

富栄養水域水質の短期変動の数値シミュレーション

平山 彰彦*・和氣亜紀夫**・熊谷 道夫***

1. はじめに

内湾や湖などの閉鎖性水域では、底泥や流入河川水からの栄養塩の供給と、それに伴う植物プランクトンの増殖による富栄養化が問題となっている。植物プランクトンの増殖は非線形性の強い現象であるとともに、日射量の増減により短期的に変動するため、これまでの富栄養化モデルでは現実の水域における現象を必ずしも再現できていない。著者らはこの問題を解決する第一歩として、光合成量、消散係数の観測値を用いて光合成に関するパラメータのキャリブレーションを行なった(平山他, 1992)。本研究ではこの結果を適用し、非成層期を対象に、光合成生産と底泥の巻き上げを考慮して、懸濁態物質(SS)と植物プランクトン(Chl.a)に関する平面2次元移流拡散モデルを組み立てた。そして、流況、気象条件が

大きく変化する過程での、水質の時空間変化を数値再現することを試みた。モデルの適用性を検証するために、琵琶湖南湖全域において詳細な物理項目、水質項目の連続観測を行ない、計算値との比較を行なった。

2. 対象水域と観測結果

琵琶湖の水質は中栄養の北湖の水が南湖に入ると、十分な光と栄養塩の供給を受けて植物プランクトンの増殖が進み富栄養化していく。この水質変化のメカニズムを探り、数値計算の検証データとして用いる目的で、非成層期の琵琶湖南湖全域25点で1991年4月20日～26日に連続水質観測を行なった(図-1)。毎日午前中に北から南に移動し、各点で採水と計測を行なった。表-1に南湖全域の平均水質を示す。図-2にSt.8の近くで測定された、風向・風速、降雨量、日射量および瀬田川と琵琶湖疏水の放水量を示す。

観測開始前の18日に前線が通過し、10 m/sec以上の北寄りの強風が数時間にわたり吹き、約40 mm/hの集中豪雨であった。その結果南湖全域は非常に濁った状態になった。その影響は20日の観測結果にも表れており、SS濃度が10 mg/l以上となる水域が幅広く分布した。その後、19日から23日の間は日中から夕刻にかけては北東風、夜半から朝方にかけては南よりの風が卓越するパターンが繰り返された。SSの平均濃度はこの間低下し、23日には観測期間中で最低の3 mg/lとなる。その後、23日夕刻から25日の日中にかけて強い北東風が連吹し、この影響で平均SS濃度は再び増加し、24日には東岸、西岸、南岸域に10 mg/lを越えるSSが分布した。

3. 数値モデルと計算結果

(1) 流れのモデル

琵琶湖南湖の平均水深は3.5 mと浅く、本研究では非成層期を対象としているので、深さ方向に積分した2次元一層FEMモデルを適用した(例えば、Connor and Brebbia, 1978; Wake and Xiao, 1989)。以下に連続方程式と運動方程式を示す。

$$\frac{\partial(\rho_w H)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_w q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_w q_y)}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots (1)$$

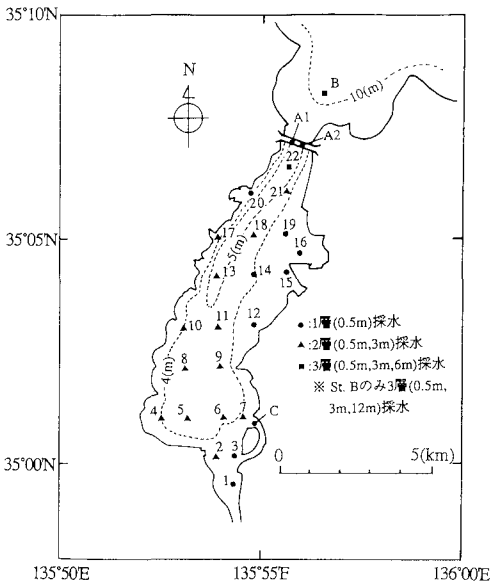


図-1 観測ポイント

* 正会員 M.S. 清水建設(株)技術研究所
** Ph.D. 同上
*** 理博 滋賀県琵琶湖研究所

表-1 1週間観測における琵琶湖南湖の平均水質

	Apr. 20	Apr. 21	Apr. 22	Apr. 23	Apr. 24	Apr. 25	Apr. 26
SS (mg/l)	10.8	8.5	5.5	3.4	6.7	8.2	5.7
Chl.a (μg/l)	9.0	7.8	6.9	9.0	11.4	11.5	10.9
PO ₄ ³⁻ -P (μg/l)	1.1	1.0	0.9	0.7	1.0	0.8	0.6
NH ₄ ⁺ -N (μg/l)	14.0	11.1	11.8	15.4	14.6	17.4	17.8
NO ₂ ⁻ -N (μg/l)	7.5	7.6	7.5	8.1	8.6	8.5	9.1
NO ₃ ⁻ -N (μg/l)	186	207	180	184	197	171	181
T (°C)	—	13.5	14.7	14.0	13.7	13.4	13.9

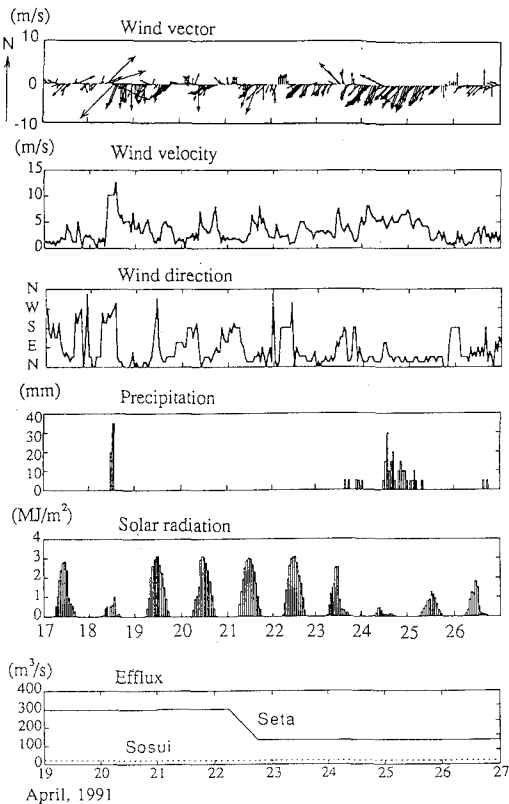


図-2 観測期間中の気象条件と瀬田川・京都疎水放水量

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_x q_y}{H} \right) \\ &= -\frac{\partial N_p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial N_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial N_{yx}}{\partial y} \right) \\ &+ f q_y + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) + g \eta \frac{\partial h}{\partial x} \quad \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_y}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_y^2}{H} \right) \\ &= -\frac{\partial N_p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial N_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial N_{xy}}{\partial x} \right) \\ &- f q_x + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{by}) + g \eta \frac{\partial h}{\partial y} \quad \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} N_{ij} &= \langle \tau_{ij} + \rho u_i' u_j' \rangle = \int_{-h}^{\eta} (\tau_{ij} + \rho u_i' u_j') dz \\ &\cong \varepsilon_{ij} \left(\frac{\partial q_i}{\partial x_j} + \frac{\partial q_j}{\partial x_i} \right); (i, j = x, y) \quad \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

$$N_p = g \eta h + \frac{1}{2} g \eta^2 \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$\tau_{sx} = \rho_{\text{air}} C_D U_x^2 \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$\tau_{sy} = \rho_{\text{air}} C_D U_y^2 \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$\tau_{bx} = C_f \rho_w q_x (q_x^2 + q_y^2)^{1/2} / H^2 \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$\tau_{by} = C_f \rho_w q_y (q_x^2 + q_y^2)^{1/2} / H^2 \quad \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 ρ_w ：流体の密度、 q_x 、 q_y ：線流量の x 、 y 成分、 h ：水深、 η ：水面上昇、 $H = h + \eta$ 、 g ：重力加速度、 f ：コリオリパラメータ、 $\langle \rangle$ ：深さ方向の積分値、 ε ：渦動粘性係数、 ρ_{air} ：空気の密度、 τ_s ：風により水表面に生じる剪断力、 U_x 、 U_y ：上空 10 m における風速の x 、 y 成分、抵抗係数 C_D はよく用いられる Wu, J. (1973) の式に従う。 τ_b ：底面剪断力、底面摩擦係数は Manning 式で与え $C_f = n^2 g / H^{1/3}$ 。 n は Manning の粗度係数である。計算の安定化と効率化のために、時間積分にはリープ・フロッグ法を用い、質量マトリックスの集中化を行なっている。

(2) 水質モデル

SS は植物プランクトン等の浮遊物質と巻き上げられた底泥が主体であるとし、植物プランクトン濃度はクロロフィル a (Chl.a) により表し、移流拡散方程式を組み立てた。この時期、湖内の溶存態無機チッソ／リンの重量比は 200 以上で、リンが最も重要な制限栄養塩であることを示している。従って、溶存態無機リン、有機態リンについても方程式を立てると物質循環問題が閉じるが、琵琶湖のリン濃度は極端に低く、この変動を精度良く求めていくのは困難であるため、観測値を与えることにした。他の富栄養水域では栄養塩が制限値以上にあることが多く、この場合には以下に示すモデル化と同じ手法を用いることができる。

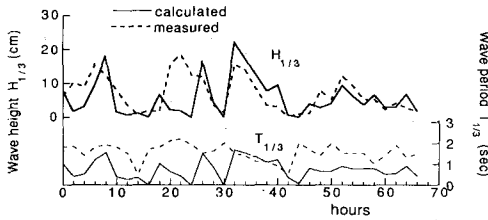


図-3 波高・周期の推定値と観測値との比較

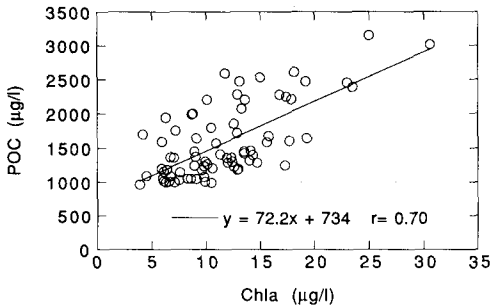


図-4 Chla と POC の相関

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{\partial((q_x/H)C_i)}{\partial x} + \frac{\partial((q_y/H)C_i)}{\partial y} = -\frac{\partial M_x}{\partial x} - \frac{\partial M_y}{\partial y} - k_i C_i + R_i - w_{si} \bar{c}_i; i=1, 2 \quad (10)$$

$$C_i = \int_{-h}^{\eta} c_i dz = \bar{c}_i H \quad (11)$$

$$M_x = -E_{xx} H \frac{\partial \bar{c}_i}{\partial x} - E_{xy} H \frac{\partial \bar{c}_i}{\partial y} \quad (12)$$

$$M_y = -E_{yx} H \frac{\partial \bar{c}_i}{\partial x} - E_{yy} H \frac{\partial \bar{c}_i}{\partial y} \quad (13)$$

ここに、 c_i ：任意の場所の植物プランクトン以外の物質のSS濃度 ($i=1$)、Chla濃度 ($i=2$)、 $\bar{c}_i$ ：深さ方向の平均値、 k_i ：1次オーダの分解係数、 R_i ：内部生産項、 w_{si} ：沈降速度、 E_{xx} 、 E_{yy} ：流れ方向、流れと直交方向の渦動拡散係数で、 $E_{xy} = E_{yx}$ である。なお時間積分には陰解法を用い、流れの計算と同様質量マトリックスの集中化を行なっている。

波と流れの共存場における底面摩擦力を田中・首藤(1980)の方法により計算し、底質の巻き上げ量を熊谷ら(1986)による実測データを基に推定し次式で与えた。

$$R_1 = 4.7\tau^{1.47} \quad (14)$$

底面摩擦力 τ の算定に必要となる波高・周期は、各節点からの風向による対岸距離を吹送距離とし、観測の3時間前から観測時間までの毎時10分間平均風速の平均値を用いて、S-M-B法により算定した。図-3はSt.4近傍において過去に計測された、波高・周期の2時間毎の実

測値を計算値と比較したものである。この場合、2時間毎の風速の観測値を4時間前まで平均して波高・周期を計算している。波高は比較的良く一致している。また、波高の大きくなる時の周期の計算値は実測値とほぼ近い値を示しており、SSの巻き上げの計算を行う上では、妥当な精度で計算できている。

光合成による生産は、一般によく用いられるように、式(15)のように日射量、栄養塩、温度の制限要素の関数を重ね合わせて表す。光制限関数は、現地の深さ方向の光合成変化を最も良く表す、飽和型に変形した Steele 式を深さ方向に積分平均して用い、飽和日射強度は前3日間の日射量を重み付けし、消散係数は観測値から、各々以下のように決定した (Lee *et al.*, 1991; 平山他, 1992)。

$$R_2 = \mu_{\max} \bar{g}(I) g(N) g(T) C_2 \quad (15)$$

$$\bar{g}(I) = \begin{cases} 2.718 [\exp(-ae^{-K_e h}) - \exp(-a)] / (K_e h) & \text{for } a = I_0/I_s \leq 1.0 \\ 1.0 & \text{for } a > 1.0 \end{cases} \quad (16)$$

$$I_s = 0.5(0.7I_1 + 0.2I_2 + 0.1I_3) \quad (17)$$

$$K_e = 0.03 \text{Chla} + 0.58 \quad (18)$$

$$g(N) = \min\left(\frac{DIP}{DIP + K_p}, \frac{DIN}{DIN + K_N}\right) \quad (19)$$

$$g(T) = (1.08)^{T-20} \quad (20)$$

ここに、 $\mu_{\max}$ ：最大増殖速度、 $\bar{g}(I)$ 、 $g(N)$ 、 $g(T)$ ：各々光、栄養塩、温度の制限関数、 K_e ：光の消散係数 [m^{-1}]、 I_0 ：毎時水面直下可視照度 (PAR)、 I_s ：飽和日射強度、 I_i ： i 日前 ($i=1-3$) の10-15時の平均 PAR、Chla：Chl.aの濃度 [$\mu\text{g/l}$]、DIP：溶存態無機リン濃度、DIN：溶存態無機チッソ濃度、 K_p 、 K_N ：リン、チッソ摂取の半飽和定数、 T ：水温、である。ChlaのSSへの寄与分は、底泥の巻き上げの影響の小さい観測点における Chl.a と POC の相関から (図-4)、Chla濃度を72.2倍して懸濁態炭素 (POC) 濃度を求め、その2倍を植物プランクトンによるSS濃度として C_1 に加え、総SS濃度とした (Winberg *et al.*, 1971)。また、底泥の巻き上げに伴う Chl.a の再浮上分を、St.2, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 12における底泥巻き上げ量計算値と Chla増加量測定値との比較から、 $0.05 R_1$ として計算し R_2 に加えた。

(3) 計算結果

流域を約2300の要素に分割し (図-5)、毎時観測値を線形補間した風速、瀬田川放水量実測値を入力して、流れの連続計算を行なった。以下に計算条件を記す。底質は殆どの領域で泥であるので、 $n=0.02 \text{ sec/m}^{1/3}$ とし、渦動粘性係数は数値実験の結果 $\epsilon_{xx} = \epsilon_{yy} = 8.0 \text{ m}^2/\text{sec}$ とした。図-6はSt.18における流速ベクトルの実測値と計算値とを比較したものである。計算値は深さ方向の平均値であり、また風速は毎時観測値を用いているため、風

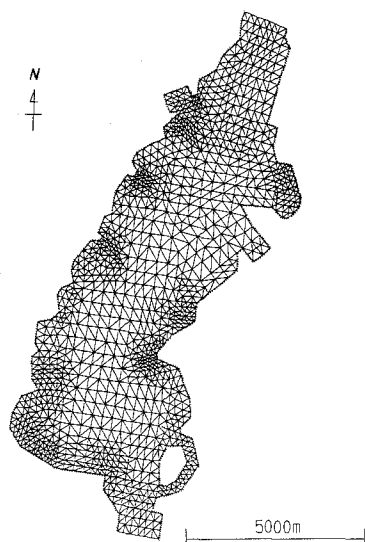


図-5 解析領域とメッシュ図

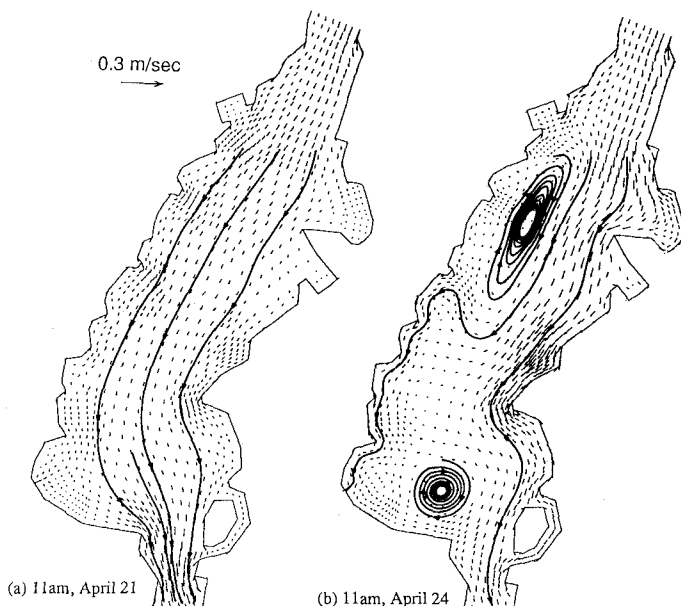


図-7 流速ベクトルの平面分布と流線

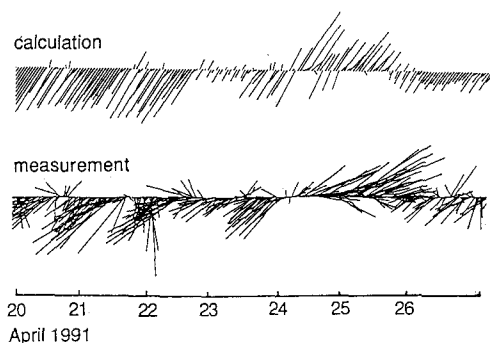


図-6 St.18における流速の計算値と観測値

向あるいは風速の変動の大きい時刻では相関が悪いものの、流れの特性は比較的良く計算できている。瀬田川放水量は、観測期間の前半と後半で $300 \text{ m}^3/\text{sec}$ から $133 \text{ m}^3/\text{sec}$ に半減している。前半はこの多い流量により、図-7(a)に代表されるように北から南へほぼ一様に流れている。これに対し、後半には流量の低下と、23日夕刻から25日の日中にかけて連吹した強い北東風により、図-7(b)に示すように、湖内には時計回りの循環流が発生した。この計算結果は、図-6に示した同時間帯の流速ベクトルの実測値が北東方向を差していることから、検証できる。これらの流況の違いは、流線によってよく確認できる。なお4本の流線は、比較のため図-7(a)、(b)共に同じ点から出発している。

各節点における波高、周期の計算値から求めた毎時の底泥巻き上げ量、毎時の日射量、毎時に線形補間した各節点栄養塩濃度、水温の実測値を入力して4月20日の観測値を初期値として与えて、SSとChl.a濃度の計算を行

なった。計算条件は以下の通りである。流れ方向の渦動拡散係数は、Harleman (1966) の式を基に Manning の粗度係数、流速、全水深 H の関数として次式により計算し各要素毎に変化させた。

$$E_{xx} = \lambda n (q_{11}/H) H^{5/6} (\text{m}^2/\text{sec}) \quad \dots\dots\dots (21)$$

ここに、 λ : 比例定数で200、全領域での E_{xx} の平均値は流速に応じて変化し、 $\bar{E}_{xx} = 6\text{--}15 \text{ m}^2/\text{sec}$ である。 $E_{yy} = 0.5 E_{xx}$ とした。最大増殖速度、分解定数等はキャリブレーションを行ない、 $\mu_{\max} = 1.0 \text{ d}^{-1}$ 、 $k_1 = 0.03 \text{ d}^{-1}$ 、 $k_2 = 0.15 (1.08)^{T-20} \text{ d}^{-1}$ 、 $w_{s1} = 5.2 \text{ m/d}$ 、 $w_{s2} = 0.42 \text{ m/d}$ とし、 $K_F = 1 \mu\text{g/l}$ 、 $K_N = 15 \mu\text{g/l}$ とした(平山他, 1992)。図-8はSt.5とSt.13におけるSSとChl.aの濃度変動である。St.5では4月20日から23日にかけて、沈降・移流によりSS、Chl.a濃度は減少し、風の強くなった24日、25日には底泥の巻き上げによりSSが増大する過程が計算により示されており、観測結果とも比較的良く一致している。このときChl.a濃度も23日の $6 \mu\text{g/l}$ から $12 \mu\text{g/l}$ に増えている。北東風に対して吹送距離の長いこの地点では、波高の増大によりSSとともに、底泥上の活性のあるChl.aが巻き上げられたものと判断できる。一方、St.13は水深が6mで、巻き上げの影響が小さく、SSは観測期間中 10 mg/l 以下である。Chl.a濃度は23日から26日まで光合成により増加しており、計算結果はこの現象を比較的良く再現している。SSの平面分布の比較を図-9に示す。4月22日は風速が $1\text{--}3 \text{ m/sec}$ と弱く、またChl.a濃度も低いため、SS濃度は南湖全域で低い。4月24日は $5\text{--}8 \text{ m/sec}$ の北東の強い風が吹いたために、底泥

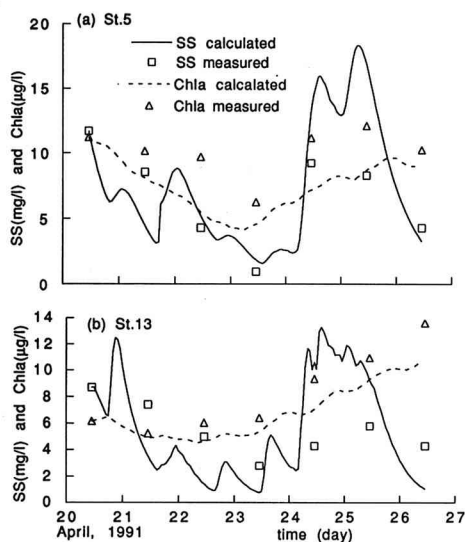


図-8 SS と Chl.a 濃度の時間変動

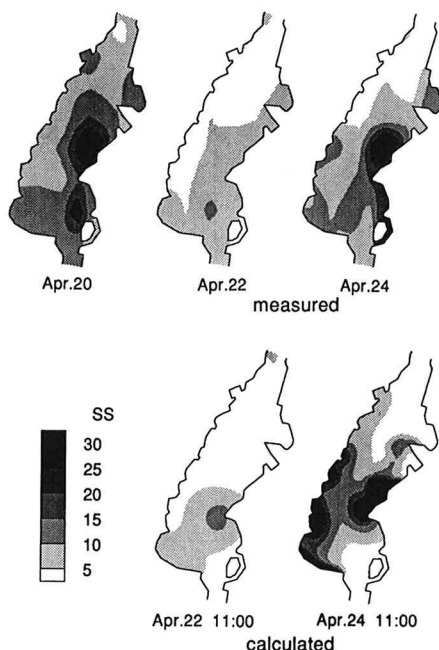


図-9 SS 濃度の平面分布の計算値と観測値

の巻き上げにより東岸、南岸域で SS 濃度が增大している過程が、数値計算により再現されていることがわかる。

4. おわりに

2次元1層流況モデル、および底泥の巻き上げと植物プランクトンの生産を気象条件の関数として組み込んだ SS と Chl.a に関する移流拡散モデルを組み立て、非成層期の琵琶湖に適用した。観測値との比較の結果、水質の時空間変動が、このモデルにより比較的良く再現できることが確かめられた。以下に得られた知見をまとめる。

1) 瀬田川からの放水量の半減と、北東風の連吹により、時計回りの循環流が生じる。

2) 北東風が連吹すると、吹送距離が長く、かつ水深が浅い、琵琶湖南湖の東岸、南岸で底泥の巻き上げにより SS 濃度が高くなる。

3) Chl.a 濃度が光合成および、底泥からの巻き上げにより、増加する過程がある程度再現できた。

今後は、各パラメータの影響をより明らかにするための数値実験、および違う季節における検討も進めたい。

参考文献

- 熊谷道夫・大西行雄・奥田節夫・横山康二 (1986): 浅い湖沼における透明度の予測モデル、滋賀県琵琶湖研究所研究報告 No. 86-A 04, pp. 65-69.
- 田中仁・首藤伸夫 (1980): 波、流れ共存時の底面摩擦に関する実験、第 27 回海岸工学講演会論文集, pp. 163-167.
- 平山彰彦・中西正己・宮島利弘・中野伸一・熊谷道夫 (1992): 短期的水質モデルパラメータのキャリブレーション、海岸工学論文集, 第 39 巻, pp. 976-980.
- Conor, J. J. and Brebbia, C. A. (1978): Finite Element Techniques for Fluid Flow, Butterworth Inc.
- Harleman, D.R.F. (1969): Ch. 12, Estuary and Coastaline Hydrodynamics, ed. A. T. Ippen, McGraw-Hill, New York, pp. 575-597.
- Lee, J.H.W.・平山彰彦・Lee Hok-shing (1991): 富栄養化した閉鎖性水域の短期的 DO モデル、海岸工学論文集第 38 巻, pp. 861-865.
- Wake, A. and Xiao, Q. (1989): Upper Niagara River Ice Dynamics Simulation, Phase I: Hydrodynamic simulation of the Grass Island Pool, Report submitted to New York Power Authority and Ontario Hydro.
- Winberg, G. G. and collaborators (1971): Symbols, units and conversion factors in studies of fresh water productivity, International biological program, pp. 1-23.
- Wu, J. (1973): Prediction of Near-Surface Drift Current from Wind Velocity, JJ. Hydraulic Div., ASCE 99.