

水工学シリーズ 11-B-2

沿岸環境評価のためのリモートセンシング
データ利用における現状と課題

広島大学大学院 工学研究院 助教

作野 裕司

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会

2011年8月

沿岸環境評価のためのリモートセンシングデータ利用における現状と課題

Current Status and Future Prospect of Data Utilization based on Remote Sensing Technology for the Environment Assessment

作野 裕司

Sakuno Yuji

1. はじめに

近年，地球環境問題等に関連して，水環境問題は重要な研究の一つとなっている．特に赤潮・青潮，土砂流出に代表される沿岸の水質環境問題は深刻である．このような環境問題解決のため，海象，海水温・水質の現状把握（モニタリング）をすることは非常に重要である．沿岸域では陸上と比べ調査が難しいため，現地観測データとともにリモートセンシング（RS）の活用が期待されている．

水域におけるRS研究は，海洋を対象として比較的古くから行われてきた．すでに外洋では衛星センサによる海面高度や海面水温，海色（クロロフィルa濃度）等の観測技術はほぼ確立し，ほぼ毎日安定した海洋観測データをインターネット等で我々に提供されている．一方，水環境問題は前述したように陸上に近い沿岸において深刻であり，沿岸におけるRS研究も非常に重要となっている．しかし現在の沿岸を対象としたRS研究は，外洋と比較して遅れている．これは，沿岸域の地形が複雑で水域が狭いこと，また水中に含まれる粒子の種類や大きさが複雑であること等から，外洋を対象として設計された衛星センサでは，解像度（通常海洋センサは1km解像度程度）や水温・水質推定方法の面で，沿岸域で使用が難しくなっているからである．しかし，近年の目覚ましいRS技術の発達により，今日ではRSデータが急速に利用しやすくなってきており，付加価値やコスト面でも利用価値が高くなってきている．以上のような背景から，本稿では，沿岸水域の環境評価のために使われるRSデータ利用の現状と課題について述べる．ただし，沿岸のRSの応用例は極めて幅が広いので，ここではRSによる沿岸の水温・水質（濁度・クロロフィル），藻場（サンゴ礁を含む）の分布推定に焦点を絞って説明する．

2. 沿岸環境評価におけるリモートセンシング技術の役割

RSをはじめGISやモデル等空間情報技術による計測・評価は，沿岸環境評価にとっても極めて重要な役割を果たすと考えられる．しかし，RSで使われるセンサには空間解像度やスペクトル分解能など様々な制約があり，問題解決に至らない場合も少なくない．問題解決のためには沿岸環境評価において必要とされている計測の必要条件を明らかにした上で，活用可能なセンサの選定が必要である．日本リモートセンシング学会の「問題生態系計測研究会」では，各問題生態系（乾燥地，森林，農地，沿岸等）におけるRSの応用場面と必要条件をまとめている．その一例として，表-1は沿岸（サンゴ礁を含む）におけるRSの応用場面と必要条件を示している．表-1からもわかるように，応用場面から考えた場合，おのずと使えるRSセンサは決まってくる．

2010年現在，多種多様な観測システム（センサとプラットフォーム）が，地球環境の観測にあたっている（巻末の付表参照）．問題なのは，沿岸環境評価にRSデータを使いたい場合，必ずしも目的に最適

なセンサがない、またはデータが使いづらい、表面のみの情報であること、データ価格が高いという点であろう。しかし最新の研究等で徐々にこのようなRSデータの利用がしやすくなっており、今後利用される場面がますます増える可能性が高い。このような観点からRSを沿岸環境評価に使う場合の測定原理や精度、応用例等について次章から説明する。

表-1 沿岸（サンゴ礁を含む）におけるRSの応用場面と必要条件（山野ら，2011）

応用場面	必要条件				利用可能なセンサ
	モニター範囲*	精細度**	モニター周期***	伝達時間****	
ハビタット分布図	群落-地域	0-1	年	月	可視近赤外/音響
海草・海藻現存量	群落-地域	0-1	月～年	月	可視近赤外/音響
フェノロジー	生態系-地域	0-1	月～季節	月	可視近赤外/音響
サンゴ礁劣化	群落-地域	0-1	年～10年	月	可視近赤外
サンゴ白化	群落-地域	0-1	日～週	日～週	可視近赤外
地形（地形ユニット分布）	生態系-地域	1-2	年	月	可視近赤外
地形（水深）	群落-地域	0-1	年	月	可視近赤外/レーザー/音響
地形（海岸線）	群落-生態系	0-1	季節～年	月	可視近赤外/中間赤外/熱赤外/SAR
水温	生態系-地域	1-3	時～日	日	熱赤外
光環境（紫外線, PAR)	景観-地域	2-3	時～日	日	紫外/赤外（雲量）
水質	生態系-地域	2-3	時～日	日	可視近赤外
波, 海面高	生態系-地域	1-3	時～日	日	レーダー
塩分	生態系-景観	2-3	時～日	日	レーダー

*観測の空間的広がり相当。群落, 生態系(5-50km²), 景観(50-500km²), 地域(500-5000km²)から選択

**空間解像度に相当。10のn乗(m)から選択

***データ取得周期, 回帰日数に相当。

****データ取得から処理・加工・情報化を経て提供にかかる時間に相当。観測時点からのどれぐらいの時間内にユーザーの手元に届ける必要があるか

3. リモートセンシングによる沿岸水の水温推定について

(1) RSによる水温推定原理

すべての物体は、その物体の温度に相応した波長分布の電磁波を外界に放射する(図-1)。物体の温度が、約700℃以下では赤外領域の熱放射となり、それ以上では可視領域の光放射となる。その関係は、プランク関数と呼ばれる有名な数式で表わされるが、このプランク関数から温度について解いた式が次式に表わされるプランクの逆関数式である。

$$T_{\lambda} = \frac{C_2}{\lambda \ln \left(\frac{C_1 \lambda^{-5}}{E_{\lambda}} + 1 \right)} \quad (1)$$

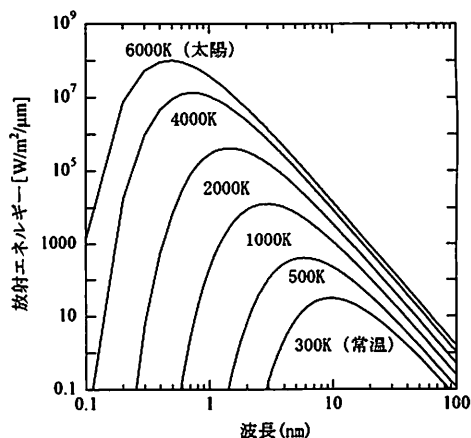


図-1 温度と分光放射エネルギーの関

ここで、 E : 分光放射照度 [$W/m^2/\mu m$], T : 黒体の絶対温度 [K], λ : 放射された電磁波の波長 [μm], C_1 : 定数 3.740×10^{-16} [$W m^2$], C_2 : 定数 1.43848×10^{-2} [m K] である。これより、波長 λ と分光放射照度 E が分かれば、温度 T が求まる。衛星データは、ある波長の E を測定することができるので、原理的には式(1)から温度を測定することができる。ただし、この時の温度とは、黒体（放射率 1）の温度のことである。ただし、衛星データは大気の影響を受けているので実際には衛星水温の方がやや低めに推定される。

このように一波長の衛星データでは、大気の影響を受けた温度推定になる。しかし誰しもできるだけ簡単な方法で現場の水温に近い値を得たいと思うであろう。このような要求に対し、複数の熱赤外バンドを使って、簡単に大気の影響を軽減する海面水温推定法（SplitWindow 法と呼ばれる）が古くから研究されてきた（McMillin and Crosby, 1984）。これは複数の熱赤外バンドでは微妙に違う輝度温度差を大気の影響とみなすことで、衛星データのみから大気の影響を除去した水温を推定するという方法である。その一例として、NOAA 衛星の AVHRR のバンド 4（ $11 \mu m$ 帯）とバンド 5（ $12 \mu m$ 帯）を使った、一般的な海面水温推定式の例を以下に示す。

$$MCSST_{AVHRR} = T_4 + m(T_4 - T_5) + n \quad (2)$$

ここで、MCSST は Multi-Chnannel Sea Surface Temperature (多チャンネル海面水温) の略で、 $MCSST_{AVHRR}$ は NOAA/AVHRR の複数バンドから推定された海面水温を表す。また、 T_4 , T_5 はそれぞれバンド 4 とバンド 5 で観測された輝度温度であり、 m , n は回帰分析等で求められた係数となる。右辺第 2 項が大気の影響といえる。また、これを応用して沿岸の高解像度水温推定に使える衛星 ASTER (解像度 15m) では以下のような式が提案されている (松永, 1996)。

$$MCSST_{ASTER} = a \times t_{10} + b \times t_{11} + c \times t_{12} + d \times t_{13} + e \times t_{14} + f \quad (3)$$

ここで、 $MCSST_{ASTER}$ は Terra/ASTER の多チャンネル (多バンド) から推定された海面水温を表す。また、 t_{10} , t_{12} , t_{13} , t_{14} , t_{15} はそれぞれバンド 10, バンド 11, バンド 12, バンド 13, バンド 14 で観測された輝度温度 (絶対温度) を式(1)で求めた後、摂氏温度に変換した値である。さらに a , b , c , d , e , f はそれぞれ定数となり、例えば表-2 のような係数が使われる (松永, 1996; 松永ら, 2002)。

表-2 ASTER多バンド水温推定法 (式3) の係数例

モデル名	係数					
	a	b	c	d	e	f
Global-6 (Simulation)	-1.07	0.49	1.13	0.78	-0.32	1.16
Japan-all (Simulation)	-1.34	0.69	1.31	0.89	-0.55	0.94
Central Japan (Simulation)	-1.33	0.44	1.56	0.73	-0.40	0.92
Regression (Tokyo Bay)	-0.80	0.09	1.66	2.99	-2.91	2.76

実際に ASTER データ (Level 1b) から得られる数値を使った、水温計算の例を示す。

<計算例 1>

式(1)を使って ASTER Band13 のデジタルカウント値が「1407」の時の水温を求めよ。ただし波長 λ は ASTER バンド 13 の中心波長 ($10.6 \mu m$) とする。

<解答>

まず ASTER Band13 のデジタルカウント値が「1407」の時の分光放射照度を求める。なお、デジタルカウントからの分光放射照度に変換するための係数は衛星データのヘッダー情報として書かれているが、詳細は作野ら（2008）を参考にされたい。

$$E_{13} = (1407 - 1) \times 5.693 \times 10^{-3} \times 3.14 = 25.14$$

次に式(1)より輝度温度(T_{13})を求める。

$$T_{13} = \frac{1.44 \times 10^{-2}}{10.6 \times 10^{-6} \log_e \left(\frac{3.74 \times 10^{-16}}{(10.6 \times 10^{-6})^5 (25.14 \times 10^6)} + 1 \right)}$$

$$= \frac{1.44 \times 10^{-2}}{10.6 \times 10^{-6} \log_e \left(\frac{3.74 \times 10^{-16}}{3.36 \times 10^{-18}} + 1 \right)} = 2800 [K]$$

導かれた答えは絶対温度であるため、摂氏の温度に換算すると 14.85[°C]となる。よって、ASTER Band13 のデジタルカウント値が「1407」の時の水温は約 14.9[°C]と推定することができる。

<計算例 2>

式(3)を使ったある ASTER データのカウント値が、「バンド 10 が 1139」, 「バンド 11 が 1217」, 「バンド 12 が 1319」, 「バンド 13 が 1573」, 「バンド 14 が 1663」の時の水温を求めよ。ただし波長 λ は ASTER バンドの中心波長とする。ASTER の各バンドの中心波長は、それぞれ「バンド 10 が 8.30 μm 」, 「バンド 11 が 8.65 μm 」, 「バンド 12 が 9.10 μm 」, 「バンド 13 が 10.60 μm 」, 「バンド 14 が 11.30 μm 」である。式(2)の係数は、表-2 を参照すること（ここでは Global-6 の値を使用）。

<解答>

まず問題 1 と同様の方法で、各バンドの輝度温度を求める。求めた輝度温度は次の様な数値になっているはずである。

バンド 10 の輝度温度	: 290.88° K	(17.73°C)
バンド 11 の輝度温度	: 291.70° K	(18.55°C)
バンド 12 の輝度温度	: 292.92° K	(19.77°C)
バンド 13 の輝度温度	: 294.42° K	(21.27°C)
バンド 14 の輝度温度	: 294.48° K	(21.33°C)

これらの値（摂氏温度）を式(2)（係数は表-2 の Global-6 の値を使用）に入力すると、

$$MCSST_{ASTER}$$

$$= -1.07 \times 17.73 + 0.49 \times 18.55 + 1.13 \times 19.77 + 0.78 \times 21.27 - 0.32 \times 21.33 + 1.16$$

$$= 23.39$$

これより、この地点の水温は 23.4°Cと推定できる。

このようにして ASTER データから高解像度の表面水温分布情報を得ることができる。なお、ASTER データから各バンドのデジタルデータ情報の取得は、Multispec と呼ばれるフリーソフトを使えば、簡単に取得できる。また、画像データをテキストデータやバイナリーデータに変換するには、ASTER Data

Opener と呼ばれるフリーソフト (ERSDAC の HP から提供) を活用することができる。

<Multispec (フリーソフト) の情報>

入手先: Windows 版 https://engineering.purdue.edu/~biehl/MultiSpec/download_win.html

入手先: Macintosh 版 https://engineering.purdue.edu/~biehl/MultiSpec/download_mac.html

日本語マニュアル: <http://www.affrc.go.jp/satellite/MultiSpec/pdf200402/all.pdf>

<ASTER Data Opener の情報>

入手先等: http://www.gds.aster.ersdac.or.jp/gds_www2002/service_j/u.tools_j/u.tools_j.html

(2) 衛星データによる沿岸水温推定の応用例

筆者らは、熱赤外センサを5バンド有するTerra/ASTERデータを使って、日本の沿岸（湖沼を含む）5箇所における衛星水温の推定精度評価を行った。表-3は、使用した水域の名称とデータの概要を示している。衛星水温の計算には、式(1)と式(3)を利用した。式(3)の係数は表-1の「Global-6」の値を使い、放射率は1とした。また、実測水温は広島湾以外の水域では国土交通省が毎時タワー観測している表層データ（水深0.5m値）のうち、ASTERセンサが通過する午前11時のデータを使用した。広島湾では第六管区海上保安本部が毎時ブイ観測している午前11時の表層データ（水深2.0m値）を用いた。

図-2は「輝度温度と実測水温の差」が最も小さかった「バンド13の輝度温度と実測水温の関係(a)とMCSSTと実測水温の関係(b)」を示している。これより単バンドと比べてMCSSTは、補正することなく実測値とほぼ同程度の水温が計算されていることが分かる。ちなみにこの研究において、各バンドの輝度温度と実測水温の差は平均4～8℃程度、標準偏差は1.7～2.9℃あるのに対して、MCSSTと実測水温の差は平均0.5～1℃程度、標準偏差0.9～1.7℃程度（水域によって若干異なる）であった。単バンドの輝度温度と実測水温でより大きな温度差があるのは、大気の影響であると考えられる。また大気の影響を除いて推定したMCSSTにおいても実測水温との間になお1℃程度のオフセットやばらつきがあるのは、放射率の設定の問題や実測水温の鉛直水温差（衛星が表皮温度なのに対し実測は0.5～数m水深のバルク温度）等に起因していると考えられる。

表-3 ASTERによる推定水温の精度検証に用いた実測水温データセットの概要

水域名	観測日	水温範囲 (°C)	シーン数	データ数
小川原湖 (青森県)	2003/3/22	1.4-3.6	1	1
霞ヶ浦 (茨城県)	2002/9/11 2003/3/31	10.5-28.2	2	6
琵琶湖 (滋賀県)	2002/7/30 2002/11/19	11.3-29.5	2	7
宍道湖・中海 (島根県・鳥取県)	200/5/12～ 2002/10/9	14.2-30.0	9	14
広島湾 (広島県)	200/5/12～ 2002/9/20	8.0-29.0	5	10

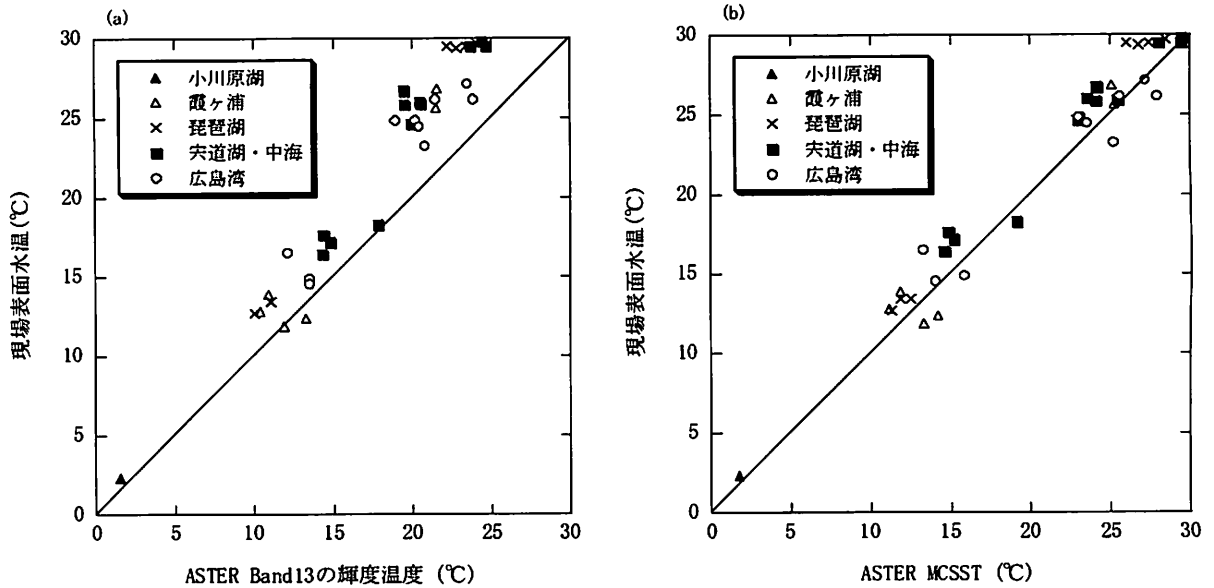


図-2 ASTER水温と実測表面水温の関係。(a)はASTERバンド13の輝度温度と実測表面水温の関係。(b)はASTER MCSSTと実測表面水温の関係。

4. リモートセンシングによる沿岸水の濁度推定について

(1)RSによる濁度推定原理

衛星データによる濁度推定に関して、水温のような一般的な物理法則に基づく方法はまだ確立されていない。しかし、図-3に示すように一般に濁りの濃度が高くなるほど可視領域～近赤外領域の反射率が高くなり、比較的波長依存性が小さいことが知られている。従って水域では画像が明るく写っているほど、濁度が高いことが分かる。従って衛星データからの濁度推定の場合、任意の可視波長バンドの輝度値を調べ、その輝度値が高いほど濁度も高いと判断する。この関係を簡単に表すと以下のような式になる。

$$\text{Turb}_\lambda = aR_\lambda + b \quad (4)$$

ここで、 Turb_λ は濁度、 R は水面直上反射率、 λ は衛星観測波長、 a 、 b はそれぞれ定数を示す。さきほど濁度に対する反射率特性は波長依存性が小さいと書いたが、従来の研究などから実験的に緑～赤バンド(500～700nm)付近の輝度値と現場濁度(RS研究ではSSが使われることが多い)との相関が特に高いことが知られている(Novo et. al, 1989)。

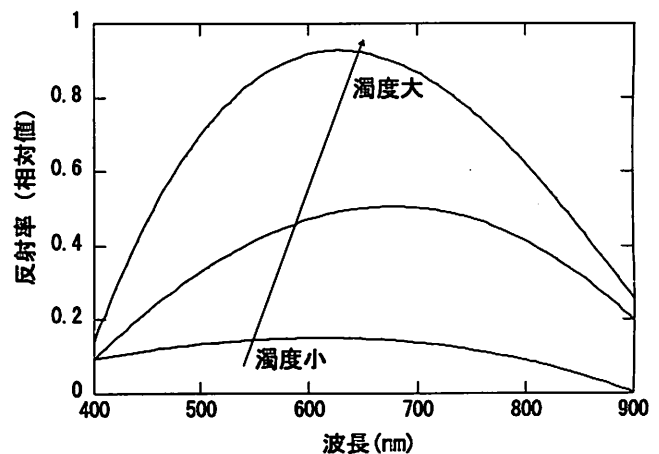


図-3 水域における反射率と濁度の関係の模式図

(2) RSによる沿岸濁度推定の応用例

RSによる沿岸(河川を含む)濁度(またはSS)推定は、比較的古くから基礎的・応用的研究がされ

てきた（例えば、MacFarlane and Robinson, 1984）．また、最近ではインド洋大津波後の海岸における濁度の経年変化を記録した応用研究もある（Yan and Tan, 2009）．津波といえば、記憶に新しい2011年3月11日に発生した東日本大震災では、沿岸部に非常に大きな被害をもたらした．このような大規模災害が発生した場合、最近では空中写真や衛星写真が即座に撮影され、そのデータがインターネットを通じて無償で公開される例は少なくない．実際、東日本大震災発生直後から、ASTERデータやPALSARデータ等が無償公開（http://www.cms.ersdac.or.jp/too/tohoku_j.html）されている．

筆者は、このような緊急撮影された衛星画像を使って仙台湾の濁度分布推定を行った（作野, 印刷中）．図-4は震災前後における仙台湾周辺地域におけるAVNIR-2データの比較である．震災後は、震災前と比較して画像の明るい（濁度の高い）エリアが沖に拡大していることがわかる．また、生物光学アルゴリズムと呼ばれるモデルで、仙台湾沖のNPSS（濁度相当）を高めた場合に各波長の反射率の変化をシミュレーションすると、衛星から求められる水色の指標（LCI）とNPSS（濁度相当）には図-5に示すような関係が認められる．これは実測の濁度データでも検証された．このように広域の濁度分布を推定するにはRSデータが役立つ．

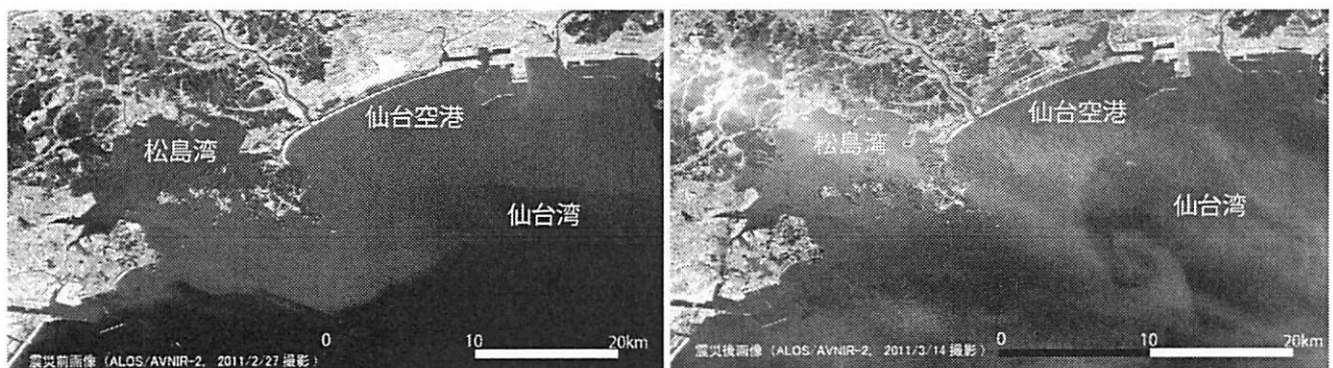


図-4 東日本震災前後における仙台湾周辺地域におけるAVNIR-2データの比較

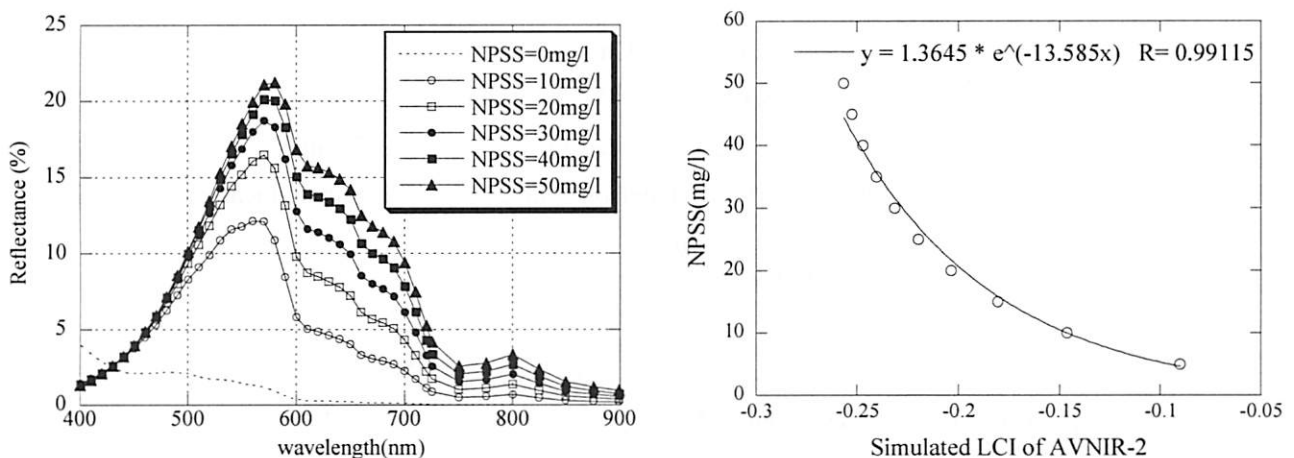


図-5 生物光学アルゴリズムを使ったNPSS（濁度相当）に対する分光反射率シミュレーション結果（作野, 印刷中）

5. リモートセンシングによる沿岸水のクロロフィル推定について

(1)RSによるクロロフィル推定原理

一般に海の色は植物プランクトン量に大きく影響される。この性質を利用して衛星が観測した可視光線の分光特性を解析することにより、逆に植物プランクトン量を推定することが可能となる。植物プランクトン量が異なる様々な海域で、海中から上がってくる光の強度（分光放射輝度）を波長ごとに計測すると、図-6のような分光反射率が得られる。通常、植物プランクトン量はクロロフィルa濃度（以下Chl-aと略す）と呼ばれる色素量で表されることが多く、このChl-aが高くなると、520nmより長い波長の反射率が増し、反対に短波長側の反射率は減る。このような分光特性を示すのは、植物プランクトンの光合成色素の光吸収特性に起因する。海水は440nm付近の青色光を最も通しやすく、赤色等の波長の長い光ほどよく吸収する。そのため、植物プランクトンが少ない海域では、赤色光はほとんど吸収されて青色光のみが反射され、海は青く見える。これに対しChl-aを持つ植物プランクトンは440nm付近の光を吸収し、逆に500~600nm付近の光がプランクトン粒子に散乱されて海は緑から褐色に見える。

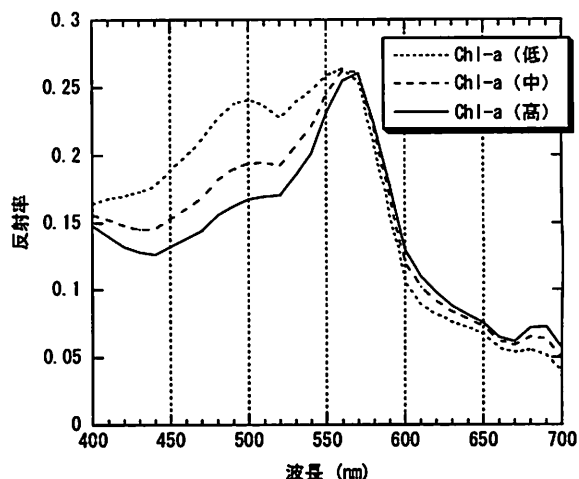


図-6 水面直上の分光反射率特性の概念図（図は ADEOS2/GLI用水中光学アルゴリズムを元にした数値計算により算出した値を使用）

このような理論から、次式のように440nm付近と550nm付近の反射率比（又は輝度比）を計算することにより、人工衛星の可視光センサからChl-a、つまり植物プランクトン量を推定することが可能となる（Martin, 2004）

$$\log Chla_{\lambda} \propto \log \frac{R_{443nm}}{R_{555nm}} \quad (5)$$

外洋では衛星から得られるChl-aと現場から得られるChl-aとの相関が極めて高い（推定精度は約10%）ことが検証されている。しかし、無機懸濁物質の多い沿岸では同様のアルゴリズムではChl-a推定が難しいことが多い。そこで、沿岸では外洋の方法よりも長い波長（670nmと720nm等）を使ったChl-a推定法が多く提案されている（推定精度は約20%）（Gitelson et al, 2007 ; Thieman and Kaufman, 2002）。

$$Chla_{\lambda} \propto \frac{R_{720nm}}{R_{670nm}} + b' \quad (6)$$

また、最近では以下のような3バンドモデル（Gitelson et al, 2007）や、700nm付近の植物プランクトンによる蛍光強度[FLH]（Litelier and Abott, 1996）を求める方法を使い、沿岸の複雑な水色からChl-aの正確な情報を得ようという研究がさかんに行われている。

$$Chla_{\lambda} \propto \left(\frac{R_{730nm}}{R_{675nm}} - \frac{R_{730nm}}{R_{669nm}} \right) \quad (7)$$

$$Chla_{\lambda} \propto FLH \quad (8)$$

ところで、RSデータから得られる情報の欠点として、表面の情報しか得られない点が挙げられる。そこで外洋では、衛星データから鉛直のChl-aの形状や積算量を求める方法も検討されている。しばしば外洋におけるChl-aの鉛直分布は、「ずらしを入れたガウス分布」(Platt and Sathyendranath, 1988 ; Platt and Sathyendranath, 1998)で表現できる。ただしそのパラメータは海域や季節によって大きく変化している。この曲線は図-7のような形状で、一般に次式で表される (Kameda and Matsumura, 1998)。

$$Chla(z) = B_0 + S \times z + \frac{h}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(z-Z_{max})^2}{2\sigma^2}\right] \quad (9)$$

ここで B_0 はバックグラウンド生物量 (ガウス分布の底面に相当するChl-a値) と呼ばれており、 S は鉛直方向に対するガウス分布の傾き、 z は水深を示している (図-7で傾きがない場合が左、ある場合は右となる)。

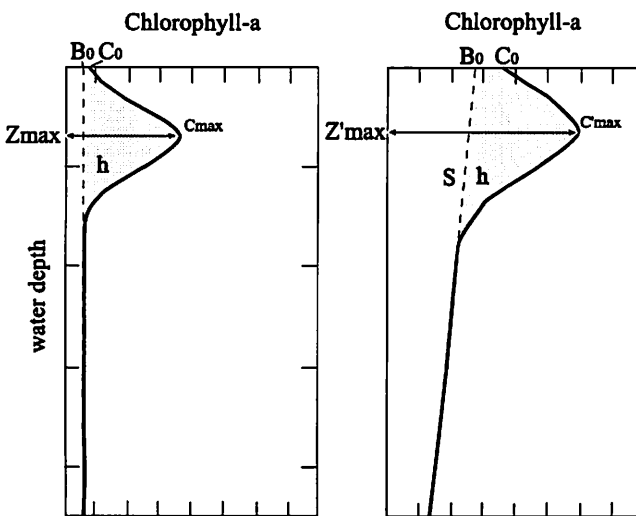


図-7 鉛直Chl-aのモデル化

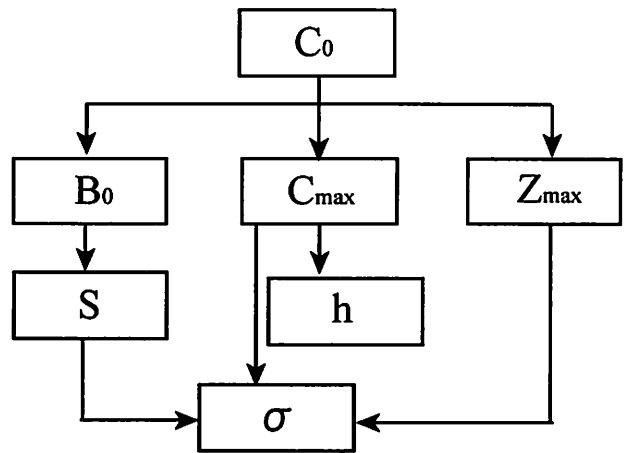


図-8 鉛直Chl-a推定の流れ

また Z_{max} はChl-a極大の深さ、 σ は鉛直的な幅の尺度 (標準偏差)、 h はガウス曲線下のChl-a積分値である。ただし、この際に、 σ は次式で表わされる。

$$\sigma = \frac{h}{\sqrt{2\pi(C_{max} - B_0 - S \times Z_{max})}} \quad (10)$$

ここで C_{max} は鉛直Chl-aの最大値を示す。式(9)、式(10)における6つの各パラメータ (B_0 , S , z , h , Z_{max} , C_{max}) の値を変えることにより、多様な分布パターンを再現できる⁴⁾。また、リモートセンシングの観点からは、海色センサで得られる表層Chl-aと6つのパラメータの関係式を図-8のような手順であらかじめ求めおくことによって表層データのみから鉛直Chl-a分布を推定可能にしている。ただし、沿岸ではこのような単純なモデルが適用できない場合も多く、それを試みた研究も少ない。

(2)RSデータによる沿岸クロロフィル推定の応用例

沿岸におけるRSによる表層Chl-a推定の例は非常に多く、例えば海色センサを使った大村湾や紀伊水道のChl-a分布解析（柳ら，1998；石坂ら，2002）や、Landsatのような解像度の良い衛星センサを使った事例ではLathrop and Lillesand（1986），Lavery et al（1993），Lopes-Garcia and Caselles（1990）等の研究がある。ここでは筆者らが宍道湖（島根県）で行った分光反射率測定とChl-a推定結果（図-10）を紹介する。宍道湖では沿岸の高Chl-a水域でよく見られるような、670nm付近と690nm付近の極大・極小ピークが見られた（岡見ら，1982；沖・安岡，1996）。この付近の吸収の深さ（ $[R(663)+R(688)]/2-R(670)$ ）を計算し、Chl-aとの相関をとると比較的高い相関（ $R=0.70$ ，RMS誤差 $5.9 \mu\text{g/l}$ ）が得られた。この方法を航空機MSSデータに応用すると、図-12のようなアオコ発生時の宍道湖のChl-a分布が明瞭にマッピングされた（Matsunaga et al., 1999）。

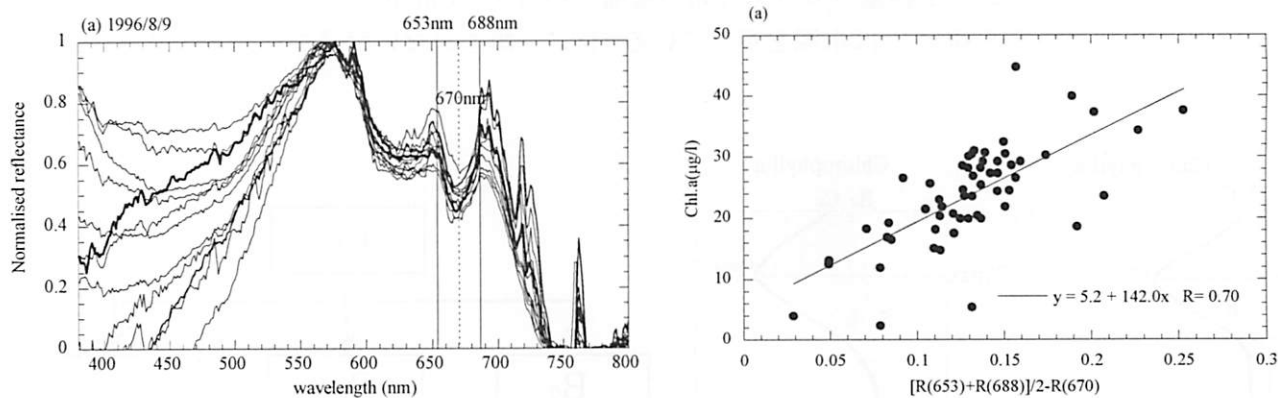


図-10 宍道湖の実測分光反射例（左）とChl-aの関係（右）



図-11 航空機MSSデータを使った宍道湖のクロロフィルマッピング例

また沿岸における鉛直Chl-aのモデル化の研究例として、筆者らが広島湾で行った表層Chl-aからの鉛直Chl-a推定の研究を紹介する（作野・津島，1998）．研究に使われたデータは第六管区海上保安部が実測した鉛直Chl-aの値である．このデータは2004年と2005年における「1月，4月，7月，10月」の年4回，図-12に示す「H-1，H-2，H-3，H-4，H-C」の5地点において水深0.5m毎（ただし最表層は1m水深のデータとなる）のChl-aを測定したものである．図-13は実測の鉛直Chl-aデータであり，図-14は式(8)のモデルを使って実測Chl.aと比較した図である．両者の値は極めてよく一致しており，表-5のような値を使えば広島湾の鉛直Chl-a分布を再現可能である．しかしRSでは表-5のような値を衛星データから得られる表層Chl-aからすべてのパラメータを推定しなければならない．図-15は式(9)のモデルパラメータと表層Chl-aの相関を示している．このうち，表層Chl-aと相関が著しく悪かったパラメータはZmax, Cmax（図-7参照）であった．そこで筆者らはデータが入手しやすい水深と日射量を用いて新たに解析を加えた結果，図-16のように鉛直Chl-aを平均25%以内の誤差で再現可能となった．このように，外洋における表層Chl-aからの鉛直Chl-a分布推定を応用して，沿岸でも改良を加えれば同様な解析ができることが示された．



図-12 広島湾における鉛直Chl-a測点

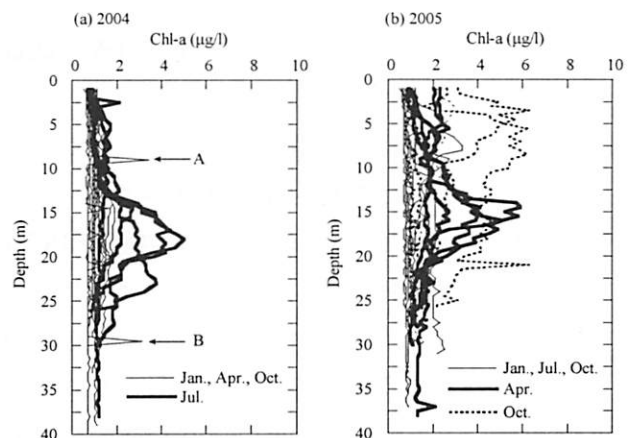


図-13 広島湾における鉛直Chl-aプロファイル

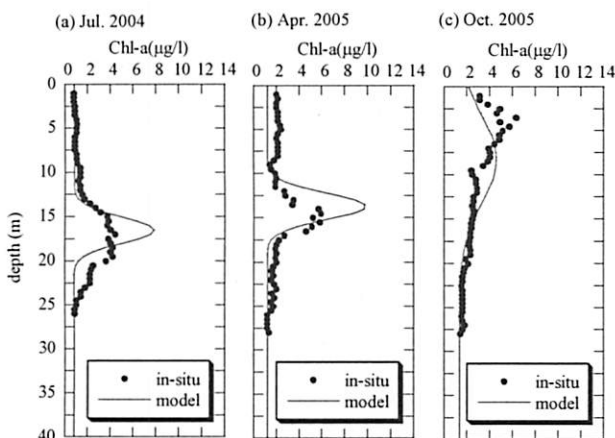


図-14 鉛直Chl-aのモデル化

表-5 鉛直Chl-aモデルパラメータ

Parameter	Jul. 2004	Apr. 2005	Oct. 2005	Enshuunada
$B_0(\mu\text{g/l})$	0.76 ± 0.05	1.06 ± 0.23	1.20 ± 0.31	0.26 ± 0.18
$Z_{\text{max}}(\text{m})$	16.1 ± 5.7	13.3 ± 4.4	5.3 ± 2.1	32.6 ± 32.4
$h(\text{mg/m}^2)$	27.5 ± 6.6	27.4 ± 5.5	26.9 ± 24.3	37.6 ± 35.0
$C_{\text{max}}(\mu\text{g/l})$	3.52 ± 1.33	3.98 ± 1.59	3.68 ± 2.47	-
$\sigma(\text{m})$	5.1 ± 3.0	4.8 ± 2.0	6.2 ± 1.8	10.0 ± 5.8

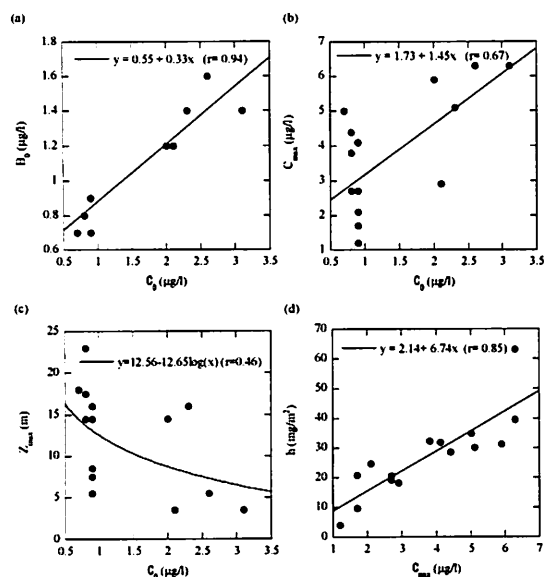


図-15 表層Chl-aと鉛直モデルパラメータの相関

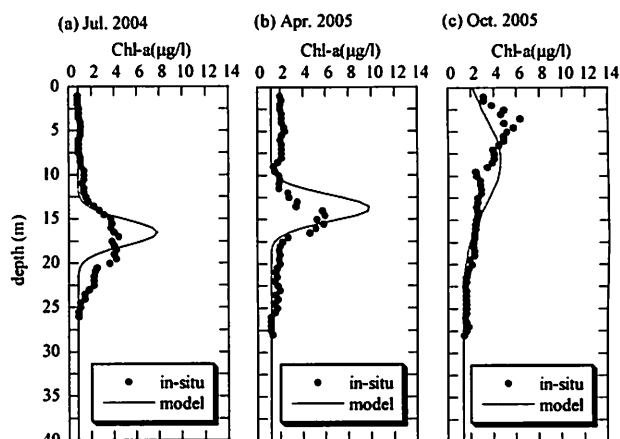


図-16 鉛直Chl-aの再現例

6. リモートセンシングによる藻場・サンゴ礁の底質分布推定

(1)RSによる藻場・サンゴ礁の底質分布原理

藻場・サンゴ礁の調査に利用されるリモートセンシング技術は、光学センサを用いた受動的なRSと、音響やレーザーを用いた能動的なRSの大きく2つに分けられる(山野, 2011)。ここでは、前者の受動的なRSについて説明を行う。藻場・サンゴ礁のRSを行う場合、これまで述べてきた水温や水質のRSと決定的に異なるのは、海底を対象とすることである。海底を対象とするということは、海水による光の減衰や濁りが大きなノイズになり、水深が深い水域や極端に濁った水域ではRSによる底質の判別はできない。従って、RSによる底質の判別は、目に見える範囲(光学的に浅い)水域に限られる。また、水中での光の減衰率は、長波長の光ほど大きいため、水上からでは近赤外より長い波長の情報は使えず、可視域の光の情報しか使うことができないという制約もある(山野, 2011)。

藻場・サンゴ礁のRSを行う場合、まず知っておかなければならないのは、藻やサンゴの分光反射率特性である。このうち世界のサンゴの分光特性については、Hochberg et al. (2004)の論文が詳しいが、サンゴには褐虫藻と呼ばれる藻類が共生しているため、サンゴは海草や海藻と似た反射スペクトルを示し、空間的分布も複雑であることから、サンゴ礁の底質分類は解像度が良く(理想的には数mより優れている)、かつ波長分解能のよい(理想的には10nmより優れている)センサが必要とされる。しかし、残念ながら現時点でそのような衛星センサはほとんど存在しないため、RSによる精度のよい底質分類(藻やサンゴの種別判読等)を行うためには、航空機や気球などのプラットフォームを使って低高度から撮影するか、解像度のよい衛星センサを使ってラフな解析を行うかという目的に応じた選択が必要となる。

このような様々な制約はあるが、衛星によるサンゴ礁の底質分類の手法を1つ紹介する。それは、Lyzenga (1978)が提案した「比演算アルゴリズム」を基にした、「底質指標(Bottom Index; BI)アルゴリズム」である。ただし、ここでいう「底質」とは、地質学で使われる「水底を構成する岩及び堆積物(bottom material)」とする狭義の意味ではなく、「藻類、サンゴ、砂地、岩等、藻場・サンゴ礁を構成する海底

被覆物(bottom cover)」の意味である。以下に底質アルゴリズムの概要を説明する。Lyzena (1978) は、衛星に搭載されたセンサが浅海域において波長 λ で検出する放射輝度(L_λ)を次式で表した。

$$L_\lambda = L_{s\lambda} + E_\lambda r_{B\lambda} \exp(-k_\lambda f z) \quad (11)$$

ここで $L_{s\lambda}$ は水深の深い地点で観測した放射輝度、 E_λ は定数（地上に到達する太陽の放射照度、大気と水面の透過率を含む）、 $r_{B\lambda}$ は底質による分光反射率、 k_λ は水の消散係数、 f は光路長（無次元値）、 z は水深である。図-17に任意の底質が存在する水域における水中の光学過程を示す。画像から底質を判別するために最も有効な方法は式(11)から $r_{B\lambda}$ を求めることである。しかし、水深や水質（消散係数に反映される）が不明な底質環境に対して、式(11)の $r_{B\lambda}$ を解くことは非常に難しい。そこで、「底質が同じならば、異なる2バンドの底質反射率比は一定になる」という仮定を行い、画像を比演算することにより水深の影響を除去する。これらの過程を式で表すと、以下のようになる。即ち、異なる2バンド i, j により衛星が観測する放射輝度は、式(11)からそれぞれ以下の式で表される。

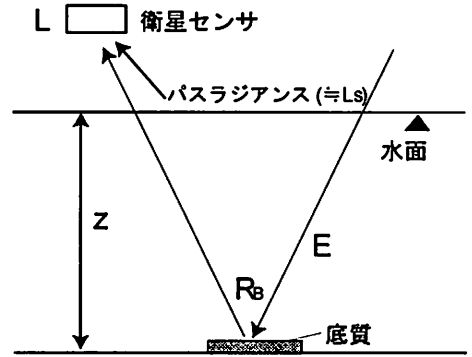


図-17 水中の光学過程

$$L_i = L_{si} + E_i r_{Bi} \exp(-k_i f z) \quad (12)$$

$$L_j = L_{sj} + E_j r_{Bj} \exp(-k_j f z) \quad (13)$$

式(12)と式(13)を整理すると、以下のように水深 z を除去した式となる。

$$LN \left[\frac{r_{Bi} E_i}{(r_{Bj} E_j)^{k_{ij}}} \right] = LN \left[\frac{(L_i - L_{si})}{(L_j - L_{sj})^{k_{ij}}} \right] \quad (14)$$

ここで、左辺の変動の多くは「2バンド間における海底反射率の比」に支配されており、底質の情報を持つ。よって、これを底質指標(Bottom Index)とし、 BI_{ij} とする。これより、底質指標 BI_{ij} は以下の式で求められる。

$$BI_{ij} = LN \left[\frac{(L_i - L_{si})}{(L_j - L_{sj})^{k_{ij}}} \right] \quad (15)$$

また、式(15)は、衛星のセンサが観測したデジタル値DNに置き換えて、しばしば以下の式が使われる。

$$BI_{ij} = LN \left[\frac{(DN_i - DN_{si})}{(DN_j - DN_{sj})^{k_{ij}}} \right] \\ = LN(DN_i - DN_{si}) - k_{ij} LN(DN_j - DN_{sj}) \quad (16)$$

式(16)より、異なる2バンドの衛星データの関係から消散係数比がバンド比（異なるバンドの輝度値の対数をプロットした時の傾き）として求まり、理論的には画像のみから水深の影響を除去した底質（今回は藻場）の判別が可能（反射率比が異なる底質の場合）となる。

(2) RSによる藻場・サンゴ礁の底質分布推定の応用例

藻場のRS応用例として、最近わが国ではアマモ場分布把握の研究（宮野ら，2006；松田ら，2007；ルイ・作野，2008）やリシリコンブ把握の研究（楠山ら，2007）等がある。また、サンゴ礁のRS応用としては、Yamano et al. (2002) やAndréfouët et al. (2003) による高解像度衛星データを用いたサンゴ礁の底質分類研究やYamano and Tamura (2004) による衛星RSによるサンゴ白化の検出限界を解析した事例等がある。ここでは、筆者らが奄美大島と瀬戸内海（竹原市の吉名干潟）で行った藻場・サンゴ礁の底質分布の研究を紹介する（作野ら，2007）。図-18は4種類のサンゴ（*Acropora intermedia* [トゲスキミドリイシ]、*Acropora tenuis* [ウスエダミドリイシ]、*Pocillopora damicornis* [ハナヤサイサンゴ]、*Porites australiensis* [ハマサンゴ]）の分光反射率測定結果である。これらの種類のサンゴの分光反射率は400～500nmの波長で低く、560～650nmの波長で高い。また675nm±5nm付近の反射率は低く（図-18のC）、680nmより長い波長の反射率は急激に増加する（図-18のD）。このような分光反射率特性は、従来世界各地で行われてきた分光反射率測定実験結果（Hochbergら，2004）と非常に調和的である。また675nm付近の吸収は、サンゴと共生している藻類（一般に褐虫藻）によるクロロフィル吸収の影響だと考えられる。さらに詳細なサンゴの分光特性として、600～650nm波長の反射率が平坦な形状をしている場合と長波長側に反射率がやや下がる傾きを持った場合があることがわかる（図-18のE）。これは、Hochbergら（2004）が提唱している「blue coral」（可視で紫、青、ピンク、グレーに見えるサンゴ）の特徴であり、「brown coral」（可視で茶、赤、オレンジ、黄、緑に見えるサンゴ）と分光的な区別がなされている。この測定では、600～650nm波長の反射率が比較的平坦な形状が見られたのは、*Acropora tenuis*（ウスエダミドリイシ）と*Pocillopora damicornis*（ハナヤサイサンゴ）であったが、他の種類のサンゴとの分光的差異は非常に微細であった。従って、今後のリモートセンシングによるサンゴの種類別の区別には、まず600～650nm波長のハイパー化とともに、この間の分光的な特徴を最大限引き出す感度等が要求されると考えられた。

一方、図-19は藻の分光反射率測定結果である。吉名地区で測定した藻は、しばしばサンゴ礁地帯でも見られるアマモ科（*Zosteraceae*）及びホンダワラ科（*Sargassaceae*）の海藻である。この図より、基本的な分光特性は、サンゴの特性（図-18）や陸上の植物の分光特性（吉村，1998）と極めて類似していることがわかる。サンゴの分光特性と比較すると、600～650nmの傾きが若干大きく、570～600nmにかけての細かな吸収・散乱ピーク（例えば570nmや600nm付近）は藻の場合は比較的小さいように思われた。ただしParingitら(2003)の研究では、550nmと690nm以上の間で種間での分光反射率の差が大きいと指摘しているように、そのような観点で詳細にみれば種間での違い（570～600nm付近のピークのずれ等）が若干見られた。

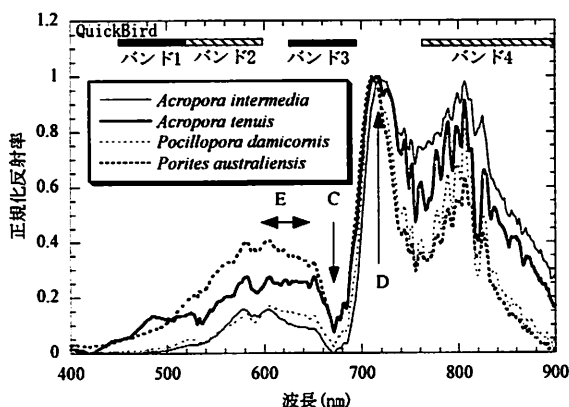


図-18 サンゴ（奄美大島）の分光反射率

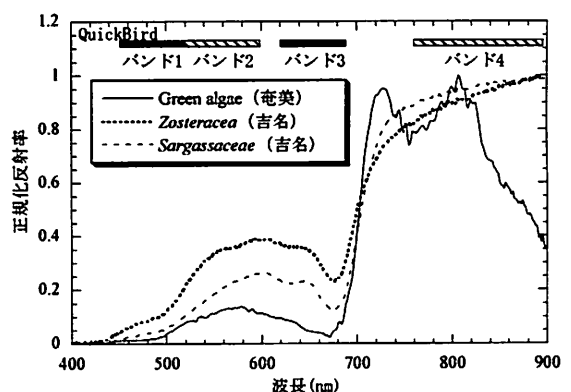


図-19 藻（奄美・吉名）の分光反射率

また、筆者らは前述した底質指標を応用して、中海（外江地区と森山堤防南東部）のアマモ分布を気球に搭載したビデオカメラによって推定する研究を実施した（作野ら，2009）．図-20は気球搭載ビデオによるアマモ場（中海森山堤防付近）の空中写真撮影例である．黒っぽく映っているのが、アマモである．やはり黒く帯状に映っているのはウミトラノオである．このカラー画像から底質指標を計算し、底質分類を行ったのが、図-21である．これより、目視トレース結果と同様の分類結果は得られたが、誤差も大きく、この手法の改良が望まれる．

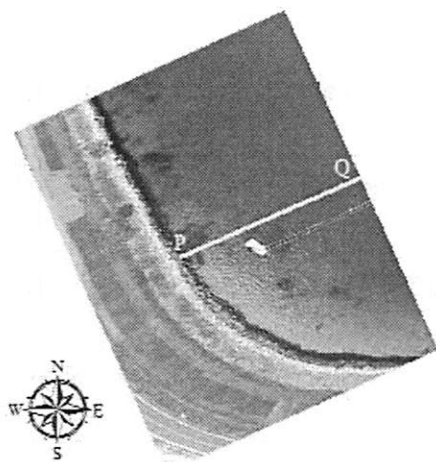


図-20 気球搭載ビデオによるアマモ場（中海森山堤防付近）の空中写真撮影例

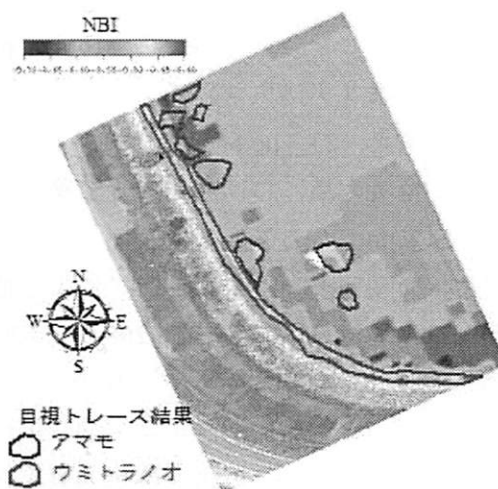


図-21 底質指標を応用したアマモ場の底質自動分類結果

7. おわりに

本稿では沿岸水域の環境評価のために使われるRSデータ利用の現状と課題について出来るだけ具体的な事例をあげて述べてきた．これまでRSデータは敷居が高いという言葉をよく聞いたが、最近のRSデータは一昔前と比べて、格段に使いやすく、かつ安価に提供されてきている．しかしなお沿岸域でRSデータの利用が今一つ盛んにならないのは、観測周期や価格の問題だけでなく、そのデータ入手法、解析法、評価法等が分かりにくい点が挙げられる．2章でも述べたが、RSデータはその応用の用途によって、非常に便利なツールとなりうる．幸い、ここ数年で、さらに高解像度、高波長分解能、高観測頻度の衛星が次々と打ち上げられる計画がある．このような衛星センサデータは、これまで難しかった沿岸環境のモニタリングの問題を解決できる要素を多く含んでいると思われる．その中でも2014年初頭に打ち上げ予定のGCOM/SGLIという国産衛星センサ（今岡，2007）は沿岸水域の環境評価に非常に役立つと考えられる．SGLIでは250mの海色データと水温データが数日周期で得られる予定である．本稿により、RSデータが今後沿岸水域の環境評価ツールとして一層使われるきっかけになれば幸いである．なお、巻末に沿岸水域の環境評価の際に無料で利用することのできる衛星データのWebサイトや、参考となる教科書も紹介しておくので、あわせて参考にさせていただきたい．

引用文献

- 石坂丞二ら：海色データから推定した大村湾のクロロフィルa濃度の検証, 海の研究, 11(2), pp.235-241, 2002.
- 今岡啓治：地球環境変動観測ミッション (GCOM) の概要, 日本リモートセンシング学会第43回学術講演会論文集, pp.67-68, 2007.
- 岡見登ら：霞ヶ浦湖水の分光反射率と水質, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.2, No.1, pp.21-31, 1982
- 沖一雄・安岡善文：高濃度水域における近赤外を含む二波長によるクロロフィルa推定モデルの作成, 日本リモートセンシング学会誌, 16(4), pp.315-323, 1996.
- 楠山哲弘ら：藻場 (リシリコンブ) のリモートセンシングによる分布域の推定—網走港周辺海域—, 海洋開発論文集, 23, pp.555-560, 2007.
- 作野裕司ら：奄美大島におけるサンゴと藻の分光反射率特性とQuickBirdデータによる検証, 海岸工学論文集, 54, pp.1061-1065, 2007.
- 作野裕司ら：衛星リモートセンシングによる地域の水環境解析 (—ASTERデータを用いた宍道湖の解析事例—), 混相流, 22(3), pp.265-272, 2008.
- 作野裕司・津島邦之：衛星データを使った内湾の鉛直クロロフィル推定のためのガウスモデルの適用可能性評価, 日本船舶海洋工学会論文集, 7, pp.39-46, 2008.
- 作野裕司：衛星データによる東北関東大震災直後の仙台湾周辺における濁水分布推定, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.67, No.3 (印刷中)
- Paringit, E. C.・灘岡和夫・M. D. Fortes・波利井佐紀・J. J. Strachan, 田村仁, 三井順, 中山哲殿：藻場キャノピー光学モデルと高解像度衛星画像による海藻藻場のマッピングと現地検証, 海工論文集, 50, pp.1386-1390, 2003.
- Platt, T. and Sathyendranath, S.：海洋における一次生産のモデル化(11), 海洋と生物, 118, 20(5), 1998
- 松田斉久ら：衛星画像と音響測深機を利用したアマモ場分布域の把握—霧多布港周辺海域, 海洋開発論文集, 23, pp.561-566, 2007.
- 松永恒雄：ASTER TIRの観測輝度温度の線形式を利用した水面温度推定—日本周辺の気温及び湿度データを用いた推定誤差の予備評価—, 日本リモートセンシング学会誌, 16(5), pp. 404-415, 1996.
- 松永恒雄ら：東京湾の現場水温データを用いたASTER水温アルゴリズムの検証, 日本リモートセンシング学会第33回学術講演会論文集, pp.191-192, 2002.
- 松永恒雄ら：石垣島サンゴ礁の多時期Landsat TMデータを用いた礁内水深補正アルゴリズムの検証, 第27回日本リモセン学会学術講演会論文集, pp.323-324, 1999
- 松永恒雄ら：消散係数比の空間・時間変化と底質指標によるサンゴ礁内経時変化の検出, 第28回日本リモセン学会学術講演会論文集, pp.281-282, 2000
- 宮野忠文ら：リモートセンシング画像による藻場分布把握技術の開発 (第2報), 広島県立西部工業技術センター研究報告, 49, pp.12-15, 2006.
- 柳哲雄ら：紀伊水道のクロロフィル分布に関する現地調査と衛星画像, 海の研究, 7(6), pp.369-374, 1998.
- 山野博哉ら：リモートセンシングを用いた生態系の問題解決に向けた応用場面と要件の収集, 日本リモートセンシング学会誌, 31(1), pp.87-90, 2011

- 山野博哉：4.3 サンゴ礁・藻場・水生植物，基礎からわかるリモートセンシング（日本リモートセンシング学会編），理工図書，pp.70-72，2011.
- 吉村晴佳：葉齢による樹葉の近赤外域分光特性と重なるの効果，日本リモートセンシング学会誌，18(1)，pp.42-56，1988.
- ルイ ソチュー・作野裕司：衛星Terra/ASTERデータを使った吉名干潟における藻場マッピング，水工学論文集，52，pp.1381-1386，2008.
- Andréfoüt, S. et al.: Multi-site evaluation of IKONOS data for classification of tropical coral reef environments, *Remote Sens. Environ.*, 88, pp.128-143, 2003.
- Clark, D.K.: MODIS algorithm theoretical basis document bio-optical algorithms-case 1 waters, NOAA, 1997.
- Gitelson, A. A. et al.: Remote chlorophyll-a retrieval in turbid, productive estuaries: Chesapeake Bay case study, *Rem. Sens. Environ.*, 109, pp.464-472, 2007.
- Hochberg, E. J. et al.: Spectral reflectance of coral, *Coral Reefs*, 23, pp.84-95, 2004.
- Kameda, T. and Matsumura, S.: Chlorophyll biomass off Sanriku, Northwestern Pacific, estimated by Ocean Color Temperature Scanner (OCTS) and a vertical distribution model, 54, pp.509-516, 1998.
- Lathrop, R. G. and Lillesand, T. M.: Use of Thematic Mapper data to assess water quality in Green Bay and central Lake Michigan, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 52, 671-680, 1986.
- Lavery, P. et al.: Water quality monitoring in estuarine waters using the Landsat thematic mapper, *Remote Sensing Environ.*, 46, 268-280, 1993.
- Letelier, R. M. and Abbott, M. R.: An analysis of chlorophyll fluorescence algorithms for the moderate resolution imaging spectrometer (MODIS), *Remote Sensing of Environment*, 58(2), pp.215-223, 1996.
- Lopez-Garcia, M. J. and Caselles, V.: A multi temporal study of chlorophyll-a concentration in the Albufera lagoon of Valencia, Spain, using Thematic Mapper data, *International Journal of Remote Sensing*, 11, 301-311, 1990.
- Lyzenga D. R.: Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features, *Applied Optics*, 17(3), pp.379-383, 1978.
- MacFarlane, N. and Robinson, I. S.: Atmospheric correction of LANDSAT MSS data for a multirate suspended sediment algorithm, *International Journal of Remote Sensing*, 5, pp.561-576, 1984.
- Martin, S.: An introduction to ocean remote sensing, Cambridge University Press, 426p, 2004.
- Matsunaga, T. et al.: Water Quality Mapping Using Airborne and Satellite Multispectral Sensors - Lake Shinji and Lake Nakaumi, Japan -Proceedings of Fourth International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition / 21st Canadian Symposium on Remote Sensing, Ottawa, Ontario, Canada, 21-24, June 1999.
- McMillin, L. M. and Crosby, D. S.: Theory and Validation of the Multiple Window Sea Surface Temperature Technique, *Journal of geophysical research*, 89(C3), pp.3655-3661, 1984.
- Novo, E. M. M. et al.: The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration, *International Journal of Remote Sensing*, 10, pp.1283-1289, 1989.
- Platt, T. and Sathyendranath, S.: Oceanic primary production, Estimation by remote sensing at local and regional scales, *Science*, 241, pp.1613-1620, 1988.

- Thiemann, S. and Kaufmann, H.: Lake water quality monitoring using hyperspectral airborne data – a semiempirical multisensor and multitemporal approach for the Mecklenburg Lake District, Germany, *Remote Sensing of Environment*, 81, pp.228-237, 2002.
- Yamano, H. et al.: Hyperspectral remote sensing and radiative transfer simulation as a tool for monitoring coral reef health, *Mar. Tech. Soc. J.*, 36(1), pp.4-13, 2004.
- Yamano, H. and M. Tamura: Detection limits of coral reef bleaching by satellite remote sensing: Simulation and data analysis, *Remote Sens. Environ.*, 90, pp.86-103, 2004.
- Yan, Z. and D. Tan: Changes in suspended sediments associated with 2004 Indian Ocean tsunami, *Advances in Space Research*, 43(1), pp.89-95, 2009.

沿岸のリモートセンシング研究に役立つ教科書（出版年の古い書籍から紹介，一部絶版あり）

- 杉森康宏：「海洋のリモートセンシング」，共立出版，268p，1982。 ※日本語で書かれた唯一の海洋RSを網羅した書籍だが，情報はかなり古い。
- 杉森康宏・坂本亘：「海洋環境光学」，東海大出版会，356p，1985。 ※海洋の光学特性について詳しくまとめられた本で，本格的に海洋RS研究を行う場合は必携の本。
- 写真測量学会：「熱赤外リモートセンシング技術の技術と実際」，鹿島出版，168p，1986。 ※熱赤外RSを詳しく学ぶなら必携の本。
- 古濱洋治・岡本謙一・増子治信：「人工衛星によるマイクロ波リモートセンシング」，電子情報通信学会，275 p，1986。 ※古典的なマイクロ波による波浪RSの概要が詳しくかかかれている
- R.J.ホップス・H.A.ムーニー編，大政譲次・恒川篤史・福原道一監訳：「生物圏機能のリモートセンシング」，シュプリンガー・フェアラーク東京，397p，1993。 ※環境RS全般について書かれた本であるが，水質（海洋の一次生産量）のRSについても分かりやすく書かれている。
- 田口一夫・田畑雅洋：「海洋計測工学概論」，成山堂書店，322p，2001。 ※海洋計測全般に書かれた本であるが，波浪・音響RSの概要を知るにはよい。
- J.T.Oカーク著・山本民次訳：「水圏の生物生産と光合成」，恒星社厚生閣，387p，2002。 ※いわゆるRSの本ではないが，沿岸RSについても詳しく書かれている本。特に水質RSのアルゴリズムは比較的新しい情報が詳しく書かれている。
- S. Martin：「An Introduction to ocean remote sensing」，Cambridge University Press，p.426，2004。 ※海洋RSの最新情報（特に測定・解析の原理）が詳細に書かれた英文の良本。
- 長澤良太・原慶太郎・金子正美編：「自然環境解析のためのリモートセンシング・GISハンドブック」，古今書院，p.256，2007。 ※RSを応用して自然環境解析を行うための最新の技術を初心者でもわかりやすい表現で解説している。海岸・サンゴ礁の解析についても応用事例が書かれている。
- 日本リモートセンシング学会編：「基礎からわかるリモートセンシング」，理工図書，p.319，2011。 RSの基礎を学ぶ最新の教科書。沿岸水域のRSについても最新の情報がコンパクトにまとめられている。

付表-1 ASTERセンサの性能

	VNIR	TIR
マルチスペクトルの波長	緑 520-600nm	8.125-8.475 μ m
	赤 630-690nm	8.475-8.825 μ m
	近赤外 760-860nm	8.925-9.275 μ m
		10.25-10.95 μ m 10.95-1.65 μ m
マルチスペクトルの分解能	15m (直下視)	90m (直下視)
観測幅	60km	60km
センサ1画素あたりの情報量	8bit	12bit

付表-2 ALOS/AVNIR-2センサの性能

	AVNIR-2	PRISM
マルチスペクトルの波長	青 420-500nm	520-770nm
	緑 520-600nm	
	赤 610-690nm	
	近赤外 760-890nm	
マルチスペクトルの分解能	10m (直下視)	2.5m (直下視)
観測幅	70km	35km or 70km
センサ1画素あたりの情報量	8bit	8bit

付表-3 超高解像度衛星センサの性能

	IKONOS	QuickBird	WorldView-1
打ち上げ	1999年9月25日	2001年10月18日	2007年9月18日
軌道高度	680km	450km	496km
パンクロマティックの波長	450-900nm	450-900nm	450-900nm
パンクロマティックの分解能	0.82-1m	0.61-0.72m	0.5-0.59m
マルチスペクトルの波長	青 450-520nm	青 450-520nm	なし
	緑 520-600nm	緑 520-600nm	
	赤 630-690nm	赤 630-690nm	
	近赤外 760-900nm	近赤外 760-900nm	
マルチスペクトルの分解能	4m	2.4m	-
観測幅	11km	16.5km	17.6km
センサ1画素あたりの情報量	11bit	11bit	11bit

付表-4 MODISセンサの性能

	Terra・Aqua/MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)		
打ち上げ	1999年12月18日(Terra)・2002年3月4日 (Aqua)		
軌道高度	705km (太陽同期, 回帰日数16日, 約99分/1周回)		
観測幅	2330km		
センサ1画素あたりの情報量	12bits		
主用途	バンド数	波長	分解能
陸/雲/エアロゾル境界	band1 赤	620nm-670nm	250m
	band2 近赤外	841nm-876nm	
陸/雲/エアロゾル	band3 青	459nm-479nm	500m

	band4 緑 band5 band6 中間赤外 band7 中間赤外	545nm-565nm 1230nm-1250nm 1628nm-1652nm 2105nm-2155nm	
海色/プランクトン/生物地球化学	band8 青 band9 青 band10 青 band11 緑 band12 黄緑 band13 赤 band14 赤 band15 近赤外 band16 近赤外	405nm-420nm 438nm-448nm 483nm-493nm 526nm-536nm 546nm-556nm 662nm-672nm 673nm-683nm 743nm-753nm 862nm-877nm	1000m
大気/水蒸気	band17 近赤外 band18 近赤外 band19 近赤外	890nm-920nm 931nm-941nm 915nm-965nm	1000m
表面/雲温度	band20 中間赤外 band21 中間赤外 band22 中間赤外 band23 中間赤外	3660nm-3840nm 3929nm-3989nm 3929nm-3989nm 4020nm-4080nm	1000m
大気温	band24 中間赤外 band25 中間赤外	4433nm-4498nm 4482nm-4549nm	1000m
巻雲/水蒸気	band26 中間赤外 band27 中間赤外 band28 中間赤外	1360nm-1390nm 6535nm-6895nm 7175nm-7475nm	1000m
雲	band29 中間赤外	8400nm-8700nm	1000m
オゾン	band30 中間赤外	9580nm-9880nm	1000m
表面/雲温度	band31 熱赤外 band32 熱赤外	10780nm-11280nm 11770nm-12270nm	1000m
雲頂高度	band33 熱赤外 band34 熱赤外 band35 熱赤外 band36 熱赤外	13185nm-13485nm 13485nm-13785nm 13785nm-14085nm 14085nm-14385nm	1000m

(引用 : http://www.sed.co.jp/sug/contents/satellite/satellite_modis.html)

<無料で利用することのできる衛星データのWebサイト>

日本の海色センサ画像 (JAXA) : http://kuroshio.eorc.jaxa.jp/ADEOS/mod_nrt_new/index.html

世界の海色センサ画像 (NASA) : <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl?sen=am>

韓国の静止海色センサ画像 (KORDI) : <http://kosc.kordi.re.kr/datasearch/search.kosc>

インドの海色センサ画像 (ISRO) : <http://218.248.0.134:8080/OCMWebSCAT/html/controller.jsp>

LASNDSAT画像 (GLCF) : <http://glcfapp.glc.f.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>

LASNDSAT/EO-1画像 (USGS) : <http://edcsns17.cr.usgs.gov/NewEarthExplorer/>