

熱交換を考慮した鉛直一次元モデルによる貧酸素水塊の形成

村 上 和 男*・長 坂 猛**

1. はじめに

閉鎖性の内湾域における水質問題において、夏期の底層水に形成される貧酸素水塊は、底生生物が海底に棲めなくなるとともに、青潮の原因ともなり漁業に大きな被害を与える現象である。水中の生物は水の中に溶けた酸素を呼吸して生息している。このため、溶存酸素 (DO: Dissolved Oxygen) 濃度は水の汚染の程度を表す代表的な水質指標の一つとなっている。

海水中の酸素は、有光層での海藻等の植物による光合成による生産、或いは海表面での大気中の酸素の溶け込みによって供給され、また、海水中や海底での動植物の呼吸や有機物の分解によって消費される。このような海水中の溶存酸素の供給・消費のプロセスから、酸素は上層で供給され下層で消費される。

夏期は多量の太陽エネルギーが海水中に入射し、表層の水を温める。表層の熱エネルギーは海水の流れや乱れによって鉛直混合し徐々に底層水を温める。このプロセスにおいて夏期の内湾水の水密度構造は、表層水は高温で密度が小さく底層水は低温で密度が大きい分布となる。このために夏期の水塊は密度的に安定となり、鉛直混合が小さくなって表層の酸素が底層に輸送されにくくなる。これが底層に貧酸素水塊が形成される基本的なメカニズムである。

本研究において、閉鎖度の強い大船渡湾を例に取り上げて、水温と DO の鉛直一次元モデルによる数値実験を行い、太陽からの熱エネルギー、鉛直混合の強さ、外海との海水交換等の物理過程と夏期の貧酸素水塊の形成に関する検討を行った。

2. 水温と溶存酸素 (DO) の基礎方程式

大気と海水との熱収支に関するモデルとして鉛直一次元モデルがある。鉛直一次元モデルは、水平方向の移流があまり大きくない閉鎖性の内湾域で、鉛直方向の変化が大きい場合に有効である。大船渡湾や釜石湾にこのモデルを適用した。熱に関する鉛直一次元モデルの支配方

程式は、以下のように表せる。

$$V_i \frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{\phi_n A}{\rho C_p} + A_i K_{zi} \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} + \alpha_i Q_i (T_i - T_{0i}) \cdots (1)$$

$$V_n \frac{\partial T_n}{\partial t} = A_n K_{zn} \frac{\partial^2 T_n}{\partial z^2} + \alpha_n Q_n (T_n - T_{0n}) \cdots (2)$$

ここに、 T_i : 第 i 層の水温、 V_i : 第 i 層の容積、 A_i : 第 i 層の面積、 K_{zi} : 第 i 層の鉛直拡散係数、 Q_i : 第 i 層の外海との交流量、 α_i : 第 i 層の外海との海水交換率、 T_{0i} : 第 i 層の外海での水温、 t : 時間、 z : 鉛直座標、 ϕ_n : 大気中から海水中への正味の熱エネルギー収支である。大気中から海水中への海面を通しての熱エネルギーの収支は式 (3) によって表される。

$$\phi_n = \phi_{sn} + \phi_{an} - \phi_{br} - \phi_e + \phi_c \cdots (3)$$

ここに、

$$\phi_{sn} = 0.94 \phi_{sc} (1 - 0.65 C^2) \cdots (4)$$

$$\phi_{an} = 1.16 \times 10^{-12} (460 + T_a)^6 (1 + 0.17 C^2) \cdots (5)$$

$$\phi_{br} = 4.0 \times 10^{-8} (T_s + 460)^4 \cdots (6)$$

$$\phi_e = 17 W_z (e_s - e_z) \cdots (7)$$

$$\phi_c = R \phi_e = C_l \left| \frac{T_s - T_z}{e_s - e_z} \right| \cdots (8)$$

である。ここに、 ϕ_{sn} : 太陽からの短波のエネルギーの入射量、 ϕ_{an} : 大気からの長波のエネルギーの入射量、 ϕ_{br} : 水中から大気中への長波のエネルギー放射量、 ϕ_e : 蒸発によるエネルギー放射量、 ϕ_c : 熱伝導によるエネルギー入射 (放射) 量、 ϕ_{sc} : 快晴時 (曇量 0) の太陽からの短波エネルギー、 C : 曇量、 T_a : 大気温度、 T_s : 海面温度、 T_z : 高さ z での気温、 W_z : 風速、 e_s : 飽和蒸気圧、 e_z : 高さ z での大気の蒸気圧、 R : ボーエン比 (Bowen Ratio) である。なお、ここで用いている単位は (BTU/ft²/day) である。

次に DO に関する鉛直一次元の支配方程式を示す。

$$V_i \frac{\partial DO_i}{\partial t} = A_i K_{zi} \frac{\partial^2 DO_i}{\partial z^2} + \alpha_i Q_i \cdot (DO_i - DO_{0i}) + \gamma \cdot (G_i - B_i^0) \cdot OP_i \cdot V_i + A_i \cdot k \cdot (DO_s - DO_i) \cdots (9)$$

$$V_n \frac{\partial DO_n}{\partial t} = A_n K_{zn} \frac{\partial^2 DO_n}{\partial z^2} + \alpha_n Q_n \cdot (DO_n - DO_{0n}) - \gamma \cdot B_n^0 \cdot OP_n \cdot V_n - A_n \cdot D_{sed} \cdots (10)$$

* 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所特別研究官
** 水修 運輸省港湾技術研究所海洋環境部

ここで, DO_i : 第 i 層の DO 濃度, DO_{0i} : 第 i 層の外海での DO 濃度, OP_i : 第 i 層の有機態窒素濃度, G_i : 第 i 層での生産速度係数, B_i^0 : 第 i 層での酸素消費速度, γ : 酸素-有機物換算係数, k : 曝気係数, DO_s : 飽和 DO 濃度, D_{SED} : 底泥の酸素消費速度である。

水温分布, DO 分布の支配方程式で鉛直拡散係数が貧酸素水塊の形成に重要な役割を果たす。鉛直拡散係数は密度の鉛直分布を考慮した R_i (Richardson 数) の関数として Munk & Anderson (1948) の式,

$$K_z = K_{z0}(1 + 3.33R_i)^{-\frac{3}{2}} \quad (11)$$

$$R_i = \frac{-g\left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right)}{\rho\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (12)$$

を採用した。ここに, K_{z0} は中立状態での鉛直拡散係数, ρ : 海水の密度, u : 水平流速である。なお, 式 (9)~(10) の DO に関する式は鉛直拡散, 海水交換の他に, 光合成による生成, 有機物による消費, プランクトンによる呼吸, 底泥による酸素消費等による収支を考慮する必要がある。このため, 有機態窒素 (隣), 無機態窒素 (隣) の収支を求める必要がある。ここでは窒素を制限因子として有機態窒素と無機態窒素の濃度の基礎方程式を以下に示す。

(有機態窒素)

$$\begin{aligned} V_i \frac{\partial PON_i}{\partial t} = & A_i K_{zi} \frac{\partial^2 PON_i}{\partial z^2} \\ & + \alpha_i Q_i \cdot (PON_i - PON_{0i}) + G_i \cdot PON_i \cdot V_i \\ & - B_i^0 \cdot PON_i \cdot V_i - W_f \cdot PON_i + L_{PON} \quad (13) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} V_n \frac{\partial PON_n}{\partial t} = & A_n K_{zn} \frac{\partial^2 PON_n}{\partial z^2} \\ & + \alpha_n Q_n \cdot (PON_n - PON_{0n}) - B_n^0 \cdot PON_n \cdot V_n \\ & + W_f \cdot PON_{n-1} - W_f \cdot PON_n \quad (14) \end{aligned}$$

(無機態窒素)

$$\begin{aligned} V_i \frac{\partial DIN_i}{\partial t} = & A_i K_{zi} \frac{\partial^2 DIN_i}{\partial z^2} \\ & + \alpha_i Q_i \cdot (DIN_i - DIN_{0i}) - G_i \cdot PON_i \cdot V_i \\ & + B_i^0 \cdot PON_i \cdot V_i + L_{DIN} \quad (15) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} V_n \frac{\partial DIN_n}{\partial t} = & A_n K_{zn} \frac{\partial^2 DIN_n}{\partial z^2} \\ & + \alpha_n Q_n \cdot (DIN_n - DIN_{0n}) + B_n^0 \cdot PON_n \cdot V_n \\ & + A_n \cdot R_{SED} \quad (16) \end{aligned}$$

ここで, PON_i : 第 i 層の粒状態有機窒素, DIN_i : 第 i 層の溶存態無機窒素, PON_{0i} : 第 i 層の外海の粒状態有機窒素, DIN_{0i} : 第 i 層の外海の溶存態無機窒素, W_f : 沈降速度, L_{PON} : 粒状態有機窒素の負荷量, L_{DIN} : 溶存態無機窒素の負荷量, R_{SED} : 底泥からの溶存態無機窒素の溶出

量である。

3. 大船渡湾での水温・DO の計算

大船渡湾は岩手県南部の太平洋側に位置し, 急峻な山地が海岸線まで迫っており, 典型的なリアス式海岸を形づくっている。図-1 に示すように約 1 km の狭い湾口部を有し, 奥行約 6 km, 幅約 2 km, 湾内水面積は 7.89 km² の細長い形状の湾である。このため津波のエネルギーが収斂しやすく, 1960 年のチリ地震津波の際に大きな被害を受けたように, 過去何度となく津波の被害を蒙っている地域である。この災害から湾内を守るために, 湾口部に津波防波堤が建設された。この結果, 大船渡湾の閉鎖度指数は 1.4 から 13 になり, 閉鎖度が大きくなった。

この大船渡湾ではカキやワカメの養殖が盛んに行われている。しかし夏期になると, 湾内の水温の上下差が大きくなり強い温度躍層が形成される。これに伴って底層に貧酸素水塊が形成される。図-2, 3 に示すのは大船渡湾の中央部で実施された水温と DO の鉛直分布の結果である (マリンリフター, 1994)。夏期には鉛直に 10°C 近い水温差が形成され, 底層で DO が 1 mg/l 以下の殆ど無酸素の水塊が形成されている。この貧酸素の水塊が湧昇流によって上昇して周辺の漁業に悪影響を与えることが懸念されている。しかし, 水温の上下差が消滅する 10 月中旬には底層の DO も急激に回復する様子がみられる。

この現象を再現するために鉛直一次元モデルによる水温と DO 濃度の計算を窒素を制限因子とした栄養塩循環モデルを用いて行った。この種の計算には, 多層レベルモデルによる物質循環モデル (Nakata et al., 1992) や生態系モデル (中田・畑, 1994), あるいは非常に簡単な上下 2 層のボックスに分割した生態系モデル (Adams, et al., 1992) 等がある。ここでは水温と DO 濃度の鉛直分布に焦点を絞って, 鉛直一次元モデルを採用した。計算条件を表-1 に示す。また, 栄養塩循環モデルに用いた関数形および係数値を表-2 に示す。大船渡湾は北緯 39° に位置しているので快晴時 (雲量ゼロ) の太陽光からの

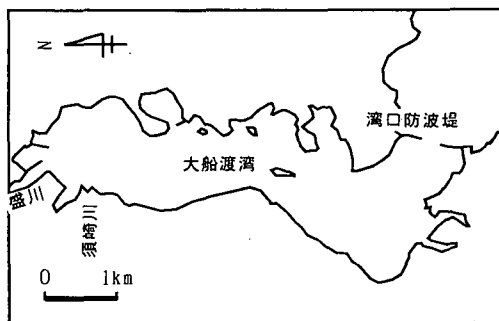


図-1 大船渡湾の概要

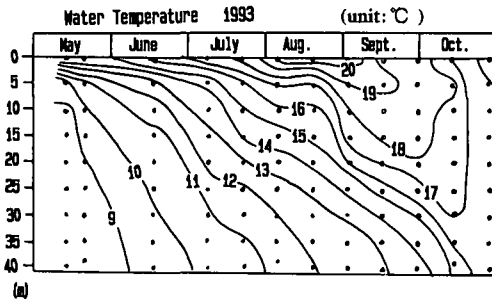


図-2 大船渡湾の水温の時間的変動（観測値）

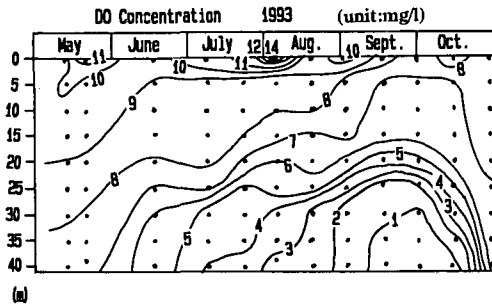


図-3 大船渡湾の DO 濃度の時間的変動（観測値）

短波エネルギーは表-3 のように与えられる。これに大船渡周辺の気象データを与えて、式（3）の大気と海水との海面を通しての熱エネルギーの収支を算定した。

図-4 に示すのが海面を通しての熱量の収支である。正味の熱フラックスは3月後半から9月後半までが正の値となっている。図-5 は各層の水温の1年間の計算結果である。上層の水温は8月が最高で2月が最低と気温変動と同じである。これに対して下層の水温は2月に最低値を示した後、非常にゆっくりと上昇し、10月中旬が最高水温となっている。また、上下層の水温差は4月前半から徐々につきはじめ、7月、8月に最大の水温差となつて、10月中旬に上下層の水温差が消滅する。冬期は表層の方が底層よりも若干水温が低い。図-5 には図-2 に示した現地での測定結果から各層の平均値を求めた結果も合わせ示す。計算結果の方が水温の上昇時期が早い。春先から夏にかけて徐々に水温が上昇し、10月に急激に混合するという現象が再現されている。なお鉛直拡散係数は、水温の計算過程において密度の鉛直分布を求めて式（11）、式（12）より算定している。

次に、DO の濃度分布の計算結果を示す。この計算において飽和 DO 濃度は水温の関数として与えた。また海底においては、底質が汚染されているので式（17）の酸素消費速度を与えた。

$$DO_B = \alpha_s \exp\{\beta_s(T-18)\} \frac{DO}{H_{Owa}} C_{BED} \dots\dots\dots (17)$$

表-1 鉛直一次元モデルの計算条件

計算条件	大船渡湾
湾口部の形状	幅 200 m, 水深 16 m (40 m)
海水交換係数	潮汐による交流量の 20 %
気象データ	岩手県宮古観候所
鉛直拡散係数	混合期: 5 cm ² /s 躍層期: 式 (11)
鉛直層数	4 層 (層厚 10 m)
鉛直シア (u: cm/s)	1 層: 10, 2 層: 5 3 層: 3, 4 層: 2
外海水の溶存酸素濃度	表層: 7 mg/l 底層: 6.5 mg/l
外海水の水温 (°C)	表層: 14 + 6 cos(ω(t-8)) 底層: 13 + 4 cos(ω(t-9))
計算の期間	1989 年~1994 年
時間間隔	24 時間

表-2 鉛直一次元モデルの物質循環モデルの諸係数

計算条件	記号	計算に用いた係数
生産速度	μ_{max} α_1, β_1 K_{IN}	1.4/day 0.385/day, 0.053 0.3 mg/l
消費速度	α_2 β_2	0.2/day 0.08 (T-18)
最適照度	I_{opt}	190 ly/day
光消散係数	k	0.06 + 0.072 · 濁度
沈降速度	W_f	1/15 · 有機懸濁素
溶出速度	R_{DIN}	55.7 m ² /day (嫌気)
底泥の酸素消費	α_5 β_5	480 mg/m ² /day 0.046 (T-18)
負荷量	L_{PON}	有機態 240 g/日 (61 %)
負荷量	L_{DIN}	無機態 153 g/日 (39 %)

表-3 大船渡地方の快晴時の太陽光の短波エネルギー (単位: ly/day)

Month	Beginning	Middle	Last
Jan.	250	270	295
Feb.	330	370	420
Mar.	445	485	530
Apr.	580	620	650
May	680	705	720
June	725	735	735
July	735	725	710
Aug.	680	665	630
Sep.	600	560	525
Oct.	475	440	400
Nov.	360	325	290
Dec.	275	260	245

ここに、 α_5, β_5 : 底泥による酸素消費速度に関する比例定数である。また、有機物の生産速度 dP/dt 、分解速度 $F(T)$ は式（18）、式（19）で与えた。

$$\frac{dP}{dt} = \mu P = \mu_{max} f(I) f(T) f(N) P \dots\dots\dots (18)$$

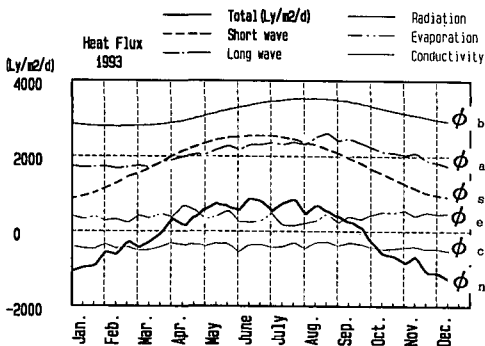


図-4 大気と海水との熱交換フラックス (計算結果)

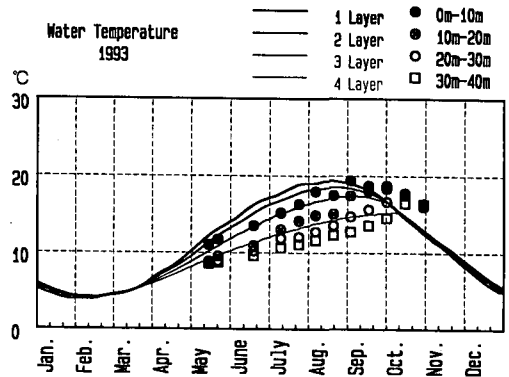


図-5 水温の鉛直分布の計算結果と測定結果

ここで、 P : 植物プランクトン量, μ : 植物プランクトンの増殖速度, $\mu_{\max}$: 植物プランクトンの最大増殖速度, $f(I)$: 光の強さ (I) の関数, $f(T)$: 水温 (T) の関数, $f(N)$: 栄養塩濃度 (N) の関数,

$$F(T) = \alpha_2 \cdot \exp\{\beta_2 T\} \quad \dots\dots\dots (19)$$

となる。ここで、 α_2, β_2 : 分解速度に関する比例定数である。栄養塩濃度に関しては、Monod の関数形が一般に用いられ、ここでも採用した。

これらの関数形の係数値は表-2 の計算条件に示した。

図-6 に DO 濃度の計算結果を示す。上層の DO 濃度は年間を通して 7~11 mg/l とかなり高い値を示し、光合成による多量の酸素の生産および大気からの曝気による豊富な酸素の供給を示している。これに対して底層では、3 月頃までは高い DO 濃度を示しているが、躍層の形成と平行して低酸素化が進み、9 月に最低値の 1 mg/l 以下に減少している。底層では殆ど光合成がなされていないことを考えると、上下層の温度差による鉛直混合の大きさが底層の DO 濃度に大きく影響することがわかる。なお図-6 には、図-3 に示した現地の測定結果も合わせ示す。現地測定結果と比較すると、計算による DO 濃度の減少時期が幾分早いのが、9 月から 10 月にかけての底層の DO 濃度が最低値を示す点や、10 月の中旬に底層の DO 濃度が急激に回復する結果は現地の測定結果とよい一致を示している。この結果からも、貧酸素水塊の形成には成層の存在が大きく関与しており、海面を通した熱フラックスによって鉛直混合が制約されるという関係が明確に示されたといえる。

この計算ケースでの栄養塩の流れ、および溶存酸素量の流れの 1 年間の平均値の結果を図-7 に示す。この図から、総窒素の負荷量 393 g/day に対して、沈降量 81 g/day, 溶出量 97 g/day, 海水交換量 410 g/day となっている。この結果から、汚染され底泥からの栄養塩の溶出量は河川からの負荷量の約 1/4 であると見積もることができる。

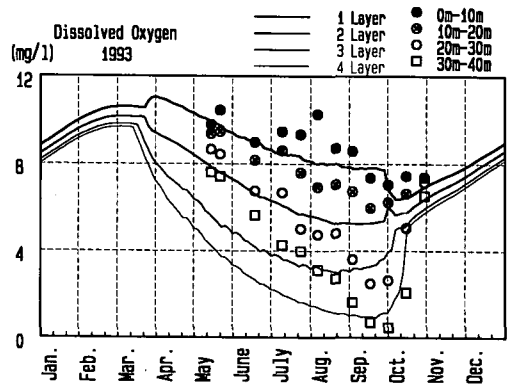


図-6 DO 濃度の鉛直分布の計算結果と測定結果

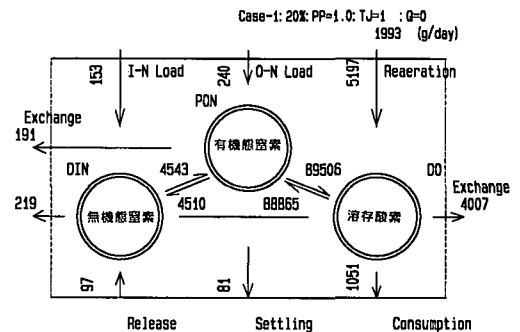


図-7 有機態窒素、無機態窒素、溶存酸素の物質循環

表-4 感度解析の計算ケース

番号	計算結果
Case-1	海水交換率 15, 20, 30, 40, 50 (%)
Case-2	海水導入 0, 10, 20, 30, 50 (m³/l)
Case-3	底質条件 現状, 2, 0.5, 0.1, 0.01
Case-4	負荷量 現状, 2, 5, 0.5, 0.0
Case-5	鉛直混合 1, 1.3, 2, 2.5, 1/2 (倍)
Case-6	湾口断面 マウンド無し (海水交換率)

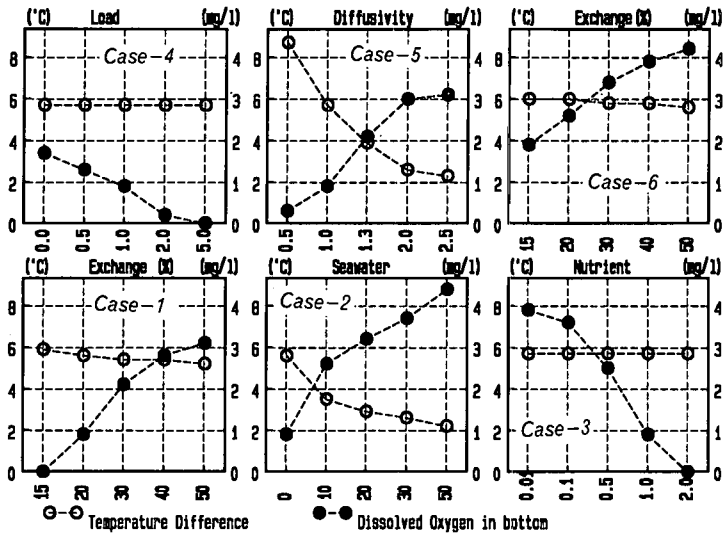


図-8 感度解析による上下層の水温差と底層のDO濃度

次に図-6に示した計算ケースを基準として種々の条件を変更した感度解析を実施した。感度解析の計算ケースを表-4に示す。ケース1は海水交換率を15%~50%に変化させた場合、ケース2が外海水を0~50 m³/s導入した場合、ケース3が底質浄化による栄養塩の溶出量を変化させた場合、ケース4が負荷量を変化させた場合、ケース5がエアレーション等によって鉛直混合の強さを変化させた場合、ケース6が湾口断面を変えた場合の海水交換率に対する感度解析である。この感度解析の結果から、上下層の水温差の最大値と底層でのDO濃度の最小値の結果を図-8に示す。図中の白丸が上下層の水温差を、黒丸が30~40 m層のDO濃度を示す。この図から、ケース1の海水交換率が20%の場合には上下層の水温差が5.8°C、底層のDO濃度が0.9 mg/lであったのに対し、海水交換率が50%の場合には水温差が5.2°C、DO濃度が3.2 mg/lとなって貧酸素化が緩和されている。このことより、海水交換の促進は湾内水の水質改善に有効であることが分かる。同様に、外海水を導入した場合、栄養塩の溶出量を削減した場合、鉛直混合を促進した場合にもかなりの水質改善が認められる。さらに、湾口部の形状を変化させて底層部にも海水交流があると底層のDO濃度が上昇していることがわかる。

1993年は全国的に冷夏、逆に1994年は猛暑の年であった。この気温差による大船渡湾の水温差、貧酸素水塊

塊の形成に及ぼす影響は、本モデルでは水温差で1°C程度、DO濃度で0.3 mg/l程度にすぎなかった。この原因は、本モデルでは風等の気象要素が鉛直拡散係数の算定に影響を及ぼさないことに起因するものと思われる。

4. まとめ

本研究に明らかになったことを以下に列挙する。

(1)大気との熱収支を考慮した鉛直一次元モデルによる水温の計算、および窒素を制限因子とした物質循環モデルにより、内湾域の底層水の低水温化、貧酸素化の現象が再現できた。(2)水温の鉛直分布より形成される水塊の密度構造が貧酸素水塊

の形成に重要性であることがわかった。(3)10月に表層と底層の水温が逆転すると内湾域は混合期に入り、底層のDO濃度は貧酸素の状態から急激に回復する。(4)感度解析により、海水交換の促進、外海水の導入、栄養塩の溶出量の抑制、鉛直混合の促進が底層水の水質改善に有効である。(5)底層水の海水交流を促進するとDO濃度の改善に有効である。

ここでは、細長い大船渡湾を鉛直一次元の1ボックスモデルでの計算という非常に粗い条件での計算を実施した。今後は、本研究で得られた知見を下に、大気との熱収支、密度構造による鉛直混合を考慮した3次元での流れとDO濃度の計算を実施する予定である。

参考文献

- 中田喜三郎・畑 恭子 (1994): 沿岸干潟における浄化機能の評価, 水環境学会誌, Vol. 17, No. 3, pp. 158-166.
- マリニフター実験事業検討委員会 (1994): 平成5年度「マリニフター」実験総合報告書, 126 p.
- Adams, E. E. et al. (1992): A simple box model of the nitrogen cycle in Boston Harbor and the Massachusetts Bay, Civil Engineering Practice, pp. 91-103.
- Munk, W. H. and E. R. Anderson (1948): Notes on a theory of thermocline, Journal of Marine Research, Vol. 7, No. 3, pp. 276-295.
- Nakata K. and T. Kuramoto (1992): Proc. of Adv. Marine Technology Conference, Vol. 5, pp. 107-132.