

衛星リモートセンシングによる水中消散係数の変動を考慮した 沿岸域の水深の推定

泉 宮 尊 司* ・ 國 田 知 基** ・ 鈴木健太郎***
石 橋 邦 彦**** ・ 泉 正 寿***** ・ 永 松 宏*****

1. 緒 言

近年, 我国の砂浜海岸の侵食は著しく, 地球温暖化による海面上昇と相俟って, 100 年後には砂浜海岸が殆どなくなる危機にさらされている。侵食対策を考える上で, 沿岸域の水深データを定期的に収集することは, 海浜の土砂管理や漂砂現象を解明するためにも極めて重要なことである。しかしながら, 海浜測量には多大な労力や費用がかかるために, 定期的に測量されている海浜は, 自然の砂浜および礫浜の総延長約 10000 km の数%にしかない。同時に, 測量されるのは面積的にも狭い範囲に限られており, 測量間隔も 50 m から 100 m と粗いのが現状である。このような状況にある中で, 衛星リモートセンシングのデータを利用して, 沿岸域の水深が精度よく推定できれば, 安価でしかも広範囲のデータが得られるのでその価値は非常に大きい。そこで本研究では, 衛星データを用いて水深を推定する際に問題となるノイズの除去法や水中消散係数および海底反射率の変動を考慮した水深推定法を考案し, その精度と有効性について実測の測量データを用いて検証する。

2. 衛星データを用いた沿岸域の水深の推定法

(1) 絶対輝度値と水深 h との関係

衛星リモートセンシングデータによる水深測定の原理は, 太陽光が海面で反射した光および水中を透過し海底面で反射してきた光の光量を測定することによって, 物理的な関係式を用いて推定するものである。しかしながら, 衛星の光学センサで観測される光量には, 大気散乱光や水中散乱光などの水深には無関係の光の成分も含まれる。

一般に, 衛星光学センサへの入射光量は, 次式のように表される (杉森, 1982; 灘岡, 1995)。

$$V_i = S_i \{ T_A [\Gamma(\lambda_i) \exp\{-(\sec \theta + \sec \phi) K(\lambda_i) h\} + \Gamma_{a/w} + \Gamma_{scw}] L_{\lambda_i} \Delta \lambda_i + P_{sc} \} \dots\dots\dots (1)$$

ここに, V_i は i チャンネルの輝度値, S_i はセンサーの感度, T_A は光の大気透過率, $\Gamma(\lambda_i)$ は光の海底反射率, θ および ϕ は入射角, 屈折角, $K(\lambda_i)$ は光の水中消散係数, $\Gamma_{a/w}$ は光の海面反射率, Γ_{scw} は光の水中散乱による反射率, $L_{\lambda_i} \Delta \lambda_i$ は太陽光量, P_{sc} は大気の散乱光量である。上式には, 沿岸域の海水および地形に関する情報以外の物理量が含まれているので, それらを消去するために, 水深が十分に大きい海域での輝度値 V_{∞}

$$V_{\infty} = S_i \{ T_A [\Gamma_{a/w}^{\infty} + \Gamma_{scw}^{\infty}] L_{\lambda_i} \Delta \lambda_i + P_{sc}^{\infty} \} \dots\dots\dots (2)$$

を用いることにする。ここで, 大気散乱光は近似的に $P_{sc} \approx P_{sc}^{\infty}$ なる関係が成立すると仮定すると, $V_i - V_{\infty}$ は, 次式で表される。

$$V_i - V_{\infty} = S_i T_A [\Gamma(\lambda_i) \exp\{-(\sec \theta + \sec \phi) K(\lambda_i) h\} + (\Gamma_{a/w} - \Gamma_{a/w}^{\infty}) + (\Gamma_{scw} - \Gamma_{scw}^{\infty})] L_{\lambda_i} \Delta \lambda_i \dots\dots\dots (3)$$

光の海面反射率 $\Gamma_{a/w}$ および水中散乱による反射率 Γ_{scw} については, これまでの研究では, $\Gamma_{a/w} \approx \Gamma_{a/w}^{\infty}$ および $\Gamma_{scw} \approx \Gamma_{scw}^{\infty}$ として消去していたが, これらはピクセル毎の変動があり, 個々には値が一致しないために, これらの項が残ったままとする。ここで, 式(3)の両辺の対数をとると,

$$\begin{aligned} \ln(V_i - V_{\infty}) &= -(\sec \theta + \sec \phi) K(\lambda_i) h \\ &+ \ln \Gamma(\lambda_i) + \ln(S_i T_A L_{\lambda_i} \Delta \lambda_i) \\ &+ \ln \left\{ 1 + \frac{(\Gamma_{a/w} - \Gamma_{a/w}^{\infty}) + (\Gamma_{scw} - \Gamma_{scw}^{\infty})}{\Gamma(\lambda_i) \exp\{-(\sec \theta + \sec \phi) K(\lambda_i) h\}} \right\} \end{aligned} \dots\dots\dots (4)$$

となる。上式の関係より, 対数輝度値 $\ln(V_i - V_{\infty})$ は水深 h と線形関係にあるものの, 水深と関係のない項も含まれているため, 後者の項をうまく消去して如何に水深の情報のみを取り出すかが重要となる。特に, 式(4)の右辺第4項はピクセル内の海面状態によっては, 海面からの強い光の反射が生じ, 輝度値の大きな変動要因となるために, その除去が重要な課題となる。

一般に, 水深や消散係数の値は比較的大きな空間スケールで変化するのに対して, 式(4)の右辺最終項の

* 正会員 工博 新潟大学教授 工学部建設学科
** 工修 (株)キタック
*** 新潟大学大学院自然科学研究科
**** 正会員 新潟大学技官 工学部建設学科
***** 正会員 国際航業(株)日野技術所
***** 国際航業(株)日野技術所

変動は隣のピクセル間でも有意に変化することがあり、より小さな空間スケールで変動するスペckルノイズのような特徴を有している。そこで本研究では、衛星で観測されるノイズ的な輝度値の変動が、この項によるものと考え、ローパスフィルタにより取り除くことを試みる。

(2) 対数輝度値の平滑化

衛星センサで測定された輝度値の生データは、一般的に大きく変動しており、そのままのデータを用いることができない。このため従来においては、輝度値を近傍の3点、5点あるいは9点で平滑化を行い、輝度値と水深 h との関係を算出していた(たとえば、Darkwah *et al.*, 1998)。しかしながら、この手法では、平滑化する点数が増えるに従って空間分解能および輝度値の変動が一律的に低下するのみであるため、それを改良すべく新たな平滑化手法を試みることにした。

いま、真の輝度値を $L = \ln(V_i - V_{\infty})$ とし、ノイズを含む衛星データの輝度値を $L_i^{(m)}$ とすると、画像の全領域にわたって、まずそれらの差の二乗和が最小となることが望ましいと考えられる。また、推定される輝度値は、対象とする海底地形の空間スケールにおいて、できるだけ滑らかなものが望ましいと考え、次の積分値を最小化することにする。

$$I = \alpha \int_A \left\{ \frac{\partial^2 L}{\partial x^2} (\Delta x)^2 + \frac{\partial^2 L}{\partial y^2} (\Delta y)^2 \right\}^2 dA + \int_A (L - L_i^{(m)})^2 dA \quad (5)$$

ここに、 A は画像の全領域、 α は重み係数、 Δx および Δy はピクセルサイズであり、LANDSATでは30 m、SPOTでは20 mである。式(5)は、対数輝度値 L の汎関数であるので、

$$I = \int_A F(L, L_{xx}, L_{yy}) dA \rightarrow \min \quad (6)$$

と表すことができる。ここに、

$$F(L, L_{xx}, L_{yy}) = \alpha \{ (\Delta x)^2 L_{xx} + (\Delta y)^2 L_{yy} \}^2 + (L - L_i^{(m)})^2 \quad (7)$$

である。この汎関数の極値問題は、次の Euler-Lagrange 方程式を解くことにより解が得られる。

$$F_L = \frac{\partial^2}{\partial x^2} F_{L_{xx}} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} F_{L_{yy}} = 0 \quad (8)$$

この方程式より、 $\Delta x = \Delta y$ とすると、対数輝度値 L の満たすべき偏微分方程式が得られる。

$$\alpha \left\{ \frac{\partial^4 L}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 L}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 L}{\partial y^4} \right\} (\Delta x)^4 = (L - L_i^{(m)}) \quad (9)$$

上式は、弾性板のたわみ式と全く同型の方程式であり、右辺が単位面積当たりの荷重強度 q に相当し、 $\alpha(\Delta x)^4$ が

平板の曲げ剛性に相当している。したがって、真の対数輝度値と実測のそれとの差を誤差荷重と呼ぶことにすると、その誤差荷重を弾性板で受け止めて誤差を拡散していることになる。また、式(9)を二重フーリエ変換すると分かるように、偶数次の多項式からなるローパスフィルタを通してに相当している。ちなみに、 $\alpha \rightarrow 0$ とすると、 $L = L_i^{(m)}$ となり、生データに一致する。なお、式(9)は楕円型方程式であるので、数値計算はSOR法により行った。

対数輝度値に上述のローパスフィルタをかけることにより、式(4)の右辺第4項の高波数変動成分は取り除かれるために、極浅海域ではこの項の寄与度は小さくなり、同式の右辺第1項および第3項と比べると無視できるものと考えられる。したがって、近似的に

$$\ln(V_i - V_{\infty}) = -(\sec \theta + \sec \phi) K(\lambda_i) h + \ln \Gamma(\lambda_i) + \ln(S_i T_A L_A \Delta \lambda_i) \quad (10)$$

なる関係が得られる。

ここで、汀線付近の対数輝度値を $\ln(V_{i0} - V_{\infty})$ とし、その付近の海底反射率を $\Gamma_0(\lambda_i)$ とすると、上式より水深 h を算定する関係式が得られる。

$$h = -\frac{1}{(\sec \theta + \sec \phi) K(\lambda_i)} \cdot \left\{ \ln \left(\frac{V_i - V_{\infty}}{V_{i0} - V_{\infty}} \right) + \ln \left(\frac{\Gamma(\lambda_i)}{\Gamma_0(\lambda_i)} \right) \right\} \quad (11)$$

上式は、平滑化された対数輝度値の他に、海底反射率および消散係数の関数として表されているため、これらを予め求めておく必要がある。これまでの研究では、これらを一定値として水深を推定していた(たとえば、灘岡・田村, 1993)が、本研究では推定精度を高めるために、海底反射率については実測データを用い、消散係数については検定測線を設けて水深の依存性を考慮して水深毎の値を用いることにした。

(3) 海底反射率および消散係数の測定

海底反射率の測定に関しては、底質の鉱物組成は余り変化することがないと考えられるので、種々の水深で底質を採取して、晴天の時に分光光度計により測定した。海底反射率の測定法は、灘岡ら(1997)に基づいて行った。砂面および砂面上に反射率の分かっている白色板および黒色板を載せて、分光入射光量を測定し、砂面の反射率 Γ_i を次式により算定した。

$$\Gamma_i = \Gamma_{3i} + (\Gamma_{2i} - \Gamma_{3i}) \frac{E_{2i} - E_{3i}}{E_{2i} - E_{3i}} \quad (12)$$

ここに、 Γ_{2i} および Γ_{3i} は白色板および黒色板の反射率、 E_{2i} および E_{3i} は、それぞれ砂面、白色板および黒色板に対する入射光量である。測定の結果、海底反射率は各波長域において、LANDSAT-5(波長: 630~690 nm)では0.112、SPOT-2(波長: 610~680 nm)では0.113という

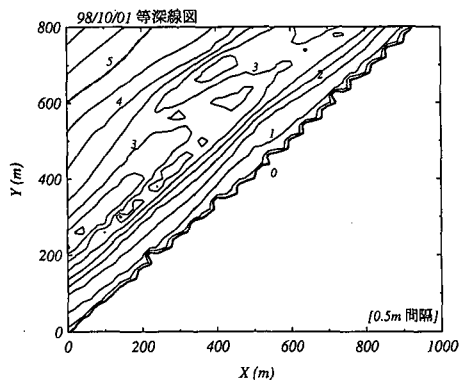


図-1 研究対象海岸の地形

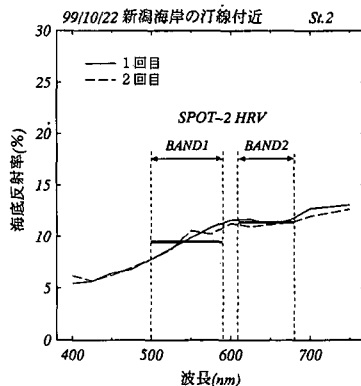


図-2 汀線付近の底質の分光反射率

平均値が得られた。

分光消散係数の測定には、衛星データの輝度値と検定測線上の実測された水深データを用いて、次式により算定した。

$$K(\lambda_i) = \frac{1}{(\sec \theta + \sec \phi)h} \cdot \left\{ \ln \left(\frac{V_{i0} - V_{i\infty}}{V_i - V_{i\infty}} \right) + \ln \left(\frac{I_0(\lambda_i)}{I(\lambda_i)} \right) \right\} \dots (13)$$

3. 分光反射率、消散係数および水深推定結果と考察

衛星データによる水深推定の精度を検証するために、砂州およびバー型地形が発達した新潟海岸の五十嵐浜を選定した。この海岸では、毎年建設省により海岸測量が行われており、そのデータを消散係数の推定および水深推定精度の検証に用いた。対象地域の等深線図を図-1に示す。底質の採取は、汀線付近、水深0.5m, 3.7m, 5.1m, 6.2mおよび9.2mで行い、上述の方法により反射率を測定した。

図-2および図-3は、汀線付近および水深5.1mの底質の分光反射率を示したものである。これらの図には、2回の測定結果およびSPOT-2/HRVのバンド1およびバンド2の波長帯の平均反射率も示している。測定値の変動が1%~2%あるが、各バンドの平均反射率は、地点が異なってもその程度の変化しかなく、水深5m以浅ではほぼ一様な反射率であるとみなせる。一方、水深6.2mおよび9.2mと深くなるに従い、海底反射率はやや低くなる傾向にあり、SPOT-2/HRVのバンド1の平均反射率は、それぞれ0.085と0.073、バンド2では0.110と0.090であった。

水中消散係数の変動特性を調べるために、図-4に示すように検定測線を設けて、式(13)を用いて消散係数を算定することにした。衛星データは、1998年8月23日に観測されたSPOT-2/HRVのバンド2であり、海岸測

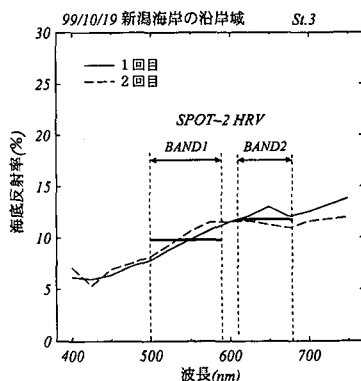


図-3 水深5.1m付近の底質の分光反射率

量データは1998年10月1日に測量されたものを用いた。衛星データと測量データには1ヶ月余りの日時の差があるので、多少の地形変化が存在するものと思われるが、検索したデータの中では最も近かったものである。

SPOT-2/HRVのバンド1および2のデータとともに、スペckルノイズのような輝度値の変動が存在していたので、対数輝度値に対して前述のローパスフィルタを通した結果を用いた。図-5は、 $\alpha=1.0$ としたときの対数輝度値 $\ln(V_i - V_{i\infty})$ を等値線で示している。図-4の等深線図と比較すると、水深4m以深の領域で対数輝度値の変動が残っているが、 α の種々の値で計算した結果、 $\alpha=1.0$ 程度の値で余り変化がなくなる最小の値であったのでこの値を用いることにした。

図-6は、式(13)より算定された水中消散係数の岸沖方向の変化を示したものである。この図に見られるように、消散係数は一定ではなく、水深が浅くなる（岸に近づく）に従って、増加傾向にあることが分かる。したがって、消散係数を一定とした場合には、その変化の割合分だけの水深の誤差が出てしまうことになる。本研究のように、検定測線を設けることにより、消散係数の変動を

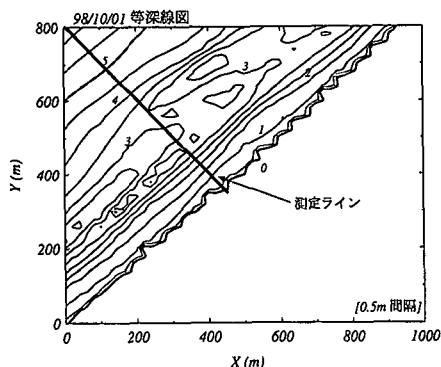


図-4 検定測線の位置と等深線

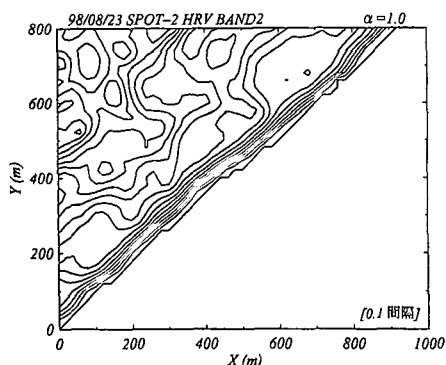
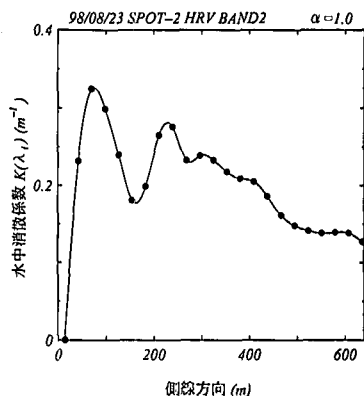
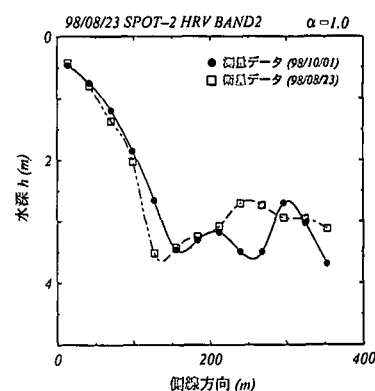
図-5 対数輝度値の変化 ($\alpha=1.0$)図-6 消散係数の岸沖方向の変化 ($\alpha=1.0$)

図-7 水深の比較 (100 m 右側上方)

考慮した精度のより高い水深の推定が可能となる。

図-7は、図-4に示す測定ラインより平行に100 m 右側上方の位置における水深を比較したものである。この図によると、汀線からの距離で220 m程度までは、測量データと推定された水深はかなり近い値を示しており、トラフの位置もほぼ一致している。しかしながら、それより沖合いで地形に差異が見られる。この差異については、衛星データと測量データとの間に1ヶ月余りの期間の差があることや、海面反射による輝度値の変動の影響等が考えられるが、明確なことは不明である。

図-8は、同じく測定ラインより平行に200 m 左側下方の位置における水深を比較したものである。推定された水深は、測量データより内挿されて算出された水深とほぼ一致しており、トラフの位置もよく一致している。また、最大誤差は0.5 mに留まっており、海浜地形の概略を知る上で有効であると言える。

図-9および図-10は、図-4における $x=200$ m、および $x=300$ mのライン上の水深を比較したものである。図-9では、トラフの水深と位置が測量データと殆ど一致しており、消散係数の変動を考慮した本研究の手法の有効性の現われであると言える。また、図-10では位

置は多少異なるが、2段にわたる砂州およびトラフの局所地形をよく捉えている。このような複雑な海底地形を予測するには、消散係数が一定の仮定のもとでは不可能であり、本研究のように検定測線を設けて、消散係数を推定し、その結果を用いて水深を推定する手法の有効性が示された。

4. 結 論

本研究では、衛星データによる沿岸域の水深推定法の精度を高めるために、1つの検定測線を設けて水中消散係数を推定し、その変動を考慮した水深の推定法を開発して、以下の事柄が明らかとなった。

(1) 水深推定の大きな誤差の原因となる輝度値の変動(スペックルノイズ)は、乗法性のノイズであるので、本研究で開発された対数輝度値に対する4階の偏微分方程式からなるローパスフィルタは有効であり、高波数のノイズ成分がほぼ除去できることが分かった。

(2) 検定測線上で算定された水中消散係数は、一定値とはみなせず有意に変動しており、沖合から水深約1.5 mにいたるまで増大していることが分かった。また、

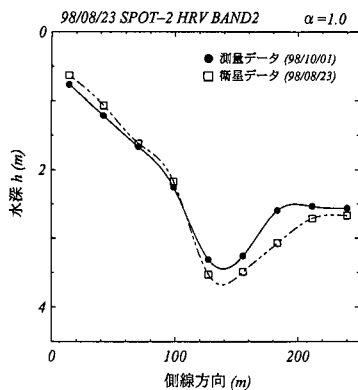


図-8 水深の比較 (200 m 左側下方)

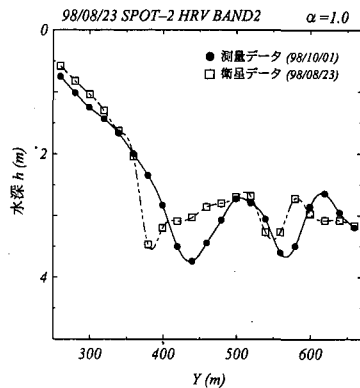


図-10 水深の比較 (x=300 m ライン上)

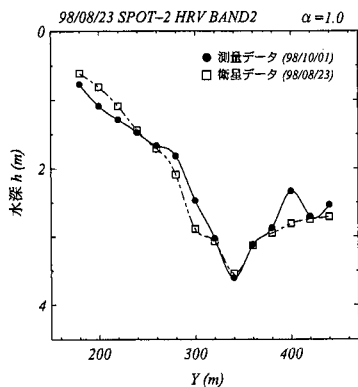


図-9 水深の比較 (x=200 m ライン上)

よびトラフなどの局所地形が推定できた。

最後に、本研究の一部は平成 12 年度文部省科学研究費基盤研究 C(2) の補助を受けたこと、および衛星データは宇宙開発事業団より、また測量データは建設省信濃川下流工事事務所より提供されたことを付記し、感謝いたします。

参 考 文 献

- 杉森康宏 (1982): 海洋のリモートセンシング, 共立出版, pp. 85-87.
- 灘岡和夫 (1995): 衛星画像データに基づいた沖縄赤土流出モニタリングシステムの開発と汎用化, 平成 5 年度文部省科学研究費 (試験研究 B(1)) 研究成果報告書, 269 p.
- 灘岡和夫・田村英寿 (1993): 沖縄赤土流出問題に関する汎用衛星モニタリングシステム構築の試み, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp. 1106-1110.
- 灘岡和夫・二瓶泰雄・横山智子・大見謝辰男・下池和幸 (1997): 海底分光反射特性解析に基づくサンゴ礁海域衛星モニタリングの一般化の試み, 海岸工学論文集, 第 44 巻, pp. 1291-1295.
- Darkwah, S. O., C. Deguchi, S. Sugio and M. Kunishita (1998): A simple method of estimating water depth at the nearshore zone from satellite data, 日本リモートセンシング学会誌, Vol. 18, No. 2, pp. 13-27.

消散係数の値は砂州頂部ではやや大きく、トラフでは小さくなっていることも分かった。

(3) 底質の分光反射率を測定した結果、水深 5 m 以浅では水深による変動は 1%~2% と小さく、今回の対象海岸ではほぼ一定と見なすことができた。

(4) 消散係数の変動を考慮して推定された水深は、検定測線から 200 m 離れた地点および 45° 回転したライン上においても比較的精度よく推定されており、砂州お