小川原湖の長期塩分状態変化モデル の基礎的検討

BASIC STUDY ON MODELING THE LONG TERM VARIATION OF SALINITY CONDITION IN LAKE OGAWARA

石川忠晴¹・木下隆史²・赤穂良輔³ Tadaharu ISHIKAWA, Takashi KINOSHITA, and Ryosuke AKOH

 ¹正会員 工博 東京工業大学大学院教授 総合理工学研究科 環境理工学創造専攻 (〒226-8503 横浜市緑区長津田町4259)
 ²学生会員 東京工業大学大学院修士課程学生 総合理工学研究科 環境理工学創造専攻
 ³正会員 工博 東京工業大学大学院助教 総合理工学研究科 環境理工学創造専攻

The Lake Ogawara became eutrophicated very rapidly by contaminant upwelling from the anaerobic saline water layer which has been expanding for these ten years. This paper discusses a practical simulation model to predict the volume change of the saline layer under the increase of seawater intrusion from the Pacific Ocean. The model is composed of four parts; seawater flow to the lake mouth, density underflow on the lake slope, intrusion to the stratified lake water and vertical entrainment of anaerobic saline water to the surface mixed layer. The model is tested under the hydraulic condition of winter in three years; before, on the way of and after the water deterioration. Computation results reasonably reproduced the vertical salinity profiles observed in the terms.

Key Words : brackish water lake, seawater intrusion, expansion of salinity layer, eutrophication numerical modeling

1. はじめに

小川原湖は青森県の太平洋岸に位置する最大水深26m の汽水湖である.従来は中栄養状態(表層COD~3mg/l) が継続し,水産資源も豊富であった.しかし最近10年ほ どの間に表層のCODが5mg/1まで上昇し,漁獲高も減少し てきている.この間,流域の土地利用には大きな変化が なく流入河川水質も安定しており,また湖内でも大きな 工事等がないことから,湖水の急激な悪化は自然的要因 によっている可能性がある.

小川原湖の湖心部には海水の1/3~1/2の高濃度塩水が 溜まり、明確な密度躍層を形成しているため塩水層内は 貧酸素化し、未分解の有機物や窒素、リン、硫黄などの 各種イオンが高濃度で溶解している.最近10年間に高塩 分嫌気水塊の体積が急激に増加していることから、表層 の水質悪化は、塩分循環の加速による嫌気水塊内からの 物質輸送量増大に関連している可能性がある.実際、小 川原湖と太平洋を結ぶ高瀬川の逆流量(海⇒湖)も最近 10年間で増加している. 塩水侵入量の増加に連動した水質悪化として網走湖の 事例がある¹⁾. 同湖も最大水深が17mの深い汽水湖であり, 湖心部に高塩分嫌気水塊が存在している. 下流河道の改 修により塩分遡上量が増大するとともに高塩分嫌気水塊 が膨張し,表層水質が急激に悪化した. そこで現在は可 動堰により塩水侵入量を制御することが考えられている. 小川原湖の場合,高塩分嫌気水塊の膨張は自然的に生



図-1 小川原湖の平面形状および主要諸元



図-2 高塩分層の変化: (a) 塩分鉛直分布, (b) 塩分界面位置の経年変化

表-1 上層と下層の水質(2008年平均値)

	上層	下層
DO (mg/1)	11.6	0.7
COD (mg/1)	3.8	1.2
T-N (mg/1)	0.76	3.14
T-P (mg/1)	0.019	0.563

じているが、この傾向が継続するとすれば、高瀬川逆流 量の制御による湖沼環境管理が必要になると考えられる. そこで本研究では、高瀬川逆流量の増大に対する高塩分 嫌気水塊の応答を評価する実用的モデルを検討した.

2. 対象フィールドの概要

図-1に、小川原湖の平面形状と5mごとの等深線および 湖の主要諸元を示す.流入河川は湖の南西部に集中し、 流出部は北東の高瀬川のみである.湖水面と平均海水面 の差は30~40cmしかないので、高潮時には高瀬川で逆流 が生じ、その継続時間が長い場合には高濃度の塩水が小 川原湖に侵入する.長尾ら²⁰によれば、低気圧や高波浪 による海水面の上昇も塩水侵入に大きな影響を及ぼす. なお以下の検討では、高瀬橋観測所における流量および 上下層塩分と、最深部における毎月の塩分鉛直分布の データ(いずれも国土交通省による)を用いる.

図-2(a)に1998年と2008年の最深部塩分鉛直分布を, 図-2(b)に塩分界面位置の時間変化を示す.なお塩分界 面は,水面塩分と湖底上塩分の平均値となる水深として いる.約10年間で塩分界面の深度は20mから15mに上昇し ている.図-1の等深線からわかるように,水深15mでの 平面積は水深20mに比較して約3倍である.一方表-1は上 層と下層の水質の比較である.下層は常に嫌気化してお り,各種の物質が高濃度で溶解している.したがって塩 分界面の上昇と面積拡大により,それらの溶解物質が表 層に輸送されやすくなっていると考えられる.

過去に得られている種々の現地調査から、小川原湖の 塩分循環過程は図-3のように捉えられている. ① 潮位 が湖水位を上回ると海水が高瀬川を遡上する. 高瀬橋観 測データによれば、高濃度塩水が小川原湖にまとまって



図-3 小川原湖の塩分循環過程

流入する場合には概ね強混合状態になっている³. 高潮 位が長時間継続すると湖床急変点 (Plunging Point:以 下ではPLPと略す)に高濃度塩水が到達する.② PLPを 通過した高濃度塩水はPlume⁴となり,湖水を連行しな がら斜面を下る.なおPLPを越えなかった塩水は引潮時 に海へ排出される.③ 傾斜Plumeは等密度の層に侵入し, 高塩分層の体積が増加する.④ 一方,界面付近の塩分 は風や流れによって形成される乱流により表層に連行さ れ,低潮時に海に排出される.以下では,①~③の過程 を3節,④の過程を4節でモデル化する.

3. 塩分成層の形成過程

(1) PLPに 到達する 過程

高瀬橋では流量Qと上下層の塩分が計測されている. 石川ら³は、高瀬橋観測データから累積逆流量Vと海水 混入率Kの相関性を見出し、それをもとにPLPにおける 塩分フラックスを算定する実用的方法を提案している. Vは高瀬橋観測流量を逆流開始時刻から時間積分した量 である.またKは式(1)で定義される.ここにSは観測塩 分、 S_1 は海水塩分、 S_2 は湖水表層塩分である. $S=S_1$ のと きK=1、 $S=S_2$ のときK=0である.

$$K = \frac{S - S_2}{S_1 - S_2}$$
(1)

本研究では、新たなデータを用いて彼らの方法を再構成した.その結果を次頁図-4に示す.これからKとVの関係は式(2)の一価関数で概ね近似できることがわかる.

$$K = 1 - \exp\left(\frac{-V + 85}{48}\right) \tag{2}$$



図-4 高瀬橋における累積逆流量と海水混入率の関係



なお、式(2)で求まる塩分積分値のバランスから、海水フロントを仮にステップ関数で定義すると、式(2)においてK=1-1/e=0.632に対応するV(133×10⁴m³)で高瀬橋 観測所に達することになる.一方、水位がT.P. 0.4mのとき、河口から高瀬橋までの水体積は143×10⁴m³となる. このことから、上記の経験モデルは地形条件と整合的であると言える.以上より、高瀬橋流量Q(t)から塩分時系列S(t)が計算できる.S(t)の計算結果と観測データの比較の一例を図-5に示す.

過去の現地調査⁴によると、高瀬橋観測所—PLP間の水 体積は70×10⁴m³である。そこで図-6のように、式(2)を 70×10⁴m³移動し、PLPにおける $K(K_p)$ とVの関係を表す。 Vが V_p (155×10⁴m³)を超えると塩水が湖内に侵入する。 なお、実際の計算では、同図に示すように、 V_p から最大 逆流量 V_m までを差分化し、 ΔV ごとに侵入塩分を求める。

(2) 底層plumeの希釈過程

PLPを通過した高濃度塩水は底層plumeとなって湖心に 向かう.この過程に関する研究⁵⁾も行われているが、希 釈率については十分わかっていない.そこで本研究では 以下のような考えに基づき実用的モデルを作成した.

大規模な塩水侵入があると図-7に示すように塩分鉛直 分布が変化する.これから当該期間に湖心に到達した最 大塩分 S_c がわかり、これに対応する海水混入率 K_c を式 (1)から計算できる.一方、図-6に示した方法により得 られるPLPを通過した塩水の海水混入率 K_p の時系列から、 同期間における最大の K_p が求まる.両者の関係をプロッ トすると、図-8に示すようにほぼ一価の関係となり、 K_c







図-7 塩水侵入に伴う底層塩分の増大







は概ね K_p^4 に比例する. そこで次式により年ごとに α を 最小二乗法で求めると, 1998, 2004, 2008年度でそれぞ れ0.4, 0.48, 0.5となり, 徐々に増加している.

$$K_c = \alpha K_p^{4} \tag{3}$$

この理由は以下のように考えられる. 図-9にPlumeが通 過する経路の縦断地形を示す. 塩分界面が水深20m付近



図-10 塩分界面深度hとαの関係



図-11 塩分鉛直分布の変形過程

にあった1998年当時はPlumeが高塩分層に至る距離が3km 程度であったのに対し,界面が水深14mに上昇した2008 年では1.5kmに縮まっている.傾斜Plumeの湖水連行は主 にPLP直後の急斜面で生じるが⁵⁾,その後の緩斜面でも若 干は生じると考えられる.そこで α を塩分界面深度hの関数とし,図-10に示すように経験式を求めた.

なお希釈に伴って塩水体積は増加するが、本研究では 表層湖水(塩分S₂)によって希釈されるとし、次式で近 似的に計算する.

$$\Delta V_c = \Delta V \times \frac{K_p}{K_c} \tag{4}$$

(3) 塩分鉛直分布の変形過程

塩水侵入は間欠的に生じる.ここでは1つの塩水侵入 イベント前後の変化について考察する.塩水侵入前の密 度 ρ の鉛直分布が図-11(a)点線のようであったとする. Δ は計算格子幅(一定幅),*j*は湖底から水面までの格 子ナンバーである.密度 ρ_e ,体積 ΔV_e の塩水が流入した とする. $\rho_{j,l} \langle \rho_e \langle \rho_l$ であれば,塩水は $z=z_j$ の位置に侵入し, そこより上部の層は ΔV_e に対応して上方に押し上げられ る.その結果,塩分分布は図-11(a)の実線のように変形 する.各格子点の移動量 Δz_j は以下のように書かれる.こ こに A_l は $z=z_l$ における湖水の水平面積である.

$$\Delta z_j = \frac{\Delta V_c}{A_j} \tag{5}$$

なお,侵入塩水体積ΔVcに対応して湖水面が上昇するが,

等しい体積の表層水が流出するものとして計算上の水位 は一定にする.

次に各層の塩分量が保存されるように,等間隔格子 (Δ)の密度ρ'を図-11(b)の実線のように求める.

4. 鉛直一次元混合モデル

密度成層した湖沼の混合現象を厳密に評価するには三 次元流動モデルが必要とされるが、実地形上で長期間の 計算を行うには計算時間や計算コストが大きく、必ずし も実用的でない、そこで鉛直一次元モデルを用いる.

銭ら⁶はDynamic Instability型の混合現象を鉛直一次 元**k**-εモデルで表現し, Kranenburgら⁷⁾の水槽実験および 霞ケ浦における現地観測⁸⁾の結果とよく一致することを 示した.そこで本研究でも同様の式を用いる.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial z} \left(A \upsilon \frac{\partial u}{\partial z} \right) = -f_x \frac{u|u|}{B_y}$$
(6)

$$\frac{\partial v}{\partial t} - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial z} \left(A \upsilon \frac{\partial v}{\partial z} \right) = -f_y \frac{v|v|}{B_x}$$
(7)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial z} \left(A \upsilon_{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) = 0$$
(8)

$$\frac{\partial k}{\partial t} - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial z} \left(A \upsilon_k \frac{\partial k}{\partial z} \right) = P_r + G - \varepsilon$$
(9)

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial z} \left(A \upsilon_{\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) = C_1 \frac{\varepsilon}{k} \left\{ P_r + (1 - C_3)G \right\} - C_2 \frac{\varepsilon^2}{k}$$
(10)

$$v = v_0 + C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \tag{11}$$

$$P_{r} = \nu \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^{2} + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^{2} \right\}$$
(12)

$$G = \frac{g}{\rho} \upsilon_{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$
(13)

ここに (u,v) は東西および南北方向流速, ρ は密度, ε は散逸率, k は乱れの運動エネルギー, A は各水深 の水平面積,v は各量の乱流拡散係数, P_r は乱れエネ ルギー生成項,G は密度成層による乱流抑制項である. C_1, C_2, C_3, C_m にはk- ε モデルの係数で標準値を用いる.

なお、銭らのモデルとは以下の2点で異なっている. 1つは、水平面積を含めて湖全体の収支式とした点である.2つめは、式(6)、(7)の右辺に減衰項を導入した点である。鉛直一次元モデルでは「x、y方向の微分」が含まれていないため、湖沼平面形状に依存する水平流動の減衰効果を直接的に表現できない。そこで水平流速の2乗に比例する減衰項を便宜的に付加した。ここに

(*B_x*, *B_y*) は東西および南北方向の代表幅で,ここでは 3.5kmと12.0kmとした.またfは無次元抵抗係数で,試行 計算の結果1.0とした.

式(6)~(10)を有限体積法で離散化し, 銭らと同様の 境界条件のもとで,塩水侵入イベントの間の塩分鉛直分 布の変化を計算する. [水面での境界条件]

$$\upsilon \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x, \quad \upsilon \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y, \quad \upsilon \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0, \quad \upsilon \frac{\partial k}{\partial z} = 0, \quad \upsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = 0$$
(14)

[底面での境界条件]

$$v \frac{\partial u}{\partial z} = 0, \quad v \frac{\partial v}{\partial z} = 0, \quad v \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0, \quad v \frac{\partial k}{\partial z} = 0, \quad v \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = 0$$
(15)

鉛直混合は風応力 (τ_x , τ_y) によって誘起されるが、ここでは次式によって算定した.

$$\tau_x = C_D \rho_a W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \tag{16}$$

$$\tau_y = C_D \rho_a W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \tag{17}$$

ここに (W_x , W_y) は東西および南北方向風速で,総合観 測所での観測値を用いた.また ρ_a は空気の密度, C_b は風 応力係数でWu⁹に従って与えた.

5. 冬季における塩分成層変化の再現計算

(1) 計算条件

湖水の密度pは主に塩分と水温に依存するが,前述の モデルは熱の授受に伴う水温変化を含んでいない.そこ で水温成層のない10月から3月における塩分成層を計算 して観測結果と比較する.この期間には河川流入が少な く湖水位が低下するため,夏季に比較して塩水侵入量は 多い.また水温成層がないために塩分界面での乱流強度 が高く,塩分の表層への連行量も多い.

塩分界面が水深20m付近にあった1998年度,17m付近に あった2004年度,および14m付近にある2008年度につい て計算した.計算の入力条件は,高瀬橋での流量観測値 と総合観測所での風向・風速観測値である.

各期間における上げ潮ごとの総逆流量を図-12(a)~ (c)に棒グラフで示す.図中には塩水がPLPに達するまで に必要な累積逆流体積も点線で示しており,これを超え ると塩水が小川原湖に侵入する.逆流量は1998年<2004 年<2008年と増加していることがわかる.これに対応し て冬期における河口水位と湖水位の差も経年的に増加し ているが,その原因は必ずしも明確でない.

前述の通り小川原湖の最大水深は26mだが,深い部分 は極めて局所的である.そのため最深部をちょうど観測 できることは稀であり,観測データの多くは水深25mま でとなっている.そこで以下では最大水深を25mとした.

小川原湖湖心部では塩分鉛直分布が毎月1回計測され ている.そこで計算初期条件は各年10月の観測日とし, 翌年3月の観測日までを計算した.

(2) 計算結果

各年の計算結果と観測結果を次頁図-13(a)~(c)に比較する. 点線が観測,実線が計算である. 鉛直座標は湖底を原点としており,水面位置はZ=25mである. 左端は



計算初期条件である. 1998年10月には塩分界面がZ=5m付 近にあり,翌年3月までに1m弱上昇している. 上層の塩 分はほとんど変化していない. 一方,2008年には既に10 月の界面がZ=10m付近にあり,冬季に底層塩分が大きく 増加している. 塩分界面位置はあまり変化していないが, 上層塩分は10月から2月にかけて約2倍になっている. こ れは底層から表層へ多量の塩分が連行されたことを意味 する. 以上の変化を本モデルは概ね再現している.

塩分分布鉛直分布は図-12に示した高瀬川逆流量の違いに依存するが、そのことを明確に示すために、表-2に示す2通りの数値実験を行った.その結果を図-14(a),(b)に示す.Case-1では1998年の初期条件に対して2008年の高瀬川逆流量を作用させた.その結果、塩分界面の計算結果は大幅に上昇した.一方、Case-2では2008年の初期条件に対して1998年の高瀬川逆流量を作用させ、その結果、塩分界面の計算結果は観測値より低下している.すなわち、高瀬川逆流量の変化(図-12)に対して湖内塩分分布は敏感に応答する.したがって、図-13における観測結果と計算結果の一致は、本モデルが概ね妥当であることを示しているといえる.

表-2 Case-1およびCase-2の計算条件

	初期条件	流量条件
Case-1	1998年	2008年
Case-2	2008年	1998年

6. おわりに

本研究では、高瀬川逆流量から小川原湖塩分状態を推 定するための実用的モデルを構築した。塩分界面が水深 20m付近にあった1998年、14m付近に上昇した2008年およ び中間的状態であった2004年の冬季の水理条件で数値シ ミュレーションを実施したところ、いずれの場合にも観 測結果と概ね一致した。

今後は夏季の水温成層に関するモデルを付加して通年



図-14 Case-1, Case-2の計算結果(実線)と観測データ(破線)の比較

計算を行い,高塩分嫌気水塊からの物質溶出による 水質の長期変動の研究に応用したいと考えている.

謝辞:国土交通省東北地方整備局高瀬川河川事務所 からデータを提供された.記して謝意を表する.

参考文献

- 池永均他:網走湖における塩淡二成層の形成と 挙動に関する研究,水工学論文集,第40巻, pp. 589-594, 1996.
- 2)長尾正之他:小川原湖への塩分侵入現象の確率 統計的考察,水工学論文集,第40巻,pp.583-588,1996.
- 石川忠晴,板井雅之,小沢康彦:小川原湖に侵 入する塩分の計算モデルの検討,水工学論文集, 第35巻, pp. 191-196, 1991.
- 4) 建設工学研究振興会:小川原湖塩水流動解析業

務報告書, 1993.

- 5) 長尾正之,石川忠晴,長島伸介:小川原湖に発 生する傾斜プルームの現地観測と連行係数の推 算,土木学会論文集,No.579/Ⅱ-41,pp.105-114,1997.
- 6) 銭新,石川忠晴: k-εモデルによる DI 型連行現象の再現性について、土木学会論文集, No. 593/Ⅱ-43, pp. 177-182, 1998.
- Kranenburg, C: Wind-induced entrainment in a stably stratified fluid, JFM, Vol. 145, pp.253-273, 1984.
- 8) 石川忠晴,田中昌宏:DIM 型の連行現象に関す る理論的研究,土木学会論文集,No.417/II-13, pp.99-108, 1990.
- Jin Wu: Wind stress and surface roughness at air-sea interface, Hydranautics, Incorporated, Technical Report 31-18, 1967.

(2013.4.4 受付)