风速变化对竹湖流场结构影响的数值试验*

韩红娟^{1,2} 胡维平¹ 晋义泉³

(1. 中国科学院南京地理与湖泊研究所 湖泊与环境国家重点实验室 南京 210008;2. 中国科学院研究生院 北京 100039; 3. 上海紫江地产有限公司 上海 200020)

提要 利用 EcoTaihu 生态模型中的压缩坐标系下三维水动力学子模型,对4种吞吐流量(换水周期 分别为 36d、7.2d、3.6d、35h),东、西、南、北风向,不同风速的风场作用下的浅水湖泊进行了数 值模拟,分析比较了不同风速作用下湖泊分层流场及垂向平均流场结构的差异。结果表明,随着风速 的增大,湖泊垂向平均流场逐渐由受吞吐流控制转变成受风生流场控制;在此转变过程中存在着临 界风速值,当风速大小超过该值时,流场结构发生明显的改变;风向和吞吐流量是影响临界风速值 大小的主要因素。风速变化对稳定状态的湖泊表层、次表层流场有较大影响,而对底层和次底层影 响不大。在水深水平变化较大的区域,垂直平均流场结构对风速变化的响应较为敏感,易形成环流, 浅水区垂向平均流向和风向一致,深水区则和风向相反;水深变化较小的水域,流场结构对风速变 化的响应则较为迟钝。

关键词 三维数值试验,风速,吞吐流,风生流 中图分类号 X143

风场是影响湖泊水动力的重要因素(Norihisa, 1975; Pierini et al, 1998; 焦春萌等, 1991), 它不仅可 使湖泊局部水位产生变化、还会改变水体运动速度 和方向,影响各种物质在湖泊内的输移扩散,从而对 湖泊的水质及生态系统的结构和功能产生重要影响 (蔡启明, 1998; 朱永春等, 1997)。迄今为止, 人们在 风场对湖流影响方面已进行了深入研究, 早在 1987 年王谦谦就构建了一个太湖二维差分模式,并模拟 了多种定常风场作用下的风生流场(王谦谦, 1987); 梁瑞驹等(1994)将垂直方向归一化的三维流场模型引 入湖泊流场计算、用其进行了太湖风生流水平和垂 向分布模拟计算,所采用的模型忽略了因水平扩散 项坐标变换而产生的派生项;胡维平等(1998a、b)在 梁瑞驹等人研究基础上,将派生小项纳入垂直方向 归一化的三维流场模型,模拟计算了太湖三种典型 风场下的风生流; Boris 等(2001)建立了 SPEM 模型, 模拟了康斯坦茨湖 Mainau 岛周围的风生流场; Musteyde 等(2004)基于 Stokes 方程建立了一个三维风

生湖流数学模型,并将其应用于英国 Esthwaite Warter 湖湖流计算。

这些研究一方面深化了人们对湖流空间分布特 征的认识,同时还使人们对风场影响湖流结构和特 征有了进一步的了解。在这些研究中,风速均采用多 年平均值,或者采用相对较大的固定值,关注的焦点 主要为风向或湖底地形的改变对流场结构的影响, 虽有部分研究涉及了不同风速作用下流场的分布特 征,但是由于采用的风速较大,所得结果显示风速变 化对湖流空间结构基本不存在显著影响,仅能改变 水体流速大小(姜加虎,1997;王惠中等,2001;马生 伟等,2000)。

最近在太湖开展的不同风速条件下湖流观测结 果显示:湖流流速和流向均与风速的关系密切,小风 速条件下湖流结构与大风速条件下湖流结构存在显 著差异,风速在一定范围内变化可对垂向流场结构 产生重要的影响,这与上述数值模拟试验结果存在 差异。因此,要深入认识这种影响需作进一步深入细

^{*} 国家自然科学基金项目, 30670351 号; 中国科学院野外台站研究基金(2003)与紫江地产有限公司(2005)联合资助。韩红娟, E-mail: wphu@niglas.ac.cn

收稿日期: 2007-12-04, 收修改稿日期: 2008-05-08

致的研究。

鉴于此,本文基于胡维平等建立的 EcoTaihu 中 三维水动力学模型,开展了不同风速条件下的湖流 数值试验,并通过各方案数值试验结果对比分析,揭 示风速变化对湖泊流场空间结构分布的影响,为认 识湖泊中短时间的突发过程提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 竹湖

竹湖是上海市闵行区紫竹科学园配套居住小区 内待开发的小型浅水湖泊、该湖所处的经纬度为 121°30'E, 31°00'N, 面积约 35.67 万 m²。当水位 2.5m 时(吴淞基面), 平均水深约为 1.55m。竹湖形状似一 把钥匙, 由东、西两个部分组成, 东南部湖体狭长, 湖岸错落有致,分布有三个湖湾和两条入湖河道。两 条入湖河道与黄浦江相通、长度约为 610m、宽度约 为 30m, 河道中央水深 0.65m。竹湖东南狭长湖体的 最大宽度约为 290m、最窄处宽 120m、近岸最浅处水 深约 0.6m, 湖中心最深处水深约 1.28m。竹湖西北部 圆形湖体直径约为 530m、湖盆呈碟形、近岸 100m 内 湖底坡降较小,水深由1.2m逐渐增加到1.38m;湖中 央湖底坡降相对较大、离岸 200m 处湖区水深达到 2.5m, 湖心最深处水深达 3.5m。湖北面分布有一离岸 人工岛屿和一条宽 20m 的出湖暗河道, 由湖中心引 出,水深为 2.5m。湖体形状及水位等深线见图 1。根 据相关地质调查结果、竹湖湖底物质组分和太湖敞水 区特征较为一致,因该湖在刚开挖阶段,基本无水生植 物生长、湖底粗糙度在空间上具有较好的一致性。



图 1 竹湖示意图(水深/m) Fig.1 Topographic map of Zhuhu Lake (depth/m)

由图 1 可以看出, 竹湖的地形具有较好的代表 性, 该湖既存在水深水平变化较小的浅水湖湾, 也有 水深水平变化较大的深水开敞水域, 同时具备光滑 的弧型和粗糙的锯齿型岸线, 圆形湖区北部分布一 个离岸人工岛屿和进出湖河道, 竹湖包含了一般湖 泊的典型构造要素。选择该构造相对简单的规划湖泊 进行数值试验研究, 易于分析其流场结构, 可清晰展 现风速变化对湖泊空间结构的影响。

1.2 数值试验模型

胡维平等(1998a)建立的三维水动力学模型,模 拟计算 9711 号台风过境期间太湖的水位及湖流时, 计算结果和实测资料十分吻合,较好地展现太湖的 水位和流场对风应力响应,计算过程中涉及风场速 度介于 0—20.0m/s。由该模型计算获得的 8.0m/s 的东 南、西南、西北风场作用下的稳定状态垂直方向平均 风生流和胡维平等(1998b)用二维模型模拟得到的太 湖流场结构一致。基于该模型,胡维平等(2000)分析 了马山围垦对太湖风生流场结构的影响,张发兵等 (2004)开展了碟形地形、斜形地形、有无岛屿以及岛 屿离岸远近等多种湖底地形对风生流影响的数值模 拟计算,给出了典型湖底地形风生流场空间分布特 征,并通过不同湖底地形数值计算结果的对比,分析 了湖底地形对湖流的影响。

该模型假设湖泊水体为均匀不可压缩的流体, 即密度为常量,水体在垂直方向服从静压力分布。垂 直方向进行了归一化处理,在不影响数值计算积分 时间步长的条件下,对垂直方向进行多层次划分,且 各计算网格点层数一样。经过多次数学变换得到在*σ* 坐标系下的湖水控制方程为:

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

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w^* \frac{\partial u}{\partial z} - fv =$$
(2)

$$-g\frac{\partial\zeta}{\partial x} + K_x \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial u}{\partial z}\right] + \varepsilon_x$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial x} + w^* \frac{\partial v}{\partial x} + \epsilon_u = 0$$
(2)

$$\int \frac{\partial \zeta}{\partial y} = K_y \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right] + \varepsilon_y$$
(3)

式中, u、 v、 w^* 分别为流速在 x、 y、 σ 方向的速度分量(cm/s), x、 y 方向为在水平面投影指向正东、正北; ξ 为水面相对平衡位置位移(cm); g为重力加速度(cm/s²); K_x 、 K_y 分别为 x、 y 方向的水平扩散系数, K_z

为 σ 方向的垂直扩散系数; *H* 为湖面到湖底的水深 (cm); ε_x 、 ε_y 为x、y方向控制方程水平扩散项变换产 生的偏差。

$$\varepsilon_{x} = A_{v} \left\{ \frac{2}{H} \frac{\partial^{2} u}{\partial x \partial \sigma} \left(\frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial^{2} u}{\partial \sigma^{2}} \frac{1}{H^{2}} \left(\frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right)^{2} - \frac{2}{\partial \sigma} \frac{\partial u}{H^{2}} \frac{1}{\partial x} \left(\frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{1}{H} \left(\frac{\partial^{2} h}{\partial x^{2}} - \sigma \frac{\partial^{2} H}{\partial x^{2}} \right) + \frac{2}{H} \frac{\partial^{2} u}{\partial y \partial \sigma} \left(\frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial^{2} u}{\partial \sigma^{2}} \frac{1}{H^{2}} \left(\frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right)^{2} - \frac{2}{\partial \sigma} \frac{1}{H^{2}} \frac{\partial H}{\partial y} \left(\frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{1}{H} \left(\frac{\partial^{2} h}{\partial y^{2}} - \sigma \frac{\partial^{2} H}{\partial y} \right) \right\}$$

$$(4)$$

 ε_v 的表达式和 ε_x 的表达式相同,只要把u换成v即可。 边界条件:

$$\sigma = 1$$
 $\overrightarrow{w} = 0.0$

$$\rho \frac{K_z}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = (\tau_x^s, \tau_y^s) = C_D^s \rho_a \sqrt{u_a^2 + v_a^2} (u_a, v_a) \quad (5)$$

$$\sigma = 0 \text{ Pr} \qquad w^* = 0.0$$
$$\frac{K_z}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = (\tau_x^b, \tau_y^b) = C_D^b \sqrt{u_b^2 + v_b^2} (u_b, v_b) \qquad (6)$$

式中, ρ 、 ρ_a 为水和空气的密度, C_D^s 、 C_D^b 为表层和底 层的拖曳系数, u_a 、 v_a 、 u_b 、 v_b 分别为风速和湖底流速 在 x、y方向的速度分量。模型的细节参见文献(胡维 平等, 1998a)。

1.3 相关参数

数值计算采用 10m×10m 交错差分网格, 垂直方 向分为 5 层, 积分时间步长因各计算方案而异, 介于 0.1—0.9s 之间。水平方向的湍流扩散系数 K_x 、 K_y 均 取为 5.0×10⁴ cm²/s, 垂直方向扩散系数 K_z 取为 4.0 cm²/s。风场拖曳系数为 0.002, 湖底粗糙度取 1.0cm。速度场初始值取 0.0。

1.4 数值试验方案

闵行区的气象台风场观测结果显示:竹湖主导风 向为东风,其次为东偏南风、西北风,多年平均风速 约为 3.0m/s,最大风速为 15.0m/s(表 1)。兼顾竹湖所 在地区风情的同时,为了揭示风速变化对湖流结构 影响机理,本文中作者以湖区主导风向东风、北风及 相反方向的西风和南风为重点研究风向,各风向考 虑的风速为 0、1、2、3、4、5、6、7、9、11m/s。为 快速获得流场发生显著改变的临界风速,实际计算 过程中,还采用二分逼近法确定模型输入风速大小。 出入湖河道吞吐流主要计算 0.12、0.6、1.2、3.0m³/s 四种流量,它们对应的湖泊换水周期分别为 36d、 7.2d、3.6d、35h。

2 结果

表 2 共有 160 个方案,加上采用二分法寻找临界 风速值的数值试验方案,本研究中作者共进行了 200 多种不同方案数值试验,一一枚举各方案计算结果 将占据大量的篇幅,因此本文中仅对典型方案的流 场结果进行描述,以下为吞吐流量为 0.6 m³/s,不同 背景风场条件下的数值试验结果。

2.1 静风作用下的流场

静风亦即只有吞吐流作用时,竹湖垂直方向平 均流场见图 2。由图 2 可见,在吞吐流作用下,竹湖 水流由东部狭长湖区流入西部圆形湖区,大部分湖 水沿西部湖区的等深线流向出湖河口,小部分湖水 通过岛屿与陆地之间水道流向出湖河口。竹湖东部狭 长湖区水流速度较西部圆形深水区流速大。除出入湖 河口,近岸区水体流速很小。

风向	频率	最大风速 (m/s)	平均风速 (m/s)	风向	频率	最大风速 (m/s)	平均风速 (m/s)
北	6	8.0	2.7	南	3	8.0	2.6
北偏东	4	10.0	2.7	南偏西	2	6.0	2.5
东北	7	15.0	3.2	西南	2	10.0	2.3
东偏北	8	12.0	2.9	西偏南	2	10.0	2.6
东	11	10.0	2.9	西	4	12.0	3.0
东偏南	10	14.0	3.4	西偏北	7	12.0	3.4
东南	9	8.0	3.3	西北	8	10.0	2.9
南偏东	5	9.0	3.3	北偏西	5	9.0	2.8
静风	9	0	0				

表 1 1993—2003 年闵行区气象台整点风向风速观测资料 Tab.1 Observed wind datum in Minhang Observatory from 1993 to 2003



图 2 静风作用下整层平均流场 Fig.2 The vertical-averaged current field without wind driven

表 2 试验方案 Tab.2 Schemes for numerical experiment

考虑因素	方案
风向	E, S, W, N
风速 (m/s)	静风、1、2、3、4、5、6、7、9、11
吞吐流量(m ³ /s)	0.12, 0.6, 1.2, 3.0

2.2 东风作用下的流场

不同风速作用下的表层流场空间结构没有明显 差异,其流向和风向基本一致,流速分布较为均匀, 风速越大,表层流速越大,6.0m/s 东风作用时开敞水 域最大表层流速达 3.0cm/s;次表层流场结构差异明 显(图 3a、b、c),2.5m/s 东风作用时东部圆形湖区只 是存在一个环流的雏形,6.0m/s 东风作用时,一个大 规模的顺时针环流已经完全占据了圆形湖区的南部 水域,环流的南、北侧水体最大流速分别为 2.0、 0.7cm/s。底层和次底层流速受风速影响不大,圆形湖 区的底层流几乎和表层流反向。

图 3d、e、f 显示风速大小对垂向平均流场具有 显著影响。当风速为 2.5m/s 时(图 3d), 竹湖圆形湖区 流速小, 湖心区存在环流雏形。6.0m/s 东风作用时(图 3e), 上述环流雏形发展为占据圆形湖区南半部水域 顺时针环流, 环流南侧流速大, 最大约 1.38cm/s, 环 流北侧位于圆形湖区东西轴线上, 流速相对较小, 约 为 0.5cm/s。此时, 在圆形湖区西北水域还形成一个规 模相对较小的逆时针环流, 该环流增加了北半湖区 水体交换。当风速达到 11.0cm/s 时(图 3f), 圆形湖区 的顺时针环流强度增加, 环流南、北侧水体流速最大 值分别达 5.0cm/s、1.4cm/s。逆时针环流强度也增大, 最大流速达 0.4cm/s。

2.3 西风作用下的流场

西风作用下, 各层湖流矢量空间分布特征及其 受风速大小的影响与东风类似, 只是流向几乎与东 风时相反。

在风速较小时,竹湖大部分水流自东部狭长湖 区进入西部圆形湖区,沿圆形湖区的西北-东南轴线 流向出竹湖。竹湖流场结构、水体流速随风速的变化 和东风相似,区别在于:流场结构发生明显变化时的 风速值不同;圆形湖区两个环流方向分别与东风时 反向。

2.4 南风作用下的流场

在南风作用下分层流场也具有表层湖流与风向 平行、底层流向与风向几乎相反的特征,风速变化能 显著地影响表层、次表层水体流速和流场结构,底层 和次底层流场基本不受风速影响。以下分层流场特征 不再赘述。

3.0m/s 南风作用下, 东部狭长湖区在东南-西北 轴线附近形成一个流速相对较大的流带, 水体沿该 流带进入西部圆形湖区, 呈 S 型流出竹湖(图 4a); S 型 流带的流速相对其他水域流速大, 最大为 0.25cm/s。 随着风速增加, 在 S 型流带的西北、东南侧先后形成 顺时针和逆时针环流(图 4b)。当南风风速达 11.0 m/s 时(图 4c), 这两个环流完全占据圆形湖区东、西侧水 域, N-S 轴上自北向南流带的流速达到 1.7cm/s。 2.5 北风作用下的流场

4.5 北风作用下的流场

当北风风速在 0—1.5m/s 范围内变化时,水流沿 竹湖西部圆形湖区的西北-东南轴线流出湖区,在圆 形湖区的西南水域有环流的雏形(图 5a)。随着风速增 大(3.0m/s),圆形湖区 N-S 轴线流速增加的速度较其 他水域流速增加速度快,形成一个明显的高流速带; 在 N-S 轴线的西、东两侧先后形成逆时针和顺时针的 环流(图 5b)。当风速为 7m/s 时(图 5c),这两个环流完 全占据圆形湖区西、东两侧水域,最大流速分别为 1.5、0.8cm/s, N-S 轴线上的水流指向正北方向,此时 竹湖东部狭长湖区沿岸湖湾也形成流速较小的环流。

3 讨论

3.1 临界风速值

竹湖流场空间结构及流速大小随东、西、南、北 各背景风场风速大小的变化具有类似性。当风速从静 风逐渐增大时,流场依次经过三个阶段:第一阶段为



图 3 东风作用下竹湖流场结构特征 Fig.3 The current field driven by east wind in Zhuhu Lake

风速较小时吞吐流主导湖区流场阶段;第二阶段为 风生流逐渐起主导作用的过渡阶段,西部圆形湖区 形成的风生环流,风速的增加对流场水平空间分布 结构具有重要影响;第三阶段为风生流占优势阶段, 西部湖区的湖流主要由两个流向相反的风生环流组 成,这一阶段风速增加能促使湖流速度和环流强度 增加,但是仅可改变小范围流场水平空间分布结构。 在不同的吞吐流量和风向条件下,促使竹湖流场发 生上述三个阶段演变的临界风速值见表 3、表 4、表 5、表 6。 当吞吐流量为 0.12m³/s(表 3),东风作用下, 风速在 0—2.5m/s 范围内时,湖区吞吐流场占优势地位; 当风速增大至 2.5m/s 时,风生流开始起控制作用,在西 部圆形湖区形成一个环流;风速增大至 6.0m/s 时,西部 湖区形成两个方向相反的环流,此时,流场主要



图 4 南风作用下整层平均流场



由风生流控制。上述结果较为清晰解释了马生伟等 (2000)基于 5、10m/s 风场作用下太湖流场计算,获得 的"风速大小的改变对太湖风生流形态的影响不大" 的结论和太湖实际观测结果的矛盾。这主要是由于马 生伟在数值计算中选取了较大的风速(大于 5m/s),此 时,太湖流场处于随风速大小变化的"第三阶段",风 生流主导湖区流场,风速变化对流速大小影响明显, 而对流场结构影响较小。



图 5 北风作用下整层平均流场

Fig.5 The vertical-averaged current field driven by north wind

3.2 影响临界风速值的因素

已有研究结果表明,风向是影响湖泊流场的重要要素(王谦谦,1987;胡维平等,1998b;姜加虎, 1997;马生伟等,2000)。风速相同,风向改变时,垂 向平均风生流结构也发生变化,因此使湖流形态发 生改变的临界风速值在不同风向条件下必然存在着 显著差异。由表3可以看出:当吞吐流量为0.12 m³/s 表 3 0.12m³/s 吞吐流量条件下, 竹湖西部圆形湖区垂向平均流场特征与风速关系(m/s) Tab.3 The relationship between the vertical-averaged current field and wind in western part of Zhuhu Lake, with 0.12m³/s inlet flow(m/s)

主导湖流 -			风	向	
		Е	W	S	Ν
吞吐流		0—1.5	0—1.0	0—1.0	0—1.5
回生法	单环流	1.5-2.5	1.0-2.5	1.0—1.5	1.5-2.0
风生流	双环流	2.5—11	2.5—11.0	1.5-11.0	2.0—11.0

表 4 0.6 m³/s 吞吐流量条件下, 竹湖西部圆形湖区垂向平均流场特征与风速关系(m/s)

Tab.4 The relationship between the vertical-averaged current field and wind in western part of Zhuhu Lake, with $0.6m^3$ /s inlet flow(m/s)

		•			
主导湖流 -			风	向	
		Е	W	S	Ν
吞吐流		0—2.5	0—1.5	0—3.0	0—1.5
同生法	单环流	2.5-6.0	1.5-4.5	3.0-4.0	1.5-3.0
凡土沉	双环流	6.0—11.0	4.5—11.0	4.0—11.0	3.0-11.0

表 5 1.2 m³/s 吞吐流量条件下, 竹湖西部圆形湖区垂向平均流场特征与风速关系(m/s) Tab.5 The relationship between the vertical-averaged current field and wind in western part of Zhuhu Lake, with 1.2m³/s inlet flow(m/s)

主导湖流			风	向	
		Е	W	S	Ν
吞吐流		0—3.0	0—3.0	0—3.0	0—2.5
风生流	单环流	3.0—9.0	3.0-5.0	3.0-5.0	2.5-4.0
	双环流	9.0—11.0	5.0—11.0	5.0—11.0	4.0—11.0

表 6 3.0 m³/s 吞吐流量条件下, 竹湖西部圆形湖区垂向平均流场特征与风速关系(m/s)

Tab.6 The relationship between the vertical-averaged current field and wind in western part of Zhuhu Lake, with 3.0m³/s inlet flow(m/s)

主导湖流 -			风,	向	
		Е	W	S	Ν
吞吐流		0—5.5	0—3.5	0—5.0	0—3.5
冈牛运	单环流	5.5—11.0	3.5—9.0	5.0-6.5	3.5-5.0
八王加	双环流	—	9.0—11.0	6.5—11.0	5.0—11.0

时,在风向为东、西、南、北方向时,其临界风速值 分别为 1.5、1.0、1.0、1.5m/s,而要在圆形湖区形成 两个方向相反的环流,东、南、西、北风向的风速分 别需大于 2.5、2.5、1.5、2.0m/s。

除了风向,吞吐流量也是决定临界风速值的重 要因素。表 3—6 表明,在风向相同条件下,吞吐流量 越大,使流场分布特征发生明显改变的临界风速越 大。以东风为例,当吞吐流量由 0.12 m³/s 增加到 0.6、 1.2、3.0 m³/s 时,湖流流态发生改变时的临界风速分 别由 1.5m/s 增加至 2.5、3.0、5.5 m/s。西、南、北风 时的模拟结果也反映出同样的规律。

3.3 竹湖垂向流场结构特征及风速变化对垂向流场 结构的影响

东、西、南、北风场作用下,竹湖水体垂向流速

和流向随风速大小的变化特征显示:风速变化能显著 地影响竹湖表层、次表层水体流速和流场结构,底层 和次底层流场基本不受风速影响。这是由于竹湖在垂 向方向的受力存在差异(图6),水体表层主要受风应力 直接影响,流速方向和风应力方向的偏角不大;风场 的作用使湖水流向下风处,水面发生倾斜,形成与风 应力相反的压强梯度力,均匀作用在各层水体,表现 为湖水运动的驱动力;湖底产生反向摩擦力,使得底 层流速小于次底层流速,底层和次底层受风应力直 接影响较小。竹湖流场垂向分布表现为表层流速最大, 流向和风场方向基本一致,底层流向与表层接近相反, 中间偏上水层为流场的转换层,中间层往下表现为上 水层的补偿流,这些规律和梁瑞驹等(1994)、朱永春等 (1998)研究太湖垂直流场结构得到的结论相似。

 Y

 风速

 X

 风应力控制区

 水平压强梯度力控制区

 底层



3.4 竹湖东、西湖区对风速变化响应的差异

比较竹湖东部及西部的垂向平均湖流对风速变 化的响应,可以看出竹湖西部湖流对风速的变化响 应较为敏感,东部水域则较为迟钝。这主要是因为西 部湖区水深在水平方向的变化较大,而东部较小原 因造成。这和张发兵等(2004)获得的平底湖垂向平均 流场受风速影响较小的结果一致。据胡维平的研究成 果¹⁾,单位高度水柱所受风应力在水深小的水域相对 较大,而在水深大的区域相对较小,因而造成各区域 水体受力不平衡,使水体运动状态发生改变,浅水区 湖流顺着风场方向,深水区逆着风向,从而在水深水 平变化较大的水域形成环流。另一方面,由于风应力 随风速二次方增加,因此在西部湖区单位高度水柱 所受的风应力的差异也随风速二次方增加,进而导 致环流速度随风速增加而增加。而东部湖区,因水深 变化较小,各点单位水柱所受风应力大小基本相等,单 位高度水柱所受风应力基本平衡,风速增加,各点单 位高度水柱所受的风应力均随风速增加,并基本处 于平衡状态,因此垂向平均湖流不能产生水平环流。 风场在该水域主要产生垂向环流,垂向平均湖流受 风速增加的影响较小。

上述流场特征和风速关系比较以及影响临界风 速的因素分析显示:通过测定风场和湖泊吞吐流量, 可以初步判断湖泊流场空间分布特征。

3.5 湖泊动力过程非线性作用

从竹湖混合流场(即风生流吞吐流联合作用的流 场)中,线性地剔除风生流场(即入湖流量为 0 时的流 场)、吞吐流场(即静风流场),留下的流场即为吞吐流 和风生流非线性作用项。表 7 列出了竹湖 7 个代表性 控制点(图 7)在不同风速的东风作用下的湖水速度值 和动力过程非线性作用项的速度值。由表 7 可见,非 线性作用项的速度值比水体流速小得多,其影响强 度随着风速的变化远不如湖水流速随风速变化显著。



图 7 竹湖典型点位图 Fig.7 Typical points of Zhuhu Lake

控制点	水深	2.5	2.5m/sE		6.0m/sE		11.0m/sE	
	(m)	速度	非线性项	速度	非线性项	速度	非线性项	
1	1.28	0.255	0	0.431	0.02	0.485	0.02	
2	1.4	0.330	0	0.479	0.03	1.728	0.03	
3	3.5	0.099	0.01	0.523	0.01	1.850	0.01	
4	1.3	0.291	0.01	1.152	0.01	3.764	0.01	
5	1.7	0.153	0.01	0.491	0.01	1.609	0.01	
6	1.7	0.136	0	0.283	0.01	0.587	0.01	
7	1.37	0.210	0.01	0.242	0.04	0.260	0.05	

表 7 竹湖典型点位非线性项值及其与风速的关系 Tab.7 Non-linear value and the relationship with different wind speed at typical points in Zhuhu Lake

1) 胡维平, 1999. 净化局部水体的物理生态工程实验与太湖营养化数值模型. 南京:中国科学院南京地理与湖泊研究所

因此, 竹湖流场结构的改变主要受风场、吞吐流场作 用, 不同动力过程之间的非线性作用相对较微弱。

4 结论

(1)在含有出入湖河流、水深存在水平空间变化的湖泊,当湖面风速由小变大时,垂向平均流场变化依次经过三个阶段:吞吐流主导湖区流场阶段;风生流逐渐取代吞吐流过渡阶段,这阶段风速的增加对流场水平空间分布结构的影响较大;风生流占优势,主导湖区流场阶段,此时风速增加能促使湖流速度和环流的强度增加,但是仅能使范围较小湖泊区域流场结构发生变化。在此过程中,存在临界风速值,当风速达到或超过这些临界值时,流场结构会发生明显改变。

(2)影响临界风速大小的因素主要有:风向、吞 吐流量。吞吐流量越大,湖流结构发生明显变化的临 界风速越大。

(3) 风速变化对稳定状态的湖泊表层、次表层流 场有较大影响,而对底层和次底层影响不大。

(4)在水深存在显著水平变化的湖区,垂向平均 湖流易形成环流,湖流结构对风速的变化响应较为 敏感;而在水深水平变化较小的水域,这种响应则较 为迟钝。在水深水平变化较大的区域,当风速大于临 界风速时,浅水区湖流流向和风向一致,且流速随风 速增加单调增加,深水区湖流流向和风向相反,湖流 速度先随风速增加减小,当流速大于临界风速后流 速随风速增加而增加。

参考文献

马生伟,蔡启铭,2000.浅水湖泊风生流的迎风有限元数值模型研究.水科学进展,11(1):70—75

王惠中, 宋志尧, 薛鸿超, 2001. 考虑垂涡粘系数非均匀分布的太

湖风生流准三维数值模型. 湖泊科学, 13(3): 233—239

- 王谦谦, 1987. 太湖风成流的数值模拟. 河海大学学报,(增刊): 11—18
- 朱永春, 蔡启明, 1997. 风场对藻类在太湖中的迁移影响的动 力学研究. 湖泊科学, 9(2): 152—158
- 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
- 胡维平,秦伯强,濮培民,2000.太湖水动力学三维数值试验 研究 III.马山围垦对太湖风生流的影响.湖泊科学,12(4): 335—342
- 胡维平, 濮培民, 秦伯强, 1998a. 太湖水动力学三维数值试验 研究 I. 风生流和风涌增减水的三维数值模拟. 湖泊科学, 10(4): 17—25
- 胡维平, 濮培民, 秦伯强, 1998b. 太湖水动力学三维数值试验研 究 II.典型风场风生流的数值计算. 湖泊科学, 10(4): 26— 34
- 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
- 梁瑞驹, 仲金华, 1994. 太湖风生流的三维数值模拟. 湖泊科 学, 12(4): 324—328
- 焦春萌, 濮培民, 熊谷道夫, 1991. 湖区风环流对湖泊环流影 响的探讨和数值模拟. 海洋与湖沼, 22(4): 329—337
- 蔡启明, 1998. 太湖环境生态研究. 北京:气象出版社, 149— 157
- Boris V C, Wang Yongqi, Irina P C, 2001. Wind-driven current simulations around the Island Mainau(Lake Constance). Ecological Modeling, 138: 55—73
- Musteyde B K, Roger A F, 2004. Three-dimensional numerical modeling of wind-driven circulation in a homogeneous lake. Advance in Water Resource. 27: 1167—1178
- Norihisa Imasto, 1975. Study on the current in Lake Biwa (1) Barotropic circular current induced by the uniform wind. J Oceanogr Soc, 31: 15—24
- Pierini S, Simioli A, 1998. A wind-driven circulation model of the Tyrrhenian Sea area . J Marine Systems, 8: 161–178

NUMERICAL EXPERIMENTS ON INFLUENCE OF WIND SPEED ON CURRENT IN LAKE

HAN Hong-Juan^{1, 2}, HU Wei-Ping¹, JIN Yi-Quan³

(1.State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Nanjing, 210008;
 2. Graduate School of the Chinese Academy of Science, Beijing, 100039;
 3. Shanghai Zijiang Properties Company Limited, Shanghai, 200020)

Abstract Numerical experiments on wind influence on water current in Zhuhu Lake (or Bamboo Lake in Chinese, an artificial lake within a residential area of Shanghai) were conducted with 3-D hydrodynamic EcoTaihu Model (partially). The study aims at understanding the movement and function of the lake for developing the lake in an environmental friendly manner. East, west, north, and south winds were simulated with speed from 0 to 11.0 m/s. Comparisons of vertical-averaged current field among the winds of different speeds in the four directions showed that the wind speed had great influences on the current. For each wind direction, there is a critical speed, below which the current was controlled by water flows inlet and outlet, while above which the current is mainly dominated by wind. Moreover, when wind speed reached certain speed, two or more circumfluences were formed. In the area of sharp depth change, the pattern of average current field varies sensitively with wind speed change, while in the area of flat and gentle bottom, insensitively. The current direction in shallow water was consistent with the direction of the wind, while against the wind direction in deeper water and responded slowly.

Key words Three-dimensional numerical experiment, Wind speed, Inlet/outlet, Wind-driven current