

基礎生産力関数 の鉛直分布(2)

誌名	研究報告 / 遠洋水産研究所
ISSN	03867285
著者名	松村, 皐月 塩本, 明弘
発行元	遠洋水産研究所
巻/号	30号
掲載ページ	p. 227-270
発行年月	1993年3月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council
Secretariat



基礎生産力関数 Φ の鉛直分布 (II)
—衛星リモートセンシングによる基礎生産力算定のために—

松村 皐月*・塩本 明弘*

Vertical distribution of primary productivity function Φ (II)
—for the estimation of primary productivity using by
satellite remote sensing—

Satsuki MATSUMURA*・Akihiro SHIOMOTO*

Abstract

Phytoplankton vertical distribution model was established for estimating water column total phytoplankton biomass and primary productivity. Diffuse attenuation coefficient derived from phytoplankton pigment concentration were used for determining underwater photosynthesis available quantum radiance (PAR).

The vertical distribution pattern is characterized by area and season. Subsurface maximum density layer are often found in mid latitude ocean. Field experimental data and the result of the vertical distribution model are well matched. Under the assumption that the primary productivity is highly affected by chlorophyll-a concentration and quantum energy, primary productivity function Φ is defined. And the vertical distribution pattern of Φ was discussed.

The result suggests that Satellite data can be a powerful meaning for estimating phytoplankton biomass and primary production in oceanic scale.

目 次

はじめに	229
I 研究の方法	229
II 生物光学アルゴリズムの基本概念	233
III 植物プランクトン色素濃度の鉛直分布	236
1. 亜表層極大型鉛直分布が海面分光情報に及ぼす影響	236
2. 日本周辺海域における植物プランクトン色素鉛直分布形態モデル	243
3. 植物プランクトン色素濃度極大深度の水域別特徴	247
IV 海中における光合成有効放射量(PAR)鉛直分布	249
1. 清浄海水中の海中光量子量(Q_{PAR})鉛直分布	250
2. 植物プランクトンによる Q_{PAR} 消散係数	251
3. 植物プランクトン色素鉛直分布形態の差による Q_{PAR} 鉛直分布変化	254
V 中緯度海域における基礎生産力関数 Φ の鉛直分布	256
1. 植物プランクトン色素濃度と基礎生産力関数	256
2. 基礎生産力関数 Φ の鉛直分布	256
3. 海面分光情報から表層消散係数の算定	258
4. 海面情報による色素濃度鉛直分布関数各係数の算定	260
5. 生産深度までの消散係数と Q_{PAR}	263
VI 考察	264
1. 海面分光照度比から推定した植物プランクトン色素濃度鉛直分布	264
2. 西部北太平洋における季節別水塊分布	265
VII 要約	267
謝辞	267
引用文献	268

はじめに

海洋の基礎生産力を広域に求めるためには、人工衛星リモートセンシングによる観測システムを確立する必要がある。可視光リモートセンシングによる表層植物プランクトン色素濃度マップの作成技術は、米国の衛星 NIMBUS-7 搭載の CZCS (Coastal Zone Color Scanner) データを解析することにより、ある段階までは完成している (例えば GORDON et al., (1983), SMITH et al., (1982))。日本近海の CZCS による植物プランクトン色素濃度マップも杉森他 (1986), MATSUMURA et al. (1988) 等によって数多く作成され解析されている。

可視光リモートセンシングにより植物プランクトン色素濃度マップが作成されることを前提として、CZCS データより得られる植物プランクトン色素濃度 (以後文中では単に“色素濃度”と記す) と基礎生産力の関係を求める努力は、EPPLEY et al. (1985), SMITH and BAKER (1983), PLATT and HERMAN (1983) 等によってなされてきた。EPPLEY 等は、従来色素濃度と基礎生産力の間的一次的相関を見つけることは困難であるとされていた数多くの報告を再整理し、環境照度の影響を加味して考えれば両者の間にかなり良い相関が成立つことを示唆した。

全球規模で海域の基礎生産力を求め、その季節変動、長期変動をモニターすることにより、海洋における物質の循環ならびに変動機構を解明する試みが進んでおり、NASA は海面センサーとして SeaWiFS の打ち上げを 1994 年に予定している。1996 年に打ち上げが予定されている我が国の地球観測衛星 ADEOS にも、同様の目的でコアセンサーとして OCTS (海面海温計) が搭載される。

SeaWiFS や OCTS がデータを取り始める前に、基礎生産力に関わる各種水中アルゴリズムを確立しておくことは、OCTS のデータを有効に利用し、基礎生産力マップを作成し、地球観測体制を確立するために重要である。

ここで問題となるのは、衛星リモートセンシングの弱点として、海面情報しか得られない点である。植物プランクトンの鉛直分布形態は水域・季節によって異なり、常に表層付近で濃度が極大となっているとは限らない。したがって、上空から見た海面情報のみが、海域の基礎生産力を直接表わしていることにはならない。海域の基礎生産力を衛星データから求めるためには、各深さにおけるクロロフィル *a* 濃度と、その深さに達する光量子エネルギー量が得られなければならない。それらの情報が既往の知識とリモートセンシングデータから得られれば、継続的な基礎生産力マップ作成が可能となる。

I 研究の方法

本研究では海洋観測データを用いて、日本近海、特に関東・東北沖合における植物プランクトン色素濃度鉛直分布の特徴を把握し、その形態をモデル化する。そのモデルを用いて海中の光量子エネルギー鉛直分布を求める。そうすることによって、光合成に必要な光とクロロフィルの情報を、各深度における基礎生産力関数として得る。海面分光情報と色素濃度鉛直分布形態の関係を求めるために、調査船による海中分光放射照度測定と採水クロロフィル抽出を行った。その結果を用いて、クロロフィルによる光量子消散係数を求めた。

海面付近の水塊フロント鉛直構造を推定するために、海面情報としての可視および熱赤外データを用いて検討した。それらの結果を総合して水柱当たり基礎生産力関数を求めることにより、広域の基礎生産力算定に寄与しようとするものである。基礎生産力の研究は多くの問題を包括しており、生物の種や

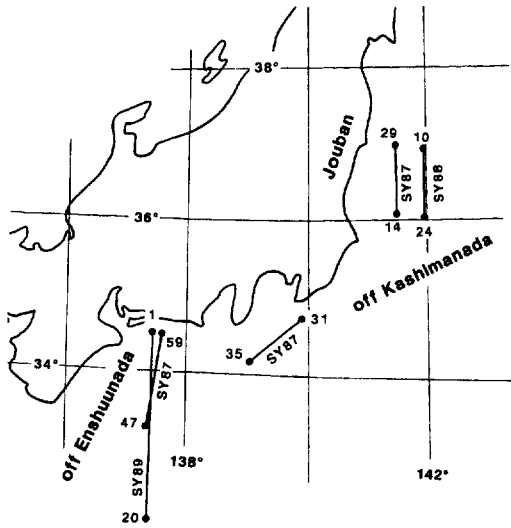


Fig.1. Area of observations. SY87, SY88, SY89 are line of observations held by R/V Shunjomaru at each year.

活性等、生化学的側面からも検討されなければならない部分は山積されているが、本報告では生化学的な検討は行わず、基礎生産力をクロロフィル濃度と光量子エネルギーの関数としてのみ取扱った。本報告によって得られた基礎生産力関数に、生化学的知見を加えることによって、基礎生産力の定量的マッピングが期待される。

船舶による海上観測は、主として遠洋水産研究所調査船俊鷹丸(398ton)により行った。特に重要な観測は、1987年、1988年の常磐沖～東海周辺海域および1989年の遠州灘沖観測である(Fig. 1)。観測は水中分光放射照度計による下向きおよび上向き水中分光放射照度の測定と、採水による植物プランクトン色素抽出を主目的とし、水塊把握のために、CTD(水温塩分深度計)観測を行った。なお、本報告で用いる記号および略号をTable. 1に示す。

水中分光放射照度計は、水中の下向き及び上向き分光放射照度($E_d(\lambda)$, $E_u(\lambda)$)を、毎秒約5回毎測定しつつ沈めることにより、深度方向に連続なデータを取得した。そのデータを用いて、拡散消散係数 $K(\lambda)$ を求めた。水中分光放射照度計MER-1010には、光束透過率計が取り付けられており、海水の濁度を測定することができた。海面直下の上向き放射照度 $E_{u0}(\lambda)$ は、1m深および5m深の放射照度 $E_{u1}(\lambda)$, $E_{u5}(\lambda)$ から外挿法により求め、採水分析により得たクロロフィル-a, フェオフィチン-a濃度との比較に用いた。水中分光照度観測にはBiospherical社製MER-1000およびMER-1010水中分光放射照度計を用いた。水中照度測定中は空中照度も併行して測定し、天空光の変化による観測誤差を最小限に抑えた。MER照度計センサーが、照度に対して直線関係を保つ最低照度は $0.2\mu\text{w}/\text{cm}^2/\text{nm}$ であるため、それ以下の照度値はデータとして用いなかった(松村・塩本, 1990)。分光照度計によって得られた値を波長方向に積算することにより、光合成有効放射量(PAR, Photosynthetically Available Radiation)を求めた。後に考察するPAR消散係数 K は、この方法によって得られたPARを用いて計算したものである。

一方、PARを直接測定するために、水中光量子計(ライカー社LI-192S)を使用した。2個の水中光量子計を、各々上下に向けて深度計と共に取り付け、約5mの深度間隔で測定した。光量子計の下部には水中蛍光光度計(アクアトラック)を吊り下げ、現場でのクロロフィルによる蛍光光度を測定した。CTDデータにより海洋構造を把握すると共に、ロゼットマルチ採水器により、各層で採水された海水を濾過し、蛍光法により分析してクロロフィル濃度を求めた。

日本周辺のクロロフィル濃度は気象庁により長年にわたって継続的に観測されている。その結果は原島のデータベース(HARASHIMA and KIKUCHI, 1990)を用いて解析した。原島等(1990)は、気象庁の観測結果を用い、クロロフィル-a濃度およびフェオフィチン-a濃度を中心にデータベースを作成し、分布形態を3次元表示できるようにした。本報告において、自らの手で取得した以外のクロロフィル濃度は、原島のデータベースを参考とした。

Table 1. Significant symbols

C : クロロフィル濃度 ($\mu\text{g/l}$) 本報では植物プランクトン色素濃度
 C_0 : 表層植物プランクトン色素濃度 ($\mu\text{g/l}$)
 $C(z)$: 深さ z における植物プランクトン色素濃度 ($\mu\text{g/l}$)
 C_{max} : 亜表層色素濃度極大値 ($\mu\text{g/l}$)
 λ : 波長 (nm)
 Φ : 基礎生産力関数, 色素と光子PARの積で表す
 $E_u(\lambda), E_d(\lambda)$: 上向き, 下向き分光放射照度 ($\mu\text{w/cm}^2/\text{nm}$)
 E_{d_0} : 海面直下, 下向き放射照度
 E_{u_0} : 海面直下, 上向き放射照度
 $E_{u_{z1}}$: 深度 z_1 における上向き放射照度
 $E_u(z_1 \rightarrow 0)$: 深度 z_1 から来て海面に達した上向き放射照度
 E_z : 植物プランクトン分布限界深度, 実質的には補償深度 (m)
 h : 極大層に存在する植物プランクトン色素量 (mg/m^2)
 $h/\sigma\sqrt{2\pi}$: 中層植物プランクトン色素濃度極大値 ($\mu\text{g/l}$)
 $K, K(\lambda)$: 拡散光消散係数
 K_w : 水分子による消散係数
 K_c : 植物プランクトン色素による消散係数
 K_s : 懸濁物による消散係数
 K_d : 溶解態有機物による消散係数
 $K_Q(z)$: 各深さにおける光子消散係数
 $K(d)$: 特定の深さ d までの平均消散係数
 K_1 : 上層水における消散係数
 K_2 : クロロフィル極大層における消散係数
 K_{qc} : 植物プランクトン色素による光子消散係数
 $K_{qw}(z)$: 各深さにおける海水による光子消散係数
 K_{PAR} : 海水における, 光子PAR消散係数
 K_z : 深さ z における消散係数
 $L_u(\lambda), L_d(\lambda)$: 上向き, 下向き放射輝度 ($\mu\text{w/cm}^2/\text{nm}/\text{Str}$)
 $L_w(\lambda)$: 海面射出輝度 ($\mu\text{w/cm}^2/\text{nm}/\text{Str}$)
 n_s : 海水の屈折率
 PAR : 光合成有効輻射量 (Photosynthetically Available Radiation)
 Q_{10} : 輝度分布関数
 Q_{PAR} : 光子単位でのPAR (μmol)
 $Q(\lambda)$: 単位波長当り光子エネルギー
 R : 反射率 (E_u/E_d)
 R_1 : 上層水における反射率
 R_2 : クロロフィル極大層における反射率
 $R(ij)$: $L_u(\lambda_i)$ と $L_u(\lambda_j)$ あるいは $E_u(\lambda_i)$ と $E_u(\lambda_j)$ の比
 S : 植物プランクトン色素濃度鉛直勾配 ($\mu\text{g/l/m}$)
 SST : 海面水温 (Sea Surface Temperature)
 σ : 極大層標準偏差 (極大層の厚さのパラメーター), 4σ が層厚
 t_s : 海面拡散光透過率
 T_{chl} : 水柱植物プランクトン色素総量 (mg/m^2)
 $T\Phi$: 水柱総生産力関数
 Z_1 : クロロフィル極大層上面深度 m
 Z_2 : クロロフィル極大層下面深度 m
 Z_m : 植物プランクトン色素最大濃度の深度 (m)
 Z_{90} : この深さより浅い光情報が E_{u_0} の90%を占めるという深度

Table 2. Photosynthesis pigment included each biota. (after Fujita 1980)

色素	生物名									
	高等植物	緑藻	ユーグレナ	褐藻	珪藻	渦鞭毛藻	黄色鞭毛藻	紅藻	ラン藻	
クロロフィル-a	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
クロロフィル-b	++	++	+							
クロロフィル-c				+	+	+	+			
β -カロチン	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++
ルテイン	++	++							++	
ゼアキサンチン	+	+								
フコキサンチン				+	+					
ペリジニン						+	+			
エキネノン										+
ミクソキサントフィル										++
フィコエリトリン								++	++	++
フィコシアニン								++	++	++
アロフィコシアニン								+	+	+

本研究のために分析した色素はクロロフィル-aとフェオフィチン-aである。植物プランクトンはクロロフィル以外にも種々の色素を持ち、それらの色素による光の分光吸収が光エネルギーの取込という形で基礎生産に寄与している。各種植物の含有する光合成色素は、藤田(1980)により、Table.2のように整理されている。これによると、光合成色素は、大きくクロロフィル、カロチノイド、フィコピリンに分けられる。このうちクロロフィル-aとカロチノイドはすべての光合成植物に含まれており、フィコピリンはラン藻と紅藻に含まれている。そして、これらの色素によって吸収された光エネルギーは光

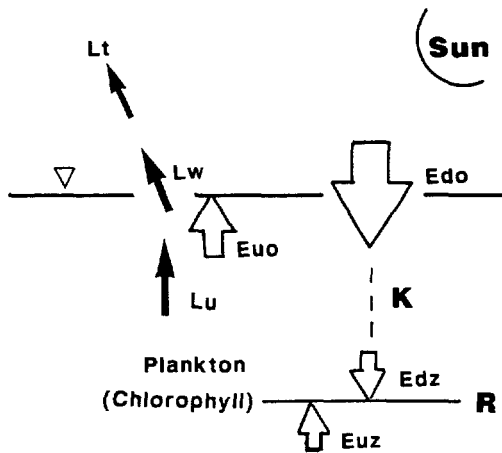


Fig.2. Underwater optical process. Significant symbols should be referred to table 1.

合成の過程においてすべてクロロフィル-aに転移していくことが知られている (PARSONS and TAKAHASHI, 1973)。したがって、クロロフィル-aを光合成の基本色素として取り扱っても差し支えない。本報告では、基礎生産にとって最も重要かつ本質的な色素としてクロロフィル-aを中心に議論を進めて行く。なお、フェオフィチン-aはクロロフィル-aの分解生成物であるが、フェオフィチン-aとクロロフィル-aとは光学特性が似通っている (BOGARD, 1962)。このため、現在のリモートセンシング技術で用いられている分光測定分解能では両色素を分離することは不可能である。したがって、本報告中では、クロロフィル-a+フェオフィチン-aを植物色素の代表として取扱い、便宜上植物プランクトン色素と呼ぶこととする。こ

の呼び方 (phytoplankton pigment) は CZCS 研究者によって広く用いられている (例えば GORDON et al., 1983等)。特にクロロフィル-a のみについて言及する場合は、クロロフィル-a と明記する。

Fig. 2 に、海中の色素に基づく光の放射過程を示す。なお、海面入射照度は太陽高度や大気の状態によって変化するものであるが、個々の観測値について議論する場合を除き、平均的な大気条件下で太陽が真上に有る状態を想定して、議論を進めることとする。この状態における海面照度を、正規化海面照度とし、本報告中ではこの状況下における海面下の光学過程について議論する。海面下向き照度 E_{do} および海面上向き照度 E_{uo} は海面直下の値とする。 $L_w(\lambda)$ は海面から空中に出ていく光の放射輝度であり、本報告では、これを海面射出輝度と呼ぶ。

II 生物光学アルゴリズムの基本概念

生物、特に植物色素の存在と、海中における光の吸収・散乱過程を明らかにし、光学情報から海中の生物情報を抽出する方法を生物光学アルゴリズムと呼ぶ。海面の上向き分光照度情報から色素濃度を求めるアルゴリズムは、GORDON and MOREL, (1983) に詳しく述べられている。

この方法は、基本的に海面上向き照度比 $R(ij) = E_u(443)/E_u(550)$ と色素濃度との間に良い相関が成立していることを計算の根拠としている。リモートセンシングでは、海面からセンサー方向に出ていく光の放射輝度 $L_w(\lambda)$ を測定している。しかし、調査船による水中光測定には通常分光放射照度計を用いて $E_{uz}(\lambda)$, $E_{dz}(\lambda)$ を測定している。放射照度計の方が輝度計に比べ、より高いエネルギーを集めることができる他、指向性が緩やかであり安定したデータを得ることができるためである。

放射輝度 L_u と放射照度 E_u の間には次の関係がある (AUSTIN, 1974)。

L_u と E_u の定義から

$$L_u = \frac{E_u}{\pi} \quad \dots\dots (2-1)$$

であり、海面射出輝度 L_w は

$$L_w = \frac{t_s}{n_s^2} L_u \quad \dots\dots (2-2)$$

となる。ここに t_s : 海面拡散光透過率 n_s : 屈折率

n_s および t_s は波長によって僅かに異なるが、AUSTIN (1974) は、リモートセンシングデータの解析上は固定値を用いても差し支えないとしている。(2-1) 式は幾何光学理論上の定義であるが、海面下においては π の代りに輝度分布関数 Q_{id} が用いられるべきである。海面下の輝度分布関数も波長 λ に僅かに影響されるが実用上は $Q_{id} = 5$ とおいても差し支えないとされ、

$$L_{uo} = \frac{E_{uo}}{Q_{id}} \quad \dots\dots (2-3)$$

が与えられている (GORDON and MOREL, 1983)。

上記 3 式より

$$Lw = \frac{t_s}{n_s^2} \cdot \frac{1}{Q_{id}} E_{uo} \quad \dots\dots (2-4)$$

が得られ Lw と E_{uo} は比例することになる。

そのため, n , t , Q_{id} の波長による差を無視できるとすれば, 実用的には

$$\frac{Lw(\lambda_i)}{Lw(\lambda_j)} = \frac{L_{uo}(\lambda_i)}{L_{uo}(\lambda_j)} = \frac{E_{uo}(\lambda_i)}{E_{uo}(\lambda_j)} \quad \dots\dots (2-5)$$

が成り立つ。

色素濃度検出法として, 波長の海面放射輝度 $Lu(\lambda_i)$, $Lu(\lambda_j)$ の比 $R(ij)$ と色素濃度が, 両対数グラフ上で直線関係になることが応用されている (MAREX, 1982)。通常は $\lambda_i=443\text{nm}$, $\lambda_j=550\text{nm}$ が用いられている。前者はクロロフィル-a の吸収帯である。443nm 帯はクロロフィル-a 吸収帯のピークに近い。ある程度クロロフィル濃度が高くなると, 後方散乱光はゼロに近くなり, それ以上濃度が増えても変化しなくなる。そのため, 高クロロフィル濃度域では $\lambda_i=520\text{nm}$ が用いられる。クロロフィル濃度 C ($\mu\text{g/l}$) と 2-5 式で表わされている比 $R(ij)$ の間には次の関係が成立している (MAREX, 1982)。

$$\text{Log } C = \text{Log } A + B \cdot \text{Log } R(ij) \quad \dots\dots (2-6)$$

A , B は各々係数であり, 多くの研究者によって求められている。それらは, 各々僅かずつではあるが異なる値を示している。その差は実験海域, 季節によるものであると考えられる。代表的なものを Table. 3 に示す (GORDON and MOREL, 1983)。

Table 3. Coefficients for calculating pigment concentration advocated by various observers.

No.	λ_i	λ_j	A	B	r^2	Authors
1	443	550	0.50	-1.27	0.98	Gordon-Clark(1978-80)
2	440	560	1.62	-1.40	0.76	Morel(1978-80)for Case 1+Case 2
3	440	560	1.92	-1.80	0.97	Morel(Case 1 only)
4	443	550	0.78	-2.12	0.94	Smith & Wilson(1981)
5	443	550	0.77	-1.33	0.91	Clark(1981)
6	520	550	1.69	-4.45	0.91	Clark(1981)

r^2 : determination coefficient

表-3のアルゴリズムは

$$R(ij) \equiv L_{uo}(\lambda_i) / L_{uo}(\lambda_j) \quad \dots\dots (2-7)$$

とした場合、植物プランクトン色素濃度C (μg/l) は

$$C = A \cdot R(ij)^B \quad \dots\dots (2-8)$$

により得られるというものである。

Fig. 3は、各研究者によって得られた色素濃度と海面分光照度比の回帰直線 (CLARK, 1981; GORDON et al., 1980.; MOREL et al., 1978; SMITH and WILSON, 1981; SMITH and BAKER, 1982; SUGIHARA et al., 1985,)と、筆者等によって得られた日本周辺海域における値を示したものである (MATSUMURA et. al., 1988)。どの研究結果も、両者の間に相関関係が成立することを示している。Table. 4に、MAREX (1982)にて提唱されている色素濃度アルゴリズムを示す。表の各係数は式2-6による。この係数を用いるにあたり、色素濃度1.5μg/l以上では高色素濃度向けアルゴリズムを用いることを薦めているが、同報告中で低色素濃度向けアルゴリズムのみを用いても5.4 μg/lまでの直線性が示されているところから、本報告中では、特に断らない限り低色素濃度向けアルゴリズムのみを考慮する。

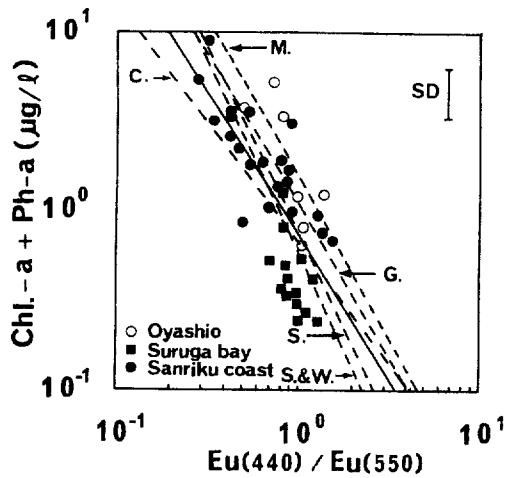


Fig.3. Regression lines from various observers and data around Japan. (Dotted line of C,M,S,G,in the figure mean the regression lines taken by CLARK, MOREL,SUGIHARA and GORDON respectively. solid line and ●■○ show observed data by MATSUMURA, 1988)

Table 4. Coefficients for phytoplankton pigment concentration advocated by MAREX

No.	R _{ij}	Chl.-Range	Log A	-B	Chlo. Concentration
1	R ₁₃	0.03-5.4	0.053	1.71	C1
2	R ₂₃	1.5-21.3	0.522	2.44	C2

in case

C1 < 1.5 C = C1

C1 < 1.5 and C2 < 1.5 C = C1

C1 > 1.5 and C2 > 1.5 C = C2

III 植物プランクトン色素濃度の鉛直分布

前章に述べた、海面上向き照度比 $Eu(\lambda_i)/Eu(\lambda_j)$ と、色素濃度との関係は、表面水の採水分析結果に基づいて得られたものである。植物プランクトンが生産層の深さまで均一な分布をしているのであれば、表面色素濃度は海域を代表するとみてよい。色素濃度極大層が表面近くにある場合、 $Eu(\lambda_i)/Eu(\lambda_j)$ は正しく表層色素濃度を表わすが、そのまま水柱方向に積算すれば水柱植物プランクトン色素量の過大評価となる。一方、亜表層に色素濃度極大層がある場合は、極大層の深さによって、海面射出輝度 $Lw(\lambda)$ の値が異なってくる。

日本周辺海域では、多くの場合、色素濃度極大層は表層ではなく、亜表層 (20m-50m深) にみられる。本報告が検討対象としている本州東北・東海沖水域では、1987, 1988年の俊鷹丸による観測結果からも、また原島のデータベース (HARASHIMA and KIKUCHI 1989) を参照した結果から見ても、多くの場合極大層は亜表層に見られる。一方親潮水域および沿岸水域では、表層に濃度極大層が多くみられる。

本章では、プランクトンが亜表層に濃度極大値を持つような鉛直分布型をしている場合、リモートセンシング観測に与える影響について検討する。

III-1. 亜表層極大型鉛直分布が海面分光情報に及ぼす影響

色素濃度分布が鉛直方向に一律でない場合、海面に入射した光は各深度 Z における消散係数 K_z の影響を受けつつ下方向に伝達される。各深度 Z_n における反射率を R_n とし、消散係数を K_n とした場合の概念図を Fig. 4 に示す。

SMITH and BAKER (1981) は、通常の沖合水では、自然海水の消散係数 K は、海水中に含まれる各物質による消散係数の和で表わせるとし、次式を表わしている。

$$K = K_w + C \cdot K_c + S \cdot K_s + D \cdot K_d \quad \dots\dots (3-1)$$

K_w : 水分子による消散

K_c : 植物プランクトン色素による消散 (C : 濃度)

K_s : 懸濁物による消散 (S : 濃度)

K_d : 溶存態有機物による消散 (D : 濃度)

$K_w(\lambda)$ は、SMITH and BAKER (1981) により、最も清浄な海域に於ける観測をもとに、実験値として求められている。その波長分布を Fig. 5 に示す。

深度 Z における上向き照度 E_{uz} が海面における上向き照度 E_{uo} に及ぼす影響は、深さの増大と共に小さくなる。GORDON & MCCLUNEY (1975) は、 E_{uo} と水柱クロロフィル色素等とを比較する場合、深度 Z からきて海面に到達した上向き光が E_{uo} の10%になる深度 Z 、すなわち、その深度以浅の光学情報が L_w の90%を占めている深さを Z_{90} とし、その深度までの色素濃度と海面光情報とを比較検討すると良い、としている。そして表層水の消散係数が深度方向に均一であるとすれば、 Z は下向き照度が海面照度の $1/e$ となる深さ、すなわち第一消散深度に等しくなり、次のような関係になるとした。

$$E_d \cdot 1/e = E_d \cdot \text{EXP}(-K \cdot Z_{90})$$

$$Z_{90} = 1/K \quad \dots\dots (3-2)$$

Kは波長に依存するため、 Z_{90} は波長により異なる。例えば清浄海水においては $K_{(443)}=0.02$, $K_{(550)}=0.064$ として (SMITH and BAKER, 1981) 計算すれば、 Z_{90} は各々50m, 16mとなる。亜寒帯水域によく見られる色素濃度亜表層極大は10m~50mの間に多く現われるため、海面情報として直接測定し得る限界に近いことになる。水分子による消散は深さ方向に積算されるため、色素濃度極大層深度が大きくなる程、 L_w に占める色素濃度情報の割合が小さくなる。Fig. 6に単純化した色素濃度亜表層極大モデルを示す。ここでは、亜表層極大層から来て海面に達した放射照度の上向き光成分を $Eu(z_1 \rightarrow 0)$ と定義す

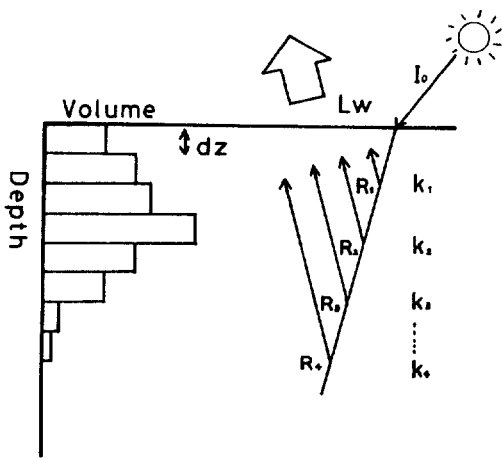


Fig.4. Conception of the vertical distribution of phytoplankton and water leaving radiance.

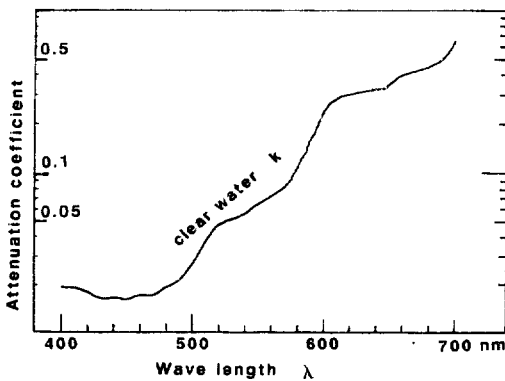
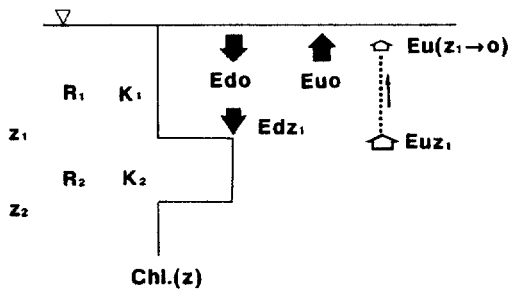


Fig.5. Attenuation coefficient $K(\lambda)$ of clearest natural water.



- Edo : Down ward irradiance at surface
- Euo : Up ward irradiance at surface
- Edz₁ : Down ward irradiance at z₁
- Euz₁ : Up ward irrfdiance at z₁
- Eu(z₁→0) : Surface irradiance reached from z₁

- R₁ : Reflectance of chlorophyll maximum layer
- z₂ : Bottom depth of chlorophyll maximum
- K₁ : Attenuation coefficient of upper layer water
- K₂ : Attenuation coefficient in the chl.max.layer
- chl.(z) : Modified vertical distribution of chlorophyll pigment concentration

Fig.6. Conception of optical process under the simplified vertical profile (pattern of subsurface maximum) of phytoplankton pigment.

る。モデルに従い、海面下向き光を E_{d0} 、海面上向き光を E_{u0} とし、上層水の反射率 R_1 、消散係数 K_1 、色素濃度亜表層極大層における反射率を R_2 とすれば、海面における上向き照度と、色素濃度亜表層極大層からの照度情報との比 ($E_u(z_1 \rightarrow 0)/E_{u0}$) は次のように導かれる。

Fig. 6 に示すように、深さ z_1 における下向き放射照度 E_{dz_1} は

$$E_{dz_1} = E_{d0} \cdot \exp(-K_1 \cdot z_1) \quad \dots\dots (3-3)$$

で得られる (AUSTIN, 1983)。

色素濃度亜表層極大層上面の上向き光 E_{uz_1} は、

$$E_{uz_1} = E_{dz_1} \cdot R_2 \quad \dots\dots (3-4)$$

となり、

色素濃度亜表層極大層上面から海面に到達する上向き光成分は、

$$E_u(z_1 \rightarrow 0) = E_{uz_1} \cdot \exp(-K_1 \cdot z_1) \quad \dots\dots (3-5)$$

となる。ここに

E_{d0}	: 海面直下, 下向き放射照度
E_{u0}	: 海面直下, 上向き放射照度
E_{uz_1}	: 深度 Z_1 における上向き放射照度
E_{dz_1}	: 深度 Z_1 における下向き放射照度
$E_u(z_1 \rightarrow 0)$: Z_1 から海面に達した上向き放射照度
R_1	: 上層水における反射率
R_2	: クロロフィル極大層における反射率
Z_1	: クロロフィル極大層上面深度
Z_2	: クロロフィル極大層下面深度
K_1	: 上層水における消散係数
K_2	: クロロフィル極大層における消散係数

ここで、SY-87航海 St.22 (Fig. 1) の測定結果を例に取り、亜表層から海面に到達する光の強さについて検討する。

亜表層に色素極大値を持つ観測例については後に述べられるが、色素濃度が Fig. 14 のような鉛直分布を示している時、水中照度実測値を用いて、 E_{u0} に与える亜表層色素濃度極大の影響を次のような順序で計算した。Fig. 14 にも示されているように、St. 18 から 25 に至る水域においては、亜表層 20-40m 層に濃度極大層がある。観測点全データを用いて、消散係数 $K(\lambda)$ 等の計算を行った。その中から、亜表層極大の代表例として St. 22 を選び、植物プランクトン濃度および水中照度の測定結果および計算例を Fig. 7 ~ Fig. 12 に示す。

Fig. 7 は採水分析した色素濃度 (クロロフィル a + フェオフチン a) 鉛直分布である。Fig. 8 に、441nm および 560nm の下向き照度 $E_d(\lambda)$ 鉛直分布を示す。 $E_d(560)$ はほぼ一定の減少傾向を示しているが、クロロフィル吸収帯である 441nm に関しては、20m 付近で急激な減少を示している。その傾向をよ

り明らかに示すのが、Fig. 9 の拡散消散係数鉛直分布である。Kz(441)は色素濃度の鉛直分布(Fig. 7)および光束透過率計による観測結果 (Fig.10) と良い一致を示している。Kz(550)は高濃度帯ではやゝ大きな値を示しているが、変化は小さい。

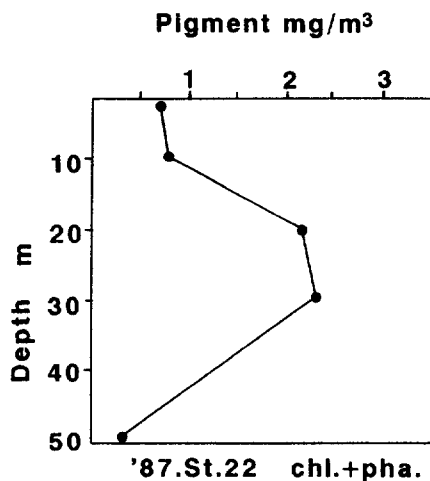


Fig.7. A sample of observed vertical profile of phytoplankton pigment concentration. (off Kashimanada SY87 St.22)

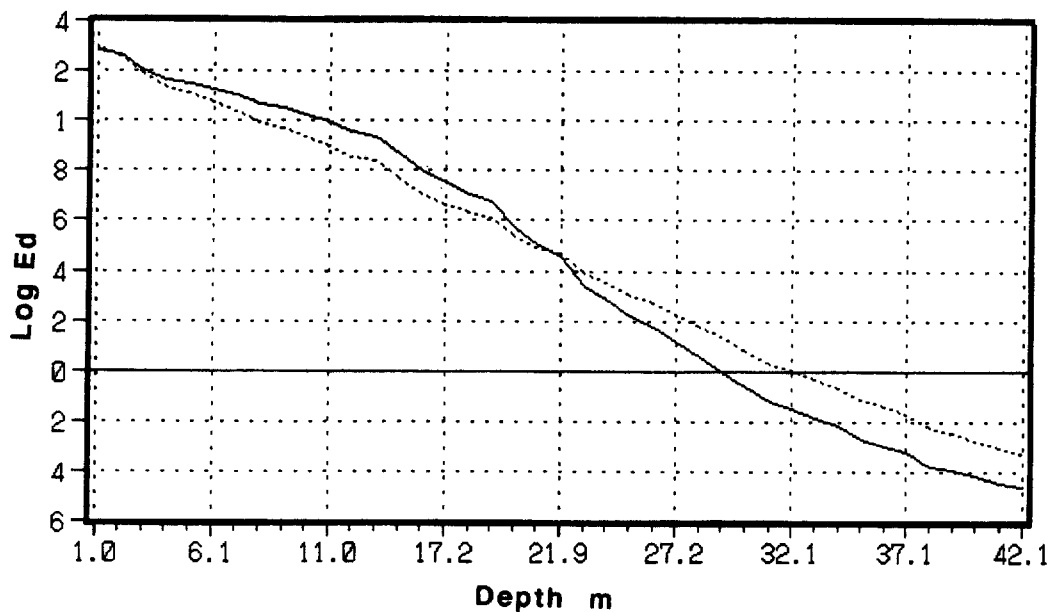


Fig.8. Vertical profile of downward irradiance $E_{d(441)}$ (solid line) and $E_{d(560)}$ (dotted line), (off Kashimanada SY87 St.22)

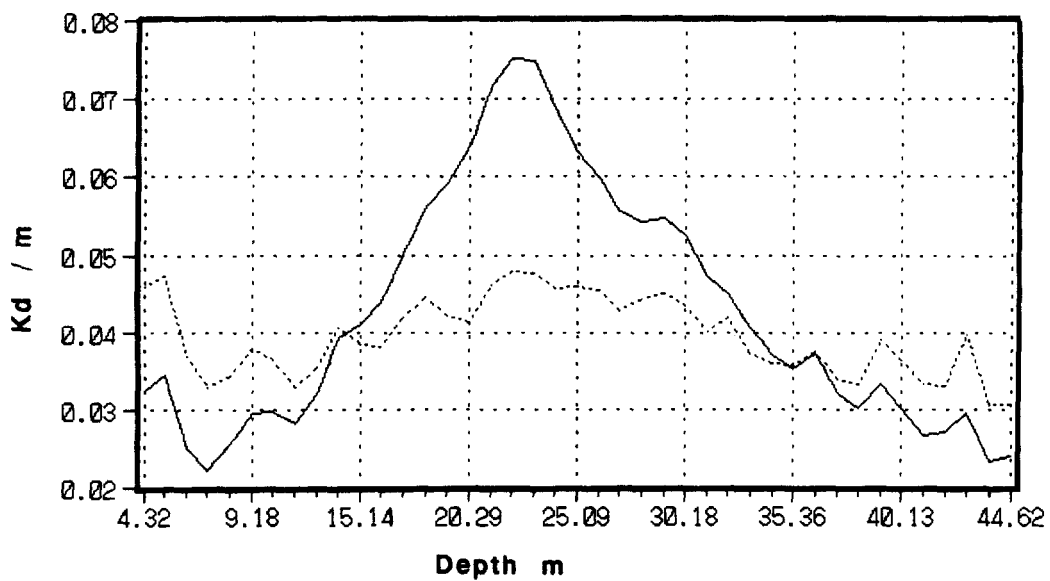


Fig.9. Vertical profile of diffuse attenuation coefficient $K_{(441)}$ (solid) and $K_{(560)}$ (dotted). (off Kashimanada SY87 St.22)

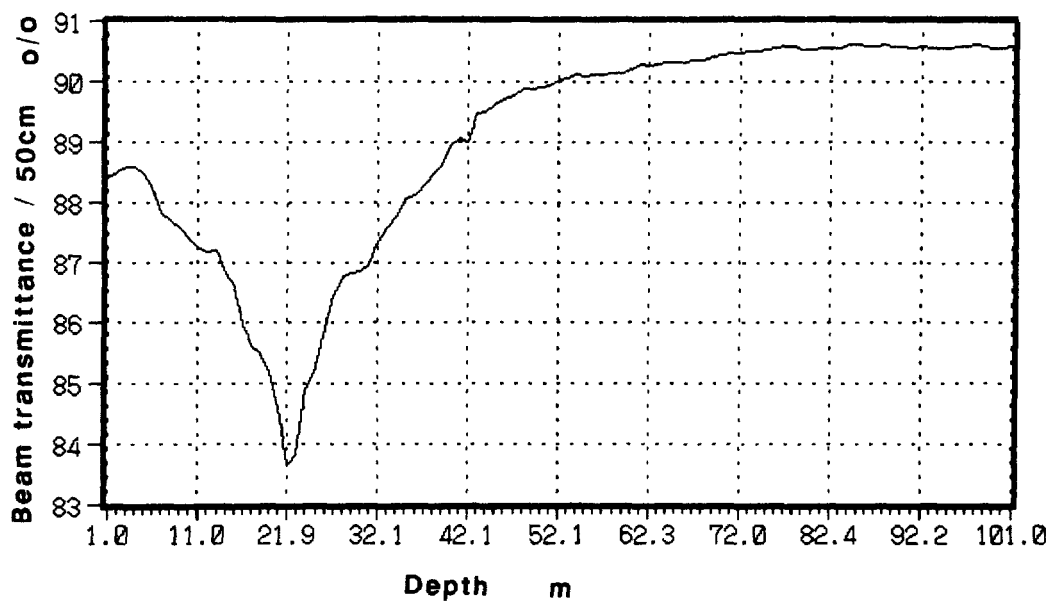


Fig.10. Vertical profile of beam transmittance which is index of suspended particles. (off Kashimanada SY87 St.22)

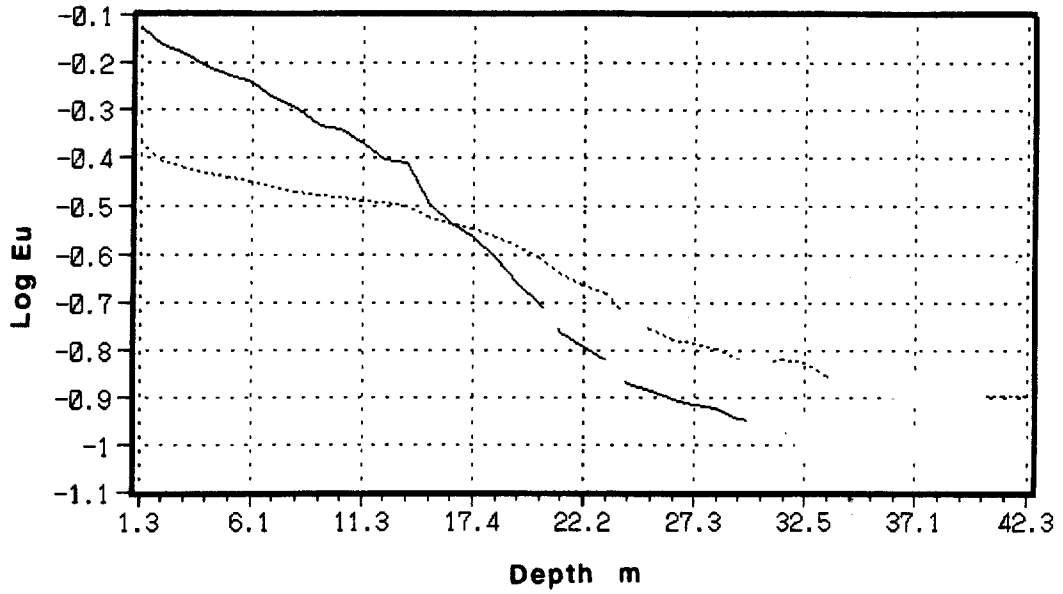


Fig.11. Vertical profile of upward irradiance $E_{u(441)}$ (solid) and $E_{u(560)}$ (dotted).
(off Kashimanada SY87 St.22)

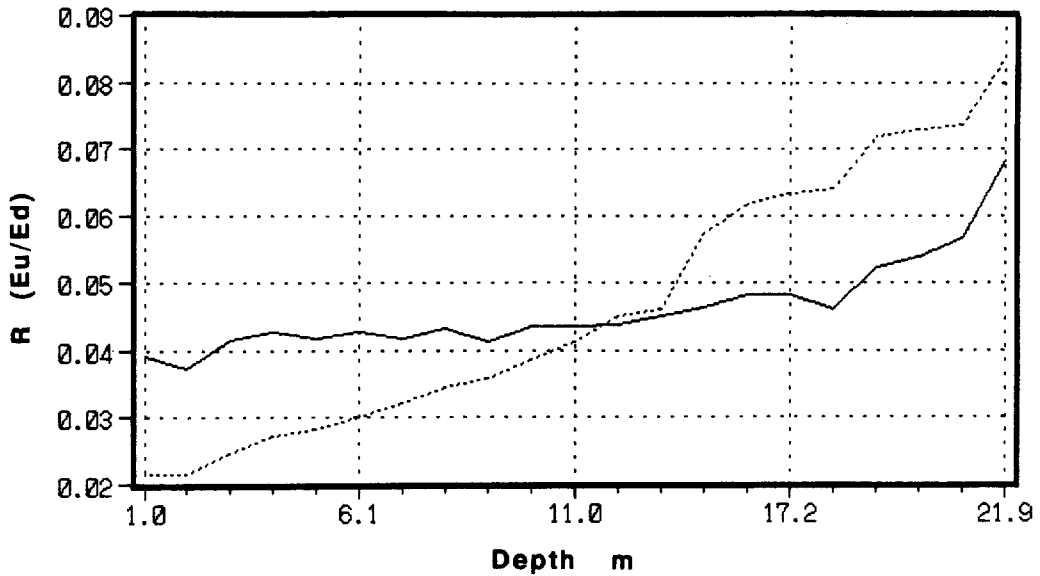


Fig.12. Vertical profile of reflectance (E_u/E_d) $R_{(441)}$ (solid) and $R_{(560)}$ (dotted).
(off Kashimanada SY87 St.22)

上向き照度 $E_u(\lambda)$ の鉛直分布が Fig. 11 である。色素濃度極大層付近にて $E_u(441)$ の急激な低下が見られる。Fig. 8 と Fig. 11 から照度反射率 R (Fig. 12) が得られる。Fig. 11 において、上向き照度データの有効範囲を 22m 迄と判断し、Fig. 11 の深度表示は 22m 迄とした。Fig. 6 の単純化モデルにあてはめるため、Fig. 9, Fig. 12 より次のような諸係数を想定した。

$$\begin{array}{lll} R_1(441) = 0.04 & R_2(441) = 0.06 & K_1(441) = 0.03 \\ R_1(560) = 0.03 & R_2(560) = 0.07 & K_1(560) = 0.035 \end{array} \quad \dots\dots (3-6)$$

この分布を Fig. 6 の単純化モデルにあてはめ、表層の厚さを $Z_1 = 20\text{m}$ とする。

$\lambda = 560\text{nm}$ を例にとり、 $E_u(z \rightarrow 0) / E_u$ を計算すると、13.9% が得られる。同様の計算を $\lambda = 441\text{nm}$ に対して行くと、9.9% となる。これは、 Z_{90} の概念から見て、海面情報として有効な限界に近いことになる。上層の条件が変わらず、単に濃度極大層深度が 30m になったと仮定して同様の計算を行くと、 $\lambda = 441\text{nm}$ においては 5.8%、 $\lambda = 560\text{nm}$ においては 7.0% となる。更に、海面では $E_u(441) / E_u(560)$ を色素濃度の指標として用いるのであるが、それに与える極大層の影響は、 $Z = 20\text{m}$ の時 4% となる。このように、色素濃度極大層深度の変化は $E_u(z \rightarrow 0)$ の変化を引き起こし、深くなればなる程、海面への影響が小さくなることになる。

Fig. 13 に、上層の消散係数 $K_1 = 0.03$ の場合の、深さ Z からくる光が海面上向き光に占める割合を示した。図には、 $R_1 = R_2$ すなわち色素濃度極大層が存在しない場合についても示してある。色素濃度極大層が存在することにより、より深くからの情報が得られることを示している。極大層下面に迄達する下向

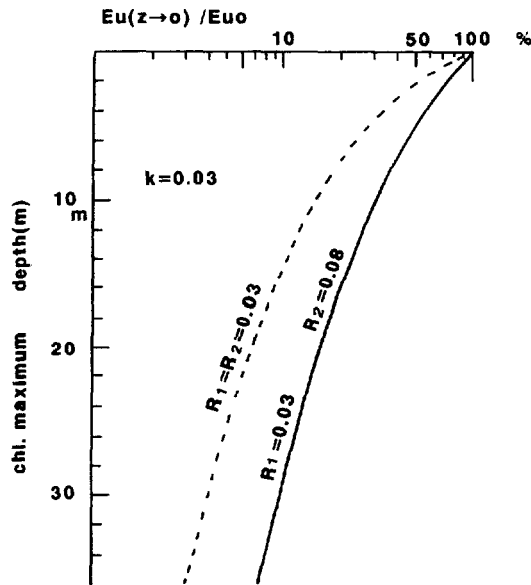


Fig. 13. The ratio (%) of irrifiance flux came from phytoplankton pigment subsurface mximum layer to surface upward irradiance. Solid line and dotted line show case in which there is/isn't the subsurface maximum layer respectively.

き光は、高い値の消散係数のため更に小さくなり、そこから反射して極大層上面に達する上向き光は、式(3-5)より得た Edz_1 を用いて、

$$Eu(Z_2 \rightarrow 0) = Edz_1 \cdot R_3 \exp(-2K_2(Z_2 - Z_1)) \cdot \exp(-K_1 \cdot Z_1) \quad \dots\dots (3-7)$$

となる。

前述の実測値を例にとり、 $K_2(441) = 0.07$, $K_2(560) = 0.045$, $R_3(441) = 0.04$, $R_3(560) = 0.03$, $Z_1 = 20m$, $Z_2 = 30m$ とすれば、色素濃度極大層下面以深から表層に達する光の割合 $Eu(z \rightarrow 0)/Eu_0$ は両波長とも、約 $0.003 \approx 0$ となる。 Z_2 深度や K_2 が多少変化しても $Eu(z_2 \rightarrow 0)$ の値は大きくは変わらない。

したがって、宇宙からの水色リモートセンシング技術により得られた海面情報から、水柱植物プランクトン色素量を算定するためには、リモートセンシングデータのみでは不十分であり、色素濃度鉛直分布パターンが季節毎、水域毎にあらかじめ類型化されていて、極大層の厚さ、およびそれ以深の色素濃度に関する知識が集積されている必要がある。

III-2. 日本周辺海域における植物プランクトン色素濃度鉛直分布形態モデル

北西太平洋の水塊配置の特徴から、日本近海は、親潮等亜寒帯水域、黒潮および亜熱帯水域、親潮黒潮混合水域、そして沿岸水域に代表される。それらの水域は各々特徴を持った色素濃度鉛直分布形態を示している。Fig.14, 15に亜寒帯水域、黒潮水域、沿岸水域の特徴を持った色素濃度鉛直断面図を示す。

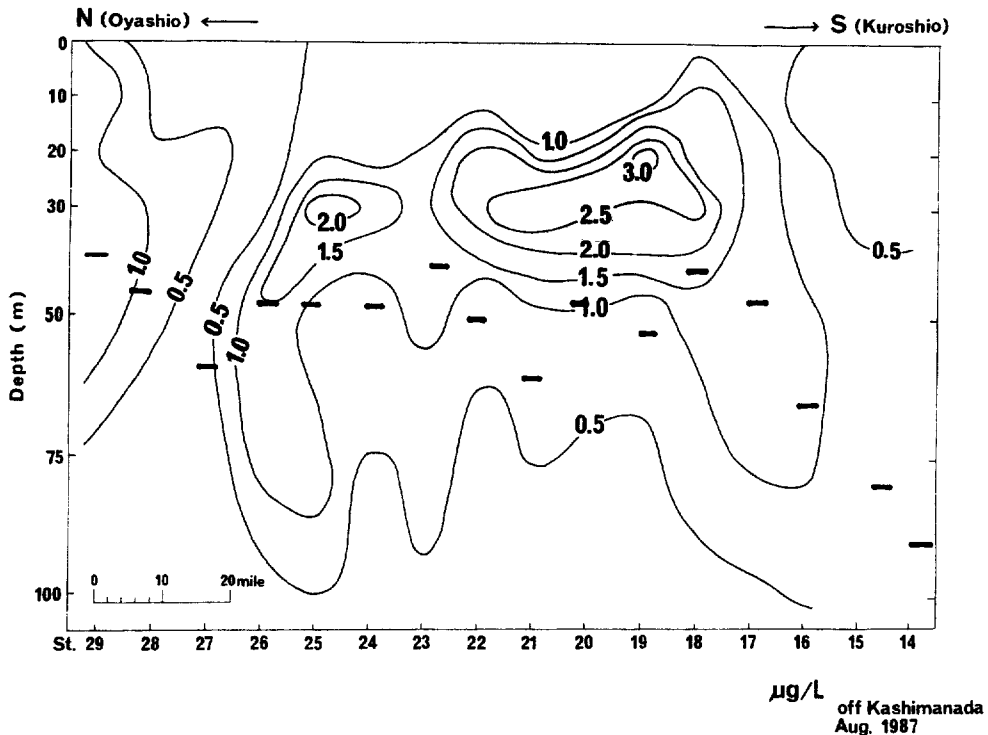


Fig.14. Vertical section of phytoplankton pigment concentration.

これらの断面図から、色素濃度鉛直分布の定性的な特徴を読み取ることはできるが、大量のデータを体系化するためには、この鉛直分布を一定のモデルで表現するのが良い。分布形態のモデル化により、各種観測フォーマットで格納されている色素濃度鉛直分布データを、一元的に処理できるよう整理し直すことができる。また、単位水柱当たりの植物プランクトン色素量を計算することも容易になり、色素濃度の分布から消散係数を求め、水中 PAR が推定できる等、利点は多い。PLATT et al. (1988) は、色素濃度鉛直分布の形をガウス分布に置きかえ、水柱基礎生産力を計算し、実測値と比較して良い結果を得ている。

PLATT 等は単純なガウス分布をあてはめ、色素濃度中層極大層を中心として上下対象の濃度分布形を持つと規定しているが、日本近海のデータではそれにあてはめられないケースが多い。そこで PLATT の方法に改良を加え、色素濃度の鉛直分布パターンが、中層に極大値を持つ単峰型分布をとりつつ、表層と下層では異なる色素濃度であるとした。その分布型はガウス分布に鉛直勾配を加えたものであると定義し (Fig.16)、次式で与えた。

深度 Z における植物プランクトン色素濃度 $C(z)$ は

$$C(z) = C_0 + S \cdot Z \frac{h}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(Z-Z_m)^2}{2\sigma^2} \right] \quad \dots\dots (3-8)$$

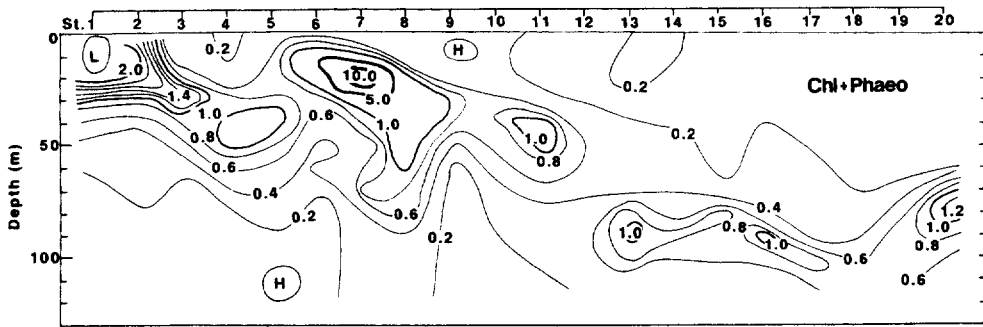
ここに、

- C_0 : 表層の植物プランクトン色素濃度 ($\mu\text{g/l}$); Z_m が表層に近い場合、仮想の値となる。
その場合、表層値は $C(0)$ として得られる。
- S : 植物プランクトン色素濃度鉛直勾配 ($\mu\text{g/l/m}$)
- Z_m : 植物プランクトン色素最大濃度の深度 (m)
; 最大濃度が表面以残になる場合 $Z_m \leq 0$ となる。
- h : 極大層に存在する植物プランクトン色素量 (mg/m^2)
- $h/\sigma \sqrt{2\pi}$: 中層植物プランクトン色素濃度極大値 ($\mu\text{g/l}$)
- σ : 極大層標準偏差; 極大層の厚さのパラメーター: 4σ が層厚

そして水柱植物プランクトン色素量 T_{chl} は

$$T_{chl} (\text{mg/m}^2) = \int_0^{Ez} C(z) dz \quad \dots\dots (3-9)$$

となる。ここに Ez は植物プランクトン色素分布限界深度であるが、基礎生産力を考える場合、補償深度迄計算すればよいものとし、実際には、100m までを計算対象とした。亜熱帯水域において色素濃度極大層が 100m 前後にある時は、状況に応じて Ez を 150m 前後迄延長した。



Sep.1988 Shunyo-maru off Enshunada

Fig.15. Vertical section of phytoplankton pigment concentration. (off enshunada to Kuroshio, SY87 Sep.1987)

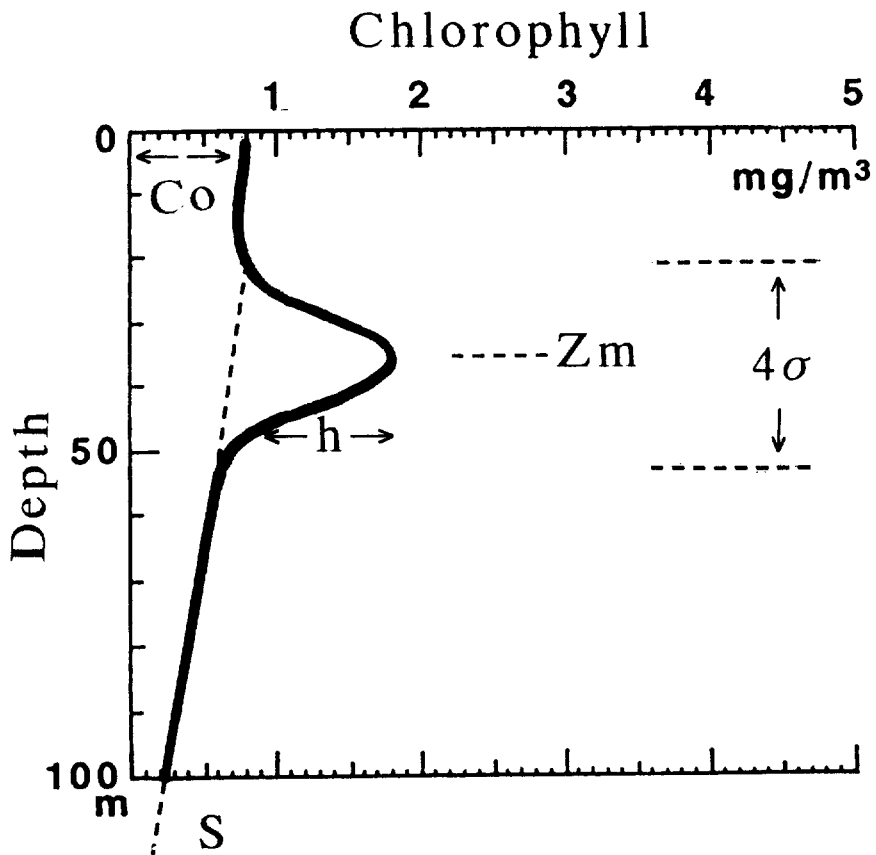


Fig.16. Vertical profile model of phytoplankton pigment concentration.

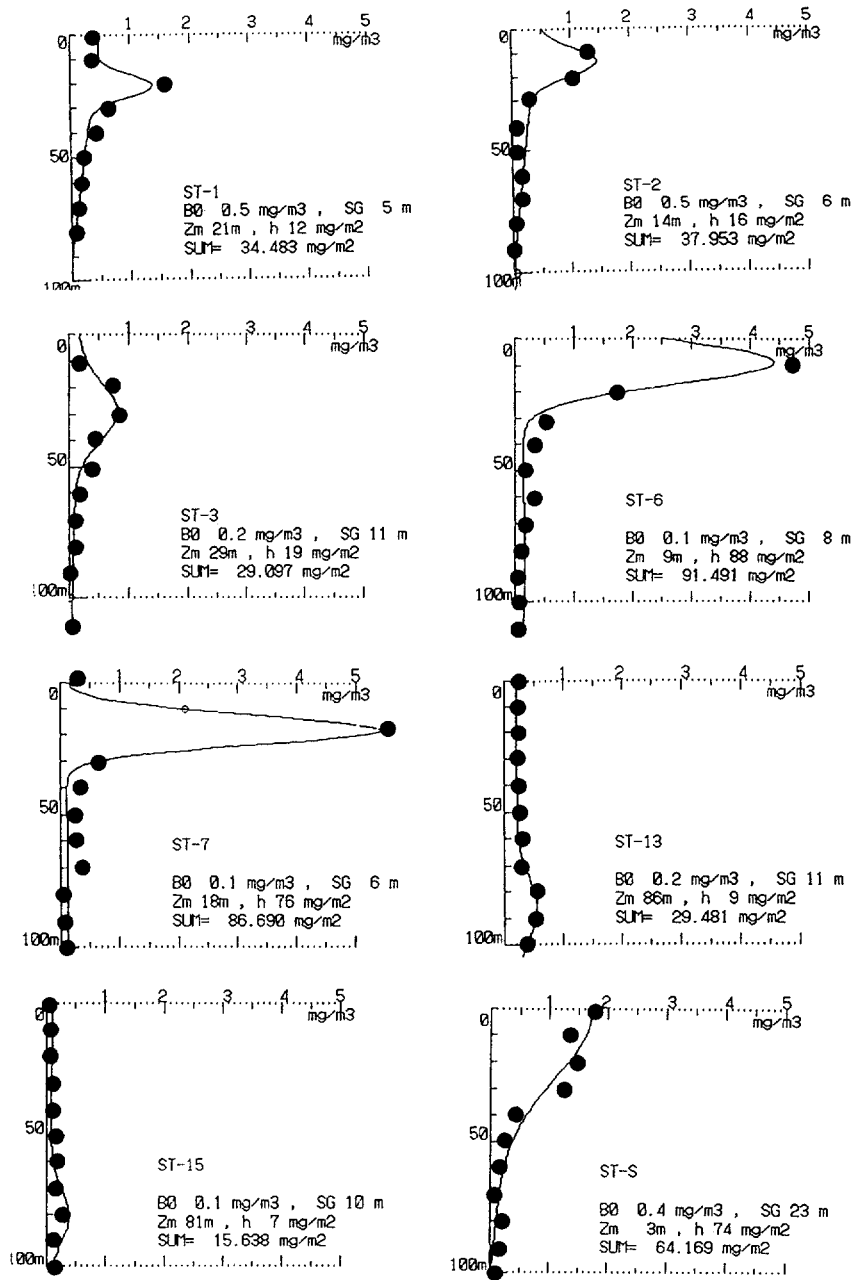


Fig.17. Vertical profile function (solid line) of phytoplankton pigment concentration and observed value (circle).
 (Off enshunada to Kuroshio. Each station should be referred to Fig.15. St.S is in Surugabay. SY87 Sep.1987)

観測値を式(3-8)に当てはめ、最適曲線を求める手法として、関数の最小化シプレックス法(奥村1986)を用いた。Fig.15から代表的な観測点を選び、実測データより導いた色素濃度鉛直分布曲線をFig.17に示す。Fig.17はこの方法で求めた色素濃度鉛直分布曲線が観測値に非常に近い形となり、色素濃度鉛直分布形を式(3-8)で表わすことの妥当性を示している。

Table.5に、Fig.14に示された各観測点および遠州灘沖SY87観測線(Fig.1)において得られたパラメーターを一例として示す。各パラメーターが、鉛直分布図形の特徴を良く表わし得ていることが理解できる。

Table.5の第7列にある T_{chl} (mg/m^2)は式(3-9)より求めた水柱総色素量であり、 h は極大層に存在する植物プランクトン色素量(mg/m^3)である。水柱植物プランクトン色素量 T_{chl} に対する、極大部分に存在する植物プランクトン色素量の割合は、約0.3-0.6程度と比較的高いところにあり、単位面積当たりの総色素量を考えるためには、極大層の存在を無視できないことを示している。

前節で述べたように、極大層の厚さは表面光情報として顕著には表われないことから、リモートセンシングデータのみからは直接その算定をすることは困難である。従って鉛直分布パターンは、過去のデータベースから得た知見より、水域別、季節別に求めて、パラメーター化することが必要となる。

III-3. 植物プランクトン色素濃度極大深度の水域別特徴

単位水柱内の植物プランクトン色素総量 T_{chl} と、リモートセンシングで得られる海面上向き照度比 $Eu(441)/Eu(560)$ の関係を検討する。前節で述べたように、色素濃度鉛直分布は、主として濃度極大層の深度と極大層の厚さで特徴づけられる。Table.5で示されているように、三陸一常磐沖における色素濃度亜表層極大深度 Z_m は概ね30-40mであり、沿岸水あるいは遠州灘沖冷水塊では0-20m、黒潮周辺水域では40-50m、黒潮以南亜熱帯水域においては70-100mである。親潮域のパターンと沿岸水のパターンは、表層に色素濃度の極大がある点で類似している。

このような鉛直分布は、気象庁海洋観測資料を整理したパソコン用画像データ(HARASHIMA and KIKUCHI, 1990)からも推測される。 Z_m と同様に、 h についても沿岸水域・親潮水域および黒潮域・亜熱帯水域と大きく2つに分類すると、 h の値は各々20-70 mg/m^3 、3-10 mg/m^3 となる。鉛直勾配についても同様に分類できる。海面の分光照度情報から水柱植物プランクトン色素量を求めようとする場合、このパターンを十分考慮する必要がある。ある海域において得られた表層色素濃度から、水柱植物プランクトン色素量およびその鉛直分布を推定しようとするれば、各水型毎の鉛直分布パターンと海面測定値を与えなければならないことになる。

Fig.15は遠州灘沖観測線(SY89)に沿った色素濃度断面図であり、Fig.18は、そのデータを基に計算した各観測点の水柱植物プランクトン色素総量 T_{chl} (mg/m)と、上向き分光照度比 $R_{(1)}$ の両対数散布図である。もし観測点におけるクロロフィル分布が鉛直方向に均一であるか、あるいは表層に極大層が存在するのであれば、これらの点は式(2-8)により負の勾配を持つ直線周辺に分布する筈である。しかし、Fig.15に示されているように、クロロフィル濃度は、海域毎に異なる鉛直勾配を持っているために、 T_{chl} と $R_{(1)}$ の関係は直線的ではない。しかし、この場合においても、海域を分類することにより、 T_{chl} と $R_{(1)}$ の間に単純な関係が成立するのがわかる。Fig.18における点線による囲い込みは、水系別の分類を意味している。今それぞれをA、B、Cグループとする。グループAすなわち、陸地に近い観測点St.1から、陸棚縁辺部にかけての観測点St.8まではひとつの直線上にあり、グループBのSt.6-St.18迄も、多少の分散はあるものの、一定の直線関係にあると見ることができる。

沿岸水と沖合水は、各々異なる光学的性質を持っているために、MAREX(1982)においても各々別の

Table 5. Parameter for vertical profile function of pigment concentration.
(off Kashimanada and Enshunada SY87)

chl+Phaeo		1987 俊鷹丸			常磐沖 遠州灘		
St	B ϕ mg/m ³	Z max m	Max.chl mg/m ³	傾斜 mg/m ³ /m	4 σ width(m)	Tchl mg/m ²	h mg/4 σ
14	0.36	76	1.01	0.003	52.9	70.71	22
15	0.41	52	1.00	0.002	7.9	53.87	3
16	0.40	63	1.32	0.001	88.6	83.85	52
18	0.55	29	2.60	0.001	58.3	124.05	75
19	0.42	23	3.60	0.000	27.6	99.17	55
21	0.48	33	3.01	0.000	32.6	100.47	52
22	0.79	26	3.01	0.005	24.9	91.15	35
23	0.54	35	1.52	0.000	52.2	85.50	32
24	0.84	30	2.01	0.005	16.2	71.54	12
25	0.59	32	2.30	0.003	23.2	101.34	25
26	0.16	60	1.58	0.001	64.9	80.44	57
27	0.25	25	0.59	0.001	40.8	29.14	9
28	0.17	34	0.98	0.000	47.8	41.19	24
29	0.38	34	1.50	0.004	102.2	82.91	71
30	0.19	38	1.43	0.001	45.3	56.92	35
31	0.26	50	0.96	0.000	69.3	55.90	30
33	0.10	54	0.99	0.003	96.5	79.19	54
34	0.21	63	1.08	0.001	117.8	73.58	65
35	0.02	43	1.31	0.002	87.5	82.47	71
47	0.33	68	1.15	0.000	66.1	68.33	34
48	0.30	54	2.10	0.002	49.8	94.18	56
49	0.21	52	1.22	0.001	51.4	49.94	32
50	0.17	56	1.58	0.001	61.8	75.81	55
51	0.14	56	1.72	0.000	54.4	69.50	54
54	0.18	51	1.30	0.000	40.2	44.94	28
55	0.22	52	0.64	0.002	44.4	43.18	12
57	0.18	35	2.02	0.001	38.3	67.19	44

アルゴリズムを提唱している。逆に観測点 St.13~St.18のグループCは、水柱植物プランクトン色素総量 T_{chl} に差があるにもかかわらず、 $R_{(1)}$ の変化は見られない。それは、黒潮流軸南部の亜熱帯水域においては、70m-150mに色素濃度極大層があり、それが水柱植物プランクトン色素総量に影響を与えているが、その深度における色素濃度は、海面分光輝度に何の影響も与えていないからである。

亜熱帯水域以南においては、通常この現象が見られる。したがって、この水域に於いては、海面分光照度情報のみに基づいて水柱植物プランクトン色素総量を求めることは、本質的に不可能である。しかし、単位面積あたりの基礎生産力を求めることを目的として、植物プランクトン色素量を求めるのであれば、この点はあまり大きな問題とならない。100m深まで達する太陽光は極めて小さなエネルギーしか持たないために、このような海域における濃度の差は、地球規模での基礎生産力には大きな影響を与えないと考えられるからである。

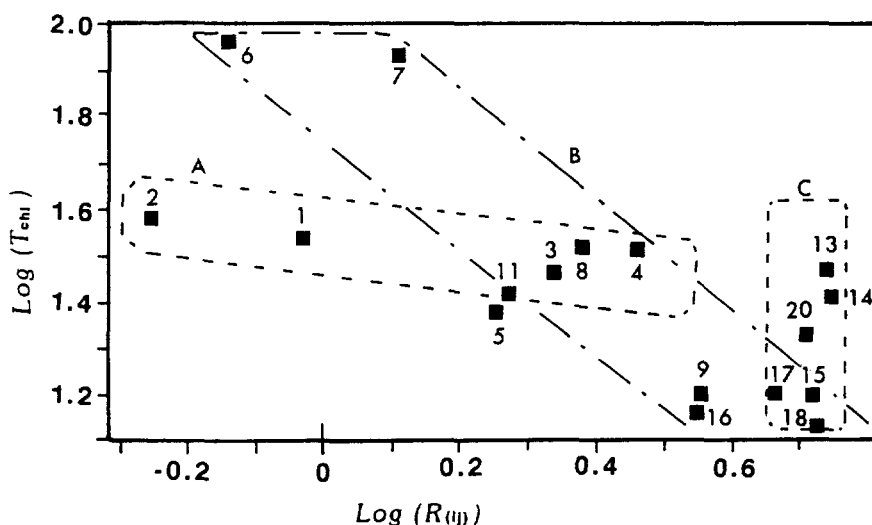


Fig.18. Surface upward irradiance ratio $R_{(1)}$ versus water column phytoplankton pigment biomass T_{chl} (SY89). Group A, B, and C are coastal water, offshore water and oceanic water respectively. Numbers of each point shows station on SY89 (Fig.1).

IV 海中における光合成有効放射量 (PAR) 鉛直分布

本報告の基本概念として、海中の基礎生産力を支配する主要因は、クロロフィル a と光エネルギーである、とした。光エネルギーの光源は太陽であり、太陽光は宇宙空間・大気を経て海中に達するのであるが、その間に各物質による吸収・散乱の影響を受けてその性質を変える。海中に達した光エネルギーが光合成に用いられる場合、光量子の単位で化学作用をする(例えば HALLDAL, 1974)。そのため以下の考察においては、海中の光エネルギー単位として、光量子量を用いる。海面に到達する光量子波長分布形には、松村・塩本 (1990) の大気単純化モデルによる波長分布形を用いた。

IV-1. 清浄海水中的海中光量子量 (Q_{PAR}) 鉛直分布

海中の光量子量について検討するにあたり、まず懸濁物等のない清浄な海水を考える。前報(松村・塩本, 1990)において求められた海面光量子の波長分布Qおよび、Fig. 5で表わした清浄海水の消散係数K_w(λ)を用いると、深さZにおける光量子量Q_z(λ)は、(3-3)式と同様

$$Q_z(\lambda) = Q_0(\lambda) \cdot \exp(-K_w(\lambda) \cdot Z) \quad \dots\dots (4-1)$$

と表わすことができる。

各深度Z毎にQ_z(λ)を計算し

$$Q_{PAR} = \int_{400}^{700} Q_z(\lambda) d\lambda \quad \dots\dots (4-2)$$

として、計算した結果を Fig.19に示す。同図にはQ_{PAR}の深度別消散係数係数K_{PAR}も示されている。消散係数の大きい長波長成分が消えた後は、K_{PAR}は小さくなり、K_{PAR}深度変化も必然的に小さくなる。この計算結果から、清浄海水ではPARが表面光の1%になるのは深度180mとなる。

Fig.19に示されているQ_{PAR}の鉛直分布を、今後の計算の便宜上、次の近似式で表わすこととした。

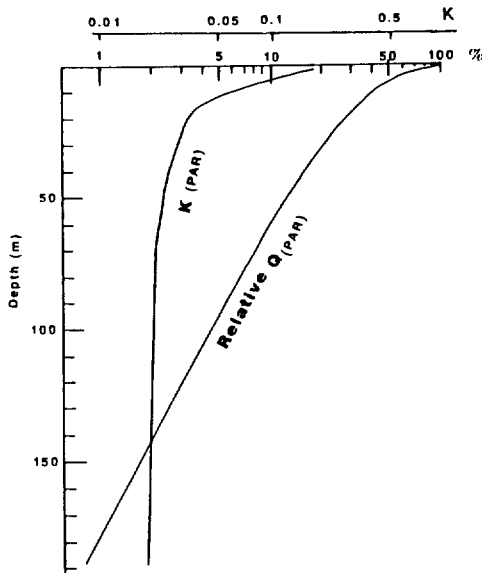


Fig.19. Vertical profile of quantum(PAR) Q_{PAR} and attenuation coefficient of Q_{PAR} for clearest natural water.

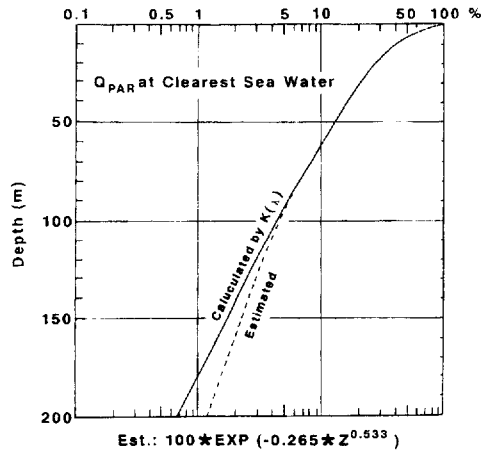


Fig.20. Vertical profile of Q_{PAR} for clearest natural water. Calculated by each K(λ) (solid line) and approximate function (Dotted line).

$$Q_{PAR}(z) = Q_{PAR}(0) \cdot \exp(-P1 \cdot Z^2) \quad \dots\dots (4-3)$$

ただし、P1=0.265 P2=0.533

Q_{PAR}(0)：海面直下Q_{PAR}

深度方向の逐次計算で得た清浄海水中のQ_{PAR}鉛直分布値と、上記近似式との差を Table. 6 に示す。両者は概ね良好な一致を見せているが、100m以深においてはQ_{PAR}値が非常に小さくなるため、一致度は徐々に小さくなる。しかし、絶対値としての誤差は小さなものであるため、実用上差し支えない。

Fig.20に、この近似式で得た清浄海水中のQ_{PAR}鉛直分布曲線を示す。K(λ)を用いた逐次計算で得たカーブも、100m深までは対数スケールの図上で殆ど重なってしまい、2本の曲線として表わすことができない程度である。

Table 6. Q_{PAR} at each depth in clearest water, calculated by Kλ and approximation by equation (4-3).

深度 (m)	清浄海水中の P A R	近似式を用いた P A R	一致度
0	100.00	100.00	1.00
10	39.36	40.49	0.97
20	27.27	27.03	1.01
30	20.41	19.71	1.04
40	15.79	15.06	1.05
50	12.46	11.86	1.05
60	9.97	9.54	1.05
70	8.05	7.80	1.03
80	6.55	6.46	1.01
90	5.35	5.41	0.99
100	4.39	4.57	0.96
110	3.62	3.89	0.93
120	2.98	3.34	0.89
130	2.47	2.88	0.86
140	2.04	2.49	0.82
150	1.69	2.17	0.78
160	1.40	1.90	0.74
170	1.16	1.67	0.70
180	0.97	1.47	0.66
190	0.80	1.30	0.62
200	0.67	1.15	0.58

$$Q_{PAR}(Z) = 100 \cdot \exp(-P1 \cdot Z^2) \\ P1=0.265 \quad P2=0.533$$

IV-2. 植物プランクトンによるQ_{PAR}消散係数

水分子や植物プランクトン色素の吸収等により、Q_{PAR}は深度方向に減少する。水中におけるQ_{PAR}の消散係数K_Qを、水分子および植物プランクトン色素による吸収と散乱を合わせたものとして、次式で表わす。

$$K_Q(z) = C(z) * K_{QC} + K_{QW}(z) \quad \dots\dots (4-4)$$

- C(z) : 各深さにおける植物プランクトン色素濃度
- K_{QC} : 植物プランクトン色素による光量子消散係数
- K_{QW}(z) : 各深さにおける海水による光量子消散係数

海洋光学観測において、水中分光放射照度計を用いて、Ed(λ)を深さ方向に連続的に観測してQを得、所定層における色素濃度も分析した。それらの値から、色素濃度C(z)とKの関係式を求めた。

各層(水深 z)においてQが測定されており、それをQ_{zi}で表わすとすれば

$$Q_{z_2} = Q_{z_1} * \exp(-K_Q(z) * (z_2 - z_1))$$

$$K_Q(z) = \text{Ln}(Q_{z_2}/Q_{z_1}) / (z_2 - z_1) \quad \dots\dots (4-5)$$

K_Q(z) : z₂ ~ z₁間におけるQ_{PAR}消散係数

となる。

(4-4), (4-5) 式により

$$C(z) * K_{QC} = \text{Ln}(Q_{d_2}/Q_{d_1}) / (z_2 - z_1) - K_{QW}(z) \quad \dots\dots (4-6)$$

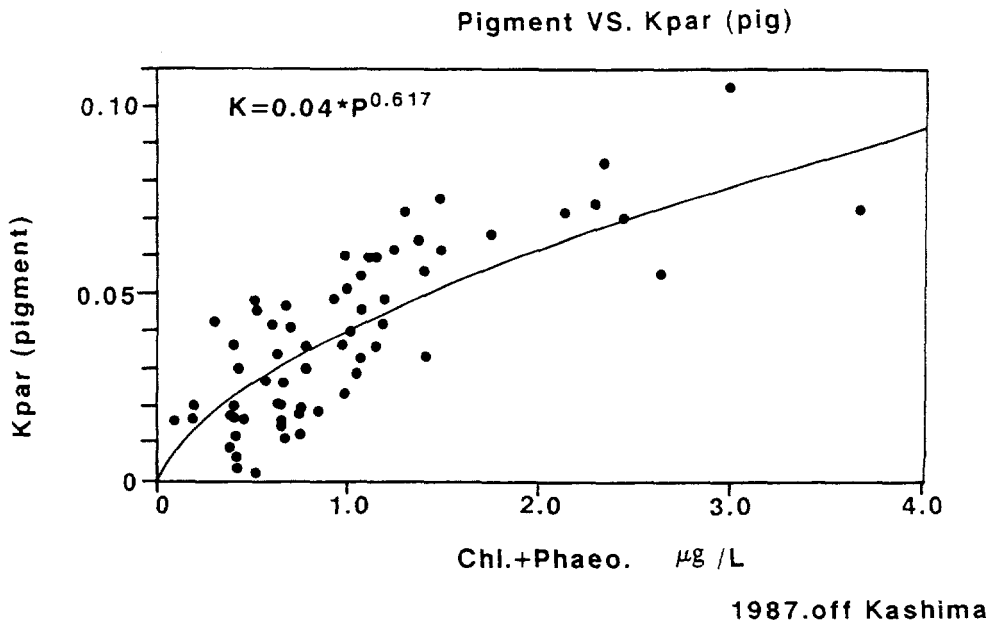


Fig.21. Phytoplankton pigment concentration versus Q_{PAR} attenuation coefficient K_{QC} (K_{QC} = observed K - K_{QW})

但し, $C(z) = (C(z_1) + C(z_2)) / 2$

を得,

$K_{PAR}(\text{pigment}) = C(z) * K_{QC}$ とし, 観測されたCとの関係を図化した (Fig.21).

Fig.21から, 植物プランクトン色素による光量子消散係数として, 次の近似式を得る。

$$K_{QC} = 0.04 * C^{0.617} \dots\dots (4-7)$$

計算により求めた $K_{QW}(z)$ と, 観測によって得られた色素濃度Cにより, 各層の $K_q(z)$ を(4-3), (4-6)式より求め, その値を用いて各層のQを(4-5)式により求めた。結果を Fig.22に示す。図には実測し

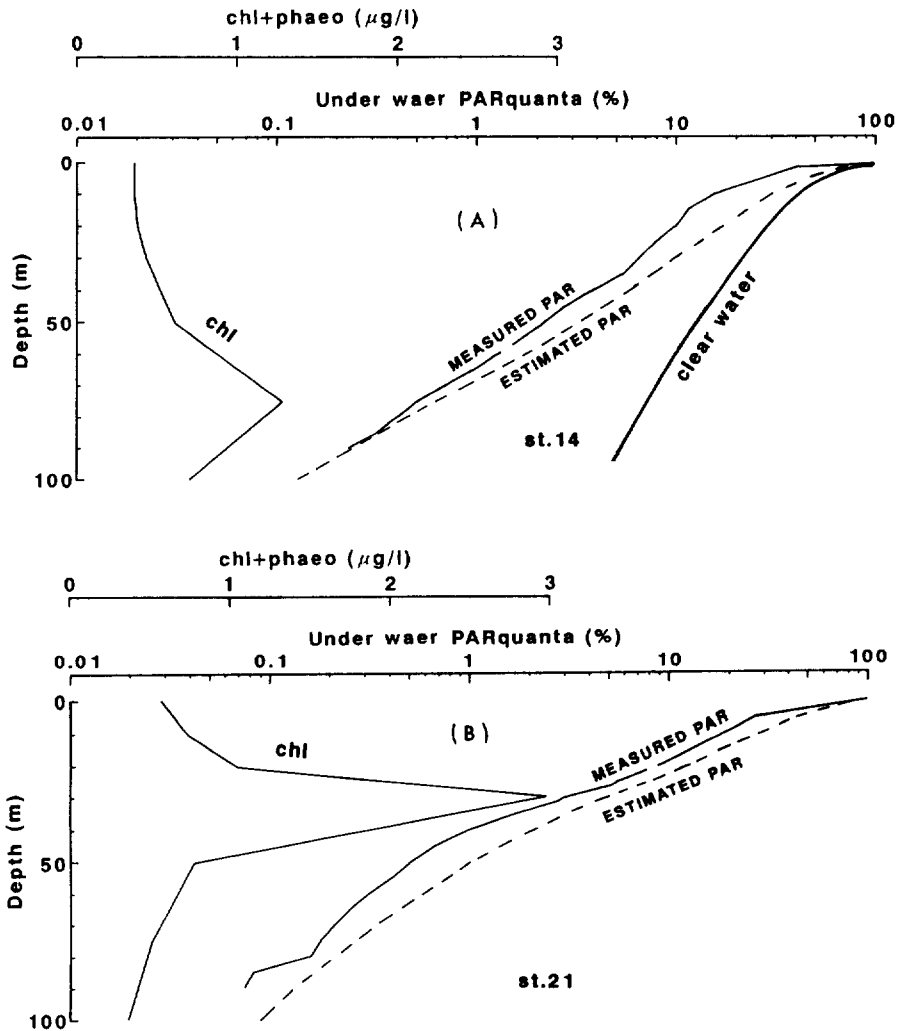


Fig.22. Vertical profiles of pigment concentration, measured Q_{PAR} and estimated Q_{PAR} . (off Kashimanada SY87 Aug.)

た色素濃度鉛直分布に加え、実測Qと計算によって得られたQが各々示されているが、両者の鉛直分布パターンは比較的良い一致をしている。図の上部、St.14の部分には、清浄海水を仮定した場合のQ鉛直分布が示されている。これと測定値の曲線を比較することにより、海中に植物プランクトン色素等が存在することによるQの減少が理解できる。両者の差、すなわち植物プランクトン色素等によって吸収されたPARの部分が、基礎生産に寄与するエネルギーとなる。

IV-3. 植物プランクトン色素鉛直分布形態の差による Q_{PAR} 鉛直分布の変化

前節までに、光量子量 Q_{PAR} は深度及び色素濃度によって変化することを示してきた。本節では、色素濃度亜表層極大層の深度変化が、水中 Q_{PAR} 深度分布に与える影響について検討する。

各深さに於ける色素濃度鉛直分布 $C(z)$ は(3-8)式で表わすことができ、海水自身(清浄海水)による Q_{PAR} 鉛直分布は(4-3)式で与えられている。そして、植物プランクトン色素による Q_{PAR} 消散係数が(4-7)式で与えられていることにより、これらを用いて海中の Q_{PAR} 鉛直分布を求めた。

まず、海面から深さ Z までの光量子消散係数 $K_Q(o-z)$ は(4-7)式により、

$$K_Q(o-z) = 0.04 \int_0^z C(z)^{0.617} dz + K_{QW}(o-z) \quad \dots\dots (4-8)$$

となる。(4-3)式より、清浄海水による消散係数 K_{QW} として

$$K_{QW}(o-z) = 0.265 \cdot Z^{0.533} \quad \dots\dots (4-9)$$

が得られるから、(4-8)式で得られた $K_Q(o-z)$ を用いて

$$Q_{PAR}(z) = Q_{PAR}(o) \cdot \exp \{-K_Q(o-z)\} \quad \dots\dots (4-10)$$

を得た。

極大層深度が $Q_{PAR}(Z)$ に与える影響を具体的に検討するために、(3-8)式に亜寒帯水の典型的なパラメータを与え、色素濃度極大層深度のみを変化させた時の(Fig.23)、色素濃度鉛直分布を計算した。

モデルパラメータとしてTable.5を参考に、次の値を与えた。

表層植物プランクトン色素濃度	$C_0 : 0.5 \mu\text{g/l}$
植物プランクトン色素濃度鉛直分布勾配	$S : 0.002/\text{m}$
植物プランクトン色素 max 濃度	$: 2.0 \mu\text{g/l}$ (C_0 との差)
植物プランクトン色素極大層厚	$4\sigma : 40\text{m}$
植物プランクトン色素濃度 max 深度	$Z_m : 0\text{m}, 25\text{m}, 50\text{m}, 75\text{m}$ (4 Type)

この条件の下に Q_{PAR} の鉛直分布変化を計算し、Fig.24に示した。色素濃度極大層深度が0mの場合、水柱植物プランクトン色素総量が他の3例より少なくなるので、100m層のPARは大きくなっている。それ以外は、色素濃度極大層深度がどこにあるかに関わらず、100m層 Q_{PAR} は等しくなる。ただ、色素濃度極大層深度の変化により Q_{PAR} プロファイルの変極点深度が動くだけである。

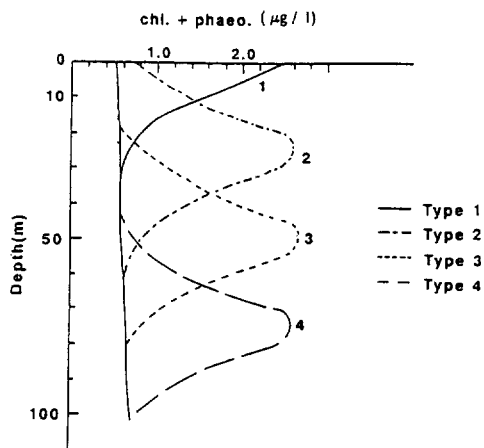


Fig.23. Four models of pigment concentration vertical profiles (Eq. 3-8).
 Type 1,2,3,4, has pigment concentration maximum depth (Z_m) at 0m, 25m, 50m and 75m respectively.

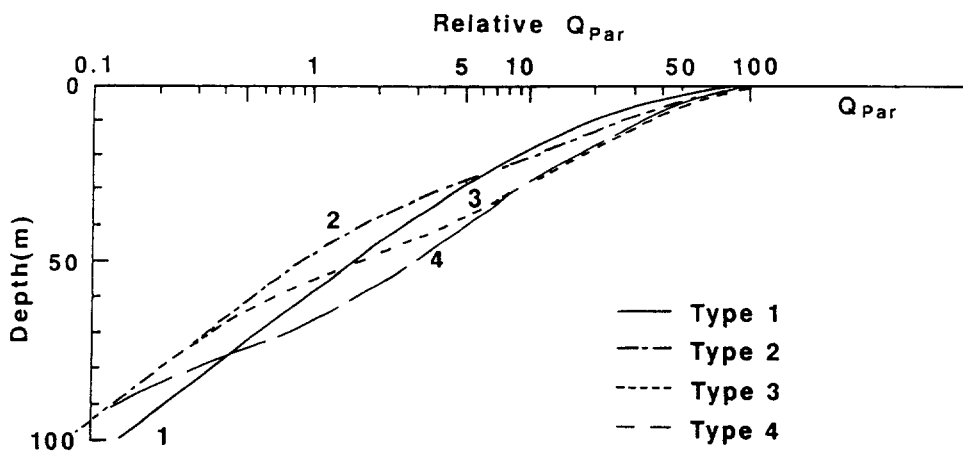


Fig.24. Calculated vertical profile of Q_{PAR} for each pigment profile type on Fig.23.

V 中緯度海域における基礎生産力関数 Φ の鉛直分布

基礎生産のエネルギーとして、多くの場合光が使われているため、海洋の基礎生産は光合成と同義に用いられていることも多い。基礎生産はクロロフィル色素と太陽光のエネルギーによって行われるものであること、および、光合成速度 ($\text{mgC}/\text{mg chl-a}/\text{hr}$) は光の強さ (ここでは PAR) に大きく左右されること、また基礎生産が有効に行われる深度 (補償深度) は、実用上、水中の光が表面光の 1% となる深さまでとされていること、等は従来より多くの方面で検討されてきている (例えば PARSONS & TAKAHASHI, 1973)。PLATT et al. (1988) は、単位クロロフィル a 当たりの基礎生産力 ($\text{mgC}/\text{mg chl-a}/\text{hr}$) と光の強さとの間には、基本的にはほぼ直線関係が成立していることを、多くのデータを用いて示めた。また、強光阻害については前報 (松村・塩本, 1990) で検討されている。

これらのことから、本章では、基礎生産力は一義的にはクロロフィル a 濃度と光エネルギーの強さに正比例するものと規定し、両者の積を基礎生産力に関わる基本的な関数であるとして、議論を進める。なお、前章でも述べたように、リモートセンシングで得られる分光情報は、クロロフィル a とその分解生成物であるフェオフィチン a を分離する能力を有していない。そのために、両色素を合わせて“植物プランクトン色素”として扱ってきた。本章においても、クロロフィル a 濃度に代り、色素濃度を用いた解析を行う。そして、各深度における Q_{PAR} を求め、各層毎の基礎生産力関数を得る。

V-1. 植物プランクトン色素濃度と基礎生産力関数

日本周辺海域、特に沿岸および亜寒帯水域においては表層あるいは亜表層に色素濃度極大層があることは前章に述べた。Fig. 14 の各観測点毎に、補償深度すなわち光量子エネルギーが表面光の 1% となっている深さを横線で示した。補償深度は概ね色素濃度極大層の直下に位置しており、極大層においては十分に活発な生産が行われていることを意味している。

本報告では、基礎生産力関数 Φ をクロロフィル濃度と海中光量子量 Q_{PAR} の積で表わしたものとし、次のように定義する。

$$\Phi = Q_{\text{PAR}} * C \quad \dots\dots (5-1)$$

Q_{PAR} : 光量子単位の PAR (μmol)

C : クロロフィル濃度 ($\mu\text{g}/\ell$)

ここでは植物プランクトン色素濃度

Fig. 14, 15 に表わされている色素濃度鉛直分布形態を関数化表示したのが Fig. 16 であるが、そこに示されている各深度の色素濃度にその深度における Q_{PAR} 値を乗じれば、各深度の基礎生産力パラメーター Φ が得られる。測定された Q_{PAR} 鉛直分布形 (松村・塩本 1990, Fig. 15) は、色素濃度鉛直分布形 (Fig. 17 等) にはあまり似ておらず、Fig. 19 に見られる純海中での Q_{PAR} 鉛直分布に類似している。

V-2. 基礎生産力関数 Φ の鉛直分布

基礎生産力関数 Φ の鉛直勾配は、色素濃度の影響を強く受ける。親潮系水域 (例えば SY87, St. 22, 23; SY88, St. 11, 12) では、深度 50m で表層 Φ の 1% 以下になっているが、黒潮水域 (例えば SY87,

St.14, 16 SY88, St.22, 23) では、同じ50m深でも表層 Φ の10%もある。色素濃度が高い親潮系水域では、Φ 鉛直勾配が大きく、上層における Φ の比重が高い。逆に、黒潮水域では、色素濃度が低い故に、Q_{PAR} の鉛直勾配が小さく、より下層に Q_{PAR} が浸透し下層の基礎生産を高めている (松村・塩本, 1990)。

色素濃度極大層深度が変化した場合の、基礎生産力関数の鉛直分布型の変化について検討する。前章で検討した色素濃度の鉛直分布 (Fig.23) の例を取り、基礎生産力関数の鉛直分布を各タイプについて計算すると、Fig.25の形になる。当然の事ながら、十分な光量子量を有する表層に色素濃度極大値のあるタイプ(Type 1)の方が、水柱 Φ の値は高くなる。これらの鉛直分布型を有する時の、水柱当りの生産力指標 T Φ を次の式で与え、4例を比較すると表-7のようになる。

$$T \Phi = \int_0^{100} C(z) * Q(z) dz \quad \dots\dots (5-2)$$

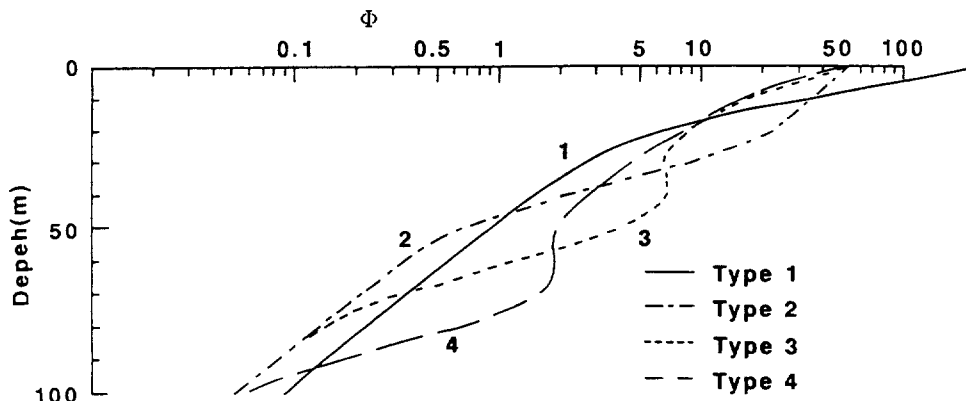


Fig.25. Vertical profiles of primary productivity function Φ calculated by Q_{PAR} (Fig.24) and pigment concentration (Fig.24).

Table 7. Water column pigment biomass and primary productivity by depth of pigment maximum concentration layer (refer Fig.23,24,25)

Chl. 極大深度m	Total chl. 量 mg/m ²	指標 C * Q
0m	86.7	1315
25m	110.5	917
50m	110.7	632
75m	110.5	574

Fig.23で示されているように、タイプ1は他のタイプよりも植物プランクトン色素総量は少ない。しかし、表層における Q_{PAR} が大きいために、水柱も大きな値を持つようになる。Q_{PAR} が非常に大きい場合当然強光疎外の問題が生じて来るが、これについては前報 (松村・塩本, 1990) で検討した。また、表から、色素濃度極大層が50m以深になると、光エネルギーの絶対量が小さくなるため、極大層深度が変化しても、T Φ にはそれ程大きな変化が表われないことがわかる。

V-3. 海面分光情報から表層消散係数の算定

AUSTIN & PETZOLD (1981) は、表層下向き照度の消散係数 $K(\lambda)$ は、海面分光輝度比 $R_{(ij)}$; $(Lu_{(443)}/Lu_{(550)})$ より求められるとし、 $K_{(490)}$ 、 $K_{(520)}$ について次のような関係式を求めた。

$$K_{(490)} = 0.0883 R_{(ij)}^{-1.491} + 0.022 \quad \dots\dots (5-3)$$

$$K_{(520)} = 0.0663 R_{(ij)}^{-1.398} + 0.044 \quad \dots\dots (5-4)$$

0.022 および 0.044 は、海水による消散係数 $K_w(490)$ 、 $K_w(520)$ である。

ここで用いている R は、色素濃度算定アルゴリズムで用いられている (式 2-6) ものと同じであり、消散係数は色素濃度と密接な関係を持つことを前提にしている。Fig. 26 には (5-3)、(5-4) 式で得られた $R_{(ij)}$ と $K(\lambda)$ の関係、および $R_{(ij)}$ と色素濃度の関係を示す。色素濃度と $R_{(ij)}$ の関係が直線であるのに対して、 $K(\lambda)$ が下限値を持つのは、色素濃度が低くなるに従い、 $K(\lambda)$ のうち水分子による消散係数 $K_w(\lambda)$ の占める割合が大きくなり、最終的には $K_w(\lambda)$ のみとなるためである。この両者の関係を用いて AUSTIN (1981) は、 $K(\lambda)$ とクロロフィル濃度 C との関係を表す式を次の式で表した。

$$\begin{aligned} K_{(490)} &= 0.119 \cdot C^{1.122} + 0.022 \\ K_{(520)} &= 0.0878 \cdot C^{1.052} + 0.044 \end{aligned} \quad \dots\dots (5-5)$$

$R_{(ij)}$ は色素濃度の関数であると同時に表層消散係数の関数でもあることから、 $R_{(ij)}$ を得ることにより表層の色素濃度と垂表層の光エネルギーが求められることになる。

本研究に用いた遠州灘-三陸沖のデータを用いて、 $R = Eu_{441}/Eu_{560}$ と $K_{PAR}(d)$ の関係すなわち、

$R : K(0)$ 、 $R : K(20)$ 、 $R : K(50)$ の散布図を Fig. 27 に示す。 $K(d)$ は表面から深度 Z_m までの平均消散係数であり、

$$Ed(z)_{PAR} = Ed_{OPAR} \cdot e^{-kz} \quad \dots\dots (5-6)$$

となるものである。

$R_{(ij)} : K(0)$ および $R_{(ij)} : K(50)$ では、 $R_{(ij)} : K(20)$ に比して、高い相関係数が得られていない。それは、表層10mでは海水自身による PAR の吸収が大きいため、表層色素濃度が与える $K(0)$ への影響が比較的小さなものになり、且つ、 $R_{(ij)}$ は10m以深の情報をも持っているからであ

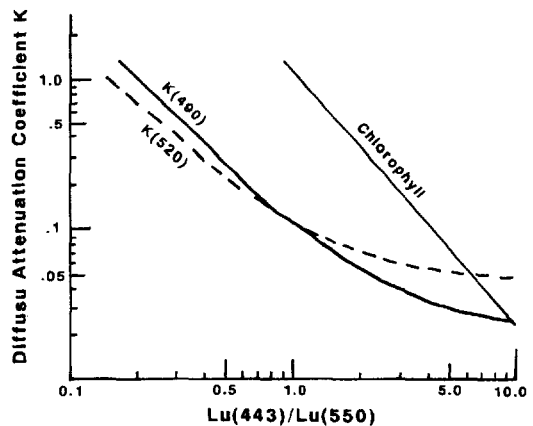


Fig. 26. Derived relationship between diffuse attenuation coefficient $K(\lambda)$, pigment concentration C and the ratio of upwelling radiances $R_{(ij)}$

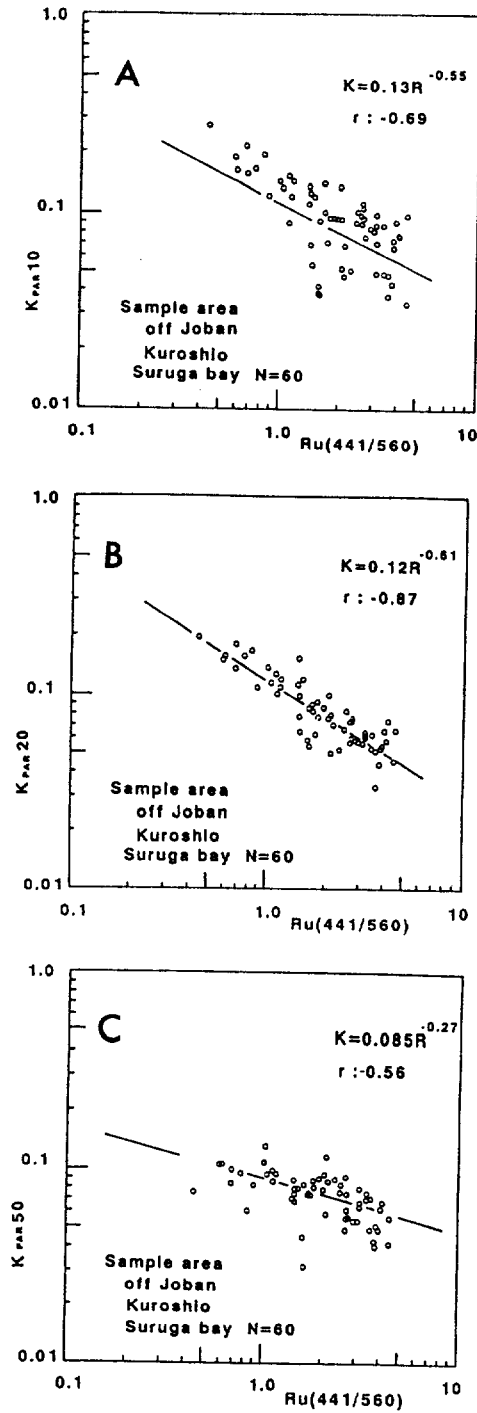


Fig.27. Plot of the ratio of upwelling radiances $R_{(t)}$ vs. average attenuation coefficient from surface to each depth $K_{(d)}$

り、必然的に両者の相関は悪くなる。第一消散深度 $1/k$ を考慮しながらFig.27 aを点検すれば、 $K=0.1$ 以上の点、すなわち第一消散深度が10m以浅の点においては、比較的良好な直線関係を有している。これは、“第一消散深度以浅からの光学情報が海面上向き照度の90%を占める”というGORDON and MCCLUNEY (1975)の説を裏づけている。

多くの $K(0)$, $K(20)$, $K(50)$ は0.05~0.10の間に分布している。これは、第一消散深度が10~20mにあることであり、必然的に $K(20)$ と R の相関関係が高くなることになる。 $R_{(1)}$ と $K(50)$ との関係について述べると、深度20m~50mに存在する色素の濃度は $Eu_{0(44)}$, $Eu_{0(55)}$ すなわち海面の $R_{(1)}$ に殆ど影響を与えないが、 $K(50)$ には大きく関わってくるために、両者の相関関係は成立ちにくい、と言う事になる。これらのことから、 $R_{(1)}$ から求めた $K(20)$ を表層の消散係数の代表値とすることは妥当であると云える。

V-4. 海面情報による色素濃度鉛直分布関数各係数の算定

式3-8, Fig.16で示されている色素濃度鉛直分布型において、海面分光情報から直接算定されているのは、表層色素濃度 C_0 のみである。その他の4要素すなわち S , Z_m , h , σ は別の情報から決定されなければならない。本報告では、色素濃度鉛直分布形態は海域毎にほぼ一定であり、海面情報から各要素を推定し、鉛直分布型を決定できることを前提とする。

Z_m を決定するために、観測値の中から色素濃度垂表層極大モデルに適合する37例の Z_m ヒストグラムを取り、Fig.28に示す。図から、 Z_m に関して2つのグループに分けることができる。ひとつは表面近く35m付近に Z_m を持つグループであり、もうひとつはやや深い55m付近にピークを持つグループである。観測海域は親潮水と黒潮水が入り交じって入る所であるが、図に示されている浅い方のピークは概ね親潮系水、深い方のピークは黒潮水に分布している。海面照度 $Eu_0(\lambda)$ に与える影響を考慮し、ここではモデル化のため Z_m として親潮水($Z_m=20\sim45m$)の平均33mを採用する。ちなみに、黒潮水の平均

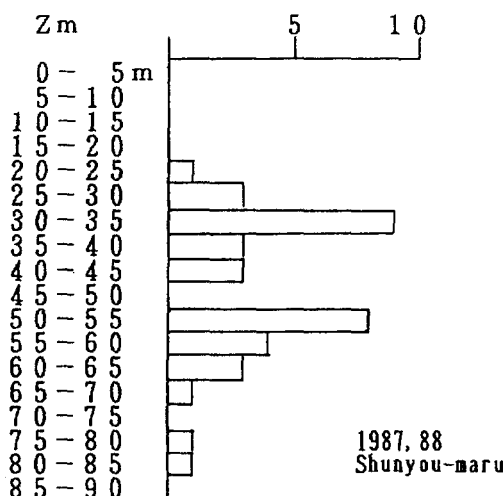


Fig.28. Histogram of the depth of subsurface pigment concentration maximum layer Z_m (SY87,SY88).

Z_m は58mである。鉛直勾配Sは表層色素濃度C₀により以下3通りに分類され、各々の平均値を得た。

$$\begin{aligned} C_0 < 0.7 \text{ の時} & \quad S = 0.001 \\ 0.7 \leq C_0 < 1.0 & \quad S = 0.003 \\ 1.0 < C_0 & \quad S = -0.003 \end{aligned}$$

色素濃度極大層における最大濃度C_{max}は表層色素濃度と比較的良好な相関を持っている (Fig. 29)。Fig. 29から、C₀とC_{max}の関係として次式を得た。

$$C_{\max} = 1.88 C_0 + 1.0 \quad \dots\dots (5-7)$$

(3-8) 式において、C_{max}は右辺第3項のZ = Z_mとなる点であるから、

$$C_{\max} = \frac{h}{\sigma \sqrt{2\pi}}$$

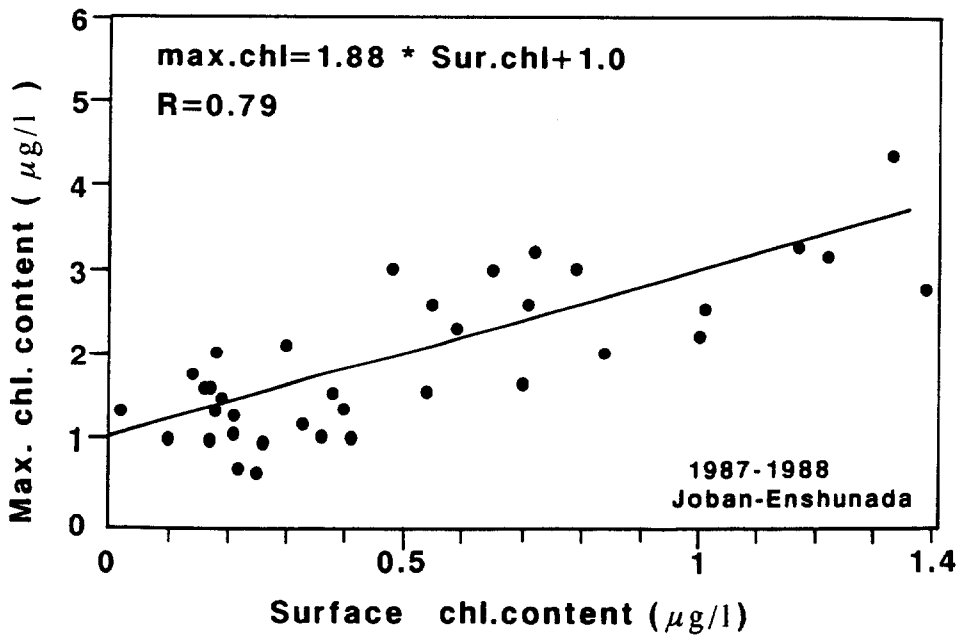


Fig. 29. Relationship of pigment concentration between surface C₀ vs. subsurface maximum C_{max} (SY87, SY88).

$$\begin{aligned}
 h &= C_{\max} \cdot \sigma \sqrt{2\pi} && \dots\dots (5-8) \\
 &= (4.72C_0 + 2.51) \cdot \sigma
 \end{aligned}$$

となる。

極大層厚のパラメーター σ は分散が大きく、特定の平均値を用いることはできない。しかし、観測値を基に $\text{Log}(\sigma)$ と表層色素濃度の散布図を描くと(Fig.30)、単一な平均値を取るよりも、2直線の組合せにより σ を決めたほうが、より実際的であることがわかる。このデータのみから見れば、2直線の組合せより、3次曲線のほうがよりよい一致を得られそうであるが、両者の関係を一義的に求めるためには、単純さを優先すべきであるとの考えから、両者の関係を次のように置いた。

$$C_0 \leq 0.7 \text{ の時 } \sigma = 0.214^C \cdot 20.0 \quad \dots\dots (5-9)$$

$$C_0 > 0.7 \quad \sigma = 6.91 \quad \dots\dots (5-10)$$

以上により“植物プランクトン色素濃度の鉛直分布形状は変わらず、濃度値のみ変化する”との仮定の

Table 8. Coefficients derived from surface value C_0 for phytoplankton pigment vertical profile function.

C_0	S	Zm	sigma	h
0.0	0.001	33.0	20.00	50.20
0.1	0.001	33.0	17.14	51.12
0.2	0.001	33.0	14.69	50.75
0.3	0.001	33.0	12.59	49.44
0.4	0.001	33.0	10.79	47.47
0.5	0.001	33.0	9.25	45.06
0.6	0.001	33.0	7.93	42.36
0.7	0.003	33.0	6.80	39.52
0.8	0.003	33.0	6.91	43.44
0.9	0.003	33.0	6.91	46.70
1.0	-0.003	33.0	6.91	49.96
1.1	-0.003	33.0	6.91	53.22
1.2	-0.003	33.0	6.91	56.48
1.3	-0.003	33.0	6.91	59.74
1.4	-0.003	33.0	6.91	63.01
1.5	-0.003	33.0	6.91	66.27

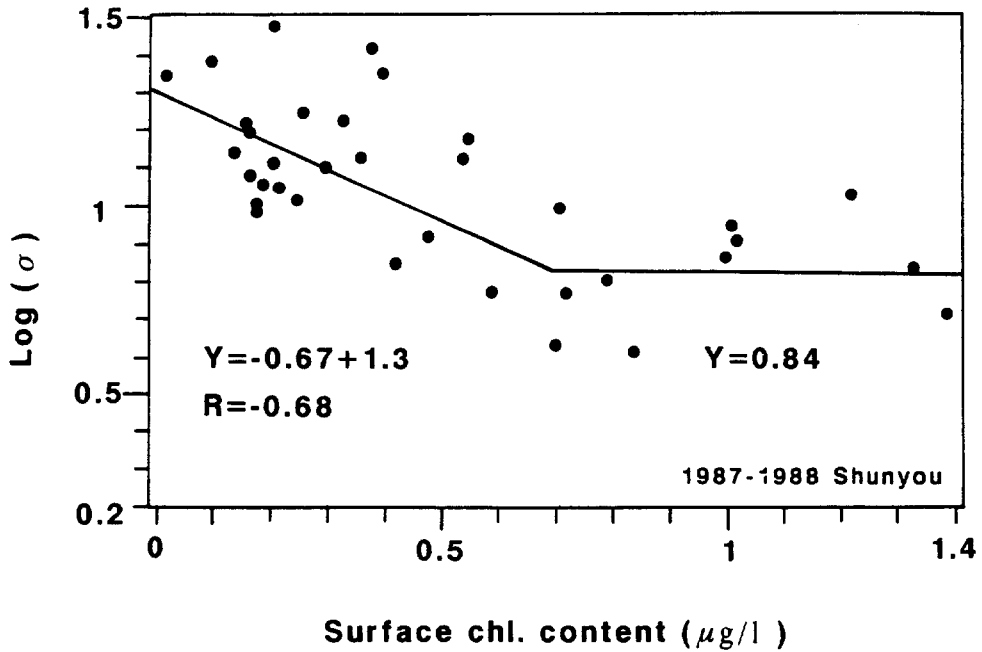


Fig.30. Relationship between surface pigment concentration C_0 vs. thickness parameter ($\log(\sigma)$) of subsurface maximum layer (SY87,SY88).

下に、海面分光情報より得られる C_0 の他の要素についても推定値を得ることができた。

この方式より得た表層色素濃度別各要素の値を Table. 8 に示す。

これらの値を用いて、代表的な鉛直分布型を描いたのが Fig.31 である。図は代表的表層色素濃度 4 点を取り、極大層ピークが 33m であるとした場合の曲線である。

V-5. 生産深度までの消散係数と Q_{PAR}

海面情報として得られる表層消散係数は、概ね海面下 20m までを代表し得ることは前に述べた。しかし、各層の消散係数に対しては、前節で述べた仮定色素濃度鉛直分布を基に計算する必要がある。(4-7) 式において、植物プランクトン色素による PAR 消散係数が与えられており、(4-9) 式において清浄海水による消散係数が与えられているから、各深度における消散係数 K はそれらの和で与えられることになる。IV 章 3 節で計算した方法を、

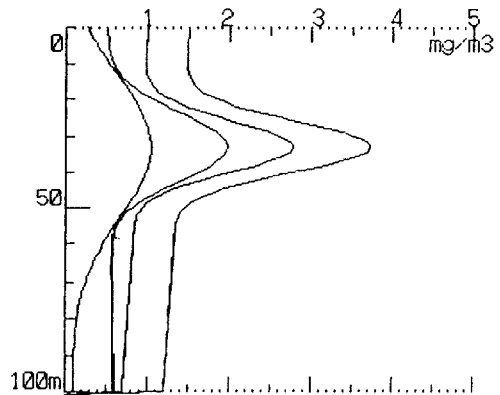


Fig.31. Vertical profiles of phytoplankton pigment concentration $C_{(z)}$ derived from surface concentration C_0 .

前節で仮定した色素濃度鉛直分布を用いて計算することができる。その順序は次のようになる。

- i) 表層植物プランクトン色素濃度 C_0 は (2-6) 式より $\text{Log } C_0 = 0.50 - 1.27 \text{ Log } R_{(1)}$ で得られる。
- ii) C_0 を基準として前節で与えられた方式により、植物プランクトン色素濃度鉛直分布を求め、各層の植物プランクトン色素濃度を得る。
- iii) 各層における、海水のみによる消散係数は (4-9) 式により得られる。
- iv) 各層における、植物プランクトン色素濃度による消散係数を求める。
- v) (4-8) 式により、各層迄の消散係数が求まる。
- vi) 海面入射光は松村・塩本, (1990, Fig.7) により与えられているものを用いる。
- vii) (4-10) 式より、各水深の Q_{PAR} を求める。

以上の手順により、各深度における Q_{PAR} を求めることができた。その後、ii) で得た各深度の植物プランクトン色素濃度 $C_{(z)}$ を用いて、式 (5-1) により各深度における基礎生産力関数 Φ が得られる。

VI 考 察

VI-1. 海面分光照度比および水温から推定した植物プランクトン色素濃度鉛直分布

Table. 5 に示されている Z_m の分布と、別途 CTD 等により測定された表面水温を比較すると、 Z_m は表面水温 25°C を境に表層側グループと下層側グループとに大別できる (Fig.32)。表層側グループの Z_m

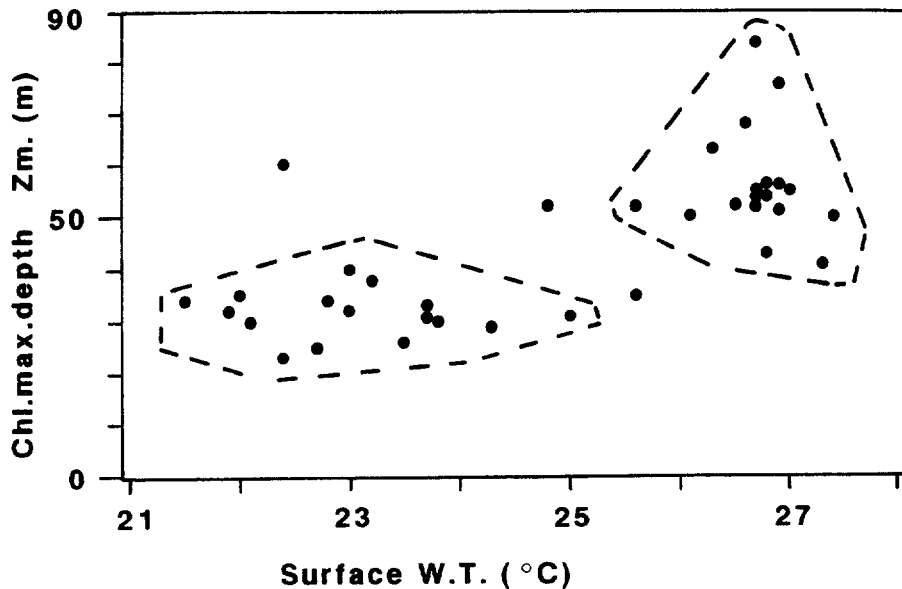


Fig.32. Scattering diagram of pigment maximum depth vs. sea surface temperature SST (SY87,SY88).

平均値は33mであり、下層側グループの平均値は58mである。そのどちらかを適用すれば、測定値と推定値の良好な一致が得られる。どちらを適用すれば良いかは、海面水温 (SST) によって分類され得る。

これまでに述べられた方法で、 $R_{(1)}$ および SST を基に色素濃度鉛直分布形を計算し Fig. 33に示す。図には、実測された色素濃度値(クロロフィル-a + フェオフィチン-a)とそれを基に計算した鉛直分布関数によるカーブ、および $R_{(1)}$ と SST から推定した鉛直分布、すなわち本研究の方法によって求めたカーブが示されている。実測値から求めた鉛直分布関数は観測値と良い一致を示し得ることはII章で述べた。可視熱赤外リモートセンシングによって得られるのは、Fig. 33の点線で示されている分布曲線である。多くの観測点で実測値と良く一致した。図の上段に示されている St. 23, St. 25は実測値に非常に近い例である。図の中段に示されている2例は、両者の間に比較的大きな差が見られる例である。St. 19に見られる色素極大濃度の差異は、 C_0 と C_{max} の関係を求めた際の分散 (Fig. 29) に起因している。他の例においても、中層に極端に高い色素濃度が検出された場合、このような差の出てくる事が多い。St. 28の例では、推定曲線の方が全体的にやゝ高い値になっている。CZCSによる色素濃度測定精度が±30%とも±50%ともいわれている事から (MAREX, 1982)、鉛直分布まで想定し、しかも悪い方の例としてこの程度の誤差内で納まっているのは、この方法を進展させることの意義深さを示しているものといえる。図下段の2例は、亜表層極大層がやゝ深い所にある場合の一致度を示したものである。Fig. 32に示されている Zm ヒストグラムの、下層側ピーク Zm 深度平均値を当てはめるとかなり良い一致を見る。表面色素濃度と Zm の間には殆ど相関関係は見られないが、表面水温により Zm が区別される。少なくとも本実験海域においては、色素濃度鉛直分布が $R_{(1)}$ および SST を基に計算で求められ、それをういて海中の PAR が求められるので、可視熱赤外リモートセンシング技術により、基礎生産力関数の鉛直分布が計算出来る事は明らかとなった。今後、物理的に求められた Φ の分布と、生化学的に求められるべき真の基礎生産力絶対値との比較を厳密に行う事が必要となつてこよう。その見通しは、EPPLEY (1985) や PLATT & HARMAN (1983) が指摘するように、決して暗いものではない。

地球観測衛星 ADEOS に搭載される OCTS が、表面水温と海面分光情報を同時に測定し始める1996年には、海洋基礎生産力のマッピングが生化学的意味づけまでも含めて行われるようになってきていることを期待したい。

VI-2. 西部北太平洋における季節別水塊分布

各水柱において色素濃度鉛直分布に関わる諸係数が与えられ、水深別 Q_{PAR} が求められれば基礎生産力の指標となるべき Φ が算出される。ここにおいて必要となるのは色素濃度鉛直分布パラメータの選定である。パラメータの選定には季節と水域の特定が必要となる。日本近海太平洋側においては水域を黒潮域、親潮域、沿岸域と大別できる。更に、親潮と黒潮の間は、一本のフロントで区切られているのではなく、親潮系水と呼ばれている混合水域がある。本報告では、主として夏・秋季における親潮・黒潮混合域について論じてきたが、基本的な考え方は他の水域及び季節でも適用できる。

日本近海の親潮水域の水温年周較差は大きいことが知られている。北部三陸沖の海面水温年周較差は14℃を越える(川合, 1965)。したがって、両水域を表面水温を用いて分離するためには、指標水温を観測月別に変える必要がある。川合(1965)は、親潮前線の指標水温として、Table. 9を提唱している。

今回の一連の観測は、純粋な親潮水域には入り

Table 9. Index sea surface temperature for Oyashio front. (after Kawai, 1965)

1月	9℃	4月	10℃	7月	19℃	10月	17℃
2月	7℃	5月	13℃	8月	22℃	11月	15℃
3月	7℃	6月	16℃	9月	19℃	12月	12℃

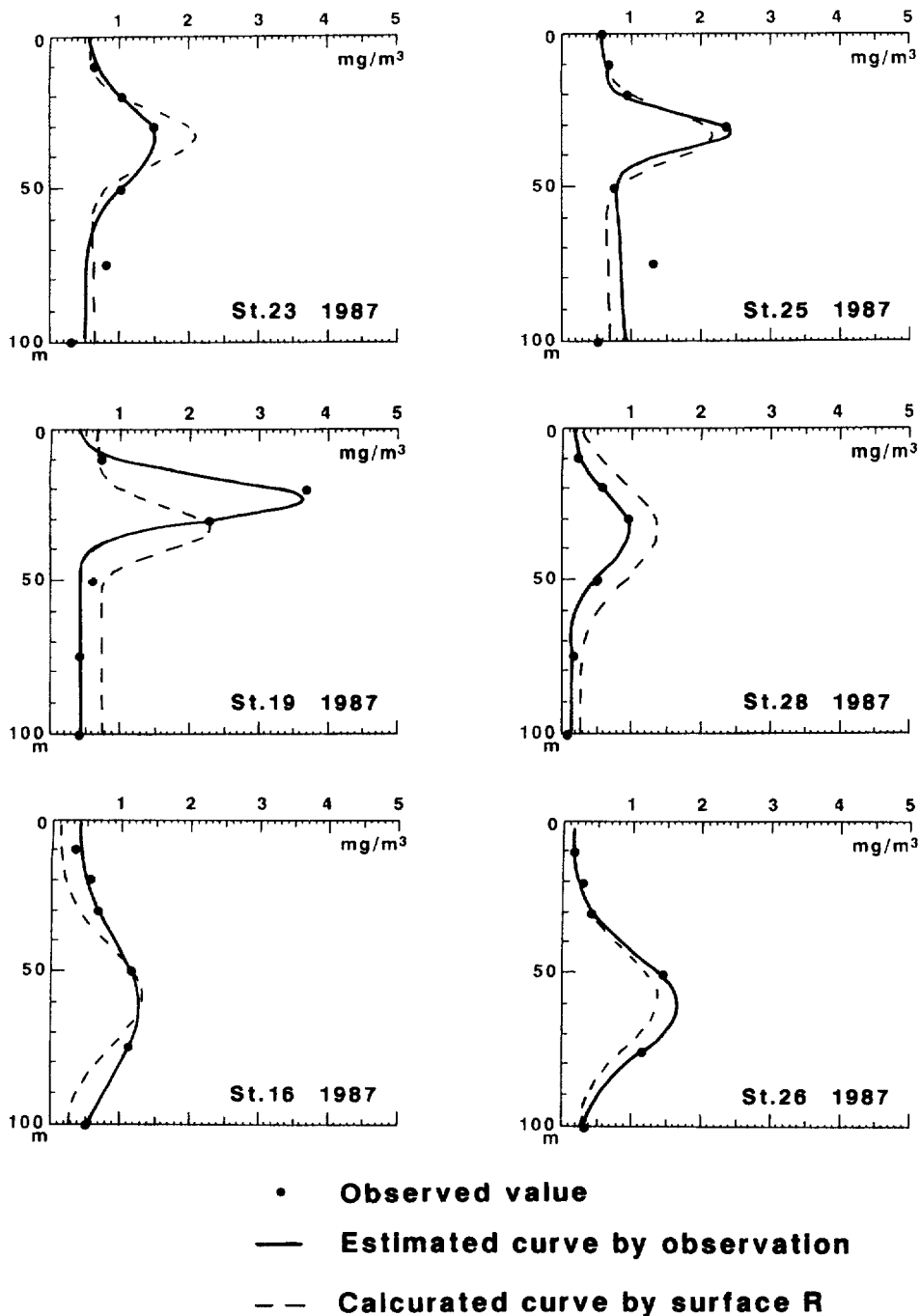


Fig.33. Calculated pigment concentration vertical profile by $R_{(ij)}$ (dotted line), observed (black circle) and vertical distribution function derived from observed data (solid line).

込んでいない。Fig. 32に示されているように、観測中の最低表面水温は22°C程度であった。したがって、解析データとして用いたのは、混合水、黒潮系沿岸水、湧昇水、黒潮水及び亜熱帯水ということになる。

親潮水では、表層に極大値を持つ色素濃度鉛直分布が、数多く観測されている。その場合においても、ガウス分布を基本とした、本報告で提唱している鉛直分布はそのまま応用できる。しかし、表層極大型の分布を前提とした場合、表面色素濃度から関数の各係数を求める方式は必然的に異なったものになる。例えば、表層色素濃度が2 $\mu\text{g/l}$ を越えるような場合は、 $Z_m = 0$ 又は $Z_m < 0$ として表層極大型を想定すべきであるし、可視光リモートセンシング技術のみでは解決不可能と結論づけられた熱帯水域の $Z_m \approx 100\text{m}$ の水域に対しても、過去の知見を織り混ぜたアルゴリズムによりモデル化が可能になる。

今後多くの海域で基礎的な光学データを収集しつつ、海域・季節毎のマッピング係数を決定していく必要がある。それにより、Sea WiFS や OCTS のデータを生かして、基礎生産力のグローバルマッピングが可能になるであろう。

VII 要 約

本報告を要約すると次のようになる。

- 1) 海洋の基礎生産力を、グローバルスケールで測定するには、可視域リモートセンシングを基本とする技術開発が必要であるという認識のもとに、植物プランクトン色素濃度と光量子エネルギーの関数として、基礎生産力関数 Φ を提唱した。
- 2) 表層色素濃度と、海面上向き輝度比 R の関係は既に知られているので、次の段階として、亜表層下の色素濃度鉛直分布を知る必要がある。
- 3) 色素濃度鉛直分布をモデル化し、実測値と比較し非常に良い一致を得た。
- 4) 光合成有効放射光量子 Q_{PAR} の水中での消散係数を、清浄海水および各種濃度の植物プランクトン色素を含む場合について計算し、一般式を得た。
- 5) 色素濃度鉛直分布型が想定された時の Q 鉛直分布を計算し、両者を用いての鉛直分布を得た。
- 6) 海面分光情報および海面水温から色素濃度鉛直分布関数の各係数を算出し、推定鉛直分布曲線を描き観測値と比較した結果、良い一致を得た。
- 7) 以上の結論として、日本東方亜寒帯水域においては、海面の可視熱赤外情報から、水柱の総基礎生産力関数が算定され得ることが明らかになった。

謝辞

本研究は海洋における生物研究を可視熱赤外リモートセンシング技術により広域的に展開することを目的として始められたものである。このテーマに深い理解と積極的な助言を頂いた東海大学海洋学部杉森康宏教授、同大学開発工学部福島甫教授には、心から感謝したい。本報告に用いたデータの多くは、遠洋水産研究所調査船俊鷹丸により得られたものである。慎重さを要するこれらの海上作業に、積極的に協力して、良質なデータ収集に努力された下島甫船長以下乗組員の方々に深く敬意を表します。この研究の一部は環境庁地球環境研究総合推進費「衛星可視域センサーによるマッピングと基礎生産力モニタリング手法に関する研究」によるものである。関係者に謝意を表したい。最後に、本報告作成のために、作図、作表、計算、浄書等、実務的な作業を殆ど荷って頂いた、高緯度域海洋研究室研究補助員松本京子女史に、心からの謝意を表します。

引用文献

- AUSTIN R.W. 1974 ; The Remote Sensing of Spectral Radiance from below the Ocean Surface, Optical Aspect of Oceanography, Ed by N.G.JERLOV and E.S.Nielsen, Academic Press, London, 317-344
- AUSTIN R.W. and T.J..PETZOLD 1981 ; The determination of the diffuse attenuation coefficient of Sea Water Using the Coastal zone color scanner, Oceanography from Space, Ed. by J. Gower, Plenum Press NY. 239-256
- BOGARD N. 1962 ; Chlorophylls, Physiology and Biochemistry of ALGAE, Edited by R.A.Lewin, Academic Press, New York 385-408
- CLARK D.K. 1981 ; Phytoplankton pigment algorithms for the Ninbus-7 CZCS, Oceanography from Space, Ed. by J.Gower, Plenum Press NY. 227-238
- EPPLEY R.W., STEWART E., ABOIT M.R. and HEYMAN 1985 ; Estimating Ocean primary production from satellite Chlorophyll. Introduction to regional differences and statics for the Southern California Bight, *Journal of Plankton Research*, 7(1),57-70
- 藤田善彦 1980 ; 光エネルギーの固定, 光合成と物質生産(宮地重遠・村田芳男 編), 理工学舎 PP530
- GORDON H.K. and W.R.MCCLUNEY 1975 ; Estimation of the Depth of Sunlight Penetration in the Sea for Remote Sensing, *Applied Optics*, 14(2), 413-416
- GORDON H.R., and D.K.CLARK 1980 ; Remote sensing optical properties of a stratified ocean ; an improved interpretation, *Applied Optics*, 19,3428-3430
- GORDON H.R. and D.K. CLARK, J.L.MUELLER and W.A.HOVIS 1980 ; Phytoplankton pigments from the Coastal Zone Color Scanner : Comparisons with surface measurments, *Science*, 210, 63-66
- GORDON H.R., D.K.CLARK, J.W.BROWN., O.B.BROWN, R.H.EVANS, and W.W. BROENKON 1983 ; Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight Comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Applied Optics*, 22(2), 20-36
- GORDON H.R. and A.MOREL 1983 ; Remote Assesment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, Spring-Verlag, New York, pp114
- HALLDAL P. 1974 ; Light and Photosynthesis of Different Marine Algal Groups, Optical Aspects of Oceanography,Ed by JERLOV N.G. and E.S. Nielsen, Academic Press London, 345-360
- HARASHIMA A. and KIKUCHI, Y. 1990 ; Biogeophysical Remote Sensing : A Ground Truth Data Base and Graphics System for the Western North Pacific Ocean, *EOS*, Vol.71, No.10, 314-315
- 川合英夫 1965 ; 本州東岸の自然条件, 東北水研報, 25,105-130
- 川合英夫 1970 ; 黒潮と親潮の海況学, 海洋物理II, 東海大学出版会 P129-321
- 気象庁 1989 ; 気象庁編「近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し(IV)」, 大蔵省印刷局
- 小池勲夫 1988 ; JGOFS—グローバルオーシャンフラックス国際共同研究計画—, 海洋科学, 20(8)

516-520

- MAREX 1982 ; The Marine Resources Experiment Program, Report of the Ocean Color Science Working Goup, NASA
- 松村皐月 1981 ; MSS を用いた漁場探査の問題点, 航水研ノート 空と海, 4.99-111
- 松村皐月 1985 ; 海面分光測定による漁場環境解析, 海洋科学, 17(8),464-469
- 松村皐月 1987 ; リモートセンシングによる沿岸観測手法とその問題点, 沿岸海洋研究ノート, 24 (2),134-144
- 松村皐月・福島 甫 1988 ; 水色画像と熱赤外画像の比較による水塊解析, 航水研ノート 空と海, 10.27-39
- MATSUMURA.S., H.FUKUSHIMA, Y.SUGIMORI 1988 ; Remotely sensed Phyto-plankton pigment concentrations around Japan using the coastal zone color scanner, RED TIDES, Elsevir Sci. Pub. Co., 185-188
- MATSUMURA S.,M.YOKOTA 1988 ; Aircraft Remote Sensing for Red Tide Observation, RED TIDES, Elsvir Sci. Pub. Co., 193-196
- MOREL A.Y. and L.PRIEUR 1977 ; Analysis of variations in ocean color, *Limnology and Oceanography*, 22, 708-722
- MOREL A., L.Prieur and M.MATSUMOTO 1978 ; Mesures d'optique marine, Resultates des campagnes a la mer, No 6, Campagne ANTIPROD 1, CNEXO 99-141
- MOREL A.Y. and J.F.BERTHON 1989 ; Surface pigment , algal biomass profiles, and potencialproduction of the euphotic layer : Relationships reinvestigated in view of remotesensing applications, *Limnology and Oceanography*, 34(8),1545-1562
- MOREL A.Y 1991 ; Light and marine photosynthesis : a spectral model with geochemical and climatological implications, *Progress in Oceanography*, 26,263-306
- NASA 1987 ; System Concept for wide-Field-of-view observations of Ocean Phenomena from Space, EOSAT,Lanham MD, PP91
- 奥村晴彦 1986 ; パソコンによるデータ解析入門, 技術評論社, 東京
- PARSONS T.R. and M.TAKAHASHI 1973 ; Biological Oceanographic Process. 日本語訳 市村俊英, “生物海洋学”, 三省堂 東京 pp246
- PLATT T. and A.W HERMAN 1983 ; Remote Sensing of Phytoplankton in the Sea Surfacerlayer Chlorophyll as an estimate of water-column Chlorophyll and Primary Production, *International J. of Remote sensing*, 4(2),343-351
- PLATT T. and S.SATHYENDRANATH 1988 ; Oceanic Primary Production, Esti-mation by Remote Sensing at Local and Regional Scales, *Science*, 241,1613-1620
- PLATT T. and S.SATHYENDRANATH, C.CAVERHILL and M.LEWIS 1988 ; Ocean Pri-mary Production and avarable light : further algorithms for remote sensing, *Deep Sea Research*, 35(6), 855-879
- SATHYENDRANATH S.and T.PLATT 1988 ; The Spectral Irradiance Field at the Surface and in the Interior of the Ocean : A Model for Applications in Oceanography and Remote Sensing, *J.Geophysical Research*, vol.93, No.C8,9270-9280
- SMITH R.C. and K.S. BAKER 1981 ; Optical properties of the clearest natural water, *Applied Optics*,

20(2),177-184

SMITH R.C. and W.H. WILSON 1981 ; Ship and Satellite bio-optical research in the California Bight, *Oceanography from Space*, Ed, by J. Gower, Plenum Press NY. 281-294

SMITH R.C. and K.S. BAKER 1982 ; Oceanic Chlorophyll concentrations as determined by satellite, *Marine Biology* 66,269-279

SMITH R.C. and K.S.BAKER 1983 ; Satellites for the study of Ocean Primary Productivity, *Advanced Space Research*, 3(9),123-133

SUGIHARA.S., M.KISHINO and N.OKAMI 1985 ; Estimation of Water Quality Parameters from Irradiance Reflectance Using Optical Models, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 41(6),399-406

杉森康宏・坂本 亘 1985 ; 海洋環境光学, 東海大学出版会 PP356

杉森康宏・夏目巨夫・福島 甫・安田嘉純 1986 ; 水産用リモートセンシング大気補正アルゴリズムの開発. 水産庁委託研究「新観測調査手法評価試験研究報告書」, 東海大学海洋研究所, 1-136

TAKAHASHI M., Y.YAMAGUCHI and Y.FUJITA 1971 ; Photoinhibition of Phyto-plankton photosynthesis as a function of exposure time. *J. of Oceanographical Society of Japan*, 27(2). 43-50

角皆静男 1988 ; IGBP-地球圏変動 (地球圏-生物圏国際協同研究計画), *海洋科学*, 20(8),506-511