

(4)

26-34

P343.3

太湖水动力学三维数值试验研究  
—— 2. 典型风场风生流的数值计算

胡维平 濮培民 秦伯强

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

**提 要** 本文用垂直方向均分五层, 水平网格距离为 1km 的压缩  $\sigma$  坐标系下的三维数值模型, 计算了太湖典型风场 SE, NW, SW 风生流, 分析了太湖潮流及由各层流场平均得到的整层平均流态在这三种典型风场作用下随时间的演变特征, 探讨了风应力、水面倾斜压强梯度力、湖底摩擦力三者对潮流垂直结构的影响, 初步揭示了太湖潮流垂直结构形成的机理。

**关键词** 三维数值模拟 风生流 散度 太湖

**分类号** P343.3

, 风场 水动力学

流场对湖泊中的物质输移有重大的影响, 因而湖泊流场的研究一直受到湖泊研究者高度重视。由于湖流较小, 观测相对比较困难, 因而湖流的数值计算得到了湖泊水动力学研究者的广泛研究, 取得了大量的成果。但是这些模型大多数为整层平均二维模型, 少数为两层或为理想地形多层模型<sup>[1-7]</sup>。这些模型在研究诸如泥沙、藻类等存在明显垂直梯度的物质输移和空间分布时, 就显得过于粗略, 胡维平等<sup>[8]</sup>建立的  $\sigma$  坐标下的太湖风生流三维数值模型因可对垂直方向进行多层细划分, 且各网格点层数一致, 比较适于这类研究的湖流数值计算。因而本文用该模式探讨太湖各典型风场 SE, NW, SW 驱动的湖流, 以期研究太湖诸如泥沙、藻类的输移和空间分布和机理提供必要的基础。

## 1 湖水运动控制方程

据胡维平等研究结果<sup>[8]</sup>, 在湖底为 0, 湖面为 1 的归一化压缩  $\sigma$  坐标下, 湖水的运动控制方程为:

$$\frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} + \frac{\partial(Hw^*)}{\partial \sigma} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w^* \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_v \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ A_\sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right] + \epsilon_x \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w^* \frac{\partial v}{\partial \sigma} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_v \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ A_\sigma \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] + \epsilon_y \quad (3)$$

这里  $x, y$  方向分别为在水平面投影指向正东、正北,  $t$  为时间变量,  $\sigma$  为离开湖底的相对高度, 向上为正,  $\zeta$  为水面相对平衡位置位移,  $g$  为重力加速度,  $f$  为科氏力常数,  $u, v$ , 为流速在  $x, y$  方向分量;  $\epsilon_x, \epsilon_y$  为  $x, y$  方向控制方程水平扩散项变换产生的偏差项, 它们为:

• 欧盟 (No. C11 \* -CT93-0004(DG12-HSMU)) 和中国科学院“九五”重点项目 (KZ952-S1-220) 联合资助项目。  
收稿日期: 1998-08-15. 胡维平, 男, 1965 年生, 副研究员。



$$\begin{aligned} \epsilon_x = & A_v \left\{ \frac{2}{H} \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial \sigma} \left( \frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial^2 u}{\partial \sigma^2} \frac{1}{H^2} \left( \frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 - 2 \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{1}{H^2} \frac{\partial u}{\partial x} \left( \frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \right. \\ & \left. \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{1}{H} \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \sigma \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \right) + \frac{2}{H} \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial \sigma} \left( \frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial^2 u}{\partial \sigma^2} \frac{1}{H^2} \left( \frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 - 2 \frac{\partial u}{\partial \sigma} \cdot \right. \\ & \left. \frac{1}{H} \frac{\partial H}{\partial y} \left( \frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{1}{H} \left( \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} - \sigma \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) \right\} \end{aligned}$$

$\epsilon_y$  的表达式和  $\epsilon_x$  的表达式相同, 只要把  $u$  换成  $v$  即可,  $H$  为从湖面到湖底的深度. 边界条件可简化为:

$$\sigma = 1 \text{ 时}$$

$$w' = 0.0$$

$$\rho \frac{A_s}{H} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = (\tau_x^s, \tau_y^s) = C_D^s \rho_a \sqrt{u_s^2 + v_s^2} (u_s, v_s)$$

$$\sigma = 0 \text{ 时}$$

$$w' = 0.0$$

$$\frac{A_b}{H} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = (\tau_x^b, \tau_y^b) = C_D^b \sqrt{u_b^2 + v_b^2} (u_b, v_b)$$

这里  $\rho$  为水体的密度,  $\rho_a$  为空气密度,  $\tau_x^s, \tau_y^s$  为湖底  $x, y$  方向的切应力,  $\tau_x^b, \tau_y^b$  为湖面  $x, y$  方向的风应力,  $C_D^s, C_D^b$  为湖面和湖底的拖曳系数. 方程的侧边界条件为法向速度为零.

数值计算用的差分方程为交错网格差分方程, 变量  $u$  放在  $x$  方向和  $\sigma$  方向的半整数网格点上, 变量  $v$  放在  $y$  方向和  $\sigma$  方向的半整数网格点上,  $w', h, H, \zeta$  放在整数网格点上, 差分用中央差分, 垂直端流扩散项用半隐半显式差分. 因差分方程十分复杂此处略去<sup>[6]</sup>.

## 2 计算结果与分析

数值计算的空间步长  $x, y$  方向均为 1km,  $\sigma$  方向步长为 0.2, 时间步长为 120s. 水平扩散系数取  $5 \times 10^4 \text{cm}^2/\text{s}$ , 垂直方向的湍流扩散系数取  $4.0 \text{cm}^2/\text{s}$ <sup>[8]</sup>. 风应力拖曳系数为  $0.002$ <sup>[8]</sup>, 湖底粗糙度为  $1.0 \text{cm}$ <sup>[9]</sup>.  $u, v, w, \zeta$  计算用初始值均为 0.0.

### 2.1 8.0m/sSE 风作用下的流场

太湖 4 至 8 月盛行东南风<sup>[14]</sup>. 图 1 为 8.0m/s 东南风持续作用下, 沿垂直方向的五层流场平均得到的整层平均流场随时间变化. 东南风持续作用 1h, 整层平均潮流方向与风向的偏角不大, 流速呈湖心大, 岸边小的特征, 湖心流速可达 25cm/s. 6h 后因湖水在迎岸堆积, 压强梯度力加大, 平均流场发生了巨大变化, 湖心流速较沿岸带流速小, 并形成环流的雏形, 整层平均流速较 1h 小得多. 13h 整层平均潮流在太湖湖心区形成稳定流态. 随着风作用时间进一步加长, 沿岸带和湖湾的平均流场逐渐向稳定状态逼近, 东太湖湾口的平均流速减小. 比较 72h 与 48h 整个太湖的整层平均流场, 可以发现东南风持续作用 48h 时可在全湖形成稳定的流场. 在稳定状态下, 太湖整层平均潮流存在如下环流系统: 一为占据太湖西南部的顺时针环流, 所占面积接近整个太湖的五分之一; 二为围绕洞庭西山逆时针环流, 占据太湖约二分之一水面. 围绕洞庭西山逆时针环流流经洞庭西山与东山之间水道, 沿太湖东岸至贡湖湾口转向拖山, 至竺山湖湾口折向洞庭西山西南部, 再回到洞庭西山与东山之间水道. 环流沿岸带流速较大, 可达 6—7cm/s. 在该环流系统中包含有太湖中心区的顺时针环流和东部沿岸的逆时针环流. 此外在梅梁湖湾的北部和贡湖的湾顶还各存在一规模较小的逆时针环流. 以上这些结果和王谦<sup>[1]</sup>, 胡维平<sup>[7]</sup>给出的整层平均流态结构一致.

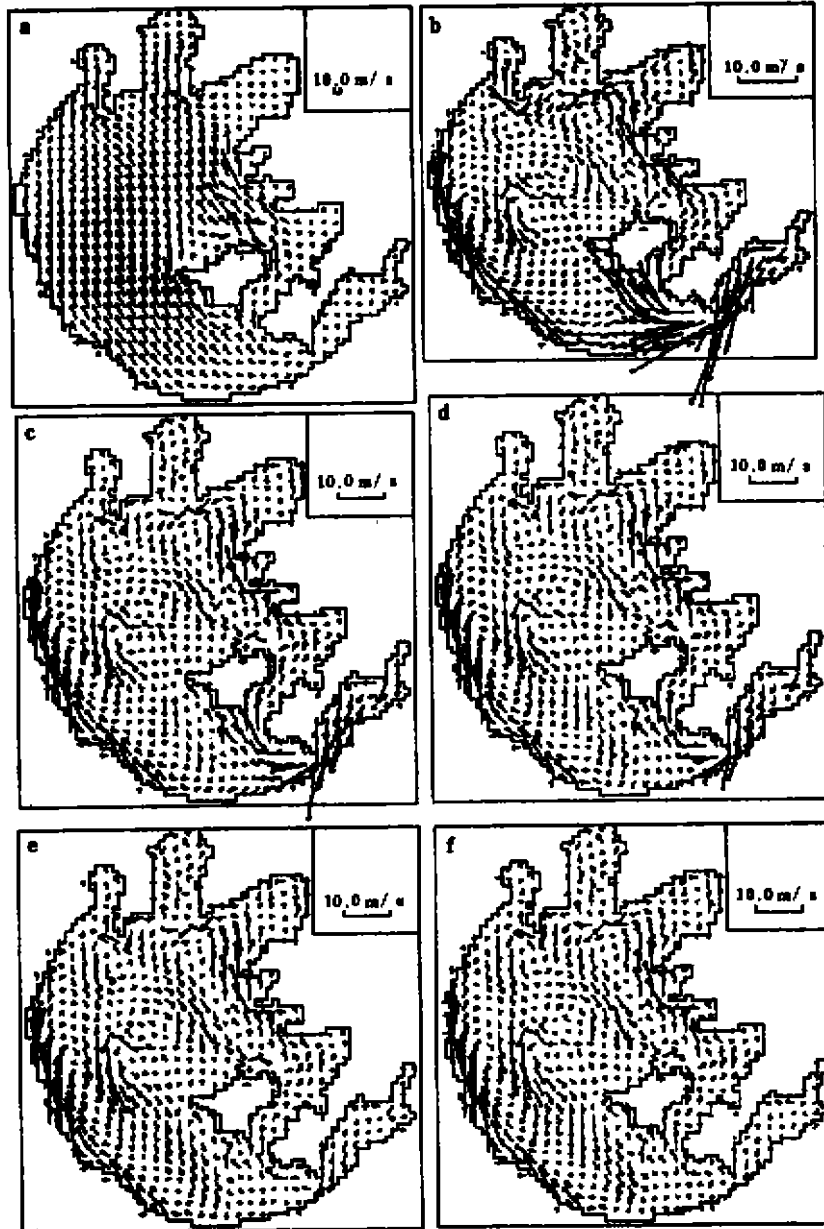


图 1 8.0m/sSE 风作用 1h(a),6h(b),13h(c),23h(d),48h(e),72h(f)下的太湖整层平均流场

Fig. 1 The vertical mean water current driven by 8.0 m/s SE wind

图 2a—e 给出了 8.0m/s 的东南风的持续作用 1h 太湖各层流态. 从图可以看出靠近湖面的第五层和第四层的流向与盛行风向的的偏差不大. 第五层流向右偏风向  $10^{\circ}$  左右. 第四层除局部区域因地形影响右偏  $45^{\circ}$ , 大部分区域流向右偏  $20^{\circ}$  左右. 在太湖开阔水域这两层流场分布较为均匀. 湖心区, 表层流速为 60—70cm/s, 次表层流速为 30—40cm/s. 第三层湖流流向的偏角加大, 湖心区右偏  $45^{\circ}$ , 局部区域因地形影响湖流右偏角度很大. 贡湖达  $225^{\circ}$ , 流向向南.

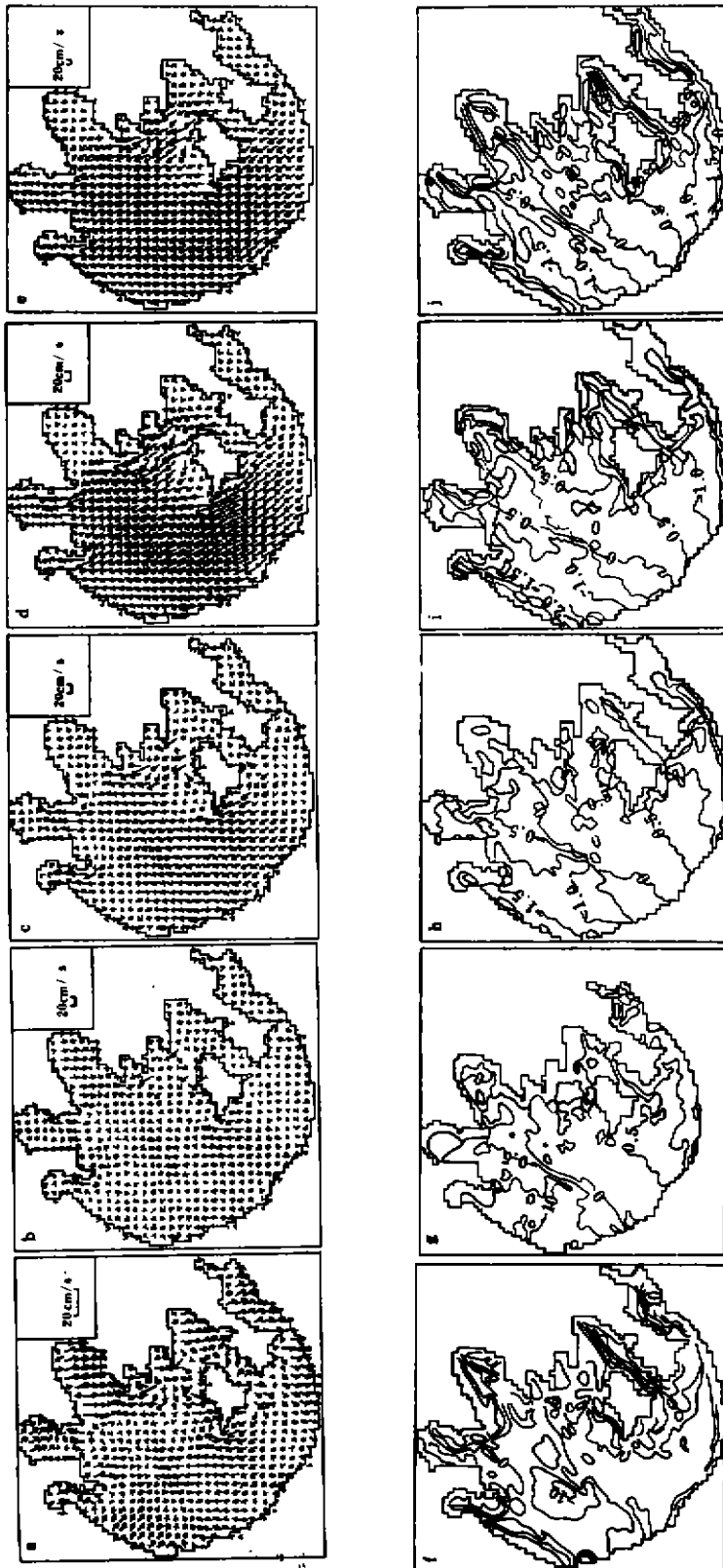


图 2 8.0m/s 东南风持续作用 1h 时的太湖形成的流场和流场散度  
 a: 第 1 层流场(底层); b: 第 2 层流场; c: 第 3 层流场; d, 第 4 层流场; e: 第 5 层流场(表层);  
 f: 第 1 层散度; g: 第 2 层散度; h: 第 3 层散度; i: 第 4 层散度; j: 第 5 层散度

Fig. 2 The water current and divergence( $10^{-3} s^{-1}$ ) driven by 8.0m/s SE wind in Taihu Lake  
 (a)1st layer (bottom); (b)2nd layer; (c) 3rd layer; (d)4th layer; (e) 5th layer;  
 (f)1st layer (bottom) divergence; (g)2nd layer divergence; (h)3rd layer divergence;  
 (i)4thst layer divergence; (j)5th layer divergence

洞庭西山以南水域流向基本向西,流速大小呈不均匀分布,东太湖、胥口、贡湖、竺山湖及梅梁湖水域流速很小,湖心区流速小于第五层和第四层流速,第一层及第二层流场与第五层流场不一样,流速很小,从底层流场可以看出底层流场存在辐散和辐合,图 2f-j 为风场作用 1h 各层水体的散度分布,表层(第五层)散度分布为太湖西北部为负值,东南部背风岸水域散度为正值,零值位于与风向垂直的中轴线区域及各相对闭合的小湾的与风向垂直中线附近,这表明在表层迎风岸为辐合区,表层水体下沉;背风岸为辐散区,水体上升,第四层的散度分布与表层的类似,底层的散度分布为迎风岸附近区域为正值,是辐散区;背风岸为负值,是辐合区;与表层的辐散与辐合相匹配,此外在湖中心深水区底层有一辐合区,说明在此区域底层湖水往上运动为一上升流区。

图 3 为 8.0m/s 东南风持续作用 71h 时,稳定状态下太湖各层的流态,该图显示因盛行风吹刮时间的增加,湖水在迎风岸堆积,湖面附近的风生流流速相对 1h 有所减少(图 2(a)),湖心区流速在 30cm/s 左右,流向右偏风向 20°,第四层到第一层流态与 1h 的明显不同,第四层存在三个流速较大的带状区域,它们为湖西、湖东及太湖与风向平行的中轴带,西部的带宽为 6-7km,湖流接近 10cm/s,中轴带宽为 8-9km,东部为 4-5km,中轴带及东部流速为 5-6cm/s,这三带的流向与风向的偏差不大,其他区域的流速很小且流向多变,第三层的流速呈沿岸带小,中心区大的特征;流向与风向的偏角很大,大多数区域接近反向,第二层流向在第三层的流向的基础上进一步右偏,接近正南方向;流速大小的水平分布和第三层类似,开阔水域流速大小分布均匀,为 20cm/s 大于第三层的流速,第一层的流速几乎与第五层的流速反向,为南偏东方向,流场均匀分布,为 7-8cm/s,小于第二层流速,以上结果显示中间层往下的湖流实际上是表层的补偿流,这和梁瑞驹等<sup>[10]</sup>、石磊等<sup>[12]</sup>及朱永春等<sup>[9]</sup>得到的结论相似,8.0m/s 东南风持续作用 71h,稳定后底层流场散度水平分布(图 3f)显示水体辐合辐散的强度较 1h 时弱,辐散区变窄,辐合区变宽占据湖泊的大部分区域,太湖大部分区域被上升流区所占据,此外在湖心区有一相对较强辐合区,湖水由底层往上运动。

## 2.2 8.0m/sSW 风作用下的流场

西南风吹刮 12h,太湖整层平均流场除局部区域如东太湖,就基本稳定,48h 后整个太湖的整层平均流场达到稳定和 72h 时的差别不明显,西南风作用下整层平均流场稳定所需时间和东南风作用下形成稳定的整层平均流场差不多,稳定后的整层平均流场有两大环流系统:湖西北大浦水域的顺时针环流和绕过洞庭西山的逆时针环流,前一环流没有东南风作用下形成的太湖西部的顺时针环流强,其位置北抬,后一环流占据很大空间,控制着整个大太湖的水量交换,影响太湖南部水域,在其内部含有两个小环流,一个分布在洞庭西山的西南面,一个分布在湖心,但它们的强度很弱,所占面积很小,洞庭西山与东山中间的水道因狭管效应,流速较大达 9cm/s,此外梅梁湖湾的北半部存在一顺时针环流,梅梁湖湾口为西面进,东面出。

西南风作用下,太湖表层湖水自太湖西南部分向东北部分运动,表层流场分布较均匀,底层和次底层湖水则自东北向西南运动,两层流场的分布也比较均匀,底层流场的速度小于次底层的流场的速度,中层流场的方向自东北向西南,从贡湖往西南方向有流速较大的带,在这一带南面湖心区有一小流速区,此外,洞庭西山与东山水道及胥口一带流速较小,次表层流场的分布极不均匀,各点流向不同,流速大小也不同,流速较大区域为大浦附近水域、洞庭西山与东山之间水道及大雷山水域。

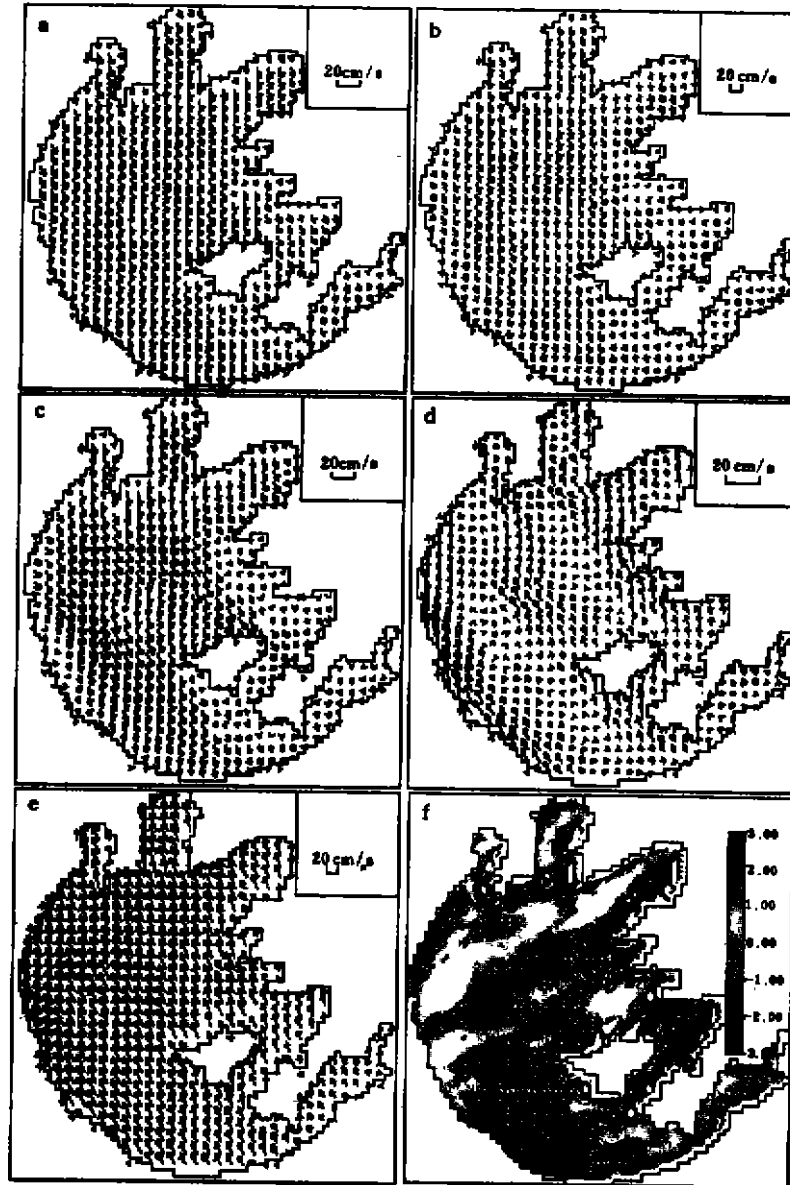


图3 8.0m/sSE风持续作用71h下的太湖的流态(a:第1层流场(底层); b:第2层流场; c:第3层流场; d:第4层流场; e:第5层流场(表层); f:第1层散度)

Fig. 3 The water field after 71h driven by 8.0m/s SE wind (a) 1st layer; (b) 2nd layer; (c) 3rd layer; (d) 4th layer; (e) 5th layer; (f) 1st layer (bottom) divergence

### 2.3 8.0m/sNW风作用下的流场

太湖在西北风持续作用下形成的稳定整层平均流场的结构和特征与东南风作用下的稳定整层平均流场结构相似,有两个环流系统,两个环流系统所在位置和东南风的相同,但是方向相反.在大的环流系统中也含有小的环流,方向也和东南风作用下的大环流系统中小环流反

向.此外在梅梁湖湾顶存在逆时针的环流,湾口中部水体往湾里流,两侧往外流;贡湖湾顶也存在一逆时针环流.以上西北风持续作用下形成的稳定整层平均环流结构与马生伟等用二维模式得到的结果一致<sup>[11]</sup>.这从另外一个侧面说明本文数值计算的可靠性.在西北风作用下各层流场呈现和东南风相似的平面特征和结构,但因风向相反,流向也几乎相反.

### 3 讨论

在不同风场作用下,由数值计算得到的五层流场沿垂直方向平均得到的整层平均流场在稳定的情况下,和前人用二维模型得到太湖流场的结构一致.这说明本数值计算结果和前人的成果具有可比性.三种不同风场作用下,各层稳定状态的流场之间存在着切变,流场的垂直变化较为复杂.各层的流场和整层平均流场的差异巨大.在研究诸如泥沙、藻类等垂直非均匀分布的物理量和生物量输运,二维模型就显得严重不足,有时还会造成错误.在计算梅梁湖湾的生物量平衡时,在东南风作用下,二维模型表明在风作用 4—5h 内,大太湖有藻类生物量往梅梁湖输送,输送量与湖流速度大小成正比.二维模型计算得到流速大小随风作用时间的增加,逼近稳定状态,湖流越来越小,因而向梅梁湖输送藻类生物量也减少.然而,用三维模式得到的结果却并非如此,因藻类在垂直方向不均匀分布,表层藻类含量可达底层含量的一倍,在小风天气这种倍数更高.从底层至湖面积分得到单位截面积单位时间输入到梅梁湖藻类生物量可简化为表层单位面积单位时间水体进入梅梁湖湾水量与表层藻类含量的乘积减去表层以下流出梅梁湖湾的数量乘相应水体藻类含量.在稳定状态下,它比二维模型得到的值要大得多.这一结果在一定程度上可用于解释在东南风持续作用下,夏季梅梁湖湖湾易形成大规模的藻类“水华”的原因.三种不同风向作用下数值计算得到的流场垂直变化结果均显示:在风作用的起始阶段,因水体的负反馈作用水面倾斜需要一个时间过程,因而湖流主要受风应力直接影响,自表层往下(如图 1 的第 3 至第 5 层)流向基本与风应力方向一致,风应力直接影响由垂直方向的湍流扩散向底层传递.随着风作用时间的加长,水面发生倾斜,水体的负反馈作用形成,这种负反馈均匀作用在各层水体上.在表层它削弱了风应力的直接影响,在底层和次底层因风应力的直接影响较小,它为湖水运动的驱动力.在湖底产生反向摩擦力,使得底层流速小于次底层流速.特别在稳定阶段,水面倾斜的负反馈作用最大.因此垂直方向接受三个不同力直接影响程度不同,可划分为三个不同的区域.它们为自表层向下在风应力影响占优控制区、水平压强梯度力影响占优控制区和底摩擦力影响区.由表层至湖底依次由风应力影响区过渡到底摩擦力影响区,流场自表层至底层的变化为流速逐渐减小,方向逐渐右偏,到风应力与压强梯度力影响平衡区,流速达到极小值,往下过渡到压强水平梯度力占优区域,流速逐渐加大,并继续右偏,到达极大值区域压强梯度力的影响与湖底摩擦力影响达到平衡,再往下进入湖底摩擦力影响占优区,流速逐渐减小.

### 4 小结

由以上的分析和讨论,可以得到如下结论:(1)典型风场作用 12h 在太湖开阔水域可形成稳定流场.在稳定状态下,在湖心区表层流向与风应力方向的偏角在 20°左右,流场水平分布比较均匀,流速较风作用 1h 的表层流速小.流场在次表层的分布很不规则,流速小于表层和中间层,各网格点的流向差别很大.中间层流态分布较次表层均匀,流向与风应力方向的夹角很

大,超过  $90^\circ$ ,次底层和底层的流态分布均匀,流向与表层流向几乎相反,为表层的补偿流,次底层流速大于中间层和底层的流速。(2)各层流场均存在水体的辐散和辐合,风场作用的起始阶段各层辐散和辐合较强,迎风岸为下降流区,背风岸为上升流区,至稳定时辐散辐合相对较弱,且上升流分布区域比沉降流区广。(3)在垂直方向存在三个不区域:风应力影响控制区、压强梯度力影响控制区及湖底摩擦力影响控制区。(4)由各层流场的平均得到的整层平均流在风场作用起始阶段,流场速度较大,流场与风应力分向的偏角不大,且水平分布均匀,风场随作用时间的增加,整层平均流场速度减小,呈不均匀分布,至稳定状态在湖泊内可形成稳定的环流,其结构与前人用二维整层平均模型得到的结果一致。(5)整层平均流场与各层流场之间有很大的差异,在研究诸如藻类、泥沙垂直分布明显的物质输移与分布时,二维模型过于粗略,最好选用垂直方向至少分三层的三维数值模型。

### 参 考 文 献

- 1 王谦谦. 太湖风成流的数值模拟. 河海大学学报(增刊2), 1987, 11-18
- 2 张利民, 濮培民. 一个三维斜压水动力学模型的建立及其在日本琵琶湖中的应用. 湖泊科学, 1996, 8(1), 1-7
- 3 逢 勇, 姚 琪, 濮培民. 太湖地区大气-水环境的综合数值研究. 北京, 气象出版社, 1998
- 4 黄 平, 毛荣生. 湖泊三维风生流隐式差分模型的研究. 湖泊科学, 1997, 9(1), 15-21
- 5 Durance J A, D G Hughes. North Sea dynamics. Berlin: Springer-Verlag, 1983. 120-133
- 6 朱耀华, 方国洪. 陆架和浅海环流的一个三维正压模式及其在渤、黄、东海的应用. 海洋学报, 1994, 16(6)
- 7 胡维平. 太湖湖流及湖流数值模拟. 见: 孙顺才等编. 太湖. 北京, 海洋出版社, 1993. 104-116
- 8 胡维平, 濮培民, 秦伯强. 太湖水动力学数值试验研究——1. 风生流和风涌增减水的三维数值模拟. 湖泊科学, 1998, 10(4): 17-25
- 9 朱永春, 蔡启铭. 太湖梅梁湖湾三维水动力学模型的研究(1): 模型的建立及结果分析. 见: 蔡启铭主编. 太湖环境生态研究(一). 北京, 气象出版社, 1998. 74-79
- 10 梁瑞驹, 钟金华. 太湖风生流的三维数值模拟. 湖泊科学, 1994, 6(4): 289-297
- 11 马生伟, 蔡启铭. 太湖水体中的总磷分布及湖流对其影响的数值研究. 湖泊科学, 1997, 9(4): 325-330
- 12 石 磊, 吴盘根. 三维浅海流体动力学方程的分步杂法. 青岛海洋大学学报, 1995, 162-172
- 13 Hurrer K G, et al. Large scale water movements in lakes. Aquatic Science, 1991, 53: 100-135
- 14 孙顺才等. 太湖. 北京: 海洋出版社, 1993

## A Three-Dimensional Numerical Simulation on the Dynamics in Taihu Lake, China( I ); the Typical Wind-driven Current and Its Divergence

Hu Weiping Pu Peimin Qin Boqiang

(Nanjing Institute of Geography & Limnology, CAS, Nanjing 210008)

### Abstract

The water currents in Taihu Lake driven by 8.0 m/s SE, SW and NW wind were calculated by using the three-dimensional model, in which the water depth was normalized to



1, the water column equally divided into five layers and the time step and  $x$ ,  $y$ -direction step were 120s and 1km respectively. Hence, the lake currents developments and the average currents along the vertical direction were analyzed. The influences of wind stress, water pressure gradient force, frictional stress of Taihu Lake bottom on the vertical structure of water current were considered as well.

The forming mechanism of vertical current structure was revealed initially. At the beginning of the wind, such as after 1h, the flow decreased gradually from surface to middle layer, but the deviation from the wind direction was small, no more than  $20^\circ$ , while in the middle to bottom layer, there was a small flow with a direction typically different from the wind direction. As time went by, with the water accumulated in the windward area, the water pressure gradient force became big, so the flow decreased at the surface layer and increased at the bottom layer. After a typical wind has dominated for 12h, a stable flow field was formed in the open Taihu Lake. At the surface layer the deviation angle of the flow in center Taihu Lake was about  $20^\circ$ , the current was evenly distributed and the flow was smaller than that after 1h. At the layer under the surface layer the flow field distributed irregularly, with smaller flow when comparing with those on the surface and middle layer, and directions changed dramatically at different network points. At the middle layer, the flow field were evenly distributed, with an angle of more than  $90^\circ$  deviated from the wind direction. At the bottom layer and its upper layer, the flow field were also distributed evenly, with an direction adverse of the bottom flow, which were due to the compensation flow of the surface water flow. At the upper part of the bottom layer the flow was bigger than those on the bottom and middle layer.

It was also shown that in the bay and semi-closed area flows were stable, even after the wind has blown for 48 h. There were divergence and convergence on each layer. At the beginning, the divergence and convergence were strong. There was sinking area in the lee side and upwelling area in the windward side. As time went by, the divergence became weak and the upwelling area became large. The model revealed that there existed wind-stress-dominated area, water-pressure-force-dominated area and bottom-friction-force-dominated area vertically.

**Key words** Three-dimensional numerical simulation, wind-driven current, divergence, Taihu Lake