



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	2004年12月14日に発生した留萌支庁南部の地震(M _{JMA} 6.1)の余震活動
Author(s)	一柳, 昌義; 前田, 宜浩; 山口, 照寛 他
Citation	地震. 2輯, 59(3), 209-221 https://doi.org/10.4294/zisin.59.209
Issue Date	2007-03-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/57960
Type	journal article
File Information	Zisin_59_209-.pdf



2004 年 12 月 14 日に発生した留萌支庁南部の 地震 ($M_{\text{JMA}} 6.1$) の余震活動

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* 一柳昌義・前田宜浩

山口照寛・高橋浩晃

笠原 稔

北海道大学大学院理学研究院自然科学専攻** 笹谷 努

愛媛大学大学院理工学研究科数理物質科学専攻地球進化学コース*** 山本明彦

Aftershock Distribution of the December 14, 2004 Rumoi-nanbu Earthquake ($M 6.1$) in the Northern Part of Hokkaido, Japan

Masayoshi ICHIYANAGI, Takahiro MAEDA, Teruhiro YAMAGUCHI,

Hiroaki TAKAHASHI and Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University,
Kita 10, Nishi 8, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

Tsutomu SASATANI

Department of Natural History Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University,
Kita 10, Nishi 8, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

Akihiko YAMAMOTO

Department of Earth's Evolution and Environment, Division of Mathematics,
Physics, and Earth Sciences, Graduate School of Science and Engineering,
Ehime University, Bunkyo-cho 2-5, Matsuyama 790-8577, Japan

(Received August 28, 2006; Accepted November 22, 2006)

On December 14, 2004, an $M 6.1$ earthquake occurred in the northwestern part of Hokkaido, Japan. We installed nine temporal seismic stations around the source area immediately after the occurrence and had continued the observation for about two months after the main shock. We determined 823 hypocenters of aftershocks and one dimensional P-wave velocity structure model from the travel time data. It is found that aftershocks are clearly distributed on an eastward dipping plane with a dip angle of about 25 degrees. This plane agrees well with one of the nodal planes of the focal mechanism determined by P-wave first motions in this study. Next, we investigated a position of the main shock relative to the aftershock distribution. The station correction values for permanent stations were determined from the data during the period of the temporary observation. Estimated main shock hypocenter was confirmed to be situated on the aftershock plane. Finally, we estimated three-dimensional P-wave velocity structure based on the temporary travel time data. Relocated aftershocks using the three dimensional velocity structure were mainly distributed along the boundary between the high and low velocity zones.

Key words: Aftershock distribution, P-wave velocity structure, Reverse fault

*.** 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目

*** 〒790-8577 松山市文京町 2-5

§1. はじめに

北海道留萌支庁南部の小平町鬼鹿付近で2004年12月14日14時56分頃に M_{JMA} 6.1の地震が発生した。気象庁による震源は北緯44度44.6分、東経141度42.2分、深さ9 kmである。この地震で、苫前町旭で震度5強、羽幌町南3条で震度5弱、羽幌町焼尻、剣淵町本町、初山別村有明、秩父別町役場で震度4を記録した。また、震源に近い小平町鬼鹿に設置してある防災科学技術研究所のK-NET 港町強震観測点(HKD020)では、推定震度6弱を観測した。この地震により軽傷者が8人、家屋の一部損壊が165棟に及ぶ被害が生じた。本

震発生後24時間以内に発生した有感地震は震度3が3回、震度2が2回、震度1が5回であった〔札幌管区気象台(2005)〕。

Fig. 1には、 M 2.0以上の地震検知能力がある1991年から今回発生した地震までの期間に、気象庁で決定された地震の震源分布を示している(ただし1910年と1918年に発生した北海道北西沖の地震、1986年の沼田の地震(M 5.3)を加えてある)。この地域では1910年と1918年の北海道北西沖の地震(M 5.3と M 6.0)や1986年沼田の地震(M 5.3)、1995年新十津川の地震(M 5.7)〔札幌管区気象台(2000)〕など M 5.0~6.0クラスの地震

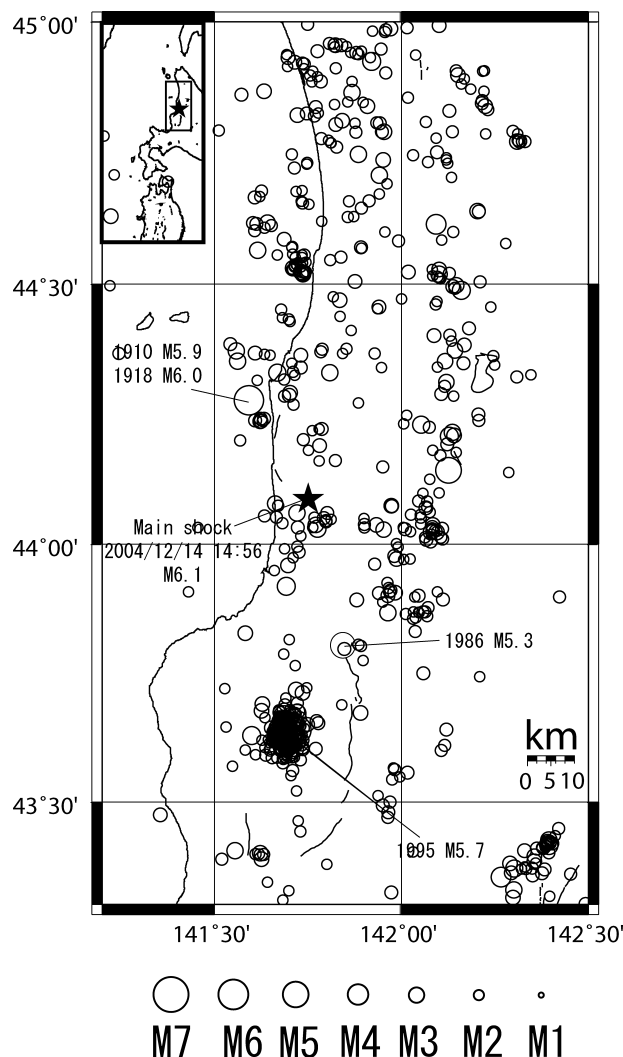


Fig. 1. Location map showing seismic activity of earthquakes greater than M 2.0 in northern part of Hokkaido determined by Japan Meteorological Agency (JMA) from January 1, 1991 to December 14, 2004 (date of the main shock). A solid star indicates the epicenter of main shock determined by JMA. The inset map shows the study area and epicenters of earthquakes with M 5.0 or greater.

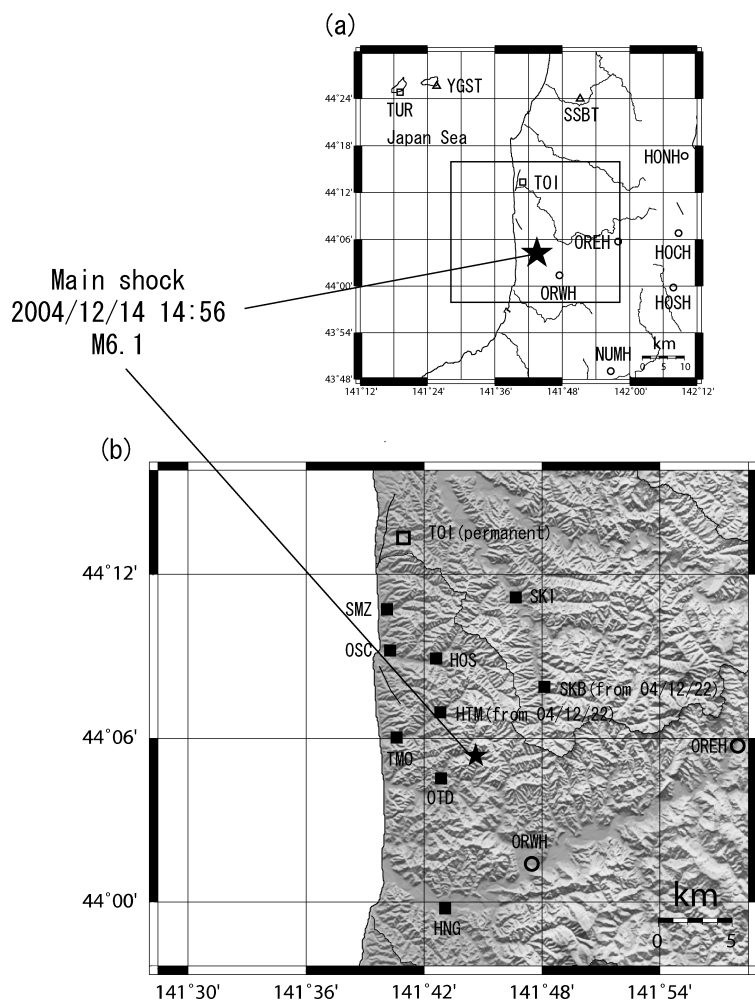


Fig. 2. (a) Permanent seismic stations used in this study. Open squares, triangles and circles are stations of Hokkaido University, JMA and Hi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention), respectively. (b) Temporary seismic stations (solid squares). Open squares and circles indicate permanent stations. A solid star is the epicenter of the main shock determined by JMA.

が過去に多く発生しており、北海道の内陸でも地震活動が活発な地域である。また、今回の地震が発生した地域を含む日本海東縁部は、GPS などの地殻変動観測の結果から、この地域がアムールプレート（ユーラシアプレート）とオホーツクプレート（北米プレート）の境界である可能性が高いことが提唱されている [例えば, Heki *et al.* (1999), Takahashi *et al.* (1999)]. 高橋・笠原 (2005) によれば、北海道北部の地震活動の原因はアムールプレートとオホーツクプレートとの境界がこの付近で日本海から内陸部に上陸するためだとしている。これらのことを踏まえると、今回発生した地震の余震活動を調査、研究することは重要である。

しかしながら、この地震の震源域付近の定常地震観測点 (Fig. 2a) は、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（以下 ISV）の苫前観測点 (TOI) と防災科学技術研究所の Hi-net 小平西 (ORWH) と小平東 (OREH) の 3 観測点しかなかった。その結果求められた ISV のルーチン観測による震源や気象庁の一元化震源は、本震が余震域の南端で発生し、余震分布が東傾斜で分布する特徴が見られた。しかしながら、震源の深さが決まらない地震が多く存在した。そこで我々は、余震活動を精度よく決定する目的で現地収録型の臨時地震観測を実施した。本震発生後 1 週間の観測データを用いた予備的な解析結果は、前田・他 (2005) で示されている。

本稿では、その後2カ月間継続した臨時観測から得られたより多くのデータを用いて、震源域周辺の速度構造の推定と、その速度構造を用いた余震の再決定の結果について示す。最後に、余震分布から地震発生のメカニズムについての考察を述べる。

§2. 観測装置およびデータ

Fig. 2a に、気象庁により決定された本震の震央およびその周辺の定常観測点を示す。白四角、白丸、および白三角は、それぞれ ISV と Hi-net、気象庁の観測点である。また Fig. 2b は Fig. 2a の四角で囲まれた部分を拡大した図で、今回我々が設置した臨時地震観測点を黒四角で示す。地震発生6時間後の14日21時に最初の臨時観測点を本震震央に近い大般地区に設置した (Fig. 2b の OTD 観測点)。その後、順次観測点を増設し、本震発生後24時間以内に臨時観測点6点を設置した。また12月16日にはさらに1点 (HNG) を追加した。震源域を均一に覆うような観測点配置を考慮したが、降雪の影響により、当初は本震の震央の東側には観測点を密に設置することができなかった。しかし、道路管理機関 (北海道留萌土木現業所および小平町) の協力により特別に除雪を行ってもらい、12月22日から2005年1月12日までの約2週間においては、余震域の中央と東側に2点の観測点 (HTM, SKB) を設置することができた。Table 1 に各観測点の観測期間がまとめてある。

観測システムは以下のように構成した。有感の余震が発生することを想定し、強震から微小地震まで振り切れることなく記録することが可能な広ダイナミックレンジのポータブル加速度型強震計 JEP-6A3 (ミットヨ社製) を使用した。収録装置には、ダイナミックレンジ24 bit の LS7000XT (白山工業社製) を使用し、100 Hz サンプリングでデータを収録した。収録装置の電源には冬の寒さを考慮して車載型のバッテリー (12 V, 24 Ah) を2つ並列に接続した。時刻校正は、GPS 時計を用いて6時間ごとに行った。データは1 Gbyte のフラッシュメモリーカードに記録され、2~3週間に1度現地に赴きデータ回収を行った。このようにして2004年12月14日から2005年2月9日までの約2カ月間にわたり余震観測を行った。

回収された臨時観測点の波形データは、定常観測点のデータと統合し、WIN システム [卜部・他 (1991)] を用いて検測を行った。臨時観測データは加速度記録なので積分した速度波形を基にして検測し、P 波相が5観測点以上で、かつ S 波相も2観測点以上で記録されている地震について各相の読み取りを行った。この条件を満たす地震は823個であった。

Table 1. Station corrections used in the calculation of hypocenters. The 4th column shows the operation period.

	P wave(sec)	S wave(sec)	Operation
TOI	-0.027	-0.472	Permanent
ORWH	-0.081	-0.558	Permanent
OREH	0.113	-0.127	Permanent
SMZ	0.044	-0.374	Dec. 15 - Feb. 9
SKI	0.088	-0.100	Dec. 15 - Mar. 6
OSC	0.053	-0.387	Dec.15 - Feb. 15
HOS	0.087	-0.227	Dec.15 - Feb. 10
TMO	0.080	-0.208	Dec.15 - Feb. 15
OTD	0.113	-0.127	Dec. 14 - Feb. 15
HNG	0.012	-0.575	Dec. 16 - Feb. 15
HTM	0.101	-0.170	Dec. 22 - Jan. 12
SKB	0.043	-0.167	Dec. 22 - Jan. 13

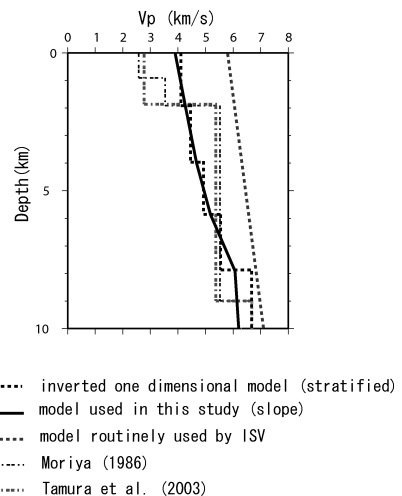


Fig. 3. One dimensional (1-D) P-wave velocity structure model inverted from the initial model by Crosson's method (1976). We use the smoothed inverted model for hypocenter determination. Also shown are the models estimated by Moriya (1986) and Tamura *et al.* (2003), and that routinely used by ISV (Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University).

§3. P 波速度構造と震源決定

3.1 1 次元 P 波速度構造と震源決定

この地域の P 波速度構造は北海道北部で発生した地震の震源決定から試行錯誤的に求めた森谷 (1986) の P 波速度構造 (Fig. 3 の黒色の一点鎖線)、および、北海道北部に展開した臨時地震観測データを用いて P 波速度構造を決定した田村・他 (2003) の結果がある (Fig. 3 の灰色の一点鎖線)。森谷 (1986) や田村・他 (2003) の構造は ISV が通常使用している P 波速度構造 (以下 ISV 構造; Fig. 3 の灰色の破線) に比べ深さ 2 km よりも浅い部分でかなり遅い速度であることが分かる。これ

Table 2. Diagonal elements of the resolution matrix.

Layer	Moriya	ISV
1	0.927	0.924
2	0.952	0.928
3	0.990	0.989
4	0.971	0.969

らの構造モデルを参考にして、読み取った走時データを用いて Crosson (1976) の手法により、1 次元 P 波速度構造を求めた。

まず、Hirata and Matsu'ura (1978) の震源計算プログラム HYPOMH を使用し、ISV 構造を用いて初期震源を決定した。初期震源を決定する際、各層の V_p/V_s 比は森谷 (1983) を参考にして 1.75 を用いた。初期震源のうちから P 波相が 9 個以上ある地震 477 個から得られた 4470 個の P 波走時データを用いて、余震分布の下限の深さ 8 km よりも浅い部分について、インバージョンから P 波速度構造を求めた。今回使用した Crosson (1976) の手法を用いた計算プログラムでは仮定した初期構造から少しずつ値を変えながら繰り返し演算を行い、計算された走時残差と前回の残差との差が 0.001 秒未満となったときに解が収束したと判定される。そして、インバージョンの結果求められる Resolution matrix の対角項が 1 に近づくほど、この解の安定性が高いことを示しているため、本研究では、この値の最も 1 に近いものを最終解として採用する。森谷の構造と ISV 構造の両者を初期構造として、地震下限の深さ 8 km までを 2 km ごとに 4 層にしてインバージョンを行った。ただし、森谷の構造では、一番浅い 0~2 km 層が 2 層に分けられているが、今回のデータからはそこまで分解能がないと考え、森谷の 1~2 km の値を 0~2 km の値として採用した。その結果求められた対角項は (Table 2)、森谷のモデルの方が ISV 構造から求めた値に比べて 1 に近く、解の安定性が高いので、今回は、森谷の構造を初期モデルとして採用した結果を最終解とした。この解を求めるために繰り返し計算を 4 回行った。この最終解では全体の走時残差は初期モデルの 0.06 秒から 0.04 秒に減少した。以上の結果求められた P 波速度構造を Fig. 3 の黒色の破線で示している。この構造は、ISV 構造に比べると、全体的に遅い速度になっているが、森谷 (1986) や田村・他 (2003) の速度構造に見られる浅部の低速度層は、今回の解析からは求められなかった。田村・他 (2003) は、北海道北部地域では堆積層が厚く分布しているため、浅部に低速度層を設ける必要があると述べている。しかし、これは今回の地震が発生した場所よりも約 20 km 以上北の領域 (北緯 44 度 30

分以北) を対象とした解析である。第四紀の地質図によると今回の地震が発生した地域ではその表層には新第三紀層が露出しており、森谷 (1986) や田村・他 (2003) が対象としている北側の地域に比べて堆積層が厚くはなく、そのために低速度層が見られなかったと考えられる。

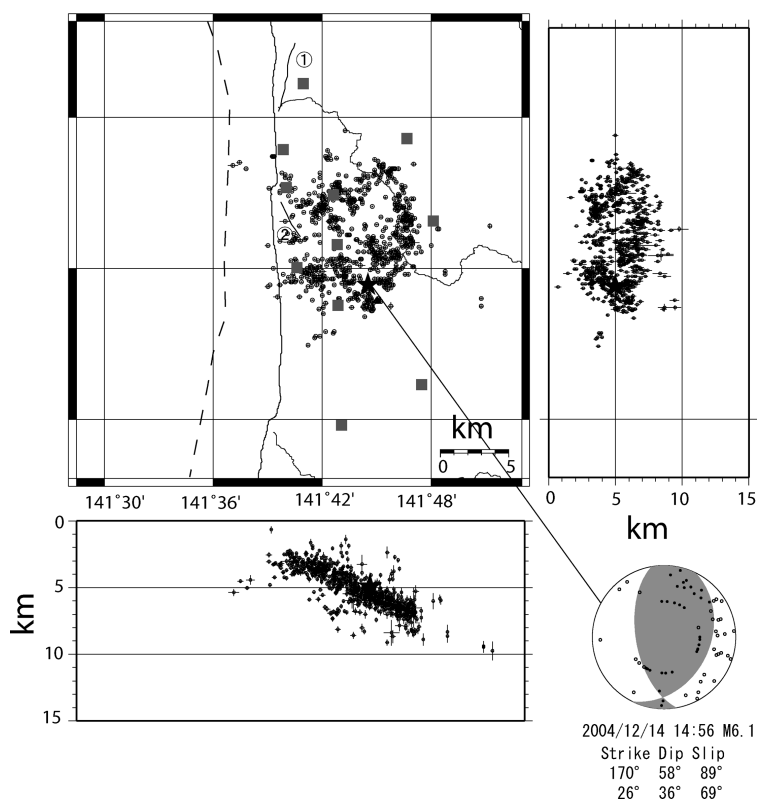
Crosson (1976) の手法では、速度構造と震源の同時推定を行っているが、P 波相のみを用いているので、より正確な震源を求めるために、S 波相も用いた HYPOMH による震源の再決定を行った。 V_p/V_s 比は先ほどの初期震源決定のときと同様に 1.75 とした。HYPOMH では速度勾配をつけた P 波速度構造を与えて計算する、インバージョンで求められた P 波速度構造は層構造であるので、各層の厚さの中心を通るように速度勾配をつけることで連続的な速度構造モデルを作成した (Fig. 3 の実線)。まず、この構造を用いて震源再決定を行った。次に、この再決定で得られた各観測点の P 波と S 波の観測走時と理論走時の差の平均値を観測点補正值 (Table 1) として走時データに与えたうえで、もう一度震源決定をして最終震源とした。

2004 年 12 月 15 日から 2005 年 2 月 10 日までの期間について、Fig. 2b で示した臨時観測点と 3 つの定常観測点データによる最終震源と本震の P 波初動メカニズム解を Fig. 4a に示した。余震域の大きさは約 12 km (南北方向) × 11 km (東西方向) で、宇津 (2001) が示した標準的な地震の断層面積 S とマグニチュード M の関係式

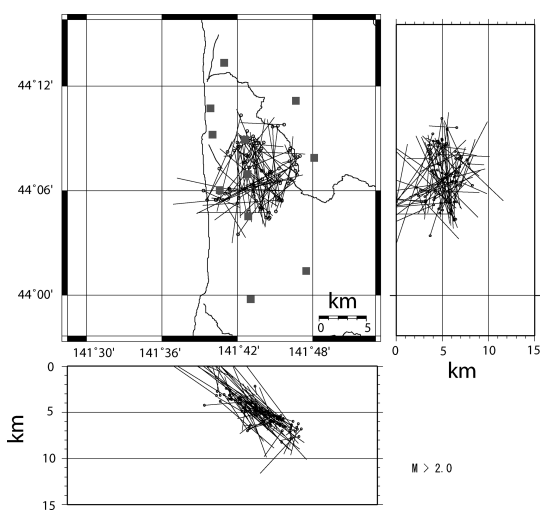
$$\log S = M - 4.0$$

を用いて、防災科学技術研究所 F-net の本震のモーメントマグニチュード (以下 M_w) (M_w 5.7) から求めた断層面積 S (7.0 × 7.0 km) よりもやや大きく求めた。しかしながら、 M_w は本震の破壊の大きさを表しており、最終的な余震域は一般的に本震の破壊領域よりも大きくなると考えられるので、臨時観測から求めた余震域の大きさが M_w から求めた断層面積よりも大きくなることはありうる。また余震は、西から東に向かって深くなるように分布し、本震のメカニズム解の一節面の傾きの方向と調和的である。また、Fig. 4b には最終震源と同じデータを使って ISV 構造で計算した震源との比較を示した。ただし、すべての地震を図示すると見づらくなるため、ここでは M 2.0 以上の地震についてのみ示した。Fig. 4b を見ると、ISV 構造で決定した場合、震源が空中に決定される場合があったが、最終震源ではそのような震源はなくなっている。これは、ISV 構造は全体的に高速度であるためであり、新しく推定した速度構造を用いることにより精度良く震源決定ができたと考えられ

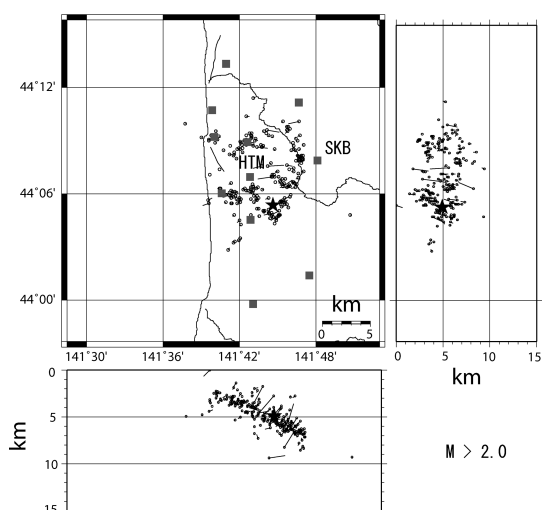
(a)



(b)



(c)



る。ところで、先ほど述べたように、12 月 22 日からの約 2 週間では 2 点の臨時観測点が増設されている。増設した観測点を震源計算に加えた場合と加えない場合について、同様に M 2.0 以上の地震について比較した図を Fig. 4c に示した。この図を見ると、一部に大きく移動した地震が存在するものの大部分の地震はあまり移動していない。しかし、2 点増設した期間以外の地震活動との整合性をとるため、Fig. 4a, b と Fig. 5 の図については、2 点の観測点を除いて決定された震源を示している。

3.2 本震の震源再決定

臨時観測は本震の発生後に行われたため、その観測記録のみから本震の震源位置を求めることはできない。しかしながら、臨時観測点記録に定常観測点の記録を組み合わせることで、本震の震源についての検討も可能となる。Sakai *et al.* (2005) は、2004 年 10 月 23 日に発生した新潟県中越地震 (M 6.8) に対して、臨時観測点と定常観測点を組み合わせて求められた観測点補正值を用いて、定常観測点だけを使って本震および余震の再決定を行っている。ここでは、Sakai *et al.* (2005) に準じて本震の震源再決定を試みる。

臨時観測期間中に発生した地震 823 個に対し、Fig. 2b に示したすでに観測点補正值 (Table 1) が求められている臨時観測点と震源域に近い 3 点の定常観測点 (TOI, ORWH, OREH) の検測値に、その他の定常観測点 (Fig. 2a) のうち本震に最も近い観測点の検測値を加え震源計算を行う。そして、加えた定常観測点の走時残差をその観測点の観測点補正值にする。次に 2 番目に近い観測点の検測値を加えて震源計算を行い、同様に走時残差を観測点補正值にする。ただし、すでに求められた補正值については変更せずに計算に使用する。このようにして Fig. 2a に示した 10 カ所の定常観測点の観測点補正值を求める (Table 3)。最後に、臨時観測を行う前も含

めて、本震発生後全期間のデータに対しこの補正值を用いて定常観測点だけで震源計算を行った。

この手法により求められた震源分布を Fig. 5a に示した。また、すべての地震を図示すると重なって見づらくなるため地震の数を絞って、 M 2.5 以上の地震に対して観測点補正值 (Table 3) を用いた場合とそうでない場合の震源の比較を Fig. 5b に示した。Fig. 5b を見ると、観測点補正值を用いずに計算した震源に比べ、観測点補正值を用いて計算した震源の方 (白丸) が相対的に浅く、また空中に浮いていた地震は浮かずに決定されるようになった。また、水平位置は全体的に東北東方向に移動している。Fig. 5c に臨時観測の結果とこの手法で決定した震源決定結果を、臨時観測を行った期間の M 2.0 以上のものについて比較して示した。この図から、この手法による結果は、臨時観測によって求められた震源分布より相対的に深く、西南西方向にやや移動するものの、両者はかなり近い分布を示すようになったことが分かる。このことから、この手法は、有効であると考えられる。

本震についてもこの手法を適用して再決定を行っているが、さらに正しい震源位置を調べるために、上述の手法で震源決定したもののうち、臨時観測期間中に発生した地震の中で、本震に近い場所で発生した 3 つの地震について、Fig. 5d に臨時観測点から求めた震源 (白丸) とこの手法で決定した震源 (実線のもう一方) の位置を比較した。この図から、いずれの地震も臨時観測で求めた震源は上述の手法に比べて水平方向では東北東方向に、深さ方向では浅い方向に約 1 km 移動していることが分かる。したがって、同じ場所で発生した本震についても、臨時観測点があったならば同じように移動した位置に震源があると考えられるので、3 つの余震の平均の移動距離分だけ本震を移動させた (Fig. 5d で点線の星印から実線の星印へ)。また、求められた震源位置を Fig. 4a の臨時観測の余震分布の中に星印で示す。本震は、ほぼ余

Fig. 4. (a) Aftershock distribution with 1σ error bars determined by using the 1-D smoothed P-wave velocity structure (Fig. 3) from December 15, 2004 to February 9, 2005. Gray squares indicate seismic stations used for the location. A solid star is the main shock determined by this study. Solid lines indicate active faults; ① Rikibiru and ② Hirotoimi active fault. A dashed line is an anticline axis [Ikeda *et al.* (2002)]. A focal mechanism of the main shock determined from P wave polarities is also shown. (b) Comparison between hypocenters determined by the final 1-D velocity structure model (open circles) and ISV velocity model (the tip of the bar connected to a open circle). Hypocenters of events with a magnitude greater than 2 are plotted. (c) Comparison between hypocenters determined from two datasets (December 22, 2004–January 12, 2005); the first dataset includes two stations (HTM and SKB) and the second dataset does not include the two stations. Hypocenters for the first dataset are shown by open circles, and those for the second dataset are shown by the tip of the bar connected to an open circle. Hypocenters of events with a magnitude greater than 2 are plotted.

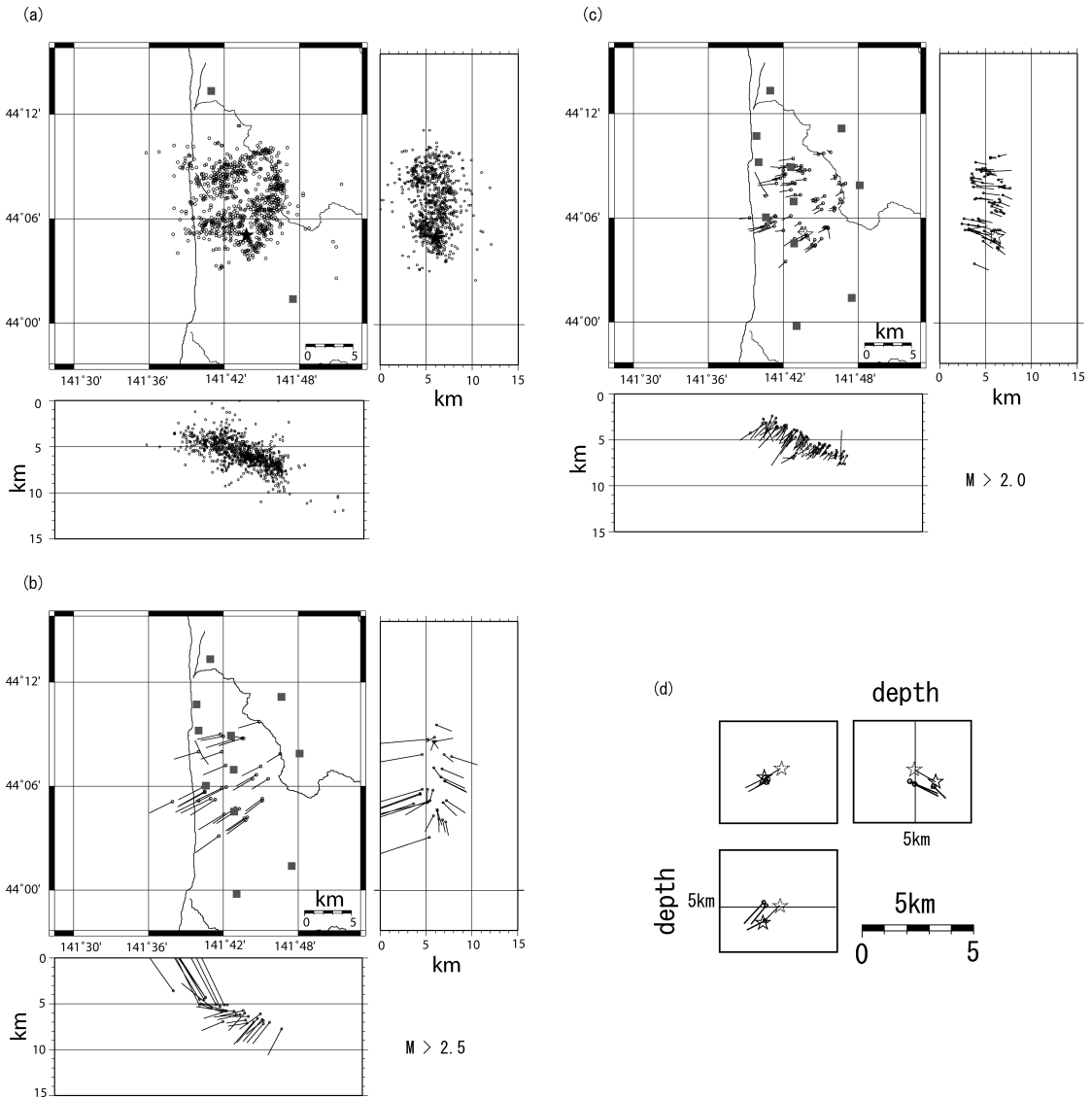


Fig. 5. (a) Relocated hypocenter distribution determined by using only permanent stations with the station correction. A solid star is the main shock.

(b) Comparison between hypocenters with station correction (open circles) and ISV hypocenters without station correction (tip of the bar connected to an open circle). These hypocenters are shown for events with $M > 2.5$.

(c) Comparison between hypocenters determined by using temporary stations (open circles) and permanent stations with station correction (tip of the bar connected to an open circle). An open star is the main shock corrected based on the shift of two aftershocks near the main shock (see (d)).

(d) The same as (c), but only for the main shock and three aftershocks. A dashed star indicates the main shock corrected by the shift of two aftershocks (small open circles).

震域の南端に位置し深さ約 4.96 km で、東落ちの余震分布のほぼ中央に位置していることが分かる。前田・他 (2005) は、強震計記録の特徴から本震の破壊は南から北側に向かって伝播したことを明らかにしているが、今回求めた余震域が本震の断層面と対応しているとする、

本震が余震域の南端で発生したことは、破壊が北側へ伝播したものと調和的であることが改めて確かめられた。

3.3 3次元P波速度構造

次に前項で Crosson (1976) の手法により求めた 1 次元 P 波速度構造 (Fig. 3 の黒色の破線) を初期モデルと

Table 3. Station corrections for the permanent stations.

	P wave(sec)	S wave(sec)
TOI	-0.027	-0.472
ORWH	-0.081	-0.558
OREH	0.113	-0.127
HOCH	0.211	-0.165
HOSH	0.236	0.266
HONH	-0.300	-0.188
YGST	0.402	0.763
TUR	0.375	0.827
SSBT	-0.295	-0.903
NUMH	-0.192	-0.627

し、臨時観測により再決定された震源と P 波相の走時データを用いて 3 次元 P 波速度構造の推定を行った。用いた手法は Thurber *et al.* (1983) によるもので、3 次元 P 波速度構造と震源を同時に推定できる。3 次元不均質構造内の波線の計算には Um and Thurber (1987) による pseudo-bending method を利用した。速度を求めるグリッドは、南北方向 (Y 成分) と東西方向 (X 成分) にそれぞれ 4.0 km 間隔で 6 つ、深さ方向 (Z 成分) には 1 km, 3 km, 5 km, 7 km の 4 つのグリッドを設定した (Fig. 6 の白丸)。用いた震源データは P 波相が 5 個以上読み取られた 823 個で、P 波走時データは 7204 個である。

解析に用いた観測点分布による構造の再現性を調べるために、隣接するグリッドに $\pm 5\%$ の速度不均質を交互に与えて行ったチェッカーボードレゾリューションテスト [Humphreys and Clayton (1988), Inoue *et al.* (1990)] の結果を Fig. 6 に示す。観測点配置が西側に偏っているために、領域全体が高い解像度ではないが、この図から、観測点のある震源域の西半分の深さ 5 km より浅い部分の領域で、ある程度の再現性があると考えられる。以下の議論では、解像度の高い部分についてのみを対象とする。

Fig. 7a, b に、深さ 1 km, 3 km, 5 km の水平面での速度構造と、東西方向にとった A-B および C-D 鉛直断面での速度構造を、同時に求められた震源分布とともに示す。ただし、この図では、resolution matrix の対角成分が 0.35 以上のものについて示している。先に述べたように解像度があまり良くないため、推定結果が信頼できるのは余震域の西側の領域のみであるが、北西から南東方向に向かって高速度領域 (図の青色の領域) が分布し、東西断面を見ると北西 (A-B 断面) から南東 (C-D 断面) に向かって高速度領域の深さが増加する傾向になっているように見える。そして、余震はこの高速度領域を避けるように分布しているように見える。例えば、C-D 断面においては、高速度領域の上側で余震が多く発生しており、深さ 3 km では高速度領域の両側で余震が発

生している。

Fig. 7c に重力異常図と余震分布との比較も示した。余震域周辺の重力異常の分布を見ると、周囲に比べて高重力異常の領域が北西方向から入り込んできており、P 波速度構造と同じ傾向を示す。また、速度構造と同じように、余震は重力異常の密度差が大きいコンターが混んだ部分に多く発生しているように見える。

Miyamachi *et al.* (1999) は、1997 年鹿児島県北西部地震 (M 6.5) において 3 次元 P 波速度構造を求め、低速度領域で余震が集中して発生していることを指摘している。また、Kato *et al.* (2005), Korenaga *et al.* (2005), Okada *et al.* (2005) らは、2004 年新潟県中越地震 (M 6.8) では、高速度領域と低速度領域の境界付近に特に多く余震が分布していることを指摘した。いずれにせよ、観測点が西側に偏っており、解像度があまりよくないために明瞭ではないが、これらの傾向は今回の地震においても見られると考えられ、余震活動が速度構造により規定されている可能性を示唆しているものと考えられる。

§4. 議論とまとめ

今回の地震の余震は、約 25 度で東方向に傾斜する面上に分布している。この面は、本震の P 波初動メカニズム解 (Fig. 4a) の東傾斜 (36°) の節面と 11° の角度の違いはあるがおおよそ調和的であり、この面が断層面であろうと考えられる。また、国土地理院の GPS 観測網 (GEONET) から求めた断層モデル [国土地理院 (2004)] の傾斜方向ともほぼ整合するものの、傾斜角 (42°) とはかなり開きがある。この断層面を決定するために使用した GPS 観測点が 2 点しかないため、かなり任意性があるものと考えられる。北海道北部は、東西圧縮軸をもつ逆断層型の地震が発生することが多い [森谷 (1999)]。また GEONET の地殻変動観測の結果から、北海道北部地域は、ほぼ東西圧縮の変動場であることが示されている [国土地理院 (1997)]、今回の地震は東西圧縮の逆断層型の地震であり、この地域の広域応力場を反映していると考えられる。

活断層研究会 (1991) によれば、この地震の発生した留萌支庁南部には、力昼断層と広富断層の存在が指摘されている (Fig. 4a)。これらの断層は西落ちの傾斜となっており今回の地震の断層面とは共役面をなす。田村・他 (2005) によれば、これらの断層は主要断層ではなく副次的に発生したバックスラストである可能性が高いとされており、今回の地震と同じ東傾斜の伏在断層が主断層である可能性が高いとしている。つまり、今回の地震はこの地域の構造運動を支配するメインスラスト上で発生したものと解釈できる。

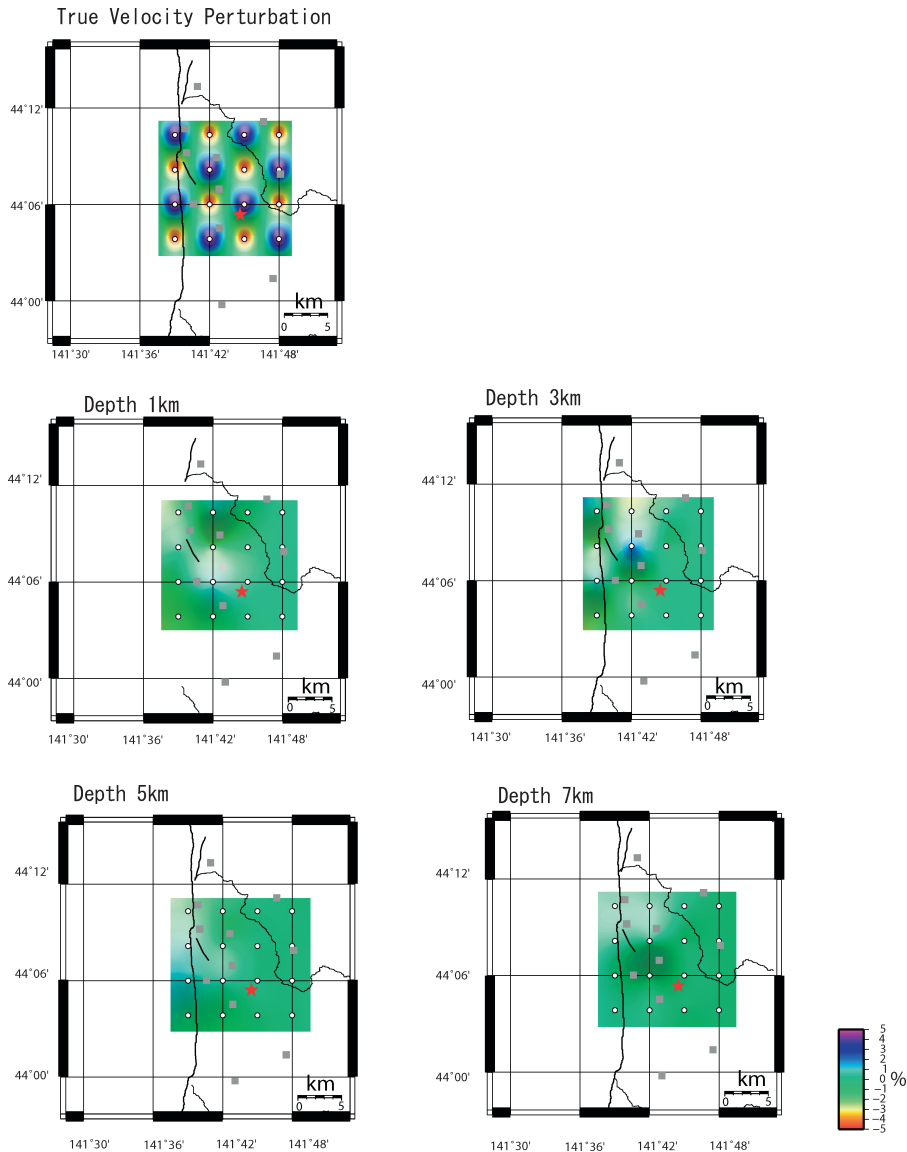


Fig. 6. Results of checkerboard resolution test for three dimensional (3-D) P wave velocity structure. We assigned $\pm 5\%$ velocity perturbations side by side to every grid nodes in each layer. The results of the test are shown for depths of 1 km, 3 km, 5 km, and 7 km. Open circles are grid points used in 3-D inversion. Gray squares are used stations. A red star is the main shock.

この地震が発生した北海道北部と日本海沿岸には第四紀に形成された逆断層による背斜・向斜構造が発達している[池田・他(2002)]. これらの構造は約300万年前以降にアムールプレートが東進運動を行うことにより発達したものと考えられている[Tamaki and Honza (1985), 岡村(2002)]. この地震の余震分布の傾斜の地表延長部には背斜軸が存在し(Fig. 4aの破線), これはこの場所で過去にも繰り返し断層運動が起こったことを示してお

り, 今回の地震が発生した領域は継続的に歪が集中している場所であると考えられる.

以上をまとめると, 臨時地震観測を行った結果, ISVの定常観測点を用いた震源に比べ震源が若干浅くなり, 水平方向には北東方向に移動し, 余震は 25° の東傾斜の面上で発生していることが明らかになった. また, ISVの定常観測による震源や気象庁の一元化震源で見られた深さが決まらない地震も, 東傾斜の断層面に位置してい

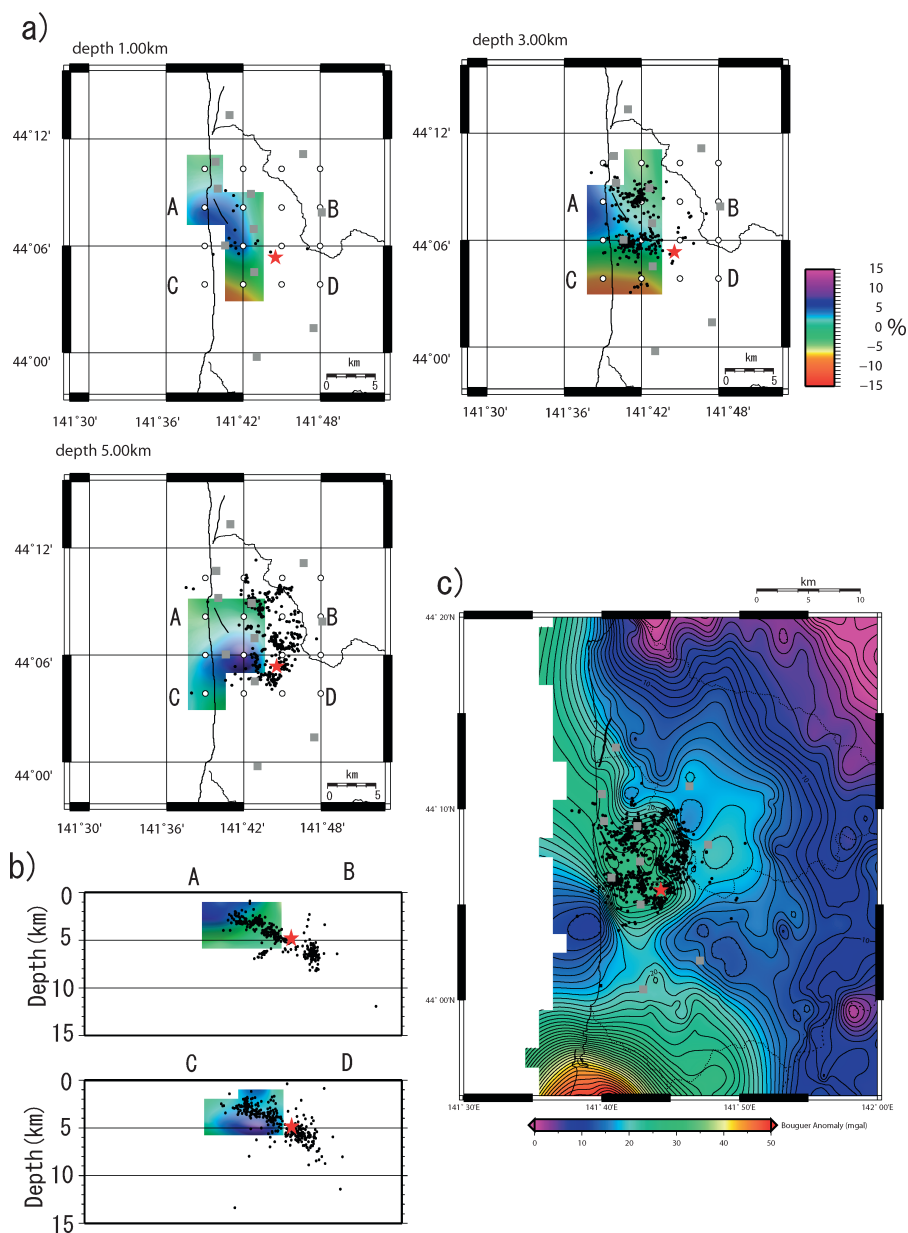


Fig. 7. Three dimensional P wave velocity structure obtained by 3-D inversion. (a) Results for depths of 1 km, 3 km, and 5 km. The reference P-wave velocity profile is shown in Fig. 3. (b) Vertical sections along the lines (A-B, C-D) shown in (a). Aftershocks are shown by solid circles. (c) Bouguer gravity anomaly map in the study area. Gray squares are temporary seismic stations. A red star is the main shock epicenter.

ることが分かった。これは、この地震のメカニズム解や GPS 観測から求められた逆断層モデルと調和的である。また、余震観測データから推定した観測点補正値を用いて本震の位置を再決定し、本震と余震が東傾斜の 1 枚の面に沿って分布していることが分かった。さらに 3 次元 P 波速度構造を求め、その空間分布は重力異常とも調和

的であること、高速度領域に余震の発生が少ないこと、深さ方向では速度境界付近で余震が多く発生していることなどが明らかになり、余震分布と地下構造の関連性が示された。

謝 辞

臨時地震観測にあたっては、北海道留萌土木現業所、小平町、苫前町、小平町立鬼鹿中学校、小平町立本郷小中学校に協力を頂きました。また、気象庁と防災科学技術研究所 Hi-net, K-NET, および、北海道大学の地震観測点のデータを利用しました。北海道大学の勝俣啓助手と北海道立地質研究所の田村慎研究員には、構造決定のプログラムの使い方について解説して頂きました。鹿児島大学の宮町宏樹教授には、構造決定の原理について御指導して頂きました。北海道大学の本谷義信研究員には、本稿を読んで頂き、間違いを指摘して頂きました。気象庁の浜田信生氏と匿名の査読者の方々、および編集担当の千葉大学の津村紀子氏のコメントは、本稿を改善するうえで大変役立ちました。本論文の作図は、GMT システム [Wessel and Smith, 1995] を利用しました。以上の方々に記して感謝いたします。

文 献

- Crosson, R. S., 1976, Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenters and velocity parameters, *J. Geophys. Res.* **81**, 23036–23046.
- Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, and A. Ivashchenko, 1999, The Amurian plate motion and current plate kinematics in East Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 29147–29153.
- 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.
- Humphreys, E. and R. W. Clayton, 1988, Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problem, *J. Geophys. Res.*, **93**, 1073–1085.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志, 2002, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会.
- Inoue, H., Y. Fukao, K. Yanabe, and Y. Ogata, 1990, Whole mantle P-wave travel time tomography, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **59**, 294–328.
- Kato, A., E. Kurashimo, N. Hirata, S. Sakai, T. Iwasaki, and T. Kanazawa, 2005, Imaging the source region of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake and the evolution of a seismogenic thrust-related fold, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07307, doi: 10.1029/2005GL022366.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437 pp.
- 国土地理院, 1997, 北海道地方の地殻歪, <<http://www.gsi.go.jp>>, (参照 2006–8–18).
- 国土地理院, 2004, 12月14日14時56分頃の留萌支庁南部の地震に伴う地殻変動, <<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2004/1215.html>>, (参照 2006–8–18).
- Korenaga, M., S. Matsumoto, Y. Iio, T. Matsushima, K. Uehira, and T. Shibutani, 2005, A Three dimensional velocity structure around aftershock area of the 2004 mid Niigata prefecture earthquake (M 6.8) by the Double-Difference tomography, *Earth Planets Space*, **57**, 429–433.
- Miyamachi, H., K. Iwakiri, H. Yakiwara, K. Goto, and T. Kakuta, 1999, Fine structure of aftershock distribution of the 1997 Northwestern Kagoshima Earthquake with a three-dimensional velocity model, *Earth Planets Space*, **51**, 233–246.
- 前田宜浩・笹谷 努・一柳昌義・山口照寛・高橋浩晃・笠原 稔, 2005, 2004 年留萌支庁南部の地震, 北海道大学地球物理学研究報告, **68**, 243–253.
- 森谷武男, 1983, 北海道の地殻上部における V_p/V_s の地域性, 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 145–154.
- 森谷武男, 1986, 浅い地震活動と起震歪力から見た北海道のテクトニクス, 地団研専報, **31**, 475–485.
- 森谷武男, 1999, 北海道とその周辺における地震のメカニズム解から推定される地殻内部応力場, 月刊地球, **21**, 557–564.
- Okada, T., T. Matsuzawa, J. Nakajima, N. Uchida, T. Nakayama, S. Hirahara, T. Sato, S. Hori, T. Kono, Y. Yabe, K. Ariyoshi, S. Gamage, J. Shimizu, J. Suganomata, S. Kita, S. Yui, M. Arao, S. Hondo, T. Mizukami, H. Tsushima, T. Yaginuma, A. Hasegawa, H. Zang, and C. Thurber, 2005, Aftershock distribution and 3D seismic velocity structure in and around the focal area of the 2004 mid Niigata prefecture earthquake obtained by applying double-difference tomography to dense temporary seismic network data, *Earth Planets Space*, **57**, 435–440.
- 岡村行信, 2002, 新第三紀以降の歪集中帯, 大竹政和・平 朝彦・大田陽子(編), 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 111–121.
- Sakai, S., T. Hirata, A. Kato, E. Kurashimo, T. Iwasaki, and T. Kanazawa, 2005, Multi-fault system of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake and its aftershocks, *Earth Planets Space*, **57**, 417–422.
- 札幌管区气象台, 2000, 北海道の地震活動(第2版), 310 pp.
- 札幌管区气象台, 2005, 平成16年(2004年)12月14日留萌支庁南部の地震調査報告, 29 pp.
- Takahashi, H., M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, K. Heki, T. Seno, T. Kato, N. Vasilenko, A. Ivashchenko, V. Bahtiarov, V. Levin, E. Gordeev, F. Korchagin, and M. Gerasimenko, 1999, Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2533–2536.
- 高橋浩晃・笠原 稔, 2005, 留萌支庁沿岸部の地震活動と北海道北部のテクトニクス, 北海道大学地球物理学研究報告, **68**, 199–218.

- Tamaki, K. and E. Honza, 1985, Incipient subduction and deduction along the eastern margin of Japan Sea, *Tectonophysics*, **119**, 381–406.
- 田村 慎・笠原 稔・森谷武男, 2003, 臨時地震観測による北海道北部地域の微小地震活動と地殻構造, *地震* **2**, **55**, 337–350.
- 田村 慎・川上源太郎・鈴木隆広・岡崎紀俊・岡 孝雄, 2005, 平成 16 年 12 月 14 日に留萌支庁南部で発生した地震の現地調査報告—地質被害・地震動・温泉への影響—, *北海道立地質研究所報告*, **76**, 113–128.
- Thurber, C. H., 1983, A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *J. Geophys. Res.*, **88**, 8226–8236.
- Um, J. and C. H. Thurber, 1987, A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 972–986.
- ト部 卓・束田進也, 1991, ワークステーションによる微小地震観測網波形検測支援システム, *日本地震学会講演予稿集*, No. 1, 70.
- 宇津徳治, 2001, *地震学*, 第 3 版, 共立出版, 376 pp.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995, New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, 329.