

# 东南沿海台风风暴潮增水过程中非线性机制和地形的作用研究: 以 1509 号台风“灿鸿”为例\*

张西琳<sup>1</sup> 楚栋栋<sup>1</sup> 张继才<sup>1</sup> 车助镁<sup>2</sup> 李春雁<sup>3</sup>

(1. 浙江大学 海洋学院 物理海洋与遥感研究所 舟山 316000; 2. 浙江省自然资源厅海洋监测预报中心 杭州 310000;  
3. Department of Oceanography and Coastal Sciences, Coastal Studies Institute, Louisiana State University,  
Baton Rouge, Louisiana, USA 70803)

**摘要** 本文基于 FVCOM(Finite Volume Community Ocean Model)构建了一个覆盖中国渤海、黄海和东海的数值模型,采用 NCEP-CFSR 风场数据对 1509 号台风“灿鸿”产生的风暴潮进行模拟,与实测水位数据的对比表明该模型可靠、模拟结果合理。基于此模型,本文对非线性作用和地形在风暴潮增水过程中的作用进行了研究。首先,重点分析了增水过程中潮汐与风暴潮的非线性作用,结果表明:高潮时非线性作用使增水值降低;低潮时非线性作用使增水值升高。另外,开边界处分别只添加  $M_2$ 、 $S_2$  和  $K_1$  分潮,分析天文潮的潮高和周期对非线性作用的影响,结果表明:潮高越高,非线性作用越明显;半日潮的非线性作用较全日潮更明显;并且,增水极值附近出现的半日周期的波动也与非线性作用有关。其次,除了非线性作用,地形对风暴潮的增水也有一定影响,本文改变地形的实验结果表明:坡度越大,增水极值越小。琉球群岛的存在使得东南沿海出现风暴潮增水的面积减小,但使得风暴潮增水的高值区域扩大。

**关键词** 风暴潮; FVCOM(Finite Volume Community Ocean Model); 非线性作用; 地形; 渤黄东海; 台风灿鸿

中图分类号 P733 doi: 10.11693/hyhz20191200279

风暴潮是指由于强烈的大气扰动,如强风或气压骤变引起的海面异常升高或降低的情况(冯士筭, 1999)。当风暴潮和天文大潮同时发生时,往往会引起海水大幅升高,进而造成巨大的经济损失。中国位于太平洋西岸,每年因为风暴潮造成的经济损失约占全部海洋灾害造成的经济损失的 97%(冯有良, 2013),其中东南沿海每年也因为风暴潮灾害遭受了巨大的经济损失。中国东南沿岸地形多变,岛屿众多,海底地形十分复杂,近岸水深较浅,向东南方向逐渐下倾,在 20—50m 等深线间存在明显的海底狭长斜坡(曹欣中, 1986)。近海动力机制复杂,北面受到长江冲淡水的影响,南面受到台湾暖流影响,沿岸流和台湾暖流

在此地交汇,存在我国最显著的上升流区,因此形成的舟山渔场每年为我国提供了大量的渔业资源。中国东南沿海受到海平面上升和陆地沉降的影响,未来将面临较为严重的风暴潮灾害威胁(Syvitski *et al*, 2009)。因此对近海风暴潮进行持续的研究,对风暴潮预报和评估有着十分重要的意义。在研究中,风暴潮的增水值是衡量一个风暴潮的大小重要标准,当水位暴涨时,往往会对沿海地区造成巨大损失(林林茂, 2017)。而潮汐与风暴潮的非线性作用以及地形因素都会对风暴潮的增水值和增水值出现的时间造成一定影响(Doodson, 1956; Proudman, 1957; Shen *et al*, 2009)。

\* 国家重点研发计划“全球变化及应对”重点专项, 2017YFA0604100 号; 国家重点研发计划“海洋环境安全保障”重点专项, 2017YFC1404000 号; 国家自然科学基金, 41876086 号。张西琳, 硕士研究生, E-mail: 21834011@zju.edu.cn

通信作者: 张继才, 副教授, 博士生导师, E-mail: jicai\_zhang@163.com

收稿日期: 2019-12-27, 收修改稿日期: 2020-02-24

潮汐和风暴潮的非线性相互作用对风暴潮增水的极值以及极值出现的时间均有较大影响(Chu *et al.*, 2019)。在实际计算中, 风暴潮的实际增水与单由台风风场造成的增水数值和增水峰值出现的时间通常不一样。泰晤士河中风暴潮增水的极大值更容易出现在涨潮时(Prandle *et al.*, 1978), 北海西侧长期站的水位观测数据表明, 风暴潮增水的极大值最有可能出现在高潮的前 3—5h(Horsburgh *et al.*, 2007), 这些都是由非线性作用造成的。非线性作用的大小与台风登陆时间、潮汐周期、水深和地理位置有关(Rego *et al.*, 2010b; Feng *et al.*, 2019)。Zhang 等(2019)的研究表明, 台风路径也会对非线性作用产生影响。潮汐和风暴潮的非线性作用的产生主要来自摩擦力项、浅水效应和平流项。对于三者哪一个占主导地位有很多学者做了相关研究, Wolf(1978)对半封闭水道中的风暴潮进行计算, 结果表明, 摩擦力项占了主导作用。姜兆敏等(2004)对一维狭长半封闭水域中的潮汐和风暴潮进行了研究, 用摄动的方法研究了潮汐和风暴潮之间的非线性作用, 结果表明, 浅水效应对增水水位起主要作用, 非线性效应对增水的作用取决于波幅和水深比值的量阶。Jones 等(2007, 2008)对爱尔兰海的研究表明, 潮汐和风暴潮的非线性作用影响了风暴潮的增水高度, 并且非线性作用主要来自于底摩擦项和平流项。Rego 等(2010b)利用 FVCOM(Finite Volume Community Ocean Model)对飓风丽塔(Rita)期间路易斯安那州至德克萨斯州沿岸的增水进行模拟, 结果表明: 台风在高潮和低潮时登陆, 非线性作用分别使最高水位变低和变高; 另外, 平流项造成的非线性作用大于底摩擦项。但与之相异, Zhang 等(2010)对台湾海峡的风暴潮进行模拟分析的结果表明, 非线性作用主要来自于底摩擦项, 平流项和浅水作用影响较小, 并且非线性作用在台湾海峡北部得到了加强。Yang 等(2019)利用 ADCRIC 海洋模式对铁山湾的风暴潮增水进行模拟分析, 结果表明, 造成非线性作用的主要是风应力和底摩擦的合力项与对流项; 越靠近海湾内部, 非线性作用就越强。上述工作表明, 虽然研究者对于非线性过程在风暴潮增水过程中的作用进行了较多的研究, 但是结论并未统一, 中国东南沿海的潮汐-风暴潮非线性相互作用机制尚需进一步的研究。

风暴潮所导致的增水大小受台风本身性质(强度、半径、风速、路径、移动速度)和地形等因素的影响(Rego *et al.*, 2009)。其中, 地形和风暴潮的相互作

用是非常重要的机制, 有很多学者做了相关研究。探究地形对风暴潮增水的影响主要分为两种, 一种是探究沿岸地形改变(围涂、填海等)对风暴潮增水的影响。江文胜等(2002)的研究发现, 若胶州湾外水深变深, 会使风暴潮增水增加; 谢亚力等(2007)对钱江口围涂对杭州湾的风暴潮的影响进行了研究, 结果表明, 围涂使得杭州湾的风暴潮高潮位抬升; Rego 等(2010a)利用 FVCOM 模拟了美国德克萨斯州的加尔维斯顿湾中的风暴潮, 结果表明, 其传播情况受其南部半岛屏障效应的影响, 受到侵蚀作用的半岛会使其湾内的水位上升; 聂会等(2015)分别模拟了浙江南部围垦前后的风暴潮情况, 结果表明, 围垦使得潮差增大; Familkhalili 等(2016)的研究发现, 开普菲尔河口的水道变深, 会使得潮汐和风暴潮的潮高增加。另一种是分析海平面上升或陆地沉降对风暴潮增水的影响。Smith 等(2010)利用 ADCRIC 海洋模式模拟了海平面上升 0.5m 和 1m 两种情况, 结果表明, 在增水值最大的海域, 增水极值的升高和海平面的升高呈线性关系; Brown 等(2010)年对爱尔兰海东部海平面升高 0.7m 的情况进行了模拟, 发现增水值增加了 15%; Yin 等(2013)模拟了海平面上升和陆地沉降对风暴潮增水的影响, 结果表明, 两个因素都会使给定水位的洪水重现期缩短; Wang 等(2018)研究了海平面上升、地面沉降和水深变化三个因素对未来风暴潮增水的影响, 结果表明, 三个因素均会使风暴潮的增水水位上升, 并且在短时间尺度内水深改变对风暴潮增水水位影响最大, 而长时间尺度内海平面上升和地面沉降影响更大。

虽然现有的研究成果已经表明非线性作用和地形因素对风暴潮增水值有影响, 但是之前的研究也有一定的局限性; 此外, 针对中国东南沿海的非线性作用的研究较少, 并且这些研究也很少涉及不同潮汐对非线性作用的影响。研究地形对浙江近海的风暴潮增水的改变的研究也较少, 其中大多都针对沿岸地形的改变, 鲜有讨论岛屿和大陆坡度对风暴潮的影响的研究。受此驱动, 本文采用 FVCOM 海洋模式, 构建了一个覆盖中国渤海、黄海和东海的风暴潮数值模式, 以 1509 号台风“灿鸿”所引发的风暴潮过程作为研究对象, 研究了中国东南沿海的潮汐-风暴潮非线性作用, 分析了不同潮汐对非线性作用的影响; 进而, 通过改变海底地形和琉球群岛的地形, 研究了地形因素对中国东南沿海的风暴潮的影响。

## 1 数据和方法

### 1.1 台风“灿鸿”

1509 号台风灿鸿于 2015 年 6 月 25 日左右在西北太平洋洋面上生成, 6 月 30 日强度达到热带风暴。灿鸿生成后一路沿西北方向北上, 进入东海。2015 年 7 月 11 日 16 时 40 分前后, 台风于浙江省舟山市朱家尖登陆, 登陆时最大风力 14 级, 中心最低气压为 955hPa(沈晓琳等, 2015), 随后折向东北方向, 进入黄海, 最终在 2015 年 7 月 13 日凌晨在朝鲜西南部地区减弱为热带低压。台风路径见图 1, 台风中心位置及台风强度数据来自温州台风网(<http://www.wztf121.com/>)。

com/)

受其影响, 2015 年 7 月 10 日 8 时—12 日 14 时, 浙江东北部等地累计降雨 100—250mm, 浙江绍兴、宁波、台州和舟山部分地区达 250—400mm, 浙江余姚、宁海和象山局地达 420—541mm, 其中象山降雨量达 316.2mm。该台风造成浙江、福建、江苏等省(市)349.7 万人受灾, 直接经济损失 91.2 亿元。

浙江东部、上海东部、江苏中南部等沿海地区及岛屿出现 10—12 级瞬时大风, 浙江舟山和象山局地达 13—16 级, 其中浙江定海克冲岗最大瞬时风达 53m/s(16 级)。在台风影响期间, 浙江中北部沿海海面 12 级以上大风持续 12—24h。

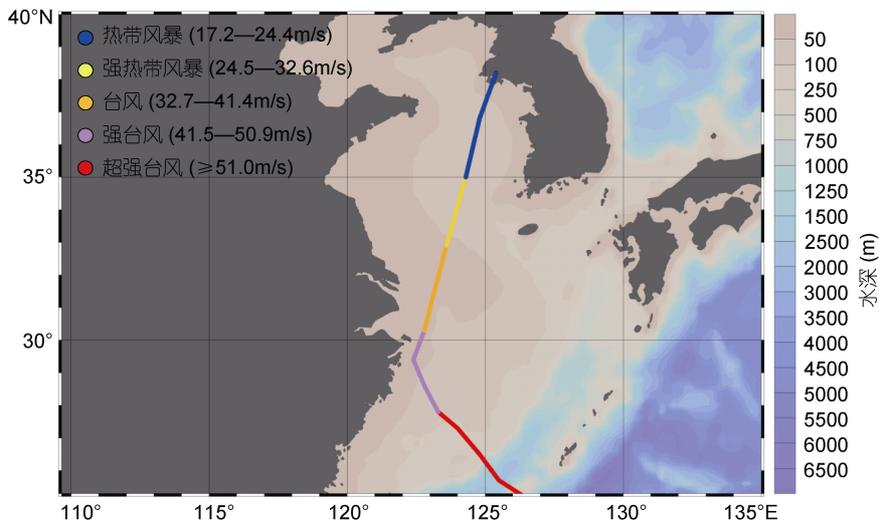


图 1 台风“灿鸿”路径

Fig.1 The trajectory of typhoon Chan-hom

### 1.2 FVCOM 海洋模式

FVCOM 水平方向采用非结构网格, 可以精确的拟合不规则的海岸边界(Chen *et al.*, 2003, 2007)。该模式已经成功应用于研究河口和陆架区的海洋模拟(Yang *et al.*, 2008; Shore, 2009)。

FVCOM 采用  $\sigma$  坐标,  $\sigma$  坐标坐标变换公式如下:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{H + \zeta} = \frac{z - \zeta}{D}, \quad (1)$$

其中,  $z$  代表竖直坐标,  $\zeta$  是自由面高度,  $H$  是底部深度(bottom depth),  $D$  是总水位。

$\sigma$  坐标下的控制方程为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial Du}{\partial x} + \frac{\partial Dv}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial uD}{\partial t} + \frac{\partial u^2 D}{\partial x} + \frac{\partial uvD}{\partial y} + \frac{\partial u\omega}{\partial \sigma} - fvD = \\ & -gD \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{gD}{\rho_0} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( D \int_{\sigma}^0 \rho' d\sigma' \right) + \sigma \rho' \frac{\partial D}{\partial x} \right] + \\ & \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + DF_x, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial vD}{\partial t} + \frac{\partial uvD}{\partial x} + \frac{\partial v^2 D}{\partial y} + \frac{\partial v\omega}{\partial \sigma} + fuD = \\ & -gD \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{gD}{\rho_0} \left[ \frac{\partial}{\partial y} \left( D \int_{\sigma}^0 \rho' d\sigma' \right) + \sigma \rho' \frac{\partial D}{\partial y} \right] + \\ & \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + DF_y, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TuD}{\partial x} + \frac{\partial TvD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_h \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + D\hat{H} + DF_T, \quad (5)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SuD}{\partial x} + \frac{\partial SvD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_h \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + DF_S, \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S), \quad (7)$$

其中,  $x, y$  分别是东、北方向的坐标轴;  $u, v$  和  $\omega$  分别是  $\sigma$  坐标下的  $x, y$  和  $\sigma$  方向的速度分量;  $T$  为温度;  $S$  为盐度;  $\rho = \rho_0 + \rho'$ ,  $\rho$  是总密度,  $\rho_0$  是参考密度,  $\rho'$  是扰动密度;  $f$  为科氏参量;  $g$  为重力加速度;  $K_m$  为垂向涡粘系数;  $K_h$  为紊动动能的垂向扩散系数;  $F_T$  为热量扩散项;  $F_S$  为盐度扩散项。其中, 计算时采用正压模式, 温度盐度恒定, 温度恒定为  $20^\circ\text{C}$ , 盐度恒定为 30。

水平扩散项可由下式计算:

$$DF_x \approx \frac{\partial}{\partial x} \left[ 2A_m H \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_m H \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right], \quad (8)$$

$$DF_y \approx \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_m H \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ 2A_m H \frac{\partial v}{\partial y} \right], \quad (9)$$

其中,  $A_m$  为水平涡粘性系数。

### 1.3 模型输入及观测数据

在进行风暴潮模拟时, 风场数据采用美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)的 CFSR(Climate Forecast System Reanalysis)再分析数据。风场分辨率为  $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ , 时间间隔为 6h, 通过插值得到 1h 时间间隔的数据进行风暴潮模拟。因为研究区域接近长江入海口, 因此也考虑了长江径流, 数据由大同水文站测量得到(<http://yu-zhu.vicp.net/>)。外海地形数据来自 ETOPO1(<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>), 分辨率为  $1' \times 1'$ ; 近岸高分辨率地形数据由浙江省海洋监测预报中心提供。开边界潮汐驱动来自美国俄勒冈大学建立的全球潮汐同化模式 TPXO 7.2 (<http://volkov.oce.orst.edu/tides/TPXO7.2.html>)的预报水位, 时间间隔为 1h。

在进行模型验证时, 采用浙江省沿岸 8 个验潮站的数据进行潮汐验证和台风过程增水验证, 验潮站地理分布及具体坐标见图 2 和表 1, 验潮站水位数据由浙江省海洋监测预报中心提供。

### 1.4 模式设置

为了更好地研究沿岸的台风风暴潮增水过程, 本文的研究范围覆盖了渤海、黄海和东海( $16.52^\circ - 40.93^\circ\text{N}$ ,  $115.02^\circ - 133.96^\circ\text{E}$ ), 包括了 29916 个格点,

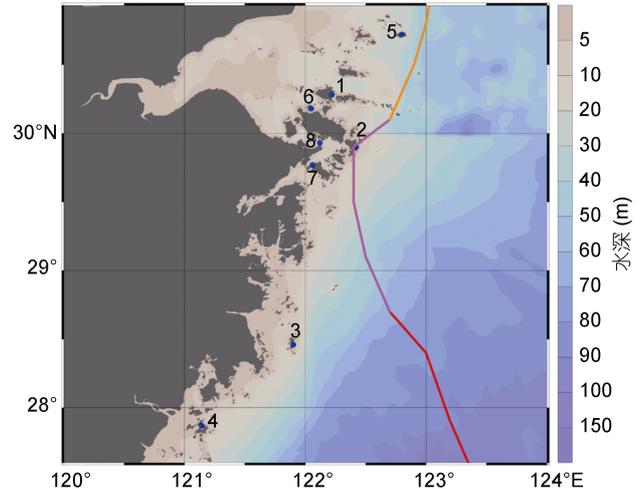


图 2 验潮站分布

Fig.2 Deployment of tidal gauge stations  
注: 1—8 分别是岱山、朱家尖、大陈、温州、嵊山、长白、六横和北仑站地理位置; 图中彩色线表示台风路径

表 1 用于模式验证的站位信息  
Tab.1 Stations used in model validation

序号	名称	经度( $^\circ\text{E}$ )	纬度( $^\circ\text{N}$ )
1	岱山	122.22	30.28
2	朱家尖	122.42	29.90
3	大陈	121.90	28.46
4	温州	121.14	27.87
5	嵊山	122.80	30.72
6	长白	122.05	30.18
7	六横	122.06	29.77
8	北仑	122.12	29.93

57125 个三角网格单元(如图 3)。网格在东南沿海进行了加密, 提升了计算精度, 网格最大分辨率是  $0.5\text{km}$ , 在远离岸边的开边界附近大约为  $20\text{km}$ 。包含三条开边界, 在垂向上分为七层。

模式采用冷启动, 即  $u=v=w=0$ , 并采用正压模式, 即温度和盐度不变, 温度为  $20^\circ\text{C}$ , 盐度为 30。在开边界添加的潮汐振动考虑了八个主要分潮, 即  $M_2$ 、 $S_2$ 、 $N_2$ 、 $K_2$ 、 $K_1$ 、 $O_1$ 、 $P_1$  和  $Q_1$ 。模式运行时间为 2015 年 6 月 1 日 0 时(UTC)—7 月 14 日 23 时(UTC)。

## 2 模型验证

### 2.1 潮汐验证

验证一个风暴潮模型能否较好的反应沿岸的水位情况, 首先要进行潮汐验证。进行潮汐验证时, 模式不加入风场, 只给予模式开边界潮汐水位驱动。模式运行时间为 2015 年 6 月 1 日 0 时(UTC)—7 月 14

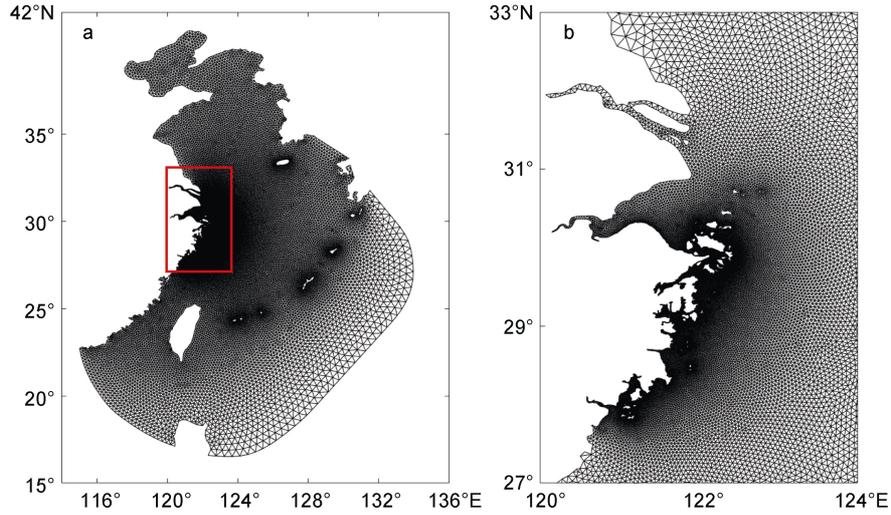


图3 计算区域及网格

Fig.3 Study domain and grids

日 23 时(UTC), 共运行 44d, 提前 30d 开始计算, 用于稳定模式。

本文选用了 8 个长期站进行模式验证, 站点选取见表 1, 验证结果如图 4 和表 2, 其中红色实线表示潮汐模拟结果, 蓝色实线表示实测水位。在 7 月 1—8 日(UTC), 台风还未开始影响沿岸的水位, 潮汐是水位变化的主导机制。由图可见, 模拟值与观测值符合

较好。8 个站位的潮位绝对平均误差最大为 0.41m(长白站), 最小为 0.13m(朱家尖站), 8 个站点水位的绝对误差的平均值为 0.23m。高潮绝对误差平均值指的是实测水位的每个高潮值减去对应的模拟水位的高潮值的绝对值的平均, 同理, 低潮绝对误差指的是实测水位的每个低潮值减去对应得模拟水位的低潮值的绝对值的平均。所有站点的高潮绝对误差的最大值出

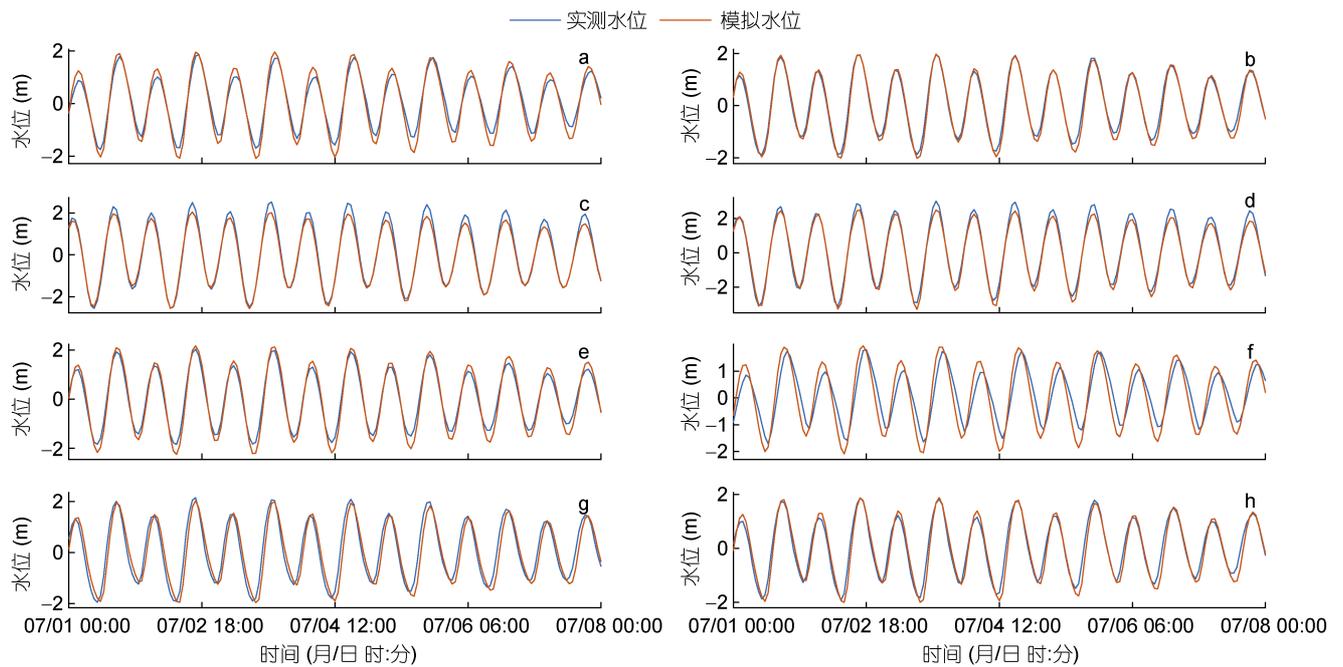


图4 模拟和实测潮汐对比

Fig.4 The modeled results versus the observed tide

注: a—h 分别是岱山、朱家尖、大陈、温州、嵊山、长白、六横和北仑站的潮汐验证情况

现在长白站, 为 0.31m, 最小值出现在六横站, 为 0.06m; 所有站位的低潮绝对误差的最大值出现在长白站, 为 0.32m, 最小值出现在六横站, 为 0.06m。模拟结果与实际较为吻合, 证明本文构建的模式能够较好的描述研究区域内的潮汐情况。误差的出现可能是由于在远离网格较密的区域时, 地形分辨率不够高, 影响了水位和地形的相互作用。另外, 开边界添加振动的时候没有考虑浅水分潮可能也使结果产生了一定的偏差。

## 2.2 风暴潮增水验证

本节采用沿岸的 8 个站点对灿鸿台风所导致的风暴潮增水过程进行了验证, 站点选取见表 1。风暴潮的实测增水值采用下述方法计算得到: 对 2015 年 6 月 1 日—10 月 1 日的实测水位值进行调和, 由调和常数计算得到天文潮所致水位值, 实测水位值减

去天文潮水位值后即得到风暴潮实测增水值。风暴潮的模拟增水值则由模拟总水位减去模拟潮汐值后得到, 其中, 模拟潮汐值是在模式中关闭风场驱动, 只在开边界添加潮汐振动得到的结果; 模拟总水位是在模式运行时添加潮汐振动和风场驱动得到的水位值。模拟结果与实测数据的对比如图 5。

从图 5 中可以看出, 实测增水曲线和模拟增水曲线吻合度较好, 对两个增水数据序列进行分析, 采用计算时间内的实测增水极大值减去模拟增水的极大值的绝对值作为增水极大值绝对误差(结果见表 2)。最大误差出现在北仑站, 为 0.34m; 最小误差出现在嵊山站, 为 0.01m; 8 个站的平均误差为 0.17m。除了长白、六横和北仑站以外, 其余站点误差均在 0.15m 以下, 因此可以认为模式能够较好的模拟台风期间的增水情况。

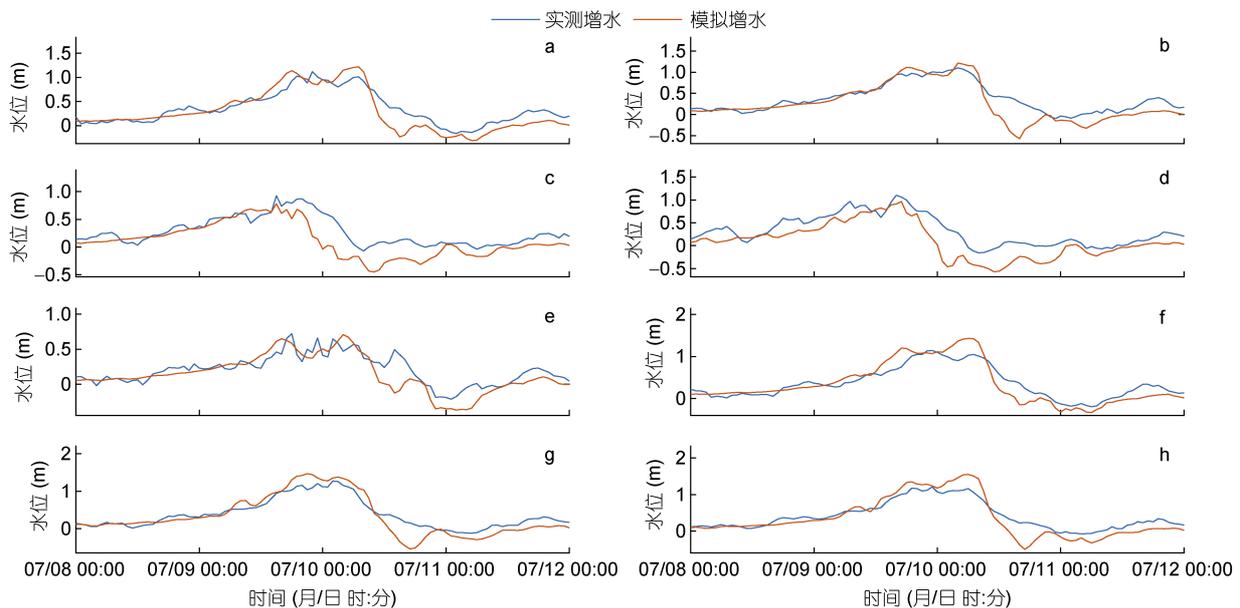


图 5 模拟和实测增水对比

Fig.5 Modeled versus observed water level

注: a—h 分别是岱山、朱家尖、大陈、温州、嵊山、长白、六横和北仑站的增水验证情况

表 2 各站点水位验证结果

Tab.2 Water level verification results at each station

站点	潮汐绝对误差平均值(m)	高潮绝对误差平均值(m)	低潮绝对误差平均值(m)	增水极值绝对误差(m)
岱山	0.21	0.28	0.30	0.10
朱家尖	0.13	0.10	0.11	0.11
大陈	0.14	0.26	0.12	0.14
温州	0.17	0.23	0.12	0.14
嵊山	0.21	0.23	0.31	0.01
长白	0.41	0.31	0.32	0.29
六横	0.32	0.06	0.06	0.20
北仑	0.20	0.15	0.10	0.34

### 3 结果分析

#### 3.1 潮汐和风暴潮的非线性作用

在实际计算中,将风场和天文潮线性叠加得到的水位与实际水位相差较大,因此,为了将台风的非线性作用从增水中区分出来,增加了一组实验,即只添加风场得到的水位,下文中简称为风潮。模式总共运行 44d(2015 年 6 月 1 日 0 时(UTC)—7 月 14 日 23 时(UTC)),取 7 月 9 日 0:00—7 月 11 日 0:00 的结果进行对比(如图 6, 站位信息见表 1)。其中,净增水指的是模拟得到的总水位减去潮汐模拟值,潮汐值为只添加开边界潮汐振动得到的水位值,风潮指的是

只添加风场得到的水位模拟值,非线性项作用的值由净增水值减去风潮后得到。

从图 6 可以看出,风潮较净增水水位值偏小,并且最大增水时没有出现半日频率的振动,高潮出现的时间延后,与净增水相差较大。因此,潮汐和风暴潮的非线性作用在风暴潮增水的模拟中十分重要。并且可以看出,非线性作用和潮汐水位有明显的负相关,即:高潮时,非线性作用使风暴潮潮位降低;低潮时,使风暴潮的增水增加。另外,由于风潮极大值出现时没有半日潮频率的振动,而实际增水有半日潮频率的振动,可以认为半日频率的振动由潮汐-风暴潮非线性作用导致。

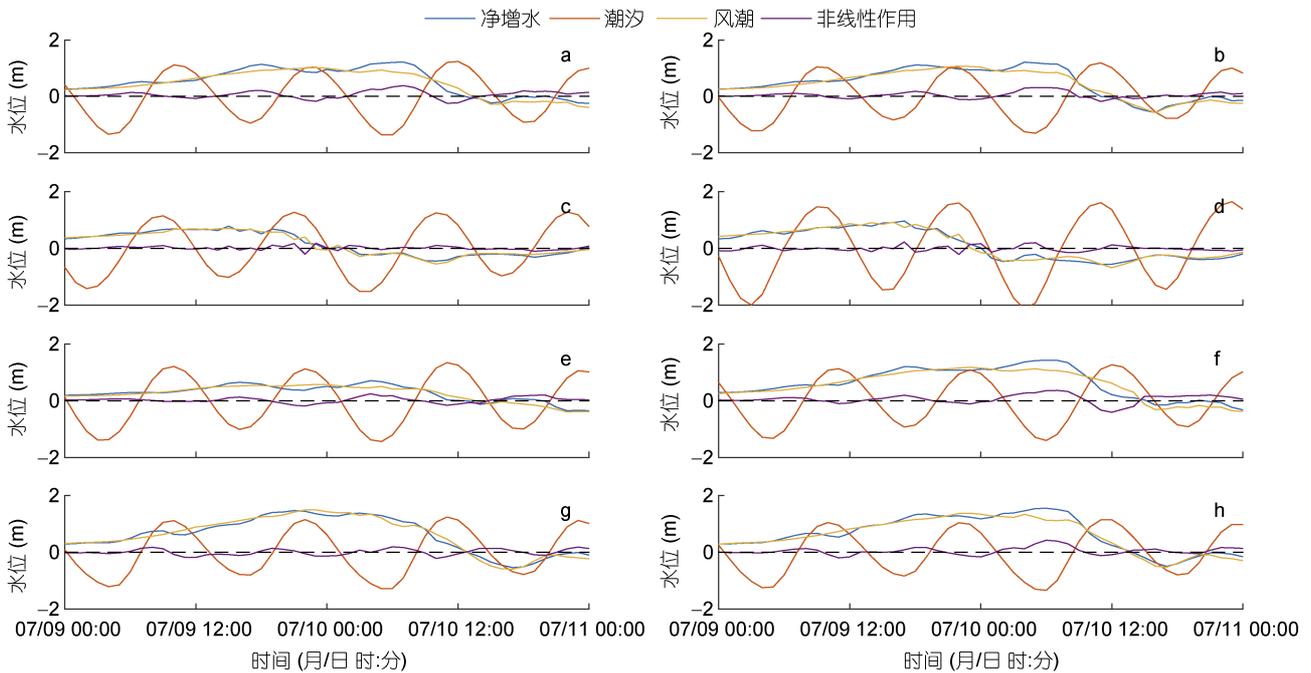


图 6 非线性作用对增水的影响

Fig.6 The nonlinear effect of astronomical tide on the storm surge  
注: a—h 分别是岱山、朱家尖、大陈、温州、嵊山、长白、六横和北仑站的非线性作用情况

#### 3.2 潮汐对非线性作用的影响

为了探究潮汐对非线性作用的影响,设计了以下三组实验,分别在原始地形的基础上,风场不变,改变开边界添加的潮汐振动,分别只添加  $M_2$ 、 $K_1$ 、 $S_2$ , 以此研究潮汐和非线性作用的关系,实验设置见表 3(1a—1c)。三种情况分别运行模式计算非线性作用,均运行 44d(2015 年 6 月 1 日 0 时(UTC)—7 月 14 日 23 时(UTC))。

选取嵊山站和长白站(站位信息见表 1)为例进行分析,分别绘制三种潮汐情况下的非线性作用情况,

如图 7。图 7a 和图 7c 对比可以发现,在周期基本相等的情况下,潮高越高,非线性作用越明显,图 7b 和图 7c 对比可以发现,在潮高基本相同的情况下,半日潮和风暴潮的非线性作用更加明显。观察长白站(图 7d—f)也能发现相同规律。并且,只有在添加了半日潮的实验中,净增水峰值处出现了半日周期的振动,添加了全日潮的实验结果却没有,这是由于潮汐和非线性作用的负相关导致。潮汐周期是半日周期,因此非线性作用也是半日周期,叠加到增水上就在增水极大值附近出现了半日周期的振动。

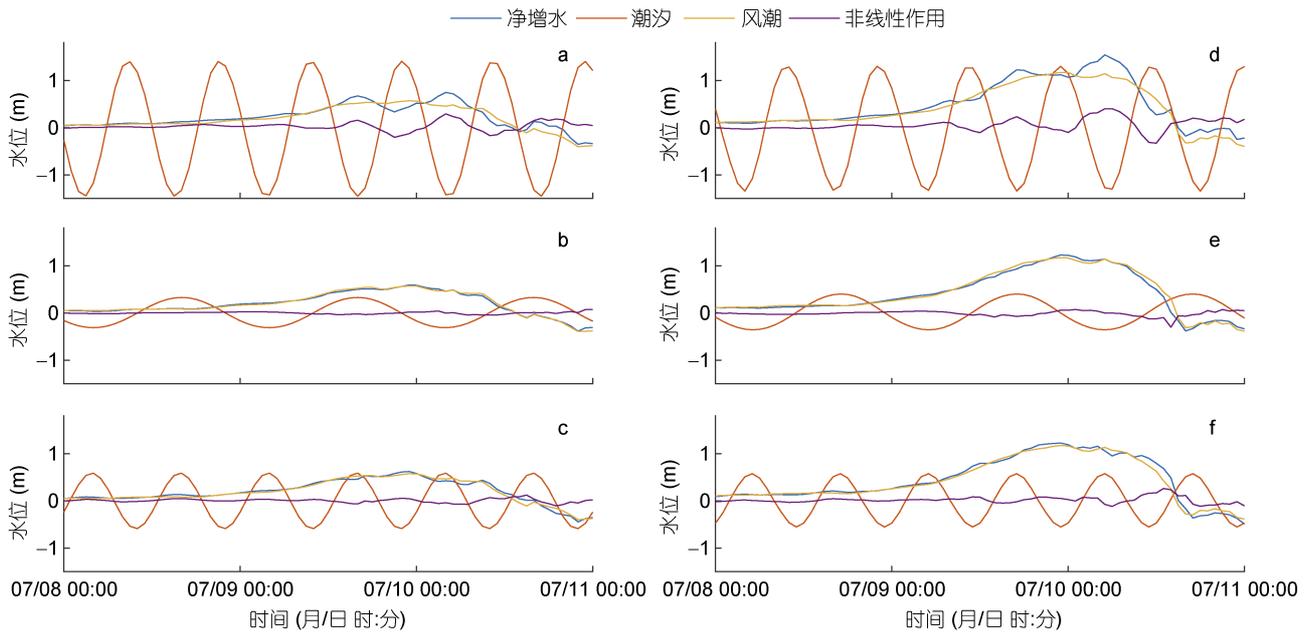


图 7 不同潮汐条件下的非线性作用

Fig.7 Tide-surge interaction at different tidal conditions  
注: a—c 是崂山站的情况, d—f 是长白站的情况; 分别添加  $M_2$ (a 和 d)、 $K_1$ (b 和 e)、 $S_2$  分潮(c 和 f)

表 3 实验设置

Tab.3 The experiment settings

实验编号	潮汐	水深	地形
1a	$M_2$	原始水深	原始地形
1b	$K_1$	原始水深	原始地形
1c	$S_2$	原始水深	原始地形
2a	八个主要分潮	原始水深×0.25	原始地形
2b	八个主要分潮	原始水深×0.5	原始地形
2c	八个主要分潮	原始水深×0.75	原始地形
2d	八个主要分潮	原始水深	原始地形
3a	八个主要分潮	原始水深	去除琉球群岛
3b	八个主要分潮	原始水深	原始地形

注: 八个主要分潮是指  $M_2$ 、 $S_2$ 、 $N_2$ 、 $K_2$ 、 $K_1$ 、 $O_1$ 、 $P_1$  和  $Q_1$  分潮

### 3.3 大陆坡度对增水的影响

为了探究大陆坡度对风暴潮增水的影响, 本文通过改变水深改变了大陆坡度。方法如下: 假定原坡度  $i_1 = \frac{dh_1}{dx}$ , 其中  $h_1$  是初始水深, 新的水深  $h_2 = kh_1$ ,

新的坡度  $i_2 = \frac{dh_2}{dx} = \frac{d(kh_1)}{dx} = k \frac{dh_1}{dx} = ki_1$ , 以此改变研究区域的坡度, 实验设置见表 3(2a—2d), 如图 8 所示, 其中, 2a 是将初始水深乘以 0.25, 2b 是初始水深乘以 0.5, 2c 是初始水深乘以 0.75, 2d 是原始水深。从运行结果(图 9)可以看出, 选取的 8 个站位的极值水位都随坡度增大而降低。同原始水深的情况相比, 极值水

位都较原始情况有所增加, 2c 极值水位增加最小 0.1m(崂山站), 最大 0.60m(六横站), 平均 0.32m; 2b 极值水位增加最小 0.36m(崂山站), 最大 1.32m(六横站), 平均增加 0.82m; 2a 极值水位增加最小 1.30m(崂山站), 最大 3.38m(六横站), 平均 2.34m。因此, 可以认为, 坡度的增加会使得风暴潮增水的极值降低。

### 3.4 琉球群岛对风暴潮的影响

地形对于沿岸风暴潮增水的强度和极值出现的时间有较大影响。本节以琉球群岛为例, 研究了地形对东海风暴潮增水过程的影响。琉球群岛位于中国东海东部外围, 呈东北西南向, 南北总长达 1000 多公里, 琉球群岛东部的存在的一条东北向的海流被称

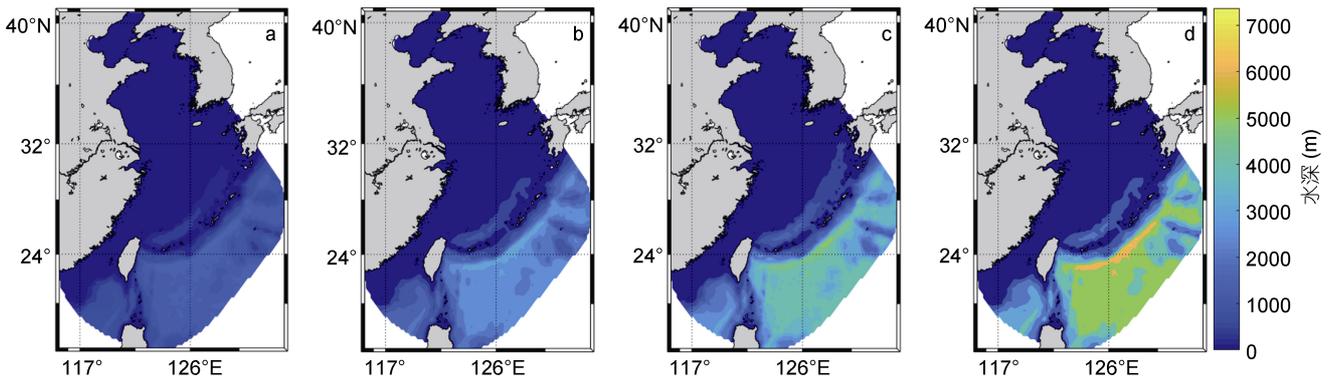


图 8 水深等值线图

Fig.8 Contour plots of water depth

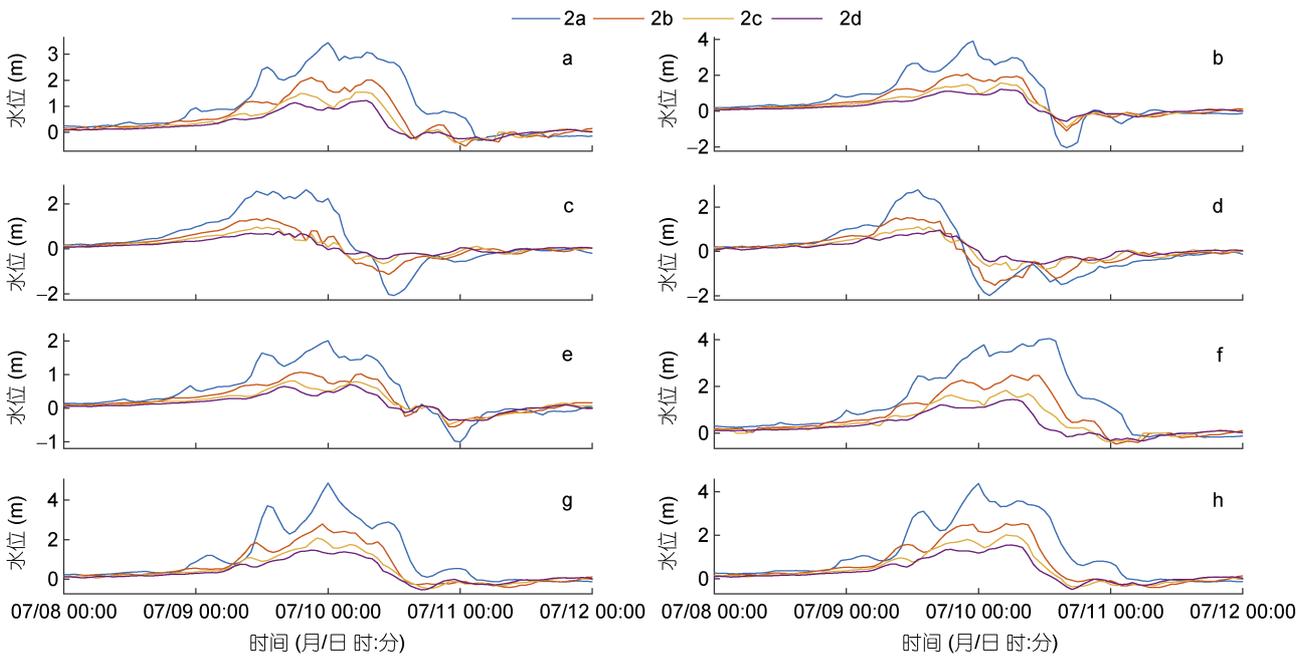


图 9 不同坡度增水对比

Fig.9 Storm surge at different ratio of slope

注: a—h 分别是岱山、朱家尖、大陈、温州、嵊山、长白、六横和北仑站在不同坡度条件下的增水情况

为琉球海流,是一支重要的西边界流,对东海和太平洋的物质和热量交换都有重要的意义(韩树宗等,2012)。

为了更好的研究琉球群岛对于东海风暴潮的增水的影响,在原有的地形中去掉琉球群岛,实验设置见表 3(3a 和 3b),重新生成网格(图 10),原本岛屿位置的水深由周围水深插值得到。在新网格中,模式同样运行 44d (2015 年 6 月 1 日 0 时(UTC)—7 月 14 日 23 时(UTC))。选择有代表性的时刻绘制增水等值线图(图 11, 12)。

从图 11 和图 12 中可以看出,增水区域都是先出现在浙江温州-台州沿岸,随着台风中心的移动逐渐

北移,在 7 月 10 日上午出现在杭州湾内,随后北移至江苏省盐城附近,且台风过程中增水的极大值都出现在杭州湾内。对比同一时刻的两种情况的增水图可以发现,当增水极值出现在杭州湾以南时,去除琉球群岛后的出现增水的面积和增水值均比初始地形的大;当增水极值出现在杭州湾内时,两种情况的出现增水的面积基本一致,但是原始地形的出现增水高值的面积较大;当增水极值出现在杭州湾以北时,去除琉球群岛后的出现增水的面积较大,但是原始地形的增水高值区域较大。因此,可以认为,琉球群岛对于中国东南沿海的风暴潮的削弱主要体现在减少出现风暴潮增水的面积上,但是琉球群岛的存在会

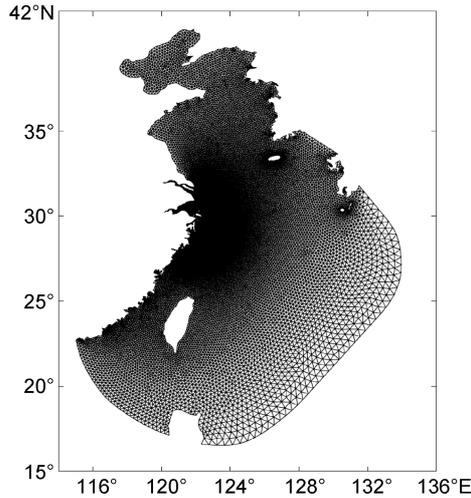


图 10 去除琉球群岛后的网格

Fig.10 The gridding after removal of the Ryukyu Islands

使得中国东南沿海风暴潮的增水高值区面积扩大。绘制改变地形前后增水极值出现的时间差的填色图

(图 13), 时间差由实际地形增水极值出现的时刻减去去除琉球群岛后增水极值出现的时刻得到。因此, 数值大于 0 时表示去除琉球群岛后, 增水极值出现时间提前, 即琉球群岛的存在使得增水极值出现的时间延后。由图可以看出, 去掉琉球群岛后, 江苏省沿岸增水极值出现的时间延迟, 杭州湾以东海域增水极值出现的时间提前, 杭州湾以南增水极值出现的时间推迟。综上, 可以认为, 琉球群岛的存在使得东南沿海出现风暴潮增水的面积减小, 但使得风暴潮增水的高值区域扩大, 并且使得江苏省沿岸和杭州湾以南风暴潮增水极大值出现的时间提前, 使得杭州湾口以东海域增水值延后。

### 4 结论

本文利用 FVCOM 海洋模式对台风灿鸿过境期间的风暴潮水位进行了模拟, 模拟的潮汐水位和风暴潮增水均通过了水位校验, 说明该模式能够较好

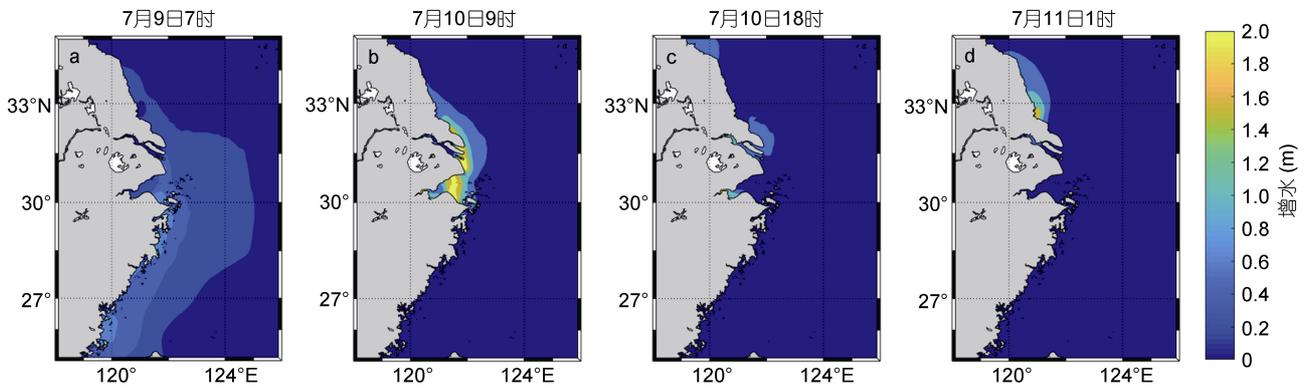


图 11 原始地形增水等值线图

Fig.11 Contour plots of storm surge in actual terrain

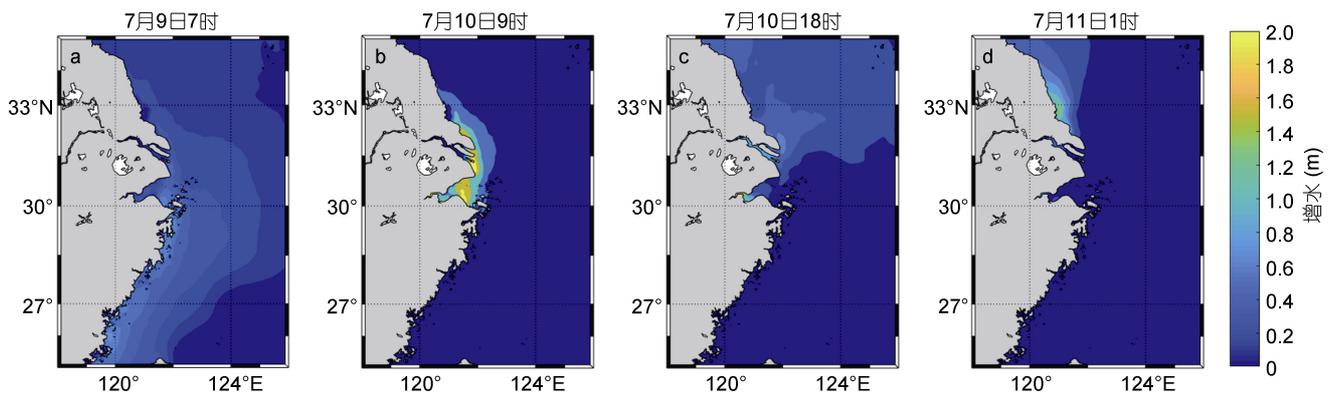


图 12 去除琉球群岛后的增水等值线图

Fig.12 Contour plots of storm surge after removing the Ryukyu Islands

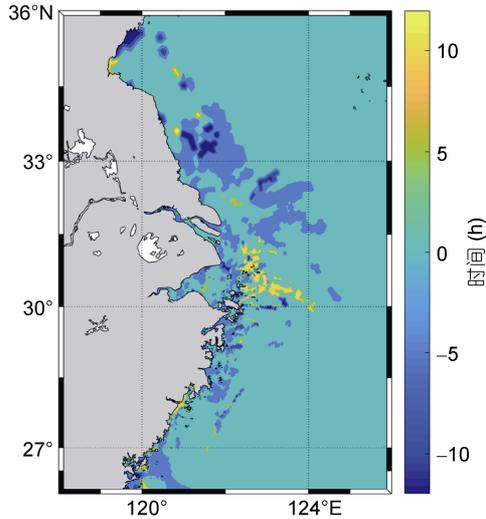


图 13 更改地形前后增水极值出现的时间差等值线图  
Fig.13 Contour plots of the time difference of the peak-value after removal of the Ryukyu Islands

的模拟中国东南沿岸的风暴潮情况。此外, 本文探讨了风暴潮过程中的潮汐-风暴潮非线性作用, 分析得出, 高潮时, 非线性作用使增水降低, 低潮时又使增水增加, 并且增水高潮位附近出现的半日周期的波动也与潮汐和风暴潮的非线性作用有关。并且, 通过改变开边界添加的分潮可以得出, 潮高越高, 非线性作用越明显。并且在潮位基本相同的情况下, 半日潮的非线性作用更为明显。改变海底坡度分析风暴潮造成的增水可以发现, 坡度越小, 风暴潮的增水越明显。通过改变琉球群岛的地形可以得出, 琉球群岛对台风增水的削弱作用在中国东南沿岸都有体现, 主要使得出现增水的区域减小, 但使得增水高值区域扩大。未来将对海底坡度和琉球群岛对我国东南沿海风暴潮影响的物理机制做进一步研究。

### 参 考 文 献

冯士筌, 1999. 海洋科学导论. 北京: 高等教育出版社  
冯有良, 2013. 海洋灾害影响我国近海海洋资源开发的测度与管理研究. 青岛: 中国海洋大学博士学位论文, 64—66  
江文胜, 孙文心, 2002. 地形变化对青岛地区风暴潮灾影响的一次模拟. 海洋预报, 19(1): 97—104  
沈晓琳, 张芳华, 周博坤, 2015. 2015年7月大气环流和天气分析. 气象, 41(10): 1298—1304  
林林茂, 2017. 基于 ADCIRC 模式的台风风暴潮数值模拟与危险性分析. 哈尔滨: 哈尔滨工业大学硕士学位论文, 1—3  
姜兆敏, 王如云, 黄金城, 2004. 风暴潮与天文潮非线性相互作用的理论分析. 河海大学学报(自然科学版), 32(4): 447—450  
聂会, 孙志林, 黄森军等, 2015. 新岸线下近期台风风暴潮模拟. 浙江大学学报(理学版), 42(2): 205—211

曹欣中, 1986. 浙江近海上层流季过程的初步研究. 水产学报, (1): 51—69  
韩树宗, 徐常三, 2012. 琉球海流起源及其变化特征的初步分析. 中国海洋大学学报, 42(1—2): 8—16  
谢亚力, 黄世昌, 王瑞锋等, 2007. 钱塘江河口围涂对杭州湾风暴潮影响数值模拟. 海洋工程, 25(3): 61—67  
Brown J M, Souza A J, Wolf J, 2010. Surge modelling in the eastern Irish Sea: present and future storm impact. Ocean Dynamics, 60(2): 227—236  
Chen C S, Huang H S, Beardsley R C *et al*, 2007. A finite volume numerical approach for coastal ocean circulation studies: comparisons with finite difference models. Journal of Geophysical Research, 112(C3): C03018  
Chen C S, Liu H D, Beardsley R C, 2003. An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 20(1): 159—186  
Chu D D, Zhang J C, Wu Y S *et al*, 2019. Sensitivities of modelling storm surge to bottom friction, wind drag coefficient, and meteorological product in the East China Sea. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 231: 106460  
Doodson A T, 1956. Tides and storm surges in a long Uniform Gulf. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 237(1210): 325—343  
Famikhali R, Talke S A, 2016. The effect of channel deepening on tides and storm surge: a case study of Wilmington, NC. Geophysical Research Letters, 43(17): 9138—9147  
Feng J L, Jiang W S, Li D L *et al*, 2019. Characteristics of tide-surge interaction and its roles in the distribution of surge residuals along the coast of China. Journal of Oceanography, 75(3): 225—234  
Horsburgh K J, Wilson C, 2007. Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. Journal of Geophysical Research, 112(C8): C08003  
Jones J E, Davies A M, 2007. Influence of non-linear effects upon surge elevations along the west coast of Britain. Ocean Dynamics, 57(4—5): 401—416  
Jones J E, Davies A M, 2008. On the modification of tides in shallow water regions by wind effects. Journal of Geophysical Research, 113(C5): C05014  
Prandle D, Wolf J, 1978. The interaction of surge and tide in the north sea and river Thames. Geophysical Journal International, 55(1): 203—216  
Proudman J, 1957. Oscillations of tide and surge in an estuary of finite length. Journal of Fluid Mechanics, 2(4): 371—382  
Rego J L, Li C Y, 2009. On the importance of the forward speed of hurricanes in storm surge forecasting: a numerical study. Geophysical Research Letters, 36(7): L07609  
Rego J L, Li C Y, 2010a. Storm surge propagation in Galveston Bay during Hurricane Ike. Journal of Marine Systems, 82(4): 265—279  
Rego J L, Li C Y, 2010b. Nonlinear terms in storm surge predictions: Effect of tide and shelf geometry with case study from Hurricane Rita. Journal of Geophysical Research, 115(C6): C06020  
Shen J, Gong W P, 2009. Influence of model domain size, wind

- directions and Ekman transport on storm surge development inside the Chesapeake Bay: a case study of extratropical cyclone Ernesto, 2006. *Journal of Marine Systems*, 75(1—2): 198—215
- Shore J A, 2009. Modelling the circulation and exchange of Kingston Basin and Lake Ontario with FVCOM. *Ocean Modelling*, 30(2—3): 106—114
- Smith J M, Cialone M A, Wamsley T V *et al*, 2010. Potential impact of sea level rise on coastal surges in southeast Louisiana. *Ocean Engineering*, 37(1): 37—47
- Syvitski J P M, Kettner A J, Overeem I *et al*, 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, 2(10): 681—686
- Wang J, Yi S, Li M Y *et al*, 2018. Effects of sea level rise, land subsidence, bathymetric change and typhoon tracks on storm flooding in the coastal areas of Shanghai. *Science of the Total Environment*, 612: 228—234
- Wolf J, 1978. Interaction of tide and surge in a semi-infinite uniform channel, with application to surge propagation down the east coast of Britain. *Applied Mathematical Modelling*, 2(4): 245—253
- Yang W K, Yin B S, Feng X R *et al*, 2019. The effect of nonlinear factors on tide-surge interaction: a case study of Typhoon Rammasun in Tieshan Bay, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 219: 420—428
- Yang Z Q, Khangaonkar T, 2008. Modeling of salt intrusion, intertidal mixing, and circulation in a Braided Estuary. *Journal of Coastal Research*, 2008(10052): 171—180
- Yin J, Yu D P, Yu Z N *et al*, 2013. Modelling the combined impacts of sea-level rise and land subsidence on storm tides induced flooding of the Huangpu River in Shanghai, China. *Climatic Change*, 119(3—4): 919—932
- Zhang W S, Teng L, Zhang J S *et al*, 2019. Numerical study on effect of tidal phase on storm surge in the South Yellow Sea. *Journal of Oceanology and Limnology*, 37(6): 2037—2055
- Zhang W Z, Shi F Y, Hong H S *et al*, 2010. Tide-surge interaction intensified by the Taiwan strait. *Journal of Geophysical Research*, 115(C6): C06012

## EFFECTS OF NONLINEAR TERMS AND TOPOGRAPHY ON STORM SURGES IN THE SOUTHEAST SEAS OF CHINA: A CASE STUDY OF TYPHOON CHAN-HOM

ZHANG Xi-Lin<sup>1</sup>, CHU Dong-Dong<sup>1</sup>, ZHANG Ji-Cai<sup>1</sup>, CHE Zhu-Mei<sup>2</sup>, LI Chun-Yan<sup>3</sup>

(1. *Institute of Physical Oceanography, Ocean College, Zhejiang University, Zhoushan 316000, China*; 2. *The Ocean and Fisheries Bureau, Zhejiang Province, Hangzhou 310000, China*; 3. *Department of Oceanography and Coastal Sciences, Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge 70803, Louisiana, USA*)

**Abstract** Based on FVCOM (Finite Volume Community Ocean Model), we constructed a numerical model covering the Bohai Sea, Yellow Sea, and the East China Sea. NCEP data were used to drive the model to simulate the storm surge generated by typhoon Chan-hom. The model was calibrated by in-situ observations of water level at total gauge stations. Based on this model, the nonlinear terms and topographical effects on the modelling of storm surges were studied. The tide-surge interaction during storm surge process was analyzed. The results show that the tide-surge interaction can suppress the storm surge at the climax of astronomical tide and help the growth of storm surge at the ebb of astronomical tide.  $M_2$  tide,  $S_2$  tide, and  $K_1$  tide were added respectively to analyze the influence of amplitude and period of tide on the nonlinear reaction. The results indicate that the higher the height of tide is, the more obvious the nonlinear effect is. The nonlinear reaction of semidiurnal tide is more significant than that of the diurnal tide. In addition, the semidiurnal fluctuation which appeared near the peak-value time was also related to the tide-surge interaction. According to the numerical results, the topography also has a certain impact on storm surge. The steeper the slope is, the lower the peak water level is. The existence of the Ryukyu Islands reduced the area of storm surge on the southeast coast, but expanded the area of high value of storm surge.

**Key words** storm surge; FVCOM; nonlinear terms; topography; Bohai, Yellow, and East China Seas; typhoon Chan-hom