

ISSN 1346-7328

国総研資料 第739号
平成25年 6月

国土技術政策総合研究所資料

TECHNICAL NOTE of
National Institute for Land and Infrastructure Management

No.739

June 2013

海洋レーダを利用したインバージョン手法に基づく
津波初期水位の推定精度に対するレーダ観測時間の影響

藤 良太郎・日向 博文

Influences of Integration Time on the Accuracy of Estimation of Initial Sea Surface Elevation
Based on Inversion Method by Using Oceanographic Radars

Ryotaro FUJI, Hirofumi HINATA

国土交通省 国土技術政策総合研究所

National Institute for Land and Infrastructure Management
Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism, Japan

海洋レーダを利用したインバージョン手法に基づく津波初期水位の 推定精度に対するレーダ観測時間の影響

藤良太郎*・日向博文**

要 旨

本研究は海洋レーダ観測により得られる視線方向流速をインバージョン解析の応答関数に用いて津波初期水位を逆推定し、レーダ観測時間（受信波の積分時間）の影響および観測時間とトレードオフとなる流速分解能の影響に着目して予測精度を検討した。本研究のインバージョン解析は、推定された津波初期水位を初期条件として津波数値計算により地震発生後24時間以内に激甚被災地を探索することを目的としたものである。本研究で明らかとなった事項は次のとおりである。

- 1) 単純地形モデルによる数値実験により観測時間の影響検討を行った。インバージョン解析による津波初期水位、津波波形の推定精度は、津波の卓越周期が短いとレーダ観測時間が長くなるにしたがって低下するが、ある程度以上の卓越周期では観測時間の影響は小さく推定精度は良い。また、最大津波流速に対して流速分解能の大きさが大きくなると推定精度は急激に低下する。
- 2) 続いて、東北地方太平洋沖地震を対象とし、初期水位を藤井・佐竹の断層モデル（Ver.4.2）により与え、岩手県沖および宮城県沖に2台のレーダを仮想的に配置した数値実験を行い、単純地形モデルで得られた結果について検証した。レーダ観測点において最大流速に対する流速分解能の比率は最大でも2%以下と小さく、流速分解能は推定精度にほとんど影響しなかった。また、観測時間によらず津波初期水位、津波波形の推定精度は良好であった。これらの結果は、単純地形モデルによる検討結果と整合する。ただし、観測時間を長くすると最大波を過小評価してしまう可能性があることが分かった。
- 3) インバージョン解析に用いる最適な観測時間は、観測津波の最大波の推定精度を維持しつつできるだけ長い観測時間を選択することが重要である。実際の海洋レーダの観測では最大波を観測した後、津波の卓越周期と最大流速を確認してから解析に用いる流速を計算するための最適な観測時間を設定することで推定精度の向上が期待できる。

キーワード：津波インバージョン，海洋レーダ，視線方向流速，観測時間

*沿岸海洋・防災研究部 沿岸域システム研究室交流研究員(国際航業株式会社)

**沿岸海洋・防災研究部 沿岸域システム研究室長

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 国土交通省国土技術政策総合研究所

電話：046-844-5025 Fax：046-844-1145 e-mail: fuji-r92y2@ysk.nilim.go.jp

Influences of Integration Time on the Accuracy of Estimation of Initial Sea Surface Elevation Based on Inversion Method by Using Oceanographic Radars

Ryotaro FUJI*
Hirofumi HINATA**

Synopsis

This study examined the accuracy of estimation of initial sea surface elevation and time series of wave heights of tsunami based on inversion method using radial velocity by oceanographic radar as a unit response function focusing on the influence of integration time of backscattered signals and velocity resolution which is a trade-off with integration time. Our final goal is to detect devastating tsunami-stricken areas within 24 hours after earthquakes based on tsunami numerical simulations using the initial sea surface elevations estimated from the inversion as the initial conditions. The conclusions obtained in this study are as follows:

- 1) The influence of integration time was examined by numerical experiments with a simple bathymetry. The accuracy of estimation depends significantly on the relation between the predominant period of tsunami waves and the integration time. Further, the ratio of velocity resolution to the maximum tsunami-induced velocity affects the accuracy of estimation.
- 2) Also, the accuracy of estimation was examined by the numerical experiment on the 2011 Japan tsunami assuming that two radars are installed on coasts of Iwate and Miyagi prefecture. The fault model of Fujii-Satake Ver. 4.2 was used to calculate the initial sea surface elevation. Velocity resolution hardly affects the accuracy because the maximum ratio of velocity resolution to maximum tsunami wave height is less than 2%. The initial sea surface elevation and time series of tsunami wave heights in coastal regions are accurately estimated, although the maximum wave heights would be underestimated as the integration time becomes long.
- 3) It is essential to use a longer integration time under the condition of higher accuracy of estimation of the maximum tsunami wave height to decrease S/N ratio of the backscattered signals. Considering actual radar observations of tsunami waves, the optimum integration time should be determined to improve the accuracy of estimation based on the observed tsunami predominant period and the tsunami-induced maximum velocities.

KeyWords : Tsunami inversion, Oceanographic radar, Radial velocity, Integration time

* Researcher of Coastal Zone Systems Division, Coastal, Marine and Disaster Prevention Department
(Kokusai Kogyo Co., Ltd.)

** Head of Coastal Zone Systems Division, Coastal, Marine and Disaster Prevention Department
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan
Phone : +81-46-844-5025 Fax : +81-46-844-1145 e-mail: fuji-r92y2@ysk.nilim.go.jp

目 次

1. はじめに	1
2. 海洋レーダを用いた波源の逆推定	1
2.1 インバージョン解析に関する既往の研究	1
2.2 インバージョン解析の概要	2
2.3 視線方向流速を用いた波源の逆推定	2
3. 観測時間の影響検討	3
3.1 線形性の成立条件	3
3.2 数値計算の実験条件	4
3.3 結果と考察	5
4. 東北地方太平洋沖地震での検証	6
4.1 数値計算の条件	6
4.2 結果と考察	8
5. まとめ	9
謝辞	9
参考文献	9

1. はじめに

東日本大震災では従来の津波対策が抱える2つの課題が明らかとなった。1点目は津波警報の第一報が過少に発表されてしまったことである。このことにより住民の避難行動に支障が生じた可能性があり人的被害が拡大したと考えられる。現在の津波警報システムは観測された地震波の解析結果に基づき津波の評価を行っている。気象庁マグニチュードは速報性に優れているが、マグニチュード8を超える巨大地震や津波性の地震、不均一性の強い地震では津波を過小評価してしまう危険性が指摘されている（高橋ら，2007）。2点目は市町村の行政組織そのものが津波による壊滅的な被害を受けたことにより、市町村からの状況報告を頼りにしている各県で激甚被災地の迅速な把握が困難となったことである。このため被災後の救援活動に支障が生じ、このことも人的被害が拡大する原因の一つとなったと考えられる。

将来、発生が予測されている南海トラフの巨大地震（東海・東南海・南海地震の連動）では同様の問題が危惧されている。中央防災会議（2013）の検討によれば、地震発生後、愛知県、三重県、徳島県、高知県では最短10分以内、静岡県、和歌山県では最短2分で津波第1波が沿岸に到達すると予測されており、津波避難についての時間的余裕はほとんどない。また、被災範囲は東日本大震災より広域となるので被災状況の把握はさらに困難になると予想される。しかしながら、こうした厳しい状況下にあっても、これら問題の解決のためには津波警報の過小評価を防止する技術や激甚被災地を探索する技術を開発していくことは重要であると考えられる。津波警報の過小評価防止については、例えばGPS波浪計で観測した水位を基に地震の規模を推定し気象庁が発表する津波警報が過少となっていないかを評価する研究が進められている（門廻ら，2013）。本研究では海洋レーダを用いて激甚被災地を素早く精度良く探索するための技術開発を目的としてインバージョン解析による津波波源推定について基礎的な検討を行う。

表-1 観測時間と流速分解能 ($f=24.515\text{MHz}$, 1掃引 0.5s)

観測時間 (min)	掃引回数	流速分解能 (cm/s)
1	128	9.56
2	256	4.78
4	512	2.39
8	1024	1.20
17	2048	0.60
34	4096	0.30

海洋レーダは面的に密な流速を観測しGPS波浪計等の水位観測に比べてデータ量の面で優位性がある。また、例えば海洋レーダの特徴である面的な流速場から波峰を抽出しこれを基に波源の広がりやを推定できれば、津波波源推定精度の大幅な向上が期待できる。海洋レーダは海面に向かって連続的に電波を照射し、海面での散乱波を受信する。ある一定時間毎（以下、観測時間）の受信波をFFT解析することにより時間平均された海面流速を計算する。ここで、観測精度と観測時間には観測原理上トレードオフの関係がある。観測時間を長くすれば流速分解能（表-1）と受信波のSN比は向上する（JSCE, 2001）ものの、津波により駆動される流速は数分で大きく変化する可能性があるため、観測時間を長くすれば短時間の流速変動は計算できない。したがって、海洋レーダを用いたインバージョン解析による津波初期水位の推定には適切な観測時間の決定が重要になる。

インバージョン解析により精度の良い津波初期水位が得られれば、現在の津波数値計算技術で激甚被災地を数時間以内に推定することは十分に可能である（例えば、越村ら，2010）。津波数値計算による激甚被災地の推定精度は津波初期水位の推定精度に大きく依存する。そこで、本研究では海洋レーダが観測する流速場を利用して高精度に津波初期水位を推定するための第一歩として、海洋レーダの観測時間がインバージョンの推定精度へ与える影響について基礎的な検討を行った。

本資料の構成を以下に示す。第2章ではまずインバージョン解析に関する既往の研究について述べ、海洋レーダを用いた波源推定方法について説明する。第3章では単純化した地形モデルと波源を用いて海洋レーダの観測時間がインバージョンの推定精度に与える影響を調べる。第4章では東北地方太平洋沖地震をモデルとして海洋レーダを用いたインバージョン解析の適用性について検証する。最後の第5章で研究成果について述べる。

2. 海洋レーダを用いた波源の逆推定

2.1 インバージョン解析に関する既往の研究

観測された津波記録を用いたインバージョン解析に関する研究は、解析対象とする未知量の違いに着目すると次の2種類の手法に大別される。

(1)断層のすべり量を未知量とする手法

もともと断層運動の不均質性を調べることを目的とした手法であり、断層モデルをいくつかの小断層に分割し各小断層のすべり量を未知量として、断層面上のすべり

量分布を推定する(例えば, Satake, 1989; 安中ら, 1999). Satake (1989) は津波の検潮記録を用いて断層面上のすべり量分布を推定した. 安中ら (1999) は津波の非線形性を考慮して痕跡高を利用できるインバージョン手法を提案し適用性を検討した. 津波初期水位分布は, 推定されたすべり量から決定した断層モデルに基づき鉛直地盤変動量を計算することで得られる.

(2) 津波初期水位を未知量とする手法

津波波源域を多数の単位波源に分割し各単位波源の初期変動量を未知量として, 直接的に津波初期水位分布を推定する手法である. これまで主に GPS 波浪計や海底津波計, 海底設置式波浪計による観測水位を応答関数に用いた研究が行われてきた(例えば, 安田ら, 2006, 2007; 辰巳ら, 2008; 高川ら, 2012; 対馬ら, 2012). これら既往の研究はいずれも津波の線形性を仮定している.

安田ら (2006, 2007) は安政南海地震や中央防災会議 (2003) の東海・東南海・南海地震津波を対象にインバージョン解析を行い, 和歌山および大阪湾での予測精度を検証した. 辰巳ら (2008) は南海トラフ周辺を対象として数値実験を行い, 津波波源が震央の周囲に分布するという先験情報を利用することで予測精度を向上させた. 高川ら (2012) は東北地方太平洋沖地震の沖合水位観測データから波源の広がり, 破壊伝播速度, 時空間平滑化係数など波源モデルを規定するハイパーパラメータの検討を行い, 波源の時間発展や観測データに含まれる地盤変動の影響補正を行うことで波源の推定精度と津波波形の予測精度を向上させた. 対馬ら (2012) は東北地方太平洋沖地震を対象とした数値実験で, 現在, 文部科学省により計画されている海溝軸から海岸までの広範囲を高密度で覆う緻密な沖合観測網を想定し, 波源と観測点の位置関係の違いによる津波予測精度について検討した.

2.2 インバージョン解析の概要

本研究では, 津波初期水位を未知量として直接的に津波初期水位分布を推定するインバージョン解析を考える. インバージョンによる津波初期水位の推定は, 津波の線形性を仮定した線形重ね合わせの原理に基づくものである. 津波伝播計算は以下の線形長波方程式を解く.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

ここで, η は水位, h は静水深, g は重力加速度, M および N は x 方向および y 方向の流量フラックスである.

非線形性が無視できるある程度以上の深い海域では, 津波波源が発生する津波(観測津波)は, 津波波源を単位波源に分割したときに各単位波源が発生する単位津波の線形和として表すことができる. 単位津波の線形和と観測津波の残差の二乗和が最小となるように解を求めれば, 津波初期水位が決まる. 単位津波を事前計算しておけば津波発生時には最小二乗法を解くのみでよい. 任意の津波予測地点での津波波形は, その地点での単位津波の線形重ね合わせによりただちに求めることができるため, 改めて津波の伝播計算を行う必要はなく, リアルタイムの津波予測に適した手法である. ただし, 非線形性の影響が無視できない浅海域での津波波形を予測する場合には, 推定された津波初期水位を初期条件として非線形長波理論により津波の伝播計算を行う必要がある.

2.3 視線方向流速を用いた波源の逆推定

線形長波理論では水位と流速の間に線形の関係が成り立っているため, インバージョンの応答関数として流速を使うことができる. 本研究のインバージョン解析は安田ら (2006, 2007) をはじめとした研究で利用されている手法と同様の原理に基づくものである. ただしインバージョンの応答関数として海洋レーダで観測される視線方向流速を用いる. ここで用いる海洋レーダの観測諸元は, 視線方向観測範囲 50km, 距離分解能 1.5km, 方位方向ビーム本数 11 本, 方位分解能 7.5 度とした. なお, ここでは示さないが, 応答関数に流速ベクトルを用いた場合とレーダ視線方向流速を用いた場合のインバージョン解析を行い, 津波初期水位および津波波形の推定精度が変わらないことを確認している.

インバージョン解析の流れは次のとおりである. まず津波初期水位を推定する波源域を複数の小領域に分割し単位波源とする. 次に各単位波源が単位上昇 (1m) したときの津波伝播を計算しレーダ観測点での流速の時系列(グリーン関数)をデータとして保存しておく. レーダ観測点で得られた観測流速をあらかじめ計算しておいた単位津波流速(グリーン関数)の線形和で表すと, 観測流速と単位津波線形和の残差の二乗和は式(4)のとおりとなる.

$$E = \|v - Va\|^2 \quad (4)$$

$$v = \begin{pmatrix} v_1 \\ \vdots \\ v_T \end{pmatrix}, \quad a = \begin{pmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_N \end{pmatrix}, \quad V = \begin{pmatrix} \tilde{v}_{1,1} & \cdots & \tilde{v}_{1,N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \tilde{v}_{T,1} & \cdots & \tilde{v}_{T,N} \end{pmatrix}$$

ここで、 v は観測流速、 a は津波初期水位、 V は単位波源が発生させる単位津波流速を表し、添え字は、 T が観測時間長、 N が単位波源数を表す。

次に最小二乗法を解き津波初期水位を求める。残差二乗和が最小となるように式(5)を解くことは、実際には式(6)に示す正規方程式を解くことになる。

$$\frac{\partial E}{\partial a} = 0 \quad (5)$$

$$V^T Va = V^T v \quad (6)$$

ここで、 V^T は V の転置行列である。行列で表すと式(7)のとおりとなる。

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}_{1,1} & \cdots & \tilde{v}_{T,1} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \tilde{v}_{1,N} & \cdots & \tilde{v}_{T,N} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{v}_{1,1} & \cdots & \tilde{v}_{1,N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \tilde{v}_{T,1} & \cdots & \tilde{v}_{T,N} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \tilde{v}_{1,1} & \cdots & \tilde{v}_{T,1} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \tilde{v}_{1,N} & \cdots & \tilde{v}_{T,N} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_1 \\ \vdots \\ v_T \end{pmatrix} \quad (7)$$

最終的に求めた単位津波の回帰係数が初期水位 a を与える。式(7)の解法はQR因子分解により行い初期水位 a を求めた。津波の線形性が成り立つ任意の津波予測地点においては、各単位波源の初期水位 a に沿岸任意地点における応答関数 V を乗じることにより瞬時に津波波形が求められる。非線形性の影響が強く表れる浅海域では、推定された初期水位 a を初期条件として非線形長波方程式に基づき津波の伝播計算を行って津波波形を求めればよい。

3. 観測時間の影響検討

単純化したモデル地形と波源を用いてインバージョン解析を行い、海洋レーダの観測時間が初期水位および津波波形の推定精度に与える影響を調べた。

3.1 線形性の成立条件

インバージョンは線形重ね合わせの原理に基づくため、

非線形性が影響しない実験条件の設定が必要である。そこで、まずは線形重ね合わせが成立する条件を確認した。

レーダ観測範囲の水深を一定とし、津波波源域の水深を100mから500mの範囲で変化させた単純地形モデルを考え階段状の初期水位分布（単位波源の大きさ10km×10km）を与えた（図-1(a), (c)）。津波の伝播計算は、空間格子サイズ1km×1km、時間間隔2秒、計算時2時間とした。計算開始から80分間の視線方向流速を対象としてインバージョン解析を用い、津波初期水位の空間分布に関する予測精度を表す指標として二乗平均誤差を真値最大値で除した二乗平均誤差比率（以下、RMSE比率）を、観測地点における水位時系列の再現性の指標としてVariance Reduction（以下、VR）を用いて、インバージョンによる波源の推定精度を評価した。RMSEおよびVR（%）は次

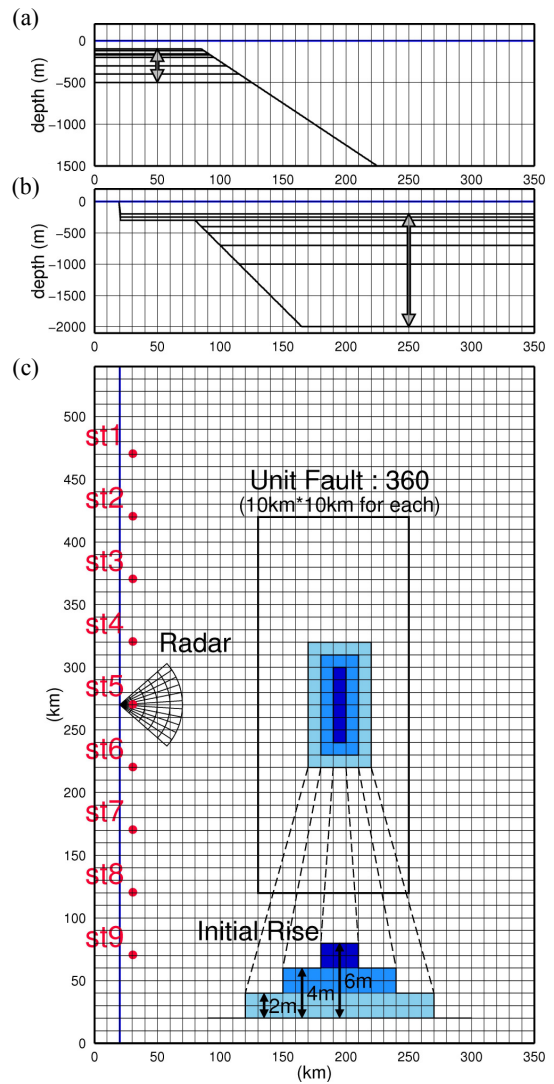


図-1 検討モデルの設定。(a) 断面（線形性の検討）。(b) 断面（観測時間の影響検討）。(c) 単純地形モデル平面。

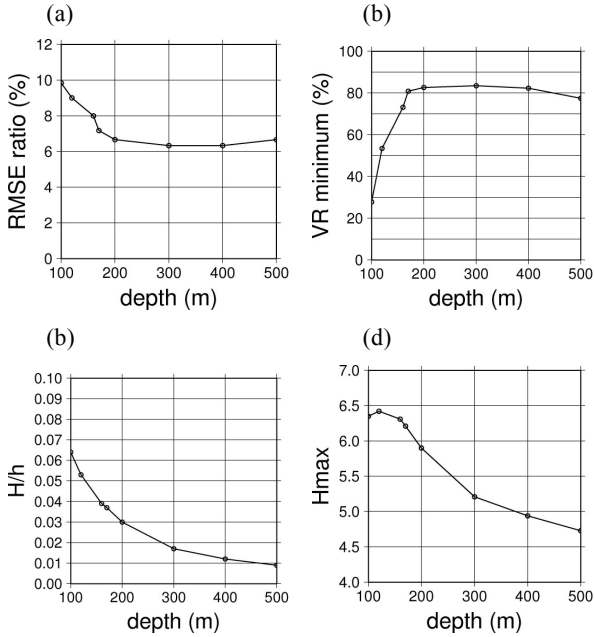


図-2 波源水深を変化させた数値実験による推定結果。(a) RMSE 比率. (b) VR. (c) 波高水深比. (d) 最大波高.

式で表される.

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N (a_i - \tilde{a}_i)^2 / N} \quad (8)$$

$$VR = \left\{ 1 - \left(\sum_{j=1}^T (\eta_j - \tilde{\eta}_j)^2 \right) / \sum_{j=1}^T \eta_j^2 \right\} \times 100 \quad (9)$$

ここで、 a_i は i ($i = 1 \sim N$)番目の単位波源の初期変動量(真値)を、 \tilde{a}_i は i 番目の単位波源の初期変動量(予測値)を表す。また、 η_j は時刻 j の観測水位を、 $\tilde{\eta}_j$ は時刻 j の予測水位を表す。

検証地点 (st1~st9; 図-1(c)参照) で得られた津波波形(2時間)から計算したVRの最低値を図-2に示す。水深が200mより浅くなるとRMSE比率とともにVRは急激に悪化する。これは水深が小さい場合、浅水変形により波高が増大し非線形性の影響が表れたためと考えられる。水深200m以下でのRMSE比率, VRの悪化が非線形性の影響によるものかを確認するため、津波波源域での流速を2倍, 3倍としたときの観測点での流速の応答を調べたところ、水深が200mより小さくなると応答が非線形になっていることが確認された(図-3)。津波の非線形性の程度を表す指標である波高水深比は水深200mで0.030である。そこで、ここではインバージョンによる波源推定のための線形性の成立条件の目安として、波高水深比を0.030程度

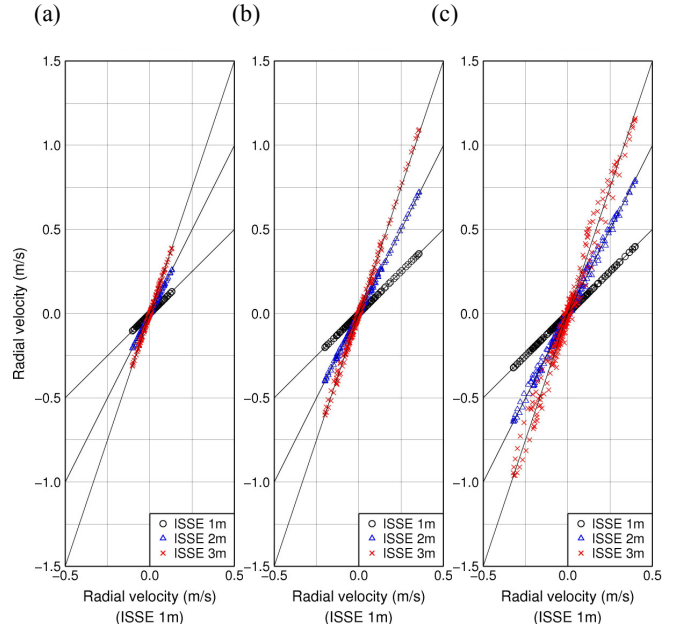


図-3 津波波源域の規模と観測点(st5)での流速の応答関係。(a) $h=500\text{m}$. (b) $h=200\text{m}$. (c) $h=100\text{m}$. 津波初期水位 (Initial Sea Surface Elevation) を2倍, 3倍としたときの流速の応答関係を示す。

とした。

3.2 数値計算の実験条件

津波の周期に対して観測時間が十分に短ければ観測時間の影響は相対的に小さく考えられる。一方で、観測時間は流速分解能とトレードオフの関係にあり観測時間を短くすると流速分解能は低下する(表-1)。また、観測時間が短いとSN比が低下することで、観測精度が悪くなると推定される。

そこで、ここでは津波の卓越周期と観測時間を変えてインバージョン解析を行い推定精度の変化を調べた。津波の卓越周期は波源の水平スケールと水深から以下のように決まる(例えば, Rabinovich, 1997)。

$$T_n = 2L / (n\sqrt{gh}) \quad (10)$$

ここで、 L : 水平スケール, h : 水深, n : 振動モードである。本研究では波源の水平スケール(50km×100km)を固定し水深を変化させることで津波の卓越周期を変化させた(図-1(b), (c))。波源短軸方向(50km)に対する第1モードの周期を表-2に示す。レーダの観測時間は1分から30分まで1分間隔で設定した。視線方向流速の計算結果をある時間で移動平均した後に1分間隔で出力すること

表-2 検討条件および視線方向最大流速

波源水深 (m)	最大波高 (m)	波高 水深比	卓越周期 (min)	視線方向最大 流速 (m/s)
200	4.12	0.021	37.6	0.65
250	4.14	0.021	33.7	0.58
300	4.12	0.014	30.7	0.53
400	3.96	0.013	26.6	0.58
500	4.22	0.014	23.8	0.63
700	4.38	0.015	20.1	0.63
1000	5.02	0.017	16.8	0.59
2000	5.54	0.018	11.9	0.68

で実際のレーダの観測時間と時間分解能を模擬した。設定したいずれの水深についても、波高水深比は0.030以下を満たしている(表-2)。津波の伝播計算は、空間格子サイズ1km×1km, 時間間隔2秒, 計算時間2時間とした。計算開始から80分間(波源水深300m, 400m, 500m, 700m, 1000m, 2000m)もしくは120分間(波源水深200m, 250m)の視線方向流速を出力しインバージョン解析に用いた。

3.3 結果と考察

インバージョン解析によって計算されたRMSE比率およびVRの評価結果を図-4に示す。検証地点(st1~st9)で得られた津波波形(2時間)のVRの最低値が70%以上の場合を○で、70%未満の場合を×で表している。

(1) 流速分解能を考慮しない場合

基本的には津波の卓越周期によらず観測時間が短いほどRMSE比率は小さい(図-4(a))。本研究ではレーダ観測時間について流速データを時間方向に移動平均することで考慮している。移動平均を行うと元の波形は平滑化されるためインバージョンによる推定誤差が大きくなる。そのため卓越周期に対して観測時間が長くなるほど推定精度は低下すると考えられる。津波の卓越周期が短い(10~20分)と観測時間の増加にともない急激にRMSE比率が上昇するが、ある程度(25~30分)以上の卓越周期では観測時間の影響は小さくなる。

(2) 流速分解能を考慮した場合

レーダ観測時間が長い場合、津波の卓越周期が長いほどRMSE比率が低くVRが良い傾向は変わらない(図-4(b))。しかしながら、レーダ観測時間が5分より短くなると全ての卓越周期に対してRMSEが急激に上昇している。本実験でのレーダ観測範囲内の最大流速は50cm/s~

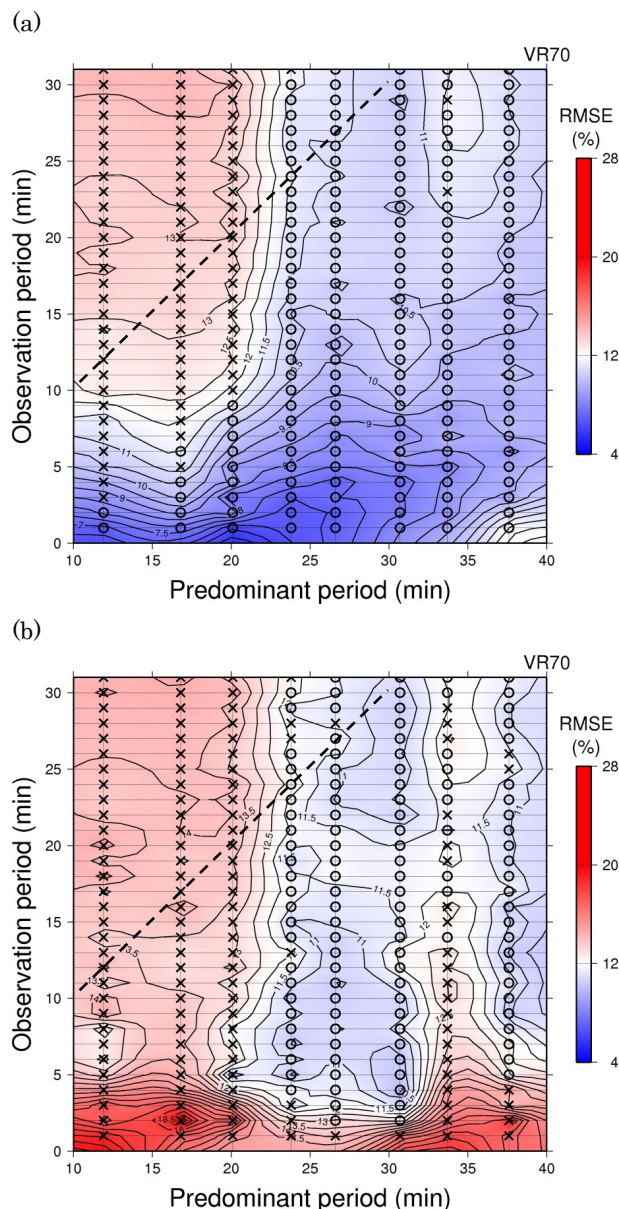


図-4 推定精度の評価。(a) 流速分解能非考慮。(b) 流速分解能考慮。コンターはRMSE比率(コンター間隔:0.5%)を、○(×)はVR≥70%(VR<70%)であることを示す。津波の卓越周期に対して同じ時間長の観測時間(流速移動平均時間)を破線で示した。

70cm/s程度(表-2)であるのに対し、観測時間2分の場合は流速分解能が約5cm/s, 1分では約10cm/sとなる(表-1)。観測時間の短縮によるRMSE比率の急激な上昇は、最大流速に対して流速分解能が相対的に大きくなったためと考えられる。

流速分解能の影響は最大流速の大きさにより相対的に決定されると考えられる。今後は、検討条件を変えて最

大流速の違いによる流速分解能の影響を整理する必要がある。

4. 東北地方太平洋沖地震での検証

東北地方太平洋沖地震をモデルに海洋レーダの視線方向流速を応答関数に用いたインバージョン解析を行い、推定精度の検証を、特に津波卓越周期に対する観測時間の相対的な関係、および観測時間とトレードオフの関係にある流速分解能の影響に着目して検討した。

4.1 数値計算の条件

岩手県沖から茨城県沖を含む範囲 (300km×600km) を推定波源域とし、760個の単位波源に分割した。単位波源の大きさは15km×15kmとした。Fujiiら (2011) による断層モデル (藤井・佐竹Ver. 4.2) からOkada (1992) の手法を用いて津波初期水位を計算し、数値実験に用いる観測津波とした。なお、ここで使用した藤井・佐竹Ver. 4.2

表-3 観測時間 (f=24.515MHz, 1 掃引 0.5s)

応答関数	観測時間	出力時間間隔	掃引回数
GPS 水位	-	10 sec	-
レーダ 視線方向流速	1 min	1 min	128
	2 min	1 min	256
	4 min	1 min	512
	8 min	1 min	1024
	17 min	1 min	2048
	34 min	1 min	4096

モデルは、すべての小断層の同時破壊を仮定しており、破壊伝播速度は考慮していない。波源の水平スケールを500km×200km, 平均水深を4000mと仮定すると短軸方向 (200km) から決まる第1モードの津波の周期は約34分である (日向ら, 2012)。津波の伝播計算は、空間格子サイズ1km×1km, 時間間隔2秒, 計算時間6時間とした。イン

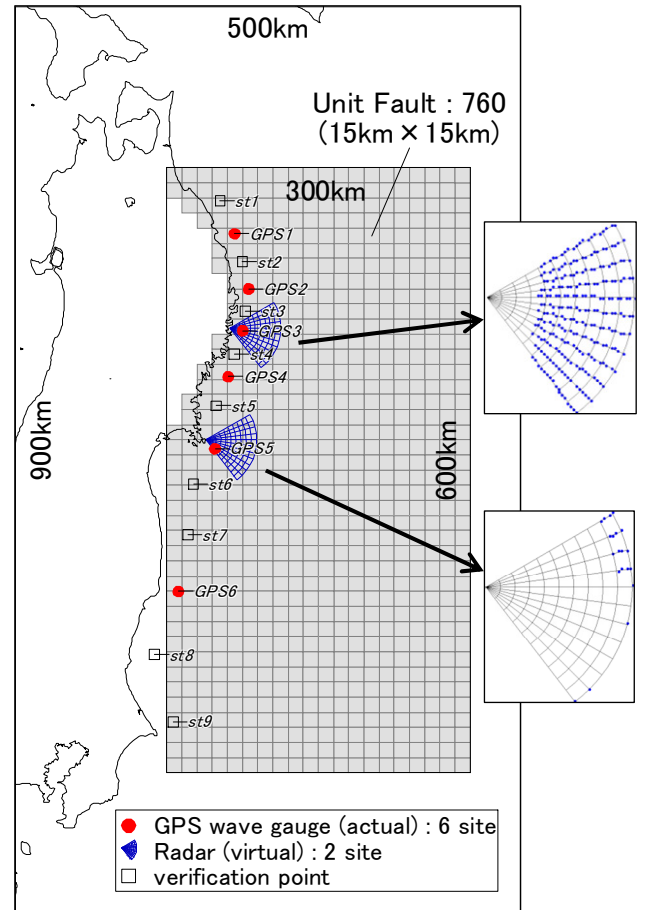


図-5 計算範囲およびレーダ観測点

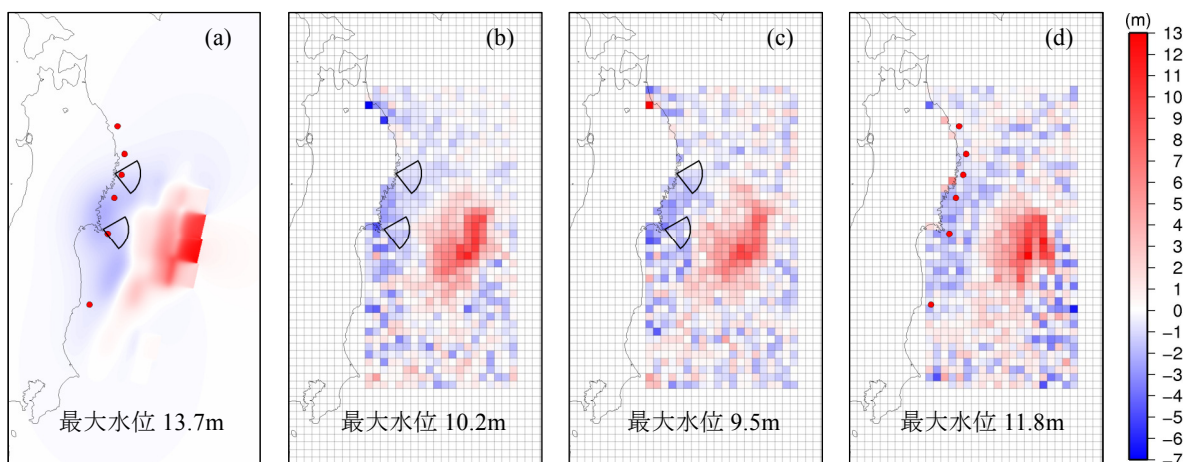


図-6 (a) 藤井・佐竹 Ver.4.2 による初期水位分布. 推定された初期水位分布 : (b) 観測時間 2 分. (c) 観測時間 34 分. (d) GPS1~6

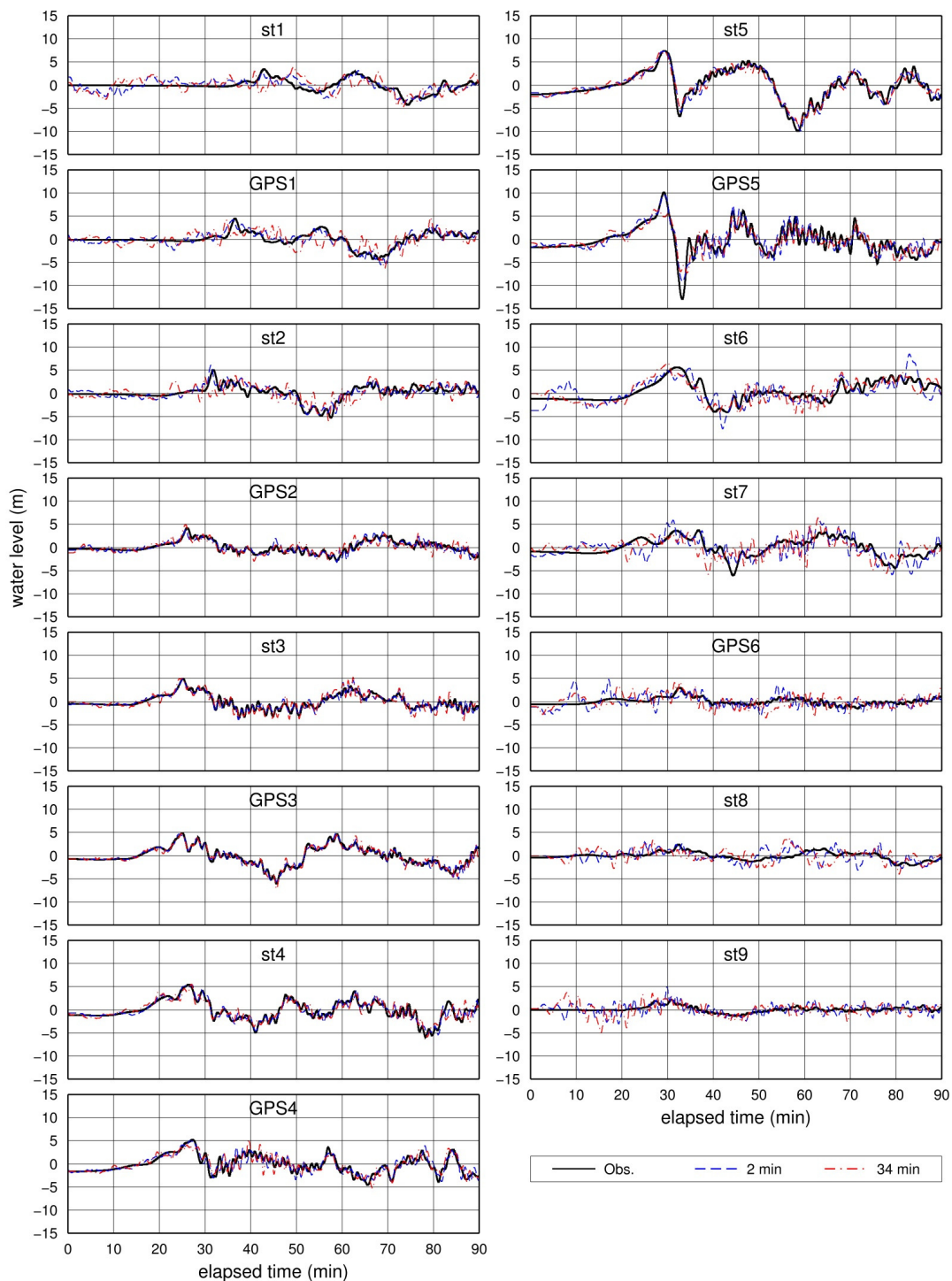


図-7 津波波形の比較

バージョン解析に用いる津波観測点は海洋レーダ2局(岩手県沖, 宮城県沖に仮想的に配置)および実際にGPS波浪計が設置されている6地点(GPS1~GPS6)とした。観測時間は実際の海洋レーダ観測による流速の解析手法(FFTによるスペクトル解析)を考慮して設定した(表-3)。インバージョンに用いる視線方向流速の出力時間は

計算開始から2時間とした。

まず、津波の伝播計算を行い、2局のレーダ観測範囲で線形性が成立する観測点を確認したところ、波高水深比0.030を満たす観測点は272点あり(図-5)、レーダ観測範囲での最大流速は5.85m/sであった。

4.2 結果と考察

観測津波の初期水位分布の最大値13.7mに対して推定された津波初期水位分布のRMSE比率は、観測時間2分（流速分解能4.78cm/s）で7.8%，観測時間34分（流速分解能0.30cm/s）で7.2%となり、GPS1～6の水位で推定した場合と同程度であった。この様にRMSE比率からは有意な差は認められない（図-6）。

一方、推定された初期水位をもとに計算した津波波形

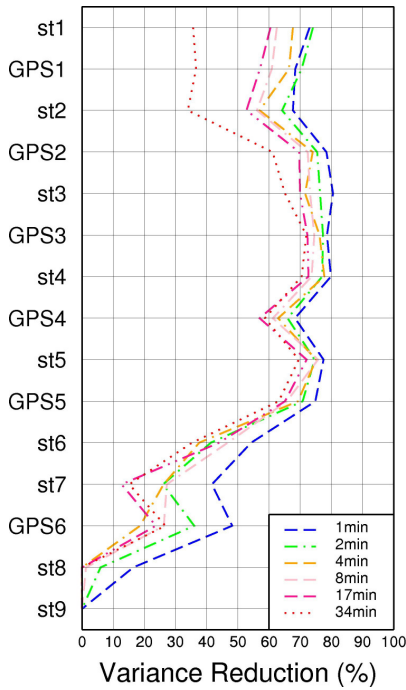


図-8 沿岸における VR 分布の観測時間依存性

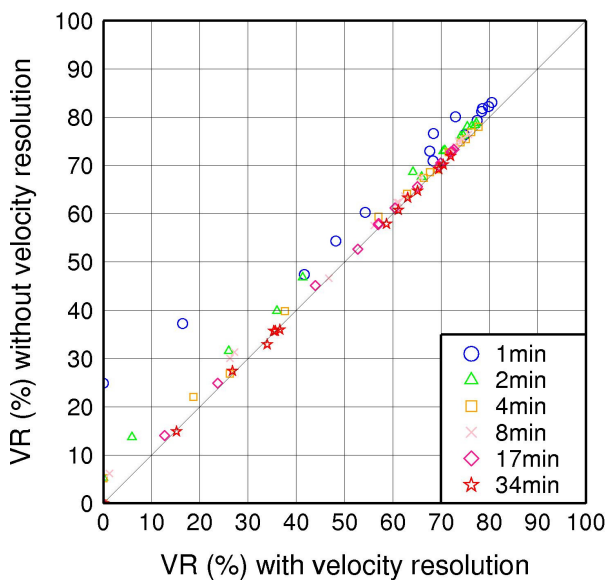


図-9 VR 分布の流速分解能依存性

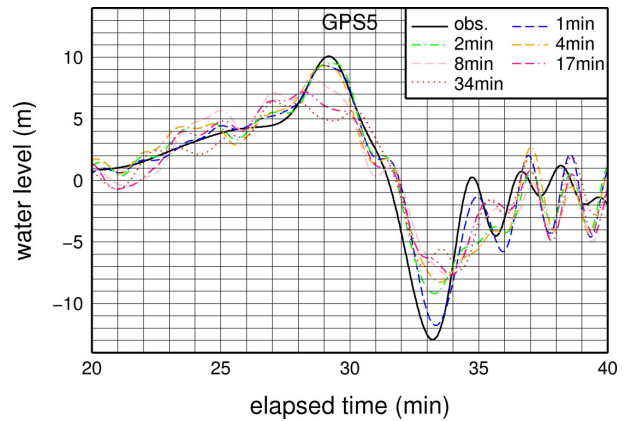


図-10 GPS5 地点における最大水位の観測時間依存性

（6時間）のVRは観測時間が短いほど良い（図-8）。st1からGPS5にかけては特に良い値を示している。st6からst9にかけては観測波形に比べ再現波形では短周期成分が発生したためにVRは低下した（図-7）。インバージョン解析により推定された初期水位は誤差を含むので、st7～st9のような観測津波の振幅が小さな地点では津波波形の再現性において誤差の影響があらわれやすいと考えられる。

また、流速分解能を考慮しない場合と推定精度を比較したところ、観測時間によらずすべての検証地点において流速分解能の影響は小さい結果となった（図-9）。レーダ観測範囲内の最大流速5.85m/sに対する最小流速分解能の比率は、観測時間が1分（流速分解能9.56cm/s）の場合でも2%以下となるため、流速分解能の影響が小さくなったと考えられる。最大流速に応じて適切な観測時間を選択すれば流速分解能の影響を抑えることができる。

検証地点中で最大の観測津波が計算されたGPS5において、再現された時系列を詳細に見てみると観測時間34分のケースでは最大津波高が観測津波（約10m）の半分程度となっていることが分かった（図-10）。GPS5における観測津波の最大津波高の再現性は観測時間4分以下の場合では90%以上と非常に良いが、観測時間が8分になると80%程度以下にまで低下した。これは、観測時間が長くなるにつれ、初期水位の最大値が過少に推定されていることと整合する（図-6）。一方でVRの値は60%～80%と比較的良好な値を示している（図-8）。この様に観測津波の最大波の再現性を考慮して適切な観測時間を設定する必要がある。津波による最大の浸水被害の多くは最大波によって引き起こされると考えられるため、激甚被災地の探索のためには最大波の到達時刻に対する最大津波水位の再現性が鍵となるからである。

5. まとめ

本研究では海洋レーダの視線方向流速を応答関数に用いたインバージョン解析を行い、津波予測精度の検証を、観測時間の影響、および観測時間とトレードオフの関係にある流速分解能の影響に着目して検討した。

単純地形モデルによる検討から、インバージョンによる津波初期水位、津波波形の再現性は津波の卓越周期とレーダ観測時間の相対関係で決まることを明らかとした。卓越周期が長くなればレーダ観測時間の影響は相対的に小さくなる。流速分解能の影響を考慮しなければ、卓越周期によらずレーダ観測時間が短いほど津波初期水位、津波波形の再現性は高くなる。実際にはレーダ観測時間と流速分解能がトレードオフの関係にある。流速分解能を考慮すると、観測津波の最大流速に対する流速分解能の相対的な大きさが影響する。

また、東北地方太平洋沖地震をモデルとした数値計算で卓越周期とレーダ観測時間の影響を検証した。観測津波の最大流速に対する最小の流速分解能の比率は2%以下であり、初期水位分布、津波波形の再現性は良好であった。しかしながら、観測時間を長くすると観測津波の最大波を過小評価する可能性があることが分かった。激甚被災地の探索を目的とした場合、インバージョンに用いる海洋レーダの最適な観測時間としては、流速分解能、SN比向上のため観測津波の最大波の再現性が高い範囲でできるだけ長い観測時間を選択することが重要である。

実際の海洋レーダの観測では最大波を観測した後、津波の卓越周期と最大流速を確認してから波源推定に用いる適切な観測時間を設定できれば、津波初期水位推定の精度向上につながる。そのためには、津波の規模に応じた複数のシナリオについて、レーダ観測時間の影響を整理しておく必要がある。また、観測津波最大波の再現性についても評価していく必要がある。

本研究で行った数値実験では理想的な状況として津波成分だけが存在する流れ場を対象とした。実際に海洋レーダが観測する流速は潮流や吹送流、密度流など様々なバックグラウンドの流れを含んでおり、本手法を実用化するうえではレーダ内部やレーダ設置場所の環境に起因するノイズを含む受信データから津波成分を抽出する必要がある。海洋レーダによる津波観測では短時間(2分以下)の受信波からFFT解析によりドップラスペクトルを算出し、バックグラウンドの流れを含む流速を計算する。

ここから津波成分を抽出する方法としては、例えば次のような方法が考えられる。まず、調和解析により予測潮流を除去し流速の時系列から標準偏差を利用してノイ

ズを取り除いた後、続いてウェーブレット解析を用いて周波数成分を調べバンドパスフィルタにより津波成分を抽出する。ウェーブレット解析は非定常な流れ場においてより効果的に津波流速を推定できるものと期待される。

また、積分時間の異なる受信波のドップラスペクトルを利用して津波成分を抽出する方法も考えられる。津波周期より長い積分時間から得られたドップラスペクトルによる流速は津波成分を含まない。一方、短時間の受信波から得られたドップラスペクトルから計算された流速にはバックグラウンドと津波両方の流速成分が含まれているはずである。そこで、この2つの流速の差を計算することで数値フィルタを用いること無しに津波流速成分を求められると考えられる。後者の方法は、津波検知に前者の方法は津波インバージョンに利用するのに適している。

(2013年5月31日受付)

謝辞：この研究の一部は平成24-25年度関西大学研究拠点形成支援の助成を受けている。本研究を進めるにあたり、沿岸域システム研究室の片岡智哉研究官には多くの有益なご助言を頂きました。また、沿岸海洋・防災研究部の皆様には熱心にご議論頂きました。ここに記し甚大なる謝意を表します。

参考文献

- 越村俊一・香月恒介・茂渡悠介 (2010): GPU コンピューティングによる津波解析の高度化とリアルタイム浸水予測, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 66, No.1, pp. 191-195.
- 門廻充侍・高橋智幸・林能成 (2013): GPS 波浪計を用いた南海トラフでの津波警報の過小評価の判定指標, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 69 (投稿中)
- 高橋心平・高橋智幸・児島正一郎・小沼知弘 (2007): 後方散乱強度を指標とした遠距離海洋レーダによる津波検知に関する基礎的研究, 海岸工学論文集, 第 54 巻, pp. 206-210.
- 高川智博・富田孝史 (2012): 時間発展を考慮した津波波源逆解析と観測点地盤変動量のリアルタイム推定, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_311-I_315.
- 辰巳大介・富田孝史 (2008): 震央位置を利用したインバージョン手法によるリアルタイム津波予測, 港湾空港技術研究所報告書, 第 47 巻, 第 3 号, 55-73.
- 中央防災会議(2003): 東南海・南海地震等に関する専門調査会 (第 16 回), 資料 2, 東南海・南海地震に関する

る報告(案)図表集, pp. 1-31.

中央防災会議 (2013): 南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ報道発表資料, 資料 1-5, 都府県別市町村別津波到達時間一覧表 (平成 24 年 8 月 29 日発表)

対馬弘晃・平田賢治・林豊・前田憲二・尾崎友亮 (2012): 沖合津波観測点配置の違いが逆解析に基づく近地津波予測の精度に与える影響, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_211-I_215.

土木学会海岸工学委員会研究現況レビュー小委員会 (2001): 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測, 土木学会, 81p.

日向博文・藤良太郎・藤井智史・藤田裕一・花土 弘・片岡智哉・水谷雅裕・高橋智幸 (2012): 紀伊水道における短波海洋レーダを用いた津波・副振動解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_196-I_200.

安中正・太田孝平・茂木寛之・吉田郁政・高尾誠・曾良岡宏 (1999): 浅水変形効果を考慮した津波インバージョン手法に関する研究, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp. 341 - 345.

安田誠宏・高山知司・川村健太 (2006): 観測データを用いたグリーン関数重ね合わせ法によるリアルタイム津波波源域推定法, 海岸工学論文集, 第 53 巻, pp. 311-315.

安田誠宏・高山知司・川村健太・間瀬肇 (2007): 沖合簡観測情報を用いたインバージョン法によるリアルタイム津波予測, 海岸工学論文集, 第 54 巻, pp. 196-200.

Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M., and Kanazawa, T. (2011) : Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, 63, pp.815-820.

Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.82, No.2, pp. 1018-1040.

Rabinovich, A. B. (1997): Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects. J. Geophys. Res., Vol.102 (C6), pp.12663-12676.

Satake, K. (1989): Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes, J. Geophys. Res., Vol. 94, pp. 5627 - 5636.

国土技術政策総合研究所資料

TECHNICAL NOTE of NILIM

No. 739

June 2013

編集・発行 ©国土技術政策総合研究所

本資料の転載・複写のお問い合わせは

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬 3-1-1
管理調整部企画調整課 電話:046-844-5019