

周防灘南西部海域（豊前海）における
貧酸素水塊形成機構に関する研究

神 園 真 人

目 次

第1章 緒 言	97
第2章 周防灘南西部海域の環境特性	98
1. はじめに	98
2. 地形及び水深	98
3. 流入河川と流量	98
4. 流 況	98
5. 海 況	99
6. 地質と底質	102
7. 汚染負荷量の試算とその推移	102
8. 貧酸素水塊の形成状況	103
第3章 貧酸素水塊の形成機構	104
第1節 ボックスモデル解析	104
1. はじめに	104
2. 観 測	105
3. 観測結果とボックスモデル	105
3. 1 水温と塩分	105
3. 2 溶存酸素	106
3. 3 ボックスモデル	107
4. 考 察	109
第2節 酸素消費速度の変動要因	110
1. はじめに	110
2. 調査方法と分析	111
2. 1 定点調査	111
2. 2 現場での酸素消費速度の測定	111
3. 結果と考察	111
3. 1 現場観測で得られた酸素濃度と密度の時間的变化	111
3. 2 室内で測定した底層水と底泥の酸素消費速度の変動	112
3. 3 現場で測定した酸素消費速度の変動	112
3. 4 底層水中の酸素収支	113
3. 5 酸素消費速度の変動要因	114
第4章 酸素消費過程	115
第1節 浅海域下層における酸素収支	116
1. はじめに	116
2. 試料と方法	116
2. 1 試料の採取	116
2. 2 底層水	116

2. 3	沈降物	116
2. 4	底泥	117
3.	結果と考察	117
3. 1	底層水中の懸濁物、沈降物及び底泥中の有機炭素及び植物色素 (Chl.aとフェオ色素) 濃度の比較	117
3. 2	酸素消費速度	118
3. 3	光合成活性と光強度	120
3. 4	下層での酸素収支	120
第2節	浮遊微生物群集による酸素消費量	121
1.	はじめに	121
2.	材料と方法	122
2. 1	懸濁態有機炭素 (POC) とクロロフィル a (Chl.a) の測定	122
2. 2	酸素消費速度の測定	122
2. 3	細菌と微小プランクトンの計数	123
3.	結果	123
4.	考察	124
第3節	大型底生動物の酸素消費量	126
1.	はじめに	126
2.	材料と方法	126
2. 1	野外調査	126
2. 2	室内実験	126
3.	結果	127
3. 1	野外調査	127
3. 2	溶存酸素濃度と酸素消費速度の関係	128
3. 3	底生動物の体重と酸素消費速度の関係	128
3. 4	温度と酸素消費速度の関係	129
4.	考察	129
第5章	貧酸素水塊形成と気象要素の変動との関係	131
1.	はじめに	131
2.	観測と資料	131
3.	結果	131
3. 1	1991~1994年における貧酸素水塊の形成状況	131
3. 2	成層構造	134
3. 3	気象	134
3. 4	栄養塩、クロロフィル及び有機物濃度	135
4.	考察	136
第6章	総括	139
	謝辞	142
	引用文献	143

第1章 緒言

近年、東京湾、三河湾、瀬戸内海といった閉鎖性の強い内湾域において、貧酸素水塊に関する報告が数多くなされており、その漁業に及ぼす影響が大きな問題となっている。

産業の発展は人々の生活を豊かにした反面、臨海工業地帯造成のための海面埋立の増大と都市への人口集中をもたらし、産業廃水や都市排水の海域への流入量を増加させた。その結果、海域の富栄養化が進行し、特に1960年代後半からは赤潮の発生が頻繁にみられるようになり、同時に、下層における貧酸素水塊の形成が観察されるようになった。ひとたび貧酸素水塊が形成されると、有用魚介類を含め多くの底生性の動物や養殖、蓄養中の生物が酸素欠乏や貧酸素化に伴う硫化水素の発生によってへい死あるいは魚介類が漁場から逃避することによる漁獲量の減少といった漁業被害が生じる。さらに、貧酸素水塊は有害赤潮の発生とも関連していると考えられており(例えば、飯塚・入江, 1969; 田森ほか, 1991)、内湾の漁業に深刻な影響を及ぼす。貧酸素水塊による漁業被害を軽減するための有効な対策を策定するには、その形成・維持機構や要因の解明は必要不可欠である。

貧酸素水塊は下層水の酸素濃度が低下することによって形成される。酸素濃度は、水平あるいは上層からの移流や拡散による酸素供給量や微細藻類の光合成活動による酸素生産量と下層での有機物の分解や底生動物等の呼吸による酸素消費量の均衡によって決まると考えられる。閉鎖的な内湾は海水の流動が弱いため夏季には成層が発達し、上層から下層への酸素供給が制限される。さらに増殖したプランクトンあるいは陸域から負荷された有機懸濁物は、湾内の下層に大部分沈降して分解を受け、酸素を消費する。

多くの内湾での貧酸素水塊の実態や形成に関する報告書を見ると、その機構や要因はそれぞれの水域に特徴があって複雑である。それらは以下のように要約される。東京湾では、無酸素状態になった沖合底層水が風によって浅海域に湧昇してくることによって引き起こされる、青潮と呼ばれる現象(Takeda *et al.*, 1991)が頻繁にみられ、アサリ等の浅海域に生息する生物のへい死を引き起こす(風呂田, 1987; 柿野ほか, 1987)。渥美湾では、湾奥への酸素の供給は主に湾口からの水平移流によって行われ(佐々木ほか, 1977)、湾奥で生産された有機

物は湾口に移送され、沈降、分解を受ける。そのため湾口の下層水の酸素が消費され、湾奥への酸素供給量が低下し、貧酸素水塊が形成される(愛知県, 1985)*¹。瀬戸内海の燧灘では、主に製紙工場からの排水による有機汚染により貧酸素化が進行し(越智, 1984)、同海域での貧酸素水塊の形成に、第2躍層の存在が重要な役割を果たしている(Ochi and Takeoka, 1986)。播磨灘では秋季に増殖した大型の珪藻が、翌年の夏季の底層での酸素消費に関与する(Manabe and Ishio, 1991)。高知県浦の内湾では、湾外水が湾内底層に流入することによって密度成層がより顕著になり、貧酸素化が進行する(宗景ほか, 1991)。鹿児島湾では、初秋に10m深付近に貧酸素水塊が形成され、河川由来の有機物が貧酸素化に関与している(鹿児島県水産試験場, 1992)*²。長崎県大村湾では、汚染が進行していなかった以前から貧酸素現象がみられており、同湾は富栄養化と無関係に貧酸素水塊が形成されていた海域としての特徴を持つ(森, 1961; 飯塚・関, 1989)。

以上のように、各海域によって貧酸素水塊の形成・維持機構やその要因は異なっていて複雑であり、このような貧酸素水塊の形成機構を解明するにはそれぞれの海域現場での生物、化学、物理面からの調査・研究が必要である。本研究はこのような観点に立ち、貧酸素水塊がほぼ毎年形成される瀬戸内海の周防灘南西部海域(以降、豊前海と表記)を対象として野外調査と室内実験を実施し、本海域における貧酸素水塊の形成・維持機構やその要因を解明しようとしたものである。

周防灘は瀬戸内海の最も西に位置し、面積3,100km²、平均水深23.7mの海域である。灘東部は伊予灘に面して開口しており比較的海水交換は良い。一方、灘西部は関門海峡を通じて外海水の影響を受けるが、それは極めて小範囲に限られ、灘東部に比べると閉鎖性が強い。灘南西部では1960年代後半から海域の貧酸素化が認められ、漁業被害を受けている(岸本, 1967; 小林ほか, 1986; 徳田・神蘭, 1989)。

本論文においては第2章で豊前海の地形、河川、水質、底質、流れ等の概要を述べた。第3章では現場における観測結果から、豊前海で形成される貧酸素水塊の特徴、さらにはボックスモデルを用いて豊前海における貧酸素水塊の形成機構について検討した結果を述べる。また室内と現場で底層水と底泥の酸素消費速度を測定し、沿岸域での生化学的な酸素消費の変動とその要因についても

*¹愛知県(1985): 昭和59年度赤潮予察実用化技術開発試験, pp.20-40.

*²鹿児島県水産試験場(1992): 平成3年度貧酸素水塊被害防止対策事業報告書, PP.4-27.

検討を行った。第4章では、底層水、沈降物及び底泥による酸素消費量と微細藻類の光合成作用による酸素生産量を実験的に求め、下層における酸素収支について検討した。さらに、水中での酸素消費に果たす浮遊微生物群集の役割や底生動物群集の呼吸が貧酸素水塊の形成・維持にどの程度関与しているかについて、室内実験の結果から検討した。第5章では貧酸素水塊の形成要因としての気象要素の変動に関して検討を行い、当海域での貧酸素水塊形成に夏季の降水量が大きく関与していることを明らかにした。以上の成果を第6章において総括した。

第2章 周防灘南西部海域の環境特性

1. はじめに

貧酸素水塊は開放的で流れの強い海域には形成されない。貧酸素水塊が形成される多くの海域は、一般に閉鎖性が強く、流れが弱い傾向にある。貧酸素化の進行には海域の富栄養化と同時に、海域の持つ固有の地形的要因が関与していると考えられる。

この章では、著者の研究対象とした豊前海の地形、流入河川、水質、底質、流れ、流入負荷量の推移及び貧酸素水塊形成の概要について述べる。

2. 地形及び水深

研究対象とした海域の海岸線は、福岡県北九州市門司区門司崎から大分県との県境の山国川に至り、その間の距離は109kmである。北部の海岸線は比較的複雑な地形をしているが、南部の海岸線は単調である。本海域には中小河川が多く流入しており、その河口周辺域では干潟が形成されている。

海底傾斜は極めて緩やかで、等深線はほぼ海岸線と平行に分布しており、距岸10km付近で水深10m前後、20km付近で水深20m前後である (Fig.2-1)。

3. 流入河川と流量

研究対象とした海域に流入する河川は一級河川の山国川を含め17の河川がある。各河川的位置をFig.2-2に、河川長、流域面積及び河川流量をTable 2-1に示す。

北部の海岸線に河口が位置しているのは奥畑川、竹馬川、貫川及び朽網川の4河川のみで、他の13河川は中部以南に河口が位置している。流域面積の最も広いのは山国川で540km²、次いで城井川の128km²、今川の117.8km²となっており、この3河川で全流域面積の約70%を

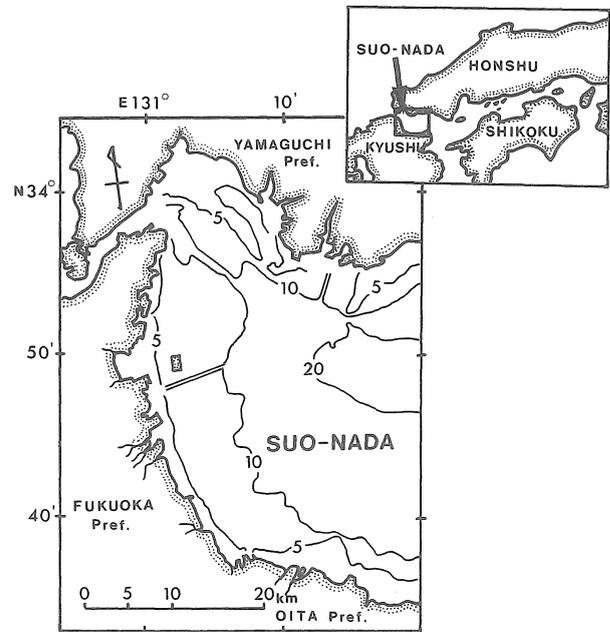


Fig.2-1. The study area in the southwestern coastal waters of Suo-Nada (Buzen Sea). Numerals on the full lines show water depth in meters.

占める。河川流量をみると山国川 $422.3 \times 10^6 \text{ t/y}$ 、城井川 $123.6 \times 10^6 \text{ t/y}$ 、今川 $115.1 \times 10^6 \text{ t/y}$ となっており、この3河川で全流量の約64%を占める (神菌ほか, 1988)。

4. 流況

豊前海の流動は主に潮流によって支配されている。潮流は潮時によって変化する往復流であり、豊前海では高潮時から低潮時にかけて海岸線に沿って南下し、低潮時から高潮時にかけて北上する流れがみられる。南下流と北上流の最強流速は、それぞれ高・低潮時の中間及び低・高潮時の中間にみられ、転流はほぼ高、低潮時にみられる。

Fig.2-3に豊前海における上層 (1m深) と下層 (底上1m) の実測流の流速別頻度分布を観測点毎に示す。関門海峡東口付近と北部沖合を除くと全般的に流れが弱く、特に沿岸域では20cm/s以下の流れが上層で90%前後、下層で98%以上を占め停滞域となっている。実測流の25時間平均値は潮流成分を除去したという意味で残差流と呼ばれる。海域での物質輸送への寄与ということに関しては潮流より残差流の役割がより重要である。

一昼夜以上の測流結果から求めた夏季の残差流ベクトルの分布をFig.2-4に示した。個々のベクトルの方向は必ずしも一様でないが、以下の様な流れに大別される。すなわち、伊予灘から流入した流れは山口県寄りの北部を西流し、灘北西部で関門海峡に向かう西流と福岡県沿

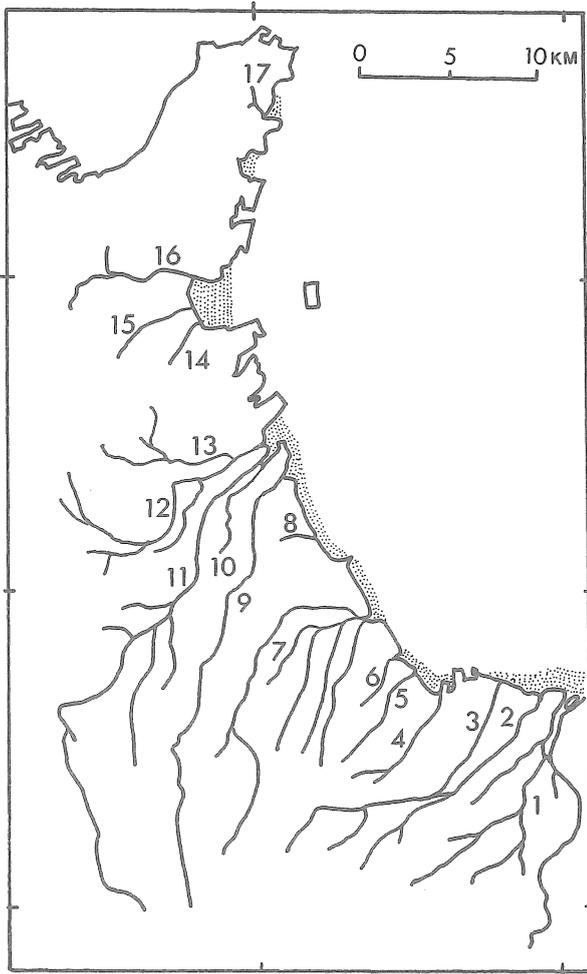


Fig.2-2. Sites of the rivers flowing into the Buzen Sea. Names of the rivers corresponding to the numbers in this figure are shown in Table 2-1.

Table 2-1. Length, water catchment area and estimated annual flux of rivers flowing into the Buzen Sea. The numbers in this table correspond to Fig.2-2.

Name	Length (km)	Catchment area (km ²)	Flux (×10 ⁶ ton/y)
1 Yamakuni R.	53.6	540.0	422.3
2 Sai R.	22.2	61.3	65.9
3 Iwatake R.	21.0	2.5	4.4
4 Naka R.	16.2	12.5	17.0
5 Suda R.	9.5	11.3	15.5
6 Kamikawachi R.	4.5	3.8	5.8
7 Kii R.	69.5	128.0	123.6
8 Otonashi R.	3.8	7.7	11.4
9 Harai R.	31.5	71.2	75.1
10 Ejiri R.	5.6	7.2	10.7
11 Ima R.	48.9	117.8	115.1
12 Nagao R.	19.6	56.4	61.5
13 Obase R.	15.1	38.2	44.2
14 Kusami R.	4.0	4.0	6.3
15 Nuki R.	4.5	9.7	13.6
16 Chikuma R.	6.3	32.0	37.8
17 Okuhata R.	4.9	7.9	11.4

岸域を海岸線に沿ってきわめて緩やかに南下する流れである (三井田・神蘭, 1989)。

5. 海況

5.1 水温, 塩分

豊前海は前記したように水深が浅く, 流れが弱いため水温や塩分は気象現象の影響を強く受け, 季節的に大きく変動する。周防灘の他の海域に比べて水温, 塩分変動が大きい (吉岡ほか, 1987)。

Fig.2-5 に貧酸素水塊の形成がみられる 6 ~10月の底層水温 (底上 1 m) の水平分布を過去20年間の観測結果の平均値で示す。10月を除くと各月ともほぼ海岸線に沿って等値線が描かれており, 浅海域で水温が高く, 沖合に

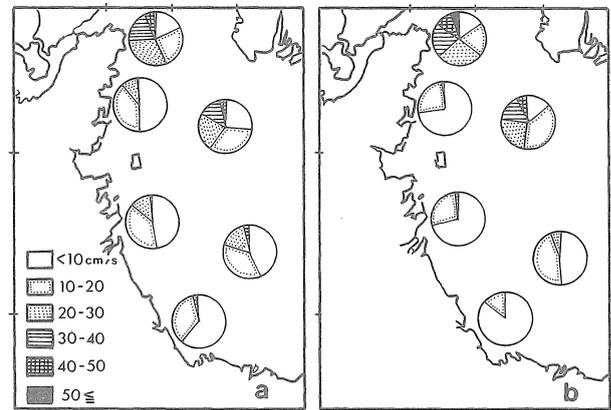


Fig.2-3. Distribution of the frequency of raw current data monitored from 1989 to 1993 at each station in summer. a: surface, b: bottom.

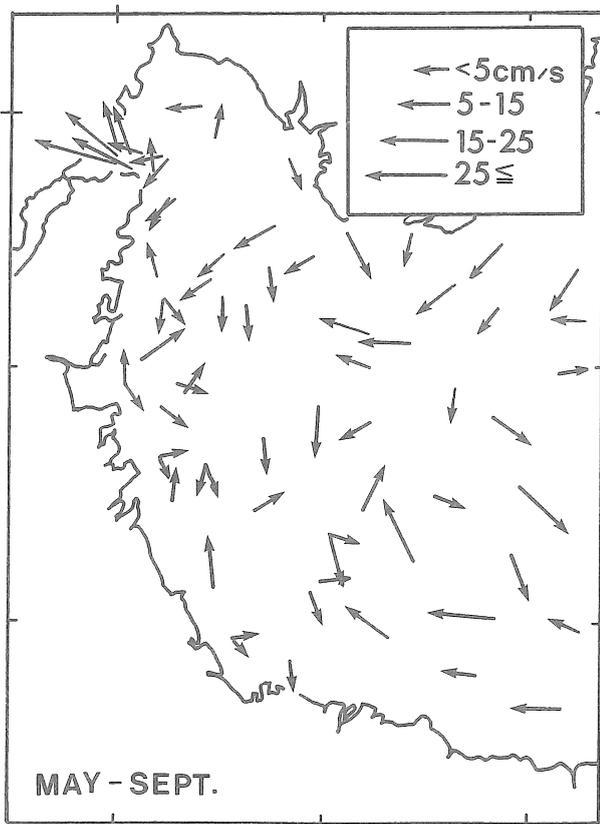


Fig.2-4. Distribution of the residual current vectors in the surface layer monitored from 1960 to 1993 in summer.

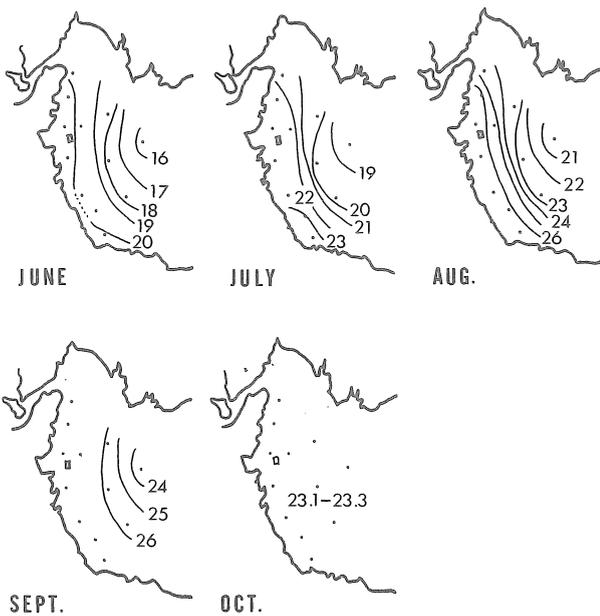


Fig.2-5. Distribution of average water temperature (°C) in the bottom water monitored from 1973 to 1992.

行くに従って低下している。浅海域で底層水温が最高値を示すのは8, 9月(26°C台)で、沖合で底層水温が最

高値を示すのは9月(23~26°C)である。10月にはほぼ全域で23°C台になり岸と沖での水温差はみられない。

密度成層の月別形成状況を知るため、6~10月の各月の表層(0.5m深)と底層(底上1m)の水温差、塩分差及び水温と塩分から計算した密度差の水平分布をそれぞれFig.2-6, 7, 8に示す。

水温差をみると、6~8月にかけて浅海域で1~3°C、

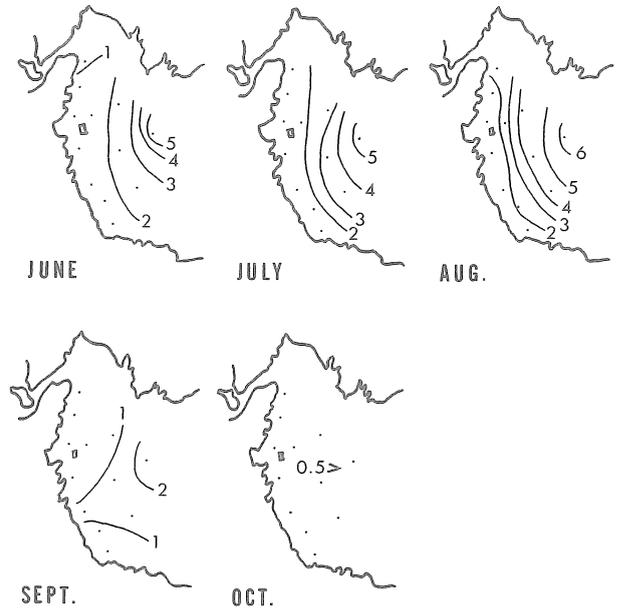


Fig.2-6. Distribution of average temperature differences (°C) between surface and bottom waters monitored from 1973 to 1992.

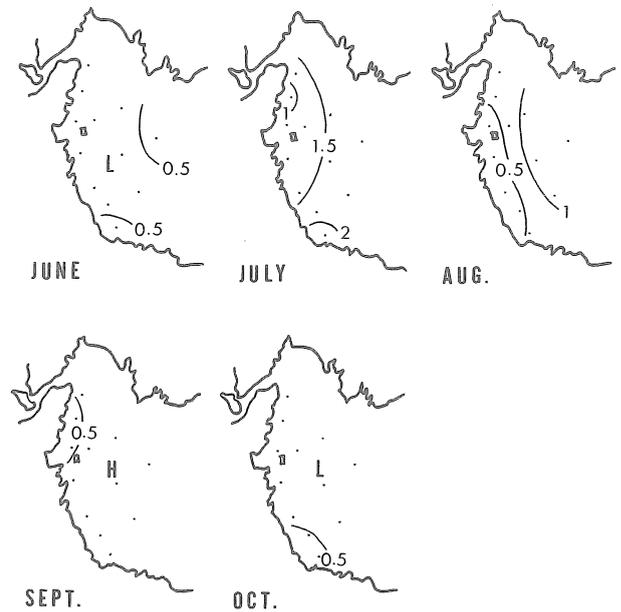


Fig.2-7. Distribution of average salinity differences between surface and bottom waters monitored from 1973 to 1992.

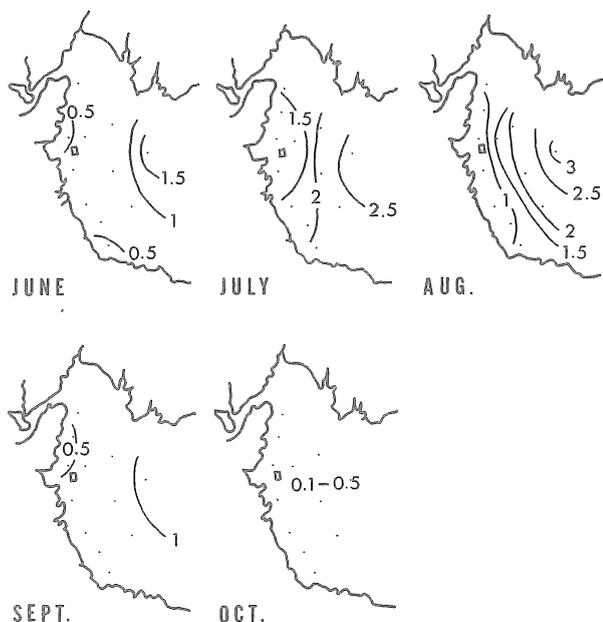


Fig.2-8. Distribution of average density differences (kg/m^3) between surface and bottom waters monitored from 1973 to 1992.

沖合で3~6℃の差がみられるが、9月になると水温差は小さくなり、浅海域で1℃前後、沖合でも2℃前後となる。10月には全域で0.5℃以下の差になる。塩分差では、最も大きな差がみられる月は梅雨時の降水の影響を受ける7月で、ほぼ全域で1.0以上の差がみられる。他の月では、8月に沖合で1.0以上の差がみられる他は0.5前後と小さい。密度差をみると、6~9月にかけて浅海域で0.5~2 kg/m^3 、沖合で1~3 kg/m^3 の差がみられる。密度差の大きな月は7~8月であり、9月には小さくなる。

以上のことから豊前海での密度成層は、空間的には浅海域で弱くて沖合で強く、時間的には7~8月に最も強くなる。

5. 2 水質

夏季の豊前海は、周防灘の他の海域に比べるとCOD値(近藤;1978)及びクロロフィルa濃度(神戸海洋気象台,1985)が高く、有機物に富んだ海域として特徴づけられる。

Fig.2-9に1973~1992年の観測結果から、豊前海の夏季(6~9月)の表層のDIN、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 、COD及びクロロフィルa濃度の平均値を算出し、その水平分布を図示する。 $\text{PO}_4\text{-P}$ を除く全ての項目で、浅海域で高い値がみられ、特にクロロフィルa濃度が沖合に比べて浅海域で高く、浅海域での生産力の高いことが分かる。各測点での値を平均して海域の平均値を求めたところ、DIN1.74

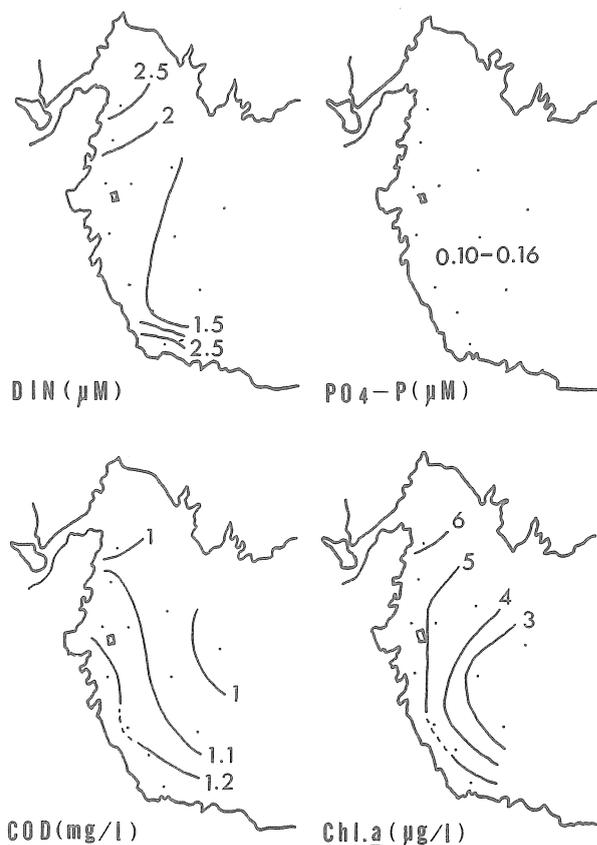


Fig.2-9. Distribution of average concentrations of DIN, $\text{PO}_4\text{-P}$, COD and Chl.a in the surface layer monitored from 1973 to 1992 in summer.

μM 、COD 1.11 mg/l 、クロロフィルa 4.35 $\mu\text{g}/\text{l}$ となった。この値を吉田(1973)の富栄養度の階級分けにあてはめると、DIN濃度からは貧栄養域、COD値及びクロロフィルa濃度からは富栄養域と判定される。豊前海では海域に負荷された栄養塩類は速やかに植物プランクトンに摂取され、有機物に変換されるためであろう。いずれにしても豊前海の生産力は高く、有機物濃度の高い海域である。

1952~1954年、1972~1974年及び1987~1989年の各3カ年の透明度を平均し、その水平分布の変化をFig.2-10

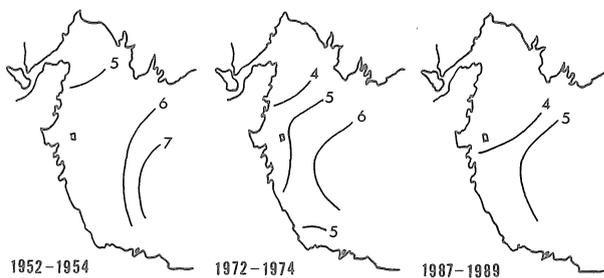


Fig.2-10. Distributional changes of average transparency (m) monitored from 1952 to 1954, 1972 to 1974 and 1987 to 1989.

に示す。1950年代前半には沖合で7 m台の分布がみられるが、1970年代前半には6 m台、さらに1980年代後半には5 m台を示し、透明度が徐々に低下している様子が伺える。1950年代前半の透明度に比べると最近では海域全体で2 m前後の低下が認められる（神菌，1990）。

6. 地質と底質

6. 1 地 質

豊前海の地質は、関門海峡東口周辺で砂礫に富んでいるが、それ以外では大部分が泥分含有率90%以上の泥質で、全体に軟弱な地盤となっている。シルト層の層厚は、北部沖合では10m以上の水域もみられるが、大部分は10m以下で、沿岸から沖合に向かって厚くなっている（宇部興産，1975）*。

6. 2 底 質

豊前海の底質は、周防灘の他の海域に比べるとCOD値、強熱減量、硫化物量、炭素量のいずれの項目をみても高い分布を示しており、有機物に富んでいるといえる（水産庁，1985）。

流況の項で述べたように豊前海は物質の輸送、分散に関与する残差流が弱く、海水の停滞性が強い海域であり、さらに水深が浅い。そのため、陸上からもたらされた有機汚染物質や海域で生産された有機物質の大部分は未分解のまま海底に沈降、堆積し、結果として有機物に富んだ底質になったものと考えられる。

1995年9月に測定した豊前海底泥のCOD値、強熱減量（IL）、泥分率及び全硫化物（TS）濃度の水平分布をFig.2-11に示す。有機物濃度の目安となるCOD値やILは、ともに南部沿岸域で高い値を示し、北部や沖合域に比べて南部沿岸域の底泥が有機物に富んでいることが分かる。泥分率はほぼ全域で90%以上、TS濃度は沿岸域で1 mgS/mg dry以上の高い値がみられる。水質と同様に吉田（1989）の栄養階級区分に従って底質の状況を見ると、COD値からは南部沿岸域は過栄養域、その他の海域は富栄養域、TS濃度からは全域が過栄養域と判定され、底泥の有機汚染が進行している様子が伺える。

7. 汚染負荷量の試算とその推移

海域に自然の持つ浄化能力、言い換えれば環境容量を上回る汚染負荷量が排出された場合、海域は富栄養化し、赤潮発生や底層での貧酸素化が進行する。豊前海での貧

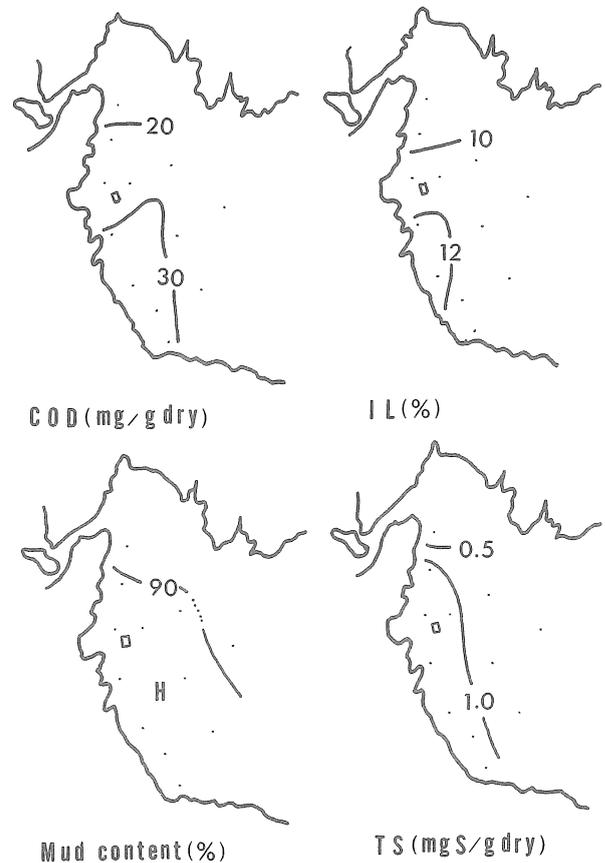


Fig:2-11. Distribution of COD, IL, mud content (particles<63 μ m) and TS in the bottom sediments in Sept. 1995.

酸素化を考える場合、海域への汚染負荷量の推移を明らかにしておくことは重要である。城（1986）の方法に準じて原単位法で豊前海への汚染負荷量の試算を行った。

1955年から1985年までの各年次別に算出したCOD、窒素及びリンの流入負荷量の推移をFig.2-12に示す。COD負荷量は1955年には10.3t/dayであったのが、その後増加し続け、1970年にピークを示し20.5t/dayとなり、この間に約2倍の増加が認められる。その後は増減を繰り返しながらやや減少傾向を示していたが、1982年以降再びやや増加傾向に転じている。排出源別にみると、1965年までは生活廃水による負荷量が産業廃水によるそれを上回っていたが、1960年以降産業廃水による負荷量が急激に増加したことにより、1966年以降は産業廃水による負荷量が生活廃水によるそれを上回っている。

窒素負荷量は1955年に5.8t/dayであったのが、1985年には7.2t/dayに増加しているが、その増加率は24%と小さい。人口の増加に伴って生活廃水による負荷量は増加しているものの、農地流水や家畜廃水の負荷量が減少し

*宇部興産資源調査部（1975）：西瀬戸地区地質調査報告書

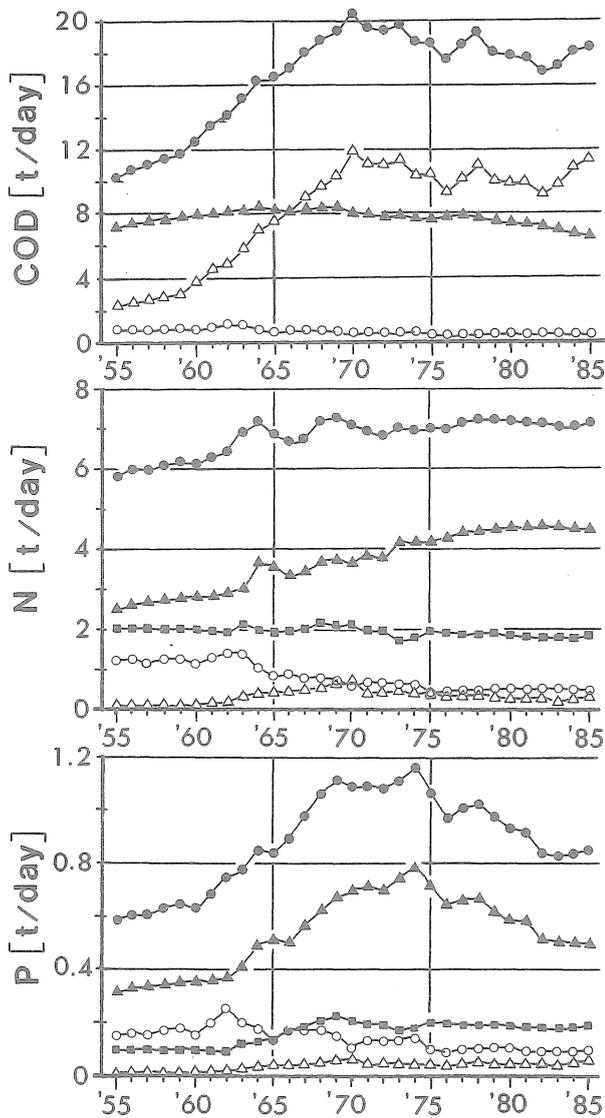


Fig.2-12. Yearly changes of pollutant loads expressed as COD (upper), N (middle) and P (lower) into the Buzen Sea. closed circle : total, closed triangle:living wastewater, closed square:farmland discharge, open circle : live stock wastewater, open triangle : industry wastewater.

ており、全体として窒素負荷量の増加率は小さくなっている。窒素については生活廃水による負荷量が他の排出源による負荷量を常に上回っている。

リン負荷量は1955年から1960年にかけて0.6t/day前後で推移していたがその後1969年にかけて急増している。1974年にピーク(1.16t/day)を示した後、減少傾向に転じ1985年には0.85t/dayとなった。これは1955年の値の約1.5倍で、ピーク時の1974年の約0.7倍である。リン

についても窒素と同様に生活廃水による負荷量が他の排出源による負荷量を常に上回っている。

8. 貧酸素水塊の形成状況

豊前海で貧酸素水塊が形成され始めた年代を明らかにするため、1952年から1992年までの豊前海浅海域(Fig.3-1, St.1)で観測された底層(底上1m)の溶存酸素(DO)濃度の時系列変化をFig.2-13に示す。

1960年代前半まではDO濃度は飽和度で50%以上を示し、貧酸素化は見られないが1965年以降しばしば50%を下回る値が観測される。豊前海で貧酸素水塊が形成されるようになったのは1960年代後半と推定され、燧灘(越智, 1984)や大阪湾(城, 1989)で貧酸素水塊が観察され始めた年代とほぼ一致する。これを前項で示した汚染負荷量の経年変化と対応させてみると、1960年代前半から汚染負荷量は増加しており、汚染負荷量が増加した時期と貧酸素水塊形成が観察され始めた年代とほぼ一致する。海域の浄化能力を上回る汚染負荷の流入が、貧酸素水塊形成要因の一つになったものと推察される。

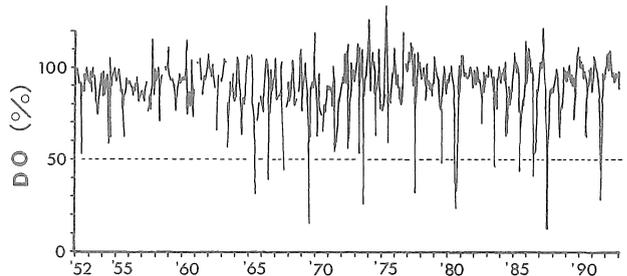


Fig.2-13. Temporal variations of DO (%) in the coastal bottom water (Fig. 3-1, St. 1).

豊前海で貧酸素水塊が形成される季節と場所を明らかにするため、1973~1992年の20年間の各月上旬に観測された底層DO濃度の最低値と50%以下の値が観察された回数を月別、測点別に整理し、それぞれFig.2-14, 15に示す。酸素飽和度が50%を下回る値が観察されたのは6月から10月であったので、ここでは6月から10月の図を示した。

図から豊前海の貧酸素水塊は主に7月上旬に浅海域で形成され、時間の経過とともに徐々に沖合に拡大していく様子が伺える。10月に貧酸素化がみられるのは沖合に限られる。

第3章 貧酸素水塊の形成機構

貧酸素水塊は海水中の溶存酸素濃度が低下した現象であるが、海水中の酸素濃度は、移流・拡散過程や生化学的な過程に伴う酸素の供給量と消費量のバランスによって決まる。例えば、底層水や底泥の酸素消費に釣り合う酸素の供給があれば底層酸素濃度は減少しない。また、一定の酸素消費のもとでのわずかな酸素供給量の減少が、急激な貧酸素化につながることもある。このように、物理的過程と生化学的な過程がともに関わる貧酸素水塊の形成機構を明らかにするためには、それぞれの海域での諸過程の寄与分を分離し、定量化する必要がある。そのためには、水温・塩分や酸素濃度の観測データをボックスモデルを用いて解析する手法が有効である（例えば、Takeoka *et al.*, 1986; Suzuki and Matsukawa, 1987; Munekage and Kimura, 1992）。さらには海水中の酸素がどのような要因によって消費され、あるいは、変動しているのかを明らかにすることも重要である。

本章では、まず1991年の現場観測で得た水温と酸素濃度の時系列データを使用してボックスモデル解析を行い、移流・拡散過程と生化学的な過程に伴う酸素の供給量と消費量を見積り、その時間的・空間的変動が貧酸素化の進行にどのように関わっていたか検討した。さらに、1992年に現場と室内で測定した底層水と底泥の酸素消費速度と有機物濃度の変動から、下層での生化学的な酸素消費過程を検討するとともに、酸素消費速度の変動要因についても考察した。

第1節 ボックスモデル解析

1. はじめに

Takeoka *et al.* (1986) は、燧灘での貧酸素水塊形成を考える際、水温、塩分、酸素濃度の時系列データをもとにボックスモデルを構築し、必要なパラメータとして鉛直拡散係数と酸素消費速度の時系列を求めている。しかし、一般的に夏季の沿岸域には密度流が発達することが多く、さらには、潮流による水平拡散や潮汐残差流が卓越し、貧酸素水塊の形成に影響を及ぼす可能性もある。ここでは、水平方向の混合過程を取り込んだボックスモデルを構築し、その時間的・空間的変動が貧酸素水塊形成に与える影響について考察した。Takeoka *et al.* (1986) は約2週間毎に得られた観測データをもとに、Suzuki and Matsukawa (1987) は1カ月毎の塩分、酸素濃度の時系列データをもとに、またMunekage and Kimura (1992) は2週間から4週間毎の水温、塩分、

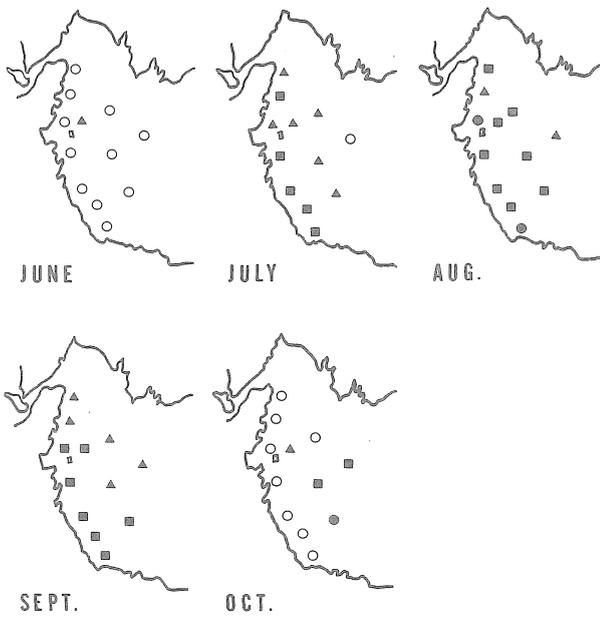


Fig.2-14. Generation of oxygen deficient waters monitored from 1973 to 1992. Closed circle denotes less than 10% of oxygen saturation value, closed square from 10 to 30%, closed triangle from 30 to 50%, open circle more than 50%.

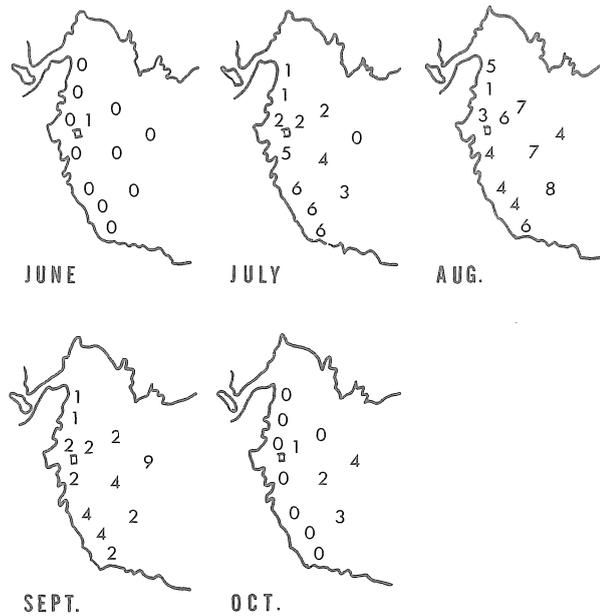


Fig.2-15. Distribution of the number of times of the generation of the oxygen deficient waters (less than 50% of oxygen saturation value) at each station monitored from 1973 to 1992. Observation was carried out once a month.

酸素濃度の観測データをもとに、ボックスモデル解析を行い、それぞれ、燧灘、三河湾、浦の内湾における酸素などの収支を調べた。これらの研究では、観測間隔以下の時間スケールを持つ現象を十分に捉えきれないおそれがある。そこで、本研究では2週間から1カ月という観測時間間隔が沿岸海域での貧酸素水塊をモニターする上で妥当かどうか検証すべく、約1週間という時間間隔で観測を行い、ボックスモデル解析を通して貧酸素化に要する時間スケールを決定する要因についても考察した。

2. 観測

1991年6月4日から8月27日にわたって、約1週間毎に、Fig.3-1に示した12測点で1m深毎の水温、塩分(アレック電子STD, AST-1000M)と、表層(0.5m深)、中層(5m深)及び底層(底上1m)の溶存酸素濃度(YSI溶存酸素計, M58)を測定した。ただし、St.5では1m深毎の酸素濃度を測定した。また、観測期間中の6月20~21日、7月5~6日、そして8月8~9日には、St.5の底面に明暗瓶とベルジャー型の容器を設置し、内部に満たされた海水の酸素濃度の時間変化から底層水及び底泥の酸素消費速度をもとめた。そして、水温の鉛

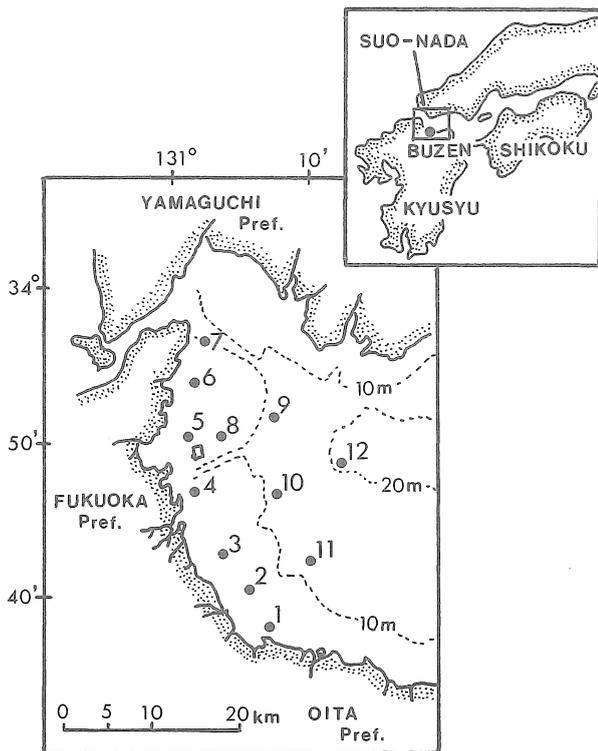


Fig.3-1. The study area in the southwestern coastal waters of the Suo-Nada(Buzen Sea), showing the position of observation. Numerals on the dotted lines show water depth in meters.

直分布の観測結果から躍層の位置を底上2mとし、躍層以深での単位容積当たりの酸素消費速度を見積もった。

3. 観測結果とボックスモデル

3.1 水温と塩分

各観測日における表層水温の水平分布をFig.3-2に示す。水温場の空間変動は汀線方向よりも岸沖方向に大きく、概ね、岸側ほど水温が高い。7月23日には他の観測日と比べて汀線方向の空間変化が特に大きかったが、このときには岸からの淡水供給によって低塩分水が南から北へ張り出していたことが同時に観測されており(Fig.3-3)、海表面を淡水が薄く覆い、その後の日射による昇温でこのような水温場が一時的に形成されたものと考えられる。

水温の空間変化が、13回の観測のうち6月11日、7月2日、23日、8月6日の4日分を除いて、概ね岸沖方向に大きいことに注目し、水温の時間的変動をSt.4、10及び12について比較した(Fig.3-4)。水深7m程度と最も浅いSt.4では、6月中旬から7月中旬までは若干の

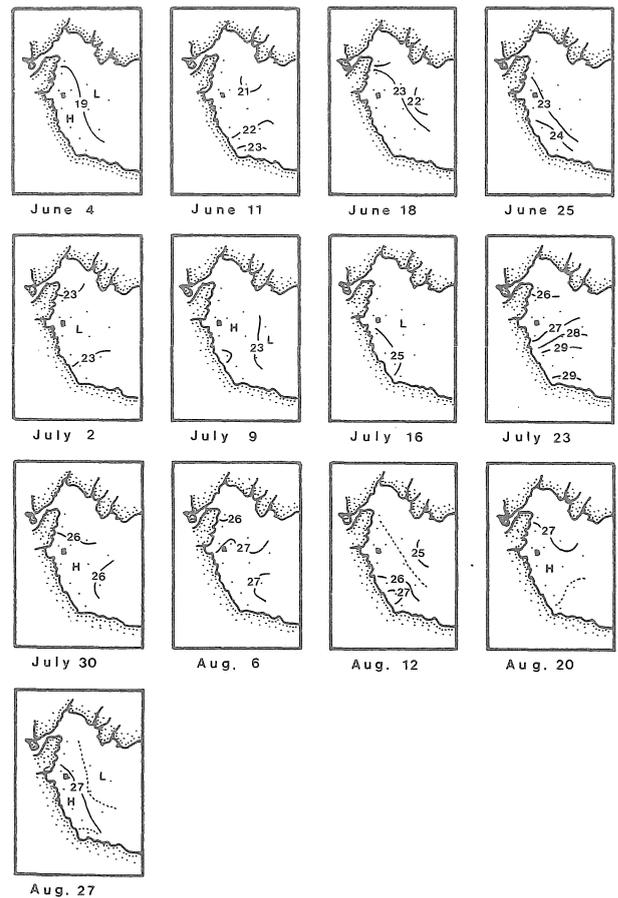


Fig.3-2. Horizontal distributions of the surface temperature (°C) in 1991.

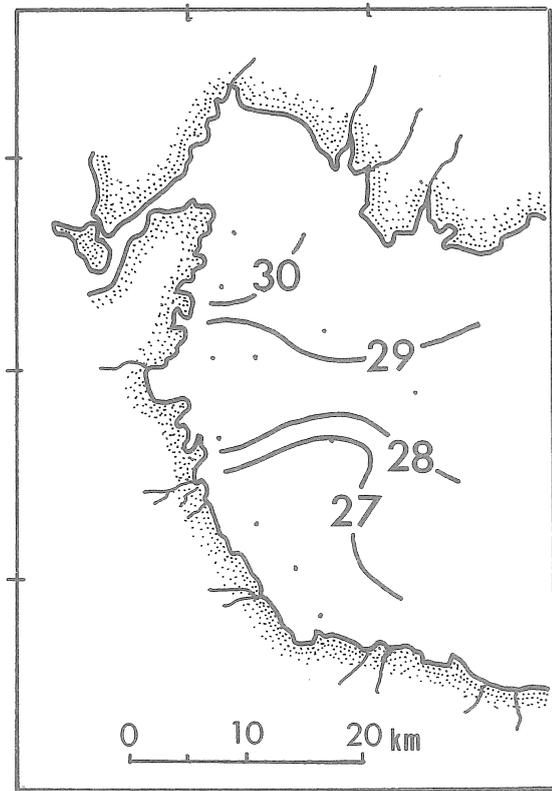


Fig.3-3. Horizontal distribution of the surface salinity on July 23, 1991.

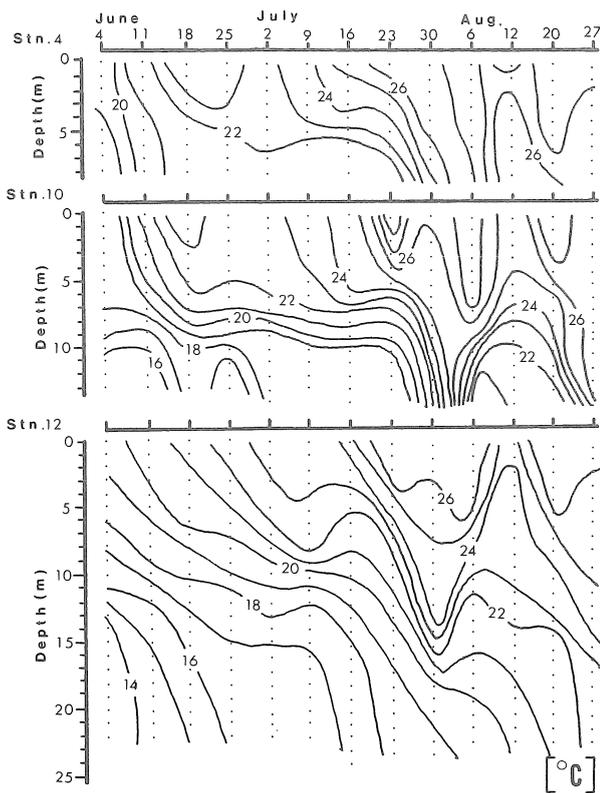


Fig.3-4. Temporal fluctuations of temperature profiles at St.4 (upper), 10 (middle) and 12 (lower).

成層状態が認められた。7月29日には台風9号が対馬海峡を通過しており、これによって鉛直混合が急激に促進されたため、水温躍層(約5m深)も7月30日には消滅した。8月12日に若干の成層構造が再び認められたが、その後は水温が次第に低下し、上下層の水温差はほとんど認められなくなった。水深約14mとSt.4に比べて深いSt.10では、成層構造の時間的な変動パターンはSt.4と類似していたが、St.4より強い躍層(約8m深)がほぼ観測期間中持続した。一方、水深22mのSt.12ではSt.10と同様に、明瞭な成層構造が観測期間を通して維持されていた。7月30日の水温分布を見ると、台風通過に伴う鉛直混合も表層から15m深程度にまでしか及ばなかったことが分かる。なお、St.4、10及び12における塩分の時間的な変動(Fig.3-5)は、躍層の形成時期、形成水深など、水温のそれと類似したパターンを示した。

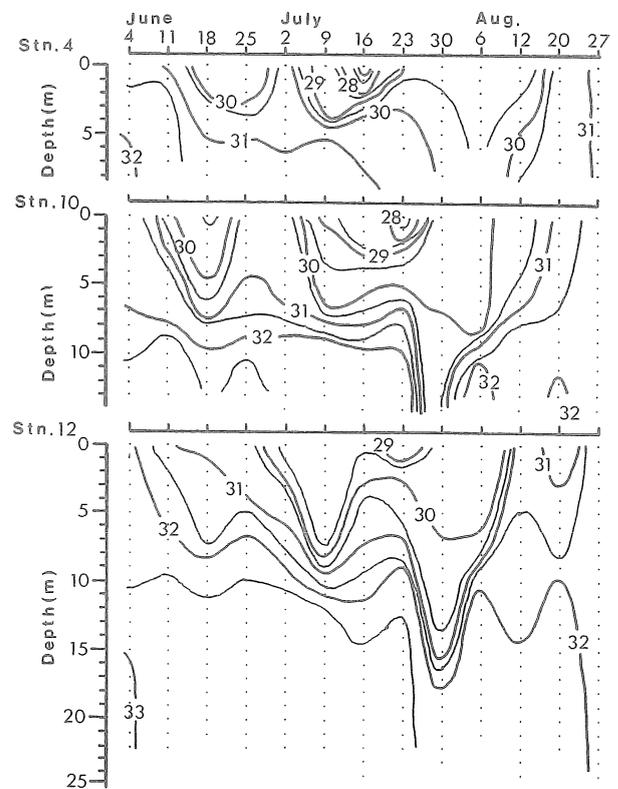


Fig.3-5. Temporal fluctuations of salinity profiles at St.4 (upper), 10 (middle) and 12 (lower).

3. 2 溶存酸素

Fig.3-6に底層における酸素濃度の観測日毎の水平分布を示す。当海域において貧酸素水塊が顕著に見られたのは、6月25日から7月23日であった。この時期には汀線から10km以内(水深10m以浅)の海域(以降、浅海域と称する)にのみ貧酸素水塊が形成され、同じ時期に

沖合の酸素濃度は高いまま維持されていた。8月以降には10m以深でも貧酸素水塊が形成されていたが(8月6, 20日), 貧酸素化の程度は7月の浅海域に比べて弱かった。

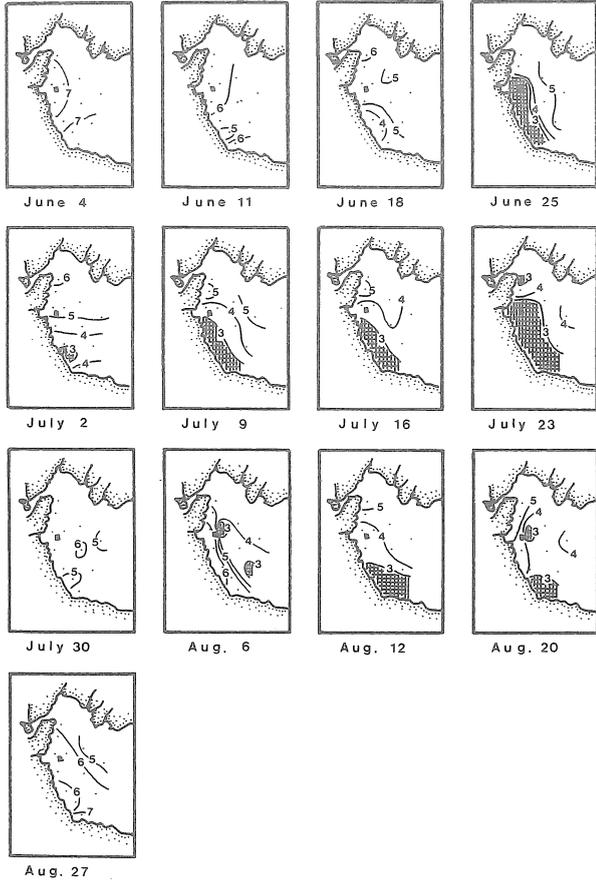


Fig.3-6. Horizontal distributions of DO at 1m above the bottom in 1991. The shaded area indicates the value less than 3 mgO₂/l.

貧酸素水塊が特に顕著に見られた浅海域のSt. 5における酸素濃度の時間的変動をFig.3-7に示す。底層の酸素濃度が著しく低下していた6月25日及び7月23日(最低濃度は7月23日の1.02mgO₂/l)の貧酸素水塊は、常

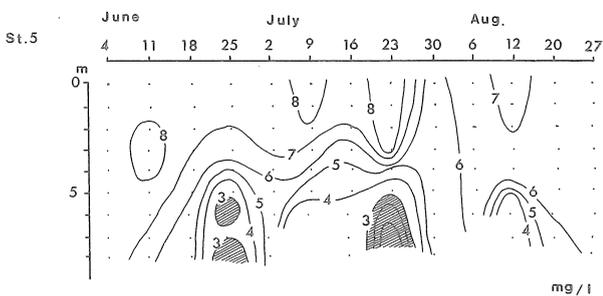


Fig.3-7. Temporal fluctuation of DO profiles at St.5 from June 4 to August 27, 1991. The shaded area indicates the value less than 3 mgO₂/l.

に水温躍層以深(5m以深)に形成されていたことが分かる。また, Fig.3-6, 7より, 浅海域における貧酸素化は1週間以内という短時間の内に進行することが示唆される。

3. 3 ボックスモデル

観測された酸素濃度の水平分布から, 岸に近づくほど酸素濃度が低下していたことが分かる。これは, 貧酸素水塊が, 水深が大きくて酸素の底層への供給量が少ないと考えられる沖合ではなく, 浅海域で発生したことを示唆している。そこで, Takeoka *et al.* (1986) の鉛直1次元モデルに習って, 当海域での貧酸素水塊の形成過程が表現できる簡単なモデルを構築し, どのような過程が酸素収支に関わっていたかを検討した。特に, 6月25日から7月23日に浅海域でのみ短時間のうちに貧酸素水塊が発生した理由を考察したい。ただし, 観測間隔が1週間であるため, これよりも短い時間スケールの現象は本モデルでは取り扱うことはできない。解析のための前提条件は次の通りである。

夏季の当海域では, 7月23日の例で先述したように, 低塩分水の流入による成層構造の変化は, 1週間よりも短い時間スケールですぐに水温場に反映される。したがって, 本研究では密度成層の強弱は水温場だけで評価した。また, 7月23日のように, 河川からの流入水の動きによっては, 汀線方向に水温や酸素濃度の勾配が大きくなる場合もあるが, このような状況は1週間以内の短い時間スケールで解消しており, 水温, 酸素濃度の勾配は基本的に鉛直方向と岸沖方向で大きかった。そこで, 本モデルで取り扱う時間スケールでは, 汀線方向の移流・拡散過程より岸沖・鉛直方向のその方が貧酸素水塊の消長に対する影響が大きいと考え, 本研究では岸沖・鉛直方向の2次元ボックスモデルを構築することにした。Fig.3-8に, モデルの構造を示す。岸沖方向には, 3つのBox(岸からBox 1, 2, 3)に分割し, それぞれのBoxの水平スケール(岸からL₁, L₂, L₃)は浅海域に発生した貧酸素水塊の岸沖方向スケールをもとにいずれも10kmとした。また, それぞれのBoxを上下2層に分割し, 上層厚(H)は各Boxともに5mとし, 下層厚はSt. 4, 10, 12の水深を考慮して, Box 1(H₁), Box 2(H₂), Box 3(H₃)のそれぞれについて2m, 10m, 17mとした。さらに, Box 1の上層には, 各観測日でのSt. 4の0~5mの水温平均値(T₁)を, 下層には同じく6m~底層の水温平均値(T₁')を与えた。同様にBox 2にはSt.10の水温の観測値(T₂, T₂')を, Box 3にはSt.12の水

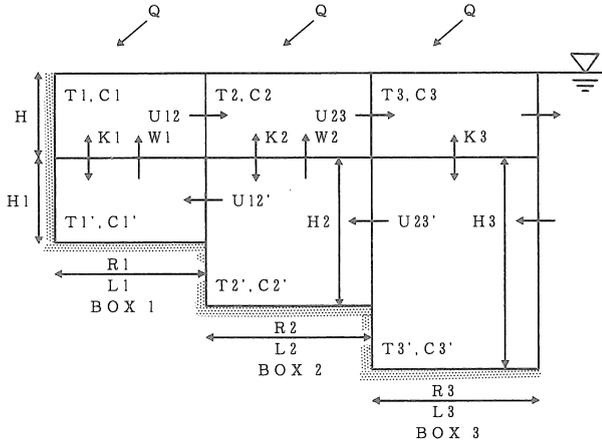


Fig.3-8. Two-layer box model for the estimation of parameters of the physical and biological chemical processes. Parameters depicted in this figure is as follows ; T : observed temperature, C : observed DO, U_{12} : horizontal velocity between the box 1 and box 2, U_{23} : horizontal velocity between the box 2 and box 3, W : vertical velocity, K : vertical diffusivity, Q : heat flux through the sea surface, H : thickness of the upper layer, H_1, H_2, H_3 : thickness of the lower layer box 1, 2 and 3, L : length of the box, R: oxygen consumption rate in the lower layer. Primed variables mean the variables in the lower layer. Subscripts mean the number of the box.

温の観測値 (T_3, T_3') を与えた。各Boxにおける水温の1週間の時間変動を支配する物理パラメータは、表面加熱量 (Q), Box 1 ~ 2 間の上層の水平流速 (U_{12}), Box 2 ~ 3 間の上層の水平流速 (U_{23}), Box 1 ~ 2 間の下層の水平流速 (U_{12}'), Box 2 ~ 3 間の下層の水平流速 (U_{23}'), Box 1, 2 での上下層間の鉛直流速 (W_1, W_2), Box 1, 2, 3 での上下層間の鉛直拡散係数 (K_1, K_2, K_3) の10個である。なお, Box 3 の鉛直流速については、岸から離れているため、Box 1, 2 のそれに比べて十分小さいと考え、無視した ($x=L_1+L_2+L_3$ での上下層の水平流量は、 $x=L_1+L_2$ でのそれに等しい)。モデルの鉛直軸 (z) は海表面を原点とし、上向きを正、また、水平軸 (x) は岸を原点とし、沖向きを正とした。水温場の時間変化を支配する方程式は、次の通りである。

まず、観測間隔 (約1週間) で平均的にみると、上下層の流量和は0であると仮定できるので、

$$U_{12}H + U_{12}'H_1 = 0 \quad (1)$$

$$U_{23}H + U_{23}'H_2 = 0 \quad (2)$$

とおける。さらに、連続の条件から、

$$W_1L_1 = U_{12}H \quad (3)$$

$$U_{23}H - U_{12}H - W_2L_2 = 0 \quad (4)$$

が成り立つ。境界条件を $x=L_1+L_2+L_3$ で

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0 \quad (5)$$

と仮定する。

(1) ~ (5) 式の条件を用いると、水温の移流拡散方程式は、以下のように表わすことができる。ここで、Q は海面を通しての加熱量、 ρ は海水密度、C は海水比熱、t は時間を表わす。

$$HL_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} = -H \left(\frac{T_2 - T_1}{2} \right) U_{12} - 2L_1 \left(\frac{T_1 - T_1'}{H + H_1} \right) K_1 + \frac{QL_1}{C\rho} \quad (6)$$

$$H_1L_1 \frac{\partial T_1'}{\partial t} = H \left(\frac{T_2' - T_1'}{2} \right) U_{12} + 2L_1 \left(\frac{T_1 - T_1'}{H + H_1} \right) K_1 \quad (7)$$

$$HL_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} = H \left(\frac{T_1 - T_2'}{2} \right) U_{12} - H \left(\frac{T_3 - T_2'}{2} \right) U_{23} - 2L_2 \left(\frac{T_2 - T_2'}{H + H_2} \right) K_2 + \frac{QL_2}{C\rho} \quad (8)$$

$$H_2L_2 \frac{\partial T_2'}{\partial t} = -H \left(\frac{T_1' - T_2}{2} \right) U_{12} + H \left(\frac{T_3' - T_2}{2} \right) U_{23} + 2L_2 \left(\frac{T_2 - T_2'}{H + H_2} \right) K_2 \quad (9)$$

$$HL_3 \frac{\partial T_3}{\partial t} = H \left(\frac{T_2 - T_3}{2} \right) U_{23} - 2L_3 \left(\frac{T_3 - T_3'}{H + H_3} \right) K_3 + \frac{QL_3}{C\rho} \quad (10)$$

$$H_3L_3 \frac{\partial T_3'}{\partial t} = -H \left(\frac{T_2' - T_3'}{2} \right) U_{23} + 2L_3 \left(\frac{T_3 - T_3'}{H + H_3} \right) K_3 \quad (11)$$

(1)~(11)に、観測された1週間毎の水温を与えることによって、設定された10個の物理パラメータ ($U_{12}, U_{12}', U_{23}, U_{23}', W_1, W_2, K_1, K_2, K_3, Q$) の1週間毎の

時系列を得ることができる。なお、水平拡散項は、他の項のオーダーより小さくなると考え、無視した。

次に、各Boxに水温と同様にして、観測された酸素濃度を与えた(上層に $C_1 \sim C_3$ 、下層に $C_1' \sim C_3'$)。酸素は水温と同様に移流・拡散されるが、躍層以深である各Box下層では、新たに生化学的な酸素消費過程が加わる。下層の酸素濃度の時間変化を支配する方程式は(12)~(14)で表わされる。なお、移流項に関しては、上層で沖向き、下層で岸向きという鉛直循環を想察したうえで前進差分を用いている。

$$H_1 L_1 \frac{\partial C_1'}{\partial t} = H(C_2' - C_1')U_{12} + 2L_1 \left[\frac{C_1 - C_1'}{H + H_1} \right] K_1 - R_1 H_1 L_1 \quad (12)$$

$$H_2 L_2 \frac{\partial C_2'}{\partial t} = H(C_3' - C_2')U_{23} + 2L_2 \left[\frac{C_2 - C_2'}{H + H_2} \right] K_2 - R_2 H_2 L_2 \quad (13)$$

$$H_3 L_3 \frac{\partial C_3'}{\partial t} = + 2L_3 \left[\frac{C_3 - C_3'}{H + H_3} \right] K_3 - R_3 H_3 L_3 \quad (14)$$

(12)~(14)に、先に求めた10個の物理パラメータと、観測日毎の酸素濃度を代入することにより、各Box下層における酸素消費速度 R_1 、 R_2 、 R_3 、の1週間毎の時系列を得ることができる。この時の酸素消費速度は下層水による消費だけでなく、底泥による消費も含んでいる。

4. 考察

ボックスモデル解析によって得られた物理パラメータのうち、上層の水平流速(U_{12} 、 U_{23})、Box 1、2での鉛直拡散係数(K_1 、 K_2)、海面加熱量(Q)の時系列をFig.3-9に示す。上層流速は観測期間を通して正の値であり、(1)、(2)式より、上層で沖向き、下層で岸向きの鉛直循環パターンが維持されていたことが分かる。また、流速および鉛直拡散係数は6月中旬から7月中旬にかけてBox 1、2で低くなる傾向を示した。これは、この時期の各測点における成層構造の発達に対応したものである。また、7月30日前後に見られる水平流速や鉛直拡散係数の著しい増加は、前述した台風の接近に伴う混合による。

Fig.3-10にBox 1、2下層での酸素消費速度(R_1 、 R_2)の時系列を示す。図にはこれらとあわせて、Box 1と同じ浅海域に位置するSt. 5での底層の酸素消費速度の実測値を黒丸で示した。3回の実測値の範囲は限られているが、その範囲ではほぼ一致している。浅海域に

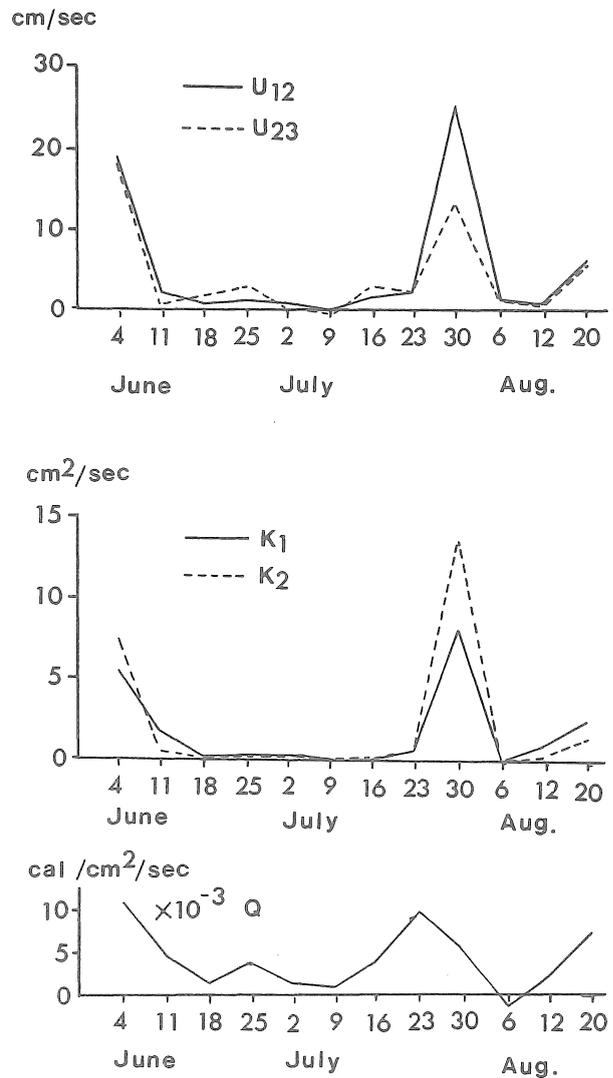


Fig.3-9. Temporal fluctuations of calculated horizontal velocity (U_{12} , U_{23}), the vertical diffusivity (K_1 , K_2) and the heat flux through the sea surface (Q).

相当するBox 1の酸素消費速度の計算値(R_1)は、6月25日、7月23~30日、8月20日周辺で一時的に増加した。このような時間的変動は R_2 にも見られるが、その変動幅は R_1 に比べ小さい。また、観測期間中の平均的な酸素消費速度も、 R_2 ($=0.22\text{mgO}_2/\text{l}/\text{day}$)は R_1 ($=2.61\text{mgO}_2/\text{l}/\text{day}$)と比べて小さかった。

以上の解析で得られた各パラメータを用いて、移流、拡散、生化学的な酸素消費といった(12)、(13)式の右辺各項が、観測期間中の貧酸素水塊形成、つまり左辺の時間変化項にどのように関わっていたかを検討し、水平方向の移流過程が貧酸素水塊形成に果たす役割や、形成に関する時間スケールを支配する要因について考察する。

Box 1での酸素保存式(12)とBox 2の(13)式の各項の時

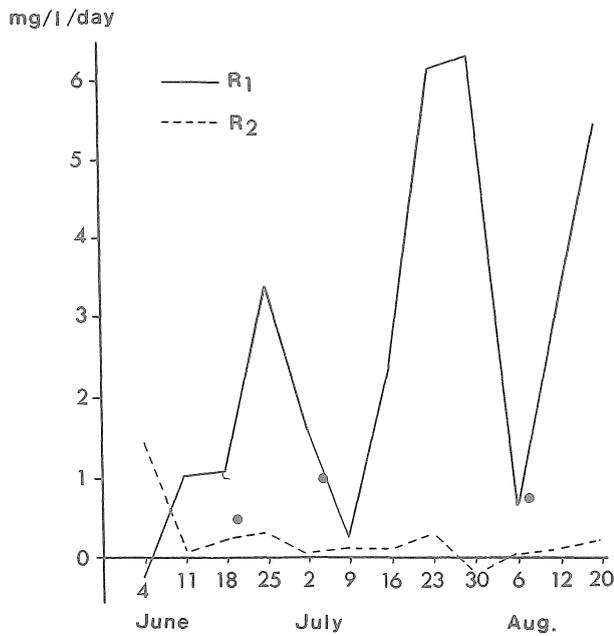


Fig.3-10. Temporal fluctuations of calculated oxygen consumption rates in the lower layers of Box 1, 2(R_1 , R_2). Closed circles are oxygen consumption rates observed at St.5.

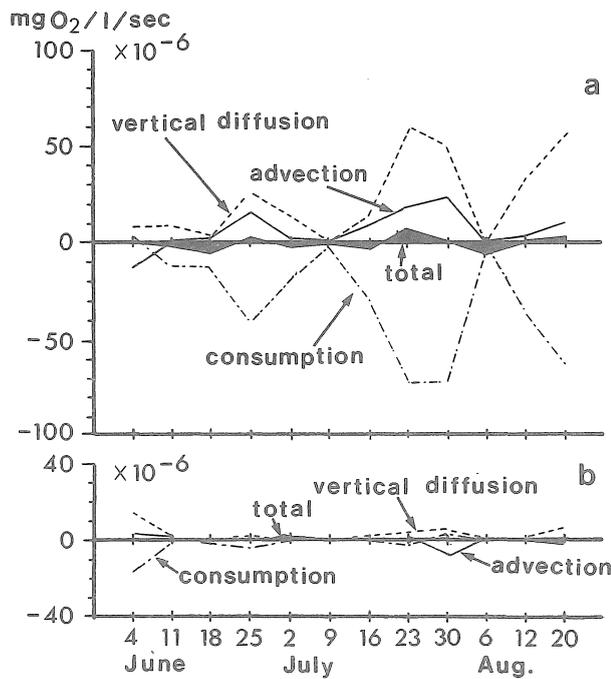


Fig.3-11. Temporal fluctuations of each term contributed to the DO conservation in the lower layers of Box 1(a) and Box 2(b). The positive value indicates the increase of the DO and the negative indicates the decrease. Total in this figure indicates an aggregate of the positive and the negative value.

系列をFig.3-11 (a), (b) に示す。観測期間中の平均値はBox 1で、移流項が $6.4 \times 10^{-6} \text{mg O}_2/\text{l}/\text{s}$ 、鉛直拡散

項が $23.5 \times 10^{-6} \text{mg O}_2/\text{l}/\text{s}$ 、そして生化学的な酸素消費項が $-30.2 \times 10^{-6} \text{mg O}_2/\text{l}/\text{s}$ であった。これより、浅海域に相当するBox 1での酸素の供給は全体の約80%が鉛直拡散過程によって、約20%が水平移流過程によってなされたことが分かった。Fig.3-11(a)に示すBox 1の移流項と拡散項の時間的変動パターンは、Fig.3-9の水平流速(U_{12})や鉛直拡散係数(K_1)のそれとは一致しない。このことは、酸素濃度の空間勾配の増減が酸素供給量の増減を左右することを示している。つまり、浅海域で貧酸素化が局所的に進行して周囲との濃度勾配が増加すれば、その結果として移流・拡散に伴う酸素の供給量が増え、貧酸素化の解消がはかられている。浅海域よりも10kmほど沖合に相当するBox 2での各項の平均値は移流項が $-0.3 \times 10^{-6} \text{mg O}_2/\text{l}/\text{s}$ 、鉛直拡散項が $2.8 \times 10^{-6} \text{mg O}_2/\text{l}/\text{s}$ 、そして生化学的な酸素消費項が $-2.5 \times 10^{-6} \text{mg O}_2/\text{l}/\text{s}$ であった。これより、Box 2での酸素収支は鉛直拡散による供給と生化学的な酸素消費の2過程間でほぼ閉じており、水平移流は浅海域ほど現象に関与していないことが分かった。移流項の平均値が負の値を示しているのは、7月30日に比較的大きな負の値になっているからで、これは、台風に伴う水平移流がBox 2よりもさらに沖合の低酸素濃度水を底層に運んできたためと考えられる。酸素濃度の観測結果から明らかなように、当海域の浅海域では貧酸素化は1週間以内という短時間のうちに進行する。貧酸素化が進行した6月25日や7月23日には、Box 1で生化学的な酸素消費項が著しく増加している。同時期に鉛直拡散や水平移流は酸素供給量を増加させているので、浅海域における急激な貧酸素化の進行は酸素供給量の低下に伴うのではなく、生化学的な酸素消費量(ひいては酸素消費速度)の一時的・局所的な増加によると結論づけられる。

第2節 酸素消費速度の変動要因

1. はじめに

前節において、豊前海における貧酸素水塊形成機構を明らかにするため、水温や溶存酸素濃度等の観測結果をボックスモデルにより解析した。その結果、豊前海の貧酸素水塊は主に水深10m以浅の浅海域の下層で形成され、1週間以内という短時間で貧酸素化が進行することが分かった。さらに急激な貧酸素化の進行は、鉛直拡散や水平移流といった物理的な条件による酸素供給量の低下だけでは説明がつかず、生化学的な酸素消費速度の一時的・局所的な増加によると結論づけられた。以上のことから、本節では、1992年の夏季に現場と室内で測定した底層水

と底泥の酸素消費速度から、豊前海の浅海域における下層での酸素収支の変動を検討した。そして、前節では結論に至らなかった酸素消費速度の変動要因についても考察した。

2. 調査方法と分析

2. 1 定点調査

Fig.3-1に示したSt.4(水深8m)で1992年6月2日から8月25日にかけて1週間毎に観測を行い、表層から底層まで、0.5m深毎の水温と塩分(アレック電子STD, AST1000M)、1m深毎の溶存酸素濃度(YSI溶存酸素計, M58)及び5m深毎の光量子数(Biospherical光量子計, QSP170, 200)を測定した。さらに、バンドーン採水器を使って、表層(0.5m深)と底層(底上1m)から採水を行うと共に、KK式柱状採泥器(木保ら, 1960)を用いて採泥し、表面から約5mm深までの底泥を分取した。採取した試料は、保冷してその日のうちに実験室に持ち帰り、直ちに以下の処理を行った。なお、1992年7月1日から7月31日までの1カ月間、St.4の底層(底上1m)で流向、流速を測定した。

2. 1. 1 海水の測定項目と方法

クロロフィル a (Chl. a)とフェオ色素: Lorenzenの方法(1967)に準じた。

懸濁態有機炭素(POC): 海水500mlをグラスファイバーろ紙(ワットマンGF/B, 事前に450℃で2時間燃焼)でろ過した。ろ紙を低温(60℃)で乾燥後、デシケーターに保存し、後日NC分析器(住友化学, NC80)を使用して測定した。

底層水の酸素消費速度: 三好(1990)の方法に準じた。すなわち、海水(底層水)を50 μ mのネットでろ過し、大型の動物プランクトン等を取り除いた。この試水を300ml容の孵卵瓶3本に分注し、孵卵瓶用酸素センサーを取り付けた溶存酸素計を使用して、培養前の酸素濃度を測定した。密栓をして、23℃の恒温室で暗条件下において24時間静置培養した後、前記と同様の方法で酸素濃度を測定し、培養前と培養後の酸素濃度の差から酸素消費速度を算出した。

2. 1. 2 底泥の測定項目と方法

有機炭素(TOC): 試料を1N塩酸で一昼夜処理した後、少量の蒸留水で洗浄し、乾燥後、NC分析器(住友化学, NC80)を使用して測定した(小椋, 1986)。

底泥の酸素消費速度: 100ml容の孵卵瓶3本にそれぞれ

5ml容のプラスチック注射筒の先を切ったものを用いて湿泥の約1gを正確に計り取り、これにあらかじめ酸素濃度を測定したろ過海水を気泡が混入しないようにサイホンで静かに分注し、密栓をして、23℃の恒温室で暗条件下において24時間静置培養した。この時、注入したろ過海水の培養も同様に行った。培養後に底層水の酸素消費速度の項と同様の方法で酸素濃度を測定し、培養前と培養後の酸素濃度の差から注入したろ過海水による酸素消費量を差引いて底泥の酸素消費速度を算出した。同時に底泥の水分含量を測定し、結果は乾泥量当たりの値で示した。

2. 2 現場での酸素消費速度の測定

室内実験で得られた酸素消費速度の検証、さらには、光合成に伴う酸素供給量の見積りを目的として、1992年6月10日から8月21日にかけて8回、ベルジャー型の容器と300ml容の孵卵瓶を用いて、底層水と底泥の酸素消費速度をSt.4において測定した。容器は内径60cm、内容積26lの塩化ビニール製で、蓋ははずした状態で底泥を巻き上げないように容器を静かに船上からロープで垂下し、海底上に設置した。約30分後に潜水により容器内に攪拌器付き酸素センサーを取り付け、蓋をした。酸素センサーは船上の溶存酸素計と接続しており、溶存酸素計に接続した記録計で容器内の溶存酸素濃度の変化を記録した。容器は表面を黒く塗り、光の透過を防いだ。

孵卵瓶は明瓶と暗瓶の二種類を各5本準備した。バンドーン採水器を用いて採水した底層水を50 μ mのネットでろ過し、大型の動物プランクトン等を取り除き、試水とした。試水をサイホンで明瓶と暗瓶に分注し、孵卵瓶用酸素センサーを取り付けた溶存酸素計を使用して培養前の酸素濃度を測定した。密栓後、海底上1mに24時間垂下し、その後の酸素濃度を測定した。垂下前後の酸素濃度の差から底層水の酸素消費速度を算出した。測定時の底層水温は21.1~25.7℃の範囲にあった。

3. 結果と考察

3. 1 現場観測で得られた酸素濃度と密度の時間的変化

St.4で測定された酸素濃度及び密度(σ_t)の鉛直プロファイルの時間変化をそれぞれFig.3-12(a)(b)に示す。酸素濃度の変化をみると7月14日及び8月11日に急激に下層での酸素濃度の低下がみられ、1週間以内という短時間で貧酸素化が進行したことが分かる。このような浅海域での底層水の酸素濃度の変動は1991年にも観察されており、前節のボックスモデル解析で指摘された酸

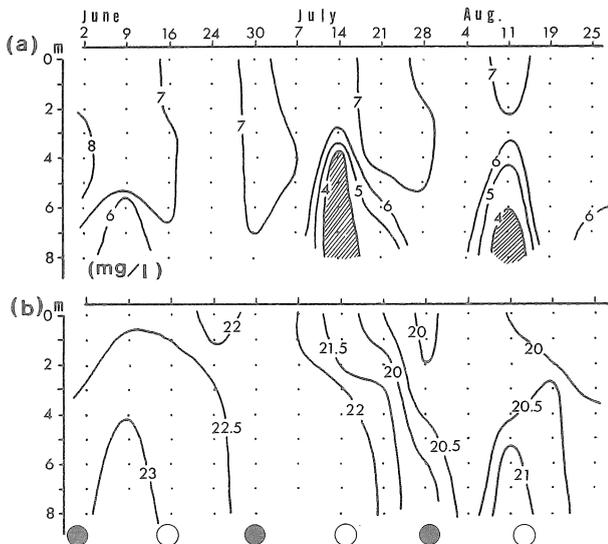


Fig. 3-12. Temporal fluctuations of DO (a) and sigma-t (b) profiles, respectively. The shaded area indicates the value less than 4 mgO₂/l. Open circles denote the full moon and closed circles the new moon.

酸素消費速度の一時的な増加が、1992年においてもあったことを伺わせる。密度の変化をみると、6月上旬から中旬までは若干の成層状態が認められる。7月14日から28日及び8月11日から19日に底上4m付近に密度躍層が形成されており、この時期に成層が強固になっていたことが分かる。一方、6月30日から7月7日及び8月4日には躍層は消滅しており、成層が崩壊していたことを示している。酸素濃度と密度の変動を対応させてみると、酸素濃度の低下がみられた7月14日と8月11日はいずれも成層が再形成された時である。Takeoka *et al.* (1986) は、燧灘において、強風と日射の低下による一時的な成層の破壊がきっかけとなって貧酸素水塊が形成される場合があると記述している。また、関・飯塚 (1990)* は、大村湾において、強風による鉛直混合に起因して貧酸素水塊が消滅し、その直後に酸素消費速度が増加して再び貧酸素化することを報告している。成層の崩壊に伴う現象が酸素消費速度を増加させる要因の一つになっていることが、これらの報告からも示唆される。

3. 2 室内で測定した底層水と底泥の酸素消費速度の変動

Fig. 3-13には室内で測定した底層水の酸素消費速度の変動を示す。底層水の酸素消費速度は測定毎に大きく変動しており、最小と最大との比は約7倍であった。この変動と底層水中のPOC濃度との関係を示したのが

Fig. 3-14である。比較的良好な正の相関（5%の危険率で有意）がみられ、水中の酸素消費速度は水中に懸濁している有機物濃度に依存していることが分かる。

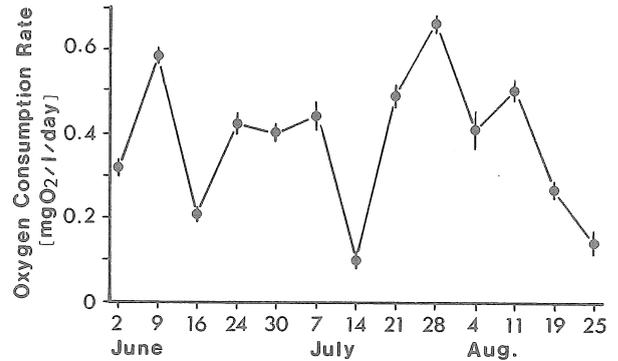


Fig. 3-13. Temporal fluctuation of *in vitro* oxygen consumption rate in the bottom water incubated in 23°C. Circles and vertical lines indicate the mean value and standard deviation, respectively.

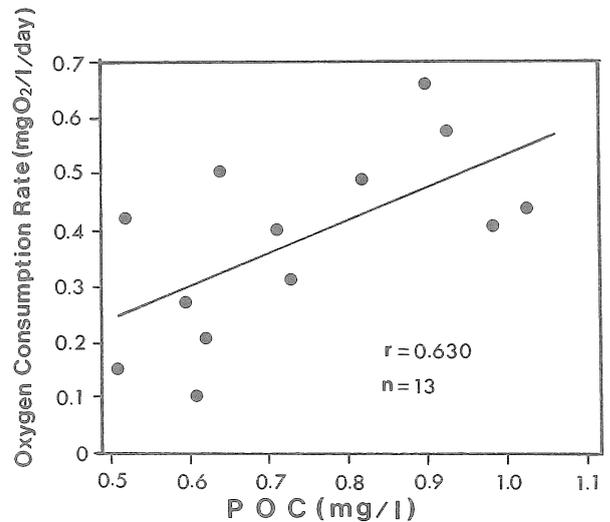


Fig. 3-14. Relationship between the *in vitro* oxygen consumption rate and POC in the bottom water.

Fig. 3-15には底泥の酸素消費速度の変動を示す。6月9日は欠測となっている。6月2日から7月14日までは測定毎に変動がみられるが、7月21日以降の変動は小さい。底泥の場合、最小と最大の比は約1.7倍で、底層水による酸素消費速度の変動比に比べるとはるかに小さかった。

3. 3 現場で測定した酸素消費速度の変動

ベルジャー型の容器を用いて測定した酸素消費量には底泥と底層水による酸素消費が含まれる。容器を用いて

* 関 霽虹・飯塚昭二 (1990) : 平成2年度日本水産学会春季大会要旨集, p.160.

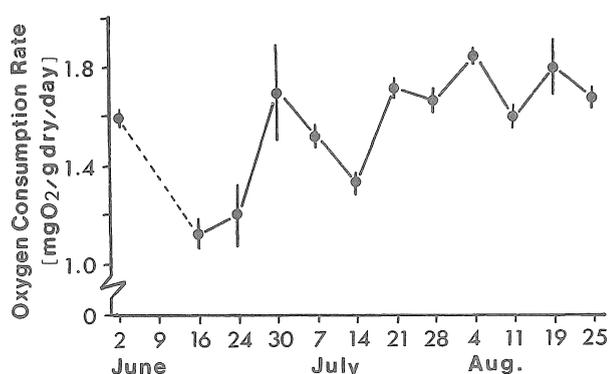


Fig.3-15. Temporal fluctuation of *in vitro* oxygen consumption rate in the bottom sediment incubated in 23°C. Circles and vertical lines indicate the mean value and standard deviation, respectively.

測定した酸素消費量から、暗瓶による底層水の酸素消費量を差し引き、底泥による酸素消費速度を算出した。結果をTable 3-1に示す。明瓶での負の値は培養中に酸素が増加したことを示しており、明瓶と暗瓶による酸素消費速度の差は植物プランクトンの光合成作用による酸素生産速度である。暗瓶と明瓶の測定値はともに測定毎に大きく変動しているが、底泥による酸素消費速度の変動幅は小さい。暗瓶での値は室内での測定値に比べるとやや高い。底層水の測定値が測定毎に大きく変動していることと底泥の測定値の変動が小さいことは、室内での測定結果と一致している。

3. 4 底層水中の酸素収支

前節において貧酸素水塊は躍層以深で形成されることが明らかにされた。そこで、Table 3-1に示された現場における酸素消費の測定結果から、躍層下の酸素収支を算出した。すなわち、躍層の位置をFig.3-12 (b) から

海底上4mとし、暗瓶による測定値、及び明瓶と暗瓶による測定値の差の値を用い、それぞれ4mの水柱当りに換算して、躍層下の海水による酸素消費速度と植物プランクトンの光合成作用による酸素生産速度を算出した。結果をFig.3-16に示す。底層水による酸素消費は、常に底泥による酸素消費を上回っており、8月20~21日の測定を除くとその割合は80~90%を占めていた。光合成による酸素生産速度は、7月22~23日と7月29~30日の値がそれぞれ3.90、4.84mgO₂/l/dayと高く、これらの値は底層水と底泥による酸素消費速度を上回っていた。このことは、St.4において、成層が維持され、酸素供給

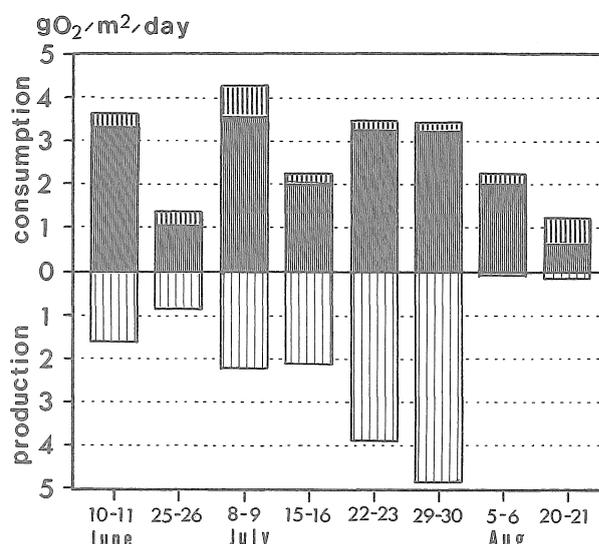


Fig.3-16. Diagrammatic representation of oxygen consumption and production rates below the pycnocline using the values in Table 3-1. Pycnocline was assumed to be 4m above the bottom. Narrow and middle stripes indicate oxygen consumption rates in the bottom water and sediment, respectively. Wide stripe indicates oxygen production rate in the bottom water.

Table 3-1. *In situ* measurement of oxygen consumption of sediment by Bell jar, and oxygen consumption and production of bottom water by light and dark bottles from June to August, 1992.

Date	Bell jar		Light & Dark Bottle	
	Oxygen consumption rate	Dark bottle (D)	Light bottle (L)	Oxygen production rate (D-L)
	(mgO ₂ /m ² /day)	(mgO ₂ /l/day)	(mgO ₂ /l/day)	(mgO ₂ /l/day)
1992 June 10-11	351	0.82	0.41	0.41
June 25-26	308	0.27	0.05	0.22
June 8-9	736	0.89	0.33	0.56
June 15-16	275	0.50	-0.03	0.53
June 22-23	211	0.82	-0.15	0.97
June 29-30	225	0.81	-0.40	1.21
Aug. 5-6	282	0.50	0.49	0.01
Aug. 20-21	605	0.16	0.11	0.05

が阻害されていたはずの7月後半に、貧酸素水塊が解消された事実 (Fig.3-12) と一致する。豊前海浅海域での貧酸素化を考える場合、底層水中における酸素消費速度の変動と、底層での植物プランクトンの光合成作用に伴う酸素供給が重要であることが分かる。

3. 5 酸素消費速度の変動要因

室内で測定した底層水の酸素消費速度は、現場で測定した酸素消費速度の測定結果と同様に、測定毎に変動していた。この底層水の酸素消費速度と底層水中のPOC濃度との間には比較的良好な正の相関が認められた (Fig.3-14) ことから、現場における底層水中の酸素消費速度の変動も、底層水中に存在する懸濁態有機物濃度の時間的変動に依存していると考えられる。

そこで、底層水中の懸濁態有機物濃度の時間的変動が何に起因しているのかを考察したい。まず、底層水中の懸濁態有機物濃度の変動原因を考える前に、その物質の由来を明らかにする。観測期間中、毎週測定されたSt. 4の底層水のPOC濃度とChl. *a*+Pheo色素濃度との関係を調べたところ

$$POC = 36 \times (\text{Chl. } a + \text{Pheo色素}) + 536 \quad (r = 0.60, n = 13)$$

という一次相関が得られた (5%の危険率で有意)。ここで、係数36は植物プランクトンのみに関係する数値であり、この係数に底層水のChl. *a*+Pheo色素濃度を乗ずることによって底層水の植物プランクトンに由来するPOC濃度を求めることができる (門谷・岡市, 1987)。さらに、底層水のPOCの測定値から植物プランクトンに由来するPOC量を差し引けば非植物プランクトンに由来するPOC濃度が算出できる。結果をFig.3-17に示す。図から底層水中に現存していた懸濁態有機物の起

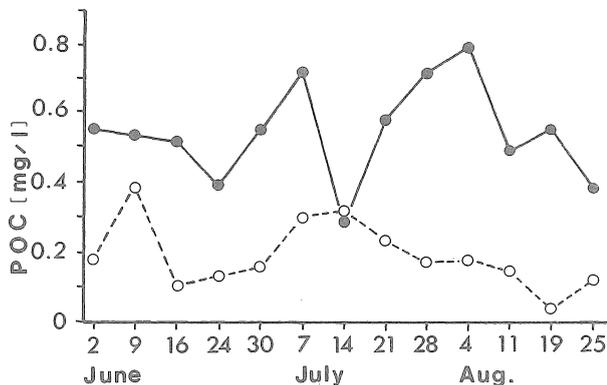


Fig.3-17. Temporal fluctuations of POC fractions estimated from non-phytoplankton (closed circles) and from phytoplankton (open circles) in 1992.

源として、非植物プランクトンに由来するものの占める割合が大きいが分かる。7月7日と8月4日にピークがみられるが、この時の有機物の分解に伴う酸素消費が、それぞれ1週間後の7月14日と8月11日の底層における貧酸素化 (Fig.3-12(a)) をもたらしたものと推察される。本調査点付近には比較的流量が多い河川が流入しており、河川から由来した有機物とも考えられるが、非植物プランクトン由来の有機物濃度の変動と降水量の変化 (Fig.3-18) とは一致しておらず、この時の有機物が外的な要因 (河川からの供給、降雨等) によって供給され、ピークを形成した状況は考えにくい。一度、底層に沈積した有機物が何等かの物理的な擾乱によって、再懸濁したものと考えられる。Fig.3-19(a), (b) に貧酸素水塊が出現した7月の流速の生データと25時間移動平均した残差流の時系列を示す。図から、この時期の残差流は数cm/s以下ときわめて弱く、当海域に卓越していた流動は主に半日周潮流成分であったことが分かる。さらに、非植物プランクトン由来の有機物濃度がピークを示した7月7日と8月4日は、いずれも大潮から小潮へ向かう成層の崩壊時期 (Fig.3-12(b)) と一致していることより、1992年のPOCの変動 (Fig.3-17) に現われている底層沈積物の再懸濁は潮流によってなされたものと推察される。ただ、Fig.3-19を見る限り7月7日の潮流成分は特に大きくはない。

前述したように、現場での測定において、底層水と底泥による酸素消費量を上回る光合成量が測定された (Fig.3-16)。Platt and Jassby (1976) は植物プランクトンによる光合成活性と光強度の関係を測定しており、その結果を光合成-光曲線で描いている。それによる光の補償点は約 $4 \mu E/m^2/s$ で、最大の光合成活性は約 $200 \mu E/m^2/s$ 以上で得られている。観測期間中、毎週測定されたSt. 4における底層の光強度の変動をFig.3-20

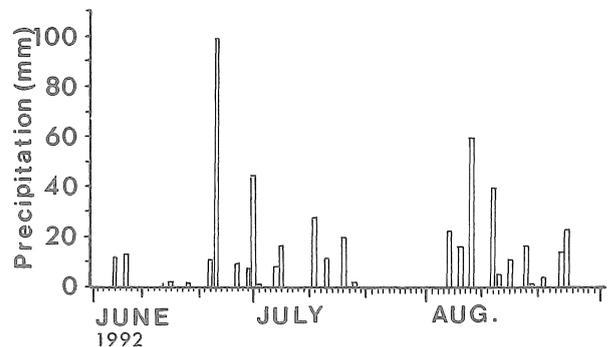


Fig.3-18. Temporal fluctuation of daily precipitation at Buzen area in summer, 1992.

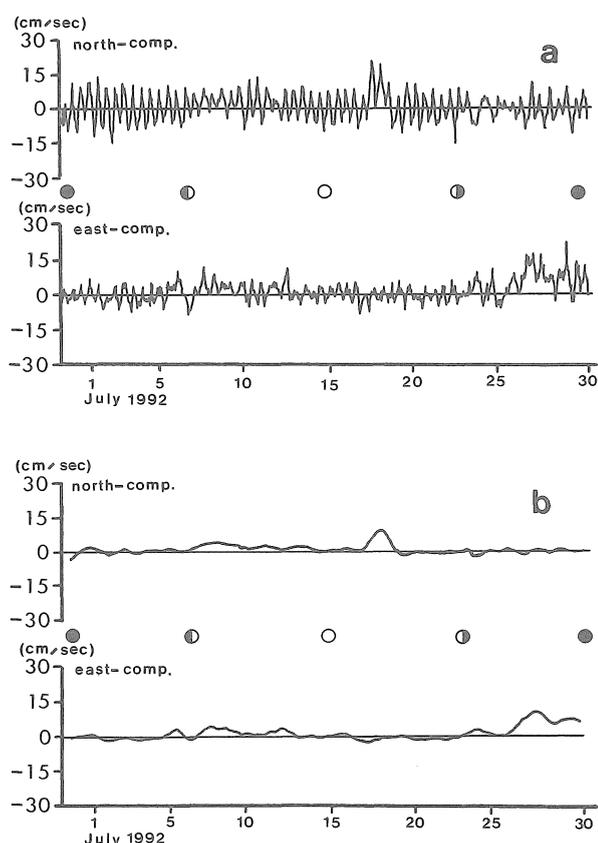


Fig. 3-19. Temporal fluctuations of velocity (a) and residual flow (b) measured at 1m above the bottom at St.4 from July 1 to 31, 1992.

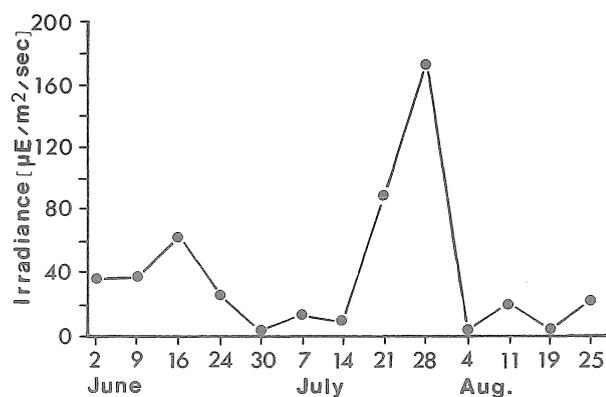


Fig. 3-20. Temporal fluctuation of irradiance observed at 1m above the bottom at St.4 in summer, 1992.

に示す。平均で $38 \mu E/m^2/s$ の値が得られており、 $4 \mu E/m^2/s$ 以下の値が測定されたのはわずか3回であった。これから推測すると、豊前海浅海域の底層では、夏季の好天の日には、植物プランクトンが光合成を行うに十分な光強度が得られると考えられる。一般に、成層した夏季の底層水中の栄養塩濃度は高く、底層においては栄養塩が光合成の律速因子となる可能性は小さい。光合

成作用によって生産された酸素が貧酸素水塊の消長に影響を及ぼすことが推察される。

本調査結果から、以下のようなことが明らかにされた。躍層下での酸素消費は主に底層水の消費に依存しており、底泥による消費は小さかった。躍層下においても植物プランクトンの光合成作用によって酸素が生産されており、時には消費を上回る酸素が生産されていた。底層水の酸素消費速度は時間的に変動しており、それは底層水中の懸濁態の有機物濃度に律されていた。豊前海浅海域での貧酸素化を考える場合、底層水中の有機物濃度の変動と植物プランクトンの光合成作用による酸素供給量の変動が重要であることが分かった。

第4章 酸素消費過程

第3章において、本海域における貧酸素化の進行には、下層での酸素消費速度の変動が大きく関与していることを明らかにした。

下層水中における酸素消費過程には大きく分けて次のふたつの要素が考えられる。そのひとつは水中に懸濁、沈降あるいは溶存している有機物による消費（例えば、Pratt and Berkson, 1959; Laevastu *et al.*, 1965; Ochi and Takeoka, 1986）であり、もうひとつは底層に堆積した有機物の分解、底泥に生息する大型・小型の底生動物の呼吸及び硫化物などの無機還元性物質による化学的な酸素消費（例えば、Pamatmat and Banse, 1969; Smith *et al.*, 1972; Smith, 1973; Kawai and Maeda, 1984）である。さらに、浅海域では下層での微細藻類の光合成による酸素供給の変動が、貧酸素水塊の消長に重要な役割を果たしていることが、Ochi and Takeoka (1986) や本論文第3章、第2節で指摘されている。下層水中での酸素濃度の変動に及ぼすこれらの寄与について明らかにすることは、貧酸素水塊の形成機構を理解する上で重要である。

本章では、現場で採取した懸濁物、沈降物、底泥及び底生動物等の酸素消費速度を実験室内で測定し、当浅海域下層における酸素消費過程を明らかにした。

まず、第1節では、懸濁物、沈降物及び底泥を採取し、それらの酸素消費速度とそれらに共存する微細藻類の光合成作用による酸素生産速度を測定し、当浅海域下層での生物・化学的な酸素収支を明らかにした。第2節では、 $300 \mu m$ 、 $8 \mu m$ 及び $1 \mu m$ のフィルターで下層水をろ過後、室内で培養し、それぞれの画分の酸素消費速度の測

定及び培養前後の細菌と微小プランクトン数の変化を調べることによって、細菌の呼吸活性と下層水中での浮遊微生物群集による酸素消費量を明らかにした。第3節では、夏季に出現量が多い大型底生動物の酸素消費量を実験室で測定し、それらの酸素消費特性を明らかにするとともに、現場での大型底生動物の現存量から、大型底生動物による酸素消費速度を見積もった。

第1節 浅海域下層における酸素収支

1. はじめに

当浅海域下層における生物・化学的酸素収支を明らかにするため、浅海域において底層水及び底泥を採取するとともに、セジメントトラップを設置して沈降物を捕集し、これらによる酸素消費量と各物質中に共存する微細藻類の光合成作用による酸素生産量を室内で測定した。その結果、下層での酸素収支に対して懸濁物を含む底層水による酸素消費と生産が大きく寄与していることが分かったのでこれらに関して考察する。

2. 試料と方法

2.1 試料の採取

1995年7月4日から8月30日にかけて、Fig.3-1に示したSt.4（水深8m）において底層水、沈降物及び底泥を6回採取し、これらを酸素消費速度の測定用と分析用試料とした。底層水はニスキン型採水器を用いて採水した。沈降物はセジメントトラップ（Montani *et al.*, 1988）を一昼夜現場に垂下して採取した。底層水の採取深度は底上2mとし、トラップの設置深度は、再懸濁した底層堆積物の混入をできるだけ防ぐため、躍層直下（多くの場合、底上4mであった）とした。底泥は、大型（内径70mm、長さ500mmの大きさで、透明プラスチック製の採泥管が装着できるように改良したKK式柱状採泥器（木俣ほか、1960）を用いて採取した。測定毎に10本を採泥し、うち3本は表面から約5mm深の底泥を分取、混合して分析用試料とし、残りはコアによる酸素消費速度の測定に供した。

調査期間中は調査日を含め毎週1回、調査点の水温と塩分（アレック電子STD, AST1000M）、溶存酸素濃度（YSI溶存酸素計, M58）及び光量子数（Biospherical光量子計, QSP170, 200）の鉛直分布を測定した。採取した試料は直ちに実験室に持ち帰り、その日の内に以下の処理を行った。

2.2 底層水

底層水を孔径100 μ mのネットでろ過し、大型の粒子等を除き、試水とした。

酸素消費速度と酸素生産速度：試水を、2種類の滅菌した300ml 孵卵瓶の明瓶と暗瓶に分注し（各3本立て）、培養した。培養は、光源に白色蛍光灯を使用し、現場の下層（底上2m）で測定された光強度（測定毎に異なっており、10.4~35.7 μ E/m²/sの範囲）に設定した恒温室（25 \pm 0.5 $^{\circ}$ C）で行い、培養時間は約20時間とした（三好, 1982）。この時、孵卵瓶中に攪拌子を入れ、軽く攪拌しながら培養を行った。スターラー付き孵卵瓶用酸素センサーを取り付けた溶存酸素計（YSI, M58）を使用して、培養前と培養後の酸素濃度を測定し、暗瓶の測定結果から、底層水中の有機物による酸素消費速度を、明瓶の測定結果から、微細藻類の光合成作用による酸素生産速度を計算した。

クロロフィル a （Chl. a ）とフェオ色素（Pheo-pigments）：底層水500mlをワットマンGF/Cフィルターで吸引ろ過した後、フィルターを共栓試験管に入れて95%アセトン10mlを加え色素を抽出し、吸光法で行った（Lorenzen, 1967）。

懸濁態有機炭素（POC）：底層水500mlを予め45 $^{\circ}$ Cで2時間燃焼処理したワットマンGF/Bフィルターでろ過し、少量の蒸留水で洗浄後、凍結保存し、その後凍結乾燥器を用いて乾燥した。これらの試料はデシケータに保存し、NC分析器（住友化学, NC80）を用いて有機炭素量を測定した（Mishima *et al.*, 1990）。また、乾燥後の重量と最初のフィルターの重量の差から、底層水中の懸濁物濃度も算出した。

2.3 沈降物

トラップ内の海水をサイホンで注意深く取り除き、これに約1カ月間暗所で保存したろ過海水（使用時にワットマンGF/Fフィルターで再ろ過した）を加えて1lとしたものを、測定用試料とした。試料を分取する時はトラップ内に攪拌子を入れ、スターラーで攪拌しながらサイホンで分取した。測定項目と測定方法は海水（2.2項）とほぼ同様であるが、有機炭素の測定ではろ過量を300mlとした。さらに、酸素消費量と生産量の測定試験では、注入したろ過海水の培養も同様に行い、ろ過海水によるブランクを補正した。この時の補正値はいずれの試験においても、試料の測定値の3%未満であった。

2.4 底泥

硫化水素 (H₂S) : 検知管法 (荒川, 1980) に準拠した。
 有機炭素 (TOC) : 乾燥泥約 1g に 1N 塩酸 5 ml を加え、一晩放置した後、蒸留水で 2 回洗浄し、乾燥後、NC 分析器 (住友化学, NC 80) を用いて測定した (小椋, 1986)。

コアを使用した酸素消費速度と酸素生産速度の測定 : 底泥の面積当たりの酸素消費速度と酸素生産速度を求めるため、コア内の直上水を注意深く除去し、ろ過海水と置換して培養を行った。この時の泥の厚さは約 20cm であり、加えた海水の量は約 1l であった。三種類の実験を行い、ひとつは全酸素消費速度 (生物学的酸素消費と化学的酸素消費を含めた酸素消費) を測定するために採泥管を黒いビニールシートで覆い、光の透過を防いだ。もうひとつは底泥中に生息する微細藻類の光合成作用による酸素生産速度を測定するため、光が透過する状態で培養した。三つめは底層堆積物中の硫化物等の無機還元物質による化学的酸素消費速度を測定するため、2% ホルマリン濃度のろ過海水を加えた。各実験とも 2 例を行った。培養は、現場の底泥直上 (底上 0.5m) の光強度 (1.8 ~ 15.4 μE/m²/s) に設定した恒温室 (25 ± 0.5°C) で、底泥を巻き上げないように軽く攪拌しながら (Fig.4-1), 4 時間行った (Carey, 1967)。コア内の酸素濃度はスターラー付き孵卵瓶用酸素センサーを取り付けた溶存酸素計を用いて測定した。

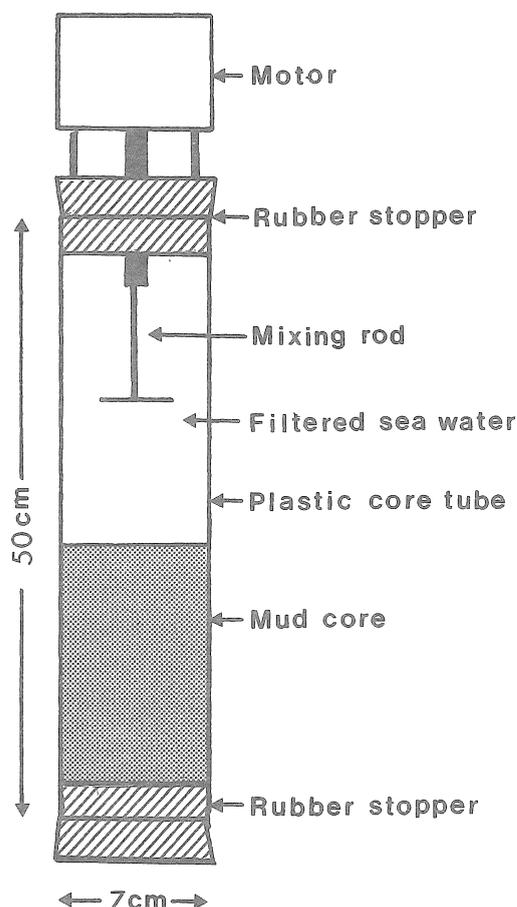


Fig.4-1. Diagrammatic representation of an experiment vessel for measurement of oxygen consumption of mud cores.

3. 結果と考察

3.1 底層水中の懸濁物、沈降物及び底泥中の有機炭素及び植物色素 (Chl. a とフェオ色素) 濃度の比較

底層水中の懸濁物、沈降物及び底泥中の有機炭素、Chl. a 及びフェオ色素の測定結果、さらに、Chl. a + フェオ色素 (以下、総 Chl. a と記す) 濃度に対する Chl. a 濃度の割合を求め、それぞれの平均値と最小値、最大値を

Table 4-1 に示す。各物質中の有機炭素、Chl. a 及びフェオ色素濃度を平均値で比較すると、有機炭素と Chl. a は懸濁物 > 沈降物 > 底泥の順であり、フェオ色素は沈降物 > 懸濁物 > 底泥の順であった。懸濁物の有機炭素濃度に対する沈降物と底泥の有機炭素濃度の割合は、それぞれ 59% と 2% であり、Chl. a ではそれぞれ 34% と 0.8% であった。

Table 4-1. Mean Chemical compositions with minimum and maximum values of suspended particles (SUP) in the bottom sea water, sinking particles (SIP) and bottom sediment (BS).

	unit:mg/g dry		
	SUP Mean (Min~Max)	SIP Mean (Min~Max)	BS Mean (Min~Max)
TOC	85.2(50.8~115.2)	50.7(43.6~56.7)	17.0 (16.4 ~17.5)
Chl. a	0.50(0.27~0.95)	0.17(0.06~0.32)	0.004(0.001~0.009)
Pheo-pigments	0.19(0.11~0.28)	0.37(0.08~0.64)	0.042(0.027~0.052)
T-Chl. a*	0.69(0.38~1.23)	0.54(0.15~0.75)	0.046(0.036~0.053)
Chl. a/T-Chl. a*	0.71(0.66~0.77)	0.36(0.13~0.54)	0.09 (0.02 ~0.25)

* : Chl. a + Pheo-pigments

このように各物質中の有機物濃度や植物色素濃度に差があることが分かった。Table 4-1 に示された各項目について、平均値の違いについて検定を行ったところ、全ての項目において1%の危険率で有意差が認められた。そこで、さらに各項目について最小有意差法で各物質間の対比較を行い、Table 4-2 に示す結果を得た。有機炭素濃度とChl. a濃度/総Chl. a濃度比を基準にすると、各物質はお互いに性質の異なる物質であると判定された。また、Chl. a濃度からは懸濁物と沈降物の間に、総Chl. a濃度からは沈降物と底泥の間に有意差が認められた。

Table 4-2. Comparison each chemical composition for suspended particles (SUP), sinking particles (SIP) and bottom sediment (BS) using the Least Significant Difference method.

TOC	SUP > SIP > BS
Chl. a	SUP > SIP = BS
Pheo-pigments	SIP > SUP = BS
T-Chl. a*	SUP = SIP > BS
Chl. a/T-Chl. a*	SUP > SIP > BS

*:Chl. a + Pheo-pigments

以上の結果から、三者の特徴を述べると、懸濁物は最も有機物に富んでおり、微細藻類の生細胞が多く、沈降物は微細藻類に由来するデトリタスが多く、底泥は、懸濁物や沈降物に比べて、有機物や微細藻類が著しく少ない物質といえる。それらの酸素消費速度や生産速度に差があることが推察される。

3. 2 酸素消費速度

孵卵瓶を使用して測定した底層水と沈降物の酸素消費速度、コアを使用して測定した底泥の酸素消費速度をTable 4-3 に示す。明瓶による測定値は呼吸作用による酸素消費と光合成作用による酸素生産との収支を表わしており、明瓶による測定値から暗瓶による測定値を差し引くと光合成作用による酸素生産速度が得られる。

Table 4-3 には底層水中の懸濁物と沈降物の光合成作用による酸素生産速度と試験時の光強度もあわせて示した。

3. 2. 1 底層水

暗瓶による酸素消費速度は平均で $22 \mu\text{gO}_2/\text{l/hr}$ 、明瓶によるそれは平均で $-14 \mu\text{gO}_2/\text{l/hr}$ （-の値は孵卵瓶中で酸素が増加したことを示す）の値を示し、両者の間には明らかな差が認められ、下層における光強度（ $10.4\sim 35.7 \mu\text{E}/\text{m}^2/\text{s}$ ）でも十分に光合成が行われていることを示している。光合成による酸素生産速度は平均

Table 4-3. Oxygen consumption and production rates of the bottom sea water, sinking particles and bottom sediment. In the light bottle, negative values indicate the increase of oxygen. Light intensities in experiments are also shown. Incubation temperature is $25\pm 0.5^\circ\text{C}$

	Mean	Min~Max
Bottom sea water ($\mu\text{gO}_2/\text{l/hr}$)	22	13~ 34
Oxygen consumption rate :Dark bottle	-14	-36~ 10
:Light bottle	36	4~ 63
Oxygen production rate		
Sinking particle ($\text{mgO}_2/\text{g dry/hr}$)		
Oxygen consumption rate :Dark bottle	0.95	0.81~1.04
:Light bottle	-0.24	-1.04~0.77
Oxygen production rate	1.18	0.20~1.95
Bottom sediment ($\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{hr}$)		
Oxygen consumption rate :Dark core	30.7	23.2~35.9
:Light core	30.6	20.3~36.3
:Formalin added	24.2	15.8~29.0
Light intensity ($\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$)		
Bottom sea water & Sinking particle	22.9	10.4~35.7
Bottom sediment	8.8	1.8~15.4

で $36 \mu\text{gO}_2/\text{l/hr}$ となった。

海水中には、懸濁態と溶存態の有機物が存在する。底層水の酸素消費速度と懸濁態の有機炭素（POC）濃度から、懸濁態と溶存態の有機物による酸素消費速度の割合を推定した。測定された底層水のPOC濃度（ mgC/l ）と底層水の酸素消費速度（ $\mu\text{gO}_2/\text{l/hr}$ ）の関係をFig.4-2a に示す。両者の関係は、底層水の酸素消費速度= $35.4 \times \text{POC濃度} + 2.33$ （ $r=0.77$ ）で示され、比較的良好な正の相関がみられ、海水の酸素消費速度は海水中の懸濁態有機物濃度と関係していることが分かる。

回帰式の係数35.4はPOCのみに関係する数値であり、定数2.33はPOCに由来しない酸素消費速度、すなわち、この場合は、溶存態の有機物（DOM）による平均的な酸素消費速度と考えて良いであろう。DOMによる酸素消費速度を $2.33 \mu\text{gO}_2/\text{l/hr}$ とすると、この値は測定された底層水の酸素消費速度（平均で $22 \mu\text{gO}_2/\text{l/hr}$ ）の約11%に相当し、底層水の酸素消費に占める溶存態有機物による割合は小さいといえよう。

さらに係数35.4は、POC濃度が $1 \text{mgC}/\text{l}$ のレベルの時の、POCだけによる酸素消費速度が $35.4 \mu\text{g}/\text{l/hr}$ であることを示している。例えば、プランクトンの有機炭素が分解され CO_2 になるとき、 $\Delta\text{C}/\Delta\text{O} = 106/276$ （原子比）であり、これを重量比で表わすと $(106 \times 12)/(276 \times 16) = 0.28$ となる。すなわち、酸素 1mg が消費される際に、 0.28mg の炭素が無機化されることになる。1

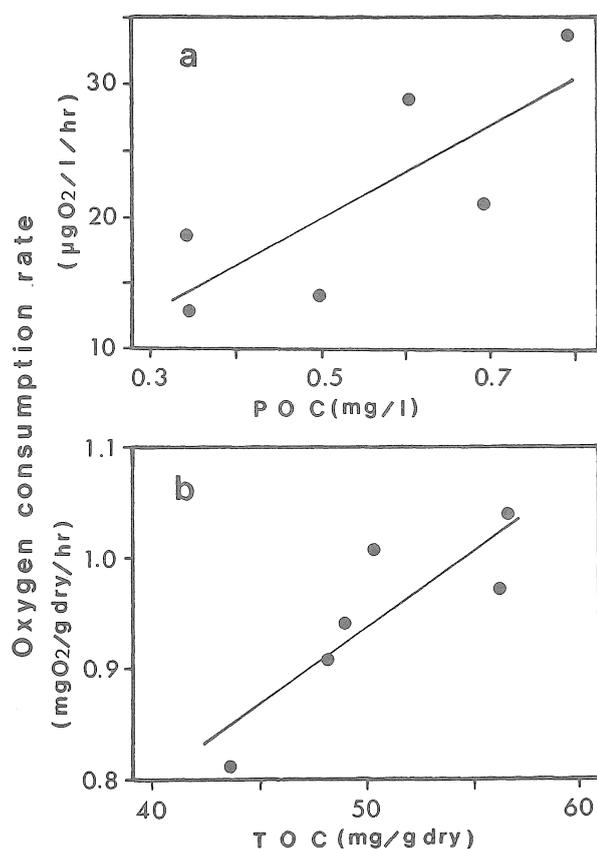


Fig.4-2. Relationship between the oxygen consumption rate and POC (TOC). a: bottom sea water, b: sinking particles.

時間に35.4 μg の酸素が消費されるのに $0.28 \times 35.4 = 9.9 \mu\text{g}$ のPOCが分解されたことになり、これを1日に換算すると約0.24mgCとなる。1mgのPOCのうち0.24mgが1日に分解され、0.85mgの酸素を消費したことになり、この場合、有機炭素量の1日当たりの分解率を分解速度定数と定義すると、懸濁態有機物の分解速度定数は0.24/dayとなる。Seiki *et al.* (1991)は広島湾での懸濁有機物の分解速度定数は20°Cで、0.078~0.20/dayの範囲で、平均が0.144/dayであったとしている。今回測定した水温は25°Cであり、分解速度は温度に対して指数関数的に変化すること (Seiki *et al.*, 1991)を考慮すると、今回算出された値 (0.24/day)はほぼ、Seiki *et al.* (1991)の算出した値 (0.144/day)と大きな差はないと考えられる。

3. 2. 2 沈降物

暗瓶による酸素消費速度は平均で0.95mgO₂/g dry/hr、明瓶によるそれは平均で-0.24mgO₂/g dry/hrであり、両者の間には明らかに差がみられ、沈降物中にも

微細藻類は生存しており、光合成が行われていることを示している。光合成作用による酸素生産速度は平均で1.18mgO₂/g dry/hrとなった。

底層水で述べたと同様に、沈降物の酸素消費速度と全有機炭素 (TOC) 濃度の関係を調べたところ (Fig.4-2b)、酸素消費速度=0.014×TOC濃度+0.255 (r=0.85) という一次相関が得られた。係数0.014mg/hrは、底層水で得られた (35.4 $\mu\text{g/hr}$) に比べると小さい。係数0.014から底層水で算出したと同じ方法で沈降物中の有機物の分解速度定数を計算すると、0.09/dayとなった。懸濁態の有機物の分解速度定数は0.24/dayであり、沈降性の有機物は懸濁態の有機物に比べて難分解性であること、すなわち懸濁態の有機物に比べて分解が進行した有機物であることが推察される。

3. 2. 3 底泥

コアを使用して測定した酸素消費速度は、光の透過を防いで測定した場合が平均で30.7mgO₂/m²/hr、明状態で測定した場合が平均で30.6mgO₂/m²/hrであった。また、ホルマリンを添加して測定した場合が平均で24.2mgO₂/m²/hrであった。それぞれの条件での測定値について、最小有意差法で対比較を行ったところ、光の透過を防いで測定した値と明状態で測定した値には有意差は認められなかったが、ホルマリンを添加して測定した値と他の測定値には有意差が認められた。2%のホルマリンは底泥内の全ての生物代謝を抑えることが知られている。そこで、松田ほか (1986)に従って、ホルマリンを添加して測定された酸素消費は全て化学的酸素消費と定義し、ホルマリンを添加しない場合の酸素消費を全酸素消費、全酸素消費と化学的酸素消費との差を生物学的酸素消費とした。

今回の測定結果では、化学的酸素消費は全酸素消費の63~92%、平均で78%を占め、生物学的酸素消費の占める割合は小さかった。測定された底泥中の硫化水素濃度は0.81~1.16mgS/g dryと高い値を示しており、底泥中の還元状態が進行していたことが伺える。松田ほか (1986)は生物学的酸素消費と化学的酸素消費の季節変化を模式図で示しており、それによると、生物学的酸素消費は4~6月に増加し、夏季には急激に低下したが、化学的酸素消費は6~7月に急激に増加し、その変動は底泥中の還元状態の進行と一致したとしている。

還元状態の進行する夏季には、底泥の酸素消費は生物学的酸素消費より、化学的酸素消費が上回るものと考えられる。

3. 3 光合成活性と光強度

前項で求めた底層水と沈降物の光合成作用による酸素生産速度をそれぞれの測定されたChl. *a*濃度で割ると単位Chl. *a*量当たりの酸素生産速度（光合成活性）を求めることができる。結果は、底層水が $2.28 \sim 15.04 \text{ mgO}_2 / \text{mg Chl. } a / \text{hr}$ の範囲で、平均が $10.98 \text{ mgO}_2 / \text{mg Chl. } a / \text{hr}$ 、沈降物が $2.03 \sim 10.06 \text{ mgO}_2 / \text{mg Chl. } a / \text{hr}$ の範囲で、平均が $6.57 \text{ mgO}_2 / \text{mg Chl. } a / \text{hr}$ となった。この値と試験時の光強度との関係を示したのがFig.4-3である。

底層水では、 $\text{光合成活性} = 24.58 \times \log(\text{光強度}) - 21.7$ ($r=0.97$)、沈降物では、 $\text{光合成活性} = 15.73 \times \log(\text{光強度}) - 14.1$ ($r=0.99$) で示された。栄養塩類が律速因子になっていない場合、弱光下での光合成活性は光量の増加に伴って増大することが知られている(Platt and Jassby, 1976)。当浅海域の下層では、光合成活性は光強度の変化に対して正の相関を示しており、光量が主として光合成を律速していると推察される。回帰式の係数は光に対する光合成活性の強さを表わしていると考えられる。底層水での回帰式の係数24.58は、沈降物での係

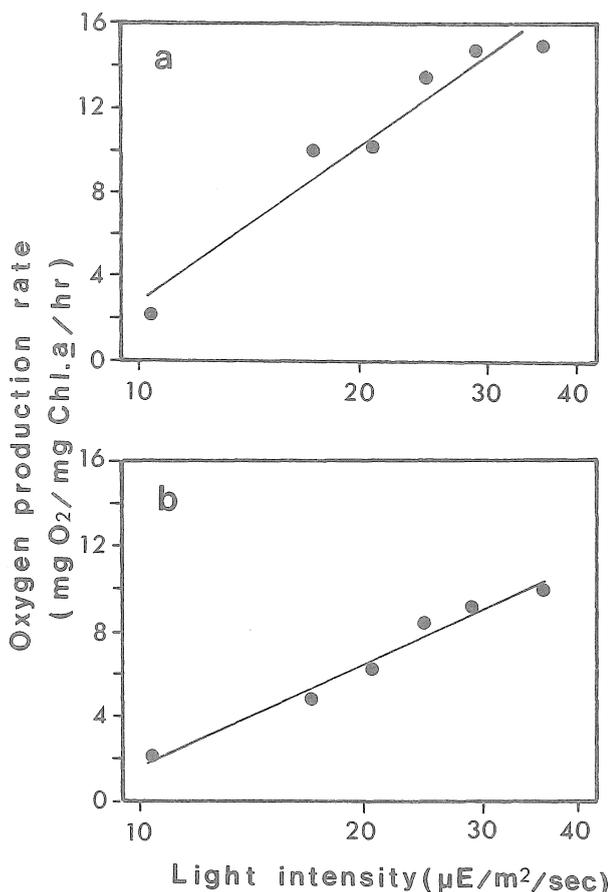


Fig.4-3. Relationship between the light intensity and oxygen production rate. a: suspended particles, b: sinking particles.

数15.73より大きく、沈降物より底層水中の微細藻類の方が光合成活性、すなわち単位Chl. *a*量当たりの酸素生産速度は大きいといえる。底層水中に浮遊・懸濁している微細藻類と沈降している微細藻類の生理状態の違いによるものと推察される。

3. 4 下層での酸素収支

これまでの調査結果から本海域での貧酸素水塊は躍層下で形成されることが明らかになっている(神菌ほか, 1991; 第3章, 第1節)。現場で測定された水温と塩分から計算された密度の鉛直分布の時間的変動をみると(Fig.4-4a), 7月上旬から8月上旬にかけて成層構造が観察され、底上4 m付近に密度躍層が形成されていた。そこで、躍層の位置を底上4 mとして躍層下(4 mの水柱)における単位面積当たりの測定日毎の酸素消費量と酸素生産量を計算した。この場合、日照時間と現場で測定された光強度の継続時間とが一致するものと仮定して、酸素生産量は測定された1時間当たりの生産量に、各測定日での日照時間(当研究所で測定した日照時間; 平均8.2時間, 範囲0.4~11.6時間)を掛けて1日の酸素生産

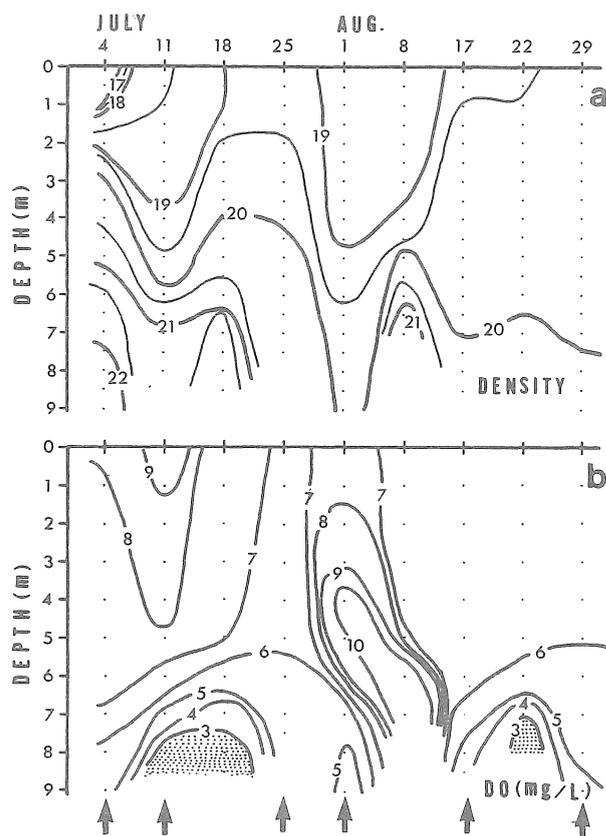


Fig.4-4. Isopleths of sigma-t(a) and DO(b) at sampling location. Black arrows show the sampling dates.

量とした。ただし、底泥では、明状態での測定値と暗状態での測定値に有意差が認められなかったので、底泥の光合成作用による酸素生産は無いものとした。

沈降物による酸素消費量と酸素生産量は、沈降物の酸素消費速度あるいは生産速度に下層水中の沈降物の現存量(沈降物の濃度)を掛けることによって求められる。

沈降物の濃度は沈降物の鉛直流速を沈降速度で割ることによって得られる(半田・松枝, 1985)。沈降物の鉛直流速はセジメントトラップの試験結果から算出できる(平均 $13.5\text{g}/\text{m}^2/\text{day}$, 範囲 $1.2\sim 33.2\text{g}/\text{m}^2/\text{day}$)。沈降速度は以下の方法で推算した。すなわち、測定毎に、採取した沈降物をできるだけ静かにピペットで吸い取り、スライドガラス上においた。これを、40倍の倍率で顕微鏡撮影し、写真から粒子の大きさを無作為に100粒子ほど読みとった。この場合、最小 $50\mu\text{m}$ 程度までの粒子を読みとることができた。写真で読み取れた平面的な粒子の大きさを、谷本・星加(1994)の方法に従って同体積の球の粒径に換算した。換算した粒径を、谷本・星加(1994)が夏季の江田湾で現場測定して得た、粒径(D)と沈降速度(W)の関係式($W=0.28\cdot D^{0.68}$)に代入して採取毎の沈降物の沈降速度を算出し、その平均値を各測定での沈降物の沈降速度の代表値とした(平均 $22.5\text{m}/\text{day}$, 範囲 $13.8\sim 31.9\text{m}/\text{day}$)。測定毎に得られた沈降物の鉛直流速を沈降速度で割って求めた下層における沈降物の濃度から、4mの水柱の沈降物の現存量を求め、この量に測定された実験毎の沈降物の酸素消費速度、あるいは酸素生産速度を掛けて沈降物による下層での酸素消費量と酸素生産量を算出した。結果をFig.4-5に示す。

全酸素消費に占める各物質の消費の割合を平均値と比較すると、底層水が72%と最も多く、底泥26%, 沈降物2%の順となる。酸素生産では、底層水による酸素生産

量が全酸素生産量の98%を占め、沈降物による酸素生産量の占める割合は2%であった。

Fig.4-4bには、測定期間中の現場の酸素濃度の推移を示した。試料採取日を矢印で示している。図から、7月中旬と8月下旬に $3\text{mgO}_2/\text{l}$ 以下の比較的顕著な貧酸素水塊が形成されているのが分かる。8月8日に下層での酸素濃度が増加しているが、この時の底上2mの光強度は $90\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{s}$ で、底層水中に*Chaetoceros* spp.が約 $800\text{cells}/\text{ml}$ 現存していたことから、光合成による酸素生産が増加した結果と考えられる。Fig.4-5に示した躍層下での酸素消費量と生産量の収支を平均値でみると、酸素生産量より消費量の方が上回っており、さらに実験毎の結果でも常に消費量は生産量を上回っていた。このことは、Fig.4-4に示したように1995年夏季に、成層の発達とあわせて貧酸素化が進行したことと一致する。Ochi and Takeoka (1986)は、燧灘で海水の酸素消費量と生産量、沈降物及び底泥の酸素消費量を測定し、海水、沈降物及び底泥の酸素消費量がそれぞれ、 $1.26, 0.04, 0.49\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ で、海水の酸素生産量は $0.60\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ であったとしている。いずれの値も今回測定された値と極めて類似しており、豊前海下層の貧酸素化は燧灘のそれとほぼ同じ酸素収支で進行しているといえよう。今回測定された酸素消費速度と酸素生産速度の値はほぼ妥当な値と考えられる。

豊前海下層での酸素濃度の変動に対して、懸濁物を含む底層水による酸素消費、あるいは生産が大きく関与していることが分かった。また、底泥は酸素消費には寄与するが、これによる酸素生産はほとんど認められなかった。さらに、沈降物による酸素消費量は底層水や底泥の酸素消費量に比べると著しく少なく、また、酸素生産も底層水のそれに比べて少なかった。沈降物による下層での酸素濃度の変動に及ぼす影響は極めて小さいといえる。豊前海の貧酸素化を考える場合、底層水中の懸濁態有機物の動向が最も重要であることが分かった。

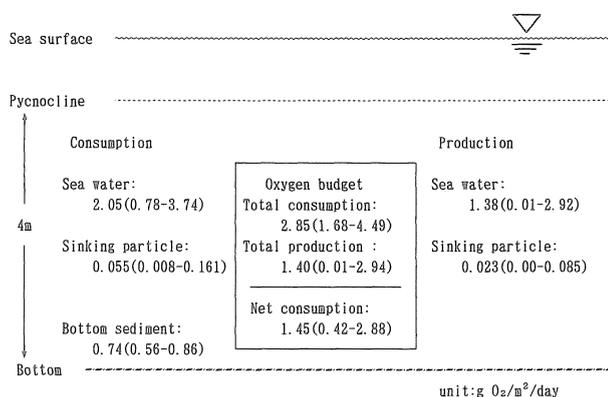


Fig.4-5. Total oxygen budget at below pycnocline calculated from oxygen production and consumption of each component.

第2節 浮遊微生物群集による酸素消費量

1. はじめに

前節で下層での酸素濃度の変動に対して、懸濁物を含む底層水による酸素消費、あるいは生産が大きく関与していることが明らかにされた。浅海域の海水中に懸濁している有機物の起源としては、動・植物プランクトンに由来するもの、河川等から流入したもの、及び潮流や波浪等により巻き上げられた底層堆積物が主と考えられる(鎌谷ほか, 1983)。これらの懸濁態有機物は付着細菌に

よる分解を受け、この時海水中の酸素が消費される。

また、海域で生産された動・植物プランクトンは海水中で呼吸を行い酸素を消費する。海水中の酸素消費過程としては細菌による消費と動・植物プランクトン類の呼吸作用による消費 (Pratt and Berkson, 1959; Williams, 1970; 田中・門脇, 1994*) に大別される。

一般に、細菌と動・植物プランクトンによる酸素消費を区別して測定する方法として、次のふたつの方法が考えられる。そのひとつは、種々の抗生物質を用いて、細菌の活性を阻害したものとしめないものをそれぞれ測定し、細菌の活性を阻害したものからはプランクトン類による酸素消費速度を、両者の差から細菌による酸素消費速度を見積もる方法である (Hargrave, 1969; Anderson and Zeutschel, 1970)。もうひとつは孔径の異なるフィルターを用いてサイズ分画を行い、細菌とプランクトン類を区分し、両者の酸素消費速度をそれぞれ測定する方法である (Williams, 1970; Miyoshi *et al.*, 1976)。しかしながら、サイズ分画法ではプランクトン類の画分から付着細菌を取り除くことは困難であり、種々の抗生物質を用いてもすべての細菌の活性を阻害することは不可能であることから、Jensen and Sphndergaard (1985) は、いずれの方法でも細菌とプランクトン類を完全に区分することは困難であるが、サイズ分画法のほうがより適切であるとしている。

本節では、1994年と1995年の夏季に豊前海浅海域の下層水を孔径が300 μ mのネット及び8 μ mと1 μ mのNucleporeフィルターでろ過後、室内で培養し、それぞれの画分の酸素消費速度及び培養前後の細菌数と微小プランクトン数を調べることによって、本海域における底層水の細菌とプランクトン類による酸素消費速度を算出し、それらの下層での酸素消費に果たす役割を明らかにした。ここでは、300 μ mのネットでろ過した海水には浮遊細菌や付着細菌、微小プランクトン (Nanoplankton) 及び小型プランクトン (Microplankton) が、8 μ mのフィルターでろ過した海水には浮遊細菌、付着細菌及び微小プランクトンが、1 μ mのフィルターでろ過した海水には主に浮遊細菌が分画されるものと考えた。

2. 材料と方法

1994年8月8日、8月29日、1995年7月19日及び8月18日に、Fig.3-1に示したSt.4 (水深8m) において、ニスキン型採水器を用いて海底上2m層から採水した。

採取した海水は滅菌したガラス瓶に入れ、その日のうちに実験室に持ち帰り実験に供した。海水は、孔径が300 μ mのネット及び8 μ mと1 μ mのNucleporeフィルターでろ過し、それぞれのろ液を滅菌した5l容の三角フラスコに入れ、パラフィルムでふたをした。1 μ mのフィルターでのろ過処理によって海水の溶存酸素濃度が著しく低下する現象がみられた。Miyoshi (1976) は、ろ過処理によって試水の酸素濃度が低下し、細菌の酸素消費速度を測定する場合、試水の酸素濃度はなほだしい低下はさけたほうが良いとしている。そこで、1 μ mのフィルターでろ過した海水は、攪拌子を入れマグネチックスターラーで攪拌することによって通気を行った。この時の試水の酸素濃度は飽和度で90%前後であった。

採水時の環境を把握するため、STD (アレック電子, AST1000M) を用いて0.5m間隔の水温の鉛直分布を測定するとともに、採水層 (底上2m) の溶存酸素濃度 (YSI溶存酸素計, M58) と光量子数 (Biospherical光量子計, QSP170,200) を測定した。

2.1 懸濁態有機炭素 (POC) とクロロフィル *a* (Chl. *a*) の測定

ろ過した試水の懸濁態有機物濃度と植物プランクトン量を把握するため、POCとChl. *a* の測定を行った。試水を予め450℃で2時間燃焼処理したワットマンGF/Bフィルター (孔径1 μ m) でろ過後凍結保存し、その後凍結乾燥器を用いて乾燥し、NC分析器 (住友化学, NC80) を用いてPOCを測定した。Chl. *a* の測定は試水をワットマンGF/Bフィルターで吸引ろ過した後、共栓試験管に移したフィルターに95%アセトン10mlを加え色素を抽出し、吸光法で行った (Lorenzen, 1967)。

2.2 酸素消費速度の測定

ろ過した3種類の試水を、マグネチックスターラーで軽く攪拌しながら、それぞれ滅菌した300ml容BODフラン瓶6本ずつに静かにサイホンで分注した。各試水の6本のうち2本は直ちに溶存酸素の固定を行い、ウィンクラー法によって培養前の酸素濃度を測定した。残りの4本は密栓をして23℃の恒温室で暗条件下で24時間静置培養した (三好, 1982)。2本は培養後の酸素濃度を測定し、残りの2本には孔径0.2 μ mのNucleporeフィルターでろ過したホルマリンを2%濃度になるように加え、細菌を固定した。

*田中啓陽・門脇秀策 (1994) : 海水の酸素消費速度の内容構成, 平成6年度日本産学会春季講演要旨集, P. 55

2. 3 細菌と微小プランクトンの計数

培養前の各試水を50ml容の黒色ポリ瓶に入れ、前記と同様の方法で細菌を固定し、同様に処理した培養後の試水とともに冷蔵保存した。細菌の計数は直接計数法で行った(木暮, 1990)。すなわち、各試水を滅菌した共栓試験管にとり、DAPI (4'6-diamidino-2-phenylindole) 溶液を加えて5分間以上染色した後、Sudan black Bで染めた孔径0.2 μ mのNucleporeフィルター上に細菌をろ過捕集し、オリンパス落射蛍光顕微鏡(BH2-RFL型)による直接検鏡によって計数した。300 μ mのネット及び8 μ mのフィルターでろ過した試水では、試水中の懸濁物に付着していた細菌も同時に計数した。

1995年の場合は、微小プランクトン(微小鞭毛虫類と植物性ナノプランクトン類)の計数も行った。DAPIにより核染色された微小プランクトンについて(Porter and Feig, 1980, 今井・伊藤, 1984), 接眼格子内に見える細胞を20視野以上、合計50細胞以上計数した。計数は試料を固定後約3週間以内に行った。

3. 結果

試料採取時の水温の鉛直分布をFig.4-6に示す。

1994年の場合は、8月8日の底上1m以深を除くと水温は鉛直的にほぼ一定であり、成層構造はみられなかった。

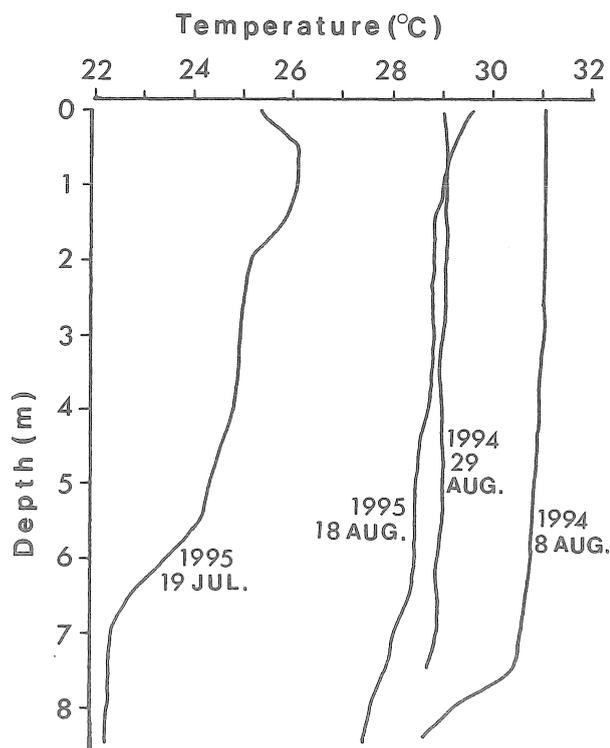


Fig.4-6. Vertical profiles of temperature at a sampling station.

1995年では、7月19日の底上2m付近に比較的顕著な水温躍層がみられた。8月18日には表層から底層にかけて2 $^{\circ}$ Cの温度勾配がみられるが、顕著な躍層は形成されていない。試料を採取した層の水温は、1995年7月19日が最も低く23 $^{\circ}$ C、1995年8月18日と1994年8月29日が28~29 $^{\circ}$ C、1994年8月8日は31 $^{\circ}$ Cと高かった。溶存酸素濃度は、1995年7月19日の測定値が3.50mgO₂/l (49%)とやや低いが、その他の調査日では4.18~5.52mgO₂/l (67~84%)であった。光強度は28~89 μ E/m²/sの範囲であった。

各試水中のPOCとChl. aの測定値をTable 4-4に示す。ただし、1994年には1 μ mと8 μ mのフィルターでろ過した試水については測定していない。1995年の8 μ mのフィルターでろ過した試水中(以降、8 μ m画分と表記)のPOC濃度は、それぞれ300 μ mのネットでろ過した試水中(以降、300 μ m画分と表記)の値の28と44%、Chl. a濃度は4と6%であった。このように、8 μ mのフィルターでろ過することによって大部分の植物プランクトンが除かれるのが分かる。POCの測定において、1 μ mのフィルターでろ過した試水中(以降、1 μ m画分と表記)にもPOCは検出された。前述したように、試水はマグネチックスターラーを用いて通気を行っており、溶存態の有機物は気泡や微小粒子に吸着して懸濁態に転換し(市川, 1989), これがGF/Bに捕集されたものと考えられる。さらに、溶存態のままのフィルターへの吸着、GF/Bフィルターの孔径(1 μ m)が必ずしも均一でないことも原因であると考えられる。

Table 4-4. Chemical compositions of the bottom sea water after passing it through a 300 μ m pore size net and 8 μ m and 1 μ m pore size nuclepore filter.

	Pore Size μ m	POC μ g/l	Chl. a μ g/l
1994 8 AUG.	300	224	0.23
29 AUG.	300	313	2.62
1995 19 JUL.	300	402	4.32
	8	114	0.18
	1	25	-
18 AUG.	300	283	1.84
	8	126	0.12
	1	21	-

- :below detection limit.

培養による試水の酸素消費速度及び培養前後の細菌と微小プランクトン類の細胞数の変化をTable 4-5に示す。いずれの測定日においても、ろ過孔径が小さくなるに従っ

Table 4-5. Variations of the *in vitro* oxygen consumption rate, number of bacteria and nanoplankton in the bottom sea water.

Date	Pore size	<i>In vitro</i> Oxygen consumption rate mgO ₂ /l/day	Number of bacteria cells×10 ⁹ /l		Number of nanoplankton cells×10 ⁶ /l	
			Initial	Final	Initial	Final
1994 8 AUG.	300 μ m	0.233	2.4	2.8	nd	nd
	8 μ m	0.207	2.0	3.1	nd	nd
	1 μ m	0.117	1.5	2.3	nd	nd
29 AUG.	300 μ m	0.233	2.4	2.2	nd	nd
	8 μ m	0.191	2.2	3.5	nd	nd
	1 μ m	0.079	1.6	2.3	nd	nd
1995 19 JUL.	300 μ m	0.708	1.3	1.0	13.8	18.3
	8 μ m	0.576	1.2	2.8	8.7	12.4
	1 μ m	0.401	0.8	2.5	-	-
18 AUG.	300 μ m	0.440	2.4	2.3	3.8	6.9
	8 μ m	0.416	1.9	3.2	3.1	6.5
	1 μ m	0.393	1.1	4.4	-	-

Incubation temperature : 23°C, incubation period : 24hours

nd : not determined.

- : below detection limit.

て酸素消費速度は小さくなっており、また、試水中の細菌の初期濃度も低くなったが、培養後の細菌数は、300 μ m画分では0.76~1.16倍、8 μ m区では1.55~2.33倍、1 μ m画分では1.43~4.00倍に増加していた。微小プランクトンの培養後の細胞数も、培養前のそれに比べて増加していた。

4. 考 察

8 μ m画分あるいは300 μ m画分には微小あるいは小型プランクトン類が存在していた。細菌の呼吸活性を測定するには、これらによる影響を除く必要がある(三好, 1982)。Williams (1970) は、孔径1.2 μ mのフィルターでろ過した海水中に存在する生物の大部分は細菌であったとしており、今回の実験でも、孔径1 μ mのフィルターでろ過した試水からは微小プランクトン類は検出されなかった。そこで、Table 4-5に示された1 μ m画分での酸素消費速度と細菌数の値を用い、下記に示す式(ZoBell, 1940)に従って実験毎の細菌の呼吸活性を算出した。

$$m = \frac{2.303 \cdot S \cdot \log (b/B)}{T \cdot (b-B)}$$

ここで、mは細菌の呼吸活性 (mgO₂/cell/day), Sは酸素消費速度 (mgO₂/l/day), Bは培養前の細菌数 (cells

/l), bは培養後の細菌数, Tは培養時間 (day)である。結果をTable 4-6に示す。Miyoshi *et al.* (1976) は、夏季の燻灘の海水を孔径5 μ mのフィルターでろ過後、21~24°Cで1日間培養し、その結果から細菌の呼吸活性を算出し、3.3~18.0×10⁻¹¹mgO₂/cell/dayの範囲の値を得ている。Table 4-6に示された値はこの値と良く一致している。これらの値と細菌数から、それぞれの試験区での細菌による酸素消費速度を計算した。すなわち、上記の式に実験毎の細菌の呼吸活性 (Table 4-6) と8 μ m画分と300 μ m画分での培養前後の細菌数 (Table 4-5) を代入し、Sを求めた。300 μ m画分では0.094~0.381 mgO₂/l/day (Table 4-7), 8 μ m画分では0.115~0.517 mgO₂/l/dayとなった。海水中には浮遊している細菌群と懸濁物に付着している細菌群とが共在し、浮遊細菌の

Table 4-6. Oxygen consumption by bacterial cell and carbon growth yield of bacteria

Date	Oxygen consumption (mgO ₂ /cell/day)	Growth yield (%)
1994 8 AUG.	6.2×10 ⁻¹¹	27
	4.1×10 ⁻¹¹	32
1995 19 JUL.	27.1×10 ⁻¹¹	19
	16.2×10 ⁻¹¹	31

Table 4-7. Oxygen consumption rates due to bacteria, nanoplankton and microplankton in the bottom sea water.

Date	Total consumption rate mgO ₂ /l/day	Consumption rate due to		
		Bacteria	Nanoplankton	Microplankton
		mgO ₂ /l/day (%)		
1994 8 AUG.	0.233	0.162(69.6)		0.071(30.4)*
29 AUG.	0.233	0.094(40.4)		0.139(59.6)*
1995 19 JUL.	0.708	0.307(43.4)	0.101(14.2)	0.300(42.3)
18 AUG.	0.440	0.381(86.6)	0.018(4.1)	0.041(9.3)

* nano+microplankton

有機物の分解活性は付着細菌のそれに比べて低いとされている (Fukami *et al.*, 1985). 8 μm画分と300 μm画分には浮遊細菌と付着細菌が共在しており, 1 μm画分での結果から算出した細菌の呼吸活性は浮遊細菌の呼吸活性であると考えられることから, これを基に算出された8 μm画分と300 μm画分での細菌による酸素消費速度は, 過小に見積もられていると考えられる.

Table 4-6 に示された細菌の呼吸活性は, 1995年の値が1994年の値に比べて大きい. 三好(1982)は, グルコースを基質として, グルコース濃度の異なる試水で細菌の呼吸活性を測定し, グルコース濃度が高くなるに従って呼吸活性は大きくなったと報告している. Table 4-4 をみる限り, 兩年の各測定日における POC と Chl. *a* 濃度には特に大きな差はみられず, 溶存態有機物の質と量などが兩年の呼吸活性の差に反映されたのであろう.

夏季の富栄養化した湖では, 細菌の触媒作用によって分解されて細菌にとり込まれた有機炭素のうち, 40~60%が菌体構成に利用され(同化効率), 残りがエネルギー源として利用され, 二酸化炭素として体外に放出される (Middelboe and Søndergaard, 1993). 取り込まれる酸素と生産される二酸化炭素のモル比を1, 細菌の炭素量を20fg/cell (Lee and Fuhrman, 1987)として, 1 μm画分での培養結果から同化効率を計算すると18~32% (平均で27%) となった (Table 4-6). この値は上記の値に比べると小さいものの, 富栄養化した海域での値 (25~36%) (Amon and Benner, 1996) とほぼ一致している.

次に, 微小プランクトン類の呼吸活性とそれによる酸素消費速度を算出する.

8 μm画分での培養によって測定された酸素消費速度が細菌と微小プランクトンによるものとする, この値から上記で算出された8 μm画分での細菌による酸素消費速度を差し引いた値は, 微小プランクトン類による酸素消費速度になる. 8 μm画分での微小プランクトン類

による酸素消費速度と培養前後の微小プランクトンの細胞から, 前述した式を用いて微小プランクトン類の呼吸活性 (m;mgO₂/cell/day) を算出したところ, 1995年7月19日の場合が 6.32×10^{-9} mgO₂/cell/day, 8月18日が 3.48×10^{-9} mgO₂/cell/dayとなった. この値と300 μm画分での微小プランクトン類の密度変化から, 300 μm画分における微小プランクトン類による酸素消費速度 (S) を計算したところ, 7月19日の場合が 0.101 mgO₂/l/day, 8月18日が 0.018 mgO₂/l/dayとなった.

以上の結果を基に, 300 μm画分での酸素消費速度の割合を, 1994年の場合は細菌とその他プランクトン類, 1995年の場合は細菌と微小プランクトン類 (< 8 μm) 及び小型プランクトン類に整理し, Table 4-7に示す. 測定日によって酸素消費速度に対する細菌の寄与率は大きく変動しているが, 平均では細菌の寄与率は60%となり, その他のプランクトン類による消費に比べて細菌による消費が多いことも分かった. 細菌による寄与率が69.6と86.6%と高かった試水の Chl. *a* 濃度は低く (Table 4-4), 寄与率が低かった試水の Chl. *a* 濃度は高いことから, 寄与率の変動は植物プランクトンの動態と密接に関係していると推察される. 1995年の場合, 微小プランクトン類による酸素消費速度は小型プランクトン類による酸素消費速度の約1/3であった.

1995年夏季に測定した懸濁物を含む底層水による酸素消費速度とそこでの光合成による酸素生産速度を躍層下 (4 m) の水柱に換算した値は, 平均でそれぞれ2.05と1.38gO₂/m²/dayであった (第4章, 第1節). 酸素消費の40%が細菌を除く他のプランクトン類によるものとする, それによる酸素消費速度は0.82gO₂/m²/dayとなり, これは光合成による酸素生産速度1.38gO₂/m²/dayを下回っている.

今回下層で測定された光強度は28~89 μE/m²/Sの範囲にあり, 植物プランクトンが光合成を行うに十分な光強度 (Platt and Jassby, 1976) であったためと言え

よう。当浅海域の下層水の酸素消費は主に細菌の活動によってなされていると推察される。

第3節 大型底生動物の酸素消費量

1. はじめに

Smith *et al.* (1972), Smith (1973) 及び今林 (1989) は、貧酸素水塊の形成に果たす大型底生動物群集の役割を、その酸素消費量の割合から検討している。

本節では、当海域での貧酸素水塊の形成・維持に大型底生動物群集がどの程度関与しているかを明らかにするため、大型底生動物群集の中で出現量が多かったシズクガイ *Theora lubrica*, チヨノハナガイ *Raeta rostralis* 及びシロガネゴカイ科の一種である *Nephtys oligobranchia* (Imajima and Takeda, 1987) の酸素消費速度を室内で測定し、夏季の現場での大型底生動物3種の現存量と水温から、その酸素消費速度を試算した。

2. 材料と方法

2.1 野外調査

Fig.3-1に示したSt.4において、1995年6月から8月に約1週間間隔で、底層水(底上1m)の水温(アレック電子STD, AST1000M)と溶存酸素濃度(YSI溶存酸素計, M58)を測定すると同時に、豊前海における底層水の溶存酸素飽和度の水平分布も測定した。また、同年6月21日, 7月27日及び8月23日には、スミス・マッキンタイヤー型採泥器(採泥面積 0.05m²)を用いて大型底生動物を採取した。採泥は調査日毎に3回行い、

1mm目の篩で選別して採取し、10%ホルマリン溶液で固定し、種の同定及び湿重量と個体数の測定を行った。

2.2 室内実験

酸素消費速度の測定材料として、シズクガイ, チヨノハナガイ及び *N. oligobranchia* を、1995年6月から9月に、St.4付近で、スミス・マッキンタイヤー型採泥器を用いて採集した。採集した3種は、1mm目の篩でふるい分けしてポリ容器(2l容)に入れ、海水を加えて実験室に持ち帰った。1~2日間後に、外見上損傷がなく、活発に活動している個体をガラス水槽(20l)に移し、実験に供した。実験には100ml容の孵卵瓶を用い、これにワットマンGF/Cフィルター(目合1.2μm)でろ過した塩分約32PSU海水(以降、ろ過海水と表記)を満たし、3種類の底生動物を1個体入れ、密栓をして一定時間安置した。酸素消費速度は、密栓時と安置後の酸素濃度の差から計算した。溶存酸素の測定には、スターラー付き孵卵瓶用酸素センサーを取り付けた溶存酸素計(YSI, M58)を用いた。供試した底生動物の個体数と湿重量及び試験時の水温は、Table 4-8に示した。

2.2.1 溶存酸素濃度と酸素消費速度の関係

海水中の酸素濃度が、供試動物の酸素消費速度に及ぼす影響を調べるため、海水の酸素濃度を変えて底生動物の酸素消費速度を測定した。

エアポンプと窒素ガスで種々の酸素濃度に調整したろ過海水を孵卵瓶に満たして3種の底生動物を1個体入れ、

Table 4-8. Experimental conditions of the sizes of organisms and water temperatures for the following 3 experiments.

1. Experiment between oxygen consumption and DO levels.
 2. Experiment between oxygen consumption and wet weights.
 3. Experiment between oxygen consumption and water temperatures.
- IN : individual number used in the experiment, WW : wet weight unit per individual, WT : water temperature.

Experiment	Species	IN	WW(mg)		WT(°C)	
			range	mean	range	mean
1	<i>Theora lubrica</i>	14	13-21	18	20.7-21.2	21.0
	<i>Raeta rostralis</i>	12	76-177	130	20.0-21.0	20.4
	<i>Nephtys oligobranchia</i>	10	8-15	11	20.0-21.0	20.3
2	<i>Theora lubrica</i>	15	3-87	24	19.0-19.5	19.3
	<i>Raeta rostralis</i>	15	81-170	125	19.0-20.0	19.3
	<i>Nephtys oligobranchia</i>	15	5-25	11	19.3-19.5	19.4
3	<i>Theora lubrica</i>	25	9-23	16	11.3-28.8	—
	<i>Raeta rostralis</i>	25	75-171	126	12.5-27.4	—
	<i>Nephtys oligobranchia</i>	24	5-17	11	12.0-28.3	—

みかけ上呼吸が安定したところ（5～6時間後）で実験を開始した。孵卵瓶を密栓して、温度を20℃に設定した恒温室内で2～17時間安置し、酸素消費速度を測定した。密栓時の酸素濃度はシズクガイでは1.19～7.12mgO₂/l（飽和度で16～95%）、チヨノハナガイでは0.35～7.20mgO₂/l（5～96%）、*N. oligobranchia* では1.30～7.19mgO₂/l（17～96%）の範囲であった。

2. 2. 2 体重と酸素消費速度の関係

個体サイズと酸素消費速度の関係を明らかにするため、種々の大きさの供試動物を用い、酸素消費速度を測定した。酸素飽和したろ過海水を満たした孵卵瓶に供試個体を1個体入れ、5～6時間経過したのち実験を開始した。密栓をして20℃に設定した恒温室内で、2～15時間安置し、酸素消費速度を測定した。

2. 2. 3 温度と酸素消費速度の関係

水温と酸素消費速度の関係を調べるため、海水の温度を変えて、酸素消費速度を測定した。温度条件は、11.3～28.8℃の温度範囲（Table 4-9）で、3～5℃間隔の5段階とした。それぞれの温度のろ過海水を満たした孵卵瓶に1個体入れ、実験水温に順応させる意味で約20時間経過したのち実験を開始した。密栓をして4～23時間安置し、酸素消費速度を測定した。

3. 結果

3. 1 野外調査

St. 4での底層の水温と溶存酸素濃度の推移をFig. 4-7に示す。

底層の水温は、6月上旬には20℃前後であったが、その後徐々に上昇し、7月上旬には22℃台を示した。7月下旬には急激に上昇し26℃前後となり、8月下旬には28℃台となった。底層のDOは、6月から7月上旬までは4.96～7.28mgO₂/l（68～96%）の範囲で推移していたが、7月11～18日には2.67～2.71mgO₂/l（37～38%）と低い値を示した。7月25日には5.18mgO₂/l（80%）近くまで回復したが、8月22日には再び2.35mgO₂/l（36%）に低下した。なお、大型底生動物を採取した6月21日には6.12mgO₂/l（83%）、7月26日には5.06mgO₂/l（74%）、

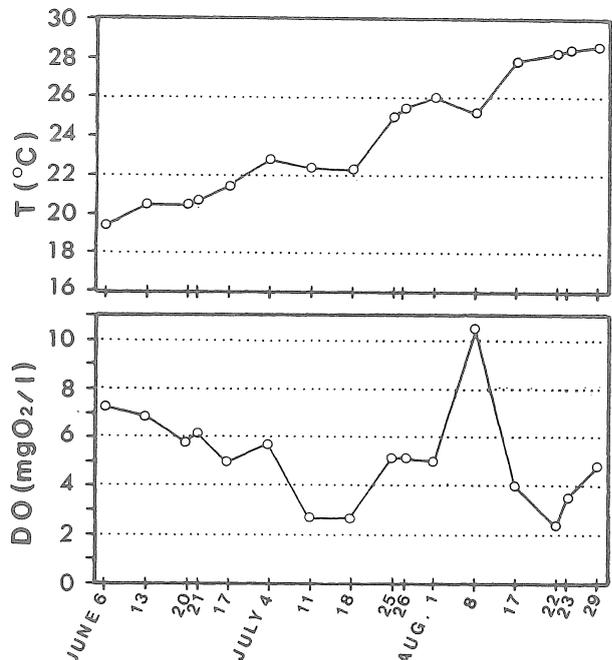


Fig.4-7. Temporal fluctuations of water temperature (upper panel) and DO (lower panel) at 1m above the bottom at St.4 in 1995.

Table 4-9. Individual number (IN) and wet weight (WW, g) of macrobenthos per unit square meter collected at St.4 in the Buzen Sea in 1995. Wet weight of mollusca was that of soft part except shell and operculum.

	June 21		July 26		August 23	
	IN	WW	IN	WW	IN	WW
Mollusca						
<i>Theora lubrica</i>	27	0.15	160	1.01	0	0
<i>Raeta rostralis</i>	27	0.89	47	0.58	0	0
Other species	20	0.07	46	0.20	0	0
Annelida						
<i>Nephtys oligobranchia</i>	40	0.22	13	0.12	0	0
Other species	47	0.23	27	0.22	0	0
Echinodermata						
	0	0	13	0.09	0	0
Total	161	1.56	306	2.22	0	0

8月23日には $3.54\text{mgO}_2/\text{l}$ (54%)であった。Fig.4-8には豊前海での底層DOが低かった7月11日、18日及び8月22日の底層の酸素濃度の水平分布を示す。いずれもSt.4を中心として、貧酸素水塊が形成されているのが分かる。他の観測日には貧酸素水塊は形成されていなかった。このような浅海域での貧酸素水塊の形成は、1991年にも観察されている(第3章、第1節)。

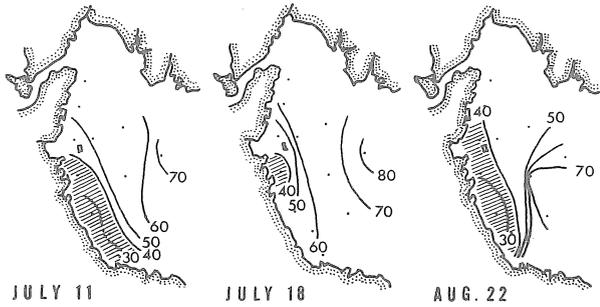


Fig.4-8. Horizontal distributions of dissolved oxygen content(DO) at 1m above the bottom on 11 July, 18 July and 22 August, 1995. The shaded area indicates the value less than 40% of oxygen saturation.

大型底生動物は、6月21日には6種、161個体/ m^2 、肉湿重量 $1.56\text{g}/\text{m}^2$ 、7月26日には9種、306個体/ m^2 、肉湿重量 $2.22\text{g}/\text{m}^2$ であったが、8月23日には出現は全く認められなかった (Table 4-9)。主要な構成種であるシズクガイ、チヨノハナガイ及び*N. oligobranchia* の3種の合計は、6月21日には94個体/ m^2 (58%)、肉湿重量 $1.26\text{g}/\text{m}^2$ (81%)、7月26日には220個体/ m^2 (72%)、肉湿重量 $1.71\text{g}/\text{m}^2$ (77%)を占めていた。

3・2 溶存酸素濃度と酸素消費速度の関係

溶存酸素濃度を変えて測定した底生動物3種の酸素消費速度の変化をFig.4-9に示す。図から酸素消費速度は、いずれの種も酸素濃度が $3\text{mgO}_2/\text{l}$ (飽和度40%)まで低下する間ほぼ一定であるが、それ以下に酸素濃度が低下すると著しく減少した。シズクガイの酸素消費速度は、酸素濃度が $3\text{mgO}_2/\text{l}$ (40%)以上では $150\mu\text{gO}_2/\text{g wet weight/hr}$ 前後を示すが、 $1.0\sim 1.5\text{mgO}_2/\text{l}$ (15~20%)では1/2に低下し、 $60\mu\text{gO}_2/\text{g wet/hr}$ 前後を示した。チヨノハナガイの酸素消費速度は、酸素濃度が $3\text{mgO}_2/\text{l}$ 以上では $60\mu\text{gO}_2/\text{g wet/hr}$ 前後の値を示すが、 $0.5\text{mgO}_2/\text{l}$ (10%)では $10\mu\text{gO}_2/\text{g wet/hr}$ 前後と、1/5に低下した。*N. oligobranchia*の酸素消費速度は、酸素濃度 $3\text{mgO}_2/\text{l}$ 以上では、 $130\mu\text{gO}_2/\text{g wet/hr}$ 前後の値を示すが、 $1.5\text{mgO}_2/\text{l}$ (20%)では、約 $40\mu\text{gO}_2/\text{g wet/hr}$

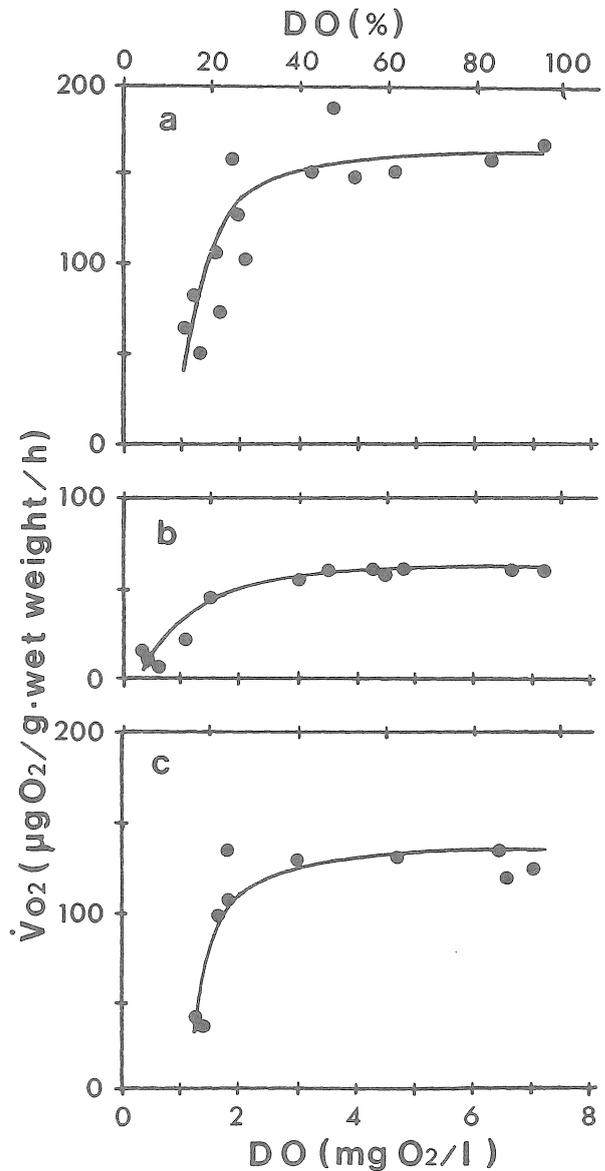


Fig.4-9. Relation of oxygen consumption rate (\dot{V}_{O_2}) in to dissolved oxygen content (DO) in *Theora lubrica* (a), *Raeta rostralis* (b) and *Nephtys oligobranchia* (c). These experiments were conducted at 20°C . The lower and the upper X-axis of each figure indicate mgO_2/l and % in unit, respectively.

を示し、1/3に低下した。

3・3 底生動物の体重と酸素消費速度の関係

一般に、大きな個体の酸素消費速度は同種の小さな個体よりも大きいですが、単位体重あたりでは小さい。体重 (W , mg wet weight) と酸素消費速度 (\dot{V}_{O_2} , $\mu\text{gO}_2/\text{individual/hr}$) との関係は $\dot{V}_{\text{O}_2} = a \cdot W^b$ で表わされることから、底生動物3種についての測定結果をFig.4-10に示す。いずれの種も、酸素消費速度は肉湿重量の増加とともに指数関数的に増加しており、それらの関係は、

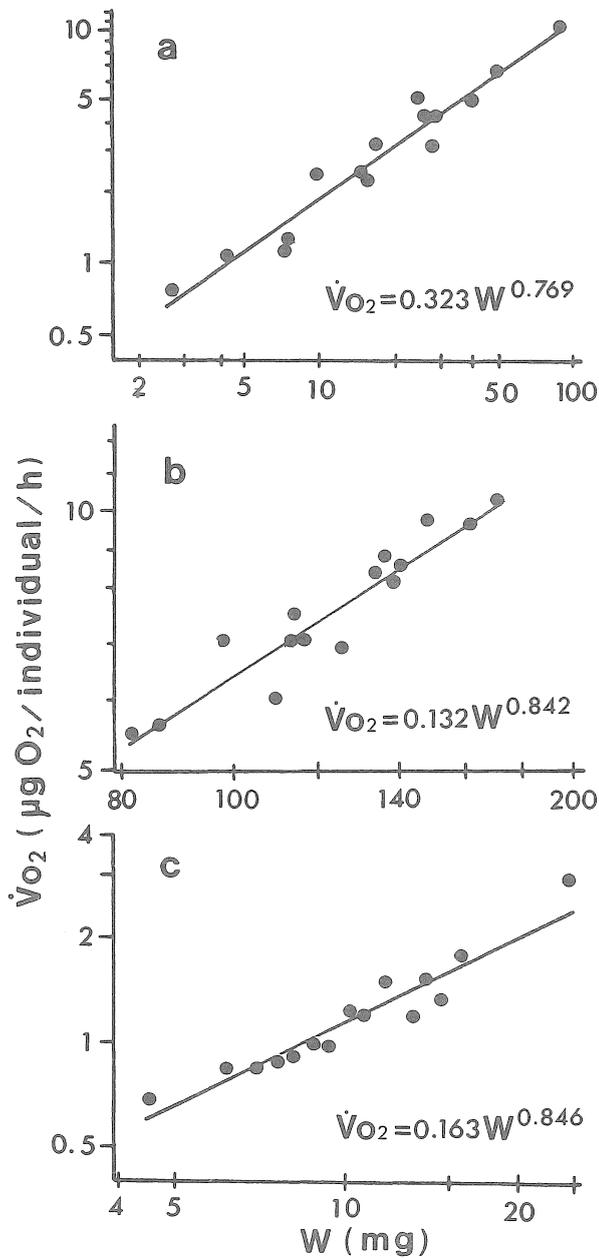


Fig.4-10. Relation of oxygen consumption rate ($\dot{V}O_2$) to wet weight (W) in *Theora lubrica* (a), *Raeta rostralis* (b) and *Nephtys oligobranchia* (c). These experiments were conducted at 19°C.

シズクガイでは $\dot{V}O_2=0.323 \cdot W^{0.769}$ ($r^2=0.95$), チヨノハナガイでは $\dot{V}O_2=0.132 \cdot W^{0.842}$ ($r^2=0.89$), *N. oligobranchia* では $\dot{V}O_2=0.163 \cdot W^{0.846}$ ($r^2=0.91$) で表わされた。回帰式の定数bは、一般に、0.67から1の範囲の値を示すが、本研究で対象とした3種の底生動物では0.769~0.846の範囲であった。

3・4 温度と酸素消費速度の関係

種々の温度条件下で測定された底生動物3種の酸素消

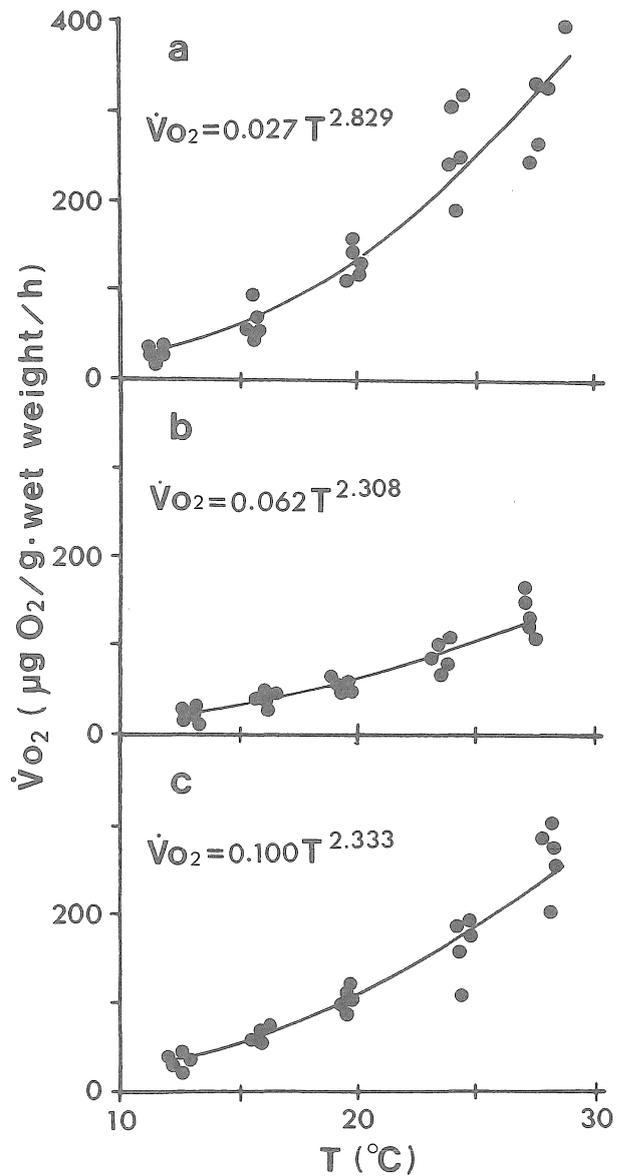


Fig.4-11. Relation of oxygen consumption rate ($\dot{V}O_2$) to water temperature (T) in *Theora lubrica* (a), *Raeta rostralis* (b) and *Nephtys oligobranchia* (c).

費速度の変化をFig. 4-11に示す。酸素消費速度 ($\dot{V}O_2$, $\mu gO_2/g$ wet/hr) は水温 (T , °C) の増加にともなっていずれの種も増加した。それらの関係は、シズクガイでは $\dot{V}O_2=0.027 \cdot T^{2.829}$ ($r^2=0.94$), チヨノハナガイでは $\dot{V}O_2=0.062 \cdot T^{2.308}$ ($r^2=0.94$), *N. oligobranchia* では $\dot{V}O_2=0.100 \cdot T^{2.333}$ ($r^2=0.95$) で表わされた。

4. 考察

底層の酸素濃度は7月11~18日に2.67~2.71mgO₂/l (水温22.5°C, 飽和度37~38%) の低い値を示したにも拘わらず、8日後(7月26日)の底生動物の調査におい

て多数の個体の生息が確認されている。一方、室内実験下でのシズクガイ、チヨノハナガイ及び*N. oligobranchia*の酸素消費速度は、いずれも酸素濃度が $3\text{mgO}_2/\text{l}$ (40%)に低下するまではほぼ同じ値を示していた。玉井 (1993)によると、シズクガイは水温 25.1°C で、酸素濃度 $2.2\sim 2.4\text{mgO}_2/\text{l}$ 以上では活発な摂餌活動を行い永続的な生存が可能である。以上のことから、7月11~18日 (水温 22.5°C)に生息していた個体は、酸素濃度 $2.67\sim 2.71\text{mgO}_2/\text{l}$ の減少程度では大きな影響を受けなかったものと推察される。

8月23日においては、底生動物の生息は確認できなかった。8月になると、水温は一段と上昇し ($25\sim 28^\circ\text{C}$)、また底層の酸素濃度は8月8日 ($10.52\text{mgO}_2/\text{l}$ 、飽和度で150%)に一時的に急増するが概して低かった。特に、8月22日 (水温 28.3°C)には $2.35\text{mgO}_2/\text{l}$ と低く、この値は酸素濃度と酸素消費速度の実験 (水温 $20\sim 21^\circ\text{C}$)で、酸素消費速度が減少する $3\text{mgO}_2/\text{l}$ 以下の区間に相当する (Fig.4-9)。さらに、水温と酸素消費速度の関係を調べた結果では (Fig.4-11)、底生動物3種の水温 28°C のときの酸素消費速度は、水温 20°C のときの酸素消費速度の約2倍となっている。以上のことから、8月23日に底生動物が消失した原因は、底層の酸素濃度が低下したこと、さらに水温の上昇に伴い酸素消費速度 (呼吸量)が増加し、貧酸素に対する耐性が低下した (Theed *et al.*, 1969) ことによるものと推察される。

夏季の卓越種である3種の単位面積当たりの酸素消費速度を試算すると、次のようになる。6月21日 (21.1°C)のシズクガイ (平均 5.6mg)では、個体当たりの酸素消費速度は体重と酸素消費量の関係式 $\dot{V}\text{O}_2 = 0.323 \cdot W^{0.769}$ より $1.21\mu\text{gO}_2/\text{hr}$ となる。しかし、この関係式を求めた際の水温が 19.3°C であったことから、調査当日の水温 21.1°C に補正するための係数は、水温と酸素消費速度との関係式より、 $0.027 \cdot 21.1^{2.829} / 0.027 \cdot 19.3^{2.829} = 1.29$ となる。この係数を用いて酸素消費速度を補正すると、個体当たりの酸素消費速度は $1.21 \times 1.29 = 1.56\mu\text{gO}_2/\text{hr}$ となり、単位面積当たりの酸素消費速度は $0.00156 \times 27 \times 24\text{hr} = 1.01\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ となる。チヨノハナガイ及び*N. oligobranchia*でも同様に計算すると、それぞれ $1.99\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ 、 $0.82\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ となる。7月26日の場合にも、同様に計算すると、単位面積当たりの酸素消費速度は、シズクガイでは $11.38\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ 、チヨノハ

ナガイでは $2.34\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ 、*N. oligobranchia*では $0.63\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ となる。3種を合計した酸素消費速度は、6月21日の場合には $3.81\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (水温 21.1°C 、 $94\text{個体}/\text{m}^2$)、7月26日の場合には $14.21\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (水温 25.5°C 、 $220\text{個体}/\text{m}^2$)となる。底生動物の採集と同時に測定した懸濁物、沈降物及び底泥を合わせた全酸素消費速度は平均で $2,850\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ であった (第4章、第1節)。したがって、全酸素消費速度に対する大型底生動物による酸素消費速度の比率は、6月21日の場合には0.1%、7月26日の場合には0.5%に相当する。今回の調査での3種の肉湿重量の合計は、6月21日の場合には大型底生動物群集の合計の81%、7月26日の場合には77%と、同群集の大半を占めていた (Table 4-9)。これらのことから、大型底生動物群集全体の酸素消費速度は、前記の3種だけの値 (6月21日の $3.81\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ 、7月26日の $14.21\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$)よりもわずかに大きくなる程度であると考えられる。

豊前海の底質は、泥分率90%以上、強熱減量10%以上の有機物の多い軟泥底である (第2章、6項)。今林 (1983)によると、本調査水域は、同じ瀬戸内海の燧灘の底泥の性状 (泥分率84%、強熱減量10%)と類似しており、また夏季の燧灘では、軟体動物のシズクガイやチヨノハナガイが、多毛類ではスピオ科の一種*Paraprionospio* sp.が卓越していた。燧灘東部海域での大型底生動物群集の酸素消費速度は、 $10.8\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (水温 24.7°C 、 $116\text{個体}/\text{m}^2$)であり (今林, 1989)、この値は底層水と底泥を含めた全酸素消費速度 $1,790\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ (Ochi and Takeoka, 1986)の0.6%であった。燧灘での大型底生動物による酸素消費速度や、全酸素消費速度に占める大型底生動物による酸素消費速度の割合は、豊前海で算出された値とほぼ同じである。これは、底質や底生動物の組成が類似していることを、主に反映しているものといえよう。本研究で算出された豊前海での底生動物による酸素消費速度はほぼ妥当な値と考えられる。

以上に述べたように、全酸素消費速度に占める大型底生動物群集による酸素消費速度の割合が著しく小さいこと、8月には大型底生動物が採集されなかったにもかかわらず、貧酸素水塊が7月と同様に発生していることから、豊前海の浅海域で夏季にみられる貧酸素水塊の形成・維持に対して、大型底生動物群集の酸素摂取が及ぼす影響は小さいものと考えられる。

第5章 貧酸素水塊形成と気象要素の変動との関係

1. はじめに

一般に貧酸素水塊が形成される海域は、内湾で流れが弱く、富栄養化が進行した海域である。流れの弱い海域は夏季の高水温期に成層が発達しやすく、また、富栄養化した海域は、植物プランクトンなどに由来する有機物濃度が高いと考えられる。成層の発達と富栄養化の結果として過剰の有機物量が、貧酸素化を進行させる主要な要因になっていると理解される。

豊前海で観察される貧酸素水塊の規模は、年により大きな変動がみられる(神薮ほか, 1991)。こうした貧酸素水塊形成の規模の変動は、成層の発達や海水中の酸素を消費する有機物濃度が年によって変動していることを示唆していると考えられる。成層の発達には、風、日射量、降水量などが関与しており、さらに、海水中の有機物濃度は、降雨に伴う河川からの有機物の流入量の変動、あるいは栄養塩類の流入量の変動に伴う植物プランクトンの増殖量の変動が影響していると考えられる。すなわち、成層の発達と海水中の有機物濃度の変動には、気象要素の変動が大きく関与していると思われる。本章では、貧酸素化に関わる過程と気象要素の変動について整理し、当浅海域での貧酸素水塊形成に関わる成層の発達や海水中の有機物濃度の変動の要因としての気象要素の変動に関して検討した。

2. 観測と資料

観測は1991年6月4日から8月27日、1992年6月2日から8月25日、1993年6月8日から8月31日、1994年6月7日から8月30日に、Fig.3-1に示す調査点でほぼ1週間間隔で行った。全調査点でSTD(アレック電子, AST-1000M)を使い0.5m間隔の水温、塩分の鉛直分布を測定するとともに、DOメーター(YSI, M58)を用いて表層(0.5m深)、中層(5m深)及び底層(底上1m)の溶存酸素(DO)濃度を測定した。さらに、各月の中旬の観測時にSt. 1, 2, 3, 4の4測点で、中旬の観測時にSt. 1, 3, 4の3測点で、表層と底層の2層からバンドン採水器を用いて採水を行い、実験室に持ち帰った。試水の一部をグラスファイバー濾紙(ワットマンGF/B)でろ過した後、栄養塩類($\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_2\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{PO}_4\text{-P}$)(テクニコン, オートアナライザーII型)の測定を行い、同時に、クロロフィルa(Chl. a)(Lorenzen, 1967)の測定も行った。

1993年と1994年の各観測日にSt. 4の底上2mからニスキン型採水器を用いて採水を行い、実験室に持ち帰り、海水中の懸濁態有機炭素(POC)と懸濁態有機窒素(PON)の測定(Mishima *et al.*, 1990)を行った。さらに、両年も観測期間中に3回、上記と同様の方法で採水したSt. 4の下層水(底上2m)を孵卵瓶(300ml容)に分注し、現場海域の下層に24時間垂下し、酸素消費速度の測定を行った。成層強度と降水量、及び貧酸素水塊形成と降水量の関係を見るため、1976年以降の水温、塩分、DO及び降水量のデータも使用した。解析に使用した気象資料は、当研究所内で測定されたものである。

3. 結果

3.1 1991~1994年における貧酸素水塊の形成状況

当浅海域の下層での酸素濃度の低下は主に6月下旬から8月にかけて観察される。そこで、1991年の場合は6月25日から8月27日、1992年は6月24日から8月25日、1993年は6月29日から8月31日、1994年は6月28日から8月30日にかけての各観測日における底層水DO濃度の水平分布を年別にFig.5-1に示す。

1991年：貧酸素水塊は6月25日から7月23日にかけて10m以浅の浅海域を中心として形成されていた。分布の特徴として岸に近いほど底層水のDO濃度は低下しており、岸近くで貧酸素化が主に進行したことが分かる。同時期における沖合での底層水のDO濃度は高い状態で維持されていた。8月以降には10m以深の沖合でも局所的に底層水のDO濃度の低下がみられたが、7月の浅海域での底層水のDO濃度と比べて高い値を示しており、浅海域に比べて沖合での貧酸素化の程度は弱かった。

1992年：底層水のDO濃度は7月の各観測日と8月11日に極めて狭い範囲で $4\text{ mgO}_2/\text{l}$ 以下の値がみられるほかは高い値で推移しており、観測期間中顕著な貧酸素水塊形成は観察されなかった。

1993年：貧酸素水塊は7月6日から20日にかけてと、8月24日から31日にかけて、10m以浅の浅海域を中心として形成されており、特に7月20日と8月24日の貧酸素化は顕著であった。

1994年：8月9日に浅海域で、同30日に沖合域の極めて狭い範囲でDO濃度の低下($4\text{ mgO}_2/\text{l}$ 以下)がみられるが、そのほかの観測では底層水のDO濃度は高い値で推移しており、1992年と同様に顕著な貧酸素水塊は形成されていない。

以上の結果から、1991年と1993年は貧酸素水塊形成年、1992年と1994年は非形成年であったといえる。

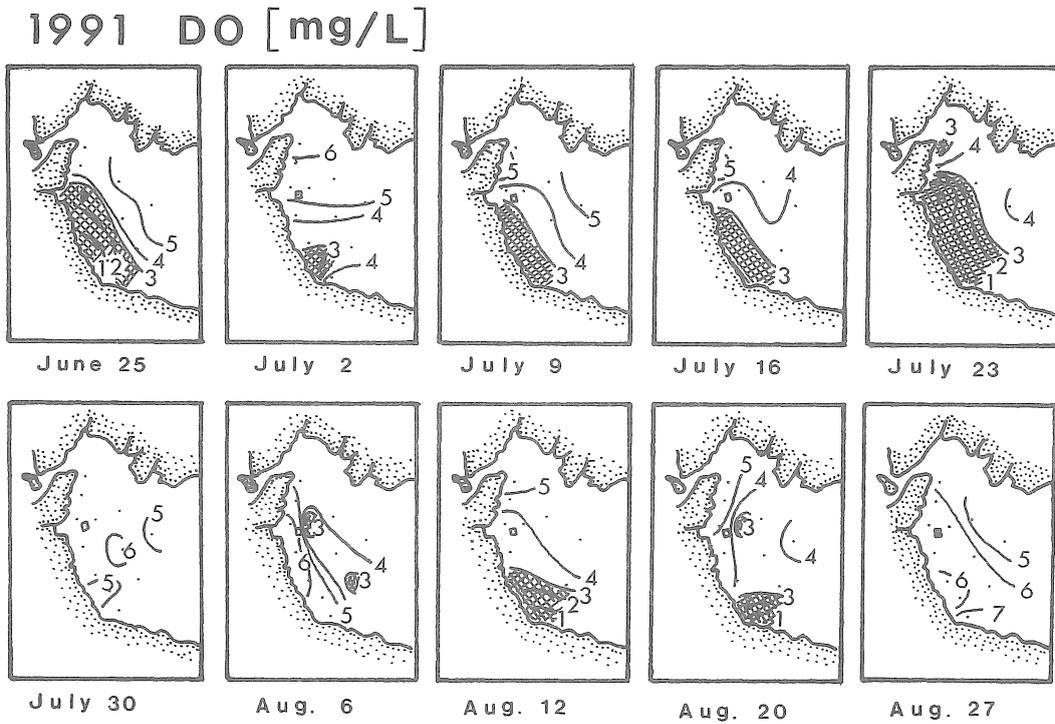


Fig.5-1(a). Horizontal distribution of DO at 1m above the bottom in 1991.
The shaded area indicates the values of less than 3 mgO₂/l.

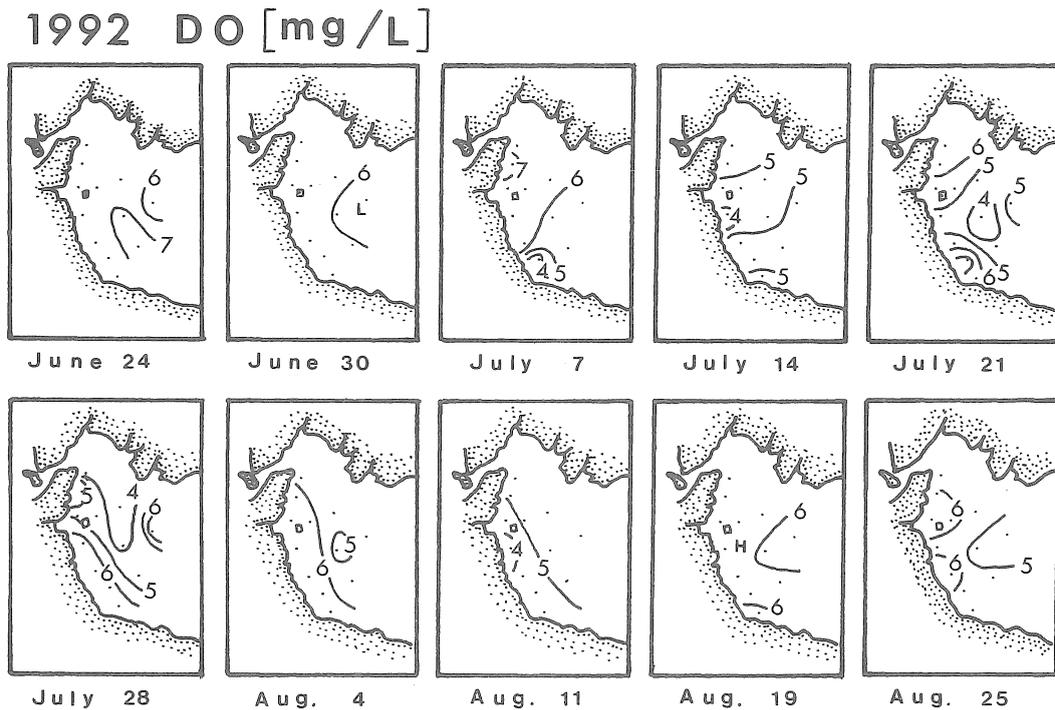


Fig.5-1(b). Same as (a) but in 1992.

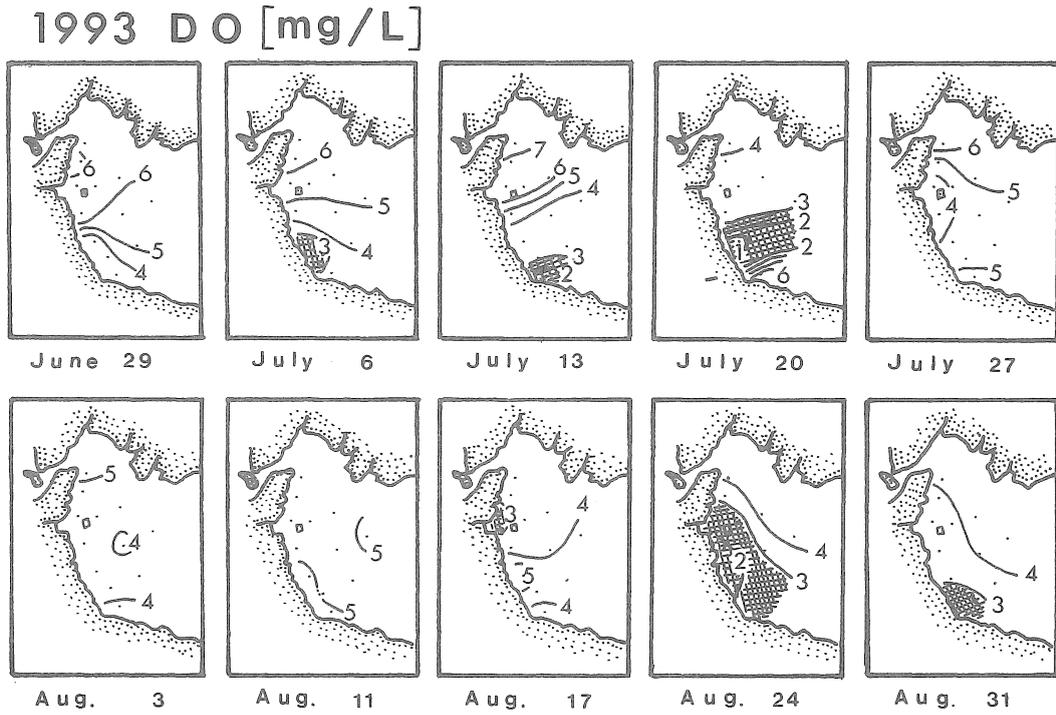


Fig.5-1(c). Same as (a) but in 1993.

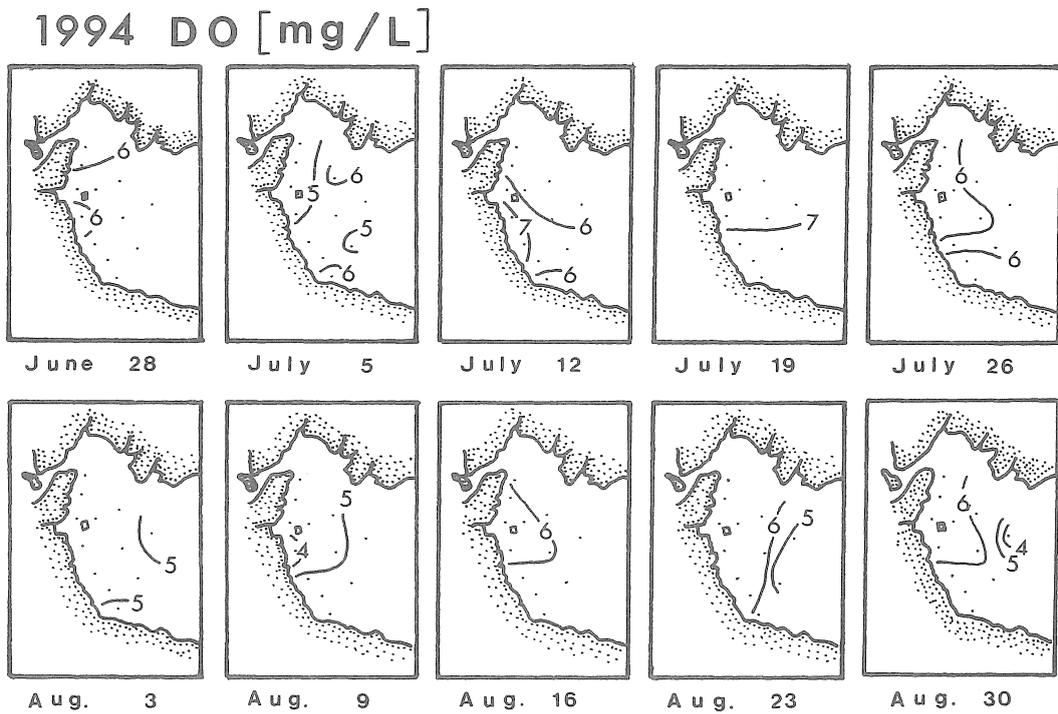


Fig.5-1(d). Same as (a) but in 1994.

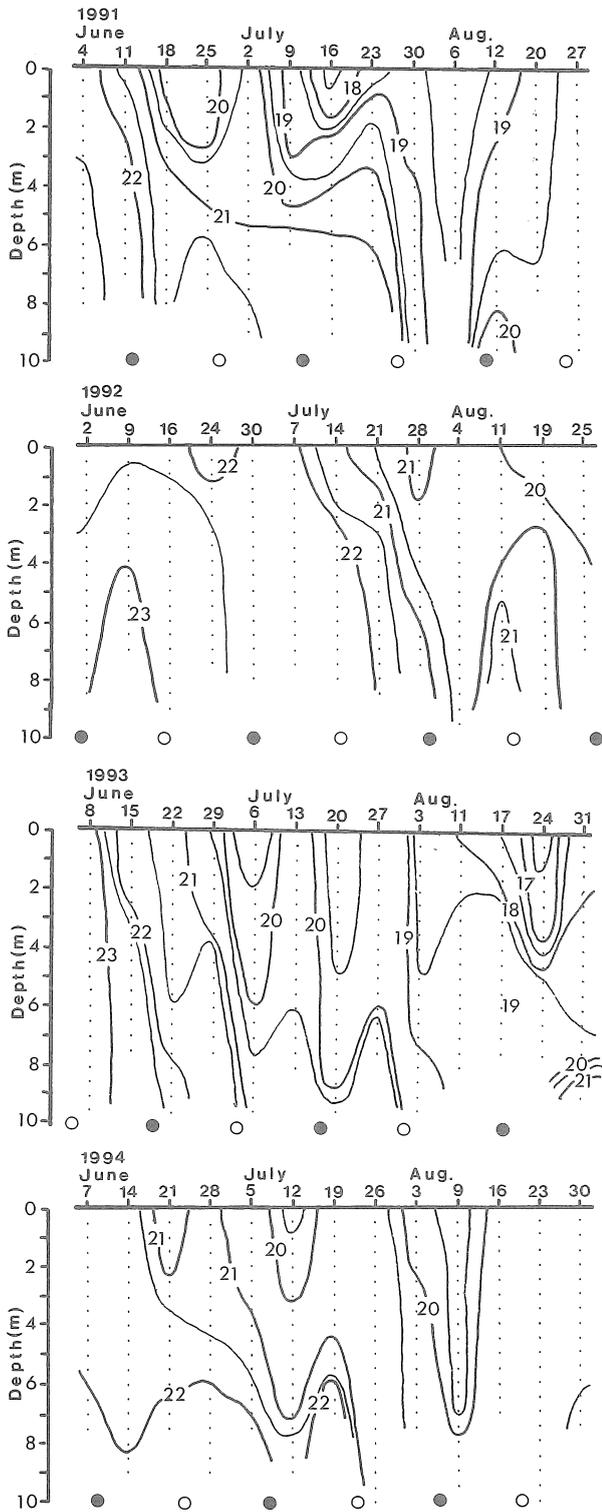


Fig.5-2. Isopleths of sigma-t at St.4 in the summer during the years 1991-1994. Open circles denote the full moon and closed circles the new moon.

3. 2 成層構造

1991, 1993年の場合, 貧酸素水塊は主に浅海域に形成されていた。浅海域での成層構造の変動をみるため, 浅

海域に位置する St. 4 における各年の観測期間の密度 (σ_t) のイソプレットを Fig.5-2 に示す。

1991年: 6月中旬から7月中旬にかけて顕著な密度成層がみられた。7月29日に対馬海峡を通過した台風9号の影響により鉛直混合が促進され, 7月30日, 8月6日の観測の際に躍層は消滅していた。8月12日に再び成層が観察されたが6月, 7月にみられた成層構造と比較すると弱かった。8月下旬には台風12, 13号が相次いで九州西岸を通過しており, その影響により躍層は消滅した。

1992年: 7月中, 下旬と8月中旬に密度成層が認められるが, その成層構造は1991年と比較すると弱かった。

1993年: 6月下旬から7月中旬にかけて比較的顕著な密度成層が認められた。7月下旬から8月上旬にかけて相次いで台風が九州に上陸あるいは接近し, 鉛直混合が促進されたが, 躍層は完全には消滅していない。8月17日, 24日の観測では, 再び顕著な成層が形成されていた。

1994年: 6月下旬から7月中旬と8月上旬に密度成層が認められた。しかし, その構造は1992年と同様に顕著ではない。7月25日に台風7号が関門海峡を通過しており, その影響により7月26日の観測で躍層は消滅していた。8月上旬に再び成層が観察されたが, 8月16日の観測以降, 成層は観察されなかった。

以上の結果から, 成層構造の強化という貧酸素水塊形成のための物理的条件が, 1991年と1993年には強く, 1992年と1994年には弱かったと判定できる。

3. 3 気象

浅海域の成層強度は年によって異なることが分かった。浅海域での成層の発達には, 日射量, 降水量, あるいは風といった気象要素が影響する(武岡, 1985)。各観測年の6月から8月の積算日照時間, 積算降水量及び日平均風速の積算値を Fig.5-3 に示す。日平均風速は1時間毎に測定した風速を24時間平均したものである。

降水量: 6月から8月の積算降水量を年別に比較すると, 1993年の降水量が最も多く1,135mm, 次いで1991年の800mm, 1992年の524mm, 最も少なかった1994年の降水量は243mmであった。最も降水量が多かった1993年と, 最も少なかった1994年の降水量の比は約4.7である。

各年の特徴として, 最も降水量が多かった1993年には, 各月とも360~400mmの降水量を記録している。次いで多かった1991年の場合は, 6月(319mm)と7月(364mm)に降水量は多かったものの, 8月の降水量は約120mmと少なかった。1992年には6月と8月にそれぞれ204, 227mm

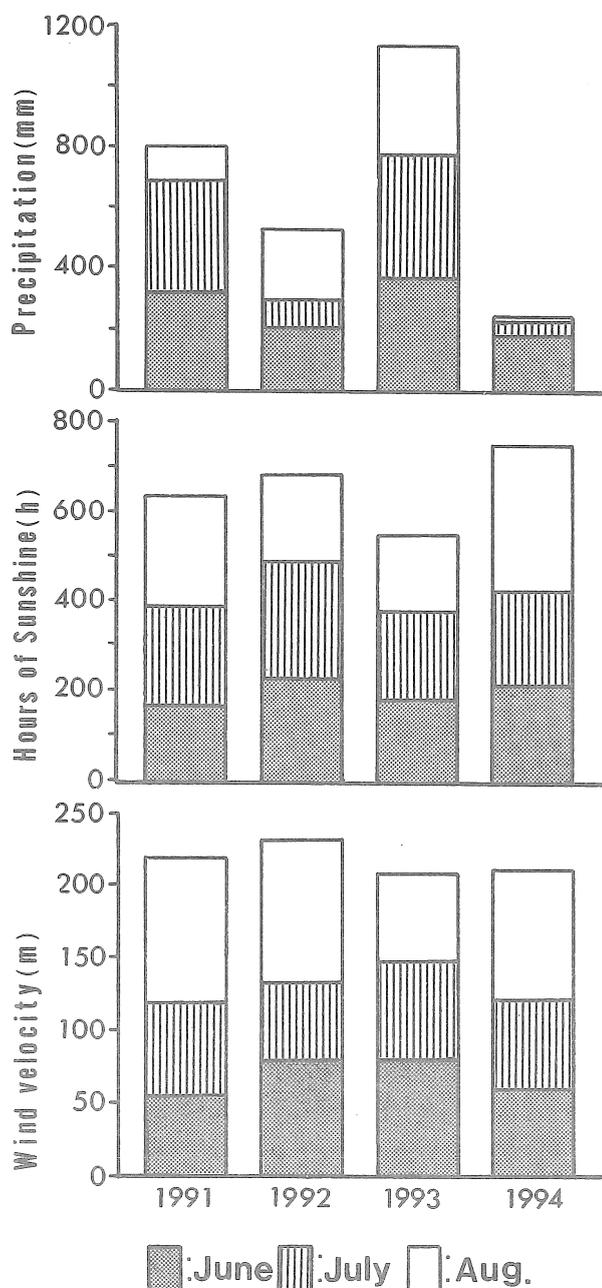


Fig.5-3. Comparison of aggregations of precipitation, hours of sunshine and daily mean wind velocity at Buzen area from June to August during the years 1991-1994.

とややまとまった雨を記録したにもかかわらず、7月の降水量は92mmと少なかった。1994年には6月に179mmを記録したが、7、8月の降水量はそれぞれ45と18mmであり、他の3カ年に比べて、7、8月の降水量が著しく少なかった。

日照時間：日照時間は降水量と負の対応をしており、最も降水量が少なかった1994年の日照時間が、882時間と最も長く、次いで1992年の682時間、1991年の631時間、

1993年の546時間の順となる。最も日照時間が長かった1994年と、最も短かった1993年の日照時間の比は1.6であり、降水量の経年変動に比較して、日照時間の経年変動は小さい。

風速：日平均風速の積算値で各年の風の強さを比較すると、1992年の値が最も大きく237m、1991年の値が219m、1993年と1994年の値はそれぞれ207と209mであり、1992年は、他の3カ年に比べてやや風が強かった年と推察される。最も値が大きかった1992年と、最も小さかった1993年の値の比は1.13であり、降水量や日照時間の経年変動に比べると、風の強さの経年変動ははるかに小さい。

月別の特徴をみると、1991、1992、1994年はいずれも8月の値が、他の月（6、7月）の値に比べて大きく、当海域では8月に比較的強風が吹くものと推察される。降水量と日照時間で各年を比較すると、1991年と1993年が多雨で日照時間が短かった年、1992年と1994年が少雨で日照時間が長かった年といえる。ただし、1991年と1992年の日照時間の差はそれほど大きくはない。

3. 4 栄養塩、クロロフィル及び有機物濃度

各観測年の浅海域での夏季の栄養塩濃度、植物プランクトンの現存量及び有機物濃度を比較するため、無機溶存態窒素(DIN)、無機溶存態リン(PO₄-P)及びChl. aについては、1991年から1994年の6月から8月の全測定値(DINとPO₄-Pは表層と底層の測定値、Chl. aは表層の測定値)を、有機物濃度(POC、PON)と酸素消費速度については、1993年と1994年の底層の全測定値を、それぞれ年別に平均し、Fig.5-4に示す。

各項目の経年変動をみると、DINでは最も高い値を示したのが1992年で2.1μM、次いで1991年の1.7μM、1993年の1.5μM、最も低い値は1994年の0.9μMであり、1992年と1994年のDINの比は約2.3である。PO₄-Pをみると、1991年の値が0.10μMを示したほかは0.12から0.13μMの値を示し、比較的一定した値であった。Chl. a濃度は、1991年と1993年の値がそれぞれ、6.88と7.31μg/lを示し、1992年と1994年の値(3.71と3.46μg/l)に比べて約2倍ほど高い。1993年と1994年の有機物濃度(POC)を比べると、1993年の値が、1994年の値に比べて約1.6倍ほど高く、また、酸素消費速度も、1993年の値が1994年の値に比べて大きい。Chl. a濃度が高かった1993年には、Chl. a濃度が低かった1994年に比べて有機物濃度は高く、植物プランクトンに由来する有機物が多かったことが推察される。このことからすると、Chl. a

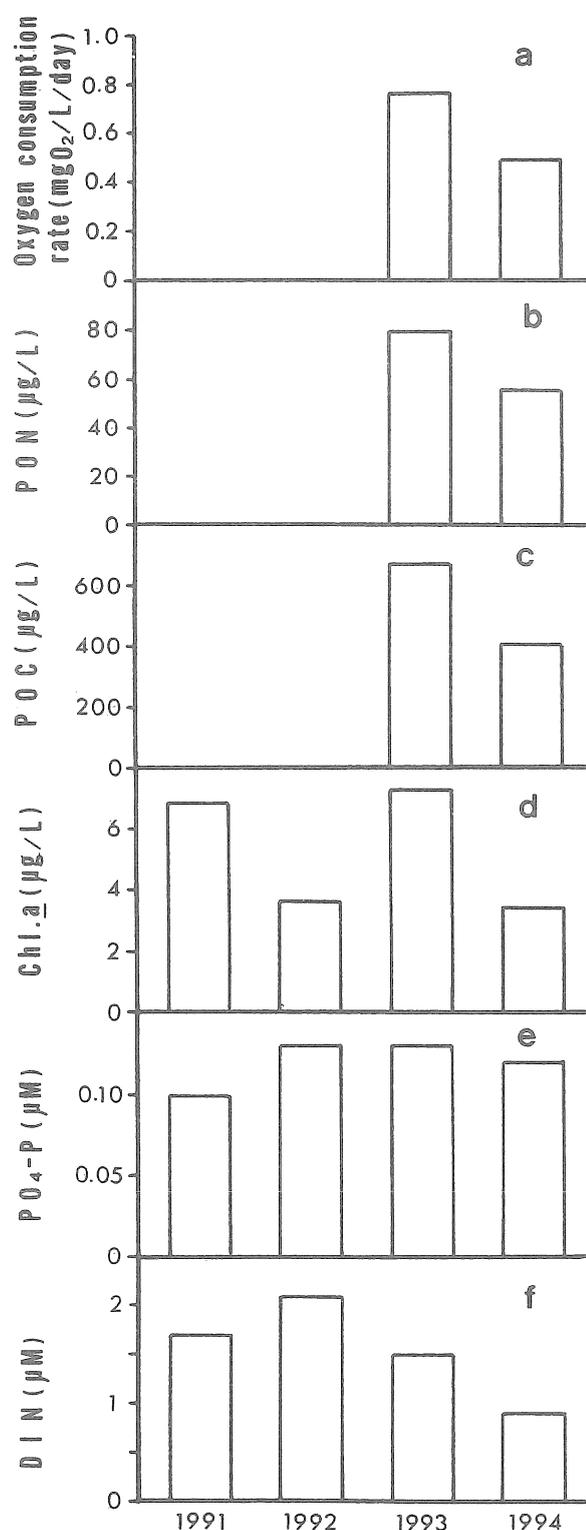


Fig.5-4. Mean chemical compositions and oxygen consumption rates from June to August in the coastal waters of the Buzen Sea. Explanations for a to f in the figure are shown in the text.

濃度が高かった1991年においても、1993年と同様に植物プランクトンに由来する有機物が多かったことが推察さ

れる。兩年とも貧酸素化が進行した年であり、増殖した植物プランクトンが貧酸素化の進行に関与したと考えられる。

4. 考 察

当浅海域で貧酸素水塊が形成されるためには成層の発達による物理的條件の強化とともに酸素消費速度の増加という生物・化学的條件が必要である。成層の強度には各観測年によって違いがみられた。各年の成層強度の違いはどのような要因によるのであろうか。浅海域での成層の形成に関わる物理的要素として、加熱や冷却等の海面を通しての熱の出入り、河川水の流入や降水・蒸発等による淡水の出入り、風による鉛直混合、潮流による鉛直混合などが考えられる(武岡, 1985)。Fig.5-3に示した夏季(6~8月)の気象要素の変動をみると、経年変動が最も顕著であったのは降水量であり、日照時間にも経年変動がみられる。風速の経年変動はそれほど大きくはない。このことからすると、Fig.5-2に示した密度の経年変動には降水量、あるいは日照時間が関与しており、風の影響は小さいものと推察される。

各年の成層強度に降水量と日照時間はどの程度関与しているのかを検討するため武岡(1985)の方法に従って、各年の成層強度を水温差による寄与分と、塩分差による寄与分に分けた。すなわち、各観測日の表層の塩分と底層の水温を持つ仮想海水の密度とその時の表層水の密度の差を求め、次に、表層の水温と底層の塩分を持つ仮想海水の密度と表層水の密度の差を求める。これら二つの密度差の和は一般には実際の表底層の密度差に一致しない。そのため、実際の密度差をこれらの密度差の比に内分したものを、それぞれ水温差及び塩分差による寄与分とし、各観測日での値を年毎に平均し、Fig.5-5に示す。図から降水量が多かった1991年と1993年には、密度差が大きく、さらに水温差の寄与に比べて塩分差の寄与が大きいたことが分かる。当浅海域での成層の発達に淡水供給が大きく関与していることが示唆される。

当海域では1976年以降、夏季には各月の上旬と中旬に海洋観測を行っている。1976年以降のデータを用いて夏季における成層の発達と降水量との関係をFig.5-6に示す。横軸の値は各年における6月から8月の積算降水量、縦軸の値は浅海域の調査点(St.4)での6月中旬から8月中旬の間の5回の観測の水温と塩分の測定結果から計算した表層と底層の密度の差を平均したものである。図から降水量が多くなると、密度差が大きくなる傾向、すなわち、成層が強くなる傾向がみてとれる。当浅海域

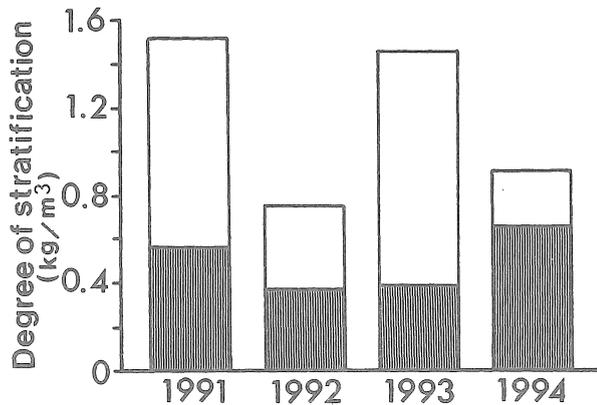


Fig.5-5. Comparison of the degree of mean stratification at St.4 from June to August during the years 1991-1994. The shaded area denotes the contribution of the temperature differences to the degree of stratification and the open area that of the salinity differences.

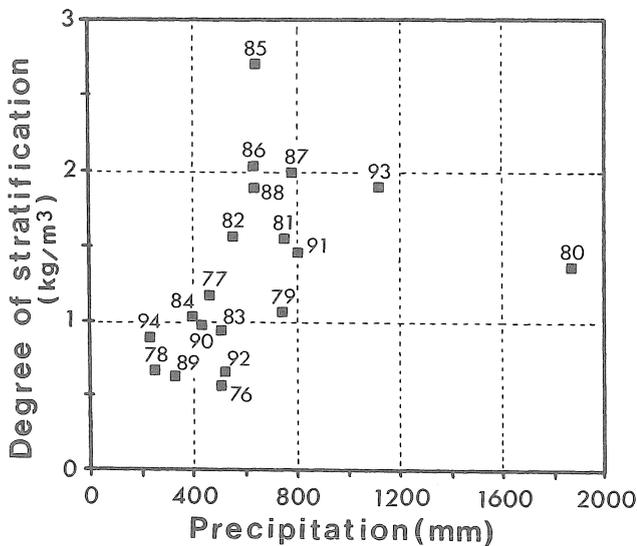


Fig.5-6. Relationship between the mean stratification at St.4 and the precipitation at Buzen area from June to August. Numerals near the squares denote the year.

での成層の発達に淡水の供給が大きく関与していることが、この図からも分かる。

1991年と1993年の夏季には降水量が多く (Fig.5-3)、結果として多量の淡水が海域に流入し、顕著な密度躍層が形成され、貧酸素水塊形成のための物理的条件が強化されたことが、1991年と1993年の夏季に顕著な貧酸素水塊が形成される一つの条件になったものと考えられる。

ところで、前述したように貧酸素水塊が形成されるためには物理的条件としての成層構造の強化とともに生物・

化学的条件による下層での酸素消費速度の増加が必要である。まず、海域への栄養塩類の流入負荷量の変動について検討する。当浅海域には1級河川の山国川のほかに16の中小河川が流入しており、貧酸素水塊が形成される6月から8月の期間の各年の河川からの栄養塩類の流入負荷量を以下の方法で推算した。すなわち、河川流量は流域面積に比例するものとして、1991年から1994年の6月から8月の各月の山国川の流量 (建設省河川局, 1991-1994)*¹を用い、各河川の流域面積 (Table 2-1) との比から各河川の流量を推算した。各河川の全有機炭素 (TOC)、全窒素 (TN)、全リン (TP)、無機溶存態窒素 (DIN) 及び無機溶存態リン (PO₄-P) の濃度は、福岡県環境整備局が測定している値を用いた。ただし、毎月測定されておらず、年によって測定月は異なる。そこで、1982年から1992年の6月から8月の全測定値 (福岡県環境整備局公害課, 1982-1992)*²を、月別、河川別に平均し、6、7、8月の各河川の値として使用した。この値に推算した河川流量を乗じて流入負荷量を算出した。

このほかに、海域への栄養塩類の負荷としては、底泥からの溶出、下層での有機物の酸化分解による再生、生活廃水や産業廃水による負荷が考えられる。周防灘での夏季の底泥からの無機態窒素の溶出量として19.8mg/m²/dayが得られている (山田, 1985)。この値を用いて貧酸素水塊が形成される10m以浅の浅海域を対象として、6月から8月の間の底泥からの無機態窒素の溶出量を計算すると約450tとなる。1985年の資料を基に、生活廃水と産業廃水のうち、直接海域に排出される全窒素負荷量として3.9t/day、全リン負荷量として0.5t/dayが算出されている (神薗・吉田, 1989)。これらの値を用いて6月から8月の間の生活廃水と産業廃水からの負荷量を計算すると、全窒素で約360t、全リンで約46tとなる。

以上を整理してTable 5-1に示す。Table 5-1から、底泥からの溶出量及び生活廃水と産業廃水からの負荷量に比較して、多量の降雨があり、流量が増大したときの河川からの栄養塩類の負荷量が多いことが分かる。さらに、下層での酸素濃度が低下するに従って底泥からの栄養塩類の溶出量、有機物の酸化分解による再生量は増大することが知られている (城ほか, 1984; 神山ほか, 1994)。

このことからすると、貧酸素化が進行した1991年と1993年には、底泥からの栄養塩類の溶出量、有機物の酸化分解による再生量が、1992年、1994年に比べて多かつ

*¹建設省河川局 (1991-1994): 山国川水系河川流量表 (平成3年~6年度版)

*²福岡県環境整備局公害課 (1982-1992): 公共用水域水質測定結果表 (昭和59~平成4年度版)。

Table 5-1. Comparisons of nutrient loads supplied from the rivers (1991-1994) , released from sediment and supplied from living and industry wastewaters from June to August. Precipitation from June to August during the years 1991-1994 are also shown.

	Year	Precipitation (mm)	TOC (ton)	TN (ton)	TP (ton)	DIN (ton)	PO ₄ -P (ton)
From the rivers	1991	800	3,082	1,566	178	1,067	56
	1992	524	2,249	1,039	118	672	38
	1993	1,135	4,366	2,020	231	1,326	75
	1994	243	1,229	712	79	487	23
From sediment						450	
From living and industry wastewaters				360	46		

たことが推察される。

降水量が多く、かつ貧酸素化が進行した1991年と1993年には栄養塩類の海域への負荷量が多かったと考えられる。ただし、Fig.5-4をみる限り、1994年のDINを除くと、浅海域での各年の無機態の栄養塩濃度に大きな差は認められない。服部（1983）は、東京湾での夏季の表層水中の無機態窒素の滞留時間は1～2時間程度であると報告しており、湯浅ほか（1985）は河川から流入した栄養塩は、半潮時程度の時間スケールのうちに植物プランクトンに取り込まれるとしている。1991年と1993年のChl. a濃度は、1992年と1994年のそれに比べて高いことから（Fig.5-4d）、各年の栄養塩濃度に大きな差がみられなかった原因としては植物プランクトンに摂取された結果と考えられる。1993年と1994年のPON濃度を比較すると、1993年の値が高い（Fig.5-4b）。前述したように、1991年と1993年には植物プランクトンに由来する有機物量が多かったことが推察され、これらの有機物が分解され、下層での酸素消費速度を高め、1991年と1993年の貧酸素水塊形成に関与したと考えられる。

ここで、以下のような酸素消費に関わる一連の過程が推察される。多量の降雨があれば、①河川流量が多くなり、それに伴って河川から浅海域に流入する栄養塩量や有機物量も多くなる。②流入した栄養塩を利用して植物プランクトンが増殖する（Fig.5-4d）。③当浅海域の物質の移流・拡散に影響するとされる残差流は弱く（三井田・神菌，1989）、そのため河川由来の多量の有機物や一次生産に由来するデトリタスの大部分は浅海域の下層に沈降する。④浅海域は水深が10mで浅いため大部分のデトリタスは未分解のまま沈降し、下層で分解され、酸素を消費する。⑤成層が強化されているために上層からの酸素供給が少ない。1991年と1993年にはこの過程が

顕著であり、貧酸素水塊が形成されたものと考えられる。さらに、貧酸素化の進行は底泥からの栄養塩類の溶出量、有機物の酸化分解による再生量を増大させ、より富栄養化（ひいては貧酸素化）を進行させると考えられる。

ほぼ毎年貧酸素水塊が形成される東京湾や大阪湾に比べて、それほど富栄養化が進行していないと考えられる豊前海では、降雨に伴う河川からの栄養塩負荷量の増大が、富栄養化の進行、ひいては貧酸素化の進行に影響すると推察される。夏季における多量の降雨は貧酸素水塊形成のための物理的条件を強化しただけでなく、下層での酸素消費速度の増加という、生物・化学的条件をも強化し、貧酸素水塊形成を促進したと考える。

次に、どの程度の降雨があれば当浅海域での貧酸素水塊形成の条件が強化されるかを1976年以降のデータを用いて推定する。1976年から1994年の夏季の降水量と底層水のDO濃度との関係を整理しFig.5-7に示す。横軸の値は各年における6月から8月の積算降水量、縦軸の値は貧酸素水塊がしばしば形成される浅海域の4調査点（Fig.3-1, St. 1, 2, 3, 4）での底層のDO測定値のうち、7月と8月の各観測で最も低い値を示した測点の値を平均したものである。平均DO濃度が3 mgO₂/l以下を示した年を貧酸素水塊形成年とすると1979, 1980, 1985, 1987, 1991及び1993年がこれに該当する。これらの年の6月から8月の積算降水量は600mm以上となっている。このことから、6月から8月の積算降水量が600mm以上であることが当浅海域での貧酸素水塊形成の物理的条件及び生物・化学的条件を強化する一つの目安になると考えられる。

豊前海で形成される貧酸素水塊の形成要因としての気象要素の変動に関して検討を行った。その結果、夏季における降水量の変動が当海域における貧酸素水塊形成に

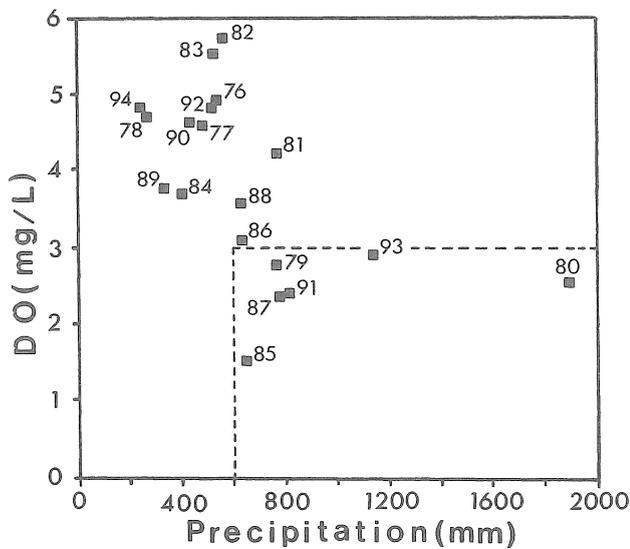


Fig.5-7. Relationship between the mean DO of the bottom water in the coastal waters from July to August and the precipitation at Buzen area from June to August. Numerals near the squares denote the year.

大きく関与することが分かった。すなわち、夏季における多量の降雨は、成層を発達させることにより貧酸素水塊形成のための物理的条件を強化する。また多量の栄養塩を陸域から当浅海域に供給し有機物量の増大をもたらすことにより、下層での酸素消費速度の増加という、生物・化学的条件をも強化することが分かった。

貧酸素水塊形成と降水量の関係については、城ほか(1978)は、大阪湾での成層の発達に気温とともに降水量が密接に関連していることを報告しており、鬼塚(1989)は東京湾での貧酸素化に関連する事項として、春先から夏季にかけて多雨であることが、貧酸素化が長期化する要因であり、河川流量及び降水量などが密度成層に関わる物理的要因であるとしている。Falkowski *et al.* (1980)は、1976年にNew York Bightで夏季に貧酸素水塊が形成されたとき、その年の5月の降水量が多く、Hudson Riverの流量が平年より多かったと報告している。貧酸素水塊が形成される他の海域においても、降水量の変動、それに伴う河川流量の変動が貧酸素水塊形成に関連する物理的要因、あるいは生物・化学的要因の変動に大きく関与していることが示唆される。

当海域で貧酸素水塊が形成される降水量の目安として、夏季(6~8月)の積算降水量が600mm以上であることがしきい値となると推察された。ただFig.5-7をみる限り、600mm以上の降水量を記録した年の降水量と底層DO濃度には特に負の関係はみられない。淡水の流入にともなう密度流が、浅海域に供給された栄養塩類や有

機物、上層で生産された有機物を沖合へ移送し、あるいは、沖合の酸素の豊富な下層水を沿岸域の下層に移送していることも考えられるが、このことについては、今後さらに検討する必要があると思われる。

第6章 総括

東京湾、三河湾、瀬戸内海などの内湾域で夏季に形成される貧酸素水塊は、浅海漁業や養殖業に深刻な被害を与えており、その形成機構の解明や対策に関する様々な研究が行われている。瀬戸内海の周防灘南西部海域(豊前海)においても規模に差異はあるものの、貧酸素水塊がほぼ毎年形成され、有用水産動物の生育に影響を及ぼしている。一般に貧酸素水塊は、夏季に水温の上昇に伴う下層での生物・化学的過程による酸素消費量の増加が、躍層の発達により抑制された下層への酸素供給量を上回ることによって生じると考えられる。しかし、豊前海で進行する貧酸素化に対して、下層での生物・化学的過程による酸素消費量の増加と、躍層の発達による下層への酸素供給量の低下と、どちらが主要な要因であるのか、さらに、下層での生物・化学的酸素消費過程とはどのようなものであるのかといった、形成、維持機構やその要因については未解明な点が多い。貧酸素水塊による漁業被害の防止対策を策定するには、形成、維持機構やその要因を明らかにすることが重要である。本論文は、豊前海で形成される貧酸素水塊について、現場調査あるいは室内実験等の結果から形成機構やその要因についてまとめたものであり、得られた結果の概要を以下に要約する。

1. 研究対象とした豊前海は、極めて緩やかな海底傾斜をもち、平均水深が10mの比較的浅い海域である。ここには17の河川が流入しており、多量の降雨が記録されたときには顕著な塩分成層が形成される。海水の流動は主に潮流によって支配されており、高潮時から低潮時にかけて海岸線に沿って南下し、低潮時から高潮時にかけて北上する流れがみられる。沿岸域は、実測流で20cm/s以下の流れが上層で全体の90%前後、下層で98%以上を占め、流れが弱く停滞域となっている。密度成層は6月から9月に発達し、空間的には沿岸域で形成が弱く沖合で強く、時間的には7月から8月にかけて最も強くなる。豊前海の水質、底質を周防灘の他の海域のそれと比べると、水質ではCOD値やクロロフィル値が、また底質においてもCOD値や強熱減量がともに高い値を

示し、豊前海は有機物に富んだ海域と考えられる。

2. 1991年夏季の現場での水温、塩分、溶存酸素量の観測結果を2層ボックスモデルを用いて解析し、移流・拡散過程による酸素供給量と、底層における生化学的な酸素消費量の時間的変化を見積もった。その結果、水深約10m以浅の沿岸域底層では1週間以内という短時間で貧酸素化が進行すること、また、その場の酸素消費速度の急激な増加が、貧酸素水塊の形成に寄与していることが分かった。この時、DOの供給の80%が鉛直拡散によって、また20%が水平移流によってなされていた。一方、水深10m以深の沖合底層での酸素収支は、生化学的な酸素消費と鉛直拡散による酸素供給とで均衡がとれており、水平移流はほとんど現象に関与していないことが分かった。

3. 1992年夏季に、現場と実験室内とで底層水と底泥の酸素消費速度を測定した。底層水の酸素消費速度は時間的に大きく変動しており、それは底層水中に懸濁している有機物濃度と関係していることが分かった。この時懸濁していた有機物の大部分は、潮流によって再懸濁された底層堆積物であると推察された。底泥の酸素消費速度には時間的に大きな変動はみられなかった。現場での底泥と底層水の酸素消費速度から、躍層下での単位面積当たりの酸素消費速度の寄与率を計算したところ、酸素消費の80~90%は底層水による消費であり、底泥による消費は小さかった。また、現場における光量子数の測定結果から、好天の日には微細藻類が光合成を行うに十分な光強度が下層まで透過することが分かった。微細藻類の光合成作用により生産された酸素は、浅海域での貧酸素化の進行に影響を及ぼす場合があることも明らかになった。

4. 1995年7月から8月に6回サンプリングを行い、底層水、沈降物及び底泥による酸素消費速度とそこでの光合成作用による酸素生産速度を実験室で測定し、下層での酸素収支を調べた。下層における全酸素消費（平均で $2.85\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ ）に占める各成分による消費の割合を平均値と比較すると、底層水による消費が72%と最も多く、堆積物26%、沈降物2%の順となった。酸素生産（平均で $1.40\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ ）では、底層水による生産が98%を占め、沈降物による生産量は2%であった。以上のことから、当浅海域における下層での酸素濃度の変動に対して、懸濁物を含む底層水による酸素消費あるいは生産が大きく関与していることが分かった。また、底泥は酸素消費には寄与するが、酸素生産にはほとんど関与していないことも明らかになった。沈降物による酸素消

費量や酸素生産量は底層水や底泥のそれに比べると著しく小さく、下層での酸素濃度の変動に及ぼす影響は極めて小さいと考えられる。以上のことから、豊前海における貧酸素化を考える場合、底層水中の懸濁態有機物の動向が最も重要であることが明らかになった。

5. 浮遊微生物群集による酸素消費量とそれらの下層水中での酸素消費に果たす役割を明らかにするため、1994年と1995年の夏季に孔径が $300\mu\text{m}$ のネット及び $8\mu\text{m}$ と $1\mu\text{m}$ のNucleoporeフィルターで下層水をろ過後、室内で培養し、それぞれの画分の酸素消費速度と培養前後の細菌数と微小プランクトン数の変化を調べた。細菌の呼吸活性は $4.1\sim 27.1\times 10^{-11}\text{mgO}_2/\text{cell}/\text{day}$ の範囲で、この値から計算された細菌による酸素消費速度は $0.094\sim 0.381\text{mgO}_2/\text{l}/\text{day}$ であった。これは下層水の酸素消費速度の40.4~86.6%を占めているが、下層水の酸素消費速度に及ぼす細菌の寄与率は、日によって大きく変動することも明らかになった。この寄与率の変動は微細藻類の動態と関係していた。平均で見ると細菌とその他のプランクトン類による酸素消費の比率は6:4であった。1995年夏季に測定した懸濁物を含む底層水による酸素消費速度を躍層下(4m)の水柱に換算した値は、平均で $2.05\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ であり、これを細菌とその他のプランクトン類による消費に分けるとそれぞれ 1.23 と $0.82\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ になる。同時に測定した微細藻類の光合成作用による酸素生産速度は $1.38\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ であり、その他のプランクトン類の酸素消費速度はこれを下回っている。当浅海域の下層水の酸素消費は主に細菌の活動によってなされていると考えられた。

6. 夏季の豊前海で比較的出现量が多い大型底生動物(シズクガイ、チヨノハナガイ、シロガネゴカイ科の1種 *Nephtys oligobranchia*) による酸素消費速度を実験室で測定し、現場での酸素消費速度を試算した。3種の大型底生動物の酸素消費速度は、水温が約 $10\sim 30^\circ\text{C}$ の範囲では、水温が高くなるに従って増加した。また、いずれの種も溶存酸素濃度が $3\text{mgO}_2/\text{l}$ 以上(水温 20°C)ではほぼ一定の酸素消費速度を示すが、それ以下では、著しく低下した。体重との関係では、個体が大きくなるに従って酸素消費速度は指数関数的に増加した。3種の底生動物の現場での現存量から試算した酸素消費速度は、1995年6月21日が $3.21\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ 、7月26日が $14.21\text{mgO}_2/\text{m}^2/\text{day}$ であり、この値は4項で述べた底層水、沈降物及び底泥を含めた酸素消費速度(平均で $2.85\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{day}$)のそれぞれ0.1と0.5%であることが分かった。このことから、当浅海域での貧酸素水塊の形成・維持に

対して、大型底生動物群集による酸素消費はほとんど関与していないと考えられた。

7. 貧酸素水塊の形成要因としての気象要素の変動に関して検討を行った。成層期に進行する下層での貧酸素化には経年変動がみられ、平均的には数年に一度の頻度で溶存酸素濃度が $3 \text{ mgO}_2/\text{l}$ 以下の顕著な貧酸素水塊が形成される。

1991年から1994年の夏季に行った観測の結果とその間の気象観測資料から、夏季における降水量の変動が当海域における貧酸素水塊形成に大きく関与することが分かった。すなわち、夏季における多量の降雨は、成層を発達させることにより貧酸素水塊形成のための物理的条件を強化する。また多量の栄養塩を陸域から浅海域に供給し、有機物量の増大をもたらすことにより、下層での酸素消費速度の増加という、生物・化学的条件をも強化することが分かった。これらの条件を満たす降水量の目安として、夏季(6～8月)の積算降水量が600mm以上がしきい値となると推定された。

以上、豊前海で形成される貧酸素水塊の形成機構について検討を行った。その結果、10m以浅の浅海域で、1週間以内という短い時間に貧酸素水塊が形成されること、貧酸素化の進行には、夏季の降水量が関与しており、平年を上回る降水量が記録された年に酸素濃度が $3 \text{ mgO}_2/\text{l}$ 以下の顕著な貧酸素水塊が形成されること、下層における酸素消費には水中に懸濁している有機物が大きく関与していること、及び酸素消費は主に細菌の活動によってなされていることが明らかになった。一方、光条件によっては下層でも微細藻類が光合成を行うに十分な光強度が得られ、微細藻類の光合成作用により生産される酸素は、貧酸素水塊の消長に影響を及ぼすことも明らかになった。

謝 辞

本研究をとりまとめるにあたり，終始懇篤なる御指導，御鞭達を賜り，さらに本論文の御校閲をいただいた東京大学海洋研究所教授大和田紘一博士に謹んで感謝の意を表します．前養殖研究所企画連絡室長（現九州大学農学部教授）本城凡夫博士には本研究の遂行上多くの御助言と御指導，さらには本論文の御校閲をいただいた．ここに深く感謝申し上げます．また，本研究を進めるにあたり，有益な御教示をいただいた水産大学校教授故俵 悟博士，同山元憲一博士，東京大学海洋研究所助教授木暮一啓博士，九州大学大学院総合理工学研究科助教授磯辺篤彦博士に厚くお礼申し上げます．南西海区水産研究所赤潮環境部海況動態研究室長内田卓志博士，同赤潮生物研究室長山口峰生博士，前同漁場保全室長（現水産庁研究部）玉井恭一博士には多くの御協力と有益な御意見を戴きました．心から御礼申し上げます．

本研究の機会を与えられ，その遂行に温かい御理解と便宜を与えて下さった元福岡県水産海洋技術センター所長寿崎洋一氏，前同所長切田正憲博士，前同豊前海研究所長（現筑前海研究所長）古田久典氏，同豊前海研究所長石田雅俊氏，前同豊前海研究所海洋環境課長荒田敞生氏に深く感謝します．

さらに，現地調査にあたって船上作業に御協力いただいた豊前海研究所調査船「ぶぜん」の船長並びに乗組員各位に厚くお礼申し上げます．本研究に対し，多くの御協力をいただいた豊前海研究所鶴島治市氏，江藤拓也氏，佐藤博之氏に深謝します．

引用文献

- Amon R. M. W. and R. Benner (1996) : Bacterial Utilization of Different Size Classes of Dissolved Organic Matter. *Limnol. Oceanogr.*, **41**, 41-51.
- Anderson, G. C. and R. P. Zeutschel (1970) : Release of Dissolved Organic Matter by Marine Phytoplankton in Coastal and Offshore Areas of the Northeast Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **15**, 402-407.
- 荒川 清 (1980) : 硫化物, 256-257, 水質汚濁調査指針 (日本水産資源保護協会編), 恒星社厚生閣, 東京, pp.1-552.
- Carey, A. G., Jr. (1967) : Energetics of The Benthos of Long Island Sound I. Oxygen Utilization of Sediment. *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.*, **19**, 136-144
- Falkowski, P. G., T. S. Hopkins and J. J. Walsh (1980) : An Analysis of Factors Affecting Oxygen Depletion in the New York Bight. *J. Mar. Res.*, **38**, 479-506.
- Fukami, K., U. Simidu and N. Taga (1985) : Microbial Decomposition of Phyto- and Zooplankton in Seawater. II. Changes in the Bacterial Community. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **21**, 7-13.
- 半田暢彦・松枝秀和 (1985) : 海洋における有機物の鉛直輸送, 348-352, 海洋の動態 (梶浦欣二郎編), 恒星社厚生閣, 東京, pp.1-531.
- Hargrave, B. T. (1969) : Epibenthic Algal Production and Community Respiration in the Sediments of Marion Lake. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, **26**, 2003-2026.
- 風呂田利夫 (1987) : 東京湾における青潮の発生. 水質汚濁研究, **10**, 470-474.
- 服部明彦 (1983) : チッ素とリンの挙動, 167-168, 海の環境科学 (平野敏行編), 恒星社厚生閣, 東京, pp.1-570.
- 市川敏弘 (1989) : 有機懸濁物, 138-141, 生物海洋学 (西沢 敏編), 恒星社厚生閣, 東京, pp.1-236.
- 飯塚昭二・入江春彦 (1969) : 大村湾における *Gymnodinium* 赤潮発生と海底無酸素化現象との関連. 日本プランクトン学会報, **16**, 99-115.
- 飯塚昭二・関 霽虹 (1989) : 大村湾における無酸素水塊の形成. 沿岸海洋研究ノート, **26**, 75-86.
- 今林博道 (1983) : 底生動物群集に及ぼす貧酸素水塊の影響. 日水誌, **49**, 7-15.
- 今林博道 (1989) : 富栄養海域における底生動物群集と貧酸素水塊の相互作用. 沿岸海洋研究ノート, **26**, 119-128.
- 今井一郎・伊藤克彦 (1984) : 1983年5月周防灘における従属栄養性微小鞭毛虫類の分布. 南西水研報, **17**, 219-233.
- Imajima, M. and Y. Takeda (1987) : Nephthyidae (Polychaeta) from Japan. II. The Genera *Dentinephtys* and *Nephtys*. *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo, Ser. A*, **13**, 47-50.
- Jensen, L. M. and M. S øndergaard (1985) : Comparison of Two Methods to Measure Algal Release of Dissolved Organic Carbon and the Subsequent Uptake by Bacteria. *J. Plankton Res.*, **7**, 41-56.
- 城 久・矢持 進・安部恒之 (1978) : 大阪湾における貧酸素水塊の発生状況. 大阪水試研報, **5**, 71-84.
- 城 久・矢持 進・安部恒之・河合 章 (1984) : 大阪湾の貧酸素底層水における無機栄養塩濃度について. 日水誌, **50**, 1693-1700.
- 城 久 (1986) : 大阪湾における富栄養化の構造と富栄養化が漁業生産におよぼす影響について. 大阪水試研報, **7**,

28-42.

- 城 久 (1989) : 大阪湾の貧酸素水塊. 沿岸海洋研究ノート, 26, 87-98.
- Kawai, A. and H. Maeda (1984) : Oxygen Consumption in the Bottom Water Related with the Production of Sulfides in the Bottom Sediments. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., 50, 119-124.
- 柿野 純・松村皐月・佐藤善徳・加瀬信明 (1987) : 風による流れと青潮との関係. 日水誌, 53, 1475-1481.
- 鎌谷明善・高野正徳・森田良美 (1983) : 東京湾における懸濁物の化学的特徴. 日水誌, 49, 251-258.
- 神山孝史・玉井恭一・板岡 陸・会沢安志 (1994) : 夏季成層期の播磨灘における海底からの栄養塩供給機構. 有害赤潮の生態学的制御による被害防除技術の開発に関する研究, 5カ年の研究報告, pp.105-122, 南西水研.
- 神菌真人・池内 仁・寺田和夫 (1988) : 周防灘西部海域への流入河川からの栄養塩負荷量. 福岡県豊前水試研報, 1, 131-135.
- 神菌真人・吉田幹英 (1989) : 周防灘西部海域に流入する汚染負荷量の推移と海域環境の変化. 福岡県豊前水試研報, 2, 223-233
- 神菌真人 (1990) : 周防灘西部における透明度の分布特性とその支配要因. 福岡県豊前水試研報, 3, 137-144.
- 神菌真人・吉田幹英・荒田敏生 (1991) : 周防灘の貧酸素水塊. 福岡県豊前水試研報, 4, 185-197.
- 木俣正夫・河合 章・石田祐三郎 (1960) : 海底泥土の採取法. 日水誌, 26, 1227-1230.
- 岸本源次 (1967) : 異常海況調査. 福岡県豊前水試研究業務報告, 昭和40年度, 132-141.
- 小林 信・藤本俊昭・神菌真人・瀧口克己 (1986) : ナマコの漁場環境並びに生理・生態-II. 大規模砂泥域開発調査事業 (豊前海域), 昭和60年度調査報告 (生物篇), pp.111-129, 南西水研.
- 木暮一啓 (1990) : 現場の定量的な調査. 269-274, 沿岸環境調査マニュアルII (日本海洋学会編), 恒星社厚生閣, 東京, pp.1-386.
- 近藤正人 (1978) : 瀬戸内海における栄養塩類などの分布と季節変化. 海と空, 54, 51-63.
- 神戸海洋気象台 (1985) : 周防灘の海況-1982~1983年特殊観測結果-. 神戸海洋気象台彙報, 204, 23-37.
- Laevastu, T., H. Zeitlin and M. K. Song (1965) : Notes on Oxygen Consumption in Seawater. Limnol. Oceanogr., 10, 144-146.
- Lee, S. and J. A. Fuhrman (1987) : Relationships between Biovolume and Biomass of Naturally Derive Marine Bacterioplankton. Appl. Environ. Microbiol., 53, 1298-1303.
- Lorenzen, C. J. (1967) : Determination of Chlorophyll and Pheo-Pigments: Spectrophotometric Equations. Limnol. Oceanogr., 12, 343-346.
- Manabe, T. and S. Ishio (1991) : Bloom of *Coscinodiscus wailesii* and DO Deficit of Bottom Water in Seto Inland Sea. Mar. Pollution. Bull., 23, 181-184
- 松田 治・銭本三千雄・遠藤拓郎 (1986) : 内湾底泥の酸素消費特性からみた有機物分解. 東大大植臨海センター報告, 12, 104-106.
- Middelboe, M. and M. S. øndergaard (1993) : Bacterioplankton Growth Yield: Seasonal Variations and Coupling to Substrate Lability and β -Glucosidase Activity. Appl. Environ. Microbiol., 59, 3916-3921.

- 三井田恒博・神菌真人(1989): 既往定地潮流観測資料からみた周防灘の流動特性. 福岡県豊前水試研報, 2, 193-222.
- Mishima, Y., S. Montani and T. Okaichi (1990): The Nature Distribution of Large Amorphous Particles (NUTA) in Osaka Bay, Japan. *Geochem. J.*, 24, 197-206.
- Miyoshi, H., K. Hanada and Y. Hata (1976): Rate of Oxygen Consumption by Marine Bacteria. *Res. Rep. Kochi Univ. Agr. Sci.*, 25, 1-9.
- 三好英夫(1982): 海洋細菌の触媒する無機化活性の測定法. 高知大学海洋生物教育研究センター報告, 4, 35-50.
- 三好英夫(1990): 有機物の分解活性, 294-301, 沿岸環境調査マニュアルⅡ(日本海洋学会編), 恒星社厚生閣, 東京, pp.1-386.
- 門谷 茂・岡市友利(1987): 大阪湾・播磨灘のC・N・P循環におけるプランクトンの役割. 沿岸海洋研究ノート, 25, 158-164.
- Montani, S., K. Tada and T. Okaichi (1988): Purine Pyrimidine Bases in Marine Particles in the Seto Inland Sea, Japan. *Mar. Chem.*, 25, 359-371.
- 森 勇(1961): 大村湾の苦潮について. *日水誌*, 27, 389-394.
- 宗景志浩・木村晴保・村田 宏・森山貴光・田島健司(1991): 浦の内湾における湾外水の差込み現象と貧酸素水塊の消長について. *日水誌*, 57, 1635-1643.
- Munekage, Y., H. Kimura (1992): Application of a Two-Layer Box Model to Dissolved Oxygen Budget in Uranouchi Bay. *Coastal Eng. in Japan*, 35, 129-145.
- 越智 正(1984): I問題の歴史的背景, 燧灘の海洋構造と貧酸素水塊の形成機構に関する研究, 「環境科学」研究報告集 B210-R01-3, pp.5-8.
- Ochi, T. and H. Takeoka (1986): The Anoxic Water Mass in Hiuchi-Nada, Part 1. Distribution of the Anoxic Water Mass. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 42, 1-11.
- 小椋和子(1986): 有機物分析, 57-59, 沿岸環境調査マニュアル(日本海洋学会編), 恒星社厚生閣, 東京, pp.1-266.
- 鬼塚正光(1989): 東京湾の貧酸素水塊. 沿岸海洋研究ノート, 26, 99-100.
- Pamatmat, M. M. and K. Banse (1969): Oxygen Consumption by the Seabed. II. *In Situ* Measurements to a Depth of 180m. *Limnol. Oceanogr.*, 14, 250-259.
- Porter, K. G. and Y. S. Feig (1980): The Use of DAPI for Identifying and Counting Aquatic Microflora. *Limnol. Oceanogr.*, 25, 943-948.
- Pratt, D. M. and H. Berkson (1959): Two Sources of Error in the Oxygen Light and Dark Bottle Method. *Limnol. Oceanogr.*, 4, 328-334.
- Platt, T. and A. D. Jassby (1976): The Relationship Between Photosynthesis and Light for Natural Assemblages of Coastal Marine Phytoplankton. *J. Phycol.*, 12, 421-430.
- 佐々木克之・佐藤善徳・杉浦健三・松川康夫(1977): 渥美湾の貧酸素水塊の形成機構躍層下部の酸素収支. 東海水研報, 89, 43-55.
- Seiki, T., E. Date and H. Izawa (1991): Decomposition Characteristics of Particulate Organic Matter in

- Hiroshima Bay. J. Oceanogr. Soc. Japan, 47, 207-220.
- Smith, K. L. Jr., K. A. Burns and J. M. Teal (1972) : *In Situ* Respiration of Benthic Communities in Castle Harbor, Bermuda. Mar. Biol, 12, 196-199.
- Smith, K. L. Jr. (1973) : Respiration of a Sublittoral Community. Ecol., 54, 1065-1075.
- 水産庁 (1985) : 漁場改良復旧基礎調査報告書, 周防灘・大阪湾, pp.41-57.
- Suzuki, T. and Y. Matsukawa (1987) : Hydrography and Budget of Dissolved Total Nitrogen and Dissolved Oxygen in the Stratified Season in Mikawa Bay, Japan. J. Oceanogr. Soc. Japan, 43, 37-48.
- Takeda, S., Y. Nimura and R. Hirano (1991) : Optical, Biological, and Chemical Properties of Aoshio, Hypoxic Milky Blue-Green Water, Observed at the Head of Tokyo Bay. J. Oceanogr. Soc. Japan, 47, 126-137.
- 武岡英隆 (1985) : 瀬戸内海の密度成層. 海と空, 60, 145-152.
- Takeoka, H., T. Ochi and K. Takatani (1986) : The Anoxic Water Mass in Hiuchi-Nada, Part 2. The Heat and Oxygen Budget Model. J. Oceanogr. Soc. Japan, 42, 12-21.
- 玉井恭一 (1993) : シズクガイの貧酸素耐性. 日水誌, 59, 615-620.
- 田森裕茂・岩男 昂・神菌真人・吉田幹英・池田武彦・馬場俊典・小泉喜嗣・内間満明・三浦秀夫・矢沼 隆 (1991) : 西部瀬戸内海における *Gymnodinium nagasakiense* の初期出現域とその環境特性. 日水誌, 57, 2179-2186.
- 谷本照巳・星加 章 (1994) : 大阪湾と江田内湾における懸濁粒子の沈降速度. 海の研究, 3, 13-20.
- Theede, H., A. Ponat, K. Hiroki and C. Schlieper (1969) : Studies on the Resistance of Marine Bottom Invertebrates to Oxygen-Deficiency and Hydrogen Sulphide. Mar. Biol., 2, 325-337.
- 徳田眞孝・神菌真人 (1989) : 1988年の夏期に発生した養殖カキのへい死現象. 福岡県豊前水試研報, 2, 163-177.
- Williams, P. J. LE B. (1970) : Heterotrophic Utilization of Dissolved Organic Compounds in the Sea. I. Size Distribution of Population and Relationship between Respiration and Incorporation of Growth Substrates. J. mar. biol. Ass. U. K., 50, 859-870.
- 山田 久 (1985) : 底泥からのNH₄-N溶出速度と栄養塩濃度に対する影響. 海洋生物資源の生産能力と海洋環境に関する研究 (第I期) 成果報告書, pp.214-217, 科学技術庁研究調整局.
- 吉田陽一 (1973) : 富栄養化に伴う低次生産段階の生物層および生産様式の変換について, 96-97, 水圏の富栄養化と水産増養殖 (日本水産学会編), 恒星社厚生閣, 東京, pp.1-125.
- 吉岡貞範・神菌真人・田森裕茂 (1987) : 周防灘の平均的な海況. 南西海区ブロック海洋研究会報告, 4, 11-32.
- 湯浅一郎・上嶋英機・宝田盛康・橋本英資 (1985) : 大田川河口周辺域における流入栄養塩の挙動 I. 海と空, 61, 13-25
- ZoBell, C. E. (1940) : The Effect of Oxygen Tension on the Rate of Oxidation of Organic Matter in Sea Water by Bacteria. J. Mar. Res., 3, 211-223.