

オイラーラグランジュ法を用いた赤潮発生シミュレーション

田中昌宏*・Robert Vos**・稲垣 聡***

1. はじめに

我国における赤潮は 1965 年頃から増え始め, 70 年代半ばにピークを迎え, 瀬戸内海では年間 300 件を上回る発生が記録され, 養殖ハマチなどに甚大な被害を与えた(岡市(1995)). その後様々な対策により, 90 年代に入り年間 100 件以下の発生に減少しているが, 依然として沿岸域の大きな水質問題の一つであり, その特性の解明と予測手法の確立が望まれている。

このため 70 年代以後赤潮に関する研究が精力的に行われ, その成果の一つは「赤潮の科学」(岡市 (1987)) としてまとめられている。この中で赤潮の数値モデルに関しては, 先駆的に Kishi and Ikeda (1986) によって行われ, 赤潮プランクトンの増殖における鉛直移動の重要性を指摘すると共に, この時点での 3 次元モデルについて, 平均像のシミュレーションは可能であるが, 赤潮パッチの非定常性と局所性のシミュレーションは困難であると指摘し, 解決すべき課題を明らかにした。天野・渡辺 (1997) は, このモデルと基本的に同じ枠組みであるが, 栄養塩の摂取過程の履歴を考慮できる Droop (1973) 型のモデルを組み込み, 鉛直一次元モデルによる詳細な検討を行っている。これらのモデルでは基礎式にオイラー型の移流拡散方程式を用いている。一方, 最近赤潮プランクトンの局所性や履歴特性を高精度に扱えるラグランジュ的なアプローチが使われ始めている(図-1 参照)。例えば, Yamazaki and Kamykowski (1991) はプランクトンをラグランジュ的に粒子として追跡する鉛直一次元モデルにより, 表層混合層の乱れ強度と遊泳能力に違いによる日射の曝露量履歴の評価とそれが増殖特性に与える影響を検討している。一方, 柳ら (1993) は, 周防灘で発生したギムノディニウム赤潮を対象にオイラー・ラグランジュ法を用いた 3 次元モデルを開発し, その再現性と共に夜間の増殖, 流動との関係などについて検討している。

以上のように赤潮のシミュレーションを行う上で, プ

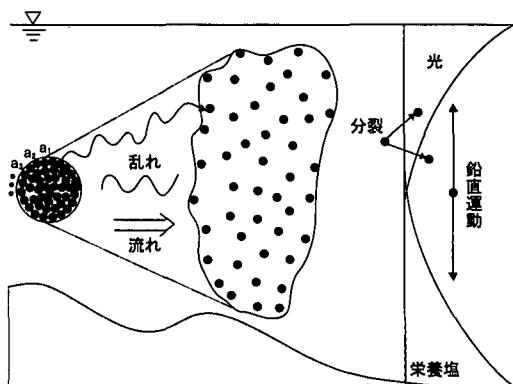


図-1 赤潮モデルの概念図

ランクトンの鉛直移動と栄養塩摂取及び日射の曝露履歴をどのようにモデル化するかが, 赤潮の局所性や非定常性をシミュレートするために重要な要素であると考えられる。

本研究ではこれらの要素を満たすために, プランクトンを粒子として扱うラグランジュ的なアプローチが有利と考え, 柳ら (1993) のモデルを基本に, 光の影響及び鉛直遊泳流速の取扱いに改良を加え, 周防灘の赤潮発生のシミュレーションを試みた。さらに流動計算に関しては, 気象・海象条件を時系列に与えるシミュレーションを行い, 赤潮の発生と流動特性との関係を検討した。

2. 数値モデル

(1) モデルの概要

数値モデルは, オランダ・デルフト水理研究所が開発し, 鹿島が共同で改良を進めている DELFT3D システムの中から流動モデル DELFT3D-FLOW (Delft Hydraulics (1998)) と DELFT3D-PART (Delft Hydraulics (1997)) を用いた。DELFT3D-FLOW 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 座標系を用い, 鉛直拡散係数の評価には $k-\epsilon$ モデルを使用している。DELFT3D-PART はオイラーラグランジュ法を用いた粒子追跡モデルで, 今回このモデルに赤潮の生物反応を加える改良を行った。DELFT3D では水質計算で必要となる流動場をオフラインで求めるため, まず流動計

* 正会員 工博 鹿島技術研究所 主任研究員

** Ph.D. Delft Hydraulics, The Netherlands

*** 正会員 工修 鹿島技術研究所 研究員

算を行い、その結果を用いて水質計算を行う。ここでは、改良を加えた赤潮モデルについてのみ説明する。

(2) 赤潮モデル

本赤潮モデルの枠組みは基本的に柳ら (1993) と同じであり、オイラー的に求めた流れ場を用いて、図-1 に示す様にプランクトンを粒子として、その生化学反応を含めてラグランジュ的に追跡するモデルである。ただし、計算粒子一つがプランクトン一細胞に対応するのではなく、計算粒子はプランクトンの群を代表している。以下本モデルの生化学反応の基礎式を説明する。

まず、対象とする赤潮種はギムノディニウムであり、その細胞数を室素濃度から評価する。

赤潮プランクトン群に対する計算粒子個々の室素濃度は次式で表わされる。

$$\frac{dG_{mi}}{dt} = G_{mi}(\mu_i - \delta) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 G_{mi} ；計算粒子 i の室素濃度、 μ_i ；計算粒子 i の増殖速度、 δ ；死亡・被摂食率、 t ；時間である。

次に、増殖速度は以下のように与えられる。

$$\mu_i = \mu_{\max} F(\mu_N, \mu_L) \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $\mu_{\max}$ ；最大増殖速度、 μ_N ；室素濃度による制限ファクター、 μ_L ；光強度による制限ファクターであり、 F は制限ファクターの取扱いを示す関数である。柳ら (1993) のモデルでは、 $F = \mu_N$ としており、本モデルの F については4章で検討する。

栄養塩の制限ファクターは Droop (1973) の式に従う。これにより栄養塩摂取の履歴を考慮できる。

$$\mu_N = \left(1 - \frac{1}{Q_i(t)}\right) \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに Q_i は計算粒子 i の無次元室素濃度で、次の Michaelis-Menten の式により昼間と夜間それぞれ次式で求められる。

$$\text{Daytime; } \frac{dQ_i}{dt} = V_{mdNH_4} \frac{N_{NH_4}}{K_{sdNH_4} + N_{NH_4}} + V_{mdNO_3} \frac{N_{NO_3}}{K_{sdNO_3} + N_{NO_3}} \quad \dots\dots (4)$$

$$\text{Night; } \frac{dQ_i}{dt} = V_{mnNH_4} \frac{N_{NH_4}}{K_{snNH_4} + N_{NH_4}} \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 V_{mdNH_4} ；昼間のアンモニア吸収速度、 V_{mnNH_4} ；夜間のアンモニア吸収速度、 V_{mdNO_3} ；昼間の硝酸吸収速度、 N_{NH_4} ；アンモニア濃度、 N_{NO_3} ；硝酸濃度、 K_{sdNH_4} ；昼間のアンモニアの半飽和定数、 K_{sdNO_3} ；昼間の硝酸の半飽和定数、 K_{snNH_4} ；夜間のアンモニアの半飽和定数である。上式は、ギムノディニウムが夜間でも昼間蓄えた光エネルギーを用いてアンモニアを吸収する事を意味している。なお、 Q_i の初期値は 1.0 とし、 $Q_i > 2.0$ となったら、分裂させ、 Q_i は 1.0 に戻す。

ここまでは柳ら (1993) に従った定式化であり、光に関しては、ギムノディニウムが自らの深さを調節して常に最適日射量の深さに位置すると仮定して、光の影響は考慮していない。また鉛直移動に関しては、モデルの鉛直方向を表層 0-10 m、中層 10-20 m、底層 30 m 以上の 3 層に分割し、プランクトンが昼は第一層、夜は第二層に定位するとしている。本モデルでは、光の効果を Steele (1962) の式で評価し、さらにプランクトンの鉛直遊泳速度は日射に対し位相を持った正弦関数で与える改良を行った。

Steele (1962) の式は次式で表わされる。

$$\mu_L = \frac{I}{I_{opt}} \exp\left(1 - \frac{I}{I_{opt}}\right) \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$I(z, t) = I_M \max\left(\sin^3\left(\frac{\pi(t - t_0)}{DL}\right), 0\right) \exp(-\kappa z) \quad \dots\dots (7)$$

ここに、 I ；光強度 (W/m^2)、 I_{opt} ；最適光強度 (W/m^2)、 I_M ；最大光強度 (W/m^2)、 t_0 ；日の出時間、 DL ；日長、 κ ；光の消散係数 (m^{-1})、 z ；水深である。

プランクトンの鉛直遊泳速度は正弦関数で表わした。

$$W_p = W_{\max} \sin\left(\frac{2\pi}{T}(t - t_{ph})\right) \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 W_p ；プランクトンの鉛直遊泳速度、 $W_{\max}$ ； W_p の最大値、 T ；周期、 t_{ph} ；位相である。

以上の基礎式は計算粒子に対するものであり、通常実測のプランクトンの細胞密度はオイラー的な量である。そこで、モデルのプランクトン細胞密度は次式により各計算格子毎にオイラー量に変換して実測値と比較する。

$$C = \sum_{i=1}^N \left(\frac{G_{mi}}{Q_i Q_0}\right) / V \quad \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 C ；計算格子のプランクトン濃度、 Q_0 ；最小細胞内室素含有量、 V ；計算格子の体積である。

3. 計算条件

(1) 計算領域及び水深

本研究で対象とする赤潮の発生海域は周防灘であるが、計算領域は図-2 に示す様に南は豊後水道、西は関門海峡、東は今治までの瀬戸内海西部全体とし、一辺 2.7 km 正方形格子で分割した。鉛直方向は、流動計算では σ 座標上で 10 層等分割とし、赤潮の計算では 5 層とした。水深は周防灘では比較的浅く、沿岸部で 10 m、中央部で 20 m 程度であり、豊後水道にかけて深くなっている。プランクトンは、その鉛直遊泳速度が式 (8) に従い、周期が 24 時間で $W_{\max}$ が $3.7 \times 10^{-4} (m/s)$ (岡市, 1987) の場合、鉛直方向に約 10 m を往復可能であり、周防灘の沿岸部ではプランクトンは表層から底層まで移動できることになる。一方、先に述べたように柳ら (1993) のモデルでは、第一層の厚さが 10 m であるため、周防灘の 10 m

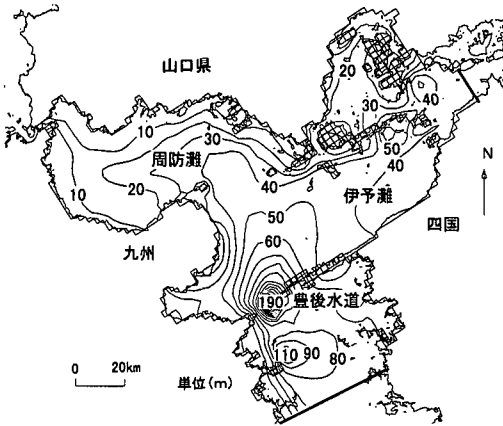


図-2 計算領域と水深(太い実線が境界)

以浅の沿岸域ではプランクトンの鉛直移動は考慮されない事になる。

(2) 計算期間及び条件

対象とする赤潮は1985年7月15日～18日に発生したものとす。そこで、赤潮モデルの計算期間は7月1日から18日とし、流動計算に関しては、初期条件の影響をなくすため、計算開始を6月15日とした。

流動計算に関してはこの期間の気象・海象条件をデータの入手の許す限り時系列に与えるシミュレーションを行った。計算条件を表-1に示す。

赤潮プランクトンの初期条件は、図-3(a)に示す7月8日～10日の実測値(池田ら, 1987)を、計算では7月1日として与えた。これは7月1日の実測では計測点数が少なく、計測点が8日～10日とラップしている点ではプランクトンの細胞数がほとんど変化していなかったためである。またアンモニアと硝酸の分布については、各地区の水産試験場の実測データから、計算格子上に内挿し、今回は計算期間で一定とした。なお栄養塩の分布は、山口県沿岸の河口付近の表層と周防灘西部の九州沿岸の底層でその濃度が高くなっていた。

赤潮モデルのパラメータの値を表-2に示すが、式(1)～(5)に現れるパラメータの値は柳ら(1993)に従った。また鉛直遊泳速度の最大値は岡市(1987)によった。なお、モデル粒子の初期数は5千個とした。

4. 計算結果及び考察

(1) 残 差 流

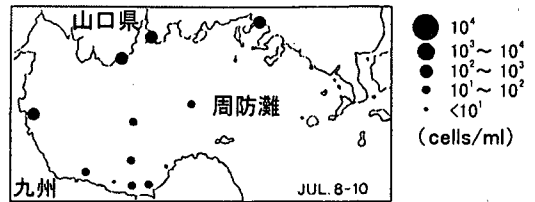
7月1日～18日の平均から得られた残差流の表層ベクトルを図-4に示す。図-5は柳・樋口(1979)がまとめた瀬戸内海の残差流パターンである。豊後水道では佐田岬によって生じる潮汐残差流による強い水平還流が形成され、伊予灘では西へ向かう流れが卓越し、周防灘では北岸に沿う西流などが計算でよく再現されている。

表-1 計算に用いた諸定数

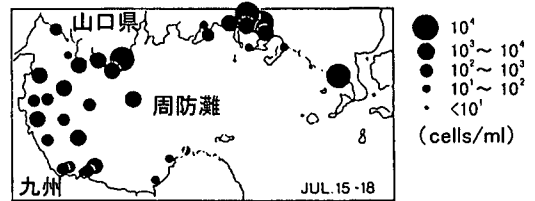
計算期間		1985 年 6 月 15 日～1985 年 7 月 18 日
検討対象期間		1985 年 7 月 1 日～1985 年 7 月 18 日
初期条件	水温	各県水産試験場観測データより
	塩分	
河口条件	流量	6 月中は一定値, 7 月中は日変化
	水温	各県水産試験場観測データより
	塩分	
境界条件		5.0
	潮汐	主要 4 分潮
	水温	各県水産試験場観測データより
塩分		
風条件		アメダス下関観測所より (6 月中は日変化, 7 月中は時間変化)
気象条件		下関気象台より (6 月中は日変化, 7 月中は時間変化)
日射・気温・湿度・曇量		(6 月中は日変化, 7 月中は時間変化)

表-2 赤潮モデルのパラメータ

$V_{md} NH_4$	0.014	(hours ⁻¹)
$V_{mn} NH_4$	0.0076	(hours ⁻¹)
$V_{md} NO_3$	0.016	(hours ⁻¹)
$K_{ad} NH_4$	0.58	(μM)
$K_{sn} NH_4$	0.60	(μM)
$K_{ad} NO_3$	0.47	(μM)
Q_0	1.25×10^{-5}	($\mu M/cell$)
μ_{max}	0.033	(hours ⁻¹)
δ	0.004	(hours ⁻¹)
I_{opt}	100	(W/m ²)
I_M	420	(W/m ²)
t_0	6	(hour)
DL	12	(hours)
κ	0.2	(m ⁻¹)
W_{max}	3.7×10^{-4}	(m/s)
T	24	(hours)
t_{pa}	0	(hours)



(a) 1985年7月8日～10日(初期条件に用いた分布)



(b) 1985年7月15日～18日

図-3 赤潮プランクトンの実測分布(池田ら, 1987)

(2) プランクトンの細胞密度

以下7月18日の正午の結果について説明する。

図-6(a)は、式(2)で $F = \mu_N$ とし、鉛直遊泳速度に関しては式(8)により、プランクトンが昼に表層、夜

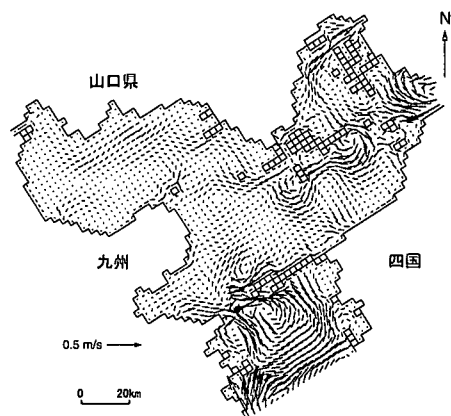


図-4 7月1日～18日の残差流(表層)

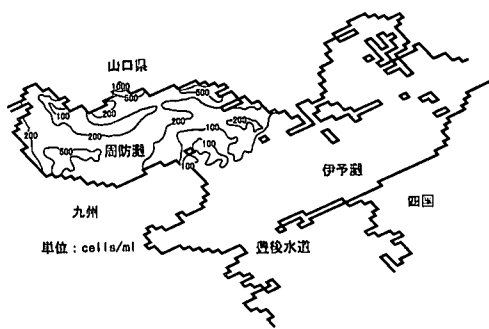


図-5 実測を基にした残差流(柳・樋口, 1979)

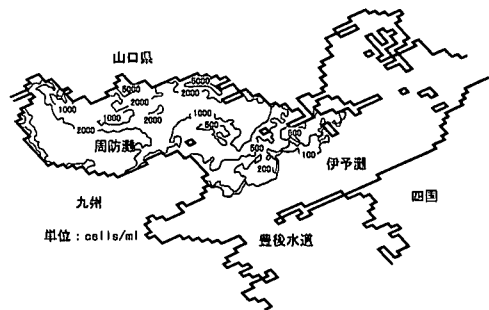
間底層に存在するように設定して (Run 1), 基本的には柳ら (1993) のモデルと同じモデルによる結果を示している。これを図-3(b)に示す実測値と比較すると, 山口県沿岸域と九州沿岸の周防灘西部のピークを示す位置は概ね一致しているが, プランクトンの細胞数は 1/10 程度と小さく, 定量的には一致していない。そこで, Run 2 では,

$$F(\mu_N, \mu_L) = \max(\mu_N, \mu_L) \dots\dots\dots (10)$$

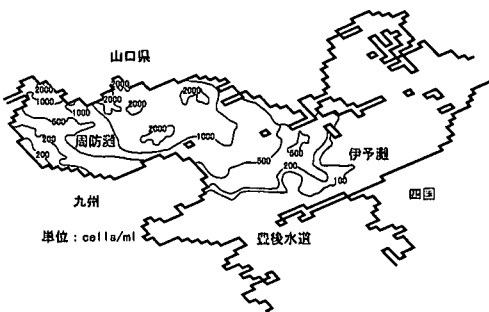
とし, 昼間は栄養塩と光の制限の内, 増殖速度の大きい方の値を採用して計算を行った。図-6(b)はその結果で, 平面的な分布特性は Run 1 と同様実測値と一致し, さらに定量的にも良く一致した結果となった。なお, 一部周防灘東部で実測値と一致しないのは, プランクトンの初期分布を周防灘のみで与えているためである。一方, 図-6(c)は, 式 (10) を用いるが鉛直遊泳を無くした場合 (Run 3) である。実測と比較すると, プランクトンが周防灘中央部に拡散し, 細胞数も最大で 2 千 cells/ml と実測と一致していない。さらに図-6(d)は, 増殖速度の設定は Run 1 と同じであるが, 鉛直遊泳速度の位相を Run 1 と逆位相, つまり昼間底層, 夜間表層に存在するよ



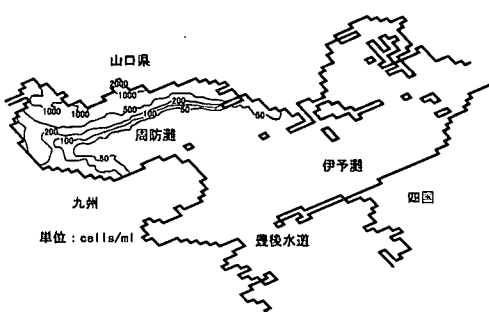
(a) Run 1 光を考慮せず鉛直移動を考慮した場合



(b) Run 2 光と鉛直移動を考慮した場合



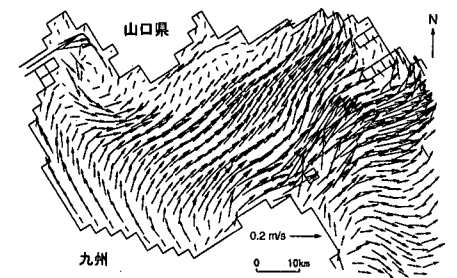
(c) Run 3 光を考慮するが鉛直移動を考慮しない場合



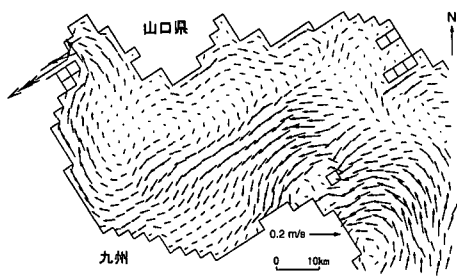
(d) Run 4 光を考慮せず鉛直移動の位相が Run 1 と逆位相の場合

図-6 計算によるプランクトンの細胞密度

うに設定した結果 (Run 4) を示している。細胞密度は山口県沿岸全体で高く, 周防灘西部の九州沿岸ではあまり高くなっておらず, 実測の特性と一致していない。Run 1



(a) 7月17日6:00~18:00 (表層)



(b) 7月17日18:00~18日6:00 (底層)

図-7 周防灘の残差流

と Run 4 では光は考慮していないので、この違いは、プランクトンの鉛直移動と流れの関係だけによっている。

そこで流れの特性とプランクトンの鉛直移動の関係を見るために、急激な増殖が見られた7月17日について詳しく見てみる。図-7(a)は7月17日の6:00~18:00の平均から得られた表層の残差流ベクトルであり、(b)はその後の7月17日18:00~翌18日6:00の平均から得られた底層の残差流ベクトルを示している。この日は風速10 m/s程度の強い南風が継続しており、それによって表層は九州側から山口県側へ流れており、下層はこの逆方向に流れている。この風による鉛直循環により、九州西部で沿岸に強い湧昇流が形成されている。この流れにより底層の栄養塩が沿岸湧昇によって表層に運ばれ、プランクトンが増殖し、その一部は山口県沿岸に集積し、赤潮状態となった。また夜間底層に下降したプランクトンは底層の流れに乗って再び九州側に運ばれ、18日には沿岸湧昇流と自らの上昇によって九州沿岸にも集積し、赤潮状態を引き起こしたものと考えられる。

以上から、赤潮の発生位置をシミュレートするためには、鉛直遊泳が不可欠であり、また流動との関係が非常に重要である。本モデルでは、昼間の増殖速度を光と栄養塩によって決まる値の最大値を設定したところ、定量的にも実測値と一致する結果が得られた。

5. おわりに

オイラーラグランジュ法を用いた赤潮のモデル化を行

い、1985年7月に周防灘で発生した赤潮でモデルの検証を行うと共に、赤潮の発生特性に対する鉛直移動、光及び流動特性との関係について検討した。その結果、プランクトンの鉛直遊泳は底層の栄養塩の摂取、表層での光の吸収を効率的に行う上で重要であるばかりでなく、表層と底層で特性の異なる流れとの関係によって、その集積特性にも大きく影響している事が明らかとなった。また、本モデルでは昼間の増殖速度を光と栄養塩によって決まる値の最大値に設定したところ、定量的にも実測値と一致する結果が得られた。しかしこの増殖速度の設定法の生物学的な意味については今後の検討が必要である。

謝辞：本研究で用いた水質データは、小泉喜嗣氏（愛媛県水産試験場）、馬場俊典氏（山口県内海水産試験場）、江藤拓成氏（福岡県海洋水産技術センター豊前海研究所）、岩男昂氏（大分県海洋水産研究センター浅海研究所）より提供頂いた。また柳哲雄教授（九州大学応用力学研究所）にはモデルについて教えて頂いた。記して謝意を表します。

参考文献

- 池田武彦・松野 進・桃山和夫 (1987): 昭和60年夏季発生の *Gynodinium nagasakiense* 赤潮について、山口県内海水産試験場報告, 第15号, pp. 58-66.
- 天野邦彦・渡辺正孝 (1997): 赤潮プランクトン *Chattonella* と珪藻類との種間競合及び種組成遷移のモデル化—表層混合層と栄養塩成層位置の役割—, 水工学論文集, 41, pp. 403-408.
- 岡市友利編 (1987): 赤潮の科学, 恒星社厚生閣.
- 岡市友利 (1995): 日本の赤潮研究とその国際的役割, 学術月報, Vol. 48, pp. 134-139.
- 柳 哲雄・樋口明生 (1979): 瀬戸内海の恒流, 沿岸海洋研究ノート, 16, pp. 123-127.
- 柳 哲雄・山本隆司・小泉喜嗣・池田武彦・神岡真人・田森裕茂 (1993): 周防灘・伊予灘のギムノディウム赤潮の数値シミュレーション, 水産海洋研究, 57, pp. 319-331.
- Delft Hydraulics (1997): DELFT3D-PART, Delft 3 dimensional water quality model, User's manual, release 3.30.
- Delft Hydraulics (1998): DELFT3D-FLOW, A simulation program for hydrodynamic flows and transport in 2 and 3 dimensions; release 3.00.
- Droop, M. R. (1973): Some thoughts on nutrient limitation in algae, *J. Phycol.*, 9, pp. 264-272.
- Kishi, M. and S. Ikeda (1986): Population dynamics of 'Red Tide' organisms in eutrophic coastal waters—Numerical experiment of phytoplankton bloom in the east Seto Inland Sea, Japan, *Ecological Modelling*, 31, pp. 145-174.
- Steele, J. H.: Environmental control of photosynthesis in the sea, *Limnol. Oceanogr.*, 7, pp. 137-150.
- Yamazaki, H. and D. Kamykowski (1991): The vertical trajectories of motile phytoplankton in a wind-mixed water column, *Deep Sea Res.*, 38, pp. 219-241.