

青潮の生化学反応を含む数値モデルの開発

田 中 昌 宏*・Arjen Markus**・阪 東 浩 造***

1. はじめに

我が国の閉鎖性海域の現在の最も深刻な環境問題は富栄養化現象であり、中でも赤潮、青潮は環境悪化を物語る典型的な現象である。赤潮はプランクトンの異常増殖現象であり、それ自体が問題である上に、プランクトンの死骸が海底に堆積し、底層の貧酸素化を引き起こす。この底層貧酸素水は、生態環境に直接悪影響を及ぼすばかりでなく、沿岸に湧昇して浅水域に生息する稚魚やアサリなどの貝類などを斃死させる重大な環境問題を引き起こしている。これが青潮である。さらにこの貧酸素水には栄養塩が多量に含まれているため、青潮発生後に赤潮の発生を促す結果となる(例えば山岡, 1986)。つまり、赤潮と青潮は互いに関連し、環境悪化の悪循環系を形成している。したがって、青潮の環境問題を考える上では、青潮発生時の現象だけではなく、その元となる貧酸素水塊の形成、青潮発生後の赤潮の発生などの一連の現象を総合的に解明する必要がある。

青潮発生時の物理機構に関しては数値シミュレーションによって興味深い結果が得られている。松山ら(1990)は2レイヤーモデルを用いた東京湾における数値実験によって、北東風に伴って内部界面が東岸に上昇し、それが風停止後内部ケルビン波の伝播によって湾奥に移動し青潮を引き起こすのではないかと指摘した。中辻ら(1995)も多層レベルモデルを用いて同様な結果を得ている。さらに佐々木ら(1996)は、1994年夏季の青潮を対象に実際の気象・海象条件を与えるいわゆるリアルタイムシミュレーションを実施し、青潮の発生規模の大きさに対し湧昇規模の大きさが重要であることを指摘した。

一方、青潮の化学的反応についてみると、底層に形成された貧酸素状況下で、底泥中の硫化物還元細菌により硫化物が生成され、それが沿岸湧昇によって表層に運ばれ、酸素と反応してイオウ粒子へと変化し、その粒子が光の散乱によって乳白色から青あるいは緑白色に見える現象である(例えば風呂田, 1987)。また、寒川ら(1987)

は青潮に伴う栄養塩の動態に注目し、観測結果から、青潮に伴う湧昇現象が底層の栄養塩を表層に運ぶ重要な機構をもっていることを示した。このことは、青潮直後に赤潮が発生する現象を裏付ける事実である。

以上のように青潮発生時の物理機構に関しては、詳細な数値シミュレーションが行われるようになり、生化学反応についてもその基本構造が明らかとなっている。

本研究では、植物プランクトンを中心とした生態系モデルに青潮の化学反応を組み込んだ数値モデルを構築し、まず夏季の底層貧酸素水塊の形成を再現し、さらに1994年9月に発生した大規模な青潮を対象にシミュレーションを試み、その発生機構及びその後の赤潮発生との関連について検討する。

2. 数値モデルの概要

青潮をシミュレートするためには、二つのステップが必要である。まず第一は、青潮の元となる底層の貧酸素水塊の形成であり、第二は青潮発生そのもののシミュレーションである。さらにモデルは、流動及び水温、塩分の変化を計算する物理モデルと生化学反応をシミュレートする生化学モデルに分割される。本研究では、いずれのモデルもオランダ・デルフト水理研究所が開発したモデルをベースに、青潮を含め日本の海域に適用できるよう共同で改良を加えているモデルを使用する。

2.1 物理モデル

本モデルは静水圧近似を仮定した準3次元モデルで、鉛直方向に σ 座標を用い、鉛直拡散係数の評価には $k-\epsilon$ モデルを用いている。したがって基礎方程式は、連続式、水平方向運動量方程式、静水圧近似式、水温、塩分の輸送方程式、 k 及び ϵ の輸送方程式である。水温の計算に際しての熱収支モデルはMurakami et al. (1985)に従っているが、水中の加熱は以下の様に改良した。通常加熱も他の熱フラックスと同様水面の境界条件として与えられる。しかしこれでは、青潮のシミュレーションで重要となる浅水域の熱収支計算に誤差を多く含むので、次式の様に鉛直分布を計算することとした(図-1参照)。

$$\Delta T = \int_{z_1}^{z_2} -\frac{1}{\rho C} \frac{\partial I}{\partial z} dz \dots\dots\dots (1)$$

* 正会員 工博 鹿島技術研究所 主任研究員

** Delft Hydraulics

*** 正会員 Ph.D. 鹿島技術研究所 室長

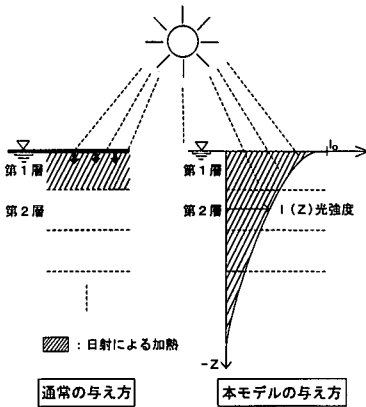


図-1 日射による加熱の計算法概念図

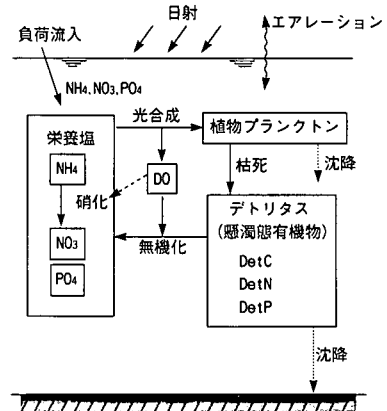


図-3 生態系モデルの概念図

ここに、 ΔT :各層の日射による単位時間当たりの温度上昇量、 z :水面から鉛直上向きに取った座標、 ρ :水の密度、 C :比熱、 I :水中の日射強度。水中の日射強度は次の Lambert-Beer の式を用いて評価した。

$$I = I_0 \exp[-\kappa z] \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 I_0 :水表面の日射強度、 κ :光の消散係数。

計算対象領域は、図-2 に示す様に、間口-保田を結ぶ線以北の東京湾全域で、一辺 800 m の正方形格子で分割し、鉛直方向は流動計算で 10 層、水質計算で 5 層とした。

2.2 生化学モデル

a) 生態系モデル

生態系モデルは田中・稲垣 (1997) のモデルの浮遊系のモデルのみを用い、ここでは概要のみを述べる。

モデルの構成を図-3 に示す。植物プランクトンを中心に、炭素、窒素、リン及び溶存酸素の循環がモデル化されている。各変数についての移流拡散方程式に、各種生化学反応式をソース項として加えたものが基礎方程式となる。各変数の生化学反応は以下の通りである。

植物プランクトン (Green): (光合成による増殖) - (呼吸) - (死亡) - (沈降)

デトリタス炭素、窒素、リン (DetC, N, P): (プランクトンの死亡) - (無機化) - (沈降)

アンモニア態窒素 ($\text{NH}_4\text{-N}$): (デトリタスの無機化) + (プランクトンの死亡) - (光合成による摂取) - (硝化)

硝酸態窒素 ($\text{NO}_3\text{-N}$): (デトリタスの無機化) + (プランクトンの死亡) - (光合成による摂取) + (硝化) - (脱窒)

リン酸態リン ($\text{PO}_4\text{-P}$): (デトリタスの無機化) + (プランクトンの死亡) - (光合成による摂取)

溶存酸素 (OXY): (光合成による生成) - (呼吸) - (デトリタスの無機化) - (硝化)

b) 青潮の化学反応モデル

青潮の化学反応については、硫化物 (Sulphide) とイオウ粒子 (Sulphur) の二つの変数を考える。ここでは、化学反応を単純化し、次のようにモデル化する。

$$\text{OXY} < \text{O}_{c1}: \text{Sulphide 生成} \dots \dots \dots (3)$$

$$\text{OXY} > \text{O}_{c2}: \text{Sulphide} \rightarrow \text{Sulphur} \dots \dots \dots (4)$$

ここに、 O_{c1} :硫化物が生成する溶存酸素の上限値、 O_{c2} :硫化物がイオウ粒子に変化する溶存酸素の下限値。

2.3 計算条件

a) 夏季の水質及び貧酸素水塊の形成の再現

夏季の水質の計算における各種条件は田中・稲垣 (1997) と基本的に同じである。ただし、流動解析については、熱収支を含めた水温の計算を追加した。このときの気象条件は、宇野木・岸野 (1977) のデータから夏季の平均的な条件を一定に与えた。

b) 1994 年 9 月の青潮発生時のシミュレーション

計算期間は、青潮が発生した 9 月 12 日の 5 日前の 9 月 7 日から青潮終息以後の 21 日までの 15 日間とした。

流動解析の条件は、まず開境界で M_2 分潮を与え、河川流量は宇野木・岸野 (1977) の 8、9 月の平均流量を一定に与えた。風は千葉測候所のデータを 3 時間毎に与え、

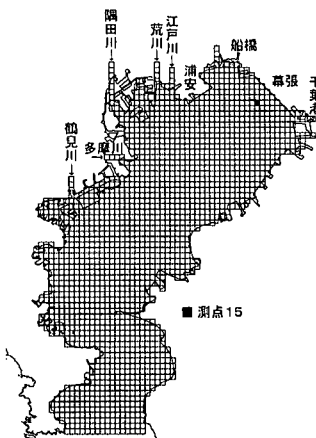


図-2 計算領域及び計算格子

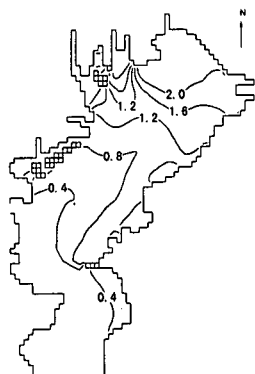
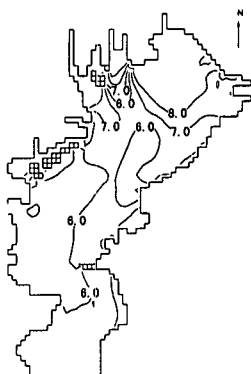
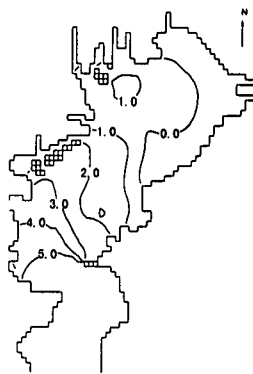
(a) 植物プランクトン (gC/m^3)・表層(b) 溶存酸素 (mg/l)・表層(c) 溶存酸素 (mg/l)・底層

図-4 東京湾夏季の水質再現計算結果

その他の気象データは東京気象台のデータを3時間毎に与えた。水質解析の負荷量の条件等はすべて田中・稲垣(1997)と同じである。流動及び水質解析の初期条件は、いずれも夏季の計算結果を用いた。青潮の水質指標の内硫化物の初期条件は、夏季の計算結果から次のように溶存酸素の濃度に応じて与え、イオウ粒子はゼロとした。

$$\text{OXY} < \text{O}_{\text{cl}}; \text{Sulphide} = 1.0 \text{ (gS/m}^3\text{)} \cdots \cdots (5)$$

$$\text{Sulphur} = 0.0 \text{ (gS/m}^3\text{)} \cdots \cdots (6)$$

なお、本研究では硫化物及びイオウ粒子の濃度については十分なデータが無いため、絶対値ではなくすべて相対的に考えることとする。したがって、上記の硫化物の初期値も相対的な値であり、(3)式の硫化物の生成速度も簡単に $1.0 \text{ (gS/m}^3\text{/day)}$ とした。なお、 O_{cl} については硫化物が無酸素状態で生成することから $\text{O}_{\text{cl}} = 0.0 \text{ (mg/l)}$ とし、 O_{cl} に関してはデータがないため、 $\text{O}_{\text{cl}} = 2.0$ あるいは 4.0 (mg/l) とし、計算結果から考察を加えることとした。なお、本モデルの溶存酸素 OXY は、還元状態の化学反応まで考慮するため、負値が可能となっている。

3. 結果及び考察

3.1 夏季の水質及び貧酸素水塊形成の再現

夏季の水質計算は120日間行い、定常に達した解を得た。結果のうち植物プランクトンの表層の分布、溶存酸素の表層、底層の分布を図-4に示す。この分布はいずれも夏季の水質をほぼ再現している(田中・稲垣, 1997)。

3.2 1994年9月の青潮発生時のシミュレーション

a) 発生状況

小倉ら(1995)は、このときの青潮の発生状況を次のように報告している。9月12日ごろから北風が吹き始め、13日になって千葉中央港、幕張茜浜、船橋～浦安に青潮が発生した。14日には範囲が拡大し、市川航路の東側全域及び行徳漁場全域が青潮状態となった。この青潮は9月19日によりやく終息し、約10日間継続した。この

結果、アサリが2,700t斃死したほか、スズキ、ボラ等の魚類も被害を受けた。

b) シミュレーション結果

環境庁(1995)が実施した水温の連続観測結果(図-2の測点15)と計算結果を図-5に示す。先に述べたように計算の初期条件に、夏季の平均的な気象・海象条件の下での計算結果を用いているため、絶対値には違いがあるが、相対的な水温変化が良くシミュレートされている。計算開始の9月7日から11日まで南風が卓越しているため、上層と下層の水温差が広がり、成層が強まってい

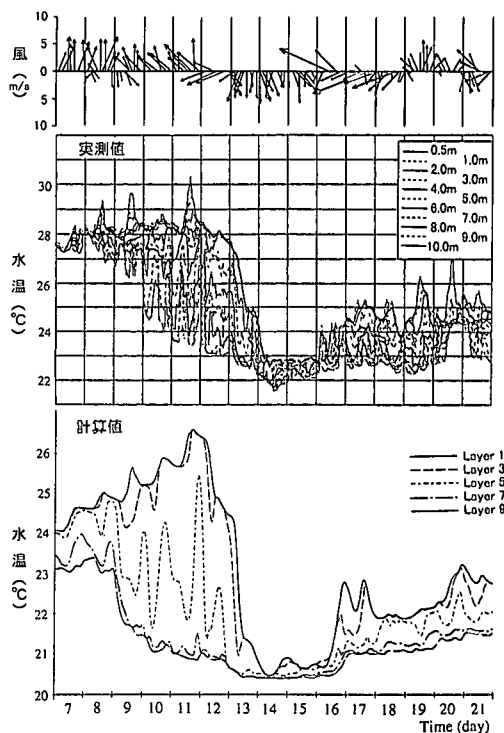


図-5 湾奥(測点15)における水温の時系列

る。12日に入ると東北東の風に変わり、水温が低下しはじめ、13～15日は北風になったため急激に水温が降下している。この水温変化は、上層水温が急激に下層水温まで下降していることから、風による鉛直混合ではなく、底層水の沿岸湧昇に伴うものであることがわかる。16日に一時的に南寄りの風に変わったため、水温が若干上昇するが、再び東北東の風が18日まで継続し、水温の上昇は押さえられている。このように、今回対象とした青潮は風に敏感に対応して生じており、内部ケルビン波による湧昇は生じていないものと考えられる。

図-6(a)に、11日から14日の各12時の時点の表層水

温の平面分布の変化を示す。12日に千葉中央港の奥から幕張にかけて低水温域が現れ、13、14日とその領域が拡大している。図-6(b)に、表層溶存酸素の平面分布を示す。水温変化と対応して、底層の貧酸素水が湧昇している様子がシミュレートされている。また、溶存酸素が2 mg/l以下の貧酸素水の領域が最も広がった14日の範囲は小倉らの報告と良く一致している。図-6(c)は硫化物の表層の平面分布を示している。低水温及び貧酸素水の動きとほぼ対応している。一方、図-6(d)はイオウ粒子の表層の平面分布の変化である。この結果は、 $O_{c2}=4.0$ とした場合の結果であり、11日の時点で既に幕張沖の岸

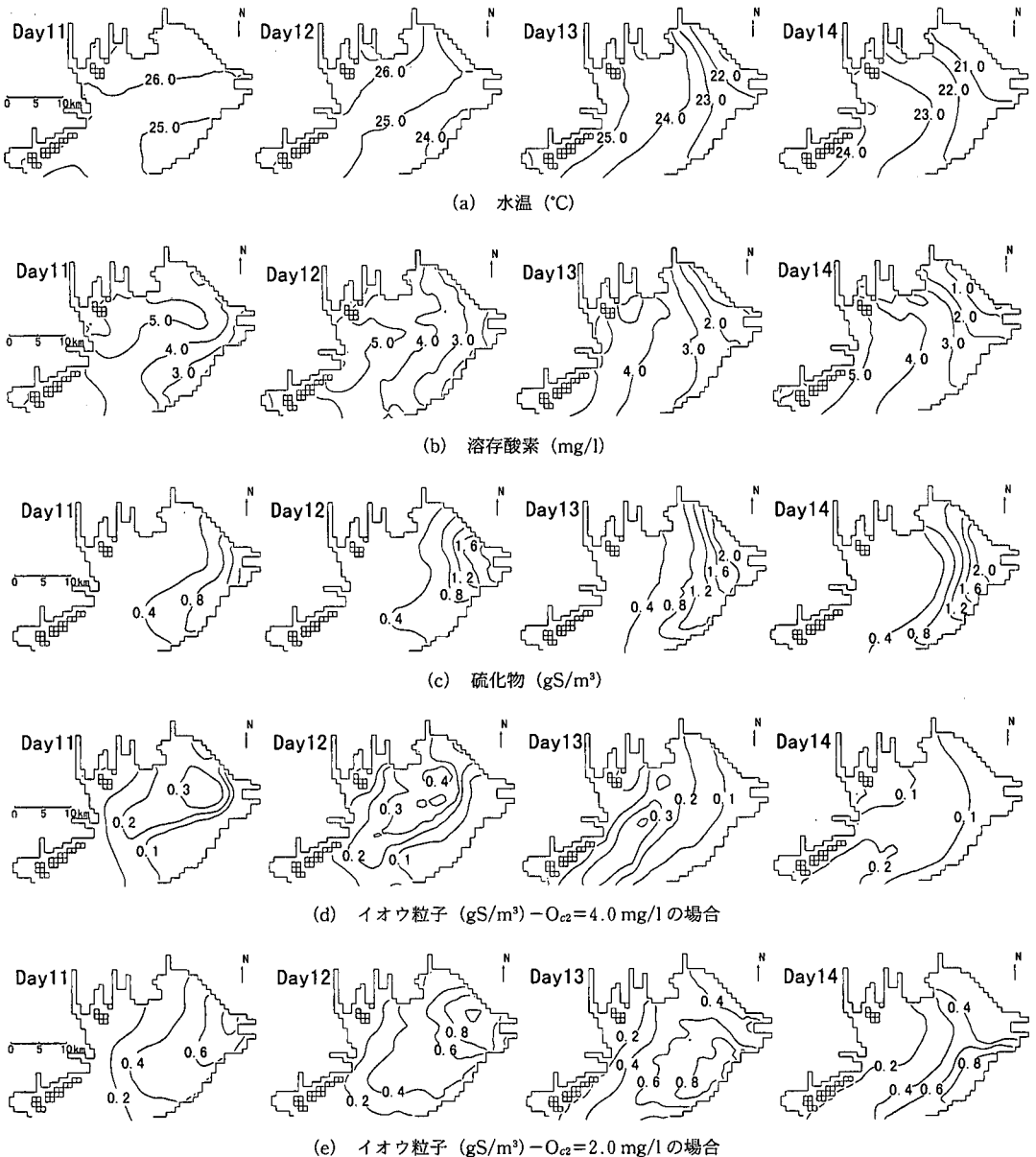
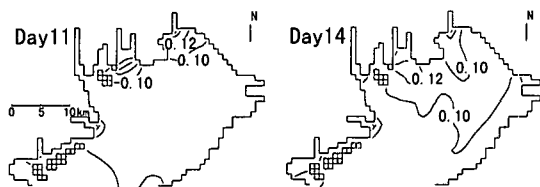
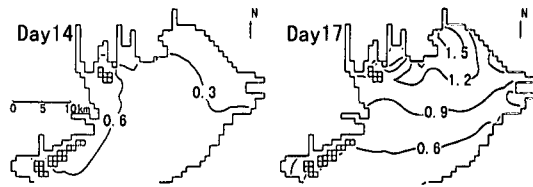


図-6 各水質指標の表層平面分布の変化

図-7 リン酸態リン (gP/m^3) の表層平面分布図-8 植物プランクトン (gC/m^3) の表層平面分布

から数 km 離れたところに 0.3 以上のピークが現われ、12 日にそのピークは西に移動し沖に拡散している。13 日以後はそのまま湾全体に拡散している。イオウ粒子の高濃度域は青潮の変色領域に対応しており、この結果は観測と一致していない。図-6(e)には、 $\text{O}_2=2.0$ とした結果が示されている。11 日に千葉中央港近くに 0.8 以上のピークが現われ、12 日にはその高濃度域が沿岸に沿って西に延び、報告された青潮発生領域に近くなっている。しかし、13 日以後はピークが東岸に移り、観測と異なった動きとなっている。このように $\text{O}_2=2.0$ とすることにより、青潮発生初期のイオウ粒子の発生はある程度シミュレートできたものの、全般的には不十分な結果となった。この理由は、ひとつは、硫化物からイオウ粒子への変化を溶存酸素濃度のみの関数と単純化したためと考えられる。あるいは、硫化物の酸素との接触が実際は水面近傍で直接空気に接触するなどしてより活発に起こっているものが、計算では鉛直方向に 5 層分割と粗いため、水面近傍の変化まで十分表現できていないためと考えられる。もうひとつは、湧昇した底層水は表層周囲の流体との密度差から密度フロントを形成し、その先端で重力不安定による混合を生じていると考えられるが、本モデルにはそうした現象を表現できるだけの分解能が不足していることも原因と考えられる。

以上の様に本モデルは、イオウ粒子の挙動のシミュレーションには問題が残るものの、低水温、貧酸素、硫化物の水塊の湧昇の様子を良くシミュレートしている。

一方、図-7 には栄養塩のひとつであるリン酸態リンの 11 日と 14 日表層の平面分布を示す。沿岸湧昇によって、底層から栄養塩が運ばれ、14 日には表層が高濃度となっている。図-8 には植物プランクトンの分布が示されており、青潮の発生後に急激に増殖していることが分かる。このことから、これまで定性的に言われたきた青潮と赤潮の関連が、本研究により明確に示された。

4. おわりに

本研究では、生化学反応を含む青潮の数値モデルを開発し、1994 年 9 月に発生した青潮のシミュレーションを実施した。結果を以下にまとめる。

- 1) 水温、溶存酸素、硫化物などの湧昇現象が良好に再現され、湧昇は風の変化に敏感に反応していた。
- 2) イオウ粒子の結果は、青潮発生の初期段階は観測とある程度対応したが、長期的な反応には問題が残された。
- 3) 青潮の発生に伴う底層栄養塩の表層への回帰と、青潮発生後の植物プランクトンの急激な増殖がシミュレートされ、青潮と赤潮の関連が明確に示された。

今後は、青潮の化学反応についてより詳細なモデル化を検討する必要がある。

謝辞：千葉県水質保全研究所の小倉主任研究員より、貴重な青潮の観測資料を提供頂くと共にシミュレーションについて貴重な助言を頂いた。記して謝意を表します。

参考文献

- 宇野木早苗・岸野元彰 (1977): 東京湾の平均流況と海水交換, 理化学研究所 Technical Rept., No. 1, 89 p.
- 小倉久子・飯村 晃・相坂清子 (1995): 東京湾の青潮発生状況 (1994 年), 千葉県水保研年報, 平成 6 年度, 63-67.
- 環境庁 (1995): 青潮発生予測手法の確立調査報告書 (総括編), 105 p.
- 佐々木 淳・磯部雅彦・渡辺 晃・五明美智男 (1996): 東京湾における青潮の発生規模に関する考察, 海岸工学論文集, 第 43 巻, pp. 1111-1115.
- 寒川 強・太田一之・鬼塚正光・富永 簡・近 磯晴 (1987): 東京湾北部海域における無酸素水中の栄養塩濃度, 公害, Vol. 22, NO. 6, pp. 31-39.
- 田中昌宏・稲垣 聡 (1997): 生態系モデルを用いた東京湾夏季の水質シミュレーション, 海洋開発論文集, 第 13 巻, pp. 261-266.
- 松山優治・当麻一良・大脇 厚 (1990): 東京湾の湧昇に関する数値実験-青潮に関連して, 沿岸海洋研究ノート, 第 28 巻, 第 1 号, pp. 63-74.
- 中辻啓二・尹 鍾星・湯浅泰三・村岡浩爾 (1995): 東京湾における吹送密度流と青潮の発生機構との関連, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 1071-1075.
- 風呂田利夫 (1987): 東京湾における青潮の発生, 水質汚濁研究, Vol. 10, No. 8, pp. 14-18.
- 山岡到保 (1986): 赤潮と青潮, 環境と測定技術, Vol. 13, No. 1, pp. 78-82.
- Murakami, M., Y. Oonishi and H. Kunishi (1985): A Numerical Simulation of the Distribution of Water Temperature and Salinity in the Seto Inland Sea, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 41, pp. 213-224.