猪苗代湖における濁水移流拡散機構 に対する風の影響評価

EVALUATION OF ADVECTION DIFFUSION PROCESS OF TURBIDITY
DUE TO WIND EFFECT OCCURRED 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 located in the center of Fukushima Prefecture is an acid lake which had sufficient self-purification mechanism and the water quality was extremely good. In recent years, however, water quality became worse due to pollution from the surrounding area. Previous studies of the authors reported a density current from field observation and also numerical simulation to reproduce the current in the lake. In this study, the numerical model has been improved by introducing the effect of wind to turbidity in order to achieve a higher accuracy. Furthermore, several hypothetical wind conditions are imposed to have a better understanding of this effect. It is found that the density current is highly influenced by the wind velocity. Simulation using relatively weak wind speed shows that the density current occurs at the center of the northern shallow area, whereas by increasing the wind velocity, the density current occurs in the east side of the shallow area.

Key Words : Lake Inawashiro, numerical simulation, density current, neutral particle

1. はじめに

福島県中央部に位置する猪苗代湖は、別名天鏡湖とも呼ばれ、多くの人々から親しまれる貴重な水資源であるが、2008年9月に行われた水質一斉調査によって北部域の水質が劣悪であることが報告された¹⁾。この北部濁水が湖水混合^{2), 3)}によって湖全域へと広がり、湖の持つ自然の浄化機能を上回った場合に生じる、湖全域での急激な水質の悪化が、現在多くの人々に懸念されている。

著者らは秋冬季に猪苗代湖で水温水質観測を行い北部濁水の湖心水域への移流拡散過程を捉えると共に、数値シミュレーションにより濁水の移流拡散機構を再現及び検討して報告を行った⁴⁾。本研究ではこれをさらに発展し、吹送流による底泥濁質の巻上げを考慮することで、より実現象に近い再現計算を行った。また、風速を変化させる数値実験を行うことによって、北部濁水域からの濁水移流拡散現象に対する風の影響を検討した。さらに湖全体での水温躍層を挟んだ鉛直混合の評価を行った。

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、我が国唯一の大型酸性湖である。北部に浅水域をもち、その他の地域はすり鉢状という地形的特徴を有している。湛水面積は103.9km²、貯水量は3.86×10⁹m³であり、郡山市や会津若松市の重要な水資源となっている。主要流入河川は酸性河川長瀬川であり、全流入量の凡そ50%を占めている。また、本湖は酸性湖特有の自然の浄化機能⁵⁾を有しており、環境省の公表において、平成14年度から平成17年度までの4年間連続で、COD基準において我が国で最も水質の良好で清澄な湖として評価されていた。しかしながら、平成18、19年度の水質調査の結果では大腸菌群数が環境基準を超過しランク外へととなった。平成20年度の水質調査の結果では第2位へと返り咲いたものの、水質汚濁の兆候と考えられる現象が報告されており、今なお水質の悪化が懸念されている。

最近の猪苗代湖に関する研究としては、長瀬川から流

図-1 観測位置及び水深コンター

入する酸性水の拡散に関する数値シミュレーション⁶⁾、内部静振の解析⁷⁾などがなされている。

3. 現地観測の概要

本研究でモデルの検証のために用いられたデータは著者らによって2008年11月9日に実施された水温水質観測の結果である。図-1に猪苗代湖の水深コンター、観測位置、観測時刻及び長瀬川の流入地点を示す。ここで、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。また、計算では国土交通省東北地方整備局郡山国道事務所管轄の金曲観測所で測定された風速及び風向データを用いた。風向は16方位で測定され、風速、風向共に測定間隔は10分である。風速計の設置高さは6.6mであったため、対数則によって10mの高さの風速へと変換した⁸⁾。本研究では広大な計算領域を考慮して、カルマン定数 $\kappa=0.4$ 、空気力学的粗度 $z_0=0.001\text{m}$ としている。変換された風速及び風向は水表面に作用している風のせん断応力を推定するために、数値シミュレーションに用いられている。

4. 数値シミュレーションの概要

対象領域である猪苗代湖は広域であり、北部濁水の移流拡散機構を観測のみで捉えるのは困難である。そのため、数値シミュレーションによって湖水混合に対する検討を行った。本研究で採用したモデルは静水圧近似及びブジネスク近似に基づいており、空間に固定された層分割により鉛直方向の離散化を行うレベルモデルである。

図-2 風速及び風向

(1) 計算条件

計算格子間隔 Δx 、 Δy はともに100mとした。 Δz 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。計算期間は2008年11月8日から2日間であり時間ステップ Δt はCFL条件を考慮して5秒に決定した。図-2に計算期間における風ベクトルを示す。これより計算期間中は北西方向の風が卓越していることが分かる。また計算開始から6時間後頃に風速が8m程度となりピークを向かえ、その後は風が徐々に弱くなっている。水温及び濁度の初期条件は前出の現地観測結果⁴⁾及びTakuwa et al.⁹⁾による報告を参考にして設定している。

(2) 支配方程式

支配方程式では、3つの速度成分及び水位を未知数として、水平方向の流速は運動方程式より、鉛直流速は連続式より算定される。水位の計算は自由表面での運動境界条件で連続式の深さ方向の積分に基づいて求めている。

x, y 方向の風によるせん断応力は吹送方向のせん断応力ベクトル τ_w の x, y 方向成分であり、湖面上の摩擦係数 C_f は、近藤に倣い⁸⁾風速に応じた値を使用している。

x, y 方向の流れによる底面せん断応力 τ_{bx} 、 τ_{by} は底面せん断応力 τ_b の x, y 方向成分であり以下の式によって計算している。

$$\tau_b = \frac{\rho}{2} f (\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \quad (1)$$

ここで、 ρ は水の密度、 f は湖底面上の摩擦係数、 $\bar{u}$ 、 $\bar{v}$ は水深平均流速である。また、底質の巻き上げ量 E はLeussen et al.¹⁰⁾に従い以下の式によって計算している。

$$E = M \left(\frac{\tau_b}{\tau_e} - 1 \right) \quad (\tau_b > \tau_e) \quad (2)$$

$$E = 0 \quad (\tau_b < \tau_e) \quad (3)$$

ここで、 M は巻き上げ定数、 τ_b は底面せん断応力、 τ_e は巻き上げ限界せん断応力である。本計算では $M=0.00015\text{g/m}^2/\text{s}$ 、 $\tau_e=0.02\text{Pa}$ としている。

また、水温及び濁度は移流拡散方程式により計算している。浮遊物質の沈降速度は既往の研究データ¹¹⁾を用いてStokesの式より算出した 0.000074m/s としている。

鉛直渦動粘性係数及び鉛直渦動拡散係数はGalperin et al.¹²⁾に示されたQETE(quasi-equilibrium turbulent energy)モ

デルにより計算されている。また、水平渦動粘性係数及び水平渦動拡散係数は $1.0 \times 10^4 \text{m}^2/\text{s}$ としている。

数値モデルに関する詳細は青柳⁷⁾に詳しい。また解法は佐藤ら¹³⁾に示される差分法に従っている。本研究で用いられた計算モデルは、様々な研究領域に用いられ成果が報告されており^{14), 15)}、本稿の研究対象である猪苗代湖でも十分な解析精度を持つことが期待できる。

(3) 中立粒子を用いた湖水混合過程及び混合量の検討

本研究では中立粒子を計算格子上に配置して鉛直方向における湖水混合量の評価及び北部浅水域からの濁水の移流、拡散過程の視覚化及び評価を行った。中立粒子及び計算方法に関しては青柳ら⁷⁾と同様である。

4. 計算結果及び考察

本研究では湖水混合に対する風速の影響を比較するために風速を実測値、現実には起こりうる実測値の1.5倍及び実測値の半分、さらに無風時の4つのケースに分けて数値実験を行った。詳細を表-1に示す。

(1) 水温躍層を挟んだ上下層間の鉛直混合に対する検証

猪苗代湖では秋季に内部静振によって水温躍層が破壊され湖水の鉛直混合が生じることが既往の研究⁷⁾で明らかになっている。本研究では水深30mに位置する水温躍層を挟む上下層間での混合量を中立粒子によって計算した。中立粒子数の変化量 R_{ij} は以下のように定義される。

$$R_{ij} = N_{ij} / N_{j0} \times 100 (\%) \quad (4)$$

ここで N_{ij} は j レイヤーに初期配置された i レイヤーにある中立粒子数、 N_{j0} は j レイヤーの初期配置中立粒子総数である。添え字 i, j は1, 2であり、それぞれ、上層、下層を示している。ここで水表面から水深30mまでを上層、水深30mから湖底までを下層としている。

各ケースにおける計算開始から48時間後及び前出の報告にある内部静振発生時の中立粒子移動位置を表-2, 3に示す。表中のISは内部静振発生時の結果を示している。ISの計算条件に関する詳細は青柳らの報告⁷⁾に記載してある。これらの結果より、ISにおける混合量と比較すればすべてのケースにおいて鉛直混合はほとんど生じていなかったことが分かる。この理由はIS時の平均風速が9.7m/sだったのに対して、Case1における平均風速が4.2m/sと弱かったこと及び水温躍層の位置がIS時には水深15mであったのに対して、今回のケースでは水深30mであったためだと考えられる。

(2) 風速の相違による移流、拡散の変化に対する検証

図-5から8にCase1から4における計算開始から1日経過後の中立粒子の変位を示す。(a)ではxy面における中立

表-1 数値実験における風の状況

計算ケース	風速
Case1	実測値
Case2	実測値×1.5
Case3	実測値×0.5
Case4	風なし

表-2 中立粒子数変化量 ($i=1$, 48時間後)

計算ケース	$j=1$	$j=2$
Case1 [%]	96.1	3.9
Case2 [%]	92.0	8.0
Case3 [%]	98.3	1.7
Case4 [%]	98.3	1.7
IS [%]	82.6	17.4

表-3 中立粒子数変化量 ($i=2$, 48時間後)

計算ケース	$j=1$	$j=2$
Case1 [%]	1.6	98.4
Case2 [%]	6.0	94.0
Case3 [%]	0.3	99.7
Case4 [%]	0.3	99.7
IS [%]	12.0	88.0

粒子及び水表面温度を、(b)ではyz面における中立粒子及び濁度を示しており、代表断面としてCase1, 2では $x=7800\text{m}$ 地点を、Case3, 4では $x=6000\text{m}$ 地点を示している。中立粒子は初期状態に北部浅水域に設置したものである。これらより、Case1, 2の場合では、強い北西風によって生じた吹送流の影響により湖東岸に中立粒子が集められ、湖底に沿う形で移流して行き、湖心域の水深30mへと貫入していく様子が分かる。これに対して、Case3, Case4の場合では地形の急峻な $x=6000\text{m}$ 付近を中心として湖底地形に添うような形で広域な範囲での貫入が見て取れる。

浅水域から湖心域に入る境界付近での濁度はCase1, 2では吹送流により底質が巻き上げられて、それぞれ2.78mg/l, 7.38mg/lと大きな値になっていた。これに対して、Case3, 4ではそれぞれ0.26mg/l, 0.24mg/lとなっていた。

(3) 流量及び濁度fluxによる湖水混合量の検討

図-9から12にCase1から4における流量及び濁度fluxの経時変化を示す。検査断面は図-5(a)中に示した断面A($y=10000\text{m}$)であり、南向きに向かう量を正としている。

(a)よりすべての計算ケースにおいて流量の正味量はほとんど0であった。これは密度流に対して、補償流が生じたためである。また全てのケースにおいてある時刻までは流量が増え続けその後はほとんど一定値となっていた。本計算において $y=10000\text{m}$ 以北を北部浅水域とした場合における北部浅水域貯水量は凡そ 164200000m^3 となる。この値及びCase1における正の値での平均流量より算出した浅水域の滞留時間は39.5時間であった。同様にCase2では24.4時間、Case3で79.1時間、Case4では81.7時間と算出された。これらのことから、この時期にかけ

(a) xy 面における中立粒子及び水表面温度

(b) yz 面における中立粒子及び濁度 ($x=7800m$)

図-5 計算開始から1日経過後の中立粒子位置及び水表面温度、濁度 (Case1)

(a) xy 面における中立粒子及び水表面温度

(b) yz 面における中立粒子及び濁度 ($x=7800m$)

図-6 計算開始から1日経過後の中立粒子位置及び水表面温度、濁度 (Case2)

(a) xy 面における中立粒子及び水表面温度

(b) yz 面における中立粒子及び濁度 ($x=6000m$)

図-7 計算開始から1日経過後の中立粒子位置及び水表面温度、濁度 (Case3)

(a) xy 面における中立粒子及び水表面温度

(b) yz 面における中立粒子及び濁度 ($x=6000m$)

図-8 計算開始から1日経過後の中立粒子位置及び水表面温度、濁度 (Case4)

る北部浅水域と湖心域の水塊交換は早ければ一日程度、風が弱くとも数日程度で行われることが分かった。

これらの結果より、秋冬季において北部浅水域濁水は湖心域へと移流、拡散し頻繁に水塊交換がなされていることが分かった。

(b) より濁度fluxはすべてのケースで正となっているこ

とが分かる。このことから、この時期には風速によらず北部浅水域から湖心域への濁質の輸送が生じていることが分かる。また、すべてのケースにおいて、正の濁度fluxのピークは、流量のピークとほぼ同時期であり、その後濁質の巻上げのおさまりに伴い減少傾向を示した。また、濁度fluxの正味を時間積分した値はCase1で

(a) 流量経時変化

(b) 濁度flux経時変化

図-9 流量及び濁度fluxの輸送量経時変化 (y=10000m, Case1)

(a) 流量経時変化

(b) 濁度flux経時変化

図-10 流量及び濁度fluxの輸送量経時変化 (y=10000m, Case2)

(a) 流量経時変化

(b) 濁度flux経時変化

図-11 流量及び濁度fluxの輸送量経時変化 (y=10000m, Case3)

(a) 流量経時変化

(b) 濁度flux経時変化

図-12 流量及び濁度fluxの輸送量経時変化 (y=10000m, Case4)

32000ton, Case2で156700ton, Case3で4330ton, Case4で16700tonであった。

これらの結果より、秋冬季において北部浅水域濁水は湖心域へと移流、拡散し頻繁に水塊交換がなされて汚濁が希釈されることが分かった。しかしながら水質調査の結果⁹⁾より汚濁の量が自然浄化機能を上回り、猪苗代湖全体での水質汚染が進行していることが報告されている。このことから、北部汚濁域のみに対策を講じる事による猪苗代湖の水質の浄化は困難であるといえる。

(4) 密度流の発生形態

図-13から16にCase1から4での断面A(y=10000m)における計算開始から12時間後の南北方向の流速分布を示す。ここでは南向きに向かう量を正としている。これらよりCase1から3では湖東岸で密度流が発生していることが分かる。その速度はCase1で0.11m/s, Case2で0.18m/s, Case3では0.04m/sとなっていた。また、Case1, Case2では水表面における正の流れが発生していた。一方これらに対する補償流は密度流のように局所的なものではなく、湖全

図-13 南北方向の流速分布 (Case1, y=10000m)

図-14 南北方向の流速分布 (Case2, y=10000m)

図-15 南北方向の流速分布 (Case3, y=10000m)

図-16 南北方向の流速分布 (Case4, y=10000m)

体に及ぶ広域で緩やかな流速で発生していた。また Case3, 4では流れがほとんど確認できなかった。

5. 終わりに

本稿は猪苗代湖において秋冬季に生じる濁水の湖心域への移流、拡散に対する風の影響を検討したものである。結果として風速の違いによる流量、濁度フラックスへの

影響を明らかにし、北部浅水域濁水の滞留期間を算出した。また、密度流及び補償流の形態を明らかにした。

参考文献

- 1) 佐々木一男：猪苗代湖及び主要流入河川の水質（理化学分析等）について、みんなで守る美しい猪苗代湖の水環境フォーラム, pp.1-4, 2009.
- 2) 森川浩, 大久保賢治, 村本嘉雄, 江副哲：成層湖斜面上の底泥の再浮上に伴う濁水の貫入層, 水工学論文集, 第40巻, pp.607-612, 1996.
- 3) 銭新, 西部隆宏, 石川忠晴：霞ヶ浦高浜入りにおける日成層形成時の湾水交換量の推定, 海岸工学論文集, 第43巻, pp.1216-1220, 1996.
- 4) 青柳一輝, 田中仁, 藤田豊, 梅田信, 金山進：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, 水工学論文集, 第54巻, pp.1405-1410, CD-ROM, 2010.
- 5) 藤田豊, 中村玄正：猪苗代湖の水質保全に寄与する酸性河川長瀬川の凝集塊によるリン除去効果, 水環境学会誌, 30巻, 4号, pp.197-203, 2007.
- 6) 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.
- 7) 青柳一輝, 田中仁, 梅田信, 藤田豊, 金山進：猪苗代湖における風による湖水混合に関する数値実験, 応用力学論文集, 第13巻, pp.701-708, CD-ROM, 2010.
- 8) 近藤純正：水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-, 朝倉書店, 384pp., 1994.
- 9) Takuwa, M., Tanaka, H., Fujita, Y. and Yang, C.: Remote sensing and EOF analysis of surface temperature distribution in a lake, *Proceedings of the 10th International Symposium on Flow Visualization*, CD-ROM, 2002.
- 10) Leussen, W. and Dronkers, J.: *Physical Processes in Estuaries*, Springer, 560pp., 1988.
- 11) 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, 第30巻, 4号, pp.205-212, 2007.
- 12) Galperin, B., Kantha, L. H., Hassid, S. and Rosati, A.: A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows, *J. Atmospheric Sci.*, Vol.45, pp.55-62, 1988.
- 13) 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.
- 14) Purwanto B.S., Tanaka, H., Kanayama, S., Takasaki, M. and Yamaji H.: Mid-layer intrusion simulation in Nagatsura-ura Lagoon, *Proceedings of XXXII IAHR Congress*, CD-ROM, 2007.
- 15) 梅田信, 小西絵里子, 田中仁, 佐々木幹夫：浅い汽水湖における塩分変動解析, 水工学論文集, 第54巻, pp.1423-1428, CD-ROM, 2010.

(2010. 9. 30受付)