



Title	海底地震計による1952年十勝沖地震の震源域での地震観測 序報
Author(s)	高波, 鉄夫; TAKANAMI, Tetsuo; 村井, 芳夫 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 66, 63-75
Issue Date	2003-03-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.66.63
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14325
Type	departmental bulletin paper
File Information	66_p63-75.pdf



海底地震計による 1952 年十勝沖地震の震源域での地震観測 —序報—

高波 鐵夫・村井 芳夫・本多 亮・西村 裕一・勝俣 啓・島村 英紀

北海道大学大学院理学研究科地震火山研究観測センター

長谷川誠三・浮 永久

独立行政法人水産総合研究センター北海道区水産研究所

(2003 年 1 月 6 日受理)

Seismic Observation in the Source Region of the 1952 Tokachi-Oki Earthquake by Ocean Bottom Seismographs —Preliminary Report—

Tetsuo TAKANAMI, Yoshio MURAI, Ryou HONDA, Yuichi NISHIMURA, Kei KATSUMATA,
Hideki SHIMAMURA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

Seizo HASEGAWA and Nagahisa UKI

Hokkaido National Fisheries Research Institute, Fisheries Research Agency

(Received January 6, 2003)

We have deployed 10 OBSs (Ocean Bottom Seismographs) in the source region of the 1952 Tokachi-Oki earthquake (M 8.2) off Hokkaido Island in the period from 20 July to 20 September, 2002. The observation area is located about 50-100 km landward of the southern Kuril trench where the Pacific Plate is subducted toward Hokkaido Island. The present seismic activity in this area is extremely low in contrast with the adjacent trench areas. This observation is planned to investigate the current seismic activity in the source region of the 1952 Tokachi-Oki earthquake. In near future, we will report the locations of microearthquakes in the observation area.

I. はじめに

北海道大学大学院理学研究科地震火山研究観測センター (以後 ISV と称する) は、千島弧と東北日本弧の衝突帯における地下構造を解明するために、1999 年～2000 年のそれぞれの年に北海道日高沖から十勝沖にかけて約 40 台の海底地震計を設置し、自然地震の観測を行った。1999 年 8 月 7 日～9 月 30 日までの第 1 回目の海底地震観測で得られた地震の走時データと、同時に実施され

た陸上の合同地震観測点データとを用いて、衝突帯直下における速度トモグラフィーが求められ、その速度トモグラフィーの空間分布の幾何学的輪郭から、西進する千島弧下部地殻が衝突帯の東縁でデラミネーションが始まっているというモデル(Tsumura et al., 1999)を確認できた(Murai et al., 2002)。

ところで、海底地震計アレイの東部海域では地殻・マントル内を通過する地震波線が少なく、信頼できる結果は求まらなかった。当海域は1952年十勝沖地震(M 8.2)の震源域に相当しているが、今回の観測期間も含め最近の地震活動は低い。

ISVは現在の十勝沖地震の震源域での極微小地震活動度を把握するために、2002年7月20～9月20日の約2ヶ月間、震源域の海底に10台の海底地震計を設置し、地震観測を実施した。現在、記録されたデータの再生処理中であるが、ここでは当該震源域での海底地震観測の意義、およびその観測全般についての予備的報告を行う。

II. 1952年十勝沖地震

はじめに1952年十勝沖地震について、最近の知見を交えながらレビューする。1952年3月4日に発生した十勝沖地震は、新編日本被害地震総覧(宇佐美, 1996)によればマグニチュードM 8.2 (Ms 8.3, Mw 8.1)であり、震源座標が北緯41.8度、東経144.13度、深さ0 km、の千島弧最南端部でのプレート間巨大地震であった。震源域の広さは、羽鳥(1973)による津波波源域によれば長さ160 km、幅70 kmからなる広がりを持つ。一方3月1日から5月31日までの2ヶ月間の地震の震央分布図(札幌管区気象台, 2000)がこの地震によって破壊された広がりであったとすれば、その震源域は約80 km、長さ約200 kmからなるより広い震源域となる(Fig. 1)。本震はこの南西端付近で起きた。この地震の断層パラメータに関する研究はいくつかある。たとえば、笠原(1975)とAida(1978)は羽鳥(1973)の津波波源域をもとに、地震直後に行われた水準測量結果と比較して最適な断層パラメータを推定している。Aida(1978)は津波の数値実験を行って、余震域から推定したモデルより、笠原(1975)の測地学的モデルの方が最適な断層モデルであると述べている。それによれば、地震モーメントは $M_0=2.3 \times 10^{21} \text{Nm}$ である。さらに最近の津波の波形インバージョン(Hirata et al., 2002 a)によれば、地震モーメントは $1.87 \times 10^{21} \text{Nm}$ で、これはKanamori and Anderson(1975)の地震波による見積もり、 $1.7 \times 10^{21} \text{Nm}$ とほぼ等しい。また目撃証言に基づいて津波到達走時の見直しを行って推定された地殻上下動変動分布からは、最も大きく滑った副断層が海溝よりにあり、おおよそ $25.2 \times 10^3 \text{km}^2$ の領域で0.1 m以上の地殻上下変動が起こったことが見積られた。これによって波高6.5 mを記録した厚岸、3 m強の霧多布などでとくに被害が大きくなったと推察している。さらに本震時には地震発生領域(Seismogenic Zone)の浅い部分でも4 m以上の滑りを伴っていたことを明らかにした。また応力降下4 MPa以下の副断層で余震が集中し、19 MPaの副断層で余震がほとんど起きていなかったという事実から推して、静的応力降下と余震活動度とは逆の相関関係にあったと考察された。後に十勝沖地震の破壊領域近傍で起きたM~7クラス地震は相対的に滑りの小さかった領域に起きて

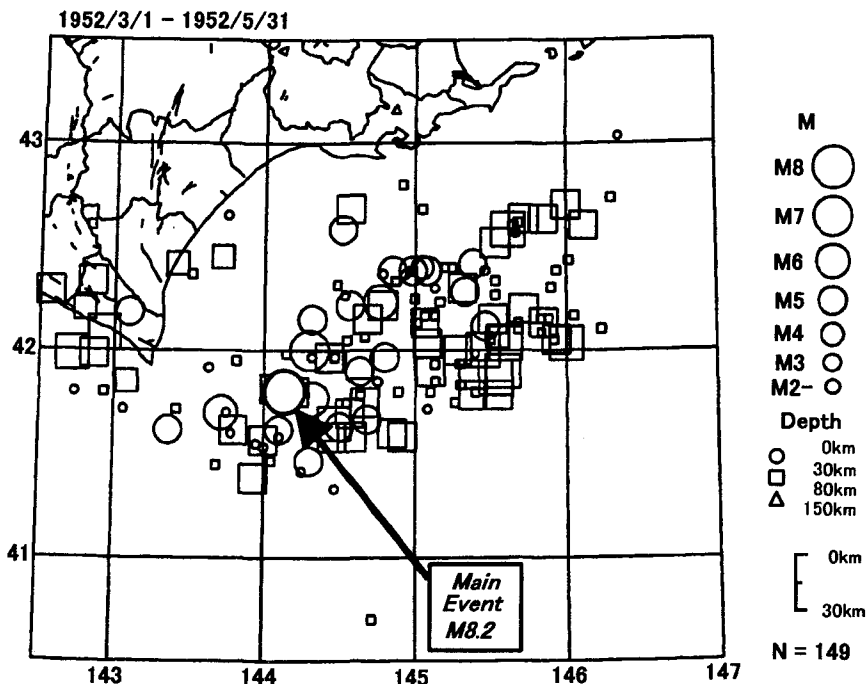


Fig. 1. Map of the aftershock distribution of the 1952 Tokachi-Oki earthquake (M 8.2) for a 2-months period from 1 March through 31 May, 1952, modified slightly after Sapporo Meteorological Agency (2000).

いる。これらは1952年の地震によって生じた応力集中によって起きた地震であろう。さらにこの震源域の千島海溝と日本海溝の会合部付近には海溝から沈み込んだ海山の存在が指摘されている (Yamazaki and Okamura, 1989)。1952年の地震時にはこれがバリアーとして働き比較的滑りが少なかったようである。また山中・菊池(2002)はこの地震の気象庁強震記録の波形インバージョンから震源域での空間的モーメント開放量を求め、アスペリティ分布を作成している。これによると震源域南部でその分布の変化が若干大きい。

以上のように地震の滑りの空間的分布は一様ではなく、場所による違いが認められるようになった。

一方浦河測候所から見た昭和6年～昭和26年年別地震回数(十勝沖地震調査報告, 1954)によれば、この地震の発生する2年ほど前から震源域の周りで地震活動が高くなってきたのが知れる。大きな地震が発生する前に震源域およびその周辺で地震活動が静まる静穏期を経たのち、震源域の周りで地震活動が高まるという現象はよく見られる。Mogi(1969)はこのような地震活動の分布をドーナツ・パターンと名づけたが、この十勝沖地震についても認められた。

さらに興味ある現象として阿寒での鳴動の報告である。この地震の発生前年の7月30日から阿寒で鳴動が始まり、翌年の1952年1月中旬まで続いたが、地震発生直前の2月中旬はほとんど鳴動を起こさなくなった。しかししばらくして再び地震とともに鳴動が発生し、その地震後約34時

間ほとんど連続的に起こっていた(十勝沖地震調査委員会, 1954)。当時の観測体制からして、この鳴動の発生場所を同定できなかったが、近くに火山が存在することから推して、火山活動の一種と考えられる。大きな地震が起きる環境は、火山フロントまで及んでいたことが理解できる。もちろん震源域の中でも各種の地学的現象が起きていたことが想像できる。

以上のように大地震に至るまでにいろいろな現象が震源域の周りで生じていた。このような現象は、偶然同時期的に発生した現象ではなく、震源域を含むより広範囲での応力の緊張状態を反映したものと推察され、この大地震の発生以前から前兆現象が起きていたことを暗示させる。1952年十勝沖地震が発生してすでに50年が経過した。再びこのような地震の発生を考えると、直接この想定震源域で地震観測を行うことはきわめて重要であると考えられる。われわれはこの観点に立って今回の海底地震観測を実施した。

III. 海底地震観測の概要

1. 設置航海

2002年7月20日、ISVは独立行政法人水産総合研究センター北海道区水産研究所と共同して、1952年十勝沖地震の震源域における最近の極微小地震～微小地震の活動を調査するために自己浮上式海底地震計を当該震源域内に10台設置し、約2ヶ月間の連続観測を実施した。海底地震計の観測点配置図をFig. 2に示した。海底地震計設置のために備船した船は、独立行政法人水産総合研究センター北海道区水産研究所所属の調査船「探海丸」である。この船は北太平洋、オホーツク海および北部日本海において、海洋観測および漁業資源調査を行う漁業調査船であり、そのために本格的な調査機材並びに各種漁労設備を搭載し、観測調査のために、とくに優れた微速航行が可能な性能を有し、全長40.13m、幅6.80m、計画満水喫水2.63m、総トン数168トン等の船体規模を持っている。今回は十勝沖での海底地震計設置と同時に、漁業の基礎調査も行った。7月19日釧路港での機材積み込み、十勝沖での海底地震計設置後、釧路沖、オホーツク海沿岸、稚内沖、そして日本海沿岸等で漁業調査を行い、7月23日に小樽港に入港した。そこでわれわれ海底地震観測のための要員と機材を降ろして海底地震計の設置航海を終えた。

2. 回収航海

海底地震計の回収は、9月10日～9月12日、および9月19日～9月20日に行った。備船した船は、釧路市漁業組合所属の「ゆたか」である。この船は漁業監視を任務とした船で、航速も最高24ノットと早い。実際の航海では、12～14ノット程度の速度であった。船体の規模としては、長さ12.7m、幅3.23m、深さ1.27m、総トン数7.3トンである。初めの9月10日～9月12日の航海では、9台の海底地震計を回収し、9月19日～9月20日の航海で残りの1台を回収した。

海底地震計の回収時には、海底地震計設置地点の座標を正確に求めるためにその設置点からほぼ同心円上に頂点を持った正三角形の頂点、および海底地震計設置点のほぼ真上で船を止め、GPSによる船の位置、および船から海底の観測機器までの距離をトランスポンダーを用いて測つ

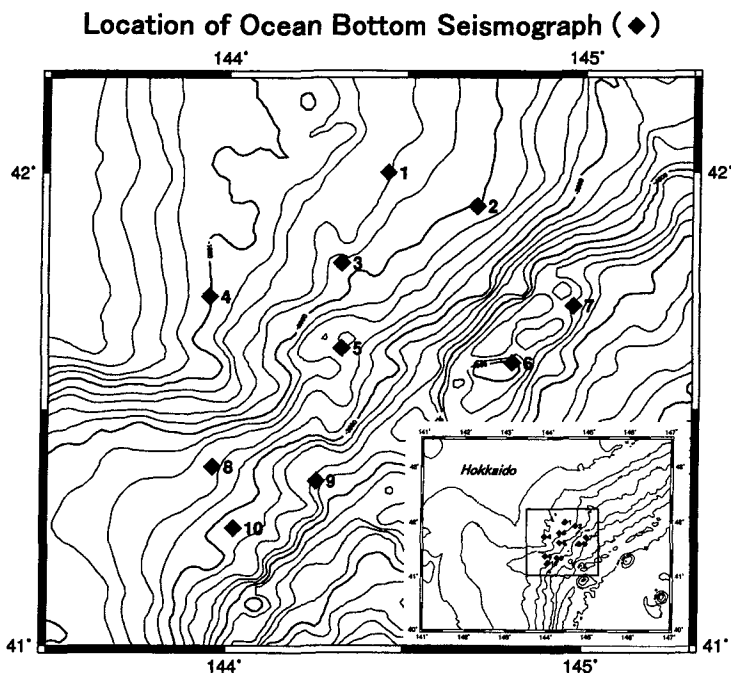


Fig. 2. Map of location of OBSs (Ocean Bottom Seismographs) deployed in the period from 20 July through 20 September, 2002 and in the source region of the 1952 Tokachi-Oki earthquake.

た。このような測距作業の後、船上から海底にある機器と音響通信を行って、機器に浮上信号を与えて海底地震計を浮上させた。最近では海底の機器と船上との交信にはこのような音響通信が一般的になってきたが、ときとして海底地震計が浮上してこない場合がある。そのような事態に備えてあらかじめ海底地震計にはタイマーで浮上させるシステム（島村・他，2002）を搭載してある。今回は浮上時刻を日本時間で2002年9月20日00時00分00秒に設定した。1台の海底地震計が音響通信で浮上してこなかったため、このタイマー・システムで浮上するのを期待し、9月19日16時ころ再び監視船「ゆたか」で釧路港を出航した。浮上予定地点に向かう途中で何度か船を止めてトラスポンダーを利用した音響通信を試みたがまったく応答がなかった。そのためタイマー設定時刻の約1時間前から船を浮上予定位置に停留するように位置調整しながら待機した。浮上予定時刻はこの設定時刻に海底地震計の海底から海面までの移動時間を加えた時刻を指す。フラッシャーを利用した目視と、ビーコンからの電波を方向探知機で受信することによって予定通り海底地震計が海面に浮上するのを確認した。なおフラッシャーとビーコンは海底地震計の設置時に海底地震計の保護ケースに取り付けられ、海底にあるときは電源が切られ、海面付近まで浮上したときに圧力センサーによってはじめて電源が入る仕組みになっている。確認作業として、まず方向探知機でビーコンの方向を確かめたのち、その方角に向けて急速で船を移動させながら、点滅するフラッシャーを探した。大きなうねりのある時はフラッシャーの光ですら見失

いがちであるが、方向探知機と併用することで確実に捕獲することができた。このようにして音響通信で浮上しなかった1台の海底地震計も回収することができた。

3. 海底地震計

ところで今回観測に用いた海底地震計は3成分速度型地震計（マークプロダクト L-28 LBH）であり、約30度の傾きにも支障がないようにジンバルに装着されている。さらに急激な衝撃に耐えられるようにシリコン・オイルを充填したプラスチック・ケースの中に収められている。観測時にはこのプラスチック・ケースを球形のガラス容器の底に接着剤で固定した。地震計の固有周波数は3成分とも4.5 Hzであり、極微小～微小地震の地震観測に適している。データ収録装置は、金沢・塩原(1993)によって設計された4チャンネル・デジタル式DATレコーダーの改良版であり、A/D変換部の量子化ビット数が16ビット（22 Bit ADC使用）、基準電位が2.5 V（フルスケール）に設定されている。今回の観測時には上下動地震計の出力を2成分に分岐し、それぞれのアンプゲインを60 dBと80 dBに設定した。また水平2成分はともに60 dBを設定した。このアンプ部では地震計からのアナログ信号にカットオフ周波数が32 Hzのローパス・フィルター（減衰係数-3 dB）を掛けている。このアンプ部のアナログ出力信号はA/D変換部に送られ、信号のデジタル数値化が行われる。今回の観測ではサンプリング・レートが毎秒128サンプルのA/D変換を行った後、隣り合う2個分のデジタル・データの平均値を求め、結果として毎秒64サンプルのデジタル信号を得る。このデジタル信号はオーディオDATデッキへ送られ、DATストリーマ用120 mテープに記録される。その際、1秒間のデータの差分が1バイトで表現可能な場合はこの差分値を記録するようにデータ圧縮を行っている。この方式で80%の圧縮時にはほぼ90日間の最長記録時間を確保できる。内臓の刻時信号部では、刻時精度IRIG準拠の時計信号を発生させている。この時計の刻時精度は 5×10^{-7} 、温度特性は、1 ppm/°Cの精度を保持している。地震の震源計算を行う際は、海底地震計の投入直前と回収直後にこの内臓時計とGPS時計との比較を行って、個々のOBSで記録された地震波の到着時刻の較正を行う。この作業によって別々の海底地震計に記録された地震記録を同定することができ、個々の地震の震源パラメータが精度よく求められる。

ところで、1999年7月、日本海洋科学技術センター（以後JAMSTECと称す）がこの地震の本震の震央付近まで達する海底光ケーブルを敷設し、地震、津波、その他地球物理学データの監視のための連続実時間観測を行っている（Hirata et al., 2002 b）。この常時連続観測データはJAMSTECの陸上観測点（音別中継所、横須賀局）の他、札幌管区気象台と北大の地震観測システムにも伝送されている。したがって今回の絶対時刻で補正された海底地震計データとこれらの定常観測点データとの併合が可能である。

IV. 海底地震の波形例

ここでは今回の観測期間中で比較的大きな規模の地震 (M 3.2) の記録例を図示する。これは北緯 42.09 度, 東経 143.93 度, 深さ 29.4 km の沈み込むプレート上面に起きた地震である。この地震を観測した 6 地点の海底地震計の波形記録の一部 (P 波から S 波部分の 16 秒間) を海底地震計ごとに Fig. 3 から Fig. 8 に示した。各記録には上から上下動成分 (V-1), 水平動成分 (H-1), 水平動成分 (H-2) の成分順にならべて図示した。記録の始まりの時刻はそれぞれの地震波形記録の左上に, 相対感度はその下にそれぞれ表示してある。それぞれの記録には直達 P 波, 直達 S 波のほか, 海面からの反射波, プレート上面に沿って伝播してきたと思われる屈折波などいろいろな相が混在し, かなり複雑な波形になっている。Fig. 9 には今回の観測期間中に当海域およびその周辺で起きた地震の震源を図示した。波形例として表示した地震は Event のラベルで識別してある。なおこの震源分布は ISV がルーチンの的に求めたものである。

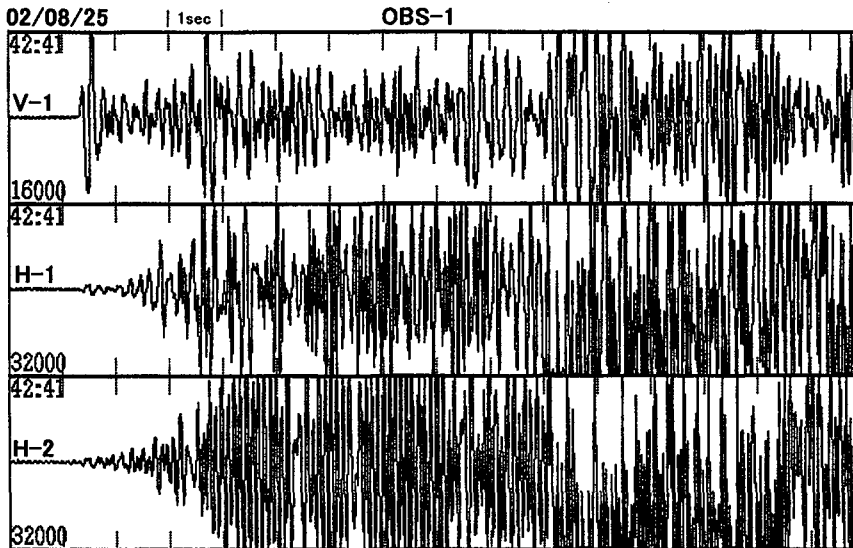


Fig. 3. Seismograms recorded by OBS-1 (see Fig. 2). Records of seismograms in the boxes from top to bottom are of vertical and two horizontal components, respectively. Start time and relative sensitivity for each record are shown in the left corner of box.

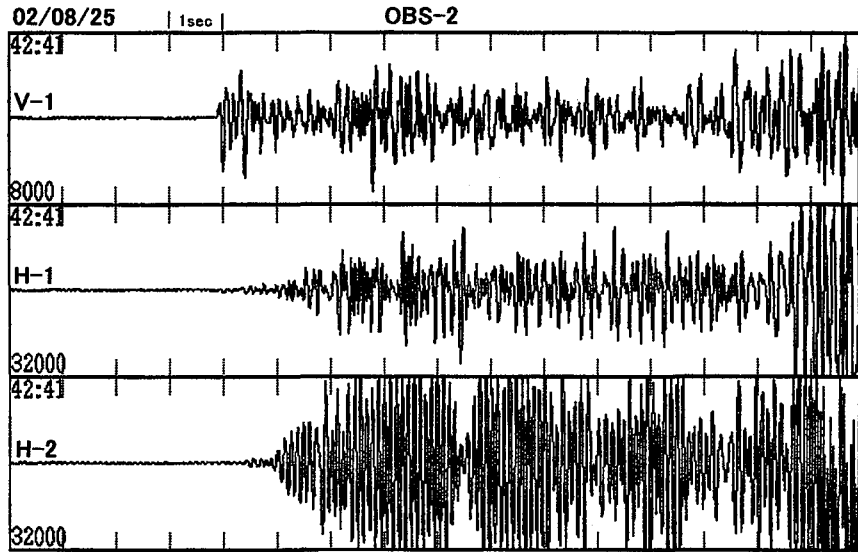


Fig. 4. Seismograms recorded by OBS-2. Other explanation is the same as one in Fig. 3.

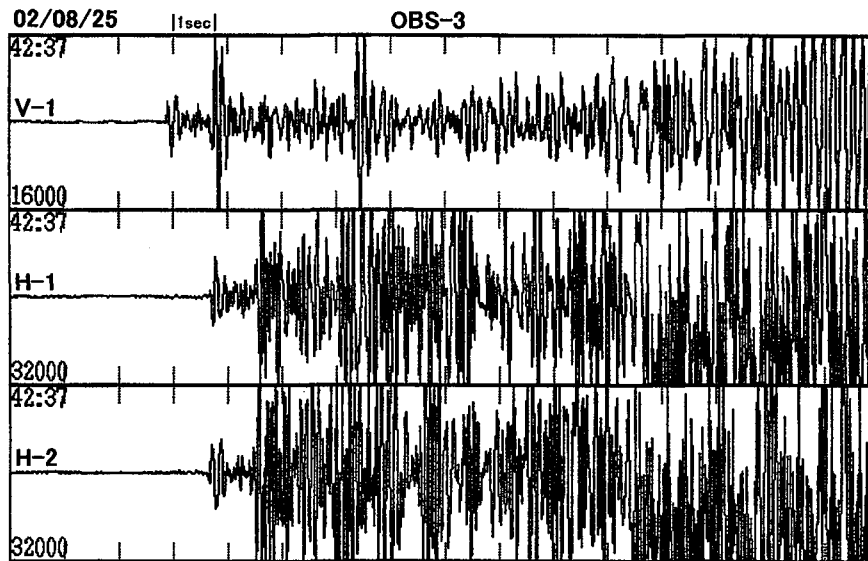


Fig. 5. Seismograms recorded by OBS-3. Other explanation is the same as one in Fig. 3.

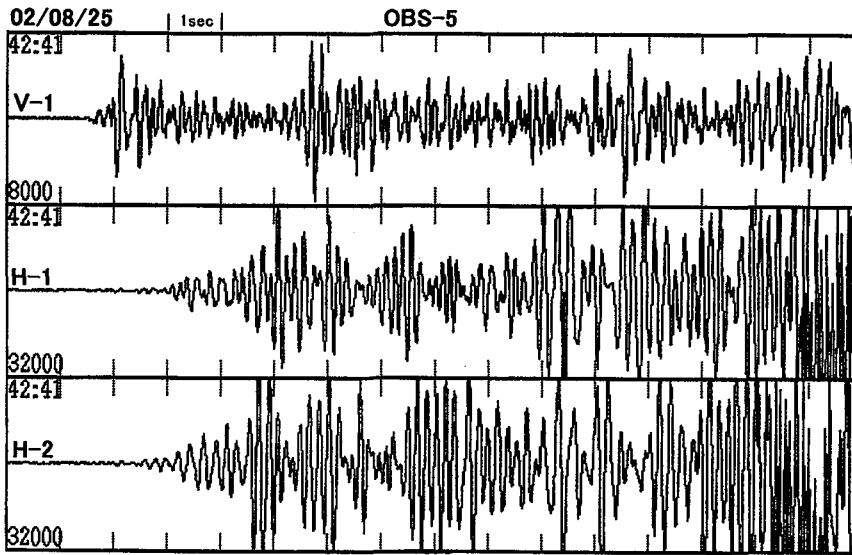


Fig. 6. Seismograms recorded by OBS-5. Other explanation is the same as one in Fig. 3.

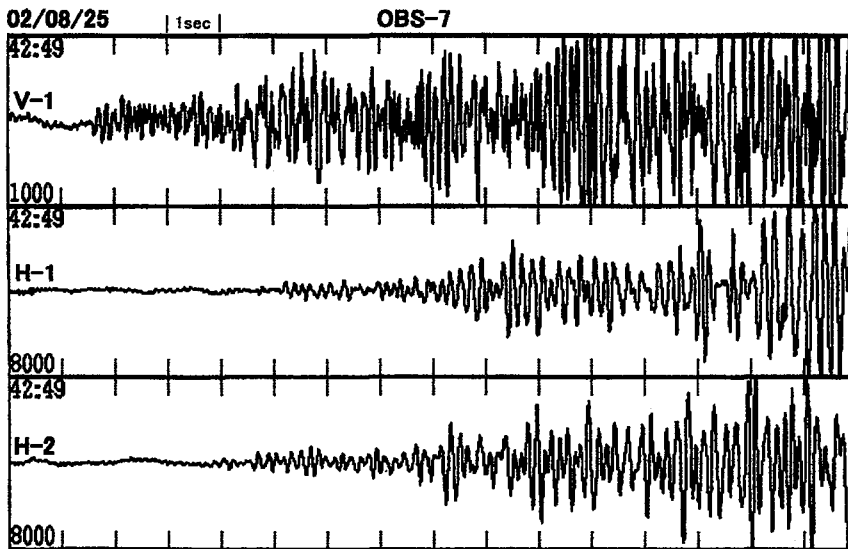


Fig. 7. Seismograms recorded by OBS-7. Other explanation is the same as one in Fig. 3.

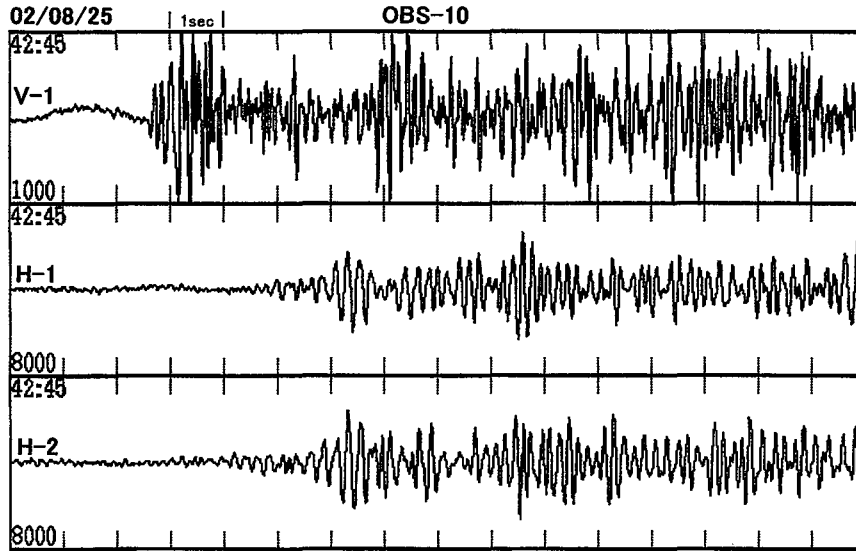


Fig. 8. Seismograms recorded by OBS-10. Other explanation is the same as one in Fig. 3.

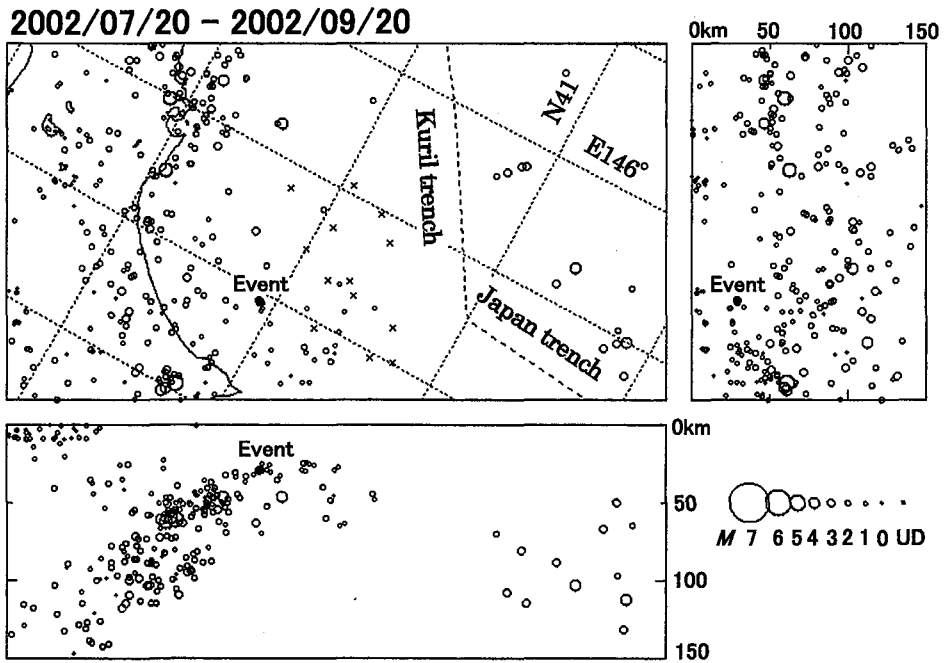


Fig. 9. Hypocenter distribution in and around the source region of the 1952 Tokachi-Oki earthquake in the period from 22 July through 10 September, 2002, determined by ISV. Hypocenters showing in the upper left box are projected on the vertical planes and plotted in the upper right and bottom boxes. Event labeled indicates an earthquake and the seismograms are shown in Fig. 3 – Fig. 8. Label X in the upper left box indicates the OBS location.

V. まとめと今後の課題

1952 年十勝沖地震の震源域での地震の震源分布を正確に求め、最近の地震活動のより精密な空間分布を把握するために 10 台の海底地震計をその震源域に設置し、地震観測を実施した。観測期間は 2002 年 7 月 20 日から 9 月 20 日までの約 60 日間である。観測期間に起きた地震のうち、ISV が震源計算できた地震は約 20 個あり、それらは M1 ~ M2 程度の微小地震がほとんどであった。さらに小規模の地震の震源分布を求めるために、目下海底地震記録の再生作業中である。そして地震の震源計算には陸上の観測点や JAMSTEC の海底地震計データも併合して、より詳細な震源分布を求める予定である。

さて今回の調査対象とした 1952 年十勝沖地震がどのような過程を経て地震発生に至ったのか、その経過を知ることは地震を予測する上できわめて重要である。そのためには震源の中で高感度の地震観測を継続して行うことが不可欠である。震源域での JAMSTEC の 3 点の定常観測はその趣旨にそって設置された。しかし小規模地震のより詳細な震源パラメータを求めるためには、震源域内の観測点密度をさらに高める必要がある。また本谷(2002)が指摘しているような大きな地震前の群発傾向の強い地震群の消長をより小さな規模の地震まで含めて監視するためにはより稠密な観測網による定常地震観測が必要であろう。今回の海底地震計による臨時的な地震観測はこの種の観測点数の影響を把握するのに役立つであろう。

当海域での海底地下構造調査は、たとえば Den et al.(1971), Iwasaki et al.(1989), 木戸・他(2002)などがすでに行っている。これらによって沈み込むプレートの輪郭とその上の付加体の存在などが明らかにされてきた。しかし、前章で述べているように最近の震源過程の研究から地震時の滑り分布は、深さ方向だけでなく横方向にも大きく変化していることが明らかになった。今回のような津波を伴う大地震の震源過程を考える際、平均滑り量をもって震源域全域で一様な滑りがあったと仮定した従来の解析方法では、被害予測を誤って見積もることが考えられる。

このような地震時の滑り量の空間的不均質性は震源域での地下構造が大きく起因していると考えられる。木戸・他(2002)はシービーム・マップと地磁気異常から襟裳海山の北西方向にある凹地形は直径 20 km, 比高 10 km の海山の存在を指摘した。海山のできた年代が海洋性地殻が弾性的な性質を獲得した後に形成され、そして海溝からほとんど変形をされずに沈み込んでいるならその存在は地震活動に大きく影響するであろう。これが大きな地震時に滑りの不均質性を生じさせるであろう。このように震源域でのアスペリティ分布と地下構造との関係を正しく理解するためには海底地震計とエアージェンなどの制御地震を用いた地下構造調査が不可欠である。当該 1952 年十勝沖地震の震源域においても早急にこの種の調査の実施が望まれる。

謝辞

この予備的報告を作成するに当たり、JAMSTEC の平田賢治、仲西理子、産業技術総合研究所の佐竹健治、東京大学地震研究所の山中佳子の諸氏から貴重な資料の提供、助言を受けた。設置

航海では、独立行政法人水産総合研究センター北海道区水産研究所の「探海丸」の乗組員一同、および回収航海では釧路市漁業組合の指導部のスタッフおよび監視船「ゆたか」の乗組員一同の皆様からさまざまな支援をいただいた。ここに記して深謝します。なお地震カタログは北海道大学大学院理学研究科地震火山研究観測センターのルーチン・カタログを使用した。図の一部作成にワークステーション・プログラム、win (卜部・東田, 1992) と GMT (Generic Mapping Tools) ソフトウェア (Wessel and Smith, 1995) を使用した。

文 献

- Aida, I., 1978. Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, **26**, 57–73.
- Den, N., H. Hotta, S. Asano, T. Yoshii, N. Sakajiri, Y. Ichinose, M. Motoyama, K. Kakiichi, A. F. Beresnev and A. A. Sagalevitch, 1971. Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido, Part 1. Crustal structure of the continental slope off Tokachi, *J. Phys. Earth*, **19**, 329–345.
- 羽鳥徳太郎, 1973. 1952年十勝沖津波の波源の再検討, *地震*, **26**, 206–208.
- Hirata, K., K. Satake, Y. Tanioka and S. Yamaki, 2002 a. Slip distribution of the 1952 Tokachi-Oki earthquake (M 8.2) along the Kuril trench deduced from tsunami waveform inversion, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Hirata, K., M. Aoyagi, H. Mikada, K. Kawaguchi, Member of IEEE, Y. Kaiho, R. Iwase, S. Morita, I. Fujisawa, H. Sugioka, K. Mitsuzawa, K. Suyehiro, H. Kinoshita, and N. Fujiwarwa, 2002 b. Real-Time Geophysical Measurements on the deep seafloor using submarine cable in the southern Kuril subduction zone, *IEEE, J. Ocean Eng.*, **27**, 170–181.
- 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.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **65**, 1075–1095.
- 金沢敏彦・塩原肇, 1993. 多点・高密度観測に適した海底地震計の開発, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, 239.
- 笠原稔, 1975. 1952年十勝沖地震の断層モデル, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 90.
- 木戸ゆかり・小角幸代・中西理子・鶴哲郎・金田義行, 2002. 日本海溝と千島海溝の接合点付近に沈み込む海山の地球物理学的特徴 —地磁気およびアドミッタンス関数を用いた重力解析—, *情報地質*, **13**, 141–151.
- Mogi, K., 1969. Some features of recent seismic activity in and near Japan (2), Activity before and after great earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **47**, 395–417.
- 本谷義信, 2002. 1983年日本海中部地震 (M 7.7) と 1993年北海道南西沖地震 (M 7.8) の余震活動の比較 —群をなす余震から見た大地震の震源域—, *北海道大学地球物理学研究報告*, **65**, 111–125.
- Murai, Y., S. Akiyama, K. Katsumata, T. Takanami, T. Yamshina, T. Watanabe, I. Cho, M. Tanaka, A. Kuwano, N. Wada, H. Shimamura, I. Furuya, D. Zhao and R. Sanda, 2002. Delamination structure imaged in the source area of the 1982 Urakawa-oki earthquake, submitted to *Geophys. Res. Lett.*
- 札幌管区気象台, 2000. 北海道の地震活動 (第2版), II 51–II 53.
- 島村英紀・村井芳夫・西村裕一・渡辺智毅・高波鐵夫, 2001. 自己浮上式海底観測機器の問題点とその克服, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, Ae-005.
- 十勝沖地震調査報告, 1954. 十勝沖地震調査委員会, 1018 pp.
- Tsumura, N., H. Ikawa, T. Ikawa, M. Shinohara, T. Ito, K. Arita, T. Moriya, G. Kimura, and T. Ikawa, 1999.

Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokkaido, Japan inferred from seismic reflection profiling, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1057–1060.

宇佐美龍夫, 1996. 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 493 pp.

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 No. 2, 331.

山中佳子・菊地正幸, 2002. アスベリティマップ —北海道編 (その1)—, 日本地震学会講演予稿集, 秋季大会, B 51.

Yamazaki and Okamura, 1989. Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, *Tectonophysics*, **160**, 207–229.

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