

中海における気象変化に伴う流れと貧酸素水塊の挙動

福岡捷二¹・黒川岳司²・日比野忠史³・鈴木 篤⁴・中村 剛⁵・上原 浩⁶

¹フェロー 工博, Ph.D 広島大学教授 工学部第四類地域環境工学講座 (〒739-8527 広島県東広島市鏡山1-4-1)

²学生員 工修 広島大学大学院 工学研究科環境工学専攻博士課程後期 (〒739-8527 広島県東広島市鏡山1-4-1)

³正会員 工博 運輸省港湾技術研究所主任研究官 海洋環境部 (〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1)

⁴正会員 工修 建設省中国地方建設局出雲工事事務所所長 (〒693-0023 島根県出雲市塩冶有原5-1)

⁵正会員 工修 清水建設(株) 北陸支店土木部 (〒920-0934 石川県金沢市宝町14-11)

⁶学生員 広島大学大学院 工学研究科環境工学専攻博士課程前期 (〒739-8527 広島県東広島市鏡山1-4-1)

汽水湖では強固な密度躍層が形成され、底層水が貧酸素化しやすい。貧酸素水塊の消長は気象や流れに密接に関係している。そこで本研究では、代表的な汽水湖である中海において気象、流れ、水質に関する詳細な現地観測を行い、吹送流や気圧変化に伴う流れの特徴を整理し、それらが貧酸素水塊の時間的・空間的な分布特性にどのように影響を与えるかを検討し、以下の事項を明らかにした。①貧酸素状態の程度は外海水の流入や風による上下層の混合によって緩和されるが、低気圧接近に伴う外海水流入が最も大きな影響を与える。②気象平穏時には、米子湾奥部では半島や島の影響で湖全体とは異なる界面振動が生じ、貧酸素水塊はこれに伴う流れによって移動する。③湾奥における水中でのデトリタスの分解による酸素消費量は底泥による消費量と同程度である。

Key Words : brackish lake, Lake Nakaumi, anoxic water mass, dissolved oxygen, pycnocline, wind-driven current, atmospheric pressure

1. はじめに

我が国には汽水湖が多く、それらの汽水湖は様々な人間活動の場となっている。汽水湖は閉鎖性が強いため水の滞留時間が長く、人間活動による水質の劣化が進みやすいという問題を抱えている。水質保全対策として種々の方策が講じられているが、効果をあげるには至っていない。これは、汽水湖の水環境が潮汐などの海洋学的要因、洪水などの水文学的要因、さらに気圧や風の変化などの気象学的要因によって特徴付けられ、流れや水質分布の空間的、時間的変動が激しいために、水環境の総合的な把握が困難なことが一因となっている。

本研究が対象とする中海は我が国の代表的な汽水湖である。本研究は上述したような外力条件を調べ、水質の劣化をもたらす要因を究明しようとするものであるが、中海でみられる外力条件～流れ～水質の関係は、他の汽水湖でも共通の現象として捉えることができる部分が多い。したがって、本研究は汽水湖が一般に持つ流れ、水質場の特徴を検討するものとして位置付けられると考えられる。

これまで、中海においては学術研究や種々の計画に

伴う調査の対象として、現地観測や数値シミュレーション等により湖内の流れ、水質の検討が行われてきた。しかし、湖内で起こっている種々の物理、生化学現象を説明できる段階には至っていない。

著者ら^{1,2)}は、中海の流れ場を、天文潮や気圧変化に伴う海水位変動に対する湖水位の応答性から検討し、中海の流れ場は、中海が連結系水域であることによって特徴付けられており、気象変化に強く影響を受けていることを明らかにしている。また、中海では局所的に環流が発生するなど複雑な流況も有していることから^{3,4)}、より詳細に流れ場を捉えるために、物質輸送の過程を追跡することができるトラックポイントシステムを開発し、その有効性を確認している^{2,5)}。

本研究の目的は、中海の流れ場に影響を与える気象条件を明らかにし、流れ場の特徴と水質環境との関係を明確にすることである。流れ場に影響を与える気象条件としては、連結水域間に水位差を生じさせて中海に流入出を起こさせる気圧変化と、吹送流を起こす強風について検討する。流れ場と水質環境との関係については、DOに着目し、貧酸素水塊の形成・消滅過程を含む時間的、空間的な分布に、流れ場がどのように作用しているか検討する。そのために、トラックポイ

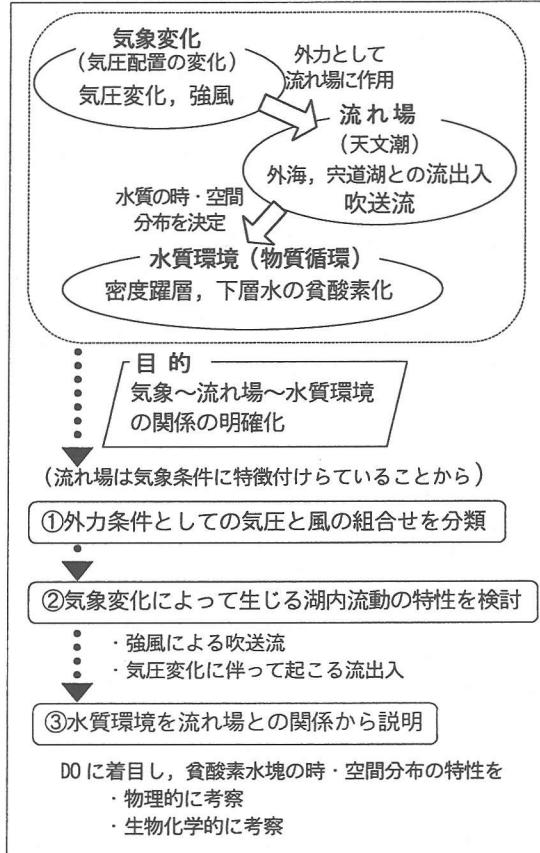


図-1 中海における気象～流れ場～水質環境の関係と本論文における検討のフロー

トシステムや ADCP などの各種計測機器を用いて, 種々の気象条件における流れ, 水質の詳細な現地観測を行っている。

本論文は, 上述の目的を達成するために, 気象～流れ場～水質環境の関係を, 以下のような順序で検討を進めていく。図-1 にフローを示す。①流れ場は気象変化に支配されていることから, 中海で頻出する気圧と風の組合せを分類化し, 流動を起こす外力条件を明確にする。②それらの気象変化(外力条件)によって生じる吹送流や水域間の水位差に起因する流入出といった湖内流動を総合的に検討する。③最後に, 水質環境と流れ場の関係を, 貧酸素水塊の移動や DO 消費速度など物理的, 生物化学的に検討する。

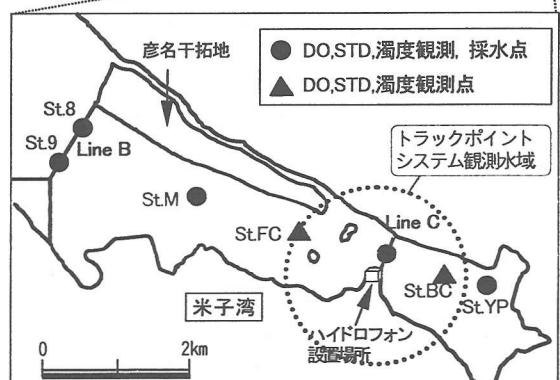
2. 中海の地形的特徴と現地観測の概要

(1) 中海の地形と水質環境の特徴

中海は, 図-2(a)に示すように大橋川から穴道湖湖水(海水の 1/10 程度の塩分をもつ)が流入し, 中浦水門



(a) 中海



(b) 米子湾

図-2 中海の水深分布と観測点

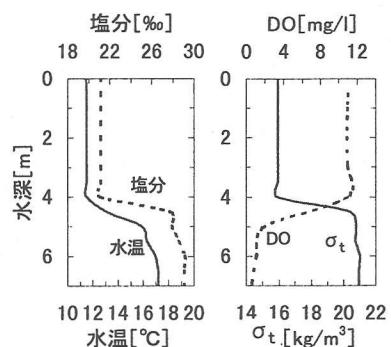


図-3 水温, 塩分, 密度, DO の鉛直分布 (St.8, 1996/11/29 21:00)

から日本海(美保湾)の海水が流入する閉鎖性の汽水湖である。水面面積は 86.2 km^2 でわが国の汽水湖としては 2 番目に大きい。南東部に存在する米子湾は細長く伸び, 特に閉鎖性が高い。湖底形状は, 中浦水門から米子湾にかけて谷地形が形成され, 数箇所のくぼ地部分も有している。この谷地形を除けば, 大橋川方向

表-1 集中観測（1996/11/29-11/30, 1997/10/3-10/4）の内容

観測項目	観測点	調査層	頻度	使用機器
流向・流速, 断面流量	Line A,B*,D,E,F,G*	0.25m 毎に全水深の 80%まで	2 時間ピッチで 13回実施	ADCP(Line D 以外) 直読式流向・流速計(Line D)
水温, 塩分	Line A,B,C,D,E,F,G, St.M*,FC*,BC*,YP*	水面下 0.0m から湖底上 1.0mまで 0.5m 毎	2 時間ピッチで 13回実施	STD
DO	St1,2,3,4,5*,6,7*,8,9,10,11#,12#,M*, ,FC*,BC*,YP*	水面下 0.5m, 1m および以 深湖底上 1.0mまで 1m 毎	2 時間ピッチで 13回実施	DO センサー
濁度	St 8*,9*,M*,FC*,10*,BC*,YP*	水面下 0.5m から湖底上 0.5mまで 0.5m 毎	2 時間ピッチで 13回実施	濁度計
窒素, リン, Chl-a, SS	St 8*,9*,M*,10*,YP*	水面下 1m(上層) 湖底上 1m, 0.5m(下層)	6 時間ピッチで 4回実施	バンドーン採水器で採水し, 公定法 ^⑨ で分析
水塊の移動	Line B 付近*, Line C 付近*	躍層の上層, 下層	1 昼夜連続	トラックポイントシステム

注) #は 1996/11/29-11/30 のみ, *は 1997/10/3-10/4 のみでの観測点を示す

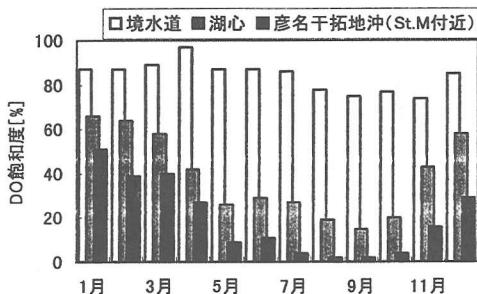


図-4 境水道, 中海湖心, 彦名干拓地沖 (St.M 付近) の下層 (湖底上 1m) における DO 鮑和度の経月変化

(島根大学の観測結果⁷⁾を用いており, 1976~93 年の 18 年間の各月初めに観測された測定値を平均している)

に向って勾配約 1/3000 で浅くなっている、湖心での水深は約 6.5m である。

図-3 は, 1996/11/29 に観測した米子湾中央部 (St.8) における水温, 塩分, 密度および DO の鉛直分布である。中海では、このような密度躍層が、ほぼ全域で年間を通じて水深 2~6m 附近に存在し、安定した成層構造を有している^{1,6)}。その安定度は夏季に高く、冬季に低くなる季節的な変動傾向も認められている。また、密度躍層は上下層間の物質輸送を阻害するため、下層部は DO が供給されにくく、貧酸素化する傾向にある。図-4 は境水道, 中海湖心, 彦名干拓地沖 (St.M 付近) それぞれの下層 (湖底上 1m) における DO 鮑和度の経月変化を示している。中海と外海とを接続する境水道では、下層においても DO は年間を通じて変動が小さく飽和状態に近い。これに対し、湖内は貧酸素化しやすい傾向にあり、特に米子湾内は顕著で、米子湾の汚濁化が伺える。季節的には 5~10 月頃に貧酸素化が顕著となっており、11 月頃から DO が回復し始めている。

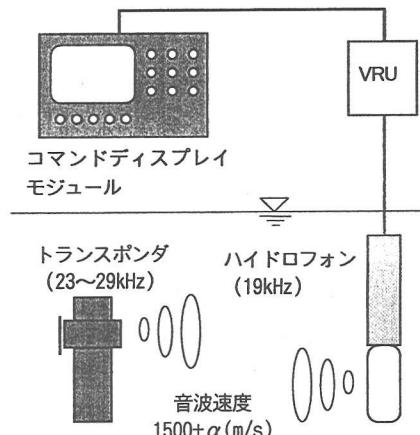


図-5 トラックポイントシステム

(2) 現地観測の概要

著者らは、1993 年度より中海の流動および水質について、半月から 1 ヶ月程度の連続観測を行っている⁴⁾。本論文では、1996 年度と 1997 年度に実施した観測結果を中心考察をすすめる。

1996/11/18-12/18 (30 日間) および 1997/9/22-10/6 (15 日間) に連続観測を行い、また、それぞれの期間中の 1996/11/29-11/30 と 1997/10/3-10/4 には 2 潮汐間の集中観測を行った。中海全体の観測点を図-2(a)に、米子湾の観測点を図-2(b)に示す。連続観測では、1996 年度は St.1~4, 6, 8~12 (●印) の上層 (水面下 1m) と下層 (湖底上 1m) で流向・流速、水温、塩分を観測し、1997 年度は St.1~10 (●印) の上層と下層で流向・流速、水温、塩分および DO を観測した。集中観測では、流動、水質をより詳細に検討するために、ADCP やトラックポイントシステムを用いた流況観測や塩分、DO など水質の鉛直分布の観測を行った。集中観測の詳細を表-1 に示す。また、中海湖心および米

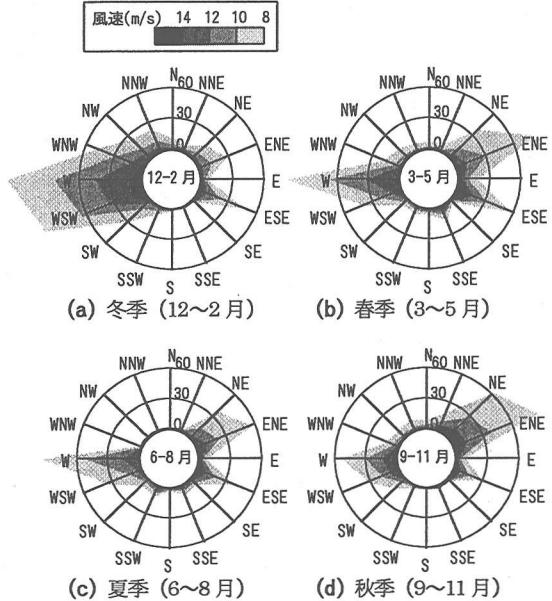


図-6 季節別、風向別の平均風速 8m/s 以上の平均頻出回数

子湾の両観測点（■印）においては年間を通じて水位および深さ方向に 5 点で塩分、水温、DO、濁度のモニタリングを行っている。なお、風向・風速、気圧のデータは中海湖心での観測値を採用した。

トラックポイントシステム（図-5）は、密度調整することにより任意の水深に浮遊させることができた浮きの位置を経時的に追跡する装置で、水中に浮遊させる音響発信器（トランスポンダ）、それからの信号を受信する音響受信器（ハイドロフォン）および信号（軌跡）を表示するコマンドディスプレイモジュールから構成されている。測定の原理は、観測ステーションに設置したハイドロフォンが一定周期で発する 19 kHz のインタログーションパルスを水中に浮遊させたトランスポンダが受けると同時に 23~29 kHz のうちで任意に設定した周波数の超音波を送り返し、それをハイドロフォンが受信するもので、超音波の到達時間と入射角からトランスポンダの位置を求める。トランスポンダの周波数は個々で適宜に設定でき、複数のトランスポンダを同時に放流・追跡することが可能である。なお、本装置は半径約 1km の範囲で十分な精度での観測が可能であることを確認している⁵⁾。

3. 気象変化に伴う湖内の流動特性

(1) 中海周辺における気圧配置と風の特徴

日本周辺では、支配する気圧配置の変化によって、季節は段階的に移り変わる。夏と冬は、季節の両極端

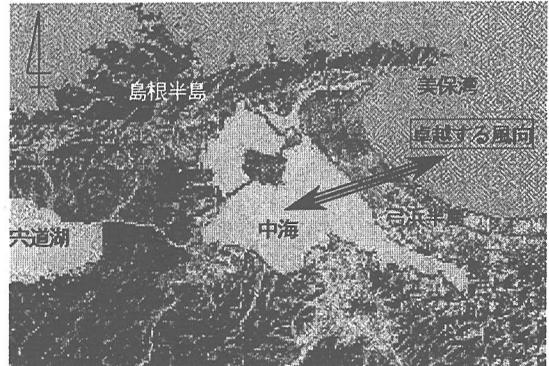


図-7 中海周辺の地形と卓越する風向

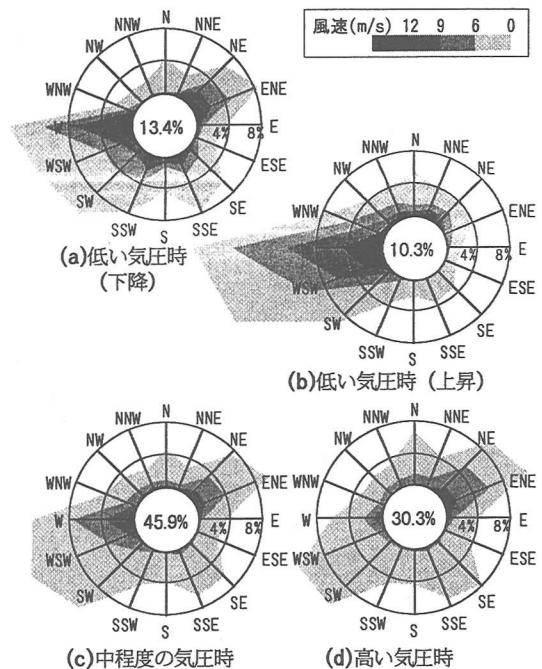


図-8 気圧別の風向、風速の発生割合
(中心の円内に全体に対するそれぞれの気圧状態となる割合を示す)

で、それぞれ持続性のある安定した気圧配置を持つ。春と秋はこの二つの季節間の過渡期で、移動性高気圧と低気圧が周期的に去来する時期である。各季節で卓越する風は、気圧配置の影響を受けている。

図-6 は、中海湖心における平均風速が 8m/s を超える季節別の平均回数を、風向別に分類したものである。これは 1986 年 12 月から 1997 年 11 月までの 11 年間のデータを用いて算出した。

年間を通じて、強風は東西軸方向に吹く傾向がある。これは、図-7 に示すような周辺の地形の影響を受けて

表-2 特徴的な風の季節別の発生頻度

気圧	風向・風速	冬季(12-2月)	春季(3-5月)	夏季(6-8月)	秋季(9-11月)
中～高	強風(北北東～東風)	1.1%	3.9%	3.2%	5.7%
	強風(北西～南西風)	5.9%	6.4%	4.8%	1.6%
	強風(その他の風向)	1.9%	1.3%	0.3%	0.5%
	弱風(海陸風)	62.4%	67.4%	68.1%	68.1%
低	強風(北北東～東風)	0.3%	1.1%	1.4%	1.5%
	強風(北西～南西風)	9.5%	4.5%	2.8%	3.3%
	強風(その他の風向)	0.8%	1.4%	1.1%	0.7%
	弱風(海陸風)	18.3%	14.0%	16.9%	18.4%

※ 風速 8m/s 以上を強風とした

網掛け：比較的発生頻度が高く重要な強風

いるためと考えられる。中海周辺は、南部は内陸地で、北部には標高 200～500m 程度の山々が連なる島根半島があり、南北方向は小高い山々に挟まれている。これに対して東西方向は、東部が低地の弓浜半島によって開かれ、西部も宍道湖につながっており、低地によって結ばれている。このために東西軸方向の風が卓越しやすいと考えられる。季節的には、季節風の影響で、夏季が最も強風が吹く頻度が少なく、冬季は西からの強風の回数が多い。春季と秋季は、夏季と冬季の中間と言えるが、秋季は北東風が卓越しやすいことが特徴的である。

図-8 は、気圧によって分類された平均風速、風向の発生割合を示したものである。気圧は高い時、中程度の時、低い時に区分し、さらに気圧が低い時は気圧変化が急激であることを考慮して、気圧低下時と気圧上昇（回復）時に分けた。気圧の区分方法は、気圧が各季節の支配的となる気団によって季節的に変動しているため、各季節毎（3 カ月毎）で二乗平均をとり、その平均値から±3hPa で区分した。中心の円内にはそれぞれの気圧状態となる全体に対する割合を記している。なお、これらは 1994 年から 1997 年までの 4 年間のデータを用いて算出した。

気圧が中程度および高い状態にある時（図-8(c), (d)）は合わせると全体の 4 分の 3 程度を占めている。これらの風の特徴は似ており、いずれも風速 6m/s 以下の弱風が多く、平穏な気象状態である。風向は北東～東北東と南西～西が多い。これは、中海が沿岸部に位置していることから海陸風が卓越しやすいためと考えられる。しかしながら、これらの期間にも時に比較的強い北東～東北東からの風が生じていることもわかる。これは気圧が高いほど顕著となっている。気圧が低い時は全体の 4 分の 1 程度であるが、強風となる頻度は高い。特に、気圧回復時（図-8(b)）には強い西風が吹く。気圧低下時（図-8(a)）では、西風とともに北東か

ら強風が吹く頻度も高くなっている。

このように、気圧配置によって支配的となる風が異なってくるが、気圧配置は季節的にそれぞれ特徴を持っているため、季節によって風の特徴も異なってくる。表-2 は、気圧と風向・風速が卓越しやすい組合せを取り上げて、それぞれの発生頻度を季節別に示している。風の強弱の区分方法については、通例、風速 10m/s 以上や 13.9m/s 以上（ビューフォート風力階級 7）を強風とすることが多いが厳密な定義はなく⁹⁾、中海では吹送流が流動を支配する重要な要素のひとつであり、後述するように風速 9m/s 程度で明瞭な吹送密度流が生じる（図-15, 16）ことなどから、ここでは風の強弱は風速 8m/s で区分している。気圧が中程度から高い時に風速 8m/s 以下で海陸風が卓越するような時の割合は各季節とも 60～70% 程度で、大部分を占めている。また、風速 8m/s 以上は 10% 前後の頻度で生じるが、その時の風向は季節によって異なり、冬季は強い西風となりやすく、秋季では北東風となりやすい。一方、気圧が低く、強風となるのは全体の 5～10% 程度である。その風向は冬季においてのみ西からの強風が支配的であるが、冬季以外は気圧低下時に北東からの強風が吹き、やがて西からのさらに強い風に移り変わる傾向にある。

以上のことから、中海において、生じやすい気圧と風向・風速の組合せは、①中程度から高い気圧で海陸風が卓越する平穏な気象状態、②中程度から高い気圧で時に起こる北東からの強風時、③低気圧通過に伴って北東風（気圧低下時）から強い西風（気圧回復時）に移り変わる時、の三つにまとめることができる。これらは年間を通じて生じやすく、これらに冬季は西風、秋季は北東風が強くなるという季節的な特徴が加味されている。中海ではこれら 3 通りの気圧と風向・風速の組合せによって流動場の特徴が決定付けられている。つまり、気圧配置の変化は、風の発生と、外海

～中海～宍道湖間に水位差を生じさせることによって中海内の流動を引き起こすため、①では流動性が小さく停滞的で水質汚濁が進みやすく、②や③では流動性が増し、混合や海水、河川水の流入によって水質環境が急変すると考えられる。

(2) 気象変化と湖内流動の関係

吹送流と水域間の水位差に起因した出入りは、いずれも気圧配置の変化に伴う流動であり、両者は相互に作用しながら複雑な流況を示す。そこで、まず両者の流れについて個別に検討する。そして、3(1)で示した中海の特徴的な気圧と風向・風速の組合せにおいて起こる湖内流動について考察する。

a)吹送流

図-9は1997年の連続観測期間を含む1997/9/11-10/6の(a)気圧、(b)水位、(c)中海湖心と米子湾との水位差、(d)風向・風速の経時変化を示す。この期間中は①台風が九州の南の海上で停滯し(9/14-16)、その後九州、中国地方を縦断した(9/16-17)ため、16m/s程度の北東風が連続して吹いていた台風通過時、②高気圧に覆われ10m/s程度の北東風が連続して吹いていた高気圧強風時、③大陸からの低気圧が勢力を増しながら日本海を通過するのに伴って、東から西に時計回りに風向を変えながら強風が吹き、水位上昇が生じた低気圧接近時、④低気圧通過後に再び気圧が回復し強風が吹かず海陸風が卓越した気象平穏時、の4つの特徴的な気象状態が生じている。②～④は3(1)で述べたように、年間を通じてよく現れる気象状態である。①は夏から秋にかけての特徴的な気象である。④の気象平穏時は中海の流れ場に対し気象の影響は小さく天文潮の影響が卓越している場合と考えられる。なお、集中観測は④の期間中に行っている。

図-10は、連続観測期間中の各観測点での上層、下層の流速ベクトルの経時変化を示している。各観測点で概ね上層と下層は流向が反対で二層流となっている。強風が吹いた②高気圧強風時と③低気圧接近時には流速は大きいが、海陸風が卓越した気象平穏時には流速は小さい。風向(図-9(d))に対する上層流向の応答性は、大まかに言えば湖内の北岸側(大根島側、弓浜半島側)と南岸側(安来市側)とで異なっている。南岸側のSt.4, 7では風向と上層流向が比較的対応しているが、北岸側のSt.2, 3, 5では応答性は低く、反対となることもある。これは、地形的な影響とともに、海水や淡水の流入の影響によるものと考えられ、大根島側(北岸側)では中浦水門と大橋川を結ぶような流れが吹送流に比べ卓越している。このように、必ずしも強風に対して湖全体で上層が順流となるのではなく、循環流が生じていると言える。

米子湾に注目すると、湾口では流況が複雑で、弓浜半島側(St.5)と安来市側(St.7)とで流況が異なることが多い。弓浜半島側(St.5)では中浦水門方向と、安来市側(St.7)では湖心方向と、それぞれ結ぶような流れが発達しやすく、つまり、環流となりやすいことがわかる。これに対し、湾内(St.8)では、湾形状が細長いことから、風によく応答して湾軸方向に吹送密度流が発達する。これは、図-9(c)に示すように、東風で湖心、西風で湾奥の水位が相対的に高くなっていることからも確認できる。

中海における吹送密度流に関してまとめると、中海北側では中浦水門からの海水流入や大橋川からの淡水流入の影響を受けやすいため、明確な吹送流は頗れないと、米子湾では、湾口で循環流となりやすいものの、概ね湾軸方向で発達していると言える。

b)水域間の水位差に起因する出入り

中海が外海(美保湾)と宍道湖に接続した連結系の水域であるため、気圧変化は海水位を変動させることにより美保湾～中海～宍道湖間に水位差を生じさせる。Ishitobi et al.¹⁰⁾は、宍道湖の水位変動に及ぼす天文潮、気象等の影響を検討し、天文潮と気圧変化の影響を受けた外海の水位変動は、ほとんど減衰することなく中海に伝わるが、宍道湖では大きく減衰した半日、日周潮と、外海の水位変動の25時間平均値に従う4～8日程度の不定期な周期を持つ長周期変動が生じていることを明らかにした。著者ら¹¹⁾も同様な検討を行い、①美保湾水位に対する中海水位の位相差は約2時間である、②宍道湖水位では位相の遅れが約8時間あるため、外海の天文潮には追随できないが気圧変化に伴う水位変化の影響は現れる、③それらの結果、気圧が数日に亘って変化し続ける場合には、中海と宍道湖間に数10cmの水位差が生じる(例えば、気圧上昇期は相対的に宍道湖の方が高くなる)ことを明らかにしている。連結水域間の水位差は、出入りを中海に生じさせることから、以下でこのことについて考察する。

図-11は1996/11/10～11/25における(a)気圧と中海湖心および宍道湖湖心水位、(b)中海湖心と宍道湖湖心の水位差、(c)中海湖心における塩分(深さ方向に5点;水面下0.5, 1.0, 3.5, 5.5, 6.0m)の経時変化と、11/18～11/25における(d)大橋川から中浦水門を結ぶSt.2, St.3, St.12での上、下層流速と上層塩分の経時変化を示す。なお、ここでは気圧の軸は水位との対応を見やすくするために逆にとっている。気圧の変化に水位がよく追随している。また、St.12は水深が3.5m程度と浅いため、下層として設置した湖底上1mの点も密度躍層より上部に位置しており、上層(水面下1m)と同様な流速変化を示している。

はじめに、例えば11/18-19や11/21-22のように、

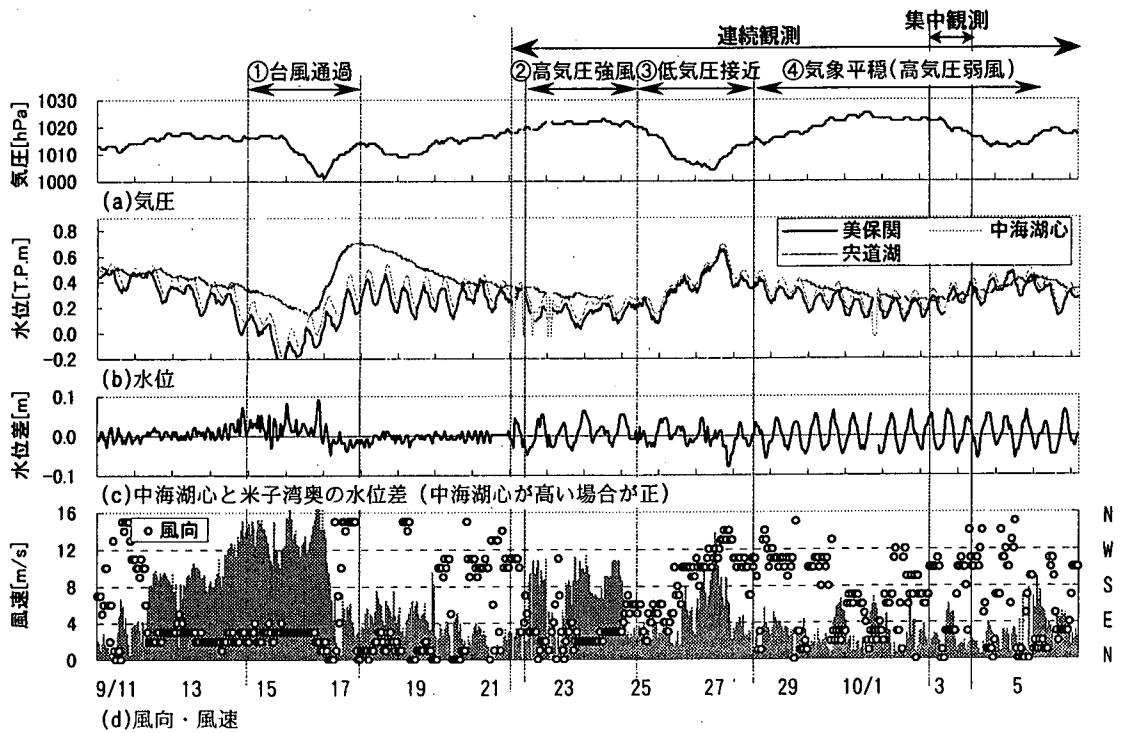


図-9 気圧、水位、中海湖心と米子湾奥の水位差、風向・風速の経時変化（1997/9/11-10/6）

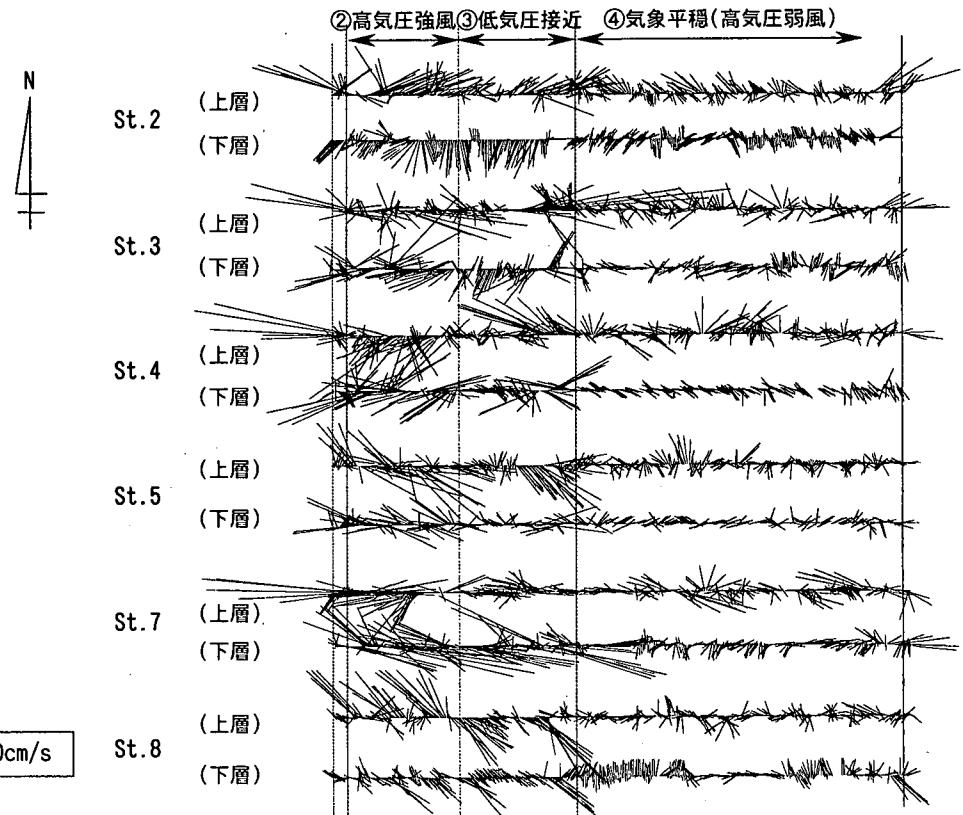


図-10 St.2～5, 7, 8 での上層、下層の流速ベクトルの経時変化（連続観測；1997/9/22-10/6）

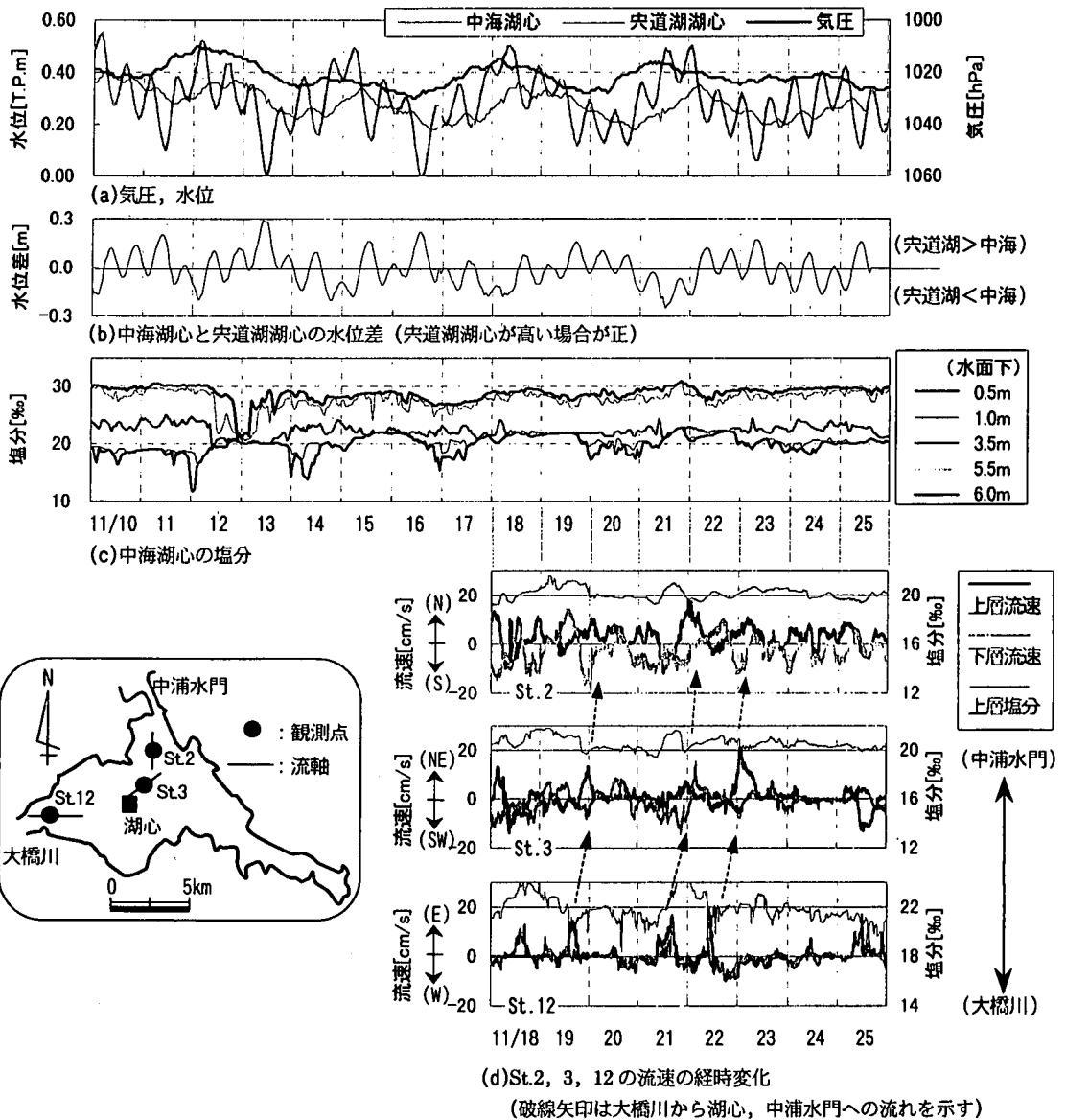


図-11 気圧と水位、中海湖心と宍道湖湖心の水位差、中海湖心における塩分の経時変化（1996/11/10～11/25）
と、St.2, St.3, St.12 における上下層流速と上層塩分の経時変化（1996/11/18～11/25）

気圧が上昇傾向にある場合について検討する。気圧が上昇し始めると、数時間遅れて中海の水位が低下し始めるが ((a)), 宍道湖水位が中海水位に対し約 8 時間の位相差を持って変化しており、相対的に宍道湖水位の方が高くなる ((b))。それに対応して宍道湖から大橋川を通じて中海に流入を生じている ((d) St.12)。このときの流速は 10~20 cm/s 程度である。その後、破線の矢印で示すように約半日後に湖心付近 (St.3), さらに St.2 で流入の影響が顕れて、各点で塩分の低下が見られる ((d))。また、中海湖心においても、湖心付近 (St.3) に流入の影響が顕れた時に、水面下 0.5m

の塩分が急激に低下している ((c))。この時、水面下 0.5m に比べ水面下 1.0m は塩分の低下量が小さいことから淡水流入は水表面に密度流的に侵入していることがわかる。

次に、気圧が低下傾向にある場合を検討する。例えば、11/20～11/21 にみられるような気圧低下は海水位上昇を招き、中浦水門からの海水流入を起こしやすくなる²⁾。図-11(d) St.2 から、上層が流出傾向、下層が流入傾向にあり、海水は下層から流入していることがわかる。図-11(d) St.2 に示されるように、天文潮による半日または日周期が顕れやすく、天文潮と気圧低下

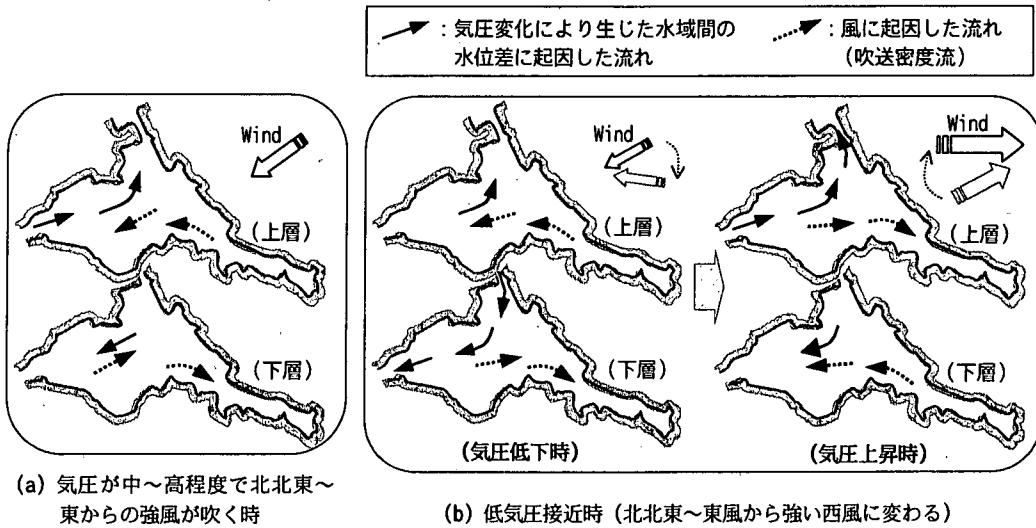


図-12 中海における特徴的な気象条件下での湖内流動の概略

に伴う流入によって流動性が決定される。

以上のことから、低気圧通過の後など気圧が上昇傾向にある時には、宍道湖から中海上層へ、中海から美保湾への流れが生じやすく、反対に、低気圧接近中など気圧が低下し続ける時には、美保湾から中海下層へ、中海から宍道湖への流れが生じやすくなることがわかる。

c) 気象変化に伴う湖内流動

以上のまとめとして、強風が生じやすい気圧と風向・風速の組合せである、(a)気圧が中～高程度で北北東～東からの強風が吹く時、(b)北東風からやがて強い西風となる低気圧接近時について、湖内流動の様子を示したものを図-12に示す。

(a)の場合、宍道湖の方が相対的に水位が高くなることにより、大橋川を通じて上層に淡水が流入しやすく、上層では大橋川から湖心、中浦水門への流れが生じるようになる。また、北東風による吹送流の流向は反対となり、その結果、循環流を生じやすくなり、流況はより複雑となる。

低気圧接近時((b))の場合、気圧低下時に外海から下層に海水が流入しやすくなるが、この時の北東～東からの風による吹送流は流れを弱めるように働く。しかしながら、東風は米子湾内の下層に湖心付近の水を流入させるように働くことから、湾内下層にDOを多く含む水が最も供給されやすい組合せと考えられる。一方、気圧が回復し始める頃になると、強い西風となり、また半日～1日程度の遅れを持って宍道湖から上層に流入も始まるので、西風が持続されれば、相乗的に湖内の流動性は高まることになる。

4. 流れ場と貧酸素水塊の挙動の関係

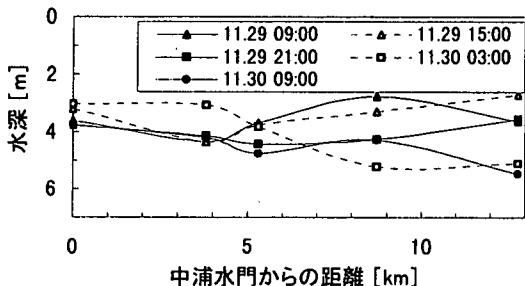
中海の下層に出現する貧酸素水塊の消長に関わるのは、生物化学的なDOの生産・消費とともに、物理的な拡散や混合である。前者は気温や日照など気象条件に影響され、後者の流動も、3.で述べたように、気象条件によって特徴付けられていることから、貧酸素水塊の挙動を明らかにするには、気象～流動との関係を検討する必要がある。流動現象のうち、下層DOに影響が大きいのはDOを供給する、鉛直方向での上層水との混合と、水平方向での外海水の流入である。上層水との混合が最も顕著なのは風による吹送密度流が生じた場合であり、一方、外海水の流入は天文潮のほかに低気圧接近に伴う海面の上昇によって生じている。

そこで、貧酸素水塊の挙動と気象、流動との関係について、強風に伴う吹送流と低気圧接近に伴う外海水の流入に着目して検討する。併せて、流動性が小さい時はDO消費が進行しやすいと考えられることから、気象が平穏な時、つまり海陸風が支配的で、気圧変化も小さく天文潮の影響が卓越するような時についても検討する。

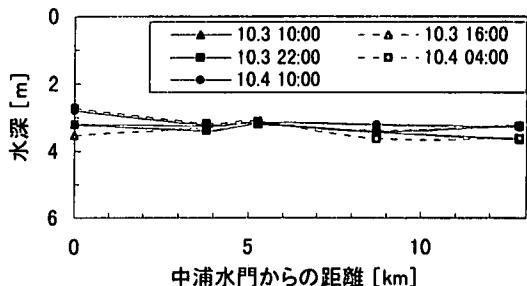
(1) 強風が貧酸素水塊に及ぼす影響

中海のような成層状態にある閉鎖性水域に強風が吹くと、吹送密度流が発生し、上層と下層の混合が生じる。これは貧酸素水塊の解消作用の一つとして重要である。そこで、ここでは強風と上下層の混合との関係について検討する。

図-9(d)に示すように 1997/9/11-10/6 には、①9/12-



(a) 風速 9m/s 程度の強風時 (1996/11/29-11/30)



(b) 風速 4m/s 程度の弱風時 (1997/10/3-10/4)

図-13 強風時 (1996/11/29-11/30) および弱風時 (1997/10/3-10/4) における中浦水門～米子湾の密度界面振動

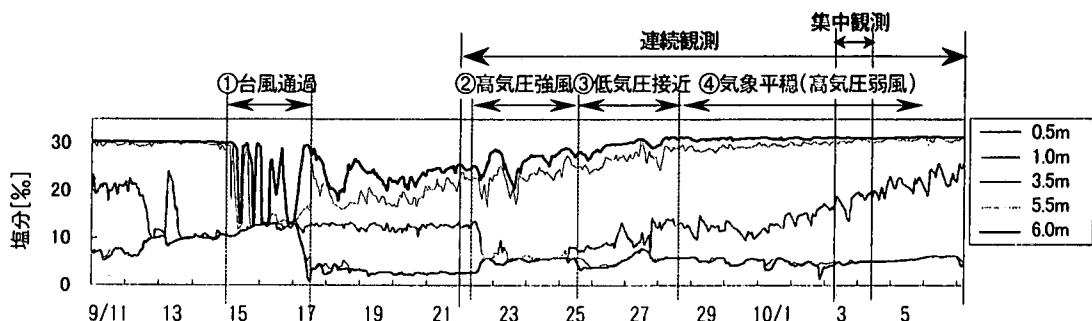


図-14 中海湖心における塩分の経時変化 (1997/9/11-10/6)

9/16（台風通過）、②9/22-9/24（高気圧）、③9/27（低気圧接近）の3つの期間で、それぞれ風速10m/s以上の強風が吹いている。特に、①9/12-9/16（台風通過）では風速16m/sを超えており。

図-13は風速9m/s程度の強風時(1996/11/29-11/30)と風速4m/s程度の弱風時(1997/10/3-10/4)のそれぞれで観測した密度界面の振動を示している。風の影響が小さい時にも密度界面が振動しているが、その幅は小さいのに対し、強風時は界面の変動量が大きくなり流れ場が風の影響を強く受けていることがわかる。

図-14は、1997/9/11-10/6(図-9と同じ期間)の中海湖心における深さ方向に5点(水面下0.5m, 1.0m, 3.5m, 5.5m, 6.0m(湖底上0.5m))での塩分の経時変化を示す。風速10~12m/s程度の②1997/9/22-9/24(高気圧強風時)と③9/27(低気圧接近時)の期間では、わずかに水面付近と湖底付近の塩分が近づき、①9/12-9/16(台風通過時)では、水面下5.5mと6.0m(湖底上1.0mと0.5m)の塩分が大きく変動している。しかしながら、強風が吹き止んだ後には、再び水面付近と湖底付近の塩分の差は大きくなっている。このことから、強風時の水面付近と湖底付近の塩分の接近は、躍層の解消ではなく、吹送流による密度界面の傾斜によって水塊の移動が生じ、中海湖心における躍層位置が一時的に低下したことによるものと推測される。

この期間中、上層内である水面下0.5mと1.0mの塩分は常にほぼ等しい。それらの塩分は、台風通過(①9/15-9/17)の前後では大きく異なり、台風通過後のほうが低い。これは、台風通過に伴って宍道湖水位が中海水位よりも高くなり、宍道湖から中海上層への流入が生じ、上層内の塩分が低下したことと、上層内が風の応力によってよく混合されたことによる。これに対し、湖底上1.0mと0.5m(水面下5.5mと6.0m)では、台風通過以前は塩分がほぼ等しいが、通過後、両者間に5%程度の濃度差が生じている。しかし、台風通過後の2回にわたる風速10~12m/s程度の風(②9/22-9/24, ③9/27)では、この濃度差の変化は小さく、むしろ減少傾向にあり、下層内は一様化する傾向にある。

これらのことから、中海においては、密度成層は非常に堅固で、風速16m/s程度の風によっても密度躍層が完全に破壊されることはない。ただし、成層状態については、風速10m/s程度の風では、次にも述べるように、維持されたままであるのに対し、16m/s程度の風では、吹送密度流に伴う密度界面の傾斜・振動が大きく、水塊移動とともに乱流混合が激しくなると考えられ、成層状態が弱くなり、下層内で鉛直方向に勾配が形成されるようになる。

密度成層が9m/s程度の風ではほぼ維持されている状況は、1996年の集中観測で捉えられている。図-15

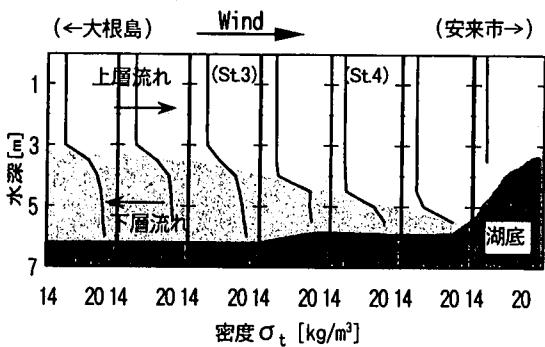


図-15 風速 9m/s 程度の強風による密度躍層の変化
(Line F, 1996/11/29 23:30 頃)

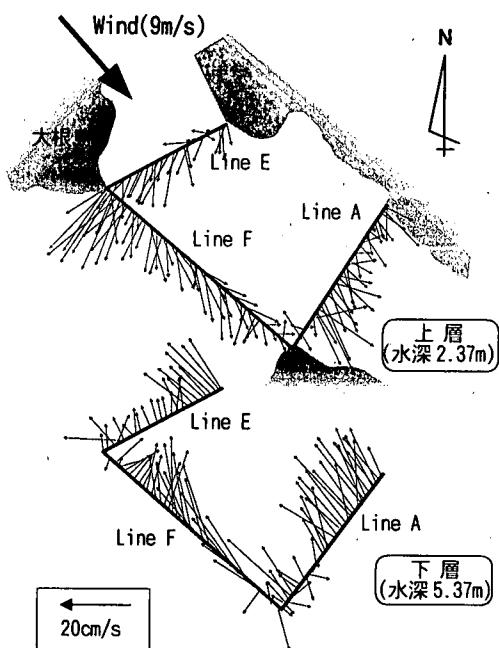


図-16 風速 9m/s 程度の強風時における Line A, E, F の上層, 下層の流速ベクトル (1996/11/29 23:30 頃)

は 9m/s 程度の北西風が吹いていた 1996/11/29 23:00 頃の Line F での密度の鉛直分布である。図-16 はその時に ADCP により得た Line A, E, F における上層内 (水深 2.37m) と下層内 (水深 5.37m) での流速ベクトルである。Line E, F それぞれの大根島側では外海との出入りの影響でベクトルが南北方向に向いているが、全体としては概ね、上層で南東方向、下層で北西方向に流れしており、風速 9m/s 程度の北西風による吹送密度流が認められる。この上下層で流向の異なる流れて、Line F では躍層高が北西（大根島方向）に高くなっている。この時、界面の状態は安定したままである。

である。

このような二層化した水域に風が作用した場合に起こる密度界面の挙動や混合形態は、Spiegel・Imberger¹¹⁾によって分類、説明されている。これは成層度の指標であるリチャードソン数 Ri_* と湖沼形状を表すアスペクト比 L/h (L :吹送距離, h :水深) をパラメータとして、流動形態を 4 つに区分 (Regime A~D) したものである。リチャードソン数は $Ri_* = \Delta \rho \cdot g \cdot h_u / (\rho \cdot u_*^2)$ で、吹送流の摩擦速度は $u_* = (C_D \cdot \rho_a \cdot U_{10}^2 / \rho)^{1/2}$ で定義される。 $\Delta \rho$ は上下層水の密度差、 g が重力加速度、 h_u は上層水深、 ρ は上層水の密度、 ρ_a は空気の密度、 U_{10} は水面上 10m の風速、 C_D は抵抗係数(通常 1.3×10^{-3}) である。

中海での流動形態は、風速 16m/s の場合でも上下層の密度差が大きいため、Regime B ($L/2h < Ri_* < (L/2h)^2$) に区分される。この流動形態は、躍層界面が傾斜することにより、内部静振が誘発されて逆行が促進されるが、その範囲は風上側に限られ、上下層の混合はあまり活発ではないとされている¹²⁾。これらを総合的に考えると、中海においては、上下層の密度差が大きいため、通常起こり得る吹送密度流では、密度躍層は破壊されるほどの上下層の混合は起こりにくく、上下層の混合は小さいといえる。

(2) 低気圧接近に伴う外海水流入が貧酸素水塊に及ぼす影響

図-17 は、1997 年度連続観測期間中における St.1, 2, 5, 8, 10 のそれぞれ上層、下層での中浦水門～米子湾軸方向の流速の経時変化を示す。

中浦水門における出入り状況は、上層では外海に流出する傾向にあり、半日周期の潮位変化と対応した流れになっている。これに対し、下層では、大陸からの低気圧が勢力を増しながら日本海を通過し、外海（美保湾）水位の上昇が生じた時（③低気圧接近時）に数日にわたる大規模な外海水の流入が起こっている。この影響は徐々に米子湾奥（St.10）まで達しているが、これは吹送密度流との相乗効果によっている。この時は低気圧接近時の典型的な気象パターンとなっており、9/25～27 は低気圧の移動に伴って風向を東から時計回りに変化させつつ風速を増している（図-9）。したがって湖内流動は、湖心方向（St.2, 3）の下層に流入した海水が、東～南風による吹送密度流によって、効果的に米子湾内（St.7, 8）へ輸送されたと考えられる（図-10）。その後、9/27 午後には気圧低下のピークを迎えて、風向も西風に変化しているため、米子湾下層へ流入もこの頃までとなっている。

その後の気象平穏時（④）に入ると、天文潮だけでは外海水の流入は少なくなっている。ただし、気象平

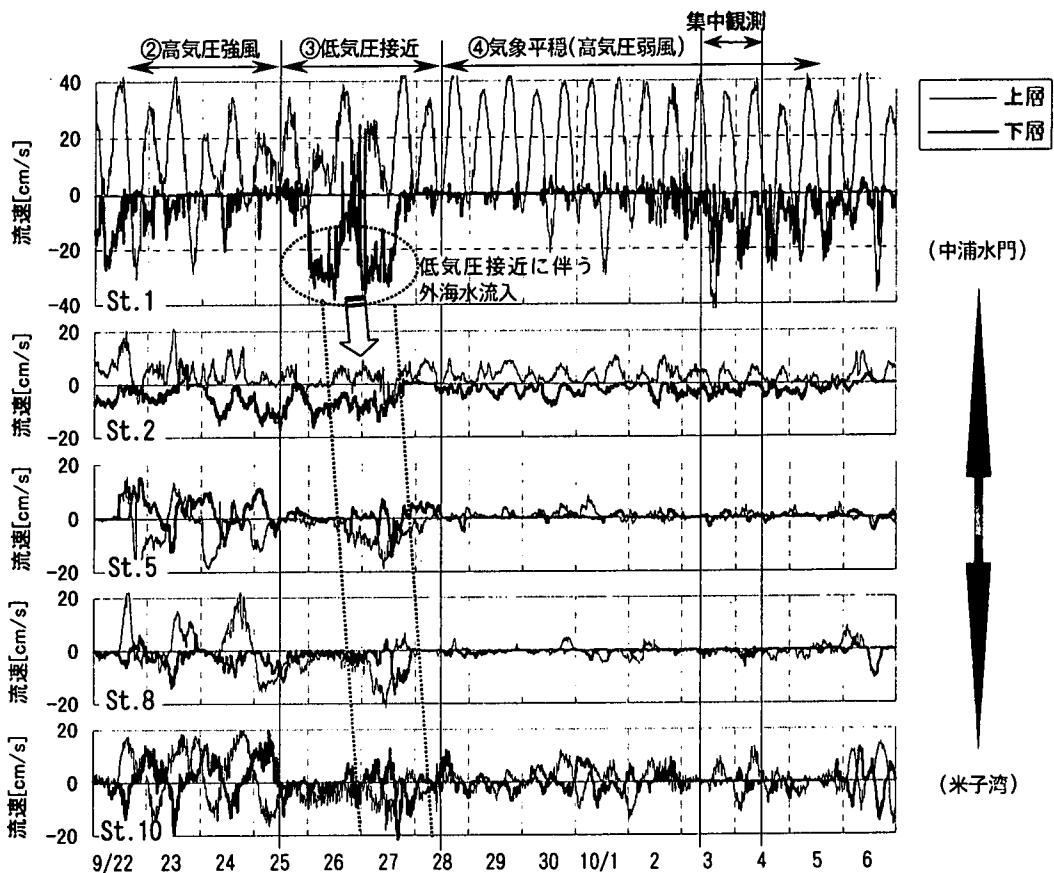


図-17 連続観測期間中における各観測点の上層、下層での中浦水門～米子湾軸方向の流速の経時変化
(1997/9/22-10/6)
(下方向が湾奥方向への流れを示す)

穏時においても 10/3頃から再び中浦水門からの外海水の流入量が増加しているが、これは、気圧が再び低下し始め、外海水位が上昇傾向にあるためで、気圧変化が外海水流入に及ぼす影響が大きいことがわかる。気圧変化による海水流入は、低気圧接近時(③)では天文潮の周期性を乱す程度に流入しているが、気象平穏時(④)では半日周期の出入りを強調する程度で海水流入の影響が米子湾内まで及んでいない。

なお、St.1 の流速が他の観測点に比べ非常に大きいが、これは中浦水門付近の幅が狭いためである。

(また、St.10(米子湾奥)では、St.5(湾口)や8(湾中央)に比べ流動性が高くなっているが、このことについては(3)で述べる。)

図-18はSt.2, 5, 8, 10における上層、下層のDOの経時変化を示している。対照のため、観測期間中の平均的な水温であった22°Cにおける飽和DO濃度も加えている。上層では植物プランクトンの光合成のため過飽和となり、日中高く、夜間低下するという日周期

で変動している。また、米子湾奥(St.10)でDOが最も高くなっていることから、湾奥ほど植物プランクトンが多く、富栄養化状態にあることがわかる。上層の空間的分布に対応して下層では常に米子湾奥ほど貧酸素化の傾向にあり、このことからも湾奥ほど富栄養化、水質汚濁化の傾向にあると判断できる。

下層DOの経時的な変化は気象条件によって影響を受けていることがわかる。つまり、低気圧接近に伴う外海水の流入によって、米子湾に至るまでDOが上昇している。ただし、この時の米子湾奥(St.10)におけるDO上昇はわずかである。(その後の9/29に再び、比較的大きく上昇しているが、この原因については、(3)で考察する。)

このDO上昇は9/27から9/28にかけてピークを持っているが、これと湖心付近下層から米子湾下層への流入状況(図-10中St.4, St.7, St.8)がよく対応していることは、低気圧接近に伴う米子湾下層への海水流入が湖心付近を経由して生じていることを示している。

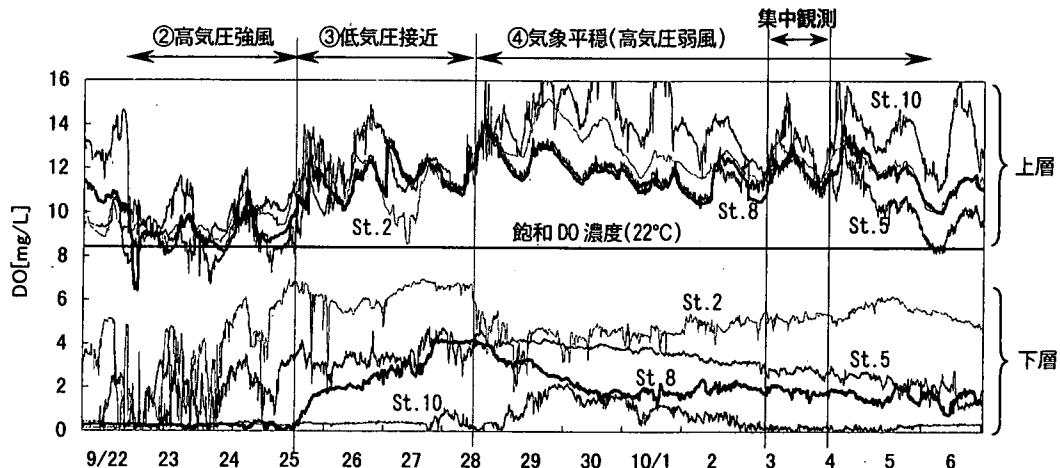


図-18 St.2, 5, 8, 10 における上層, 下層DOの経時変化 (1997/9/22-10/6)

(3) 気象平穏時における米子湾内の貧酸素水塊の挙動

図-17 から、気象平穏時 (④) には、中浦水門下層からの外海水の流入量は少なく、出入りが周期的に天文潮が卓越している。米子湾口 (St.5) の出入りも常に流速 5cm/s 以下で非常に少ない。したがって、気象平穏時には米子湾内と湾外との水交換は少なく、米子湾内水は停滞しやすいと考えられる。

このため、図-18 に示すように、気象平穏期 (④) に入ると米子湾内 (St.5, 8, 10) では DO は低下傾向にある。これは、天文潮では外海水が米子湾下層まで供給されず、生物・化学的に酸素消費が進んだもの考えられる。ただし、中浦水門に近い St.2 だけは他の観測点とは異なり上昇傾向にある。St.2 下層DOの経時変化と図-9(b)の水位変動がほぼ同じ変化傾向を持っていることから、St.2 の付近までは天文潮による外海水の流入の影響を直接受けていると考えられる。

図-18 で得られている DO の経時変化は、それぞれ固定点で観測されたものである。そのため、DO 濃度の異なる水塊の去來によって DO は変動する。米子湾内 (St.5, 8, 10) では、下層DOは全体としては減少傾向にあるが、St.10 での 9/29-30 の上昇や、St.8 での 10/2頃の上昇は、異なる水塊の去來によるものと思われる。そこで、St.10 での 9/29-30 にかけての DO 上昇の原因について、流動との関連で考察する。

図-19 に St.10 (米子湾奥) 下層における DO, 塩分, 水温および湾軸方向流速の経時変化を示す。湾奥方向へ流れている時間帯に網掛けしている。St.10 下層では、低気圧接近に伴って外海水が流入し DO がわずかに回復した 9/27-28 の約 1 日後 (9/29-30) に再び DO が上昇している。この時は、すでに気象は穏やかで外海水の流入が少ない時期である。米子湾口 (St.5) と

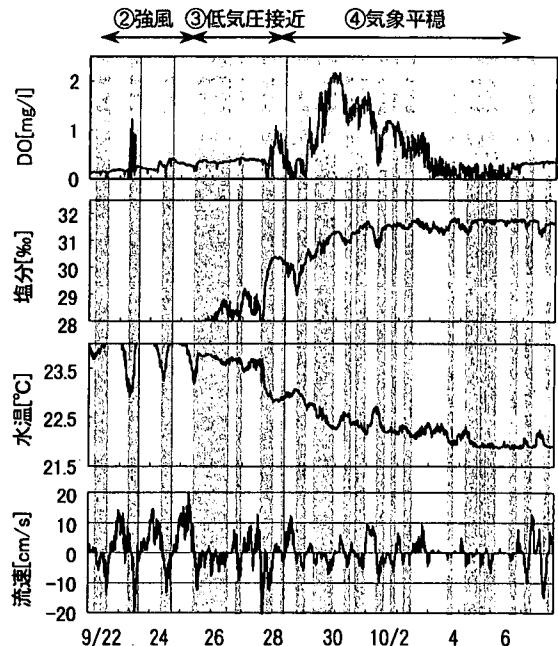


図-19 St.10 (米子湾奥) 下層における DO, 塩分, 水温, 湾軸方向流速の経時変化 (1997/9/22-10/6)
(流向は下方向が湾奥方向への流れを示し、網掛けした部分は湾奥方向への流れを示す)

湾中央 (St.8) とも流速が小さいことから (図-17), この DO の上昇は外海水の流入によるものではないことがわかる。流向が湾奥方向を示す期間 (網掛けした期間) に、塩分の上昇と水温の低下が起こり、DO は上昇傾向にある。一方、湾外方向に流れるときはその反対となっている。したがって、低気圧接近に伴って流入した外海水の到達によって DO が上昇した 9/27-28 以後は、9/28 の湾外方向の流れで湾奥に存在してい

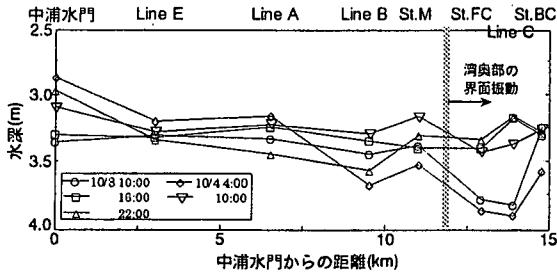


図-20 密度界面の縦断変化 (1997/10/3-10/4)

た比較的低 DO・低塩分・高温な水塊が St.10 に達し、次に 9/28 と 9/29 の湾奥方向への流入で再度、塩分上昇、温度低下がおこり、DO が上昇したものと考えられる。その後も流向の変化に応じて DO、塩分、水温は上昇と低下を繰り返しながら、DO は消費のために徐々に低下し、塩分と水温は拡散・混合作用で一定値に漸近している。

このように流動性が小さい気象平穏時において米子湾内で DO が急激に上昇（塩分上昇、水温低下）する現象は、特に St.10（米子湾奥）で顕著である。これは、図-17 からも判るように、気象平穏時においても、St.10（米子湾奥）では、St.5（湾口）や St.8（湾中央）に比べて流速が大きくなっているためと考えられる。この湾奥で湾口や湾中央より流動性が高いことについては、次のように考察される。図-20 は観測期間の中浦水門から米子湾奥に至る鉛直密度分布より求めた密度界面位置の縦断変化を表したものである。St.M～St.FC より湾奥部の界面振動は、湾口側と異なる界面振動となっている。これは、湾奥部にある二つの島と半島（図-2(b) 参照）が湾幅を狭めていることによる。湾奥では界面の勾配が大きいため、これに伴う流動が起こっていると考えられる。しかし、界面振動に伴う流れについては、さらに検討する必要がある。

以上のことから、9/28 以後の DO、塩分、水温の上昇・下降の繰り返しは、低気圧接近に伴う外海水の大規模な流入で湾中央部にできた湾奥部より高 DO・高塩分・低温な水塊が、その後の湾奥部での界面振動に伴う下層流れ（湾奥部で特に発達している）によって往復しながら徐々に湾奥方向に輸送されたことによる。

このように水塊の挙動が米子湾内の DO の分布に大きく影響していることから、貧酸素水塊の挙動を詳細に捉えるために、トラックポイントシステムを用い、潮流のラグランジュ的な流動観測を行った。トラックポイントシステムは著者らが開発したので、物質輸送、つまり水塊の移動を追跡することができる⁵⁾。観測は気象平穏時（1997/10/3-10/4）に、上層に 1 基、下層に 3 基のトランスポンダを放流し、移動軌跡の追

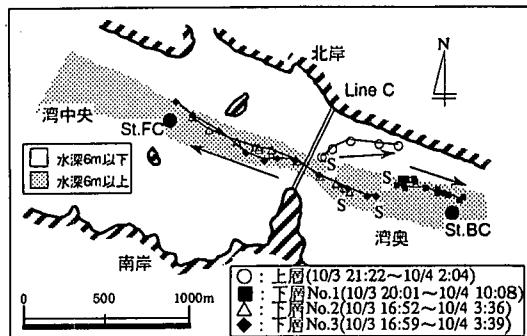


図-21 米子湾奥のトランスポンダの移動軌跡
(1997/10/3-10/4)

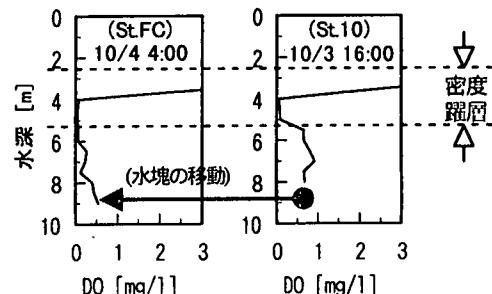


図-22 貧酸素水塊が通過した時刻での St.10 および St.FC における DO の鉛直分布

跡を行った。

図-21 にトランスポンダの放流結果を示す。S と印したところがそれぞれの放流開始地点である。図中には 6m で区分した水深分布も示している。上層に放流したトランスポンダは島や半島の影響で移動経路が曲げられているが、下層の 3 基のトランスポンダはいずれも水深 6m 以上の谷地形に沿って移動している。このことから、貧酸素水塊が存在する湾奥下層では谷地形に沿う流れが卓越しており、貧酸素水塊はここを通って移動していることがわかる。また、下層のトランスポンダは 3 基のうち No.1 (■印) と No.2, 3 (△, ◆印) では移動方向が反対となっている。さらに No.2, 3 (△, ◆印) は 10/3 16:00～10/4 4:00 の間に潮位の変化にも関わらず（図-9(b)）、湾口方向に流れ続けている。これらは以前に中海で観測されている天文潮に起因し、米子湾口付近が節、湾奥が節（第 2 モード）または腹（基本モード）となる内部セイシュ⁶⁾だけでは説明できない。しかしながら、これらの水塊の移動は、図-20 に示した湾奥部での界面振動で説明可能である。トランスポンダの移動方向と密度界面の勾配によって形成された流れは対応している。すなわち、トランスポンダが湾口方向に流れ続けた時の界面は常に湾口側に正の勾配で、この界面勾配によってトラン

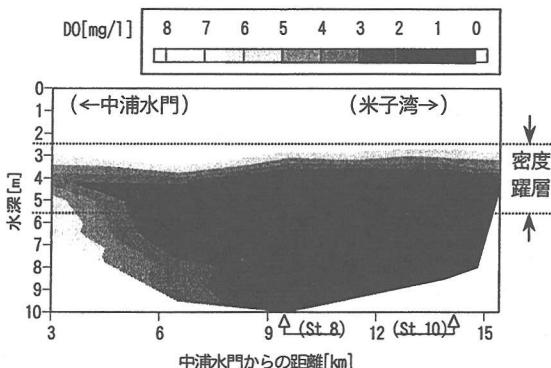


図-23 中浦水門～米子湾奥における DO の縦断鉛直分布 (1997/10/3 10:00 頃)

ポンダが湾口方向に移動したものと考えられる。

次に、流動による DO の減少速度について検討する。図-18 に示す DO の経時変化は、固定点で観測されたもので、一つの水塊の移動に伴う DO の変動は捉えていないが、貧酸素水塊の追跡によって水塊内の DO の減少過程を捉えることができる。10/3 16:00 頃に St.10 付近にあった貧酸素水塊（トランスポンダ；△, ◆印）が 10/4 4:00 頃に St.FC 付近に移動している。図-22 は、St.10 および St.FC 付近を貧酸素水塊（トランスポンダ；△, ◆印）が通過した時刻でのそれぞれの DO の鉛直分布を示す。これから求めた DO 減少速度は 0.9 mg/L/day 程度である。この値は、図-18 に示す固定点での経時変化（St.10 で 0.7 mg/L/day 程度）と比較するとやや大きいが、概略としては、この差が拡散や混合による貧酸素水塊への DO の供給を表していると言える。

5. 密度躍層と貧酸素水塊形成の関係

(1) 密度躍層と貧酸素水塊の挙動の関係

淡塩二成層をなす水域では、密度躍層が下層の流れを特徴づける一つの因子となり、水質的にも密度躍層を介して物質輸送が行なわれる。そこで、密度躍層と貧酸素水塊形成の関係について検討する。図-23 は気象平穏時の集中観測期間（1997/10/3 10:00 頃）における、中浦水門付近から米子湾奥に至る DO の縦断面を示す。DO の高い外海水が密度流的に下層に侵入している様子がわかる。図-24 にはこの時の St.8 での塩分、水温、密度、DO および St.10 での濁度の鉛直分布と、ADCP で計測した断面流速分布から求めた St.8 における平均流速の鉛直分布を示す。密度躍層の厚さは 3m ほどであった。この密度躍層を各水質項目の鉛直分布に照し合わせてみると、それぞれ密度躍層内で特徴的

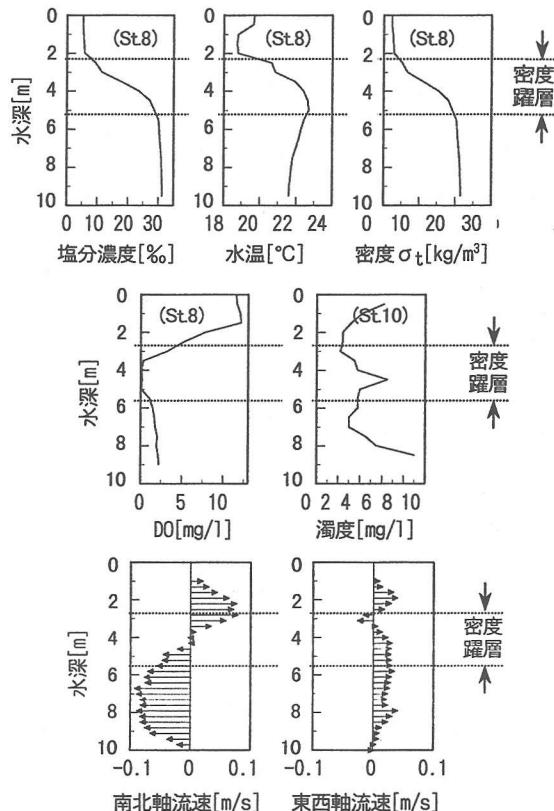


図-24 塩分、水温、密度、DO (St.8), 濁度 (St.10) および ADCP 平均流速 (St.8) の鉛直分布 (1997/10/3 10:00 頃)

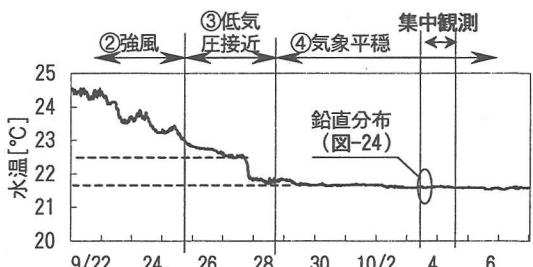


図-25 St.8 下層水温の経時変化 (1997/9/22-10/6)

な分布を形成していることがわかる。DO は、密度躍層内で急激に低下し躍層内の下部で無酸素層が形成されているが、下層で再び DO は増加している。水温は DO と反対の分布を持ち、密度躍層内の下部で最も高い値を示している。濁度は密度躍層内で増加している。さらに躍層内で最も流速が小さくなっている。これらのことから、集中観測期における水質の鉛直構造は、密度躍層で上層、下層とは異なる水塊を有していると判断される。そこで、このような密度躍層内で特異な

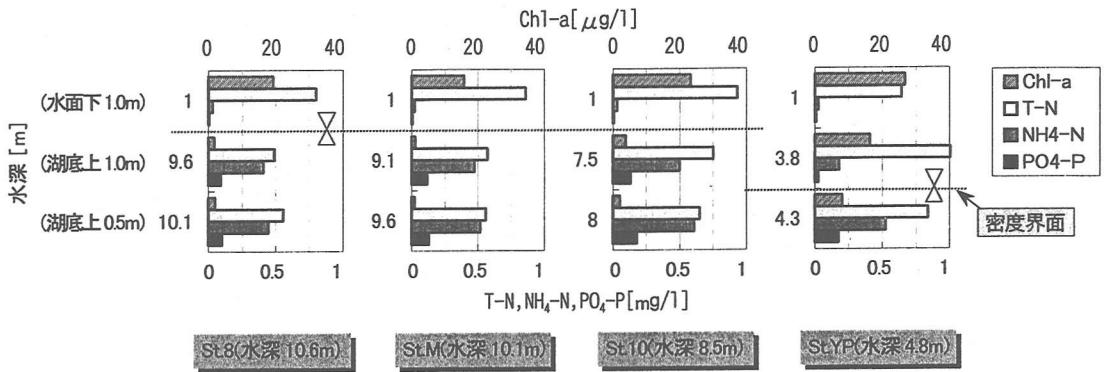


図-26 米子湾内における上層、下層の Chl-a, T-N, NH₄-N, PO₄-P (1997/10/3-10/4)

水塊を形成した機構について考察する。

図-25 は St.8 下層の水温の経時変化を示すが、低気圧接近時(③)の9/27 午後に外海水流入の影響で急激に低下し、その後の気象平穏時(④)では 21.7°C 程度でほぼ一定に推移している。これと図-24 の集中観測時(10/3)での水温の鉛直分布を比較すると、低気圧接近に伴って水温低下する前の9/27 の下層水温と、低下後6日ほど経った10/3 の密度躍層内の水温が 22.5°C 程度で一致していることがわかる。また、図-18 から湾中央以奥(St.8, 10)の下層では低気圧接近以前は無酸素状態にある。以上のことから、躍層内の比較的温かい無酸素水塊の形成機構は次のように考えられる。夏季(低気圧接近前)に形成され躍層以深の温かく無酸素化した状態に対して、低気圧接近によって比較的冷たい外海水が、図-23 のように、湖底に沿って米子湾内まで潜り込み、その結果、下層水塊は比較的冷たく DO を多く含んだ水塊に更新される。しかし、密度躍層内は流動性が小さいため、低気圧接近前の温かい無酸素水塊が残存しているものと考えられる。

また、このように躍層内で最も DO が低下する他の原因として、一般にデトリタスの沈降速度が非常に小さいことにより、デトリタスが沈降途中で分解を受けていることも考えられる。図-24 に示すように、躍層内で濁度が高くなっている、ここでのデトリタスなどの集積の可能性が示唆される。このことについて以下に考察する。

(2) 米子湾内の水質と下層 DO 消費要因の検討

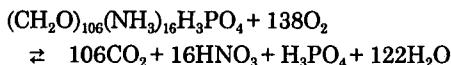
躍層内でのデトリタスなどの集積は、その分解に伴う DO 消費の可能性を示唆しており、底泥以外にも、デトリタスの沈降途中の分解による DO 消費が見込まれる。そこで、米子湾下層での DO 消費の内訳を検討する。

図-26 に米子湾内 St.8, St.M, St.10, St.YP の水面

下 1m、湖底上 1m と 0.5m での Chl-a, T-N, NH₄-N, PO₄-P の観測 4 回の平均値を示す。平面的には湾奥ほど汚濁レベルが高い。上層は Chl-a が高く無機栄養塩(NH₄-N, PO₄-P)が少ないが、下層は全く逆の傾向を持っている。したがって、上層は生産層、下層は分解層となっており、水質は大きく異なっていることがわかる。下層の湖底上 0.5m と 1m とでは湖底に近いほど無機栄養塩濃度が高い。これは底泥からの継続的な溶出のためと考えられる。このことは底泥による高い DO 消費性を裏付けている。

下層において DO が増加する過程は、移流による他の水塊との混合を除けば、植物プランクトンの光合成による DO 生産と DO の高い上層水との混合である。しかし、光合成に関して、中海は透明度が低いため下層に光が届きにくく、また下層の Chl-a もほとんど無い(図-26)ことから光合成はほとんど行われないと判断できる。また、上層水との混合も、躍層内の方が下層より DO が低い(図-24)ことから、上層からの酸素供給はないといえる。したがって、下層では酸素消費のみが行われる。その内容はプランクトンの呼吸、有機物の好気的分解、無機化合物の酸化、底泥による消費が主に挙げられる。これまで各水域で多くの生態系モデルが提案され、生態系物質循環の定式化が試みられている¹³⁾。中海においても物質循環に関する反応式とパラメータが検討されている^{14),15)}。一般的に、プランクトンの呼吸や有機物の分解・無機化など生物学的な反応は、 $dx/dt=R \cdot x$ (x : 現存量, R : 反応速度定数) のように一次反応で表現され、その反応速度定数は、 $R=R_{T_0} \cdot \theta^{T-T_0}$ (T : 水温, R_{T_0} : 水温 T_0 の時の反応速度定数, θ : 温度定数) のように水温に関する指数関数で表わされる。一方、底泥の DO 消費も、主に沈降・堆積した有機物の分解・無機化によっていることから、底泥による直上水の DO 消費も上述の反応式で表現される。

表-3に中海において得られている水質パラメータ¹⁴⁾を示す。これらは次のようにして求められている。調査は中海全域において行われ、湖水は年間を通じて、底泥は6~9月に採取し、水中または間隙水中の水質変化を測定した結果をもとに整理している。底泥に関しては泥深0~5cm、以下10cm毎に分割し検討している。プランクトンの呼吸や有機物分解など各反応によるDO消費速度はそれぞれの減少速度に換算係数（プランクトンや有機物が単位重量減少したときのDOの減少量比）を乗じて求めることができる。換算係数は、理論的にRichards(1965)による動植物プランクトンの標準的な化学式である $(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4$ に関する化学平衡式



を利用することができる¹⁵⁾。プランクトンの呼吸またはデトリタス（有機物）の分解・無機化に伴うDOの減少量比は、（デトリタスに関しては主に植物プランクトンの死滅によって生じて組成変化は無いと仮定して）、分子量 $138O_2 = 4416$ 、 $P = 31$ から、 $4416/31 = 142.5$ と計算される。また、植物プランクトンに含まれるリンとChl-aの重量比（植物プランクトン態リン/Chl-a）は、実測から0.8と求められている。底泥においては、泥深とともに底質が安定化し、分解作用を受けにくい有機物（以下、非分解態有機物とする）の割合が増すことを考慮している。泥深30cm以深では性状の変化が小さく有機物は非分解態に支配されると判断できることから、非分解態有機物含有量を30cm以深部分の平均値から求めて、泥深30cmまでの分解可能な有機物の含有量を全有機物から非分解態有機物を差し引いて求めている。

この水質パラメータ¹⁴⁾（表-3）を用いて、図-26で得ている水質分析結果からDOの消費速度を検討する。プランクトン、デトリタスはすべてリンの形態で計算した。また、デトリタス態リン濃度はT-Pから全溶存態リンとプランクトン態リン（Chl-aに換算係数0.8を乗ずる）を差し引いて求めた。底泥によるDO消費は底泥中の有機物分解量に換算係数を乗じて求めるが、DO消費に関わるのはごく表面だけで、それ以深では嫌気的に有機物が分解されることを考慮して、ここでは泥深0~5cmだけを用いて算出した。

また、 NH_4-N の硝化に代表される無機化合物の酸化は、下層の NH_4-N 濃度が高い（図-26）ことからDO消費要因として検討する必要がある。清家ら¹⁵⁾は、10月に中海湖心から底泥と下層水を採取し、硝化速度を測定した。底泥の単位面積当たりの硝化速度は $9.15mgN/m^2/day$ で、下層水のみではDO濃度の大小に関わらず硝化反応は確認されていない。これは、底泥

表-3 水質パラメータ¹⁴⁾

植物プランクトンの呼吸速度（20°C）	0.09[1/day]
植物プランクトン呼吸速度の温度定数	1.08[–]
デトリタス態リンの分解速度（20°C）	0.05[1/day]
デトリタス態リン分解速度の温度定数	1.07[–]
植物プランクトン リン-Chl-a比	0.8[–]
デトリタス DO-リン比	142.5[–]
底泥の分解速度（25°C）（0~5cm）	0.0024[1/day]
（5~15cm）	0.00042[1/day]
（15~30cm）	0.00013[1/day]
全有機物含有量（0~5cm）	0.38[mg-P/g-DW]
（5~15cm）	0.29[mg-P/g-DW]
（15~30cm）	0.25[mg-P/g-DW]
非分解態有機物含有量 (30cm以深の全有機物含有量)	0.22[mg-P/g-DW]
底泥の乾泥量（0~5cm）	294[kg-DW/m ³]
（5~15cm）	388[kg-DW/m ³]
（15~30cm）	470[kg-DW/m ³]
底泥分解の温度定数	1.07[–]

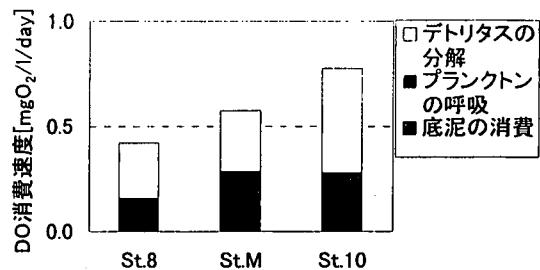


図-27 St.8, M, 10下層におけるDO消費要因の内訳

中の細菌数に比して下層水中の細菌数が極めて少ないと考察している。さらに、底泥による硝化に伴う下層の単位容量当たりのDO消費速度も、例えば下層が3mの場合、上述の底泥単位面積当たりのDO消費速度は $0.014\text{--}0.023mgO_2/L/day$ と算出され非常に小さい。このことからここでは無機化合物の酸化によるDO消費は無視している。

図-27に計算結果を示す。湾奥ほど栄養塩濃度が高い（図-26）ため、DO消費速度は高くなっている。St.10でのDO消費速度の積算値は、ほぼSt.10からSt.FCに移動した水塊内のDOから得た実測値（ $0.9mg/L/day$ ）ともほぼ一致している。プランクトンの呼吸によるDO消費が少ないのは下層でのプランクトン現存量が少ないとによる。デトリタスの分解に伴うDOの消費は底泥によるものとほぼ同等であり、デトリタスの沈降途中での分解による酸素消費も貧酸素水塊の形成に大きく関与していると考えられる。ここで、これらの算出について、水中におけるパラメータは年間を通じてデータを基にしているのに対し、

底泥に関するパラメータは夏季におけるデータを用いて求めたものであるが、底泥による有機物分解と水中でのデトリタス分解では温度定数が等しくなっている（表-3）ことから、概算としては年間を通じて言及できると考えられる。

なお、このDO消費の計算に松梨¹³⁾が東京湾の解析に用いた水質パラメータを適用してもほぼ同様の結果が得られた。そこで、米子湾と東京湾¹³⁾で得られたDO消費速度を比較する。両水域とも下層の栄養塩濃度は同程度であるため、デトリタスの分解に伴うDO消費速度には大きな差はない。一方、湖底単位面積当たりの底泥によるDO消費速度は同程度に計算される。しかし、米子湾は水深が小さいため、下層の単位容量あたりで考えるとDO消費能力は米子湾の方が高くなる。つまり、米子湾の富栄養化の程度は東京湾と同程度といえるが、平均水深が6.5mと浅いため、底泥の影響が大きく、これが下層を貧酸素化しやすくする大きな原因と考えられる。

6. おわりに

中海における気象～流れ場～水質環境の関係を明らかにするために、気象、流れ、水質に関する詳細な現地観測を行い、中海における気象の特徴、気象変化に伴う流れ場と貧酸素水塊の挙動について検討し、以下の結論を得た。

①中海では、周辺地形の影響から、年間を通じて、東西軸方向の海陸風が卓越しやすい。強風が発生する時の気圧と風向の組合せは、中程度から高い気圧で時に起こる北東～東風と、低気圧接近に伴って生じる北東風（気圧低下時）から強い西風（気圧回復時）に変わる2通りが多い。

②気圧配置に支配される風と水域間の水位差から湖内の流動は特徴付けられる。気圧が中～高程度で北東～東からの強風が吹く場合、宍道湖からの流入と吹送流により循環流が生じやすくなる。低気圧接近時は米子湾内下層に新鮮な水が供給されやすい。これは、気圧低下時に外海から下層への流入に加えて、東風が米子湾内下層に流入を生じさせるためである。気圧回復になると強い西風と宍道湖からの流入が重なり、湖内の流動性は高まる。

③中海では、強風によって密度界面は振動し上下層の混合も生じるが、密度躍層の安定度は高い。風速16m/s程度の風によっても躍層は完全に破壊されることはない。

④天文潮では、外海水は、米子湾まで到達せず、米子湾の下層では酸素消費が進む。一方、低気圧通過時は外海水の流入が大規模で、その影響は湾奥にまで

達して一時的に貧酸素状態が緩和される。

- ⑤米子湾奥部では湾内に存在する半島と島の影響で、湖全体の界面振動とは形態の異なる振動が生じている。その結果、潮位変化とは無関係に、下層で湾口方向に流れ続ける現象も見られる。この状態では、湾の最奥部に存在していた最も貧酸素化した水塊が移動し、湾奥部全体で溶存酸素濃度が低下する。
- ⑥密度躍層は厚さが3mほどあり、その内部は流動性が小さい。そのため、低気圧通過時の溶存酸素を豊富に含む外海水は下層へ潜り込み、躍層内には以前の水塊が残存する。その結果、密度躍層の下部に相対的に水温が高く無酸素な層が形成される。
- ⑦気象安定時における、湾奥に存在した貧酸素水塊のDO消費速度は約0.9mg/L/dayで、そのDOの消費要因のうち、デトリタス沈降中の分解に伴うものが約半分の大きさを占めている。

参考文献

- 1) 日比野忠史、福岡捷二、池内幸司：季節および日々の気圧配置の変化に伴う閉鎖性汽水湖内部での流れ場の特性、土木学会論文集、No.579/II-41, pp.93-103, 1997.
- 2) 福岡捷二、鈴木篤、黒川岳司、中村剛、上原浩：中海における流れと貧酸素水塊の消長、海岸工学論文集、第45巻, pp.976-980, 1998.
- 3) 藤井智康、吉村亮、三村敬、奥田節夫、横山康二：超音波ドップラー流速プロファイラー(ADCP)を用いた感潮水域における流動観測例、陸水学雑誌、第55巻, pp.1-6, 1994.
- 4) 福岡捷二、松本直也、満山勇、山根伸之：汽水湖における閉鎖性水域の流動観測と流動モデルの適合性、水工学論文集、第40巻, pp.243-248, 1995.
- 5) 福岡捷二、中村剛、池内幸司、日比野忠史：時空間同時測位装置を用いた閉鎖性汽水湖内部の流れ場の観測と解析、海岸工学論文集、第44巻, pp.431-435, 1997.
- 6) 近藤邦男、清家泰、橋谷博：汽水湖中海における栄養塩類および植物プランクトンの鉛直分布を支配する塩分躍層の役割、陸水学雑誌、第55巻, pp.44-60, 1994.
- 7) 島根大学理学部化学科環境分析化学研究室：宍道湖・中海水質観測月報 自主調査収集（1990年5月～1994年2月）、pp.255-283, 1994.
- 8) 工業用水試験方法、JIS K 0101, 1991.
- 9) 吉野正敏、浅井富雄、川村武、設楽寛、新田尚、前島郁雄編：気候学・気象学辞典、二宮書店, pp.189-140, 1985.
- 10) Ishitobi, Y., Kamiya, H. and Itogawa, H. : Tidal, Meteorological and Hydrological Effects on the Water Level Variation in a Lagoon, Lake Shinji, Jpn. J. Limnol., Vol.54, No.1, pp.69-79, 1993.
- 11) Spiegel, R. H. and Imberger, J. : The classification of

- mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size, J. phys. Oceanogr., Vol.10, pp.1104-1121, 1980.
- 12) 中辻啓二, 長坂誠司, 村岡浩爾: 東京湾の青潮の発生機構に関する基礎実験, 水工学論文集, 第35巻, pp.89-94, 1991.
- 13) 松梨史郎: 湾奥水域における水質の時空間変化の解析, 土木学会論文集, No.573/VII-4, pp.93-110, 1997.
- 14) 宍道湖・中海水質予測事業中間報告書(本庄工区水質予測結果), 新日本気象海洋, 1994.
- 15) 清家泰, 近藤邦男, 伊達善夫, 石田祐三郎: 汽水湖・中海における窒素代謝III—低酸素濃度下における硝化・脱窒一, 陸水学雑誌, 第47巻, pp.269-278, 1986.
- 16) 服部明彦編: 海洋学講座, 第7巻, 海洋生化学, 東京大学出版会, p.211, 1973.

(1999.2.10 受付)

FLOW AND ANOXIC WATER MASS BEHAVIOR ACCOMPANIED WITH THE CHANGE IN METEOROLOGICAL CONDITIONS IN LAKE NAKAUMI

Shoji FUKUOKA, Takeshi KUROKAWA, Tadashi HIBINO,
Atsushi SUZUKI, Takeshi NAKAMURA and Hiroshi UEHARA

Lake Nakaumi which is a brackish lake has strong pycnocline, so that dissolved oxygen in the bottom layer is often depleted. We studied the flow field which was caused by wind-driven current and inflow and outflow depending on change of atmospheric pressure. We also studied the effects of flow on the behavior of the anoxic water mass. The following results were obtained; (1) Seawater inflow and wind-driven current by approach of the low atmospheric pressure carry dissolved oxygen into bottom layer of Yonago Bay. (2) During the period of mild weather, internal wave in the back of Yonago Bay is different from that generated in the other area of the lake. The anoxic water mass moves from the back of the bay towards the center. (3) In the back of Yonago Bay, oxygen consumption due to decomposition of the detritus in the water column is nearly equal to that by bottom sediments.