

連続静止画像を用いた 沿岸域地形モニタリング手法の構築

DEVELOPMENT OF A MONITORING SYSTEM FOR NEARSHORE MORPHOLOGY BASED ON SUCCESSIVE STILL IMAGES

田島芳満¹・有井 誠²
Yoshimitsu TAJIMA and Makoto ARII

¹正会員 Ph. D. 東京大学准教授 工学系研究科社会基盤学専攻 (〒113-8656 文京区本郷7-3-1)

²学生会員 東京大学大学院 工学系研究科社会基盤学専攻 (同上)

This paper focuses on development of a new monitoring system for nearshore morphology using successive still images. The model consists of two procedures: (i) extraction of wave crest lines from the obtained digital images and (ii) estimation of wave phase velocity and corresponding bathymetry. Special stress was put on practical applicability of the entire system to various nearshore conditions. The model was tested against successive still images which might be relatively easy to obtain in various nearshore area. Numerical experiments were also performed to investigate optimum or critical conditions of the system in terms of obtained images and nearshore wave fields. Through the model tests, it was found that the system only requires 20 to 30 digital images whose time intervals ranges from 20 to 50 percents of representative wave periods.

Key Words : monitoring, image analysis, nearshore morphology

1. はじめに

持続可能な沿岸域環境を実現するには、その基盤となる沿岸域地形やそれを形成する漂砂移動特性を正しく把握することが重要となる。一方、従来の深浅測量には労力や時間、コストの面で制約があり、地形計測を長期間、広範囲に高頻度で行うのは困難である。本研究では、連続静止画像のみから沿岸域海浜地形を推定する手法を構築し、その妥当性を実用性に焦点を当てて検証することにより、上述した高頻度・広範囲地形モニタリング技術の更なる発展に資することを目的とする。

このような非接触型の地形計測手法には、衛星データや、レーダ、また Argus 法に代表されるビデオ画像を用いたものなどが挙げられる(泉宮ら¹⁾, Greidanus²⁾, Bell³⁾, 稲葉ら⁴⁾, Stockdon and Holman⁵⁾)。衛星データに基づく手法では、20m~30m の解像度で得られる光量や色素データから対応地点の水深が推定され、広域地形を俯瞰するのに適している。一方、レーダに基づく手法では反射強度の差異から波峰位置を推定し、その移動速度から水深を逆推定する。稲葉ら⁴⁾は、岸沖測線上に抽出したレーダエコー画像をサンプリング時間毎に比較し、線上画素情報の相関から移動距離を求めている。その結果、レーダエコー画像では表面波の低周波成分

が感知されないことや、解像度を含めた波峰位置の抽出精度などの改良点を指摘しているものの、岸沖方向の断面地形は概ね良好に推定可能であることを明らかにしている。Stockdon and Holman⁵⁾は海岸線の高所に設置したビデオカメラで連続静止画像を捉え、各地点における輝度情報の時間変動場にスペクトル解析を加えることにより、水面変動場の位相速度および対応する水深を推定している。また Suhayda and Pettigrew⁶⁾は、碎波帯内に設置した複数のポール位置における水位変動から、直接的に波峰の移動速度を推定している。

本研究では、機器の設置が比較的容易で、時空間方向の解像度も高い定点観測カメラ画像に基づき、表面波の位相速度から水深を推定する手法を構築する。ここでは特に実用性や汎用性を念頭におき、取得可能な画像の俯角やフレームレートに制約が伴う条件下でも適用可能な手法の構築を目指し、瞬間画像から波峰線平面分布を直接抽出・追跡することによって表面波位相速度の推定を試みる。

2. モデルの構築

本研究で構築する沿岸域地形モニタリングモデルは、①波峰線抽出モデル、②水深推定モデルに分類

される。波峰線抽出モデルでは、まず連続した静止画像のそれぞれに対して波峰線位置を抽出し、平面直角座標上における位置情報へと変換する。一方、水深推定モデルでは、波峰線を追跡することによって対象地点における波速を算定し、波速から水深を推定する。

波峰線抽出モデルにおける波峰線位置の抽出精度は、取得する連続静止画像の解像度や画質、画角等の条件に大きく依存する。このため、提案するモデルにおける地形推定精度を向上させるためには、取得する連続画像条件の改善を図ることが本質的に重要な要素のひとつとなる。しかしその一方で、実際に画像撮影を行う際の様々な制約条件を勘案すると、取得可能な連続画像の条件を想定しながら抽出モデルの汎用性の向上を図ること、またその適用限界を明確にしておくことなどが重要となる。

本研究では、特に高波浪来襲時に地形が著しく変化し、かつ、深浅測量によって比較的詳細な地形が得られている静岡県馬込川河口域を対象とし、実際に取得した連続静止画像にモデルを適用しながら、手法の構築・改良を進めることとした。

(1) モデル適用地点および観測の概要

馬込川は静岡県浜松市を流れる二級河川であり、天竜川河口から西約 4km 地点で中田島砂丘を貫流して遠州灘へと注ぎ出ている。過去には天竜川から輸送されてきた膨大な沿岸漂砂や、中田島砂丘からの飛砂によって河口閉塞が生じるなど、河口域での地形変化が活発であった。頻発する河口閉塞被害に対し、1966 年には導流堤が建設されて河口幅が 40m に固定され、また 1970 年代にかけて掃流用水流量が確保された。これらの対策により河口部の閉塞被害は解消されたが、今日でも河口背後の流域拡幅部では高波浪来襲時の局所的な堆砂や、それによる湛水被害への影響が懸念されている(富田⁷⁾)。

このように高波浪来襲に伴い地形が大きく変化する馬込川河口拡幅部を対象に、定点観測カメラによる連続静止画像の撮影を実施した。観測カメラは河口部から約 200m 離れた地点に位置する静岡県南部清掃工場の屋上に設置し、河口域の静止画像を 1.2 秒間隔で連続撮影した。カメラ設置位置から撮影対象地点への俯角は約 10 度であり、画像情報から水平空間情報を得るには比較的厳しい条件であると考えられる。またモデルを適用した期間(2009 年 9 月 13 日)には、導流堤上から対岸の鉛直護岸をビデオ撮影し、来襲波浪周期の推定に用いた。さらに推定地形を検証するために、対象領域における深浅測量を実施した。図-1 に地形推定対象領域である馬込川河口域の深浅測量結果に基づく水深分布とカメラの配置を示す。また図-2 (a) および (b) にカメラ 1 で撮影した静止画像の例を示す。

(2) 波峰線抽出モデル

波峰線抽出モデルでは、まず取得した個々の連続

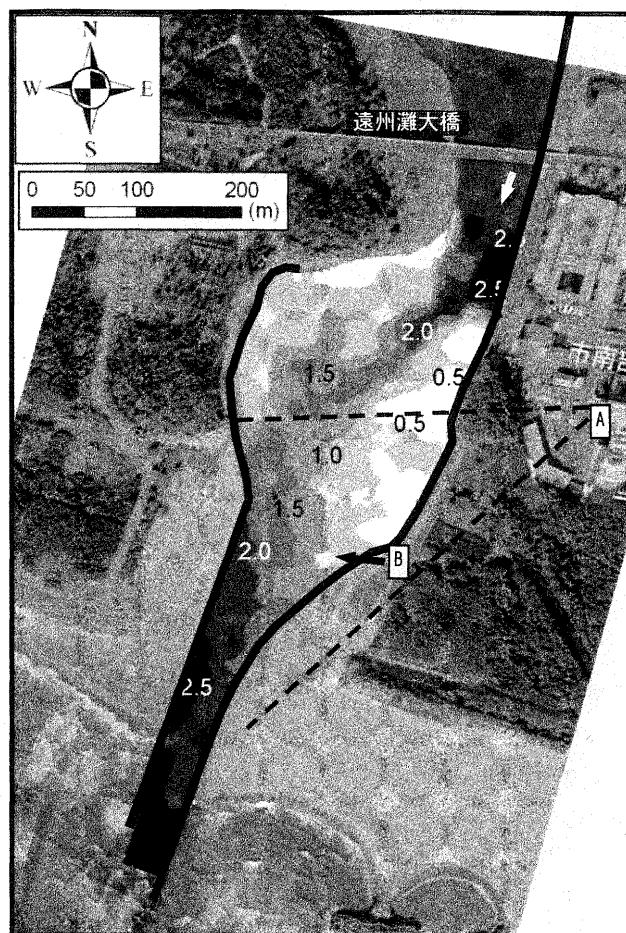


図-1 馬込川河口周辺水深分布とカメラの設置位置

静止画像から波峰線位置を抽出する。波峰線位置はこのように単一画像から抽出されるが、後述する水深推定モデルでは、連続する静止画像から抽出した波峰線位置を比較することにより、誤認識情報を除去する。以下に波峰線抽出手順を整理する。

a) 波峰線候補画素点の抽出

まず連続静止画像上の波峰線抽出領域(水面領域)を選定し、領域内における各画素点周辺の RGB 値の空間平均と標準偏差を算定する。次に対象とする画素点の RGB 値と平均値との差を標準偏差で除して標準化した無次元パラメタを定義し、この値が 1.5 を超えた場合には、波峰線上に属する画素(以下、波峰線上画素と呼ぶ)の候補として抽出した(図-2 (c))。ここで平均画素値の算定には各画素周辺の有限領域を対象とするが、その領域を代表的な波峰線と交差する方向に長辺をもつ長方形とすることで波峰線の抽出精度の向上を図った。また連続する静止画像を用いて、各画素点での時間平均およびその標準偏差に基づき同様の抽出も試行したが、日照条件の変化に伴う色調変化によって、波峰線画素を誤抽出するケースが多く見られた。このため本研究では、空間的なフィルタリングの方が時間的なそれよりも水面上での波峰線上画素の抽出には適していると考え、前者を採用した。

b) グループングによる誤抽出画素の除去

抽出した波峰線上画素の位置関係から、互いに隣

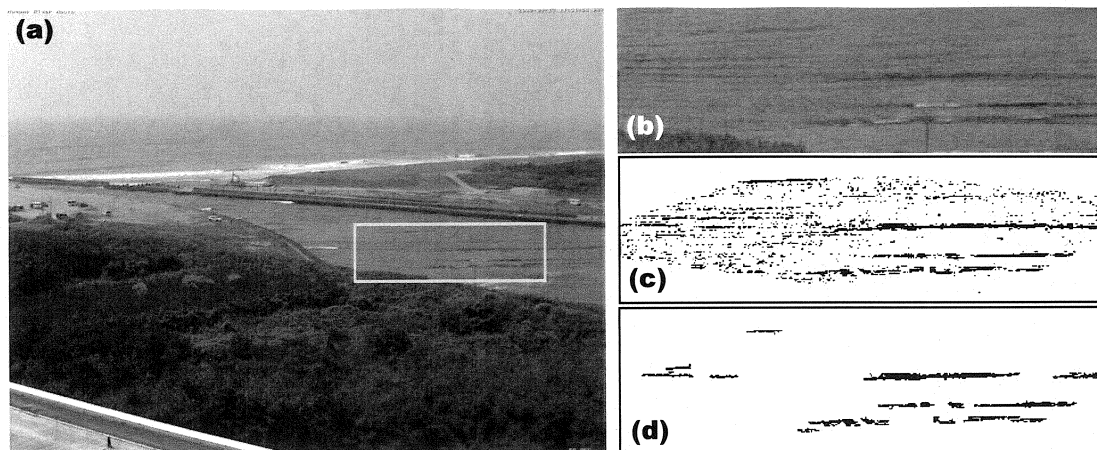


図-2 (a) カメラAによる静止画像, (b) 波峰線抽出領域, (c) 波峰線候補の抽出, (d) 誤抽出成分除去後の波峰線

り合う画素群を同一波峰線に属する画素としてグループ化した。次に得られた画素群に属する画素数を確認し、総数が基準値（ここでは 30）以下となった場合には、その画素群がさざなみや漂流物等により誤って抽出されたか、あるいは、カメラの遠方などで波向きの算定精度に問題がある画素群であるとして、その画素群を除去した（図-2 (d)）。

c) 座標変換

最後に座標変換を施し、実画像上における各波峰線の画素位置を平面直角座標系におけるそれへと変換した。座標変換には Holland ら⁸⁾と同様に次式を用いて、画像座標 u_i ($i=1, 2$) と平面直角座標上の実座標 x_j ($j=1, 2, 3$) との関係を定めた。

$$u_{s_i} = \lambda_i (u_i - u_{0i}) = -f \frac{m_{ij} (x_j - x_{cj})}{m_{3j} (x_j - x_{cj})} \quad (1)$$

ここで、 λ_i は u_i 方向へのレンズ歪み、 u_{0i} は画像中心座標、 f は焦点距離、係数 m_{ij} やおよび m_{3j} はカメラの撮影方向を表す角度 ϕ_k ($k=1, 2, 3$) の関数、 x_{cj} はカメラ設置位置の座標である。本研究では、画像内の基準点における座標情報を最もよく再現する λ_i 、 f 、 ϕ_k 、 x_{cj} を最小自乗法により決定したが、その際、カメラ遠方における座標推定精度を向上させる目的で田島ら⁹⁾と同様の重み関数を導入した。

d) 波峰線の算定

以上の操作により得られた波峰線上画素の平面直角座標から互いの距離を計算し、その最短距離が 4.5m 以下となる画素群を同一波峰上の画素として再グループ化した。上述した座標変換前のグループ化では、誤抽出画素の除去が主な目的であったのに対し、ここでのグループ化は、同一波峰上の画素を整理し、その平面形状を精度よく算定することを目的としている。最後に得られた平面直角座標上での画素群位置を最もよく近似する多項式曲線を最小二乗法により算定し、得られた線を各静止画像から抽出した波峰線位置とした（図-3）。

(3) 水深推定モデル

水深推定モデルでは、まず波峰線を追跡して波速を算定し、別途推定した周期と波速から、分散関係

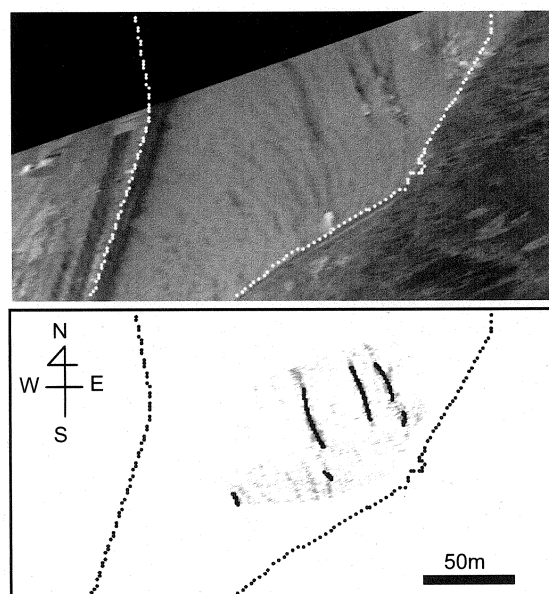


図-3 座標変換後の静止画像および波峰線位置

式を用いて水深を逆推定する。静止画像一枚のみが得られている条件においても、隣り合う波峰線間の距離から波長を算定し、周期が既知であれば水深推定も可能であるが、後述する同一波峰の判定での誤抽出情報の除去が行われないことによる推定精度の劣化が予想される。

a) 同一波峰線の追跡

ここでは連続する 2 枚の静止画像 (A および B) からそれぞれ抽出した波峰線群を比較し、同一の波峰線を判定して両者の移動距離から波速を推定する。まず、画像 A の任意の波峰線 A 上の点 (x_A, y_A) における波峰線の法線ベクトル $\vec{f}_A$ を、既に得られている波峰線の近似曲線式から直接算定する。次に、法線ベクトルから左右に 20 度ずつ開いた扇形の領域と、静止画像 B の波峰線群とを比較し、この扇形領域の中で、かつ、 (x_A, y_A) から最も近い波峰線 B を波峰線 A と同一波峰とみなす。次に法線ベクトル $\vec{f}_A$ と波峰線 B との交点における波峰線 B の法線ベクトル $\vec{f}_B$ を求め、両ベクトルの平均ベクトルをこの地点における平均波向きとする。ただし、両ベク

トルのなす角度が $\pi/10$ を越える場合には同一波峰ではないものとして除外した。次にこの平均ベクトルと波峰線 A および B との交点を求め、これらの交点間の距離を画像 A および B の撮影間隔で除して波速を算定し、さらに両交点の中間点を推定した波速の代表座標とした。

このように、連続画像から同一の波峰を見つけ出す際に、その搜索領域や波向きの一致度などの制約制限を設け、誤抽出した波峰のさらなる除去を図った。

b) 周期の推定

本研究が対象とする地形推定モデルは浅海域での適用を想定しており、波速の周期依存性は比較的小さいと考えられるものの、水深は波速と周期の関数として表されるため、周期の推定方法を確立しておく必要がある。稲葉ら⁴⁾や Stockdon and Holman⁵⁾は、取得画像の各画素データの時間変動に対してスペクトル解析を行うことにより来襲波スペクトルを推定する手法を提案している。本研究では Suhayda and Pettigrew⁶⁾と同じ考えに基づき、ビデオカメラで対象領域内の鉛直護岸面を対岸から水平に撮影し、来襲波の水面波形を直接捉え、スペクトル解析により平均周期を求めて用いた。これにより水面変動が直接記録されるので、スペクトル解析が単純であることや、周波数特性の抽出のみを目的とするのであれば、座標変換も不要であることなどが利点のとしてあげられる(図-4)。

c) 水深の推定

最後に得られた波速と周期から、分散関係式を用いて水深を逆推定する。稲城ら⁴⁾は碎波帯内の有限振幅波に対して非線形性に伴う波速の変化を簡易的に考慮し、Misra ら¹⁰⁾は Boussinesq 方程式を用いて非線形性や海底地形の影響を考慮した水深の逆推定手法を提案しているが、本研究では河口内で波高が十分に小さいことや、海底勾配も比較的小さいことを勘案し、単純に線形波理論を用いた。

3. モデルの検証

構築した地形モニタリング手法の妥当性を、数値実験および、馬込川河口域における実際の連続静止

画像に適用して検証する。

(1) 数値実験による検証

数値実験による検証では、まず時間発展型の平面波浪場の計算を行い、得られた平面水位分布から直接波峰線位置を抽出し、構築した水深推定モデルを適用して水深の平面分布を推定する。ここでは特に、波峰線の追跡による波速算定手法の妥当性を検証することを目的とし、平面波浪場の計算には、線形波理論に基づく非定常緩勾配方程式(渡辺・丸山¹¹⁾)を用いた。これにより、波速から水深を推定する際の分散関係式が波浪モデルと水深推定モデルで一致するため、その推定誤差への影響が無視できる。

モデル地形として、実際の馬込川河口域を対象とし、開口部から周期 10 秒の波を導流堤と平行方向に入射させた。計算格子間隔は、1m とした。非定常緩勾配方程式を用いているため、水位変動振幅は分散関係に影響しないものの、入射波高は小さく(10cm)設定して碎波減衰の影響を無視した。

対象領域における平面水位変動の計算結果の一例を図-5(a)に示す。図に見られるように、屈折および回折により開口部からの波浪が河口内へと伝播している様子が分かり、この様子は現地で観測した波浪伝播状況と定性的に符合する。

得られた時々刻々の平面水位分布の計算結果に対し、波峰線位置を水位の岸沖方向の測線に沿った水位の極大点として算定した。異なる時間における波峰線位置の平面分布が得られるため、このまま水深推定モデルに適用した。以下、モデルのいくつかの要素について、推定水深と実際の水深を比較しながら分析を加えた。

a) 変動成分の除去

水深推定モデルでは、波速推定時の代表座標上において水深が逆推定されるため、規則波条件であれば一周期間の波峰を追跡すれば、波峰線が伝播する領域をカバーできることになる。しかしながら、波速の算定には時々刻々の波峰線位置を離散的に時間微分することによって算定しているため、波速の推定値は波峰線位置の推定誤差により、真値を中心にはばらつきを持つことが予想される。たとえば3つの連続する時間ステップにおける同一波峰線を追跡するとき、仮に2番目の波峰線位置を3番目により近

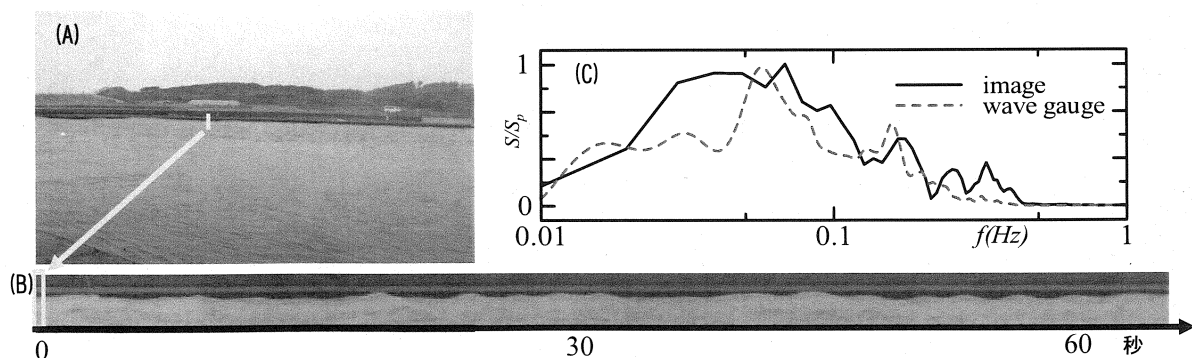


図-4 ビデオ画像による波浪スペクトルの推定。(A) 帯状画像情報の抽出地点、(B) 帯画像の時間変化、(C) 推定した水位変動スペクトル(実線: 1分間)と波高計データのスペクトル(破線: 20分間)

い方向に誤推定された場合、1 番目から 2 番目の波峰移動による波速は過大に、2 番目から 3 番目への移動による波速は過小に評価されることになる。このため、本モデルではこのようなばらつきを補正すること、さらに、推定した水深分布からたとえば格子線上などの任意地点での水深推定を行うことを目的として推定水深を内挿した。

内挿方法として本研究では、①領域を 2m 格子に分割し、各格子内の水深推定値を単純に平均して算定した場合、②任意地点周辺の有限領域内で推定水深の近似平面を最小自乗法で算定した場合、の 2 つの手法を比較した。その結果、推定値を実測値で除して標準化した rms 誤差が内挿を行わない場合には 14 パーセント程度であったのに対して、内挿操作を行うことによって 12 パーセントへととなり、顕著な差は見られなかった。これは数値実験に基づく分析であったため波峰線位置の推定誤差が小さかったことによると考えられる。図-5 (b), (c) に、平面波浪場の計算に用いた水深分布と、水深推定モデルで算定し平面近似で内挿した水深とを比較する。

b) 適用可能条件の検証

馬込川河口域を対象とした平面波浪場の数値計算結果では、波が浅水・屈折・回折変形する様子が見て取れた(図-5 (a))。推定水深誤差の平面分布を符号別に図-5 (d), (e) に示す。図に見られるように、推定誤差は過大・過小誤差ともに回折波と浅水域からの進行波が重なる地点(図-5 (a) 楕円内)に集中していることが分かる。

c) サンプリング時間間隔の検証

連続静止画像を用いた水深推定手法において、取得データの記録方法や記録容量などの実用的な観点で、連続静止画像の撮影間隔の設定は重要になると考えられる。ここでは、数値計算結果から得られた時々刻々の水位分布のサンプリング間隔 Δt を変化させることによって、サンプリング時間間隔が水深推定精度に及ぼす影響を分析した。

図-6 に、異なるサンプリング時間間隔 Δt を用い

た場合に対するモデルによる水深推定値の平均誤差および rms 誤差を、実水深の範囲別に比較する。サンプリング時間間隔は入射波周期で除して無次元化($\Delta t/T$)しているが、本モデルでは波浪進行方向の直近の波峰を同一波峰として判定しているため、サンプリング時間間隔は入射波周期以下とする必要がある。また単一規則波を入射させた条件では、 $\Delta t/T=1$ とした計算結果は、単一画像に基づき隣り合う波峰から波長および波速を算定する計算と一致する。

図に見られるように、rms 誤差は $0.1 < \Delta t/T < 0.8$ の範囲で、どの条件でも小さな値を示しているが、詳細に見れば水深 1m 未満の浅海域では、 $\Delta t/T$ が 0.2 程度のときに rms 誤差が極小となっているのに対し、水深が大きく対応する波速が大きい地点では rms 誤差の極小値を与える $\Delta t/T$ が 0.4~0.8 の範囲に位置している。過小なサンプル時間間隔によって水深推定精度が劣化する原因としては、波峰位置の推定誤差がサンプル時間間隔での波峰の移動距離に対して相対的に大きくなることが考えられる。実際に連続画像から波峰線位置を推定する際には、波峰線位置の推定誤差がさらに大きくなると予想される。

一方、過大なサンプル時間間隔による推定精度への影響は、波峰の移動距離が相対的に大きくなり、その間の水深変化に伴う波速の変化も大きくなることによると考えられる。図-7 には、非定常緩勾配方程式による波浪場の計算で得られた波の進行方向軸 s への波長 L の空間微分 dL/ds と、同じ地点での水深推定誤差($\Delta t/T=0.4$)との関係を示した。図に見られるように、 dL/ds と誤差にはその符号も含めて相関が見られ、波長(波速)の変動量が大きい地点ほど水深推定誤差が大きい。

以上の検証により、本研究で構築した波峰追跡による水深推定手法では、後者の水深変化による精度の劣化を引き起こさない範囲でできるだけ大きく設定すべきであり、その値は本研究における検証条件の範囲内では来襲波周期の 20~80%程度が妥当であると考えられる。

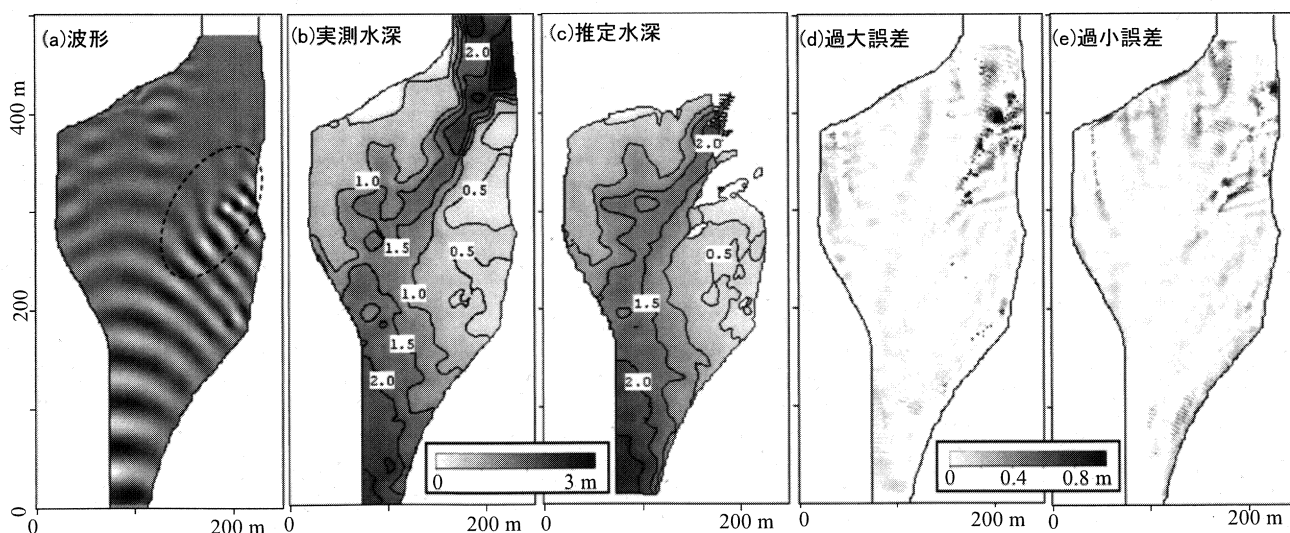


図-5 瞬間波形、計算に用いた水深、推定水深、推定水深誤差(過大および過小)の平面分布

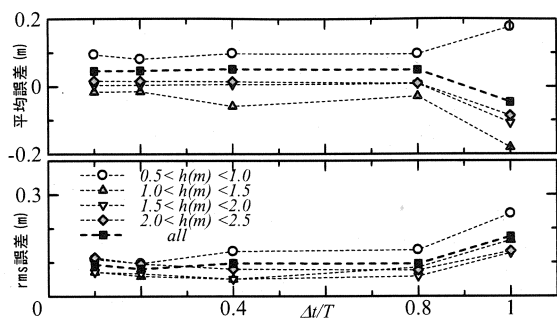


図-6 水深推定誤差と $\Delta t/T$ の関係

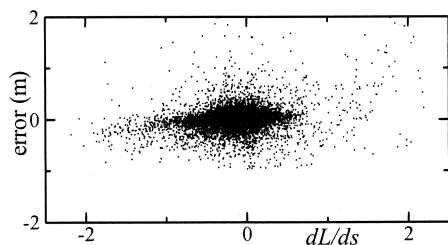


図-7 dL/ds と誤差(推定-実測)の関係

(2) 馬込川河口域画像への適用

最後にモデルを馬込川河口域における実際の連続静止画像に適用し、水深の平面分布を推定した。水深の連続画像のサンプリング間隔は1.2秒であったが、地形推定モデルにおける Δt は1枚おきの2.4秒とした。図-8に推定した水深と同じ領域における実測水深、両者の誤差を平面分布でそれぞれ示す図に見られるようにモデルは実測水深の傾向を妥当に再現できており、両者のrms誤差は36cmであった。

また、波峰の追跡に用いた画像枚数は21枚であり、時間にすると約25秒間に相当する。これは、馬込川河口部の観測で来襲した周期7秒程度の規則的な来襲波浪条件に対して、基準点情報が明らかな静止画像を1.2秒間隔で30秒弱撮影できれば、同等の誤差範囲での水深推定が可能であることを示しており、本研究で構築した地形推定システムは実用性の観点でも妥当であると考えられる。

4. おわりに

連続静止画像に基づく地形推定手法を構築した。モデルでは、一枚の静止画像から波峰線の平面分布を抽出し、連続する画像で同一波峰を追跡することにより、誤抽出波峰の除去と波速の推定を行った。

モデルを数値実験条件に適用し、サンプル時間間隔や空間的な水深分布による影響などのモデルの感度分析を実施した。特にサンプル時間間隔では想定される来襲波浪周期の20~80%程度とすることが望ましいことが分かった。

最後にモデルを馬込川河口域で取得した、俯角が小さく比較的厳しい条件の連続静止画像に適用し、

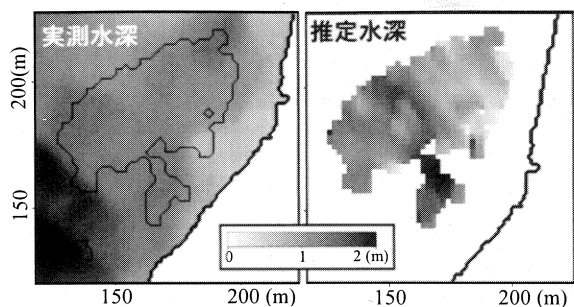


図-8 実測水深と連続静止画像に基づく推定水深の比較

その妥当性を確かめた。碎波帯などの非線形性の強い波浪場や重合波浪場へのモデルの適用と更なる精緻化が今後の課題として挙げられる。

謝辞：本研究の一部は(財)河川環境管理財団の平成20年度河川整備基金助成によるものです。ここに記して深甚なる謝意を表します。

参考文献

- 1) 泉宮尊司, 國田知基, 鈴木健太郎, 石橋邦彦, 泉正寿, 松永宏: 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, 海工論文集, 第47巻, pp.1351-1355, 2000.
- 2) Greidanus, H.: The use of radar for bathymetry in shallow seas, *The Hydrographic Jour.* 83, pp., 1997.
- 3) Bell, P.S.: Shallow water bathymetry derived from analysis of X-band marine radar images of waves, *Coast. Eng.*, 37, pp.513-527, 1999.
- 4) 稲葉徹, 森本佳織里, 武若聡, 西村仁嗣: 波浪場画像の解析による水深分布推定, 海工論文集, 第48巻, pp.1416-1420, 2001.
- 5) Stockton, H.F. and R.A. Holman: Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery, *J. Geophys. Res.*, 105(C9), pp.22,015-22,033, 2000.
- 6) Suhayda, I.N. and N.R. Pettigrew: Observations of wave height and wave celerity in the surf zone, *J. Geophys. Res.*, 82(9), pp.1,419-1,427, 1977.
- 7) 富田沙希, 田島芳満, 平松遥奈, 佐藤慎司: 砂丘を貫流する馬込川河口域における堆砂と土砂掃流用水の役割, 海工論文集, 第55巻, pp.701-705, 2008.
- 8) Holland, K.T., Holman, R.A., Lippmann, T.C., and J. Stanley: Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies, *IEEE J. of Ocean. Eng.*, 22(1), pp.81-92, 1997.
- 9) 田島芳満, 高川智博, 浅野泰史, 佐藤慎司, 武若聡: 特性の異なる二つの台風による天竜川河口砂州の大規模変形, 海工論文集, 第55巻, pp.646-650, 2008.
- 10) Misra, S.K., Kennedy, A.B., Kirby, J.T. and R.A. Dalrymple: Determining water depths from surface images using Boussinesq equations, *Coast. Eng.*, pp.1197-1210, 2001.
- 11) 渡辺晃, 丸山康樹: 屈折・回折・碎波減衰を含む波浪場の数値解析法, 第31回海工論文集, pp.103-170, 1984.