

波浪場画像の解析による水深分布推定

稲 葉 徹*・森本佳緒里**・武 若 聡***・西村仁嗣****

1. はじめに

波浪場を平面的に捉えた動画を解析し、水深分布を推定する手法について検討した。画像内で波峰が存在する位置とこれらの分布の時間・空間変化を求め、個々の波の局所的な波長、波速、周期などを推定した。その後、分散関係式にこれらの量の内 2 つを代入することにより局所的な水深を求めた。実験水槽内の波浪場を記録した画像、実フィールドにおいて、係留ビデオシステムならびに船舶用 X バンドレーダで捉えた波浪場の画像、のそれぞれを解析して水深分布の推定を行った。

これまでに、浅海域の水深場を非接触で推定する試みについてはいくつかの報告がある。例えば、Mirsa ら (2001) は数値計算の結果から得られた水位、流速変動データから非線形分散関係式を介し、水深分布を推定する方法を提案しているが、実海域での適用性が低いように思われる。Stockdon ら (2000) は、汀線付近の高所に常設されたビデオカメラで得られた画像の周波数空間内の解析から、波の位相速度を求め、線形分散関係式を介して水深分布を求める試みを豊富なデータと共に報告している。Bell (1999) は X バンドレーダを用いた海域観測を行い、レーダエコーデータの輝度分布変動から波の位相速度を求め、線形の分散関係式を介して水深分布を推定する試みを報告しているが、波峰の移動を追跡する手法に難がある。また、上記の着想とは全く異なり、泉宮ら (2000) は海域の光学特性を利用した衛星リモートセンシングで水深場の推定を試みている。この場合、ビデオ画像を用いる手法と同様、観測が天候に左右されることが問題となる。

2. 解析の概要

本研究では、上に紹介した先行研究と同様、波浪場を平面的に捉えた画像データから波の進行状況を分析し、分散関係式を介して水深分布を推定することを考える。ここでは最も原始的な手順での推定を試みる。画像から

局所的な波の位相速度 C 、波長 L 、周期 T などを求め、例えば、線形の分散関係式

$$C=\frac{gT}{2\pi}\tanh\frac{2\pi h}{CT}\cdots\cdots\cdots(1)$$

に C と T を代入して水深 h を求める。ここで g は重力加速度である。また、波が長波性であるとみなせる時には

$$C=\sqrt{gh}\cdots\cdots\cdots(2)$$

から h を求める。砕波帯内では式 (2) に簡単な形式で非線形効果を考慮して推定を行った。これについては、該当の箇所でも説明する。画像データから C 、 L 、 T を求める手順については以下の各章にて説明する。

3. 平面水槽実験における検討

3.1 実 験

実験は、旧土木研究所の平面水槽 (30 m×30 m) にて行った。波浪場の撮影は高さ約 7 m の位置にデジタルビデオカメラを設置して行った。図-1 に平面水槽の等深線図を示す。カメラには広角レンズを取り付け、広い画像を取得できるようにした。同図中の四角で囲まれている部分が、撮影範囲である。岸沖方向に x 座標を、沿岸方向に y 座標を設定し、 $y=16.0$ m, 15.0 m, 14.2 m, 13.2 m, 12.3 m の位置に測線 $L1\sim L5$ を設け、水深の推定を行った。造波は、波の周期を 1.0 s、一様水深部 (水深 0.47 m) での波高を 0.14 m, 0.07 m に設定して行った。図-2

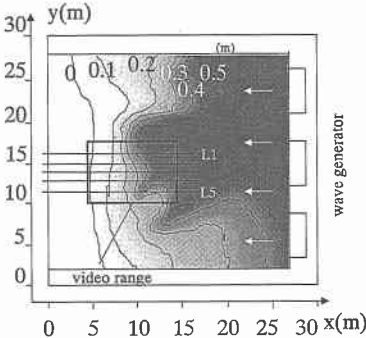


図-1 実験水槽と海底地形の形状

* 学生会員 筑波大学大学院理工学研究科
** 修(工) 山陽建設(株)
*** 正 会 員 工 博 筑波大学助教授 機能工学系
**** 正 会 員 工 博 筑波大学教授 機能工学系

は、解析に用いた画像の一例である。

3.2 解 析

a) 波長の算出による水深推定 (稲葉ら, 2000)

波長を求めるために、画像内の波峰位置を抽出するための画像処理を行い、波峰線位置を読み取った(図-2 内の白線)。波峰の沖側から光があたっていたため、画像内の輝度値の岸沖分布が沖方向に増加する地点を波峰として抽出した。次に、ある波峰線上の一地点から前後の波峰線への距離が最短となる位置を検索し、その距離の平均値をその地点での波長とした。式(1)に既知の T と各地点で推定された L を代入し、各位置での水深を推定した結果を図-3 に示す。全般に推定精度は悪い。これの原因は、輝度の岸沖分布が変化する位置と波峰の位置が一致しておらず、局所的な波長が正確に推定できなかったことにあると思われる。

b) 波速の算出による水深推定

ある岸沖方向の測線に沿った画像を抜き出し、時間的に並べた画像を作成した(図-4。以降、この種の画像を岸沖方向ライン画像と呼ぶ)。また、同様の手順で、沿岸方向ライン画像を作成した。ライン画像に見られる線の傾きは、図-5 に示す岸沖方向の見かけの進行速度 C_x 、沿岸方向の見かけの進行速度 C_y に対応し、

$$C = C_x C_y / \sqrt{C_x^2 + C_y^2} \dots\dots\dots (3)$$

からその地点における波速 C を求めた。ここで、波が x 軸に沿って進行する場合は $C_y \rightarrow \infty$ となり、 $C \rightarrow C_x$ となる。ライン画像から C_x 、 C_y を読み取って C を求め、式(1)に代入して水深を推定した結果を図-6 に示す。碎波点の沖側から $x < 8$ m までの地形の概形は良好に捉えられている。 $x > 8$ m の領域では推定結果のばらつきが目立つ。ここでは、波が深海条件に近く、わずかの波速の見積りもののずれが水深推定結果に増幅されて現われる。碎波帯の水深推定については次に述べる。

c) 碎波帯における非線形効果の取り込み

波が砕けている領域では非線形長波の波速を表す式

$$C = \sqrt{(1 + \alpha)gh} \dots\dots\dots (4)$$

を用いた水深の推定を試みた。ここで、 α は波高水深比であり、 H を波高とすると $\alpha = H/h$ である。碎波帯内では α はほぼ一定の値に保たれると仮定し、その最適値を水深分布の推定結果から探った。 α を 0.3~1.0 の範囲で変化させ、水深の真値と推定値との比較を行い、0.6 を最適値と定めた。式(4)を用いて水深を推定した結果を図-6 に示す。式(4)を用いることにより、分散関係式(1)を用いた推定よりも碎波帯内の水深分布推定の結果が改善されている。

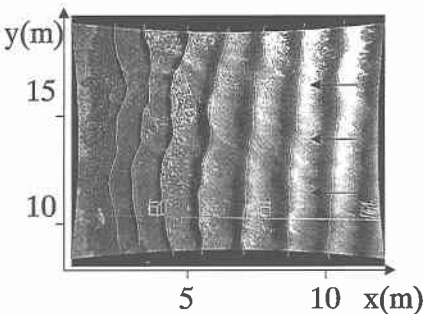


図-2 画像の一例。波は右から左に向かって進行し、 $x=5$ m 付近で碎波している。白線は画像解析により抽出された波峰位置。

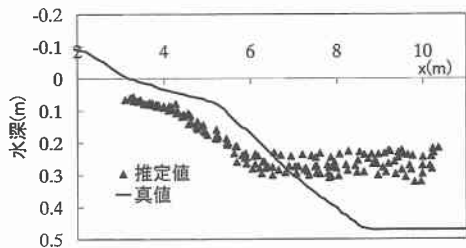


図-3 水深分布の推定結果：測線 L1 (L , T から算出)

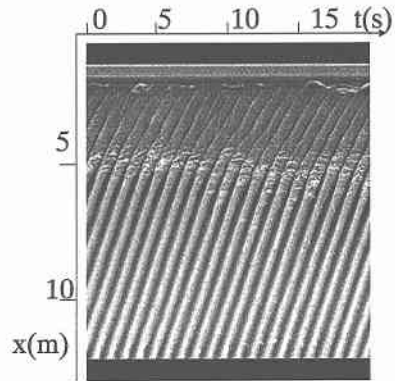


図-4 岸沖方向ライン画像

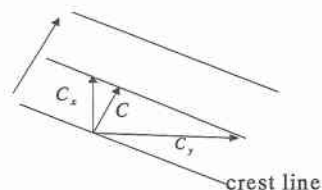


図-5 波速 C と見かけの波速 C_x 、 C_y の関係

4. 実海域における水深分布の推定：ビデオ画像の解析

4.1 観 測

1999 年 8 月 4 日に茨城県波崎海岸で係留ビデオシステムを用いた現地観測を行った(武若ら, 2000)。デジタルビデオカメラを 4 台取り付けた気球を高度 200 m ～230 m に自由係留し、上空から沿岸海域を撮影した(図一7)。画像の有効範囲は沿岸方向約 300 m, 岸沖方向約 250 m で、時間分解能 1/15 s, 空間分解能 0.46 m である。桟橋上の沖向き方向に x 軸、これと直交する沿岸方向に y 軸を設定する。

4.2 解 析

a) 波高計データと画像輝度データの変動比較

桟橋上 $y=145$ m に設置されていた波高計の記録と同地点近くの輝度の変動から、波別解析により周期の分布を算出した(図一8(a), (b))。両者の有義周期(表一1)はほぼ一致するものの、波高計からの算出した分布では 4 s 付近に卓越周期があるのに対し、輝度データより算出した分布では 2 s と 8 s 付近に卓越した周期が見られる。この理由としては、記録時間が波高計では 40 分であるのに対して、画像データでは 10 分と異なること、また、画像の位置合わせを行う変換時に発生する 2～3 ピクセル程度のずれが高周波の輝度変動を生じさせる可能性があげられる。画像輝度変動と実際の水位変動は、有義周期と同じ程度、あるいは、より長い周期の波については一致していると考えられる。

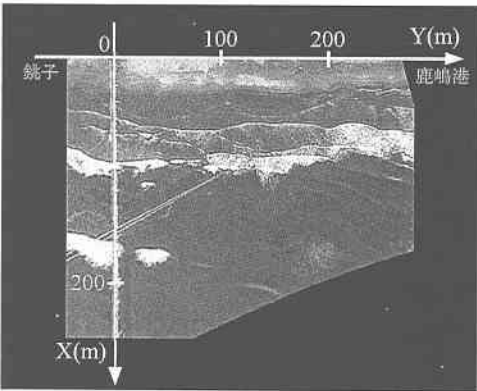
b) 周期・波速の算出と水深の推定

実海域では、個々の波の周期は未知であり、また不規則に変化する。ここでは、画像データから周期を推定した。ライン画像の時間方向の輝度分布について、波別解析を行い、個々の波の周期を求めた。また、岸沖ライン画像(図一9)、沿岸ライン画像から見かけの波速 C_x , C_y を求め、各地点の波速 C を計算した。以上により求めた波速と周期から水深を推定した結果を図一10 示す。ここでは、砕波帯が始まる $x=120$ m より岸の領域で $\alpha=0.6$ として式(4)を、その他の領域では式(1)を用い

て水深を推定した。海底地形の概形が推定されている。なお、 $x=150$ m 前後の領域では気球を係留するロープが画像に写っていたため、水深の推定ができなかった。

5. 実海域における水深分布推定：レーダエコー画像の解析

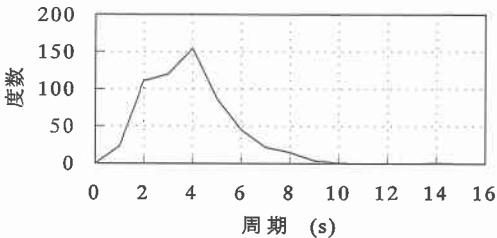
船舶用 X バンドレーダによる得られるエコーデータはレーダ波の海面における反射強度であり、これが大きい場所に波峰が存在すると考えられている(小林ら, 1999, 2000)。従って、レーダエコー画像を解析すること



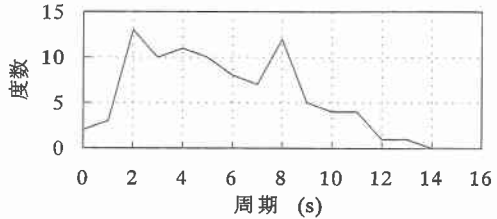
図一7 ビデオ画像の一例

表一1 波高計とビデオ画像から求まる周期の比較

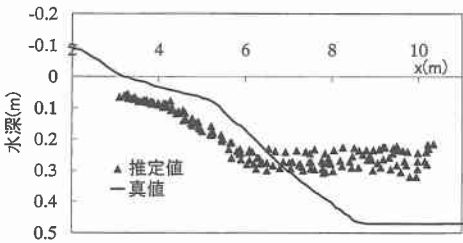
	有義周期 (s)	平均周期 (s)
波高計データ	6.0	4.1
ビデオ画像データ	6.8	4.9



図一8(a) 周期の分布：波高計データ



図一8(b) 周期の分布：ビデオデータ



図一6 水深分布の推定結果：測線 L1(C, T から算出)

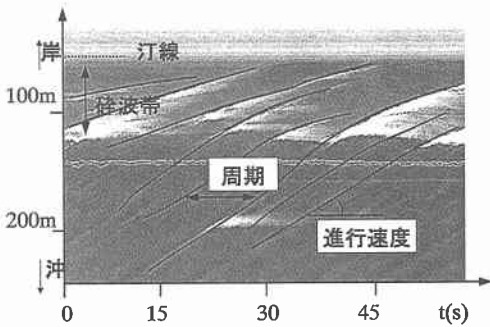


図-9 実海域における岸沖方向ライン画像の例

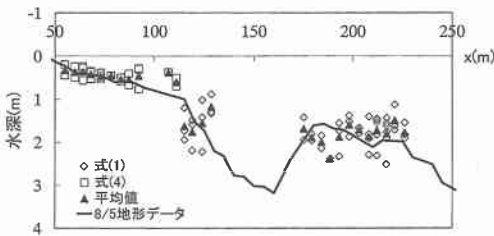


図-10 水深分布の推定結果

により、沿岸海域における波峰の進行を知ることができる。

5.1 観 測

2000年10月23日、波崎観測棧橋周辺の沿岸域でXバンドレーダを用いた観測を行った。この日は、目視でうねり性の波が来襲していたことが認められ、棧橋先端での有義周期は8.9s、有義波高は1.3mであった。また、 $x=160$ m付近で砕波が生じていた。

レーダエコー画像の一例を図-11に示す。画像の有効範囲は沿岸方向約1700 m、岸沖方向約600 mであり、空間分解能は約4.9 mである。レーダアンテナが2.9 sかけて一回転すると同種の画像が1枚得られるので、これが時間分解能となる。約30分間の観測で800枚の画像が得られ、これを1セットとして、午前10時から午後3時にかけて5つのデータセットを取得した。先と同様、棧橋に沿って沖向きに x 軸を、これに直交する沿岸方向に y 軸を設定した。なお、以降ではレーダエコー強度を単に輝度値と呼ぶ。

5.2 解析結果

a) 波高計記録とレーダ輝度値との変動比較

図-12に棧橋先端($x=380$ m, $y=0$ m)で記録された水位変動とその近傍の輝度変動を示す。両者には、やや不明瞭であるものの、対応関係があることが確認できる。今回の観測データを調べた限りでは、水位と輝度値(反射エコーの強度)には相関は見られなかった。表-2に波高計記録、レーダデータから得られた有義周期、平均周

期を示す。レーダは、周期の短い波を取りこぼしているために、有義周期、平均周期とも波高計の記録から求めたものよりも大きくなる。

b) 水深の推定結果

各レーダ画像の $y=-10$ mのラインを抜き出し、岸沖方向ライン画像(図-13)を作成し、波速の推定を行った。ここでは、画像データの空間分解能が小さかったために、沿岸方向のみかけの波速 C_y は求められなかった。岸沖方向の波速 C_x は次の手順で求めた。ライン画像内の岸沖方向に10 pixelのテンプレートを作成し、隣接するライン(約2.9 s後の記録)上で相関解析を行い、岸沖方向の波峰位置の移動量、すなわち、位相速度を求めた。同様の解析を時間方向に続けて行い、その平均値をその地点での波速とした。

周期は、先に求めたレーダデータから得られた有義周期、あるいは、平均周期を全領域において用いた。

以上の手順で求めた、各地点の波速と解析場に共通の周期を用い、式(1)から各地点の水深を推定した結果を図-14に示す。砕波帯内を含む全体的な地形がおおむね捉えられている。400 m以深では、推定値にばらつきが目立つ。この原因は、この領域でレーダのエコー強度が弱く、 C_x を求めることのできたサンプル数が少なかったことにある。また、300 m付近に見られるバー地形が捉えられていない。この理由としては、局所的な水深変化と波速変化の関係が線形の分散関係式で表現されないことが考えられるが、この点については検討が必要である。全領域にわたって式(1)を用いて推定を行ったにもかかわらず、全般に良好な推定結果が得られている点についても確認が必要である。例えば、レーダ輝度値が実際の波浪場の何に対応しているのか、時空間の分解能が十分に高いことの影響などと線形分散関係式の適用が良い結果を与えたことについてあわせて検討する必要がある。

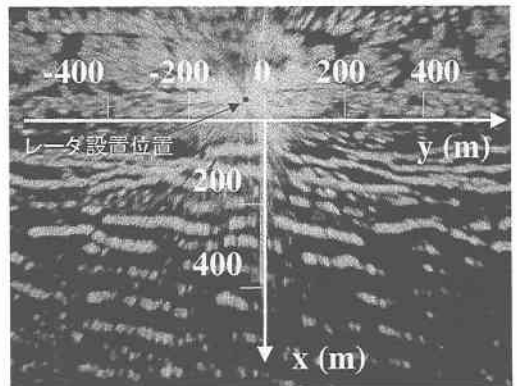
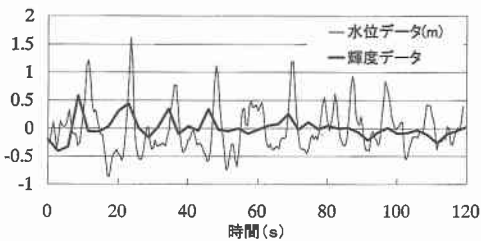


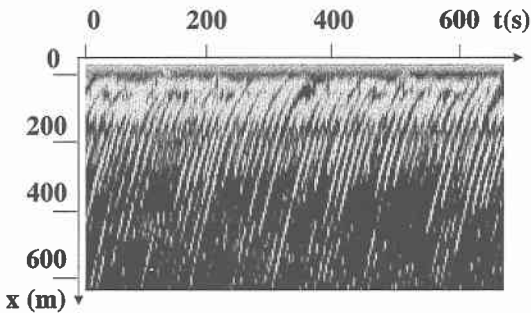
図-11 レーダエコー画像の一例

表一2 波高計とレーダ計測から求まる周期の比較

	有義周期 (s)	平均周期 (s)
波高計データ	8.9	5.9
レーダエコーデータ	13.2	9.5



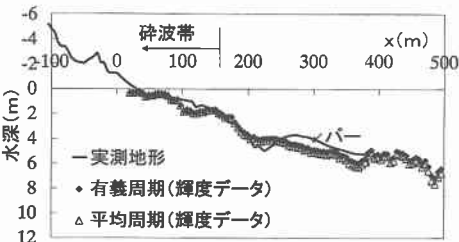
図一12 $x=380\text{ m}$ での水位変動とレーダエコー (輝度) 変動の比較。(輝度データは適宜スケーリングして表示)



図一13 岸沖方向ライン画像の一例：レーダデータ

6. 結 び

波浪場を捉えた画像を解析し、水深分布を推定する方法について検討した。画像データから波速、周期などを求め、線形の分散関係式に代入することにより水深を計算した。実海域のデータを解析し、砕波帯を含む全体的な海底地形の概形を推定することが可能性であることを示した。Xバンドレーダは気象・海象が厳しい条件時の観測にも対応可能であり、このシステムを発展させることにより、荒天時の地形変動を追跡することが可能になると期待される。本研究に説明した解析手順ではバー型地形の存在を捉えきれなかった。今後、波浪変形の特性などを考慮して推定手法を改善することが、微細な地形



図一14 水深分布の推定結果：レーダデータ

形状を捉えることにつながる。

謝辞：Xバンドレーダデータは岐阜大学大学院工学研究科小林智尚助教授の研究グループよりご提供頂いたものである。本研究の一部は日本学術振興会科学研究費、財団法人漁港漁村建設技術研究所研究助成金の支援を受けて行われた。以上、ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

泉宮尊司・國田知基・鈴木健太郎・石橋邦彦・泉正 寿・松永 宏 (2000): 衛星リモートセンシングによる水中拡散係数の変動を考慮した沿岸域の水深の推定, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 1351-1355.

稲葉 徹・森本佳緒里・武若 聡・西村仁嗣 (2000): 波浪画像の解析による水深場の推定, 土木学会第55回年次学術講演会講演概要集, 第II部門.

小林智尚・河合篤司・小塚将之・安田 孝・後藤真太郎 (1999): Xバンドレーダによる波浪場・広域海浜流場の観測, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 1331-1335.

小林智尚・河合篤司・小塚将之・山崎将史・安田 孝 (2000): 海洋波浪からのマイクロ波散乱特性に関する室内実験, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 1321-1325.

武若 聡・中村 崇・三崎尚一郎 (2000): 係留ビデオシステムを用いた砕波帯水理現象の観測, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 126-130.

Bell, P. S. (1999): Shallow water bathymetry derived from an analysis of X-band marine radar images of waves, Coastal Engineering, Vol. 37, pp. 513-527.

Mirsa, S. K., A. B. Kennedy, J. T. Kirby and R. A. Dalrymple (2001): Determining water depths from surface images using Boussinesq equations, Coastal Engineering 2000, ASCE, pp. 1197-1210.

Stockdon, H. F. and R. A. Holman (2000): Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery, J. Geophys. Res., Vol. 105, No. C9, pp. 22,015-22,033.