

# 紀伊水道における短波海洋レーダを用いた津波・副振動観測

HF Radar Observation of Velocity Fields Induced by Tsunami Waves in the Kii Channel, Japan

日向博文<sup>1</sup>・藤 良太郎<sup>2</sup>・藤井智史<sup>3</sup>・藤田裕一<sup>4</sup>・花土 弘<sup>5</sup>・片岡智哉<sup>6</sup>・水谷雅裕<sup>7</sup>・高橋智幸<sup>8</sup>

Hirofumi HINATA, Ryotaro FUJI, Satoshi FUJII, Yuiti FUJITA, Hiroshi HANADO, Tomoya KATAOKA  
Masahiro MIZUTANI and Tomoyuki TAKAHASHI

High frequency ocean surface radar observation reveals the velocity fields of propagating tsunami waves and subsequent 30-40 minute period natural oscillation in the Kii Channel, Japan induced by the March 11, 2011 moment magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake. Technical issues of the ocean surface radar system concerning the detection of tsunami waves and natural oscillation velocities are also discussed.

## 1. はじめに

東北地方太平洋沖地震によって発生した津波による流速場を日本、米国およびチリの研究グループが海洋レーダを使ってとらえることに成功した (Hinataら, 2011; Lipaら, 2011; <http://www.helzel.com/>)。これにより Barrick (1979) 以降, 多くの研究者によって理論的・数値的に検討されてきた海洋レーダによる津波検知の可能性 (例えば, 藤井・徳田, 1997; Gurgelら, 2011) が実証された。Hinataら (2011) は, 和歌山市湊地区に設置された短波海洋レーダの視線方向流速の解析から, 津波第1波から第3波までは進行波としての性格が強いこと, それ以降は水道内に副振動が発達していたことを明らかにした。

本研究では, 和歌山市雑賀崎に設置されているもう1局の視線方向流速も併せて解析することにより, 進行波と副振動により駆動された流速場の空間構造について述べる。さらに, 今回の計測から明らかになった津波・副振動計測に関する本海洋レーダシステムの現時点での技術的課題について報告する。

## 2. 短波海洋レーダ観測および解析データ

### (1) 短波海洋レーダ観測

近畿地方整備局が和歌山市雑賀崎と湊地区に常設している短波海洋レーダ (長野日本無線社製) によって取得

- |        |       |                                   |
|--------|-------|-----------------------------------|
| 1 正会員  | 博 (工) | 国土技術政策総合研究所<br>沿岸域システム研究室室長       |
| 2 正会員  | 修 (工) | 国土技術政策総合研究所<br>沿岸域システム研究室 交流研究員   |
| 3      | 博 (工) | 琉球大学教授 工学部 電気電子工学科                |
| 4      | 博 (理) | 長野日本無線株式会社                        |
| 5      | 修 (理) | 情報通信研究機構<br>沖縄電磁波技術センターセンター長      |
| 6 学生会員 |       | 国土技術政策総合研究所<br>沿岸域システム研究室研究員      |
| 7      | 修 (工) | 国土交通省近畿地方整備局 神戸港湾<br>空港技術調査事務所 所長 |
| 8 正会員  | 博 (工) | 関西大学教授 社会安全学部<br>安全マネジメント学科       |

されたデータを解析に用いた (図-1)。各レーダ局は, 1本の送信アンテナと8本の受信アンテナから構成されている。各アンテナは3エレメント八木アンテナである。中心周波数は24.515MHz, 周波数掃引幅100KHzであり, レーダ前面±45°の海域の表層流速を距離分解能1.5km, 方位分解能7.5°で計測する。

通常観測では, 30分から1時間毎に512秒間電波を送受信し表層流速を計算する (観測周期60分, サンプルング8.5分間)。具体的には128秒間データを1/2区間オーバーラップした7回分のドップラスペクトルをスタッキングし視線方向流速を計算する。今回は3月11日17:00から3月14日0:00までの間, 観測周期15分, サンプルング10分間の観測モードで計測を実施した。モード切替は電話回線を使用した。ただし, この間, 雑賀崎局は頻繁に欠測が発生したため, 本報告では3月11日17:00から22:38までの観測結果を解析した。2回分のドップラスペクトルをスタッキングし, 1分間隔で視線方向流速を計算した。SN比の低下により視線方向観測距離は通常観測時の50km程度から30km程度へと小さくなった。解析には,

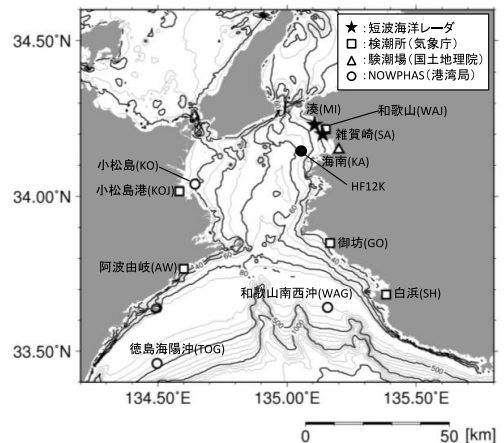


図-1 短波海洋レーダ設置位置および水位計測地点

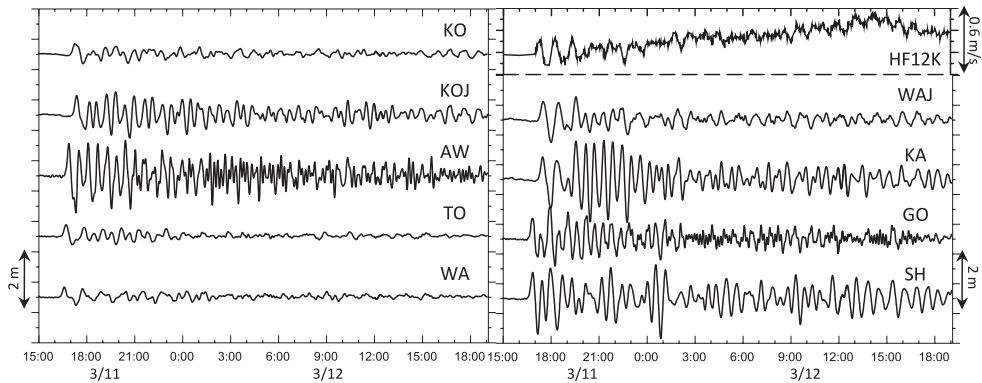


図-2 海洋レーダ視線方向流速および水位変動の時系列

調解析によって潮流成分を除去したデータを使用し、データ回収および視線方向流速計算を含む全てのデータ解析はオフラインで行った。

## (2) 沿岸水位データ

国土交通省港湾局 (NOWPHAS), 気象庁および国土地理院により計測された沿岸水位データ (図-1) を解析した。海洋レーダと同様に1分間隔で再サンプリングし使用した。NOWPHASによる水位データは予め潮汐成分が除去されたものを, その他の水位データについては調解析によって潮汐成分 (主要4分潮) を取り除いた後, 解析を行った。バックグラウンドスペクトルの計算 (データ数2048) には2011年3月10日0時からのデータを, 津波スペクトルの計算には2011年3月11日12時からのデータ (データ数2048) を使用した。なお, 全てのスペクトル解析やバンドパスフィルタにはFFTを使用した。

## 3. 結果と考察

### (1) 副振動モード

水位変動 (10-200分周期帯) と視線方向流速 (生データ) の時系列を図-2に示す。津波は地震発生から約1.5時間後, 紀伊水道沖の陸棚斜面に到達した。陸棚斜面上の最大波は30cm程度で第1波通過時に計測された。一方, 紀伊水道内では副振動によってより大きな水位変動が継続した。多くの観測地点で第1波到達から数時間後に最大波を記録している。ただし, 最大波の発生時刻は地点毎に異なる。例えば, 和歌山県海南港 (KA) では21:30頃に約130cmの最大波を, 徳島県小松島港 (KOJ) では19:50頃に約70cmの最大波を計測している。また, KOとKOJやKAとWAJのように近接した2地点間で最大波やその計測時刻が大きく異なっている。

この最大波を引き起こした副振動の周期は30-40分 (以降, 卓越周期帯) と推測される (図-3)。平石ら (1997) は入射波 (振幅0.5m) に対する2波目以降の増幅

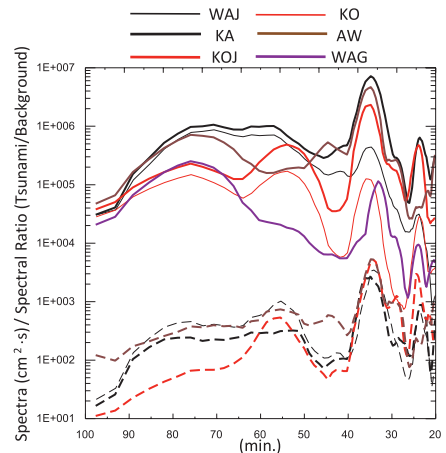


図-3 津波観測時の水位変動パワースペクトル (実線) と津波発生前後でのスペクトル比 (破線)

率の空間分布を数値実験に基づいて計算した。その結果, 水道東岸の湯浅広では16-18分および40-44分周期帯で, 西岸の小松島では42-44分周期帯で10倍よりも大きな増幅率となった。今回の卓越周期帯 (30-40分) での増幅率はこれらの周期帯での増幅率の1/5-1/3程度であった。そして, 彼らはLoomis (1973) の方法を用い42分の周期を持つ副振動モードが存在することを指摘した。

今回観測された卓越周期帯と平石ら (1997) が指摘した増幅率の大きな周期帯の不一致の原因を検討するため, 津波波源域でのスペクトルを推定した。具体的には津波スペクトルとバックグラウンドスペクトルの比を計算した (Rabinovich, 1997)。スペクトル比は全ての地点で共通した形状をしており, 30-40分に明確なピークが, また50-60分周期帯にもややなめらかなピークが存在している (図-3)。また, ここでは示さないが, 紀伊水道よりも東方に位置する潮岬, 尾鷲沖 (GPS波浪計), 御前崎沖 (GPS波浪計) や下田港 (場所は <http://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/>参照) における津波

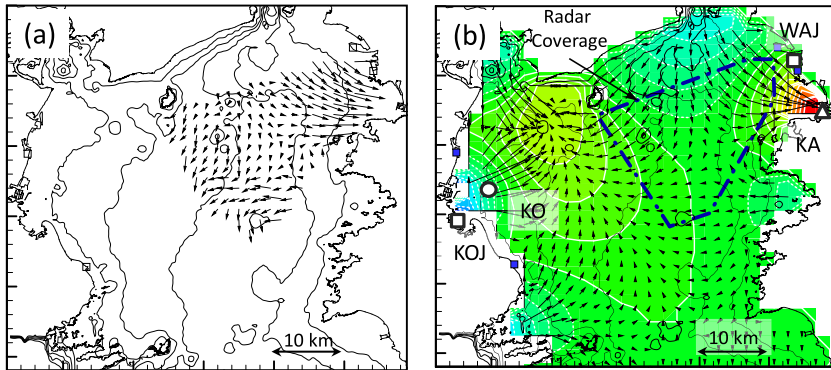


図-4 (a) 30-40分周期流速成分EOF第1モード. (b) Loomis (1973) の方法で求められた33.5分周期の副振動モード.

発生後の水位変動にもこの卓越周期帯に明確なスペクトルピークが存在していた。これらの水位計測地点の特性から、この共通したスペクトルピークが局所的な地形による共振によって発生したとは考え難い。

さらに、震源域の水平スケールを500km×200kmと仮定し、平均水深を4000mと仮定すると、短軸方向スケール(200km)から決まる第1モードの周期は約34分となる(例えばRabinovich, 1997)。以上より、今回の津波が波源域でこの卓越周期帯により多くのパワーを有していたことが、今回紀伊水道内で30-40分周期帯の副振動が最も発達した理由と推測される。また、周期帯不一致の他の原因として、平石ら(1997)の数値計算結果の計算領域に対する依存性が考えられる。この点については今後数値実験によって検証していく予定である。

続いて副振動モードを求めた。まず、2局の海洋レーダから求めた視線方向流速に対してバンドパスフィルタを用いて30-40分周期帯の変動成分を抽出し、それらを合成して流速ベクトルを計算した。続いて経験的固有関数法(EOF)により流速ベクトルから重複波モードの固有ベクトルを計算した。図-4(a)に示す第1モード(EOF1)は変動エネルギーの約56%を説明する(EOF2は11%)。レーダ観測範囲中央部には節が存在し、その両側で発散(あるいは収束)する流れのパターンとなっている。

このEOF1が物理的に存在し得るかどうかをLoomis(1973)の方法を用いて検証した(図-4(b))。格子間隔2000m)。その結果、30-40分周期帯には4つの固有モードが計算され、このうち34分の周期を持つ固有モード(速度ポテンシャルと流速ベクトルの相対値)を図-4(b)に示す。EOF1とパターンが良く一致していることが分かる。また、速度ポテンシャル分布は水位変動パターンと見なせるので、副振動による水位変動はKAとKOJで相対的に大きくWAJとKOで相対的に小さいこと、さらにKA, WAJとKO, KOJでは水位変動が逆位相になるこ

とが推測される。実際、KA, KOJでは他の2点に比べて卓越周期帯の変動エネルギーが大きく(図-3)、34分周期のラグを計算するとKOとKOJはKAに対してそれぞれ145°と173°位相が遅れていた。

以上、これまで水位データと計算から推測されてきた副振動モードを海洋レーダの観測結果から直接求めた。今後は、副振動による最大波出現時刻が観測地点によって大きく異なる理由を数値計算により検証していく。

## (2) 津波進行波による流速及び水位分布

第1波から第3波の周期を時系列(図-2)から直接見積もると60-70分程度である。そこで卓越周期帯よりも周期の長い40-100分周期帯の流速変動成分をバンドパスフィルタにより抽出し、進行波により駆動された流速場を求めた(図-5)。岸側では流速ベクトルは等水深線に直行し、沖側では南北方向の等水深線に沿った形となっている。沖側ではビーム交差角度が小さく南北方向に計測誤差が生じやすいことに注意が必要である。今後は数値計算によってこの流速分布を検証していく予定である。

海洋レーダで計測された津波流速分布から水位分布を推測できれば津波対策上極めて有益である(例えば泉宮・中島, 2006)。そこで、海洋レーダで計測した第1波から第3波の流速分布を用いて水位分布を推定した。KO(水深20m)で観測された第1波から第3波の波高(60cm程度)は水深に比べて十分小さいことから、これらの波を線形長波と仮定し $V=C\eta/h$ の関係式を用いて流速から水位に変換した。ここに $V$ は波向き方向の流速成分、 $\eta$ は水位、 $C$ は線形長波の波速、 $h$ は観測地点の水深である。押し波による最大流速発生時の流向を正の波向きとした。水位の推定結果を図-6に示す。水位時系列を示した3地点の水深はそれぞれA:64m, B:61m, C:33mである。推定した振幅の大きさはKOとほぼ同程度であり、岸に位置するKAの約半分である。第1波では沖側の地点ほど位相が進んでいるが2波目以降はほぼ同位相となっ



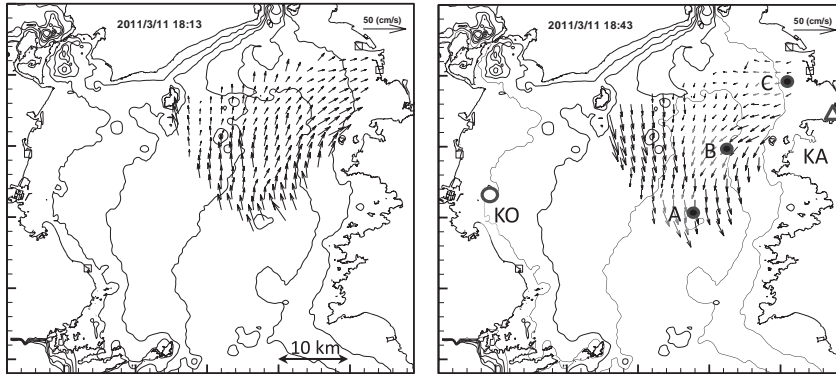


図-5 第2波による流速場：押し波（左），引き波（右）。

ている。また、C点での位相はKAに比べて約15分程度進んでいる。CとKA間の線形長波の伝搬時間は平均水深20mとすれば約11分であり推定結果よりも若干短い。

以上、進行波としての性格が強い第1波から第3波による水道内の水位変動を推測した。しかしながら、現時点ではその精度については不明であり、今後、既往の研究（例えば泉宮・中島, 2006）による水位計算方法や数値モデルによる結果と比較を行い、検証を行っていく予定である。

#### 4. 津波計測に対する海洋レーダの技術的課題

上述した様に海洋レーダで来襲する津波や副振動を計測することは可能であり、それらの計測をリアルタイムで安定的に行うことが出来れば津波対策上極めて有益である。そのためには①流速計測の高速化、②観測範囲の広域化と高分解能化、③通信の高速化、さらには④データ保存方法や電源供給方法の改良が必要である。③については現在のISDN回線からADSLや光回線、あるいはWiMAXやLTE等の無線通信への変更、および処理方法の改良によるデータ転送量の縮小化が考えられる。④については、まずADデータの保存の必要性からレーダ局側に大容量ハードディスクで構成されたシステムを設置することが必要である。また、停電などの電源障害に関連して電源の二系列化や蓄電池の活用を、回線断や輻輳などの通信系の障害には冗長経路の確保とデータ保存用ディスクを用意することが必要となる。以下では特にレーダ技術に関連した①と②についてより詳しく述べる。

##### (1) 流速計測の高速化

レーダ局では、送受切替型FMCW（FMICW：Frequency Modulated Interrupted Continuous Wave）方式で周波数掃引した電波を送信し、海面の各距離から同時に返ってくる受信信号をフーリエ変換することで距離特性を算出している。流速計測を行なうには、FMICWの周波数掃引1回ではドップラ周波数の計測は不可能であり、

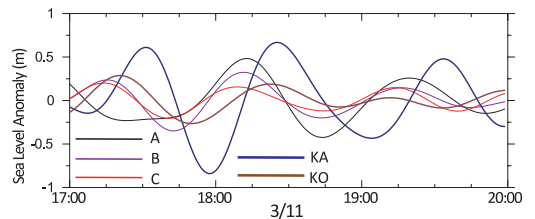


図-6 レーダ流速場から推定した水位（図-5中のA, B, C点）と実測水位（KA, KO）との比較

電波の周波数に対してドップラ周波数偏移が極めて小さいことから、位相変化として検出可能な時間分の時系列データを要する。例えば、今回解析に使用した24.5MHzのレーダでは、4.78cm/sの速度分解能を得るために128秒間の観測時間を要している。速度分解能を犠牲にすれば、観測時間を短くすることは可能であるが、今回の観測の結果から波高数10cmの津波検知のためには、数cm/s程度の速度分解能は必要である（水深1000m、振幅100cmで流速振幅10cm/s程度）。

以上、津波計測には速度分解能を保持しつつ、流速計測の高速化と連続化を図る必要がある。そこでそれらの要点を以下に述べる。

##### a) 流速算出時のSN比の改善

津波計測では数分毎に流速値を計算する必要があるため、通常観測時の様な(2.(1)参照)平均化処理を行なうことはできない(図-7)。そのため、1回のドップラスペクトル算出（例えば128秒1回分）のSN比を向上させ、流速読み取り精度を高めた計測が必要となる。その対策としては、送信電力の増大、アンテナ/受信機数の増加、受信機の改良およびレーダ方式の変更が考えられる。このうち送信電力の増大については外部に干渉を与える可能性が高くなるため特に慎重な検討が必要である。アンテナ開口を広げれば受信ビームが絞れるため、所望方向以外からのノイズ成分は減ずることができる。また、単純に受信合成電力も大きくなるため、各受信機間のノイ

ズに相関が無ければSN比を上げることができる。

受信機単体の性能として、Noise Figure (NF: 雑音指数) の改善, 高感度化, ダイナミックレンジの向上, 基準発振器の高安定化といった電子回路や素子レベルでの見直しを行なう余地はあり, これにより10dB程度の改善が期待できる。

FMICW方式では, 送受信機を交互にON/OFFすることで, 送信機からの信号漏れ込みを小さくして受信時間を確保しているが, 欠点としてスイッチングノイズの発生や受信ウィンドに入らなかった信号は受信されないことによる信号強度の低下がある。この改善には, 送受信機をON/OFFせずに連続送受信型FMCW方式を用いることが有効であると考えられる。FMCW方式への変更に伴う送信信号の受信機への直接混入の影響を受信機ダイナミックレンジの向上や送受信アンテナの配置等により解消できれば, SN比の大きな改善になることが期待される。

#### b) ドップラスベクトル算出の高速化

現状で4.78cm/sの速度分解能を得るために128秒要しているのは, そのスペクトル解析にFFTを用いているからである。流速測定に基づいて津波来襲を検知するのであれば, 短時間フーリエ変換やウェーブレット変換などの利用とその効果について検討を進める必要がある。また, より短い時間での観測データから高分解能スペクトル推定を行なうMEM, MLM等の非線形スペクトル推定法の利用も考えられる (例えば児島ら, 2001)。

#### c) 連続観測化

卓越周期が数10分程度である津波を計測するためには, 電波の送受信および流速計算を連続で行なう必要がある。このためにはFMICW信号の送信と距離特性演算は止めずに連続で行い, ドップラスベクトル算出以降の処理は必要掃引数 (観測時間分の掃引) が満たされた時点で流速値の計算を別プロセスとして観測と並行して連続出力するプログラム構成にする必要がある。

### (2) 観測の広範囲化と高分解能化

#### a) 広範囲化

本レーダシステムで送信アンテナとして利用している3エレメント八木アンテナの半値角は $120^\circ$ であり, 受信側の改善, 例えば受信用アレイアンテナの配置方法やサイドロープの影響を少なくする方策により $120^\circ$ 幅程度まで広げることが可能である。距離方向については上述したSN比の向上により対応が可能である。

#### b) 高分解能化

角度方向の分解能は, アレイアンテナの場合にはアンテナ開口長で物理的に規定される。今回利用した, 3エレメント八木アンテナ8素子を半波長間隔で配置した直線アレイアンテナではビーム幅約 $15^\circ$ となる。これを改善するには開口長を広げることになるが, より広い設置

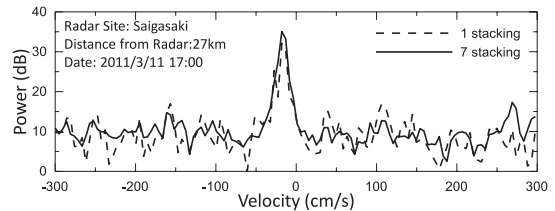


図-7 スタッキング回数によるドップラスベクトル形状の変化

面積を要することになり, 用地選定が鍵となる。距離分解能は, FMCW方式では掃引周波数幅で決定され, 無線局免許で規定される。2012年世界無線会議において国際的に海洋レーダに対する周波数分配が決定され (例えば古川, 2012), 今後国内の技術基準制定により国内でも広い周波数幅が利用できるようになれば距離分解能の改善が見込める。

謝辞: 本研究の一部は平成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。また, 紀伊水道内の驗潮所データを神戸海洋気象台より提供していただいた。

### 参考文献

- 泉宮尊司・中島俊秋 (2006) : 時間平均された海表面流速場を用いた津波のリアルタイム予測, 海岸工学論文集, 第53巻, pp. 246-250.
- 児島正一郎・橋本典明・吉松みゆき (2001) : 海洋短波レーダによる海表面流速計測のための新しいドップラスベクトルの算定法, 第48回海講論文集, pp. 1421-1425.
- 平石哲也・柴本秀之・原崎恵太郎 (1997) : 想定南海地震津波における共振周期特性の重要性について, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 286-290.
- 藤井智史・徳田正幸 (1997) : 津波・海象監視予測装置, 特許番号第2721486号.
- 古川恵太 (2012) : 海洋レーダ運用の現状と今後の展開, ITUジャーナル, Vol. 42, No.7, pp. 21-25.
- Barrick, D. E. (1979) : A coastal radar system for tsunami warning, Remote Sensing of Environment, Vol.8, pp. 353-358.
- Gurgel, K.-W., A. Dzvovkovskaya, T. Pohlmann, T. Schlick E. and Gil (2011) : Simulation and detection of tsunami signatures in ocean surface currents measured by HF radar, Ocean Dynamics, DOI: 10.1007/s10236-011-0420-9.
- Hinata, H., S. Fujii, K. Furukawa, T. Kataoka, M. Miyata, T. Kobayashi, M. Mizutani, T. Kokai and N. Kanatsu (2011) : Propagating tsunami wave and subsequent resonant response signals detected by HF radar in the Kii Channel, Japan, Estuarine, Coastal and Shelf Science, Vol.95, pp. 268-273.
- Lipa, B., D. Barrick, S. Saitoh, Y. Ishikawa, T. Awaji, J. Largier and N. Garfield (2011) : Japan tsunami current flows observed by HF radars on two continents. Remote Sensing, Vol.3, pp. 1663-1679.
- Loomis, H.G. (1973) : A new method for determining normal modes of irregular bodies of water with variable depth, Hawaii Institute of Geophysics reports HIG-73-10 (NOAA-JTRE-86), 27 pp.
- Rabinovich, A. B. (1997) : Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects. J. Geophys. Res., Vol.102 (C6), pp.12663-12676.