

# ADI法を用いた2次元単層モデルによる湖山池湖流の数値解析

誌名	九州大学大学院農学研究院学芸雑誌
ISSN	13470159
著者名	齋,幸治 原田,昌佳 吉田,勲 平松,和昭 森,牧人
発行元	九州大学大学院農学研究院
巻/号	61巻2号
掲載ページ	p. 281-288
発行年月	2006年10月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター  
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council  
Secretariat



## ADI 法を用いた 2 次元単層モデルによる湖山池湖流の数値解析

齋 幸治<sup>1\*</sup>, 原田 昌佳, 吉田 勲<sup>2</sup>  
平松 和昭, 森 牧人

九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座水環境学研究室  
(2006年 6月30日受付, 2006年 7月24日受理)

Numerical Study of Water Motion in Lake Koyama using the  
Two-dimensional One-layer Model Incorporated with ADI Method

Koji SAI<sup>1\*</sup>, Masayoshi HARADA, Isao YOSHIDA<sup>2</sup>, Kazuaki HIRAMATSU,  
and Makito MORI

Laboratory of Drainage and Water Environment, Division of Regional Environment Science,  
Department of Bioproduction Environmental Sciences, Faculty of Agriculture,  
Kyushu University, Fukuoka 812-8581, Japan

### 緒 言

鳥取県東部に位置する湖山池は、水面積6.8km<sup>2</sup>、最大水深6.5m、平均水深2.8m、湖岸線距離18km、平均滞留時間約100日規模の海跡湖である。湖山池には、大井手川、三山口川、湯尻川、長柄川、福井川などが流入しているが、流出河川としては湖山川の1河川のみである。湖山川は約1kmで日本海に達しており、湖山池はこの河川を通じて海水が湖内に流入するため汽水湖でもある。現在、湖山川の河口付近には塩分調節のための水門が設置されており、1985年以降、灌漑期と非灌漑期の湖水の塩分をそれぞれ150ppmと330ppmに調節することが取り決められている。そのため、海水の流入量は少なく、とくに灌漑期における湖山池は低塩分の汽水湖である。

湖山池の水環境に関しては、1965年頃からの池周辺部の急速な市街地化に伴い水質が悪化し、富栄養化が進行している。1971年に水質汚濁防止法の湖沼類型 A に、また1996年には全窒素、全リンについて類型 III の環境基準が指定されたが、現在の水質は、化学的酸

素消費量については類型 C に、全窒素と全リンについてはそれぞれ類型 IV、類型 V に相当し、いまだ環境基準を達成していない。このような有機汚濁の進行により、貧酸素水塊の発生や、底質のヘドロ化、水の華の発生など、多くの水環境問題を抱えている(南條ら, 1998; 原田・吉田, 2004)。

湖山池のような富栄養化した閉鎖性水域において、水環境の保全・改善を考えるに当たり、水域内の現状を正確に把握するとともに、自然状況下で営まれる生物化学的反応や物理的現象などの諸現象のメカニズムを理解することは極めて重要な課題である。これらの課題に対し、これまで湖山池では、水環境の現状把握を目的とした底質・水質調査が積極的に行われてきた(田中ら, 1990; 高安ら, 1994; 原田・吉田, 2003)。しかしながら、水域内の物質の輸送過程を支配する吹送流や密度流といった水域内のダイナミクスに関する詳細な調査、研究はほとんど行われていない。閉鎖性水域の流動特性を詳細に把握するためには、水理模型実験や水理モデルによる数値解析が有効な手段となる。このうち、水理模型実験は多大な時間、費用が必

<sup>1</sup>九州大学大学院生物資源環境科学府生産環境科学専攻地域環境科学講座水環境学分野

<sup>2</sup>鳥取大学名誉教授

<sup>1</sup>Laboratory of Drainage and Water Environment, Division of Regional Environmental Science, Department of Bioproduction Environmental Sciences, Graduate School of Bioresource and Bioenvironmental Sciences, Kyushu University

<sup>2</sup>Emeritus Professor, Tottori University

\*Corresponding author (E-mail: sai@bpes.kyushu-u.ac.jp)

要とされる。そのため、現在では数値解析によるモデル実験が広く用いられている。そこで本研究では、数値解析により、湖山池の湖流の流動特性について検討した。

ところで、湖流の主要要因は風である。風応力の作用に起因する吹送流を主眼とおいた湖流の数値解析では2次元単層モデルが広く用いられている(岩佐ら, 1978; 堀江, 1980)。2次元単層モデルは、3次元モデルに比べてモデルが簡潔であり、比較的取り扱いやすい。また、計算に要する時間が格段に短くなるため、湖内の大局的な流況把握に関して実用的なモデルといえる。同モデルの基礎式の数値解法には、主に差分法が用いられる。このうち、陽解法は計算式が簡単であるという利点を持つが、空間差分の大きさと時間差分の大きさの比が表面重力波の伝播速度より大きくなければならないというC. F. L. 条件の制約を受けるため、計算タイムステップを小さくする必要がある。また、一般的に時間項の差分に leap flog 法が適用されるが、この場合、計算タイムステップの2倍の時間を周期とするノイズが計算結果に現れるため適切な処理が必要となる(堀部, 1978)。このような陽解法に対し、陰解法は、時間差分の制約が緩和され、解の収束性に優れた解法である。このうち、ADI法(Alternating Direction Implicit Method)による解法は、計算の安定化や計算式が簡単になるなどの利点を持ち、海域の潮流予測に広く用いられている(金子ら, 1975)。一般に、湖沼では移流の効果は小さいとみなされ、移流項を考慮しないことが多い(例えば、松永ら, 1994)。しかしながら、湖流の流動特性を詳細に把握するためには、移流の効果も考慮に入れた解析を行なう必要がある(岩佐ら, 1987)。移流項は解の不安定性の主要因となるため、これを考慮した流れの基礎式の解法に、ADI法は有効であると考えられる。

そこで本研究では、流れの基礎式の数値解法にADI法を利用した差分法を採用し、2次元単層モデルにより湖山池の吹送流の流動特性について検討した。とくに、湖山池周辺の代表的な風向・風速条件下における湖流の流動パターンについて考察を行なった。また、流動特性の観点から、湖山池の底質環境について若干の検討を行なった。

## 解 析 方 法

### 1. 基礎方程式および計算方法

#### (1) 基礎方程式

東西方向を  $x$  軸、南北方向を  $y$  軸、鉛直上向きを  $z$

軸とし、それぞれの流速成分を  $u, v, w$  とする。なお、 $z$  軸の基準は平均湖面上にとり、 $z = -h$  および  $z = \zeta$  はそれぞれ湖底および湖面を表すものとする(Fig. 1参照)。また、鉛直方向の流れは微小であると仮定し、さらに水平混合項は鉛直混合項に比べて微小として無視する。以上の仮定のもと、連続の式と運動方程式を  $[-h, \zeta]$  の範囲で積分することにより、2次元単層モデルの基礎方程式として次式が得られる。

・連続の式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \{(\zeta+h)U\} + \frac{\partial}{\partial y} \{(\zeta+h)V\} = 0 \quad (1)$$

・運動方程式 ( $x$  方向)

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = \\ fV - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{1}{\zeta+h} (\tau_x(\zeta) - \tau_x(-h)) \end{aligned} \quad (2)$$

・運動方程式 ( $y$  方向)

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = \\ -fU - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{1}{\zeta+h} (\tau_y(\zeta) - \tau_y(-h)) \end{aligned} \quad (3)$$

ここで  $U, V$  はそれぞれ  $x, y$  方向の流速成分、 $\rho$  は湖水密度、 $f$  はコリオリ係数、 $\tau_x(\zeta)$  および  $\tau_y(\zeta)$  は湖面に作用する  $x, y$  方向のせん断応力、 $\tau_x(-h)$  および  $\tau_y(-h)$  は湖底に作用する  $x, y$  方向のせん断応力である。なお、流速  $U, V$  は水深平均流速であり、次式で定義される。

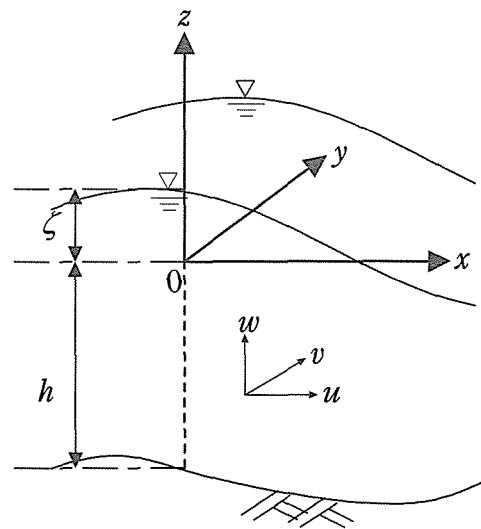


Fig. 1. 座標系の定義

$$U = \frac{1}{\zeta+h} \int_{-h}^{\zeta} u dz \quad (4)$$

$$V = \frac{1}{\zeta+h} \int_{-h}^{\zeta} v dz \quad (5)$$

(2) 計算方法

ADI法は時刻  $n$  から1タイムステップ後の新しい時刻  $(n+1)$  へ計算を進めるにあたり、タイムステップを2分する多段階の半陰解法である。前半タイムステップで  $U, \zeta$  を陰形式、 $V$  を陽形式で表示し、後半タイムステップで  $V, \zeta$  を陰形式、 $U$  を陽形式で表示する。本法の利点として、 $x, y$  方向の変数がそれぞれ交互に1方向のみ陰的な差分で表現されるため計算式が簡単になること、 $x, y$  方向で陰的な差分と陽的な差分の表現を交代して繰り返し計算することで誤差の増大が相殺されるため計算が安定になること、などが挙げられる。

ADI法による湖山池の湖流の数値解法では、式(1)~(3)を差分展開した際に現れる大型の多元連立方程式を解く必要がある。この場合、行列演算に反復計算が含まれるため、差分格子点が多くスケールの大きな計算では必ずしも有利な方法ではない。このような問題に対して、金子ら(1975)は大阪湾の潮流計算において、基礎方程式の差分化によって得られた方程式系を、行列演算を使わずに漸化式を誘導して解く手法を考案した。漸化式を解くことによって、計算過程が簡略化される。本研究では、金子らの手法を参考にして、湖山池の湖流計算を行なった。以下、この手法について述べる。

Fig. 2に示すようなスタッガード格子に水深  $h$ 、未知変数  $U, V, \zeta$  を配置させる。前半タイムステップにおいては、式(1), (2), (3)の各項をそれぞれ格子点  $(i+1/2, j), (i, j), (i, j+1/2)$  で差分近似し、式(1), (2)の差分式を以下のような漸化式に変形する。

$$\zeta_i^{(n+(1/2))} = -P_i U_{i+(1/2)}^{(n+(1/2))} + Q_i \quad (6)$$

$$U_{i-(1/2)}^{(n+(1/2))} = -R_{i-1} \zeta_i^{(n+(1/2))} + S_{i-1} \quad (7)$$

$$P_i = \frac{r_{i+(1/2)}}{1+r_{i-(1/2)}R_{i-1}} \quad (8)$$

$$Q_i = \frac{A_i^{(n)} + r_{i-(1/2)}S_{i-1}}{1+r_{i-(1/2)}R_{i-1}} \quad (9)$$

$$R_i = \frac{r_{i+1}}{r_{i+(1/2)} + r_i P_i} \quad (10)$$

$$S_i = \frac{B_{i+(1/2)}^{(n)} + r_i Q_i}{r_{i+(1/2)} + r_i P_i} \quad (11)$$

$$A_i^{(n)} = \zeta_i^{(n)} - \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta S} [(\bar{h}^x + \bar{\zeta}^y) V]_y^{(n)} \quad (12)$$

$$B_{i+(1/2)}^{(n)} = U^{(n)} + \frac{1}{2} \Delta t \left[ f \bar{V}^{(n)} - \bar{V}^{(n)} \frac{1}{2 \Delta S} (U_{i+(1/2), j+1}^{(n)} - U_{i+(1/2), j-1}^{(n)}) \right] + \frac{\Delta t}{2} \frac{1}{\rho} \frac{1}{\bar{\zeta}^{x(n)} + \bar{h}^y} [\tau_x(\zeta) - \tau_x(-h)] \quad (13)$$

$$r_i = \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta S} g \quad (14)$$

$$r'_{i+(1/2)} = 1 + \frac{\Delta t}{4 \Delta S} (U_{i+(3/2), j}^{(n)} - U_{i-(1/2), j}^{(n)}) \quad (15)$$

ここに、

$$\begin{aligned} & [(\bar{h}^x + \bar{\zeta}^y) V]_y^{(n)} \\ &= \frac{V_{i, j+(1/2)}^{(n)}}{2} (h_{i+(1/2), j+(1/2)} + h_{i-(1/2), j+(1/2)} + \zeta_{i, j}^{(n)} + \zeta_{i, j+1}^{(n)}) \\ & - \frac{V_{i, j-(1/2)}^{(n)}}{2} (h_{i+(1/2), j-(1/2)} + h_{i-(1/2), j-(1/2)} + \zeta_{i, j}^{(n)} + \zeta_{i, j-1}^{(n)}) \end{aligned} \quad (16)$$

$$\bar{v}^{(n)} = v_{i, j+(1/2)}^{(n)} + v_{i, j-(1/2)}^{(n)} + v_{i+1, j+(1/2)}^{(n)} + v_{i+1, j-(1/2)}^{(n)} \quad (17)$$

である。ここで、湖岸の境界値を設定することにより、 $P_i, Q_i, R_i, S_i$  が  $x$  軸上で  $i$  が増加する方向に求められる。そして、式(6)と(7)を交互に使用することにより  $i$  の減少する方向に  $U$  が求められる。このようにして求めた  $U$  を、 $(i, j+1/2)$  で差分展開した  $y$  方向の運動方程式に代入することにより  $V$  が求められる。後半タイムステップにおいても、同様の処理を行なうことで  $U, V$  が求められる。この手法で計算を行なうと、多元連立方程式をそのまま解くことなく、境界値を設定することにより次々と未知量を決定することができる。

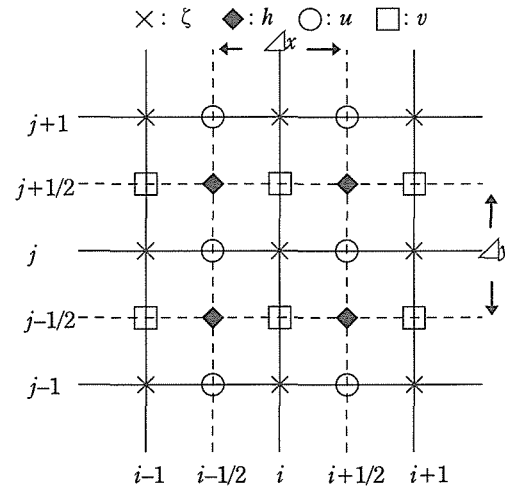


Fig. 2. 変数の配置

## 2. 計算条件

### (1) 離散化に伴う計算条件

計算領域は湖山池全域とする。湖山池の概要を Fig. 3 に示す。離散化距離は  $\Delta x = \Delta y = 100\text{m}$  とした。また、計算タイムステップは  $\Delta t = 10\text{s}$  とした。

### (2) 初期条件および境界条件

初期条件については、全格子点で  $U = V = \zeta = 0$  とする完全な静止状態から計算を開始した。湖岸における境界条件については、湖岸を横切る流速成分をゼロとする閉境界とし、湖岸に立てた法線方向の流速を  $V_n = 0$  とした。流入河川の影響については、いずれの河川も流量  $1\text{ m}^3/\text{s}$  以下の規模の小さな河川であり、湖山池内の湖流に及ぼす影響は非常に小さいと考えられる。また、流出河川である湖山川については、とくに灌漑期において水門は常時閉鎖されているため、その河川流量は小さいと考えられる。以上から、流入・流出河川が湖流に及ぼす影響はないものと便宜的に仮定し、河川の合流口における境界は閉境界とした。

### (3) コリオリ係数および湖面・湖底の摩擦応力

基礎方程式中のコリオリ係数  $f$  は次式で与えた。

$$f = 2\omega \sin(\varphi\pi/180) \quad (18)$$

ここで、 $\omega$  は地球の自転の角速度 ( $2\pi/(24 \times 60 \times 60)\text{ s}^{-1}$ )、 $\varphi$  は緯度である。本研究では、 $\varphi = 35.5^\circ$  とし、コリオリ係数を水域内一定で与えた。

水面摩擦応力および水底摩擦応力はそれぞれ次のように与えた。

$$(\tau_x(\zeta), \tau_y(\zeta))^T = \gamma_a^2 \rho_a \sqrt{w_x^2 + w_y^2} (w_x, w_y)^T \quad (19)$$

$$(\tau_x(-h), \tau_y(-h))^T = \gamma_b^2 \rho \sqrt{U^2 + V^2} (U, V)^T \quad (20)$$

ここで、 $w_x$  および  $w_y$  は湖面上風速の  $x$  および  $y$  方向成分、 $\gamma_a^2$  は風の摩擦応力係数 ( $=0.0013$ )、 $\gamma_b^2$  は水底摩擦応力係数 ( $=0.0026$ )、 $\rho_a$  は空気の密度 ( $0.0012\text{g}/\text{cm}^3$ ) である。

### (4) 計算値の平滑化

本研究では、運動方程式中の移流項の影響を考慮することに起因する数値誤差に伴う計算の不安定を避けるため、次式による計算値の平滑化処理を5分毎に行い、計算の安定化を図った(今里ら, 1971)。

$$M'_{i,j} = D \cdot M_{i,j} + \frac{(1-D)}{4} \{M_{i+1,j} + M_{i-1,j} + M_{i,j+1} + M_{i,j-1}\} \quad (21)$$

ここで、 $M_{i,j}$  は変数  $U, V, \zeta$  であり、 $M'_{i,j}$  はその修正

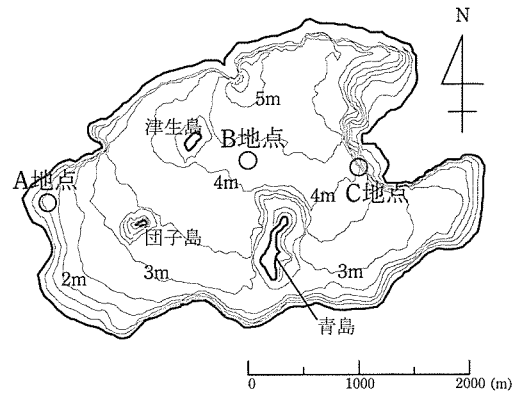


Fig. 3. 湖山池の概要

された値である。また、 $D$  は平滑化係数であり、今里らを参考にして  $U, V$  については  $D = 0.97$ 、 $\zeta$  については  $D = 0.8$  の値を用いた。

## 結果と考察

### 1. 流速と水位変動の時間変化

2002年5~11月の湖山池最深部における風向・風速の連続観測によると、風向が西~北西~北の風が卓越していた。そこで、湖山池における代表的な風向を西風、北西風、北風と仮定し、3ケースの数値実験を行った。なお、風速は実測値から得られた年平均風速である  $3\text{ m/s}$  とし、計算領域に様に吹くと仮定した。本節では一例として、西風が長期間湖に作用した場合の計算結果について考察する。

Fig. 3中のA地点(西岸付近)、B地点(湖心)、C地点(東岸付近)における流速成分  $U, V$  と水位変動  $\zeta$  の計算開始からの時間的変化を Fig. 4 に示す。同図より、 $U, V, \zeta$  はいずれも計算開始後40時間程度で解は収束し、定常状態に達していることがわかる。また、 $\zeta$  に着目すると、岸に近いA地点およびC地点で振幅の大きいセイシュに似た水面振動が長時間継続しているのに対し、湖心のB地点の振幅はA, C地点のそれと比べて小さいことがわかる。また、風の吹き寄せとともに、風下側のA地点の水位が上昇し、風上側のB地点では低下している。これらは、閉鎖性水域におけるセイシュ発生の現象を良好に再現した結果といえる。

なお、結果は図示しないがA, B, C地点以外の領域においても、 $U, V, \zeta$  の値は計算開始後40時間程度で解が収束しており、さらに北風と北西風の場合においても、湖内全域にわたり  $U, V, \zeta$  の値は計算開始後40時間程度で定常状態に達した。

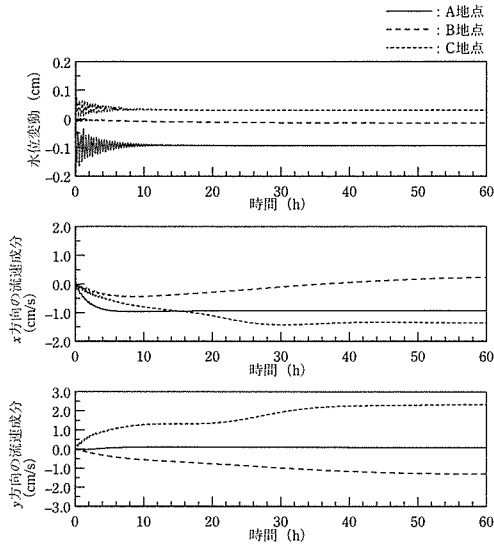


Fig. 4. A地点, B地点, C地点での計算値の時間変化(西風)

## 2. 湖流の流動特性

湖山池における代表的な湖流の流況を把握するために, 西風, 北西風, 北風がそれぞれ湖に作用した場合の湖流の流動パターンを検討した. 風に関する条件設定は, 前節と同様に風速 3 m/s の風が計算領域に一樣に作用するものとした. なお, 以下に図示した計算結果は流れが定常状態に達した計算開始40時間後の湖流の流速ベクトルである.

西風が作用した場合の計算結果を Fig. 5 に示す. 同図より, 南岸付近では風向と同じ向きの流れ(以下, 順流)が生じ, 北岸付近では風向と逆向きの流れ(以下, 逆流)が生じており, 沿岸付近に沿った反時計回りの大規模な環流が生じていることがわかる.

北西風が作用した場合の計算結果を Fig. 6 に示す. 同図より, 南岸の東部から北岸にかけて逆流が生じ, 西岸, 南岸付近ではそれぞれ南向き, 東向きの流れが生じている. また, 湖西部に反時計回りの環流が形成されている.

北風が作用した場合の計算結果を Fig. 7 に示す. 同図より, 東岸および西岸付近にそれぞれ順流が生じ, 湖中央の南岸から北岸に向かって逆流が生じており, 湖東部では時計回りの環流, 西部では反時計回りの環流が形成されていることがわかる.

以上のような流況が, 湖山池における代表的な湖流の流動パターンといえる. また, 風向の違いにより発

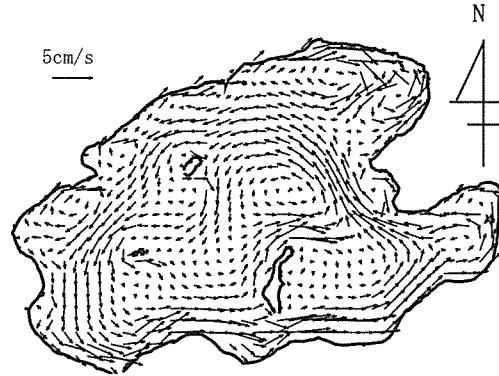


Fig. 5. 湖流の流速ベクトル(西風)

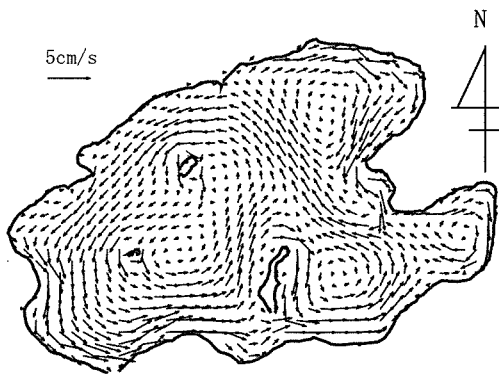


Fig. 6. 湖流の流速ベクトル(北西風)

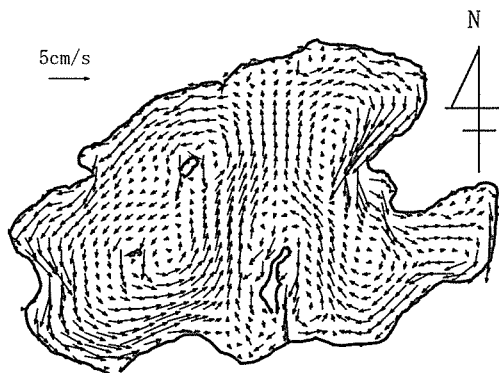


Fig. 7. 湖流の流速ベクトル(北風)

生する水平循環流のパターンが異なっていることがわかる. ところで, 順流と逆流はそれぞれ, 水面に作用する風のせん断応力によって引き起こされる吹送流と, 風の吹き寄せに伴う水面勾配によって引き起こされる傾斜流に起因している. 吹送流の水深平均流速は, 浅水域で大きく, 深水域で小さい. 一方, 傾斜流の水深

平均流速は、水深による流速の差は吹送流に比べ小さい。したがって、湖沼では水深の浅い領域では吹送流の影響により順流が形成され、水深の深い領域では傾斜流の影響により逆流が形成される傾向がある。このような2つの流れが水平循環流を形成させる(岩佐, 1990)。Fig. 5, 6, 7に見られる流動パターンは、湖山池の湖盆形状と水平循環流の発生機構を十分に反映した結果といえる。

### 3. 湖流の流動特性と底質環境との関係

現在、湖山池では富栄養化の進行に伴う底質環境の悪化により、さまざまな水環境問題が顕在化している。とくに、水深の比較的深い湖中央部から北部にかけて底質のヘドロ化が著しい(米村, 2002; 原田・吉田, 2003)。ところで、湖沼のような閉鎖性水域において、吹送流は水域内の物質輸送の主要因である。そのため、湖流の流動パターンは、底質のシルトや粘土の輸送・堆積に大きく関与していると考えられる。そこで、湖流の流動特性の観点から、湖山池の底質環境、とくに底質の粒度組成について検討した。

湖山池湖底の粒度組成を Fig. 8 に示す。同図は、黒色が濃いほど粘土分が高く、薄いほど粘土分が低いことを表している。なお、ここでの粘土とは、粒径0.005 mm 以下の粒子である。粘土分は、とくに青島の北部および東部で高く、また津生島と団子島の間で高い。ここで、湖山池の代表的な湖流の流動パターンである Fig. 5, 6, 7 に着目すると、西風の場合は、湖中央部および青島の東部で流れが停滞しており、また津生島の南部においても流れが停滞している。また、北西風の場合、青島の東部と、津生島と団子島の間でそれぞれ流れが停滞している。さらに、北風の場合、津生島と団子島の間で流れが停滞していることがわかる。このように、湖山池の代表的な流動パターンでは、湖中央部、青島の東部、津生島と団子島間の領域で流れが停滞する傾向が見られる。そして、これらの領域は、粘土分が高い領域と概ね一致していることがわかる。一方、流速の大きい領域に着目すると、西風の場合、湖南岸と北東～東岸、さらに青島の北岸付近で流速が大きい。北西風の場合、とくに湖南西岸で流れが速く、また北東岸にも流速の大きい領域が見られる。北風の場合、湖南西岸付近と東岸に流速の大きい領域が見られる。このように、代表的な流動パターンでは湖岸付近で流速が大きくなる傾向が見られる。とくに、3 ケースともに流速が大きい湖南西岸と北東岸付近は、粘土分が低いことがわかる。ところで、粘土のような粒径

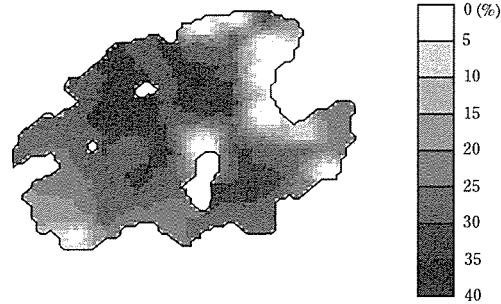


Fig. 8. 底質の粒度組成

の小さい物質は、流れの速い領域では鉛直方向の乱流拡散作用により沈降が抑制され、流れが停滞している領域で沈降・堆積する。Fig. 8 に示した粒度組成は、湖山池特有の湖流の流動特性と、湖内の物質の湖底への沈降・堆積過程を反映した結果といえる。以上から、湖内の流動特性は底質環境と密接に関わっていることが示されたとともに、湖の中央部、青島の東部、津生島と団子島間の領域は懸濁物が集積しやすい環境にあることが確認された。

## 要 約

鳥取県湖山池は、富栄養化・有機汚濁の進行により、さまざまな水環境問題を抱えている。同池の水環境の保全・改善に向けた基礎的研究として、ADI法を用いた2次元単層モデルにより湖流の流動特性について検討した。湖山池周辺の代表風向である西風、北西風、北風の3ケースを想定し、数値シミュレーションを行なった。

まず、流速および水位変動の時間的変化について検討した。その結果、いずれの地点においても流速と水位変動は、計算開始から40時間程度で収束し、定常状態に達していた。また、湖心の水位変動は振幅が小さく、湖岸付近では振幅の大きいセイシュが長時間継続していた。このことから、本モデルは閉鎖性水域におけるセイシュ発生の現象を良好に再現していると考えられた。

つぎに、湖山池における大局的な湖流の流動パターンについて考察を行なった。その結果、風向の違いにより発生する水平循環流のパターンが異なっていることがわかった。また、3ケースの計算結果はいずれも、水深の浅い領域で吹送流に起因する順流が生じ、水深の深い領域では傾斜流に起因する逆流が生じており、これらの流れが水平循環流を形成させていた。このよ

うな計算結果は、湖山池の湖盆形状と水平循環流の発生機構を十分に反映したものと考えられた。

最後に、湖流の流動特性の観点から、湖山池の底質環境について検討した。3ケースの流動パターンと、底質の粒度組成を比較検討したところ、流速が小さく流れが停滞している領域で粘土は多く、また流れが速い沿岸付近で粘土は少ないことがわかった。これらは、懸濁物の沈降・堆積の過程を反映した結果であると考えられ、湖内の流動特性は底質環境と密接に関わっていることが示された。

## 文 献

- 原田昌佳・吉田勲 2003 底泥の重金属と硫化物濃度からみた夏季における湖山池の底質環境について。農土論, 224: 111-119
- 原田昌佳・吉田勲 2004 鳥取県湖山池における溶存酸素の変動特性について。日本雨水資源化システム学会誌, 10(1): 29-35
- 堀部純男編 1978 環境科学としての海洋学2。東大出版会, 東京, 234-271頁
- 堀江毅 1980 沿岸海域の流れと物質拡散の予測手法。水工学に関する夏期研修会講義集 (Bコース), 16: B.8.1-B.8.17
- 今里哲久・金成誠一・國司秀明 1971 びわ湖の水の流動に関する数値実験的研究—主として1層2次元モデルについて—。京都大学防災研究所年報,

- 14(B): 451-464
- 岩佐義朗・井上和也・足立敏之 1978 琵琶湖の湖流と拡散に関する数値シミュレーション。京都大学防災研究所年報, 21(B-2): 293-305
- 岩佐義朗・多田彰秀・福本育央 1987 数値解析を用いた湖沼の吹送流解析モデルに関する2, 3の考察。京都大学防災研究所年報, 30(B-2): 551-568
- 岩佐義朗編 1990 湖沼工学。山海堂, 東京, 96-139頁
- 金子安雄・堀江毅・村上和男 1975 ADI法による潮流と汚染拡散の数値計算—大阪湾に適用した場合について。港湾技術研究所報告, 14(1): 3-61
- 松永恒雄・大久保泰邦・井内美郎 1994 水平2次元1層モデルによる諏訪湖湖流の数値シミュレーション(1)。地質調査所月報, 45(1): 39-50
- 南條吉之・福田明彦・八木修身・細井由彦 1998 汽水湖沼におけるアオコおよび赤潮発生への制御に関する基礎的研究。水環境学会誌, 21(8): 530-535
- 高安克己・瀬戸浩二・赤木三郎・西田良平・田中善蔵・村田祐司・作野祐司 1994 鳥取県湖山池の湖底地形と底質(概報)。汽水域研究, 1: 27-35
- 田中善蔵・上田那須雄・西田良平・福田啓子・島崎綾子 1990 湖山池の総合的な水環境調査。鳥取大学教養部紀要, 24: 63-92
- 米村綾子 2002 底泥中重金属濃度からみた湖山池の底質環境について—多変量解析を用いた底質環境の類型化—。平成13年度鳥取大学農学部卒業論文



## Summary

Lake Koyama in Tottori Prefecture has various water environmental problems due to organic pollution and eutrophication. As part of the fundamental research aiming at preserving and improving the water environment in Lake Koyama, the authors examined the characteristics of lake currents using the two-dimensional one-layer model incorporated with Alternative Direction Implicit method. Numerical simulations were executed in the three cases of westerly wind, north-westerly wind and northerly wind based on wind directions representative of the area surrounding Lake Koyama.

First, the changes over time in current velocity and water level were examined. The results showed that current velocity and water level at all locations converged and that a steady state was achieved at about 40 hours after the start of calculations. The water level at the center of the lake had a small range of oscillation. At close vicinity to the both banks, the seiche with large oscillations continued for a long time. Therefore, this model could effectively recreate the seiche generation in the lake.

Next, the patterns of overall lake currents in Lake Koyama were deliberated. As a result, patterns of horizontal circling drift differed depending on differences in wind direction. Also, the following currents occurred owing to wind-driven currents in shallow water areas and the reverse currents arised due to slope currents in deep water areas. These calculation results clearly reflected the mechanisms of the horizontal circling drift and the bottom topography in Lake Koyama.

Finally, the bottom sediment environment in Lake Koyama was investigated from the perspective of the currents characteristics. The comparison of the patterns of horizontal circling drift with the distribution of grain size composition of the sediment in the three cases clarified that the clay accumulated in the areas with low current velocity. Also, the ratio of clay in the bottom sediment was low in the areas where the current is fast. These results reflected the process of sedimentation and accumulation of sludge, and indicated that the currents characteristics in the Lake were closely related to the bottom sediment environment.