

海中音波観測による津波の検知と津波警報システムへの 応用に関する研究

A Study on Detecting T-Phase for Tsunami Warning System

花谷仁志¹・越村俊一²・目黒公郎³

Hitoshi HANATANI, Shunichi KOSHIMURA and Kimiro MEGURO

This research aims to discuss a possibility of tsunami early warning system with the observation of hydro-acoustic waves (T-phase) caused by sudden sea-bed disturbance by a fault rupture. The authors derived an analytical solution of sea surface disturbances of slightly compressible ocean when the limited width of sea bottom is uplifted on a uniform slope to push up overlying water with the speed of V_0 and within the time duration of τ . Based on the analytical solutions obtained, we discuss the relationships between T-phase characteristics and the seismic parameters of rupture width, rise time and rupture velocity.

1. はじめに

海底地震の発生後、海中を伝わる音波 (T-phase) がしばしば水圧計やハイドロフォン等で観測されることは知られている。T-phaseとは、地震の発生による海底面の急激な変動等を起因として海中を伝わる粗密波のことであり、P波、S波に続く第3の相である。T-phaseは海中を音速 (1500m/s) で伝播するために、津波 (長波) の伝播速度に比べ速く、沖合津波観測施設に頼らずとも浅海部に安価な水圧計等を設置することで津波の早期検知が可能である。これまで、T-phaseの観測事例は数多くあったが、地震の発生機構やその規模とT-phase波形の特徴との関連性は十分に検討されておらず、津波の警報システムに組み込むことができないのが現状であった。そこで本研究では、T-phaseを沿岸部の観測点で計測して津波の早期検知に利用することを目標とし、T-phaseの周波数特性や振幅についての特徴を理論的に解析するとともに、地震の発生規模や海底地形、観測点の岸沖距離との関連で検討を行うことを目的とする。

まず、従来のT-Phaseの観測事例を整理し、T-Phase観測の津波防災上の有効性についてレビューを行う。次に、T-Phaseによる水圧変動の理論解について、水平床を仮定した岩崎 (1992) の理論を一樣傾斜の海底地形に拡張して定式化する。得られた解に基づき、沿岸部で観測されるT-Phase波形の特徴、T-Phase波形と地震規模との関連性、T-Phase観測条件について検討を行う。最後に、T-Phase観測による津波警報上の利点と問題点を整理し、津波の早期検知に向けたT-Phase観測のあり方を提案する。

2. T-phaseの観測事例と津波防災上の有効性

T-phaseの観測は古くから報告されており、その発生機構や伝播機構には様々な考察がなされている。ここでは従来のT-phaseの観測事例を整理しT-phase観測の津波防災上の有効性についてレビューを行う。

勝又・徳永 (1980) は沖縄の南大東島の気象台で複数の地震において観測されたT-phaseを報告している。その中で、陸上の地震計によってT-phaseを観測できたのは、沿岸の海底で水中の粗密波が地盤を伝わる弾性波に変換されたからであるとしている。

2004年スマトラ沖津波においてもT-phaseが観測されたことをOkalら (2007) が報告している。震源から2500km離れたDiego Garcia島付近のハイドロフォンによって観測され、周波数0.01Hz以下の帯状の低周波音として津波通過による水位変動がとらえられ、周波数0.03~0.1Hzで観測された低周波音として2回の余震によるT-phaseが捉えられている。

一方、海洋性の地震だけでなく内陸地震である2008年岩手県沿岸北部地震においても天皇海山列で反射されたT-phaseが観測されたという報告もある (小原, 2009)。小原 (2009) では、スラブ内を伝わる地震動があまり減衰を受けずに日本海溝付近まで達し、傾斜した海陸境界において音波に変更し、海水面下1000-3000mに位置するSOFARチャネルを伝わったものであろう、とされている。計算の結果、日本列島の東方2000kmに位置する天皇海山列がT-phaseの反射体として作用したと結論付けている。

また、松本ら (2005) はJAMSTECの釧路・十勝沖海底地震総合観測システムにおいて観測された2003年十勝沖地震のデータとKajiura (1970) の式によって導出される水中音響波の理論解との比較を行った。

1 正会員 修(工) NEXCO東日本
2 正会員 博(工) 東北大学准教授 大学院工学研究科
3 正会員 工博 東京大学教授 生産技術研究所

その他にもT-phaseの観測は多く報告されているが、T-phaseの発生機構は、南大東島やDiego Garcia島で観測された「海底の震源で発生する水中粗密波」、岩手県内陸地震で観測された「地盤中の地震波が海底面で水中粗密波に変換されたもの」、釧路・十勝沖海底地震総合観測システムで観測された「地震波による観測点直下の地盤変動によって発生する水中粗密波」の3つに大別される。この3つの中で津波の発生と関連があるものは一つ目の「海底の震源で発生する水中粗密波」であり、その他のものは津波の発生と関連がない。そこで本研究では「海底の震源で発生する水中粗密波」に焦点を当て、津波防災への適用に向けた考察を行う。

3. 一様傾斜の海底地形を考慮したT-phase理論解

T-phaseによる水圧変動の理論解として、水平床の海底地形における任意の観測点でのT-phase波形は岩崎(1992)によって導出されている。岩崎は、Sells (1965)に倣い、図-1に示す一様水深 h の海底地盤が時間 τ の間、一定速度 $V_0 (= \eta_0/\tau)$ で上昇する場合に発生する粗密波のみによる水位変動を $\eta(x, t) = \eta_a + \eta_b$ とし(η_a は変動地盤の両端以遠の水位、 η_b は変動地盤直上の水位)、変動地盤両端以遠の水位 η_a を式(1)のように導出した。

$$\begin{aligned} \eta_a(x, t) = & \operatorname{sgn}(x-a)\eta_r(|x-a|, t) \\ & + \operatorname{sgn}(x+a)\eta_r(|x+a|, t) \dots\dots\dots (1) \\ & + \operatorname{sgn}(x-a)\eta_r(|x-a|, t-\tau) \\ & + \operatorname{sgn}(x+a)\eta_r(|x+a|, t-\tau) \end{aligned}$$

ここで

$$\begin{aligned} \eta_r(X, t) = & -\frac{2V_0}{\pi} \exp(\gamma h) \cdot \\ & \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \cdot H\left(t - \frac{R_n}{c}\right) \cdot \\ & \left\{ t \cdot \tan^{-1}\left(\frac{h_n(c^2t^2 - R_n^2)^{1/2}}{Xct}\right) \right. \\ & \left. - \frac{h_n}{c} \tan^{-1}\left(\frac{(c^2t^2 - R_n^2)^{1/2}}{X}\right) \right\} \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

ただし、 $h_n = (2n+1)h$ 、 $R_n^2 = h_n^2 + X^2$ 、 $\gamma = g/2c^2$ である。 $H(t)$ はヘビサイドの階段関数、 n は底面での反射回数、 c は海中での音波の伝播速度、 x は地盤変動中心からの距

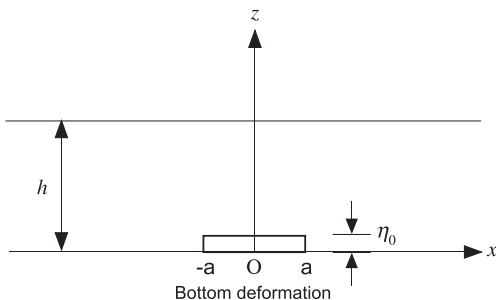


図-1 Sells (1965) の水平床モデル

離である。

本研究では岩崎による式を拡張し、海底が一様に傾斜する地形モデル(図-2)においてのT-phase波形の予測式を導出する。式(2)の η_r は、海中音波の底面での反射回数0回(観測点まで直接到達するもの)から無限回までの音線の和を足しあわせたものであるから、有限回(n 回)の反射を考えたとき、音波の伝播距離 R_n および鉛直方向伝播距離 h_n は、図-3を参考に次式のように書き換えられる。

$$\alpha = \tan^{-1}\left(\frac{h}{d}\right) \dots\dots\dots (3)$$

$$R_n^2 = X_A^2 + Y_A^2 \dots\dots\dots (4)$$

$$X_A = d - (d-x) \cdot \cos(2n\alpha) \dots\dots\dots (5)$$

$$Y_A = d \cdot \tan \alpha + (d-x) \cdot \sin(2n\alpha) \dots\dots\dots (6)$$

$$h_n = h + 2d \cdot \sum_{m=1}^n \frac{\sin \alpha \cdot \sin \beta}{\cos \alpha \cdot \sin(\pi - 2m\alpha - \beta)} \dots\dots\dots (7)$$

$$\beta = \tan^{-1}\left(\frac{Y_A}{X_A}\right) - \alpha \dots\dots\dots (8)$$

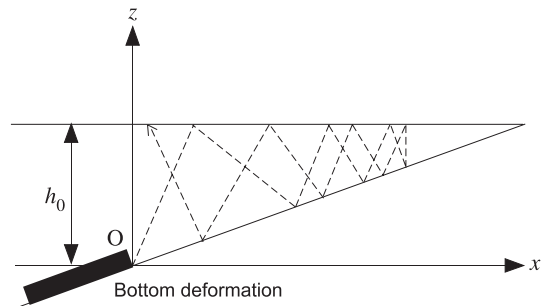


図-2 本研究で考慮する一様傾斜海底地形モデル

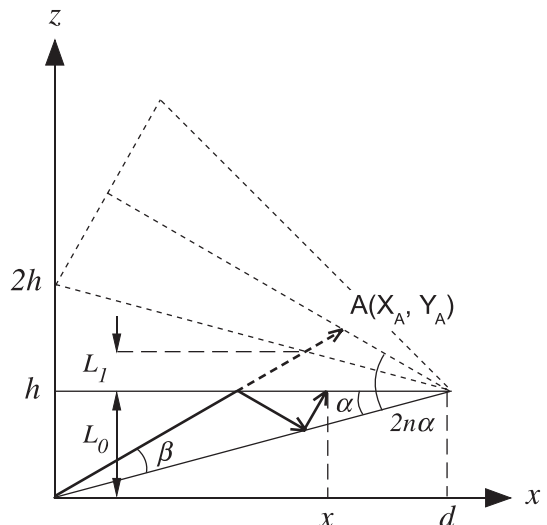


図-3 一様勾配斜面における音源からの伝播距離 R_n 、 h_n の幾何学的表現

ただし、反射回数 n の制約条件は $(2n+1)\alpha \leq \pi$ である。

4. 沿岸部で観測される T-Phase 波形の特徴

前章の通り導出した理論解に基づき、沿岸域のハイドロフォンで観測され得る T-Phase 理論波形を計算し、検証する。考慮したパラメータは表-1の通りである。Case 1において沖から岸に向かった3地点で出力した波形を図-4に示す。沖合($x=50, 100\text{km}$)では継続的な短周期の T-phase が得られるのに対し、浅海部($x=150\text{km}$)では短周期成分は減衰し、スパイク状の長周期 T-phase が観測されるようになる。

次に、Case 2として、本理論解と2003年十勝沖地震津波においてNOWPHASで観測された T-phase との比較を通じて解の検証を行う。2003年十勝沖地震津波では、十

表-1 T-phase 波形試算の諸条件

パラメータ	Case 1	Case 2
地盤変動域の水深 h (m)	5000.0	1000.0
水中音速 c (m/s)	1500.0	1500.0
地盤上昇速度 V_0 (m/s)	0.7	0.31
地盤上昇継続時間 τ (sec.)	20.0	20.0
地盤変動幅 $2a$ (km)	20.0	30.0

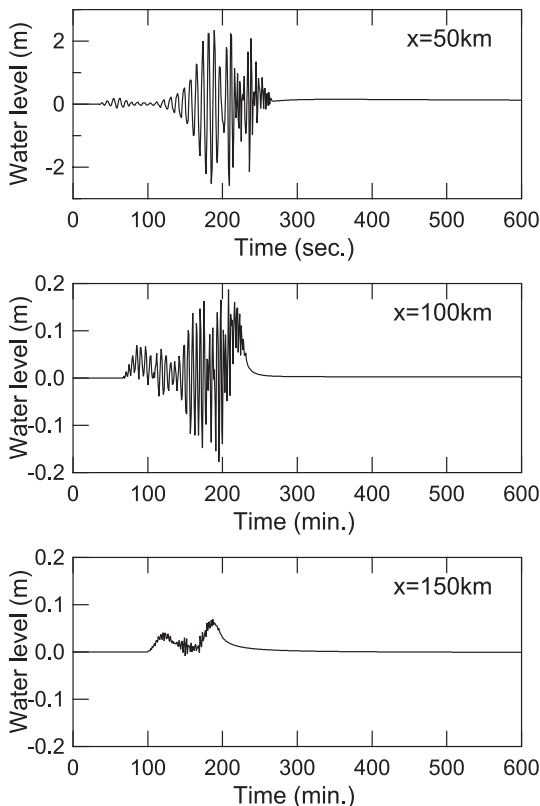


図-4 T-phase 理論波形の例

勝港沖水深23mのNOWPHAS観測点においてT-phaseとみられる波形が観測され、永井・小川(2004)に報告されている(図-5(a))。なお、永井・小川(2004)では水位計と水圧計による水位観測結果が報告されているが、水圧計のみに津波来襲前に約30秒間スパイク状の変動が観測されていた。図-5(b)は、2003年十勝沖地震の震源解析結果(Yagi, 2004)を参考に、表-1のCase 2のパラメータを仮定して計算した T-phase 波形である(観測点位置は $x=30\text{km}$)。本研究では実際の海底地形の2次元的な広がり considerando していないために、振幅の推定結果について定量的な議論はできないが、圧力変動の開始時間や位相については理論解と観測波形はほぼ一致することが分かる。

5. T-Phase 波形と地震規模の関連性

ここでは、T-phaseの観測・検知による津波規模の推定の可能性を考察する。T-phaseと津波が震源パラメータの変化に対して同様の特徴を示すならば、T-phaseから津波規模の推定が可能であろう。ここでは、震源モデルとして一定時間一様に地盤が上昇するモデルを考え、震源パラメータとして地盤上昇時間 τ 、地盤上昇速度 V_0 、上昇地盤の幅 $2a$ の3つを考慮した。またここでは震源位置が既知の場合を考え、 $h=5000\text{m}$ として3つの震源パラメータのみを変化させることによって、沖合で観測される短周期の T-phase、沿岸近くで観測される長周期の T-phase、津波の3つの波形がどのように変化するかを評価した。震源パラメータと津波の関係に関してはKajiura(1970)の理論解を用いた。得られた津波波形と T-Phase の特性をまとめたものを図-6～8および表-2～4、図-9に示す。

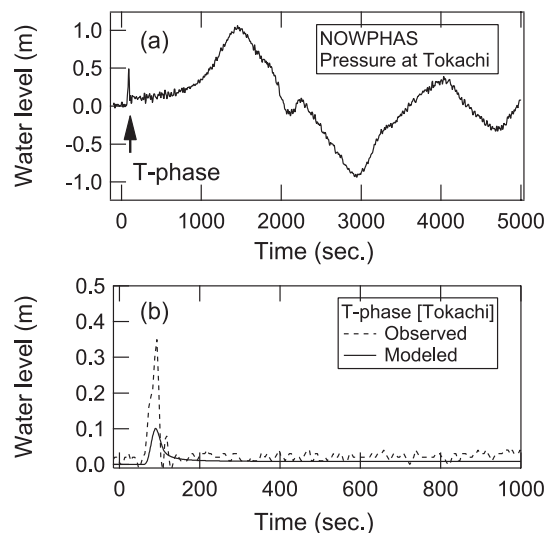


図-5 (a) 2003年十勝沖地震津波における十勝港沖の水圧計記録(水位に換算)と(b) T-Phaseの理論波形と観測波形の比較

まず短周期のT-phaseに関しては、震源パラメータの変化に対して不規則な変化が多く、最大振幅と周期のみに特徴がみられた。しかし、これらの特徴のみでは短周期T-phaseから震源パラメータや津波を推定することは難しい。

次に長周期のT-phaseに関して、震源パラメータと波

形の特徴をまとめた結果を表-3に示す。ここでは、波形を時間積分したものの、すなわち水位・水圧の総変化量についても検討した。津波の水位総変化量は津波の規模を表しているといえるため、観測されたT-phaseの水圧総変化量を求めることによって津波の規模を推定できると考えられる。

6. 結論

本研究で得られた結果を以下に列挙する。

水平床を仮定した岩崎 (1992) の理論を一樣傾斜の海底地形に拡張してT-Phaseの理論解を導出し、T-Phase波形の基本的な検討を行った。沖合の観測点では継続的な短周期のT-phaseが観測され、沿岸に近い観測点ではスパイク状の長周期のT-phaseが観測されることがわかった。

T-phaseの理論波形と2003年十勝沖地震津波で観測された水圧変動との比較を通じて解の実証を行った。本研究では、実際の海底地形の2次元的な広がり仮定していないため、振幅の推定結果は過小であるが、圧力変動の開始時間や位相については理論解と観測波形はほぼ一致することが確認できた。

地盤上昇時間、地盤上昇速度、上昇地盤の幅 $2a$ といった震源パラメータに関連して、T-Phase波形と震源パラメータとの関係を検討した。短周期のT-phaseに関しては、震源パラメータの変化に対しての関連性が低く、短周期T-Phaseから震源パラメータや津波を推定することは現時点では困難であることが分かった。一方、長周期のT-phaseは、震源パラメータとの関係について複数の関連性

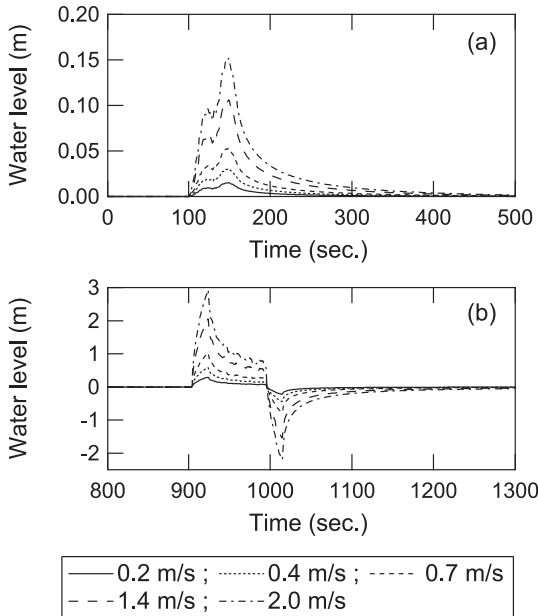


図-6 海底地盤上昇速度 V_0 に対する (a) T-phase理論波形と (b) 水位波形

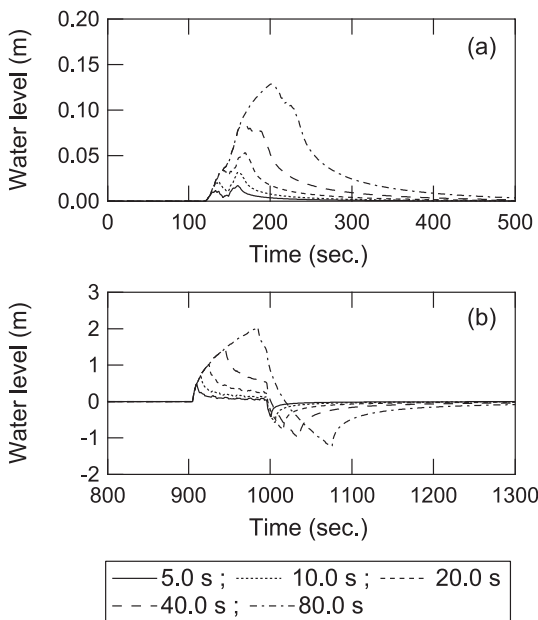


図-7 地盤上昇継続時間 τ に対する (a) T-phase理論波形と (b) 水位波形

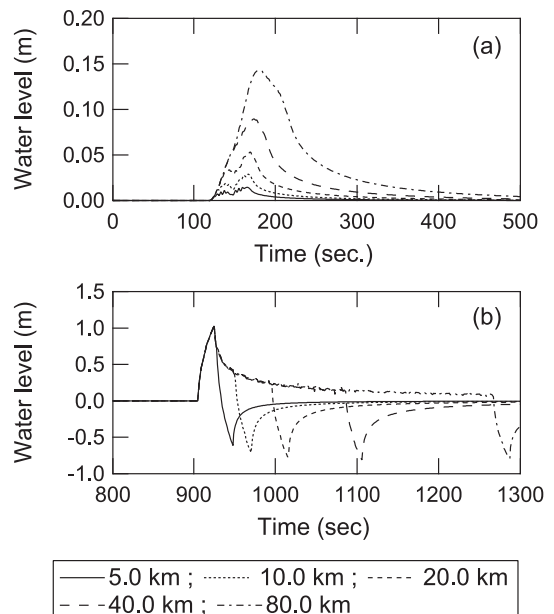


図-8 海底地盤変動幅 $2a$ に対する (a) T-phase理論波形と (b) 水位波形

表-2 震源パラメータと短周期T-phaseの関係

	上昇速度	上昇時間	変動幅
最大振幅	比例	一定	単調増加
周 期	一定	一定	一定
初動傾き	比例	一定	一定

表-3 震源パラメータと長周期T-phaseの関係

	上昇速度	上昇時間	変動幅
最大振幅	比例	単調増加	単調増加
周 期	一定	単調増加	一定
初動傾き	比例	一定	一定
波形時間積分	比例	比例	比例

表-4 震源パラメータと津波波形の関係

	上昇速度	上昇時間	変動幅
最大振幅	比例	単調増加	一定
周 期	一定	単調増加	単調増加
波形時間積分	比例	比例	比例

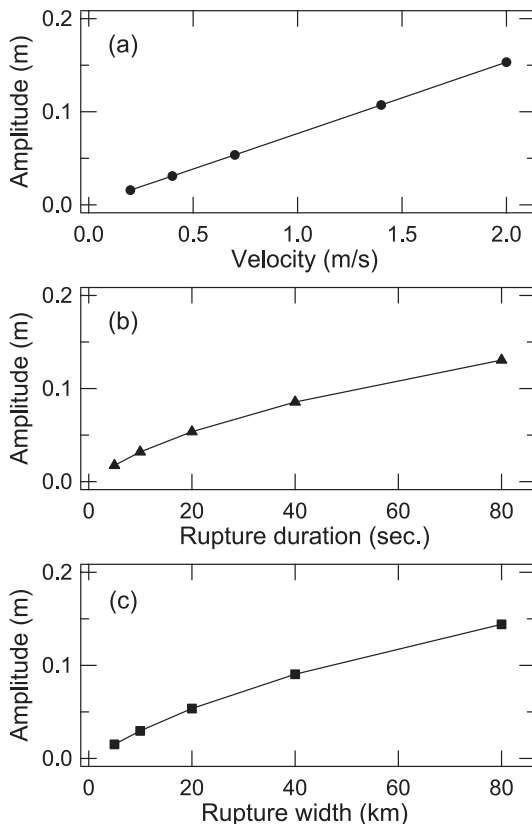


図-9 震源パラメータとT-phaseの特性 (a: 地盤上昇速度, b: 地盤上昇継続時間, c: 地盤変動幅)

を持つことがわかった。特に水位・水圧の総変化量に関しては、長周期のT-Phase、水位ともにすべての震源パラメータに対して比例関係にあることが分かった。津波の水位総変化量は津波の規模を表していると言え、観測されたT-Phaseの水圧総変化量を求めることによって津波の規模を推定できると考えられる。また、波形の傾き・振幅・周期の特徴を分析することで3つの震源パラメータを一意に決定することができることがわかった。

一方、T-phaseを津波の早期検知に活用することを考えた場合には、波浪によるノイズを除去するために水位計と水圧計の併用が望ましい。また、震源と観測点の距離が遠い場合にはT-Phaseの振幅が小さくなり観測が困難になることが考えられるが、その場合は複数施設のネットワーク化による情報共有によって対応する必要がある。

謝辞: 本研究は、科学研究費補助金基盤研究 (A) (代表: 目黒公郎, 課題番号: 18254002) および同基盤研究 (S) (代表: 寺田幸博, 課題番号: 21221007) の補助を受けて実施された。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 岩崎伸一 (1992): 海中音波、気圧波を利用した津波予測技術について, 津波工学研究報告, 第9号, pp. 65-83.
- 小原一成 (2009): 海中を伝わる地震波～T波～ 往復4500km (日本～天皇海山列～日本) を旅した波, 防災科研ニュース, No. 169, pp. 12-13, 2009.
- 勝又 護・徳永規一 (1980): 沖縄-南大東島で観測される丁波-海洋を伝わる地震波-, 気象研究所報告, 31, pp. 191-204.
- 永井紀彦・小川英明 (2004): 平成15年 (2003年) 十勝沖地震津波波形の特性, 港湾空港技術研究所資料 No. 1070, 92p.
- 松本浩幸・三ヶ田均・杉岡裕子 (2005): 水中音響波から津波の発生を予測する (オンライン), <http://www.ieee-jp.org/japancouncil/chapter/OE-22/matsumoto.pdf>, 参照2010-5-19.
- Kajiura, K. (1970): Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo 48(5), pp. 835-869.
- Okal, E. A., J. Talandier and D. Reymond (2007): Quantification of Hydrophone Records of the 2004 Sumatra Tsunami, Pure and Applied Geophysics, 164, pp. 309-323.
- Sells, C. C. (1965): The effect of a sudden change of shape of the bottom of a slightly compressible ocean, 258, pp. 495-528.
- Yagi, Y. (2004): Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, Earth Planets Space, 56, pp. 311-316.