HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	2003年十勝沖地震（MJMA8.0）の余震活動
Author(s)	一柳, 昌義; 高橋, 浩晃; 笠原, 稔
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 67, 347-357
Issue Date	2004-03-15
DOI	10.14943/gbhu.67.347
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14354
Type	bulletin (article)
File Information	67_p347-357.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 67, March 2004, pp. 347－357

2003年十勝沖地震(MJMA8.0)の余震活動

一柳　昌義・高橋　浩晃・笠原　稔
北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

(2004年1月8日受理)

Aftershock Activity of the 2003 Tokachi-oki Earthquake(MJMA8.0)

Masayoshi ICHIYANAGI, Hiroaki TAKAHASHI and Minoru KASAHARA
Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University

(Received January 8, 2004)

The 2003 Tokachi-oki Earthquake of MJMA8.0 occurred off Tokachi, in the southernmost part of the Kuril Trench on September 26, 2003. Three ocean bottom seismographs (OBS) of cable type have been deployed around the focal region of this large earthquake by Japan Marine Science and Technology Center. Using data of the OBS with those of both land seismic stations by Hokkaido University and by Japan Meteorological Agency makes possible to locate precise hypocenters of aftershocks of the 2003 event. Moreover, we apply travel time corrections for the low velocity sedimentary layer beneath the OBS stations to calculation and obtain clearer features of aftershock activity.

The aftershock region of the 2003 Tokachi-oki earthquake is nearly the same as that of the 1952 Tokachi-oki earthquake of MJMA8.0, the previous large event in an earthquake generation cycle along the plate boundary. Though similar thrust faulting along the subducting Pacific Plate caused both earthquakes, the 2003 aftershock activity is more complex than that of the 1952 event. In 2003, aftershocks occurred not only on the plate interface but also inside the plate and larger aftershocks show a tendency to occur around the asperity on the fault plane of the main shock.

I. はじめに

2003年9月26日4時50分に北海道東部太平洋沿岸の十勝沖でMJMA 8.0の地震が発生した．この地震による津波で2名が行方不明になり，浦河から釧路に至る広い地域で多大な被害が発生し，気象庁はこの地震を平成15年(2003年)十勝沖地震と命名した．この地域では，北海道側のプレートの下に太平洋プレートが年間約8 cm/sで沈み込んでおり(DeMets et al., 1994)，それに伴って巨大地震が繰り返し発生してきた．51年前の1952年3月4日にもほぼ同じ場所でMJMA 8.2の地震が発生しており，地震学の上でも注目されていた地域である．

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター(以下ISV)は，北海道の定常的な地震活動を把握するため1976年より地震観測網を構築してきた．また，1996年10月には気象庁との地震波形データのリアルタイム交換を開始し，更に2002年8月より，海洋科学技術センター(以下JAMSTEC)が十勝沖に設置したケーブル式の海底地震計のデータもリアルタイムで利用可能となり，十勝沖で発生する地震の検知能力や震源決定精度が飛躍的に向上していた(一柳・他，2003)．このような地震観測体制の中で今回の十勝沖地震は発生した．このような充実した観測体制の中で巨大地震が発生したのは，世界中でも初めてのことである．余震活動の震源分布を詳細に調べることは，巨大地震発生のメカニズムを知るためには，非常に重要なデータである．我々は，これら観測網を用いて十勝沖地震の余震の震源決定を緊急に行った．ここでは震源決定の方法とその結果得られた震源の精度について主に報告する．

II. 震源決定方法

北海道東部のISV，気象庁及びJAMSTECの地震観測点分布をFig. 1に示す．北海道では，火山フロント及び日高山脈を境にして地下の地震波速度構造が大きく異なるため(Miyamachi et al., 1994)，今回の地震活動の震源決定には，陸上観測点として北海道東部沿岸にあるこれらの地震観測点のデータのみを使用した．震源決定のための検測処理をする場合，複数の人が検測を行うと検測値に個人差が出るため，今回は著者の一人が検測作業を行った．本震発生後1ヶ月間の2003年9月26日から10月25日までの期間を検測対象とした．M 2.0以上の地震について検測可能なすべての観測点のP波相やS波相について検測作業を行った．但しURH観測点は地震による影響で停電になり，本震発生後9月26日5時から7時までの3時間は欠測であるため，この期間はURH観測点の検測値はない．以上の条件を満たす地震は1867個であった．

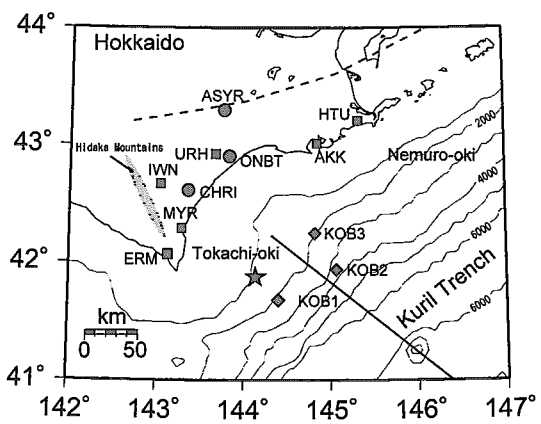

Fig. 1. Seismic stations used in this study. Squares and circles are stations of Hokkaido University and Japan Meteological Agency (JMA), respectively. Diamonds are stations with ocean bottom seismometers (OBS) of Japan Marine Science and Technology Center. Star indicates the epicenter of the 2003 Tokachi-oki earthquake (MJMA8.0) determined by Hokkaido University. Solid line represents the seismic refraction profile by Iwasaki et al. (1989) and dash line denotes the volcanic front.

まず，Fig. 2に示す速度構造とVp/Vs比を1.75として，陸上観測点のみのデータで震源決定を行った．この速度構造は，この地域を対象として行われた構造探査(Iwasaki et al., 1989；Miyamachi et al., 1994)を参考にして決めたものである．Fig. 1の実線はIwasaki et al. (1989)

の構造探査測線である．震源計算には，Hirata and Matsu'ura (1987)の手法を用い，マグニチュードは最大振幅を使う渡辺の式(渡辺, 1974)を用いて計算を行った．

次に海底地震計のデータを加えて震源決定を行う．陸上観測点と海底地震計のデータを併合処理して震源決定を行う場合，設置した海底地震計直下の堆積層が観測走時に与える影響を取り除く必要がある．海底下の堆積層のS波速度は非常に遅いため，基盤と堆積層との境界での大きな速度コントラストにより生成されるpS変換波が水平動成分で観測されることが多い(例えば，西澤・他，1990；渡邊・他，1992)．十勝沖の海底地震計の記録を調べてみたところ，このような変換波が観測されていることが分かった．一柳・他(2003)では，2001年から2002年にかけて発生した十勝沖の群発地震活動において，この変換波を用いて各海底地震計の観測点補正値の推定を行った．その方法は以下の通りである．

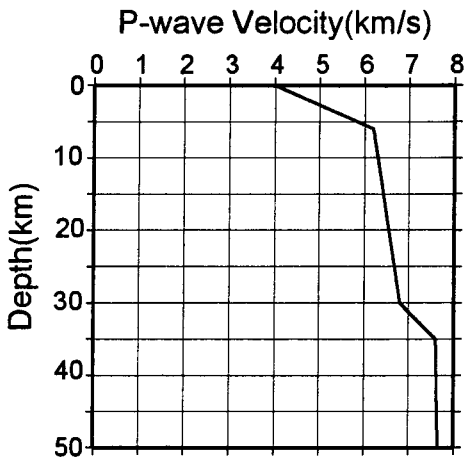

Fig. 2. P-wave velocity structure model used in this study. [Iwasaki et al. (1989) and Miyamachi et al. (1994)]

はじめに，pS-P時間を読み取ることが出来るM 3.5以上の地震11個について観測点ごとに平均した値を各観測点の T(pS-P)とした．T(pS-P)は，堆積層の厚さ H と堆積層中のP波とS波の速度 α_1 と β_1 による次式で表せる(西澤・他 1990)．

$$T(\mathrm{pS\text{-}P}) = H(1/\beta_1 - 1/\alpha_1)$$

十勝沖では，Iwasaki et al.(1989)により詳細な浅部P波速度構造が求められているので，その結果から堆積層のP波速度1.8 km/sを採用する．次に堆積層のS波速度を推定する．Iwasaki et al.(1989)により，海底地震計の設置されている場所付近の堆積層の厚さが分かっているので，上式から堆積層の α_1/β_1 が求めることが可能で，その結果 $\alpha_1/\beta_1 = 4.1$ という値を得た．以上の数値から，P波とS波が各観測点の下の堆積層を通過する時間を H/α_1 と H/β_1 として求める．ここで，Fig. 2で示したP波速度構造の一番上の値4.0 km/sを基盤の基準速度構造 α_0 と仮定する．また，Vp/Vs比から求めたS波速度を β_0 とする．堆積層を考慮して補正するためには，堆積層の速度で通過した時間から基準速度で通過した時間の差がP波及びS波走時に対する各観測点の補正値になる．したがって，次式で求めた値(ΔTp と ΔTs)を補正値とした．(Table 1)．

Table 1. Station corrections for the three OBS stations.

	P wave(sec)	S wave(sec)
KOB1	−0.213	−1.283
KOB2	−0.372	−2.243
KOB3	−0.429	−2.584

$$\Delta Tp = H/\alpha_0 - H/\alpha_1$$
$$\Delta Ts = H/\beta_0 - H/\beta_1$$

今回の余震の震源決定にはこのようにして，一柳・他(2003)で求められた補正値を海底地震計3観測点のデータに与え，陸上観測点を加えて震源計算を行った．震源決定に用いた手法と速度構造は，陸上観測点のみの場合と同じである．

III. 十勝沖地震の震源決定精度

十勝沖の領域がどの程度の震源決定の精度があるかどうかを比較するため，陸上観測網のみから決められた震源と海底地震計を加えた場合の震源を比較する．それぞれの観測網で求められた震央分布と東西及び南北断面の深さ分布図に，震源計算誤差範囲を示すエラーバーを加えてFig. 3(a)と(b)に示す．一柳・他(2003)が2001－2002年に発生した十勝沖の群発地震活動を明らかにしたのと同様に，十勝沖地震の余震でも陸上観測点のみで決めた震源に比べ，海底地震計のデータを加えて震源決定された震源は，海底地震計を入れる前を100%とするとエラーバーの大きさが緯度方向に40%，経度方向に45%，深さ方向に37%と小さくなっており，どの成分についてもエラーバーが小さくなっていることが分かる．特に海岸線から約100 kmほど沖合いの海底地震計の近くの領域では震源決定精度が著しく改善されている．また震央分布ではいくつかの余震のかたまりがより鮮明に見えるようになり，深さ分布では東経144度より東で上下に余震が分離して目えるのは見かけのことである可能性高いと思われる結果となった．但し，今回震源計算に用いたHirata and Matsu'ura (1987)の手法では，速度構造の不均質性に由来する走時のゆらぎを観測誤差の一部として先験的に与える必要があり，ここではそのゆらぎを1%と仮定して震源の推定誤差を計算している．しかし，今回のような海と陸の構造境界付近においては，このゆらぎは数%程度の大きさになっている可能性があり，Fig. 3で示した誤差の絶対値は，この数倍の大きさになっていることも考えられる．しかしながら，誤差の大きさの相対的な違いは意味があるため，Fig. 3で示した誤差は，海底地震計を用いたほうが，震源決定精度が飛躍的に向上しているのが明瞭に分かる．また，海底地震計観測点での各層の走時残差の平均値と標準偏差は補正値を加えることによって概ね改善されている(Table 2)．しかしながらこれらの値は，余震全体をひとまとめにした値であり，本来は各領域でそれぞれ標準偏差を求める必要がある．以上のことを考慮に入れても，ケーブル式海底地震計のデータを加えることにより，この地域での震源決定精度が海底地震計設置前に比べ格段に向上していることは明らかであり，その結果として，余震活動の詳細な検討が可能になったと言える．

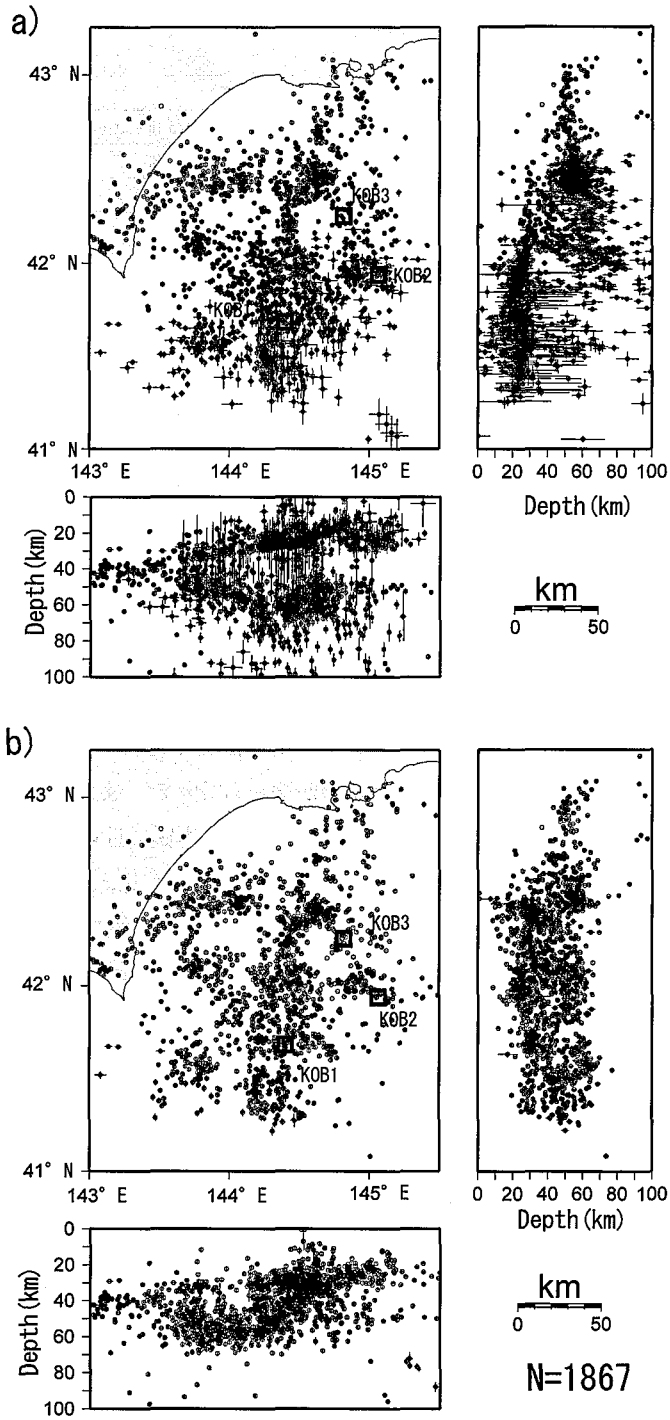

Fig. 3. Hypocenter distributions with 1σ error bars from September 26, 2003 to October 25, 2003. (a) Hypocenter determined with only land data. (b) Hypocenter determined with both land and OBS data.

Table 2. Reduction of residuals between the observed and calculated travel times for the OBS stations.

	KOB1		KOB2		KOB3	
	average	standard deviation	average	standard deviation	average	standard deviation
Res. without cor. P (sec)	−0.045	0.270	0.090	0.333	−0.054	0.451
Res. with cor. P (sec)	0.038	0.262	0.047	0.311	0.057	0.384
Res. without cor. S (sec)	0.899	0.836	1.318	1.351	1.359	0.899
Res. with cor. S (sec)	0.515	0.704	0.000	0.127	0.106	0.788

IV. 余震分布の特徴

余震分布の特徴については，今回決定した震源データを用いて Takahashi et al. (2003 a) で詳細に議論しているので，ここでは概要のみに留める．

Fig. 4 は，海溝軸に直交した断面で各領域に区切った十勝沖の余震の震央分布と深さ方向の震源分布である．この地域では Iwasaki et al. (1989) により地殻浅部の構造が決められており，それによるプレート境界の位置を各断面に実線で示してある．また，Harvard CMT (2003) によって決定された本震と最大余震のメカニズム解も示している．本震のメカニズム解は低角逆断層の典型的なプレート境界型であったが余震はプレート境界付近で発生している地震もあるが，それより深いところでも多くの地震が発生しているのが図から分かる．また領域ごとに見ていくと，領域 AB ではプレート境界にそって地震が発生しているが，本震に近い領域の方へ西（領域 CD, EF, GH）に行くにしたがって，余震分布が深くなって行く傾向が見える．同じプレート境界型で最近発生した 1994 年三陸はるか沖地震（MJMA 7.6）ではプレート境界にそって余震が発生していることが観測されている（Hino et al., 2000）．しかしながら今回の十勝沖地震の余震分布は，プレート内部での活動が活発であり，これまで考えられていたプレート境界型地震としての余震活動の様式とは異なっていることは興味深い．

また震央分布のうち，矢印で示した部分での地震活動が低調であるが，ここは本震のアスペリティにあたる．主な余震はこのアスペリティの周辺で発生している（山中・菊地，2003）．

Fig. 5 は，海溝軸方向に投影した余震の時空間分布を示す．また日別地震回数分布を Fig. 6 に示す．余震は本震発生直後には本震の発生した領域で多く発生したが，その 6 時間後には東側の領域で活動が活発になった．また多くの余震は 9 月 30 日までに発生した．10 月 2 日以降は一時活動が低下したが，10 月 7 日から 9 日にかけて余震域の東側で一時 M 5 を越える地震が多く発生した．Takahashi et al. (2003 b) は，GPS 観測の結果から同じ期間に北海道東部釧路市周辺（余震域の東側）の観測点で変動が他の観測点に比べ，加速していることが観測されたと報告している．このことから，10 月 7 日から 9 日までの一時的な地震活動の活発化と地殻変動の変化に関連があるのではないかと指摘している．その後の余震活動は，時間とともに数が減少していった．

次に 51 年前に発生した 1952 十勝沖地震と今回の地震との震源域を比較する．1952 年当時の地

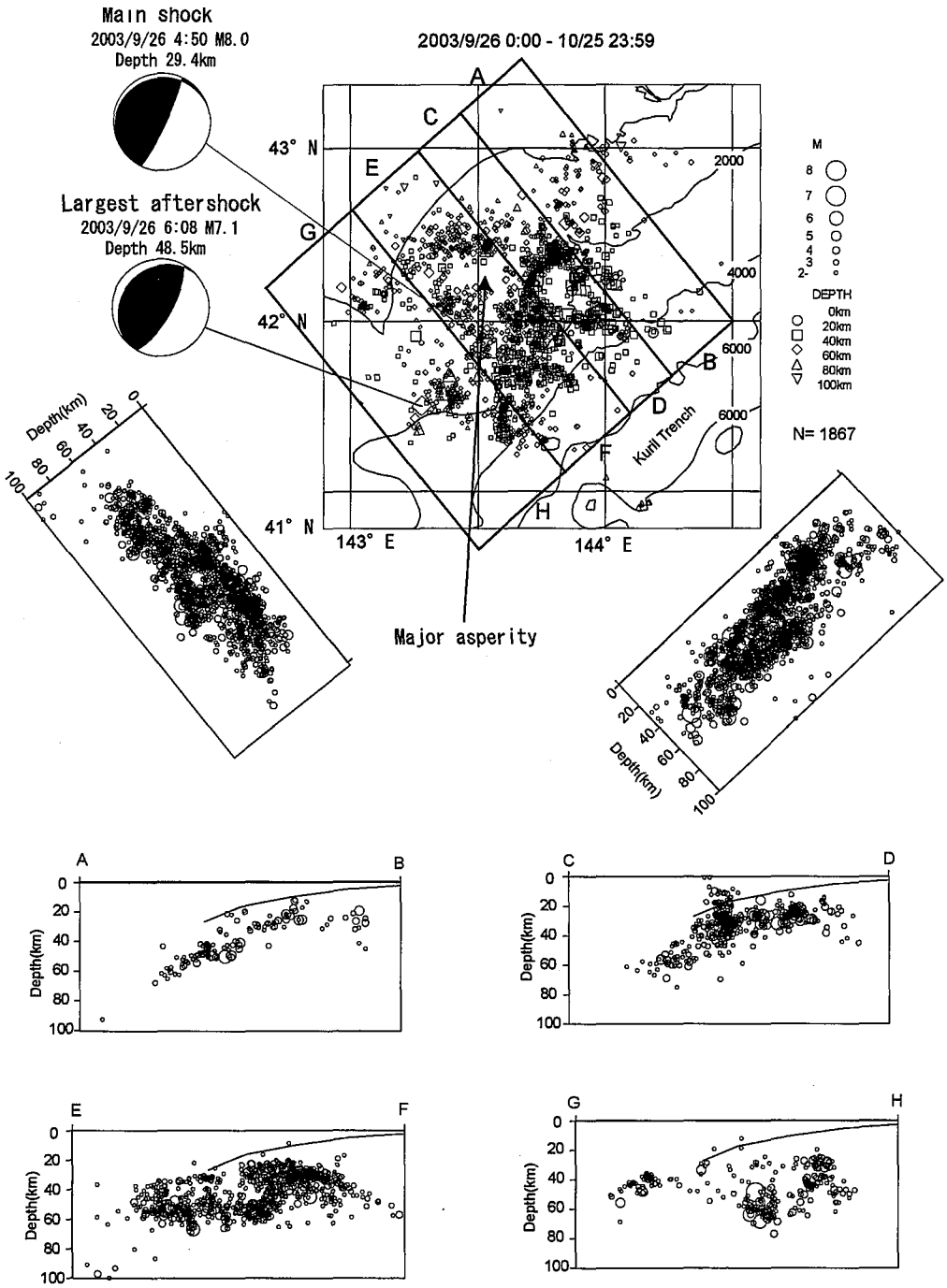

Fig. 4. Map showing hypocenter distribution of aftershocks together with vertical cross-sections of four rectangular sub-regions. The plate boundary estimated by Iwasaki et al. (1989) is denoted by the solid line in the cross sections. Focal mechanism solutions are from Harverd University. An area surrounding the arrow tip is major asperity on the fault plane of the main shock by Yamanaka and Kikuchi (2003).

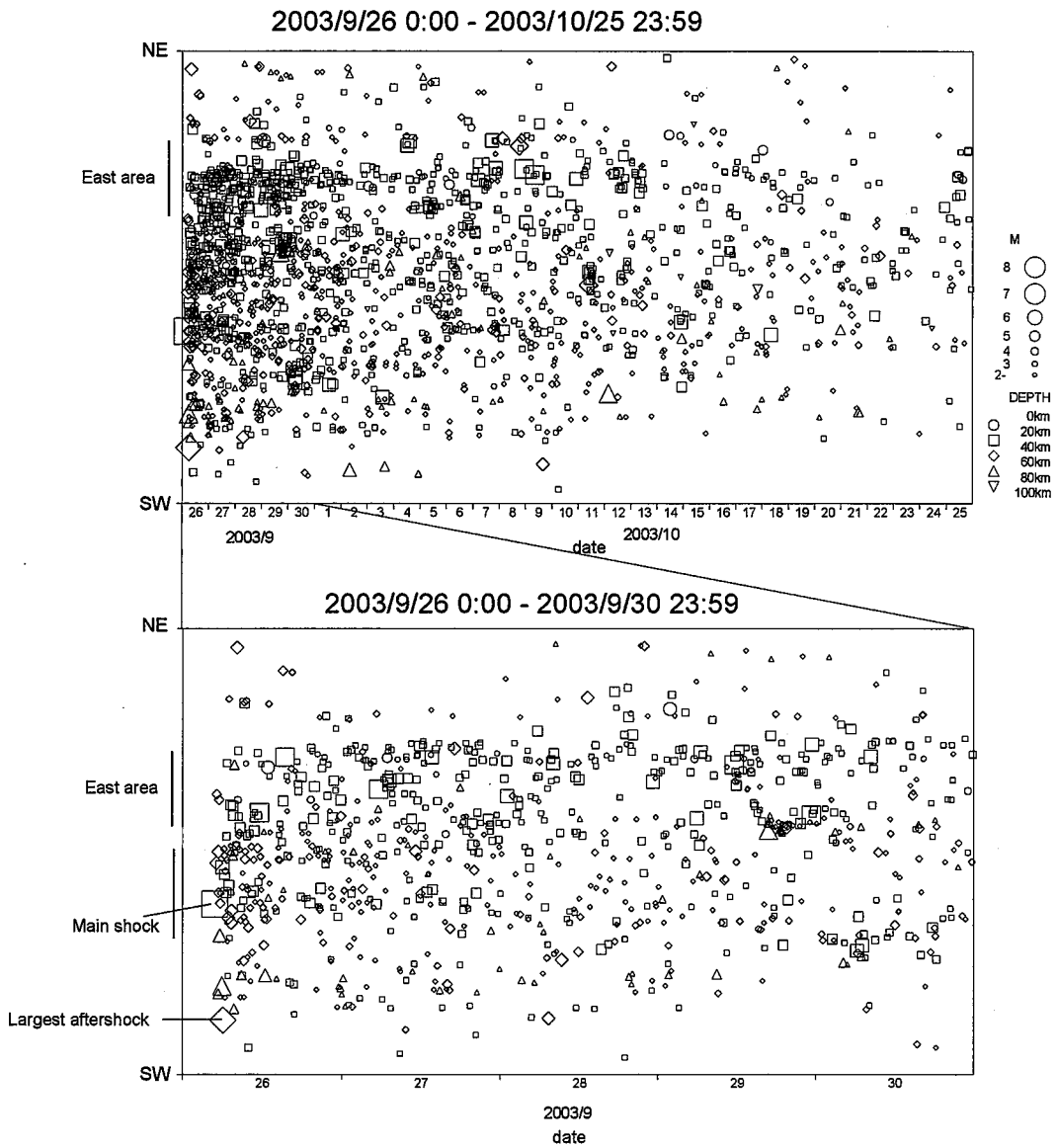

Fig. 5. Space-time distribution of aftershocks along the Kuril Trench.

震観測データは現在から見れば必ずしも十分なものとはいえないが，巨大地震の繰り返しを近代観測計器で観測したのは日本では初めてのことであり，2つの十勝沖地震の比較研究できることは大きな意義がある．Fig. 7には両地震のMJMA 5.0以上の余震を示した．この図から分かるように，本震や最大余震の位置はほぼ両者は同じである．しかし1952年の地震の余震域は，2003年に比べ東の方まで広がり，根室半島付近まで達している．Tanioka et al.(2003)は両地震の太平洋岸で観測された津波の遡上高を比較し，1952年の地震は2003年の地震に比べ，東側の観測点で津波の高さが高くなっていることを指摘している．このことは，上記で示した余震域の東側への広がりの違いを反映している可能性が高い．

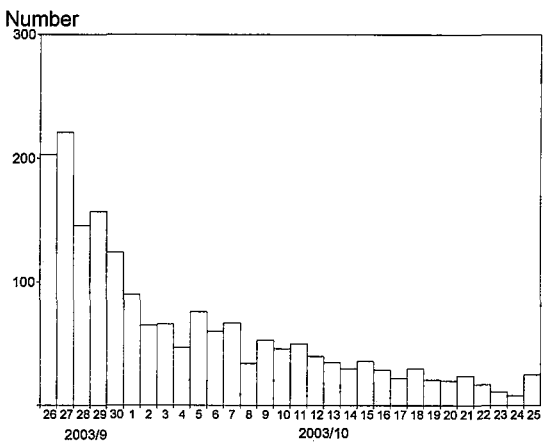

Fig. 6. Daily number of aftershocks counted in this study.

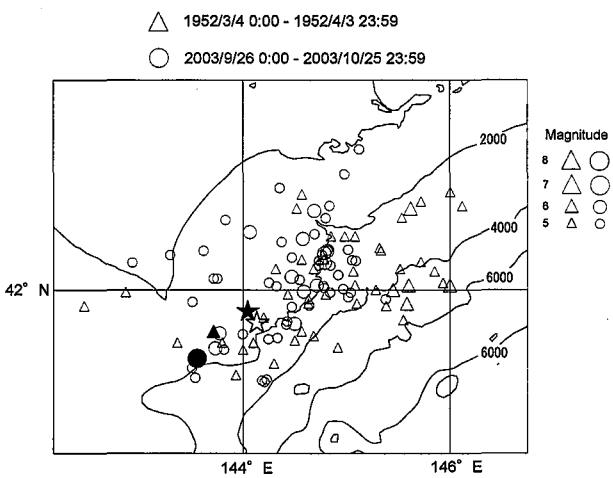

Fig. 7. Comparison between aftershock distribution of the 1952 and that of the 2003 Tokachi-oki earthquake. Aftershock with magnitude larger than MJMA5.0 are plotted for one month after each main shock. Open and solid star indicate the epicenter of the 1952 and the 2003 main shock, and Solid triangle and solid circle indicate the epicenter of the 1952 and the 2003 largest aftershocks, respectively.

V. おわりに

陸上地震観測網とケーブル式海底地震計のデータを併合処理することにより，十勝沖での地震の震源決定精度が格段に向上した．そのなかで発生した2003年十勝沖地震はプレート境界よりも深いプレート内部でも多くの地震が発生している可能性があることが示された．しかしながら，残された問題がまだ数多くある．例えば，Fig. 4に示した最大余震は，この観測網から外れた位置に発生しており，今回決定した深さは48.5 kmとプレート境界面からはかなり深い場所である．またその地震の周りで発生した地震は，深さ70 kmまで達しているものもある．これらの地震について，今回の結果を用いて議論を行うには震源決定精度上問題がある可能性がある．今後震源決定精度の確率分布等を考慮した作業を行う必要がある．しかしながら，今回ケーブル式海底地震計が十勝沖に設置され陸上観測点との併合処理を迅速に行うことが可能になったことにより，早期に即時的に充分な精度で余震活動を監視出来るようになったことは防災上の観点からも大変有効である．

本震発生後，大学などの研究グループによって高密度の臨時海底地震計の余震観測を行っており詳細な余震分布が今後求められると思われる．また，他の観測結果もふまえ，今後我々の求めた震源計算結果がどの程度の震源決定精度があるのかを詳細に調べ，陸海地震観測網で，どこまで地震発生メカニズムの議論が可能であるかを調査して行く予定である．

謝辞 震源決定には北海道大学と気象庁の観測点，また海洋科学技術センターの海底地震計のデータを使用しました．北海道大学地震火山研究観測センターの本谷義信氏には本稿を改善する上で大変貴重な御意見を頂きました．本論文を作図には，Wessel and SmithのGMT systemと石川，中村(1997)のSEIS-PCを使用しました．また，今回使用した地震データは北海道大学地震火山研究観測センターの地震データ処理システムで得られたもので，そのシステムの維持管理を行っている岡山宗夫技官，高田真秀技官，山口照寛技官，石川春義支援推進員の常日頃の尽力の賜物であります．以上の方々に関して記して感謝いたします．

文 献

東京大学地震研究所地震予知情報センター，2003．ハーバード大学によるメカニズム解，http://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/~cmt/HARVARD/index.html.

DeMets, C., R. Gordon, F. Argus and S. Stein, 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191−2194.

Hino, R., S. Ito, H. Shinohara, H. Shimamura, T. Sato, T. Kanazawa, J. Kasahara and A. Hasagawa, 2000. Aftershock distribution of the 1994 Sanriku-oki earthquake (Mw7.7) revealed by ocean bottom seismographic observation, *J. Geophys Res.*, **105**, 21697−21710.

Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987. Maximum-likelihod estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Int*, **47**, 50−61.

一柳昌義，高橋浩晃，本谷義信，笠原稔，平田賢治，三ヶ田均，2003．北海道十勝沖で2001−2002年に発生した地震活動の陸海地震観測網による震源決定，地震，**56**，印刷中．

石川有三，中村浩二，1997．SEIS-PC for Windows 95，地球惑星科学関連学会1997年合同大会予稿集，P 78.

Iwasaki, T., H. Shiobara, A. Nishizawa, T. Kanazawa, K. Suyehiru, N. Hirata, T. Urabe and H. Shimamura, 1989. A ditail subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, *Tectonophysics*, **165**, 315－336.

Miyamachi, H., M. Kasahara, S. Suzuki, K. Tanaka and A. Hasegawa, 1994. Seismic velocity structure in the crust and upper mantle beneath northern Japan, *J. Phys. Earth*, **42**, 269－301.

西澤あずさ，富田尚志，金澤敏彦，岩崎貴哉，島村英紀，平田直，1990．海底地震計による1987年6月の福島沖の地震活動，地震，**43**，403－411.

Takahashi, H., M. Okayama, M. Ichiyanagi, M. Takada, T. Yamaguchi, H. Ishikawa, K. Hirata, T. Watanabe, H. Mikada, K. Suyehiro and M. Kasahara, 2003a. Aftershock distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake (MJMA=8.0) by land and submarine regional seismic network data, *Earth Planets Space*, submitted.

Takahashi, H., S. Nakao, N. Okazaki, J. Koyama, T. Sagiya, T. Ito, F. Ooya, K. Kato, Y. Fujita, M. Hashimoto, Y. Hoso, T. Iimura, J. Fukuda, T. Matsushima, Y. Kohno and M. Kasahara, 2003b. GPS observation of postseismic crustal deformation associated with the 2003 Tokachi-oki earthquake (MJMA8.0), off southeastern Hokkaido, *Japan, Earth planets Space*, submitted.

Tanioka, Y., Y. Nishimura, K. Hirakawa, F. Imamura, I. Abe, Y. Abe, K. Shindou, H. Matsutomi, T. Takahashi, K. Imai, K. Harada, Y. Namegawa, Y. Hasegawa, Y. Hayashi, F. Nanayama, T. Kamataki, Y. Kawata, Y. Fukasawa, S. Koshimura, Y. Hada, Y. Azumai, K. Hirata, A. Tamikawa, A. Yoshikawa, T. Shiga and S. Masaka, 2003. Tsunami run-up heightsu of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space,* submitted.

卜部卓，東田進也，1991．ワークステーションによる微小地震波形検測支援システム，日本地震学会講演予稿集，**1**，70.

渡邊智毅，小平秀一，塩原肇，金沢敏彦，R. Stefansson，G.B. Gudmundsson，島村英紀，1992．海底地震計による1990年7月のReykjanes Ridgeの微小地震活動，地震，**45**，327－337.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991. Free software helps map and display data, *EOS Trans.*, AGU, **72**, 445－446.

山中佳子，菊地正幸，2003．EIC地震学ノート，No. 139,
http://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/030926.html.