

重点プロジェクト

6. 琵琶湖塩津湾の水質が北湖の生態系に及ぼす影響に関する研究

琵琶湖塩津湾の湖流系と生態系の統合化動力学モデル による数値シミュレーション

焦春萌・余輝¹⁾・日高平²⁾・津野洋²⁾

要約

本研究「琵琶湖塩津湾の水質が北湖の生態系に及ぼす影響に関する研究」においては、湖流モデルの計算結果を境界条件として生態系モデルに与え、流体力学的环境因子と化学・生物学的現象の相互作用を考慮した動力学モデルを構築した。流動場の動力学モデルは、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、風、湖面冷却、湖底地形、風の渦度が流動場に対する影響を再現できるものである。生態系モデルは、北湖に開けている鉛直方向に 10 層ボックスを分割した。本モデルの河川水流入スポットは、鉛直方向 10 層の湖水水温に応じて流入スポットを動的に変えられる。本モデルは、植物プランクトンの種群を三つに分け、琵琶湖塩津湾の植物プランクトンその種群競争の特徴を再現することができた。

1. はじめに

琵琶湖の最大の湖湾である塩津湾では、外部負荷による水質悪化が進行（写真 1）し、湾内で増殖した藍藻類は北湖に拡散しており、琵琶湖北湖に影響を及ぼしていることが懸念される。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、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、琵琶湖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。しかし、物理環境因子の内部波の動きと深く関与する内部負荷も考えられ、これによる影響については、認識がまだ浅く、研究事例も少ない。外部負荷と異なり、内部負荷の制御は極めて困難であるため、その影響を適格に把握することは重要である。

琵琶湖においては、湖湾の存在はその主湖盆の内部負荷による影響に大きく寄与する。北湖からの内部ケルビン波は塩津湾に貫入する時に、その振幅が大きくなる（Imberger and Patterson, 1990）。通常主湖盆において



写真 1 西野放水路から塩津湾に流入する濁水（2001）

1) 中国環境科学研究院湖沼研究センター、 2) 京都大学工学部

は強風連吹後しか生じない内部サージ (Internal surge) (非線形性の強い内部波、水温躍層の谷として表れ、谷の全面が突っ起こしたフロント状になって進行する) (Hayami et al., 1994) は、内部波が湾内に貫入する際に、より容易に引き起こされ、普段流れの弱い水温躍層以深の深層層で強い流れが起こり、しばしば躍層付近で急激な混合が生じ (Horne and Goldman, 1983)、場合によって (風の強さによって) 湾内でケルビン波が破碎し、深層層の高濃度の栄養塩が大量に表水層 (有光層) に拡散され (Horne and Goldman, 1983 ; Imberger and Patterson, 1990)、水交換によって北湖の表水層に流入される。

このように北湖の深層水が水交換により塩津湾内へ侵入するため、普段北湖の深層層に閉じこめられ、有光層に拡散されにくい栄養塩が、容易に塩津湾の表水層を經由して、再び北湖の表水層に移流され、成層期の栄養塩レベル低い北湖の表水層 (有光層) に影響をもたらす。また、湖湾は植物プランクトンの増殖場となり、増殖した植物プランクトンは種として北湖へ拡散し植種効果を発揮し、本来藍藻類などの植物プランクトンの増殖条件を満たしていない低栄養レベルの北湖水域での増殖の誘発は、問題となると考えられる。

近年、世界の湖沼研究に、湖沼の水質・生態系モデルの研究が多く展開されている。湖沼の水質・生態系モデルの開発は環境政策の確定や湖沼管理において必要不可欠なツールとなっている。また特定水域で得られた知見や解明された機構などをより広く応用することは、非常に有意義な研究課題だと考えられ、その汎用性をもたらせるために、得られた知見をできるかぎりモデル化にすることは、最も有力な手段であり、機構・プロセスなどのモデル化自身も、湖沼学におけるもう一つの重要な研究課題である。

本報では、最新の観測機器を用いて集中的な湖流観測を展開し、同時に水質や植物プランクトンを分析、計測し、塩津湾から北湖に流入する栄養塩類、藍藻などの挙動を、水流・生物化学の両観点から塩津湾の水質が北湖の生態系に及ぼす影響を把握し、解明された機構、提示した手法などをモデル化することにより、汎用性のある湖流系と生態系の統合化動力学モデルを作成することを目的とした。

2. 湖流系と生態系の統合化動力学モデルの構築

2.1 湖流系モデルの構築

本研究では、Princeton Ocean Model (POM) を基本として、熱・風を同時に考えるモデルを構築した。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。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化動力学モデルを作成することができる。

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 1 参照) に、下の通りに (Philips, 1957, Blumberg and Mellor, 1980, 1983 & 1987) 変換する。

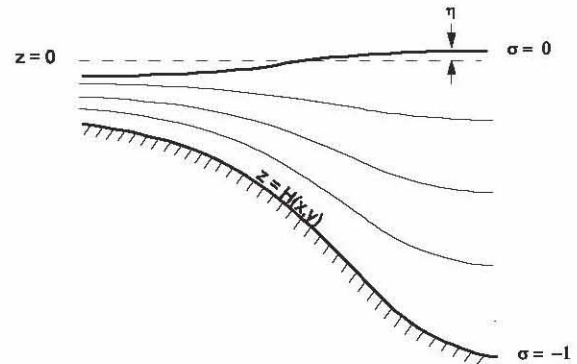


図 1 シグマ座標系

ここで、 x, y, z は伝統的デカルト座標である。

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

$D \equiv H + \eta$ で、 $H(x, y)$ は湖底地形で、 $\eta(x, y, t)$ は自由表面の変動である。したがって、 σ は $\sigma = 0$ ($z = \eta$) から $\sigma = -1$ ($z = -H$) 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。

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

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \quad (3)$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \quad (4)$$

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

$$\frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{p}}{\partial \sigma} \cdot \frac{2Dq^3}{B_1 \ell} + F_{q^2} \quad (6)$$

$$\frac{\partial q^2 \ell D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 \ell D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 \ell D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2 \ell}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 \ell}{\partial \sigma} \right] + E_1 \ell \left[\frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{p}}{\partial \sigma} \right] \bar{w} - \frac{Dq^3}{B_1} + F_{q^2 \ell} \quad (7)$$

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、 $\rho_0=1000 \text{ kg/m}^3$ は湖水の基準密度、 ρ (kg/m^3)は湖水の密度 ($\rho=\rho_0+\rho'$)、 P (N/m^2)は圧力、 g ($=9.80665 \text{ m/s}^2$)は重力加速度、 f ($=8.34 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)はコリオリ係数、 A_H (m^2/s)は水平方向の渦動粘性係数、 K_H (m^2/s)は鉛直方向の渦動粘性係数、 A_H (m^2/s)は水平方向の渦動拡散係数、 K_H (m^2/s)は鉛直方向の渦動拡散係数、 T ($^{\circ}\text{C}$)は水温、 R ($\text{J/m}^2/\text{s}$)は太陽からの短波放射、 q^2 (m^2/s^2)は乱流運動エネルギーの2倍、 $q^2 \ell$ (m^2/s^2)は q^2 に乱流の長さスケールを乗じたものである。

このPOM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い、計算結果と観測結果との比較により、モデルの妥当性を検証した。このモデルで、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計算できるようになった。

2.2 塩津湾生態系モデルの構築

2.2.1 空間ボックスの分割

本モデルでは、夏の塩津湾の水温成層特徴を表すため、湾を鉛直方向に10個のボックスに分割した。表水層を第1層と第2層(ボックス)にし、水温躍層を第3層~第7層にし、深水層を第8層~第10層にした。水温躍層を詳しく表現するため、第3層~第7層は2mごとに細かく分割した。

2.2.2 塩津湾生態系モデルの状態変数

塩津湾における物質循環を簡略化したものを図2に示す。四角で囲まれている変数は塩津湾生態系の構成要素として取り扱う変数(状態変数と呼ぶ)であり、本モデルでは、無機態窒素(N)、無機態リン(P)、植物プランクトン(M_1 、 M_2 、 M_3 :珪藻、藍藻、緑藻およびその他の植物プランクトン)、動物プランクトン(Z)、デトリタス(D)、溶存態有

機物(C)、溶存酸素(DO)、および底泥からの栄養塩の溶出(N_{sed} 、 P_{sed} 、 C_{sed} :底泥からの無機態窒素(N)、無機態リン(P)および溶存態有機物(C)の溶出)が考慮されている。

2.2.3 塩津湾生態系モデルの概要

図2にはモデルの化学・生物諸過程および物質流動循環経路を示している。植物プランクトン(M_j : $j=1, 2, 3$)は栄養塩(N, P)を摂取し光合成により増殖し(paths(1), (2), (3))、一部は枯死・呼吸(基礎代謝)によりデトリタス(D)となるかまたは分解により栄養塩(N, P)として回帰される(paths(4), (5), (6))、一部は動物プランクトン(Z)に捕食される(paths(7), (8), (9))。増殖した動物プランクトン(Z)は自身の基礎代謝によりデトリタス(D)となるかまたは分解により栄養塩(N, P)に回帰される(paths(10))。デトリタス(D)は下層や底泥に沈降し、沈降過程で一部が分解され溶解性有機物(C)になり(paths(11))、溶解性有機物(C)はさらに分解し無機態の栄養塩(N, P)に回帰され(paths(12))、再び植物プランクトン(M_j)の増殖に利用され、循環サイクルに入る。有光層深さを考慮し第1~4層でのみこれらのすべての反応経路を設定しているが、第4層以下は植物プランクトンの光合成による増殖はないものと設定している。底泥には、酸素(DO)が消費され、栄養塩および溶存態有機物(N_{sed} 、 P_{sed} 、 C_{sed})が溶出される(paths(13), (14), (15))。また湖流・北湖からの内部波のスロッシングによるデトリタスの再浮上が起こる(paths(16))(Tsuno, 2001)。

また、塩津湾の外部との物質移動経路として、河川からの流入負荷、琵琶湖北湖との物質交換、降水の影響なども考慮されている。

2.2.4 物質移動の定式化

本モデルの状態変数の変化率は次式で表される。

$$\frac{dC_{i,j}}{dt} = R_{rain} + R_{river} + R_{Ni,j} + F_{i,j} + FLUX_{i,j} - FFLUX_{i,j-1} - S_j \quad (8)$$

ここで、 i はN, P, M_1 , M_2 , M_3 , Z, C, DO, $C_{i,j}$ は j 層における i の濃度、 j は1-10の水層ナンバー、 R_{rain} は降水による変化率、 R_{river} は河川流入などの外部負荷による変化率、 $R_{Ni,j}$ は北湖との交換による変化率、 $F_{i,j}$ は湖内の生物化学的諸過程の反応による変化率、 $FLUX_{i,j}$ は上下層間物質の鉛直拡散移動による変化率で、 S_j はデトリタスの沈降による $C_{D,j}$ の変化率である(焦, 2005)。

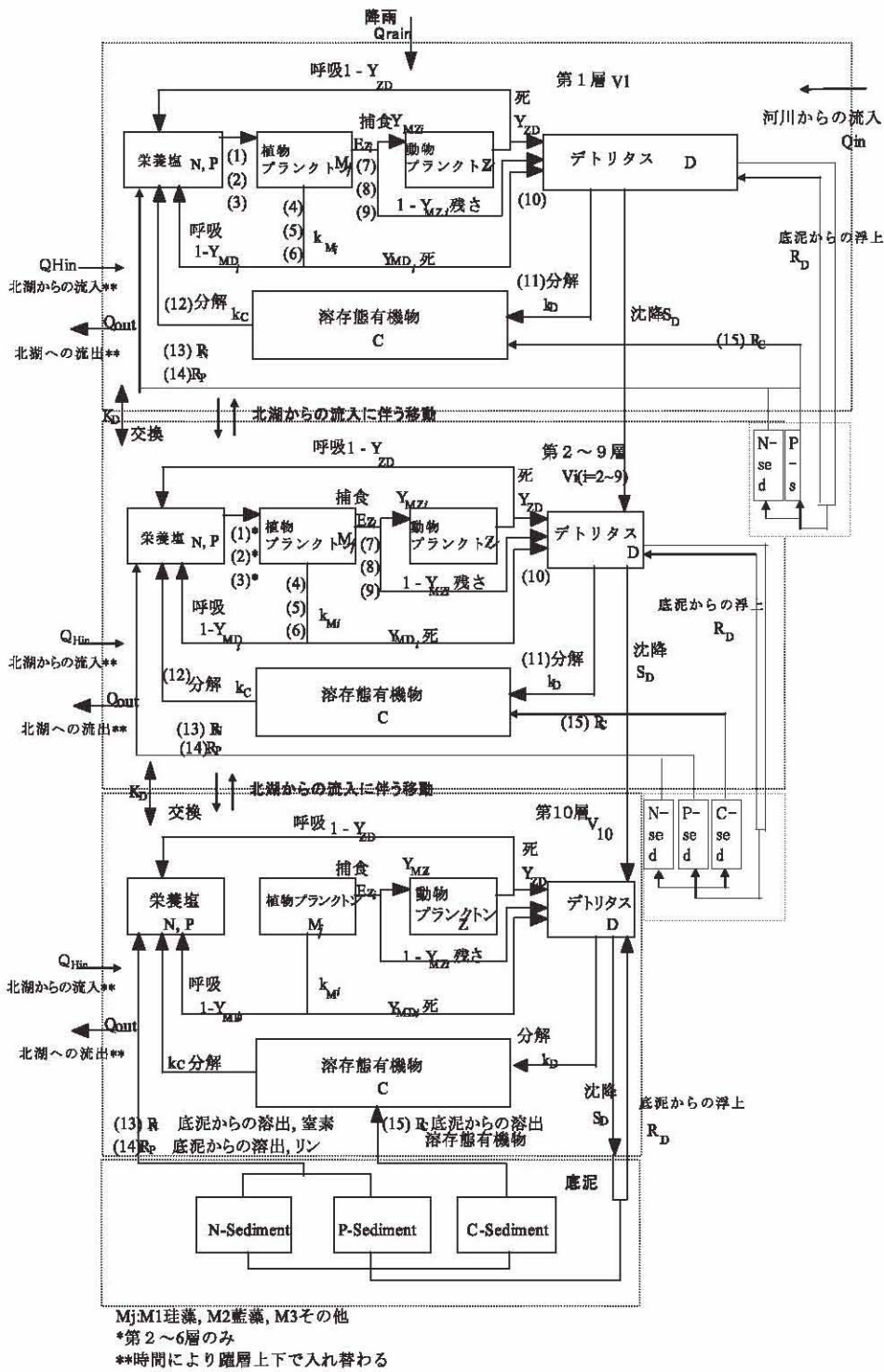


図2 塩津湾生態系モデルの物理・化学・生物諸過程および物質流動循環経路の概念図

3. 湖流系と生態系の統合化動力学モデルによるシミュレーション結果および考察

3.1 検証用データ

数値モデルを校正 (Calibration) するためには、検証用の現地調査のデータが必要である。平成 17 年度～19 年度に、塩津湾内 (図 3) および琵琶湖北湖で、現地調査を行った。調査頻度は循環期 (1 月～4 月) で月 1-2 回、成

層期 (5 月～12 月) では月 3-4 回である。水温躍層の動きを把握するために、鉛直方向のサンプリングは水温躍層位置を合わせた。F-probe (高精度多項目水質プロファイラー) を用いて、水温躍層の水深範囲を確認し、採水は表水層 (0m)、水温躍層の上部 (5-10m)、中部 (10-15m)、下部 (15-25m) および深水層 (35m) で行った。非成層期では、0、10、20、30 および 35m でサンプリングした。水質分析項

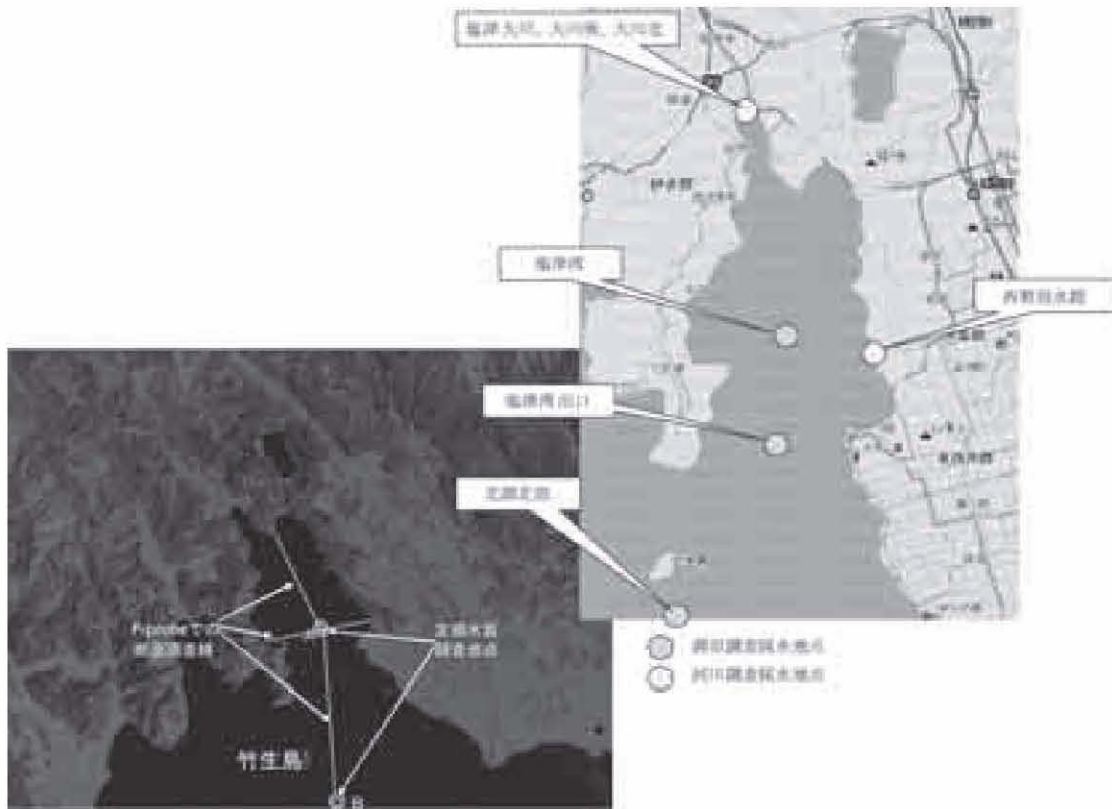


図3 琵琶湖塩津湾および北湖における現地調査地点

目としては、塩津湾における SS, TOL, DOC, TN, DN, NO₃-N, NO₂-N, NH₄-N, TP, DP, PO₄-P, Chl-a, Fheo-a, 植物プランクトン個体数（検鏡）の 14 項目について水質分析を行った。

3.2 数値シミュレーション結果と観測地との比較

ここで、数値シミュレーション結果と実測値とを比較する。この比較は主に植物プランクトンおよび植物プランクトン増殖とかかわる湖沼の富栄養化指標である窒素・リンを対象にして行った（図4）。

3.2.1 窒素濃度年間変動の再現

表水層、水温躍層上・中・下および深水層の実測値の年間季節変動とそれに相当するシミュレーション計算値の変動とを比較してみると、成層期での窒素鉛直成層、鉛直分布濃度差、成層開始および終息の時期および完全循環期での濃度勾配の消失などについては、計算値および実測値とよく一致している様子が確認できる。シミュレーションのスタート時点では、計算値の急落があり、実測値とずれが見られるが、原因としては、主にモデル計算スタート時点の不安定性および POM モデルでの境界条件の計算値が

過大となり、北湖水の希釈効果が大きいことなどが考えられる。モデル計算のスタート時の不安定性が技術的に避けられないこともあるため、今後のモデリング上では、一定の安定期間をモデルに与える必要があると考えられる（図4）。

3.2.2 リン濃度年間季節変動の再現

リンも窒素と同様に、成層期および非成層期での年間季節変動特徴について、シミュレーション値と実測値とはほぼ一致していることが分かる。実測値の変動が比較的大きく、部分的に両者の相違がみられるが、塩津湾のリン濃度レベルが窒素より低いため、実測値の分析誤差によるものも考えられる（図4）。

植物プランクトン生産の制限因子であるリンは、濃度レベルが低いため、モデルによる再現が難点となり、従来のモデル研究においても、そのシミュレーションはうまく表現できないケースがしばしば見られる。問題の多くは底泥の溶出にある。底泥の溶出は湖沼の内部負荷のおもな発生源であり、リン濃度の変動に大きく寄与する。短期モデルの感度分析により、リン状態変数の変化は底泥のリン溶出率のパラメータに感度が高いことを示されている。底泥での溶出については、観測が困難であるため、その実態が不

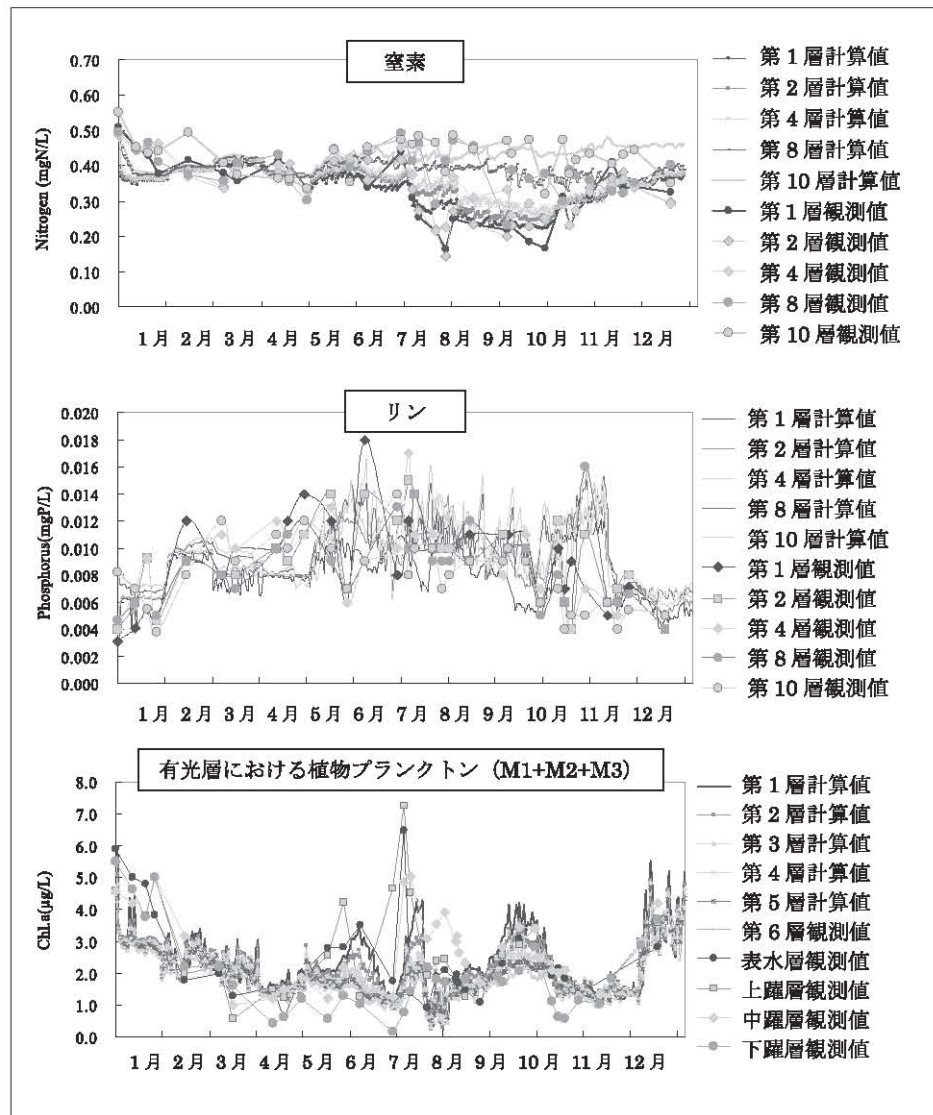


図4 鉛直方向の5層における窒素、リン、植物プランクトンの季節変化のモデル計算値と実測値の比較

明な点が多い。そのため、多くのモデルは底泥でのリン溶出率を一定値として与えられている。

実際に、湖沼の底泥の溶出速度にはかなり季節変動の特徴がある。成層期においては、水温躍層が発達し、その遮断により底層での溶存酸素が低下し、底泥での溶出が高まる。非成層期では、水の鉛直循環により溶存酸素レベルが回復し、底泥での溶出が低下する。このような年間変動があるため、底泥での溶出率のパラメータを一定値で取り扱うのが不適切だと考えられる。本モデルでは、底泥での年間溶出変動の特徴を考慮し、成層期と非成層期とを分けて、異なったパラメータ値を選別しモデルに与えた。本モデルで採用された底泥溶出のパラメータ値は表1に示す。シミュレーション結果から、これらパラメータ値の設定が妥当

だと考えられる。

また、すでに述べたように、底泥での溶出には湖底境界層での再懸濁・再浮上によるものが多いため、内部波による深水層の再浮上過程も考慮すべきだと考えられる。今後、本モデルをより正確的に将来湖沼水質の予測に向け、さらにこのような物理過程を解析し、湖底境界層での再懸濁或いは再浮上過程による影響を把握し、適切なパラメータ値を新たにモデルに導入する必要があると考えられる。

3.2.3 植物プランクトン年間季節変動の再現

植物プランクトンのシミュレーション結果および実測値の分布において、年間季節変動の特徴について、成層期の春、夏および秋の3つのブルームピークがよく一致していることが確認できる。また、12月ごろの高いレベルお

表1 底泥溶出のパラメーター値

底泥からの溶出率	記号	成層時期	パラメータ値	単位
リンの溶出率	K_{srAP}	成層期	3	mgP/(m ² d)
		非成層期	0.6	mgP/(m ² d)
窒素の溶出率	K_{srAN}	成層期	30	mgN/(m ² d)
		非成層期	3.4	mgN/(m ² d)
溶存態有機物の溶出率	K_{srAC}	成層期	1200	mgCOD/(m ² d)
		非成層期	200	mgCOD/(m ² d)

よび完全循環期での濃度低下傾向も一致している。

シミュレーションスタート時点では、計算値の急落が見られるが、すでに述べたように、モデル計算上のスタート時の安定性およびPOMモデルによる境界条件によるものだと考えられる。また成層期では、実測値の変動が大きくなっているが、植物プランクトンには、種によって浮遊性、沈降性および集積性などの特性を持つものがあり、モデル上では、このような植物プランクトン特性に対する考慮が不十分であることが考えられる。

3.3 優占藻類の季節遷移

本モデルにおいて、1つの大きな特徴としては、植物プランクトン増殖の種群競争を考慮し、年周期において、優占したり、劣位したりして季節的な動力学遷移特徴を再現するためには、従来の湖沼生態系モデルの植物プランクトン全体をひとつの状態変数として取り扱うことが限界あることを克服し、その種群を珪藻類 (Diaton M_1)、藍藻類 (Blue-green M_2) および緑藻を中心とするその他の植物プランクトン (Green & Other Phytoplankton M_3) の3つの種類に分けられている。

本モデルでは、これらの種群の水温、光日射量および栄養塩などの外部変数 (the forcing functions) の変化に対する応答特徴がそれぞれあることから、適切なパラメータ値の設定に工夫した。

図5には3つの種群のそれぞれの季節遷移カレンダーおよびこれらの植物プランクトン全体の年間季節変動を示す。

珪藻類 (Diaton M_1) は比較低温で高増殖率を維持し、冬季 (Julia day: 337~) に急増殖し優占種となり、特に水温が上昇し始める春先 (Julian day : ~91) に、他の藻類に先駆けてブルームを形成する。

緑藻およびその他の藻類 (Green & Other Phytoplankton M_3) は、低レベルの栄養塩を吸収する。その他の藻類は

珪藻ブルームの終わりの5、6月 (Julian day: 121~175) に大増殖し、赤潮を形成する。緑藻は光量を多く必要とし、他の藻類が減少する夏季の7月にブルームを形成する (Julian day : 182~197)。

藍藻は藻類の中で、比較的高温で高増殖率を維持するが最適光量は小さく、低濃度栄養塩を取り込む効率的機能を備えて、栄養塩濃度の低い晩夏から秋 (8月23日-10月10日) に増殖速度を発揮する (Julian day : 235~283)。

3つの種群の中で、生産量としては、緑藻およびその他の藻類 (Green & Other Phytoplankton M_3) が最も多く占められていることが分かる。

本生態系モデルは流動モデルと統合し、モデリングに考慮に入れた境界条件が多く、また生態系にかかわる因子、パラメータが数多く採用しており、かなり精密な数値モデルである。本モデルは、初めて開境界条件を持つ湖沼への応用に試みた。開境界条件下で、随時変化する流動状況は湾内の物質循環経路を複雑化となるが、このような水域を対象とするシミュレーションが精度よく表現できたことは、本モデルの妥当性が十分にあると考えられる。

数値シミュレーション結果の精度および長期安定性により、本研究の湖流系と生態系の統合化動力学モデルは、湖沼現状の把握、湖沼管理および将来予測において、有用性が高いことと考えられる。また、機構の解明や手法の提示などにおいて、多水域でも応用できることを考慮に入れたため、本モデルの汎用性が十分にあることだと考えられる。

4. まとめ

本報では、塩津湾内および琵琶湖北湖で、平成17年度~19年度に、現地調査して得られたデータを基に、琵琶湖塩津湾の湖流系と生態系の統合化動力学モデルを構築した。塩津湾の生態系の年間変動の再現を主目的として数値シミュレーションを行ったが、計測値と計算値との間に

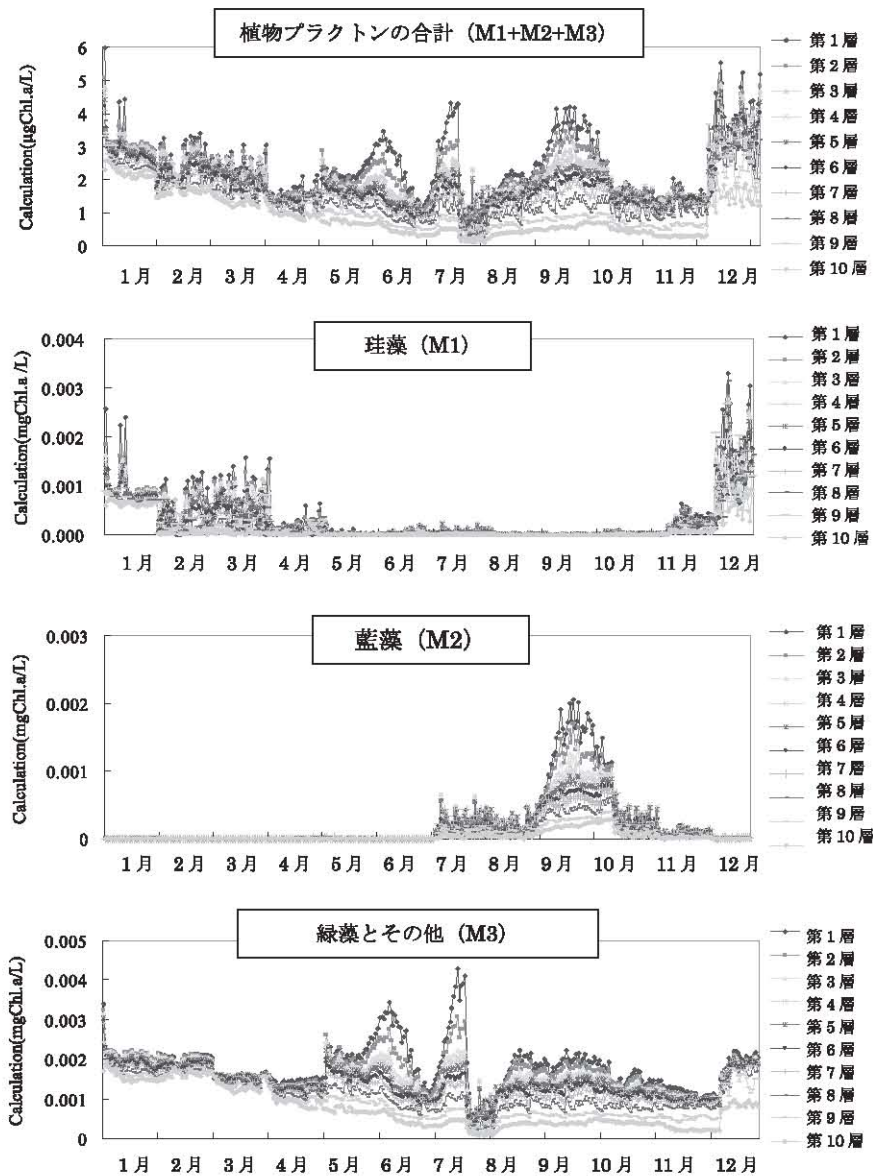


図5 植物プランクトンの年間季節変化のモデル再現-植物プランクトンの合計 (M1+M2+M3) ; 珪藻類 (Diatom (M1)) ; 藍藻類 (Blue-green (M2)) ; 緑藻とその他 (Green & Other algae (M3))

いくつかの相違が見られた。この主な原因としては、開境界条件のデータが不足であることと、動物プランクトンの動態および湖水と底泥との物質交換のモデル化に改良の余地が残されていることが挙げられる。特に、後者は、塩津湾および琵琶湖生態系の年季変化を予測する上で非常に重要であり、今後本生態系モデルで考慮すべき要素である。モデルの構築にまとめていうと、本モデルのシミュレーション結果を示した、湖沼の化学的・生物的な主な特徴をよく反映していることから、本モデルの構築上において、モデルの内部ロジカル関係 (Internal logic relations)

が矛盾なく、モデルの長期安定性 (Long-term stability) などが十分にあることが検証された。また、一般的に計算値と実測値はよく一致し、数値シミュレーション結果は塩津湾における化学的および生物的な年間季節変動特徴をよく再現できた。今後、湾の水質監視を強化するとともに、琵琶湖の水質変動および水質改善効果をより高精度に予測しうる琵琶湖モデルの開発を継続していく必要がある。

引用文献

- 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, pp.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*, Vol. 4, edited by N.Heaps, pp. 208, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Horne, A.J. and Goldman, R., 1983. *Limnology*, McGraw-Hill.
- Hayami, Y., Fujiwara, T. and Kumagai, M., 1994. Internal wave and mixing in Lake Biwa induced by strong winds of a typhoon. *BITEX Symposium/Workshop short Papers*: 168-175.
- Imberger, J. and Patterson, J. C., 1990. *Physical Limnology*, *Advances in Applied Mechanics*, Vol.27, pp.303-455.
- Mellor, G.L., and Yamada, T., 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
- Phillips, N. A., 1957. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting, *J. Meteorol.*, 14, 184-185.
- Tsuno H., T. Hidaka and S.E. Jorgensen 2001, 2-layer-model development, planning and management of lakes and reservoirs, *Models for Eutrophication on Management*, PAMOLAR training package version 1.0, UNEP International Environmental Technology Centre and International Lake Environment Committee, pp.50-73
- 焦春萌 余輝 日高平 津野洋(2005):琵琶湖塩津湾の生態系モデルによる数値シミュレーション, 試験研究報告 平成16年度, pp. 57-66