

4. 4 総合解析

4. 4. 1 海底地震データと陸域地震データとの統合解析

(1) 調査研究の目的と概要

(a) 課題名

海底地震データと陸域地震データとの統合解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	金沢敏彦	kanazawa@eri.u-tokyo.ac.jp
	助手	山田知朗	yamada@eri.u-tokyo.ac.jp
	助教授	篠原雅尚	mshino@eri.u-tokyo.ac.jp
	教授	平田 直	hirata@eri.u-tokyo.ac.jp
	助手	酒井慎一	coco@eri.u-tokyo.ac.jp
	助手	望月公廣	kimi@eri.u-tokyo.ac.jp
	助教授	塩原 肇	shio@eri.u-tokyo.ac.jp
北海道大学大学院理学研究科	助教授	高波鐵夫	ttaka@eos.hokudai.ac.jp
	助手	村井芳夫	murai@eos.hokudai.ac.jp
東北大学大学院理学研究科	助教授	日野亮太	hino@aob.geophys.tohoku.ac.jp
	助手	西野 実	nishino@aob.geophys.tohoku.ac.jp
九州大学大学院理学研究院	教授	清水 洋	shimizu@sevo.kyushu-u.ac.jp
	助手	植平賢司	uehira@sevo.kyushu-u.ac.jp
気象庁地震火山部	地震情報企画官	宇平幸一	kuhira@met.kishou.go.jp
	係長	阿部正雄	m_abe@met.kishou.go.jp
(独)海洋研究開発機構	領域長	金田義行	kaneday@jamstec.go.jp
	主幹	三ヶ田均	mikada@jamstec.go.jp
	理事	末廣 潔	suyehiro@jamstec.go.jp
	研究員	渡邊智毅	tomwat@jamstec.go.jp
	研究員	高橋成実	narumi@jamstec.go.jp
	特別研究員	佐藤 壮	tsato@jamstec.go.jp
	研究員	荒木英一郎	araki@jamstec.go.jp

(c) 調査研究の目的

海底地震観測と反射法地震探査により得られたデータと、陸上の観測網の地震記録と統合解析することにより、特に余震震源の深さ精度を向上させる。また、高精度の三次元的余震分布を求めることにより、本震の震源過程と海溝型大地震の詳細を議論するための基礎資料を得る。

(2) 調査研究の成果

(a) 調査研究の要約

観測期間中頃に回収した9台の自己浮上式海底地震計と海洋研究開発機構のケーブル式海底地震計1台を用いて、緊急解析を行い、本震震央付近の精密な余震分布（平成15年10月1日から20日まで）が得られた。余震は、深さ15?20kmに集中して発生しており、過去の構造探査実験で推定されているプレート境界の深さと調和的である。一方、沈み込む海洋プレートのマンテル内で発生したと思われる余震は、ほとんど観測されなかった。また、余震分布は面を形成しており、この面が本震の破壊領域であると考えれば、本震の深さは、15?20kmであることが推定される。さらに全観測期間の余震データの解析の結果から、余震は、観測域全体に渡って、陸側に向かって傾斜する面状の領域内に多く分布することがわかった。この余震が形成する面は、本震の破壊域を含む、プレート境界を描き出していると考えられる。一方、水深が3000mより深い領域では、発生する余震の数が減少しており、海溝に近い部分で余震活動が低いのは、沈み込む海洋プレートと陸側のプレートのカップリングが小さくなることを表していると考えられる。また、本震のすべり量分布が大きいと推定されている領域では、規模の大きな余震が少なかった。一方、本地震発生前から地震活動度が高い領域では、余震活動も活発であったが、従来から地震活動度が低い領域では、目立った余震活動がみられず、十勝沖においては、大地震が発生する領域、微小地震が定常的に発生する領域、地震が起こらない領域が、比較的明瞭に区分されているのかもしれない。本調査研究で得られた余震分布を陸上地震観測網から決定された一元化震源と比較すると、一元化震源では深さ方向のばらつきが大きく（厚さ40km以上の領域に余震が分布する）破壊域と思われるプレート境界をはっきりとみることができない。震央分布では、深さ分布ほどのばらつきと系統的なずれはないものの、一元化震源は陸域から遠ざかるほど、海底地震計観測網で決定された震央よりも、震央を陸域から遠い地点に決定している。本震震央付近では、海底地震計観測網で決定した余震の震央は、一元化震源の震央より、10kmほど陸寄りによっており、本震震央もややずれている可能性がある。

(b) 調査研究の実施方法

陸上の地震計データおよびケーブル式海底地震計データをもとに、波形振幅の短時間平均と長時間平均の比を用いる方法により、本震震央周辺に配置した9台の海底地震計データから400個以上のイベントについて波形の切り出しを行い、目視によるP波およびS波到達時の読み取りを行った。この手動読み取り値を利用して、3観測点以上で読み取り値がある480個の地震について、震源決定を行った。その際、速度構造は、本観測網を縦断する測線で行われた地震P波速度構造探査の結果 [Iwasaki et al. (1989)]を基にした次元速度構造を用いた。

次に本観測により得られた海底地震計データ全部から、気象庁震源リストをもとに、各震源時20秒前から2分間の海底地震計地動波形データを1506個切り出し、1260個の地震について、目視によるP波およびS波の到達時の読み取りを行った。この手動読み取り値を利用して、震源決定を行った。このようにして決められた震源データの中で、海底地震計観測網内で発生し、かつP波あるいはS波到達時の読み取り値が10観測点以上であり、さらに6観測点以上でP波・S波到達時の読み取りを行っていた地震720個について、震源再決定を行った。その際、プレート沈み込みの影響を考慮するため、本観測網を縦断する

測線で行われた地震 P 波速度構造探査の結果[Iwasaki et al. (1989)]に基づく速度構造モデルを使用した。

(c) 調査研究の成果

本震震央周辺に配置した 9 台の海底地震計データを用いて震源決定を行い、395 個の余震について震源決定することが出来た。この内、S 波の読み取り値があり、水平方向の誤差が 1km 以内、鉛直方向の誤差が 3km 以内の地震は 74 個であった(図 1)。これらの地震のマグニチュードは 1.7 から 5.2 の範囲であり、使用した観測点の配置から、本震震央近傍で発生した余震に限定されている。図 1 から、これらの余震は、深さ 15? 20km に集中して発生していたことがわかる、これは、過去の構造探査実験で推定されているプレート境界の深さ[Iwasaki et al. (1989)]と調和的である。また、沈み込む海洋プレートのマントル内で発生したと思われる余震は、ほとんど観測されなかった。余震は面を形成しており、この面が本震の破壊領域であると考え、本震の深さは、15? 20km であることが推定される。

次に、本観測により得られた全ての海底地震計を用いて、気象庁震源リストに含まれる地震のうち、585 個の震源を精度良く求めることができた(図 2)。これらの地震の規模は、気象庁マグニチュードで 0.4? 5.6 の範囲にある。震央はかならずしも一様に分布せず、いくつかの領域に集中的しているようにみえる。特に本震破壊開始点(本震震源)近傍では、目立った活動はみられない。一方、北東側には顕著なクラスターが存在する。さらにその東側には逆に地震活動がみられない領域がある。このような特徴は、自動処理震源でもみられる。震源の深さ分布をみると、観測網の海溝より部分では 12-13km に分布しているのに対して、深さの下限は陸に近づくにつれ深くなり、観測網の陸より部分においては、40km を超えている。また、本観測により得られた震源分布と気象庁一元化震源を比較すると、両者の震央には場所により系統的な差が認められる(図 3)。本観測網の陸側から中心部あたりまでは、その差は数 km 程度であるが、もっとも陸から離れた観測網南東側では、10km を超えていて、特に陸域から遠ざかるにしたがい、差が大きくなる傾向が認められる。また、震源の深さは、気象庁震源に較べ九割以上が浅く求まっている。深さの差の中央値は 16km であり、およそ一割が気象庁震源に較べて 30km 以上浅く決まっている。過去に本海域で行われた海底地震観測の結果[Hirata et al. (1989); Murai et al. (2003)]でも、陸上観測網によって決められた震源に較べて浅く求められている。このように本観測海域下においては、海底地震観測により求められる震源の深さは、陸域観測網による震源に比較して、浅くなる傾向がある。

本観測で得られた震源分布と Yamanaka and Kikuchi (2003)による遠地実体波を用いて求めた本震のすべり量分布を比較する(図 4)と、本震時のすべり量が大ききところでは余震が少なく、むしろすべり量の小さな領域や、それらに隣接する東側の領域などに集中しており、本震時のすべり量とその後の余震活動が、空間的に相補的な関係にあるようにも見える。このような関係は、過去の多くの地震でも指摘されている[例えば、Hartzell (1989); Hirata et al. (1996)]。また、本観測で捉えられたクラスター化する顕著な地震活動は、本震時の主要なすべり域と離れた場所にも多数存在する。気象庁一元化以降の 1997 年 10 月から本震発生前の 2002 年 8 月までの気象庁一元化震源(図 5)をみると、北緯

42度20分東経144度40分付近など、このようなクラスター化している領域は、定常的に地震活動度が高いようである。この領域で行われた過去の海底地震観測[Hirata et al. (1989)]によっても、活動が報告されており、このような領域は、2003年の十勝沖地震発生後、地震活動がより活性化されたように見える。一方、今回の観測期間中、北緯42度東経144.6度付近のように、地震活動がみられない領域が存在する。そしてこの場所は地震発生前もほとんど地震が起こっていない。このような地震活動の時空間分布をみると、十勝沖においては、大地震が発生する領域、微小地震が定常的に発生する領域、地震が起こらない領域が、比較的明瞭に区分されているのかもしれない。

本観測で得られた震源の深さの空間分布をみると、海溝から陸にかけて傾斜する形状になっている。このような、陸に向かい傾斜する形に分布する余震の中で、いくつかのものは、防災科学技術研究所[福山・他(1998)]や鶴岡・他(2004)が陸上の広帯域地震計データをもとにメカニズム解を求めている。それらの結果は、総じて逆断層型を示しており、これらの地震は、本震と同様に、太平洋プレートの沈み込みに伴う、プレート境界型の地震活動である。したがって、このような陸側に傾斜する形状は、おおむね沈み込む太平洋プレート上面を示しているものと考えられる。領域毎の深さ断面をみると、南西部では、Iwasaki et al. (1989)でモデル化されているプレート沈み込み形状と、震源分布の深さ断面の傾斜は概ね一致している。一方、北東部では震源分布の傾斜角がより急になっている。これらが太平洋プレート上面を示していると考えると、沈み込むプレートの形状が変化していることになる。仲西・他(2001)は十勝沖の北東に位置する根室半島沖で地震波速度構造探査を行い、Iwasaki et al. (1989)と較べて太平洋プレートが急傾斜で沈み込む様子を明らかにしている。このような北東側で傾斜角が急になる構造は、本観測で得られた震源分布の傾きの違いの傾向と一致する。また、十勝沖は日本海溝から千島海溝に海溝軸の走向が急変する場に近く、太平洋プレートの沈み込みの走向自体も大きく変化している可能性がある。このような事実は、本観測海域下において太平洋プレートの沈み込みに伴う三次元的な不均質構造の存在を示唆している。

(d) 結論ならびに今後の課題

海底地震観測と反射法地震探査により得られたデータと、陸上の観測網の地震記録と統合解析することにより、特に余震震源の深さ精度を向上することができた。ただし、現時点では震源決定の対象とした地震は、気象庁一元化震源リストに依存しており、地震数が限られている。また、気象庁震源リストは本震直後については、大きな規模の地震のみを対象としているため、地震活動についての細かな議論が困難である。そのため、現在、海底地震計データを用いてイベント検出を行い、気象庁震源リストからもれている地震について、験測作業を行っている。現時点ではこのように地震の数が限定されているが、高精度の三次元的余震分布を求めることにより、本震の震源過程と海溝型大地震の詳細を議論するための基礎資料を得ることができた。本調査研究により求められた高精度余震分布から、本領域における本震時のすべり領域と余震域の相補的な関係、定常的な地震活動度と余震活動の正の相関関係など、十勝沖における地震活動の特徴を見いだすことができた。また、震源の深さ分布は、本観測海域下において太平洋プレートの沈み込みに伴う三次元的な不均質構造の存在を示唆しており、その解明はあらためて浮上した重要な課題である。

このような規模の不均質構造の解明と、本震の震源過程と海溝型大地震の詳細にせまるために不可欠な、プレート境界に位置する震源域近傍の不均質構造を明らかにするためのデータを蓄積するためには、引き続き験測作業をすすめ、地震数を増やすことにより、不均質構造推定の確度向上をはかる必要がある。また、本調査研究で求めた余震分布から、本震の深さは 15? 20km 程度と推定しているが、本震を含めた、余震稠密観測以前の地震の再決定は、1952 年の十勝沖地震との比較を行う上でも重要であるため、より適切な震源再決定方法を検討している。

(e) 引用文献

- 1) 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 2, 51, 149-156, 1998.
- 2) Hartzell, S., Comparison of seismic waveform inversion results for rupture history of a finite fault: Application to the 1986 North Palm Springs, California, earthquake, J. Geophys. Res., 94, 7515-7534, 1989.
- 3) Hirata, N., T. Kanazawa, K. Suyehiro, T. Iwasaki and H. Shimamura, Observations of microseismicity in the southern Kuril Trench area by arrays of ocean bottom seismometers, Geophys. J. Int, 98, 55-68, 1989.
- 4) Hirata, N. and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, 50-61, 1987.
- 5) Hirata, N., S. Ohmi, S. Sakai, K. Katsumata, S. Matsumoto, T. Takanami, A. Yamamoto, T. Iidaka, T. Urabe, M. Sekine, T. Ooida, F. Yamazaki, H. Katao, Y. Umeda, M. Nakamura, N. Seto, T. Matsushima, H. Shimizu, and Japanese University Group of the Urgent Joint Observation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, Urgent joint observation of aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, J. Phys. Earth, 44, 317-328, 1996
- 6) Iwasaki, T., H. Shiobara, A. Nishizawa, T. Kanazawa, K. Suyehiro, N. Hirata, T. Urabe and H. Shimamura, A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, Tectonophysics, 165, 315-336, 1989.
- 7) Murai, Y., S. Akiyama, K. Katsumata, T. Takanami, T. Yamashina, T. Watanabe, I. Cho, M. Tanaka, A. Kuwano, N. Wada, H. Shimamura, I. Furuya, D. Zhao and R. Sanda, Delamination structure imaged in the source area of the 1982 Urakawa-oki earthquake, Geophys. Res. Lett., 30, 9, 1490, doi:10.1029/2002GL016459, 2003.
- 8) 仲西理子・三浦誠一・尾鼻浩一郎・小平秀一・高橋成実・鶴哲郎・朴進午・金田義行・蔵下英司・平田直・岩崎貴哉, 1973 年・根室半島沖地震破壊域の地殻構造, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Sz-011, 2001.
- 10) 鶴岡弘・川勝均・ト部卓, 長周期波動場のモニタリングによるリアルタイム地震解析システムの開発, 月刊地球, 号外 No. 45, 30-39, 2004.
- 11) ト部 卓・束田進也, 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. 1, C22-P18, 1992.

- 12) Yamanaka, K. and M. Kikuchi, Source processes of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, e21-e24, 2003.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
北海道大学・東北大学・東京大学地震研究所・九州大学・海洋科学技術センター・気象庁	2003年十勝沖地震の余震域における高密度海底地震観測	日本地震学会 2003年秋季大会	平成 15年 10月7日
Earthquake Research Institute University of Tokyo, Hokkaido University, Tohoku University, Kyushu University, Japan Marine Science and Technology Center and Japan Meteorological Agent	Aftershock observation of 2003 Tokachi-oki Earthquake by ocean bottom seismometer network with spatial high density	Fall meeting of American Geophysical Union	平成 15年 12月12日
北海道大学地震火山研究観測センター・東京大学地震研究所・海洋科学技術センター・東北大学地震・火山観測研究センター・九州大学地震火山観測研究センター・気象庁・文部科学省	海底地震計による 2003年十勝沖地震の合同余震観測 - 本震の深さは? を求めて-	2003年十勝沖地震研究成果報告会	平成 16年 3月5日

<p>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. Uhira, H. Shiobara and H. Shimizu</p>	<p>Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network</p>	<p>Earth Planets Space</p>	<p>平成 16 年 3 月 5 日</p>
<p>山田知朗・篠原雅尚・金沢敏彦・平田直・金田義行・高波鐵夫・三カ田均・末広潔・酒井慎一・渡邊智毅・植平賢司・村井芳夫・高橋成美・西野実・望月公廣・佐藤壮・荒木英一郎・日野亮太・宇平幸一・塩原肇・清水洋・町田祐弥・堀美緒</p>	<p>稠密海底地震計ネットワークによる2003年十勝沖地震の余震観測</p>	<p>地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会</p>	<p>平成 16 年 5 月 11 日</p>
<p>山田知朗・篠原雅尚・金沢敏彦・平田直・金田義行・高波鐵夫・三カ田均・末広潔・酒井慎一・渡邊智毅・植平賢司・村井芳夫・高橋成美・西野実・望月公廣・佐藤壮・荒木英</p>	<p>稠密海底地震観測による 2003 年十勝沖地震の余震分布</p>	<p>地震 2</p>	<p>投稿中</p>

一郎・日野亮太・宇 平幸一・塩原肇・清 水洋			
------------------------------	--	--	--

図キャプション

図1 本震付近の余震分布図(2003年10月1日?20日)

灰色の丸が震源位置であり、丸の大きさはマグニチュードの大きさをあらわす。逆三角形と四角が、それぞれ自己浮上式海底地震計と海洋開発研究機構のケーブル式海底地震計の位置である。(a)震央分布図。破線は遠地実体波による本震のすべり量[Yamanaka and Kikuchi (2003)]である。(b),(c)はそれぞれ東西方向、および南北方向の深さ断面図である。

図2 震源分布図(2003年10月1日?11月20日)

+印が海底地震計、が震源位置であらわす。の半径の大きさは、マグニチュードをあらわす。a) 震央分布図 b) 海溝軸平行方向の深さ断面図 c) 海溝軸直交方向の深さ断面図

図3 本調査研究による震源(赤丸)と気象庁震源(星印)との比較
四角は海底地震計の位置をあらわす。

図4 本調査研究による余震分布と遠地実体波を用いた解析による本震時のすべり量分布 [Yamanaka and Kikuchi (2003)]との比較

図5 本震前の気象庁による震源分布(1997年10月? 2003年8月)
星印は1924年以降に発生した地震の震央、コンターはYamanaka and Kikuchi (2003)による本震時のすべり量をあらわす。