

臨時地震観測による山梨県北東部の微小地震の発震機構解と応力場

Focal mechanisms of microearthquakes and stress fields in northeastern Yamanashi prefecture, Japan, by temporary seismic observation

今西和俊¹・内出崇彦¹・松下レイケン¹

Kazutoshi Imanishi¹, Takahiko Uchide¹ and Reiken Matsushita¹

¹ 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, imani@ni.aist.go.jp)

Abstract: A two-year period of temporary seismic observation was carried out in northeastern Yamanashi prefecture, Japan, to make a crustal stress map with a high spatial resolution over a small area about 40×30 kilometers at depths above 20 km. Focal mechanisms of shallow microearthquakes were determined from P-wave polarity data as well as body wave amplitudes, enabling us to obtain 259 well-determined solutions down to $M_j 0.0$. Reverse-faulting earthquakes are prominent through the area, whereas earthquakes with strike-slip components were also locally found. Most of P-axes are oriented in two directions, approximately N-S in the northern part and E-W in the southern part, which indicates strong stress heterogeneity even in a small area. The analysis of a stress tensor inversion shows that the study area can be divided into five tectonic stress provinces by similarities in principal stress orientation. Local-scale stress variations identified in this study are useful to assess slip potential of near-by active faults as well as to better understand the local tectonics.

キーワード: 山梨県北東部, 微小地震, 震源決定, 発震機構解, 応力場, 臨時地震観測
Keywords: northeastern Yamanashi prefecture, microearthquake, hypocenter determination, focal mechanism, stress field, temporary seismic observation

1. はじめに

将来発生する地震の最大規模や発生様式の評価, さらには一定期間内の発生確率の精度を高めていくには, 地下の岩石に加わる現在の応力場の情報が不可欠である. 日本列島の応力場は, 松田ほか (1978) が第四紀火山の構造, 活断層の運動センス, 地震の発震機構解, 原位置応力測定結果から応力軌跡図としてまとめたのを皮切りに, データが蓄積されるにつれて徐々に精緻化されてきた (塚原・池田, 1991). 現在参照されることが多いのは, 地震の発震機構解を用いて推定した応力マップである (例えば, Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake *et al.*, 2015). しかし, これらの応力マップでも地震活動が低調な場所では正確な応力情報が必ずしも得られておらず, 実際に周囲の応力場から予想されない地震の発生も報告されている (例えば, Imanishi *et al.*, 2012). 単純に周辺の応力情報を内挿して空白域を埋めてはいけない場合があることを物語っており, 高い空間分解能を持つ応力マップの整備が急務の課題となっている. そのためには, 小さな地震まで活用する解析手法の高度化, 臨時観測による微小地震データの蓄積, さらには応力を反映した地形地質等の多様なデータの有効活用により, 応力場の空白域を可能な限り無くしていくことが必要

である.

このような背景のもと, 国立研究開発法人 産業技術総合研究所は平成 25 年度より, (1) 微小地震解析による応力場推定を中心に, 原位置応力測定結果, 地殻変動, 数値シミュレーション結果等を参照しながら高い空間分解能を持つ地殻応力マップの全国整備を行い, さらに (2) 地形地質情報や地震学的情報も含めて地震発生場の地域性とそのテクトニックな意味を解釈し, 将来発生する地震のポテンシャル評価に寄与する地図—地震テクトニックマップ—へ発展させる, という課題に取り組んでいる (今西, 2014). 日本列島全域をカバーすることを目指しているが, まずは関東地域の地殻内 (主に 25 km 以浅) をケーススタディとして試作を進めている. 本稿の内容は (1) の微小地震解析による応力場推定に位置づけられる.

関東地域の地殻内応力場については, 塚原・池田 (1983, 1991) や鈴木 (1989, 1992) による先駆的な研究がある. 彼らは原位置応力測定結果や発震機構解等のコンパイルにより, 関東地域の地殻内応力場は互いに似た特徴を持つ複数の応力区に区分できること, 主応力軸は応力区境界を挟んで滑らかに変化するのではなく 90 度近く急変する場合もあること, 応力区境界には顕著な地質構造線や活断層が分布す

る場合が多いこと等、当時の限られたデータにも関わらず大変示唆に富む結果を示した。これらの研究が発表されて以降、地震観測網の整備が進められたことで観測データが大幅に蓄積されており、データ解析を通して関東地域の応力場をさらに詳細かつ定量的に検討していく下地が整ったといえる。

我々は関東地域の応力マップならびに地震テクトニックマップの作成に向けて、関東地域全域で発生した微小地震の発震機構解推定を進める一方、応力場急変域の応力状態を詳細に解明するために山梨県北東部において臨時の地震観測を実施した(第1図)(内出ほか, 2015)。ここは、先行研究により主応力軸方位が約90度変化するとされている場所の一つである。本論文では内出ほか(2015)で発表後の臨時観測データを加え、さらに振幅値を用いた発震機構解推定(Imanishi *et al.*, 2011)により推定結果を増やし、山梨県北東部における応力場を詳細に推定する。

2. 研究対象地域におけるテクトニクス、地質概要、地震活動

調査地域周辺のテクトニクスの大枠は、駿河・相模トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みと伊豆・小笠原弧と本州弧の衝突という2つの地質現象によって説明される。本研究の調査対象である山梨県北東部は衝突した伊豆・小笠原弧前縁部に位置しており、 $10^{-7}/\text{yr}$ のオーダーで北西もしくは北北西方向の短縮変形が進行している(例えば, Noda *et al.*, 2013)。

調査地域周辺の地質構造を第2図に示す。この地域には先新第三系が広く分布しており、八ヶ岳付近を頂点に北に凸の八の字に屈曲し、関東山地では東南東-西北西方向に、赤石山脈付近では北東-南西から南北方向に配列している。糸魚川-静岡構造線(ISTL)を西縁とする屈曲構造の内側は南部フォッサマグナと呼ばれており、中新世-前期更新世の堆積岩や火山岩が分布し、深成岩類が貫入している(尾崎ほか, 2002)。このような屈曲構造と南部フォッサマグナの形成は新第三紀以降の伊豆-小笠原弧の衝突によるものと考えられており、この地域が複雑な変形を受けてきたことが伺える。山梨県北東部の地質を特徴づけるものとして、甲府盆地の北部から東部にかけて分布する南北約40 km 東西約30 kmの大規模な花崗岩体が挙げられる。これは甲府花崗岩体(KGC)などと称されており、貫入時期は中新世中期とされている(三村ほか, 1984)。地下の分布形態は地下構造探査により高速度域としてイメージングされている(Arai *et al.*, 2013; Arai and Iwasaki, 2014)。

関東地域における活構造は杉山ほか(1997)で纏められている。調査地域に含まれる代表的な活断層には、甲府盆地南縁に延びる曾根丘陵断層(SHF)がある。曾根丘陵断層は全長約32 kmの南東側隆起

の逆断層であり、全体が活動した場合、マグニチュード7.3程度の地震になる可能性がある(地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2006)。上下変位速度から活動度はB級との報告もあるが(例えば, 澤, 1981; 活断層研究会, 1991)、断層傾斜を考慮して算出したネットスリップからは活動度がA級に達すると指摘されている(隈元・池田, 1993)。また、山梨県丹波山村付近から神奈川県愛川町にかけて北西-南東に延びる鶴川断層(TF)は、全長約60 kmの右横ずれ変位を伴う長大な断層である(Yoshida, 1985)。地形的には極めて明瞭なりニアメントを示しているが、最近の活動を示す積極的な証拠が認められないことから、地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2015)は活断層の可能性は低いと判断している。しかしながら、詳細な応力場に基づく検討はなされていないことから、本研究の調査結果を踏まえて再検討する意義がある。

山梨県における地震活動を概観すると、山梨県南東部から伊豆半島の付け根あたりまでの地域で定常的に地震が多く発生している。これは伊豆・小笠原弧の衝突に起因する活動とフィリピン海プレート境界での活動と推定されており、深さ10~30 kmに集中している(Ishida, 1992; Yukutake *et al.*, 2012)。一方、本研究の対象地域である山梨県北東部の地震活動に着目すると、活発とは言えないものの、深さ20 km以浅にある程度まとまった微小地震活動が確認できる(第A1図)。これらは上述と異なり、陸側プレート(北米プレート)の地殻内の活動である。また、第A2図に気象庁カタログの発震機構解を示す。本研究の対象地域では主に逆断層型の地震が発生していることが伺えるが、このカタログのみでは当該地域の応力場を議論することは困難である。

3. 臨時地震観測およびデータ

臨時地震観測の詳細については内出ほか(2015)で報告されているが、定常観測網の隙間を埋めるように6箇所(黒の四角)に固有周波数2 Hzの高感度地震計を設置した(第1a, b図の黒の四角)。観測は2013年12月中旬に開始し、2015年12月上旬に撤収するまでの約2年間にわたり実施した。主な作業日程に関して、内出ほか(2015)以降の情報を加え、第1表に記す。松姫観測点(MTH)は道路工事による通行止めのため、2015年4月の保守作業では観測地点に到達できず、データ回収ができなかった(内出ほか, 2015)。2015年12月の観測終了時も通行止めは解除されていなかったが、山梨県の許可の下、観測地点に入り、データ回収を合わせて実施することができた。バッテリー切れにより2015年9月末で収録が停止していたものの、105Ahのバッテリーで10か月弱の連続記録を取得できた。データ収録状況を第1c図に示す。丹波山観測点(TBY)で約19日、松姫観測点で2カ

月強のデータ欠測があったが、全体として良好な収録状況であった。

本研究ではこの臨時観測データに加え、国立研究開発法人 防災科学技術研究所 高感度地震観測網 (Hi-net)、気象庁、および東京大学地震研究所が管理する周辺の定常地震観測網 (第 1a, b 図の白の四角) のデータも併せて解析に使用した。それぞれの観測点には主に固有周波数 1 Hz の高感度地震計が設置されており、100 Hz サンプリングの連続記録が収録されている。このうち、Hi-net の観測点にはボアホール型の地震計が設置されている (Okada *et al.*, 2004)。解析対象の地震は気象庁カタログを参照し、臨時観測期間中に観測点近傍の 20 km 以浅で発生した 413 個を選んだ (第 1b 図の青丸)。これらの地震は南北約 40 km 東西約 30 km の範囲に分布し、鈴木 (1989) の顕著な応力区境界の一つを挟んでいる (第 3 図)。いずれも陸側プレートの地殻内の活動であり (第 A1 図)、甲府花崗岩体の分布範囲 (第 2 図) と良く対応している点が興味深い。第 4 図に気象庁マグニチュード (M_j) の規模別頻度分布を示す。最大の地震は 2015 年 8 月 14 日に発生した $M_j 2.6$ の地震で、約 8 割は $M_j 1.0$ 未満の極微小地震である。

4. 震源決定

震源決定の際に使用する P 波速度構造を第 5 図に示す。S 波速度は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ とした。この速度構造は今西ほか (2013) が霞ヶ浦南端直下の活動の震源決定に使ったものと同様であり、いくつかの速度構造を試した結果、関東地域における平均的な構造として適していると判断した。P 波と S 波の走時、P 波初動極性は win システム (卜部・東田, 1992) を用いて手動検出した。まず初めに、Hirata and Matsu'ura (1987) による hypomh を用いて震源決定するとともに、観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正値を求めた。次に、この観測点補正値を導入し、再度震源決定を行うという操作を複数回繰り返した。本研究では走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった 3 回目の結果を最終の震源とした。最終的な走時残差の RMS は、P 波は 0.13 秒から 0.05 秒へ、S 波は 0.48 秒から 0.12 秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に 180 m、鉛直方向に 260 m と見積もられる。この時の震源分布を第 6 図の緑の丸で示す。使用している速度構造、読み取り値、臨時観測点の有無、観測点補正値の有無など条件が異なるため単純に比較はできないが、気象庁一元化震源 (青) と比較すると、ばらつきが小さく引き締まった分布が得られた。深さは主に 5~20 km の範囲に分布しており、南部と東部でやや深めの地震が発生している。断層を示唆するような面状分布は確認できず、複数のクラスターで構成されている特徴がある。

5. 発震機構解の推定

内出ほか (2015) は P 波初動極性を使い、HASH プログラム (Hardebeck and Shearer, 2002) によって発震機構解を推定した。臨時観測点のデータを加えることで、およそ 2 倍の個数の地震について精度の良い発震機構解が推定できることが示されたが、 $M_j 1.0$ 未満の地震についてはほとんど解を推定することができなかった。第 4 図で示したように、対象としている地震のほとんどが $M_j 1.0$ 未満である。そこで本研究では、P 波初動の押し引きデータに加えて P 波と S 波の振幅値も同時に使うことで、より多くの地震の発震機構解を推定することを試みた。ここで扱う手法はこれまでも多くの微小地震に適用されており、その有効性が示されている (例えば、Imanishi *et al.*, 2011; Matsushita and Imanishi, 2015)。解析手法の詳細は今西ほか (2013, 2015) を参照されたい。

実際の解析においては P 波初動の押し引きデータが 10 個以上ある地震に対して上記手法を適用し、最終的に 259 個の解が安定して推定できた。推定できた最小の地震は $M_j 0.0$ である。第 7 図に発震機構解の空間分布を示す。個々の推定結果については第 A3 図に示す。第 7 図および第 A3 図では、発震機構解のタイプを視覚的に判断しやすくするために Flohlich (1992) の三角ダイアグラムを使い、逆断層成分、正断層成分、横ずれ成分のそれぞれの比率に応じてビーチボールに色を付けている。Flohlich (1992) に従い断層タイプを定義すると、逆断層型が 143 個、横ずれ型が 37 個、正断層型が 2 個となった。いずれのタイプにも属さなかった地震は 87 個で、その多くは逆断層と横ずれの中間的な性質を示す。逆断層型の地震の空間分布をみると、対象領域内の広い範囲で発生していることがわかる。横ずれ型の地震は北緯 35.75 度と 35.9 度付近の地域に集中して発生している傾向があり、特に北緯 35.75 度付近のクラスターは横ずれ型の地震で占められている。正断層型の地震はほぼ同じ位置で発生しており、北緯 35.75 度付近の横ずれ型のクラスターと重なっている。図には示さないが、発震機構解のタイプに顕著な深さ依存性は確認できない。

第 8 図に P 軸と T 軸の方位分布を示す。ここでは水平面に近い軸を持つ解のみを比較するため、プランジ角が 15 度以下のもののみを表示している。P 軸は南部と西部で東西方向を示すのに対し、それ以外では南北に近い方向を示す。このような P 軸方位の傾向は鈴木 (1989) や塚原・池田 (1991)、内出ほか (2015) で報告されているとともに、気象庁カタログ (第 A2 図) からわざわざ確認できる。しかし、データ量が大幅に増えたことにより、その変化の様子が詳しく確認できるようになった。T 軸はプロットが少ないものの、P 軸同様に 2 パターンの方位が確認できる。

6. 応力場推定

前節で推定した発震機構解を用いて応力テンソルインバージョンを行い、応力場を定量的に推定する。応力テンソルインバージョンにより推定されるパラメータは、最大主応力 σ_1 、中間主応力 σ_2 、最小主応力 σ_3 の方位、そして、応力比 $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ の4つである。本研究では、Imanishi *et al.* (2011) の手順に従い、Michael (1984, 1987) の手法を適用し応力場推定を行った。第7図、第8図に見られるように、発震機構解の空間的なばらつきが大きく、全体を均一の応力場で説明することはできない。そこで、震源位置、発震機構解のタイプを参照しながら第9a図に示すR1からR7の7つの領域に分割し、それぞれの領域毎に応力テンソルインバージョンを行うことにした。震源分布からはR1とR2は一つの纏まりと見なせるが、P軸方位の違いから2つに分けることが適切であり、その境界をP軸方位の空間分布から決めた。応力テンソルインバージョンによる推定結果を第9b図に示す。いずれの領域もミスフィット角（最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度）は30度以下がほとんどであり、推定結果はデータをよく説明できている。最適解に着目すると、R1, R3, R5, R6, R7は σ_3 軸がほぼ鉛直で逆断層場を、R4は σ_2 軸が鉛直に近く横ずれ場を示している。R2は σ_2 軸と σ_3 軸がともに鉛直から約45度傾いており、逆断層と横ずれが共存した応力場と解釈できる。 σ_1 軸はいずれの領域もほぼ水平面内に作用しており、水平圧縮力が卓越する場であることを示す。しかし、その方位は領域毎に異なっており、違いは最大で約90度に及ぶ（例えば、R2とR7）。応力比 ϕ はR1, R2, R3, R4, R7の5領域で0.5を下回るのに対し、R5とR6では0.5を上回っている。この差は95%信頼区間で見ても有意である。応力軸の95%信頼区間を見ると、R5とR6の σ_1 と σ_2 軸はほぼ水平面内で重なっている。やや大きい応力比を持つことから σ_1 と σ_2 の絶対値は近い値を持ち、水平方向に等方的な力のかかった逆断層場であると解釈できる。またR2とR7の95%信頼区間を見ると、 σ_2 と σ_3 が重なっている。応力比が小さめであることを考慮に入れると、R7もやや横ずれ成分を含む場とみなすのが妥当であろう。

応力場のタイプの空間分布を視覚的に判断しやすくするため、Simpson (1997) の方法に従い、下記の式により応力場のタイプを数値化する。

$$A_\phi = (n + 0.5) + (-1)^n (\phi - 0.5) \quad (1)$$

ここで ϕ には応力テンソルインバージョンの最適解の応力比を代入し、 n は正断層場、横ずれ場、逆断層場に対して0, 1, 2の値を与える。 A_ϕ は0から3の間の数値を取り、0~1が正断層場、1~2が横ずれ場、2~3が逆断層場を表す（第2表）。前述の通りR2は逆断層と横ずれが共存した応力場であり、(1)

式の n は1と2のどちらを与えるべきか判断できない。そこでR2の A_ϕ として逆断層と横ずれ場の境界に対応する2.0を与えることにした。それ以外の領域に対して計算された A_ϕ は、2.4 (R1), 2.2 (R3), 1.8 (R4), 2.7 (R5), 2.7 (R6), 2.2 (R7)である。本研究では各領域で計算された A_ϕ の値をその領域内の震源位置に与えた後、空間平均の半径を5kmとし、スムージング処理を行った（第10図）。基本的な特徴は応力テンソルインバージョン結果からも判断できるが、このようにカラー表示させることで、応力場の空間変化をより明確にすることができる。また同図には、Lund and Townend (2007) の方法で推定した水平面内に作用する最大主応力軸方位 (S_{Hmax}) も重ねて表示している。赤の太線が応力テンソルインバージョンの最適解から計算した S_{Hmax} 方位、桃色の扇の拡がりは95%信頼区間を示す。今回の場合、いずれの領域も σ_1 軸がほぼ水平面内にあるので、 S_{Hmax} 方位は σ_1 軸方位に近いものとなる。R5とR6は95%信頼区間が大きく S_{Hmax} 方位を拘束できていないが、前述のとおり、これは水平方向に等方的な力のかかった応力場であることを反映したものと言える。

以上の結果をもとに、本研究の対象地域を共通の応力場の特徴を持つ応力区に区分することを試みる。隣接するR1とR3は S_{Hmax} 方位、応力場のタイプともに良く似ており、同一の応力区とする（応力区A）。一方、R2は横ずれ場が共存し、 S_{Hmax} 方位も応力区Aから20度ほど時計回りに回転しており、別の応力区（応力区B）として分類する。R4は対象地域内で唯一横ずれ場を示す領域であるため、一つの応力区とする（応力区C）。前述のとおりR7は横ずれもやや含む逆断層場とみなすことができ、比較的R4に近いと解釈することもできるが、 S_{Hmax} 方位は有意に異なっており、別の応力区とする（応力区D）。残りのR5とR6は等方的な水平圧縮力を持った逆断層場という共通の特徴を持っており、まとめて一つの応力区とする（応力区E）。以上のようにして分類した応力区の特徴を第3表にまとめて記す。また、応力区の境界を第10図の点線で示す。

7. 考察

本研究で分類した応力区を鈴木 (1989) の応力区分図と比較する。3節で述べたように、本研究で解析対象とした地震は鈴木 (1989) の応力区5と6に跨っている（第3図）。応力区境界の東側は鶴川断層に対応しており、鶴川断層の西端からは西北西の方向に八ヶ岳付近まで境界線が引かれている。応力区5は横ずれ型の地震が主であり、東西方向の S_{Hmax} を持つ領域と分類されている。応力区6の S_{Hmax} 方位は応力区5と大きく異なり、東側で北北東-南南西、西側で南北方向を示す。また、本研究対象の地震が分布

する範囲では逆断層型と横ずれ型が混在している。以下では便宜上、応力区5を南部応力区、応力区6を北部応力区、両者の境界を南北境界と呼ぶことにすると、本研究の応力区C, D, Eは南部応力区に、AとBは北部応力区に属する。厳密にはAは北部および南部応力区の両方に含まれるが、南北境界の位置精度はそれほど無いと予想されるので、ここではAは北部応力区に含まれることとして話を進める。 S_{Hmax} 方位に着目すると、90度近い方位の変化が見られる点や北部応力区で2つの方位を示す点など、全般的な特徴は鈴木(1989)と調和的である。鈴木(1989)ではデータが不十分であったため北部応力区で見られる2つの S_{Hmax} 方位を示す応力場の境界を抑えられなかったが、本研究ではデータから境界を特定することができ(第8図)、実際にAとBの2つの領域に区分することができた。また、南部応力区についても、有意に特徴が異なる3つの領域に区分することができるなど、応力マップの精緻化に繋がった。 S_{Hmax} の空間変化に関して、鈴木(1989)では南北境界を境に約90度という急激な変化を示すとされているが、本研究の結果は少し違う印象を受ける。南部から北部に行くにつれて約90度変化することは同様であるが、等方的な水平圧縮力を持つ応力区Eを挟んで、徐々に変化していると見て取ることができる。次に応力場のタイプに着目する。本研究で横ずれが卓越しているのは応力区Cのみであり、それ以外はやや横ずれ成分を含む領域があるものの、逆断層場が広く分布する。鈴木(1989)との違いも目立つが、 S_{Hmax} 同様に、データの増加と応力場の定量的な評価を行ったことで、先行研究では区別できなかった特徴を捉えることができた結果と言える。

鈴木(1989, 1992)によると、応力区境界には顕著な地質構造線や活断層が分布する場合が多いことが報告されている。本研究地域で確認できる顕著な地質上の不連続としては、鶴川断層と曾根丘陵断層がある。鶴川断層は南北境界の一部とされているが、本研究ではこの断層を挟んで十分なデータが無く、本論の結果のみで鶴川断層と応力区境界の関係を議論することはできない。しかし、鈴木(1989)のデータも加味して考察すると、ここを応力区境界と見なすのは妥当であろう。曾根丘陵断層に関しては、応力区Dとその他の領域の境界に位置しており、本研究で初めて明らかにすることができた応力区境界となる。本研究ではこれら以外にも応力区境界を認定することができているが、現時点では地質上の不連続に対応付けることは困難である。ただし、この地域を代表する甲府花崗岩体(KGC)(第2図)の存在は無視できないであろう。この岩体は形成時期や岩相により複数の岩体に分かれており(例えば、尾崎ほか, 2002)、それぞれが小ブロックとして存在することでこの領域の応力場を複雑化させているのかもしれない。

ところで、応力区AおよびBで見られる S_{Hmax} 方位は概ね南北方向を示すが、このような方位はフィリピン海プレートの沈み方向とも太平洋プレートの沈み方向とも大きく異なり、日本列島では珍しい。伊豆半島の衝突を考慮に入れたテクトニック応力のシミュレーション結果によると、圧縮軸の方向は伊豆半島の付け根付近でフィリピン海プレートの沈み方向を向いているが、そこから離れるに従って放射状に広がり、応力区AおよびBの付近では南北方向に近くなることが示されている(松浦, 1998; 長・桑原, 2011)。一見特異に見える応力区AおよびBの S_{Hmax} 方位は、伊豆半島の衝突を反映したものと見なして良さそうである。そのような目で見ると、応力区Cの S_{Hmax} 方位も放射状に広がるパターンとして解釈することができそうである。しかし、東西方向の S_{Hmax} 方位を持つ応力区Dについては説明できない。ここだけに孤立的に東西圧縮場を作り出すためには、南北方向の伸張力が局所的に作り出される必要がある。瀬野(1986)や鈴木(1989)はフィリピン海プレートもしくは陸側地殻の南北方向のベンディングによるモデルを提唱しているが、その場合、応力の中立面を境に発震機構解の深さ変化が期待される。現時点ではデータが不十分なこともあり深さ変化が見えていないが、臨時観測期間以外のデータの解析も進め、今後検討を重ねていく必要がある。局所的な応力場の成因を一つ一つ明らかにしていくことは、地域テクトニクス理解にも繋がることから、極めて重要な作業である。

最後に本研究で推定された応力マップをもとに、周辺断層の活動性について考察する。活断層の可能性が低いと考えられている鶴川断層に一番近い応力区はEである。Eは S_{Hmax} が等方的で方位が定まらないものの逆断層場であることははっきりしており、右横ずれ主体の鶴川断層を動かすことは困難である。また、鈴木(1989)は断層直近で発生した地震の発震機構解をいくつか推定しているが、それらはいずれも鶴川断層とは逆センスの横ずれ型を示す。以上のように、応力場の知見からも鶴川断層は少なくとも右横ずれとしては動きにくいことが示唆される。この地域を代表する活断層である曾根丘陵断層は、応力区C, D, Eに囲まれている。Dの S_{Hmax} 方位は曾根丘陵断層の走向に対して低角度で斜交しており、逆断層が主体であるという地形地質学調査による変位様式(澤, 1981)に矛盾する。Cの S_{Hmax} 方位は断層走向に対してやや高角になるが、応力場は横ずれを示しており、やはり曾根丘陵断層を逆断層として動かすことは容易ではない。一方、Eは S_{Hmax} が等方的であるものの逆断層場を示しており、条件次第では曾根丘陵断層を逆断層として動かすことが可能である。いずれにせよ、断層を囲んで応力場が複雑に作用しており、単独の応力区のみによる考察では活動性評価は不十分である。今後、応力場の不均質を

考慮した動的破壊シミュレーション（例えば, Aochi and Fukuyama, 2002）等による評価が必要であろう。

8. 結論

本研究では山梨県北東部において約2年間にわたる臨時観測を行い、取得データを用いて震源決定と発震機構解の推定を行った。振幅値を用いた発震機構解推定法を用いることで、 $M_j 0.0$ を下限とする合計259個の解を推定することができた。本研究の結果は以下のようにまとめられる。

(1) 逆断層型の地震が卓越しており、ほぼ調査地域全域にわたり発生している。横ずれ型または横ずれ成分を含む地震も特定の場所で多く発生しているが、正断層型の地震はごくわずかである。

(2) 発震機構解のタイプおよびP軸方位は非常に変化に富むが、空間分布には地域性が見られる。

(3) 応力テンソルインバージョン解析により、当該地域の応力場を定量的に推定した。調査地域全域にわたり最大主応力軸は水平面内に作用しており、水平圧縮力が卓越する場であることが確認できる。しかし、その方位は領域毎に異なっており、最大で約90度の違いが見られる。応力場のタイプも逆断層場と横ずれ場が含まれており、南北約40 km、東西約30 kmという狭い範囲内で不均一な応力場の実態が明らかになった。

(4) 先行研究と同様、最大主応力軸は南部から北部に行くにつれて約90度変化するが、急激に変化するのではなく、等方的な水平圧縮力を持つ領域を挟んで徐々に変化していくと見て取ることができる。

(5) 応力テンソルインバージョン結果をもとに、5つの応力区に区分した。応力区境界の一部には活断層と構造線が分布する。先行研究と共通する部分も多いが、データの増加と応力場の定量的な評価を行ったことで、先行研究では区別できなかった特徴を捉えることができた。

謝辞 臨時地震観測を行うにあたり、山梨県、山梨市、大月市、丹波山村の関係部局の方々に多大な協力をいただきました。また、地震計の設置作業、保守作業の一部、撤収作業を委託した(株)計測技研には非常に丁寧な作業をしていただき、貴重なデータの取得に結びつきました。本研究では気象庁カタログを使用し、波形解析においては防災科学技術研究所Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所のデータを利用しました。発震機構解の推定では東京大学の井出哲教授のプログラムを参考にさせていただき、応力テンソルインバージョンの計算には米国地質調査所のAndrew Michael博士の”Slick Package”(http://earthquake.usgs.gov/research/software/)を利用させていただきました。図の多くはGeneric Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998)で作成しました。査読にあたっては産

業技術総合研究所の吉見雅行博士ならびに編集担当の松本則夫博士から有益な意見を頂き、本稿の改善に大きく役立ちました。なお、本研究は国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質分野重点推進予算「関東地域における地震テクトニックマップの試作」(平成25年度~27年度)の補助を受けて実施しました。ここに記して感謝いたします。

文 献

- Aochi, H. and Fukuyama, E. (2002) Three-dimensional nonplanar simulation of the 1992 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 107(B2), doi:10.1029/2000JB000061.
- Arai, R., Iwasaki, T., Sato, H., Abe, S. and Hirata, N. (2013) Crustal structure of the Izu collision zone in central Japan from seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, 118, 6258-6268, doi:10.1002/2013JB010532.
- Arai, R. and Iwasaki, T. (2014) Crustal structure in the northwestern part of the Izu collision zone in central Japan. *Earth Planets Space*, 66:21, doi:10.1186/1880-5981-66-21.
- 長 郁夫・桑原保人 (2011) 日本列島の応力蓄積過程をモデル化するための予備的解析. 活断層・古地震研究報告, No. 11, 331-350.
- Flohrlich, C. (1992) Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75, 193-198.
- Hanks, T.C. and Kanamori, H. (1979) A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84 (B5), 2348-2350, doi:10.1029/JB084iB05p02348.
- Hardebeck, J.L. and Shearer, P.M. (2002) A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 2264-2276.
- 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.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008a) Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J. Geophys. Res.*, 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川 昭 (2008b) Double-Difference Tomography 法による関東地方の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定. *地震*, 60, 123-138.
- 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 (2014) 地震テクトニクス研究グループの研究紹介. *GSI地質ニュース*, 3, No.4,100-101.
- 今西和俊・安藤亮輔・内出崇彦 (2015) 2015年2月6日に発生した徳島県南部の地震 ($M_j5.1$) の特徴とテクトニックな意味. *活断層・古地震研究報告*, No.15, 235-261.
- 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* 2, 66, 47-66, doi:10.4294/zisin.66.47.
- Ishida, M. (1992) Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai District, Japan. *J. Geophys. Res.*, 97(B1), 489-513, doi:10.1029/91JB02567.
- 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. 1-18, http://jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_14.pdf (平成28年8月10日確認)
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2015) 関東地域の活断層の長期評価 (第一版). 1-127, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_honbun.pdf. (平成28年8月10日確認)
- 活断層研究会 (1991) 新編「日本の活断層—分布と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- 岸本清行 (1999) 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan250 m.grd. *地質調査所研究資料集 (GSJ Open file Report)*, 353.
- 隈元 崇・池田安隆 (1993) 南部フォッサマグナ, 甲府盆地の低角逆断層の地下構造とネットスリップ. *地震* 2, 46, 245-258.
- Lund, B. and Townend, J. (2007) Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophys. J. Int.*, 170, 1328-1335, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03468.x.
- 松田時彦・中村一明・杉村新 (1978) 第3章 活断層とネオテクトニクス—地殻変動の累積—. 岩波講座 地球科学 10 変動する地球 I—現在および第四紀—, 笠原慶一・杉村新編, 89-157.
- 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.
- 松浦充宏 (1998) 地震発生過程のモデリングと予測. *地震* 2, 50, 213-227.
- Michael, A.J. (1984) Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, 89, 11517-11526.
- Michael, A.J. (1987) Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, 92 (B8), 7963-7979.
- 三村弘二・加藤祐三・片田正人 (1984) 御岳昇仙峡地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 61p.
- Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A. (2009) Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *J. Geophys. Res.*, 114, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- Noda, A., Hashimoto, C., Fukahata, Y. and Matsu'ura, M. (2013) Interseismic GPS strain data inversion to estimate slip-deficit rates at plate interfaces: application to the Kanto region, central Japan. *Geophys. J. Int.*, 193(1), 61-77, doi:10.1093/gji/ggs129.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A. (2004) K-NET and KiK-net-. *Earth Planets Space*, 56, xv-xxviii.
- 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2002) 20万分の1地質図幅「甲府」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 澤 祥 (1981) 甲府盆地西縁・南縁の活断層. *地理学評論*, 54-9, 473-492.
- 瀬野徹三 (1986) 相模トラフ—三重点のテクトニクス. *月刊地球*, 8, No.4, 206-212.
- Simpson, R.W. (1997) Quantifying Anderson's fault types. *J. Geophys. Res.*, 102(B8), 17909-17919, doi:10.1029/97JB01274.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川功・村田泰章 (1997) 50万分の1活構造図「東京」(第2版). *活構造図* 8, 地質調査所.
- 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*, 第43号, 1-86.
- 鈴木宏芳 (1992) 地殻内地震の発震機構解から推定される関東平野の地殻応力の特徴. *地震* 2, 45, 33-43.
- 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 2, 36, 571-586.
- 塚原弘昭・池田隆司 (1991) 本州中央部の地殻応力方位分布—応力区とその成因—. 地質学雑誌, 97, 461-474.
- 内出崇彦・今西和俊・松下レイケン (2015) 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. 活断層・古地震研究報告, No.15, 211-233.
- ト部 卓・東田進也 (1992) win—微小地震観測網波形検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.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released. EOS Trans. AGU, 79, 579.
- Yoshida, S. (1985) Mode of fracturing along the Tsurukawa fault, west of Tokyo. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, II, 21, 101-114.
- Yukutake, Y., Takeda, T., Honda, R. and Yoshida, A. (2012) Seismotectonics in the Tanzawa Mountains area in the Izu-Honshu collision zone of central Japan, as revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms. Earth Planets Space, 64, 269-277.
- Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 411, 188-198.

(受付 : 2016 年 8 月 24 日, 受理 : 2016 年 9 月 5 日)

Appendix A. 山梨県北東部およびその周辺の地震活動と発震機構解.

本研究の調査地域周辺の地震活動と発震機構解に関する資料として, 気象庁カタログによる震源分布 (第 A1 図), 深さ 20 km 以浅の発震機構解とその P 軸および T 軸分布 (第 A2 図) を示す.

Appendix B. 発震機構解の推定結果.

本研究で推定した発震機構解を第 A3 図に示す.

第1表. 臨時観測の作業日程.

Table 1. Dates of the working contents related to the temporary seismic observation.

Working contents	Dates
Preliminary inspection survey	September 3-5, 2013
Installation of seismometers	December 17-19, 2013
1st maintenance	April 9-10, 2014
2nd maintenance	August 19-20, 2014
3rd maintenance	December 9-10, 2014
4th maintenance	April 22-23, 2015
Removal of seismometers	December 5-7, 2015

第2表. Simpson (1997) による A_ϕ の値と断層タイプとの関係

Table 2. Value of A_ϕ of Simpson (1997) and its relation to faulting style.

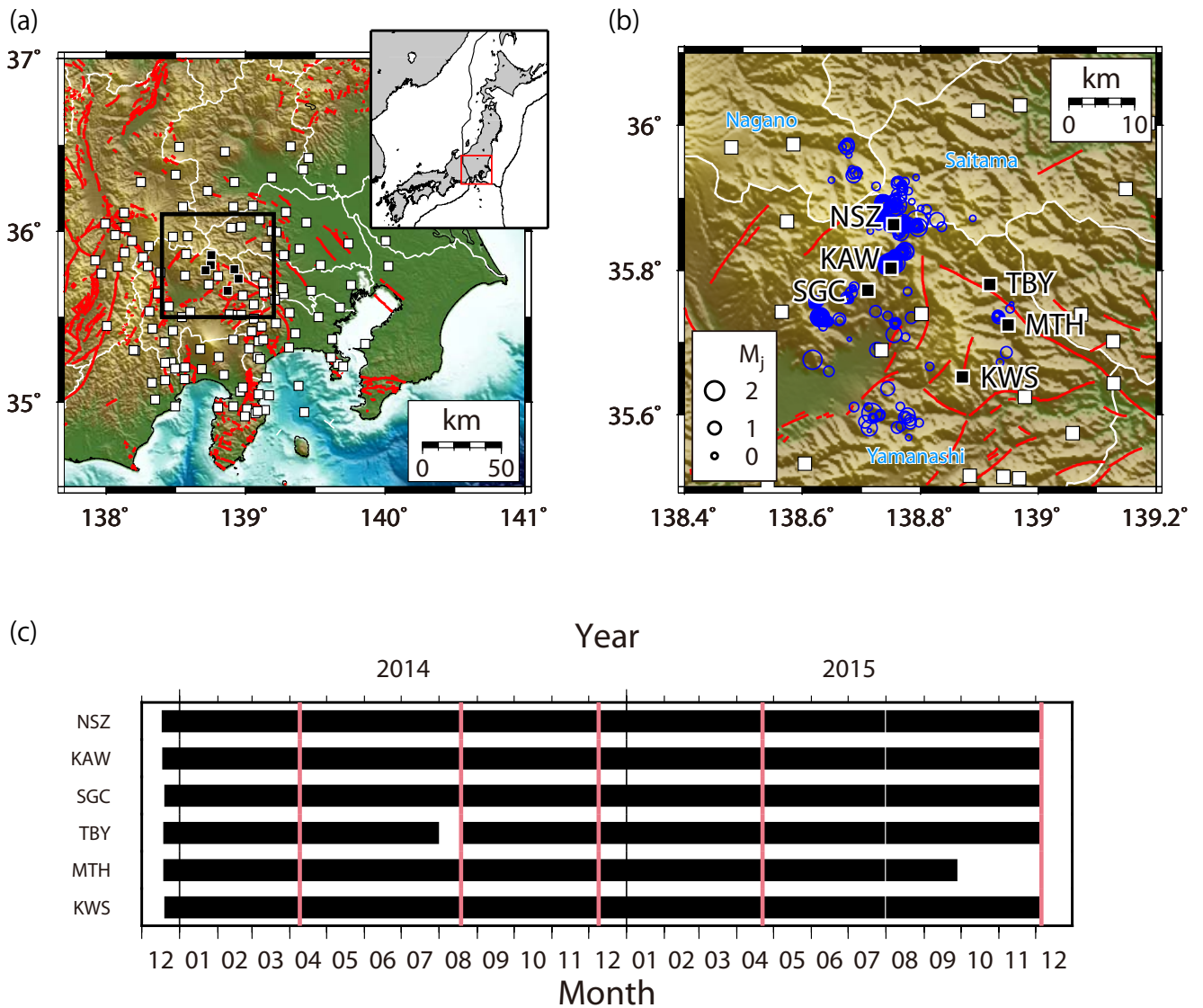
Value of A_ϕ	Faulting style	Relative stress magnitude ^{*1}
0	uniform horizontal extension	$\sigma_v \gg \sigma_H = \sigma_h$
0.5	pure normal faulting	$\sigma_v > \sigma_H > \sigma_h$
1.0	normal/strike-slip faulting transition	$\sigma_H = \sigma_v > \sigma_h$
1.5	pure strike-slip faulting	$\sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$
2.0	reverse/strike-slip faulting transition	$\sigma_H > \sigma_h = \sigma_v$
2.5	pure reverse faulting	$\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$
3.0	uniform horizontal compression	$\sigma_H = \sigma_h \gg \sigma_v$

*1 σ_H , σ_h , and σ_v represent the absolute value of maximum horizontal stress, minimum horizontal stress, and vertical stress, respectively.

第3表. 本研究で分類した応力区

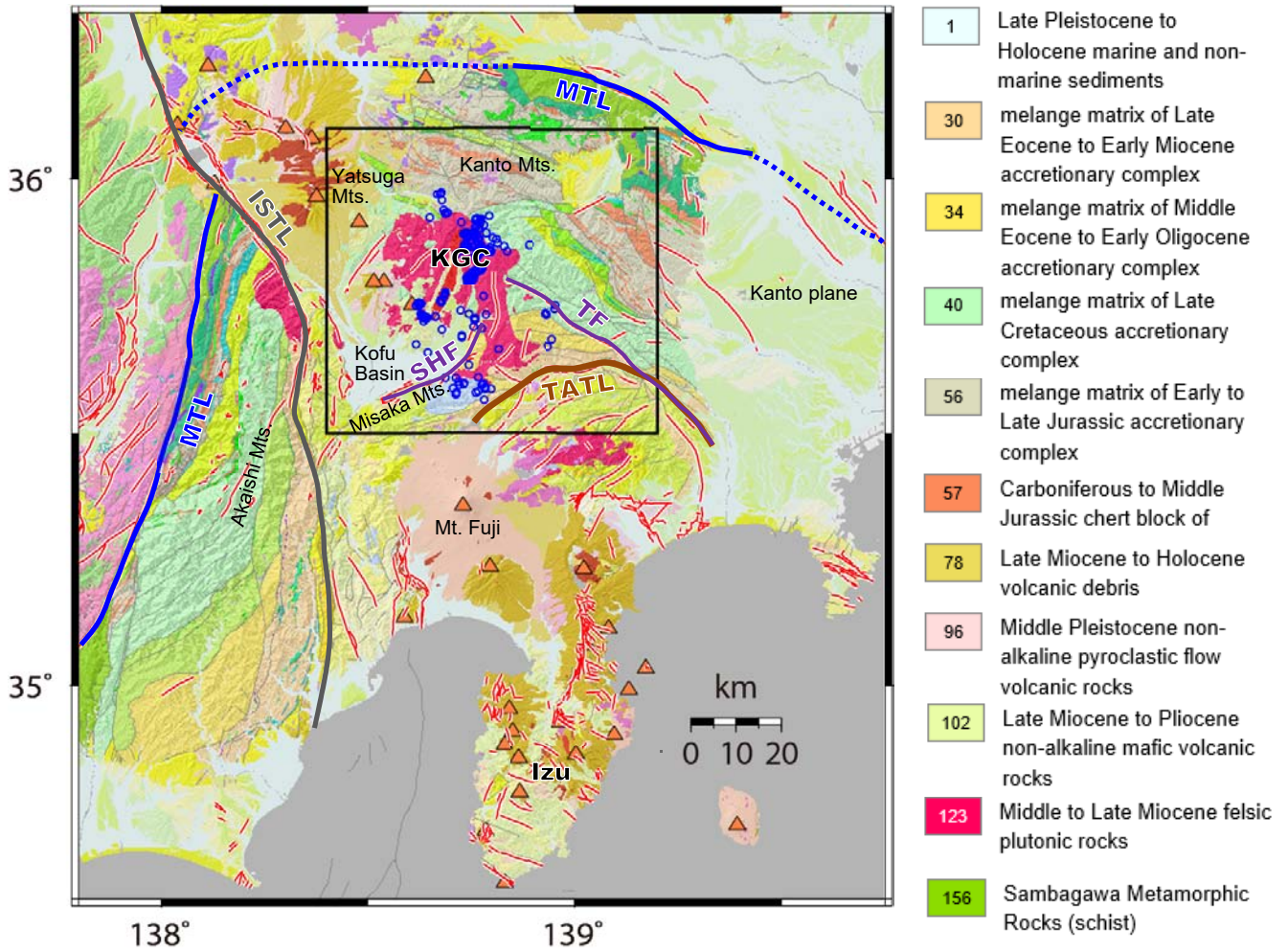
Table 3. Stress provinces categorized in this study.

Stress province	Location (sub-areas of stress tensor inversion)	Features of stress field
A	R1, R3	reverse faulting S_{Hmax} : NNW-SSE
B	R2	reverse/strike-slip faulting transition S_{Hmax} : NNE-SSW
C	R4	strike-slip faulting S_{Hmax} : WNW-ESE
D	R7	reverse faulting with strike-slip component S_{Hmax} : E-W
E	R5, R6	reverse faulting S_{Hmax} : unconstrained (uniform horizontal compression)



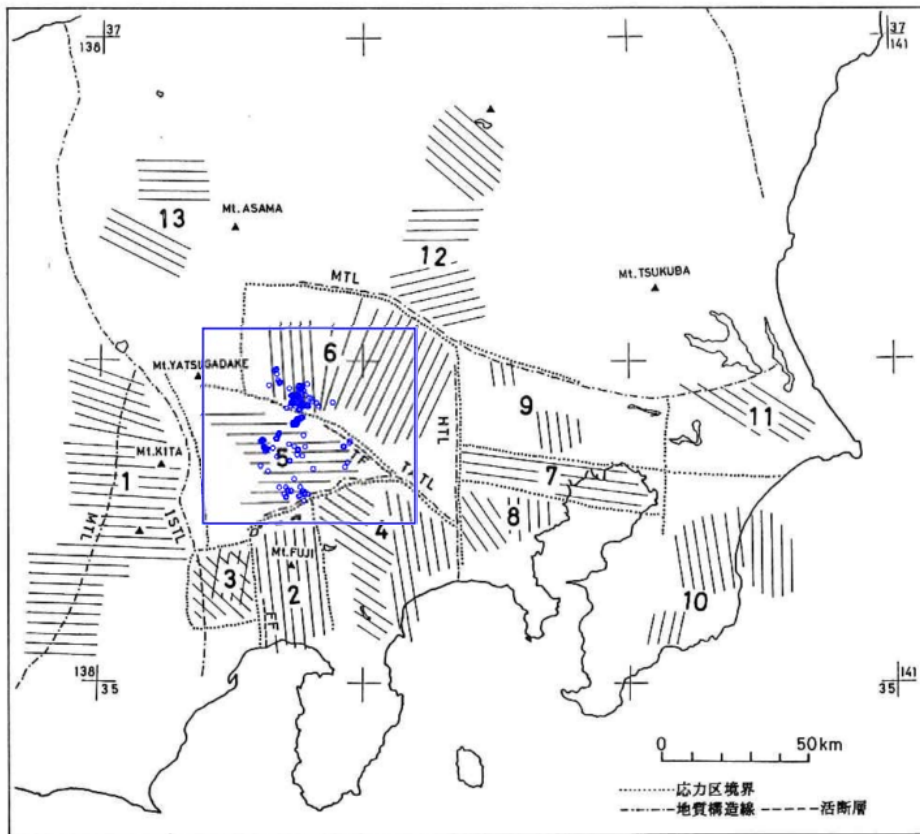
第 1 図. (a) 震源決定および発震機構解推定に用いる観測点分布. 臨時観測点を黒の四角で, 定常観測点を白の四角で示す. 赤線は活断層研究会 (1991) による活断層を示す. 地形データは岸本 (1999) により編集された海陸統合メッシュデータを使用. (b) (a) の黒枠の拡大図. 解析対象の地震 (青丸) および臨時観測点の観測点名もあわせて示す. 震源およびマグニチュードは気象庁カタログによる. (c) 臨時観測データの取得状況. データが得られている期間を黒帯で示す. ピンク色の縦線はメンテナンスの時期 (第 1 表) を示す.

Fig. 1. (a) Distribution of seismic stations used for the hypocenter and focal mechanism determination: filled squares, temporary station; open squares, permanent stations. Red lines show active faults after Research Group for Active Faults of Japan (1991). Topography is based on Kishimoto (1999). (b) Enlarged map of the rectangle shown in (a) depicting earthquakes analyzed in this study (blue circles) and station code of temporary station. Hypocenters and magnitude are based on the Japan Meteorological Agency (JMA) catalog. (c) Time chart of temporal observation. The black bars show the time that the data is acquired and the pink vertical lines indicate time of the maintenances shown in Table 1.



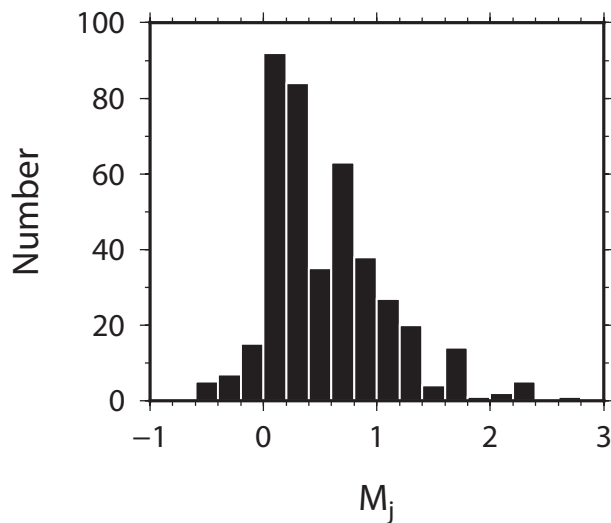
第2図. 調査地域およびその周辺の地質概要. 地質図は20万分の1シームレス地質図 (<https://gbank.gsj.jp/seamless/seamless2015/2d/index.html?lang=en>) による. 黒枠は第1b図の範囲と同じ. 黒枠内の代表的な凡例を右に記す (その他の凡例は, https://gbank.gsj.jp/seamless/basic_legend_e.html). 赤線は活断層 (活断層研究会, 1991) を示し, 青丸は本研究の解析対象の地震を示す. TATL: 藤野木-愛川構造線. ISTL: 糸魚川-静岡構造線. MTL: 中央構造線. SHF: 曾根丘陵断層. TF: 鶴川断層. KGC: 甲府花崗岩体.

Fig. 2. Outline of geology of study area and its surroundings based on Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) (<https://gbank.gsj.jp/seamless/seamless2015/2d/index.html?lang=en>). Rectangle corresponds to the area shown in Fig. 1b. Representative geological legends within the rectangle are shown on the right. As for the other legends, see https://gbank.gsj.jp/seamless/basic_legend_e.html. Red lines and blue circles represent active faults (Research Group for Active Faults in Japan, 1991) and earthquakes analyzed in this study, respectively. TATL: Tonoki-Aikawa Tectonic Line. ISTL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. MTL: Median Tectonic Line. SHF: Sone Hills fault. TF: Tsurukawa fault. KGC: Kofu granitic complex.



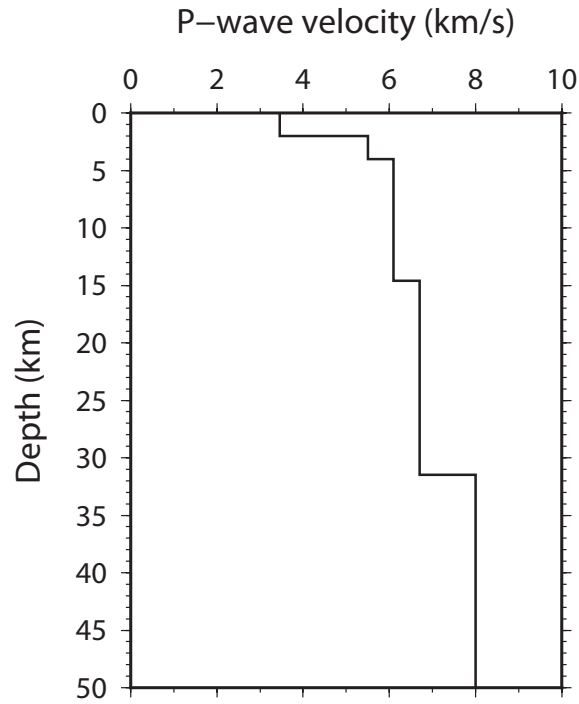
第3図. 本研究の対象領域(青枠)と鈴木(1989)の応力区分図. 基図は鈴木(1989)の図25による. 数字, 点線, 平行な実線はそれぞれ, 鈴木(1989)により定義された応力区の番号, 応力区境界, 最大圧縮軸の平均的な方位を示す. 青丸は本研究の解析対象地震を示す. 青枠は第1b図の範囲と同じ.

Fig. 3. Study area (blue rectangle) and tectonic stress province map by Suzuki (1989). The base map is from Fig. 25 of Suzuki (1989), where numerals, broken lines, and direction of parallel solid lines show number of tectonic province, boundaries of stress province, and average azimuth of the maximum compressive stress, respectively. Blue circles represent earthquakes analyzed in this study. Blue rectangle corresponds to the area shown in Fig. 1b.

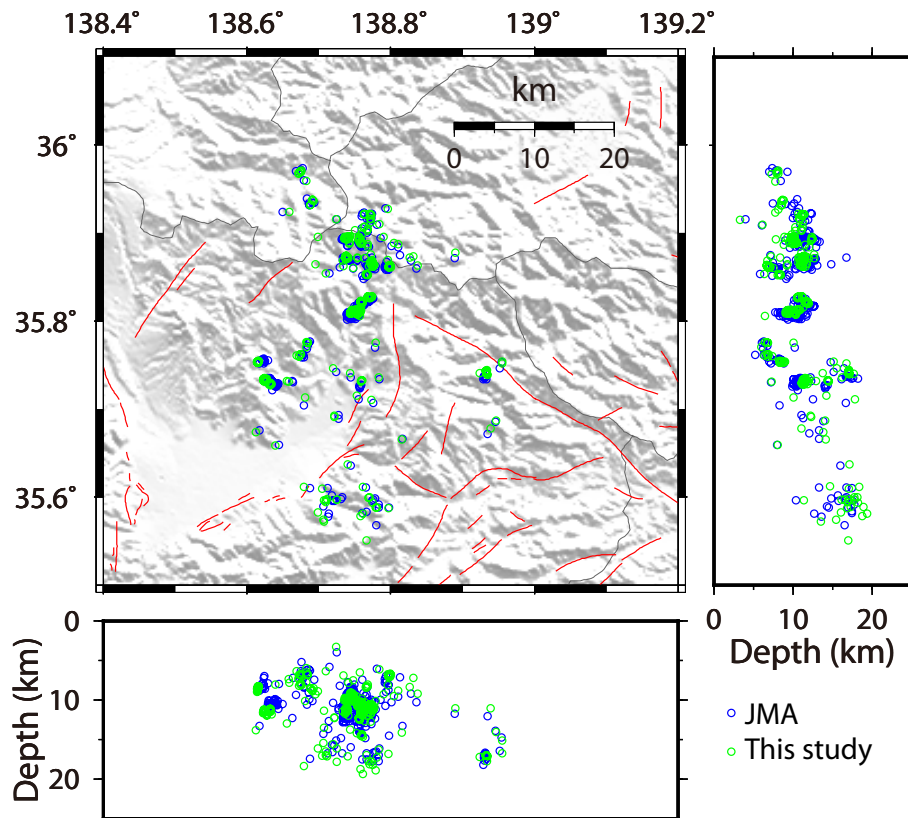


第4図. 本研究で解析する地震の規模別マグニチュード頻度分布. マグニチュードは気象庁マグニチュード (M_j).

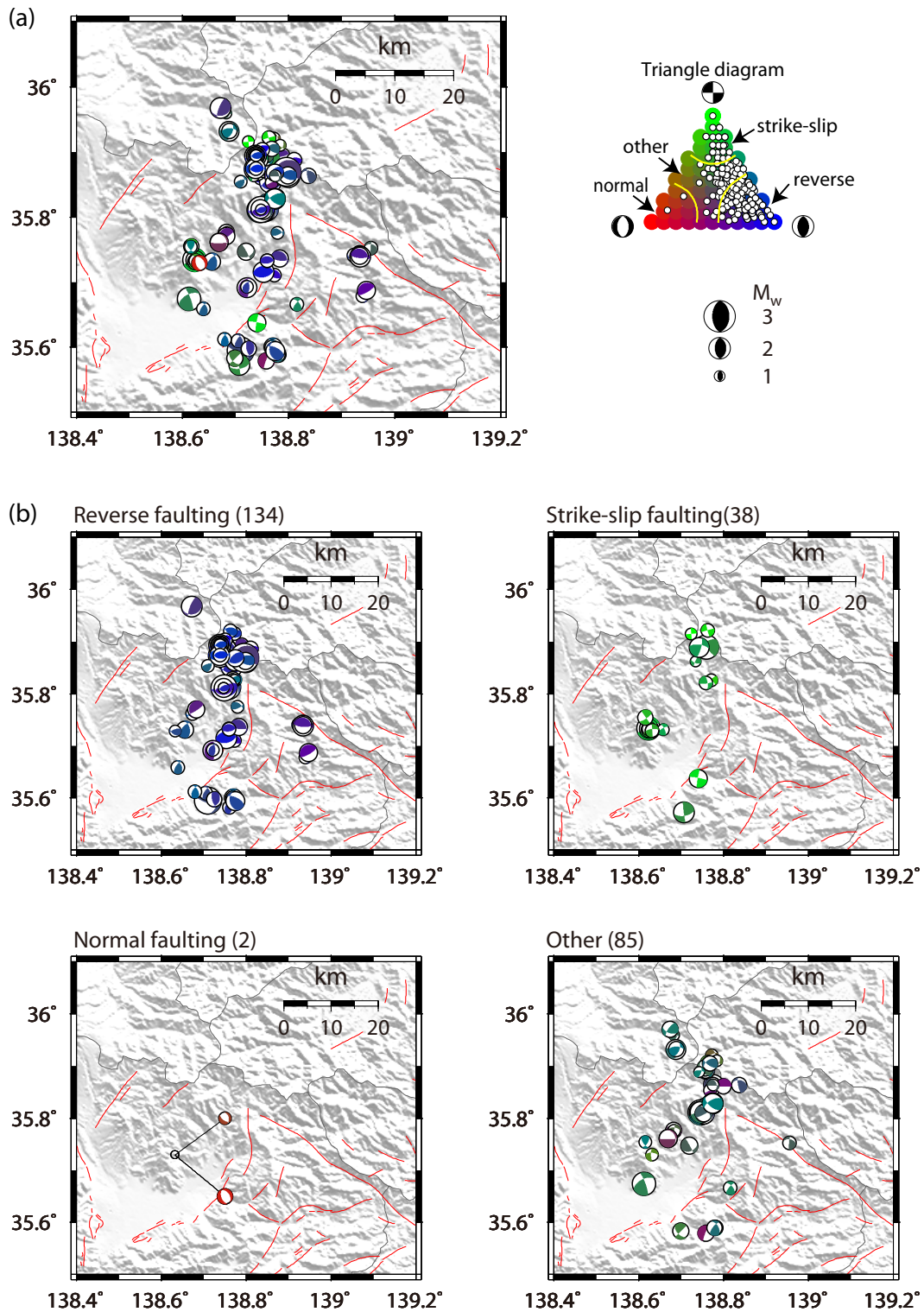
Fig. 4. Magnitude-frequency distribution of earthquakes analyzed in this study. The magnitude scale used in this figure is the JMA magnitude (M_j).



第 5 図. 震源と発震機構解の決定に用いた P 波速度構造モデル. S 波速度構造は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した.
 Fig. 5. P-wave velocity structure model used for determination of hypocenters and focal mechanisms. The S-wave model is assumed by scaling the P-wave velocity by a factor of $1/\sqrt{3}$.

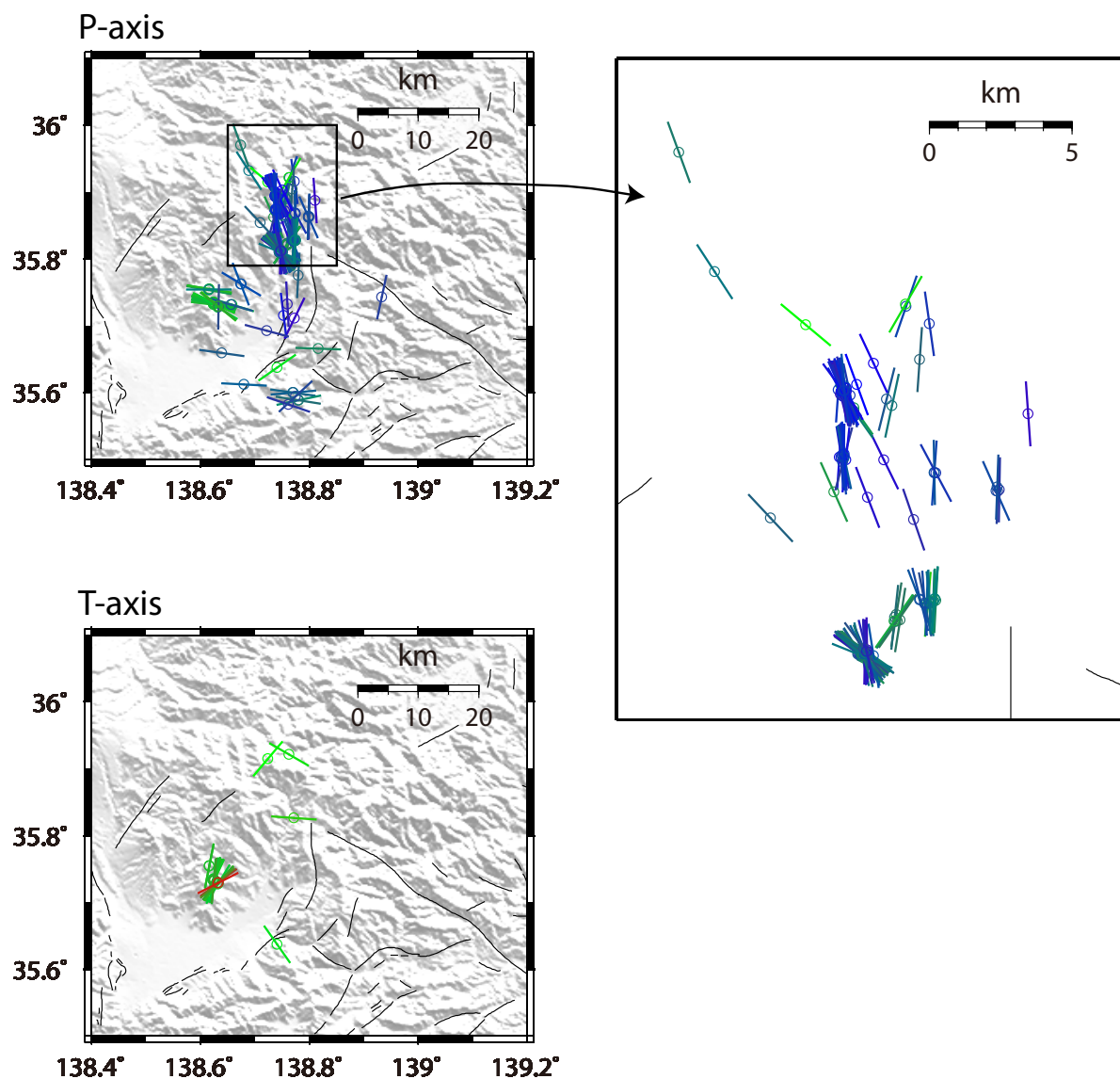


第 6 図. 震源決定結果 (緑丸). 青丸は気象庁カタログによる震源.
 Fig. 6. Hypocenter distributions determined in the present study (green circles). Blue circles show those by JMA catalog.



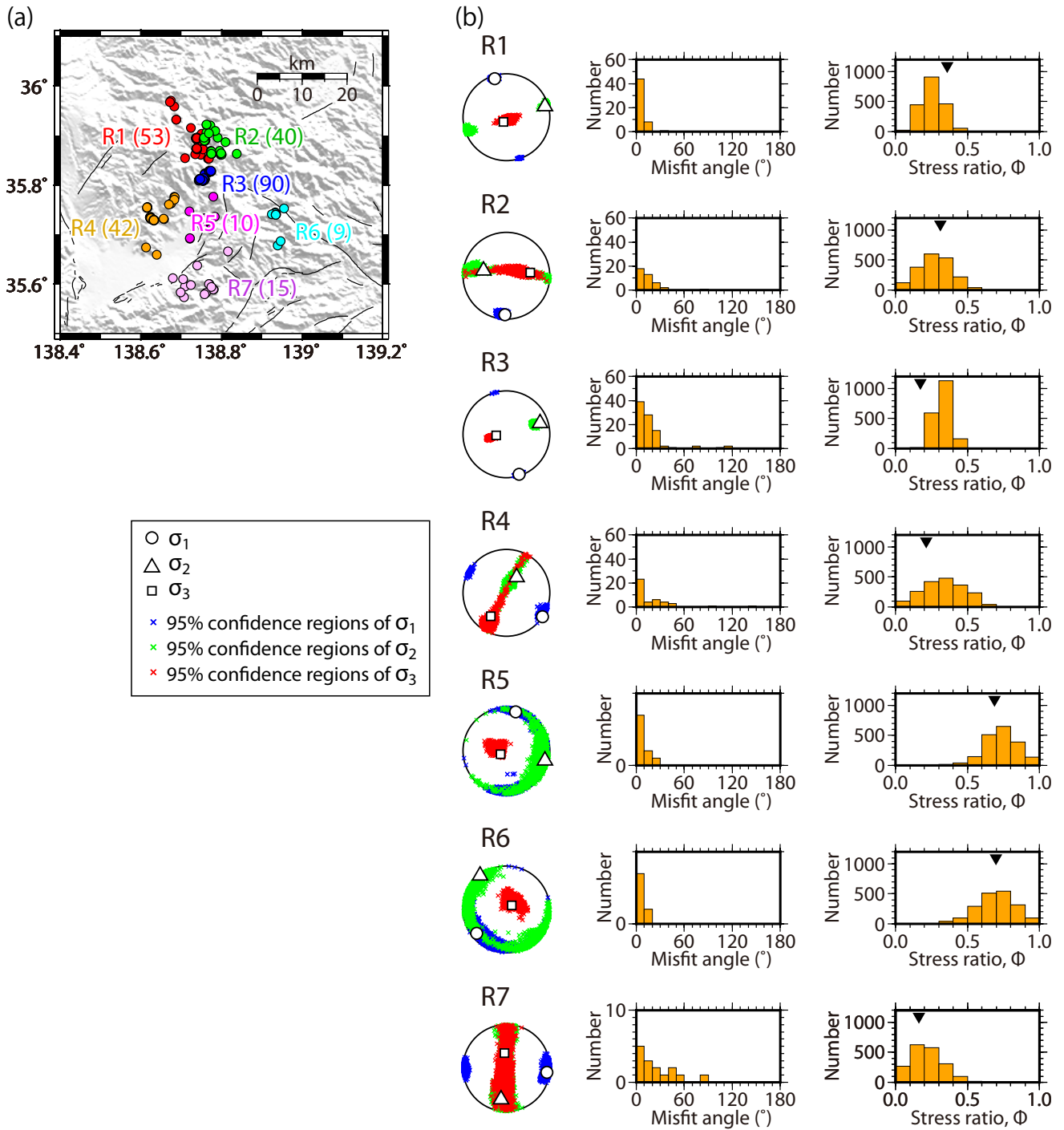
第7図. (a) 本研究で推定された259個の発震機構解の空間分布(等積投影の下半球投影). 逆断層成分, 横ずれ成分, 正断層成分それぞれの強さの比率に応じてビーチボールを色分けしている. Flohlich (1992) の三角ダイアグラムをカラー表示したものを右上に示す. 三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す. (b) それぞれの断層タイプの空間分布. 括弧内の数字はそれぞれの断層タイプに属する地震の個数を示す.

Fig. 7. (a) Spatial distribution of focal mechanism solutions of all 259 events determined in the present study (lower hemisphere of equal-area projection), where different colors are used to differentiate reverse- (blue), strike-slip- (green), and normal- (red) faulting mechanisms. A triangle diagram (Flohlich, 1992) with color scale is presented in the upper right, where each focal mechanism is plotted by open circle. (b) Distributions of focal mechanisms for each faulting mechanism. The number within each set of parentheses indicates the number of events for that faulting mechanism.



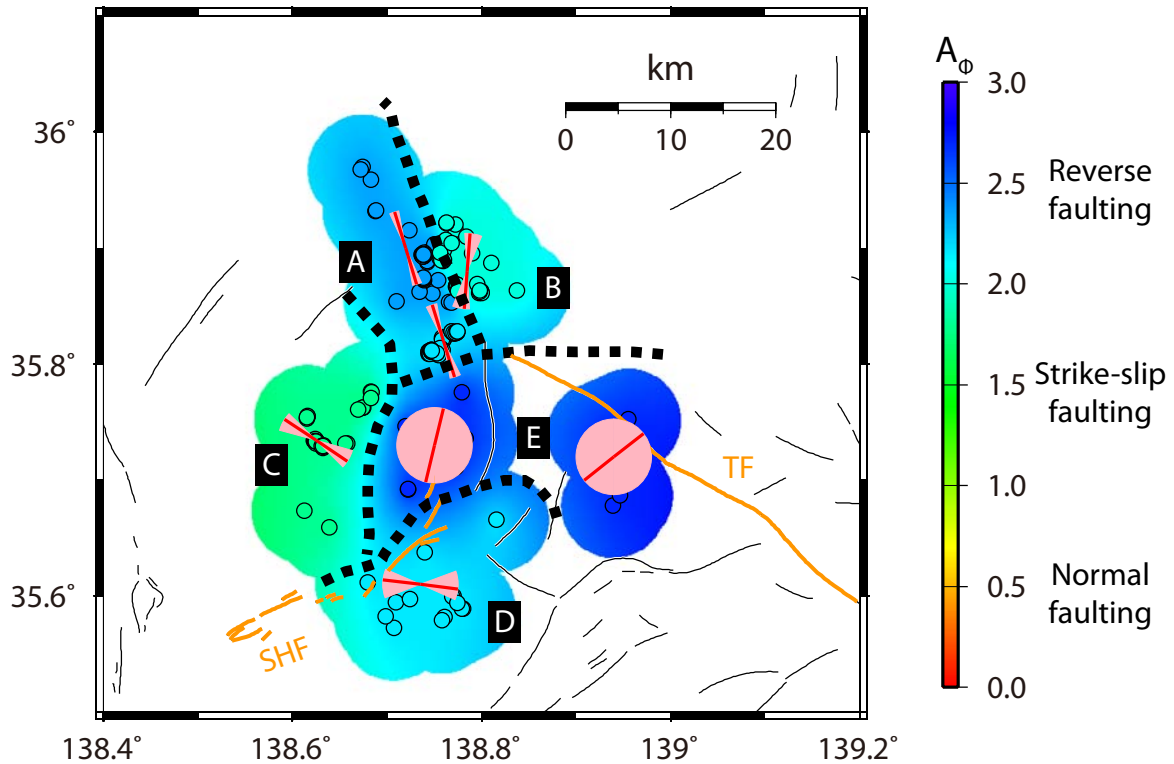
第8図. P軸およびT軸の空間分布. plunge角が 15° 以下の地震のみ示す. バーの色は第7図の三角ダイアグラムによる.

Fig. 8. P- and T-axis distributions of focal mechanism solutions, whose plunge angles are less than 15° . The color on bars is based on the triangle diagram in Fig. 7.



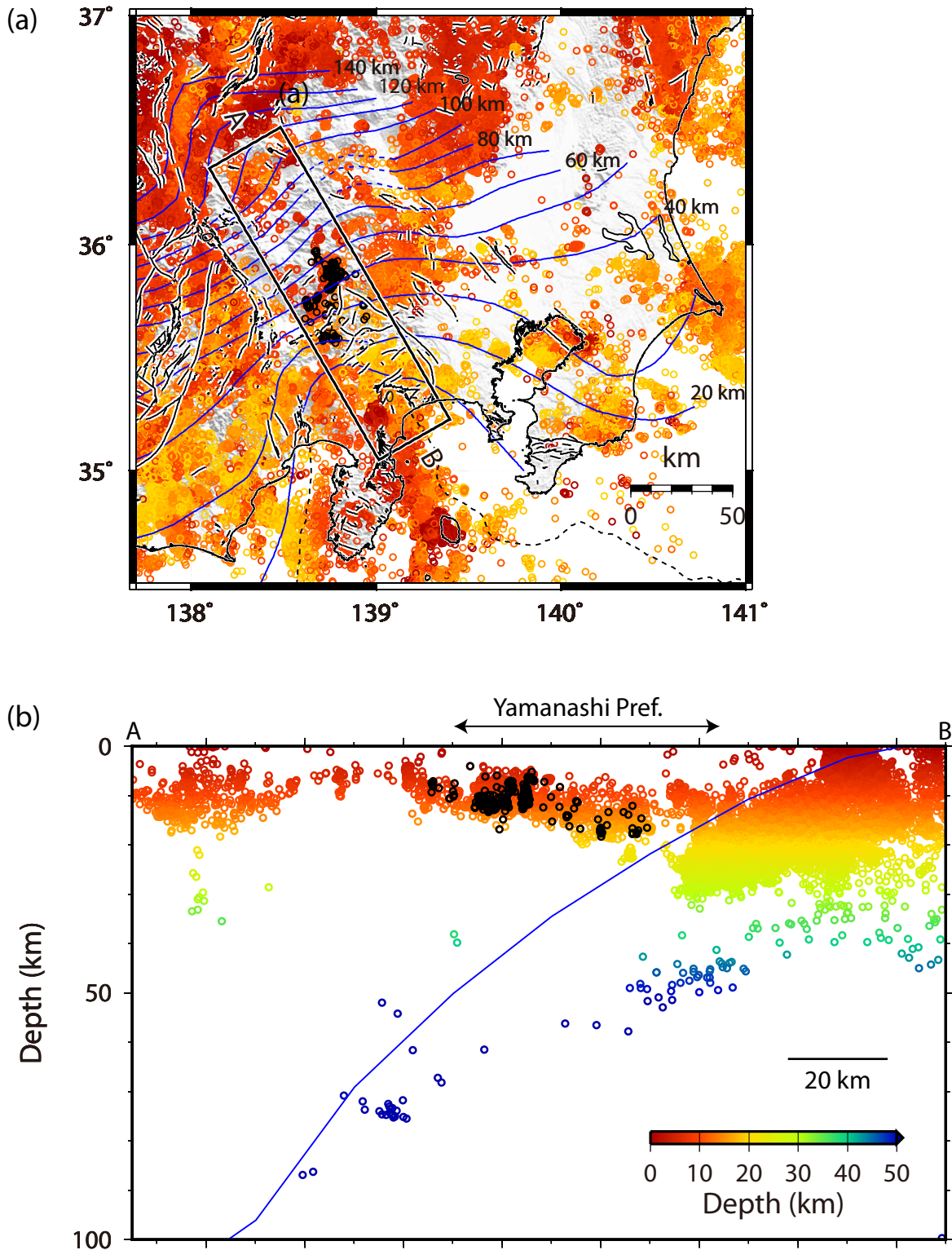
第 9 図. (a) 応力テンソルインバージョンを適用する 7 領域 (R1~R7). 括弧内の数字はインバージョンに使用される地震の個数を示す. (b) 応力テンソルインバージョン結果. (左) 最大主応力軸の最適解と 95%信頼区間 (等積投影の下半球投影). (中) 最適解に対するミスフィット角のヒストグラム. ここでミスフィット角は最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の角度である. (右) 95% 信頼区間に含まれる応力比 ϕ のヒストグラム. 逆三角は最適解の応力比を示す.

Fig. 9. (a) Definition of sub-areas (R1 to R7) used in the stress tensor inversion. The number within each set of parentheses indicates the number of events used for the inversion. (b) Result of stress tensor inversion. Left-hand panels show principal stress axes with their 95% confidence regions plotted on lower hemisphere stereonets. Middle panels show the misfit angle for the data with respect to the best stress tensor determined by the stress tensor inversion. Here, the misfit angle represents the angle between the tangential traction predicted by the best solution and the observed slip direction on each plane determined from the focal mechanism. Right-hand panels show the frequency of the stress ratio ϕ , which belongs to the 95% confidence region. Inverted triangles represent the stress ratio of the best solution.



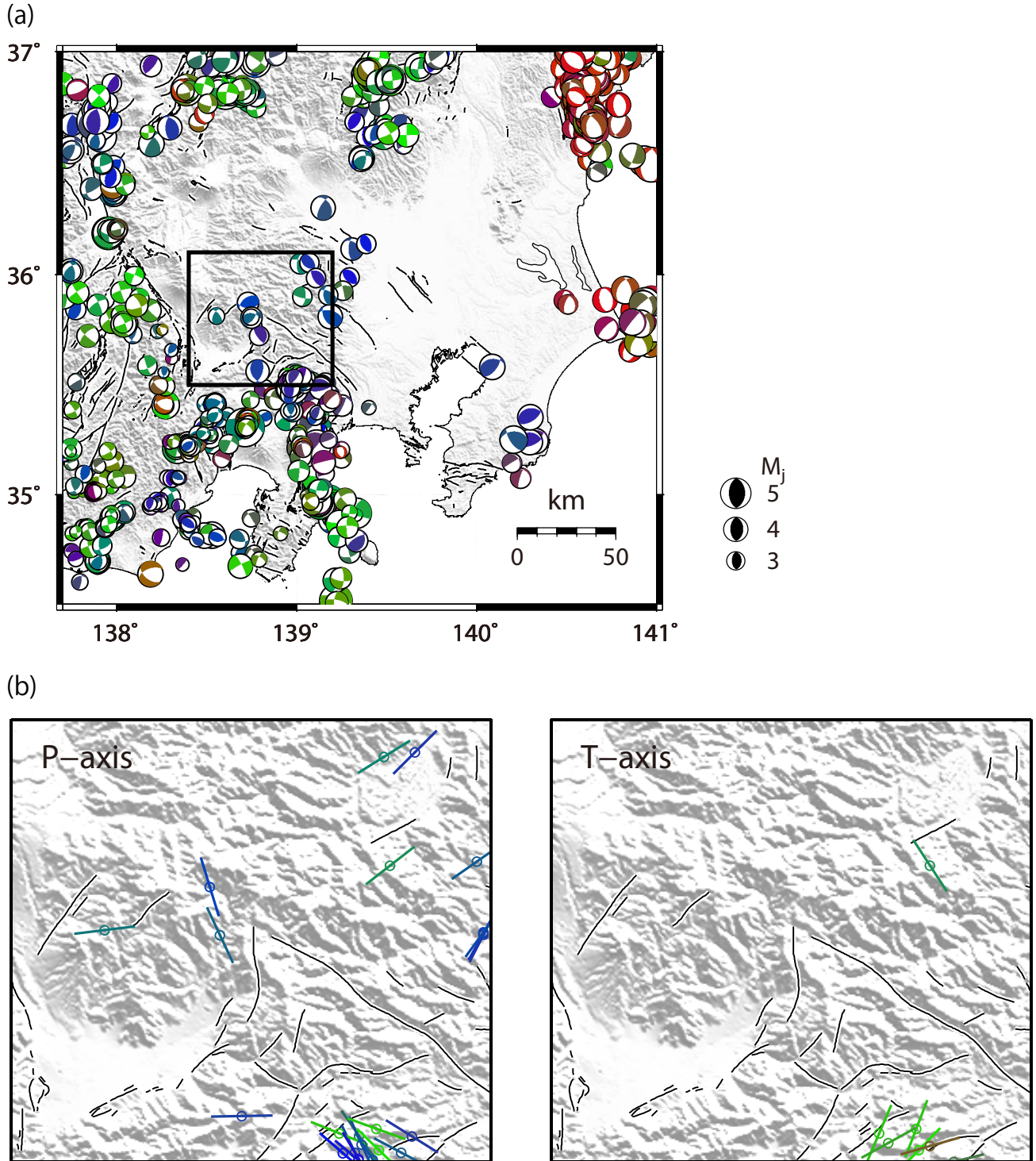
第 10 図. 山梨県北東部における応力マップ. 応力場の特徴により 5 つの応力区に分類. およその応力区境界を点線で示す. 背景のカラーは (1) 式により計算した断層タイプを示す. 応力テンソルインバージョンの最適解から計算した S_{Hmax} 方位を赤線で, 95%信頼区間を桃色の扇の拡がりで示す. 曽根丘陵断層 (SHF) と鶴川断層 (TF) をオレンジ色の線で示す.

Fig. 10. Stress fields in northeastern Yamanashi prefecture. Five stress provinces were categorized based on the character of stress fields. Broken lines correspond to the boundaries of stress province. Background-color shows faulting styles computed by equation (1). Orientations of S_{Hmax} and their 95% confidence regions are represented by red lines and spread of rose-colored fans. Orange lines show Sone Hills fault (SHF) and Tsurukawa fault (TF).



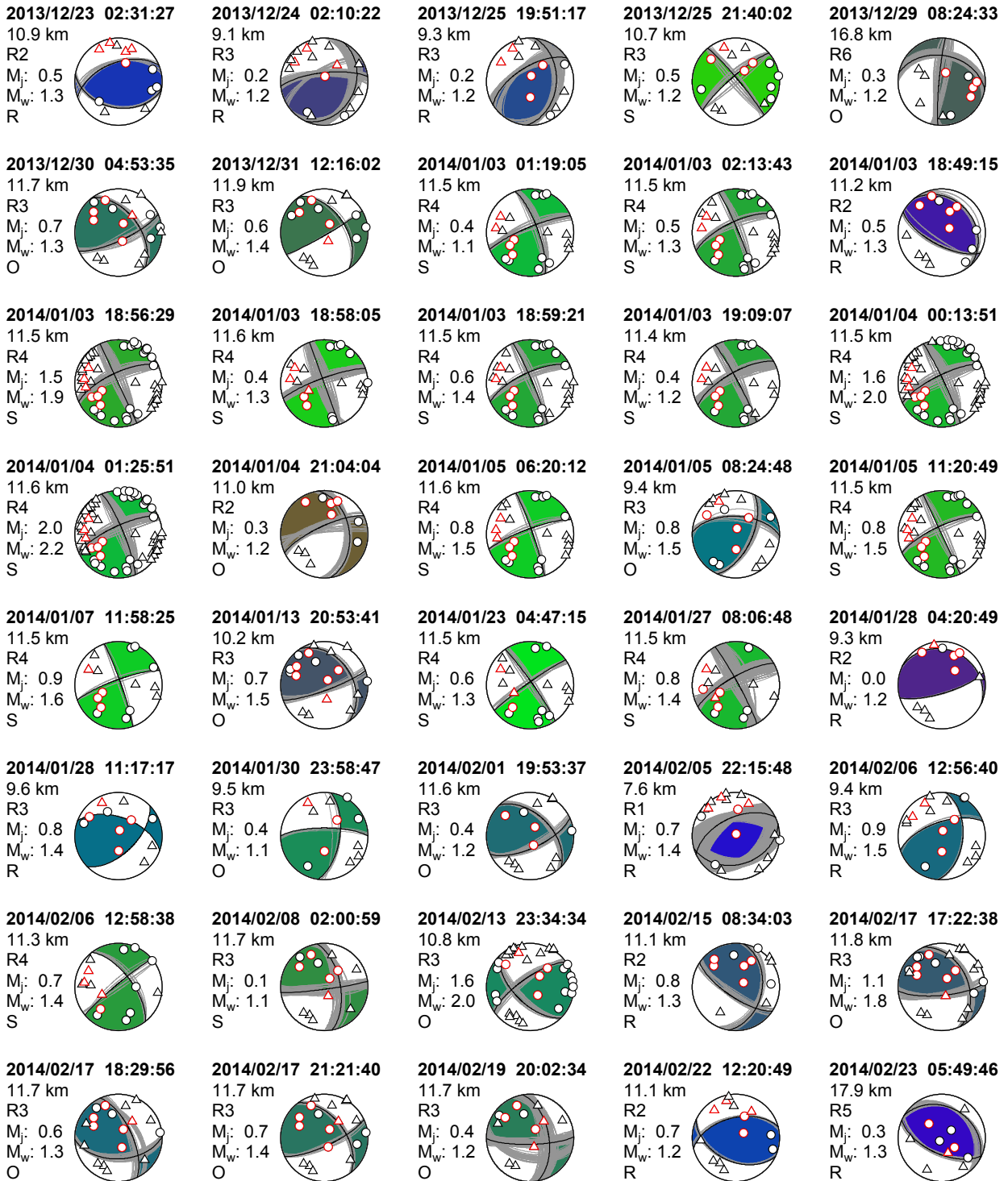
第A1図. 気象庁カタログによる調査地域およびその周辺の震源分布 (2001年1月1日~2015年12月31日). 色は震源の深さに対応している. 黒丸は本研究の解析対象地震を示す. (a) 深さ20km以浅の震源分布. フィリピン海プレートの等深度線 (Hirose *et al.*, 2008a; 弘瀬ほか, 2008b; Nakajima *et al.*, 2009) を青線で示す. (b) (a) のA-B断面における震源分布. フィリピン海プレートの上表面 (Hirose *et al.*, 2008a; 弘瀬ほか, 2008b; Nakajima *et al.*, 2009) を青線で示す.

Fig. A1. Seismicity in study area and its surroundings based on the JMA earthquake catalog (January 1, 2001 – December 31, 2015). Colors represent the depths of hypocenters. Black circles correspond to earthquakes analyzed in this study. (a) Seismicity shallower than 20 km. Blue lines are the iso-depth contours of the upper surface of the Philippine Sea slab (Hirose *et al.*, 2008ab; Nakajima *et al.*, 2009). (b) Seismicity in a cross-section A-B shown in (a). The upper surface of the Philippine Sea slab (Hirose *et al.*, 2008ab; Nakajima *et al.*, 2009) are shown by blue lines.



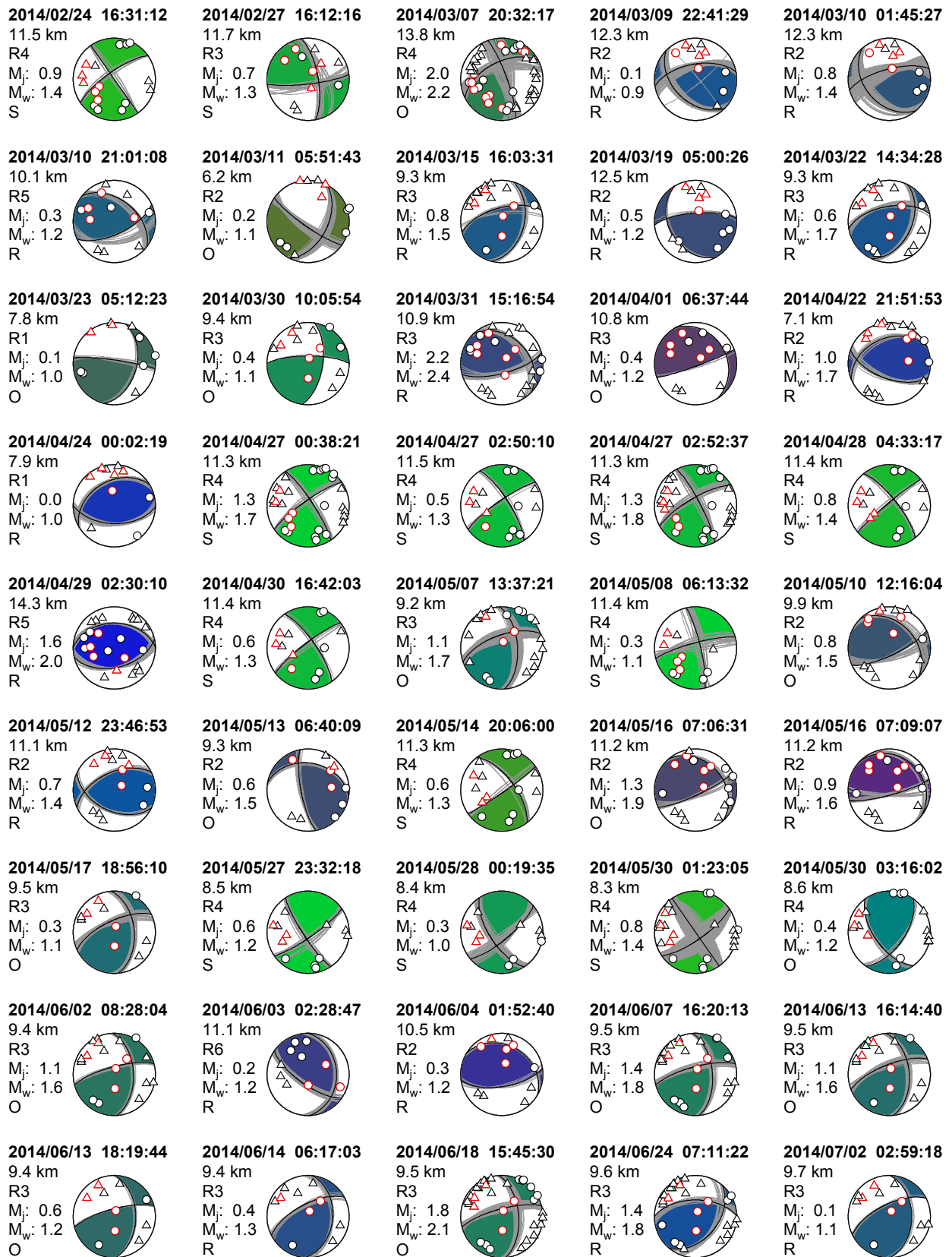
第 A2 図. (a) 気象庁カタログによる調査地域およびその周辺で発生した深さ 20km 以浅の地震の発震機構解 (等積投影の下半球投影) (1997 年 10 月 1 日~2015 年 12 月 31 日). (b) (a) の区画内の地震の P 軸および T 軸の空間分布. plunge 角が 15° 以下の地震のみ示す. ビーチボールおよびバーの色は第 7 図の三角ダイアグラムによる.

Fig. A2. (a) Focal mechanism solutions in study area and its surroundings with focal depth shallower than 20 km (lower hemisphere of equal-area projection) based on the JMA earthquake catalogue (October 1, 1997–December 31, 2015). (b) P- and T-axes distributions of focal mechanism solutions within a rectangle in (a), whose plunge angles are less than 15°. The color on beach-balls and bars is based on the triangle diagram in Fig. 7.



第 A3 図. 推定された発震機構解 (等積投影の下半球投影). 発震時刻 (日本時間) (年/月/日 時:分:秒) を一番上に記す. 丸と三角は P 波初動の押しと引きを表し, 臨時観測点を赤で示す. 灰色の線は残差が最小値の 1.1 倍までの解の節面を示す. 発震機構解の色は第 7 図の三角ダイアグラムによる. 震源の深さ, 応力テンソルインバージョンにおける領域, 気象庁マグニチュード (M_j), 本研究によるモーメントマグニチュード (M_w) (Hanks and Kanamori, 1979), 発震機構解のタイプ (R: 逆断層型, S: 横ずれ型, N: 正断層型, O: その他) をビーチボールの左に表記する.

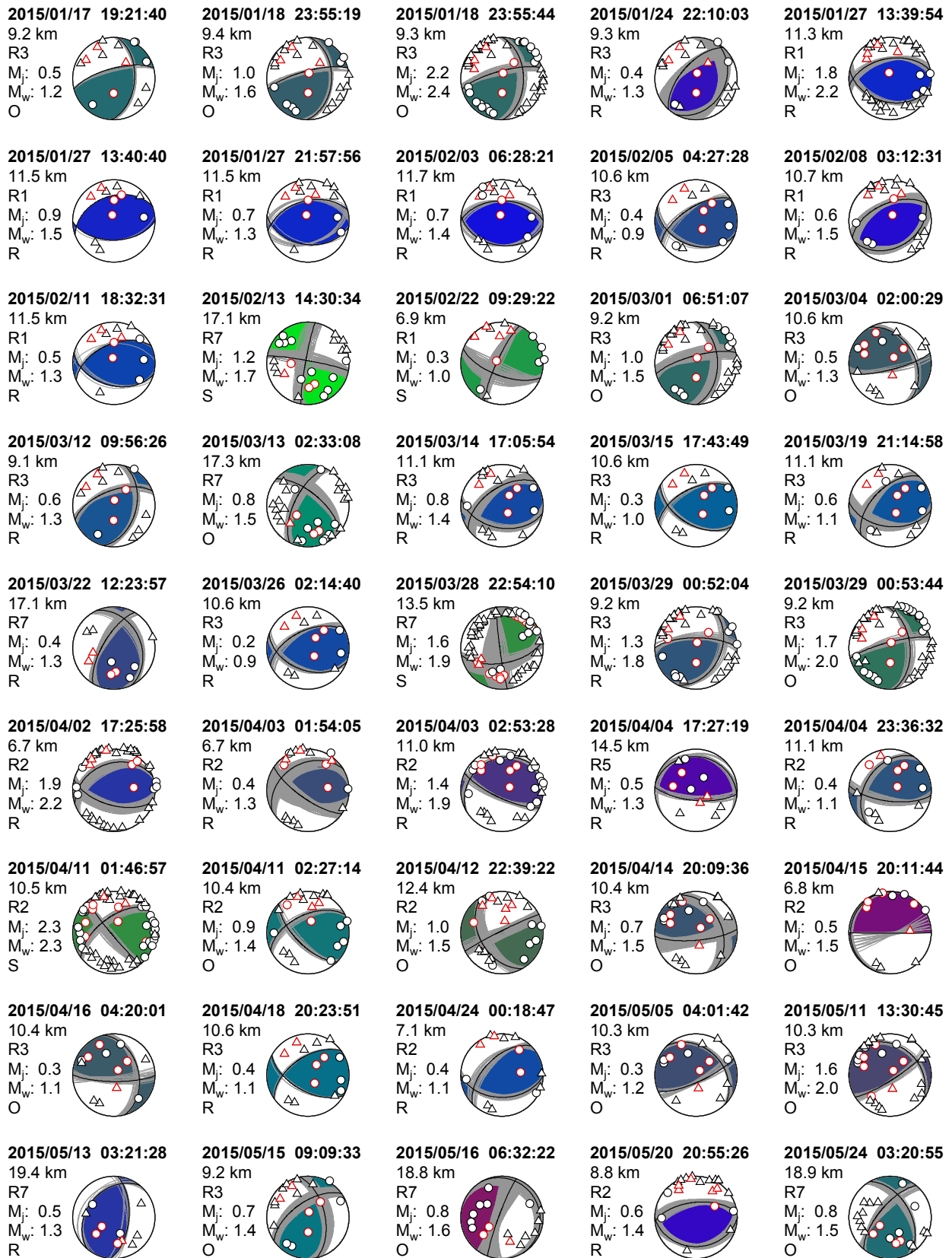
Fig. A3. Focal mechanism solutions (lower hemisphere of equal-area projection) together with P-wave onset polarities. Origin times (JST: year/month/day hour:minute:second) are shown on the top. The circles and triangles represent compressional and dilatational first motions, respectively, where the red symbols correspond to those of temporary stations. Gray lines correspond to nodal lines of focal mechanisms whose residual was within 1.1 times of the best solution. The color on beach-balls is based on the triangle diagram in Fig. 7. Focal depth, sub-area used in the stress tensor inversion, JMA magnitude (M_j), moment magnitude (M_w) (Hanks and Kanamori, 1979) determined in the present study, and faulting type (R: reverse-faulting, S: strike-slip faulting, N: normal faulting, O: others) are shown on the left side of each beach ball.



第 A3 図. (続き)
Fig. A3. (continued)



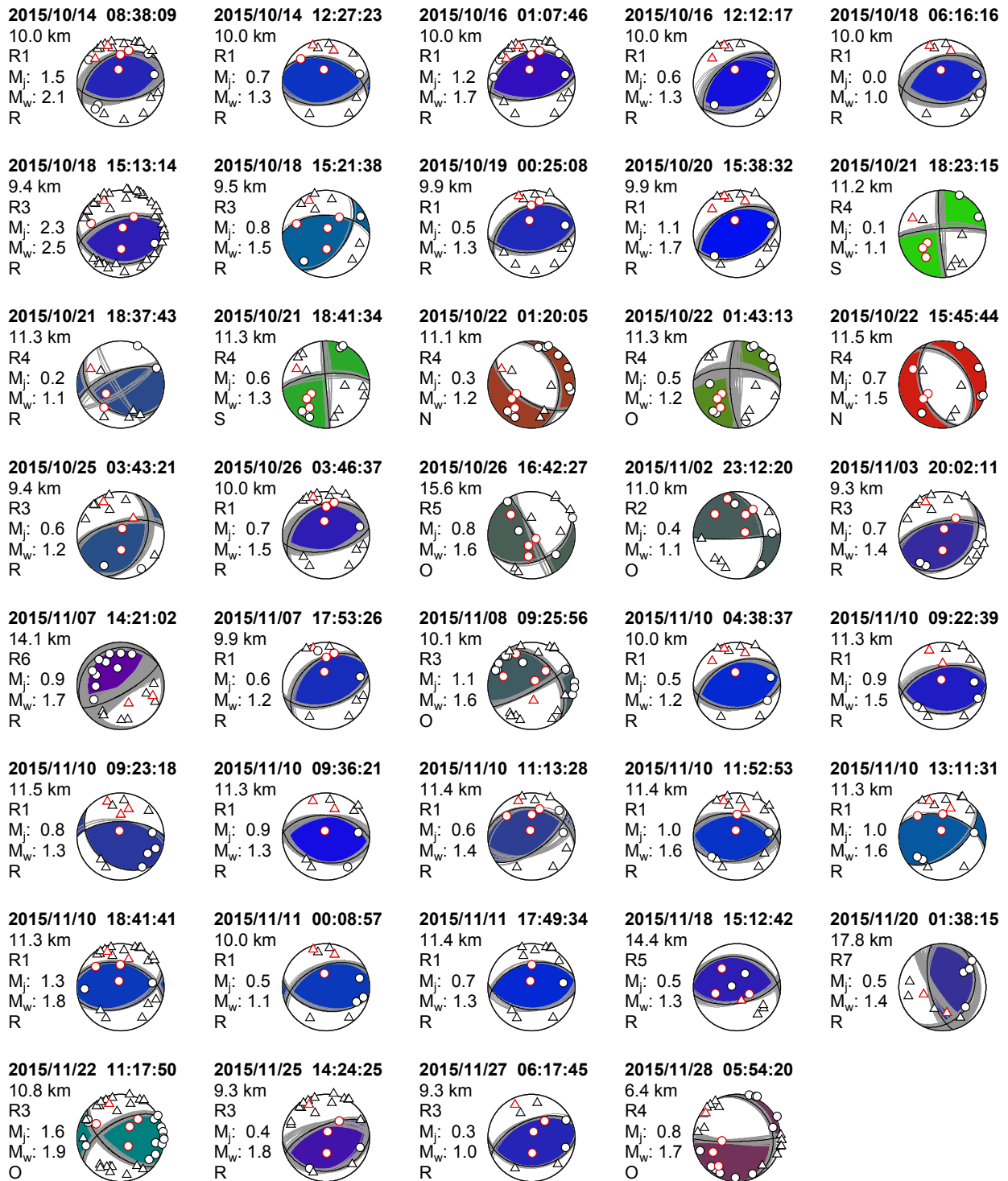
第 A3 図. (続き)
Fig. A3. (continued)



第 A3 図. (続き)
Fig. A3. (continued)



第 A3 図. (続き)
Fig. A3. (continued)



第 A3 図. (続き)
Fig. A3. (continued)