

小川原湖の密度躍層付近における 流動混合の構造について

CHARACTERISTICS OF VERTICAL MIXING IN THE HALOCLINE OF LAKE OGAWARA

笹嶋悠達¹・石川忠晴²・中村恭志³・鶴田泰士⁴・天野光歩⁵・遠藤真一⁶
Yuto SASAJIMA, Tadaharu ISHIKAWA, Takashi NAKAMURA, Yasushi TSURUTA,
Mitsuho AMANO and Shinichi ENDO

¹学生会員 東京工業大学大学院 総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259)

²フェロー 工博 東京工業大学大学院教授 総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259)

³正会員 博(理) 東京工業大学大学院准教授 総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259)

⁴正会員 工博 (株)建設技術研究所 (〒330-0071 さいたま市浦和区上木崎 1-14-6)

⁵正会員 工修 (株)建設技術研究所 (〒330-0071 さいたま市浦和区上木崎 1-14-6)

⁶正会員 国土交通省 東北地方整備局 (〒039-1165 青森県八戸市石堂 3-7-10)

The characteristic of vertical mixing in the halocline of Lake Ogawara is discussed being based on the field experimental data and the numerical simulation results. In the experiment, three ADCP were placed at the bottom of the three points in the lake for a few months in 2006 and 2007 respectively. The data show that intense shear flow frequently appears in the halocline and propagates upward. This phenomenon is considered to contribute the vertical mixing in the layer as well as the upward transport of substances from the underneath saline layer to the surface mixed layer. A 3-D numerical simulation based on k-ε turbulent model was adopted to investigate the phenomenon in detail. At first, calculations were carried out under the actual meteorological conditions to the model, which successfully reproduced the shear flow motion observed in the field. Then, numerical experiments were carried out under idealized meteorological conditions to investigate the basic characteristics of the phenomenon.

Key Words : brackish water lake, mixing, field experiment, numerical simulation

1. はじめに

本研究の対象である小川原湖は、青森県東部に位置する汽水湖である。現在は、ヤマトシジミをはじめ豊富な水産物を産出している。しかし次に示すような湖内の状況から、湖の水環境が今後、急速に悪化することが懸念されている。

小川原湖には経年的に強い塩分躍層が存在し、その下部の塩水層は常に嫌気状態にあり、未分解の有機物、硫化物や種々の栄養塩が溶解しており、魚類や貝類などは生息できない。この高塩分水の一部とそれが含有する種々の物質は、主に秋季から冬季にかけて上部の混合層に連行されることが知られている¹⁾。ただし現在のところは上層の体積が塩水層よりはるかに大きいので水質に大きな影響を及ぼしていない。

この塩分躍層は現在は水深16m付近にあるが、10年前

の観測データでは水深20m付近であった²⁾。この原因は不明だが、今後地球温暖化などの影響により海水位が上昇した場合、小川原湖への海水侵入の頻度が増し、塩水界面の位置がさらに上昇する可能性がある。それに伴い、下層に溜まっている種々の物質が表層に回帰する速度が高まり、湖の環境を破壊する恐れがある。

例えば、北海道にある網走湖では、下流河道工事によって塩水界面が上昇し、富栄養化状態となった。その結果、アオコ、青潮など水質障害が毎年発生しており、これを解消するために莫大な費用がつき込まれている。

小川原湖においてはこのような状況になる前に、水環境の変化を予測し、初期段階での対策により最小限の費用で水質保全を図ることが望ましい。そのためにはまず、塩分躍層付近における流動混合特性を調べ、塩水層に溶解する物質の表層回帰の機構を把握することが必要である。

小川原湖の流動に関しては過去に、長尾ら³⁾、西田ら⁴⁾、

鶴田ら⁵⁾が報告しているが、いずれも塩水侵入や傾斜ブルームなど、流れのある特徴的な部分に焦点をあてた研究となっている。躍層付近の流動に関しては、西田ら⁶⁾、石川ら⁷⁾が定点において観測を実施し、流動・混合現象について考察している。そこで本論文では、現地観測と数値シミュレーションにより、小川原湖の躍層付近における流動・混合現象の“空間的な”構造について考察し取りまとめた。

2. 現地観測の方法

(1) 小川原湖の概要

小川原湖の形状を図-1に示す。湖面積は63.2km²、湖水体積は $7.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、平均水深は約11m、最大水深は約26mである。主要な流入河川はいずれも南西部に流入し、流出部は北東部の高瀬川のみである。常時の水面標高はT.P.0.3~0.4mで、大潮および高潮時に潮位が湖水位を上回る時間が長時間継続すると、高瀬川を遡上した塩水が湖内に侵入し、底層密度流となって湖中央部に到達する。この塩水侵入は、気圧変動などの気象因子の影響によりかなり不規則であるが、過去の調査では6、7月及び11-1月の頻度が高い³⁾。

(2) 現地観測の概要

図-1に◎で示す3地点の湖底に、RD Instrument社製のADCPを設置した。中央水域の設置箇所はほぼ最深部にあたる。ADCPの周波数は、北部および中央水域が600kHz、南部水域が1200kHzで、鉛直分解能はともに50cmに設定した。観測期間は、2007年4月28日~10月13日である。また、国土交通省が図中の★で示す総合観測所に風向風速計を設置している。また、2007年7月2日~4日に、RD Instrument社製のADCPを搭載した3隻の漁船で、図-1にハッチで示す水域の流速分布を走査した。各水域のADCPの諸元は定点観測と同じである。同時に多項目水質計(アレック電子社製、AAQ-1183)を用いて塩分・水温の鉛直分布を計測した。なお、筆者らは2006年の秋季から冬季にかけても同様の手法で観測を行っている⁷⁾。本論文では紙面の都合上、最深部に設置したADCPの結果についてのみ提示し躍層付近の流動混合の構造について検討することにする。

3. 観測結果

(1) 観測期間の成層構造

2007年7月2日と2006年11月7日の最深部における成層状況を図-2に示す。この図は小川原湖における夏季と冬季の典型的な成層パターンを示している。夏季、冬季ともに、水深16m付近に強い塩淡水界面を形成しており、

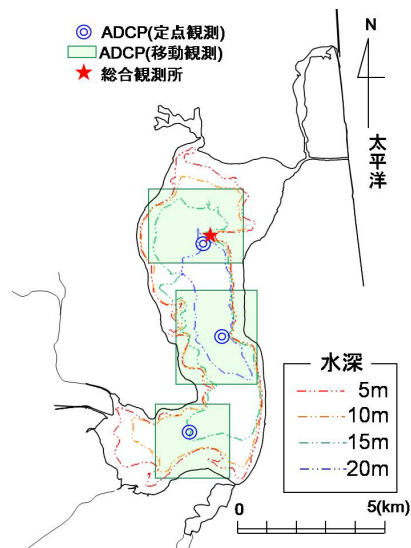


図-1 小川原湖の形状

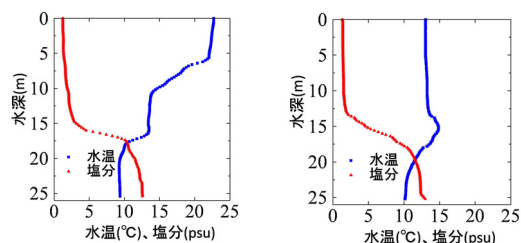


図-2 最深部の成層状況 (左: 夏, 右: 冬)

下層の高塩分層は年間を通して存在する。上層は、夏季には水温躍層が発達し概ね2層構造となるが、冬季はほとんど一様な状態である。

(2) 観測結果

夏季(2007年の観測結果)および冬季(2006年の観測結果⁷⁾)の最深部におけるADCPの記録を図-3(a) (b)に示す。なお流動は主に風によって誘起されと考えられることから、総合観測所の風記録を併せて示す。両期間とも密度躍層付近において、南北方向のシアが生じており、時間とともに下層から上層に伝播している様子が見える。またこの現象は頻繁に繰り返生じている。なお、東西方向流速はあまり出ていない。これらは、西田ら⁴⁾、また七ヶ宿ダム貯水池において横山ら⁸⁾が観測した現象と同じものであると思われる。横山らは数値実験を行いこの現象の原因として湖底の斜面地形の存在によって生じた可能性を指摘している。小川原湖においても図-1に示すように、湖北部および湖南部において斜面地形が存在することから同様の現象が生じたものと考えられる。

図-3で季節による違いを見ると、夏季は図-2に示すように塩分躍層より上で密度が鉛直分布を持っているため、密度流としてより浅い水深まで伝播している様子が分かる。冬季はシアの上方伝播は塩分躍層付近にとどまるが、下層の物質が混合層まで輸送されてくれば、後は混合層において簡単に拡がっていくと推測される。

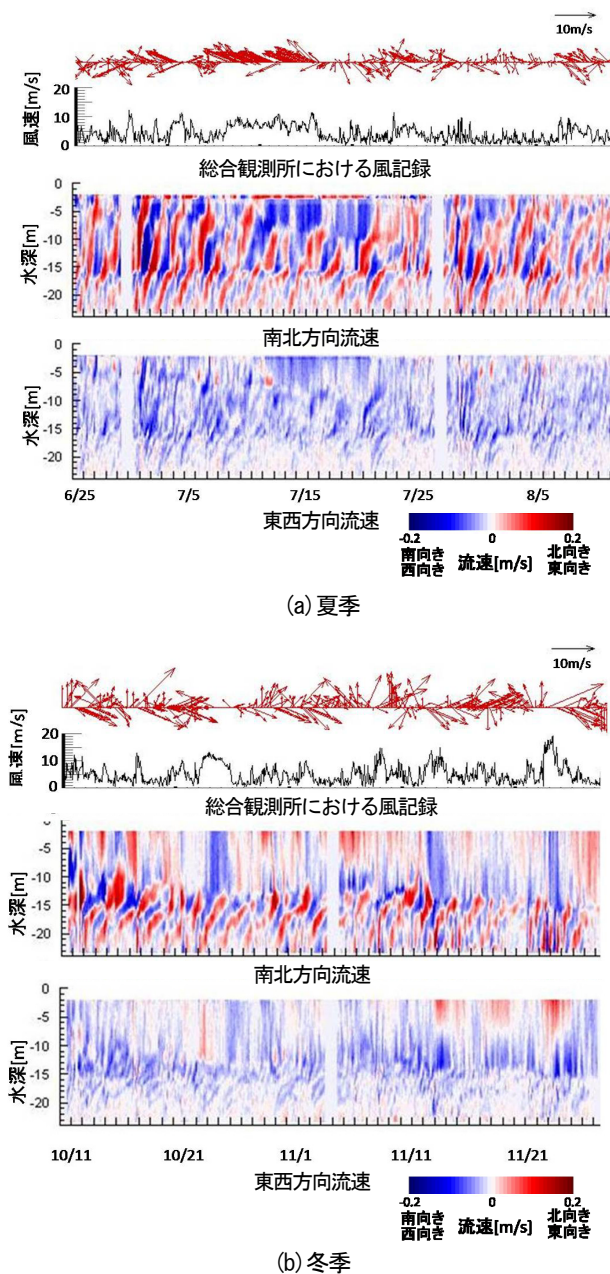


図-3 ADCPの記録と総合観測所の風記録

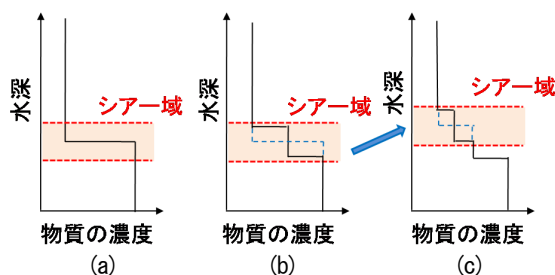


図-4 シアー域の上方伝播と物質輸送の関係

(3) シアーの上方伝播と物質輸送

前節で述べたシアー域の上方伝播は、高塩分層の溶解物の上方輸送を助長している可能性がある(図-4)。まず界面付近にシアーが発生すると(図-4(a))、その領域にお

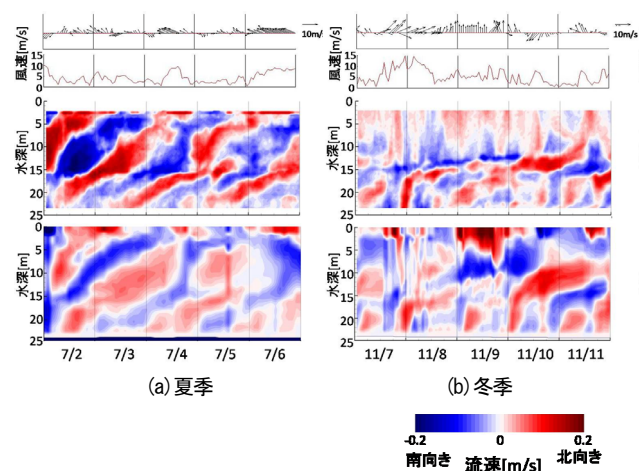


図-5 南北方向流速の観測結果(上)と計算結果(下)

いて乱流混合がおき(図-4(b))、青破線から黒線へと濃度が平均化される。その後、シアー域が上方へ移動すると、その領域内においてさらに混合が起こる(図-4(c))。このようにシアー域が上方へ移動することによって、上方への流れが無くとも、下層の物質が上層へ輸送され得る。

ところで、浅い湖沼では密度躍層が風上から湧昇して、急激な混合を生じることがあるが⁹⁾、小川原湖では塩分躍層が水面まで湧昇する現象は確認されていない。一方、シアーに伴う密度躍層付近の混合に関する従来の定式化では¹⁰⁾、図-4に示すタイプの混合は考慮されていない。そこで本研究では、このシアーの上方伝播の性質について、数値実験により検討した。

4. 数値実験

(1) 数値計算モデル

本研究ではNakamura et al.¹¹⁾によって開発された、k-ε乱流モデルに基づく非静圧3次元密度流解析モデルを使用した。同モデルは、基礎方程式の解法に高精度移流解法であるConstrained Interpolation Profile(CIP)法を用いるとともに、Soroban格子法を用いて密度躍層付近に格子点を集中させることで、数値拡散誤差の少ない解析モデルを実現している。計算法の詳細についてはNakamura et al.¹¹⁾の論文を参考にされたい。

(2) 観測結果の再現計算

計算は夏季、冬季それぞれ行い、初期条件として図-2に示す塩分、水温を湖内全域で一様に与えた。なお、躍層付近の流動混合を検討することが主な目的であるため、日射による水温の変化や河川からの流入は考慮していない。助走計算期間は1週間とし、風は総合観測所において観測された結果を与えた。

図-5(a)(b)に最深部における南北方向流速の計算結果を観測結果と併せて示す。夏季の計算結果は、北方流と

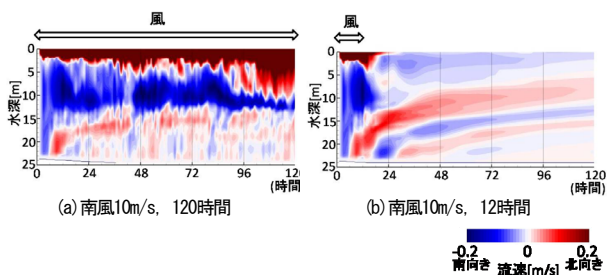


図-6 風を吹かせ続けた場合と途中で止めた場合

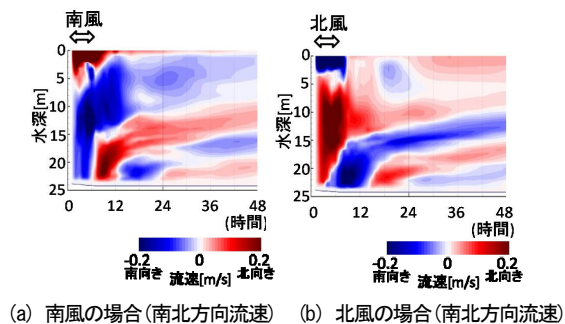


図-7 風向による違い

南方流がつくるシアのパターン、およびその上方伝播の様子が全体的によく再現出来ている。冬季の計算結果は、11/9の混合層において計算結果が強く出ているものの、11/10から11/11にかけての塩分躍層付近のシアの上方伝播の様子は概ね再現出来ている。また11/7から11/8にかけて強風が吹いたときに、表層で生じた流れがすぐに塩淡水境界まで伝わる様子もよく再現できている。以上のように、本流動モデルは、躍層付近の流動の様子を概ね再現できることが分かった。だが、ここで表れている観測結果および計算結果は、時々刻々と変化する風によって複合的に生じた結果である。したがって、この結果から風の状況と流動混合の構造の因果関係を把握することは難しい。そこで、次に風の入力条件を単純化し、数値実験を行うこととする。

(3) 数値実験

塩水層からの物質輸送は、水温成層の消失している冬季に活発化すると考えられる。そこでこの流動モデルを用いて、図-2に示す冬季の成層状態の下で風条件を種々変化させ、塩分躍層付近の流動と混合の様子を詳細に調べた。

まず、一定の風を継続して与えた場合と、風を途中で停止させた場合の流況を比較する。入力条件は、(a)南風10m/sを5日間吹かせ続けた場合、(b)南風10m/sを12時間だけ吹かせ停止させた場合とした。最深部における南北方向流速の計算結果を図-6(a)(b)に示す。風が継続する場合(a)は、表層付近で風と同じ方向の流れが生じ、そのすぐ下では逆向きの流れが生じている状態が続いており、観測で見られたようなシアの上方伝播は見られない。

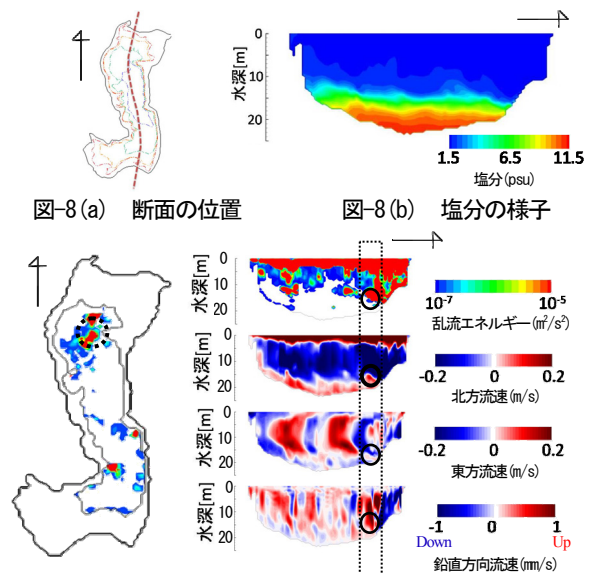


図-9 南風停止直後の様子

一方、風が途中で停止した場合(b)は、風停止後に塩分躍層付近(水深13~18m)において強いシアが生じ、時間とともに上方へ移動する様子が見られる。図-3を見ると、シアが周期的に生じており、西田⁶⁾、石川⁷⁾らはこれが内部セイシュの自由振動周期に対応するのではないかと推測していた。だが図-6(b)では、風停止後にシアの上方伝播が見られるものの、それが繰り返し生じていない。このことから図-3の一見周期的な運動は、風の発達・減衰にともなう強制振動に近いものではないかと考えられる。

次に、風向による違いについて検討した。計算は、小川原湖の湖長軸方向にあたる(a)南風、(b)北風の場合について行った。風はそれぞれ15m/sを6時間吹かせた後に停止させ、様子を比較した。図-7(a)(b)に最深部における南北方向流速の計算結果を示す。それぞれ風停止後にはシアの上方伝播が生じている。また、両者において流向は概ね対称的であり、傾向が似ている。そこで次に、南風および北風停止後の流動・混合状況を詳細に検討する。

a) 南風停止後の様子

まず風停止直後の湖内の塩分の状況を、図-8(a)に示す断面で切って図-8(b)に示す。北側に塩分躍層が傾いている様子が見える。この塩淡水界面においてどのように乱れが生じ、物質が下層から上層へ輸送されるかということが重要なので、南風停止直後の塩分濃度5psuの等濃度面(水深15-16mに相当)における乱流エネルギー k の発生状況を図-9の左に示す。なお図中の灰色の線は水深15mの等深線を示している。また、図-8(a)に示す断面で切った乱流エネルギー、南北方向流速、東西方向流速および鉛直方向流速を図-9の右に示す。風停止直後は、北部の水域で乱れが生じていることが分かる。その部分に相当する場所を断面図内において黒線で囲って示してある。鉛直方向流速を見てみると、その部分では上向き

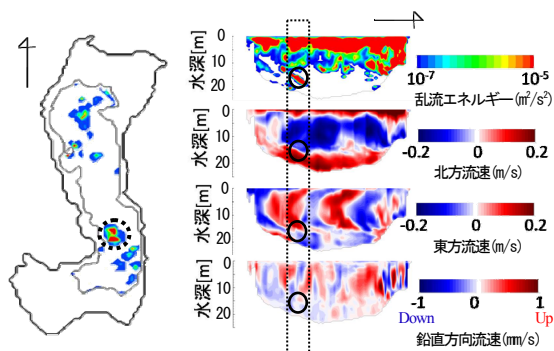


図-10 南風停止2時間後の様子

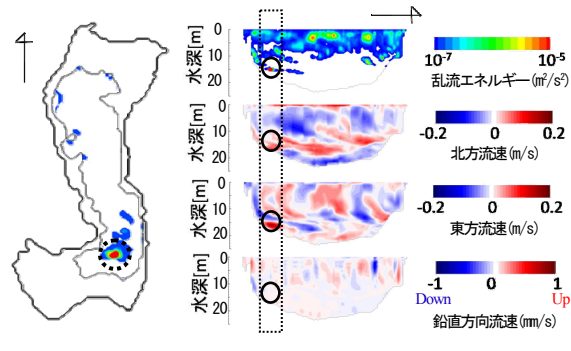


図-12 南風停止9時間後の様子

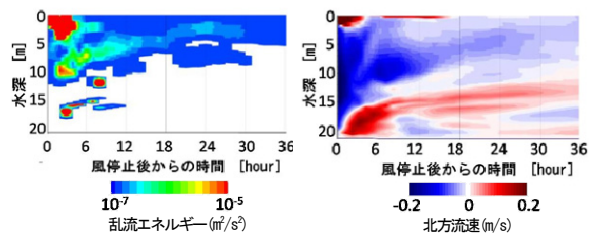


図-11 乱流エネルギーと南北方向流速の時間変化

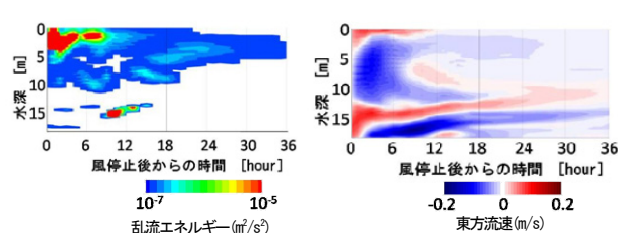


図-13 乱流エネルギーと東西方向流速の時間変化

の流れ(赤色)が強く出ている。このことからこの水域では、水塊自体が湧昇することで鉛直方向への物質輸送が生じると考えられる。

次に南風停止2時間後の様子について同様に図-10に示す。この時間になると今度は南部の水域の方が塩分躍層付近で乱れが出ている。断面図においてその部分を見てみると、乱流エネルギーが斜めに強く生じており、これは南北方向流速のシアに対応するものである。ここで鉛直方向流速を見てみると、今度は上向きの流れが見えない。そこでこの地点における乱流エネルギーおよび南北方向流速の時間変化を図-11に示す。塩分躍層付近において南北方向のシアによる乱流エネルギーが時間とともに上方へ移動している様子が見える。したがってこの水域では、乱流域の上方伝播による物質輸送が生じると考えられる。

さらに南風停止9時間後の様子について図-12に示す。図-10と比較して、乱れの強い領域が南部に移動している。右に示す断面図で相当する場所(○印)では、南北方向のシアよりも東西方向のシアが顕著となっている。これは、湖南部で西側に入江が張り出すという小川原湖の地形特性によって、この場所が流れの結節点となり生じた可能性がある。また、この部分においても鉛直方向流速がほとんど生じていない。そこでこの地点における乱流エネルギーおよび東西方向流速の時間変化を図-13に示す。塩分躍層付近において東西方向のシアによる乱流エネルギーが時間とともに上方へ移動しているため、ここでも乱流域の上方伝播による物質輸送が生じていると考えられる。

b) 北風停止後の様子

北風停止直後の様子を南風の場合と同様に図-14に示す。この時間は南部の塩分躍層付近で乱れが出ており、

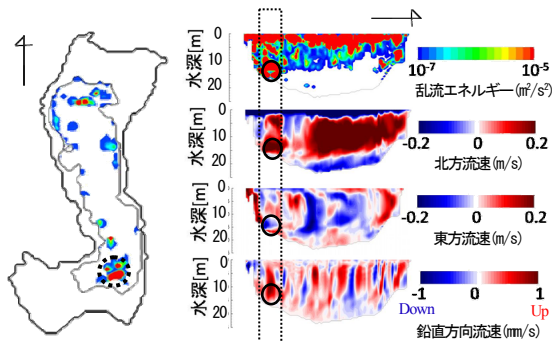


図-14 北風停止直後の様子

その部分に相当する鉛直方向流速を見ると、上向きの流れ(赤色)が強く出ている。このことからこの水域では、水塊湧昇による鉛直方向への物質輸送が生じると考えられる。

北風停止3時間後の様子について同様に図-15に示す。この時間は北部の塩分躍層付近で乱れが出ているが、断面図を見るとこれは南北方向のシアに対応していることが分かる。ここで鉛直方向流速を見てみると、上向きの流れが見えない。そこでこの地点における乱流エネルギーおよび南北方向流速の時間変化を図-16に示す。塩分躍層付近において南北方向のシアによる乱流エネルギーが時間とともに上方へ移動していることから、それによって物質輸送が生じると考えられる。

さらに北風停止9時間後の様子について同様に図-17に示す。南風の場合はこの時間帯において風上側の水域で東西方向のシアによる乱流エネルギーが生じていたが、北風の場合にはその様子は見えない。このことから、南風の場合に東西方向のシアによる乱れが生じたことは、先に述べたように、小川原湖の北部と南部の地形特性の違いによるものであると考えられる。

以上のことから、小川原湖における流動・混合の空間的特徴を把握することができた。風向によらず、風停止直後には風下側の水域において水塊の湧昇による鉛直方向への物質輸送が生じ、また風停止数時間後からは、風上側において乱流域の上方伝播による物質輸送が生じることが推測できた。また、南風の場合は、風上側の湖南部において東西方向のシアによる乱流域の上方伝播が見られ、これは湖南部で西側に入江が張り出すという小川原湖の地形特性によるものと考えられた。

5. おわりに

本研究では、小川原湖の密度躍層付近における流動・混合の構造を把握するために、現地観測と数値計算を行った。そこで得られた結論は以下のとおりである。

- ・現地観測を実施したところ、密度躍層付近において強いシアが生じ、それが上方に移動する様子が頻繁に見られた。この現象は、西田ら、横山らが報告しているものと同一のものであり、塩水層からの物質の連行に重要な役割を果たしていると考えられた。また3次元流動計算を行ったところ、この現象を良好に再現することができた。
- ・本モデルを用いて数値実験を行ったところ、風下側では風停止直後に水塊の湧昇によって、風上側では乱流域の上方伝播による物質輸送が生じるという構造特性が見られた。また、小川原湖の南西部の地形特性に対応すると考えられる現象も見られた。

今後は下層から連行されてきた物質の混合層における水平輸送に関して検討を行い、小川原湖で実際に生じている水質環境の分布特性と関連づけて考察するとともに、将来の小川原湖の水環境を管理していくための適切な手法の検討につなげていきたいと考えている。

参考文献

- 1) 湖沼技術研究会：湖沼管理のための流動機構調査，河川環境管理財団，2003。
- 2) 藤原広和，花沢正樹，石川忠晴，西田修三，沢本正樹，西塚淳一：小川原湖の塩分鉛直分布と河口水位変動に関する現地観測，海岸工学論文集，第46巻，pp.416-420，1999。
- 3) 長尾正之，石川忠晴，長島伸介：小川原湖に発生する傾斜ブルームの現地観測と連行係数の推算，土木学会論文集，No.597/II-41，pp.105-114，1997。
- 4) 西田修三，佐野俊幸，中辻啓二：汽水湖における流動構造と物質循環過程，海岸工学論文集，第48巻，pp.1116-1120，2001。
- 5) 鶴田泰士，石川忠晴，西田修三，成田舞，藤原広和：小川原湖におけるヤマトシジミの繁殖環境について，土木学会論文集，No.705/II-59，pp.175-187，2002。
- 6) 西田修三，佐野俊幸：小川原湖の内部流動と混合現象に関す

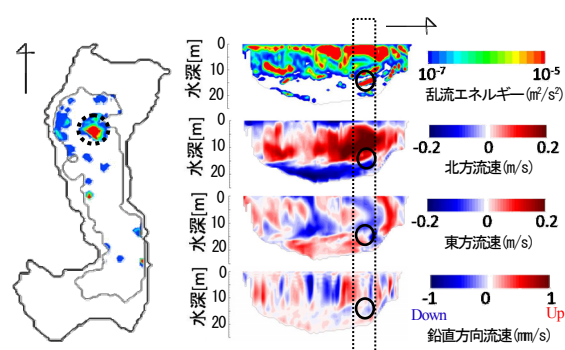


図-15 北風停止3時間後の様子

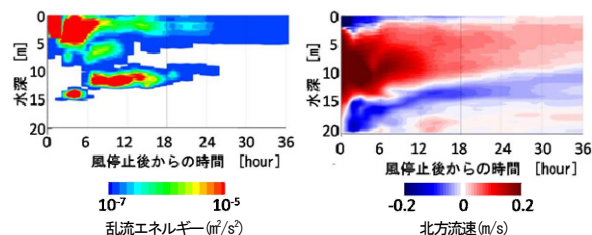


図-16 乱流エネルギーと南北方向流速の時間変化

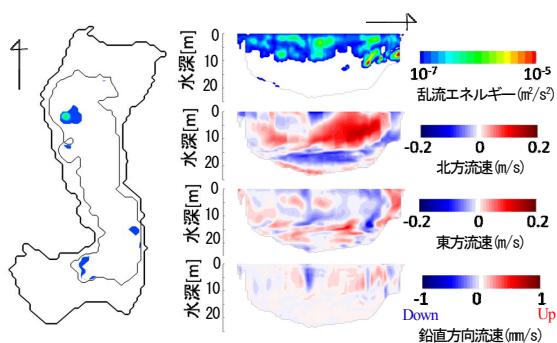


図-17 北風停止9時間後の様子

る現地観測，水工学論文集，第45巻，pp.1159-1164，2001。

- 7) 石川忠晴，笹嶋悠達，鶴田泰士，天野光歩，遠藤真一：小川原湖の環流特性について，水工学論文集，第52巻，pp.1261-1266，2008。
- 8) 横山勝英，新谷哲也：ダム貯水池の内部静振と定常的往復流のメカニズムに関する研究，水工学論文集，第50巻，pp.1273-1278，2006。
- 9) 例えば，新谷哲也，梅山元彦：風応力による三成層水域の応答に関する数値解析，水工学論文集，第46巻，pp.1007-1012，2002。
- 10) Price, J.F., Mooers, C.N.K. and Leer, J.C.V.: Observation and simulation of storm-induced mixed-layer deepening, J.Phys. Oceanogr., Vol.8, pp.582-599, 1978.
- 11) Nakamura, T. and Ishikawa, T.: Multi-Scale Numerical Solver for an Estuary River Flow using CIP-Soroban Method, 8th World Congress on Computational Mechanics(WCCM), Venice, 2008.

(2008. 9. 30受付)