

# 太湖夏季环流成因的数值研究\*

周杰源<sup>1</sup> 沈永明<sup>2</sup> 王金华<sup>3</sup>

(1. 湖南省交通规划勘察设计院 长沙 410008; 2. 大连理工大学 海岸与近海工程国家重点实验室  
大连 116023; 3. 南京水利科学研究院 南京 210024)

**提要** 采用三维非结构有限体积数值模型对太湖环流进行数值模拟研究。采用三角形网格能更好地拟合太湖复杂的岸线边界及众多小岛。通过考察风、径流、温度斜压、科氏力及地形等因素,对太湖夏季环流的形成与特点进行了系统的研究。结果表明:太湖水平环流主要为风生流,垂向速度较水平速度小很多,量级约为  $10^{-6}$  m/s,部分剖面可以看到微弱的垂向环流。吞吐流并不能形成平面环流。受太湖水浅的影响密度流难以持续稳定,一般不会形成平面环流。地形效应使流场在均匀定常风下的分布有浅水顺风深水逆风补偿的特点。此外,模拟试验表明太湖即使是平底地形条件下,当有足够大的风驱动时,也可以构造出环流形态。

**关键词** 太湖; 环流; 有限体积法; 三角网格  
**中图分类号** P333.9

太湖位于长江三角洲的南部,为我国第二大淡水湖,是典型的大型浅水湖泊。湖泊环流是湖泊研究的重要内容之一,是湖泊内水质交换、物质运输最重要的载体。按其成因,主要包括风生环流、与河流水体交换引起的吞吐流和由温度场分布不均产生的密度环流。很多学者对太湖流场进行了研究,研究的手段大都采用数值模拟(梁瑞驹等, 1994; 胡维平等, 1998; 王惠中等, 2001; 罗淑葱等, 2003)的方法,取得了很多有意义的研究成果,如:韩红娟等(2008)提出风速大小控制湖泊流场逐渐由吞吐流转变成风生流。在风生环流中,姜加虎(1997)认为风速对环流结构的形状影响不大,主要影响环流的流速,环流结构的形状主要受风向影响。此外,张发兵等(2004)考察了地形对湖泊流场的影响,认为在同一常风下湖底地形决定了湖泊风生流场的基本形态和环流流速。

以往的太湖数值模拟中普遍存在一些不足,如网格精度低,精度大多为千米量级;岸线岛屿粗化,或者直接忽略岛屿的存在;模式考虑因子比较单一等。此外,以往文献多偏重于模式的建立,对水流结构等的分析与规律探讨不是很深入。由于太湖环流的

重要性及其复杂性,太湖的水动力数值模拟还需进一步研究,如:考虑温度的斜压效应,引入径流对流场的影响,对边界的拟合采用三角网格等。本文拟采用三维非结构有限体积数值模型对太湖夏季环流的成因及影响因子进行系统的数值试验,主要考察风、径流、温度斜压、科氏力、地形等多个因素对环流形成的影响。

## 1 数值模型

### 1.1 模型简介

三维非结构有限体积数值模型是陈长胜博士研究组建立的一个三角形网格、有限体积、三维原始方程组海洋模式(FVCOM, Finite Volume Coast and Ocean Model)。该模式垂向采用  $\sigma$  坐标,垂向涡粘性系数使用改进后的 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合模型,水平涡粘性系数使用 Smagorinsky 公式。可以综合考虑温盐斜压、径流、风、科氏力等多个动力因素。此外,采用干湿网格技术使模式可以很好地适应大风下的“太湖见底”现象。区域划分采用三角形网格,能更好地拟合太湖复杂的岸线边界与岛屿轮廓,也

\* 国家自然科学基金项目, 50839001 号, 50979036 号。周杰源, E-mail: changsha0034@126.com

通讯作者: 沈永明, 博士生导师, E-mail: ymshen@dlut.edu.cn

收稿日期: 2011-01-05, 收修改稿日期: 2012-06-19

能方便地对精度要求高的局部地区进行局部加密。方程离散采用有限体积数值计算方法, 这种方法综合了有限元方法的网格易曲性和有限差分方法的计算速度效率高两大优点, 有效解决了复杂几何岸线的拟合和计算有效性的难题。通过与解析解和其他现有模式的比较, 该模式具有明显的优势(Chen *et al.*, 2007)。其详细的描述和模型的验证可以参考 Chen *et al.*(2003)。

### 1.2 模型配置、边界条件、初始条件

太湖地形较平坦, 但岸线复杂, 湖内多岛。选取湖区内较大的岛屿 17 个, 采用非结构化三角网格对岸线及岛屿进行局部加密, 有效的提高了计算的可靠性和准确性。网格范围覆盖太湖主体湖区北纬  $30^{\circ}56'$ — $31^{\circ}34'$ , 东经  $119^{\circ}54'$ — $120^{\circ}36'$ , 具体网格划分见图 1。平面上共划分 10819 个网格单元, 网格节点数为 5753 个, 其中靠近岸线及岛屿的网格较小, 最小网格边长为 59.4m, 湖体中央及岸线较平顺处网格较大, 最大网格边长大小 1174.8m。垂向共分成 5 层。外模运行时间步长取 2s, 内模时间步长为 20s。湖底摩擦系数采用逢勇等(1995)对太湖水底摩擦系数研究的估算值 0.0025。

将环太湖河道概化为 13 条, 编号为 R01 到 R13, 具体布置见图 2。选择 2000 年 7 月的水文气象资料作为模拟试验的研究背景。2000 年 7 月盛行东南风, 风速为 3m/s。模型计算采用冷起动, 初始流速为零。由于当月的太湖水温场实测资料匮乏, 但有相关的研究(张玉超等, 2008)表明太湖确实存在水温分层现象,

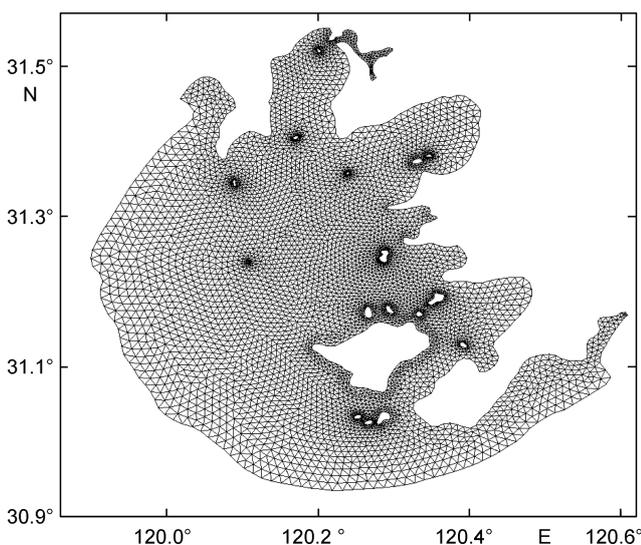


图 1 网格划分

Fig.1 The computation grid of Taihu Lake

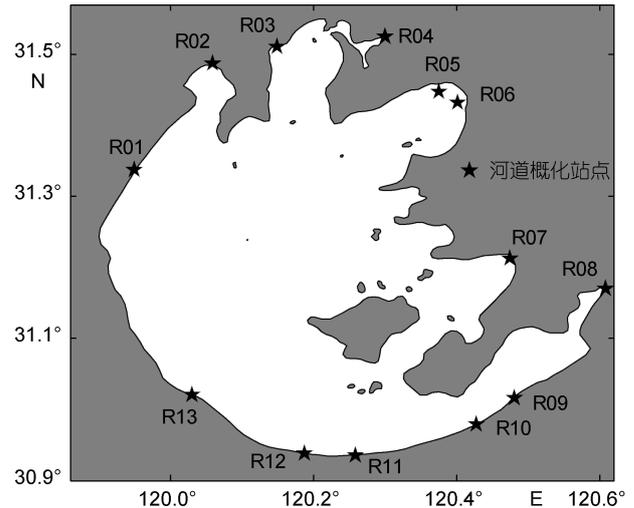


图 2 环太湖概化后的河道站点布置

Fig.2 Locations of simplified rivers inlets around Taihu Lake

只是维持的时间有限, 其产生和消失以“天”为单位。根据已有的实测太湖水温分层规律, 建立太湖 7 月的初始理想温度场为  $T(i, j, k) = 28.13 - H(i, j) + 4\sigma(i, j, k)$ 。其中  $H$  为当地的水深。理想温度场的平均温度为  $28.77^{\circ}\text{C}$ , 与 2000 年 7 月的平均水温实测数据保持一致。从初始温度场表达式可以看出, 温度随当地总水深及分层变化。当地总水深越大, 温度越低; 在同一断面上, 表现为湖表面温度高, 湖底温度低, 基本可以反应出太湖夏季的温度分层现象。

### 1.3 计算工况

湖流按其成因可分为梯度流和漂流。梯度流分为吞吐流和密度流, 动力有重力、径流和密度斜压等。而漂流为风对水面的切应力作用所引起的水体流动。此外, 地形对湖流形态有很大的影响。为了研究太湖夏季环流的产生原因和分布特点, 从湖流的几个影响因子出发, 设计了 5 组计算工况, 具体计算工况设定见表 1。工况 1 为根据 2000 年 7 月太湖实际水文气象资料对流场的数值模拟, 作为对比工况。工况 2、3、4 分别考察太湖中风生流、吞吐流、密度流对

表 1 设计的数值试验工况

Tab.1 Designed conditions in the numerical experiments

工况	条件设定
1	实际情况
2	2000 年 7 月盛行风作用, 不考虑径流、温度的影响
3	2000 年 7 月平均径流作用, 不考虑风、温度的影响
4	分层温度作用, 不考虑风、径流的影响
5	采用平底地形, 考虑岛的存在, 无岛处水深取 2m, 考虑多组不同风速的作用

环流产生的贡献。而工况 5 研究了地形和科氏力对太湖环流的形成和形态的影响。所有工况模拟 80h, 待基本稳定后再进行分析。值得指出的是: 因太湖水浅, 温度分层变化频率较高, 密度流往往不会得到充分的发展, 结合实际考虑动力因子随时间的变化是很有必要的。

## 2 模拟结果与分析

### 2.1 太湖夏季环流结构

通过工况组 1 的模拟试验, 得到太湖的三维流场, 取其表层、中层、底层(如图 3)进行分析。表层的流场受风、径流等多种因素作用, 其分布较中层和底层复杂。表层流速大小差别较大, 东北和西南沿岸浅水区域流速较其他区域大。表层只在局部地区形成了范围很小的环流, 位置与中层流场中的环流并不相同, 多分布在河口前端的两侧。底层流场中也有明显的水平环流结构, 流场流速大小较均匀, 相应的平均流速变小, 方向基本与表层风向和表层流场相反, 有补偿流的特征, 在三维上形成了垂向环流的基本形态。但垂向流速很小, 其量级平均为  $10^{-7}$  m/s, 最大也只有  $10^{-5}$  m/s。太湖各层流场取垂向所有  $\sigma$  层平均后可以得到平面流场, 平面流场结构与中层的流场结构基本相同。从流场图 3(b)中可看出太湖夏季的典型水平环流结构主要存在两大环流系统: 一为占据太湖西南部的规模很大的顺时针环流, 沿长轴方向达 40 公里; 二为太湖东北部的逆时针环流, 其长轴长达 20 公里。此外, 在湖心处由于平台山的阻隔, 其东边有一个小范围的顺时针环流, 西边有一个逆时针环流。贡湖、梅梁湾和竺山湖内有一个较明显的环流。太湖西山的北面也有一个逆时针的环流。这些数值模拟的结果与

崔广柏等(2009)及南京地理所通过多年观测研究总结出的太湖在典型风场作用下形成的环流结构的流场图基本一致。值得指出的是: 如果流场模拟中忽略了平台山等小岛的存在, 在模拟结果中则观察不到平台山两侧两个小型环流等现象, 小岛的存在对太湖局部流场的影响不可忽略。

### 2.2 太湖夏季环流成因因子的分析

工况 2 考察了定常风对太湖环流形成的影响。在均匀定常风的作用下, 太湖流场可以形成明显的平面环流, 且与实际情况下的平面环流形态和位置都相差不大。可以初步认为风是驱动并影响环流的主要因子, 这也正是逢勇等(1996)对太湖进行数值模拟时只考虑风作为动力的原因。垂向上, 各层的流场差异较大, 由于风直接作用在表层, 表层水的运动方向基本为顺风方向, 即以西北方向为主, 同时受地形及岸线的影响。表层水没有形成大范围的环流。中层的流场无论从环流位置还是规模来看, 都与平均的二维流场相差不大, 流速大小也基本处于同一数量级, 为  $10^{-2}$  m/s。流速大小从表层往下, 逐渐减小, 到次底层以下又有所反弹。主要是因为流速在中层以下附近有方向的转变。方向转变后底层的流速与表层和中层的流速方向相反, 形成了补偿流。同时, 在底层部分区域仍有环流的特征, 如太湖西南部底层也有明显的环流形态。图 4 给出了本工况下的表层、中层、底层流场情况。

工况组 3 较全面地考虑了太湖环湖河道。由于缺乏数据, 河道垂向上采用平均分布。计算所得的平面流场为图 5。若只有径流的作用, 由于太湖流域地形具有西北高东南低的特点, 流场整体上也表现为水流从西北部流入后向东南运动。平均流速的量级为

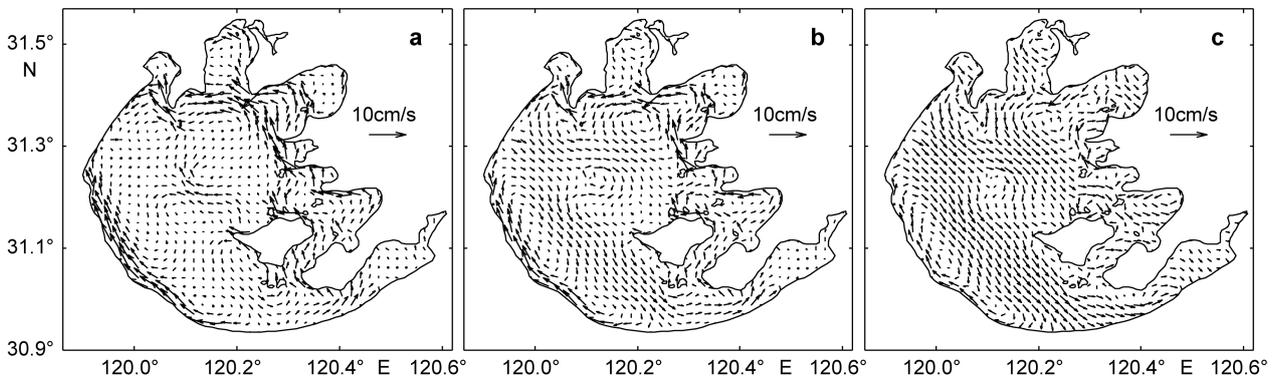


图 3 工况组 1 下表层(a)、中层(b)、底层(c)的流场

Fig.3 The flow field of the surface layer (a), middle layer (b), and bottom layer (c) under Condition 1 in the numerical experiments

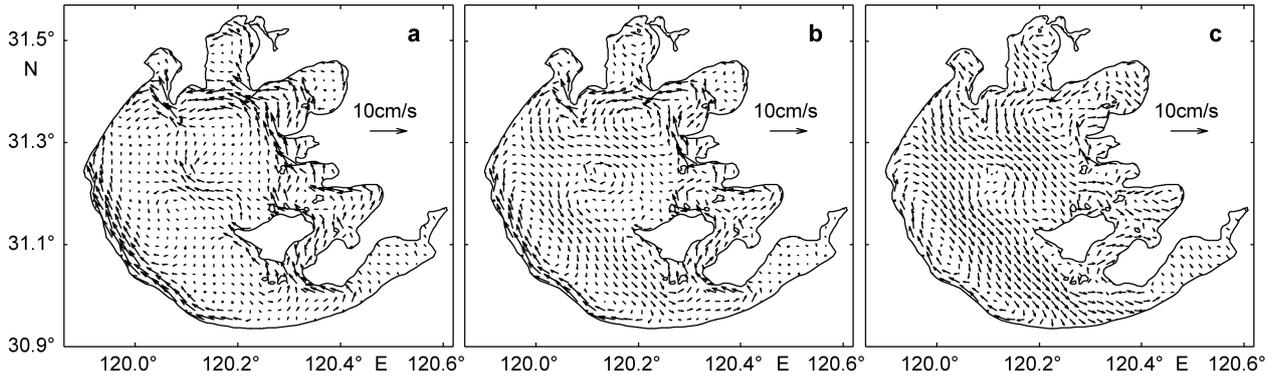


图 4 工况组 2 下表层(a)、中层(b)、底层(c)的流场

Fig.4 The flow field of the surface layer (a), middle layer (b), bottom layer (c) under Condition 2 in the numerical experiments

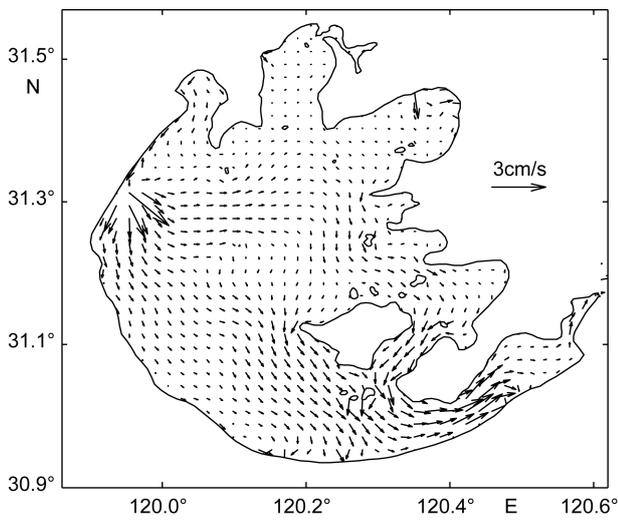


图 5 径流作用下的太湖平面流场

Fig.5 Plane flow field driven by runoff in Taihu Lake

$10^{-3}m/s$ , 最大流速出现在河口附近, 全场没有形成明显的环流结构。垂向上的每层流场分布相差不大, 与二维也基本一致, 都没有明显的环流结构。由此可

见, 径流不是太湖水平环流形成的决定因子, 太湖吞吐流并不能形成环流。这与吴坚等(1988)的结论一致。

工况组 4 设定太湖湖区没有风作用且初始流场为静止, 探讨太湖水温差引起的密度流对太湖环流形成的影响。模型运算结果见图 6, 图 6 表明: 在温度斜压的作用下, 太湖形成了密度流, 且构造出来的流场表现为: 平面上, 湖体内有较明显但形状并不规则的大范围平面逆时针环流。该环流的形态与地形的等深线分布相似, 位于太湖水深较大的区域, 北部贯穿了焦山与平台山中间的水域直达乌龟山附近, 南部到大雷山附近, 围绕平台山呈半包围形状。三维上, 表层水流表现为由水温高的区域向水温低的区域运动, 即水体由浅的向较深的地方运动。底层有明显的补偿流, 从较深处流向浅处, 与表层水流运动相反, 部分区域可以构造出垂向环流。中间层流场与平面流场基本一致, 密度流形成了大范围的逆时针环流。可见, 太湖中温度的空间分布不均储存了位能, 可以成为环流形成的动力。从模拟试验数据分析, 温度斜压引起的密度流需要大约 50h 的成长才能形成

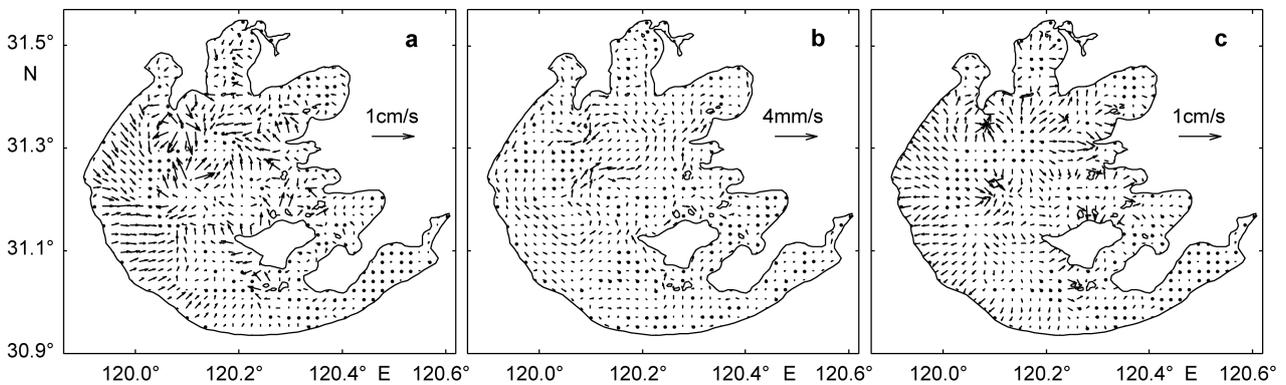


图 6 工况组 4 下表层(a)、中层(b)、底层(c)的流场

Fig.6 The flow field of the surface layer (a), middle layer (b), and bottom layer (c) under Condition 4 in the numerical experiments

环流。而具体到实际情况中,太湖水浅,其温度场随表层温度变化较快,水温分层现象的变化频率一般为日变化(张玉超等,2008),即同一个水温分层现象的连续存在时间一般不会超过12h。这种情况下密度流难以持续稳定,密度流对环流形成的动力作用也会被削弱。由此可知,吴坚等(1988)研究的琵琶湖关于水温差异形成环流的结论并不适用于太湖这样的浅水湖泊。太湖温度斜压下密度流的平均速度量级为 $10^{-4}$ m/s。相对风和径流而言,温度斜压的影响是可以忽略的。所以,实际的太湖流场数值模拟中,可以不计入温度斜压的影响。

罗激葱等(2003)提出凹凸不平的地形是均匀风场下产生涡度的原因。本文通过工况组5将进一步分析凹凸不平地形对平面水平环流的具体影响和非凹凸不平地形也会产生环流的可能。由动量定理可知,在地形效应的作用下,浅水层在风应力作用下产生的平均加速度要大于同等风应力下深水的加速度,从而形成了在浅水区流场方向与风应力方向一致,且流速较大。当这部分水体受到边界的限制后在中间水深较大处形成回流,进而在全场形成了地形效应下的环流。我们也可以简单的从理论推导中分析认识到这种规律。控制方程可以取考虑了表面风应力和底部摩擦力,经线性简化的二维浅水方程,并设定水密度为定常值:

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} - fV = -c^2 \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x - B_x \\ \frac{\partial V}{\partial t} + fU = -c^2 \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y - B_y \\ \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = -\frac{\partial \eta}{\partial t} \end{cases} \quad (1)$$

$F_x$ 、 $F_y$ 为水体上风应力引起的 $x$ 、 $y$ 方向的应力分量; $U$ 、 $V$ 为水体 $x$ 、 $y$ 方向速度; $f$ 为科氏力; $\eta$ 为垂直方向上湖面相对于平均水面的高度;水深 $H=H(x,y)$ 。

先分析地形效应对平面水平环流的影响。取模型为如图7所示的理想狭长型湖泊,中间 $(x_1, x_2)$ 范围内有较长一段深度轮廓线与 $x$ 轴平行的区域。在这段 $(x_1, x_2)$ 区域内 $x$ 方向地形没有变化,风作用在 $x$ 方向,即 $F_x=F$ , $F_y=0$ 。不考虑科氏力和摩擦力的影响,最后的流速方向平行于边界和深度轮廓线,无 $y$ 方向流速。这些条件下,流场基本稳定后上述方程组(1)存在一个特解 $\eta$ , $\eta(x,y)$ 为非时间的函数。由于流速初始场静止,从方程组(1)可以得到, $U$ 、 $V$ 将与时间成线性关系。即:

$$U = a_x t \quad (2)$$

$$V = a_y t \quad (3)$$

$a_x$ 、 $a_y$ 是沿深度积分后的加速度,在时间上为常数,将(2)式和(3)式代入方程组(1)中可得:

$$a_x = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + F \quad (4)$$

$$a_y = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (5)$$

$$\frac{\partial a_x}{\partial x} + \frac{\partial a_y}{\partial y} = 0 \quad (6)$$

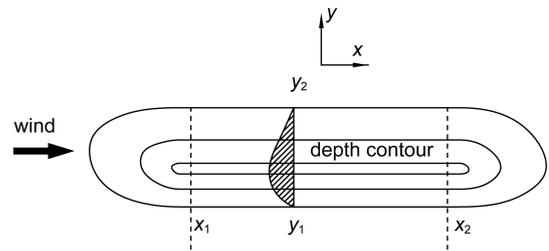


图7 理想狭长型湖泊模型:  $(x_1, x_2)$ 范围内深度轮廓线与 $x$ 轴平行;  $y_1, y_2$ 为湖泊纵断面在 $y$ 方向的上下限

Fig.7 The ideal model of long-and-narrow lake: depth contours are parallel to  $x$ -axis within  $(x_1, x_2)$ ;  $y_1, y_2$  are the upper and lower limits of vertical section of lake on the  $y$  direction

对湖体任意横断面由连续方程(6)沿 $y$ 方向积分有:

$\int_{y_1}^{y_2} a_x dy = 0$ , 其中的 $y_1, y_2$ 为湖体断面所在 $y$ 轴坐标的上下限。在中间段 $(x_1, x_2)$ 范围内,其流速方向是平行于边界和深度轮廓线的,即 $a_y=0$ 。又因为 $F_y=0$ ,所以式(5)中的 $\partial \eta / \partial y = 0$ ,即表层波面在垂直于 $x$ 轴的横断面上是个常值。在垂直于 $x$ 轴的横断面上对(4)式沿垂向积分,可以计算出 $x$ 方向的波面梯度:

$$\frac{d\eta}{dx} = \frac{Fb}{gS} \quad x_1 < x < x_2 \quad (7)$$

其中 $b=y_2-y_1$ 是湖体断面的宽度, $S = \int_{y_1}^{y_2} H dy$ 为断面的面积。将(7)式代入(4)式后可求得在 $(x_1, x_2)$ 区域内的流场加速度,然后由式(2)可求出流速:

$$U = Ft \left( 1 - \frac{Hb}{S} \right) \quad x_1 < x < x_2 \quad (8)$$

从理想模型的解析解可以看出,速度的分布主要由地形的分布决定的。在 $H=S/b$ 处,即水深等于断面的平均水深处流速为0。沿着各断面平均水深的轨迹,风应力与压力梯度平衡,没有流产生。在 $H<S/b$ 处,即水浅处,风应力大于总的重力,水团加速向下风区运动。在深水中 $H>S/b$ ,应力梯度起主导作用,

有回复流形成。这样, 就形成了两个大致以平均水深线为中线的环流, 其运动特点可以简单的总结为浅水顺风深水逆风补偿。在太湖流场的数值模拟中, 也可以明显的观察到上述地形效应的影响规律。如图 4 中太湖西南沿岸及湖区湖体的东北部分(贡湖和梅梁湾湖口)水深较浅, 当表面东南定常风作用时, 水流运动受风应力控制, 产生的水流运动方向与风应力方向保持一致, 向西北方向运动。而在平台山两侧水深较大的区域则向东南方向运动, 形成了回复流, 正好对应深水回复的特点。即太湖实际地形的数值模拟中也可以明显的观察到公式推导得出的浅水顺风深水逆风补偿的水流运动特点。这两种运动分别在迎风岸和背风岸衔接后便形成了太湖湖体内的两大环流。值得指出的是, 上式忽略了摩擦力的存在。如果有摩擦, 上式中的速度将不会一直是随时间不断增大的值。当摩擦力、风应力等达到平衡时, 速度则不会再增长。另一方面, 摩擦的存在并不会改变上式的趋势, 因为摩擦力一开始只是个小量, 通常正比于速度的平方。

在常深地形中, 也可以找到环流形成的可能, 仍从控制方程组(1)出发, 由前两式可以求得:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - f \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial(F_y - B_y)}{\partial x} - \frac{\partial(F_x - B_x)}{\partial y} \quad (9)$$

其中引入的  $\zeta = \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial y}$ , 为湖流的涡度;  $(F_x, F_y) = \frac{1}{\rho(\eta+h)}(\tau_{sx}, \tau_{sy})$ ,  $(F_x, F_y)$  随水深变化, 为地形效应项,  $(\tau_{sx}, \tau_{sy})$  为风应力作用下的表层切应力。当  $(\tau_{sx}, \tau_{sy})$  为常值时, (9)式右边项成为  $\frac{\tau_{sx}}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{(\eta+h)} - \frac{\tau_{sy}}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} \frac{1}{(\eta+h)}$ ,

只要地形是凹凸不平的, 即有湖流水平漩涡的形成。所以说(9)式右边项正是均匀定常风在凹凸不平地形下也会产生环流的原因。

另一方面, 假设风为沿  $x$  方向的常风, 忽略底摩擦, 取全场水深为常值, 于是(9)式右边项为 0, 初始场水面静止, 方程成为:

$$\zeta = f\eta \quad (10)$$

其中  $f=2\omega v \sin\psi$ ,  $\omega$  是地球的自转角速度,  $\psi$  是物体所在的纬度, 太湖所在取为  $31^\circ\text{N}$ 。由式(10)可知, 在科氏力不为 0 时水面的变化会导致旋涡的产生和变化。所以常风作用在常深地形中也可能会有旋涡产生。Csanady (1982)给出的圆形常深模型中的速度势解析解也说明了环流在平坦地形中的存在。 $f$  与  $\eta$  都是较小的量, 主要由风生流、风涌水的大小决定。科氏力只影响水流方向, 在低风速或者短距离下科氏力对流场的影响很小。再具体到太湖这种大型浅水湖泊中,  $\eta$  的成长有限, 底摩擦力对湖流影响较大, 其环流的形成也会与通常分析大型湖泊的情况有所不同。这种浅水湖泊的特殊性一般鲜有描述(Csanady, 1982; 秦伯强, 2009)。进一步的研究可以借助数值模拟技术。

在太湖的常深数值试验中, 先设定太湖湖底地形平坦, 水深为 7 月平均水深 2.0m, 风向仍取东南风, 风速大小取 3m/s、8m/s、13m/s、15m/s 等多组定常风分别进行试验。试验结果显示, 流场在 3m/s、8m/s 的风速下, 并没有形成平面环流。当风速增大到 13m/s 及以上时, 可以观察到明显的大范围环流, 如图 8(b)为 13m/s 定常风下的太湖平面流场分布, 太湖中部有明显的大范围环流。由此可以得到结论: 即使在平坦地形下, 太湖在足够大的均匀定常风作用下

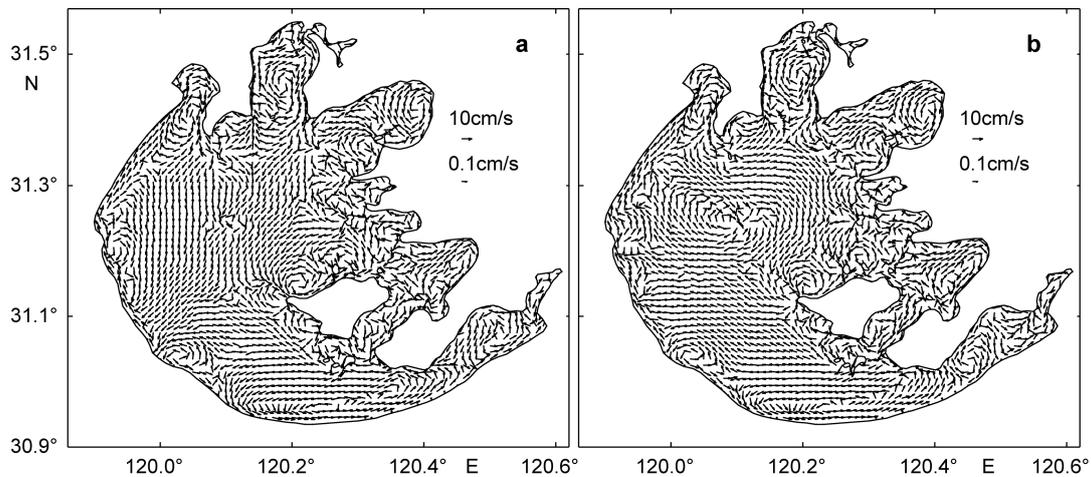


图 8 太湖平底地形下无科氏力作用(a)和有科氏力作用(b)下的平面流场分布

Fig.8 The surface flow field of flat bottom without the effect of the Coriolis Force (a) and with the effect (b)

也可以形成平面环流。

从前面的公式推导可知,科氏力的存在可能是平底地形也会产生环流的原因。基于此认识,本文进一步对上面 13m/s 产生环流的工况去掉科氏力后再次进行了数值试验。模拟的流场为图 8(a)所示,在没有科氏力的作用下,湖体中部的大环流消失了。此外,在图 8 的两个图中都发现在湖体岸线附近流场形态多样,局部形成了小规模环流,尤其是南端收缩型区域和东山北部水域,有明显小环流存在。物理意义上这是边界的干扰形成的,理论上可以认为是公式(9)中的地形项在岸线处的水深突变形成的。由上可知:科氏力是常深地形中全场大范围环流形成的原因,水陆边界会引起附近水流流场多样化。这对太湖流场认识的指导作用是:太湖在一般风速情况下科氏力的影响较小。但在台风等大风作用下,科氏力项本身就可以构出环流的基本形态,其对流场的影响不能简单忽略。

### 3 结论

三维非结构有限体积数值模型可以很好地应用于太湖湖泊的数值模拟研究。区域划分采用任意大小的三角形网格,能更好地拟合太湖复杂的岸线边界,可以有效地提高计算精度。采用该模型对太湖 2000 年 7 月夏季环流的特点与各影响因子进行了系统的模拟试验研究,得到如下几点结论:

(1)太湖表层流场受表面风和出入径流的控制,底层流速较小,方向基本与表层风向相反,有补偿流的特征,在三维上形成了垂向环流。中层的流场结构与平面环流基本一致。太湖夏季水平方向上环流主要存在两大环流系统。湖体内小岛的存在对太湖流场有很大的影响,如湖心处由于平台山的阻隔,其附近又产生了两个小型的环流。全面考虑岛屿的存在和提高岛屿拟合的精度可以有效地提高模拟的可靠性和准确性。

(2)从所有的模拟工况来看,太湖夏季环流产生的主要动力因子为风,风的大小直接影响平面环流流速的大小,风向结合地形基本决定了环流的形态。而太湖周围的径流并不能让湖体内形成环流。

(3)太湖也存在温度层引起的密度流。持续的密度流在无风初始流场静止条件下也可形成环流。但太湖水浅,其温度场随表层温度变化较快,密度流对环流形成的动力作用被削弱,实际情况下很难形成密

度流引起的环流,同时考虑其平均速度量级为  $10^{-4}$ m/s,其对流场的影响是可以忽略的。

(4)太湖湖底地形对环流形成有很大的影响,在一定的风向下,湖底地形基本决定了环流形态和环流方向,流场顺应地形呈现浅水顺风深水逆风补偿的运动特点。但凹凸不平的地形并非是产生环流的必要因子。因为假设太湖地形为平坦,在足够大风作用下,太湖也可构造出环流流场形态,本文从公式推导和数值模拟两方面都进行了验证。科氏力是平底地形下全场大范围环流形成的原因,而复杂多变的岸线可以让岸线附近的流场变得多样化,在局部形成环流。

### 参 考 文 献

- 王惠中,宋志尧,薛鸿超,2001.考虑垂直涡粘系数非均匀分布的太湖风生流三维数值模型.湖泊科学,13(3):233—239
- 吴 坚,大西行雄,熊谷道夫,1988.琵琶湖南湖,太湖的一个多层水动力数值模型.海洋湖沼通报,2:16—24
- 张玉超,钱 新,钱 瑜等,2008.太湖水温分层现象的监测与分析.环境科学与管理,33(6):117—121
- 张发兵,胡维平,秦伯强,2004.湖底地形对风生流场影响的数值研究.水利学报,12:34—38
- 罗葱葱,秦伯强,2003.基于三维浅水模式的太湖水动力数值试验——盛行风作用下的太湖流场特征.水动力学研究与进展(A 辑),18(6):686—691
- 胡维平,秦伯强,濮培民,1998.太湖水动力学三维数值试验研究 01-风生流和风涌增减水的三维数值模拟.湖泊科学,10(4):15—25
- 姜加虎,1997.贡湖及其相关水域风生流模拟研究.海洋湖沼通报,4:1—7
- 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
- 逢 勇,濮培民,1995.太湖水底摩擦系数的估算.上海环境科学,14(3):34—35
- 逢 勇,濮培民,1996.太湖风生流三维数值模拟试验.地理学报,51(4):322—328
- 崔广柏,刘 凌等,2009.太湖流域富营养化控制机理研究.北京:中国水利水电出版社,171—174
- 梁瑞驹,仲金华,1994.太湖风生流的三维数值模拟.湖泊科学,6(4):289—297
- 韩红娟,胡维平,晋义泉,2008.风速变化对竹湖流场结构影响的数值试验.海洋与湖沼,39(6):567—576
- Chen C S, Hedong L, Beardsley R C, 2003. An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 20(1): 159—186
- Chen C S, Huang H S, Beardsley R C *et al*, 2007. A finite volume

numerical approach for coastal ocean circulation studies: 2006JC003485  
comparisons with finite difference models. Journal of Geo- Csanady G T, 1982. Circulation in the Coastal Ocean. D. Reidel  
physical Research, 112(C3): C03018, <http://dx.doi.org/10.1029/> Publishing Company, Dordrecht, Holland. p. 25—110

## NUMERICAL SIMULATION OF SUMMER CIRCULATION IN TAIHU LAKE

ZHOU Jie-Yuan<sup>1</sup>, SHEN Yong-Ming<sup>2</sup>, WANG Jin-Hua<sup>3</sup>

(1. Hunan Provincial Communications Planning, Survey and Design Institute, Changsha, 410008;  
2. State Key Laboratory of Coastal and Offshore Engineering, Dalian University Of Technology, Dalian, 116023;  
3. Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing, 210024)

**Abstract** We simulated the circulation of Taihu Lake based on an ocean model in unstructured grid and finite-volume with three-dimensional primitive equation. The model could fit well the irregular coastal boundary and numerous small islands with the unstructured triangular grid. By analyzing wind, river runoff, baroclinic pressure, the Coriolis Force, and topography, the formation and characteristics of the lake circulation during summer were modeled systematically. Results show that the horizontal circulation was mainly wind-driven; the vertical velocity was about  $10^{-6}$  m/s, much smaller than the horizontal one. Weak vertical circulation could be found in some places. Throughput flow could not lead to horizontal circulation. Affected by the shallow depth, the density current was unstable, and so the horizontal circulation was seldom formed. The topographical effect caused downwind circulation in shallow water while upwind in deep water. In addition, the circulation could be formed if wind force was strong enough even in the condition of flat bottom topography.

**Key words** Taihu Lake; circulation; finite-volume method; unstructured grid