



武汉大学学报(信息科学版)

Geomatics and Information Science of Wuhan University

ISSN 1671-8860, CN 42-1676/TN

《武汉大学学报(信息科学版)》网络首发论文

题目: 利用经优化的边界条件开展黄海海州湾潮汐场模拟
作者: 黄辰虎, 翟国君
DOI: 10.13203/j.whugis20210658
网络首发日期: 2022-03-16
引用格式: 黄辰虎, 翟国君. 利用经优化的边界条件开展黄海海州湾潮汐场模拟[J/OL]. 武汉大学学报(信息科学版). <https://doi.org/10.13203/j.whugis20210658>



网络首发: 在编辑部工作流程中, 稿件从录用到出版要经历录用定稿、排版定稿、整期汇编定稿等阶段。录用定稿指内容已经确定, 且通过同行评议、主编终审同意刊用的稿件。排版定稿指录用定稿按照期刊特定版式(包括网络呈现版式)排版后的稿件, 可暂不确定出版年、卷、期和页码。整期汇编定稿指出版年、卷、期、页码均已确定的印刷或数字出版的整期汇编稿件。录用定稿网络首发稿件内容必须符合《出版管理条例》和《期刊出版管理规定》的有关规定; 学术研究成果具有创新性、科学性和先进性, 符合编辑部对刊文的录用要求, 不存在学术不端行为及其他侵权行为; 稿件内容应基本符合国家有关书刊编辑、出版的技术标准, 正确使用和统一规范语言文字、符号、数字、外文字母、法定计量单位及地图标注等。为确保录用定稿网络首发的严肃性, 录用定稿一经发布, 不得修改论文题目、作者、机构名称和学术内容, 只可基于编辑规范进行少量文字的修改。

出版确认: 纸质期刊编辑部通过与《中国学术期刊(光盘版)》电子杂志社有限公司签约, 在《中国学术期刊(网络版)》出版传播平台上创办与纸质期刊内容一致的网络版, 以单篇或整期出版形式, 在印刷出版之前刊发论文的录用定稿、排版定稿、整期汇编定稿。因为《中国学术期刊(网络版)》是国家新闻出版广电总局批准的网络连续型出版物(ISSN 2096-4188, CN 11-6037/Z), 所以签约期刊的网络版上网络首发论文视为正式出版。

引用格式：

黄辰虎, 翟国君. 利用经优化的边界条件开展黄海海州湾潮汐场模拟 [J]. 武汉大学学报·信息科学版, 2022, DOI: 10.13203/j.whugis20210658 (HUANG Chenhu, ZHAI Guojun. Tidal Numerical Modeling using the optimized Boundary Conditions in Haizhou Bay of the Yellow Sea [J]. Geomatics and Information Science of Wuhan University, 2022, DOI: 10.13203/j.whugis20210658)

利用经优化的边界条件开展黄海海州湾潮汐场模拟

黄辰虎^{1,2} 翟国君²

1 国防科技大学智能科学学院, 湖南长沙, 410073

2 天津海洋测绘研究所, 天津, 300061

摘要: 受海底地形、开边界驱动水位及底摩擦系数等边界条件的共同影响, 当前中国沿岸和近海潮汐场模拟的精度仍显不足。利用精度和分辨率较海图高一级别的水深数据、包含长周期天文气象分潮 Sa 的由 12 个主要分潮组成的开边界驱动水位及顾及水深空间变化的底摩擦系数等经优化的边界条件, 运行二维潮汐数值模式 2D-MIKE21 开展了黄海海州湾潮汐场模拟。结果表明, 本文天文潮模拟值与海州湾周边 6 个验潮站 1 年潮汐表相比, 12 个主分潮综合预报误差为 5.52cm; 与中国海域现有潮汐模型 CST1 中 24 个随机点位相比, 12 个主分潮综合预报误差为 7.10cm。本文天文潮模拟值和 CST1 预报值二者与海州湾周边 2 个验潮站近 1 个月实测值相比, 前者中误差要小于后者。本文为在沿岸及近海开展面向海洋测绘应用的潮汐场模拟提供了新思路, 同时也表明通过数值模拟的方式构建天文气象分潮 Sa 是可行的。

关键词: 海底地形; 开边界驱动水位; 底摩擦系数; 天文气象分潮

第一作者: 黄辰虎, 博士研究生, 高级工程师, 主要研究方向为海底地形测量数据处理以及海洋潮汐分析研究。

hchhch-1997@163.com

项目资助: 国家自然科学基金项目 (41974005, 41876103, 41804011)

中图分类号: P223

文献标志码: A

海洋潮汐一直是海洋大地测量的一项重要研究内容。海洋测绘中利用单波束测深仪和多波束测深系统进行水深测量时需确定深度基准并实施水位控制。使用 GNSS 无验潮、机载激光等测深手段时应建立测区平均海面、深度基准面及参考椭球面等相互间转换关系, 才能实现大地高测量成果向海图水深转换。建立一个连续变化的深度基准面, 是满足多个垂直基准面无缝转换的关键, 已成为海洋大地测量发展的必然, 这离不开高精度、高分辨率潮汐场模型的支持^[1]。利用卫星测高数据反演海洋重力异常、计算海洋大地水准面和海面地形时, 除进行干湿对流层、电离层等常规地球物理改正外, 还需进行基于潮汐模型的瞬时海面高改正^[2]。

潮汐模型一般通过经验法、纯动力学法和同化法建立^[3]。经验法主要使用验潮站及卫星测高数据, 仅能保证在观测点位置处具有较高精度, 其整体水平受限于验潮站和卫星轨迹点的空间分布^[4]。纯动力学法和同化法建立在潮波动力方程数值模拟上, 二者在原理上无实质区别, 其主要差别是在数值模拟运行中是否增加如卫星测高、沿岸验潮站或海底压力验潮仪等观测数据作约束控制^[3]。

诸多中国学者运行潮波二/三维动力方程建立了中国海及国外海域的潮汐模型^[5-7]。但其研究目的主要是为了解潮波的大尺度运动规律, 一般使用现势性较弱的中国海图水深林美华数据集^[8-9]以及 ETOPO(<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>)、GEBCO(<https://www.gebco.net/>)等国际水深。开边界驱动水位则多使用 DTU、TPXO、FES 等全球潮汐模型中的数个分潮, 一般仅对 M₂、S₂、K₁、O₁ 等 4 个主要分潮作模拟, 显然不适用于海洋测绘应用。文献^[10]指出, 国内以往开展渤、黄、东海等潮汐模拟时大都采用 Chezy 常数型底摩擦系数。实际上水深与底摩擦系数间存在着非线性关系, 提出若采用 Manning 底摩擦系数代替 Chezy 常数, 潮汐模拟的精度将会有一定的改善。

近些年国际上发布了数十个新版本的全球潮汐模型, 尽管分辨率和精度不一, 但大都包含 M₂、S₂、N₂、K₂、O₁、P₁、Q₁、K₁ 等 8 个主要天文分潮。文献^[3]对这些全球模型开展了详尽的评估, 表明这些模型在沿岸和近海的精度仍显不足, 主要原因是使用的海底地形数据过于稀疏。文献^[11]主要分析了 FES2012、EOT11a、DTU10 和 HAMTIDE11a 等,

发现这些模型在精度方面的差异主要是在浅水和极地海域,指出由于水深的变浅,海底地形、底摩擦等的影响也会增强,从而导致各分潮的振幅和迟角随空间位置的变化而加剧。

中国沿岸和近海的水深较浅且海岸线形态多变,受海底的底摩擦及海岸强反射的影响,潮汐变化更为复杂,一直是研究的难点和热点区域^[4]。就潮波模拟而言,无论是二维还是三维模式,目前理论方法和技术实践都已较成熟,影响沿岸和近海潮汐场模拟精度的主要因素是边界条件的设置是否更精确和更接近实际^[3-4,12-16]。

本文拟通过对海底地形、开边界驱动水位及底摩擦系数等几个边界条件作同步优化,以提高中国沿岸和近海潮汐场模拟的精度及分辨率。

1. 优化边界条件

1.1 影响潮汐场模拟的边界条件

在沿岸和近海海域,影响潮汐场模拟精度及分辨率的几个边界条件主要是海底地形、开边界驱动水位及底摩擦系数等。文献[13]发现波斯湾海域的底摩擦系数与水深点的空间位置呈非线性关系,运行2D-MIKE21建立了分辨率及精度较已有模型更高的区域潮汐场,其中开边界驱动水位为TOPEX/Poseidon、Jason-1以及Jason-2等卫星测高数据反演的分潮的预报值。文献[16]发现孟加拉湾北部海域的底摩擦系数与水深值呈非线性关系,运行Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model建立了分辨率及精度较已有模型更高的区域潮汐场,其中海底地形为海图水深,开边界驱动水位为FES2012模型中26个分潮的预报值。

已有的全球潮汐模型在构建时较少使用到中国海图水深,也较少同化中国沿岸验潮站的潮汐数据,因此这些模型在中国海域特别是浅水及近海的精度较低^[2,10,17]。针对中国海域海洋测绘应用需求,文献[4]和文献[18]使用中国海图水深并结合ETOPO5数据,运行Princeton Ocean Model (POM)并使用“blending”同化法构建了中国海域5'×5'潮汐场模型CST1,后逐步优化到1.2'×1.2'等。CST1主要包括M₂, S₂, N₂, K₂, O₁, P₁, Q₁, K₁, M₄, M_{s4}, M₆等11个天文分潮以及若干长周期分潮,但其精度和分辨率还有一定的改善空间,特别是在沿岸的浅

水区域,主要是①POM模式在使用矩形网格拟合复杂形状的海岸线时有近似,对深浅不一的水深造成了一定的自动平滑。②POM模式不具干/湿网格的处理功能,运行时对较浅的水深作了舍弃,造成一些离岸线较近的区域出现了数值空白。③底摩擦系数在水深10m以内时取0.0010、200m以内时取0.0016、2000m以内时取0.0022,其余深度由内插计算。这种取值的方法对黄渤海、东海这些浅水的海域显得有一些粗糙。

文献[1]运行Finite Volume Coastal Ocean Model (FVCOM)构建了中国长江口南支水域潮汐模型,海底地形使用ETOPO1,开边界驱动水位为TPX08 China seas 1/30°模型中的M₂, S₂, N₂, K₂, O₁, P₁, Q₁, K₁, M₄, M_{s4}, M₆等11个分潮的预报值,底摩擦系数为常数。根据文献[19],长江口区域的底摩擦系数与水深值呈明显的非线性关系。文献[20]运行2D-MIKE21建立了黄海海州湾的区域潮汐场,海底地形使用中国海图水深,但海图比例尺较小,空白水深点由ETOPO1补充,水深在现势性上较林美华数据集要强,开边界驱动水位为Oregon State University Tidal Inversion (OTIS)软件自带的M₂, S₂, N₂, K₂, O₁, P₁, Q₁, K₁, M₄等9个分潮的预报值,底摩擦系数为常数。

由以上分析知,现有研究在开展沿岸和近海的潮汐场模拟时对海底地形、开边界驱动水位及底摩擦系数等作了一定的优化,但同步优化则较少。

1.2 对边界条件的同步优化

1.2.1 试验区域

本文选择黄海海州湾作为潮汐场模拟试验区域,主要基于以下几点考虑:第一,海州湾属典型的浅水海湾类地形。水深约在0~40m,等深线与岸线平行,总体呈西边浅东边深的格局。在15m等深线以深区域,海底地形略有起伏,但幅度较小。海域东南部的水深则迅速变浅,其上发育了水下浅滩并形成一陡坡,地形变得异常陡峭^[21]。海底地形的变化幅度及海岸线的复杂程度增加了数值模拟的难度。第二,本文已获得文献[20]所使用的海州湾海图水深、周边数个验潮站潮汐表及实测潮汐数据等,具体如表1所示。这些数据可用于优化边界条件,也可用于检验本文模拟结果的准确性。

表1 黄海海州湾周边数个验潮站的数据说明

Tab.1 Data Description of the Tide Gauges in Haizhou Bay of the Yellow Sea

| 验潮站 | 经度(°) | 纬度(°) | 类型 | 数据时段 |
|-----|-----------|----------|-----|-----------------------|
| 浪山港 | 119.37533 | 35.08630 | 潮汐表 | 2007/01/01—2007/12/31 |
| 连云港 | 119.46670 | 34.75000 | 潮汐表 | 2007/01/01—2007/12/31 |

| | | | | |
|-----|-----------|----------|-----|-----------------------|
| 秦山岛 | 119.28333 | 34.86670 | 潮汐表 | 2007/01/01—2007/12/31 |
| 日照港 | 119.56670 | 35.36670 | 潮汐表 | 2007/01/01—2007/12/31 |
| 燕尾港 | 119.78333 | 34.48333 | 潮汐表 | 2007/01/01—2007/12/31 |
| 青岛 | 120.30000 | 36.08330 | 潮汐表 | 2007/01/01—2007/12/31 |
| 车牛山 | 119.82210 | 34.99513 | 实测值 | 2007/01/16—2007/02/14 |
| 开山岛 | 119.87092 | 34.53055 | 实测值 | 2007/01/17—2007/02/15 |

1.2.2 边界条件的同步优化

本文在黄海海州湾开展潮汐场模拟的空间范围是 $119.00^{\circ}\text{E}\sim 120.86^{\circ}\text{E}$ 、 $34.30^{\circ}\text{N}\sim 36.28^{\circ}\text{N}$ ，略大于文献[20]模拟的范围。

几个边界条件的同步优化如下：

(1) 海底地形

文献[20]使用的水深 Sounding_{L_1} 来自于中国航海图书出版社电子海图，其中深度基准面 L 采用理论最低潮面 $\text{Lowest Normal Low Water (LNLW)}$ ，但所用海图的比例尺较小，分别为 1:10 000、1:30 000、1:45 000 及 1:120 000 等，水深点的分布较稀疏，共计 15 845 个。 Sounding_{L_1} 在黄海海州湾的空间分布如图 1 所示。

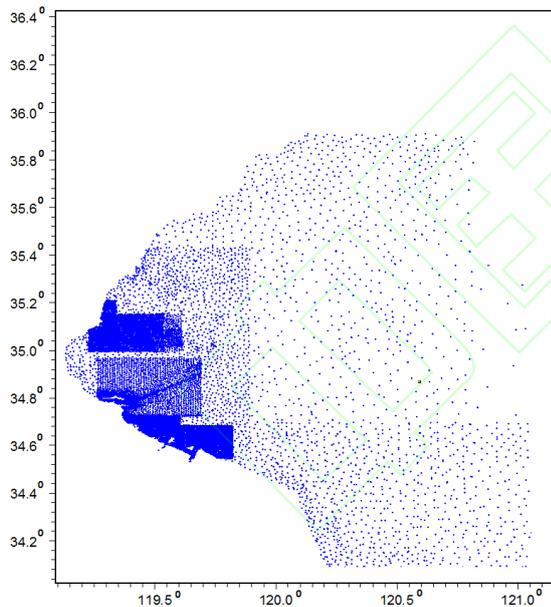


图 1 Sounding_{L_1} 在黄海海州湾的空间分布示意图

Fig.1 Schematics of the spatial distribution of

Sounding_{L_1} in Haizhou Bay of the Yellow Sea

本文使用的水深 Sounding_{L_2} 也来自于中国航海图书出版社^[22]，其中 L 也采用 LNLW ，但水深点的分布更密集，共计 984 841 个。 Sounding_{L_2} 与 Sounding_{L_1} 的主要区别是， Sounding_{L_2} 是单波束或多波束测深的原始水深成果经离散化后形成的水深点，是生产 Sounding_{L_1} 的基础数据，因此 Sounding_{L_2} 无论是在分辨率上还是在精度上都要优于 Sounding_{L_1} 。 Sounding_{L_2} 在黄海海州湾的空

间分布如图 2 所示。

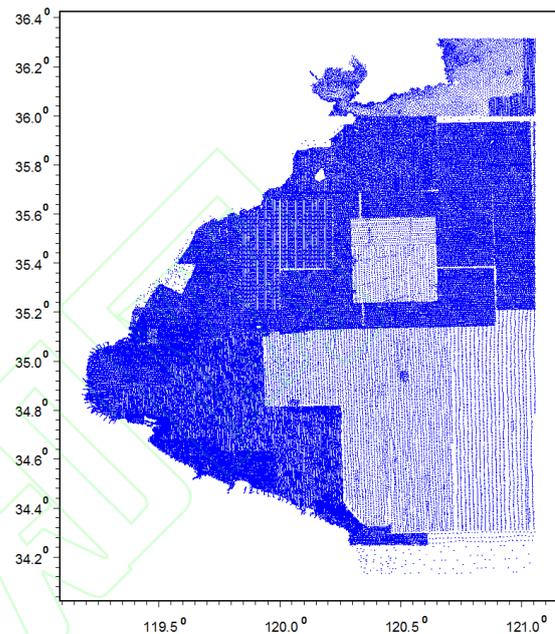


图 2 Sounding_{L_2} 在黄海海州湾的空间分布示意图

Fig.2 Schematics of the spatial distribution of Sounding_{L_2} in Haizhou Bay of the Yellow Sea

对比图 1、2， Sounding_{L_2} 在水深点的密度上明显比 Sounding_{L_1} 要大的许多，显然 Sounding_{L_2} 在微地形地貌的表达方面较 Sounding_{L_1} 更接近于海底的实际。使用 Sounding_{L_2} 代替 Sounding_{L_1} ，将明显优化海底地形边界条件。

(2) 开边界驱动水位

以往潮汐场模拟时使用的开边界驱动水位主要由全球潮汐模型或卫星测高数据反演的分潮调和常数计算，本文使用的开边界驱动水位则采用经验证其精度优于国际潮汐模型的中国海域 $\text{CST1}_{5' \times 5'}$ 计算，即开边界驱动水位为该模型中 Q_1 、 O_1 、 P_1 、 K_1 、 N_2 、 M_2 、 S_2 、 K_2 、 M_4 、 M_{S4} 、 M_6 等 11 个分潮的预报值。此外，本文与以往研究最大的区别在于开边界驱动水位还顾及了天文气象分潮 S_a 的影响。在中国海域， S_a 分潮的振幅一般在 10~30cm，对海洋测绘应用而言 S_a 分潮的影响是不可忽视的。尽管 FES2014 、 NAO.99b 及 NAO.99Jb 等全球或区域潮汐模型都提供了中国海域的 S_a 分潮参数，但振幅一般都是 mm 级，因此这里的 S_a 分

潮属平衡潮而非真正意义的天文气象分潮^[23]。关于天文气象分潮 Sa 的构建,文献[4]利用验潮站和卫星测高数据反演了各观测点位置处 Sa 的调和常数并通过 Kriging 插值法得到了 Sa 在中国海域的分布,因此 CST1 模型中的 Sa 是真正意义的天文气象分潮。

相对于 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 等天文分潮,天文气象分潮 Sa 的生成机理较特殊一些。在开展 Sa 分潮的数值模拟时,理论上应在潮波运动方程的边界和初始条件中增加如风、气压和海水密度的年周期变化等,但这些数据获取和模拟的难度较大。

本文认为,既然利用验潮站和卫星测高的观测数据能反演出精度比较可靠的天文气象分潮 Sa,那么反演的 Sa 分潮也必然在一定程度上反映了如风、气压和海水密度等的年周期变化。本文提出,可将天文气象分潮 Sa 的预报值叠加在由 CST1_5'×5'模型中 11 个天文分潮的预报值之上作为新的开边界驱动水位。从理论上讲,通过本文数值模拟的方式应能构建 Sa 分潮在模拟海域的空间分布,这为计算天文气象分潮 Sa 提供了一种新思路。

(3) 底摩擦系数

本文使用的底摩擦系数 c_f 采用 Manning 公式

^[24], 具体如下,

$$c_f = \frac{g}{n^2 \zeta^{1/3}} \quad (1)$$

$$\zeta = Depth_{MSL} + \eta \quad (2)$$

其中 g 表示重力加速度; n 表示 Manning 粗糙度系数; $Depth_{MSL}$ 表示从平均海面 Mean Sea Level (MSL) 起算的水深; η 表示从 MSL 起算的水位的模拟值。

由式(1)知, c_f 随 ζ 在时间和空间的变化而变化。 n 可通过经验法即多次调整水位的模拟值和观测值二者间的符合程度来确定。

2 研究方法与结果分析

2.1 数值模拟

本文采用 2D-MIKE21 开展潮汐场数值模拟,其优点是构建三角形格网时灵活,能精确的适用于不规则的海岸线边界,还可对复杂区域的局部格网作嵌套加密,特别是可对边界条件以可视化的方式优化。考虑到黄海海州湾的海岸线、海底地形的复杂性以及需对多个边界条件特别是 Manning 系数作

反复调整,因此本文选用 2D-MIKE21^[24]。

作潮汐场模拟时一般应先将全部水深点归算至 MSL^[14]。本文首先利用 CST1 模型计算了模拟海域 5'×5'网格点的由 12 个分潮调和常数计算的 L_{CLSI} ,

然后结合表 1 中各验潮站的 L_0 值,根据反距离加权法得到模拟海域的深度基准面^[18]。由此将图 2 中所有的水深点 Sounding_ L_2 由 LNLW 归算至 MSL,即 Sounding_ MSL_2 。本文使用的岸线数据也来自于中国航海图书出版社电子海图。利用 Surface Water Model System (SMS) 软件生成高质量的三角形网格,网格水平分辨率为 0.18'—3.85',对应的水平距离约 338m—7200m。模拟区域共有 76805 个网格节点,150862 个三角形网格单元,如图 3 所示,图中还标注了开边界和闭边界。

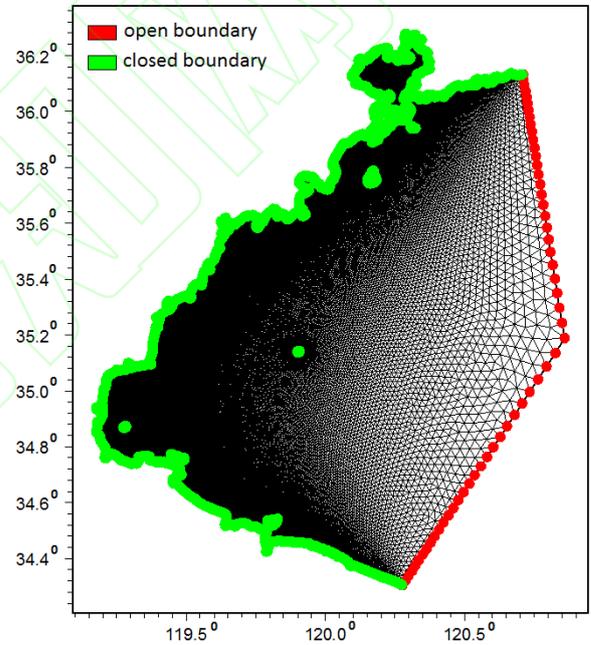


图 3 黄海海州湾潮汐场模拟所使用的三角形网格单元示意图

Fig. 3 Schematics of the Triangular Grids in the Modeling Domain in Haizhou Bay of the Yellow Sea

首先,应检查 Sounding_ MSL_2 的数据质量,包括剔除可能的水深跳点,对地形变化剧烈的区域作适当的平滑等。其次,基于 Sounding_ MSL_2 通过反距离加权法内插图 3 中各三角形网格节点处的水深值。由此得到模拟海域从 MSL 起算的海底地形。

利用上述海底地形、包含天文气象分潮 Sa 在内的由 12 个分潮计算的开边界驱动水位,将 Manning 粗糙度系数 n 设置为 32.0 后启动 2D-MIKE21。模拟时间的步长设置为 30min。为保证 2D-MIKE21 模式运行稳定,模拟时段为

2006-12-01—2007-12-31。为与表 1 中各时间段一致，最后使用的模拟数据的时段为 2007-01-01—2007-12-31。由于近岸区的水深较浅，模式运行时采用了干/湿网格处理。各网格节点的科氏力参数计算采用公式 $f = 2\omega \sin \varphi$ ，其中 ω 为地转角速度， φ 为地理纬度。本文在开展二维潮汐场模拟时未考虑温度、盐度条件，而采用正压潮模式。经验证，涡粘系数对模拟结果的影响不大，故也采用常数值 0.28^[20]。

由式 (1) 知，底摩擦系数 c_f 与 Manning 粗糙度系数 n 、水深点的深度值呈非线性的关系，计算 c_f 的关键在于如何确定 n 在模拟海域空间的合理分布，这需反复调整水位的模拟值和观测值二者间的符合程度^[12]。判断时采用了分潮的总体综合预报误差 (root sum squares, RSS)^[18,25]，具体如下，

$$RSS = \left(\sum_{j=1}^m RMS_j^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

$$RMS = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{2} [(\Delta H_i^C)^2 + (\Delta H_i^S)^2] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

$$\Delta H_i^C = H_i^C - \bar{H}_i^C \quad (5)$$

$$\Delta H_i^S = H_i^S - \bar{H}_i^S \quad (6)$$

$$H_i^C = H_i \cos(g_i) \quad (7)$$

$$H_i^S = H_i \sin(g_i) \quad (8)$$

$$\bar{H}_i^C = \bar{H}_i \cos(\bar{g}_i) \quad (9)$$

$$\bar{H}_i^S = \bar{H}_i \sin(\bar{g}_i) \quad (10)$$

其中 j 表示分潮的序号，本文中从 1 到 12； m 表示待统计的分潮个数，在本文中为 12； RMS 表示某分潮的综合预报中误差，用于评估该分潮的精度； i 表示比较点的序号； N 表示比较点的个数； H_i^C 、 H_i^S 分别表示被比较的分潮调和常数的余弦和正弦分量； \bar{H}_i^C 、 \bar{H}_i^S 分别表示用于比较的基准分

潮调和常数的余弦和正弦分量； H_i 、 g_i 分别表示被比较的分潮调和常数的振幅和迟角，可由水位的模拟值经潮汐调和而得； \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 分别表示用于比较的基准分潮调和常数的振幅和迟角，可由水位的观测值经潮汐调和而得。式 (4) 表示在 N 个比较点上，某分潮在 1 个变化周期内因其自身的振幅和迟角的差异而产生的在潮高偏差方面的统计。

启动 2D-MIKE21 后，调整 Manning 粗糙度系数 n 与模拟海域的水深值间的非线性关系，多次运行 2D-MIKE21 模式。本文最后使用的 Manning 粗糙度系数 n 在模拟海域的空间分布如图 4 所示。由图 4 知， n 在空间上呈明显的非线性变化。

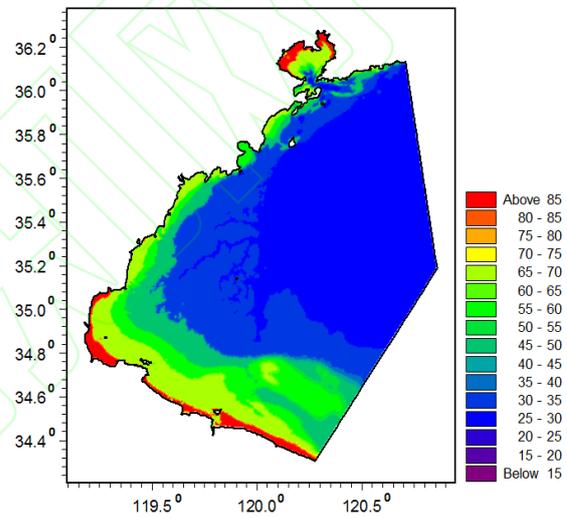


图 4 Manning 粗糙度系数 n 在黄海海州湾模拟海域的空间分布示意图

Fig.4 Schematics of the Spatial Distribution of the Manning's roughness coefficient n in the Modeling Domain in Haizhou Bay of the Yellow Sea

2.2 结果分析

得到图 3 中各三角形网格节点位置处时间长度为 1 年的水位模拟值后，经调和而得各网格节点 12 个主要分潮的振幅和迟角，即式 (7) ~ (8)

中的 H_i 、 g_i 。式 (9) ~ (10) 中的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 采用两类数据来计算，其一是对表 1 中具有 1 年时段长度的 6 个验潮站的潮汐表作调和而得，这些数据由国家海洋信息中心发布，因此 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 具有一

定的准确度和可靠性。 RSS_1 可视为对模拟结果

H_i 、 g_i 在外符合精度方面的评估。其二是基于 CST1 模型自身，从图 3 的开边界开始由外海向海湾内随机选取 24 个网格节点，并从 CST1 模型提取对应位置处 12 个分潮的振幅和迟角作为 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 。

本文使用的开边界驱动水位基于 CST1 模型，使用的海底地形与 CST1 一样均源于中国海图水深，因此本文模拟的 H_i 、 g_i 与 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 在量级上应相当，但因本文对海底地形和底摩擦系数进行了优化，因此理论上本文模拟的 H_i 、 g_i 在分辨率及精度上应优于 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 。 RSS_2 可视为对本文模拟的 H_i 、 g_i 在内符合精度方面的评估。另外，本文还利用表 1 中车牛山岛和开山岛两个验潮站近 1 个月的实测潮汐数据，对本文模拟的 H_i 、 g_i 以及 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 作了精度方面的评估。

在模拟区域随机选取了 24 个比较点用于评估本文模拟的 H_i 、 g_i 精度，空间概位如图 5 所示。

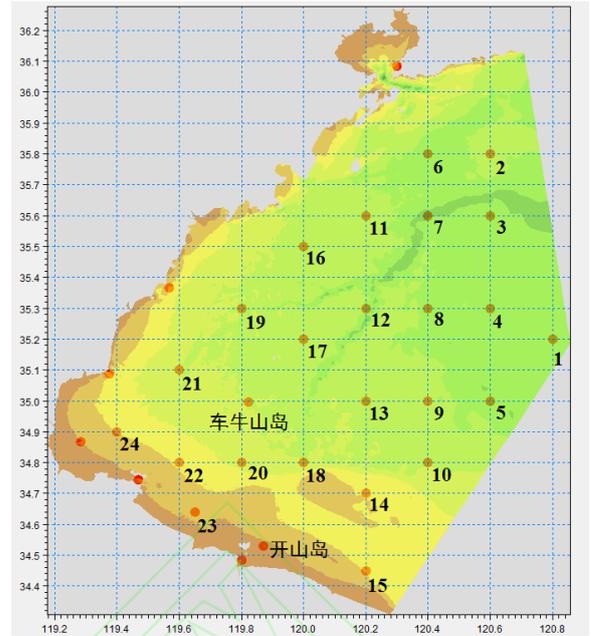


图 5 随机选取的 24 个比较点的空间概位示意图
Fig. 5 Schematics of the approximate locations of the 24 random points

计算图 5 中 24 个随机点处本文模拟的 H_i 、 g_i 与同位置处 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的差值即 ΔH_i 和 Δg_i ，具体如下：

$$\Delta H_i = H_i - \bar{H}_i \quad (11)$$

$$\Delta g_i = g_i - \bar{g}_i \quad (12)$$

本文模拟的 H_i 、 g_i 与表 1 中潮汐表的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的互差如表 2 所示，其中 ΔH_i 单位为 cm， Δg_i 单位为 $^\circ$ ，以下同。

表 2 本文模拟的 H_i 、 g_i 与潮汐表 6 个验潮站的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的互差

Tab.2 Difference between the simulated H_i and g_i and \bar{H}_i and \bar{g}_i obtained from the analysis of the tide tables at 6 tide gauges

| 比较点位 | 调和常数互差 | Sa | Q ₁ | O ₁ | P ₁ | K ₁ | N ₂ | M ₂ | S ₂ | K ₂ | M ₄ | Ms ₄ | M ₆ |
|------|--------------|-----|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|
| 浪山港 | ΔH_1 | 2.1 | 0.9 | 4.9 | 0.0 | 5.5 | 2.7 | 5.9 | 2.7 | 5.4 | -4.3 | 4.6 | -4.7 |
| | Δg_1 | 4.7 | 14.8 | 16.5 | -9.2 | -9.0 | -10.1 | -8.8 | 0.3 | -22.4 | -20.8 | 153.8 | 83.1 |
| 连云港 | ΔH_2 | 3.7 | 0.8 | 3.5 | 0.0 | 4.3 | 1.7 | 3.6 | 3.3 | 6.0 | -5.9 | 4.0 | -5.2 |
| | Δg_2 | 4.6 | 14.4 | 17.1 | -3.9 | -8.4 | -9.9 | -5.8 | 1.6 | -17.3 | -19.1 | -23.2 | 28.3 |
| 秦山 | ΔH_3 | 1.8 | 1.0 | 4.7 | -0.1 | 5.6 | 2.5 | 4.0 | 2.7 | 5.4 | -7.4 | 5.3 | -6.1 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|--------------|--------------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| 岛 | Δg_3 | 4.9 | 16.9 | 19.0 | -6.8 | -6.3 | -4.5 | -2.9 | 6.6 | -16.7 | -10.4 | -0.8 | 71.0 |
| 日照港 | ΔH_4 | 1.8 | 0.7 | 4.5 | 0.4 | 5.3 | 0.9 | 1.3 | 0.0 | 5.1 | -4.1 | 0.2 | -7.0 |
| | Δg_4 | 4.6 | 10.0 | 17.1 | 1.8 | -8.5 | -8.7 | -6.1 | 1.8 | -19.1 | 2.2 | 107.5 | 108.0 |
| 燕尾港 | ΔH_5 | 1.4 | -0.1 | 1.9 | -1.8 | 1.4 | -2.9 | -13.6 | -2.3 | 4.0 | -8.3 | -3.5 | -14.1 |
| | Δg_5 | 5.7 | 19.0 | 21.5 | 3.8 | -0.8 | -1.6 | -1.1 | 6.0 | -18.3 | -25.4 | 341.0 | 10.0 |
| 青岛港 | ΔH_6 | 1.2 | 0.9 | 4.1 | -1.0 | 3.9 | 0.3 | 4.1 | 1.0 | 4.5 | -11.8 | -4.4 | -5.4 |
| | Δg_6 | 3.6 | 15.5 | 20.7 | 2.7 | -3.8 | -10.9 | -6.1 | 3.7 | -17.5 | -15.2 | 16.3 | 54.4 |
| RMS_1 (cm) | | 1.38 | 0.50 | 2.39 | 0.26 | 1.41 | 0.77 | 1.96 | 0.86 | 1.92 | 2.4 | 1.15 | 2.28 |
| RSS_1 (cm) | | 5.57 | | | | | | | | | | | |

由表 2 知, 就 4 个半日分潮、4 个日分潮和 3 个浅水分潮而言, 各分潮的 RMS_1 都在 3.0 cm 内, 特别是 Q_1 、 P_1 、 N_2 、 S_2 等 4 个主要分潮的 RMS_1 都在 1.0 cm 以内, 表明本文模拟的 H_i 、 g_i 与 6 个验潮站潮汐表的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的符合性较好。就天文气象分潮 Sa 而言, RMS_1 在 1.5cm 内, 特别是青岛港、燕尾港的 ΔH_i 仅在 1.5cm 以内, 而青岛港、浪山港、连云港、秦山岛、日照港的 Δg_i 则在 5.0° 以内。文献[4]将 CST1_5'×5'模型与中国海区 25 个验潮站进行了比较, 其中 Sa 分潮的 RMS 为

2.4cm。因此, 本文模拟的 Sa 分潮要略优于 CST1_5'×5'模型。表明本文提出的将天文气象分潮 Sa 的预报值叠加在 11 个天文分潮的预报值之上作为开边界的驱动水位, 进而通过数值模拟的方式计算 Sa 分潮是可行的。

本文在潮汐场模拟时未同化海州湾周边验潮站数据, 因此表 2 能反映出本文模拟的 H_i 、 g_i 在海州湾周边海域的精度, 其中 12 个分潮的 RSS_1 为 5.57cm, 表明本文模拟的 H_i 、 g_i 达到了天文潮预报、潮汐特征计算与统计、潮汐基准面计算等海洋测绘方面的实用要求。

关于图 5 的 24 个随机点位, 本文模拟的 H_i 、 g_i 与 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的互值如表 3 所示。

表 3 24 个随机点位处模拟的 H_i 、 g_i 与 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的互值

Tab.3 Difference between the simulated H_i and g_i and \bar{H}_i and \bar{g}_i of the CST1 model at 24 random points

| 比较点位 | 调和常数互差 | Sa | Q_1 | O_1 | P_1 | K_1 | N_2 | M_2 | S_2 | K_2 | M_4 | Ms_4 | M_6 |
|------|-----------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| 1 | ΔH_1 | 0.3 | 0.0 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.9 | -4.5 | -2.5 | -0.6 | -0.4 | -0.5 | 0.4 |
| | Δg_1 | 0.0 | 1.9 | 2.5 | 2.3 | 3.0 | 4.9 | 5.2 | 4.3 | 3.5 | -13.8 | -34.8 | -5.4 |
| 2 | ΔH_2 | -0.2 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.3 | -0.5 | -3.8 | -1.4 | -0.4 | -1.0 | -1.0 | 0.1 |
| | Δg_2 | 0.1 | 0.6 | 1.0 | 1.2 | 0.9 | 2.2 | 3.1 | 2.2 | 1.1 | -7.5 | 3.6 | -31.0 |
| 3 | ΔH_3 | -0.2 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.2 | -0.6 | -4.2 | -1.8 | -0.4 | -0.9 | -1.2 | 0.3 |
| | Δg_3 | 0.3 | 0.7 | 1.5 | 1.2 | 1.6 | 2.3 | 3.6 | 2.7 | 1.1 | -8.1 | 8.5 | -48.1 |
| 4 | ΔH_4 | 0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.3 | -0.2 | -2.5 | -1.2 | -0.2 | -0.8 | -1.3 | 1.5 |
| | Δg_4 | 0.2 | 0.5 | 1.0 | -0.2 | 1.4 | 1.2 | 2.8 | 2.3 | 0.4 | -13.5 | 8.8 | 182.9 |
| 5 | ΔH_5 | 0.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | -0.7 | 0.0 | 0.1 | 0.1 | -0.2 | 1.4 |
| | Δg_5 | -2.1 | -0.7 | -0.5 | -3.2 | -0.6 | -1.4 | -2.5 | -3.7 | -3.9 | -8.9 | -11.5 | -27.6 |
| 6 | ΔH_6 | -0.3 | 0.2 | 0.8 | 0.3 | 1.0 | -0.2 | -4.8 | -1.0 | -0.4 | -1.7 | -1.6 | -0.2 |
| | Δg_6 | 0.4 | -0.5 | -0.1 | 0.3 | -0.2 | 0.6 | 2.4 | 1.8 | -0.3 | -13.4 | 9.3 | -54.0 |
| 7 | ΔH_7 | -0.4 | 0.1 | 0.6 | 0.2 | 0.9 | 0.0 | -3.6 | -0.9 | -0.2 | -1.2 | -1.6 | 0.0 |
| | Δg_7 | 0.7 | -1.0 | 0.1 | -0.3 | 0.0 | -0.3 | 2.3 | 1.8 | -1.5 | -12.6 | 23.5 | -71.1 |
| 8 | ΔH_8 | -0.4 | 0.1 | 0.4 | 0.0 | 0.7 | 0.6 | -1.1 | -0.1 | 0.1 | -0.7 | -1.0 | 0.3 |
| | Δg_8 | 1.5 | -1.9 | -0.2 | -2.5 | 0.1 | -2.8 | 0.9 | 1.1 | -4.2 | -11.8 | 81.1 | -125.8 |
| 9 | ΔH_9 | -0.8 | 0.1 | 0.3 | -0.2 | 0.6 | 0.5 | -1.2 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | -0.2 | 1.7 |
| | Δg_9 | 3.4 | -2.4 | -0.3 | -3.7 | 0.0 | -5.7 | -2.0 | -1.0 | -9.8 | -11.3 | 282.0 | 182.3 |
| 10 | ΔH_{10} | 0.6 | 0.1 | 0.1 | -0.2 | 0.2 | 0.0 | -1.2 | -0.1 | 0.1 | -0.4 | 0.0 | 0.3 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|--------------|-----------------|------|-------|------|------|------|-------|-------|------|-------|--------|--------|--------|
| | Δg_{10} | -0.5 | -2.1 | -0.5 | -3.8 | -0.5 | -6.4 | -3.6 | -4.5 | -11.5 | 3.3 | 330.9 | 343.3 |
| 11 | ΔH_{11} | -0.6 | 0.2 | 1.2 | 0.4 | 1.7 | 0.6 | -3.4 | 0.0 | -0.1 | -1.3 | -1.7 | -1.1 |
| | Δg_{11} | 1.3 | -2.6 | -1.0 | -1.1 | -1.0 | -2.3 | 1.6 | 1.4 | -3.4 | -16.1 | 43.9 | -78.0 |
| 12 | ΔH_{12} | -0.9 | 0.3 | 0.8 | 0.0 | 1.4 | 1.2 | -0.3 | 0.7 | 0.3 | -0.6 | 0.1 | -0.9 |
| | Δg_{12} | 2.3 | -3.5 | -1.0 | -3.6 | -0.4 | -5.8 | -0.3 | 0.5 | -7.5 | -7.8 | 97.8 | -116.4 |
| 13 | ΔH_{13} | -0.7 | 0.3 | 0.7 | -0.1 | 1.2 | 0.9 | -1.0 | 0.7 | 0.3 | -0.2 | 1.4 | 0.8 |
| | Δg_{13} | 3.4 | -4.2 | -1.4 | -5.1 | -1.1 | -8.6 | -2.1 | -2.9 | -12.6 | -240.3 | 267.4 | -122.4 |
| 14 | ΔH_{14} | 0.1 | 0.3 | 1.0 | -0.1 | 1.3 | 0.4 | -0.4 | 0.4 | 0.0 | -2.4 | 1.3 | -2.2 |
| | Δg_{14} | 1.0 | -2.9 | -0.8 | -4.0 | -0.7 | -7.8 | -3.3 | -5.5 | -12.3 | 11.2 | -25.7 | 276.0 |
| 15 | ΔH_{15} | -0.1 | 0.4 | 1.0 | 0.1 | 1.1 | -0.5 | -6.2 | -1.4 | -0.5 | -3.2 | -0.5 | -3.9 |
| | Δg_{15} | 1.4 | -0.9 | 0.3 | -2.0 | 0.1 | -6.1 | -5.5 | -6.2 | -7.9 | 9.8 | -7.9 | 322.8 |
| 16 | ΔH_{16} | -0.7 | 0.3 | 1.6 | 0.4 | 2.2 | 1.2 | -3.3 | 0.8 | 0.2 | -0.6 | -0.6 | -2.5 |
| | Δg_{16} | 1.5 | -4.4 | -2.0 | -2.7 | -2.0 | -5.5 | 0.8 | -0.2 | -7.0 | -20.4 | 90.4 | -73.3 |
| 17 | ΔH_{17} | -0.8 | 0.3 | 1.2 | 0.1 | 1.8 | 1.2 | -2.4 | 0.9 | 0.3 | 0.6 | 1.6 | -1.7 |
| | Δg_{17} | 2.5 | -5.6 | -2.5 | -5.2 | -2.3 | -9.2 | -1.5 | -3.3 | -11.8 | -50.5 | 160.3 | -72.3 |
| 18 | ΔH_{18} | -0.5 | 0.5 | 1.5 | 0.0 | 2.1 | 0.7 | -3.1 | 0.6 | 0.0 | -4.1 | 3.3 | -1.0 |
| | Δg_{18} | 2.7 | -5.8 | -2.0 | -5.1 | -1.9 | -10.4 | -2.8 | -5.7 | -14.6 | -92.1 | 314.6 | 221.2 |
| 19 | ΔH_{19} | -0.6 | 0.4 | 1.8 | 0.3 | 2.5 | 1.2 | -4.7 | 0.9 | 0.2 | -0.2 | 2.2 | -2.2 |
| | Δg_{19} | 1.9 | -6.9 | -3.0 | -4.9 | -3.0 | -9.5 | -1.0 | -3.7 | -11.8 | -46.4 | 136.6 | -49.5 |
| 20 | ΔH_{20} | -0.7 | 0.5 | 1.9 | 0.1 | 2.7 | 0.9 | -6.6 | 0.5 | 0.0 | -4.9 | 5.1 | 0.1 |
| | Δg_{20} | 3.3 | -8.0 | -3.4 | -5.8 | -3.2 | -12.1 | -2.6 | -6.9 | -15.9 | -82.3 | 319.2 | -139.1 |
| 21 | ΔH_{21} | -0.8 | 0.5 | 1.9 | 0.2 | 2.7 | 0.8 | -8.6 | 0.2 | -0.1 | -2.3 | 6.2 | 1.2 |
| | Δg_{21} | 2.8 | -8.5 | -3.9 | -5.7 | -3.7 | -11.9 | -1.7 | -6.2 | -14.9 | -66.7 | 178.2 | -43.7 |
| 22 | ΔH_{22} | -0.9 | 0.6 | 1.9 | 0.1 | 2.7 | 0.3 | -12.4 | -0.8 | -0.4 | -6.1 | 6.5 | 0.9 |
| | Δg_{22} | 3.5 | -9.6 | -4.6 | -6.7 | -4.4 | -14.0 | -3.7 | -8.8 | -17.7 | -76.6 | 328.1 | -121.6 |
| 23 | ΔH_{23} | -0.9 | 0.6 | 2.4 | 0.2 | 3.5 | 2.6 | -16.0 | 2.3 | 0.6 | -11.3 | 3.3 | -4.2 |
| | Δg_{23} | 3.9 | -9.3 | -3.7 | -5.8 | -3.1 | -9.6 | 9.3 | -2.0 | -15.1 | 43.2 | -335.4 | -88.3 |
| 24 | ΔH_{24} | -0.9 | 0.5 | 1.8 | 0.1 | 2.6 | -0.2 | -16.2 | -1.8 | -0.6 | -6.1 | 8.7 | 2.6 |
| | Δg_{24} | 3.4 | -10.2 | -4.7 | -6.7 | -4.5 | -14.2 | -3.3 | -8.9 | -17.6 | -70.1 | -23.8 | -90.1 |
| RMS_2 (cm) | | 0.35 | 0.32 | 0.71 | 0.13 | 1.33 | 1.11 | 4.74 | 1.46 | 0.62 | 3.03 | 2.23 | 2.85 |
| RSS_2 (cm) | | 7.10 | | | | | | | | | | | |

由表 3 知,就 4 个半日分潮、4 个日分潮而言,除 M_2 分潮外其他各分潮的 RMS_2 都在 1.5cm 内,特别是 Q_1 、 O_1 、 P_1 、 K_2 等 4 个主要分潮的 RMS_2 都在 1.0 cm 内,表明本文模拟的 H_i 、 g_i 与 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的符合性较好。从 24 个随机点位的分布看,由图 5 中开边界开始由外海向海湾内 ΔH_i 和 Δg_i 的量值整体上呈逐渐增大的趋势。就 M_2 分潮而言,本文模拟的 H_i 与 CST1 模型的 \bar{H}_i 之间的差值表现更明显,特别是第 23、24 两个点位的 ΔH_{23} 和 ΔH_{24} 达到了-16.0cm。表明在海州湾模拟海域,是否优化海底地形和底摩擦系数对 M_2 分潮的影响较其他分潮更大。就 3 个浅水分潮而言,尽管各自的振幅量级不大,如 M_4 振幅约 7.0 cm 左右, MS_4 、 M_6 振幅则在 1cm 级左右,但 24 个点

位处这几个浅水分潮的 ΔH_i 和 Δg_i 相对其他分潮而言较大,特别是迟角。这可能由以下几个原因造成,一是 CST1 模型在模拟 M_4 、 MS_4 、 M_6 时采用 M_2 、 S_2 、 M_4 、 MS_4 、 M_6 等 5 个分潮的预报值作为开边界驱动水位,而本文则采用了 12 个分潮的预报值,显然后者更接近于实际;二是本文使用的海底地形在分辨率和精度上都要优于 CST1 模型,特别是在沿岸浅水区;三是本文还对底摩擦系数进行了全局的优化。由于浅水分潮较日分潮、半日分潮等受海底地形和底摩擦的影响更大,因此本文中浅水分潮 M_4 、 MS_4 、 M_6 的模拟结果应优于 CST1 模型。就天文气象分潮 Sa 而言, RMS_2 则在 0.4cm 内,所有 24 个点位的 ΔH_i 都在 1.0 cm 内,部分点位的 ΔH_i 小于 0.5cm,而 24 个点位的 Δg_i 最大都不超 4.0°。这再次表明,本文将天文气象分潮 Sa 的预报值叠加在 11 个天文分潮的预报值之上作为开边界的驱动水位,进而通过数值模拟的方式计算 Sa 分潮是可行的。

表 3 中 12 个分潮的 RSS_2 为 7.10cm, 表明本文的模型结果在整体上与 CST1 有较好的一致性, 但在分辨率及精度上又要优于 CST1 模型。

在车牛山岛和开山岛 2 个验潮站处, 本文模拟

表 4 模拟的 H_i 、 g_i 在车牛山岛和开山岛验潮站处与 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的互值

Tab.4 Difference between the simulated H_i and g_i and \bar{H}_i and \bar{g}_i of the CST1 model at the locations near

Cheniushan Island and Kaishan Island

| 比较 点位 | 调和 常数 互差 | Sa | Q ₁ | O ₁ | P ₁ | K ₁ | N ₂ | M ₂ | S ₂ | K ₂ | M ₄ | Ms ₄ | M ₆ |
|--------------|----------------|-------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|
| 车牛山岛 | ΔH_1 | -0.4 | 0.4 | 1.6 | 0.1 | 2.3 | 0.9 | -5.5 | 0.5 | 0.1 | -1.9 | 5.1 | 1.4 |
| | Δg_1 | 3.0 | -5.5 | -3.1 | -3.9 | -2.8 | -9.5 | -2.1 | -6.0 | -10.9 | -80.0 | 264.2 | -28.6 |
| 开山岛 | ΔH_2 | -0.7 | 0.7 | 2.0 | 0.1 | 2.7 | 0.1 | -12.4 | -1.5 | -0.5 | -9.5 | 2.1 | -7.3 |
| | Δg_2 | 3.4 | -6.6 | -3.3 | -4.5 | -3.0 | -12.7 | -5.5 | -9.2 | -16.8 | -48.7 | 341.4 | 245.6 |
| RMS_3 (cm) | | 0.44 | 0.53 | 0.96 | 0.09 | 2.01 | 1.45 | 5.80 | 2.65 | 0.99 | 5.71 | 3.43 | 5.40 |
| RSS_3 (cm) | | 11.10 | | | | | | | | | | | |

由图 5 知, 相对于车牛山岛, 开山岛更靠近海州湾沿岸浅水海域, 因此开山岛位置处 4 个主要半日分潮、4 个主要日分潮的 ΔH_2 、 Δg_2 , 在整体上要大于车牛山岛各分潮的 ΔH_1 、 Δg_1 , 具体如表 4 所示。这与表 3 的分析结果是一致的, 即由图 5 中开边界开始由外海向海湾内 ΔH_i 和 Δg_i 的量值整体上呈逐渐增大的趋势, 特别是 M₂ 分潮较其他分潮表现的更明显, 如车牛山岛 M₂ 分潮的 ΔH_1 为 -5.5cm, 而开山岛 M₂ 分潮的 ΔH_2 为 -12.4cm。就 Sa 而言, 由于 Sa 分潮具有大尺度特点, 两个站位处的 ΔH 约 1.0cm 左右、 Δg 在 3°左右。3 个浅水分潮的 ΔH 、 Δg 相对其他半日分潮和日分潮较大, 这与对表 3 的分析是一致的。

由于表 1 中车牛山岛和开山岛的数据时段仅 1 个月, 通过潮汐调和与分析不能得到较可靠的调和常数, 这里分别采用本文模拟的 H_i 、 g_i 与 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 进行潮汐预报并与对应的实测值比较, 以进一步对 H_i 、 g_i 与 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 的精度

的 H_i 、 g_i 与 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 之间的互差如表 4 所示。

作评估。

验潮站某观测时刻 t 的实测数据 $\zeta(t)$ 由天文潮位 $h(t)$ 、增减水 $\delta(t)$ 和观测误差 $\Delta(t)$ 等组成, 具体如下:

$$\zeta(t) = MSL + h(t) + \delta(t) + \Delta(t) \quad (13)$$

考虑到潮汐观测精度及数据预处理措施如剔除粗差、滤波等, $\Delta(t)$ 可忽略不计。从 MSL 起算的实测值 $\zeta'(t)$ 表示如下:

$$\zeta'(t) = h(t) + \delta(t) \quad (14)$$

潮汐预报值 $h'(t)$ 可由本文模拟的 H_i 、 g_i 或 CST1 模型的 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 采用 12 个分潮计算。 H_i 、 g_i 或 \bar{H}_i 、 \bar{g}_i 包含的分潮个数和自身的精度决定了 $h'(t)$ 与 $h(t)$ 之间差值的量级, 该差值进一步与 $\delta(t)$ 耦合即为潮汐预报误差。在中国沿岸及近海海域, 潮汐预报的中误差一般为 20~30cm, 主要取决于增减水 $\delta(t)$ 在时间和空间的分布特性。

经计算,车牛山岛的实测值与 CST1 模型的预报值之间差值的中误差为 31.2cm,而与本文模拟的 H_i 、 g_i 预报值之间差值的中误差为 26.6cm。这表明,在车牛山岛位置处本文模拟的 H_i 、 g_i 的精度要优于 CST1 模型。开山岛的实测值与 CST1 模型预报值之间差值的中误差为 35.6cm,而与本文模拟的 H_i 、 g_i 预报值之间差值的中误差为 30.1cm。这表明,在开山岛位置处本文模拟的 H_i 、 g_i 的精度要优于 CST1 模型。

由表 2、表 3 及表 4 分析知,在对海州湾的海底地形、开边界驱动水位及底摩擦系数等多个边界条件同步优化后,本文的潮汐场模拟结果要略优于中国海区潮汐模型 CST1。

3. 结语

在沿岸和近海海域,影响潮汐场模拟精度的主要因素是海底地形、开边界驱动水位及底摩擦系数等边界条件。针对海洋测绘对高精度、高分辨率潮汐场模型的需求,本文对上述的多个边界条件采取了同步优化,即海底地形采用了分辨率和精度较海图高一级别的水深数据、开边界驱动水位包含了长周期天气气象分潮 S_a 的影响、底摩擦系数则由顾及水深空间变化的 Manning 粗糙度系数 n 计算。结果表明,本文的模拟结果与海州湾 6 个沿岸验潮站 1 年潮汐表数据相比,12 个分潮的综合预报误差为 5.52cm;与中国海域现有潮汐模型 CST1 中 24 个随机点相比,12 个分潮的综合预报误差为 7.10cm;与海州湾 2 个验潮站近 1 个月的实测潮汐值相比,本文的模拟结果要优于 CST1 模型。

本文提出的同步优化边界条件的方法为在沿岸和近海开展潮汐场模拟提供了新思路,还表明通过数值模拟方式计算天气气象分潮 S_a 是可行的。

后续研究的重点工作包括:(1)在初始和边界条件中顾及风、气压的短期变化乃至中长期变化,以检验短期增减水和中长期增减水的模拟效果;(2)在计算开边界的驱动水位时进一步顾及长周期天气气象分潮 S_{sa} 的影响,通过数值模拟的方式计算 S_{sa} ,以更好地满足海洋测绘对 13 个主要分潮的需求。

- [1] Ke Hao, Wu Jingwen, Li Fei, et al. Study on the Establishment of the Oceanic Continuous Chart Datum Based on Three-Dimensional Numerical Simulation of Tidal Wave Motion[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2018, 61(6): 2220-2226 (柯灏, 吴敬文, 李斐, 等. 基于潮波运动三维数值模拟的海洋连续深度基准面建立方法研究[J]. 地球物理学报, 2018, 61(6): 2220-2226)
- [2] Fu Yanguang. Research on the Construction of Seamless Vertical Datum in the South China Sea[D]. Qingdao: Shandong University of Science and Technology, 2019 (付延光. 南海海域无缝垂直基准构建研究[D]. 山东科技大学, 2019)
- [3] Stammer D, Ray R D, Andersen O B, et al. Accuracy Assessment of Global Barotropic Ocean Tide Models[J]. *Reviews of Geophysics*, 2014, 52(3): 243-282
- [4] Bao Jingyang, Xu Jun. *Tide analysis from altimeter data and the establishment and application of tide model*[M]. Beijing: Sino Maps Press, 2013. (暴景阳, 许军. 卫星测高数据的潮汐提取与建模应用[M]. 北京: 测绘出版社, 2013)
- [5] Wu Ziku, Wang Liya, Lv Xianqing, et al. A Numerical Model of Tides in the Beibu Gulf by Adjoint Method[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2003, 25(2): 128-135 (吴自库, 王丽娅, 吕成青, 等. 北部湾潮汐的伴随同化数值模拟[J]. 海洋学报, 2003, 25(2): 128-135)
- [6] Zhu Xueming, Bao Xianwen, Song Dehai, et al. Numerical Study on the Tides and Tidal Currents in Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2012, 43(6): 1103-1113 (朱学明, 鲍献文, 宋德海, 等. 渤、黄、东海潮汐、潮流的数值模拟与研究[J]. 海洋与湖沼, 2012, 43(6): 1103-1113)
- [7] Wu Di, Fang Guohong, Cui Xinmei, et al. Numerical Simulation of Tides and Tidal Currents in the Gulf of Thailand and Its Adjacent Area[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2015, 37(1): 11-20 (吴頔, 方国洪, 崔欣梅, 等. 泰国湾及邻近海域潮汐潮流的数值模拟[J]. 海洋学报, 2015, 37(1): 11-20)
- [8] Lin Meihua and Fang Guohong. Standard Longitude and Latitude Water Depth and Datum Level Data of the Sea of China[M]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 1991 (林美华, 方国洪. 中国海标准经纬度水深和基准面数据表[M]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 1991)
- [9] Li Shuai, Guo Junru, Jiang Xiaoyi, et al. Sources and Analysis of Multi-Temporal-Spatial Scale Marine

- Hydrometeorology Data[J]. *Marine Science Bulletin*, 2020, 39(1): 24-39 (李帅, 郭俊如, 姜晓轶, 等. 海洋水文气象多时空尺度资料来源分析[J]. 海洋通报, 2020, 39(1): 24-39)
- [10] Teng Fei, Fang Guohong, Wei Zexun, et al. Tidal Simulation in chezy-Type and Generalized manning-Type Friction for Chinese Eastern Shelf Seas[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2016, 47(4): 696-705 (滕飞, 方国洪, 魏泽勋, 等. Chezy型和广义Manning型摩擦关系在渤、黄、东海陆架潮汐模拟中的应用[J]. 海洋与湖沼, 2016, 47(4): 696-705)
- [11] Zhang Shengkai, Lei Jintao, Li Fei. Advances in Global Ocean Tide Models[J]. *Advances in Earth Science*, 2015, 30(5): 579-588 (张胜凯, 雷锦韬, 李斐. 全球海潮模型研究进展[J]. 地球科学进展, 2015, 30(5): 579-588)
- [12] Kumar S S, Balaji R. Effect of Bottom Friction on Tidal Hydrodynamics along Gulf of Khambhat, India[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2015, 154: 129-136
- [13] Sohrabi Athar M, Ardalan A A, Karimi R. Hydrodynamic Tidal Model of the Persian Gulf Based on Spatially Variable Bed Friction Coefficient[J]. *Marine Geodesy*, 2019, 42(1): 25-45
- [14] Sindhu B, Suresh I, Unnikrishnan A S, et al. Improved Bathymetric Datasets for the Shallow Water Regions in the Indian Ocean[J]. *Journal of Earth System Science*, 2007, 116(3): 261-274
- [15] Sindhu B, Unnikrishnan A S. Characteristics of Tides in the Bay of Bengal[J]. *Marine Geodesy*, 2013, 36(4): 377-407
- [16] Krien Y, Mayet C, Testut L, et al. Improved Bathymetric Dataset and Tidal Model for the Northern Bay of Bengal[J]. *Marine Geodesy*, 2016, 39(6): 422-438
- [17] Fu Yanguang, Zhou Xinghua, Zhou Dongxu, et al. Accuracy Analysis of Ocean Tidal Model over China Seas Based on the Gauge Data[J]. *Science of Surveying and Mapping*, 2017, 42(8): 28-32 (付延光, 周兴华, 周东旭, 等. 利用验潮站资料的中国近岸海潮模型精度评估[J]. 测绘科学, 2017, 42(8): 28-32)
- [18] Xu J, Bao J Y, Zhang C Y, et al. Tide Model CST1 of China and Its Application for the Water Level Reducer of Bathymetric Data[J]. *Marine Geodesy*, 2017, 40(2/3): 74-86
- [19] Lyu H H, Zhu J R. Impact of the Bottom Drag Coefficient on Saltwater Intrusion in the Extremely Shallow Estuary[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 557: 838-850
- [20] Guan M L, Li Q Q, Zhu J S, et al. A Method of Establishing an Instantaneous Water Level Model for Tide Correction[J]. *Ocean Engineering*, 2019, 171: 324-331
- [21] Cai Feng, Cao Chao, Zhou Xinghua, et al. China Coastal Waters: Submarine Topography and Geomorphology[M]. Beijing: Ocean Press, 2013 (蔡锋, 周超, 周兴华, 等. 中国近海海洋—海底地形地貌[M]. 北京: 海洋出版社, 2013)
- [22] Jia Juntao, Tan Jichuan, Chen Changlin, et al. Vertex Resampling of Sounding Triangle[J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 2017, 37(3): 63-65 (贾俊涛, 谭冀川, 陈长林, 等. 海底地形水深三角网重采样技术研究[J]. 海洋测绘, 2017, 37(3): 63-65)
- [23] Piccioni G, Dettmering D, Schwatke C, et al. Design and Regional Assessment of an Empirical Tidal Model Based on FES2014 and Coastal Altimetry[J]. *Advances in Space Research*, 2021, 68(2): 1013-1022
- [24] DHI, 2009. Hydrodynamic and Transport Module Scientific Documentation. DHI water & Environment, Denmark
- [25] Matsumoto K, Takanezawa T, Ooe M. Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model around Japan[J]. *Journal of Oceanography*, 2000, 56(5): 567-581

Tidal Numerical Modeling Using the Optimized Boundary Conditions in Haizhou Bay of the Yellow Sea

HUANG Chenhu^{1,2} ZHAI Guojun²

1 College of Intelligence Science and Technology, National University of Defense Technology, Changsha 410073, China

2 Tianjin Institute of Hydrographic Surveying and Charting, Tianjin 300061, China

Abstract: Due to the joint constraints of boundary conditions, including seabed topography, driven water level at open boundary (DWLOB) and bottom friction coefficient (BFC), the accuracy of the tidal numerical modeling in coastal and offshore waters is relatively low. This study intends to synchronously optimize the multiple boundary conditions, including seabed topography, DWLOB, and BFC, to improve the accuracy of the tidal numerical modeling in China's coastal and offshore waters for the hydrographic surveying and mapping. This study simulates the tidal model of Haizhou Bay of the Yellow Sea in China, using a two-dimensional tide numerical model (2D-MIKE21) and based on the synchronously optimized boundary conditions. The water depth with higher resolution and accuracy than the charted depth is used as the seabed topography. The DWLOB is calculated from 12 tidal constituents (including the two long-period constituent, Sa) of the regional tidal model of China seas, CST1. The calculation of the BFC takes into account the spatial variation of water depth. For validation, we compare the simulated model with the 1-year tide tables from 6 tide gauges in Haizhou Bay and the CST1 model at 24 randomly selected points, and get the total root sum squares of the 12 tidal constituents of 5.52 cm and 7.10 cm, respectively. The simulated tide model and the CST1 model are also compared with the 1-month observations at two tide gauges in Haizhou Bay, and the former has a smaller mean square error than the latter. The proposed strategy provides a new method for tidal numerical modeling in coastal and offshore waters. This study also shows that it is feasible to obtain the astro-meteorological constituent Sa by tidal numerical modeling. It should be noted that, the wind effect is also not considered in this study due to its strong randomness and the difficulty in obtaining data for one year. Next, we will use the simulated water level heights in this article and short-term wind velocity and direction as the better open boundary and initial conditions to carry out corresponding short-term tidal modeling in coastal and offshore waters, which will generate the residual water level (or storm surge).

Key words: seabed geography; driven water level at open boundary; bottom friction coefficient; astro-meteorological constituent

First author: HUANG Chenhu, PHD candidate, senior engineer, specializes in bathymetry sounding data processing and tide analysis.
E-mail: hchhch-1997@163.com

Foundation support: The National Natural Science Foundation of China, Nos.41974005, 41876103, 41804011.

致谢: 感谢武汉大学暴景阳教授、山东科技大学许军副教授和深圳大学管明雷博士提供的相关数据。
感谢华东师范大学朱建荣教授、河海大学谭亚教授的指导。

网络首发：

标题：利用经优化的边界条件开展黄海海州湾潮汐场模拟

作者：黄辰虎, 翟国君

DOI: 10.13203/j.whugis20210658

引用格式：

黄辰虎, 翟国君. 利用经优化的边界条件开展黄海海州湾潮汐场模拟 [J]. 武汉大学学报·信息科学版, 2022, DOI: 10.13203/j.whugis20210658 (HUANG Chenhu, ZHAI Guojun. Tidal Numerical Modeling using the optimized Boundary Conditions in Haizhou Bay of the Yellow Sea [J]. Geomatics and Information Science of Wuhan University, 2022, DOI: 10.13203/j.whugis20210658)

网络首发文章内容和格式与正式出版会有细微差别，请以正式出版文件为准！

您感兴趣的其他相关论文：

海底地形高次项对海面重力信息影响分析

范雕, 李姗姗, 孟书宇, 邢志斌, 张驰, 冯进凯, 曲政豪

武汉大学学报·信息科学版, 2021, 46(9): 1328-1335

<http://ch.whu.edu.cn/cn/article/doi/10.13203/j.whugis20190192>