

合成経験的直交関数解析による日本海表層 における植物色素濃度の季節変動

金 相祐^{*1}・磯田 豊^{*1}

Seasonal Variability of Phytoplankton Pigment Concentrations at the Sea Surface of the Japan Sea Based on the Combined Empirical Orthogonal Function Analysis

Sang-Woo KIM^{*1} and Yutaka ISODA^{*1}

Abstract

The present study discusses temporal and spatial variability of phytoplankton pigment concentrations of the Coastal Zone Color Scanner (CZCS-Chl), solar radiation at sea surface (Qs) and surface mixed layer depth (MLD) in the Japan Sea based on the combined Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis. The data used were monthly mean composite data of the CZCS-Chl, Qs and MLD at sixty-nine 1° latitude $\times$ 1° longitude grid points. The first, second and third EOFs explain 58.6%, 19.4% and 11.4% of the total variances, respectively. The spatial patterns of the first three modes for CZCS-Chl are well corresponding to those for MLD rather than those for Qs. It is suggested that a peak of CZCS-Chl may be affected by the deepening or shallowing of MLD, whose temporal and spatial variations largely depend on the subsurface oceanic structures in the Japan Sea.

The first mode shows the seasonal variability of CZCS-Chl and suggests the increasing of CZCS-Chl according to the deepening of MLD in the eastern part of the polar front in winter. Second mode shows the spring and fall blooms, when the MLD rapidly changes due to the sea surface heating or cooling. This mode variation dominates in the Tsushima Current region south of the Japan Sea and the largest value in the time series appears in the spring bloom. Third mode shows that the CZCS-Chl blooms are related to the shallow MLD and occur along the polar front area from winter to early spring and in the both areas north and south of the polar front in early winter.

1. はじめに

日本海の最も特徴的な海洋構造は、北緯38~40度線付近を東西に存在する極前線と呼ばれる水温フロント (Fig. 1) である。この前線の南側は対馬暖流域と呼ばれ対馬／大韓海峡から流入した水温10℃以上の暖水が分布し、前線の北側には水温4℃以下の冷水が分布している。

日本海はマイワシの産卵場及び再生産場として、また東シナ海を産卵場としているスルメイカ、サバ、サ

シマなどの回遊魚の餌補給路として重要な海域である (森, 1974, 江波, 1974, 川合, 1991)。これらの魚は季節に応じて、上述の極前線を超えて南北方向に大きな索餌回遊を行なっている (江波, 1974, 川合, 1991)。それ故、食物連鎖の出発点である植物プランクトンの時空間変動は動物プランクトンを通して魚の生活史に大きな影響を与えていると考えられる。我々は、日本海の植物プランクトン現存量の季節変動を把握することは日本海の低次生物生産過程及びその生産量を理解するための基礎的な情報であるとともに、餌料環境を通して有用魚類の回遊時における生残、成長に与える影響を評価・予測するうえでも生物学的に重要な問題と考えている。

日本海の植物プランクトンの生態に関してはすでに

1998年3月16日受付 1998年6月2日受理

^{*1} 北海道大学水産学部

Faculty of Fisheries, Hokkaido University
3-1-1 Minato-cho, Hakodate 041-8611, Japan

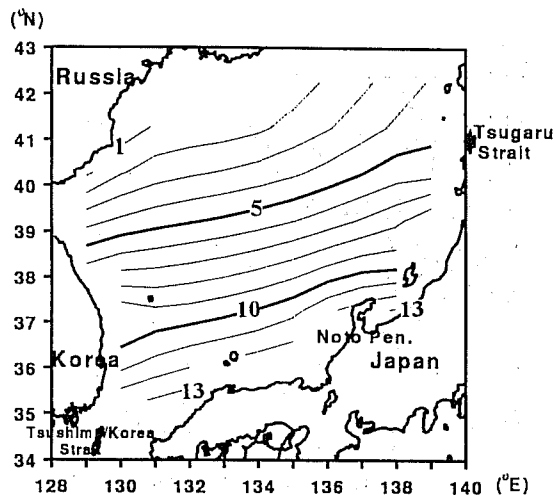


Fig. 1. Horizontal distribution of annual mean temperature ($^{\circ}\text{C}$) at a depth of 100m in the Japan Sea reconstructed from LEVITUS and GELFELD (1992).

The contour interval is 1°C and solid lines represent 5°C .

1960年代, NISHIMURA (1965, 1969)によってまとめられ, 日本海全域の水塊構造と生物分布の関係を総合的に説明している。彼は日本海における植物プランクトンの春季ブルームの卓越種は珪藻類であり, 特に北方海域ではオホーツク海でもみられる亜寒帯系の珪藻類が主体であることを指摘している。MESHCHERYAKOVA (1960)とHEINRICH (1961)は, 日本海中央域と南東部海域の春季ブルームは2~4月に発生し, 日本海の北部海域では1~2ヵ月遅れて4~5月に発生していることから, 海域によってブルーム時期が異なることを指摘している。また, 長田 (1994, 1996, 1997)は透明度が植物色素濃度の地理的分布, 季節変動を知る指標として有効であることを示し, 日本周辺海域における透明度と植物色素濃度との相関関係からブルーム発生メカニズムについて議論している。彼は臨界深度理論 (SVERDRUP, 1953)を用いて対馬暖流域と北方冷水域の春季ブルームは表層混合層 (surface mixed layer depth, 以下MLDと略す)が臨界深度より浅くなる時期に発生し, 秋季ブルームはMLDの増大に伴う栄養塩供給量の増加によって発生している可能性を示唆している。ISHIZAKA *et al.* (1997)は山陰沿岸の対馬暖流域に光学的ブイを係留して得た資料から, やはり臨界深度理論を用いて秋季の植物色素濃度ブルームのピークを推定できる可能性を示している。しかしながら, これらの研究海域のほとんどは日本の領海内である対

馬暖流域内に限られ, 極前線を含む日本海北部海域のブルームの特徴についてはほとんど明らかにされていない。

ところが, 近年, 植物植物色素濃度の空間分布と時間変動を広範囲で同時に観測ができる観測方法として水色 (Ocean Color) 衛星リモートセンシングが開発された。世界で初めて人工衛星に搭載された水色測定用のセンサーは, 1978年に打ち上げられた米国の気象衛星Nimbus-7に搭載されたCZCS (Coastal Zone Color Scanner, 沿岸域水色走査計)である。CZCSの可視波長領域データをもとに海洋上層部の植物色素濃度が推定され, 世界各海域毎に基礎生産量の季節変動についてこれまで我々が目にする事ができなかった新しい情報を与えてくれた (例えば, BROWN *et al.*, 1985; YODER *et al.*, 1993; ARONE, 1994など)。特に, ARONE (1994)は日本海とほぼ同じ緯度に位置する西部地中海においてCZCSからの植物色素濃度 (以下, CZCS-Chlと略す)と日射量 (以下, Q_s と略す)の関係を示す生物学的循環模式図 (biological scheme)を作成し, 西部地中海では春季と秋季ブルーム発達と日射量の間に有意な線形相関がみられることを示した。すなわち, 春季ブルームは Q_s の増加とともにCZCS-Chlが増加する正の相関, 秋季ブルームは Q_s の減少とともにCZCS-Chlが増加する負の相関を示す。しかし, 植物色素濃度の増加と減少は一般に海表面の光環境条件だけでなく, 長田 (1994, 1996, 1997)とISHIZAKA *et al.* (1997)が報告しているようにMLDの季節変動や海洋上層の栄養塩の利用, そして動物プランクトンの捕食などによって大きく影響を受けていると考えられている。

そこで, 本研究ではCZCS-Chlの季節変動が, 海面光環境または補償深度の相対的な大きさの代表と考えられる Q_s と光合成に必要な光量そして栄養塩の取り込みの相対的な大きさの代表と考えられるMLDの各季節変化とどのような関係をもっているのかを合成 (Combined) 経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function, 以下EOFと略す)解析を用いて調べた。

2. 解析資料

解析に用いた衛星画像資料は, FELDMAN *et al.* (1989)によって作成されたグローバルCZCS-Chl月平均合成画像である。この画像は1978年11月~1986年6月までの8年間で合成され, 1画素の大きさを約18km (約10.54分)としてファイル化されている。FUKUSHIMA

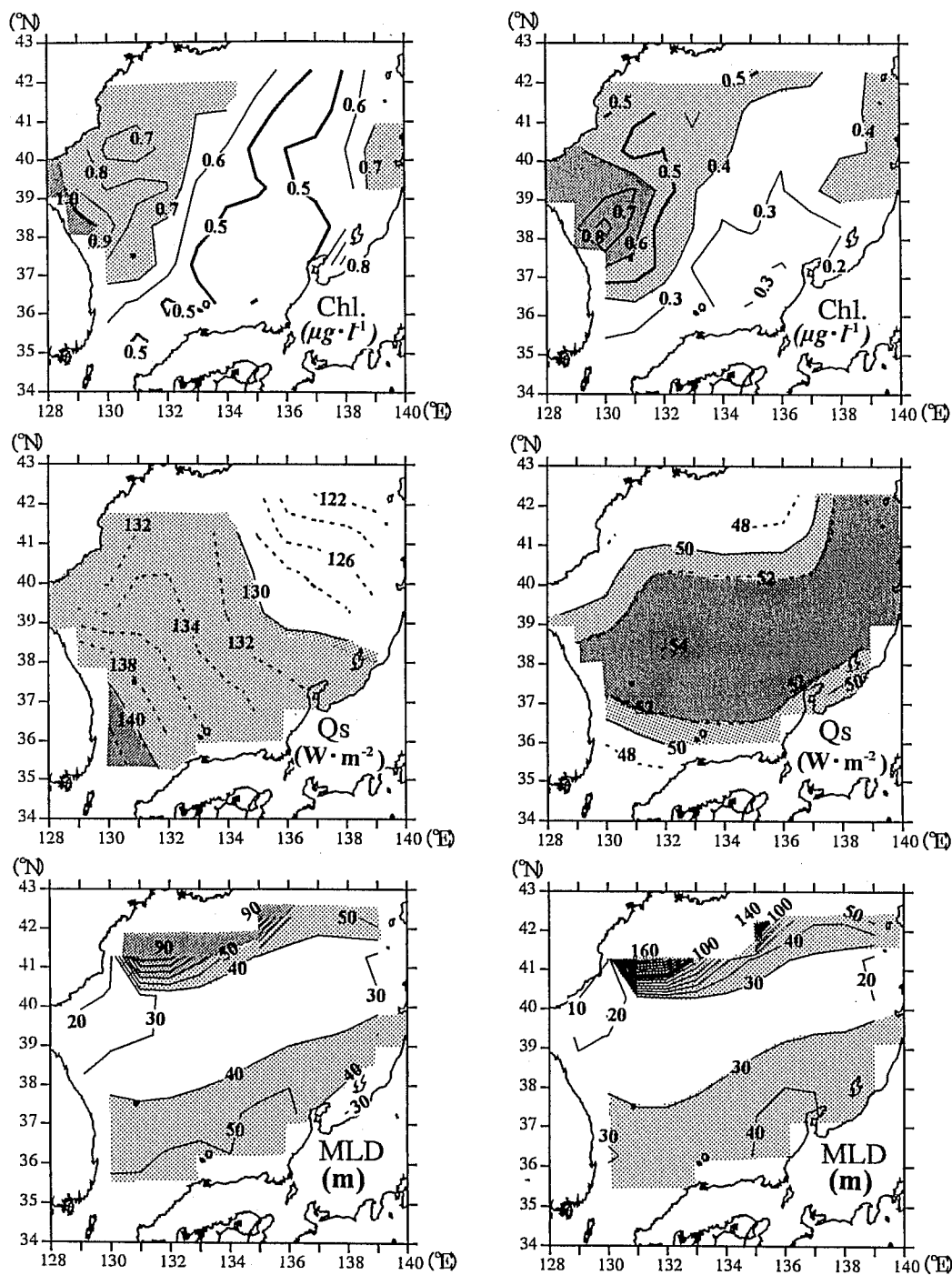


Fig. 2. Left panel: Means for surface phytoplankton pigment concentration (CZCS-Chl, $\mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$), solar radiation at sea surface (Q_s , $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) and surface mixed layer depth (MLD, m) fields compiled from the 12 monthly composite data. Right panel: Standard deviations for the CZCS-Chl, Q_s and MLD compiled from the 12 monthly composite data. High CZCS-Chl, high Q_s and deep MLD are hatched by a darkly gray color.

and ISHIZAKA (1993) は日本海の CZCS-Chl 画像データの中に黄砂の影響のあることを指摘し、1981年4月の画像を用いて日本海西側海域の極大値は春季ブルームではなく、黄砂である可能性を示した。そこで、我々は全 CZCS-Chl データを用いて月別ヒストグラムを作成し、黄砂の影響と考えられる $5 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以上の異常値は全て取り除き、さらに、雲の影響と考えられる $0.05 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以下の低い値も取り除いた。このように削除されて欠測となった画像データは、同地点における前後の月の値を用いて線形内挿で補った。その結果、最も欠測が多かった月は2月（全画素数の約25%）と9月（約18%）であり、他の月は5%以下の欠測率となった。本研究では、百 km 以上の空間スケールをもった現象に注目するため、このように作成された各月毎の CZCS-Chl をさらに緯度・経度1度格子毎に空間平均し、以下の解析に使用した。

LEVITUS and GELFELD (1992) は National Oceanographic Data Center (NODC) のデータを用いて93年間（1900～1992年）平均の月別水温・塩分を作成した。このデータは現在 World Ocean Atlas 1994 CD-ROM データシリーズ（以下、WOA94と略す）に登録されており、本研究で計算した MLD データはこの93年平均値を用いて作成した。WOA94 の水温値は1900～1992年までの93年間で平均された月別の緯度・経度1度格子毎の値である。標準深度は0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000 m であるため、各標準深度間の値は上下の値を用いて線形内挿により補った。ここで、MLD の厚さは水温差が海面水温から -1°C になる深度 (HANAWA and HOSHINO, 1988) と仮定し、各月各格子毎に MLD を 1 m 単位で計算した。

Qs データは HIROSE *et al.* (1996) によって作成された緯度・経度1度格子毎の海面短波放射値 (Qs, $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) である。この値は31年間（1960～1990年）の平均雲量及び REED (1977) の式から求められている。

3. CZCS-Chl・Qs・MLDの年平均及び季節毎の水平分布

3.1 年平均場

CZCS-Chl・Qs・MLDの年平均値と標準偏差値を Fig. 2 に示す。まず、CZCS-Chl の平均場をみると、日本海東西2ヶ所に $0.7 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以上の高い濃度領域が存在し、特に、北緯38～40度付近の東韓暖流域（日本海西部）において $0.9 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以上の極大域となってい

ることがわかる。標準偏差の空間分布は、上記の平均濃度の高い海域で変動の大きいことを示している。このように日本の領海内にある対馬暖流域は CZCS-Chl の変動がむしろ低い海域にあり、先に紹介した過去の研究の多くは生産性の最も高い日本海の東西海域におけるブルーム現象を捕らえていないことがわかる。

Qs の年平均値は対馬／大韓海峡から北海道沖に向かって次第に小さくなる傾向がみられる。一方、その標準偏差は日本海の中央部でわずかに大きな値を示すがその変動の振幅は日本海全体ほぼ一様で $48 \sim 54 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ の範囲内にある。このことは、年平均の海面光環境は日本海の南西部海域ほど良いものの、光環境の季節変動の大きさには海域の違いがみられないことを示している。

MLD の平均場は日本海の特徴的な海洋構造 (Fig. 1) に対応して、極前線付近において水深40m以下と浅く、その北側で極端に深くなり（50～90m）、南側はわずかに深く（50m程度）なる傾向がみられる。標準偏差の空間分布は、MLD の平均値が高い海域に対応して変動が大きいことを示している。その変動の振幅は極前線の北側海域で特に大きく（100m以上）、この海域で MLD に大きな季節変化のあることがわかる。

3.2 季節変動場

偶数月における CZCS-Chl の水平分布の経月変化を Fig. 3 に示す。2月の CZCS-Chl は北緯38～41度の韓半島（朝鮮半島）沿岸域と津軽海峡付近で $0.8 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以上の高濃度がみられ、4月になると韓半島沖一帯に $2.0 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以上の高濃度域が分布するようになる。6月にはこの高濃度域が消え、日本海の北側に $1.0 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以上の局所的な高濃度がみられる他は全海域で $0.4 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以下の低濃度となる。この低濃度の状態は8月まで続き、10月に入ると、再び韓半島沖で $1.0 \sim 1.4 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 程度の高濃度域がみられるようになる。津軽海峡沖においても10月に $1.0 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ 以上の高濃度がみられ始め、12月まで継続している。一方、韓半島沖の高濃度域は12月に入ると北方へ移動し、沿海州沖に幅広い高濃度域が形成されている。

Qs 水平分布の経月変化を Fig. 4 に示す。まず、一年を通してみると、日本海全体で6～8月に最大 $155 \sim 200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、12月に最小 $60 \sim 75 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ の季節変化を示す。2月の Qs は対馬／大韓海峡と日本海北西側で局所的に高い値を示すものの、ほぼ全域 $70 \sim 90 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ の値となっている。4月になると Qs の空間勾配は小さ

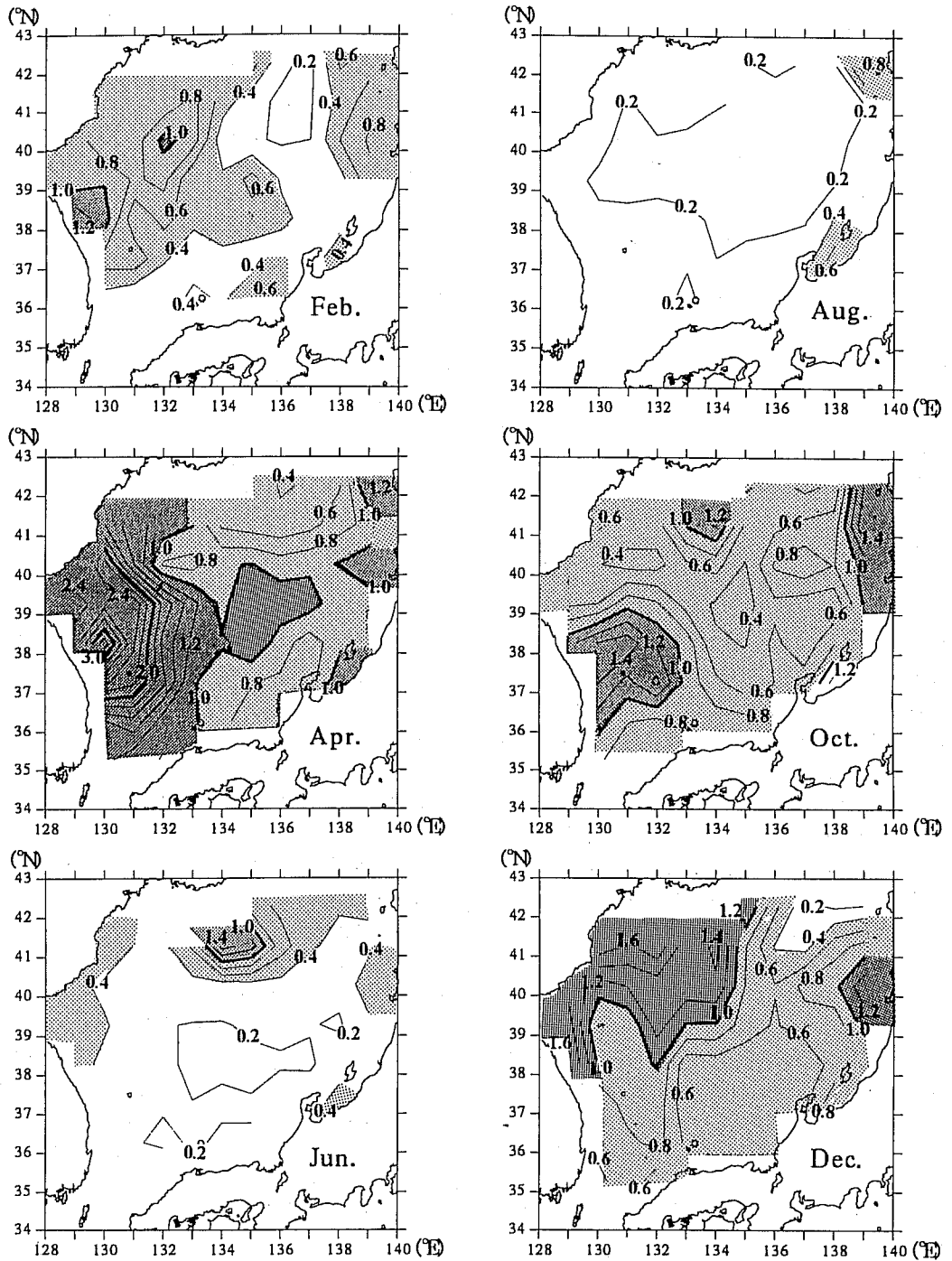


Fig. 3. Horizontal distributions of phytoplankton pigment concentrations ($\mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$) at even number months. High CZCS-Chl above $1.0 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ is hatched by a darkly gray color.

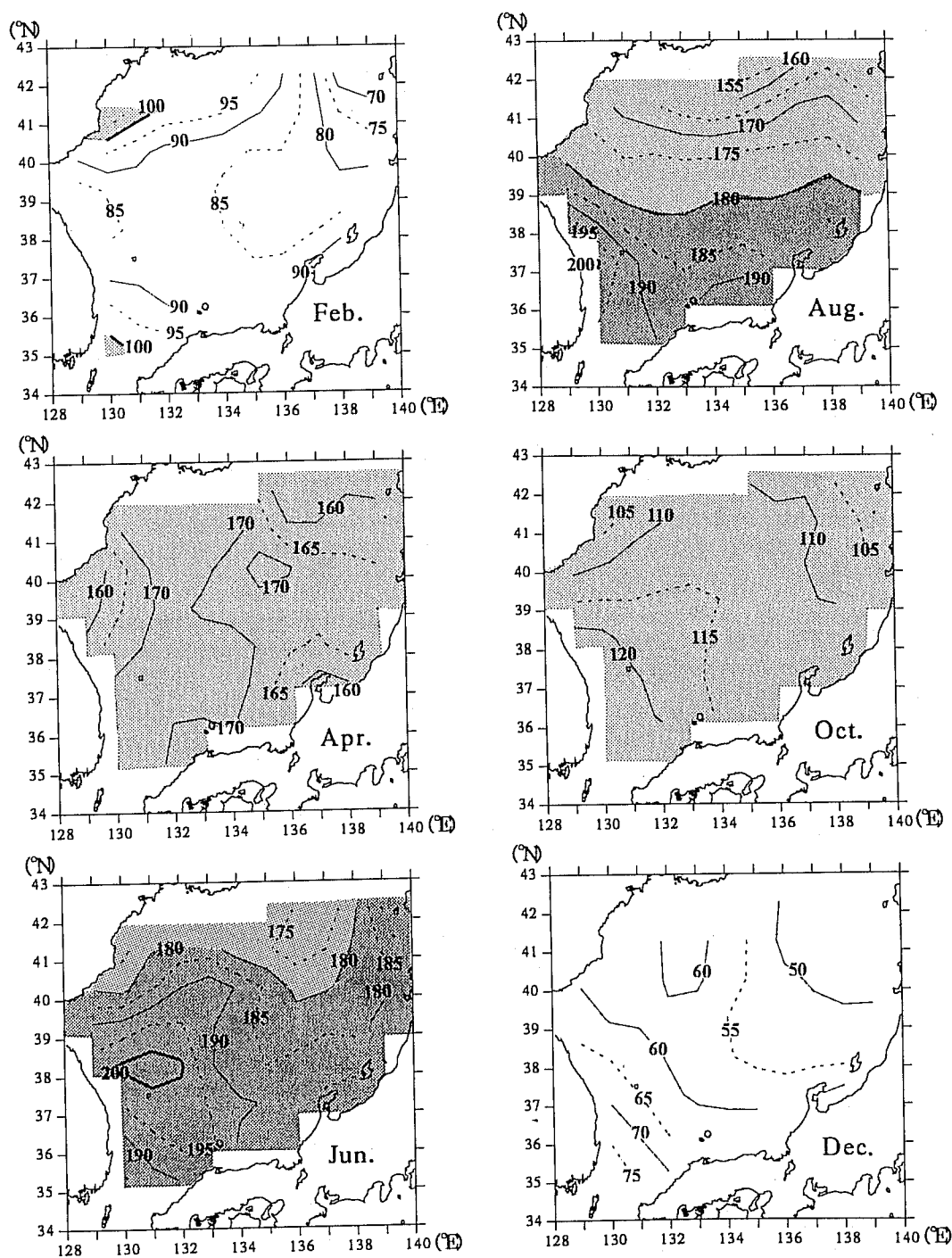


Fig. 4. Horizontal distributions of solar radiation (Q_s , $W \cdot m^{-2}$) at even number months (after HIROSE *et al.*, 1996).

Q_s above 180 $W \cdot m^{-2}$ and 100~180 $W \cdot m^{-2}$ are hatched by a darkly gray color and a lightly gray color, respectively. Q_s below 100 $W \cdot m^{-2}$ is indicated by a white color.

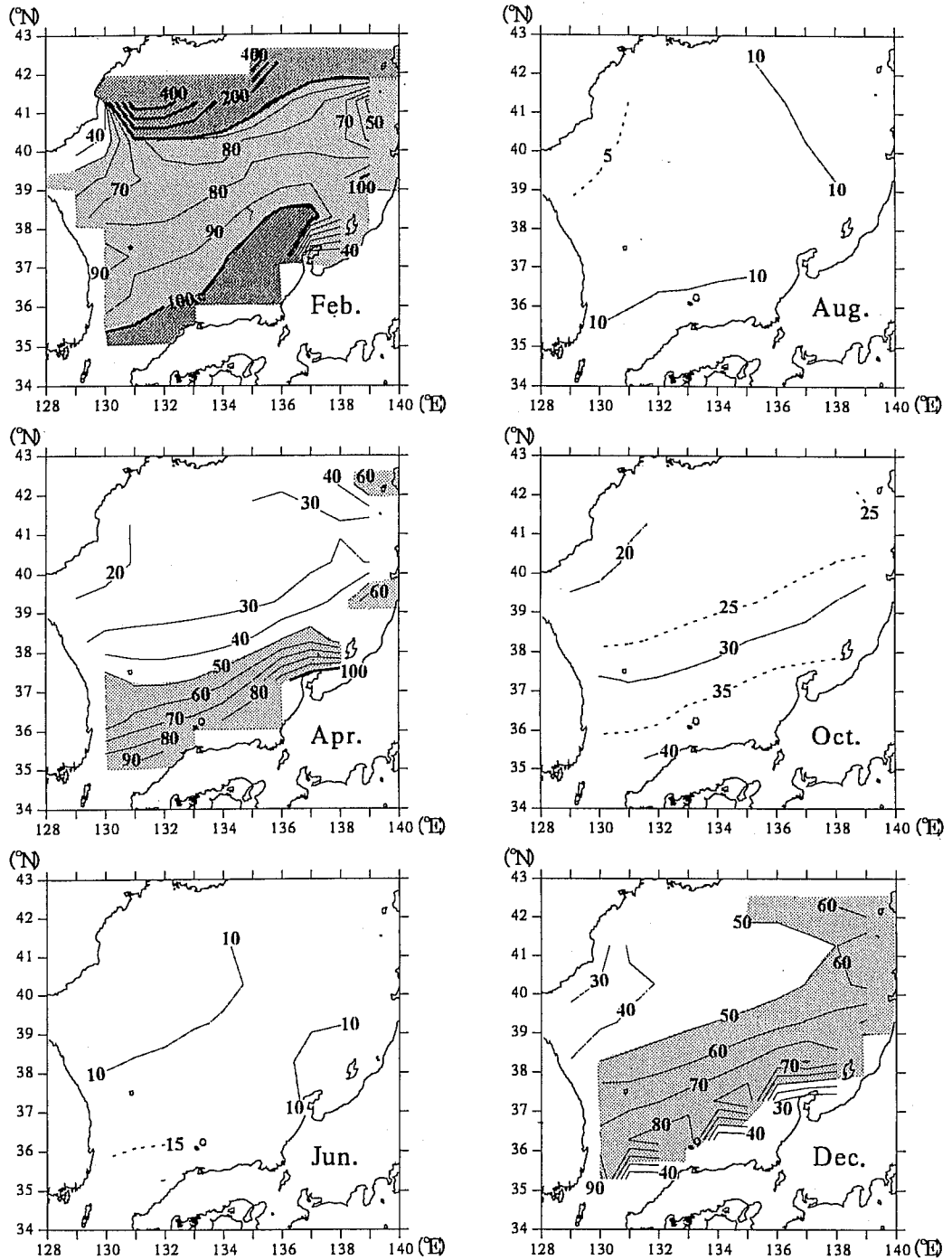


Fig. 5. Horizontal distributions of mixed layer depth (MLD, m) at an even number months. Deep MLD above 100 m is hatched by a darkly gray color. Deep MLD of 50~100 m is hatched by a lightly gray and shallow MLD below 50 m is indicated by a white color. Solid (dashed) lines represent positive (negative) values.

くなり、日本海全域で $160 \sim 170 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ となる。6~8月の Q_s 分布の特徴は極前線より南側の対馬暖流域で $180 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上の比較的高い値となり、韓半島沖で極大値 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ を示す。10月から12月にかけて、 Q_s の値は全体的に $110 \sim 60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ まで減少し、その中でも対馬／大韓海峡付近が比較的高い値を示す傾向がみられる。より詳細な記述はHIROSE *et al.* (1996)が行っている。

MLDの経月変化をFig. 5に示す。2月のMLDは $80 \sim 400 \text{ m}$ と一年の中で最も深く、空間的な勾配も非常に大きいことがわかる。極前線付近には 80 m 以浅の浅いMLDが形成され、最も浅いMLDは極前線の西端に位置する北緯 $38 \sim 41$ 度間の韓半島の沿岸域 (50 m 以浅)にある。最も深いMLDが形成されるのは北部海域にみられ、 400 m 以深の値を示している。極前線以南の対馬暖流域におけるMLDは極前線から南側にいくほどMLDがわずかに深くなる傾向がみられ、日本列島沿岸域で 100 m 前後の深さとなる。海面加熱が始まる4月をみると、北部海域の深いMLDは消滅し、さらに2月に形成されていた極前線付近の浅いMLDも不明瞭になる。そして、6~8月のMLDは一年の中で最も浅くなり (10 m 前後)、その空間勾配も非常に小さい。これは夏季の海面加熱による成層発達のためと考えられる。そして、海面冷却が始まる10月に入ると、MLDの値は相対的に小さいものの、先にみた4月と同様な空間パターンを示すようになる。12月に入ると、極前線南部の対馬暖流域側からMLDが発達することがわかる。ただし、本州沿岸に近い海域におけるMLDの発達には遅く、 40 m 以下の浅いMLDが保たれている。

4. 合成EOF解析

前節でみたようにCZCS-Chlの季節変動 (Fig. 3) は、極前線をはさんだ南北海域と極前線に沿った東西海域でそれぞれ特徴的な変動を示している。本節では、これらの変動が各海域で独立した現象によるものか、それとも日本海全域の組織的な現象によるものか、さらに Q_s ・MLDの変動とどのような関係にあるのかを調べるために、客観解析法の1つであるEOF解析を行った。

4.1 解析方法

まず、EOF解析を行う前処理として、CZCS-Chl・ Q_s ・MLDの各要素毎全格子合計の年平均値を求め (CZCS-Chl: $0.63 \mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$, Q_s : $133 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, MLD:

42 m)、この各要素の年平均値を用いて各月各格子データを割り、規格化を行った。このように規格化する理由は単位の異なる各要素を同程度の振幅をもった無次元の変動に変換するためである。このようにして規格化されたCZCS-Chl・ Q_s ・MLDの各時空間データをそれぞれ Cn_i , Qn_i , Mn_i とする。ここで、 n は $1 \sim N$ ($N=12$ ヵ月)の月、 i は $1 \sim I$ (総格子数 $I=69$)の $1^\circ \times 1^\circ$ 格子の通し番号を示し、各要素は $N \times I$ の2次元データである。我々は前節で記述したCZCS-Chlの季節変動に対して、 Q_s , MLDの各要素の変動がどのような時空間パターンで同期しているのかを調べるために Cn_i , Qn_i , Mn_i の各時空間データを次に示す空間的に連結された Dn_i データに編集した。すなわち、

$$Dn_i \ (i = 1 \sim I) = Cn_i \ (i = 1 \sim I)$$

$$Dn_i \ (i = I+1 \sim 2I) = Qn_i \ (i = 1 \sim I)$$

$$Dn_i \ (i = 2I+1 \sim 3I) = Mn_i \ (i = 1 \sim I)$$

よって、編集された Dn_i は $N \times 3I$ の2次元データとなり、3つの要素を合成したこの Dn_i を用いたEOF解析を本研究では「合成 (Combined) EOF解析」と呼ぶ。

4.2 解析結果

第1~3モードの寄与率は58.6%, 19.4%, 11.4%であり、これら上位3つのモードで季節変動の90%近くを説明することができる。合成EOF第1~3モードの振幅関数の時間変化と固有ベクトルの空間パターンをそれぞれFigs. 6~8に示す。

第1モードの振幅関数の時間変化 (Fig. 6) は冬季 (11~3月) に正、夏季 (5~9月) に負となる大きな1年周期の変動を示す。各要素の空間分布の値をみると、CZCS-ChlとMLDは日本海全体で正、 Q_s は負の値を示している。まず、CZCS-Chlの空間パターンをみると、極前線上の東部と能登半島の西側に振幅の極大値が存在し、冬季に高い生産性のある変動を示す。この変動を Q_s の空間パターンと比べると、高い生産を示す極前線東部付近は比較的低い値を示している。MLDの空間パターンは極前線に沿って振幅値が高く、CZCS-Chlの高い振幅値の領域を含んでいる。すなわち、冬季にMLDが発達したとき、CZCS-Chlが増加する傾向を示す。しかし、韓半島沖と極前線北側ではMLDの振幅値は高いものの、CZCS-Chlの低い振幅値の領域と対応している。これらの海域は冬季にMLDが発達してもCZCS-Chlの増加には寄与しない他の制限要因のあることが示唆される。

第2モードの振幅関数の時間変化 (Fig. 7) は夏 (6

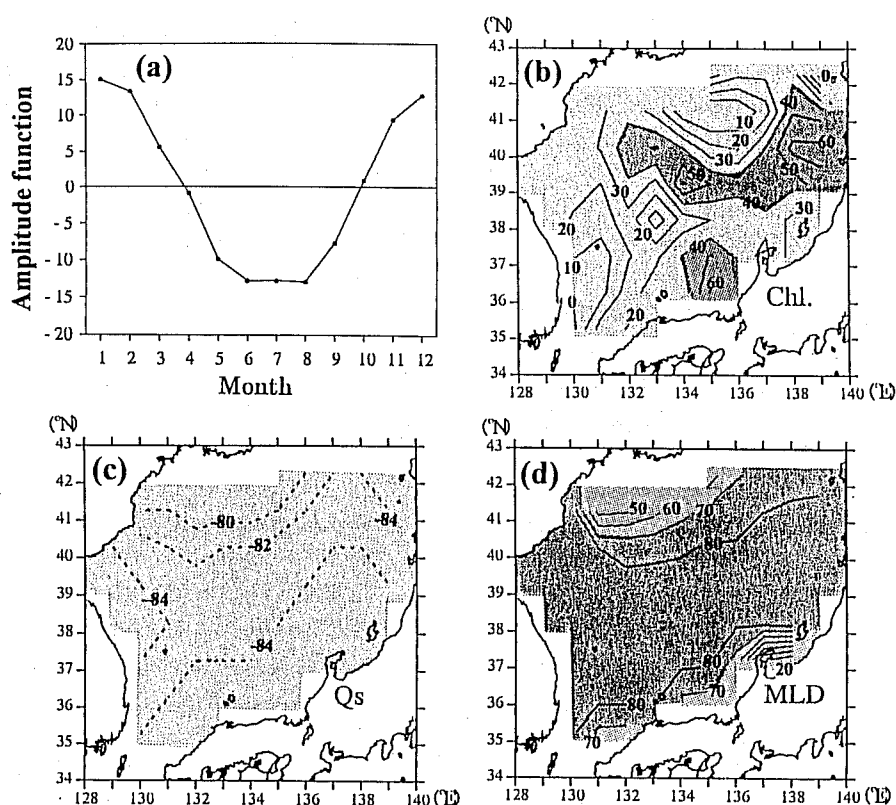


Fig. 6. (a) Monthly change in amplitude function. (b-d) Distribution maps of eigenvectors of CZCS-Chl, Qs, and MLD for the first EOF mode with 58.6% of variance. High values (CZCS-Chl is above 50 and MLD is above 70) are hatched by a darkly gray color and low values are hatched by a lightly gray color. Solid (dashed) lines represent positive (negative) values.

～9月)と冬(1～3月)に正, 春(4～5月)と秋(10～12月)に負の値を示す半年周期の変動を表している。このモードは, 対馬暖流域で卓越した4～5月の春季ブルームと10～12月の秋季ブルームの変動を抽出していると考えられる。その変動の大きさは時間変化を示す振幅関数の値から秋季より春季に顕著であることがわかる。各要素の空間分布の値をみると, CZCS-ChlとQsは日本海全体で負, MLDは対馬暖流域の南部沿岸域を除いて正の値を示している。CZCS-Chlの空間パターンは極前線南側の対馬暖流域で振幅値が高く, 北側で低い振幅値を示す。このCZCS-Chlに対応したQsの空間パターンはみられず, 全海域でほぼ一様な振幅分布を示している。MLDの空間パターンは大きな南北勾配を示し, 北部日本海で正, 日本列島沿岸域で負の値を示す。CZCS-ChlとMLDの関係をみると, 高いCZCS-Chlの振幅を示す春と秋の対馬暖流域では浅いMLDが対応していることがわかる。ただし, 本研究

で用いた合成EOF解析は, 同位相または逆位相の変動を抽出する同時相関解析をもとにした解析方法であることに注意が必要である。すなわち, 春(4～5月)と秋(10～11月)の時期はFig. 5でみたようにそれぞれMLDが浅くなる時期と深くなる時期に対応し, CZCS-ChlとMLDの変動には90度の位相差が生じている(例えば, 先に紹介した長田(1997))と考えられる。それ故, このモードで抽出されたMLDの振幅値が零に近い値になっていると解釈することができる。しかし, その中でも北部海域において比較的高い正の振幅値を示すことから, 春と秋の北部海域は南部海域に比べてMLDがより浅くなる傾向の強いことが示唆される。

第3モードの振幅関数の時間変化(Fig. 8)は秋から初春(9～4月)の海面冷却期間において9～12月に負, 2～4月に正の値を持った変動を示し, 5～8月の夏季の海面加熱期には卓越しない変動であることがわか

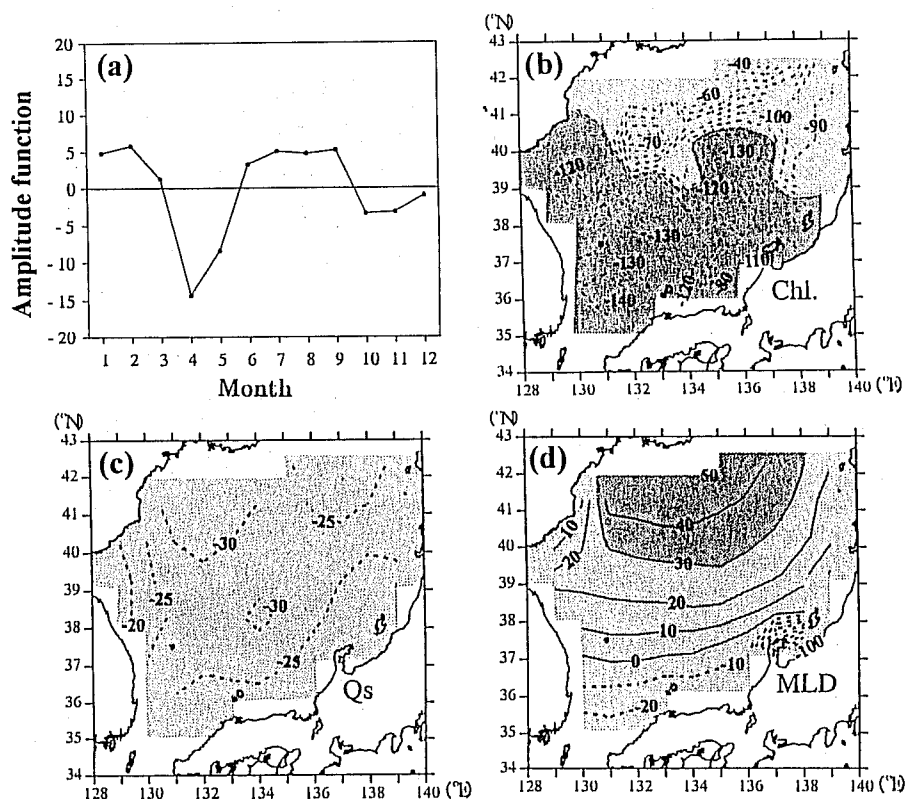


Fig. 7. (a) Monthly change in amplitude function. (b-d) Distribution maps of eigenvectors of CZCS-Chl, Qs and MLD for the second EOF mode with the percentage of 19.4% of temporal variance. High (Low) values are hatched by a darkly (lightly) gray color.

る。各要素の空間分布の値をみると、QsとMLDは日本海全体で正、CZCS-Chlは極前線付近に正、その南北海域で負の値を示している。CZCS-Chlの空間パターンは、9～12月は極前線をはさんだ南北海域で生産性が高く、2～4月には逆に極前線西部から韓半島沖で生産性が高いことを示している。Qsの空間パターンは日本海南部海域ほど小さい振幅を示し、このモードにおいてもCZCS-Chl分布とのよい対応はみられない。一方、MLDの空間パターンは第1モードで抽出された空間パターンとよく似ており（ただし、振幅値の大小関係は逆）、極前線に沿って振幅値の小さい傾向がみられる。CZCS-ChlとMLDの関係をみると、9～12月の極前線をはさんだ南北海域の高い生産性は、変動振幅は大きい浅いMLDのときに対応し、2～4月の極前線西部から韓半島沖の高い生産性は、変動振幅が小さくて浅いMLDに対応している。ただし、第1モードの場合と同様に東部海域におけるCZCS-ChlとMLD

の空間分布とは一致せず、MLDの季節変化だけでは説明できない他の制限要因のあることが示唆される。

5. 考察

本研究で行った合成EOF解析を簡単にまとめると次のようになる。まず、分解された第1～3モードの変動は、秋～春にMLDに表われた極前線を境界とした変動パターンを示し、植物プランクトン増殖の時空間変動が日本海の表層海洋構造の季節変化に強く支配されている。一方、各モードで抽出されたCZCS-Chlの特徴的な空間パターンは海面光環境Qsの空間パターンの違いでは説明することができなかった。このことは、Qsの季節変化の振幅値が日本海全域においてほぼ一様であることから（Fig. 2とFig. 4参照）理解できる。まず、第1モードは、光環境の悪い冬季に極前線東部で卓越するブルームを抽出し、深い混合層の形成に対応している。第2モードは海面加熱と冷却の遷

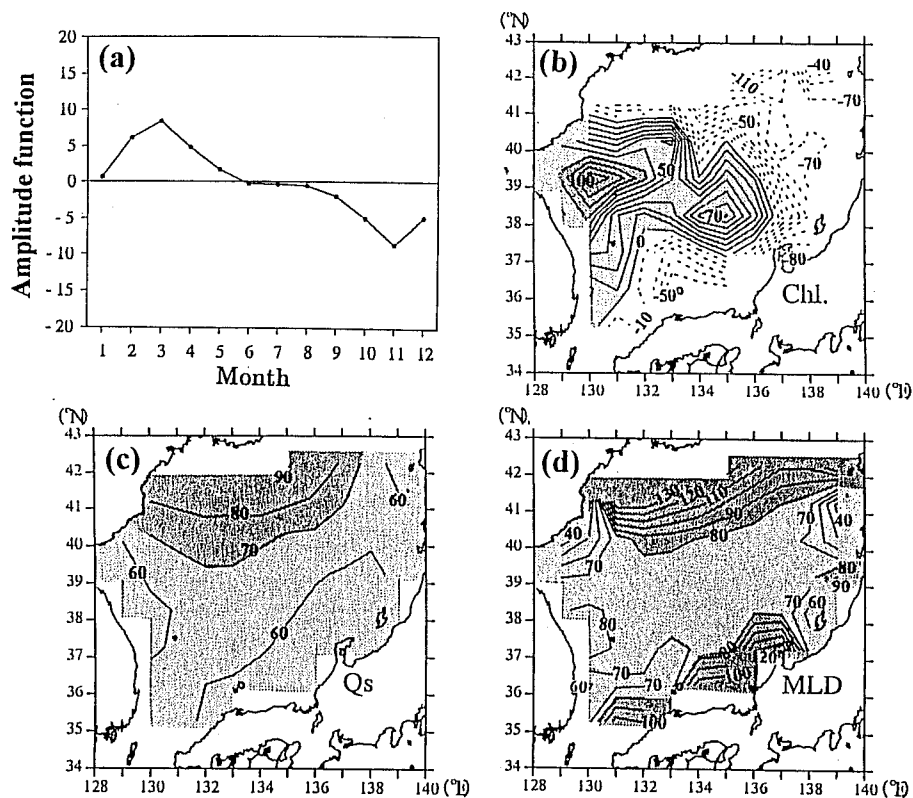


Fig. 8. (a) Monthly change in amplitude function. (b-d) Distribution maps of eigenvectors of CZCS-Chl, Qs and MLD for the third EOF mode with 11.4% of variance. Positive values are hatched by a gray color and negative values are indicated by a white color. In the positive values, high (low) values are hatched by a darkly (lightly) color. Solid (dashed) lines represent positive (negative) values.

移期である春と秋の年2回、対馬暖流域で卓越するブルームを抽出し、このブルームの発生は「はじめに」で紹介した長田 (1997) の臨界深度理論を用いて説明できる現象と考えられる。第3モードは、第1モードと重なる秋～初春に卓越するブルームを抽出し、おそらく第1モードでは分解できなかった変動成分と考えられる。海面冷却開始の時期には極前線をはさんだ南北海域において浅い混合層の形成に対応したブルームを示し、海面冷却終了の時期には極前線西部から韓半島沖においてやはり浅い混合層の形成に対応したブルームを示している。ただし、第1と第3モードで抽出された極前線の東南海域で卓越するCZCS-Chl変動は、MLDの違いだけでは十分説明することができなかった。極前線に沿って同程度のMLDが形成される冬季において、前線の東南海域は他の制限要因、例えば栄養塩供給メカニズムの違いや動物プランクトン捕食の違いのあることが示唆される。

今後は、本研究の第1と第3モードで抽出された、光

環境がむしろ悪い冬季において極前線及び韓半島沖で卓越するブルーム現象の物理・生物・化学的要因を栄養塩と動物プランクトンを組み込んだ生態系モデルを用いて調べていきたい。

謝 辞

本研究を行うにあたり、衛星画像処理について様々な有益な御指導をして頂いた北海道大学水産学部齊藤誠一助教授に深く感謝する。また、海面熱フラックス資料を提供頂いた九州大学大学院広瀬直毅氏、World Ocean Atlas 1994 CD-ROM データシリーズを提供頂いた日本海洋データセンター (JODC) に感謝の意を表する。なお、本稿をまとめるに際して貴重なコメントを頂いた2人の査読者の方に深く感謝する。

引用文献

ARNONE, R. (1994) The temporal and spatial variability of chlorophyll in the Western Mediterranean. In: Coastal

- and Estuarine Studies, ed. the American Geophysical Union. **46**, 195-225.
- BROWN, O.B., J. H. EVANS, J. W. BROWN, H. R. GORDON, R. C. SMITH, and K. S. BAKER (1985) Phytoplankton blooming off the U.S. East Coast: A satellite description, *Science*, **229**, 163-167.
- 江波澄雄 (1974) 対馬暖流の浮魚資源. 対馬暖流, 水産学シリーズ 5, 日本水産学会編, 69-88.
- FELDMAN, G., N. KURING, C. Ng, W. ESAIAS, C. MCCLAIN, J. ELROD, N. MAYNARD, D. ENDRES, R. EVANS, J. BROWN, S. WALSH, M. CARLE and G. PODESTA (1989) Ocean color. Availability of the global data set. *EOS*, **70**, 634-641.
- FUKUSHIMA, H. and J. ISHIZAKA (1993) Special features and applications of CZCS data in Asian waters. In. *Ocean color: Theory and applications in a decade of CZCS experience*, eds. V. BARALE and P.M. SCHLITTENHANDT, Kluwer Academic, 213-236.
- HANAWA, K. and I. HOSHINO (1988) Temperature structure and mixed layer in the Kuroshio Region over the Izu Ridge. *J. Mar. Res.*, **46**, 683-700.
- HEINRICH, A. K. (1961) Seasonal phenomena in plankton of the world ocean I. Seasonal phenomena in the plankton of high and temperate latitudes. *Ibid.*, tom **51**, 57-81. (in Russian)
- HIROSE, N., C.H. KIM and J.H. YOON (1996) Heat budget in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **52**, 553-574.
- ISHIZAKA, J., I. ASANUMA, N. EBUCHI, H. FUKUSHIMA, H. KAWAMURA, K. KAWASAKI, M. KISHINO, M. KUBOTA, H. MASUKO, S. MATSUMURA, S. SAITOH, Y. SENG, M. SHIMANUKI, N. TOMII, M. UTASHIMA (1997) Time series of physical and optical parameters off Shimane, Japan, during fall of 1993 - First observation by moored optical buoy system for ADEOS data verification-. *J. Oceanogr.*, **53**, 245-258.
- 川合英夫 (1991) 対馬暖流系での総観スケールの構造と水産生物に及ぼす影響. 流れと生物と, 川合英夫編著, 京都大学学術出版会, 京都, 35-48.
- LEVITUS, S. and R. GELFELD (1992) NODC Inventory of Physical Oceanographic profiles. Key to Oceanographic records documentation. No. 18, NODC, Washington, D.C.
- MESHCHERYAKOVA, I. M. (1960) Seasonal changes of the plankton in offshore waters of the Japan Sea. *Izv. TINRO.*, tom **46**, 95-144. (in Russian)
- 森 勇 (1974) 西日本海々域の生物学的特性. 対馬暖流, 水産学シリーズ 5, 日本水産学会編, 56-68.
- 長田 宏 (1994) 日本海南部におけるクロロフィルa量と透明度との関係, 日水研報告, **44**, 39-47.
- 長田 宏 (1996) 日本周辺におけるクロロフィルa量と透明度との関係. 日水研報告, **46**, 25-43.
- 長田 宏・小川嘉彦 (1997) 日本周辺海域における透明度の季節変動と臨界深度との関係, 海の研究, **6**, 351-360.
- NISHIMURA, S. (1965) The zoogeographical aspects of the Japan Sea. Part II. *Publ. Seto Mar. Biol. Lab.*, **13**, 81-101.
- NISHIMURA, S. (1969) The zoogeographical aspects of the Japan Sea. Part V. *Publ. Seto Mar. Biol. Lab.*, **17**, 67-142.
- SVERDRUP, H. U. (1953) On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *J. Cons. Int. Explor. Mer.*, **18**, 287-295.
- YODER, J. A., C. R. MCCLAIN, G. C. FELDMAN, and W.E. ESAIAS (1993) Annual cycles of phytoplankton chlorophyll concentrations in the global ocean: A satellite view. *Global Biogeochemical Cycles*, **7**, 181-193.