

实际气象场驱动下太湖悬浮物浓度的模拟研究*

邱 辉^{1,3} 赵巧华² 朱伟军¹

(1. 南京信息工程大学大气科学学院 南京 210044; 2. 南京信息工程大学遥感学院 南京 210044;
3. 长江水利委员会水文局 武汉 430010)

提要 本文利用高频变化的实际气象数据,在考虑波浪作用的前提下利用 FVCOM (Finite-volume Coastal Ocean Model)模式模拟了太湖底泥再悬浮的情况。模拟结果表明, FVCOM 模式在考虑波浪作用下对太湖悬浮物浓度的模拟结果与卫星反演结果吻合较好。在模拟时刻,湖心区和西南湖区是悬浮物浓度的大值区,其原因在于:湖心区虽然底泥较少,但其流场的分布总是有利于周围悬浮物向湖心区输送;而西南湖区本身有底泥的分布,在上升运动和流场的配合下,一方面有悬浮物向该区域输送,另一方面该区域有沉积物悬浮。模拟时刻切应力和悬浮物浓度的空间配置是不一致的,说明了底部切应力并不是影响悬浮物浓度的唯一因子,还与湖流的输移和底泥的分布有关。

关键词 FVCOM (Finite-volume Coastal Ocean Model)模式;波浪;悬浮物浓度
中图分类号 X832

在浅水湖泊生态系统研究中,内源负荷一直受到广泛关注(Havens *et al.*, 2001)。太湖平均水深较浅,下边界(水-土界面)受上边界(水-气界面)影响很大(罗淑葱等, 2003; 秦伯强, 2009)。在风浪作用下底泥极易再悬浮,营养盐也随之释放出来。水体底泥再悬浮是影响和控制沉积物营养盐内源释放的关键物理过程。近年来,许多学者开展了大量相关底泥再悬浮过程的研究,取得了一定的进展。Kirstensen等(1992)、Hamilton等(1996)发现风浪扰动是浅水湖泊沉积物悬浮和营养盐释放的主要驱动力之一; Teeter等(2001)、罗淑葱等(2003)发现湖水表面的风扰动产生的剪切力对沉积物的再悬浮起着主导作用;风浪的大小还影响营养盐的垂直分布特征(朱广伟等, 2004);观测资料和室内水槽试验研究证实了风浪扰动引起的水动力过程对太湖水体溶解性磷等营养盐释放的影响较大(张路等, 2001; 秦伯强等, 2003; 范成新等, 2003; 李一平等, 2004; 朱广伟等, 2005; 罗淑葱等, 2005; 王鹏等, 2010)。

目前针对浅水湖泊底泥再悬浮的研究大部分仍

停留在定常风的驱动下得到悬浮物及水质参数的空间分布(Malmaeus *et al.*, 2003; 罗淑葱等, 2004; 逢勇等, 2008a; 赵巧华等, 2011),在定常风驱动下,风的吹程是一定的,而太湖实际风场的变化还是比较大的,理想风场下的实验难以准确模拟太湖中的实际规律;同时沉积物的再悬浮模拟精度一直难于提高(Malmaeus *et al.*, 2003);通过水槽模拟实验分析的底泥再悬浮,仅限于室内实验室环境,难以解决在实际气象要素驱动下底泥再悬浮的时空分布状况。

鉴于太湖水生生态系统功能的日益退化以及沉积物再悬浮对水生生态系统的重要作用,本研究拟基于实际高频变化的气象要素背景场资料,结合近岸波浪模式 SWAN(Simulating WAVes Nearshore)、三维斜压水动力模式 (Finite-Volume Coastal Ocean Model, FVCOM)及底泥驱动模块,分析太湖底泥再悬浮的特征,以期能够为水-土界面物质交换、底泥再悬浮的研究提供技术支持,对控制太湖内源释放和改善水生生态系统提供一定的理论指导。

* 国家自然科学基金资助项目, 41371222 号; 江苏省 2011 年度普通高校研究生科研创新计划项目, CXZZ11_0605 号。邱辉, Email: qiuhui7777@163.com

通讯作者: 赵巧华, 博士, 教授, Email: qhzhao@nuist.edu.cn

收稿日期: 2011-12-15, 收修改稿日期: 2012-03-06

1 数据与方法

1.1 数据

实际气象数据的观测点位于太湖梅梁湾东南沿岸的太湖湖泊生态系统研究站水上观测场内, 为全球湖泊生态观测网络(GLEON)站点, 距岸 150m, 有观测栈桥与岸相连, 经度为 31.419°N, 纬度为 120.213°E, 观测期间水深为 2.33m。

气象要素观测采用 Vaisala WXT520 自动气象站, 其位置在水面上方 7m 处, 监测指标包括风速、风向、气温、相对湿度、气压、降水和短波辐射。数据截取时间为 2010 年 10 月 1 日 05 时至 10 月 6 日 00 时, 数据采集频率为 10 分钟一次, 本文采用整点时刻数据。同时利用邻近气象站点(宜兴市气象站点)所观测的逐时云量及蒸发数据, 该站点离湖区 12km。

波浪观测使用多普勒流速仪 Argonaut, 观测站位于太湖站栈桥附近(31.418°N, 120.213°E), 距岸 200m 左右, 于 2010 年 10 月 3 日 05 时至 10 月 5 日 00 时进行观测, 得到有效波高及谱峰周期。

1.2 模式介绍

本文主要采用 FVCOM (Chen *et al.*, 2005) 模式来探讨气象场驱动下太湖悬浮物浓度的分布, 同时考虑波浪作用的影响。

1.2.1 FVCOM 模式介绍 FVCOM 模式是由美籍华人陈长胜及其所领导的研究小组于 2000 年成功建立的海洋环流与生态模型。

该模式基于自由表面的 3 维原始控制方程, 主要控制方程包括动量方程、连续方程、温盐扩散方程、状态方程等, 使用 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合子模型计算垂向混合系数, 使用 Smagorinsky 湍流闭合子模型计算水平混合系数, 在一定程度上摆脱了人为因素的干扰。铅直方向上采用 σ -坐标, 数值方法采用有限体积(finite-volume)法, 这种方法既对复杂岸界拟合较好又具有较高的计算效率; 网格划分采用无结构非重叠的三角形网格, 更适用于复杂岸线以及多岛屿情况的海岸; 该模型采用内外膜分离的时间算法, 在对于潮间带的处理上引入了干/湿网格方法。模式含有地下水输入模块、拉格朗日质点跟踪模块、海冰模块以及泥沙输运模块、水质模块、生态模块等。该模式已经多次成功地应用在陆架海、河口、海湾等水动力过程的模拟。

忽略悬浮沉积物的凝聚和溶解过程, 水体中悬浮物浓度 C 的控制方程为:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{\partial u C_i}{\partial x} + \frac{\partial v C_i}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_i) C_i}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_h \frac{\partial C_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_h \frac{\partial C_i}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial C_i}{\partial z} \right) \quad (1)$$

其中 C_i 是第 i 个泥沙的浓度, A_h 和 K_h 分别为水平和垂直涡旋粘性系数, w_i 为悬浮沉积物的沉降速度, i 为不同沉积物种类的角标, 下同。

$$\text{在水体表层, } K_h \frac{\partial C_i}{\partial z} = 0, z = \zeta$$

$$\text{在水体底部, } K_h \frac{\partial C_i}{\partial z} = E_i - D_i, z = \zeta$$

其中, D_i 代表第 i 类泥沙的沉积速率, E_i 代表第 i 类泥沙的侵蚀速率, 表示为:

$$E_i = \Delta t Q_i (1 - P_b) F_{bi} \left(\frac{\tau_b}{\tau_{ci}} - 1 \right) \quad (2)$$

其中, Q_i 为第 i 类泥沙的侵蚀通量, P_b 为泥沙的孔隙度, F_{bi} 为第 i 类泥沙的粒组, τ_b 为底部切应力, τ_{ci} 为第 i 类泥沙悬浮的临界切应力。当底部切应力达到临界切应力时, 底泥被掀起。水体中悬浮物浓度取决于水柱中流出和流入的颗粒物、水平和垂直扩散。模式中用户需要输入的泥沙参数有: 沉积物的中值粒径、沉积物的密度、沉降速度、沉积临界应力、临界启动应力、侵蚀速率、孔隙率。

水体底部切应力主要由波浪和湖流产生, 而 FVCOM 2.7.1 版本中, 底部切应力的计算仅考虑了湖流产生的切应力, 没有考虑到波浪的作用, 因此在将 FVCOM 模式应用到大型浅水湖泊——太湖中时, 必须在物理模型中加入波浪的影响。

1.2.2 SWAN 模式介绍 第三代浅海波浪模型 SWAN (Ris *et al.*, 1994) 主要适用于海岸、河口和湖泊的波浪模拟, 它能够较为准确地模拟各种水深情形下的波浪场, 模型采用全隐式有限差分格式, 其时间步长在浅水区域也可以设置很长。该模型已成功应用在海岸、河口和浅海水域 (Booij *et al.*, 1996; Jin *et al.*, 1999; Xu *et al.*, 2000; Wornom *et al.*, 2001)。

SWAN 模型的控制方程为动谱密度守恒方程, 在笛卡尔坐标下其表达形式为:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} C_x N + \frac{\partial}{\partial y} C_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (3)$$

其中 N 为动谱密度函数; σ 为波浪的相对频率, C_x 、 C_y 、 C_σ 和 C_θ 分别代表在 x 、 y 、 σ 和 θ 空间的波浪传播速度。方程左边第一项为 N 随时间的变化率, 第二、三项表示 N 在 x 、 y 方向上的传播, 第四、五项为波浪受地

形及水流作用在 σ 和 θ 方向的变形。方程右边 S 表示能量源项, 包括风能输入、波与波之间非线性相互作用和由于底摩擦、白浪、破碎等引起的能量损耗。

1.3 波流共同作用下切应力的计算

1.3.1 波浪产生切应力的计算 在浅水湖泊中, 沉积物的悬浮主要是由波浪作用引起的, 本文采用 Lee 等(2007)、Liang 等(2008)的方法计算由于波浪的扰动产生的切应力:

$$\tau_{w,max} = \frac{1}{2} \rho_0 f_w U_w^2 \quad (4)$$

U_w 是由波扰动产生的近湖底轨迹速度, ρ_0 为湖水的密度, f_w 为波摩擦系数, 其计算公式根据 Signell 等(1990)的经验公式。

$$f_w = 0.13 \left(\frac{k_b}{A_b} \right)^{0.4}, \frac{k_b}{A_b} < 0.08 \quad (5a)$$

$$f_w = 0.23 \left(\frac{k_b}{A_b} \right)^{0.62}, 0.08 \leq \frac{k_b}{A_b} < 1 \quad (5b)$$

$$f_w = 0.23, \frac{k_b}{A_b} \geq 1 \quad (5c)$$

其中 $A_b = \frac{U_w}{\omega}$, 表示近湖底的波振幅; k_b 为物理粗糙度, 它可以表示为(Grant *et al*, 1979): $k_b = 30z_0$, z_0 为粗糙度, 本文取 0.0035m。

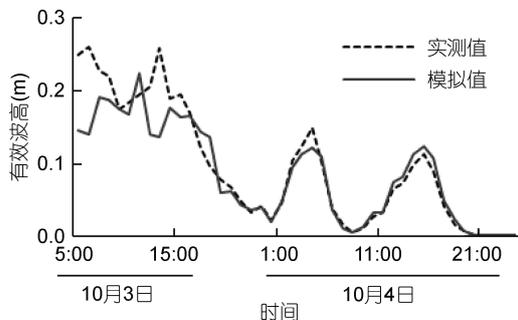
1.3.2 湖流产生切应力的计算 FVCOM 中关于湖流切应力的计算为:

$$\tau_c = \rho_0 u_{*c}^2 = \rho_0 \frac{(u^2 + v^2) \kappa^2}{\ln(z/z_0)} \quad (6)$$

τ_c 是湖流产生的应力, ρ_0 为湖水的密度, κ 为卡曼常数, 取 0.4, z_0 为湖底粗糙度。

1.3.3 波、流共同作用产生的切应力 波流的相互作用比较复杂, 本文根据 Lee 等(2007)的方法计算波浪共同作用下产生的切应力:

$$\tau_{cw} = \rho_0 u_{*cw}^2 = \sqrt{\tau_{wm}^2 + \tau_c^2} \quad (7)$$



1.4 空间向量模型

模拟结果与反演结果的相似度利用数学上的空间向量模型计算, 计算公式为:

$$S_C = \cos \theta = \frac{V_1 \cdot V_2}{\|V_1\| \|V_2\|}$$

S_C 为相似度, V_1 、 V_2 分别表示实测和模拟结果的空间向量。

2 结果与分析

2.1 SWAN 模拟与结果验证

利用 2010 年 10 月 1 日 01 时至 10 月 6 日 00 时太湖站实测风场作为驱动场, 全湖采用均匀风场。将太湖划分为 155×140 个网格, x 、 y 方向上计算域长度均为 69km。模式物理过程考虑底摩擦效应、白浪损耗和非线性波-波之间相互作用等耗散机制。计算时间步长 15min, 计算结果每一小时输出一次。取梅梁湾栈桥(31°25'7.98"N, 120°12'47.64"E)模拟结果与实测结果进行对比。有效波高实测数据为 10 月 3 日 05 时—10 月 5 日 00 时, 周期实测数据为 10 月 3 日 05 时—10 月 4 日 21 时。

SWAN 模拟的结果表明, 模拟的有效波高与实测波高变化趋势基本一致, 平均相对误差 16.6%。10 月 3 日早上, 实测值与模拟值误差较大, 随着模拟时间的推移, 风浪场逐渐形成, 模拟值与实测值越来越接近。谱峰周期的相对误差在 0.1%—36.5%之间, 平均相对误差 9.7%, 其模拟的变化趋势与实测谱峰周期也很接近。误差来源可能是由于全湖采用的是均匀风场, 与实际风场有一定的误差; 另外由于观测点离湖岸较近, 波浪观测误差可能较大, 因此导致波浪场会存在偏差。但总的来说, SWAN 模式模拟的结果与实测结果吻合较好, 尤其对波高的模拟效果更好, 该模式在太湖是适用的。在此基础上, 将 SWAN 模拟的结果放到 FVCOM 模式中。

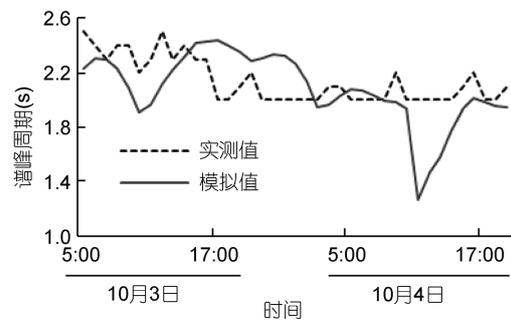


图 1 SWAN 模拟的有效波高(m)与谱峰周期(s)与实测数据的对比

Fig. 1 Simulation and measurement of the significant wave height and the spectral peak period

2.2 2010 年 10 月 4 日上午 10 时左右太湖悬浮物浓度的反演

由于野外采样获取同一时段全太湖悬浮物浓度的空间分布比较困难, 卫星反演成为一种有效的方法, 众多学者对悬浮物浓度的反演已经进行了大量研究, 并建立了大量精度较高的遥感估算模型, 因此我们将模拟结果与利用 MODIS 卫星反演得到的悬浮物浓度进行对比, 以此来验证 FVCOM 模式模拟的效果。

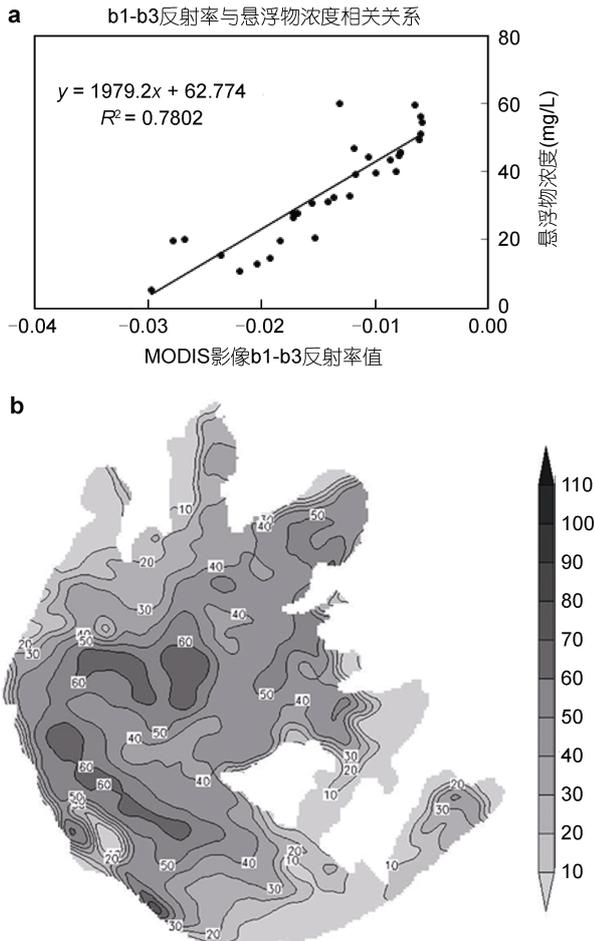


图 2 b1-b3 反射率与悬浮物浓度相关关系(a)以及太湖悬浮物浓度的反演图(mg/L)(b)

Fig. 2 The relationship of b1-b3 reflectivity and sediment concentration (a) and the inversion of sediment concentration (mg/L)(b)

反演悬浮物浓度的影像为 2010 年 10 月 4 日 MODIS/Terre L1B 500m 分辨率数据, 原始数据经过几何校正、大气校正(6S 模型)等预处理。利用 2010 年 10 月 4 日至 8 日太湖 32 个采样点的实际观测数据建立基于 MODIS 数据的悬浮物浓度反演模型。为了找出适合估测悬浮物浓度的最佳波段或波段组合, 对所有数据都分别计算了 MODIS 影像各单波段及波

段比值、差值等几种常用的波段组合与悬浮物浓度的相关系数, 最终得到 MODIS 影像的 b1-b3(即红光波段与蓝光波段的差值)与悬浮物浓度的相关系数最高(杜聪等, 2010)(图 2)。以全湖 MODIS 影像各点的 b1-b3 反射率值分别作为 x , 将该公式 $y=1979.2x+62.774$ 用 ENVI 的波段运算算到整个太湖上, 得到太湖悬浮物浓度反演的分布图(图 2)。根据反演的结果发现, 悬浮物浓度在湖心和西南湖区有两个大值中心, 西南沿岸悬浮物浓度的值也比较大, 小值区主要分布在竺山湾、胥口湾和东太湖最窄的区域, 而东太湖的尾部有一个次大值区, 这可能受到东太湖水草的影响比较大。

2.3 太湖悬浮物浓度的模拟及验证

将太湖划分为 19854 个三角形和 10313 个节点, 垂向按照水深平均分成 15 个 σ 层。边界条件没有考虑温、盐通量, 盐度和温度采用定常值分别为 0 度和 20℃。

模拟的时间步长为 6s, 积分 116 个小时(2010 年 10 月 1 日 05 时—6 日 00 时), 前 20 个小时作为模式稳定时间。底泥分为三种: 粘土、粉沙和沙土, 其含量和孔隙度为 2009 年 5 月太湖 32 个常规采样点的采样数据, 水深数据为 2009 年太湖 69×69 个采样点的数据, 底泥厚度为 2002 年 4—5 月太湖 118 个离散点的数据, 空间分布如图 3。

太湖粉沙的含量相对最多, 占 70%—86%左右, 粉沙含量最多的区域为太湖西岸极其附近以及东太湖的尾部; 粘土的含量占 12%—28%左右, 大值区主要分布在竺山湾、梅梁湾、贡湖湾和太湖西南湖区; 沙土的含量最少, 不到 1%, 主要分布在西北沿岸湖区、胥口湾和东太湖最狭窄的区域。全太湖泥沙的空间分布是不均匀的, 孔隙度的分布也是不均匀的, 孔隙度的数值在 0.4—0.64 之间, 大值区主要分布在太湖东岸, 而小值区主要在西部沿岸。太湖水深在西北和湖心区较深, 在东太湖和湖边沿岸区域较浅; 底泥深度在湖心区较小, 基本小于 0.5m, 东太湖底泥深度也较小, 在太湖西岸、竺山湾、梅梁湾、贡湖湾出口区、胥口湾和西山东西两侧的底泥较厚。三种泥沙的物理参数设置如表 1(罗淑葱等, 2004; 秦伯强等, 2003, 2004; 逢勇等, 2008a, 2008b)。

利用实际气象数据作为输入场, 模拟太湖悬浮物浓度空间和时间上的变化。与 MODIS 反演时段 10 月 4 日 10:00 对应的 FVCOM 的模拟结果为第 78 个时次, 图 4 为模拟的表层悬浮物浓度的分布。

模拟结果显示, 悬浮物浓度的空间分布不均匀,

高值区主要分布在太湖湖心和西南区域,这与反演的结果基本一致,只是西部沿岸湖区的大值范围没有模拟出来。东太湖湖区有一个大值区,这与该区域水深较浅、在相同切应力下底部更容易受到波浪的影响、同时没有考虑水草的作用有关。

模拟结果与卫星反演结果进行对比可以看出,FVCOM的模拟结果与卫星反演的结果在分布形式上除了西部沿岸差别比较大之外基本一致,大值区主要分布在湖心区和西南湖区;竺山湾和东太湖最窄处是小值区,其中西南湖区的模拟结果偏南一点。

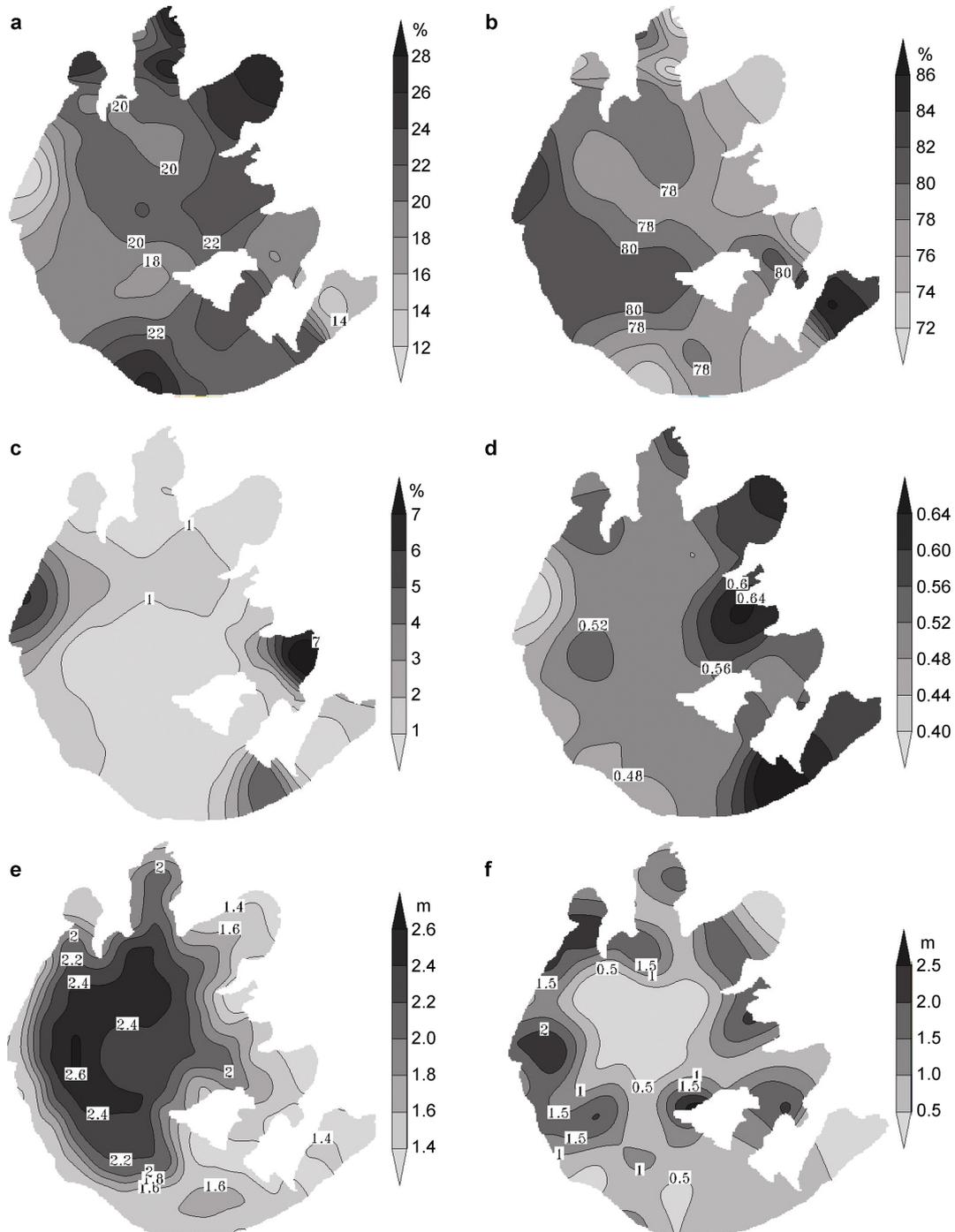


图3 太湖三种泥沙含量、孔隙度、水深和底泥深度的空间分布

Fig. 3 The spatial distribution of the three sediment content, porosity, water depth and sediment depth (a: clay, b: silt, c: sand, d: porosity, e: water depth, f: sediment depth)

注: a: 粘土; b: 粉沙; c: 沙土; d: 孔隙度; e: 水深(m); f: 底泥深度(m)

表 1 三种泥沙的物理参数设置
Table 1 The physical parameters setting of the three sediments

	中值粒径(mm)	密度(g/cm ³)	沉降速率(mm/s)	侵蚀速率[kg/(m ² ·s)]	临界切应力(N/m ²)
粘土	0.002	1200	0.0009	1.5×10^{-5}	0.045
粉沙	0.032	2800	0.085	3.0×10^{-6}	0.078
沙土	0.072	3800	0.12	1.5×10^{-8}	0.28

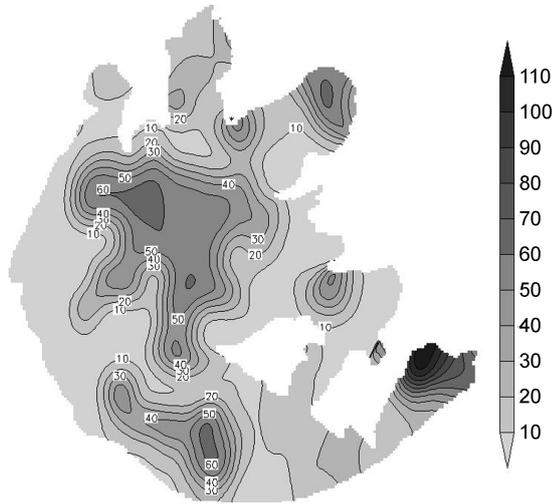


图 4 实际气象场驱动下、考虑波浪的作用, FVCOM 模式对太湖悬浮物浓度 mg/L 的模拟结果

Fig. 4 The model results mg/L of sediment concentration with meteorological measurements and the impact of waves

FVCOM 的模拟结果与卫星反演结果虽然有些偏差, 但总体模拟结果良好, 为了更直观的了解模拟效果, 利用空间向量模型得到模拟结果与卫星反演结果的相似系数为 0.7, 说明 FVCOM 模式对太湖水体悬浮物浓度具有较好的模拟能力。

2.4 太湖流场的模拟

图 5 给出了模拟时刻太湖上、下层流场的空间分布。由于全湖风向一致, 因此全湖上层流场的流向变化不大, 而下层流场流向的变化比较大, 在湖心区出现较为明显的逆时针环流。在模拟时段, 湖心区的流速整体上比其他区域要大, 这与湖心区水域开阔、风区较长有关; 上下层流场流向基本相反, 说明流场存在垂直上的变化; 表层流速比下层大, 说明波浪的作用比湖流的作用大。

从流场图和悬浮物浓度图中可以看到, 在湖心区上下层流速均比较大, 因此该处悬浮物的混合作用较强, 湖心区环流的存在有利于周围的悬浮物向湖心区输送, 因此该区域悬浮物浓度相对较大; 在其他区域流场大致相同, 而悬浮物浓度的空间变化却比较大, 说明太湖不同湖区底泥对相同风场的响应

是不同的, 底泥易悬浮的区域是不一样的。

太湖水体悬浮物浓度的空间差异主要是由于底泥的分布不均匀和风场驱动下太湖波浪和湖流的作用

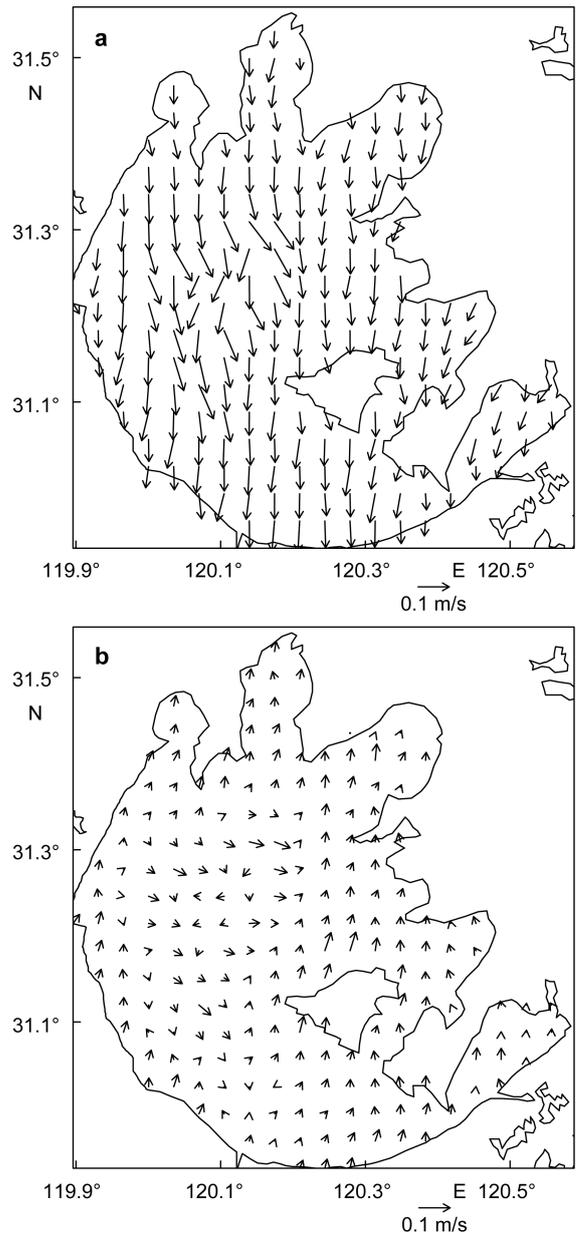


图 5 10月4日10时上、下层流场(m/s)(a: 表层, 水深 0m; b: 下层, 水深 1.4m)

Fig. 5 The simulated flow fields m/s of October 4th. (a: surface layer; b: the lower layer, depth 1.4m)

用产生的。底泥的分布不均匀使得底泥对相同风场的响应不同，易悬浮的区域存在空间差异；波浪和流场的非均匀分布使得其产生的底部切应力也存在空间分布，从而对底泥再悬浮的影响存在空间差异。

2.5 垂直速度的模拟

图 6 给出了模拟时刻下层垂直速度场的空间分布。在模拟时刻，底部存在 4 个较为明显的上升区，分别位于：湖心区偏西的位置、贡湖湾出口区、西山西北侧和南太湖。

导致湖心区悬浮物浓度较大的原因可能是：西部湖区存在较厚的底泥，由于上升运动的存在，在逆时针环流场的作用下悬浮物向周围输移，同时上升至中层的悬浮物在偏北流场作用下向湖心区扩散；贡湖湾出口区也存在较厚的底泥，较强的上升运动使得悬浮物上升至中层，在表层偏东北流场的作用下向湖心区输送，从而导致湖心区悬浮物浓度较大。

西南湖区悬浮物浓度较大的原因可能是：在西山西北侧存在强的上升运动，同时由于该区域底泥较厚，在上层偏北流场作用下悬浮物向南扩散；同时南太湖也有底泥分布，强的上升运动使得该区域悬浮物浓度也比较大。

2.6 底部切应力的模拟

图 7 给出了模式时刻底部切应力的空间分布。切应力空间分布差异较大，切应力与悬浮物浓度的空间配置是不一致的，湖心区的切应力并不是最大的，但悬浮物浓度却比较大，说明了悬浮物存在输移的现象。

2.7 模拟误差分析

除系统误差外，本文模拟误差主要由以下几个方面产生：

(1)由于放入模式的气象资料是逐小时的，与采样间隔为 10min 的资料对比发现，有些极值会被忽略掉(如图 8)，这是导致模拟产生误差的一个原因；

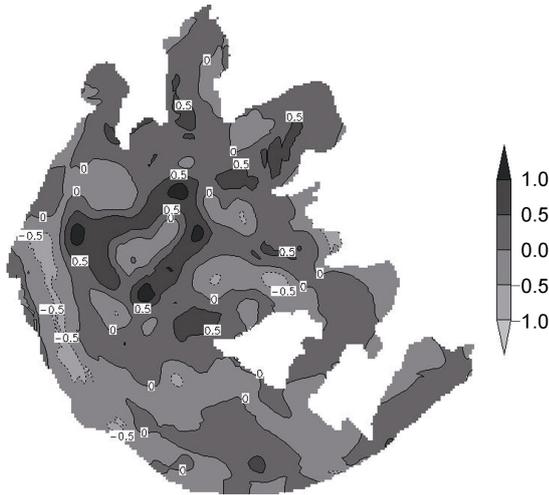


图 6 10 月 4 日 10 时下层垂直速度场($10^{-5}m/s$)
Fig. 6 The vertical velocity $10^{-5}m/s$ of the lower layer of October 4th

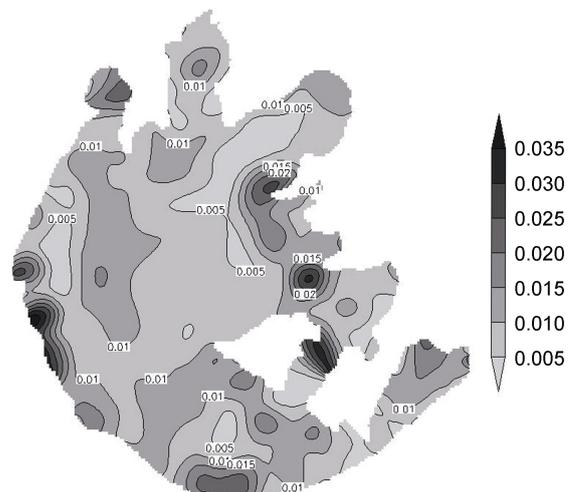


图 7 10 月 4 日 10 时底部切应力(N/m^2)
Fig. 7 The shear stress M/m^2 on the bottom of 10:00, October 4th.

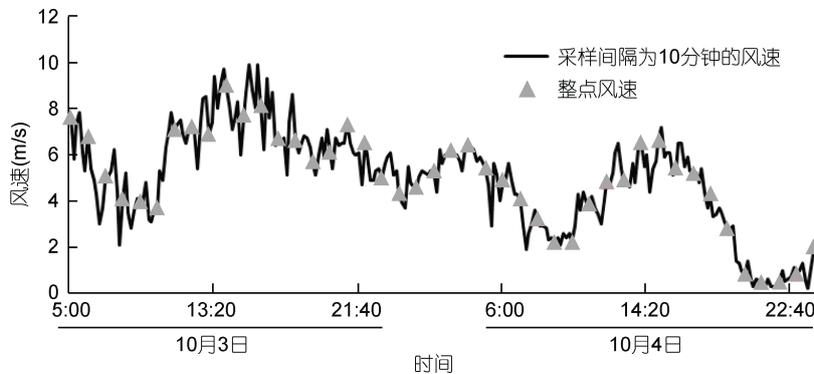


图 8 采样时间为 10 分钟的风速与整点风速 m/s 对比
Fig. 8 The wind speed m/s sampled with intervals of 10 minutes and an hour

(2)没有给出初始浓度场,未考虑入湖出湖对流场以及底泥再悬浮的影响;

(3)MODIS 影像反演时用的 32 个点的实测数据的采样时间间隔很大,与 MODIS 影像生成时间不吻合,只是近似认作是在同时段内采样。以 MODIS 定量反演结果作为对比依据是无奈之举。

3 结论

在考虑高频变化的实际气象场和波浪影响下, FVCOM 模式对太湖底泥再悬浮的空间模拟结果与卫星反演结果较吻合,较以往的研究有所改进。结果显示湖心区和西南湖区是悬浮物浓度的大值区,其原因在于:湖心区虽然底泥较少,但其流场的分布总是有利于周围悬浮物向湖心区输送;而西南湖区本身有底泥的分布,在上升运动和流场的配合下,一方面有悬浮物向该区域输送,另一方面该区域有沉积物悬浮。模拟时刻切应力和悬浮物浓度的空间配置是不一致的,说明了底部切应力并不是影响悬浮物浓度的唯一因子,还与湖流的输移和底泥的分布有关。

参 考 文 献

- 王鹏,王胜艳,郝少盼等,2010. 模拟扰动条件下太湖沉积物的再悬浮特征. 水科学进展, 21(3): 399—404
- 朱广伟,秦伯强,高光,2004. 强弱风浪扰动下太湖的营养盐垂向分布特征. 水科学进展, 2004, 15(6): 775—780
- 朱广伟,秦伯强,高光,2005. 风浪扰动引起大型浅水湖泊内源磷暴发性释放的直接证据. 科学通报, 50(1): 66—71
- 杜聪,王世新,周艺等,2010. 太湖悬浮物浓度的 MODIS 影像估测研究. 武汉大学学报(信息科学版), 35(1): 97—101
- 李一平,逢勇,陈克森,2004. 水动力作用下太湖底泥起动规律研究. 水科学进展, 15(6): 770—774
- 张路,范成新,秦伯强等,2001. 模拟扰动条件下太湖表层沉积物磷行为的研究. 湖泊科学, 13(1): 35—42
- 范成新,张路,秦伯强等,2003. 风浪作用下太湖悬浮态颗粒物中磷的动态释放估算. 中国科学(D 辑), 33(8): 760—768
- 罗澍葱,秦伯强,2003. 太湖波浪与湖流对沉积物再悬浮不同影响的研究. 水文, 23(3): 1—4
- 罗澍葱,秦伯强,朱广伟,2004. 太湖沉积物的分布和动力扰动下最大侵蚀深度的确定. 泥沙研究, (1): 9—14
- 罗澍葱,秦伯强,朱广伟等,2005. 动力扰动下太湖梅梁湾水-沉积物界面的营养盐释放通量. 中国科学(D 辑), 35: 166—172
- 赵巧华,朱广伟,邱辉,2011. 太湖沉积物空间分布的风生流输送机制. 水利学报, 42(2): 173—179
- 逢勇,庄巍,韩涛等,2008a. 风浪扰动下太湖悬浮物试验与模拟. 环境科学, 29(10): 2743—2748.
- 逢勇,颜润润,余钟波等,2008b. 风浪作用的底泥再悬浮沉降及内源释放量研究. 环境科学, 29(9): 2456—2464
- 秦伯强,2009. 太湖生态与环境若干问题的研究进展及其展望. 湖泊科学, 21(4): 445—455
- 秦伯强,胡维平,陈伟民等,2004. 太湖水环境演化过程与机理. 北京: 科学出版社
- 秦伯强,胡维平,高光等,2003. 太湖沉积物悬浮的动力机制及内源释放的概念性模式. 科学通报, 48(17): 1822—1831
- Booij N, Holthuijsen L H, Ris R C, 1996. The SWAN wave model for shallow water. Proceeding of the 25th international Conference on Coastal Engineering, Orlando, USA, 1: 668—676
- Chen C S, Beardsley R C, Cowles G, 2005. An Unstructured Grid, Finite-Volume Coastal Ocean Model FVCOM User Manual, Second Edition. <http://fvcom.smast.umassd.edu/FVCOM/index.html>, Grant W D, Madsen O S, 1979. Combined wave and current interaction with a rough bottom. J Geophys Res, 84: 1797—1808
- Grant W D, Madsen O S, 1979. Combined wave and current interaction with a rough bottom. J Geophys Res, 84: 1797—1808
- Hamilton D P, Mitchell S F, 1996. An empirical model for sediment resuspension in shallow lakes. Hydrobiologia, 317: 209—220
- Havens K E, Schelske C L, 2001. The importance of considering biological processes when setting total maximum daily loads (TMDL) for phosphorus in lakes and reservoirs. Environmental Pollution, 113: 1—9
- Jin K R, Ji Z G, 1999. Calibration and verification of spectral wind-wave model for Lake Okeechobee. Ocean Engineering, 28: 571—584
- Kirstensen P M, Spndergaard M, Jeppesen E, 1992. Resuspension in a shallow eutrophic lake. Hydrobiologia, 228: 101—109
- Lee C, Schwab D J, Beletsky D, *et al*, 2007. Numerical modeling of mixed sediment resuspension, transport, and deposition during the March 1998 episodic events in southern Lake Michigan. J Geophys Res, 112: C02018
- Liang B C, Li H J, 2008. Bottom shear stress under wave-current interaction. Journal of Hydrodynamics, 20(1): 88—95.
- Malmaeus J M, Hakanson L, 2003. A dynamic model for flow and wind driven sediment resuspension in shallow basin. Hydrobiologia, 494: 305—311
- Ris R C, Holthuijsen L H, Booij N, 1994. A spectral model for wave in the near shore zone. Coastal Engineering, 24: 68—78
- Signell R P, 1990. Effect of wave-current interaction on wind-driven circulation in narrow, shallow embayments. J Geo-

- phys Res, 95: 9671—9678
- Teeter A M, Johnson B H, Berger C *et al*, 2001. Hydrodynamic and sediment transport modeling with emphasis on shallow-water, vegetated areas (lakes, reservoirs, estuaries and lagoons). *Hydrobiologia*, 444: 1—23
- Wornom S F, Welsh D J S, Bedford K W, 2001. On coupling the SWAN and WAM wave models for accurate nearshore wave predictions. *Coastal Engineering Journal*, 43 (3): 161—201
- Xu F M, Yan Y X, 2000. Wave Numerical Model for Shallow Water. *China Ocean Engineering*, 14(2): 193—202

MODEL SIMULATION OF SUSPENDED SOLIDS IN TAIHU LAKE UNDER REAL METEOROLOGICAL CONDITION

QIU Hui^{1,3}, ZHAO Qiao-Hua², ZHU Wei-Jun¹

(1. *College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044;*

2. *College of Remote Sensing, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044;*

3. *Bureau of Hydrology, Changjiang Water Resources Commission, Wuhan 430010*)

Abstract To understand the sediment resuspension in Taihu Lake, we simulated the case with the real meteorological data in the FVCOM model in wave condition. Results agree well with the satellite retrieval. Two areas of high-concentration sediment were found in the central and southwestern parts of the lake, due to sediment transport by centripetal flow field, and due to the combination of upwelling and lateral sediment transportation, respectively. However, inconsistency between the distribution of shear stress and suspended-matter concentration indicates that shear stress is not the decisive factor, but the combination with current and sediment distribution, for being cofactors.

Key words FVCOM model; wave; sediment concentration