

再分析风场修正及其在渤海湾典型温带风暴潮模拟中的应用

范书鸣, 储 璜, 蒋 勤

(河海大学港口海岸与近海工程学院, 江苏 南京 210000)

摘 要: 选取渤海湾为研究区域,对塘沽站实测风场与再分析风场进行相关性分析,发现两者有一定的偏离。根据线性拟合关系对站点风速进行修正,并根据距离权重修正渤海湾区域再分析风场,采用修正后的风场驱动模型模拟温带风暴潮,其模拟结果在增水趋势、最大增水方面的准确度有明显的提升。研究结果表明温带风暴潮的数值模拟采用再分析风场驱动时需进行适当的修正和优化。

关键词: 再分析风场;风场修正;温带风暴潮;数值模拟;渤海湾

中图分类号: P732 P731.23

文献标识码: A

文章编号: 1003-0239(2021)04-0061-08

1 引言

风在全球气候和水循环系统中占有重要地位。风可以直接影响水体的水动力条件和物质输运,在对风暴潮等恶劣与极端天气的研究中,风应力是最重要的驱动力^[1]。2003年,在寒潮伴随大风的影响下,渤海地区发生了自1992年以来最强的一次风暴潮,直接威胁沿海经济建设和居民生命财产安全,经济损失超13亿元^[2]。因此,对风场开展深入研究,在预报预防风暴潮引起的海岸洪水等灾害方面有十分重要的意义。

数值模拟是研究风暴潮最直接的方法,风场质量在很大程度上决定了模拟结果的精度^[3]。目前在风暴潮的数值后报模拟中多使用再分析风场驱动模型,然而由于其时空分辨率的限制,再分析风场均有一定的适用范围和误差特征,并不能完全取代观测资料来真实地描述大气状态^[4]。不少学者对再分析风场与实测风场做过对比研究,如施晓晖等^[5]采用多种客观分析统计方法,对美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)的再分析风场在中国的可信度分析进行了

研究,结果表明再分析资料在中国东部的可信度较高;张光宇^[6]针对渤海地区23个大风过程,对比了欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF)和NCEP的风场资料和实测风速,发现两组风场资料与实测风速在时间上偏差较小,但风速比实测平均偏小1 m/s;陈艳春等^[7]则认为在环渤海区域,日本气象厅(Japan Meteorological Agency, JMA)的JRA-55再分析风场(Japanese 55-year Reanalysis)和ECMWF再分析风场的适用性优于NCEP风场。在此背景下,海面风场的同化与融合应运而生,目前应用较多的有逐步订正法、时空加权分析法和最优插值法等^[8]。凌征等^[9]应用Cressman插值法将遥感风场和沿岸实测风场资料有机结合,获得了我国近海较高分辨率的风场;傅赐福等^[10]采用反距离加权插值法对天气研究和预报模式(Weather Research and Forecasting model, WRF)的后报风场进行了修正,并对渤海湾典型温带风暴潮进行了后报模拟;李原仪^[11]将观测站点一段时间内的实测风速与NCEP风场平均值的比值作为修正系数并延伸至整个渤海区域,取得了较好的验证结果。

收稿日期: 2020-10-11; 修回日期: 2021-01-24。

基金项目: 国家重点研发课题(2018YFC0407500)。

作者简介: 范书鸣(1996-),男,硕士,主要从事河口海岸动力研究。E-mail: qdshuming@163.com

通讯作者: 储璜(1976-),男,讲师,博士,主要从事河口海岸动力研究。E-mail: ao_chu@hhu.edu.cn

目前针对再分析风场修正的研究主要聚焦于大尺度状态下海面风场的修正和多种风场的融合。对于范围较小的近岸区域,再分析风场对于实际风速的代表性以及是否可以驱动海岸数值模型尚不明确。针对这一问题,本文以渤海湾为研究区域,以“20100920”温带风暴潮为例对塘沽站的再分析风场与实测风速进行分析,通过线性拟合关系对该站点风场进行修正并延伸至整个研究区域。利用修正前后的再分析风场耦合天文潮驱动模型,模拟了渤海湾地区“20100920”与“20101212”两次典型温带风暴潮过程,与实测资料对比修正前后风场对模型模拟结果的影响,探索更加高效实用的风场改进方案。

2 模型建立

水动力数学模型的建立采用开源的 DELFT3D-Flow 软件^[12],数值方式采用交替方向隐式(Alternating Direction Implicit, ADI)法。模型控制方程建立在正交曲线坐标上 (ξ, η) :

$$\sigma = \frac{z-s}{d+s} = \frac{z-s}{H} \quad (1)$$

式中, z 为垂直方向的坐标; d 为相对于参考水平面下的水深; s 为相对于参考水平面上的水深; H 为总水深。

连续性方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial s}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d+s)u\sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} \\ + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d+s)v\sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = Q \end{aligned} \quad (2)$$

式中, t 为计算时间步长; $\sqrt{G_{\xi\xi}}$ 和 $\sqrt{G_{\eta\eta}}$ 为坐标变换系数; Q 代表源和汇的作用。

水平 ξ 方向上动量方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d+s} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \\ \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - fv \quad (3) \\ = -\frac{1}{\rho\sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} + F_{\xi} + \frac{1}{(d+s)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_{\xi} \end{aligned}$$

水平 η 方向上动量方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d+s} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \\ \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + fu \quad (4) \\ = -\frac{1}{\rho\sqrt{G_{\eta\eta}}} P_{\eta} + F_{\eta} + \frac{1}{(d+s)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_{\eta} \end{aligned}$$

式(3)和式(4)中, u 和 v 为流速; P_{ξ} 和 P_{η} 为压力梯度项; F_{ξ} 和 F_{η} 为雷诺应力项; M_{ξ} 和 M_{η} 为动量的源和汇; f 为科氏力系数; ω 为垂向速度; v_v 为垂向粘滞系数。

模型的主要驱动力为天文潮与风应力,李鑫等^[13]采用天文潮和风应力叠加计算的方法对2003年渤海湾的寒潮进行了模拟,证明此数值模式是可行的。天文潮的作用是通过在边界上给定主要分潮来实现的;风应力的作用是采用修正前后的再分析风场对模型进行驱动。本文使用了ECWMF与NCEP提供的距海面10 m处风速分量的再分析数据,这两套再分析数据集涵盖了全球1979年至今每小时的全球再分析风场,具有较高的分辨率和可信度。风应力的计算利用二次律的经验公式:

$$|\tau_s| = \rho_0 C_d U_{10}^2 \quad (5)$$

式中, U_{10} 表示海平面以上10 m处的风速,由风场文件读取所得; C_d 为风应力拖曳系数,与 U_{10} 有关。对于不同地区不同天气情况下风应力拖曳系数的取值学术界还未达成一致,不同的学者给出的参数值差别显著^[14]。本次研究依照与风速线性相关的经验公式进行取值,经过试算后具体取值为:0 m/s时拖曳系数为0.002,8 m/s时拖曳系数为0.005 5,即风速在0~8 m/s之间时,拖曳力系数从0.002~0.005 5线性变化,风速>8 m/s时,取为定值0.005 5。

本文建立了包含整个渤海海域的数学模型,具体位置为37°~41°N, 117°~122.5°E。模型采用区域分割技术在渤海湾地区进行局部加密,加密后渤海湾区域网格的空间步长约为150 m。对国家海洋信息中心编制的《2020年潮汐表》中旅顺和蓬莱站全年逐时水位预测数据进行调和分析,得到主要分潮(K1、O1、P1、Q1、M2、N2、K2、S2、M4)的调和常数,以此为模型开边界条件,驱动模型预报渤海

海区2020年全年的天文潮,模拟时间步长为1 min。

模型内选取黄骅港、塘沽和曹妃甸等观测点进行潮流验证,验证时间包含一个完整的大小潮周期。图1为模拟时段内模型的模拟结果(部分)与潮汐表预测值的对比。模拟结果显示各站点大小潮期间水位模拟值和潮汐表预测值在数值和趋势上吻合较好,最大误差均在20 cm以内。总体来说模型可以不依赖于外部大模型而比较准确地反映研究区域的天文潮过程,这为后续风暴潮的模拟奠定了基础。

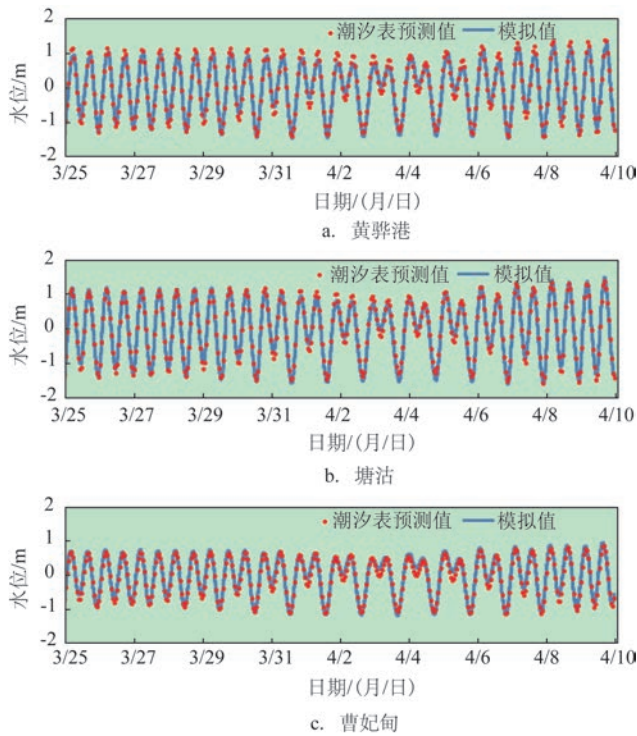


图1 3个观测站的天文潮验证

3 再分析风场的修正

3.1 相关性分析

温带风暴潮主要由风场驱动,高精度的风场输入是模拟成功的关键。以渤海湾“20100920”典型温带风暴潮为例,利用ECMWF与NCEP提供的该时段全球再分析风场,并根据塘沽站具体位置,利用线性插值法提取出该站点的再分析风场数据,并与同期实测数据进行相关分析,结果如图2所示。

由图2可知,两种再分析风场与实测风速均存在一定线性相关关系。ECWMF再分析风场与实测风速在X与Y方向上的相关系数(R^2)分别为0.637 9和0.494 5,NCEP再分析风场与实测风速的相关系数分别为0.843 7和0.787 6,显然NCEP再分析风场与实测风速更相关,故后续选用NCEP再分析风场进行修正与模拟。

3.2 风场的修正

由相关性分析得到塘沽站NCEP再分析风场与实测值在两个方向上的修正关系如下:

$$\begin{cases} X_{\text{实测值}} = 1.2336X_{\text{模拟值}} + 0.2 \\ Y_{\text{实测值}} = 0.9977Y_{\text{模拟值}} + 0.1 \end{cases} \quad (6)$$

根据修正关系可知,X方向上NCEP风场的风速与实测数据相比偏小,Y方向上风速与实测对应关系较好。根据此关系对塘沽站点的风场进行修正后,该站“20100920”风暴潮期间NCEP再分析风场与实测风速的均方根误差(Root Mean Squared Error, RMSE)在X方向上由修正前的1.50变为1.35,Y方向上由原来1.35变为1.30,总体来说更接近实测风速。风场修正前后塘沽站的风速风向与实测值的对比如图3所示,修正后的风速较修正前有一定程度的扩大,在风暴潮过程的18~30 h之间与实测风速更加接近,修正后部分时间内的风向也有一定提升。

本文设计了一种利用塘沽站单点的修正关系对渤海湾区域整体风场进行修正的方法。具体方法为:按照NCEP再分析风场的分辨率将研究区域分为若干个修正区域,以修正区域中心与塘沽站的实际距离为权重进行插值,离塘沽站越近,塘沽站修正关系所占的权重越大;离塘沽站越远,NCEP原始风场占的权重越大。以X方向为例,任意区域风场的修正关系如下:

$$X_{\text{修正关系}} = \lambda X_{\text{NCEP}} + (1 - \lambda) X_{\text{塘沽站修正关系}} \quad (7)$$

式中, λ 为修正区域NCEP再分析风场的权重因子,这里取为Cressman^[15]定义的经验权重:

$$\lambda = \max\left(0, \frac{R^2 - r^2}{R^2 + r^2}\right) \quad (8)$$

式中, r 为修正区域到塘沽站之间的距离; R 为给定的影响半径,取为200 km。

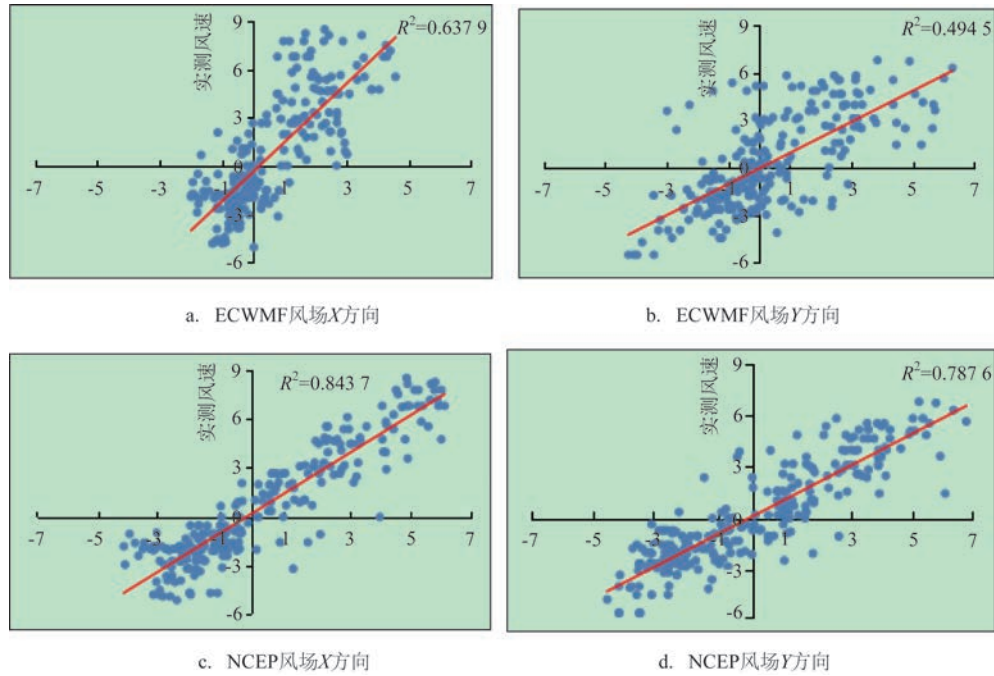


图2 ECWMF和NCEP再分析风场与实测风速相关分析(单位:m/s)

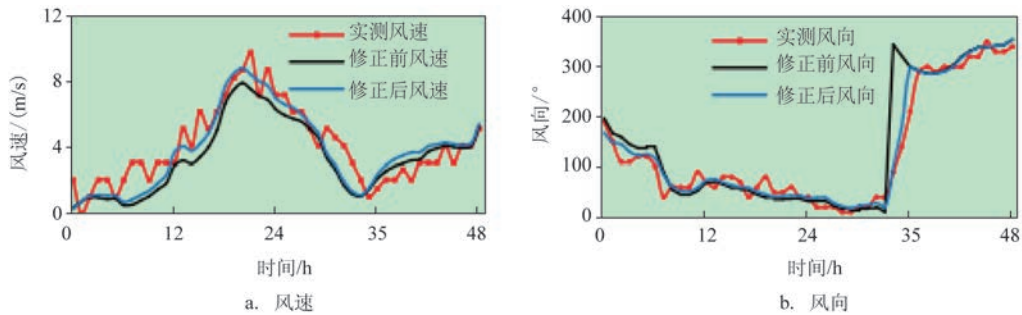


图3 修正前后风速风向与实测值对比(起始:2010年9月20日12时,北京时,下同)

4 结果与讨论

根据纳什效率系数(Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient)^[16]对修正前后的模拟结果进行评价,具体公式为

$$ME = 1 - \frac{\sum (|m - p| - \Delta m)^2}{\sum (m - \bar{m})^2} \times 100\% \quad (9)$$

式中, m 为实测值; p 为模型模拟值; \bar{m} 为实测平均值; Δm 为系统误差; ME 为评价参数,取值范围为 $(-\infty, 1)$, ME 值越接近1,则模型表现越好,可信度越高。

4.1 “20100920”温带风暴潮

(1) 结果验证

在北方冷空气和渤海低压的共同影响下,渤海地区于2010年9月20—21日出现了一次典型的温带风暴潮过程。从20日起渤海出现NE向大风,持续至21日白天。黄骅港、塘沽和曹妃甸的最大增水分别为157 cm、116 cm和81 cm,但各站的天文潮普遍偏低未形成严重灾害。对该次温带风暴潮进行了模拟,验证资料采用黄骅港、塘沽和曹妃甸的实测增水和水位,图4展示了风场修正前后3个观测

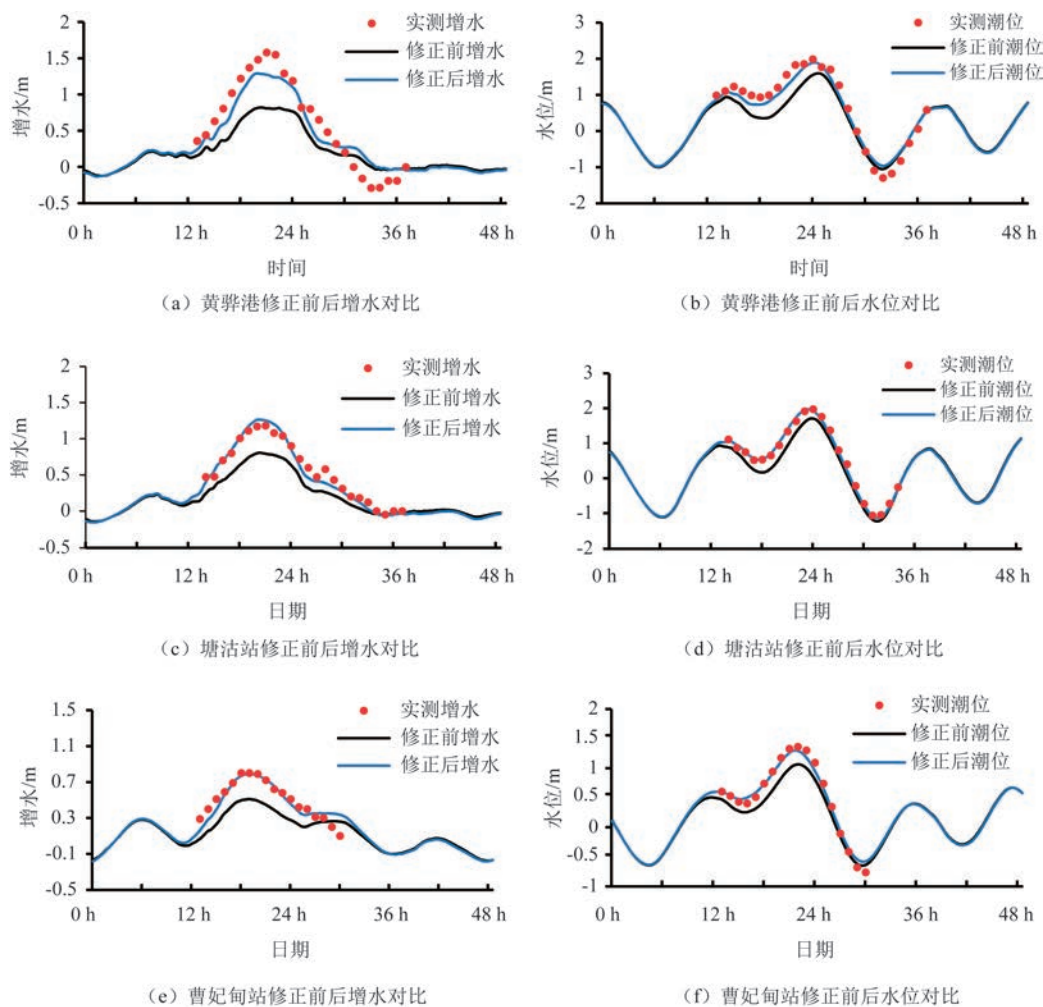


图4 “20100920”温带风暴潮3个观测点修正前后增水与水位对比

(起始:2010年9月20日12时)

点在增水和水位上与实测值的对比。表1展示了3个站点的最大模拟增水以及与实测值的误差,站点实测资料来源于傅赐福等^[10]。

(2) 讨论

黄骅港、塘沽和曹妃甸3个站点在“20100920”风暴潮期间增水值修正前后的 ME 值见图5。修正后3个站点的 ME 值均大于0.8,较修正前分别提升

了0.33、0.33和1.01,表明采用修正后的风场模拟温带风暴潮过程,模拟结果精度有明显的提升。

风场修正前3个站点的最大模拟增水与实测值均有较大误差,分别为0.75 m、0.38 m和0.16 m,修正后则有较大改进,分别为0.29 m、0.09 m和0.02 m。由修正关系可知修正前NCEP再分析风场在 X 方向上的风速比实测偏小,导致向渤海湾的海水输送不

表1 各站点修正前后最大增水以及误差

站点	最大增水/m					最大增水 出现时间
	实测	修正前	修正前误差	修正后	修正后误差	
黄骅港	1.57	0.82	0.75	1.28	0.29	9月21日09时
塘沽	1.18	0.80	0.38	1.27	0.09	9月21日08时
曹妃甸	0.81	0.65	0.16	0.79	0.02	9月21日06时

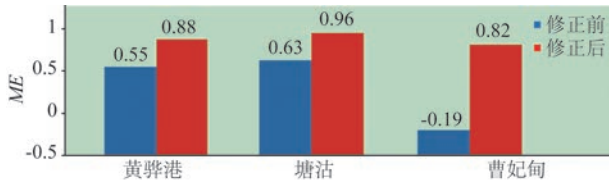


图5 “20100920”风暴潮修正前后各站点ME值

足,各站点的模拟最大增水小于实测增水。修正后的风场在X方向上线性扩大,更接近实测,模拟结果有了明显的提高,提升最为显著的是塘沽站和曹妃甸站,最大增水与实测几乎一致。除此之外,修正后的模拟结果在增水的趋势上也有明显提升,可以较好地描述风暴潮到达最大增水前的过程。

实测资料显示,曹妃甸于9月21日06时开始出现此次风暴潮最大增水,塘沽和黄骅港站分别延后2 h与3 h(见表1)。NCEP再分析风场与实际风场同步性较好,采用未修正的风场模拟得到的最大增水发生时间和实测接近。本研究采用的修正方法是对X和Y方向上的风速进行线性修正,因此采用修正后的风场模拟得到最大增水出现的时间仍和实测保持一致。

模拟结果显示黄骅港站最大增水的改进效果没有塘沽和曹妃甸站明显,与实测最大增水仍有一定差距,这可能和该次风暴潮期间NCEP与实际风速的误差在渤海湾区域空间分布差异有关。由于风场空间分布不均,不同站点处的风速误差也有差异,因此修正关系也不尽相同。由模拟结果推测此时段内黄骅港区域的风场误差较塘沽站大。本文利用塘沽站单点的修正关系延伸至整个渤海湾地区,忽略了风场误差分布不均的影响,导致黄骅港地区风场修正后仍小于实际风速,改进效果欠佳;而与塘沽站距离较近的曹妃甸站的风场误差差异较小,因此改进效果较好。李原仪^[11]利用NCEP再

分析风场在渤海地区的风速修正系数在空间上进行插值,证明了渤海湾内风场误差在空间分布上的差异。

4.2 “20101212”温带风暴潮

(1)结果验证

2010年12月12—13日,受北方强冷空气和东海低气压的共同影响,渤海地区形成了一次较强的温带风暴潮过程,NE向风持续至12日夜间,7~8级以上大风持续超过20 h。黄骅港、塘沽和曹妃甸的最大增水分别为200 cm、197 cm和152 cm。根据前文所述方法对“20101212”风暴潮期间的NCEP风场进行修正,修正前后的风速风向与实测对比如图6所示。利用修正前后的风场驱动模型,对风暴潮进行模拟,3个站点的增水和水位过程以及与实测值的对比如图7所示,站点实测资料来源于傅赐福等^[10]。

(2)讨论

黄骅港、塘沽、曹妃甸3个站点在“20101212”风暴潮期间增水值修正前后的ME值如图8所示。黄骅港、塘沽、曹妃甸3个站点增水的ME值分别由修正前的0.56、0.41和0.64提升至0.92、0.91和0.87,修正后的风场更好地描述了该次风暴潮过程。

对风场进行修正后,模型对“20101212”温带风暴潮的模拟取得了较好的结果,修正后黄骅港站最大模拟增水由1.52 m增加到2.07 m、塘沽站由1.5 m增加到2 m、曹妃甸站由1.08 m增加到1.45 m,各观测站的最大模拟增水与实测值近乎一致。相较于“20100920”风暴潮,黄骅港站修正后最大增水的改进效果更好,说明“20101212”温带风暴潮期间风场误差在渤海湾区域空间上的分布较为均匀,各站点再分析风场与实测风速的差异比较平均,通过塘沽站单点的修正关系进行延伸后的再分析风场驱动

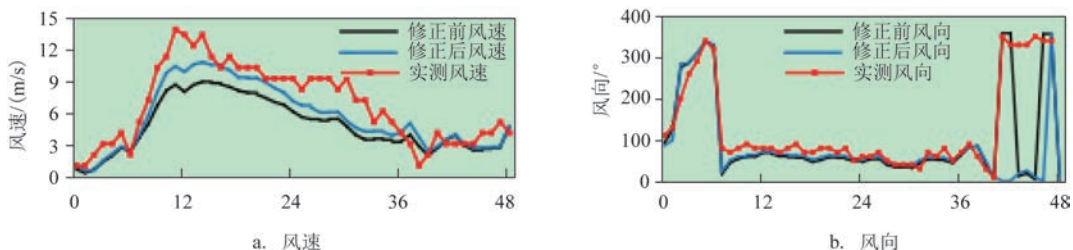


图6 修正前后塘沽站风速风向与实测值对比(起始:2010年12月12日0时)

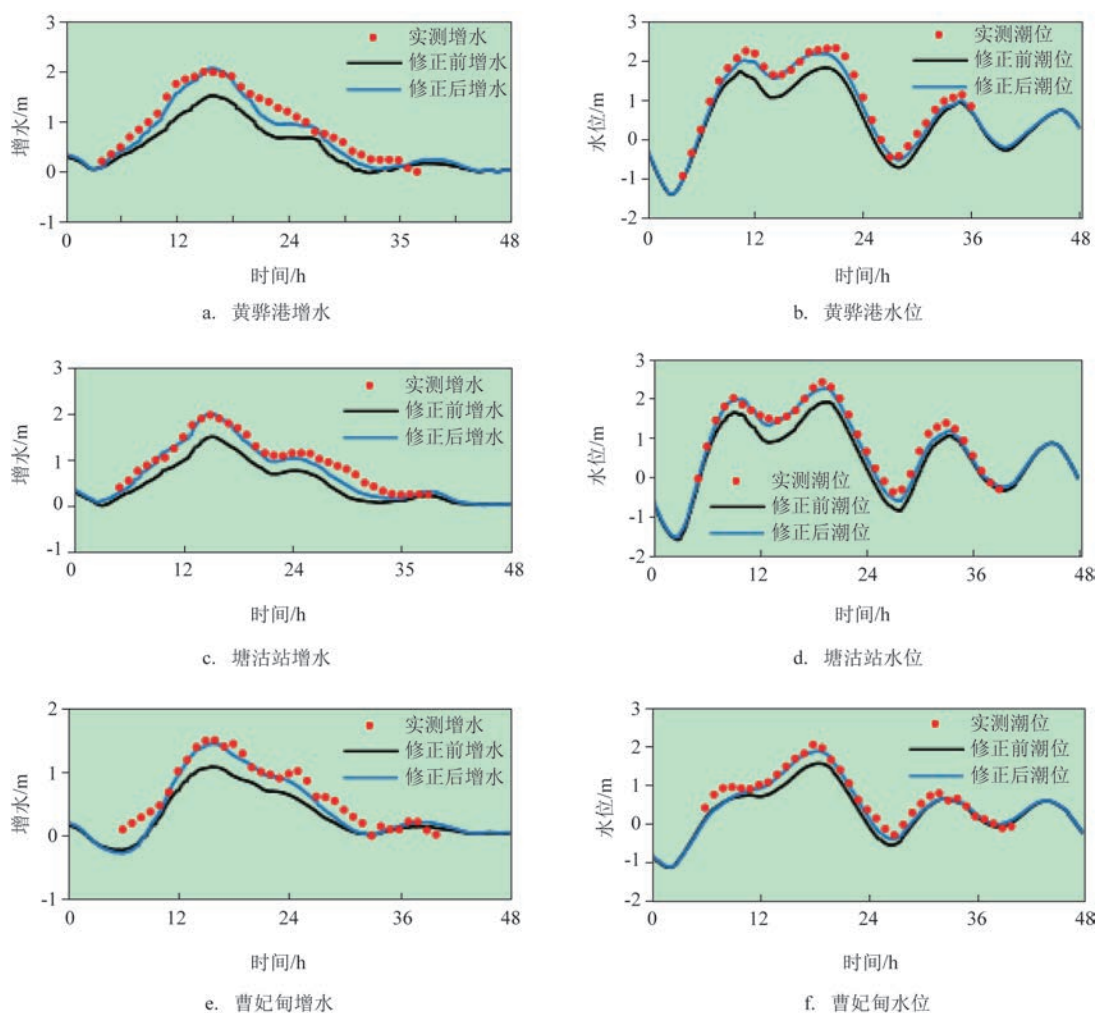


图7 “20101212”温带风暴潮黄骅港、塘沽和曹妃甸观测点修正前后增水与水位对比
(起始:2010年12月12日0时)

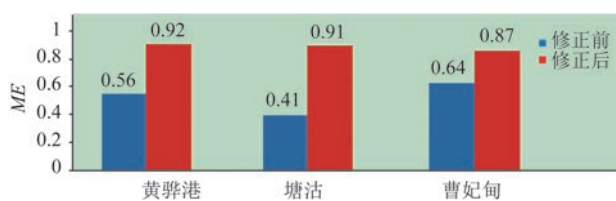


图8 “20101212”风暴潮修正前后各站点ME值

模型能达到较好的模拟结果。

“20101212”与“20100920”两次渤海地区典型的温带风暴潮,都是由北方冷空气与东部低压引起NE向的持续大风,加之与天文潮的非线性耦合,导致各站点出现长时间的增水,水位接近警戒水位。整体来看,通过单点NCEP风场与实测风速的相关关系延伸至全局的修正方法,可以使修正后的再分

析风场更接近实际风场,对改进渤海湾地区温带风暴潮的后报模拟有较好效果。但由于再分析风场和实际风速的误差在空间分布上也存在差异,若想得到一个较为通用的修正关系,还需收集更多的站点实测资料,来完善修正关系。

5 结论与展望

(1)ECWMF与NCEP所提供的再分析风场均与实测风速有一定相关性,后者的相关性更好,NCEP再分析风场在横向(X)上与实测风速相比偏小,在纵向(Y)上与实测较为接近。根据线性拟合关系对横向和纵向方向上的风速进行修正,修正后的风场能够较好地体现研究时段内的风速过程。

(2) 本文将塘沽站单点的修正关系进行延伸,对渤海湾区域的整体风场进行了修正。两次典型温带风暴潮的验证结果显示,风场在修正后更接近实际风场,模拟结果在增水趋势与最大增水的精度方面有了明显提高,建议后续采用再分析风场进行研究时适当进行修正。本文提出的利用单点的修正关系修正整体风场的方法在改进渤海海域典型温带风暴潮的模拟方面具有较好的适用性。

(3) 修正方法忽略了再分析风场与实际风场的误差在空间分布上的差异,导致在部分区域内的修正效果不明显,后续可收集更多站点的实测风速资料来完善通用的修正关系,消除由于风场误差空间分布不均造成改进效果欠佳的情况。此外,渤海增水过程受黄海水体运输影响较大,后续可以考虑开展更大范围和更多驱动因子的模拟以消除此影响。

参考文献:

- [1] 冯士筌. 风暴潮导论[M]. 北京: 科学出版社, 1982.
- [2] 李勇, 姜兴钰, 田立柱, 等. 渤海的风暴潮[J]. 中国矿业, 2019, 28(S2): 510-516.
- [3] 吴少华, 王喜年, 戴明瑞, 等. 渤海风暴潮概况及温带风暴潮数值模拟[J]. 海洋学报, 2002, 24(3): 28-34.
- [4] 赵天保, 符淙斌, 柯宗建, 等. 全球大气再分析资料的研究现状与进展[J]. 地球科学进展, 2010, 25(3): 242-254.
- [5] 施晓晖, 徐祥德, 谢立安. NCEP/NCAR再分析风速、表面气温距平在中国区域气候变化研究中的可信度分析[J]. 气象学报, 2006, 64(6): 709-722.
- [6] 张光宇. 渤海风暴潮特征及增水影响因素数值模拟研究[D]. 天津: 天津大学, 2017.
- [7] 陈艳春, 王娜, 顾伟宗, 等. 环渤海区域再分析资料地面风速场的适用性对比分析[J]. 海洋气象学报, 2017, 37(1): 67-72.
- [8] 柳婧, 宋晓姜, 王彰贵. 海面风场融合技术综述[J]. 海洋预报, 2018, 35(3): 81-87.
- [9] 凌征, 王桂华, 陈大可, 等. 中国近海风场融合[C]//首届中国“数字海洋”论坛论文集. 北京: 国家海洋局, 国家海洋信息中心, 2008.
- [10] 傅赐福, 董剑希, 吴少华, 等. 渤海典型温带风暴潮数值模拟及改进实验[J]. 海洋预报, 2011, 28(5): 1-8.
- [11] 李原仪. 渤海水动力环境的数值模拟研究[D]. 天津: 天津大学, 2017.
- [12] Deltares. Delft3D-FLOW: Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena[M]. The Netherlands: Deltares, 2014.
- [13] 李鑫, 张金善, 章卫胜. 风暴潮耦合数值模式在渤海海域中的应用[J]. 水运工程, 2009(10): 25-31.
- [14] 刘猛猛. 风暴潮模型中风应力拖曳系数的优化研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2009.
- [15] Cressman G P. An operational objective analysis system[J]. Monthly Weather Review, 1959, 87(10): 367-374.
- [16] Nash J E, Sutcliffe J V. River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion of principles[J]. Journal of Hydrology, 1970, 10(3): 282-290.

Optimization of reanalysis wind field and its application in the simulation of extratropical storm surge in the Bohai Bay

FAN Shu-ming, CHU Ao, JIANG Qin

(College of Harbour, Coastal and Offshore Engineering, Hohai University, Nanjing 210000 China)

Abstract: This paper selects the Bohai Bay as the study area, and analyzes the correlation between observed wind field and reanalysis wind field of Tanggu station. It is found that there is a certain deviation between the reanalysis and observed wind field. The wind speed of Tanggu station is corrected using linear fitting relationship, and the reanalysis wind field in the Bohai Bay area is corrected based on distance weight. The simulation results of the extratropical storm surge model driven by the revised wind field show that the accuracy of the trend and maximum water increase is significantly improved. It can be conclude that the reanalysis wind field needs to be properly corrected and optimized when it is used to simulate the extratropical storm surge.

Key words: reanalysis wind field; wind field correction; extratropical storm surge; numerical simulation; Bohai Bay