

一个三维斜压水动力模型的建立 及其在日本琵琶湖中的应用

张利民 濮培民

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

大西行雄

(大阪综合环境研究所, 日本大阪)

提要 水温的空间分布对很多湖泊水文现象关系甚大, 本文建立了日本琵琶湖的三维斜压水动力数值模式。模拟计算结果表明: 1) 在不同风速驱动下, 湖的上、下两层可形成不同的环流型; 2) 除形成环流处外, 其它部分流速、流向在上、下层表现出明显的垂直切变; 3) 闭合式温度场储存位能, 即使在无风和初始静止流场情况下, 也可驱动湖流并形成若干环流特征; 4) 风对水的驱动作用是形成北湖北部稳定环流的决定性因子, 并且本身可构造出温度场的合理性水平分布。

关键词 三维斜压 数值模拟 琵琶湖

近些年来, 人们对湖泊进行了大量的数值研究工作。吴坚等建立了一个三维水动力数值模式^[1], 王谦谦建立了一个二维太湖风成流数学模型^[2], Yukio Oonishi 等建立了琵琶湖的二维模式^[3], 作者等建立了琵琶湖的三维风成流数值模式^[4]。这些模式对了解湖体内诸要素的相互关系是有意义的, 但这些模式均是正压模型, 没有考虑水温的空间变化。

Kresimir Zic 和 Jorg Imberger 建立了三维斜压水动力学数值模式来研究琵琶湖的环流状况^[6]。基本方程组类似于本文, 它是由海洋水动力模式改进成的湖泊水动力学模式, 水平方向网格是采用均匀网格 80×120 , $\Delta x = \Delta y = 500\text{m}$, 垂直方向分 55 层, 初始水温场取自实测资料 使用的风场资料是假设湖面风场均匀一致的, 利用湖中某一观测点资料来作为整个湖面风场的代表值。模式经过一天的运算, 结果表明(图略): 在湖的表层流场上北湖的北部偏东位置有一反时针环流出现, 与实测资料相比较位置略偏东。在低层流速与表层流速之间存在明显的垂直切变, 这个模式代表了目前世界上湖泊水动力数值研究的最高水准。

湖水温度是湖泊基本物理要素之一, 尤其对于深水湖, 在夏季存在温度的分层, 很多湖泊水文现象如湖水密度流、内波和湖面蒸发等现象以及湖水化学要素分布、湖内混合交换、悬移质、溶氧、生物种群的分布、活动、繁殖等均与水温有关。本文在日本琵琶湖三维正压数值模式基础上, 将其改进成为斜压模式, 并对各种风向、风速驱动下形成湖泊水流、温度变化

来稿日期: 1994-06-01; 接受日期: 1995-05-01。

作者简介: 张利民, 男, 1966年生, 工程师。1993年毕业于中国科学院南京地理与湖泊研究所, 获博士学位。已在国内外刊物上发表论文十多篇。主要研究方向是湖泊环境动力学。现在江苏省环境保护局环境信息中心工作。

等做了若干数值研究,并获得了一些有益的结果。

1 模式简介

1.1 控制方程组

设流体均匀不可压缩,且湖泊存在温度分层,在笛卡尔直角坐标系中,基本方程组为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_h \nabla^2 u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_h \nabla^2 v$$

$$P = \rho_0 g \xi - \rho_0 \int_0^z B dz$$

$$B = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0} g$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \delta = \begin{cases} 1 & \text{当 } \frac{\partial B}{\partial z} \leq 0 \\ 0 & \text{当 } \frac{\partial B}{\partial z} > 0 \end{cases}$$

$$\rho = \rho_0 \cdot (1 - \alpha T)$$

$$\frac{\partial B}{\partial t} + \frac{\partial Bu}{\partial x} + \frac{\partial Bv}{\partial y} + \frac{\partial Bw}{\partial z} = \frac{K_v}{\delta} \frac{\partial^2 B}{\partial z^2} + K_h \nabla^2 B$$

其中, x 轴向东为正, y 轴向北为正, z 轴向下为正, ρ 为湖水密度, ρ_0 为平均湖水密度, P 为压强, T 为湖水温度, u, v, w 分别为 x, y, z 方向上的流速, α 为水的热膨胀系数, A_v, A_h 为垂直和水平方向上的湍流涡旋热交换系数, B 为浮力项, K_v, K_h 分别为水平、垂直方向上的湍流粘性系数, f 为科氏参数, g 为重力加速度, ξ 为距湖水平衡位置的位移。

1.2 边界条件

湖水表面($z=0$ 时),有

$$-W_s = \frac{\partial \xi}{\partial t} = -\left(w + u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y}\right) \Big|_{z=0}$$

$$-\rho_a A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}\right) = (\tau_x, \tau_y) = r_a^2 \rho_a \sqrt{\overline{W_x^2} + \overline{W_y^2}} (\overline{W_x}, \overline{W_y})$$

$$Q_s = -K_v \frac{\partial B}{\partial z}$$

式中, W_s 为湖表面垂向速度, Q_s 为湖表面热通量,它是通过水表面热量平衡来求取的, τ_x, τ_y 为作用于湖面的风应力在 x, y 方向上分量, $\overline{W_x^2}, \overline{W_y^2}$ 为风速在 x, y 方向上的分量, ρ_a 为空气密度, r_a^2 为风拖曳系数。

湖水底部($z=H$ 时),有

$$\rho_0 A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}\right) = (\tau_x^B, \tau_y^B) = \gamma_b^2 \rho \sqrt{u^2 + v^2} (u, v)$$

式中, τ_x^B, τ_y^B 为底摩擦力在 x, y 方向上的分量, γ_b^2 为湖底摩擦系数。

侧边界条件

$$U_n = 0$$

式中, U_n 为 \bar{v} 在湖岸矢量方向上分量。

1.3 初始条件

$$\Phi_{t=0} = 0$$

其中, Φ 为 u, v, w, ξ 。

1.4 数值求解方案

本文的多层模式采用的是半隐式有限差分方案, 具体求解参照文献[4]。

1.5 模式参数

经过实验设定如下:

A_v 为 $4\text{cm}^2/\text{s}$, A_h 为 $10^3\text{cm}^2/\text{s}$, $K_s = K_b = 10^5\text{cm}^2/\text{s}$, K_z 为 $5\text{cm}^2/\text{s}$, f 为 $8.4 \times 10^{-5}/\text{s}$, α 为 $2.0 \times 10^{-4}\text{g}/(\text{deg} \cdot \text{cm}^3)$, ρ_0 为 $1.0\text{g}/\text{cm}^3$, g 为 $980\text{cm}/\text{s}^2$, ΔT 为 120min 。

1.6 垂直分层情况

在垂直方向上将水体分为 2 层。当水深 $H < 10\text{m}$ 时, 分 1 层; 当水深 $H < 20\text{m}$ 时, 第 1 层和第 2 层均为 $0.5H$; 当水深 $H \geq 20\text{m}$ 时, 第 1 层为 10m , 第 2 层为 $H - 10\text{m}$ 。

2 数值模式运行结果分析

2.1 10m/s SW 风作用下的情形

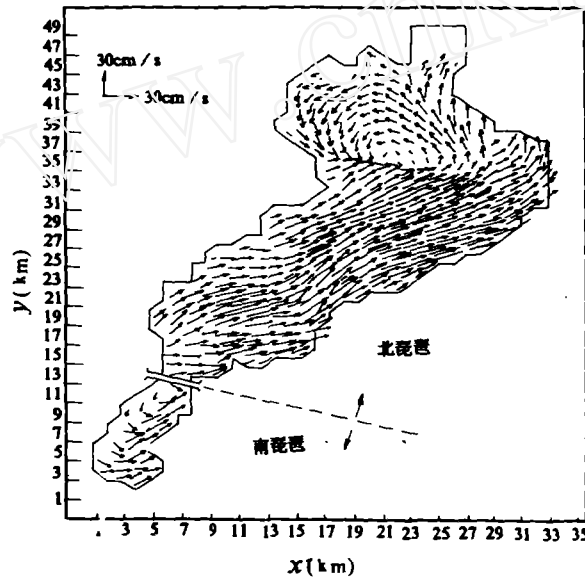


图 1 风速为 10m/s 时在 SW 风作用下模式运行 24h 后的流场

Fig. 1 Under the action of 10m/s SW, the current field after simulating 24hrs (upper layer)

(1) 假设距地 10m 高处风速为 10m/s, 初始温度场 $t_1(i, j) = 26 - 0.03H(i, j)$, $t_2(i, j) = 20 - 0.03H(i, j)$, 模式运行 24h 后得到稳定的流场(图 1)。在上层流场上, 北湖北部中央有气旋式环流出现, 这与观测事实一致^[7~9]; 在下层流场上(图略), 北湖北部也有气旋式环流

出现,但其它部分流速与上层方向相反,表现出明显的垂直切变。且比较其它风况下形成的环流,在SW风作用下湖中北部环流最强。Yukio Oonishi^[3]认为,当湖面盛行西南风时,风向与地形线切向平行,此时湖泊中形成的环流最强,这就用数值试验的方法证明了这一观点。

(2) 假设距地10m高处风速为零,其它条件同(1),24h后运算结果(图2)表明,上层在北湖的南部有明显的气旋式环流出现,底层在北湖北部有气旋式环流出现,北湖南部也有一气旋式环流出现(图略)。因为形成湖泊中环流的决定因子主要有3个,风应力、湖盆形状和温度的空间分布,所以此例也说明了湖盆形状、温度的不均匀分布这两个因子相互作用在上层、下层形成环流,与(1)比较,10m高处风速的驱动是形成上层北湖北部稳定环流的决定性因子。同时说明24h内消耗掉位能,表层北部并无环流出现。

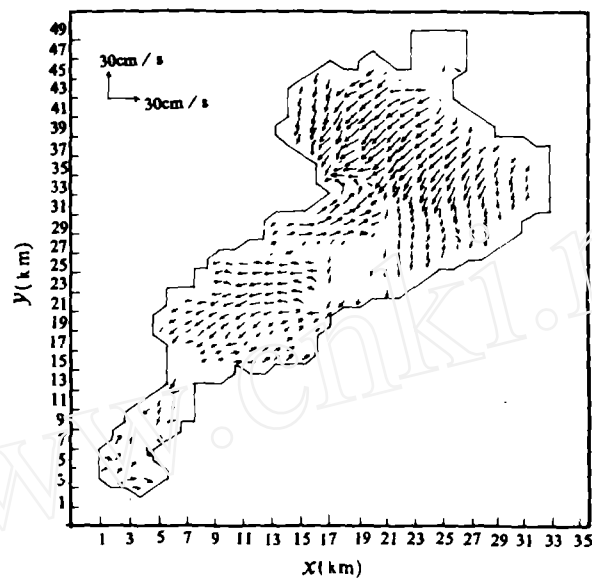


图2 风速为零时,模式运行24h后的流场(上层)

Fig. 2 When wind-velocity zero, the current field after simulating 24hrs(upper layer)

(3) 假定 $t_1(i, j) = 26$, $t_2(i, j) = 20$, 其它条件同(1), 初始温度场在水平方向上无差异。发现流场(图3)和图1基本一致, 不仅如此, 24h运算后还构造出中央湖区温度低, 周围浅水区温度高的温度场(图4)。说明初始温度场的水平分布对模式结果并无显著影响, 同时也说明初始温度的假定(1)、(2)是正确的。实际状况是夏季湖泊的温度是随深度增加而水平递减的, 形成深度大的中央区低温和浅水区高温的分布, 也表明太阳辐射的水平方向对水的不均匀加热并不是形成湖中环流的唯一因子或主要因子。这与 Yukio Oonishi 有不同看法^[3]。

2.2 10m/s SE风作用下情形

假设距地10m高处为10m/s的SE风, 初始温度场 $t_1(i, j) = 26 - 0.03H(i, j)$, $t_2(i, j) = 20 - 0.03H(i, j)$, 模式运行24h后(图5), 在上层流场北湖北部有一气旋式环流出现, 与 Okamoto^[7-8]一致。底层出现了3个环流, 即: 北湖北部的反气旋式环流、气旋式环流和北湖

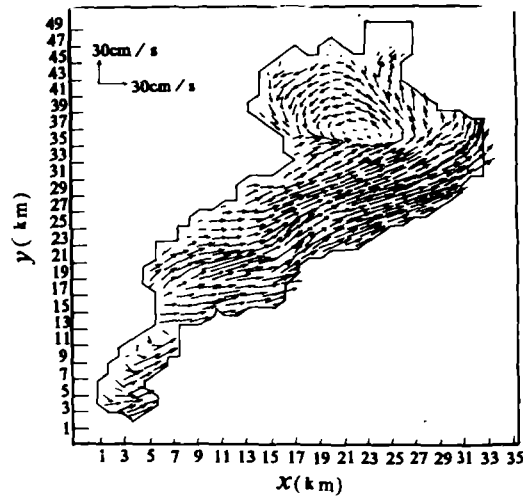


图3 初始温度场水平方向上无差异,SW风(10m/s)作用下模式运行24h后的流场(上层)
Fig. 3 Under the action of 10m/s SW and homogeneous initial temperature-distribution, the current field after simulationg 24hrs(upper layer)

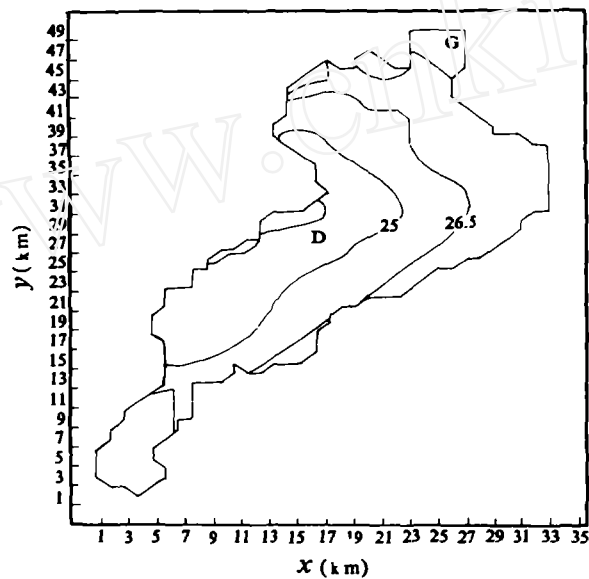


图4 风速为10m/s时在SW风作用下,对应于图2的水温场(上层)
Fig. 4 Water temperature field corresponding to Fig. 2(upper layer) under the action of 10m/s SW

中央的反气旋式环流。但表层气旋式环流与(1)中环流相比较弱。

2.3 10m/s时NE风作用下的情形

假设距地10m高处为10m/s的NE风作用时,初始温度场 $t_1(i, j) = 26 - 0.03H(i, j)$, $t_2(i, j) = 20 - 0.03H(i, j)$, 24h运行结果表明,上层流场(图略)在北湖南部有一气旋式环流出现,下层流场在北湖北部有反气旋式环流出现,其它地方呈明显的垂直切变。

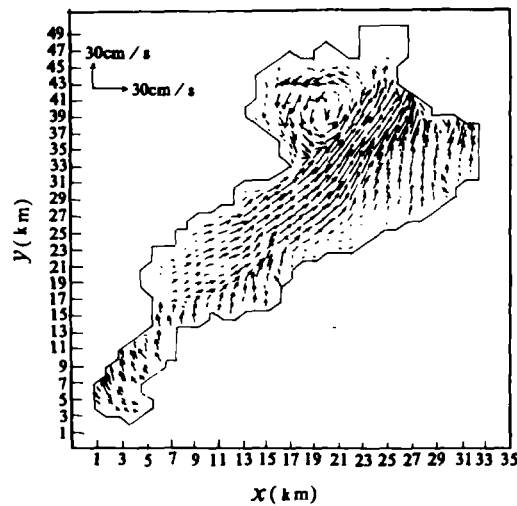


图5 风速为10m/s时在SE风作用下,模式运行24h后的流场

Fig. 5 Current field after simulating 24hrs(upper layer) under the action of 10m/s SE

2.4 10m/s 时 NW 风作用下情形

假设距地10m高处为10m/s的NW风时,初始温度场 $t_1(i, j) = 26 - 0.03H(i, j)$, $t_2(i, j) = 20 - 0.03H(i, j)$,上层流场均无环流出现,低层流场(图略)在北湖北部有一气旋式环流和一反气旋式环流出现,这两个环流场与 Yukio Oonishi^[3]的整层二维模式结果非常接近,不过本文环流出现在低层。

3 结语

通过三斜压水动力数值模式的建立及其在琵琶湖中的应用,得到如下几点初步看法:

(1) 水温存在空间分布差异时,当风速10m/s在SW风作用时,上层北湖北部有气旋式环流出现,底层也类似;当10m/s在SE风作用时,上层北湖北部有气旋式环流出现,底层有两个反气旋式环流和一个气旋式环流出现;当10m/s在NE风作用时,上层北湖南部有气旋式环流出现,下层流场在北湖北部有反气旋式环流出现;当10m/s在NW风作用时,上层无环流出现,下层在北湖北部有一气旋式环流和一反气旋式环流出现。

(2) 除形成环流以外,其它部分流速、流向在上、下层表现出明显的垂直切变。

(3) 闭合式温度场储存位能,即使在无风和初始静止流场情况下,也可驱动湖流并形成若干环流特征。

(4) 风的对水驱动作用是形成北湖北部稳定环流的决定性因子,并且本身可构造出温度场的合理性水平分布。

参 考 文 献

- 1 吴 坚,大西行雄,熊谷道夫. 琵琶湖南湖、太湖的一个多层水动力数值模式. 海洋湖沼通报, 1988, 2: 16~24

- 2 王谦谦. 太湖风成流的数值模拟. 河海大学学报(增刊), 1987, 15(2): 11~18
- 3 Yukio Oonishi and Norihisa Imasato. Study on the currents in Lake Biwa. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 1975, 31: 53~60
- 4 张利民, 濮培民. 日本琵琶湖的水动力三维数值模拟. 海洋与湖沼(待刊)
- 5 Mayumi Murakami, Yukio Oonishi and Hideaki Kunishi. A numerical simulation of the distribution of water temperature and salinity in the Seto inland sea. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 1985, 41: 213~224
- 6 Kresimir Zic & Jorg Imberger. Numerical simulations of Lake Biwa. ED-807-K1, Center for water Research, University of Western Australia, 1993
- 7 Okamoto I and M Morikawa. Water circulation in Lake Biwa—ko as deduced from the distribution of water density. *Jap Limnol*, 1961, 22: 193~200
- 8 Okamoto I. Time Variation of water temperature in Lake Biwa—ko Memoirs, Fac Education, Shiga Univ. Natural Sci., 1968, 18: 53~64
- 9 Kunishi H, I Okamoto and H Sato. Observations of water circulation in lake Biwa—ko(I). *Annals Disast Prev Res Rkyoto Univ*, 1967, 108: 321~329

A THREE-DIMENSIONAL BAROCLINIC MODEL OF LAKE BIWA HYDRODYNAMICS

Zhang Limin Fu Peimin

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)

Abstract

It is of great importance to understand the relation between hydrodynamical factors in lakes. On the basis of former work, a 3-D baroclinic numerical model of lake hydrodynamics was designed to simulate the dynamic and thermal phenomena in Lake Biwa, Japan. The study results show:

- (1) The forcing action of different winds causes different circulation in the basin.
- (2) In addition to the Gyres, currents opposite to those at the upper layer are formed at the lower layers.
- (3) The closure temperature field can store potential energy, which can drive current to form some characteristic gyres, even if under the initial condition of 0 m/s wind and water velocity.
- (4) The driven action of wind is a decisive factor to produce stable gyre in the northern part of the north basin, and the adaptive temperature field will also be generated.

Key Words Three-dimensional baroclinic, numerical simulation, Lake Biwa