

秋期の東京湾奥部における風による成層破壊と 底層の無酸素水塊の湧昇過程

渡辺正孝¹・天野邦彦²・石川裕二³・木幡邦男⁴

¹正会員 Ph.D. 国立環境研究所 水圏環境部 (〒305-0053 茨城県つくば市小野川16-2)

²正会員 工博 国立環境研究所 水圏環境部 (〒305-0053 茨城県つくば市小野川16-2)

³理修 (財)地球・人間環境フォーラム (〒106-0041 東京都港区麻布台1-9-7)

⁴理博 国立環境研究所 地域環境研究グループ (〒305-0053 茨城県つくば市小野川16-2)

3次元循環モデル(Blumberg and Goodrich)に海面における熱交換モデルを結合し、熱収支計算が気象条件を与えることで可能となるように改良したモデルを東京湾に適用し、1989年7～10月の実際の気象条件下で計算を行い、検証した。計算から、北風の際に千葉県側湾奥部において、表層水が東岸に沿って南下し、底層水が北上する流れが生起するうえ、鉛直混合が促進される結果、湾奥部の全水柱水質が底層水質により規定されること、その際、海面冷却の効果でさらに成層が不安定になり鉛直混合が促進され青潮現象に至ることが示された。また、南風の際には北風時同様、千葉県側湾奥部において、鉛直混合が促進されるが、流動状況が北風時と逆になるため全水柱水質は表層水に規定されることが示された。

Key Words : Wind-induced circulation, destratification, hypoxia, surface cooling, vertical eddy-diffusivity coefficient

1. はじめに

東京湾奥部の千葉港から幕張、船橋にかけての沿岸域において、夏から初秋の時期に北～北東風が数日吹いた後に、海表面が青白もしくは青緑色に変色する現象がしばしば観察され(図-1)、このような海水の変色現象は青潮と呼ばれる¹⁾。

東京湾における青潮発生は1963年頃から観察され、1980～1994年の15年間で約110件、延べ日数にして160～170日に及んでいる。図-1のような大規模な青潮の発生は数年に一度の頻度で起こるが、小規模な青潮は船橋港や千葉港などで5～9月にかけて、頻繁に発生している²⁾。

夏期の海域は日照や淡水流入の影響で、表層水の方が底層水に比べて高温・低塩分のため軽く、鉛直混合の起こりにくい安定な成層構造になっている。表層で増殖した植物プランクトンはやがて死滅し、海底に堆積する。温度・塩分成層下では底層水の溶存酸素量は表層からの酸素供給が断たれる上に、堆積有機物の分解に伴って消費され続け、著しく減少する。ここで貧酸素とは溶存酸素が概ね3mg/l(飽和濃度の約40%)以下をいうこととする²⁾。無酸素(嫌気的条件)下では底生生物などは生息できないが、有機物は微生物により分解され、硝酸塩還元、発酵、硫酸塩還元、メタン生成と、より還元的な過

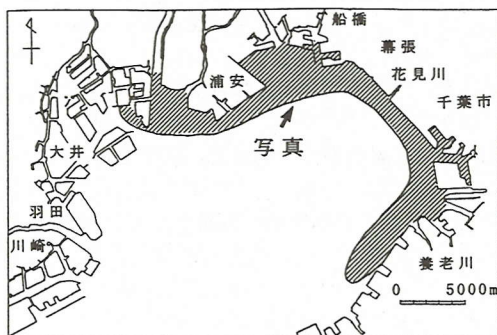


図-1 東京湾奥部の大規模青潮発生(1992年9月8日, 船橋港沖, 朝日新聞社提供)

程へと段階的に進む。海水中には豊富な硫酸イオンが存在するので、海水中、海底泥中では最も還元的な条件で硫酸塩還元が主な反応となる。この過程は、硫酸塩が還元され生物に有毒な硫化水素が発生することから、生態系に重要な現象といえる^{2), 3), 4)}。

青潮の発生時にはこのように貧酸素化した底層水が沿岸浅海域へ湧昇しながら表層に輸送され、同時に鉛直混合が促進され成層が破壊されるため水温・塩分の鉛直分布がほぼ一樣になることが観測されている²⁾。また、青潮の青緑色については、底層水中に大量に含まれる硫化水素(硫化物)が湧昇とともに酸化されコロイド状硫黄が生成され、このために青緑色を呈すると考えられる他、多硫化物イオンによる着色も原因の一つと考えられている^{5), 6), 7)}。

内湾域は河川からの淡水流入、湾口での潮汐および外洋からの高塩分・高水温海水の流入、海面での熱移動と風による応力の影響を受け、淡水と海水が交換・混合を繰り返している遷移領域として、複雑な海洋環境を形成する。内湾域において海洋生態系はこの複雑な流動に大きく規定されており、さらに海洋物質循環は生態系遷移にともない大きく変動する。しかし流動場が生態系を規定している以上、生態系変動及び物質循環を解析するためには、生態系にとって重要な水温・塩分成層、フロント、鉛直混合、集積・発散、鉛直循環など諸過程を再現できる流動モデルがまず求められる。

東京湾を対象とした流れの数値計算は数多くなされており^{8), 9), 10), 11), 12)}、また、青潮現象に代表される東京湾奥部での湧昇流に関する研究も、数多く行われてきている^{13), 14), 15), 16), 17)}。中辻ら¹³⁾は湧昇流の発生機構の仮説として(1)鉛直2次元吹送密度流説¹⁴⁾と(2)内部ケルビン波説¹⁵⁾とに大きく分類し、数値計算を行うことで後者の説を湧昇現象の一因として位置付けている。

本研究においては、風による成層破壊と循環流による底層水(無酸素水塊)の湧昇(青潮現象)の機構解明を目的とし、Blumberg and Goodrich¹⁸⁾モデルを改良した流動モデルを東京湾に適用し、観測データに基づいた再現計算(リアルタイムシミュレーション)を行うとともに、青潮現象が発生した際の特徴的な流動状況及び鉛直混合について解析を行った。さらに、気温及び日射量の低下に伴う海面冷却が鉛直混合に与える影響についての検討を行い、成層破壊と青潮発生への寄与の定量的評価を行った。

2. 三次元流動モデルによる計算方法

感潮域や閉鎖性海域に通常見られる1~100kmの空間スケールと潮汐30日程度の時間スケールに代

表されるようなメソスケール現象を表現できるモデルはBlumberg and Mellor^{19), 20)}により開発された。

これを基礎としたBlumberg and Goodrichモデルは潮汐流、吹送流、塩分に基づく密度流により駆動されており、乱流による混合過程について、鉛直渦動粘性係数及び鉛直渦動拡散係数はMellor and Yamada²¹⁾の $2\frac{1}{2}$ レベル乱流完結モデルを用い、水平渦動粘性係数及び水平渦動拡散係数はSmagorinsky²²⁾に従い逐次計算しているところはBlumberg and Mellorモデルと同様であるが、流入河川も計算領域として含めて計算するように改良されている。このモデルはチェサピーク湾での夏から秋にかけての成層破壊過程と鉛直循環過程に適用された¹⁸⁾。しかし、その適用では塩分は計算を行っているものの水温は観測値を用いている。計算結果からチェサピーク湾での秋の急激な鉛直混合には風による混合に加えて、海面冷却による水温の鉛直逆転分布が非常に重要な役割を果たしていることが鉛直渦動拡散係数の変遷から判明している¹⁸⁾。

(1) モデル式

Blumberg and Goodrichモデルに基づく連続、運動量、塩分および乱流モデルに新しく水温モデルを加え、全体モデルを構築した。以下に直交座標を用いた場合の支配方程式を示す。ここで、 x は東を正の方向、 y は北を正の方向、 z は上向きを正の方向とする座標軸で、 U, V, W は x, y, z 方向に対応したアンサンブル平均流速、小文字は乱れ成分である。自由水面は $z=\eta(x, y, t)$ 、海底は $z=-H(x, y)$ で表される。支配方程式においてはHydrostaticの仮定とBoussinesq近似を用いている。

(連続方程式)

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

(運動量方程式)

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} + \frac{\partial UW}{\partial z} - \nu \nabla^2 U \\ = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial(-\overline{uw})}{\partial z} + F_U \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial V^2}{\partial y} + \frac{\partial VW}{\partial z} + \nu \nabla^2 V \\ = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial(-\overline{vw})}{\partial z} + F_V \end{aligned} \quad (3)$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (4)$$

ここで、 ρ_0 は基礎密度、 ρ は密度、 g は重力加速度、 P は圧力、 f はコリオリパラメータである。

水温 θ と、塩分 S の保存式は次式で与えられる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial U \theta}{\partial x} + \frac{\partial V \theta}{\partial y} + \frac{\partial W \theta}{\partial z} \\ = \frac{\partial(-w\theta)}{\partial z} + F_\theta \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial U S}{\partial x} + \frac{\partial V S}{\partial y} + \frac{\partial W S}{\partial z} \\ = \frac{\partial(-wS)}{\partial z} + F_S \end{aligned} \quad (6)$$

また、密度は状態方程式により次式のように与えられる²³⁾。

$$\rho = \rho(\theta, S) \quad (7)$$

式(2)、(3)、(5)及び(6)中の運動量、熱量及び塩分濃度の乱流による拡散を定量化するレイノルズ応力及び熱と塩分濃度の二次相関式は Mellor²⁴⁾により Rotta のエネルギー再配分仮説及び Kolmogoroff の局所等方性仮説に基づきレベル4モデル²⁵⁾としてモデル化された方程式の高次の項を消去して作成された Mellor and Yamada の $2\frac{1}{2}$ レベル乱流完結モデル²¹⁾により逐次計算される。

$$-(\overline{uw}, \overline{vw}) = K_M \frac{\partial}{\partial z} (U, V) \quad (8)$$

$$-(\overline{w\theta}, \overline{wS}) = K_H \frac{\partial}{\partial z} (\theta, S) \quad (9)$$

ここで K_M 、 K_H は鉛直渦動粘性係数及び鉛直渦動拡散係数であり、式(10)により計算される。

$$(K_M, K_H) = lq(S_M, S_H) \quad (10)$$

ここで、 l は乱流マクロスケール $q^2/2$ は乱れエネルギーである。安定関数 S_M, S_H 及び l, q は Mellor and Yamada²¹⁾に従い求められる。

モデルのグリッドによって直接表現できないサブグリッドスケールのプロセスによって生じる運動はすべて水平混合過程によってパラメータ化される。式(2)、(3)、(5)および(6)にある F_u, F_v, F_θ および F_S はそれら直接表現できないプロセスに起因する項であり、乱流拡散と類似の表現で次のように表現される²⁶⁾。

$$F_u = \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (11)$$

$$F_v = \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (12)$$

$$F_{\theta, S} = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_H \frac{\partial (\theta, S)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_H \frac{\partial (\theta, S)}{\partial y} \right] \quad (13)$$

ここで A_M 、 A_H は水平渦動粘性係数及び水平渦動拡散係数である。本モデルにおいてこれらパラメータは次式のように Smagorinsky²²⁾に従い求められる。

$$A_{M, H} = C_{M, H} \Delta x \Delta y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (14)$$

定数 $C_{M, H}$ については Oey²⁷⁾により詳細な感度分析が行われており、結論として0.075-0.1を与えることで良好な再現を得たと報告している。しかし、感度分析に使用されたグリッドのサイズは20km×20kmと今回の計算に比べて大きく、また今回の計算で用いたグリッドサイズと同様に1km×1kmのグリッドで計算を行っているケース²⁸⁾においては $C_{M, H} = 0.01$ が採用され良好な再現結果が得られたと報告されている。我々の計算では、この値を0.01-0.1の範囲で変化させた計算を行ったが、値を大きくすれば全体的に流速分布の変化がより滑らかな分布になるものの、水温・塩分濃度分布に与える影響についての鋭敏性は低かった。これらの結果とグリッドサイズが小さいほどこの値は小さくすべきものであることから、ここでは最終的に $C_{M, H} = 0.01$ を与えた。

(2) 境界条件

a) 自由水面 $z = \eta(x, y, t)$ での境界条件

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (\tau_{0x}, \tau_{0y}) \quad (15)$$

$$\rho_0 K_H \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = (H, \dot{S}) \quad (16)$$

ここで (τ_{0x}, τ_{0y}) は水面での風による応力、 H は水面での純熱フラックス、 $\dot{S}$ は水面での塩分フラックスである。

水面での純熱フラックスは次式で表される。

$$\dot{H} = (\phi_s - \phi_{sw}) + (\phi_a - \phi_{ar}) - \phi_{br} - \phi_e - \phi_c \quad (17)$$

ここで、 ϕ_s (日射量) は直接計測値を用いたが、直接計測値が無い場合は、次式を用いた。

$$\phi_{sm} = \phi_s - \phi_{sr} = 0.94 \phi_{sc} (1 - 0.65 C^2) = \text{正味日射量}^{29)},$$

$$\begin{aligned} \phi_{ar} &= 5.9 \times 10^{-3} \left(\frac{e}{T_a} \right)^7 T_a^4 (1 + 0.17 C^2) \\ &= \text{雲による散乱放射}^{30)}, \end{aligned}$$

$\phi_{br} = 5.9 \times 10^{-3} (T_a + 273)^4$ = 海面からの長波放射,

$$\phi_c = (0.000308 + 0.000185W_z) \rho (e_s - e_z) \times (2493 - 2.267T_s) \times 10^3 = \text{蒸発による潜熱}^{31)},$$

$$\phi_c = 269.1(0.000308 + 0.000185W_z) \rho (T_s - T_z) = \text{熱伝導による顕熱}^{32)}$$

ここで, ϕ_{sc} は晴天時の日射量, ϕ_{sr} は雲による反射量, ϕ_s は散乱放射, C は雲量, e は水蒸気圧, T_a は気温, W_z は海面上高さ15cmでの風速, ρ は水の密度, e_s は海面上の気温に対する飽和水蒸気圧, e_z は海面上高さ15cmにおける水蒸気圧である.

また, 海面での塩分フラックスは次式で表される.

$$\dot{S} = S(0)[\dot{E} - \dot{P}] / \rho \quad (18)$$

ここで $[\dot{E} - \dot{P}]$ は蒸発-降雨による海面での純淡水量フラックスであり $S(0)$ は海面での塩分濃度である.

b) 海底 $z=-H$ での境界条件

海底では Θ, S の鉛直勾配はゼロであり, 境界を通しての熱・塩分の移動は無い.

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by}) \quad (19)$$

$$\rho_0 K_H \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0 \quad (20)$$

ここで (τ_{bx}, τ_{by}) は海底における応力で, 次式のように対数近似則で与えられる.

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho_0 C_D (U_b^2 + V_b^2)^{1/2} (U_b, V_b) \quad (21)$$

$$C_D \equiv \kappa^2 (\ln(H + z_b) / z_0)^2 \quad (22)$$

ここで, $H(x, y)$ は海底地形を表し, z_b , U_b , V_b は海底に最も近い計算格子とそこでの流速を表す.

κ はvon Karman定数である. 抗力係数 C_D は0.0025に定めるか式(22)で計算された値とのどちらか大きい方の値を用いている¹⁸⁾. z_0 は海底の局所的な粗度に依存するが, 1cmとした.

c) Open boundaryでの境界条件

流入河川上流端では流量, 水温, 塩分を直接与える. 湾口では潮位, 水温, 塩分を与える.

(3) 座標変換

内湾における沿岸の水深変化をより効果的に表現するため, 本モデルにおいては上述のように設定した各式について鉛直方向に新しい変換座標 (x^*, y^*, z^*, t^*) を導入し, 全ての方程式の座標変換を行うすなわち,

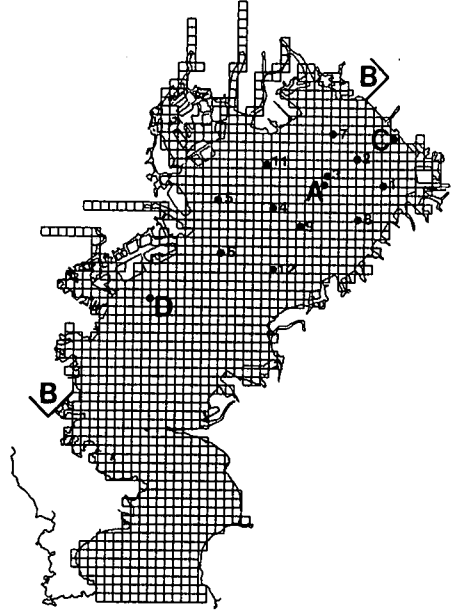


図-2 計算メッシュの平面的配列及び観測地点等の配置

$$x^* = x, y^* = y, \sigma = \frac{z - \eta}{D}, t^* = t \quad (23)$$

ここで, $D = H + \eta$ である. このため, $z = \eta$ で $\sigma = 0$, $z = -H$ で $\sigma = -1$ となる.

(4) 計算条件

北緯35度8分, 東経139度36分を原点とする城ヶ島より湾内を計算領域とした. 格子間隔は東西1km, 南北1kmとし, 水平方向の格子数は南北方向70メッシュ, 東西方向50メッシュ, 鉛直方向10層とした. 海底地形条件はJODCの水深データファイルよりメッシュ平均水深を求めた. 流入河川は鶴見川, 多摩川, 隅田川, 荒川, 江戸川の5河川とし, 河川上流10kmまでを計算領域とした. 計算メッシュの平面的配列については, 図-2に示す.

湾口部での水温・塩分の鉛直分布は観測値(海況予報事業結果報告書(神奈川県), 平成元年度, 2年度)を用いて与えた. また, 城ヶ島と岩井袋での調和常数のうち K_2 , M_2 , S_2 , O_1 , P_1 , K_1 及び VS_0 分潮を考慮し, 湾口での潮位を与えた(日本沿岸潮汐調和常数表, 海上保安庁).

河川流量は鶴見川, 多摩川, 荒川, 江戸川の日平均流量(流量年表, 建設省), 水温(全国公共水域水質測定データ)を与えた. 隅田川に関しては流量

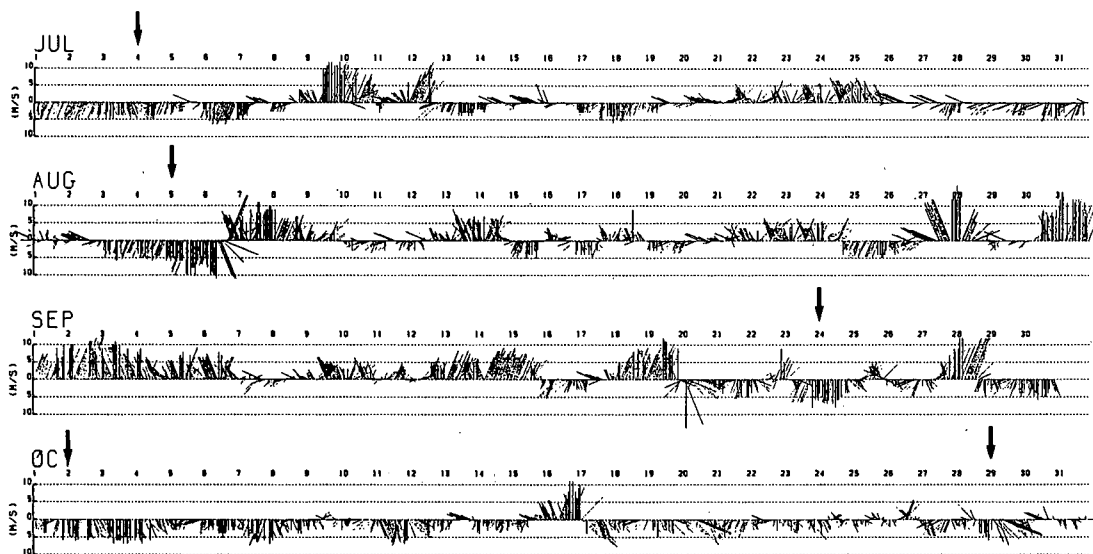


図-3 風向風速の連続観測値（千葉，木更津，及び東京ヘリポートの3地点での平均値）

データが存在しないため，流域規模がほぼ同じである多摩川の流量で代替することとした．さらに淡水供給源として沿岸に立地する下水処理場，事業場，及び発電所からの排水量についても記録に基づいて入力した．

気象条件としては気温，日射量，湿度，風速，雲量（気象月報，東京）の日平均値を用いて海面での熱収支の境界条件を与えた．また，水面での風応力の計算にはアメダスデータより千葉，木更津，及び東京ヘリポートの3地点での平均値をとることで求めた風向・風速の連続観測結果（図-3）を用いた．

さらに，湾内の水温・塩分の初期条件は全国公共水域水質測定データより与えた．

現況再現計算期間は1989年7月1日を初期値として，10月31日までの123日間を $\Delta t=10$ 秒で行った．1989年東京湾における青潮発生は6月から10月までの間に5回報告されているが（図-3の矢印），この中でも特に10月2日に発生した青潮は中規模のものであり，この前後に詳細な流速，水温，塩分の観測がなされていることから，上記の現況再現計算に加えて，10月2日から青潮現象を引き起こした外部環境条件の一つと考えられる水面冷却が成層破壊にどのような影響を与えていたかを評価するため，気象条件として9月21日から気温及び日射量の低下がなかったと仮定したシミュレーション計算を10月7日までの17日間について行った．

3. モデルによる再現計算結果

1989年9月11日から10月21日にかけて海上保安庁水路部が東京湾4点において鉛直5層での定置測流（インペラ型ベルゲン流速計による流速2成分，水温，塩分）により流速，水温，塩分の連続観測を行っており³³⁾，検証に用いた．

(1) 潮流楕円の比較

海上保安庁水路部の観測のうち，青潮現象がしばしば観察される湾奥部に最も近い測点A（図-2）における連続観測と計算結果から求めた潮流楕円の比較を図-4に示す．表層，底層を表すものとして水深1.5mと10mでの観測値から得られた結果（細線）と対応する層における計算値から得られた結果（太線）を O_1 ， K_1 ， M_2 ， S_2 の4分潮ごとに比較した．実測値と計算値は非常に良く合致しており，十分満足できる結果となっている．

(2) 流速変動及びエネルギー Spektral の比較

潮流楕円の比較の結果から，主要な潮流成分に帰因する流速変動について十分満足できる再現性を持つことが示されたので次に，本モデルが主要な潮流成分に帰因する流速変動のみならず他の原因による流速変動特性をどの程度正確に再現しているのかを確認するため，連続観測結果より得られた流速変動及びエネルギー Spektral を用いて計算結果との比較を行った．ここでは，A点及びそのA点から最も離れたD点（図-2）における

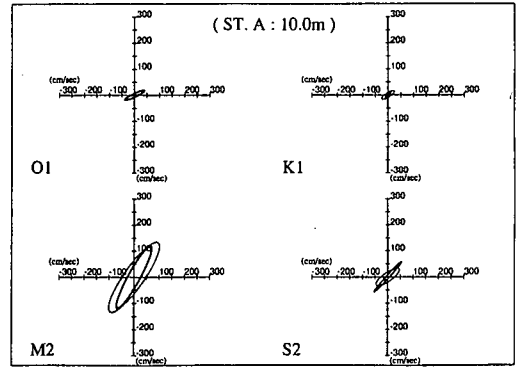
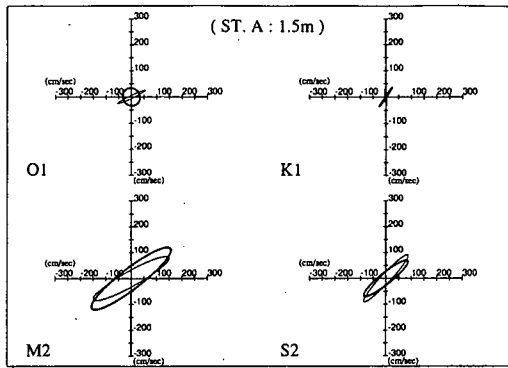


図-4 測点Aにおける潮流楕円の比較 (観測: 細線, 計算: 太線)

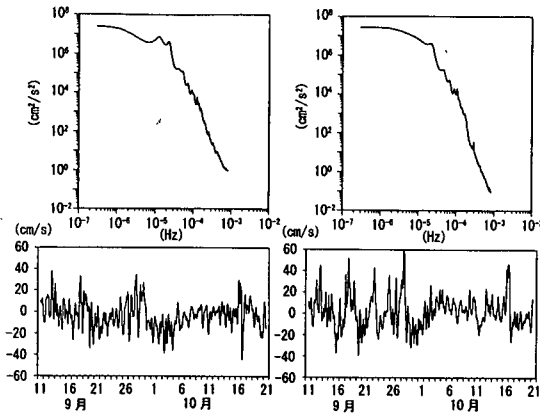


図-5 (a) 測点A表層における南北(左側), 東西(右側)成分の計算流速及びエネルギースペクトル

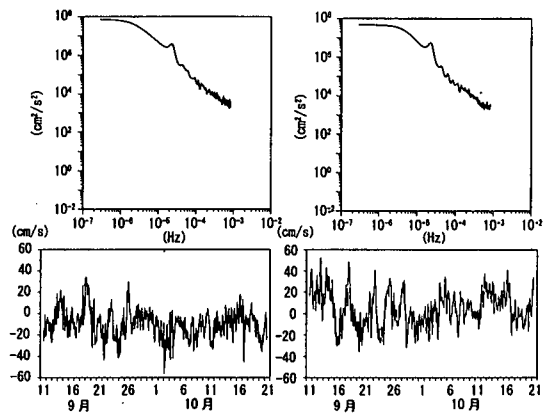


図-5 (b) 測点A表層における南北(左側), 東西(右側)成分の流速観測結果及びエネルギースペクトル

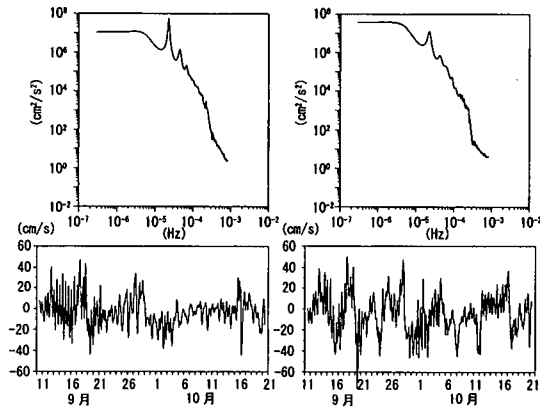


図-6 (a) 測点D表層における南北(左側), 東西(右側)成分の計算流速及びエネルギースペクトル

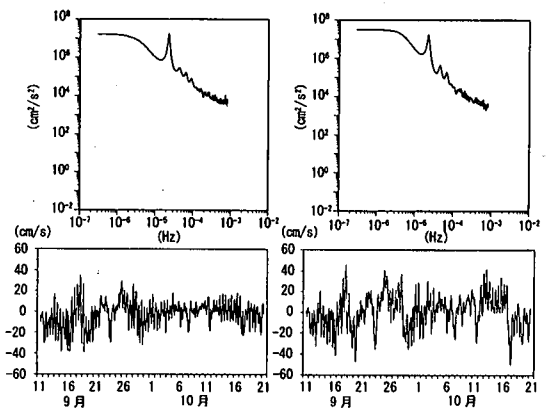


図-6 (b) 測点D表層における南北(左側), 東西(右側)成分の流速観測結果及びエネルギースペクトル

南北, 東西成分の流速観測結果及びエネルギースペクトルについて計算結果との比較を示し, 流速変動成分について量的に適切に再現されているかを検討した。

その結果, 日周期, 半日周期及び低周期のエネルギースペクトルは非常に良好に再現され, 流速変動の幅についても実測値と計算値ともほぼ同様の値を

示している (図-5, 6)。一方, 高周期のエネルギースペクトルの計算値は Smagorinsky²²⁾の方法を用いることで改善されたが, それでも実測値より低い値となる傾向が見られた。これは, モデルで用いている格子サイズが東京湾に存在する小規模渦を正確に表現するには十分細かいサイズではないことを示唆している。しかし, 格子サイズを小さくする

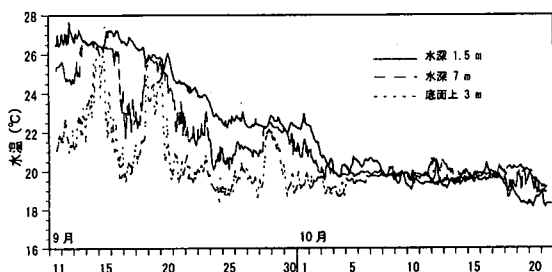


図-7 (a) 測点Aにおける水温変化の連続観測結果

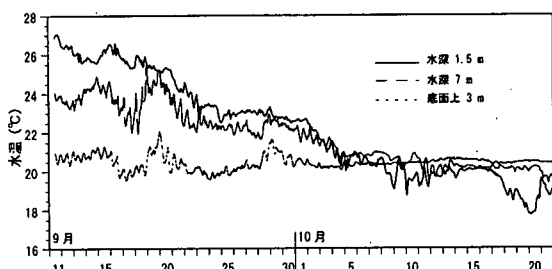


図-7 (b) 測点Aにおける水温変化の計算結果

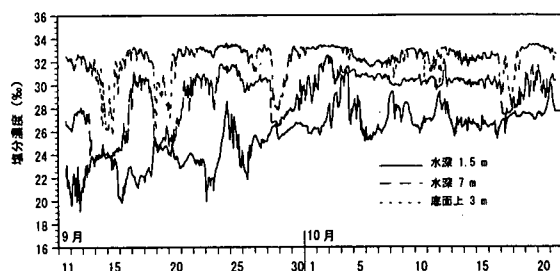


図-8 (a) 測点Aにおける塩分濃度変化の連続観測結果

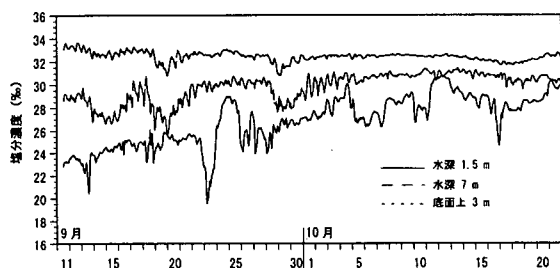


図-8 (b) 測点Aにおける塩分濃度変化の計算結果

ことは計算時間の制約から困難なことからこれ以上小さな格子サイズを採用することはしなかった。

(3) 水温・塩分の連続観測との比較

1989年9月11日から10月21日にかけての測点A (図-2) における水温、塩分の観測値と計算値を図-7, 8に示す。表層 (水深1.5m) での水温変化特に、水温成層が逆転するタイミングや、底層水温が間欠的に上昇する (鉛直混合が激しくなる) タイミングをよく再現している。前述のようにモデルは流れの短時間での変動成分を過少評価している傾向がある

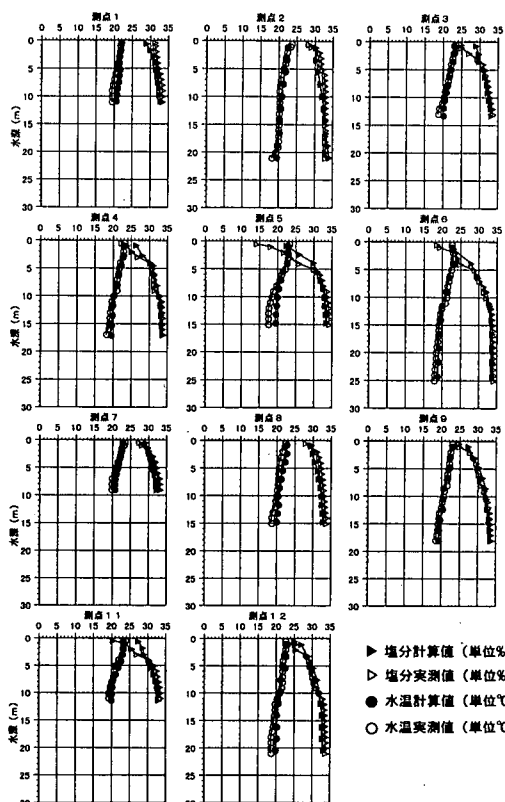


図-9 9月25日の多点観測結果と計算結果の比較

ため、実測値に見られるほど短時間に急激に起こる混合は完全には再現し得ず、底層における変動を過小に見積もる結果となかったが、青潮現象再現において重要な表層における水温・塩分の変化のパターンを良好に再現している。青潮現象再現にとってA点での水温・塩分変化は特に重要であるため、青潮現象発生時の計算結果については(5)で述べる。

(4) 多点観測結果との比較

A点での連続観測結果との比較において特に表層における良好な再現計算結果が得られたが、さらに空間的広がりを持った水温・塩分の鉛直分布観測結果^{3,4)}と計算値との比較を行い、湾全体の流動及び水質変化が適切に再現されているかを検討した。1989年9月25日の多点観測結果^{3,4)}との比較を図-9に示す。

各々の観測点における水温・塩分の観測値の鉛直分布と計算結果を比較すると、測点3, 4, 5, 6, 11において、河川からの淡水流入により表層の塩分濃度が低くなるが、計算結果は湾全域において、この影響による強い鉛直成層構造 (観測値) と同様の分布パターンを良好に再現していることを示している。隅田川流入域である測点5, 11において表層塩分濃度計算値が実測値より高い値を示している

理由としては、計算において境界条件として与えている隅田川流量（流域面積から推定）と実際の流量との誤差が挙げられるが、湾全体として熱量、塩分の収支は良好に再現されており、また今回の研究において主に注目している湾奥部での水温、塩分分布の再現は良好であることが示された。

(5) 青潮発生時の計算結果

青潮を引き起こす湾奥部における湧昇流の発生要因を解析するため、ここでは、まず青潮発生時の水質測定結果について検討するとともに、これに対応する時点における計算結果との比較検討を行った。

湾奥付近A点での流速及び水温・塩分の連続観測の期間中^{3,3)}であること、また、9月27日と10月3日には、公共用水域水質測定が行われており、種々の観測値が入手可能なことから、1989年に発生が報告されている青潮のうち9月23日及び10月2日から始まった2回の青潮を対象に、これらの観測結果と計算結果を比較することにする。9月23、24日にかけて発生した青潮は小規模、また、10月2日午後から4日にかけて発生したものは中規模であった。

青潮が発生した9月24日、10月2日には、発生要因と考えられる5m/s以上の北風が連続的に吹いている（図-3）。図-7(a)、8(a)のA点における水温・塩分の連続観測値は、表層水温が9月23日から24日にかけては約2℃、10月2日から4日にかけては約3℃の急激な低下を、また表層塩分濃度については9月23日から24日にかけて約7‰、10月2日から5日にかけては約5‰の急上昇を示している。これら2回の青潮現象発生時に共通している顕著な水質変化特性は、上述のように水温低下と塩分濃度上昇という表層での変化が急激であるのに対して、底層では、水温・塩分ともに変化がほとんど見受けられない点である（図-7(a)、8(a)）。

計算結果を見ると、表層水温で9月23日から24日にかけては約1℃、10月2日から4日にかけては約2℃の低下、表層塩分濃度で9月23日から24日にかけて約8‰、10月2日から4日にかけては約4‰の上昇を示しており、この間、底層では水温・塩分ともほとんど変化していない点を含めて良好な再現結果を示している（図-7(b)、8(b)）。

上述した青潮発生時のA点の表層における急激な水温低下、塩分濃度上昇を引き起こした水質変化過程について検証するため9月27日及び10月3日に行われた公共用水域水質測定結果と日平均計算結果とを比較する。ここでは、塩分濃度に着目して9月27日と、10月3日の表層における水平分布を比較する。

測定結果からは湾奥部において9月27日には25

～26‰程度であった表層塩分濃度（図-10(a)）が10月3日には32‰以上となっており（図-10(b)）高塩分濃度の水塊がこの期間中に湾奥部表層に現れたことが理解できる。計算値は、9月27日の湾奥部表層における塩分濃度が2‰程度高い結果になっているものの、10月3日には湾奥部表層の東側に32‰以上の高塩分濃度水塊が現れた点を非常に良好に再現している（図-11(a)、(b)）。測定値、計算値ともに北風に伴う湾奥部表層における塩分濃度の上昇を示した（図-10、11）が、この変化は前述の湾奥部における湧昇流と鉛直混合によるものと考えられる。

本研究において溶存酸素は計算対象としていないために計算値と実測値との比較は出来ないが、9月27日から10月3日にかけて起こった水質変化についてさらに検討を行うために9月27日と10月3日の表層及び底層における溶存酸素測定結果について述べる。

湾奥部表層で9月27日には10mg/l程度あった溶存酸素（図-12(a)）は10月3日には3mg/l以下に低下する（図-12(b)）とともに底層では9月27日にはA点（図-2）周辺で1mg/l以下の極小値（図-12(c)）を示していた分布は10月3日には湾奥部において1mg/l以下の極小値を示す分布となり（図-12(d)）10月2日から始まった青潮発生の際には底層に存在していた貧酸素水塊が湾奥部へと北上し、湾奥部において湧昇したことを示唆している。

10月3日の観測結果に示された表層における貧酸素かつ高塩分濃度の水塊の出現は青潮現象の発生に他ならない。この水塊が出現した場所は図-1において示された大規模青潮発生域と同一の地域である。

今回の計算では溶存酸素の変化の観点からモデル計算結果と実測値を直接比較することはできないが、湾奥部表層における水温・塩分の良好な再現結果は（図-7、8、9、10、11）、貧酸素かつ高塩分濃度の水塊が10月3日の観測結果（図-10(b)、12(b)）で湾奥部表層に現れた際に生じた流動及び拡散過程をモデル計算が正確に再現していることを示している。

ここで、この流動及び拡散過程について検討するため10月3日における流動及び鉛直渦動拡散係数に関する計算結果を示す。図-2のB-B断面での10月3日における日平均計算結果からは下層で湾奥に向かい上層で湾口に向かう2層流が形成され（図-13(a)）、その結果、湾奥に強い上昇流が発生していることが示されており（図-13(b)）、B-B断面において鉛直循環流が形成されていることが示されている。水平日平均流速の第1層及び第7層グリッドでの計算結果の水平分布からも千葉県側湾奥部において、



図-10(a) 9月27日の表層塩分濃度測定値 (単位‰)

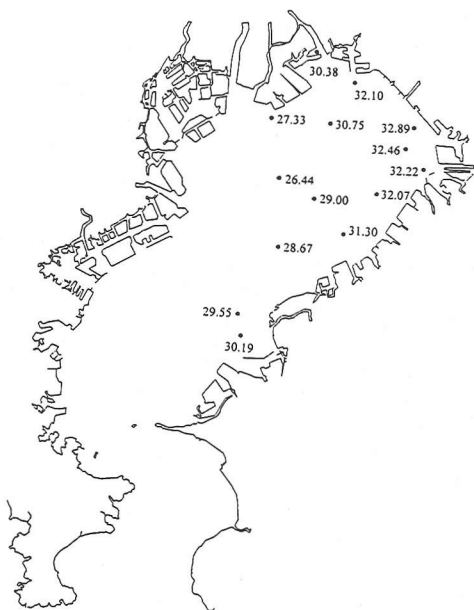


図-10(b) 10月3日の表層塩分濃度測定値 (単位‰)

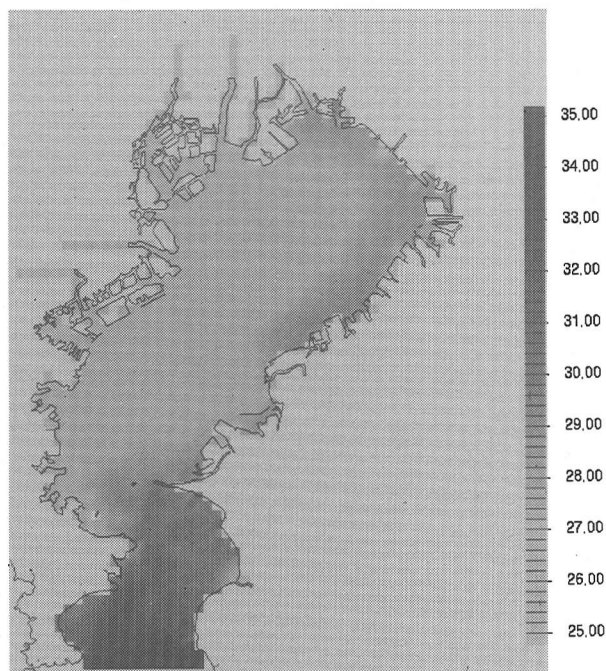


図-11(a) 9月27日の表層塩分濃度計算値 (単位‰)

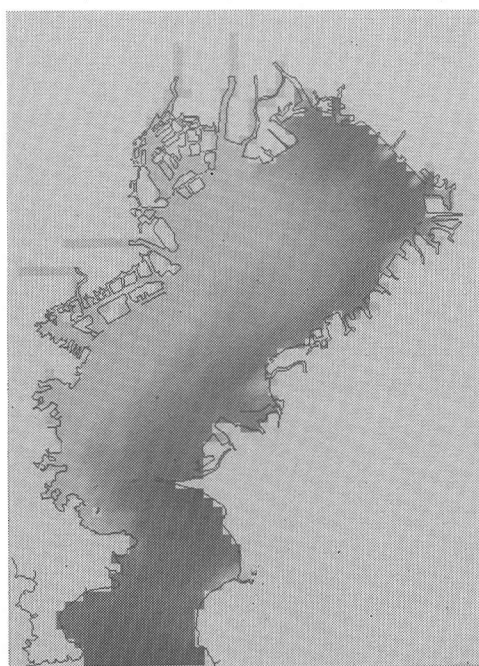


図-11(b) 10月3日の表層塩分濃度計算値 (単位‰)

表層水（第1層）が時計回りの回転をしながら東岸に沿って南に流下し、底層水（第7層）は湾の東岸に沿って北上し流れる様子が示されている（図-14(a), (b)）。東岸に沿う表層の南下流は田中ら³⁵⁾による計算でも再現されているものと同様のものと考えられる。10月3日の流動計算結果からは特に東岸

において顕著な表層における南下流、底層における北上流が存在し、湾奥部において上昇流が発生することが示された。

湾奥部表層において10月3日に出現した高塩分貧酸素水塊は上昇流のみならず鉛直混合の増大を伴って起こったと考えられることから、湾奥部沿岸の点

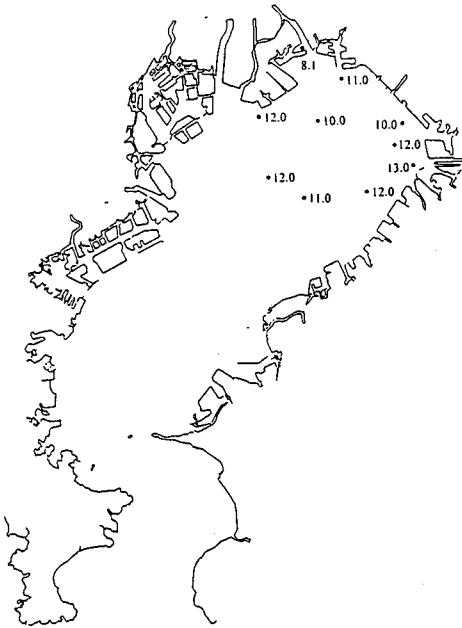


図-12(a) 9月27日の表層溶存酸素測定値(単位 mg/l)

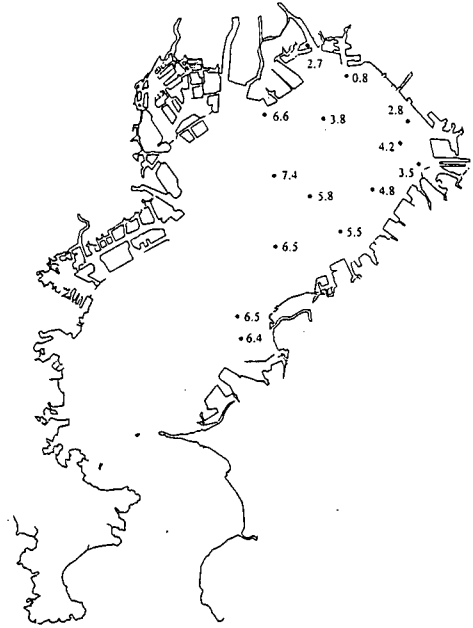


図-12(b) 10月3日の表層溶存酸素測定値(単位 mg/l)



図-12(c) 9月27日の底層溶存酸素測定値(単位 mg/l)

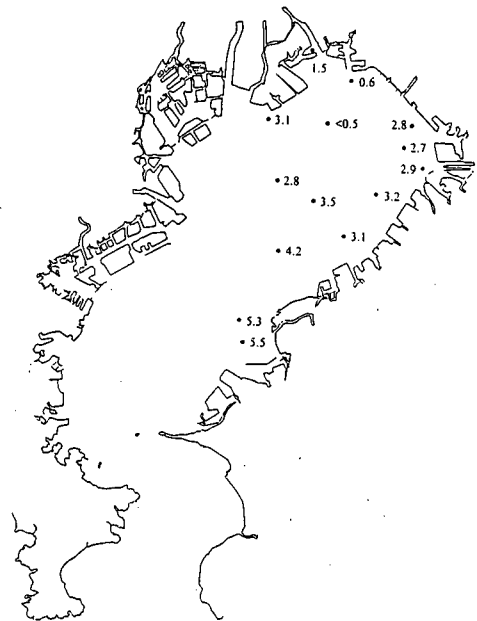


図-12(d) 10月3日の底層溶存酸素測定値(単位 mg/l)

C (図-2) において計算された鉛直渦拡散係数 K_{H} の水深方向分布の9月21日から10月5日までの経時変化(鉛直渦動拡散係数 K_{H} (単位 cm^2/s)の変化を $\log(K_{\text{H}})$ で表示)を見ると南北方向の風に対応して変化していることが示されている。すなわち鉛直渦動拡散係数は北風が強く青潮が発生した9月24日、10月2日から10月4日(図-3)に著しく(他の日の10

～100倍以上)増大している(図-15(a))。また、強い南風が吹いた9月28日にも水柱全体にわたっての激しい増大(鉛直渦動拡散係数は他の日の100～10000倍以上)が見られ、湾奥部において南北方向の風に伴い鉛直混合が促進されることを示唆している。

これらの結果を総合すると青潮現象を引き起こす

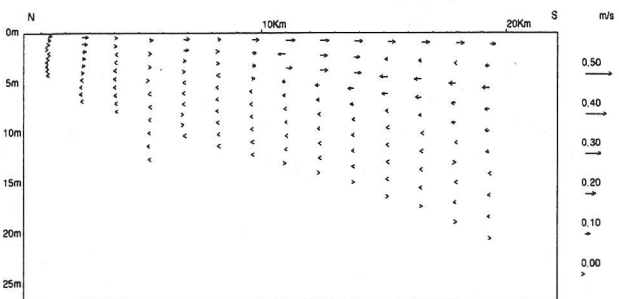


図-13(a) 10月3日のB-B断面での水平流速分布

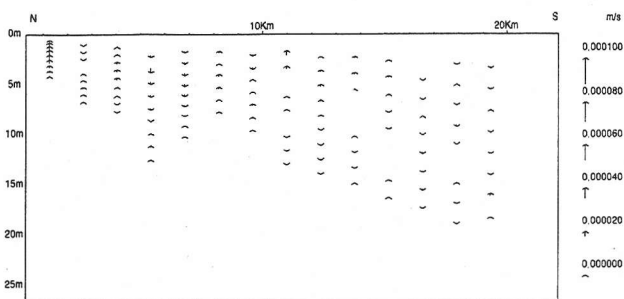


図-13(b) 10月3日のB-B断面での鉛直流速分布

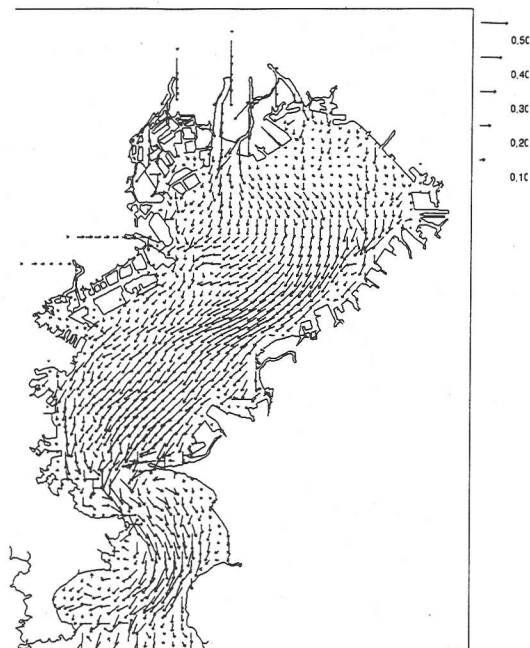


図-14(a) 10月3日の表層における水平流速分布

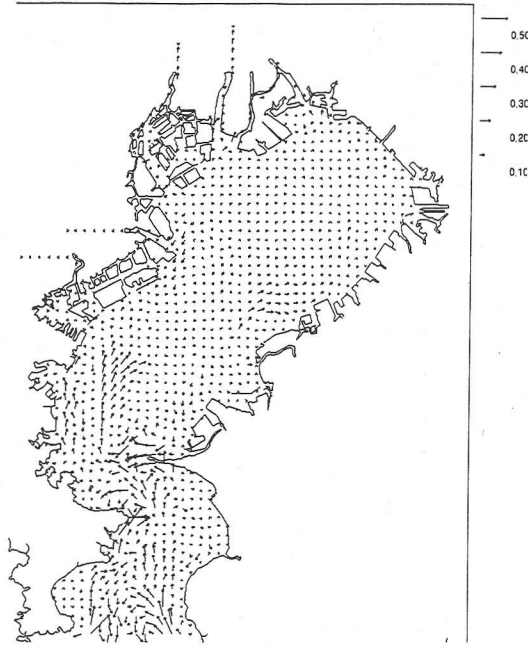


図-14(b) 10月3日の底層における水平流速分布

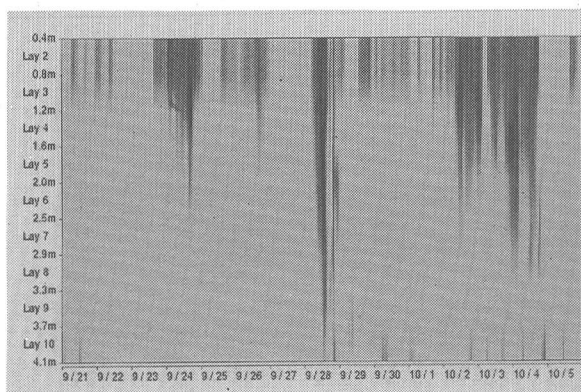


図-15(a) C点における鉛直渦動拡散係数 K_v の変化

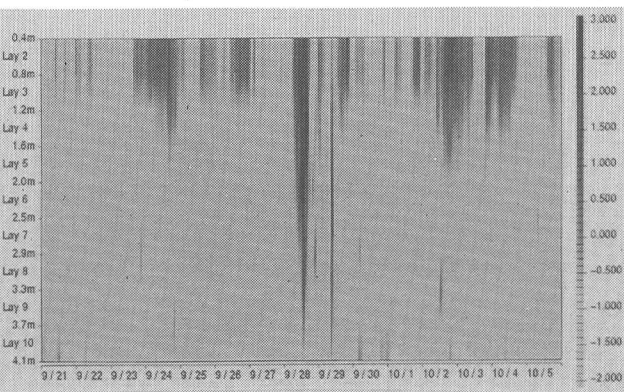


図-15(b) 北風に伴う冷却を無くした場合のC点における鉛直渦動拡散係数 K_v の変化

物理過程として以下のことがモデル計算により示される。すなわち、北偏風により湾奥部においては表層水が沖に向かう流れが生起し、これを補償する岸

向きの流れが底層部に起きる。このため、貧（無）酸素底層水が千葉県側の東京湾奥へと流れ、湾奥における強い上昇流と増大した鉛直拡散により千葉県

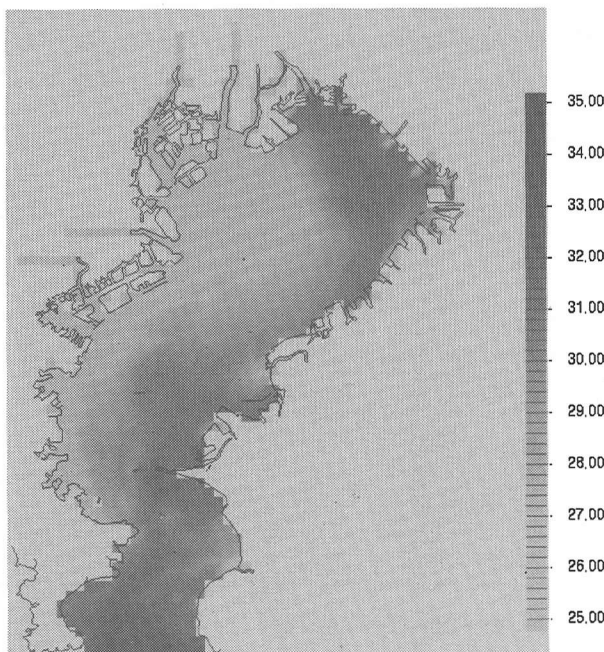


図-16 冷却を無とした場合の10月3日の表層塩分濃度の水平分布 (単位‰)

側の東京湾奥の水柱全体の水質が急激に底層水質によって置き換わる過程である。

(6) 東京湾奥部における成層破壊に与える海面冷却の効果検証計算結果

東京湾奥部における青潮発生への海面冷却に起因する鉛直混合促進の影響を確認するため、数値実験を行った。まず、海面冷却の効果を評価するため、実際には9月21日以降低下した気温及び日射量をそのまま一定値として計算を行った。風向風速については変化させていないため湾奥部における流動パターンには有意な差は現れなかったが、海面冷却の効果が抑制されたため、北風時(9月24日、10月2日から10月4日)の鉛直渦動拡散係数は $1/10 \sim 1/100$ のオーダーに減少し(図-15(b))、鉛直混合が促進されないため、10月3日の湾奥部における表層塩分濃度は現況再現計算結果(図-11(b))に比べ1‰程度下がる結果(図-16)となった。この比較計算により海面冷却は、鉛直混合を促進し、北風時の鉛直混合をさらに増大させることが示された。これにより底層無酸素水塊の表層への影響が強くなり青潮の規模が拡大すると考えられることから、青潮発生時の海面冷却の重要性^{36), 37), 38)}を裏付ける結果となった。

4. 考察

青潮発生時には湾奥部において強い上昇流と鉛直拡散の増大が発生していることが計算結果から示された。計算結果からは、北風が吹くと湾奥部においては表層と底層で逆向きの流れが生じ、鉛直方向に水平流速勾配が増加しこれに応じて鉛直拡散係数が増大する(図-3, 14, 15(a))ことが理解できる。

南風の場合も鉛直渦動拡散係数が増大するが、風向きによって湾奥部の水柱に現れる影響は全く逆の結果となる。風向風速の経時変化(図-3)とA点における水温・塩分の実測値の経時変化(図-7(a), 8(a))について見ると北風が卓越していた9月24日、10月2～4日、10月8日、10月12日は先述したようにいずれも表層水質が急激に変化し(水温低下、塩分上昇)底層水質はほとんど変化しないのに対して、南風が卓越していた9月15日、19、20日、28、29日、10月17日には、この逆で底層水質が急激に変化し(水温上昇、塩分低下)表層水質の変化は比較的少ない様子が記録されている。これら変化特性は計算結果(図-7(b), 8(b))にも再現されている。

千葉県側の東京湾奥を一つのコントロールボリュームとして考えると上に述べた水質変化を引き起こした物理過程がわかりやすくなる。すなわち、北風の際には、表層水がこの領域から沖合に流出し、それに応じて底層水が沖合からこの領域に流入してくることになる。湾奥部は、特に南北方向の風の際には鉛直拡散係数 K_H が高くなる傾向があり(図-15(a))、鉛直混合が促進される。北風の際には、表層水の流出、底層水の流入という移流による効果に加えて増大した鉛直混合の結果、湾奥部における全水柱の水質は鉛直混合直前の底層水質が支配的になる。

これは、混合に先立ち底層における貧酸素化が進行していれば表層水の貧酸素化が起こることを意味し青潮が発生することであり、これが今回のモデル計算から帰納的に導かれる青潮発生に必要な物理的機構である。

逆に南風の場合には、湾奥部領域に対して表層水が流入、底層水が流出という流動特性になることが計算結果から示される(図-17)。このため、南風によって北風の場合同様に鉛直渦動拡散係数が増大し(図-15(a))、鉛直混合が促進されるが、湾奥部の全水柱の水質は表層水質が支配的になる(図-7, 8)。9月24日から25日にかけての青潮が小規模で終わったのも、翌26日には南東風が吹いたた

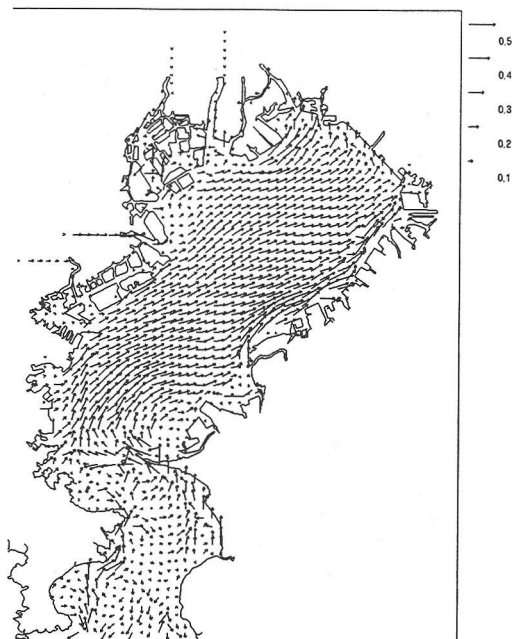


図-17(a) 9月28日（南風時）の表層における水平流速分布

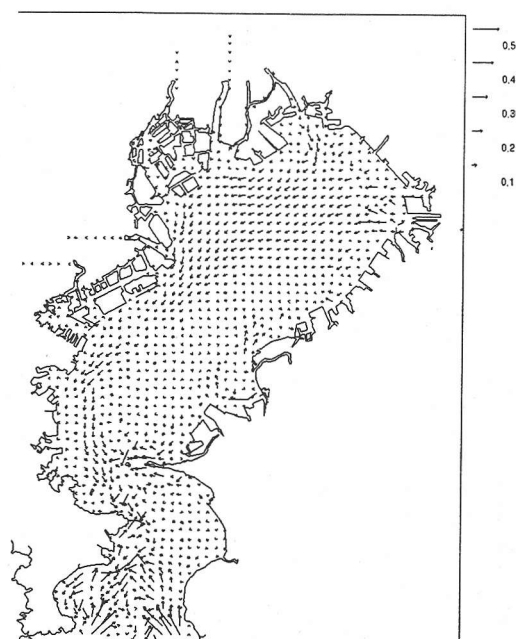


図-17(b) 9月28日（南風時）の底層における水平流速分布

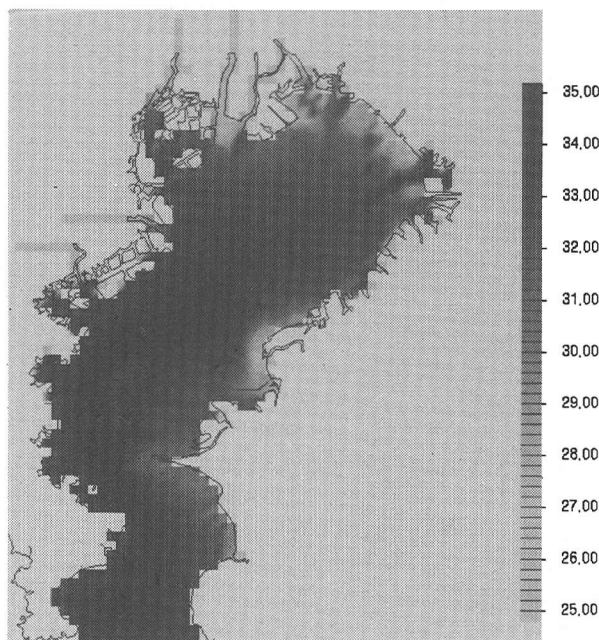


図-18 9月28日の底層塩分濃度計算値（単位‰）

め、沖合い表層に存在する溶存酸素濃度が高い水塊が湾奥部に流入し、湾奥部における貧酸素状態が短時間で解消したためであると考えられる。

このように東京湾奥部にとって南風は鉛直混合の促進による底層への酸素供給も行っており、青潮を

解消する役割を果たしていると考えられる。既に述べたように、9月28日の強い南風の際には湾奥のC点（水深4.1m）では水柱全体に鉛直渦動拡散係数 K_v の増大が確認され（図-15(a））、水柱全体にわたる鉛直混合が示唆された。これに対して、水深の大きい地点での鉛直渦動拡散係数の変化からは9月28日のような強い南風の際においても鉛直渦動拡散係数の顕著な増大が見られたのは水深約10mまでであった。この結果は成層期においても湾奥部で水深10m程度までは南風が吹くことで鉛直混合が促進され、表層より溶存酸素の供給が行われることを示し、また逆に湾奥部において水深が10m以上となる場所においては、成層期には底層にまで混合が起らず貧酸素化しやすいことを示しており、このことは青潮のそもそもの原因となる底層における無酸素水塊の発生位置を規定すると考えられる。実際、9月27日の底層における溶存酸素濃度の測定値（図-12(c））のうち1.0mg/l以下となっている点は何れも水深が10m以上となっている。成層期における流動及び鉛直混合の影響を溶存酸素変化同様に受ける塩分濃度について、強い南風が吹いた9月28日の底層での計算値（第10層における計算値）の分布を図-18に示す。底層塩分濃度が低下しているのは主に水深の浅い湾奥部の沿岸においてであり、千葉、船橋航路や湊渚による窪地部分では鉛直混合が底層ま

では至らず塩分濃度が高いままであることが示されている。図中の塩分濃度が32‰以上の値を示す箇所は水深10m以上の箇所に対応しており無酸素水塊が発生する可能性の高い箇所と考えられる。

北風時に気温・日射量が低下しなかったと仮定したシミュレーションからは海面冷却効果が無いことによる鉛直混合の抑制が示された（図-11(b)と16及び図-15(a), (b)）。東京湾では、秋期において北風が吹く場合の気象条件は低気圧が支配的であるため日射量が減少し同時に気温も低下することが多い。今回の計算期間である10月2日からの青潮発生時においても、北風と同時に気温及び日射量の測定値の低下が認められている。測定値をそのまま用いた現況再現計算（図-11(b), 15(a)）と比較するため気温及び日射量を低下させないで計算したシミュレーションでは、青潮が観測された10月3日、湾奥部の千葉県側沿岸において鉛直渦動拡散係数が現況再現計算に比べて減少し（図-15(b)）、表層での塩分濃度の上昇は抑制された（図-16）。このシミュレーション結果からも見られるように海面冷却は湾奥部の特に青潮が良く観測される千葉県側沿岸において鉛直混合に重要な役割を果たしていることが評価された。

青潮の発生機構として、宇野木¹⁵⁾が指摘した北東風に伴い東京湾東側で湧昇が発生し、これが内部ケルビン波として伝播し湾奥部における青潮につながるという考え方がある。しかし、宇野木¹⁵⁾の観測結果を見ると北風が吹く前には東風が吹いており、東岸においては風向きが北風になるより前に湧昇が始まっているように見える。今回研究対象とした期間中、8月5日から観測された青潮発生時には、北風に先立ち東風が吹き続けており、宇野木の観測と類似の風向きの変化が起こっている。この期間において現地観測結果³⁴⁾が存在するのでこれを見ると、図-19に示されるように8月2日の東岸側の測点8（図-2）の表層塩分が湾奥部の測点2に比べて早く上昇していることが示されている。これに対して同様に青潮が観測された時期ではあるが北風に先立ち東風が吹かなかった9月25日の観測結果からはこのような傾向は見られない。計算結果からも8月2日のケースでは、東岸側で先に湧昇が起こったように見える結果が得られた。

北風が吹き続けて10月2日に青潮発生に至ったケースについて塩分濃度分布の変化を3次元表示したのが図-20である。海面において塩分濃度30‰以上の部分を紫色で、海中の塩分濃度30‰の等値面を青緑色で表している。計算からは湾奥部千葉港沖から湾奥部にかけた沿岸部でまず湧昇が起こり、表層で

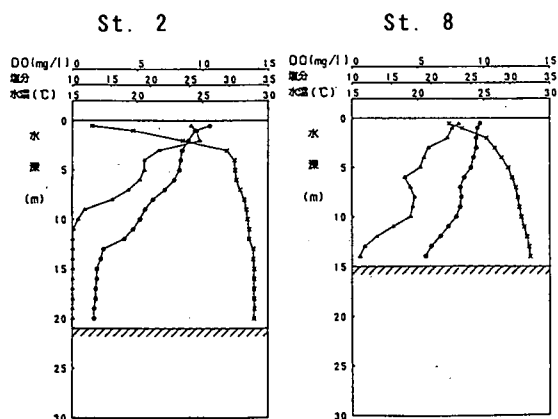


図-19(a) 水温 (○-○)・塩分 (×-×)・溶存酸素 (△-△) 鉛直分布観測結果 (8月2日)

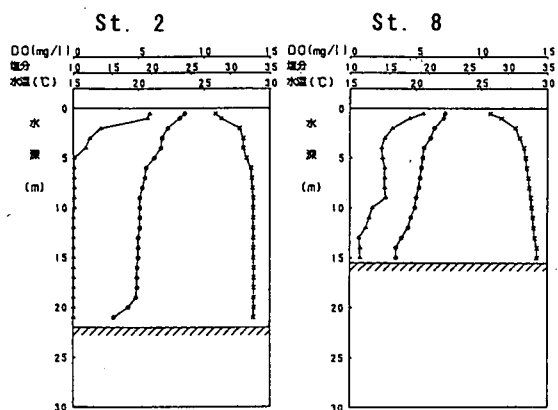


図-19(b) 水温 (○-○)・塩分 (×-×)・溶存酸素 (△-△) 鉛直分布観測結果 (9月25日)

の時計回りの流れにのって東岸側へ湧昇域の拡大が起こるという結果が示され、宇野木の指摘とはむしろ逆の結果になっている。

これらの結果を総合的に解釈すると、北風が連続的に吹き出す前に東～北東風が吹き続けた場合には、宇野木¹⁵⁾が指摘したように東岸側から先に湧昇が起こることもありうと考えられるが、今回、我々の研究対象とした秋期の湾奥部における青潮現象のように南風が急に北風が変わって北風が吹き続けて起こった場合は、むしろ千葉県湾奥部においてまず湧昇が起こっていると考えの方が妥当と考えられる。

以上述べたように計算を通して風向・風速の変化に起因する東京湾奥での流動、鉛直混合及びこれらに起因する水質変化についての知見が得られ青潮が起こる際の条件が明らかになった。しかし、計算期間を通して例えば10月8日、12日などは北風が卓越し、計算結果からは千葉県側の東京湾奥で塩分

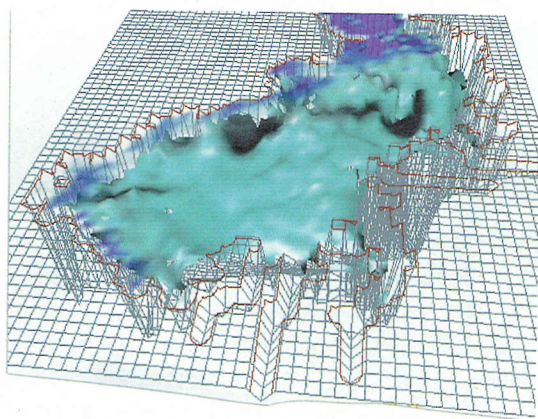


図-20(a) 海面塩分濃度30‰以上の分布と
塩分濃度30‰の等値面 (10月2日午前6時)

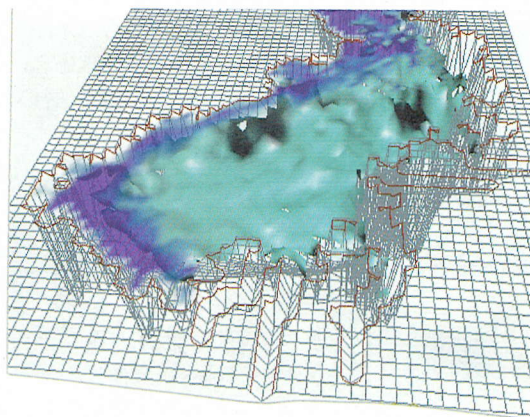


図-20(b) 海面塩分濃度30‰以上の分布と
塩分濃度30‰の等値面 (10月2日午後6時)

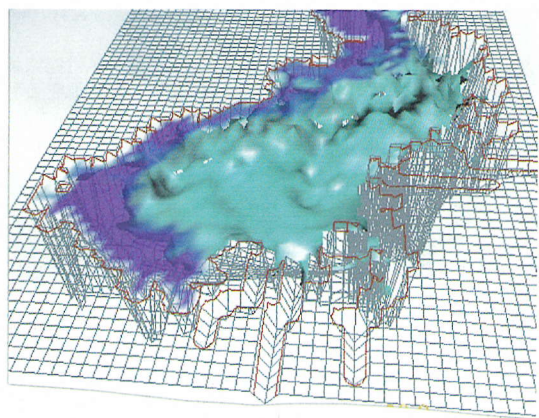


図-20(c) 海面塩分濃度30‰以上の分布と
塩分濃度30‰の等値面 (10月3日正午)

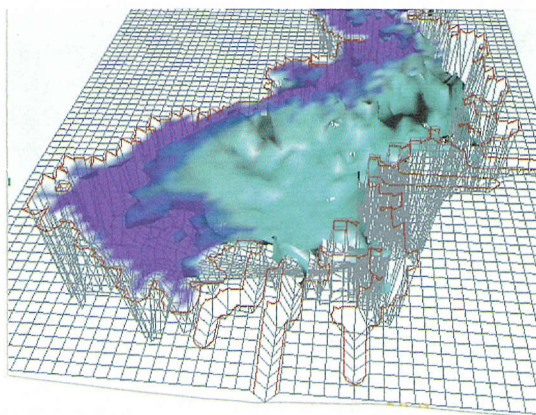


図-20(d) 海面塩分濃度30‰以上の分布と
塩分濃度30‰の等値面 (10月4日午前6時)

濃度が上昇する青潮現象発生時の様子が再現されている(図は割愛する)が、青潮現象は報告されていない。この理由としては、9月初旬には表層と底層で水温差が6℃、塩分濃度差が12‰程度あった成層が徐々に破壊され、水温差がほぼ解消し、塩分濃

度も4‰程度の差となり、鉛直混合に先立ち、底層における無酸素状態が解消されていたためと考えられる。青潮現象は、成層化により嫌気化した底層水が風による成層破壊と鉛直混合促進で表層に現れて起こる現象であると考えられる。このため、北風に

よって青潮発生時と同様な流れ及び鉛直混合が起こったとしても底層における貧酸素状態が解消されれば青潮として現象が顕在化するわけではない。このため、青潮発生機構を検討する場合、本研究で試みた成層破壊により青潮発生に至る物理過程についての解析が重要であるとともに、成層が進行し底層水が嫌気化する過程についても同時に解析することが貧酸素化を伴う青潮の発生を予測するために必要であり、今後の課題である。

5. まとめ

河川からの淡水流入、湾口での潮汐及び外洋からの高塩分・高水温海水の流入、海面での熱移動と風による応力の影響を受け複雑な流動を呈する内湾における流動を3次元の流動モデルを用いて解析し、特に東京湾において夏から初秋にかけてしばしば観測され、内湾生態系にとっても重要な現象である青潮現象発生のメカニズム解明を試みた。本研究においては、湾が成層し、底層において貧（無）酸素化が進んだ水塊が移流と鉛直混合により湾奥部における水柱水質を支配することで青潮現象が起こること、その際の湾内の流動特性、またこのような流動を生起させる気象条件（北偏風、気温、日射量低下）を明らかにした。今回作成したモデルは水質項目として水温、塩分のみを考慮しており、底層において酸素が欠乏する過程や青潮現象特有の着色については解析していないため、青潮発生の必要条件を解析的に示したにとどまっている。しかし、従来より指摘されてきた北偏風によって生起する鉛直循環流の重要性に加えて水平流速の鉛直方向勾配の増大や海面冷却に伴って促進される鉛直拡散係数の増加として鉛直混合に及ぼす影響を定量的に示すことが可能になった。

今回のモデル計算により算定された鉛直渦動拡散係数は数時間の間に $10^4 \sim 10^6$ (cm²/s)のオーダーで変化している。今回の計算により示された急激な鉛直渦動拡散係数の変化をもつても東京湾奥における水温・塩分が風によって受ける急激な変化特性を若干過小評価していることは青潮現象のように湾における流動、拡散混合に強く規定される現象を解析する際に流れについて乱流モデルを用いて解析することの重要性を示している。

今回の計算は、内湾における平均的な生態系及び水質の変化特性にとどまらず青潮のように成層化とその破壊により局所的かつ比較的短期間に顕在化する現象を流動場を正確に再現することで予測するこ

とが可能であることを示した。

今回、我々が可能な限り観測データを入手し現実に生起した気象・海象条件を入力して計算を行った結果、前述したように東風が吹いた後に北風が吹き始めた場合には、宇野木¹⁵⁾が示したように湾奥部より東京湾東岸において早く塩分濃度が上昇する可能性が高いが、北風が続けて吹く前に南風が吹いていた場合にはむしろ湾奥部においての方が東岸でよりも早く塩分濃度が上昇する結果が得られた。これらの結果から、青潮現象の発生機構については直接の原因となる北風が連吹する直前の風向・風速によって異なった様相を見せることが分かった。

我々が今回考察の対象とした秋期の東京湾奥部における風による成層破壊については、秋期には北風が連吹することが多いという気象条件を勘案すると、北風に伴い発生する吹送流により引き起こされる循環流と湾奥部における鉛直混合の促進が底層の無（貧）酸素水塊を湾奥部表層にまで湧昇させて成層を破壊し青潮を発生させていると考えることが妥当であることを示す結果を得た。

参考文献

- 1) 渡辺正孝, 木幡邦男: 内湾の環境保全 赤潮の発生機構と青潮の生成環境, 環境科学会誌, 8(4), pp. 449-460, 1995.
- 2) 国立環境研究所: 閉鎖性海域における水界生態系機構の解明及び保全に関する研究, 国立環境研究所特別研究報告, SR-20-96, 1996.
- 3) 柿野純: 東京湾奥部における貝類への死事例 特に貧酸素水の影響について, 水産土木, v23, n1, pp. 41-47, 1986.
- 4) 志々目友博: 海域の富栄養化防止対策の推進, かんきょう, v20, pp. 6-8, 1995.
- 5) 日本海洋学会(編): 海と地球環境, 東京大学出版会, p.409, 1991.
- 6) Takeda, S., Nimura, Y. and Hirano, R.: Optical, biological, and chemical properties of Aoshio, hypoxic milky blue-green water, observed at the head of Tokyo bay, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 47, pp. 126-137, 1991.
- 7) 富永衛, 木村明, 寒川強, 太田一之, 松尾信, 山本雅洋, 北村博, 近磯晴: 東京湾北部海域における青潮の化学的特性—硫化物のオートオキシデーションについて, 公害, 23, pp. 17-26, 1988.
- 8) Guo, X. and Yanagi, T.: Seasonal variation of residual current in Tokyo Bay, Japan, *Journal of Oceanography*, 52, pp. 597-616, 1996.
- 9) 中辻啓二, 尹鐘星, 白井正興, 村岡浩爾: 東京湾における残差流系に関する三次元数値実験, 海岸工学論文集, 42, pp. 386-390, 1995.
- 10) 田中昌宏, Stelling, G. S., Markus, A.: 東京湾の残差流のシミュレーションとそれが水質解析に及ぼす影響について, 海岸工学論文集, 43, pp. 1121-1125, 1996.
- 11) 多部田茂, 藤野正隆: 東京湾の恒流と密度場の変動に関する数値計算, 海岸工学論文集, 41, pp. 306-310, 1994.

- 12) 小林卓也, 三村信男, 塚田光博: 三次元潮流シミュレーションによる東京湾の海水混合の解析, 海岸工学論文集, 42, pp. 1071-1075, 1995.
- 13) 中辻啓二, 尹鐘星, 湯浅泰三, 村岡浩爾: 東京湾における吹送密度流と青潮発生機構との関連性, 海岸工学論文集, 42, pp. 1066-1070, 1995.
- 14) 大坪国順, 村岡浩爾: 青潮発生の物理的メカニズムに関する一考察, 第22回水質汚濁学会講演集, pp. 193-194, 1980.
- 15) 宇野木早苗: 東京湾の湧昇と青潮, 日本海洋学会秋季大会講演要旨集, pp. 157-158, 1990.
- 16) Nakata, K. and Kuramoto, T.: A model of the formation of oxygen depleted waters in Tokyo bay, *Proceedings of the Advanced Marine Technology Conference*, 5, pp. 107-132, 1992.
- 17) 鈴木亨, 松山優治, 長島秀樹: 成層期の東京湾における北東風による循環流および湧昇域の形成過程に関する数値実験, 沿岸海洋研究, 35, pp. 99-108, 1997.
- 18) Blumberg, A. F. and Goodrich, D. M.: Modeling of wind-induced destratification in Chesapeake Bay, *Estuaries*, 13, pp. 236-249, 1990.
- 19) Blumberg, A. F. and Mellor, G. L.: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, In N. Heaps (ed.), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, pp. 1-16, 1987.
- 20) Blumberg, A. F. and Mellor, G. L.: Diagnostic and prognostic numerical circulation studies in the South Atlantic Bight, *Journal of Geophysical Research*, 88, pp. 4479-4592, 1983.
- 21) Mellor, G. L. and Yamada, T.: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Review of Geophysics and Space Physics*, 20, pp. 851-875, 1982.
- 22) Smagorinski, J.: General circulation experiments with the primitive equations, I, The basic experiment, *Monthly Weather Review*, 91, pp. 99-164, 1963.
- 23) Fofonoff, N. P.: Physical properties of sea-water, In *The Sea*, Vol. I, Interscience, New York, pp. 3-30, 1962.
- 24) Mellor, G. L.: Analytic Prediction of the Properties of Stratified Planetary Surface Layers, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30, pp. 1061-1069, 1973.
- 25) Mellor, G. L. and Yamada, T.: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, pp. 1791-1806, 1974.
- 26) Mellor, G. L. and Blumberg, A. F.: Modeling Vertical and Horizontal Diffusivities with the Sigma Coordinate System, *Monthly Weather Review*, 113, pp. 1379-1383, 1985.
- 27) Oey, L. Y.: Simulation of mesoscale variability in the Gulf of Mexico: Sensitivity studies, comparison with observations, and trapped wave propagation, *Journal of Physical Oceanography*, 26, pp. 145-175, 1996.
- 28) Galperin, B. and Mellor, G. L.: A time-dependent, three dimensional model of the Delaware bay and river system, Part I: Description of the model and tidal analysis, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 31, pp. 231-253, 1990.
- 29) Wunderlich, W. O.: Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere, *T.V.A. Engineering Laboratory report No. 14*, Norris, Tennessee, 1972.
- 30) Brutsaert, W.: On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water Res. Research*, v. 11, n. 5, 1975.
- 31) Rohwer, E.: Evaporation from free water surfaces, *U.S. Dept. of Agriculture, Tech. Bulletin*, n. 271, 1931.
- 32) Bowen, I. S.: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from air water surface, *Rhysical Review*, v. 27, 1926.
- 33) 大島幸一, 小田巻実, 下平保直, 松島弘, 西田浩志, 佐藤敏: 閉鎖性水域の風による流動および物質移動などの調査・評価手法に関する研究, 平成元年度環境保全研究成果集, 環境庁企画調整局環境研究技術課編, pp. 103-1 ~ 12, 1989.
- 34) 環境庁水質保全局: 平成元年度 青潮の発生機構の解明等に関する調査, 1990.
- 35) 田中昌宏, 稲垣聡, 八木宏: 東京湾成層期の流動のリアルタイムシミュレーション, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 386-390, 1997.
- 36) 竹下俊二, 木幡邦男: 湧昇流の発生に及ぼす温度・密度成層および風の影響, 第29回日本水環境学会年会, 広島, 1993.
- 37) 木幡邦男: 海域の富栄養化と青潮, かんきょう, 20, pp. 14-17, 1995.
- 38) 竹下俊二, 木幡邦男, 中村泰男, 田中秀之: 東京湾の青潮発生環境(I)-気候変動との関連, 第27回日本水環境学会年会講演集, 1993.

(1997. 8. 26 受付)

ANALYSIS OF AUTUMN UPWELLING OF ANOXIC BOTTOM WATER, DESTRATIFICATION, AND VERTICAL CIRCULATION INDUCED BY WIND IN TOKYO BAY

Masataka WATANABE, Kunihiko AMANO, Yuji ISHIKAWA
and Kunio KOHATA

The mechanism which causes upwelling of anoxic bottom water (Awoshiwo), often occurs in the north-eastern coast of Tokyo bay during summer and early spring is analyzed by using a three dimensional circulation model (Blumberg and Goodrich Model). We showed that northern wind generates a flow directing to south-west at the surface and one directing to north-east at the bottom of the bay inducing upwelling at the north-eastern coast of Tokyo bay. We also demonstrated that northern wind accelerates the vertical mixing by cooling sea surface which enhances instability.