

## 7. 地方創生共同研究（5—RR）

### 湖沼の生態系の評価と管理・再生に関する研究

#### ～琵琶湖南湖の物理環境の変化が生態系に与える影響の把握～

焦 春萌・石川可奈子・芳賀裕樹<sup>1)</sup>・酒井陽一郎  
高村健二<sup>2)</sup>・高村典子<sup>2)</sup>

#### 要約

琵琶湖南湖では、水草の異常繁茂、潮流の停滞、湖底の泥化の進行等により、湖底の状況が変わっている。その湖底状況の詳しい変動を把握するため、2017年度～2019年度に、自動連続機器を用いて湖底直上の水温、溶存酸素濃度（DO）の調査を継続的に実施した。その結果、夏には、南湖の多地点において、たびたび貧酸素状態（DOが2mg/Lより低い状態）になったことが分かった。また、風・波（船の航行を含む）などの物理環境の変化が少ない山ノ下湾において、水草の繁茂によるDOの日変動の特徴を把握した。昼間には、水草の光合成により湖底近くまでDOが高くなるが、夜間には、湖底有機物の酸素消費によりDOが低くなり、その日変動の幅は、大きい時に6mg/Lにも上った。

また、今までよく分からなかった南湖全体の流れの詳しい水平分布について、最先端の超音波流向流速計（ADCP）を船に取り付け、船を走らせながら流れを測定した。その結果、琵琶湖の放流量が300m<sup>3</sup>/sの場合、表水層に南湖の北半分の西側および南半分の中央における真っすぐの恒流が卓越し、流れの最大値は15cm/sに達し、南湖北半分の東側と南半分の東西側では、流れが弱くなっていることが分かった。また、水深1.9mでは、真っすぐの恒流が卓越する一方、南湖の北半分には、反時計回りの環流があることが分かった。また、琵琶湖の放流量が86m<sup>3</sup>/sの場合の南湖全体の流れが、放流量の300m<sup>3</sup>/sの場合の南湖全体の流れより、遙かに弱く、全水層の流れ分布について、南北方向の中央地域には、流れが弱く、南側には、反時計回りの環流があることが分かった。この放流量の違いの流れ分布の共通点は、反時計回りの環流の存在にあるが、反時計回りの環流がある場所が異なる。琵琶湖の放流量の300m<sup>3</sup>/sの場合の反時計回りの環流は、南湖の北半分にあることに対し、琵琶湖放流量の86m<sup>3</sup>/sの場合の反時計回りの環流は、南湖の南半分にある。琵琶湖の放流量は、南湖全体の流れの強さに大きく影響することが明らかになった。

また、南湖の湖底には、砂利採取などにより深い湖底穴が多数形成された。深い穴の湖底の酸素状況およびその穴の外に与えている影響を把握するため、自動連続機器を用いて湖底穴直上の水温、DOの調査を継続的に実施した。その結果、深い湖底穴には、夏に、長期間において、無酸素状態になった。湖底穴の中から放出されるDOと水温が低い水は、穴の外へ拡散し、南湖の反時計回りの環流に乗って影響を及ぼす可能性がある。しかし、本調査結果から、湖底穴の貧酸素水塊が地点の周囲に広がっている様子を確認することはできなかつたので、湖底穴から放出される貧酸素水塊は、周囲の狭い範囲には影響を及ぼすが、広範囲には影響を及ぼさない可能性がある。

さらに、南湖底層のDO濃度に影響を与える因子の一つと考えられる琵琶湖の放流量について、琵琶湖の放流量を100m<sup>3</sup>/sと400m<sup>3</sup>/sにする場合で、3次元の生態系と潮流系の統合化動力学モデルを用いた数値実験を行つた。その結果、琵琶湖の放流量が100m<sup>3</sup>/sの場合は、400m<sup>3</sup>/sの場合より、南湖全体の流れは弱く、かつDOも全体的に低かった。特に、底層においては、貧酸素状態になりやすいことが分かった。

#### 1.はじめに

琵琶湖南湖では、種々の水質改善努力により富栄養化は抑制されたが、琵琶湖の水環境は必ずしも健全な状態にあるとは言えない。また、平成6年の大渇水以降、南湖の水草の増加が著しく、水草が水面まで生育する年もある。このため、水草の異常繁茂による環境悪化、潮流

の停滞、湖底の泥化の進行等により、湖底の溶存酸素濃度（以下、「DO」という。）が低下している。

また、南湖の湖底には、砂利採取などにより深い湖底穴が多数形成され、水深10m以上の穴が10個確認され、最大水深は、12.5mであった。これらの深い穴では、夏に湖水の成層が見られ、水深6m以深は、無酸素状態

1) 滋賀県立琵琶湖博物館 2) 元・国立環境研究所琵琶湖分室

であった。また、穴の湖底では、全窒素、全リン、アンモニア、重金属類などの濃度が高くなり、硫化物イオンも検出された。夏季に湖底穴の内部では、水生生物の生存に適さない環境条件になった（森田ほか, 2010）。

全リンのうちリン酸態リンは底層水が還元状態になつたため、底泥から溶出してきたものと思われる。夏期の底層水は硫化水素臭が強く、底泥表層部は黒色を呈しており、これは硫化鉄によるものと思われる。このことは、湖底堆積物等に存在するリン酸鉄が嫌気的条件下で生成される硫化物と反応し硫化鉄を作り、その際リン酸が遊離し水中に溶出するという一つの過程の存在を示唆するものと思われる(Fenchel & Blackburn, 1979)。また、夏季底層水中のアンモニア態窒素の存在は、無酸素あるいは低酸素環境下で湖底堆積物中からの溶出や、有機懸濁態窒素の分解によって生成されたアンモニア態窒素が酸化されることなく、停滞した底層水中に蓄積した結果生じたと思われる。また、還元状態の底泥からは、窒素、リン以外に鉄、マンガン等の重金属類も溶出することが知られている(小山, 1975)。

これらのことから、南湖湖底の環境悪化や生態系に与える影響が危惧されている。また、外来魚の繁殖、水草の大量繁茂とともに、かつての広大な砂地が砂利採取により著しく減少したことで、南湖が有していた在来水生生物の生息地が失われた可能性がある。

同様な現象は、海でも報告されている。高度経済成長期に海砂利の大規模な採取によって大きな窪地が生じ、これが貧酸素水塊の発生につながっている。これらの貧酸素水塊の発生に関与する浚渫跡地は、東京湾奥部、三河湾、大阪湾、瀬戸内海（岡山県、広島県、山口県、徳島県、香川県、愛媛県）、九州沿岸で確認されている（宗方 1991；環境省 2002；内藤ほか 2006；中村 2010）。これら浚渫土を採取した跡地は大きく分けると、一ヵ所を深く掘り下げて凹状の窪地を作るタイプと海底の起伏を平坦に均したようなタイプのものとがある。前者は「窪地タイプ」、後者は「平滑化タイプ」のように呼称され区別されている（内藤ほか 2006）。貧酸素水塊の発生を引き起こすのは主に窪地タイプであり、平滑化タイプでは必ずしも貧酸素水塊の発生は生じない。窪地タイプでは、自然海底に対して極端に深く掘り下げられた窪地が海水の流動を妨げており、周辺の海水との交換が起こりにくくなり、貧酸素化が起こりやすい。初夏以降の気温・日射の上昇に伴い、窪地タイプで水温躍層が生じ、表面海水と底層海水の交換が停滞し始めると、水温躍層よりも底層へはあらゆる有機物が沈降し堆積しやすくなり、これらの堆積した有機物を分解するために酸素が消費され

る。これらの過程の結果として底層には貧酸素水塊が形成される。秋になり気温の低下により表面海水の温度が下降すると鉛直混合が生じて貧酸素水塊は消滅していく。また、海水の貧酸素水塊は、生物に影響を与える。DO量は4.0 mg/L以上あれば海洋生物には何ら障害は生じないとされているが、約4mg/Lになると、魚類・甲殻類に悪影響に与え、約2mg/Lになると、貝類・底生魚類の生存困難となり、約0.8mg/Lになると、全ての底生生物の生存困難となる（三河港湾事務所, 2008）。

琵琶湖南湖は、西側が深く東側が浅い湖盆形態を有し、平均水深が4m程度の深い湖である。瀬田川・疏水からの流出による南湖湖水の滞留時間は、3日～1か月であり、南湖の生態系は、物理環境の変化に影響されやすい。そのため、猛暑や強い台風などの異常気象は、南湖の物理環境および生態系に大きな影響を与えていると推測される。南湖の生態系の評価と管理・再生のためには、物理環境の変化の影響を解明していくことが求められる所以である。

このような南湖の物理環境の変化を捉えるためには、流れの分布の特徴（流況）を把握することが大変重要である。従来の調査・研究の結果によれば、南湖は、浅く小さい湖であるため、北湖における地衡流の性質を持つ安定した「環流」や「内部波」による流れ等のような時間規模の大きい流動は存在せず、その流況は一般に複雑な変動状態を持つ弱流の場合が多い。しかし、これまで実施してきた定点における連続測流および漂流板による測流は、機器の精度等の制限により、南湖全体の流れ分布の特徴を十分把握できなかった。

そこで本研究では、最先端の超音波流向流速計（ADCP）による流れの分布調査により、南湖全体の流れの特徴を把握する。また、自動連続観測機器による南湖多地点での調査を行い、水温およびDOの水平分布および季節変化を検討する。

また、南湖の窪地における低酸素・無酸素状態を、自動連続観測機器で把握し、窪地地域の流れの分布状況と合わせて、低酸素・無酸素状態水塊の影響を検討する。

また、南湖流動場モデル・生態系モデルによる3次元統合モデルを用いて、南湖の流動場に大きく影響している琵琶湖の放流量の変化が、湖底のDOに与える影響のシミュレーションを行う。

本文で、窪地とは、周囲よりも低くなっている湖底地形の汎称で、湖底穴とは、窪地におけるさらに深い穴である。

## 2. 方法

### 2.1. 南湖湖底の水温・DO の自動連続観測

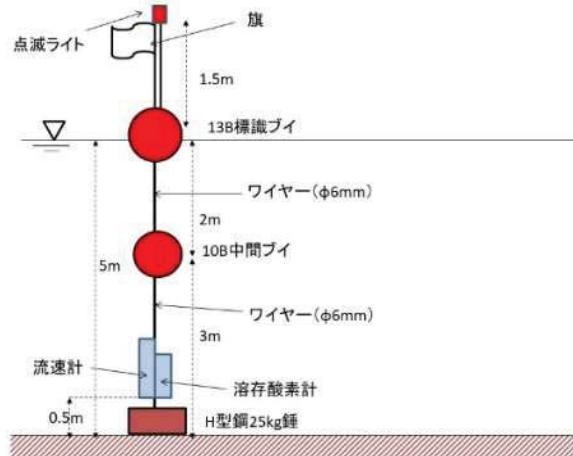


図1 2017年～2018年の琵琶湖南湖における調査地点（左）および観測機器配置図（右）  
(国土地理院の地理院地図に調査地点を追記して掲載)

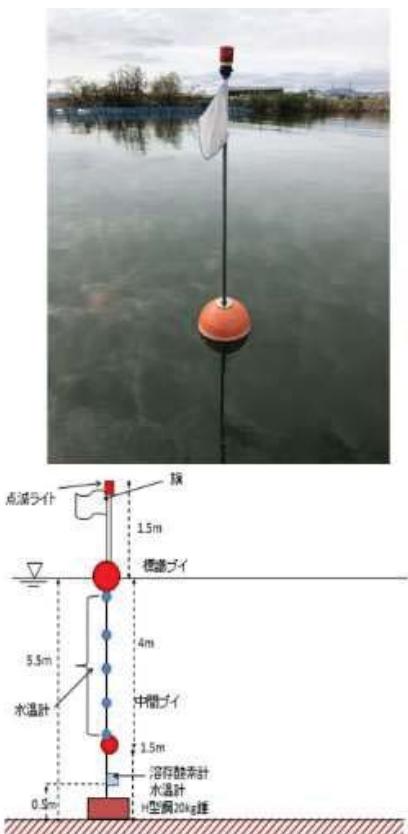


図2 2019年の琵琶湖南湖における調査地点（右）および観測機器配置図（左下）、水面から見た本調査の観測機器（左上、国土地理院の地理院地図に調査地点を追記して掲載）

本研究では、2017年～2018年に、南湖のS1～S5および山ノ下湾S0で水温・DOの自動連続観測を行った(図1)。湖底直上の水温・DOの時間変化や場所による特徴を把握するために、S0～S5のそれぞれ湖底直上0.5mに測定精度±0.002℃の水温計(RBR社製の高精度水温計)、測定精度±1%のDO計各1台を設置した。

また、2019年に、「重点プロジェクト\_南湖湖底環境改善に向けた影響調査」を開始したので、観測地点S6とS7を増やした。そのS3(水深10m、今までの観測点)およびS6(水深9m、増やした観測点)は、溝地の湖底穴である(図2)。

## 2.2. 南湖の流れの平面分布調査

本研究では、アメリカのTeledyne RD Instruments社製の超音波流向流速計(ADCP)を用いて流れの現場調査を行った。このADCPは、周波数1200kHz、測定精度±5mm/sであり、船を走らせながら、表層-湖底までの流速流向プロファイルを取り、広域で流れを測定できる。

測定精度を高めるため、ADCP調査用のDGPSコンパス装置のヘディング精度は、0.3度以内、水平測位精度は、0.6m以内である。

本研究では、ADCPを用いて船を走らせながら、南湖における東西方向の6つのライン(図3の左上)に沿って調査を行い、一つのラインで700個以上のデータを得た。図3の左上のライン以外の点においては、周りの観測ラインのデータの加重平均で換算した。

## 2.3. 南湖流動場モデル・生態系モデル

本研究では、以前に北湖の研究で開発したメッシュ分割型の流動・生態系モデル(焦ら,2018)を南湖へ適用することを進めた。その際、鉛直方向の成層特性を表すために、メッシュ構造の鉛直方向は1m毎に分割した。また、水平方向のメッシュは500m×500mとした。

本研究で用いる流動場モデルについて、デカルト座標系における基礎方程式で、ブジネスク近似と静水圧近似を仮定した湖水の運動方程式、連続の式、水温の移流・拡散方程式、湖水の状態方程式を使った。

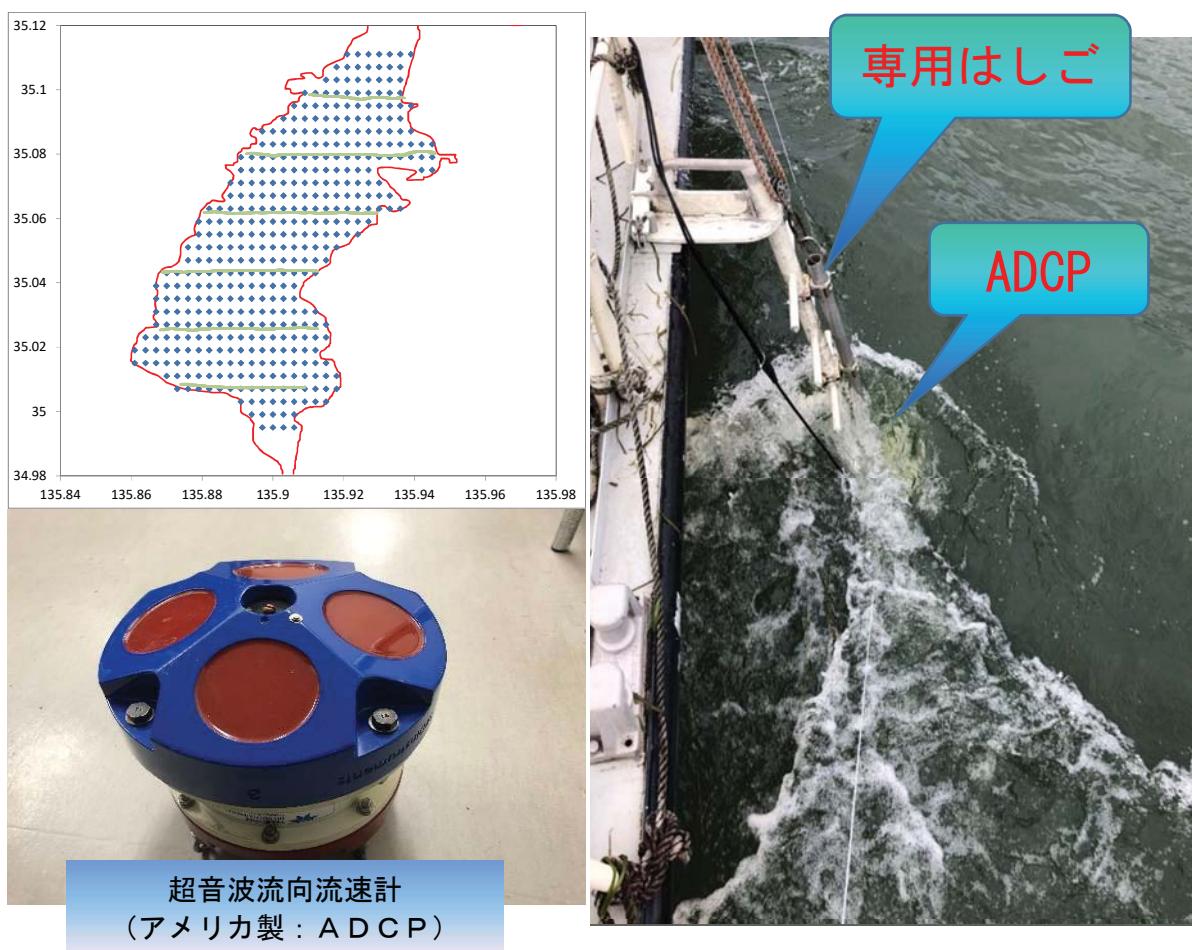


図3 アメリカのTeledyne RD Instruments社製の超音波流向流速計(ADCP)(左下の写真)、ADCPを船に装着している様子(右の写真)およびADCPでの調査ライン(左上図)

生態系モデルについて、生態系モデルの変数は生態系の構成要素として取り扱う変数であり、状態変数と呼ぶ。本生態系モデルの主な状態変数は、無機態窒素 (N)、無機態リン (P)、植物プランクトン ( $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ : 珪藻、藍藻、緑藻およびその他の植物プランクトン)、動物プランクトン (Z)、デトリタス (D)、溶存態有機物 (C)、溶存酸素 (DO)、および底泥からの栄養塩の溶出 (Nsed, Psed, Csed: 底泥からの無機態窒素 (N)、無機態リン (P) および溶存態有機物 (C) の溶出) などが考慮されている。

本流動場モデル・生態系モデルの境界条件として、気象条件は、降水量、気温、風向、風速および全天日射量（植物プランクトンの光合成に関係し、また、湖面熱交換を関係することから）などのデータが必要である。

本研究では、栄養塩などの化学物質やプランクトンは、周辺の水の流れによって輸送されるものとし、各状態変数の時間変化は移流・拡散方程式によって記述される。そして、3次元流動場モデルと生態系モデルを統合し、潮流系と生態系の統合化動力学モデルで同時に計算した。

### 3. 結果と考察

#### 3.1. 琵琶湖南湖の湖底低酸素化

琵琶湖南湖の底層 DO の時間的・空間的变化は、大変複雑である。毎年、水草の繁茂状況および分布状況が異なり、また、琵琶湖放流量も年によって変化するので、南湖窪地以外の地域では、低酸素水塊の発生の場所が決まっていない。3年間（2017年～2019年）の南湖湖底DOの分布調査によると、夏には、南湖の多地点において、たびたび貧酸素状態 (DO が 2mg/L より低い状態) になったことが本調査で分かった。

図4で示すように、水深 5.5m の S1 の湖底直上 0.5m において、2017年9月～10月中旬にたびたび貧酸素状態になった。その後、水温が徐々に低くなり、また、10月下旬の強い風の後に、乱流が強くなるとともに、DO は回復した。

また、2018年7月～9月（図5）および翌年2019年7月～9月（図6）においても、同様に貧酸素状態になった。

このように、2017年～2019年の3年間の夏とも、南湖 S1 の湖底直上においては、たびたび貧酸素状態になることが分かった。

また、南湖のほかの観測地点においても、S1 と同様に（図7）に、時々貧酸素状態になることが分かった。

その中で、2018年8月下旬～9月中旬に、山ノ下湾における S0 の水温・DO の時系列変化は、特徴的であ

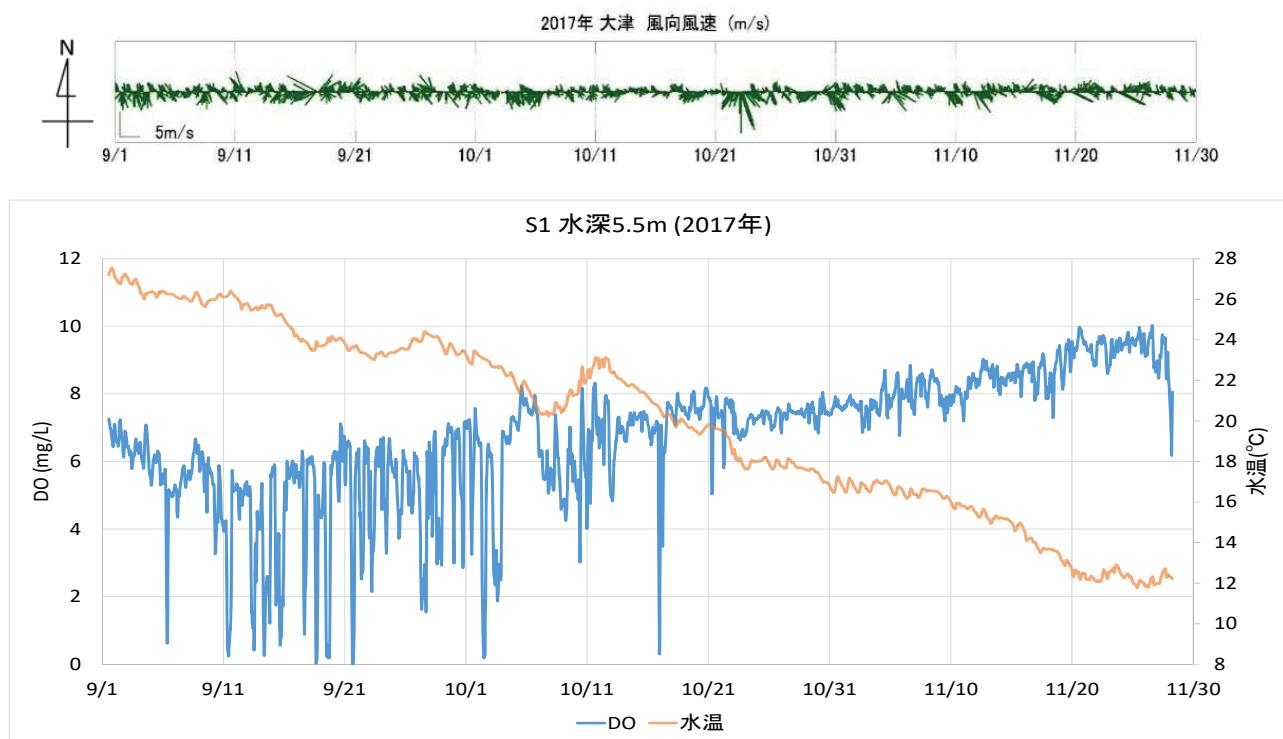


図4 2017年9月～11月、大津観測所の風のベクトル（上）（データの出典：気象庁）、S1（水深5.5m）における湖底直上0.5mの水温およびDO（下）

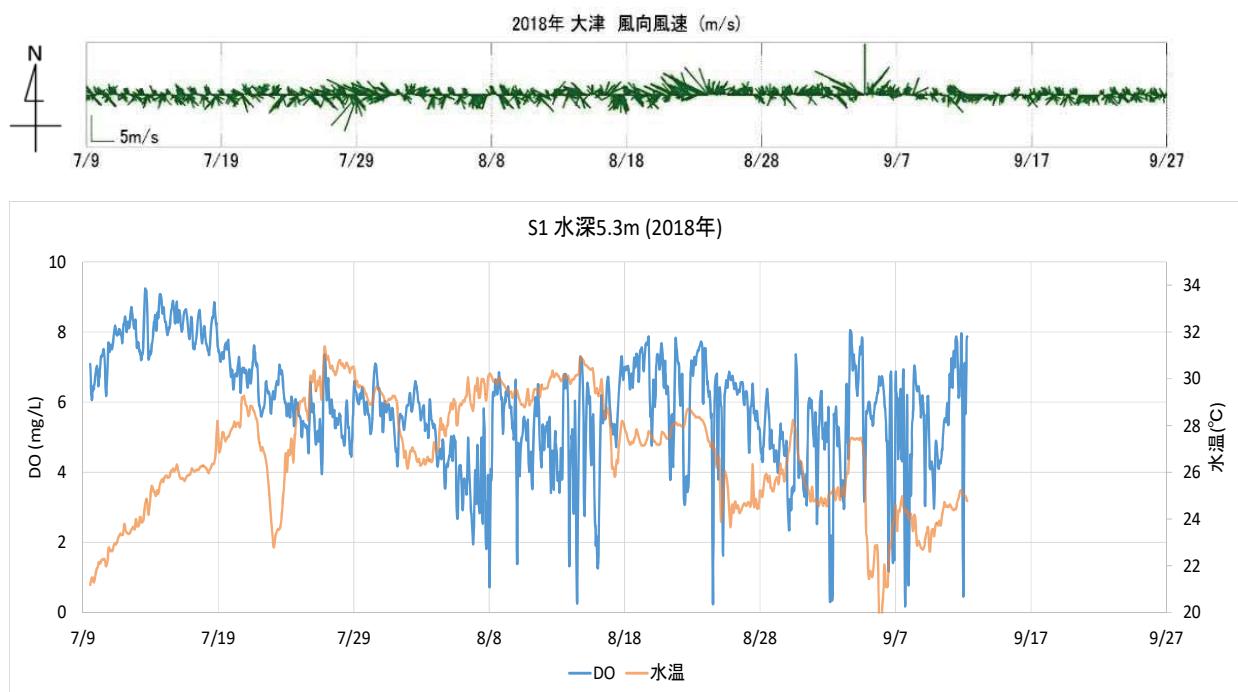


図5 2018年7月～9月、大津観測所の風のベクトル（上）（データの出典：気象庁）、S1（水深5.3m）における湖底直上0.5mの水温およびDO（下）

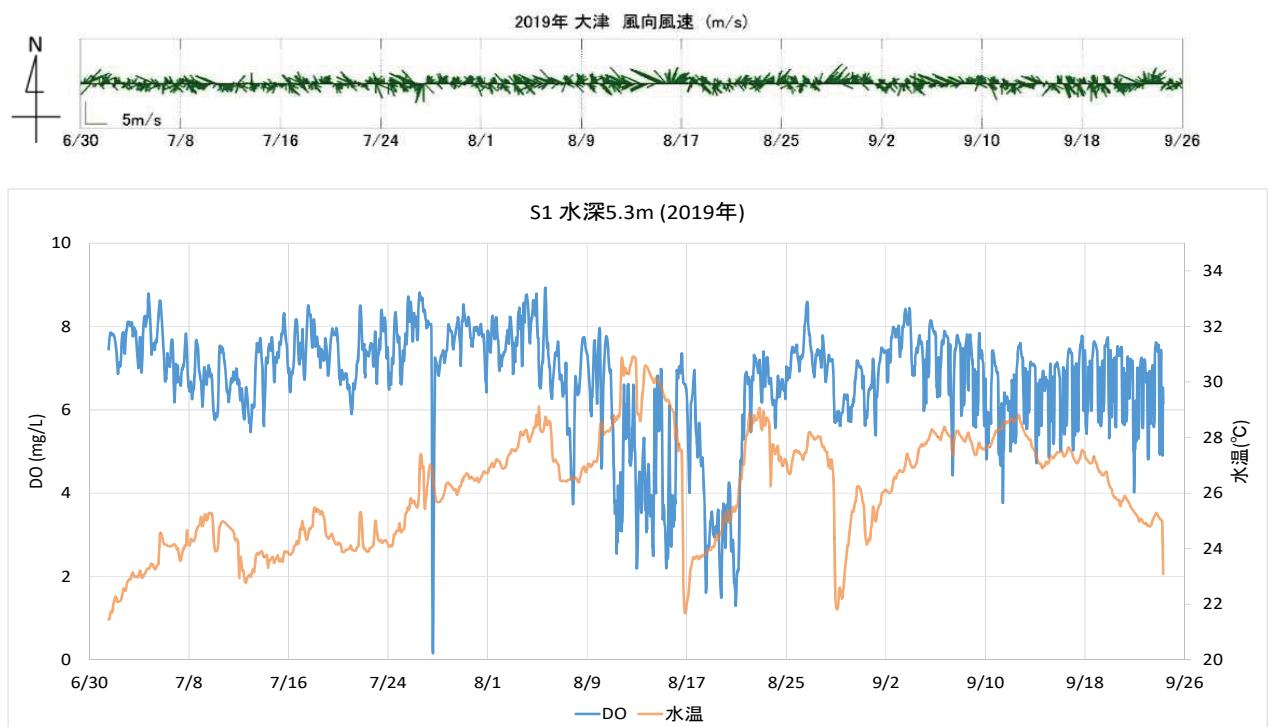


図6 2019年7月～9月、大津観測所の風のベクトル（上）（データの出典：気象庁）、S1（水深5.3m）における湖底直上0.5mの水温およびDO（下）

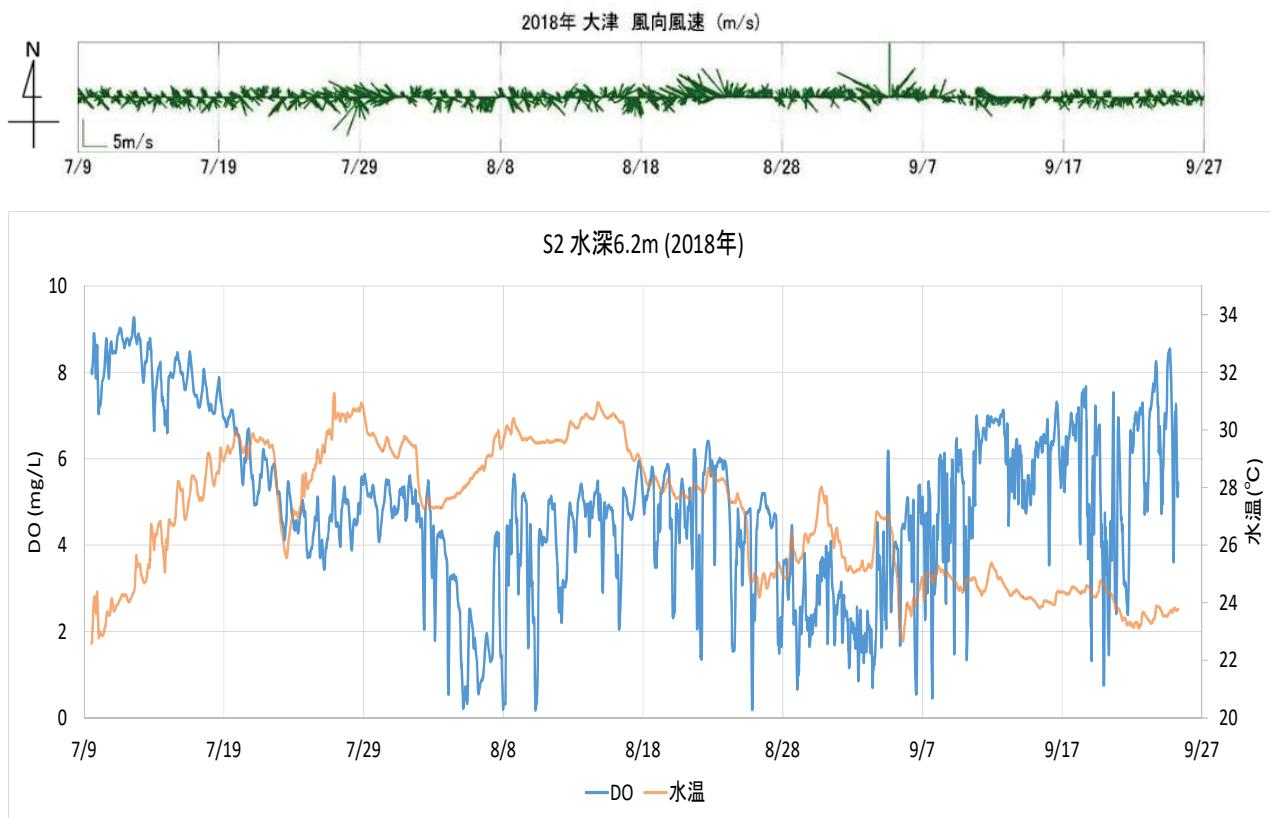


図 7 2018 年 7 月～9 月、大津観測所の風のベクトル（上）（データの出典：気象庁）、S2（水深 6.2m）における湖底直上 0.5m の水温および DO（下）

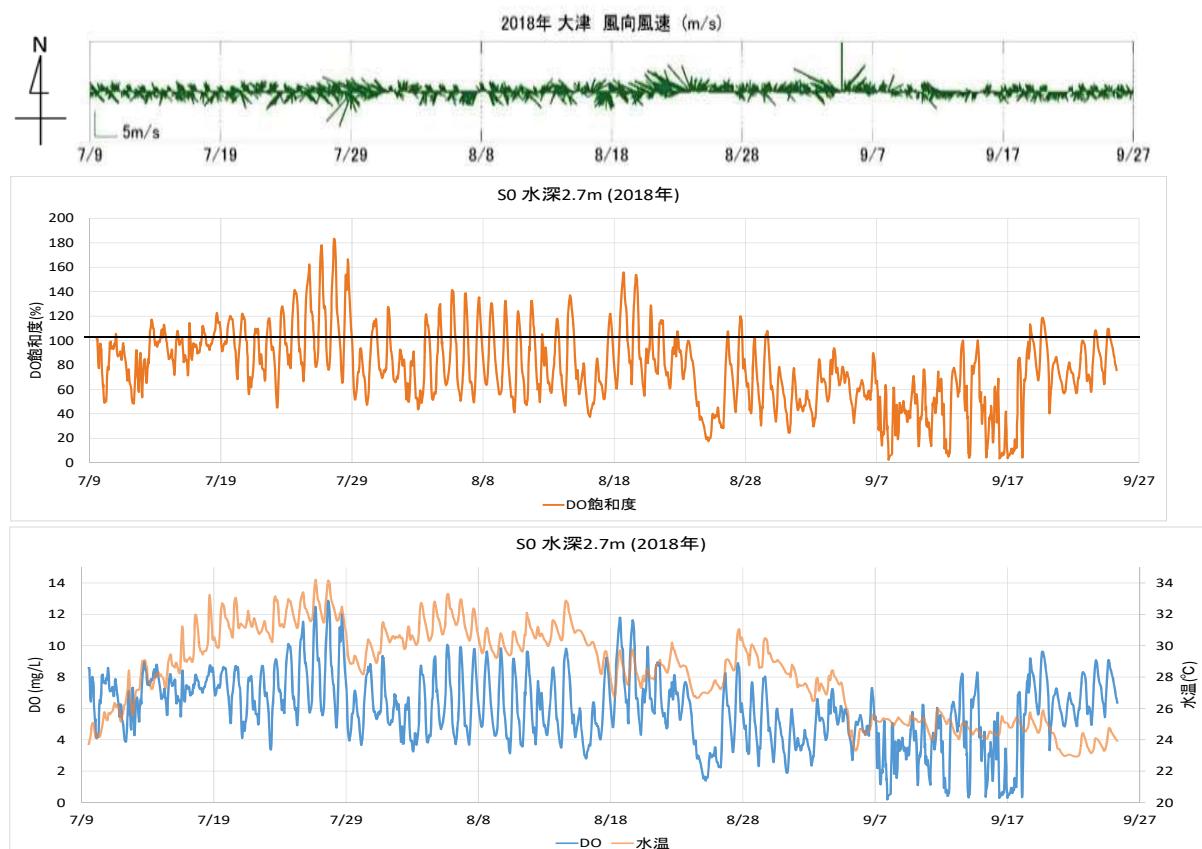


図 8 2018 年 7 月～9 月、大津観測所の風のベクトル（上）（データの出典：気象庁）、山ノ下湾 S0（水深 2.7m）における湖底直上 0.5m の DO 飽和度（中）、水温および DO（下）

った(図8)。山ノ下湾は、比較的風の影響を受けにくく、波や船の通過の影響も少ないため、水温・DOの日変動をよく識別できた。これは、昼間は水温の上昇に伴い、植物プランクトンや水草の光合成により湖底近くまでDOが高くなり(図8の下図)、7月中旬から8月下旬までDO飽和度は過飽和(飽和度100%を超えた状態)にもなる。しかし、夜間には、湖底有機物の酸素消費によりDOが低くなり、9月上旬から、貧酸素状態になった。このことによるDOの日変動の幅は、8月の大きい時に6mg/Lにも上った。この観測結果は、風・波(船の航行を含む)などの物理環境の変化が少ない場合のDOの日変動と位置付けられる。また、山ノ下湾における水中植物は、主に水草であるので、水草が湖底低酸素に与える影響を見るための参考になる。

### 3.2. 琵琶湖南湖の窪地における湖底の貧酸素・無酸素状況

南湖の湖底には、砂利採取などにより深い湖底穴が多数形成された。既存の研究で、これらの深い穴では、夏に湖水の成層が見られ、水深6m以深は、無酸素状態であった(森田ほか, 2010)。しかし、それから10年後になる現在では、これらの深い穴の湖底の酸素状況はどうなっているか、また、深い穴の湖底の酸素状況は、穴の外に影響を与えていているかどうかを把握するため、本研究の調査を行った。

図9は、湖底穴における貧酸素或いは無酸素水塊の外への拡散パターンの概念図で、パターンA～パターンCに3つに分けている。

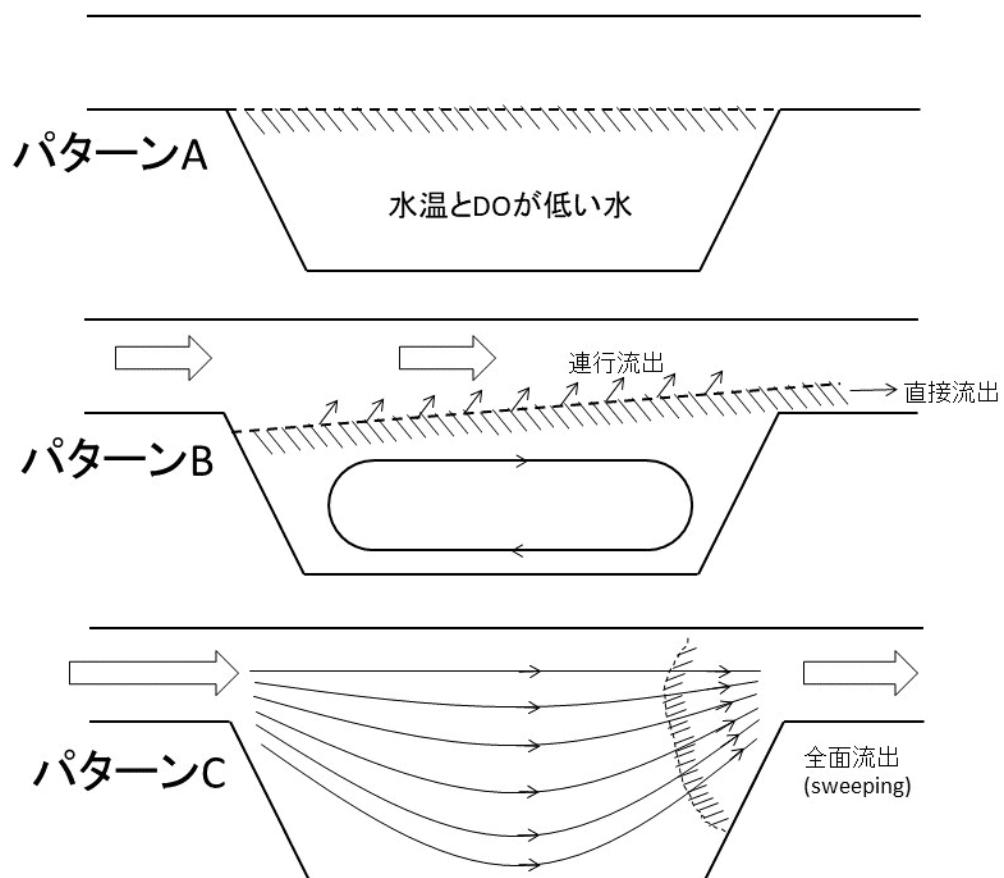


図9 湖底穴に、水温とDOが低い重い水と周辺の水との混合・入れ替りの概念図

パターンA：微風の場合、パターンB：弱風の場合、パターンC：強風の場合、

出典：奥田ほか（1981）から複製

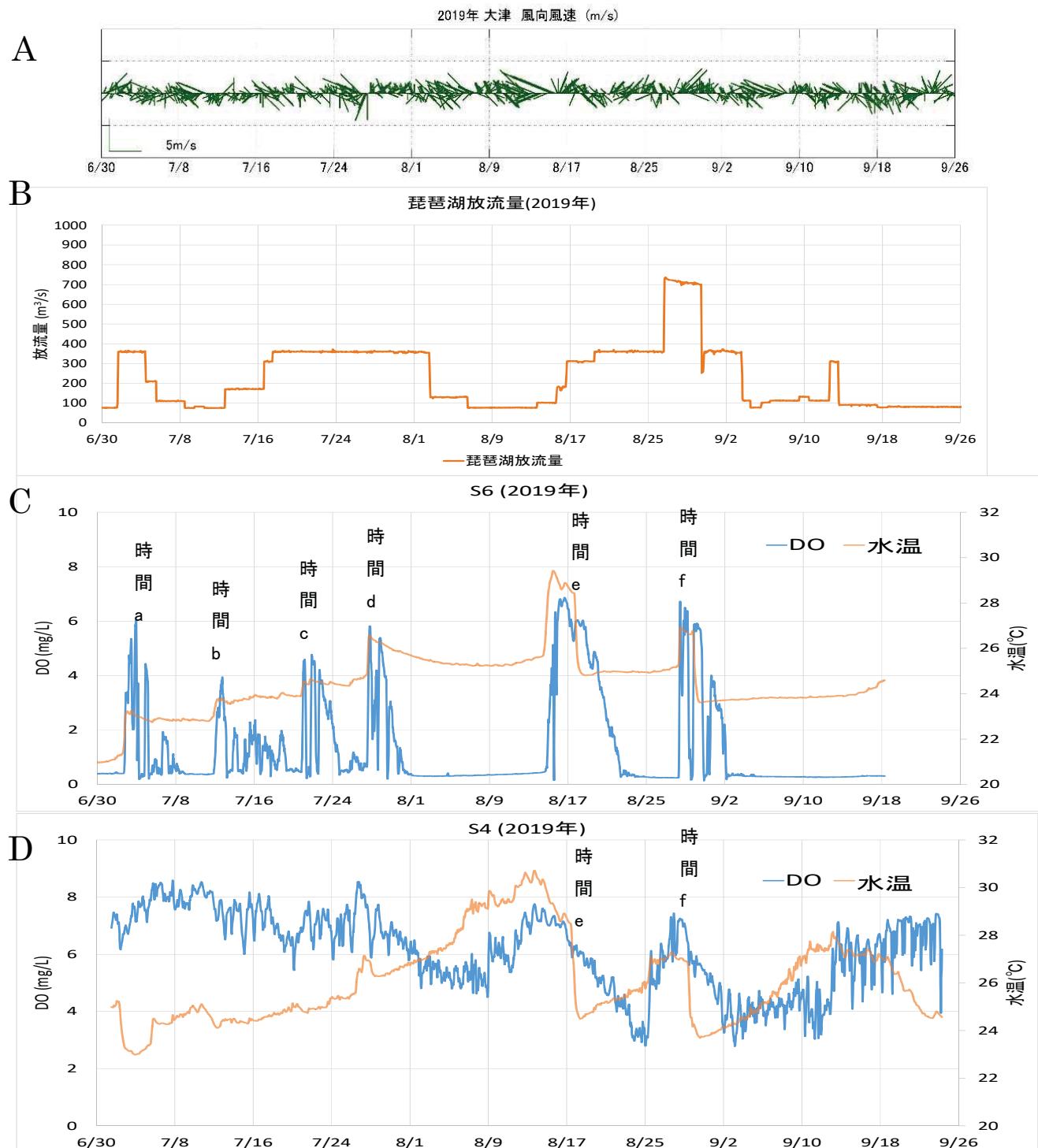


図 10 2019 年 7 月～9 月、A: 大津観測場の風のベクトル (データの出典 : 気象庁)、B: 琵琶湖放流量 (データの出典 : 国土交通省近畿地方整備局琵琶湖河川事務所)、C: 窪地の深い穴である S6 (水深 9.2m) の湖底直上 0.5m の水温と DO、D: その湖底穴の周辺地点である S4 (水深 5.6m) における湖底直上 0.5m の水温と DO

図 10C で示すように、水深 9.2m の深い湖底穴である S6 の湖底直上 0.5m において、2019 年 7 月上旬より 1か月間の溶存酸素濃度 (DO) は変動していた。7 月末に無酸素状態になり、8 月中旬まで続いた。その後、8 月 21~28 日、9 月 2 日以降も無酸素状態となつた。特に注目されるのは、図 10C の時間 a~f の時点で、DO が急に回復したことである。

夏に窪地の湖底穴では水が成層しているので、湖底穴の中と外を比べると、湖底穴の中では DO と水温が低い。湖底穴の底の水がその直上の水と混合した場合、湖底穴の底の水温と DO は緩やかに上昇するはずであるが (図 9 のパターン B 参照)、図 10C の時間 a

~f の時点では、水温と DO が急に上昇している。これは、湖底穴の中の水が、外の水とそっくり入れ替わったためと考えられる (図 9 のパターン C 参照)。

湖底穴の中の水が、外の水に入れ替わる原因の一つとして琵琶湖放流量の増大があるが、湖底穴の中の DO の劇的な変化と琵琶湖放流量 (図 10B) には同調する傾向がみられないで、琵琶湖放流量の増大は、この時の変化の直接的な原因ではない。

琵琶湖の放流量は  $600\text{m}^3/\text{s}$  になっても、穴の中の水が入れ替わる (Sweeping) ことが起こらないと報告されている (奥田ほか, 1981)。

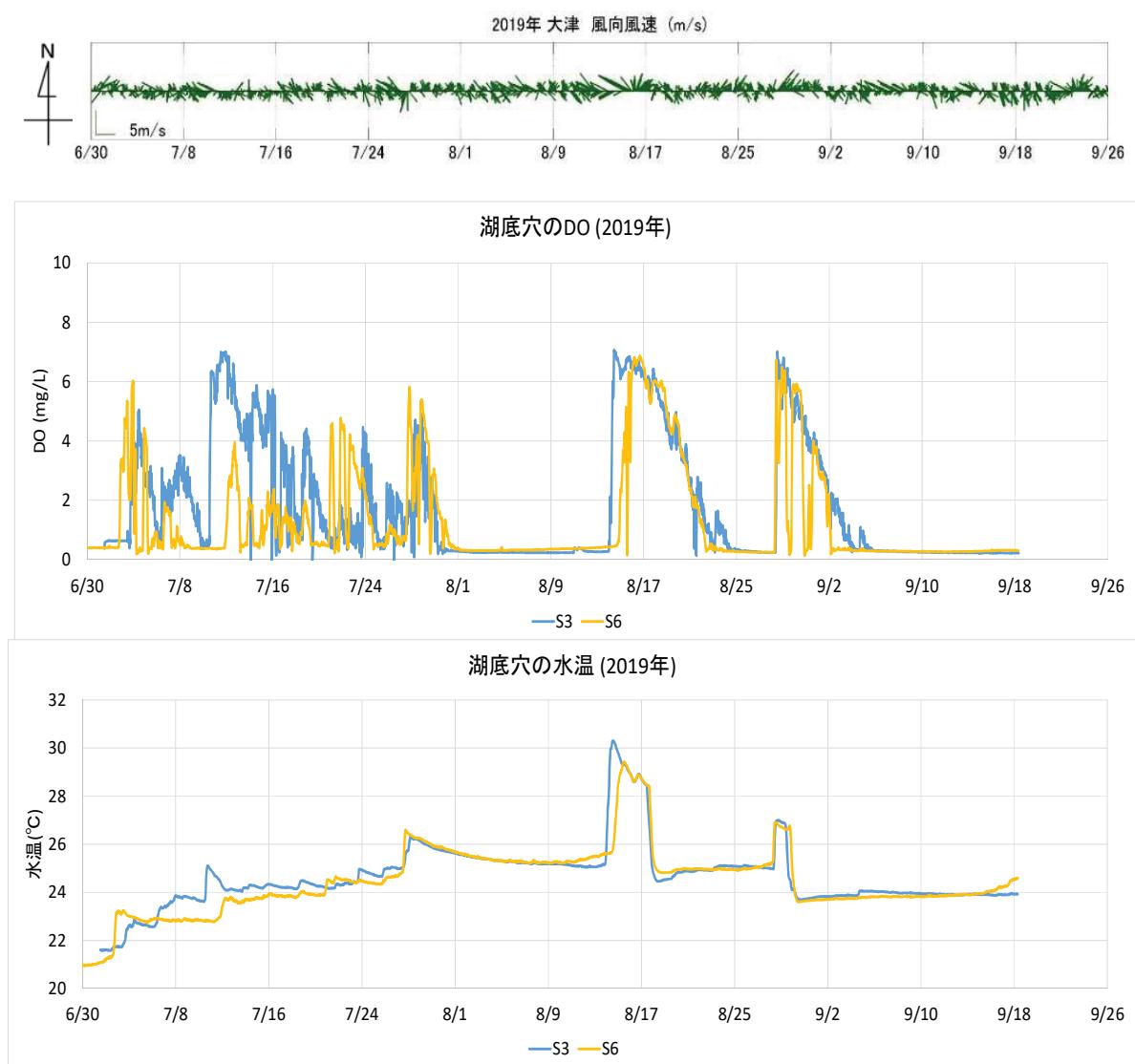


図 11 2019 年 7 月～9 月、大津観測所の風のベクトル (上図) (データの出典 : 気象庁)、窪地の深い穴である S3 (水深 10.1m) と S6 (水深 9.2m) における湖底直上 0.5m の DO の比較 (中図) および水温の比較 (下図)

一方、風が強いとき（図 10A）には DO と水温は劇的に上昇し（図 10C の時間 d、時間 e、時間 f）、風の弱いとき（時間 a～f 以外の時）には湖底穴の中の DO と水温は、緩やかに変動していた。このことから、湖底穴の中の水が外の水と入れ替わる原因は、風による影響（図 9 のパターン B と C）が考えられた。

図 10D は、2019 年 7 月～9 月、湖底穴の周辺地点である S4（水深 5.6m）における湖底直上 0.5m の水温および DO である。この地点では、図 10D の時間 e と時間 f の時点で、水温の低下に合わせて DO が緩やかに低下した。これは、時間 e と時間 f の強風（図 10A）によって湖底穴から出た DO と水温の低い水塊が周辺地点の水と混合したためと考えられる。

湖底穴 S6 の水深は、9.2m であるが、その周りは、5-6m である。夏に湖底穴の 6m 以深には、無酸素状態になりやすい（森田ほか, 2010）。湖底穴 S6 の水深 5-6m の水とその周りの水の混合あるいは入れ替わりも考えられる。S6 の水深 9.2m の湖底付近は、水は静かに停滞していた（Stagnant）状態と劇的に変化する状態（Sweeping）と二つ状態がある（図 10C）。湖底穴 S6 の水深 5-6m の水とその周りの水との間は、停滞していた（Stagnant）状態と劇的に変化する状態（Sweeping）との間の状態、つまり、湖底穴の水深 5-6m の水とその周りの水と緩やかな水の混合あるいは入れ替わりが考えられる。

このように、湖底穴の無酸素の水は、常に静かに停滞している状態にあるわけではなく、周りの水と緩やかな水の混合あるいは入れ替わりがあるので、湖底穴の無酸素の水が、周りの湖底の水に悪い影響を与えることが考えられる。また、この湖底穴の無酸素の水が、窪地の周りの流れに乗って、影響を及ぼす可能性がある（3.4 節を参照）。

また、窪地の深い穴である S3（10.1m）と S6（水深 9.2m）の DO と水温を比較してみた。湖底穴 S3 は、S6 の南側に位置し（図 2）、湖底直上の DO を比較すると、S3 と S6 の DO の変化のパターンは、同様である（図 11 の中図）。2019 年 7 月上旬より 1 か月間にかけて DO は、複雑な振動で上下する。7 月の月末になると無酸素状態になり、この無酸素状態は、8 月中旬まで存続した。その後の 8 月 21 日～8 月 28、9 月 2 日以降において、たびたび無酸素状態が続いた。

### 3.3. 南湖全体の流れの水平分布

遠藤（1982）は、南湖の流れの調査研究を行い、以下のようにまとめた。南湖における流況は通常 2～3cm/s 程度の弱流の場合が多く、しかも時間的に複雑な変動を

みせる。流況を支配する主な要因は風である。強風により比較的安定した流れのパターンが形成され、北風によって時計回りの、南～西風に対して反時計回りの水平循環流が高頻度に出現する。洪水放流時には各測点で 2～4cm/s 程度の南向きの恒流が存在するが、強風による流れに比べるとかなり小さい。

しかし、この研究の係留系の設置場所や、観測地点が少な過ぎることなどの問題があり、南湖の流れの分布は、詳細には分からなかった。

そこで、本研究では、今までよく分からなかった南湖全体の流れの水平分布について詳しい構造を明らかにするため、超音波流向流速計（ADCP）を船に取り付け（図 3）、船を走らせながら流れを測定した。

図 12 の左図は、2019 年 8 月 1 日、琵琶湖の放流量が 300m<sup>3</sup>/s で、北風およそ 1.9m/s（大津観測所で測った流れ観測期間中の平均風速）の場合における水深 1.4m の流れの水平分布である。基本的には、南湖の北半分の西側および南半分の中央における真っすぐの恒流が卓越し、流れの最大値は 15cm/s に達した。南湖北半分の東側と南半分の東西両側では、流れが弱い。図 12 の右図は、水深 1.9m の流れの水平分布で、水深 1.4m の流れの水平分布と似ていて、真っすぐの恒流が卓越する一方、南湖の北半分には、反時計回りの環流がある。

図 13 の左図は、2019 年 12 月 9 日、琵琶湖の放流量が 86m<sup>3</sup>/s で、北風 1.6m/s（同上）の場合における水深 1.4m の流れの水平分布である。南湖の南北方向の中央地域では、流れが弱く、南湖の南側には、反時計回りの環流がある。図 13 の右図は、水深 1.9m の流れの水平分布で、水深 1.4m の流れの水平分布とよく似ている。

図 14 は、2019 年 8 月 1 日の南湖の水深 1.9m の流れの水平分布と 12 月 9 日の水深 1.9m の流れの水平分布との比較である。この 2 日間の風は、ほぼ同じだが、琵琶湖の放流量が大きく異なる。8 月 1 日の琵琶湖の放流量は、300m<sup>3</sup>/s に対し、12 月 9 日の琵琶湖の放流量は、86m<sup>3</sup>/s である。8 月 1 日の南湖の流れは、南湖の北半分の西側および南半分の中央における真っすぐの恒流が卓越し、流れの最大値は 15cm/s に達し、南湖の北半分には、反時計回りの環流がある。一方、12 月 9 日の南湖の流れは、南湖の南北方向の中央地域では、流れが弱く、南湖の南側には、反時計回りの環流がある。この 2 日間の流れの分布の共通点は、反時計回りの環流の存在がある。しかし、反時計回りの環流がある場所が違い、8 月 1 日の反時計回りの環流は、南湖の北半分にあることに対し、12 月 9 日の反時計回りの環流は、南湖の南半分にある。この 2 日間の流れの分布の最も大きな違いは、南湖全体の流れの強さである。

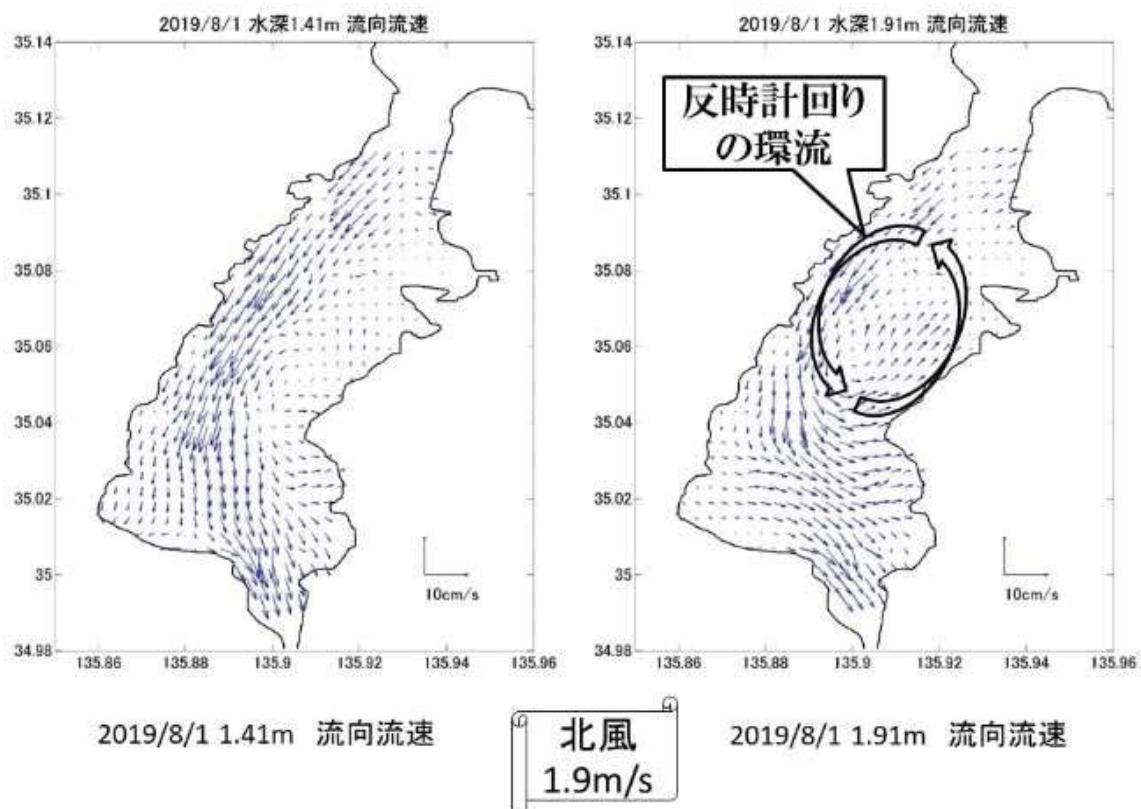


図 12 超音波流向流速計 (ADCP) で測った南湖の流れの水平分布。左図は、2019年8月1日、琵琶湖の放流量が $300\text{m}^3/\text{s}$ の場合、水深1.4mの流れの水平分布、右図は、水深1.9mの流れの水平分布である。

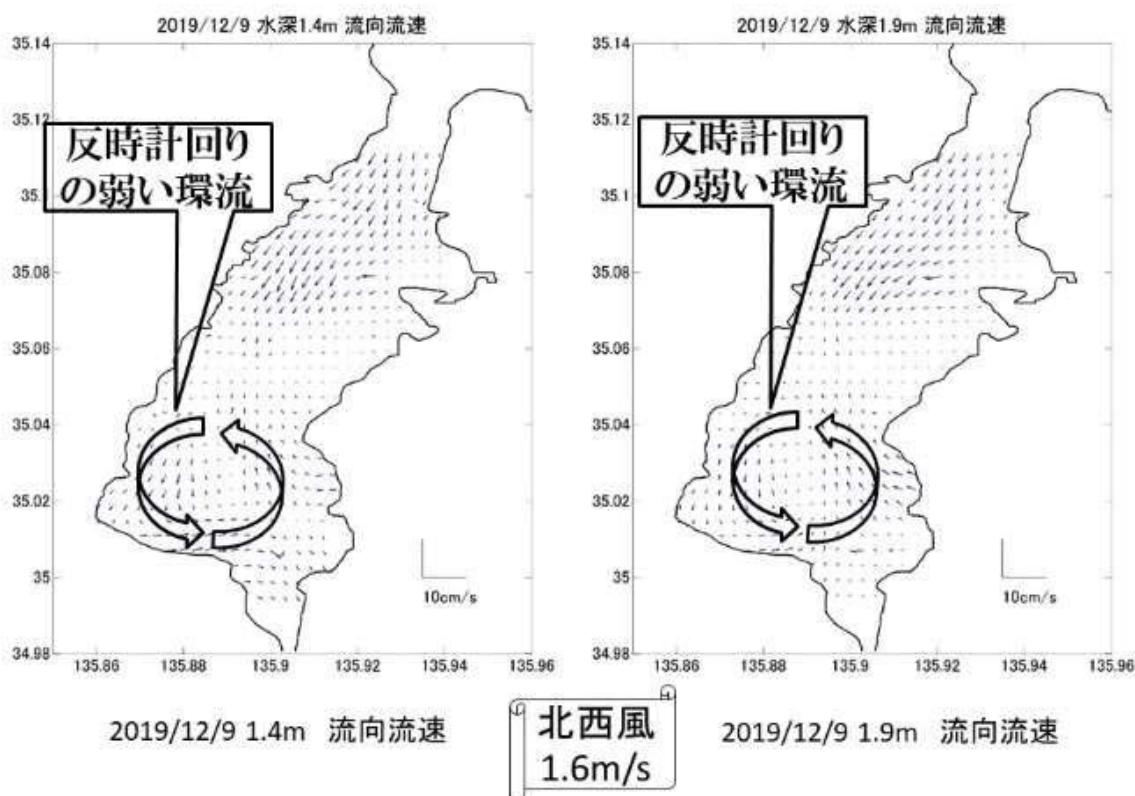


図 13 超音波流向流速計 (ADCP) で測った南湖の流れの水平分布。左図は、2019年12月9日、琵琶湖の放流量が $86\text{m}^3/\text{s}$ の場合、水深1.4mの流れの水平分布、右図は、水深1.9mの流れの水平分布である。

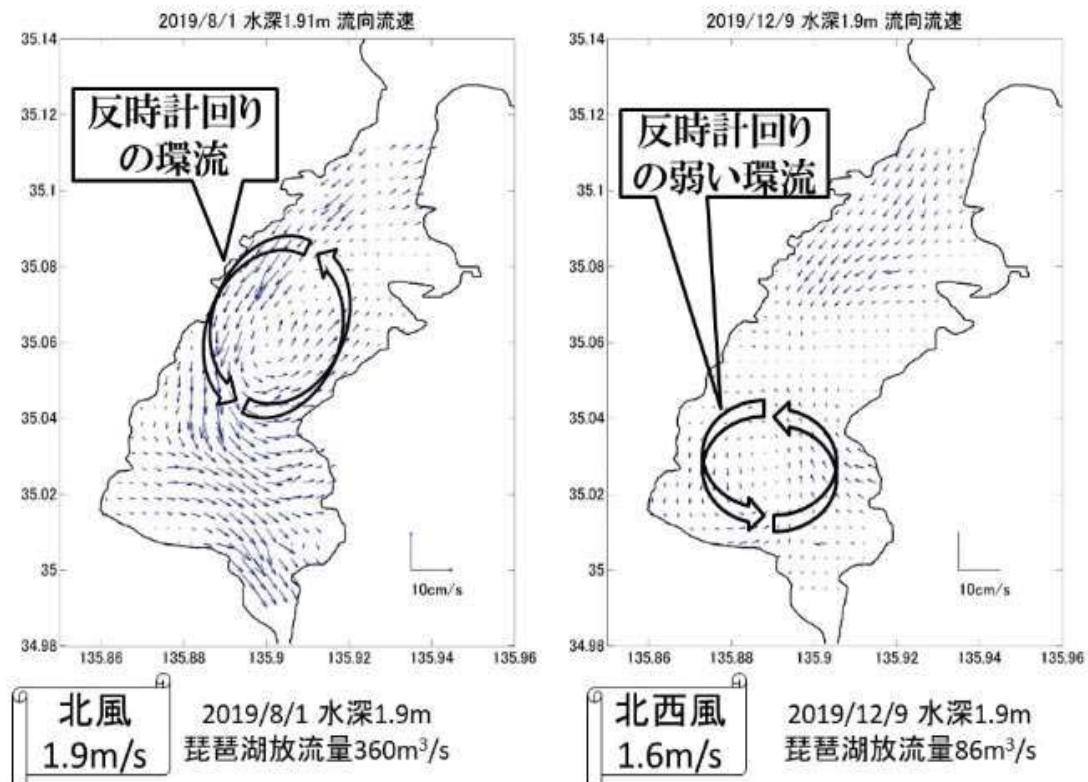


図 14 超音波流向流速計 (ADCP) で測った南湖の流れの水平分布。左図は、2019 年 8 月 1 日、琵琶湖の放流量が  $300\text{m}^3/\text{s}$ 、北風  $1.9\text{m}/\text{s}$  の場合、水深  $1.9\text{m}$  の流れの水平分布で、右図は、2019 年 12 月 9 日、琵琶湖の放流量が  $86\text{m}^3/\text{s}$ 、北西風  $1.6\text{m}/\text{s}$  の場合、水深  $1.9\text{m}$  の流れの水平分布である。

8 月 1 日の琵琶湖の放流量は、 $300\text{m}^3/\text{s}$  で、流れの最大値は  $15\text{cm}/\text{s}$  に達することに対し、12 月 9 日の琵琶湖の放流量は、 $86\text{m}^3/\text{s}$  で、流れの最大値は  $5\text{cm}/\text{s}$  程度である。琵琶湖の放流量が南湖全体の流れに大きく影響することが明らかになった。

また、数理モデル（後述）での数値実験によると、南湖の流れの水平分布は、主に水深・地形の影響、風の状況、水草繁茂状況および琵琶湖の放流量などで決まることが示唆されており、さらに精査が必要である。

### 3.4. 南湖の流れの分布による湖底穴の貧酸素・無酸素水塊への影響

窪地の深い穴である S6 の近くの区域である南湖東岸域の砂地は、かつてセタシジミが豊富に生息するなど豊かな生態系を形成していた。現在では、この窪地に深い湖底穴が多数形成され、貧酸素化或いは無酸素化が進み、湖底環境が著しく悪化している。これらの湖底穴が周囲の水域の湖底に与える影響の把握を求められている。

図 15 の左上図は、2019 年 7 月～9 月の琵琶湖放流量で、左下図は、窪地の深い穴である S6（水深  $9.2\text{m}$ ）に

おける湖底直上  $0.5\text{m}$  の水温および DO である。図 15 の左下図の時間 c と時間 d の時点では、窪地の深い穴である S6（水深  $9.2\text{m}$ ）の DO も水温も急に上昇していたので、DO と水温が低い湖底穴の中の水は、穴の外の DO と水温が高い水に入れ替わったと考えられる。この水の入れ替わりの時（時間 c と時間 d の時点）に、琵琶湖の放流量が  $300\text{m}^3/\text{s}$  以上（図 15 の左上図）にあるため、南湖の流れの水平分布は、2019 年 8 月 1 日に測った流れの水平分布（図 15 右図）と似ていると考えられる。そうならば、窪地の深い穴である S6（水深  $9.2\text{m}$ ）の DO と水温が低い湖底穴の中の水は、穴の外の DO と水温が高い水に入れ替わり、DO が低い或いは無酸素の水は、穴の外へ拡散し、南湖の反時計回りの環流（図 15 右図）に乗って、影響を及ぼすことが考えられる。今後さらに調査が必要である。

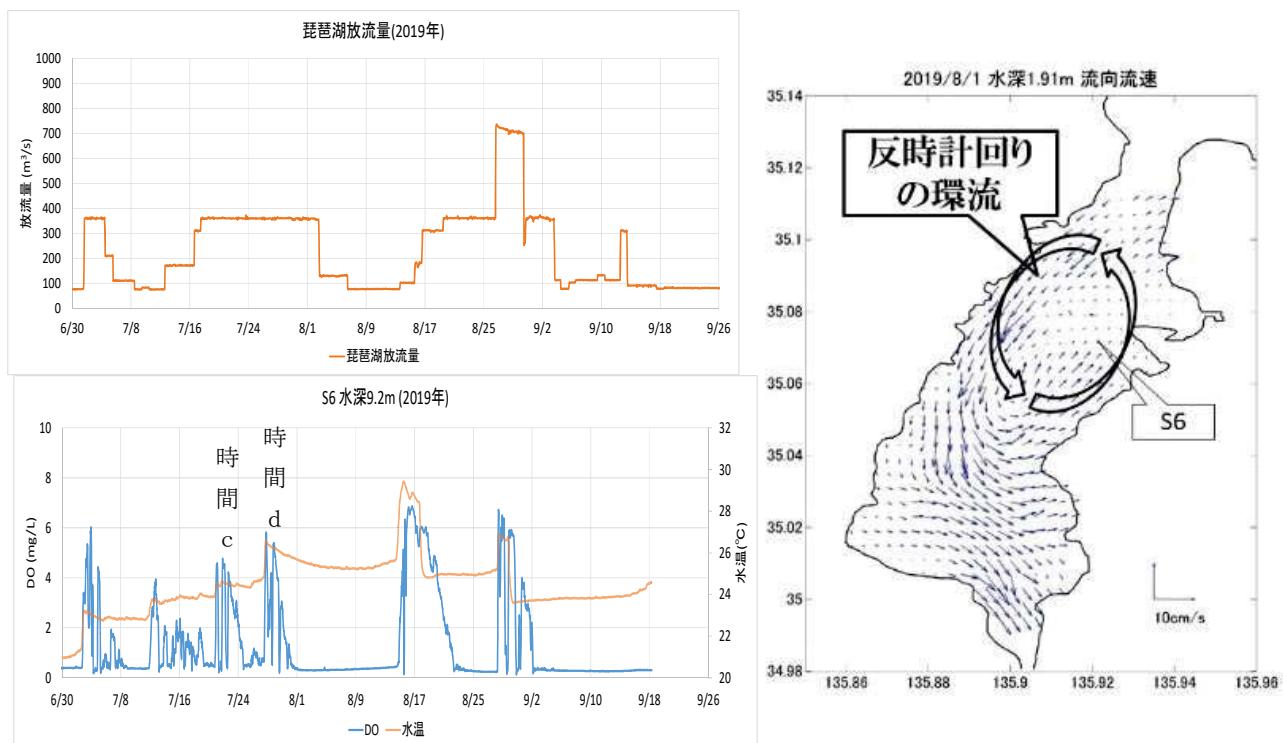


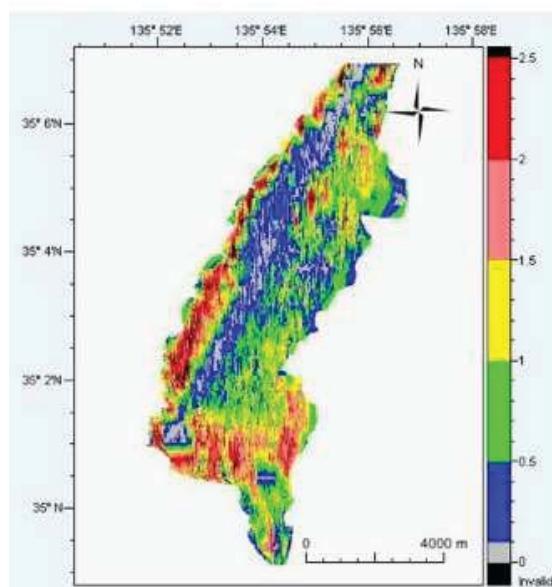
図 15 2019 年 7 月～9 月、琵琶湖放流量（左上図）（データの出典：国土交通省近畿地方整備局琵琶湖河川事務所）、窪地の深い穴である S6（水深 9.2m）における湖底直上 0.5m の水温および DO（左下図）、2019 年 8 月 1 日、琵琶湖の放流量が  $300\text{m}^3/\text{s}$ 、北風  $1.9\text{m}/\text{s}$  の場合、水深 1.9m の流れの水平分布（右図）。

### 3.5. 南湖の水草の分布が、湖底 DO に与える影響

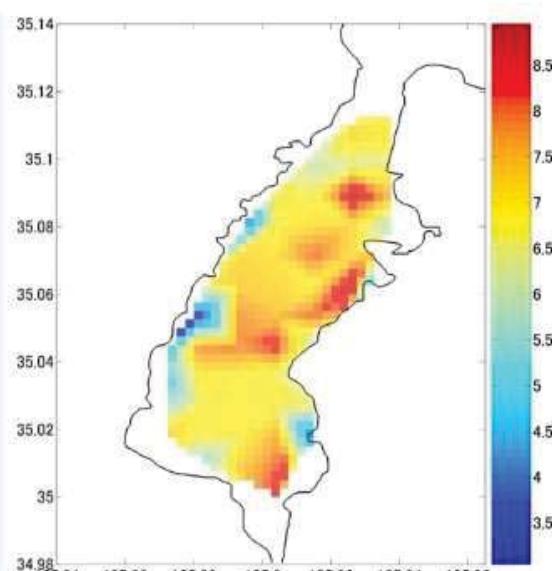
図 16（カラー図表参照）の左図は、2019 年 9 月、魚探による水草高の水平分布（芳賀、琵琶湖博物館水草対策チーム資料）で、図 16（カラー図表参照）の右図は、琵琶湖環境科学研究所の委託研究で新洲株が 2019 年 9 月 13～14 日観測した南湖湖底から 0.3m の DO 水平分布である。この DO 水平分布調査では、湖底穴内部のデータは含んでいない。両者の比較から、西側の湖岸付近と矢橋の北側に見られる低い DO は、水草の分布と関係があることが示唆された。水草オオカナダモ、ホザキノフサモ、センニンモは、南湖湖底直上の DO を低下させ、その中で、オオカナダモの現存量の寄与が最も大きいことが報告されている（芳賀ほか, 2006）。また、図 8 の下図で分かるように、昼間は水温の上昇に伴い、植物プランクトンや水草の光合成により湖底近くまで DO が高くなり、夜間には、湖底有機物の酸素消費により DO が低くなる。本調査は、昼間を行ったため、この

時間帯に DO が高くなるはずであるが、DO が低いという傾向が見られた。つまり、南湖の水草の分布が、湖底 DO に与える影響は、昼間でも見られる。しかし、南湖東岸沖の窪地には、以上の理由（昼間には、DO が高くなる）で、今回の調査では、窪地が湖底の DO 濃度に与える影響が見られなかった。本結果から、湖底穴の貧酸素水塊が地点の周囲に広がっている様子を確認することはできなかった。よって、湖底穴から放出される貧酸素水塊は、周囲の狭い範囲には影響を及ぼすが、広範囲には影響を及ぼさない可能性がある。

南湖の水草水平分布  
(2019年9月)



南湖湖底から0.3mのDO水平分布  
(2019年9月13-14日)



出典：琵琶湖博物館の魚探水草高  
モニタリング

図 16 南湖の水草高（左図）と溶存酸素（右図）の水平分布。左図は、2019 年 9 月、魚探による水草高の水平分布で、右図は、2019 年 9 月 13～14 日、南湖湖底から 0.3m の DO 水平分布である（カラー図表参照）。

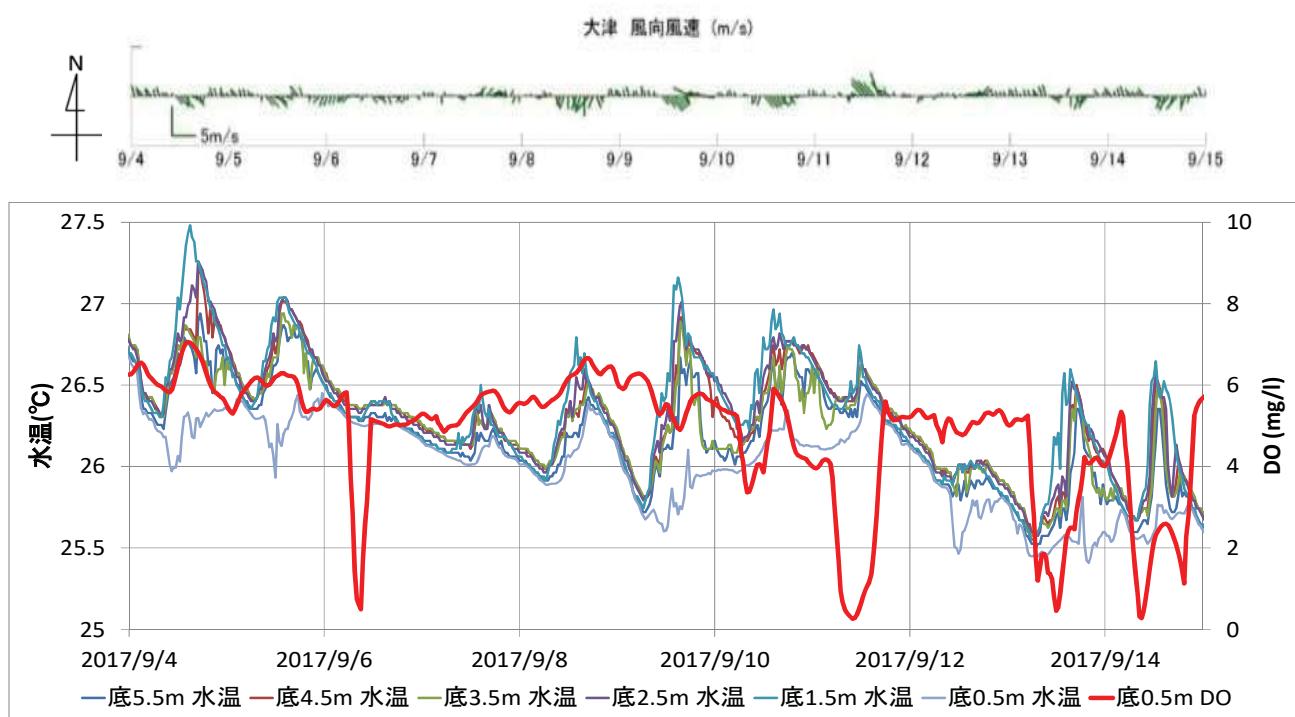


図 17 2017 年 9 月 4 日～15 日、大津観測所の風向・風速（上図）（データの出典：気象庁）、S1 における湖底直上 0.5m の DO（太赤線）および湖底から 0.5m, 1.5m, 2.5m, 3.5m, 4.5m, 5.5m の水温。

### 3.6. 三次元の統合化統合モデルによる数値実験

南湖は、なぜ時々一時的な貧酸素状態になるのか。その影響因子は、水草の大量繁茂による潮流の停滞、風による流れの状況、湖水の成層状況、琵琶湖の放流量などが考えられる。

図17上図は、風のベクトル図を示す。風の応力 $\tau_0$ は、次式(1)で示される。

$$\tau_0 = \rho_a C_D W^2 \quad (1)$$

ここで、 $\tau_0$ は湖面に作用する風の応力、 $\rho_a$ は空気の密度、 $C_D$ は無次元常数で湖面の抵抗係数、Wは風速である。

夏の南湖は風が弱いため、式(1)によりその湖面応力も弱い。そのため、風と貧酸素とは明確な関係がないようである。また、表層と底層の水温の差が大きければ大きいほど成層が強いが、成層が強い時でもDOは低くならなかつた(図17)。

南湖湖底のDOに影響を与える影響因子の相互作用が考えられるので、そのメカニズムを把握するため、現場調査だけではなく、数理モデルでの数値実験が必要と考えた。そのため、本研究は、琵琶湖の3次元生態系モデルと3次元潮流系モデルをそれぞれ構築した。その相互作用を把握するため、この二つのモデルを統合し、3次元生態系と潮流系の統合化動力学モデルを構築した。

琵琶湖の放流量が南湖全体の流れに大きく影響することが分かったため、南湖底層のDOに与える影響の一つ影響因子の例として、数値実験を行つた。琵琶湖の放流量を  $100\text{m}^3/\text{s}$  と  $400\text{m}^3/\text{s}$  にする場合で、南湖底層のDOはどう変わるかについて、数値実験で比較した(図18、カラー図表参照)。数値実験における(2017年8月11日20:00)風は、南の風  $2.4\text{m}/\text{s}$  とした。

その結果、琵琶湖の放流量が  $100\text{m}^3/\text{s}$  の場合は、 $400\text{m}^3/\text{s}$  の場合より、南湖全体の流れは弱くかつDOも全体的に低かった。特に、底層では、貧酸素になりやすいことが分かつた。

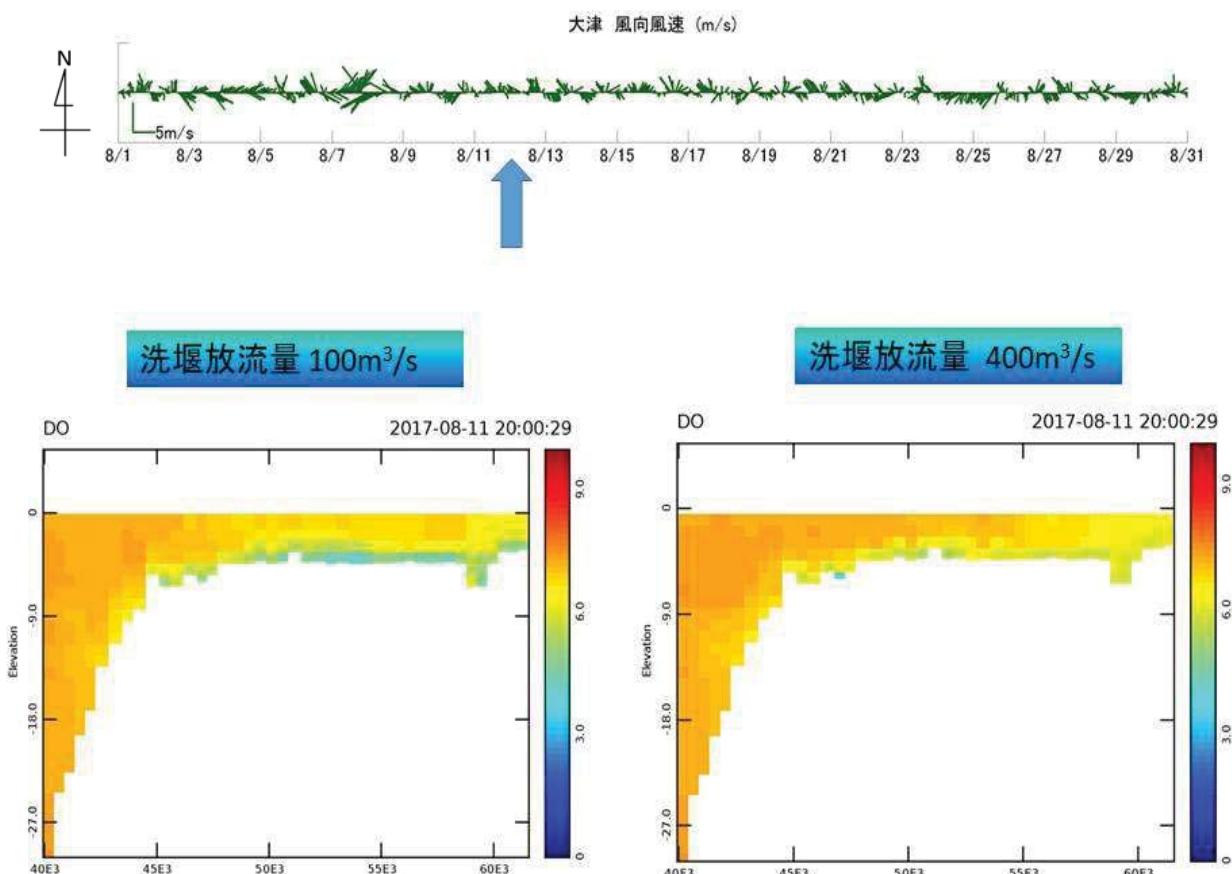


図18 大津観測所の風向・風速(上図)(データの出典:気象庁)、琵琶湖の放流量をそれぞれ  $100\text{m}^3/\text{s}$ (左下図)と  $400\text{m}^3/\text{s}$ (右下図)にした場合、3次元数理モデルで行った数値実験によるDOの南北鉛直断面図(2017年8月11日20:00) 断面図の左側は北湖方向で、右側は瀬田川方向である(カラー図表参照)。

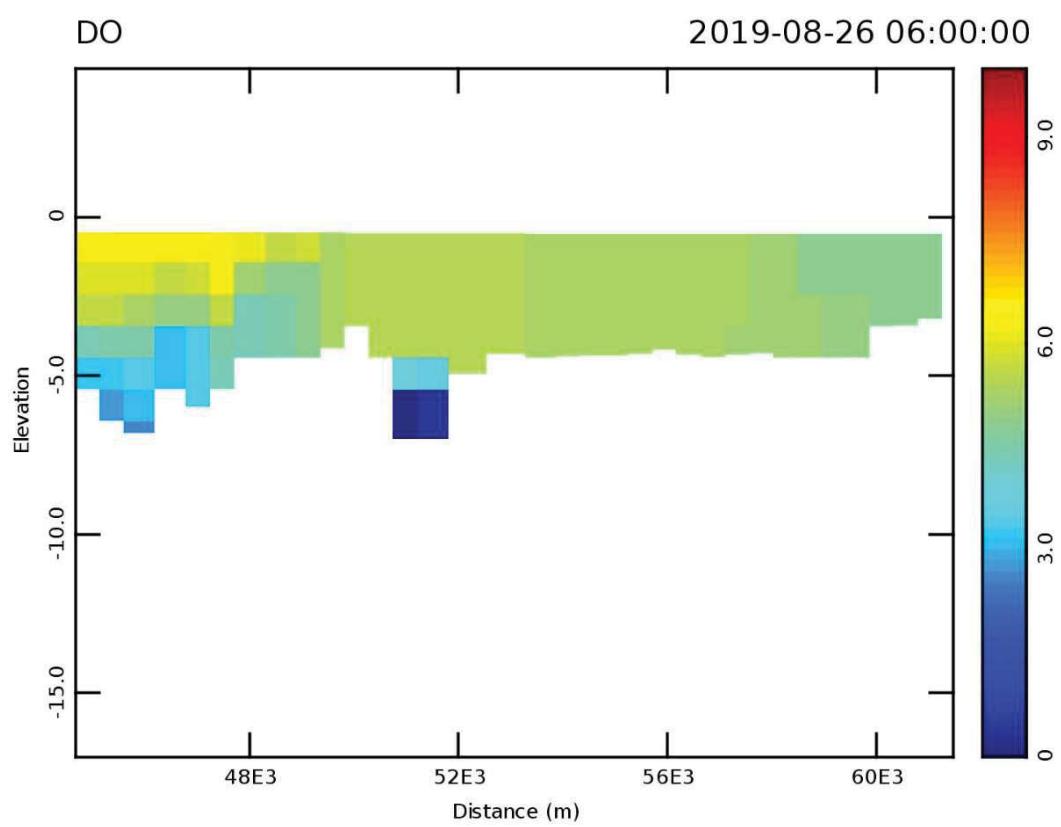


図 19 3 次元モデルで計算した南湖の DO の南北鉛直断面図（2019 年 8 月 26 日）、縦軸は、水深 (m) で、横軸は、琵琶湖大橋からの距離 (m)。

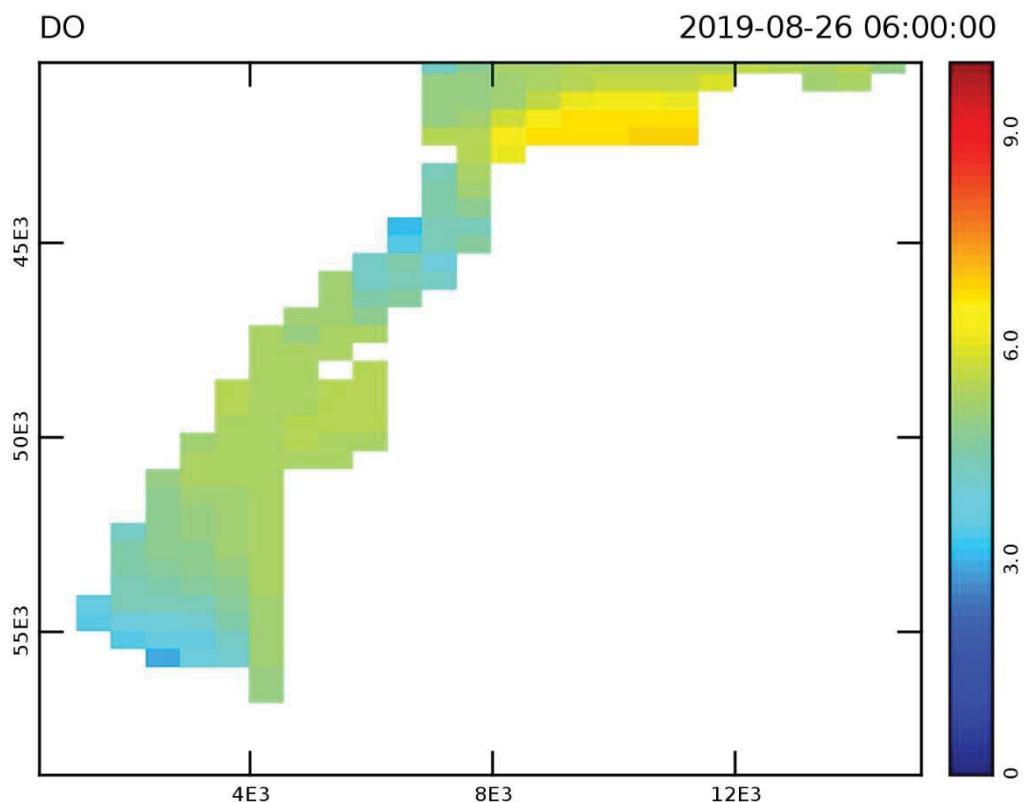


図 20 3 次元モデルで計算した南湖の水深 4m の DO の平面分布図（2019 年 8 月 26 日）。

また、砂利採取などにより多数形成された深い穴の湖底の酸素状況およびその影響を把握するため、その影響因子として、水草の大量繁茂による湖流の停滞、風による流れの状況、湖水の成層状況、湖底の地形、琵琶湖の放流量などをまとめて考える必要がある。これらの影響因子の相互作用のメカニズムを把握するため、現場調査データに基づき、これらの影響因子を含めた数理モデルでの数値実験が必要である。

志那沖窪地の湖底地形は、かなり複雑であり、本モデルの水平方向の 500m×500m のメッシュで細かく表現できないので、モデルの中で、その湖底地形に、概念的に水深 7m の 500m×500m 水平方向のメッシュを 2 つ設計した。

水草の影響について、図 16 の 2019 年 9 月の南湖の水草水平分布を参考し、水草が高い区域での湖底摩擦係数を大きくし、水草による湖水の停滞効果が表現できるようにした。

図 19 は、3 次元生態系と潮流系の統合化動力学モデルで計算した南湖の DO の南北鉛直断面図（2019 年 8 月 26 日）である。この湖底穴では、夏に、長期間において、水深 6m 以深に無酸素状態になったことが分かる。このモデルの計算結果として、この図 19 で表す状態は、夏の南湖窪地の通常の DO の状態である。

図 20 は、3 次元生態系と潮流系の統合化動力学モデルで計算した南湖の水深 4m の DO の平面分布図（2019 年 8 月 26 日）である。水深 4 m の志那沖窪地およびその周辺地域の DO が低くなっていない。このモデルの計算結果は、夏の南湖の水深 4m の DO の平面分布の通常の状態である。

この計算結果を検証するために、3 次元生態系と潮流系の統合した動力学モデルで、水草分布による DO 分布を再現する数値実験を試みているが、2019 年 9 月の状況を水草分布で再現できる可能性を見い出した。

#### 4. まとめ

地方創生共同研究「湖沼の生態系の評価と管理・再生に関する研究」のサブテーマ 2 の物理環境の研究として「琵琶湖南湖の物理環境の変化が生態系に与える影響の把握」を取り組んだ。主な研究成果として

- ① 南湖の湖底状況の詳しい変動を把握するため、2017 年度～2019 年度に、自動連続機器を用いて湖底直上の水温、DO の調査を継続的に実施したことにより、夏には、南湖の多地点において、たびたび貧酸素状態 (DO が 2mg/L より低い状態) になることが分かった（図 4～図 8）。

- ② 風・波（船の航行を含む）などの物理環境の変化が

少ない山ノ下湾において、水草の繁茂による DO の日変動の特徴が分かった。昼間には、水草の光合成により湖底近くまで DO が高くなり、夜間には、湖底有機物の酸素消費により DO が低くなり、その日変動の幅は、大きい時に 6mg/L にも上ったことが分かった（図 8）。

- ③ 砂利採取などにより多数形成された深い穴の湖底の酸素状況およびその湖底穴の周りに与えている影響を把握するため、自動連続機器を用いて湖底穴直上の水温、DO の調査を継続的に実施した。結果として、深い湖底穴には、夏に、長期間において、無酸素状態になった。湖底穴の中から放出される DO と水温が低い水は、穴の外へ拡散し、南湖の反時計回りの環流に乗って影響を及ぼす可能性がある。しかし、本調査結果から、湖底穴の貧酸素水塊が地点の周囲に広がっている様子を確認することはできなかったので、湖底穴から放出される貧酸素水塊は、周囲の狭い範囲には影響を及ぼすが、広範囲には影響を及ぼさない可能性がある。（図 10、図 11、図 15）。
- ④ 最先端の超音波流向流速計 (ADCP) を船に取り付け、船を走らせながら流れを測定した結果、琵琶湖の放流量が 300m<sup>3</sup>/s の場合、表水層に南湖の北半分の西側および南半分の中央における真っすぐの恒流が卓越し、流れの最大値は 15cm/s に達し、南湖北半分の東側と南半分の東西両側では、流れが弱いことが分かった。また、水深 1.9m には、真っすぐの恒流が卓越する一方、南湖の北半分には、反時計回りの環流があることが分かった。また、琵琶湖の放流量が 86m<sup>3</sup>/s の場合の南湖全体の流れが、放流量の 300m<sup>3</sup>/s の場合の南湖全体の流れより、遙かに弱く、全水層の流れ分布について、南北方向の中央地域では、流れが弱く、南側には、反時計回りの環流があることが分かった。琵琶湖の放流量は、南湖全体の流れの強さに大きく影響することが明らかになった（図 12～図 14）。
- ⑤ 南湖の水草の分布が湖底 DO に与える影響を検討するため、魚探による水草高の水平分布と南湖湖底から 0.3m の DO 水平分布を比較したところ、水草が高い地域では、DO が低いという傾向が見られた（図 16）。
- ⑥ 南湖底層の DO 濃度に影響を与える因子の一つと考えられる琵琶湖の放流量について、琵琶湖の放流量を 100m<sup>3</sup>/s と 400m<sup>3</sup>/s を想定し、3 次元生態系と潮流系の統合化動力学モデルで数値実験を行った。結果として、琵琶湖の放流量が 100m<sup>3</sup>/s の場合は、

400m<sup>3</sup>/s の場合より、南湖全体の流れは弱くかつDO 濃度も全体的に低かった。特に、底層では、貧酸素になりやすいことが判明した（図 18）。また、水草分布による DO 分布（水草が高い地域では、DO が低いという傾向）を再現する数値実験で、その再現性を見い出した（図 19、図 20）。

## 5. 謝辞

国土交通省近畿地方整備局琵琶湖河川事務所小澤和幸保全対策官には、貴重な瀬田川洗堰放流量と琵琶湖総流出量のデータを提供頂いた。ここに深甚なる感謝の意を表する。

## 6. 引用文献

- 焦 春萌・早川和秀・石川可奈子・古田世子・桐山徳也・奥居紳也・井上栄壮・永田貴丸・廣瀬佳則・七里将一・岡本高弘・田中 稔・山本春樹（2018）：北湖深水層と湖底環境の総合評価、滋賀県琵琶湖環境科学研究中心研究報告書 No.13, 94-121
- 宗方鉄生・松永信博・櫛田操・小松利光（1991）：九州地区における海砂利採取の現状と沿岸環境に及ぼす影響調査、土木学会西部支部研究発表会講演概要集 196-197。
- 環境省水環境部閉鎖性海域対策室（2002）：瀬戸内海における海砂利採取とその環境への影響（瀬戸内海海砂利環境影響評価調査最終とりまとめ）
- 内藤了二・中村由行・今村均・佐藤昌宏（2006）：浚渫跡地の修復に関する施工上の影響と研究開発課題の抽出、土木学会海洋開発論文集 22: 649-654
- 中村由行（2010）：全国の浚渫窪地の現況と三河湾における埋め戻し修復、水産工学 46:229-233
- 関口秀夫（2007）：伊勢湾の富栄養化と貧酸素化現象—現状、課題および将来展望—、三重県
- 森田尚・芳賀裕樹・小林博美一・岡村貴司・前河孝志・井戸本純一・孝橋賢一（2010）：南湖における湖底穴の現状と穴内外の水底質、底生動物生息状況、滋賀県水産試験場研報 53 : 33-50
- FENCHEL,T.andT.H.BLACKBURN (1979) :Bacteria and Mineral Cycling. Academia Press.
- 小山忠四郎(1975): 底質と富栄養化について 公害と対策, 11:11-21。
- 寺島彰・上田孝明(1982): 琵琶湖南湖盆の浚渫が水質および底生動物に及ぼす影響, Jap. J. Limnol. 43, 2, 81-87.
- 奥田節夫・新井正 (1981) : びわ湖内の「くぼみ」における水温の分布と水の交換、文部省科学研究費（総合研究 A) 報告書 部分循環水域の維持機構と物質代謝 (その 2)、32-43
- 芳賀裕樹・芦谷美奈子・大塚泰介・松田征也・辻彰洋・馬場浩一・沼畑里美・山根猛 (2006) : 琵琶湖南湖における湖底直上の溶存酸素濃度と沈水植物群落現存量の関係について、陸水学雑誌 67: 23 – 27
- 遠藤修一・岡本巖・伴伊久夫・岡本拓夫 (1982) : 琵琶湖における流況の連続記録 (II) —南湖の流況特性—、滋賀大学教育学部紀要 自然科学 32 : 67-83
- 国土交通省中部地方整備局三河港湾事務所 (2008) : 伊勢湾環境データベース.