



Title	北海道えりも沖における海底地震観測から得られた地震活動
Author(s)	一條, 和宏; 村井, 芳夫; 町田, 祐弥; 三浦, 亮; 西村, 裕一; 高波, 鐵夫
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 72, 23-35
Issue Date	2009-03-15
DOI	10.14943/gbhu.72.23
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/38143
Type	bulletin (article)
File Information	03_Ichijyo.pdf



[Instructions for use](#)

北海道えりも沖における海底地震観測から得られた地震活動

一條 和宏・村井 芳夫・町田 祐弥

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

三浦 亮

日本海洋事業株式会社

西村 裕一・高波 鐵夫

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2008年12月26日受理)

Seismic activities deduced from ocean bottom seismographic observation off Cape Erimo, Hokkaido

Kazuhiro ICHIGO, Yoshio MURAI, Yuya MACHIDA

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

Ryo MIURA

Nippon Marine Enterprises, Ltd.

Yuichi NISHIMURA and Tetsuo TAKANAMI

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received December 26, 2008)

Observation of micro-earthquakes using Ocean Bottom Seismometers (OBSs) was carried out from May 17 to July 2, 2007 to obtain seismic activities beneath the area off Cape Erimo, Hokkaido. In this neighboring region, large earthquakes with magnitude around 8 occurred at intervals of 40-60 years. In this study area, clusters of micro-earthquakes were detected immediately before the 2003 Tokachi-oki earthquake (M8.0) by a previous OBS observation (Takanami et al., 2005). The purpose of this study is to investigate the seismic activity after the 2003 Tokachi-oki earthquake by comparing with the results by Takanami et al. (2005). Most of the hypocenters determined in this study are located at shallower depth than those by the Japan Meteorological Agency (JMA). This means that it is difficult to obtain detailed micro-seismicity in off-shore area by using land stations only. Therefore, ocean bottom seismographic observations are necessary to detect micro-earthquakes in the region far from

the land. According to the depth of the subducting Pacific plate, which is about 10km beneath this study area, it is interpreted that most of these earthquakes occurred at the plate boundary. Seismic activities in this study area were lower than those by Takanami et al. (2005), but some concentrated earthquakes were detected. However, there was no temporal concentration. This suggests that cumulated stress was released by the 2003 Tokachi-oki earthquake and the following post-seismic slip and that the seismicity of this area returns to the steady state.

．はじめに

北海道南方沖では、千島海溝と日本海溝で北米プレートの下に太平洋プレートが沈み込んでいる。千島海溝では、マグニチュード 8 クラスのプレート境界型巨大地震が、いくつかのセグメントに分かれて 40～60 年周期で発生している。そのうち、1952 年十勝沖地震の破壊領域では、2003 年 9 月 26 日に十勝沖地震 (M8.0) が発生した。十勝沖地震の震源域付近では、北海道大学理学研究院附属地震火山研究観測センター (以降 ISV) が中心となっており、海底地震計 (以降 OBS) を用いた地震活動の調査や海底地下構造探査を行ってきた。地震発生から 50 年が経過していた 2002 年と 2003 年に、1952 年十勝沖地震の余震域では、地震活動を調査するための海底地震観測が行われた (高波・他, 2005)。2003 年十勝沖地震は、その 2003 年の観測終了直後に発生した。高波・他 (2005) によれば、2003 年十勝沖地震発生前には震源域全体でほぼ一様に地震活動は低く、比較的静穏であった。ただし、震源域周辺で局地的、かつ短期的に集中して微小地震が発生していることがわかった (Fig. 1)。

地震発生からおよそ 4 年が経過した 2007 年 5 月、十勝沖の海域で海底地下構造探査にあわせ、自然地震観測も行った。この観測では、地震活動の比較を行うために、2003 年の観測で得られたクラスター地震を囲むように OBS を設置した (Fig. 1)。

本研究では、観測が行われた 2007 年 5 月から 7 月のうち、エアガン発振の行われた期間を除いた約 40 日間の地震波形記録を用いて震源決定を行い、地震活動を詳細に検討する。

．観 測

OBS は、ISV が傭船したオフショア・オペレーション社の作業船「第五海工丸」によって 2007 年 5 月 14 日から 15 日に設置され、「第十二海工丸」によって 2007 年 7 月 1 日から 4 日に回収された。設置した OBS のうち本研究で使用した観測点分布を Fig. 1 に示す。設置した OBS は全部で 20 台であるが、そのうち 6 台の OBS の波形記録を本研究で使用した。解析に使用した 6 台の OBS ではハードディスク型レコーダーをデータ収録装置として用いている。用いた地震計は固有周波数が 4.5Hz の上下動 1 成分、水平動 2 成分の 3 成分地震計である。ジン

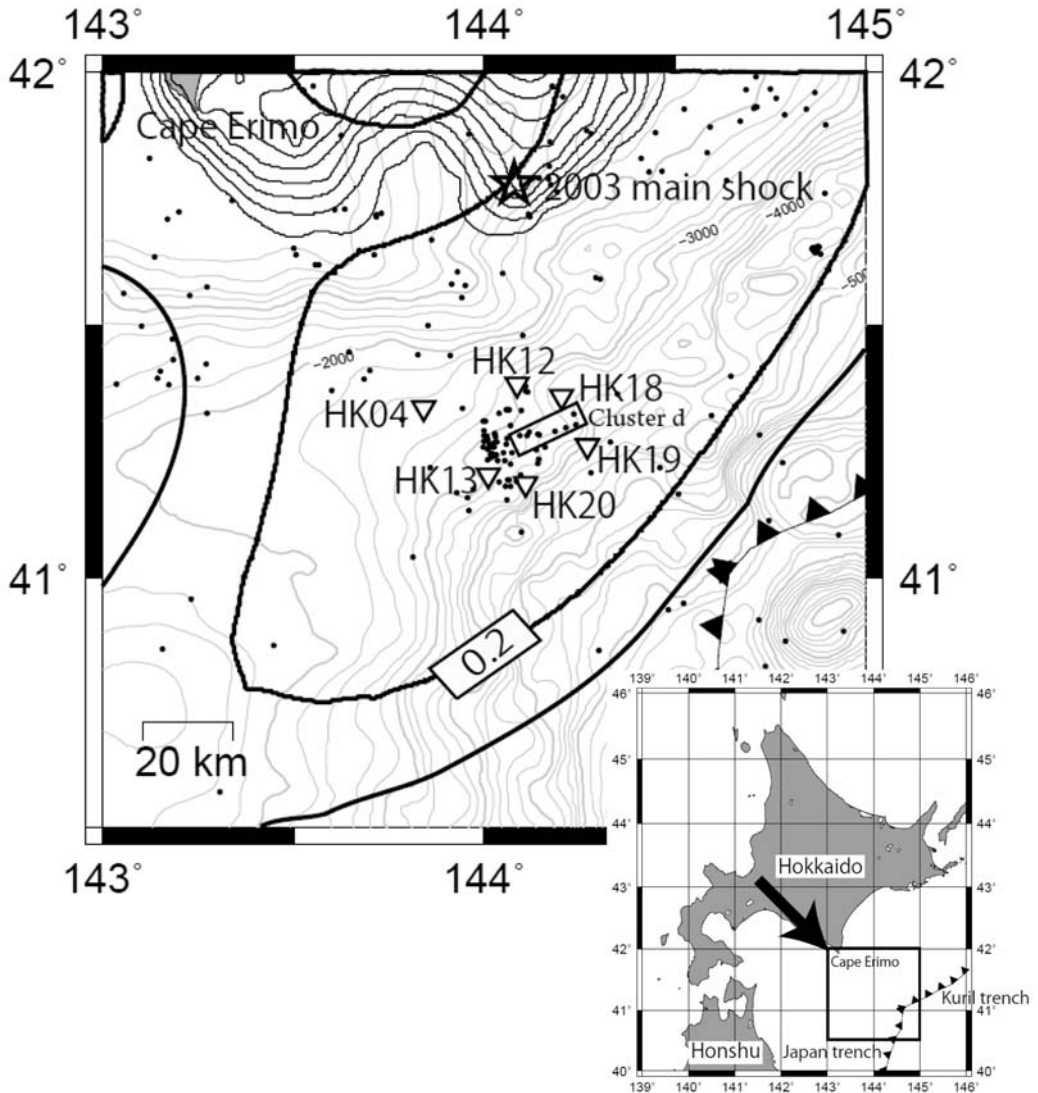


Fig. 1. Location map of OBSs (open inverted triangles) with bathymetric contours. Dots indicate the epicenters obtained by Takanami et al. (2005). The earthquake cluster d obtained by Takanami et al. (2005) is also shown by a rectangular box. The star indicates the epicenter of the 2003 Tokachi-oki earthquake. Thin solid contours with 0.5m interval illustrate coseismic slip in 2003 Tokachi-oki earthquake (Yamanaka and Kikuchi, 2003). Thick solid contours with 0.2m intervals show cumulative post-seismic slip in the 30 days following the earthquake (Miyazaki et al., 2004).

バル機構により、着底した時の傾斜が 30°までなら水平に保たれるようになっている。

使用した OBS は自己浮上式である。自己浮上式 OBS は、地震計、レコーダー、レコーダー用の電池を直径約 40cm の耐圧仕様のガラス球に入れ、さらに、プラスチック製のカバーに収める。カバーには設置の際に錘を装着し、その自重によって落下させる。また、回収時に OBS を見つけやすくするために、補助具としてフラッシャーとラジオ・ビーコンを取り付ける。回収時には音響トランスポンダーに対して、音響通信で浮上の信号を送って錘を切り離し、自身の浮力によって浮上させる。時に音響通信が失敗し回収できないことがあるが、本観測ではすべての OBS の回収に成功した。

データ処理

1. 海底地震計の位置補正

OBS 投入時には、投入地点の座標、水深の計測を行っている。しかし、OBS が海底に到達するまでに潮流などの影響によって投入地点から流されてしまうため、実際の着底位置は船上で記録した投入位置とは異なる。本観測では、エアガン探査も行ったためエアガン測線上に設置した OBS (HK04, HK12, HK13) に関しては、エアガンによる水中音波の走時から OBS の位置を決定することができる。その他の OBS は三点測距を行い、次のようにして正確な着底位置を求めた。OBS 回収前に、投入地点の周囲 3 点において、OBS に装着してあるトランスポンダーに対して船上の呼び出し装置から超音波信号を送ると、トランスポンダーが応答し、船から OBS までの距離が計測される。同時に、GPS によって船の正確な位置を記録する。それらを用いて、水中音波速度を 1500m/s と仮定し、OBS の着底位置を最小二乗的に求めた (Shiobara et al., 1997)。その結果、OBS の投入地点と着底位置のずれは 100m 程度と小さかった。そのため、海況の悪化により三点測距が出来なかった OBS (HK19)、および三点測距を行わなかった OBS (HK04, HK12, HK13) は投入地点の座標と水深を着底位置と仮定して解析を行った。

2. 時刻較正

OBS で使用されている時計信号の真の時刻からの進み、遅れはそれぞれで個体差があり、真の時刻に直すためには、各 OBS について時刻較正を行う必要がある。具体的には、OBS の内部時計と GPS 時計信号に対する時刻差を求めればよい。これは高精度の基準時計を介して基準時計と OBS 時計および GPS 時計信号との時刻差をそれぞれ測定することによって計算できる。GPS 時計信号と基準時計の時刻差は一日に数回測定し、基準時計の時刻の変動するトレンドを求めた。基準時計と OBS 時計との時刻差は設置前と回収後にそれぞれ数回ずつ測定した。これらの時刻差から、海底で観測中の OBS 時計は一定の割合で進み、遅れを生じると仮定して、線形補間によって観測中の OBS 時計の GPS 時計信号に対する時刻差を求めた。ここで求めた値は、後にデータを変換する際に補正值として与える。

3. イベント検出

連続波形からイベントを切り出すため、卜部・平田 (1984) の方法を基にしたプログラムによって、波形信号の振幅の短時間平均値 (STA) と長時間平均値 (LTA) の比 (STA/LTA) をパラメータとして用いてイベント検出を行った。基準として与えるのは、振幅のしきい値 R_{on} , R_{off} , 継続時間のしきい値 T_{max} , T_{min} の 4 つの値である。STA/LTA が R_{on} を越えたときにトリガーをかけ、 R_{off} を下回ったときにトリガーをはずす。トリガーのかかっている時間をイベントの継続時間とし、これが T_{min} 以上 T_{max} 以下のものがイベント候補になる。同じ時刻のイベント候補が三点以上の観測点で検出されると地震として判断され、イベントリストに加えられる。ここでは、 $R_{on}=2.0$, $R_{off}=1.0$, $T_{max}=60s$, $T_{min}=10s$ とした。イベント検出を行った期間は 2007 年 5 月 17 日から同年 7 月 2 日までである。ただし、5 月 28 日 11 時 50 分から 6 月 4 日 17 時 30 分まではエアガン信号がノイズになるため、イベント検出を行っていない。

．震源決定

1. 震源決定

波形解析には地震波形検測支援プログラム「win」(卜部・東田, 1992) を使用した。イベントリストに加えられた時間窓で、連続記録から波形を切り出し、イベントごとに「win」形式のファイルに変換した。それぞれのイベントにおいて、P 波と S 波の到達時刻を読み取り、Hirata and Matsu'ura (1987) によるプログラム「hypomh」を利用して震源決定を行った。P 波が 3 点以上、かつ S 波が 1 点以上読み取れた地震のみを震源決定の対象とした。また、P 波と S 波の到達時間差が 20 秒よりも大きく、震源が明らかに遠地または深部であると認められたイベントについては震源決定を行わなかった。さらに、ノイズレベルが高く S 波の読み取りが困難な地震も震源決定対象リストから除いた。震源決定の計算には、Iwasaki et al. (1989) の結果を考慮した Shinohara et al. (2004) の一次元速度構造を参考にした高波・他 (2005) の構造を用いた。その結果、得られた 261 個のイベントの内、45 個の震源が決定された。マグニチュードは地震動の継続時間から求められるが、読み取り精度が低いため、本研究では議論しない。

2. 堆積層補正

陸上の地震計は、抗などを掘って直接岩盤の上に設置することが可能である。しかし、自己浮上式 OBS は海面から自由落下させて海底に設置するため、直接海底基盤に設置することは不可能である。海底には未固結の堆積層が存在し、堆積層では地震波速度は遅くなる。そこで、正確な震源決定を行うためには、地震波が堆積層を通過することによる到達時刻の遅れを補正する必要がある。堆積層補正には Iwasaki et al. (1991) の方法を用いた。

補正には堆積層下面での P-S 変換波と P 波の到達時刻差を使う。P-S 変換波の波形例を Fig. 2 に示す。それぞれの観測点におけるいくつかのイベントで P-S 変換波を読み取り、P 波との時

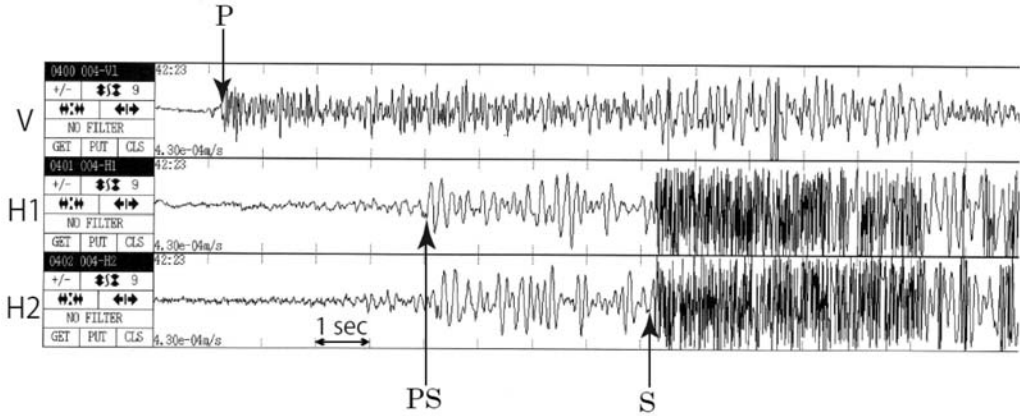


Fig. 2. An example of seismic records obtained by OBS (HK04). Three-component records (V, vertical; H1, horizontal; H2, horizontal perpendicular to H1) from 01:42:23 on June 14, 2007 are shown.

刻差の平均をとる．P-S変換波の到達時刻を t_{PS}^i ，P波到達時刻を t_P^i とし，到達時刻差の平均を $t_{PS}^i - t_P^i$ で表す．堆積層のP波，S波速度をそれぞれ V_P ， V_S ，基盤層のP波，S波速度をそれぞれ V_P^* ， V_S^* とする．このとき，P波，S波それぞれの補正值 Δt_P^i ， Δt_S^i は以下の式で表される．

$$\begin{aligned}\Delta t_P^i &= (t_{PS}^i - t_P^i)(1 - V_P/V_P^*)/(\alpha - 1) \\ \Delta t_S^i &= (t_{PS}^i - t_P^i)(\alpha - \alpha^* V_P/V_P^*)/(\alpha - 1)\end{aligned}\quad (1)$$

ここで，

$$\alpha = V_P/V_S, \alpha^* = V_P^*/V_S^* \quad (2)$$

である．

本研究では，日本周辺での海底地震観測の結果（山田，1980；Hirata et al., 1983）に基づいて，堆積層のP波速度を2.0km/s， α を2.76， α^* を1.73と仮定して計算を行った．それぞれの観測点について(1)式から求められた補正值をTable 1に示す．本研究では基底層上面のP波速度も2.0km/sと仮定しているため，P波到達時刻の遅れは0sになる．

Table 1. Station corrections for S-waves.

Station	t_s [s]
HK04	1.8560
HK12	1.1577
HK13	1.5600
HK18	1.2389
HK19	0.9014
HK20	1.0641

．震源分布

本研究で求められた堆積層補正後の震源分布をFig. 3に示す．ここでは，決定された45個の震源のうち，観測網周辺で決定された震源のみを示した．堆積層補正前後の震源の比較をFig. 4に示す．Fig. 4では，補正を行うことにより震源が全体的に観測域周辺，もしくは内部に集中

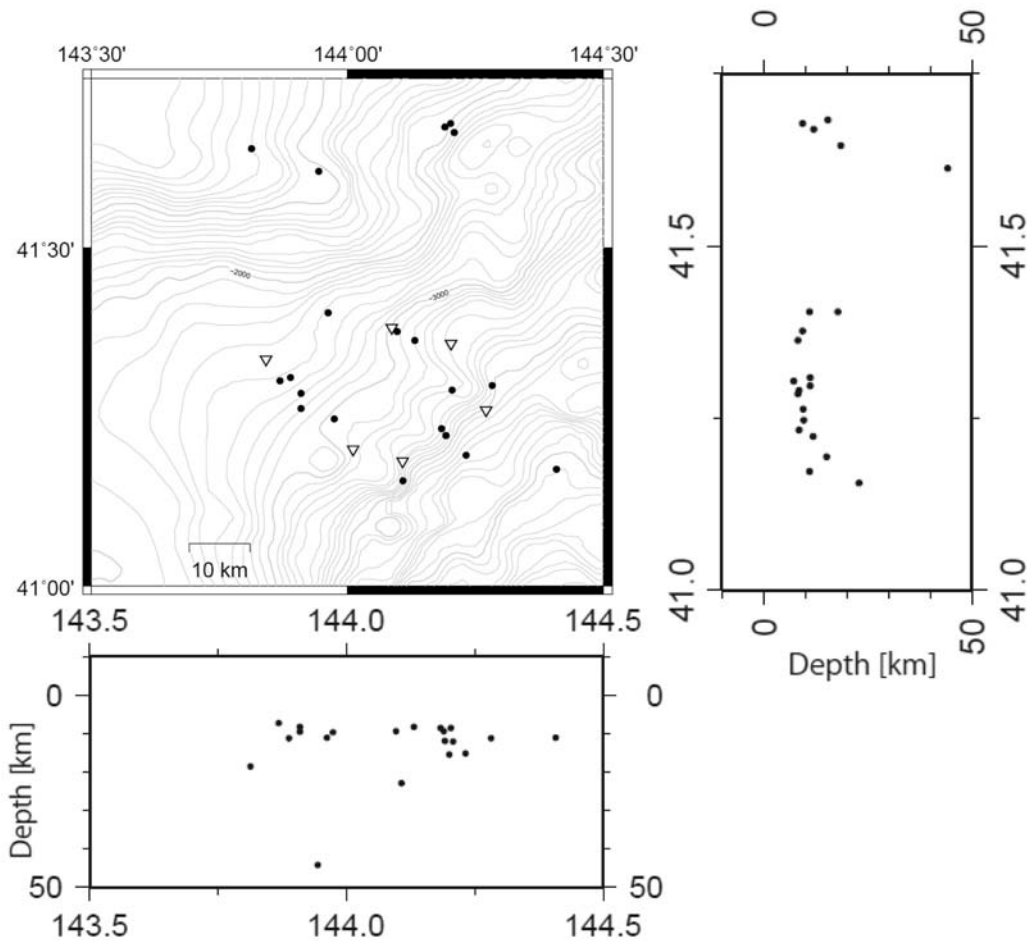


Fig. 3. Hypocenter distribution (dots) after the station correction. Open inverted triangles indicate OBSs stations.

してきている。補正前の震源分布では震源の集中している場所はなかったが、補正することによって観測網の中で比較的集中して発生している地震群が見られた。補正は実際に堆積層を通して観測された地震波走時を堆積層による遅れのみで短くするため、S - P 時間が補正前よりも小さくなる。そのため、補正後の震源は観測網に近づくことになる。特に、本観測での観測網は比較的小規模なので、観測網の外側に決まっていた震源がより顕著に観測網の近くに集まるのであろう。

深さ分布については、いくつか例外はあるものの、全体的に補正後の方が浅くなるかあるいは補正前とそれほど変わらない。

以上のように、海底地震観測では堆積層の影響が無視できず、補正の必要性が示された。

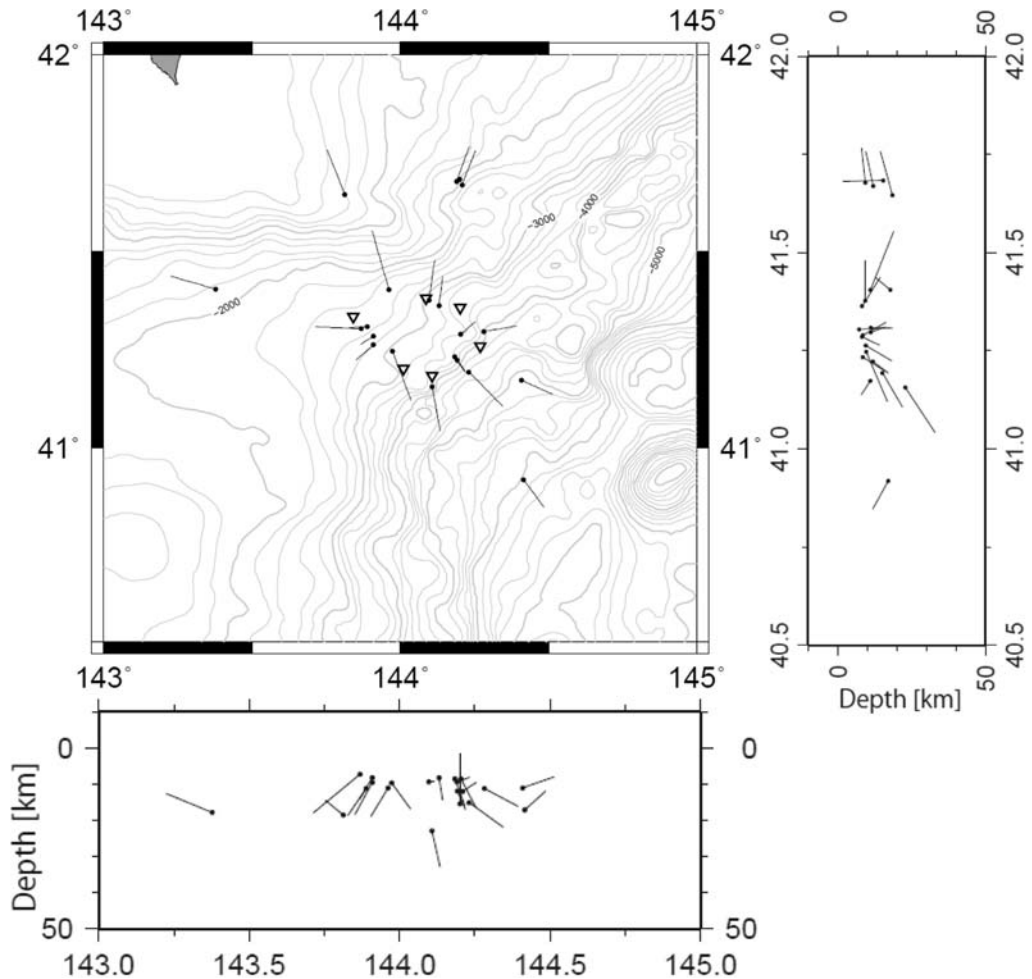


Fig. 4. Comparison between the hypocenters before and after the station correction. Dots indicate hypocenters after the correction. Open inverted triangles indicate OBS stations.

考 察

この章では、前章で得られた堆積層補正後の震源について考察する。ただし、観測網から遠くに決まっている震源については決定精度が低いと考えられるので考察の対象としない。

1. 気象庁震源との比較

ここでは、気象庁一元化震源カタログに本研究で震源決定した地震の発生時刻と近い地震があり、震央が観測領域に含まれている場合に、両者が同じ地震と判断して比較を行う。堆積層補正後の震源と気象庁一元化震源との比較を Fig. 5 に示す。まず、深さに関してはほぼすべての震源が気象庁一元化震源よりも浅く決まっている。気象庁の観測点はすべて陸域にあり、本研究の

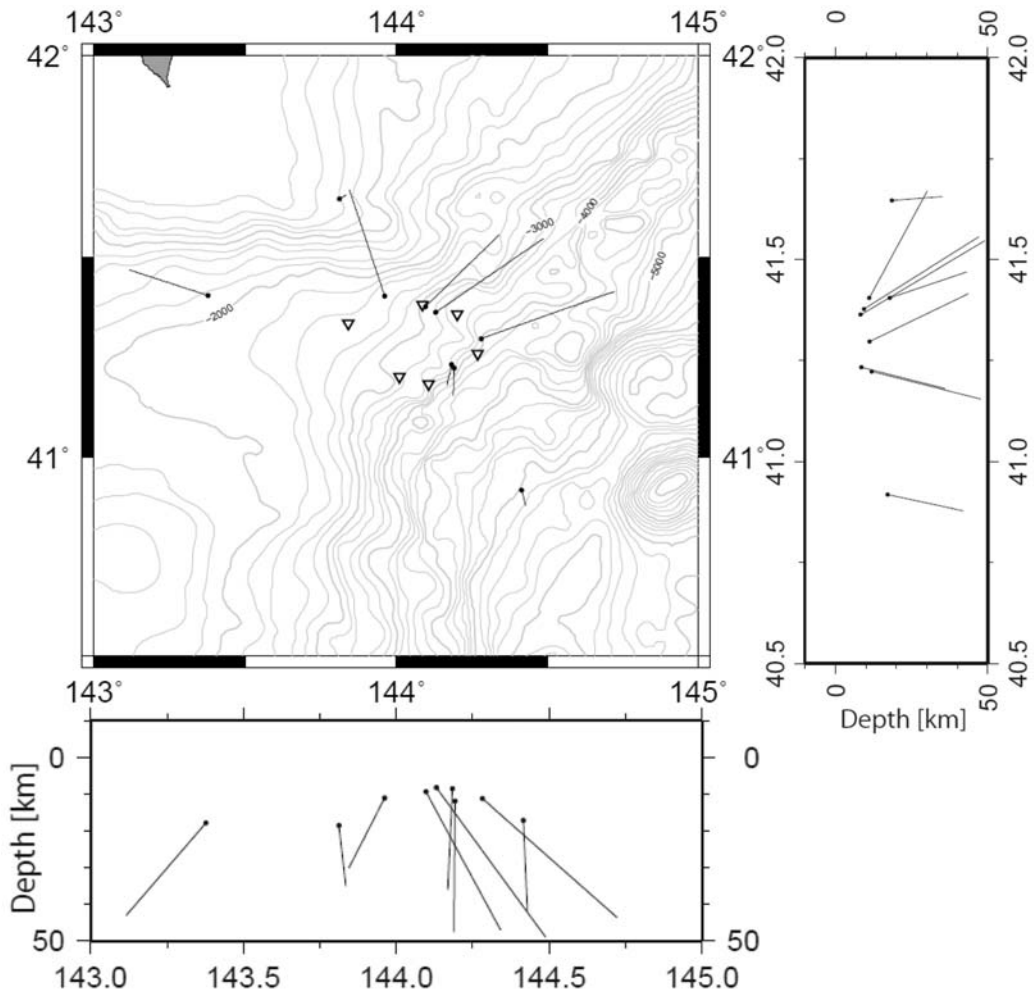


Fig. 5. Comparison between the hypocenters determined by this study (dots) and JMA. Open inverted triangles indicate OBS stations.

対象領域は観測網から遠く離れているため、震源の位置、特に深さが正しく決定できないためと考えられる。また、本研究の観測網付近において、気象庁で震源決定された微小地震の数は9個と、本観測によって得られた微小地震数の45個よりもかなり少ないことがわかる。これは、観測網から遠く離れた微小地震は検知できないためと考えられる。

以上のように、海底地震観測では陸域の観測網では得られないような微小地震を捉え、正確な震源位置を求めることができる。海溝型巨大地震は海域で発生するため、海域の地震活動を正確に捉えることは非常に重要であり、このために、海底地震観測は必要である。

2. 2003年十勝沖地震震源域付近での地震活動

Fig. 6に本研究の観測網付近で得られた震源の時空間分布を示す。Fig. 7の2003年の震源の

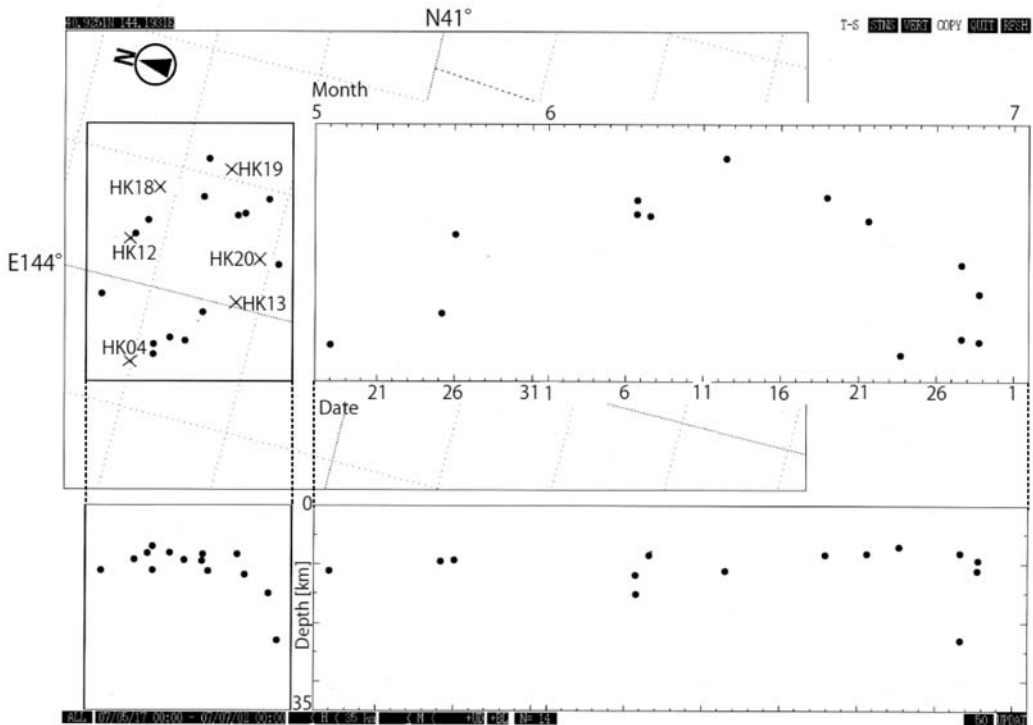


Fig. 6. Spatial and temporal distribution of hypocenters determined by this study. Crosses indicate OBS stations with each station number.

時空間分布 (高波・他, 2005) と比較すると, 観測期間は 2003 年に行った観測の方が 2 週間ほど長い, これを考慮しても 2003 年の地震の数はかなり多い. Fig. 7 ではいくつかのクラスター地震が見られる. そのうちクラスター d の付近では, 本研究でも HK18 と HK20 の間である程度の震源が集中していた (Fig. 6). しかし, Fig. 6 の時空間分布を見るとあまり短期的に集中して発生してはいない. このことから, 2003 年十勝沖地震発生前に比べ, あまり強いクラスター形成は無いことがわかる. HK04 と HK13 の間にも震源が集中している箇所がある. ここでも短期的な集中は見られない. いずれの場所でもある程度の震源の集中が見られるが, 地震の発生数は少なく, 時間的な集中度も低い. 2003 年十勝沖地震発生からおよそ 4 年経過していた本観測期間には, 十勝沖地震の発生によって応力が解放され, すでに地震活動が定常状態に戻っていたことが示唆される. 本研究の対象領域は 2003 年十勝沖地震の余効すべり領域に位置し, 十勝沖地震発生直後から多くの超低周波地震が発生し, その活動は次第に減衰し, 本研究の観測時にはその活動が低下していた (Asano et al., 2008). 超低周波地震は本震と地震後のすべりによって励起され, 応力解放とともに収束していったと考えられているが, 今回得られた地震活動が 2003 年より低くなっていたことも, 2003 年の本震とその後のすべりによって生じた応力が解放されていたことを示しているのかもしれない.

深さに関して比較すると, 本観測で得られたクラスター d 付近の震源の多くは 10km 付近と

なっており、2003年よりやや浅く求まっている。2003年の観測では観測点がクラスターdの見られた場所からは離れていたが、本研究では震源直上で観測を行っているために深さの信頼性は2003年より高いと考えられる。

Iwasaki et al. (1989) による十勝沖における地下構造探査の結果や、Miyazaki et al. (2004) がGPSデータ解析で仮定したプレート境界の深さから、本研究で設置したOBS観測網の海底下では、プレート境界の深さはおよそ10km程度と考えられる。Fig. 3では、深さ10km付近に震源が多く、プレート境界で発生した地震が多いことが示唆される。

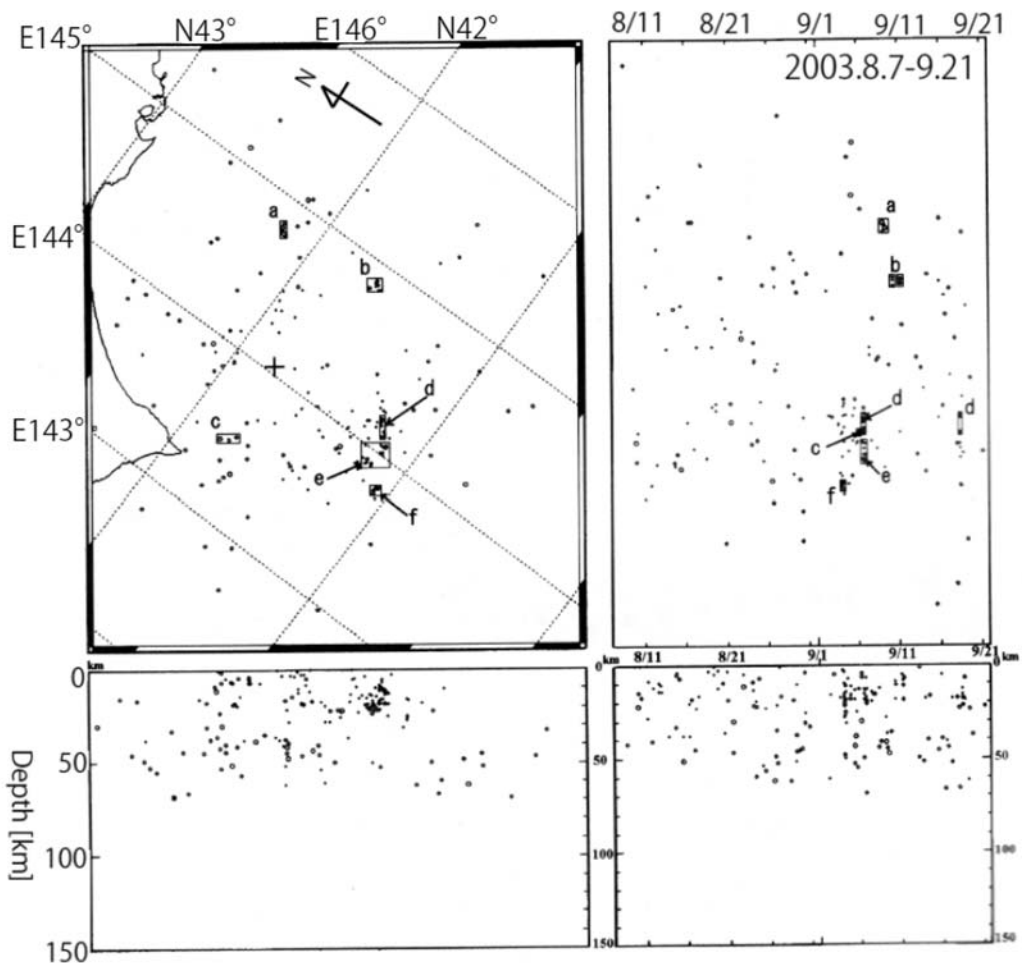


Fig. 7. Spatial and temporal distribution of hypocenters of earthquakes occurred from August 7 to September 21, 2003. Boxes indicate clusters of earthquakes. Crosses indicate the epicenter of the 2003 Tokachi-oki earthquake (M8.0) (after Takanami et al., 2005).

．ま と め

本研究は 2007 年 5 月 17 日から 7 月 2 日のうちエアガン発振が行われなかった約 40 日間に、海底地震計 6 台から得られた地震波形記録を解析し、観測網周辺で発生していた 45 個の微小地震の震源を決定した。

堆積層補正を行った結果、震央は全体的に観測網の中心に近づくように変化した。震源の深さは全体的に浅くなるかそれほど変わらなかった。

本研究で震源決定された地震のうち気象庁一元化震源カタログでも決まっていた震源の多くは、気象庁では深さ 30km から 50km と非常に深い位置に決定されていた。本研究では浅く決まる傾向があった。また、海底地震観測によって決定された微小地震の震源の数は気象庁震源よりもはるかに多いことがわかった。

本研究では、高波・他 (2005) で得られたクラスター地震発生域で震源が集中する領域が見られたが、高波・他 (2005) のように短期的に集中して発生する地震群は得られなかった。2003 年の観測は十勝沖地震直前に行われており、活発な地震活動があった。十勝沖地震発生から約 4 年経過して行われた本観測では、地震活動度は低くなっており、定常状態に戻っていることが示唆された。震源の多くは深さ 10km 付近の領域に分布していた。このことから、多くの地震はプレート境界で発生したとみられる。本研究では観測領域が非常に狭く、観測期間も短いため、詳細な地震活動の変化を議論するためには、さらに広域で密な長期間の海底地震観測が必要である。

謝辞 海底地震計の設置にあたり、オフショア・オペレーション社の「第五海工丸」、回収にあたり、同社の「第十二海工丸」の乗組員の皆様に御協力していただいた。ここに記して深く感謝申し上げます。図の一部作成に GMT (Generic Mapping Tools) のソフトウェア (Wessel and Smith, 1998) を使用した。

文 献

- Asano, Y., K. Obara and Y. Ito, 2008. Spatiotemporal distribution of very-low frequency earthquakes in Tokachi-oki near the junction of the Kuril and Japan trenches revealed by using array signal processing, *Earth Planets Space*, **60**, 871-875.
- Hirata, N., T. Yamada, H. Shimamura, H. Inatani and K. Suyehiro, 1983. Spatial distribution of microearthquakes beneath the Japan Trench from ocean bottom seismographic observations, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **73**, 653-669.
- 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., H. Shiobara, A. Nishizawa, T. Kanazawa, K. Suyehiro, N. Hirata, T. Urabe and H. Shimamura, 1989. A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom

- seismographic refraction studies, *Tectonophysics*, **165**, 315-336.
- 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.
- Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda and T. Kato, 2004. Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06623, doi: 10.1029/2003GL019410.
- Shinohara, M., T. Yamada, T. Kanazawa, N. Hirata, Y. Kaneda, T. Takanami, H. Mikada, K. Suyehiro, S. Sakai, T. Watanabe, K. Uehira, Y. Murai, N. Takahashi, M. Nishino, K. Mochizuki, T. Sato, E. Araki, R. Hino, K. Uehira, H. Shiobara and H. Shimizu, 2004. Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, **56**, 295-300.
- Shiobara, H., A. Nakanishi, H. Shimamura, R. Mjelde, T. Kanazawa and E. W. Berg, 1997. Precise positioning of ocean bottom seismometer by using acoustic transponder and CTD, *Marine Geophys. Res.*, **19**: 199-209.
- 高波鐵夫・村井芳夫・町田祐弥・斉藤市輔・牧野由美・勝俣啓・山口照寛・西野実, 2005. 海底地震観測が明示した 2003 年十勝沖地震直前の顕著な現象, *地震*, **57**, 291-303.
- ト部卓・平田直, 1984. ミニコンピュータによる, 長時間海底地震記録テープの自動再生処理システム, *地震*, **37**, 633-645.
- ト部卓・束田進也, 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), *地震学会講演予稿集*, No. 2, 331.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans, AGU*, **79**, 579.
- 山田敏彦, 1980. 海底地震計による精密観測に基づくサブダクション領域の震源立体分布と地殻構造, *東京大学理学部地球物理学教室博士論文*, 220pp.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2003. Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planet. Sci.*, **55**, e21 - e24.