

猪苗代湖における北部浅水域濁水の 移流拡散機構に関する検討

STUDY ON ADVECTION DIFFUSION PROCESS OF TURBIDITY
FROM NORTHERN SHALLOW AREA IN LAKE INAWASHIRO

青柳一輝¹・田中 仁²・藤田 豊³・梅田 信⁴・金山 進⁵

Kazuki AOYANAGI, Hitoshi TANAKA, Yutaka FUJITA, Makoto UMEDA and Susumu KANAYAMA

¹学生員 修(工) 東北大学大学院工学研究科(〒980-8579 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06)

²フェロー 工博 東北大学大学院工学研究科(〒980-8579 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06)

³正会員 博(工) 日本大学工学部(〒963-8642 福島県郡山市田村町徳定字中河原1)

⁴正会員 博(工) 東北大学大学院工学研究科(〒980-8579 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06)

⁵正会員 博(工) 五洋建設(株)技術研究所(〒329-2746 栃木県那須塩原市四区町1534-1)

Lake Inawashiro has been well known as the largest acid lake in Japan and its good water quality. Recently, water quality changes such as eutrophication and a rise of pH in the lake due to inflow from the northern urbanized area are now a big concern. In order to clarify the convection mechanism of polluted water from the northern area into the central lake area, continuous observation was carried out in autumn from November 10 to December 6, 2008. Furthermore, intensive observations were performed on November 9 and December 7, 2008 using a multi-parameter water quality meter. It is found that density current from the shallow water area is highly responsible for convection process of pollution load. Numerical simulation is also applied for investigating the flow characteristics and the convection process in the lake.

Key Words : Lake Inawashiro, field observation, numerical simulation, density current

1. はじめに

湖沼に代表される閉鎖性水域は水の交換が行われにくく、流動も穏やかである。そのため、流入負荷汚濁物質が蓄積しやすく、水質の維持保全及び改善が困難であるという特徴を持っている。閉鎖性水域における大規模な流動現象としては強い季節風によって湖全域を混合させる内部静振¹⁾、成層時の濁水貫入²⁾、地形性貯熱効果による水塊交換³⁾などが知られており、これによって水質の変動も生じることとなる。

本稿の対象領域である猪苗代湖は、水質的に良好な湖心域と、周辺域の観光地化に伴う汚濁負荷の流入により水質の汚濁された北部浅水域に大別できる。しかしながら近年は北部水が清澄な湖心水と混合し汚濁が拡散することによる湖全体における水質の悪化が懸念されている。

これらのことを背景として、著者らは猪苗代湖において、北部濁水の湖心水域への移流拡散過程を捉えることを目的とした現地観測を2008年秋冬季に行った。さらに、

数値シミュレーションによって猪苗代湖における濁水移流拡散プロセスの検討を行った。

2. 猪苗代湖の概要

猪苗代湖は我が国4位の大きさを誇る淡水湖であり湛水面積は103.9km²、周囲は55.32kmである。北部に浅水域を持ち、残りの部分はすり鉢上の形状となっている。滞留期間は5.4年であり⁴⁾、かなり閉鎖的な湖である。主要流入河川の長瀬川は全流量の凡そ50%を占めており、その支川の一つが強い酸性を示している。このため、猪苗代湖は我が国唯一の大型酸性湖となっている。また、本湖は環境省の公表におけるCOD基準での水質が平成14年度から17年度まで日本一になるなど清澄な湖として知られていた。これは、長瀬川河口で生成された凝集塊がリンや有機物を吸着し、沈殿しているためである⁵⁾。

猪苗代湖の研究は1911年に本多らによって静振の観測がなされたのが始まりであり⁶⁾、最近では水質や水温、

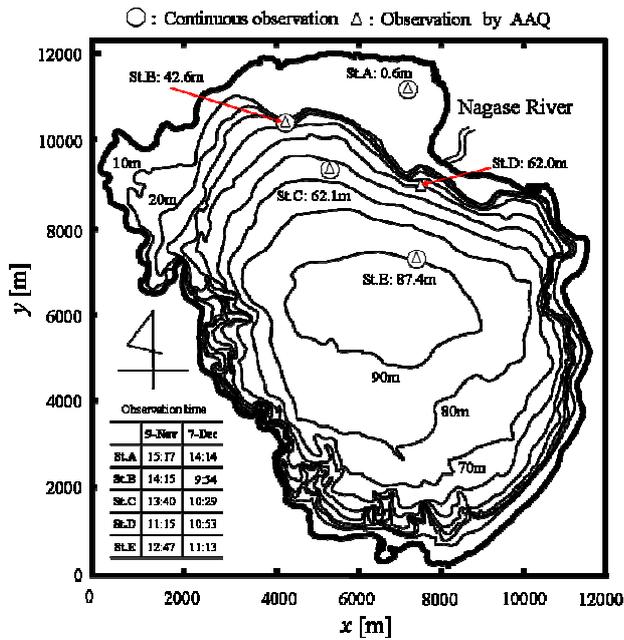


図-1 観測位置及び水深コンター

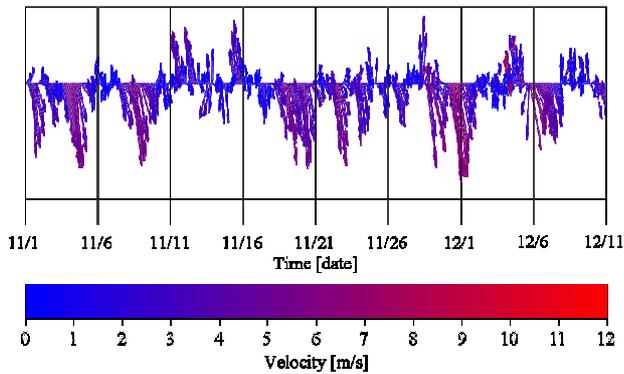


図-2 風速及び風向

流動に関する研究，内部静振の解析⁷⁾，吹送流及び河川流シミュレーション⁸⁾など様々なものがなされている。

しかしながら，近年は水質の悪化した北部水が湖心水と混合し汚濁が拡散することによって湖全体でのpHの上昇が生じており，それに伴った富栄養化問題が懸念されており，汚濁輸送メカニズムの解明は急務である。

3. 現地観測の概要

(1) 観測の期間及び器具の設置位置

2008年秋冬季に北部域から湖心域にかけて現地観測を実施した。図-1に観測位置，観測時間及び長瀬川の流入地点を示す。ここで，本研究では東西方向にx軸，南北方向にy軸，水深方向にz軸を取るものとする。

連続測定として湖内の水温及び物質輸送を把握するために11月10日から12月6日にかけて水温計及びセジメントトラップを設置した。水温計の設置箇所はSt.A, B, C, Eの4点である。水温計の設置高さはSt.Aでは水深50cm, St.Bでは10m, 15m, 20m, St.C, Eでは水深10m, 15m, 20m,

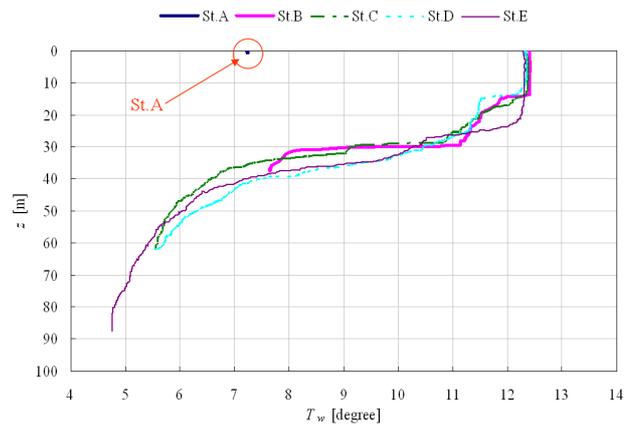


図-3 水温現地観測結果 (11月9日)

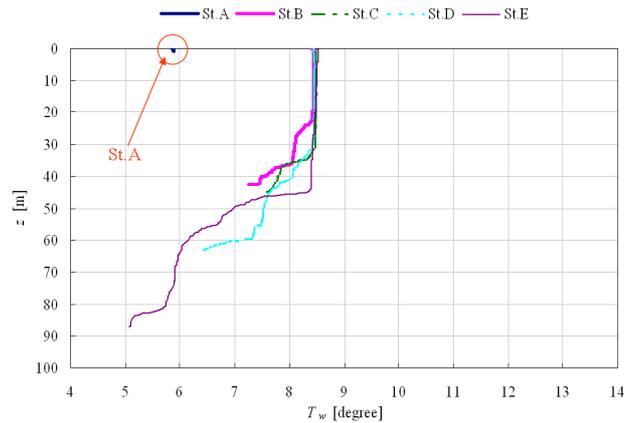


図-4 水温現地観測結果 (12月7日)

25m, 30m, 40m, 50mで，測定間隔は10分である。また，セジメントトラップの設置位置はSt.Aでは水深50cm, St.Bでは水深10m, 20m, St.C, Eでは水深10m, 20m, 30m, 50mである。また，連続測定前後に水温・水質観測を行った。観測には多項目水質計 (AAQ1183-PRO, アレック電子 (株)) 及びクロロテック (ACL2180-TPM, アレック電子 (株)) が用いられ，2008年11月9日と12月7日の2度実施された。観測地点は北部から湖心部にかけての濁水の移流・拡散機構を明らかにするために選定したSt.AからEの計5点である。

図-2に11月1日から12月10日にかけての風速及び風向の観測結果を示す。測定間隔はそれぞれ10分である。これより，風向は北西方向が卓越しており，風速も北西方向のものが他の方向よりものが強いことが分かる。

(2) 現地観測の結果

a) 水温連続観測の結果

水温連続観測の結果より，日が進むにつれ気温の低下に伴い水温が低下する傾向となっていた。また，11月30日には全観測地点で水温が一樣となる湖水混合が発生していた。さらに，全観測地点で水温の振動が見られ，特にSt.Aは水深が浅いため，振動は激しいものであった。

b) 水温・水質観測の結果

11月9日における水温の現地観測の結果を図-3に，12月7日のものを図-4に示す。

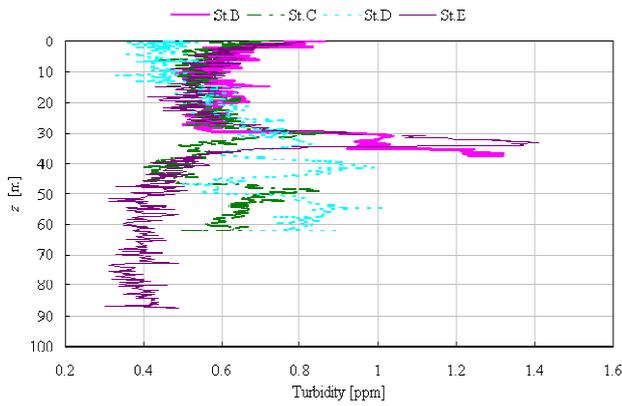


図-5 濁度現地観測結果 (11月9日)

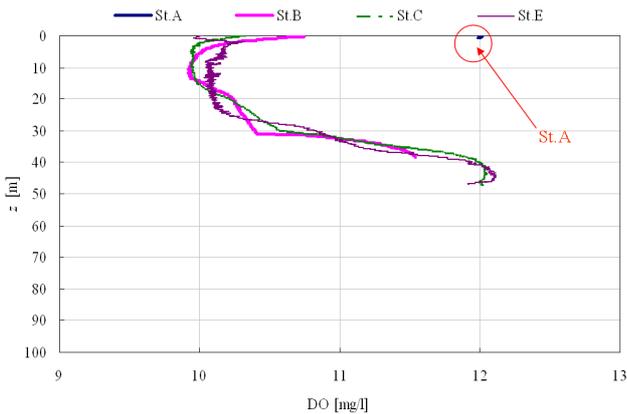


図-6 DO現地観測結果 (11月9日)

11月9日の時点では表層水の水温は北部浅水域St.Aで7℃、その他の湖心部では12℃と5℃程度の差が見てとれる。これは水深差に伴う負の地形性貯熱効果によって北部浅水域が湖心部よりも冷やされたためである。また湖心部では水温躍層が水深30mから40m付近に形成されており、水温はSt.Aと等しく7℃であった。これに対して、12月7日の時点では表層水の水温はSt.Aで6℃、湖心部では8.5℃と2.5℃程度の水温差が確認できる。しかしながら、11月9日の場合のように観測域全域で共通する深度をとる水温躍層は見えてとることができなかった。

11月9日における濁度の観測結果を図-5に、DOの観測結果を図-6に示す。これらより、濁度の値は水深30mから40m付近で値が高くなっていることが分かる。これは浅水域において風によって巻き上げられた底質が再浮上して密度流に含まれ⁹⁾、高い濁度を示したと考えられる。St.Aにおける濁度の値は4.8ppmと非常に高いものであり、風による巻き上げが生じていたことを裏付ける結果となっている。また、DOの値はSt.Aにおいて非常に高くなっている。これは北部に繁茂している水中植物や抽水植物の光合成及び浅水域での波浪に伴う酸素の溶け込みによって酸素含有量が高くなっている影響である。さらに、湖心域において水深30mから40m付近で値が急激に大きくなりSt.Aと同程度になっている。これより、密度流によって酸素含有の豊富な水塊が浅水域より湖心域へ貫入していると考えられる。

表-1 浮遊物質質量観測結果

Depth [m]	SS [g/m ² /day]			
	St.A	St.B	St.C	St.E
0.5	6.52	-	-	-
10	-	0.46	0.04	0.00
20	-	0.45	0.00	0.09
30	-	-	0.04	0.09
50	-	-	0.21	0.00

以上の水温・水質観測の結果から11月9日には北部域から湖心域にかけて密度流が発生していたと考えられる。

密度流の発生要因には、地形性貯熱効果による報告³⁾などがあるが、今回の観測により捉えられた密度流は北部浅水域がその地形特性により外気によって湖心部以上に冷やされることで生じた水温に起因する密度の高まり及び、強い北西風によって浅水域の底質が巻き上げられることによって生じた物質的な密度の上昇が合わさることで湖心水との間で顕著な密度差を生み、密度流が発生したと考えられる。

c) セジメントトラップの観測結果

表-1にセジメントトラップにより測定した各観測地点及び水深における浮遊物質質量の結果を示す。この結果は方向を考慮していない観測期間における積分値であり、川からの流入による濁質の輸送等他の水理現象も含まれてしまうため厳密な議論は出来ないが、浮遊物質の輸送にかかわる密度流の傾向を捉えることができる。

St.Aの0.5mにおける値が非常に高くなっているのは、風により巻き上げられた底質が直接セジメントトラップに入ったためと推測でき、これより底質の巻き上げが密度流の発生要因の一つとなっていたことが裏付けられる。また、St.Bでの値が大きな理由は、図-2に示された風速、風向及び設置位置が北部浅水域に比較的近かった事を踏まえれば、浅水域で発生した密度流が多く通過したためだと考えられる。さらに、St.Cの水深50mにおいてSt.A、Bを除く観測結果よりも比較的大きな値となっている。このことから、St.Cでは密度流が水深50m地点に多く到達したためであると推測できる。そして、St.Eでは浮遊物質はほとんど観測できず、50m未満の水深において、密度流が多くは到達しなかったと考えられる。

4. 数値シミュレーションの概要

現地観測によって猪苗代湖における北部浅水域濁水の中層貫入は捉えられた。この現象をより明確なものとするために、静水圧近似及びブジネスク近似に基づく準3次元モデル数値シミュレーションを用いることで猪苗代湖全域における湖水混合過程の検討を行った。

(1) 支配方程式

支配方程式では、3つの速度成分、水位を未知数としている。x, y方向の流速を求める運動方程式を示す。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = v_x \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + v_y \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^\eta \rho' dz + fv \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = v_x \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + v_y \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^\eta \rho' dz - fv \quad (2)$$

ここで、 u, v, w は(x,y,z)方向の流速、 η は自由水表面の高さ、 g は重力加速度、 ρ_0 は湖水の参照密度、 ρ' は(x,y,z,t)における水の密度、 v_x, v_y, v_z は(x,y,z)方向の渦動粘性係数、 f はコリオリパラメータである。

x,y方向の風によるせん断応力 τ_{wx}, τ_{wy} は以下に示す吹送方向のせん断応力ベクトル τ_w の(x, y)方向成分である。

$$\tau_w = \rho_a C_f U_{10}^2 \quad (3)$$

ここで ρ_a は空気密度、 C_f は摩擦係数、 U_{10} は海上10mにおける風速である。 C_f は近藤に倣い¹⁰⁾風速に応じた値を使用している。

鉛直流速 w は以下の連続式によって算定される。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

η の計算は自由表面での運動学的境界条件で連続式の深さ方向の積分に基づいており、以下の式で示される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\int_{-H}^\eta u dz \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\int_{-H}^\eta v dz \right] = 0 \quad (5)$$

水の密度は水温を用いて計算されており、以下の通りとなる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial q_h}{\partial z} \quad (6)$$

ここで q_h はヒートフラックス、 C_p は水の比熱、 $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$ は(x,y,z)方向の渦動拡散係数である。

また、濁度の計算を以下式によって計算している。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + (w - w_s) \frac{\partial C}{\partial z} = \varepsilon_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \varepsilon_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + \varepsilon_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (7)$$

ここで C は浮遊物質濃度、 w_s は沈降速度である。 w_s の値は既往の研究データ⁵⁾を用いてStokesの式により算出した0.000074m/sとしている。

v_z 及び ε_z はGalperin et al.¹¹⁾に示されたQETE(quasi-equilibrium turbulent energy)モデルにより計算されており、以下の式によって与えられる。

$$v_z = lqS_m \quad (8)$$

$$\varepsilon_z = lqS_h \quad (9)$$

ここで l は混合距離、 q は乱流強度、 S_m 及 S_h は無次元係数である。 S_m 及 S_h はBlumberg et al.¹²⁾によって以下のように定められている。

$$S_m = \{ B_1^{-1/3} - A_1 A_2 G_H [(B_2 - 3A_2) (1 - 6A_1 / B_1) - 3C_1 (B_2 + 6A_1)] \} / \{ [1 - 3A_2 G_H (6A_1 + B_2)] (1 - 9A_2 A_2 G_H) \} \quad (10)$$

$$S_h = A_2 \left(1 - \frac{6A_1}{B_1} \right) / [1 - 3A_2 G_H (6A_1 + B_2)] \quad (11)$$

ここで $G_H = (N/lq)^2$ 、 N は浮力振動数である。また A_1, A_2, B_1, B_2, C_1 は定数でありそれぞれ0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08という値を用いている。また、 $v_x, v_y, \varepsilon_x, \varepsilon_y$ は $1.0 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ という一定値を用いている。

数値モデルに関する詳細はPurwanto et al.¹³⁾に示されている。また解法は佐藤ら¹⁴⁾に示される差分法に従っている。

(2) 中立粒子を用いた湖水混合過程及び混合量の検討

本研究では湖水混合を視覚的に評価するという目的から、中立粒子を計算対象領域に配置して、その変動の追跡を行った。中立粒子は計算で得られる流速に従って移流するものとし、乱れ及び浮力は加味していない。

各座標系における中立粒子の位置を示す式を以下に示す。

$$x_s^{n+1} = x_s^n + \Delta t u_s^{n+1} (x_s^n, y_s^n, z_s^n) \quad (12)$$

ここで、 x_s, y_s, z_s は中立粒子のデカルト座標位置である。y方向及びz方向も同様の計算を行っている。

(3) 計算条件

計算格子として東西方向にx軸、南北方向にy軸を設定した。格子間隔 $\Delta x, \Delta y$ はともに100mとした。時間ステップ Δt はCFL条件を考慮したうえで10秒に決定した。気象データは11月8日の観測結果を用いており、水温は現地観測結果を参考にして設定している。濁度も同様に観測結果を参考に値を定めているが、浅水域は常に4.8ppmとなっており、風による巻上げは考慮していない。鉛直方向の層分割は、浅水部で細かく、深水部は粗くしており、最も深い地点で43層となっている。

(4) 計算結果及び考察

図-7, 8に計算開始からそれぞれ12時間、24時間後における水表面の温度変化及び中立粒子の変移を示す。トレーサーに着目してみると、強い北西風の影響を受け、湖東岸へと集められ、湖心部へと移流していく様子が見てとれる。また水温も東側で浅水域から湖心部へと低水温塊が流れ込んでいる。その後、トレーサーの移流を伴い北東部において湖心域への貫入が発生している。

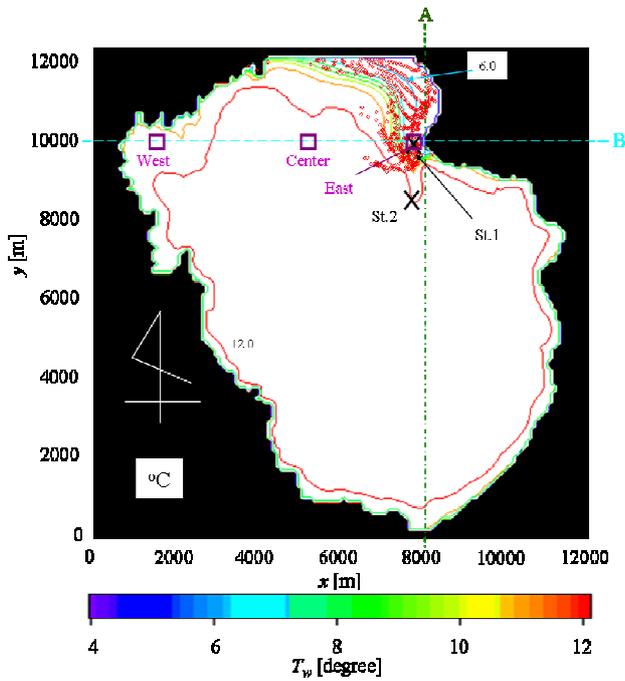


図-7 粒子位置及び水表面温度 (12時間後)

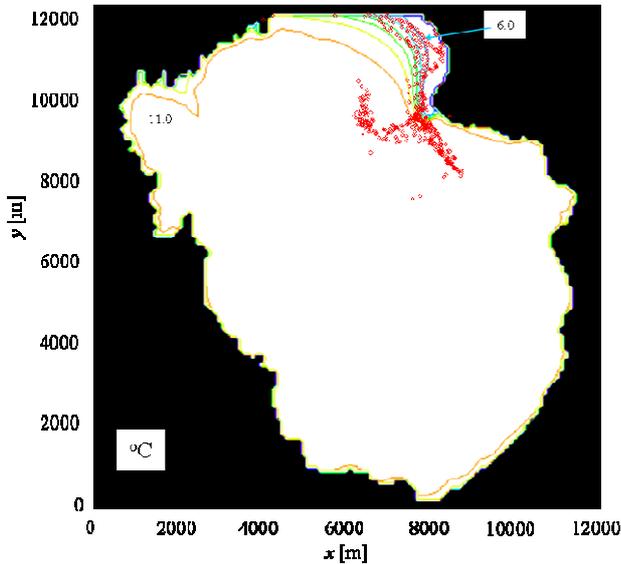


図-8 粒子位置及び水表面温度 (24時間後)

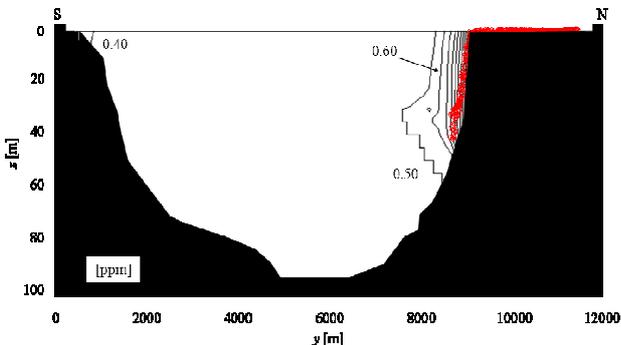


図-9 yz面における粒子及び濁度 (A断面, 12時間後)

図-9, 10に計算開始からそれぞれ12, 24時間後の南北断面より見た北部浅水域に設置した中立粒子の変位を示す。代表断面として $x=8000\text{m}$ 地点 (図-7, A断面) の濁度及び湖底地形を記載している。これらより, 計算開始

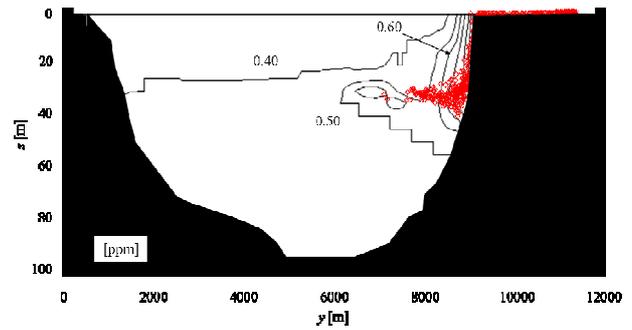


図-10 yz面における粒子及び濁度 (A断面, 24時間後)

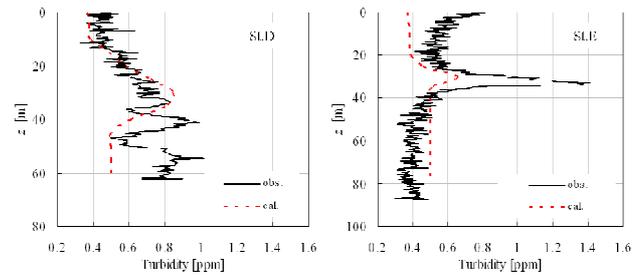


図-11 濁度の実測結果と計算結果 (St.D, E, 24時間後)

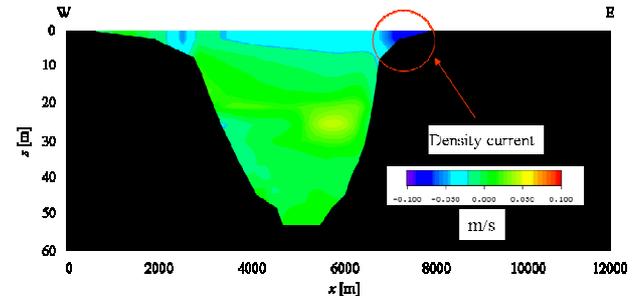


図-12 密度流の発生 (B断面, 18時間後)

から12時間後では, 中立粒子が沈降してはいるものの, 湖心域への水平移流は見えてとることができない。また, 濁度は 0.50ppm を境界として湖心域へと広がっているのが見てとれる。その後, 図-10には流れ込んだ密度流によって移流, 拡散の規模が大きくなっており, 代表断面における卓越した濁度の貫入が見てとれる。

図-11に計算開始から24時間後のSt.D, Eにおける濁度の実測結果と計算結果の比較を示す。これより計算値がSt.Dでは水深50m以降で小さく, St.Eでは, 水深30m付近で値が過小評価されていることが分かる。しかしながら, 全体としては貫入現象をよく表現できている。

図-12に $y=10000\text{m}$ (図-7, B断面) における南北方向における流速を示す。値は北に向かう流れを正としている。これより, 湖東岸において流速は 0.08m/s 程度の密度流の発生を見てとることができる。また, 密度流の規模は凡そ $190\text{m}^3/\text{s}$ であった。これは観測期間における長瀬川の平均流量 $8.6\text{m}^3/\text{s}$ よりも2オーダー大きなものであり, このことから, 秋冬季における湖水流動が長瀬川からの流入に起因するものではないことが裏付けられる。

図-13に水位及び南北方向流速の経時変化を示す。流速は各地点における水深1mのものであり, 北向きを正

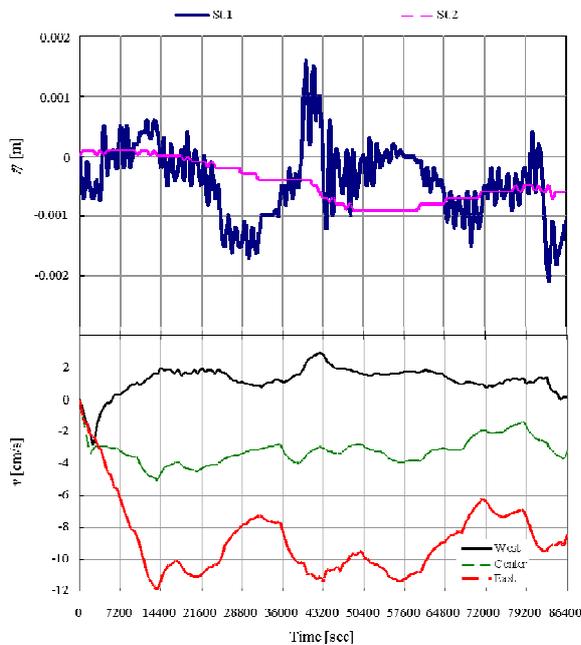


図-13 水位及び南北方向流速の経時変化

としている。計算結果の出力地点は図-7に示した通りである。これより、初めに、水温差による密度差から南方方向への流速が発生しているが、計算開始後10時間後から12時間後にかけてSt.1において吹き寄せによる水位上昇が発生して、St.2との間で水位差が生じている。これに伴い、湖西部では北向きの流れが発生している。同時期に湖中央部ではあまり大きな変化は見えてとることができないが、湖東部ではよりいっそう南向きの流れが強くなっているのが分かる。

以上のことから、北部域濁水が負の地形性貯熱効果によって生じた水温密度差及び強い北西風によって密度流となり、湖心域へ貫入していくことが明らかになった。

5. 終わりに

本稿は猪苗代湖における北部浅水域濁水の移流拡散プロセスを明らかにするために記述されたものである。現地観測の結果、北部浅水域から湖心域への濁水中層貫入を捕捉し、濁水の移流拡散過程を明らかにした。また数値シミュレーションより北部浅水域において、負の地形性貯熱効果及び風によって巻き上げられた底質により生じた高密度水塊が、強い北西風により、湖北東部へと集まることで密度流が発生し、湖内に循環流が発生するメカニズムを明らかにした。今後猪苗代湖の水質を維持回復していくためには、北部水域堆積有機物を含有する堆積泥を回収するなど、北部浅水域の水質の浄化が必要である。

謝辞：本研究を遂行するに当たり、学術フロンティア（代表：日本大学・長林久夫教授）の補助を受けた。こ

こに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 古本勝弘, 武政剛弘, 薦田広章, 一之瀬一雄: 風に対する密度成層閉鎖水域の内部静振応答: 第32回海岸工学講演会論文集, pp.722-726, 1985.
- 2) 森川浩, 大久保賢治, 村本嘉雄, 江副 哲: 成層湖における濁水の貫入層の形成機構, 水工学論文集, 第41巻, pp. 489-494, 1997.
- 3) 中村由行, 奥宮栄治, 中山恵介: 湖沼の平面的な水塊分布構造に及ぼす水面熱収支の影響, 海岸工学論文集, 第48巻, pp.1051-1055, 2001.
- 4) 千葉 茂: 猪苗代湖の水質, 学報, 野口英世記念館, 第6巻, 第1号, pp7-9, 1984.
- 5) 藤田 豊, 中村玄正: 猪苗代湖のリン除去に寄与する酸性河川長瀬川の凝集塊生成機構, 水環境学会誌, 30巻, 4号, pp.205-212, 2007.
- 6) Honda, K., Aichi, J., Okubo, J., Yamashita, Y., Sasaki, S., Ogura, Y., Mashima, S., Sato, S. and Nagaoka, H.: On the seiches of Lake Inawashiro, *The Science Reports of the Tohoku Imperial University*, Vol.1, pp.234-249, 1912.
- 7) Aoyanagi, K., Tanaka, H. and Fujita, Y.: Field investigation of internal seiche in Lake Inawashiro, *Proceedings of International Conference on Violent Flows 2007*, pp.213-219, 2007.
- 8) 宮村倫司, 文屋信太郎, 中林 靖, 吉村 忍: 猪苗代湖の吹送流および河川流シミュレーション, シミュレーション, 第25巻, 2号, pp.48-57, 2006.
- 9) 森川浩, 大久保賢治, 村本嘉雄: 成層湖斜面上の底泥の再浮上に伴う濁水の貫入現象, 水工学論文集, 第40巻, pp.607-612, 1996.
- 10) 近藤純正: 水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-, 浅倉書店, 1994.
- 11) Galperin, B., Kantha, L. H., Hassid, S., and Rosati, A.: A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows, *J. Atmospheric Sci.*, 45, pp.55-62, 1988.
- 12) Blumberg, A. F., Galperin, B., and O'Connor, D. J.: Modeling vertical structure of open-channel flows, *J. Hydr. Engrg.*, ASCE, Vol.118, NO.8, pp.1119-1134, 1992.
- 13) Purwanto, B.S., Tanaka, H., Kanayama, S., Takasaki, M. and Yamaji, H.: Transport mechanism in Nagatsura-ura Lagoon, *Proceedings of 2nd International Conference on Estuaries and Coasts*, pp.615-622, 2006.
- 14) 佐藤勝弘, 松岡道男, 小林一光: 効率的な3次元潮流計算法とその適応性について, 海岸工学論文集, 第40巻, pp.221-225, 1993.

(2009. 9. 30受付)