

西南黄海 M_2 分潮的数值模拟*

王彬^{1,2,3} 李峒^{1,2,3} 袁东亮^{1,2①}

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 中国科学院海洋研究所海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071; 3. 中国科学院大学 北京 100049)

提要 本文采用普林斯顿大学海洋模式(POM)结合中国海军司令部发布的海图地形资料,对西南黄海 M_2 分潮进行了三维数值模拟。利用近岸 4 个验潮站水位资料 and 一组 2008 年夏季鲁南海槽中 30m 水深处潜标测流资料,对模拟的潮汐和潮流结果进行了对比。模式模拟的 M_2 分潮振幅与青岛、石臼所和吕泗这三个验潮站的实测资料符合良好;但与连云港验潮站的实测振幅相比,模拟振幅明显偏小,推断主要原因是连云港港口实际水深值与海图地形中的水深值相差较大,造成模拟结果的偏差。模拟的潮流结果与潜标测流资料在上层和中层较接近,模拟的近底层潮流结构与实测资料相比存在较大偏差,推断是由于模式的垂直混合系数误差造成的。

使用该模式研究了西南黄海 M_2 分潮对模式地形的敏感性,发现采用海图地形数据和 ETOPO5 地形数据所模拟的西南黄海潮汐和潮流有显著不同。使用较平滑的 ETOPO5 地形数据所模拟的结果中,西南黄海近岸海区 M_2 分潮振幅偏小、相位偏大、潮流偏弱。研究表明,鲁南海槽的存在增大了海州湾的潮汐振幅,苏北浅滩对向南传播的潮波起到了阻挡作用。以上两个西南黄海近岸海区地形的重要特征在 ETOPO5 地形数据中没有被体现出来,因此造成模拟误差。

关键词 西南黄海; M_2 分潮; M_2 分潮流; 混合系数; 地形效应
中图分类号 P731.2

迄今为止,有关黄海潮汐、潮流的研究非常多。80 年代,沈育疆(1980)、丁文兰(1984)、沈育疆等(1984)采用边值法,把渤、黄、东海作为一个整体计算了几个主要天文分潮,使人们对渤、黄、东海的潮波运动有了一定的了解和认识,但还存在一些问题。譬如,边值法要求给定岸界和水侧边界的潮位,其计算效果依赖于边界值的可靠性,假如沿岸观测站分布稀疏,就会造成计算区域内部的可观误差(叶安乐等, 1995),并且其计算精度也不够高。Choi(1980)采用初值法模拟了渤、黄、东海的主要天文分潮, Fang(1986)采用初值法并结合实测资料也对渤、黄、东海的主要天文分潮进行了研究,并绘制了一份较完整的潮汐图,以上工作成果可以得出一致的中国

北部近海各分潮的无潮点分布情况,但是其研究仅限于垂向平均的二维潮波数值模拟。

Ogura(1933)在 20 世纪 30 年代最早制作了黄海三维潮流的分布图。Choi(1984)也对渤、黄、东海的三维潮流进行了模拟,但未考虑天体引潮力和水深变化急剧的大陆坡区域,因而模拟结果不够准确。沈育疆等(1984)使用定常垂向涡动粘性系数对东中国海的三维半日潮流做了研究,得出的三维潮流结果存在一定误差。万振文等(1998)对渤、黄、东海三维潮流进行了高分辨率的数值模拟,结果显示在舟山群岛附近有 M_2 分潮圆流点存在。但是以上研究结果都缺乏实测海流资料的验证,仅凭数值模式模拟出的潮流,其真实性缺乏说服力。迄今为止,有关东中国海

* 国家重大研究计划, 2012CB956000 号; 国家自然科学基金面上项目, 40888001 号, 41176019 号; 公益性行业(气象)科研专项经费项目, GYHY201306018 号; 中国科学院战略性先导科技专项(A类), XDA11010301 号; 国家海洋局海洋环境信息保障技术重点实验室开放课题, MEIT-U1104 号。王彬, E-mail: wangbin@riam.kyushu-u.ac.jp

通讯作者: 袁东亮, 博士生导师, 研究员, E-mail: dyuan@qdio.ac.cn

收稿日期: 2010-05-13, 收修改稿日期: 2011-03-23

三维潮流结构的模拟, 大多是基于较平滑的 ETOPO5 地形数据(Xia *et al*, 2006), 其中西南黄海海区苏北浅滩和鲁南海槽等突出地形特征没有被反映出来, 有关地形在西南黄海潮波运动中所起作用的研究, 迄今还未见诸报道。

本文试图建立一个基于实际地形数据的高分辨率数值模式模拟实测的三维潮流结构, 并研究地形在西南黄海潮波运动中所起的作用, 讨论地形对西南黄海潮波运动的影响。由于在黄海占主导地位的天文潮是 M_2 分潮, 因此本文只对 M_2 分潮进行了模拟。

1 数值模式配置及数据介绍

本文基于 POM 模式, 构建了一个水平分辨率为 $1/24^\circ \times 1/24^\circ$, 覆盖 $32^\circ\text{--}37^\circ\text{N}$, $119^\circ\text{--}124^\circ\text{E}$ 的西南黄海海域的数值模式(图 1)。模式垂直方向分为 30 层, 各层的 σ 值从上至下分别为: 0.000, -0.017, -0.035, -0.071, -0.107, -0.142, -0.178, -0.214, -0.250, -0.285, -0.321, -0.357, -0.392, -0.428, -0.464, -0.500, -0.535, -0.571, -0.607, -0.642, -0.678, -0.714, -0.750, -0.785, -0.821, -0.857, -0.892, -0.928, -0.964, -1.000。模式最小水深设为 1m。

数值模式采用中国人民解放军海军司令部航海保证部 2006 年公开出版的渤、黄、东海 1:230 万比例尺海图地形数据。作为比较, 还使用了由全球的 $5' \times 5'$ ETOPO5 地形数据差值得到的西南黄海地形。如图 1 所示, 两种地形的主要差别在于海图地形数据详细地刻画了苏北浅滩和鲁南海槽等西南黄海海底地形的主要特征, 而这些重要特征在较平滑的

ETOPO5 地形数据中并未表现出来。

采用潮流、水位边界条件对西南黄海进行驱动, 关闭了风场。潮流辐射边界条件参考 Xia 等(2006)所用的方法, 如下所述:

$$U = -(\pm)\sqrt{\frac{g}{H}}(\zeta_T - \zeta_M) \quad (1)$$

其中东边界和北边界取负, 西边界和南边界取正, H 为嵌套处的水深, g 是重力加速度, ζ_M 是模式计算的边界水位, ζ_T 代表强迫的 M_2 潮位:

$$\zeta_T = A \cos(\omega t - \phi) \quad (2)$$

A 为潮振幅, ϕ 为迟角(转化为东八区)。边界处的潮振幅及相位由俄勒冈大学 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的全球潮汐模式(Egbert *et al*, 1994)线性插值得到。

控制实验初始水位振幅及流速设为零, 24h 内开边界水位振幅逐渐达到全球潮汐模式水位振幅。模式计算 5 个潮周期后达到稳定状态, 然后继续积分 1 个月, 采用最小二乘法对计算结果进行调和分析。为了检验模式地形对西南黄海潮汐、潮流的影响, 我们还设计了一个敏感性实验, 除了模式地形采用 ETOPO5 地形数据外, 其余配置与控制实验相同。

2008 年 7 月 21 日至 28 日, 为应对浒苔灾害研究, 中国科学院海洋研究所在鲁南海槽中约 30m 水深处 ($34^\circ 59.773'\text{N}$, $120^\circ 30.52'\text{E}$, 图 1B 点) 布放了一个潜标系统, 在距离海底 3m 处挂载了向上扫描的 ADP (Acoustic Doppler Profiler) 海流计, 工作频率为 250 kHz, 取样频率为 10min 一次, 垂向分辨率为 2m。该套数据将用来检验模拟结果。

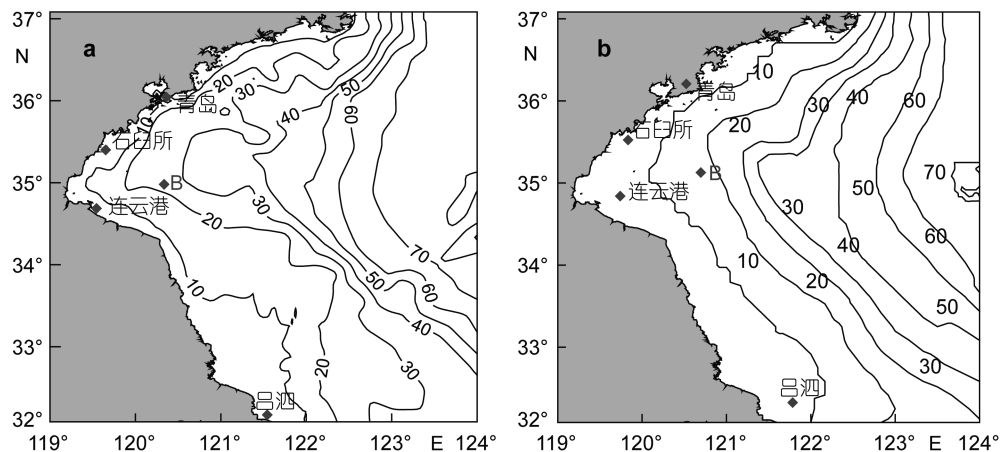


图 1 模式地形图 (单位: m)

Fig.1 The topography data used in the model (m)
a: 海图地形数据; b: ETOPO5 地形数据

2 模拟结果检验

2.1 M₂ 分潮检验

采用最小二乘法对控制实验的水位模拟结果进行调和与分析, 并绘制了 M₂ 分潮同潮图(图 2)。结果显示, 控制实验模拟的 M₂ 分潮的潮振幅和相位的总体分布与前人结果基本一致(Fang, 1986; Xia *et al.*, 2006)。在计算区域内, 存在一个 M₂ 分潮的无潮点, 位置约为 34°40'N, 121°25'E。无潮点附近海区的相位分布也与前人结果基本一致。控制实验模拟出的 M₂ 分潮的海面高度调和常数与 4 个验潮站观测结果对比见表 1。结果显示, 青岛、石臼所、连云港和吕泗这四个验潮站的潮汐振幅的差值分别为 0.60、5.40、17.10、0.20cm, 相位的差值分别为 7.60°、1.70°、-2.00°、17.80°。计算出的连云港站 M₂ 分潮振幅比实际观测值明显偏小, 推断主要原因是该处实际水深值与海图地形中的水深值相差较大。连云港是一个天然良港, 水深 20m 以上, 而海图地形中该处水深不足 5m, 造成模拟误差。在靠近南部边界的吕泗站, 模拟的 M₂ 分潮的相位比实际观测明显偏小, 主要是由于模式计算区域较小, 而俄勒冈大学 0.25°× 0.25° 的全球潮汐模式的网格较粗糙, 提供的开边界潮汐调和常数还存在着一定的误差。

2.2 潮流检验

为了监测浒苔的漂移路径, 2008 年 7 月 21—28 日中国科学院海洋研究所在鲁南海槽中约 30m 水深处(34°59.773'N, 120°30.52'E, 图 1B 点)布放了潜标, 获得了测流资料。为了讨论潜标锚定点 B 处的潮流

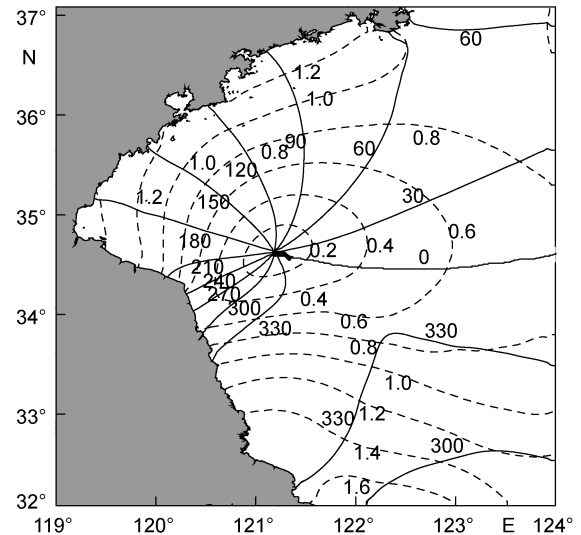


图 2 控制实验所得 M₂ 分潮汐同潮图

Fig.2 The co-tidal chart of M₂ tide obtained from the control experiment
虚线为振幅(单位: m); 实线为相位, 转化为东八区(单位: °)

表 1 模拟 M₂ 分潮调和常数与 4 个验潮站实测资料对比

Tab.1 Comparison between the simulated and observed harmonics at four tide-gauge stations

站位	实测振幅 (cm)	控制实验计算所得振幅 (cm)	实测振幅与控制实验计算所得振幅的差值(cm)	控制实验计算所得相位 (°)	实测相位(°)	实测相位与控制实验计算所得相位的差值(°)	敏感性实验计算所得振幅(cm)	敏感性实验计算所得相位(°)
青岛	125.7	125.1	0.60	126.0	133.6	7.60	126.1	138.1
石臼所	140.9	135.5	5.40	160.2	161.9	1.70	102.4	189.5
连云港	158.4	141.3	17.10	179.9	177.9	-2.00	103.9	212.6
吕泗	168.9	168.7	0.20	337.1	354.9	17.80	164.4	321.4

表 2 模拟 M₂ 分潮流调和常数与 B 点潜标测流资料对比

Tab.2 Comparison between simulated and observed harmonics of M₂ tidal current at mooring site B

水层	实测振幅 (m/s)	控制实验计算所得振幅(m/s)	实测振幅与控制实验计算所得振幅之差(m/s)	实测相位 (°)	控制实验计算所得相位(°)	实测相位与控制实验计算所得相位之差(°)	敏感性实验计算所得振幅(m/s)	敏感性实验计算所得相位(°)
上层 (7m)	U 0.547	0.575	-0.028	203.9	204.3	-0.42	0.533	207.01
	V 0.302	0.266	0.0363	309.4	307.4	2.01	0.322	304.43
中层 (15m)	U 0.544	0.521	0.0233	196.8	192.5	4.3	0.342	200.32
	V 0.399	0.315	0.0836	312.1	307.3	4.81	0.218	290.25
底层 (27m)	U 0.469	0.399	0.0695	187.3	185.8	1.51		
	V 0.367	0.246	0.1213	300.1	296.5	3.62		

特征,下面采用最小二乘法对控制实验所模拟出的该点潮流结果与潜标测流资料进行调和,对比结果见表 2。

从表 2 可以看出,控制实验中潜标锚定点 B 处的上层和底层潮流结果与观测资料符合的相当好,而近底层潮流的振幅比实测资料明显偏小,尤其是南北分量。考虑到模式中海底粗糙程度参数 $Z_0b = 0.01\text{ m}$,我们讨论了粗糙程度参数 Z_0b 对 M_2 分潮流的影响(表

3)。结果显示,随着粗糙程度参数 Z_0b 逐渐减小,B 点处 M_2 分潮流的振幅在整个深度上有所增加,并且在近底层处的增加幅度较大,即粗糙程度参数 Z_0b 对近底层潮流的影响更为显著。但是,通过不断减小 Z_0b 直至模式出现不稳定,使得 M_2 分潮流振幅在整个深度上有所增加,计算出的近底层 M_2 分潮流振幅仍比实测值明显偏低。我们进一步分析了实测资料以及控制实验中 B 点 M_2 分潮流纬向流速振幅随深度的变化规律,见图 3。

表 3 采用不同粗糙程度参数 Z_0b 的控制实验
Tab.3 The control experiments with different bottom roughness Z_0b

水层	实测振幅 (m/s)	实测相位 (°)	$Z_0b=0.005\text{m}$		$Z_0b=0.01\text{m}$		$Z_0b=0.03\text{m}$		
			控制实验 计算振幅 (m/s)	控制实验 计算相位 (°)	控制实验 计算振幅 (m/s)	控制实验 计算相位 (°)	控制实验 计算振幅 (m/s)	控制实验 计算相位 (°)	
上层 (7m)	U	0.547	203.9	0.577	203.9	0.575	204.3	0.559	207.5
	V	0.302	309.4	0.268	305.4	0.266	307.4	0.241	300.2
中层 (15m)	U	0.544	196.8	0.535	190.2	0.521	192.5	0.487	196.3
	V	0.399	312.1	0.331	307.1	0.315	307.3	0.293	298.4
底层 (27m)	U	0.469	187.3	0.424	183.8	0.399	185.8	0.352	188.5
	V	0.367	300.1	0.268	297.0	0.246	296.5	0.217	285.9

图 3 中实线和虚线分别为实测和模式计算出的 M_2 分潮流纬向流速振幅垂直分布,其中水深 27—30m 缺少实测资料,粗实线部分是插值得出的结果。控制实验中,B 点处的 M_2 分潮流振幅在上层最大,随深度的增加而逐渐减小。上层流速随深度减小很慢,在近底层约 10m 范围内迅速减小,直至海底削减为零(图 3),表明在海底附近有一“摩擦影响层”存在。模式计算出的摩擦影响层厚达 10m 以上,比实际的摩擦影响层要厚的多,说明控制实验中近底层处的 M_2 分潮流振幅与实测值的偏差主要是由于垂向混合系数不准确造成的。数值模式的垂向混合系数由 Mellor-Yamada 湍流混合方案计算得出,由图 3 可知该湍流混合方案在近底层存在较大误差。实验结果还表明,潮汐模拟对海底粗糙度不敏感(图略)。结合 2.1 小节中潮汐的模拟结果,可以发现即使潮汐振幅和相位的模拟结果与验潮站资料吻合很好,近底层潮流模拟仍然有可能存在较大误差。

3 地形对西南黄海潮流的影响

为了探讨地形对西南黄海潮流的影响,我们还使用较平滑的 ETOPO5 地形模拟了潜标处的潮流,该敏感性实验其它设置与控制实验完全一样。结果显示,使用 ETOPO5 地形数据模拟的无潮点约在

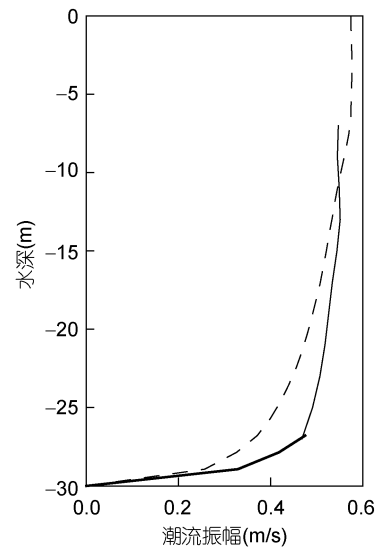


图 3 实测资料及控制实验中 B 点 M_2 分潮流纬向流速振幅随深度的变化规律

Fig.3 Comparison of simulated (dash) and observed (solid) zonal current of M_2 tidal current at mooring site B
虚线为模式计算结果;实线为实测资料,粗实线部分是插值结果

34°45'N, 121°E 附近,与控制实验所得的结果相比,无潮点位置明显偏西 25'(图 4)。控制实验和敏感性实验所模拟的西南黄海 M_2 分潮流调和常数的差异显示,采用 ETOPO5 地形数据所模拟的西南黄海近岸海区

M₂分潮振幅偏小、相位偏大, 见图 5。与青岛、石臼所、连云港和吕泗这四个验潮站的观测资料相比, 敏感性试验所模拟的 M₂分潮的调和常数误差较大(见表 1 最后两列)。以上对比解释了过去的潮流模拟研究中, 西南黄海模拟误差较大的原因。

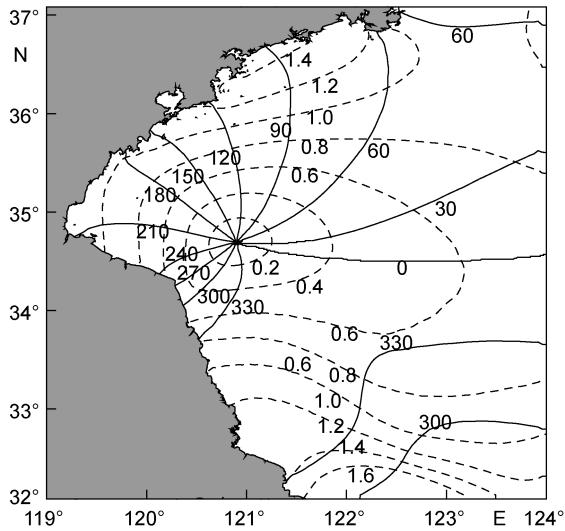


图 4 敏感性实验所得 M₂分潮同潮图

Fig.4 The co-tidal chart of M₂ tide obtained from sensitivity experiment

虚线为振幅, 单位: m; 实线为相位, 转化为东八区, 单位: °

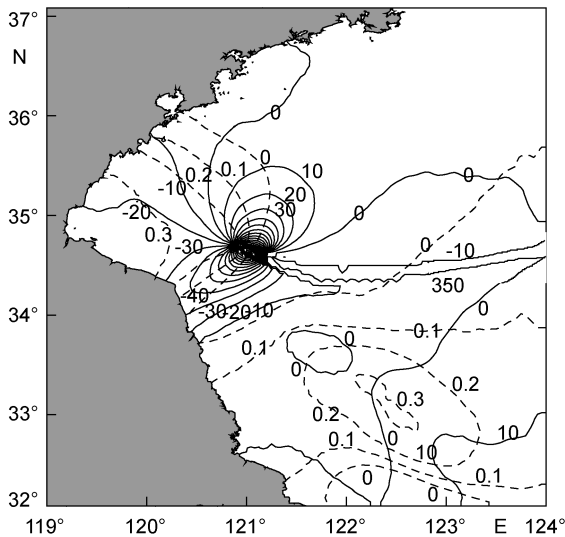


图 5 控制实验和敏感性实验所模拟的西南黄海 M₂分潮调和常数的差异

Fig.5 The differential of the M₂ harmonics in the southwestern Yellow Sea between control and sensitivity experiments

虚线为振幅, 单位: m; 实线为相位, 转化为东八区, 单位: °

潜标锚定点的水深值约为 30m, 而 ETOPO5 地形数据中该处的水深值只有 17m 左右, 所以只分析了

7m 和 15m 层的 M₂分潮流调和常数(见表 2 最后两列)。结果显示, 采用 ETOPO5 地形数据模拟出的 M₂分潮流振幅, 与控制实验所得的结果以及实测值相比有所偏小, 在近底层的 15m 处偏小的更为明显。说明采用 ETOPO5 地形数据模拟的该点 M₂分潮流偏弱。图 6 是控制实验和敏感性实验模拟的西南黄海 M₂分潮的潮能通量, 以及这两个数值实验所得的 M₂分潮潮能通量的差异。由该图可看出, 采用 ETOPO5 地形数据模拟的西南黄海近岸海区 M₂分潮的潮能通量明显偏小, 潮流偏弱。

到达黄海的潮能大部分沿朝鲜西岸北上, 另一部分在达到 36°N 一线时, 与北黄海反射潮能会合, 转向山东半岛南部沿海, 最后折向苏北浅滩(赵保仁等, 1994)。图 5 显示潮波在鲁南沿岸传播速度减慢, 潮差增大; 图 6c 显示鲁南海槽的存在使得潮波能量在海州湾一带聚集, 潮流加强。苏北浅滩处水深较浅且变化不大, 图 5 的位相差显示潮波差异沿着它的外围向苏北外海的无潮点汇集, 说明苏北浅滩的存在阻挡了潮波沿岸向南传播。由于以上两个地形的主要特征在 ETOPO5 地形数据中没有被体现出来, 因此敏感性实验中近岸海区 M₂分潮的模拟误差较大。

4 结论

本文采用普林斯顿大学海洋模式(POM)结合中国海军司令部发布的海图地形资料, 对西南黄海 M₂分潮三维结构进行了模拟。利用近岸 4 个验潮站的水位资料 and 一组 2008 年夏季鲁南海槽中 30m 水深处的潜标测流资料, 验证了模式模拟的潮汐和潮流结果。

数值模式准确地模拟了西南黄海 M₂分潮同潮图, 无潮点位置及相位分布与前人结果高度一致。进一步分析显示, 模式模拟的 M₂分潮振幅与青岛、石臼所和吕泗这三个验潮站的实测资料符合很好; 但与连云港验潮站的实测振幅相比, 模拟振幅显著偏小, 推断主要是由于该处实际水深值与海图地形中的水深值相差较大的原因。潮流模拟结果显示, 模拟出的上层 M₂分潮流与观测资料符合的相当好, 而模拟出的近底层 M₂潮流的振幅比实测资料明显偏小, 尤其是南北分量。分析显示, 近底层处 M₂分潮流振幅与实测值的这种偏差主要是由于垂向混合系数不准确造成的。

使用该模式研究了西南黄海 M₂分潮对模式地形的敏感性, 发现采用海图地形数据和 ETOPO5 地形

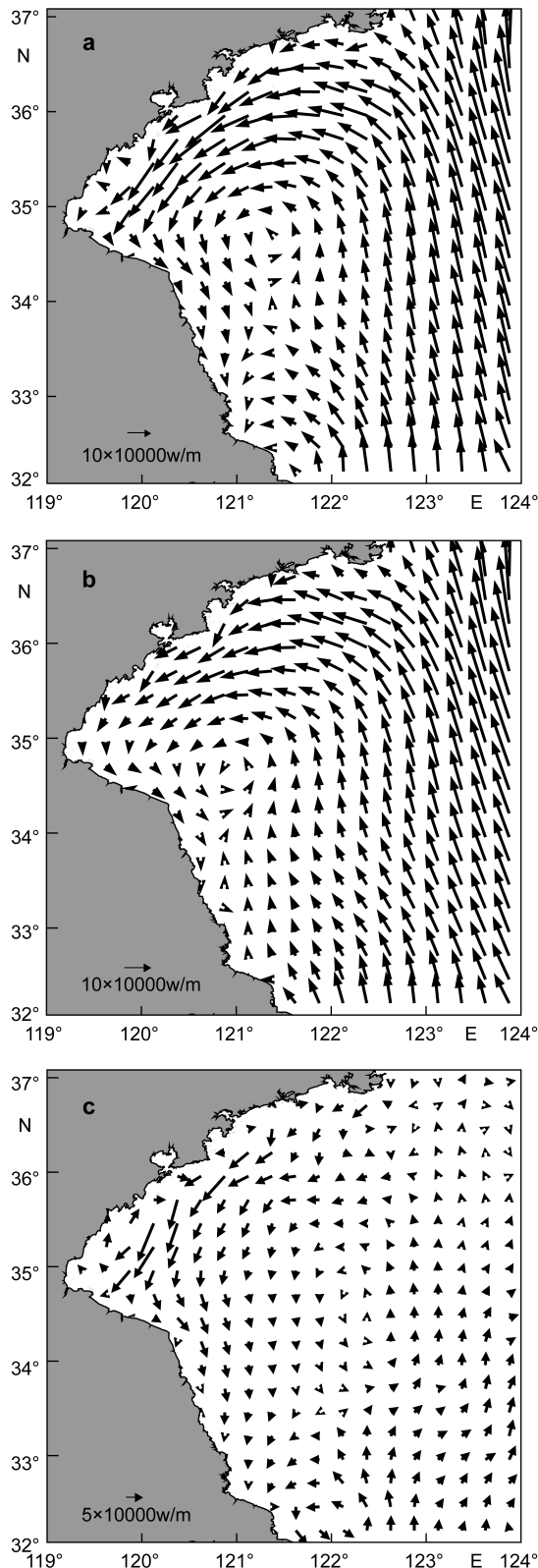


图6 数值实验所模拟的西南黄海 M_2 分潮潮能通量

Fig.6 The distribution of the M_2 tidal energy flux in the south-western Yellow Sea

a. 控制实验结果; b. 敏感性试验结果; c. 控制实验和敏感性试验所模拟的 M_2 分潮潮能通量差异

数据所模拟的西南黄海潮汐和潮流有显著不同。使用较平滑的 ETOPO5 地形数据模拟的结果中,西南黄海近岸海区 M_2 分潮振幅偏小、相位偏大、潮能通量偏小、潮流偏弱。研究表明,鲁南海槽的存在增大了海州湾的潮汐振幅,而苏北浅滩对向南传播的潮波起到了阻挡作用。以上两个西南黄海近岸海区地形的重要特征在 ETOPO5 地形数据中没有被体现出来,因此造成采用 ETOPO5 地形数据的敏感性实验中鲁南海槽和苏北浅滩处 M_2 分潮的模拟误差。

致谢 M_2 分潮调和常数均来自俄勒冈大学 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的全球潮汐模式, 下载网址为: <http://www.coas.oregonstate.edu/research/po/research/tide/global.html>。潜标测流资料来自中国科学院海洋研究所科学 3 号科考船实施的开放航次调查。在此一并感谢。

参 考 文 献

- 丁文兰, 1984. 东海潮汐和潮流特征研究. 海洋科学集刊, 21: 135—148
- 万振文, 乔方利, 袁业立, 1998. 渤、黄、东海三维潮波运动数值模拟. 海洋与湖沼, 29(6): 611—616
- 叶安乐, 梅丽明, 1995. 渤黄东海潮波数值模拟. 海洋与湖沼, 26(1): 63—70
- 沈育疆, 1980. 东中国海潮汐数值计算. 山东海洋学院学报, 10(3): 26—35
- 沈育疆, 叶安乐, 1984. 东中国海三维半日潮流场数值计算. 海洋湖沼通报, 1: 1—10
- 赵保仁, 方国洪, 曹德明, 1994. 渤、黄、东海潮汐潮流的数值模拟. 海洋学报, 16(5): 1—10
- Choi B, 1980. A tidal model of the Yellow Sea and the Eastern China Sea. KORDI Report, 80—82
- Choi B, 1984. A three-dimensional model of the East China Sea. Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas, 39: 209—224
- Egbert G D, Bennett A F, Foreman M G G, 1994. TOPEX/ Poseidon tides estimated using a global inverse model. J Geophys Res, 99(C12): 24821—24 852
- Fang G, 1986. Tide and tidal current charts for the marginal seas adjacent to China. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 4(1): 1—16
- Ogura S, 1933. The tides in the seas adjacent to Japan. Bulletin of Hydrographic Department, Imperial Japanese Navy, 7, pp. 1—189
- Xia C, Qiao F, Yang Y *et al*, 2006. Three dimensional structure of the summertime circulation in the Yellow Sea from a wave-tide-circulation coupled model. J Geophys Res, 111: C11S03, doi:10.1029/2005JC003218.

NUMERICAL MODELING OF M_2 TIDE IN THE SOUTHWESTERN YELLOW SEA

WANG Bin^{1,2,3}, LI Yao^{1,2,3}, YUAN Dong-Liang^{1,2}

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*; 2. *Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*; 3. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049*)

Abstract We modeled the M_2 tide over the southwestern Yellow Sea using the Princeton Ocean Model (POM) and topography data from Chinese navy. The simulated sea-level harmonics agree well with the tide-gauge sea-level harmonics at Qingdao, Shijiusuo, and Lvsu. However, the simulated tidal range at Lianyungang is much smaller than that of the tide-gauge data due to the inaccuracy of topography in vicinity. The simulated tidal currents agree well with currentmeter measurements in the upper and middle layers at a mooring site in the middle of the Lunan Trough. However, the amplitude of the simulated tidal current near the bottom of the ocean is smaller than the observed. The error is found associated with erroneous vertical mixing coefficients calculated based on the turbulent closure scheme in the POM model.

Our modeling shows that the simulated M_2 tide in the southwestern Yellow Sea is sensitive to topography data used in the model. The simulation using the ETOPO5 elevation data produced significantly different results from the one using the topography data from local navigational chart. Smoother ETOPO5 elevation data resulted in smaller sea-level amplitudes, phase leads, and weaker currents along the coast of the southwestern Yellow Sea. The Lunan Trough plays a role in increasing the amplitude of the M_2 tide in the southwestern Yellow Sea whereas the Subei Bank acts as a barrier to the southward propagating tidal waves. Omission of the Lunan Trough and the Subei Bank in the smoother ETOPO5 elevation data led to the inaccurate modeling results along the coast.

Key words the southwestern Yellow Sea; M_2 tide; M_2 tidal current; vertical mixing coefficients; topography effect