

中国科学院
南京地理与湖泊研究所集刊

MEMOIRS OF NANJING INSTITUTE
OF GEOGRAPHY AND LIMNOLOGY
ACADEMIA SINICA

第 6 号

科学出版社

中国科学院
南京地理与湖泊研究所集刊

MEMOIRS OF NANJING INSTITUTE
OF GEOGRAPHY AND LIMNOLOGY
ACADEMIA SINICA

第 6 号

科学出版社

1989

内 容 简 介

本集共刊论文15篇。其中有关区域经济地理和国土开发方面论文7篇，分别论述了洞庭湖区滩地资源、经济发达地区乡（镇）域规划中的若干问题、厦门地区海涂利用、苏南乡村城镇化过程中人口转化、江阴市港口及沿江开发规划、三峡库区城镇开发的景观生态评价等；有关湖泊研究的文章6篇，分别论述了湖泊沉积、湖水物理、水位与鱼类生长关系和植物引种等；有关湖泊资源、环境三维机助制图和水生高等植物对含银废水的净化论文各一篇。

本集刊可供从事地理研究、教学以及从事生物、油田勘探、城乡规划等方面工作的人员参考。

中国科学院

南京地理与湖泊研究所集刊

第6号

*

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

南京日报印刷厂印刷

南京中山路2号

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

1989年8月第一版 开本：787×1092 1/16

1989年8月第一次印刷 印张：11 1/2 插页：2

印数：0001—800 字数：260 000

ISBN 7-03-001434-0/P·266

定价：11.60元

目 录

太湖水动力学的不规则网格有限差分数值模拟·····	吴 坚 濮培民 (1)
洞庭湖区滩地资源研究·····	杨锡臣 (14)
东太湖网围区的水位及其与鱼类生长的关系·····	袁静秀 (24)
断裂盆地泥坪沉积环境及其地质意义·····	吴瑞金 王苏民 (33)
云南断陷湖泊滨岸沉积体系研究·····	朱海虹等 (47)
河南泌阳凹陷渐新统核桃园组三段粘土矿物特性·····	张立仁 (64)
水生高等植物对含银废水的净化及其对银的富集特性·····	戴全裕等 (72)
伊乐藻在东太湖的引种·····	杨清心 李文朝 (84)
厦门地区海岸特征及海涂利用·····	季子修等 (94)
三峡库区城镇、村镇开发的景观生态评价研究·····	董雅文 (108)
人类活动对房山县森林植被的破坏·····	姚恒凯 (120)
经济发达地区乡(镇)域规划中的若干问题·····	唐振铎 吴楚材 (133)
江阴市港口及沿江地带综合开发规划的内容与方法·····	洪昌仕等 (142)
苏南乡村城镇化过程中人口的转化及城镇化指标和水平·····	王 德 (152)
湖泊资源与环境三维机助制图·····	赵 宏 (161)
阔步前进中的南京地理与湖泊研究所 ·····	中国科学院南京地理与湖泊研究所科研处 (168)

CONTENTS

Numerical Simulations of the Hydrodynamics of Taihu Lake by Using the Irregular-Grid Finite Difference Model	 <i>Wu Jian Pu Peiming</i> (13)
Study on the Lake Beach Resource of Dongting Lake	 <i>Yuan Xichen</i> (23)
Water Level of Pen Culture Area in East Taihu Lake and Its Relationship to Fish Growing	 <i>Yuan Jingxiu</i> (31)
Sedimentary Environment and Geological Significance of Mud Flat in Fault Basin	 <i>Wu Ruijin Wang Sumin</i> (45)
Study on the Littoral Sedimentation System of Fault Lakes, Yunnan Province	 <i>Zhu Haihong et al.</i> (62)
Characters of Clay Minerals in Third Member of Hetaoyuan Formation (Oligocene) Biyang Depression, Henan Province	 <i>Zhang Liren</i> (70)
Study of the Purification and Accumulation of Silver in Waste-Water by Aquatic Plants	 <i>Dai Quanyu et al.</i> (83)
Study of <i>Elodea Nuttallii</i> (Planch) ST. John and Its Introduction into East Taihu Lake	 <i>Yang Qingxin Li Wenchao</i> (93)
The Coastal Characteristic and Tideland Use in Xiamen Region	 <i>Ji Zixiu et al.</i> (107)
Landscape-Ecological Evaluation of Development of Towns and Villages on the Zone of Three Gorges Reservoir	 <i>Dong Yawen</i> (118)
Fangshan County's Forest Vegetation Damage Caused by Improper Human Activities	 <i>Yao Hengkai</i> (132)
An approach to Several Issues on Township Planning in Developed Area	 <i>Tang Zhenfu Wu Chucai</i> (141)
Planning Content and Method of Comprehensive development of the Harbour of Jiangyin City and the Area Along the Changjiang River	 <i>Hong Changshi et al.</i> (151)
Research on the Population Transformation in the Process of Rural Urbanization and Its Index and Level in South Jiangsu Province	 <i>Wang De</i> (160)

Computer-Assisted 3-D Mapping on Lake Resources and Environment	<i>Zhao Hong</i> (167)
Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica — A Professional Research Institution Specializing in the Comprehensive Research on Lakes (Reservoirs) and Territorial Management	Vocational Plan Office of Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica (171)

太湖水动力学的不规则网格 有限差分数值模拟*

吴 坚 濮培民

我国是一个湖泊众多的国家, 1平方公里以上的湖泊有2800多个。特别是长江中下游地区有著名的五大淡水湖, 它们在当地的经济发展中起着重要的作用。这些湖大而浅, 有许多类似的特点。湖水动力过程在湖泊学研究中起着“骨架”的作用, 它直接影响水气、水土界面的物质交换和水体内物质、能量和辐射的传输过程, 是建立水质模型、制定污水排放标准、治理不良水质、预测大型水利工程对湖泊环境影响的后效等一系列理论和实际课题的重要基础。数值模拟则是主要的手段。

常见的湖泊水动力学模式有整层积分的二维模式^(6,7)和多层模式⁽⁷⁾(multi-layer model和multi-level model)。太湖是一垂直混合强烈、不存在明显密度层结的浅水湖泊, 故采用非定常非线性的整层积分模式。

湖泊水动力学数值计算方法主要有有限差分法(FDM)和有限元法(FEM)两大类。如西蒙斯(Simons)⁽⁶⁾的大湖环流交替方向隐式差分模式, 巴克霍斯(Backhaus)⁽⁷⁾的半隐差分模式, 程(Cheng)⁽⁸⁾的伊利湖定常风生环流有限元模式等。有限差分法和有限元法各有优缺点, 为避开有限差分剖分不灵活、难以模拟边界和有限元法求解复杂、计算费时等不足之处, 发挥有限元法能灵活剖分网格、准确拟合自然边界及差分解法直观迅速的优点, 人们提出了不规则网格有限差分法(Irregular-Grid FDM)。首先将此法引入地球流体动力学计算的是萨克(Thacker)⁽⁹⁾, 他为风暴潮的预报提供了十分有效的计算方法⁽¹⁰⁾。赵士清等将它应用于长江口的潮流计算中⁽¹⁾。鲍什(Baucer)⁽¹¹⁾对假设的试验湖使用一层和多层不规则网格有限差分法作了模拟计算, 初步说明此法用于湖泊水动力学计算的可行性。在自然湖泊水动力学数值模拟中, 此法的应用尚未报道过。自然湖泊形态复杂, 不规则网格剖分灵活, 因而能很好地拟合湖岸, 方便地将湖中主要岛屿表示出来, 并可通过局部加密网格的途径详细地研究河口流动和污染物扩散等过程。剖分考虑湖底地形也可节省计算时间, 处理动边界也较方便。

本文设计了不规则网格有限差分的二维浅水湖泊水动力学模式, 应用于太湖, 计算了太湖的风生潮流、风涌增减水和定振波等。计算与实测相符, 表明模拟是成功的。

* 本文得到王谦谦同志和余志豪、朱乾根教授的热心帮助, 本所湖泊沉积地貌研究室提供了太湖底地形图, 沈春芸同志清绘了插图, 在此一并表示诚挚的谢意。

一、浅水湖泊水动力学模式方程

根据浅水湖泊水动力学特点, 设: 1) 流体均匀不可压; 2) 忽略柯氏力的垂直分量; 3) 垂直方向满足静力学平衡; 4) 湖面气压 P_a 为常数, 即不考虑由于台风等气压时空突变造成的大气压时空变化; 5) 分子交换远小于湍流交换, 湍流交换均匀, 可采用雷诺应力参数化; 6) 对湖泊可用直角坐标系, 不计球面性。在上述假设下, 对完全三维水动力学方程组整层积分, 即从湖底 $Z = -h(x, y)$ 积到表面 $Z = \zeta(x, y, t)$ 。如图 1, $Z = 0$ 取湖面平均高度。于是得到下列整层积分的湖泊水动力学模式方程组:

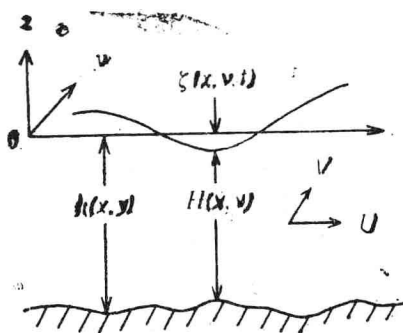


图 1 坐标系

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - f \cdot V = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ + A_h \left[\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right] + \frac{\tau_a^{(\zeta x)} - \tau_b^{(\zeta x)}}{H} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + f \cdot U = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ + A_h \left[\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right] + \frac{\tau_a^{(\zeta y)} - \tau_b^{(\zeta y)}}{H} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial HU}{\partial x} + \frac{\partial HV}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

式中, $H = \zeta + h$ 为水体厚度, f 为常值柯氏参数, g 为重力加速度, A_h 为水平涡动粘滞系数, U 、 V 为整层平均流速在 x (向东为正)、 y 轴上的两个分量。

作用于湖面的风应力:

$$(\tau_a^{(\zeta x)}, \tau_a^{(\zeta y)}) = \lambda W^2 (\cos \theta, \sin \theta) \quad (4)$$

式中, θ 为 x 轴正向与风向间的夹角, $\lambda = \frac{1}{\rho} \cdot \rho_a \cdot C_D$ (ρ_a 空气密度, ρ 水的密度) 为风拖曳系数, 它与风速 W 大小、湖面粗糙度和大气稳定度等有关。但总的变化不大。吴(Wu)分析了众多的关于人工池、湖泊、海洋中 C_D 的研究成果, 给出了下列拟合公

式⁽¹²⁾;

$$C_D = (1.1 + 0.0536 \cdot W_{10}) \times 10^{-3} \quad (5)$$

式中, W_{10} 为湖面10m处的风速值。我国部分实测资料表明¹⁾: $C_D = 1.8 \times 10^{-3}$ ($W_{10} = 10$ m/s时)。

上述方程组中, $\tau_b^{(x)}$ 、 $\tau_b^{(y)}$ 为湖底摩擦应力⁽⁴⁾:

$$(\tau_b^{(x)}, \tau_b^{(y)}) = r \sqrt{U^2 + V^2} (U, V) - \beta \cdot (\tau_a^{(x)}, \tau_a^{(y)}) \quad (6)$$

式中, $\beta = 0.1 - 0.5$ 。 r 为湖底摩擦系数, 它与湖底底质、糙率有关, 湖泊水动力学模式中一般取 $(2 - 4) \times 10^{-3}$ 。

方程组的定解条件为:

- (1) 初始条件。 $t = 0$ 时, $U = V = 0$, $\xi = 0$;
- (2) 陆边界条件。法向流速分量 $U_n = 0$;
- (3) 开边界条件。 $U_{open} = U_0(t)$ 。

二、不规则网格系统中偏导数表达式

一般地, 不规则网格可认为是顶点为网格节点的三角形单元构成。如图2, 任一节点 i 的四周由逆时针地记为1, 2, ..., $j, j+1, \dots, N$ 的 N 个节点组成。坐标为 (x_1, y_1) , ..., (x_j, y_j) , (x_{j+1}, y_{j+1}) , ..., (x_N, y_N) 。任一函数 $f(x, y)$ 在 i 号节点及 N 个相邻节点上的值分别为 $f_i, f_1, \dots, f_j, f_{j+1}, \dots, f_N$ 。在这 N 个节点上, 以 i 为原点按泰勒级数展开。设在与 i 相邻的三角形构成的域 σ 内, 一阶导数不变, 记 $(\frac{\partial f}{\partial x})_i, (\frac{\partial f}{\partial y})_i$ 。经演算可得:

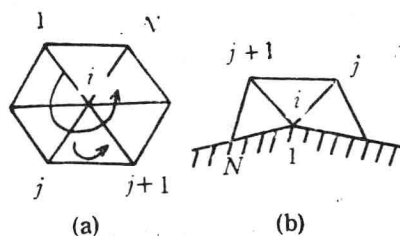


图2 不规则网格

(a) i 为内点 (b) i 为边界点。

$$(\frac{\partial f}{\partial x})_i = \overline{(\frac{\partial f}{\partial x})_i} + \varepsilon_1, \quad (\frac{\partial f}{\partial y})_i = \overline{(\frac{\partial f}{\partial y})_i} + \varepsilon_2 \quad (7)$$

其中,

1) 濮培民, 中国海洋湖沼学会水文气象学会第三届全国水文气象学会讨论会论文摘要汇编, 1—36, 1982年。

$$\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_i = \sum_{j=1}^N f_j(y_{j+1} - y_{j-1}) / \sum_{j=1}^N x_j(y_{j+1} - y_{j-1}) \quad (8)$$

$$\left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)_i = \sum_{j=1}^N f_j(x_{j-1} - x_{j+1}) / \sum_{j=1}^N x_j(y_{j+1} - y_{j-1}) \quad (9)$$

就是不规则网格系统中一阶偏导数的 N 点公式。其截断误差为 ε_1 和 ε_2 ，它们是空间网格距的一阶小量。

另一种建立 $\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_i$ 、 $\left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)_i$ 的方法是：在每个三节点三角形单元内利用线性插值函数建立该单元内的偏导数，在域 σ 内对所有三角形单元加权求和即可。常用面积比⁽¹⁾、顶角比⁽²⁾及单元不均匀系数⁽³⁾作为权重。实际计算中剖分较任意，利用后两法较难实现。此外，萨克指出，对 N 个节点统一地逆时针编号时，格式能保证质量守恒。

不规则网格系统中高阶偏导数可通过低阶偏导公式迭代或用高阶插值函数求得，但十分复杂。湖泊水动力学模式中至多用到二阶导数。受萨克工作的启示，由格林定律且借助 $N = 3$ 的 N 点公式，可得二阶偏导数的表达式：

$$\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2}\right)_i = \frac{1}{\Delta} \sum_{j=1}^N (y_{j+1} - y_j) \frac{f_i(y_j - y_{j+1}) + f_j(y_{j+1} - y_i) + f_{j+1}(y_i - y_j)}{x_i(y_j - y_{j+1}) + x_j(y_{j+1} - y_i) + x_{j+1}(y_i - y_j)} \quad (10)$$

$$\left(\frac{\partial^2 f}{\partial y^2}\right)_i = \frac{1}{\Delta} \sum_{j=1}^N (y_j - y_{j+1}) \frac{f_i(x_{j+1} - x_j) + f_j(x_i - x_{j+1}) + f_{j+1}(x_j - x_i)}{x_i(y_j - y_{j+1}) + x_j(y_{j+1} - y_i) + x_{j+1}(y_i - y_j)} \quad (11)$$

$$\text{式中, } \Delta = \sum_{j=1}^N x_j(y_{j+1} - y_{j-1}) = \sum_{j=1}^N y_j(x_{j-1} - x_{j+1}) \quad (12)$$

三、差分数值方案

1. 差分方程

时位面采用“跬跳”结构， U, V 在奇时位面 $(2k \pm 1)$ ， ξ 在偶时位面 $(2k)$ 上计算。忽略水平涡动项。 τ 为时间步长。为计算稳定性起见，柯氏力在 $(2k + 1)$ 上估算，底摩及平流项包括在两个时位面 $(2k + 1)$ 和 $(2k - 1)$ 上。在任一节点 i 上，有：

$$\frac{1}{\tau} (U_i^{2k+1} - U_i^{2k-1}) + U_i^{2k+1} \cdot \left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)_i^{2k-1} + V_i^{2k+1} \cdot \left(\frac{\partial U}{\partial y}\right)_i^{2k-1} - f \cdot V_i^{2k+1}$$

$$= -g \cdot \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \right)_i^{2k} + (\tau_a^{\zeta x})_i^{2k} \cdot \frac{(1+\beta)}{H_i} - \frac{r_1}{H_i} \sqrt{(U_i^{2k-1})^2 + (V_i^{2k-1})^2} \cdot U_i^{2k+1} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{\tau} (V_i^{2k+1} - V_i^{2k-1}) + U_i^{2k+1} \cdot \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right)_i^{2k-1} + V_i^{2k+1} \cdot \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)_i^{2k-1} + f \cdot U_i^{2k+1} \\ & = -g \cdot \left(\frac{\partial \xi}{\partial y} \right)_i^{2k} + (\tau_a^{\zeta y})_i^{2k} \cdot \frac{1+\beta}{H_i} - \frac{r_1}{H_i} \sqrt{(U_i^{2k-1})^2 + (V_i^{2k-1})^2} \cdot V_i^{2k+1} \quad (14) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{1}{\tau} (\xi_i^{2k+2} - \xi_i^{2k}) &= -H_i \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)_i^{2k+1} + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)_i^{2k+1} \right] \\ &\quad - U_i^{2k+1} \cdot \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)_i - V_i^{2k+1} \cdot \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)_i \quad (15) \end{aligned}$$

式中, $\left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \right)_i$ 是关于 x 或 y 的一阶偏导数, 它们具有 N 点公式 (8), (9) 的形式。

式(13)—(15)整理后, 可得到一组由 $(2k-1)$ 、 $(2k)$ 时位面上的值显式地计算 U_i^{2k+1} , V_i^{2k+1} 和由 $(2k)$ 、 $(2k+1)$ 时位面上的值显式地计算 ξ_i^{2k+2} 的公式。

2. 边界条件的实现

对开(水)边界节点用逐时水位或流量控制。陆边界节点上不可穿透条件在模式中实现的方法是坐标变换^[13], 用相邻两侧边界节点的连线的外法向近似作为节点 i 的外法向。当 i 为滞止点时, 可考虑使用 $U = 0$, $V = 0$ 。还引进弹性边界条件。

3. 克服非线性不稳定的措施

由于求解方程中包含非线性平流项, 求解域复杂, 加上求解的是离散问题。因此, 计算中常出现非线性计算不稳定。克服的方法有二, 一是采用平滑化, 二是在动量方程中保留二阶水平涡动粘滞项或引入数值耗散项。可以证明它们是统一的。

不规则网格差分方案中的平滑化方案为:

$$\bar{f}_i = \alpha \cdot f_i + \frac{1-\alpha}{N} \sum_{j=1}^N f_j \quad (16)$$

式中, α 为平滑参数。若在模式中引入被忽略的水平涡动粘滞项 $A_h \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \right)$, 则也可得到类似的结果。为讨论方便起见, 设 i 共有 4 个邻点, 即 $N = 4$, 且 i 到邻点的格距均为 d , 则由式(10)、(11)可得:

$$A_h \left[\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \right)_i + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \right)_i \right] = \frac{A_h}{d^2} (f_1 + f_2 + f_3 + f_4 - 4f_i) \quad (17)$$

显式差分的动量方程中引入该项, 取公式为:

$$f_1^{(k+1)} = f_1^{(k)} + \dots + \frac{\tau \cdot A_b}{d^2} (f_1^{(k)} + f_2^{(k)} + f_3^{(k)} + f_4^{(k)} - 4f_1^{(k)}) \quad (18)$$

即:

$$\bar{f}_1 = f_1 + \frac{\tau \cdot A_b}{d^2} (f_1 + f_2 + f_3 + f_4 - 4f_1) \quad (19)$$

令:

$$\alpha = 1 - \frac{4\tau \cdot A_b}{d^2} \quad (20)$$

则式(19)即可化为式(16)。由此可知, 平滑法与引入粘滞项是等价的。更一般剖分亦能得到同样结论。

采用粘滞项, 物理意义明确, 所获解不会失真, 但在实施时需增加许多计算量且可能克服非线性不稳定的效果差。平滑化措施, 实现简单, 无需增加许多计算, 且效果好。虽然由于它的引入可能造成解的失真, 但根据式(20), 只要对应一定 τ , d , A_b , 正确选取平滑参数 α , 就能保证解不会失真。如本文试验表明, 太湖模式中取0.7—0.99为好。

4. 时间步长的选取和计算程序

本文给出的显式格式的时间步长应满足CFL稳定性条件:

$$\tau_{max} \leq \frac{\kappa(\Delta d)_{min}}{\sqrt{gh_{max} + (U^2 + V^2)^{1/2}}} \quad (21)$$

式中, κ 为常数, 取1.0—2.0; $(\Delta d)_{min}$ 为最小格距; h_{max} 为求解域内最大水深。对规则网格, τ_{max} 取决于 h_{max} , 对浅水域, h 较小, τ 本可以在这些区域取得较大, 取统一的 τ 造成了计算时间的浪费。对不规则网格, 在浅水域, 剖分加密, Δd 小; 在深水域, 剖分放疏, Δd 大, 这样能取得的总体最大时间步长 τ_{max} 大, 其计算时间要比规则网格省。这在湖底深浅十分明显的湖泊模式中更能显示出来。

编写程序时考虑了通用性并可做各种数值试验。计算得到的流场和水位场均用绘图仪绘制。

四、太湖水动力学数值模拟结果分析和验证

1. 概况

太湖位于东经119°53′—120°36′、北纬30°55′—31°34′。南北最大长约68km, 东西平均宽约35.7km, 水面面积2338km² (吴淞基面2.99m时)。太湖浅而平坦, 平均水深1.89m, 最大水深2.6m, 较大岛有洞庭西山、长沙岛和漫山岛等七个。太湖的不规则

网格剖分如图3所示。共有443个节点,其中内部节点273个,边界(包括岛)节点170个。考虑了7个主要小岛,并在主要河口、闸口安置了相应节点。模式参数取为 $\lambda = (1.5 \sim 3.0) \times 10^{-6}$, $\tau = 300 \sim 420$ s, $\alpha = 0.90 \sim 0.99$ 。

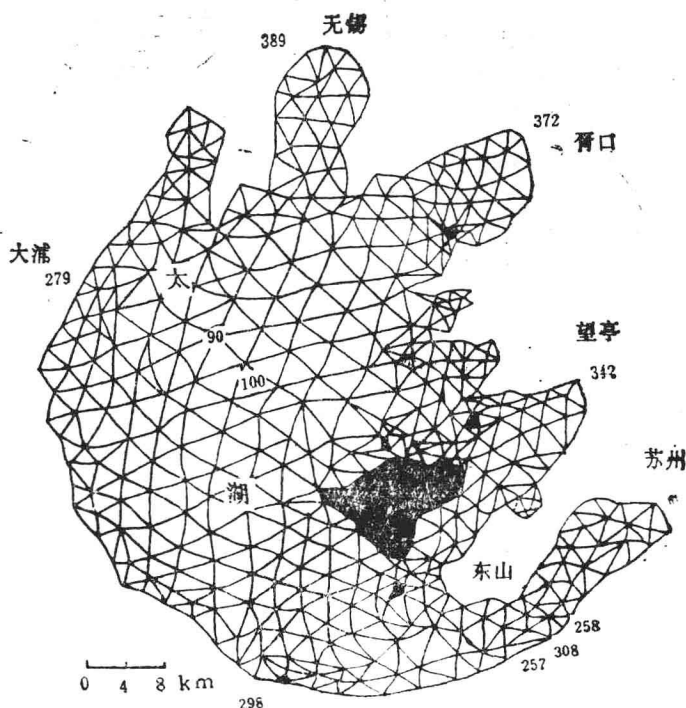


图2 太湖不规则网格剖分图

2. 太湖风生湖流的特点

为了弄清太湖风生湖流的基本特点,我们模拟计算了8个主要方位的10m/s, 6m/s大风持续作用下形成的水动力学过程。

从形成过程看,湖流随风速风向的改变而迅速变化。风开始作用阶段,流向趋同于风向,流速较大,如10m/s的持续大风作用下,约1小时后流速增至20—40cm/s(如图4所示)。这时的湖底摩擦力也较大,下风湖面的水位迅速增高。顶风的压力梯度力增加,流速逐渐减小,5小时后一般为10—20cm/s。

稳定风场作用5—7小时后,流场趋于稳定。图5给出了其中一个算例。模拟表明:(1)稳定的太湖风生湖流流速一般在10cm/s左右,大的达20cm/s以上,湾内流速较小,在5cm/s以下。(2)在敞水区存在若干反时针或顺时针向大尺度环流。如在S, SW, W, W, NW等风向的风持续作用下,在平台山(90号节点处)附近存在较稳定的反时针环流。在湖西、南岸存在较强沿岸顺风流,它与离岸深水区出现的逆风流构成了范围很大的闭合环流。在众多的湖湾内也存在较弱的小尺度闭合环流系统。此外,湾口区沿岸顺风、中间逆风的流型特点对湾内水质规划有一定的指导意义。(3)存在一些强流带。太湖西、南岸呈圆弧状,沿线平滑,各种风向下都有较强的沿岸流。这对湖岸的形态有着重要的影响。又如洞庭西山与东山间是一狭窄过水道,这里也常存在较强流带。

流区底质坚硬，几乎无淤泥层，可能是湖流对湖底的冲刷作用造成的。

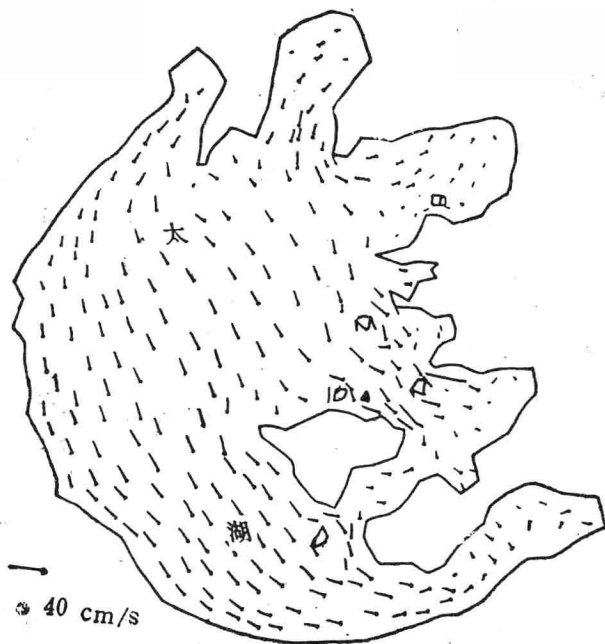


图4 风作用初期太湖的风生湖流流场
(10m/s 西北风, 作用时间1小时)

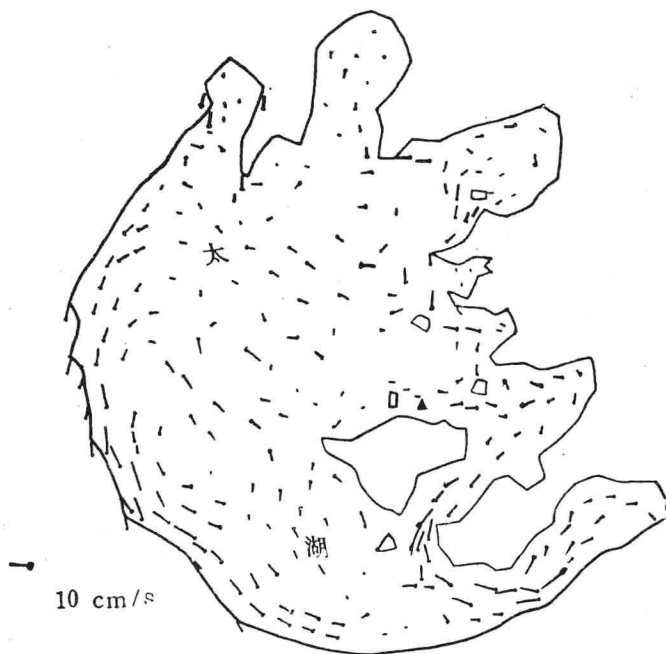


图5 太湖稳定的风生湖流流场
(10m/s的西北风作用12小时后)

实际风场复杂多变, 稳定环流较难形成, 但我们的模拟计算表明, 只要风向在一定范围内变化, 风作用时间较长, 在大水域还是可能出现稳定的环流和流带的。这与观测一致^[6]。

为探讨环流形成机制, 我们做了若干数值试验, 其中之一是考察柯氏力在环流形成中的作用。图6给出了西风作用下平台山附近局部流场演变。可见, 在风开始作用阶段, 因流速较大, 柯氏力的偏向作用也较大。如风吹近2小时后, 102号节点上, 不考虑柯氏力作用流向在第一象限, 考虑柯氏力则在第四象限(右偏)。但随着流速减小, 柯氏力偏向作用明显减弱, 风应力与地形特点起着决定的作用, 柯氏力则起修正作用。同样条件下, 设取平均水深作为湖底计算, 发现形成不了环流。上述结论进一步得到了说明。

3. 风涌增减水模拟结果分析

分析大风作用下风涌增减水的特点, 对于湖岸和水产养殖设施的保护有着重要的意义。在进行风生湖流数值模拟的同时, 也得到了风涌增减水的结果。风开始作用阶段, 水位迅速增减, 产生一些振荡后, 趋于稳态。我们得到了各风向风速情形下的结果, 图7给出了一个个例。分析结果可得: 风涌增减水幅度取决于风速大小, 水位湖面分布则取决于风向及风程大小。水位不变的零线约将湖面分为二半, 下风一半增水, 上风一半减水, 边界上增减最为显著。风速10m/s时, 在全湖吹程的1/6区域(约10km)内减水50—20cm, 1/2—2/3全吹程内, 增水20—30cm, 接近全湖吹程时, 增水大于50cm。风速14m/s时, 3小时最大增减水位达±60cm。而风速大到20—25m/s时, 1小时内即可达60cm以上, 这时的流速高达50cm/s以上。这些特点符合实际情况, 正反映了大型浅水湖泊风涌增减水显著的特点。此外, 相对独立的湖湾内增减水要比一般湖湾显著, 因为后者可在沿岸流作用下产生水体流失或补偿而不致增减得过大。最后需指出的是, 风作用下湖面水位变化的数值模拟结果, 还可有助于确定湖四周水位测点的布设最佳方案及实测资料的分析工作, 以便根据有限测点的水位记录求出正确的全湖平均水位。

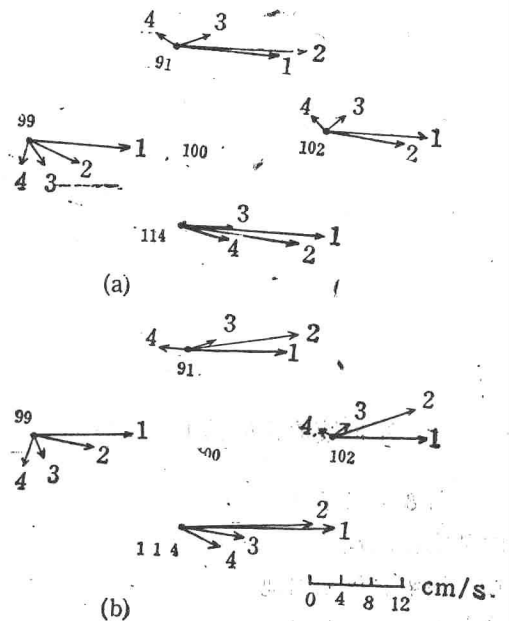


图6 西风作用下平台山附近局部流场演变图
(a)考虑了柯氏力作用; (b)没考虑柯氏力作用。1, 2, 3, 4 分别代表风作用0.5, 2.0, 3.0, 7.0小时

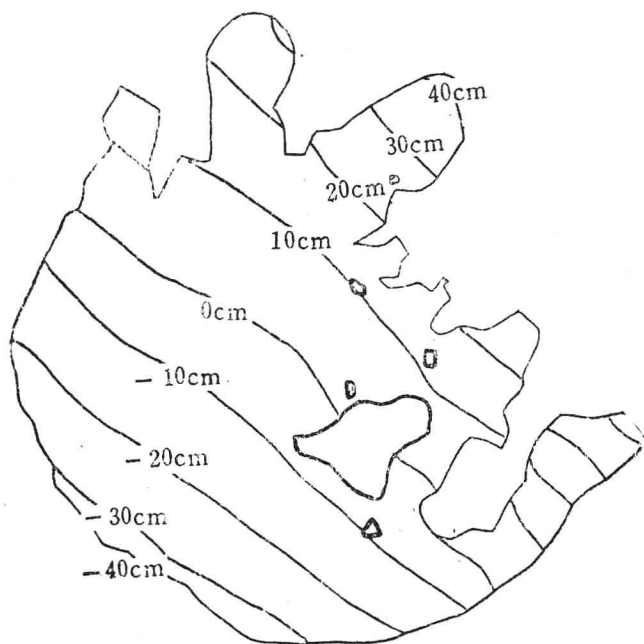


图7 太湖在西南风作用下稳定的水面变化场
(风速10m/s, 风作用12小时)

4. 定振波的数值模拟结果分析

图8给出了西风作用下湖四周若干具有代表意义节点上的水位过程曲线。值得注意的是定振波现象。太湖不是狭长湖盆, 岸线不规则, 因而定振波十分复杂, 各分量叠加, 振幅和周期因地而异。周期在2—10小时甚至更长, 主要取决于湖形和水深, 与风速大小无关。振幅取决于风速大小。由于湖浅, 衰减因摩擦力大而显著, 湖湾与大湖面间的相互影响在结果中也得到了显示。计算至一定时间后把风去掉, 再次显示了定振波现象。

5. 模式验证

至今, 可供验证的流场资料较少。本文模拟的太湖风生湖流的一些主要特征与60年代巡测成果^[5]较吻合。太湖四周有若干水位站, 我们选择中国科学院南京地理与湖泊研究所东山水体农业试验站(258号节点处, 简称东山站)作为验证点, 大浦水文站(279号节点处)为辅助验证点。模拟了2个过程: 1985年12月1日13时—2日06时偏北大风过程, 这对东山站来说是典型的增水过程; 1985年7月28日14时—29日02时西南大风过程。计算中, 风速是按逐时线性内插输入的, 水深用计算初时的太湖平均水位进

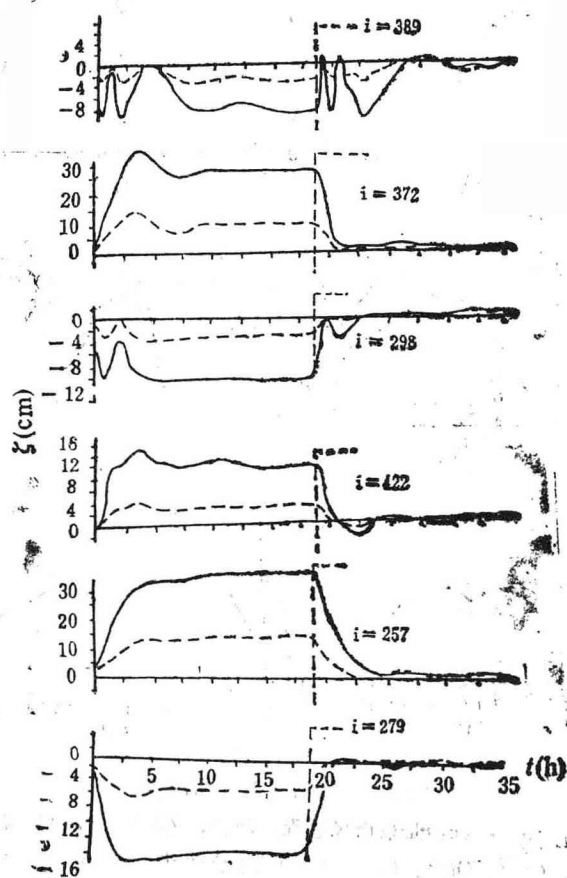


图8 西风作用下太湖四周若干节点上水位过程曲线
(实线为风速10m/s; 虚线为风速6m/s)

东修正。模式参数选取与模拟计算的取值相同。计算与实测的比较如图9所示。可见, 行山站计算与实测较吻合。大浦站趋势接近, 存在一定的误差可能是因为输入的风场是东山站资料, 大浦水文站在河道内, 出入流有一定影响。模式的验证是初步的, 计算和实测的吻合表明模式设计是合理的。

计算和实测同样表明, 太湖出入流除在出入口附近水域外, 对全湖湖流的贡献较小, 可以不考虑。

总之, 太湖湖流的观测难度大, 需进一步加强。把湖流动力模式与热力、泥沙、水化学等模式相结合是值得进一步研究的课题。