

北湖深水層と湖底環境の総合評価

焦 春萌・早川和秀・石川可奈子・古田世子・桐山徳也・奥居紳也¹⁾・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

要約

琵琶湖北湖の今津沖の北湖盆（第一湖盆、水深約 90m）における 2014、2015、2016 年度の水深別水質調査結果について、特に溶存酸素濃度（DO）の変動とそれに関わる要因を中心に検討した。その結果、2015 年度には、全層循環が例年より 1 か月間以上、3 月 14 日まで遅くなり、そして、2016 年度には、第一湖盆の北西側において、DO が 2mg/L を下回る貧酸素の状態（10 月 24 日に溶存酸素濃度 1.1mg/L）が確認された。この北西側にある貧酸素水塊は、強い北西風が続いたため、貧酸素水塊が北西側に傾いたことによるものと推測された。2014 年度と 2015 年度には、貧酸素化状態は確認されなかった。また、深湖底における酸素消費の実態把握のため、底泥の酸素消費速度（SOD）を年 4 回調査したところ、SOD の年間平均値は、2014 年度は 0.24gO₂/m²/day、2015 年度は 0.26gO₂/m²/day、2016 年度は 0.31gO₂/m²/day であって、2016 年度の SOD は、2014 年度および 2015 年度より大きいということが分かった。

水質の調査結果、2015 年度には、水質変化の特徴として、表水層の硝酸態窒素の低下が確認された。2016 年度には、大型緑藻のミクラステリアス・ハーディの大量発生によりクロロフィル a が過年度平均値を大幅に更新したほか表水層の全窒素の低下や底層部の全マンガンの上昇など、北湖水質の特異的変動が認められた。

深湖底における酸素消費の実態把握のため、湖底表層付近の粒子の分布とそれらによる酸素消費メカニズム調査を行い、湖底堆積物の酸素消費と比べた。その結果、湖底付近の酸素消費には湖底堆積物による酸素消費の寄与が、沈降粒子および浮遊粒子の酸素消費より、はるかに大きいということが分かった。

メタロゲニウム粒子の量は、DO と弱い負の相関関係（ $r=-0.46$, $p<0.05$ ）にあった。メタロゲニウム粒子は、湖底の低酸素化により、溶出したマンガンを酸化する細菌によって生成されることが分かった。

2016 年 10 月第一湖盆の A 地点に貧酸素状態（DO 1.38 mg/L）となった時、水中ロボットの映像でイサザとアナンデルールヨコエビの死亡個体が確認された。これは、貧酸素の影響とも考えられるが、個体群への影響は明瞭ではない。また、計量魚群探知機を用いて北湖深水層を利用する生物の生息状況を明らかにするための調査を行ったところ、アナンデルールヨコエビ、イサザ等を識別できる可能性が示唆された。

第一湖盆の水深 90m 以深の低酸素水塊の水温・DO の変化の特徴を理解するために、自動連続観測機器を用いて、DO の低下した水塊を観測し、その動態を解析した。秋における深湖底の DO 状況は、①その前の冬の全層循環による酸素回復、②成層開始日の早遅、③台風などの強風による深湖底への酸素供給の影響を強く受けることが分かった。①に関係している全層循環およびそれが起こる時間の判断は、T_Index(水温指数)、DO_Index(溶存酸素指数)、シュミット安定度指数(Schmidt's Stability Index)でできることが分かった。また、大型植物プランクトン・スタウラストルムの大発生による影響や、2016 年秋季に大発生した大型植物プランクトン・ミクラステリアス・ハーディの影響については、今後の課題として残る。

1. はじめに

世界中で進行している地球温暖化によって、集中的な豪雨や猛暑、巨大な台風の発生などの異常気象の頻度が高くなっているといわれている。これらの気象変動は、気温、湿度、降水、風向・風速、雲量といった湖の物理境界条件の変化により、湖の物理構造(水温、混合パターン・時期、成層強度)を変化させ、湖の水質に影響を及ぼす(IPCC,

2007)。地球温暖化によって、完全循環湖から不完全循環湖へ移行する湖がある。例えば、ドイツのコンスタンス湖は、年一回循環湖であるが、気温の長期上昇に伴い、冬期湖水全循環が不完全になった年が現れたことが観測で分かった(Straile et al, 2003)。また、これにより、世界の他の深水湖(フランスのレマン湖、アメリカのエリー湖など)

1)現・滋賀県甲賀環境事務所

では、深湖底の低酸素化問題が深刻になっている。この低酸素化に伴い、湖底から栄養塩や重金属が溶出し、湖底生物の生息域は縮小しており、水質も悪くなっている(長谷川, 2006 ; Blumberg, A. & D. DiToro, 1990)。

琵琶湖の深湖底での低酸素化現象は 1960 年代頃に観測されたが、その要因は富栄養化に伴う表水層での有機物生産の増大と当時のそれらの深層への沈降と分解による酸素消費であることが古くから指摘されてきた(中, 1973)。

近年、琵琶湖深湖底において、底層 DO が 2mg/L を下回る貧酸素状態の発生頻度は高くなるようになった(焦ら, 2014)。地球温暖化による暖冬により、琵琶湖では、2006 年度、2015 年度に全層循環が遅くなり、例年なら 1~2 月に生じる全層循環が、3 月中旬以降にずれこみ、翌年度の秋には、貧酸素水塊 (DO が 2mg/l より低い水塊) が発生したことが確認された。

琵琶湖北湖では、湖底の泥質化が疑われており、湖底の低酸素化への影響が増していることが懸念されている。

深湖底には低酸素化に関連して高濁度層があることが知られている(驚ら, 1997)。その高濁度の起因として、表水層からのプランクトン由来の有機物の沈降と、湖底面に沿った河川水の流入の 2 つが主な起源と指摘されている(驚ら, 1997)。

また、メタロゲニウム粒子は、深底部が貧酸素化する成層湖において出現することが広く知られているが、琵琶湖においても、2002 年 11 月には微生物由来のマンガン酸化物の構造体メタロゲニウム粒子が第一湖盆(図 2.1)の深層部で広範囲かつ多量に出現した(一瀬ら, 2006)。このメタロゲニウム粒子の出現もまた、深湖底泥の嫌気化や低酸素化との関連を示している。

加えて、琵琶湖の第一湖盆の水深 90m 以深の深湖底において、底生動物がへい死するイベントがあった。2007 年、2012 年、2016 年には、貧酸素水塊が確認され、同時期にヨコエビ類の死亡個体の集積が観察され、貧酸素化の影響を受けていることが推察される。

このような背景を踏まえて、本研究である琵琶湖の低酸素化問題を的確に理解していくため、「北湖深水層と湖底環境の総合評価」を 2014 年度から開始した。本研究では、3 つのサブテーマを設けて調査研究を行ってきた。サブ①「水深別水質調査と深湖底における酸素消費の実態把握」では、水深別水質や底質状況の継続的なモニタリングをし、湖底付近における浮遊粒子の分布・成分解析により、深湖底における酸素消費への寄与を解明する。サブ②「低酸素化に伴う深層生態系への影響把握」では、低酸素化による底生生物への影響を把握し、低酸素化の影響を測る生物学的指標を検討する。サブ③「モデル解析等による低酸素化現象の総合評価」では、第一湖盆を中心にロガー式水温計、

溶存酸素計、ドブラー式多層流向流速計による物理計測を行い、また、既存成果や補足調査等をもとに、数理モデルを構築し、低酸素化現象の発生メカニズムを解明する。本報告では、それぞれのサブテーマで実施してきた調査研究について述べる。

2. 水深別水質調査と深湖底における酸素消費の実態把握

2.1. はじめに

琵琶湖北湖では、例年、春から夏にかけて表層水温が上昇し、水深 10m から 30m にかけて水温が急激に低下する水温躍層が形成される。水温躍層が形成されると、これよりも下層の水は上層の水と鉛直混合しにくくなり、水の混合等による酸素供給よりも有機物の分解等による酸素消費が多くなるため、徐々に底層の DO が低下し、10 月から 12 月頃に年度の最低値を記録する。その後、冬季の水温低下や季節風の影響による水温躍層のかく乱衰退沈降に伴い、水の鉛直混合が進んでいき、翌年 1 月から 2 月頃には全層循環により表層から底層までの水温が均一となり、底層 DO が回復する。

しかし、2006 年度には暖冬の影響で底層 DO が十分に回復しない(岡本ら, 2007)など、2000 年以降、底層 DO が 2mg/L を下回る貧酸素状態がしばしば観測されるようになった(焦ら, 2014)。このことから、底層 DO をはじめとする水質の継続的なモニタリングとともに、底層 DO の低下の要因やその影響を把握する必要がある(岡本, 2016)。

ここでは、北湖第一湖盆の水深 90m の地点で 2014 年度から 2016 年度までに実施した水深別水質調査結果等から、底層 DO の特徴的な水質の変化について報告する。また、北湖第一湖盆で採取した底泥の酸素消費量の測定を行ったのでその結果についても報告する。

2.2. 方法

2.2.1. 水深別水質調査等

調査地点は、琵琶湖北湖の第一湖盆の水深約 90m の今津沖中央定点 (C 点) である(図 2.1)。同地点は、水質汚濁防止法第 16 条の規定に基づく琵琶湖水質の常時監視地点の一つであり、1979 年からは鉛直方向の水質調査も実施している。調査深度は、0.5、5、10、15、20、30、40、60、80、85m および湖底直上 1m の 11 水深である。水温と DO は、多項目水質計 DataSonde5 (hydrolabo 社製) またはクオンタ水質計 (hydrolabo 社製) を使用した。その他の項目については、パンドーン採水器で採取した水を実験室に持ち帰り、JIS K 0102 に準拠した方法等で分析した。

また底層 DO の平面分布を把握するため、第一湖盆内において、C 点を含む深度 90m の等深線上の 6 地点 (A~F 点) と中央の最深部 (水深 92m) の 1 地点 (L 点) における湖底直上 1m の水温と DO を月 1~4 回測定した。表 2.1 に各調査地点の座標 (岡本ら, 2007) を示す。

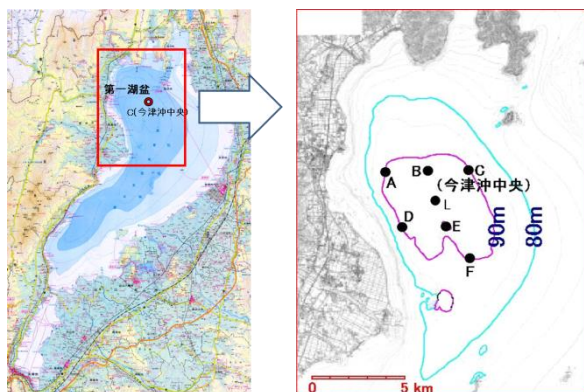


図 2.1 北湖第一湖盆の調査地点

表 2.1 調査地点座標

地点	北緯	東経
A	35° 23′ 02″	136° 04′ 18″
B	35° 23′ 27″	136° 06′ 10″
C	35° 23′ 41″	136° 07′ 57″
D	35° 21′ 56″	136° 04′ 58″
E	35° 21′ 46″	136° 06′ 26″
F	35° 21′ 01″	136° 07′ 20″
L	35° 22′ 39″	136° 06′ 15″

2.2.2. 湖底環境詳細把握調査

底泥における酸素消費の実態を把握するため、各季節を代表する日に、C 点および L 点において、不攪乱柱状採泥器 (株)離合社製、HR 型、写真 2.1 (左) を用いて、内径 110mm、長さ 500mm のアクリル製カラムに、高さが 250mm となるよう底泥を採取した。同時にバンドーン採水器を用いて同地点の水深 85m の湖水も採取し、実験室に持ち帰り、底質調査方法 (環境省水・大気環境局, 2012) を参考に、以下に示す方法で底泥酸素消費量 (SOD) の測定を行った。

カラム内の底泥上の湖水を取り除いた後、GF/B(1 μ m) のガラス繊維ろ紙でろ過した水深 85m の湖水を充填水としてカラムに充填し、空気が残らないよう攪拌子付き天然ゴム栓で密栓した。その後、窒素ガスを充填したガスバリア袋 (三菱ガス化学(株)製エスカル・ネオ HT160100M) にカラムを密封し、アクロバットスターラー ((株)関東理化学製、ASH-1240) で底泥を巻き上げないよう攪拌しながら 7°C の恒温槽で 5 日間培養した。培養開始後、毎日カラムを取り出し、カラム内の充填水の DO を DO 計 (HACH 社製ポータブルマルチメータ HQ40d) で測定した。

また、底泥成分と SOD との関係を知るため底泥に含まれる成分を分析した。底泥は表面から深度ごと (0~5mm、5~10mm、10~20mm) に切り分け、試料の調整は底質調査方法に準じて行った。分析項目は全炭素 (TC)、全窒素 (TN)、全りん (TP)、鉄 (Fe)、マンガン (Mn)、砒素 (As) の 6 項目とした。

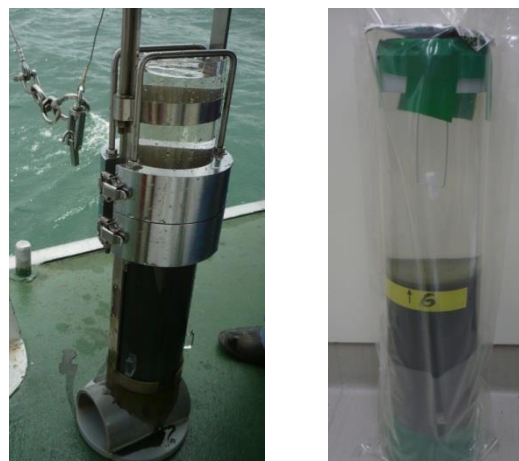


写真 2.1 不攪乱柱状採泥器による採泥 (左) と底泥を用いた室内実験 (右) の様子

2.3. 結果と考察

2.3.1. 北湖第一湖盆の底層 DO と水質

調査を開始した 1979 年度以降の C 点における底層 DO (湖底直上 1m) の年間最低値の変化を図 2.2 に示す。1999 年度から 2013 年度までの 15 年間で DO 2mg/L を下回る貧酸素の状態となった年が 5 回あった。2014 年度から 2016 年度までの 3 年における底層 DO の年度最低値は、2014 年度 4.3mg/L、2015 年度 2.7mg/L、2016 年度 2.6mg/L であり、当該 3 か年においては、C 点では貧酸素の状態は確認されなかった。

2014 年度から 2016 年度までの C 点における水温の鉛直分布の経時変化を図 2.12 に示す。各年度とも春季から夏季にかけての表層水温の上昇に伴い水深 10m から 20m にかけて水温躍層が形成されていることがわかる。

2014 年度から 2016 年度までの C 点および L 点における底層 DO (湖底直上 1m) の経月変化を図 2.3 および図 2.4 に、C 点における DO の鉛直分布の経時変化を図 2.13 に示す。

2014 年度は、4 月から 10 月初旬までは例年並みに低下し、10 月 8 日には C 点で 4.5mg/L、L 点で年度最低値である 4.2mg/L まで低下した。その後、台風 19 号 (10 月 13 日上陸) や例年確認される強い季節風の影響により一時は C 点で 6.0mg/L、L 点で 6.1mg/L まで回復が認められたが、L 点では 11 月 26 日に 4.2mg/L、C 点では 12 月 8 日に年度最低値である 4.3mg/L となった。以降、翌年 1

月までは横ばいで推移し、1月20日には、表層から底層までの全層においてほぼ一定(10.3~10.8mg/L)となり底層DOが回復した。

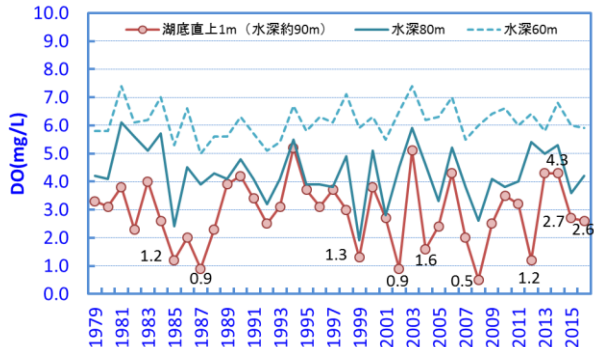


図 2.2 C点における底層DO(湖底直上1m)の年度最低値の経年変化

2015年度は、4月から12月までは例年並みに推移した。その後、例年、中～表層と底層の水の鉛直混合が進むことにより底層DOが回復しはじめる1月初旬も暖冬の影響により底層DOの低下が確認され、L点では1月4日に年度最低値である3.3mg/L、C点では1月12日に年度最低値である2.7mg/Lとなった。以降、3月までは徐々に上昇が認められ、3月14日には、表層から底層までの全層においてほぼ一定(10.1~10.8mg/L)となり、底層DOが回復した。全層循環の遅れとそれに伴う水質の特異的な変化については、2.3.2.1節で考察する。

2016年度は、4月は例年より低い値であったが、強風の影響により5月~8月は例年並みに推移した。その後、9月以降には再び例年より低い値となり、L点では9月26日に年度最低値である2.4mg/L、C点では10月3日に年度最低値である2.6mg/Lとなった。その後11月以降は過年度平均値並みに推移し、例年、中～表層と底層との間で水の鉛直混合が進むことにより底層DOが回復しはじめる1月初旬から回復が認められ、過去10年の調査の中では早い時期の1月26日には表層から底層までの全層においてほぼ一定(10.0~10.2mg/L)となり底層DOが回復した。

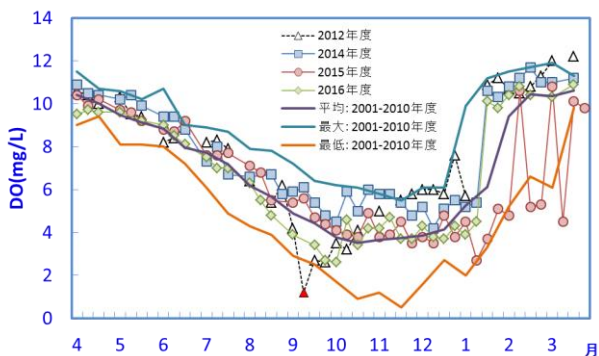


図 2.3 C点における底層DO(湖底直上1m)の経月変化

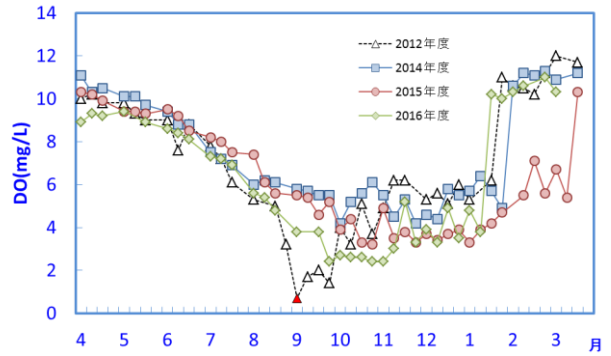


図 2.4 L点における底層DO(湖底直上1m)の経月変化

北湖第一湖盆における底層DO(湖底直上1m)が低下する時期の底層DOの平面分布を図2.5に示す。2014年度および2015年度は2mg/Lを下回る値は観測されなかったが、2016年度に湖盆内のA点において10月24日に1.1mg/Lを観測した。2mg/Lを下回る状況について2012年度(焦ら, 2014)の分布図と比較すると、2012年度は8月下旬から9月下旬までの28日間に、第一湖盆の中央部と北部において2mg/Lを下回る地点が見られたが、2016年度は10月24日に北西部のA点で観測されたのみであり、他の地点の底層DOは2mg/L以上であった。また、11月16日にはA点のDOは2.3mg/Lとなり、その後回復した。彦根地方気象台の観測データによると、10月23日から24日の明け方まで、風速5mを超える北西の風が吹いていたことから、貧酸素水塊が北西側に傾き数日間とどまったことによるものと推測され、短期間かつ局所的な発生であったと示唆された。

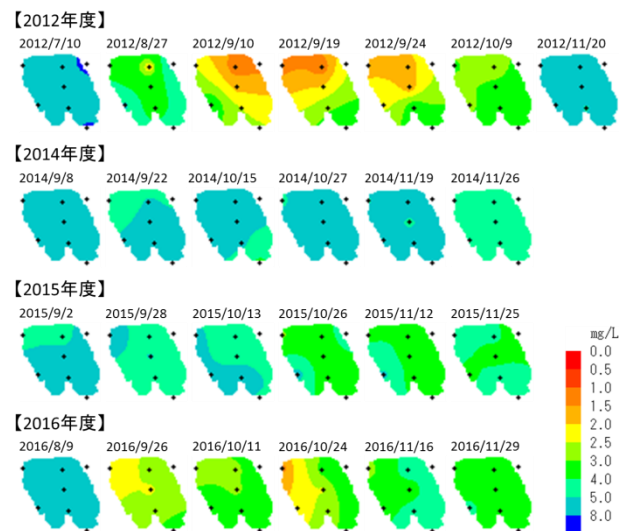


図 2.5 北湖第一湖盆における底層DO(湖底直上1m)の平面分布

C点におけるマンガン濃度の鉛直分布の経時変化を図2.14に示す。湖底直上1mにおけるマンガン濃度の最高値は、2014年度は12月15日の0.067mg/L、2015年度は12月14日の0.086mg/L、2016年度は3月21日の0.11mg/Lであった。2016年における冬季のマンガン濃度の上昇の原因については、2.3.2.2節で考察する。

C点における全りん濃度の鉛直分布の経時変化を図2.15に示す。湖底付近の全りん濃度は、2014年度は7月～10月、2015年度は5月～12月、2016年度は8月～10月にそれぞれ上昇した。

2.3.2. 北湖第一湖盆における特徴的な水質の変化

2.3.2.1. 2015年度の全層循環の遅れ

北湖第一湖盆における水温の鉛直分布は、例年、春季から秋季に水温躍層が形成され、その後表層水温の低下とともに水温躍層が衰退し、1月下旬から2月上旬には表層から湖底まで一様となる。しかしながら、2015年度は全層循環が3月14日まで遅れた。これは1979年度に現在の方法で水深別調査を実施して以来、循環時期が最も遅かった2006年に次ぐものであった。

2014年度と2015年度のC点における水温の鉛直方向の経月変化(10月～2月)を図2.6に示す。2014年度は冬季になるにつれ水温が低下し、水温躍層の位置も12月で30～40m付近に沈降し、これらは例年並みの状況であった。一方、2015年度は12月の段階でも11月の水温躍層の位置とほぼ変わらず20m付近に存在し、さらに1月に入っても30～40m付近に存在していた。

2015年度は12月以降北湖表層水温が過年度平均値より高くなり、図2.7に示すように冬季(1月～3月)においては過年度より1.1℃高く推移した。

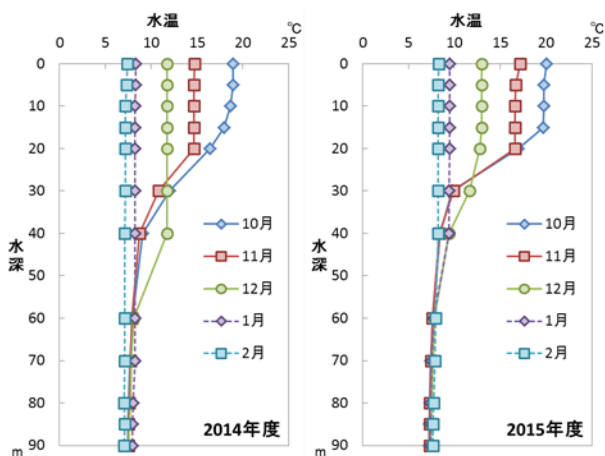


図2.6 C点における鉛直方向の水温変化

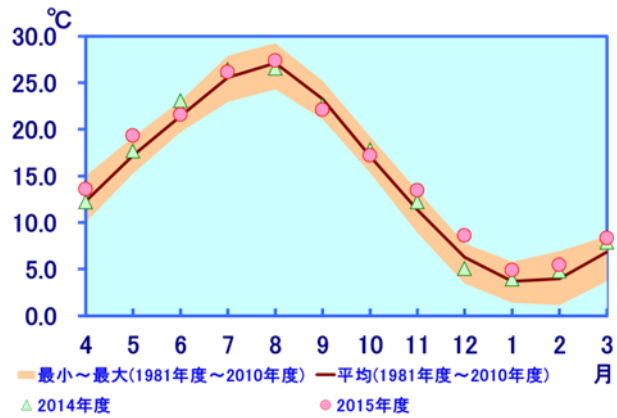


図2.7 北湖表層水温の経月変化(北湖平均値)

2015年度の気象は秋季～冬季にかけて冬型の気圧配置が少なく、彦根地方気象台のデータでは、2015年11月～2016年3月の平均気温が平年(1981～2010年)を平均で1.7℃(1.2～2.3℃)上回り、特に2015年11月、12月は平年よりかなり高く推移した。この暖冬の影響が北湖表層水温に影響を与えたものと考えられた。

また、2015年度の冬季に確認された水質の特徴としては、表層水での硝酸態窒素の低下が確認された。図2.8に北湖硝酸態窒素の経月変化を、図2.9にC点における硝酸態窒素の鉛直分布の経時変化を示す。これは水温躍層の衰退が例年より遅く湖水の循環が遅れたことにより、深層部から表層への栄養塩の回帰が遅れたためと考えられた。全層循環が3月中旬まで遅れた2006年度には表層水における硝酸態窒素の低下のほか透明度の顕著な上昇が確認されたが、今回は硝酸態窒素の低下のみが確認されその他の項目に関しては顕著な変動は認められなかった。

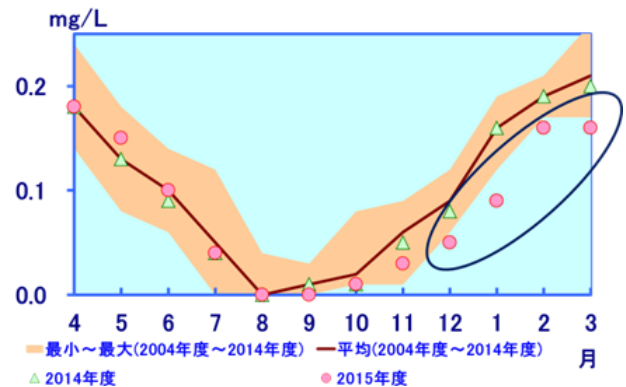


図2.8 北湖硝酸態窒素の経月変化(表層平均値)

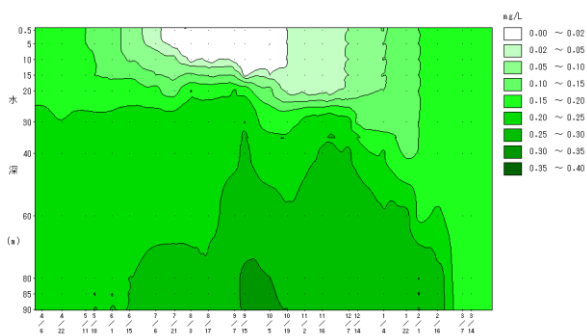


図 2.9 C 点における硝酸態窒素の鉛直分布の経時変化 (2015 年度)

2.3.2.2. 2016 年度秋季～冬季の北湖水質の特異的変動

2016 年度は秋季から冬季にかけて表層で大型緑藻のミクラステリアス・ハーディが大量発生し、図 2.10 に示すように北湖のクロロフィル a は過年度平均値を大幅に更新した。

また、クロロフィル a の C 点での鉛直分布を確認すると図 2.11 に示すように冬季において鉛直方向に拡散しており、表層で増殖したミクラステリアス・ハーディは全層循環により鉛直方向に拡散、沈降し分解途中の状態湖底上に堆積したと考えられた。

同時期に見られた特異的な水質変動として、全マンガンの上昇が確認された。全マンガンについては、例年底層 DO の低下に伴い夏季～冬季にかけて底層で上昇が確認され、底層 DO が回復する全層循環以降はほとんど観測されない。しかし、2016 年度においては図 2.14 に示すとおり、7 月～8 月と 11 月～12 月にかけて底層で例年観測される濃度と同程度の上昇が認められた後、全層循環が確認された 2 月以降にも再度全マンガン濃度の上昇が見られた。これは湖底において堆積したミクラステリアス・ハーディが分解されることにより酸素が消費され湖底界面が嫌氣的な状況となり溶存態マンガンが底泥から溶出したためと考えられた。

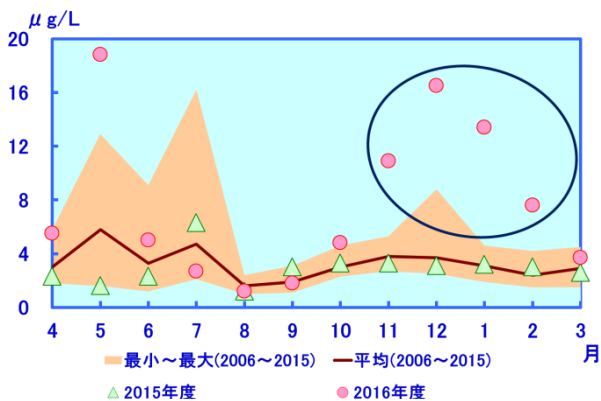


図 2.10 北湖クロロフィル a の経月変化 (表層平均値)

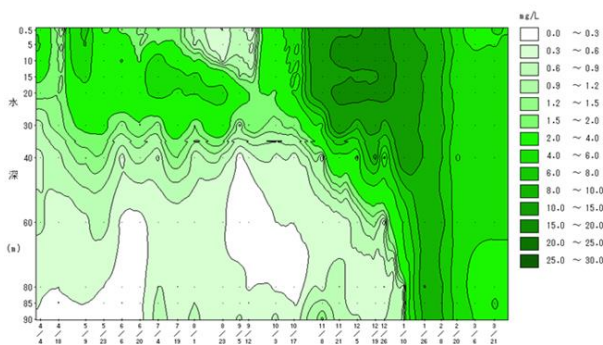


図 2.11 C 点におけるクロロフィル a の鉛直分布の経時変化 (2016 年度)

2.3.3. 底泥を用いた室内実験

底泥における酸素消費の実態を把握するため、C 点および L 点において各季節を代表する月 (5、8、10、2 月) に採取した底泥の SOD を測定し、季節変化について検討を行った。SOD は、各地点のカラムを 5 日間培養し、次式 (1) により求めた。

$$SOD = \frac{(\text{開始 DO} - \text{終了 DO})}{\text{測定時間}(\text{day})} \times \frac{\text{充填水体積}(\text{m}^3)}{\text{底泥接触面積}(\text{m}^2)} \dots (1)$$

C 地点 (2014～2016 年度) および L 点 (2015～2016 年度) における SOD の季節変化をそれぞれ図 2.16 および図 2.17 に示す。

C 点における SOD の年間平均値は、 $0.24 \pm 0.01 \text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (2014 年度)、 $0.26 \pm 0.04 \text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (2015 年度) および $0.31 \pm 0.02 \text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (2016 年度) となり、2014 年度および 2015 年度と比べて 2016 年度は高い値となった。また、SOD の季節変化をみると、2014 年度および 2015 年度は夏季および秋季に比較的低い値となったが、2016 年度は比較的高い値となった。

L 点における SOD の年間平均値は $0.25 \pm 0.03 \text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (2015 年度) および $0.31 \pm 0.03 \text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (2016 年度) となり、C 点と同様に 2015 年度に比べて 2016 年度は高い値となった。

C 点と L 点の SOD 年間平均値の間には大きな差は認められなかった。

SOD の変動要因を調べるため、底泥中に含まれる成分を分析し SOD との相関を成分ごとに調べた。SOD と各成分の表層 (0-5mm) 含有量の関係を図 2.18 に示す。SOD と各成分の表層含有量との関係をみるために、無相関検定を行ったところ、TC と全窒素については 1%水準で有意であり、全りんについては 5%水準で有意であった。SOD と TC、TN、TP との間には正の相関があるといえる。一方で、金属成分 (Fe、Mn、As) に関してはいずれの成分においても相関があるとはいえなかった。

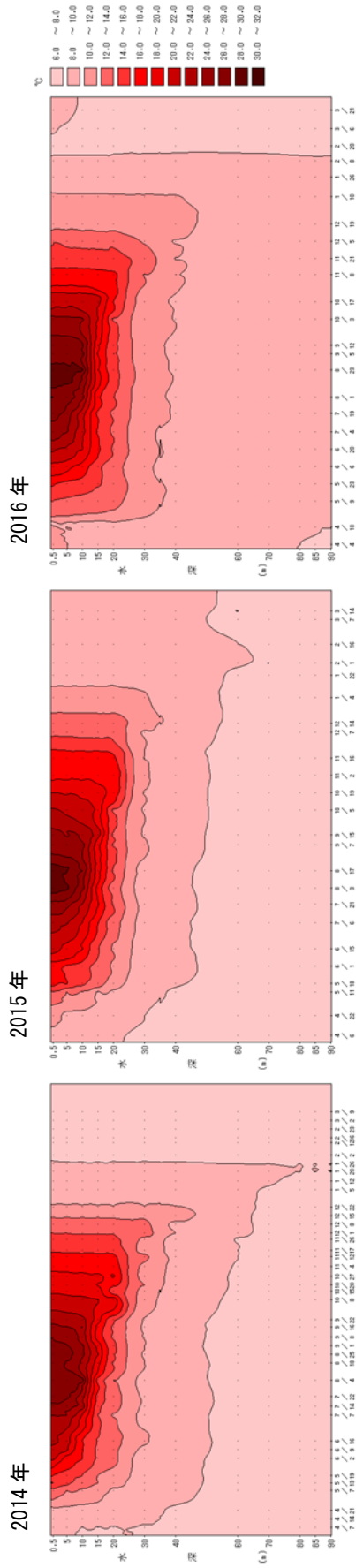


図 2.12 C 点における水温の鉛直分布の経時変化

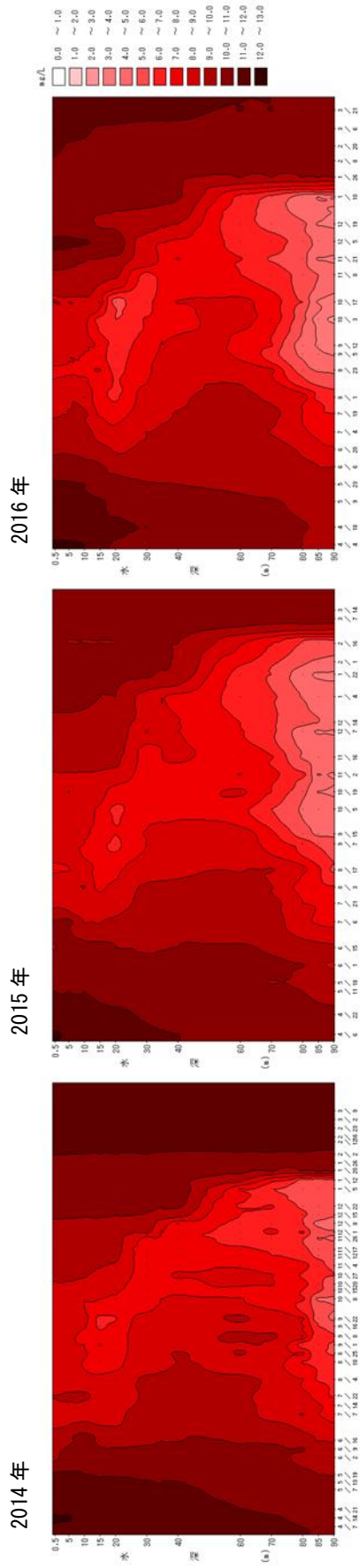


図 2.13 C 点における DO の鉛直分布の経時変化

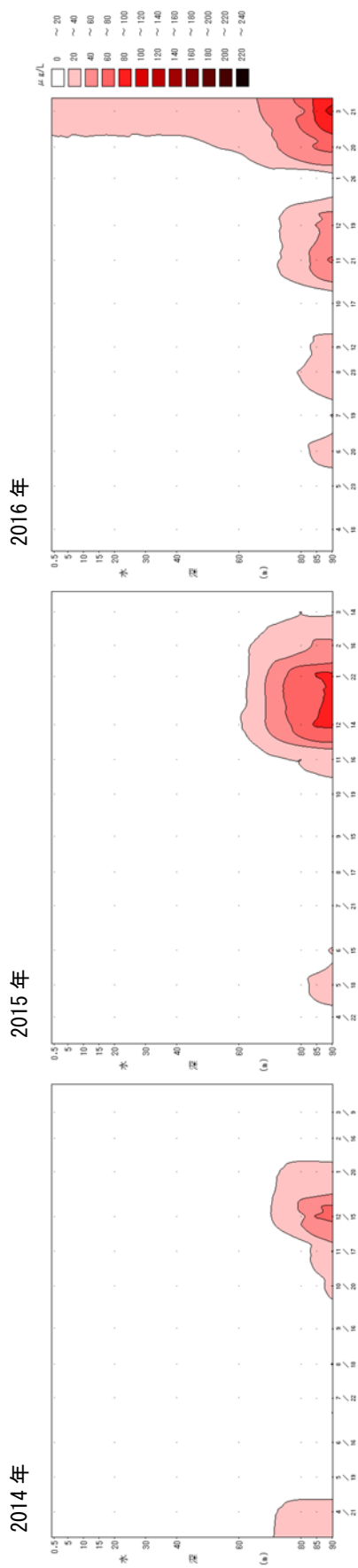


図 2.14 C 点における全マンガン濃度の鉛直分布の経時変化

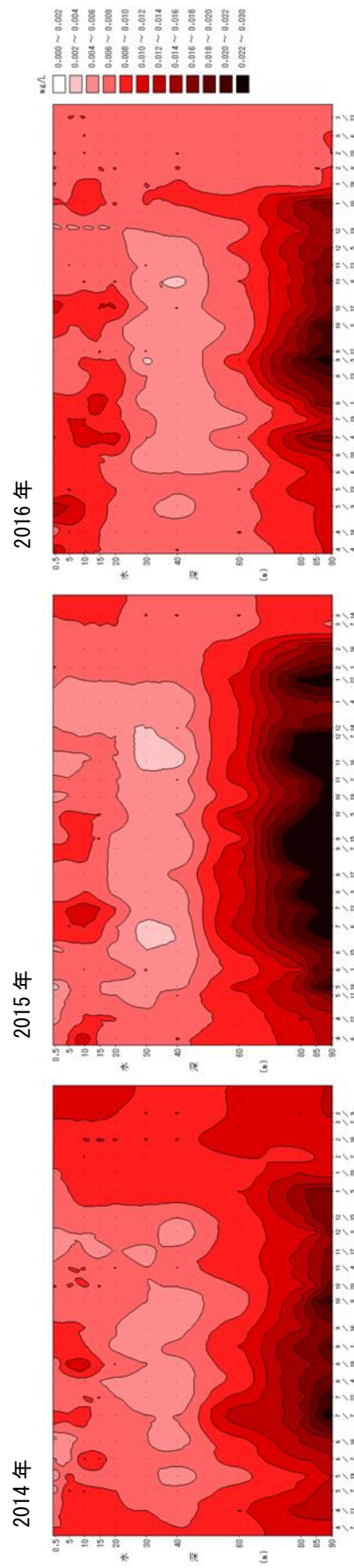


図 2.15 C 点における全りん濃度の鉛直分布の経時変化

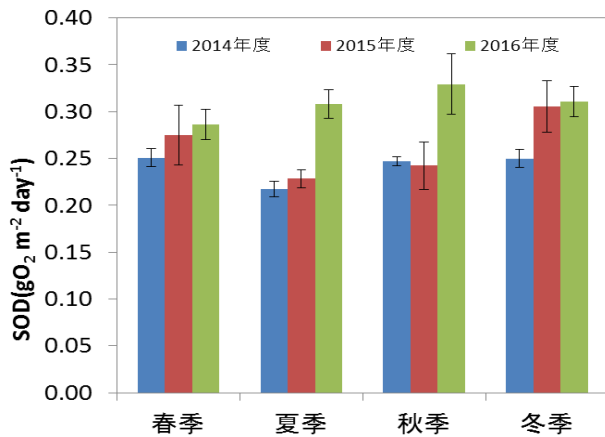


図 2.16 C 点における SOD の季節変化 (エラーバーは標準偏差)

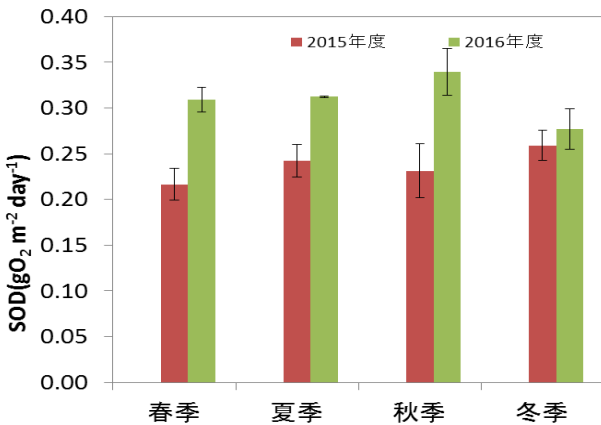


図 2.17 L 点における SOD の季節変化 (エラーバーは標準偏差)

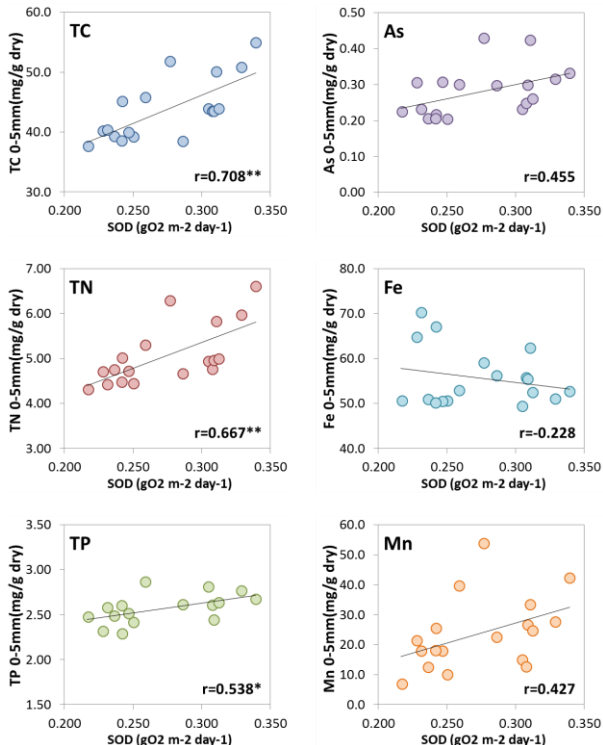


図 2.18 SOD と底泥成分の関係 (**は 1%水準で有意、*は 5%水準で有意であることを示す。)

また、5-10mm 層および 10-20mm 層における底泥含有成分と SOD との関係についても無相関検定を行ったが、いずれにおいても相関があるとはいえなかった。

今後も引き続き成分分析を実施しその関係性を調査するとともに、底泥の表面構造や内部構造等についても検討する必要があると考えられる。

2.4. まとめ

2014 年度から 2016 年度にかけて北湖第一湖盆における水深別水質調査等を実施した。その結果、2015 年度は、12 月以降北湖表層水温が過年度より高く推移したことから水温躍層の衰退が遅れ、その結果全層循環が 3 月 14 日まで遅れた。この水温躍層の衰退の遅れのため、2015 年度の水質の特徴として表層水での硝酸態窒素の低下が確認された。2016 年度は、大型緑藻のミクラステリアス・ハーディの大量発生によりクロロフィル a が過年度平均値を大幅に更新したほか表層部の全窒素の低下や底層部の全マンガンの上昇など、北湖水質の特異的変動が認められた。

北湖は最大水深が 103.6m、平均水深が 43m であり、鉛直方向にも広がりが大きく、春から秋には 10~20m 付近に強固な水温躍層が形成され、その後の気温の低下や季節風の影響により冬季に全層循環するが、水質の評価には気象・水象の変化、プランクトンの発生状況とともに、鉛直方向における水質変動の把握が必要であり、今回報告したような特徴的な水質変化を解析すると本調査の重要性が再認識できる。

また、北湖第一湖盆の C 点と L 点における底泥の SOD を測定した。年間平均値は C 点、L 点ともに 2016 年度に高い値となった。また、地点間では大きな差は認められなかった。SOD と底泥含有成分との相関を調べたところ、表層 (0-5mm) の TC、TN および TP と SOD との間に正の相関が認められた。

底層 DO は 2016 年 3 月 30 日に水質汚濁に係る生活環境の保全に関する環境基準に追加されたが、琵琶湖での基準適用に向けた検討を行うためには、魚介類や餌生物の生息場所となる沿岸付近など、北湖第一湖盆以外の場所における底層 DO の状況把握等も必要である。また、底層 DO 低下の要因を検証していくために、直接的な酸素消費に寄与する有機物の質的・量的な変動の把握と連携した取り組みを進めていく必要がある。

3. 湖底表層付近の粒子の分布とそれらによる酸素消費メカニズム調査

3.1. はじめに

湖底や海底付近では、その上層に比べ懸濁粒子が多く存

在していることが知られている。それらは高濁度層と呼ばれ、物理学的には流体力学の境界層の現象として説明される。しかし、高濁度層の発生は定常的でなく、水の流れや粒子の供給源などによって大きく変化するため、湖底や海底環境を考える上で多くの研究が行われてきた (McCave, 1976; Boudreau and Jorgensen, 2001)。

琵琶湖湖底でも、高濁度層があることが知られている (鷲ら, 1997)。1980年代に研究者の間で高濁度層の存在が知られるようになり、研究が進められてきた。その結果、表水層からのプランクトン由来の有機物の沈降と、湖底面に沿った河川水の流入の2つが主な起源と指摘されている (鷲ら, 1997)。一方、近年、北湖では湖底の泥質化が疑われており、北湖盆では湖底の低酸素化と合わせた影響が懸念されている。しかし、北湖第一湖盆における高濁度層の実態は明らかとなっていない。湖底付近の浮遊粒子は酸素消費にも関係すると考えられ、低酸素化の進行と合わせて、粒子の分布や挙動、その特性や起源を推定することが必要である。

そこで本研究では北湖盆での湖底付近の浮遊粒子の観測と成分調査を行った。さらに濁度層と低酸素化の関係についても調べるため、採取した浮遊粒子や堆積物粒子の溶存酸素消費能についても検討した。

3.2. 方法

フィールドでの濁度測定は2つの方法による。第一に、北湖盆において定期的に鉛直方向の濁度を測定した。2013年8月～2014年11月にかけて、今津沖中央17B定点にて、透過型濁度計 C-star (Biospherical Instruments) にて測定を行った。本濁度計は、470 nm の透過光の減衰で濁度を検出する。第二に、17B 点にて湖底上 2m に散乱光型濁度計 ACLW-CLW (JFE アドバンテック) を設置して 2014 年～2015 年の春から秋にかけて 2 年間の濁度観測を行った。本濁度計は、660 nm の後方散乱光の反射を濁度として検出するが、散乱光の検出であるため 10 nm 以下の小粒子への反応が強い。

濁度層を形成する粒子は、採水器で採取して実験室にて成分分析を行った。湖底濁度層および任意の深度の湖水を採取し、実験室にてふるい 1000、125、63 μm に通して分画した。その後、20 μm ナイロンメッシュフィルター (ミリポア)、5 μm ニクリポアフィルター (GE ヘルスケア) にて分画した。各分画はガラス繊維ろ紙で回収して各種分析を行い、各分画量は差分により求めた。

沈降粒子は、80 m 深にて時系列型セジメントトラップ SMC7S-500ex (日油技研) を用いて採取し、試料は湖水と同様の分析を行った。湖底堆積物は、HR 不攪乱採泥器 (離合社) を用いて採取した。粒度分画は湖水に準ずるが、

20 μm と 5 μm には、分画沈殿法を用いた。粒子中の炭素量は元素分析計 FrashEA1112 (サーモサイエンティフィック) による。

溶存酸素消費速度は、採取した粒子を含む湖水を 100 mL の酸素瓶に注入し、3 日間の生分解試験を行った。実験前後の溶存酸素濃度を測定して、その比較から酸素消費速度を算出した。溶存酸素濃度の測定には Hach HQ40d を使用した。試料には、濁度層水、沈降粒子、堆積物粒子を用いて比較した。



写真 3.1 [左] 透過型濁度計 (装置右部) と [右] 散乱型濁度計

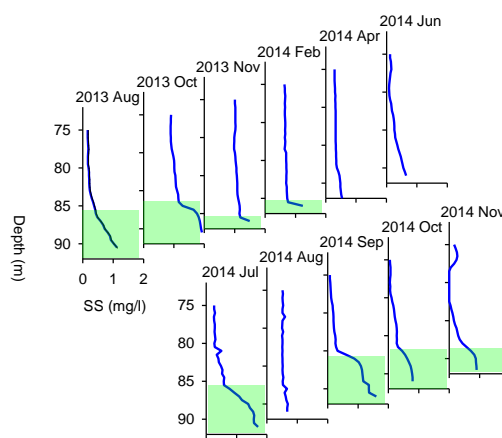


図 3.1 今津沖中央での濁度 (SS) の鉛直分布の変化

3.3. 結果と考察

鉛直方向の濁度計観測の結果、湖底から 0～5 m 付近に濁度の高い領域が確認された (図 3.1)。濁度濃度は、最大 2 mgL^{-1} 程度であり、観測毎に変動がみられた。夏から秋にかけて発達する傾向がみられた。水温と濁度の比較をすると、湖底付近に水温の等温層が観測された (図 3.2) ことから、高濁度層は湖底付近の水塊構造の形成に関係すると考えられた。

散乱型濁度計による時系列モニタリングでは、湖底の水温と濁度の周期律に連動が見られるものの、水温と濁度の

振幅には関係が見られなかった (図 3.3)。周期のスペクトル解析を行うと、水温と濁度には 6~7 日程度の共通する周期性がみられた。濁度層の形成には水塊構造との関係があるが、濁度の増加や減衰は異なる要因によるものと考えられる。湖上の風速との濁度に関係はなく、陸域からの降雨等による密度流は要因といえない。また、2014 年度には夏から秋にかけて底層の濁度層の発達があったが、2015 年度には明確な濁度層の発達は観測されなかった。この点も含めて濁度層の発達の要因はさらに検討が必要である。

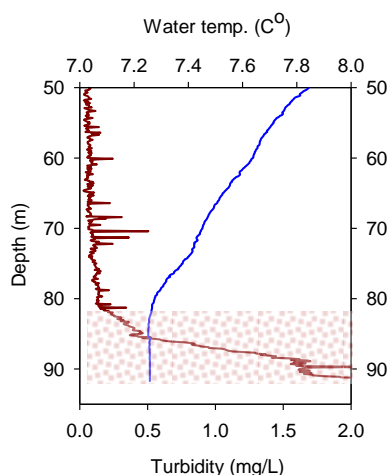


図 3.2 湖底付近の水温と濁度の変化

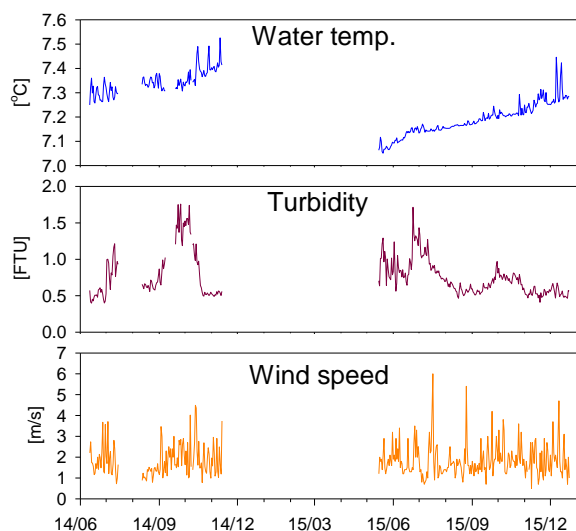


図 3.3 今津沖中央湖底上 2 m での水温、散乱型濁度の変動と今津での日平均風速の変動

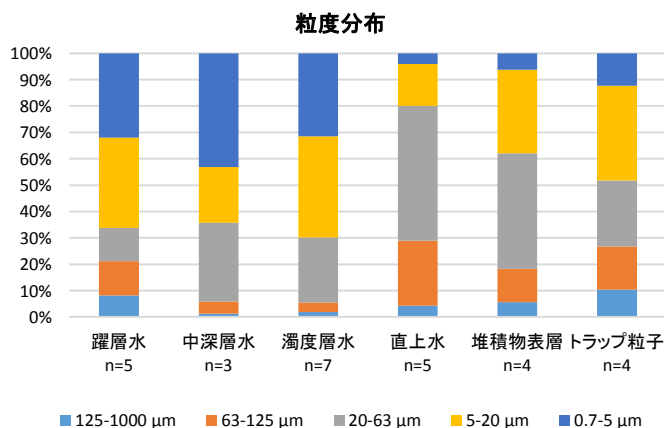


図 3.4 各種粒子の粒度分布

採取した粒子の粒度分布を比較した (図 3.4)。高濁度層内の粒子は 20 μm 以下の粒度が多く、表水層下部の躍層水、中深層水の粒度分布に近似していた。一方、湖底堆積物の粒子には 20-63 μm の粒度が多く、湖底直上水、セジメントトラップによる沈降粒子でも同様であった。セジメントトラップで捕捉された沈降粒子には、プランクトンの死骸のほか、様々な凝集体が見られ、顕微鏡下で判別は困難であった。

また、粒子に含まれる有機炭素濃度をみる (図 3.5) と、湖底堆積物 (3-4%、5-20 μm 画分) よりも高濁度層粒子 (5-14%、5-20 μm 画分) において含有量が高く、濁度層粒子は堆積物または湖底表面の粒子とは異なる成分であることが明らかとなった。高濁度層に存在する粒子は湖底堆積物の単純な巻き上がりではなく、上層から沈降した植物プランクトンを含む粒子や、堆積した粒子のうち有機物に富む微粒子が再懸濁したものである可能性が示唆された。

湖沼における高濁度層の報告例として、オンタリオ湖の高濁度層では植物プランクトンや土壌粒子が懸濁粒子の正体であると報告されている (Mudroch and Mudroch, 1992)。

溶存酸素消費の試験は、1985~1987 年に同様の研究が行われたことがあり (半田ら, 1986)、それらと比較した結果 (表 3.1) を示した。懸濁粒子では、濁度層に含まれる粒子の溶存酸素消費速度は 1986 年の報告に比べ高い値がみられた。ただし、本研究の期間には湖水中に大型緑藻であるミクラステリアス・ハーディが大量発生していたため、通常よりは酸素消費が高い可能性がある。一方、湖底付近で捕獲された沈降粒子は水中に浮遊する懸濁粒子よりも溶存酸素消費速度が低いことが明らかとなった。

1986 年および今回観測された結果から、沈降粒子による酸素消費速度は $27 \text{ mgO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ と計算された。滋賀

県が実施する琵琶湖の BOD モニタリング（滋賀県、1999-2015）から水中浮遊粒子の酸素消費速度を算出することができる。17B 地点 1998～2014 年度の湖底上 1 m の試料の平均値は $66 \text{ mgO}_2 \text{ m}^{-2}\text{day}^{-1}$ であった。本プロジェクトで測定されてきた湖底堆積物の酸素消費速度 (SOD) は、 $250 \text{ mgO}_2 \text{ m}^{-2}\text{day}^{-1}$ であった。以上のデータを比較すると、湖底付近での酸素消費は湖底堆積物による消費が最も大きく、沈降粒子による酸素消費速度が最も低く、堆積物に比して約 4 割弱であった。

本研究の結果から、湖底付近の酸素消費には湖底堆積物による酸素消費の寄与が最も大きいといえる。琵琶湖湖底の低酸素化には、富栄養化対策などが有効と考えられるが、将来、もし琵琶湖の低酸素化によって実害が生じ、低酸素化に対する直接の対策が避けられなくなった場合には、湖底堆積物の改善を検討すべきといえる。

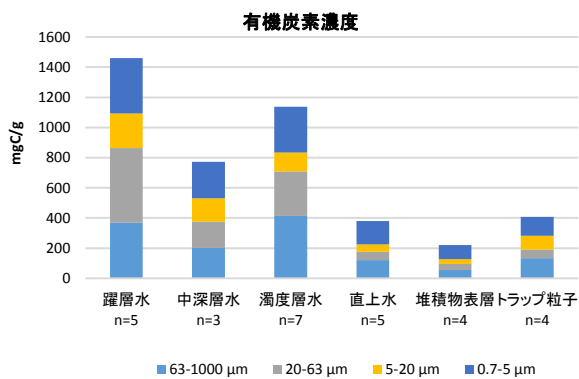


図 3.5 各種粒子の粒度別有機物濃度

表 3.1 北湖粒子の酸素消費能

		$\Delta \text{mgO}_2 / \text{mgSS} / \text{day}$	
懸濁粒子			
北湖 1986年9月	5m	0.049	(半田ら1986)
北湖 1986年9月	40m	0.041	(半田ら1986)
北湖 2016年11月	80m	0.163	(本研究)
北湖 2016年11月	湖底直上水	0.067	(本研究)
沈降粒子			
北湖 1986年9月	20+30m	0.009	(半田ら1986)
北湖 1986年9月	50+70m	0.008	(半田ら1986)
北湖 2016年11月	80m	0.019	(本研究)

4. 低酸素化に伴う生態系への影響把握

4.1. はじめに

琵琶湖北湖深底部には、琵琶湖固有種や生態的に固有な特徴を有する生物が生息している。ところが、琵琶湖北湖深湖底（北湖盆：第一湖盆および中湖盆：第二湖盆の湖底）では、近年地球温暖化をはじめとする気候変動に伴う低酸素化が問題となっており、第一湖盆では、溶存酸素濃度が 2 mg/L を下回る貧酸素水塊が形成され、生物相の単純化および現存量の低下が懸念されるだけでなく（西野，2010）、湖底に底生生物の死亡個体が発見される場合も生じている（熊谷，2008）。しかし、琵琶湖の深底部における生物調査は容易ではなく、生態的な見聞も乏しいため、低酸素化の影響は不明である。そこで、本研究では、第3期中期計画における「北湖深水層と湖底環境の把握」研究の一環として開始した底生生物のモニタリングを継続し（焦ほか，2015）、個体群変動について情報収集を図った。そして、第4期中期計画では、低酸素化に伴う生物・生態系への影響評価を目的として、深湖底の底生生物のモニタリングおよび手法の高度化、さらに被食捕食関係を含めた生物の生態特性把握と過去5年間のデータ解析を行った。

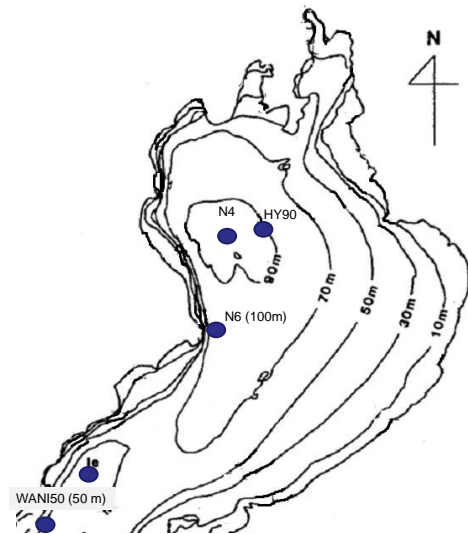


図 4.1 ROV による底生生物モニタリング地点

4.2. 方法

4.2.1. 北湖沖合底生生物のモニタリング

水中有索ロボット（ROV：キューアイ社製 DELTA-150）による底生生物の現存量モニタリングは、2012年3月から琵琶湖北湖3地点（N4 水深 90m、HY90 水深 89m、Ie 水深 73m）において月1回の頻度で行っていたが、2014年4月からはN6（水深 100m）、WN50（水深 50m）を追加し、5地点において2か月に1回の頻度で

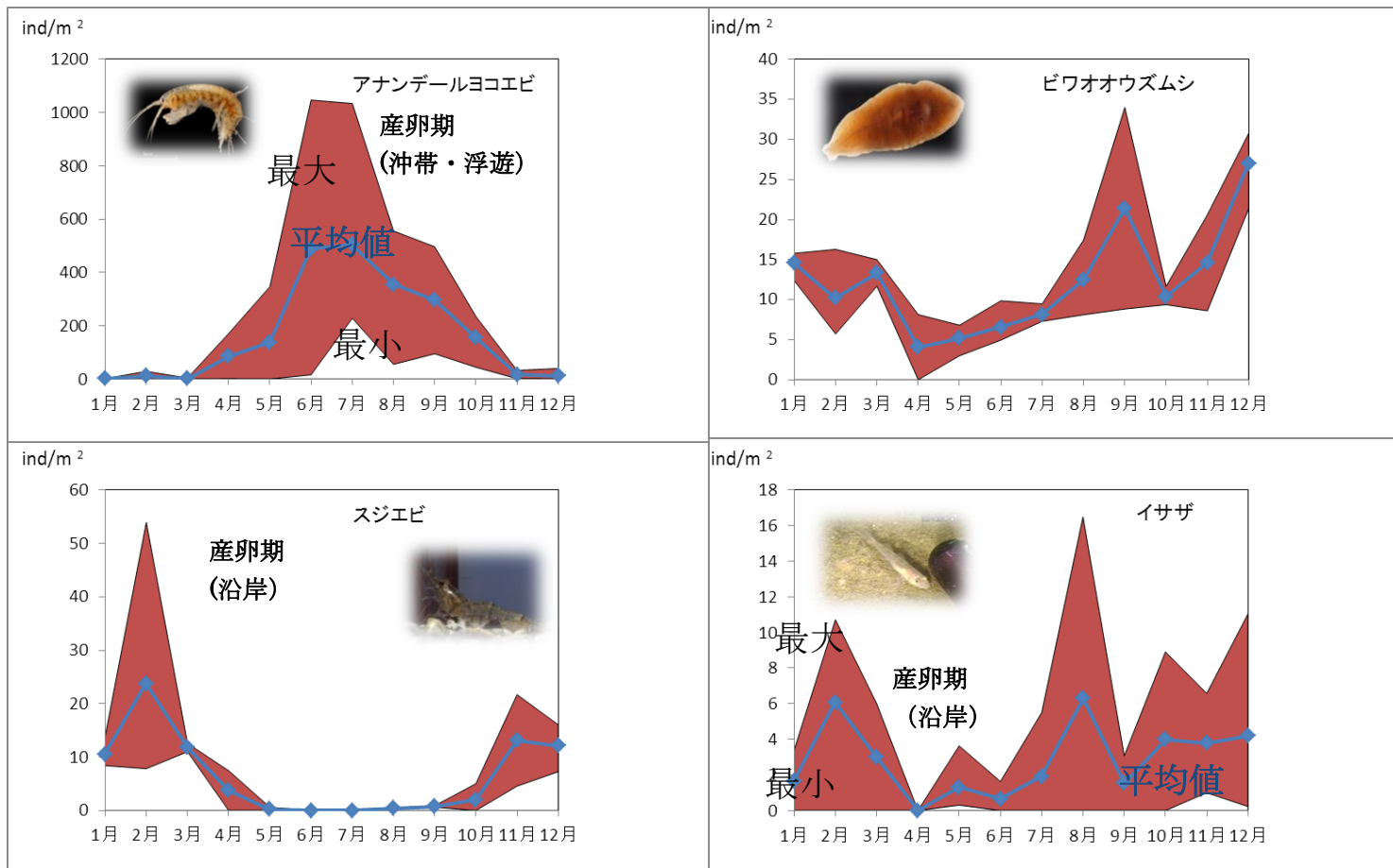


図 4.2 ROV による主な深底部に生息する生物の季節変化
(2012 年～2016 年 水深 50～100m の範囲内で 3～5 地点の月平均値)

行っている。湖底直上から 30cm の高度において、映像を約 15～30 分録画し、湖底を上から観察できるように設置した下向きカメラ(HDR-CX180 SONY)の映像から底生生物を目視で同定計数し、単位面積当たりに換算している(焦ほか, 2015)。そして魚類は、ROV の前方カメラで観察された種を記録した。また、各調査地点において湖底上 1m の DO 濃度を多項目水質計(AAQ JFE アドバンテック製)を用いて測定した。

4.2.2. 計量魚群探知機を用いたアナンデルヨコエビの定量化

2015 年 7 月 3 日と、2016 年 6 月 27 日～30 日、図 4.1 の N4 にて 2 種類の魚群探知機 KFC-6000(Sonics 社製) 38・120kHz と DT-X(Biosonics 社製) 200kHz を用いて、音響データを収集した(ただし 2015 年 7 月 3 日は KFC-6000 のみ)。アナンデルヨコエビは昼間湖底付近に生息し、夜間は水深 20～30m 付近まで上昇することが分かっているため(Ishikawa and Urabe, 2005)、昼夜のデータを収集した。

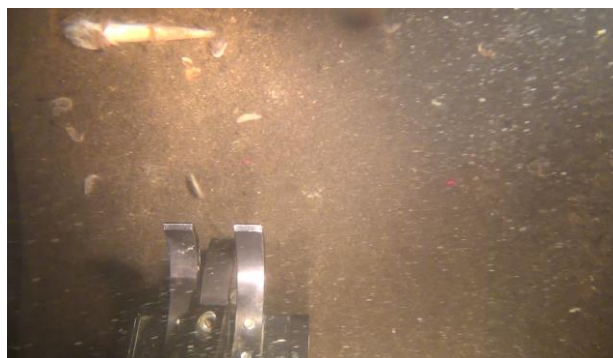


図 4.3 ROV で撮影した湖底写真
(2016 年 10 月 28 日 A 水深 90m)

4.2.3. 次世代シーケンサーを用いた底生魚の食性調査

底生魚は、2015 年 10 月 20 日、今津沖水深 90m と近江舞子沖水深 70m において、沖島漁協の底曳網により捕獲した。イサザ(16 個体)の消化管(胃と腸)を摘出した。1 尾ごとにタングステンビーズ入りチューブに入れて -80℃で保存した。氷水で解凍し、VD-250R (TAITEC)にて凍結乾燥後、シェイクマスターネオ(BMS)で粉碎し、ISOIL for Beads Beating (ニッポンジーン)で DNA を抽

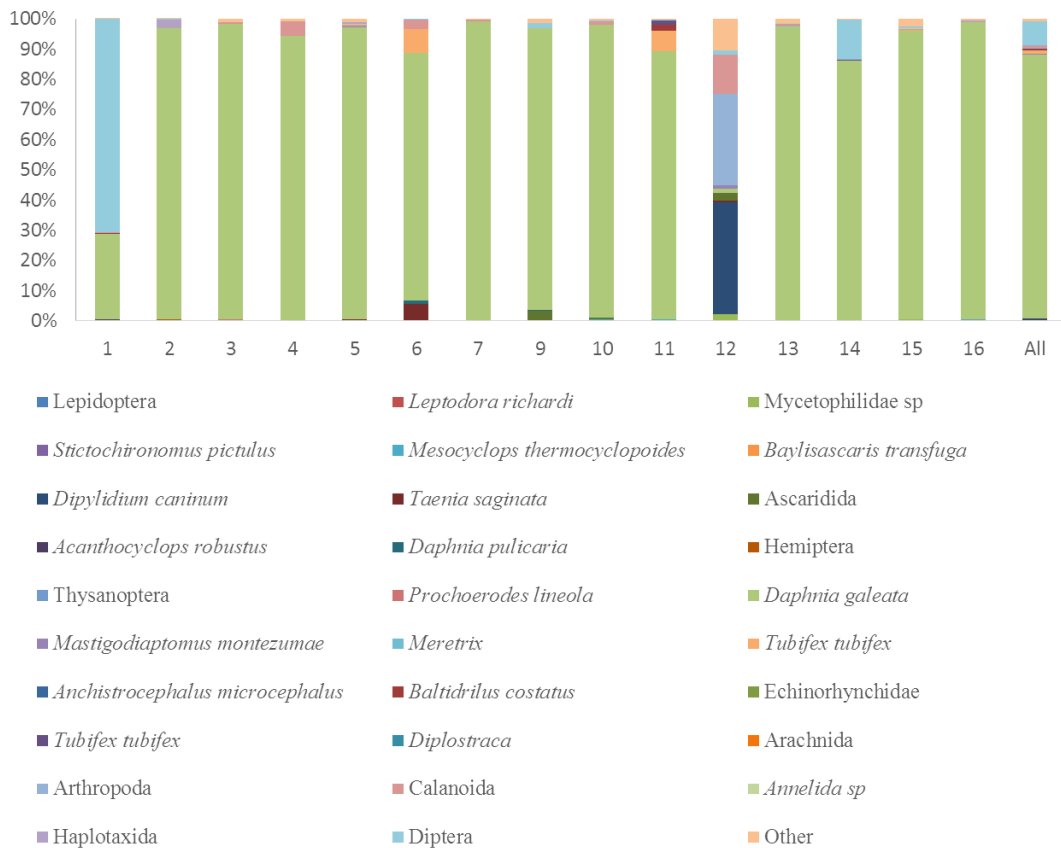


図 4.4 次世代シーケンサーを用いてイサザ消化管内容物から検出された遺伝子から推定された生物組成（横軸はサンプル番号）

出した。ミトコンドリア COI 上の真核生物特異的領域を標的としたプライマーによるメタゲノムライブラリーを作成し、次世代シーケンサー-Miseq により塩基配列決定した（1 サンプルにつき 30 万リード）。得られた配列のクオリティーフィルタリングは、sickle (ver 1.33)、シークエンストリングは Fastx toolkit (ver 0.0.13.5)、ペアエンド結合は FLASH (ver 1.2.12)、キメラチェックは usearch (ver 7.0.1090_i86linux64)、菌叢解析用パイプラインは Qiime (ver 1.9) を用いてデータ処理および解析を行った。

4.3. 結果・考察

4.3.1. 北湖沖合底生生物のモニタリング

琵琶湖北湖深底部でのこれまでのモニタリングで ROV を用いて観測された生物は、魚類では、イサザ、ウツセミカジカ、ニゴロブナ、ホンモロコ、カマツカ、底生動物では、アナンデルヨコエビ、ビワオオウズムシ、スジエビ、ミズムシ、エラミミズ、動物プランクトンでは、ケンミジンコ等である。水深 90m の同エリアにおいて底曳網調査を行うと、ウグイ、ハス、ワカサギ等も見られるため、

ROV の映像では遊泳力の大きい魚類を定量的に捉えることは困難であるが、底生性のいくつかの種については定量的なモニタリングが可能であることがわかったため過去 5 年間のモニタリングを集約し、北湖深底部で多くみられるアナンデルヨコエビ、スジエビ、ビワオオウズムシ、イサザの平均的な季節変動を示した（図 4.2）。

アナンデルヨコエビは主に 4 月～10 月、スジエビは 9 月～5 月、ビワオオウズムシは年間、イサザは 4 月を除く年間を通じて深底部を生息地として利用していることが分かった。

2016 年 10 月北湖今津沖水深 90m の A 地点において貧酸素状態（DO 1.38 mg/L）となったため、ROV による臨時調査を実施したところ、イサザの死亡個体数個とアナンデルヨコエビの一部の死亡個体（全体の約 16%）を発見した（図 4.3）。同調査日の水質モニタリングおよび貧酸素耐性実験の結果（永田, 2010）、さらに、それ以外の地点で死亡個体が見られなかったことから貧酸素の影響で死亡したものと考えられた。

一方、2016 年 9 月～2017 年 1 月の調査では、調査時に貧酸素状態ではない地点（DO 4～5mg/L）でも、調査地

点で数個体の魚の死体あるいは横転した個体が発見される場合があり、死亡原因については不明であった。低酸素に対する中長期的な影響については知見が乏しいため、今後も湖水の物理・水質環境に着目しながら、継続的に湖底のモニタリングを行う必要がある。

4.3.2. 底生魚の捕食-被食関係

遺伝子解析の結果を図 4.4 に示した。サンプル 1 と 12 を除き、イサザ(*G. isaza*)の消化管内容においてはカプトミジンコ (*Daphnia galeata*) と推定される OTU(Operational Taxonomic Unit)が 9 割近くを占めていた。また、イトミミズ(*Tubifex tubifex*)と推定される OTU も検出された。これまでイサザの食性については、消化管内容物の顕微鏡観察により動物プランクトン、ヨコエビ、ユスリカ科の幼虫等を捕食することは知られていたが(中西・名越, 1984)、2015 年 10 月のイサザサンプルは平均体長 5cm 程度の 0 歳魚が多く、動物プランクトンを多く捕食していたと考えられた。また、本分析により底泥内のミミズも捕食することが確認された。

4.3.3. 北湖深底部底生生物のモニタリング手法の高度化(計量魚探を用いた底生生物定量化手法の開発)

ROV を用いたモニタリングにより、調査地点でのモニタリング精度は向上したが、調査船からつながれたケーブルの範囲内のみの観測に限定されるため、その範囲は直径 20m 程度に限られる。しかし、多くの生物はパッチ状の偏った分布を示すため、個体数の少ない生物種や鋭敏に逃避する生物種の場合、定量化できないことも多い。このような問題を改善するために、計量魚群探知機を用いて、広域的なアナンデルヨコエビとイサザ等の定量化手法の開発を行っている。2015 年 7 月 3 日早朝から昼間にかけて単体が検知された TS(Target Strength)のエコーグラム 38kHz(図 4.5)およびそれぞれの値のヒストグラムから、3 つの魚群が検出され、A 群と B 群は異なる魚種であり、B 群と C 群は同種であると推察された。

A 群は早朝に水温躍層から湖底付近に降下し、B 群および C 群は、その後に水温躍層から深水層に広がる分布を示す魚であることが推察された。

また、2016 年 6 月 27~30 日の夜間と昼間に得られたエコーグラムを比較すると、魚と思われる単体のエコーが多数確認できた。また、夜間の 120kHz と 200kHz の 20~40m に音響散乱層が確認できた。アナンデルヨコエビは昼間は湖底付近に分布しているため、これを捉えていると考えられたが、平均体長 7.4mm といった小さなヨコエビ群集についても定量化の可能性が示唆された。今後、

各種生物のエコーグラムに投影される生物を捕獲して種の同定を行う必要があるため、第五期中期計画においても研究を継続する予定である。

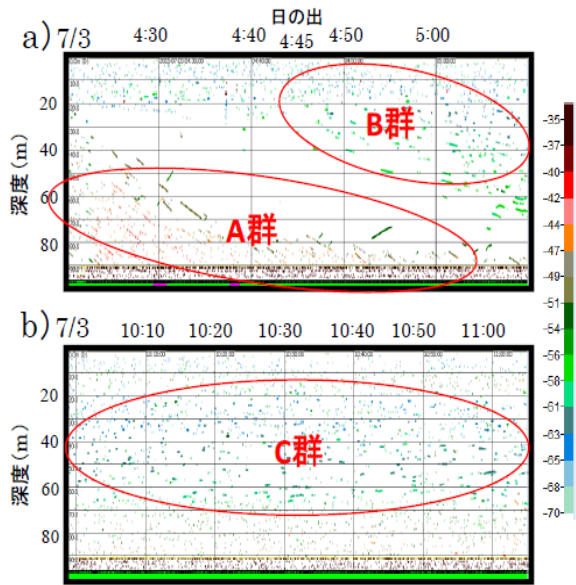


図 4.5 単体検知の TS エコーグラム 38kHz
(2015 年 7 月 3 日 N4 水深 91m)

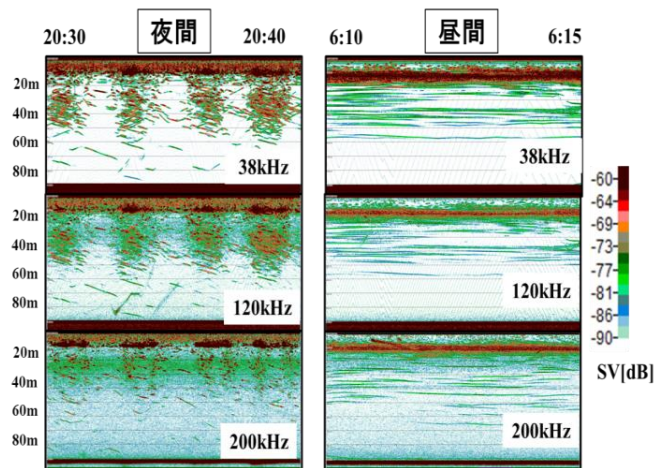


図 4.6 SV エコーグラム
(2016 年 6 月 27~30 日 N4 水深 91m)

4.3.4. 低酸素と個体数変動および生物間関係

2014~2015 年度は貧酸素の発生はなかったが、2014 年夏季のアナンデルヨコエビの平均個体数は 2012~2016 年度で最も少なく、貧酸素が個体数に大きく影響を与えていなかった。本研究の一環として魚の消化管内容物を分子生物学的手法により網羅的にゲノム解析を実施し、DNA の情報をもとに対象魚の主な餌生物を推察したところ、イサザがアナンデルヨコエビや動物プランクトン等を捕食することは再確認されたため(岩本, 2017)、捕食

一被食関係による個体数への影響について解析を試みたが、過去5年間のみの調査データ数ではデータ数が少なくイサザとアナンデルヨコエビの個体数間に十分な関係性を見出すことはできなかった。ただし、低酸素(DO<4mg/L)の時期に限ってみると、水深90mの地点(HY90)において両者の個体数には正の相関がみられ、DOを含め環境要因による影響を受けている可能性は否定できない。今後、DO<4mg/L程度の低酸素下における底生生物の中長期的影響、また、底生生物の個体数を制御する環境要因の特定が課題である。

4.4. 結論

現状において貧酸素による死亡個体は、4~5年に1回の頻度で見られるが、個体群への影響は明瞭ではない。今後、低酸素化による生態系への影響を評価していくには、各種の生物群の現存量の変動を精度よく把握する必要があるため、モニタリングにより、深底部に生息する生物の現存量の年変動を継続的に把握し、関係性を十分に解析できるように更なるデータ量を蓄積する必要がある。

5. メタロゲニウム粒子を用いた低酸素化の影響を測る生物学的指標の検討

5.1. はじめに

近年琵琶湖内の環境が変化してきている中で、メタロゲニウム粒子と呼ばれるマンガン酸化物粒子が南湖では1992年に浚渫跡地(図5.1: 086地点)(Miyajima T, 1992)で、北湖今津沖中央地点では10年後の2002年に水深約90mの第一湖盆(図5.1:c)において、初めて観測された。メタロゲニウム粒子は粒径5~20 μm 程度のフィラメント状の形態(図5.2)を持つ微粒子で、琵琶湖北湖では2002年以降ほぼ毎年夏から冬にかけて出現するようになった(一瀬ほか, 2006; 古田ほか, 2008)。

メタロゲニウム粒子は底層部が貧酸素化する成層湖において出現することが広く知られており、海外ではレマン湖(古田ほか, 2008)やバルト海(Jaquet, J. et al., 1982)など多くの水域で報告されている。

琵琶湖北湖今津沖中央地点ではメタロゲニウム粒子の出現が2002年11月6日に初めて確認されたが、この2週間前の2002年10月21日において湖底直上1mのDO濃度が0.9 mg/Lまで低下し、1979年の調査開始以来1987年と並ぶ最低値であった。夏季から冬季にかけて琵琶湖底層部の溶存酸素濃度(DO)が低下するのに伴って、底泥から二価マンガンイオン(Mn^{2+})が溶出し、溶存酸素が存在する直上の好気層において酸化が起これマンガン酸化物として析出するものと考えられる。琵琶湖北湖最深部付近の湖底では、2002年以降DOの低下に伴いほぼ継続

的にメタロゲニウム粒子(図5.2)が観測されている(Jaquet, J. et al., 1982; Zakharova, Y. R. et al., 2010)。

しかし、メタロゲニウム粒子生成をもたらす環境因子など、メタロゲニウム粒子の生成機構に関してはほとんど明らかにされていない。このため、メタロゲニウム粒子の発生とDOおよび溶存二酸化炭素濃度(D-CO₂)との関係性およびメタロゲニウム粒子を生成する単離菌株 *Bosea* sp. (BIWAKO-01株)を用いた室内実験を行い、「メタロゲニウム粒子を用いた低酸素化の影響を測る生物学的指標の検討」を行ったので報告する。

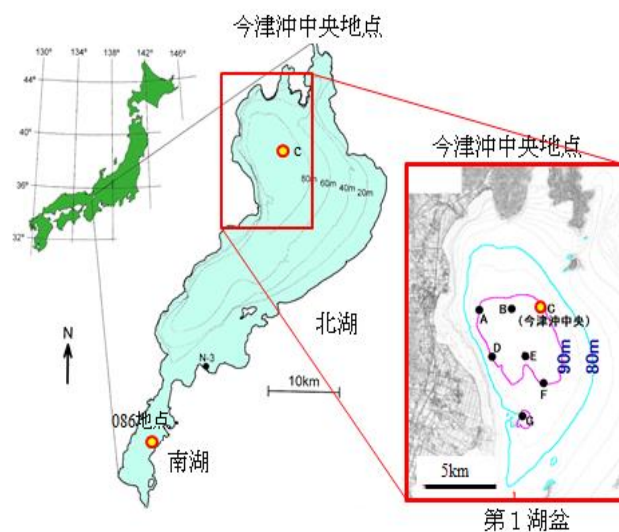


図5.1 琵琶湖北湖及び南湖におけるメタロゲニウム粒子の発地点

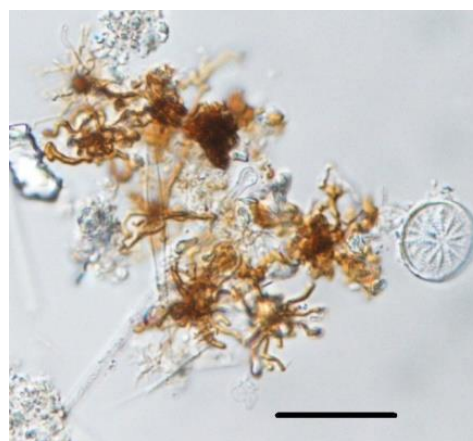


図5.2 今津沖中央地点水深約90mから採取したメタロゲニウム粒子の光学顕微鏡写真(2016年12月5日) Bar = 20 μm

5.2. 調査方法および実験方法

調査方法

調査期間：2014年4月～2016年12月（2回/月）

調査場所：琵琶湖北湖今津沖中央地点

採取方法：バンドーン採水器

測定方法

DO：蛍光式溶存酸素計

D-CO₂：ポータブル炭酸ガス濃度計 (CGP-31, DKK-TOA)

メタロゲニウム粒子の計数：プランクトン計数板（一瀬ほか, 2006）

実験方法

pHの影響を調べる培養実験（図5.5）では、所定のpHに調製した20mM HEPES緩衝液を含むM3半流動培地（麦芽エキス：100mg/L、酵母エキス：40mg/L、寒天：500mg/L、MnSO₄：2000μM）を使用した。培地pHは5.0、5.5、6.0、6.3、6.5、7.0及び7.5に設定した。これにBIWAKO-01株の植種液100μL（約1.0×10⁸CFU/mL）を添加した。

DOの影響を調べる培養実験（図5.6）では気相中のO₂濃度とCO₂濃度の影響を調べるために、植種したシャーレをステンレス製真空デシケーター（SV-300, Asona）に入れ、13.3Paまで脱気、N₂ガスを約0.8気圧（810hPa）まで充填した後、O₂（0～0.1%（0～1hPa）、2%（20hPa）、5%（51hPa））およびCO₂（1%（10hPa）、2%（20hPa）、5%（51hPa））を各割合で混合したガスを充填し、さらに1気圧（1013hPa）となるようにN₂ガスを充填した。これを暗所、20℃で静置した。なお、気相中のO₂濃度とCO₂濃度は各々O₂モニター（OXY-1, Jikco）およびCO₂モニター（COZY-1, Jikco）を用いてモニタリングした。メタロゲニウム粒子生成における多糖類の添加効果を調べる実験では、BIWAKO-01株を0.2mM Mn²⁺イオンおよび40mM HEPES（pH 6.0）を含有するM3半流動培地で培養した。このとき、0.5g/L寒天の代わりに、同濃度のアガロースS、ゲランガム、ペクチンリンゴ、ペクチンかんきつ、デンプン（馬鈴薯由来）およびデンプン（トウモロコシ由来）を添加したほか、比較のため多糖未添加の培地も調製した。なお、これらの添加した多糖は培地のオートクレーブ滅菌（121℃、15分）の間に溶解していた。静置培養は、20℃、微好気条件（アネロパック微好気）で行った。

また、多糖類の代わりに各種の単糖を添加した試験も行った。上記M3半流動培地（0.2mM Mn²⁺イオン含有、40mM HEPES（pH 6.0））の含有する0.5g/L寒天に替えて、同濃度のD-マンノース、L-アラビノース、D-ガラクトース、6-デオキシ-L-ガラクトース、α-L-ラムノース

水和物、D-グルコース、D-キシロース、ガラクトuron酸、D-グルクロン酸、D-グルコサミン塩酸塩、D-フコース、D-マンノサミン塩酸塩を添加して実施した。培養条件は、20℃、気相O₂濃度10%とした。なお、酸化物態Mnはロイコベルリンブルーを用いた比色法(Boogerd, F. C. et al., 1987)により定量した。

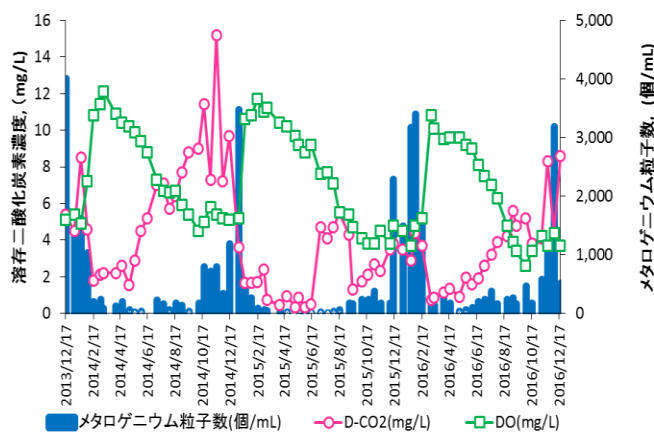


図 5.3 メタロゲニウム粒子数と溶存酸素濃度および溶存二酸化炭素濃度の月別変化 調査地点：琵琶湖今津沖中央地点水深約90m

5.3. 結果

メタロゲニウム粒子は、琵琶湖で初めて観測された2002年度から継続的に行っており、2002～2013年度の12年間の今津沖中央地点水深約90mにおけるメタロゲニウム粒子数と溶存酸素濃度（DO）の調査結果から弱い負の相関関係（ $r=-0.46$, $p<0.05$ ）にあることがわかった。

今津沖中央地点水深約90mにおいて2014年4月～2016年12月のDO、D-CO₂およびメタロゲニウム粒子数のモニタリング調査を実施した結果を図5.3に示した。2002年以降の傾向と同様でDO低下時にメタロゲニウム粒子数が多く観察される傾向にあった。D-CO₂については、高濃度時にメタロゲニウム粒子が増加する傾向は確認できるものの、2014～2016年度は、メタロゲニウム粒子の発生数が非常に少なかったことから、相関係数は $r=-0.20$ と低く関係性については明らかにすることが出来なかった。

次に、今津沖中央地点におけるメタロゲニウム粒子の鉛直方向の分布状況を図5.4に示した。各年度ともに今津沖中央地点の底層部において溶存酸素濃度の低下後、2～3ヵ月が経過した12月～2月頃にかけて多く観察される傾向にあった。

室内実験では、メタロゲニウム粒子を生成するBIWAKO-01株（*Bosea* sp.）を用いて生成条件を明らかにした。ねじ口瓶を用いた培養試験ではpH 5.7～7.0の部位でMn酸化層が形成していたことから、粒子生成に及ぼ

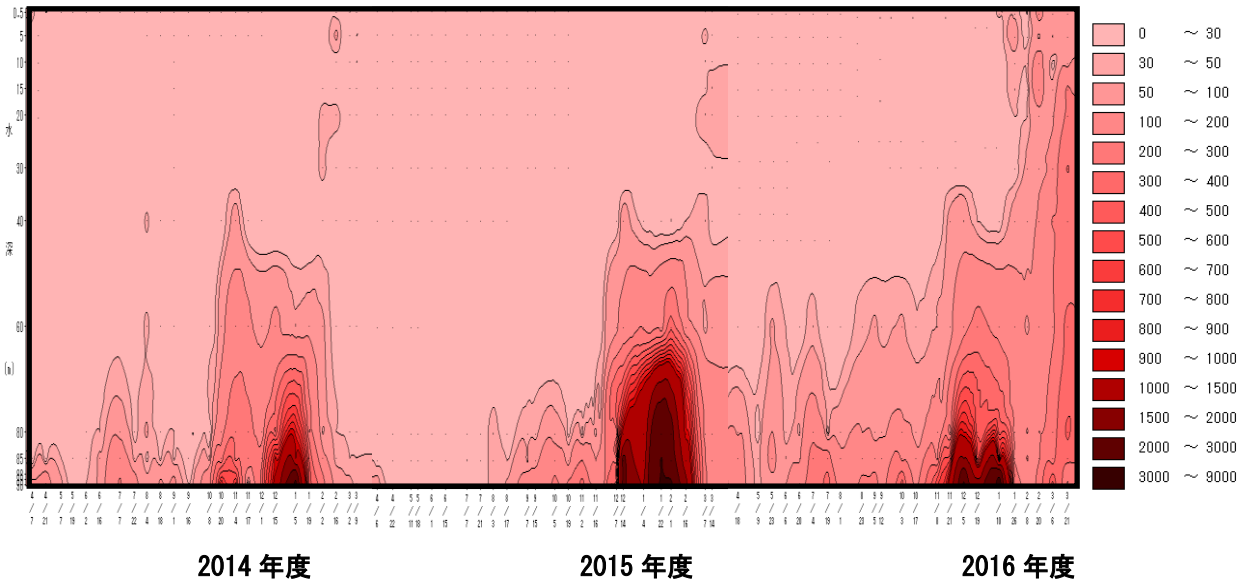


図 5.4 メタロゲニウム粒子数の鉛直分布（今津沖中央地点）

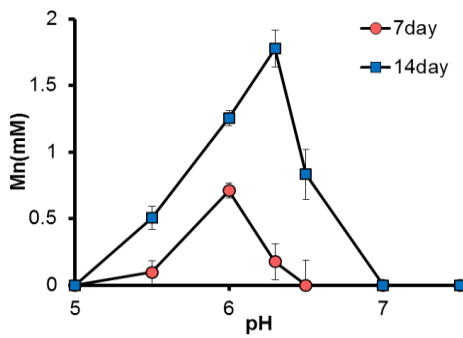


図 5.5 BIWAKO-01 株による酸化態 Mn 生成に及ぼす pH 値の影響（HEPES 緩衝液各 20 mM、M3 半流動培地）
 平均値 ± SD (n = 3)

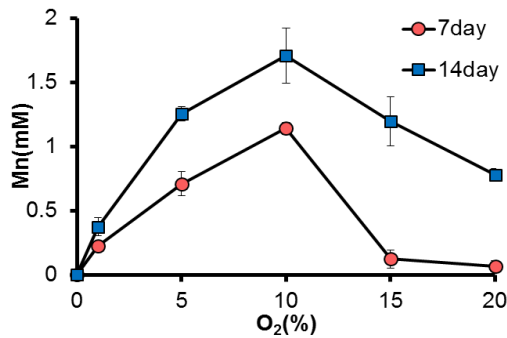


図 5.6 BIWAKO-01 株による酸化態 Mn 生成に及ぼす酸素濃度の影響（M3 半流動培地、pH 6.0）
 平均値 ± SD (n = 3)

す pH 値の影響を明らかとした。酸化態 Mn は pH 5.0～6.5 で生成され、培養 7 日間では pH6.0、培養 14 日間では pH6.3 で最高値となった（図 5.5）。次に、メタロゲニウム粒子の発生は貧酸素時であることから、粒子生成に及ぼす酸素濃度を明らかとするため、O₂ 濃度を制御した培養を行った。酸化態 Mn 生成時の気相 O₂ 濃度は、2～20%（培養液中の DO 濃度：2.0～8.8 mg/L）であり、O₂ 濃度を 10%（DO 濃度：6.3 mg/L）に制限したとき最も生成量が多かった（図 5.6）。

最後に、メタロゲニウム粒子の生成には、寒天等の多糖類が必要であったため、図 5.7 に示した多糖類を添加して培養試験を行った。寒天のような多糖類（ゲランガム、ペクチン、デンプン）の存在時に酸化態 Mn が生成されるが、多糖類未添加や単糖（D-マンノース、L-アラビノース、

D-ガラクトース、6-デオキシ-L-ガラクトース、α-L-ラムノース水和物、D-グルコース、D-キシロース、ガラクトuron酸、D-グルクロン酸、D-グルコサミン塩酸塩、D-フコース、D-マンノサミン塩酸塩）添加時には生成されなかった。

5.4. 考察

メタロゲニウム粒子生成には、弱酸性（pH 6.3）、やや DO の低い条件（DO 濃度：6.3 mg/L）、寒天のような多糖類の存在の 3 つの条件が必要であることが明らかとなった(Furuta et al., 2014)。琵琶湖における多糖類の供給源のひとつとして、植物プランクトンが考えられる。植物プランクトンの中には粘質鞘と呼ばれる多糖類が細胞外に確認されている(一瀬ほか, 2013)。この報告からも供給

源のひとつとして植物プランクトンが含まれることが示唆される。また、琵琶湖底層部におけるメタロゲニウム粒子の発生には、マンガンが必要である。このため底層部の低酸素化によるマンガンの溶出も必須条件である。室内実験結果からは DO 濃度が 6.3 mg/L と必ずしも低い DO 濃度が示されなかったが、琵琶湖底層部におけるメタロゲニウム粒子の発生は、植物プランクトンの発生状況や底層部の低酸素化に関連すると考えられた。

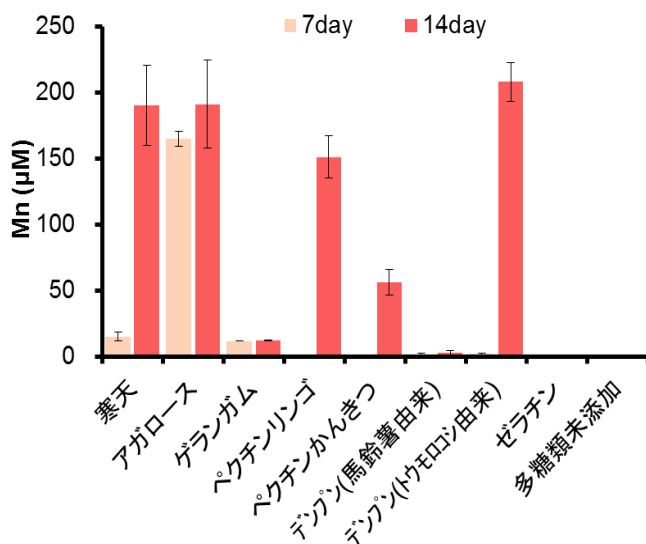


図 5.7 BIWAKO-01 株による酸化態 Mn 生成に及ぼす多糖類添加の影響 平均値 プラスマイナス SD (n = 3、アガロース、デンプン (馬鈴薯由来)、多糖類無添加は n = 2)

5.5. 結論

今津沖中央地点の調査結果から、メタロゲニウム粒子の量は、溶存酸素濃度 (DO) と弱い負の相関関係 ($r=-0.46$, $p<0.05$) にあった。メタロゲニウム粒子は、湖底の低酸素化により、溶出したマンガンを酸化する細菌によって生成されることが分かった。メタロゲニウム粒子を生成する細菌 (*Bosea* sp.: BIWAKO-01 株) が分離され、この *Bosea* sp. を用いた培養試験結果から、メタロゲニウム粒子生成には、弱酸性 (pH 6.3)、やや DO の低い条件 (DO 濃度: 6.3 mg/L)、寒天のような多糖類の存在の 3 つの条件が必要であることが明らかとなった。また、メタロゲニウム粒子の発生には、湖底の DO 低下だけでなく、粘質鞘を持つ植物プランクトンの存在が必要であると考えられる。湖底から溶出した溶存態 Mn を粒子態 Mn として沈降させる機能がどのように働いているかについては分かっていないので、更なる研究が必要である。

6. モデル解析等による低酸素化現象の総合評価

6.1. はじめに

近年、琵琶湖北湖の北湖盆 (第一湖盆) の深湖底において、底層 DO が 2mg/L を下回る貧酸素状態の発生頻度が高くなってきた (焦ら, 2014)。地球温暖化による暖冬により、琵琶湖では、2006 年度、2015 年度に、全層循環が遅くなり、例年なら 1~2 月に生じる全層循環が、3 月下旬 (2006 年度)、3 月中旬 (2015 年度) になって、やっと起こり、そして、翌年度の秋には、貧酸素水塊 (溶存酸素濃度が 2mg/L より低い水塊) が発生したことが確認された。この低酸素化現象のメカニズムを解明するため、自動連続観測機器を用いて、第一湖盆の水深 90m 以深の低酸素水塊の水温・DO の変化の特徴を解析することや、既存成果や補足データ等をもとに数理モデルを構築・高度化し、低酸素化現象の各影響因子の影響を検討することが必要である。

本研究では、琵琶湖深湖底における秋の溶存酸素状況に強く影響を受ける、前の冬の全層循環およびそれが起こる時期の判断指標を提案すること、また、数理モデルでの数値実験を行うことで低酸素化現象の各影響因子の影響を検討することを目的とする。

6.2. 全層循環の判断基準

琵琶湖低酸素化現象を評価するため、秋における深湖底の DO の状況に強く影響する、前の冬の全層循環による酸素回復状況の把握、全層循環がいつ起こったかの詳しい判断基準が必要である。本節では、第一湖盆に設置した自動連続観測機器による水温・DO のデータを解析し、琵琶湖の全層循環の判断基準を提案することを目的とする。

いままでの調査研究によると、北湖第一湖盆における低酸素水塊がなくなると、琵琶湖すべてのところにおいて水温・DO が均一であり、全層循環になる。つまり、全層循環の判断は、北湖第一湖盆における低酸素水塊がなくなったかどうかの判断である。この判断および全層循環が起こる時期を詳しく把握するためには、湖底境界層に発生する水温分布の変動、DO の詳しい解析を可能にする自動連続観測データが必要である。

本研究では、自動連続観測機器により、第一湖盆の中心を通した南北に湖盆を縦断する線上 (N3~N5) で観測を連続で行った (図 6.1)。N3~N5 での現場調査の機器の設置は、図 6.2 の通りである。水温・DO 濃度の時間・空間変化の詳しい構造を把握するために、N3、N4、N5 のそれぞれ湖底直上 1 m において測定精度 ± 0.002 °C 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。

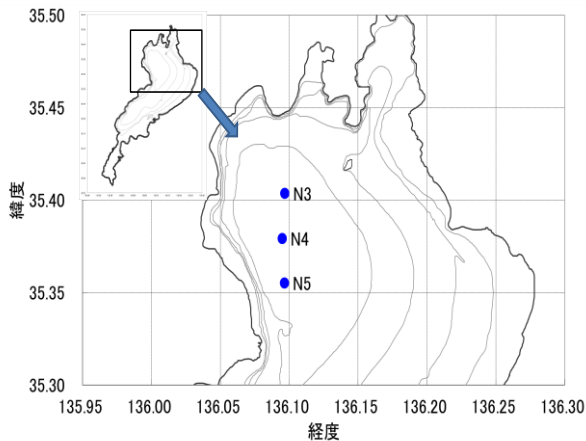


図 6.1 第一湖盆における調査地点

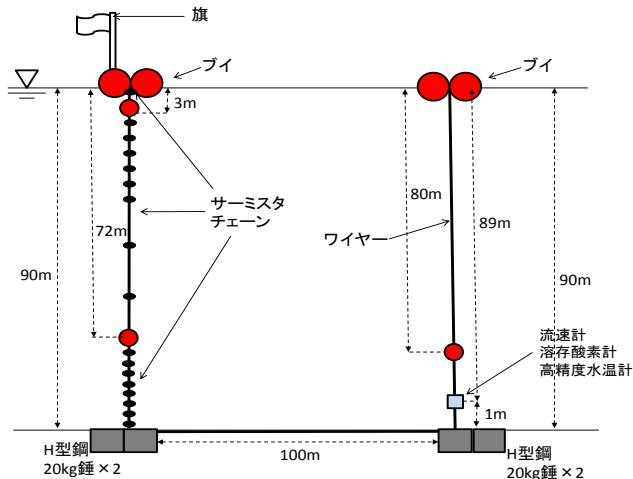


図 6.2 琵琶湖深湖底における自動連続観測機器の設置図
流速計・溶存酸素計・高精度水温計水深：89 m
サーミスタチェーンの水温計の水深：0 m、5 m、10 m、15 m、20 m、25 m、30 m、46 m、62 m、76 m、78 m、80 m、82 m、84 m、86 m、88 m、90 m

6.2.1. 低酸素水塊存在指数

北湖第一湖盆における低酸素水塊がなくなったかどうかを判断するため、水温と溶存酸素を合わせて考え、本研究では、以下の低酸素水塊存在指数を提案する。

1) 水温指数

$$T_Index = [(T - T_{Lowess})_{N3} - (T - T_{Lowess})_{N5}] \times 10 \quad (^\circ\text{C}) \quad (1)$$

2) 溶存酸素指数

$$DO_Index = (DO - DO_{Lowess})_{N3} - (DO - DO_{Lowess})_{N5} \quad (\text{mgDO/l}) \quad (2)$$

ここで、 T_Index は、水温指数、 DO_Index は、溶存酸素指数、 T_{Lowess} および DO_{Lowess} は、水温および溶存酸素の「局所的に重み付けされた散布図平滑化」(locally weighted scatter plot smooth, Cleveland, 1979)である。

$(T - T_{Lowess})_{N3}$ は、 $N3$ における水温と水温散布図平滑化との差分、 $(T - T_{Lowess})_{N5}$ は、 $N5$ における水温と水温散布図平滑化との差分、 $(DO - DO_{Lowess})_{N3}$ は、 $N3$ におけるDOとDO散布図平滑化との差分、 $(DO - DO_{Lowess})_{N5}$ は、 $N5$ におけるDOとDO散布図平滑化との差分である。

3) シュミット安定度指数 (Schmidt's Stability Index)

湖水の成層強度を下式で計算する (Hutchinson, 1957; Idso, 1973)。

$$SI = \int_0^{z^m} (z - z^*) (\rho(z) - \rho^*) A(z) dz / A_0 \quad (\text{kg m/m}^2) \quad (3)$$

$$z^* = \frac{1}{\int_0^{z^m} A(z) \rho(z) dz} \int_0^{z^m} A(z) \rho(z) z dz \quad (\text{m}) \quad (4)$$

ここで、 A_0 は湖の表面積、 $A(z)$ は水深 z における湖の面積、 z^* は湖の重心における水深、 z^m は最大水深である。この SI は、シュミット安定度指数 (Schmidt's Stability Index) で成層状態から密度均一分布まで混ざるため必要な仕事を表すものである。ただし、 $\rho(z)$ は水深 z における湖水の密度、 ρ^* は湖の重心における密度で、水温長期変化データを利用して算出した。

2014年の冬における T_Index (水温指数)、 DO_Index (溶存酸素指数)、シュミット安定度指数 (Schmidt's Stability Index)は、図6.3で示す。2014年の全層循環の確認日は、2月14日であるが、この日から、低酸素水塊はなくなり、(a) $|T_Index| < 1$, (b) $|DO_Index| < 1$, (c) Schmidt's Stability Index = 0のことは、図6.3で分かる。他の年のデータで確認したところ、

(a) $|T_Index| < 1$, (b) $|DO_Index| < 1$, (c) Schmidt's Stability Index = 0

は、琵琶湖すべてのところに水温・DOが均一に、全層循環になる判断基準として妥当だと思われる。

6.3. 湖流系と生態系の統合化動力学モデルの構築

北湖深湖底のDOに影響を与える影響因子の機能を把握するためには、現場調査に加えて、数理モデルでの数値実験が必要である。

このため、本節では、湖流系と生態系の統合化動力学モデルを構築し、表層植物プランクトンの影響、2016年度になぜA地点(図2.1)だけDOが低いかについて、数値実験を行った。

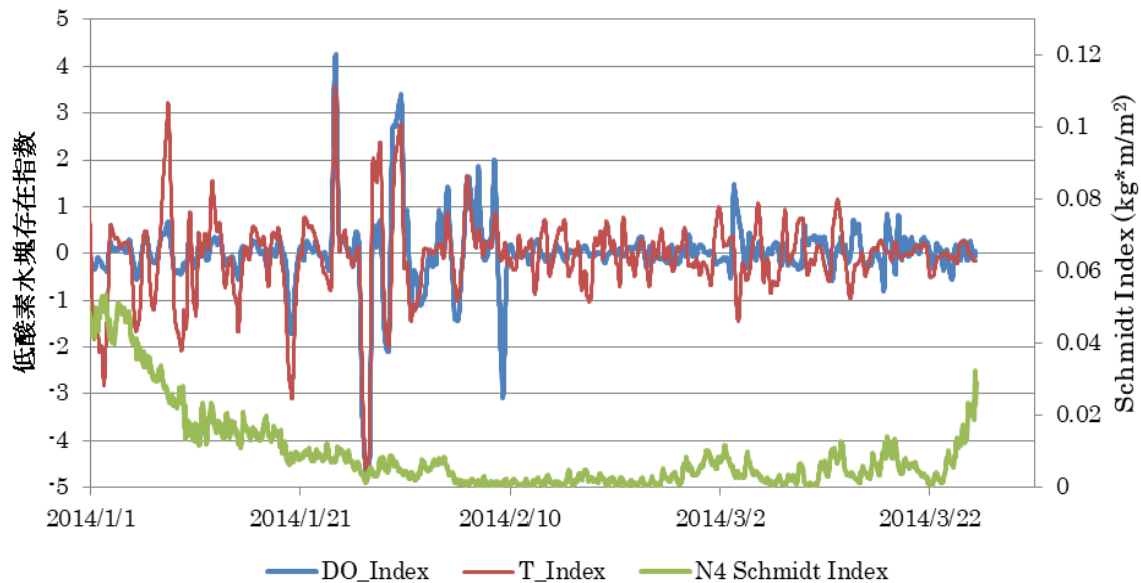


図 6.3 2013 年度の冬における T_Index(水温指数)、DO_Index(溶存酸素指数)、シュミット安定度指数(Schmidt's Stability Index)

6.3.1. 空間ボックスの分割

夏の琵琶湖北湖の鉛直成層特徴および湖底境界層を表すため、鉛直方向に表水層と水温躍層は、2m毎に、深水層は、5m毎に、湖底境界層の20mは、1m毎に、計40層を分割した。また、水平方向に500m×500mのメッシュにした。

6.3.2. 生態系モデルの状態変数

琵琶湖における物質循環を簡略化したものを図6.4に示す。四角で囲まれている変数は琵琶湖生態系の構成要素として取り扱う変数(状態変数と呼ぶ)であり、本モデルでは、無機態窒素(N)、無機態リン(P)、植物プランクトン(M₁, M₂, M₃: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(N_{sed}, P_{sed}, C_{sed}: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)が考慮されている。

6.3.3. 琵琶湖生態系モデルの概要

図6.4にはモデルの化学・生物諸過程および物質流動循環経路を示している。植物プランクトン(M_j:j=1,2,3)は栄養塩(N,P)を摂取し光合成により増殖し(paths(1),(2),(3))、一部は枯死・呼吸(基礎代謝)によりデトリタス(D)となるか、または分解により栄養塩(N,P)として回帰される(paths(4),(5),(6))、一部は動物プランクトン(Z)に捕食され

る(paths(7),(8),(9))。増殖した動物プランクトン(Z)は自身の基礎代謝によりデトリタス(D)となるか、または分解により栄養塩(N,P)に回帰される(paths(10))。デトリタス(D)は下層や底泥に沈降し、沈降過程で一部が分解され溶解性有機物(C)になり(paths(11))、溶解性有機物(C)はさらに分解し無機態の栄養塩(N,P)に回帰される(paths(12))、再び植物プランクトン(M_j)の増殖に利用され、循環サイクルに入る。有光層の深さ以上のみこれらすべての反応経路を設定しているが、有光層の深さ以下は植物プランクトンの光合成による増殖はないものと設定している。底泥では、溶存酸素(DO)が消費され、栄養塩および溶存態有機物(N_{aed}, P_{aed}, C_{aed})が溶出される(paths(13),(14),(15))。また深湖底における内部波のスロッシングによるデトリタス(D)の再浮上が起こる(paths(16))。また、外部の物質流動循環経路として、河川からの流入負荷、降水の影響なども考慮されている。

6.3.4. 気象条件および湖流系との統合化動力学モデル

気象条件としては、降水量、気温、風速および植物プランクトンの光合成に関係する全日射量などのデータが必要である。ここで、彦根気象台の観測データを利用し、1時間ごとのデータを与えた。また、本生態系モデルと3次元湖流系モデルを統合し、3次元湖流系と生態系の統合化動力学モデルにした。

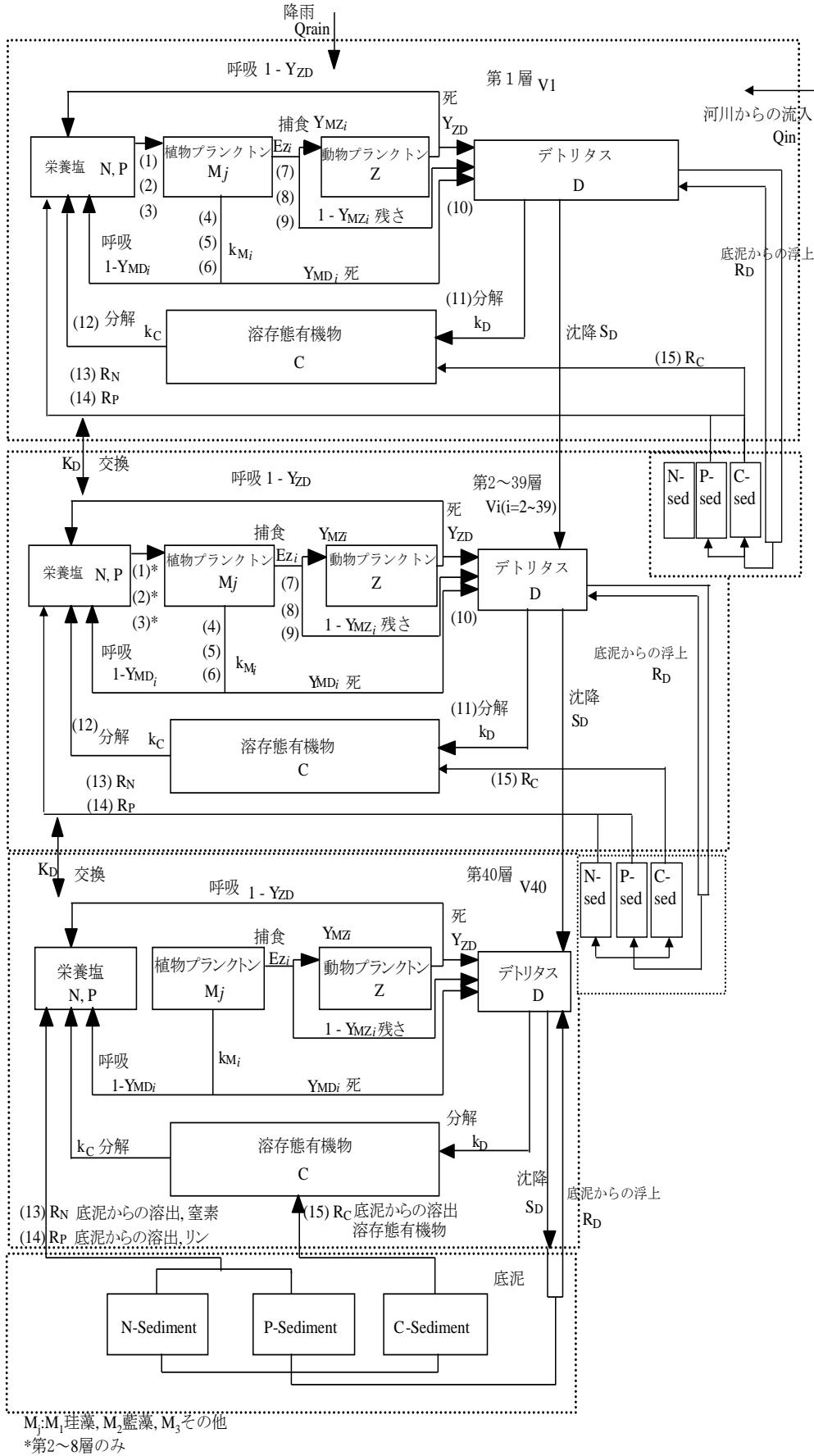


図 6.4 化学・生物諸過程および物質流動循環経路を示すモデルの概念図

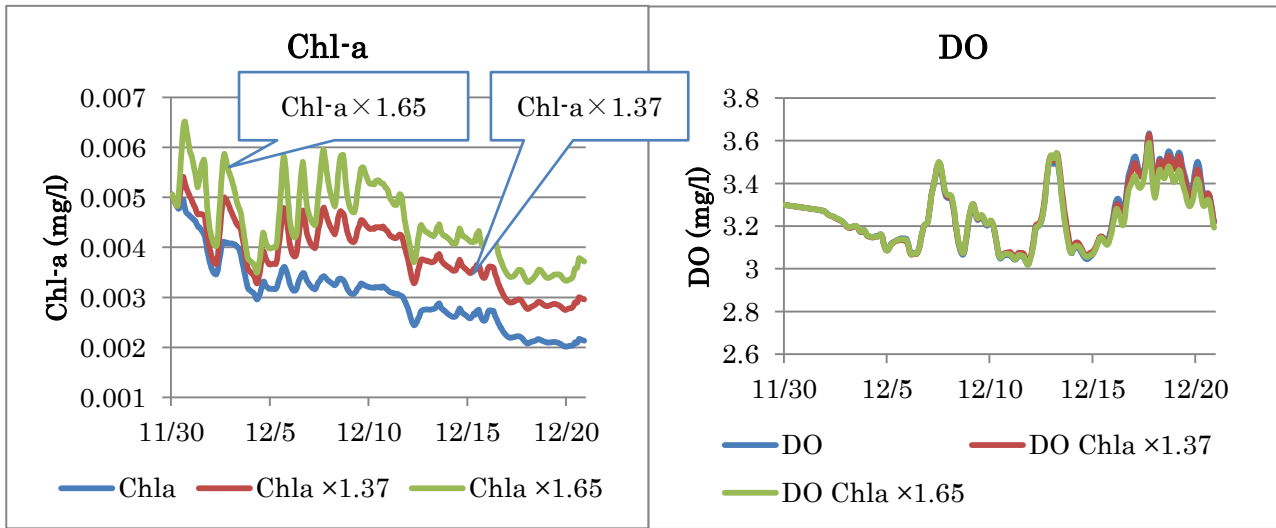


図 6.5 表水層の植物プランクトン量が増えた場合、深湖底の DO はどう変わるのかについての数値実験。左図は、琵琶湖北湖における 2015 年 11 月 30 日から 20 日間の表水層のクロロフィル a (観測値)、およびその 1.37 倍と 1.65 倍を示す。右図は、それぞれのクロロフィル a に対する第一湖盆の中央 N4 の湖底直上における DO の変化を示す。

6.3.5. モデルの校正 (Calibration)

琵琶湖北湖第一湖盆の深湖底において、自動連続観測機器で調査を続けた。これらの現地調査データを用いてモデルの計算結果を検証し、湖流系と生態系の統合化動力学モデルを校正した。

6.4. 3次元湖流系と生態系の統合化動力学モデルでの数値実験

本節では、湖流系と生態系の統合化動力学モデルを用いて、表層の植物プランクトンの変化による深湖底の DO に与える影響の数値実験および長時間の連続強風が深湖底の DO の空間分布に与える影響の数値実験を行う。

6.4.1. 表層の植物プランクトンの変化による深湖底の DO に与える影響の数値実験

通常の浅水湖では、植物プランクトンが増え、沈降し、堆積物中の有機物が増加することで底層 DO は低下する。しかし、琵琶湖北湖は深水湖であり、夏には水温躍層が形成される。図 6.5 は、表水層の植物プランクトン量が増えた時の深湖底の DO の変化の時系列を示す。この数値実験で、表層の植物プランクトン量が増えても、底層 DO に影響がほとんどないということが判明した。

6.4.2. 長時間の連続強風が深湖底の DO の空間分布に与える影響の数値実験

図 6.6 の下図は、強い北西風が比較的長期間継続した時の深湖底における DO の水平分布を示す。貧酸素水塊が風の反対側に集中することは、図 6.6 の A 点方向に向かう流れのベクトルによって確認できる。この計算値の傾向は、

現場調査の観測値で検証された。また、図 6.6 の上図は、強い北西風が比較的長期間継続した時の琵琶湖の DO の南北断面分布を示す。貧酸素水塊が風の反対側(図 6.6 の上図の左側)に集中することが分かる。貧酸素水塊が左側へ傾いたことが分かる。強風は、深湖底における DO の水平分布および鉛直分布に影響を与えることが分かった。

6.5. 統計モデルによる数値実験

本節では、全循環による冬の琵琶湖全体の DO 回復状況および春先の琵琶湖北湖成層開始日の変化が、その後 1 年間の琵琶湖北湖における各層の DO にどのような影響を与えるかを把握するため、統計モデルによる数値実験を行った。

6.5.1. 統計モデルによる成層期の深湖底の DO の予測

2002 年からの水深別水質データ (17B) の統計処理を行い、一つの統計モデルにまとめた。この統計モデルより 3 月の月平均および DO 成層開始日を用いて、成層期 (4 月~12 月あたり) における深湖底の DO 値を予測することができる。図 6.7 で示すように、2017 年 4 月~10 月上旬、観測値と予測値は、概ね一致していたが、その後、観測値は、予測値より高くなった。これは、図 6.6 に示すように、10 月~11 月上旬、強い北西風が比較的長期間継続したことにより、貧酸素水塊は第一湖盆の北西角の A 地点の方に偏っており、A 点の DO の観測値が低く、C 点 (17B) の DO の観測値が低くならなかったと推察される。

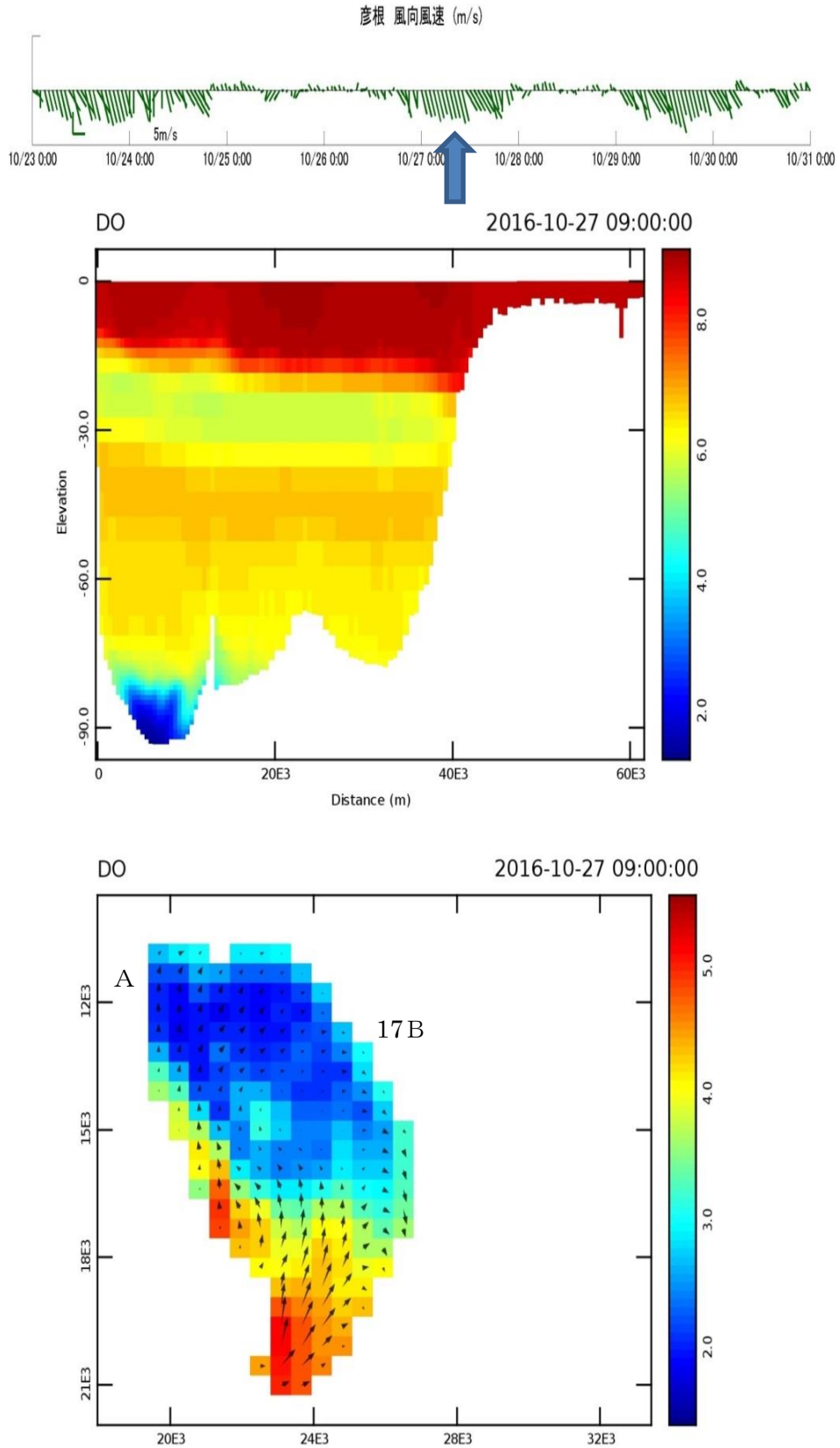


図 6.6 琵琶湖における 2016 年 10 月 27 日 09 : 00 の DO の南北断面分布（上図）および第一湖盆の深湖底における DO の水平分布（下図）、→は、流れのベクトル（大きいほど流れが強い）である

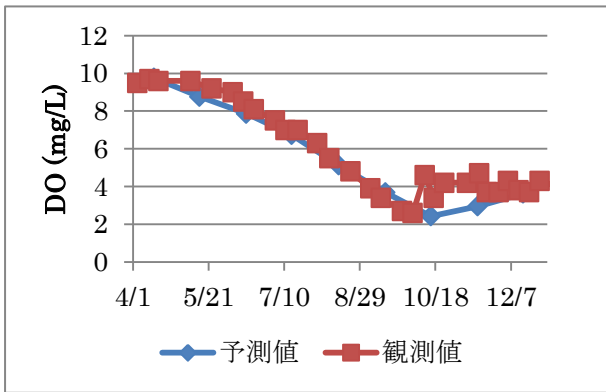


図 6.7 2016 年 4 月～12 月の琵琶湖成層期における 17B の湖底直上の DO 時系列の観測値およびモデル予測値（月平均値）

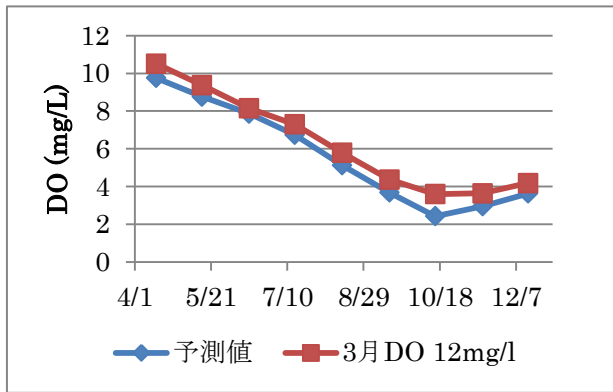


図 6.8 2016 年 4 月～12 月の琵琶湖成層期における 17B の湖底直上の DO 時系列のモデル予測値（月平均値）および 3 月の月 DO 平均値が 12mg/L になった場合のモデル計算値（月平均値）

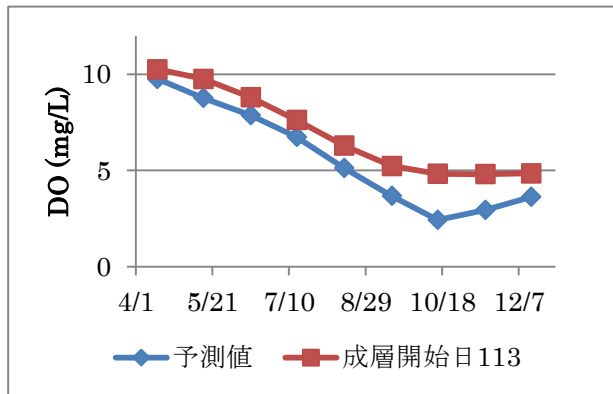


図 6.9 2016 年 4 月～12 月琵琶湖成層期における 17B の湖底直上の DO 時系列のモデル予測値および成層開始日が 20 日間ほど遅くなった場合の DO 時系列のモデル計算値

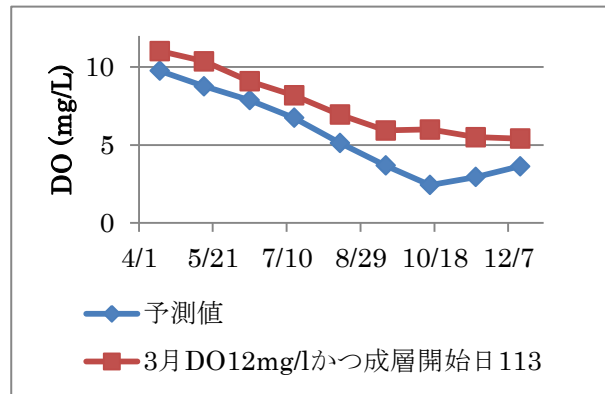


図 6.10 2016 年 4 月～12 月琵琶湖成層期における 17B の湖底直上の DO 時系列の予測値および成層開始日が 20 日間ほど遅くなり、かつ、3 月の月 DO 平均値が 12mg/L になった場合の DO 時系列のモデル計算値

実際の現場調査によると、A 点では、DO 値が 2 mg/L を下回る 1.3 mg/L (10 月 20 日)、1.1 mg/L (10 月 24 日)、1.3 mg/L (10 月 28 日) になったことがあったが、C 点 (17B) の DO の観測値は、2 mg/L を下回ることがなかった。

また、10 月 28 日には、水中ロボット (ROV) による臨時調査を行い、A 点のみでヨコエビやイサザの死体を確認した (4. 参照)。

6.5.2. 3 月の月平均 DO がその後の成層期の深湖底の DO に与える影響の数値実験

3 月の月平均 DO がその後の成層期の深湖底の DO に与える影響を把握するため、2016 年度のデータを基に、3 月の月 DO 平均値のみを 1979～2015 年度の間で最も高い 12mg/L と設定し、数値実験を行った。図 6.8 で示すように、3 月の月 DO 平均値が 1979～2015 年度の間で最も高い時にその後の成層期の深湖底の DO も高くなったことが分かる。

6.5.3. 成層開始日の前後変化がその後の成層期の深湖底の DO に与える影響の数値実験

成層開始日の前後変化がその後の成層期の深湖底 DO に与える影響を把握するため、2016 年度のデータを基に、この統計モデルを用いて、成層開始日が 20 日間ほど遅くなった時の数値実験を行った。図 6.9 で示すように、成層開始日が 4 月 23 日 (Julian day 113) になった時、その後の成層期の深湖底の DO は、高くなったことが分かる。

6.5.4. 3 月の月平均 DO および成層開始日の前後変化がその後の成層期の深湖底の DO に与える影響の数値実験

成層期の深湖底 DO に与える影響を把握するために、成層開始日を 20 日間ほど遅らせ、2016 年度のデータを基に、3 月の月 DO の平均値のみを 1979～2015 年度の間で最も高い 12mg/L と設定し、数値実験を行った。図 6.10 で示すように、この場合、その後の成層期の深湖底の DO は、かなり高くなったことが分かる。

7. まとめ

- ・2014年度から2016年度は、C点において底層DOが2mg/Lを下回る貧酸素化の状態は確認されなかったが、2016年度に湖盆内の一部のA点において、10月24日に1.1mg/Lとなった貧酸素化の状態が確認された。
- ・2015年度には、暖冬により、例年1月下旬から2月上旬にかけて発生する全層循環が3月中旬まで遅れたことを確認した。
- ・深湖底部における酸素消費の実態把握のため、寄与が大きいとされる底泥の酸素消費量(SOD)を調査した。L点におけるSODの年間平均値は、2015年度は0.25gO₂/m²/day、2016年度は0.31gO₂/m²/dayで、2016年度は、2015年度より、3割ほど高かった。
- ・湖底高濁度層内の粒子は粒度分布で20μm以下の粒度が多いのに対して、湖底堆積物の粒子には20μm以上の粒度が多く異なる分布であった。よって、湖底高濁度層は湖底堆積物の単純な巻き上がりではなく、上層から沈降した植物プランクトンを含む粒子が蓄積している可能性が示唆された。
- ・琵琶湖のBODモニタリングから計算される水中浮遊粒子の酸素消費能66mgO₂/m²/dayは、湖底堆積物の酸素消費能(SOD)250mgO₂/m²/dayの0.26倍であり、湖底付近での酸素消費にはSODの寄与が非常に大きいことがわかった。
- ・アナンドールヨコエビは主に4月～10月、スジエビは9月～5月、ピワオオウズムシは年間、イサザは4月を除く年間を通じて深底部を生息地として利用していることが分かった。
- ・2016年10月北湖今津沖水深90mのA地点において貧酸素状態(DO 1.38 mg/L)となったため、ROVによる臨時調査を実施したところ、イサザの死亡個体数個とアナンドールヨコエビの一部の死亡個体を発見した。同調査日の水質モニタリングの結果とそれ以外の地点で死亡個体が見られなかったことから貧酸素の影響で死亡したものと考えられた。
- ・琵琶湖北湖深底部では、数年に1回の頻度で貧酸素水塊が発生している。観測手法の高度化を推進すること、高精度な個体数の把握と変動要因の解明には、更なるデータ量が必要である。
- ・今津沖中央地点の調査結果から、メタロゲニウム粒子の量は、溶存酸素濃度(DO)と弱い負の相関関係($r=-0.46$, $p<0.05$)にあった。また、メタロゲニウム粒子は、湖底の低酸素化により、溶出したマンガンを酸化する細菌によって生成されることが分かった。また、メタロゲニウム粒子の発生には、湖底のDO低下だけでなく、一次生産との関係性について研究を行う必要がある。

- ・琵琶湖低酸素化現象を評価するため、秋における深湖底のDOの状況を強く影響する前の冬の全層循環による酸素回復状況の把握が必要である。全層循環は、北湖第一湖盆における低酸素水塊がなくなり、琵琶湖すべてのところに水温・DOが均一になることである。全層循環およびそれが起こる時間の判断は、T_Index(水温指数)、DO_Index(溶存酸素指数)、シュミット安定度指数(Schmidt's Stability Index)で、(a) $|T_Index|<1$, (b) $|DO_Index|<1$, (c) Schmidt's Stability Index = 0 でできることが分かった。
- ・秋における深湖底のDO低下の状況は、①その前の冬の全層循環による酸素回復、②成層開始日の早遅、③台風などの強風による深湖底への酸素供給の影響を強く受けることが分かった。上記①から③がどの程度の割合によるものかは、現場の自動連続観測による数理モデルを高度化することにより、更に検討することが必要である。
- ・2012年春季に大発生した大型植物プランクトン-スタウラストルムや、2016年の秋季から大発生した大型植物プランクトン-ミクラステリアス・ハーディの琵琶湖深湖底の低酸素化に与える影響機構について、まだよく分かっておらず、今後の課題として残っている。

【今後の対応】

地球温暖化等の進行により、その前の冬の全層循環による酸素回復の具合により3月のDO濃度が低くなり、成層開始日が早くなることが頻繁になれば、琵琶湖深湖底における低酸素あるいは貧酸素が起こる可能性が高くなる。低酸素化の発生メカニズムや要因、影響など、低酸素化への理解を深め、環境省の下層DO環境基準の検討などの際に、深水層のDO濃度低下や類型あてはめの検討の基礎資料を用意する。

8. 謝辞

第3章の湖底表層付近の粒子の分布とそれらによる酸素消費メカニズム調査において、濁度の計測のため、散乱型濁度計を貸与していただいた滋賀大学教育学部 石川俊之准教授、セジメントトラップ実験のために装置を貸与していただいた京都大学地球環境学堂 杉山雅人教授には深くお礼を申し上げます。

第4章の低酸素化に伴う生態系への影響評価の研究の遂行にあたり、滋賀県琵琶湖環境科学研究センターの職員、調査船「びわかぜ」の乗組員の皆様、また、データ解析には兵庫県立大学研修員の岩木真穂さん、滋賀県立大学 三田村学歩さんに協力いただきました。深くお礼を申し上げます。計量魚群探知機を用いた底生生物の定量化手法の開発については、北海道大学水産学部 飯田浩二特任教授、

向井徹教授、橋本康平さんとの共同研究、琵琶湖沖帯における底生魚の食性に関する基礎的研究については、滋賀県立大学 細井祥子准教授、岩本興治さんとの共同研究によって実施されました。

第 5 章のメタロゲニウム粒子を用いた低酸素化の影響を測る生物的指標の検討の研究では、秋田県立大学 宮田直幸教授に御指導を頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

9. 引用・参考文献

岡本高弘、奥田一臣、小林博美、矢田稔、原良平、石川俊之、中村豊久(2007): 暖冬に伴う北湖深水層における溶存酸素濃度等の変動. 琵琶湖環境科学研究センター研究報告書 (平成 18 年度), 3 : 125-129.

焦春萌、桐山徳也、田中稔、岡本高弘、七里将一、青木眞一、石川可奈子、井上栄壮、永田貴丸、西野麻知子 (2014): 北湖深水層と湖底環境の把握. 琵琶湖環境科学研究センター研究報告書 (平成 21~23 年度), 10 : 105-135

岡本高弘(2016): 琵琶湖における底層 DO と沿岸透明度の長期変動傾向と評価について. 水環境学会誌, 39(A)5 : 164-168.

環境省水・大気環境局(2012): 底質調査方法

鷲邦彦, 遠藤修一, 川嶋宗継, 奥村康昭, 服部達明, 中山聖子 (1997)びわ湖における湖底高濁度層の季節変化. 陸水学雑誌 54(1):27-44.

半田暢彦, 大田啓一, 松永捷司, 増澤敏行, 濱健夫 (1986) 琵琶湖における有機物代謝に関する研究. 昭和 61 年度滋賀県琵琶湖研究所委託研究報告書.

Mudroch, A, Mudroch, P (1992) Geochemical composition of the nepheloid layer in Lake Ontario. J. Great Lakes Res., 18 : 132-153.

McCave, I.N. (1976) The Benthic Boundary Layer. Plenum Press, New York.

Boudreau, B.P., Jorgensen, B.B. (2001) The Benthic Boundary Layer: Transport Processes and Biogeochemistry. Oxford University Press, New York.

滋賀県 (1999-2015) 滋賀の環境 資料編 平成 7~23 年度. 滋賀県、大津.

中西昇・名越誠(1984) 琵琶湖産イサザの食性の年変動 陸水雑誌 45:279-288

Ishikawa, T., J. Urabe (2005) Ontogenetic changes in vertical distribution of an endemic amphipod, *Jesogammarus annandalei*, in Lake Biwa, Japan Arch. Hydrobiol.: 164:465-478.

熊谷道夫(2008) 地球温暖化が琵琶湖に与える影響 環境技術 37:407-413.

西野麻知子(2010) 地球温暖化による琵琶湖の環境変化と生態系への影響 資源環境対策 46:50-57.

永田俊(2010) 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 H22 年度 環境研究総合推進費 終了成果報告集 D-804: 60-71.

焦春萌、桐山徳也、田中稔、岡本高弘、七里将一、青木眞一、石川可奈子、井上栄壮、永田貴丸、西野麻知子 (2015) 北湖深水層と湖底環境の把握 滋賀県琵琶湖環境科学研究センター試験研究報告書 第 10 号 105-135.

岩本興治(2017) 琵琶湖湖底深層の環境と底生魚食性の把握 滋賀県立大学卒業論文

Miyajima T. (1992) Production of Metallogenium-like particles by heterotrophic manganese-oxidizing bacteria collected from a lake. Archives of Microbiology, 158,100-106.

一瀬諭ほか (2006) 琵琶湖深層部の微生物由来のマンガン酸化物構造体 Metallogenium の発生. 水と廃水, 48, 5 71-79

古田世子ほか (2008) 琵琶湖水から採取培養したマンガン酸化微生物 Metallogenium の発育形態について, 陸水学雑誌, 68, 3, 433-441.

Jaquet, J. et al. (1982) The manganese cycle in Lac Léman, Switzerland: The role of Metallogenium. Hydrobiologia, 91-92, 323-340.

Zakharova, Y. R. et al. (2010) Distribution of iron- and manganese-oxidizing bacteria in the bottom sediments of Lake Baikal. Inland Water Biol., 3, 313-321.

Boogerd, F. C. et al. (1987) Manganese oxidation by *Leptothrix discophora*. J. Bacteriol., 169, 489-494.

Seiko Furuta et al. (2014) Formation of filamentous Mn oxide particles by the alphaproteobacterium *Bosea* sp. strain BIWAKO-01, Geomicrobiology Journal, 32:8, 666-676

一瀬諭ほか(2013) 琵琶湖に棲息する植物プランクトンの総細胞容積および粘質鞘容積の長期変動解析, 日本水処理生物学会誌, 49, 65-74.

Cleveland, William S. (1979) Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. Journal of the American statistical association 74.: 829-836.

Blumberg, A. and D. Di Toro (1990): Effects of climate warming on dissolved oxygen concentrations in Lake Erie, Transactions of the American Fisheries society

119, 210-223.

長谷川直子 (2006): レマン湖の低酸素化, 「世界の湖沼と地球環境」 p59-72.

Hutchinson, G. E. (1957): A treatise on limnology. I. Geography, physics, and chemistry. John Wiley and Sons, New York, USA.

一瀬諭・若林徹哉・岡本高弘・藤原直樹・井上健・加賀爪敏明・宮島利宏 (2006): 琵琶湖深層部の微生物由来マングン酸化物構造体 Metallogenium の発生. 用水と排水, 48, 439-447.

Idso, S. B. (1973): On the concept of lake stability. Limnology and Oceanography 18, 681-683.

IPCC (2007): Climate change and water, IPCC Technical paper VI.

中賢治 (1973): びわ湖深層の全循環期前の溶存酸素量の永年変化について. 陸水学雑誌, 34, 41-43.

Straile, D., K. Jöhnk and H. Rossknecht (2003): Complex effects of winter warming on the physicochemical characteristics of a deep lake. Limnology and Oceanography, 48, 1432-1438.