

风浪扰动下的太湖悬浮物实验与模拟

逢勇^{1,2}, 庄巍¹, 韩涛¹, 李一平¹, 翟金波¹

(1. 河海大学环境科学与工程学院, 南京 210098; 2. 河海大学环境科学与工程学院浅水湖泊资源开发与综合治理教育部重点实验室, 南京 210098)

摘要: 采用太湖湖区底泥, 根据波浪水槽实验总结了各种扰动强度下太湖底泥的起动切应力. 波浪水槽可以系统地模拟太湖常见的波浪强度. 通过实验确定了太湖底泥的临界切应力为 0.050 Pa, 采用国外先进的 FVCOM 模型计算模拟了太湖流场和悬浮物分布并和太湖实测资料进行了对比, 结果较为合理, 证明了模型的有效性. 由于目前太湖的野外监测资料存在较明显的时空不一致性, 模型参数率定的精度受到了较大影响, 太湖悬浮物与太湖底泥的内源释放以及水体的透明度有较大关系, 因此通过室内实验研究太湖的悬浮物规律对太湖的富营养化治理具有重要意义.

关键词: 太湖底泥; 波浪水槽实验; FVCOM 模型; 悬浮物; 临界切应力

中图分类号: X143 文献标识码: A 文章编号: 0250-3301(2008)10-2743-06

Experiment and Model Simulation of Suspended Solids in Taihu Lake Under Wind-Wave Disturbance

PANG Yong^{1,2}, ZHUANG Wei¹, HAN Tao¹, LI Yi-ping¹, ZHAI Jin-bo¹

(1. College of Environmental Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. Key Laboratory of Integrated Regulation and Resource Department on Shallow Lakes, Ministry of Education, College of Environmental Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: The bottom mud in Taihu Lake was simulated indoors in a wave tank. The rules of starting principle of the bottom mud were analyzed under different kinds of disturbing intensity in this paper. The common wave intensity of Tai Lake could be systematically simulated in the wave tank. The critical sheer stress of bottom mud in Tai Lake is 0.050Pa by the experiment. The calculated result of the flow field and suspended solids from the advanced model of FVCOM conforms to the observation data in Taihu Lake very well, which proves validity of the model. Because the conflict of field observation data in time and space greatly influences the accuracy of model parameters, simulating the suspended solids indoors is very important to the cure of Eutrophication in Taihu Lake.

Key words: bottom mud in Taihu Lake; wave tank experiment; FVCOM model; suspension solids; critical sheer stress

太湖是我国的第三大浅水湖泊, 目前面临着严重的富营养化危机. 内源污染是太湖富营养化的重要原因. 由于风浪的扰动, 使太湖的底泥经常发生再悬浮和沉降运动. 底泥的运动和营养盐的内源释放^[1-3]以及水体的透明度联系紧密^[4], 而且经常伴随着悬浮物浓度在垂向上的分层. 目前对太湖悬浮物的研究多局限于概念式模型^[5], 并不能很好地处理太湖悬浮物空间上的变化以及垂向上的分层. 为了更好地理解太湖悬浮物在内源污染中所起的作用, 有必要进行三维悬浮物的数值模拟. 本研究根据室内实验得出了太湖悬浮物的一些具体参数, 在此基础上利用国外的 FVCOM 模型建立了太湖的水量以及悬浮物的数学模型, 以期对太湖的富营养化治理提供技术支持.

1 材料与方法

1.1 实验装置

本实验在河海大学泥沙重点实验室波浪水槽中进行, 波浪水槽示意图 1, 该实验水槽长 50 m, 宽 0.7 m, 高 1.0 m, 采用双向可逆水泵和造波机联合控制, 铺设底泥段长约 20 m, 底泥厚度 15 cm. 通过一端布置的推板式造波机, 可产生波高 3~15 cm, 周期 0.8~2 s 的波浪. 实验的波高和周期通过 MTS 公司生产的电容式波高仪采集.

1.2 样品采集

本实验的底泥于 2005-04-15 用彼得森采泥器取自“中国科学院太湖生态系统研究站”(简称“太湖站”)附近梅梁湾内, 具体位置见图 2. 由于梅梁湾是污染相对比较严重的湖域, 所以本试验对该湖域进行了着重研究. 实验用水为和底泥平衡 1 个星期的

收稿日期: 2007-09-22; 修订日期: 2007-12-29

基金项目: 国家自然科学基金项目(50579015); 江苏省科技厅太湖专项(BK2007742); 高等学校博士学科点专项科研基金项目(20070294019); 河海大学自然科学基金项目(2007416611)

作者简介: 逢勇(1958~), 男, 教授, 主要研究方向为水环境数值模拟和影响评价, E-mail: ypang@hhu.edu.cn



图 1 波浪水槽结构示意图
Fig.1 Sketch map of wave tank structure

自来水.底泥仅表层以下几 cm 含水率高,容重 < 1.45 g/cm³(表 1),下层含水率小且相对稳定.总体来说,太湖底部由古冲积平原黄土硬底组成,硬底之上仅覆盖 10 cm 左右主要为黄土硬底长期浸泡受风浪反复扰动而形成的活动层泥沙,在水动力作用下容易发生再悬浮.

1.3 实验方法

本实验 2005-04-26 ~ 2005-05-08 在河海大学泥沙国家重点实验室进行,实验期间温度控制在 20℃.实验分 2 个阶段连续进行,首先将太湖底泥均匀铺在水槽中段,约 20 m 长,15 cm 厚,然后向波浪水槽中注入已与底泥平衡 1 个星期的自来水,达到 50 cm 深,进行底泥的自然沉实,并测定表面底泥的密度.当密度达到预定要求(1.40 g/cm³)时,开始实验的第 2 阶段进行底泥起动实验.起动时,水深、波

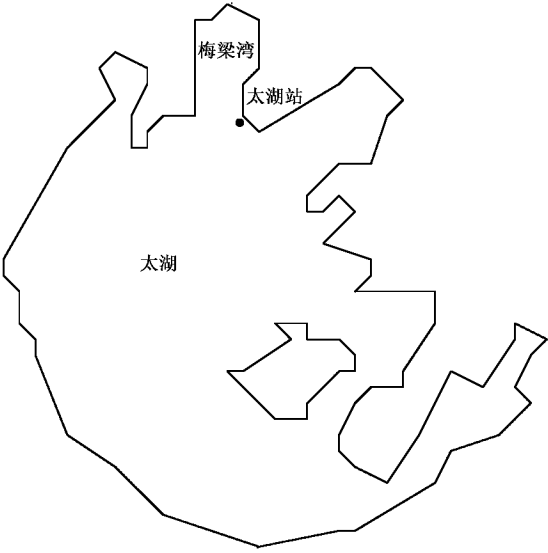


图 2 太湖站位置示意
Fig.2 Location of Taihu Lake station

表 1 太湖底泥容重垂直分布/g·cm⁻³

Table 1 Vertical distribution of bulk density of bottom mud in Taihu Lake /g·cm⁻³

深度/cm	0~4	4~8	8~12	12~16	16~20	20~24	24~28	28~32	32~36
柱状样Ⅰ	1.17	1.40	1.58	1.54	1.56	1.74	1.63	1.64	1.63
柱状样Ⅱ	1.27	1.45	1.54	1.54	1.59	1.74	1.59	1.59	1.63

长、周期一定,波高逐渐增大,直到表层底泥开始出现普遍动,即各种大小沙粒均已投入运动,并持续地波及床面各处,引起床面的急遽改变.小波掀沙控制实验水深为 50 cm,波周期 0.8 ~ 1.2 s,波高由 0 ~ 8 m/s 逐渐升高.大波掀沙控制实验水深为 50 cm,波周期 1.2 ~ 2.4 s,波高由 0 ~ 16 cm 逐渐升高.

1.4 波浪切应力的计算方法

根据 Hawley 等^[6]提出的方法按照线性波理论计算波浪切应力,波浪切应力的计算方法为:

$$\tau_w^b = \rho f_w u_m^2 \cos(2\pi t/T_s) \cos(2\pi t/T_s) \quad (1)$$

式中, τ_w^b 为波浪的底部切应力, u_m 为波动产生的最大水平速度,其计算采用公式(2):

$$u_m = \pi H_s / [T_s \sinh(2\pi h/L_s)] \quad (2)$$

L_s 代表水深为 h 处的有效波的波长,通过迭代法求出:

$$L_s = gT_s^2 \tanh(2\pi h/L_s) / 2\pi \quad (3)$$

式中, ρ 、 T_s 、 H_s 分别代表水的密度、有效波的周期和波高; f_w 为波摩擦系数; π 为圆周率; g 为重力加速度; t 为时间变量,将式(1)在周期 T_s 内积分,并取平均值可得:

$$\tau_w^b = 0.5 \rho f_w u_m^2 \quad (4)$$

波摩擦系数 f_w 利用 Jonsson 等^[7] 在 1966 年提出的公式计算:

$$f_w = \exp[-6 + 5.2(A_\delta/K_s)^{-0.19}] \quad (5)$$

式中, K_s 为湖底物理粗糙度, 难以通过野外观测, Hawley 等^[8] 建议取为 0.2 mm. A_δ 为近底波幅, 通过下式计算, 参数同以上各式.

$$A_\delta = H_s / \left[2 \sinh \left(\frac{2\pi h}{L_s} \right) \right] \quad (6)$$

确定了波摩擦系数和近底波幅后, 代入式(4)即可得出波浪的底部切应力.

2 结果与分析

根据泥沙起动理论, 泥沙的起动一般可分为 3 种状态, 即将动未动、少量动和普遍动, 不同起动状态对应的水体中的污染物质的浓度也有较大的变化, 而且底泥释放的特点也有所不同, 本实验中底泥的起动和悬浮也符合这一规律.

当水流较小时, 泥液面保持静止. 随着波高的加大, 泥面开始发生变化. 首先由于水流的加速, 淤泥整体所受剪切力变大, 泥面随水流发生错动; 接着泥面上一层很薄的稀释层发生悬扬, 此时淤泥处于“将动未动”阶段, 切应力达到 0.031 ~ 0.050 Pa.

随着波高的进一步增大, 淤泥达到“少量动”阶段. 此时由于水流紊动作用不断加强, 床面局部地方不时有小块淤泥被冲起, 淤泥呈散粒状在床面上滚, 并摩擦床面而使其他地方的底泥开始悬浮, 水体明显变得浑浊, 这一过程对应的切应力变化范围在 0.041 ~ 0.063 Pa.

当切应力达到 0.049 ~ 0.072 Pa 时, 水流底层紊动更加剧烈, 淤泥达到“普遍动”状态. 这时可清楚地看到旋涡不断掀起淤泥, 平滑的床面受到较大破坏. 特别是当某一局部被破坏后, 这一部分的起动便急剧起来, 淤泥被成层、成片掀起, 水流很快便完全浑浊. 各周期与起动切应力的实验结果见表 2.

表 2 不同周期条件下太湖底泥的临界切应力

Table 2 Critical shear stress of bottom mud in Taihu Lake under different periods

周期/s	起动切应力 (个别动)/Pa	起动切应力 (少量动)/Pa	起动切应力 (普遍动)/Pa
0.8	0.031	0.041	0.049
0.9	0.036	0.046	0.052
1.0	0.038	0.049	0.058
1.2	0.037	0.052	0.063
1.6	0.040	0.053	0.065
1.8	0.042	0.056	0.067
2.0	0.045	0.057	0.070
2.4	0.051	0.063	0.072

根据实验结果, 对中值粒径约 0.018 mm, 容重 1.4 g/cm³ 的太湖表层底泥个别动的临界切应力平均值为 0.039 Pa, 少量动的临界切应力平均值为 0.050 Pa, 普遍动的临界切应力平均值为 0.060 Pa.

3 风浪作用下的太湖悬浮物模拟

3.1 FVCOM 模型

FVCOM 模型是美国麻州大学陈长胜博士研究组为研究近海和河口环流建立的一套三角形网格、有限体积、三维(3D)原始方程组的海洋模式(finite volume coast and ocean model, FVCOM). 该模式最大的特色是结合了有限元法易拟合边界、局部加密与有限差分法便于离散计算海洋原始方程组的优点. 有限元法采用三角形网格, 给出线性无关的基函数, 求其待定系数, 特点是三角形网格易拟合边界、局部加密; 而有限差分法直接离散差分海洋原始方程组, 特点是动力学基础明确、差分直观、计算高效. FVCOM 模型兼有两者的优点, 数值计算采用方程的积分形式和更好的计算格式, 使动量、能量和质量具有更好的守恒性, 用干湿判断法处理潮滩移动边界, 应用 Mellor 和 Yamada 的 2.5 阶湍流闭合子模型^[9] 使模式在物理和数学上闭合, 垂向采用变换来体现不规则的底部边界, 外模和内模分裂以节省计算时间. 该模式已成功地应用于美国的乔治亚、南卡、麻州等的一些河口以及 Geogia Sank、五大湖等, 它代表了数值模式的新发展方向, 具有广阔的应用前景. 目前此模型在国内应用较少, 且主要集中于海域. 关于此模型的特点及有关方程详见 FVCOM 的用户手册^[10], 在此不再赘述.

3.2 单元划分及参数设定

太湖湖区面积约 2 338 km², 平均水深约 1.89 m, 将太湖太湖划分为 3 682 个三角形, 4 529 个节点(图 3), 三角形边长最大 1.5 m, 最小 0.7 m. 垂向按水深平均分为 4 层. 泥沙的沉降速度根据 Burban 等^[11] 的实验给出:

$$W_{s,k} = \alpha (c_1 G)^\beta \quad (7)$$

式中, $W_{s,k}$ 为沉降速度(m·d⁻¹); c_1 为悬浮物浓度(mg·L⁻¹); G 为水体的切应力($\times 10^{-5}$ N·cm⁻²); α , β 为无量纲待定系数. 式(7)结合了水体内部剪切力(G)对絮凝和沉积的影响. Burban 等对悬浮物进行实验比较, 通过数据分析得出了在淡水时 α 和 β 的值分别为 3.024 和 0.14. 泥沙容重取实验值 1.4 g/cm³, 中值粒径取值为 12 ~ 23 mm^[12], 太湖不同湖区底泥厚度见图 4^[13], 按底泥厚度将太湖底泥垂向

均分为 7 层,MacIntyre 等^[14]通过实验得出固结对再悬浮的影响在泥沙沉积到床面 7 d 后达到最小,剪切应力从泥沙表层线性增加到泥沙最底层,在本研究中将 1~6 层泥沙的沉积时间分别定为 1~6 d,当泥沙在第 7 层床面上超过 6 d 时,部分固结层泥沙即变化成为完全固结沉积层^[15].底泥的起动切应力当中值粒径为 18 mm 时取实验值 0.050 Pa,并根据太湖不同湖区粒径^[13]做修正,修正公式见参考文献[16].

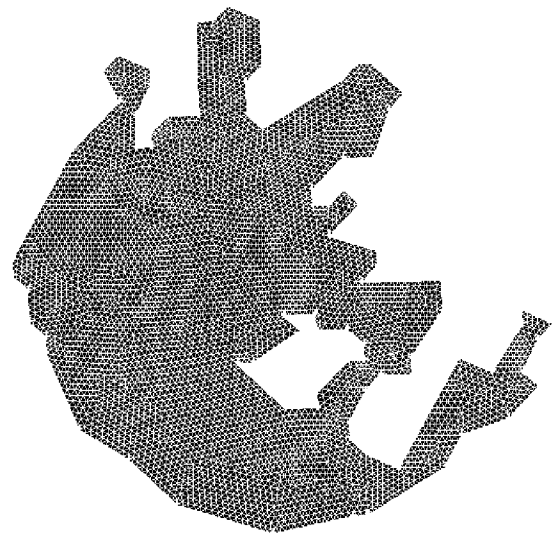


图 3 太湖单元剖分图

Fig.3 Discrete element map of Taihu Lake

在模型计算时,假定初始时刻湖面是静止的,没有扰动,对于水流水平和垂向黏度参数,本研究采用 Mellor 等^[8]提出的 $k-\epsilon$ 模型进行拟合.该方法的优点是所需资料较少且经不少实例计算证明精度较高,缺陷是必须使用经验系数以及计算较为烦琐.该方法开始适用于正交网格,陈长胜在 FVCOM 模型中对其做了发展,使其可适用于任意三角形.时间步长($t = 120\text{ s}$).太湖主要环湖进出河道受潮汐影响,环湖吞吐流对太湖整体湖流运动的影响比较小,太湖湖流运动主要受风的影响,太湖独特的地形地貌条件在不同的风向下形成不同的湖流环流运动^[17],故模型中未考虑吞吐流对太湖湖流的影响.边界条件为概化后的环湖河道,流量、水位等水文资料取 2001 年 3 月中旬的实测值.风速取 2001 年 3 月中旬 10 m 高程的平均风速 3.5 m/s,风向取其平均风向东南风.计算总时长为 80h,此时太湖流场已达到充分稳定状态,模拟后的垂向平均 2 维流场见图 6.由太湖 3 月中旬实测流场(图 5)可见,在太湖西岸有 1 个比较明显的大顺时针环流,在平台山和乌龟山之间有 1 个稍小一点的逆时针环流,且顺时针环流的流速要大于逆时针环流流速.在模拟流场(图 6)中,也形成了相同形状的环流,环流的大小和方向与实测结果比较一致,两者流速大小也比较接近.由此可见,模拟结果与实测结果拟合得较好,说明模型的建立是合理的.

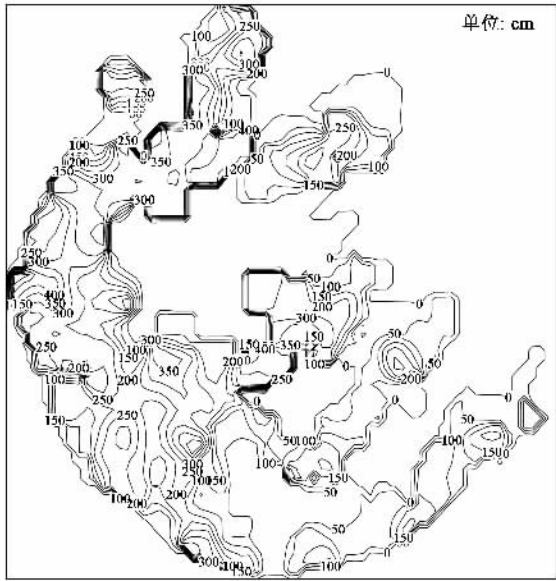


图 4 太湖底泥厚度等值线图

Fig.4 Isoline of Bottom Mud Thickness in Taihu Lake

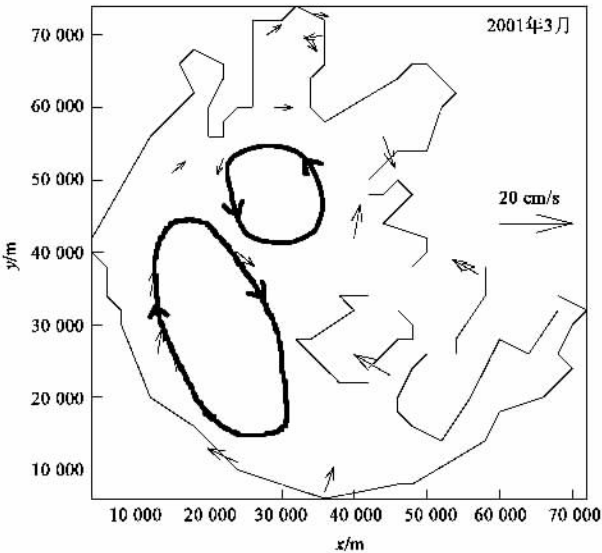


图 5 太湖实测流场

Fig.5 Observation flow field of Taihu Lake

3.3 模型的验证

3.3.1 流场的验证

3.3.2 悬浮物浓度验证

采用 2002 年 8 月的水文水质资料作为模型的

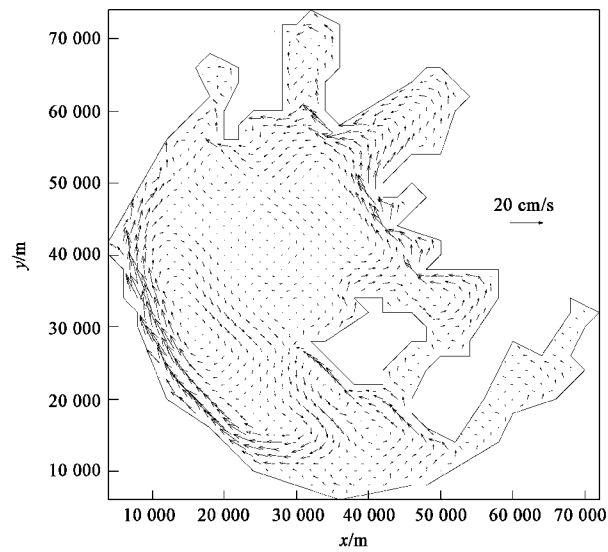


图 6 太湖模拟流场
Fig. 6 Simulation flow field of Taihu Lake

流量、流速边界条件, 风速取 8 月实测的平均值为 5 m/s, 风向为太湖夏季盛行的东南风. 并利用全太湖 24 个采样点每天 1 次的悬浮物监测资料和模型的计算结果进行比较, 这些采样点, 基本上遍布了整个太湖, 具有一定的代表性.

由太湖 2002-08-16 悬浮物实测值的分布图(图 7)可知, 太湖悬浮物浓度的空间分布不是很均匀. 悬浮物的高值主要分布在太湖沿岸区域, 在太湖西岸最大, 达到 80 mg/L 以上, 其次是湖心区和太湖南岸, 再次是梅梁湾、贡湖一带, 东太湖悬浮物浓度最小, 其值在 20~30 mg/L 之间. 悬浮物模拟值的分布(图 8)也反映出了这一规律. 模拟值和实测值之间的相

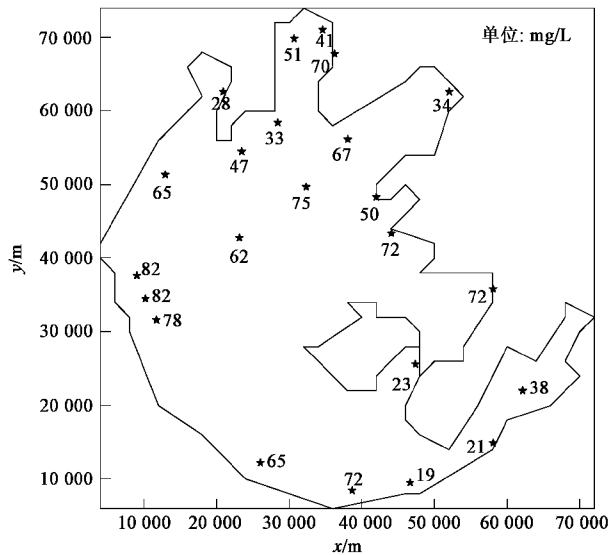


图 7 2002 年 8 月各监测点悬浮物实测值
Fig. 7 Observation data of SS in each watch spot in Aug, 2002

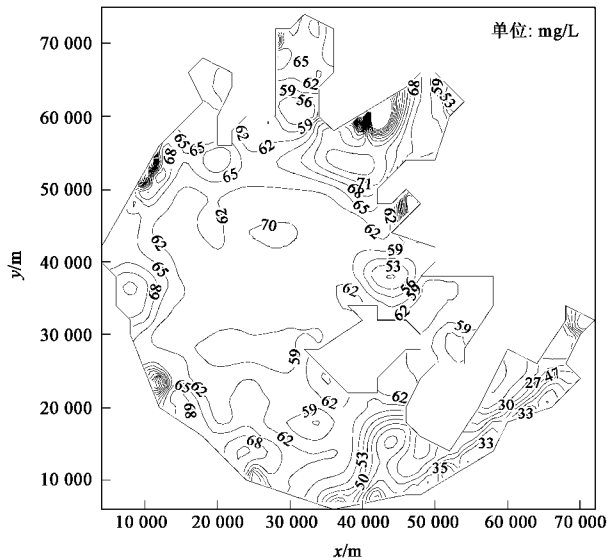


图 8 2002 年 8 月悬浮物模拟值
Fig. 8 Simulation date of SS in Aug, 2002

对误差最大在 40%, 最小的为 3%, 误差产生的主要原因是悬浮物模型未考虑河道入流带来的对流场的影响以及随河道入流进入湖体的悬浮物. 因此在河道入湖处悬浮物浓度相对误差最大. 模拟值和实测值在空间分布上一致, 大小上也差不多, 说明悬浮物模型的建立是基本合理的.

3.4 太湖常见风场模拟

太湖较常见的大风一般为 10 m/s^[18], 本研究对在此风力作用下的常见风场东南风和西北风进行了计算, 各风场连续模拟 10 d 的切应力计算值见图 9、图 10, 各时间段各垂向分层的平均浓度见表 3.

由图 7、图 8 可以看出, 东南风和西北风作用下

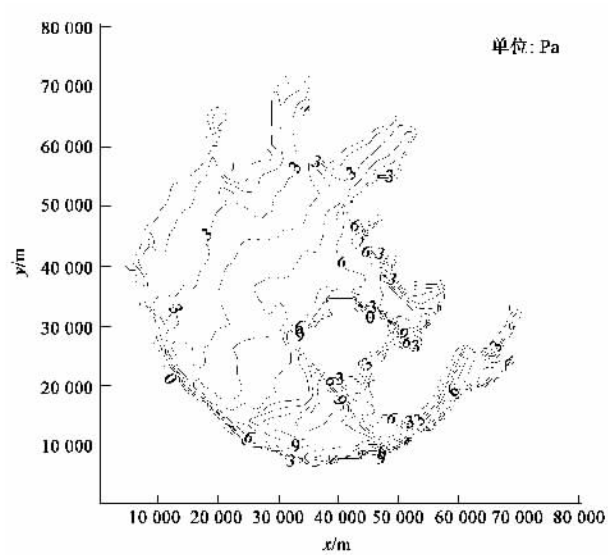


图 9 东南风作用下切应力分布
Fig. 9 Distribution of shear stress under SE wind

表 3 各层悬浮物平均浓度计算值/mg•L⁻¹

Table 3 Computation data of average concentration of suspended solids in each layer /mg•L⁻¹

时间/h	东南风 /mg•L ⁻¹				西北风 /mg•L ⁻¹			
	表层	第 2 层	第 3 层	底层	表层	第 2 层	第 3 层	底层
1	82.659 9	101.143 8	135.993 0	377.645 2	63.0487 1	77.6437 8	105.570 7	309.294 1
2	467.562 2	489.377 0	514.374 8	576.380 4	369.642 8	387.186 4	407.979 8	461.796 9
3	526.142 5	543.065 9	558.322 3	601.067 4	413.017 9	426.113 2	438.191 8	475.770 9
10	588.998 5	608.519 8	626.307 5	700.598 6	435.518 4	449.233 6	461.657 6	512.217 8
24	455.272 3	478.110 0	503.380 5	647.967 6	352.192 6	369.413 5	388.733 8	503.837 0
120	569.210 1	588.275 5	605.709 0	688.006 9	400.166 7	412.574 1	423.796 7	468.749 9
240	528.710 9	546.313 1	562.370 0	636.782 3	363.386 3	374.306 3	384.189 3	423.570 2

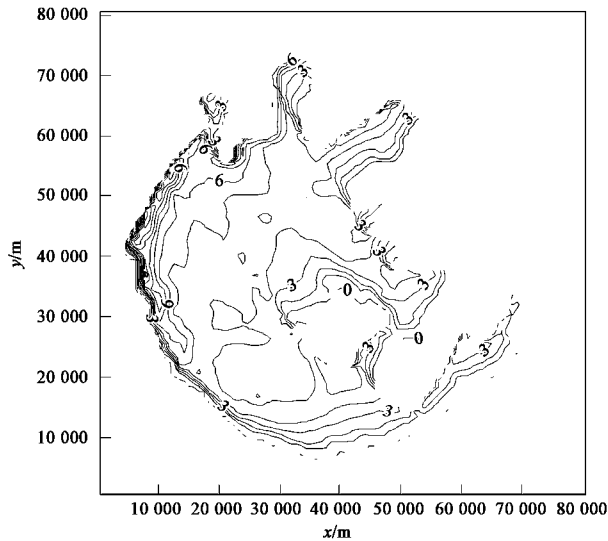


图 10 西北风作用下切应力分布

Fig.10 Distribution of shear stress under SE wind

的切应力基本分布与风向一致,沿风向随吹程逐渐减小.但由于太湖东南部岛屿的存在以及太湖东南部湖域较为狭小,不利于风力作用传播的水平扩散,因此在同样风力条件作用下,东南风作用下的悬浮物平均浓度较高(表 3),此外,由表 3 还可以看出.风浪作用 2 h 后,各层悬浮物基本达到相应的平衡浓度,这也与太湖的室内实验和观测数据^[19]吻合.

4 结论

太湖湖区底泥的起动切应力为 0.050 Pa,并采用 FVCOM 模型计算模拟了太湖流场和悬浮物分布并和太湖实测资料进行了对比,计算结果与实测结果比较接近,证明了模型的有效性.在此基础上分析了太湖 10 m/s 风速作用下的切应力以及悬浮物时空分布,得出了各层悬浮物的平衡浓度和平衡时间.

参考文献:

[1] 张路,范成新,秦伯强,等.模拟扰动条件下太湖表层沉积物磷行为的研究[J].湖泊科学,2001,13(1):35-42.

[2] 尹大强,谭秋荣.环境因子对五里湖沉积物磷释放的影响[J].湖泊科学,1994,6(3):240-244.

[3] 逢勇,韩涛,李一平,等.太湖底泥营养要素动态释放模拟和模型计算[J].环境科学,2007,28(9):1960-1964.

[4] 张运林,秦伯强,陈伟民,等.太湖水体透明度分布、变化及相关分析[J].海洋湖沼通报,2003,96(2):30-36.

[5] 秦伯强,胡维平,张金善,等.太湖沉积物悬浮的动力机制及内源释放的概念性模式[J].科学通报,2003,48(17):1822-1831.

[6] Hawley N, Lee C H. Sediment resuspension and transport in Lake Michigan during the unstratified period[J]. Sedimentology, 1999, 46(1): 791-805.

[7] Lou J, Ridd P V. Wave-current bottom shear stresses and sediment resuspension in Cleveland Bay, Australia[J]. Coastal Engineering, 1996, 29: 169-186.

[8] Hawley N. Sediment resuspension near the Keweenaw Peninsula, Lake superior during the fall and winter[J]. Great Lake Res, 2000, 26(4):495-505.

[9] Blumberg A F, Mellor G L. Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight[J]. J Geophys Res, 1983, 88: 4579-4592.

[10] Chen C S, Robert C, Beardsley. An unstructured grid, Finite-Volume Coastal Ocean Model FVCOM user manual[EB/OL]. <http://fvcom.smast.umassd.edu/FVCOM/index.html>, 2005.

[11] Burban P Y, Xu Y J, McNeil J, et al. Settling speeds of flocs in fresh and sea Waters[J]. Geophys Res, 1990, 95(10): 18213-18220.

[12] 范成新,张路,秦伯强.太湖沉积物-水界面生源要素迁移机制及量化[J].湖泊科学,2004,3,16(1):10-20.

[13] 太湖流域水资源保护局.太湖底泥深度、营养物含量及水生植被分布调查报告[R].南京:中国科学院南京地理与湖泊研究所,1998.

[14] MacIntyre S, Lick W, Tsai C H. Variability of Entrainment of Cohesive Sediments in Freshwater[J]. Biogeochemistry, 9: 187-209.

[15] Blumberg A F. A Primer for ECOMSED 1.3[DB/OL]. http://www.hydroqual.com/ehst_ecomsed.html, 2002, 1-180.

[16] Li M Z, Amos C L. The upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves[J]. Computer&Geosciences, 2001, 27(1):619-645.

[17] 逢勇,濮培民.太源风生流三维数值模拟试验[J].地理学报,1996,51(4):322-328.

[18] 秦伯强,胡维平.太湖梅梁湾水动力及相关过程的研究[J].湖泊科学,2000,12(4):327-334.

[19] 朱广伟,秦伯强,张路,等.太湖底泥营养盐释放的波浪水槽实验[J].湖泊科学,2005,17(1):61-68.