

2011 年度 修 士 論 文

沿岸域における衛星リモートセンシングのための

クロロフィル a・SS 同時推定手法の開発

Development of simultaneous estimation model for Chlorophyll-a and SS
in coastal area by Remote sensing

比嘉 紘士

Higa, Hiroto

東京大学大学院新領域創成科学研究科

社会文化環境学専攻

目次

1. 序論	
1.1 研究の背景	4
1.2 既往の研究と問題点の整理	5
1.3 研究の目的	8
1.4 研究手順	8
2. 水質の現地観測	10
2.1 概説	10
2.2 東京湾湾奥およびお台場における観測	11
2.2.1 観測内容	11
2.2.2 観測結果	13
3. リモートセンシング反射率の測定	19
3.1 概説	19
3.2 リモートセンシング反射率の測定・結果	2-
3.2.1 概要	20
3.2.2 海面射出輝度の測定	20
3.2.3 海面直上の下向き分光放射照度の測定	23
3.2.4 リモートセンシング反射率の導出	23
3.2.5 海面射出輝度・面直上の下向き分光放射照度の測定結果	23
3.2.6 リモートセンシング反射率の測定結果	27
3.2.7 考察	29
4. 吸収係数の測定	33
4.1 概説	33
4.2 吸収係数の定義	35
4.2.1 吸収係数の測定法	36
4.2.2 QFT 法	36
4.3 吸収係数の結果	39
4.3.1 純水による光吸収	39
4.3.2 有色溶存有機態 (CDOM) の測定	40
4.3.3 CDOM の測定結果・考察	42
4.3.4 植物プランクトン吸収係数の測定	46
4.3.5 植物プランクトン吸収係数の測定結果・考察	46
4.3.6 トリプトンの吸収係数	47

4.3.7	トリプトンの吸収係数の測定結果・考察	48
4.3.8	全吸収係数	51
4.3.9	全吸収係数の測定結果・考察	51
5.	後方散乱係数の導出	57
5.1	概説	57
5.2	後方散乱係数の導出法	59
5.3	後方散乱係数の導出結果・考察	62
6.	クロロフィル・SS 推定モデルの開発	65
6.1	概説	65
6.2	従来のクロロフィル推定モデルの適用	65
6.2.1	適用結果	66
6.2.2	考察	67
6.3	リモートセンシング反射率の二波長比モデルの開発	74
6.3.1	推定結果・考察	74
6.4	クロロフィル推定誤差補正モデルの開発	81
6.4.1	推定結果・考察	81
7.	衛星データを用いた東京湾におけるクロロフィル分布の分類	86
7.1	概説	86
7.2	従来のクロロフィル推定モデルと提案モデルとの比較・検証	86
7.2.1	概要	86
7.2.2	衛星データの処理	86
7.2.3	固定観測点の水質連続観測の概要	87
7.2.4	衛星データの結果および固定観測点の水質連続観測データを用いた検証	89
7.3	東京湾のクロロフィル分布の分類	104
8.	結論	123

1. 序章

1.1 研究の背景

内湾の面積は、外洋と比べれば一割程度にしか満たないが、植物プランクトンの増殖による一次生産は著しく大きい（才野，2007）。それによって豊富な魚介類が大量かつ効率的に収穫され、社会的な影響が大きい水域である。一次生産量の増減を適切に把握するためには、植物プランクトンに含まれるクロロフィル a (Chlorophyll-a : Chl-a) の挙動を、その空間分布も含めて定期的にモニタリングすることが望まれている。このような Chl-a のモニタリングでは、時間的、空間的分解能に優れた人工衛星によるリモートセンシングは重要な意義を持つため、現在までに様々なモデルが提案されている（Gordon ら，1981，Kishino ら，1997，O'Reilly ら，1981）。

これまでの研究では、衛星リモートセンシングによる外洋の Chl-a の推定については研究が進み、その精度の向上が図られている。現在使用されている Chl-a 推定モデルは、植物プランクトンの光の吸収と散乱の特性を利用し、青色域と緑色域の反射率の比をとることで、高精度な Chl-a 推定が可能である。

しかし、衛星画像により、内湾の Chl-a を推定することは現状では困難であり、Chl-a の時空間分布にすら不明な点が多く、全球の一次生産量の総量推定や CO₂ の吸収量などにも大きな誤差が生じているといわれている（石坂，2001）。内湾の Chl-a 推定が確立されていない原因として、外洋と比べて内湾の Chl-a 空間分布に著しい差があり、特に高濃度な水域がパッチ上に分布すること、加えて、浮遊懸濁物質（Suspended solids : SS）が高濃度となり、水面の分光反射率を増減させることが原因となっている。また、同じ SS でも含まれる植物プランクトンの種類、有機懸濁物質（Organic suspended solids : OSS）や無機懸濁物質（Inorganic suspended solids : ISS）の比率によっても分光反射率が複雑に変化することが、内湾における Chl-a、SS 推定モデルの一般化を困難にしている。

以上の背景をもとに、本研究では、現地観測により測定した Chl-a、SS およびリモートセンシング反射率、海水の固有光学特性の変動を考察することにより、東京湾の光吸収・散乱特性を明らかにする。また、従来の Chl-a 推定モデルにおいて誤差が生じる要因を明確にし、内湾に適した新しい高精度 Chl-a 推定モデルを提案する。さらに、開発した新しい Chl-a 推定モデルを衛星データに適用し、東京湾における Chl-a 空間分布の挙動について考察する。

1.2 既往の研究と問題点の整理

(1) 海色リモートセンシング

海色リモートセンシングとは、人工衛星により撮影された衛星画像を用いて、海中の Chl-a、SS、有色溶存有機態 (Color dissolved organic matter : CDOM)、一次生産量などを推定する技術である。海色リモートセンシングの原理として、太陽から海へ入射した光が海面上の物質に当たり、光の吸収・散乱が行われ、それによって反射された光を人工衛星が感知する。その感知した反射光を関数とした水中の物質濃度推定のためのアルゴリズムに適用し、物質の濃度を推定することが可能となる。水中の物質は、種類や濃度によって、光の吸収・散乱の程度が変化し、反射光のスペクトル分布も変化するため、推定したい物質の光学特性を知ることが重要となる。

これまでの研究によって、外洋域の水中アルゴリズムの作成については進んでおり、植物プランクトンに含まれる Chl-a や表面水温の高精度な推定が可能である。さらに、これらの Chl-a や表面水温、日射量をパラメーターとした一次生産量推定モデルも提案されている (石坂, 2000, 2002, 石坂ほか, 2000)。このように、外洋域においては、水中に含まれている物質の種類が少ないため特定の物質の光学特性を利用しやすく、それぞれのパラメーターを高精度に推定でき、次のステップとしての一次生産量推定モデルの作成まで進むことができている。

しかし、沿岸域では、河川から流入する陸域起源の物質や、複雑な水質変化に伴い光環境も複雑に変化する (図 1-1.)。そのため、個別の海域でのモデルの精度の確認や、海域ごとのモデルを開発する必要がある。

(2) 水中アルゴリズム作成のための現地観測

これまでの研究では、海へ現地観測に出向き、船の上から人工衛星が感知する海面の反射率を測定し、サンプルを持ち帰り、物質ごとの濃度、光吸収特性を把握することが行われてきた (Froidefond ら, 2002. Doxaran ら, 2002. 藤田ら, 2004)。これによって、物質の光吸収・散乱特性を知ることができ、スペクトルごとの反射率の増減と物質の濃度との関係を明らかにすることで人工衛星リモートセンシングのための水中アルゴリズムを作成することができる。水中アルゴリズムの提案では、放射伝達方程式を用いて半経験的に開発することが行われているが (Carder ら, 1999)、現在、最も一般的なアプローチとして、現地観測によって水域の光環境、水質の特性を把握することが行われている。そのため、水域ごとのデータセットが少しずつ蓄積されてきており、これから、水域ごとの特性を明らかにしていくことが重要となる。このことから、様々な特性を持つ水域の光環境を把握した上で、適したアルゴリズムを作成し、使用した反射率の波長帯や経験変数を考察していくことで光環境の特性を詳細に判別していくことが可能であると考えられる。今後の課題として、20 $\mu\text{g/l}$ 以上の Chl-a の海域の観測件数が十分ではないため、植物プランクトンが増殖する富栄養化水域を対象とした現地観測により、更なるデータの追加と経験式の提案が期待されている。

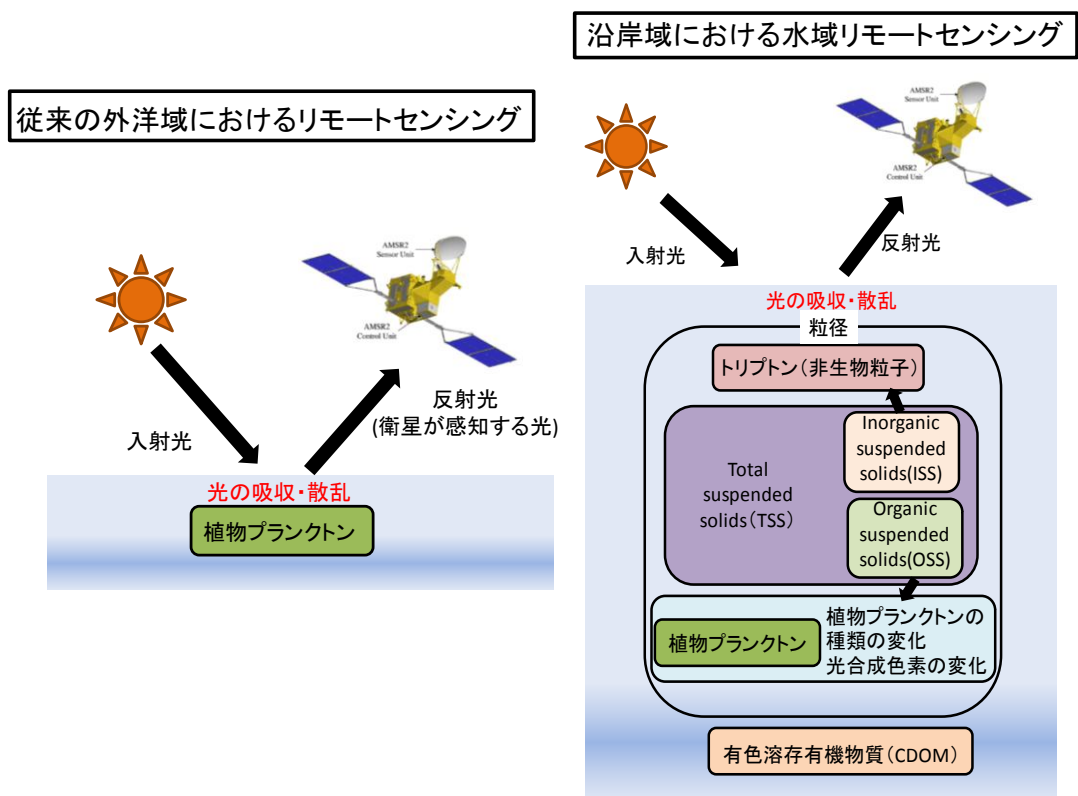


図 1-1. 外洋域と沿岸域の海色リモートセンシングの違い

(3) Chl-a・SS 推定モデル開発に関する研究

(i) Chl-a 推定モデルについて

人工衛星を利用した Chl-a の推定は、1978 年に米国により打ち上げられた海色観測用センサー (CZCS) が搭載された NIMBUS-7 の打ち上げ以降から続いている。Chl-a の光学特性として、青色域の 440nm と 670nm に光吸収帯を持ち、550nm の緑色域において光を散乱する。現行の Chl-a 推定モデルでは、これらの光学特性を利用し、Chl-a の増加に伴い、青色域の波長帯の反射率の減少、緑色域の波長帯の反射率の上昇という関係から Chl-a の濃度を推定している。

Chl-a が高濃度となる沿岸域では、河川から流入した CDOM やトリプトンによって青色域の波長帯の光が吸収されることや、赤潮の発生により海色が変化するため、従来の二波長比を用いた推定が困難である。これまでの研究により、チェサピーク湾において青色域の波長帯の反射率の代わりに赤色域の波長帯によるモデルが提案されている (Tzortziou ら, 2007)。しかし、提案されたモデルは、海水の固有光学特性と反射率との関係を議論しているが、反射率のスペクトルの変化についての考察が不足していることや、衛星データに適用し精度の検証まで行われていない。そこで本研究では、東京湾において反射率のスペクトル変化の考察に加え、開発したモデルの衛星データ適用後の精度の検証、クロロフィル空間分布の挙動の把握まで行う。

(ii) SS 推定モデルについて

リモートセンシングによるSSの推定において、濁った河口域や湖沼のSS 推定は既に研究が進められている (Doxaranら, 2002)。一般的に、SS が高くなるにつれて反射率が上昇することが広く知られており、最も基本的なSS 推定モデルは1 波長による推定が知られている (Novo ら, 1989)。しかし、東京湾においては、SS中の有機物が卓越していることから、反射率が減少する傾向にある (比嘉ら, 2010)。さらに、降雨などのイベント後には、河川から土砂などの無機物が流入してくるため、反射率の増減が変化する。

そのため、これまでに提案されてきた1 波長の推定式でSS を推定することは極めて困難であり、新たな推定法が必要である。

(4) 沿岸域におけるリモートセンシングの問題点

沿岸域では、世界人口の 60%が生活していることや、著しく大きい一次生産量、漁業としての利用など、衛星リモートセンシングを用いた水質モニタリング、一次生産量の推定、将来の炭素循環予測を行うことが重要である (才野, 2007)。現在、JAXA により進められている地球環境変動観測ミッション GCOM (Global Change Observation Mission) という環境変動の観測に焦点を当てた人工衛星の開発が進んでおり、これは、沿岸域のモニタリングも視野に入れている (Imaoka ら, 2010)。しかし、沿岸域に焦点を当てた様々な水中アルゴリズムが提案されているが、陸域起源の物質による光吸収・散乱の影響が大きく、これらの影響の除去、補正に関しては現在も一般化可能な確立した方法が見つかっていない。以下に沿岸域におけるリモートセンシングの問題点を記す。

(i) 従来の Chl-a 推定モデルは、外洋域における Chl-a の推定を対象としており、高濃度 Chl-a 海域では過小評価となる。

(ii) 内湾の Chl-a は外洋と比べ、空間分布に著しい濃度の差異があるため、高濃度 Chl-a から低濃度 Chl-a までを網羅した推定モデルの作成が困難である。

(iii) 河川から流入する SS や CDOM、トリプトンなどの様々な要因によって海色が短時間で複雑に変化する。

(IV) 植物プランクトンの光合成色素の変化により海色が変わるため、一般的な Chl-a の光吸収・散乱特性を捉えることができなくなる。

(V) SS 中の有機物・無機物の割合が変化することで、海色が複雑に変化する。

このような問題を解決するためには、沿岸域の水域ごとの水質と光吸収・散乱特性を含めた物理的・化学的な環境変動を把握することで、これからの人工衛星のセンサー開発においてどの波長帯のバンドが必要であるかを提案していくことが重要である。

1.3 研究の目的

本研究の目的は、以下の3点である。

- (1) 現地観測により測定した Chl-a、SS およびリモートセンシング反射率、海水の固有光学特性の変動を考察することにより、東京湾における水中の光吸収・散乱特性を明らかにする。
- (2) 沿岸域のような高濃度 Chl-a 海域に推定可能な新しい Chl-a 推定モデルを提案する。
- (3) 作成したモデルを衛星データに適用し、東京湾の Chl-a 空間分布の挙動について考察する。

1.4 研究の手順

本研究は、大別すると、現地観測により測定した光の反射率と水質、室内実験により測定した光の固有光学特性、それらを用いて開発した Chl-a・SS 推定モデルの提案、開発したモデルの衛星データへの適用を行う。以下に研究手順と、本論文の各章の内容を示す。

第2章では、東京湾湾奥およびお台場における水質 (Chl-a、全浮遊懸濁物質:TSS、OSS、ISS) の現地観測および分析方法について説明する。さらに、2010年6月～2011年8月までのおよそ月に1度の観測によるデータの時系列変化を調べる。また、低濃度時、高濃度時の Chl-a、TSS、OSS、ISS の頻度分布や降雨などのイベント時における TSS 中の OSS、ISS の比率についても把握する。

第3章では、現行の水中アルゴリズムの関数として使用されているリモートセンシング反射率について説明する。初めに、従来の水中アルゴリズムで使用されていた放射照度反射率について触れ、リモートセンシング反射率と比較することで、それぞれの長所・短所について述べる。また、現地観測における海面射出緯度、下向き分光放射照度の測定法について説明し、これらの結果からリモートセンシング反射率を導出し、結果を示す。さらに、Chl-a を濃度別に4つのケースとして大別し、ケースごとに反射率の変化について考察する。

第4章では、沿岸域における光吸収特性について述べる。吸収係数は室内実験により海水中に含まれる物質ごとの光吸収の程度を測定できるため、周囲の光環境に依存しない海水固有の光学特性を知ることができる。本章では、光吸収係数の定義、測定法について説明し、測定結果を示しながら考察する。これによって、東京湾の海水の光環境特性を明らかにすることが目的である。

第5章では、沿岸域における後方散乱特性について説明する。後方散乱係数の導出には、Morel and Prieur, 1977、Gordon and Morel, 1983 によって示されたリモートセンシング反射率と吸収係数・後方散乱係数との関係式を利用する。これによって、実測のリモートセンシング反射率と吸収係数から、理論的に後方散乱係数を導出し、東京湾における後方散乱特性を明らかにする。

また、後方散乱を増加させる ISS と後方散乱係数との関係を調べることにより、ISS の推定可能性について検討する。

第 6 章では、沿岸域における Chl-a・SS 推定モデルの開発について述べる。初めに、従来の Chl-a 推定モデルによる推定結果を示し、推定誤差の原因をリモートセンシング反射率、固有光学特性の変動を考察することにより明らかにする。その推定誤差の原因を踏まえ、沿岸域に適用可能な新しい Chl-a 推定モデルを開発し、その精度を検証する。

第 7 章では、第 6 章により開発したモデルを実際に衛星データに適用し、その精度を検証する。また、作成した Chl-a 空間分布画像を用いて、東京湾の Chl-a の挙動について考察する。

最後に第 8 章では、本研究で得られた結果を総括し、今後の展望を示す。

2. 水質の現地観測

2.1 概説

東京湾における現地観測は、2010年6月7日、9月1日、10月3日及び、2011年5月23日、6月22日、7月26日、8月30日、9月27日、10月24に行った。

観測地点を図 1-1. に示す。2010年の観測では、主に、Stn.99、Stn.8、Stn.98、Stn.13の4地点において観測を行い、2011年の観測では、これまでの4地点に加え、Stn.1、Stn.97、Stn.9の3地点増やし観測を行った。東京湾湾奥における観測では、千葉県所有の調査船「きよすみ」に乗船し行った。また、陸域、河口域にも近い地点であるお台場での観測も行った。観測地点の特徴として、Stn.99は、浚渫窪地となっており、湾最奥部に位置することから海水交換が弱いといった特徴がある。お台場、Stn.98、Stn.1は、荒川や旧江戸川等主要河川の河口部であることから、河川水による直接的な汚濁負荷の影響を受けやすい。Stn.8、Stn.97、Stn.13は、河川水の影響が相対的に小さいといった特徴がある。

行った観測は目的別に、次の4つに分類できる：

- (1) Chl-a と SS 推定モデル作成のため現地における Chl-a、SS の測定
- (2) 観測日ごとの水質鉛直分布の変化の把握のための多項目水質計を用いた水質観測
- (3) 衛星が感知するスペクトルごとの反射率を測定するための光の測定（第3章）
- (4) 反射率のスペクトルの変化を考察するために物質ごとの光の吸収度の測定（第4章）

本章では以下の節で、(1) の内容と結果を述べる。

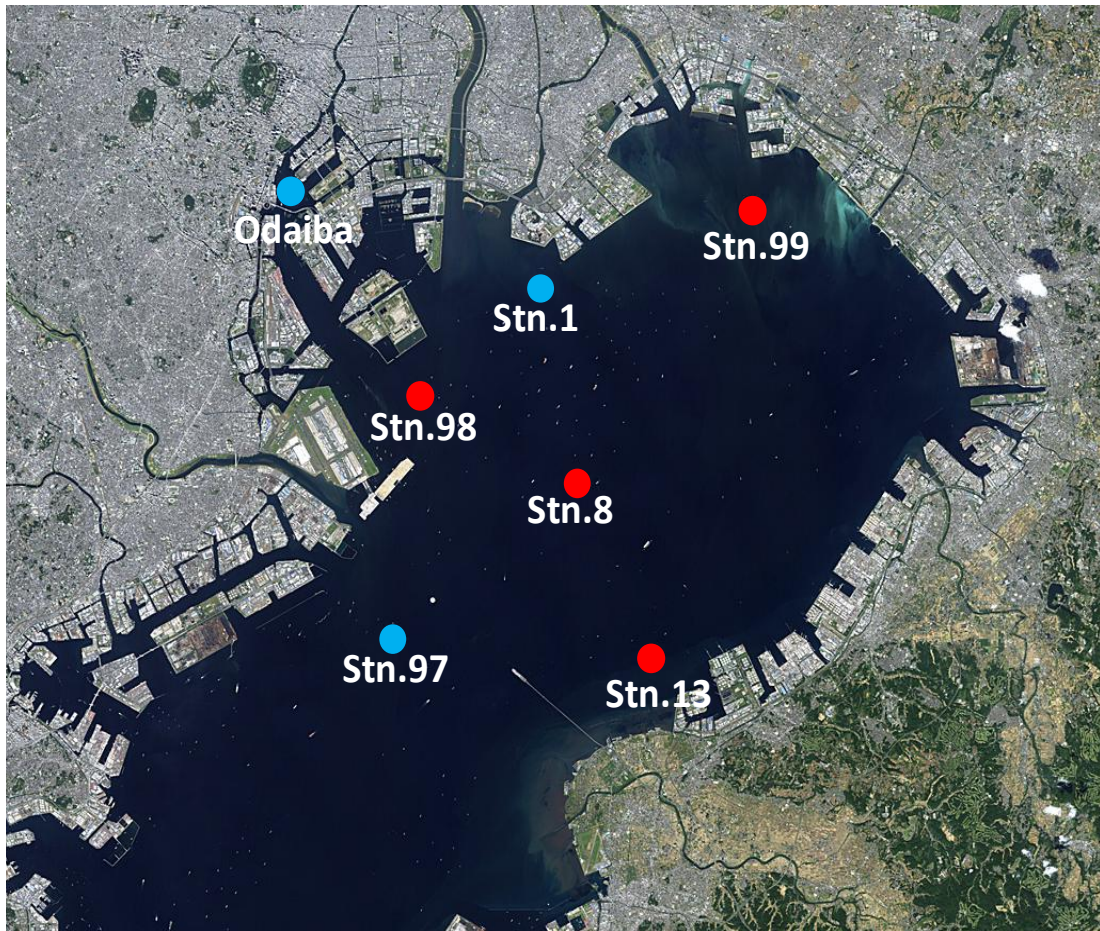


図 1-1.東京湾現地観測地点（人工衛星 World View-2 の衛星データ）

2.2 東京湾湾奥およびお台場における観測

2.2.1 観測内容

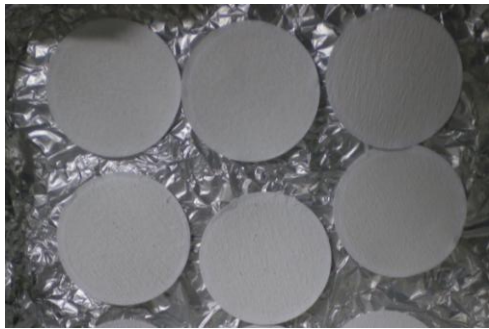
図 2-1 に示す観測地点では、表層の海水を採水した。採水時には、バケツで表層約 30cm 付近の表層水を採水し、3 回共洗いをを行った後、採水瓶（アイボーイ 2000ml）にサンプルを入れ、大学に持ち帰った。採水と同時に、船上に備え付けられている多項目水質計により、水温、塩分、溶存酸素、Chl-a、濁度、ORP、pH、水中光量子の鉛直分布の測定も行い、さらに、衛星が感知する光の測定も行った（詳細は第 3 章）。大学に持ち帰ったサンプルは、SS、Chl-a の測定を行った。SS は、予め秤量した 47mmφGF/F フィルターを用いてサンプルを濾過した。濾過器は、アズワン アスピレーター AS-01 1-5834-01 を使用し、1 地点につき 3 回測定し、測定値のばらつきを確かめた。さらに、47mmφNuclepore フィルターを用いて、同様の作業を行い、測定値の検証も行った。次に、濾過済みフィルターを高温乾燥器 DR200（ヤマト科学）に入れ、105℃で 2 時間加熱し水分を飛ばし、乾燥重量を測定するこ



高温乾燥器 DR200 (ヤマト科学)



105°Cで2時間加熱後



550°Cで3時間加熱後

図 2-2.高温乾燥器 DR200 (ヤマト科学) と加熱後のフィルターの様子

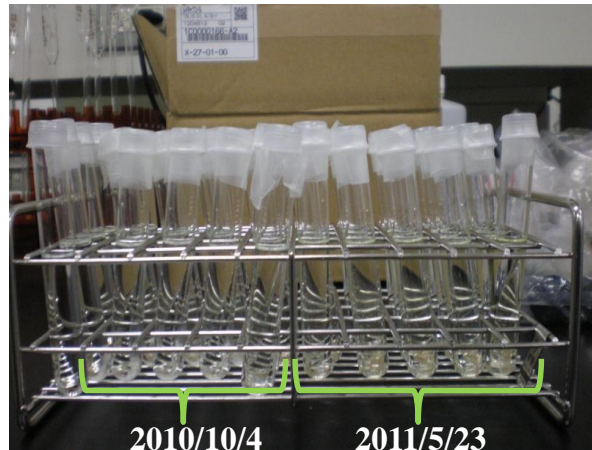
とで Total Suspended Solids (TSS) を算出した。さらに、重量測定後のフィルターを 550°C で 3 時間加熱し、TSS 中の有機物を除き Inorganic Suspended Solids (ISS) を測定し、TSS から ISS の重量を差し引くことで Organic Suspended Solid (OSS) を算出した。

図 2-2.は、温乾燥器 DR200 (ヤマト科学) と 105°C で 2 時間加熱後の水分を飛ばした後のフィルターの様子 (TSS) と、550°C で 3 時間加熱後の有機物を飛ばした後のフィルターの様子である。有機物が多量に残っている状態では、濃い緑色をしており、550°C 加熱後は、無機物の土粒子が残り赤褐色に変化していた。

Chl-a の測定では、暗室で採水してきた表層の海水を 25mmφGF/F フィルターを用いて 20ml 濾過を行い、小バイアルに入れた。次に、小バイアルに N,N-ジメチルホルムアミド (DMF) を 6ml 注入し、冷蔵庫の暗所で 24 時間以上保存することにより、クロロフィルを抽出した。その際、2~3 ヶ月以上保存した状態にすると、小バイアル内のフィルターが溶け出し、蛍光法により測定する時に誤差が生じる可能性があるため注意が必要である。抽出後、Tutner designs10-AU-005-CE を用いて濃度を測定した。図 2-3.に使用した Tutner designs10-AU-005-CE と DMF で抽出後のクロロフィルの様子を示す。2010/10/4 の低濃度 Chl-a 時と 2011/5/23 の高濃度 Chl-a 時の色を比較してみると、2011/5/23 のサンプルの緑色が濃くなっていることが判る。蛍光光度計 10-AU-005-CE (Tutner design) は、クロロフィルの青い光を吸収して赤い光を放つ性質を利用し、濃度を測定する。光源に水銀卵黄を用い、436nm (青色) の波長を励起波長として用いる。受光部では、Chl-a の発する 665nm (赤色) の波長光の発光強度を感知し測定する。



蛍光光度計10-AU-005-CE
(Tutner designs)



DMFによりクロロフィル抽出後の様子

図 2-3. 蛍光光度計 (Tutner designs 10-AU-005-CE) とクロロフィル抽出後のサンプル

2.2.2 観測結果

(1) Chl-a・SS の測定結果

図 2-4. に Chl-a、全浮遊懸濁物質 (Total Suspended Solids:TSS)、有機態浮遊懸濁物質 (Organic Suspended Solids:OSS)、無機態遊懸濁物質 (Inorganic Suspended Solids:ISS) の地点ごと観測日別の濃度変化の結果を示す。2010/6/7、2010/8/10、2011/6/22、2011/7/26、2011/8/30 などの夏季には、Chl-a が約 $20\mu\text{g/l}$ 以上の高濃度となっていた。特に Stn.98 では、 $40\mu\text{g/l}$ 以上になっていた場合が多かった。これは、Stn.98 が荒川や隅田川の河口部に位置していることから、河川水による直接的な汚濁負荷の影響を受けやすく、陸域からの栄養塩供給により植物プランクトンが増加したことが原因と考えられる。同様に本研究の観測地点の中で最も河口部に近いお台場では、2011/8/11 には $80\mu\text{g/l}$ 以上の高濃度となり、2011/9/1 の時点でも $30\mu\text{g/l}$ 以上になっていたことが判る。TSS, OSS, ISS に着目すると、TSS の増加が主に OSS の増加に依存していたことが判る。図 2-6. に TSS 中の OSS, ISS の割合を示す。この結果から、東京湾の SS のほとんどが、有機物で占められていたことが判った。しかし、2010/8/10 では、ISS が高濃度化していた。これは、2010/8/10 観測日の前日である 2010/8/9 に 30.5mm/day の降雨があったことが原因と考えられる (図 2-5.) (気象庁 Japan Meteorological Agency より)。Stn.98 は、河口部に近いため、降雨の影響によって河川から供給された土砂により、ISS が増加したと考えられる。図 2-6. から判るとおり、東京湾では通常、Chl-a の増減に伴い OSS も増減しているが、降雨などのイベントがあった時には、ISS の増加により TSS の比率が変化することが判った。図 2-7. に Chl-a、TSS、OSS、ISS の地点ごとの時系列の濃度変化を示した。Stn.7、Stn.9、お台場は、観測日数が少ないため省略した。

Stn.99、8、98、13 では、2010 年、2011 年共に、夏季である 6 月、7 月、8 月に Chl-a、TSS、

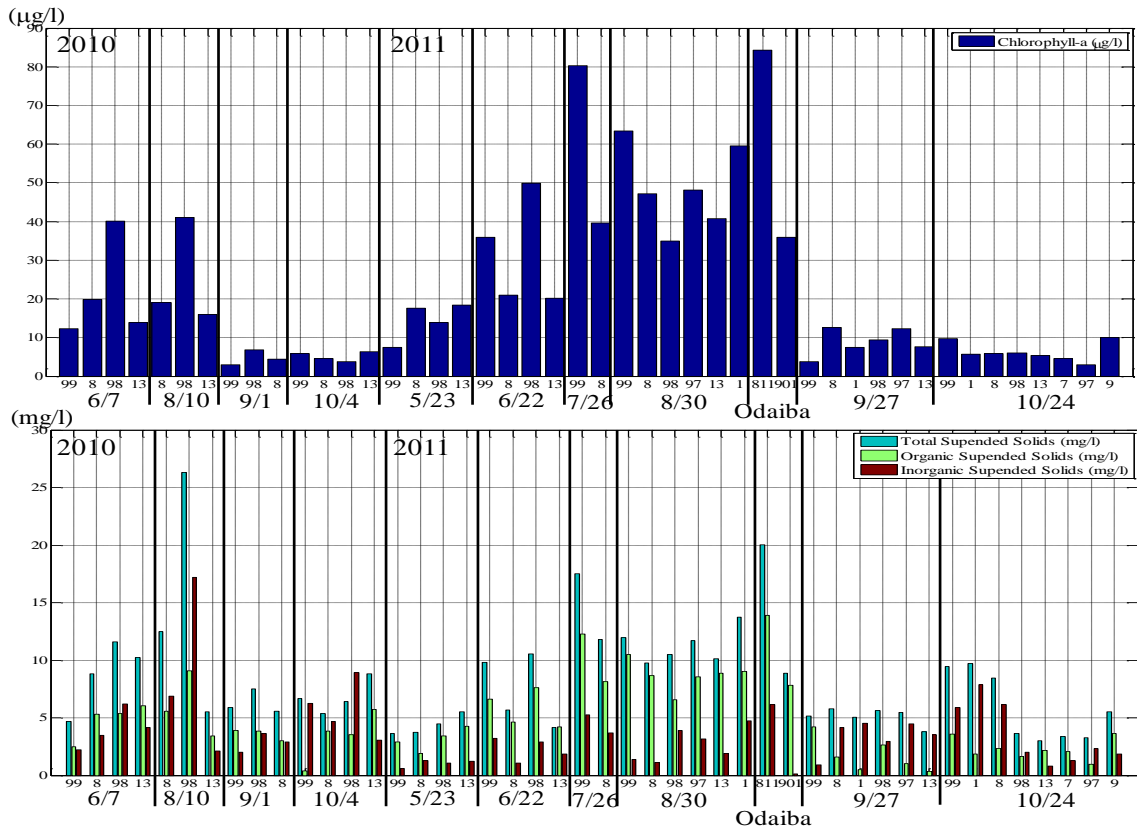


図 2-4. Chl-a と TSS、OSS、ISS の Station ごと観測日別の濃度変化

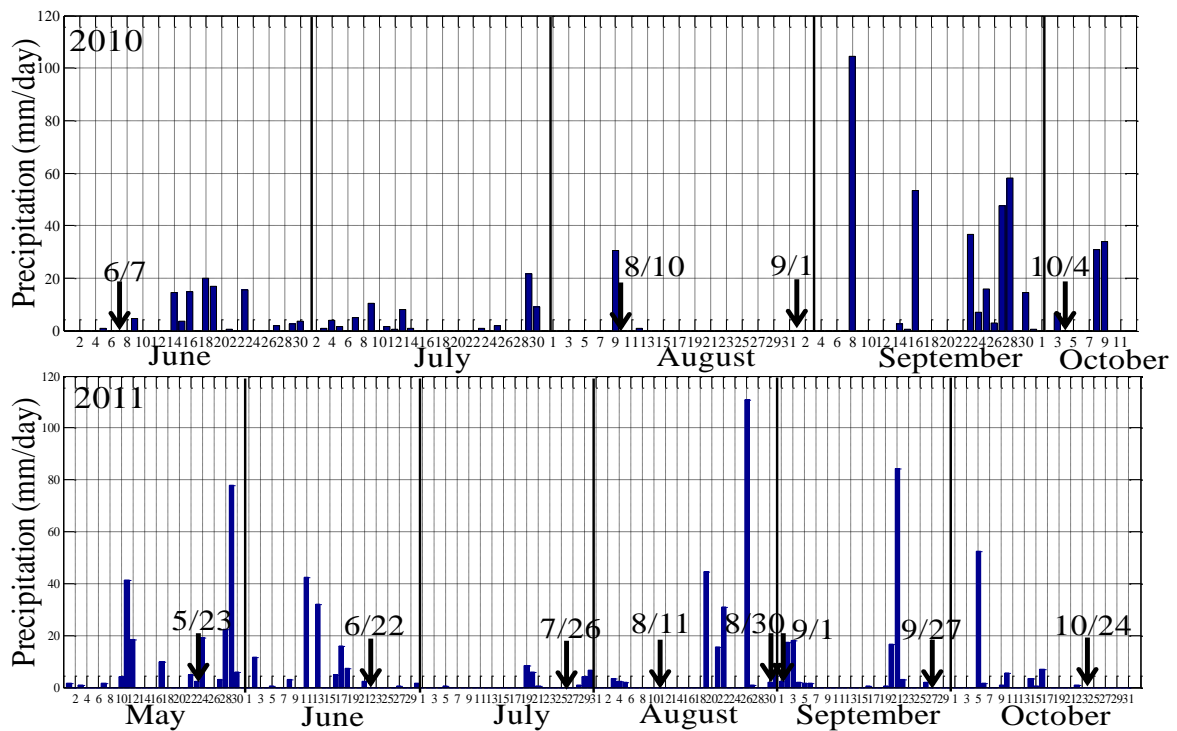


図 2-5. 2010年6月から10月と2011年5月から10月の間の降水量

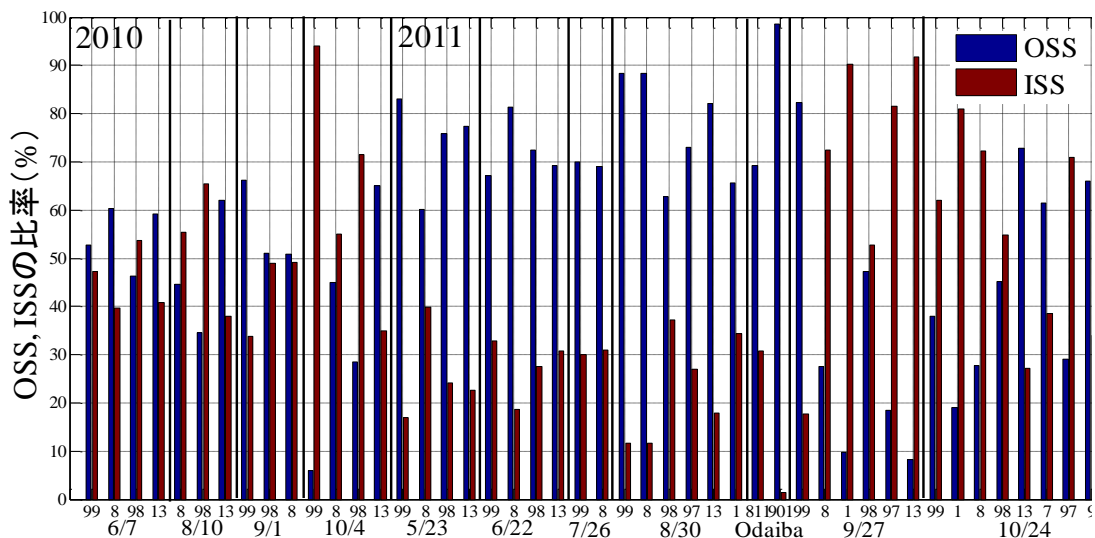


図 2-6. TSS 中の OSS、ISS の割合

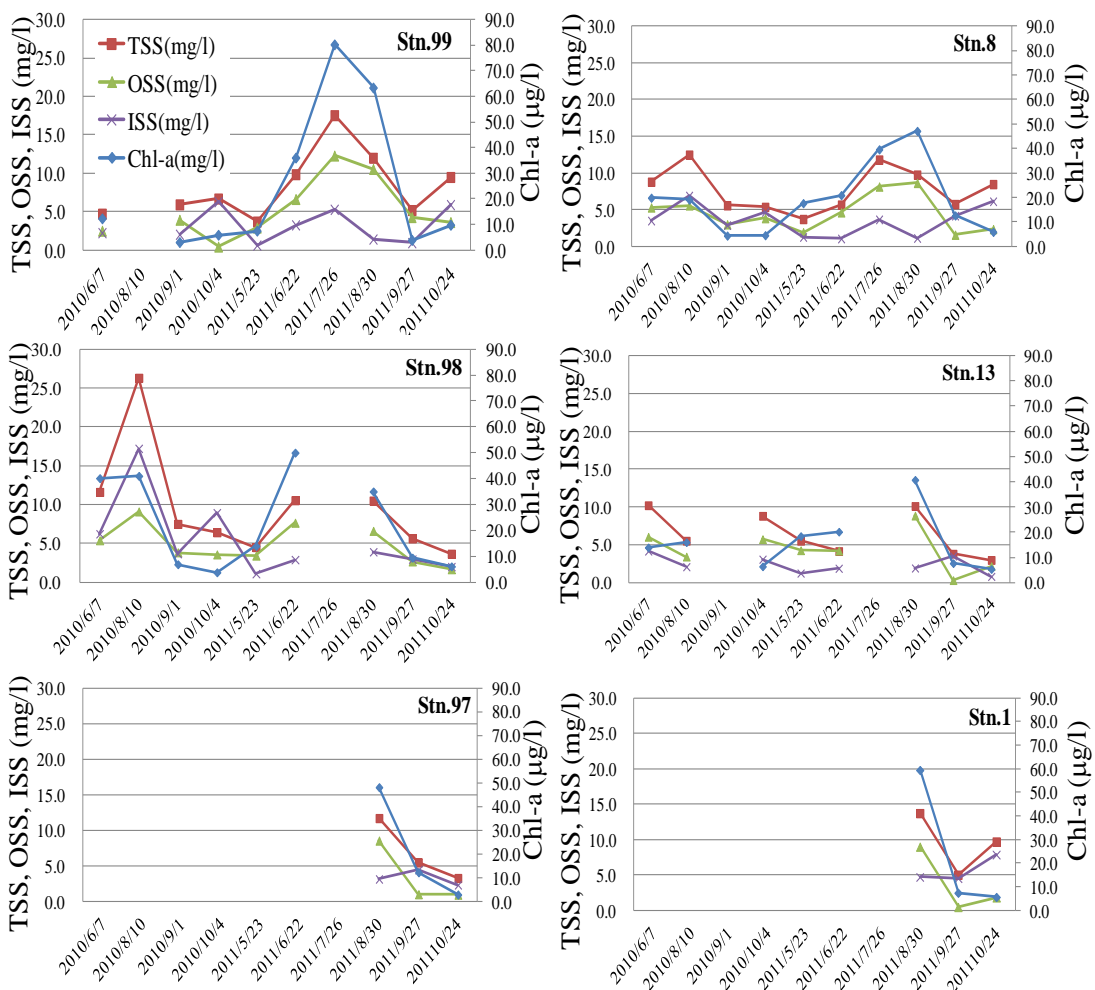


図 2-7. Chl-a、TSS、OSS、ISS の Station ごとの時系列の濃度変化

OSS が高濃度になっていた。特に Stn.98 では、Chl-a、TSS、OSS の変動が顕著であることが判る。Stn.8、Stn.13 では、夏季に Chl-a、TSS、OSS が上昇していたが、変動は比較的小さい。これは、2 地点とも河口部から離れているため、河川水の影響を受けにくいことが原因と考えられる。

図 2-8. に Chl-a、TSS、OSS、ISS の頻度分布を示す。Chl-a では、46 個のデータ数のうち 20 個のデータが 0~10 μ g/l の間で出現していた。20 個の低濃度 Chl-a のデータのほとんどが 2010 年と 2011 年の 9 月、10 月のデータであった。原因として 2011 年の 8 月からサンプリング数を増やしたことも考えられるが、この結果から東京湾では 5 月、6 月に Chl-a が増加し始め、7 月、8 月に高濃度となり、9 月から冬季にかけて Chl-a は低濃度化していくため、通年と通した頻度としては、0~10 μ g/l 以下の場合が多いことが判った。80 μ g/l 以上の高濃度 Chl-a は頻度が少なく、地点の中でも河口部近くである Stn.98 やお台場付近の水域に限られている。この時、湾奥中央付近では、少し濃度が低くなり 35~65 μ g/l であることが多く、2010 年 6、8 月、2011 年 5、6、7、8 月の夏季の間に 13 回出現していた。

また、TSS、OSS においては、Chl-a の頻度分布と似ており、高濃度に変化するにつれて出現頻度が少なくなっていた。これは、OSS 中に Chl-a も含まれているため、同様な形になったと考えられる。ISS に関しては、約 2~8mg/l 中に 48 個のデータ中に 46 個出現しており、濃度に大きな変化は見られなかった。大きく濃度が高くなっていた 17.3mg/l の ISS は、2010/8/10 の降雨後に河口付近で採取されたサンプルである。ISS においてはイベントが起こらない限り濃度が大きく変動することはないが、ほとんど降雨がない状態において約 2~8mg/程度慢性的に存在していることが判った。

(2) Chl-a と TSS、OSS、ISS の相関

本節では、Chl-a と TSS、OSS、ISS との相関関係を調べることで、TSS 中に含まれる Chl-a がどの程度 SS に寄与しているかを調べる。図 2-9. に Chl-a と TSS、OSS、ISS との相関関係を示す。Chl-a と OSS は、相関係数 0.830 と高い相関関係が認められた。Chl-a と ISS では、相関係数 0.019 と相関関係が認められないことから、東京湾の OSS は、ほとんどが Chl-a の影響を強く受けていることが判る。TSS と Chl-a とが相関係数 0.568 と OSS との関係に比べ相関係数が低くなっているのは、2010/8/10 の高濃度 ISS の影響を大きく受けた TSS の上昇が原因である。

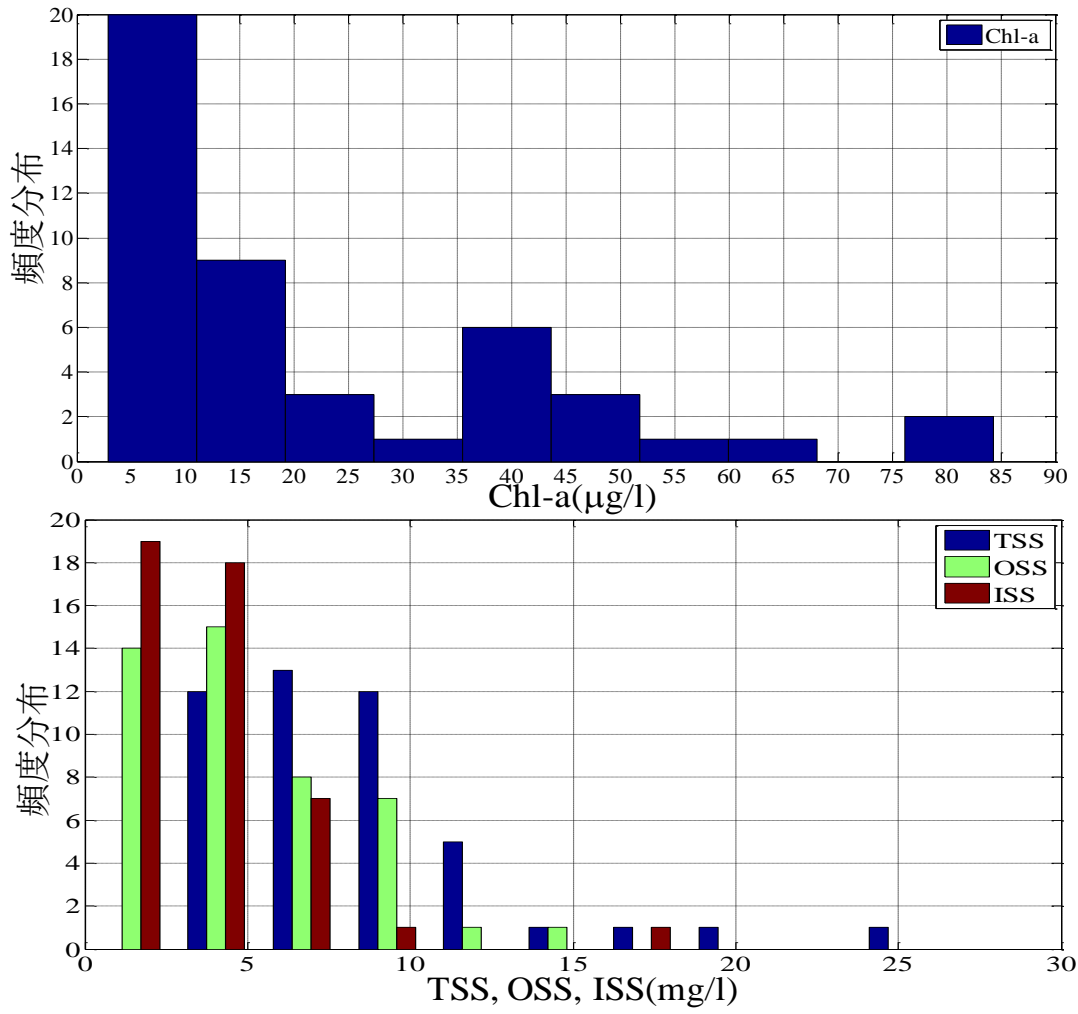


図 2-8. Chl-a と TSS、OSS、ISS の頻度分布

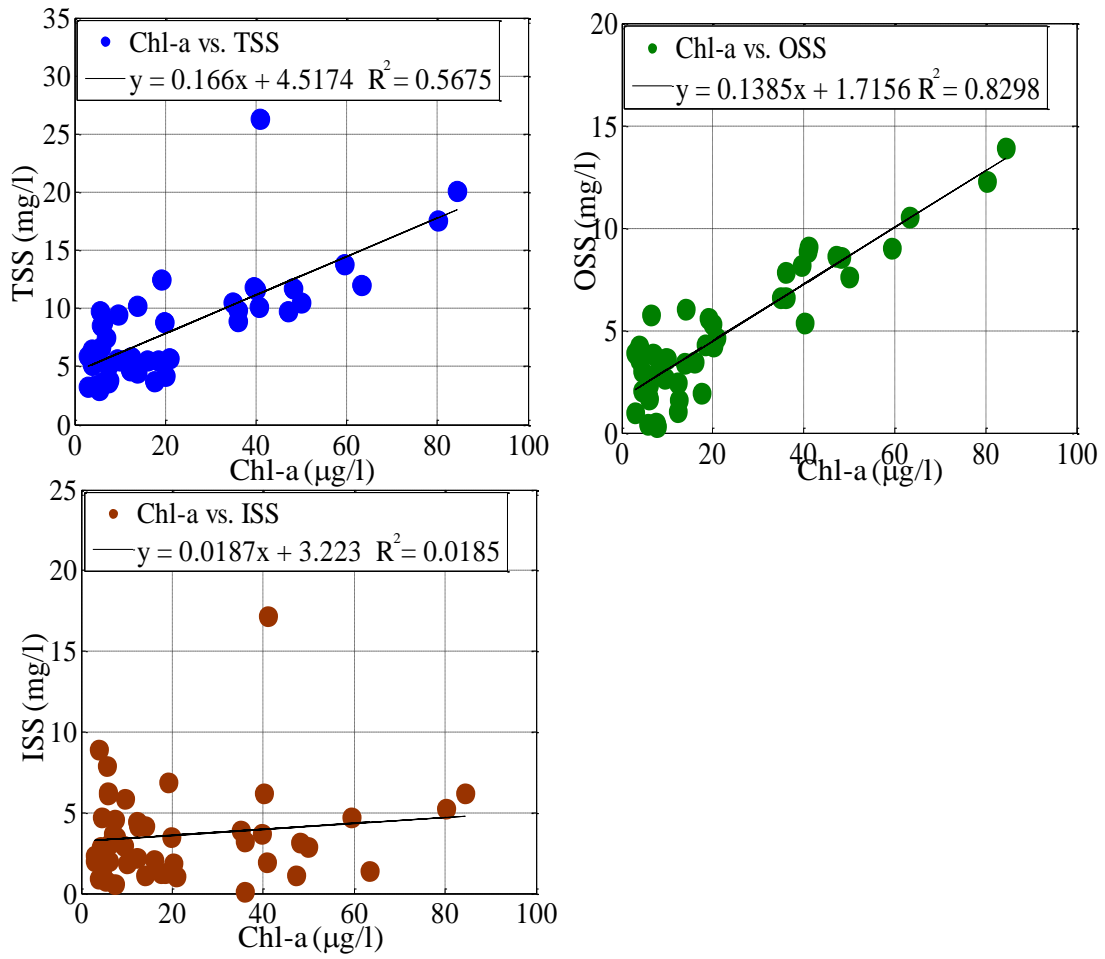


図 2-9. Chl-a と TSS、OSS、ISS との相関関係

3. リモートセンシング反射率の測定

3.1 概説

海色リモートセンシングは、太陽光が海面に入射し、海面からの反射光及び海中からの散乱光を測定し、海水中の植物プランクトンに含まれる Chl-a や SS を推定する手法である。本章では、沿岸域に適用可能な Chl-a、SS 推定アルゴリズムを開発するため、現地観測により海中からの散乱光（リモートセンシング反射率）を測定する。東京湾で得られたリモートセンシング反射率を用いて第 5 章では、沿岸域に適用可能な新しい Chl-a、SS 推定モデルを作成する。

海色リモートセンシングの初期には、式(1.1)のような光の吸収・散乱と関係のある照度の比による反射率（放射照度反射率 R ）が使用されてきた（Gordon ら, 1975、Morel and Prieur, 1977、Gordon and Morel, 1983）。

$$R(z, \lambda) = \frac{E_u(z, \lambda)}{E_d(z, \lambda)} \quad (1.1)$$

z を水深、 λ を波長としたとき、 $R(z, \lambda)$ は、放射照度反射率として表わすことができ、これは場のある点における下向き分光放射照度 $E_d(z, \lambda)$ に対する上向き分光放射照度 $E_u(z, \lambda)$ の比である。海水や陸水のように光の吸収・散乱が起きる媒体では、これらの光の場の特性は全て水深 z に伴って変化する。その変化は通常、放射照度の場合には減少し、反射率の場合には増加する。図 3-1. に下向き分光放射照度 $E_d(z, \lambda)$ と上向き分光放射照度 $E_u(z, \lambda)$ の概念図を示す。全ての方向から下向きに入射した太陽光である $E_d(z, \lambda)$ を照度計で測定し、さらに、太陽光が海面に当たり全ての方向に反射した上向きの照度 $E_u(z, \lambda)$ を測定する。放射照度反

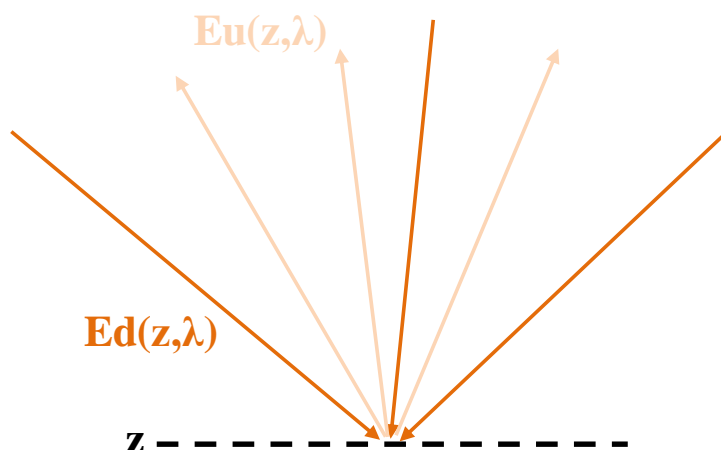


図 3-1. 下向き分光放射照度 $E_d(z, \lambda)$ と上向き分光放射照度 $E_u(z, \lambda)$ の概念図

射率 R の長所は、測定において 1 つの照度計しか使用しないため、キャリブレーションの必要がなく、測定が簡単であることである。照度測定器を上向きにすることで、下向き分光放射照度 $E_d(z,\lambda)$ を測定でき、下向きにすることで上向き分光放射照度 $E_u(z,\lambda)$ を測定できる。しかし、短所として、反射光が海面上の波や水質、天候の状態、太陽の角度のような環境の状態によって変動しやすいため、これらの影響により、測定誤差が生じる可能性が高かった。そこで、本章では次節において、反射率の測定誤差を最小限に抑えることが可能である O'Reilly ら (1998) によって提案されたリモートセンシング反射率の測定法を説明する。これは、近年の海色リモートセンシングで使用されており、現行の Chl-a 推定アルゴリズムの関数でもある。さらに、測定したリモートセンシング反射率が、Chl-a の変化によってどのようなスペクトルの変化を示すか考察する。

3.2 リモートセンシング反射率の測定・結果

3.2.1 概要

前節で述べたように、これまでの人工衛星による Chl-a 推定では、放射照度反射率を用いられてきたが、海面上の波や水質、天候、太陽の角度のように、環境の状態によって反射率のスペクトルが変動してしまうといった短所があった。これに対し、リモートセンシング反射率は、上向き分光放射照度の代わりとして、上向き分光放射輝度を使用することで、外的な要因によって生じるスペクトルの変動を最小限に抑えることが可能である。本節では、リモートセンシング反射率の算出に必要な下向き分光放射照度 $E_d(z,\lambda)$ と上向き放射輝度の測定法について示し、リモートセンシング反射率の算出法を示す。さらに、上向き放射輝度の測定の際、輝度測定機器自身が影を作ってしまう、その影響により放射輝度を過小評価してしまう可能性があるため、影の影響を取り除く補正法についても示す。

3.2.2 海面射出輝度の測定

初めに、深度による光の場の変化において、変化が予想される本質的な属性について考える必要がある。光の場における方向は、天頂角 θ と方位角 ϕ (光束を含む鉛直平面と太陽を含む平面などそれ以外の特定の平面との成す角度) で表わされる。上向きの放射について考える場合には、天底角 θ_n を用いることがある。これらの角度の関係を図 3-2. に示す。このような水中光学で用いられる定義や概念の研究は Mobley (1992) によって定義された。

放射フラックス Φ は、放射エネルギーの時間当たりの率であり、これは $W(Js^{-1})$ で表わされる。放射強度 I は特定の方向における単位立体角当たりの放射フラックスの大きさ表わす。この光の場の放射強度は、立体角の要素 $d\omega$ によって分けられるある方向を含む微小円錐の特定の方向のある点における放射フラックスであり、式 (1.2) のように表わされる。

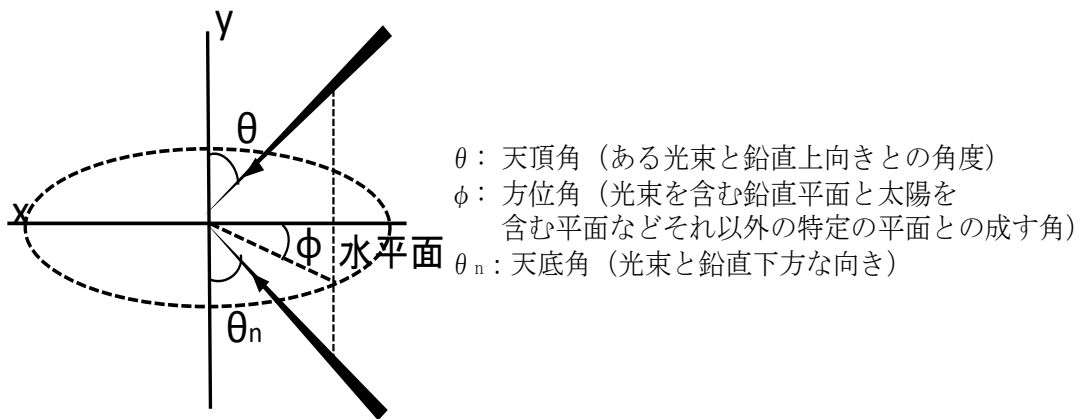


図 3-2. 天頂角 θ 、方位角 ϕ 、天底角 θ_n の概念図

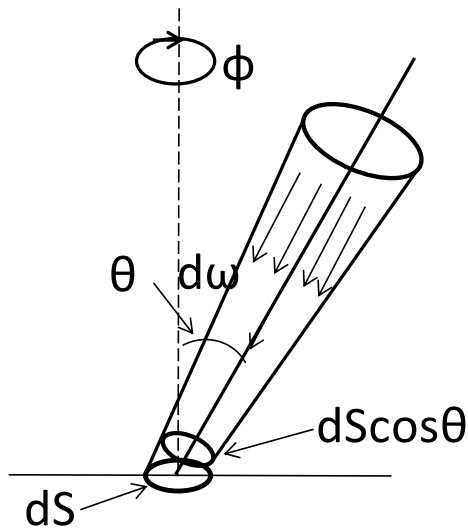
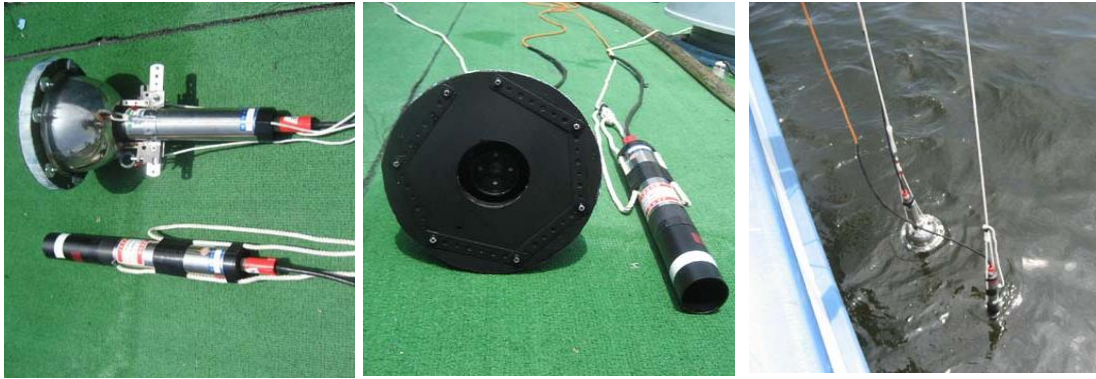


図 3-3. 放射輝度 L の概念図

$$I = \frac{d\Phi}{d\omega} \quad (1.2)$$

空間のある点における放射輝度 $L(\theta, \phi)$ は、式 (1.3) に示すように伝達方向に直角な面の単位面積 $dS \cos \theta$ 当たり単位立体角 ω 当たりのある方向における放射フラックスを表わす。概念図を図 3-3. に示す。 θ は天頂角、 ϕ は方位角である。

$$L(\theta, \phi) = \frac{d^2\Phi}{dS \cos \theta d\omega} \quad (\text{W/m}^2/\text{steradian}) \quad (1.3)$$



放射輝度計 RAMSES (TriOS社)

図 3-4. 放射輝度計 RAMSE (TriOS 社) と輝度測定の様子

現地観測では、図 3-4.の放射計を用いて上向き放射輝度 L_w を測定した。式 (1.3) で示したように、単位面積 $dScos\theta$ 当たり単位立体角 ω 当たりのある方向における放射フラックスを測定するため、センサー部分に黒い筒を付け輝度を測定する。本来であれば、深度 0m、すなわち水面直下の値を使用する必要があるため、水面近くから 1~2m おきに放射計 RAMSES (TriOS 社) を沈めながら放射測定を実施し、得られた深度と放射量関係から指数関数的に近似する必要がある。しかし、沿岸域においては透明度が低いため深度と放射量が指数関数的関係を持たないといった問題がある。そのため、東京湾のような沿岸域における観測では、放射計を海面から約 5cm 程度沈め測定し、その点を深度 0m と仮定し観測を行った。また、図 3-4.から 2つの輝度計のうち 1つにカバーが付いていることが確認できる。これは、既往の研究により、水面の反射光を測定する際、機器自身の影によって測定誤差が生じるといった問題が指摘されているため、この影の影響を除去することを目的として 1つの輝度計にカバーを取り付けている (Eyvid and Brith, 1997)。本研究で用いた測定機器の直径は 18.5mm であり、カバーの直径は 200mm である。影補正法は、初めに式 (1.4) のように影補正のための消散係数を算出する。

$$Ka = \text{Log}(Lw1 / Lw2) / (rl - rs) \quad (1.4)$$

ここに、 $Lw1$ はカバーなしの機器で測定された輝度、 $Lw2$ はカバーありの機器で測定された輝度、 rl はカバーの半径、 rs は機器自身の半径である。この式によってカバーで影の面積を増やした時の光の減衰具合を消散係数 Ka として表わしている。上式の消散係数を用いて、以下のように影補正された誤差お割合 eps を指数関数的に近似することで求める。

$$eps = 1 - \exp(-Ka * rs) \quad (1.5)$$

式 (1.5) を用いて、式 (1.6) のように、カバーなしの機器で測定された輝度 $Lw1$ から eps の影響を取り除けば補正が可能となる。

$$\text{estimated.Lw1} = Lw1 / (1 - \text{eps}) \quad (1.6)$$

式 (1.6) で求められた estimated.Lw1 を用いてリモートセンシング反射率を算出する。

3.2.3 海面直上の下向き分光放射照度の測定

海面直上の下向き放射照度とは、海面に光が入射する前の太陽光である。測定点における下向き放射照度は、式 (1.7) のように全天の立体角について放射輝度 $L(\theta, \phi)$ を積分することにより得られる。

$$Es = \int_{2\pi} L(\theta, \phi) \cos \theta d\omega \quad (\text{W/m}^2) \quad (1.7)$$

測定方法は、図 3-5. のように船上に取り付け、Station ごとに測定する。海の波によって船が揺れることにより、太陽照度の入射角度が変動しないように、図 3-5. の支えは常に照度計を水面に対して 90° 垂直に保つように可動式になっている。

3.2.4 リモートセンシング反射率の導出

本節では、リモートセンシング反射率を導出する。リモートセンシング反射率 (Rrs) は、式 (1.8) のように測定した海面射出輝度 Lw と海面直上の下向き分光放射照度 Es をとることで算出できる。

$$Rrs(\theta, \phi, \lambda) = \frac{Lw(\text{inair}, \theta, \phi, \lambda)}{Es(\text{inair}, \lambda)} \quad (\text{Steradian}^{-1}) \quad (1.8)$$

図 3-6. のように、水面直上に入射する任意の方向の Es を測定し、これによって反射した特定の方向 (θ, ϕ) における微小立体角当たりの Lw を測定する。リモートセンシング反射率は、短所として輝度計 2 つと照度計を用いるため、3 つの機器のキャリブレーションの手間がかかる。しかし、長所としては、放射照度反射率 R より太陽高度や天候のような環境の状態の影響を受けにくいといった長所がある。そのため、現行の人工衛星による水中アルゴリズムにおいて一般的に使用されるようになった。

3.2.5 海面射出輝度・海面直上の下向き分光放射照度の測定結果

本節では、測定した海面射出輝度の結果を示す。項目として、図 3-7. にカバーなしの測定機器で測定された $Lw1$ 、図 3-8. にカバーありの測定機器で測定された $Lw2$ 、図 3-9. に測定機器自身の影補正後の estimated.Lw を示した。さらに、どの程度影が補正されたのかを見るため、図 3-10. に影補正された誤差の割合 eps の値を示した。図 3-7. の Lw の波形は、植物プランクトンの光の吸収散乱による海色の変化の影響を強く受けており、青色域約 450nm で光の吸収が見られ、緑色域約 550nm 付近で光の散乱、赤色域約 680nm 付近で光の吸収とクロロフィル蛍光による光の散乱の変化が見られた。さらに、図 3-11. に海面直上の下向き分光放射照度を示す。下向き分光放射照度の波形は、一般的な太陽照度の形をしており、約 500nm



放射照度計 RAMSES (TriOS社)

図 3-5.海面直上の下向き放射照度 E_s 測定の様子

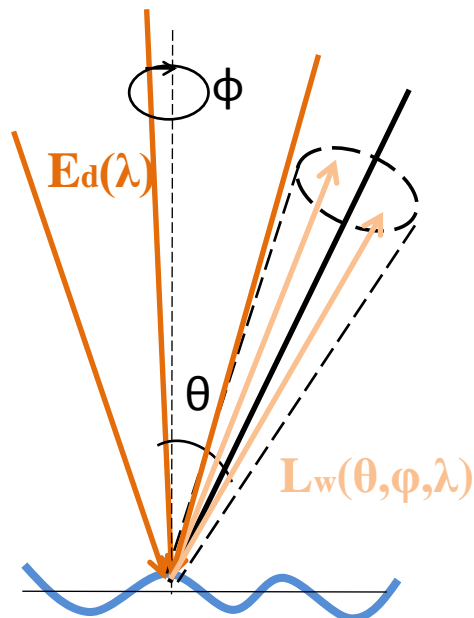


図 3-6.リモートセンシング反射率に寄与する光の概念図

付近で波長辺りのエネルギーは最大となっていた。太陽照度のフラックスのスペクトル分布が短い波長帯で形が不規則であり、カーブが窪んでいるのは太陽の外気にある水素の吸収帯の影響である。これらの結果は、東京大学 鯉淵研究室が JAXA から照度・輝度計を借りて測定したデータのみしか所有していないため、2011 年 5 月 23 日、6 月 22 日、8 月 30 日の「きよすみ」による「赤潮・青潮調査」での 3 回分の観測データと、8 月 11 日、9 月 1 日のお台場での 2 回分の観測データの結果を示す。図 3-7.と図 3-8.のカバーなしの測定機器で測定された L_{w1} とカバーありの測定機器で測定された L_{w2} に着目すると、2011 年 6 月 22 日、8 月 30 日、お台場でのデータは、カバーの影響により L_{w2} の方が全波長帯において

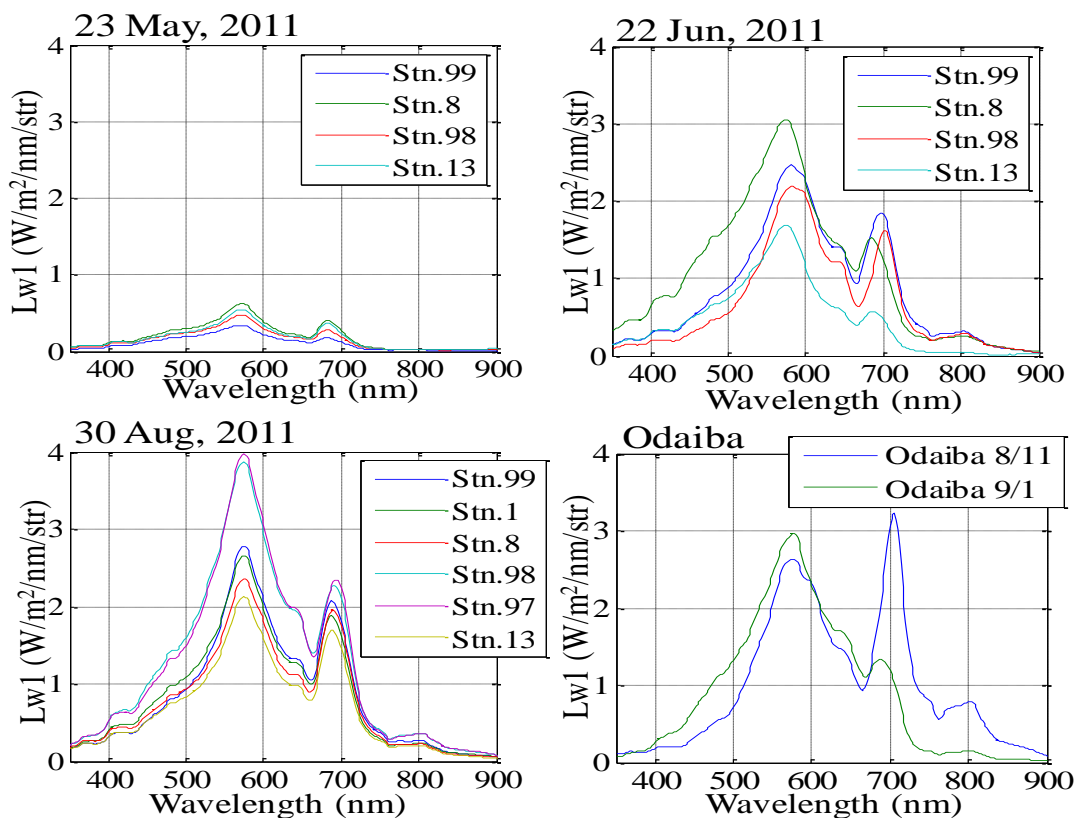


図 3-7.カバーなしの輝度計で測定した Lw1 の結果

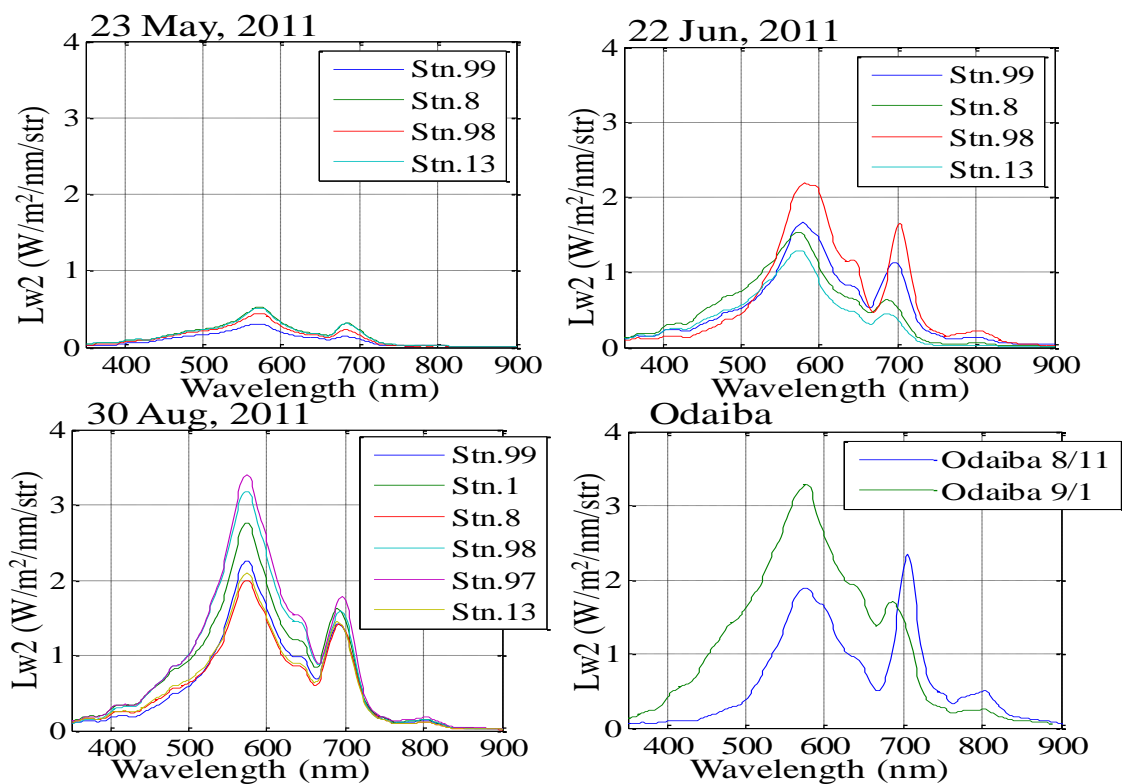


図 3-8.カバーありの輝度計で測定した Lw2 の結果

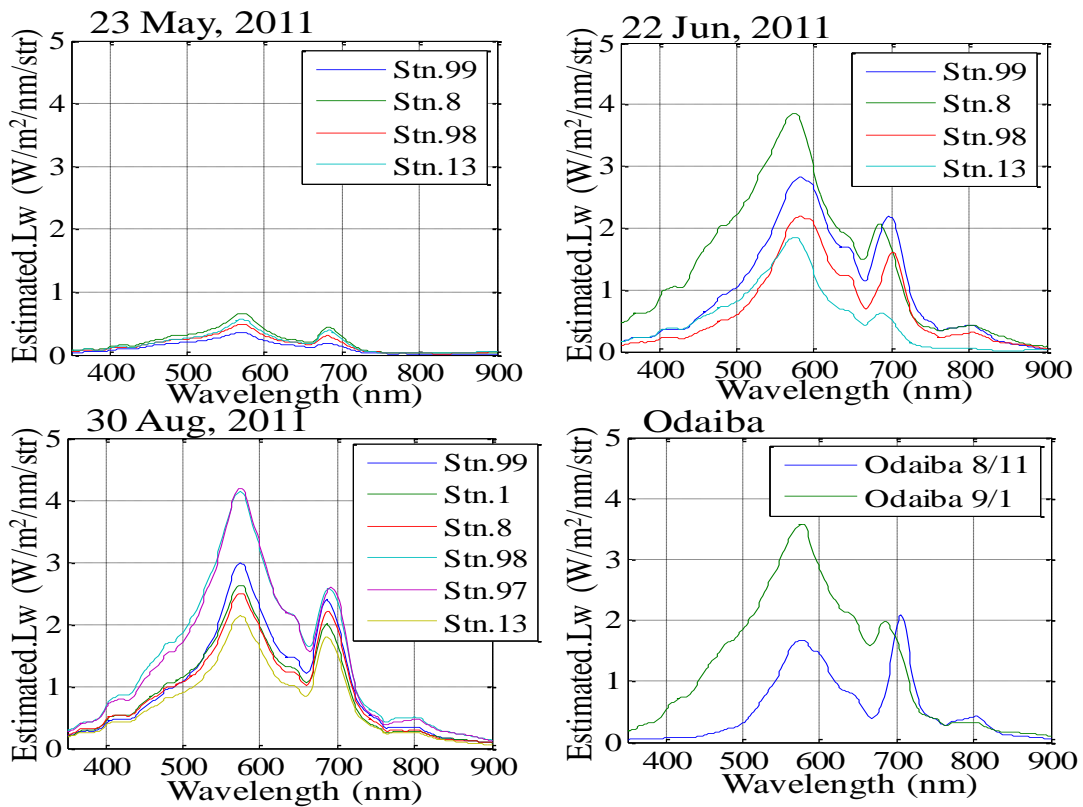


図 3-9. Estimated.Lw1 の算出結果

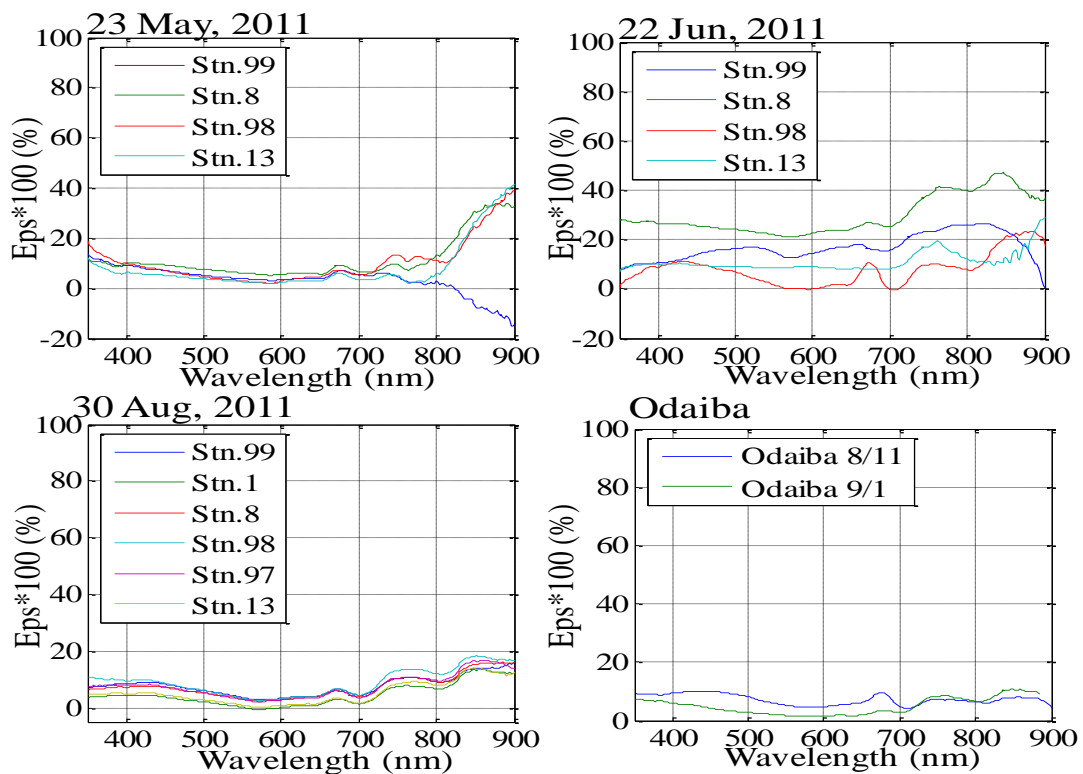


図 3-10. 影補正された誤差の割合 eps の算出結果

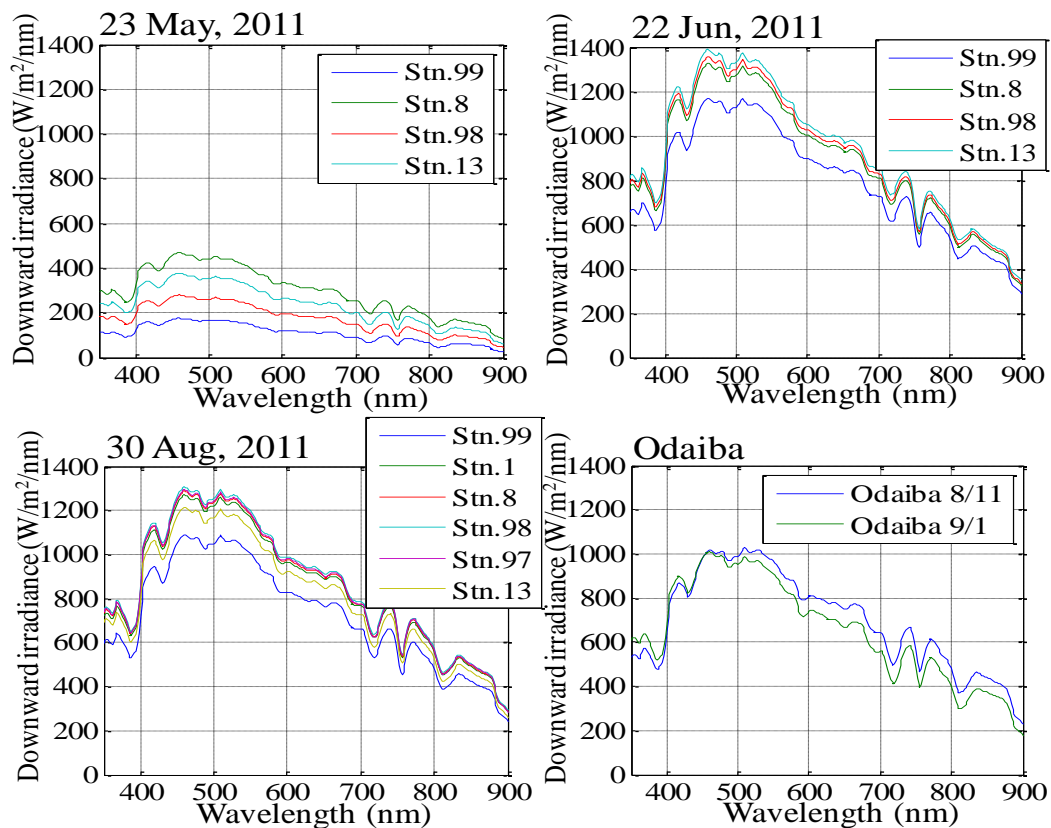


図 3-11. 下向き分光放射照度 E_s の結果

輝度の値が低くなっていたことが判る。estimated.Lw を見ると、Lw1 よりも全波長帯において輝度が上昇していたため、測定機器の直径 18.5mm によって影の影響を補正できていたと考えられる。Eps の値を見てみると、全ての観測日の輝度において全波長帯で約 10% 近く影の影響が補正されていた。2011 年 6 月 22 日 Stn.8 では、約 40% 近く影が補正されていた。これは、図 3-11. の下向き放射照度を見てみると、全波長帯において最も照度が高くなっていたことが判る。観測時に太陽照度が強かった地点においては、観測機器による影の影響も強くなっていたことが判る。そのため、天候が曇りであった 5 月 23 日の観測では照度が弱く、補正された影の影響も小さかったと考えられる。

3.2.6 リモートセンシング反射率の測定結果

本節では、式 (1.8) により算出した 2010 年 6 月 7 日、8 月 10 日、9 月 1 日、10 月 10 日と 2011 年 5 月 23 日、6 月 22 日、7 月 26 日、8 月 30 日に加え、お台場での 8 月 11 日、9 月 1 日のリモートセンシング反射率の結果を示す(図 3-12.)。リモートセンシング反射率は、

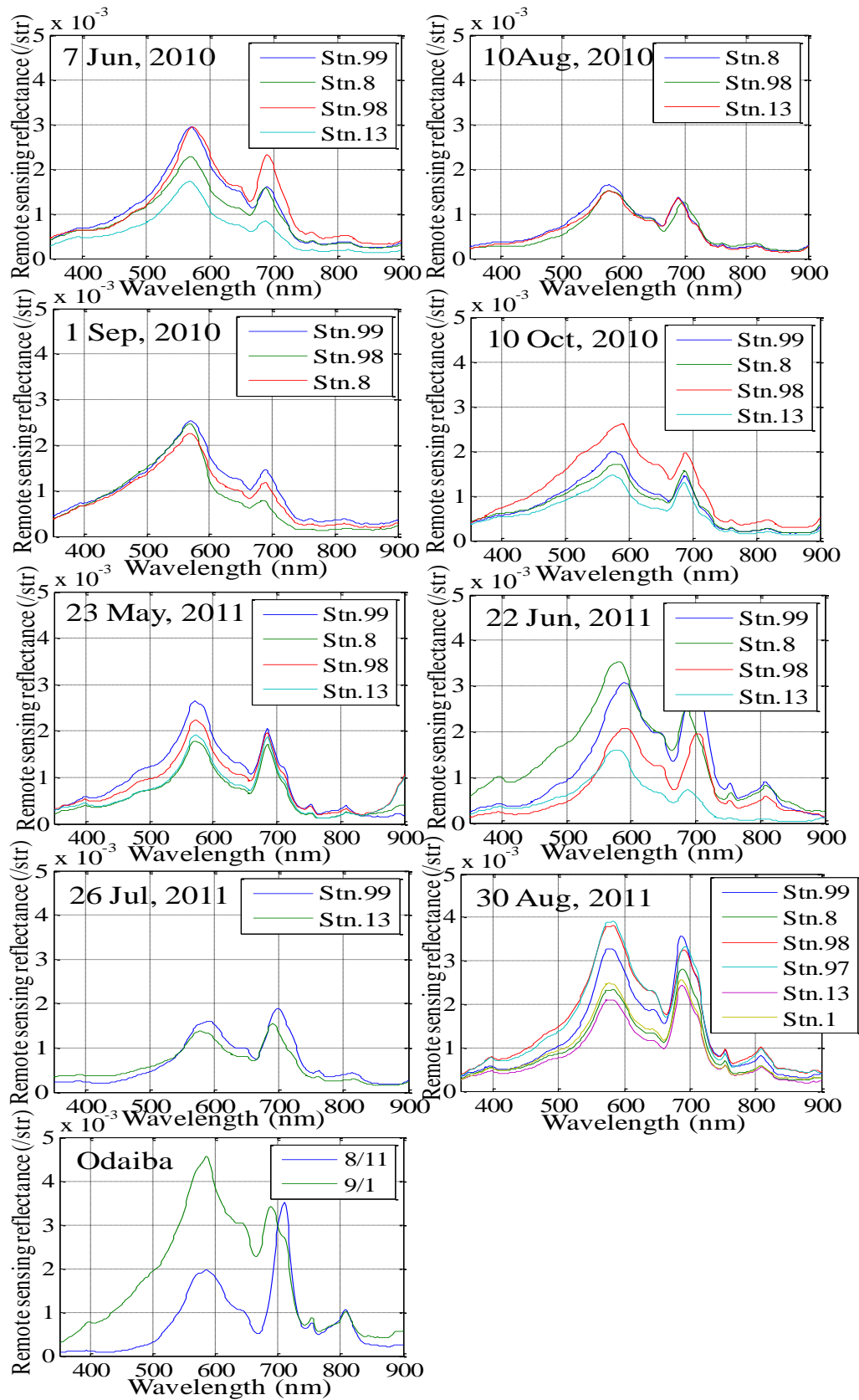


図 3-12. リモートセンシング反射率の結果

上向き分光放射輝度 L_w を下向き分光放射照度 E_s で割ることで、太陽照度の上昇に伴う輝度の上昇の影響を補正することができているため、天候などの環境状態の変動に関係なく、水質の変化に依存した反射率の上昇・減少を見ることができる。波形は、観測日によって植物プランクトン・SS の濃度が異なるため、濃度の変化に伴い波形も変化をしていたことが確認できるが、青色域約 450nm で光の吸収、緑色域約 550nm 付近で光の散乱、赤色域約 680nm 付近で光の吸収とクロロフィル蛍光の光の散乱による反射率の変化は全観測日・観測地点において共通していた。

3.2.7 考察

図 3-13. に Chl-a を濃度別に低濃度、中濃度、中高濃度、高濃度時の 4 つのケースに分類したりモートセンシング反射率の変化を示す。以下に① Chl-a 低濃度時、② Chl-a 中濃度時、③ Chl-a 中高濃度時、④ Chl-a 高濃度時のケースに分け、それぞれ考察する。

① Chl-a 低濃度時

Chl-a が低濃度のケースでは、2010 年 9 月 1 日 Stn.99 の Chl-a : 2.96 μ g/l と 2010 年 10 月 3 日 Stn.98 の Chl-a : 3.77 μ g/l の反射率に着目する。これらの Chl-a は、沿岸域においては相対的に低濃度であるが、外洋域と比べれば高い。反射率の波形は、一般的な植物プランクトンの光の吸収・散乱の影響を受けた形をしており、2010 年 9 月 1 日 Stn.99 の反射率に比べて、Chl-a が高い 2010 年 10 月 3 日 Stn.98 の反射率の方が緑色域 550nm 付近で高くなっていた。さらに、クロロフィル吸収帯の青色域 450nm 付近では、2 つの反射率の値は近くなっており、クロロフィル吸収帯の赤色域 680nm 付近では、2010 年 10 月 3 日 Stn.98 の反射率の方が高くなっていた。このことから、沿岸域の Chl-a 低濃度時には、外洋域で考えられている Chl-a の青色域の吸収と緑色域の反射が起きていたことが判る。

② Chl-a 中濃度時

Chl-a が中濃度のケースでは、2010 年 6 月 7 日 Stn.8 の Chl-a : 19.9 μ g/l 時と 2011 年 6 月 22 日 Stn.98 の Chl-a : 20.9 μ g/l 時の反射率に着目する。中濃度 Chl-a のケースは、低濃度 Chl-a のケースと比べて、青色域 450nm 付近の波長帯の反射率が減少し、緑色域 550nm 付近の波長帯の反射率が増加し、さらに、赤色域 680~700nm 付近の波長帯の反射率が増加していたことが判る。450nm 付近の反射率の減少と 550nm 付近の反射率の増加は、Chl-a 増加に伴う変動であったと考えられる。680~700nm 付近の反射率の増加は、680nm 付近でクロロフィル蛍光の影響であったと考えられる。

③ Chl-a 中高濃度時

Chl-a が中高濃度のケースでは、2010 年 6 月 7 日 Stn.98 の Chl-a : 40.1 μ g/l 時と 2011 年 6 月 22 日 Stn.98 の Chl-a : 50.0 μ g/l 時、2011 年 8 月 30 日 Stn.1 の Chl-a : 59.5 μ g/l 時の反射率に着目する。中高濃度 Chl-a のケースでは、中濃度 Chl-a のケースと比べて、青色域 450nm 付近の波長帯の反射率はさらに減少し、緑色域 550nm 付近の波長帯の反射率のばらつきが見られるようになった。赤色域 680~700nm 付近の波長帯の反射率はさらに増加していた。

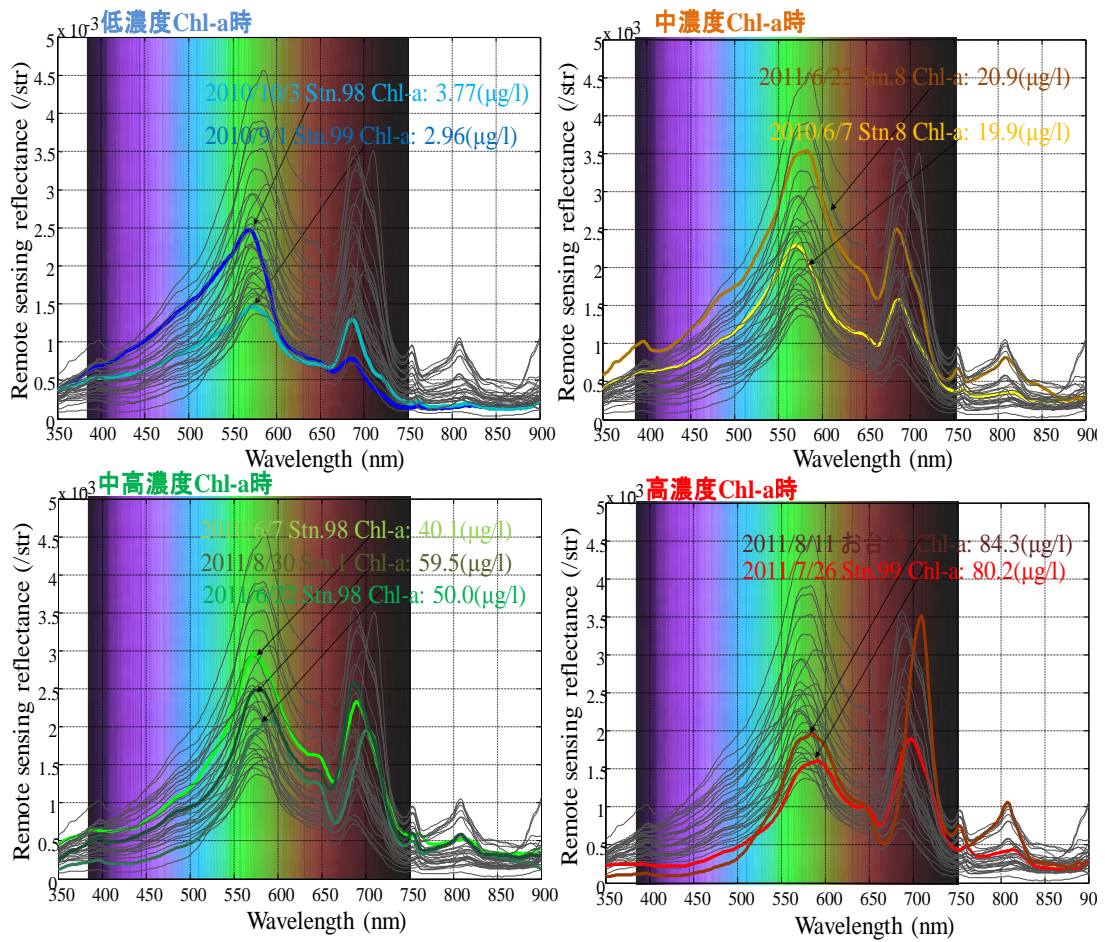


図 3-13. Chl-a とリモートセンシング反射率の関係



2011/6/22 Stn.98



2011/8/30 Stn.1

図 3-14.2011年6月22日 Stn.98 と2011年8月30日 Stn.1 の海色の写真

450nm 付近の波長帯の反射率の減少は、Chl-a の増加に伴いさらに植物プランクトンの光の吸収が強まったことが考えられる。550nm 付近の波長帯の反射率のばらつきは、Chl-a が増加しているにも関わらず反射率が減少するといった外洋域の現象とは逆の現象が起きていたためである。550nm 付近の波長帯の反射率の減少に伴って、赤色域 680~700nm 付近の波長帯の反射率が増加していたことから、これは、赤潮による海色の変化による反射率のスペクトル変化が原因である可能性がある。一般的に Chl-a は、約 30 μ g/l 以上から赤潮であると判定されるため、中高濃度 Chl-a のケースでは、赤潮状態であった可能性が高い。図 3-14. に 2011 年 6 月 22 日 Stn.98 と 2011 年 8 月 30 日 Stn.1 の海色の写真を示す。目視により判断すると海色は緑色ではなく赤潮の発生によって赤褐色となっていたことが判る。

④ Chl-a 高濃度時

Chl-a が高濃度のケースでは、2011 年 7 月 26 日 Stn.99 の Chl-a : 80.2 μ g/l 時と 2011 年 8 月 11 日お台場の Chl-a : 84.3 μ g/l 時の反射率に着目する。高濃度 Chl-a のケースでは、中高濃度 Chl-a のケースと比べて、青色域 450nm 付近の波長帯の反射率は非常に大きく減少し、緑色域 550nm 付近の波長帯の反射率も減少していた。また、赤色域 680~700nm 付近の波長帯の反射率はさらに大きく増加していた。この原因として、中高濃度 Chl-a 時より Chl-a が上昇したことにより、赤潮による海色の赤色が濃くなったことや、680nm 付近のクロロフィル蛍光の影響も強まったと考えられる。特に、2011 年 8 月 11 日お台場の赤色域の反射率の上昇は著しい。これは、お台場が最も河口域に近いこと、河川から流入した栄養塩と、夏季の強い太陽照度によって、植物プランクトンが増殖し、濃い赤褐色色をした赤潮が発生していた可能性がある。また、青色域 450nm 付近の波長帯の反射率の減少は、植物プランクトンの吸収帯の影響と、河川から流入した陸域起源の有色溶存有機態 (CDOM) とトリプトンが青色域の光を吸収した影響だと考えられる。

図 3-15.において、Chl-a が低濃度から高濃度に変化した時の反射率のピークの変化を検討した。沿岸域におけるリモートセンシング反射率は、Chl-a が増加するにつれて反射率のピークが右にシフトしていたことが判った。これは、赤潮の発生によって赤色となった海色が、さらに Chl-a が増殖することによって濃く変化していたことが原因と考えられる。

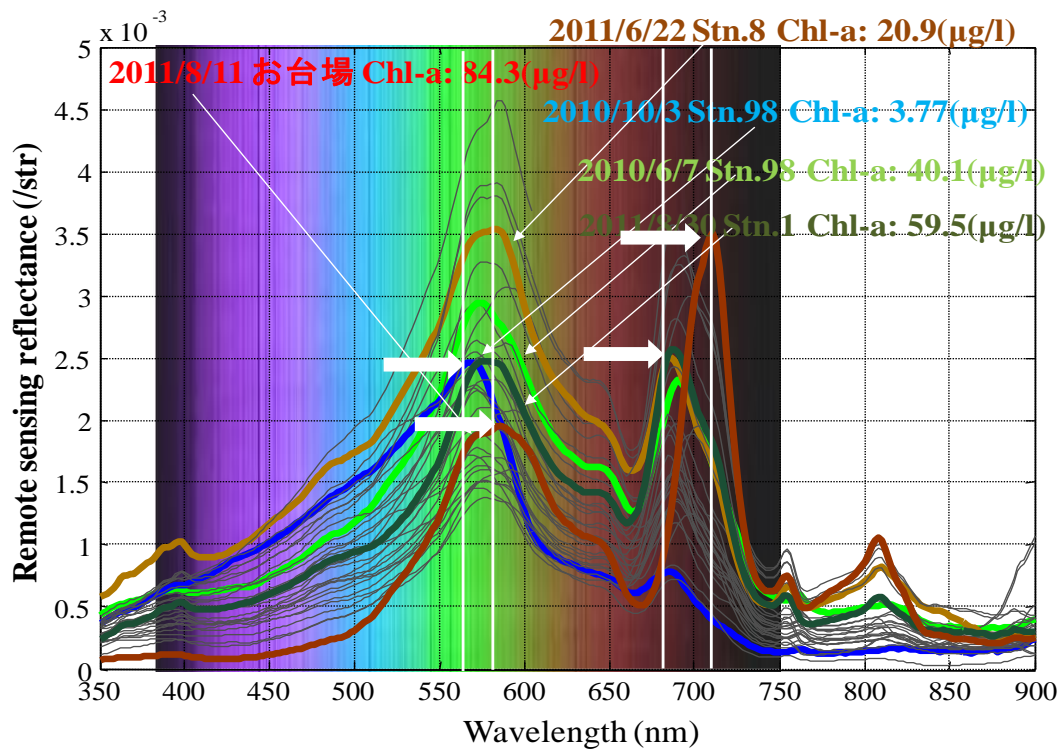


図 3-15.リモートセンシング反射率のピークシフト

4. 吸収係数の測定

4.1 概説

本章では、沿岸域の光吸収特性について記述する。植物プランクトンは、太陽光をエネルギーとして海水中から栄養物質を摂取して光合成を行っている。光合成の際に使用する太陽光は、海水中の植物プランクトン、トリプトン、CDOM 及び海水分子による光吸収・散乱によって、深さと共にその強度と伴に波長の特性が変化する。水平的には、海域によって海水中に含まれる各物質の濃度が異なるため、植物プランクトンにとっての光環境特性は大きく変動する。

海水の光学的性質を表すために、現在、2種類の表記法が使用されている。1つは、海水中の放射伝達を示す固有の光学特性 (inherent optical property) であり、もう1つは、海水中の海水中の光の状態を表す見かけの光学的性質 (apparent optical properties) である。後者は、水深に依存した消散係数や第3章で記した下向き放射照度、上向き放射輝度、リモートセンシング反射率などがこれに当たる。これらの値は、海水中の光エネルギーの減衰やスペクトル分布の変化を表している。また、海水固有ではなく太陽高度や天空光の状態によって変化するので、「見かけの」と呼ばれている。

一方、前者の固有光学特性は、海水中に含まれている物質の種類によって決まり、入射光には関係しないといった性質を持っている。海水固有の光学的性質には、海水の吸収係数 a (absorption coefficient)、散乱係数 b (scattering coefficient)、及びその和である消散係数 c (beam attenuation coefficient)、及び体積散乱関数 β (volume scattering function) がある。

海水の固有光学的性質について図4-1.にその概念図を示す。 $\Phi_i(\lambda)$ はある物理的な系において平行光線の形で入射する放射 flux、 $\Phi_a(\lambda)$ は放射 flux の吸収分、 $\Phi_s(\lambda)$ は放射 flux の散乱分、 $\Phi_t(\lambda)$ は放射 flux の方向が変わらずに透過した分、 Δr は無限に薄い層、 ΔV は非常に小さい水の体積、 Ψ は透過した光が散乱した時の全ての方向における角度を表す。光の吸収・散乱・透過は、次の式 (4.1) で表すことができる。

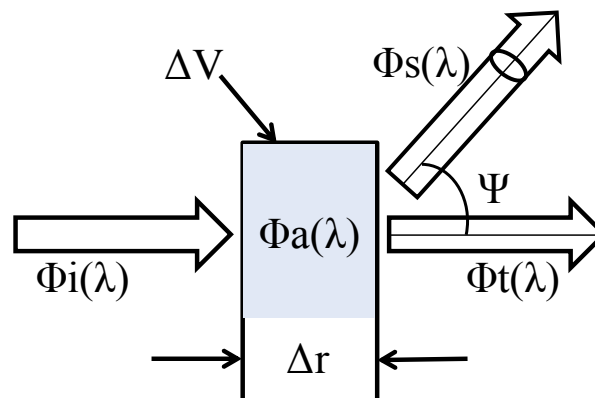


図 4-1.海水の固有光学特性の概念図

$$\Phi_i(\lambda) = \Phi_a(\lambda) + \Phi_s(\lambda) + \Phi_t(\lambda) \quad (4.1)$$

また、吸収率を $A(\lambda)$ 、散乱率を $B(\lambda)$ 、透過率を $T(\lambda)$ とすると、式 (4.2) のように表される。

$$\begin{aligned} A(\lambda) &= \frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \\ B(\lambda) &= \frac{\Phi_s(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \\ T(\lambda) &= \frac{\Phi_t(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \end{aligned} \quad (4.2)$$

式 (4.1)、式 (4.2) から式 (4.3) のように表される。

$$A(\lambda) + B(\lambda) + T(\lambda) = 1 \quad (4.3)$$

吸収と散乱によって減少する入射 flux の微小成分をそれぞれ ΔA 、 ΔB と表わすと、吸収係数 a 、散乱係数 b は、式 (4.4) のように表される。

$$\begin{aligned} a &= \Delta A / \Delta r \quad (\text{m}^{-1}) \\ b &= \Delta B / \Delta r \end{aligned} \quad (4.4)$$

さらに、現実の世界では、無限の薄い層での測定は不可能であるため、 a 、 b の値を求めようとする場合、有限の厚みの層の吸光率、散乱率、減衰率に対して考えなければならぬ。放射 flux Φ の光が媒体中を通過するにつれて減少し、深さ r では Φ になるとすると、無限に薄い層 Δr を通過する間の放射 flux の変化は $\Delta \Phi$ となる。この薄い層における吸収率と散乱率は、

$$\begin{aligned} \Delta A &= -\frac{\Delta \Phi}{\Phi} \\ \Delta B &= -\frac{\Delta \Phi}{\Phi} \end{aligned} \quad (4.5)$$

式 (4.5) をそれぞれ 0 から r まで積分すると、式 (4.6) となる。

$$\begin{aligned} \Phi &= \Phi_i e^{-Ar} \\ \Phi &= \Phi_i e^{-Br} \end{aligned} \quad (4.6)$$

式 (4.6) を変形すると、式 (4.7) となる。

$$\begin{aligned} a &= -\frac{1}{r} \ln(1 - A) \\ b &= -\frac{1}{r} \ln(1 - B) \end{aligned} \quad (\text{m}^{-1}) \quad (4.7)$$

しかし、吸収、散乱双方が無視できない媒体の場合には、式 (4.7) のどちらの式を使用しても表現せきない。a と b を正確に測定するためには、吸収係数の場合は、同じ透過距離の媒体を通過する測定光から散乱する光の大部分について決定することができ、検出装置によって校正することができるため、上記の式が使用できる。散乱係数の場合には、吸収による損失を避けるための手段がないため、吸収を別に求めて散乱のデータに変換することが行われる。

さらに、消散係数を c と定義すると、式 (4.8) のように表される。

$$c = a + b \quad (4.8)$$

吸収と散乱によって減少した入射 flux の微小成分を ΔC ($\Delta C = \Delta A + \Delta B$) という記号で示すと式 (4.9) のように表される。

$$c = \frac{\Delta C}{\Delta r} \quad (4.9)$$

吸収率、散乱率と同様に式変形すると式 (4.10) となる。

$$c = -\frac{1}{r} \ln(1 - C) \quad (4.8)$$

光路長 r が分かっている媒体を通過する平行光線の光強度の減少を測定することで、消散係数 c の値が得られる。このようにして、海水中の吸収・散乱・消散係数が定義されている。

海水中の散乱は、海水に含まれる物質の種類に光が当たり、入射光の方向を変化させている状態である。一方、吸収された光は、吸収物質の性質により熱として温度を上昇させたり、光合成に使われたり、波長を変えて再び放射したりする。植物プランクトンに吸収された光エネルギーは、植物プランクトンによる光合成に用いられ、残りの光エネルギーは熱及び蛍光に変換される。そのため、吸収係数を把握することは、水中の光の挙動が判るだけでなく、植物プランクトンによる基礎生産の推定について考える際に重要となる。

4.2 吸収係数の定義

吸収係数とは、前節で述べたとおり $\Phi_i(\lambda)$ に垂直な非常に薄い層 (Δr) を通過する際、その層内に光が吸収される割合で、単位長さ当たりの吸収率で表される (式 4.4)。吸収係数は、物質によって特有の波長特性を持っている。したがって、多くの物質を含む溶液の吸収係数は、式 (4.9) のように表すことができる。

$$a(\lambda) = \sum_{i=1}^n a_i(\lambda) \quad (4.9)$$

ここで、 $a_i(\lambda)$ は i 番目の物質の分光吸収係数で、含まれる物質 n 個の合計として表される。海水の場合、吸収する物質としては大きく分けて、水分子自身 a_w 、懸濁粒子と溶存物

質がある。懸濁粒子は植物プランクトン a_{ph} とその他の懸濁粒子 a_d に、溶存物質は溶存する有機物 a_y と無機塩類 a_s に分けられる。

$$\begin{aligned} a(\lambda) &= a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) + a_y(\lambda) + a_s(\lambda) \\ &= a_w(\lambda) + Chl a * ph(\lambda) + D a * d(\lambda) \\ &\quad + G a * y(\lambda) + S a * s(\lambda) \end{aligned} \quad (4.10)$$

ここで、Chl は Chl-a、D は、その他の懸濁粒子濃度、G は溶存有機物質、S は無機塩類濃度である。 a_{ph} 、 a_d 、 a_y と a_s は、それぞれ単位濃度当たりの吸収係数 (specific absorption coefficient) である。無機塩類の吸収は、紫外線を除いて海水分子の吸収の 10%以内でほとんど変化しないと言われている (Clark and James, 1939, Sullivan, 1963)。

4.2.1 吸収係数の測定法

植物プランクトンの吸収係数測定法として、QFT (quantitative filter technique) が広く用いられている。本研究における吸収係数測定法として、平譚らの「QFT 法及び現場型水中分光吸収度計による植物プランクトンの光吸収スペクトル測定プロトコル」に記されている測定法に基づいて測定する (平譚ら, 2001)。この方法は、グラスファイバーフィルターを用いたオパールグラス法 (Shibata, 1958) により、濾過によってグラスファイバー上に集められた懸濁物質の光吸収係数を測定するといった方法である。集められた懸濁物質に対して、有機溶媒等を用いて植物色素を抽出し、トリプトンの光吸収係数を測定することができる。さらに、色素抽出後の光吸収係数の差を用いて、植物プランクトンの光吸収係数を算出する。

4.2.2 QFT 法

現地観測において採水したサンプルを実験室に持ち帰り直ちに濾過を行う。濾過の過程で、光の照射により色素分解する恐れがあるため、濾過は暗室にて行うようにする。また、採水後に、試料を採水瓶内に放置しておく、プランクトンを含む懸濁粒子が沈殿している可能性があるため、濾過を行う前には懸濁物に損傷を与えない程度に採水瓶を振るようにする。次に、 $\phi 25\text{mm}$ のグラスファイバーフィルター (Whatman GF/F フィルター) を用いて濾過を行う。大型の植物プランクトンや大きなゴミがある場合は、濾過後、フィルター上からピンセットで取り除く。光吸収係数測定に十分な色素量があるときの濾過量は、プランクトン以外の懸濁粒子が少ない場合において、目視によってフィルター上に色が確認できる程度を目処とする。定量的には、Chl-a の光吸収帯である 440nm における吸光度が、光路長増幅効果の補正式が有効となる 0.1~0.3 の範囲となる濾過量になるように調整する。吸光度は濾紙上の懸濁粒子による後方散乱の影響を補正するため、750nm における吸光度を差し引いた値を用いる。

濾過後、ノギス等を用いて濾過面積を測定し、濾過面は正確な円ではないため、濾過面の直径を 1 回測定するだけでなく、測定一を変えながら、少なくとも 3 回は測定し、吸収係数を求める計算時には、平均値を用いるようにする。



分光光度計V-550（日立）
積分球アタッチメント搭載型

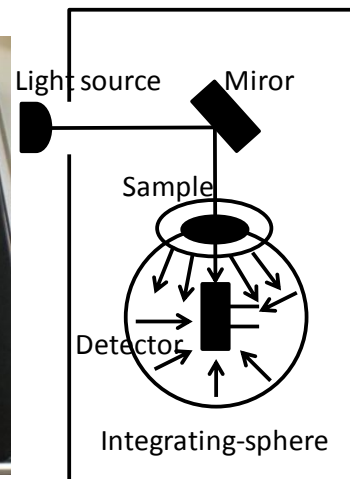


図 4-2.積分球搭載型の分光光度計 V-550（日立）

次に分光光度計を用いて吸光度の測定を行う。このとき、フィルター上のサンプルに光が当たらないように注意する。本研究で使用した分光光度計は、図 4-2.に示す分光光度計 V-550（日立）積分球アタッチメント搭載型を使用した。図 4-2.の右図に示すように積分球アタッチメント搭載型は、試料透過後の光を積分球内部で検出器に向かって反射させることにより、受光効率を高くすることが可能である。

吸光度測定では、測定機を安定させるために、試料測定の前 1 時間前に分光光度計の電源スイッチを入れておくようにする。分光光度計が測定待機状態になった後、分光光度計の初期の状態を把握するため、対照側及び試料側のフィルターホルダーに何も置かずに 400～750nm の波長域での光吸収スペクトルを測定する。分光光度計の初期状態を把握した後、φ25mm の Whatman GF/F 上に 200～250μl の濾過海水を滴下し、blank フィルターを作成する。この海水で濡らした GF/F フィルターを分光光度計の対照側フィルターホルダーに置き、試料側フィルターホルダーには何も置かずに 400～750nm の波長域での光吸収スペクトルを測定する。これは、海水で濡らしたフィルターが時間と共に乾いてくるため、その補正用として必要である。

その後、同様に濾過した海水によって濡らした GF/F フィルターを試料側フィルターホルダーに置いてベースラインをとり、海水試料を濾過した GF/F フィルターを試料側フィルターホルダーに置き、400～750nm の波長域の吸光スペクトルを測定する。これらの操作により、400～750nm の波長域での懸濁粒子の光吸収スペクトル $OD_{fp}(\lambda)$ が得られる。

次に、植物プランクトンの光吸収スペクトルを得るためには、前述の通り、植物プランクトン以外の粒子である細胞残骸や非生物起源粒子のトリプトンの光吸収スペクトル $OD_{fd}(\lambda)$ を求める必要がある。現在、 $OD_{fd}(\lambda)$ を実験的に求める方法として、 $OD_{fp}(\lambda)$ を得た後のフィルター試料を有機溶媒などで植物プランクトン色素を抽出し、分光光度計で吸光度を測定する方法が用いられている。植物プランクトン色素を抽出する方法として、フィルター試料を濾過用のフィルターファンネルに設置し、5%の次亜鉛酸ナトリウム水溶液を

フィルターファンネルに加え、フィルターをおよそ 5 分間浸す。フィルターを有機溶媒に浸した後、濾過を行い、メタノールを全て濾過した後、フィルターファンネルに設置した状態のフィルター試料を濾過海水で十分すすぎ、分光光度計で光吸収スペクトルを測定する。測定後、Chl-a の 675nm 付近の光吸収の有無を確認することで、植物プランクトンの色素を抽出しきれたかどうかを判断する。もし吸光度が得られる場合には、植物プランクトン色素がまだ付着していることを意味し、有機溶媒の抽出時間をさらに延ばして、同様の操作を行う必要がある。漂白後、フィルター試料を濾過海水で十分にすすいだ後、分光光度計で $OD_{fd}(\lambda)$ を測定する。

未知試料の透過率を $T_s(\lambda)$ 、対照試料の透過率を $T_r(\lambda)$ とすると、分光光度計で測定される未知試料の吸光度 $OD_f(\lambda)$ は以下の式 (4.11) のように表わされる。

$$OD_f(\lambda) = -\text{Log}_{10}(T_s(\lambda) / T_r(\lambda)) \quad (4.11)$$

植物プランクトン色素抽出後の未知試料の吸光度を $OD_{fp}(\lambda)$ 、抽出後の未知試料の吸光度を $OD_{fd}(\lambda)$ とすると、全懸濁粒子の光吸収係数 $a_p(\lambda)$ および植物プランクトン以外の懸濁粒子の光吸収係数 $a_d(\lambda)$ は以下の式 (4.12)、式 (4.13) のような関係で表わすことができる。

$$a_p(\lambda) = 2.3OD_{fp}(\lambda) / (l_g \times \beta) \quad (4.12)$$

$$a_d(\lambda) = 2.3OD_{fd}(\lambda) / (l_g \times \beta) \quad (4.13)$$

ここで、2.3 の係数は常用対数から自然対数への変換係数であり、 l_g はフィルター上の濾過面積 s と濾過量 V_f により、 $l_g = V_f / s$ で表わされる。フィルター上に懸濁物質が集められると、フィルター上で散乱が起きるため、実際の光路長 l_o は l_g よりも大きくなる (Kiefer and Soo Hoo, 1982; Mitchel and Kiefer, 1984)。これらは光路長の比が光路長増幅係数 β (pathlength amplification factor) であり、式 (4.14) のように表わされる (Bulter, 1982)。

$$\beta = l_o / l_g \quad (4.13)$$

懸濁状態の試料についても植物色素の抽出が可能と仮定すると、抽出の前後の吸光度 $OD_{sp}(\lambda)$ および $OD_{sd}(\lambda)$ より、光吸収係数 $a_p(\lambda)$ および $a_d(\lambda)$ は以下の式 (4.14)、式 (4.15) のような関係で表わすことができる。

$$a_p(\lambda) = 2.3OD_{sp}(\lambda) / l_g \quad (4.14)$$

$$a_d(\lambda) = 2.3OD_{sd}(\lambda) / l_g \quad (4.15)$$

式 (4.12)、式 (4.13)、式 (4.14)、式 (4.15) より、 β は、

$$\beta = OD_{fp}(\lambda) / OD_{sp}(\lambda) \quad (4.16)$$

$$\beta = OD_{fd}(\lambda) / OD_{sd}(\lambda) \quad (4.17)$$

で表わされる。しかしながら、 β は一定の値ではなく、 $OD_f(\lambda)$ に対して直線関係に無いため、Mitchell (1990) は β の値を直接使わずに、懸濁状態の吸光度 $OD_s(\lambda)$ とフィルターに集められた状態での吸光度 $OD_f(\lambda)$ の関係を次の式 (4.18) のような二次関数で表わした。

$$OD_s(\lambda) = a \times OD_f(\lambda) + b \times [OD_f(\lambda)]^2 \quad (4.18)$$

ここで、 $a=0.392$ 、 $b=0.655$ である。したがって、測定された $OD_{fp}(\lambda)$ と $OD_{fd}(\lambda)$ から式 (4.18) により、 $OD_{sp}(\lambda)$ と $OD_{sd}(\lambda)$ を求めることができる。植物プランクトンの光吸収係数 $aph(\lambda)$ は、計算された $ap(\lambda)$ と $ad(\lambda)$ を用いて、

$$aph(\lambda) = ap(\lambda) - ad(\lambda) \quad (4.19)$$

式 (4.19) のように求めることができる。 β の値は試料に含まれる植物プランクトンの種類、懸濁粒子の違いなどにより異なるため、式 (4.19) の係数 a 、 b も変化する。これらの値は、Moore ら、1995 により植物プランクトンの種類の違いによって a 、 b の係数の変化について検討されており、調査海域においてどの植物プランクトンが優占しているかを知る必要がある。しかし、沿岸域では季節により卓越する植物プランクトンの種が異なるため、これらの値を決定することが困難である。沿岸域における a 、 b の値の正確な値の決定は、観測日ごとに優占している植物プランクトン種を調べる必要があるが、本研究においては、種の把握まで至らなかったため、上記の一定値を使用した。

4.3 吸収係数の結果

自然の水を検討する際、基本的に4つの物質の光吸収を考慮する必要がある。1つ目が、水自身、2つ目 m が有色溶存有機態 (CDOM)、3つ目が光合成生物 (植物プランクトン、大型藻類など)、4つ目が非生物粒状物 (トリプトン) などである。本章では、測定したこれらの物質のそれぞれのスペクトルの吸収特性を示し、沿岸域における海水の光吸収特性及び、観測日ごとの変動を考察する。

4.3.1 純水による光吸収

純水の色はスペクトルの青色と、緑色の波長帯においてわずかにしか光吸収は行われないうが、波長が 550nm 以上で増加し始め、赤色域では極めて重要になってくる。純水 1m の厚さの層では、680nm の波長の入射光を約 35% 吸収すると言われている。光の吸収が非常に弱く、純水の青色、緑色のスペクトル領域を測定することは非常に困難であり、文献で報告されている通常の分光光度計で測定した値には大きなばらつきがある。

そこで本研究では、様々な研究からの純水に関する知見がまとめられている J.T.O.Kark の「Light & Photosynthesis in Aquatic Ecosystem」に示されている純水の吸収係数を使用する。

ここに示されている純水の吸収係数は、280~320nm を Quickenden & Irwin, 1980、366nm を Boivin ら., 1986、380~700nm を Morel & Prieur, 1977、700~800nm を Smith & Baker, 1981 の文献値を使用し、これらの値を内挿することにより、スペクトル分布を導出した。算出した値を表 4-1. に示し、スペクトル分布を図 4-3. に示す。これらの値は、280nm から 366nm までを散乱係数の見積もり値により得られた消散係数の公表値から導かれた吸収係数である。また、280nm から 320nm までは脱酸素吸いで測定された吸収係数である。

図 4-3. から、可視スペクトルにおける青色域の水の吸収係数は小さくほとんどが散乱されていることになる。また赤色域において強い吸収が見られるようになる。500nm から吸収がだんだんと上昇するのは赤色域での非常に強い吸収が尾を引いたものと考えられる。このことから、光量子の吸収による PAR の減衰に対する水自身の寄与は 500nm 以上のみ重要である。また、海水中に存在する塩類は可視/光合成領域での吸収に対して大きな影響はない。

4.3.2 有色溶存有機態 (Color dissolved organic matter :CDOM) の測定

植物組織が土壌中や水中で分解する際に、有機物のほとんどは微生物作用で、日週単位で破壊され、最終的に、二酸化炭素、無機態の窒素、硫黄、リンとなる。その際、分解過程において「フミン質」といわれる複雑な一群の成分が形成される。腐食物質のサイズは様々で容易に溶解する分子量 100 (相対的分子量) のものから不溶の大型分子の凝集した分子量 10 万から 100 万のものまでであると言われている。現在、土壌の分野において、腐食物質を溶解度でフミン質、フミン酸、フルボ酸の 3 つの画分に分けている。フミン質とは、植物などの微生物最終分解生成物で。直鎖炭化水素と多環芳香族化合物の分子量数千から 1 万程度の難分解性高分子化合物でのことである。また、フミン酸とは、土壌からアルカリ、弱酸のアルカリ塩などで抽出され、酸で沈殿する腐植画分である。酸性の無定形高分子物質であり、土壌のほかに湖底・海底堆積物などに含まれる溶解性を示す赤褐色、または黒褐色の有機物画分である。フルボ酸とは、土壌からアルカリまたは弱酸のアルカリ塩で抽出され、酸によって沈殿しない腐食画分である。腐植酸 (フミン酸) とともに腐食物質に属するとされているが、腐植酸に比べて淡色である。全ての 3 つの画分は化学的には非常に似ており、主に分子量が異なっている。フミン酸の分子量はフルボ酸より大きい。これらは、黄色から茶色で、水和性で酸性である (カルボキシル基、フェノールグループの存在のため)。フルボ酸はカルボキシル基、水酸基のような酸素を含むグループを含有している。フミン画分の不溶性は、鉱物粒子に強く吸着すること、あるいは非常に大きい分子量によるものである。フミン質は植物組織の分解において存在するフェノール成分 (特にリグニン) の直接的な酸化や度合いによって形成される。腐食菌には炭水化物で成長する際にフェノール生物質を大量に排出するものもある。それゆえ、腐食酸の芳香族には植物由来のものもあれば、新たに微生物活動中に発生したものもある。沿岸域におけるこれらの土壌腐食物質は、降水を起源として、土壌を抜け、河川や湖へ排水として入り最終的に河口域や海へ流入している。水を黄色に変え、光吸収においてスペクトルの青色域において

表 4-1. CDOM の光吸収係数スペクトル分布

λ (nm)	a (1/m)	λ (nm)	a (1/m)	λ (nm)	a (1/m)	λ (nm)	a (1/m)
280	0.0239	440	0.015	560	0.071	680	0.45
290	0.014	450	0.015	570	0.08	690	0.5
300	0.0085	460	0.016	580	0.108	700	0.65
310	0.0082	470	0.016	590	0.157	710	0.839
320	0.0077	480	0.018	600	0.245	720	1.169
366	0.0055	490	0.02	610	0.29	730	1.799
380	0.023	500	0.026	620	0.31	740	2.38
390	0.02	510	0.036	630	0.32	750	2.47
400	0.018	520	0.048	640	0.33	760	2.55
410	0.017	530	0.051	650	0.35	770	2.51
420	0.016	540	0.056	660	0.41	780	2.36
430	0.015	550	0.0564	670	0.43	790	2.16
						800	2.07

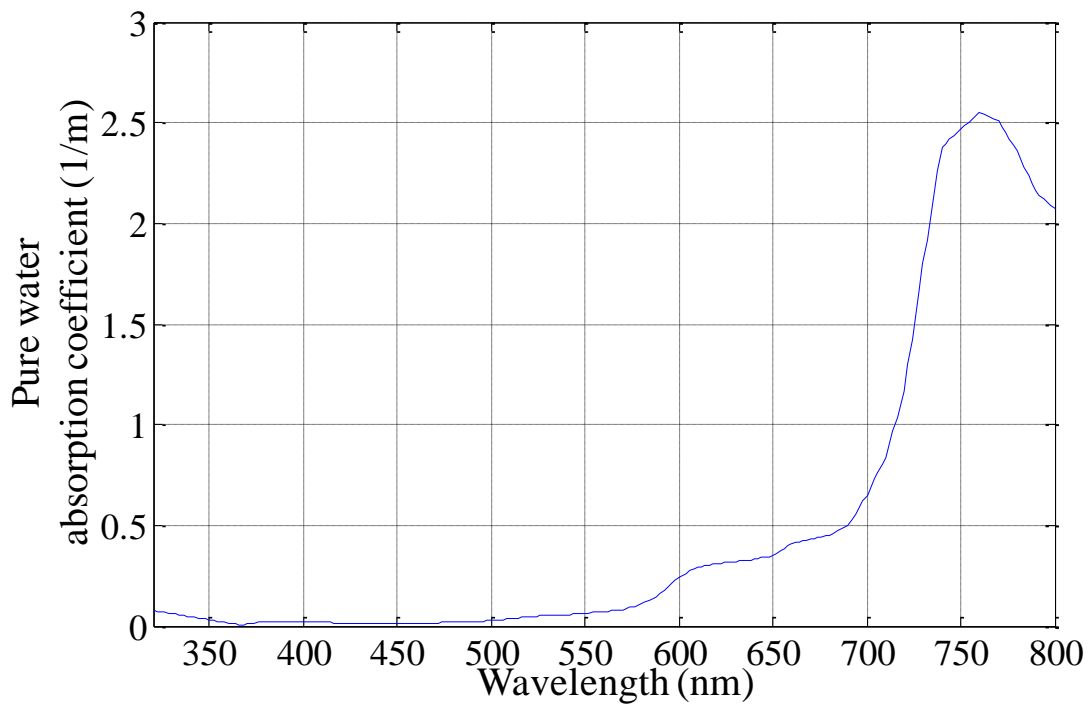


図 4-3. 純水の吸収係数スペクトル分布

光を吸収する性質がある。しかし、降雨により河川から流入してくるものや植物プランクトンが分解してできる成分が同時に存在するため、起源を特定することが難しい。

4.3.3 CDOM の測定結果・考察

図 4-4.に CDOM の光吸収係数スペクトル分布を示す。基本的に 2010/6/7、2010/9/1、2011/7/26 の 3 ヶ月分において青色域で著しく光吸収が行われ、緑色域では、光吸収の度合いが小さくなり、赤色域においてはほとんど光吸収が行われていなかったことが判る。

CDOM の濃度を示す便利なパラメーターは 440nm での吸収係数が使用される。この波長はほとんどの藻類が、光合成活性スペクトル内でもつ青色波長帯のピークの間接点におよそ一致することから選択されている。その結果を図 4-5.に示す。全体的に約 0.35 (1/m) ほど光吸収が行われていたことが判る。Kopelevich, O. V. & Burenkov 1977 によると、インド洋における貧栄養域、中栄養域、富栄養域では、それぞれ 0.002 程度、0.003 程度、0.009 程度とされており、これらと比べると東京湾の CDOM が高いことが判る。また、沿岸域であるチェサピーク湾（ロード川河口）やペルー沿岸では、それぞれ 0.27 程度、0.29 程度であり、これらの沿岸域と比較した場合、東京湾より値は低いものの、同程度であったことが判った。2010/6/7 の Stn.98 が 0.514 と最も高く、2011/7/26 の Stn.8 では 0.250 と最も低い。観測地点に着目すると、2010/6/7 の Stn.98 は最も河口域に近く、2011/7/26 の Stn.8 は湾奥であるため河川水の影響を受けていなかった可能性がある。一般的に CDOM は、水中の植物体の影響によっても腐植タイプの黄色物質が発生するため、湖沼などの陸水中では卓越している。河川中の溶存性腐植物質の多くが海水に接した際に沈殿するが、河川と接した沿岸域の水中における CDOM のほとんどが河川負荷による陸由来の腐食物質によるものである。これは、Monahan & Pybus 1978 により、主要河川が注ぐアイルランド西岸海域において、塩分の増加に伴って CDOM の濃度が直線的に減少することを発見し、この結果から北大西洋沿岸水中では基本的にほとんどの CDOM が河川由来であることを結論付けた。図 4-6.に、東京湾における CDOM (440nm) と塩分との相関関係を示した。この結果より、相関係数 $R^2=0.700$ と有意な相関関係があった。塩分が最も低い点 (21.2ppt) と CDOM (440nm) が最も高い点 (0.49 /m) は、2010/6/7 の Stn.98 であり、河口付近のデータである。さらに、塩分が最も高い点 (29.3ppt) と CDOM (440nm) が最も低い点 (0.25 /m) は、2011/7/26 の Stn.8 であり、東京湾湾奥の最も河川水の影響を受けにくい地点のデータである。このことから、東京湾の CDOM は、河川から流入してきた陸起源のものであった可能性がある。しかし、これらの 3 ヶ月分の CDOM は、観測日付近で降雨がなかったことから、降雨時の東京湾の CDOM を測定することができれば、起源が明確になるものだと考えられる。

さらに、Chl-a に着目すると、2010/6/7 の Stn.98 の Chl-a は 40.1 $\mu\text{g/l}$ であり、2011/7/26 の Stn.8 の Chl-a は 39.6 $\mu\text{g/l}$ と同程度である。図 4-5. の 440nm の CDOM の値を見てみると値に違いが生じている。Kopelevich & Burenkov 1997 は、生産性の高い外洋水中で CDOM の濃度と植物プランクトンとの間に強い相関を見出した。Kopelevich & Burenkov によると、海洋性の CDOM には 2 種類あり、植物プランクトンが分解してすぐに生成される成分と、

長い年月の間に安定した成分となるものがあると述べている。このことから、植物プランクトンが卓越している東京湾では CDOM が植物プランクトンの分解起源の可能性もあるため、図 4-7.に CDOM(440nm)と Chl-a との相関関係を示した。この結果より、相関係数 $R^2=0.022$ と相関関係は認められなかった。このことから、植物プランクトンが分解してすぐに生成される成分が起源である CDOM は、東京湾において影響の寄与が低い可能性がある。さらに、2010/9/1 の Chl-a は、2.96~4.37 $\mu\text{g/l}$ と低濃度であり、2011/7/26 の Chl-a は 39.6~40.2 $\mu\text{g/l}$ と高濃度であったが、図 4-4.の CDOM のスペクトル分布に大きな違いは見られなかった。これは、東京湾において長い年月の間に安定化した慢性的に存在する CDOM の成分である可能性がある。

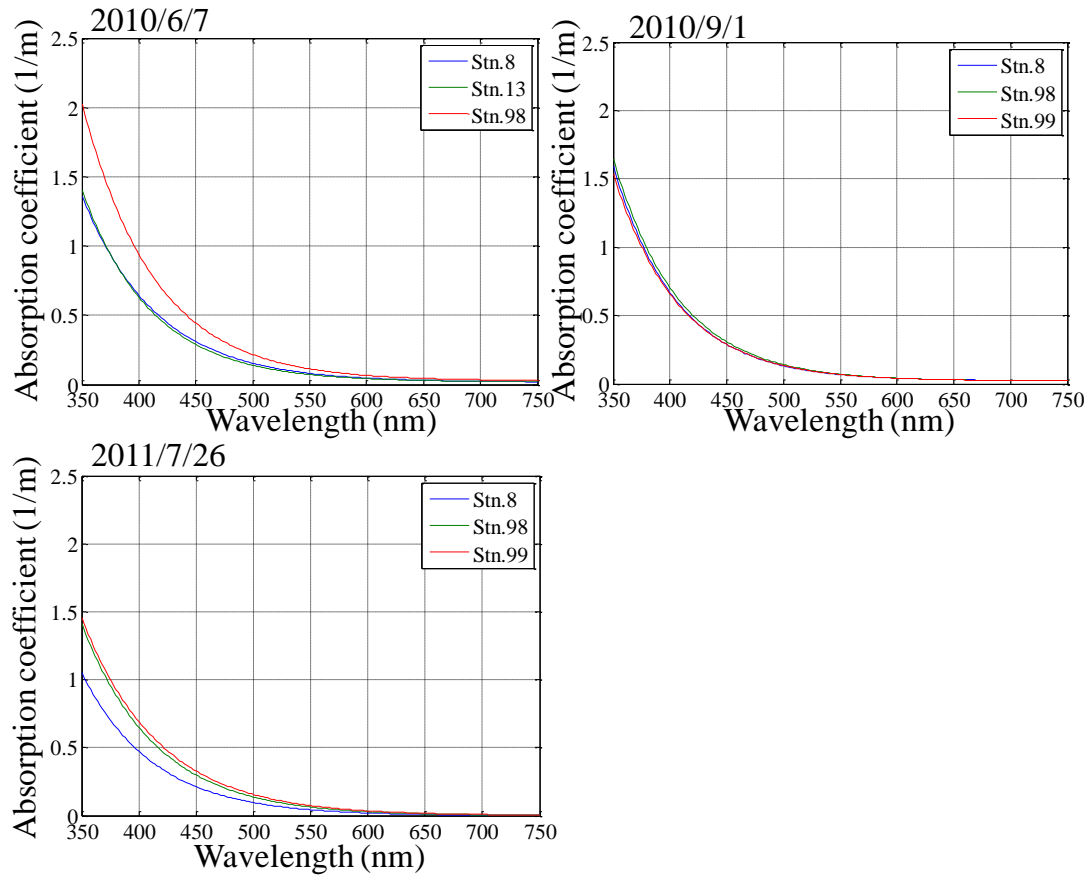


図 4-4. CDOM の光吸収係数スペクトル分布

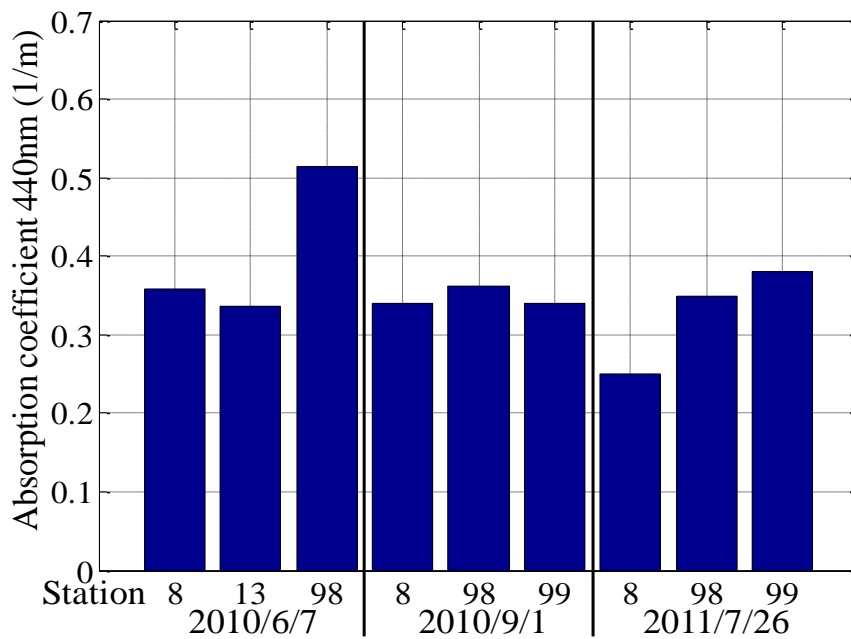


図 4-5. 440nm における CDOM の光吸収係数

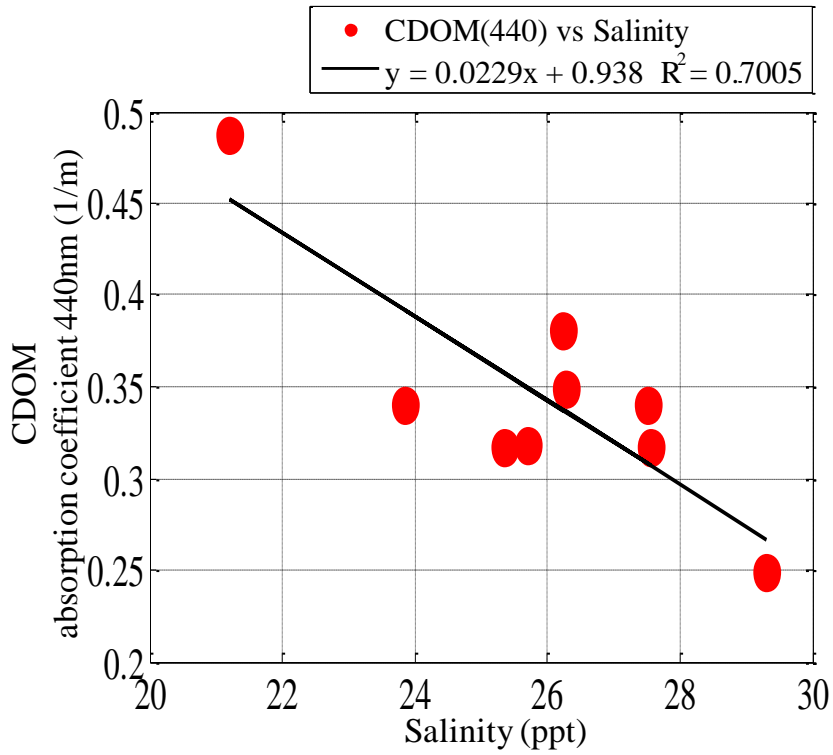


図 4-6. CDOM(440nm)と塩分との関係

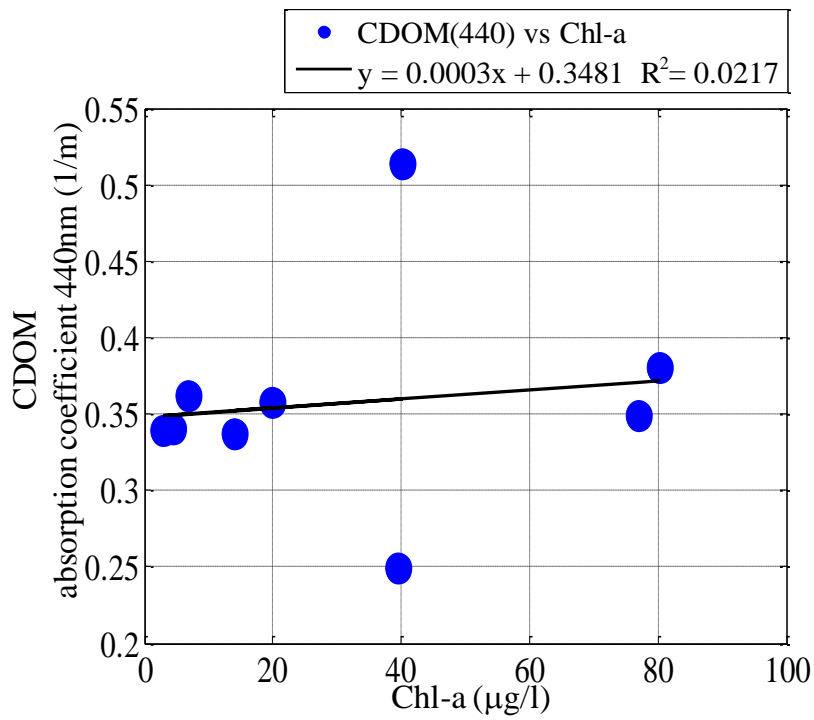


図 4-7. CDOM(440nm)と Chl-a との関係

4.3.4 植物プランクトン吸収係数の測定

本節では、植物プランクトンの吸収係数について述べる。植物プランクトンによる光エネルギーの吸収は水中の光環境を決める重要な要因である。植物プランクトンの光吸収は細胞内の色素によるもので、主に波長 300~720nm の光を吸収する。植物プランクトンは色素組成の違いから表 4-2.のように分類される。表 4-2.に示される通り、植物プランクトンは分類群に応じて特徴的な色素を持つので、群集組成に応じて海水は多様な色調を帯びることになる。したがって、植物プランクトンの吸収係数 $a_{ph}(\lambda)$ あるいは Chl-a で規格化した比吸収係数 $a^*_{ph}(\lambda)$ は、海水の光学的な性状を解析する上で植物プランクトン群集組成の情報を与える。

Chl-a と水中光の消散係数との間に経験的な関係が成り立つことが知られているが (Parsons ら, 1984)、 $a^*_{ph}(\lambda)$ は、光利用効率を表し、光の強さや波長組成、細胞内での色素の存在状態を評価することができる。

4.3.5 植物プランクトン吸収係数の測定結果・考察

2010/6/7、2010/9/1、2011/7/26 の植物プランクトン吸収係数のスペクトル分布を図 4-8.に示す。この結果から、基本的に吸収係数の規模は、Chl-a が高い時に同様に高くなっていた。また、Chl-a の吸収帯である青色域の 450nm 付近と赤色域の 670nm 付近に吸収帯のピークが見られ、緑色域の 550nm 付近では吸収が小さい。これは、一般的な Chl-a の吸収スペクトルと一致する。これらの青色域と赤色域の 2 つの吸収帯において光を吸収し、緑色の光を放射していることが判る。しかし、赤潮が発生していた 2010/6/7 と 2011/7/26 のスペクトル分布に着目すると、本来ほとんど吸収がない緑色域である 600nm 付近においても、吸収係数が上昇していたことが判る。低濃度 Chl-a 時であった 2010/9/1 の 600nm 付近の吸収係数が約 0.3 /m であったのに対して比較すると明らかである。このことから、赤色域の散乱が上昇する際、緑色域において光の吸収が行われ吸収係数が上昇していたと考えられる。

次に、植物プランクトンの光吸収効率を調べるため図 4-9.に比吸収係数 a^* を示す。これらの結果から、2010/6/7 と 2011/7/26 の高濃度 Chl-a 時の吸収スペクトルは、2010/9/1 の低濃度 Chl-a 時に比べ低くなっていることが判る。これは、2010/6/7 と 2011/7/26 では光吸収効率が低かったことを表している。この理由として、2010/9/1 では、植物プランクトンの細胞の色素が平均的に分布しており、細胞全体に光が照射される状態にあり光が効率よく色素に吸収されていた状態にあった可能性がある。2010/6/7 と 2011/7/26 の高濃度 Chl-a 時では、パッケージ効果 (Duyses,1956) により、クロロプラストの重なりによって吸収が減少し、色素量が増えても光吸収の効率が低かった可能性がある。一般的に、珪藻などの大型の細胞が増殖した場合、パッケージ効果が顕著になり Chl-a が高くても $a^*_{ph}(\lambda)$ といったことが起こる。東京湾では、珪藻が卓越していることが多いことから 2010/6/7 と 2011/7/26 では、パッケージ効果が起きていた可能性が考えられる。これらの植物プランクトン比吸収係数から植物プランクトンの群集組成を考察するため、図 4-10.に、植物プランクトンの一般的

表 4-2. 植物プランクトン比吸収係数

色素	科学的性質	同化色素	色	
クロロフィル	Mgを中心金属とするポルフィリン環に、鎖状のフィトールが結合した脂溶性物質	クロロフィル a	緑	
		クロロフィル b	黄緑	
		クロロフィル c	青緑	
カロテノイド	鎖状の長い不飽和炭化水素で、脂溶性	カロテン	β カロテン	橙黄
		キサントフィル	ルテイン	黄
			フコキサンチン	褐
フィコビルリン	ポルフィリン環が開いた形で中心金属を持たない、水溶性	フィコシアニン	青	
		フィコエリトリン	紅	

な色素組成のスペクトル分布と比吸収係数スペクトル分布を比較した。上の図が、2010/9/1 と 2010/6/7、下の図が 2011/7/26 の比吸収係数スペクトル分布である。この結果から、2010/6/7、2010/9/1、2011/7/26 では Chl-a の濃度は異なっている地点によって多少違いはあるものの、ほとんど植物プランクトンの群集組成は似ていたことが判った。2010/9/1 Stn.99 と 2010/7/26 Stn.8 の 360nm 付近において吸収係数の上昇が見られることから、360nm 付近にピークを持つバクテリオクロロフィルによって光が吸収されていた可能性がある。さらに、460nm、480nm 付近では、フコキサンチン、Chl-b の光吸収の影響が見られた。高濃度 Chl-a 時に吸収係数が上昇する緑色域では、バクテリオクロロフィル、フィコエリトリン、フィコシアニンの光吸収の影響を受けていたと考えられる。特に、表 4-2.から 550nm 付近に吸収のピークを持つフィコエリトリンの色素は紅色であるため、この種が卓越すると海色が赤く変化すると考えられる。

4.3.6 トリプトンの吸収係数

本章では、トリプトン（非生物粒状物）の吸収係数について述べる。トリプトンは、海水中に含まれるセストン（全粒状物画分）から植物プランクトンを除いた土粒子や植物プランクトンの殻などの粒子であり、光の吸収が少なく散乱が強いといった特徴がある。光の吸収が小さいため、光路長の長いセルをもつ通常の分光光度計では測定不可能である。そのため、粒状物をフィルターに集め、植物プランクトンの色素を有機溶媒を用いて脱色し、フィルターごと積分球を用いた分光光度計で測定する必要がある。フィルターで集められた典型的なトリプトンの色は茶色である。これは、黄褐色のトリプトンの色は土粒子か、または腐食物質が粒子として存在しているためである。

4.3.7 トリプトンの吸収係数の測定結果・考察

図 4-11.に測定したトリプトンの吸収スペクトル分布を示す。トリプトンの吸収スペクトルは、CDOM の吸収スペクトルと同一の形をしている。スペクトルの赤色域における吸収は低いもしくは全くなし、青色、紫外線域へ波長が短くなるにつれて吸収は次第に大きくなる。さらに、トリプトンも CDOM 同様に 440nm の吸収係数が濃度の指標として用いられる。その結果を図 4-12.に示す。この結果から、河口付近の Stn.98 では、2010/6/7 のとき 0.89 /m、2011/7/26 のとき 1.02 /m と濃度が高く、河川から流入してきた可能性がある。2010/9/1 の Stn.98 では 0.28 /m であり 2010/6/7、2011/7/26 の Stn.98 と比べて低いものの、2010/9/1 の測定地点の中では最も高くなっている。さらに、Stn.8 では、河口から離れ河川水の影響が少ないことから全観測日において濃度が低くなっていることが判る。そこで、河川から流入してきた可能性を検討するため、図 4-13.に、塩分とトリプトンとの相関関係を示す。相関係数 $R^2=0.3911$ と有意な相関は認められなかったが、前述の通り Stn.98 において濃度が高いため、河川水と一緒に流入している可能性は高い。さらに、トリプトンの中身を知るため、SS の Inorganic の SS (ISS) とトリプトン (440nm) との相関関係を示す。相関係数 $R^2=0.673$ と相関関係が認められた。このことから東京湾のトリプトンの光吸収、散乱には、ISS による影響もあることが判った。そのため、図 4-13.で塩分との相関関係が低い理由として、ISS の濃度は Chl-a の濃度変動に依存しないため、観測日付近で降雨がなかったためにトリプトンの濃度が変動していなかったためと考えられる。

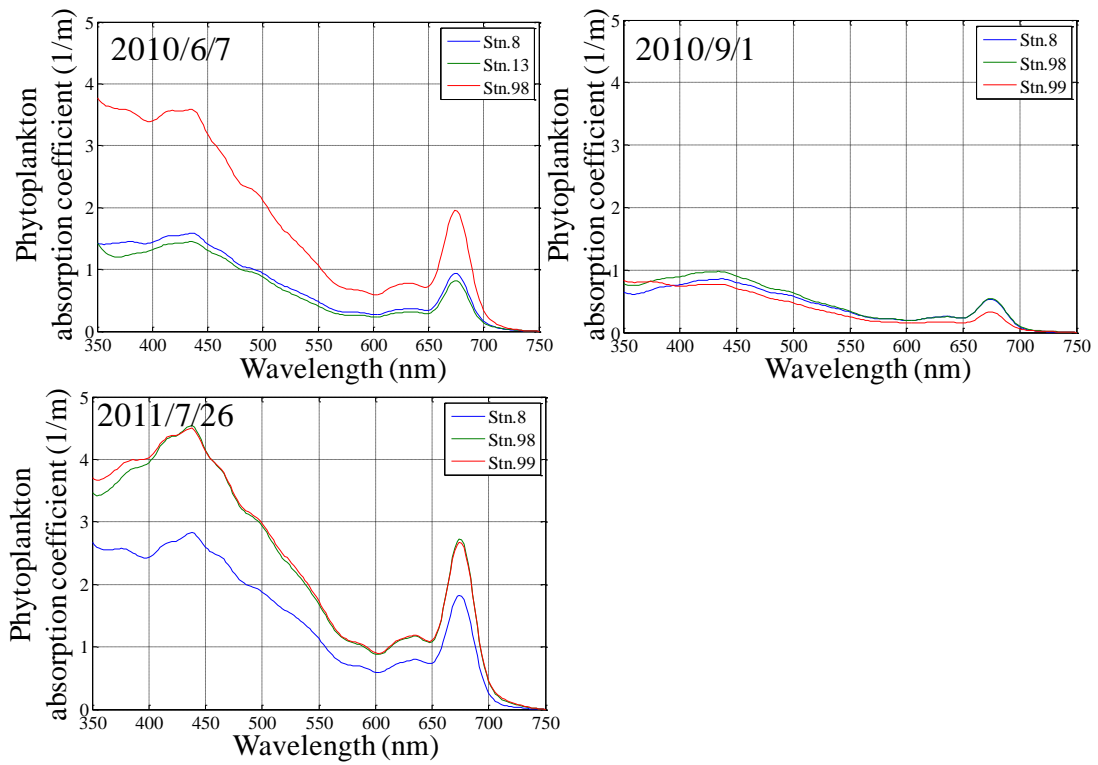


図 4-8. 植物プランクトン吸収係数のスペクトル分布

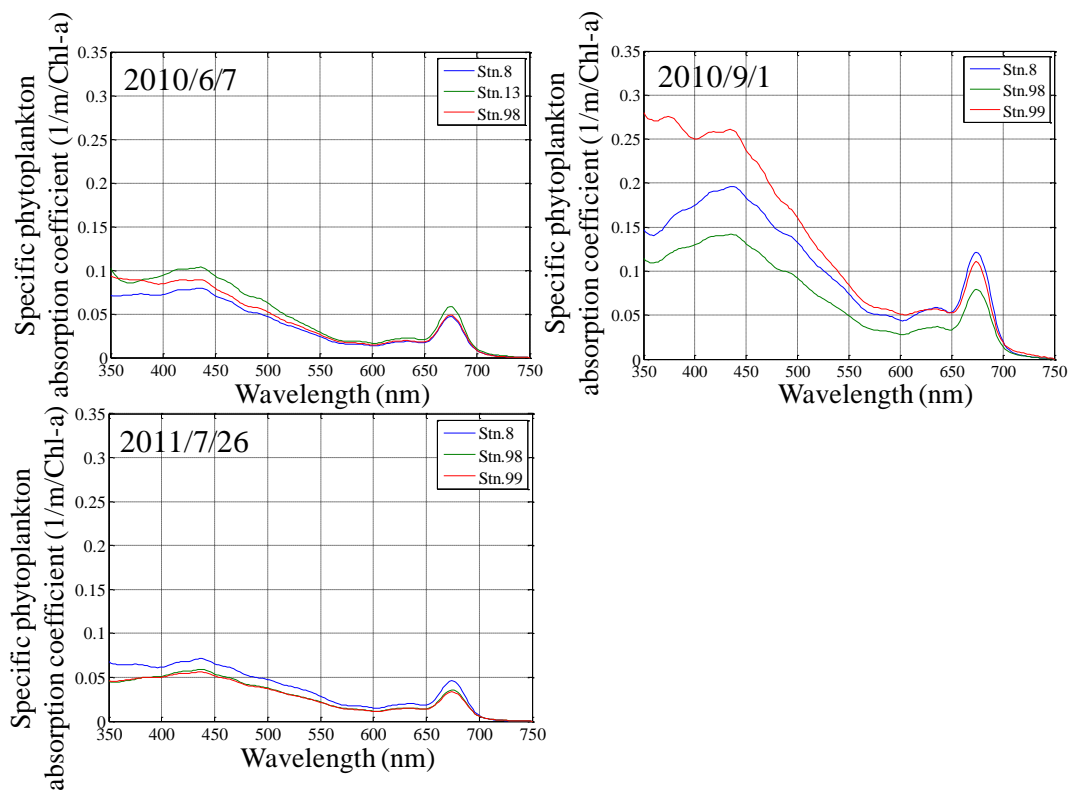


図 4-9. 植物プランクトン比吸収係数

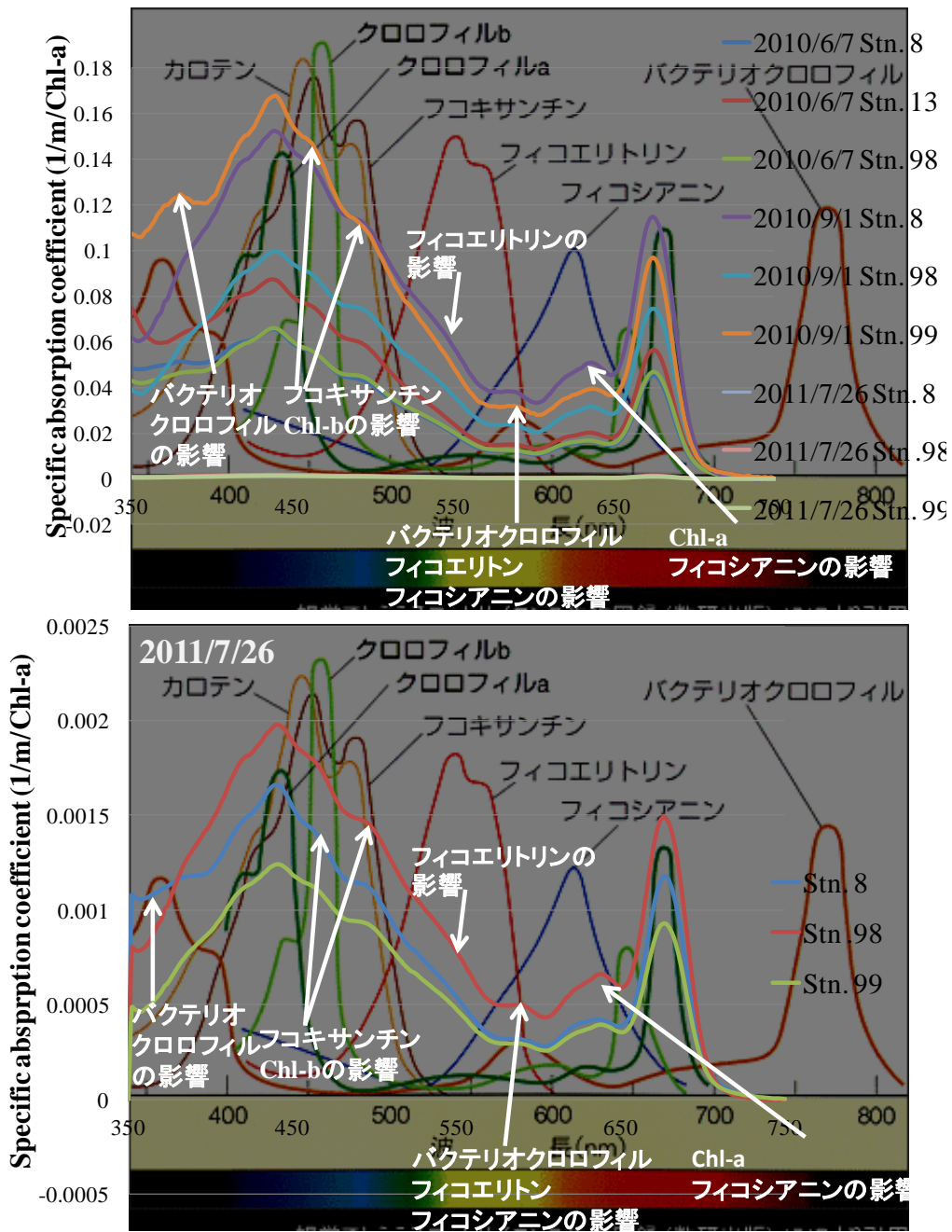


図 4-10. 光合成色素の異なる植物プランクトンの吸収係数スペクトル分布

背景図：1.023world より引用 URL:

<http://www.1023world.net/blog/%E9%9B%91%E5%AD%A6%E5%85%89%E5%90%88%E6>

[%88%90%E8%89%B2%E7%B4%A0%E3%81%AE%E7%A8%AE%E9%A1%9E](http://www.1023world.net/blog/%E9%9B%91%E5%AD%A6%E5%85%89%E5%90%88%E6%88%90%E8%89%B2%E7%B4%A0%E3%81%AE%E7%A8%AE%E9%A1%9E)

4.3.8 全吸収係数

本節では、全吸収係数について述べる。全吸収係数とは、式(4.10)に示すように、純水、CDOM、植物プランクトン、トリプトンの吸収係数の総和である。自然水中の全吸収は、水圏生態系のこれら4つの構成成分に起因するものである。本節では、東京湾の観測日別の全吸収特性について考察し、それぞれの構成成分における吸収の寄与を比較する。

4.3.9 全吸収係数の測定結果・考察

図4-15.に2010/6/7、図4-16.に2010/9/1、図4-17.に2011/7/26の算出した全吸収係数のスペクトル分布および純水、CDOM、植物プランクトン、トリプトンの吸収係数を示す。さらに、2010/6/7、2010/9/1、2011/7/26のChl-a、SSと光吸収を比較するため、表-3にChl-a、TSS、OSS、ISSの測定結果を示す。

2010/6/7では、表4-3.よりChl-aが12.2~40.1 $\mu\text{g/l}$ と高濃度であったため、青色域と赤色域において植物プランクトンによる吸収が卓越しており、全吸収係数を大きく上昇させていた。さらに、CDOMとトリプトンも多く存在していたことから、青色域350~500nm辺りまで全吸収係数を上昇させていた。赤色域においては、全ての観測日において当てはまるが、650nm~750nmにかけて純水による光吸収が卓越する。また、Stn.8、Stn.13は比較的河口から離れた場所に位置しているためかトリプトンよりCDOMの方が光吸収の寄与が大きい。小項4.3.3および4.3.7のCDOM、トリプトンの考察より、どちらの物質も河川起源である可能性が示されたが、河川から流入する物質はCDOMよりトリプトンの多く、河口付近においてはトリプトンによる光吸収の寄与が大きい水域になっていた可能性がある。また、Stn.98では、2010/6/7観測日の全ての地点と比較して、ISSが最も高く6.22mg/lであった。このことから、Stn.98の河口付近では、CDOMよりトリプトンの光吸収の寄与が大きかったが、トリプトンに含まれるISSは光散乱の効果が高いため、光散乱の高い水域となっていた可能性がある。他のStn.8、Stn.13では、光散乱よりも光吸収の寄与が大きかった可能性がある。OSSに着目するとStn.8では5.30mg/l、Stn.13では、6.05mg/lであり、Stn.98では5.38mg/lとなっている。しかし、Stn.98はChl-aが40.1 $\mu\text{g/l}$ であったもののOSSはStn.8、Stn.13と比較して同程度である。このことから、Stn.8、Stn.13のような河口から離れたところではChl-a以外の有機物も卓越しており、光の吸収を上昇させていた可能性がある。

2010/9/1では、Chl-aが2.96~6.88 $\mu\text{g/l}$ の低濃度Chl-aであり、ISSに関しても全地点においてほとんど変動がなく2.00~3.66mg/lであった。Chl-aが低濃度ではあるが、CDOM、トリプトンの吸収は大きかったことが判る。そのため、全吸収係数は、植物プランクトンの青色域の光吸収のピークの影響がなく、CDOM、トリプトンの光吸収の寄与が大きかったことが判る。670nmのChl-aの吸収帯では、純水の光吸収の影響があるものの、Chl-aの吸収のピークの影響による全吸収係数の上昇が見られる。CDOMとトリプトンを比較すると、2010/9/1においては河口付近においてもトリプトンよりCDOMの光吸収の方が大きく、全地点においてCDOMによる光吸収が大きかったことが判る。

2011/7/26では、表4-3よりChl-aが高濃度であるが、ISSは他の観測日と比較しても同程度であった。全吸収係数では、植物プランクトンによる光吸収による影響が大きく、全吸収係数のスペクトルにChl-aの吸収帯のピークが明確に表れていた。そのため、450~750nm間の全吸収係数のスペクトル分布はほとんど植物プランクトンの吸収係数のスペクトル分布と類似していた結果になっていた。さらに、両地点ともCDOMよりトリプトンの光吸収が大きくトリプトン主体の光特性となっていたことが判る。このことから、2011/7/26の水域の光の特性は、トリプトン主体であるため光の散乱もある程度あった可能性があるが、植物プランクトンの吸収が極めて大きいいため、相対的に吸収に特化した水域となっていた可能性がある。

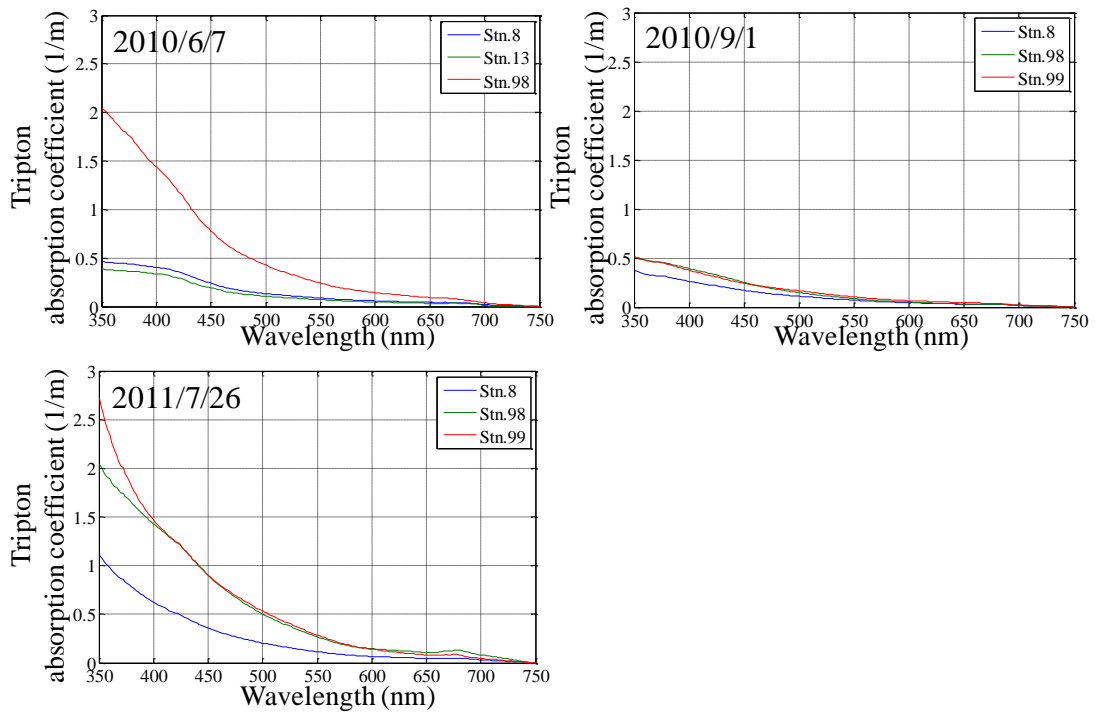


図 4-11. トリプトン吸収係数のスペクトル分布

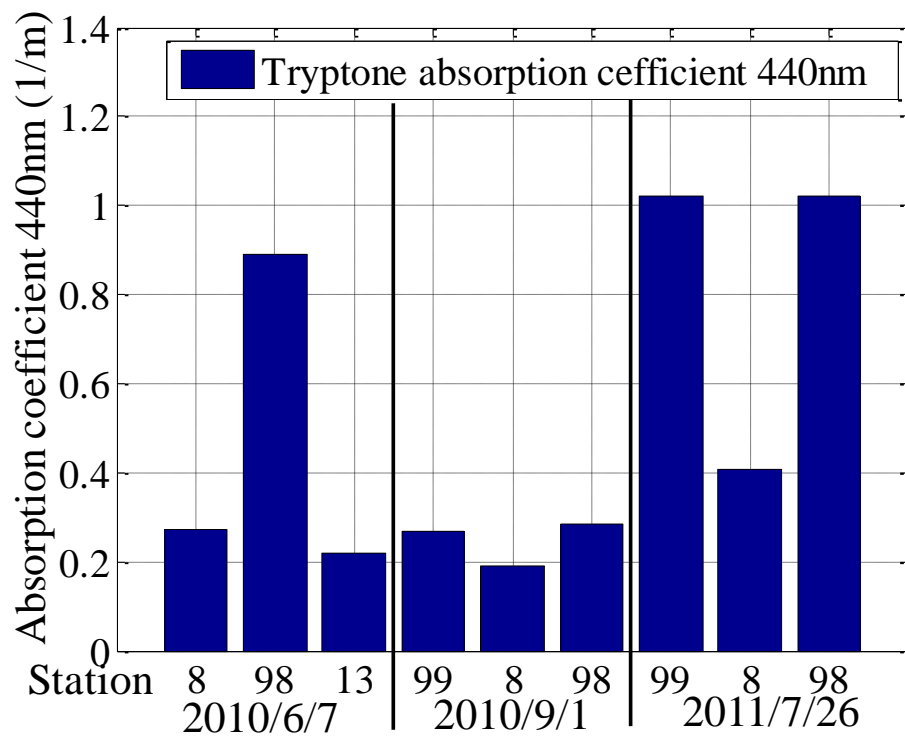


図 4-12. 440nm のトリプトンの吸収係数

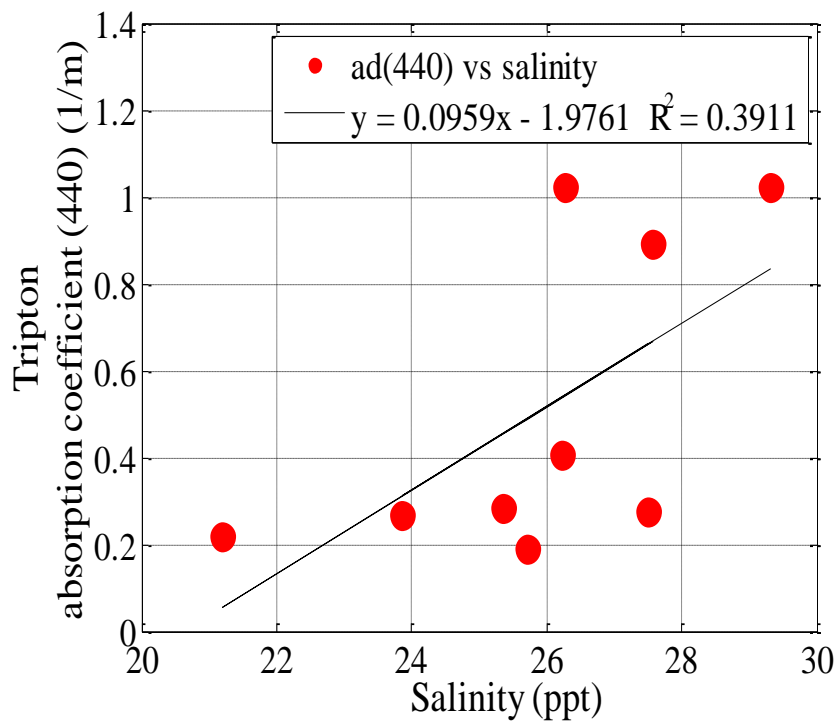


図 4-13. 440nm のトリプトンの吸収係数と塩分との関係

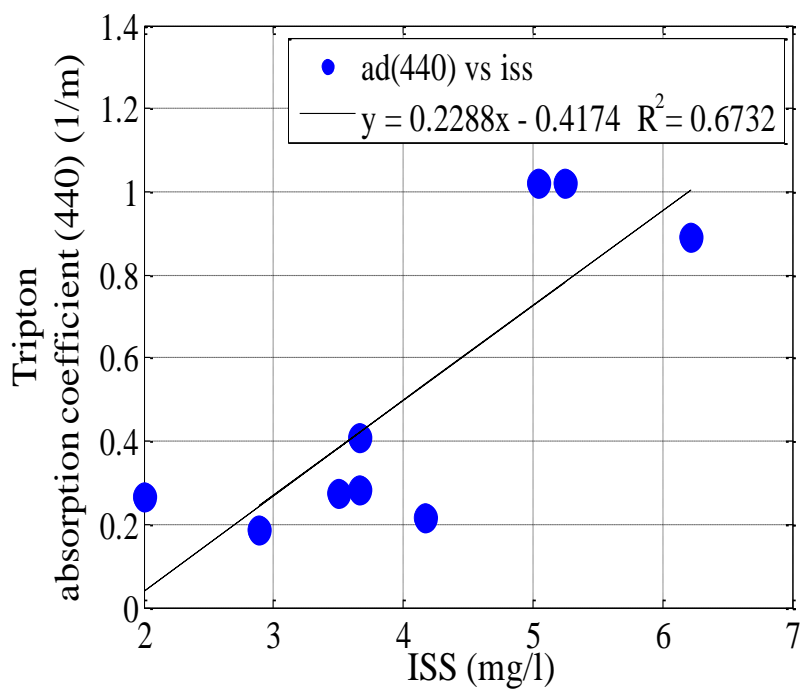


図 4-14. 440nm のトリプトンの吸収係数と ISS との関係

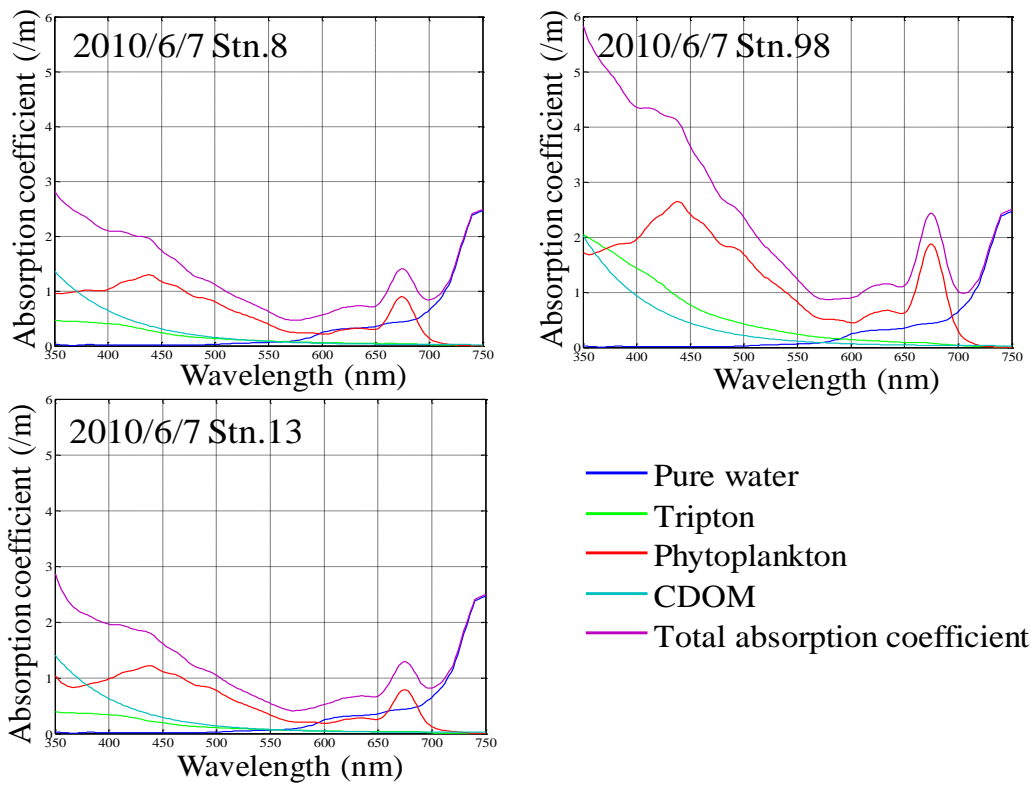


図 4-15. 2010/6/7 の全吸収係数

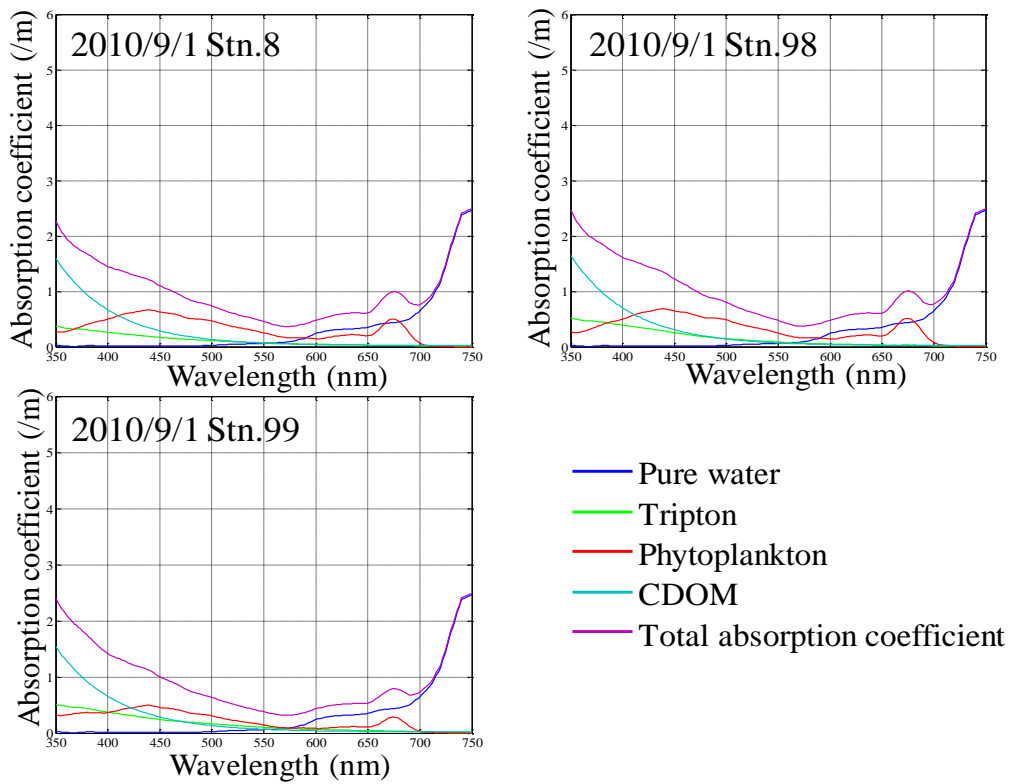


図 4-16. 2010/9/1 の全吸収係数

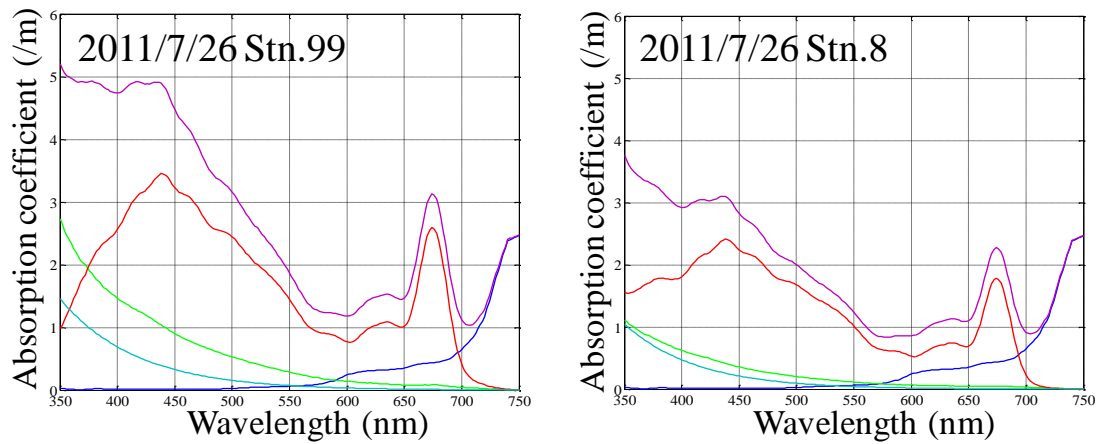


図 4-17. 2010/7/26 の全吸収係数

表 4-3. 2010/6/7、2010/9/1、2011/7/26 の Chl-a、TSS、OSS、ISS 測定結果

		Chl-a ($\mu\text{g/l}$)	TSS (mg/l)	OSS (mg/l)	ISS (mg/l)
2010/6/7	Stn.8	19.9	8.80	5.30	3.50
	Stn.98	40.1	11.6	5.38	6.22
	Stn.13	14.0	10.2	6.05	4.17
2010/9/1	Stn.99	2.96	5.90	3.90	2.00
	Stn.98	6.88	7.49	3.83	3.66
	Stn.8	4.37	5.59	3.00	2.89
2011/7/26	Stn.99	80.2	17.5	12.3	5.25
	Stn.8	39.6	11.8	8.15	3.67

5. 後方散乱係数の導出

5.1 概説

本章では、リモートセンシング反射率と全吸収係数から半経験的に後方散乱係数を推定する方法を述べる。散乱係数 b は、前述の式 4-1. のように表される。さらに、媒体中での光の透過による散乱は散乱係数の値だけでなく、初期の散乱過程による散乱フラックスの角分布に影響する。この角分布は媒体ごとに特有の形状をもっており、体積散乱関数 $\beta(\theta)$ で定義される。体積散乱関数に関する幾何学的関係を図 5-1 に示す。このとき、放射照度 E の平行光線と薄い層 dr を通過する際の断面積を dA 、照射される体積を dV 、角度 θ で散乱する光を $dI(\theta)$ である。これは単位体積当たり、体積断面照射当たりの平行光線によって照らされた体積要素 dV からある方向への放射強度として式 (4.1) のように定義される。

$$\beta(\theta) = dI(\theta) / EdV \quad (4.1)$$

このとき、 $dI(\theta)$ は、

$$dI(\theta) = d\Phi(\theta) / d\omega \quad (4.2)$$

ここで、 $d\Phi(\theta)$ は光に対して角度 θ に位置する立体角成分 $d\omega$ の放射フラックスであり、 Φ_0 は断面積 dS のフラックスである。 dr を体積要素の厚さとする、

$$dV = dS \cdot dr \quad (4.3)$$

となるため、式 (4.1)、(4.2)、(4.3) から式 (4.3) のように表わすことができる。

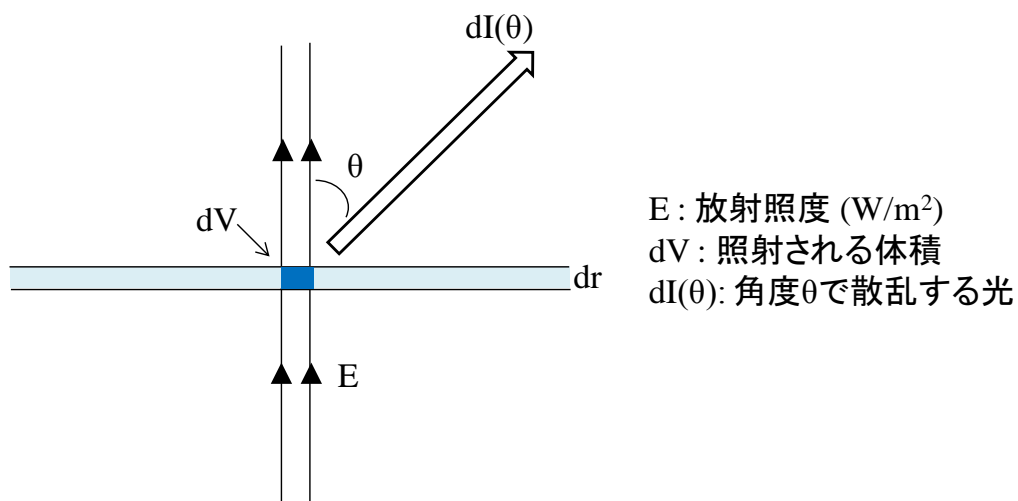


図 5-1. 体積散乱関数に関する幾何学的関係

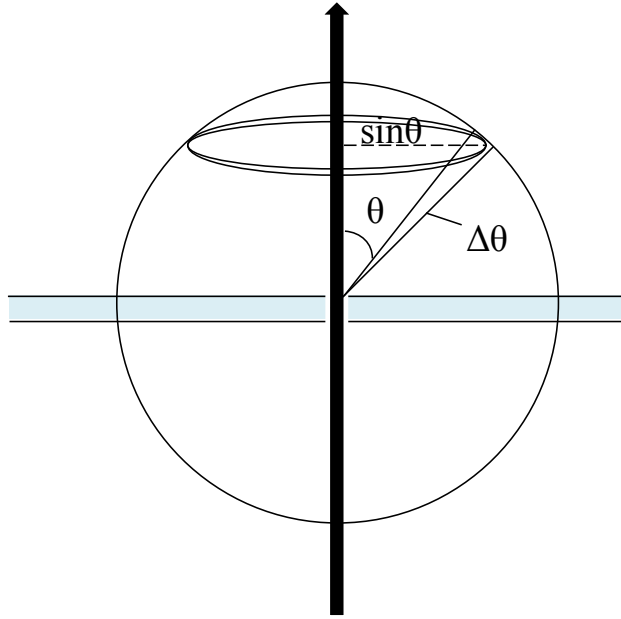


図 5-2. 散乱光の挙動概念図

$$\beta(\theta) = \frac{d\Phi(\theta)}{\Phi_0} \frac{1}{d\omega dr} \quad (4.4)$$

体積散乱関数の単位は $\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ となる。平行光線が媒体の薄い層を通過する際に散乱する光は光線の周りに放射状に対称に拡がる。さらに、図 5-2. に示すように、角 θ で散乱した光は光の束というより角度 θ の半分の円錐となり、このとき、溶媒の薄い層を光線が通る際の好転は球の中心にあると考える。 $\theta + \Delta\theta$ の間に散乱する光は半径 $\sin\theta$ とし、幅 $\Delta\theta$ で、球表面を取り巻いて帯状に照らすと考える。そこで、その面積は $2\pi\sin\theta\Delta\theta$ で、角幅 $\Delta\theta$ に対応する立体角として表される。式 (4.4) より、 $\beta(\theta)$ は、入射フラックスの比で表された媒体の単位透過距離当たり、 θ 方向に散乱した単位立体角当たりの放射フラックスであることが判る。 θ から $\theta + \Delta\theta$ の間の角度は立体角要素 $d\omega$ に相当し、 $2\pi\sin\theta\Delta\theta$ に等しく、 $\beta(\theta) 2\pi\sin\theta\Delta\theta$ となる。単位透過距離当たりの全方向に散乱したフラックスの強さの割合を求めるためには、式 (4.5) のように $\theta = 0 \sim 180^\circ$ の範囲で積分する必要がある、以下の式で表される。

$$b = 2\pi \int_0^\pi \beta(\theta) 2\pi \sin \theta d\theta = \int_{4\pi} \beta(\theta) d\omega \quad (4.5)$$

式 (4.5) からこの散乱係数を前方と後方とを区別することができる。全散乱係数 b を光線の前方への散乱である前方散乱係数 b_f と、光線の後方への散乱光である後方散乱係数 b_b とに分けると、式 (4.6) のように表される。

$$b = b_f + b_b \quad (4.6)$$

また、式 (4.6) は、式 (4.7) のように表すことができる。

$$b_f = 2\pi \int_0^{\pi/2} \beta(\theta) \sin \theta d\theta$$

$$b_b = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\theta) \sin \theta d\theta \quad (4.7)$$

式 (4.7) における後方散乱係数 $b_b(\lambda)$ と吸収係数 $a(\lambda)$ は、第 3 章で述べたリモートセンシング反射率の関数となる。そのため、観測によりリモートセンシング反射率 $R_{rs}(\lambda)$ と吸収係数 $a(\lambda)$ を得ることができれば、後方散乱係数 $b_b(\lambda)$ を半経験的に導出することが可能である。

5.1 後方散乱係数の導出法

本小節では、後方散乱係数の導出法について記す。本研究では、光吸収係数とリモートセンシング反射率を測定しているため、この 2 項目の結果を用いて後方散乱係数を理論式を用いて導出することが可能である。リモートセンシングモデルの基礎となったモデルは照度反射率モデル (Gordon ら, 1975、 Morel and Prieur, 1977、 Gordon and Morel, 1983) である。Gordon ら 1975 によるモンテカルロシミュレーションの結果より、照度反射率 $R(\lambda)$ は経験的に吸収係数 $a(\lambda)$ および後方散乱係数 $b_b(\lambda)$ の関数として式 (4.8) のように表される。

$$R = \frac{E_u(0-, \lambda)}{E_d(0-, \lambda)} = f \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (4.8)$$

ここで、 $E_d(\lambda)$ は海面直下における下向き放射照度、 $E_u(\lambda)$ は海面直下における上向き放射照度、 f は経験的に求められた係数である。 f は約 0.32~0.33 と仮定して考える (Morel and Prieur, 1977; Gordon and Morel, 1983)。近年では、照度反射率 $R(\lambda)$ に代わり、天候の変化によるスペクトルの変化を抑えやすいリモートセンシング反射率を使用されるようになった。これは、 $E_u(\lambda)$ は海面直下における上向き放射照度の代わりに $L_w(\lambda)$ は海面射出輝度を使用することによるものである。このリモートセンシング反射率 $R_{rs}(\lambda)$ は、次のように定義される。

$$R_{rs} = \frac{L_w(\lambda)}{E_{ds}(\lambda)} \quad (4.9)$$

ここで、 $L_w(\lambda)$ は海面射出輝度、 $E_{ds}(\lambda)$ は、海面直上の下方向分光放射照度である。式 (4.9) において、 $E_d(0-, \lambda)$ は海面で反射された海面直下の上向き放射照度と海中に透過した海面直上の下方向放射照度の和で表すことができる。

$$E_d(0-, \lambda) = E_u(0-, \lambda)r(w, a) + E_{ds}(\lambda)t(a, w) \quad (4.10)$$

ここで、 $r(w, a)$ は上方向放射照度の海面における反射率（水中から空中方向へ向かった放射照度が水中方向へ反射される割合）、 $t(a, w)$ は下方向放射照度の海面における透過率（空中から水中方向へ向かった放射照度が水中へ透過する割合）である。式 (4.10) より、

$$\frac{E_u(0-, \lambda)}{E_d(0-, \lambda)} = \frac{E_u(0-, \lambda)}{E_u(0-, \lambda)r(w, a) + E_{ds}(\lambda)t(a, w)} \quad (4.11)$$

となる。さらに、

$$Q = \frac{E_u(0-, \lambda)}{L_u(0-, \lambda)} \quad (4.12)$$

と定義する。ここで、 $L_u(0-, \lambda)$ は海面直下の上方向放射輝度である。また、 $L_u(0-, \lambda)$ の海面における透過率（水中から空中方向へ向かった放射輝度が空中へ透過する割合）を $t(w, a)$ 、海水の屈折率を n とすると、式 (4.9) における海面射出輝度 $L_w(\lambda)$ は、

$$L_w(\lambda) = \frac{t(w, a)}{n^2} L_u(0-, \lambda) \quad (4.14)$$

と表される。式 (4.12) で式 (4.11) を展開すると、

$$\frac{E_u(0-, \lambda)}{E_d(0-, \lambda)} = \frac{QL_u(0-, \lambda)}{E_u(0-, \lambda)r(w, a) + E_{ds}(\lambda)t(a, w)} = f \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (4.15)$$

さらに、式 (4.14) により式 (4.15) は、

$$\frac{L_w(0-, \lambda)}{E_u(0-, \lambda)r(w, a) + E_{ds}(\lambda)t(a, w)} = f \frac{t(w, a)}{Qn^2} \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (4.16)$$

となる。ここで、

$$E_u(0-, \lambda)r(w, a) \ll E_{ds}(\lambda)t(a, w) \quad (4.17)$$

であるため、

$$E_u(0-, \lambda)r(w, a) + E_{ds}(\lambda)t(a, w) \cong E_{ds}(\lambda)t(a, w) \quad (4.18)$$

つまり、式 (4.16) は、

$$\frac{L_w(\lambda)}{E_{ds}(\lambda)} = R_{rs}(\lambda) = f \frac{t(w, a)t(a, w)}{Qn^2} = \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (4.19)$$

と表すことができる。また、

$$t(w, a) \cong t(a, w) = t \quad (4.20)$$

であるため、次の様な式となる (Lee et al., 1994)。

$$R_{rs} = \frac{ft^2}{Qn^2} \frac{b_b(\lambda)}{[a(\lambda) + b_b(\lambda)]} \quad (4.21)$$

式 (4.21) の右辺において、 $a(\lambda) + b_b(\lambda)$ は $a(\lambda) \gg b_b(\lambda)$ であるため $a(\lambda)$ とほぼ等しく、

$$R_{rs} = \frac{ft^2}{Qn^2} \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (4.22)$$

と簡略化することができる (Morel and Prieur, 1977; Gordon and Morel, 1983)。ここで、 t と n はそれぞれ $t=0.98$, $n=1.341$ (Austin, 1974) であり、比較的波長に依存しない (Gordon and Morel, 1983)。 Q の波長 λ 、濁り、および太陽天頂角 θ_0 に対する変動は大きい f の値も同時に変化するため、 f/Q は比較的安定した値であり、多くの沿岸域および外洋水に対してその平均値は 0.922 (標準偏差: ± 0.0056) と報告されている (Morel and Gentili, 1993)。また、 $\theta \geq 20^\circ$ のとき $f/Q=0.0949$ との報告がある (Gordon ら, 1988)。したがって、リモートセンシング反射率 $R_{rs}(\lambda)$ は吸収係数 $a(\lambda)$ と後方散乱係数 $b_b(\lambda)$ および定数からなる関数として表すことができる。

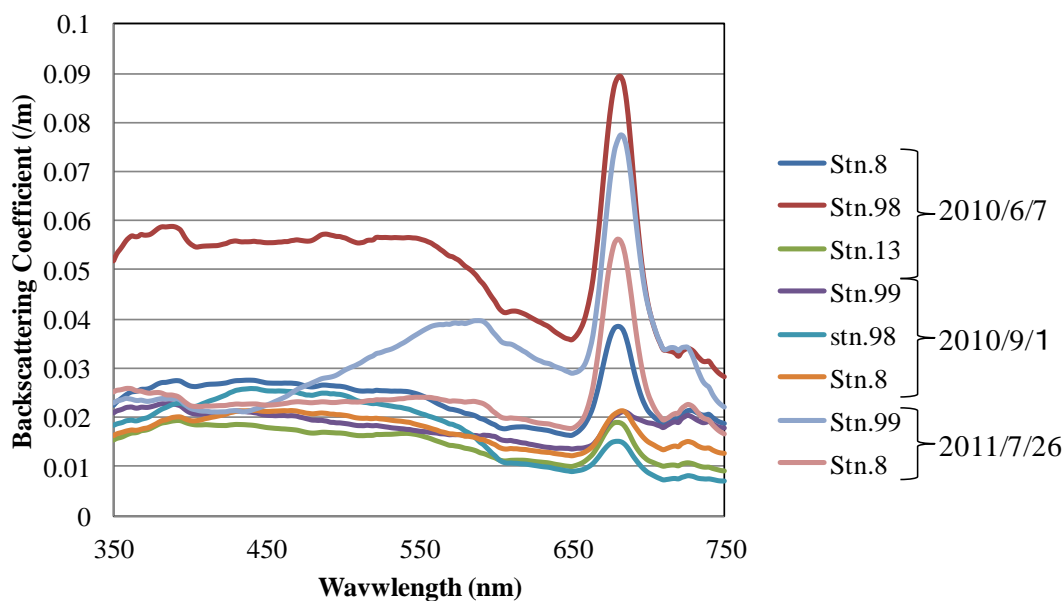


図 5-3. 導出した後方散乱係数

5.2 後方散乱係数の導出結果・考察

図 5-3.に導出した後方散乱係数の結果を示す。全体的に、350～550nm までは変化が少ないが、550nm 付近から 650nm にかけて減少が見られ、650～700nm の間で増加している。この 650～700nm 付近の後方散乱係数の上昇の原因は、赤潮による海色の変化、クロロフィル蛍光による影響と考えられ、660～660nm で減少しているのは植物プランクトンの光吸収特性によるものと考えられる。特に、Chl-a が高濃度であった 2010/6/7 Stn.98 と 2011/7/26 Stn.99 において後方散乱が大きくなっている。しかし、スペクトルの形に違いがある理由としては、2011/7/26 では、Chl-a が $80.1 \mu\text{g/l}$ と高かったことや、この時、CDOM も卓越していたことから、2つの物質による青色域の光の吸収により、350～450nm までが減少していたと考えられる。また、2010/6/7 Stn.98 では、河口域であるため、トリプトンが卓越しており、一般的にトリプトンは吸収より散乱の影響の方が大きいことから、全波長帯において後方散乱を増加させたものと考えられる。

図 5-4.は、波長ごとの後方散乱係数と Chl-a、TSS、ISS との相関係数を縦軸にプロットし、波長ごとに相関係数の変化を見た図である。この結果から、Chl-a、TSS、ISS では、相関係数の増減が一致していたことが判る。これは、TSS 中の Chl-a、ISS の分離の難しさを示唆している。しかし、図 5-5. (上図) に着目すると、Chl-a と TSS との間に相関関係が認められるのは、TSS 中の OSS の影響だと考えられるが($R=0.854$)、Chl-a と ISS は、当然のことながら相関関係が認められない ($R=0.093$)。しかし、図 5-5. (下図) のように、後方散乱係数を導出した3ヵ月分のデータのみをみると、Chl-a と ISS との間に相関関係

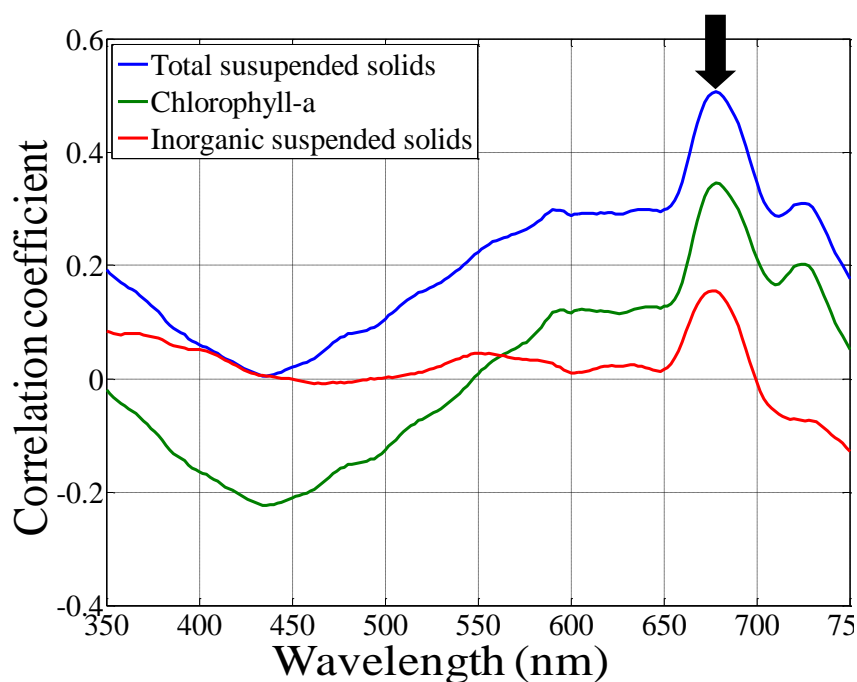


図 5-4. 波長ごとの後方散乱係数と Chl-a、TSS、ISS との相関係数

が認められる ($R=0.707$)。これは、後方散乱係数のデータ数の少なさが原因と考えられる。つまり、ISS と後方散乱係数との関係を探るためには、さらに吸収係数、リモートセンシング反射率のデータ数を増やす必要があると考えられる。

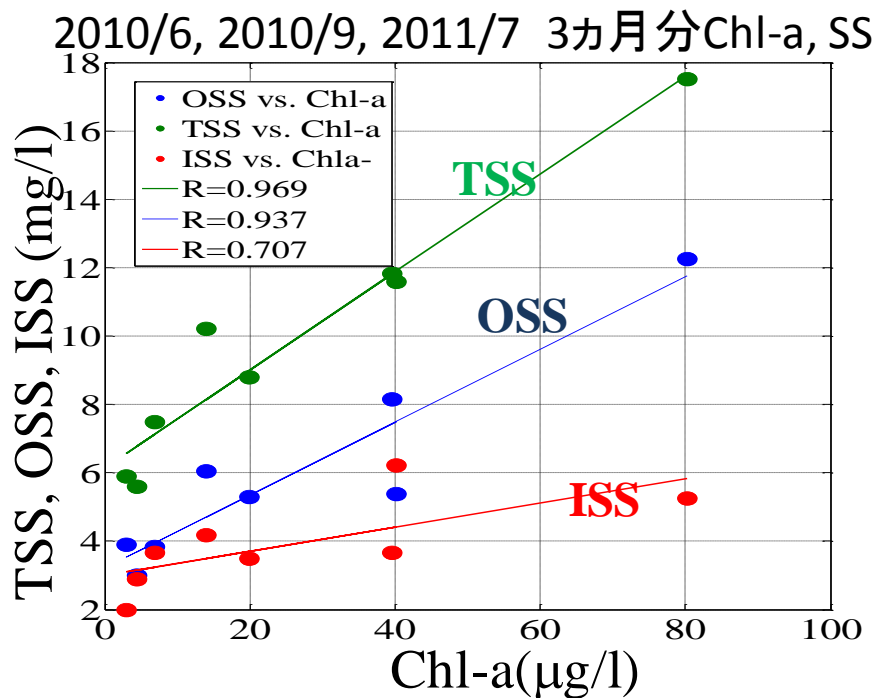
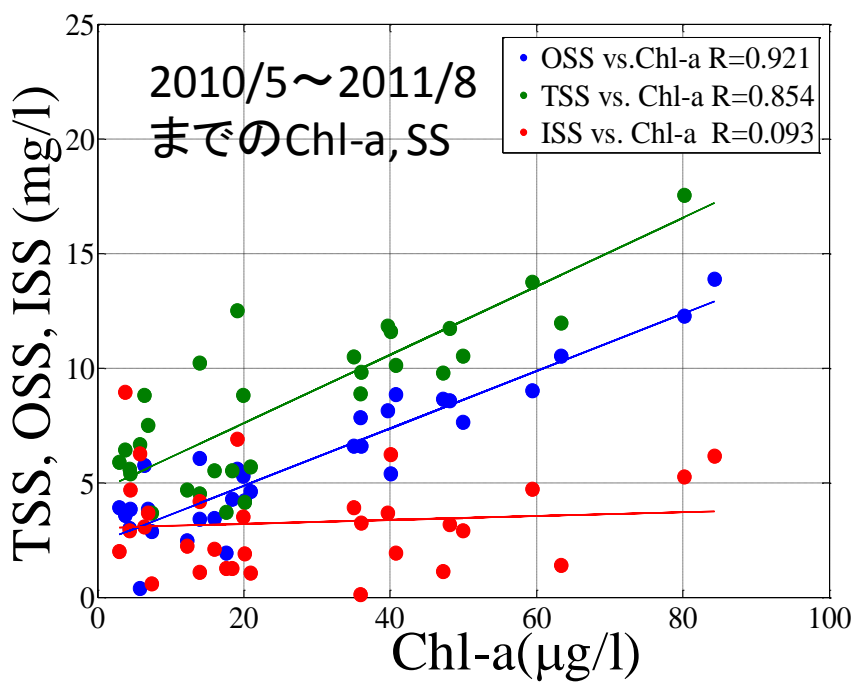


図 5-5. 全観測日における Chl-a と TSS、OSS、ISS との関係 (上図)
3 ヶ月分の Chl-a と TSS、OSS、ISS との関係 (下図)

6. クロロフィル・SS 推定アルゴリズムの開発

6.1 概説

本章では、沿岸域に適した新しい Chl-a・SS の推定手法を提案する。既往の研究により、沿岸域のような富栄養化水域を対象として、人工衛星による Chl-a・SS の推定手法に関する研究がされてきている。しかし、高精度な推定に至っていないものや、特定の水域にのみしか適用できないなど問題は多く残っている。沿岸域の、Chl-a・SS の推定手法を確立するためには、初めに、現地観測により沿岸域などの富栄養化水域における水質と、衛星が感知する光のデータを水域ごとに集め、水中の光学特性を明らかにしていくことが重要である。第二に、水域の光学特性を明らかにした上で、その特徴を利用した推定アルゴリズムの開発に進むことができる。

本研究では、東京湾を対象として2つの Chl-a・SS 推定モデルを提案する。1つ目は、リモートセンシング反射率の二波長比を利用した推定法で、リモートセンシング反射率のスペクトルの勾配を利用して推定する手法である。2つ目は、従来の Chl-a 推定アルゴリズムによる推定誤差を求め、推定誤差と相関関係があるリモートセンシング反射率の二波長比を探索し、探索した二波長比を従来の Chl-a 推定アルゴリズムに重回帰式を用いて組み合わせる手法である。本章では、これらの提案手法について詳細に述べ、その適用後の精度を評価する。

6.2 節では、全球の植物プランクトンの挙動を明らかにするために開発された従来の Chl-a 推定アルゴリズムについて述べる。従来型は、外洋域を対象として開発されているため、沿岸域に適用した場合に推定誤差が生じる。そこで、従来の Chl-a 推定アルゴリズムの適用結果を示した上で、推定誤差の要因を明らかにする。

6.3 節では、リモートセンシング反射率の二波長比を用いた Chl-a・SS の推定について述べる。初めに、二波長比モデルの作成について詳述する。さらに、その推定結果を示し考察する。

6.4 節では、Chl-a 推定誤差補正モデルについて述べる。初めに、Chl-a 推定誤差補正モデルの作成法について詳述する。さらに、その推定結果を示し考察する。

6.2 従来のクロロフィル推定モデルの適用

本節では、従来の Chl-a 推定アルゴリズムについて説明する。さらに、その適用結果を示すことで問題点を明らかにする。現行の多くの衛星データ解析で使用されている Chl-a 推定アルゴリズムは、O'Reilly et al.が提案した以下の経験式で表される。

$$Chl - a = 10^{(a_0 + a_1 * R + a_2 * R^2 + a_3 * R^3 + a_4 * R^4)} \quad (6.1)$$

ここで R は、波長間の比であり、443~510nm 辺りの青色域と 550~555nm 辺りの緑色域のリモートセンシング反射率の二波長比を対数関数に変換したものが使用される。a1~a4 は

表 6-1. OC3、OC4、OC3C の使用波長および係数

Algorithm	Band Ratio (X)	Coefficient				
		a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
OC3	$X = \log_{10}*(Rrs443 > Rrs488)/Rrs551)$	0.283	-2.753	1.457	0.659	-1.403
OC4	$X = \log_{10}*(Rrs443 > Rrs490 > Rrs510)/Rrs555$	0.366	-3.067	1.93	0.649	-1.532
OC3C	$X = \log_{10}*(Rrs443 > Rrs520)/Rrs550)$	0.333	-4.377	7.6267	-7.1457	1.6673

係数である。この青色域と緑色域のバンドや係数は、衛星に搭載されているバンドやアルゴリズムの種類によって異なる。本研究では、米国の人工衛星 Terra、Aqua、SeaWiFS に搭載されている中間解像度が増加分光放射計 MODIS の Chl-a 推定アルゴリズムを用いて検討する。これらの人工衛星のセンサーには、OC3 (Ocean Chlorophyll 3-band Algorithm)、OC4 (Ocean Chlorophyll 4-band Algorithm)、OC3C (Ocean Chlorophyll (OC) v6 Algorithm) という経験式が使用されている。OC3、OC4、OC3C の Chl-a 推定アルゴリズムの使用バンドおよび係数を表 6-1. にまとめた。R はリモートセンシング反射率の波長間の比であるが、波長間の比の値の内最大値を与える値を適用する。これらの人工衛星を使用した理由は、1 つ目に、3 つの人工衛星が現在稼働中であること、2 つ目に、Terra、Aqua に関しては日本を毎日観測しているため、東京湾のモニタリングに適していることが挙げられる。2 つの人工衛星の日本の観測時間は、Terra 午前 10 時 30 分頃、Aqua が午後 1 時 30 分頃の時間差による観測を行っている。

6.2.1 適用結果

沿岸域における従来の Chl-a 推定アルゴリズムの適用効果を検証するために、現地観測により測定したリモートセンシング反射率を式 (5.1) に代入する。それぞれの係数および使用バンドは表 6-1. の通りである。図 6-1. に OC3、OC4、OC3C の Chl-a 推定結果と実測の Chl-a との関係を示す。さらに、図 6-2. に RMSE、図 6-3. に Station ごとの誤差率を示し、従来の Chl-a 推定アルゴリズムと実測 Chl-a との相関係数、RMSE、誤差率を表 6-2. に示す。

図 6-1. の結果から、OC3 の相関係数は 0.337、OC4 は 0.427、OC3C は 0.337 であった。OC3 と OC3C の相関係数はほぼ同じ値になっており、OC4 が最も相関係数が高くなっていた。また、図 6-2. の RMSE に着目すると、OC3 の RMSE は 0.289、OC4 は 0.233、OC3C は 0.257 となっており、OC4、OC3C、OC3 の順に低くなっていた。全体的に相関関係が認められなかった原因として、主にお台場での高濃度 Chl-a (84.3 μ g/l) を大きく過大評価していることが原因として考えられる。そのため、OC3C の回帰式の傾きは、2.475 と相対的に高く、お台場の Chl-a を最も大きく過大評価していたと云える。また、推定精度がよかった OC4 では、回帰式の傾きが 0.976 と低く、2011/8/11 お台場での誤差率約 125% で最も低い。図 6-3. のそれぞれのアルゴリズムの誤差率に着目すると、全体的に 7 月、8 月の夏季の高濃度 Chl-a 時には過小評価してしまう傾向があり、5 月、6 月、9 月、10 月の低濃度から中濃度の Chl-a 時には過大評価する傾向があった。

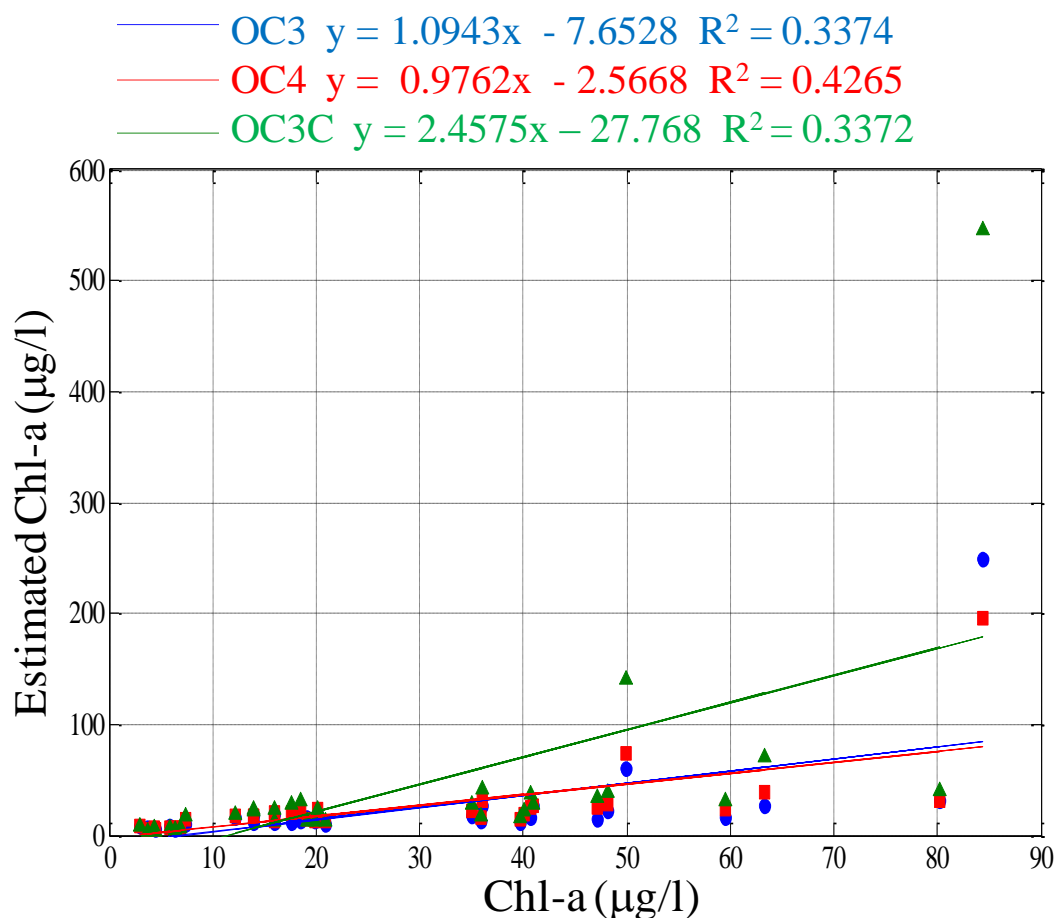


図 6-1. 従来の Chl-a 推定アルゴリズムの推定結果と実測の Chl-a との関係

しかし、表 6-2.のそれぞれのアルゴリズムでの平均の誤差率は、OC3 で 49.0%、OC4 で 44.9%、OC3C で 61.5%と大きい。現在、沿岸域における衛星リモートセンシングの推定精度は、20%以内に収めることが試みられている。しかし、これは水中アルゴリズムへの適用し、大気補正後の衛星データとしての最終結果における目標誤差率である。そのため、水中アルゴリズム適用後の誤差率は 20%よりさらに小さくする必要があり、従来 Chl-a 推定アルゴリズムでは沿岸域の推定が困難であると云える。このことより、沿岸域における新しい水中アルゴリズムの開発が必要であることが示された。

6.2.2 考察

本節では、従来の Chl-a 推定アルゴリズムの推定誤差の原因をリモートセンシング反射率および光吸収係数の結果からよび吸収係数、散乱係数などの固有光学特性の変動に着目し明

表 6-2. OC3、OC4、OC3C と実測 Chl-a との相関係数 RMSE、誤差率

	Slope a	Intercept b	R ²	RMSE	Relative error (%)
OC3	1.094	-7.653	0.337	0.289	49.0
OC4	0.976	-2.567	0.427	0.233	44.9
OC3C	2.475	-2.777	0.337	0.257	61.5

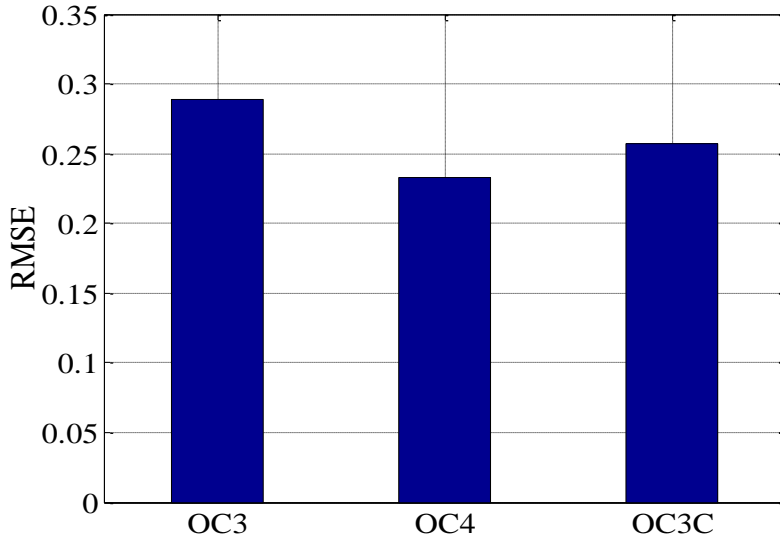


図 6-2. OC3、OC4、OC3C の RMSE

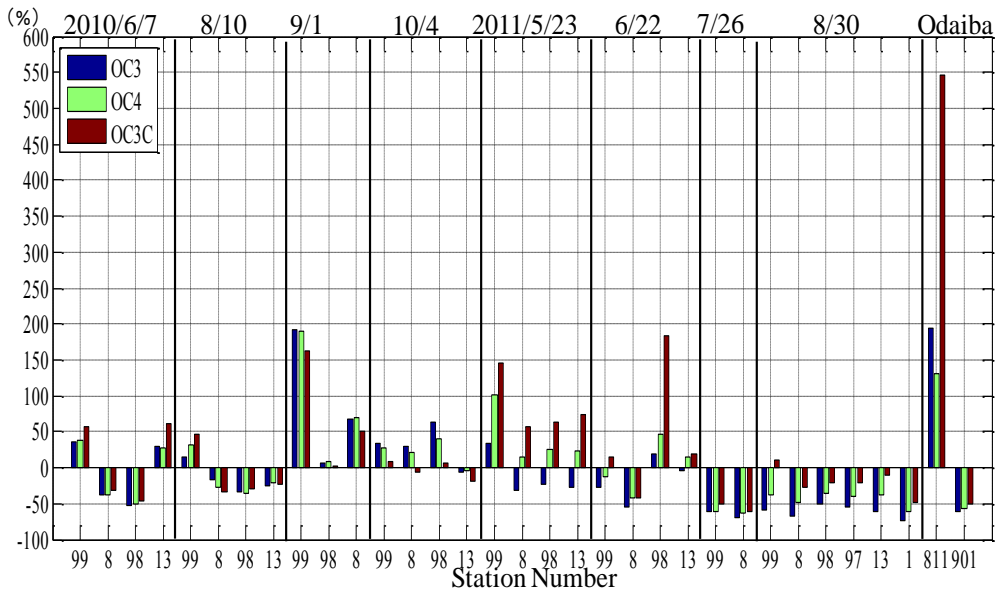


図 6-3. OC3、OC4、OC3C と実測 Chl-a との Station ごとの誤差率

表 6-3. 検討ケースの設定

検討ケース	分類	観測日	観測地点	Chl-a (µg/l)	TSS (mg/l)	OSS (mg/l)	ISS (mg/l)
ケース1	低濃度	2010/9/1	Stn.99	2.96	5.90	3.90	2.00
			Stn.98	6.88	7.49	3.83	3.66
			Stn.8	4.37	5.59	3.00	2.89
ケース2	中濃度	2010/6/7	Stn.8	19.9	8.8	5.30	3.50
			Stn.98	40.1	11.6	5.38	6.22
			Stn.13	14.0	10.2	6.05	4.17
ケース3	高濃度	2011/7/26	Stn.99	80.2	17.5	12.3	5.25
			Stn.8	39.6	11.8	8.15	3.67

らかにする。誤差の原因を明確にすることで、沿岸域における新しい推定アルゴリズム開発の際の重要な知見となると考えられる。考察に当たり、表 6-3.に示すような Chl-a の高濃度時、中濃度時、低濃度時の 3 ケースに分け考察する。

(1) ケース 1 の考察

図 6-4.にケース 1 のリモートセンシング反射率と吸収係数、散乱係数のスペクトル分布と従来 Chl-a アルゴリズムによる推定値を示す。

Stn.8 と Stn.99 は、Chl-a が 2.96µg/l と 4.3µg/l であり、比較的同程度の濃度になっていた。そのため、吸収係数、後方散乱係数、リモートセンシング反射率においてスペクトルの形が類似しており、両者とも推定誤差の値が過大評価となっていたことが判る。この原因として、従来の Chl-a 推定モデルで使用されている 488～520nm の青色域において、CDOM とトリプトンによる光吸収の影響により、反射率が低下していたことが考えられる。そのため、青色域と 550～555nm 付近の緑色域との二波長比の勾配が上昇し、過大評価になったと考えられる。Stn.98 では、Chl-a がケース 1 の中で相対的に高くなっているが、後方散乱係数が Stn.8 と Stn.99 と比べ若干高くなっていたことを除いては、吸収係数、反射率のスペクトルの形は類似している。そのため、実測値との誤差が小さかったと考えられる。このケース 1 の推定誤差の原因から、Chl-a が低濃度である時は、植物プランクトンの光吸収効率が低下する代わりに、CDOM、トリプトンによる光吸収の寄与が大きくなることで推定誤差が生じることが判った。これは、沿岸域における低濃度時の Chl-a をうまく推定するためには、CDOM、トリプトンによる光吸収の影響を考慮し、反射率から植物プランクトンの光吸収特性のみを抽出しなければならないことを示唆している。

(2) ケース 2 の考察

図 6-5.にケース 2 のリモートセンシング反射率と吸収係数、散乱係数のスペクトル分布と従来 Chl-a アルゴリズムによる推定値を示す。Stn.8 に着目すると、OC3、OC4、OC3C の推定値は、過小評価になっていたことが判る。Chl-a は 19.9µg/l であり、東京湾では相対的に中濃度である。Chl-a が約 10µg/l 以上の濃度になってくると見られる現象として、本来は極めて小さいはずの 550nm 付近の緑色域の植物プランクトンの吸収係数が上昇した。これは、緑色域の波長帯の光を吸収する光合成色素をもった植物プランクトンが増加し始めること

が原因と考えられる。そのため、一般的に、植物プランクトンの増加と伴に上昇する緑色域の後方散乱が、大きく上昇しないといった現象が起こる。これによって、488～510nm 付近の青色域と 550～555nm 付近の緑色域との二波長比の勾配が減少し、過小評価になっていたと考えられる。次に、Stn.98 に着目すると、Chl-a は 40.1 $\mu\text{g/l}$ であり、ケース 2 の中で最も高い。そのため、全吸収係数を見ると、450nm 以降から植物プランクトン吸収係数のスペクトル分布と類似していたことから、植物プランクトンによる光吸収の寄与が大きくなっていたことが判る。このときも Stn.8 と同様、550nm 付近の緑色域の植物プランクトンの吸収係数が上昇したことが原因となり、Chl-a の濃度の割に緑色域の反射率が上昇せず、488～510nm 付近の青色域と 551～550nm 付近の緑色域との二波長比の勾配が上昇しなかったため過小評価になっていたと考えられる。Stn.13 では、Chl-a は 14.4 $\mu\text{g/l}$ であり、ケース 2 の中で最も低く、OC3、OC4、OC3C による推定値は過大評価となっていたことが判る。この原因は、ケース 1 の過大評価時の考察同様で、光吸収が植物プランクトン以上に CDOM、トリプトンにより青色域の光が吸収され、反射率が減少したためと考えられる。

(3) ケース 3 の考察

図 6-6. にケース 3 のリモートセンシング反射率と吸収係数、散乱係数のスペクトル分布と従来 Chl-a アルゴリズムによる推定値を示す。ケース 3 では、Stn.99、Stn.8 伴に Ch-a が高濃度となっており、80.2 $\mu\text{g/l}$ と 39.6 $\mu\text{g/l}$ であった。OC3、OC4、OC3C による推定値は、大きく過小評価となっていた。特に、Stn.99 は約 1/2 近く過小評価となっていた。この原因として、ケース 2 で見られた 550nm 付近の緑色域の植物プランクトンの吸収係数の上昇により、反射率が低下することが顕著であることや、青色域の CDOM の光吸収が卓越し、反射率が減少していたという 2 つの原因によるものと考えられる。これによって、488～510nm 付近の青色域と 551～550nm 付近の緑色域の反射率が同時に減少するため、二波長比の勾配が減少し、大きく過小評価になっていたと考えられる。また、Chl-a が高濃度となっていた時に見られる現象として、550～600nm の緑色域における吸収の上昇と、植物プランクトンの一般的な吸収帯である 670nm の吸収係数の上昇と共に、680nm 付近の赤色域の波長帯において後方散乱係数の著しい上昇が見られた。これは、670nm の Chl-a 光吸収に伴う後方散乱の上昇、クロロフィル蛍光による影響、赤潮による海色の変化による後方散乱の上昇など 3 つの原因が考えられる。これは、Chl-a が高濃度となる沿岸域において特徴的な現象と云える。

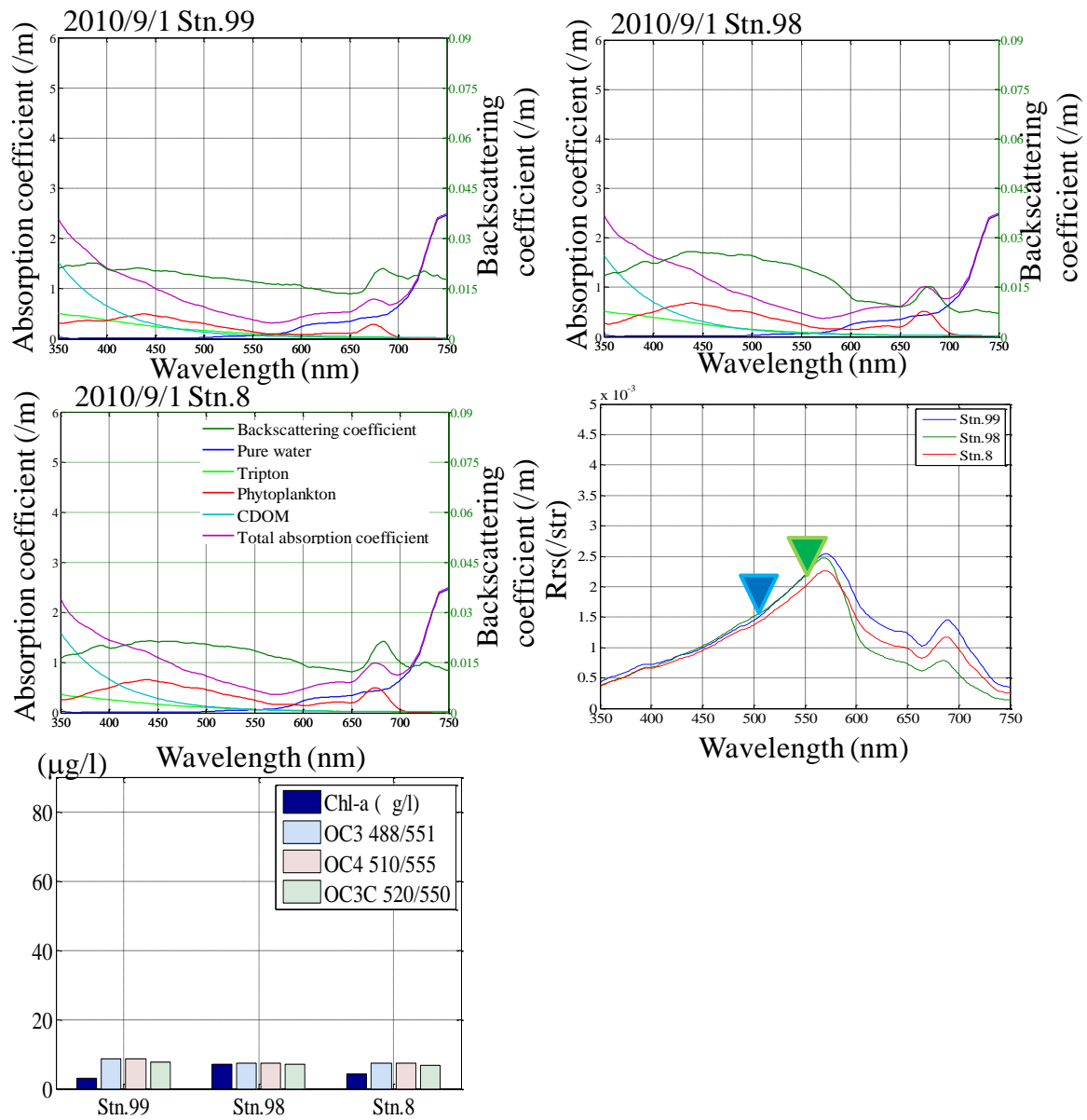


図 6-4. ケース 1：低濃度 Chl-a 時の吸収・後方散乱係数

リモートセンシング反射率のスペクトル分布、従来 Chl-a 推定モデルの推定値

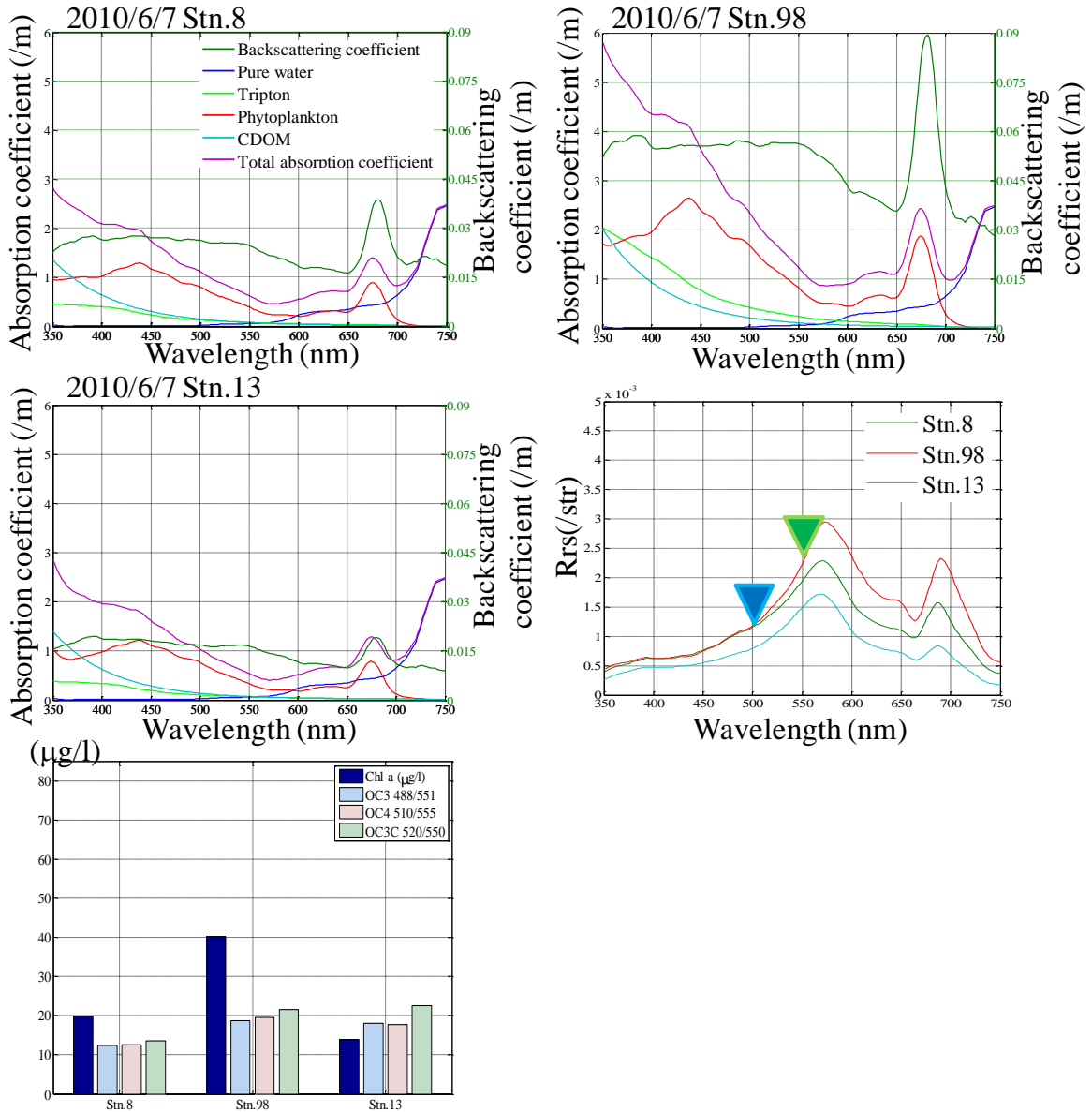


図 6-5. ケース 2: 中濃度 Chl-a 時の吸収・後方散乱係数

リモートセンシング反射率のスペクトル分布、従来 Chl-a 推定モデルの推定値

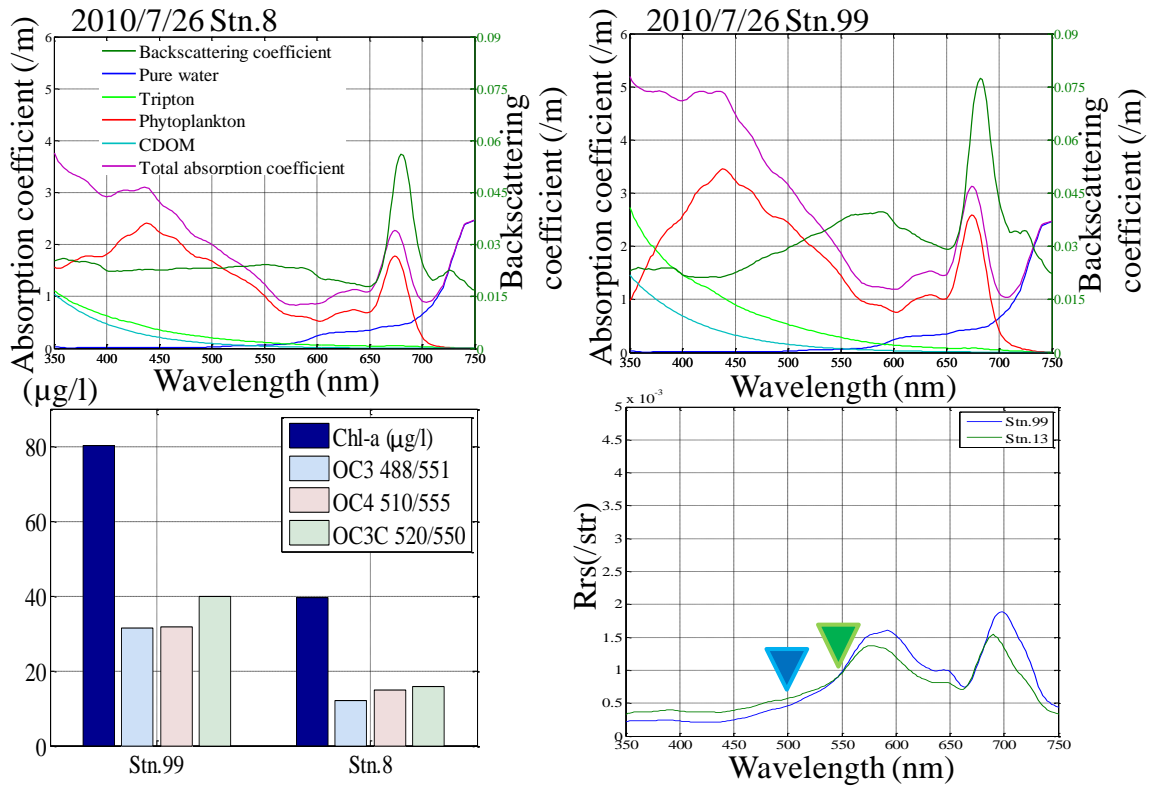


図 6-6. ケース 3: 高濃度 Chl-a 時の吸収・後方散乱係数

リモートセンシング反射率のスペクル分布、従来 Chl-a 推定モデルの誤差値

6.3 リモートセンシング反射率の二波長比モデルの開発

本節では、リモートセンシング反射率を用いて作成した二波長比モデルについて説明する。前節で述べた従来の Chl-a 推定モデルも二波長比モデルに該当する。緑色域で増加した反射率は光を屈折させる粒子である植物プランクトンが全波長域での散乱を増加させ、このスペクトル領域では吸収が弱いことに起因している。リモートセンシングによって Chl-a を見積もろうという経験的方法は、一般的に、植物プランクトンの濃度の上昇に伴い、青色域（400～515nm）の反射率の減少、緑色域（515～600nm）の反射率の増加という点を利用し、これら 2 つの波長帯の比で表される。これまでの研究により、外洋域では、単純に植物プランクトンの増加に従って、海中の 440nm と 560nm の反射率の比が減少することが知られており、高精度な Chl-a 推定が可能である (Morel & Prieur (1997))。しかし、沿岸域を対象とした場合、水域によって光学特性が異なるため、地域特有のモデルの作成が求められる。そこで本節では、東京湾において一般的なモデルである二波長比モデルを作成し、使用する波長帯を決定することによって Chl-a 推定可能性を示すことはもちろんのこと、他水域との選択波長の違いについても考察する。

さらに、ISS の推定可能性についても検討を行う。リモートセンシングによる懸濁物質の推定において、濁った河川河口や湖沼の SS 推定は既に研究が進められている。一般的に、土砂が卓越している海域では、SS が高くなるにつれて反射率が上昇することが広く知られており、最も基本的な SS 推定モデルは 1 波長による推定が知られている (Novo ら, 1989)。沿岸域の海色は、植物プランクトンの異常増殖、植物プランクトンの種類、陸域から流入する CDOM、TSS 中の OSS、ISS の比率など、様々な要因によって短時間で複雑に変化する。そのため、従来提案されてきた 1 波長の推定式で ISS を推定することは極めて困難であり、新たな推定法が必要である。

6.3.1 推定結果・考察

本節では、二波長比モデルの推定について説明する。初めに、単波長による推定結果を示し、Chl-a、TSS、OSS、ISS と関係のあるリモートセンシング反射率を明らかにする。図 6-7 に Chl-a、TSS、OSS、ISS と波長 350～900nm の 2nm ごとのリモートセンシング反射率との相関係数を求め、縦軸に相関係数 R、横軸に波長域としてプロットした図を示す。このとき、紫のラインは TSS の 2010/8/10 Stn.98 のデータを除いたものである。この理由として 2010/8/10 の観測日前日に 30.5mm/day の降雨があったため、河口域である Stn.98 において ISS が卓越していた。そのため、この 1 点の影響により相関係数が大きく異なるため、このときのデータを除いた相関係数もプロットし、OSS、ISS との相関係数の違いについて調べた。このとき、TSS は、680nm 付近を除いては、ほとんど ISS の相関係数のラインと似た形をしていたが、1 点を除いた TSS は、Chl-a、OSS と似た形に変化することが判る。これは、東京湾の TSS は、通常、OSS が卓越した状態になっているが、降雨時の河口付近では ISS が卓越し、水域の光学特性が変化することを示唆している。Chl-a と OSS との相関係数に着目すると、Chl-a と OSS 共に相関係数の増減は類似していたことが判る。これは、東京湾の

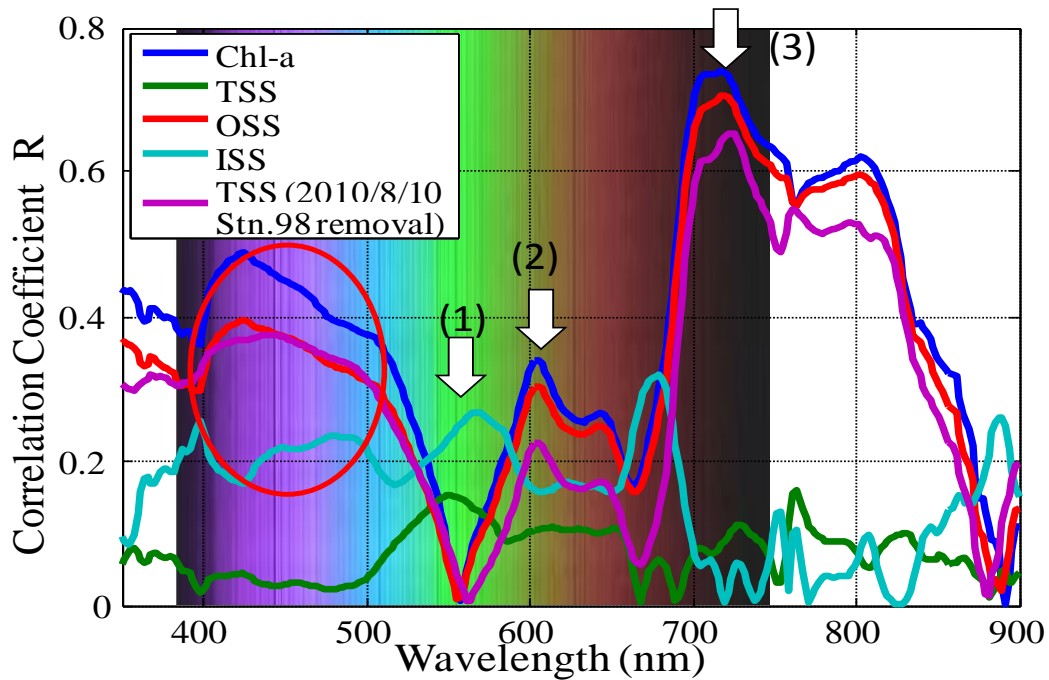


図 6-7. Chl-a、TSS、OSS、ISS と波長ごとの
リモートセンシング反射率との相関係数との関係

OSS のほとんどが植物プランクトンや藻類により構成されており、OSS 中に含まれる Chl-a の割合が高いことを意味している。また、ISS の相関係数は、550nm と 680nm 付近に小さなピークが見られるが、全体として相関係数 0.4 以上になることはなく単波長による ISS の推定が不可能であることが示された。図中矢印 (1) に着目すると、550nm において Chl-a と OSS の相関係数はほぼ 0 に近い状態になっていたことが判る。550nm は、本来、植物プランクトンの増加に伴い、反射率の上昇が見られる波長帯である。しかし、沿岸域では 6.2.2 の考察に示した通り、Chl-a が増加するに従って 550nm 付近の吸収係数が増加していたために、反射率の減少がしたことが示された。そのため、低濃度 Chl-a 時と高濃度 Chl-a 時の反射率の現象に違いが生じ、相関係数が低くなったことが考えられる。しかし、ISS は、550nm 付近で相関係数が上昇している。これは、ISS の全波長における後方散乱の上昇による影響が、植物プランクトンによる光の吸収が行われていたため、反射率が上昇し、ISS と反射率との相関係数が上昇したものと考えられる。この波長帯の反射率を使用した時、Chl-a と OSS の影響が少ないため、ISS の推定に使用できる可能性がある。

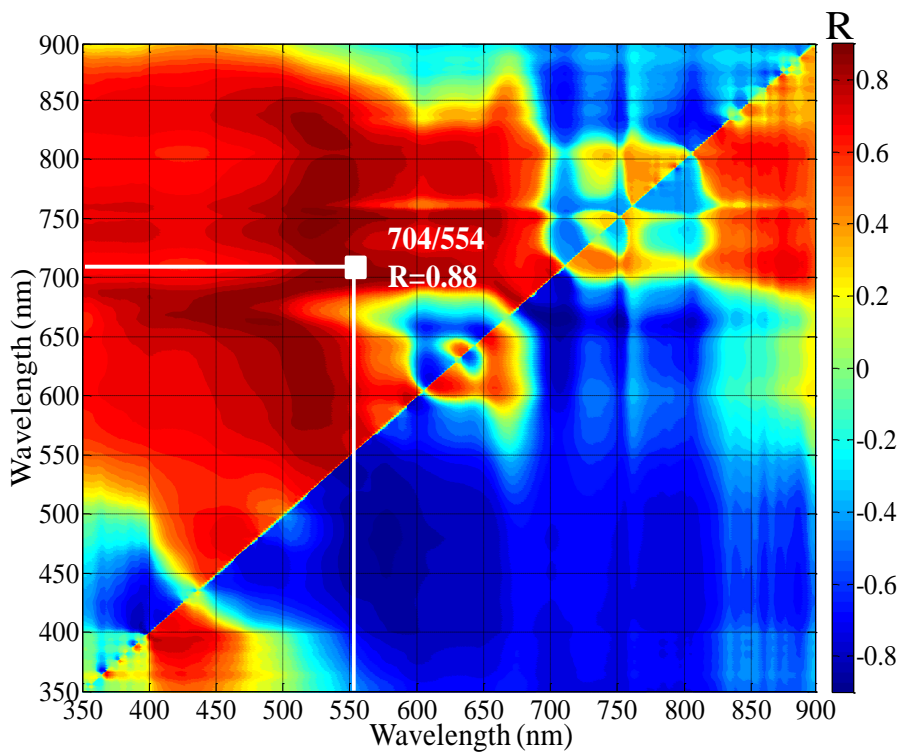


図 6-8. 波長 350~900nm における 2nm 間隔全てのパターンの
2 波長でのリモートセンシング反射率の比と Chl-a との相関係数

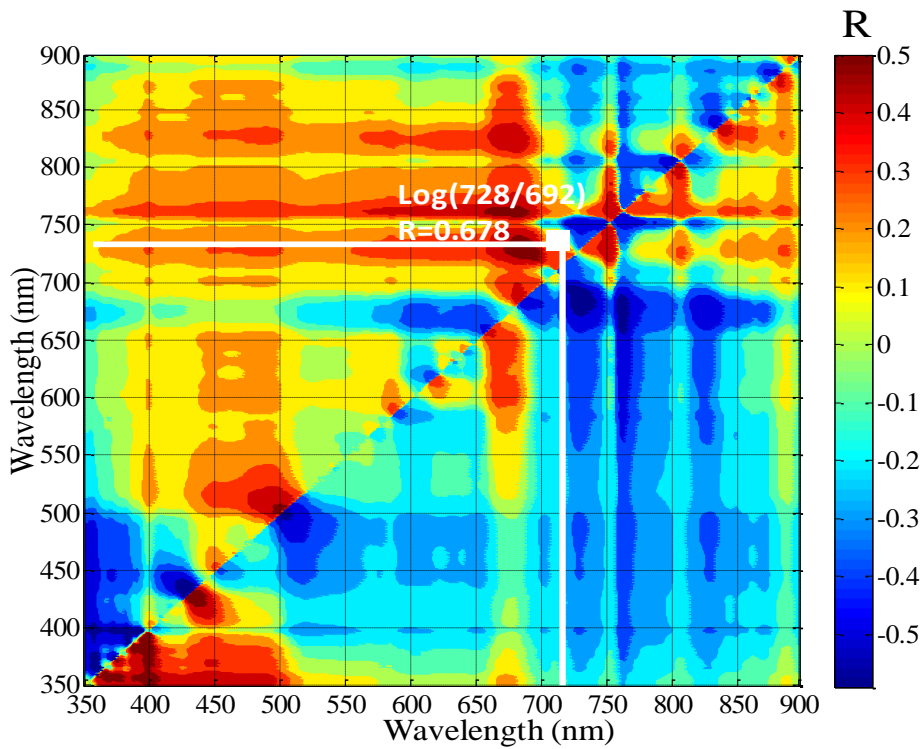


図 6-9. 波長 350~900nm における 2nm 間隔全てのパターンの
2 波長でのリモートセンシング反射率の比と ISS との相関係数

図中矢印 (2) に着目すると、相関係数は、ISS において減少したが、Chl-a、OSS は上昇していた。この 610nm 付近は植物プランクトンによる光吸収が最も低い波長帯であるため、反射率の上昇と Chl-a、OSS がある程度相関関係があった可能性がある。このとき、ISS の相関係数が減少していたことから、610nm 付近の反射率を使用することで、ISS による後方散乱の影響を抑えることができる可能性がある。図中矢印 (3) に着目すると、700nm 付近で Chl-a、OSS の相関係数が最も上昇し、相関係数は約 0.7 近くとなっていた。これは、赤潮の発生のため、赤い光合成色素を持つ植物プランクトンが増加し、赤色付近の後方散乱が増加したためと考えられる。これは、沿岸域特有の特徴であり、Chl-a が高濃度に変化するにつれて海色が赤色に変化していき、赤色付近の反射率が上昇したものと考えられる。さらにこの波長帯は ISS による影響も少ないため、沿岸域における高濃度時の Chl-a 推定モデルの開発において使用できる波長帯である可能性がある。しかし、図 6-7.では、単波長のリモートセンシング反射率を使用しているため、相関係数が低く、Chl-a、ISS を高精度で推定することが不可能である。

そこで、図 6-8.に、波長 350~900nm における 2nm 間隔全てのパターンの 2 波長でのリモートセンシング反射率の比と Chl-a との相関係数の値を 3 次元表示した。さらに、ISS においても同様に表示した (図 6-9.)。これにより、Chl-a、ISS と最も相関関係のある二波長比を探索する。前提として、350nm から 500nm 付近の二波長比が使用された場合、CDOM、トリプトンの光吸収の影響を受ける波長域であるため除外した。さらに、750~900nm 付近の波長が選択された場合、近赤外域の波長帯は、衛星画像の大気補正で使用されており、大気の影響を受けやすいため除外した。その結果、Chl-a と 702/554 のリモートセンシング反射率の比との間に相関係数 $R=0.883$ となる高い相関関係のある二波長比を発見した。また、ISS では、線形近似では高い相関関係のある二波長比を発見できなかったため、二波長比と ISS を対数に変換し探索した。その結果、ISS と $\text{Log}(728/692)$ のリモートセンシング反射率の比との間に相関係数 $R=0.678$ となる二波長比を発見した。Chl-a と関係がある 702/554 の二波長比が選択された理由として、Chl-a の増加に伴い、赤色域 700nm 付近の反射率が上昇、緑色域 554nm 付近の反射率が減少するといった高濃度 Chl-a 水域特有の現象を利用したことが考えられる。この現象を検証するため、選択された 702nm と 554nm のリモートセンシング反射率と全吸収係数、後方散乱係数との相関関係を調べた (図 6-12.)。さらに、ISS についても同様に検証を行った (図 6-13.)。これらの結果を表 6-4.にまとめた。図 6-12.から、554nm の後方散乱係数と 554nm のリモートセンシング反射率との相関係数は 0.061 となっており相関が認められないが、554nm の全吸収係数と 554nm のリモートセンシング反射率との相関係数は 0.920 となっており、極めて高い相関関係が認められた。このことから、554nm のリモートセンシング反射率は、反射率の上昇に起因する後方散乱係数より、反射率の減少に起因する吸収係数との間に相関が認められることから、反射率の減少に対して寄与が大きいこと判る。さらに、702nm の後方散乱係数と 702nm のリモートセンシング反射率との相関係数は 0.983 となっており極めて高い相関が認められ、702nm の全吸収係数と

702nmのリモートセンシング反射率との相関係数は0.078となっており相関が認められなかった。このことから、702nmの反射率は、反射率の上昇に対して寄与が大きいことが判った。これは、702/554が700nm付近の反射率が上昇、緑色域554nm付近の反射率が減少の特性を利用していったことの裏付けとなる。

次にISSと相関関係のあるリモートセンシング反射率と吸収係数、後方散乱係数との関係に着目する。図6-13.から、728nmの後方散乱係数と728nmのリモートセンシング反射率との相関係数は0.999となっており極めて高い相関関係が認められ、692nmの全吸収係数と692nmのリモートセンシング反射率との相関係数は0.164となっており、相関関係が認められなかった。また、692nmの後方散乱係数と692nmのリモートセンシング反射率との相関係数は0.917と極めて高い相関が認められ、692nmの全吸収係数と692nmのリモートセンシング反射率との相関係数は0.031となっており相関が認められなかった。すなわち、ISSと相関関係が認められた728/692の二波長比はどちらの波長も後方散乱の寄与が大きい反射率が選択されている。これは、全波長域において後方散乱を増加させるISSの特性を反射率から抽出するため、二波長比を用いて後方散乱を強調している可能性が考えられる。

次に、二波長比702/554とChl-aとの関係を図6-12に示し、二波長比 $\text{Log}(728/692)$ とISSとの関係を図6-13.に示す。図6-12.に着目すると、高濃度Chl-aの2点を網羅できているが、中濃度、低濃度Chl-a時にばらつきが見られる。このばらつきについての詳細を見るため、図6-14.に二波長比とChl-aの実測値を棒グラフで示した。図6-14.の赤い範囲は、推定誤差の大きい範囲である。この結果から、9月、10月などの低濃度Chl-a時に過大評価となることが判った。これは、低濃度Chl-a時には、Chl-aの増加に伴い緑色域の反射率が上昇するといった外洋域の特性となっていことからばらつきが生じると考えられる。沿岸域のChl-a推定では、Chl-aが増加するにつれて光吸収の特性が変化していくことを考慮する必要がある。

図6-13.に着目すると、ISSの推定値と実測値との関係は、ばらつきが大きいことが判る。ISSが最も高い点は、2010/8/10のStn.98である。これは、観測日前日に30.5mm/dayの降雨があったときの河口部付近の観測地点であった。最も低い点は、Stn.8などの湾奥付近で河川水の流入の影響が少ない箇所となっていた。それ以外の点は、ISSの量に大きな増減の変化が見られない。すなわち、ISSは、降雨などのイベント時に卓越するが、通常時の東京湾では濃度に大きな変化は見られない。今後、ISSの推定モデルを検討する際には、降雨などのイベント時のISSと反射率との関係を調べることでISSの増減と反射率との関係がより明確になると考えられる。

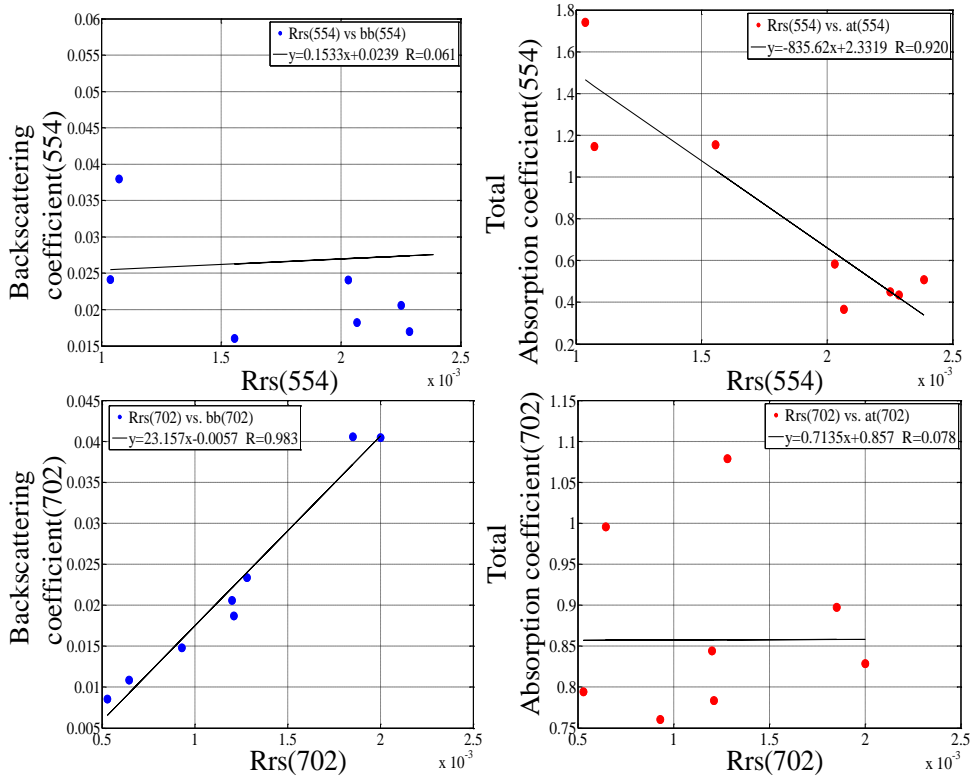


図 6-10. 二波長比 702/554 と Chl-a との関係

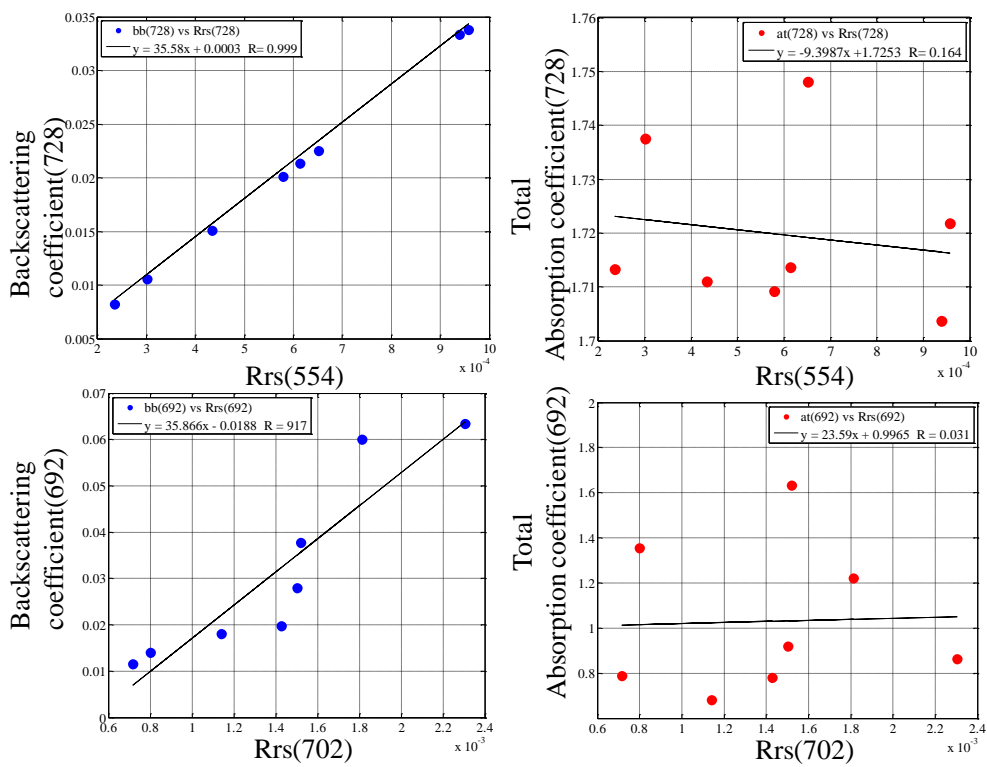


図 6-11. 二波長比 $\text{Log}(728/692)$ と ISS との関係

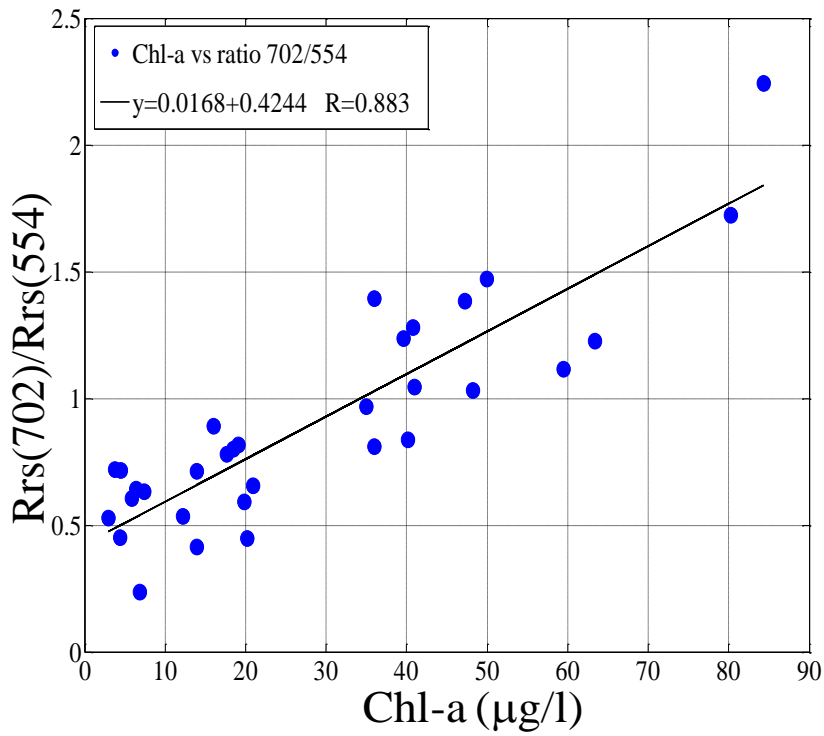


図 6-12. 二波長比 702/554 と Chl-a との関係

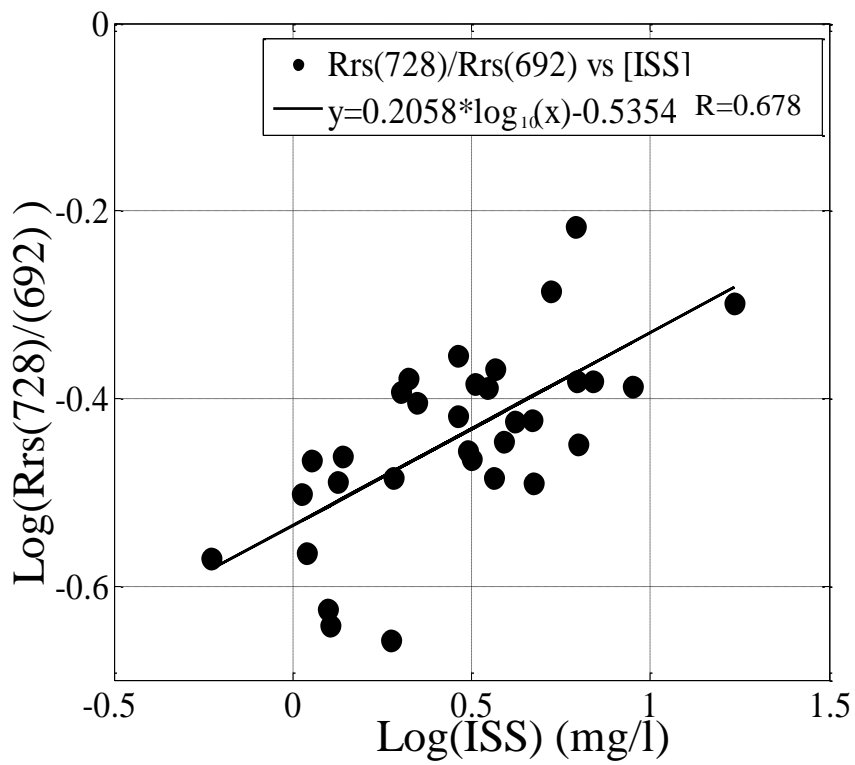


図 6-13. 二波長比 Log(728/692) と ISS との関係

6.4 クロロフィル推定誤差補正モデルの開発

本節では、Chl-a 推定誤差補正モデルについて説明する。従来のリモートセンシングによる Chl-a 推定モデルは、以下のような式で表される。

$$Chl - a = 10^{a_0+a_1X + a_2X^2+a_3X^3+a_4X^4} \quad (6.2)$$

ここで、既存の推定モデルにおける係数 $a_0 \sim a_4$ と X を表 6-1.1 に示す。これらのモデルは、外洋域においては高精度で推定できるが(John E. O'Reilly ら, 1998)、沿岸域のような高濃度な水域においては、対応することができず、SS の影響や高濃度 Chl-a 時に誤差が生じる。この誤差に着目し、(6.3) のように、推定誤差を求めた。

$$(\text{推定誤差}) = Chl - a - (10^{a_0+a_1X + a_2X^2+a_3X^3+a_4X^4}) \quad (6.3)$$

さらに、(6.3) で作成された推定誤差に対して、波長 350~900nm における 2nm 間隔全てのパターンの 2 波長でのリモートセンシング反射率の比との相関係数を求め、相関が高くなった二波長比を探索する。この選択された二波長比を補正項とし、従来の Chl-a 推定モデルに重回帰式で組み合わせると、(6.4) のように表わすことができる。

$$(\text{補正モデル}) = A_1(10^{a_0+a_1X + a_2X^2+a_3X^3+a_4X^4}) + A_2(Rrs_i / Rrs_j) + B \quad (6.4)$$

ここで、 A_1 , A_2 , B を重回帰により決定した係数とし、 Rrs_i/Rrs_j を補正項とする。式 (6.4) を沿岸域における Chl-a 推定誤差補正モデルとした。

6.4.1 推定結果・考察

図 6-14. に、波長 350~900nm における 2nm 間隔全てのパターンの 2 波長でのリモートセンシング反射率の比と推定誤差との相関係数の値を 3 次元表示した。その結果、658/352 の二波長比が推定誤差と最も相関関係があったことを発見した。658/352 と推定誤差との関係を図 6-15. に示す。さらに、658/352 は実測 Chl-a と相関を持つことが判った (図 6-16.)。この理由は、緑色域と赤色域による波長が選択されていることから、前述の 702/554 の二波長比が選択された理由と同様である。さらに、658/352 と従来の Chl-a 推定モデル OC3 によって推定された Chl-a とを重回帰式により組み合わせると以下の式 (6.5) のように表すことができる。

$$\begin{aligned} Estimated.Chl - a = & 0.3068(OC3)^2 + \\ & 76.538(Rrs(658) / Rrs(532)) - 38.507 \quad (6.5) \end{aligned}$$

結果的に、Chl-a 推定誤差補正モデルは、高濃度 Chl-a の推定可能性のある二波長比を従来の低濃度 Chl-a 推定が可能なモデルに組み合わせたことで、前述の 702/554 二波長比モデルのとき問題となっていた高濃度 Chl-a 時と低濃度 Chl-a 時の差を埋めようとする式になっ

表 6-4. リモートセンシング反射率と固有光学特性との関係

Parameter (Y vs X)	Regression relationship	R
Rrs(702)/Rrs(554) vs [Chl-a]	$y = 0.0168x + 0.4244$	0.883
$a_t(704)$ vs [Chl-a]	$y = 0.003x + 0.7959$	0.918
$a_t(572)$ vs [Chl-a]	$y = 0.0131x + 0.2781$	0.978
$a_t(704)$ vs $a_t(572)$	$y = 0.2497x + 0.7274$	0.918
$a_t(704)$ vs Rrs(704)	$y = 2.1614x + 0.8795$	0.001
$a_t(572)$ vs Rrs(572)	$y = -553.51x + 1.7981$	0.769
$b_b(704)$ vs Rrs(704)	$y = 22.39x - 0.0045$	0.977
$b_b(572)$ vs Rrs(572)	$y = 5.5591x + 0.0135$	0.052
Rrs(728)/Rrs(692) vs [ISS]	$y = 0.2058 \cdot \log_{10}x - 0.5354$	0.678
$a_t(728)$ vs [ISS]	$y = 0.0094x + 1.6827$	0.806
$a_t(692)$ vs [ISS]	$y = 0.2052x + 0.2255$	0.806
$a_t(728)$ vs Rrs(728)	$y = -9.3987x + 1.7253$	0.164
$a_t(692)$ vs Rrs(692)	$y = 23.59x + 0.9965$	0.031
$b_b(728)$ vs Rrs(728)	$y = 35.58x + 0.0003$	0.999
$b_b(692)$ vs Rrs(692)	$y = 35.866x - 0.0188$	0.917

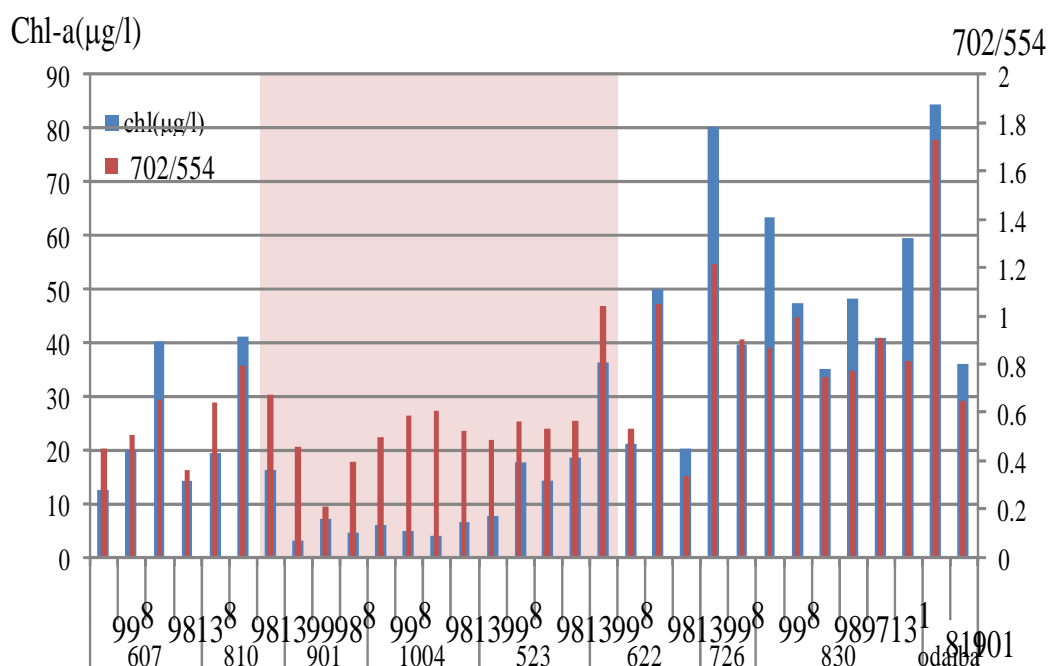


図 6-14. 二波長比 702/554 による推定値と実測 Chl-a

ている。Chl-a 推定誤差補正モデルによる推定値と実測 Chl-a との関係を図 6-16.に示す。相関係数 R は 0.892 と高い相関関係を示していることが判る。さらに誤差の詳細について調べるため、Station ごとの推定値と実測 Chl-a を棒グラフで示す (図 6-17.)。2010/9/1 の推定値がマイナス値となってしまうものの、二波長比モデルと比較すると、低濃度 Chl-a と高濃度 Chl-a 時においてある程度対応していることが判る。この結果から、赤色域と緑色域を使用した二波長比は、高濃度 Chl-a と相関関係にあるが、単純に二波長比モデルを使用すると、全体的に過大評価をなってしまう可能性がある。そこで、次の章では、Chl-a 推定誤差補正モデルを衛星データに適用し、従来の Chl-a 推定モデルとの比較を行う。

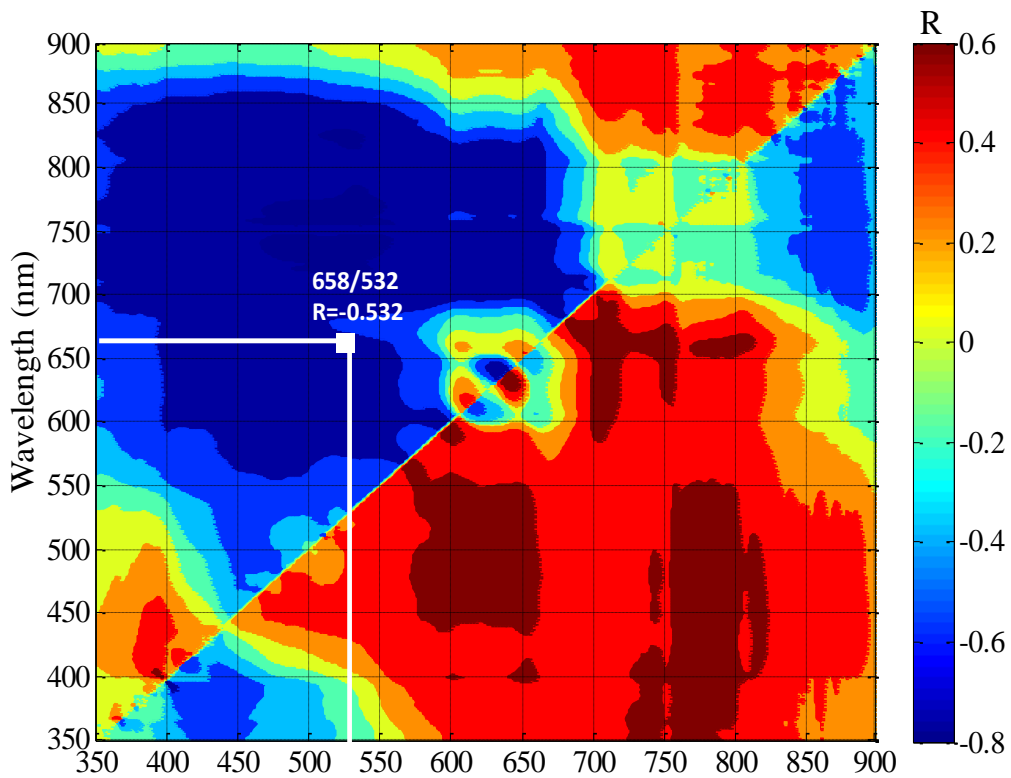


図 6-14.波長 350~900nm における 2nm 間隔全てのパターンの
2 波長でのリモートセンシング反射率の比と推定誤差との相関係数

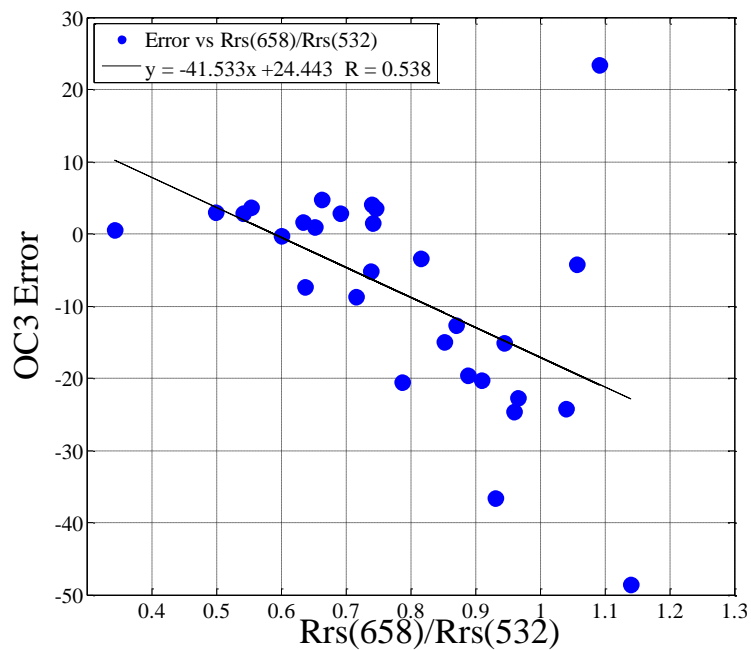


図 6-15.OC3 推定誤差と $Rrs(658)/Rrs(532)$ との関係

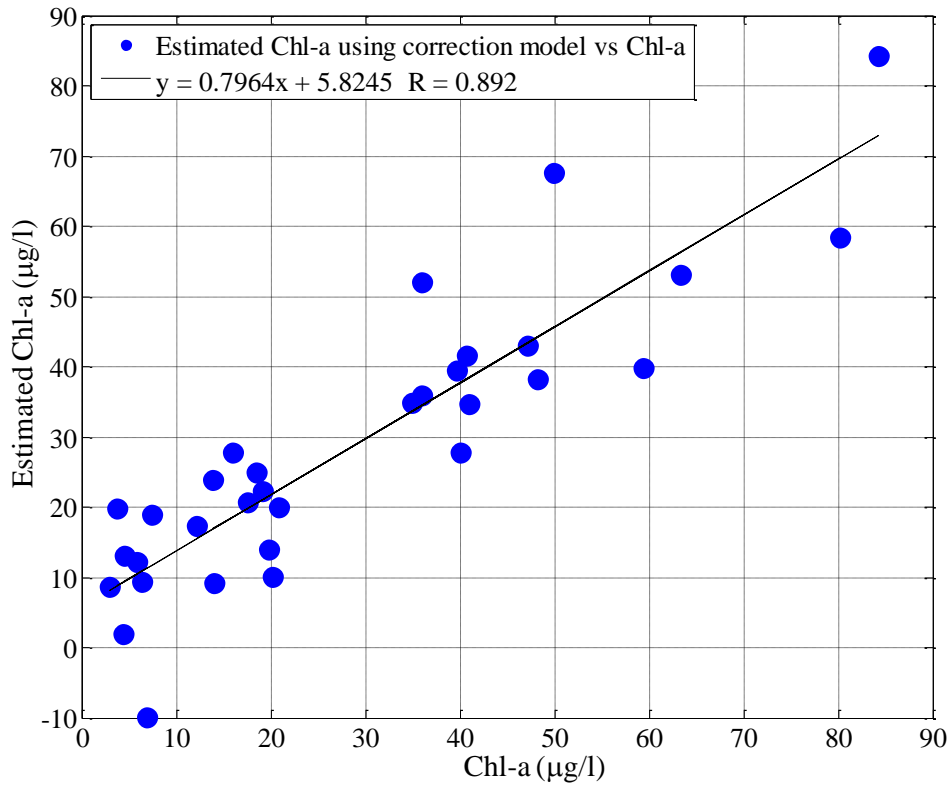


図 6-16. Chl-a 推定誤差補正モデルによる推定値と実測 Chl-a との関係

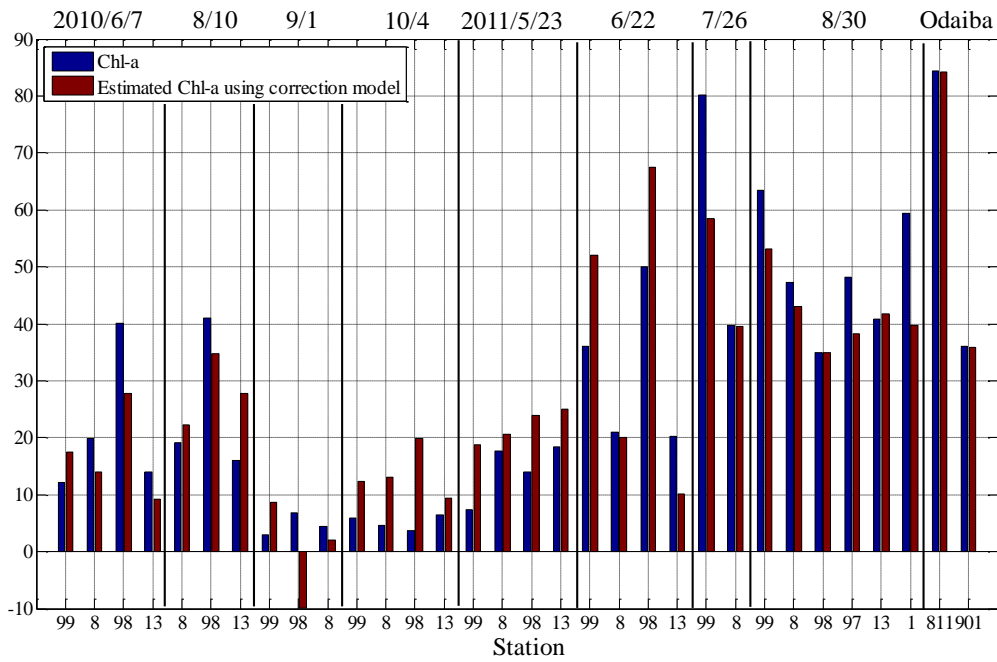


図 6-17. OC3 推定誤差と Rrs(658)/Rrs(532) との関係

7. 衛星データを用いた東京湾におけるクロロフィル分布の分類

7.1 概説

本章では、従来の Chl-a 推定アルゴリズムと開発した Chl-a 推定誤差補正モデルを衛星データに適用し、固定観測点における水質連続観測データを用いて、推定精度を検証するとともに、開発モデルの適用効果について検討する。さらに、東京湾における Chl-a 分布の時系列変化について考察する。

第 7.2 節では、従来の Chl-a 推定アルゴリズムと、Chl-a 推定誤差補正モデルを適用した衛星データの結果を示す。また、これらの衛星データの結果と国土交通省関東地方整備局が浦安沖、千葉港波浪観測塔、川崎人工島、千葉港口第一号灯標の 4 地点に設置した水質連続観測装置との比較を行う。さらに、水質連続観測装置と衛星データ Chl-a 分布を用いて東京湾における Chl-a の挙動について考察する。

7.2 従来のクロロフィル推定モデルと提案モデルとの比較・検証

7.2.1 概要

本節では、初めに、使用した衛星データの仕様と処理プロセスについて説明し、衛星データの検証に使用する水質連続観測装置の仕様および観測点について説明する。次に、従来の Chl-a 推定モデルと開発した二波長比モデルおよび Chl-a 推定誤差補正モデルを衛星データに適用した結果を示し、固定観測点の水質連続観測結果との比較・検証を行う。

7.2.2 衛星データの処理

使用した衛星データは、人工衛星 Aqua と Terra により観測されたデータを用いた。これらのセンサーはともに NASA により開発された可視・赤外域の放射計である MODIS が搭載されている。センサーの緒元を表 7-1 に示す。衛星データは、NASA ホームページの Ocean Color ホームページからダウンロードした。解析ソフトは、NASA により提供されて椅子 SeaDAS を用いて解析した。衛星データを 250m 解像度で使用するためには、Level 0 file の生データから処理を施す必要がある。処理プロセスのフロー図を図 7-1 に示す。Level 0 file が生データ（図中の 1）にあたり、まず生データから Level 1A file（図中の 2）が生成する。さらに、Level 1A file からは衛星の軌道情報（図中の 3）を加えて、データの位置情報を格納している GEOfile（図中の 2）とそれらのデータから幾何学的な補正を施した Level 1B file（図中の 4）が生成する。最後に、Level 1B file からは衛星の軌道情報と観測時の大気の状態および風向・風速などのアンシラリデータ（図中の 5）を加えて大気補正を施し、Leve 2 file として Chl-a 分布画像（図中の 6）が生成される。作成した Leve 2 file に開発した Chl-a 推定モデル適用し、検証する。沿岸域の衛星データを扱う際、大気の影響に注意が必要である。都市部付近では、通常の大気補正モデルでは処理不可能である吸収性のエアロゾルが存在するため、RGB 画像から目視により大気の影響が少ない日の衛星データを選択した。

表 7-1. 人工衛星 Terra/Aqua に搭載されたセンサー緒元

センサー名	MODerate resolution Imaging Spectrodiometer
地上分解能	250m, 500m, 1Km
観測波長帯	0.4 μ m～14.4 μ m
バンド数	36バンド
使用可能Rrs波長帯	412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, 678nm

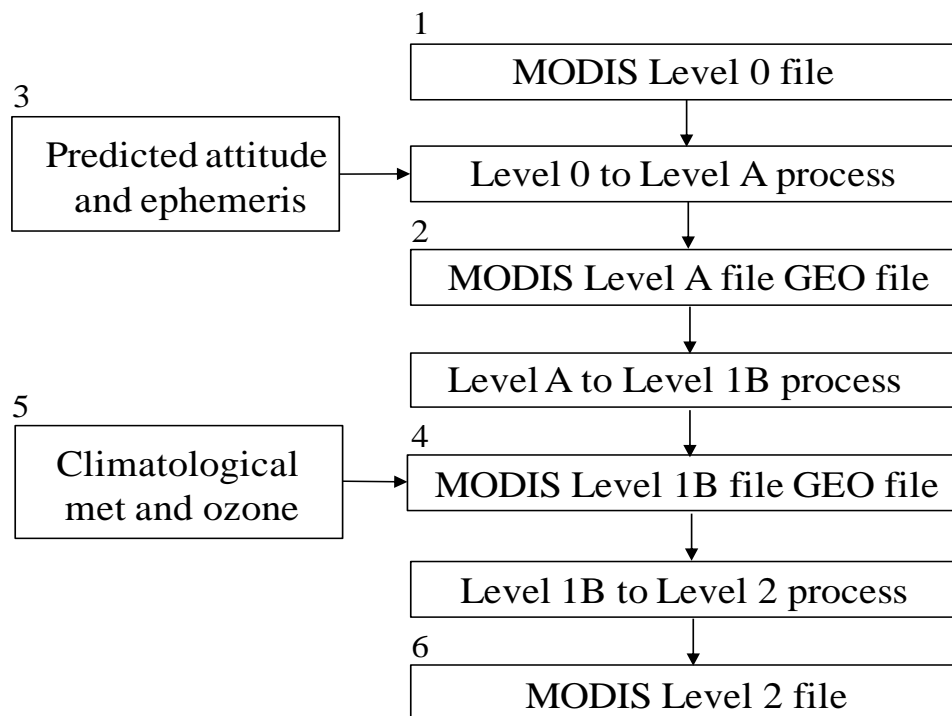


図 7-1. 衛星データ処理プロセス

表 7-2. 観測地点の緯度・経度および観測項目

観測地点	北緯	東経	観測項目		
			水質	潮の流れ	気象
浦安沖	35°38' 24"	139°56' 31"	水温 塩分 濁度 DO Chl-a	流れの向き 流れの速さ	気温 風向 風速
千葉波浪観測所	35°36' 39"	140°01' 23"			
千葉港口第一号灯標	35°32' 18"	139°57' 20"			
川崎人工島	35°29' 24"	139°50' 02"			

7.2.3 固定観測点の水質連続観測の概要

本節では、国土交通省関東地方整備局が行っている連続水質モニタリングについて説明する。関東地方整備局が、東京湾の自然環境改善するための一環として平成 22 年 4 月 1 日より 24 時間 365 日、東京湾内 4 か所に水質計を設置し、連続水質モニタリングを行っている。観測により得られたデータは公開され、東京湾の水質改善を進める取り組みに使用されている。本研究では、衛星データにより得られた Chl-a の検証用としてこれらのデータを使用する。観測地点の緯度・経度および観測項目について表 7-2. に示す。さらに、4 箇所の観測地点を図 7-2. に示し、使用されている多項目水質計の概要を表 7-3. に示す。使用されている多項目水質計（YSI ナノテック社製 6600V2-4M）は 1 時間間隔で水深、水温、電気伝導度、塩分、濁度、Chl-a、DO の測定が可能である。

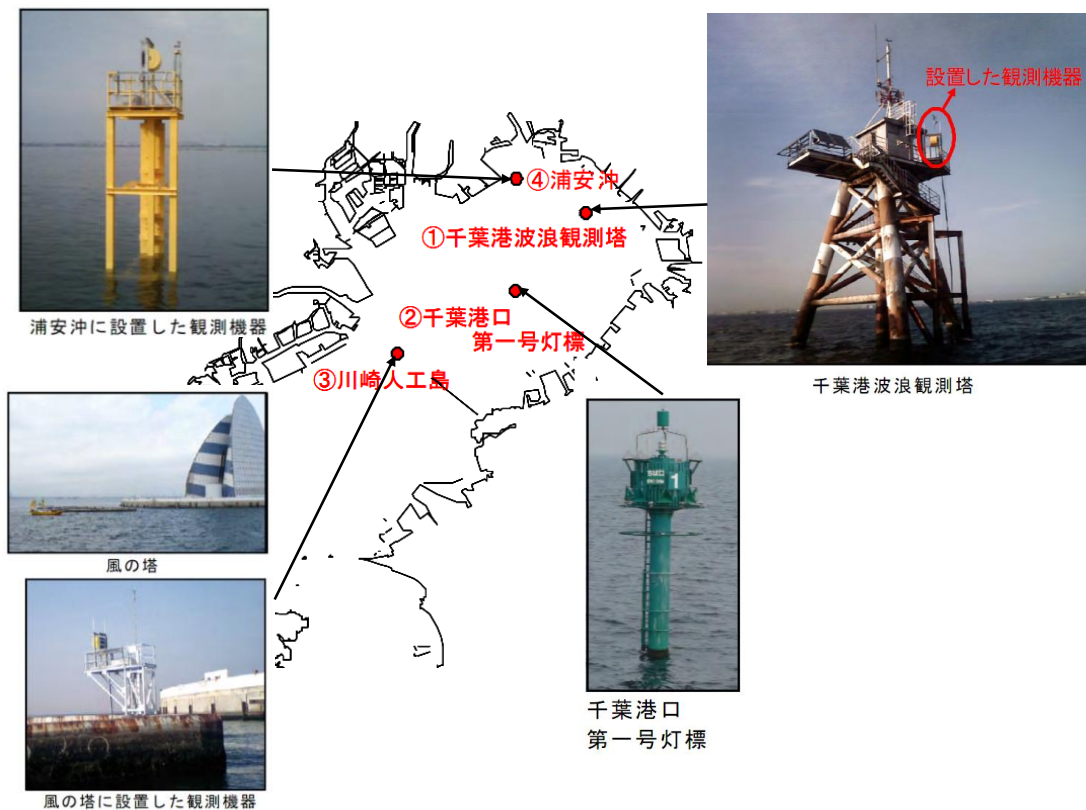


図 7-2. 国土交通省関東整備局による水質観測地点

※データ出所：国土交通省 関東地方整備局 記者発表資料

<http://www.pa.ktr.mlit.go.jp/kyoku/03info/03kisya/2009/0330renzokukansoku.pdf>

表 7-3. 多項目水質計概要

 <p>多項目水質計 YSIナノテック社製 6600V2-4M</p>		水深	水温	電気伝導度	塩分
	センサタイプ	ストレンゲージ	サーミスター	4セル式	伝導度と水温から計算
	測定範囲	0~60m	5~50℃	0~100mS/cm	0~70
	分解能	0.001m	0.01℃	0.001~0.1mS/cm	0.01
	精度	±0.12m	±0.15℃	±0.5% (読値) +0.001mS/cm	±1% (読値) 又は0.1
		濁度	Chl-a	DO	
センサタイプ	光学式(90°散乱)	蛍光式	蛍光式		
測定範囲	0~1000NTU	0~400µg/l	0~50mg/l		
分解能	0.NTU	0.1 µg/l	0.01mg/l		
精度	±2% (読値) 又は0.3NTU	-	±0.1mg/l 又は読値の1%		

7.2.4 衛星データの結果および固定観測点の水質連続観測データを用いた検証

本節では、従来の Chl-a 推定アルゴリズム、Chl-a 推定誤差補正モデルを適用した衛星データの結果を示す。図 7-3.に 2010 年 6 月 3 日、2010 年 8 月 7 日、2010 年 8 月 22 日、2010 年 8 月 27 日、2010 年 8 月 31 日の東京湾の RGB 画像を示す。これらの衛星データ取得日は、気象庁ホームページによると江戸川臨海公園において一日中晴れであり、東京湾を覆う雲が少なかった。しかし、画像が僅かに不鮮明であることが目視により確認でき、特に 2010/8/27 に関しては顕著である。この理由は、雲の影響と、エアロゾル中に含まれる微粒子のため、光が大気中で散乱していたことが原因と考えられる。さらに、都市部付近では、都市大気汚染や産業由来である化石燃料起源の黒色炭素によって光吸収性のエアロゾルが発生している。この光吸収性のエアロゾルは、現行の大気補正モデルでは補正することができないため、目視により RGB 画像を確認し、比較的大気の影響が少ない画像を選出した。それぞれの画像は、僅かに不鮮明であるが、東京湾付近においては比較的鮮明であった。表 7-4.に使用した衛星データの観測日、従来モデルの適用後の結果、補正モデル適用後の結果、推定値比較の図、表番号を示す。

図 7-4.に、2010 年 6 月 3 日の従来 Chl-a 推定モデルによる計算結果、図 7-5.に、Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果を示す。図 7-4.の従来モデルに着目すると、東京湾湾奥で Chl-a が低濃度になっていたことが確認できる。荒川、隅田川、多摩川河口付近では、Chl-a が湾奥より上昇していたことが確認できるが、空間分布的に大きな差異が見られない。図 7-5.の補正モデルによる結果では、湾奥付近において従来モデルと同程度の濃度であるが、河口付近では Chl-a が急激に上昇していたことが確認できる。このことから、補正モデルでは、東京湾における Chl-a の空間分布的な濃度の差異をうまく計算できている可能性がある。

図 7-5.において Chl-a が高濃度になっていた箇所を見ると、荒川、隅田川、多摩川河口付近に加えて、江戸川河口付近においても Chl-a の上昇が見られた。この高濃度な Chl-a を含んだ水塊が、湾奥部陸側に向かって流れていたことが確認できる。また、多摩川河口域付近から湾口部にかけて画像が黒くなっており、その周囲の Chl-a が高くなっているが、これは、使用したバンドの一部に欠損値があったか、もしくは、大気補正の段階で問題が生じたものと考えられる。さらに、湾奥の黒い箇所は、補正モデルの計算の段階で、Chl-a が低濃度であった箇所の計算結果がマイナス値になってしまったことが原因と考えられる。このことから、空間分布における定性的な評価として、開発した補正モデルは、低濃度 Chl-a の箇所を表示できない欠点があるものの、河口付近などの沿岸域に近い高濃度 Chl-a 部分を推定できている可能性がある。

表 7-5.、図 7-6.に、2010 年 6 月 3 日の実測 Chl-a、従来モデルによる Chl-a 推定値、補正モデルによる Chl-a 推定値の結果を示す。実測の Chl-a は、陸域に近い箇所から江戸川河口付近である浦安沖、千葉波浪観測所、千葉湊口第一号灯標、川崎人工島の順に、陸域から離れていくに従って低くなっていた。浦安沖は、Chl-a : 58.0 μ g/l を記録していたが、従来モデル、補正モデルによる推定値は、8.22 μ g/l と 26.8 μ g/l 両者とも過小評価となっていた。しかし、従来モデルに比べ、補正モデルの方が高濃度時の Chl-a に対応できていたことが判る。

表 7-4. 使用した衛星データの観測日、従来モデルの適用後の結果、補正モデル適用後の結果、推定値比較の図、表の番号

衛星観測日	従来モデル	補正モデル	推定値比較_図	推定値比較_表
2010/6/3	図 7-4.	図 7-5.	図 7-6.	表 7-5.
2010/8/6	図 7-7.	図 7-8.	図 7-9.	表 7-6.
2010/8/22	図 7-10.	図 7-11.	図 7-12.	表 7-7.
2010/8/27	図 7-13.	図 7-14.	図 7-15.	表 7-8.
2010/8/31	図 7-16.	図 7-17.	図 7-18.	表 7-9.

千葉波浪観測所、千葉湊口第一号灯標、川崎人工島においても、基本的に両モデルとも過小評価となっているが、補正モデルの方が従来モデルに比べ、推定誤差が小さくなった。このことから、補正モデルは、従来モデルより精度が増しているものの、Chl-a が高濃度時になった状態では、未だ推定誤差が大きいいため、今後、検討が必要である。

図 7-7.に、2010 年 8 月 6 日の従来 Chl-a 推定モデルによる計算結果、図 7-8.に、Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果を示す。この結果からも、従来モデルの結果に比べ、補正モデルの方が東京湾全体において Chl-a を高く評価している。図 7-8.に着目すると、荒川、隅田川起源だと考えられる高濃度 Chl-a を含んだ水が湾奥部に向かって拡がりながら流れていたことが確認できる。このとき、荒川、隅田川、養老川、河口付近での Chl-a の上昇が見られたが、多摩川、江戸川河口域での Chl-a の上昇は見られなかった。

表 7-6.、図 7-9.に、2010 年 8 月 6 日の実測 Chl-a、従来モデルによる Chl-a 推定値、補正モデルによる Chl-a 推定値の結果を示す。実測の Chl-a は、千葉波浪観測所、千葉湊口第一号灯標、川崎人工島の順に、高くなっていた。浦安沖では、水質計のトラブルにより測定できていなかった。衛星データによる推定値を見ると、従来モデルによる推定値は、大きく過小評価されていた。補正モデルの結果を見ると、従来モデルと比べて推定誤差は小さくなっていったものの、全体的に過小評価となっていた。また、Chl-a 実測値と Chl-a 推定値が相関を持たない結果となっており、精度に問題があった可能性がある。特に、川崎人工島では、実測 Chl-a が相対的に高くなっているものの、衛星による推定値は低く評価していたことが判る。

次に、図 7-10.に、2010 年 8 月 22 日の従来 Chl-a 推定モデルによる計算結果、図 7-11.に、Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果を示す。2010 年 8 月 22 日の衛星データは、衛星 Level 0file から Level 2file へ変換する処理プロセスの過程で、250m 解像度に変換できないといった問題が生じ、解像度が荒くなっている。この衛星データ取得日における Chl-a は、沿岸域において高濃度となっていたことが確認でき、東京湾中央辺りの水域では、低濃度となっていたことが判る。また、河口部付近以外にも、湾奥部陸側付近で Chl-a の上昇が見られた。

表 7-7.、図 7-12.に、2010 年 8 月 22 日の実測 Chl-a、従来モデルによる Chl-a 推定値、補正モデルによる Chl-a 推定値の結果を示す。観測地点は、低濃度 Chl-a の水域が湾奥部分で拡がっていたため、補正モデルによるデータの損失により、2 地点における比較となった。この結果から、浦安沖の Chl-a 実測値の方が千葉波浪観測所より高くなっていたのに対して、従来モデルによる推定値は、浦安沖より千葉波浪観測所の方が高くなっていた。しかし、Chl-a 実測値と補正モデルによる Chl-a 推定値の増減は同じ傾向にあった。

次に、図 7-13.に、2010 年 8 月 27 日の従来 Chl-a 推定モデルによる計算結果、図 7-14.に、Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果を示す。2010 年 8 月 27 日の衛星データに関しても補正モデルの方が Chl-a を高く推定していたことが判る。しかし、この観測日の衛星データは、河口付近における Chl-a の上昇が見られなかった。

図 7-3.の RGB 画像を見ると、雲と大気の影響を大きく受けていた画像であり、陸域のラインがぼやけていることから、沿岸域部分の Chl-a を表示できていない可能性がある。また、雲と大気の影響による指定誤差についても注意しなければならない。

表 7-8.、図 7-15.に、2010 年 8 月 22 日の実測 Chl-a、従来モデルによる Chl-a 推定値、補正モデルによる Chl-a 推定値の結果を示す。Chl-a 実測値は、浦安沖、千葉波浪観測所、千葉湊口第一号灯標において、Chl-a が約 10 μ g/l 前後となっており、空間分布的に濃度の差異が小さかったことが判る。それに比べ、補正モデルによる推定値も、濃度に大きな差異がないという点において共通していた。

次に、図 7-16.に、2010 年 8 月 31 日の従来 Chl-a 推定モデルによる計算結果、図 7-17.に、Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果を示す。このときの衛星データは、荒川、隅田川河口域付近、江戸川河口域付近、湾奥部において高濃度 Chl-a が拡がっていることが確認できるが、湾奥中央から湾口部にかけて低濃度な Chl-a が拡がっており、補正モデルでは、表

示できていなかったことが判る。しかし、従来モデルでは表示できているため、低濃度部分の Chl-a を評価する際には、従来モデルの方が適していると考えられる。表 7-9、図 7-15 に、2010 年 8 月 31 日の実測 Chl-a、従来モデルによる Chl-a 推定値、補正モデルによる Chl-a 推定値の結果を示す。衛星画像にて表示されていた浦安沖、千葉波浪観測所の 2 地点において比較が可能であった。Chl-a 実測値と比較すると、従来モデル、補正モデルのどちらも過小評価になっていたことが判る。また、浦安沖では、従来モデルに比べ、補正モデルの方が精度よく Chl-a を推定できていたものの、千葉波浪観測所では、従来モデルの方が精度よく推定できていた。使用した衛星データのうち、従来モデルが補正モデルの推定値を上回ったのは、2010 年 8 月 31 日の千葉波浪観測所 1 点のみであった。

これらの 2010 年 6 月 3 日、2010 年 8 月 7 日、2010 年 8 月 22 日、2010 年 8 月 27 日、2010 年 8 月 31 日の従来モデルによる推定値と Chl-a 実測値との関係を図 7-19、補正モデルによる推定値と Chl-a 実測値との関係を図 7-20 に示す。それぞれの相関係数を比較すると、従来モデルによる推定値と Chl-a 実測値では、 $R=0.495$ であったのに対して、補正モデルによる推定値と Chl-a 実測値では、相関係数 $R=0.851$ となっていた。このことから、補正モデルの方が空間分布的な推定精度がよいことが示された。今後の課題として、補正モデルによる結果は、相関係数は高いものの、Chl-a 推定のオーダーとして過小評価の傾向にあるため、補正モデルの係数を変化させることで高精度なモデルを作成できる可能性があると考えられる。また、エアロゾルの影響を考慮し、エアロゾルの厚さの違いによりどの程度推定誤差を及ぼすのか把握しておく必要がある。

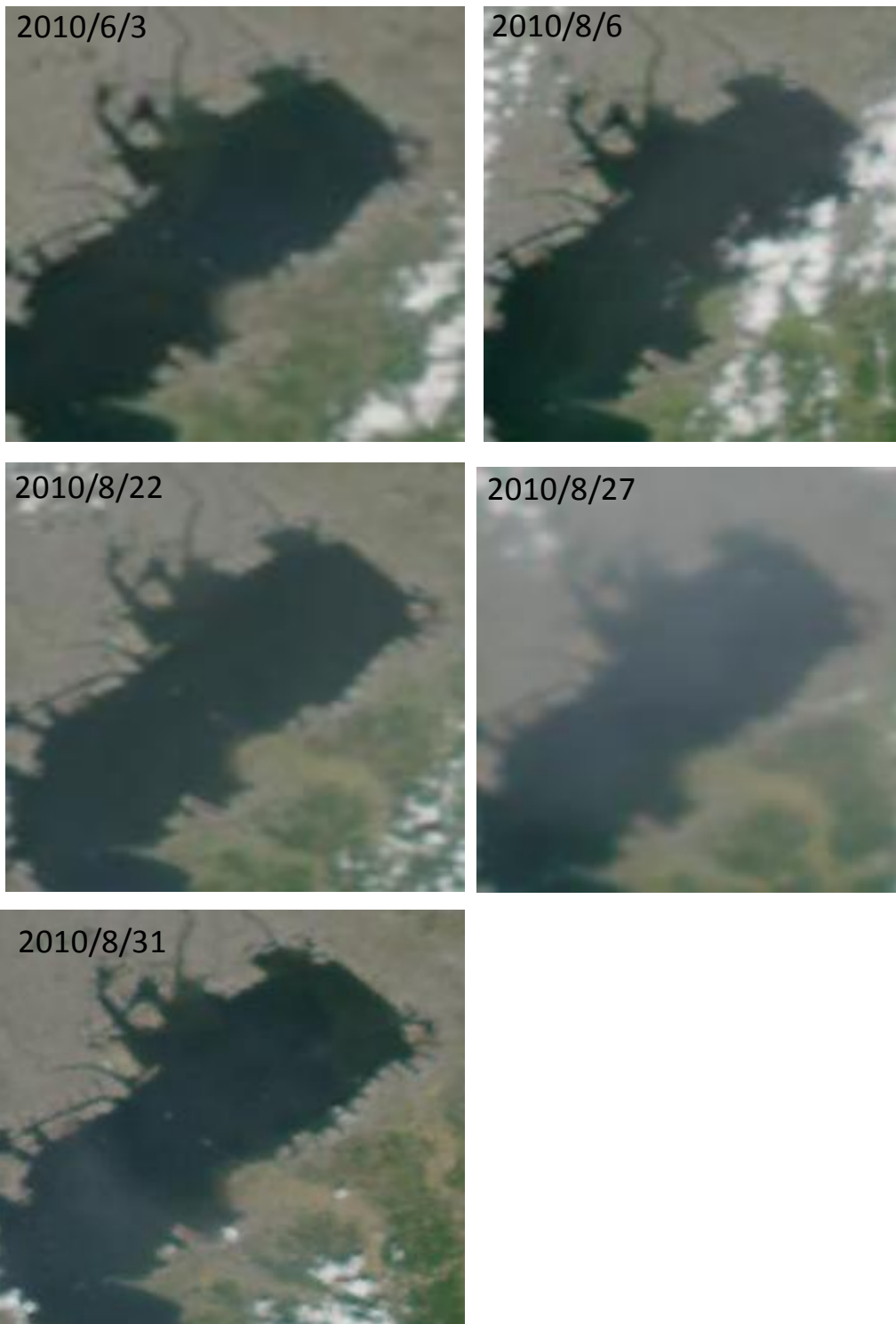


図 7-3. 衛星データの RGB 画像

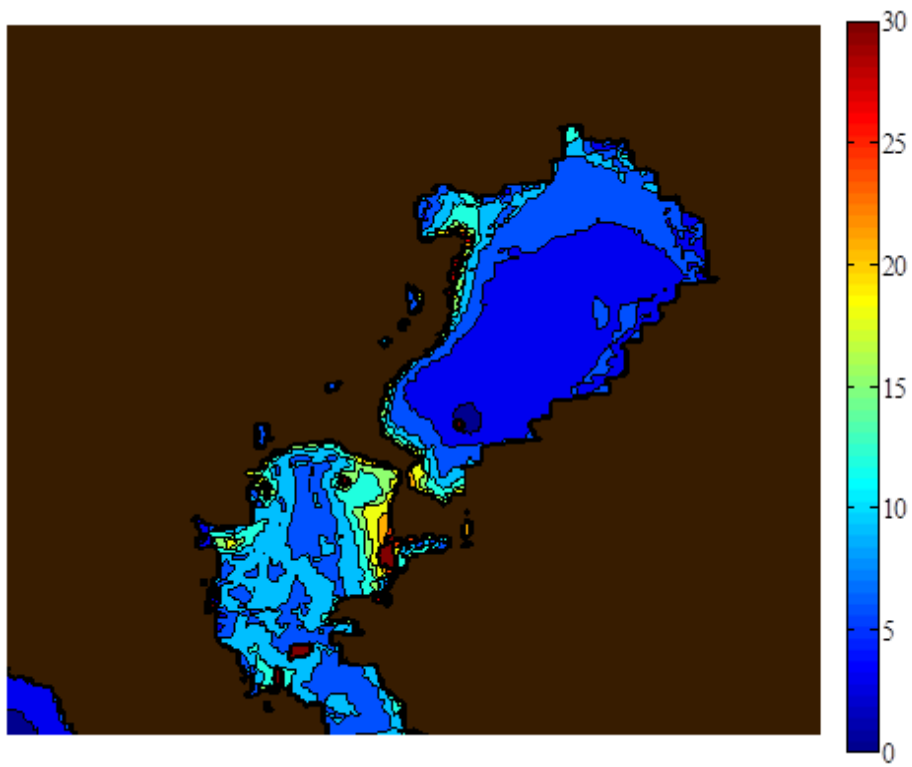


図 7-4. 2010/6/3 従来の Chl-a 推定モデルによる計算結果

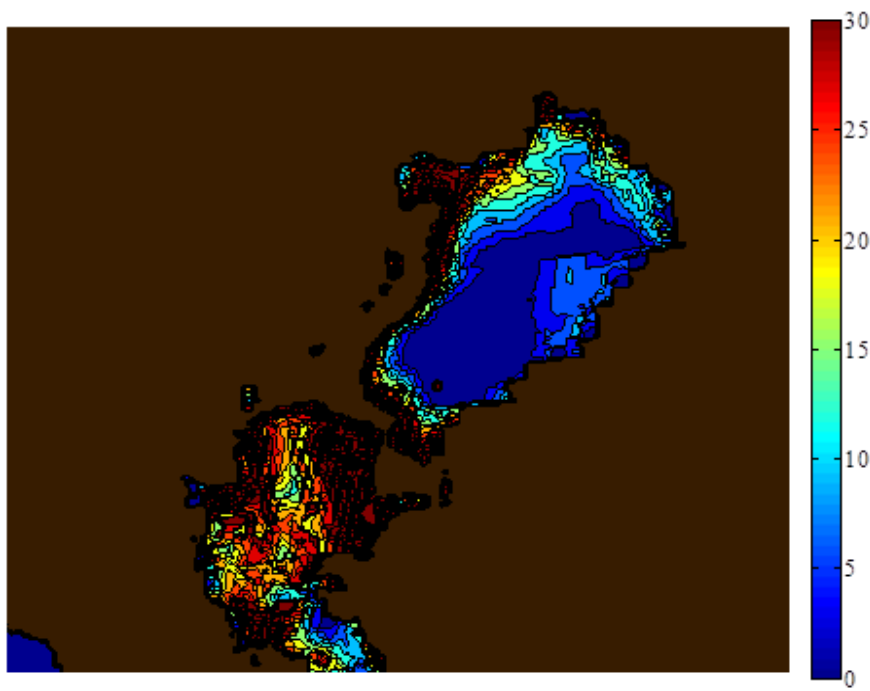


図 7-5. 2010/6/3 Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果

表 7-5. 2010/6/3 実測 Chl-a、従来のモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

日付	観測地	実測 Chl-a	従来	補正モデル
2010/6/3	浦安沖	58.0	8.22	26.8
	千葉波浪観測所	19.9	7.12	13.2
	千葉港口第一号灯標	8.60	5.19	5.24
	川崎人工島	7.90	3.92	4.82

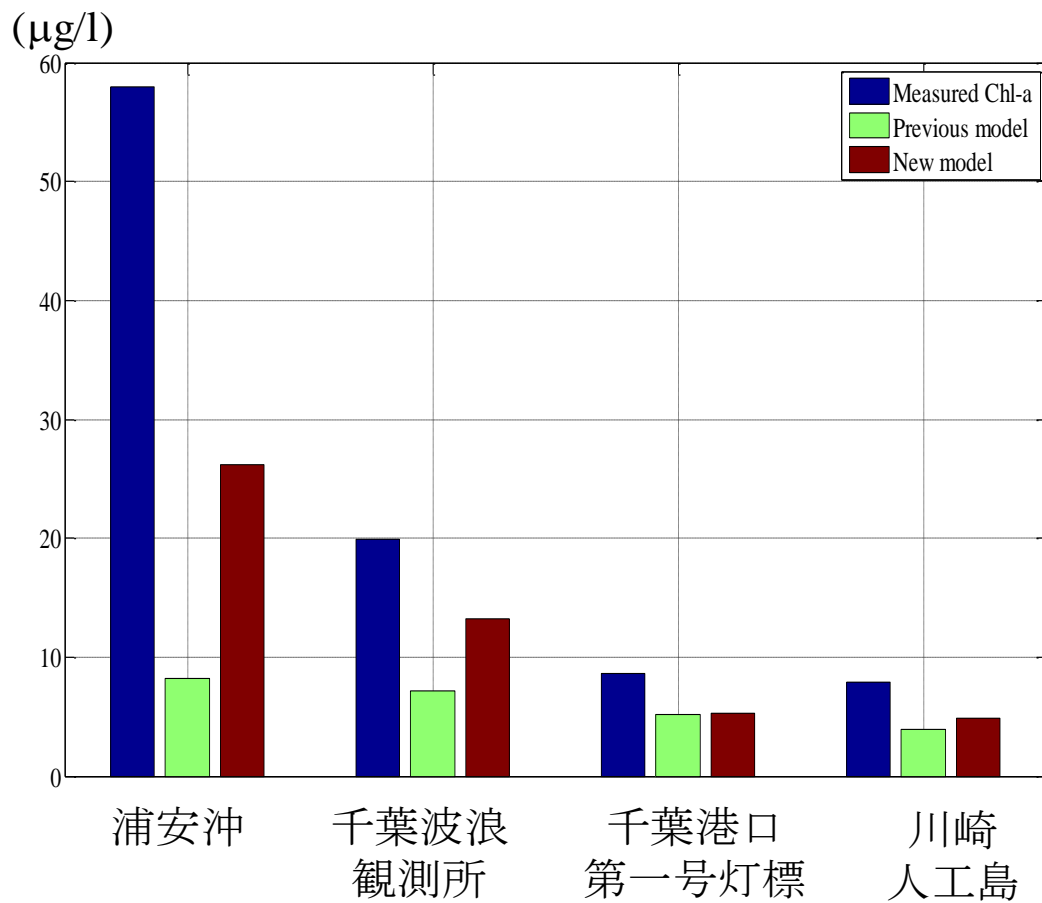


図 7-6. 2010/6/3 実測 Chl-a、従来のモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

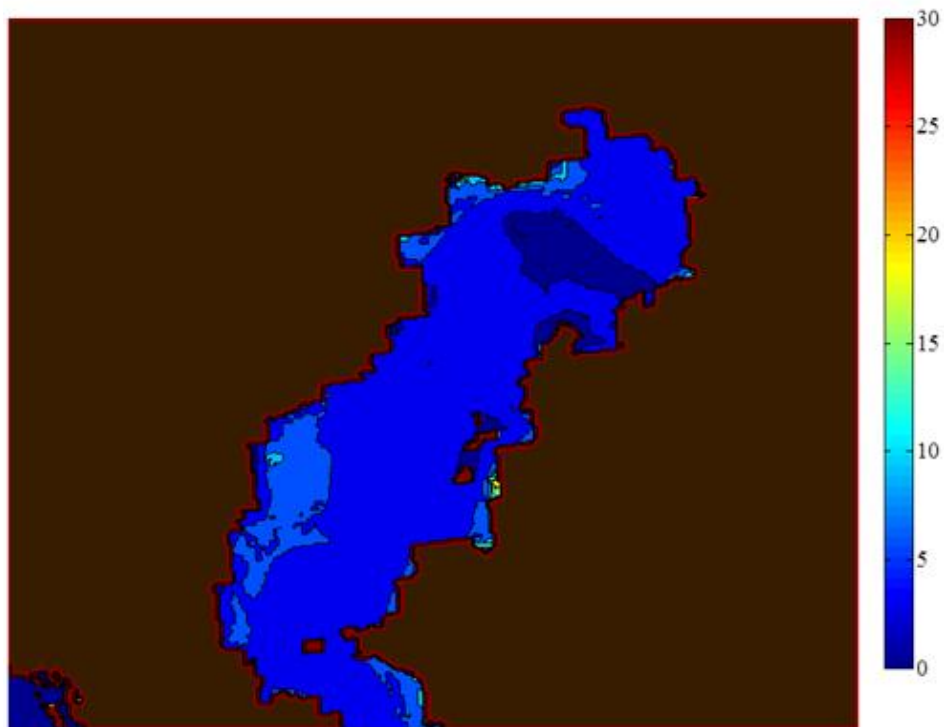


図 7-7. 2010/8/6 従来の Chl-a 推定モデルによる計算結果

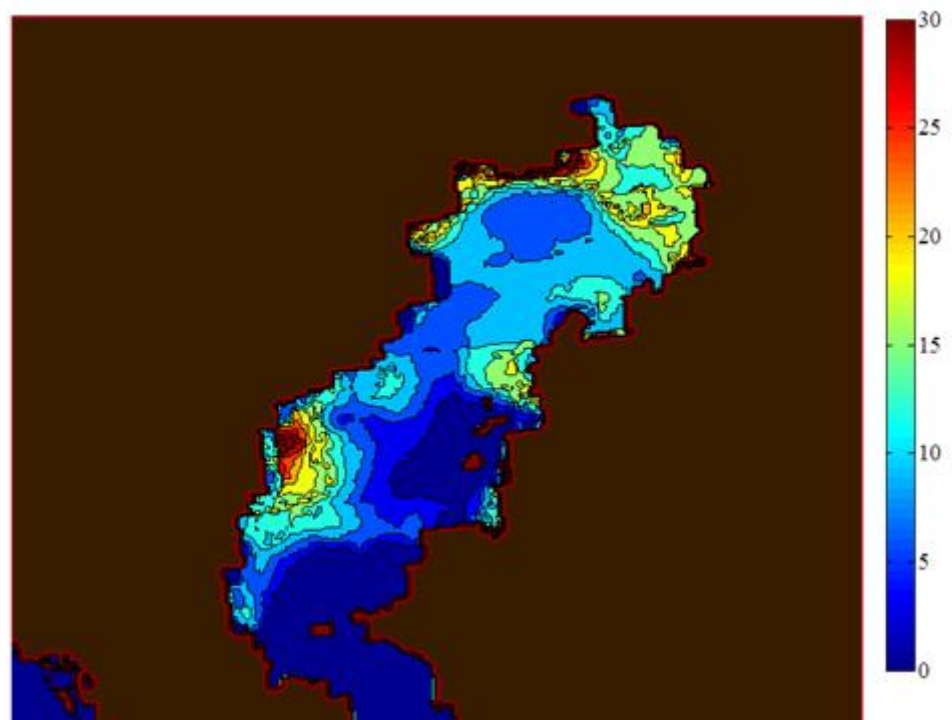


図 7-8. 2010/8/6 Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果

表 7-6. 2010/8/6 実測 Chl-a、従来のもモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

日付	観測地	実測 Chl-a	従来	補正モデル
2010/8/6	浦安沖		5.88	22.1
	千葉波浪観測所	38.4	5.11	20.0
	千葉港口第一号灯標	40.1	3.81	11.2
	川崎人工島	55.9	4.49	13.4

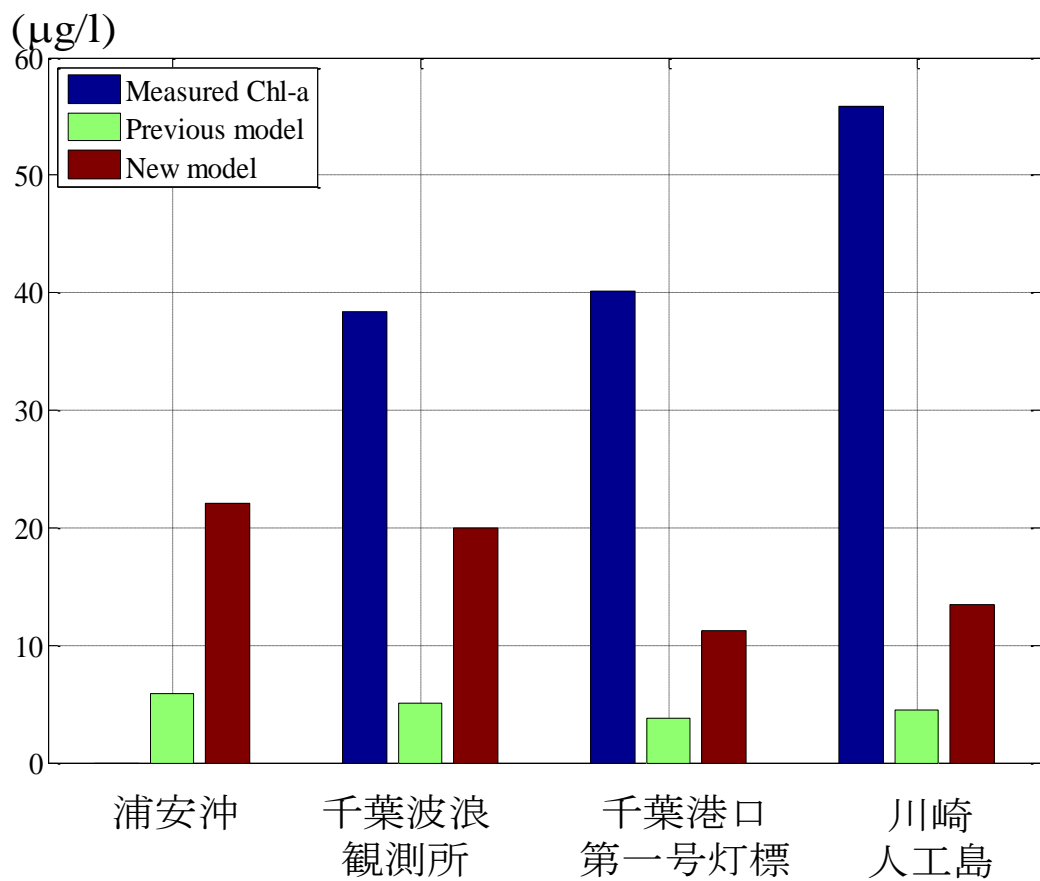


図 7-9. 2010/8/6 実測 Chl-a、従来のもモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

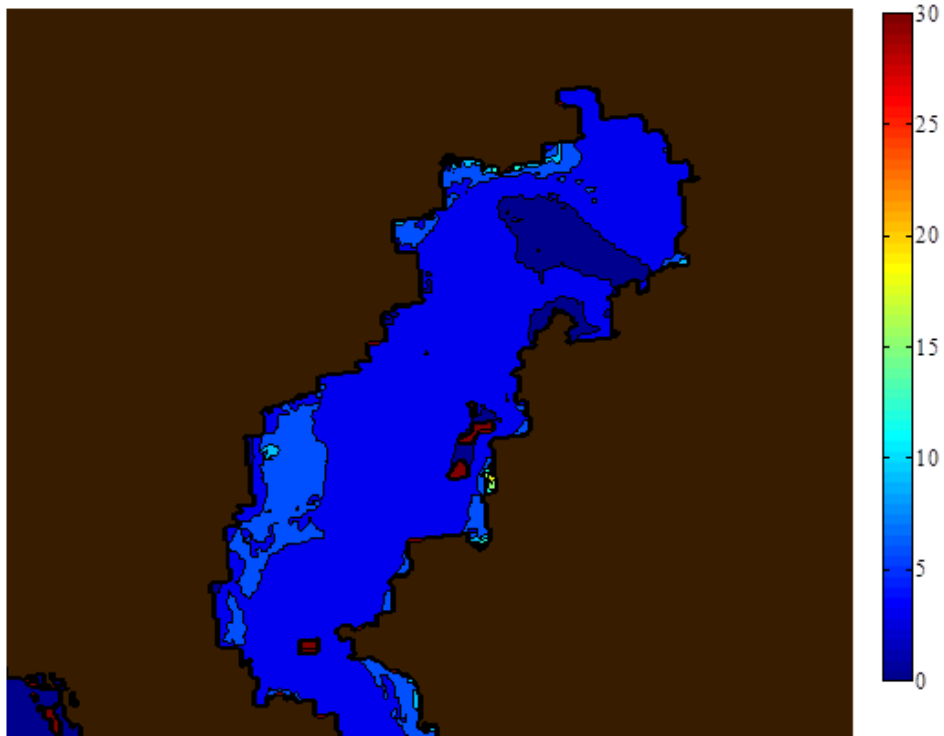


図 7-10. 2010/8/22 従来の Chl-a 推定モデルによる計算結果

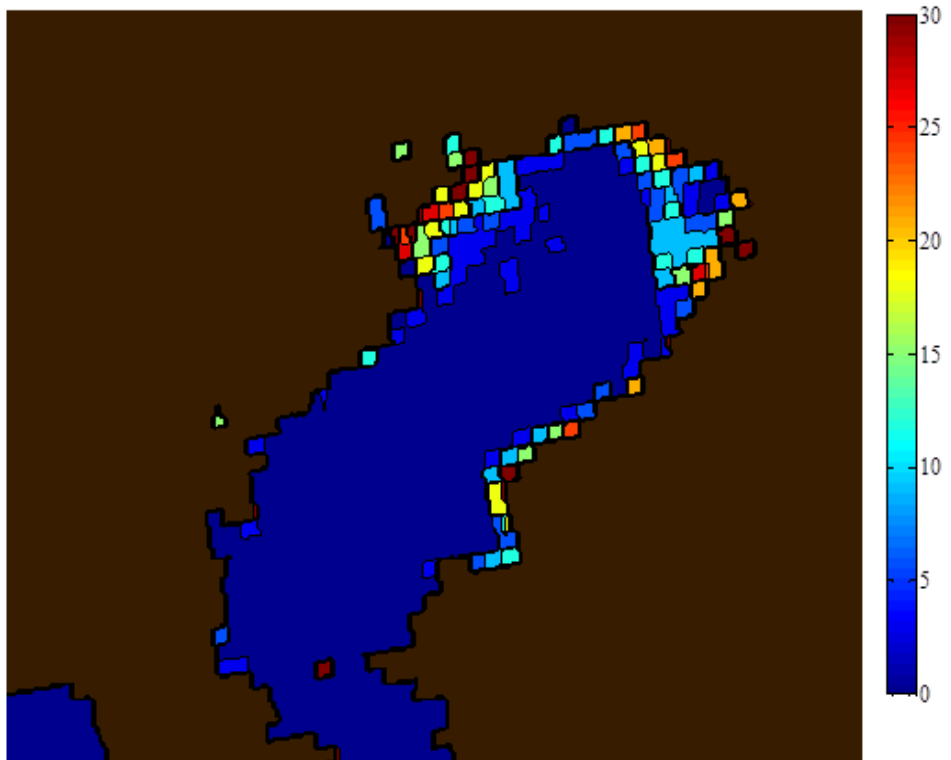


図 7-11. 2010/8/22 Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果

表 7-7 2010/8/22 実測 Chl-a、従来のもモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

日付	観測地	実測Chl-a	従来	補正モデル
2010/8/22	浦安沖	29.50	4.45	12.67
	千葉波浪観測所	23.30	5.48	10.02

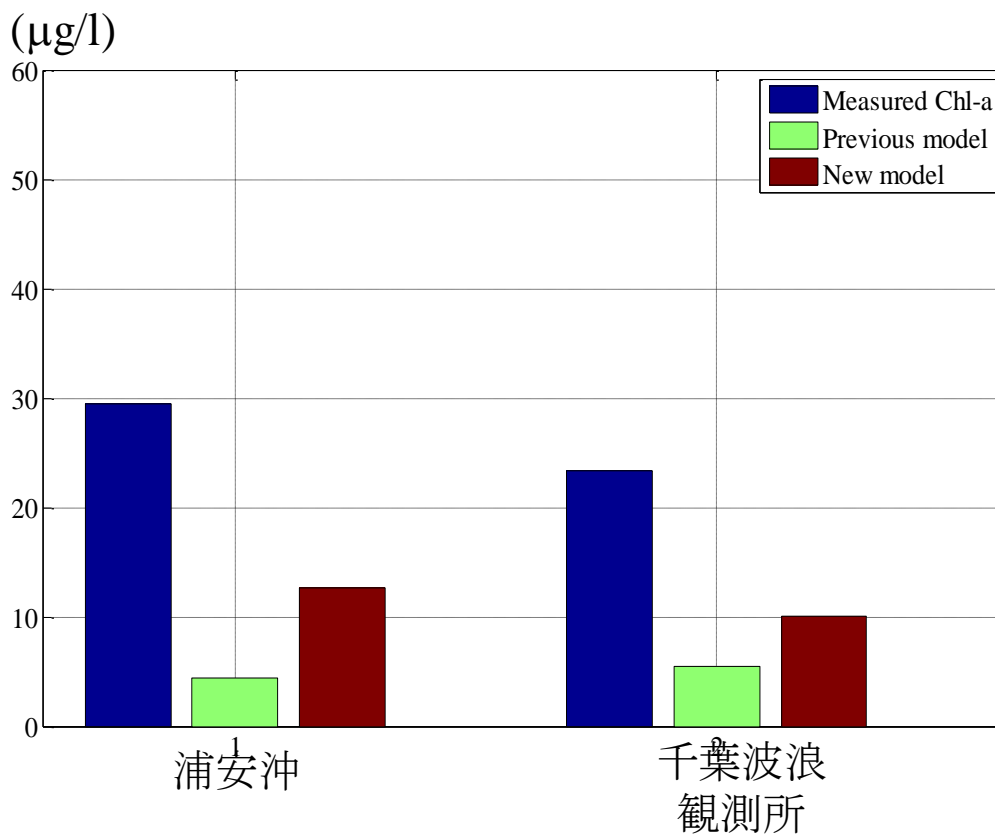


図 7-12. 2010/8/22 実測 Chl-a、従来のもモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

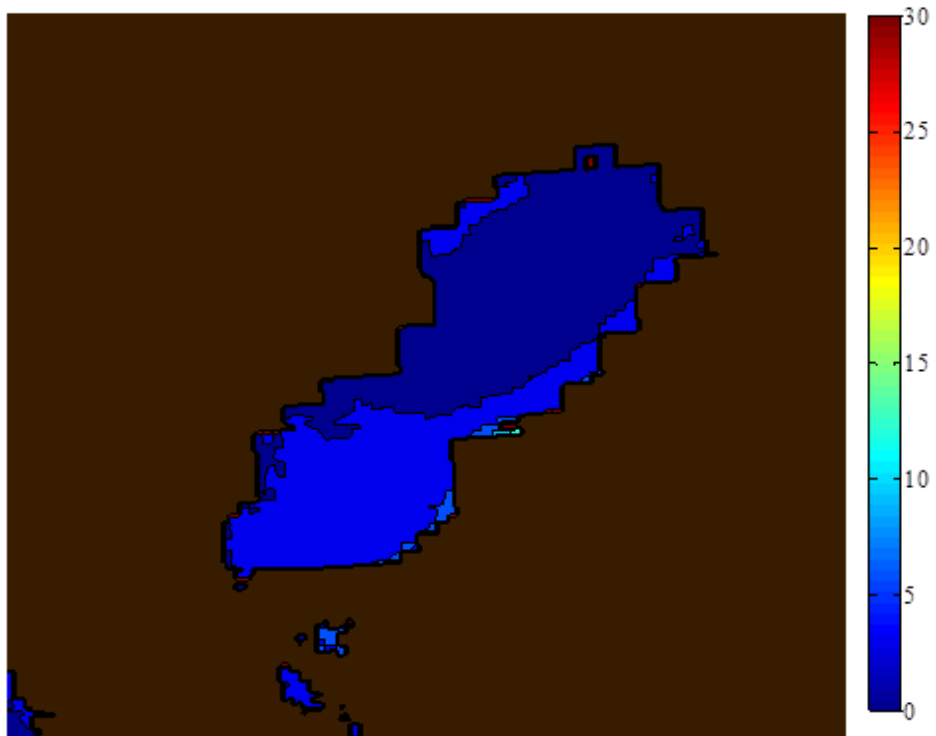


図 7-13. 2010/8/27 従来の Chl-a 推定モデルによる計算結果

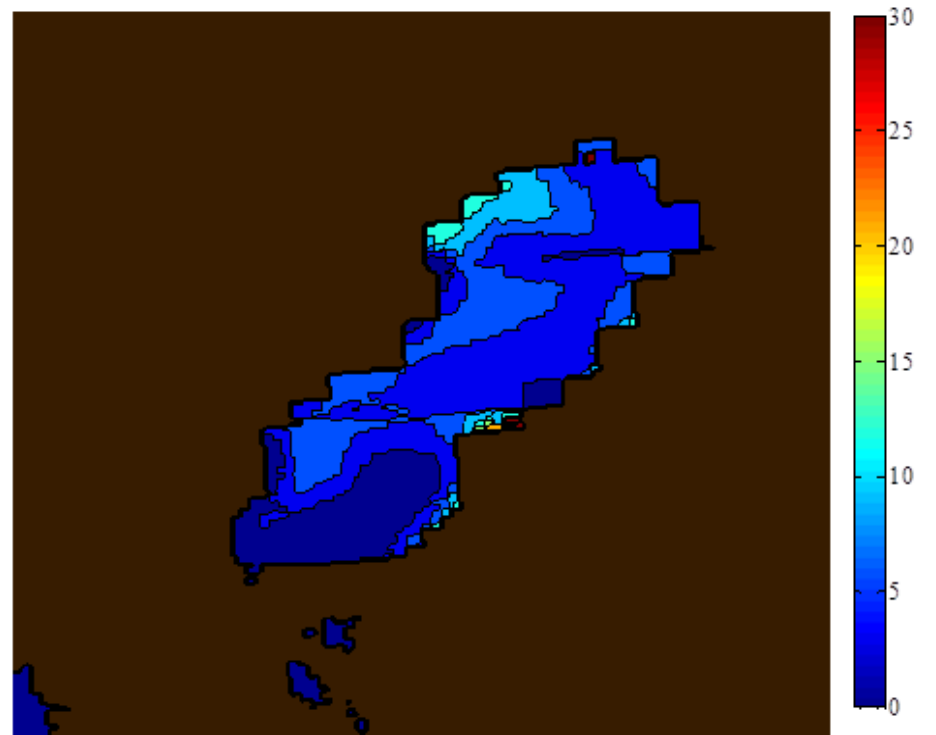


図 7-14. 2010/8/27 Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果

表 7-8 2010/8/27 実測 Chl-a、従来のもモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

日付	観測地	実測Chl-a	従来	補正モデル
2010/8/27	浦安沖	9.60	2.33	5.67
	千葉波浪観測所	11.5		4.79
	千葉港口第一号灯標	9.15	2.31	5.21

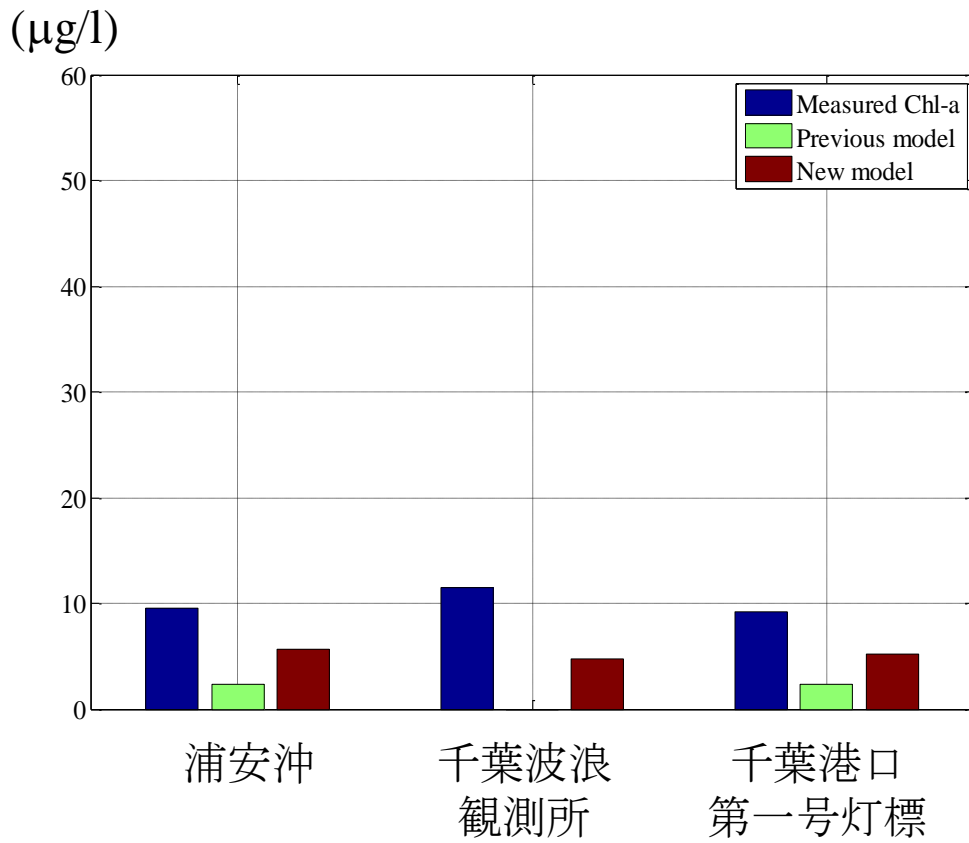


図 7-15. 2010/8/27 実測 Chl-a、従来のもモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

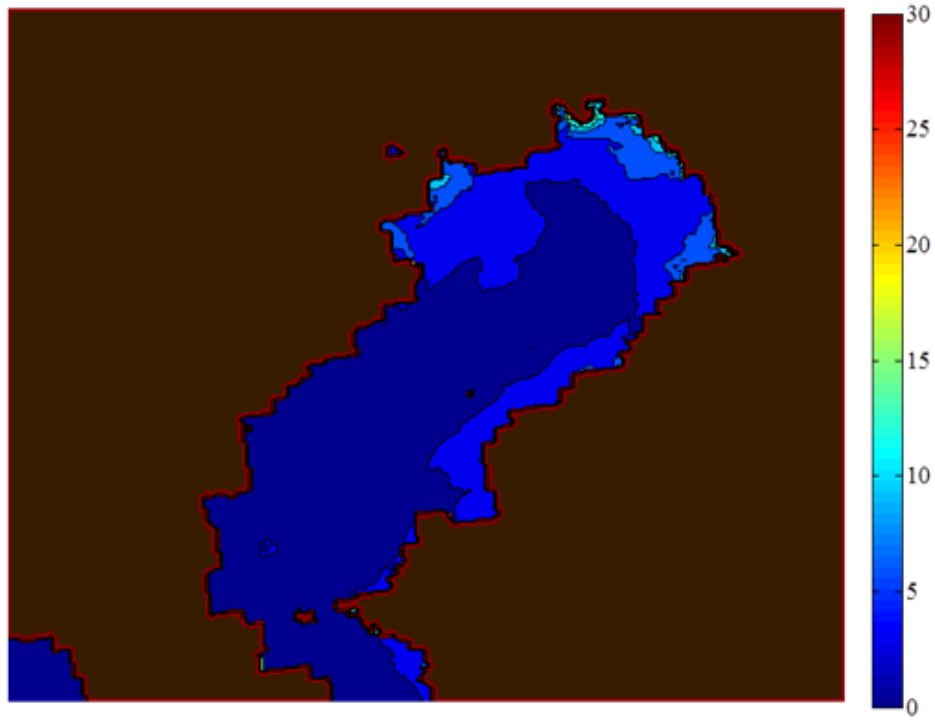


図 7-16. 2010/8/31 従来の Chl-a 推定モデルによる計算結果

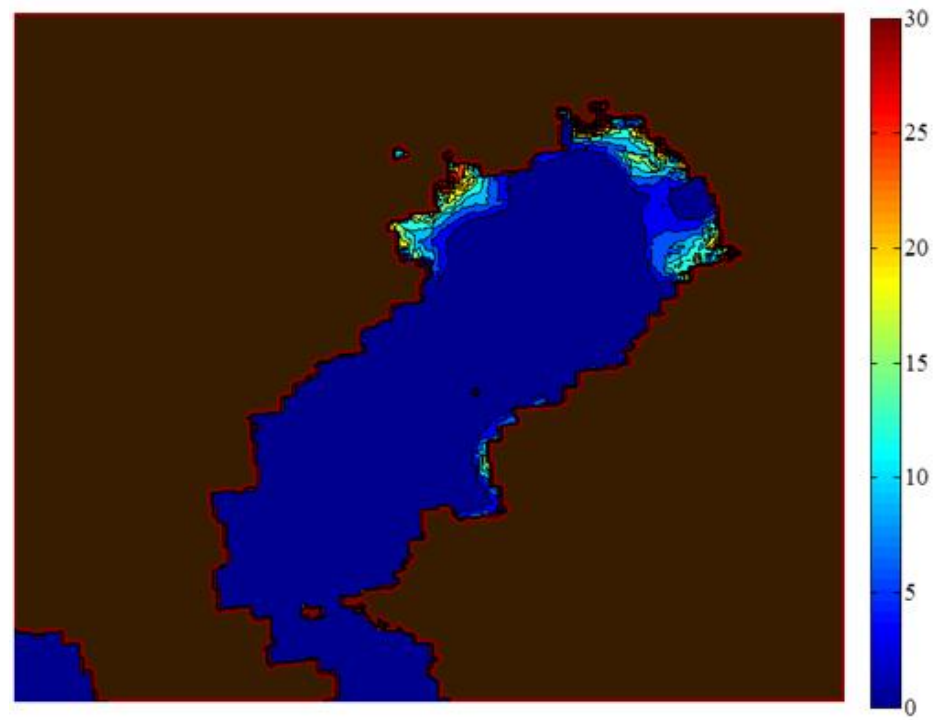


図 7-17. 2010/8/31 Chl-a 推定誤差補正モデルによる計算結果

表 7-9 2010/8/31 実測 Chl-a、従来のもモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

日付	観測地	実測Chl-a	従来	補正モデル
2010/8/31	浦安沖	9.85	3.66	7.49
	千葉波浪観測所	12.05	5.08	3.92

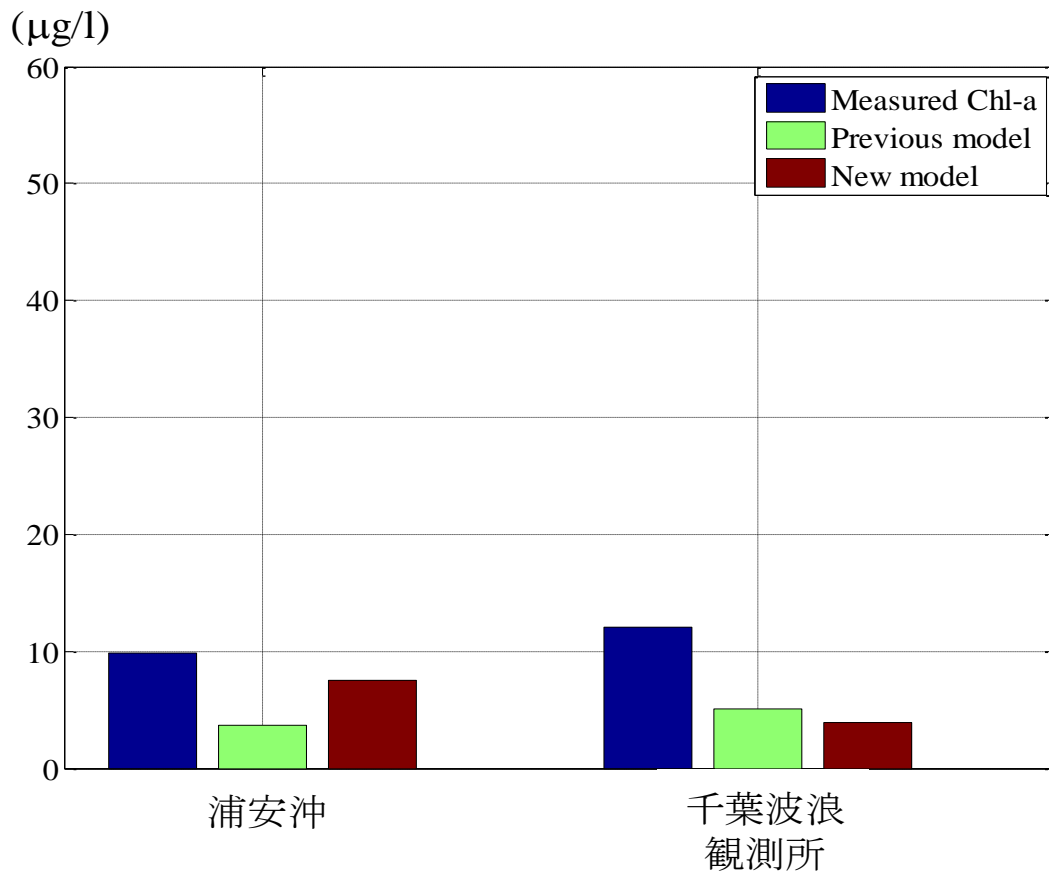


図 7-18. 2010/8/31 実測 Chl-a、従来のもモデルによる Chl-a 推定値、
補正モデルによる Chl-a 推定値の比較

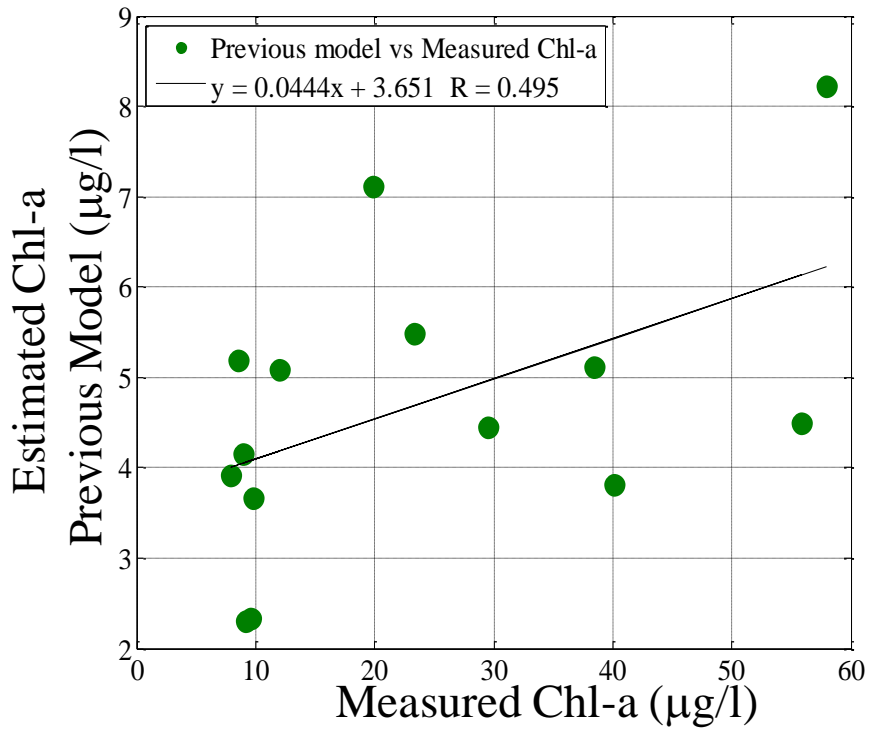


図 7-19. 従来モデルによる推定値と Chl-a 実測値との関係

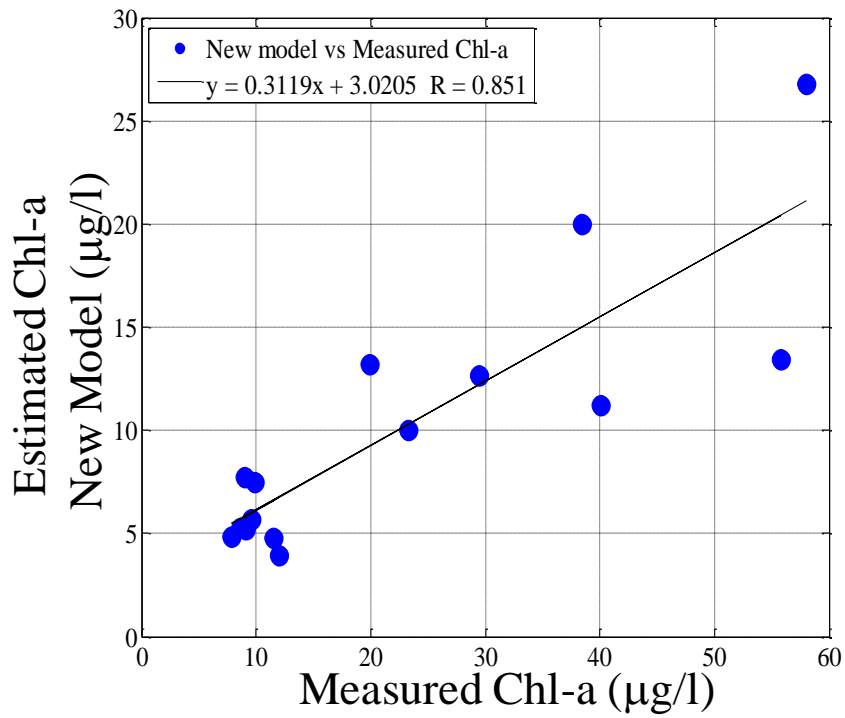


図 7-20. 補正モデルによる推定値と Chl-a 実測値との関係

7.3 東京湾のクロロフィル分布の分類

本節では、2010年、2011年のエアロゾルの影響が少ない人工衛星画像に Chl-a 推定誤差補正モデルを適用し、それらの画像の Chl-a 分布について考察する。具体的には、Chl-a 分布の高濃度となる箇所、拡がり方について場合分けし、ケースごとの発生要因について、水質時系列データを用いて考察する。考察に用いる衛星画像は18枚であり、これらの分布のケースを、「湾奥から西岸沿いに発生型」、「湾奥から東岸沿いに発生型」、「湾奥から北岸沿いに発生型」、「湾奥部全体に発生型」、「湾奥部全体の岸沿いに発生型」と5つに大別し、さらに、大別した5つのケースから、「湾奥部全体に発生型」を「高濃度型」、「低濃度型」に分け、湾奥から西岸沿いに発生型」と「湾奥から北岸沿いに発生型」を組み合わせた「湾奥から西岸沿い+北岸沿い発生型」と加えて3つに分けた。これらの検討ケースの設定を表7-10、図7-21.に示す。国土交通省関東整備局の水質時系列データは、2010年4月1日から開始したものであるため2010年4月以前のデータを除き、2010年5月26日から2010年6月13日の期間、2010年5月26日から2010年6月13日の期間、2010年5月26日から2010年6月13日の期間の3つの期間に分け考察する。

初めに、2010年6月3日と2010年6月12日の衛星データを図7-22.に示す。さらに、これら2枚の衛星画像を考察するため、浦安沖、千葉波浪観測所、千葉港口第一号灯標、川崎人工島における2010年5月26日から2010年6月13日の期間の平均風速、水温、塩分、Chl-a、全天日射量の時系列を地点ごとに図7-23.、図7-24.、図7-25.、図7-26.に示す。図7-22.から、2010年6月3日と2010年6月12日のChl-a分布は、2つとも湾奥から西岸沿い+北岸沿いにおいてChl-aが高くなっているケース3+4の型である。さらに、両ケースとも、湾奥部中央においてChl-aが低濃度となっていることが、このケースの特徴である。

2010年6月3日では、東京湾西岸沿いの隅田川、荒川河口域付近からChl-aが増加しており、岸に沿って北岸部までChl-a分布が連なっていたことが確認できる。2010年6月12日では、2010年6月3日と比べ、Chl-aが全体的に低濃度に変化しており、北岸沿いにあった高濃度の分布が北岸の東側へ移動したように見える。さらに、2010年6月3日では、江戸川河口域においてChl-aが高濃度になっていたが、2010年6月12日では低濃度に変化していた。

図7-23.の浦安沖の気象、水質時系列に着目すると、5月から6月にかけて気温が徐々に増加しており、5月31日からの日射量の増加に伴って、Chl-aも増加していたことが判る。6月8、9日の日射量の減少に伴い、Chl-aも減少していることから、基本的にこの期間のChl-aの増減は、日射量と関係があったと考えられる。また、この期間の特徴として、平均風速の風向きが、北向き寄りの風向きから、南向き寄りの風向きに交互に変化し、複雑に変化していたことが判る。これは、千葉波浪観測所、千葉港口第一号灯標、川崎人工島においても共通であった。浦安沖の水温、塩分に着目すると、基本的に、表層、中層で増減していた。これは、上げ潮時に表層の海水が低層部に貫入し、下げ潮時に低層の海水が表層に湧昇していたものと考えられる。それに加え、南寄りの風が吹いているときに上層の水温が上昇し、下層の水温が低下し始めるが、北寄りの風吹送時に混合するといった現象を繰り返していたことが判る。

浦安沖における2010年6月3日の衛星データ取得時間(図中-黒いライン)を見るとChl-aが日射によって増加し始めていた期間に撮影されており、図7-24.の千葉波浪観測所においても同様であった。さらに、千葉波浪観測所では、撮影後から徐々にChl-aが増加している様子を見ると、浦安沖にあった高濃度Chl-aの分布が、6月4日に吹いた強い南西の風により北岸東側へ流れていた可能性が考えられる。また、Chl-aの増加と同時に塩分が減少していたことから、隅田川、荒川河口域のChl-aを多量に含んだ水塊が、湾奥に西岸から流れてきたと考えられる。このとき、図7-25.千葉波浪観測所では、日射が強い5月31日から6月7日にかけてChl-aの大きな増加が見られない。さらに、図7-26.の川崎人工島では、5月31日から6月7日の期間に着目すると、日射量が高い状態で維持されていたにもかかわらず、Chl-aが大きく増減していた。この原因として、この期間では、日射量が高いときに塩分が

低下すると Chl-a が増加し、塩分が増加すると Chl-a の増加が抑えられるといった関係が見られたことから、東京湾に流入してきた河川水が川崎人工島まで流れてきとき Chl-a が増加し、外洋域の海水交換の影響により、外洋水が流れてきたときに塩分が増加し、Chl-a の増加が抑えられていた可能性がある。2010年6月3日の衛星撮影時は、塩分が上昇し、Chl-a が減少してきたときであった。

2010年6月12日の衛星データ取得時間を見ると、6月11日まで、6月8日からの日射の減少の影響と、浦安沖においては北寄りの風による連吹による表層と中層の海水混合によって Chl-a が増加しにくくなっており、6月12日から南風への転換と強い日射量により Chl-a が増加に転じようとした瞬間に撮影されていた。6月4日に吹いた強い南西の風により北岸東側へ Chl-a を多量に含んだ水塊が流れてきたが、上記の理由により Chl-a が低濃度化していたものと考えられる。

このことから、湾奥から西岸沿い+北岸沿い型のケース 3+4 では、湾奥中央辺りでは、複雑な風の変化により、海水が混合していたことで Chl-a が増加しにくくなっていたことが考えられ、さらに、南西の風の頻度が多くなると、荒川、隅田川河口付近の Chl-a を多量に含んだ水塊が北岸に沿って流れていったときに、ケース 3+4 の型になるものと考えられる。

次に、2010年7月23日、2010年7月28日、2010年8月5日、2010年8月6日、2010年8月22日、2010年8月24日、2010年8月31日の衛星データを図 7-27. に示す。さらに、浦安沖、千葉波浪観測所、千葉港口第一号灯標、川崎人工島における 2010年7月26日から2010年9月3日の期間の平均風速、水温、塩分、Chl-a、全天日射量の時系列を地点ごとに図 7-28.、図 7-29.、図 7-30.、図 7-31. に示す。2010年7月26日より以前のデータは欠損値となっており、7月23日のデータを得ることができなかった。

図 7-27. に着目すると、2010年7月23日では、ケース 2 の低濃度の湾奥全体型から 2010年7月28日、2010年8月5日にケース 1 の高濃度の湾奥全体型に変化していた。その後、2010年8月6日、2010年8月22日に湾奥部全体型（岸沿い）ケース 5 に変化していた。さらに、ケース 5 から湾奥から西岸沿い+北岸沿い型のケース 3+4 に変化していた。

図 7-28.、図 7-29.、図 7-30.、図 7-31. の浦安沖、千葉波浪観測所、千葉港口第一号灯標、川崎人工島の気象、水質時系列に着目すると、この期間は、全地点において、8月17日から8月21日を除いて南風が卓越していたことが判る。8月17日から8月21日には、北東の風に変わるものの、8月22日には、また南風に転じていた。Chl-a に着目すると、2010年7月23日のデータは欠損値であったものの、衛星画像から湾奥部において低濃度な Chl-a が広がっていたものと考えられる。2010年7月26日から2010年7月28日にかけて日射量の増加に伴い、Chl-a が増加していたことが判る。このことから、ケース 2 の低濃度 Chl-a が湾奥部で全体的に広がっていた場合、風向きに変動がなく、日射量が増加していくことでケース 1 の高濃度の湾奥全体型に変化していたことが判る。このとき、湾奥全体型でも高濃度 Chl-a が西岸側に偏っているのは、吹き続けている南風の向きが西側を向いていることが原因と考えられる。図 7-27. より、2010年8月5日のケース 1 高濃度の湾奥全体型では、川島人工島より上の辺りでは、湾奥全体的に Chl-a が高濃度であることが確認できるが、湾口部分に向かって Chl-a が大きく減少していることが判る。この原因は、図 7-31. の川崎人工島の水温、塩分を見ると、8月3日から中層の水温が底層より低くなり、7月31日から塩分が底層より中層の方が高くなっていた。これは、7月31日に湾口部から中層に黒潮が流れ込んできた可能性が考えられる。そのため、8月5日の川崎人工島付近で Chl-a が低濃度となり始めていたのは、流れ込んできた黒潮と湾奥の水が混合し、川崎人工島付近で Chl-a の増加が抑えられた可能性が考えられる。さらに、図 7-27. より、次の日の8月6日では、湾奥中央から低濃度 Chl-a が広がっており、湾奥部全体型（岸沿い）ケース 5 に変化していた。これは、図 7-31. の川崎人工島の塩分を見ると、2010年8月6日に表層塩分が上昇し、日射量が低下していた。このことから、ケース 1 の高濃度の湾奥部全体型からケース 5 の湾奥部全体型（岸沿い）に変化した原因は、湾口部から流入した黒潮が湾奥部付近で拡散したと同時に、日射量の低下が重なったことにより、Chl-a の高濃度部分が低濃度に変化し

たと考えられる。その後、8月17日から8月21日の間に北東の風に変わり、浦安沖、千葉波浪観測所、川崎人工島では、北風から南風に転じる瞬間に、上層の水温が減少し、下層の水温が上昇したことから、湾奥北岸付近で鉛直混合したと考えられる。千葉港口第一号灯標では、上層の水温は低下していなかったものの、中層の水温が上昇していたことから、上層と中層において鉛直混合が起きたと考えられる。このことから、北風の連吹が引きがねとなり、湾奥部において全体的に水塊が混合したことでChl-aが薄められ、8月22日、8月24日、8月31日では、日射量が増加していたにもかかわらず、Chl-aが大きく増加することがなかったと考えられる。さらに、8月30日に日射量が少なかったことから、8月31日には、ケース5の湾奥全体（岸沿い）から、湾奥部から西岸沿い+北岸沿い型のケース3+4に変化していたと考えられる。

次に、2010年12月9日、2010年12月24日、2011年1月26日の衛星データを図7-32.に示す。さらに、浦安沖、千葉波浪観測所、千葉港口第一号灯標、川崎人工島における2010年12月2日から2011年1月31日の期間の平均風速、水温、塩分、Chl-a、全天日射量の時系列を地点ごとに図7-33.、図7-34.、図7-35.、図7-36.に示す。図7-31.に着目すると、2010年12月9日には、ケース1の低濃度の湾奥部全体型であったが、2010年12月24日には、ケース4の湾奥から東岸沿い型に変化していた。その後、約1ヶ月後の2011年1月26日には、低濃度の湾奥部全体型に変化していた。図7-33.、図7-34.、図7-35.、図7-36.に着目すると、全地点において、北西の風が連吹しており、また、川崎人工島を除いて、表層、中層、底層の水温、塩分、Chl-aは、鉛直的に一様になっていた。Chl-aは、2010年12月31日から若干上昇していたものの、12月31日以降から日射量が安定していたこともあり、大きな変動が見られなかった。平均風速に着目すると、前地点において、2010年12月4日に強い南西の風が吹いていたように、風の向きが複雑に変化していたことが原因で、ケース1の低濃度の湾奥部全体型に変化していたと考えられる。しかし、2010年8月の頃に見られたケース1の低濃度の湾奥部全体型から高濃度の湾奥部全体型への変化は、日射量が低かったことから見られなかった。2010年12月24日の衛星データ取得日以前には、浦安沖、川崎人工島では欠損値になっており、さらに、千葉港口第一号灯標ではChl-aに大きな変動は見られなかった。そこで、千葉波浪観測所のChl-aに着目すると、12月17日から21日までの日射量の上昇によりChl-aが増加していた。このことから、ケース4の湾奥から東岸沿い型に変化した原因として、12月22日に千葉波浪観測所にて観測されたChl-aが、南西風の連吹によって東岸沿いに水塊が移動していた可能性が考えられる。次に、2011年1月26日の衛星データ取得日以前を考えると、2011年1月15日、23日、24日の3日を除いて、2010年12月31日から日射が安定して照射していたことから、表層のChl-aは、10□g/lから20□□g/l辺りの濃度で増減していた。そのため、2011年1月26日には、湾奥全体において安定した日射が続いていたことからケース1の低濃度の湾奥部全体型に変化していたと考えられる。また、高濃度へ変化しなかった理由として、湾奥全体で混合が進み、水質が水深に対して鉛直的に一様であったことや、日射時間は安定していたものの、日射量が低かったことから、Chl-aは高濃度に変化することなく、ケース1の低濃度の湾奥部全体型になっていたと考えられる。

表 7-10. Chl-a 分布のケースの設定

検討ケース	発生パターン	
ケース1	湾奥部全体発生型	高濃度型
		低濃度型
ケース2	湾奥から西岸沿い発生型	西岸+北岸型
ケース3	湾奥から北岸沿い発生型	
ケース4	湾奥から東岸沿い発生型	-
ケース5	湾奥部全体(岸沿い)発生型	-

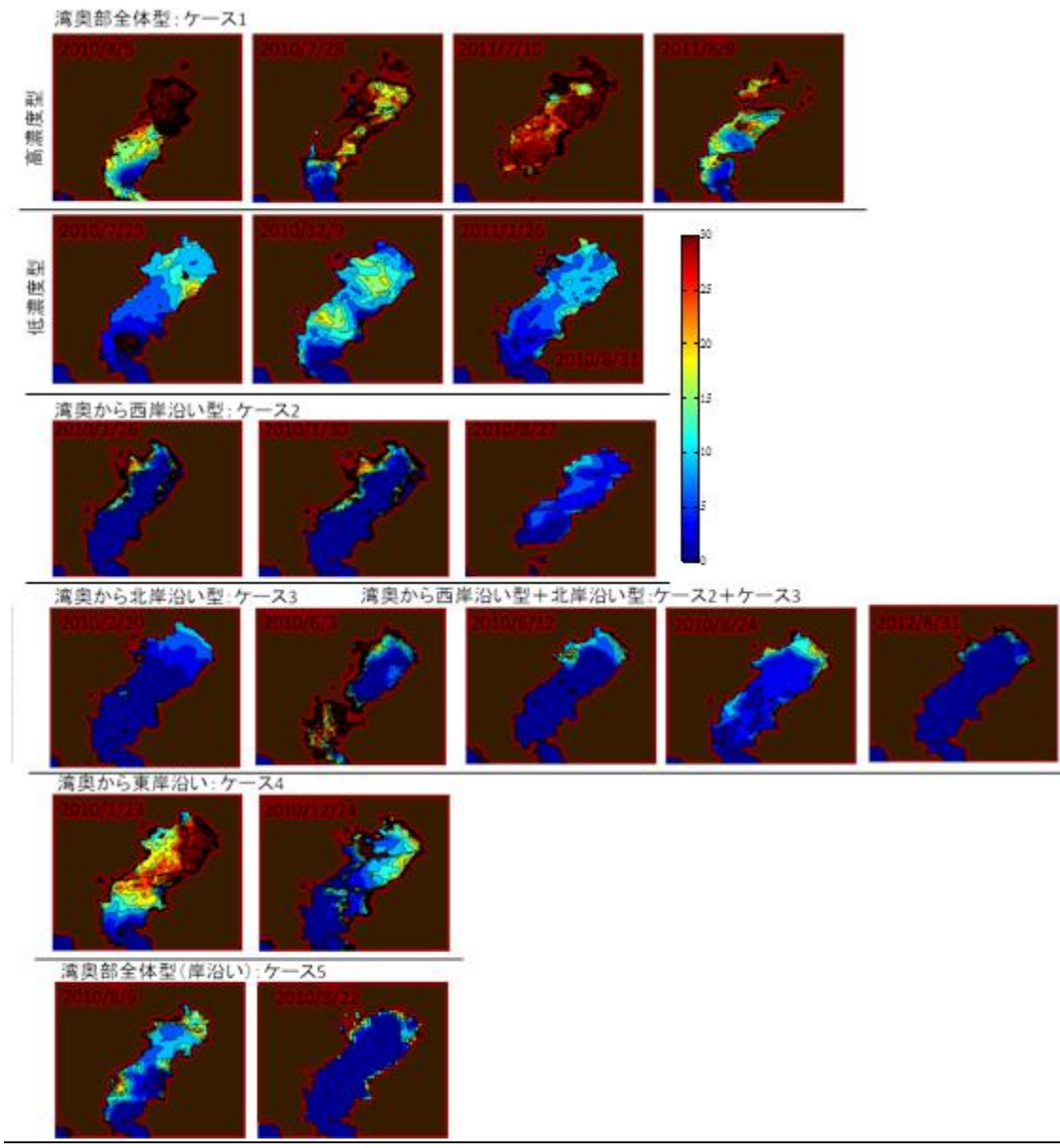
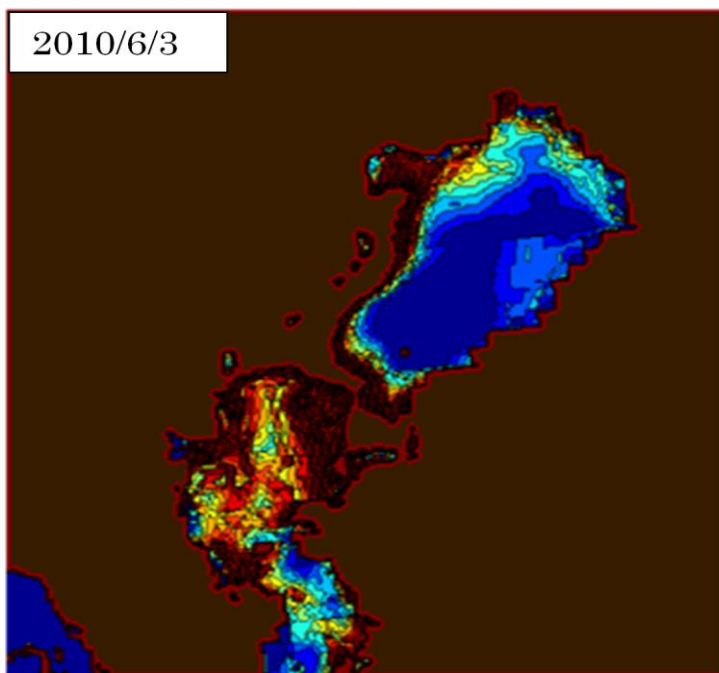


図 7-21.Chl-a 分布の分類

湾奥から西岸沿い+北岸沿い

2010/6/3



湾奥から西岸沿い+北岸沿い

2010/6/12

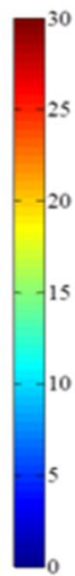
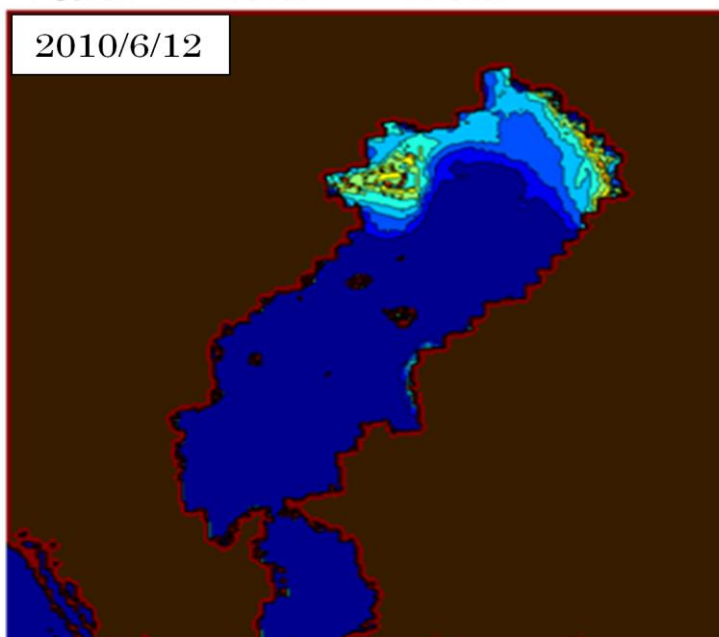


図 7-22.2010/6/3 と 2010/6/12 の Chl-a 分布のパターン変化

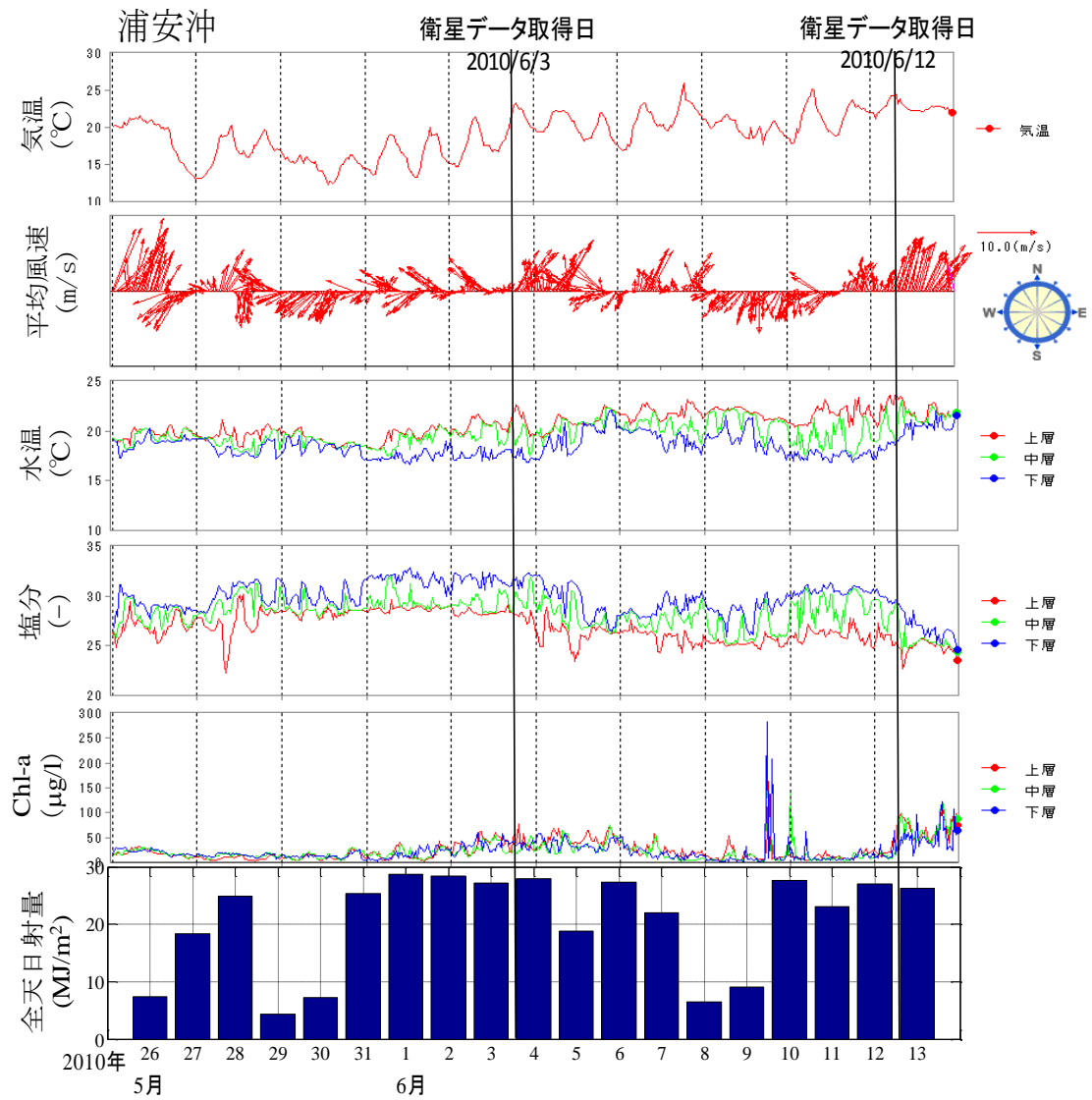


図 7-23. 2010/5/26 から 2010/6/13 までの浦安沖の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、全日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

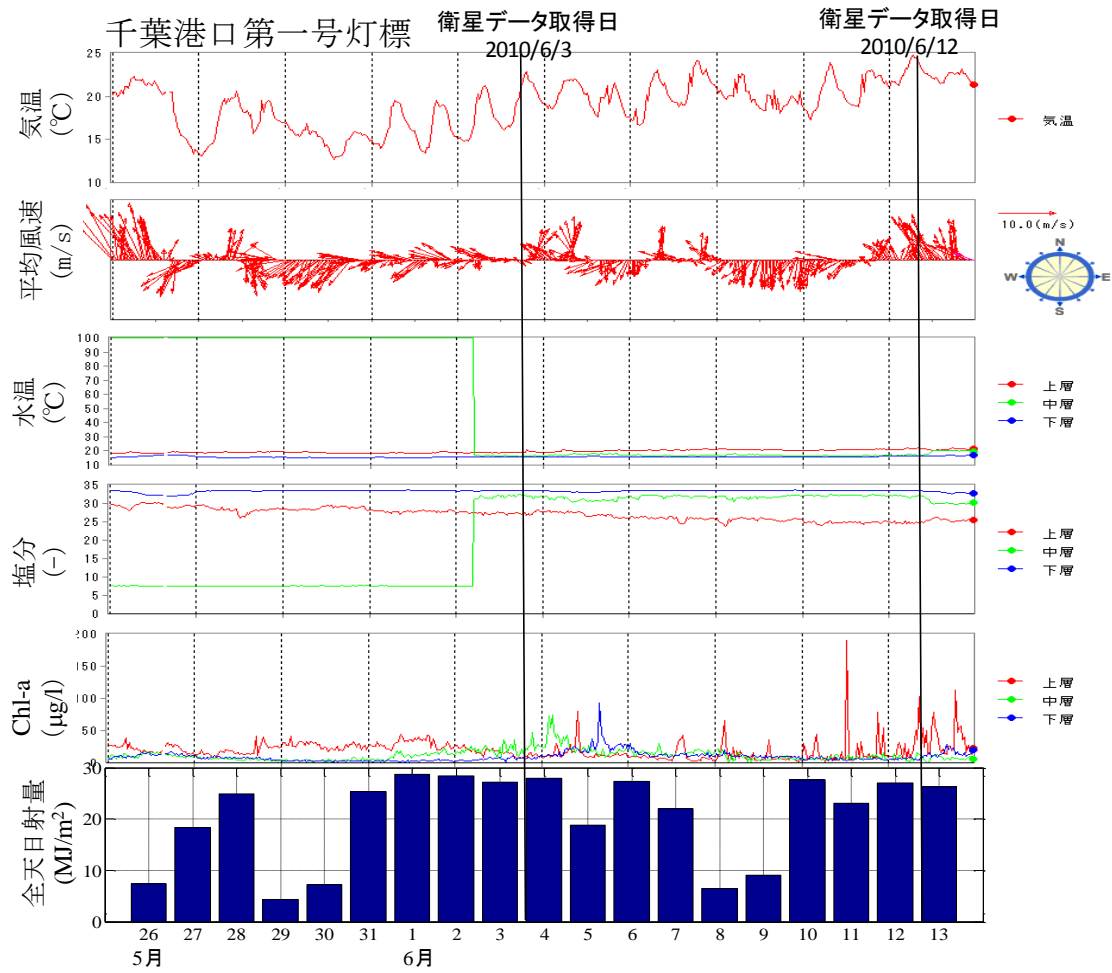


図 7-25. 2010/5/26 から 2010/6/13 までの千葉港口一号灯標の気温、平均風速、水温、塩分、
Chl-a、全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

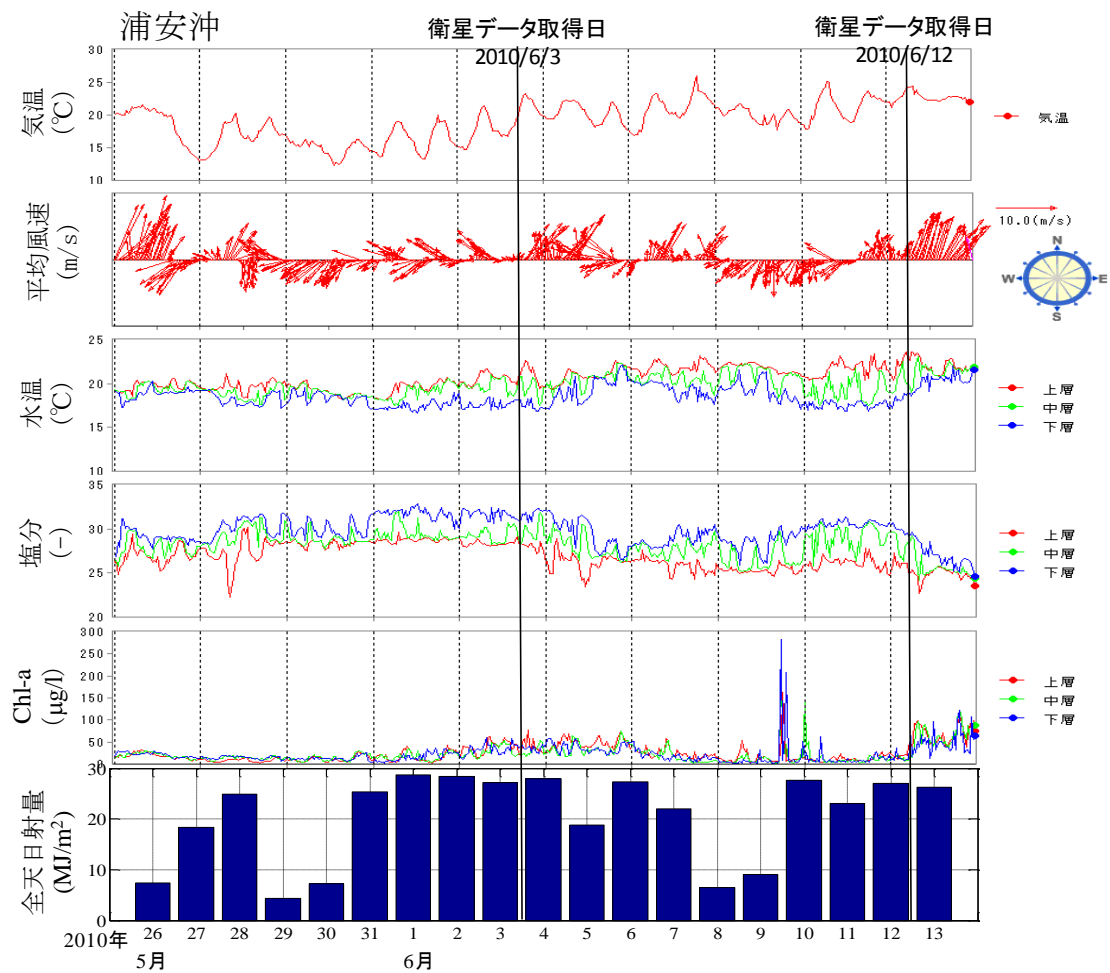


図 7-26. 2010/5/26 から 2010/6/13 までの川崎人工島の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、
 全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

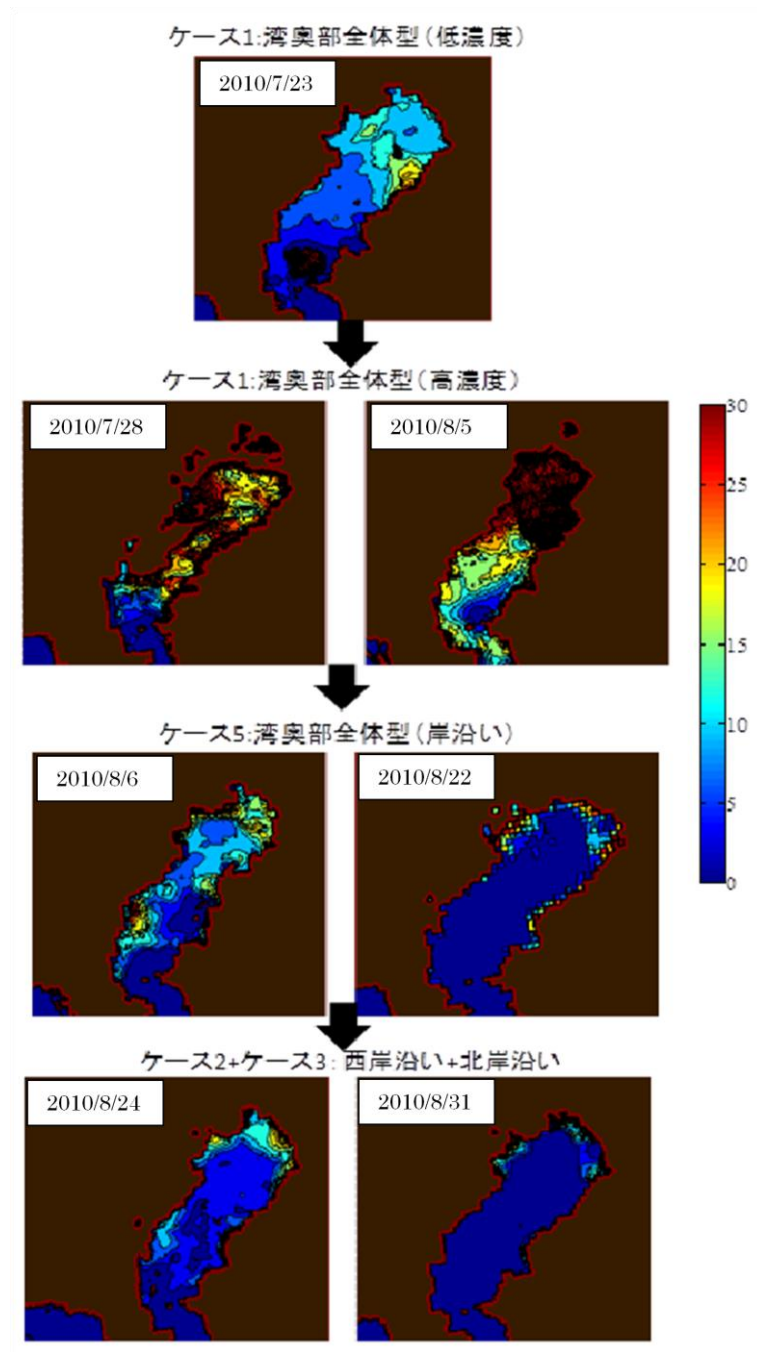


図 7-27. 2010/7/23、7/28、8/5、8/6、
8/22、8/24、8/31 の Chl-a 分布のパターン変化

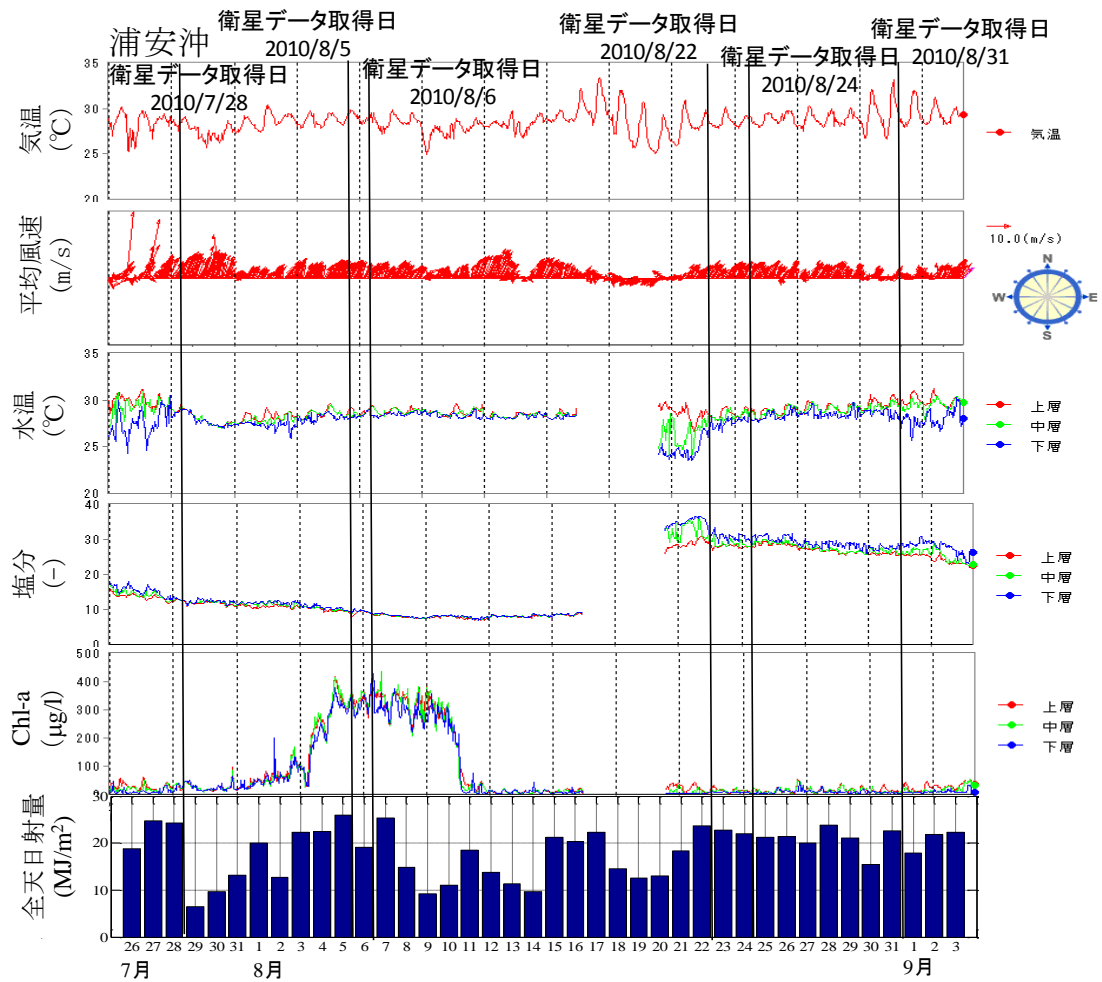


図 7-28. 2010/7/26 から 2010/9/3 までの浦安沖の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

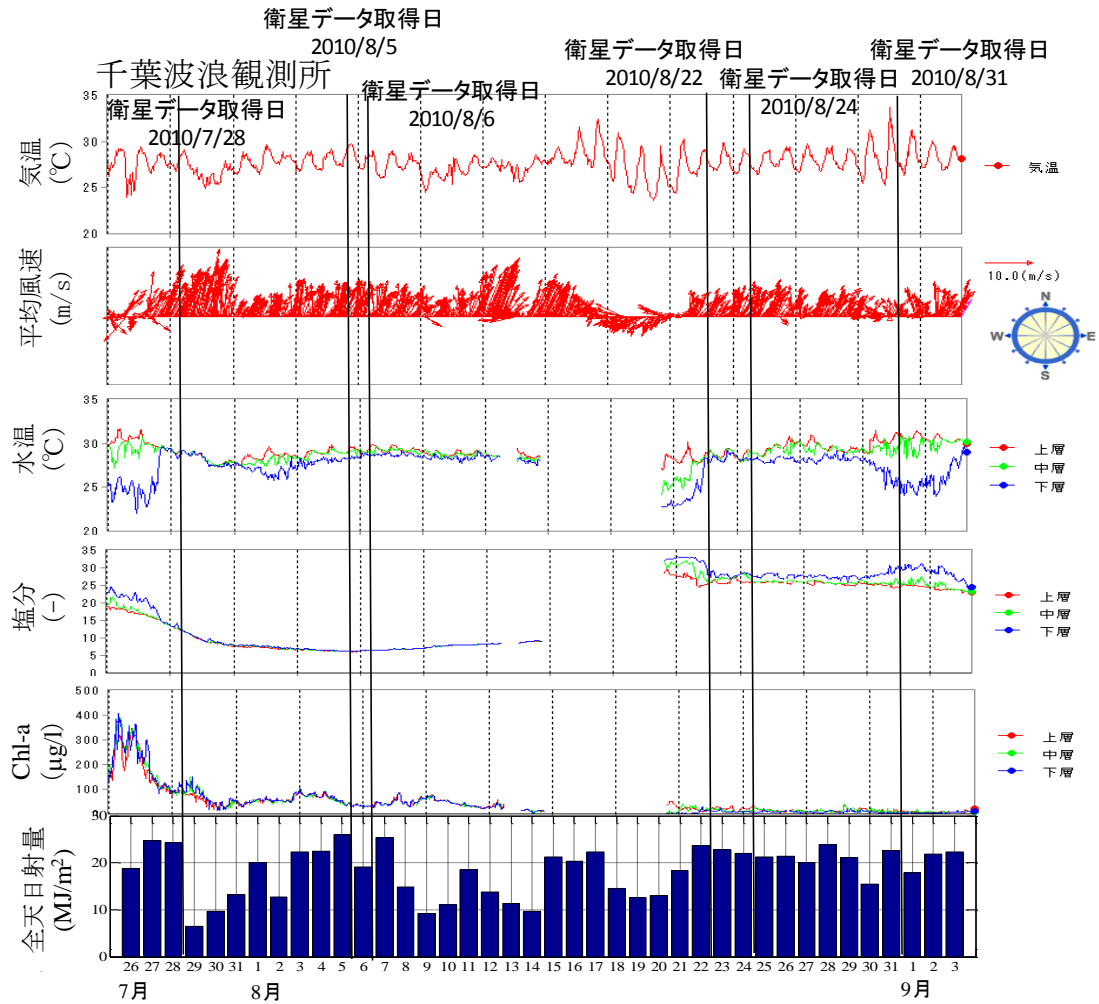


図 7-29. 2010/7/26 から 2010/9/3 までの千葉波浪観測所の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、
 全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

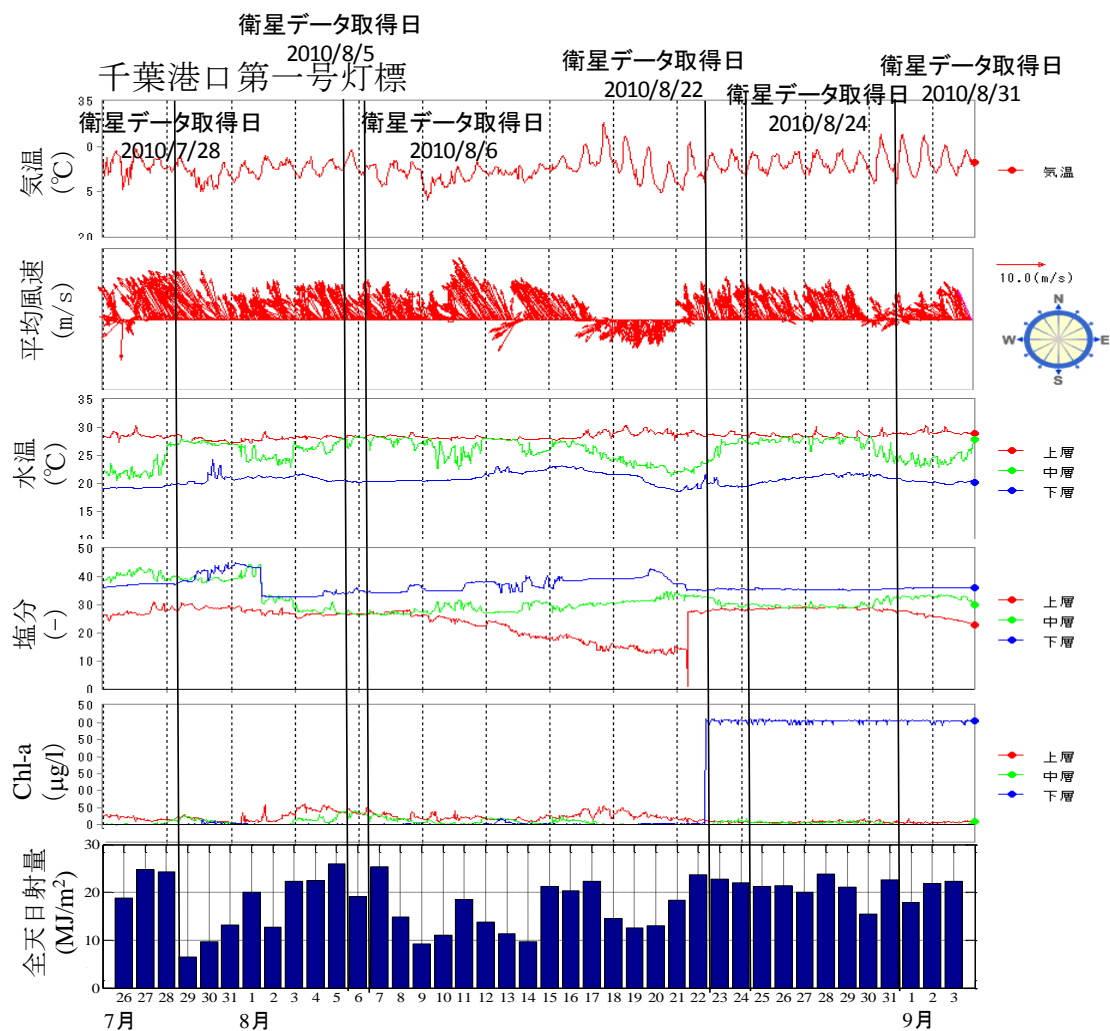


図 7-30. 2010/7/26 から 2010/9/3 までの千葉港口第一号灯標の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

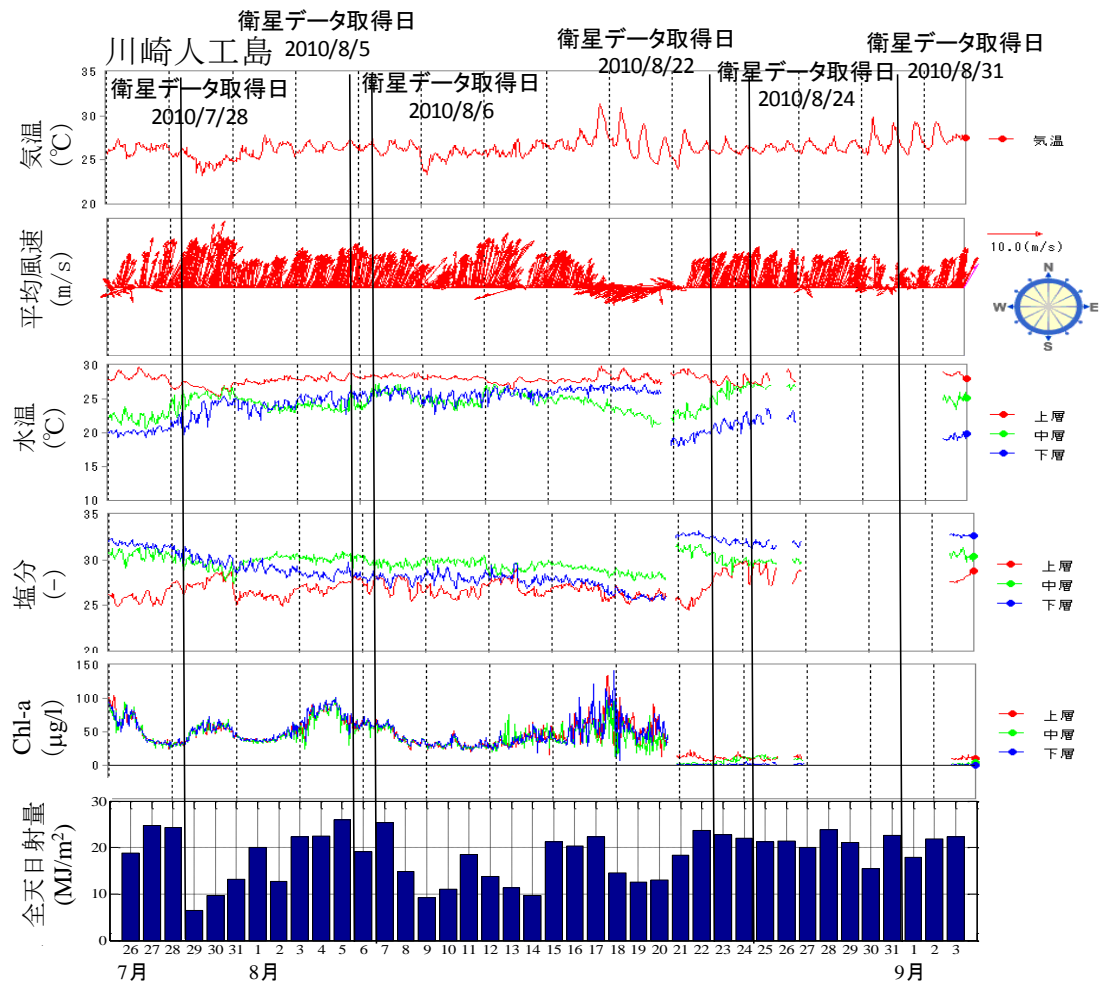


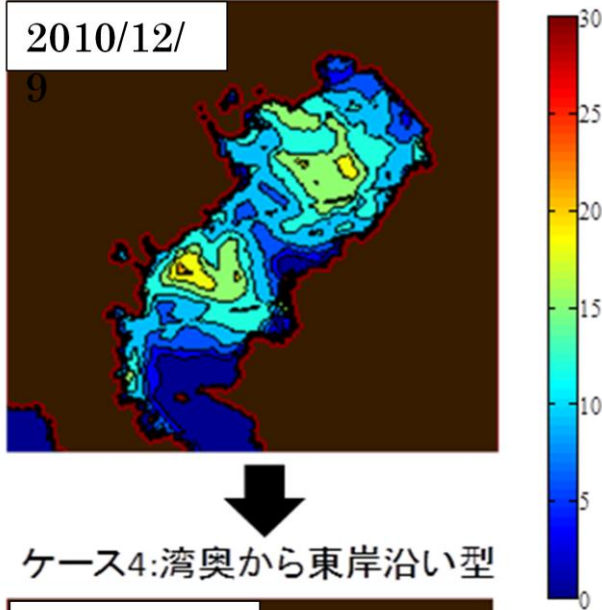
図 7-31. 2010/7/26 から 2010/9/3 までの川崎人工島の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、
 全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

ケース1: 湾奥部全体型 (低濃度)



ケース1: 湾奥部全体型 (低濃度)

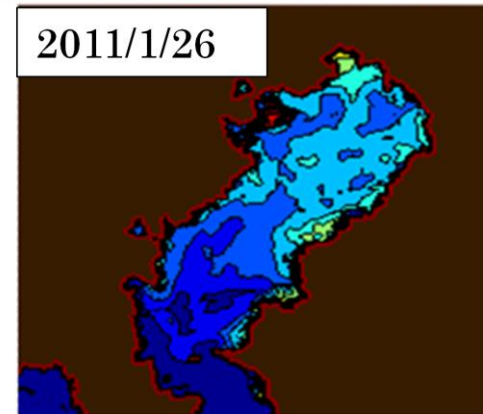


図 7-32. 2010/12/9、12/24、2011/1/26 も Chl-a 分布のパターン変化

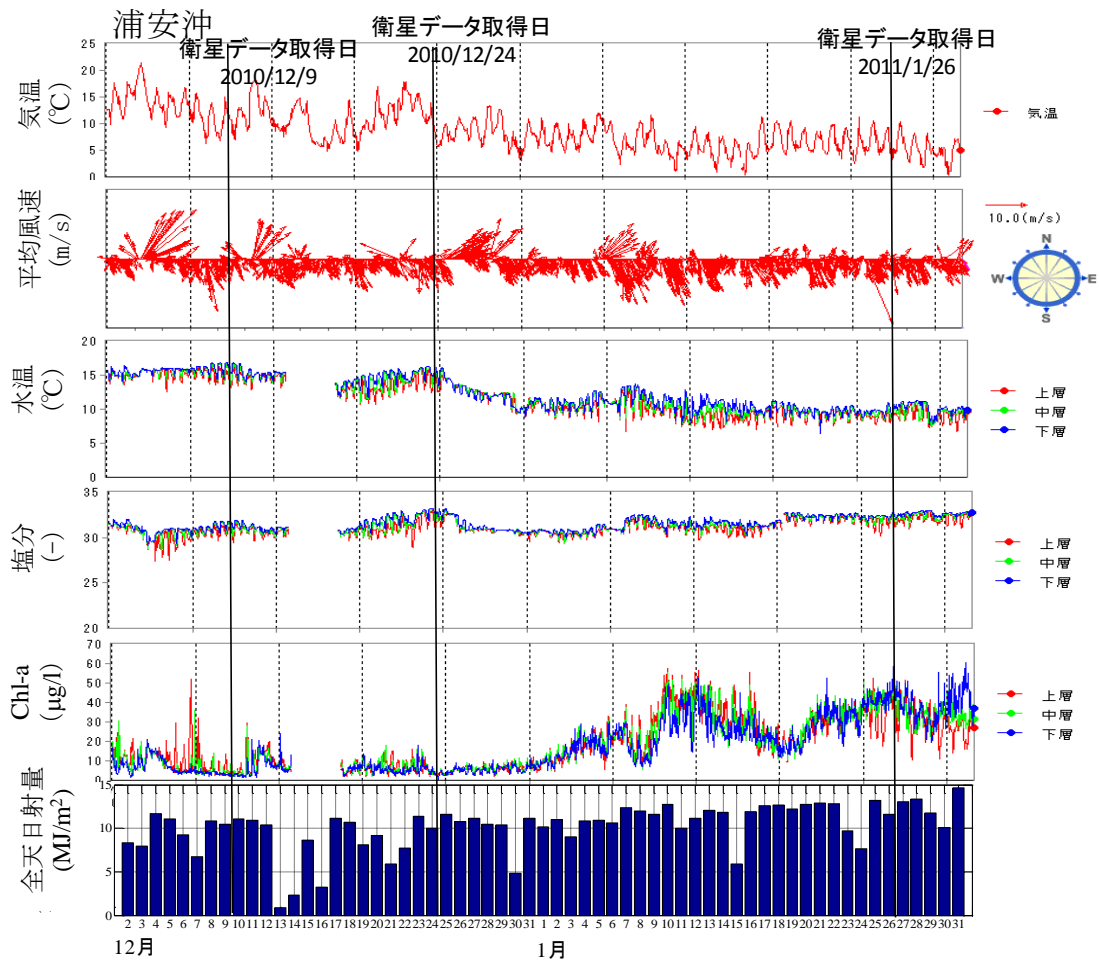


図 7-33. 2010/12/2 から 2011/1/31 までの浦安沖の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、全
天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

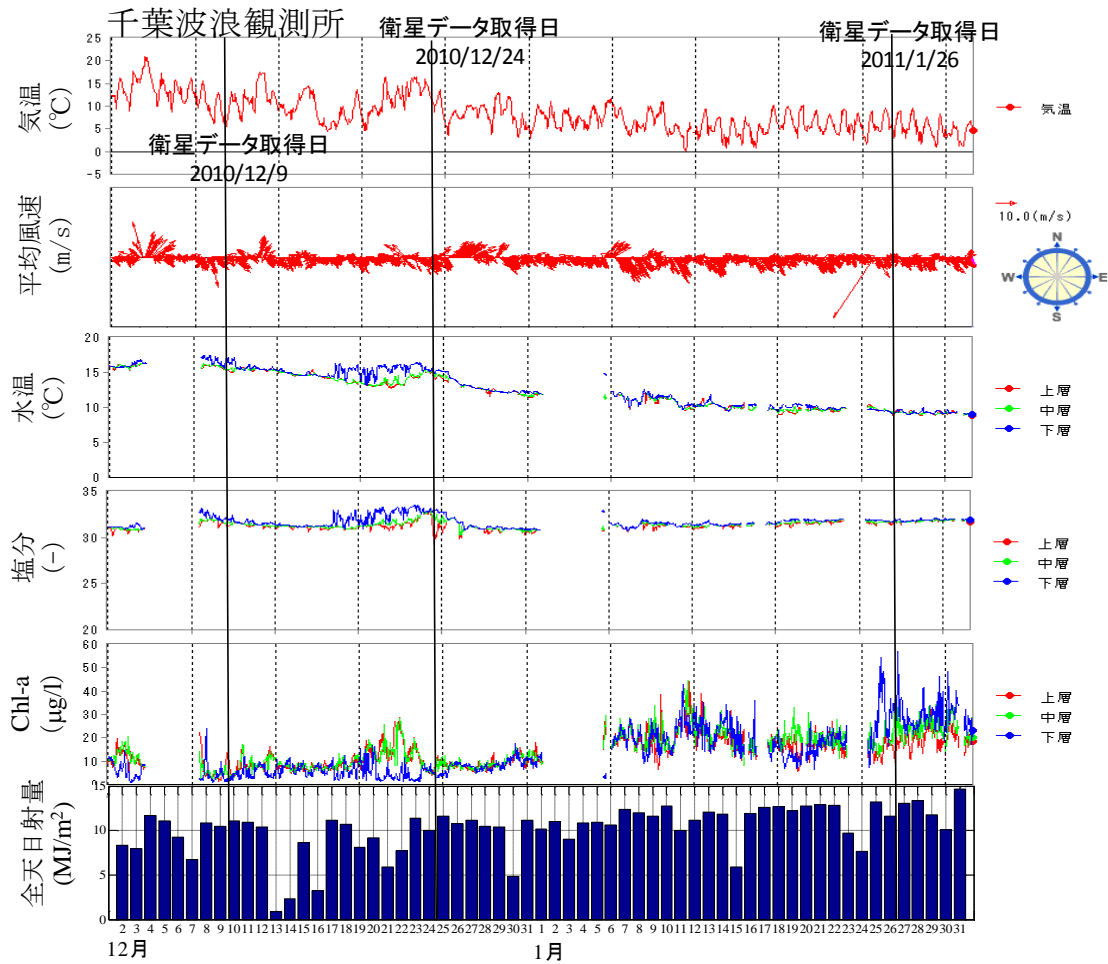


図 7-34. 2010/12/2 から 2011/1/31 までの千葉波浪観測所の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

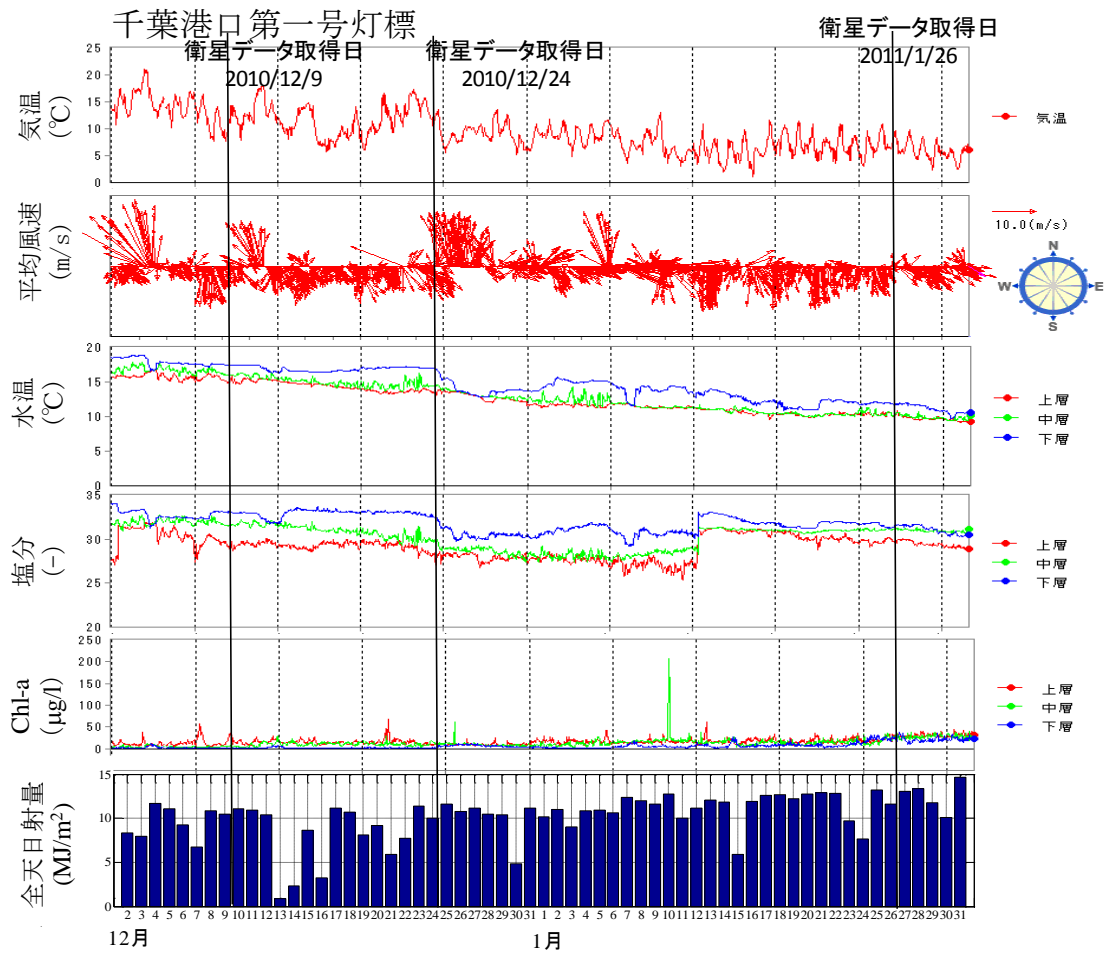


図 7-35. 2010/12/2 から 2011/1/31 までの千葉港口第一号灯標の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

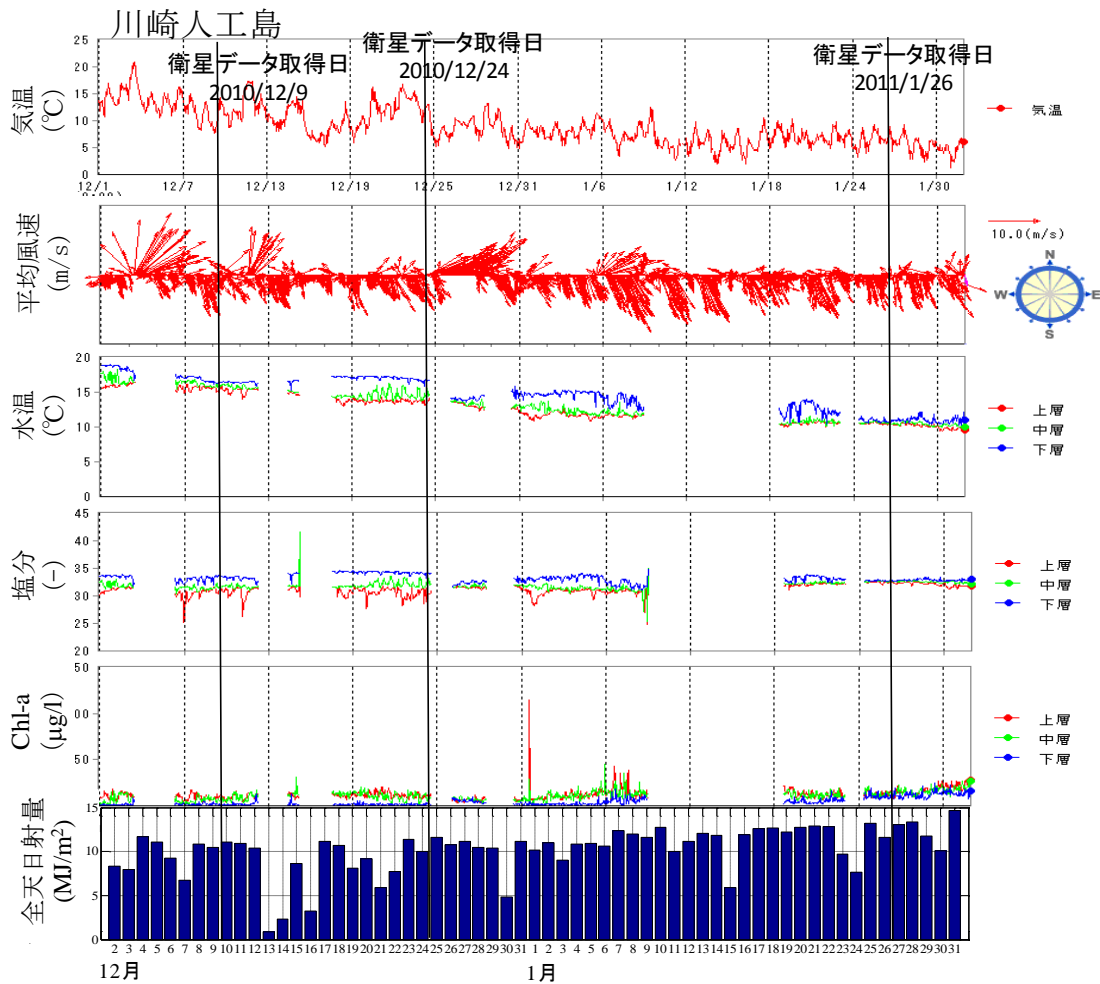


図 7-36. 2010/12/2 から 2011/1/31 までの川崎人工島の気温、平均風速、水温、塩分、Chl-a、
 全天日射量の時系列

国土交通省関東地方整備局 HP 引用 URL :

<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=03>

気省庁 HP 引用 URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

8. 結論

本研究では、東京湾の現地観測により測定した Chl-a、SS と、人工衛星の水中アルゴリズムで使用されているリモートセンシング反射率を測定し、その関係を見ることで様々な知見をえることができた。さらに、室内実験により、東京湾の海水の光吸収と散乱の度合いを測定することで、水域の光環境特性を明らかにした。また、これらの得られた知見を組み合わせ高濃度 Chl-a 海域における Chl-a 推定モデルを開発し、従来の Chl-a よりも推定精度のよいモデルを開発できた。具体的に本研究の主な成果は次の通りである。

・現地観測により測定した Chl-a、SS と、人工衛星の水中アルゴリズムで使用されているリモートセンシング反射率を測定し、その関係を見ることで次のことが明らかとなった。

- (1) 東京湾において9月、10月辺りの低濃度 Chl-a 時（約 10 $\mu\text{g/l}$ 以下）には、Chl-a の増加に伴って、リモートセンシング反射率の青色域 450nm 付近の反射率が減少し、緑色域 550nm 付近の反射率が上昇した。これは、Chl-a の光吸収特性の影響によるものであり、外洋域でも同じ現象が見られる。
- (2) 6月辺りの中濃度 Chl-a 時（約 20~40 $\mu\text{g/l}$ ）では、Chl-a の増加に伴って反射率の青色域 450nm 付近の反射率が減少し、緑色域 550nm 付近で反射率が複雑な増減をしていた。さらに、赤色域 680~700nm 付近の波長帯の反射率が増加するようになった。
- (3) 8月辺りの高濃度 Chl-a 時（約 60~80 $\mu\text{g/l}$ ）では、Chl-a の増加に伴って反射率の青色域 450nm 付近の反射率が大きく減少し、緑色域 550nm 付近で反射率が減少した。さらに、赤色域 680~700nm 付近の波長帯の反射率が大きく増加するようになった。
- (4) Chl-a が増加するに従って、リモートセンシング反射率のスペクトルが短波長から長波長側にピークがシフトすることが判った。
- (5) 後方散乱係数は、680~700nm の赤色域付近において大きく上昇していたことが判った。
- (6) 赤色域の後方散乱上昇の理由は、685nm 付近の波長帯におけるクロロフィル蛍光、赤潮による海色の変化が原因と考えられる。

・上記のリモートセンシング反射率の変化を吸収係数・散乱係数を測定することにより、変化の原因を明らかにした。

- (1) 高濃度 Chl-a 時には、Chl-a 以外の様々な光合成色素を持つ植物プランクトンが増殖し、緑色域の波長帯においても光を吸収するようになる。
- (2) 低濃度 Chl-a 時には、植物プランクトンによる光吸収より、CDOM、トリプトンによる光吸収の影響の寄与が大きくなり、反射率が変化する。
- (3) 河口付近において CDOM とトリプトンは塩分と相関関係があることから、これらの

物質は、陸域起源であることが判った。

- (4) 河口付近では CDOM、トリプトンによる光吸収の影響が大きくなるため、沿岸域に適した水中アルゴリズム作成の際には青色域の波長帯の反射率を使用すると、推定精度に問題が生じる可能性がある。

・上記の東京湾の水域の特性を生かして、沿岸域における新しい Chl-a 推定モデルを提案した。

- (1) 東京湾で測定された Chl-a と赤色域 704nm と緑色域 554nm の二波長比との間に高い相関関係を発見した。
- (2) 推定誤差と相関のある二波長比を探索し、重回帰式で組み合わせる Chl-a 推定誤差補正モデルにより、高精度な Chl-a 推定が可能となった。
- (3) 沿岸域における緑色域と赤色域の波長の選択は、沿岸域の特性である Chl-a 増加に伴った赤色域の反射率の上昇と緑色域の反射率の減少の特性を利用している。

・提案した Chl-a 推定モデルを人工衛星に適用すると、従来 Chl-a 推定モデルより高い精度で推定可能となった。

・提案した Chl-a 推定モデルを適用した人工衛星データを用いて、東京湾における Chl-a 分布の分類を行った。

一方、本研究で開発した Chl-a 推定モデルの推定精度をさらに向上させるためには、次のようなアプローチによりさらに精度を高めることができる。

・河口部付近のデータをさらに蓄積し、植物プランクトンの種類、土砂の粒形にまで焦点を当て、光環境の特性をより詳細に明らかにする必要がある。

参考文献

第 1 章

才野敏郎(2007). 自動昇降式ブイシステムによる海洋基礎生産モニタリング, 沿岸海洋研究, 45, 1, pp. 17-28

Gordon, H. R. and Clark, D. K. (1981). Clearwater radiance for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery, *Applied Optics* 20, 4175-4180

Kishino, M., J. Ishizaka, S. Saitoh, Y. Senga and M. Utashima (1997). Verification plan of ocean color and temperature scanner atmospheric correction and phytoplankton pigment by moored optical buoy system, *J. Geophys. Res.*, 102, 197-207

O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Sigel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, and C. McClain (1998). Ocean color chlorophyll algorithm for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, 103, 24937-24953.

石坂丞二 (2001). 沿岸域での海色リモートセンシングの現状と将来, 沿岸海洋研究, 39, 21-26

石坂丞二 (2000). 衛星観測による植物プランクトンの生物量を生産力の把握. 月刊海洋号外, 21, 200-204 .

石坂丞二 (2002). 海洋リモートセンシング. 第 4 回基礎生産. 日本リモートセンシング学会誌別冊, 22, 457-461 .

石坂丞二, 亀田卓彦, 村上浩, 浅沼市男 (2000). 人工衛星による地球規模の海洋基礎生産推定. 海洋と生物, 22, 224-227 .

Jean-Marie Froidefond, Laure Gardel, Daniel Guiral, Mario Parra, Jean-François Ternon (2002). Spectral remote sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence, *Remote Sensing of Environment* 80, 225 – 232

D. Doxaran, J.-M. Froidefond and P. Casting (2002). A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters, *int. j. remote sensing*, vol. 23, no. 23, 5079–5085

藤田克也, 小林拓, 虎谷充浩, 福島甫, 松村皐月, Absornsuda Siripong (2004). 海色リモートセンシングのためのタイ湾船上観測, 衛生工学シンポジウム論文集, 12, 5-48.

Carder K.L., F.R.Chen, Z.P.Lee, S.K.Hawes, and D. Lamykowaski (1999). Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures. *J. Geophys. Res.*, 104, 5, 403-5, 421

才野敏郎 (2007). シンポジウム「沿岸海域の基礎生産研究の新しい展開」のまとめ. 沿岸海洋研究, 第45巻, 第1号, 1-3.

Novo, E. M. M., Hansom, J. D., and Curran, P. J. (1989) : The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. *International Journal of Remote Sensing*, Vol.10, pp.1283-1289.

比嘉紘士, 鯉渕幸生, 小林拓, 作野裕司, 虎谷充浩 (2010). 衛星リモートセンシングを用いた内湾におけるクロロフィル・SS同時推定モデルの提案. 土木学会論文集B2 海岸工学, 巻:67 号:2, Pt .2:I.1391-I.1395

Maria Tzortziou, Ajit Subramaniam, Jay R. Herman, Charles L. Gallegos, Patrick J. Neale, Lawrence W. Harding Jr. (2007). Remote sensing reflectance and inherent optical properties in the mid Chesapeake Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 72, 16-32

Keiji Imaoka, Misako Kachi, Hideyuki Fujii, Hiroshi Murakami, Masahiro Hori, Akiko Ono, Tamotsu Igarashi, Keizo Nakagawa, Taikan Oki, Yoshiaki Honda, and Haruhisa Shimda (2010). *Proceedings of the IEEE* Vol. 98, No. 5.

第2章

第3章

Gordon, H. R., O. B. Brown, O. B. Brown, R. H. Evans, and W. W. Broenkow (1983). Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight comparison between ship determinations and Coastal Zone Color Scanner estimates. *Appl. Opt.*, 22, 30-36.

Morel, A., and L. Prieur (1977). Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, 22, 709-722.

Gordon, H. R. and A. Morel (1983). *Remote Assessment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery*. Springer-Verlag, New York, 113pp.

O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Greg Mitchell, B., Siegel, D.A., Carder, K.L., Garver, S.A., Mati Kahru, and McClain, C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.* 103(C11):937-953.

Mobley, C. D. (1992). The optical properties of water. In *Handbook of optics*, Second edition, ed. M. Bass. New York: McGraw-Hill (in press)

Eyvind Aas, Brith Korsbo. (1997). Self-Shading Effect by Radiance Meters on Upward Radiance Observed in Coastal Waters, *Limnology and Oceanography*, Vol. 42, No. 5, Jul., Part 1

第4章

Clarke, G. L. and H. R. James (1939). Laboratory analysis of the selective absorption of light by sea water. *J. Opt. Soc. Am.*, 29, 43, 43-55

Sullivan, S. A. (1963). Experimental study of the absorption in distilled water, artificial sea water and heavy water in the visible region of the spectrum. *J. Opt. Soc. Am.*, 53, 962-968.

平譚享, 鈴木光次, 岸野元彰, 古谷研, 田口哲, 斎藤誠一, 才野敏郎, 松本和彦, 播本孝史, 佐々木宏明, 藤木徹一, 古原慎一, 柏俊行(2001). QFT法及び現場型水中分光吸光度計による植物プランクトンの光吸収スペクトルの測定プロトコル, *海の研究 (Oceanography in Japan)*, 10(6), 471-484.

Kifer, D. A. and J. B. SooHoo (1982). Spectral absorption by marine particles of coastal waters of Baja California. *Limnol. Oceanogr.*, 27, 492-499.

Mitchell, B. G. and D. A. Kiefer (1984). Determination of absorption and fluorescence excitation spectra for phytoplankton and Productivity, edited by O. Holm-Hansen, L. Bolis, and R. Gilles, Springer-Verlag, Berlin.

Butler, W. L. (1962). Absorption of light by turbid materials. *J. Opt. Soc. America*, 52, 292-299.

Mitchell, B. G. (1990). Algorithms for determining the absorption coefficient of aquatic particulates using the quantitative filter technique (QFT). *Ocean Optics X, Proc. SPIE*, 1302, 137-148.

Kopelevich, O. V. & Burenkov, V. I. (1977). Relation between the spectral values of the light absorption coefficient of sea water, phytoplanktonic pigments, and the yellow substance, *Oceanology*, 17, 278-82.

Monahan, E. C. & phybus, M. J. (1978). Colour, ultraviolet absorbance and salinity of the surface waters off the west coast of Ireland , Nature, 274, 782-4.

第 5 章

Gordon, H. R., O. B. Brown, and M. M. Jacobs (1975). Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. Appl. Opt., 14, 417-427.

Morel, A., and L. Prieur (1977). Analysis of variations in ocean color. Limnol. Ocanogr., 22, 709-722.

Gordon, H. R. and A. Morel (1983). Remote Assessment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery. Springer-Verlag, New York, 114pp

Lee, Z., K. L. Carder, S. K. Hawes, R. G. Steward, T. G. Peacock, and C. O. Davis (1994), Model for the interpration of hyperspectral remote-sensing ewflectance. Appl. Opt., 33, 5, 721-5,732.

Gordon, H. R., D. K. Clark, J. W. Brown, O. B. Brown, R. H. Evans, and W. W. Bronkow(1983). Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlamtic Bight comparison between ship determinations and Coastal Zone Color Scanner estimates. Appl. Opt., 22, 30-36.

第 6 章

第 7 章

第 8 章

謝辞

1, 先生方へ

初めに、私の大学院修士の2年間で最もお世話になり、ご指導頂いた鯉渕先生にお礼を申し上げたいと思います。ありがとうございました。私は、学部時代、落ちこぼれであったため、自分自身で積み重ねてきたものによって、研究がしたいと胸を張って言えない状況にありました。しかし、鯉渕先生は、このような私を受け入れてくださり、心から研究を楽しめるような環境を与えてくださり、熱心にご指導頂き、感謝してもしきれません。先生のおかげで、私は、とても幸せな環境の中で研究できていると日々思うことがあります。また、研究の面においても、先生の提案するアイデアはいつも自由でクリエイティブな発想のように感じられ、話を聞いているだけで胸が躍るような気持ちになりました。私も今後、成長し、このようなアイデアを出していけるよう、今まで以上に研究を楽しんでいけるよう、精進していきたいと思っています。さらに、生活面においても厳しくご指導頂きありがとうございます。ここで、先生にご指導頂いたことが、私の人生においてとても重要なことだと捉え、今後、行動として生かしていきたいと思っています。

そして、いつもゼミにて研究を見て頂いている磯部先生にお礼申し上げたいと思います。ありがとうございました。私自身、磯部先生に発表を見て頂いているだけでも幸せのはずですが、時にそれを忘れ、自分自身のことばかりの拙い発表をしてしまったときでさえ、温かく見守ってくださり、また厳しくご指導頂き、私自身、何度も救われたような気持ちになりました。この環境に来て、磯部先生のような方を見ることができたことで、私自身にとってとても大きな影響になっており、これからの人生において、大きな指針となっています。

2, 他大学の先生方へ

初めに、山梨大学の小林先生にお礼申し上げたいと思います。ありがとうございました。私の研究は、先生のご指導なしには進めることができませんでした。測定法もさることながら、測定の精度に対する探究心は、私のこれからの研究生生活においてもとても見習いたいものだと感じました。また、山梨大学に訪れた時はいつも、5時間も6時間も時間を作ってください、測定法を伝授して頂いたり、議論して頂いたり、大変お世話になりました。

次に、東海大学の虎谷先生にお礼申し上げたいと思います。ありがとうございました。私が研究に行き詰まっているとき、東海大学にて相談に乗って頂き、さらに衛星データの解析法まで5時間近くご指導頂きました。本研究でも、先生のおかげでSeaDASをある程度使用することができ、衛星データ解析まで到達することができました。ここまで達成できたのは、虎谷先生の助けなしではあり得ませんでした。

次に、広島大学の作野先生にお礼申し上げたいと思います。ありがとうございました。いつも研究面にて新しいアイデアを提案してくださり、また、作野先生の研究を進める

速さ、行動の速さは私自身、最もお手本にしなければならない部分です。韓国でも知り合いの少ない私自身に構って頂き、また、議論して頂き、とても嬉しく思いました。ありがとうございました。

3, スタッフの方々へ

秘書の室園さんに、お礼申し上げたいと思います。ありがとうございました。数えきれないぐらい事務関連のことで大変お世話になりました。それだけでなく、私が落ち込んでいるといつも後ろから声をかけてくださり、これだけで、何度心救われたか分かりません。室園さんが研究室にいるおかげで、学生の心が健康となり、良い循環ができているような気がしています。

5, 学生の方々へ

同じ研究室の古屋くん、熊井さんには大変お世話になりました。ありがとうございました。古屋くんは、その純粋無垢なキャラクターによって研究室がとても明るい雰囲気になりました。そのおかげで、観測のつらいときも一緒になって楽しみながらできたと思います。

熊井さんには、その懐の深さに私は何度もハッとさせられる部分がありました。私がイライラしている時や研究室の不穏な空気が流れている時など、熊井さんの一言で和やかな雰囲気になる場面があり、陰ながらとてもすごいことだと思っておりました。

また、留学生の Masud さん、Aktar さん、Soulichan さんにもお世話になりました。ムードメーカーの Masud さん、とても真面目で心優しい Aktar さん、太陽のように明るい Soulichan さん、これからもまた一緒に楽しんでいきましょう。

また、同じ専攻の味埜研究室の佐藤くん、西村くん、辻研究室の松本さん、山本君、出口研究室の中村くんには、この 2 年間仲良くして頂き、同期の飲み会などでも大変お世話になりました。これから卒業しても、専攻同期として切磋琢磨しながら高め合い、集まっていけたらと思います。

5, 最後に

この 2 年間、とても多くの人々に支えられてこの修論提出の日を迎えることができました。最後に私がこの修士の生活を送るに当たり、感謝しなければならないのが、かけがえのない家族です。私の学生生活を温かい目で見守ってくれた家族に心より感謝致します。ありがとうございました。