

## D-0804 温暖化が大型淡水湖の循環と生態系に及ぼす影響評価に関する研究

## (2) 乱流・混合過程に伴う酸素フラックス量の定量化に関する研究

東京海洋大学

海洋科学部海洋環境学科 資源環境動態学研究室 山崎秀勝・長井健容

&lt;研究協力者&gt; 本間光・飯村浩一

平成20～22年度累計予算額：11,330千円（うち、平成22年度予算額：3,530千円）

予算額は、間接経費を含む。

[要旨] 夏季の成層状態において、微細構造観測プロファイラー(TurboMAP-L)、多周波音響測定装置(TAPS)、レーザー式粒径計測装置(LISST)及びホログラフィックイメージカメラ(Holocam)などを用いて24時間の連続観測を琵琶湖の北湖で行い、表層及び亜表層における水塊構造及び混合状態と生物指標(溶存酸素、蛍光強度及び音響の体積散乱強度)などを測定した。この結果、表層及び亜表層に強い乱流層があることが確認できた。また、これらの層の間には乱流混合がほとんど発生しない成層の強い層が存在することが分かった。この乱流の弱い層は鉛直フラックスを伴っておらず、観測期間中の気象条件のもとでは表層を通して中・低層への酸素の供給はないことが明らかとなった。この混合が弱い層の中には、酸素の局所極大層(2008年及び2010年)と局所極小層が存在していた。また、クロロフィルの極大層は水温勾配が急激に変化する躍層内に存在することが観測により確認された。2008年の場合、同一層において等価球半径0.31mmの動物プランクトンの個体数が高いことがTAPSにより判明した。2009年及び2010年の場合も、同一の層で粒径0.3mmの粒子が大量に存在することが明らかとなった。初年度と2年目の冬季の係留系データを基に、湖が冷却していく状態を解析した。この結果、表面冷却による対流現象と湖底面に沿って流下する密度流を捉えることができた。湖は全体が一挙に冷やされるのではなくて対流と密度流が間欠的に発生することを繰り返して冷却していくことが分かった。さらに、北湖東岸の緩斜面から得られたデータによれば、冷却の過程で冷水・低酸素・低クロロフィル層が波動の状態が存在することも確認できた。最後に、数値モデルを用いて低酸素状態の解消策として、冷水を80m深層から注入する方法を提案した。

[キーワード] 乱流、混合過程、フラックス、酸素、植物プランクトン

## 1. はじめに

夏季の海洋や湖は、成層状態が発達し表層の水塊と中・低層の水塊が混合することを抑制している。このような成層状態は表層混合層の下部に形成され、その成層の度合いが表層と中・低層との混合の効果に関係している。成層部分での混合が存在しなければ、成層状態は益々強化され表層水と独立した水塊が形成される。夏季は、表層では活発な植物プランクトンの活動により栄養塩が枯渇する傾向があるため、表層での生産を支えるためには中・低層からの栄養塩の供給が必要である。一方、植物プランクトンの活動のため表層混合層内には溶存酸素はしばしば過飽和の状態にある。ところが、中・低層は分解者や大型の魚類等を含めた生物活動により酸素が低下す

るため、これらの生物の生息を維持するには表層混合層から中・低層へ酸素の供給が必要である。

一方、冬季における混合は表層が冷却されることによって起こる対流現象と湖岸が冷却されることによって発生する密度流の貫入現象が卓越する。特に、冷却が強い場合には対流は表層から湖底にまで達することが予想され、この状態を一般に全循環と呼んでいる。冬季の表層対流は昼夜ともに発生していることが予想されるが、夜間の放射冷却がどの程度の混合効果をもたらすかは不明である。冷却され重くなった湖岸の水塊が密度流として縁辺部の境界を這うように貫入してくる現象も湖底に酸素を供給する過程として重要な役割を果たしていることが想像できるが、その定量化は未だ試みられていない。

## 2. 研究目的

夏季の生物生産が活発なとき、湖底付近ではバクテリアなどによる生化学的な反応が活発で盛んに酸素を消費し、溶存酸素量が湖底近傍で低下する。湖底で低下した溶存酸素量は湖底境界層内の渦動拡散により中層の溶存酸素によって補償される。中層の溶存酸素量が低下し続けると湖底近傍への供給ができなくなり、湖底は無酸素状態になる可能性がある。しかし中層への酸素の供給が表層を通して大気から与えられているのであれば湖底が無酸素状態になることはない。そこで夏季において表層で吸収された酸素が中層に渦動拡散により供給されるかを検討する必要がある。仮に、表層が中層への供給源として期待できないのであれば、中・低層は冬季に与えられた溶存酸素量を初期条件として、次の冬季までは減少し続けると考えることができる。

冬季においては、低下した中・低層の溶存酸素量を上昇させる物理過程が発生する。最も卓越する過程は表層の冷却によって発生する対流現象である。急激な表層の冷却によって表層水は密度を増して、湖底まで到達することもある。さらに近年の研究によれば湖岸で冷やされた水塊が湖底に向かって密度流として沈降していくことが報告されている。冷却対流および密度流は共に表層水を起原にしているため低層に対して酸素の供給源となり得る。湖底近傍に対する酸素の供給源として、それぞれが果たす割合を定量化しなければ予測精度の高い数値モデルを開発することは出来ない。

以上の点に着目し、夏季と冬季において観測を実施し、以下のことを明らかにする。

- (1) 夏季の成層条件下において大気からの酸素は表層を通して中・底層へ渦拡散により伝播するかどうか観測データを基にして評価する。また、混合状態とプランクトン等の生物層との関係を明らかにする。
- (2) 冬季の対流による混合と湖岸冷却による密度流の実態を観測から明らかにする。
- (3) 仮に低酸素層が湖底に取り残された場合、その解決策のひとつとして河川水を注入する方法が有効であるかどうかについて数値モデルを用いて検証を試みる。

## 3. 研究方法

### (1) 夏季の観測

夏季の成層状態における酸素フラックスに関する状態を把握するために、微細構造観測プロファイラーTurboMAP-Lを用いて24時間の連続観測を行い、表層及び中層における乱流・混合状態を計測した。観測は図1に示す[X]地点において滋賀県琵琶湖環境科学研究センターの実験調査船「はっけん」に乗船し行った。観測は2008年、2009年及び2010年の3回実施した。TurboMAP-Lによる微

細構造観測と並行して多項目観測装置F-Probeにより酸素と蛍光光度の鉛直分布を測定した。また、2008年の観測では、さらに動物プランクトンの分布状態と混合との関係を調べるために多波長音響測定装置TAPS（測定周波数420, 700, 1100, 3000 kHz）を用いて音響散乱層の測定を行った。2009年の観測ではTAPSが使用できなかったため、レーザー式懸濁物質計測定装置LISST-100Xを用いて懸濁物の粒径スペクトルを測定した。2010年の観測では英国の共同研究者Nimmo-Smith博士が独自に開発したホログラフィックイメージカメラ (Holocam) を用い、動物・植物プランクトンの詳細な映像とその分布を解析した。

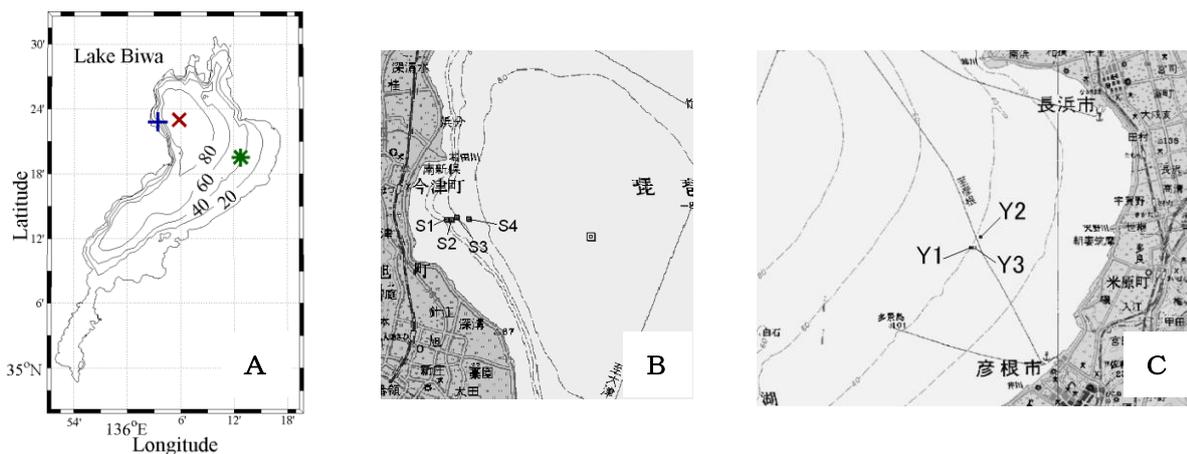


図1 (A) 夏季において24時間観測を行った地点[X]。 (B) 初年度の冬季係留系を設置した地点S1、S2、S3とS4。 (C) 2年度目の冬季係留系を設置した位置Y1、Y2及びY3。

TurboMAP-Lは、東京海洋大学資源環境動態学研究室が中心となりJFE-アドバンテック（旧アレック電子）の技術協力により開発した自由落下式微細構造計測プロファイラーである（図2）。プロファイラーは水中を約 $0.7 \text{ m s}^{-1}$ の速度で自由落下しながら、プロファイラーの先端部分に搭載したさまざまなプローブによって微細構造を計測することができる。搭載しているプローブは乱流速度成分を計測するシアプローブ（2本）、高解像度温度計FP07、高精度温度・電気伝導度計、圧力計、LED蛍光光度・濁度計、レーザー蛍光光度計さらに3軸の加速度計である。本体にはさらにミニカメラシステム（DSL190-VdtII, リトルレオナルド）が搭載されており、LED蛍光光度計の光源を利用して植物プランクトンの分布状態を映像で捉えることができる（図2B）。レーザー蛍光光度計は世界に先駆けて資源環境動態学研究室が開発したプローブで、植物プランクトンの分布状態を数ミリメートルスケールまで計測が可能である（図2C）。本計測装置は乱流状態を直接計測しながら、微細な植物プランクトンの状態をレーザープローブと映像で同時に捉えることができる世界で唯一の測器である。

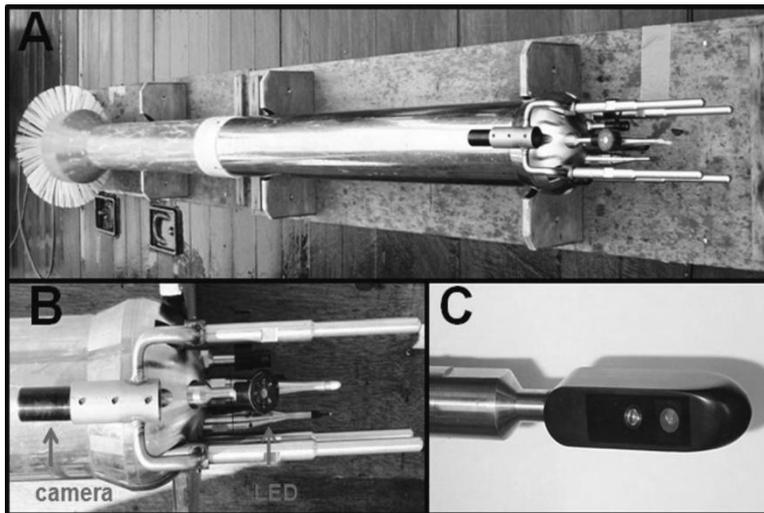


図2 A: 微細構造観測プロファイラーTurboMAP-L; B: ミニカメラシステム (DSL190-VdtII, リトルレオナルド); C: レーザー式蛍光光度プローブ

TurboMAP-Lは15分間隔で計測を行い、一時間に一度の割合でF-Probeによる多項目測定を行った。さらに、2008年の観測ではTAPSによる動物プランクトンの分布状態の計測を行い、2009年の観測ではLISSTにより懸濁物質の粒径スペクトルを計測した。また、2010年にはLISSTと共にホログラフィックイメージカメラを用いてプランクトンの詳細な分布を調べた。

2008年の観測では、さらに、溶存酸素の時系列的な変化を把握するため係留系を観測点の近傍に設け、5, 17.5, 85 m水深の溶存酸素量を計測した。2009年及び2010年の観測では、日油技研工業が開発を進めている沿岸用自己昇降装置を設置し、成層状態の数週間スケールでの変動を捉えることを試みた。

## (2) 冬季の観測

冬季の対流による混合と湖岸冷却による密度流の実態を明らかにするために係留系を設置した。2008年度は、図1Aに示す[+]地点において係留系を2009年1月8日に設置し、同年3月24日に回収を行った。S1 (図1B) には、密度流が形成される状態を捉えるために水深約30 mにサーミスターチェーンと磁気流速計 (ACM) を取り付けた (図3)。S1では、さらに、湖底直下 (泥中) と直上 (水中) の温度を測定し、熱フラックスの測定を試みた (図4)。次に、密度流の状態を捉えるためにS1から水深約55 mまで傾斜した地点にS2を配置した (図3)。この係留系には密度流の流速分布を計測するため湖底から20 mの位置に1000 KHzの超音波流向流速計 (AWAC、JFEアドバンテック) 及び水温・圧力計 (TD) を取り付けた、また湖底の流速を磁気流速計 (ACM) により測定し、湖底直上での酸素量をモニターするためにDO計を取り付けた (図3)。

2008年度は、急斜面 (西岸) での密度流を捉えることを目的としたが、2009年度は緩斜面での様子を捉える為、図1Aの[\*]の位置に初年度と同様の係留系を平成21年12月11日にY1とY2 (図1C) の地点に設置した。また、Y3の地点に自己昇降装置を設置した。自己昇降装置の回収は平成22年1月15日に行い、Y1及びY2の係留系は3月18日に回収した。

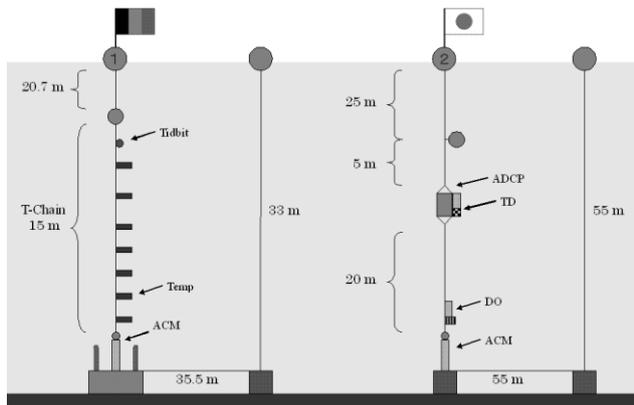


図3 係留系の概要。S1係留系（左）にはサーミスターチェーンと電磁流速計を取り付けた。S2係留系（右）には超音波流行流速計（AWAC）、水温・水深計、溶存酸素計および電磁流速計を取り付けた。

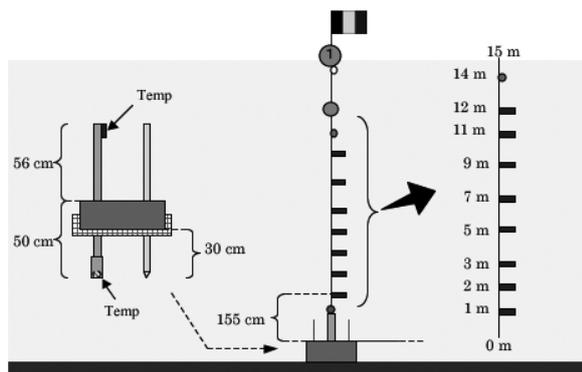


図4 湖底直上（水中）と直下（土中）の水温を測定するために塩ビのパイプと水温計と組み合わせて作成した湖底熱フラックス測定装置

#### 4. 結果・考察

##### （1）夏季成層期における乱流・混合過程と酸素フラックス量について

###### 1）表層の物理構造と浮遊生物の微細分布

微細構造観測プロファイラーTurboMAP-Lを用いて24時間の定点観測を行い、密度の鉛直構造から成層の度合を表すパイサラ周波数、 $N$  ( $s^{-1}$ )、を求めたところ、水温が急速に低下している10–20 m層で極めて高い値が観測期間を通して見られた。 $N^2$ はいずれの年も $10^{-3}$ を超えており、特に2010年に高かった。

乱流の強度は一般的に乱流運動エネルギーの散逸率、 $\epsilon$  ( $W\ kg^{-1}$ )、によって表わされる。局所等方性理論を仮定すると、TurboMAP-Lの場合 $\epsilon$ は以下の式で与えられる。

$$\epsilon = \frac{15}{4} \nu \left( \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right)$$

ここで $\nu$ は動粘性係数、 $\partial u / \partial z$ と $\partial v / \partial z$ は水平成分の流速の鉛直勾配で、TurboMAP-Lに搭載されている2つのシアープローブによってそれぞれ検出できる。観測結果から、図5に示されるように、いずれの年も、乱流は表層混合層（0–15 m）と亜表層（20–30 m）で強かったことが明らかになった。表層では $\epsilon$ が $10^{-7}$  ( $W\ kg^{-1}$ )を超える非常に強い乱流が検出された。また、亜表層においても $10^{-8}$  ( $W\ kg^{-1}$ )を超える強い乱流が発生していた。その中間の5 m程度（15–20 m）の層では乱流強度は極めて低く、混合が活発でないことが示された。

次に、F-Probeによって観測された溶存酸素のデータを解析してみると、2008年と2010年の場合、乱流が静穏な層の中に溶存酸素の極小層と極大層が現れていることが分かった。これを蛍光強度のデータ（図6）と比較してみると2008年のデータでは蛍光強度のピークと溶存酸素の極小層がほ

ば重なりあい、極大層は蛍光強度のピークよりも浅い水深にあらわれていることが分かった(図7)。一方、2010年の場合、蛍光強度のピークは10 mと15 mの層にあり、それぞれの水深位置に酸素の極大層と極小層が存在していた(図7)。2008年及び2010年の場合、表層混合層内の酸素は過飽和の状態であったためこの極大層が出現したと考えられる。事実、2009年の場合は表層混合層内の酸素は飽和状態に達していなかった。

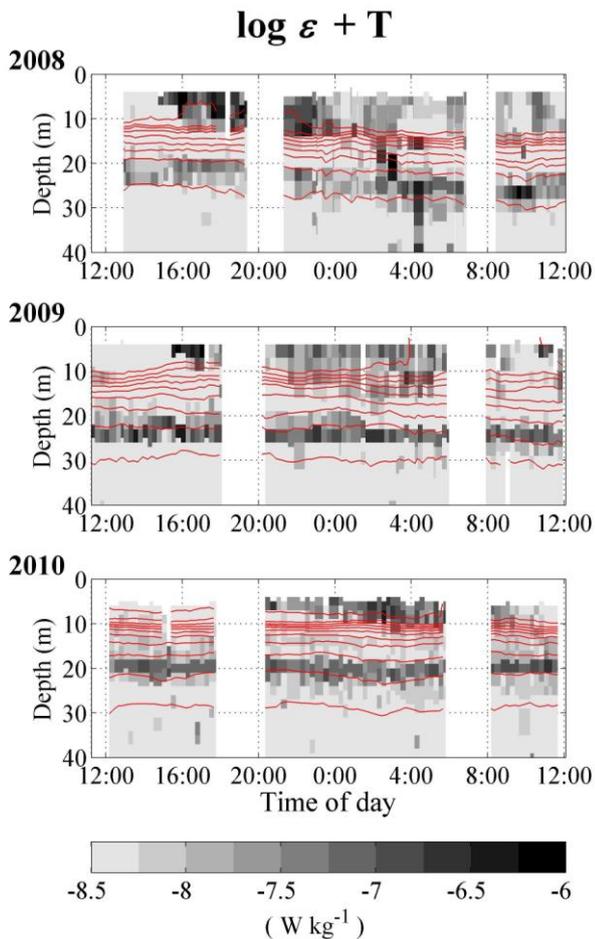


図5 乱流エネルギー散逸率 ( $\varepsilon$ ) の分布状態。赤線は水温を表す。

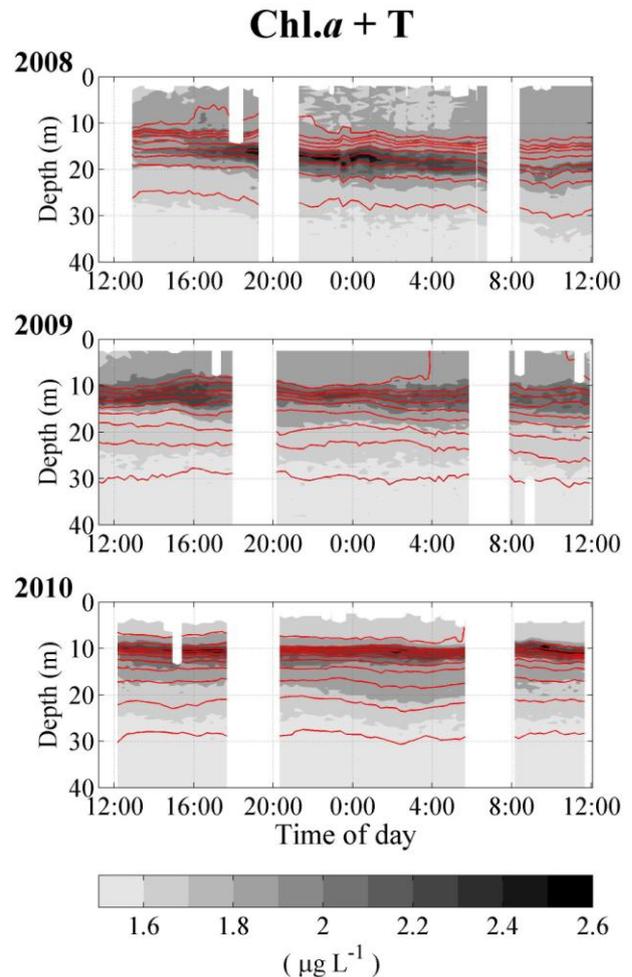


図6 蛍光強度から推定したクロロフィル濃度の分布状態。赤線は水温を表す。

2008年の観測では多周波数音響装置TAPSを用いて動物プランクトンの蟻集の状態を把握した。観測結果から、700, 1100, 3000 kHzのデータは似た傾向を示しており、散乱層のピークは蛍光強度のピークとほぼ一致していることが分かった。これらのことから音響散乱層は3 mm以下の動物プランクトンで構成されていることが推定できた。これらの散乱強度データをもとに多周波インバース法を用いてサイズ別分布密度を推定したところ、半径0.31 mmスケールの動物プランクトンの現存量が卓越しており、特に水深15–20 m層に多く現れていることが明らかになった(図8)。すなわち体長1 mm程度の動物プランクトンがこの層に蟻集していたものと推定された。

2009年及び2010年の観測ではレーザー式懸濁物質粒径測定装置(LISST-100X)を使用し懸濁粒

子の分布を測定した。その結果、両年とも直径0.3mmの粒子が卓越しており、混合層直下に出現していることが明らかになった（図8）。

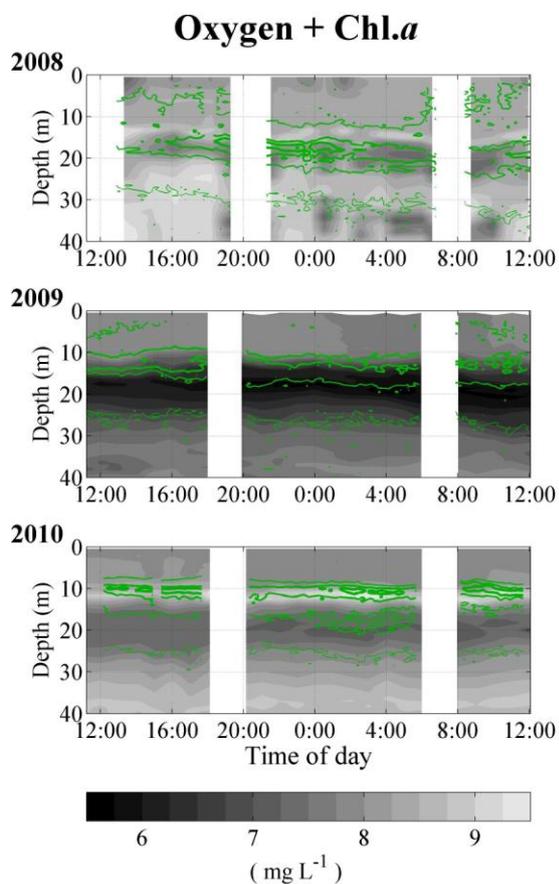


図7 溶存酸素の分布状態（グレースケール）と蛍光強度から推定したクロロフィル濃度（等値線）

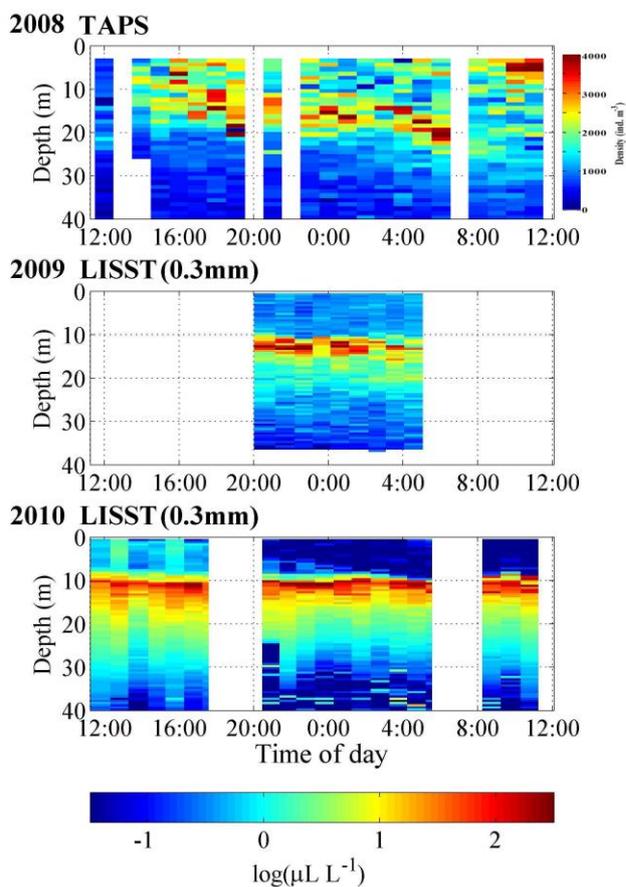


図8 2008年にTAPSで得られた等価球半径0.31 mmの動物プランクトンの分布および、2009年と2010年にLISSTで得られた0.3 mm粒子の分布

TurboMAP-Lに搭載したミニカメラシステムDSL190-VdtIIにより得られたデータから、蛍光強度及び等価球半径0.31 mmのピークが存在した層で最も多くのmicro-patchが現れることが明らかになった。micro-patchの大きさは1 mm程度でありインバース法により推定した動物プランクトンのデータと整合性があった(図9)。

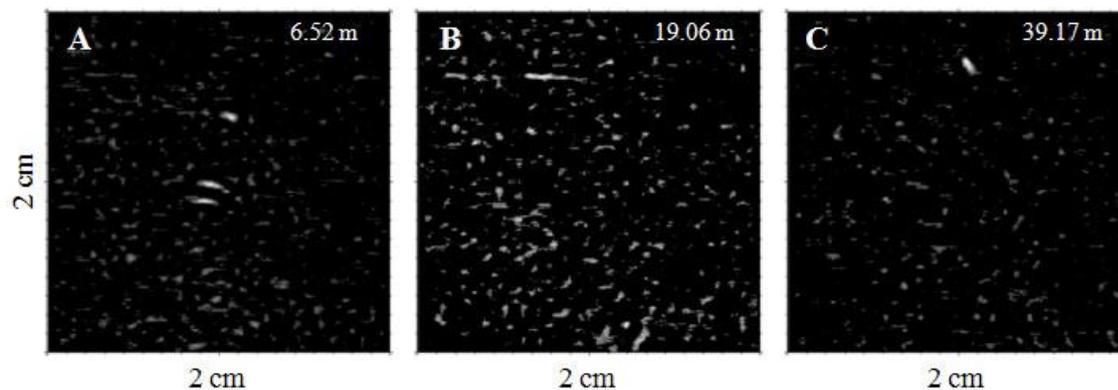


図9 ミニカメラシステムにより得られた水深6.52 m, 19.06 m及び 39.17 mの映像イメージ。水深19.06 mの映像には約1 mm程度のパッチ状の“粒子”が多く見られる。

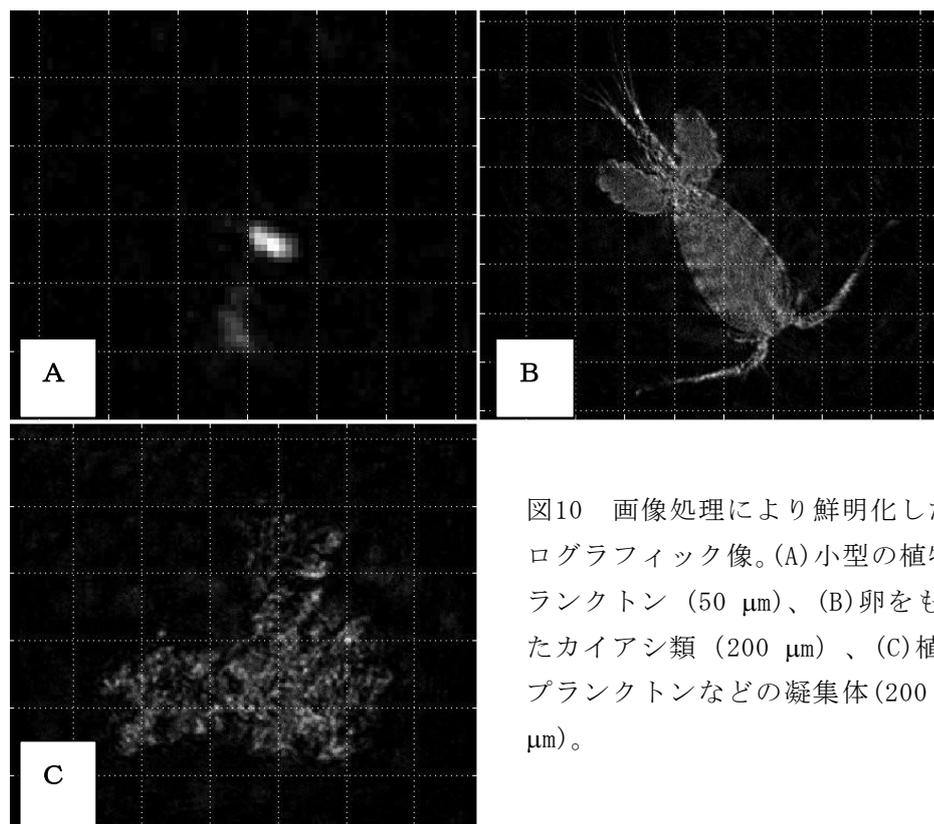


図10 画像処理により鮮明化したホログラフィック像。(A)小型の植物プランクトン (50  $\mu\text{m}$ )、(B)卵をもったカイアシ類 (200  $\mu\text{m}$ )、(C)植物プランクトンなどの凝集体 (200  $\mu\text{m}$ )。

2009年と2010年に用いたLISSTのデータによれば0.3 mm程度の粒子が混合層直下で多く分布している様子が捉えられたが、ホログラフィックカメラ(Holocam)によりこれらの多くは水温が急激に変化するために起こるSchlieren効果(密度差がもたらす光の幻像)であることが示唆された。Holocamデータはひとつひとつのイメージを解析することができるので実物とSchlierenイメー

ジを分けることができる。データを画像解析することにより図10のようなイメージを得ることができた。Holocamから得られた動物プランクトンの分布のピークと植物プランクトンの凝集体(Cluster)の分布のピークは明らかに異なっており、それぞれが微妙な棲み分けをしている様子が伺えた。一方、蛍光強度のピークはこの凝集体のピークとは異なった。このことから、蛍光強度のピークは凝集体を形成しない微小な植物プランクトンの分布を反映しているものと推察した。

以上のことから、夏季琵琶湖の垂表層においては、乱流の弱い高々1 m程度の薄い層の中に、溶存酸素の極大層・極小層、蛍光強度の極大層、動物プランクトンの蝟集層といった様々な層が、深度を違えて存在することが初めて明らかとなった。

## 2) 乱流フラックスの評価

成層条件下において乱流によるフラックスとその動態は、乱流エネルギー散逸率 ( $\epsilon$ ) とバイサラ周波数 ( $N$ ) から評価することができる。ある与えられた乱流強度に対して成層が強くなると3次元的に運動していた渦は重力により次第に潰されていき鉛直方向に回転することが出来なくなる。この時、鉛直方向の運動が抑制されるため鉛直方向のフラックスが無くなっていく。これらの状態を診断するためには、乱流に関する時間スケール、 $(\epsilon/\nu)^{-1}$ 、と成層に関する時間スケール、 $N^{-1}$ 、の比で表わされる、 $I$ という無次元量(乱流レイノルズ数)を指標として用いることが有効である。 $I$ は以下のように定義される。

$$I = \frac{\epsilon}{\nu N^2}$$

$I$ が200以上であれば乱流はほぼ等方性の状態であり、鉛直フラックスが十分発生する。 $I$ が20以下であると成層が強いために鉛直フラックスは発生しないと判定される。

2008年の場合、深夜から早朝にかけて10 - 20 mの層で $I$ はおおむね10以下であった。一方、2009年の場合、表層混合が浅かったため、対流が2008年の場合よりやや強くなっていた。このため、成層部分での熱フラックスが発生し、表層混合層の水温がやや低下した。2010年の場合は表層混合層内の水温が3カ年中最も高く、混合層直下の成層の度合いも最も強かった。このため表層混合層と垂表層は水温勾配が急な成層により完全に隔離されていた(図11)。

次に、乱流による渦拡散係数、 $K_p$ 、を以下の方法により推定し、混合効果を定量化した。

$$K_p = 0.2 \frac{\epsilon}{N^2}$$

渦拡散係数の時系列変化の結果を図12に示す。それぞれの年の観測結果に共通している点は以下の通りである。表層混合層の渦拡散係数は $10^{-4}$  ( $m^2s^{-1}$ )を超える極めて混ざりやすい層であり、垂表層も $10^{-5}$  ( $m^2s^{-1}$ )程度であるので弱いながらも混合拡散効果が期待できた。しかしながら乱流が弱い層の渦拡散係数は $10^{-7}$  ( $m^2s^{-1}$ )程度で、酸素の分子拡散( $10^{-9}$   $m^2s^{-1}$ )よりは大きいもののたかだか熱の分子拡散程度であった。したがって、乱流が弱い層においては、効果的な鉛直フラックスは期待できない。以上を要約すると、表層混合層と垂表層の間には、乱流が著しく弱い層が存在し、ここを通しての酸素の鉛直フラックスは極めて小さい(分子拡散程度)と評価された。夏季の成層期においては、表層から垂表層以深への酸素の供給は無視できるほど小さいと考えられた。

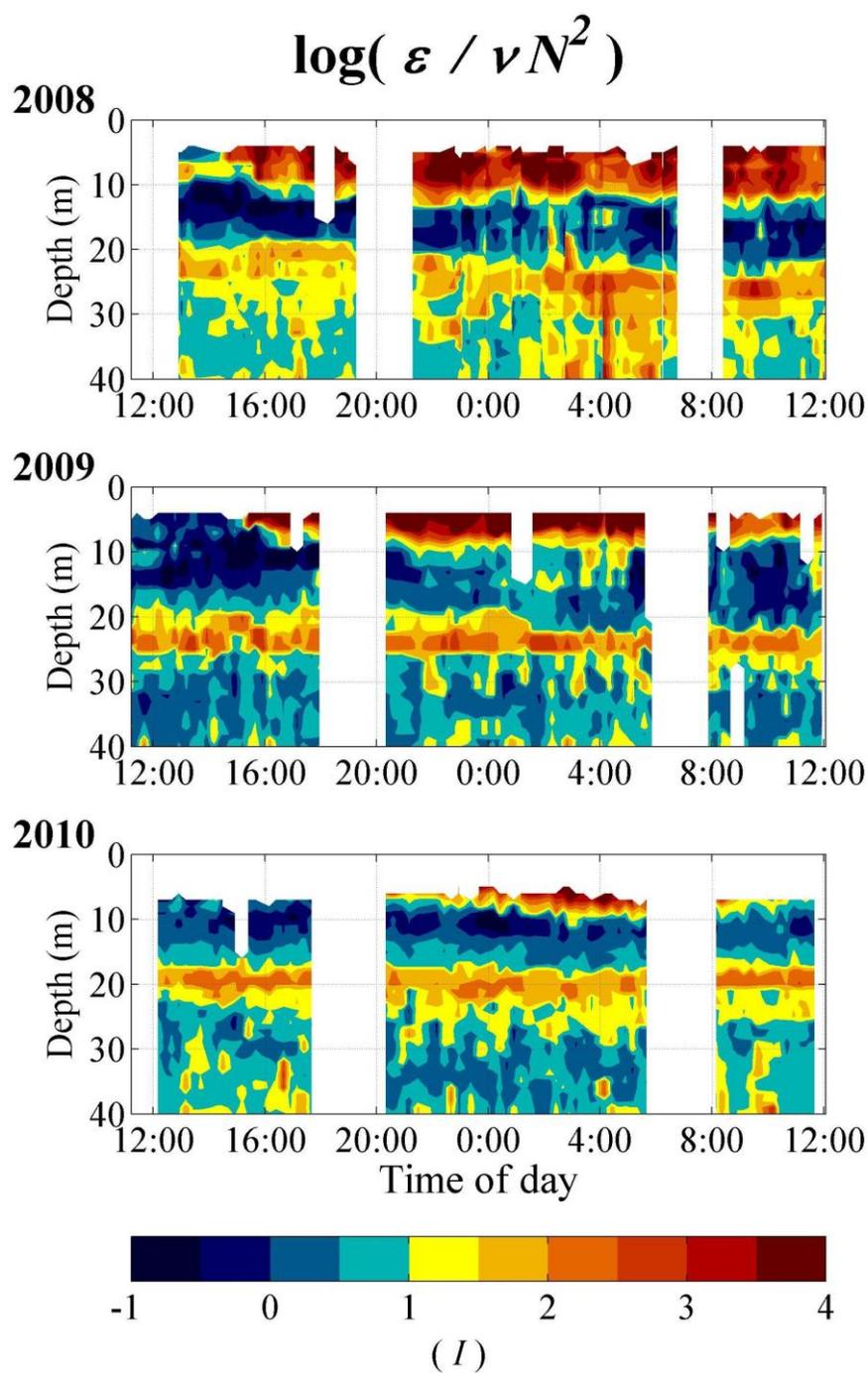


図11 乱流レイノルズ数 ( $I$ , 対数值) の鉛直分布の時系列変化

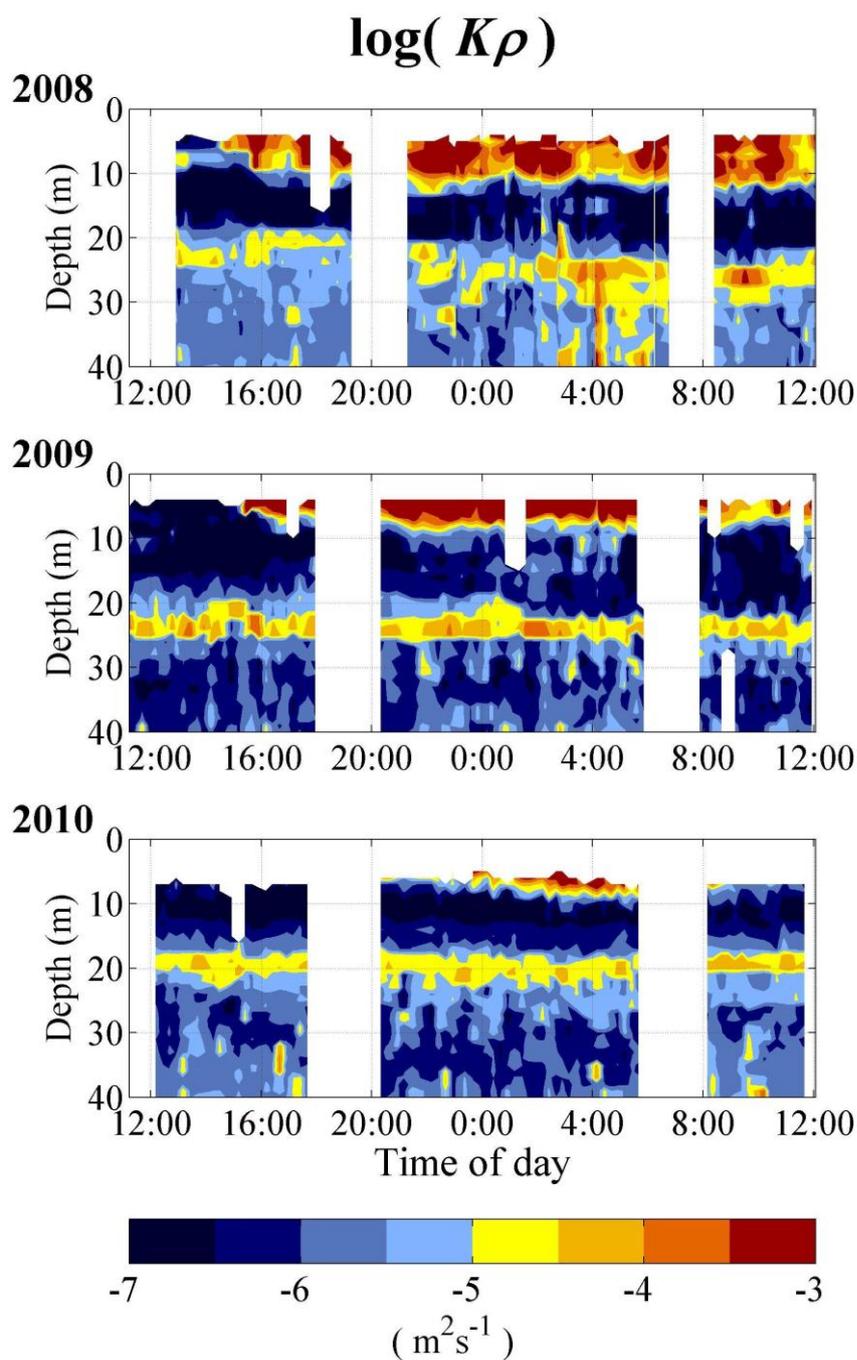


図12 シアプローブで得られた観測データをもとにして推定した渦拡散係数（対数值）の鉛直分布の時系列変化

24時間観測より得られた結果がどの程度湖全体に適用できるかを調べるため、曳航式自由落下型CTDプロファイラー(Sailing Boat Profiler, SBPro)を用いて北湖の水塊構造を調査した(図13)。東西及び南北断面を見れば明らかなように、24時間観測を行った位置(破線部分)の水塊構造は湖全体に広がっており、24時間観測で見られた特徴は湖全体の特徴を表していると考えられた。

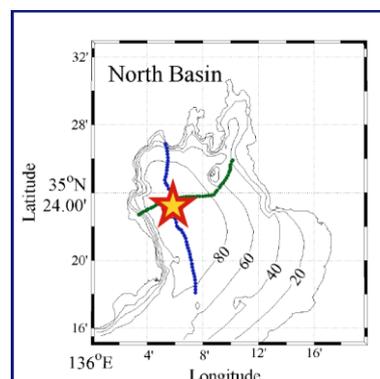
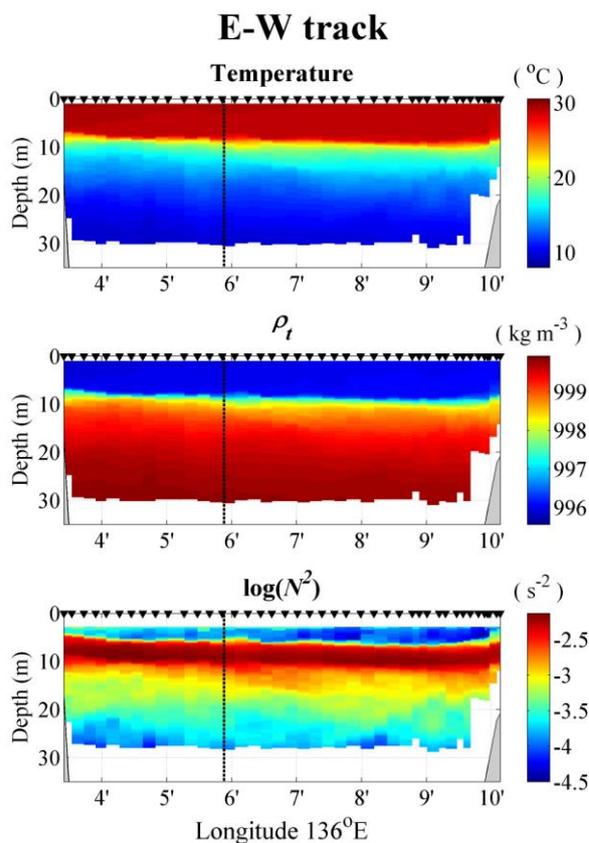


図13 24時間観測地点(上図の星印)の水塊構造がどの程度広がっているか調査するために、SBProを用いて水温、密度及びバイサラ周波数の東西断面(E-W track)及び南北断面(N-S track)を調べた。データは東西断面のもののみを示す(左図)。

## (2) 冬季における全循環及び密度流の現状把握

2009年1月9日より3月24日まで、定点S1に設置したサーミスターチェーンで得られたデータによれば、水温は2月の後半まで低下し、3月半ばまではほぼ一定(約8°C)であり、その後上昇していた。全循環は、水温がほぼ一定の期間に発生していたと考えることができる。この一定水温に達成する過程として、特筆すべきなのは、全層が一定になる現象(図14のa, b及びc)と湖底近傍に低水温帯が現れる現象(図14のd及びe)が確認できたという点である。前者は、表層が冷やされたことによる対流現象と考えることができる。後者は湖岸近傍で冷やされた水塊が斜面に沿って密度流の状態で深部に向かって流れていたものを捉えたと推察される。事実、この時の音響流速計のデータには、湖底付近にのみ強い流れが計測されていた(図15)。

2年目の観測では、東側の緩勾配のY1(図1C)の位置にS1と同様の係留系を設置した。係留系の設置は2009年12月15日に行い、2010年3月15日にその回収を行った。さらに、2009年夏の観測に投入した自己昇降装置をY1の直近Y3に設置した。

初年度の観測結果と同様に、この緩斜面のデータも全体の水温は2月半ばまで低下し、その後ほぼ一定の水温を回収直前まで示していた(図16)。急激に水温が低下している12月から1月にかけては、ほぼ全層で一様水温を示しながら低下し、時折、下層の水温が著しく低下する期間が存在していた。この間の詳細な状態を把握するために、自己昇降装置のデータを解析したところ、低

温度層が30 m以深に波動のような状態で出現しており、この低水温層内の蛍光強度が低いことが分かった（図17）。また、低水温波動の末端部分で濁度が高くなっていた。同期間のサーミスターチェーンデータにも波動状態が水温及び流速計のデータに現れていた。また、この低水温の酸素の値も著しく低下したことから、中深層に残された低水温・低酸素・低クロロフィル層が波動のように振動していることが伺えた。

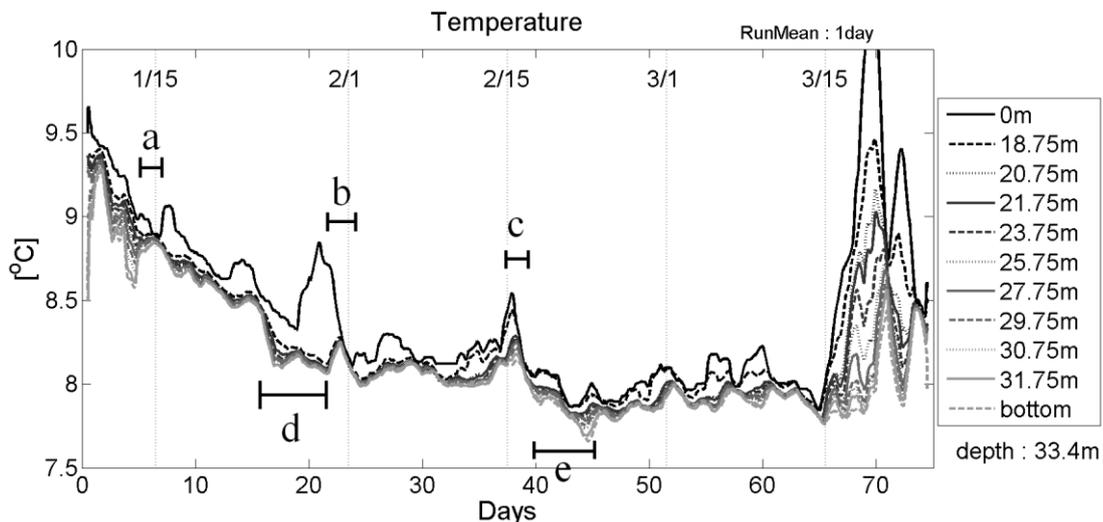


図14 2009年1月～3月に定点S1に設置したサーミスターチェーンで得られたデータ

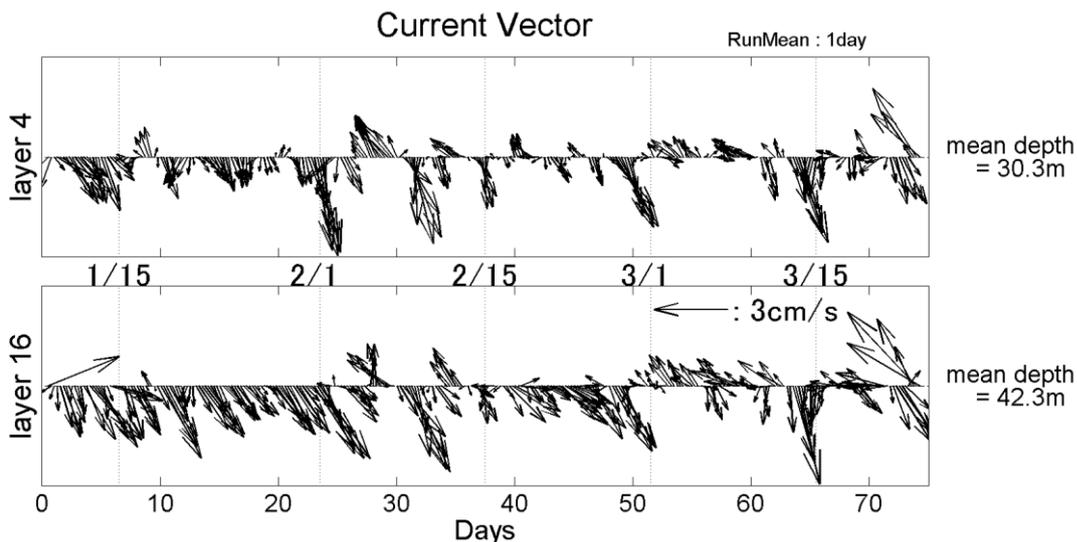


図15 2009年1月～3月の定点S1における水深30 m及び42 mの音響流速計データ

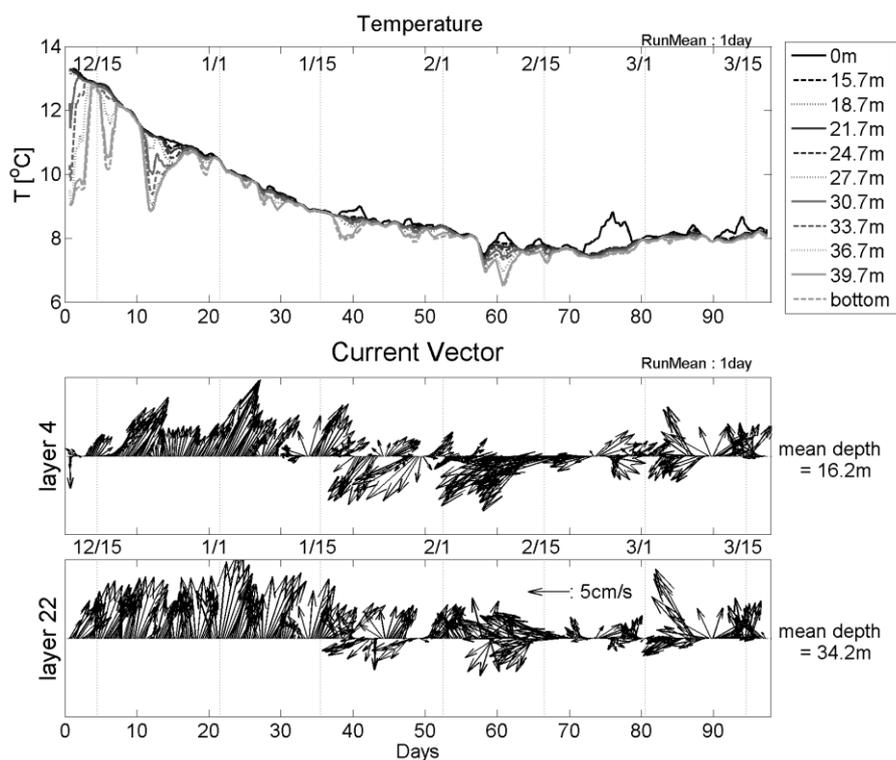


図16 2009年12月に設置したサーミスターチェーンデータと音響流速計によって得られた水深16 m及び34 mにおける流速データ

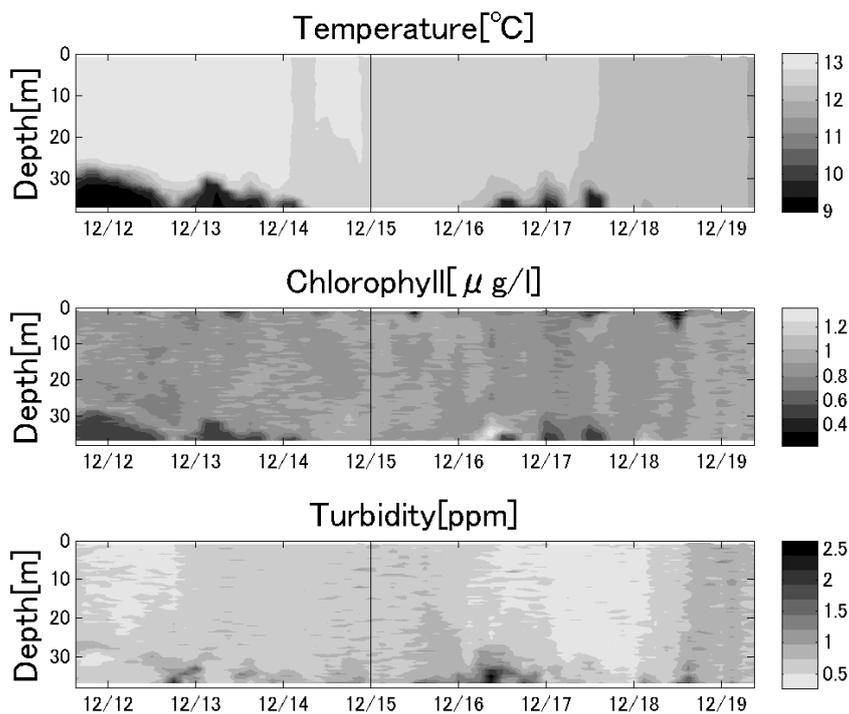


図17 自己昇降装置によって得られた水温、蛍光強度及び濁度の時系列 (2009年12月)

S1に設置した湖底水温測定装置は、想定した通りに設置できたかを検証することが困難であったため、回収後、温度計に付着土の有無とデータ解析の結果を基に測定の状態を推測することと

した。取得したデータによればunder2のみ他の測定結果と差が生じていることから、under2は期待通り湖底土中の温度を測定したがunder1は土中に刺さらなかったと推測する。2月6日を境に、すべての温度計がほぼ同じ水温を示しているのは、この日に実施した係留系の保守作業の段階で湖底部分のブロックが倒れてしまったためである。2月11日に、再設置を試みたが正しく設置できなかったようである。2月6日までのunder-2とabove-2のデータが信頼できるものであるとすれば、土中の温度は、ほぼ常時、湖底水温よりも高いことがわかった。

次に、Y1 に設置した測定装置によれば、under-1 と under-2 は同じ水温を示しており、また above-1 と above-2 も同水温を示していることから、under-1 と under-2 の両者とも計画通りに土中にあったことが推測できた（図 18）。水温及び泥温が 10°C を超えるはじめの測定期間では、水温の変動が大きく、これを追従するように泥温も変化していた。この時、泥温は移流が無い場合、あまり激しく変動せずに緩やかに変化していた。水温・泥温が 9 度を下回るあたりから泥温の方が高くなり S1 の測定結果と同じ傾向を示していた。

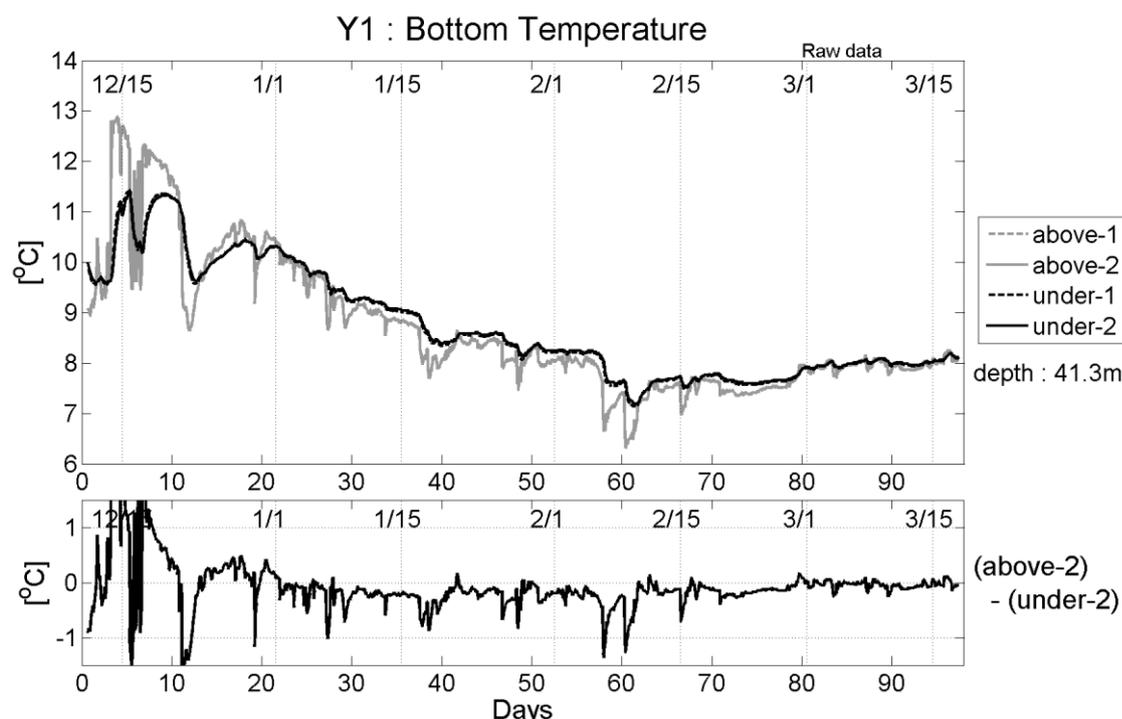


図18 Y1に設置した湖底熱フラックス測定結果

### (3) 湖底の低酸素層に対する対策案

仮に、湖底に低酸素層が残された場合の解決策について数値モデルを用いて検討した。計算を単純化するために水深100 mで10 x 10 kmの仮想の湖を想定した。用いたモデルは、スタンフォード大学が開発を進めているSUNTANSである。このモデルは有限体積法(Finite volume method)を用いた、現在最も精度高い計算が期待できるアルゴリズムに基づいている。初期条件として、1月の北湖で観測された水温の分布状態を与え、水深70 m以深に低酸素層を想定した。シミュレーションは、この仮想湖に酸素が飽和状態にある水温4°Cの淡水を一定の流量で3ヶ月間注入し、湖底の酸素の状態がどのように変化するかを検証するために行った。

流入量を10または30  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ とし、流入の位置を表層、50 m層及び湖底とした。さらに風の影響を評価に入れるため、冬期に観測された彦根での風のデータを外部要因として与える実験も行った。すなわち、無風及び観測された風の状態がそれぞれ6ケースの実験を行った。流入量10  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ は総流量として相模ダムに相当し、30  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ の場合は黒部ダムに相当する。

この結果、表層から流入したのでは湖底に酸素は供給されないことが分かった。水深50 mから放流した場合、湖底全体ではないものの、湖底の一部には到達することが確認できた。湖底で放流する場合は、湖底全面にひろがるものの、それよりも浅い部分に低酸素の層が取り残されることが分かった。また、風を考慮した場合と無風での場合は、今回の実験では相違が生じないことが分かった。

これらの予備的な実験を踏まえ、琵琶湖の境界条件を1 km格子で表し、同様な実験を行った。矩形の境界条件とは異なり、複雑な湖底の境界条件が加わるためか水深50 mから放流する場合は期待したほど、放流水が湖底に到達しなかった。次に、水深80 mから放流する実験を行ったところ、3ヶ月後、湖底の低酸素の状態は許容できる程度まで回復した。

以上のことから、10  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ の河川水を水深80 mで放流することは、湖底の低酸素状態の改善に有効であると言える。この水量であれば約1 m程度のパイプで送り込むことが可能であるので、工学的にも施行可能なシステムであることが想定できた。

## 5. 本研究により得られた成果

### (1) 科学的意義

夏季における観測により、表層と亜表層をはさみフラックスが存在しない層が存在することを立証することができた。このことから、夏季において表層を通しての酸素の供給はないと考えることができる。すなわち、湖岸からの酸素供給がないとすれば中・低層に含まれる酸素を湖底の生化学過程が一方向的に消費することを示唆している。さらに、この混合フラックスの無い層の中には、酸素の局所的な極大・極小層及びクロロフィルの極大層が入れ子状態の薄い層で隣り合っていることが分かった。また、この層内には小型の動物プランクトンが高密度に存在し、これらの酸素の層やクロロフィル極大層と密接な関係があることが明らかになってきた。3ヶ年の観測を通して、表層混合層の直下では物理・生物過程が極めて薄い多層構造をしていることが判明した。このような詳細な物理・生物過程のデータを今回初めて明らかにすることができたことは学術的に大変意義があることであり、すでに今回明らかになったことの一部については国際誌に公表した。

冬期における観測結果から、これまで単に全循環とよび全層が一挙に混合しているイメージがあったが、冷却による対流及び密度流さらに波動現象などが複雑に絡み合いながら混合が進行していく様子が明らかになってきた。このような観測から得られたデータを用いて数値モデルの結果を検証することによりの確な将来予測が可能になることが期待できる。

### (2) 環境政策への貢献

本研究により、湖沼表層における微細な物理構造と酸素フラックスの関係が明らかになり、湖沼水質管理のうえで重要な酸素環境の規定要因についての基本的な情報が得られた。このような知見は、水質モデルの高精度化のうえで極めて重要であり、湖沼管理の施策の高度化に貢献する

ものと考えられる。また、本研究は、夏季成層期において湖沼の表層が、複雑な生物生息環境を提供していることを明らかにし、湖における生物多様性の維持機構についての理解を大きく深化させることに成功した。このように生態系の動態メカニズムを詳細に解明したことにより、温暖化に対する生態系の応答を予測するモデルの精度を向上することが可能になった。また、温暖化による低層水の低酸素化が起きた場合の影響緩和策のひとつとして、冷水を80 m深層から注入する方法を考案し、その効果を数値実験により検証した。この知見は、温暖化影響の緩和策を検討する場合の基礎的資料として活用されることが期待される。

## 6. 引用文献

特に記載すべき事項はない。

## 7. 国際共同研究等の状況

- 1) 日独共同研究、一次元水理モデルGOTMを用いたラグランジェ流の植物プランクトン日周鉛直移動に関する研究、Hans Borachard & Lars Umlard, バルト海研究所
- 2) マサチューセッツ工科大学と東京海洋大学の共同研究、植物プランクトンの微細分布と海洋の乱流との関係について、Roman Stoker, Massachusetts Institute of Technology
- 3) 日豪共同研究、Microscale planktonic ecosystem and oceanic turbulence, Lourent Souront & Jim Mitchell, Flinder University
- 4) EU共同研究、Turbulence and Internal Waves in Mediterranean Sea, Philippe Fraunié, Universite du Sud Toulon Var (University of Toulon, France)
- 5) 日韓共同研究、Lagrangian simulation of planktonic aggregation using DNS, Jin Hwan Hwang, Dongguk University

## 8. 研究成果の発表状況

### (1) 誌上発表

<論文(査読あり)>

- 1) H. Yamazaki, H. Honma, T. Nagai, M. J. Doubell, K. Amakasu and M. Kumagai (2008) Multilayer biological structure and mixing in the upper water column of Lake Biwa during summer 2008. *Limnology*. 111: 63-70.

<査読付論文に準ずる成果発表>

該当せず

<その他誌上発表(査読なし)>

特に記載すべき事項はない。

## (2) 口頭発表 (学会等)

- 1) 本間光、山崎秀勝、長井健容、M. J. Doubell、熊谷道夫：日本海洋学会春季大会(2009) 「琵琶湖における湖水混合と湖内環境に関する研究」東京
- 2) 本間光、山崎秀勝、長井健容、M. J. Doubell、甘糟和男、熊谷道夫：日本陸水学会第74回大会(2009) 「夏季の琵琶湖上層における物理－生物構造について」大分
- 3) H. Yamazaki, T. Nagai, M. Doubell and C. Locke : GEOHAB Modeling workshop, Galway, Ireland, (2009) “Oceanic turbulence and phytoplankton dynamics” (Invited)
- 4) H. Yamazaki, H. Honma, T. Nagai, M. Doubell, K. Amakasu and M. Kumagai: The 4<sup>th</sup> Warnemunde Turbulence Days on Internal waves and turbulence in coastal seas, Isle of Vilm, Germany, (2009) “A multi-layer structure and mixing in the upper water column of Lake Biwa during summer time”
- 5) H. Yamazaki, H. Honma, T. Nagai, M. Doubell, K. Amakasu and M. Kumagai: Ocean Science Meeting, Portland, U.S.A. (2010) “2Multiple thin layer structures and mixing in a thermally stratified water column of lake Biwa” (Invited)
- 6) 本間光、山崎秀勝、長井健容、M. J. Doubell、甘糟和男、熊谷道夫、石川俊之、焦春萌：日本海洋学会春季大会(2010) 「琵琶湖における夏季及び冬季の水理環境に関する研究」東京
- 7) H. Yamazaki, M. Doubell, H. Li, H. Honma, Y. Sagara and A. Nimmo-Smith: American Geophysical Union Fall meeting, San Francisco, U.S.A. (2010) “Quest for the building blocks of ocean ecosystems: micro-scale fluorescence patchiness”
- 8) H. Homma, H. Yamazaki, T. Nagai, M. Doubell, K. Amakasu, M. Kumagai, C. Jiao, and T. Ishikawa: American Geophysical Union Fall meeting, San Francisco, U.S.A. (2010) “Multilayer physical system and biological structure in the upper water of Lake Biwa during summer”

## (3) 出願特許

特に記載すべき事項はない

## (4) シンポジウム、セミナーの開催 (主催のもの)

特に記載すべき事項はない

## (5) マスコミ等への公表・報道等

- 1) NHKニュース おおみ発610 (平成20年9月5日 観測とその目的について紹介)

## (6) その他

特に記載すべき事項はない