

3.3 海底地震計を用いた南海トラフ周辺の震源位置の把握

本項の論文は、日本地震学会からの転載許可を受けて掲載している。

(中田健嗣・小林昭夫・平田賢治・対馬弘晃・山崎明・勝間田明男・前田憲二・馬場久紀・一ノ瀬里美・牛田堯・石原昂典・稲村嘉津也・蓮澤豪, 2017: 自己浮上式海底地震計観測によって推定された紀伊半島南方の南海トラフ軸南側の地震活動, *地震* 2, 59-68, doi:10.4294/zisin.69.59)

論 説

自己浮上式海底地震計観測によって推定された
紀伊半島南方の南海トラフ軸南側の地震活動

気象研究所地震津波研究部* 中田健嗣・小林昭夫・平田賢治[†]・対馬弘晃
山崎 明^{††}・勝間田明男・前田憲二
東海大学海洋学部** 馬場久紀・一ノ瀬里美・牛田 堯^{†††}
石原昂典^{†††}・稲村嘉津也^{†††}・蓮澤 豪^{†††}

Seismicity within the Philippine Sea Plate South of the Nankai
Trough Axis off the Kii Peninsula: Estimates from
Ocean Bottom Seismographic Data in 2013 and 2014

Kenji NAKATA, Akio KOBAYASHI, Kenji HIRATA[†], Hiroaki TSUSHIMA,
Akira YAMAZAKI^{††}, Akio KATSUMATA, and Kenji MAEDA
Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan

Hisatoshi BABA, Satomi ICHINOSE, Takashi USHIDA^{†††}, Takanori ISHIHARA^{†††},
Kazuya INAMURA^{†††}, and Tsuyoshi HASUZAWA^{†††}
School of Marine Science and Technology, Tokai University,
3-20-1 Orido, Shimizu-ku, Shizuoka 424-8610, Japan

(Received August 23, 2016; Accepted October 31, 2016; published online on November 30, 2016)

We used pop-up ocean bottom seismometers deployed in 2013 and 2014 to investigate the southern limit of seismic activity within the Philippine Sea plate south of the Nankai Trough axis off the Kii Peninsula. The hypocenter distribution we determined included microearthquakes with magnitudes lower than 1.5 that were not detected by the land-based seismic network. Hypocentral depths ranged from 5 to 15 km below sea level and there were few earthquakes more than 100 km south of the axis of the Nankai Trough. We therefore infer that the southern limit of microearthquake activity in this region is about 100 km south of the trough axis.

Key words: Seismicity, Microearthquake, OBS, Nankai Trough

§1. はじめに

南海トラフ沿いでは、陸側プレートの下にフィリピン

海プレートが沈み込んでおり、巨大地震が繰り返し発生してきていることが知られている [例えば, Ando (1975)]. 地震活動はその場所の応力と強度に支配されていると考えられており [例えば, 松村 (2009)]. 南海トラフ周辺における地震活動を把握することは、そこでの力学的な状態を推定するための一つの手がかりとなりうる。

気象庁は日本全国に展開されている地震観測網のデータを一元的に集約し、震源決定を行っている。これらの

* 〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1

** 〒424-8610 静岡県静岡市清水区折戸 3-20-1

† 現所属 防災科学技術研究所 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1

†† 現所属 気象庁地磁気観測所 〒315-0116 茨城県石岡市柿岡 595

††† 観測当時の所属

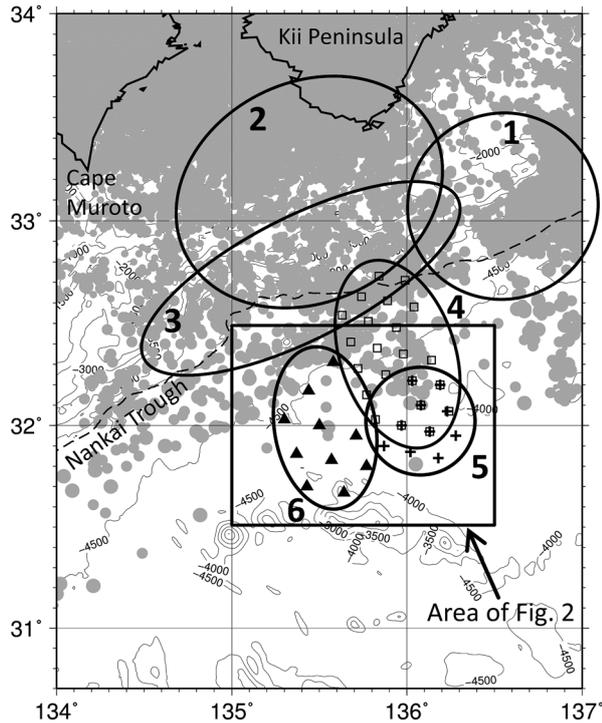


Fig. 1. Observation areas for this study and previous seismological studies off the Kii Peninsula. Numbered ellipses indicate the observation areas of each study [1, Obana *et al.* (2005); 2, Mochizuki *et al.* (2010); 3, Yamazaki (2011); 4, Hirata *et al.* (2013); 5 and 6, this study]. Open squares, crosses, and solid triangles indicate ocean bottom seismometers (OBSs) deployed by the Meteorological Research Institute (the Japan Meteorological Agency) in 2010 (Hirata *et al.*, 2013), 2013, and 2014, respectively. Gray solid circles are epicenters of earthquakes from January 2000 to December 2014 as listed in the Seismological Bulletin of Japan (the unified seismic catalog). The broken line indicates the axis of the Nankai Trough.

震源（以下、一元化震源）は主に陸域の観測点を用いているため、海域における地震の検知能力は低い [例えば, Nanjo *et al.* (2010)]. 南海トラフ軸は陸から遠く離れた海域にあるため、これまで自己浮上式海底地震計 (Pop-up Ocean Bottom Seismometer: 以下, OBS) による海底地震観測がなされてきた。Obana *et al.* (2005) は、紀伊半島南東沖の南海トラフ軸付近で OBS 観測を行い、トラフ軸付近の海洋地殻内に地震が多発していることを指摘した。また、トラフ軸から陸寄りの地震のメカニズム解はトラフ軸に直交する北西-南東方向に圧力軸を持つ型であるのに対し、トラフ軸付近の地震のメカニズム解は北西-南東方向に張力軸を持つ型であることを明らかにした (Fig. 1 の 1 の範囲)。また、紀伊半島南方の OBS 観測による Mochizuki *et al.* (2010) の解析でも、トラフ軸

から陸寄りの地震のメカニズム解は北西-南東方向に圧力軸を持つ解が得られている (Fig. 1 の 2 の範囲)。

気象研究所は、紀伊半島沖から室戸岬南方沖のトラフ軸付近の広範囲において、2005 年から 2008 年に 4 回にわたり OBS 観測を行い、トラフ軸周辺で深さ 10km から 25km の範囲において、一元化震源にはない微小地震が多数起きていることを報告した [山崎 (2011)] (Fig. 1 の 3 の範囲)。平田・他 (2013) は、紀伊半島沖のトラフ軸からさらに南へ約 90 km に至る海域で、2010 年 7 月から 9 月にかけての約 3ヶ月間に観測を行い、微小地震が深さ 10km 付近に集中して発生していることを明らかにし、Obana *et al.* (2005) の観測による海洋性地殻内部で発生している地震がトラフ軸の外側まで続いているものであると考察した (Fig. 1 の 4 の範囲)。

一元化震源を用いて、2000 年 1 月から 2014 年 12 月までの南海トラフ周辺の地震活動を見ると、平田・他 (2013) が OBS を用いて観測した領域には、個数が少ないものの地震活動が存在している (Fig. 1 の 4 の領域)。一方、これよりさらに南や西の海域 (Fig. 1 の 5, 6 の南半分) では、一元化震源はほとんど決まっていない。そこで、この海域においても微小地震が発生しているのか、それらの地震のメカニズム解がどのようなものか、また、微小地震の活動は南方にどこまで続いているのかについて調べるため、2013 年と 2014 年に、それぞれ Fig. 1 の 5, 6 の範囲の海域に OBS を設置して海底地震観測を行った。本論文では、これらの観測実施内容および得られた地震活動の解析結果について報告する。

§ 2. 観測と震源決定方法

2.1 観測

OBS 観測の期間は、2013 年 7 月 1 日から 9 月 30 日までと、2014 年 8 月 7 日から 10 月 29 日までの、それぞれ約 3ヶ月間である。2013 年は 12 台、2014 年は 11 台設置し、そのうち回収できた OBS は 2013 年、2014 年ともに 10 台である。OBS を設置した地点の緯度、経度、水深の値を Table 1 に、設置位置を Fig. 2 に示す。各 OBS の設置位置は OBS 着底後に音響通信装置による三点測量を行い決定した。この方法による観測点位置の決定精度はおおむね 20~30m 以内である [山崎 (2011)]。2 回の観測で使用したすべての OBS は 3 成分速度型地震計 (固有周期 4.5 Hz, 上下 1 成分, 水平 2 成分) とハイドロフォンを搭載している。100 Hz サンプリング, A/D 変換 16 bit で連続波形を収録した。OBS 内部時計の時刻が近似的に一定速度でずれると仮定し、OBS の投入時と回収時の OBS 内部時計と GPS 時計との時刻差を測定してその間を線形内挿することにより、OBS 内部時計の時

刻を補正した。OBS 内部時計の時刻ずれは約 3 か月間で最大 32 秒で、多くのものは 10 秒程度であった。

2.2 震源決定方法

観測で得られた連続波形データについて、STA/LTA に基づくイベントトリガにより地震イベントの可能性のあるものを抽出し、その波形データを波形検測支援システム WIN [卜部・東田 (1992)] を用いて検測する。地震波形の例を Fig. 3 に示す。P 相が 1 点以上、P 相と S 相合わせて 5 点以上検測できたイベントについて WIN シ

ステムに付属している hypomh [Hirata and Matsu'ura (1987)] を使用して震源計算を行う。P 波速度構造は、平田・他 (2013) と同じで、観測網近傍の構造探査 [Kodaira *et al.* (2000)] の結果を基に作成した 1 次元速度構造モデルを用いる (Fig. 4)。S 波の速度構造は P 波と S 波の速度比を 1.73 と仮定して求める。ここで、海底面より上は、基盤最上層の最も遅い速度を一定値で与えた。また、海底面の水深は OBS の中で最も深い水深に設定し、OBS 間の水深の違いは、後述する観測点補正值で対応した。

一般に海底の表層には地震波速度の遅い未固結の堆積層があり、観測点ごとにその厚さが異なる。さらに、ここで用いた 1 次元速度構造と実際の速度構造との違いも存在し、これらは観測点の走時に系統的なずれをもたらす。ここではまず、堆積層の厚さ分の走時補正量を陽に取り込むため、次のようにして初期走時補正量を与えた。Iwasaki *et al.* (1991) や山崎・他 (2008) と同様の方法で、基盤層と堆積層の間で P 波から S 波へ変換された PS 変換波を検測し、P 波との時間差 ΔT_{ps-p} (Table 1 に示す) を得る。これを用いて、P 波と S 波の走時の補正量 $Pcor$, $Scor$ を算出し、震源計算の際に用いた。 ΔT_{ps-p} , $Pcor$, $Scor$ には、地震波が観測点に鉛直に入射すること仮定すると、観測点ごとに以下の関係がある。

$$\Delta T_{ps-p} = H/V_s - H/V_p$$

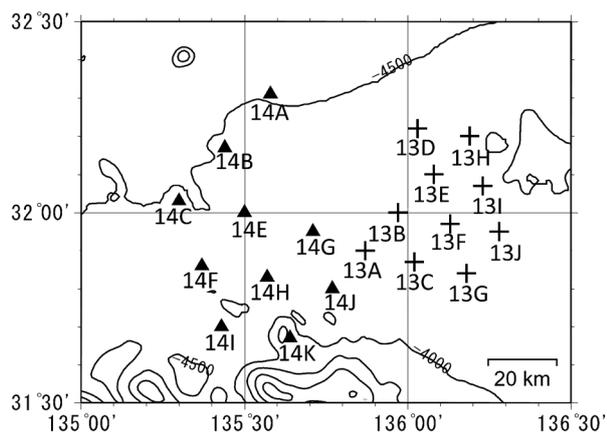


Fig. 2. Locations of OBSs in 2013 (crosses) and 2014 (solid triangles). See Fig. 1 for location of map with respect to Nankai Trough and Kii Peninsula.

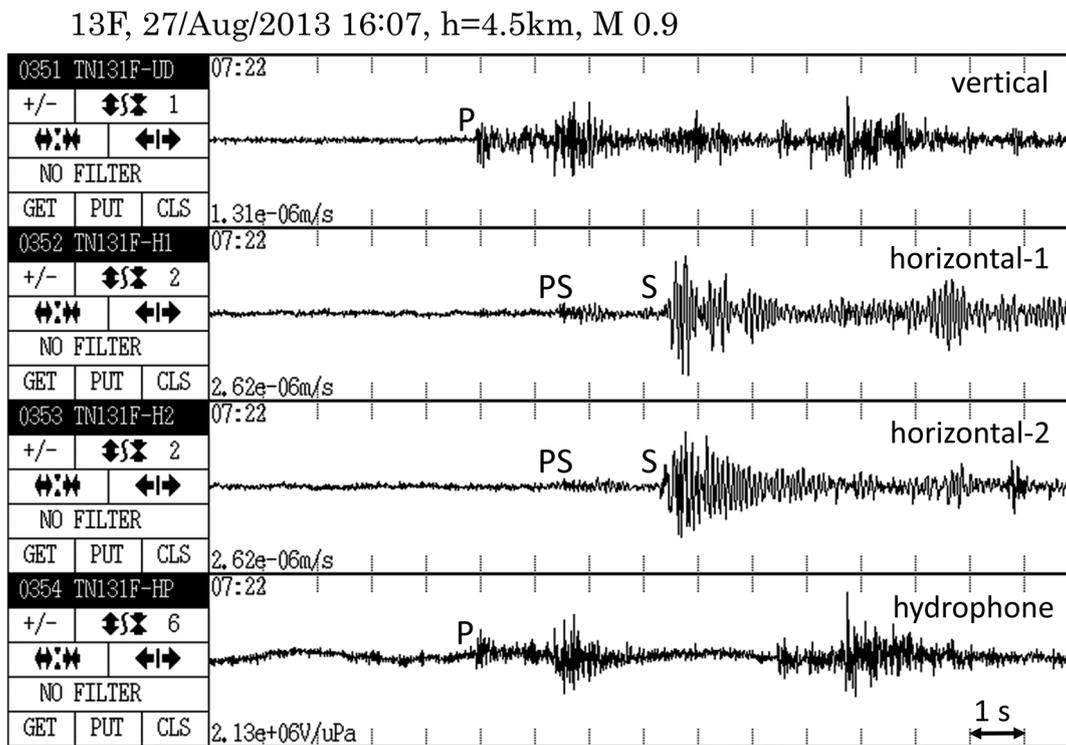


Fig. 3. Example of observed seismograms (recorded at OBS 13F in 2013).

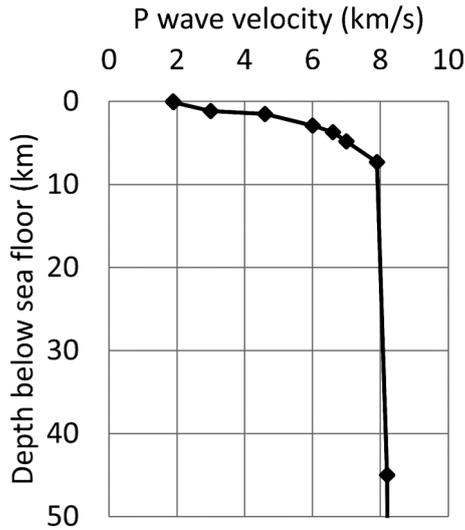


Fig. 4. One-dimensional P-wave velocity model used for hypocenter determinations.

$$P_{cor} = H/V_p^* - H/V_p, S_{cor} = H/V_s^* - H/V_s$$

ここで、 H は堆積層の厚さ (m), V_p および V_s は堆積層内の P 波および S 波速度 (m/s), V_p^* および V_s^* は基盤層での P 波および S 波速度 (m/s) である。地震波が斜めに入射した場合でも、低速度を示す堆積層のため波面が曲がるため、鉛直に入射するとする仮定は確からしいと考えられる。

青木・他 (2003) を参考に $V_p/V_s=4$ とし、S 波に比べて P 波の方が基盤層と堆積層の速度差が小さいことから、まず山崎・他 (2008) と同様に $V_p=V_p^*$ を仮定し、さらに $V_p^*/V_s^*=1.73$ と仮定して、以上の式から未知数を消去すると、

$$P_{cor}=0$$

$$S_{cor} = -0.76\Delta T_{ps-p}$$

となる。この値を初期走時補正量として与えて 1 回目の震源計算をおこなう。

次に観測走時と計算走時の走時残差 (O-C) 平均を観測点ごとに求め、その走時残差を 2 回目以降の震源決定の際の観測走時に加算する (このときの P 波と S 波の走時補正量は P_{cor}' , S_{cor}') ことで、O-C 平均をゼロにするように震源再計算 (観測点補正) を複数回繰り返す。ただし、この処理は、OBS 観測網外側の実際の速度構造の不均質性の影響を避けるため、1 回目の震源計算によって決定された震源の震央が OBS 観測網内に位置する震源のみに適用する。震央の変化が 0.01 度以下、深さの変化が 1 km 以内になった時点で収束したとみなし、震源の最終解 (以下、OBS 震源) とする。

§3. 結果と議論

3.1 震源決定結果

最終的な P 波と S 波の走時補正量 P_{cor}' , S_{cor}' , 走時残差の標準偏差 σ_p , σ_s を Table 1 に示す。観測点 14K については P 波の標準偏差が 0.22 秒と大きい。この原因として 14K は小海山の山腹に位置しているため (Fig. 2), 14K 直下の速度構造は 1 次元速度構造との差が大きいことが考えられる。また、14K の OBS 波形データは P 波、S 波が検測しづらく、検測できたのは 4 イベントのみであったことも標準偏差が大きくなった要因かもしれない。14K の精度の悪い検測値が震源に与える影響を調べるため、14K の検測値をすべて除いて震源決定を試みた。その結果、14K の検測値を含めて震源決定をした場合と、それを除いて震源決定をした場合とで、それぞれの震源位置の差は水平方向で 0.01 度、深さで 2 km 以内にとどまった。14K の検測値が震源位置に与える影響は大きくないと判断し、14K の検測値も震源決定に採用することにした。

3.2 震源の空間分布の特徴

震源分布を Fig. 5 (2013 年) および Fig. 6 (2014 年) に示す。観測網付近の震源を赤丸、それ以外の震源を白抜き黒丸で示す。比較のため、2000 年 1 月 1 日から 2014 年 12 月 31 日までの 15 年間の一元化震源を灰色丸印で示した。

まず、観測網付近の地震活動に着目する。Fig. 5 および Fig. 6 の観測網付近の震源 (赤丸) について、マグニチュード-時間分布図 (M-T 図) と規模別頻度分布図を Fig. 7 および Fig. 8 にそれぞれ示す。これらおよび震央分布から以下のことがわかる。

(1) M-T 図より、本観測期間において、マグニチュード (以下、M) 0.5 以上の微小地震が発生している (Fig. 7a および Fig. 8a)。特定の時期に集中した活動は見られない。

(2) 規模別頻度分布は M 1.0~1.5 をピークにもつ (Fig. 7b および Fig. 8b)。最小で M 0.5 の地震まで検出されているが、個数が少ないため M 1 未満については今回の地震観測網での検出限界に近いと考えられる。

(3) 微小地震の震源の深さは約 5~15 km である (Fig. 5 および Fig. 6)。これらは、Park *et al.* (2002) による南海トラフ沿いの反射法探査結果および、Obana *et al.* (2005) による南海トラフ軸付近の震源分布と比較すると、海洋性地殻内で発生している地震と考えられる。

以上は、平田・他 (2013) と同様の特徴を示している。観測領域が平田・他 (2013) とオーバーラップしている 2013 年の地震活動範囲は概ね同じであったため、平田・他 (2013) で示されている微小地震活動は別の観測期間

Table 1. Details of OBSs deployed in 2013 and 2014 for this study.

Sta- tion	Latitude(N)		Longitude(E)		Depth (m)	Observation Period	ΔT_{ps-p} (s)	Pcor' (s)	Scor' (s)	σ_p (s)	σ_s (s)
	(Deg.)	(Min.)	(Deg.)	(Min.)							
13A	31	53.8	135	51.9	4276	Jul. 1 - Sep. 30, 2013	1.73	-0.155	-1.598	0.068	0.218
13B	31	60.0	135	58.3	4223	Jul. 1 - Sep. 30, 2013	1.51	-0.047	-1.136	0.043	0.149
13C	31	52.4	136	1.3	4093	Jul. 1 - Sep. 30, 2013	1.77	-0.128	-1.522	0.038	0.184
13D	32	13.4	136	1.7	4312	Jul. 1 - Sep. 28, 2013	1.96	-0.059	-1.386	0.012	0.077
13E	32	5.9	136	4.6	4280	Jul. 1 - Sep. 29, 2013	1.90	-0.022	-1.393	0.023	0.089
13F	31	58.3	136	7.6	4231	Jul. 1 - Sep. 30, 2013	1.91	-0.229	-1.778	0.049	0.134
13G	31	50.7	136	10.6	4221	Jul. 1 - Sep. 30, 2013	2.04	-0.329	-2.062	0.080	0.368
13H	32	11.9	136	11.2	4210	Jul. 1 - Sep. 29, 2013	1.40	0.082	-0.796	0.045	0.104
13I	32	4.3	136	13.9	4237	Jul. 1 - Sep. 29, 2013	0.97	0.175	-0.434	0.081	0.215
13J	31	56.7	136	16.9	4327	Jul. 1 - Sep. 30, 2013	1.58	-0.186	-1.409	0.064	0.277
14A	32	18.4	135	34.5	4504	Aug. 7 - Oct. 29, 2014	1.83	0.008	-1.329	0.038	0.101
14B	32	10.3	135	26.7	4437	Aug. 7 - Oct. 27, 2014	1.56	0.162	-1.005	0.037	0.089
14C	32	1.9	135	18.2	4395	Aug. 7 - Oct. 28, 2014	1.96	-0.064	-1.499	0.021	0.143
14E	32	0.0	135	29.9	4367	Aug. 7 - Oct. 28, 2014	0.71	0.485	0.286	0.067	0.168
14F	31	51.8	135	22.3	4356	Aug. 7 - Oct. 26, 2014	1.73	0.09	-1.312	0.049	0.174
14G	31	57.3	135	42.5	4301	Aug. 7 - Oct. 28, 2014	1.58	0.325	-0.731	0.037	0.092
14H	31	50.0	135	34.5	4350	Aug. 7 - Oct. 20, 2014	1.66	0.177	-0.88	0.047	0.135
14I	31	41.9	135	25.8	4327	Aug. 7 - Oct. 26, 2014	1.50	0.28	-0.757	0.058	0.185
14J	31	47.8	135	46.3	4292	Aug. 7 - Oct. 25, 2014	1.49	0.316	-0.613	0.050	0.118
14K	31	40.0	135	38.1	3946	Aug. 7 - Oct. 25, 2014	1.32	0.358	-0.327	0.220	0.353

ΔT_{ps-p} =arrival time difference between PS and P phases; Pcor'=final station correction for P phase;
Scor'=final station correction for S phase; σ_p =standard deviation for P-phase arrival time;
 σ_s =standard deviation for S-phase arrival time.

でも確認ができたことになる。また、2014年の観測により、微小地震活動はさらに南西方向の海底下において発生していることが示された。ただし、約3カ月間の観測期間に発生した地震の数は、2013年が29個、2014年が25個であり、同じく約3ヶ月間観測した平田・他(2013)の112個に比べて少ない。

次に、観測網の外側の震源 (Fig. 5 および Fig. 6 の白抜き黒丸) をみると、観測網の北側には多くの震源が決まる一方で、南側には、観測網の南端から約120km南の、北緯30.79度、東経136.26度にある震源が1個(2013年7月13日のM2.9)以外には震源が決まっていない。この地震活動の特徴については後述の3.4節で詳しく検討する。

2013年、2014年とも北緯32度~32.4度付近で、北東から南西にかけて、地震が直線状に配列しているように見える (Fig. 5 および Fig. 6 上に矢印で示す)。その約0.1度北側に一元化震源においても北東から南西にかけて、震央分布の南限が直線状になっているように見える。2013年と2014年のこの付近のOBS震源と一元化震源の震源時の差が2秒以内であるものを同一イベント

と判定し、両者の震源の相対的位置関係について検討した (Fig. 9a)。その結果、観測網の外側のいくつかの震源だけが同一イベントと判定されたが、OBS震源よりも一元化震源の震央は、約0.1~0.2度系統的に北側に決まっている。また、OBS震源に比べて一元化震源の方が深さが15kmから25km程度深く決まっている。したがって、OBS震源でみられる北東から南西方向の地震分布は、一元化震源で約0.1度北側に見られる震源分布の南限に対応しているものと考えられる。

また、同一イベントと判定された震源のMを比較したものが Fig. 9b である。この結果から、一元化震源に比べてOBS震源はMにして0.5程度大きいことが分かる。原因としては、海底の堆積層で振幅が大きく計測され、その結果、OBS震源のMが大きくなっていることが考えられる [青木・吉田(2005)]。

Fig. 9のようにOBS観測網の外側の震源の場合は、震源精度に応じてMの精度が悪くなっている可能性も考えられる。hypomhではMの決定に渡辺(1971)の式を用いている。渡辺(1971)では観測振幅と震源距離によりMが決まっている。観測網の内側の震源深さと外

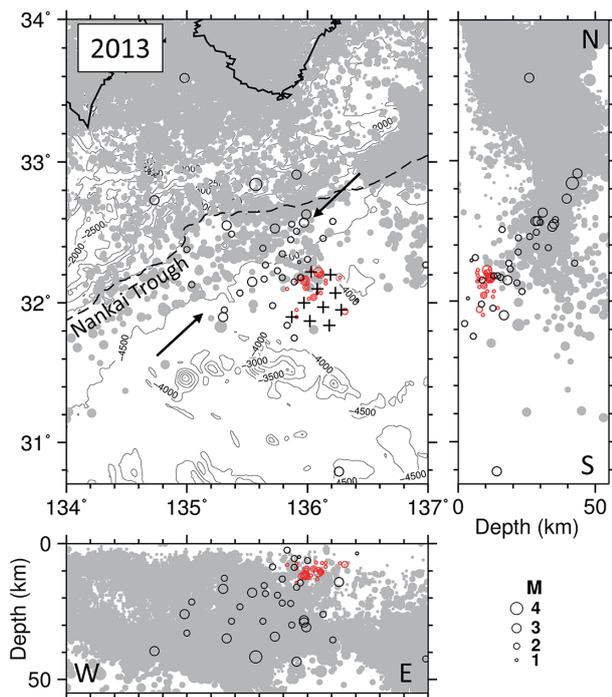


Fig. 5. Plan view and N-S and E-W vertical cross sections showing hypocenter distribution (open circles) and magnitudes determined from the data recorded by 10 OBSs (crosses) from 1 July to 30 September 2013. Red open circles identify hypocenters within or close to the envelope of the OBS network; other hypocenters are shown as black open circles. Hypocenters of earthquakes between January 2000 and December 2014, listed in the Seismological Bulletin of Japan (the unified seismic catalog), are also shown as solid gray circles.

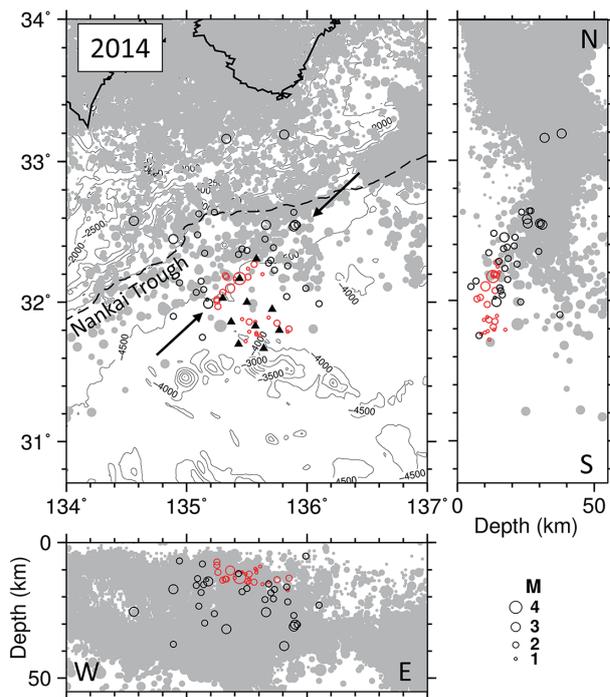


Fig. 6. As for Fig. 5 for data recorded by 10 OBSs (triangles) from 7 August to 29 October 2014.

側の震源深さを比較した場合に20kmほどの違いが認められることもある。これは震源が実際より深く決められてしまったためと考えられる [山崎・他(2008)]。このように、深さ方向に20kmほどの震源位置の不確かさがある場合、P相・S相の双方が読み取られているデータのみを使用した同じS-P時間の震源でも、深さが異なれば震源距離も異なり、結果としてMに影響することが考えられる。しかし、この程度の深さの違いによるMの差は0.1未満であり、ここでの議論には大きな影響はないとみられる。

3.3 メカニズム解

OBS観測網付近の微小地震については、規模が小さいために陸上の観測網では記録されない。またOBS観測点数が少ないために、単独の地震としてのメカニズム解を求められない。そこで、Fig. 5およびFig. 6の観測網付近の震源(赤丸)はほぼ共通のメカニズム解を持つと仮定し、P波初動極性が検出できたものについて1つの

震源球にすべてプロットし、合成震源メカニズム解(下半球投影)を調べた。ここで波線の方位角と射出角は、hypomhによる震源決定で得られた値を使用した。

結果をFig. 7cおよびFig. 8cに示す。押しの初動は震源球投影図の上下の円周部分に分布しているものが多く、引きの初動は震源球投影図の中央付近に分布しているものが多い。この結果から、2013年、2014年ともに、概ねトラフ軸と概ね直交する南北方向に張力軸を持つことが分かる。これはプレートの沈み込みに伴うベンディング理論 [例えば、Turcotte and Schubert (2014)] によってトラフ軸外側のフィリピン海プレート浅部に期待される張力場と矛盾しない。Obana *et al.* (2005) や平田・他(2013)の結果とも傾向が同じである。また、分布を概観すると2014年観測の地震は投影面の中心付近に引きが分布し周辺部に押しが分布していることから正断層の地震が発生しやすい応力場を示している可能性がある。ただし、より確からしい解を得るには、より稠密な観測点配置で観測を行うか、拘束条件を加えて解を絞り込む必要がある。

3.4 地震検知能力の下限と地震活動の南限

一元化震源とOBS震源について、南北方向の地震活動の分布と、地震の検知のおよその下限をみるため、トラフ軸より海側の地震について横軸にトラフ軸からの距離(以下、D)、縦軸にMをとり、Fig. 5およびFig. 6に

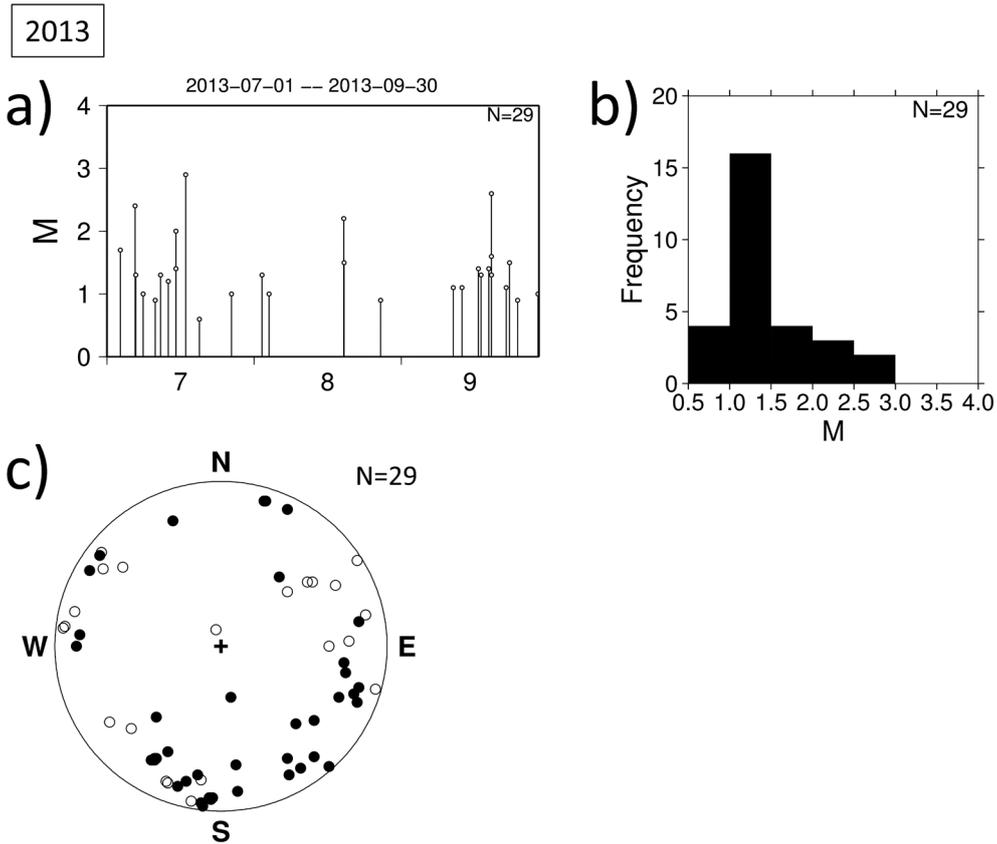


Fig. 7. Earthquakes recorded within or close to the envelope of the OBS network in 2013 (red circles in Fig. 5). a) M-T diagram, b) Magnitude-frequency distribution, and c) composite plot of P-wave initial motions (lower hemisphere). In panel c), solid and open circles denote up and down motions, respectively.

示した震源をデータとして Fig. 10 にプロットした。一元化震源は 30.7°N~34°N, 134°E~137°E の範囲の震源である。ただし、青木・吉田 (2005) が指摘しているように一元化震源より OBS 震源の M が大きく求まる傾向があり、データ数は少ないものの Fig. 9b のとおり OBS 震源の方が一元化震源よりも M について 0.5 程度大きい。そのため、OBS 震源は図示したよりも M の小さい地震である可能性がある。なお、検討対象の領域は直近の陸上観測点から約 150 km 以上離れており、この海域で求まる一元化震源はたとえ深さが実際よりも深く決定されても震源距離はそれほど変化しないので、一元化震源の M の値はほとんど変わらない。

まず、一元化震源 (灰色丸) では、D=0~100 km にかけて地震活動がみられる。M の下限に注目すると、D=0 km では M 1 程度、D=100 km では M 2 程度の地震が検知されており、およその検知限界を図中に灰色実線で示す。

一方、OBS 震源 (丸: 2013 年, 四角: 2014 年) では、一元化震源と同様に D=0~100 km の範囲に地震がみら

れるが、M の下限として M 0.5 程度の地震がとらえられている。およその検知限界を Fig. 10 に黒実線で示す。D=50 km 以上の灰色線の下に位置する震源は、OBS 観測を行うことにより検知できた微小地震であることが分かる。

Fig. 10 にプロットされた OBS 震源の分布から、D < 50 km の OBS 観測網の北側には OBS 震源が多数存在するのに対し、D > 100 km の観測網の南側では急激に地震活動がなくなることがわかる。先に示した黒実線の傾きを用いて、D > 100 km すなわち観測網の南側へ直線を伸ばしたものが黒破線であり、「みかけ上の M の検出下限」の目安とここでは考える。Fig. 10 の図上で、この黒破線より上にプロットされる地震があれば、2013 年と 2014 年の OBS 観測網でも地震が発生していることくらいは検知できると考えられるが、そのような地震は存在しない。唯一、D=219 km で M 2.9 の震源が求まっているが、これは 3.2 節で述べた、観測網から約 120 km 南の震源である。むしろ OBS 観測網からかなり離れた場所に震源決定されているので、その D や M に精度はない。

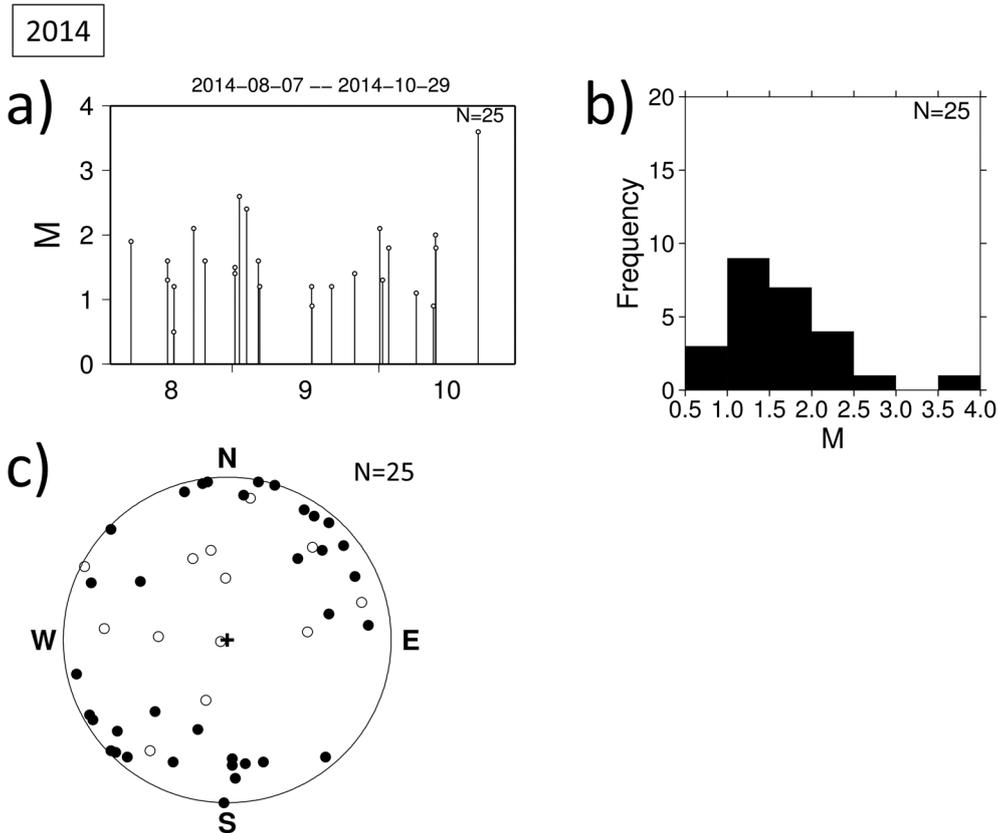


Fig. 8. As for Fig. 7 for earthquakes recorded from 7 August to 29 October 2014 (red circles in Fig. 6).

この震源に対応する一元化震源も存在していない。

定常的な地震活動として、 $D=100\sim 170$ kmにおいて、黒破線の上にあたる地震は、2013年および2014年のOBS観測網によりそれぞれ検知される能力はあると考えられるが、震源は求まっていない。このことから、今回の対象海域において $D>100$ kmでは地震活動がかなり低調であり、少なくとも3.2節の規模別頻度分布でピークがあるM 1.5程度以上の定常的な地震についてはトラフ軸から100 km付近が南限と考えられる。

§4. まとめ

2013年と2014年に実施した紀伊半島南方沖でのOBSを用いた地震観測とその解析により、以下のことが明らかになった。

- (1) 平田・他(2013)により見出されたトラフ軸海側の微小地震は、2013年の観測および、さらに南西側の2014年の観測海域でも同様に発生している。
- (2) 2013年と2014年の観測で推定されたトラフ軸海側の微小地震の合成震源メカニズム解は、概ねトラフ軸と直交する方向に張力軸を持つ。フィリピン海プレートのベンディングに関係しているものとみられる。

(3) 今回の観測網の南側では、OBS観測網のはるか南方のM 2.9の地震以外に震源は求まらず、トラフ軸から約100 km以南では地震活動は急激に消失する。

今回確認されたプレート内部の地震は、トラフ軸に近い範囲に確認されること、南北方向の張力場の下で発生しているとみられることから、アウターライズにおけるプレートの変形に起因するものとみられる。さらにその活動域は、アウターライズにおける正断層型の地震の発生する可能性のある範囲を示していると考えられる。

謝 辞

OBS観測は、気象庁海洋気象観測船凌風丸および啓風丸、気象庁地球環境・海洋部、地震火山部の協力のもとに行われた。検測にはWINシステム[ト部・東田(1992)]、震源決定にはhypomh[Hirata and Matsu'ura(1987)]を用いた。一元化震源として、2000年1月～2014年12月の気象庁の地震月報(カタログ編)(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/>)を用いた。一元化震源は、気象庁が次の関係機関から地震観測データの提供を受け、文部科学省と協力してこれを整理し、気象庁の観測データと併せて分析した結果である。国立研究開発

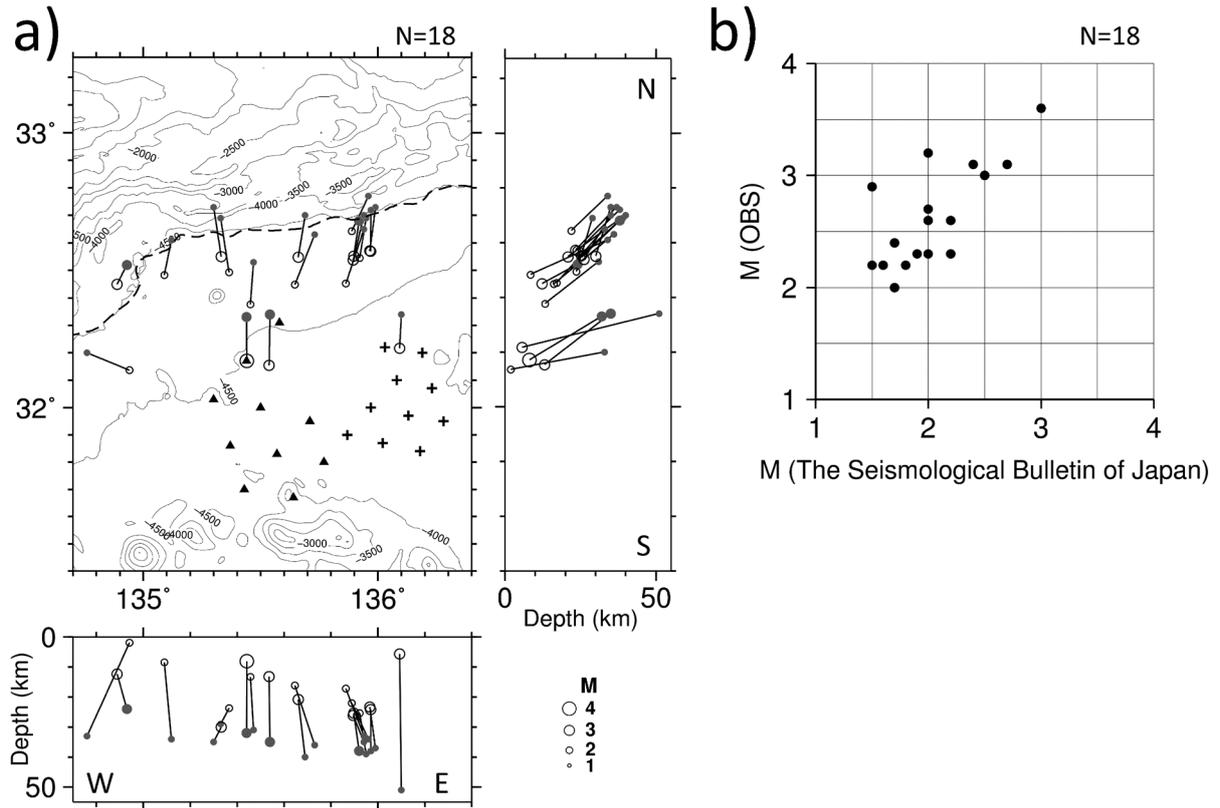


Fig. 9. a) Plan view and N-S and E-W vertical cross sections comparing hypocenters cataloged in the Seismological Bulletin of Japan (gray solid circles) with those recorded in 2013 and 2014 OBS data (black open circles). b) Comparison of magnitudes for seismic events in (a).

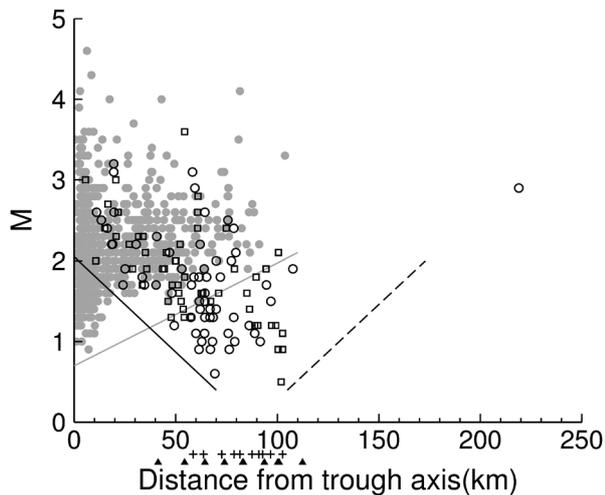


Fig. 10. Relationship between earthquake magnitude and distance from the trough axis. Open circles and squares denote hypocenters determined from OBS data recorded in 2013 and 2014, respectively. Gray solid circles indicate hypocenters of earthquakes between January 2010 and December 2014 that are cataloged in the Seismological Bulletin of Japan. The distances of OBSs from the trough axis in 2013 (crosses) and 2014 (triangles) are shown below the x-axis. Gray and black solid lines indicate the lower magnitude limits of detection estimated from the unified seismic catalog and OBS networks of this study, respectively. The dashed line indicates the lower magnitude limit of detection extrapolated southward from the OBS network.

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, 国立研究開発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, 国立研究開発法人海洋研究開発機構, IRIS. 一部の図の作成には GMT [Wessel and Smith (1998)]

を用いた。また、査読者の村井芳夫氏, および1名の匿名査読者からのご意見は、論文を改訂する上で大変役立ちました。記して感謝致します。

文 献

- Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- 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* **2**, **55**, 429-434.
- 青木 元・吉田康宏, 2005, 自己浮上式海底地震計観測による東海沖の地震活動, *気象研究所技術報告*, **46**, 1-31.
- 平田賢治・対馬弘晃・小林昭夫・山崎 明・馬場久紀・勝間田明男・上野 寛・青木重樹・林元直樹・武藤大介・吉田康宏・前田憲二・横田 崇, 2013, 海底地震観測に基づく紀伊半島沖フィリピン海プレート内部の微小地震活動, *日本地球惑星科学連合大会予稿集*, SSS31-P14.
- 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**, 50-61.
- 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.
- Kodaira, S., N. Takahashi, J.O. Park, K. Mochizuki, M. Shinohara, and S. Kimura, 2000, Western Nankai Trough seismogenic zone: Results from a wide-angle ocean bottom seismic survey, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5887-5905.
- 松村正三, 2009, 地震活動変化から何を読み解くか?—プレート境界地震のアスペリティの特定—, *地震* **2**, **61**, S123-131.
- Mochizuki, K., K. Nakahigashi, A. Kuwano, T. Yamada, M. Shinohara, S. Sakai, T. Kanazawa, K. Uehira, and H. Shimizu, 2010, Seismic characteristics around the fault segment boundary of historical great earthquakes along the Nankai Trough revealed by repeated long-term OBS observations, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L09304, doi:10.1029/2010GL042935.
- Nanjo, K. Z., T. Ishibe, H. Tsuruoka, D. Schorlemmer, Y. Ishigaki, and N. Hirata, 2010, Completeness magnitude and seismic network coverage for Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 3261-3268, doi: 10.1785/0120100077.
- Obana, K., S. Kodaira, and Y. Kaneda, 2005, Seismicity in the incoming/subducting Philippine Sea plate off the Kii Peninsula, central Nankai trough, *J. Geophys. Res.*, **110**, B11311, doi:10.1029/2004JB003487.
- Park, J. O., T. Tsuru, S. Kodaira, P. R. Cummins, and Y. Kaneda, 2002, Splay Fault Branching Along the Nankai Subduction Zone, *Science*, **297**, 1157-1160.
- Turcotte, D. and G. Schubert, 2014, *Geodynamics 3rd Ed.*, pp472.
- ト部 卓・東田進也, 1992, win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), *日本地震学会講演予稿集*, 331.
- 山崎 明, 2011, 南海トラフ沿いの海域で実施した自己浮上式海底地震計観測, *気象研究所技術報告*, **63**, 1-35.
- 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.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, *地震* **2**, **24**, 189-200.