

伊勢湾の流動構造と貧酸素水塊

笠井亮秀[†], 川西里佳, 藤原建紀

Flow Structure and Hypoxia in Ise Bay

Akihide KASAI[†], Rika KAWANISHI and Tateki FUJIWARA

Ise Bay is noted for its hypoxic water in the lower layer in the stratified season. The spatial scale and strength of the hypoxia shows large annual variation. It is considered that the change in flow structure has an important role in the variation in the hypoxia water due to supply of oxygen-rich water and consequent water exchange. From this viewpoint, the density structure and flow pattern estimated by a diagnostic model were investigated, corresponding to the dissolved oxygen concentration in the bay. Relatively uniform dense water occupied the entire lower layer and the oceanic water would not intrude into the lower layer of the bay in 1986, in which the strong hypoxic water was observed. On the other hand, the oxygen concentration was relatively high in 1988, and oxygen-rich water was easily transported into the lower layer of the bay by the estuarine circulation. This change in flow pattern is considered to be the main reason of the difference in the distribution and the consequent scale of the hypoxia between the two years.

Key words: hypoxia, flow structure, diagnostic model, Ise Bay

はじめに

1960年代の高度成長期以来、日本中の多くの内湾に河川を通じて多量の栄養塩が流れ込むようになった。その結果、特に春季から秋季にかけて、様々な湾で大規模な赤潮が発生するなど、内湾の環境悪化は著しい(岩田, 1996)。植物プランクトンの異常発生による赤潮は、湾内の魚類や無脊椎動物の鰓を刺戟して窒息死させることにより、沿岸漁業への直接的な被害を及ぼすことがよく知られている(例えば岩崎, 1974)。また、植物プランクトンの過剰な増殖の悪影響としてさらに重要な点は、湾内の底層を貧酸素化させることである。これは湾内の上層で増殖した藻類などが海底に沈降・堆積し、細菌によって分解される際、多量の酸素を消費することによって起きる(例えば菊池, 1979)。底生生物が生息できないほど貧酸素化する湾も多く、沿岸漁業のみならず湾内の生態系にも多大な影響を与えており、この貧酸素水の解消は社会的に急務となっている。

このような状況下、伊勢湾でも毎年6~10月の成層期に底層に貧酸素水塊が発生している(久野, 1996)。例として Figure 1に1985年から1992年までの7月の底層における酸

素濃度分布を示す。この図から'86年や'92年のように非常に大規模な貧酸素水塊が発生する年と、'85年、'88年のように貧酸素状態にはあるものの小規模にとどまっている年があり、その年変動が大きいことが分かる。これに対し、5月~10月にほぼ10日間隔で伊勢湾内の酸素濃度の測定を行った結果によると、成層期に貧酸素水塊は一月以下の時間スケールでも移動はするものの、短時間のうちに急に消滅・生成したり、その規模が大きく変動したりするようなことはないようである(岐阜県ほか, 1996)。実際、7月以外の成層期においても、'86年や'92年は湾内の貧酸素化が激しく、'85年や'88年は湾内底層の酸素濃度が比較的良好に保たれている(三重県水産技術センター, 1986, 1987, 1992, 1993)。

一般に貧酸素水の形成過程には、生化学的要素と物理的要素の両方が関与しているとされる。細菌の活性に伴う酸素消費の時空間変動などが前者に相当し、流れによる水の入れ替わりなどが後者に相当する。例えば、三河湾東部で貧酸素水塊が発生しやすいのは、湾西部で生産された有機物が湾口付近で沈降・分解した後、湾東部の底層に溶解態の栄養塩として流入することが原因とされている(Suzuki and Matsukawa, 1987)。また、井野川ほか(1989)が物質循環モデルを用いて行った三河湾底層の酸素濃度に影響する各要素の感度解析においても、下層に流入する海水の水質が湾内の貧酸素化に大きく影響を及ぼすという結果が得ら

2000年3月22日受付, 2000年10月16日受理

[†] 京都大学農学研究科

Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Oiwake-cho, Kitashirakawa, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan

[†] kasai@kais.kyoto-u.ac.jp

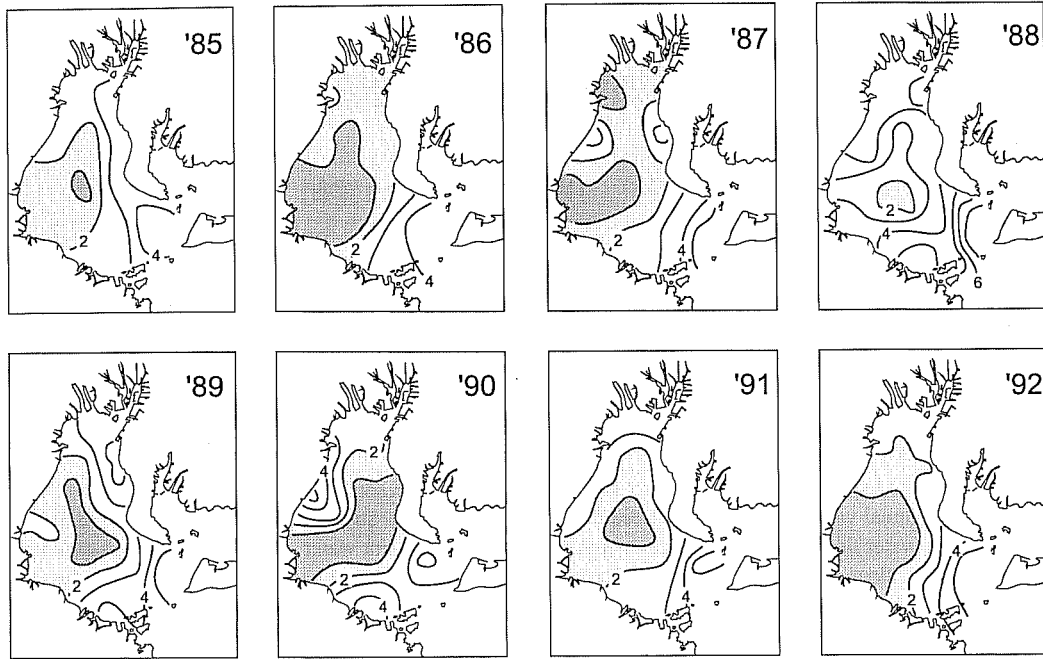


Figure 1. Distribution of dissolved oxygen concentration (mg l^{-1}) at the bottom in July from 1985 to 1992. Shaded areas indicate hypoxic water, in which the oxygen concentration is less than 2 mg l^{-1} . Contour interval is 1 mg l^{-1} .

れている。

伊勢湾の場合、エスチュアリー循環によって下層から湾内に流入する海水は、伊良湖水道で鉛直的によく混合されているため、比較的酸素濃度が高い。故に流入してくる海水は湾内の酸素濃度を上げる働きをしていると考えられ、その湾内での挙動が貧酸素水塊の分布にも影響を及ぼしていると思われる。蔵本・中田 (1992) や鈴木・寺澤 (1997) は流動モデルと生態系モデルとの組み合わせによって伊勢湾・三河湾における酸素濃度の分布について計算を行い、伊勢湾中央部の底層では停滞性が強いいため、貧酸素水塊が発生しやすいという結果を得た。また Fujiwara *et al.* (2000) は、伊勢湾の貧酸素水塊の分布と流れの対応を見るために、まず湾内のある測点における水温の時間変動をもとに、その海水が伊良湖水道を通ってから何日経ったものか (日齢) を推定した。そして湾内の各測点における酸素濃度とその測点の海水の日齢との間に、強い負の相関が認められ、夏季の伊勢湾内の中層以深においては古い水ほど酸素濃度が低いことを示した (Figure 2)。これらの研究結果は、貧酸素水塊の形成に流動構造が大きく関与していることを示しており、先に述べた物理的要因の重要性を示唆している。

流動構造の重要性と、貧酸素水塊の規模は年毎に大きく変動することを考えあわせると、伊勢湾においては、ある年の成層期の代表的な流れと貧酸素水塊の分布との間には、何らかの関係があると予想される。ところが、貧酸素水塊の変動を対象とした過去の数値実験では、海上風の変動が貧酸素水塊に及ぼす影響を調べた例はあるが (蔵本・

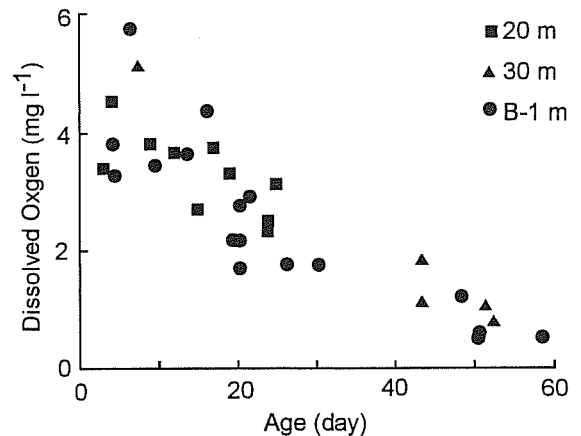


Figure 2. Relation between the age of water and dissolved oxygen concentration in July. Squares, triangles and circles indicate the water at 20 m depth, 30 m depth, and 1 m above the bottom, respectively.

中田, 1992; 鈴木・寺澤, 1997), 年毎の流動場やそれに伴う貧酸素水塊の年変動など、長期変動に対する研究は行われていない。

そこで本研究では、診断モデルを用いて伊勢湾における貧酸素水塊の年変動と流動場との対応を調べた。診断モデルは、観測された水温と塩分から得られる密度場に対応するように流速場を決定する。従って、得られる結果は密度場については現実とほぼ一致しており、またそれにより再

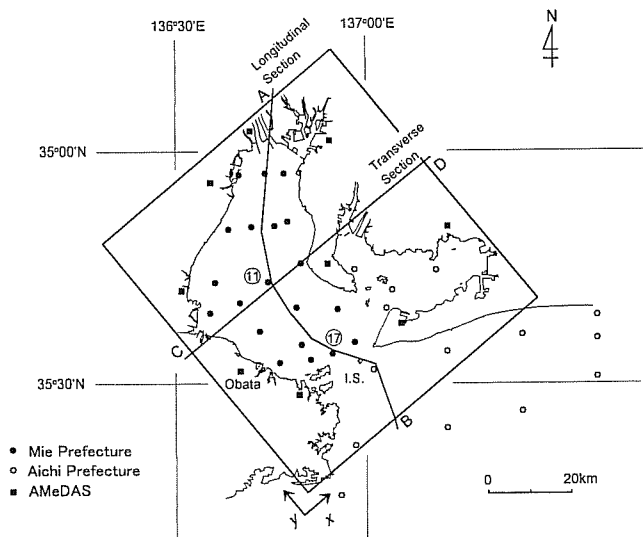


Figure 3. Map of Ise Bay and model configuration. Solid and open circles are CTD stations observed by Mie Prefectural Fisheries Experimental Station and Aichi Prefectural Fisheries Experimental Station, respectively. Solid squares denote AMeDAS station. I.S. indicates Irago Strait. Longitudinal and transverse sections correspond the vertical sections shown in Figure 5. A and B, and C and D refer to sections displayed in Figure 5. Numerals in the figure indicate station number referred in Figure 11.

現される流れも、かなり現実に近い流れが得られることが分かっている (藤原ほか, 1997; 藤原ほか, 2000)。実際には、まず伊勢湾における過去の観測結果を整理することにより、夏季における密度構造の年毎の違いを調べた。次にその密度分布をもとに、診断モデルによって流動構造を3次元的に推定した。そして湾内の特に下層に注目し、流動構造と貧酸素水塊の分布がどのように対応しているかを検討した。

データ

本研究では、顕著な貧酸素水塊が発達した'86年とあまり発達しなかった'88年の夏季を対象として、両年の7月における密度分布や流動構造を比較した。

三重県水産試験場 (現三重県水産技術センター) は毎月月上旬に浅海定線調査を行い、Fig. 3に示す伊勢湾内の各測点で水温、塩分、溶存酸素などを測定している。同様に、愛知県水産試験場が伊勢湾湾口部から外海、並びに三河湾について沿岸定線調査を行っている。本研究ではそれらの調査結果のうちの水温と塩分のデータを用いて密度を計算した。三重県と愛知県による'86年の観測はそれぞれ7月3~4日と6月30日~7月2日に、'88年の観測はそれぞれ7月6~7日と6月29日~7月4日に行われている (三重県水産技術センター, 1987, 1992; 愛知県水産試験場, 1987, 1989)。

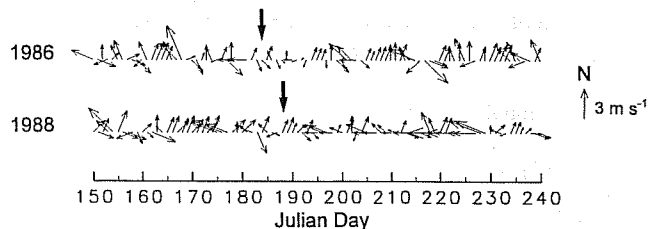


Figure 4. Daily wind vectors at Obata. Thick arrows indicate observational date.

風については、三重県水産試験場による浅海定線調査が行われた'86年7月3日と'88年7月6日に、Figure 3に示す9地点のアメダスで測定された風向・風速を客観補完することにより、海上風のベクトル分布を推定した。ただし、海上風は陸上風の2倍程度の強さになるといわれているため (Yanagi, 1980)、風速は2倍した値を用いた。観測当日には'86年は北西風が、'88年は南東風が卓越しており、風速はそれぞれ2.5~6.4 m/s⁻¹、2.0~7.7 m/s⁻¹と推定された。しかし成層期を通してみると、両年も南よりの風が卓越していたことがわかる (Fig. 4)。風速も両年で大差はなく、小俣における北向き成分の6月~8月の平均値は'86年に0.76 m/s⁻¹、'88年に0.60 m/s⁻¹と同程度であった。

モデル

モデル海域はFig. 3に示すとおりで、x (y) は東 (北) から反時計回りに40°ずれている。本研究で使用するモデルは藤原ほか (1997) によって開発された診断モデルであり、客観補完により得られた水温、塩分の分布から計算された密度場と海上の風の場に対応する、定常流を推定するものである。過去にこのモデルで推定された流れと超音波ドップラー流速計 (ADCP) による実測値とを比較した結果、このモデルは現実の流れをよく再現できることが確かめられている (藤原ほか, 1997; 藤原ほか, 2000)。水平流速は運動方程式から、鉛直流速は連続の式から計算する。基礎方程式は以下の通りである。

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + (\mathbf{U} \cdot \nabla_h) \mathbf{U} + \frac{\partial (\mathbf{U}W)}{\partial z} + f\mathbf{k} \times \mathbf{U} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \nabla_h \cdot (\nu_h \nabla_h \mathbf{U}) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_v \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial z} \right) + \mathbf{T}_s \quad (1)$$

$$\nabla_h \mathbf{U} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla_h \cdot \int_{-H}^{\eta} \mathbf{U} dz = 0 \quad (3)$$

$$p = \int_z^{\eta} \rho g dz \quad (4)$$

Table 1. Parameters used in the model calculation. T_p , U_{am} and Δt mean tidal period, tidal amplitude and time step (=30 sec), respectively.

Symbol	Definiton	Value	Units
f	Coriolis parameter	8.16×10^{-5}	s^{-1}
ν_h	Horizontal eddy viscosity	$0.016 \times T_p \times U_{am}^2$	$m^2 s^{-1}$
ν_v	Vertical eddy viscosity	$\nu_h \times 10^{-5}$	$m^2 s^{-1}$
K_h	Horizontal eddy diffusivity	1	$m^2 s^{-1}$
K_v	Vertical eddy diffusivity	10^{-4}	$m^2 s^{-1}$
γ	Modification parameter	$0.5/\Delta t$	—
ρ_a	Air density	1.23	$kg m^{-3}$
C_d	Drag coefficient between air and water	0.0013	—
γ_b	Bottom drag coefficient	0.0026	—

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla_h \cdot (U\rho) + \frac{\partial(W\rho)}{\partial z} = \nabla_h \cdot (K_h \nabla_h \rho) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) + \gamma(\rho_{ob} - \rho) \quad (5)$$

$$\mathbf{T}_s = -\langle (\mathbf{u} \cdot \nabla_h) \mathbf{u} \rangle \quad (6)$$

上式のうち \mathbf{U} (U, V) は2次元流速ベクトル, t は時間, ∇_h は水平微分演算子, W は鉛直流速, f はコリオリのパラメータ, \mathbf{k} は鉛直方向の単位ベクトル, ρ は密度, p は圧力, ν_h は水平渦動粘性係数, ν_v は鉛直渦動粘性係数, \mathbf{T}_s は潮汐応力, η は平均水面からの水位差, H は水深, g は重力加速度, K_h は水平渦動拡散係数, K_v は鉛直渦動拡散係数, γ はナッジング係数, ρ_{ob} は観測値に基づく密度, \mathbf{u} (u, v) は水平2次元 M_2 分潮の流速, $\langle \rangle$ は一潮汐周期の平均を表す.

潮汐応力に関しては, 水平2次元のバロトロピックモデルを用いてあらかじめ M_2 分潮を再現することで, \mathbf{u} を計算した. 計算された \mathbf{u} は観測された潮流とよく一致しており, \mathbf{T}_s の値は伊良湖水道付近で $O(10^{-5}) \text{ cm s}^{-2}$ の値をとる他は, 湾内ではきわめて小さい.

海面での境界条件は

$$\rho \nu_v \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial z} \Big|_{z=\eta} = \rho_a C_d |\mathbf{W}_w| \mathbf{W}_w \quad (7)$$

ただし ρ_a は大気密度, C_d は自由水面の摩擦係数, \mathbf{W}_w は水平2次元の風速ベクトルである. また, 海底の境界条件は

$$\nu_v \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial z} \Big|_{z=-H} = \gamma_b |\mathbf{U}| \mathbf{U} \quad (8)$$

ここで γ_b は海底摩擦係数である. 陸地境界は non-slip, 外洋との開境界は slip 条件を用いた. モデルに使用したパラメータを Table 1 に示す.

伊良湖水道付近は潮流が強いので, 海水は鉛直方向によ

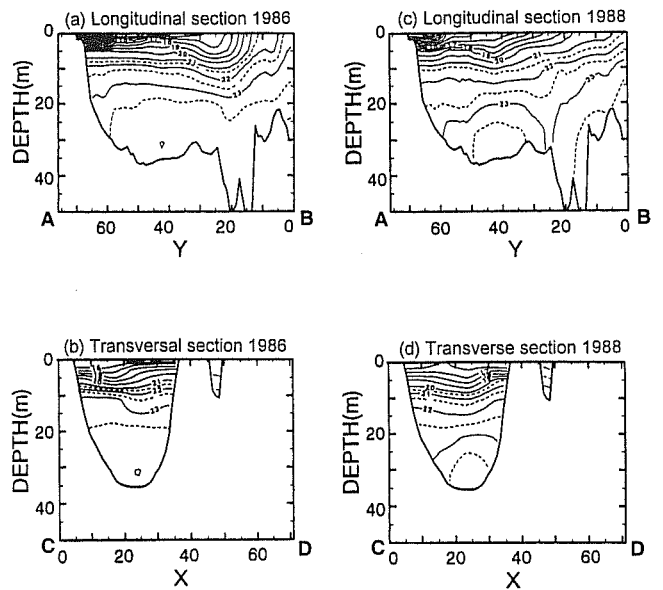


Figure 5. (a) Longitudinal and (b) transverse sections of density distribution in 1986, and (c) longitudinal and (d) transverse sections of density distribution in 1988. See Figure 3 for the positions of A, B, C and D.

く混合されている. そのため伊良湖水道の海水は, 常に酸素濃度が高い. この高酸素水が湾内へ流入する様子を調べるために, 得られた流動場において, 湾口部の下層 (20~40m深) に中立粒子を投入し, その軌跡を追った. 計算に必要な粒子位置での流速は, 粒子を囲む流速成分に距離に反比例した重みをつけて内挿した.

結果

Fig. 5 に '86年と '88年の7月における伊勢湾の縦断面, 横断面の密度分布を示す. 前者は湾中央部を通る縦断面, 後者は $y=45 \text{ km}$ における横断面での鉛直分布である (Fig. 3 参照). いずれの年も 10m 以浅の上層は河川からの淡水流

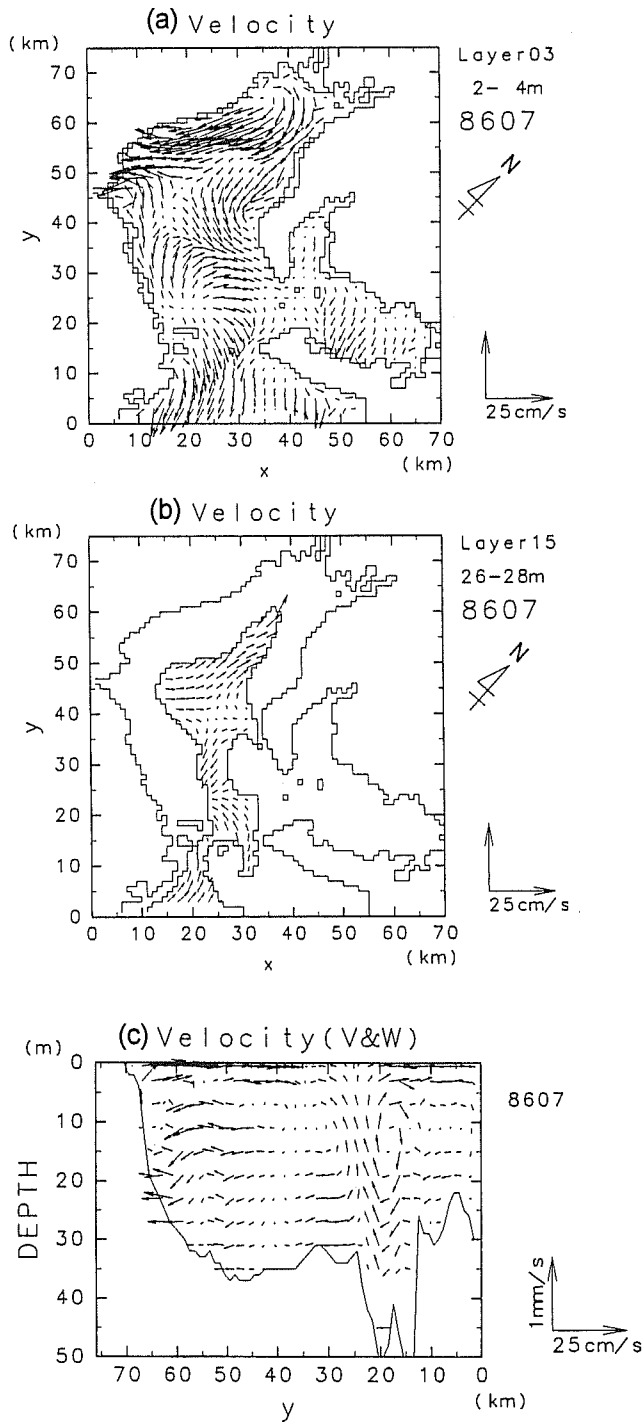


Figure 6. Horizontal and longitudinal sections of current vectors calculated by the diagnostic model using the density data in 1986.

入と日射の影響で強く成層している。しかし、海面付近の河川ブルームに相当する低密度水の分布は両年で異なっており、'86年は $y=22$ kmを中心として、'88年は $y=43$ kmを中心として表層の低密度水の等値線が下に凸になってい

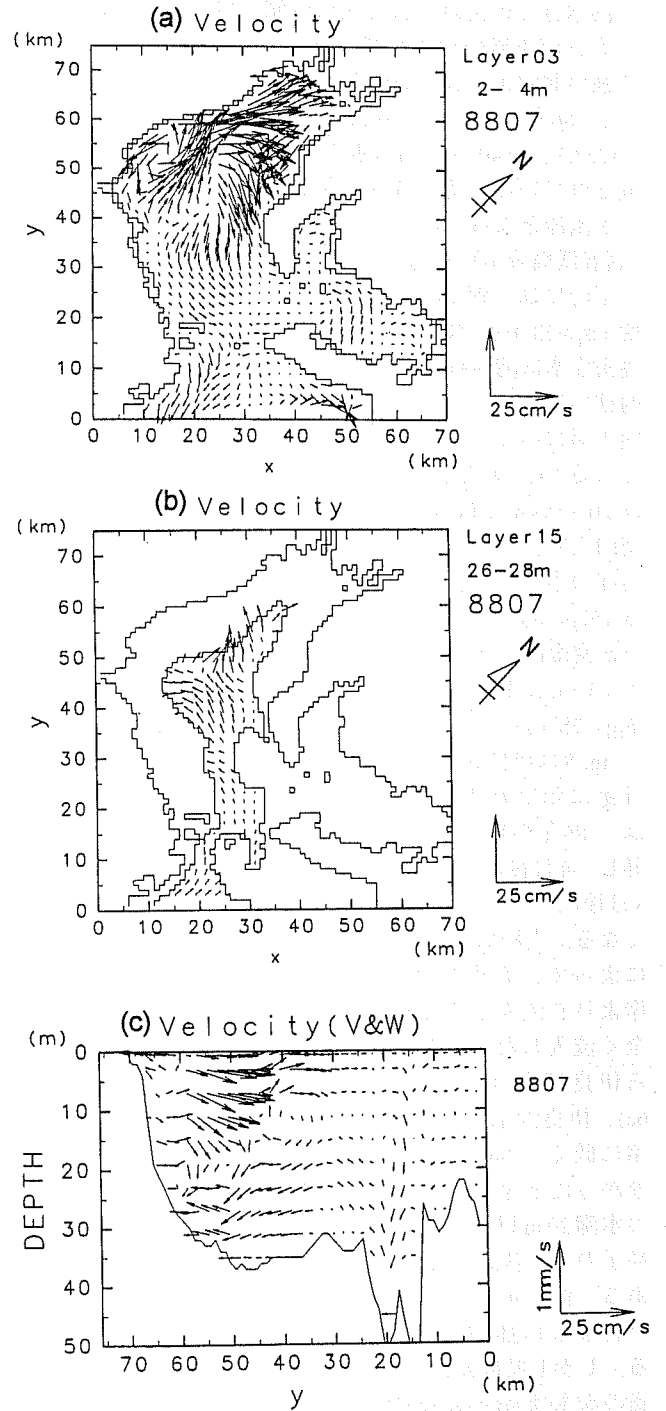


Figure 7. Same as Figure 6, but in 1988.

る。診断モデルによって計算された流れを、Fig. 6 ('86年)とFig. 7 ('88年)に示す。上層では河川系水が流出する傾向にあるものの、風の影響により両年で流れの様子が異なっている。北西風の卓越していた'86年には、湾奥の三重県側において南西流が強く、木曾三川から湾奥に流入す

る淡水はこの流れにより三重県側に運ばれると思われる。一方、南東風の卓越していた'88年には、 20 cm s^{-1} をこえる強い北向きの流れが見られる。そして低密度水に対応して、'86年には、 $x=20\text{ km}$, $y=25\text{ km}$ 付近を、'88年には $x=25\text{ km}$, $y=40\sim 60\text{ km}$ 付近を中心として高気圧性循環が形成されている。湾口部から沖合にかけては($y\leq 20\text{ km}$) 兩年とも南流となっていて、この流れによって湾内の低密度水(高温低塩分水)が湾外へ流出するものと思われる。

下層には、兩年とも湾中央部に低温($T<16.5^\circ\text{C}$)で高密度($\sigma_t>23.0$)の水が存在している(Fig. 5)。'88年にはこの高密度水は湾中央部の海底のくぼみに対応するように比較的狭い範囲でドーム状の構造をしているが、'86年には湾内下層に広く分布していて、ドーム構造は'88年ほど顕著ではない。またFig. 5aに見られるように、15m以深の $y=20\sim 55\text{ km}$ では等密度線は南に行くほど下がっていて、湾口より湾奥の方が密度が大きい。このため、'86年は湾口部の中、下層($y=25\sim 40\text{ km}$, $z>15\text{ m}$)では流出傾向にある(Figs. 6b, c)。一方'88年には下層では湾口よりも湾奥の方が密度は小さく、いわゆるエスチュアリー循環が形成されていて、上層で流出し、中、下層で流入する傾向にある(Figs. 7b, c)。

Fig. 8は伊良湖水道に投入した粒子の分布の時間変化を4日毎に示したものである。伊良湖水道に投入した粒子は、'86年の場合、投入後直ちに上下に混合されながら上昇し、4日後にはすでに表層に達する粒子もある。そして8日後には水深30m以深に留まっている粒子は非常に少なくなる。上層に浮上した粒子は湾口付近の南西向きの流れによって、湾外に流出する。一部の粒子は約10m深の西岸よりを流入するものの(12日目)、 $y>30\text{ km}$ の下層には全く流入しない。これは、湾内の20m以深の下層はむしろ伊良湖水道に向かって流出傾向にあるため(Figure 6c)、伊良湖水道付近の海水が湾内下層に入る可能性は非常に低く、'86年7月は湾内下層への酸素の供給は非常に悪かったと考えられる。Fig. 9は、湾奥部をR1、湾中央部の水深20m以深と以浅をそれぞれR2, R3とし、放流した粒子のうち各海域に存在する割合の時系列を示したものである。Fig. 9bより、'86年については、伊良湖水道に放した粒子は1週間後から湾内上層に流入し始めることが分かる。しかし時間がたっても上層にしか流入せず、伊良湖水道の海水は湾内の下層にはほとんど流入していない。

一方'88年の流動場において、湾口部に投入した粒子は伊良湖水道で混合されるものの、'86年に比べると上層まで達する粒子は少なく、その多くが下層に潜り込むように湾内に流入する(Fig. 10)。Fig. 9cをみると、'88年は放流1週間後には一部が下層に流入しはじめている。その後粒子は北上しながら底層をより深部へ進み、16日後には一部が湾奥($y>60\text{ km}$)に達している。一旦湾中央部の深みに入った粒子も、時間がたつにつれてどんどん奥に流されな

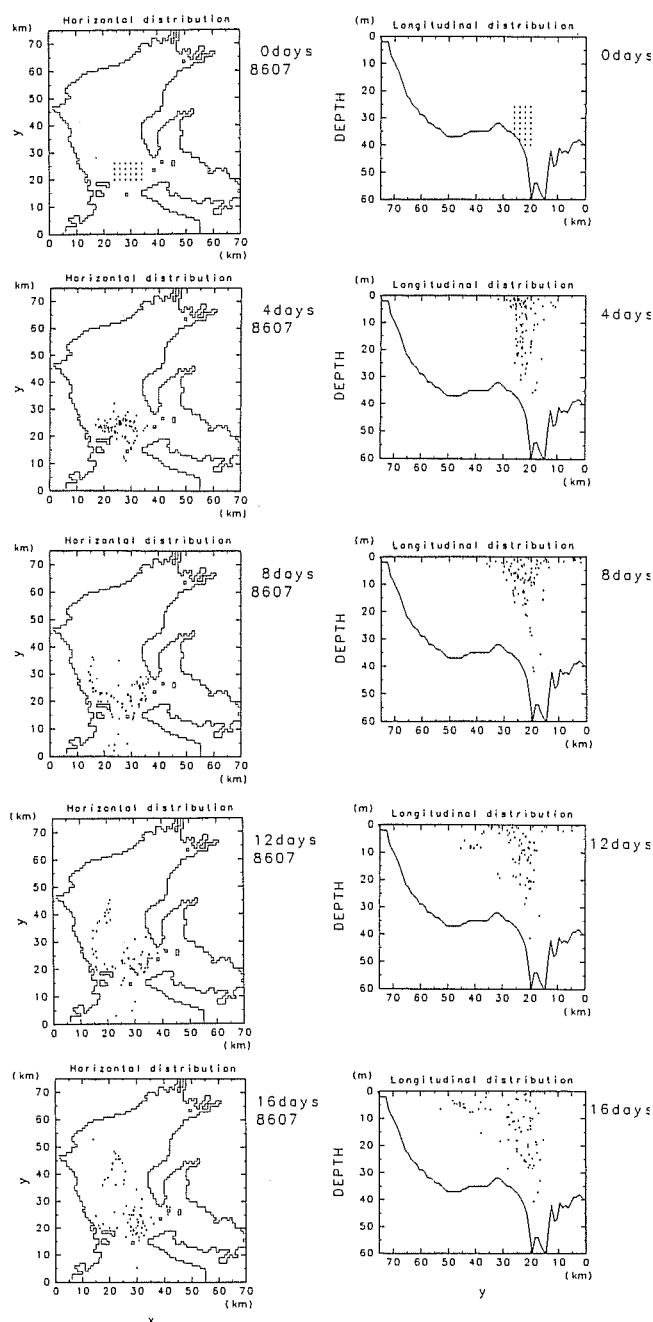


Figure 8. Time evolutions of neutral particles distribution in 1986.

から上昇し、その多くは上層を南下して湾外に流出する。Fig. 9cでR2における粒子数のピークがすぎた後R3, R1の順に粒子数が増えていることから、湾内下層に流入した粒子が上昇しながら湾奥に進入していることが分かる。

考察

本実験により、酸素濃度が比較的高かった'88年は貧酸素の激しかった'86年に比べ、湾内の底層は伊良湖水道から

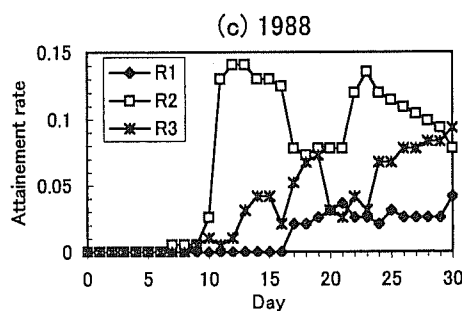
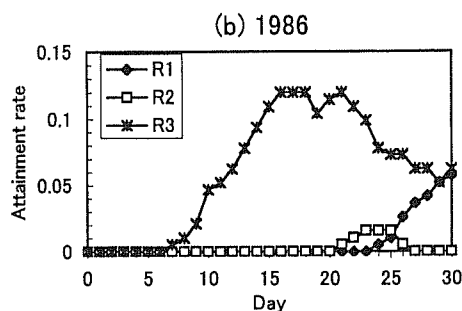
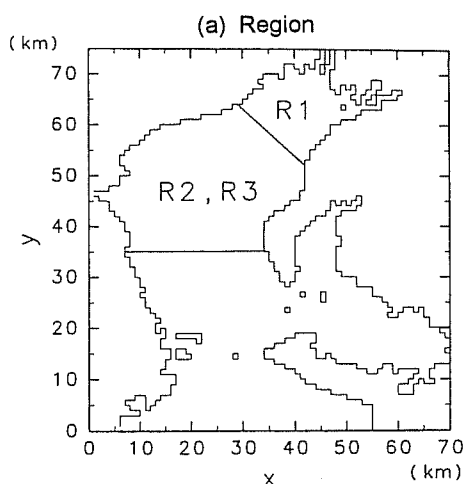


Figure 9. (a) Category of the areas (R1-R3) used in the calculation of attainment rates. (b) Time sequences of attainment rates of the particles released at the Irago Strait in 1986. (c) Time sequences of attainment rates of the particles released at the Irago Strait in 1988.

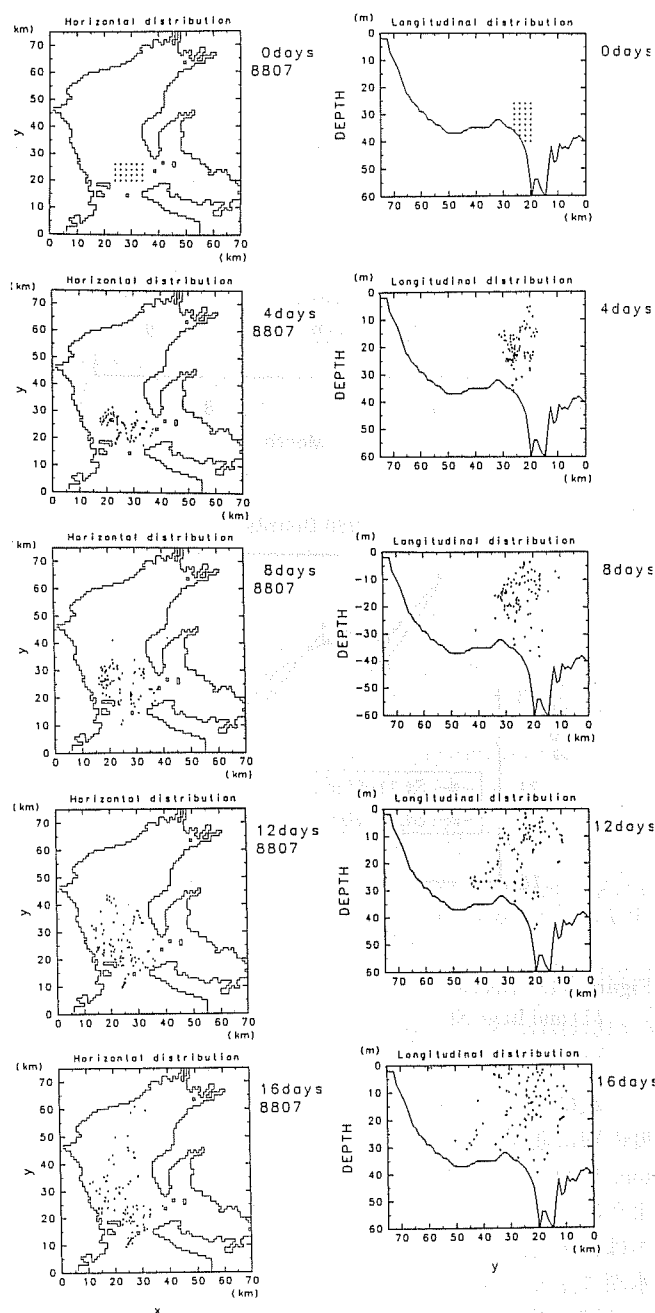


Figure 10. Same as Figure 8, but in 1988.

流入する酸素を多く含んだ海水によってよく洗い流される傾向にあったことが分かった。すなわち、湾内の海水を交換するという点で、流動構造が貧酸素水塊の分布の年変動に大きく関与していることが示された。再現された流れは、ごく表層では風による吹送流が卓越するものの、上層から中層にかけては等圧線に沿っており、ほぼ地衡流となっている（藤原ほか, 2000）。一方下層は、密度が大きい海域から小さい海域へと向かう流れとなっており、'88年にはいわゆるエスチュアリー循環流の様子を示した。この上層と

下層の流れの違いは、コリオリ項と摩擦項の相対的な大きさに依っている。伊勢湾では潮流振幅が約 20 cm s^{-1} であり、成層期の代表的な密度分布から $\partial\rho/\partial z \sim 0.05 \text{ kg m}^{-4}$ なのでエクマン数は $O(10^{-1})$ と計算できる。この時、海底のエクマン層の厚さは約 10 m となるので、水深 20 m 以深の下層はほぼ海底のエクマン層内に入り圧力勾配と摩擦力が流れに大きな影響を与える。一方、中層より浅い部分はエクマン層外となるのでコリオリ項が摩擦項よりも重要となり、地衡流的な流れとなる (Kasai *et al.*, 2000)。

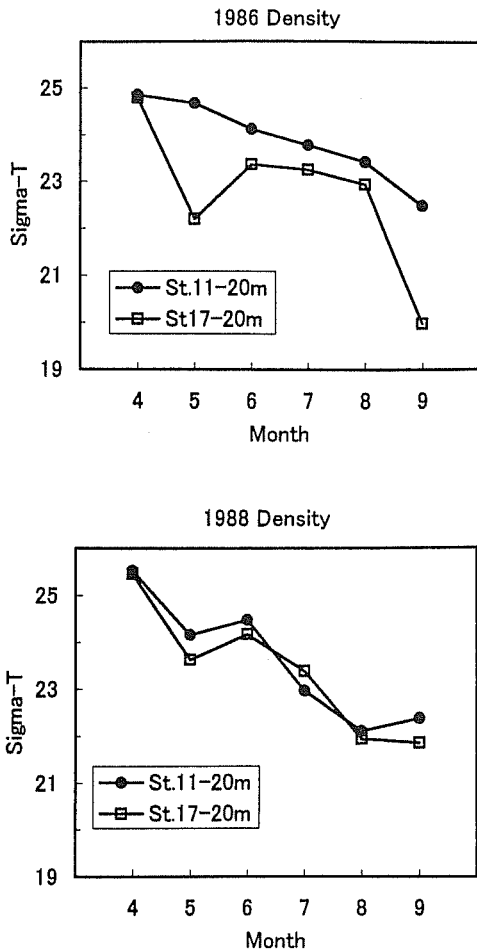


Figure 11. Density (sigma-T unit) at the middle of the bay (St. 11) and Irago Strait (St. 17). See figure 3 for station.

一般に外洋系水が湾内に流入する場合、その密度と等密度の層に進入すると考えられる(柳, 1996; Allen and Simpson, 1998)。伊勢湾の場合も、粒子追跡で明らかになったように、伊良湖水道を通過して湾内に入る酸素を多く含んだ水は、伊良湖水道における海水と等密度の海水が存在する水深に流入する傾向にある。Fig. 11に湾中央部 (St. 11) と伊良湖水道 (St. 17) の20m深における密度の変化を示す。成層が始まる5月以降、'86年は常に湾内の方が密度が大きいことが分かる。これは本実験で対象とした7月だけでなく、成層期を通じて伊良湖水道の海水は湾内の下層に流入しにくかったことを示している。このような年は湾内下層の海水交換が悪いため、貧酸素水塊が発達しやすい。一方'88年は湾内と伊良湖水道の密度がほぼ同じであり、外洋系の海水が湾内の下層に進入しやすい状況にあったと思われる。湾内下層の密度と伊良湖水道の密度の相対的な関係は、溶存酸素濃度とよく対応しているという報告もあり (Fujiwara *et al.*, 2000; 高橋ほか, 2000)、密度分布が貧酸素水塊の形成に大きく影響しているといえる。

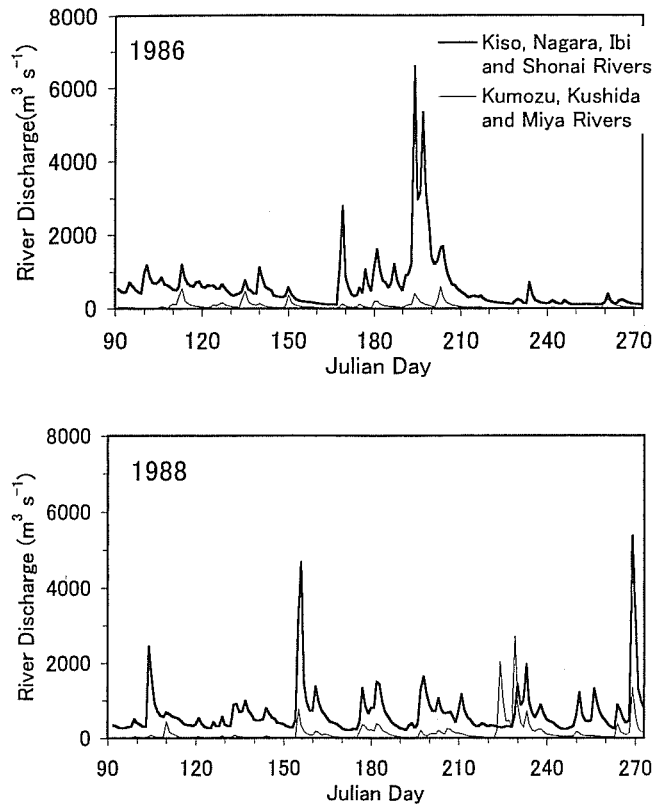


Figure 12. Time sequences of river discharge from rivers flowing into the bay head (thick lines) and rivers into the west coast of the bay (thin lines).

湾内と伊良湖水道との海水交換やそれに伴う密度変化に影響を及ぼす要因としては風、河川流量、外洋の海況などの変動が挙げられる。このうち風についてはFig. 4に示すとおり、'86年と'88年で大きな差は見受けられない。'86年には湾内底層の水温が平年値に比べて2°Cほど低いという状況が、本実験で示した7月のみでなく成層期を通して継続していたことから(三重県水産技術センター, 1987)、風が起因となるような短期変動によって'86年の底層の高密度水が形成されたとは考えにくい。次に伊勢湾に流入する主要な河川の流量をFig. 12に示す。梅雨時期や台風などの影響でイベント的に大きな流量となることもあるが、4月から9月までの総流量の平均値は'86年が674 m³ s⁻¹、'88年が814 m³ s⁻¹であり、両年で大きな差は認められない。ところが外洋の海況は、両年で大きく異なっている。'86年は黒潮は日本南岸を直進しており、伊勢湾外の沿岸域は例年より低温で推移している。一方'88年には、黒潮は遠州灘沖で小蛇行し八丈島の西側を通る、いわゆるB型流路をとっていた。その結果、黒潮を起源とする暖水が内側逆流により沿岸域まで波及してきており、遠州灘から熊野灘にかけて例年よりも高温であった (Kasai *et al.*, 1993)。三重県水産技術センター (1992) は、'88年はその影響によって

黒潮系水が伊勢湾内にも流入したと報告している。黒潮系水の伊勢湾内への流入機構は明らかにされていないが、沖合の海況変動が湾内底層水の変動を引き起こし、貧酸素水塊の規模にも影響を与えているという可能性は大きい。今後、湾内底層における高密度水の規模の変動要因について、より詳細に検討を加える必要があるだろう。

謝辞

本研究を行うにあたり、三重県水産技術センターと愛知県水産試験場により長年観測されているデータを使用させていただいた。記して感謝の意を示す。本研究の一部は文部省科学研究費補助金（課題番号12780393）の援助により行なわれた。

引用文献

- 愛知県水産試験場 (1987) 昭和61年度漁況海況予報事業結果報告書, 144 pp.
- 愛知県水産試験場 (1989) 昭和63年度漁況海況予報事業結果報告書, 139 pp.
- Allen G. L. and J. H. Simpson (1998) Deep water inflows to upper Loch Linnhe. *Estuaries, Coastal and Shelf Seas*, **47**, 487-498.
- 藤原正幸・大橋行三・藤原建紀 (1997) 診断モデルによる8月の紀伊水道における残差流シミュレーション. *海岸工学論文集*, **44**, 411-415.
- 藤原正幸・藤原建紀・大橋行三・杉山陽一 (2000) 伊勢湾の秋季の残差流. *海の研究*, **9**, 91-100.
- 藤原建紀・福井真吾・杉山陽一 (1996) 伊勢湾の成層とエスチュアリー循環の季節変動. *海の研究*, **5**, 235-244.
- Fujiwara T., T. Takahashi, A. Kasai, Y. Sugiyama and M. Kuno (2000) The role of circulation in the development of hypoxia in Ise Bay, Japan. *Estuaries, Coastal and Shelf Seas*. In Press.
- 岐阜県・愛知県・三重県・中部空港調査会 (1996) 中部新国際空港に関する漁業実態調査結果. 270 pp.
- 井野川伸男・蒲原 聡・岡田 元 (1989) 昭和63年度赤潮対策技術開発試験報告書, 愛知県水産試験場, 32 pp.
- 岩崎英雄 (1974) 赤潮. *海洋プランクトン*, 丸茂隆三編, 東京大学出版会, 東京, 41-63.
- 岩田元一 (1996) 内湾・内海における水質汚濁の現状, 発生負荷量. *内湾・内海の水環境*. 環境庁水環境研究会編, ぎょうせい, 東京, 87-106.
- Kasai A., S. Kimura and T. Sugimoto (1993) Warm water intrusion from the Kuroshio into the coastal areas south of Japan. *Journal of Oceanography*, **49**, 607-624.
- Kasai A., A. E. Hill, T. Fujiwara and J. H. Simpson (2000) Effect of the Earth's rotation on the circulation in regions of freshwater influence. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 16961-16969.
- 菊池泰二 (1979) 海洋汚染とベントス. *海洋科学としての海洋学3*. 堀部純男編, 東京大学出版会, 東京, 352-375.
- 蔵本武明・中田喜三郎 (1992) 物質循環モデル. *漁場環境容量*. 平野敏行編, 恒星社厚生閣, 東京, 85-103.
- 久野正博 (1996) 伊勢湾における海況の季節変動. *三重県水産技術研究報告書*, **6**, 27-46.
- 三重県水産技術センター (1986) 昭和60年度漁況海況予報事業結果報告書, 115 pp.
- 三重県水産技術センター (1987) 昭和61年度漁況海況予報事業結果報告書, 101 pp.
- 三重県水産技術センター (1992) 昭和63年度漁況海況予報事業結果報告書, 84 pp.
- 三重県水産技術センター (1993) 平成4年度漁況海況予報事業結果報告書, 84 pp.
- 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.
- 鈴木輝明・寺澤知彦 (1997) 富栄養化海域における貧酸素水塊の数値解析による再現と工学的改善効果の検討 - 伊勢・三河湾における事例研究 -. *J. Adv. Mar. Sci. Tech. Soci.*, **3**, 81-102.
- 高橋鉄哉・藤原建紀・久野正博・杉山陽一 (2000) 伊勢湾における外洋水の進入深度の季節変動とその貧酸素水塊に与える影響. *海の研究*, **9**, 265-271.
- Yanagi T. (1980) Variability of the constant flow in Osaka Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 246-252.
- 柳 哲雄 (1996) 東京湾・伊勢湾・大阪湾への外洋の影響に関する比較沿岸海洋学のすすめ. *沿岸海洋研究*, **34**, 59-63.