

## 山梨県北東部における地殻応力場推定のための臨時地震観測

### Campaign seismic observation for estimation of crustal stress regime in northeastern Yamanashi prefecture, Japan

内出崇彦<sup>1</sup>・今西和俊<sup>1</sup>・松下レイケン<sup>1</sup>

Takahiko Uchide<sup>1</sup>, Kazutoshi Imanishi<sup>1</sup>, and Reiken Matsushita<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, t.uchide@aist.go.jp)

**Abstract:** For the improvement of focal mechanism estimations for evaluating crustal stress field, we deployed the campaign seismic observation composed of six stations in the northeastern Yamanashi prefecture. We obtained nice seismic records with differences in noise level among stations. We evaluate how the campaign observation contributes the improvement of focal mechanism investigation by comparing the focal mechanism solutions inferred only from nearby permanent stations and those from both permanent and campaign stations. The number of solutions with high reliability becomes twice by adding the campaign data. The stations above the earthquakes constrain the fault dip angle well. The estimated focal mechanism solutions have P axes with an N-S trend in northern part of the study area and those with a WNW-SES trend in western part of it. The improvement of method to estimate focal mechanisms will help us to better estimate the crustal stress in this area.

**キーワード:** 発震機構, 地殻応力場, 地震学, 地震観測, 山梨県北東部.

**Keywords:** Focal mechanism, Crustal stress field, seismology, seismic observation, northeastern Yamanashi prefecture.

#### 1. 序論

将来の内陸地震の規模や様式を事前に評価することは、科学的観点のみならず、地震災害を想定する上でも重要である。内陸地震の発生を支配する要因の一つが地殻応力場である。そのため、広域的な地殻応力場の空間分布を調べる取り組みが長年行われており（例えば、Heidbach *et al.*, 2008; 中村, 1979; 鈴木, 1989; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Townend and Zoback, 2006; 塚原・池田, 1983）、内陸地震の様式の把握に役立っている。応力情報の中で最も重要なデータは、地震波形から決められる発震機構解である。発震機構解のカタログは Global CMT プロジェクト (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012) や国立研究開発法人 防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 (F-net) (福山ほか, 1998) などで作られており、地殻応力場の推定に非常に有用である。しかし、地震活動が低い地域では発震機構解をルーチン的に求めるような十分な大きな地震が起こらないため、応力場の推定ができない。そのような地域で周囲と応力場が大きく異なる例も報告されている（例えば、Imanishi *et al.*, 2012; 今西ほか, 2013）。地殻応力場の正確な把握のためには、より小さい地震の発震機構解も取り入れる必要がある。

国内で発生する地震の発震機構解の決定に関しては、国立研究開発法人 防災科学技術研究所の高感度

地震観測網 (Hi-net) や気象庁の地震観測点など、充実した定常観測点が非常に有用である。しかし、微小地震の場合は、震源から近い観測点においてのみ良質な地震観測データが得られるため、これだけ充実した観測網であっても、山間部等では観測点が不足してしまう場合もある。その場合は、臨時地震観測によって補完する必要がある。

本稿では、国立研究開発法人 産業技術総合研究所 (以下、産総研) の地質分野重点課題である地殻応力場地図 (地震テクトニックマップ) 試作の一環として、山梨県北東部における微小地震観測を通して同地域の地殻応力場の研究を行う。なお、本重点課題は微小地震の発震機構解だけでなく、活構造などの地形的な情報も使って、詳細な地殻応力場を推定するというものであり、これらの情報の処理方法や集約方法と結果の提供方法について検討するため、現在は関東地方に的を絞って研究を進めている。

本研究の研究地域の範囲を第1図 (a) に示す。東北日本は概ね東西圧縮の応力場にあるが、本地域は伊豆半島が衝突している丹沢山地の北方に当たり、その衝突の影響が地殻応力場に及んでいる可能性がある地域である (例えば、Ukawa, 1991)。本研究地域では微小地震活動が見られるが、そのほとんどは M2 にも満たない微小な地震である。そのため、発震機構解は、全国地震観測網地震カタログの初動発

震機構解カタログ (JUNEC FM<sup>2</sup> (Ishibe *et al.*, 2014); 期間: 1985年1月~1998年12月) と気象庁一元化地震カタログ (期間: 1997年10月~2015年6月) を合わせても 11 個しか得られていない (第 1 図 b)。数が少ないながらも発震機構解を概観すると, 研究地域の北部では P 軸が概ね北北西-南南東に向いているのに対し, 中部から南部では東北東-西南西から東西方向に向いているという傾向が見られる。西部では P 軸がほぼ東西方向に向いている発震機構解があり, 研究地域内だけでも応力場が大きく異なる地域があることが示唆される。

さらに, 研究地域南西部には曾根丘陵断層帯が概ね北東から南西方向に延びている。過去の活動履歴は明らかでないものの, 全体が一度に活動した場合は M 7.3 程度の地震になるような巨大な断層帯であるため, その活動が懸念される (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2006; 丸山・斉藤, 2006)。地殻応力場を事前に推定し, 断層への载荷状態をあらかじめ把握しておくことは断層の活動性を評価する上で重要である。

本研究地域の地殻応力場を推定するためには, より多くの地震の発震機構解を求める必要がある。地震活動がある地域の直上には定常観測点がないため, 地震の深さや発震機構を推定する上で不利である。これを補うために 6 か所 (第 1 表と第 1 図参照) に地震計を設置して, この微小地震活動の深さや発震機構解の決定精度向上に資する臨時地震観測を行うこととした。

本稿では初めに臨時地震観測の概要と各観測点の設置状況について述べる。次に, その結果として震源位置や発震機構の決定精度がいかに向上したかを確かめる。最後に, 本臨時観測によって得られるデータを用いた研究の展望を議論する。

## 2. 観測の概要

本観測の主な作業の実施日を第 2 表に示した。まず, 山梨県北東部を観測地域に定め, 地震活動の直上とその東側を覆うような 6 地域に観測点を設置するという大まかな計画を定めた。次に 2013 年 9 月に現地を下見を行い, 具体的な設置地点を仮決定するとともに, 所有者に観測目的を説明した上で土地借用の交渉を行った。地震計を設置する地点はいずれも地方自治体が管理する土地であり, それぞれの関係機関に許可申請等を行い, 2013 年 12 月上旬までにすべての地点について許可を得た。

臨時観測点の設置作業は, 2013 年 12 月中旬に行った。地震計は, 近計システム社製 速度型センサー KVS-300, 収録装置は, 計測技研社製 HKS-9700 の 3 ch±15 V タイプを使用した。地震計の感度は約 80V/(m/s) で固有周期は 2 Hz である。地震計からの信号は 200 Hz のサンプリング周波数, ±5V の入力レン

ジで 24 bit の分解能でデジタル化し, 1 分ファイルとしてコンパクトフラッシュに収録した。杣口観測点のみサンプリング周波数を 100 Hz としたが, 詳細は次節で述べる。デジタルフィルタは最小位相を選択し, GPS による時刻較正は 2 時間おきに行った。電源は 105Ahr の商用車用バッテリーを使用し, 少なくとも半年程度は収録し続けることが可能である。この収録装置では, WIN 形式 (卜部・東田, 1992) でデータを保存している。これにより, 記憶容量を節約するほか, 記録回収後に WIN システムを使った解析に移行しやすくなっている。いずれの観測点についても, 設置後に 10 分間程度のノイズ観測を行い, 観測の品質を確かめた。設置後は第 2 表に示す通り, 4 回にわたって保守作業を実施した。その際, バッテリーとコンパクトフラッシュを予備のものと交換し, データを産総研に持ち帰った。

## 3. 各観測点の状況

本節では臨時地震観測の状況を記す。各観測点での収録状況を第 2 図に示す。欠測は少なく, 概ね良好な収録状況であったと言える。得られた記録の一部として, ノイズ波形を第 3 図に, 山梨県北部で発生した 2 つの地震の波形を第 4 図と第 5 図にそれぞれ示す。また, 観測期間中に 2014 年長野県北部の地震が発生したため, その際に収録された地震波形を第 6 図に示す。概ね良好な記録が得られており, いずれも解析に使用できるものと考えられる。観測点ごとの設置状況や収録記録の特徴などは以下に述べる。

### 3.1 西沢観測点

西沢観測点 (NSZ) は, 山梨県山梨市三富川浦字広瀬に位置する。2013 年 12 月 17 日に, 笛吹川左岸堤防に降りる途中にある駐車場の隅に地震計を設置した (第 7 図)。周囲に人家はほとんどなく, 笛吹川からの水音もほとんど聞かれなかった。我々はこれまでの経験から, 微小地震観測では  $10^{-7}$  m/s オーダーを下回るノイズレベルが望ましいと考えているが, 平均的にはこの基準を満たしていると言える。

### 3.2 川浦観測点

川浦観測点 (KAW) は, 山梨県山梨市三富川浦に位置する。2013 年 12 月 17 日に, 山梨市指定史跡である川浦口留番所跡に併設されたトイレ棟の裏に地震計を設置した (第 8 図)。ここは集落まで 50 m ほどの距離にある。すぐそばを国道 140 号線が走っており, 時折トラックや普通乗用車などの通行があった。そのためか, ノイズレベルはやや高かった。ただし, そのような時間帯を除けば, 微小地震観測には望ましい水準であると言える。

### 3.3 袖口観測点

袖口（そまぐち）観測点（SGC）は、山梨県山梨市牧丘町袖口宇鳥屋沢に位置する。2013年12月19日に、敷設されているコンクリートの上に地震計を設置した（第9図）。ここは高台にあり、集落からも離れている静かな場所である。観測開始時に200 Hz サンプリングでノイズ収録を行った結果、50 Hz のノイズが全チャンネルに載っていた。これを回避するため、この観測点のみ100 Hz サンプリングで収録することとした。その結果、ノイズレベルは低くなり、微小地震観測の基準を満たすデータが得られるようになった。

### 3.4 丹波山観測点

丹波山（たばやま）観測点（TBY）は、山梨県北都留郡丹波山村字小朽山に位置する。2013年12月18日に山梨県道18号線脇に設置した（第10図）。地震計を設置した地点の下方には沢が流れており、そこからの水音は大きい。これがノイズ源となり、ノイズレベルは他地点に比べて高い（第3図）。実際の微小地震記録（第4図・第5図）からもわかるように、特にP波初動の検出は微小地震の場合は困難になる。ノイズレベルが高い場合、WIN形式ではファイル容量が大きくなってしまふ。そのため、バッテリーの残量は十分であったものの、データ量が記憶媒体の容量上限まで達してしまい、2014年7月31日16時35分頃から2014年8月19日14時50分頃に保守作業を実施するまでの期間に欠測が生じた（第2図）。そこで、当初16 GBであった記録媒体を、第3回保守作業から32 GBに変更した。その結果、4か月程度の保守作業間隔でも欠測は生じなくなった。

### 3.5 松姫観測点

松姫観測点（MTH）は、山梨県大月市七保町大字瀬戸字小金沢土室に位置する。2013年12月18日に、国道139号線の崖側のガードレールの外側に地震計を設置した（第11図）。集落からは大きく離れており、自動車の通行もまばらであった。ノイズレベルは今回の臨時観測点の中で最も低く、時間帯によっては $10^{-8}$  m/s オーダーまで下がった。なお、この観測点の近くでは松姫トンネルの工事が行われていたが、2014年11月17日に開通した。2015年3月14日から、松姫観測点を含む旧道区間が工事のため通行止めとなっており、第4回保守作業の際は観測点に到達することができず、地震計記録を回収することができなかった。したがって、第3回保守作業以後は原稿執筆時点で欠測となっているが、今後の作業でこの欠測は解消されるものと期待される。

### 3.6 桑西観測点

桑西（くわさい）観測点（KWS）は、山梨県大月市大月町真木本沢に位置する。2013年12月19日に、駐車場の一角に地震計を設置した（第12図）。近くを流れる沢からの雑音はあまり感じられず、ノイズは微小地震観測に問題ない水準に落ち着いていた。

## 4. 臨時地震観測の成果

臨時地震観測の成果は、単に地震波形記録の取得を指すのではなく、得られた地震波形記録によって目的とする解析の精度がいかに向上したかということをもって示されるべきであると考えられる。本研究の場合は、震源決定と発震機構解の決定を臨時観測の直接の目的としているため、それらが臨時観測の記録によって精度がどれだけ向上したかということの本節で検証する。本節では、既に検出が終了した2013年12月から2014年12月までの1年間の、Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所の定常観測データ及び本臨時観測のデータを用いる。

### 4.1 震源決定の精度

初めに気象庁一元化処理震源カタログから観測期間内に発生した地震を抜き出した。各地震について、P波とS波の到達時刻を、地震波検出支援システムWIN（ト部・東田、1992）を利用して手動で検出した。その際、P波の極性も同時に検出した。読み取ったP波及びS波到達時刻をデータとして、1次元地震波速度構造（第3表）を用いて、hypomhプログラム（Hirata and Matsu'ura, 1987）によって震源を決定した。

ここでは、本臨時観測の検出結果を使用した場合と使用しなかった場合について、震源決定の結果を比較する。震源位置の緯度、経度、深さについての比較を第13図に示す。震央の位置については、本臨時観測のデータの有無による違いは概ね数km以内に収まっているが、震源の深さは5 km以上異なるものが多く、中には10 km以上の違いがあるものもある。本臨時観測のデータがない場合、深さ5 kmにある速度構造の境界付近に決まってしまうものが数多く見られる。そのような問題は本臨時観測のデータを用いることで解消されていることがわかる。また、本臨時観測のデータを使用した場合、震源がより深く求まっていることが多い。震源直上にある観測点におけるS-P時間の情報が震源深さの決定に大きな影響を与えた結果であると考えられる。

### 4.2 発震機構解の決定精度

発震機構解の決定精度が本臨時観測によってどの程度向上したかということは、本稿の中心的な興味である。ここではまず、発震機構解の決定について観測期間全体での傾向を俯瞰した後、いくつかの地震に着目し、詳細に見ていくこととする。なお、今



回の研究対象地域では、臨時観測を開始した2013年12月から執筆時点の2015年6月までの期間には、気象庁一元化処理震源カタログに発震機構解がひとつも収録されていなかった。

#### 4.2.1 発震機構解の推定手法

定常観測と本臨時観測の地震波形データを手動で検出し、HASHプログラム(Hardebeck and Shearer, 2002)によって発震機構解を推定した。震源から各観測点への射出方位角、射出伏角は、前項で求めた震源位置と1次元地震波速度構造(第3表)によって求めた。

HASHプログラムでは、断層の走向と傾斜、すべり角を振り、多数の発震機構を用意する。各発震機構から期待されるP波極性と観測のものとを比較する。本研究では、まず両者の極性が一致しないもの(ミスフィット)が最も少なくなるような解を探す。ミスフィットが3個以上の場合、解がないとする。次に、ばらつきの評価のために、ミスフィットの最小個数と同じか1個ないし2個多いような発震機構を選び出す。それらの平均的な発震機構を求め、それを代表解として、そこからのばらつきを評価する。代表解から外れている解同士でも、全体の10%以上の個数を持ったクラスがあれば、そこに新たに代表解を設定する。すなわち、一つの地震に対して複数の代表解が与えられる場合があるということである。HASHプログラムでは解の決定精度をA, B, C, Dなどのランクで評価する(第4表)。A・B評価は発震機構解がよく決まっているが、C評価はやや決定精度を欠いており、D評価は発震機構解の候補を示している程度であると言い換えることができよう。複数の代表解があった場合は、A~C評価は高々1つにしか与えられず、それ以外はD評価となる。なお、本研究では観測点分布に極度の偏りはなく、E評価は出なかった。P波極性の読み取りが少ない地震についてはそもそも解析の対象にしていなかったため、F評価は出ない。

#### 4.2.2 臨時観測データの有無による発震機構解の量的変化

臨時観測データを使用することで発震機構解がより良く求まるようになることを確認するため、臨時観測データを入れた場合と入れない場合の解をそれぞれ推定し、結果を比較する。なお、臨時観測データの有無によって震源位置にも影響が出ることは既に見た通りであるが、ここでは簡単のため、震源位置は臨時観測データも使用して決定したものをを用いることにし、P波極性データが増えたことによる影響を見積もる。

得られた発震機構解の個数を第14図に示す。推定精度が高いA評価の発震機構解は、本臨時観測のデータを含めない場合は1個しかないのに対し、本臨時

観測のデータを含めた場合は9個に増える。A評価とB評価の発震機構解の合計は18個から41個に、A・B・C評価の合計は32個から65個といずれも倍増しており、臨時地震観測によって発震機構解の推定精度が向上していることを示唆している。マグニチュードごとに得られた発震機構解の個数(第14図b)を見てみると、いずれのマグニチュード帯でも発震機構解がより精度よく求まっている様子がわかる。特により小さい地震でこの傾向は顕著である。一方、M1.0未満の地震ではほとんど発震機構解を推定することができなかった。

#### 4.2.3 臨時観測データの有無による発震機構解の質的变化

次に、本臨時観測のデータを加えることで、発震機構の最適解がどの程度変わっているかという点について論じる。発震機構解の違いについては、片方の発震機構解をもう片方の発震機構解に一致させるために必要な回転角、いわゆるKagan角(Kagan, 1991)によって測る。

まず、臨時観測のデータを用いなくてもA~C評価の発震機構解が得られる場合について検討する(第15図)。A評価やB評価の発震機構解が得られた地震では、臨時観測のデータを加えても発震機構解の変化は概ね20度以下であり、一部30度に達するものがある。C評価の発震機構解の場合は、データの追加によって大きく変化する割合がA評価やB評価の場合に比べて多い。また、多くの場合、発震機構解の評価は臨時観測データの追加によって変わらないか向上するが、一部の地震については評価が低下している(第16図)。これは、定常観測データだけでは2つ以上の発震機構の代表解が得られていた場合で、評価が最も高い代表解が臨時観測データに合わず、2番目に評価が高い代表解の方が合い、順位が逆転している場合に起こっている。実際、その2番目に評価が高い代表解については、定常観測データのみを用いた場合よりも臨時観測データを加えた場合の方が評価は高い。しかし、定常観測データだけを用いた際の最適解に比べると評価が良くないということであった。すなわち、見かけ上、発震機構解の推定精度が落ちたかのように見えるが、実際は臨時観測データによってより現実に近い発震機構解の候補を選んだ結果であるということがわかる。

次に、定常観測点のデータのみの場合にはD評価であったものが、臨時観測のデータを追加することでA~C評価に上がる場合を検討する(第17図)。これは臨時観測によって発震機構解がよく決定できるようになったものであり、臨時観測の意義そのものと言ってもよい。本臨時観測網の直下に当たる地域で発生した地震については、震源から観測点への地震波の射出角が高角になるため、下半球投影の図の中心部についての情報が得られることになる。これ

が下半球投影図における節面の曲がり具合、すなわち節面の傾斜を拘束する上で重要になる場合が多く、それに伴って節面の走向が決まる。その結果、多数の地震の発震機構解を精度よく決定することにつながったと考えられる。また、これら発震機構解がよく求まるようになった地震について、各観測点での検測の状況を見ると、丹波山観測点ではP波極性があまり読み取れていないことがわかる(第18図)。これは第3図で見たようにノイズレベルが高いことが大きく影響している。明らかに雑音の多い環境に観測点を設置した場合、震源決定には有効であっても、発震機構解推定への効果は限定的であることがわかる。

#### 4.3 得られた発震機構解から推定される山梨県北東部の地殻応力場

現時点までで得られている小地震の発震機構解から地殻応力場の特徴を読み解いてみる。HASHプログラムがA評価ないしB評価を与えた、精度の良い発震機構解を第19図に示す。臨時地震観測のデータを使用しない場合(第19図a, c, e)と使用する場合(第19図b, d, f)では、類似の傾向を示しているが、データの増加に伴い後者の方が空間的な傾向をより把握しやすくなったと言える。

以下、研究地域の地殻応力場を詳述する。序論で検討した通り、研究地域北部(第19図bの1番地域)ではP軸は北北西-南南東から北北東-南南西方向にかけての方角を向いている。ここでは逆断層型の地震が多い。1番地域の南西部には、P軸が北西-南東方向を向いた地震群も見られる。地殻応力場が急激に変わっている可能性もあるので、今後の詳細な解析が必要である。研究地域西部(第19図bの2番地域)では、P軸は西北西-南南東方向を向いており、横ずれ断層型の地震が多い。

中部(3番地域)と南部(5番)は臨時観測点を加えたことで発震機構解が推定されるようになった領域である。P軸はそれぞれほぼ南北と北東-南西方向を向いている逆断層型の微小地震が見つかった。これらはすぐ西を走る曾根丘陵断層帯の走向に一致しているが、その意味については慎重に検討する必要がある。東部(4番)では正断層と横ずれ断層の中間の発震機構解が1つの地震について求まっており、興味深い。しかし、これら3地域ではそれぞれ1つの地震についてしか発震機構解が求まっていないため、地殻応力場について議論するには情報が不十分である。今後、データ解析手法の高度化によって、ほかの微小地震についても発震機構解を精度よく求めた上で検討する必要がある。

次に、Townend and Zoback(2006)で推定された応力場と比較する。第20図は本解析で得られた発震機構解のP軸の方位と地殻応力場の水平最大圧縮軸方位を示す。正断層の場合では両者は一致しないが、

本解析では正断層型の発震機構解は得られていないので、比較可能である。研究地域北部で見られた南北方向のP軸は、Townend and Zoback(2006)の水平最大圧縮軸方向に一致する。西北西-東南東方向のP軸が卓越していた研究地域西部ではTownend and Zoback(2006)では地殻応力場が推定されておらず、本研究の成果が新たに地殻応力場の情報を得たことになる。研究地域東部では正断層と横ずれ断層の中間の地震が見つかったが、その付近ではTownend and Zoback(2006)で正断層型の地殻応力場が推定されている。局所的に引張場が形成されている可能性もあり興味深いが、詳細に議論するにはまだ情報が足りない。今後、発震機構解のほかに活構造の情報なども含め、総合的に検討する必要がある。

## 5. 今後の展望

本稿では震源決定と初動極性を用いた発震機構解の推定について論じたが、定常観測網及び臨時地震観測の地震波形記録を用いた解析はほかにも可能であるはずである。ここでは、新たな地震の検出と発震機構解の推定精度向上のための技術的な方策について論じ、今後の展望としたい。

### 5.1 地震の検出

臨時地震観測で得られた地震波形データを用いることで、気象庁一元化処理震源カタログに収録されていない微小な地震を検出できる可能性がある。限られた人員で1年以上にわたる連続データを目視して地震を検出することは極めて困難である。したがって、計算機を使った自動検出が必要になる。

近年、低周波地震や微小地震の検出には整合フィルタ解析(matched filter analysis)がよく用いられている(e.g., Kato *et al.*, 2012; 大見, 2015; Peng and Zhao, 2009; Shelly *et al.*, 2007)。この手法は、あらかじめ検出した地震の観測波形を雛形として準備し、それとよく一致する波形を多数の観測点で同時に見つけることで地震を検出するものである。しかし、これでは発震機構が似た地震しか検出することができないという問題があり、応力場の推定にはあまり役に立たない。整合フィルタ解析を発展させた手法で、複数の地震の波形の線型結合によって観測波形が説明できるかどうかを検出の基準とする「線型部分空間検出法」も提案されている(Barrett and Beroza, 2014)。いずれの場合でも初めに雛形となる地震は必要であるが、雛形の地震を異なる発震機構のものとするれば、原理的には多様な発震機構の地震も検出できることになる。本研究のように空間的に地殻応力場の変化が大きい地域では、雛形によらない自動地震検出が役に立つと考えられ、手法の開発が求められる。

### 5.2 発震機構解の推定精度の向上



本稿ではP波初動極性だけを利用して発震機構解を推定したが、振幅や波形全体を用いることで、発震機構解の推定精度が向上する可能性がある。言い換えれば、初動極性のみによる場合より少ない観測点数でも発震機構が決定できる利点がある。ただし、波形全体を用いた Centroid Moment Tensor (CMT) 解推定 (例えば, Dreger and Helmberger, 1993; 福山ほか, 1998) は、微小地震解析に必要な高周波数帯でのグリーン関数の理論計算が必要になり、難しい。微小地震に有効な発震機構解推定法としては、P波極性に加えてP波とSH波の振幅を用いる方法 (例えば, Imanishi *et al.*, 2006a; 2006b; 2011; Matsushita and Imanishi, 2015) や、P波とS波の振幅比を用いた方法 (例えば, Hardebeck and Shearer, 2003) などが提案されている。これらの方法を組み合わせることで、同じ地震波形データからより多くの発震機構解を得ることができ、地殻応力場の推定精度を向上させることができると考えられる。

## 6. まとめ

将来起こり得る地震の規模や発生様式を含めたポテンシャル評価を行うための手掛かりとして地殻応力場を推定するため、本研究では特に山梨県北東部に着目して、臨時地震観測による微小地震の発震機構解推定精度の向上を目指した。微小地震活動が起こっている地域を中心に6つの観測点を展開した。いずれも良好なデータが得られたが、丹波山観測点については近くの沢からのノイズが大きかった。臨時地震観測の成果を測るため、定常観測のデータだけを用いた場合とこれら臨時観測のデータを加えた場合とで、震源決定や発震機構決定の結果を比較した。震源決定では特に震源深さの決定に大きな影響があった。定常観測のデータのみの場合には1次元地震波速度構造の層境界に多くの震源が推定されてしまっていたが、臨時観測のデータを加えることでその問題はほぼ解消した。発震機構解については、臨時観測のデータを加えることで、およそ2倍の数の地震について精度の良い解が得られた。その中には定常観測データのみでは発震機構解がよく決まらないが臨時観測のデータを加えると精度の良い解が得られるような地震が多く含まれている。推定された発震機構解を概観すると、30 km 四方程度の小さな研究地域の中でもP軸の方向が場所によって異なることがわかる。研究地域の北部ではP軸がほぼ南北方向を向いているのに対し、西部では西北西-東南東方向を向いている。東部では1つの地震の発震機構解しか求められていないが、正断層型と横ずれ断層型との中間のものが得られているのが興味深い。今後、より多くの地震の検出と発震機構解推定手法の高度化により、より多くの発震機構解を精度よく求め、本地域の信頼できる地殻応力場モデルを構築

していく計画であるが、その際に本臨時観測のデータは重要な手掛かりになると考えられる。

**謝辞** 臨時観測の実施に当たっては、土地借用について、山梨県、山梨市、大月市の関係部局の協力を得た。地震計の設置と第2回及び第4回保守作業は株式会社計測技研に委託して実施した。

査読者によるコメントは本稿の改善に当たってたいへん役立った。

本稿では国立研究開発法人 防災科学技術研究所の高感度地震観測網 (Hi-net)、気象庁、東京大学地震研究所の地震波形記録と気象庁による一元化処理震源カタログを使用した。第1図の作成には経済産業省及び米国航空宇宙局 (NASA) による ASTER GDEM の標高データと気象庁と JUNECE FM<sup>2</sup> カタログ (Ishibe *et al.*, 2014) の発震機構解を使用した。地震波検測と震源決定には東京大学地震研究所で公開されている WIN システム (ト部・東田, 1992) とそれに同梱されている hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) を、発震機構解の推定には米国地質調査所 (USGS) で公開されている HASH 1.2 (Hardebeck and Shearer, 2002, 2003) を、図の作成には米国ハワイ大学 (University of Hawaii) で公開されている Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1991) をそれぞれ使用した。

## 文 献

- Barrett, S. A. and Beroza, G. C. (2014) An empirical approach to subspace detection. *Seism. Res. Lett.*, 85, 594-600, doi:10.1785/0220130152.
- Dreger, D. S. and Helmberger, D. V. (1993) Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *J. Geophys. Res.*, 98, 8107-8125, doi:10.1029/93JB00023.
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A. and Woodhouse, J. H. (1981) Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Ekström, G., Nettles, M. and Dziewoński, A. M. (2012) The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200–201, 1–9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- 福山英一・石田瑞穂・Dreger Douglas S.・川井啓廉 (1998) 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 第2輯*, 51, 149-156.
- Hardebeck, J. L. and Shearer, P. M. (2002) A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2264-2276.
- Hardebeck, J. L. and Shearer, P. M. (2003) Using S/P

- amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 2434-2444.
- Hardebeck, J. L. and Shearer, P. M. (2008) HASH: A FORTRAN Program for Computing Earthquake First-Motion Focal Mechanisms—v1.2—January 31, 2008. <http://earthquake.usgs.gov/research/software/HASH/hash.v1.2.tar.gz> (July 30, 2015).
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. and Müller, B. (2008) The World Stress Map database release 2008. doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50-61, doi:10.1016/0031-9201(87)90066-5.
- Imanishi, K., Kuwahara, Y. and Haryu, Y. (2006a) Off-fault aftershocks of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake; reactivation of a structural boundary? *Earth Planets Space*, 58, 81-86.
- Imanishi, K., Kuwahara, Y., Takeda, T. and Haryu, Y. (2006b) The seismicity, fault structures, and stress field in the seismic gap adjacent to the 2004 Mid-Niigata earthquake inferred from seismological observations. *Earth Planets Space*, 58, 831-841.
- Imanishi, K., Kuwahara, Y., Takeda, T., Mizuno, T., Ito, H., Ito, K., Wada, H. and Haryu, Y. (2011) Depth-dependent stress field in and around the Atotsugawa fault, central Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms: Evidence for localized aseismic deformation in the downward extension of the fault. *J. Geophys. Res.*, 116, B01305, doi:10.1029/2010JB007900.
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09306, doi:10.1029/2012GL051491.
- 今西和俊・武田直人・桑原保人 (2013) 2011年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端直下の正断層型地震活動. *地震 第2輯*, 66, 47-66.
- Ishibe, T., Tsuruoka, H., Satake, K. and Nakatani, M. (2014) A Focal Mechanism Solution Catalog of Earthquakes ( $M \geq 2.0$ ) in and around the Japanese Islands for 1985–1998. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 104, 1031-1036, doi:10.1785/0120130278.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2006) 曾根丘陵断層帯の評価.
- Kagan, Y. Y. (1991) 3-D rotation of double-couple earthquake sources. *Geophys. J. Int.*, 106, 709-716, doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb06343.x.
- Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S. and Hirata, N. (2012) Propagation of Slow Slip Leading Up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, 335, 705-708, doi:10.1126/science.1215141.
- 丸山 正・斉藤 勝 (2006) 甲府盆地南縁, 曾根丘陵断層帯の古地震調査. 活断層・古地震研究報告, 6, 71-87.
- Matsushita, R. and Imanishi, K. (2015) Stress fields in and around metropolitan Osaka, Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, 642, 46-57, doi:10.1016/j.tecto.2014.12.011.
- 中村一明 (1979) 駿河トラフ東方の主応力線 — プレート の 曲 り . *地震 第2輯*, 32, 370-372.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 60 p.
- 大見士朗 (2015) Matched Filter Method による群発地震解析の試み～2013年飛騨山脈穂高岳付近の地震活動の例～. *地震 第2輯*, 68, 1-15, doi:10.4294/zisin.68.1.
- Peng, Z. and Zhao, P. (2009) Migration of early aftershocks following the 2004 Parkfield earthquake. *Nature Geosci.*, 2, 877-881.
- Reasenber, P. and Oppenheimer, D. (1985) FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. USGS Open-File Report, 85-739, 109.
- Shearer, P. M., Prieto, G. A. and Hauksson, E. (2006) Comprehensive analysis of earthquake source spectra in Southern California. *J. Geophys. Res.*, 111, B06303, doi:10.1029/2005JB003979.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S. (2007) Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446, 305-307.
- 鈴木宏芳 (1989) 関東・中部地域の地殻内地震の発震機構と地殻応力場. 国立防災科学技術センター研究報告, 43, 1-125.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- Townend, J. and Zoback, M. D. (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan. *J. Geophys. Res.*, 111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759.
- 塚原弘昭・池田隆司 (1983) 関東・東海地域の地殻応力. *地震 第2輯*, 36, 571-586.
- Ukawa, M. (1991) Collision and fan-shaped compressional stress pattern in the Izu Block at the northern edge of the Philippine Sea Plate. *J. Geophys. Res.*, 96, 713-728, doi:10.1029/90JB02142.
- 卜部 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). 地震学会講演予稿集, P41.

map and display data. EOS, 72, 441.

Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1991) Free software helps

(受付: 2015 年 7 月 30 日, 受理: 2015 年 8 月 25 日)

第 1 表. 臨時地震観測点の名称と位置.

Table 1. Names and locations of the campaign seismic stations.

観測点名	Station Name	Station Code	Latitude	Longitude	Altitude [m]
西沢	Nishizawa	NSZ	35.8625	138.7548	1122
川浦	Kawaura	KAW	35.8029	138.7504	822
杣口	Somaguchi	SGC	35.7723	138.7111	851
丹波山	Tabayama	TBY	35.7798	138.9175	709
松姫	Matsuhime	MTH	35.7241	138.9490	1049
桑西	Kuwasai	KWS	35.6524	138.8715	977

第 2 表. 臨時観測の主な作業日程.

Table 2. Dates of the works related to this campaign seismic observation.

作業内容		日付
地震計設置場所下見	Preliminary inspection	2013 年 9 月 3 日~5 日
地震計設置作業	Installation of seismometers	2013 年 12 月 17 日~19 日
第 1 回保守作業	1st maintenance	2014 年 4 月 9 日・10 日
第 2 回保守作業	2nd maintenance	2014 年 8 月 19 日・20 日
第 3 回保守作業	3rd maintenance	2014 年 12 月 9 日・10 日
第 4 回保守作業	4th maintenance	2015 年 4 月 22 日・23 日

第 3 表. 震源決定及び発震機構解の推定の際に使用した 1 次元地震波速度構造.

Table 3. One-dimensional velocity structure for the estimation of hypocenter locations and focal mechanisms.

深さ (km) Depth (km)	P 波速度 (km/s) P-wave velocity (km/s)	S 波速度 (km/s) S-wave velocity (km/s)
0.0-1.0	2.0	1.16
1.0-3.0	3.0	1.73
3.0-5.0	5.5	3.18
5.0-14.6	6.1	3.53
14.6-31.5	6.7	3.87
31.5-	8.0	4.62



第4表. HASHプログラムで使用する評価基準 (Hardebeck and Shearer, 2002; 2008 を参照).  
Table 4. List of solution qualities rated by HASH code (see Hardebeck and Shearer, 2002, 2008).

評価 Quality	ミスフィット率 <sup>*1</sup> Misfit rate <sup>#1</sup>	断層面のばらつき <sup>*2</sup> RMS fault plane uncertainty <sup>#2</sup>	観測点分布率 <sup>*3</sup> Station distribution ratio <sup>#3</sup>	確率 <sup>*4</sup> Mechanism probability <sup>#4</sup>
A	≤ 0.15	≤ 25°	≥ 0.5	≥ 0.8
B	≤ 0.20	≤ 35°	≥ 0.4	≥ 0.6
C	≤ 0.30	≤ 45°	≥ 0.3	≥ 0.5
D	観測点の方位角間隔が 90 度以下 及び 各観測点への射出角の間隔が 60 度以下			
E	観測点の方位角間隔が 90 度を超えるものがある, または各観測点への射出角の間隔が 60 度を超えるものがある			
F	極性情報が 8 つ未満			

\*1 ミスフィット率は最適解から予測される極性が観測に合わないようなデータの割合を示す。

\*2 断層面のばらつきは、データを十分説明できる解が代表解の周りにどの程度ばらついているかを角度の二乗平均平方根で書いたものである。

\*3 観測点分布率は、極性データが節面近傍に比べて、震源球全体にどれくらいばらついているかを示す指標である (Reasenber and Oppenheimer, 1985)。これが低い場合は節面周辺に極性データが集中しているという意味であり、その場合は得られた解の信頼性は低い。

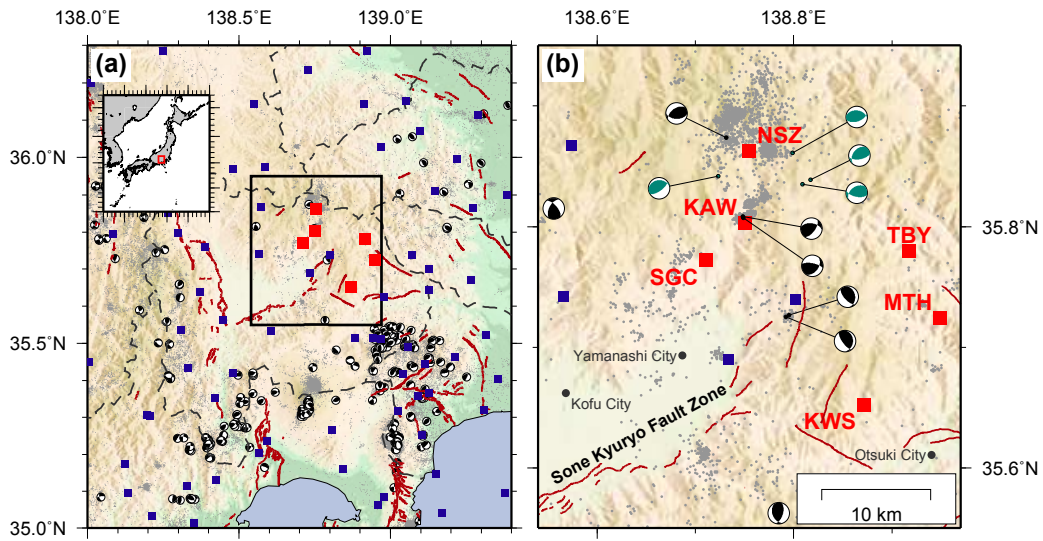
\*4 「確率」は真の発震機構が代表解から 45 度以内にある確率を示す。

#1 The misfit rate is ratio of number of polarities not matching with the prediction by preferred model to the total number of polarities.

#2 The RMS fault plane uncertainty is root-mean-square of differential angles of acceptable solutions from preferred mechanism.

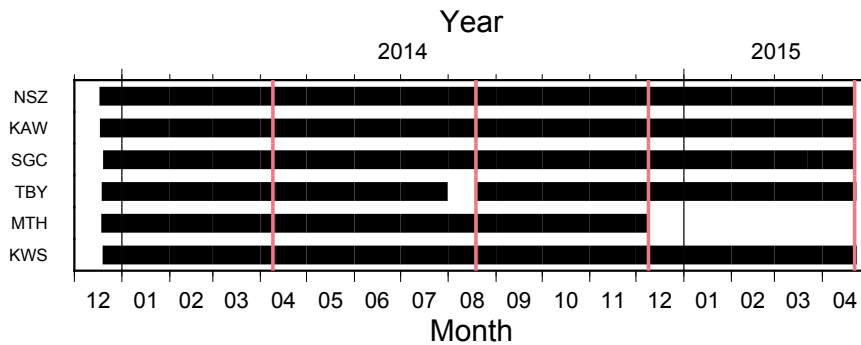
#3 The station distribution ratio (STDR) indicates how the observations are distributed on the focal sphere, relative to the nodal planes (Reasenber and Oppenheimer, 1985). Low STDR indicates that the polarity data is obtained mostly around the nodal planes and then the obtained focal mechanism solution is less robust.

#4 Mechanism probability denotes the probability that the actual focal mechanism is within 45 degrees from the preferred solution.



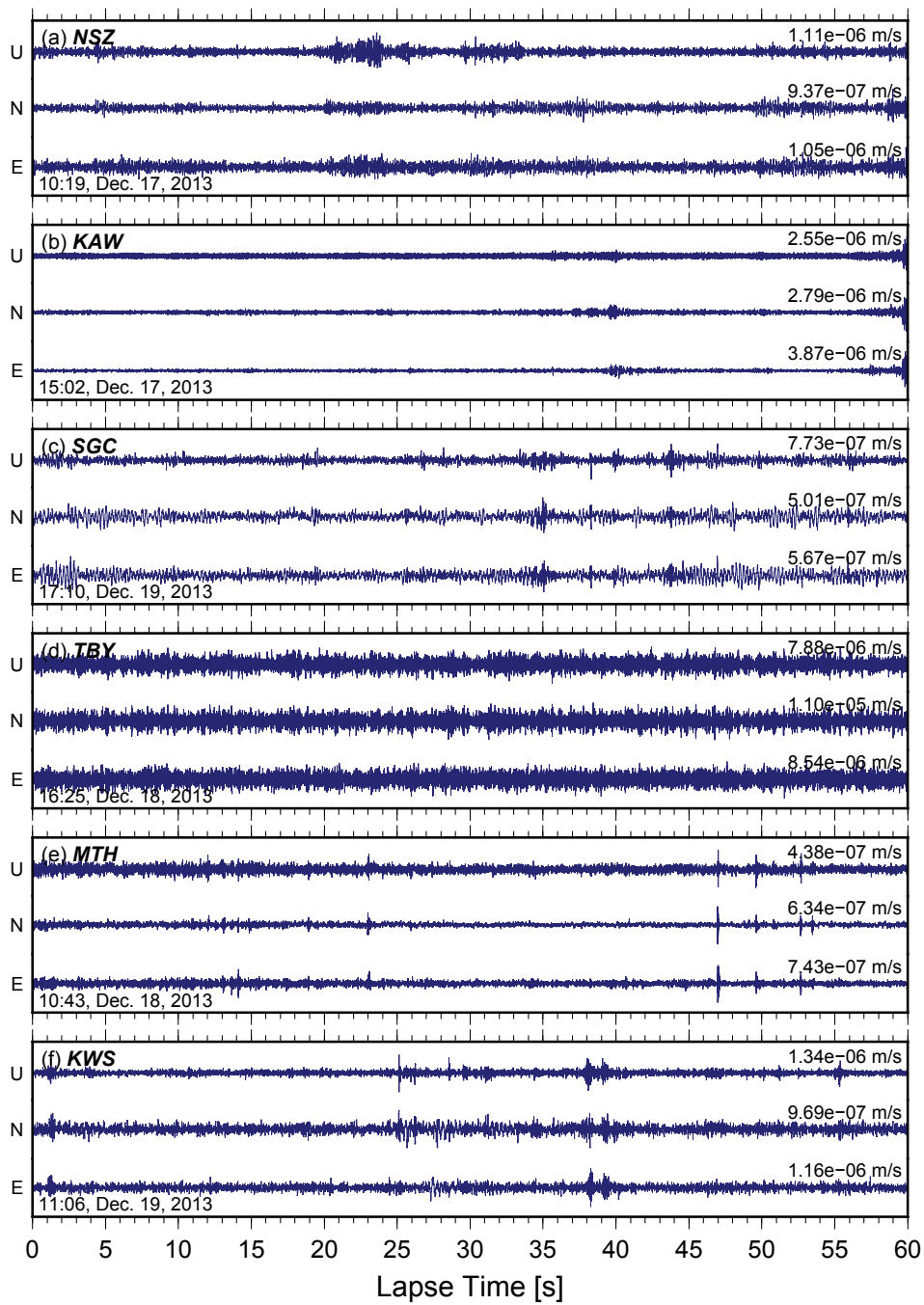
第 1 図. (a) 臨時地震観測点と定常地震観測点の配置図. 赤四角で示したのが本研究の臨時地震観測点の位置であり, 国立研究開発法人 防災科学技術研究所の高感度地震観測網 (Hi-net) の観測点の位置は青四角で示した. 1997 年 10 月から 2015 年 6 月までの 20 km 以浅の地震について, 気象庁の初動発震機構解をビーチボールで表わし, 灰色の点は 1985 年 1 月 1 日から 2015 年 7 月 25 日までの 20 km 以浅の地震の分布を示す. 赤線は活断層を示す (中田・今泉, 2002) 研究地域を黒枠で示した. (b) 研究地域の地図. 1985 年 7 月 1 日から 1998 年 12 月 31 日までの JUNECE FM<sup>2</sup> カタログ (Ishibe *et al.*, 2014) の初動発震機構解と 1997 年 10 月から 2015 年 6 月までの気象庁の初動発震機構解とをそれぞれ緑色, 黒色に塗ったビーチボールで表示した. なお, 発震機構解はいずれも下半球投影で描画した. また, 両カタログの重複期間には発震機構解が求められている地震はない.

Fig. 1. (a) Station map of the permanent and campaign seismic stations. The red squares denote the locations of the campaign seismic stations installed by this study. The blue squares show the locations of Hi-net stations maintained by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED). The beach balls indicate the focal mechanisms obtained by Japan Meteorological Agency (JMA) and the gray dots denote earthquake locations. The red lines indicate surface traces of active faults (Nakata and Imaizumi, 2002). The black rectangular shows the study area. (b) Map of the study area. The first-motion focal mechanism solutions between July 1, 1985 and December 31, 1998 by Japan University Network Earthquake Catalog of First-Motion Focal Mechanisms (JUNECE FM<sup>2</sup>) and between October 1, 1997 and June 30, 2015 by JMA are plotted in green and black, respectively, by the lower hemisphere projection. No focal mechanism solutions are obtained in the overlapped period.



第 2 図. 観測データの取得状況. データが得られている期間を黒帯で示した. ピンク色の縦線はメンテナンスの時期 (第 2 表) を示す.

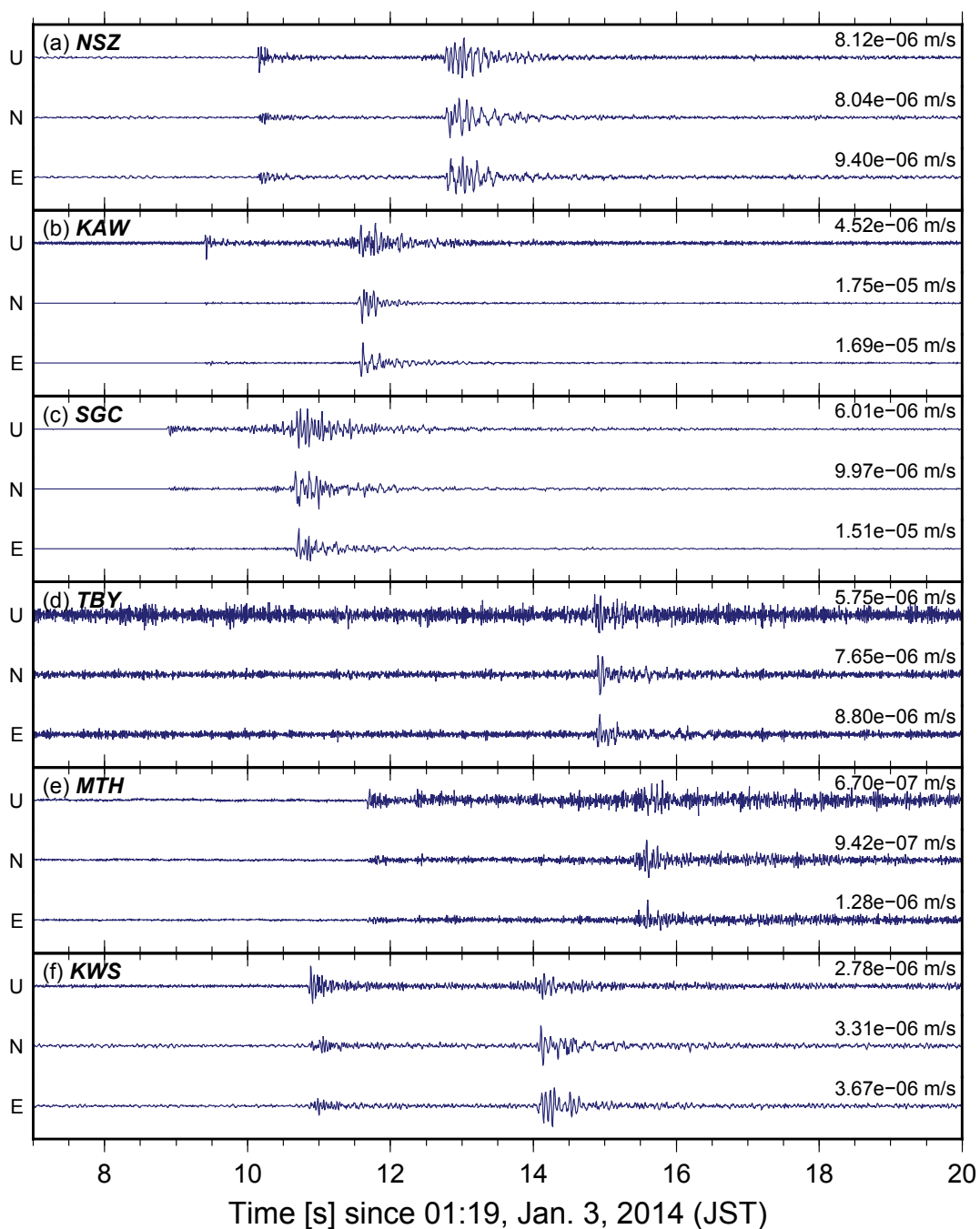
Fig. 2. Period of data acquisition. The black bars show the time that the data is acquired and the pink vertical lines indicate time of the maintenances.



第3図. 地震計設置直後のノイズ波形記録. 各観測点について, 左下に記録時刻を記した. 各波形の右上に速度絶対値の最大値を記した.

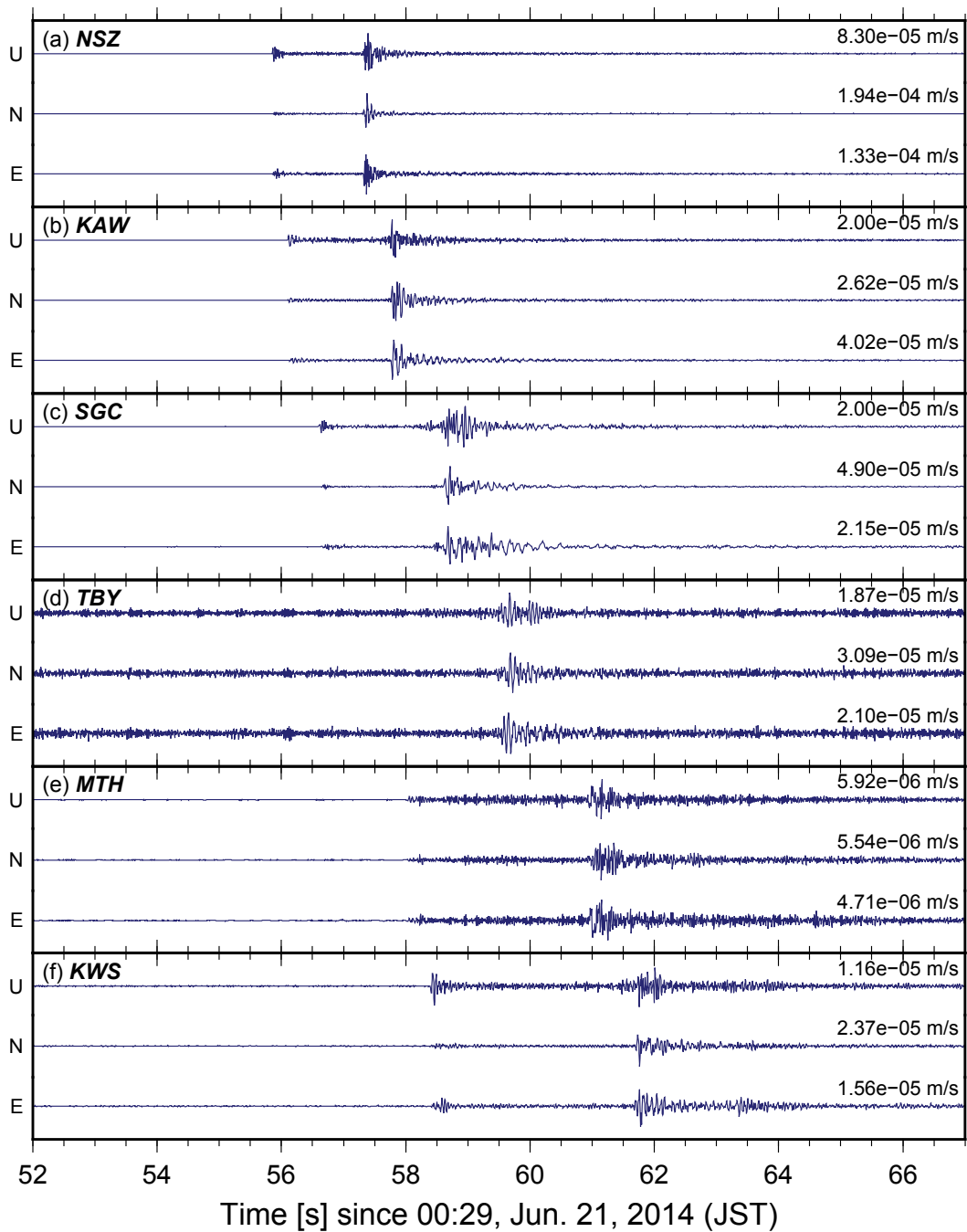
Fig. 3. Noise record just after the installation of the seismometers. For each station, the record time is showed at left bottom of the panel. The maximum velocity is displayed at right top of each waveform.





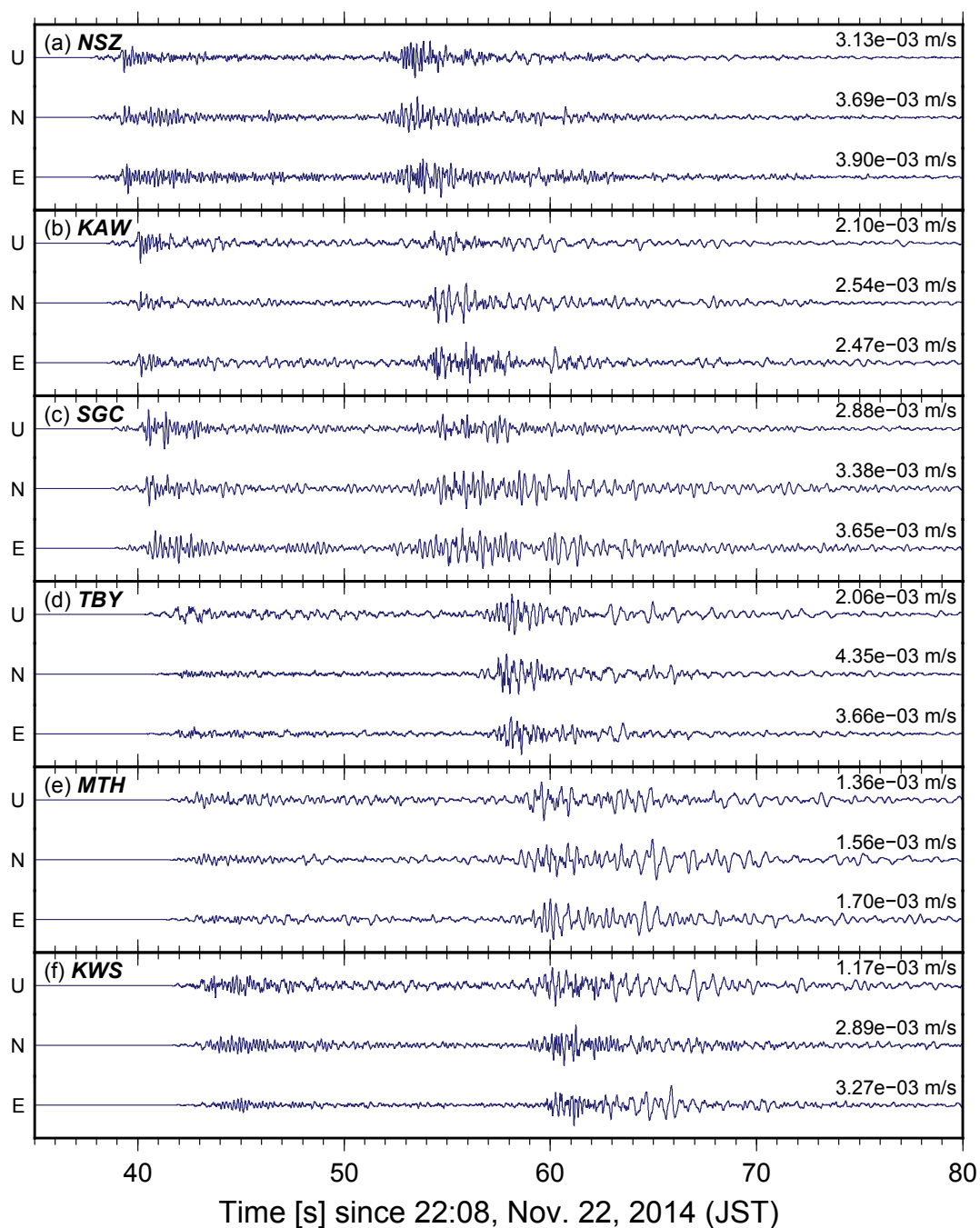
第4図. 2014年1月3日1時19分に山梨県北部で発生したM0.9の地震の波形. 各波形の右上に速度絶対値の最大値を記した.

Fig. 4. Seismic record of an M0.9 earthquake that occurred at 1:19 on January 3, 2014 (Japan Standard Time, JST). The maximum velocity is displayed at right top of each waveform.



第5図. 2014年6月21日0時29分に山梨県北部で発生したM1.6の地震の波形.  
各波形の右上に速度絶対値の最大値を記した.

Fig. 5. Seismic record of an M1.6 earthquake that occurred at 0:29 on June 21, 2014 (JST).  
The maximum velocity is displayed at right top of each waveform.



第6図. 2014年長野県北部の地震の際に各臨時観測点で記録された地震波形. 各波形の右上に速度絶対値の最大値を記した.

Fig. 6. Seismic record of the 2014 northern Nagano prefecture earthquake. The maximum velocity is displayed at right top of each waveform.





第7図. 西沢観測点 (NSZ). 2014年4月9日撮影.  
Fig. 7. Nishizawa station (NSZ). Photo taken on April 9, 2014.



第8図. 川浦観測点 (KAW). 2015年4月22日撮影.  
Fig. 8. Kawaura station (KAW). Photo taken on April 22, 2015.



第9図. 杣口観測点 (SGC). 2014年4月9日撮影.  
Fig. 9. Somaguchi station (SGC). Photo taken on April 9, 2014.



第10図. 丹波山観測点 (TBY). 2013年12月18日撮影.  
Fig. 10. Tabayama station (TBY). Photo taken on December 18, 2013.



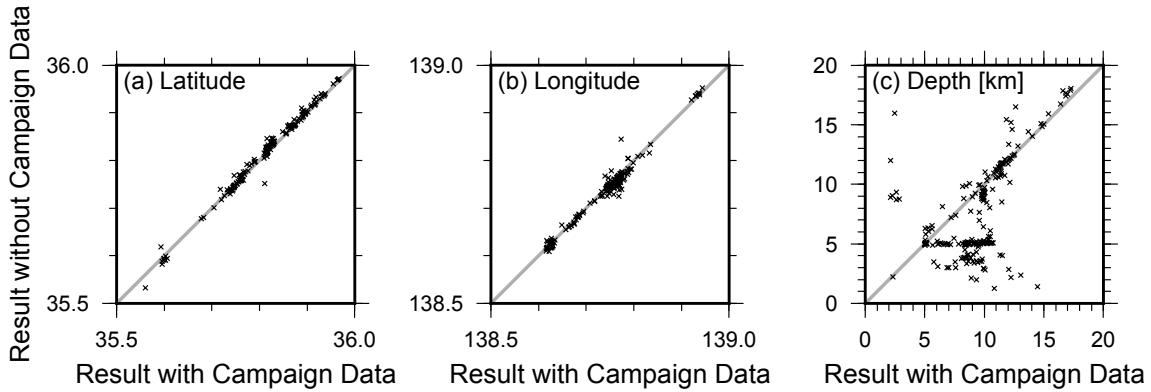


第 11 図. 松姫観測点 (MTH). 2014 年 4 月 10 日撮影.  
Fig. 11. Matsuhime station (MTH). Photo taken on April 10, 2014.



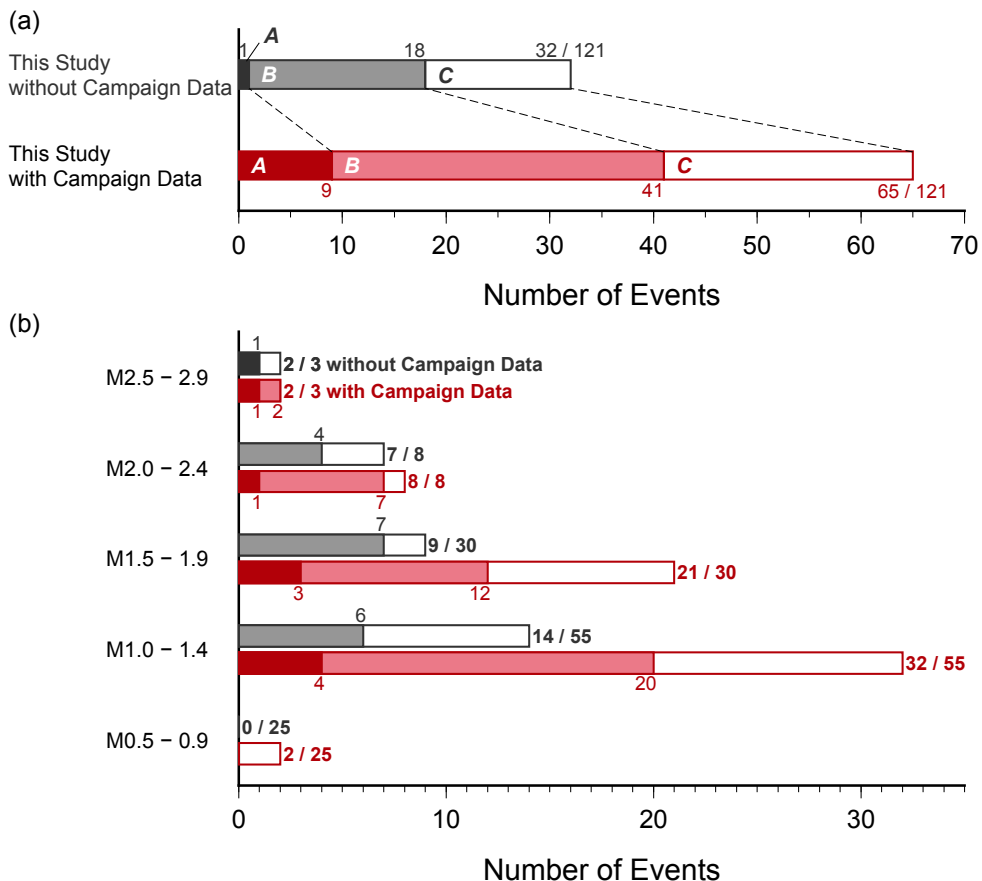
第 12 図. 桑西観測点 (KWS). 2015 年 4 月 23 日撮影.  
Fig. 12. Kuwasai station (KWS). Photo taken on April 23, 2015.





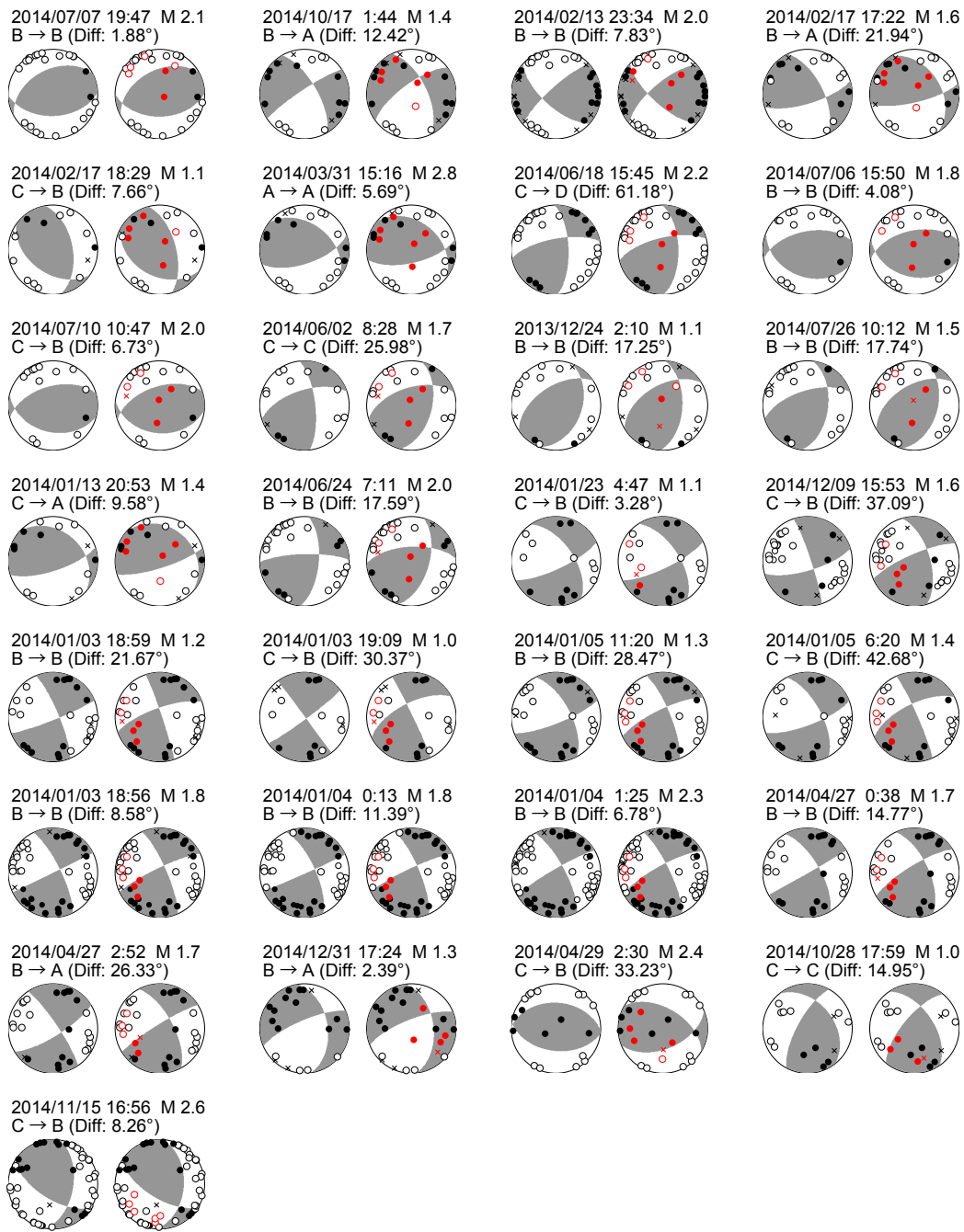
第 13 図. 臨時観測のデータを使用する場合としない場合の震源位置の (a) 緯度, (b) 経度, (c) 深さの違い. いずれも臨時観測のデータを使用しない場合の結果を縦軸, 使用する場合の結果を横軸に取った. 右上から左下にかけての灰色線は両者が一致する場合に乗るべき線を示す.

Fig. 13. Differences in (a) latitudes, (b) longitudes, and (c) depths of earthquake locations inferred from seismic data with and without the campaign observation data. The horizontal and vertical axes are for the results with and without the campaign data, respectively. The diagonal gray lines indicate the case that the both results are identical.



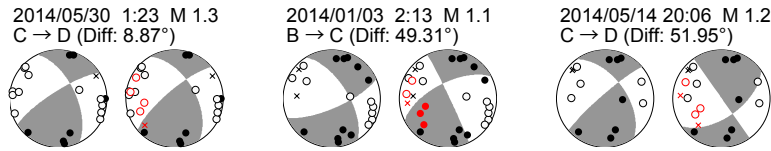
第 14 図. 推定された発震機構解の個数. (a) 研究地域全体について, 定常観測のデータのみを用いた場合 (上段, 黒) と臨時観測のデータを追加した場合 (下段, 赤) に HASH プログラム (Hardebeck and Shearer, 2002) によって A, B, C の各評価を得た発震機構解の個数. (b) は上記の結果をマグニチュードごとに分けて表示している. 各棒グラフの右端にある 2 つの数字は C 評価以上を得た発震機構解の個数と解析した地震の総数をそれぞれ示す.

Fig. 14. The number and quality of estimated focal mechanism solutions. (a) The number of earthquakes with solutions with A, B, or C rank given by the HASH code (Hardebeck and Shearer, 2002) inferred from data from permanent stations only (top in black) and data from both permanent and campaign stations (bottom in red). (b) shows those results in the magnitude bins. Two numbers separated by slash indicate the number of earthquakes with focal mechanism solutions of C rank or better and total number of earthquakes analyzed.

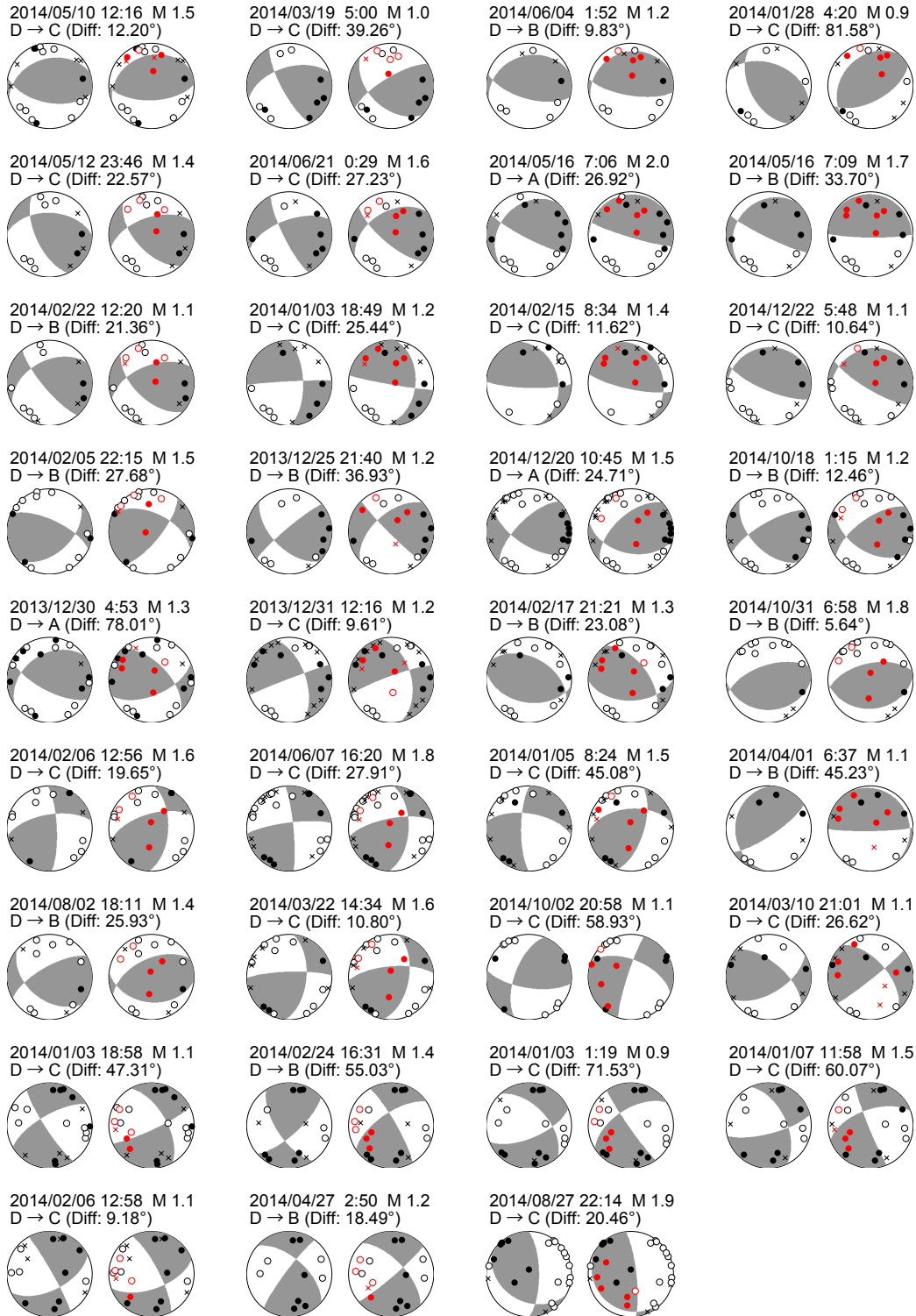


第 15 図. 臨時観測データを加えることで発震機構解の評価が同等か向上した地震. 定常観測データのみを使用した場合の発震機構解 (各地震の左側) が A~C 評価を得ていて, 臨時観測データを加えた場合の発震機構解 (右側) の評価が同じか向上した地震を北から順に表示している. ビーチボール上の黒丸と白丸は定常観測点における押しと引きの極性をそれぞれ示し, 赤丸と白抜き赤丸は臨時観測点における押しと引きの極性をそれぞれ示す. ×印は極性が読み取れなかったことを示す. Diff は両発震機構解の間の違いを Kagan 角 (Kagan, 1991) で表示したものである.

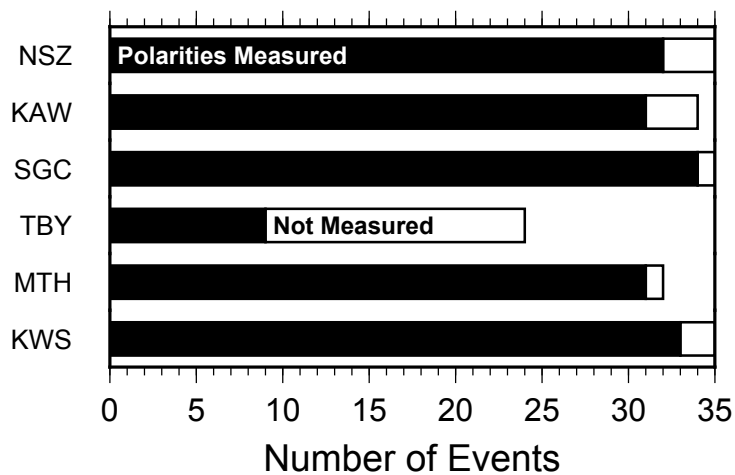
Fig. 15. Earthquakes whose focal mechanism estimations are improved or equivalent in quality by adding the campaign observation data. The earthquakes with focal mechanism solutions with A-C rank from permanent stations only (left of each earthquake) and equivalent or better solutions from both permanent and campaign stations (right) are displayed from north to south. The black open and closed symbols show extensive and compressional polarities, respectively, at the permanent stations, and the red symbols indicate the polarities at the campaign stations. The crosses indicate unclear polarities. "Diff" denotes the difference between focal mechanism solutions in Kagan's angle (Kagan, 1991).



第 16 図. 臨時観測データを加えることで発震機構解の評価が低下した地震.  
Fig. 16. Earthquakes with focal mechanism solutions degraded by adding the campaign seismic data.



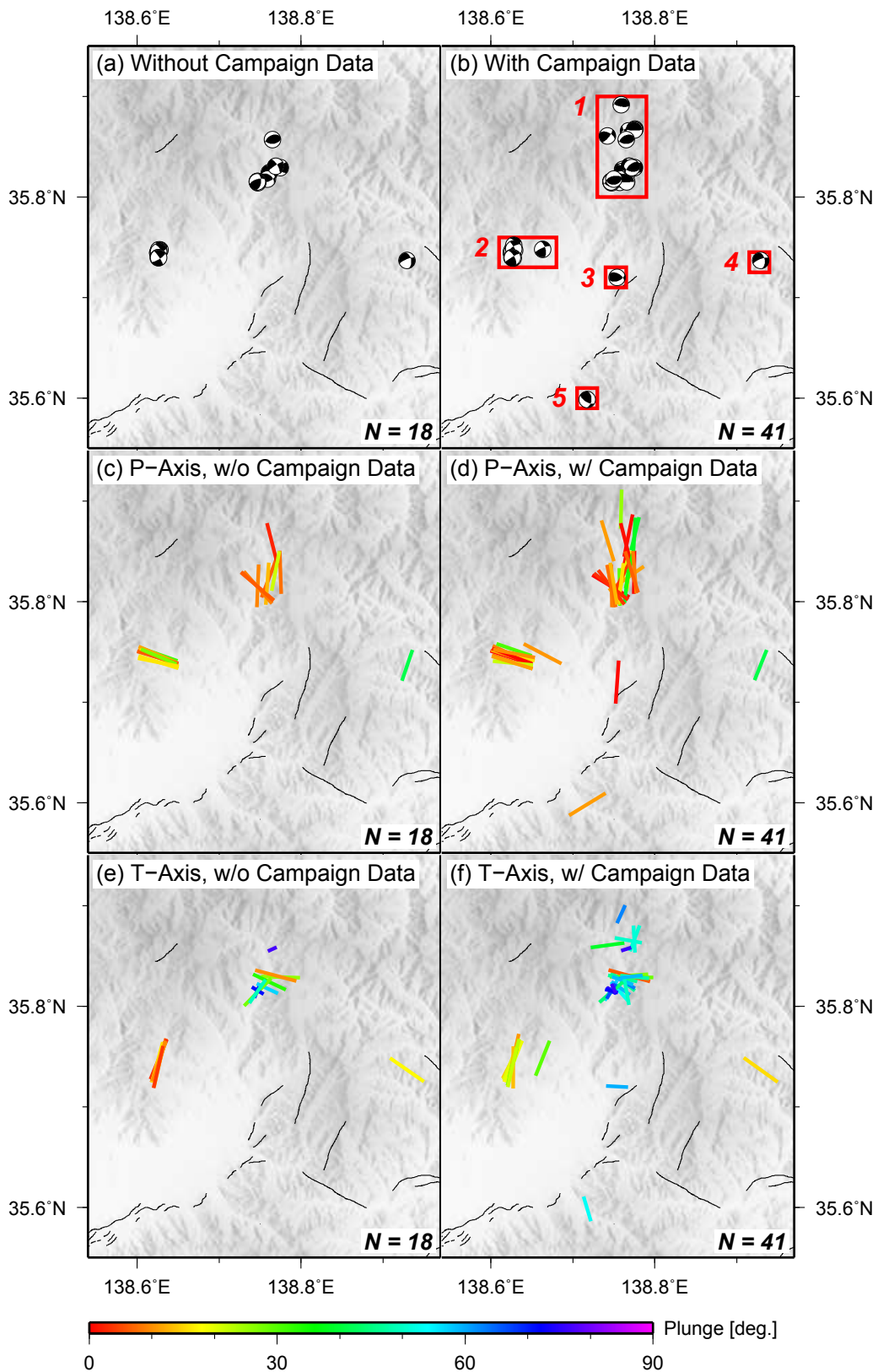
第 17 図. 臨時観測データを加えることで発震機構解の評価が D 評価から A~C 評価に向上した地震.  
Fig. 17. Earthquakes with focal mechanism solutions improved from D rank to A-C ranks by adding the campaign data.



第 18 図. 臨時地震観測のデータを加えることで発震機構解が D 評価から A~C 評価に向上する 35 個の地震について, 各臨時観測点で P 波や S 波の到達時刻や P 波の極性が読み取れた程度を調べたものである. 黒帯は地震波到達時刻も P 波極性も読み取られている地震の個数を示す. 白帯は, 地震波到達時刻は読まれているものの P 波極性は読み取れなかった地震の個数を示す.

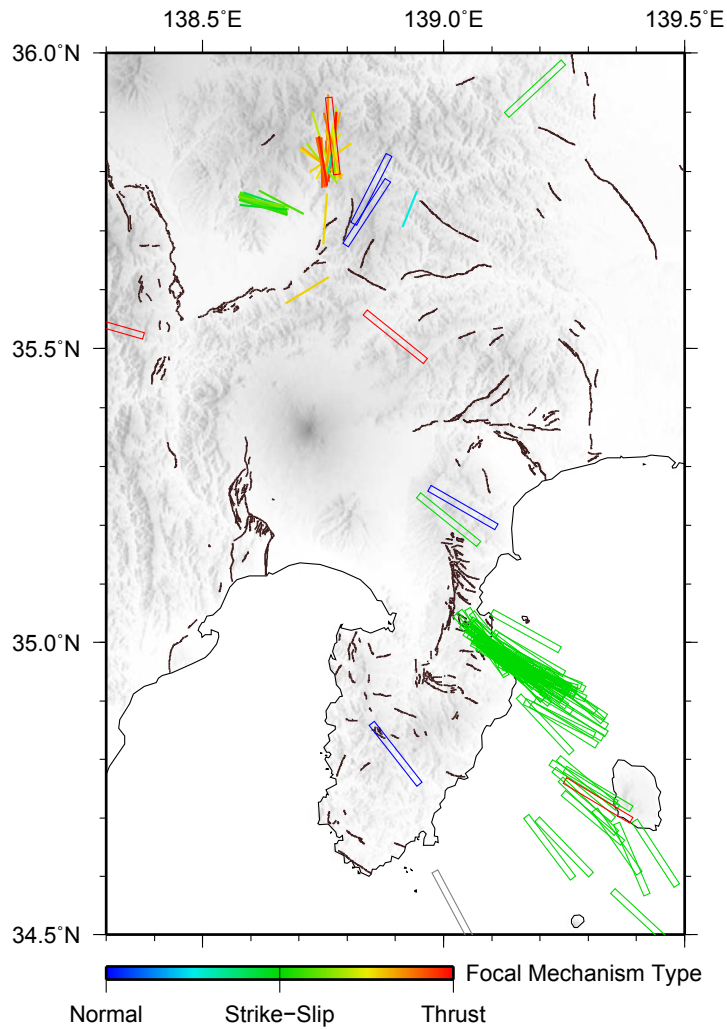
Fig. 18. Counts of P- and/or S-wave arrivals picks and P wave polarity measurements at the campaign stations for 35 earthquakes with focal mechanism solutions improved from D rank to A-C ranks by adding the campaign observation data. The black bars show the number of earthquakes whose arrival times and polarities are measured. The white bars indicate the number of earthquakes whose arrival times are picked but whose polarities are not measured.





第 19 図. 推定された発震機構解の空間分布. 定常観測点のデータのみから得られた発震機構解と臨時観測のデータも加えて得られたものを, ビーチボール, P 軸, T 軸でそれぞれ, (a) と (b), (c) と (d), (e) と (f) に示す. (c) ~ (f) について, 色は各軸の伏角を表わす. 各地図で黒線は活断層を示す (中田・今泉, 2002).

Fig. 19. Spatial distribution of the estimated focal mechanisms. The focal mechanism solutions inferred from data only from permanent stations and those estimated using data from both permanent and campaign stations are displayed by beach balls, P-, and T-axes in (a) and (b), (c) and (d), and (e) and (f), respectively. Color indicate plunge. Black lines in the maps show the surface trace of active faults (Nakata and Imaizumi, 2002).



第 20 図. 本研究で推定した発震機構解の P 軸と既往の地殻応力場推定結果との比較. 白抜きの棒は Townsend and Zoback (2006) による地殻応力場推定結果の水平主圧縮軸の方位を示す. 色塗りの棒は本研究で推定した発震機構解の P 軸の方位を示す. いずれも色は断層のタイプを示しており, 発震機構解については Shearer *et al.* (2006) による断層すべり角をもとにした分類法を援用した.

Fig. 20. Comparison between the focal mechanism solutions obtained by this study and the crustal stress field estimated by a previous research. The open bars show the azimuths of the horizontal compressional axes of crustal stress estimated by Townsend and Zoback (2006). The closed bars indicate the P axes of the focal mechanism solutions. Color corresponds to the faulting type, which of the focal mechanisms are classified using Shearer *et al.* (2006) based on the rake angle.