

沿岸海域における窪地の貧酸素水塊の消滅過程

藤井 智康¹・藤原 建紀²・鞘師 弘一³・湯浅 楠勝⁴・野田 巖⁵
小野 健⁶・石川 泰助⁶

¹正会員 奈良教育大学准教授 教育学部 (〒630-8528 奈良市高畑町)
E-mail: fujii@nara-edu.ac.jp

²正会員 京都大学名誉教授 (〒520-0861 大津市石山寺三丁目24-1, 405)
E-mail: jzt04155@nifty.com

³国土交通省 近畿地方整備局 企画部 (〒540-8586 大阪市中央区大手前一丁目5-44)

⁴国土交通省 近畿地方整備局 港湾空港部 (〒650-0024 神戸市中央区海岸通29)

⁵国土交通省 近畿地方整備局 神戸港湾空港技術調査事務所 (〒651-0082 神戸市中央区小野浜町7-30)

⁶正会員 いであ株式会社 (〒559-8519 大阪市住之江区南港北一丁目24-22)
E-mail: takesi@ideacon.co.jp

冬季にも成層のある岸近くの海底窪地の貧酸素水塊の発達・消滅過程を、モニタリングポストによる連続水質データと、岸から沖合に向かう断面の定線調査によって調べた。岸近くの海域下層には、その場所の表層水から鉛直的に酸素が供給されるわけではなく、沖合水の水平流入によって酸素が供給されていた。昇温期(春～夏)には、窪地内に春の重い冷水が滞留し貧酸素化し、滞留水の上面躍層の鉛直分散係数は、分子拡散に匹敵する小ささになっていた。降温期(晩夏～冬)には、窪地内に沖合水が水平的に流入し、貧酸素水塊を間欠的に希釈し、中層貧酸素水塊にし、消滅させていた。岸近くにある窪地の貧酸素水塊の発生・消滅には、沖合から窪地に至る海底地形が強く影響していた。

Key Words : hypoxia, anoxia, depression, nearshore, estuarine circulation

1. はじめに

大阪湾、東京湾、伊勢湾などにある埋立地の沖側には大小の規模の窪地があり、これが貧酸素水塊の発生場所となっている。例年8月に行われる大阪湾再生水質一斉調査においても、毎年貧酸素水塊が確認される場所の多くは、岸近くの窪地である。瀬戸内海環境保全基本計画においては「生活環境及び生物の生息・生育環境に影響を及ぼす底質及び窪地については、必要に応じ、その悪影響を防止・改善するための措置が講ぜられていること。」と述べられている。また、日本海に面する汽水湖、例えば京都府の久美浜湾・阿蘇海なども、湾口部が浅く、湾内は自然の窪地となっている。浚渫窪地の水質、生物におよぼす影響については、これまで多くの研究があり、中村(2006)¹⁾の総説にまとめられている。

沿岸海域の貧酸素水塊については、春季の成層の発達によって底層への酸素供給が減ることにより発生し、秋季の鉛直混合により解消されると考えられている。

しかしながら、河川水の影響が強く、一年を通じて成

層している汽水域や沿岸海域においても、貧酸素水塊が春季に発生し、秋季に消滅する場合が多い。本報で調査対象とした大和川河口もそのような貧酸素水塊発生域である。一年を通じて成層している海域にある貧酸素水塊の消滅過程はよく分かっていない。

本報では、河口域の窪地内にあるモニタリングポスト(水温・塩分等の鉛直分布を自動測定している)と沖合にあるモニタリングポストのデータを比較するとともに、両モニタリングポストを結ぶ測線で水温・塩分・溶存酸素(DO)等の断面鉛直分布測定を多数回行い、一年を通じて成層した海域の貧酸素水塊の消滅過程を調べた。

2. 調査

調査の対象としたのは大阪湾東部の大和川河口に位置する堺浜の窪地である。図-1に測点位置を示す。調査内容は下記の4つから成り立っている。

a) 大阪湾断面調査

大阪湾西部の沖ノ瀬から淀川河口に至る測線において、総合水質計AAQ (JFEアドバンテック社製) を用いて、水温、塩分、DO (溶存酸素)、クロロフィル蛍光の鉛直分布を水深0.1 m間隔で測定した。この調査を2011年夏季(7月12日)および冬季(12月7日)に行い、大阪湾全体規模の成層構造とDO分布を調べた。

b) 堺浜断面調査

同様な調査を、堺浜沖合(測点1)から堺浜奥部(測点13)まで行った(図-1)。調査は、2014年5月から12月であり、8月以降は約2週間間隔で調査した。測点1の水深は約14mであり、測点5・6は11mと浅くなり、測点8~13は水深12 m以上の窪地部である。窪地の最深点は測点11であり、水深18 mである。

c) モニタリングポストのデータの解析

大阪湾の13測点には、大阪湾水質定点自動観測データ配信システムのモニタリングポストが国土交通省近畿地方整備局によって設置されている。このうちM12は大阪港波浪観測塔であり、これを堺浜にとっての沖合代表点とし、以下、大阪港MPと呼ぶ。またM7は堺浜内にあり、これを堺浜MPと呼ぶ。

モニタリングポストでは、水深1 mごとの水温・塩分・DO・濁度・クロロフィル蛍光・光量・流速と、風向風速が1時間間隔で測定されている。堺浜MPでは測定最下層の水深は約12 mであるため、窪地内の測定はできていない。また堺浜MPの流速(海底設置ADCPによる)は測点7付近で測定されている。

d) 酸素消費実験

堺浜の測点7, 9, 11, 13においてダイバーを用いて底上0.5 mの海水および底質コアを採取し、実験室に持ち帰って底層海水および底質の酸素消費速度を測定した(2014年7月)。底層海水はすでに無酸素化しているの、30分間のエアレーションにより酸素飽和にした後、ただちに酸素消費実験を行った。底質コアの上の海水は、現地中層海水を濾過しエアレーションにより酸素飽和にした濾過海水を用いた。この濾過海水だけの酸素消費速度は別途測定した。

3. 結果

(1) 大阪湾全体の成層とDO分布

大阪湾断面調査で得られた湾全体規模の成層状況のうち夏季を図-2に示す(冬季の図は省略)。夏冬を通じて、西部は強混合である。一方、東部は成層しており、河川水による低塩分水(表層水)が海面を広く覆っている。西部の水深5 m以深にある混合水は酸素を多く含んでいる。この水塊が東部の中層(水温躍層の下)に進入することが数値モデル等で示されている²⁾。

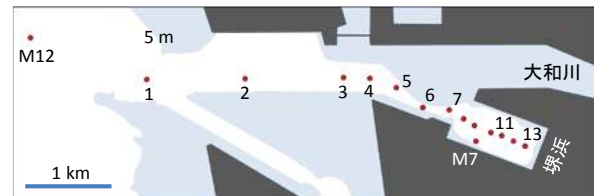


図-1 測点位置

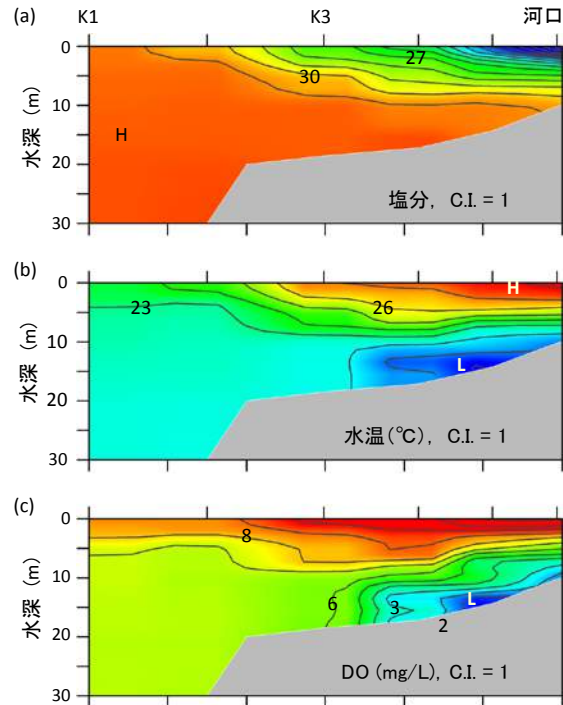


図-2 大阪湾西部(K1)から淀川河口にいたる (a)塩分, (b)水温, (c)DO. C.I.は等値線間隔

(2) 窪地内の重い海水(窪地水)とDOの関係

堺浜の最深点である測点11における水温・溶存酸素飽和度の鉛直分布を図-3に示す。水温・塩分の鉛直分布は、表層(水深0~2 m)、中層(水深2~12 m)、底層(水深12~18 m)の3層に分かれる。表層は低塩分の層であり、この層の水温を中層と比較すると、昇温期には高く、降温期には低い傾向がある。中層の水温・塩分は鉛直的にほぼ一様であり、強混合水の特徴を持っている。底層水は窪地内の水であり、以下、窪地水と呼ぶ。夏季の間、窪地水の水温は、中層よりも著しく低く、窪地上端面には強い水温躍層(水深12~14 mの間)ができていて、このことは、窪地水が昇温の遅れた滞留水であることを示している。窪地水は夏季の間、ほぼ無酸素である。つまり、窪地に溜まった重い冷水が無酸素水塊になっている。

堺浜における表層水・中層水・窪地水の水温季節変化を図-4(a)に示す。また、堺浜中層水・窪地水のDOを、大阪湾MP10mのDOとともに図-4(b)に示す。堺浜中層水の水温は8月始めまで昇温し、8・9月はピーク期となり、10月から急速に降温していく。窪地水は昇温が遅れ、中

層との水温差は拡大していく。11月中旬になると中層水温が低下し、窪地水温にまで低下する。

大阪港MP10m, 堺浜MP10mともに, DOは7月に最低となる。一方, 窪地DOは11月まではほぼ0 mg/Lであり, 上昇を始めるのは, 中層と窪地の水温が等しくなったときである。

(3) 窪地水の平均交換時間, 鉛直分散係数の季節変化

窪地水の平均交換時間と, 窪地上端面の躍層における鉛直分散係数を求めるため, 窪地を1ボックスとするモデルで熱をトレーサーとして下記の計算を行った。使用するデータは, 窪地の体積 V ($1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$), 窪地上端面の面積 A ($0.405 \times 10^6 \text{ m}^2$) および躍層の厚さ dz (図-3から2m), 窪地水の水温 T_b (水深15mの値), 窪地水と交換する中層水の水温 T_m (水深10mの値) である。

窪地水の水温データはとびとびにあり, 中層水の水温データは連続してある。 dt を1日の長さとする, 窪地水が毎日一定の割合 $f dt$ で中層水と交換しているとすると, 熱の保存則から, 日にち i の窪地水水温 $T_{b,i}$ は,

$$T_{b,i} = (1-fdt) T_{b,i-1} + fdt T_{m,i-1} \quad (1)$$

で表される。実測の T_b に一致する f を, T_b のデータ間隔ごとに求めた。これにより求めた窪地水の平均交換時間

($1/f$) を図-5(a)に示す。この海水交換による鉛直熱輸送 F は, 鉛直分散係数を K_z とすると, $F = fV \cdot (T_m - T_b) = AK_z \cdot (T_m - T_b) / dz$ で表される。これから, $K_z = f dz V / A$ となる。鉛直分散係数 K_z を図-5(b)に示す。なお分子拡散による水の熱拡散係数は $14 \times 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}$ である。

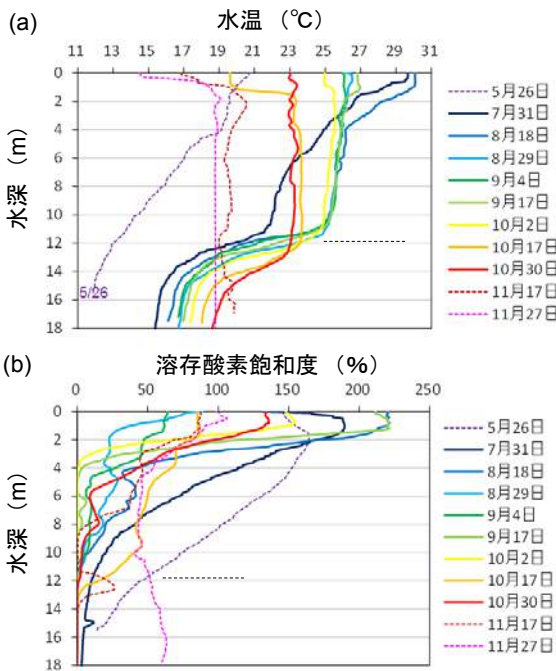


図-3 窪地最深点における(a)水温, (b)溶存酸素飽和度
図中の黒点線は水深12m(窪地上端)を示す。

窪地水の平均交換時間 ($1/f$) には3ヶ月を超える値がみられ, 夏季の間, 窪地水が外部とほとんど交換のない孤立水塊であることを示している。このとき窪地上端の躍層の鉛直密度勾配は 1 kg/m^4 を超え, 鉛直分散係数は分子拡散と同レベルにまで低下していた。

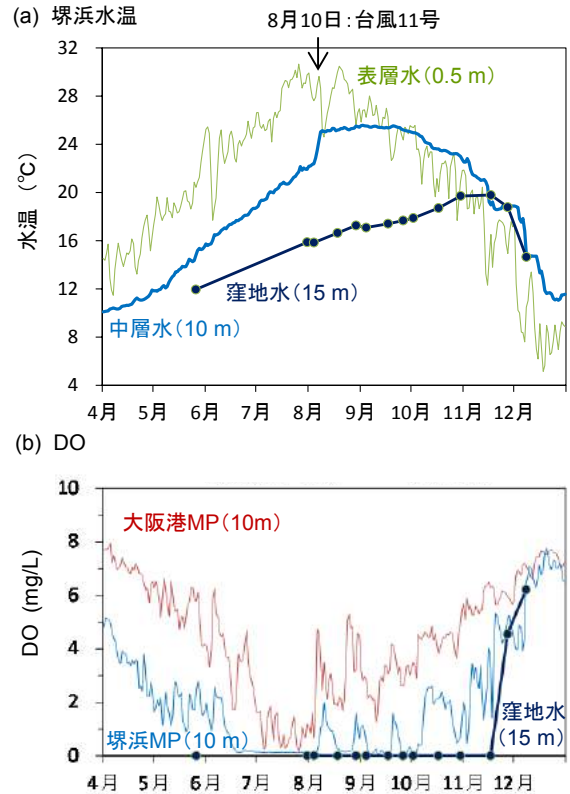


図-4 (a)堺浜各層水温, (b)DO

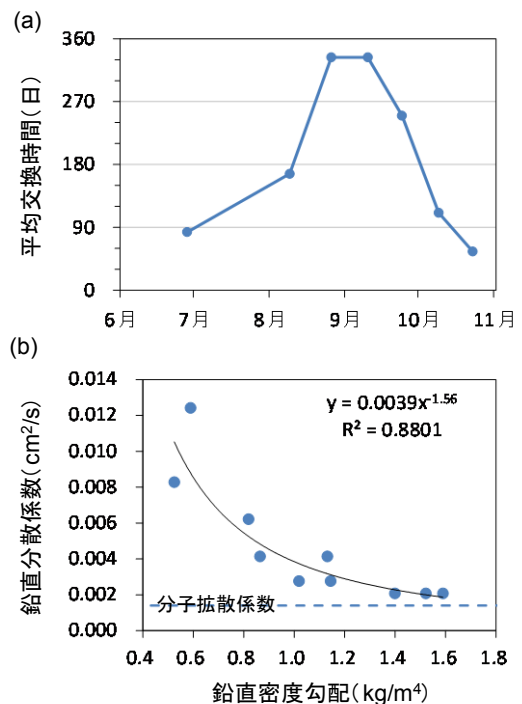


図-5 (a) 窪地水の平均交換時間, (b) 鉛直分散係数

(4) 中層水の水温・塩分・密度変動の位相遅れ

中層 (10m層) について, 大阪港MPと堺浜MPの密度を図-6(a)に示す(水温・塩分の図は省略)。図-6(b)は両地点の密度の差である。昇温期, 堺浜MPの水温は, 大阪港MPよりも約12日遅れて上昇する。また降温期の11月には約3日遅れる。表層の場合と異なり, 中層の塩分経日変動は小さいが, 8月10日に台風11号による出水があり, 大きな塩分低下と, その後の塩分上昇(回復)があった。塩分が回復するときも, 堺浜MPの方が大阪港MPよりも約5日遅れた。中層の密度においても, 堺浜MPの位相遅れがみられる。

昇温期の密度低下時には, 大阪港MPの方が先行し, 堺浜MPよりも軽くなっている(図-6)。8月下旬になると密度上昇に転じる。このときも大阪港MPの方が先行し, 堺浜MPよりも重くなっている。このような堺浜MPの大阪港MPに対する位相遅れは, この年だけでなく毎年起きていた。

表層で起きる水温や塩分の上昇・低下の影響は, 中層では, まず沖合に届き, 遅れて岸近くに達する。密度低下期(春から夏)には, 沖合10m水は堺浜10m水よりも軽い。このため, 沖合水は堺浜の水深10m以浅に流入していると考えられる。一方, 密度上昇期(秋から冬)には, 堺浜の水深10m以深に流入することが多いとみられる。

(5) 堺浜の貧酸素水塊

堺浜縦断面のDO分布を図-7(a),(b)に示す。10月2日までは, 窪地は無酸素, 中層は貧酸素(DO<3mg/L)とな

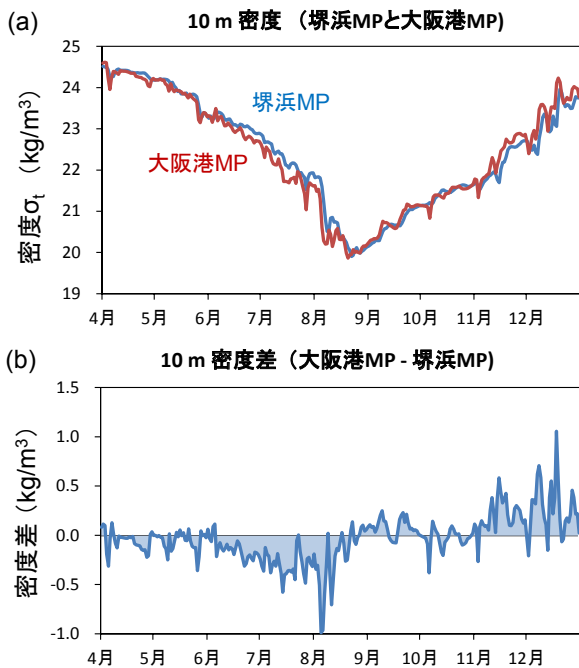


図-6 (a)堺浜 MP と大阪港 MP の 10m 層密度, (b) 密度差

っている。10月17日には中層のDOは大きく上昇しているが, 窪地内は無酸素のままである。

10月30日には, 測点5・6の底層に, 中層よりも高DOの水が進入し, 11月17日は窪地内に達し, 窪地内の無酸素水塊を上下に分けている。11月27日, 12月8日は窪地の底部に高DO水が入り, 中層がDO極小となっている。

無酸素水塊が上下の2つに分かれた11月17日における塩分・水温・密度の縦断分布を図-7(c)に示す。密度分布をみると $\sigma_t = 22.30 \sim 22.35 \text{ kg/m}^3$ の海水が測点6・7の海底上を通過して窪地の水深12mに進入していることがうかがわれる。進入水は, 窪地部ではその上下よりも低水温・低塩分・高DOとなっている。一方, 窪地部の水深8m付近にできた中層貧酸素水塊は, 高塩分であり, 進入水よりも温度が高い。これらのことは, 沖合水が窪地の水深12m層に進入し, 奥部の貧酸素水塊を上下に分断し, 上に分断された水塊が持ち上げられ中層貧酸素水塊になったことを示唆している。

(6) 貧酸素水塊の消滅, 中層貧酸素水塊の発生

2014年11月の堺浜MPのDO飽和度・水温の時系列を図-8に示す。矢印は11月17日の縦断観測が行われたときである。図中の赤破線は水温最大層を示し, これより下では水温の鉛直勾配 ($\partial T/\partial z$, z は上向きが正) が正であり, これより上では負(水温逆転)である。

DO飽和度最小層は, 常に水温最大層のわずかに下にある。11月15日には底層(10m)水温が1日のうちに約 2°C 低下している。このとき, 水温最大層は大きく上昇し, 水深4mに達する。このときDO飽和度最小層も, 水温最大層とともに上昇している。11月17日の縦断分布(図-7)と比較しながらみると, 堺浜内に低温水塊(水温鉛直勾配が正)が底近くに流入し, それまで(11月14, 15日)底層にあった貧酸素水塊が持ち上げられ, 中層貧酸素水塊となったことが伺われる。

このような, 底層水温の急激な低下と, 中層の貧酸素化は秋季にはしばしば起きており, 堺浜MPのADCPが作動していた2010, 2011年にも観測されている。底層水温の急激な低下時には, 海底上2~3mで流入となっており, その流入流速(瞬間値)は20 cm/s に達することがあった。

4. まとめ

通年にわたって塩分成層した海域の貧酸素水塊の発生・消滅機構を模式化し図-9に示す。岸近くの海域の中底層には沖合海域から水平的な流れ(エスチュアリー循環流)によって熱・酸素等が運ばれている³⁾。ここで沖合海域とは, 河川ブルームによって海面が覆われていない海域のことであり, 図-2をみると夏季は測点K2よ

り西, 冬季は測点K3より西とみられる²⁾.

沖合中層水の密度が減少するとき(昇温期)には, 浅いエスチュアリー循環流となり, 岸近くの底層の貧酸素化が進む. 一方, 沖合中層水の密度が増加するとき(降温期)には, 深いエスチュアリー循環流となり, 沖合から冷水塊が窪地内に流入し, 窪地にたまっていった無酸素水塊は持ち上げられ, 中層貧酸素水塊になる^{4,5,6)}.

これが数回繰り返されて貧酸素水塊が消滅していた.

11月17日, 11月27日, 12月8日の中層貧酸素水塊は, それぞれ別の間欠的な沖合水流入で起きていた(図省略).

中層DO極小は昇温期(春から夏)には起こらず, 降温期には頻繁に発生していた. これらのことは, 中層DO極小が中層の局所的な酸素消費で起きているわけではなく, 低DO水が運ばれてきたことを示唆している.

昇温期と降温期の違いをみるため, 沖合(大阪港MP)と河口域(堺浜MP)の各水深の水温差を図-10に示す.

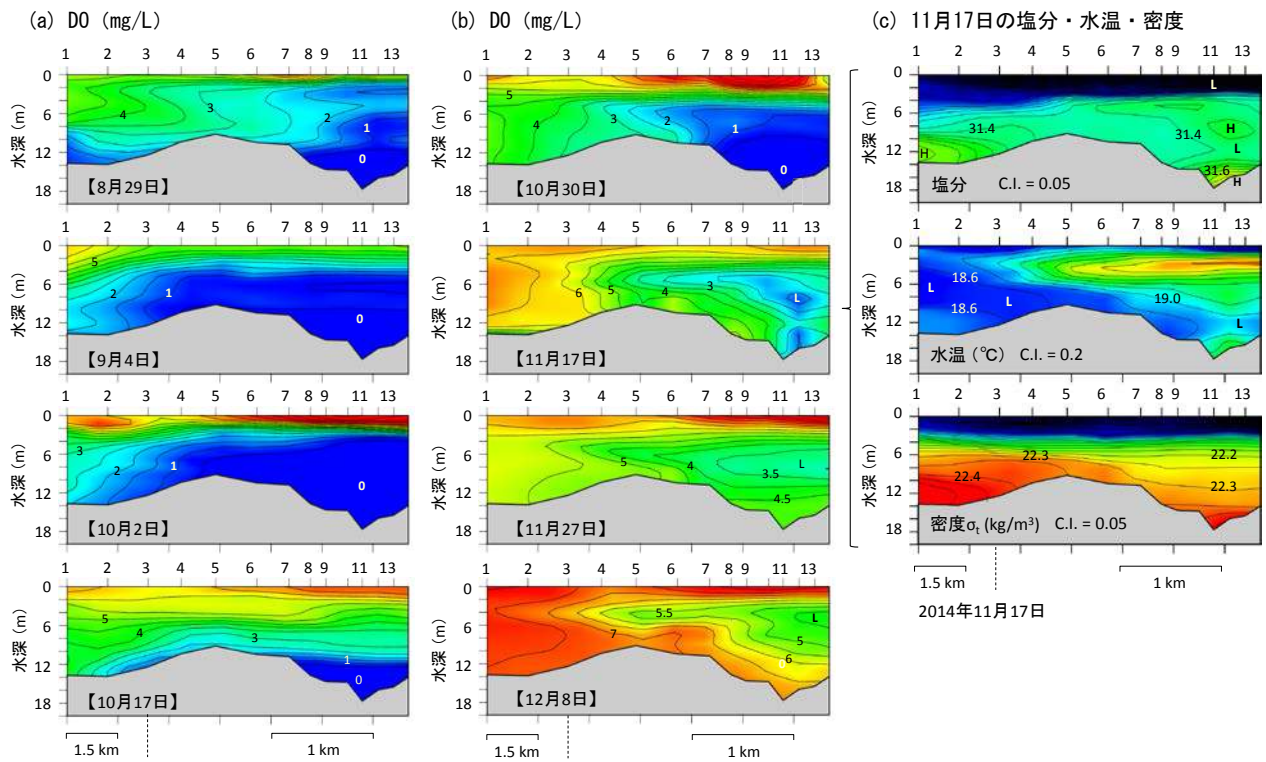


図-7 (a), (b) DO縦断分布, (c) 2014年11月17日の塩分・水温・密度の縦断分布. C.I.は等値線間隔

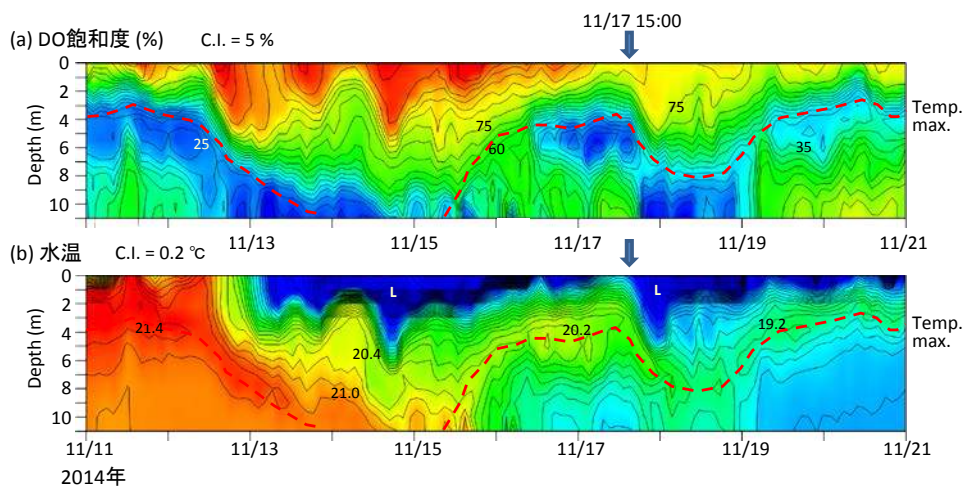


図-8 堺浜MPの(a) DO飽和度(%), (b)水温(°C)

2014年11月, 矢印は堺浜断面調査を示す. C.I.は等値線間隔. 図中の赤破線は鉛直水温分布の最大位置を示す.

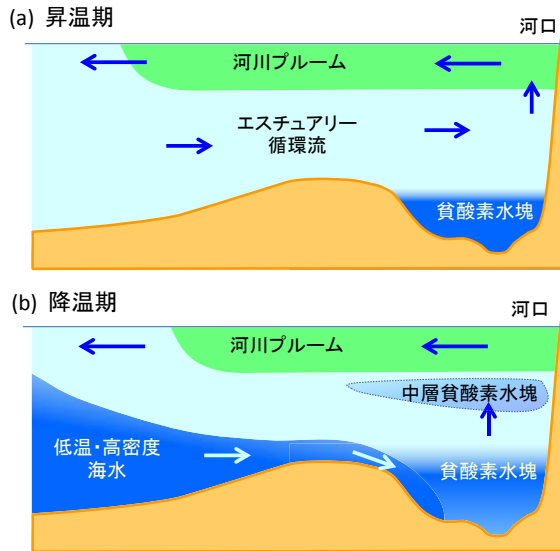


図-9 窪地の貧酸素水塊の発生・消滅機構

ここで10 mの水温差は、大阪港MPの10 m水温から、堺浜MPの10 m水温を引いたものである。表層（赤色）と中層（緑・青色）では逆の季節変動をしている。

沖合と河口を比較すると、表層では、河口の方が暖まりやすく、冷めやすくなっている。一方、沖合10 m層水温は、河口10 m層水温に対し、夏季は高く冬季は低くなっている。中層では沖合の方が暖まりやすく、冷めやすくなっていることを示している。

つまり河口域では、河川ブルームが底のようになり、海面加熱、冷却の影響が直下に伝わることを妨げていると考えられる。河口域下層には、熱や酸素が水平的に沖合から運ばれているため、岸近くにある窪地の貧酸素水塊の消滅には、沖合から窪地に至る海底地形が強く影響していると考えられる。

参考文献

1) 中村由行：我が国における浚渫跡地の現状と修復，

(2015.3.18 受付)

GENERATION MECHANISM OF HYPOXIC WATER IN THE NEARSHORE WATER OVERLAID WITH A RIVER PLUME

Tomoyasu FUJII, Tateki FUJIWARA, Kohichi SAYASHI, Kusakatsu YUASA, Iwao NODA, Takeshi ONO, and Taisuke ISHIKAWA

Generation and disappearance of bottom hypoxic water in a region of freshwater influence has been studied using continuous measurements of vertical water property profiles recorded by offshore and nearshore monitoring towers. Atmospheric disturbances exerted to the sea surface were prevented to penetrate to the deeper water by the river plume. Instead, oxygen is supplied to the bottom layer through the lateral flow, which is a part of the estuarine circulation. Since this flow is a kind of density flow, the flow is sensitive to the bottom topography. To restore oxygenated condition in the bottom layer, control of the bottom flow is essential.

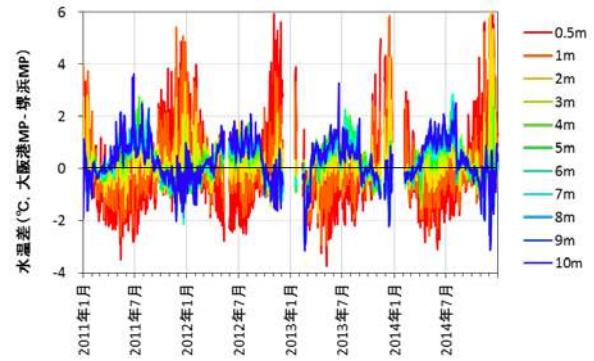


図-10 大阪港 MP と堺浜 MP の同一水深における水温差

海洋理工学会誌, pp.43-50, 2006.

2) Nakatsuji, K., T. Fujiwara and H. Kurita: An estuarine system in semi-enclosed Osaka Bay in Japan. *Changes in Fluxes in Estuaries*, ed. K.R. Dyer and R.J. Orth, Olsen and Olsen, 79 - 84, 1995.
 3) 藤原建紀：河口域および内湾域におけるエスチュアリー循環流，沿岸海洋研究，Vol. 44, pp. 95-106, 2007.
 4) 藤原建紀，佐々倉 諭，高橋鉄哉，山田佳昭：東京湾における外洋水の進入深度算定法とその季節変動，海岸工学論文集，Vol. 47, pp.431-435, 2000.
 5) Fujiwara, T., T. Takahashi, A. Kasai, Y. Sugiyama, and M. Kuno: The role of circulation in the development of hypoxia in Ise Bay, Japan, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, pp.19-31, 2002.
 6) Fujiwara, T. and Y. Yamada: Inflow of oceanic water into a coastal embayment (Tokyo Bay) and generation of subsurface hypoxic water mass, *Journal of Geophysical Research*, 107, No. C5, pp.13-1~10, 2002.