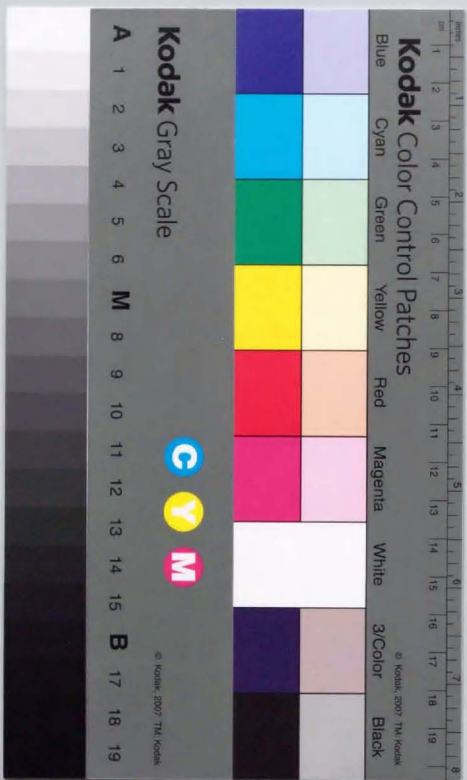


皇後水道東岸域における急激と植物プランクトン  
の増殖機構に関する研究

小泉 喜朗



①

豊後水道東岸域における急潮と植物プランクトン  
の増殖機構に関する研究

小泉 喜嗣

豊後水道東岸域における急潮と植物プランクトンの増殖機構に関する研究

目次

第1章 序論	1
第1節 宇和海の概要	1
第2節 急潮に関する既往の研究	2
第3節 本論文の目的と構成	4
第2章 急潮の発生状況	7
第1節 水温変動の伝播・減衰特性	7
1. 1 水温変動の空間的な特性	8
1. 2 水温変動から見た各年の急潮の特徴	9
第2節 急潮の経年変動と珪藻類の変化	11
2. 1 急潮発生の経年変化	11
2. 2 珪藻類細胞密度の変化	12
第3章 急潮による内湾域の変化	25
第1節 急潮による海水交換過程	25
第2節 植物プランクトンの増殖に与える急潮の影響	28
第4章 急潮後に侵入する低温水の起源	48
第1節 急潮による栄養塩類の分布構造の変化	48
第2節 陸棚斜面からの栄養塩供給	51
第3節 黒潮の離接岸と豊後水道底層水温の変化	55
第5章 急潮による珪藻類休眠期細胞の発芽と増殖	80
第1節 連続観測	80
1. 1 急潮の発生状況	81
1. 2 植物プランクトンの推移	82
1. 3 栄養塩濃度の変化	83
1. 4 光量子量の変化	84
第2節 休眠期細胞の分布調査	84
第3節 休眠期細胞の発芽に関する検討	86
第6章 宇和海における赤潮	106
第1節 宇和海の赤潮の発生状況	106
第2節 <i>Gonyaulax polygramma</i> 赤潮の発生環境	107
第3節 <i>Gymnodinium mikimotoi</i> 赤潮の日周鉛直移動	110
第7章 総括	131
謝辞	137
文献	138



## 第1章 序論

愛媛県は全国で5番目に長い海岸線(1,625km)を持ち、海面漁業生産額は平成8年度に約1,480億円に達し、国内第3位の地位を占める有数の水産県である。愛媛県の沿岸域は瀬戸内海に属する燧灘及び伊予灘と太平洋に面した豊後水道東岸域(通称宇和海、以下宇和海)の3海域に大別される。本研究の対象である宇和海は県内漁業の中心的役割を果たす重要な海域であり、県内漁業生産額の約71%(1,058億円)を占めている(愛媛農林水産統計年報(水産編),1998)。宇和海では、漁船漁業のみならず魚類・真珠母貝・真珠等の養殖業が地域の基幹産業として発展し、漁業生産額の約80%はこれら養殖業によって維持されている。愛媛県では西暦2,000年に2,000億円の漁業生産を目標とした新水産振興基本計画を策定し種々の施策を実施しつつあり(愛媛県新水産振興基本計画,1991)、その中核を成す宇和海の養殖業にはこれまで以上の更なる発展が期待されている。

本章は本研究の序章として、第1節で宇和海の概要と本研究の必要性、第2節で急潮に関する既往知見を整理し、第3節で本研究の目的を述べる。

### 第1節 宇和海の概要

水産業振興の面から重要な海域である宇和海を含む豊後水道は、東西を九州と四国に囲まれ、南は水深100mの陸棚縁を経て太平洋に、北は速吸瀬戸を経て瀬戸内海(伊予灘)に面している(Fig.1-1)。水道中央には水深70~90m程度の平坦な海底地形が見られ、東西両岸ともに海岸線は渚を持たず急峻である。四国沿岸の宇和海は平均水深が40~50mの内湾を数多く有するリアス式海岸が発達し、多くの離島や礁が点在している。

豊後水道における水塊分布の特徴としては、Fig.1-2に示すような夏季に黒潮系暖水、豊後水道水、底部陸棚斜面水の三つの異なる水塊が分布し、顕著な三層構造が形成されることである(秋山,1993;秋山ほか,1996)。黒潮系暖水の水道内部への侵入は急潮として知られ(Takeoka and Yoshimura,1988)、底部陸棚斜面水は深層水の陸棚湧昇によるものと推測されている(松田ほか,1995;橋本ほか,1995)。このような水塊分布の特徴から、豊後水道は外洋水の影響を強く受ける海域として理解される。

ところが、地理的・地形的な特性に恵まれて順調に発展してきた宇和海の養殖業を取りまく近年の環境は極めて厳しい。大規模な魚類養殖を支えてきたマイワシ資源は近年著しく資源水準が低下しており(漁業白書(平成6年度),1995)、餌料供給体制への不安や価格の高騰を招いている。バブルの崩壊による高級魚の販売低迷や円高を背景とした輸入水産物の雪崩現象的な増加によって魚価は慢性的に低迷し、過剰生産による値崩れと相まって魚類養殖では採算割れの事態を迎えている。真珠母貝・真珠養殖では、近年のアコヤガイ大量斃死と中国産真珠の増加が産業自体の成立を危惧させる深刻な事態を招いている。



これら経済的側面以外に宇和海の養殖業を支える漁場環境に視点を移すと、現状の養殖形態のままでは上述した期待に見合う漁場環境が今後とも維持されて行くとは言い難い。近年の地球規模での環境保全意識の高まりとともに、環境に優しい持続的な養殖業を進展させる必要性が認識され、汚染負荷を削減する努力が行われている。自家汚染が問題となった魚類養殖の投餌形態は生餌投餌から凍結投餌・モイストペレット投餌に徐々に転換し、現在ではドライペレット投餌が増加しつつある(松岡, 1993)。しかし、養殖業は生産量に重点を置いた産業構造から脱却しておらず、斃死率の増加や品質の低下による収入減を養殖量の増加で補填するという深刻な悪循環の渦中にある。魚類養殖において問題となる魚病発生件数は1981年以降、増加の一途をたどり(松岡・室賀, 1993; 松岡, 1995)、真珠養殖業においては斃死率の増加や品質の悪化(真珠ビジネス, 1992)が指摘される等、宇和海の養殖業の発展には強い警鐘が打ち鳴らされている。

汚染された漁場環境を改善するための覆砂や曝気あるいは石灰散布といった直接的な改善対策や漁場への酸素供給能力を高める潮汐ダムの導入(木村ほか, 1993)、底生生物の導入(堤・門谷, 1993; Chareonpanich *et al.*, 1994)等の方策も、最終的には養殖業のコストに跳ね返るものであり、持続的な養殖業への転換が図られない限り、宇和海の養殖漁場への積極的な導入は難しい。一般に真珠養殖と比較して自家汚染が顕著と考えられる魚類養殖については、過密養殖解消の基本的理念として、適正養殖基準を決定する方法(大森, 1990; 大森, 1991; Omori *et al.*, 1994; 武岡・大森, 1996)が提案されているが、この決定方式を導入するためには、海域の物理環境特性を明らかにすることが必要である(武岡・大森, 1996)。武岡(1990)は養殖漁場としての宇和海の物理環境特性を総括し、大規模な養殖を支え得る漁場環境の維持に宇和海沿岸の海水交換が大きく貢献していると述べている。特に彼は夏季に発生する急潮に注目し、急潮が宇和海の養殖漁場に与える影響を以下のように推定している。すなわち、

- (1) 海水交換を促進する。
- (2) 養殖魚類の斃死の引き金となる。
- (3) 急激な流れによる生け簀の破損をもたらす。
- (4) 湾内の植物プランクトンを減少させる。等の影響である。

(1)の顕著な海水交換は夏季の漁場環境悪化を防ぐ、いわば急潮の持つ“正の側面”であり(2)以下は宇和海の養殖業者にとっては“負の側面”に他ならない。

宇和海における養殖業の更なる振興を図るためには、急潮が宇和海の養殖業に対して与える正負両面の影響を詳細に検討することが必要である。

## 第2節 急潮に関する既往の研究

急潮とは、黒潮起源の暖水塊が沿岸域に侵入する海洋物理現象であり、多くの場合水温

の急激な上昇を伴っており、その存在は相模湾で古くから知られていた(木村, 1942; 宇田, 1953; 石野ほか, 1967)。

相模湾の急潮は沿岸域に敷設された定置網の破損や流出という漁業被害を引き起こすことが知られている(松山・岩田, 1977; 岩田ほか, 1990)。この急潮の発生・伝播・消滅過程を力学的に解明することを目的として、係留系による測流や(Iwata and Matsuyama, 1989)、サーミスタチェーンによる水温観測(松山ほか, 1988)等の精力的な調査が行われた。その結果、急潮は黒潮の接近・低気圧の通過・循環流と内部潮汐の重合等により引き起こされているが、その発生機構は必ずしも一つの原因によるものではないと考えられている(松山ほか, 1992)。

本研究の対象海域である豊後水道域における急潮は、当初は水温急変現象として報告され、水道南部の宿毛湾(秋山・柳, 1984; 秋山ほか, 1987)や水道内部の宇和島湾や下灘湾でその存在が確認された(武岡・吉村, 1987; 柳ほか, 1988)。宿毛湾における水温急変現象は係留系による観測や衛星画像等によりその発生及び伝播機構が検討され、黒潮が沿岸傾向にある時期には周期的に発生するが、離岸傾向にある時期には発生しないこと、8日～15日程度の周期で周年にわたり発生すること、九州東岸海域で発生した黒潮前線波動の一つである黒潮起源の暖水舌(warm filament)が黒潮の流れに連れて移動し、四国南西部に衝突することによって起こること等が判明している(秋山, 1991; Akiyama and Saito, 1993; 秋山, 1996)。水道内部の四国沿岸で発生する水温急変現象は、主として宇和島湾を対象とした長期係留観測等に基づいて検討され、水温の急上昇に伴って湾口から湾奥部に向かう流速が大きく変化すること、侵入する暖水塊はその起源が黒潮系の暖水であることが明らかとなった(Takeoka and Yoshimura, 1988)。彼らは、相模湾の「大急潮」の定義(木村, 1942)を拡張して豊後水道で観測される水温急変現象を「急潮」(= *Kyūcho*)と呼称している。宇和島湾における急潮の発生は主として夏季の小潮の頃に潮汐に同期して発生するという他の海域には見られない特徴を持つ(武岡, 1990)。これは、潮流・風・海面加熱などの変化に伴う海水の鉛直混合作用によるものと推測されている(Takeoka *et al.*, 1993)、その詳細な力学機構はよく判っていない。

水温変動を伴う類似の現象はこれまで黒潮あるいは沿岸境界流に面する日本各地で確認されており(國司ほか, 1968; 四竈, 1980; 永田, 1982; Yamagata *et al.*, 1984; 田中ほか, 1992)、研究者の関心の高まりとともに、今後も観測例は増加するものと期待される。急潮の定義は現在のところ学問的には明確となっていない。相模湾の「大急潮」を急潮の語源とするならば、急潮とは突然の速い潮を意味し、水温の変化のみならず流速の変化を伴う必要がある。しかし、水温と同様に流速を連続的に観測した例は少なく、種々の観測結果に対して厳密に相模湾の「大急潮」の定義を当てはめることは難しい。

本論では、急潮をその発生機構や力学に基づいて厳密に定義された言葉ではなく、現象の認識に基づいた感覚的な言葉(武岡・永田, 1992)として捉え、数日以内に2～3℃以

上の昇温が観測される水温急変現象を急潮と呼ぶ。

### 第3節 本論文の目的と構成

第2節で述べたこれまでの急潮論は、その発生・伝播・消滅過程等の力学機構そのものに対する学問的興味とともに、定置網の被損や流出、養殖魚類の斃死の引き金等のいわば急潮の持つ“負の側面”に対する被害の未然防止を目的として、水温、流速、衛星画像等の観測をもとに物理的視点から論議されてきた。急潮は沿岸の漁場環境に対して正負両面の影響を与えると考えられているが(武岡, 1990)、その影響を沿岸域で具体的に検討した事例は極めて少ない。

急潮による湾外系の暖水塊が湾内に与える影響は、現象が突発的であるが故に観測例が少なく、永田(1982)による田辺湾、四籠(1986)による大槌湾、前述した宿毛湾、宇和島湾の例に侵入構造を断片的にみることができるとはすぎない。また、これらの観測例は、急潮に伴う暖水塊による海水交換過程のみを想定しており、観測点が少ないこともあって、急潮発生前後の湾内水の挙動についてはよく判っていない。

急潮が沿岸の植物プランクトンに与える影響を検討した事例は、川端・佐竹(1992)による宇和島湾での観測例が唯一である。彼らは急潮が湾上層への栄養塩類の補給機構として機能し、急潮後に植物プランクトンが増殖することを指摘した。しかし、植物プランクトンの増殖過程に関する生物・化学的側面からの検討は不十分であり、急潮による植物プランクトンの増殖機構が解明されているとは言い難い。

以上に述べてきた背景に基づき、本研究では、急潮の発生・伝播・減衰過程等に関する物理的な視点からの調査・研究の成果を踏まえながら、これまで知見の極めて少ない沿岸の漁場環境に対する急潮の影響を、その海水交換過程及び植物プランクトンの増殖過程の2点から解明しようとしたものである。

第1章である本章では、研究の背景及び急潮に関する既往知見の整理を行い、本研究の目的を述べた。第2章では、宇和海沿岸域における多定点の水温観測結果から、急潮の発生状況、季節変動及び経年変動について取りまとめた。第3章では急潮による沿岸の漁場環境の変化を海水交換過程・栄養塩類供給過程の側面から明らかにした。第4章では、陸棚斜面を起源とする低温水の侵入に伴う栄養塩類の供給機構を検討した。第5章では珪藻類の増殖過程と急潮の関係を、珪藻類休眠期細胞の発芽実験及び現場観測の結果から総合的に考察した。第6章では珪藻類の増殖と相反する現象として鞭毛藻赤潮を捉え、典型的な有害赤潮の発生環境を整理し、その生態的特徴である鉛直移動能力の観測例を紹介した。更に第7章では、第2章～第6章で明らかになった成果を総括し、急潮による生物・物理・化学的变化と関連づけながら、宇和海における夏季の植物プランクトン増殖機構を論じた。

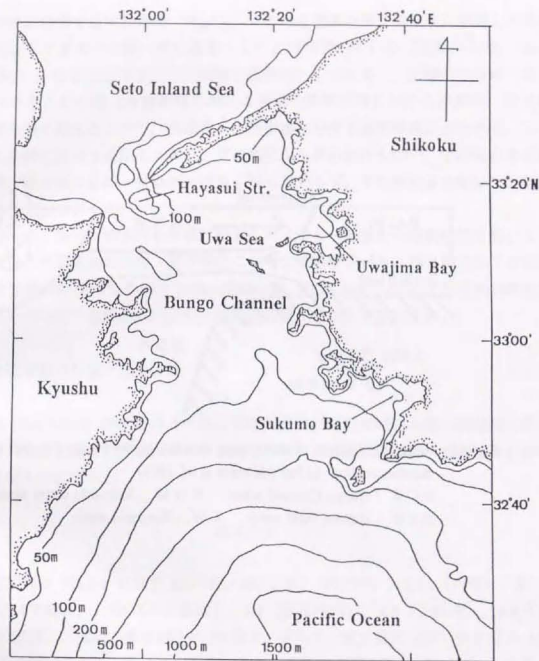


Fig.1-1 The study area in the Bungo Channel



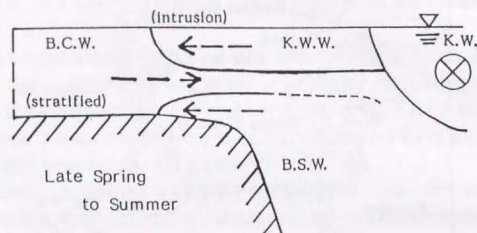


Fig.1-2 Schematic diagram of water mass structure in the Bungo Channel during summer season. (After Akiyama *et al.*,1993)  
 B.C.W. : Bungo Channel water, K.W.W. : Kuroshio warm water  
 B.S.W. : Bottom shelf water, K.W. : Kuroshio water

## 第2章 急潮の発生状況

宇和海中央に位置する宇和島湾 (Fig.1-1) における急潮の発生は潮汐に同期した周期性を持ち、主として夏季の小潮の頃に発生することが判明している (武岡, 1990, Takeoka *et al.*, 1993)。養殖現場ではこの周期性を経験則として利用し、夏季の小潮時に魚介類へストレスを与える作業 (魚類養殖における投餌や真珠養殖における貝掃除、塩水処理等) を可能な限り控えることで、養殖業への悪影響に対する被害軽減が図られる。しかし、これは宇和島湾における長期モニタリングの結果から得られたもので、宇和海沿岸全域での急潮に伴う暖水塊の伝播・減衰特性は良く判っておらず、宇和海沿岸全域にこの経験則を適用することはできない。

本章では、第1節で、宇和海沿岸域に設置したメモリー水温計の観測結果を用いて、急潮の発生に伴う水温変動の伝播・減衰特性について概略を述べる。第2節では下波湾の水温定置観測結果及び赤潮発生調査事業 (愛媛水試, 1978-1997) における珪藻類細胞密度の調査結果を用いて、急潮の経年変動と珪藻類の変化の関係を検討する。

### 第1節 水温変動の伝播・減衰特性

本節では1991年から1995年の5年間に実施した宇和海沿岸域の水温連続観測結果を用いて、急潮の発生状況や沿岸域における急潮発生時の水温変動の伝播・減衰特性を検討し、その特徴を明らかにする。

#### 調査方法

水温連続観測は Fig.2-1 に示す K1 (沖ノ島), K2 (高茂岬), K3A (内海), K4 (下灘湾), K5 (下波湾), K6 (宇和島湾), K7 (法華津湾), K8 (三瓶湾), K9 (八幡浜), K10 (町見), K11 (佐多岬) の11点で、メモリー式水温計 (アレック電子 (株) 製 AT-8000 及び AT-32K) 或いはメモリー式水温塩分計 (同社製 ACT-8000) を使用して実施した。水温の観測層は K1 ~ K10 では海面下 5m, K11 では海面下 2m である。測定間隔は基本的には 30 分であるが、測定間隔を 20 分とした一部の測器のデータは、20 分と 40 分の平均値を 30 分の水温値として用いた。K1, K6 は 1991 年以前より測定が行われており、K3A は 1995 年 6 月 10 日, K2 は 1991 年 1 月 23 日, K4 は 1991 年 2 月 18 日, K5 は 1991 年 3 月 16 日, K7, K8, K9, K10, K11 は 1991 年 5 月 9 日より観測を開始した。また、観測機器の不調・破損等により一部地点で欠測が生じた。

得られた生データには潮汐の影響等による短周期の変動が含まれているため、本節では各観測地点の日平均水温を求めて解析に使用した。



## 結果及び考察

### 1. 1 水温変動の空間的な特性

5年間の各観測点における水温観測結果をそれぞれ Fig.2-2 ~ Fig.2-6 に示す。縦軸の目盛は K1 に対して与えてあり、K2 以北の観測点については 5℃ ずつずらしてある。

水温が最も安定して推移している観測点は K11 である。また、夏季の最高水温も 1994 年の 8 月に一時的に 25℃ を越えたこと (Fig.2-5) を除けば、24℃ 前後であり、他の観測点に比較して低く推移していた。これは、K11 が速吸瀬戸の強い潮流による海水の水平あるいは鉛直混合の影響を強く受ける佐田岬半島の先端に位置しているためである。従って、K11 における水温は豊後水道を代表するものと考えられ、本研究のみならず豊後水道および周辺の水温変動を比較検討する際に用いることができる。

最南端に位置する沖の島の観測点 K1 の結果は他の観測点の水温変動と大きく異なっており、1991 年の 8 月に見られたような (Fig.2-2) 水温の変動が殆ど認められない一時期を除けば、周年にわたり顕著な水温変動が認められた。これらの変動は黒潮起源の暖水舌が観測点付近を通過した結果であり (秋山, 1991; Akiyama and Saito, 1993)、その周期は 8 ~ 15 日程度と推定されている (秋山, 1996)。

K2 は機器の破損や脱落などにより欠測が多く、1993 年以降は観測を実施していないため、水温変動の特徴や傾向を明らかにすることはできなかった。K1 で顕著な水温上昇が観測された後に水温が上昇するパターンは認められた (Fig.2-2, Fig.2-4) が、必ずしも両者の関係は明瞭ではない。また 1991 年の 7 月上旬に観測された急潮 (Fig.2-2) のように前後の観測点に比較して水温の上昇が鈍い例も認められる。これは観測点が甲茂岬先端に位置しており、潮流による水平ないしは鉛直混合の影響を強く受けているためと考えられる。

K3A は 1995 年 7 月より観測を開始したため、周年にわたる水温変動の特徴は明らかになっていないが、変動パターンは K4 及び K5 と良く似ている。顕著な昇温はいずれも K4 より早く観測され、またその昇温幅も大きい。

K4 及び K5 の水温変動は極めて似通っている。いずれの年も K4 で顕著な水温上昇が発生した後、K5 で水温が上昇していることが明瞭で、特に夏季の水温変動は K6 以北の測点より周期的であった。また、冬季にも時折顕著な水温上昇が観測された。

K6 ~ K10 の水温変動は K4 及び K5 とは多少異なっていた。いずれの年も 5 月 ~ 7 月の昇温期には数日周期の細かな変動が認められ、特に K7 ~ K10 でその傾向が顕著であった。この数日周期の変動を除外すると、K6 ~ K10 の変動は良く似ている。急潮による暖水塊の侵入に対応した水温変動パターンは夏季に集中的に出現しているが、水温変動の幅は K4 及び K5 と比較して小さく、10 月以降はそのような変動は消滅して全般的に緩やか

に降温した。また、夏季以外の時期に K4 及び K5 で観測された顕著な昇温は、1995 年の 2 月中旬に K7 まで伝播したと思われる例 (Fig.2-6) を除けば、K6 以北にまでは伝播しなかった。

全観測点の 5 年間の水温変動状況を概括すると、急潮が K6 以北の宇和海内部にまで伝播するのは主として夏季の間に限られるが、K5 以南については冬季にも急潮が発生することがあると言える。また水温変動の特徴から、K1 ~ K11 までの海域は、周年にわたり急潮が発生する K1、夏季に周期的に急潮が発生し、時には冬季にも急潮が発生する K2 ~ K5、急潮の発生は夏季に限定され冬季には発生しない K6 ~ K10、速吸瀬戸の鉛直混合による影響を受け、急潮に伴う水温変化が殆ど認められない K11 の 4 つに大別することができる。

### 1. 2 水温変動から見た各年の急潮の特徴

#### 1991 年の急潮 (Fig.2-2)

宇和海内部にまで伝播した急潮は 4 月上旬 (北部海域での観測が開始されていないためその詳細は不明である)、7 月初旬、8 月中旬の 3 回であった。また、12 月中旬にも K4 及び K5 で急潮の発生が認められたが、K6 以北には伝播しなかった。それ以外にも明らかに南部海域より暖水が波及した結果と思われる規模の小さな水温変動 (本論で採用している急潮の定義に従えば、このような現象は急潮とは呼べない) が 4 ~ 6 月の間に認められ、その傾向は K5 以南の観測点で顕著であった。

#### 1992 年の急潮 (Fig.2-3)

7 月上旬 ~ 9 月上旬の間、急潮は周期的に発生しており、その発生時期はいずれも宇和海島の小潮時に該当していた。また急潮発生後には水温が顕著に低下しており、発生前後の水温変動幅が 1991 年と比較して大きいことが特徴として挙げられる。一方、1991 年に K5 以南の測点で観測された 4 ~ 6 月の間の規模の小さな水温変動は 1992 年には認められなかった。

#### 1993 年の急潮 (Fig.2-4)

7 月中旬に極めて顕著な昇温が観測され、典型的な急潮が発生したことが明瞭である。この急潮による昇温は K4 ではわずか 1 日で 7℃ 以上にも及び、これまで観測された急潮による昇温の中でも最も大きな範疇に属する。またこの急潮によって侵入した暖水塊はその強さをほぼ保ったまま K10 付近にまで達したが、侵入した暖水塊のものの水温は 25℃ 程度であり、これまで観測された急潮による暖水塊の水温と大きな差はなかった。この急潮の発生前には 6 月から 7 月にかけて多くの観測点で水温が低下していた。この豊後水道の全域に及ぶ水温の低下現象は豊後水道南部海域由来の低温水が水道内部に侵入したた

めと考えられている(兼田ほか, 1995)。急潮発生前の宇和海内部の水温が極めて低い値であったため、通常の急潮による暖水塊の侵入であったにも拘わらず水温差が著しく大きくなったものと考えられる。この顕著な急潮の発生以降は、8月上旬及び8月下旬に急潮が発生したが、それ以降宇和海内部にまで影響を与えた急潮は観測されず、水温は緩やかに降温した。

#### 1994年の急潮 (Fig.2-5)

4月下旬に水温上昇としては鈍いが明らかにK10まで影響を与えた急潮が観測された。その後1ヶ月以上、水温の昇温は停滞した。また、6月下旬以降もK5以南の測点では水温の周期的な昇温は認められるものの、その変動は弱く、K6以北への伝播状況は明瞭ではなかった。急潮後の水温低下は顕著でなく、K11を除く全ての測点で7月中旬～9月中旬の間、水温が25℃を大きく上回る状態が2ヶ月程度継続した。このように1994年は夏季の間、急潮の発生が少なく、K6以北の宇和海内部にまで伝播した急潮は7月下旬に発生した1例のみであった。

#### 1995年の急潮 (Fig.2-6)

冬季から春季にかけて、K5以南の測点では極めて周期的な水温変動が観測され、冬季水温が15℃を下回ることなく推移した。一方、夏季の7月中旬、7月下旬、8月上旬に発生した急潮は極めて明瞭な水温変動を伴っていた。この3例の急潮はいずれも宇和島湾の小潮時に発生したが、9月中旬に発生した急潮は宇和島湾の大潮時に該当し、発生時期としては例外的な急潮であった。この急潮の発生直前に台風12号が四国に影響を与えており、この例外的な急潮の発生は台風に伴う何らかの擾乱の発生と関係があるものと思われる。

これら各観測年の急潮の発生状況を総括すると、宇和海内部まで侵入する急潮は主として夏季の間発生し、冬季の発生はK5以南に限られると言える。この5年間の中で1994年は急潮の発生が最も少ない年であり、特にK6以北では同年7月下旬の発生以降、急潮として識別できる水温変動が殆ど観測されなかった。このような急潮による宇和海沿岸全域での水温変動の伝播・減衰特性は本研究により初めて明らかにされた事項である。

なお、急潮発生前後の水温変動を見ると、多くの場合、急潮後に水温が顕著に低下しており、ここではその後の急潮の発生によって生じる水温差を判断基準(数日以内に2～3℃以上の昇温)として急潮の発生を識別した。1994年のように急潮後に水温が低下しない場合(Fig.2-5)には、その後に再び急潮が起こり、暖水塊が侵入したとしても、急潮の発生として識別できない可能性もある。

## 第2節 急潮の経年変動と珪藻類の変化

前節では宇和海沿岸に設置した多定点における5年間の水温連続観測結果を用いて、近年の急潮の発生状況や水温の伝播・変動特性について検討した。1991年以前には、急潮の発生に視点を置いた宇和海沿岸全域での水温観測は実施されておらず、過去の急潮の発生状況についてはよく判っていない。

本節では愛媛県水産試験場が下波湾の測点K5 (Fig.2-1)において実施している1981年～1997年の定置観測水温を用いて、過去17年間の急潮の発生状況について総括する。更に、急潮は湾内の植物プランクトン量に大きな影響を与えていると推測されるので、宇和海沿岸域の珪藻類細胞密度変化についても併せて検討した。

### 調査方法

愛媛県水産試験場では、下波湾に移設された1981年より水温等の定置観測をFig.2-1に示すK5(水深約18m)で行っている。解析に用いた水温は棒状温度計によってほぼ毎日1回(午前10時)測定された水深5mの水温で、欠測期間は前後の水温から線形補間により求めた。なお、1991年3月16日以降はメモリー水温計による連続記録から得られた日平均水温を使用した。

沿岸域の珪藻類細胞密度(以下細胞密度)の変化は、赤潮発生調査報告書(愛媛水試, 1978-1997)に記載されている5月～9月間(毎月1回)の宇和海沿岸の観測点(Fig.2-7)における0m及び10m深の細胞密度の平均値を用いた。細胞密度は、未固定のまま海水1ml中の珪藻類について顕微鏡下でSedgwick-Rafter計数スライドを用いて査定、計数したものである。なお、Stn. R7については、宇和海沿岸では唯一、河川流量の比較的豊富な岩松川の河口域に位置し、他の観測点とは環境条件が著しく異なっているため、解析から除外した。また、前節で検討した水温変動特性に基づく海域区分に従って、観測点のうちStn. R1, R4及びR5を北部海域、Stn. R6, R8及びR10を中部海域として評価した。

### 結果及び考察

#### 2.1 急潮発生の経年変化

Fig.2-8に下波湾定点K5における5m深の水温の時系列を示した。縦軸の目盛は1981年に対して与えてあり、1982年以降の観測値は年々5℃ずつずらして描いた。

下波湾における急潮の発生は主として5月～10月の間に集中していることが明瞭で、宇和島湾における急潮の発生状況(Takeoka and Yoshimura, 1988)や前節で明らかになっ



た近年の急潮の発生状況と同一である。一方、下波湾では夏季以外の期間にも水温急変現象が観測されており、時には急潮の発生も認められる。1994年以降は1月～4月の間に周期的な水温の上昇が認められ、近年は冬季の間も黒潮起源の暖水塊の影響を受けていると考えられる。

5月～10月の間の急潮の発生について注目すると、1980年代は周期的に急潮が発生しており、特に1988年には9回と最も頻繁に急潮が発生し、また急潮による昇温の後の水温低下が顕著なため急潮前後の水温差も数日で3～5℃と極めて大きかった。これに対して、1990年以降は、急潮の発生期間が7月～8月を中心とした夏季に徐々に限定される傾向が認められ、5月～6月や9月には急潮は殆ど発生していない。

このような急潮の発生状況をより明確に評価するため、武岡(私信)に基づく急潮強度の経年変動について検討した。ここで用いた急潮強度は5月～10月の間の毎日の水温の前日との差を求め、その差のプラス、マイナスをそれぞれについて積算したものである。ここで、プラスの積算値は水温上昇の強さ(=急潮による暖水塊の進入の強さ)、マイナスの積算値は水温下降の強さ(=第3章以降で検討する低温水の進入の強さ)を表す。そこで、この両者の絶対値の和を急潮による水温変動の強弱を評価する指標、すなわち急潮強度とし、その経年変動をFig.2-9に示した。各年の急潮強度は1980年代には年によって大きく変動していたが、1990年代に入りその変動が弱くなるとともに、近年は急潮強度そのものも低下傾向にある。1989年、1994年、1996年、1997年は急潮の発生が少なかった年として区分可能であり、いずれの年も夏季に水温低下が殆ど認められなかった。

## 2.2 珪藻類細胞密度の変化

Fig.2-10に北部海域及び中部海域の珪藻類細胞密度(以下細胞密度)及び組成比の変化を示した。なお、珪藻類の組成比は、出現した珪藻類のうち上位4分類群の *Skeletonema costatum*、*Leptocylindrus* spp.、*Chaetoceros* spp.及び *Pseudonitzschia* spp.とその他の珪藻類に区分している。1996年の北部海域を除外すると、両海域に共通して細胞密度の減少傾向が認められ、特に北部海域では1980年代に2,000cells/ml前後であったものが、1990年代に入り、1,000cells/mlを下回る年が多くなった。さらに北部海域では、その組成に特徴的な変化が認められ、*Skeletonema costatum*の組成比が1988年以降著しく低下している。また、中部海域においても、1990年以降は *Skeletonema costatum*の組成比が著しく低下した。

前項で述べた下波湾の急潮強度の変化(Fig.2-9)とその近傍の観測点であるStn. R6における細胞密度の変動を併せてFig.2-11に示した。両者の変動は個々の年においては必ずしも一致していないが、近年の低下・漸減傾向は両者に共通している。急潮は暖水塊の侵入によって湾内の透明度が回復するため、宇和海の沿岸漁業者から“澄み潮”と呼称され(武岡, 1990)、植物プランクトンを減少させる“負の側面”を持つ物理現象として認識

されてきた。急潮が常に植物プランクトンを減少させるのであれば、近年の急潮強度の低下傾向は細胞密度の増加をもたらすはずであり、ここで得られた細胞密度の漸減傾向とは矛盾する。この矛盾は、本論の第3章以降で検討する急潮の持つ“正の側面”、すなわち急潮が珪藻類の増殖機構として機能していることにより説明できる。

## 結 論

本章では1991年から1995年の5年間の宇和海沿岸域における水温連続観測値、下波湾における過去17年間の水温観測値を用いて急潮の発生状況について検討した。また、夏季の珪藻類細胞密度の経年変化を急潮の発生状況と比較、検討した。これらの結果をまとめると宇和海における急潮の発生状況及び珪藻類細胞密度の変化は以下ようになる。

- (1) 水道内部にまで侵入する急潮は主として5月～10月間の夏季に発生する。
- (2) 冬季の急潮による暖水塊の侵入はその多くがK5までに限られ、宇和海北部海域までは伝播しない。
- (3) 水温変動の特徴から、宇和海の沿岸域はK1, K2～K5, K6～K10、及びK11の4つの海域に区分できる。
- (4) 急潮の発生が少なかった年は、過去17年間の中では1989, 1994, 1996, 1997年であった。
- (5) 近年、急潮はその発生時期が夏季の極く一部の期間に限られ、急潮強度は低下傾向にある。これは急潮後の水温低下が小さいことに起因する。
- (6) 宇和海沿岸域における珪藻類細胞密度は近年漸減傾向にあり、*Skeletonema costatum*の組成比が低下する傾向にある。



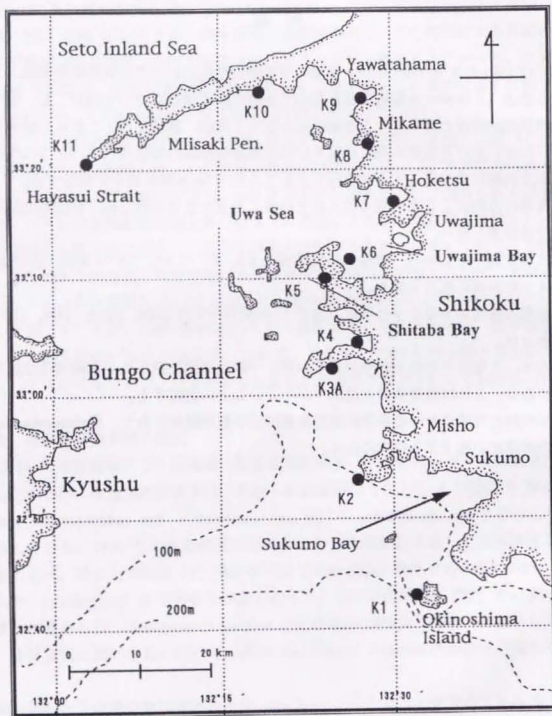


Fig.2-1 Location of the stations monitored in the the Bungo Channel.

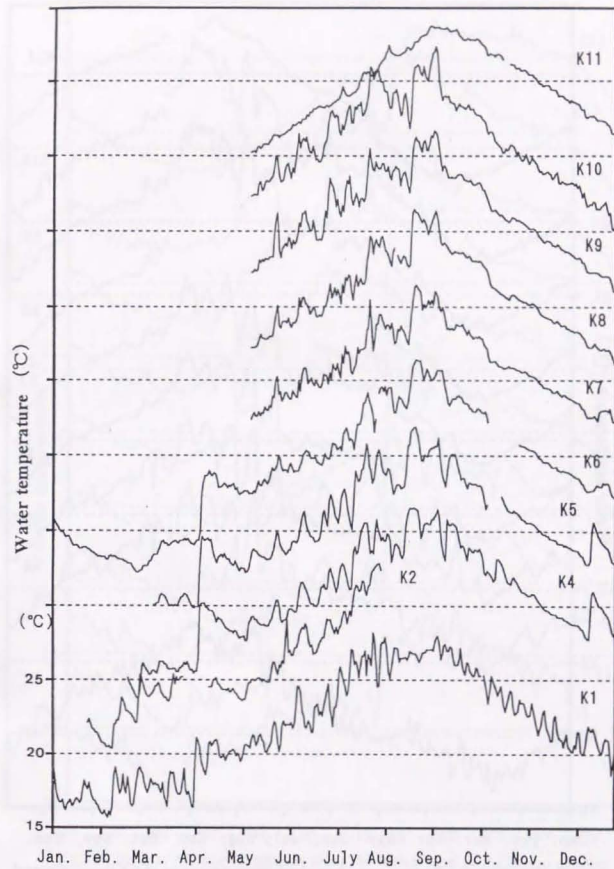


Fig.2-2 Records of water temperature along the eastern coast of the Bungo Channel in 1991. Scales of the ordinate is for Stn.K1 and for the subsequent stations the scale is shifted 5 °C upward, respectively.

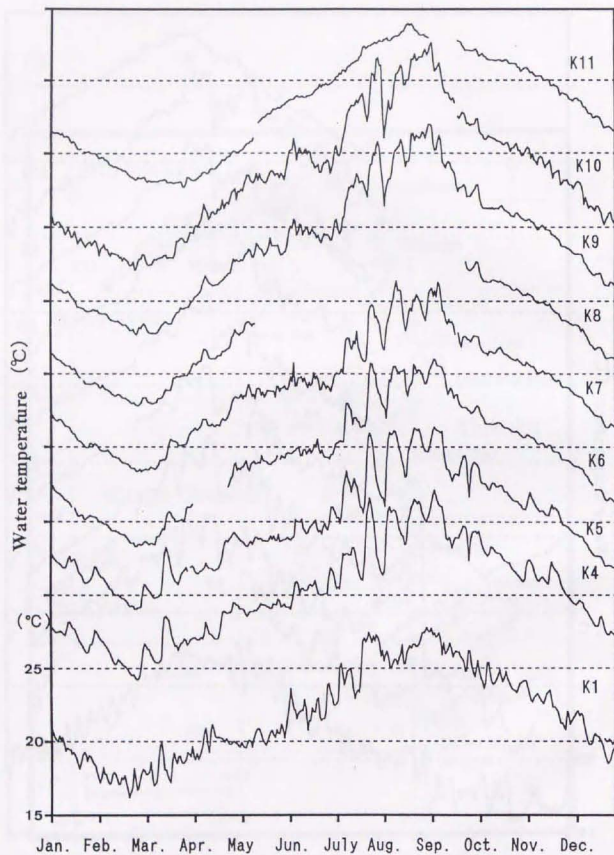


Fig.2-3 Records of water temperature along the eastern coast of the Bungo Channel in 1992. Scales of the ordinate is for Stn.K1 and for the subsequent stations the scale is shifted 5 °C upward, respectively.

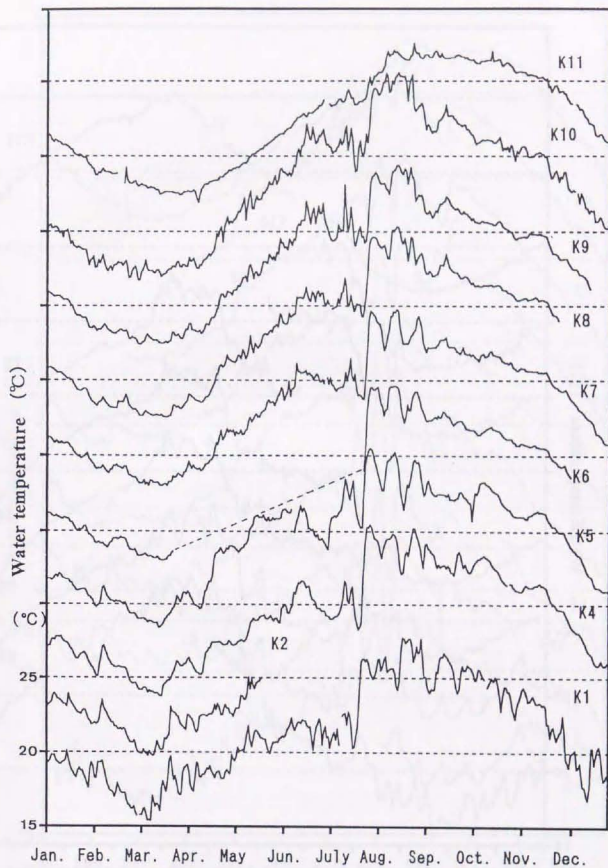


Fig.2-4 Records of water temperature along the eastern coast of the Bungo Channel in 1993. Scales of the ordinate is for Stn.K1 and for the subsequent stations the scale is shifted 5 °C upward, respectively.



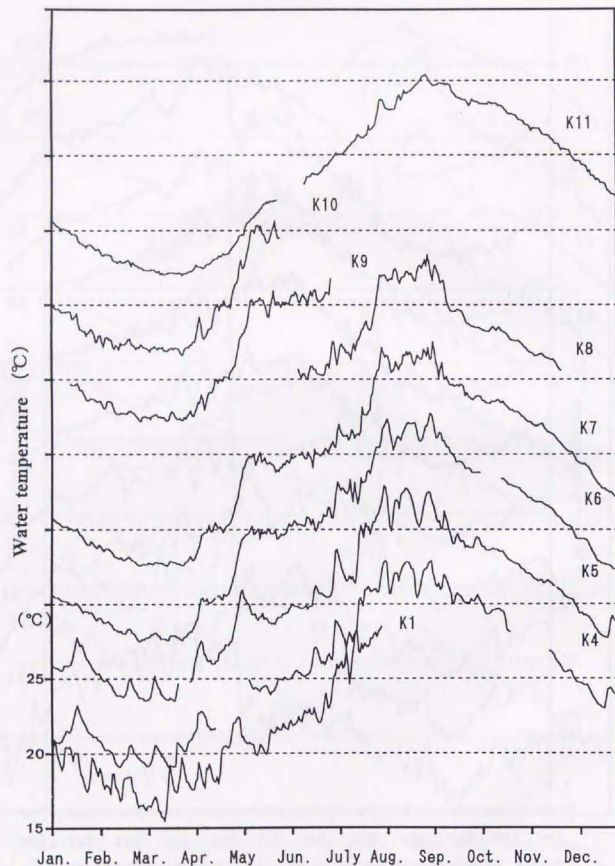


Fig.2-5 Records of water temperature along the eastern coast of the Bungo Channel in 1994. Scales of the ordinate is for Stn.K1 and for the subsequent stations the scale is shifted 5 °C upward, respectively.

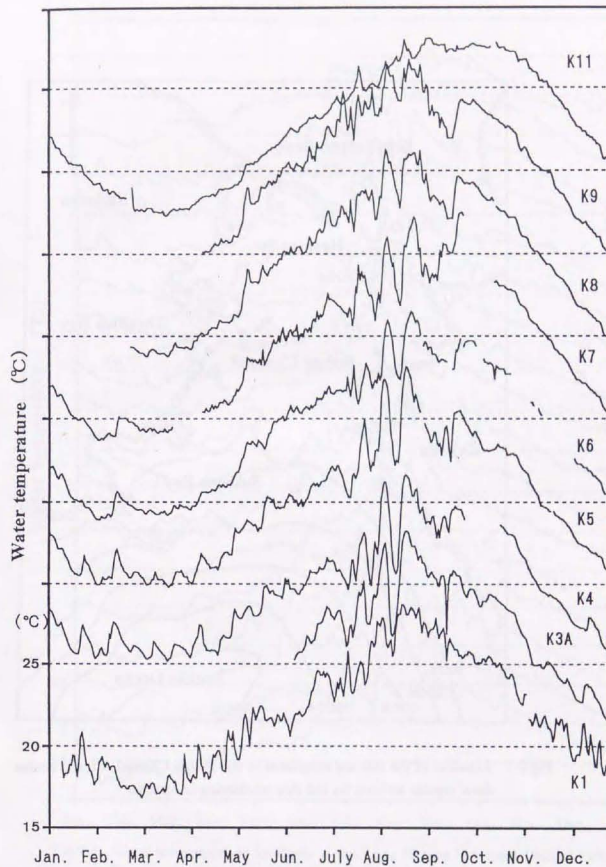


Fig.2-6 Records of water temperature along the eastern coast of the Bungo Channel in 1995. Scales of the ordinate is for Stn.K1 and for the subsequent stations the scale is shifted 5 °C upward, respectively.



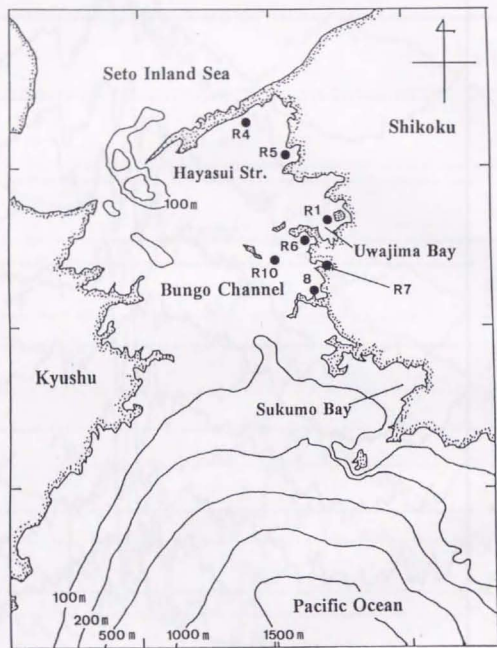


Fig.2-7 Location of the stations monitored in the Bungo Channel. Closed circles show regular stations for red tide monitoring in summer.

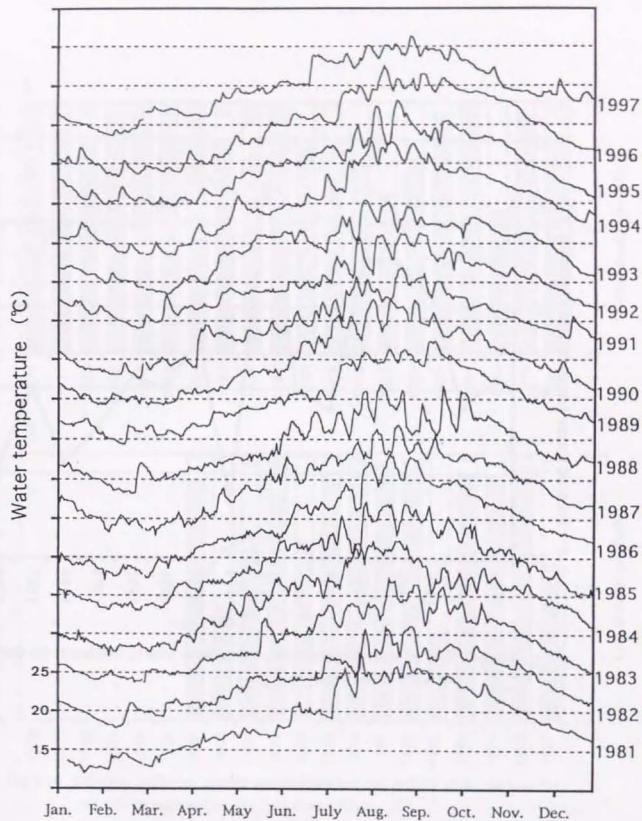


Fig.2-8 Water temperature at 5m depth at Stn.K5 in Shitaba Bay from 1989 to 1997. Scales of the ordinate is for 1981 and for the subsequent years the scale is shifted 5 °C upward, respectively.

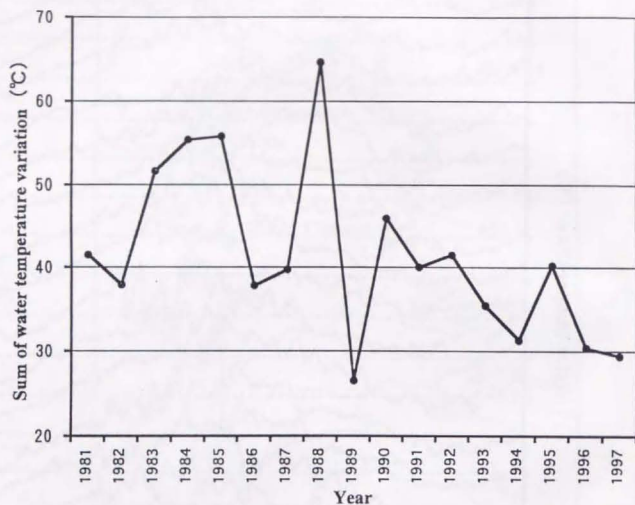


Fig.2-9 Sum of water temperature variations from May to October at 5m depth at Stn.K5 in Shitaba Bay(see Fig.2-1).

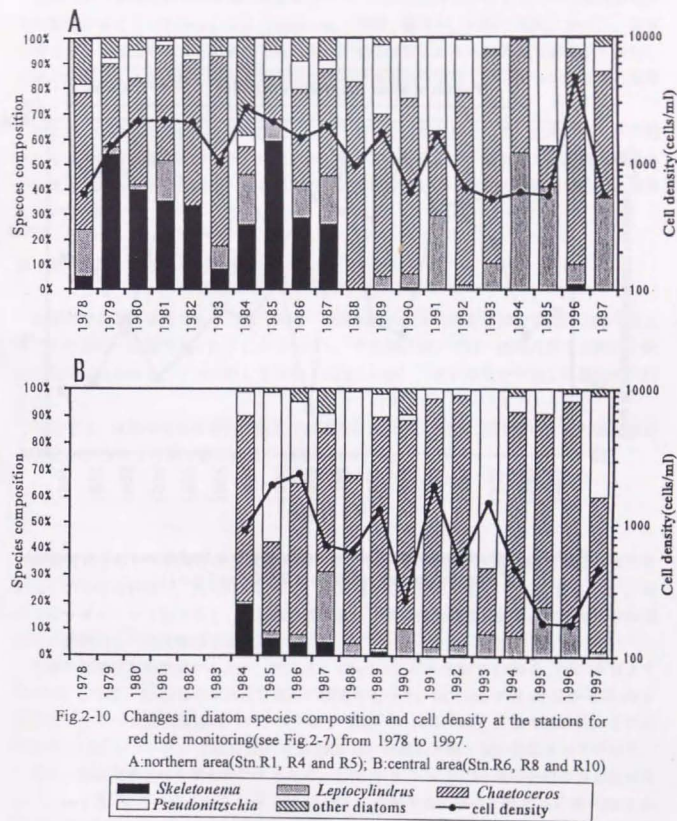


Fig.2-10 Changes in diatom species composition and cell density at the stations for red tide monitoring(see Fig.2-7) from 1978 to 1997.

A:northern area(Stn R1, R4 and R5); B:central area(Stn.R6, R8 and R10)



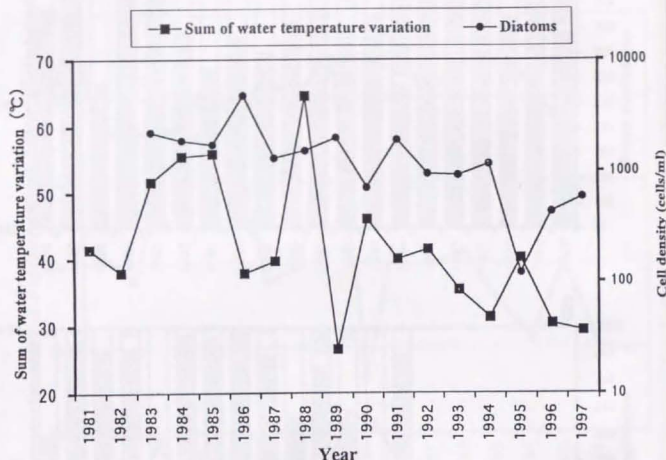


Fig.2-11 Changes in average of diatom concentration at Stn.R6(see Fig.2-7) and sum of water temperature variations at Stn.K5(see Fig.2-1).

急潮に伴う黒潮起源の暖水塊の急激な侵入は、宇和海沿岸域で営まれている養殖業に大きな影響を与える (Takeoka and Yoshimura, 1988; 柳ほか, 1988; 武岡, 1990)。前章 (第2章) では急潮による暖水塊の侵入を沿岸域に設置した水温計の測定結果から検討したが、急潮による暖水塊の侵入が内湾域の海水交換過程や植物プランクトンに与える影響はよく判っていない。

そこで、宇和海の典型的な内湾漁場である下波湾を調査対象として、急潮の発生が予想される夏季に連続観測を行った。本章では、その結果を用いて、第1節で急潮発生前後の下波湾における海水交換過程、第2節で急潮と植物プランクトンや栄養塩類の変化の関係について検討する。

### 第1節 急潮による海水交換過程

急潮は現象が突発的であるため、湾内への暖水塊の侵入構造を詳細な観測によって捉えることは極めて困難であった。しかしながら、宇和海においては、急潮の発生が潮汐に同期した周期性を持つことが判明しており (武岡, 1990)、その発生を予測した観測が可能となった。

本節では、急潮発生時の湾内の海水交換過程に注目し、急潮に伴う湾内水温の鉛直構造の変化を STD による連日観測結果から明らかにする。

### 調査方法

調査対象とした下波湾は豊後水道東岸のほぼ中央部に位置し、湾口幅 1.8km、奥行き 2.8km の小さな内湾で、流入河川はなく、海岸線は渚を持たず急深である (Fig.3-1)。湾内ではマダイ・ブリを主体とした魚類養殖と真珠・真珠母貝養殖が営まれており、宇和海沿岸の典型的な内湾性養殖漁場である。

急潮の発生状況を把握するため、測点 K5 (Fig.3-1) の 3 m 層で 1990 年 7 月 18 日より 10 月 31 日の間、20 分毎の水温及び塩分の測定を行った。測定は、7 月 18 日から同 30 日まではメモリー式流向流速計 (アレック電子 (株) 製 ACM-8M) 付属の水温計、それ以降は T-S-DO レコーダー (米国 SBE 社製 SBE-16) 付属の水温・塩分計によって行った。

また、海水交換過程を明らかにするため、1990 年 8 月 14 日の小潮時を中心とした 8 月 8 日より 8 月 19 日の間、毎日 1 回 (計 12 回)、湾軸中央に沿った線上の 8 点 (Stn.1 から Stn.8) において STD (アレック電子 (株) 製 AST-1000S) による水温鉛直分布の観測を行った。潮汐による鉛直構造変化の影響を除外するため、観測は 8 月 16 日を除き、同



じ潮時で実施した。同時に Stn.9 の 5m 層に 1990 年 8 月 10 日より 8 月 20 日の間、メモリー式流向流速計 (アレック電子 (株) 製 ACM-8M) を設置し、上層より湾内に侵入すると予想される暖水塊の流向・流速・水温の測定 (10 分インターバル) を行った。

### 結果及び考察

Stn.K5 における 1990 年 7 月 18 日から 10 月 31 日の間 20 分毎の水温及び塩分の変化を Fig.3-2 に示す。塩分は、観測装置を ACM-8M から SBE-16 に交換した 7 月 31 日以降から得られている。また、台風の接近や装置の保守・点検のために一部に欠測期間を生じた。7 月 18 日以降、水温の急変現象は欠測により不明確な 9 月下旬の分を除くと、5 回観測され、潮汐に対応したほぼ 15 日の明瞭な周期が認められる。8 月 24 日前後、10 月 1 日前後及び 10 月 9 日前後の低塩分は、台風の通過等に伴う大量降水の結果によるもので、この低塩分を除外すると、水温の急変に伴って僅かながら塩分の低下が観測された。

観測された 5 回の水温急変現象における水温の変動幅は、7 月 26 日から 8 月 3 日の間に約 5℃、8 月 10 日から 8 月 15 日の間に約 4℃、8 月 29 日から 9 月 2 日の間に約 3℃、9 月 10 日から 9 月 15 日の間に約 2.5℃、10 月 8 日から 10 月 14 日の間に約 2℃であった。この昇温幅は、Takeoka and Yoshimura (1988) が報告した急潮による典型的な水温急変現象 (5℃/日の昇温と 0.5psu/日の塩分低下) と比較すると、水温の上昇が緩やかで塩分の低下も顕著なものではなかった。

流速計の観測結果 (1990 年 8 月 10 日 12 時 00 分から 8 月 20 日 12 時 00 分) を Fig.3-3 に示す。8 月 10 日から 15 日の 5 日間に約 4℃の水温上昇が認められ、特に上昇が著しいのは 8 月 14 日の約 2℃/日であった。柳 (1982) は、下波湾に隣接する宇和島港での海面熱収支をバルク法によって求めており、その値は夏季に約 300cal/cm<sup>2</sup>/day 前後で推移している。観測された 5m 深の水温の昇温幅は、この海面熱収支から期待される水温の上昇値を遙かに凌ぎ、何らかの外部要因によってもたらされたものと考えられた。この水温の上昇時には、南方成分流が卓越し、20~30cm/秒程度の南東方向の強い流れが起こり、1 日程度継続した。Fig.3-1 における測点の位置から考えて、この強い流れは湾内に侵入していたことは明らかである。これらの結果から、8 月 14 日の水温急変は 20~30cm/秒の流れを持つ暖水フロント (但しこの速度については、潮流成分も含んでいるので侵入した暖水フロント自身の速度を意味するものではない) が観測点を通じた結果引き起こされた急潮によるものと考えられる。

STD 観測の結果から、湾軸中央に沿った断面上の水温鉛直分布の経時変化を Fig.3-4 に示す。調査地点は湾軸中央のみではあるが、急潮に伴う暖水塊の侵入による鉛直分布の変化を明瞭に捉えている。

8 月 8 日の時点では、湾内はかなり密な等温線の間隔を持った成層を形成し、底層には

19℃以下の低温水が存在していた。8 月 9 日から 8 月 11 日にかけて成層が徐々に崩れ約 40m 深まで 22℃等温線 (以下線と略す) が降下し、線の間隔は粗くなった。8 月 12 日から 25℃線が 10m 深付近に現れ、翌 14 日には 30m 深付近まで一気に降下し、同時に上層には 27℃線が楔状に現れた。この時点で、22℃以下の低温水はほぼ湾内から消滅していた。27℃線は 8 月 15 日には 10m 深付近までさらに降下し、湾内表層は全て 27℃台の暖水塊に覆われたが、25℃線は、前日よりやや上層に移動しており底層には 22℃線が再び出現した。8 月 16 日には底層に 21℃以下の低温水が侵入し 22℃線は持ち上がり、上層の暖水塊に阻まれて 35m 深付近に水温躍層が形成された。この 21℃以下の低温水はその後 19 日まで徐々に湾内に侵入したが、25℃線が 20m 深付近に留まったため両者の間の線の間隔は密となり躍層が形成された。

要するに、水温急変現象の発生前に弱い鉛直混合があり、その後 8 月 13 日に現れた 25℃の等温線は 8 月 14 日に発生した急潮に伴う暖水塊の侵入によって一気に降下し、水深 30m 深付近にまで達した。更に、暖水塊の侵入が収まった 8 月 15 日以降は、逆に底層より湾外起源の低温水が湾内に徐々に侵入し、等温線の間隔を狭めながら成層を形成していったと言える。

暖水塊が上層より侵入し、下層より湾内水が流出するパターンは、秋山ほか (1987)、永田 (1982)、四籠 (1986) が述べている暖水塊の侵入による湾内の海水の挙動と同一である。今回の観測では、侵入した暖水フロントの速度が 20~30cm/秒であったこと、下波湾は湾口から湾奥までの距離が 2.8km と短いこと等から、侵入した暖水フロントは 3 時間程度で湾奥部に到達し、STD の調査間隔 (1 回/日) では侵入するフロントを明瞭に捉えることはできなかった。8 月 15 日以降に捉えられた低温水の侵入については、そのフロントが比較的明瞭に捉えられている。この低温水は、8 月 15 日以降徐々に湾内へ侵入しており、暖水塊の侵入より遅い速度で侵入したと推察される。

8 月 19 日の鉛直分布では、22℃以下の低温水が 30m 深付近にとどまっており、急潮発生前の 8 月 8 日の鉛直分布にまでは回復していなかった (Fig.3-4)。Stn. K5 の水温変化を見ると (Fig.3-2)、8 月 8 日の水温は急潮発生後から 4℃以上低下したが、8 月 19 日の水温は急潮発生後からは僅か 1.5℃程度の低下であった。つまり、8 月 19 日の鉛直分布は、低温水が湾内に侵入する途中の過程であり、8 月 8 日の鉛直分布は低温水の侵入がより進んだ時点の鉛直分布と考えられる。また、8 月 8 日の鉛直分布では、22℃の等値線は湾口部では 20m 深付近にあったが、水深が浅くなるに連れて徐々に上昇し、湾奥上層では 10m 深付近に達していた。この鉛直分布から、急潮後に侵入する低温水は、海底地形の影響を受けて湾奥部では湧昇するものと思われる。下波湾での急潮現象は水温の急激な上昇と下降を繰り返している (Fig.3-2)、急潮発生後に観測される水温の低下はこのような低温水の侵入によってもたらされていることが判った。

急潮に伴う暖水塊の侵入とその後の低温水の侵入による湾内の海水交換について考察す



る。8月14日に湾内へ侵入した暖水塊は、上述のように水深30m深付近まで到達し、この時点で湾内水の約3分の2は湾外系水と交換された。今回の水温急変現象はそれほど規模の大きなものではないため、暖水塊の侵入層は30m深付近までであったが、さらに規模の大きなものであれば底層まで暖水塊で被われ、湾内の海水が全て交換されることは十分考えられる。ここで注目すべきは、急潮後に観測された低温水の侵入である。8月15日以降徐々に湾内底層へ侵入した低温水は、8月19日の時点で30m深付近にまで達していた。この低温水の侵入は、8月13日までに起こった底層水流出の数日後に起こっている。湾外に流出した底層水が同じ物理構造のまま湾外で数日間維持されるとは考え難く、侵入した低温水は流出した湾内水が戻ってきたのではなく、湾外水が新たに侵入したものと考えられる。従って、8月19日の時点で25℃以上の暖水と22℃以下の低温水が急潮発生前の湾外水とすれば、8月19日の鉛直分布から、今回の急潮によって湾内の海水は約4分の3が交換されたことになる。この交換量を8月14日までの交換量(約3分の2)とくらべると、わずかの増加しかかのように見えるが、8月14日と8月19日の鉛直分布の違いは顕著であり、底層への低温水の侵入が湾内の物理構造変化に与える影響は大きい。

## 結論

本節では、連日のSTDによる観測から急潮発生時の湾内における水温の鉛直構造変化を捉え、急潮による海水交換過程を検討した。その結果、急潮に伴いFig.3-5に示すような海水交換過程が推察された。すなわち、急潮の発生によって、暖水塊が湾口上層より侵入し、湾内の海水を湾外へ流出させる。急潮後には湾外起源の低温水が下層より侵入し、湾内水温を低下させ、この低温水の侵入も海水交換過程の一つであることが判った。また、急潮後に侵入する低温水は、海底地形の影響を受けて湾奥部では湧昇すると考えられた。

暖水塊の侵入による海水交換はこれまでも指摘されていたが、急潮後の低温水の侵入による海水交換は本研究によって初めて明らかになった事項である。

急潮後の水温の低下は、宇和島湾の観測結果(Takeoka and Yoshimura, 1988)や第2章で述べた宇和海沿岸の全ての観測点で見られ、湾外起源の低温水の侵入は下波湾以外でも起こっていると理解してよい。急潮という現象を論議する上で、水温の急激な上昇のみならずその後の水温低下も含めた一連の過程を把握する必要がある。

## 第2節 植物プランクトンの増殖に与える急潮の影響

宇和海における基幹産業の一つである真珠養殖業は、海域の基礎生産と密接な関わりを持つ産業である。植物プランクトンはアコヤガイの餌となり、アコヤガイの成長や真珠の

品質に大きな影響を与える(和田, 1991)。急潮は「澄み潮」と呼ばれるように湾内の植物プランクトンを激減させる可能性があるため、植物プランクトンを主体とした生物学的側面からその影響を明らかにすることが必要である。

本節では、前節で明らかにした急潮による海水交換過程を考慮しつつ、下波湾における植物プランクトンの増殖と急潮との関係について検討する。

## 調査方法

下波湾における植物プランクトン量の季節変動を明らかにするために、Fig.3-6に示したK5でアコヤガイの平均的な垂下水深である3m層の海水を採取し、グラスファイバーフィルター(Whatman, GF/F)で濾過した後、蛍光光度法(日本海洋学会, 1979)によりクロロフィルa(以下chl.aとする)の分析を行った。調査は1990年7月1日より1991年6月31日の間に行い、この間の測定回数は計186回であった。また、同地点で行われた水温の観測結果(前節参照)のうち、採水時刻に該当する午前9:00の水温を解析に使用した。

下波湾内の6観測点、湾外の3観測点(Fig.3-6)において、1991年7月27日から8月8日の間に連日観測を行った。各観測点では、STD(アレック電子(株)製AST-1000M)により0.5m毎の水温、塩分の観測を行うとともに7月27, 30日, 8月2, 5日には、0.5, 5, 10, 20, 30, 40, 底上1mの各層より北原式採水器を用いて海水を採取し、Strickland and Parsons(1972)に準拠しTRAACS-800によりアンモニア態窒素(以下NH<sub>4</sub>-Nとする)、亜硝酸態窒素(以下NO<sub>2</sub>-Nとする)、硝酸態窒素(以下NO<sub>3</sub>-Nとする)、磷酸塩(以下PO<sub>4</sub>-Pとする)、溶存態珪素(以下Siとする)の測定を行った。また、湾奥のStn.3では、各層より採取した海水1mlを未固定のままSedgwick-Rafter計数スライドを用いて検鏡し、珪藻類の種の同定と細胞密度の計数を行った。さらに、1991年7月27日から8月8日の間、同地点の5m深と40m深に流速計(アンデラー社製RCM-4, アレック電子(株)製ACM-8M)を設置し、流向・流速・水温の観測(10分インターバル)を行った。

## 結果及び考察

Fig.3-7にchl.a濃度の旬別変化と宇和島気象台による降水量の旬別値(愛媛県気象月報, 1990-1991)を示す。chl.aは夏季に高く冬季に低い顕著な季節変動を示した。すなわち、1991年の4月中旬に0.24μg/lの最低値を示した後、6月中旬に3.70μg/lの最高値を示すまでの間、chl.aは徐々に増加した。この間の降水量は4月下旬から徐々に増加し、6月中旬には233mmに達した。この降水量の増加とともにchl.aは増加しており、降雨による



陸水由来の栄養塩類が植物プランクトンの増殖と密接に係わっていると考えられた。

1990年の7月中旬から8月上旬の1ヶ月の間、比較的高いchl. *a*濃度が維持されていたが、その間の降水量はわずか17mmであった。したがって、この期間、湾内には陸水以外に何らかの栄養塩類の供給機構が存在する可能性が示唆された。このchl. *a*濃度の変化について詳細に検討するため、7月19日から9月14日までのchl. *a*と水温の日変化をFig.3-8に示す(但し、8月22日から28日の間は台風の影響によりchl. *a*の測定は行わなかった)。chl. *a*は2週間程度の周期的な変動を持ち、水温の急激な上昇時にchl. *a*は減少し、水温の低下とともにchl. *a*は増加した。この間の水温の急激な上昇は前節で述べたようにいずれも急潮によるもので、黒潮起源の暖水塊が湾内に侵入したためchl. *a*が著しく減少したものと考えられる。一般に黒潮起源の暖水塊は貧栄養であり、湾内は暖水塊の侵入によって植物プランクトンの増殖にとって不適な栄養塩環境となるにもかかわらず、その後の水温の低下とともにchl. *a*は急激に増加した。急潮後に観測される水温の低下は湾外起源の低温水の侵入により引き起こされている(前節参照)ので、湾外起源の低温水の侵入がchl. *a*の増加と密接な係わりを持っていると推測された。

このようなchl. *a*の急激な増加をもたらす機構について、1991年に実施した連続観測結果をもとに検討した。Fig.3-9に観測期間中の流速の測定結果を示す。5m深(以下、上層と言う)の水温は7月28日から8月1日の間に約2.5℃上昇し、海底上1m深(以下、下層と言う)では7月28日から30日の間に約4.5℃の水温上昇が観測された。この水温の上昇時に、上層では南東方向の流れが、下層では北西方向の流れが卓越した。観測点の位置(Fig.3-6)から考えて、この強い流れは湾内上層より侵入し、下層では逆に湾外へ流出していることになる。したがって、7月28日に急潮が発生し、湾内へ侵入した暖水塊は上層を湾奥方向へ流入するとともに、下層では湾内水が湾外へ流出したと推定される。

上層における水温の上昇幅は7月28日から8月1日の間に約2.5℃と小さいが、下層では7月28日から30日の間に約4.5℃の上昇幅を持っていた。宇和海沿岸で過去に観測された急潮の流速は20~30cm/秒程度(Takeoka and Yoshimura, 1988; 前節参照)であるが、今回の観測では瞬間的とはいえ100cm/秒を超える強い流れが観測された。観測期間中に発生した急潮は流速のかなり大きな変化を伴う急潮であった。

急潮による暖水塊の侵入がおさまった後、下層では7月31日頃より水温が低下し始め、8月3日までは顕著な半日周期の変動を繰り返しながら徐々に低下した。上層では、下層の水温低下より2日程度遅れて8月2日頃より低下し始め、8月4日まで徐々に低下した。上層と下層で水温低下の開始時期が異なるのは、低温水が湾外下層より侵入するためである。

STD観測に基づく湾軸中央に沿った定点での水温鉛直分布の変化をFig.3-10に示す。急潮発生直前と推定される7月27日の水温分布では、表層に25℃以上の高温水、底層には19℃以下の低温水が存在し、明瞭な成層が形成されていた。7月30日は強風のため湾

外の観測はできなかったが、急潮の発生により湾内は24℃以上の暖水塊で覆われていた。翌7月31日には25℃以上の暖水塊が20m深まで侵入していたが、この時点で既に24℃の等値線(以下線と略す)が30m深付近まで達しており、湾内に低温水が侵入し始めていたことが判る。8月1日の観測では、この24℃線はさらに20m深にまで達し、底層には前日まで見られなかった22℃以下の低温水が認められた。この低温水の侵入は8月4日頃まで継続しており、湾内の水温低下が湾外起源の低温水の侵入によって引き起こされたことは明瞭である。24℃線を基準として湾内の海水交換について見ると、7月28日に発生した急潮によって7月30日の時点で、湾内水は急潮に伴う暖水塊によってほぼ入れ替り、7月31日以降の低温水の侵入によって、再び湾内水の大部分が湾外起源の海水によって入れ替わったと考えられる。この低温水の侵入も前節で述べたように、急潮の発生から数日後に起こっているの、一旦湾外に流出した湾内水が再び戻っている可能性は低く、この連続観測期間中に、この湾では2回にわたって急激な海水交換が行われたことになる。

湾軸中央の測線における栄養塩濃度の鉛直分布の変化をFig.3-11に示す。7月27日には典型的な夏季の成層期における鉛直分布が見られ、NO<sub>2</sub>-N+NO<sub>3</sub>-N、PO<sub>4</sub>-P及びSiは上層で低く、下層で高い値を示した。一方、NH<sub>4</sub>-Nについては、8月2日の鉛直分布で、Stn.3、Stn.5及びStn.8の上層で6μMを超える高濃度のNH<sub>4</sub>-Nが認められるなど、他の栄養塩類の鉛直分布とは大きく異なっていた。これらの測点付近には魚類養殖筏が密集しているの、NH<sub>4</sub>-Nは湾内で富まれている魚類養殖の影響を強く受けたものと判断される。急潮発生後の7月30日の観測では、NH<sub>4</sub>-Nを除き湾内全層で栄養塩濃度は著しく低下した。しかしながら、8月2日の観測では、栄養塩濃度は7月30日に比べて著しく増加しており、NO<sub>2</sub>-N+NO<sub>3</sub>-Nは急潮発生前の7月27日の濃度に回復していた。PO<sub>4</sub>-P及びSiについても、湾奥上層では急潮発生前の7月27日よりその濃度が増加していた。8月5日の観測では、8月2日と比較して栄養塩類の濃度分布に大きな変化は認められないが、上層でその濃度が全体に低下し、その一方で湾内下層には0.6μMを超える高い濃度のPO<sub>4</sub>-Pや10μMを超えるSiが認められた。

これら栄養塩濃度の分布及びその時間変化を水温のそれと比較・検討すると、急潮の発生により湾内が暖水塊で覆われた7月30日には、栄養塩濃度は全層で極めて低く、侵入した暖水塊が貧栄養の海水であったことは明らかである。また、8月2日の著しい増加は、7月31日以降に湾外起源の低温水が侵入していることから、低温水の侵入に起因するものと推察される。8月5日に湾内下層で観測された0.6μMを超えるPO<sub>4</sub>-Pの存在は同地点のNH<sub>4</sub>-NやSi濃度もやや高い値を示していることから、底泥からの栄養塩類の溶出による可能性も考えられる。しかし、8月2日の観測では、NH<sub>4</sub>-Nが底層で高い値を示しているの、8月2日の栄養塩濃度の回復については、高濃度の栄養塩類を含んだ湾外起源の低温水そのものが湾内に侵入した結果と考えた方がよい。

一方、7月30日から8月4日の間の水温鉛直分布を見ると、7月30日に湾内底層に存在していた23℃の等値線が8月4日には湾奥上層の10m深付近に達している。この間、22℃以下の湾外起源の低温水は徐々に湾内へ侵入しており、そのため底層水が湾奥上層に持ち上げられた可能性がある。急潮後に侵入する低温水は海底地形の影響により湾奥上層では湧昇するので（Fig.3-4）、湾奥上層で8月2日、8月5日に観測された高濃度のSiは、低温水の侵入によって上層に持ち上げられた底層水の影響によると推察される。

急潮が湾内底層の栄養塩類を上層に供給する機能を持つことは、既に宇和島湾で指摘されている（川端・佐竹，1992）。彼らは、この機能を底泥から溶出した栄養塩類を上層に供給する栄養塩類のポンプアップ機能と呼び、湾外起源の低温水そのものによる栄養塩類の供給を否定していた。しかし、本観測の結果から、急潮後に観測される湾外起源の低温水の侵入が、栄養塩類のポンプアップ機能とともに、低温水そのものによる栄養塩類の供給機能を併せ持つことが判った。

ここで、この急潮後の低温水による栄養塩類の供給と植物プランクトンの増殖についてStn.3での珪藻類の観測結果を含めて更に検討してみる（Fig.3-12）。なお、観察された植物プランクトンのうち *Chaetoceros* spp., *Leptocylindrus danicus*, *Skeletonema costatum*, *Pseudonitzschia* spp. を主体とした珪藻類が常に全細胞数の80%以上を占めて卓越していたので、ここでは珪藻類の密度変化のみを示した。まず水温分布の変化から、急潮によって一旦底層まで24℃以上の暖水塊によって覆われ、その後、低温水の侵入とともに徐々に成層が形成されたことがわかる。栄養塩濃度は魚類養殖の影響を受けていると推定されるNH<sub>4</sub>-Nを除けば水温と負の相関関係にあり（Fig.3-13）、栄養塩濃度の回復が低温水の侵入によることを示している。一方、珪藻類の密度変化を見ると、急潮に伴う暖水塊の侵入によって珪藻類は完全に消失していないが、その後、8月2日までは徐々にその密度が低下した。これは、急潮による暖水塊の侵入によって湾内が貧栄養化し、珪藻類の増殖が制限されたため、あるいはその後の低温水の侵入により珪藻類を含む湾内海水が湾外に押し出された結果と思われる。8月3日に珪藻類が20m以浅で急激に増殖し、翌8月4日には全層で10<sup>6</sup>cells/mlを超えた。8月5日、6日には珪藻類の増殖は上層に限られたが、翌8月7日には再び全層で10<sup>6</sup>cells/ml以上に増加した。この珪藻類の細胞密度と栄養塩濃度の関係を見ると（Fig.3-14）、両者の間にはNH<sub>4</sub>-Nを除いて負の相関が認められ、特にSi濃度との間で相関が高い。8月3、4日及び8月6、7日には、Si濃度は全層で低い値となっているが、対照的に珪藻類は顕著な増殖を示している（Fig.3-12）。これは珪藻類の増殖によってSiが摂取されたことを示しており、低温水の侵入によって供給された栄養塩類、なかでもSi濃度が、湾内の珪藻類の増殖にとって極めて重要な意味を持つと推察される。この間の珪藻類の組成変化は、珪藻類の増殖機構を論じる上で重要な事項であるが、この点に関しては第5章であらためて検討する。

## 結 論

本節では、急潮による海水交換過程を考慮しつつ、珪藻類の増殖と急潮の関係を栄養塩供給の面から検討した。その結果、急潮は暖水塊の侵入によって一旦は湾内を貧栄養化させるが、急潮後の低温水の侵入が湾内に栄養塩類を供給し、上層に移送する栄養塩類の供給機能を持つことが判った。下波湾において、夏季にchl. *a* が比較的高い値を示すこと（Fig.3-7）や水温の低下と連動してchl. *a* が急激に増加する（Fig.3-8）のは、このような急潮後の低温水の侵入による栄養塩類の供給機構が効果的に機能しているためと考えられる。

急潮は宇和海沿岸一帯では夏季に周期的に発生しており（Fig.2-2～Fig.2-6）、下波湾と同様の栄養塩類の供給機構が他の湾でも起こっている可能性がある。第1節で述べたように低温水の侵入も急潮という一連の現象の一つと捉えるならば、宇和海沿岸域の植物プランクトン、特に珪藻類の増殖機構の一つとして急潮は極めて重要な役割を果たしているといえる。



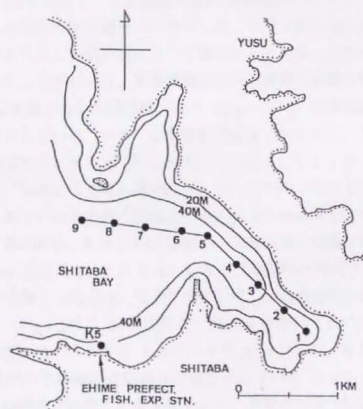
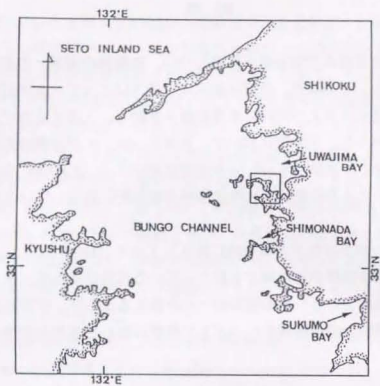


Fig. 3-1 Observation stations in Shitaba Bay(lower panel) in the Bungo Channel (upper panel) from 8 to 20 August in 1990.

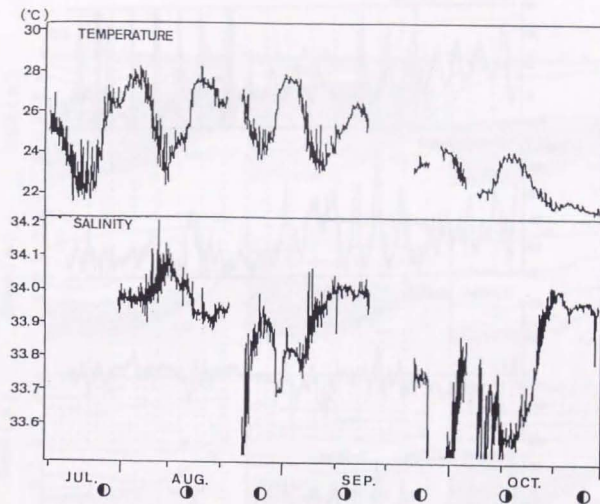


Fig.3-2 Water temperature and salinity at 3m depth at Stn.K5 from 18 July to 31 October in 1990.

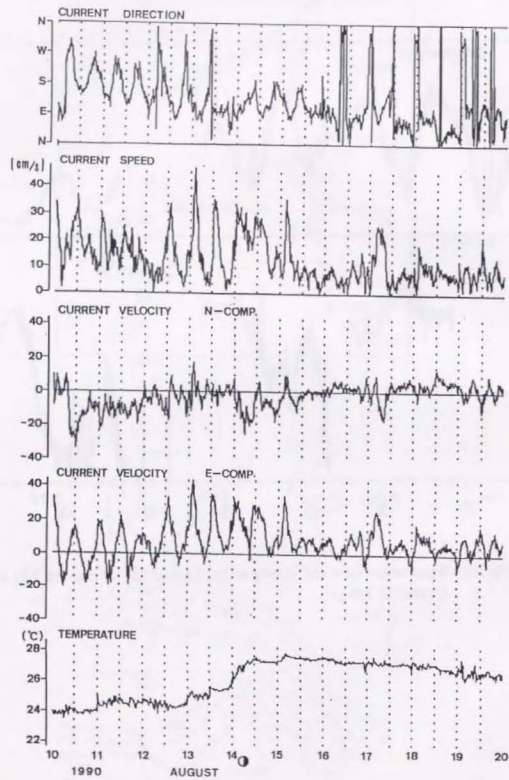


Fig.3-3 Raw records of current direction, speed, north and east component of the current velocity, and water temperature at 5m depth at Stn.9 from 10 to 20 August in 1990.

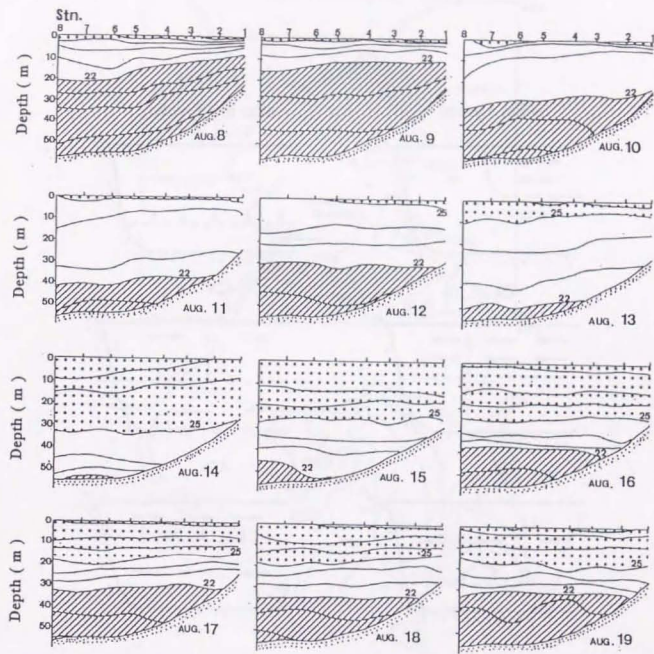


Fig.3-4 Changes in vertical distribution of water temperature observed by STD along the center line of Shitaba Bay(see Fig.3-1) from 8 to 19 August in 1990. Dotted part denotes the warm water mass with temperature higher than 25 °C accompanied by *Kyūcho*. Shaded parts indicate the cold water with temperature lower than 22 °C.



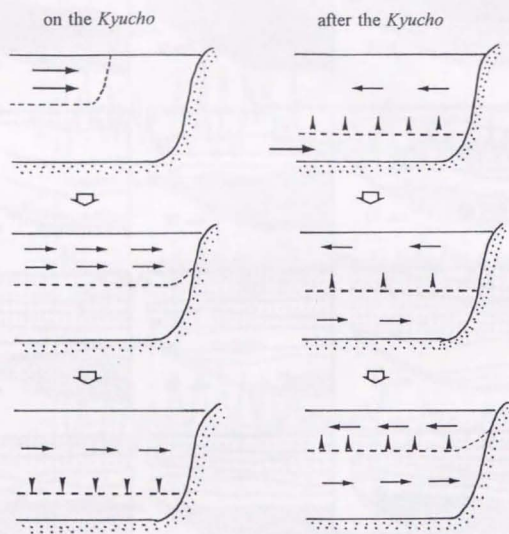


Fig.3-5 Schematic representation of the water exchange processes caused by *Kyuchō* in Shitaba Bay.

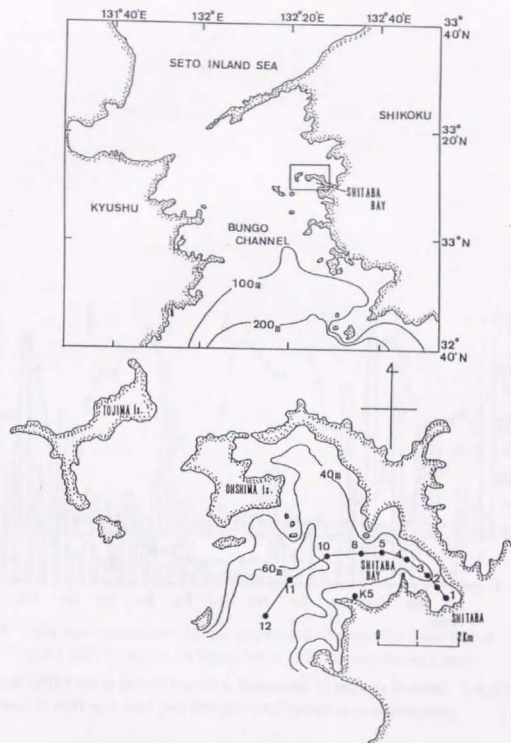


Fig.3-6 Map of the monitoring stations in Shitaba Bay from 30 July to 8 August in 1991.

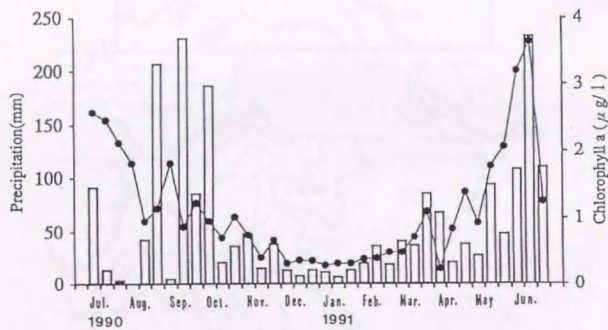


Fig.3-7 Seasonal changes of chlorophyll *a* (closed circles) at Stn.K5(5m depth) and precipitation over 10-day intervals(solid bar) from July 1990 to June 1991.

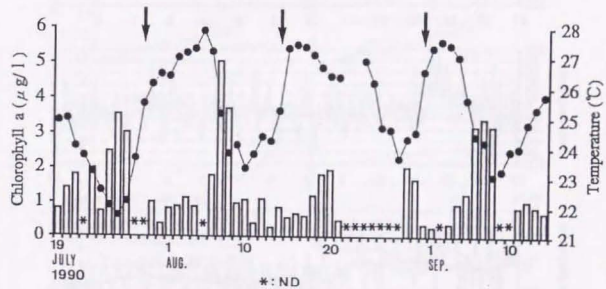


Fig.3-8 Daily water temperature (closed circles) and chlorophyll *a* (solid bar) at Stn.K5 from 19 July to 14 September in 1990. Arrows denote *Kyucho* events.



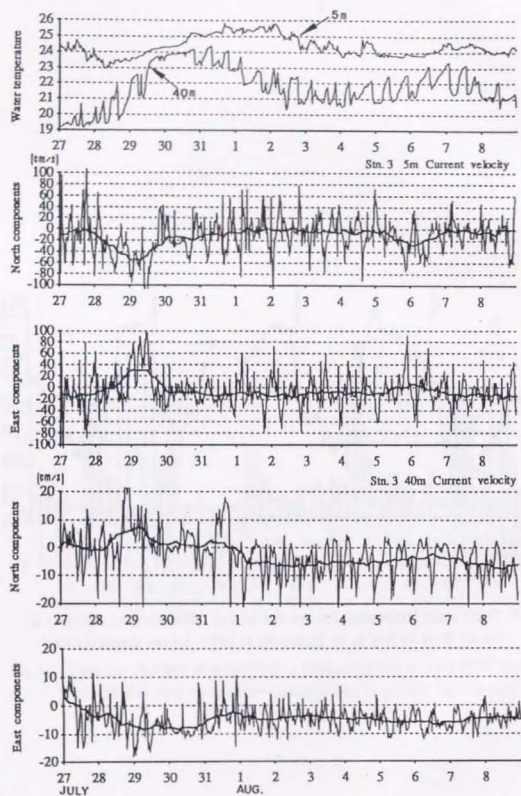


Fig.3-9 Records of water temperature , north and east components the current velocity at Stn.3(5m and 40m depth) from 27 July to 8 August in 1991. Thick lines indicate the current velocities filtered by 25 hours running mean.

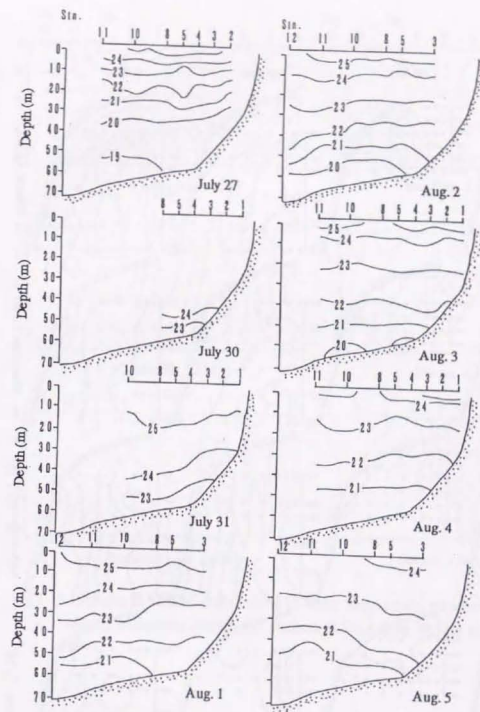


Fig.3-10 Vertical distributions of water temperature along the center line of Shitaba Bay(see Fig.3-6) from 27 July to 5 August in 1991.

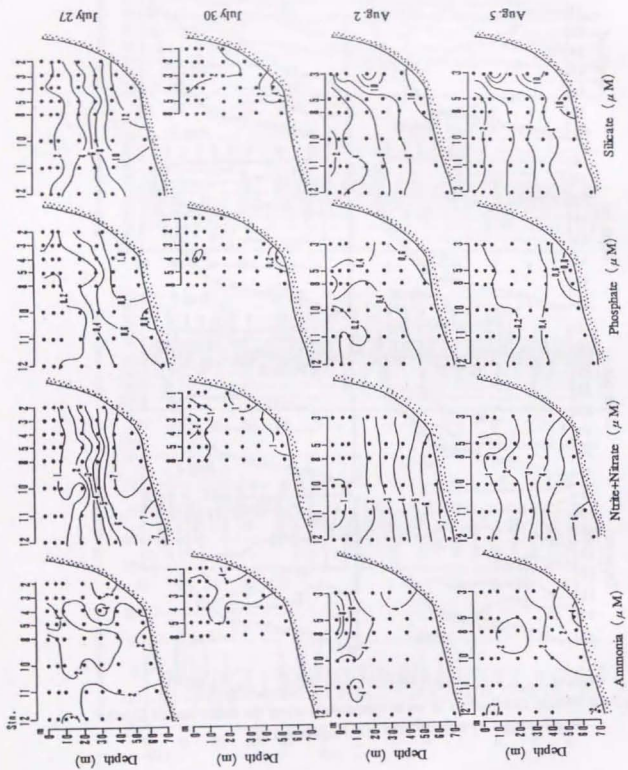


Fig.3-11 Vertical distributions of ammonia, nitrite+nitrate, phosphate and silicate along the center line of Shiabha Bay(see Fig.3-7) from 27 July to 5 August in 1991.

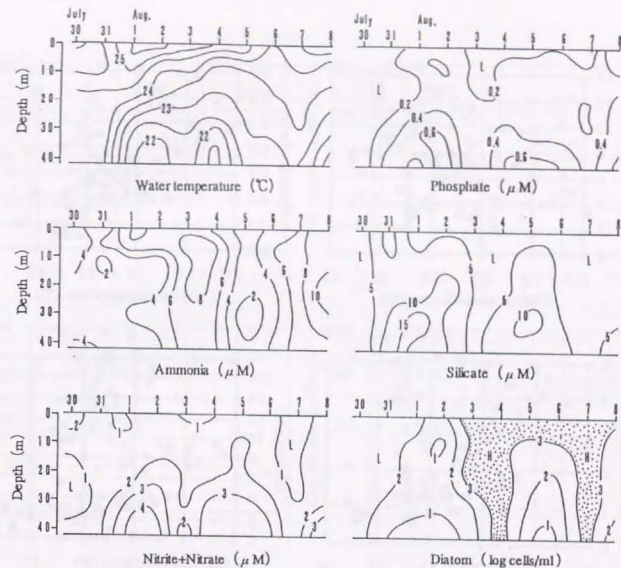


Fig.3-12 Changes in vertical distributions of water temperature, ammonia, nitrite, nitrate, phosphate, silicate and diatoms at Stn.3 from 30 July to 8 August in 1991.



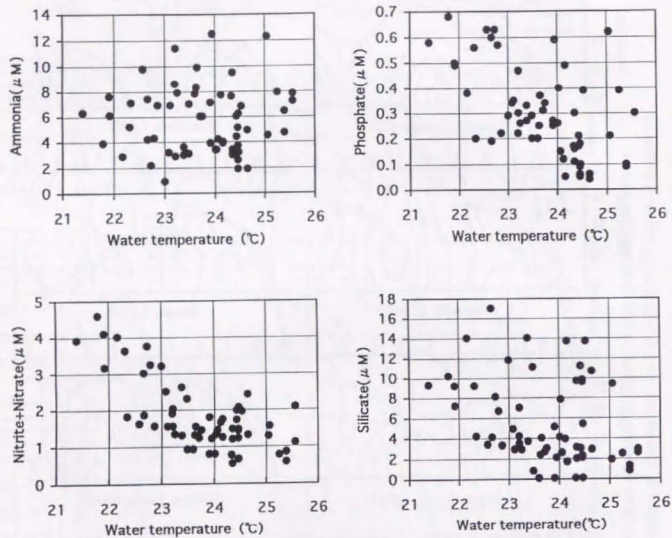


Fig.3-13 Relationships between water temperature and nutrient concentration at Stn.3.

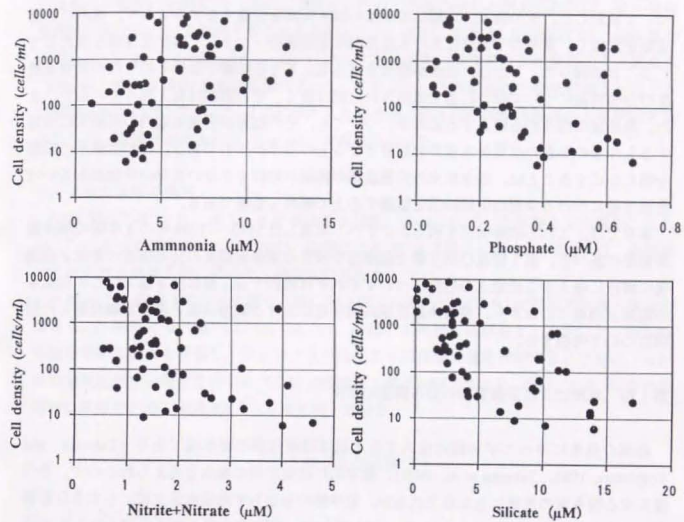


Fig.3-14 Relationships between nutrient concentration and diatom cell density at Stn.3.

#### 第4章 急潮後に侵入する低温水の起源

第3章では、急潮が宇和海沿岸の内湾域に与える影響を下波湾における観測結果等に基づいて検討した。その結果、急潮は沿岸域の海水交換を促進するのみならず、湾内に栄養塩類を供給し、夏季の宇和海における珪藻類増殖機構の一つとして重要な役割を果たしていることが判った。しかし、急潮が豊後水道全域に与える影響や急潮そのものの栄養塩濃度の分布構造についてはこれまで観測された例は無く、その実態は良く判っていない。また、急潮後に湾外から侵入する低温水についても、その起源が豊後水道内の底層水に由来するものなのか或いは豊後水道外を起源とするものなのか不明である。この低温水の起源を明らかにすることは、陸水由来の栄養塩類の供給が期待できない夏季の宇和海あるいは豊後水道における栄養塩供給機構を論議する上で極めて重要である。

本章では、これらの疑問点を明らかにすべく実施した1992～1994年の3年間の海洋観測結果に基づき、第1節及び第2節で急潮発生前後の栄養塩濃度の分布構造の変化と急潮後に湾内に侵入する低温水の起源についてそれぞれ検討する。更に第3節ではこの低温水の起源と関連づけながら、豊後水道陸棚斜面付近における底層水温と黒潮流軸変動との関係について考察する。

##### 第1節 急潮による栄養塩類の分布構造の変化

急潮の発生に伴って宇和海に侵入する水塊は黒潮起源の暖水塊であり (Takeoka and Yoshimura, 1988, Takeoka *et al.*, 1993), 基本的には貧栄養の海水と考えられるので、その侵入する暖水塊の規模にも左右されるが、沿岸域のみならず豊後水道全域にも大きな影響を与えるものと考えられる。そこで、1992年には、宇和海に侵入する急潮そのものの栄養塩濃度の分布構造を明らかにすることを目的として観測を実施した。また、1993年は、下波湾と豊後水道中央域との間に設定した測線において、急潮発生前後の栄養塩濃度の分布構造の時間変化を捉えるべく観測を行った。

##### 調査方法

###### 1. 1992年の観測

1992年は試験船“よしゆう”によって7月23, 24, 25日の計3回観測を実施した。観測の測線及び測点を Fig. 4-1 及び Fig. 4-2 に示す。各測点では STD を用いて 0.25m 間隔で水温・塩分を最大水深 250m まで測定するとともに、0, 10, 20, 50, 75, 100, 150m を基準層としてナンセン転倒採水器を用いて海水を採取し、栄養塩類の測定 (分析方法は第3章と同様) を行った (観測点の水深が基準層に達しない場合は底上 5 m 層を採取し、最

大は 150m 層とした)。

7月23日の観測は、豊後水道南部海域から黒潮域に至る測線 (Fig. 4-1) における急潮発生以前の栄養塩濃度の分布構造を明らかにすることを目的として行ったもので、7月24日は前日の観測の帰路に同じ測線上で調査を行って急潮の発生が認められれば、その栄養塩構造の変化について検討することを目的とした。なお、7月24日の測点 B1～B6 はそれぞれ7月23日の測点 A6～A1 に該当する。また、愛媛県水産試験場地先の観測点 (Fig. 3-1, K5) における水温観測によって、7月24～25日にかけて急潮が発生したことが確認されたので、7月25日には侵入した暖水塊そのものの栄養塩濃度の分布構造を調べるため、豊後水道中央付近 (Fig. 4-2) で観測を行った。

###### 2. 1993年の観測

1993年は7月23日, 30日, 8月6日の3日間, Fig. 4-3 に示した測線上で試験船“よしゆう”によって観測を行った。なお、急潮は7月29日に発生したので (Fig. 2-4), 各観測はそれぞれ急潮発生前, 発生中, 発生後に当たる。

各測点では STD (アレック電子 (株) 製 ACL-200) を用いて 0.1m 間隔で水温・塩分を測定した。同時に 0, 10, 20, 30, 50, 75, 海底上 5 m 深を基準層としてナンセン転倒採水器を用いて海水を採取し、ウィンクラー法により溶存酸素量を測定するとともに、各試水の栄養塩濃度の測定を行った (分析方法は第3章と同様である)。なお、7月30日の観測では強風のため、測点 K4～K6 は欠測となった。

##### 結果及び考察

###### 1. 1992年の観測

7月23 (測線 A), 24日 (測線 B), 25日 (測線 C) の各測線の鉛直断面における水温・塩分・密度・栄養塩類の分布を Fig. 4-4～Fig. 4-7 に示す。

7月23, 24日の観測結果 (Figs. 4-4, 4-5) は、両日とも南から北に暖水が張りだした形の海洋構造を示し、そのパターンに大きな違いは認められなかった。栄養塩類の断面構造も水温断面のパターンと良く一致しており、上層では極めて低い値が観測され、黒潮の影響を強く受けているものと推測された。また、黒潮に近づくに従って (Fig. 4-4 の A7～A8 付近に黒潮フロントが存在していた), その貧栄養の海水の厚さが徐々に増加した。7月24日の測点 B1～B3 における下層の栄養塩濃度は7月23日の同じ測点での観測値よりやや高くなり、DIN では7月23日には見られなかった  $12 \mu\text{M}$ ,  $\text{PO}_4\text{-P}$  では  $0.8 \mu\text{M}$ , Si では  $15 \mu\text{M}$  の等値線が出現し、下層の栄養塩濃度が増加した。両日の水温断面における下層の水温変化を見ると、7月23日に比べて7月24日の観測では下層の低温水の厚みがやや増していた (Figs. 4-4, 4-5)。このことは下層の栄養塩濃度の増加が低温水の侵入に起因し



たことを示唆している。この点は豊後水道への栄養塩供給に関する問題として次節で詳細に検討する。

7月25日に観測したC9～C15の断面図 (Fig.4-6) から、豊後水道の東岸沿いに急潮に伴う暖水塊の侵入があったことが判る。この暖水塊の境界は顕著なフロントが形成されたC10付近に存在し、暖水塊の厚みは水温21℃線を基準として考えると30～40m程度と推測された。栄養塩濃度の断面も水温断面とほぼ同じパターンを示し、C10付近の境界には水温フロントと同様の栄養塩類のフロントが形成されていた。暖水塊の基準とした水温21℃線は栄養塩濃度ではDINで2μM, PO<sub>4</sub>-Pで0.2μM, Siで3μMの等値線とそれぞれ一致しており、侵入した急潮が貧栄養の暖水塊であったことが判る。岸よりの貧栄養の暖水塊の厚みは50m程度まで増加しており、これによって東岸域の内湾が貧栄養の海水によって覆われてしまう可能性がある。C6～C1の断面 (Fig.4-7) においても、急潮による貧栄養の暖水塊の侵入が確認できる。

以上のように、急潮によって侵入する暖水塊は貧栄養であり、湾内のみならず宇和海全域の栄養塩環境に極めて大きな影響を与えていることが判った。

## 2. 1993年の観測

1993年7月23日, 30日及び8月6日にStn.6～Stn.K6 (Fig.4-3) で観測された水温・塩分・密度・栄養塩類の鉛直断面分布をFig.4-8～Fig.4-10に示す。また、同じく溶存酸素量・酸素飽和度の鉛直断面分布をまたもFig.4-11に示す。

7月23日の水温断面図 (Fig.4-8) から明らかなように、7月末の宇和海としては異常に低い水温が観測されており、測点K6の底層には13℃以下の低温水が存在していた。これは第2章でも述べたように、6月から7月にかけて豊後水道内に水道外の陸棚斜面水と思われる冷水の侵入が大規模に見られたため (兼田ほか, 1996) と考えられる。測点K6の底層には高濃度の栄養塩類が観測されており、侵入した冷水は高い栄養塩濃度を持っていた。一方、上層では由良半島沖の測点K3～K4間にフロントが形成され、そのフロント以南に貧栄養の暖水塊が認められたが、この19℃以上の暖水塊はレンズ状に分離した状態で存在していたにすぎない。この貧栄養の暖水塊を除けば、断面上の栄養塩濃度はいずれも通常宇和海で観測される値よりかなり高く、侵入した冷水は豊後水道全体の栄養塩環境に大きな影響を与えたものと推測される。

次に急潮発生直後の7月30日の観測結果 (Fig.4-9) について検討する。荒天により測点K4以南は観測できていないが、測点K3より岸側は殆どが急潮に伴う暖水塊によって覆われていた。塩分は7月23日と比較して0.5psu程度低下し、栄養塩濃度も著しく低いことから、侵入した暖水塊が高塩分・貧栄養の水塊であったことが判る。なお、測点K6～K10付近の上層で高濃度の栄養塩類が観測されたが、これはこの付近に顕著な塩分フロントが形成されていることから、調査前日 (7月29日) の著しい豪雨による陸

水由来の栄養塩類を捉えたものと考えられる。

なお、急潮に伴う暖水塊の侵入時に塩分が低下するという観測結果は宇和島湾 (Takeoka and Yoshimura, 1988) や下波湾 (第3章参照) でも認められる。この点は暖水塊の形成機構に関する興味深い問題であるが、現時点ではその原因はよく判らない。

8月6日には、Fig.4-10に示したように、7月30日の観測結果 (Fig.4-9) と比較して、水温が低下し、塩分は上昇した。この水温低下の原因は測点K3以南の豊後水道中央海域の底層から岸側に低温・高塩分の水塊が供給されたことによると考えられる。また、栄養塩濃度も顕著に回復しており、その分布パターンは水温断面と良く一致していた。これらの結果は栄養塩類が豊後水道中央海域底層に起源を持つ低温水の侵入によって供給されたことを示しており、第3章で述べた急潮後の湾内の栄養塩環境の回復と同様の現象が沿岸域と豊後水道中央域の間でも起こっていることを示唆している。つまり、前節で湾外起源としていた急潮後に湾内に侵入する低温水は、豊後水道底層の低温水である可能性が高い。夏季の豊後水道底層には、深層水の陸棚湧昇によると推測される底部陸棚斜面水が存在しており (松田ほか, 1995; 橋本ほか, 1995)、この低温水の起源は水道の更に外域に存在するのかもしれない。

ところで、急潮の養殖魚介類への影響として、侵入する暖水塊あるいは急潮後の低温水が貧酸素水塊であることが懸念されている。宇和海内湾で貧酸素水塊が観測されることは稀であるが、急潮に伴う酸素濃度の変化を観測した例はない。しかしながら、観測期間中の溶存酸素量の変化 (Fig.4-11) を見ると、測点K6の下層に3.5ml/l以下の酸素飽和度60%以下の値が観測されていることを除けば、溶存酸素量は概して大きく、急潮発生時に侵入する暖水塊やその後湾内に侵入する低温水自体が貧酸素水塊である可能性は少ないと言える。

## 第2節 陸棚斜面からの栄養塩供給

前節で検討した1992, 1993年の観測結果から、急潮後に観測される低温水の侵入が単に湾外起源の栄養塩類を湾内に供給するという宇和海沿岸域での機能にとどまらず、豊後水道外から栄養塩類を水道内部に供給している可能性が示唆された。

一般に黒潮やメキシコ湾流等の沿岸境界流に面する陸棚斜面付近では、低温水の湧昇現象がしばしば観測されている (Atkinson, 1977; Lee and Atkinson, 1983; Matsuda *et al.*, 1989; Itoh *et al.*, 1994)。また、この湧昇した低温水は時には陸棚内部に侵入することがあり、Atkinson (1977) はこの低温水の侵入現象を“bottom intrusion”と呼んでいる。本研究の対象である豊後水道の陸棚斜面付近においても、同様の低温水の湧昇現象が存在することが報告されており (柳ほか, 1987; 松田ほか, 1995; 橋本ほか, 1995)、湧昇した低温水の水道内部への侵入が、豊後水道全域の水温を低下させた可能性 (兼田ほか, 1996) も示



唆されている。湧昇する低温水は栄養塩類が豊富であり、陸棚域における栄養塩類の主要な供給源であるとされる (Lee and Atkinson, 1983; Atkinson *et al.*, 1982; Atkinson *et al.*, 1984; Itoh *et al.*, 1994)。

1993年の観測では観測点を豊後水道陸棚斜面付近に設定しておらず、また悪天候によって不十分な観測となっており、低温水の起源について十分な検討ができなかった。本節では、下波湾から豊後水道陸棚斜面付近までの観測線及び豊後水道を東西に横断する観測を設定した1994年の観測結果に基づき、急潮後に侵入する低温水と陸棚斜面付近に存在すると考えられる低温水の関係を明らかにすることを試みる。

### 調査方法

観測は1994年7月27日, 29日, 8月1日, 8月3日, 8月4日及び8月5日の6日間, Fig. 4-12に示す南北測線 (L-line) で試験船“よしゆう”によって実施した。7月27日及び8月4日には、東西測線 (C-line) の観測も併せて実施した。各測点ではSTD (アレック電子 (株) 製 ACL-200) を用いて0.5m間隔で水温・塩分を測定した。同時に0, 10, 20, 30, 50, 75m及び海底上5m深を基準層としてナンセン転倒採水器を用いて海水を採取し、栄養塩濃度の測定 (測定方法は第3章と同様) を行った。また、愛媛県水産試験場地先の観測点 (Fig. 3-1, K5) における-3m層のクロロフィルa濃度及び日平均水温の値も併せて解析に使用した。

急潮は8月1～3日にかけて発生したので (Fig. 2-5), 一連の観測は急潮発生前から発生後における豊後水道の海洋構造変化を的確に捉えている。

### 結果及び考察

#### 1. 低温水の侵入

Fig. 4-12に示した南北測線 (L-line) で実施した観測結果のうち、水温、DIN, PO<sub>4</sub>-P, Silicateの測線上の鉛直分布変化をそれぞれ Fig. 4-13, Fig. 4-14, Fig. 4-15, Fig. 4-16に、東西測線 (C-line) の水温及びSilicateの鉛直分布変化を Fig. 4-17に示す。図中20℃以下 (水温), 6μM以上 (DIN), 0.4μM以上 (PO<sub>4</sub>-P), 8μM以上 (Si) にはそれぞれ陰影を施している。なお、調査期間中の測線上における塩分の変化は水温変化と比較して小さく、密度の分布はほぼ水温の分布で決まっているので、ここでは水温分布のみを示す。

Fig. 4-13に示した水温鉛直分布変化のうち、上層の26℃以上の暖水塊に注目すると、7月29日にStn. 7以南に存在していた厚さ20m程度の暖水塊は8月1日には下波湾口部 (Stn. 12) に到達し、8月3日にはその厚みは30m以上に達していた。この下波湾口部における暖水塊の厚みは第3章で示した下波湾内における典型的な急潮発生時の水温鉛直

分布変化 (Fig. 3-5, Fig. 3-11) と比較するとやや薄く、湾内の水温変化も顕著ではないが (Fig. 4-18), 暖水塊の侵入によって湾内の水温が上昇したことは明らかであり、急潮が発生したものと推定できる。

この間の底層水温の変化に注目すると (Fig. 4-13), 明瞭な低温水の侵入現象が捉えられている。20℃以下の低温水 (図中陰影部) は7月29日にはStn. 3付近の陸棚縁で明瞭な凸状の水温構造をもって存在していた。この陸棚縁付近の水温構造は柳ほか (1987) や松田ほか (1995) が指摘している陸棚斜面由来の低温水の湧昇による水温構造に酷似しており、陸棚斜面水がStn. 4付近の陸棚縁で湧昇したものと考えられる。この低温水の先端部は徐々に豊後水道内部に侵入し、8月4日には下波湾口 (Stn. 12) 付近に到達した。潮流の卓越する豊後水道では、底層水の位置が潮汐によって移動する可能性があり、橋本ほか (1995) は豊後水道における底層水の潮汐による移動距離が潮流の1振幅間で約10マイル程度であることを報告している。本観測の結果明らかになった低温水の移動距離は低温水の先端位置から計算すると7月27日から8月5日の間に約17.5マイルであり、(Fig. 4-13), 潮汐による影響のみではこの移動距離を説明することができない。従って、この低温水の侵入は陸棚縁付近で湧昇した陸棚斜面由来の低温水そのものが水道内部に侵入したものと考えられる。

Atkinson (1977) は、陸棚斜面を這い上がった深層水が陸棚上の底層を侵入する現象を“bottom intrusion”と称している。本観測で明らかになった低温水の侵入もこの“bottom intrusion”の一種と考えられるが、その詳細な力学機構は今後の検討課題である。

次に、東西測線の水温鉛直分布変化 (Fig. 4-17) を見ると、急潮発生前の7月27日の鉛直分布では、40m程度の厚みを持った24℃以上の暖水塊が豊後水道東岸域 (四国側) に張り付いた形で存在し、豊後水道西岸域 (九州側) のStn. 19～Stn. 15間には明瞭な水温フロントが形成されていた。また、測線上には20℃以下の低温水は全く認められなかった。急潮発生後の8月4日の鉛直分布では、24℃以上の暖水塊の厚みは7月27日と比較するとかなり薄くなり、九州側に存在した水温フロントは消滅していた。底層には20℃以下の低温水が30～40mの厚みを持って水道内部に侵入し、豊後水道底層全域を覆っていた。急潮に伴う上層の暖水塊は主として豊後水道東岸域に沿って侵入する (Takeoka *et al.*, 1993) のに対して、低温水は豊後水道全域に侵入していることが判る。

調査期間中における豊後水道の底層水温はこの低温水の侵入によって少なくとも3～4℃程度低下した (Fig. 4-13, Fig. 4-17)。またこの低温水の侵入とほぼ時期を同じくして上層では急潮に伴う暖水塊が侵入しており、期間中の豊後水道の成層状態は劇的に変化した。東西測線の水温鉛直分布を見ると (Fig. 4-17), 上層と底層の水温差は7月27日には約5℃であったが、低温水侵入後の8月4日には約10℃と著しく増加した。本観測期間中に発生した急潮では、上層の暖水塊の侵入と底層の低温水の侵入という2つの現象が並行して起こり、豊後水道における海洋構造に極めて大きな影響を与えたことが判る。



栄養塩濃度の分布変化 (Fig.4-14, 4-15, 4-16, 4-17) は水温分布変化と極めてよく一致した。すなわち、栄養塩類に富んだ低温水は、7月27日には陸棚縁付近に水温と同様に凸状の構造を示したが、徐々に水道内部に侵入し、8月3日～5日にかけて下波湾口底層付近にまで到達した。したがって、この低温水の侵入によって、陸棚斜面由来の栄養塩類が豊後水道内部に供給され、その影響が下波湾にまで及んでいたと推定される。

これらのことから、第3章で湾外起源としていた急潮後の低温水は、その起源が陸棚縁付近で湧昇した陸棚斜面水であると推定された。また、この低温水は豊後水道底層全域を覆う形で水道内部に侵入しており、宇和海沿岸の内湾のみならず豊後水道全域に栄養塩類を供給しているものと考えられる。

## 2. 下波湾における水温・クロロフィル a 濃度の変化

前項で観測された陸棚斜面由来の低温水の侵入が下波湾の植物プランクトンの増殖に与えた影響を検討するため、測点 K5 における水温及びクロロフィル a 濃度の変化を Fig.4-18 に示す。調査期間中に、5回の急潮が発生しており、7月19日に発生した急潮を除けば、いずれも急潮による水温の上昇の後、水温は徐々に低下したことが判る。一方、クロロフィル a 濃度は水温の低下とともに増加しており、第3章で明らかにした低温水の侵入による栄養塩類の供給機構が調査期間中も周期的に機能していたと推定される。なお、7月30日～8月1日の間は、水温が低下していないにも関わらずクロロフィル a 濃度が増加したが、松山地方気象台 (1994) によれば、このクロロフィル a 濃度の増加の直前、7月25日～27日に7月中の総降水量の約90%に達する77mmの降雨が観測されていることから、大量降雨による陸水由来の栄養塩類の供給がクロロフィル a 濃度に影響を与えたものと考えられる。しかし、8月2日には急潮の発生による暖水塊の侵入によってクロロフィル a 濃度は急速に低下しており、陸水由来の栄養塩類が下波湾の植物プランクトンに与える影響は比較的小さいことを示唆している。

8月2日に発生した急潮による水温変動はそれ以外の急潮による水温変動と比較して水温差が小さいが、これは7月19日に発生した急潮の後に湾内水温が低下しなかったことによるものである。水温上昇のピークは8月4日であり、その後8月5日には水温が低下し始め、クロロフィル a 濃度も水温の低下とともに増加している。この水温の低下は前項で指摘したように、陸棚斜面由来の低温水が湾内に侵入した結果であり、高濃度の栄養塩類を含んだ陸棚斜面由来の低温水が7月27日から8月5日の間に豊後水道内部に、また8月3日～5日頃には下波湾内に侵入したものと推定される。その結果、下波湾の水温低下とともに栄養塩類が供給され、それが植物プランクトンの増殖を促進し、クロロフィル a 濃度が増加したのと考えられる。

## 3. 栄養塩類の移送量の見積

本項では低温水の侵入により豊後水道内部に侵入した栄養塩量を推定することを試みる。推定に際しては、7月27日の時点で水道内部に殆ど認められなかった20℃以下の低温水 (Fig.4-13中に陰影を施した部分、以下低温水) を指標とし、陸棚縁である Stn. 4より北側に侵入した低温水の体積を計算した。従って、計算可能な調査日は7月27日、7月29日、8月3日、8月5日の4回である。この低温水は Fig.4-17に基づいて豊後水道内部には期間中全て同じ厚みで侵入していたと仮定した。調査期間中に得られた各層の栄養塩濃度と水温の関係を検討したところ、Fig.4-19に示した対応関係が認められた。そこで、STD によって得られた1mピッチの水温値を栄養塩類濃度に換算し、その総量を求めた (Table 4-1)。

陸棚縁を通して水道内部に侵入した低温水は7月27日～8月5日の間の9日間に27km<sup>3</sup>となり、平均すると3km<sup>3</sup>/dayの低温水が期間中に水道内部に侵入したことになる。それぞれの観測期間の1日当たりの低温水の侵入量は7月27日～7月29日の間が6.5km<sup>3</sup>/day、7月29日～8月3日の間が2.0km<sup>3</sup>/day、8月3日～8月5日の間が3.0km<sup>3</sup>であり、7月27日～7月29日の間が最も大きな値を示した。1日当たりの栄養塩類の侵入量が最も大きな値を示したのは8月3日～8月5日の間であり、DINで477ton/day、PO<sub>4</sub>-Pで473ton/day、Siで1131ton/dayとなった。これはこの間に、より低温の16℃以下の低温水が陸棚縁から水道内部に侵入した (Fig.4-13) ことによるものである。調査期間中の7月27日から8月5日の間に発生した低温水の侵入によって陸棚縁を通過した栄養塩類はDINで2,706 ton (301ton/day)、PO<sub>4</sub>-Pで494 ton (55ton/day)、Siで6,957 ton (773ton/day)と計算された。但し、本観測では低温水の侵入過程を捉えたのみであり、水道内に侵入した低温水のその後の挙動は把握できていない。侵入した低温水はそのまま水道内部に留まるのではなく、再び陸棚縁より水道外へ流出することも考えられる。また、急潮後に水温が低下しない例も多く観測されている (Fig.2-3～Fig.2-8) ので、全ての急潮発生時に今回観測されたような低温水の侵入現象が起こっているとは限らない。従って、本観測の結果から、低温水の侵入による豊後水道内へのネットの栄養塩供給量を評価することはできない。

## 第3節 黒潮の離接岸と豊後水道底層水温の変化

前節では急潮発生時に水道内部に侵入する陸棚斜面由来の低温水の挙動に焦点を当てて検討した。宇和海における急潮の発生状況は年によって大きく異なり (第2節参照)、低温水の侵入による沿岸域の水温低下も個々の事例によって様々である (Fig.2-2～Fig.2-6)。このことは豊後水道底層に存在する低温水が年によって変化している可能性を示唆する。

さて、豊後水道南部海域に位置する宿毛湾の急潮は、九州東岸域で出現する暖水舌が四国南部に達することによって起こり (秋山, 1996)、その発生は足摺岬南方の黒潮流軸

が接岸傾向にある時期に周期的に発生する(秋山, 1991)。また、この暖水舌と黒潮本流との間には低温の陸棚斜面水が分布し、その一部は下層から湧昇して陸棚底層に侵入する可能性が示唆されている(Akiyama and Saitoh, 1993)。紀伊水道においても底層水温は潮岬沖の黒潮流軸と関係していることが指摘されており(阪本, 1991)、黒潮の離接岸と低温水の湧昇には密接な関係が存在するものと思われる。本節では、豊後水道の陸棚縁近傍の観測点における底層水温と足摺岬沖の黒潮流軸位置のデータを用いて黒潮の離接岸と豊後水道底層水温の経年変化の関係について検討する。

#### 調査方法

解析に用いたデータは愛媛県水産試験場が1965年より毎月1回実施している豊後水道沿岸定線観測の内、陸棚縁近傍の測点 BT21(水深約105m, Fig.4-12)における100m層の水温である。また、黒潮流軸位置は、海上保安庁水路部発行の海洋速報に記載されている足摺岬南方の黒潮離岸距離(1965年~1995年)を用いた。

#### 結果及び考察

Fig.4-20 に示した黒潮離岸距離及び測点 BT21 における100m層の水温変化を見ると、1977年から1979年の黒潮の大蛇行を境に豊後水道の底層水温は大きく異なり、蛇行期以前の底層水温はそれ以降に比べ明らかに高いことが判る。また、急潮が周期的に発生する夏季の水温を見ると、黒潮離岸時には高温傾向にあり、接岸時には低温化する傾向にある。

そこで、これらの関係を更に明瞭にするため離岸距離と底層水温の対応関係を検討した。Fig.4-21 は測点 BT21 で観測された底層水温とその観測日を含む期間に得られている黒潮離岸距離の関係をプロットしたものである。両者の対応関係から、豊後水道底層は黒潮が接岸すると低温化し、離岸すると高温化する傾向にあることが判る。さらに、豊後水道底層が最も低温化する離岸距離は25マイル程度であり、20マイルより更に接岸すると逆に高温化する傾向にある。黒潮離接岸と水道内部の底層水温の関係はさらに短期的な変動で支配されている可能性もあるが、現時点で得られるデータは離岸距離が月に2回程度、底層水温は月に1回のみであり、両者の関係をこれより短いスケールで論議することは難しい。

#### 結 論

本章では、急潮後に湾内に侵入する低温水に着目し、その起源及び黒潮流軸位置の変化との関係について検討し、以下のことを明らかにした。

低温水の水道内部への侵入は、急潮による上層からの暖水塊の侵入とともに沿岸域のみならず豊後水道全域における水温構造や栄養塩構造を劇的に変化させる。急潮後に湾内に侵入する低温水は、その起源が陸棚縁近傍で湧昇した高濃度の栄養塩類を含む陸棚斜面水であり、沿岸域に栄養塩類を供給している。急潮後の低温水の侵入も急潮による一連の現象として捉えるならば、急潮は宇和海沿岸域への栄養塩類供給機構に留まらず、豊後水道外の栄養塩類を水道内に供給する機能を持つと言える。また、豊後水道陸棚縁付近の底層水温の変動は黒潮の離接岸と関係している可能性がある。

陸棚縁付近の低温水の挙動は、豊後水道における栄養塩類の供給機構を論ずる上で極めて重要な指標に成り得るものであり、今後はこのような視点から豊後水道における海洋観測体制を整える必要がある。



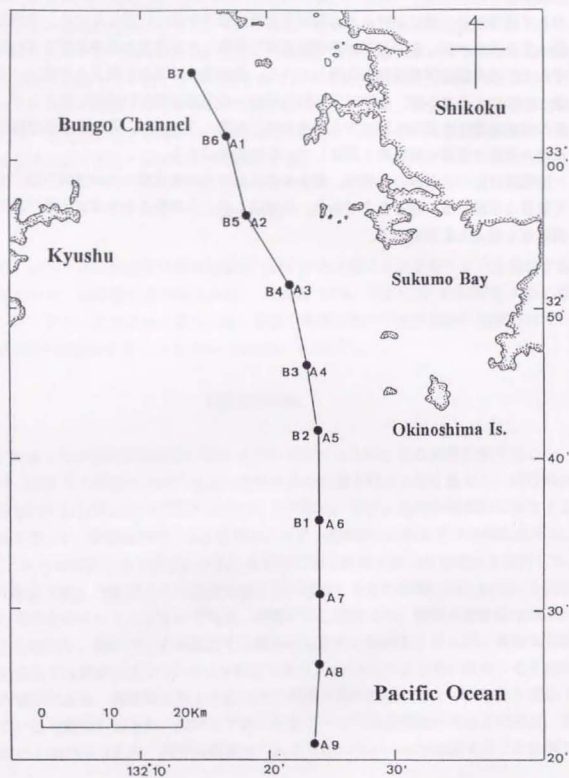


Fig.4-1 Location of the monitored stations in the Bungo Channel from 23 to 24 July 1992.

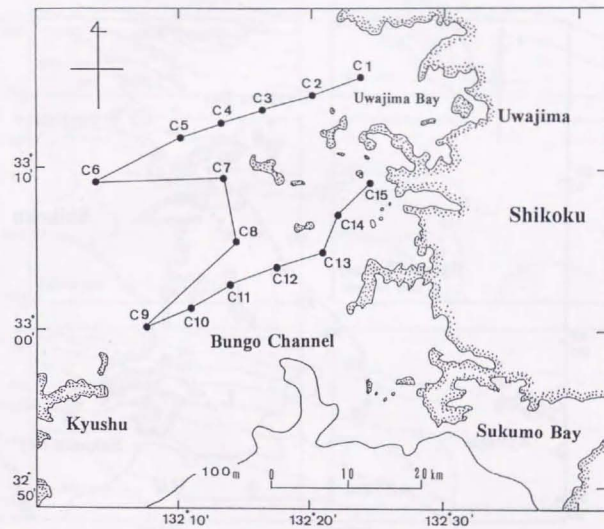


Fig.4-2 Location of the monitored stations in the Bungo Channel on 25 July 1992.

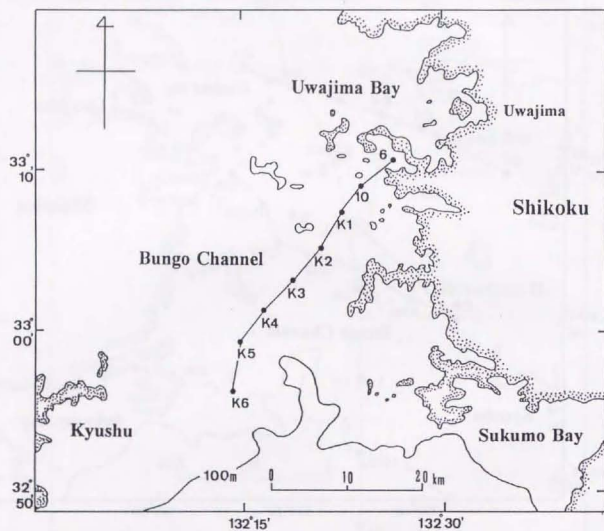


Fig.4-3 Location of the monitored stations in the Bungo Channel from 23 July to 6 August 1993.

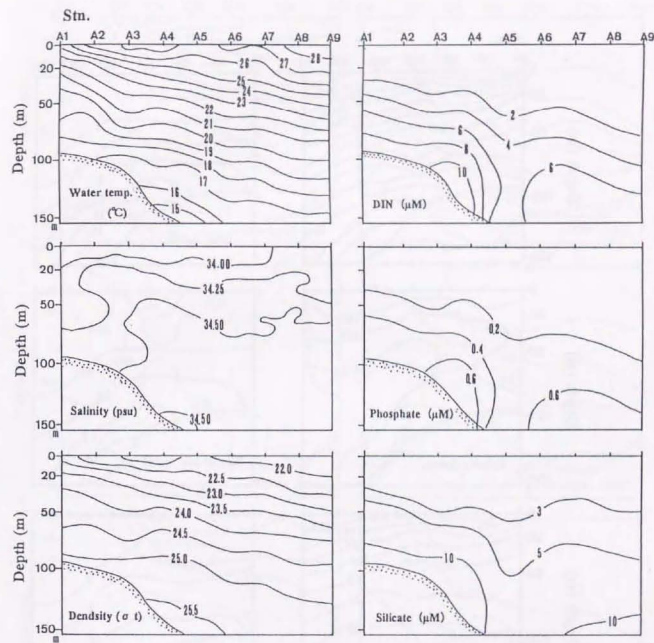


Fig.4-4 Vertical distributions of water temperature, salinity, density and nutrient concentrations (DIN, phosphate and silicate) along the A1-A9 line (see Fig.4-1).



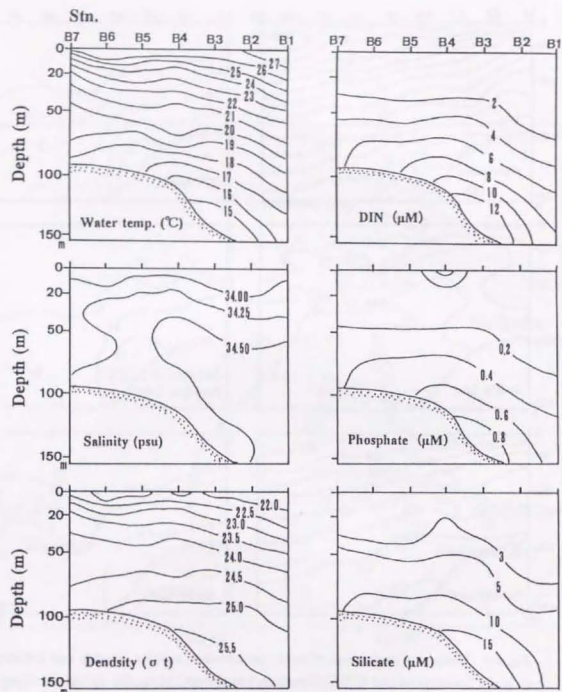


Fig.4-5 Vertical distributions of water temperature, salinity, density and nutrient concentrations (DIN, phosphate and silicate) along the B7-B7 line (see Fig.4-1).

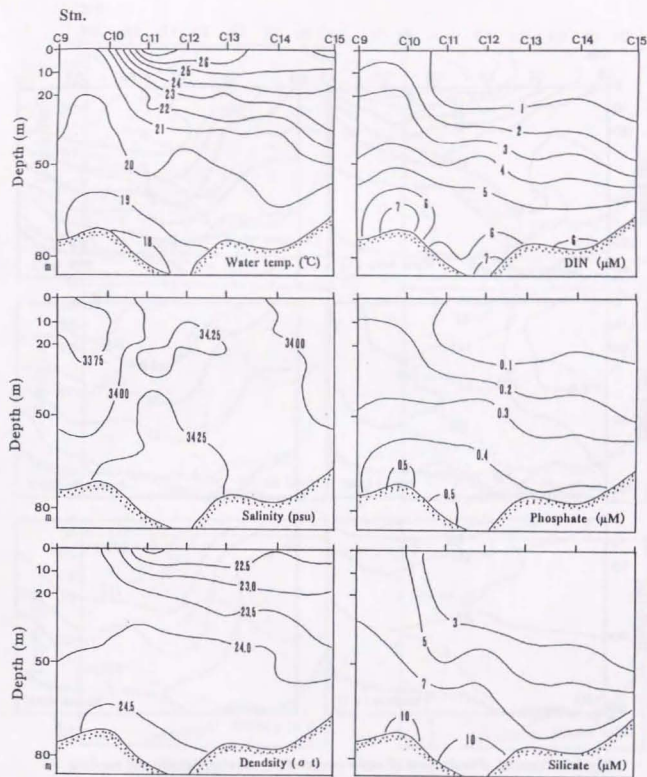


Fig.4-6 Vertical distributions of water temperature, salinity, density and nutrient concentrations (DIN, phosphate and silicate) along the C9-C15 line (see Fig.4-2).

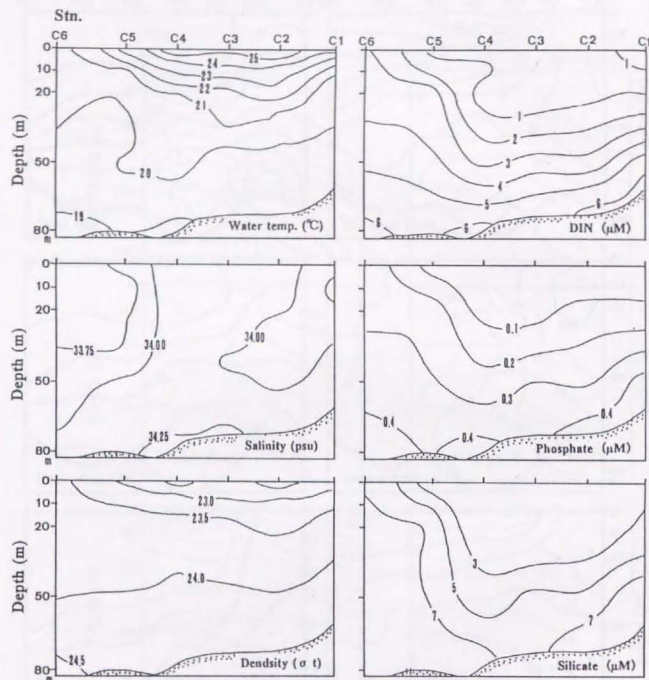


Fig. 4-7 Vertical distributions of water temperature, salinity, density and nutrient concentrations (DIN, phosphate and silicate) along the C6-C1 line (see Fig. 4-2).

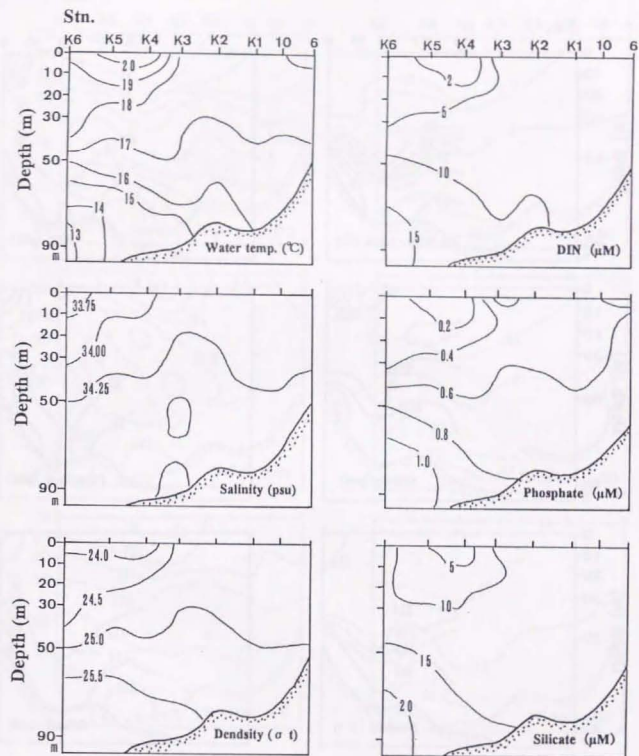


Fig. 4-8 Vertical distributions of water temperature, salinity, density and nutrient concentrations (DIN, phosphate and silicate) along the K6-6 line (see Fig. 4-3) on 23 July 1993.



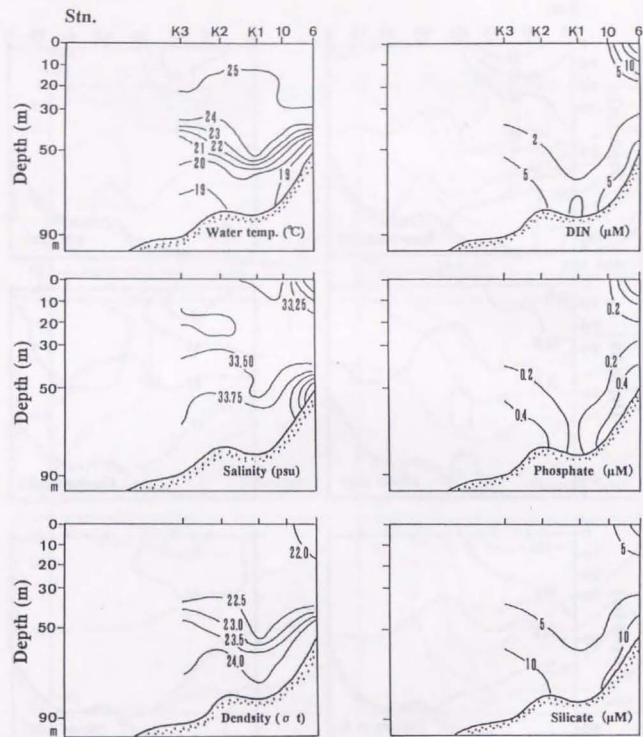


Fig.4-9 Vertical distributions of water temperature, salinity, density and nutrient concentrations (DIN, phosphate and silicate) along the K3-6 line (see Fig.4-3) on 30 July 1993.

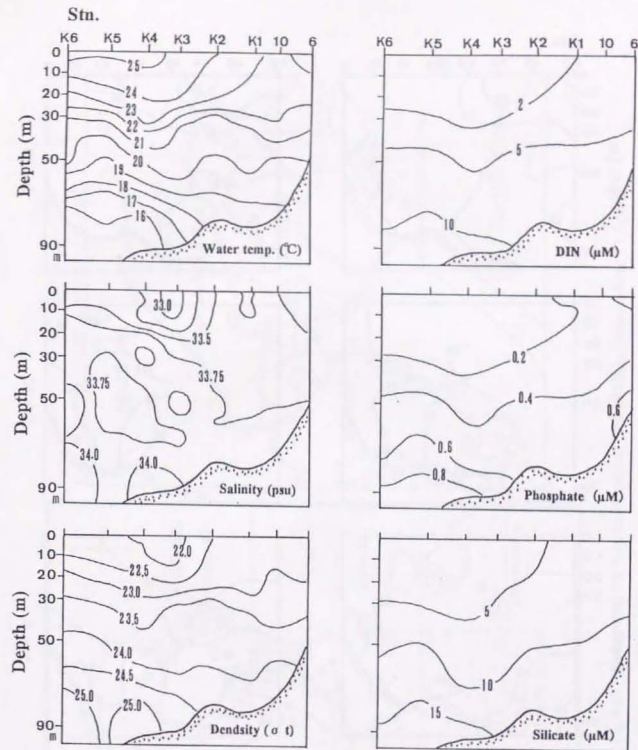


Fig.4-10 Vertical distributions of water temperature, salinity, density and nutrient concentrations (DIN, phosphate and silicate) along the K6-6 line (see Fig.4-3) on 6 August 1993.

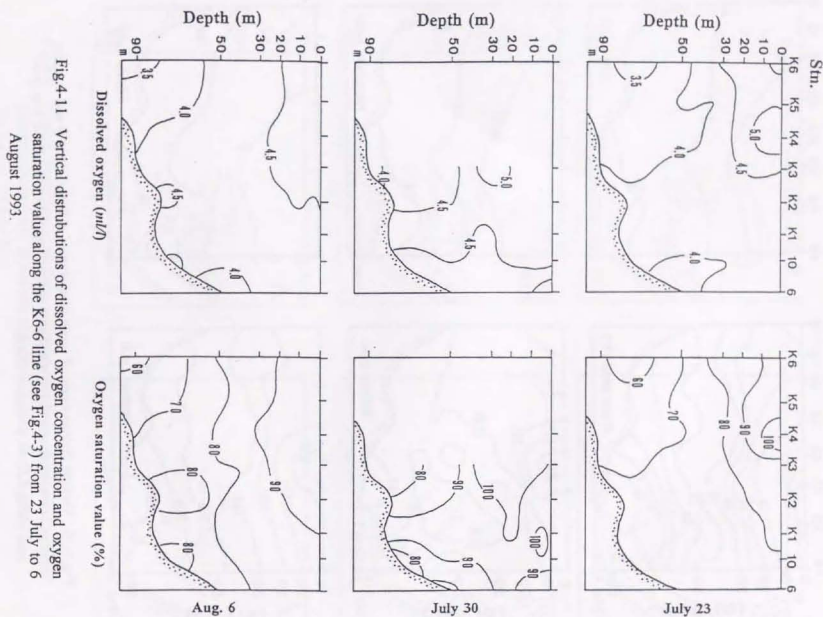


Fig. 4-11 Vertical distributions of dissolved oxygen concentration and oxygen saturation value along the K6-6 line (see Fig. 4-3) from 23 July to 6 August 1993.

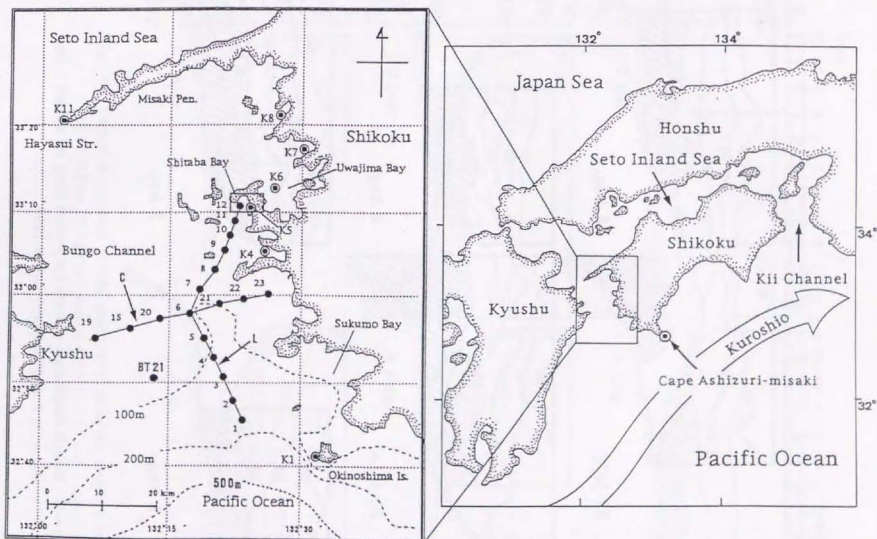


Fig. 4-12 Location of the monitored stations in the Bungo Channel from 27 July to 5 August 1994.



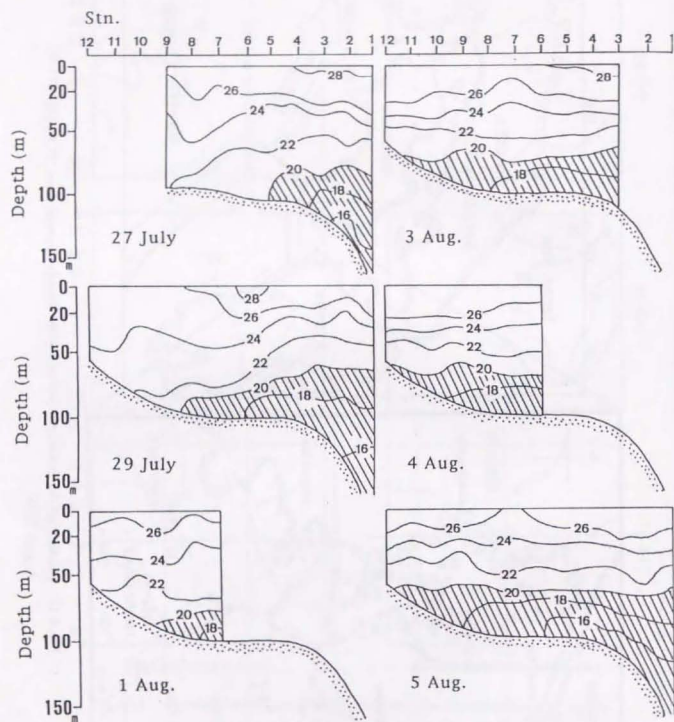


Fig.4-13 Vertical distributions of water temperature along the transect L (see Fig.4-12) from 27 July to 5 August 1994.

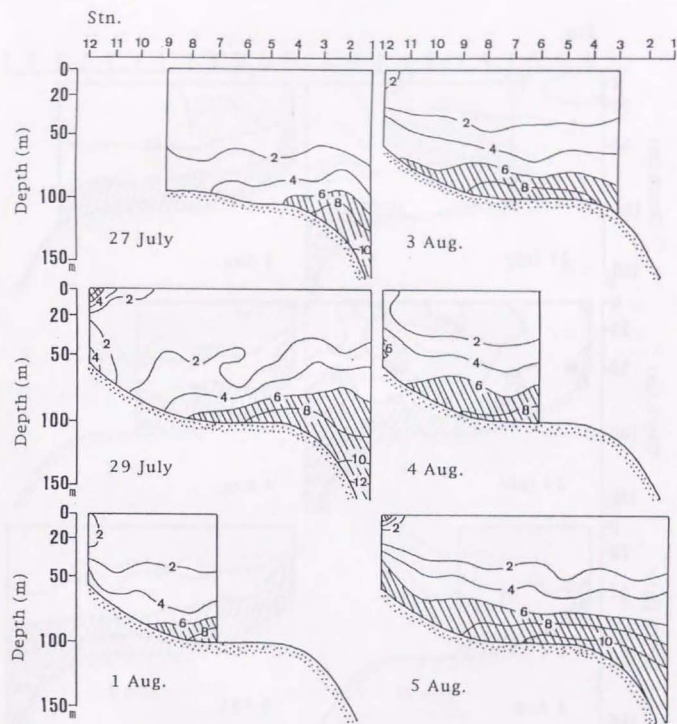


Fig.4-14 Vertical distributions of DIN concentration along the transect L (see Fig.4-12) from 27 July to 5 August 1994.

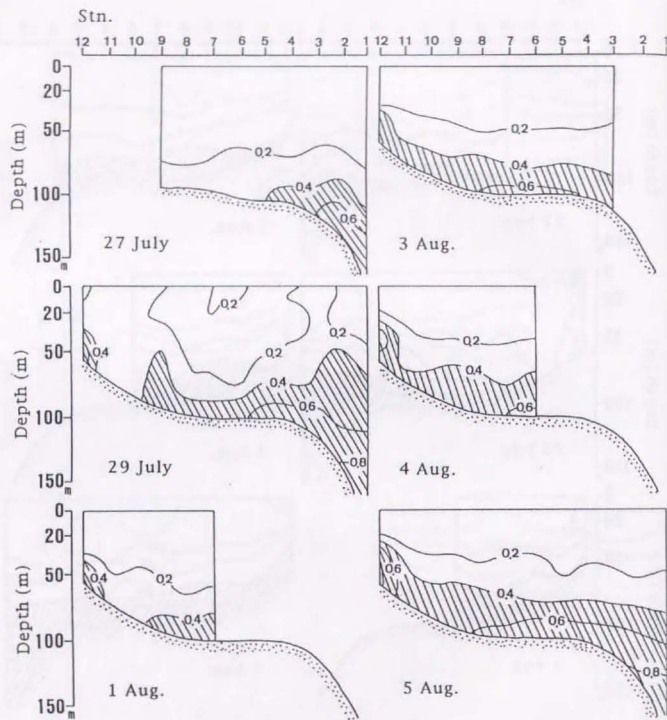


Fig 4-15 Vertical distributions of phosphate concentration along the transect L (see Fig.4-12) from 27 July to 5 August 1994.

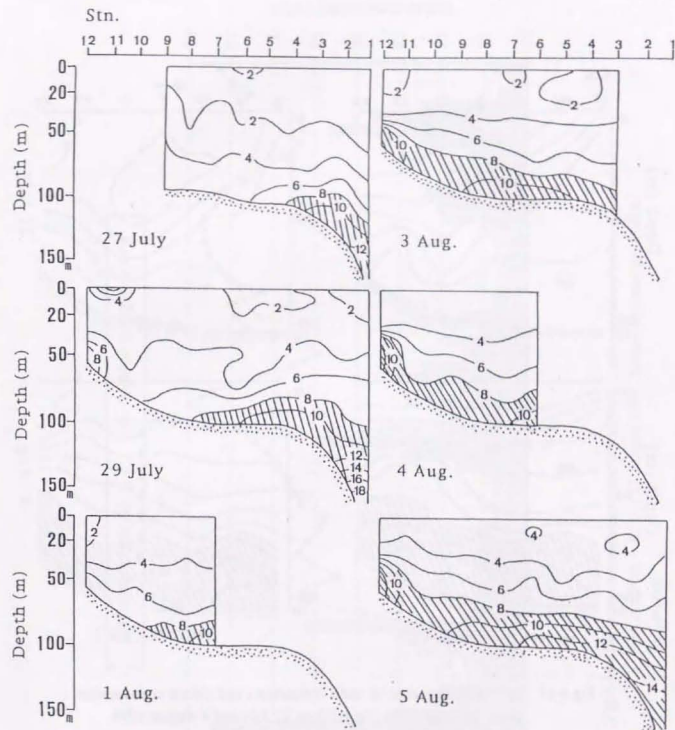


Fig 4-16 Vertical distributions of silicate concentration along the transect L (see Fig.4-12) from 27 July to 5 August 1994.



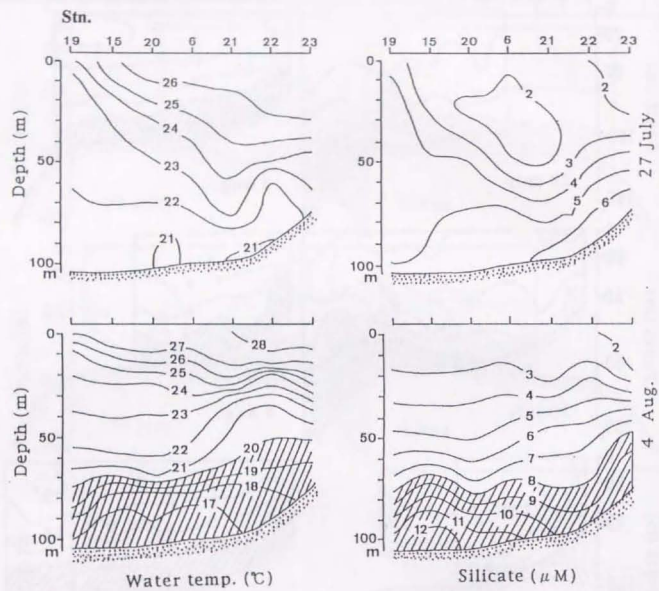


Fig.4-17 Vertical distributions of water temperature and silicate concentration along transect C (see Fig.4-12) on 27 July and 4 August 1994.

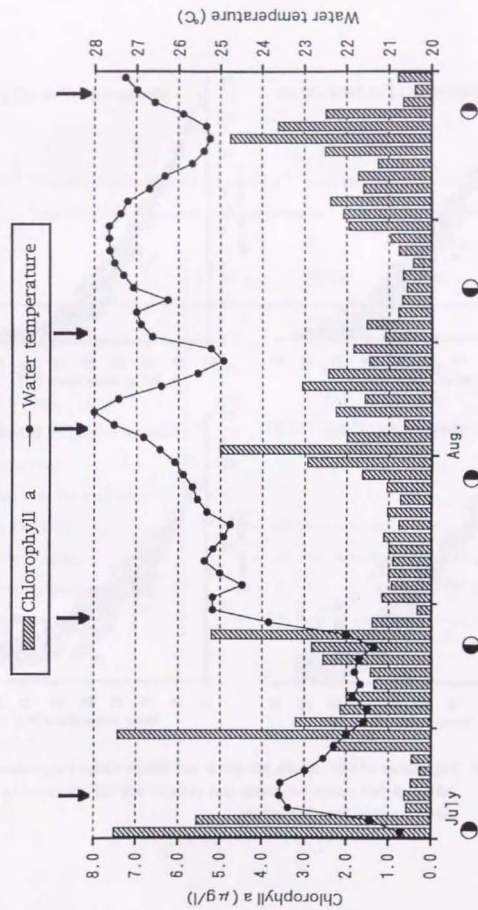


Fig.4-18 Daily water temperature and chlorophyll a concentrations at 3m depth of Stn. K5 from 1 July to 31 August 1994. Arrows indicate the *Kyncho* occurrence.

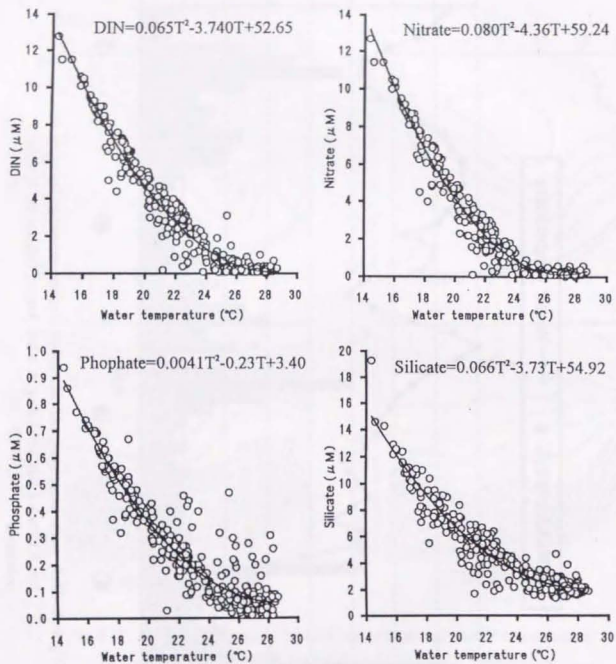


Fig.4-19 Regressions of DIN, nitrate, phosphate and silicate versus temperature taking all data except for coastal area (Stns.11 and 12) influenced by nutrient supply from fish culture.

Table 4-1 Volume of intruded cold water <20.0 °C over the shelf edge and calculated nutrient fluxes associated with the intrusion.

	27 Jul.	29 Jul.	3 Aug.	5 Aug.
Volume (km <sup>3</sup> )	2	13	23	29
DIN (metric tons)	125	940	1877	2831
Nitrate (metric tons)	109	839	1713	2658
Phosphate (metric tons)	26	189	362	520
Silicate (metric tons)	358	2623	5053	7315
Estimated flux over the shelf edge				
(DIN metric tons/day)	— 408 —	— 187 —	— 477 —	
(Nitrate metric tons/day)	— 365 —	— 175 —	— 473 —	
(Phosphate metric tons/day)	— 82 —	— 35 —	— 79 —	
(Silicate metric tons/day)	— 1133 —	— 486 —	— 1131 —	



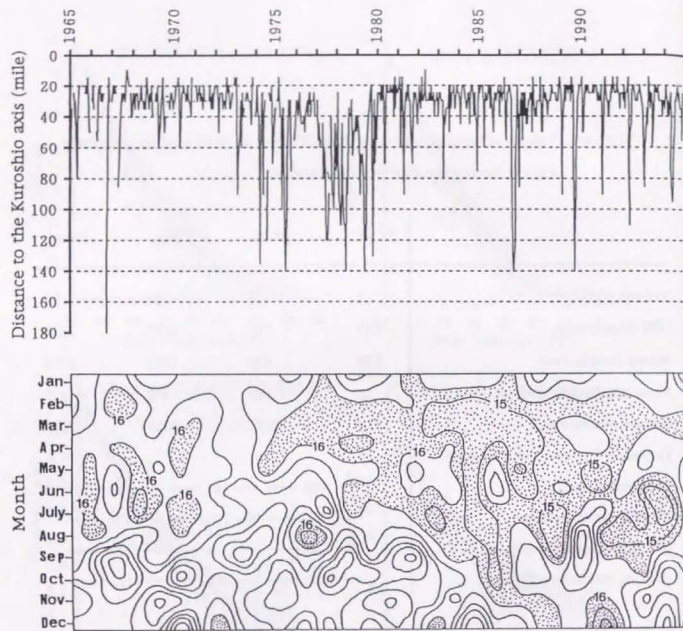


Fig.4-20 Time-series of the distance of the Kurishio axis from Cape Ashizuri Misaki (upper panel, see Fig.4-12) and water temperature at 100m depth of Stn.BT21 (lower panel, see Fig.4-12) from 1965 to 1995.

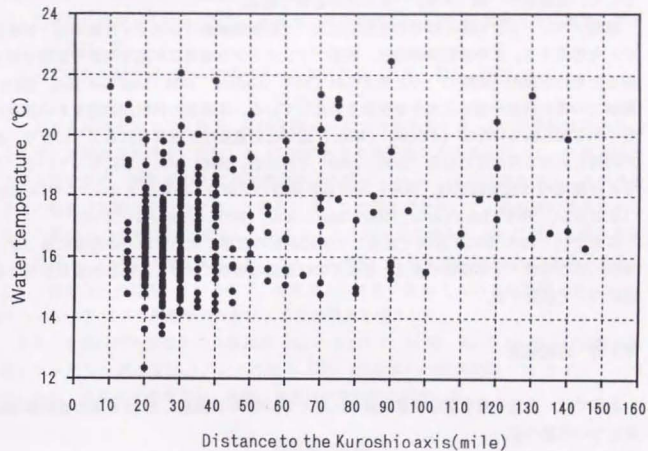


Fig.4-21 Relationship between the distance of the Kuroshio axis from Cape Ashizuri Misaki and water temperature at 100m depth of Stn.BT21 (see Fig.4-12) from 1965 to 1995.

第3章では、急潮後の湾外起源の低温水の侵入による栄養塩の供給が湾内における珪藻類増殖機構の一つとして重要な役割を果たしていることを明らかにしたが、栄養塩類の供給機構のみで珪藻類の増殖を説明することは困難である。急潮の発生によって一旦プランクトン相の貧弱な海水に覆われる内湾域で、再び珪藻類が増殖するためにはその増殖起源として、珪藻類の“種(タネ)”の存在が必要である。

植物プランクトンの多くはその生活史において休眠期細胞(シスト・休眠細胞・休眠孢子)を形成する。この休眠期細胞は、植物プランクトンが増殖に不適な時期や環境を乗り切るための生態的な戦略の一つと考えられており(Garison, 1984; Imai and Itoh, 1987)、海域での種の消長や遷移に大きな役割を果たしている。珪藻類の休眠期細胞もその存在は古くから知られていたが(小久保, 1960)、近年その重要性が指摘されるようになり、瀬戸内海における高密度の分布(矢持, 1989; 今井ほか, 1990)が明らかになっている。さらに珪藻類の休眠期細胞は、海域における珪藻類のブルームの起源となっている可能性(板倉ほか, 1992; Itakura *et al.*, 1996; Itakura *et al.*, 1997)も示唆されている。

本章では、1995年に下波湾で実施した連続観測の結果や室内実験の結果等に基づき、急潮に伴う物理・化学環境の変化と急潮後の珪藻類の増殖における珪藻類休眠期細胞の役割について検討する。

### 第1節 連続観測

本節では、光量子量を測定項目に新たに加えて1995年に実施した45日間の連続観測結果について述べる。

#### 調査方法

連続観測は下波湾(Fig.5-1)の湾口部に位置する愛媛県水産試験場地先の観測点(K5; 水深約21m)で、1995年8月1日～9月14日の間計45日間実施した。採水層は本湾におけるアコヤガイの養殖垂下層を考慮して3m深とし、毎日定時(09:00)に透明度を観測するとともに北原式採水器を用いて海水を採取し、海水1ml中の植物プランクトンについて顕微鏡下でSedgwick-Rafter計数スライドを用いて査定、計数した(8月20日のみ欠測)。なお、査定は珪藻類については属レベルで、鞭毛藻類については査定不能の小型種を含めて全て一括して鞭毛藻類として分類した。得られた海水はガラスファイバーフィルター(ワットマンGF/F)を用いて濾過し、Suzuki and Ishimaru (1990)に従ってクロロフィルa濃度の分析を行った。濾過海水は一旦-30℃で凍結保存した後、前章で述べた

方法を用いて栄養塩濃度の測定を行った。

さらに観測期間中に計17回、クロロフィル鉛直測定装置(アレック電子(株)ACL-1151DK)に付属する光量子センサーを用いて表面から底層(光量子センサーは観測装置の上部に設置しているため、正確には海底上40cm)まで0.1m毎の水の中光量子量の測定を行うとともに、水産試験場の屋上で観測を行っている光量子データ(10分インターバル)より日の出から日の入りまでの日平均光量子量を求め、海表面の日平均光量子量を算出した。なお、最深部の光量子量は海底上40cmの値なので、海底表面の光量子量を推定して解析に使用している。また、本研究では海底直上層における光量子量は急激に減衰しないと仮定した。

水中での光の減衰は一般に次式によって表される(有賀・横浜, 1979)。

$$I_d = I_0 \cdot e^{-kd}$$

ここで $I_0$ は海表面上の光量子、 $I_d$ は水深 $d$ mにおける光量子量、 $k$ は消散係数である。そこで、連続観測期間中に実施した17回の水の中光量子量の実測値を用いて、各観測時の消散係数を求め、透明度 $D$ とこの消散係数 $k$ の間に $D \cdot k = 1.74$ の関係を得た。水中光量子量の鉛直分布観測を行わなかった場合には、この関係式を用いて、観測時の透明度から各々の観測日の消散係数を推定し、海表面の日平均光量子量からK5における海底表面(水深21m)の光量子量を推定した。但し、本研究では海表面直下10cmの光量子量を $I_0$ として消散係数を計算しているため、海表面上の光量子量 $I_d$ と $I_0$ との関係 $I_0 = 0.6929 \cdot I_d$  ( $r = 0.94$ )により海表面の反射による光の減衰を補正した。

また、水温は宇和海沿岸の9観測点(K1～K11)の5m層、K5の3m層及び底層に設置したメモリー式水温計(アレック電子(株)AT-32K)の観測記録(30分インターバル)から、日平均水温を求め、急潮の発生状況の解析に使用した。

#### 結果及び考察

##### 1. 1 急潮の発生状況

宇和海沿岸域に設置した観測地点、K1～K11(Fig.5-1)における日平均水温について、急潮の発生時期(Takeoka and Yoshimura, 1988)を考慮した5月から10月間の推移をFig.5-2に示す。期間中に急潮と呼ぶべき水温の急変現象は7月20日、8月6日、8月19日、及び9月20日前後の計4回発生した。これらの内、8月に発生した2度の急潮に伴う水温上昇は数日の間に5℃を超えるもので、その影響は三崎半島先端の観測地点(K11)にまで及び、1995年に観測された急潮のなかでは最も大規模な急潮と判断される。なお、以下に述べる下波湾における連続観測はこの2回の急潮を含んだ8月1日から9月14日の間に実施した。



## 1. 2 植物プランクトンの推移

下波湾の観測地点 K5 (3m 層) における日平均水温及びクロロフィル *a* 濃度の推移を Fig. 5-3 に示す。前述したように、急潮は調査期間中に 2 回発生し、8 月 6 日に発生した急潮 (以下急潮 A) では、8 月 8 日に 27.4℃まで水温が上昇し、昇温幅は約 5℃であった。8 月 16 日に発生した急潮 (以下急潮 B) では、8 月 22 日に 28.0℃まで水温が上昇し、昇温幅は急潮 A より大きく 6℃を越えていた。急潮 A ではその後 8 月 10 日から急激に水温が低下し始め、8 月 16 日には 21.4℃となり、6℃を越える水温低下が観測された。一方、急潮 B ではその後の水温低下が急潮 A のように顕著ではなく、9 月 13 日まで徐々に低下した。第 3 章で指摘したように、急潮後の水温低下も急潮に伴う一連の現象と考えるならば、この 2 回の急潮の最も大きな違いは、急潮後の水温低下が急潮 A では顕著であり、急潮 B では緩やかであった点である。

急潮 A、B ともに、水温上昇時にはクロロフィル *a* 濃度が一旦 1μg/l 以下まで低下しており、急潮に伴って湾内に侵入した暖水塊は植物プランクトン量の貧弱な海水であったことが判る。急潮 A では水温上昇が緩やかになった 8 月 7 日から 9 日にかけてクロロフィル *a* 濃度が若干増加し、水温の低下とともにクロロフィル *a* 濃度は再び減少した。その後、8 月 12 日からクロロフィル *a* 濃度は急激に増加し、8 月 14 日には 3μg/l を越える値が観測された。一方、急潮 B では、急潮 A のような急潮後のクロロフィル *a* 濃度の急激な変化は認められず、9 月 5 日までの間 1μg/l 前後で推移した。しかし、9 月 6 日からクロロフィル *a* 濃度は急速に増加して 9 月 7 日には 4.6μg/l の値が観測された。

この間の植物プランクトンの変化を、珪藻類と鞭毛藻類の細胞密度 (以下密度) に大別して Fig. 5-4 に示す。珪藻類は観測期間中に 1cell/ml 以下から  $4.30 \times 10^6$  cells/ml の間で大きく変化した。急潮 A では 8 月 8 日に 1cell/ml まで低下した後、急速に増加し、8 月 14 日には  $4.30 \times 10^6$  cells/ml に達した。急潮 B では発生直後の 8 月 19 日には珪藻類は 1ml レベルでは確認できなくなり、その後 8 月 29 日まで顕著な増殖を示さず低密度で推移した。8 月 30 日以降、珪藻類は増殖を開始し、9 月 7 日に  $2.77 \times 10^6$  cells/ml に達した。一方、鞭毛藻類は急潮の発生に伴う暖水塊の侵入によって密度がやや低下する傾向はあるものの 8 月 5 日、8 月 9 日及び 9 月 7 日に  $10^6$  cells/ml を越える密度が観察されたのを除外すれば、いずれも  $10^6$  cells/ml レベルで推移し、珪藻類のような顕著な密度変化は認められなかった。珪藻類の密度変化は前述したクロロフィル *a* 濃度の変化 (Fig. 5-3) とよく一致しており、観測期間中のクロロフィル *a* 濃度の増減は主として珪藻類の密度の変化によると考えられた。

観察された珪藻類は *Chaetoceros* spp., *Leptocylindrus* spp., *Pseudonitzschia* spp., *Skeletonema costatum*, *Thalassiosira* spp. 等であり、*Chaetoceros* spp., *Leptocylindrus* spp., *Pseudonitzschia* spp. の 3 分類群が優占していた (Fig. 5-5)。また、急潮 A で珪藻類の密度が増加傾向に転じた 8 月 9 日から 11 日の間や、急潮 B で密度が増加し始めた 8 月 30 日

から 9 月 1 日の間は (Fig. 5-4)、いずれも *Chaetoceros* spp. が優占していた。

## 1. 3 栄養塩濃度の変化

下波湾 (Fig. 5-1) の観測地点 K5 (3m 層) における栄養塩濃度の推移を Fig. 5-6 に、水温及びクロロフィル *a* 濃度との対応関係を Fig. 5-7 及び Fig. 5-8 に示す。なお、ここに示さないが、調査期間中の塩分に大きな変化はなく、降雨の影響は小さいと考えられる。

NH<sub>4</sub>-N 濃度は植物プランクトン量の増加 (Fig. 5-3, Fig. 5-4) に伴う栄養塩類消費の影響を受けたと思われる 8 月 12 日以降や、9 月 7 日以降の値を除けば、急潮に伴う水温やクロロフィル *a* 濃度の変化との間に特定の関係は認められなかった (Fig. 5-7, Fig. 5-8)。PO<sub>4</sub>-P 濃度は 9 月 6 日まで変動しつつも斬増傾向を示し、9 月 7 日の植物プランクトン量の急激な増加 (Fig. 5-3) による栄養塩類消費の影響で著しく低い値が観測された以外は NH<sub>4</sub>-N と同様、水温やクロロフィル *a* 濃度の変化との間に特定の関係を見出すことができなかった (Fig. 5-7, Fig. 5-8)。植物プランクトンによる消費の影響を受けるにも拘わらず、このような変化を示すのは NH<sub>4</sub>-N や PO<sub>4</sub>-P が湾内で営まれている魚類養殖の影響を強く受けるためと推測される。一方、NO<sub>3</sub>-N+NO<sub>2</sub>-N 及び Si 濃度は極めて似通った変動を示した (Fig. 5-6)。特に Si の濃度変化は水温変化と明瞭な負の相関関係を示し (Fig. 5-7)、水温の上昇によって栄養塩濃度は低下し、水温の下降に伴って増加した。急潮後の水温低下は湾外起源の低温水の侵入によると考えられるので、Si 濃度の増加は高濃度の栄養塩類を含んだ低温水が湾内に侵入した結果と判断される。

ところで、前述のように連続観測期間中に発生した急潮 A 及び急潮 B では、その後の珪藻類の増殖に極めて大きな違いが認められた。急潮 A では急潮後の水温低下が顕著で (Fig. 5-3)、栄養塩濃度も急速に増加し (Fig. 5-6)、クロロフィル *a* 濃度や珪藻類の密度は急激に増加した (Fig. 5-3, Fig. 5-4)。一方、急潮 B では、水温低下が急潮 A のように顕著でなく (Fig. 5-3)、栄養塩濃度の増加も緩やかであり (Fig. 5-6)、クロロフィル *a* 濃度や珪藻類の密度は長期間低いレベルで推移した。そこでさらに、急潮後の低温水の湾内への侵入の指標となる底層水温のこの間の推移 (K5) を 3m 深の水温変化と比較してみた (Fig. 5-9)。急潮 A では急潮の発生によって底層水温が 8 月 7 日に 24.7℃まで上昇したがその後急激に下降し、8 月 16 日には 20.3℃となった。急潮 B では急潮の発生によって底層水温が 8 月 22 日に 23.7℃まで上昇したが、その後急激に下降することはなかった。従って、急潮 A で 3m 深の水温が急激に低下した原因は、急潮 B よりも湾外起源の低温水の侵入が顕著であったためと考えられる。第 3 章で明らかにしたように、急潮後の水温低下に伴う湾外起源の栄養塩類の供給は湾内の珪藻プランクトンの増殖機構の一つとして重要な役割を果たしている。観測された急潮 A 及び急潮 B に伴う急潮後の水温低下の違いは、低温水の侵入量の違いを示しており、供給された栄養塩量の違いがクロロフィル *a* 濃度の増加、なかでも珪藻類の増殖に大きな影響を与えたものと考えられる。



つまり、急潮 A の後に観測された珪藻類の急激な増加は低温水の侵入に伴う湾外起源の栄養塩供給機構が順調に機能した結果であり、急潮 B では、その供給機構が十分機能しなかったものと推測される。このことは、急潮後の珪藻類の増殖はその他の制限要因が無い場合、栄養塩濃度そのものによって制限されていること示唆している。

角皆 (1979) によれば噴火湾の珪藻類の増殖を制限する溶存態珪素の濃度は  $5\text{-}10\mu\text{M}$  前後である。下波湾においても、珪藻類の密度変化と最も密接な対応関係を示す栄養塩類は Si であり (Fig. 3-14)、珪藻類の密度が増加傾向に転じた時点 (急潮 A では 8 月 9 日～8 月 11 日の間、急潮 B では 8 月 30 日～9 月 1 日の間) で、Si 濃度が増加している (Fig. 5-6)。下波湾においても噴火湾と同様、珪藻類の増殖に Si が栄養塩類の中で第 1 制限因子として機能している可能性が高い。

#### 1. 4 光量子量の変化

海表面の光量子量及び観測地点 K5 における透明度の推移を Fig. 5-10(A)に、海底表面の日平均光量子量の日変化を Fig. 5-10(B)に示す。

透明度は  $4.5\text{--}14.5\text{m}$  (平均  $9.1\text{m}$ ) の間で推移し、急潮 A と急潮 B の発生に伴う暖水塊の侵入によって、それぞれ 8 月 11 日に  $13.5\text{m}$ 、8 月 19 日に  $14.5\text{m}$  まで回復した。急潮 A の後にはクロロフィル  $a$  濃度の増加 (Fig. 5-3) とともに透明度は急速に低下し、8 月 13 日には  $4.5\text{m}$  となった。急潮 B の後にはクロロフィル  $a$  濃度の急激な増加が認められなかったため (Fig. 5-3)、透明度も長期間に渡って  $10\text{m}$  を越える値で推移したが、9 月 6 日以降のクロロフィル  $a$  濃度の増加によって 9 月 8 日には  $6.0\text{m}$  まで低下した。海表面上の光量子量は観測日の天候による影響を受けて  $340\text{--}1437\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  (平均  $1052\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$ ) の間で推移した。また、海底表面の日平均光量子量は  $0.2\text{--}69.9\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  (平均  $17.7\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$ ) で推移し、海表面上の光量子量と透明度の変動によって海底表面の光条件は観測日ごとに大きく変化していた。特に、急潮 A 直後の 8 月 11 日には  $56.7\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$ 、急潮 B 直後の 8 月 19 日には  $69.9\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  の光量子が海底表面に到達したものと推定された。これは、透明度の増加に伴う消散係数の低下によるもので、急潮の発生によって湾内に侵入した黒潮起源の暖水塊がプランクトン量の貧弱且つ透明な海水であったことを示している。更に、前述した透明度の変動と同様、クロロフィル  $a$  濃度や珪藻類の密度が増加した場合 (Fig. 5-3, Fig. 5-4)、海底表面にはごくわずかな光が到達するに過ぎなかった。

#### 第 2 節 休眠期細胞の分布調査

本節では、下波湾における珪藻類休眠期細胞の組成、密度、季節変動について検討する。

##### 調査方法

1995 年 10 月 2 日、1996 年 2 月 28 日、5 月 2 日、8 月 28 日に内径  $12\text{mm}$  の小型コアサンプリャー (株) 離合社) を用いて下波湾内の 20 定点 (Fig. 5-1) より表層泥 ( $0\text{-}3\text{cm}$ ) を採取し、 $11^\circ\text{C}$  暗黒下に少なくとも 2 週間程度保存した後、MPN 法 (Imai *et al.*, 1984) を用いて珪藻類の休眠期細胞を計数した。また、Stn. 8 では珪藻類休眠期細胞の鉛直分布を調べるため、1995 年 10 月 2 日と 1996 年 2 月 28 日に、 $6\text{cm}$  泥深まで  $1\text{cm}$  毎に採泥した。MPN 法の培養は昼白色蛍光灯による約  $60\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$ 、 $14\text{L}\cdot 10\text{D}$  の光条件、温度  $22^\circ\text{C}$  に設定した恒温器で 5 日間行い、培養開始 6 日後に倒立顕微鏡下で栄養細胞出現の有無を確認した。なお、MPN 法実施の際に観察される栄養細胞は *Chaetoceros* spp., *Leptocylindrus* spp., *Thalassiosira* spp., *Skeletonema costatum* の 4 分類群が圧倒的に優占していたので、本研究ではこれら 4 分類群を対象として休眠期細胞の計数を実施し、密度の単位には最確数 (MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$ ) を用いた。

##### 結果及び考察

下波湾中央部の Stn. 8 (Fig. 5-1) における珪藻類休眠期細胞の鉛直分布を Fig. 5-11 に示す。1995 年 10 月の調査では  $2\text{-}3\text{cm}$  泥までは  $10^4$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$  を越える休眠期細胞が存在していたが、それ以深では  $10^3$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$  以下となり  $3\text{cm}$  泥深を境に休眠期細胞は著しく減少した。1996 年 2 月の調査では、 $10^4$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$  を越える休眠期細胞が存在していたのは  $1\text{-}2\text{cm}$  泥までであったが、 $2\text{-}3\text{cm}$  泥でも  $10^3$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$  を越えており、それ以深では 1995 年 10 月の調査と同様  $10^3$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$  以下であった。調査を行った  $6\text{cm}$  泥深までの全体休眠期細胞数に占める  $2\text{-}3\text{cm}$  泥深までの休眠期細胞数の割合は 1995 年 10 月が  $97.1\%$ 、1996 年 2 月が  $96.2\%$  であり、いずれも全体休眠期細胞の  $95\%$  以上を占めていた。板倉・今井 (1991) は珪藻類休眠期細胞計数のためには、 $2\text{cm}$  以浅の海底泥を採取すれば大部分の休眠期細胞を把握でき、安全を見込んで  $3\text{cm}$  泥深まで採泥することが必要であると述べているが、下波湾においても、同様の結果が得られた。

下波湾における 20 定点 (Fig. 5-1) の珪藻類休眠期細胞の水平分布を Fig. 5-12 に、平均細胞密度及び組成変化を Fig. 5-13 に示す。下波湾の休眠期細胞密度は 1995 年 10 月に  $0.39 \times 10^3\text{--}9.23 \times 10^4$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$ 、1996 年 2 月に  $2.50 \times 10^3\text{--}4.45 \times 10^4$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$ 、5 月には  $0.89 \times 10^3\text{--}9.66 \times 10^4$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$ 、8 月には  $3.39 \times 10^3\text{--}1.64 \times 10^5$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$  の範囲にあった。平均密度はそれぞれ  $2.62 \times 10^4$ 、 $1.57 \times 10^4$ 、 $3.10 \times 10^4$ 、 $3.62 \times 10^4$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$  であり、冬季に密度はやや低下するものの、周年にわたって  $10^4$  MPN  $\text{g}^{-1}\cdot\text{wet sediment}$  を越える密度で存在していた。冬季の結果を除いて、その密度は湾中央部で高く、沿岸部で低い傾向にあった。下波湾にお



ける表層泥の粒度組成は湾中央部で小さいこと(愛媛県水産試験場, 1995)から, 休眠期細胞は, 湾内底泥の粒度組成に対応した水平分布を示すものと考えられる。

休眠期細胞の組成比 (Fig.5-13) については *Chaetoceros* spp. が 80.9-97.2% (平均 91.8%), *Leptocylindrus* spp. が 0.5-9.8% (平均 4.4%), *Skeletonema costatum* が 0.6-2.6% (平均 1.3%), *Thalassiosira* spp. が 0.5-6.7% (平均 2.5%) を占めた。特に *Chaetoceros* spp. は冬季に 80.9% とその比率をやや低下させる以外はいずれも 90% を越えており, 下波湾の底泥では *Chaetoceros* spp. の休眠期細胞が周年にわたり, 極めて高い組成比で存在していた。

ところで, 珪藻類の優占種に基づく飯塚 (1976), 山田ほか (1980) による海域の環境区分によれば, 夏季に *Chaetoceros* spp. が優占する下波湾 (Fig.5-5) は *Chaetoceros* 型, すなわち貧栄養の外洋的性格の強い湾として分類され, 急潮による黒潮起源の外洋水の影響を受ける下波湾の物理環境条件と良く一致している。

### 第3節 休眠期細胞の発芽に関する検討

下波湾では周年を通じて *Chaetoceros* spp. を主体とする珪藻類休眠期細胞が存在していることが判った。この珪藻類休眠期細胞が栄養細胞として増殖を開始するためには底泥から発芽する必要がある。珪藻類休眠期細胞の発芽には光条件及び水温が影響しているとの報告がある (Hargraves and French, 1983)。一方, 今井 (1991) は 15℃ 以上であれば, 水温は休眠期細胞の発芽にとって制限要因とはならないことを指摘している。宇和海沿岸域の夏季の底層水温が 15℃ を下回る可能性は低いので, 水温を制限要因として考慮する必要はない。

本節では休眠期細胞の発芽に関する光条件を室内実験によって明らかにし, 第1節で検討した急潮による物理環境変化と併せて, 急潮後の珪藻類増殖の起源としての休眠期細胞の役割を検討する。

#### 調査方法

1995年8月1日に Stn. 13 (Fig.5-1) より採取した表層泥を用いて, 今井 (1992) 及び Imai *et al.* (1996) に準じたシリンドー培養 (6条件) によって休眠期細胞の発芽に与える光条件の影響を調べた。すなわち, 表層泥 0.5g を滅菌した改変 SWM-III 培養液 (伊藤・今井, 1987) の 100ml に懸濁させ, 100ml 容のメスシリンドー 6本に収容した後, 22℃ の暗黒下に 12時間放置した。その後 10ml の培養液を加え, 昼白色蛍光灯による 14L:10D の光サイクル, 22℃ の条件に設定した恒温器に収容した。また, シリンドーの表層は 110 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec の光条件とし, シリンドーの側面をアルミホイル等で覆い, シリンドー底面

の光条件を 0, 1.3, 4.8, 13.6, 33.8, 52.4 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec の6条件に調整した。なお, 予備実験の結果, 発芽した珪藻類の栄養細胞は培養液の上層に集積することが判明していたので, 栄養細胞の同定と計数は, シリンドーの表層から 10ml を採取し, そのうち 1ml を未固定のまま顕微鏡下で Sedgwick-Rafter 計数スライドを用いて行った。

この操作は培養開始翌日より毎日1回, 明期の終わりに9日間継続して行い, 培養液の採取毎に同量の滅菌培養液を補給した。

#### 結果及び考察

休眠期細胞の発芽・増殖に必要な光条件に関する検討結果を Fig.5-14 に示す。なお, 供試泥の休眠期細胞密度は 3.53  $\times$  10<sup>4</sup> MPN g<sup>-1</sup> wet sediment であった。また, その組成は *Chaetoceros* spp. が 3.50  $\times$  10<sup>4</sup>, *Leptocylindrus* spp. が 1.40  $\times$  10<sup>5</sup>, *Skeletonema costatum* が 1.70  $\times$  10<sup>5</sup> MPN g<sup>-1</sup> wet sediment であり, *Chaetoceros* spp. が休眠期細胞中の 99% を占めていた。さらに, 発芽後に増殖した珪藻類も休眠期細胞の組成と同様に *Chaetoceros* spp. が圧倒的に優占しており, 珪藻類の密度変化はほぼ *Chaetoceros* spp. の密度変化と一致していた。

珪藻類は試験開始後 2日目に 13.6 及び 33.8 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec 区で, 3日目に 4.8 及び 52.4 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec 区で観察され, 13.6 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec 以上の光条件区では 10<sup>4</sup> cells/ml 以上に増殖した。また, 4.8 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec 以上の光条件区では, いずれも一時的ではあるが珪藻類が鞭毛藻類と比較して卓越することが確認された。1.3 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec 区では 6日目に 11 cells/ml が確認された以外には珪藻類の栄養細胞は観察されず, 暗区では全く認められなかった。発芽した珪藻類は予備実験の結果と同様, シリンドー内の培養液上層に集積していた。これらのことから, 下波湾における珪藻類の休眠期細胞は 1.3 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec 以上の光条件であれば 2~3日後に発芽し浮上することが可能であると推定された。しかし, 1.3 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec 区では上述したように 6日目のみ珪藻類の栄養細胞が確認されたに過ぎず, 珪藻類が鞭毛藻類より卓越することはなかった。従って, 珪藻類の休眠期細胞が発芽後に浮上して増殖し, 鞭毛藻類を上回る密度になるためには, 4.8 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec あるいはそれ以上の光条件が必要と考えられる。これらの結果はこれまで報告されている珪藻類休眠期細胞の発芽・増殖に必要な光条件 (Hollibaugh *et al.*, 1981; 今井, 1991; Imai *et al.*, 1996; 板倉, 1995) とほぼ同様であった。

鞭毛藻類は暗区を含む全ての光条件区で 10<sup>3</sup> cells/ml を越える遊泳細胞が確認され, その多くは査定困難な微小鞭毛藻類 (従属栄養藻類も含む) であった。今井 (1994) は鞭毛藻類の *Chattoneella* 属や *Heterostigma akashino* 等のシストの発芽に光は殆ど不要であると報告している。

室内実験の結果, 休眠期細胞の活発な発芽と増殖に必要な光条件は 4.8 $\mu$ E/m<sup>2</sup>/sec あるいは



はそれ以上であり、 $13.6\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$ 以上の光条件では $10^6\text{cells}/\text{ml}$ 以上に増殖することが判った (Fig.5-14)。また、発芽した栄養細胞はシリンドラ上層に集積することが確認されており、休眠期細胞は光条件の回復によって発芽し、直ちに上層に浮上するものと考えられる。連続観測期間中の海底表面の光量子量の推移を見ると (Fig.5-10(B))、急潮 A によって海底表面には休眠期細胞が発芽し、高密度に増殖するために必要な光条件が満たされたことが判る。急潮 A の場合、底層の光量子量が室内実験で 2~3 日後に  $10^6\text{cells}/\text{ml}$  以上の顕著な増殖が得られた光条件 ( $13.6\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  以上) まで回復したのは 8 月 7 日 (Fig.5-10(B))、珪藻類の増殖が観測層である 3m 層で開始されたのは 8 月 9 日であった (Fig.5-4)。これは、光条件の回復から 2~3 日後に発芽し上層に集積した室内実験の結果と良く一致している。また、急潮後に *Chaetoceros* spp を主体とする珪藻類が増殖したこと (Fig.5-4, Fig.5-5)、下波湾の休眠期細胞でも *Chaetoceros* spp が優占していること (Fig.5-13) から、休眠期細胞から発芽した細胞が増殖の“初期群”即ち“seed bank” (Itakura *et al.*, 1997) の役割を果たしている可能性が高い。

一方、急潮 B では海底表面の光量子量は急潮 A よりも高い値で長期間推移しており、増殖を開始する“初期群”としての細胞の供給は急潮 A よりも多かったものと推測されるが、珪藻類は栄養塩濃度が回復するまで増殖しなかった (Fig.5-4, Fig.5-6)。急潮後の珪藻類の増殖には、休眠期細胞の発芽と低温水の侵入による栄養塩類の供給という 2 つの過程が並行して生じる必要があるものと考えられる。

下波湾底泥中の珪藻類休眠期細胞は湾中央部 (水深 40~60m) に高密度で分布しており (Fig.5-12)、珪藻類の“種場”は沿岸部よりは寧ろ中央部にあると推測される。下波湾では急潮発生時に 20m 以上の透明度が観測されることもあるので、8 月 1 日に観測された海面上の光量子量  $1437\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  と透明度 2.0m を用いて、海底表面に到達する光量子量の推定を試みた。計算された値は  $129\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$ 、60m 層で  $5.4\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  となり、観測地点 K5 のような沿岸部のみならず、湾中央部においても急潮の発生によって海底表面上に発芽に十分な光量子量が供給されるものと推測される。更に、この推測を確認するために実施した水中光量子量の観測例を Fig.5-15 に示す。これは 1996 年 8 月 13 日の急潮発生時に、下波湾中央部の Stn. 19 (Fig.5-1) で観測した水温及び水中光量子量の鉛直分布である。観測時の透明度は 21.0m であり、水温の鉛直分布から 25℃以上の暖水塊が 47m 深まで到達しており、規模の大きな急潮と判断される。観測は日中の光量子量が十分増加する以前の 9 時 20 分に実施しており、海表面光量子量は  $482\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  と低い値であったが、下波湾の平均水深である 45m 深では  $7.5\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  の水中光量子量が観測された。水産試験場屋上で観測された当日の日平均光量子量が  $1162\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  であることを考慮すると、急潮発生時に湾中央部の海底泥表面に発芽に十分な光量子量が到達するという上記の推測は妥当といえる。従って、急潮の規模や侵入する暖水塊の透明度にも左右されるが、湾中央部に高密度に分布している休眠期細胞が、珪藻類増殖の“初期群”即ち

“seed bank” (Itakura *et al.*, 1997) としての役割を果たしている可能性が高い。

急潮後の珪藻類増殖の“初期群”としては急潮発生以前に湾内で増殖していた栄養細胞が急潮後も持ち越されている可能性や湾内に侵入する水塊 (暖水塊及び低温水を含む) が栄養細胞を供給している可能性も考慮する必要がある。更に、急潮による底泥の攪拌 (川端・佐竹, 1992) は底泥の巻き上がりによる休眠期細胞の発芽を促進しているとも考えられる。本研究ではこれらの点に関する検討は行っており、また珪藻類休眠期細胞と湾内で増殖する珪藻類との関係についても属レベルでの解析に留まっている。今後はこれらの点に関するより詳細な検討が必要である。

## 結 論

本章では、宇和海における珪藻類の消長と急潮に伴う物理・化学環境の変化との関係を休眠期細胞の発芽に必要な光条件及び増殖に必要な栄養塩類供給機構の面から検討した。

観測期間中に 2 回の大規模な急潮 (急潮 A, 急潮 B) が発生し (Fig.5-2)、両者の間で、急潮後の水温低下やクロロフィル *a* 濃度並びに珪藻類の密度変化パターンが大きく異なっていた (Fig.5-3, Fig.5-4, Fig.5-5)。急潮後の水温低下と Si 濃度の上昇との間には負の相関関係が認められ (Fig.5-6, Fig.5-7)、急潮後の湾外起源の栄養塩類に富む低温水が底層より湾内に供給されることによって湾内の栄養塩濃度が増加することが確認された。急潮 A と急潮 B の発生後の珪藻類の密度変化の違い (Fig.5-4) は、急潮後に湾外より供給される栄養塩量の違いによって説明することができる。

下波湾の底泥には周年を通じて *Chaetoceros* spp を主体とした珪藻類休眠期細胞が高密度に存在していた (Fig.5-11, Fig.5-12)。珪藻類休眠期細胞の発芽に与える光条件の影響を検討したところ、発芽に必要な光条件は  $1.3\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  以上であり、その後の十分な増殖のためには  $4.8\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  あるいはそれ以上の光条件が必要であった (Fig.5-14)。連続観測期間中の海底表面の光量子量の推移から、急潮に伴う暖水塊の侵入によって透明度が増加し、海底表面には休眠期細胞が発芽し、増殖するために必要な光条件が満たされたことが判った (Fig.5-10)。すなわち、急潮によって透明度の高い暖水塊が湾内へ侵入することにより、海底表面の光量子量が増加し、湾内底泥に高密度に存在する休眠期細胞は速やかに発芽、浮上して、急潮後の珪藻類増殖の“初期群”としての役割を果たす。また、急潮後の珪藻類の増殖は湾外起源の栄養塩類の供給に依存しており、休眠期細胞から発芽した珪藻類の“初期群” (栄養細胞群) は急潮後の低温水の侵入に伴って湾内上層に供給される栄養塩類を利用して速やかに増殖する。

これらのことから、流入河川が少なく、夏季の降水量が少ない宇和海の沿岸域においては、アコヤガイの主要な餌となる珪藻類の増殖は、急潮の発生とその後の低温水の侵入という 2 つの機構が効果的に機能することによって維持されているものと推察される。また、



急潮の発生及び低温水の侵入を急潮という一連の現象として考えるならば、急潮は宇和海における夏季の珪藻類増殖機構そのものであると言える。第2章で、近年の急潮強度の低下と沿岸域における珪藻類細胞密度の減少傾向を指摘したが、これは急潮の持つ“正の側面”である珪藻類の増殖機構が十分に機能していない結果と考えられる。

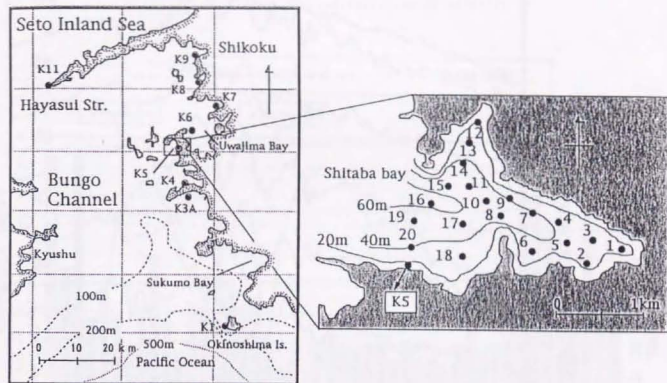


Fig.5-1 Location of the monitored stations in the Bungo Channel and Shitaba Bay.

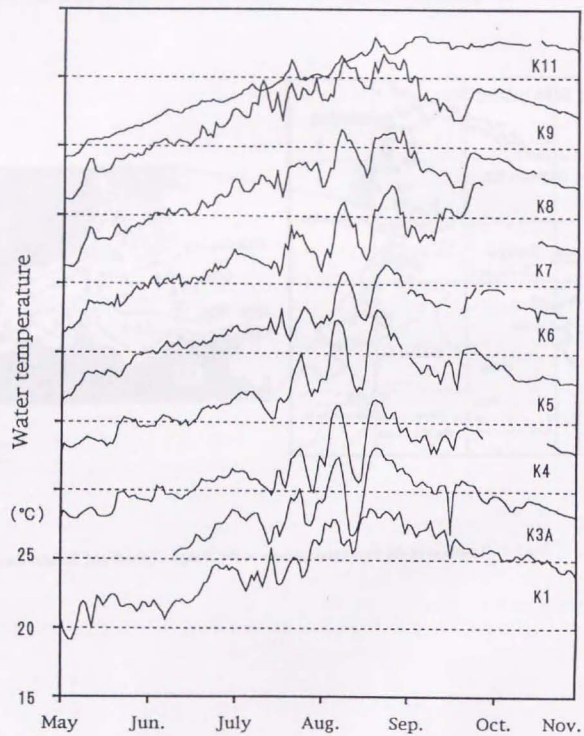


Fig.5-2 Water temperature at 5m depth of Stns.K1-K11(east coast of the Bungo Channel; Fig.5-1) from May to October. The ordinate scale is for Stn. K1 and for subsequent stations the scale is shifted 5°C upward, respectively.

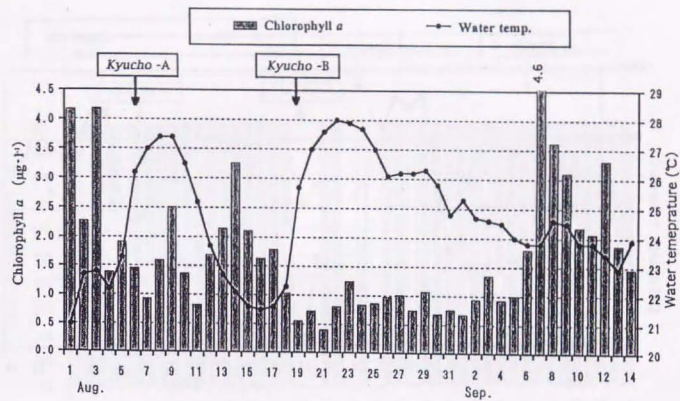


Fig.5-3 Changes in water temperature and chlorophyll *a* concentration at 3m depth of Stn. K5 from 1 August to 14 September 1995.



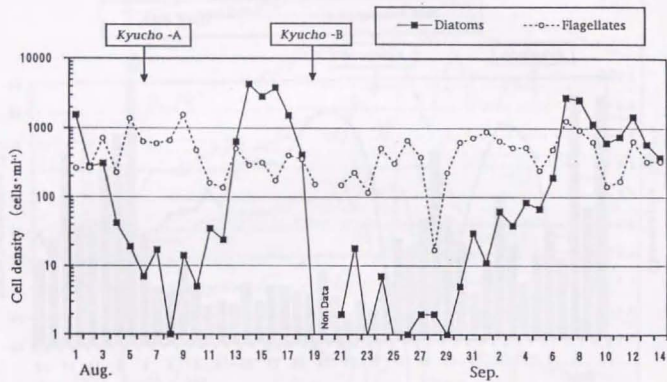


Fig.5-4 Changes in cell density of diatoms and flagellates at 3m depth of Stn. K5 from 1 August to 14 September 1995.

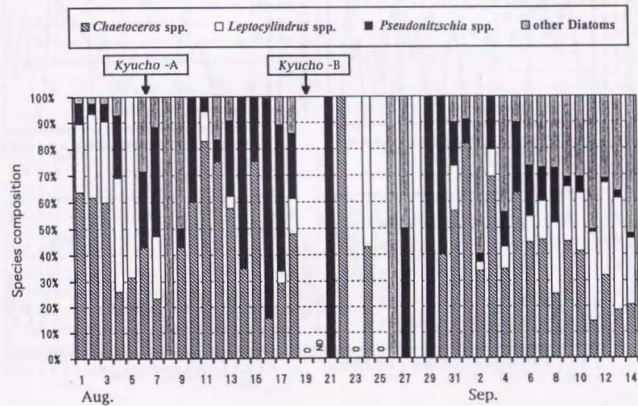


Fig.5-5 Changes in diatom species composition at 3m depth of Stn. K5 from 1 August to 14 September 1995.

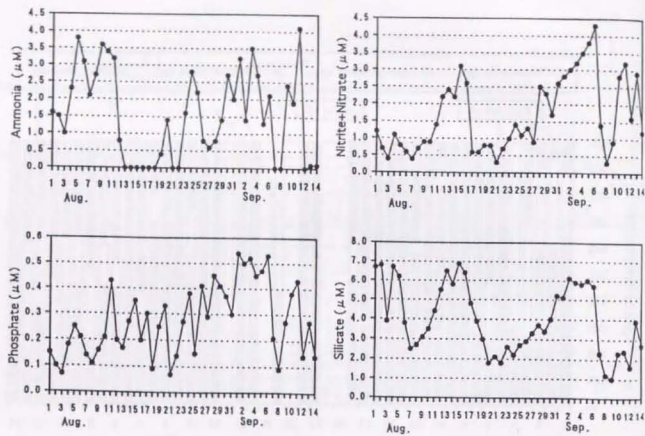


Fig.5-6 Changes in nutrient concentrations at 3m depth of Stn. K5 from 1 August to 14 September 1995.

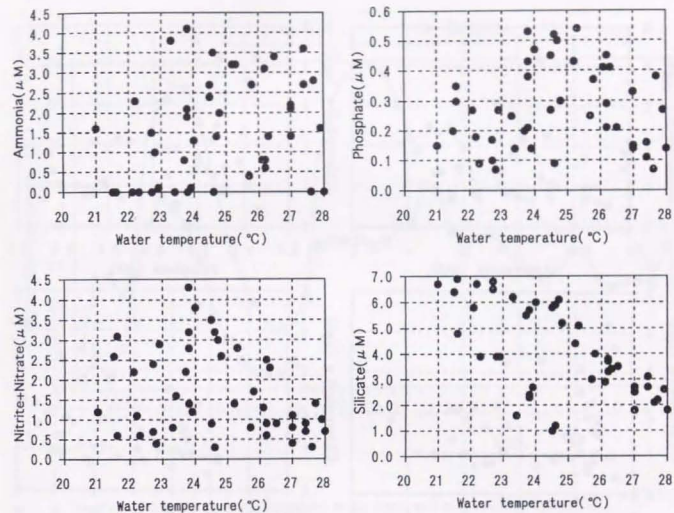


Fig.5-7 Relationship between water temperature and nutrient concentrations at 3m depth of Stn.3 from 1 August to 14 September 1995.



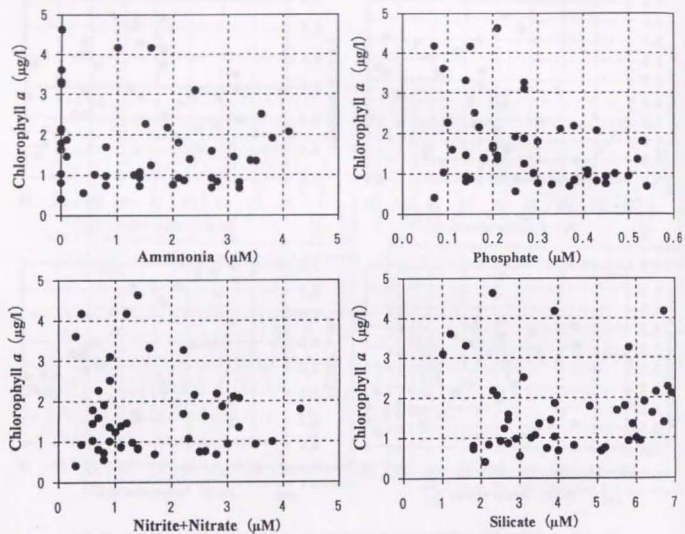


Fig.5-8 Relationship between nutrient concentrations and chlorophyll *a* concentration at 3m depth of Stn.3 from 1 August to 14 September 1995.

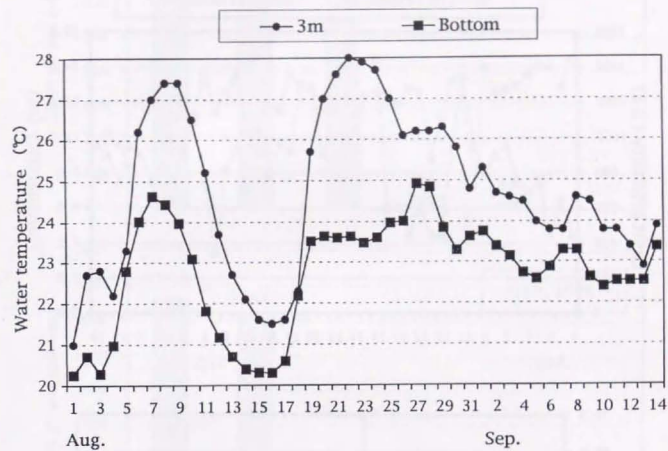


Fig.5-9 Changes in water temperature at 3m depth and at the bottom of Stn. K5 from 1 August to 14 September 1995.

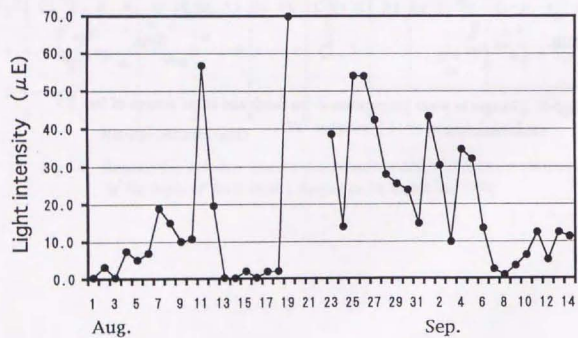
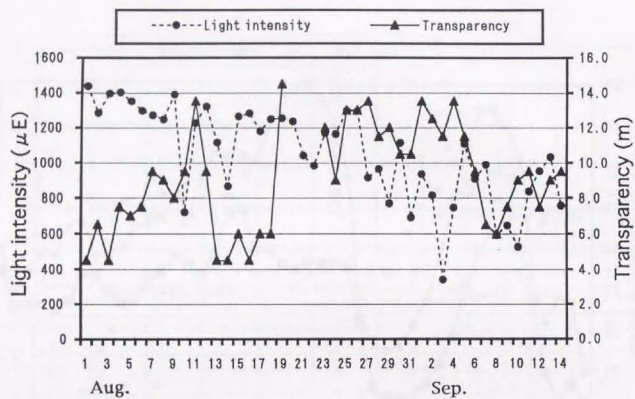


Fig. 5-10 Changes in light intensity at the sea surface and transparency (upper panel), and light intensity in the bottom layer (lower panel) at Stn. K5 from 1 August to 14 September 1995.

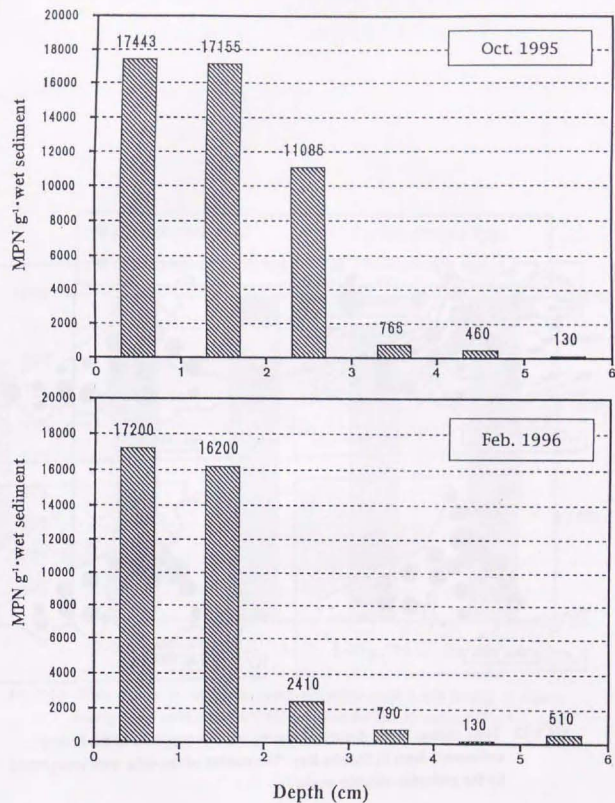


Fig. 5-11 Vertical distributions of diatom resting stage cells in the bottom sediment at Stn. 8. The number of the cells were enumerated by the extinction dilution method.



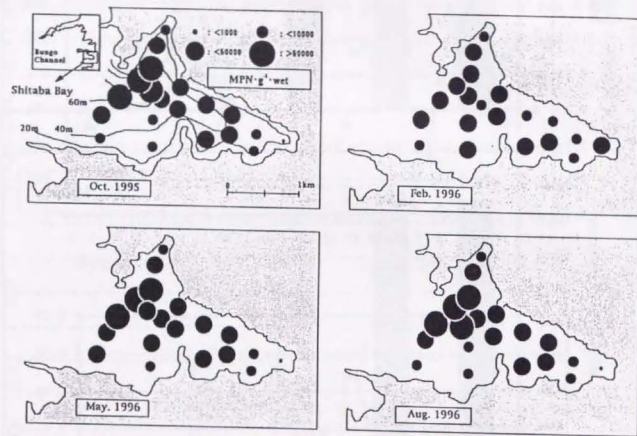


Fig.5-12 Time change in the density of diatom resting stage cells in the bottom sediment(0-3cm) in Shitaba Bay. The number of the cells were enumerated by the extinction dilution method.

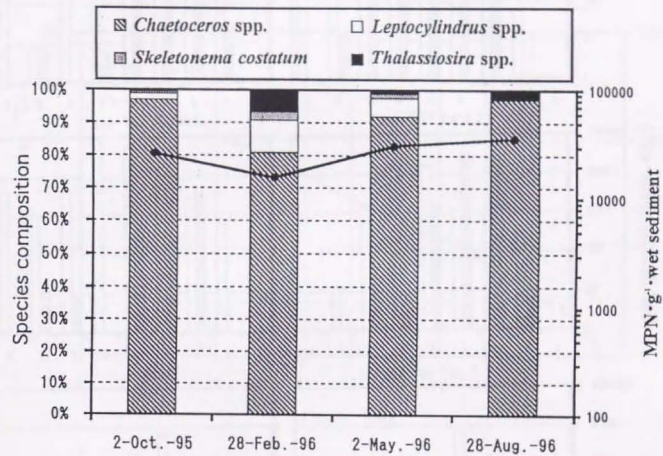


Fig.5-13 Time change in the species composition(bar graphs) and density of diatom resting stage cells(solid bar). Mean values for the 20 stations (Fig.5-1, right) in Shitaba Bay are shown.

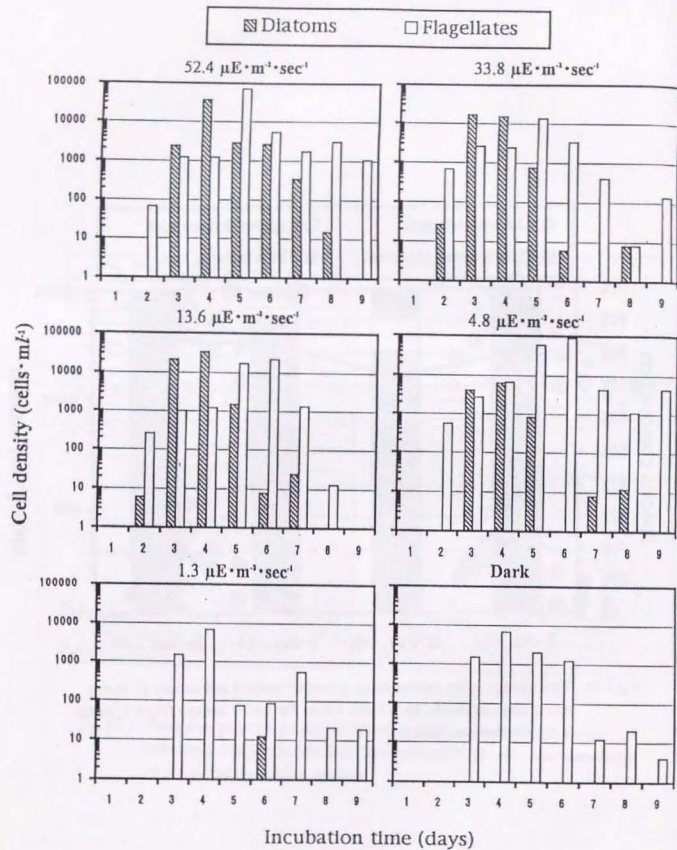


Fig. 5-14 Changes in the abundance of vegetative cells of diatoms and flagellates which germinated and ascended from the bottom sediment to the surface of cylindrical culture vessels. The bottom sediment collected at Stn.13 was cultured under different light conditions according to the method reported by Imai *et al.* (1996)

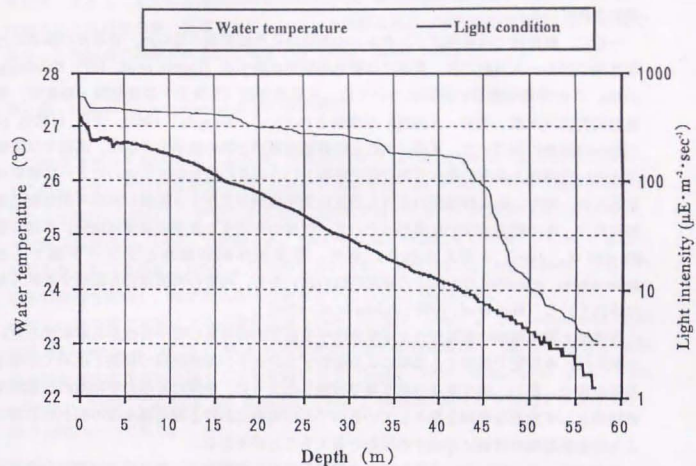


Fig. 5-15 Vertical profiles of light intensity and water temperature at Stn.19 when the typical *Kycho* occurred on 13 August 1996.





水温値を解析に使用した。

細胞密度の経日変化の解析には、養殖漁場が集中していること等から調査を比較的頻繁に行なった白浦、吉田、宇和島及び三浦の4海域 (Fig.6-3 中に破線で区分) のそれぞれにおける全ての観測結果の平均値を用いた。溶存酸素濃度の変化についてはそれぞれの海域で観測点を固定した4点 (Fig.6-3 中の Stn. A, B, C 及び D) の観測結果を中心に解析を行った。

## 結果

### G. polygramma の発生状況

Fig.6-4 に白浦、吉田、宇和島及び三浦の4海域における G. polygramma 遊泳細胞密度 (以下密度) の経日変化を示す。赤潮は調査海域全てで同時に形成されていたのではなく、8月25日に白浦海域 (以下白浦) 及び吉田海域 (以下吉田) でそれぞれ 285 cells/ml, 900 cells/ml の密度で出現し、その後9月30日に宇和島海域 (以下宇和島) で 250 cells/ml, 9月13日に三浦海域 (以下三浦) で 700 cells/ml の密度で出現が確認された。白浦、吉田、宇和島は10月28日まで  $10^3$  cells/ml を超える密度で推移し、三浦は11月10日まで  $10^3$  cells/ml を超える密度で推移した。

### G. polygramma の鉛直分布

法華津湾における日中の *in vivo* クロロフィル蛍光値の鉛直分布を Fig.6-5 に、夜間の鉛直分布を Fig.6-6 に示す。なお、本赤潮は G. polygramma 一種で形成されていたので、この蛍光値の変化は本種の遊泳細胞数の変化と見なされる。日中の蛍光値の鉛直分布 (Fig.6-5) はいずれも 2 m 以浅にそのピークが存在していた。一方、夜間の鉛直分布は (Fig.6-6) 日中と比較してかなり低い蛍光値であるが、底層付近に明瞭なピークが認められた。

### 気象・海況

7月から10月の間の10日間ごとの降水量の変化を平年値とともに Fig.6-7 に示す。1994年は気象庁から高温、少雨、高日照の警戒警報が4月1日から9月30日の間継続して発令されており、7月上旬、8月上旬、8月下旬の降水量はいずれも 0mm であった。

法華津湾の Stn.K7 (Fig.6-3) における1991年から1994年の水温変化を Fig.6-8 に示す。1991年から1993年までの3年間には、図中矢印で示した水温の急変現象が観測されているが、1994年は7月下旬から8月初旬にかけてゆるやかな昇温が観測されただけで水温の急変現象は殆ど観測されなかった。また、1994年の8月初旬から9月初旬までの水温は25℃以上であり、他の3年間と比較して明らかに高水温で推移していた。

### 溶存酸素量及び魚介類の斃死状況

各海域で観測点を固定した4観測点の溶存酸素量 (以下 DO) の変化を Fig.6-9 に、魚介類の斃死状況を Table.6-2 に示す。DO は本海域における真珠貝の垂下層 (2~3m) 及び魚類生實の水深 (約 8m) を考慮して 5m 深の値を解析に使用した。なお、ここでは 3ml/l 以下の DO を貧酸素、1ml/l 以下を無酸素と呼ぶ。

Stn. A では、赤潮の発生が確認された直後から DO が急激に低下し、8月30日には 2.6ml/l, 9月2日には 0.5ml/l となった。その後、9月3日には 2.3ml/l まで回復したものの、9月7日には再び低下し、9月11日まで 1ml/l 以下の無酸素水塊が形成された。Stn. B では、9月13日に 0.2ml/l の無酸素水塊が形成された後、22日間の長期にわたり、貧酸素あるいは無酸素状態が続いた。吉田では9月13日に形成された無酸素水塊の影響により、養殖マダイ約1万尾が翌14日に斃死する等、計7.4万尾の養殖魚類が被害を受けた。Stn. C では Stn. A と同様、赤潮形成直後から DO が急激に低下し、9月16日に 0.7ml/l の無酸素水塊が形成されたが、その後は回復に向かった。しかし、観測点以外の海域では無酸素水塊の形成を示す白濁した海水が随所に存在しており、9月27日には台風の接近のため湾外への水の移動ができず、養殖マダイ等約7万尾が斃死する等、計125.1万尾もの養殖魚に被害が生じた。Stn. D では赤潮が湾内に侵入した直後の9月13日に 6.3ml/l の高い DO が観測されたが、以後急激に低下し、9月19日には 0.4ml/l, 9月21日には 0.1ml/l の極めて低い DO となった。その後も10月6日に 0.5ml/l が観測される等、約18日間にわたって、貧酸素あるいは無酸素水塊が形成された。この三浦では避難漁場の確保が困難で、真珠筏の湾外への回避が遅れ、最終的には3,546千個に及ぶアコヤガイ及びヒオウガイが斃死した。なお、これら4海域ではいずれも海水が白濁あるいは青白濁を呈する“青潮”が長期間形成され、付近一帯は強烈な腐敗臭や刺激臭に覆われた。

Stn. D における DO の鉛直分布変化を Fig.6-10 に示す。9月16日には 10m 以深で 2ml/l 以下となり、その後 5~10m の中層で顕著な貧酸素、無酸素水塊が形成された。9月30日には観測地点付近への赤潮の再度の流入により、一時的に上層で 6.0ml/l の高い DO が観測されたが、10月4日には全層で無酸素状態となり、10月8日まで継続した。なお、9月28日及び10月7日に採取した表層水の AVS (酸揮発性硫化物) 値はそれぞれ 1.28mg/l, 2.36mg/l, NH<sub>4</sub>-N は 55.4 μM, 14.1 μM であった。

## 考察

G. polygramma は長期間にわたり赤潮を形成する“persistent bloom”とも表現され (Catherine and Suzanne, 1990)、今回の赤潮も宇和海では過去に例を見ない約3ヶ月に及ぶ長期赤潮となった。沿岸域では赤潮生物の分解による酸素消費の影響を長期間受け続け、顕著な貧酸素あるいは無酸素水塊が形成された (Fig.6-9 及び Fig.6-10)。



遊泳細胞の日中における生息層は蛍光値の鉛直分布 (Fig.6-5) から、2m 以浅の表層にあった。夜間の調査結果 (Fig.6-6) では日中と比較すると微弱ではあるが蛍光値のピークが底層付近で観測された。このピークが *G. polygramma* の遊泳細胞によるとすれば、本種は日周鉛直移動を行っているものと考えられる。

魚介類の斃死が報告された海域 (Table.6-2) は、いずれも顕著な貧酸素あるいは無酸素水塊が形成された海域 (Fig.6-9 及び Fig.6-10) であった。三浦において大きな被害を受けたアコヤガイ (Table.6-2) は DO が 1.0-1.5 ml/l までは正常な呼吸を行う (和田, 1991) ので、酸素濃度が低下した影響のみでこのように甚大なアコヤガイの斃死が発生したとは考えにくい。上述したように、Stn. D では表層でも貧酸素あるいは無酸素水塊の形成とともに高濃度の硫化物、アンモニアが観測された。これまでも *G. polygramma* 赤潮発生時の特徴として、貧酸素水塊の形成と高濃度の硫化水素あるいはアンモニアの存在が指摘されている (西川, 1990, Catherine and Suzanne, 1990)。無酸素条件下で形成される硫化物は魚介類に対して有毒であり、水生生物の生存率は貧酸素あるいは硫化水素の単独条件下より、両者の複合的な条件下でさらに減少するとの報告がある (Theede *et al.*, 1969)。したがって、今回の赤潮による魚介類の斃死は貧酸素及び無酸素水塊の形成とそれに伴って生じた高濃度の硫化物、アンモニア等の複合的影響によるものと推定される。

赤潮発生時の気象、海況要因に注目すると、1994 年の特徴は平年に比べて極めて降水量が少なかったことである (Fig.6-7)。赤潮発生前から発生初期にあたる 8 月 15 日から 9 月 5 日までの 22 日間、降雨は全く観測されず、極めて安定した好天が続いていた。本種の赤潮形成時の気象要因について、発生前に長期間日照が続くこと (塩川ほか, 1966)、少雨であること (Catherine and Suzanne, 1990) が指摘されている。宇和島湾周辺では 1969 年にも本種によると思われる赤潮が発生したが (Table 6-1)、その発生前から発生期にあたる 9 月 ~ 10 月の降水量は 51mm と平年の 15% に過ぎず (松山気象台, 1990)、本種赤潮は降水量が少なく、気象条件の安定した年に発生し易いという傾向が伺える。

法華津湾における水温変化 (Fig.6-8) から、1994 年には例年と異なり水温の急変現象が観測されず、8 月初旬から 9 月初旬にかけて長期間 25℃以上の高い水温で安定的に推移したことが判った。水温の急激な変化は急潮の発生によって引き起こされているので、赤潮発生海域では急潮が発生しなかったと推定される。つまり、1994 年は第 3 章で指摘した急潮による湾内の海水交換が例年と比べて極めて悪く、且つ第 5 章で明らかにした急潮による珪藻類の増殖機構が殆ど機能しなかったと考えることができる。従って、急潮の発生状況は、本種赤潮の発生やその持続期間あるいは大量の魚介類斃死をもたらした貧酸素水塊の形成等に極めて密接に関連しているものと思われる。

### 第 3 節 *Gymnodinium mikimotoi* 赤潮の日周鉛直移動

渦鞭毛藻類の 1 種である *Gymnodinium mikimotoi* Miyake et Kominami ex Oda (高山・松岡, 1991) は西日本の各地で甚大な漁業被害を与える有害な赤潮生物として知られている (Takayama and Adachi, 1984)。本種の赤潮に関しては、現場調査に基づく報告が多く、飯塚・入江 (1966) は大村湾における本種赤潮の発生状況等から降雨性赤潮と貧酸素由来の赤潮という 2 つの発生機構を提示している。本種は無菌株による培養が難しい種類であったが、現在はほぼ培養系が確立され、水温・塩分・光強度による増殖速度が得られている (山口・本城, 1989)。さらに、これらの生理生態学的研究に基づく本種赤潮の発生機構に関し、山口 (1994) が優れた総括を行っており、発生機構の模式図も提示されている。

本種は周年にわたり遊泳細胞として観察されるため (Honjo *et al.*, 1990; 寺田ほか, 1987; 馬場ほか, 1994)、本種と双葉を成す有害赤潮種である *Chattonella* 属や他の鞭毛藻類のようなシスト形成については疑問視され、冬季に生き残った遊泳細胞が夏季の赤潮形成に結びつくという報告 (Honjo *et al.*, 1991) もある。*Chattonella* 属の発生予知が主として播種を対象として実施されているのに対して、本種は最近では伊予灘・周防灘を中心とした西部瀬戸内海で研究が進められ、その初期出現域が周防灘沿岸であること (田森ほか, 1991)、成層の崩壊に伴う周防灘系水の流れ・拡散が分布域の拡大をもたらすこと (小泉ほか, 1994) 等が明らかになっている。さらに物理モデルによる本種赤潮の再現計算も西部瀬戸内海を対象として実施されている (柳ほか, 1993; Yanagi *et al.*, 1995)。

宇和海においても、過去に漁業被害を与えた赤潮 20 件のうち 11 件は *G. mikimotoi* によるものであり (Table.6-1)、本種は宇和海における代表的な有害赤潮種である。

ところで、海水中を自由に遊泳することのできる鞭毛藻類のうち、いくつかの種類では水柱を鉛直移動する能力を持つことが知られている (Eppley *et al.*, 1968; Yamochi and Abe, 1984; Kamykowski, 1995)。*G. mikimotoi* においても、日周鉛直移動の報告があり、夜間の下層への移動速度は 1.3m/hour (Honjo *et al.*, 1990) から 1.7m/hour (飯塚・入江, 1966) の範囲にあるとされている。本種の鉛直移動能力は底泥抽出液によって増殖が促進されるという培養結果 (Hirayama and Numaguchi, 1972) 等から、他生物 (主として鉛直移動能力を持たない珪藻類) との競合に打ち勝つための生態的特徴であることが指摘されている (Honjo *et al.*, 1990)。この生態学的に重要な特徴である日周鉛直移動を詳細に検討することは、本種赤潮の発生機構解明の重要な鍵となる可能性がある。

本節では本種の鉛直移動の詳細を捉えることに成功した 1992 年の連続観測結果について述べる。

### 調査方法

1992 年の 8 月中旬から、豊後水道東岸域の法華津湾で本種による赤潮が発生した。観測された遊泳細胞の最高密度は  $3.9 \times 10^6$  cells/ml に達し、一部海域では漁業被害も報告さ



れた(水産庁, 1993)。観測は法華津湾内の2観測点(Stn.A, Stn.B; Fig.6-11)で8月12日から翌13日にかけて実施した。観測に用いた機器は現場投入型蛍光光度計(アレック電子(株)製ACL-200)で、70~120分間隔で0.1m毎の*in vivo*クロロフィル蛍光値(以下蛍光値)及び水温・塩分を測定した。更に、観測期間中に任意の水深から海水を採取し、上記蛍光光度計により海水の蛍光値を測定するとともに、海水1ml中の本種遊泳細胞密度を顕微鏡下でSedgwick-Rafter計数スライドを用いて測定した。

#### 結果及び考察

採取した海水(13サンプル)の蛍光値と*G. mikimotoi*遊泳細胞との関係をFig.6-12に示す。両者の間には顕著な対応関係が認められ、蛍光光度計で得られた蛍光値は本種赤潮によるものと考えられる。湾内の2観測点における蛍光値の変化をFig.6-13及びFig.6-14に示す。

Stn.A(Fig.6-13)では、本種遊泳細胞群は夜間に下層へ移動し、23:30には海底に到達した。一般に浅海域におけるプランクトンの鉛直移動については、プランクトン自身による移動以外にも潮流等による物理的な移送の影響を考慮すべきである。両地点における水温・塩分・密度( $\sigma_t$ )の鉛直分布(Fig.6-15)は、Stn.Aにおいては16:35~21:55の間は安定しており、少なくともこの間には本種遊泳細胞群の鉛直分布変化は、物理的な移送の影響を受けていないと考えられる。また上方への移動は01:20前後(夜明け4時間前)に開始され、09:50には表層に到達した。この間の移動速度はFig.6-15に示した鉛直分布変化から、潮流等による物理的な移送の影響を受けている可能性がある。従って、移動速度は、01:20~04:50や06:25~09:50はやや過大に、04:50~06:25は過小に推定されている。

Stn.Bにおける鉛直移動パターン(Fig.6-14)もStn.Aのそれ(Fig.6-13)とほぼ同じであった。細胞群のピークは23:10までにはほぼ水深18~20m程度に到達し、その後01:05頃から上層へ移動を開始し、09:45までは表層に集積した。このStn.Bにおける水温・塩分・密度( $\sigma_t$ )の鉛直分布はStn.Aと比較して安定していた(Fig.6-15)。従って、Stn.Bにおける各観測の間の移動速度は潮流等による物理的な移送の影響を大きく受けていないと考えられる。そこで、Stn.Bで明瞭な蛍光値のピークが観測された水深と観測時間に基づいて、本種の鉛直移動速度を求めた。その結果、上方、下方いずれの速度も約2.2 m/hourと推定された。これは過去に報告された本種の鉛直移動速度(Honjo *et al.*, 1990; 飯塚・入江, 1966)を上回っている。また、これまで報告された鞭毛藻類の遊泳速度は多くの場合0.2~2.0m/hour(Kamykowski, 1995)であり、本観測で得られた遊泳速度は極めて早い。

*G. mikimotoi*は中層増殖性の赤潮であることが知られ、顕著な赤潮を形成する以前の細

胞密度が $10^2 \sim 10^3$  cells/mlのレベルでは、水深5~10mに存在するという(Honjo *et al.*, 1990)。もし、本観測で明らかになった鉛直移動能力と同様の能力を中層に存在する遊泳細胞が持つと仮定すると、本種は赤潮形成以前に25~30m深まで移動することが可能となる。つまり本研究で明らかになった本種赤潮の鉛直移動能力は、25m以浅における水柱ないしは底層の栄養塩類や増殖促進物質を本種が利用できることを示唆している。また、本種の遊泳細胞群は日の出4時間前には上方への移動を開始し、10:00前後までには上層に到達した(Fig.6-13, Fig.6-14)。このことは、本種が日中に光合成を行うことのできる適当な水深により速く到達することを意味している。つまり、本種は浅海域における水柱及び底層の栄養塩類と増殖に必要な光条件の両者を効率的に獲得するための能力を備えている。

水深の異なる両地点において、上方への移動を開始する時間がいずれもほぼ01:00前後であったことは極めて興味深い。Stn.Aにおける上方への移動には、遊泳細胞群が海底に到達したことの影響もあるかもしれないが、Stn.Bでは海底に到達していないにも関わらずほぼ同時刻に上方への移動を開始している。このことは、本種の日周鉛直移動が*Ceratium furca*(Weiler and Karl, 1979)や他の鞭毛藻類(Kamykowski, 1995)で報告されている“circadian rhythm”によるものである可能性を示唆している。

#### 結論

本章では、宇和海における赤潮発生状況を取りまとめるとともに宇和海の有害赤潮である*G. polygramma*赤潮発生時の環境特性及び鞭毛藻類の生態学的特徴である日周鉛直移動について*G. mikimotoi*赤潮の観測例をもとに検討した。

*G. polygramma*による魚介類の斃死は貧酸素及び無酸素水塊の形成とそれに伴って生じた高濃度の硫化物及びアンモニア等の複合的影響によるものと推測された。また、1994年は*G. polygramma*赤潮発生海域である宇和島湾以北において急潮が極めて弱かったことが判った。長期に渡る*G. polygramma*赤潮の発生と貧酸素水塊の形成の原因の一つは、第3章及び第4章で指摘した急潮の持つ正の側面即ち、海水交換機能と競合生物である珪藻類の増殖機構が十分に機能しなかったことにあると考えられる。

宇和海の有害赤潮代表種である*G. mikimotoi*は“circadian rhythm”により約2.2m/hourの移動速度で1日に20m以上を鉛直移動することが明らかとなった。*G. polygramma*も鉛直移動能力を持つ可能性が示唆された。これら2種の鞭毛藻類が鉛直移動能力によって豊富な栄養塩類が存在する底層に移動できることは、珪藻類との種間競合に有利に働くものと考えられる。



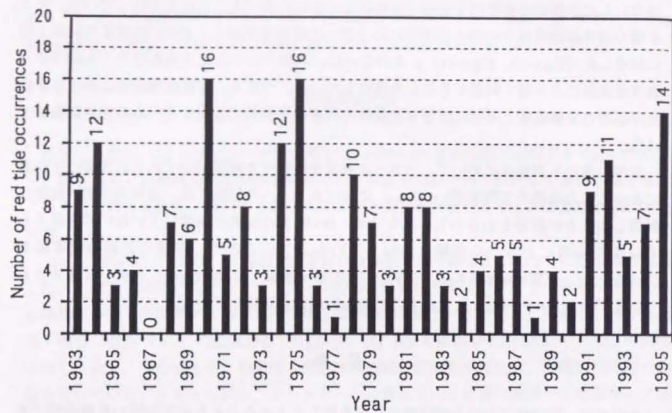


Fig.6-1 Yearly change in red tide occurrences in the eastern coast of Bungo Channel from 1963 to 1997.

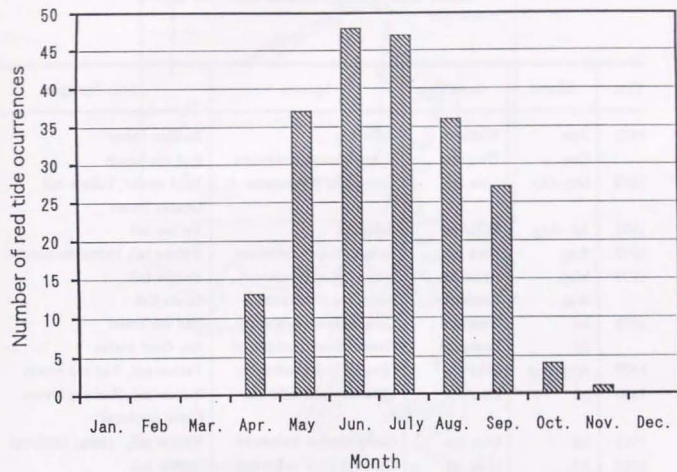


Fig.6-2 Monthly change of red tide occurrences in the eastern coast of Bungo Channel from 1963 to 1997.

Table 6-1 Red tides causing damages to fisheries in the eastern coast of Bungo Channel from 1963 to 1995.

Year	Month	Locality	Species	Fish damaged
1963	Apr.	Nishiumi	unknown	Benthic fishes
	Oct.	Uwajima	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Red sea bream
1969	Sep.-Oct.	Uwa sea	<i>Gonyaulax polygramma</i>	Pearl oyster, Yellow tail Oyster, Prawn
1971	Jul.-Aug.	Mikame	unknown	Yellow tail
1973	Aug.	Uwa sea	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Yellow tail, Horse mackerel
1975	May.	Iwamatsu	<i>Heterosigma akashiwo</i>	Yellow tail
	Aug.	Iwamatsu	<i>Noctiluca scintillans</i>	Green fish
1978	Jul.	Uwajima	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Red sea bream
	Jul.	Iwamatsu	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Eel, Gray mullet
1979	Aug.-Sep.	Uwa sea	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Yellow tail, Red sea bream
1980	Jul.	Uwa sea	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Yellow tail, Red sea bream Horse mackerel
1981	Jul.	Uwa sea	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Yellow tail, Horse mackerel
1983	Jul.	Uwa sea	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Yellow tail
1987	Jul.-Aug.	Hoketsu	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Yellow tail
	Aug.	Yawatahama	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Horse mackerel
1992	Aug.	Hoketsu	<i>Gymnodinium mikimotoi</i>	Yellow tail
1994	Aug.-Nov.	Uwa sea	<i>Gonyaulax polygramma</i>	Yellow tail, Red sea bream Chinese sea bass, Chiken grunt Japanese coaker, Pearl oyster Crimson sea bream, Scallop
1995	May	Uwajima	<i>Heterosigma akashiwo</i>	Yellow tail
	May	Iwamatsu	<i>Heterosigma akashiwo</i>	Red sea bream
	May	Yawatahama	<i>Heterosigma akashiwo</i>	Horse mackerel

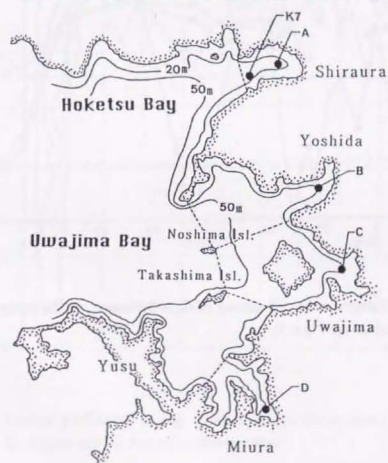
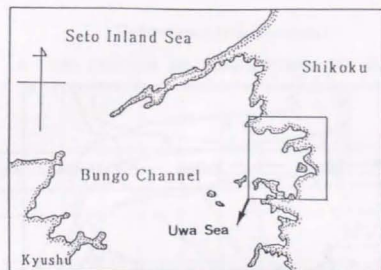


Fig. 6-3 Monitoring stations in Hoketsu Bay and Uwajima Bay. Areas separated by dotted lines are important for fish and shellfish culture. Dissolved oxygen concentration was observed at Stn. A-D and water temperature was observed at Stn. K7.



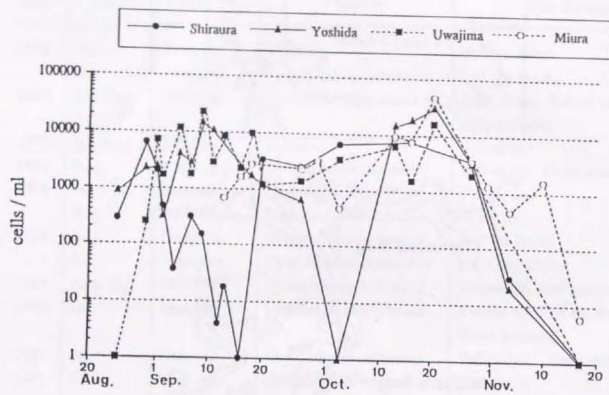


Fig.6-4 Changes in the cell density of *G. polygramma* at the surface layer of four areas.(see Fig.6-3)

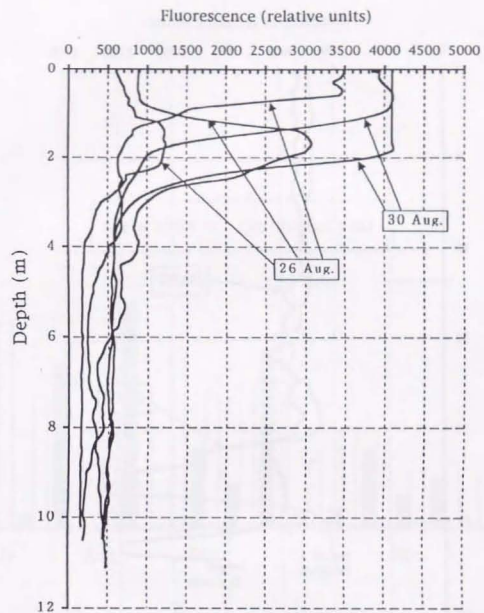


Fig.6-5 Vertical profiles of *in vitro* fluorescence in the daytime (around 13:30) on 26 August and 30 August in Hoketsu Bay.

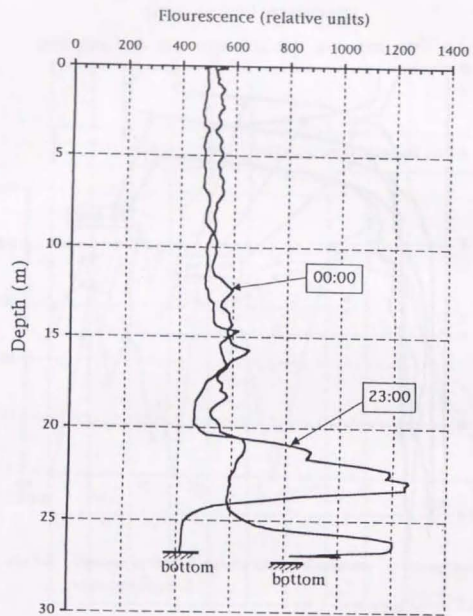


Fig.6-6 Vertical profiles of *in vivo* fluorescence at 23:00 and 00:00 on 26 August in Hoketsu Bay.

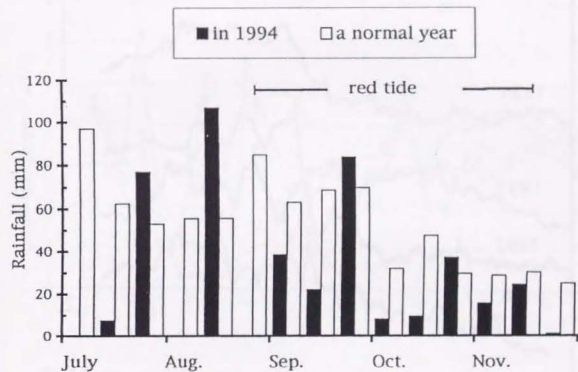


Fig.6-7 Precipitation (mm) over 10-day intervals from July to November at Uwajima in 1994 (closed bar) and in a normal year (open bar).



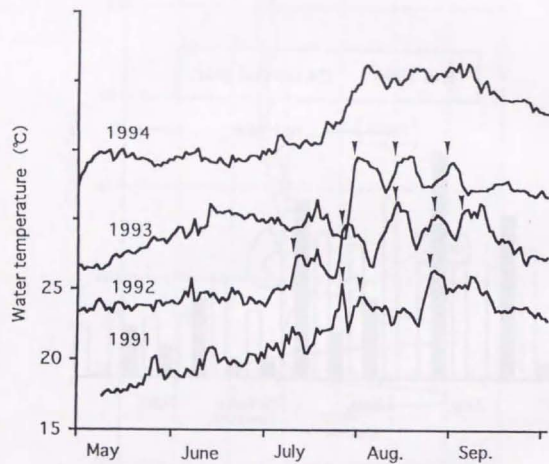


Fig.6-8 Changes in water temperature at Stn. K7 at 5m depth from May to September, 1991-1994. The ordinate temperature scale is for 1991 and for subsequent years the scale is shifted 5 °C upwards every year for 1992-1994. Arrows denote the *Kyucho* occurrences.

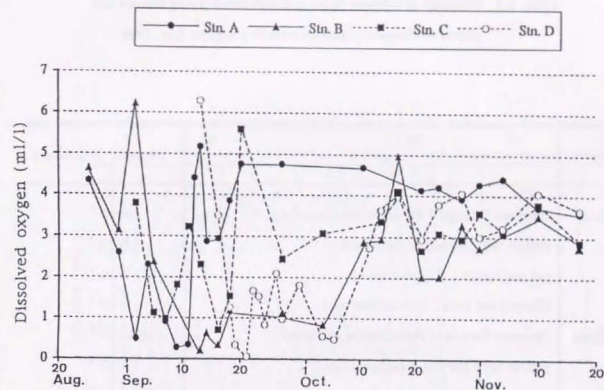


Fig.6-9 Changes in dissolved oxygen concentration at 5m depth of Stns. A-D (see Fig.6-3).

Table. 6-2 Mortality of cultured fishes and shellfishes during the red tide period of *Gonyaulax polygramma* in Uwajima Bay, 1994

areas	species	mortality in numbers
Yoshida	Japanese flounder ( <i>Paralichthys olivaceus</i> )	$16 \times 10^3$
	yellow tail ( <i>Seriola quinqueradiata</i> )	$2 \times 10^3$
	red sea bream ( <i>Pagrus major</i> )	$51 \times 10^3$
	Chinese sea bass ( <i>Lateolabrax</i> sp.)	$5 \times 10^3$
Uwajima	Japanese flounder ( <i>Paralichthys olivaceus</i> )	$150 \times 10^3$
	yellow tail ( <i>Seriola quinqueradiata</i> )	$7 \times 10^3$
	red sea bream ( <i>Pagrus major</i> )	$736 \times 10^3$
	Chinese sea bass ( <i>Lateolabrax</i> sp.)	$163 \times 10^3$
	chicken grunt ( <i>Parapristipoma trilineatum</i> )	$120 \times 10^3$
	Japanese croaker ( <i>Nibea japonica</i> )	$15 \times 10^3$
Miura	crimson sea bream ( <i>Eymnis japonica</i> )	$60 \times 10^3$
	scallop ( <i>Chlamys nobilis</i> )	$676 \times 10^3$
	pearl oyster ( <i>Pinctada martensii</i> )	$2,870 \times 10^3$

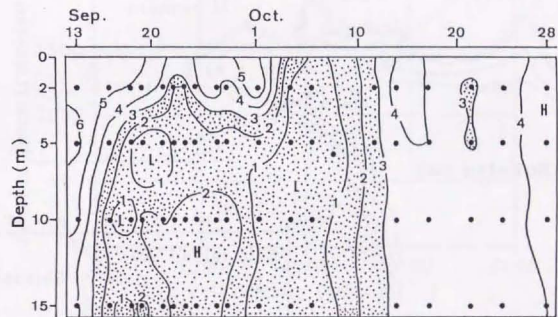


Fig.6-10 Isopleth of the dissolved oxygen concentration at Stn. D from 13 September to 28 December. Dotted areas indicate oxygen deficient water (below 3ml/l of dissolved oxygen).



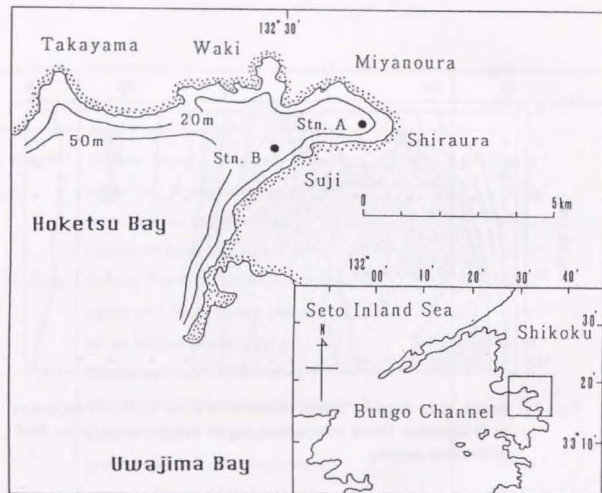


Fig.6-11 Map of Hoketsu Bay showing the positions of Stns. A and D.

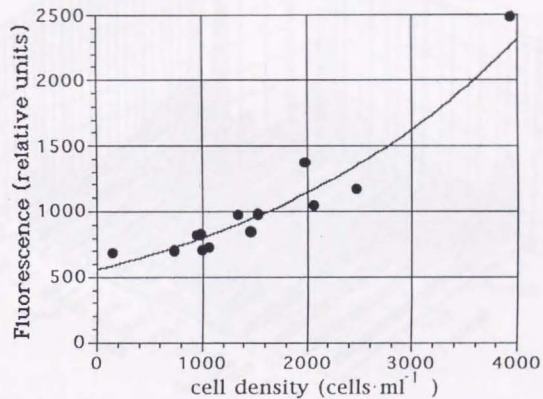


Fig.6-12 Relationship between cell density and *in vivo* fluorescence using data from 13 samples collected from several layers at Stns. A and B.

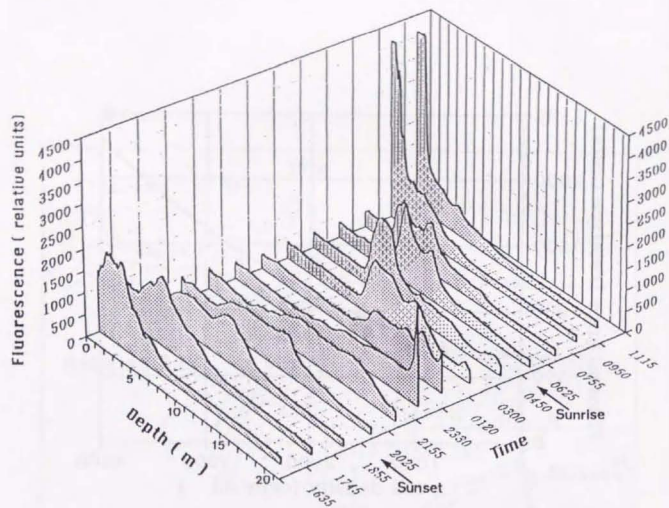


Fig.6-13 Changes in vertical profiles of fluorescence (relative units) at Stn. A.

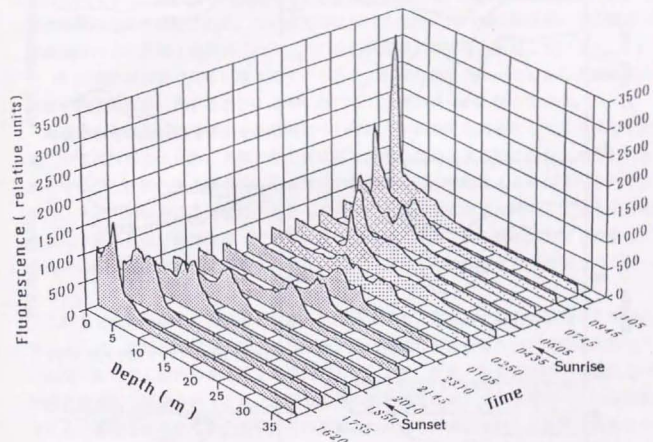


Fig.6-14 Changes in vertical profiles of fluorescence (relative units) at Stn. B.



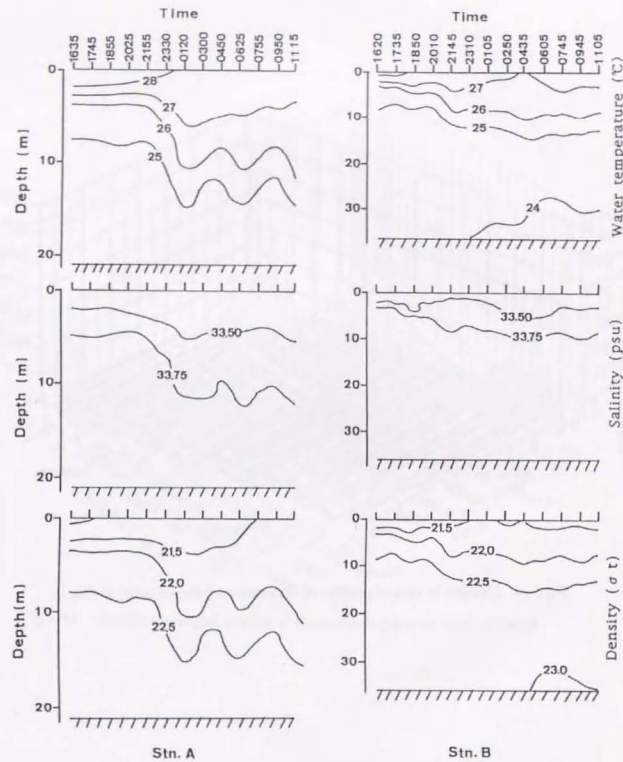


Fig.6-15 Changes in vertical profiles of water temperature, salinity and density ( $\sigma_t$ ) at Stn. A (left side) and Stn. B (right side).

黒潮あるいは沿岸境界流に面する日本沿岸各地で確認されている水温急変現象は一般に急潮と呼称され、その存在は古くから知られ、発生機構の解明や予知に関する様々な研究が行われてきた。本研究の対象海域である豊後水道域では、水道南部の宿毛湾において最初に急潮の存在が確認された。この宿毛湾における急潮については係留系による観測や衛星画像等により詳細な検討が行われ、その発生が黒潮の離岸と関連していること、8日～15日程度の周期で周年に渡り発生すること、黒潮前線波動の一つである黒潮起源の暖水舌が四国南西部に達することによって起こること等が明らかになっている。

水道内部の四国沿岸で発生する急潮については、宇和島湾を対象として長期係留観測に基づいて検討が加えられ、水温の急上昇に伴って湾口部から湾奥部に向かう流速が大きく変化すること、侵入する暖水塊はその起源が黒潮系の暖水であること等が報告されている。また、水道内部における急潮は、主として夏季の小潮の頃に潮汐と同期して発生する他の海域には見られない特徴を持っている。この原因は、潮流・風・海面加熱などの変化に伴う海水の鉛直混合作用によるものと推測されているが、その詳細な力学機構は良く判っていない。

これまでの急潮論はその発生・伝播・消滅過程等の力学機構そのものに対する学問的興味とともに、定置網の被損や流出、養殖魚介類の斃死の引き金等のいわば急潮の持つ“負の側面”に対する被害の未然防止を目的として、水温、流速、衛星画像等の観測に基づき物理的視点から論議されてきた。急潮は沿岸の漁場環境に対して正負両面の大きな影響を与えると推測されるにも拘わらず、その影響を沿岸域で詳細に検討した事例は極めて少ない。特に、急潮の持つ“正の側面”についての研究は殆ど行われておらず、また、生物・化学的視点から急潮を捉えた事例は非常に少ない。宇和海の基幹産業の一つである真珠養殖業は海域の基礎生産と密接な関わりを持っており、アコヤガイの餌となる植物プランクトンの量的、質的変動は極めて重要な事項である。急潮は宇和海沿岸の漁業者からは“澄み潮”と呼ばれ、湾内の植物プランクトンを激減させるため、歓迎すべからざる現象として認識されており、植物プランクトンを主体とした生物的側面から急潮の影響を明らかにすることはその意味で重要な課題である。

以上のような背景から、本論文は豊後水道で発生する急潮が沿岸域に与える影響を、急潮の持つ“正の側面”である海水交換過程及び植物プランクトンの増殖機構の両面から明らかにしようとした。本研究によって得られた結果を以下に要約する。

#### 1. 急潮の発生状況

1991年から1995年の宇和海沿岸域の水温連続観測値及び下波湾における過去17年間の水温観測値を用いて急潮の発生状況について検討した。豊後水道内部にまで侵入する急

潮は主として5月～10月の夏季に発生し、冬季の急潮による暖水塊の侵入はその多くが宇和海中央海域までに限られ、宇和海北部海域までは伝播しないことが判った。水温変動の特徴から、宇和海の沿岸域は大別すると4つの海域に区分することができた。

急潮の発生が少なかった年は、過去17年間の中では1989、1994、1996、1997年であった。近年、急潮はその発生時期が夏季の極く一部の期間に限られ、急潮強度も低下傾向にある。これは急潮後の水温低下が小さいことに起因するものと思われた。また、宇和海沿岸域における珪藻類細胞密度は低下傾向にあり、その組成も変化していることが明らかとなった。

## 2. 急潮による海水交換過程

豊後水道中央部の典型的な内湾漁場である下波湾を対象として、STDによる連続観測を実施し、急潮発生前後の湾内の海水交換過程について検討した。その結果、急潮の発生によって、暖水塊は湾口上層より侵入し湾内の海水を湾外へ流出させる海水交換機能を持っていることが明確となった。また、急潮後の湾内水温の低下は湾外起源の低温水が湾内下層より侵入することによって起こり、この湾内への低温水の侵入も重要な海水交換過程の1つであることを初めて明らかにした。急潮後の水温の低下は、宇和海沿岸の全ての観測点で見られ、湾外起源の低温水の侵入は下波湾以外でも起こっているものと思われた。

急潮という現象を論議する上で、水温の急激な上昇のみならずその後の水温の低下も含めた一連の現象を捉える必要があることを指摘した。

## 3. 急潮による栄養塩供給

下波湾における急潮発生時の海水交換過程と関連づけながら、珪藻類の増殖と急潮の関係は栄養塩供給の面から検討した。その結果、急潮は暖水塊の侵入によって一旦は湾内を貧栄養化させるが、急潮後の低温水の侵入によって湾内に栄養塩類が供給され、又上層に移送されることが判った。下波湾において、降雨量の少ない夏季にchl. *a*が比較的高い値を示し、水温の低下と連動してchl. *a*が急激に増加するのは、急潮後の低温水の侵入による栄養塩類の供給機構が効果的に機能しているためと考えられた。急潮は宇和海沿岸では夏季に周期的に発生しているため、下波湾と同様の栄養塩類の供給機構が他の湾でも起こっている可能性が示唆された。

急潮は、宇和海沿岸域の植物プランクトン、特に珪藻類の増殖機構の一つとして極めて重要な役割を果たしていることが明らかになった。

## 4. 急潮後に侵入する低温水の起源

急潮後に湾内に侵入する低温水に着目し、その起源及び黒潮流軸の位置との関係について検討した。その結果、低温水の水道内部への侵入は、急潮による上層からの暖水塊の

侵入とともに沿岸域のみならず豊後水道全域における水温構造や栄養塩構造を劇的に変化させることが明らかになった。急潮後に侵入する低温水の起源は陸棚縁近傍で湧昇した高濃度の栄養塩類を含む陸棚斜面水であることが判った。

陸棚斜面由来の低温水は、豊後水道外の栄養塩類を水道内に供給する機能を持つものと推察された。また、豊後水道陸棚縁付近の底層水温は黒潮の離岸と関係していることが判った。

## 5. 急潮による珪藻類休眠期細胞の発芽と増殖

下波湾における珪藻類の消長と急潮に伴う物理・化学環境の変化との関係を休眠期細胞の発芽に必要な光条件及び増殖に必要な栄養塩類供給機構の両面から検討した。観測期間中に2回の大規模な急潮が発生したが、急潮後の水温低下やクロロフィル*a*濃度並びに珪藻類の密度変化パターンは大きく異なっていた。急潮後の水温低下と栄養塩濃度の間には対応関係が認められ、急潮後に湾外起源の栄養塩類に富む低温水が底層より湾内に供給されることによって湾内の栄養塩濃度が増加した。したがって、急潮後の珪藻類の密度変化の違いは、急潮後に湾外より供給される栄養塩量の違いによると推定された。

下波湾の底泥には周年を通じて *Chaetoceros* spp. を主体とした珪藻類休眠期細胞が高密度に存在していた。珪藻類休眠期細胞の発芽に対する光条件の影響を室内実験により検討し、発芽に必要な光量は  $1.3\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  以上であり、その後の十分な増殖のためには  $4.8\mu\text{E}/\text{m}^2/\text{sec}$  あるいはそれ以上の光量が必要であることを明らかにした。連続観測期間中の海底表面の光量子量の推移から、急潮に伴う暖水塊の侵入によって透明度が増加することによって、海底表面には休眠期細胞が発芽して増殖するために必要な光条件が満たされることが判った。

急潮の発生により、海底表面の光量子量が増加するため、湾内底泥に高密度に存在する休眠期細胞が速やかに発芽、浮上し、急潮後の珪藻類増殖の“初期群”としての役割を果たしている可能性が示唆された。急潮後の珪藻類の増殖は湾外起源の栄養塩類の供給に依存しており、休眠期細胞から発芽した珪藻類の“初期群”（栄養細胞群）が急潮後の低温水の侵入に伴って湾内に供給される栄養塩類を利用して速やかに増殖するものと考えられる。

流入河川が少なく、夏季の降水量が少ない宇和海の沿岸域においては、アコヤガイの主要な餌となる珪藻類の増殖は、急潮の発生とその後の低温水の侵入という2つの機構が効果的に機能することによって維持されていることが判った。

## 6. 宇和海における赤潮

宇和海における赤潮の発生状況を取りまとめるとともに、宇和海の有害赤潮の代表種である *Gonyaulax polygramma* 赤潮発生時の環境特性及び *Gymnodinium mikimotoi* 赤潮の生態



学的特性である日周鉛直移動について検討した。

*G. polygramma* による魚介類の斃死は貧酸素及び無酸素水塊の形成とそれに伴って生じた高濃度の硫化物及びアンモニア等の複合的影響によるものと推測された。1994 年は、*G. polygramma* 赤潮発生海域である宇和島湾以北において急潮が極めて弱かった。長期に渡る *G. polygramma* 赤潮の発生と貧酸素水塊の形成の原因の一つは、急潮の持つ正の側面即ち、顕著な海水交換機能と競合生物である珪藻類の増殖機構が十分機能しなかったことにあると考えられる。

*G. mikimotoi* は“circadian rhythm”により約 2.2m/hour の移動速度で 1 日に 20m 以上を鉛直移動することが明らかとなった。*G. polygramma* についても鉛直移動能力を持つ可能性が示唆された。宇和海の有害赤潮代表種であるこれら 2 種の鞭毛藻類は、鉛直移動によって豊富な栄養塩類が存在する底層に移動することで、珪藻類との種間競合に打ち勝つものと考えられる。

本研究の成果をもとに、豊後水道で発生する急潮の働きに焦点を合わせながら、この海域における夏季の植物プランクトンの増殖過程を Fig.7 に提示した。

宇和海沿岸域における夏季の植物プランクトンは陸水由来の栄養塩類の減少と成層の発達によって有光層内では栄養塩制限を受けている。赤潮を形成する鞭毛藻類は鉛直移動能力を持つため、珪藻類と比較すると下層の栄養塩類を利用する能力に顕著な差がある。大規模に営まれている魚類養殖起源の窒素及びリンの存在は、その増殖に Si が必要な珪藻類と比べ、鞭毛藻類の増殖にはプラスの作用をもたらす。珪藻類の増殖起源である休眠期細胞は発芽に際し、一定の光条件が必要であり、上層における植物プランクトンの増殖により光が制限されるため、増殖起源としての新たな“種(タネ)”の供給は妨げられる。従って、成層の発達する夏季は、珪藻類にとっては鞭毛藻類との競合に打ち勝つことが困難な不適な環境条件が形成されている (Fig.7-A)。

急潮の発生によって湾内上層から貧栄養の暖水塊が侵入し、湾内水は下層から湾外に流出する (Fig.7-B)。これにより湾内の透明度は回復し、消散係数の低下によって底泥中の珪藻類休眠期細胞は発芽に必要な光条件を獲得し、“seed bank”としての役割を果たす。急潮後には栄養塩類に富んだ陸棚斜面由来の低温水が侵入し、湾内に栄養塩類が供給されるため (Fig.7-C)、発芽した珪藻類の“種(タネ)”はその栄養塩類を利用して速やかに増殖する (Fig.7-D)。宇和海では急潮が夏季の間周期的に発生しているので、Fig.7 に示す B→C→D の過程が繰り返されることによって珪藻類は周期的に増殖しているものと思われる。一方、急潮そのものが発生しないあるいは急潮後に低温水が侵入しない場合、珪藻類はその増殖が制限され、競合生物である鞭毛藻類の卓越を許し、時には有害赤潮が形成される (Fig.7-A)。

豊後水道の急潮は養殖魚の斃死の原因になっている可能性があり、また稀には養殖生質

を破損させること等、養殖業に取って負の側面を持つ物理現象であることは否定できない。しかし、本研究の結果、急潮は海水交換を促進する機能を持ち、栄養塩類の枯渇しやすい夏季に宇和海沿岸のみならず豊後水道に栄養塩類を補給し、珪藻類の増殖機構として機能する等の正の側面を持つ物理現象であることが明らかとなった。急潮による海水交換が機能しなければ宇和海底層には魚類養殖による残餌などが蓄積し、成層の発達する夏季には貧酸素水塊等が発生して養殖魚や天然魚が斃死することも起こり得る。また、急潮による珪藻類の増殖機構が機能しなければ、相反する現象として有害な鞭毛藻類の赤潮が形成され、養殖業に悪影響を与える可能性もある。つまり、豊後水道の急潮は夏季の植物プランクトンの生産を維持し、大規模な真珠養殖や天然魚の生産を支え、また水質の悪化や有害赤潮の発生を抑制することによって大規模な魚類養殖を可能にしているものと推定される。

宇和海の養殖漁業を今後とも発展させて行くために必要なことは、急潮が持つこれら正負両面の影響を理解し、急潮と共存することのできる効率的な漁業生産を行っていくことである。自家汚染による漁場環境の悪化が不可避である魚類養殖にとっては、環境の自浄作用の範囲内に汚染負荷を留める持続的な漁場行使がこれからの最も重要な課題であり、斃死率の削減による養殖量の減少等の効率的な漁業活動が必要である。また、海域の生産性に依存する真珠養殖業では、生産性の範囲内に養殖量をコントロールする必要がある。本研究で明らかにした事項は定性的論議に留まり、これらの課題を克服するための定量化には至っていないが、本研究の成果は今後のそうした効率的な漁業に活用され、宇和海の漁場環境維持の基礎となるものと考えられる。

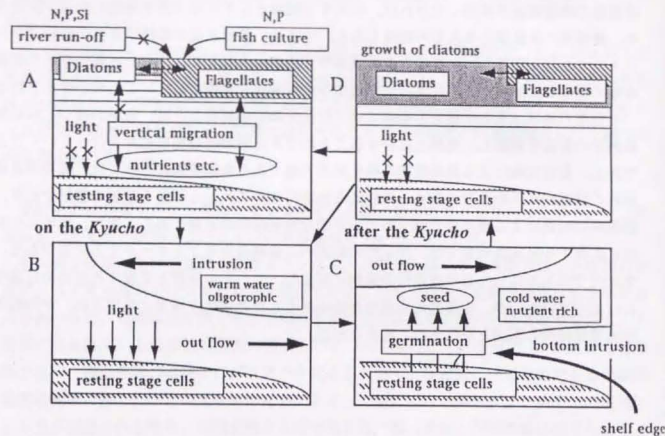


Fig. 7 A schematic representation of phytoplankton growth caused by *Kyucho* during summer season in the eastern coast of the Bungo Channel.

本研究を取りまとめるに当たり、終始、ご指導、ご鞭撻を賜るとともに本論分のご校閲をいただいた東京大学海洋研究所教授杉本隆成博士に心から厚く御礼を申し上げます。

また、懇切丁寧なご指導を賜り、かつ本論分のご校閲ならびに適切なご指導を頂いた東京大学海洋研究所海洋科学国際共同研究センター教授寺崎 誠博士、東京大学海洋研究所助教授中田英昭博士、東京大学大学院農学生命科学研究科助教授古谷 研博士、東京大学アジア生物資源環境研究センター助教授福代康夫博士に深く感謝の意を表します。更に、本研究を遂行するにあたり、数々の有意義なご教示を賜った九州大学教授柳 哲雄博士、北海道大学教授岸 道郎博士に厚く御礼申し上げます。

赤潮及び珪藻類休眠期細胞に関する研究の取りまとめに当たっては、九州大学教授本城凡夫博士、南西海区水産研究所赤潮環境部海況動態研究室長内田卓志博士、同赤潮生物研究室長山口峰夫博士にたとえようのないご厚情を賜り、心より御礼を申し上げます。そして、本研究の全般に渡る様々な視点からのご指導、ご教示を頂くとともに、ご厚情溢れる愛の鞭を振るって頂いた愛媛大学工学部教授武岡英隆博士に深く感謝いたします。

本研究を実施するに当たり、その必要性を重視して頂くとともに、取りまとめの機会を与えて頂いた愛媛県水産試験場長河野慈敬氏に厚く御礼を申し上げます。また、本研究の遂行に温かい御理解と励ましを頂いた前愛媛県水産試験場長佐野隆三氏、前愛媛県中予水産試験場長菊池 弘氏、愛媛県水産試験場開発室長市川 衛氏ならびに愛媛県中予水産試験場増殖室長澤田茂樹氏に感謝の意を表します。更に、種々の野外観測に協力、便宜を頂いた愛媛県水産試験場試験船「よしゆう」船長土井達夫氏、同機関長山口清敏氏ほか6名の船員の方々、愛媛県中予水産試験場坂口秀夫氏、愛媛県魚病指導センター河野芳巳氏、愛媛県水産試験場薬師寺房憲氏、同西川 智氏、愛媛県真珠養殖漁業協同組合松山紀彦氏ならびに、試料の処理や分析に協力して頂いた浅井早美さん、泉元千代喜さん、村田妙子さんに深く感謝致します。そして、急潮現象把握の重要性を漁業者の立場から理解され、長期に渡るメモリ式水温計の設置及び維持管理にご協力頂いた内海漁業協同組合職員細川時史氏、同前田 浩氏、下灘漁業協同組合員小川好人氏、吉田町漁業協同組合員山下隆教氏、三瓶湾漁業協同組合職員水野芳嗣氏、八幡浜漁業協同組合員矢野円常氏、町見漁業協同組合職員井上昭二氏、三崎漁業協同組合職員清水悦夫氏に伏して感謝致します。

最後に、本研究の取りまとめに専念することを許し、穏やかな家庭生活を支えてくれた妻博子に心から敬意を表する。



文 献

- 秋山秀樹 (1991) : 宿毛湾の急潮, 沿岸海洋研究ノート, 29, 90-96.
- 秋山秀樹 (1993) : 豊後水道周辺海域における水塊分布の季節変動. 南西外海の資源・海洋研究, 10, 49-51.
- 秋山秀樹 (1996) : 日本南岸海域の黒潮に伴う暖水舌と急潮に関する研究. 東海大学学位論文, 131pp.
- Akiyama, H. and Saito, S. (1993) : The *Kyuchō* in Sukumo Bay induced by Kuroshio warm filament intrusion. *J. Oceanogr.*, 49, 667-682.
- 秋山秀樹・真田康広・世登順三・清田耕司 (1996) : 豊後水道における夏季の水塊分布特性. 南西外海の資源・海洋研究, 12, 1-27.
- 秋山秀樹・柳 哲雄 (1984) : 宿毛湾における水温急変現象の機構, 沿岸海洋研究ノート, 22, 61-66.
- 秋山秀樹・柳 哲雄・中田喜三郎 (1987) : 宿毛湾における夏季の水温急変現象. 沿岸海洋研究ノート, 24, 169-181.
- 有賀祐勝・横浜康雄 (1979) : 西沢一俊・千原光雄編, 藻類研究法. 第1版, 共立出版, 東京, 436-441.
- Atkinson, L.P. (1977) : Modes of Gulf Stream intrusion into the south Atlantic Bight shelf waters. *Geophysical Research Letters*, 4, 583-586.
- Atkinson, L.P., Pietrafesa, L.J., and Hofmann, E.E. (1982) : An evaluation of nutrients sources to Onslow bay, North Carolina. *J. Mar. Res.* 40, 679-699.
- Atkinson L.P., O'Malley, P.G., Yoder, J.A., and Paffenhofer, G.S. (1984) : The effect of summertime break upwelling on nutrients flux in southeastern United States continental shelf waters. *J. Mar. Res.* 42, 969-993.
- 馬場俊典・檜山節久・神菌真人・江藤拓也・岩男 昂・樋下雄一・小泉喜嗣・高島 景・内田卓志・本城凡夫 (1994) : 西部瀬戸内海における赤潮渦鞭毛藻 *Gymnodinium mikimotoi* 遊泳細胞の越冬について. 日本プランクトン学会報, 41, 69-71.
- Catherine, W.Y.L., and Suzanne, S.Y.Y. (1990) : A Three-Month Red Tide Event in Hong Kong. in "Toxic Marine Phytoplankton" (ed by E. Graneli et al.), Elsevier, New York, pp.481-486.
- Chareonpanich, C., Tsutsumi, H., and Montani, S. (1994) : Efficiency of the deposition of organic matter, loaded on the sediment, as a result of biological activity of *Capitella* sp. I. *Marine Pollution Bulletin*, 28, 314-318.
- Durbín, E.G. (1978) : Aspects of the Biology of Resting Spores of *Thalassiosira nordenskiöldii* and *Detomula confervacea*. *Marine Biology*, 45, 31-37.
- 愛媛県 (1991) : 愛媛県新水産振興基本計画, 104pp.
- 愛媛県 (1994) : 平成 5 年度赤潮調査報告書, 59pp.
- 愛媛県気象月報 : 松山地方気象台, 1990-1991.
- 愛媛県水産試験場 (1912) : 大正 2 年愛媛県水産試験場業務報告, 32pp.
- 愛媛県水産試験場 (1970) : 昭和 4 2 年度愛媛県水産試験場事業報告, 229-237.
- 愛媛県水産試験場 (1978-1997) : 赤潮予察, 赤潮発生調査, 赤潮調査, 貝毒成分・有害プランクトンモニタリング事業報告書.
- 愛媛県水産試験場 (1995) : 平成 6 年度魚類養殖対策調査委託事業報告書. 93-133.
- 愛媛県水産試験場・武岡英隆 (1992) : 平成 3 年度急潮現象予知手法開発研究報告書, 43pp.
- 愛媛県水産試験場・武岡英隆 (1993) : 平成 4 年度急潮現象予知手法開発研究報告書, 43pp.
- 愛媛県水産試験場・武岡英隆 (1994) : 平成 5 年度急潮現象予知手法開発研究報告書, 60pp.
- 愛媛農林統計協会 (中国四国農政局愛媛統計情報事務所編) (1998) : 愛媛農林水産統計年報水産編, 110pp.
- 愛媛農林統計協会 (中国四国農政局愛媛統計情報事務所編) (1994) : 愛媛農林水産統計年報水産編, 98pp.
- Eppley, R.W., Holm-Hansen, O., and Strickland, J.D.H. (1968) : Some observations on the vertical migration of dinoflagellates. *J. Phycol.*, 4:333-340.
- Ferraz-Reyes, E., G. Reyes-Vasquez and I. B. Bruzual (1979) : Dinoflagellate Blooms in the Gulf of Cariaco, Venezuela. in "Toxic Dinoflagellate Blooms" (ed by D.L. Taylor and H.H. Seliger), Elsevier, New York, 1979, pp.155-160.
- Garrison, D., L. (1984) : Planktonic Diatoms. In *Marine Plankton Life Cycle Strategies* (eds. Stedinger K.A. and Walker L.M.), CRC Press, Boca Raton, Florida, pp.1-17.
- Hargraves, P.E. and F.W. French (1983) : Diatom resting spores: significance and strategies, In *Survival Strategies of the Algae*, ed. G.A. Fryxell, Cambridge Univ. Press, 49-68.
- 橋本俊也・松田 治・武岡英隆・山本民次・横間恵介 (1995) : 豊後水道における高栄養底層水の陸棚湧昇, 広島大学生物生産学部紀要, 34, 161-165.
- Hirayama, K. and Numaguchi, K. (1972) : Growth of *Gymnodinium* Type-65, causative organism of red tide in Omura Bay, in medium supplied with bottom mud extract. *Bull. Plankton Soc. Japan*, 19, 13-21.
- Hollibaugh, J.T., D.L.R. Seibert and W.H. Thomas (1981) : Observations on the survival and germination of resting spores of three *Chaetoceros* (Bacillariophyceae) species, *J. Phycol.* 17, 1-9.
- Honjo, T., Yamamoto, S., Nakamura, O., and Yamaguchi, M. (1990) : Annual cycle of motile cells of *Gymnodinium nagasakiense* and ecological features during the period of red tide development. In Graneli, E., Sundström, B., Elder, L. and Anderson, D.M. (eds), *Toxic Marine Phytoplankton*. Elsevier, New York, 165-170.

- Honjo, T., Ymaguchi, M., Nakamura, O., Yamamoto, S., Ouchi, A., and Ohwada, K. (1991): A Relationship between Winter Temperature and the Timing of Summer *Gymnodinium nagasakiense* Red tides in Gokasho Bay. *Nippon Suisan Gakkaishi*, 57, 1679-1682.
- Iizuka, S. and Irie, H. (1966): The hydrographic conditions and the fisheries damages by the red water occurred in Omura Bay in summer 1965-II. *Bull. Fac. Fish. Nagasaki Univ.*, 21, 67-101.
- 飯塚昭二 (1976): 大村湾における汚染の進行と赤潮プランクトンの変遷, 日本プランクトン学会報, 23, 31-43.
- 飯塚昭二, 入江春彦 (1966): 1965年夏期大村湾赤潮時の海況とその被害, II 後期赤潮とその生物学的特徴について, 長崎大学水産学部研究報告, 21, 67-101.
- 今井一郎 (1991): 珪藻類休眠細胞の休眠および発芽と環境要因-II-, 有害赤潮の生態学的防御による被害防除技術の開発に関する研究, 平成2年度研究報告書, 南海海区水産研究所, 31-41.
- 今井一郎 (1992): 珪藻類休眠細胞の休眠および発芽と環境要因-III-, 有害赤潮の生態学的防御による被害防除技術の開発に関する研究, 平成3年度研究報告書, 南海海区水産研究所, 35-45.
- 今井一郎 (1994): 珪藻類休眠細胞と赤潮鞭毛藻シストの生理生態学的特徴, 有害赤潮の生態学的防御による被害防除技術の開発に関する研究, 5ヶ年の研究報告書, 南海海区水産研究所, 35-51.
- 今井一郎・板倉 茂・伊藤克彦 (1990): 播磨灘および北部広島湾の海底泥中における珪藻類の休眠細胞の分布, 沿岸海洋研究ノート, 28, 75-84.
- Imai, I., Itakura, S., Yamaguchi, M., and Honjo, T. (1996): Selective germination of *Heterosigma akashiwo* (Raphidophyceae) cysts in bottom sediments under low light conditions: A possible mechanism of red tide initiation, In *Harmful and Toxic Algal Blooms*, eds. Yasumoto T., Oshima Y. and Fukuyo Y., *Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO 1996*, 197-200.
- Imai, I., and Itoh, K. (1987): Annual life cycle of *Chattonella* spp., causative flagellates of noxious red tides in the inland sea of Japan, *Marine Biology*, 94, 287-292.
- Imai, I., Itoh, K., and Anraku, M. (1984): Extinction dilution method for enumeration of dormant cells of red tide organisms in marine sediments, *Bull. Plankton Soc. Japan*, 31, 123-124.
- 板倉 茂 (1995): 浮遊珪藻類休眠細胞の生態戦略, 月刊海洋, 27, 575-581.
- 板倉 茂・今井一郎 (1991): 海底泥中の珪藻類休眠細胞密度の地理的分布と季節変化, 有害赤潮の生態学的防御による被害防除技術の開発に関する研究, 平成2年度研究報告書, 南海海区水産研究所, 15-30.
- 板倉 茂・今井一郎・伊藤克彦 (1992): 海底泥中から見出された珪藻 *Skeletonema costatum* 休眠細胞の形態と復活過程, 日本プランクトン学会報, 38, 135-145.
- Itakura, S., Imai, I., and Itoh, K. (1997): "Seed bank" of coastal planktonic diatoms in bottom sediments of Hiroshima Bay, Seto Inland Sea, Japan, *Marine Biology*, 128, 497-508.
- Itakura, S., Nagasaki, K., Yamaguchi, M., and Imai, I. (1996): Species succession between *Skeletonema costatum* and *Heterosigma akashiwo* in Hiroshima Bay, Japan, with special reference to the resting stage cells in the bottom sediments, In *Harmful and Toxic Algal Blooms*, eds. Yasumoto T., Oshima Y. and Fukuyo Y., *Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO 1996*, 373-376.
- 板倉 茂・内田卓志 (1995): 英虞湾海底泥中における珪藻類休眠細胞の分布密度と優占種, 渦鞭毛藻・ラフィド藻等新型赤潮の発生機構と予測技術の開発に関する研究, 平成6年度研究報告書, 南海海区水産研究所, 13-17.
- 伊藤克彦・今井一郎 (1987): ラフィド藻, 赤潮生物研究指針, 日本水産資源保護協会編, 秀和, 東京, 122-130.
- Itoh, T., A., Kaneko, Tsubota, H., and Gohda, N. (1994): The characteristic distribution of silica over the East China Sea shelf slope. *J. Oceanogr.*, 50, 465-477.
- 石野 誠・大塚一志・瀬戸口明宏・本橋敬之介 (1967): 日本近海海流系に関する水産海洋学的研究, I, 黒潮沿岸分枝流の接岸流入とそれに伴う漁業災害の一例, うみ, 5, 244-250.
- 岩田静夫・松山優治・前田明夫 (1990): 相模湾の急潮 (2), 神奈川県水産試験場研究報告, 11, 11-15.
- Iwata S. and Matsuyama S. (1989): Surface circulation in Sagami Bay: the response to variations of the Kuroshio axis. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 45, 310-320.
- Kamykowski, D. (1995): Trajectories of autotrophic marine dinoflagellates. *J. Phycol.*, 31, 200-208.
- 兼田淳史・武岡英隆・小泉喜嗣 (1996): 1993年夏季の豊後水道の低温下現象. 沿岸海洋研究, 34, 71-78.
- 川端善一郎・佐竹宗徳 (1992): 急潮による湾内の物理構造・栄養塩・植物プランクトンの変化. 沿岸海洋研究ノート, 30, 27-36.
- Kawabata, Z., and Satake, M. (1993): Water movement in a Bay caused by the *Kyusho*. *Nippon Suisan Gakkaishi*, 59, 1305-1308.
- 木村晴保・李炯来・伴道一・宗景志治 (1993): 内湾の貧酸素化防止のための潮汐ダムの開発に関する研究 (1) - OPT 及び TPT (a) の導水管導水量の推定法, 水産工学, 30, 23-28.
- 木村晴保・李炯来・伴道一・宗景志治 (1993): 内湾の貧酸素化防止のための潮汐ダムの



- 開発に関する研究 (2) - TPT (b) の導水量の推定法, 水産工学, 30, 107-111.
- 木村喜之助 (1942): 沿岸の大急潮について, 中央気象台彙報, 19, 38-230.
- 小久保清治 (1960): 浮遊珪藻類. 恒星社厚生閣, 東京, 330pp.
- 小泉喜嗣・高島 景・神菌真人・江藤拓也・馬場俊典・楡山節久・池田武彦・岩男 昂・樋下雄一・内間満明・矢沼 隆・内田卓志・本城凡夫 (1994): 西部瀬戸内海における *Gymnodinium mikimotoi* の増殖域の環境特性と分布拡大機構, 海の研究, 99-110.
- 國司秀明・西 勝也・鈴木 徹 (1968): 田辺湾における海況変動の観測 (第2報), 京大防災研年報, 11B, 327-335.
- Lee, T.N. and Atkinson, L.P. (1983): Low-Frequency Current and temperature variability from Gulf stream frontal eddies and atmospheric conditions along the southeast U.S. continental shelf. *J. Geogr. Res.*, 88, 4541-4567.
- Matsuda O., Nishi, Y., Yon, Y., and Endo, T. (1989) Observation of the thermohaline structure and phytoplankton biomass in the shelf front of East China Sea during early summer. *J. Fac. Appl. Biol. Sci., Hiroshima Univ.*, 28, 27-35.
- 松田 治・山本民次・橋本俊也 (1995): 沿岸フロントと栄養塩の供給機構, 沿岸海洋研究, 33, 9-18.
- 松岡 学 (1993): 愛媛県における海産魚養殖の歴史と現状, 水産増殖, 41, 265-271.
- 松岡 学 (1995): 愛媛県下の養殖海産魚における細菌性疾病以外の疾病の発生状況 (1961-1993年), 水産増殖, 43, 535-541.
- 松岡 学, 室賀清邦 (1993): 愛媛県下の養殖海産魚における細菌性疾病発生の歴史 (1966-1992年), 広島大学生物生産学部紀要, 32, 109-118.
- 松山地方気象台 (1990): 愛媛の気象百年, 1990, 257pp.
- 松山地方気象台 (1994): 愛媛県気象月報. 平成6年7月-11月.
- 松山優治・岩田静夫 (1977): 相模湾の急潮について (I), 水産海洋研究会報, 30, 1-7.
- 松山優治・平元泰輔・岩田静夫 (1988): 1986年夏季に相模湾奥部で観測された鉛直水温構造の時間変化, 日本水産学会誌, 54, 1589-1593.
- 松山優治・岩田静夫・前田明夫・鈴木 亨 (1992): 相模湾の急潮, 沿岸海洋研究ノート, 30, 4-15.
- 門谷 茂 (1994): イトゴカイによる魚類養殖場の汚泥浄化の試み, 養殖, 録書房, 東京 374, 64-68.
- 門谷 茂・堤 裕昭・チャレマス チャレオンパニッチ・中村 宏 (1994): 魚類養殖場直下に堆積したヘドロの生物による浄化の試み, 第12回海洋工学シンポジウム, 24-25.
- 永田 豊 (1982): 湾内水温の急変現象と外洋条件. 沿岸海洋研究ノート, 19, 103-111.
- Nakamura, H. (1978): Studies of plankton in Maizuru Bay. I. Seasonal variation and vertical microdistribution. *Mem. Coll. Agr. Kyoto Univ.*, 112, 49-82.
- 日本海洋学会編 (1979): 海洋環境調査法, 恒星社厚生閣, 東京, 666pp.
- 西川藤吉 (1990): 赤潮に就て, 動物学雑誌, 12, 127-133.
- 農林統計協会 (1995): 図説漁業白書 (平成6年度版), 255pp.
- 大森浩二 (1990): 養殖漁場における有機物負荷制限値の推定方法について, 平成元年度宇和島湾浅海養殖漁場環境調査報告書, 遊子漁業協同組合, 50-56
- 大森浩二 (1991): 海底における有機物分解と養殖漁場汚染, 平成2年度宇和島湾浅海養殖漁場環境調査報告書, 遊子漁業協同組合, 1-10.
- Omori, K., Hirano, T., and Takeoka, H. (1994): The limitations to organic loading on a bottom of a coastal ecosystem. *Marine Pollution Bulletin*, 28, 73-80.
- 酒井博行・澤田茂樹 (1979): 宇和海の赤潮, 瀬戸内海赤潮予察調査 (昭和53年度研究報告), 167-178.
- 阪本俊雄 (1991): 中長期的にみた海況変動と資源の変動, 水産海洋研究, 55, 238-244.
- 真珠ビジネス (1992): 真珠新聞社, 東京, 17, 61p.
- 四電信行 (1986): 三陸の湾の海水交換. 水産海洋研究会報, 50, 170-174.
- 新編水質調査汚濁指針-日本水産資源保護協会編- (1980): 第1版, 恒星社厚生閣, 東京, pp.256-257.
- 塩川司, 立石賢, 飯塚昭二, 入江春彦 (1966): 1962年大村湾に発生した赤潮現象と水産被害について, 長崎大学水産学部研究報告, 21, 45-58.
- Smayda, T.J. (1979): The Phenomenon on Anoxia as related to Dinoflagellate Blooms. in "Toxic Dinoflagellate Blooms" (ed. by D.L. Taylor and H.H. Seliger), Elsevier, New York, pp.456-458.
- Smayda T.J. (1980): Phytoplankton Species Succession. In "The Physiological Ecology of Phytoplankton" (ed. Morris, L.). Univ. California Press, Berkeley and L.A., pp.493-570.
- Strickland, J.D.H., and Parsons, T.R. (1972): A practical handbook of sea water analysis. *Bull. Fish. Res. Bd. Canada*, 167(second edition), 310pp.
- 水産庁 (1994): 平成5年瀬戸内海の赤潮, 48pp.
- 水産庁 (1995): 瀬戸内海における赤潮 (平成6年11・12月)
- Suzuki, R., and Ishimaru, T. (1990): An improved method for the determination of phytoplankton Chlorophyll using N,N-dimethylformamide. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, 46, 190-194.
- Takayama, H., and Adachi, R. (1984): *Gymnodinium nagasakiense* sp. nov., a red-tide forming dinophyte in the adjacent waters of Japan. *Bull. Plankton Soc. Japan*, 31, 7-14.
- 高山晴義・松岡敷充 (1991): *Gymnodinium mikimotoi* Miyake et Kominami ex Oda と *Gymnodinium nagasakiense* Takayama et Adachi の種形質の再評価, 日本プランクトン

- 学会報, 38, 53-68.
- 武岡英隆 (1990) : 養殖漁場としての宇和海の物理環境. 水産海洋研究会報, 54, 9-18.
- Takeoka, H., Akiyama, H., and Kikuchi, T. (1993) : The *Kyuchō* in the Bungo Channel, Japan-Periodic Intrusion of Oceanic Warm Water. *J. Oceanogr.*, 49, 369-382.
- 武岡英隆・橋本俊也・柳 哲雄 (1988) : ハマチ養殖場の物質環境モデル. 水産海洋研究会報, 52, 213-220.
- 武岡英隆・大森浩二 (1996) : 底質の酸素消費速度に基づく適正養殖基準の決定法. 水産海洋研究, 60, 45-53.
- 武岡英隆・永田 豊 (1992) : シンポジウム「急潮一沿岸と外洋の相互作用一」のまとめ, 沿岸海洋研究ノート, 30, 1-3.
- Takeoka, H., and Yoshimura, T. (1988) : The *Kyuchō* in Uwajima Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 44, 6-16.
- 田森祐茂・岩男 昂・神菌真人・吉田幹英・池田武彦・馬場俊典・小泉喜嗣・内間満明・三浦秀夫・矢沼 隆 (1994) : 西部瀬戸内海における *Gymnodinium mikimotoi* の初期出現域とその環境特性. 日本水産学会誌, 57, 2179-2186.
- 田中裕志・篠原 潤・津田良平 (1992) : 浦神湾の急潮. 沿岸海洋研究ノート, 30, 37-44.
- Taylor F. J. R. (1979) : The Toxicigenic Gonyaulacoid Dinoflagellates. in "Toxic Dinoflagellate Blooms" (ed by D. L. Taylor and H. H. Seliger), Elsevier, New York, pp.47-56.
- 寺田和夫・池内 仁・高山晴義 (1987) : 冬季の周防灘沿岸で観察された *Gymnodinium nagasakiense*. 日本プランクトン学会報, 34, 201-203.
- Theede H., Ponat, A., Hirroki, K., and Schlieper, C. (1969) : Studies on the resistance of marine bottom invertebrates to oxygen-deficiency and hydrogen sulphide. *Mar. Biol.*, 2, 325-337.
- 鳥海三郎 (1992) : 日本の赤潮生物一写真と解説一. (福代康夫, 高野秀昭, 千原光雄, 松岡敷充 編), (社) 日本水産資源保護協会, 東京, pp.98-99.
- 角皆静男 (1979) : 植物プランクトン組成を決定する第1因子としての溶存ケイ素. 北大水産叢報, 30(4), 314-322.
- 堤 裕昭, 門谷 茂 (1993) : 魚類養殖場直下に堆積したヘドロ (有機汚泥) のイトゴカイによる浄化の試み. 日本水産学会誌, 59, 1343-1347.
- 宇田道隆 (1953) : 相模湾の急潮とその予知について. 日本海洋学会誌, 19, 15-22.
- 和田浩爾 (1991) : 科学する真珠養殖. 第1版, 真珠新聞社, 東京, pp.154.
- Weiler, C.S., and Karl, D.M. (1979) : Diel changes in phased-dividing cultures of *Ceratium furca* (dinophyceae): Nucleotide triphosphates, adenylate energy charge, cell carbon, and patterns of vertical migration. *J. Phycol.*, 15, 384-391.
- 山田真知子・鶴田新生・吉田陽一 (1980) : 植物プランクトンの富栄養階級表. 日本水産学会誌, 46, 1435-1438.
- Yamagata, T., Umatani, S., Masunaga, N., and Matsuura, T. (1984) : Observation of an intrusion of warmer and less saline water mass into a bay. *Continental Shelf Research*, 3, 475-488.
- 山口峰夫 (1994) : 有害赤潮鞭毛藻 *Chattonella antiqua* 及び *C. marina* と珪藻類の増殖特性, 有害赤潮の生態学的防御による被害防除技術の開発に関する研究, 5ヶ年の研究報告書, 南西海区水産研究所, 55-69.
- 山口峰夫 (1994) : *Gymnodinium nagasakiense* の赤潮発生機構と発生予知に関する生理生態学的研究. 南西海区水産研究所研究報告, 27, 251-394.
- 山口峰夫・本城凡夫 (1989) : 有害赤潮鞭毛藻 *Gymnodinium nagasakiense* の増殖におよぼす水温, 塩分および光強度の影響. 日本水産学会誌, 55, 2029-2036.
- 矢持 進 (1989) : 大阪湾における *Skeletonema costatum* と *Heterosigma akashiwo* の底生期細胞の分布について. 日本プランクトン学会報, 36, 47-51.
- Yamochi, S., and Abe, T. (1984) : Mechanisms to initiate a *Heterosigma akashiwo* red tide in Osaka Bay. *Mar. Biol.*, 83, 255-261.
- 柳 哲雄 (1982) : 宇和島港の熱収支. 海と空, 58, 13-20.
- 柳 哲雄・秋山秀樹・武岡英隆 (1988) : 四国南海岸の水温急変現象. 水産海洋研究会報, 52, 283-288.
- 柳 哲雄・額田恭史・清水浩輔・江田憲影 (1987) : 豊後水道の陸棚フロント (I) - その構造と移動 -. 愛媛大学工学部紀要, 11, 160-167.
- 柳 哲雄・山本隆司・小泉喜嗣・池田武彦・神菌真人・田森祐茂 (1993) : 周防灘・伊予灘のギムノディニウム赤潮の数値シミュレーション. 水産海洋研究, 57, 319-331.
- Yanagi, T., Yamamoto, T., Koizumi, Y., Ikeda, T., Kamizono, M., and Tamori, H. (1994) : A numerical simulation of red tide formation. *Journal of Marine Systems*, 6, 26-285.



