

緊急地震速報における東南海海底地震計活用のための

走時補正・マグニチュード補正の検討

Examination of Travel Time Correction and Magnitude Correction of Tonankai Ocean Bottom Seismographs for Earthquake Early Warning

林元直樹¹, 干場充之¹

Naoki HAYASHIMOTO¹ and Mitsuyuki HOSHIBA¹

(Received March 29, 2012; Accepted November 27, 2012)

ABSTRACT: In ocean areas, utilization of ocean bottom seismographs (OBSs) is effective for the quick detection of the occurrence of an earthquake, and thus it is useful for allowing Earthquake Early Warnings (EEW) to be issued earlier. However, careful handling of these data is required because the installation environment of OBSs may be different from that of land stations. Tonankai OBSs were put into operation in October 2008 by JMA for the prompt detection of earthquakes occurring in and around the anticipated rupture area of the Tokai and the Tonankai earthquake. In this study, we examined travel-time correction and magnitude correction to utilize Tonankai OBSs for EEW. Instead of the JMA2001 velocity model, we used a velocity structure model estimated from previous surveys around the Tonankai OBSs region. The travel time calculated from the velocity structure was longer than that from JMA2001 by 0-3 seconds for earthquakes whose epicentral distance is less than 100 km. These travel-time corrections caused the territory boundaries of OBSs to change by about one grid (0.1 degrees). Also, we showed that $M_{\text{ew}}^{(S)}$ at Tonankai OBSs estimated from the maximum amplitude of whole wave duration was generally larger than M_j by about 0.6. The difference of magnitude difference can be explained by site-effects. In conclusion, we found that it is effective to use the correction methods in this study for utilizing OBSs for EEW.

1 はじめに

緊急地震速報は、震源に最も近い観測点が地震波を検知した段階から、震源とマグニチュードを迅速に求め、距離減衰式と地盤増幅度から地震動の推定をおこない、揺れに見舞われると予想される地域に対して情報を発表するものである (Hoshiba et al., 2008, Kamigaichi et al., 2009)。地震波の到達から短い時間、少ない観測点での限られたデータから震源要素を推定するため、気象庁の地震観測網 (多機能型地震計, 原田, 2007) 約 200 点と、独立行政法人防災科学技術研究所の高感度地震観測網 (以下 Hi-net, Okada et al., 2004) 約 800 点を用いて、次のような処理を行なっている。震源は、地震波を検知した観測点が 1~2 点の時には、B- Δ 法 (Odaka et al.,

2003, 東田・他, 2004) と主成分分析法 (気象研究所地震火山研究部, 1985), テリトリ法という手法を用い、検知した観測点が 3~5 点になると、グリッドサーチ法を用いて推定される (Kamigaichi, 2004)。さらに、即時震源決定処理 (Horiuchi et al., 2005) の着未着法や、地震活動等総合監視システム (EPOS) による自動震源の結果も震源推定に併用される。マグニチュードは、気象庁観測点の変位振幅が得られた場合には P 波から S 波到達前までの最大振幅を用いる P 波 M と、波形全体の最大振幅を用いる全相 M とを、時間の経過とともに使い分けて推定し (Kamigaichi, 2004, 明田川・他, 2010, 清本・他, 2010), 得られない場合には Hi-net の速度波形振幅からマグニチュードを推定する。

¹ 気象研究所地震火山研究部, Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

このように緊急地震速報において、震源とマグニチュードは、地震波を検知した観測点数に応じてより信頼性の高い手法で決定され、データの増加や時間の経過とともに逐次更新される。すなわち、緊急地震速報の猶予時間をより長くするためには、震源に近い場所で地震の発生をより早く検知することが重要である。しかし、海域を震源として発生する地震では、震源近傍に観測点が存在しないため、地震発生から地震波の検知までに時間を要する。例えば、2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分 18.12 秒に発生(破壊が開始)した東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0, Hirose et al., 2011) において、緊急地震速報は、石巻大瓜観測点で P 波を 46 分 40.2 秒に最初に検知した後、5.4 秒後の 46 分 45.6 秒に第 1 報の予報、8.6 秒後の 46 分 48.8 秒に第 4 報で警報が発表されている (Hoshiba et al., 2011)。初期の破壊が小規模であったという条件のもと (Hoshiba and Iwakiri, 2011)、トリガ検知から予報の発表までは迅速であったものの、地震発生

後、陸上の石巻大瓜観測点で地震を検知するまでに 22 秒を要している。ここでもし、震源域直上にケーブル式海底地震計が設置されていたならば、情報発表にさらに 10～20 秒の猶予を加えることができたことになる。また、震源直上に観測点があることは、震源決定精度の向上にもつながるであろう。緊急地震速報へのケーブル式海底地震計の活用は、海溝型地震の早期検知に対する最も有効な手段である。

海底地震計を地震の速報のために用いるという考えは、古くは伯野・高橋 (1972) による「10 秒前大地震警報システム」に既に記述がある。これは、相模湾から房総半島南岸にわたる地域で発生する海溝型巨大地震の P 波を海底地震計で捉え、東京に揺れが到達する前に情報を発表するという構想であった。約 40 年を経た現在、東南海 OBS (齋藤, 2007) は、緊急地震速報への利用を想定して整備された最初の海底地震計である。東南海 OBS は、想定東海・東南海地震をターゲットとして、気象庁により東海・東南海沖に設置されたケーブル式常時海底地震観測システム (地震計 5 点、津波計 3 点) であり、2008 年 10 月より運用を開始 (気象庁, 2008)、2009 年 8 月から海底地震計として初めて、緊急地震速報への利用を開始している (気象庁, 2009, 2012 年 3 月現在, B- Δ 法・主成分分析法以外の震源決定処理とマグニチュード推定処理に利用している)。

海底地震計は、地震波速度の遅い未固結堆積層上に設置されているなど、陸域の観測点と設置環境が異なる。これらの違いが緊急地震速報の処理に与える影響を検討することは、緊急地震速報の精度向上のために重要である。東南海 OBS については、運用開始から約 3 年半が経過し、現在までに検討に必要なデータの蓄積がなされつつある。本論文では、東南海 OBS を緊急地震速報に利用するにあたっての走時およびマグニチュードの補正について検討し、現在の処理に導入する際の影響について考察を行う。

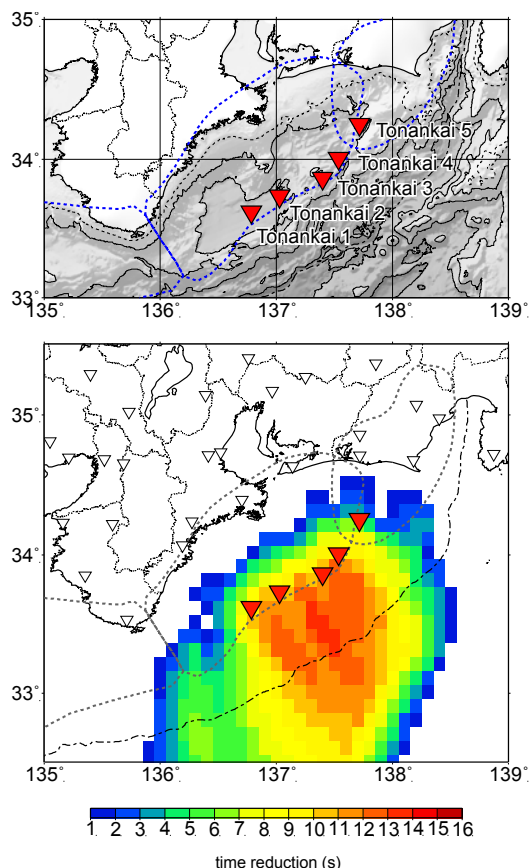


Fig. 1 Station map of Tonankai OBSs (above) and distribution of time reduction to detect an earthquake at two stations by using OBSs (below). Red triangles indicate Tonankai OBSs. Areas enclosed by the broken line represent the anticipated rupture area of the Tokai, Tonankai and Nankai earthquake.

2 走時補正の検討

2.1 手法

東南海 OBS は、東海・東南海地震の想定震源域の南東縁に設置されている。この利用により、緊急地震速報 (警報) の発表要件である観測点 2 地点での地震検知は、東南海 OBS を利用しない場合と比較し

て海域の地震で最大 15 秒程度短縮されることになる (Fig. 1)。ただし、海底地震計では、設置深度により走時が早まる影響や海底の未固結堆積層により走時が遅れる影響、あるいは、陸域との速度構造の違いによる影響などが、初動の検出時刻に影響すると考えられる。走時補正値の推定には、震源決定時の走時残差を観測点ごとに評価する手法が広く用いられる。震源が真の場所であれば、理論走時と観測走時との差は観測点の補正値とみなすことができるが、観測網の端に位置する東南海 OBS 周辺では、震源の精度が低い場合があり、震源決定時の走時残差から補正値を評価することが難しい。そこで本稿では、地震活動度の低い東南海 OBS 周辺において、これらの走時への影響を見積もるため、東南海 OBS 各地点の周辺における確からしい速度構造を仮定して、気象庁の震源決定処理に用いられる一元化速度構造 (JMA2001, 上野・他, 2002) との走時差を比較することで走時補正値の検討を行った。まず、東南海 OBS 各観測点周辺の速度構造として、周辺海域で過去に行われた屈折法・広角反射法による速度構造探索の結果 (Nakanishi et al., 1998, Nakanishi et al., 2002a) より観測点直近の速度構造を抽出し、東南海 OBS 付近での平均的な一次元速度構造を仮定した (Fig. 2)。ただし、設置深度による影響や表層の未固結堆積層による影響など、ごく浅い構造の影響は観測点毎に異なることから、別途観測点補正値とし

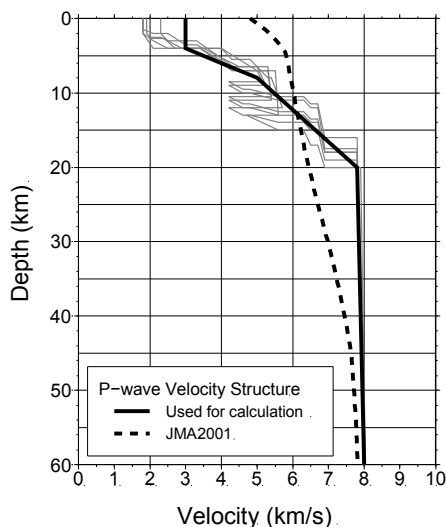


Fig. 2 P-wave velocity structure model used for calculating travel time correction (solid black line). Gray lines denote velocity structures derived from Nakanishi et al.(1998) and Nakanishi et al. (2002a), and the broken line shows JMA2001.

て求めることとした。仮定した一次元速度構造では、深さ 4km 以浅を $V_p=3.0\text{km/s}$ で一定としている。初めに、仮定した速度構造で走時計算を行い、JMA2001 との走時差を共通の走時補正値として求めた。次に、観測点毎に与える補正値を以下のように推定し、共通の補正値に加えた。設置深度の影響は、 $V_p=3.0\text{km/s}$ で設置深度分を鉛直入射する波の走時を差し引いて補正した。堆積層の影響は、堆積層内の P 波速度を $V_p=1.8\text{km/s}$ として、先に仮定した $V_p=3.0\text{km/s}$ との堆積層の厚さ分の走時差を加えることで補正した。堆積層の厚さは、東南海 OBS いずれかの観測点からの震央距離 100km 以内で発生した M3.0 以上の地震 63 個 (Fig. 3) について、波形記録中から P 波と、堆積層下面で P 波が S 波に変換した PS 変換波 (Fig. 4) を検出し、PS-P 時間から観測点毎に推定した。鉛直入射すると仮定した P 波と S 波の走時差より、PS-P 時間 (T_{ps}) と堆積層の厚さ (H) は次式で表される。

$$T_{ps} = \frac{H}{V_s} - \frac{H}{V_p} \quad (1)$$

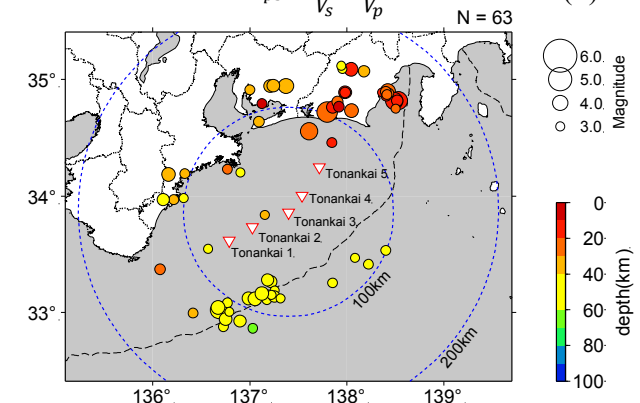


Fig. 3 Distribution of earthquakes used for picking PS-converted waves. Blue broken circles show distance from Tonankai 3.

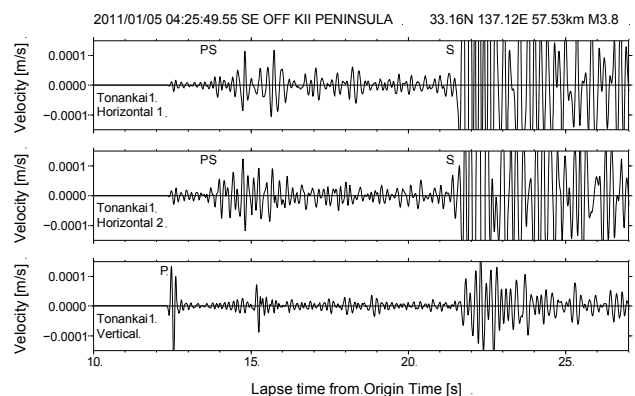


Fig. 4 Examples of three component velocity waveforms at Tonankai station 1. A distinct PS-converted wave dominant on the horizontal components is observed between direct P and S waves.

以下の解析では、堆積層中の速度構造は、 $V_p=1.8\text{km/s}$ 、 $V_p/V_s=3.0$ （気象研究所地震火山研究部，2005）と仮定した。

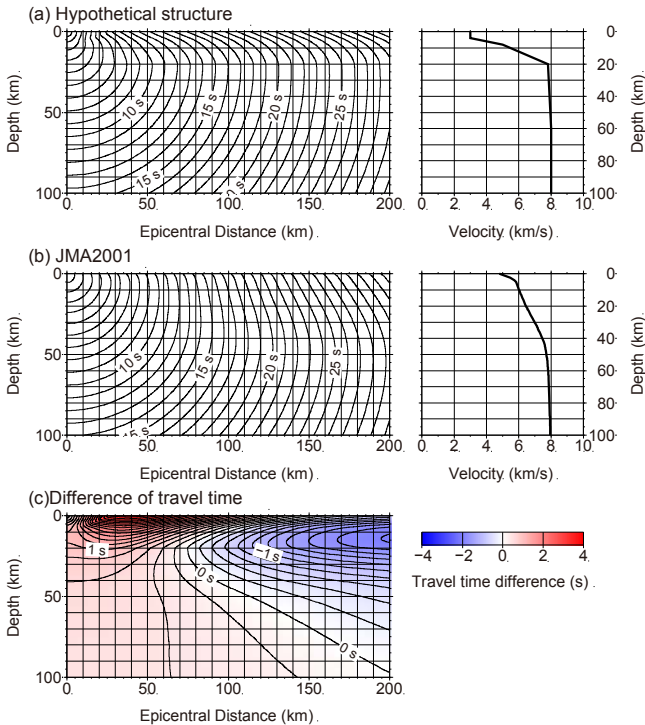


Fig. 5 Comparison of P-wave travel time distribution (left panels) and P-wave velocity structure model (right panels) based on (a) a hypothetical structure and (b) JMA2001. (c) Travel-time difference between hypothetical structure and JMA2001.

Table 1 Travel-time corrections for installation depth of stations.

Station	Altitude	P-wave correction
Tonankai 1	-2068m	-0.69s
Tonankai 2	-2010m	-0.67s
Tonankai 3	-1000m	-0.33s
Tonankai 4	-1836m	-0.61s
Tonankai 5	-1019m	-0.34s

Table 2 Travel-time corrections for sedimentary layer.

Station	Average of PS-P time	Standard deviation	Pick num.	Thickness of sedimentary layer	P-wave correction
Tonankai 1	1.45 s	0.22	32	1.31 km	+1.09 s
Tonankai 2	1.19 s	0.27	32	1.07 km	+0.89 s
Tonankai 3	0.29 s	0.16	28	0.26 km	+0.22 s
Tonankai 4	0.79 s	0.15	49	0.71 km	+0.59 s
Tonankai 5	1.35 s	0.15	48	1.22 km	+1.02 s

2.2 結果

仮定した構造 (Fig. 2) は、陸域の構造探査等を参照して決定された JMA2001 と比較すると、深さ 15km を境として、地震波速度が深い場所では速く、浅い部分では遅い構造となっている。これは、深い場所では海洋性プレートの影響、浅い場所ではプレート境界より浅部の付加帯の影響を受けるためである。そのため、理論走時の差は、特に浅部において震央距離に応じた走時差が顕著となる (Fig. 5)。

設置深度と直下の堆積層の影響は、前述のとおり観測点毎に推定した。設置深度の影響による補正値を Table 1 に、堆積層の影響による補正値を Table 2 に示す。ここで、東南海 3 は PS-P 時間が他の観測点より短い。東南海 3 の波形記録では、P 波が鉛直入射せず、P 波と PS 変換波の分離が不明瞭であった。そのため、他の観測点より PS-P 時間の読み取り精度は劣るが、東南海 3 は海底地形の高まっている場所に位置しており、他の観測点より堆積層が薄くなっていることが示唆される。

観測点毎の補正値を加えた全体の走時差を地図上に表示すると、Fig. 6 のようになる。ここでは観測点間の補正値の差が最も大きい東南海 3 と東南海 5 について、深さ 10km と 50km での走時差を示した。このように、走時差は浅いほど震央距離に応じて大きく変化し、遠いほど走時が早まる傾向になるが、特に緊急地震速報においてその観測点が受け持つと期待される半径 100km 以内の領域においては、0～3 秒走時が遅くなる。

2.3 考察

2.3.1 テリトリ一領域の変化

仮定した速度構造下での走時を東南海 OBS に適用した場合、緊急地震速報の震源決定処理に与える影響を考察する。地震波の到達が 1～2 点の観測点で検出された際には、現地処理手法である B- Δ 法・主

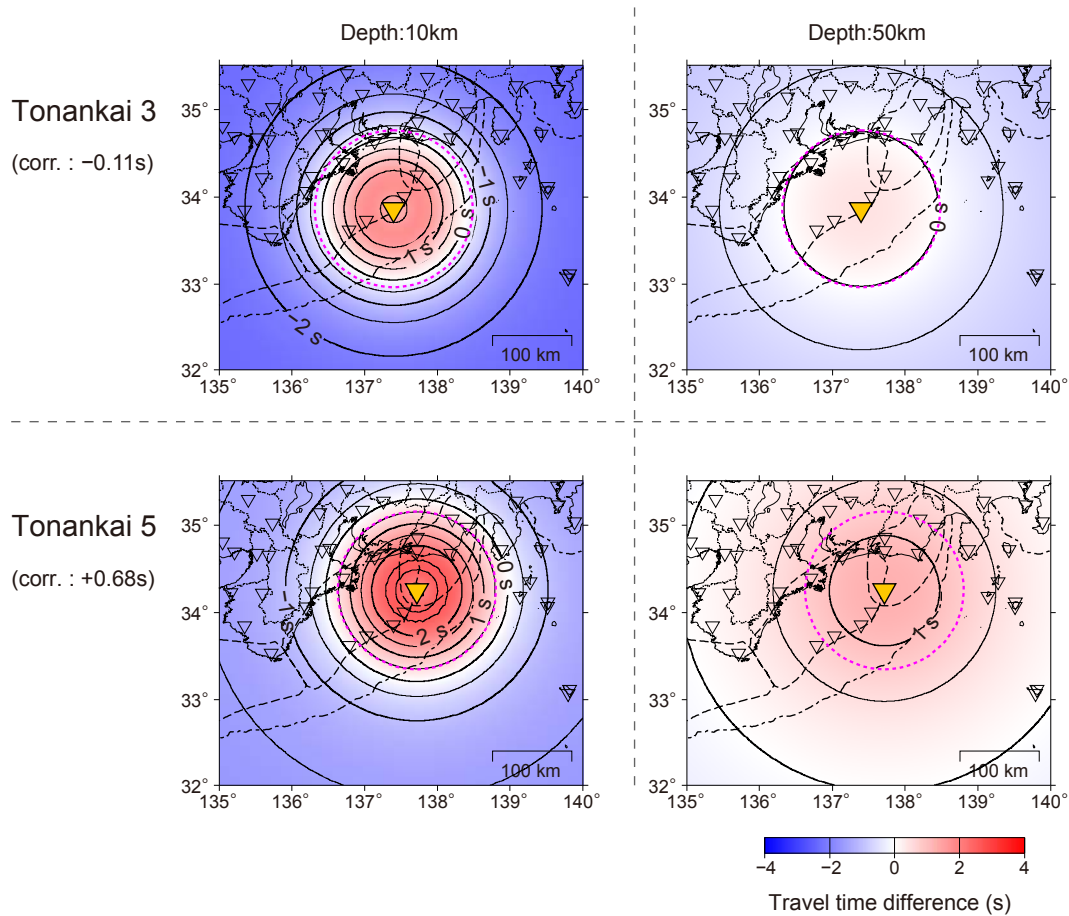


Fig. 6 Spatial distribution of the travel-time difference between the hypothetical structure with station correction and JMA2001. The pink broken circle indicates a distance of 100km from the station.

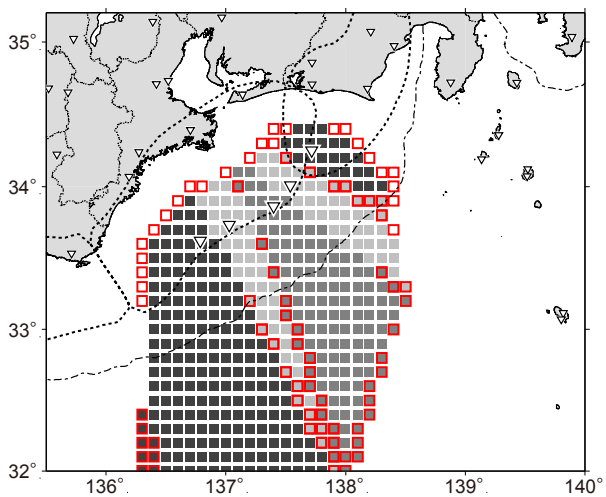


Fig. 7 Distribution of territory grid of Tonankai OBSs. Square marks with red frames denote grids rearranged by travel time correction.

成分分析法とともに、テリトリー法が用いられる。これは、ある任意の場所で地震が発生した場合に、どの観測点に一番に検知されるかをボロノイ領域として観測点に関連づけるものであり、初めに地震波を検知した観測点の受け持つ領域内に震源が存在することを示している (Kamigaichi, 2004)。なお、この段階では、震源の深さは10kmで固定されている。走時補正を加えた場合の東南海 OBS のテリトリーを Fig. 7 に示す。緯経度方向に0.1度のグリッドごとに、補正後のテリトリーを塗り分けて示しており、補正によって変化したグリッドを赤四角で囲んでいる。補正を行うことで、テリトリー領域は、東海・東南海地震の想定震源域内で縮小し、OBS間でも補正值の差により変化するが、いずれも変化量は1グリッド(0.1°)程度であり、1~2点検知時での震源決定処理の精度を考慮すると、補正值が与える影響は小さいと考えられる。

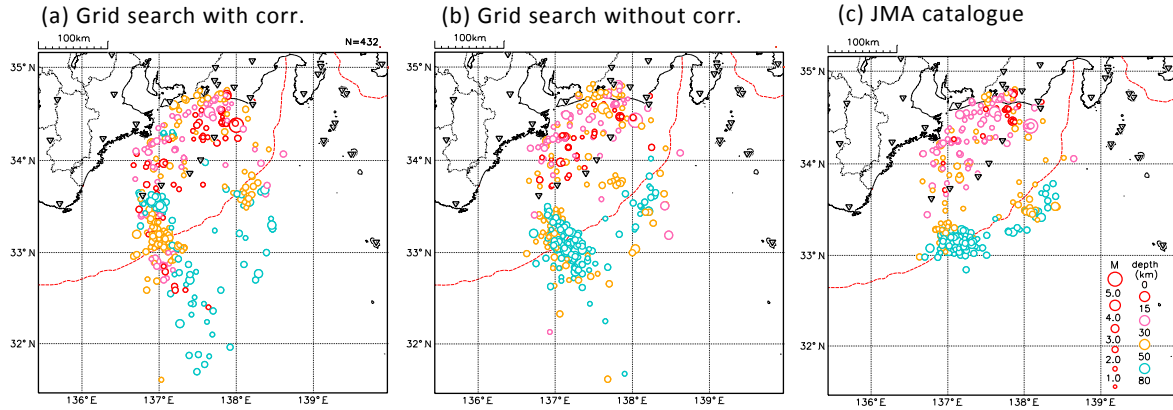


Fig. 8 Hypocenter distributions determined by the grid search method. Hypocentral location determined by grid search method (a) with travel time correction by five stations. (b) Without travel time correction. (c) Hypocentral location of the JMA catalogue.

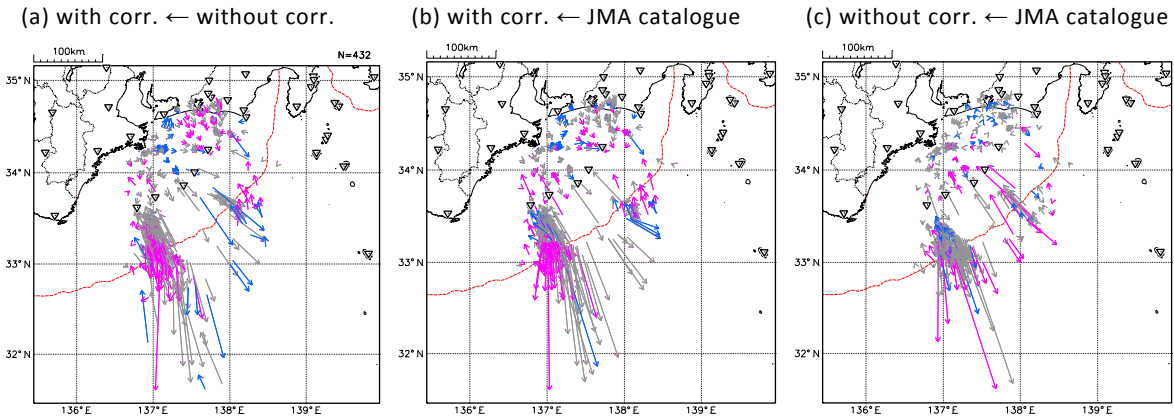


Fig. 9 Comparison of hypocenters. (a) Comparison between grid search with travel time correction and grid search without the correction. (b) Comparison between grid search with the correction and the JMA catalogue. (c) Comparison between grid search without the correction and the JMA catalogue. The arrow denotes the horizontal difference of epicenters and the color denotes the difference in the depth direction.

Change of the depth direction
 → : become deep
 → : with no change (±10km)
 → : becomes shallow

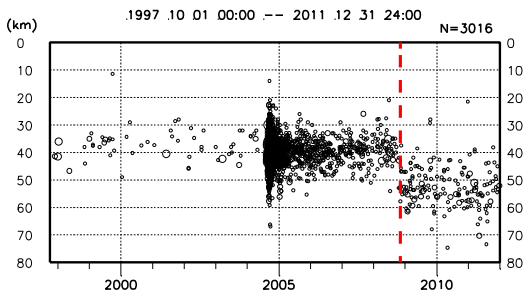


Fig. 10 Time series of depth distribution of earthquakes of the JMA catalogue in a rectangular area of Fig. 8(c). The red broken line indicates Oct. 2008, when JMA started to use Tonankai OBSs data for hypocenter determination.

2.3.2 グリッドサーチへの影響

地震波の到達が 3~5 点の観測点で検出された場合には、グリッドサーチ法により震源が推定される (Kamigaichi, 2004). グリッドサーチでは、

$$R = \sum_i \sum_j \sqrt{((To_i - To_j) - (Tc_i - Tc_j))^2} \quad (2)$$

で表される観測点間の相対走時残差 (R) を最小とするグリッドを、水平方向に 0.1°, 深さ方向に最大 4 パターンの深さにおいてサーチする. ここで, i, j は観測点, To_i は観測点 i への観測走時, Tc_i は観測点 i への理論走時である. 相対走時残差を用いることで、地震の発震時刻を考慮せず 3 点でも計算が可能となる.

グリッドサーチ法における走時補正值の影響を調べるため、2008年10月以降の一元化検測値より東南海OBSの検測値が含まれる地震についてP波の検測時刻を抽出し、近接5点でのグリッドサーチを行った。ただし、震源の位置を詳細に比較しやすいように、ここではグリッドを水平方向に 0.01° 刻みとし、深さは10, 20, 40, 60kmの4パターンとした。グリッドサーチの結果をFig. 8に、それぞれの震源の違いをFig. 9に示す。東南海OBSよりも陸よりの領域、すなわち東海・東南海地震の想定震源域内については、補正前後で推定された震源位置はほぼ変わらず、概ね一元化震源とも一致する結果となった。これに対して、東南海OBSよりも海側の海溝軸付近では、沖に離れる方向への震源の移動量が大きい地震がある。これらの多くは、グリッドサーチに利用する観測点が東南海OBS5点のみとなった場合であり、Fig. 9(c)の未補正のグリッドサーチと一元化震源の比較にもみられるように、観測点配置が偏ることにより、沖合では海溝軸に直交する方向に対して震源決定精度が低くなるのが原因である。加えて、走時補正值が震央距離により変化し、遠い場所ほど走時を早める傾向 (Fig. 5 参照) にあるため、観測走時を説明するグリッドが増えることも要因の1つとして考えられる。ただし、震源の深さに着目すると、2004年紀伊半島南島沖の地震の余震域で、補正により震源が浅く決まる傾向が明瞭に見られる

(Fig. 9(a),(b))。紀伊半島南東沖の余震については、一元化震源においても東南海OBSのデータを利用し始めた2008年10月以降、それまでより震源が10~20kmほど深く決まるようになったことがわかっている (Fig. 10)。また、自己浮上式海底地震計を利用した震源決定では、震源の直上に地震計を設置することから深さの精度が高くなるが、紀伊半島南島沖の地震の余震の深さは概ね10~30km程度と、一元化震源と比較してもより浅いことが知られている (Sakai et al., 2005, 山崎・他, 2008)。グリッドサーチにおいて、走時補正值は海溝軸付近の地震の深さをより確からしい深さへと浅くする効果がある。

3 マグニチュード補正の検討

3.1 手法

緊急地震速報のマグニチュード (以後、 M_{ew}) 推定には、気象庁観測点における加速度波形を積分して機械式1倍強震計相当(周期6秒,減衰定数0.55)の変位波形とし、ベクトル的に合成した、3成分合成変位波形が用いられる (Kamigaichi, 2004)。 M_{ew} には、P波からS波到達前までの最大振幅を用いるP波 M (以後、 $M_{\text{ew}}^{(P)}$) と、波形全体の最大振幅を用いる全相 M (以後、 $M_{\text{ew}}^{(S)}$) とが存在し (明田川・他, 2010, 清本・他, 2010)、それぞれ次式で求められる。

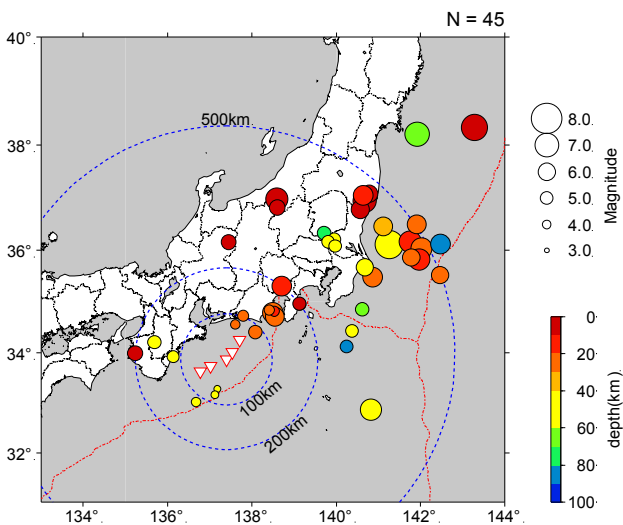


Fig. 11 Distribution of earthquakes used in magnitude estimation.

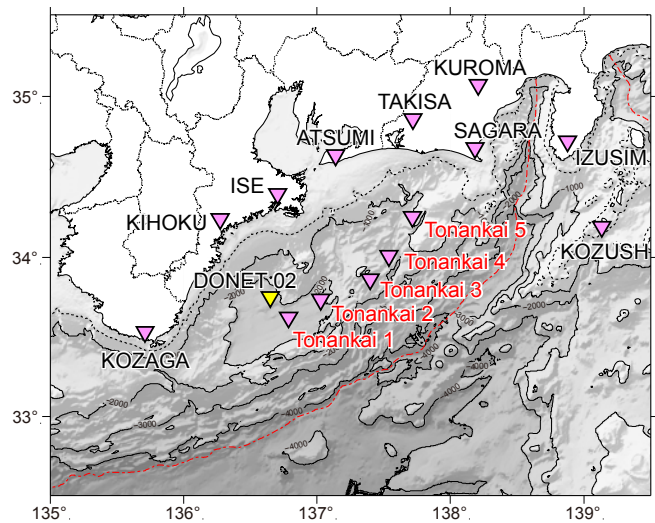


Fig. 12 Distribution of stations used in magnitude estimation.

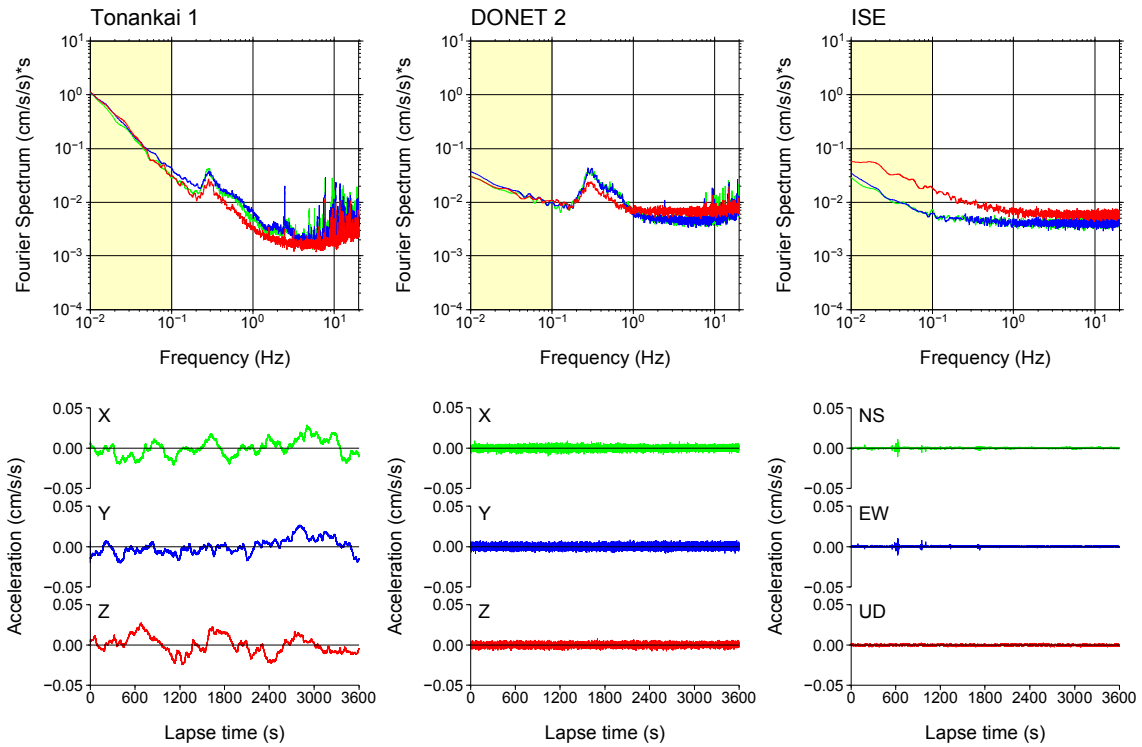


Fig. 13 Noise spectra and waveform of acceleration records for one hour from 03:00 on July 3, 2011 at the Tonankai 1, Donet 02 and ISE stations. The area with yellow hatch lines represents the frequency range where the noise of Tonankai OBS is large. The peak seen in 0.2-0.3Hz shows microseisms recorded at OBS.

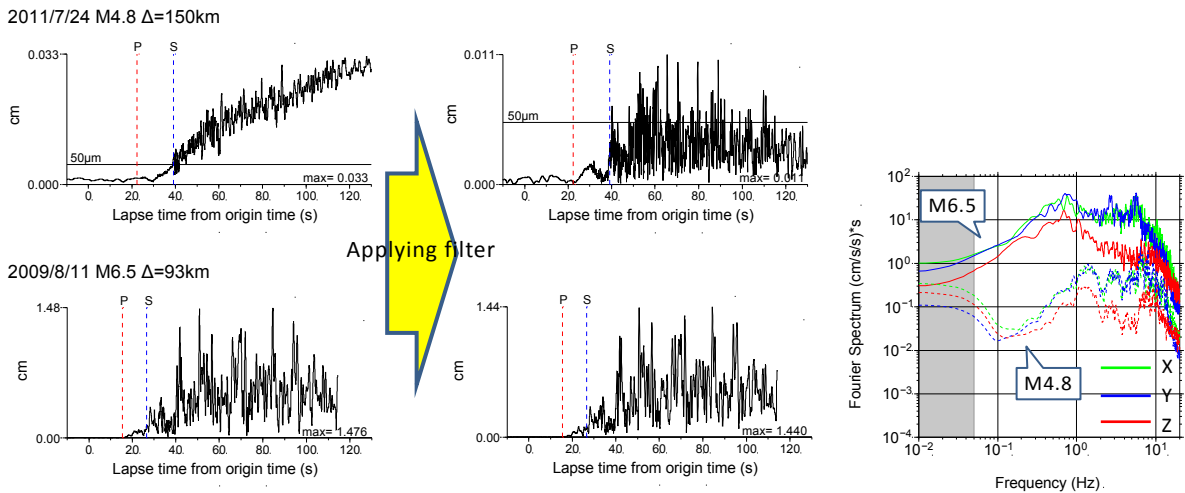


Fig. 14 Examples of three dimensional vector summation of the displacement before and after applying the filter (M4.8, $\Delta=150\text{km}$ and M6.5, $\Delta=93\text{km}$), and spectra of acceleration of both events at Tonankai 5.

P 波 M ($M_{\text{ew}}^{(P)}$) :

$$0.72 \times M = \log A + 1.2 \times \log R + 5.0 \times 10^{-4} \times R - 5.0 \times 10^{-3} \times D + 0.46 \quad (3)$$

全相 M ($M_{\text{ew}}^{(S)}$) :

$$M = \log A + \log \Delta + 1.1 \times 10^{-3} \times \Delta + 7.0 \times 10^{-4} \times D + 1.8 \quad (4)$$

ここで、 A は $10\mu\text{m}$ 単位の最大振幅、 R は震源距離 (km)、 Δ は震央距離 (km)、 D は震源の深さ (km) である。P 波マグニチュードへの S 波混入の影響を避けるため、 $M_{\text{ew}}^{(P)}$ は実際には P 波から S-P 時間の 0.7 倍までのタイムウィンドウで推定される (干場・他, 2010)。

東南海 OBS での M_{ew} の補正の必要性を検討するため、2009年2月以降に発生した地震のうち、東南海 OBS での3成分合成変位波形の最大振幅が $50\mu\text{m}$ を超える地震を抽出した。 $50\mu\text{m}$ とは実際の緊急地震速報の M 計算に用いられる下限値(明田川・他, 2010)である。このうち、別地震が混在するものや、S/Nの悪いものを除外し、45個の地震(Fig. 11)について、観測点毎の M_{ew} を推定した。P波の到来時刻は波形記録中から読み取り、S波の到来時刻はP波の到達時刻に理論S-P時間を加えた値とした。東南海 OBS の M_{ew} とともに、その周辺の陸上の観測点(Fig. 12)についても M_{ew} の推定を行い、気象庁の一元化震源の M (M_j) との比較を行った。

3.2 東南海 OBS に見られる長周期ノイズとその除去

ここで、 M_{ew} の推定を行う前に、東南海 OBS の加速度波形に見られる長周期ノイズについて触れておく。東南海 OBS の加速度記録を見ると、周辺の地上の観測点(例えば、ISE)や、周辺の他の OBS (例えば、DONET02) と比較して、異常な長周期ノイズ

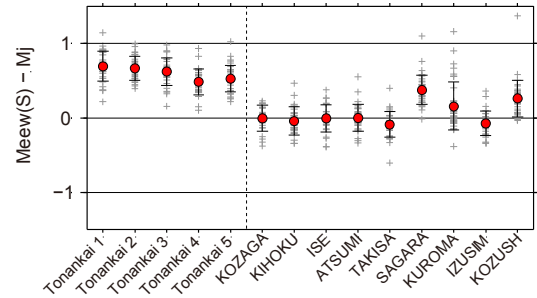


Fig. 15 Distribution of differences between $M_{ew}^{(S)}$ and M_j . Error bars indicate the range within $\pm 1\sigma$.

が含まれていることがわかる(Fig. 13)。ノイズ波形のスペクトルを比較すると、 0.1Hz よりも長周期側で他の加速度計の記録よりもノイズが大きくなっている。このノイズは東南海 OBS 全点に共通してみられ、周辺の陸上の観測点や他の OBS にはみられない。ノイズの原因については現在調査中とのことであるが、機器ノイズである可能性が高い。マグニチュードの推定のために変位波形へと積分する際にこの長周期ノイズが問題となるため、本稿では、変位波形に変換する前に 0.05Hz のハイパスフィルタ(2次のバターワースフィルタ)をかけることでこのノイズ

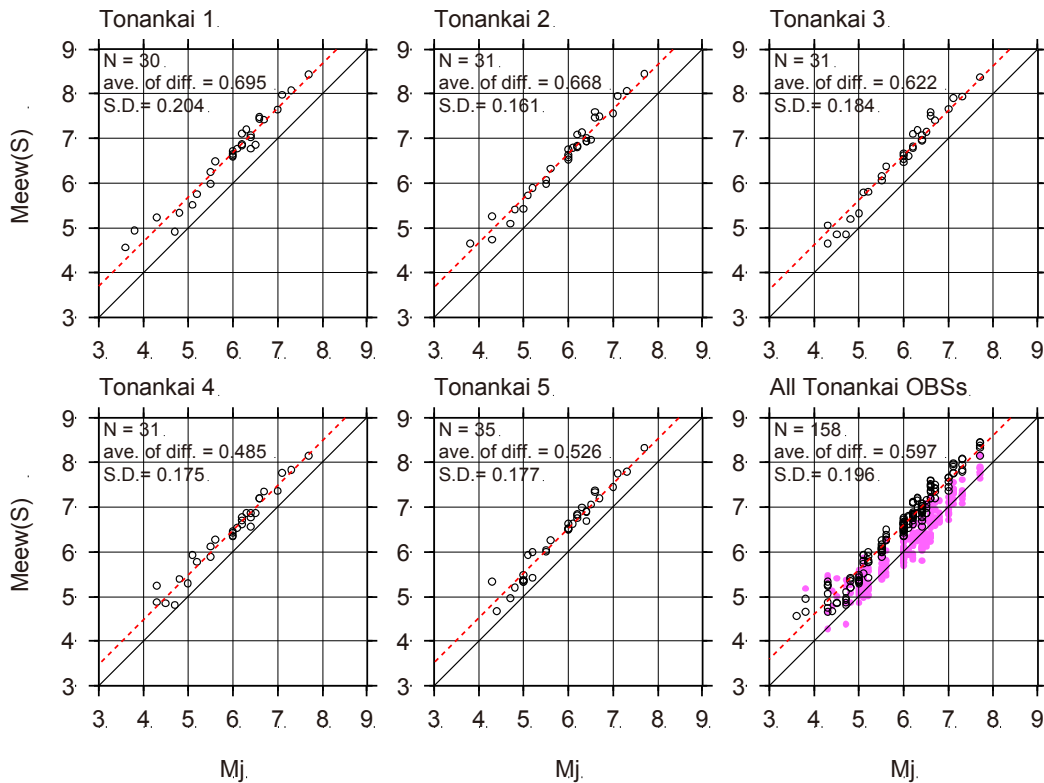


Fig. 16 Correlation diagram between estimated $M_{ew}^{(S)}$ and M_j . Open circles denote Tonankai OBS and pink solid circles show land stations. The red broken line indicates the average difference between $M_{ew}^{(S)}$ and M_j .

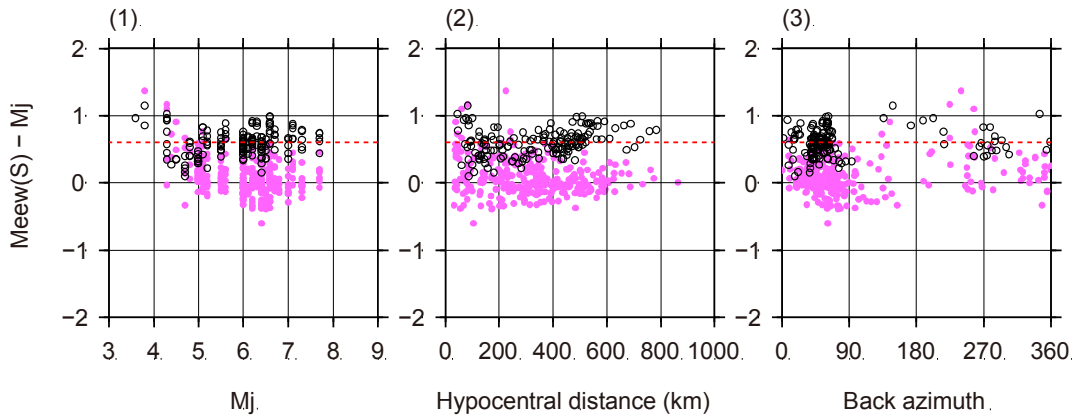


Fig. 17 Correlation diagram between the magnitude difference ($M_{\text{eew}}^{(S)} - M_j$) and (1) magnitude(M_j), (2) hypocentral distance, and (3) back azimuth.

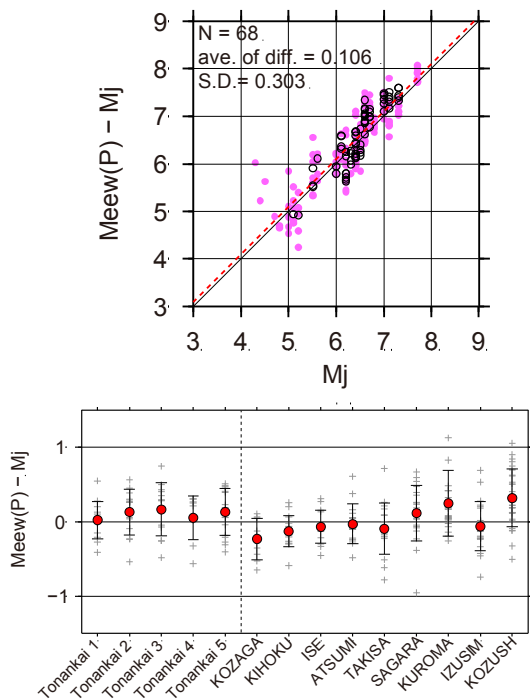


Fig. 18 Correlation diagram between estimated $M_{\text{eew}}^{(P)}$ and M_j (above), and distribution of differences between $M_{\text{eew}}^{(P)}$ and M_j (below). Error bars indicate the range within $\pm 1\sigma$.

を除去し、マグニチュード推定に用いることとした。東南海 5 における、2009 年 8 月 11 日の駿河湾の地震 ($M6.5$, $\Delta=93\text{km}$) と、2011 年 7 月 24 日の三重県南部の地震 ($M4.8$, $\Delta=150\text{km}$) のフィルタ適用前後の 3 成分合成変位波形を Fig. 14 に示す。小振幅時には、ハイパスフィルタにより長周期ノイズが除去され、適切な振幅が得られていることが確認できる。

また、大振幅時には長周期側のシグナルを落としてしまうおそれがあるが、 $M6.5$ の地震についても、フィルタを適用しても 3 成分合成変位波形の最大振幅にほとんど差がないことがわかる。

3.3 結果

観測点毎の $M_{\text{eew}}^{(S)}$ と M_j との比較を Fig. 15, Fig. 16 に示す。陸上の観測点の $M_{\text{eew}}^{(S)}$ が気象庁の一元化震源の M (M_j) とほぼ一致するのに対し、東南海 OBS の $M_{\text{eew}}^{(S)}$ は M_j よりも平均で 0.6 ほど大きくなる。また、 $M_{\text{eew}}^{(S)}$ と M_j との差は、マグニチュードの大きさや、震源距離、観測点への入射方位に依存せず、一様に 0.6 程度大きくなっている (Fig. 17)。すなわち、震源特性や伝播経路特性による地震波の増幅ではなく、観測点近傍のサイト特性により $M_{\text{eew}}^{(S)}$ が大きくなっていると考えられる。

同様に $M_{\text{eew}}^{(P)}$ について、 M_j との比較を Fig. 18 に示す。 $M_{\text{eew}}^{(P)}$ については、 $50\mu\text{m}$ を超える振幅を記録したデータが限られ、また、推定された $M_{\text{eew}}^{(P)}$ のばらつきが大きい、全相 M でみられたような M のシフトは見られず、概ね M_j と一致することがわかる。

3.4 考察

$M_{\text{eew}}^{(S)}$ で 0.6 の増加、すなわち、振幅にして 4 倍もの増幅があったにも関わらず、 $M_{\text{eew}}^{(P)}$ ではそれほど増幅の傾向が見られなかったことは重要な特徴である。そこで、単純な仮定の下で、未固結堆積層における地震波増幅の傾向を確認した。Fig. 19 のように、単純な 2 層成層構造を仮定し、鉛直下方から入射す

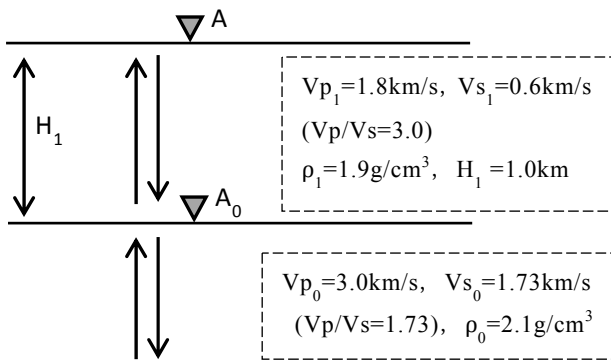


Fig. 19 Schema of double-layer stratification model.

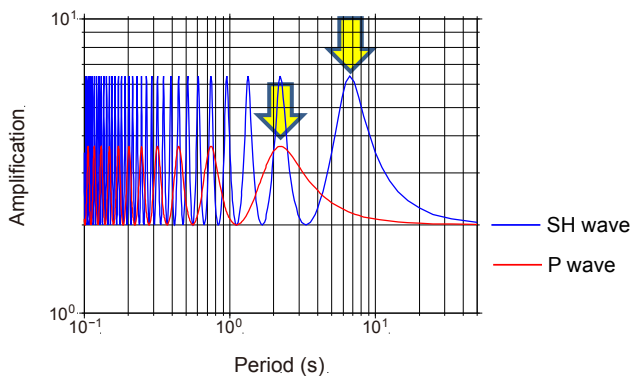


Fig. 20 Amplification of Haskell's matrix method. Yellow arrows show the period estimated from the quarter wavelength law.

る波を考えたとき、入射波の振幅 A_0 から、地表の観測点で観測される振幅 A の卓越周期 (T) と増幅度 (A_0/A) は、1/4 波長則 (Tazime, 1956, 西川・他, 2008) により、以下の式で表される。

$$T = \frac{4H}{V_1} \quad (5)$$

$$\frac{A}{A_0} = 2 \frac{\rho_0 V_0}{\rho_1 V_1} \quad (6)$$

ここで、東南海 OBS の設置されている海底を考える。2.2 節の走時補正での検討結果より、第 1 層の層厚を 1km, $V_p = 1.8\text{km/s}$, $V_p/V_s = 3.0$, 第 2 層を $V_p = 3.0\text{km/s}$, $V_p/V_s = 1.73$ とし、密度は P 波速度と密度の関係式 (Ludwig et al., 1970), および中央防災会議 (2006) の値を参考に、 $\rho_1 = 1.9\text{g/cm}^3$, $\rho_0 = 2.1\text{g/cm}^3$ と仮定した。この構造での卓越周期と地盤増幅度は、

SH 波の場合, $[T_s = 6.67\text{s}, A/A_0 = 6.37]$, P 波の場合, $[T_p = 2.22\text{s}, A/A_0 = 3.68]$ となる。1/4 波長則で示される値は, Haskell のマトリックス法 (Haskell, 1953) を鉛直入射する波に適用した結果 (Fig. 20) の 1 次の卓越周期になると確認できる。(5)式において, P 波と S 波の速度差によって卓越周期が変わり, S 波ではマグニチュードへの寄与の大きい周期 6 秒周辺で大きく増幅されることになる。また, 未固結の堆積層中では V_p/V_s が大きくなるために, (6)式の V_0/V_1 が S 波でより大きくなり, 増幅度が大きくなる。このように, 海底の未固結堆積層での地震波増幅は, 特に $M_{\text{ew}}^{(S)}$ が大きくなる一因と考えられる。もちろん, PS 変換波が不明瞭であった東南海 3 についても増幅が明瞭であるように, 実際の環境はこのように単純ではない。Nakanishi et al. (2002b) のように, 東南海 OBS の地下では, 付加帯がレンズ状に堆積していることが知られている。東南海 OBS の変位振幅は S 波以降の後続波の振幅が長く続く傾向にあること, また, 東南海 OBS の陸側延長上に存在する, 静岡相良 (SAGARA) の観測点でも, OBS ほどではないが, 0.3~0.4 ほどの $M_{\text{ew}}^{(S)}$ の過大がみられていることは, この付加帯による増幅, あるいは盆地生成表面波による増幅 (例えば, 川瀬, 1993) も $M_{\text{ew}}^{(S)}$ 増大に寄与していることを示しているかもしれない。

4 まとめ

東南海 OBS を緊急地震速報に活用する上での, 走時補正とマグニチュード補正について検討を行った。海底地震計における確からしい構造下での走時と, JMA2001 との走時差より, 観測点周辺では 0~3 秒ほど走時が遅れる傾向にあることがわかった。この走時差を補正值とすることで, テリトリ法による領域は想定震源域内で 1 グリッド (0.1 度) 程度縮小する。グリッドサーチによる震源決定結果は, 東南海 OBS よりも陸側の想定震源域内ではほとんど変化は見られなかった。また, 海側では海溝軸付近の活動を確からしい深さへと浅くする傾向が認められたが, 特に東南海 OBS のみでのグリッドサーチとなる沖合の地震については, 観測点の配置によってばらつきが大きくなる場合があった。OBS 間の補正值を最適化することや, 観測点配置による影響をグリッドサーチ手法に反映させることについては改善の余地があり, 今後の課題と考える。

東南海 OBS の緊急地震速報全相マグニチュード ($M_{\text{cew}}^{(S)}$) は、 M_j や周辺の陸上の観測点に比べ、平均で 0.6 ほど大きくなる。 M_j と $M_{\text{cew}}^{(S)}$ の差は、 M の大きさや震央距離、観測点への入射方位角によらないことから、サイト特性の影響によるものと考えられ、この差をマグニチュードの補正值とすることで推定精度の向上が期待できる。これらの差については、未固結堆積層に 1/4 波長則を適用することでその傾向を定性的に説明できる。なお、P 波 $M(M_{\text{cew}}^{(P)})$ では $M_{\text{cew}}^{(S)}$ ほどの顕著な増幅はみられなかった。

東南海 OBS については、2008 年 10 月の運用開始から約 3 年半が経過した。地震活動の低調な海域であるが、2011 年東北地方太平洋沖地震以後の全国的に活発な地震活動もあり、今回の評価に至った。本稿では、東南海 OBS の走時とマグニチュードの補正に限って論じたが、B- Δ 法や主成分分析法などの現地処理についても今後評価が必要であり、現在もデータを蓄積しているところである。また、独立行政法人海洋研究開発機構 (JAMSTEC) によって熊野灘に設置されている地震・津波観測監視システム (DONET) や、新たに計画が進んでいる DONET2 およびその他の OBS についても、積極的に利用していく必要がある。ケーブル式海底地震計は緊急地震速報において、海域で発生する地震を検知するための前線観測点として今後も重要な役割を果たすと期待される。

謝辞

査読者である気象庁地震火山部の東田進也博士、気象研究所の上野寛氏には、本稿を改善する上で大変有益なご助言を頂きました。また、編集長の内藤宏人氏、編集担当の大竹和生氏には本稿の修正に際し多くのご助言を頂きました。本解析には、気象庁と文部科学省が協力してデータ処理した震源データ (気象庁一元化震源カタログ) および、検測値 (気象庁一元化検測値カタログ) を用いました。気象庁一元化処理には、独立行政法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、気象庁、独立行政法人産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市及び独立行政法人海洋研究開発機構による地震観測データが用いられています。一

部の解析には、独立行政法人海洋研究開発機構 (JAMSTEC) により気象庁に提供いただいている DONET のデータを利用させていただきました。これらの観測の維持や処理に携わっている方々に感謝いたします。一部の図の作成には Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) および, hypdsp (横山, 1997) を用いました。

文献

- 明田川保・清本真司・下山利浩・森脇健・横田崇 (2010): 緊急地震速報における P 波マグニチュードの推定方法の改善, 験震時報, **73**, 123-134.
- 上野寛・島山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生 (2002): 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, **65**, 123-134.
- 川瀬博 (1993): 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, 地震 **2**, **46**, 171-190.
- 気象研究所地震火山研究部 (1985): 自動検測手法の研究, 気象研究所技術報告, **No.16**, 56-100.
- 気象研究所地震火山研究部 (2005): 地震活動評価手法の開発と改良, 気象研究所技術報告, **No.46**, 1-68.
- 気象庁 (2008): 東海・東南海沖に新たに整備した「ケーブル式常時海底地震観測システム」のデータ運用開始, 気象庁報道発表資料, <http://www.jma.go.jp/jma/press/0809/29b/obs.html>.
- 気象庁 (2009): 新設観測点の緊急地震速報への活用等について, 気象庁報道発表資料, <http://www.jma.go.jp/jma/press/0907/24b/eewsinsentutenkatuyou.html>.
- 清本真司・明田川保・大竹和生・新原俊樹・下山利浩・森脇健・土井恵治・横田崇 (2010): 緊急地震速報における技術的検討事項について, 験震時報, **73**, 135-150.
- 齋藤祥司 (2007): 東海沖から熊野灘に新たに整備するケーブル式海底地震計システムについて, 月刊地球, **29**, 516-522.
- 中央防災会議 (2006): 東南海, 南海地震に関する専門調査会 (第 26 回) 参考資料 3. 地盤構造に関する資料, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/26/>.
- 東田進也・小高俊一・芦谷公稔・大竹和生・野坂大輔 (2004): P 波エンベロープ形状を用いた早期地震諸元推定法, 地震 **2**, **56**, 351-361.
- 西川孝夫・荒川利治・久田嘉章・曾田五月也・藤堂正喜・山村一繁 (2008): 建築の振動 —応用編—, 朝倉書

- 店, pp154.
- 伯野元彦・高橋博 (1972): 10秒前大地震警報システム, 自然, 9月号, 74-79.
- 原田智史 (2007): 多機能型地震観測装置の概要, 験震時報, **70**, 73-81.
- 干場充之・岩切一宏・大竹和生 (2010): 最大振幅推定の区間長がP波マグニチュードに及ぼす影響, 験震時報, **73**, 151-157.
- 山崎明・青木重樹・吉田康宏・小林昭夫・勝間田明男・阿部正雄・森脇健・大河原斉揚・長田芳一・松岡英俊・吉田知央・関谷博・新納孝壽・平松秀行 (2008): 海底地震計を用いた2004年紀伊半島南東沖の地震の余震観測, 気象研究所研究報告, **59**, 65-82.
- 横山博文 (1997): Xウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.
- Haskell, N. A., (1953): The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull. Seis. Soc. Am., **43**, 17-34.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura (2011): Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) --Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity-- Earth Planets Space, **63**, 513-518.
- Horiuchi, S., H. Negishi, K. Abe, A. Kaminuma and Y. Fujinawa (2005): An automatic processing system for broadcasting earthquake alarms, Bull. Seism. Soc. Am., **95**, 708-718.
- Hoshiaba, M., O. Kamigaichi, M. Saito, S. Tsukada and N. Hamada (2008): Earthquake Early Warning starts nationwide in Japan, EOS Trans. AGU, **89**, 73.
- Hoshiaba M., K. Iwakiri, N. Hayashimoto, T. Shimoyama, K. Hirano, Y. Yamada, Y. Ishigaki, and H. Kikuta (2011): Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) --Earthquake Early Warning and observed seismic intensity-- Earth Planets Space, **63**, 547-551.
- Hoshiaba M. and K. Iwakiri (2011): Initial 30 seconds of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) --amplitude and τ_c for magnitude estimation for Earthquake Early Warning-- Earth Planets Space, **63**, 553-557.
- Kamigaichi, O. (2004): JMA Earthquake Early Warning, J. Jpn. Assoc. Earthq. Eng., **4**, 134-137.
- Kamigaichi, O., M. Saito, K. Doi, T. Matsumori, S. Tsukada, K. Takeda, T. Shimoyama, K. Nakamura, M. Kiyomoto and Y. Watanabe (2009): Earthquake Early Warning in Japan - Warning the general public and future prospects -, Seis. Res. Lett., **80**, 717-726.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake (1970): Seismic refraction, in The Sea, edited by A.E. Maxwell, Vol.4, Part1, Wiley-Interscience, New York, pp.53-84.
- Nakanishi A., H. Shiobara, R. Hino, S. Kodaira, T. Kanazawa and H. Shimamura (1998): Detailed subduction structure across the eastern Nankai trough obtained from ocean bottom seismographic profiles, J. Geophys. Res., **103**, no. B11, 27,151-27,168.
- Nakanishi A., H. Shiobara, R. Hino, K. Mochizuki, T. Sato, J. Kasahara, N. Takahashi, K. Suyehiro, H. Tokuyama, J. Segawa, M. Shinohara and H. Shimamura (2002a): Deep crustal structure of the eastern Nankai Trough and Zenisu Ridge by dense airgun - OBS seismic profiling, Marine Geology, **187**, 47-62.
- Nakanishi A., N. Takahashi, J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki and M. Nakamura (2002b): Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, J. Geophys. Res., **107**, B1, doi:10.1029/2001JB000424.
- Odaka, T., K. Ashiya, S. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake and D. Nozaka (2003): A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record, Bull. Seism. Soc. Am., **93**, 526-532.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004): Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, Earth Planet Space, **56**, xv- xxviii.
- Sakai S., T. Yamada, M. Shinohara, H. Hagiwara, T. Kanazawa, K. Obara, S. Kodaira and Y. Kaneda (2005): Urgent aftershock observation of the 2004 off the Kii Peninsula earthquake using ocean bottom seismometers, Earth Planets Space, **57**, 363-368.
- Tazime, K. (1956): Wave Groups Generated by a Very Small Explosion., J. Phys. Earth, **4**, 113-126.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998): New, Improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, **79**, 579.

(編集担当 大竹和生)