

1.3 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

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

山崎 明 (気象研究所地震火山研究部)・青木重樹 (気象庁)・吉田康宏・小林昭夫・
勝間田明男 (気象研究所地震火山研究部)・阿部正雄* (静岡地方気象台)・森脇 健・大河原斉揚・
長田芳一**・松岡英俊***・吉田知央 (気象庁)・関谷 博 (大阪管区気象台)・
新納孝壽 (松江地方気象台)・平松秀行 (鹿児島地方気象台)

* 現所属：東京管区気象台

** 現所属：札幌管区気象台

*** 現所属：静岡地方気象台

Aftershock Observation of the 2004 off the Kii Peninsula Earthquake

Using Ocean Bottom Seismometers

by

Akira Yamazaki¹, Shigeki Aoki², Yasuhiro Yoshida¹, Akio Kobayashi¹, Akio Katsumata¹, Masao Abe^{3*},
Ken Moriwaki², Nariaki Okawara², Yoshikazu Osada^{2**}, Hidetoshi Matsuoka^{2***}, Tomohisa Yoshida²,
Hiroshi Sekitani⁴, Kohji Niinou⁵ and Hideyuki Hiramatsu⁶

1. Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

2. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan, 3. Shizuoka Local Meteorological Observatory, Shizuoka, Japan

4. Osaka District Meteorological Observatory, Osaka, Japan, 5. Matsue Local Meteorological Observatory, Matsue, Japan

6. Kagoshima Local Meteorological Observatory, Kagoshima, Japan

* Present affiliation: Tokyo District Meteorological Observatory, Tokyo, Japan

** Present affiliation: Sapporo District Meteorological Observatory, Sapporo, Japan

*** Present affiliation: Shizuoka Local Meteorological Observatory, Shizuoka, Japan

(Received March 18, 2008; Accepted June 27, 2008; Published October 31, 2008)

Abstract

The 2004 off the Kii Peninsula earthquake (Mj7.4) occurred near the Nankai trough axis, southeast off the Kii Peninsula, Japan, on September 5, 2004. The earthquake was estimated to have a thrust-type focal mechanism with N-S striking P-axis and was regarded as an intra-plate earthquake in the uppermost mantle of the Philippine Sea plate (PHS). In order to investigate the precise distribution and time change of the aftershock, we conducted pop-up ocean bottom seismometer (OBS) observations around the aftershock region. The observations were conducted three times intermittently for almost one year after the earthquake. A one-dimensional seismic velocity structure for hypocenter determination was derived from the survey result of the previous seismic refraction study. A station correction method using a PS conversion wave was applied to improve the hypocenter determination. Consequently, we could determine a more detailed and precise aftershock distribution compared with that of the Japan Meteorological Agency (JMA). The depth range of the OBS-located hypocenters was 5 to 30 km, about 20 km shallower than that of the JMA, and the OBS-derived epicenters were shifted about 10 km to the southeast compared to those of the JMA. The aftershocks, according to the JMA hypocenters, seem to be distributed mainly landward of the trough axis, whereas OBS-located hypocenters

Corresponding author: Akira Yamazaki
Meteorological Research Institute,
1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.
E-mail: ayamazak@mri-jma.go.jp

were distributed mainly along the trough axis. It was also found that the aftershock distribution can be divided roughly into two groups, a relatively shallower group with a depth range of 5 to 10 km, and a deeper group with a depth range of 15 to 30 km. The shallower group, which is located inside the PHS or the accretionary prism just over the PHS, was distributed from the center to the north of the aftershock region. The deeper group is located in the uppermost mantle of the PHS near the Nankai trough axis, which is inferred to be the main ruptured zone of the main shock. We also detected several seismic clusters in the shallower earthquake group. They form vertical planes going down from the accretionary prism to the PHS. We are interested in the relation between the detected seismic clusters and the splay fault system in the accretionary prism.

1. はじめに

2004 年 9 月 5 日 19 時 07 分、紀伊半島沖で Mj7.1 の地震が発生した。同日 23 時 57 分、この地震の震央から東北東約 40km 地点の東海道沖でさらに大規模な Mj7.4 の地震が発生した。前者の紀伊半島沖の地震を前震、後者の東海道沖の地震を本震とする一連の活動と考えられ、紀伊半島南東沖の地震と称される。前震および本震の発生に伴い、紀伊半島の南東部沿岸や伊豆諸島などでは数十 cm 程度から最大で 1 m 近くの津波が観測された（橋本・他, 2005）。本震発生後は活発な余震活動が続き、9 月 7 日および 8 日には Mj6.5 の最大余震が本震の東側 10 数 km の地点で発生した。余震域は本震震央から南海トラフ軸に沿う南西方向とそれに直交する北西方向に伸びている分布となっている（Fig. 1）。余震活動は徐々に減衰しているものの、2005 年末の時点でも依然として紀伊半島南東沖の海域においては目立った地震活動を保っており、地震発生から 2005 年末までの Mj1.5 以上の地震回数は 4000 回を超えてい

る（Fig. 2）。

前震、本震および余震活動の一部は南海トラフ軸付近で発生し、そこは東南海地震の想定震源域の南縁部外側に位置している。前震と本震の CMT 解の発震機構は南北方向に圧縮軸を持つ逆断層型で、フィリピン海プレート内（橋本・他, 2005）、もしくは上部マントルで発生したものと解釈されている（Bai *et al.*, 2007）。この地震の発生が 21 世紀前半にも発生が予想されているプレート境界型の巨大地震である東南海地震にどのような影響を及ぼすのか注目されるところである。

一般に精密な余震分布の把握は本震の震源断層の形状を推定する上で重要な情報を与える。しかし今回の地震が発生した海域は紀伊半島沿岸から約 100km 離れているため、陸上の地震観測網では十分な精度で余震分布を得ることはできない。特に深さの精度が良くなく、実際の震源より深くなる傾向のあることが指摘されている（例えば青木・他, 2003 ; Sakai *et al.*, 2005）。より精密な余震の震源分布を得るためには海底地震計を余震域に設置し観測を行う必要がある。

気象研究所と気象庁地震火山部では精度の高い余震活動の分布とその時空間推移を把握する目的で、自己浮上式海底地震計（以下、OBS）による観測を地震発生後から 1 年の間に 3 回にわたり実施した。その結果、より詳細な余震分布とその時空間推移が得られた。本論では実施した OBS 観測の概要と求められた余震分布、気象庁一元化震源との比較、プレート構造との対応などについて報告する。

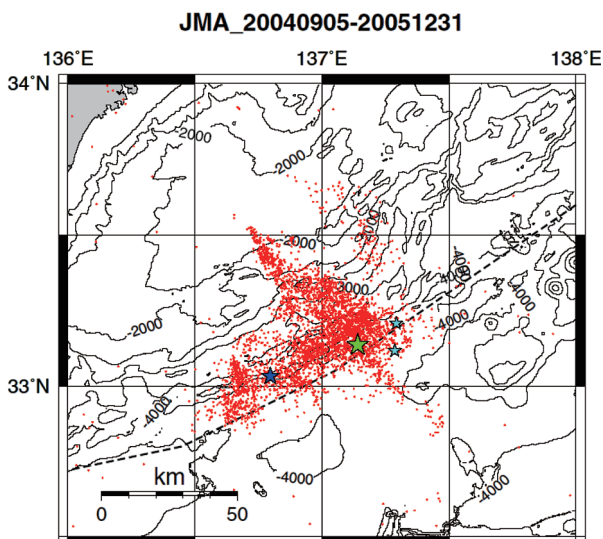


Fig. 1 Seismicity map around the source area of the 2004 off the Kii Peninsula earthquake from September 5, 2004 to the end of 2005. The plotted earthquakes, which were derived from JMA's earthquake catalog, exceed Mj1.5 with depths shallower than 60km. The dark blue star westward of the aftershock region denotes the epicenter of the foreshock (Mj7.1), the large green star is the mainshock (Mj7.4), and the two blue stars on the easternmost end are the largest aftershocks (Mj6.5). The broken line denotes the Nankai trough axis.

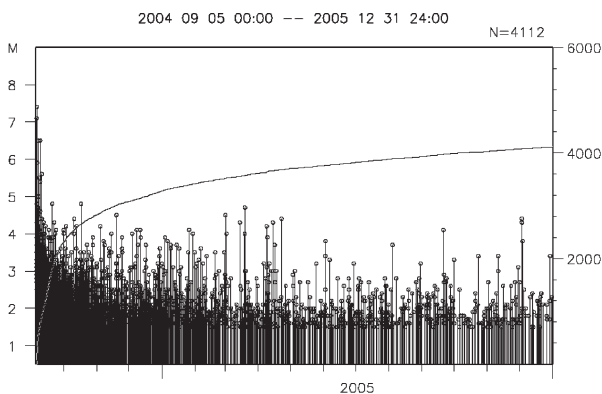


Fig. 2 Cumulative number and Magnitude-Time diagram for the aftershocks for the same earthquakes as plotted in Fig. 1.

2. OBS 観測

OBS による余震観測は 2004 年 9 月から 2005 年 8 月までの期間、3 回にわたり実施された。それぞれの観測の観測点配置を Fig. 3 に、観測点の位置などの情報を Appendix に示す。

使用した OBS は 2 種類あり、一つは従来から気象研究所および気象庁地震火山部で所有している(株)東京測振製の OBS であり、もう一つが東南海、南海地震関係の調査用として新たに整備した(株)勝島製作所製の OBS である。東京測振製 OBS の地震計の固有周波数は 2Hz で、A/D 変換の分解能は 16 ビットである。勝島製作所製 OBS はそれぞれ 4.5Hz、24 ビットである。両社の OBS とともに地震計は上下動と水平動 2 成分の 3 成分からなり、さらに海中の震動を捉えるハイドロフォンが装備されている。地震計はジンバル機構により設置した海底面の傾斜の影響を受けないように設計されているが、水平動の直交 2 成分の水平方位に関しては OBS の海底面着底時の向きに支配される。

本震発生から約 2 週間後に 6 台の OBS を余震域に設置して第 1 回目の観測を開始した。観測点は本震の震央付近に 1 地点設置し、残りの 5 地点は余震域を取り囲むように配置した。観測点の間隔は 20~30km である。

2004 年 12 月上旬に第 1 回観測に使用した OBS の回収作業を行った。これと平行し、第 2 回観測の OBS の設置作業も行った。観測点配置は第 1 回観測とほぼ同じ位置としたが、余震分布が本震の北西方向にも伸びているので、G、H、I の 3 観測点を新たに加えた。第 2 回観測の OBS の回収作業は 2005 年 3 月上旬に行った。

その後も活動は徐々に低下しつつあったが依然として余震が続いていたので、第 3 回目の観測を行うことになった。第 3 回観測では、余震域で発生している比較的規模の大きな地震によるフィリピン海プレート上面からの反射波を捉える目的で、余震域の北方にも J、

K、M、L 点などを設置した。第 3 回観測の設置作業は 2005 年 5 月中旬、回収作業は 8 月上旬に実施した。この観測では当初第 2 回観測の B 点にも設置予定であったが、OBS の海中への投入直前の検査で機器の不良が見つかったため設置を中止した。また第 2 回観測の H 点にも設置したが、6 月に浮上事故を起し欠測となった。

OBS の時刻校正は投入直前と回収直後に GPS 時計との差 (ΔT) を求め、OBS 時計の時刻ずれは一定であるとして ΔT を直線補間して補正した。OBS 時計の時刻ずれは 2~3 ヶ月の観測期間でおおむね 2~3 秒以内であった。

また、各観測点の緯度・経度および水深は OBS 投下後に音響通信装置による 3 点測量を行って求めた。この方法による観測点位置の決定精度はおおむね 20~30 m 以内である。

3. 検測

取得した OBS の波形データを時刻補正処理した後、イベント毎の WIN 形式のファイルに変換して検測を行った。検測作業は微小地震検測支援ソフト WIN (ト部・東田, 1992) による会話検測でおこなった。

第 1 回目の観測では余震活動が活発であり地震数が非常に多かったため、気象庁一元化震源カタログに記載のある地震を対象として P 相と S 相の検測を行った。検測は OBS 観測点のみについて行い陸上の地震観測点のデータは使用しなかった。震源を求めた地震数は 1248 個である。第 2 回観測でも OBS 観測点のみ検測を行い、原則として OBS 観測点の 5 観測点以上で P 相または S 相が検出された地震について検測を行った。求めた地震数は 1929 個でこの内気象庁一元化震源カタログに記載のある地震数は 500 個であった。第 3 回観測でも第 2 回と同様の基準で検測を行った。検測は余震

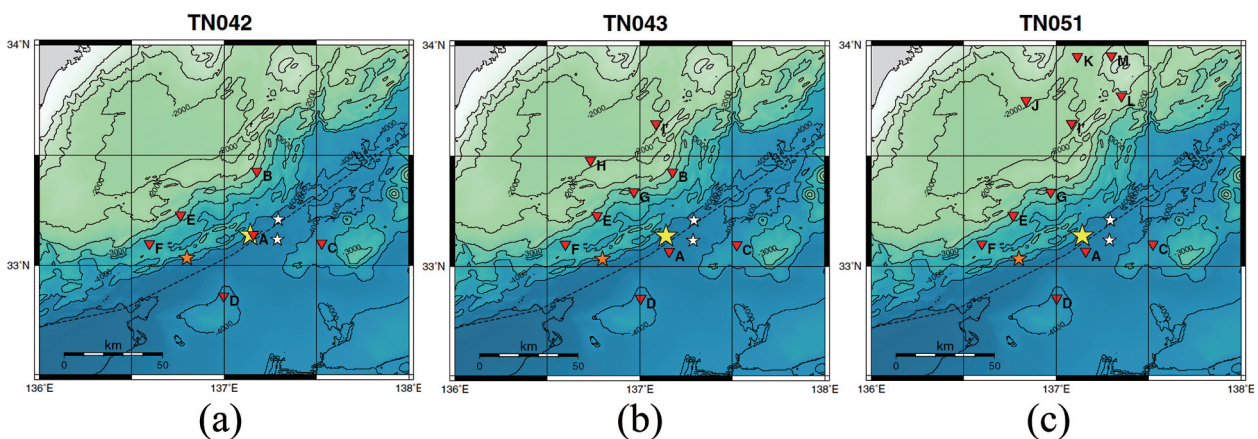


Fig. 3 Location maps of the ocean bottom seismometers (OBSs). Red reverse triangles indicate the OBS stations. The big yellow star denotes the mainshock epicenter, the orange star indicates the foreshock, and the two white stars represent the largest aftershocks. The broken line denotes the Nankai trough axis. Six stations (A to G) were used for hypocenter determination in the third observation.

- (a) First observation (2004.09.22-2004.11.30. Observation code: TN042)
- (b) Second observation (2004.12.08-2005.03.03. Observation code: TN043)
- (c) Third observation (2005.05.22-2005.08.02. Observation code: TN051)

については基本的に OBS 観測点のみとしたが、余震域から離れた地震については検測可能な範囲で陸上の地震観測点または東海沖のケーブル式海底地震計のデータも使用した。求めた地震数は 759 個であるが、本論文で報告する地震は、余震域周辺に設置された A、および C~G の 6 観測点の検測値から決め直した 738 個の余震である。この内気象庁一元化震源カタログに記載のある地震数は 176 個であった。

Fig. 4 に OBS による観測波形のサンプルを示す。海底地震観測では海底下の厚い堆積層（低速度層）とその下の基盤層（高速度層）の間に地震波速度の不連続面が存在し、ここで変換波が励起されやすい。特に PS 変換波が顕著に出現し陸上の地震記録とはかなり様相が異なっているので、検測にあたっては相を読み間違わないように慎重に行った。

震源計算は WIN システムに付属している震源計算ソフトウェアの Hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) を使用して行った。震源計算に用いた P 波の 1 次元速度構造 (Fig. 5) は、当該観測海域で実施された速度構造探査 (Nakanishi *et al.*, 2002b) の結果の図から読み取った。S 波速度については $V_p^*/V_s^* = 1.73$ の固定値を用いた。参考として、気象庁一元化震源で使われている速度構造 (JMA2001) も示した。

Hypomh では上下動の最大速度振幅から渡辺の式 (渡辺, 1971) によりマグニチュードが計算される。ところが、観測海域において Hypomh から求めたマグニチュードを気象庁マグニチュードと比較すると Mj3 以下の小さな地震ではかなり大きくなる傾向が認められた。そこで、本論文では Hypomh で求まるマグニチュードを気象庁マグニチュードに変換する補正式を求め、それを用いて OBS 震源のマグニチュードを決めた。ただし、気象庁一元化震源カタログに記載のある地震についてはこのカタログに記載されたマグニ

チュードを用いてある。

4. 堆積層補正

一般に海底では海底下に存在する厚い堆積層（低速度層）の影響で地震波の到達時間に観測点固有の遅れが生じる。また、堆積層とその下の基盤層の速度コントラストが大きいため境界面で励起される顕著な変換波が出現する。この変換波を利用して堆積層補正值を求め、震源の決定精度を高めることが海底地震観測ではよく行われている (例えば Iwasaki *et al.*, 1991)。

今回行った余震観測では、Sakai *et al.* (2005) を参考に PS 変換波を読み取り次のようにして堆積層補正值を求めた。第 1 回観測を例にして述べると、まず各観測点での PS 変換波の到達時刻をそれぞれ 44 個ずつ読み取り、P 相との時間差 ($\Delta T_{ps} = T_{ps} - T_p$) を求めた (Table 1)。 ΔT_{ps} より P 相および S 相の堆積層補正值 ΔT_p 、 ΔT_s は次式で与えられる。

$$\Delta T_p = \frac{V_s}{V_p - V_s} \frac{V_p^* - V_p}{V_p^*} \Delta T_{ps}$$

$$\Delta T_s = \frac{V_p}{V_p - V_s} \frac{V_s^* - V_s}{V_s^*} \Delta T_{ps}$$

ここで、 V_p 、 V_s はそれぞれ堆積層中の P 波速度、S 波速度である。 V_p^* 、 V_s^* は震源計算に用いられた P 波速度、S 波速度である。堆積層内での P 波速度と S 波速度の比 (V_p/V_s 比) を 4.0、さらに $V_p = V_p^*$ と仮定し、 $V_p^*/V_s^* = 1.73$ を用いれば、

$$\Delta T_p = 0$$

$$\Delta T_s = 0.76 \Delta T_{ps}$$

となり、 ΔT_p 、 ΔT_s が得られる。これを堆積層補正の

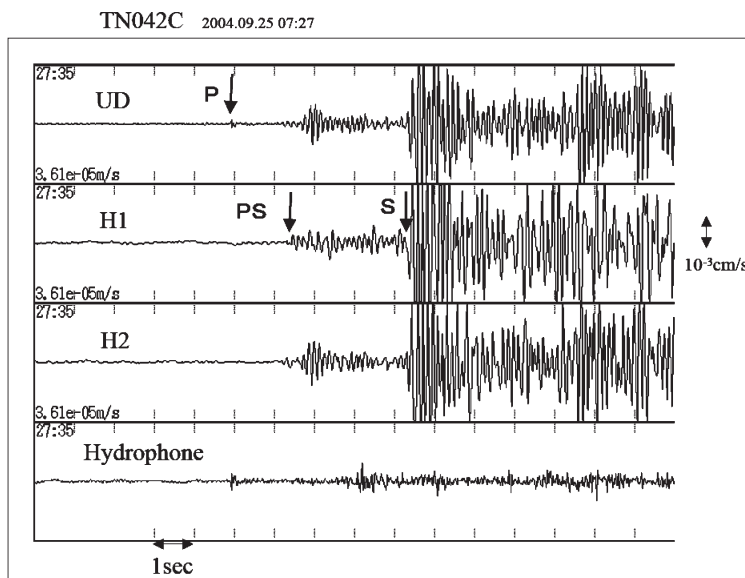


Fig. 4 Example of seismograms observed at the TN042C OBS station. Arrows indicate the picked P, PS, and S phase.

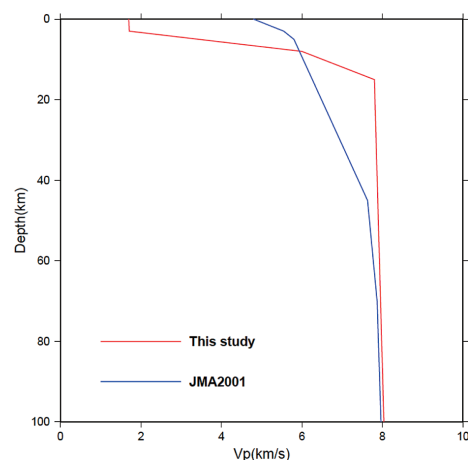


Fig. 5 P-wave velocity structure model used for hypocenter determination (Red line) derived from Nakanishi *et al.* (2002b). JMA's structure model (blue line) is also plotted for reference.

Table 1 ΔTps is an average of the difference between picked PS- and P-phase arrival times of the TN042 observation. The unit is in seconds. Forty-four data points were used to obtain the average at each station. ΔTs , which is used as the initial S-phase station correction value, is obtained by $\Delta Ts = -0.76\Delta Tps$. ΔTs is changed to the correction value, so the sign is opposite that mentioned in section 4.

Station	ΔTps	SD	ΔTs
TN042A	1.44	0.20	-1.09
TN042B	1.50	0.17	-1.14
TN042C	1.50	0.18	-1.14
TN042D	1.25	0.19	-0.95
TN042E	1.59	0.27	-1.21
TN042F	1.12	0.13	-0.85

初期値として与え、最初の震源計算を行った。次に求めた震源から P 相と S 相の観測走時と理論走時の差 (O-C) の平均値を求めた。ここで O-C の平均値の算出において P 相と S 相が全地点で読み取れているイベントを選び、さらに O-C の分散が比較的大きなイベントは排除したので、最終的には検出した 1282 個の地震から 180 個の地震を選定して平均値を求めた。

次に求めた O-C の平均値がゼロになるように ΔTp と ΔTs を決め直した。この値を用いて震源の再計算を行った後、さらにもう一度 O-C の平均値がゼロになるように同様の処理を繰り返し、最終的な ΔTp , ΔTs を求めた (Table 2)。

以上に述べた堆積層補正を施すことによりどのように震源の決定精度が改善されたかを、第 1 回観測を例に見てみる。まず、第 1 回観測期間中の気象庁一元化

Table 2 Used station correction values of P- and S-phase for each observation.

Station correction value (sec)		
Station	P-wave	S-wave
TN042A	-0.070	-1.053
TN042B	0.079	-1.055
TN042C	0.040	-0.911
TN042D	0.084	-0.938
TN042E	0.013	-1.069
TN042F	-0.083	-1.126
TN043A	-0.124	-1.078
TN043B	0.074	-1.130
TN043C	0.099	-0.828
TN043D	0.196	-0.622
TN043E	-0.070	-1.336
TN043F	-0.117	-1.315
TN043G	0.105	-0.873
TN043H	-0.019	-1.451
TN043I	-0.075	-1.109
TN051A	-0.064	-0.996
TN051C	0.030	-0.972
TN051D	0.172	-0.717
TN051E	-0.095	-1.386
TN051F	-0.139	-1.250
TN051G	0.139	-0.900

震源を Fig. 6 に示す。余震はトラフ軸より陸側に主に分布している。余震分布は中央部でやや地震発生の密度が高くなっているものの、北西端の一部を除き顕著な偏りは認められない。震源の深さは概ね 30~50km に分布しており、20km より浅い地震はほとんどない。次に堆積層補正を行わないで決めた OBS 震源を Fig. 7 に示し、P 相および S 相の各観測点での走時残差の分布を Fig. 8 に示した。震央分布は気象庁一元化震源より全体的に南東方向に 10km ほどシフトしている。震央分布の全体的な広がり気象庁一元化震源とあまり変わらないものの、分布は引き締まり、何箇所かに線状または塊状の震央の集中が認められる。地震の深さは気象庁一元化震源より全体的に 10~20km 程度浅くなっている。深さ 5 km 以浅の極端に浅い地震の層も認められる。次に堆積層補正を行った OBS 震源を Fig. 9 に、走時残差の分布を Fig. 10 に示した。走時残差は堆積層未補正に比べると P 相、S 相ともゼロに近くなっていることがわかる。震央分布はさらに引き締まり、いくつかの地震クラスターを認めることができる。地震の深さは全体的にさらに 10km 程度浅くなっている。また、Fig. 7 に見られた極端に浅い地震の分布はなくなっているのがわかる。

5. 余震分布

前節で述べた堆積層補正を適用して最終的に求めた第 1 回から第 3 回観測の OBS 震源、および各 OBS 観測期間中の気象庁一元化震源を Fig. 11 に示した。ここで、第 1 回観測の OBS 震源は気象庁一元化震源カタログに記載のあった震源を OBS のみを用いて再決定したものである。第 2 回および第 3 回観測では気象庁一元化震源カタログに記載のない微小地震についても OBS

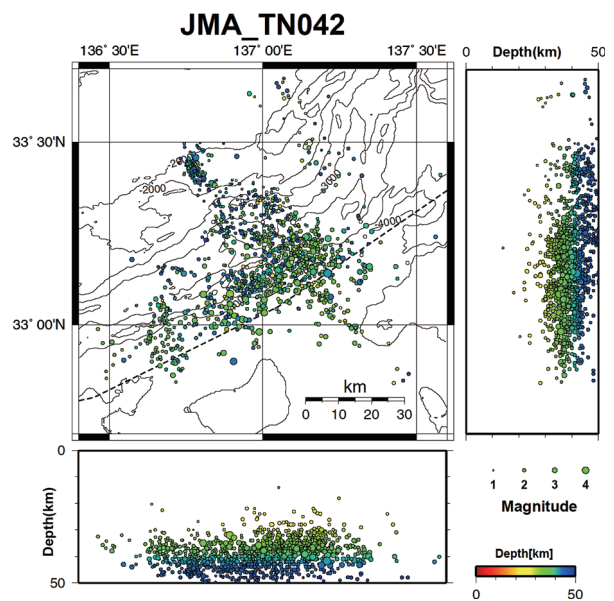


Fig. 6 Aftershock distribution determined by JMA during the first observation (TN042). The broken line denotes the Nankai trough axis.

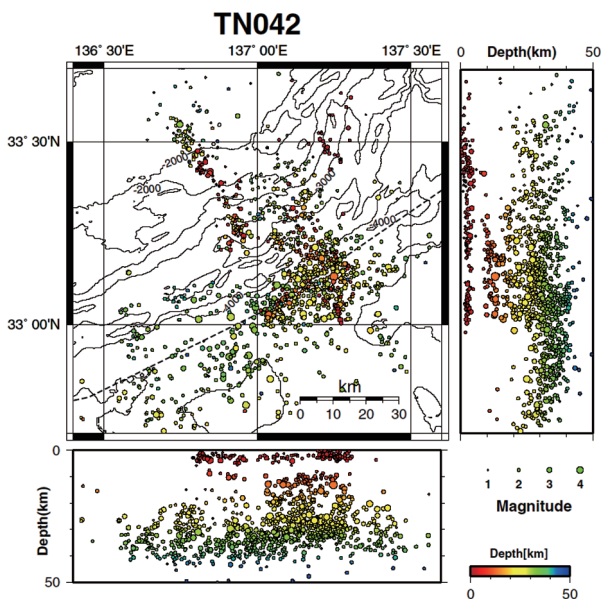


Fig. 7 OBS-located hypocenter distributions for the first observation (TN042) without station correction.

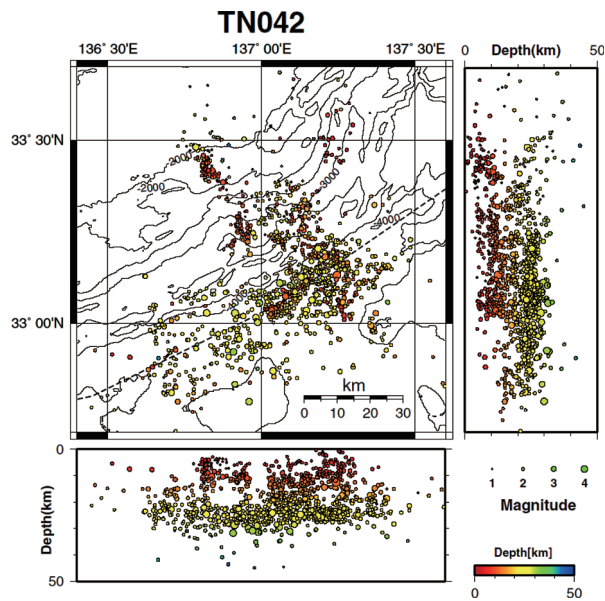


Fig. 9 OBS-located hypocenter distributions for the first observation (TN042) with station correction.

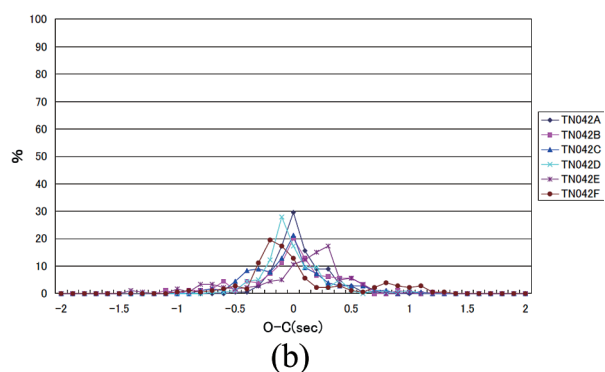
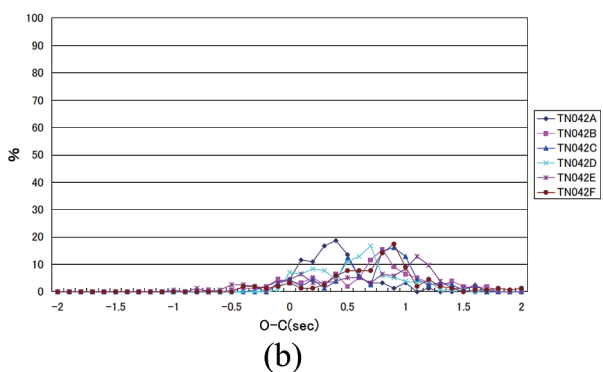
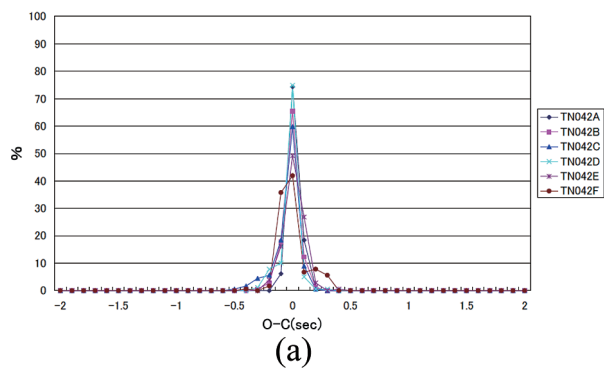
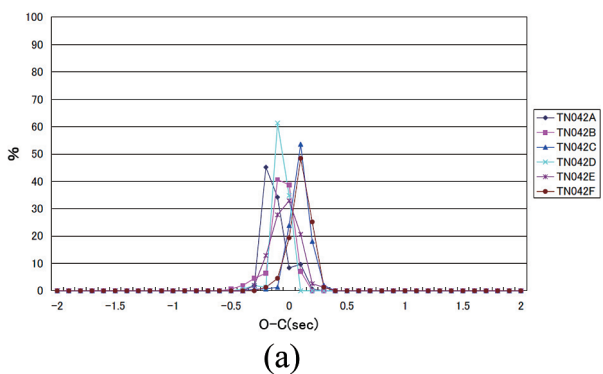


Fig. 8 Travel time residuals of first observation without station correction. (a) P-phase. (b) S-phase.

Fig. 10 Travel time residuals of first observation with station correction. (a) P-phase. (b) S-phase.

のみを用いて震源を求めた。気象庁一元化震源と OBS 震源の対応関係を明示するため、例として第 2 回観測での気象庁一元化震源と OBS 震源の対応を Fig. 12 に示した。

全体的な余震の震央分布は本震震央からトラフ軸沿いに約 60km の長さで南西方向に延びる分布と、これ

に直交する北西方向に約 50km の長さで延びる 2 方向の分布が存在する。この全体的な余震分布の拡がりには第 1 回から第 3 回観測まで大きく変化してはいない。OBS の震央分布は気象庁一元化震源より全体的に南東方向に 10km ほどシフトしている。このシフトにより、気象庁一元化震源では南海トラフ軸から陸側にかけて

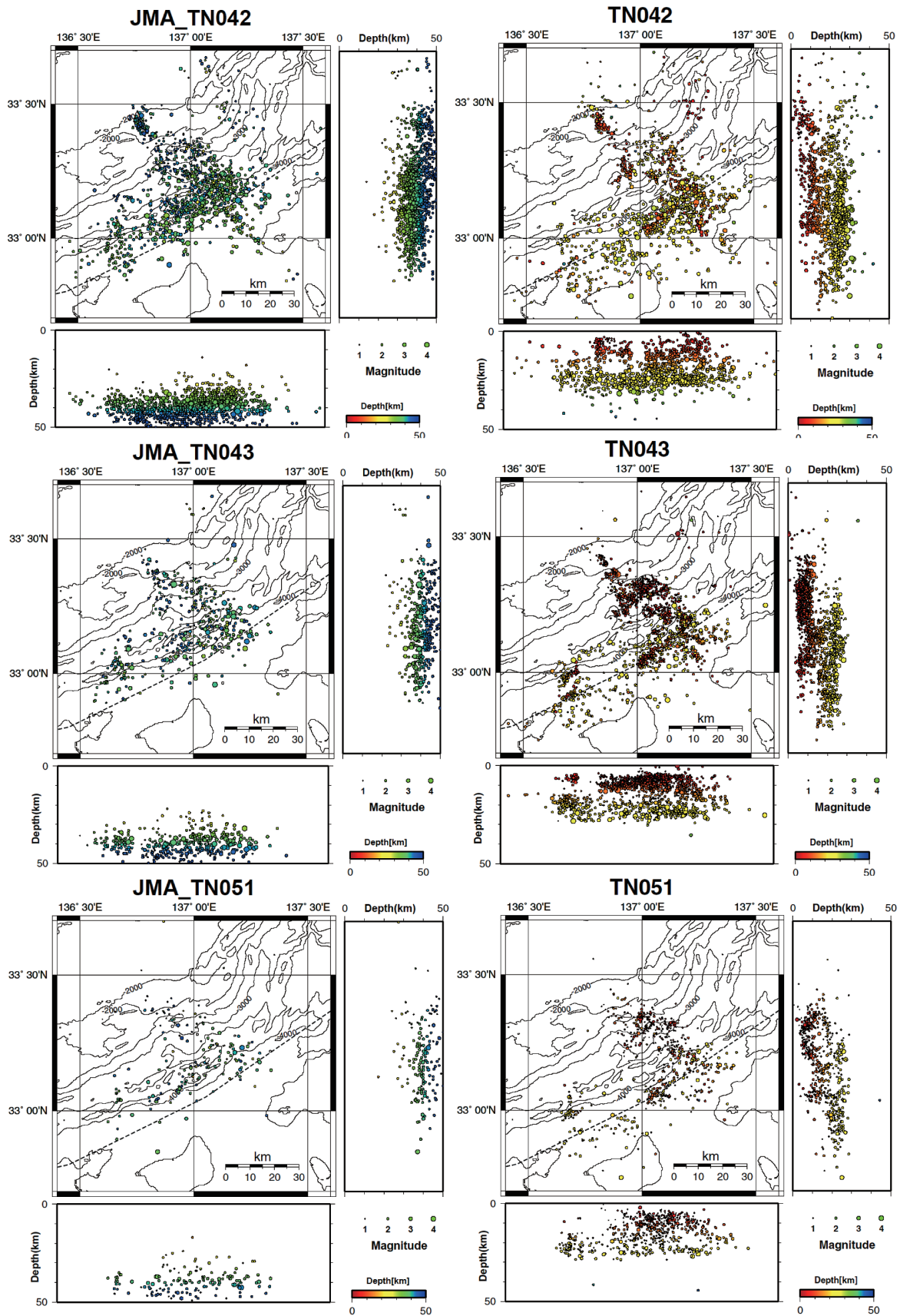


Fig. 11 Right side figures represent the obtained aftershock distributions for each OBS observation; left side figures represent JMA's hypocenters corresponding to each OBS observation period. From the top, the first, second, and third observation results. To determine OBS-derived hypocenters, first we selected the determined hypocenters from JMA's earthquakes catalog and then relocated them using OBS P- and S-phases. In addition, we used OBS to determine smaller earthquakes that were not listed in JMA's catalog for the second and third observations.

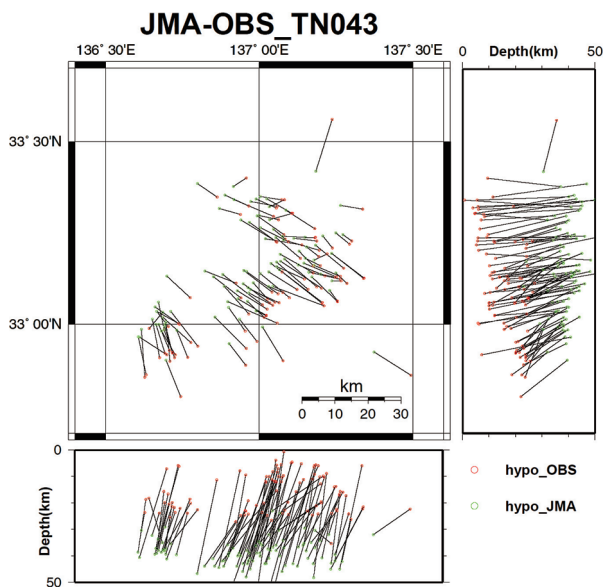


Fig. 12 Comparison between the OBS-located hypocenters and corresponding JMA hypocenters. The top 100 hypocenters on the hypocenter list of the second observation are plotted.

余震活動が分布しているように見えていたが、本震から南西方向に延びる余震活動はトラフ軸に沿って分布していることがわかった。震源の深さは気象庁一元化震源に較べて全体的に 20km ほど浅くなり、深さ 5～30km に分布している。深さ 30km 付近にほぼ水平な余震活動の下面が存在し、これより深い場所では地震はほとんど起こっていないことがわかる。

余震分布をより詳細に見るため、Fig. 13 に第 2 回観測で求めた OBS 震源分布を図示した。第 2 回観測は震源決定に用いた OBS 観測点が最も多く、震源決定精度は第 1 回、第 3 回観測より高いと考えられる。図から、余震分布の大きな特徴として余震分布が深さ方向に明瞭に 2 群に分かれる点を指摘できる。この地震発生群は Fig. 13 に示したように、浅い群が 5～10km（赤色の深さ）、深い群が 15～30km（黄色の深さ）に分布している。この 2 群に分かれる余震分布は同じく OBS による余震観測結果（Sakai et al., 2005）や DD 法を用いた気象庁一元化震源の再決定結果（Enescu et al., 2005）でも指摘されている。浅い群は余震域の北東側に分布しており、南西側では一部を除き浅い地震は発生していない。深い群は余震域南西部から東部にかけて分布しており、北部では深い地震の発生は少なくなっている。

マグニチュードの分布で見ると、マグニチュードが 3 以上の比較的規模の大きな地震は深い群に分布しており、浅い群ではほとんど起こっていない。また、マグニチュードが 1 程度以下の小さな地震は浅い群に多数分布しているように見えるが、今回の OBS 観測ではマグニチュード 1 の地震を検知できる深さは約 10km までであるので、これは見かけ上の分布傾向と考えてよいと思われる。

余震の震央分布をみると、気象庁一元化震源では不

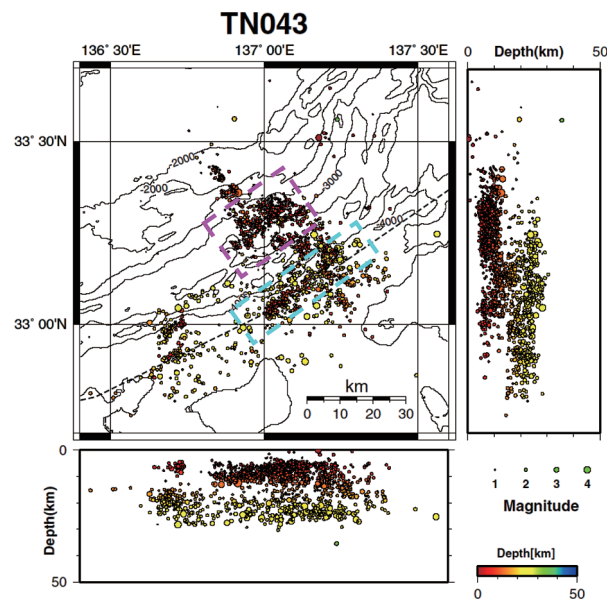


Fig. 13 OBS-located hypocenters obtained by the second observation. There are two earthquake groups, a shallower group (red) and a deeper group (yellow). One seismic cluster is parallel to the trough axis inside the light-blue broken rectangle. We can detect few seismic clusters parallel to the trough axis inside the pink broken rectangle.

明瞭であったが、地震活動が震央分布の中いくつかのまとまりを持って局在している傾向がはっきりわかり、数ヶ所に線状または塊状の地震クラスターを認めることができる。また、余震域の中央部に地震のほとんど発生していない領域が存在していることがわかる。比較的目立つ地震クラスターとして、Fig. 13 に水色の破線で囲った中にトラフ軸に沿う地震クラスターが存在する。また、余震域北部のピンクで示した破線の範囲内に数本のトラフ軸に平行な方向に延びている地震クラスターが存在している。

6. 余震活動の時空間推移

紀伊半島南東沖の地震の余震活動が時間的・空間的にどのように減衰しているかを調べるため、第 1 回から第 3 回までの OBS 震源を観測毎に色を変えて重ねて示した（Fig. 14、Fig. 15）。余震活動の時空間推移を正しく把握するためには OBS の観測点配置は固定されていることが望ましい。しかし、OBS 観測では設置上の問題や観測上のトラブルも起こるので、観測毎に全く同一の観測点配置でデータを取得することは実際上なかなか困難である。今回の余震観測では OBS の投下地点はできるだけ同一地点にする方針をとった。投下後の海流の影響による OBS の設置位置のずれは数百 m 程度であり、3 点測量で正確な位置決めも行っているため、OBS の設置誤差による震源決定への影響は微少であると考えられる。また、前述したように、第 3 回観測では余震の震源決定にあたり余震域から離れた地点の OBS の検測値は用いなかった。このように余震の震

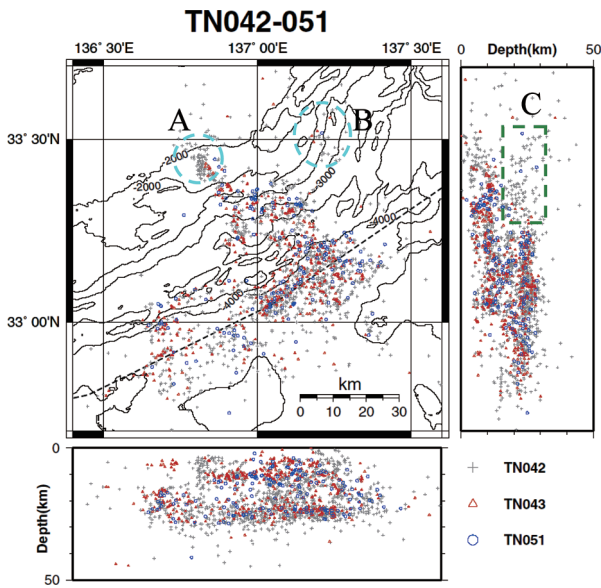


Fig. 14 OBS-located hypocenters for the first (gray +), the second (red $\triangle$), and the third (blue $\circ$) observations. Here we plotted the hypocenters that correspond to JMA's hypocenters. Regions A, B and C indicate zone of relatively fast decay of aftershock activity.

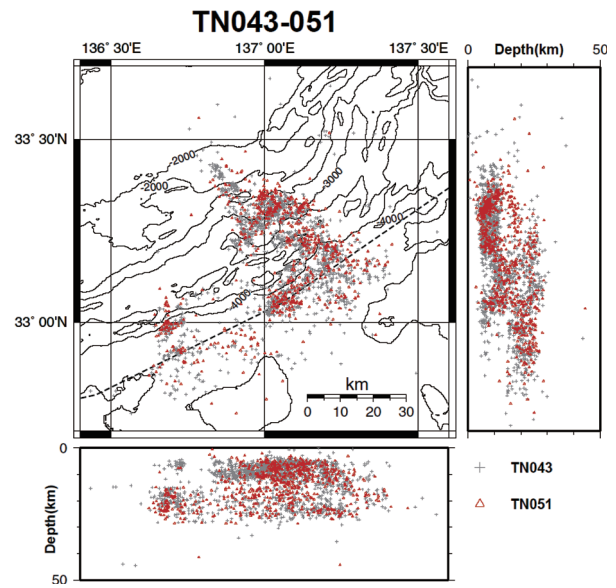


Fig. 15 OBS-located hypocenters for the second (gray +) and the third (red $\triangle$) observations. Here we plotted all of the OBS-located hypocenters.

源決定では時間変化の把握を考慮し震源決定に用いた観測点配置はできるだけ同じくなるように配慮した。

Fig. 14 では気象庁一元化震源カタログに記載のある地震を対象に、OBS 観測から再決定した震源を示した。このカタログにある地震は 100km 以上離れた陸域の観測点から決定されているので、ある一定規模以上の地震となり、概ね Mj1.0 以上の地震である。さらにより微小な地震活動の時空間推移を見るため、第 2 回と第 3 回 OBS 観測から決定した全震源を Fig. 15 に示した。

余震活動の全体的な減衰傾向としてほぼ同じ領域で徐々に地震数が減少しており、余震域が周辺に拡大あるいは移動していくような傾向は認められない。しかし、Fig. 14 に見るように第 2 回、第 3 回観測の余震分布に比べて第 1 回観測の余震分布が拡がりをもっているように見える。本震の震源断層の内部で発生する余震に比べて周辺部で発生する余震の減衰の方が速いということがありとすれば、第 2 回・第 3 回観測の方が本震の震源断層の形をより正確に反映していると言えるのかもしれない。

余震領域でみると、Fig. 14 で示した余震域北部の A と B の領域、および南北断面図の C の領域では第 2 回・第 3 回観測での地震数がかなり少なくなっており、余震活動の減衰が中央部より早いように見える。これらの減衰の早い北部の領域の地震は余震域の北端部に位置しており、本震の発生に伴い誘発的に発生した余震活動であったのではないかと推察される。

Fig. 15 では余震活動はほぼ均等に減衰しており、領域による相違はあまり見えない。すなわち、第 2 回観測を開始した 2004 年 12 月以降では余震活動はほぼ均等に減衰している傾向がうかがえる。

7. プレート構造と余震活動の対応

近年、エアガンを用いた屈折法地震探査により紀伊半島周辺海域の詳細な地殻構造が解明されている（例えば、金田・他, 2006; Nakanishi *et al.*, 2002a; Nakanishi *et al.*, 2002b）。余震域付近では 1998 年に余震域のほぼ中央部を縦断する測線での P 波の速度構造探査が実施されている（Nakanishi *et al.*, 2002b）。この構造探査から求められた構造断面に今回得られた余震分布を重ねることで、プレート構造のどの部分で余震が発生しているかを検討してみた。

Fig. 16 に示したのは第 1 回観測の OBS 震源分布で、黒の実線で囲った枠は Fig. 17、Fig. 18 に示した震源断面を図示した領域を示している。Fig. 17、Fig. 18 の速度構造の断面図は Nakanishi *et al.* (2002b) が求めたもので、その探査測線は Fig. 16 に青線で示してある。同様に第 2 回観測および第 3 回観測の震源断面図をそれぞれ Fig. 19～Fig. 21、Fig. 22～Fig. 24 に示した。各観測において示した地震は Fig. 11 の右図に示した地震と同じものである。第 2 回観測は余震の震源決定に使用した OBS 観測点数がもっとも多く、また気象庁一元化震源カタログにない微小地震の震源決定も行っていることから、余震分布の詳細を評価する上で最も適していると思われる、以降第 2 回観測の結果（Fig. 19～21）を見ながら議論する。なお、Fig. 17、Fig. 20、Fig. 23 において震源が海中に求まっている地震が余震域北部にいくつかみられるが、これは海底堆積層内の 3 次元的な速度構造の不均質の影響であろうと推定される。すなわち、堆積層補正により観測点直下の 1 次元的な速度構造の違いの影響を除いてあるが、さらに 3 次元的な不均質の影響が残っており、これが震源の決定精度

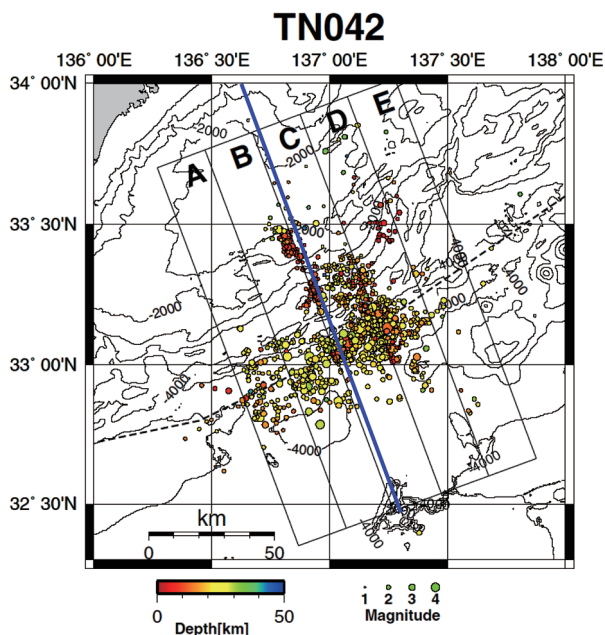


Fig. 16 OBS-located hypocenters obtained by the first observation. The zone encircled by the leaning rectangular frame and divided zones A to E indicate the range for the vertical cross sections of hypocenters depicted in Figs. 17 and 18. The straight blue line indicates the seismic survey line produced by Nakanishi *et al.* (2002b).

を下げているものと思われる。特に余震域北部の付加体内で発生する浅い地震では P 相 S 相とも走時残差が大きくなる傾向が認められ、付加体内の不均質の影響が大きいことがわかる。

Fig. 20、Fig. 21 を見ると、余震分布はおおまかに海溝軸下の深さ 15~25km 付近の上部マントルに分布す

る余震群と、フィリピン海プレート内の余震群に分かれていることがわかる。これは Sakai *et al.* (2005) の指摘する 2 群の分布に対応する。深い方の地震群では深さ 25km 付近、浅い方では深さ 12km 付近に比較的明瞭な余震分布の下面が存在する。浅い地震群はプレートの上の付加体にまで余震活動が及んでいることがわかる。目立った地震クラスターとして、ちょうど海溝軸の位置にフィリピン海プレートの下面まで鉛直に下降する海溝軸に平行な面状の地震クラスターが存在しているのがわかる (Fig. 21 の B 図および C 図内の青い矢印)。また、余震域北部では線状で鉛直の分布を持つ地震クラスターが見える (Fig. 21 の C 図内の黒い矢印)。この地震活動は 2005 年 3 月 1 日 06 時 59 分に発生した Mj4.5 の地震とその余震の分布であることがわかった。この線状の地震クラスターの南南東側に塊状に密集した余震分布が存在する (Fig. 21 の C 図内の赤い矢印)。この塊状の地震クラスターの北端部および南端部は海溝軸にほぼ平行な鉛直面を形成している。この地震クラスターは海溝軸に平行ないくつかの面状のクラスターが集まって形成されているようにも見える。

Obara and Ito (2005) は、本震の発生後から数日以降に余震域で超低周波地震が活発化したことを見出した。また、この超低周波地震は主に付加体内の分岐断層で発生していることが指摘されている (Ito and Obara, 2006)。超低周波地震の推定断層面はトラフ軸にほぼ並行であり、我々の観測により余震域北部に見出された地震クラスターの方と一致している。よって、この地震クラスターは付加体の分岐断層で起こっている活動なのではないかとも想像される。ただし、この地震クラスターはフィリピン海プレート内部まで及んでいるので、付加体内の分岐断層の活動と言えるのかどうかはよくわからない。しかしいずれにせよ、分岐断層

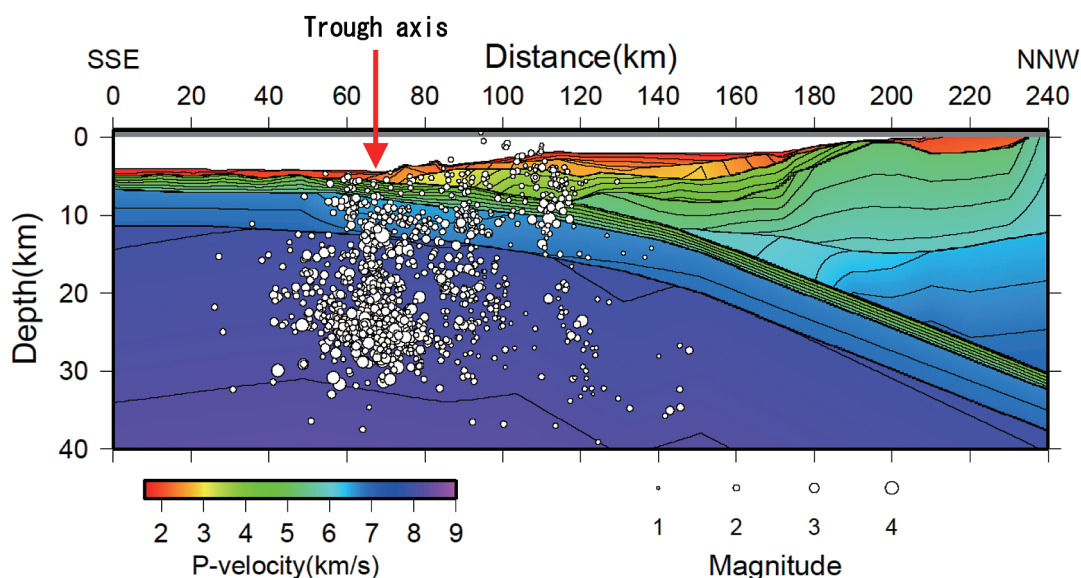


Fig. 17 Vertical cross section of OBS-located hypocenters of the first observation on the P-wave velocity structure model (Nakanishi *et al.*, 2002b). The plotted hypocenters are all within the area of the frame in Fig. 16. The red arrow indicates the location of the Nankai trough axis.

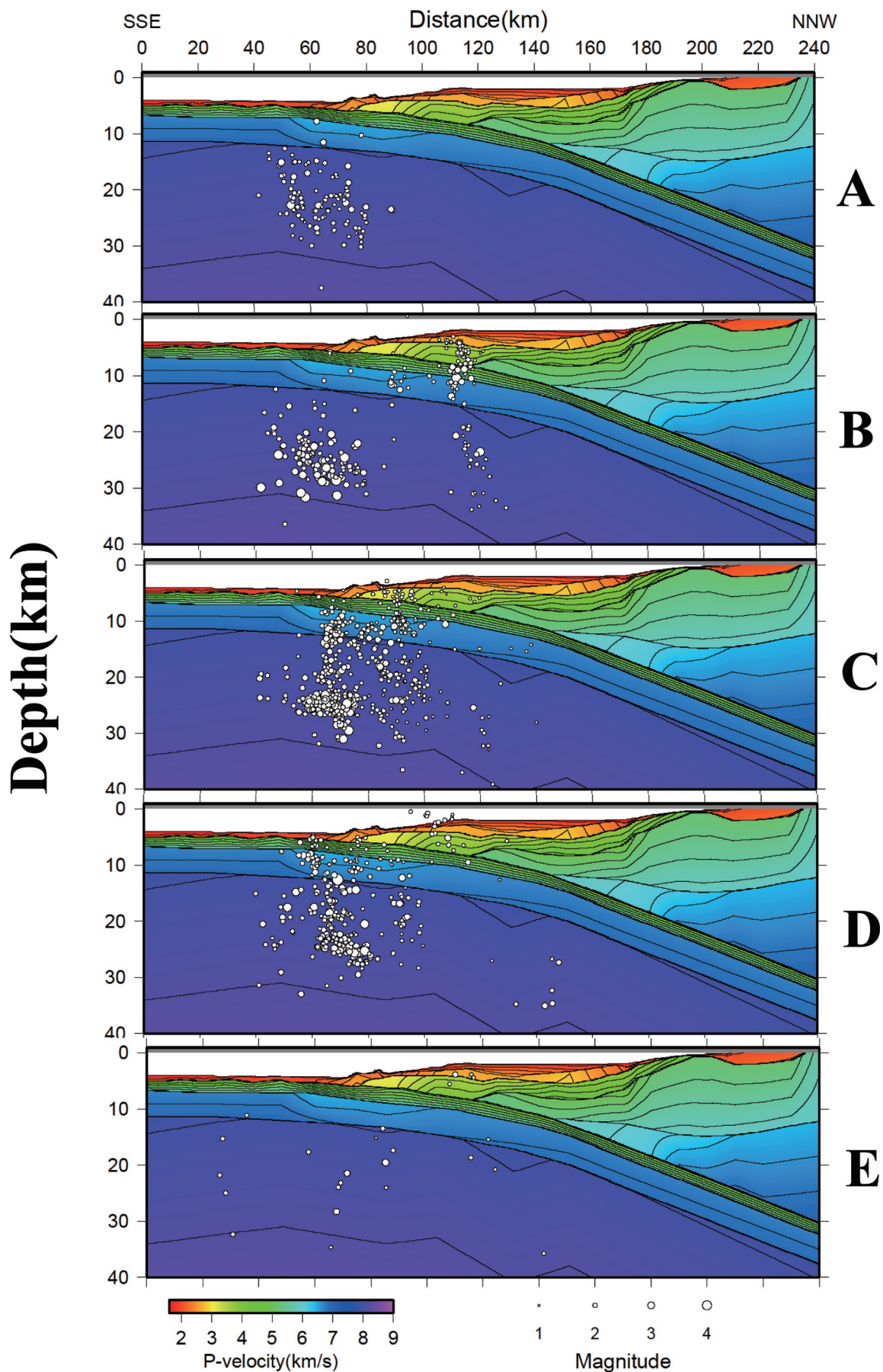


Fig. 18 Vertical cross sections of the OBS-located hypocenters of the first observation in each area of the frame in Fig. 16.

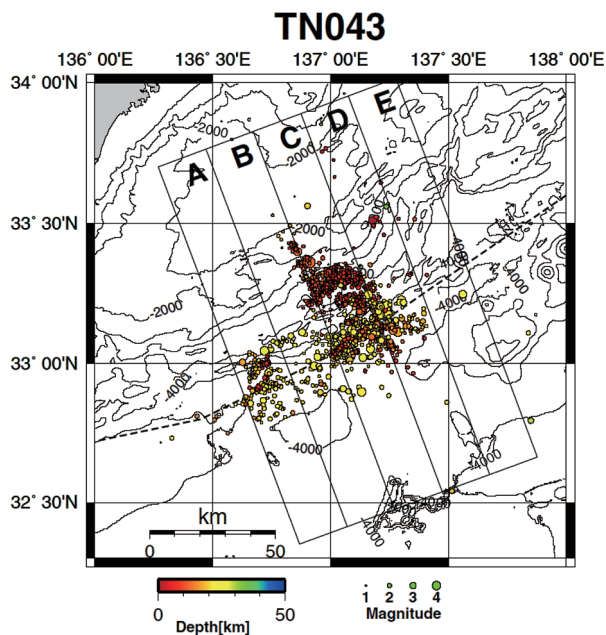


Fig. 19 OBS-located hypocenters for the second observation. The others are the same as those in Fig. 16.

と北部の余震活動とは何らかの関連性があると思われる、地震の全体像を考察するうえで興味深い。

2004 年 紀伊半島南東沖の地震では、前震と本震の CMT 解の発震機構は南北方向に圧縮軸を持つ逆断層型とされている (橋本・他, 2005)。また、遠地実体波の解析から震源断層モデルが提出されている (Park and Mori, 2005; Bai *et al.*, 2007)。彼らが示した断層モデルは、本震が横ずれ断層と逆断層の二つの断層面から構成されるなど、おおまかには一致している。Park and Mori (2005) は震源断層について以下のように推定した。

1. 前震の震源断層の走向はほぼ東西方向の逆断層で、断層面は北向きに約 40 度で傾斜している。破壊開始点の深さは 20km。Mw は 7.3。
2. 本震の横ずれ断層の走向は北西—南東方向で、断層面の傾斜は 90 度。破壊開始点の深さは 5 ~ 15 km。Mw は 6.1。
3. 横ずれ断層の破壊開始点の南東方向 4.2km の地点で、横ずれ断層の破壊開始の約 14 秒後に本震の逆断層の破壊が始まる。この逆断層の走向はほぼ東西方向で、断層面は約 40 度の南傾斜である。破壊開始点の深さは約 18km。Mw は 7.5。

Park and Mori (2005) が示した震源断層に沿う余震分布が見えるかどうかについて検討してみると、前震の震源断層に関しては、Fig. 21 の B で深さ 20~30km に北側に 30 度程度の傾きで傾斜する余震分布が見える。しかし Fig. 21 の A ではあまりはっきりしなくなる。次に本震の逆断層については震源付近で余震が多発しており、破壊に伴った余震活動であろうと見られる。しかし、余震の分布は複雑で、明瞭な断層面は見えてこない。Fig. 21 の C で深さ 10~23km にかけて約 70 度で南に傾斜する面があるように見えるがあまり明瞭ではない。本震の横ずれ断層の発生位置にも余震が多発しているが、断層面は不明瞭である。先に述べた超低周波地震との関連性が注目される余震域北部の活動については、推定震源断層からは離れており、本震の震源断層面ではないであろうと思われる。

余震分布や発震機構、震源断層モデルから今回の地震を総合的に考察するに、前震および本震の主要な震源断層はそれぞれ海溝軸直下の深さ約 20km の上部マントルで発生したものであり、Seno (2005) の指摘するように海溝軸でのフィリピン海プレートの折れ曲りに起因する上部マントルの破壊であったと考える。ところが、余震分布からは推定震源断層に対応するような明瞭な面状の分布は確認できなかった。その理由

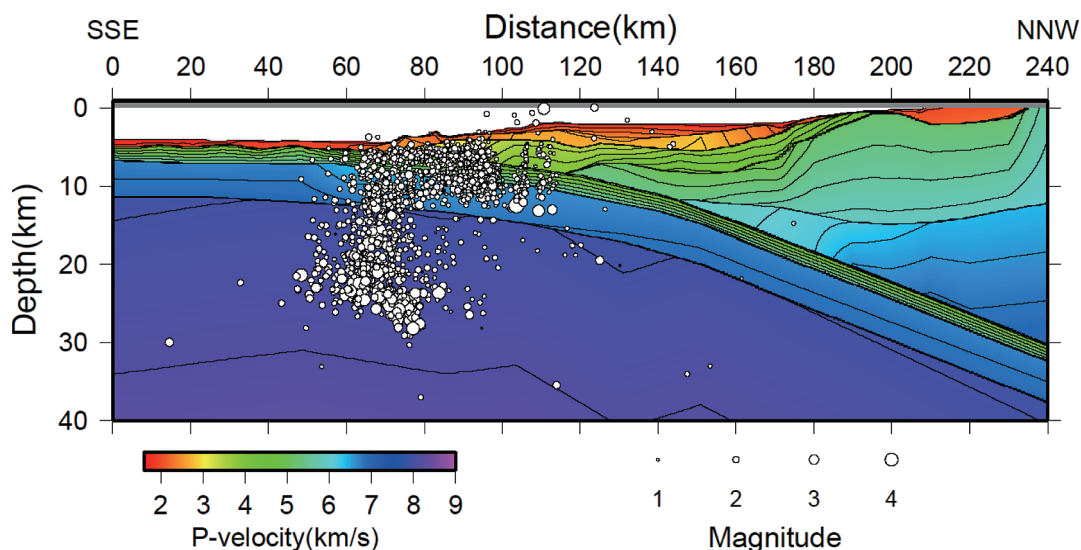


Fig. 20 Vertical cross section for the second observation depicted in Fig. 19. The others are the same as those in Fig. 17.

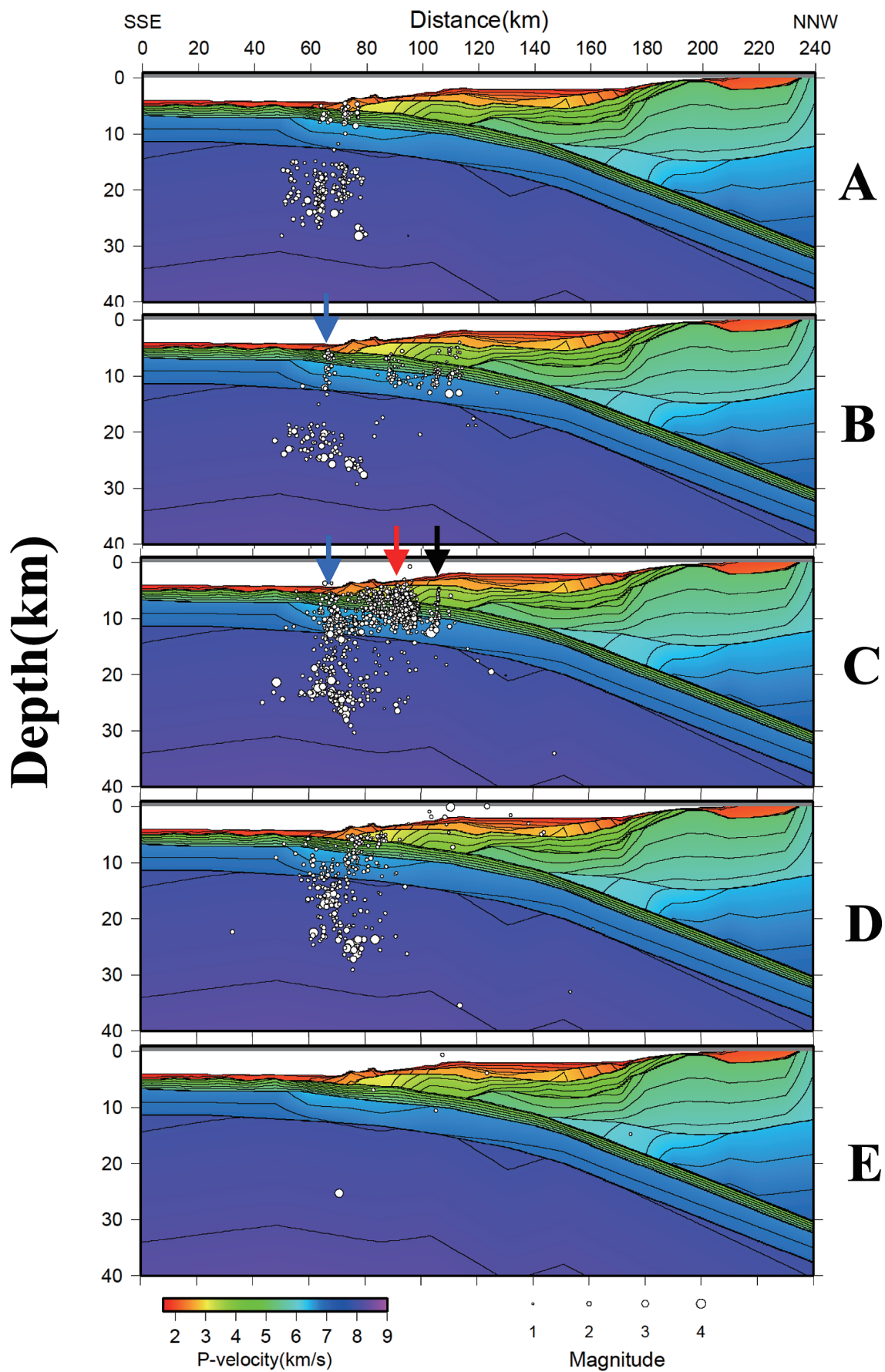


Fig. 21 Vertical cross section for the second observation depicted in Fig. 19. The others are the same as those in Fig. 18. Blue(two), red and black arrows indicate the detected seismic clusters in the PHS.

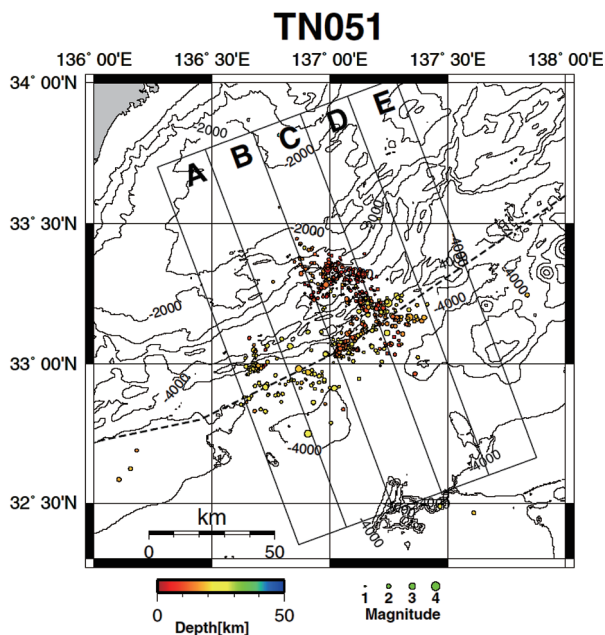


Fig. 22 OBS-located hypocenters for the third observation. The others are the same as those in Fig. 16.

として震源断層は単純な破壊面ではなく、複数の断層面から構成される複雑な破壊であったためではないかと推測する。

Bai *et al.* (2006) は陸域の Hi-net 地震観測網データから紀伊半島南東沖の地震の前震と本震、および M_j が 3.5 以上の余震について depth-phase を用い震源を求めた。さらに、Bai *et al.* (2007) は同じく前震と本震および M_w が 4.2 以上の余震について世界中で観測された地震データから震源の再決定を行った。彼らが求めた震源は前震・本震の発生から 10 日後までがほとんどで、我々の OBS 観測から求めた震源とは一部しか重ならない

いが、前震と本震および規模の大きな余震の震源は深さ 15~30km に分布しており、これは我々の観測から求めた深い群の地震活動に相当するものと考えられる。また Bai *et al.* (2007) では前震では北傾斜、本震では南傾斜の震源断層に沿う地震活動が分布しているとしているが、あまり明瞭でないように見える。前震の北傾斜に沿う地震活動についてはわれわれの余震観測結果 (Fig. 21 など) でもその傾向があるように見えるが、本震については南傾斜の分布は見えなかった。

8. まとめ

2004 年 9 月から 2005 年 8 月にかけて計 3 回にわたって実施された OBS による紀伊半島南東沖の地震の余震観測結果について述べた。余震解析の結果、余震の深さは気象庁一元化震源より 20km ほど浅く求まり、深さ 5~30km に分布していること、および震央分布は気象庁一元化震源より全体的に南東方向に 10km ほどシフトし、主たる余震活動はトラフ軸周辺で発生していることがわかった。また余震活動は深さ 5~10km の比較的浅い地震群と、深さ 15~30km の比較的深い地震群の 2 群に分かれていることが見出された。前者は余震域の中央部から北部にかけてのフィリピン海プレートおよびその上部の付加体内で発生しており、後者は前震および本震の主たる破壊域と思われる海溝軸下の上部マントルで発生していることがわかった。

余震活動のなかで浅い地震群中にいくつかの地震クラスターが見出された。特に、余震域北部の地震クラスターはフィリピン海プレートおよびその上部の付加体内にあり、海溝軸に平行ないくつかの鉛直な面状のクラスターが集まって形成されているように見え、付加体内の分岐断層との関連性において興味を持たれる。

余震活動の時間的・空間的推移に関しては、3 回の

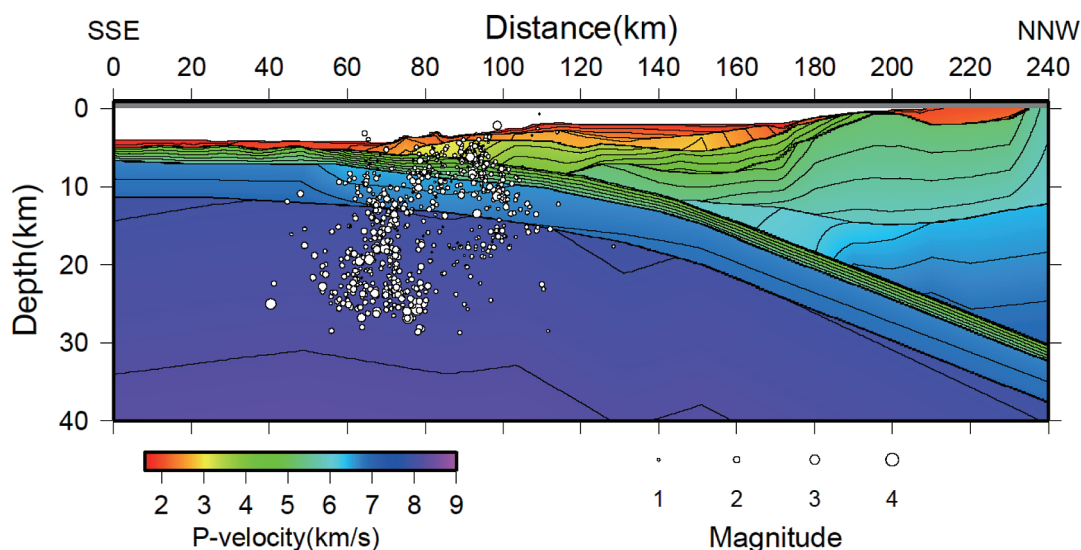


Fig. 23 Vertical cross section for the third observation depicted in Fig. 22. The others are the same as those in Fig. 17.

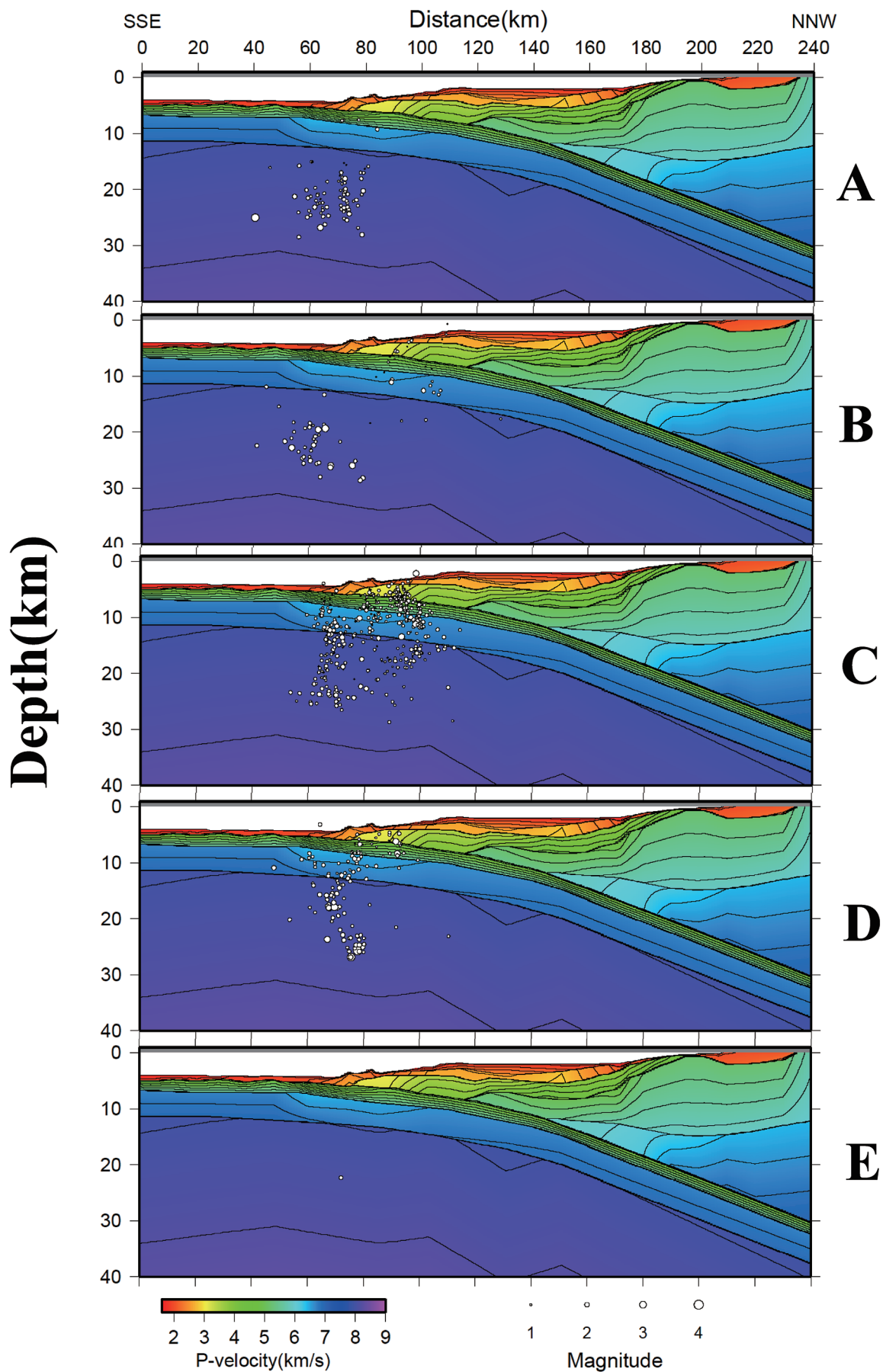


Fig. 24 Vertical cross section for the third observation depicted in Fig. 22. The others are the same as those in Fig. 18.

OBS 観測から求められた震源分布は全体的には同じような分布を示しており、余震活動はほぼ同じ領域で徐々に減衰している様子が確認できた。しかしより詳しく見ると、余震域の中心部に比べて余震域の縁辺部での余震活動の減衰が比較的速い傾向が認められた。

余震域直上や近傍に観測点を高密度に配置して臨時的に余震観測を行う主目的の一つは余震分布の解析から震源断層面を推定することにある。今回の観測においても Park and Mori (2005) や Bai *et al.* (2007) が求めた震源断層に対応する余震分布を得ることを目的の一つとした。しかし、前震の北傾斜の断層面を除けば震源断層面に対応するような明瞭な面状の余震分布は得られなかった。これについては他の OBS 観測の報告 (Sakai *et al.*, 2005) でもやはり不明瞭であった。その原因として震源決定精度がまだ不足しているという可能性も残るが、むしろ余震分布は単純な面状の分布をしていないと考える方が妥当なのではないかと思われる。その解釈として、震源断層は単純な 1 枚か 2 枚の断層面ではなくもっと複数の破壊面から構成される複雑な破壊であったため、余震分布はぼやけた分布に見えるのではないかと推測する。

謝辞

本研究は気象研究所特別研究計画「東海地震の予測精度向上および東南海・南海地震の発生準備過程の研究 (H16-H20)」の一部として行われました。特別研究計画の策定、推進に関わった関係者の皆様に感謝申し上げます。2 名の匿名の査読者および編集委員には本文の不備を指摘いただき、論文の改善に役立たせていただきました。

3 回にわたって実施された OBS による余震観測に際して、神戸海洋気象台の啓風丸、舞鶴海洋気象台の清風丸および気象庁地球環境・海洋部の凌風丸の各海洋気象観測船に協力いただきました。各船長以下乗組員、観測員の皆様をはじめ関係された多くの方々に感謝申し上げます。OBS の地震波形の検測作業にあたっては気象研究所非常勤職員の遠藤文恵氏、高橋光美氏および島田詩子氏に協力いただきました。作図にあたっては GMT (Wessel and Smith, 1995)、および SEIS-PC (石川・中村, 1997) を使用しました。また、図の一部に用いた紀伊半島南東沖の地殻の速度構造データについては IFREE/JAMSTEC「地殻構造探査データベース」を使用させていただきました。

なお、気象庁一元化震源については国土地理院、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、防災科学技術研究所、産業技術総合研究所、海洋研究開発機構、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市及び気象庁のデータを用いて作成されています。

Appendix

本論文において各 OBS 観測を第 1 回、第 2 回、第 3

回観測と記述した。これ以外に他の OBS 観測と区別する目的で観測コードも用いている。各 OBS 観測と観測コードの対応は以下の通りである。

TN042 — 第 1 回観測

TN043 — 第 2 回観測

TN051 — 第 3 回観測

コードの意味は最初の TN が東南海・南海海域での観測を意味し、次の数字 2 桁が観測を開始したときの西暦年度の下 2 桁で、最後の数字がその年度の何回目の OBS 観測であるかを意味している。例えば TN042 は 2004 年度に行った第 2 回目の OBS 観測で海域は東南海・南海であるという意味である。

OBS stations information list

第 1 回観測

Observation code: TN042 (The first observation)

Record period: 2004.09.22 - 2004.11.30

Deployment voyage: Seifu-Maru (Maizuru Marine Observatory)

Recovery voyage: Keifu-Maru (Kobe Marine Observatory)

Station	Latitude degree(N)	Longitude degree(E)	depth (m)	OBS TYPE	sampling (Hz)
TN042A	33.13939	137.15751	4322	Tokyo Sokushin	50
TN042B	33.42770	137.17663	2493	Tokyo Sokushin	50
TN042C	33.10113	137.52748	3883	Tokyo Sokushin	50
TN042D	32.85976	136.99722	3992	Tokyo Sokushin	50
TN042E	33.22851	136.76432	2863	Tokyo Sokushin	50
TN042F	33.09930	136.59510	3344	Tokyo Sokushin	50

第 2 回観測

Observation code: TN043 (The second observation)

Record period: 2004.12.08 - 2005.03.03

Deployment voyage: Keifu-Maru (Kobe Marine Observatory)

Recovery voyage: Keifu-Maru (Kobe Marine Observatory)

Station	Latitude degree(N)	Longitude degree(E)	depth (m)	OBS TYPE	sampling (Hz)
TN043A	33.06784	137.15942	4252	Tokyo Sokushin	50
TN043B	33.42808	137.17667	2489	Tokyo Sokushin	50
TN043C	33.09790	137.52433	3886	Tokyo Sokushin	50
TN043D	32.85320	137.00444	3973	Katsujima	200
TN043E	33.22974	136.76782	2878	Katsujima	200
TN043F	33.09987	136.59727	3348	Katsujima	200
TN043G	33.33832	136.96804	2665	Katsujima	200
TN043H	33.48105	136.73380	2057	Katsujima	200
TN043I	33.64647	137.08824	2010	Katsujima	200

第 3 回観測

Observation code: TN051 (The third observation)

Record period: 2005.05.22 - 2005.08.02

Deployment voyage: Keifu-Maru (Kobe Marine Observatory)

Recovery voyage: Ryofu-Maru (Marine Department, JMA)

Station	Latitude degree(N)	Longitude degree(E)	depth (m)	OBS TYPE	sampling (Hz)
TN051A	33.06785	137.16002	4245	Katsujima	100
TN051C	33.09964	137.52370	3882	Katsujima	100
TN051D	32.85332	137.00264	4010	Katsujima	100
TN051E	33.23018	136.76736	2865	Katsujima	100
TN051F	33.10183	136.59754	3379	Katsujima	100
TN051G	33.33693	136.96990	2661	Katsujima	100
TN051I	33.64770	137.08366	2023	Tokyo Sokushin	50
TN051J	33.75029	136.83697	1965	Tokyo Sokushin	50
TN051K	33.94931	137.11535	1701	Tokyo Sokushin	50
TN051L	33.77107	137.35249	1660	Tokyo Sokushin	50
TN051M	33.95179	137.29939	1200	Tokyo Sokushin	50

参考文献

青木 元・吉田康宏・原田智史・山崎 明・石川有三・中村雅基・田中昌之・松田慎一郎・中村浩二・緒方 誠・白坂光行, 2003: 自己浮上式海底地震計観測による駿河・南海トラフ沿いの地震活動—気象庁一元化震源との比較—, *地震第 2 輯*, **55**, 429-434.

Bai, L., I. Kawasaki, T. Zhang and Y. Ishikawa, 2006: An improved double-difference earthquake location algorithm using sP phases: application to the foreshock and aftershock sequences of the 2004 earthquake offshore of the Kii peninsula, Japan (Mw=7.5). *Earth Planets Space*, **58**, 823-830.

Bai, L., E. A. Bergman, E. R. Engdahl and I. Kawasaki, 2007: The 2004 earthquakes offshore of the Kii peninsula, Japan: Hypocentral relocation, source process and tectonic implication. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **165**, 47-55.

Enescu, B., J. Mori and S. Ohmi, 2005: Double-difference relocations of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes. *Earth Planets Space*, **57**, 357-362.

橋本徹夫・上野 寛・桑山辰夫・中村浩二・弘瀬冬樹・福満修一郎・細野耕司, 2005: 2004 年 9 月 5 日に紀伊半島沖・東海道沖で発生した地震活動の概要. *地震第 2 輯*, **58**, 261-271.

Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987: Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 20-61.

石川有三・中村浩二, 1997: SEIS-PC for Windows 95. *地球惑星*

科学関連学会 1999 年合同大会予稿集, **B22-P11**, 78-78.

Ito, Y. and K. Obara, 2006: Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02311, doi:10.1029/2005GL025270.

Iwasaki, T., N. Hirata, T. Kanazawa, T. Urabe, Y. Motoya and H. Shimamura, 1991: Earthquake distribution in the subduction zone off eastern Hokkaido, Japan, deduced from ocean-bottom seismographic and land observations. *Geophys. J. Int.*, **105**, 693-711.

金田義行・朴 進午・尾鼻浩一郎・木下正高・堀 高峰・小平秀一・金沢敏彦・篠原雅尚・酒井慎一・山田知朗, 2006: 2004 年紀伊半島南東沖地震震源域の地殻構造と余震分布について. *地震第 2 輯*, **59**, 187-197.

Nakanishi, A., H. Shiobara, R. Hino, J. Kasahara, K. Suyehiro and H. Shimamura, 2002a: Crustal structure around the eastern end of coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake. *Tectonophysics*, **354**, 257-275.

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**, doi:10.1029/2001JB000424.

Obara, K. and Y. Ito, 2005: Very low frequency earthquakes excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes: A dynamic deformation process in the large accretionary prism. *Earth Planets Space*, **57**, 321-326.

Park S-C. and J. Mori, 2005: The 2004 sequence of triggered earthquakes off the Kii peninsula, Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 315-320.

Sakai, S., T. Yamada, M. Shinohara, H. Hagiwara, T. Kanazawa, K. Obana, 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.

Seno, T., 2005: The September 5, 2004 off the Kii Peninsula earthquakes as a composition of bending and collision. *Earth Planets Space*, **57**, 327-332.

ト部 卓・束田進也, 1992: WIN—微小地震観測網波形観測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版). *地震学会講演予稿集*, **2**, 331-331.

渡辺 晃, 1971: 近地地震のマグニチュード. *地震第 2 輯*, **24**, 189-200.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995: New version of the generic mapping tools released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, 329.

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

山崎 明（気象研究所地震火山研究部）・青木重樹（気象庁）・吉田康宏・小林昭夫・
 勝間田明男（気象研究所地震火山研究部）・阿部正雄*（静岡地方気象台）・森脇 健・大河原斉揚・
 長田芳一**・松岡英俊***・吉田知央（気象庁）・関谷 博（大阪管区気象台）・
 新納孝壽（松江地方気象台）・平松秀行（鹿児島地方気象台）

2004 年 9 月 5 日に紀伊半島南東沖で発生した地震（Mj7.4）は南海トラフ軸付近で発生した津波を伴う大地震である。この地震の発震機構は南北方向に圧縮軸を持つ逆断層型で、フィリピン海プレート内あるいは上部マントルで発生したものと解釈されている。我々はこの地震の詳細な余震分布とその時空間推移を調査するため、自己浮上式海底地震計（OBS）による余震観測を実施した。余震観測は 2004 年 9 月から 2005 年 8 月までの期間、断続的に 3 回にわたって実施された。震源決定に用いた 1 次元 P 波の速度構造は OBS の観測海域で実施された速度構造探査結果を参照して求めた。また震源の決定精度を向上させるため、PS 変換波を用いた堆積層補正をおこなった。その結果、気象庁一元化震源に比べ詳細かつ高精度な余震分布を得ることができた。OBS 観測から求めた余震の震源は気象庁一元化震源と比較すると、深さは 20km ほど浅く 5～30km に分布し、震央については全体的に南東方向に 10km ほどシフトした。気象庁一元化震源では余震活動は主にトラフ軸より陸側に分布するように見えていたが、主たる余震活動はトラフ軸沿いで発生していることがわかった。また、余震活動は深さ 5～10 km の比較的浅い地震群と、深さ 15～30km の比較的深い地震群の 2 群に分かれていることが見出された。前者は余震域の中央部から北部にかけてのフィリピン海プレート内およびその上部の付加体内で発生しており、後者は前震および本震の破壊域と思われる海溝軸下の上部マントルで発生していることがわかった。さらに、浅い地震群の中にいくつかの地震クラスターが見出された。これらの地震クラスターは付加体からフィリピン海プレート内までほぼ鉛直に下降しているとみられる。これら余震域の中で発見された地震クラスターは、超低周波地震の発生源となっている付加体の分岐断層との関係において興味を持たれる。

* 現所属：東京管区気象台、** 現所属：札幌管区気象台、*** 現所属：静岡地方気象台