 代表常数, $C_1 = 1.0$, $C_2 = 0.8$; f 是科氏力; r 为距离台风中心的距离, 其表达式为:

$$r = \sqrt{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2} \quad (4)$$

式 (4) 中 x_c , y_c 是台风中心位置。

最大风速半径 R 采用美国的格雷厄姆和纽恩提出的一个经验公式:

$$R = 28.52 \tanh[0.0873(\varphi - 28^\circ)] + 12.22 \cdot \exp\left(\frac{P_0 - 1013.2}{33.86}\right) + 0.2V_F + 37.22 \quad (5)$$

公式 (5) 中, V_F 是台风中心的移动速度, 单位是 km/h ; φ 是地理纬度; P_0 是台风的中心气压, 单位是 hpa 。

台风数据来源于中国台风网最佳路径数据集。通过风场的计算和比较, 内域藤田外域高桥所建立的混合模型气压场和风场是较理想, 可用于风场的计算。

二、计算区域及模型设置

1. 计算网格划分

模型计算区域范围为台湾海峡海域 ($22^\circ N \sim 26^\circ N$, $116.5^\circ E \sim 121.5^\circ E$), 共南、北两条开边界, 海岸线数据和地形数据为实测数据。模型采用直角坐标系, 利用 SMS 生成非结构三角形网格, 对岸线复杂和沙波明显区域进行局部加密。研究区域的最大网格尺度为 $3km$, 岸线和岛屿附近最小尺度约为 $200m$ 。图 1 和图 2 给出了模型计算区域的地形和水平网格

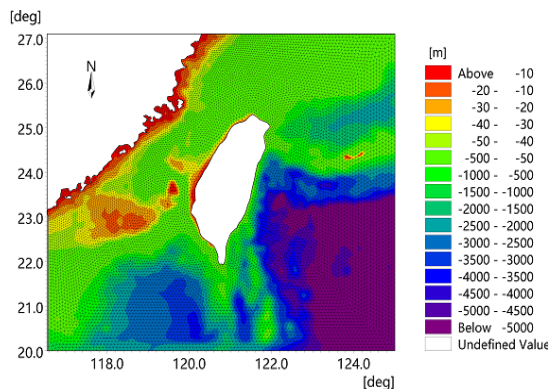


图 1 计算区域地形图

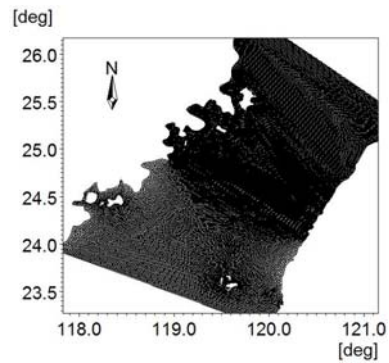


图 2 水平网格

2. 模型参数设置

根据 CFL 条件, 外模态时间步长取为 $5s$, 内模态时间步长取为 $10s$ 。底摩擦为常数 32 。沿水深垂直向进行不均匀分层, 共 10 层, 其中表层和底层水深厚度均为 $1.5m$ 。计算时间从 2013 年 7 月 1 日 0 时开始, 计算 30 天。

3. 模型验证

(1) 潮位验证

潮位验证资料来自潮汐表。调和常数验证资料来自调和常数, 对模型 30 天的输出结果进行调和与分析得到研究区域的潮流调和常数。其中, 验潮站的分布如图 3。

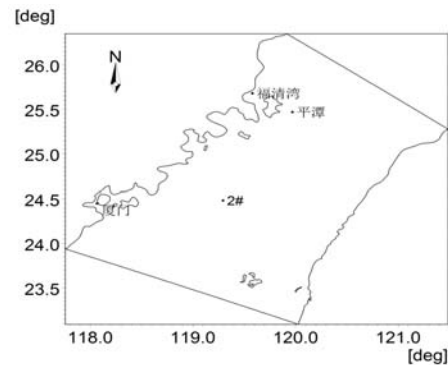


图 3 验潮站分布图

数值模型对研究区模拟了 $30d$, 模拟时间包含了大潮和小潮过程, 潮位计算结果用潮汐表的比较结果如图 4、5、6 所示, 可以看出, 高低潮误差均较小, 相位误差基本小于 $30min$ 。

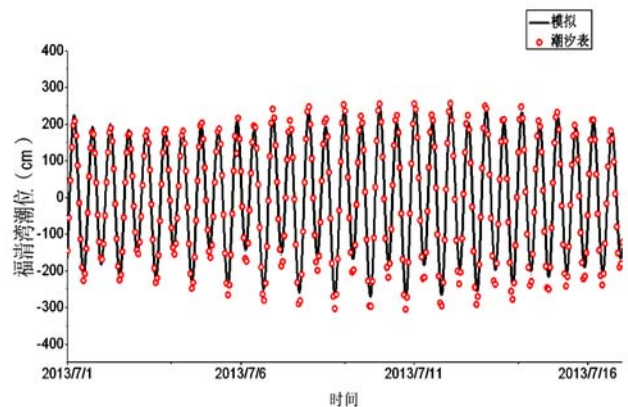


图 4 福清湾潮位验证

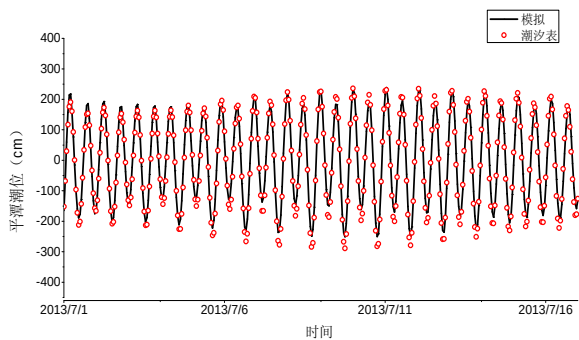


图 5 平潭潮位验证

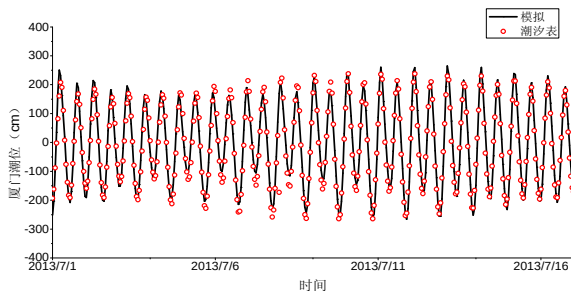
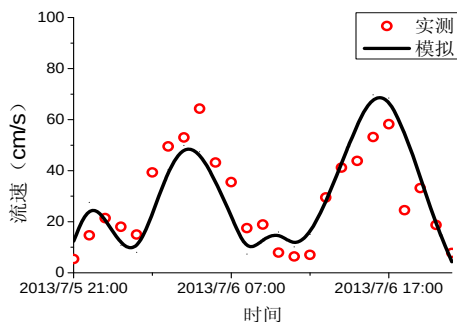


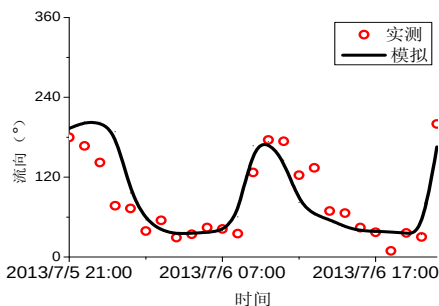
图 6 厦门潮位验证

(2) 流速流向验证

图 7、8 分别是 2 号验潮站小潮期 (7.5 21:00-7.6 21:00) 和大潮期 (7.11 14:00-7.12 14:00) 的流速和流向的验证结果,从验证结果来看,流向和流速可以较好地反映出该海域的特征及变化规律。

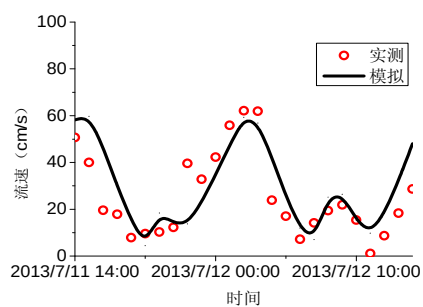


a) 流速

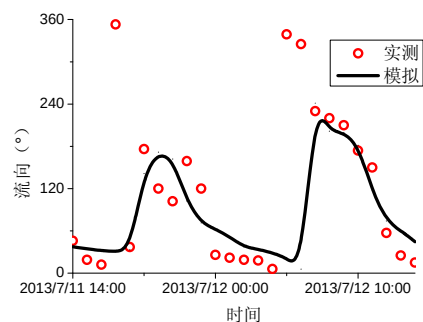


b) 流向

图 7 小潮流速流向验证结果



a) 流速



b) 流向

图 8 大潮流速流向验证结果

三、结果分析

1. 台风路径

台湾海峡内台风的路径变化多样,根据台风生成的地点和走向可以将台风分为两类:一类是生成在台湾岛东南方向的太平洋海面,之后向西北方向移动并快速变强,最后在福建、广东等地区登录,登录后减弱至消失;另一类台风,在中国南海中或者南部的海面上形成,然后向台湾海峡方向移动,由于海峡两岸陆地的摩擦,台风在途经台湾海峡过程中逐渐消失。除此之外,在长江三角洲周围登陆的台风也会对海峡内流场产生一定的影响^[3]。

为便于与实测的流速流向数据进行对比,本研究选取 2013 年第 7 场台风“苏力”和第 8 场台风“西马伦”进行比较分析(图 9)。“苏力”在 2013 年 7 月 8 日在台湾海峡东南海域形成,在往西北方向的移动中迅速加强为超强台风,接着在台湾岛西侧减弱为台风,移动速度减小,移动路径向西北。“西马伦”在 2013 年 7 月 17 日在台湾海峡南侧海域形成,北行过程中一直为热带风暴。

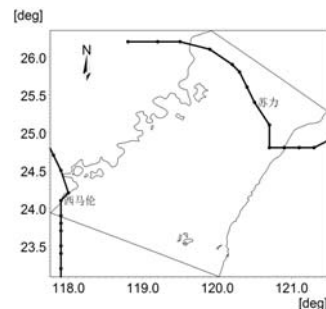


图 9 台风轨迹图

2. 计算结果

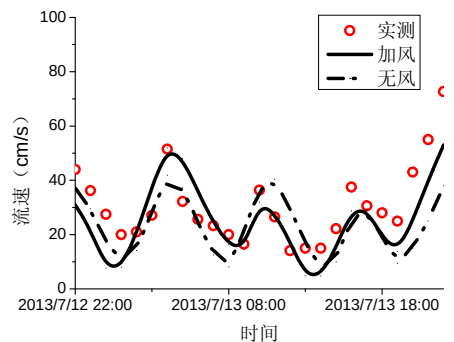
将模拟得到的台风风场插值得到 FVCOM 计算所需要的风场文件, 作为潮流表面强迫, 与潮位强迫一起驱动 FVCOM 模式进行计算, 来模拟台风引起的潮流过程。

(1) 台风苏力

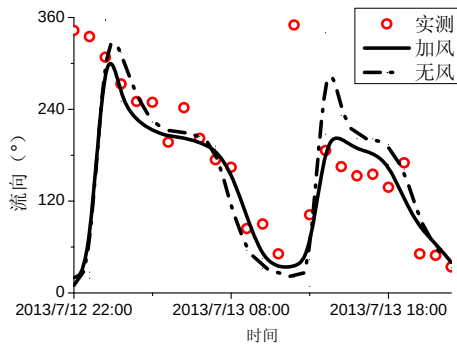
1) 潮流对比

计算时间为 2013 年 7 月 9 日 8 时到 2013 年 7 月 14 日 2 时, 共 114 小时, 每一小时输出一次表层和底层流速、流向的计算结果。

本文利用 2#浮标当地时间 (北京时间) 2013 年 7 月 12 日 22 时到 2013 年 7 月 13 日 22 时 24 个小时的流速、流向观测值与模拟结果做了对比, 对比结果如图 10、图 11。

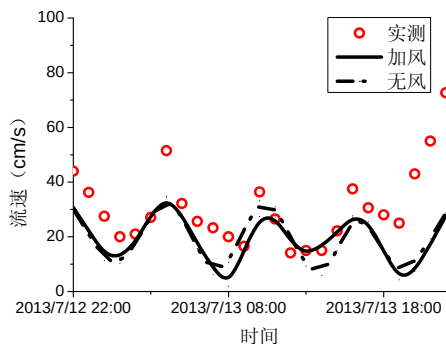


a) 流速

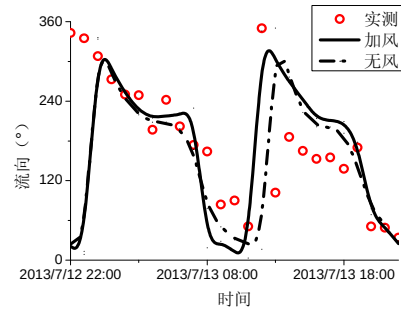


b) 流向

图 10 表层结果



a) 流速



b) 流向

图 11 底层结果

台风苏力作用时, 研究区表层的流速受影响较大, 最大的平均流速在 60cm/s 左右。湾底区流速在风作用下流速变化不大, 全潮平均值相差不大, 在 40cm/s 以下, 水动力相对较弱。

台风苏力作用时, 台湾海峡水域流速增大, 使得该水域流向发生变化, 表层流向 (北向为 0° , 流向是指水流去向) 基本在 $0^\circ \sim 300^\circ$ 之间, 流向呈周期性变化, 与不加风场条件下的流场相比较, 变化较小。

2) 潮流垂向分布

中国石油公司海域石油勘探处 (台湾) 历年在台湾海峡进行油气探勘时, 先后在鹿港外海, 台西外海, 澎湖西北部等海域发现有沙波活动现象, 故选取鹿港外海 (120.2°E , 24.2°N), 台西外海 (120.2°E , 24.0°N), 澎湖西北部 (119.2°E , 24.1°N) 三处来分析潮流的垂向特征, 其中鹿港外海, 台西外海, 澎湖西北方的水深分别为 36m、25m、64m。垂向流速分布图如图 12 所示。从流速垂向分布图可以看出, 流速从表层向底层逐渐增大再减小, 底层流速最小, 主要是受到海底摩擦力的作用。

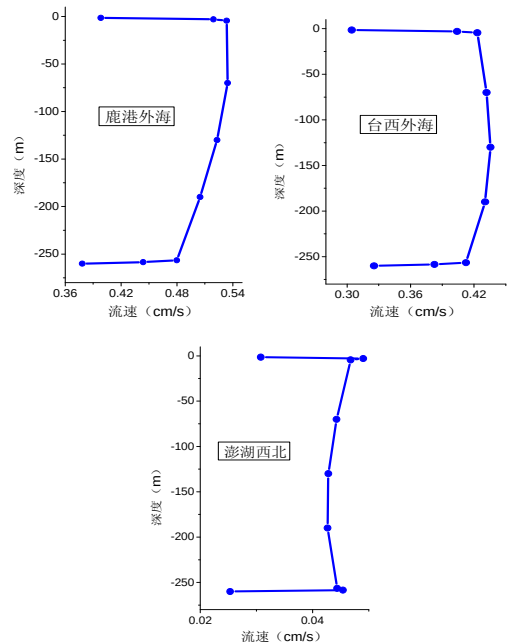


图 12 流速垂向分布图

(2) 台风西马伦

1) 潮流对比

计算时间为 2013 年 7 月 17 日 8 时到 2013 年 7 月 19 日 2 时, 共 42 小时, 每一小时输出一次表层和底层流速、流向的计算结果。

本文利用 2#浮标当地时间 (北京时间) 2013 年 7 月 18 日 1 时到 2013 年 7 月 19 日 1 时 24 个小时的流速、流向观测值与模拟结果做了对比, 对比结果如图 13、图 14。

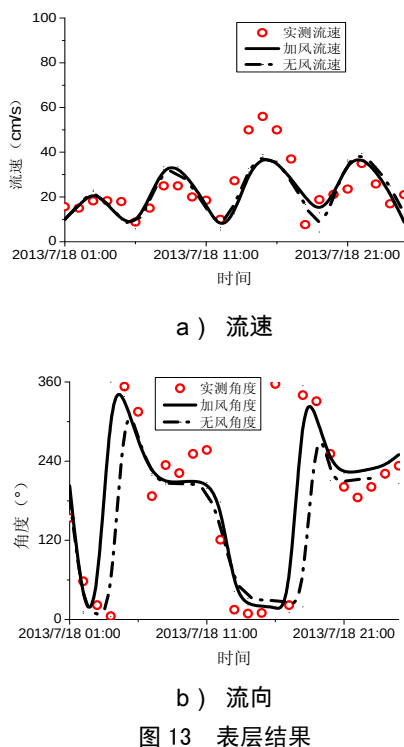


图 13 表层结果

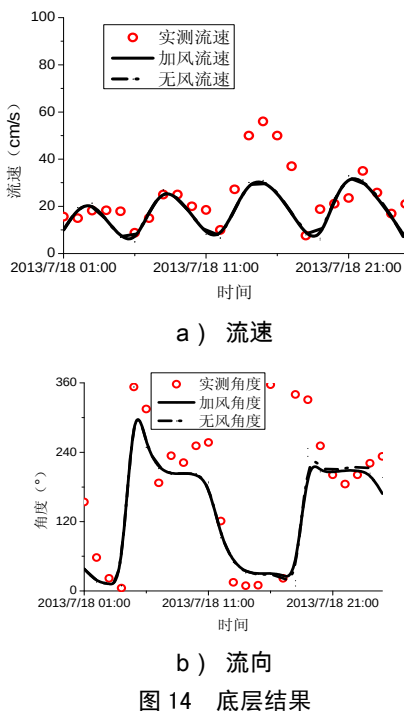


图 14 底层结果

台风西马伦作用时, 表层流速受影响较大, 流速增幅较

大, 最大平均流速在 40cm/s 左右。湾底区流速在风场添加前后无明显变化, 风对该区域底层流速影响不大。

台风西马伦作用时, 该水域流向变化较为明显, 表层流向在 0~360° 之间, 流向仍呈现周期性的变化, 由于环流动力增强, 流向与无风条件下的流向相比较变化比较大。

2) 潮流垂向分布

台风西马伦作用后, 垂向分布图, 如图 15 所示。从流速垂向分布图可以看出, 流速从表层向底层逐渐减小, 底层流速最小。

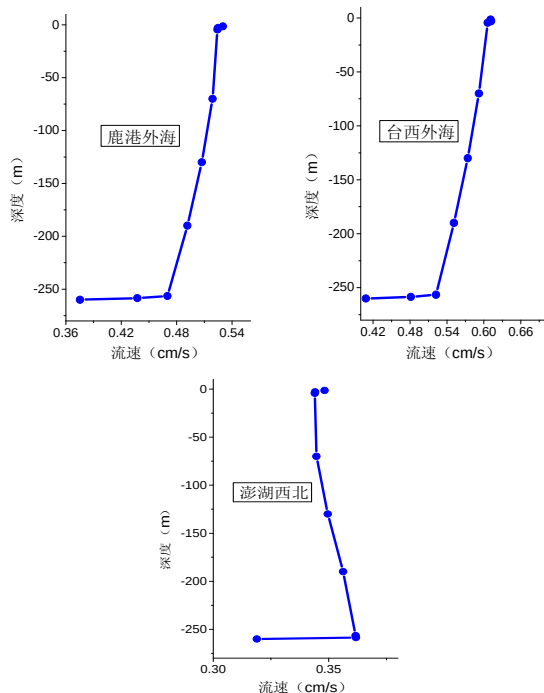


图 15 流速垂向分布图

四、结语

本研究基于 FVCOM 三维海洋数值模式, 模拟了台湾海峡的潮汐和潮流变化情况, 模拟结果与验潮站的实测资料符合较好, 反映出了台湾海峡潮汐系统的分布。

基于数值模拟计算结果, 分析了台湾海峡在两场台风作用下, 表层和底层流速的

变化, 结果显示, 风对海峡潮流场的影响比较明显, 不同水域的流场变化差异较大。因此, 研究台湾海峡内沙波特征及运移时应综合考虑台风与水动力环境的相互影响。

参考文献

- [1] Allen J R L. Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves: dynamically stable asymmetrical equilibrium forms without flow separation[J]. Marine Geology, 1982, 48 (3): 321-336.
- [2] Chen C, Beardsley R C, Cowles G. An unstructured grid, finite volume coastal ocean model: FVCOM user manual[M]. 2. New Bedford, Mass: School for Marine Science and Technology (SMAT), University of Massachusetts-Dartmouth (UMASSD), 2006: 38-39. (下转第 265 页)

相差幅度 $<10\%$ 。由此可得,随着入射波波高的增加,浮子垂荡运动的幅值逐渐增大;随着入射波周期的增加,不同质量浮子垂荡运动的幅值趋于接近。

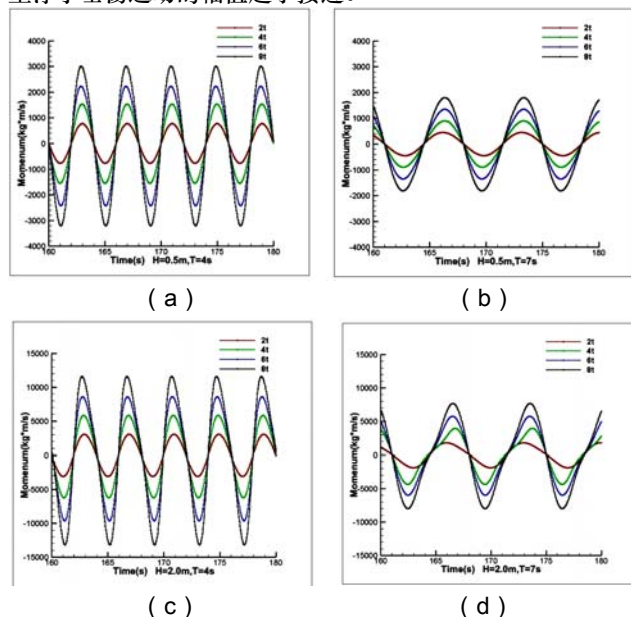


图 7 不同质量浮子的动量时程曲线

图 7 给出了不同质量的浮子在各海况下的动量时程变化曲线。由图可见,在各海况下,不同质量的动量呈明显的倍数关系,浮子质量愈大,其动量也愈大。在相同波高下,波浪周期越长,其动量的幅值越小,这是由于入射波波高不变的情况下,周期越长,浮子垂向运动越缓慢,其最大速度越小,因而动量幅值越小;在相同波浪周期下,波高越大,其动量幅值越大,这是由于在波周期不变的情况下,波幅越大,浮子垂向运动越剧烈,其最大速度越大,因而其动量幅值越

大。在 0.5m 波高、7s 周期下,2t 浮子最大动量为 $4 \times 10^2 \text{ kg} \cdot \text{m/s}$,而在 2.0m 波高、4s 周期下,8t 浮子最大动量可达 $1.2 \times 10^4 \text{ kg} \cdot \text{m/s}$ 。由此可见,不同质量的浮子在不同海况下,其最大动量的幅值有相当大的变化。浮子的动量幅值与其质量、海况有着密切的相关性。

四、结束语

本文研究了不同质量的浮子在不同海况下的水动力学性质和运动响应,通过数值模拟计算初步得出了浮子质量与其运动响应的关系。通过研究发现,浮子质量越大,其捕获的动量越大,可以更有效地吸收波浪能;而随着浮子动量的增大,其对液压缸的冲量也越大。因此,在进行振荡浮子式波能发电装置的实际安装设计时,应充分考虑浮子对液压缸产生的冲量,优化液压缸的缓冲机制,在允许的情况下尽可能地增大浮子质量,以达到提高波能捕获率、提高波浪能发电效率的效果。

参考文献

(上接第 262 页)

- [3] 徐洋.台湾海峡台风风暴潮数值分析[D].青岛:中国海洋大学,2014.
- [4] 刘振夏.中国近海潮流沉积沙体[M].海洋出版社,2004.
- [5] 鲍晶晶.台湾浅滩沙波动力特征研究[D].中国地质大学,2014.
- [6] 任华堂,刘钦政,吴辉砦.台湾海峡三维风海流的数值模拟[J].海洋预报,2002,19(4):24-32.
- [7] Greatbatch RJ.On the response of the ocean to a moving storm: the nonlinear dynamics [J].J Phys Oceanogr, 1983, 13: 357-367.
- [8] Price JF, Sanford TB, Forristall GZ, et al.Forced stage response to a moving hurricane.J phys Oceanogr, 1994, 24(2): 233-260.
- [9] Cao, Y., Zhu, J., et al.Numerical simulation of effects on storm-induced water level after contraction in Qiantang estuary.Journal of Hangzhou Institute of Applied Engineering, 2000, 12, 24-29.
- [10] Chang YC, Tseng RS, Centurioni LR.Typhoon-induced

- [1] Edwards Cassedy.可持续能源的前景[M].北京:清华大学出版社,2003,1-6.
- [2] 褚同金.海洋能资源开发利用—21 世纪可持续能源丛书[M].北京:化学工业出版社,2005:24-38.
- [3] 曾强.基于 RANS 的振荡浮子水动力性能研究[D].青岛:中国海洋大学,2016.
- [4] 马哲.振荡浮子式波浪发电装置的水动力学性能研究[D].青岛:中国海洋大学,2013.
- [5] 刘臻,范海文等.一种与采油平台结合的新型波浪发电装置[J].中国海洋大学学报,2016,46(2):124-130.
- [6] 史宏达,刘栋,刘臻.一种新型波能发电装置的运动响应计算[J].中国海洋大学学报,2011,41(2):111-116.
- strong surface flows in the Taiwan Strait and Pacific[J].J Oceanogr, 2010, 66: 175-182.
- [11] Lu ZM, Huang RX, et al.The three-dimensional steady circulation in a homogenous ocean induced by a stationary hurricane.J Phys Oceanogr, 2010, 40: 1450-1460.
- [12] 王道生,刘晓东,庄海东.基于 FVCOM 的台湾海峡三维潮汐与潮流数值模拟研究[J].应用海洋学学报,2016,(04):491-498.
- [13] Mellor, G.L., Yamada, T., 1982.Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, Reviews of Geophysics and Space Physics 20, 851-875.
- [14] Fujita, T., Pressure Distribution in Typhoon [J].Geophysical Magazine.1952, 5(23):437-451.
- [15] 高桥浩一郎.台风域内に於ける気圧はひ风速の分布[J].気象集志.1939, 17(11):417.
- [16] Carr L E, Elsberry R L.Models of Tropical Cyclone Wind Distribution and Beta-Effect Propagation for Application to Tropical Cyclone Track Forecasting[J].Monthly Weather Review, 1997, 125(12):3190-3209.