

基礎生産力関数 Φ の鉛直分布 (1)

松村 臯月・塩本 明弘*

Vertical distribution of primary productivity function Φ (1)

Satsuki MATSUMURA and Akihiro SHIOMOTO*

Abstract

Global scale chlorophyll mapping technique by mean of satellite ocean color remote sensing has been developing since 1978 when CZCS (Coastal Zone Color Scanner) aboard on Nimbus-7 satellite. Advanced ocean color sensors are going to launch in coming decade for the purpose of study on the global scale marine primary productivity. Primary productivity is assumed as the function of chlorophyll content and incident quantum PAR (photosynthetically active radiation). To estimate water column productivity by remote sensing data, the primary productivity function Φ was defined in this paper and the study on vertical distribution of Φ around Japan was done. Although long wave part (~600nm) of PAR has high quantum energy at surface, those are rapidly absorbed by water at surface layer. Vertical distribution of Φ is highly effected by PAR compared to chlorophyll concentration. It means the surface optical information can be useful indicator for estimation of water column primary productivity.

はじめに

人工衛星リモートセンシングによる海面分光測定技術の進歩は表層付近の植物色素濃度を面的に捉えることを可能にした。米国の衛星NIMBUS-7に搭載されたCZCS (Coastal Zone Color Scanner沿岸域水色走査計) は世界各水域のクロロフィルマップを作成した。CZCSは1986年に性能劣化により8年間の寿命を終えたが、その間に蓄積された海洋光学と生物学に関わる解析技術は、地球規模のクロロフィル分布解析を可能にした (NASA 1989)。

今後、CZCSの技術を生かした光学センサーLite WiFs (軽量広域水色センサー) がNASAにより1992年に、我が国の極軌道プラットフォームADEOSに搭載されるOCTS (海色海温走査計) が1996年に運用を開始する予定が立てられている。

クロロフィル濃度分布図は植物プランクトンの面的指標として水塊分析に有用であるばかりか、海域

の基礎生産力の指標ともなる。本報告は人工衛星リモートセンシングにより得られた表層クロロフィル濃度マップと、光合成有効放射量PAR (Photosynthetically available radiation) を基に海域の基礎生産力関数 Φ を求めるため、第一段階として Φ の鉛直分布について考察したものである。

観測およびデータ処理法

1-1 水中照度観測および基礎生産力測定

日本周辺の特徴的生産力パターンを求めるために、1987, 1988年夏期に三陸一房総沖の親潮系水域から黒潮水域にかけて観測航海を行った。観測点を図1に示す。観測項目は主として水中分光照度および採水によるクロロフィル濃度測定である。また外洋水の代表例として1985年の開洋丸による西部太平洋縦断光学観測データも用いた。

水中照度はMER-1010 水中分光照度計を用いて、海面・海中における下向き照度 $E_d(\lambda)$ および上向き照度 $E_u(\lambda)$ を測定した。観測チャンネルおよび波長を表1に示す。各チャンネルとも波長帯(半値幅)は20 nmである。水中照度観測の天空光の変化による観測誤差を避けるため、観測中は常時天空光量子計のデータも取り込み、海中光測定値の補正に用いた。水中照度観測値は総て各点における観測開始時の天空照度を基準として補正してある。水中照度計は約1.5秒に1データを取り込むため、連続的に降下していく間1mにつき約5データが得られている。出力単位は $\mu\text{w}/\text{cm}^2\text{nm}$ である。

なお、照度 $0.19 \mu\text{w}/\text{cm}^2\text{nm}$ 以下の暗さではセンサー感度が急激に悪化するので(図2)、データとしては $0.2 \mu\text{w}/\text{cm}^2\text{nm}$ 以上の値のみを取り扱った。照度計の吊り下げにはジンバルを用いたため、観測中の照度計は常に真上または真下を向いている。他の照度観測者のデータと比較するために、観測時には天空照度計(ミノルタT-1, lux表示)によるデータも取得した。

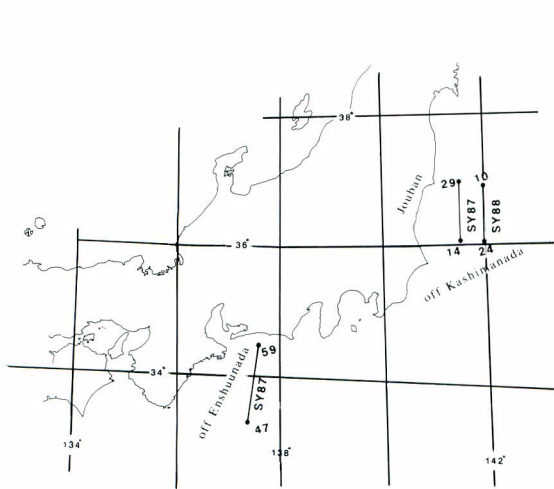


Fig. 1. Shiptrack and station locations of the RV Shunyoumaru. SY87 are surveyed at Aug. 1987 and SY88 at Sep. 1988.

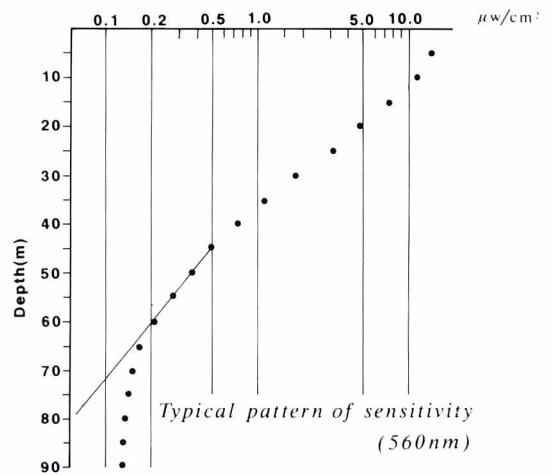


Fig. 2. Typical observed data by underwater photometer (MER-1010). The solid line shows expected value under 60m depth. The sensitivity for lower than $0.2 \mu\text{w}/\text{cm}^2\text{nm}$ rapidly drop down.

Table 1. Spectral regions and parameters of underwater photometer (MER-1010).

ch.	Wave length	Out put
1	410nm	$\mu \text{ w/cm}^2/\text{nm}$
2	441nm	〃
3	465nm	〃
4	488nm	〃
5	520nm	〃
6	540nm	※ 〃
7	560nm	〃
8	589nm	〃
9	633nm	〃
10	671nm	〃
11	683nm	〃
12	694nm	〃
13	Transmission	R/Air/25cm
14	Depth	m
15	W. temp.	°C
16	Sky light	$\times 10^{17} \text{ quanta/sec/cm}^2$

※ This channel was not used for analysis because of sensor trouble.

アゾル等)によって大きく変化する。可視域リモートセンシングによる測定は雲のない状況下の海面であるため、本報告では雲の存在を考えないこととした。光学的に観測された値を用いて得たクロロフィル濃度あるいは海面到達光を各々比較するためには、観測条件を揃えなければならないことになるが、実際上は同一条件下での多点観測を行うことは不可能である。そこで基準照度として、理想大気下における海面放射照度を求め、それをもとに水中光の考察を行った。

a. 大気圏外太陽照度分光分布の簡略化

大気圏外太陽照度分光分布は多くの研究者によって測定されているが、CIMO-VIII(1981, 第8回測器観測法委員会)は新しい標準スペクトルを勧告した(杉森 他 1986)。図3はCIMO-VIIIによる標準スペクトルである。ここには微細な分光特性が描かれているが、海面到達PARおよび海中PARを観測値から求めようとする場合この微細な点を考慮する必要はなく、図4に示すように簡略化した方が実用的である。なぜならば、海中で使用される水中照度計のチャンネル数は8~16程度、CZCSは4チャンネル、OCTSでさえも可視域は6チャンネルであり各々20nm前後のバンド幅を持つ。そのため分光波長の微細構造まで議論することはできないからである。簡略化した大気モデルでは、大気圏外太陽照度の分光分布を直線の組み合わせで表し、その値は表2で得られるものとした。

各測点においてCTD観測を行い、その結果を水塊分析に用いた。本報告中の水系分類は主として水温・塩分に基づいた。クロロフィル分析用の水は、CTDに取り付けてあるロゼットサンプラーにより採水した。採水直後 whatman GF/F フィルターにより船上にて濾過後凍結保存して、研究室に持ち帰った後アセトン抽出し、ターナーデザイン蛍光光度計により測定した。1987年度に行われた鹿島灘沖および遠州灘沖観測結果に基づくクロロフィル分布と海洋構造については既に詳しく述べられている(塩本, 松村 1989)。¹³C法による生産力測定には所定深度にポリカーボネイト瓶を吊り下げる現場法によった。測定には日電アネルバTE-150質量分析計を用いた。同一サンプルによる繰り返し検定により、データは測得値の±10%以内の信頼度を有しているといえる。

1-2 理想大気下における海面到達分光エネルギー

海面に到達する光は太陽高度と大気の状態(雲・水蒸気・オゾン・エ

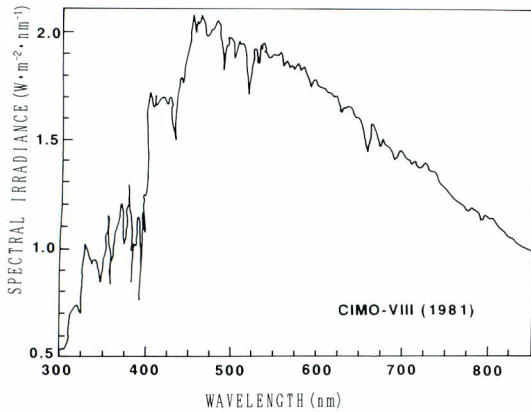


Fig. 3. Spectral distribution of extraterrestrial solar irradiance. (CIMO-VIII 1981, after SUGIMORI *et al.* 1986)

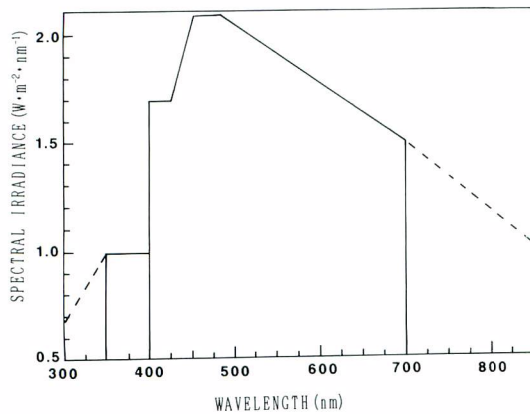


Fig. 4. Simplified spectral distribution of extraterrestrial solar irradiance. Solid line shows the area of PAR. 400-700nm were used as PAR in this paper.

Aが0.01~0.24, α が0.8~1.5の間で変動している。その結果 τ は0~0.006の間を変動しているが、前記 $\tau_m + \tau_{oz}$ の最小値0.05に比し、入射エネルギー概算のためには必要ない値であった。

c. 理想大気下における海面光子量子量

標準大気を通過して海面に達した照度エネルギー波長分布を図7に示す。照度エネルギーを光子量子量に換算したのも図中に示されている。

Table 2. Spectral distribution of simplified extra terrestrial solar radiance (Fig. 4)

band	$Wm^{-2} nm^{-1}$
350nm - 400	$E(\lambda) = 1.0$
400nm - 425	$E(\lambda) = 1.7$
425nm - 450	$E(\lambda) = 0.016\lambda - 5.1$
450nm - 480	$E(\lambda) = 2.1$
480nm - 700	$E(\lambda) = 0.0027\lambda + 3.4$

b. 大気の光学的厚みの簡略化

大気圏外に到達した太陽光度は、大気中の各種分子による吸収・散乱作用を受け海面に到達する。吸収・散乱は波長の関数であり、光の通過を妨害する要素となるため、これを大気の光学的厚み $\tau(\lambda)$ で表す(会田 1982)。大気の光学的厚さ τ を支配するのは主として空気構成分子(N_2 , O_2 等)による散乱 τ_m とオゾンによる吸収 τ_{oz} 及びエアゾルによる散乱 τ_a である。標準大気による空気分子とオゾンによる光学的厚みは既に計算されており(杉森 他 1986) 図5に示される。これを計算の便宜上簡略化したのが図6である。オゾン量としては中緯度平均値0.35 cmSTPを用いた。図6の各直線部分の光学的厚み $\tau(\lambda)$ を表3に示す。

標準大気の計算にエアゾルは入れなかった。なぜならば、散乱による光学的厚みを $\tau = A\lambda^{-\alpha}$ の形で表し、実際の値を陸上で測定した結果(杉森 他 1986)にあてはめると、

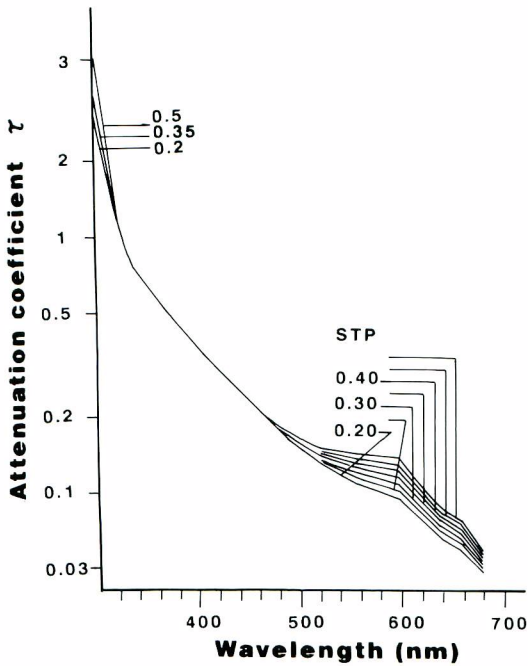


Fig. 5. Spectral distribution of optical thickness of air by air molecular and ozone. STP is standard parameter in cm.

Table 3. Spectral distribution of simplified optical thickness ($\tau_0 + \tau_M$, Fig. 7)

band	Optical thickness τ
350 - 500	$\text{Log } \tau = -0.00427 \lambda + 1.34$
500 - 600	$\text{Log } \tau = -0.00125 \lambda - 0.171$
600 - 700	$\text{Log } \tau = -0.00380 \lambda + 1.36$

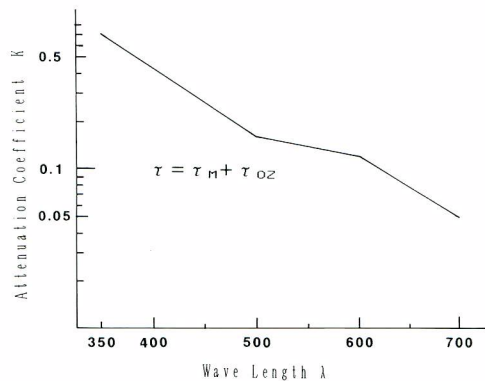


Fig. 6. Simplified spectral distribution of air optical thickness from Fig. 5.

照度エネルギーEと光子量Qとの間には次の関係がある。

$$Q = \frac{1}{hc} E \lambda \dots\dots\dots ①$$

ここに h : プランク定数 6.626×10^{-34} j · sec
 C : 光速 2.999×10^8 m/sec
 λ : 波長 m

光子量Qは波長に正比例しているため、海面における光子波長分布では、比較的長波長寄りにエネルギーの重心が偏っている (図7)。

光合成有効放射量PARは

$$\text{PAR} = \int_{350}^{700} Q(\lambda) d(\lambda) \dots\dots\dots ②$$

とされているが、水中照度計は 400—700 nm帯のセンサーを備えているのが普通である。

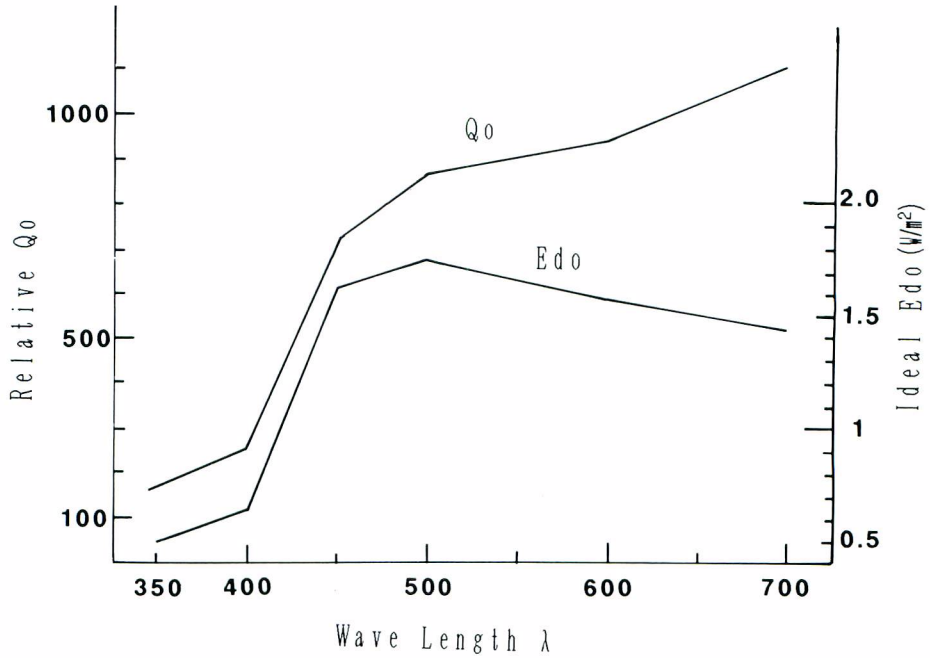


Fig. 7. Spectral distribution of water surface irradiance and quantum under the ideal air at equator.

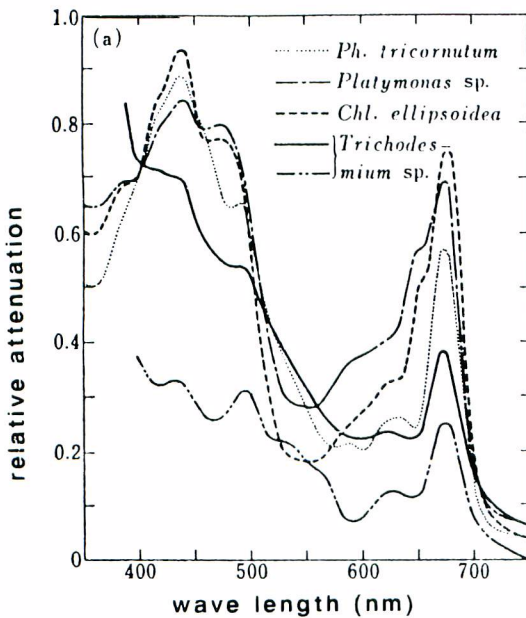


Fig. 8. Optical character of some phytoplankton. (after ARUGA 1965)

短波長帯に感じる良好なセンサーがないことが大きな原因であるが、図7にも示されているように、350—400 nmのエネルギーが占める割合の小さいことにもよる。図7を基準にして海面の Q (350—400) と Q (350—700) の比を取ると約0.04 : 1である。この値は全体として十分小さいため、350—400間の非測定量を外挿法で求める危険性を避け、計算外とした。350—400 nmの波長が植物プランクトンの光吸収特性に与える影響も特に大きいものでない(図8)ため、今後本報告では便宜上PARを400 nm—700 nmの光量子量として扱う。

海中における光合成有効放射量 (PAR) の鉛直変化

2-1 清浄海水中における海中光量子鉛直分布

SMITH and BAKER (1981) は数多くの観測の結果から清浄海水の拡散消散係数を求めた (図9)。図9に示されているKおよび前述の海面光量子分布 $Q_{(0)}$ を用いて計算した清浄海水10m深の光量子波長分布 $Q_{(10)}$ も同図に示されている。一樣海水中での深度dにおける光の強さ $Q_{d\lambda}$ は次式で与えられるものとする。

$$Q_{d\lambda} = Q_{0\lambda} \cdot \exp(-K_{\lambda} \cdot d) \dots\dots\dots \textcircled{3}$$

K_{λ} は波長に応じて大きくなるために (図9)、長波長部の減衰は非常に大きい。したがってPARとしての鉛直分布形態も指数関数以上に表層での減衰が大きなものとなる。清浄海水におけるPARおよびPAR消散係数の鉛直分布形態を図10に示す。図は、清浄海水においても海面から5mの間で約50%のPARを失い、30mまで達するPARが約20%、60mに達するのが10%であることを示している。消散係数の大きい長波長部が消えた後 K_{PAR} は小さくなり、深度変化も必然的に少なくなる。清浄海水ではPARが表面光の1%になる深さは180mである。

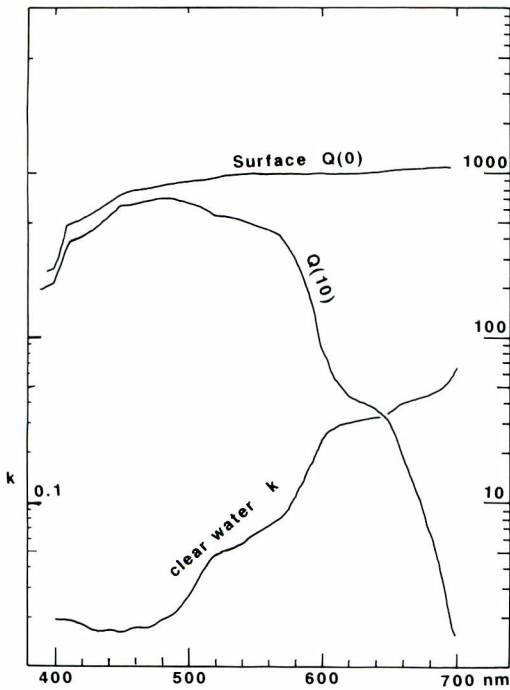


Fig. 9. Diffuse attenuation coefficient K for clearest natural waters (from SMITH and BAKER 1981). Surface quantum $Q(0)$ is from Fig. 7. Quantum of 10m depth $Q(10)$ for clearest natural water were calculated using by $Q(0)$ and K.

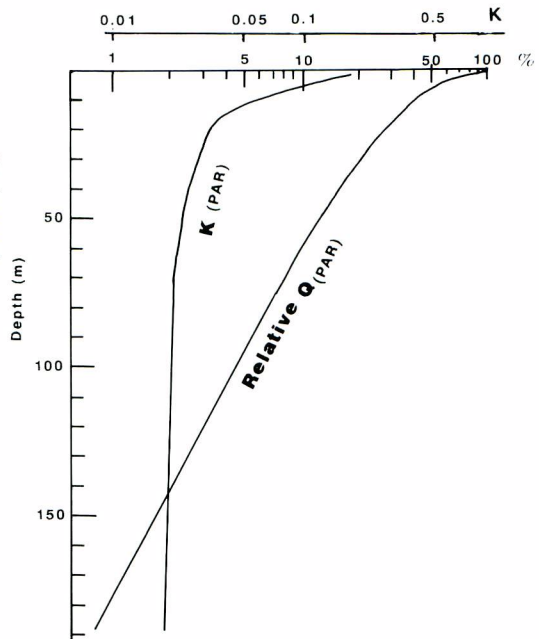


Fig. 10. Vertical distribution of $K(PAR)$ and Quantum (PAR) for clearest natural water.

Table 4. The main substances which determine the optical properties of a water body.
(after GORDON and MOREL 1983).

<u>CASE 1 WATERS</u>		
		RESUPENDED SEDIMENTS 4
		from bottom along the coastline and in shallow areas
1	LIVING ALGAL CELLS variable concentration	TERRIGENOUS PARTICLES 5
		river and glacial runoff
2	ASSOCIATE DEBRIS originating from grazing by zooplankton and natural decay	DISSOLVED ORGANIC MATTER 6
		land drainage (terrigenous yellow substance)
3	DISSOLVED ORGANIC MATTER liberated by algae and their debris (yel- low substance)	ANTHROGENIC INFLUX 7
		particulate and dissolved materials
<u>CASE 2 WATERS</u>		

2-2 植物プランクトン等を含む海水における海中光子鉛直分布

MOREL and PRIEUR (1977) は一般の海を光学的な水質により2通りに分類している(表4)。可視リモートセンシングで水質を測定する場合、種々の物質を含んでいるcase 2の水は不確定要素が多く、また光学的に未知の物質も多いため、測定精度は低くならざるを得ない。しかし多くの沖合水の場合、海水に懸濁する物質の大部分が植物プランクトンあるいはその分解生成物で占められているとみなすことができる。GORDON and MOREL (1982) は、植物色素濃度が0~1.5 $\mu\text{g}/\text{l}$ の水をcase 1の水として取り扱い、満足できる結果を得ている。そして更に5.3 $\mu\text{g}/\text{l}$ まではcase 1の水として取り扱うことができるとしている。なお、各種の植物色素のうち、生産力に大きく関与するクロロフィルとその生成物であるフェオフィチンは光学的特性が非常に良く似通っているため(図11)、人工衛星および水中照度計ともに現場において両者を分類することは現時点では不可能である。それゆえに、本報告ではクロロフィル-aとフェオフィチン-aを合わせたものを植物色素として取り扱う。

図12 a, bに三陸海岸沖南北線で観測した植物色素断面分布を示す。各々1987年および1988年9月に観測されたものである。両データとも黒潮前線北方水域であるが、前線の親潮側には概ね20~30 m層に植物色素極大層が見られる。気象庁による長年の観測結果にもこの傾向は表れており、亜表層植物色素極大の存在は夏秋季親潮水域の典型的パターンであるといえる。

植物色素による吸収極大波長(441 nm)の消散係数 K_{441} 鉛直分布を図13 a, bに示す。植物色素鉛直分布(図12)とよく対応していることがわかる。長波長部は植物色素の有無にかかわらず、初期段階で消散し尽くしてしまうために(図9)、数10 m以深のPARは短波長帯の消散係数に依存することになる。

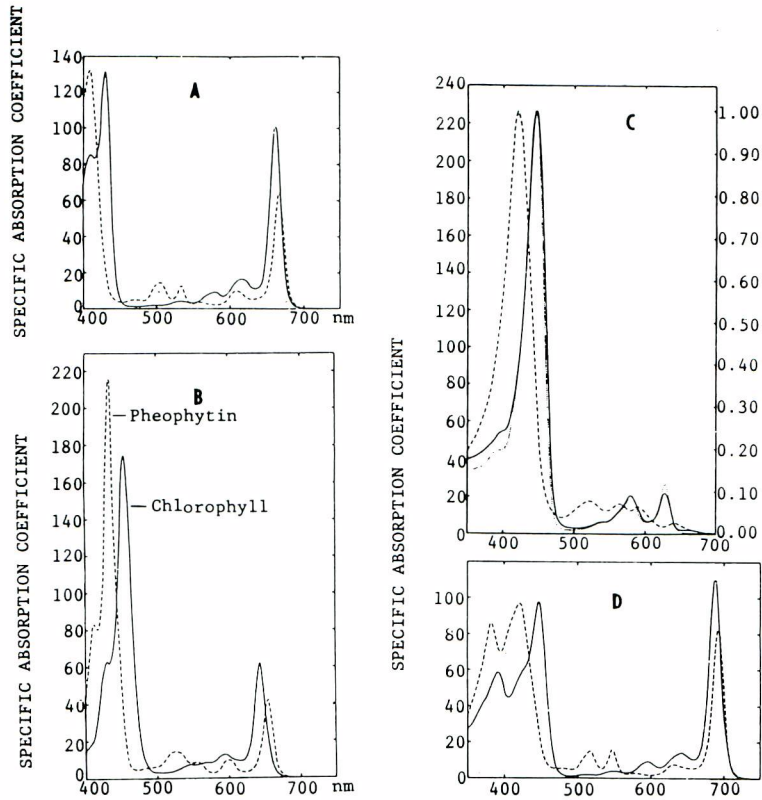


Fig. 11. Absorption spectra of various chlorophyll and their corresponding phaeophytins (after BOGORAD 1962).

図 14 は SY 87 常磐沖における K_{441} と K_{PAR} の相関図である。この図から、10 m 以深ではほぼ $K_{441} = K_{PAR}$ が成り立っていることがわかる。海中の光量子エネルギーは、表面においては海水の分子による長波長部の吸収を強く受け、亜表層以深では植物プランクトン濃度に依拠する短波長部の影響をより大きく受けることを示している。図 9 にも示されているように、清浄海水における K_{441} は非常に小さく、10 m 深における $Q(PAR)$ の中心エネルギーは 441 nm 近傍にある。それ故に、もし海水中のプランクトン等の組成が均一ならば、 K_{441} と K_{PAR} は直線上に乗る筈である。 K_{441} は植物色素による吸収の他に、溶存態有機物 (DOM) の影響も受ける (松村 1987)。図 14 のバラツキは各 St. における植物プランクトン種組成の違いと DOM の差に起因するものと考えられる。

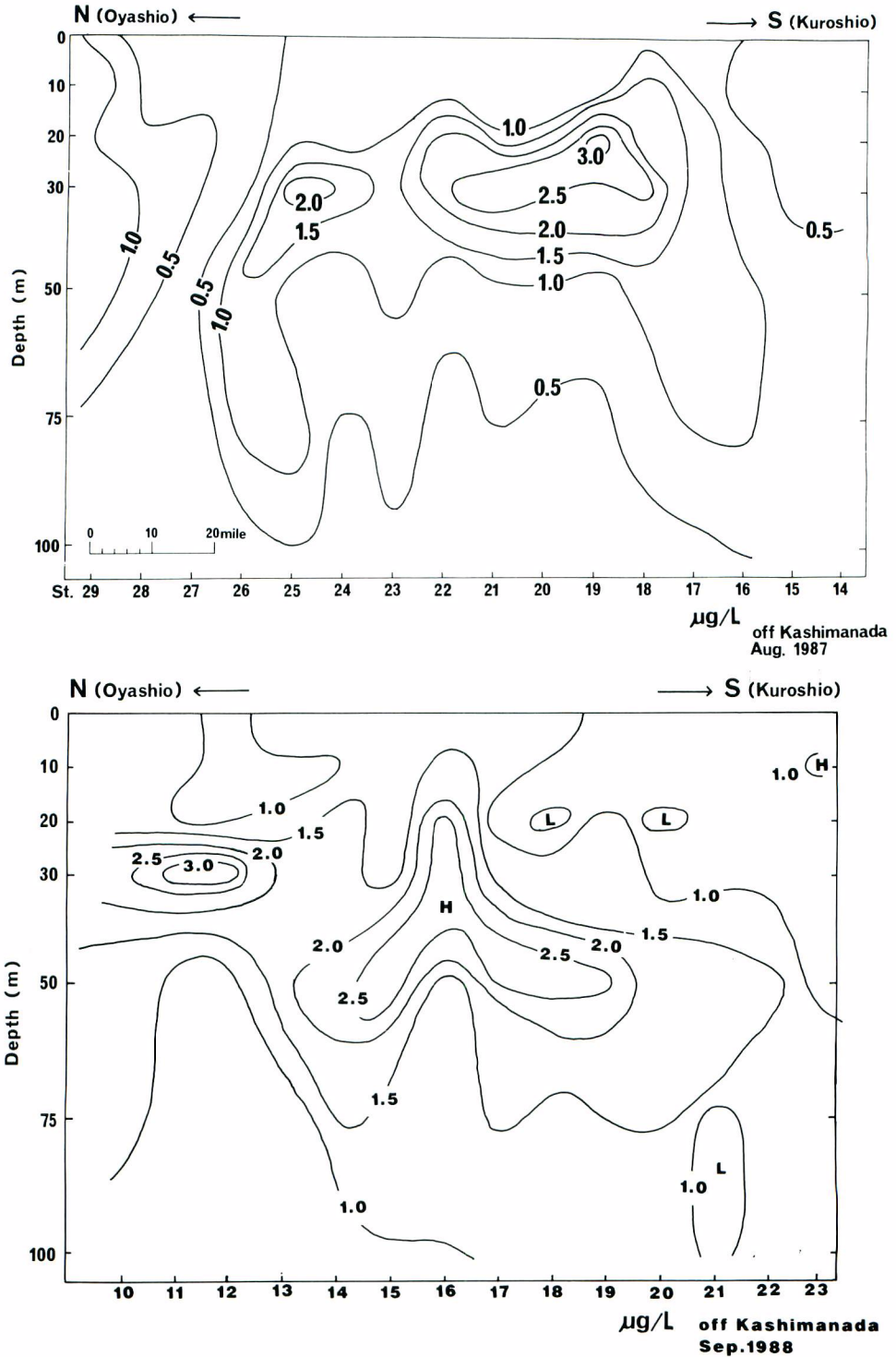


Fig. 12. Vertical section of phytoplankton pigment off Kashimanada.
 upper : Kuroshio front is located on St. 16-18. St 14, 15 are located
 to the south of Kuroshio current (Sep. 1988).
 lower : Kuroshio front is located on St. 17-18.

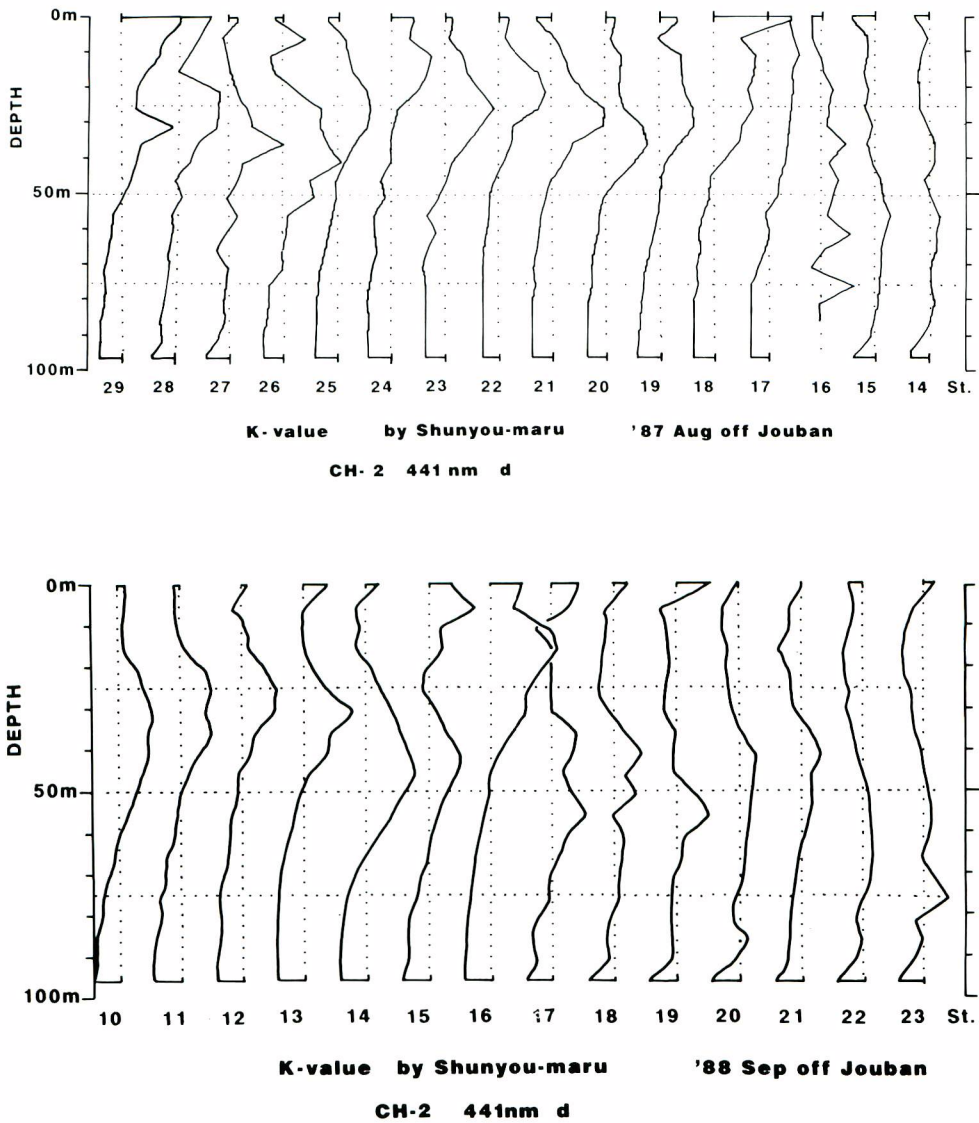


Fig. 13. Vertical profile of diffuse attenuation coefficient K (441). Vertical dotted line is $K = 0.05$ at each station.
 upper: Subsurface maximum are seen at St. 29-19 as Fig.12. a. St. 18-16 are Kuroshio water. St. 14, 15 are located on the south of Kuroshio main current.
 lower: Kuroshio front is located on St. 17. At St. 16, upper layer (0-40m) was covered by Oyashio water and lower layer (50-100m) was occupied by Kuroshio water.

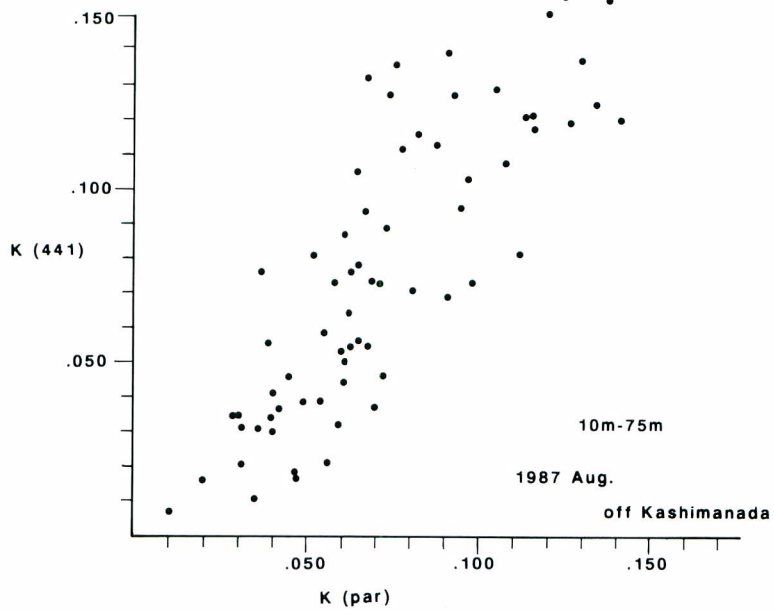


Fig. 14. Scatter plots of K (441) vs K (PAR) for 10m-75m water. Both data were taken by MER-1010.

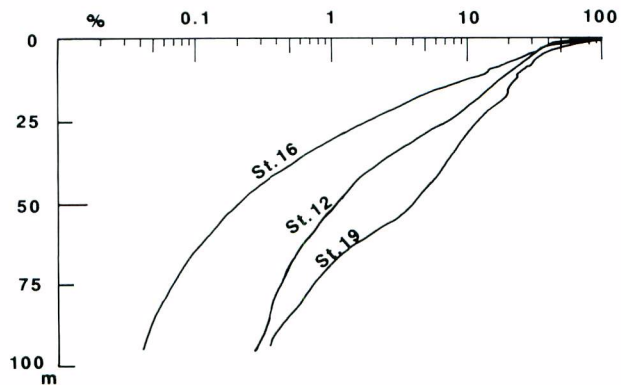


Fig. 15. Vertical profile of PAR at typical stations SY 87. St. 19 show the pattern of Kuroshio water. St. 16 is located on just north of Kuroshio front where is the highest chl. -a water as shown on Fig. 16. b. St. 12 is located on the Oyashio water.

図 15 に 1988 年観測時の代表的地点の PAR 鉛直断面図を示す。図 12 b) に見られる黒潮系水の St.19, 水柱植物色素濃度の一番高い St.16, 及び中層に植物色素極大が見られる St.12 の鉛直分布を各々代表的パターンとして表した。各観測点における観測時刻の違いや天候の違いを考慮して表面 PAR を基準とした鉛直分布である。この図は、海中植物色素濃度および鉛直分布形態の違いにより亜表層における PAR の値は異なるものの、表層における急激な PAR の減少は共通しており、25 m 層では黒潮水においても 13%、St.16 の高植物色素濃度水においては 4% にまで減少してしまうことを示している。

中緯度海域における基礎生産力関数 Φ の鉛直分布

3-1 クロロフィル濃度鉛直分布

図 16 にクロロフィル-a 濃度の鉛直分布を示す。植物色素濃度分布図(図 12)と同様、数 10 m の深度に極大層がある。この傾向は混乱水域、遠州灘沖冷水域に共通して見られるが、黒潮本流以南では見られない。黒潮本流域では鉛直方向に様に低い値を示しているのみである。どの水域においても 60 m 以深のクロロフィル-a 濃度は非常に低い。図には表面光の 1% といわれている補償深度が横線で示されている。殆どのクロロフィル-a は補償深度以浅に分布しており、活発な光合成活動を行っていることが推定される。

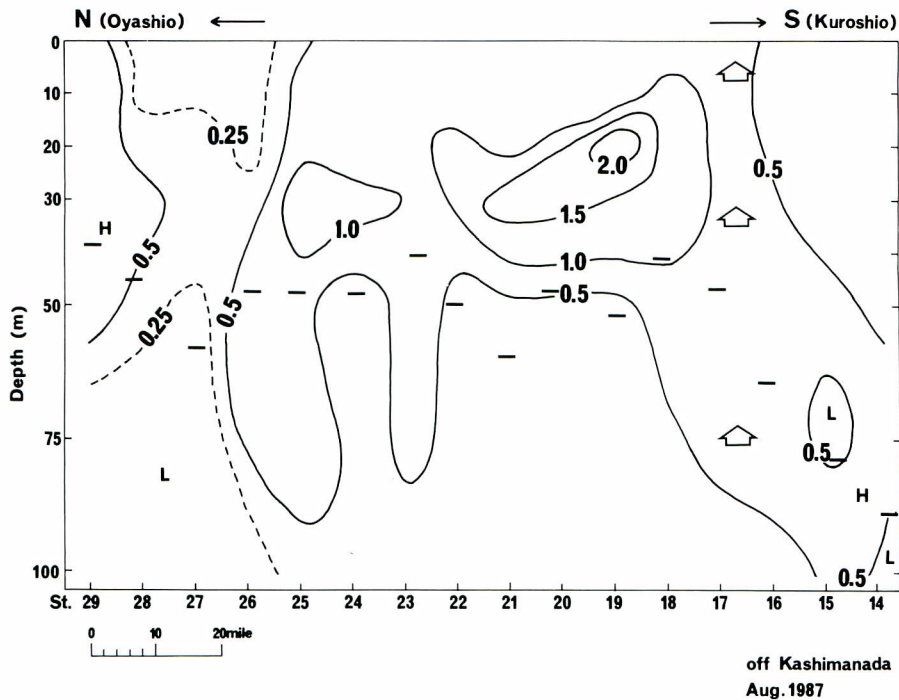


Fig. 16. Vertical section of chlorophyll-a concentration ($\mu\text{g}/\text{l}$). White arrow shows Kuroshio front. Small bar at each St. shows the depth of 1% surface Q (PAR).

3-2 基礎生産力関数 Φ の鉛直分布

海中のPARとクロロフィル-a濃度を乗じたものを本報告では基礎生産力関数 Φ と呼ぶことは既に述べた。図16のクロロフィル-a鉛直分布に図15で表されているPAR鉛直分布を乗じると、それが基礎生産力関数鉛直分布となる。図17にSY 87, SY 88における観測データを基にした基準大気下における Φ の鉛直分布を示した。クロロフィル-a分布形態(図16)とはあまり似ておらず、主としてPAR鉛直分布に強い影響を受けている。 Φ の鉛直勾配はクロロフィル-aの濃度の影響を受けている。親潮水域では深度50mで表層の2%以下になっているが、黒潮水域では同じ50m深でも表層 Φ の10%程度である。

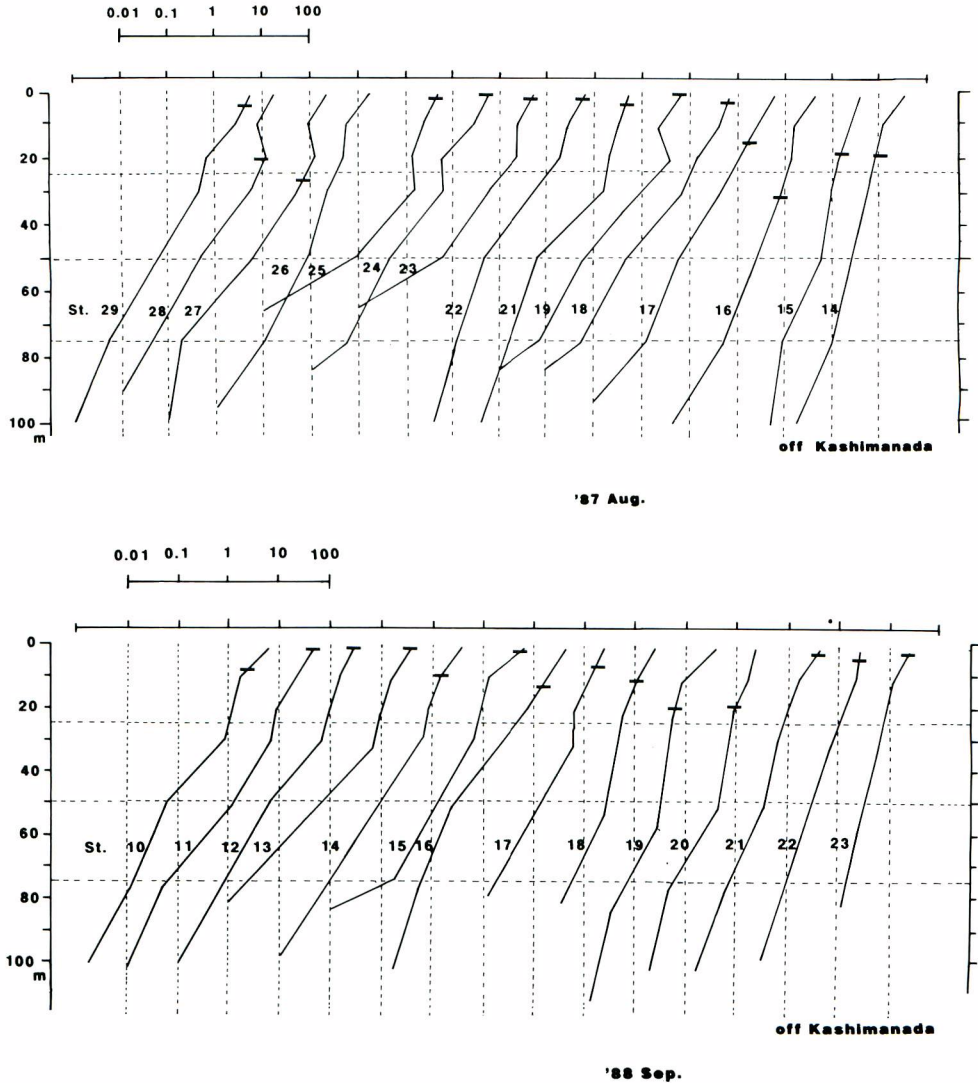


Fig. 17. Vertical profile of primary productivity function Φ . Surface Q (PAR) were normalized to 100. Small bar at each station shows the depth of observed $40W/m^2$ as light inhibition depth.
upper: for Aug. 1987 lower: for Sep. 1988.

Table 5. Primary productivity function Φ at surface and total water column. The water surface PAR are normalized to 100.

SV 87				SV 88			
St.	Surface Φ	Total Φ	Ratio	St.	Surface Φ	Total Φ	Ratio
	0—20m	0—100m	%		0—20m	0—100m	%
29	540	643	84	10	575	645	89
28	207	345	60	11	460	612	75
27	243	383	63	12	357	479	75
26	155	231	67	13	424	615	69
25	518	766	68	14	351	483	73
24	517	616	84	15	500	584	86
23	564	752	75	16	394	462	85
22	634	800	79	17	326	395	83
21	647	942	69	18	253	389	65
19	713	1004	71	19	271	427	63
18	758	915	83	20	308	547	56
17	550	672	82	21	398	617	65
16	390	627	62	22	485	631	75
15	493	840	59	23	352	493	71
14	298	499	60	Ave.			72%

クロロフィル-a 濃度が高い親潮水域では 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、クロロフィル-a 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ことが分かる。図 18 は測定された水中PAR, クロロフィル-a から Φ を計算したものである。これらの鉛直分布図からはクロロフィル-a の分布形態にかかわらず表層 20 m 以浅における基礎生産が水柱基礎生産の大部分を占めているように見える。これを前提として各測点における水柱 Φ と 20 m 以浅の Φ と対比したものが表 5 である。殆どの測点において表層 20 m 以浅で 60% 以上の生産力を、過半数は 70% 以上を占めている。

リモートセンシングで得られる海面上向き分光情報には表層の情報しか含まれていない。その情報は概ね透明度板深度の 2 分の 1 とされている(松村 1985)。観測時の透明度は親潮水域で概ね 20 m, 黒潮水域で最大 40 m 程度であるため、この水域における海面情報深度は各々約 10 m, 20 m となる。表層 20 m の光学要素が水柱総光学要素の多くの部分を占めていることから、海面分光情報は水柱生産力を推定するために十分有益であるといえる。

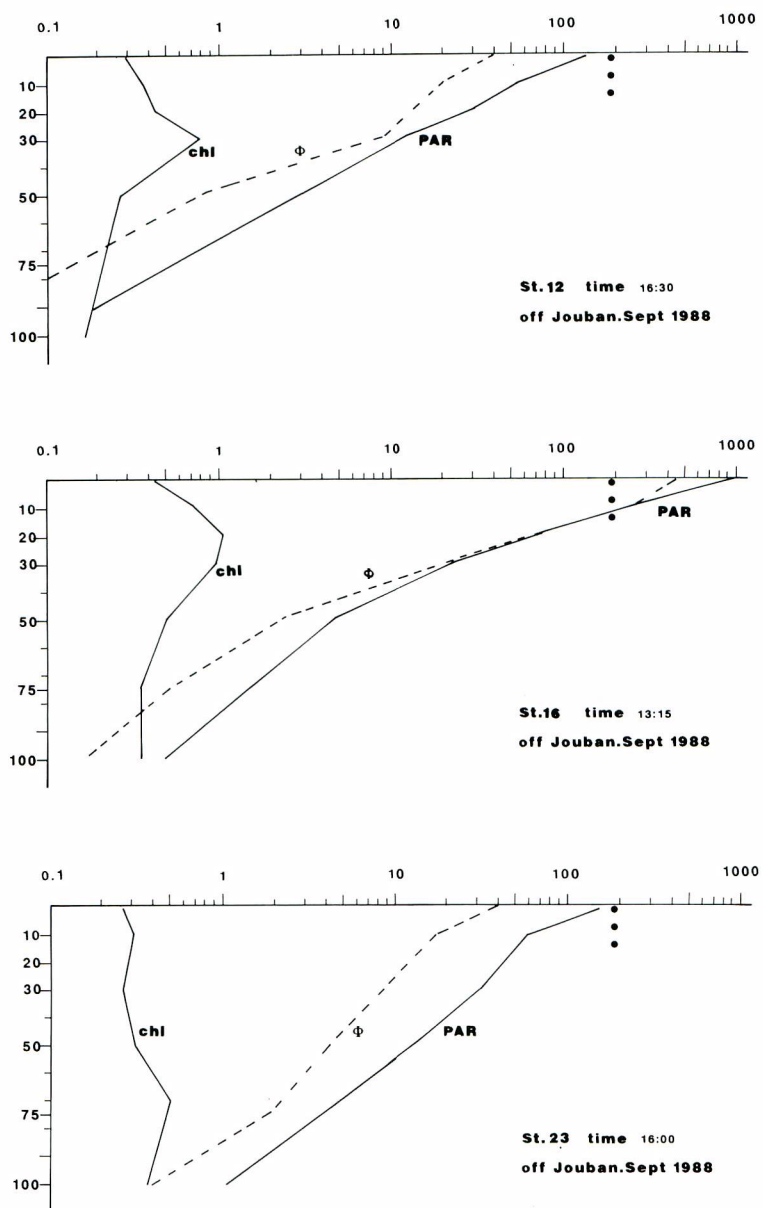


Fig. 18. Vertical profile of chlorophyll-a ($\mu\text{g}/\text{l}$), PAR (μmol) and primary productivity function Φ . Each surface PAR has different value because of different observation time. Small circle at PAR=180 show the light inhibition limit. Vertical profile of Φ is same as it in Fig. 17.

upper : for Oyashio water. middle : for near Kuroshio front water.
lower : for Kuroshio water.

強光阻害に関する検討

光がある程度以上強くなれば強光阻害が起こり、PARは生産力の直線的な関数となり得ないとされている。しかし、海面PARは太陽高度に依存しているため、低緯度においても時間帯により中緯度と同じ海面PARの状態となる。したがって、太陽高度に注意しながら飽和光量以下の範囲を選び出せば、PARとクロロフィル-a濃度から算出した Φ は、基礎生産力の指標として十分用いることができることになる。低緯度域のクロロフィル-a鉛直分布を見ると(図19)、クロロフィル-a極大層は80~120m層に

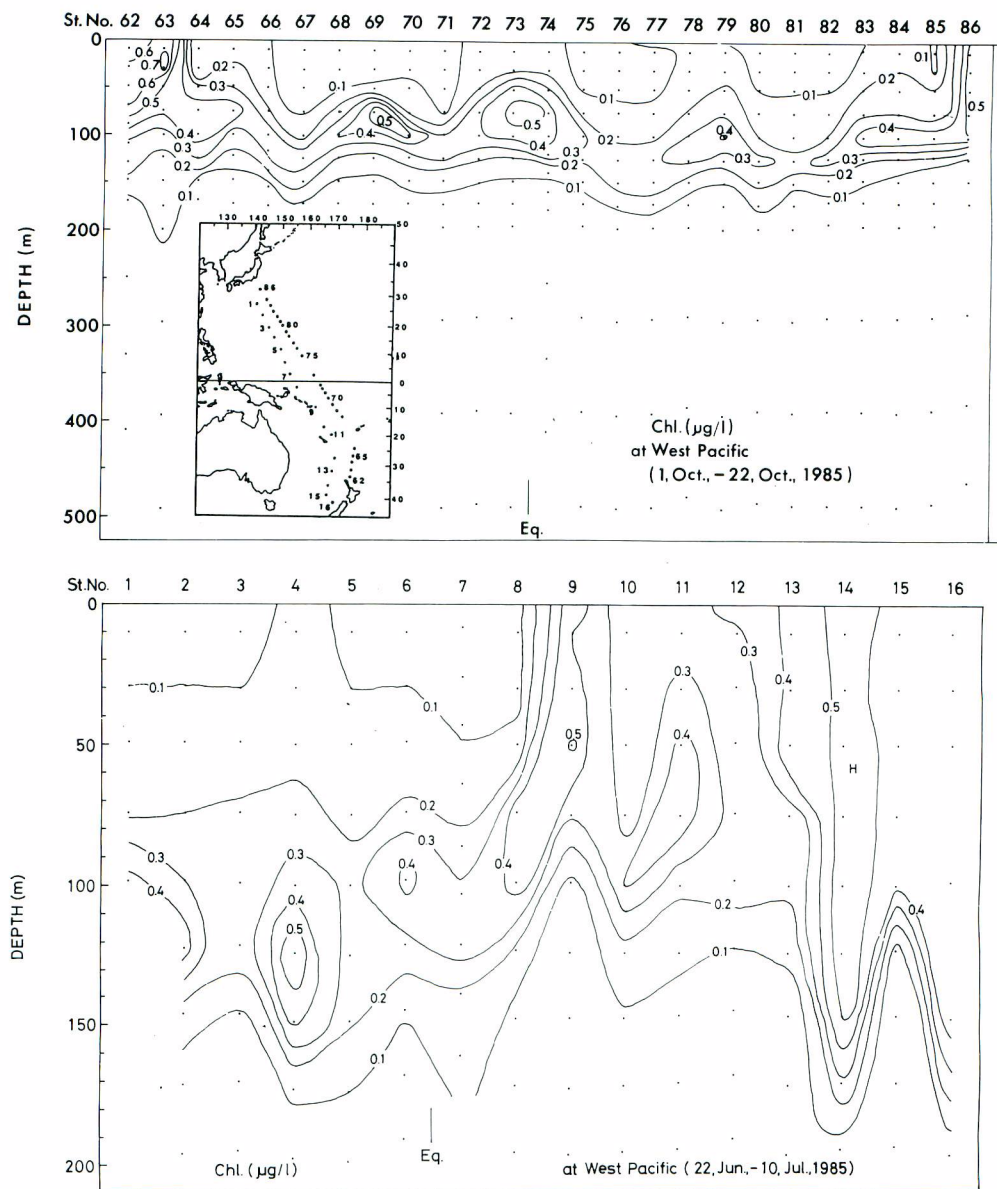


Fig. 19. Vertical section of chlorophyll-a concentration at western pacific.
 upper: Equator is between St. 73 and St 74. St 62 is southern end of the transect.
 lower: Equator is between St. 6 and St. 7. St 1 is northern end of the transect.

あり、この深度においては当然強光障害は無関係となり、 Φ が基礎生産を支配することになる。

TAKAHASHI *et al* (1971) は強光障害はプランクトンの生育光環境によって異なり、1 k luxの環境下に育っているプランクトンは、3 k lux程度で強光障害をおこし、15 k luxの環境下に育っているプランクトンは、10 k luxまでは光の強さに応じて光合成速度は増大するがそれ以上光を強くしても光合成速度は増大しないとしている。

照度 10 k luxは外洋水Edo (PAR) 40 w/m²に相当するとして、それを強光障害限界とし、太陽が赤道上有る正午の基準大気を想定した場合の強光障害界南北深度分布を図 20 に示す。図中の実線は清浄海水を想定した場合およびJERLOV (1964) による光学的水型分類法に基づくOceanic I b, Oceanic III, Coastal 1 の場合の波長別消散係数 k_d を計算して得た水中照度Ed (PAR) 40 w/m²深度であり、点線は本州南方黒潮沖合水(透明度 31 m)の k_d により得た限界深度である。日本周辺沖合水や外洋水および西部太平洋縦断観測結果による外洋水の光学的水型は概ねOceanic I b型~III型にあり、多くは黒潮水域よりも高い消散係数を有しているため、当水域での限界深度は 40 m以浅と想定しても差し支えないことになる。

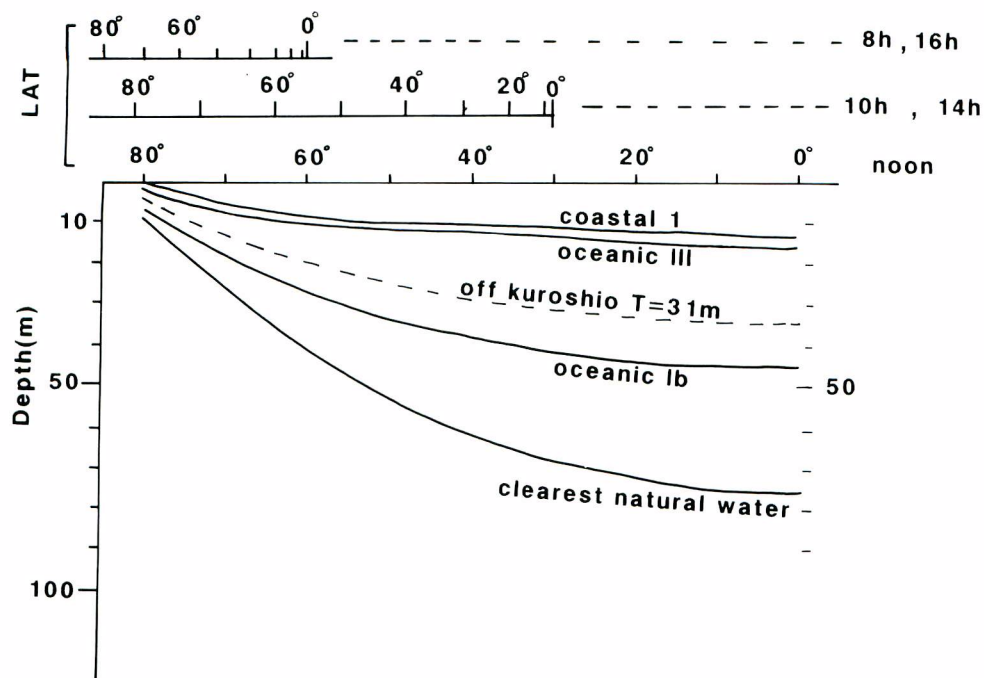


Fig. 20. Light inhibition depth at each water type under the ideal sky condition. Sun elevation has different value for each latitude and time. The scale of latitude is for the case when Sun is on the equator.

各水型および代表的な観測点における、波長別消散係数を用いた基準太陽照度下における水中下向き照度計算結果を表 6 に示す。この計算には海面におけるフレネル反射による海面光の損失は含まれていない。太陽光の海面反射率は海況により 2~30%と変化するが、平滑な海面を想定した場合のフレネル反射率は太陽天頂角 45°にて 6%, 70°にて 12%であり、表 6 から求める基準大気下における強光障害深度に大きな影響を与えるものではない。

Table 6-a. Under water downward irradiance E_{PAR} (W/m^2) under the assumption of the Kuroshio water ($T=31$ m) and Oyashio water ($T=17$ m) at clearest sky conditions.

Ed at each Dep. & LAT.

under ideal Air & off KOROSHIO watre T= 31 m

LAT	80	70	60	50	40	30	20	10	0
0m	74.1	148.6	225.5	297.3	360.1	411.4	449.4	472.7	480.6
5m	41.1	74.2	109.9	143.7	173.4	197.8	215.9	227.0	230.8
10m	29.7	51.7	75.8	98.8	119.0	135.7	148.0	155.6	158.1
15m	22.4	38.3	55.9	72.8	87.6	99.8	108.9	114.4	116.3
20m	17.1	28.9	42.1	54.7	65.9	75.1	81.9	86.1	87.5
25m	13.1	22.0	32.1	41.6	50.1	57.1	62.3	65.5	66.5
30m	10.1	16.9	24.6	31.9	38.4	43.8	47.7	50.2	51.0
35m	7.8	13.0	18.9	24.6	29.6	33.7	36.8	38.7	39.3
40m	6.0	10.1	14.6	19.0	22.9	26.1	28.5	30.0	30.5
45m	4.6	7.8	11.4	14.8	17.8	20.3	22.2	23.3	23.7
50m	3.6	6.1	8.8	11.5	13.9	15.8	17.3	18.2	18.5
55m	2.8	4.7	6.9	9.0	10.9	12.4	13.5	14.2	14.5
60m	2.2	3.7	5.4	7.0	8.5	9.7	10.6	11.2	11.3
65m	1.7	2.9	4.2	5.5	6.7	7.6	8.3	8.8	8.9
70m	1.3	2.3	3.3	4.3	5.3	6.0	6.6	6.9	7.0
75m	1.0	1.8	2.6	3.4	4.1	4.7	5.2	5.4	5.5
80m	0.8	1.4	2.1	2.7	3.3	3.7	4.1	4.3	4.4
85m	0.6	1.1	1.6	2.1	2.6	3.0	3.2	3.4	3.5
90m	0.5	0.9	1.3	1.7	2.0	2.3	2.6	2.7	2.7
95m	0.4	0.7	1.0	1.3	1.6	1.9	2.0	2.1	2.2
100m	0.3	0.5	0.8	1.1	1.3	1.5	1.6	1.7	1.7

Ed at each Dep. & LAT.

under ideal Air & OYASHIO watre T= 17 m

LAT	80	70	60	50	40	30	20	10	0
0m	74.1	148.6	225.5	297.3	360.1	411.4	449.4	472.7	480.6
5m	41.2	74.7	110.6	144.4	174.1	198.4	216.5	227.5	231.3
10m	28.5	49.3	71.7	92.9	111.6	126.9	138.2	145.2	147.5
15m	20.6	34.5	49.6	63.8	76.4	86.7	94.3	99.0	100.6
20m	15.1	24.6	35.0	44.8	53.5	60.5	65.8	69.0	70.1
25m	11.1	17.8	25.0	31.8	37.8	42.7	46.4	48.6	49.4
30m	8.2	12.9	17.9	22.7	26.9	30.4	32.9	34.5	35.0
35m	6.1	9.4	12.9	16.3	19.2	21.7	23.5	24.6	25.0
40m	4.5	6.8	9.4	11.7	13.8	15.5	16.8	17.6	17.9
45m	3.4	5.0	6.8	8.5	10.0	11.2	12.1	12.6	12.8
50m	2.5	3.7	4.9	6.1	7.2	8.1	8.7	9.1	9.2
55m	1.9	2.7	3.6	4.5	5.2	5.8	6.3	6.6	6.7
60m	1.4	2.0	2.6	3.3	3.8	4.2	4.6	4.8	4.8
65m	1.0	1.5	1.9	2.4	2.8	3.1	3.3	3.5	3.5
70m	0.8	1.1	1.4	1.7	2.0	2.2	2.4	2.5	2.5
75m	0.6	0.8	1.0	1.3	1.5	1.6	1.8	1.8	1.9
80m	0.4	0.6	0.8	0.9	1.1	1.2	1.3	1.3	1.4
85m	0.3	0.4	0.6	0.7	0.8	0.9	0.9	1.0	1.0
90m	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7
95m	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5
100m	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4

Table 6-c. Under water downward irradiance E_{PAR} (W/m^2) under the assumption of the clearest natural water and Jerlov's oceanic I b water at clearest sky condition.

Ed at each Dep. & LAT.

under ideal Air & clearest water

LAT	80	70	60	50	40	30	20	10	0
0m	74.1	148.6	225.5	297.3	360.1	411.4	449.4	472.7	480.6
5m	48.9	89.6	133.3	174.5	210.9	240.7	262.7	276.3	280.8
10m	39.7	69.8	102.8	134.2	161.9	184.6	201.4	211.7	215.2
15m	33.8	58.4	85.5	111.3	134.2	152.9	166.9	175.4	178.3
20m	29.3	50.0	73.0	94.9	114.4	130.3	142.2	149.5	151.9
25m	25.6	43.3	63.1	82.1	98.9	112.7	122.9	129.2	131.3
30m	22.5	37.8	55.0	71.6	86.3	98.3	107.3	112.8	114.6
35m	19.8	33.2	48.3	62.9	75.8	86.4	94.3	99.2	100.8
40m	17.5	29.3	42.7	55.5	67.0	76.4	83.4	87.7	89.1
45m	15.4	25.9	37.8	49.3	59.4	67.8	74.0	77.9	79.2
50m	13.7	23.0	33.6	43.9	53.0	60.5	66.0	69.4	70.6
55m	12.1	20.5	30.0	39.2	47.3	54.1	59.0	62.1	63.2
60m	10.8	18.2	26.8	35.1	42.4	48.5	52.9	55.7	56.6
65m	9.6	16.3	24.0	31.5	38.1	43.5	47.6	50.1	50.9
70m	8.5	14.6	21.6	28.3	34.3	39.2	42.8	45.1	45.9
75m	7.6	13.1	19.4	25.5	30.9	35.3	38.6	40.7	41.4
80m	6.8	11.7	17.4	23.0	27.9	31.9	34.9	36.8	37.4
85m	6.1	10.5	15.7	20.7	25.2	28.8	31.6	33.2	33.8
90m	5.4	9.5	14.2	18.7	22.8	26.1	28.6	30.1	30.6
95m	4.8	8.5	12.8	16.9	20.6	23.6	25.9	27.3	27.7
100m	4.3	7.7	11.6	15.3	18.7	21.4	23.5	24.7	25.2

Ed at each Dep. & LAT.

under ideal Air & off Jemlov oceanic I B water

LAT	80	70	60	50	40	30	20	10	0
0m	74.1	148.6	225.5	297.3	360.1	411.4	449.4	472.7	480.6
5m	45.6	83.9	124.9	163.6	197.7	225.6	246.2	258.9	263.2
10m	34.3	60.9	89.8	117.2	141.3	161.2	175.9	184.9	187.9
15m	27.2	47.3	69.5	90.5	109.1	124.3	135.6	142.6	144.9
20m	21.8	37.7	55.1	71.8	86.5	98.5	107.5	113.0	114.8
25m	17.7	30.3	44.3	57.6	69.4	79.1	86.2	90.6	92.1
30m	14.3	24.5	35.8	46.6	56.1	63.9	69.7	73.3	74.5
35m	11.7	19.9	29.1	37.9	45.6	52.0	56.7	59.6	60.6
40m	9.5	16.2	23.7	30.9	37.2	42.4	46.3	48.6	49.4
45m	7.8	13.3	19.4	25.3	30.5	34.7	37.9	39.9	40.5
50m	6.4	10.9	15.9	20.8	25.0	28.5	31.1	32.7	33.3
55m	5.2	8.9	13.1	17.1	20.6	23.5	25.7	27.0	27.4
60m	4.3	7.3	10.8	14.1	17.0	19.4	21.2	22.3	22.6
65m	3.5	6.1	8.9	11.6	14.1	16.0	17.5	18.4	18.7
70m	2.9	5.0	7.4	9.6	11.6	13.3	14.5	15.3	15.5
75m	2.4	4.1	6.1	8.0	9.6	11.0	12.0	12.7	12.9
80m	1.9	3.4	5.0	6.6	8.0	9.2	10.0	10.5	10.7
85m	1.6	2.8	4.2	5.5	6.7	7.6	8.3	8.8	8.9
90m	1.3	2.3	3.5	4.6	5.5	6.3	6.9	7.3	7.4
95m	1.1	1.9	2.9	3.8	4.6	5.3	5.8	6.1	6.2
100m	0.9	1.6	2.4	3.2	3.8	4.4	4.8	5.1	5.2

各緯度における海面照度は余弦則により高緯度程低くなっていく。図 20 は、消散係数の低い清浄な海水での水中照度は海面照度の影響を大きく受けるが、消散係数がある程度大きい通常の海水条件下では、表層における消散が大きいため、海面照度に大きく影響されることなく表層 20 m 付近で 40 w/m^2 の照度エネルギーを持つようになることを示している。光量子量消散係数 K_{PAR} を用いて水中光量子量による強光阻害ラインを求めると、阻害深度はこれよりやや浅くなる。表 7 は照度と光量子量による緯度・深度別 PAR の差を記すために、清浄海水と Oceanic III 水域について比光量子 PAR の断面分布を求めたものである。表には 1.0 を強光阻害限界として表した。光量子量で計算した強光阻害深度は図 21 に示されたものよりも清浄海水で約 10 m 浅くなるが、Oceanic III water では殆ど差がない。懸濁物質や溶存物質の存在が K_{PAR} の中心波長を短波長側に移しているためである。北太平洋西部における親潮・黒潮の配置を考慮し、水系別強光阻害限界深度を推定したのが図 21 である。計算は太陽が赤道にある時について示しているが、季節に応じて図 20, 21 の緯度目盛は最大 $\pm 23.5^\circ$ 平行移動する。

少なくとも図 21 に示した深度以深においては基礎生産力は光量子 PAR の影響を直線的に受ける。クロロフィル a も図 22 の限界深度に沿ったような鉛直分布形態を示している (図 16, 19)。クロロフィル a 極大層は、限界深度のほぼ直下に位置していることが多い。それゆえに、最も高い生産が期待されている亜表層クロロフィル a 極大層においては、光の強さがほぼ直線的に基礎生産に関わっているといえる。

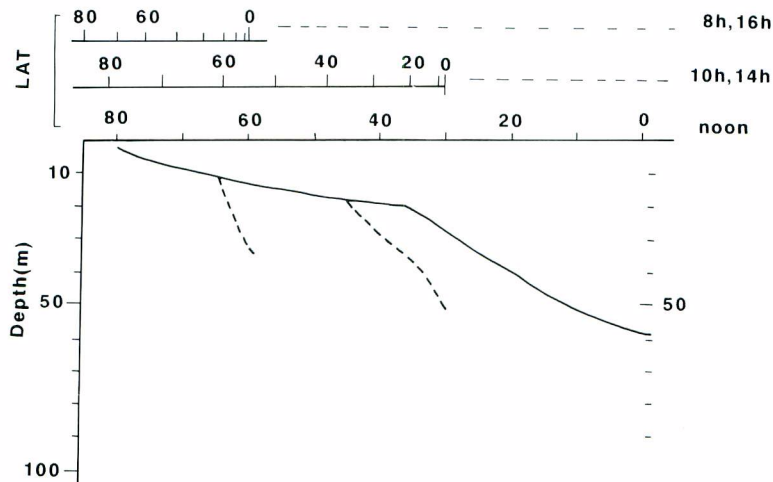


Fig. 21. The estimation of light saturation depth under the ideal sky condition at each time and latitude.

以上の計算は、衛星による観測を念頭においているために、理想的な大気下の海中照度を扱ったが、実際の海上観測では雲・水蒸気等の影響もあり、多くの場合理想的海面照度より低い照度が得られている。図 18 は観測時の天候等に関わりなく、観測中の海中照度を用いて生産力関数 Φ を計算したものである。図中海中照度 PAR が 40 w/m^2 の強光阻害限界を越えた部分を点線で示してあるが、その影響を受けている部分は少ない。

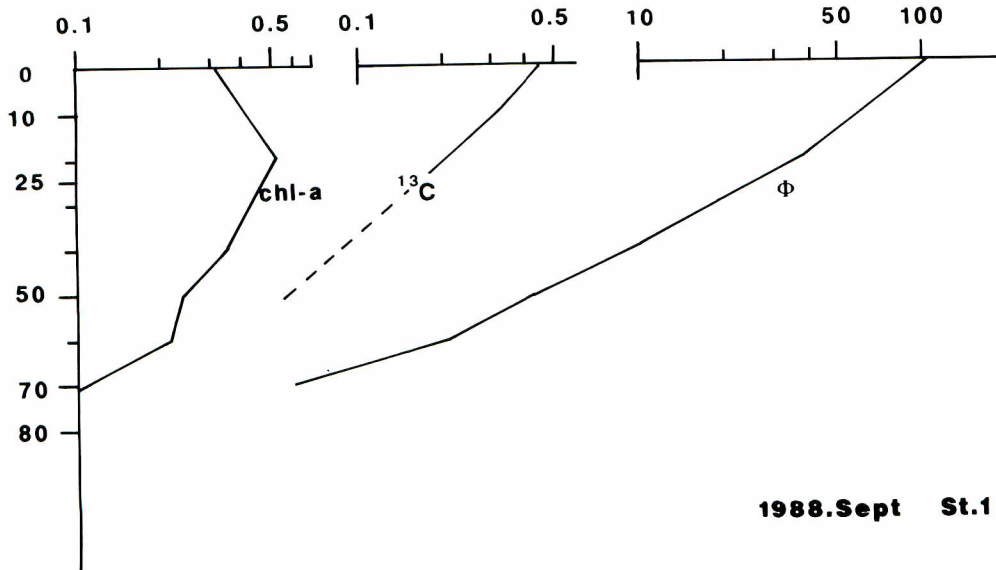


Fig. 22. Vertical profile of chlorophyll-a ($\mu\text{g}/\text{l}$), Φ and measured productivity by means of ^{13}C ($\mu\text{g}\cdot\text{c}/\text{l}/\text{hr}$).

結 論

SY 88 航海において得られた ^{13}C 法による基礎生産力実測値と Φ の鉛直分布を図 22 に触す。両者のパターンは極めて良く一致しており、 Φ を亜表層クロロフィル-a 極大層のクロロフィル-a 濃度とそこに達する光量子量 Q_{PAR} の積で表し得ることを示している。

クロロフィル-a 極大層に達する Q_{PAR} はその上層水の消散係数で決定され、上層水の消散係数は海面上向き分光照度より推定でき (AUSTIN 1981), また同様の方法で表層クロロフィル-a 量の推算法もほぼ確率されている (GORDON and MOREL, 1983)。

一方、衛星リモートセンシングによる可視光測定では、海面光情報に含まれる光の 90% は第一消散深度すなわち $1/K$ の深さ以下から来るものとされている (GORDON and MCCLUNNEY, 1975)。

これによると、清浄海水においては約 37 m, JERLOV の Oceanic I b 水域では 14 m, Oceanic III 水域では 7 m 迄の情報を感じていることになる。これは多くの点で光飽和深度よりも浅い、すなわち、海中亜表層クロロフィル-a 極大であり、かつ光飽和深度の下層となる基礎生産が最も有効に行われている層の情報は、直接海面光情報となっていないことになる。しかしながら、表層クロロフィル-a 濃度と亜表層以深のクロロフィル-a 濃度に比例関係が成立している場合、また季節・水域によりクロロフィル-a 鉛直分布形態が定性的に類型化している場合は、衛星データより得られた表層クロロフィル-a 濃度より亜表層クロロフィル-a 極大層における生産力関数を求めることが可能となろう。

謝 辞

当研究を進めるに当たり、東海大学海洋学部杉森教授、夏目教授、福島助教授、および各研究室に所

属する学生諸氏には御指導、観測およびデータ解析の協力等大変お世話になった。特に院生の虎谷充浩氏にはデータ解析に多くの協力を頂いた。それゆえに、当研究は東海大学リモートセンシンググループと共同にて行ったものであるといえる。

なお、当研究は科学技術庁海洋開発技術促進費による「海洋遠隔探査技術の開発研究」の一部として行ったものである。同庁宇宙開発課および水産庁研究課関係係官に厚くお礼申し上げる。

参 考 文 献

- AUSTIN R.W., and T.J. PETZOLD 1981: The determination of the diffuse attenuation coefficient of sea water using the coastal zone color scanner. In: *Oceanography from space*; (GOWER J.F.R. ed.), 239-256, Plenum Press, New York.
- 会田 勝 1982: 大気と放射過程. 280 pp., 東京堂出版, 東京.
- 有賀祐勝 1965: 水界植物群落の物質生産II, 生態学講座 8. 83 pp., 共立出版, 東京.
- BOGORAD L. 1962: Chlorophylls. In: *Physiology and biochemistry of ALGAE*; (LEWIN R.A. ed), 385-408, Academic Press, New York.
- GORDON H.R. and W.R. McCLUNER 1975: Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Applied Optics* **14** (2), 413-416.
- GORDON H.R. and A.Y. MOREL 1983: Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. 114pp: Springer-Verlag, New York.
- JERLOV N.G. 1964: Optical classification of ocean water. In: *Physical aspects of light in the sea*; 45-59, Univ. Hawaii Press, Honolulu.
- 松村皐月 1985: 海面の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.
- MOREL A.Y. and L. PRIEUR 1977: Analysis of variations in ocean color. *Limnology and Oceanography*, (22), 708-722.
- NASA 1989: Ocean color from space. 20pp, NSF/NASA, sponsored by US Global Ocean Flux Study Office, Woods Hole.
- 塩本明弘・松村皐月 1988: 夏季の鹿島灘沖と遠州灘沖におけるクロロフィルaの鉛直分布. *遠洋水研報*, (26), 1-11.
- SMITH R.C and K.S. BAKER 1981: Optical properties of the clearest natural waters (200-800nm). *Applied Optics* **20** (2), 177-184.
- 杉森康宏・福島 甫・夏目巨夫・安田嘉純 1986: 新観測調査手法評価試験研究報告書. 1-136, 東海大学海洋研究所.
- 水産庁 1985: 日・NZ・共同スルメイカ調査及び西部太平洋縦断開洋丸観測調査, 昭和60年度開洋丸調査航海報告書. 244 pp., 水産庁.
- TAKAHASHI, M., S. SHIMURA., Y. YAMAGUCHI and Y. FUJITA 1972: Photoinhibition of phytoplankton photosynthesis as a function of exposure time. *J. of Oceanogr. Soc. Japan*, **27** (2), 43-50.