

6. 琵琶湖塩津湾の水質が北湖の生態系に及ぼす影響の把握

琵琶湖の非成層期における流動場の数値実験

焦春萌・余輝¹⁾・郭新宇²⁾

要約

本研究では、非成層期（冬期）における琵琶湖の流動場の形成するメカニズムについて、考察する。流動場のモデルは、シグマ座標系、乱流モデルを含むPOMモデルを基本とした流体力学モデルである。風、湖面冷却、湖底地形、風の渦度が流動場に対する影響を明らかにするため、それぞれ数値実験を行った。非成層期の正圧の環境で、風と湖底地形は冬期に生じている実際の流動場の再現に必要な不可欠の因子であることが分かった。しかも、形成した流動場は冷却効果がなければ、すぐになくなって、維持することができないことも明らかになった。また、このモデルで、塩津湾から北湖へのトレーサ拡散数値シミュレーションの結果より、トレーサの水平分布は北湖北部の最も優勢な時計回りの渦と関係していることが分かった。さらに、現地調査の難しい冬期非成層期における塩津湾と北湖の水交換がこのモデルで計算できるようになった。

1. はじめに

琵琶湖の最大の湖湾である塩津湾では、外部負荷によって水質が悪化し、湾内で増殖した藍藻類は北湖に拡散しており、琵琶湖北湖に深刻な影響が生じている。塩津湾が琵琶湖北湖の内部負荷に寄与する機構の究明、量的評価に関する研究は急務であり、今後の琵琶湖水質に対する将来予測や対策の提案を実施する上で重要であると考えられる。

一般的に、湖沼の外部負荷による影響が注目され、湖沼水質保全・環境保全対策においては、殆どで外部負荷に関する評価や負荷量の削減などが着目されている。一方、内部負荷の制御は極めて困難であるため、その影響を的確に把握し、湖沼水質保全計画に反映させることが非常に重要である。しかし、琵琶湖において、内部負荷の影響、特に塩津湾の水質が北湖の生態系に及ぼす影響を解明するためには、北湖の流動場の季節変動の解明が必要である。

夏季の琵琶湖によく見られる特徴的な流動場は、表層で形成される三つの環流による環流系であり(Suda et al, 1925; Hidaka, 1927)、その環流の形成メカニズムについては風成環流説(Endoh, 1986 & 1995)と熱成環流説がある。風成環流説についての研究では、2次元の数値モデルを用いた数値シミュレーション(Imasato et al, 1975; Endoh, 1978)が代表的である。一方、Ookubo et al(1984)は、回転水槽を用いて琵琶湖の水理模型実

験を行い、熱環流説の立場から、琵琶湖東岸沿いに熱源を置くことによって表層に複数の環流系が形成されることを示した。また、1990年代になると、ADCP流速計などによる現地計測データから、より詳細な流動場のメカニズムが明らかとなってきた(Kumagai et al, 1998)。さらに、熱環流説の立場から、3次元の流動場・密度場での数値シミュレーションを実施し、夏季にみられる複数の環流系が地形性貯熱効果(Oonishi, 1975 and Akitomo et al, 2004)によって引き起こされることが分かった。しかしながら、この数値シミュレーションでは、加熱期の湖面での熱量として一定値を与えていることや、南湖の水温が異常に上昇・下降するなど、水温分布に観測値との不一致がみられた。また、これらの数値モデルは、水平方向の渦動粘性係数(A_H)、鉛直方向の渦動粘性係数(K_H)、水平方向の渦動拡散係数(A_H)、鉛直方向の渦動拡散係数(K_H)に一定値を与えていることである(Endoh, 1981 & 1984)。また、熱、風のどちらか一方のみを強調し、熱・風を同時に考える数値モデルは少ない。

そこで、本研究では、Princeton Ocean Model (POM)を基本としたモデルを構築し、熱・風を同時に配慮する数値シミュレーションを実施した。このPOMモデルは3次元流動モデルであり、Mellor (1973)の提案した乱流モデル(Mellor-Yamada 乱流計算法, Mellor-Yamada, 1974)によって、一般には、乱流の計算が難しいので一定

1) 中国環境科学研究院湖沼研究センター、 2) 愛媛大学沿岸環境科学研究センター

値を与えている渦動粘性係数および渦動拡散係数が、乱流モデルで計算しうるようにした。また、鉛直座標としてシグマ座標系を採用することにより、湖底の複雑な地形をより現実に近い形で表現しうるようにした。この乱流モデルとシグマ座標系を合わせて、湖流動場の研究でもっとも重要な湖底境界層および自由表面をより現実に近い形で表現ができるようになる。

本報では、北湖の流動場の季節変動を解明するため、特に非成層期（冬期）において、風、冷却効果、湖底地形および風の渦度が流動場に与える影響を明らかにするため、この新たなモデルでそれぞれ数値実験を行った。そして、計算結果と観測結果との比較によりモデルの検証を行った。なお、この流動場数値モデルを用いて、琵琶湖の生態系モデルと連動し、物理系と生態系の統合力学的モデルを作成することができる。

2. POMモデルの基礎方程式および格子の分割

2.1 基礎方程式

本モデルで用いる数値座標系として、もともとの平均湖面上に x 、 y 軸を南湖の南西端を原点とし、 x 軸を北に正とし、 y 軸を東に正として設定する。そして、鉛直上方に z 軸をとり、このデカルト座標系を湖底に沿って設定したシグマ座標系(図2.1参照)に、下の通りに(Philips, 1957; Blumberg and Mellor, 1980, 1983 & 1987)変換する。

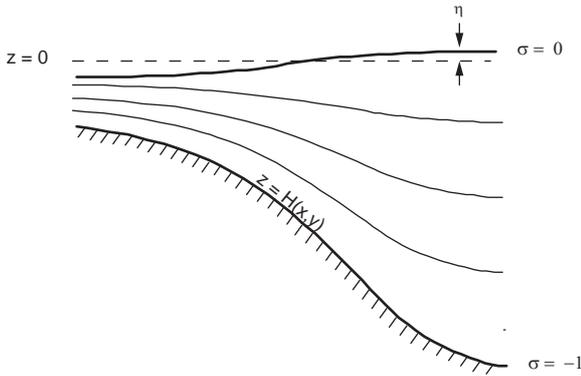


図2.1 シグマ座標系

$$x^* = x, y^* = y, \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, t^* = t \quad (1)$$

ここで、 x, y, z は伝統的デカルト座標である。

$D \equiv H + \eta$ で、 $H(x, y)$ は湖底地形で (x, y, t) は自由表面の変動である。したがって、 σ は $\sigma = 0$ ($z = \eta$) $\sigma = -1$ ($z = -H$)まで変動する。このシグマ変換(水

平方向にデカルト座標、鉛直方向にシグマ座標を設定)の後、スターマークを省略すると、ブジネスク近似と静水圧近似を仮定した湖水の連続の式、運動方程式、水温の移流・拡散方程式、乱流方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U D}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial U V D}{\partial y} + \frac{\partial U \omega}{\partial \sigma} - f V D + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ + \frac{g D^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V D}{\partial t} + \frac{\partial U V D}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V \omega}{\partial \sigma} + f U D + g D \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ + \frac{g D^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial T D}{\partial t} + \frac{\partial T U D}{\partial x} + \frac{\partial T V D}{\partial y} + \frac{\partial T \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T - \frac{\partial R}{\partial z} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] \\ + \frac{2 K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} - \frac{2 D q^3}{B_1 \ell} + F_{q^2} \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 \ell D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 \ell D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 \ell D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2 \ell}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 \ell}{\partial \sigma} \right] \\ + E_1 \ell \left(\frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} \right) \tilde{W} - \frac{D q^3}{B_1} + F_{q^2 \ell} \end{aligned} \quad (7)$$

ここで、 t (s)は時間、 U, V, ω (m/s)はそれぞれ x, y, σ 方向の流速、 ρ_0 (=1000kg/m³)は湖水の基準密度、 ρ (kg/m³)は湖水の密度($\rho = \rho_0 + \rho'$)、 P (N/m²)は圧力、 g (=9.80665m/s²)は重力加速度、 f (=8.34×10⁻⁵s⁻¹)はコリオリ係数、 A_M (m²/s)は水平方向の渦動粘性係数、 K_M (m²/s)は鉛直方向の渦動粘性係数、 A_H (m²/s)は水平方向の渦動拡散係数、 K_H (m²/s)は鉛直方向の渦動拡散係数、 T (°C)は水温、 R (J/m²/s)は太陽からの短波放射、 q^2 (m²/s²)は乱流運動エネルギーの2倍、 $q^2 \ell$ (m³/s²)は q^2 に乱流の長さスケールを乗じたものである。 σ 座標系の鉛直流速 ω をデカルト座標系での鉛直流速 W に変換すると、

$$W = \omega + U \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (8)$$

になる。

水平方向の渦動粘性項 F_x 、 F_y は次式で計算される。

$$F_x \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{xy})$$

$$F_y \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{yy}) \quad (9a, b)$$

ここで、

$$\tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}, \tau_{xy} = \tau_{yx} = A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right), \tau_{yy} = 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \quad (10a, b, c)$$

と与える。

水平方向の渦動拡散項 F_ϕ は

$$F_\phi \equiv \frac{\partial}{\partial x}(Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Hq_y) \quad (11)$$

ここで、

$$q_x \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad q_y \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (12a, b)$$

と与える (Mellor and Blumberg, 1985)。 ϕ は T 、 q^2 、 $q^2 l$ を表す。

湖面の太陽からの短波放射は次式で求められる。

$$R_0 = SC (\sin \alpha \delta^{\csc \alpha} + 0.91 - \delta^{\csc \alpha}) (1 - 0.71n) (1 - \beta) \quad (13)$$

ここで、 $SC=1370W/m^2$ は太陽常数 (大気の上層に受けている太陽の放射率)、 $\delta=0.85$ は大気の透過率、 α は太陽高度角度 (緯度、期日、時間の関数)、 β は反射率 (Jerlov, 1968)、 n ($0 \leq n \leq 1$) は雲量である。太陽からの短波放射は表層ですべて吸収されるわけではなく、湖水中を透過する。太陽光の強度が湖水中で指数関数的に減衰するものと計算される。

$$R(z) = R_0 \exp(-kz) \quad (14)$$

ここで、 $k(1/m)$ は光の減衰係数 (クロロフィル- a など懸濁態物質に依存) である。

$$\omega(0) = \omega(-1) = 0 \quad (15a, b)$$

2.2 境界条件

2.2.1 鉛直方向の境界条件

方程式(2)の鉛直境界条件は次式で与える。

方程式(3)、(4)の表面境界条件は次式で与える。

$$\rho \frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = (\tau_x, \tau_y), \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (16a, b)$$

$$(\tau_x, \tau_y) = \rho_a C_D |\bar{W}| (W_x, W_y) \quad (17)$$

ここで、 (τ_x, τ_y) は風の応力、 ρ_a は乾燥空気の密度、 C_D は風の応力係数、 \bar{W} は10m高さでの風速ベクトル、 (W_x, W_y) は \bar{W} の分量である。

方程式(3)、(4)の湖底境界条件は、

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = C_z [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V), \sigma \rightarrow -1 \quad (18c, d)$$

ここで、 C_z 次式で計算される。

$$C_z = \text{MAX} \left[\frac{k^2}{[\ln\{(1 + \sigma_{kb-1})H/z_o\}]^2}, 0.0025 \right] \quad (19e)$$

ここで、 $k=0.4$ はカーモン (von Karan) 常数、 z_o は湖底面の粗雑度である。 z_o の小さいところでは、 $(1 + \sigma_{kb-1})H/z_o$ は大きくなり、(19e)は常数0.0025になる。

方程式(5)の鉛直境界条件は次式で計算される。

$$\rho C_{pw} \frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) = EL - Q_s + LWR + R(0), \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (20)$$

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) = 0, \quad \sigma \rightarrow -1 \quad (21)$$

ここで、 $E = \rho_a C_E (q_s - q_a) W$ ($kg/m^2/s$)は湖面蒸発、 C_E ($=1.2 \times 10^{-3}$)は潜熱バルク輸送係数、 W は風速、 L ($=2.45 \times 10^6 J/kg$)は蒸発の潜熱係数、 C_{pw} ($=3986 J/kg/K$)は湖水の比熱、 T_a は湖面上の大気温度である。 q_s および q_a はそれぞれ湖面上の比湿と飽和比湿で、次式で与えられる。

$$q_s = \frac{0.622 E_s}{P_a - 0.378 E_s}, \quad q_a = \frac{0.622 E_a}{P_a - 0.378 E_a} \quad (22)$$

ここで、 E_a (hPa)は大気中の水蒸気圧、 E_s (hPa)は飽和水蒸気圧、 $E_a = E_s h$ 、 h は0~1で表した相対湿度である。飽和水蒸気圧は気温に依存するもので次式で与えられる。

$$E_s = 6.1078 \times 10^{7.5 T_a / (237.3 + T_a)} \quad (23)$$

Q_s は対流や伝導による顕熱輸送量で、以下の式で求められる。

$$Q_s = \rho_a C_{pa} C_H (T_a - T) W \quad (24)$$

ここで、 C_{pa} ($=1.01 \times 10^3 J/kg/K$)は大気の定圧比熱、 C_H ($=1.2 \times 10^3$)は顕熱バルク輸送係数である。 LWR は正味の長波放射量で、次式で計算される。

$$LWR = s\sigma(T + 273)^4 (0.39 - 0.05E_a^{1/2})(1 - 0.8n) + 4s\sigma(T + 273)^3(T - T_a) \quad (25)$$

ここで、放射率 $s (=0.98)$ は湖水放射と絶対黒体放射との比、 $\sigma (=5.67 \times 10^{-8} \text{W/m}^2/\text{K}^4)$ はステファン・ボルツマン定数、 $n(-)$ は0~1で表した雲量である。

方程式 (6)、(7) の鉛直境界条件は次式で与える。

$$(q^2(0), q^2\ell(0)) = (B_1^{2/3} u_r^2(0), 0) \quad (26a, b)$$

$$(q^2(-1), q^2\ell(-1)) = (B_1^{2/3} u_r^2(-1), 0) \quad (26c, d)$$

ここで、 B_1 は乱流閉合常数、 $u_r(0)$ 、 $u_r(-1)$ は、それぞれ表面と湖底の摩擦速度である。

2.2.2 水平方向の境界条件

陸地との境界では、境界に垂直な流速成分を0とし、境界面を通しての湖水の湧き出しや熱フラックスはないものとする。

2.2.3 格子の分割

本モデルの格子分割は水平方向には500m×500mメッシュで、鉛直方向には41層で分割した。

3. 非成層期における風、地形および冷却効果の数値実験

これまでの数値モデルでは、流れの形成メカニズムについて、風成論と熱成論があるが、熱か風かのいずれか一方的のみを強調し、熱・風を同時に考えるものは少なく、そのため流動場（特に冬の流動場）の議論が十分にできていない。

ここでは、冬期流動場の形成メカニズムを明らかにするため、非成層期での風、地形および冷却効果のそれぞ

れの機能を明らかにするため、以下の数値実験を行った。

3.1 数値実験その1

非成層期の正圧の環境で、冷却効果はなし、風は均一（風の渦度がなし）、ならびに琵琶湖の実際の湖岸および実際の湖底地形の条件で数値実験を行った。流れは全湖で0から始めて、湖面の10mの高さの風向は北北西で、風速は10m/sとして、10日間で流動場を起動し、11日目から風を停止し、この起動させた流動場はどうなるかを検討する。この数値実験により、風と琵琶湖の湖底地形の総合作用の機能が分かる。

3.1.1 流れの水平分布

この数値実験における表面の流れの10日目（風が吹いている最後の日）、ならびに11日目と12日目（風が停止した1日目と2日目）の水平分布を図3.1、図3.2および図3.3に示す。風が吹いている最後の日（10日目）には、浅いところ（特に琵琶湖の東岸）に30cm/sを超える強い流れが発生する。塩津湾の東岸にも強い流れが現れる。

しかし、琵琶湖全体として見ると、環流系がみえない。風が停止した1日目（11日目）には、複数の環流系が北湖全体を覆っている。詳細に見ると、北湖の北部には最も優勢な時計回りの渦（東部）と勢力が弱い反時計回りの渦が存在する。北湖の中部と南部には反時計回りの渦と時計回りの渦がある。これらの渦は形成したが、流れの強さは風が停止する前より弱くなっている。最も優勢な時計回りの渦（東部）の流れでも12cm/s程度になった。

さらに、風が停止した2日目（12日目）には、最も優勢な時計回りの渦（東部）（流れは5cm/s程度以下である）がまだ見えるが、琵琶湖全体として見ると流れがほとん

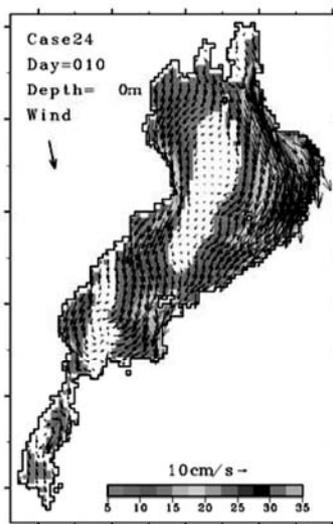


図3.1 10日目の表面の流れの水平分布（湖面冷却はなし）

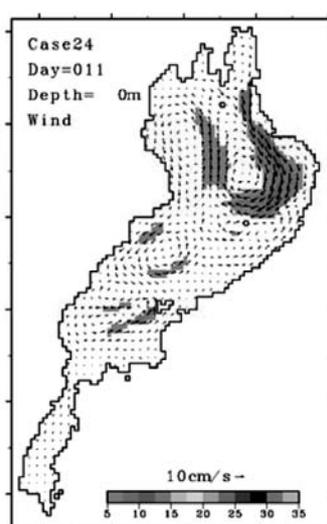


図3.2 11日目の表面の流れの水平分布（湖面冷却はなし）

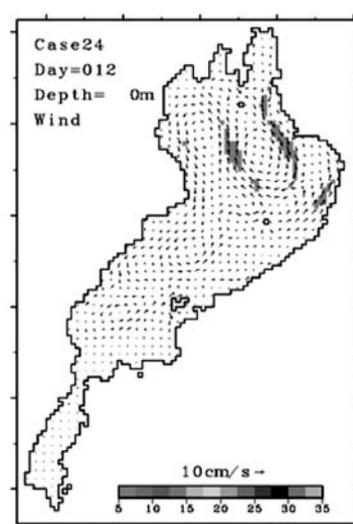


図3.3 12日目の表面の流れの水平分布（湖面冷却はなし）

どなくなった。

3.1.2 実験結果

この実験では、非成層期の正圧の環境で、冬期によく現れている北北西の風（風の渦度がなくても）と琵琶湖の湖底地形の総合作用で勢力の大きい時計回りの渦が形成できることが明らかになった。しかし、風が停止すると、この時計回りの渦は長く存在ができなくなり、2日以内になくなることが分かった。

3.2 数値実験その2

非成層期の正圧の環境で、冷却過程（ $150\text{W}/\text{m}^2$ ）を付け、風は均一（風の渦度がなし）、ならびに琵琶湖の実際の湖岸および実際の湖底地形の条件で数値実験を行った。流れは全湖で0から始めて、湖面の10mの高さの風向は北北西で、風速は $10\text{m}/\text{s}$ として、10日間で流動場を起動し、11日目から風を停止し、この起動させた流動場はどうなるかを検討する。この数値実験により、風、冷却および琵琶湖の湖底地形の総合作用の機能が分かる。

3.2.1 流れの水平分布

この数値実験の表面の流れの10日目（風が吹いている最後の日）、ならびに11日目および12日目（風が停止した1日目と2日目）の水平分布をそれぞれ図3.4、図3.5および図3.6に示す。風が吹いている最後の日（10日目）には、浅いところ（特に琵琶湖の東岸）に $30\text{cm}/\text{s}$ を超える強い流れが発生する。塩津湾の東岸にも強い流れが現れる。しかし、琵琶湖全体として見ると、環流系が見えない。風が停止した1日目（11日目）には、複数の環流系が北湖全体を覆っている。詳細に見ると、北湖の北部には最も優勢な時計回りの渦（東部）

と勢力が弱い反時計回りの渦が存在する。北湖の中部と南部にはいくつかの渦がある。これらの渦は形成されたが、流れの強さは弱くなった。最も優勢な時計回りの渦（東部）の流れは $17\text{cm}/\text{s}$ 以下である。

さらに、風が停止した2日目（12日目）でも、最も優勢な時計回りの渦（東部）（流れは $15\text{cm}/\text{s}$ 程度以下である）はまだ存在する。

3.2.2 実験結果

この実験では、非成層期の正圧の環境で、冬期によく現れている北北西の風（風の渦度がなくても）、冷却過程および琵琶湖の湖底地形の総合作用で勢力の大きい時計回りの渦が形成できることが明らかになった。冷却過程がない数値実験その1に比べると、この時計回りの渦の存在がかなり長くなることが分かった。

つまり、冷却効果は時計回りの渦の寿命を延長することに寄与することが分かる。

3.3 数値実験その3

非成層期の正圧の環境で、冷却過程はなし、風は均一（風の渦度がなし）、琵琶湖の平均水深の43mの平坦な湖底地形の条件で数値実験を行った。流れは全湖で0から始めて、湖面の10mの高さの風向は北北西で、風速は $10\text{m}/\text{s}$ として、10日間で流動場を起動し、11日目から風を停止し、この起動させた流動場はどうなるかを検討する。この数値実験では特に琵琶湖の湖底地形の機能が分かる。

3.3.1 流れの水平分布

この数値実験の表面の流れの10日目（風が吹いている最後の日）、ならびに11日目と12日目（風が停止した風が吹いている最後の日（10日目）（図3.7、図3.8、図3.9）

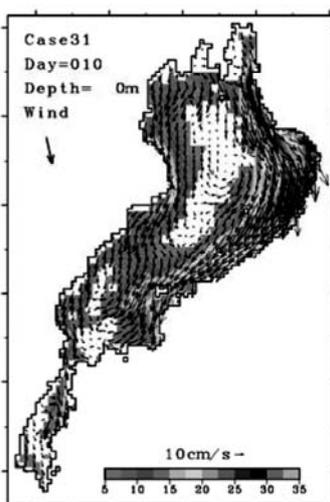


図3.4 10日目の表面の流れの水平分布（湖面冷却はあり）

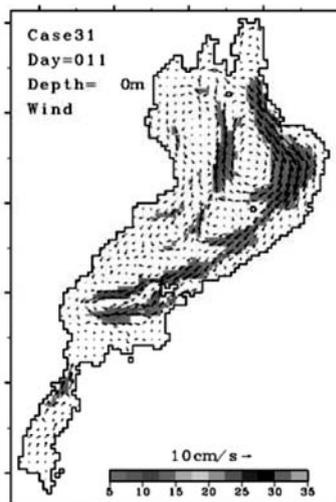


図3.5 11日目の表面の流れの水平分布（湖面冷却はあり）

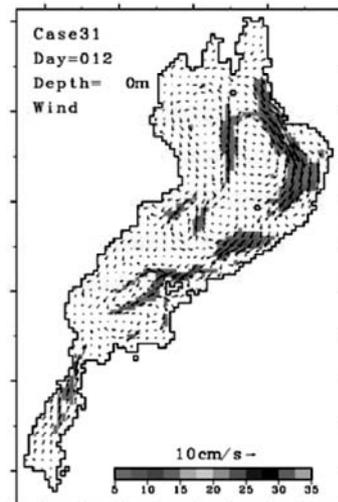


図3.6 12日目の表面の流れの水平分布（湖面冷却はあり）

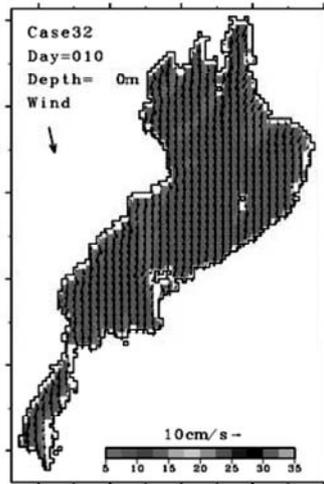


図3.7 10日目の表面の流れの水平分布
(43mの平坦な湖底地形、
湖面冷却はなし)

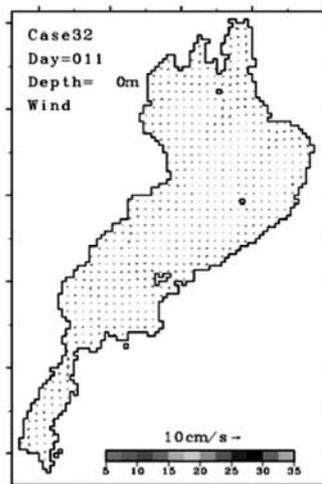


図3.8 11日目の表面の流れの水平分布
(43mの平坦な湖底地形、
湖面冷却はなし)

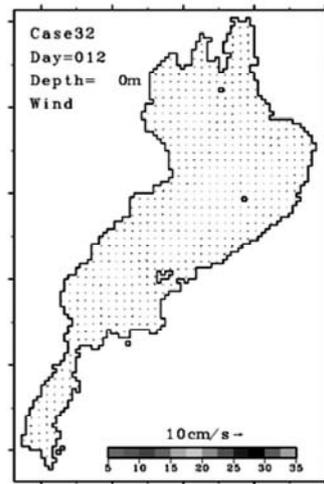


図3.9 12日目の表面の流れの水平分布
(43mの平坦な湖底地形、
湖面冷却はなし)

には、琵琶湖全体として見ると、均一な流れ (10cm/s) が現れた。風が停止した1日目 (11日目) からは、全湖の流れが全くなかった。

3.3.2 実験結果

この実験では、非成層期の正圧の環境で、冬期によく現れている北北西の風でも、風の渦度がない条件では、平坦な琵琶湖の湖底地形では時計回りの渦が形成できないことが明らかになった。また、この場合、最初から流れが弱く、風が停止すると、流れはすぐなくなる。つまり、湖底地形は、琵琶湖で現在生じている流動場の形成に必要な不可欠であることが分かる。

3.4 数値実験その4

非成層期の正圧の環境で、冷却過程はなし、風は渦度があり (風速は均一でなく西岸と東岸では異なる条件)、そして琵琶湖の実際の湖岸および実際の湖底地形の条件で数値実験を行った。流れは全湖で0から始めて、湖面の10mの高さの風向は北北西で、西岸の風速は0m/sとし、東岸の風速は10m/sとし、10日間で、流動場を起動する。11日目から風を停止し、この起動させた流動場はどうなるかを検討する。この数値実験では風の渦度と琵琶湖の湖底地形の総合作用の機能が分かる。

3.4.1 流れの水平分布

この数値実験での表面における流れの10日目 (風が吹いている最後の日)、11日目および12日目 (風が停止した1日目、2日目) の水平分布をそれぞれ図3.10、図3.11および図3.12に示す。風が吹いている最後の日 (10日目) には、浅いところ (特に琵琶湖の東岸) に

35cm/sを超える強い流れが発生する。塩津湾の東岸にも強い流れが現れる。しかし、琵琶湖全体として見ると、環流系が見えない。風が停止した1日目 (11日目) には、複数の環流系が北湖全体を覆っている。詳細に見ると、北湖の北部には最も優勢な時計回りの渦 (東部) と勢力が弱い反時計回りの渦が存在する。北湖の中部と南部には二つ弱い渦がある。これらの渦が形成したが、流れの強さは弱くなっている。最も優勢な時計回りの渦 (東部) の流れでも17cm/s程度になった。さらに、風が停止した2日目 (12日目) には、最も優勢な時計回りの渦 (東部) はまだ見えるが、流れは7cm/s程度以下になった。

3.4.2 実験結果

この実験では、非成層期の正圧の環境で、冷却過程はなし、風は冬期によく現れている北北西の風で渦度付き、および琵琶湖の湖底地形の条件下ではこれらの総合作用で勢力の大きい時計回りの渦が形成できることが明らかになった。冷却過程がある数値実験その2に比べると、この時計回りの渦は長く存続できないことが分かった。このことから、冷却効果は時計回りの渦の寿命を延長することができることが分かった。

4. 塩津湾からの物質移流・拡散のシミュレーション

近年、北湖の一番大きい湖湾である塩津湾には、冬・春期に藻類の増殖が見られ、その水質は変わっている。

塩津湾で増殖した藻類および栄養塩物質は北湖に拡散しており、琵琶湖全体の水質に対して影響が生じる可能性がある。この節では、塩津湾からの物質はどのよう

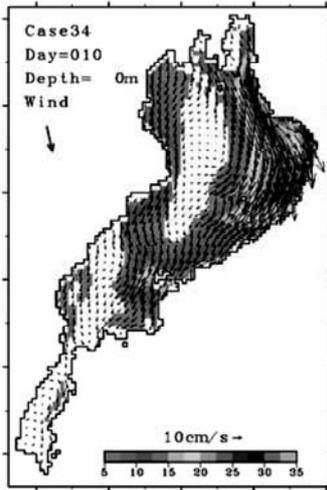


図3.10 10日目の表面の流れの水平分布
(風は渦度があり、
湖面冷却はなし)

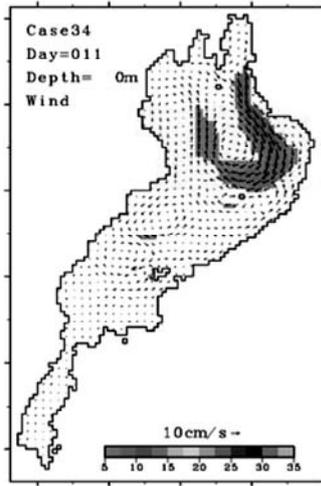


図3.11 11日目の表面の流れの水平分布
(風は渦度があり、
湖面冷却はなし)

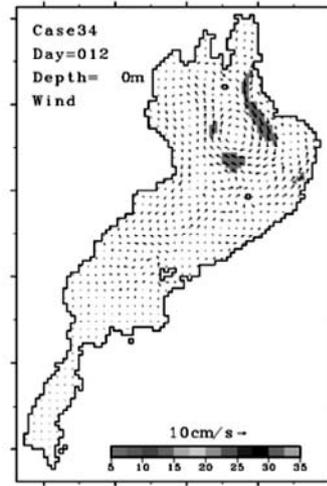


図3.12 12日目の表面の流れの水平分布
(風は渦度があり、
湖面冷却はなし)

に移流・拡散されるのかを検討するため、トレーサを用いて数値シミュレーションを行う。

塩津湾からの藻類あるいは栄養塩物質などの挙動は周辺の流動場に依存するため、その物質変数(S)の時間変化は次に示す移流・拡散方程式(シグマ座標系)で表される。

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \quad (27)$$

ここで、Sはある物質変数、 $K_H(m^2/s)$ は鉛直方向の渦動拡散係数である。水平方向の渦動拡散項 F_S は、

$$F_S \equiv \frac{\partial}{\partial x} (Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y} (Hq_y) \quad (28)$$

ここで、

$$q_x \equiv A_H \frac{\partial S}{\partial x}, \quad q_y \equiv A_H \frac{\partial S}{\partial y} \quad (29a, b)$$

$A_H(m^2/s)$ は水平方向の渦動拡散係数である。

4.1 計算条件

気象条件としては、降水量、気温、湿度、風向・風速、全天日射量などのデータが必要である。ここで、彦根気象台の観測データを利用する。観測データは1時間ごとのデータを使用する。

湖流・水温の初始条件としては、湖流は0から始め、水温は全湖均一で $8^\circ C$ とする。この数値計算は2005年1月27日から始め、10日目の2月7日に塩津湾から $100mg/l$ のトレーサを投入する。また、塩津湾でのトレーサ濃

度は変わらないとする。この条件で起動させた流動場は、どのように塩津湾からトレーサを北湖に移流・拡散するかを検討する。

4.2 トレーサの水平分布

この数値シミュレーションのトレーサの10日目～12日目の表面水平分布をそれぞれ図4.1～図4.6に示す。

11日目には、塩津湾からのトレーサは東岸に沿って北湖に拡散した。高い濃度のトレーサは塩津湾出口の東側の狭い地域に伸びる。12日目には、トレーサは東岸に沿ってさらに北湖に拡散し、その拡散した範囲は丸い形状になった。この丸い範囲は北湖北部の最も優勢な時計回りの渦とよく対応している。13日目～15日目には、トレーサの低濃度範囲($10mg/l$)はさらに広がった。しかし、トレーサの高濃度影響範囲はこれ以上は広がらなかった。

4.3 数値シミュレーションの結果

2005年1月27日からの初始条件でかつ実際の気象データでできた琵琶湖北湖の流動場の数値シミュレーションの10日目(2月7日)後の流れの水平分布は、第3.2節の数値実験その2(図3.4～図3.6参照)とよく似ており、ここでは説明を省略する。塩津湾から北湖へのトレーサ拡散数値シミュレーションの結果より、トレーサの水平分布は北湖北部の最も優勢な時計回りの渦と関係していることが分かった。

5. まとめ

本研究では、シグマ座標系、乱流モデル(渦動粘性

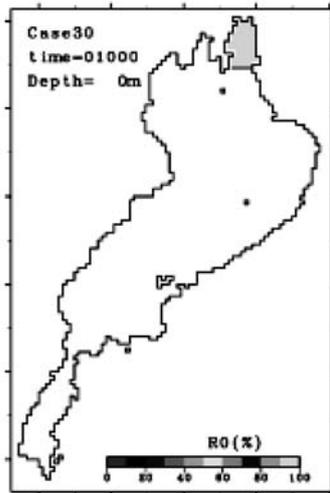


図4.1 10日目の表面トレーサの水平分布 (実際の気象条件で)

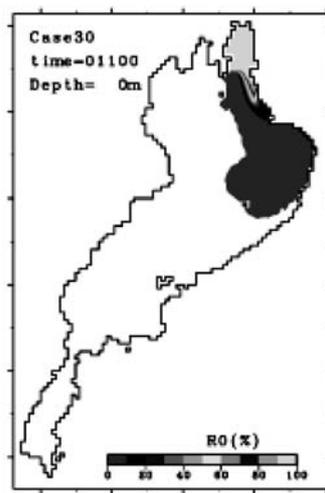


図4.2 11日目の表面トレーサの水平分布 (実際の気象条件で)

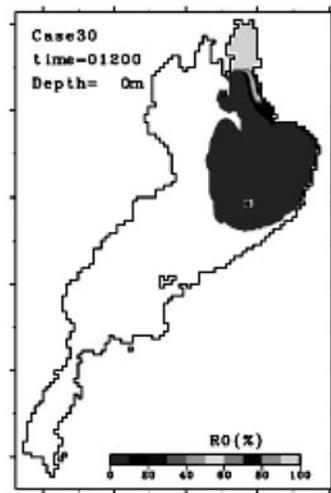


図4.3 12日目の表面トレーサの水平分布 (実際の気象条件で)

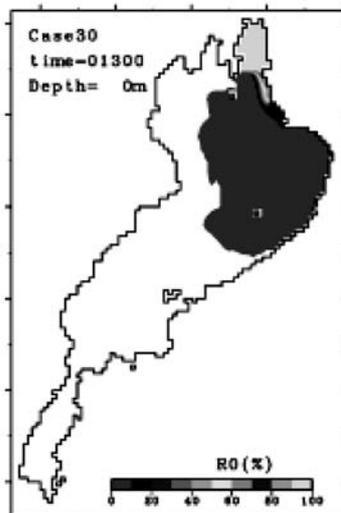


図4.4 13日目の表面トレーサの水平分布 (実際の気象条件で)

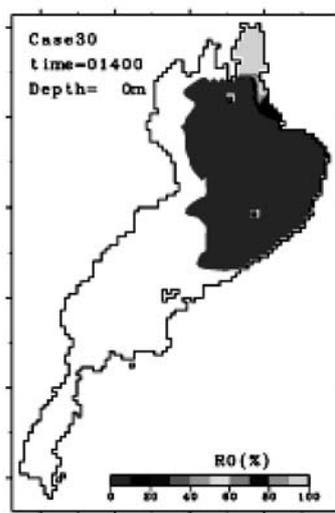


図4.5 14日目の表面トレーサの水平分布 (実際の気象条件で)

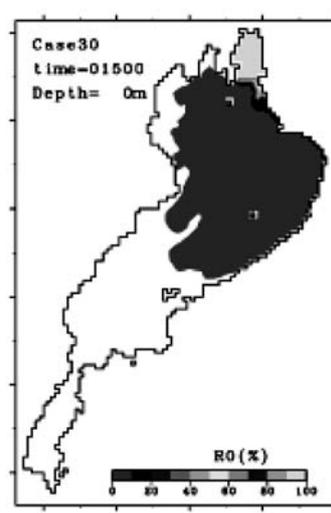


図4.6 15日目の表面トレーサの水平分布 (実際の気象条件で)

係数および渦動拡散係数は乱流モデルで計算する) を含むPOMを基本としたモデルを構築した。従来、流れの形成メカニズムについては風成論と熱成論があるが、熱か風か的一方のみを強調し、熱・風を同時に考えるものは少ない。そこで、ここで提示・検討したモデルでは、非成層期(冬期)の正圧の環境で、冷却効果、風、湖底地形を同時に配慮した。

また、風、冷却効果、湖底地形、風の渦度が流動場に対する影響を明らかにするため、それぞれ数値実験を行った。非成層期の正圧の環境で、風と湖底地形は冬期に生じている実際の流動場の再現に必要な因子であることがわかった。しかも、形成した流動場は冷却効果がなければ、すぐになくなって、維持することができないことも明らかになった。

このモデルで、塩津湾から北湖へのトレーサ拡散数値シミュレーションの結果より、トレーサの水平分布

は北湖北部の最も優勢な時計回りの渦と関係していることが分かった。

このモデルで、実際の気象条件を用いて、流動場の数値シミュレーションを行った。計算結果と観測結果との比較により、モデルの妥当性の検証ができた。これで、強風の影響で現地調査の難しい冬期非成層期における塩津湾と北湖の水交換がこのモデルで計算できるようになった。

これらの結果により、塩津湾の水質が北湖の生態系に及ぼす影響を求めするための物理系と生態系の統合的モデルを作成するための、生態系モデルの境界条件として、非成層期(冬期)の実際の気象条件で塩津湾と北湖の水交換量の算出がすることができた。

参考文献

- Akitomo, K., Kurogi, M. and Kumagai M.(2004): Numerical study of a thermally induced gyre system in Lake Biwa. *Limnology*, 5:103-114.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G.L.(1980): A coastal ocean numerical model, in *Mathematical Modelling of Estuarine Physics*, Proc. Int. Symp., Hamburg, Aug. 1978, edited by J. Sunderman and K.-P. Holtz.:203-214, Springer-Verlag, Berlin.
- Blumberg, A.F. and Mellor, G. L.(1983): Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.*, 88:4579-4592.
- Blumberg, A.F. and Mellor, G. L.(1987): A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Vol4, edited by N.Heaps.:208, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Endoh, S.(1978): Diagnostic analysis of water circulation in Lake Biwa. *J. Oceanogr. Soc. Jpn*, 34:250-260.
- Endoh, S., Okamoto, I. and Nakai, M.(1981): Circular currents in the north basin of Lake Biwa (I) Seasonal variation of circular current deduced from water temperature distributions. *Jpn. J. Limnol.*,42:144-153.
- Endoh, S.(1984):Circular currents in the north basin of Lake Biwa (II) Comparisons between observed current and geotrophic current. *Jpn. J. Limnol.*,45:289-295.
- Endoh, S.,(1986):Diagnostic study on the vertical circulation and maintenance mechanism of the cyclonic gyre in Lake Biwa. *J. Geophys. Res.*, 91:869-876.
- Endoh, S., Watanabe, M., Nagata, H., Matuo, F., Kawae, T., Iguchi, C. and Okumura Y.,(1995): Wind fields over Lake Biwa and their effect on water circulation. *Jpn. J. Limnol.*, 56:269-278.
- Ezer, T., Arango, H., and Shchepetkin, A.F.,(2002): Developments in terrain-following ocean models: inter-comparison of numerical aspects, *Ocean Modelling*, 4:249-267.
- Galperin, B., Kantha, L.H., Hassid, S., and Rosati,A., (1988):A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows, *J. Atmos. Sci.*, 45:55-62.
- Hidaka, K.,(1927): Model experiment on the lake current in the surface layer of Lake Biwa. *Bull. Kobe Marine Obs.*, 13:1-4.
- Imasato, N., Kanari, S. and Kunish, H.(1975): Study on the currents in Lake Biwa (I) Barotropic circular currents induced by the uniform wind. *J. Oceanogr. Soc. Jpn*, 31:15-24.
- Jerlov, N. G.,(1976): *Marine Optics*, 14:231. Elsevier Sci. Pub. Co., Amsterdam.
- Kumagai, M., Asada, Y. and Nakano, S.(1998) :Gyres measured by ADCP in Lake Biwa. In *Physical processes in lakes and oceans, Coastal and estuarine studies*. American Geophysical Union, Washington DC, 54:199-208.
- Mellor, G.L.(1973):Analytic prediction of the properties of stratified planetary surface layers., *J. Atmos. Sci.*, 30:1061-1069.
- Mellor, G.L., and Blumberg, A.F.(1985): Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system, *Mon. Wea. Rev.*, 113:1380-1383.
- Mellor, G.L., and Yamada, T.(1974): A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 31:1791-1806.
- Mellor, G. L.(2001):One-dimensional, ocean surface modeling, a problem and a solution. *J. Phys. Oceanogr.*, 31:790-809.
- Oey, L.-Y., Mellor, G.L., and Hires, R.I.(1985a):A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary. Part I: Description of the model and model simulations, *J. Phys. Oceanogr.*, 15:1676-1692.
- Ookubo, K., Muramoto Y., Oonishi Y., Kumagai M. (1984): Laboratory experiments on thermally induced currents in Lake Biwa. *Bull. Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, 34:19-54
- Oonishi, Y.(1975): Development of current induced by topographic heat accumulation (I) the case of the asymmetric basin. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.* , 31:245-254.
- Phillips, N. A.(1957): A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting, *J. Meteorol.*, 14:184-185.
- Suda, K., Seki, K., Ishii, J., Takatani., S. and Mizuuchi, S (1926):A report of limnological observation in Lake Biwa (I). *Bull. Kobe Marine Obs.*, 8:1-103.