

湖沼の流動モデルに関する一考察

京都大学工学部
京都大学工学部正 眞 合 田 健
〇 渡 辺 正 孝

1. はじめに

近畿圏にとって琵琶湖は重要な水資源の一つであり、そのゆえにその保全が重要な課題として残されている。しかし近年琵琶湖の水質汚濁が進行し、特に南湖においてはその富栄養化が進んでおり、このままでは各種用水をはじめ水産資源に多大の影響を及ぼすものと思われる。したがって、水資源確保のための水質制御システムを早急に完成させる必要がある。しかし現在湖沼の流動に関する理論的考察はあまりなされておらず、そのために水質制御がうまく行かぬままにいま。ここではその基礎資料としての湖沼の流動について考察を加えてみる。

2. 基礎方程式

湖沼の流動については完全に海流と同じ性質であるとはいえない。しかしこれを河川の大まなものと考えるには不適確であり、むしろ海流の局所的なものと考える。仮定として、(1) 湖は shallow と考え、(2) 垂直方向の流速は水平方向の流速にくらべて無視し得るほど小さい、(3) 密度成層は無視する、(4) 深さの時間的変化は無視、(5) momentum の水平方向の拡散は無視する、(6) Nonlinear 項は無視する、(7) eddy viscosity は流体中で constant とする。(8) Coriolis force を constant と考える。x 軸、y 軸をそれぞれ北、東に正とする。

運動方程式は

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

f: coriolis force

 ν : 端粘性係数 (eddy viscosity)

境界条件

$$u = v = 0 \quad \text{at rigid boundary} \quad (3)$$

$$\nu \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=0} = \tau_x, \quad \nu \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{z=0} = \tau_y \quad (4)$$

$$\nu \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=-h} = \tau_{bx}, \quad \nu \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{z=-h} = \tau_{by} \quad (5)$$

(1) ~ (5) 式をもとに James A. Liggett の吹送流としての取扱いを行っている。その場合連続式としては $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$ を用いている。実際の湖沼においては、その規模からして外的条件（風と波浪、流入河川等）の影響を受けやすい。このため連続式として流入流出を考慮したものを採用する。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) + 181 \quad (6)$$

$$U = \int_{-h}^{\zeta} u \, dz, \quad V = \int_{-h}^{\zeta} v \, dz,$$

ζ : 平均水位のちの変動量, 181 : 単位断面, 単位時間の流出入量.

(1), (2) 式を求めた水面で積分する. (4), (5) の条件を用い, $\zeta \ll h$ であるから $g(h+\zeta)$ は gh とすると基礎方程式は

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + fV + \tau_x - \tau_{bx} \quad (7)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} - fU + \tau_y - \tau_{by} \quad (8)$$

境界条件

$$U = V = 0 \quad (9)$$

ζ に対する境界条件として, 境界上で $U=V=0$ の条件を用いて (6) 式を片側差分表示することにより ζ の境界条件とする.

3. 結果と考察

図1~図3に示されたような矩形模型について計算を行って見た.

$$\Delta S = 5 \text{ km}, \quad f = 8.4 \times 10^{-5} \text{ rad/sec}$$

$\tau(x, y) = \rho g W$ である. Munk, W. H. によると $\eta_1^* = 0.8 \times 10^{-3}$ ($W < 6.6 \text{ m/sec}$), $\eta_1^* = 2.6 \times 10^{-3}$ ($W > 6.6 \text{ m/sec}$), ρ = 水面での空気密度.

静止の状態より出発した.

しかしこの計算過程においてモデルに対して多く的小断点を発見した. 現在これを改良したモデルとして,

(1) 地衡流近似を行なう

(2) 2層もしくは多層モデルを設定する.

以上の2つの方法が考えられる. 以下に前者は現在計算中である.

この他に密度の変化を考慮し, 熱力学第一則とも連立して解くべきであることが今後の研究に必要.

参考文献

- 1) V. Walfrid Ekman "On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean Current" Arkiv för Matematik. 1902
- 2) Pierre Welander "Wind action on a shallow sea" Tellus. 1958.
- 3) James A. Liggett "Methods of Calculating steady and Unsteady Currents in Homogeneous Lakes." A.S.C. E. 1969. Hy division.

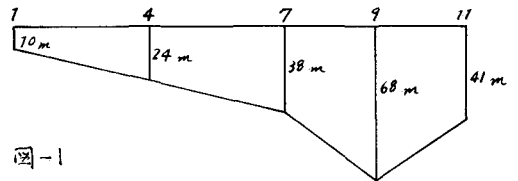


図-1

図-3 風向・風速

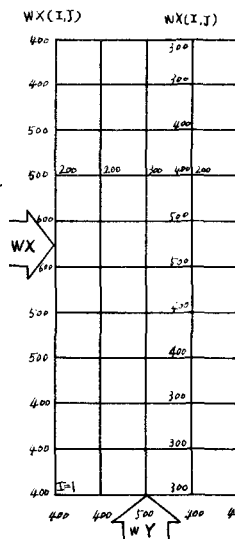


図-2 河口流入量

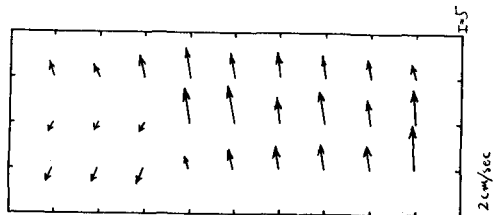
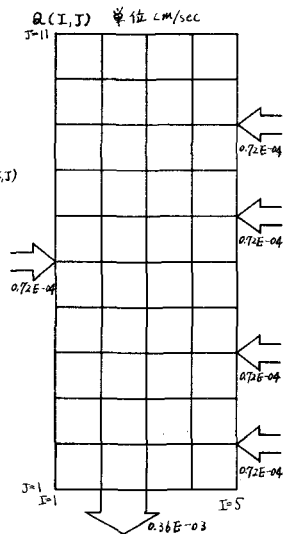


図-4 表面流速 静止状態より1000sec後