

糸魚川—静岡構造線活断層系中・南部域における微小地震の発震機構解

Focal mechanism solutions of microearthquakes along the central and southern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system

今西和俊¹・長 郁夫²・桑原保人³・平田 直⁴・Yannis Panayotopoulos⁵

Kazutoshi Imanishi¹, Ikuo Cho², Yasuto Kuwahara³, Naoshi Hirata⁴
and Yannis Panayotopoulos⁵

^{1,2,3} 地質情報研究部門 地震発生機構研究グループ (Seismogenic Process Research Group,
Institute of Geology and Geoinformation, k.imanishi@aist.go.jp)

^{4,5} 東京大学地震研究所 (Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Abstract: A dense temporary seismic observation was performed along the central and southern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) active fault system in central Japan. We obtained focal mechanism solutions of 83 ultra-micro to microearthquakes from absolute *P*- and *SH*-wave amplitudes and *P*-wave first motion polarities. The *P*-axis directions are NW-SE to WNW-ESE, which conforms to the tectonic trend in this area. Most of events occurring around the ISTL are thrust faulting type, while strike-slip events are predominant around the Median Tectonic Line. This agrees well with the slip senses along these faults that were estimated by trench excavations, geological and geomorphological surveys.

キーワード: 糸魚川—静岡構造線活断層系, 微小地震, 発震機構解, 臨時地震観測

Keywords: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system, microearthquake, focal mechanism solution, temporary seismic observation

1. はじめに

糸魚川—静岡構造線（以後、糸静線と表記）活断層系は長野県小谷付近から甲府盆地西縁にいたる約150 kmに渡る長大な活断層系で、国内で最も活動度の高い活断層の一つと考えられている（Okumura, 2001）。特にその中部から北部にかけての地域では、今後30年間にM8級の大地震が発生する確率が、日本列島の内陸部において最も高いとされている（地震調査研究推進本部, 2001）。このような背景から、糸静線周辺では地殻構造探査, MT法電磁気探査, 地形・地質・活断層調査などが多くなされており、この活断層系の地下構造や活断層履歴等の基本的な情報が集められつつある（奥村・他, 1998; Ogawa and Honkura, 2004; Sato *et al.*, 2004）。

大地震の発生予測精度を向上させるためには、活断層における応力蓄積過程を明らかにすることが鍵となる。そのためには、地下構造や活断層履歴などの情報に加えて応力場に関する知見も不可欠である。現在のところ、GPSデータの解析に基づくものがほとんどであるが、日常的に発生している微小地震の発震機構解から推定される情報も加味することにより、より高次の応力情報を得ることが可能になる。

2005年度から5ヵ年計画で、文部科学省によるプ

ロジェクト「糸魚川—静岡構造線断層帯における重点的調査観測」が開始された。我々は本プロジェクトの一環として臨時地震観測を行い、糸静線断層帯の全域に渡る断層深部形状、地震波速度不均質構造、微小地震活動、応力場の解明に取り組んでいる。2005年度は諏訪湖以南の領域を対象にした臨時地震観測を実施し、良質なデータを取得してきた。

本稿では、2005年度の臨時地震観測により得られたデータを元に、当該地域の微小地震の発震機構解を推定した結果について報告する。できるだけ多くの微小地震の発震機構解を精度良く推定するために、*P*波初動の押し引き分布に加えて振幅値の情報の利用を試みた。

2. 調査地域の活断層と微小地震活動

糸静線活断層系は変位センスや断層形態から、松本以北の南北走向・東傾斜の逆断層区間（北部）、松本—小淵沢間の北西—南東走向・左横ずれが卓越する区間（中部）、および小淵沢以南の南北走向・西傾斜の逆断層区間（南部）の3つのセグメントに区分されている（第1図）（奥村・他, 1998）。地形・地質学的データに基づく平均変位速度は中部セグメントが特に大きく、3~10 mm/yr（主に左横ずれ成分）

に達する(活断層研究会, 1991). 本研究の調査地域は, 糸静線中部セグメント南部(諏訪湖以南)から南部セグメントに渡る地域に対応している(第2a図).

茅野市から小淵沢町に至る糸静線中部セグメント南部には, 約20 kmの北西-南東走向を持った左横ずれセンスの釜無山断層群が存在する. 平均変位速度は北部では2.5~5.6 mm/yr, 南部では0.1~1.5 mm/yrと推定されている(活断層研究会, 1991).

小淵沢町以南の糸静線南部セグメントは2列もしくは3列以上で並走する断層群として記載されているが, 活断層と認定されているものは主に東側に分布する西傾斜の断層群である(活断層研究会, 1991). 下川・他(1995)は, 北から白州断層, 下田井断層, 市之瀬断層群と定義した. 白州断層は北北西-南南東走向に8 km程度に渡り断続的に分布し, 下田井断層は北北西-南南東に約12 kmの長さで分布している. また, 市之瀬断層群は甲府盆地の西縁をほぼ南北方向に約13 kmの長さで分布している. 断層沿いの平均変位速度は地形・地質・トレンチ調査の結果に基づき, 白州断層が1 mm/yr以上(三浦・他, 2004), 下田井断層が0.3~0.5 mm/yr(遠田・他, 2000), 市ノ瀬断層群が3.5~3.7 mm/yr以上(三浦・他, 2002)と推定されている.

調査地域の西側には北北東-南南西走向を持った中央構造線が走っている. 活断層研究会(1991)によると, 茅野市から北緯35.5度付近までは活断層の疑いのある線状地形と記載されているが, 活断層としては認定されていない. 一方, 北緯35.5度以南では右横ずれの活断層と認定されており, 平均変位速度は0.05 mm/yrと推定されている.

第2b図に気象庁震源カタログによる震央分布を示す. ここでは, 1997年10月1日から2005年12月31日までに発生した深さ30 km以浅の地震をプロットしている. 諏訪湖以南の地震活動は, 主に糸静線の西側に集中していることがわかる. 同図には気象庁により1997年10月1日から2005年12月31日までに決められたP波初動解も示しているが, 本研究の調査地域内で決定された解は10個に満たない. 当該地域の応力場を議論するためには, 極微小地震まで含めた発震機構解の推定が不可欠である.

3. データ

我々は2005年9月から諏訪湖以南の糸静線中・南部域において臨時地震観測を行った(第3図). 本研究の目的である発震機構解の推定に加え, 当該地域の微小地震活動の詳細や地殻不均質構造を解明する目的もあり(Panayotopoulos *et al.*, 2006), 糸静線を横断する2箇所(線状アレイ)も展開した. これらの観測点に固有周波数1 Hz(Lennartz electronic GmbH社製LE-3Dlite)または2 Hz(Mark Products

社製L22E)の3成分地震計を設置し, 地震計の出力はクローバーテック社製DAT-II G(篠原・他, 1997)または白山工業社製LS7000を用いてサンプリング周波数200 Hzで連続収録した. 観測点ごとに観測期間は異なっているが, 9月8日15時より連続波形データの収録を開始した. 一部の観測点では現在もデータを蓄積している. 波形記録の一例を第4図に示す. 気象庁マグニチュード(M_j)が0.4の極微小地震であるが, 臨時地震観測により近距離でS/Nが良好な記録を多数取得できていることがわかる.

本研究では気象庁震源カタログの中から, 表1に示す条件で選び出した120個の地震を解析した. 第5図には, 解析する地震のマグニチュード毎の地震数を示す. 最大マグニチュードは3.2で, ほとんどは1以下の極微小地震である. なお, 以下の解析では周辺の定常観測点(防災科学技術研究所(Hi-net), 気象庁, 東京大学地震研究所, 名古屋大学)の波形データ(サンプリング周波数100 Hz)も併せて利用した.

4. 震源決定

糸静線はフォッサマグナの西縁をなしており, 糸静線の東西で地震波速度構造が大きく異なることが知られている(例えば, Takeda *et al.*, 2004). また, この地域には甲府盆地が存在する等, 明らかに速度構造に地域差がある(武田・他, 2005; Panayotopoulos *et al.*, 2006). 気象庁による震源カタログはこの地域性を考慮していないことから, 系統的な誤差が含まれる可能性がある. 従って, 今回はこの速度構造の地域性を考慮するため, 地域ごとに適切な速度構造を適用し, 震源位置の決定を行った. まず, 標準的な一次元速度構造のもとでHirata and Matsuura(1987)によるプログラムhypomhを用いて震源決定を行い, 観測点毎に走時残差の平均値を決定した. 第6図に使用したP波速度構造とP波走時残差(観測走時-理論走時)の平均値の分布を示す. S波走時残差の平均値も似たような分布を示す. 分布には地域性があり, 糸静線の東部や甲府盆地で大きな正の走時残差を示すことがわかる. この走時残差平均値の分布から, 糸静線東部の観測点とそれ以外の観測点で浅部の速度値が異なる2つのP波速度構造モデルを仮定した(第7a図). 速度構造の値はSakai(2004)が糸静線北部で仮定したものを参考にした. 第7b図に観測点毎にどちらの速度構造モデルを適用したかを示す. 次に, この2つの速度構造モデルを適用し震源決定を行い, この結果から計算される各観測点の走時残差の平均値をそれぞれの観測点の観測点補正值として走時データを補正し, 再度震源決定を行うという操作を3回繰り返して最終の震源とした. 最終的な走時残差のRoot Mean Squareは, P波は0.179秒から0.086秒へ, S波は0.376秒から0.204秒へ減少した. 最終的な震源を気象庁震源カタログ

と比較して、第8図に示す。震源は最大で5 kmほど浅くなる地震も存在する。震源の数が多くないこともあるが、微小地震の分布と活断層の深部形状との関係は明らかではない。

5. 微小地震の発震機構解

5.1 解析方法

発震機構解は通常、 P 波初動の押し引きデータから決定される。しかし、地震が小さくなるにつれて P 波初動の押し引きデータも少なくなり、一意に解を決定することが難しくなる。モーメントテンソルインバージョン法も発震機構解の推定に広く使われているが（例えば、福山・他, 1998）、短波長不均質の影響を受ける小地震への適用は困難であり、その適用はおよそM3以上の地震に限られている。このような問題を克服する方法の一つとして、 P 波と S 波の振幅比を用いる方法（例えば、Kisslinger, 1980; Julian and Foulger, 1996; Hardebeck and Shearer, 2003）や絶対振幅値を用いる方法（例えば、Slunga, 1981; Nakamura *et al.*, 1999; Igarashi *et al.*, 2001）が提案されている。

本研究では、 P 波初動の押し引きデータに加えて P 波と SH 波の振幅値も同時に使うことにより発震機構解を推定した。ここで扱う手法はImanishi *et al.* (2006a, b)でも使用され、その有効性が示されている。解析には P 波初動の押し引きデータが10個以上ある地震を使用した。本研究の解析期間では83イベント存在する。解析手順の概略を以下にまとめて示す。

1) 地震計の特性を補正し、 P 波と SH 波の変位スペクトルを計算する。 P 波については上下動成分を、 SH 波についてはtransverse成分を使う。

2) グリッドサーチにより、低周波側のスペクトルレベル、コーナー周波数、 Q 値を推定する（例えば、Prejean and Ellsworth, 2001）。この時、震源スペクトルを表現するモデルとしてBoatwright (1978)の ω^2 モデルを仮定する。グリッドサーチの範囲および刻み幅は、以下の通りである。

・低周波側のスペクトルレベル：

5~15 Hz の間の変位スペクトルの平均値を計算し、その平均値の1/10~10倍の範囲をグリッドサーチの範囲とする。刻み幅はその範囲を対数軸上で40分割したものとする。

・コーナー周波数：

Sato and Hirasawa (1973) および Eshelby (1957) より、コーナー周波数 f_c は以下の式で表される。

$$f_c = 0.21CV / (M_o / \Delta\tau)^{1/3} \quad (1)$$

ここで、 V は地震波速度を表し、 P 波および S 波速度として5.8 km/s および3.3 km/s を仮定する。 C

は破壊伝播速度と S 波速度の比に依存した係数であるが、本研究ではその比が0.9である場合の係数（ P 波で1.5, S 波で1.9）を採用する。 M_o および $\Delta\tau$ はそれぞれ、地震モーメントおよび応力降下量を表す。ここでは地震モーメントをHanks and Kanamori (1979)の式に気象庁マグニチュードを代入して計算する。微小地震や極微小地震の応力降下量は、ばらつきはあるものの0.1 MPa から10 MPaの範囲に推定されている（例えば、Abercrombie, 1995）。そこで、コーナー周波数のグリッドサーチの範囲はこのばらつきを考慮して決めることにする。つまり、グリッドサーチの下限値および上限値は、 $\Delta\tau=0.1$ MPa および10 MPaを(1)式に代入した時に得られるコーナー周波数とする。また、刻み幅はその範囲を20分割したものとする。

・ Q 値：

グリッドサーチの範囲は50~500とし、刻み幅はその範囲を20分割したものとする。

以後、推定される低周波側のスペクトルレベルを観測振幅値(d)として使用する。

3) 走向(ϕ_s)、傾斜角(δ)、すべり角(λ)を 5° 刻みで変化させて、単位地震モーメント当たりの理論振幅値 $g(\phi_s, \delta, \lambda)$ を計算する。計算には、Aki and Richards (1980)の(4.88)および(4.90)を使用し、必要に応じて入射角や自由表面の影響を補正する。射出角や入射角の計算には、震源決定と同じ速度構造(第7図)を使用する。また、地震モーメント M_o (ϕ_s, δ, λ)を、 $|d/g(\phi_s, \delta, \lambda)|$ の対数平均から計算する。

4) 走向(ϕ_s)、傾斜角(δ)、すべり角(λ)のグリッドサーチ(全て 5° 刻み)により、以下の S が最小に

$$S = \sum_{j \in P1} W_j^{P1} \{d_j^P - M_o(\phi_s, \delta, \lambda) \cdot g_j^P(\phi_s, \delta, \lambda)\}^2 + \sum_{j \in P2} W_j^{P2} \{d_j^P - |M_o(\phi_s, \delta, \lambda) \cdot g_j^P(\phi_s, \delta, \lambda)|\}^2 + C^2 \sum_{j \in P3} K_j + \sum_{j \in S1} W_j^{S1} \{d_j^S - |M_o(\phi_s, \delta, \lambda) \cdot g_j^S(\phi_s, \delta, \lambda)|\}^2 \quad (2)$$

なる解を推定する。

ここで、 $P1$ は P 波初動の極性と P 波振幅値の両方が使える観測データの集合、 $P2$ は P 波振幅値の絶対値のみが使える観測データの集合、 $S1$ は SH 波振幅値の絶対値のみが使える観測データの集合をそれぞれ表す。また、 $P3$ は波形が振り切れている場合など、振幅データは使えないが P 波初動の極性は使える観測データの集合で、 K_j は観測値と理論値の極性が一致する観測点では0、一致しない観測点では1となる関数である。この際、 C は全データの振幅値の対数平均値とする。 W は重みで、 W^{P1} に2倍の重みをかける。

5) S が最小になる時の地震モーメント M_o (ϕ_s, δ, λ)を(1)式の M_o に代入し、手順2のグリッドサーチを再度実施し、観測振幅値 d を決めなおす。引き続き、

手順3~4を行う。

6) 以上の手順を全ての地震について行う。そして、推定した発震機構解から計算される理論振幅値と観測振幅値の比を計算し、これを観測点毎に対数平均する。これを観測点振幅補正值と呼ぶことにする。

7) 観測振幅値を観測点振幅補正值で補正し、手順3~4を再び行い、個々の発震機構解を再決定する。

手順6で推定された観測点振幅補正值（観測振幅値 / 理論振幅値）の空間分布を第9図に示す。孔井内に設置されているHi-net観測点（防災科学技術研究所）では観測点振幅補正值のばらつきは小さく、ほとんどが0.5~2倍の範囲である。一方、それ以外の地表に設置されている観測点ではばらつきが大きく、大きいものでは5倍を超え、小さいものでは0.2倍を下回っている。このことは、地下浅部の表層地盤による地震波の増幅や減衰が無視できないものであることを示唆している。

発震機構解の解析例として、10月29日1時31分に発生した $M_j 0.1$ の地震について説明する。これは、本研究で解析した中で一番マグニチュードの小さい地震である。第10a図には押し引きデータから推定され得る解のうちの代表的な3例を、等積投影の下半球投影図で示す。 P 波初動極性の全てを満足する解の中には正断層タイプと横ずれ断層タイプの両方が存在する。また、極性の不一致を1個まで認めると逆断層タイプの解も推定されることになり、一意に解を決定することができない。一方、前節で説明した振幅値を用いた決定法を使うと、逆断層や正断層タイプの解では残差が大きくなり、横ずれ断層タイプの解が最適解として推定される（第10b図）。この例のように、臨時観測点のデータを加えても P 波初動のみでは一意に解を決定することができない傾向は、マグニチュードが1以下の極微小地震になると顕著になる。本研究で解析する地震のほとんどはマグニチュード1以下であることから（第5図）、振幅値を用いた解析方法が不可欠である。

5.2 結果

全ての推定結果と P 波初動極性との比較を第11図に示す。決定された解は概ね初動極性を満足している。解析対象としている地域では逆断層タイプの地震と横ずれ断層タイプの地震が混在して発生していることがわかる。

空間分布の特徴を見るために、推定された発震機構解を震源の深さ3kmごとに分けて、第12図に示す。また、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色分けを行った。第12図を見ると、横ずれタイプや逆断層タイプの地震は空間的にラン

ダムに発生しているのではなく、地域性があることが伺える。つまり、研究対象地域の東側では逆断層タイプの地震が、西側では横ずれタイプの地震が卓越して発生している。

第13図に P 軸の方位分布を示す。前述のように発震機構解には逆断層タイプと横ずれタイプが混在しているが、 P 軸の方位は比較的ばらつきが少なく、北西-南東から西北西-東南東に分布している。この方位は広域応力場（塚原・小林, 1991）とも概ね一致している。

本研究では2ヶ月弱の期間で83個の発震機構解が推定できた。同じ期間内で気象庁により決定された P 波初動解は $M 3.2$ の地震1個(No.5)のみである。今年度の観測・解析手法により、従来の数10倍の数の発震機構解が決定できたことになる。

6. 議論

本研究で推定された微小地震の発震機構解を周辺の活断層の運動センスと比較してみる。前述のとおり、中央構造線は北緯35.5度以南では右横ずれの活断層と認定されている。第12図をみると、中央構造線周辺で発生している微小地震の発震機構解は横ずれ型がほとんどであり、北緯35.5度以南の運動センスと調和的である。糸静線南部セグメントは西傾斜の断層群（白州断層、下円井断層、市之瀬断層群）で構成されているが、周辺で発生している微小地震の発震機構解は逆断層型がほとんどであり、この領域の断層群の運動センスとやはり一致している。一方、糸静線中部セグメント南部（釜無山断層群）では発震機構解が推定されておらず、直接的な比較はできない。ただし、第12図をみると、中央構造線と釜無山断層群に挟まれた領域、および、釜無山断層群の東側での地震(No. 67)は横ずれ型を示すことから、基本的には横ずれの応力場であり、釜無山断層群の運動センスに調和的であることが予想される。このように、現在の微小地震活動は、第四紀以降の地質学的時間スケールで見られる運動を反映したものであると考えられる。

活断層周辺の主応力軸方位の空間分布は活断層の現状を把握し将来の活動予測をする上でも非常に重要である（例えば、桑原, 2004）。第13図の P 軸方位分布を詳しくみてみると、 P 軸の卓越する方向は北西-南東と西北西-東南東の2方向あり、その方向は地域的に変化しているようにみえる。しかし、まだデータ数が充分ではないため、これが断層の応力状態を反映したものであるのかについてはこれ以上の議論はできない。今後はデータ数を増やして応力テンソルインバージョン(Michael, 1984)を実施し、深さ変化を含めた最大主圧縮軸方向の空間分布を求め、断層の応力状態との関係を調査していく予定である。

7. まとめ

2005年9月より諏訪湖以南の糸静線活断層系中・南部域において臨時地震観測を行った。P波初動の押し引きデータにP波およびSH波の振幅値の情報も加味することにより、2ヶ月弱の間に発生した120個の地震のうち83個 ($0.1 \leq M_j \leq 3.2$) について発震機構解を推定することができた。推定された発震機構解の空間分布には地域性があり、糸静線南部セグメント周辺では逆断層タイプの地震が主であるのに対して、中央構造線周辺では横ずれタイプの地震がほとんどである。これは、地形・地質・トレンチ調査等から推定されている糸静線南部セグメントと中央構造線の運動センスとも調和的である。また、推定された発震機構解のP軸方位は比較的ばらつきが少なく、広域応力場と良い一致を示す北西－南東から西北西－東南東に分布している。

本研究の解析期間と同じ期間内で気象庁により決定されたP波初動解は、 M_j 3.2の地震1個のみである。このことから、今年度の観測・解析手法により、従来の数10倍程度の数の発震機構解を決定できることが分かった。今後、さらに、観測領域を広げること、解析データを増やすことで、広域により確実な応力場が解明できると期待できる。

謝辞 本研究では、気象庁が文部科学省と協力して求めた震源カタログを使用させて頂きました。また、解析には独立行政法人防災科学技術研究所 (Hi-net)、気象庁、東京大学地震研究所および名古屋大学の波形データを使用し、検測作業にはWINシステム (ト部・東田, 1992) を利用いたしました。2つの速度構造を用いた震源決定には、九州大学の植平賢司博士がhypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) を改良したものを使用させて頂きました。発震機構解の決定には、東京大学の井出哲博士が作成したプログラムを参考にさせて頂きました。データ処理については、産総研の松下レイケン氏の補助を受けました。産総研の堀川晴央博士には有益なご意見、ご指摘をいただきました。また、東京大学地震研究所の酒井慎一博士と防災科学技術研究所の武田哲也博士との議論は本論文をまとめる上で非常に有益でした。図は、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) で作成されました。ここに記して感謝いたします。

なお、本研究は文部科学省によるプロジェクト「糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的調査観測」の一環として実施しました。また、一部は文部科学省科学研究費 (若手研究B) 「詳細な小地震解析による地殻内応力場の推定」 (課題番号: 17740294) の補助を受けました。

文 献

Abercrombie, R. E. (1995) Earthquake source scaling

relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth, *J. Geophys. Res.*, 100, 24,015-24,036.

Aki, K. and Richards, P. G. (1980) *Quantitative seismology*, W. H. Freeman and company, 932pp.

Boatwright, J. (1978) Detailed spectral analysis of two small New York State earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1117-1131.

Eshelby, J. D. (1957) The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. R. Soc. London*, 241, 376-396.

福山英一・石田瑞穂・Dreger, D. 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*, 2, 51, 149-156.

Flohlich, C. (1992) Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 75, 193-198.

Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979) A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.

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.

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.

Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N. and Hasegawa, A. (2001) Spatial distribution of focal mechanisms for interpolate and intraplate earthquakes associated with the subducting pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *J. Geophys. Res.*, 106, 2177-2191.

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, Y. 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 observation, *Earth Planets Space*, 58, 831-841.

地震調査研究推進本部 (2001) 長期的な地震発生確率の評価手法について, 46pp.

Julian, B. R. and Foulger, Y. (1996) Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 972-980.

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, 437pp.

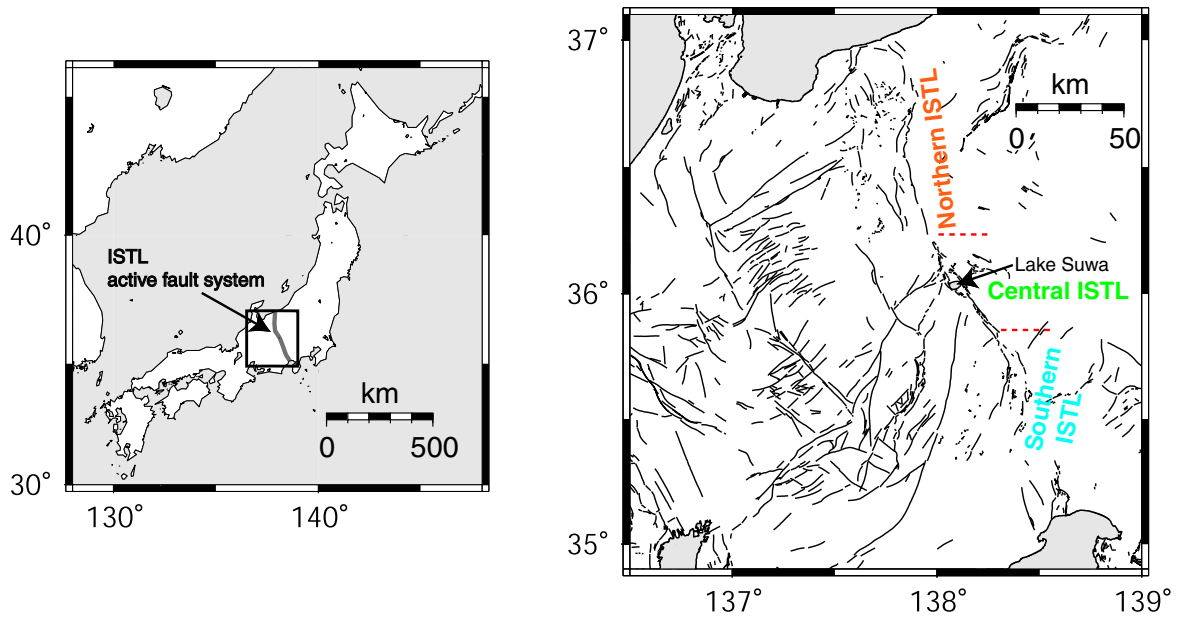
桑原保人 (2004) 内陸活断層応力場の新しい評価手法の確立に向けて, *地質ニュース*, 597, 10-16.

- Kisslinger, C. (1980) Evaluation of S to P amplitude ratios for determining focal mechanisms from regional network observations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 999-1014.
- Michael, A. J. (1984) Determination of stress from slip data: faults and folds, *J. Geophys. Res.*, 89, 11,517-11,526.
- 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・二階堂学・橘徹・高瀬信一 (2002) 糸魚川-静岡構造線活断層系市之瀬断層群の最近の断層活動-中野地区トレンチ調査-, *地震* 2, 55, 33-45.
- 三浦大助・幡谷竜太・宮腰勝義・井上大栄・小俣雅志・佐々木俊法・川崎泰照・佐藤賢・宮脇明子・田中竹延・宮脇理一郎 (2004) 糸魚川-静岡構造線活断層系南部, 白州断層の活動履歴の再検討-横手地点トレンチ調査-, *地質学雑誌*, 110, 5, 255-270.
- Nakamura, A., Horiuchi, S. and Hasegawa, A. (1999) Joint focal mechanism determination with source-region station corrections using short-period body-wave amplitude data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 373-383.
- Ogawa, Y. and Honkura, Y. Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, *Earth Planets Space*, 56, 1285-1291.
- Okumura K. (2001) Paleoseismology of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line in central Japan, *J. Seismol.*, 5, 411-431.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・荻谷愛彦・斉藤英二 (1998) 糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動-神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査-, *地震* 2, 50, 35-51.
- Panayotopoulos, Y., Hirata, N., Imanishi, K., Cho, I., Kuwahara, Y. and Kato, A. (2006) Seismicity along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Abstracts of Japan earth and planetary science joint meeting*.
- Prejean, S. G. and Ellsworth, W. L. (2001) Observations of earthquake source parameters at 2 km depth in the Long Valley Caldera, Eastern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 165-177.
- Sakai, S. (2004) Seismicity of the northern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Earth Planets Space*, 56, 1279-1283.
- Sato, H., Iwasaki, T., Kawasaki, S., Ikeda, Y., Matsuta, N., Takeda, T., Hirata, N. and Kawanaka, T. (2004) Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system, Central Japan, *Tectonophysics*, 388, 47-58.
- Sato, T. and Hirasawa, T. (1973) Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, 21, 415-431.
- 篠原雅尚・平田 直・松本滋夫 (1997) GPS 時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダー, *地震* 2, 50, 119-124.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄 (1995) 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ, *構造図*, 11, 地質調査所.
- Slunga, R. (1981) Earthquake source mechanism determination by use of body-wave amplitudes- An application to Swedish earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 25-35.
- 武田哲也・小原一成・笠原啓司・岩崎貴哉 (2005) 自然地震および人工地震データから推定された糸魚川-静岡構造線地殻構造, *日本地震学会講演予稿集 2005 年度秋季大会*, P078.
- Takeda, T., Sato, H., Iwasaki, T., Matsuda, N., Sakai, S., Iidaka, T. and Kato, A. (2004) Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, *Earth Planets Space*, 56, 1293-1299.
- 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄 (2000) 糸魚川-静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動-白州断層・下田断層・市之瀬断層群トレンチ調査-, *地震* 2, 52, 445-468.
- 塚原弘昭・小林洋二 (1991) 中・西部日本の地殻応力, *地震* 2, 44, 221-231.
- ト部 卓・束田進也 (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), *地震学会予稿集*, No. 1, C22, P18.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.

(受付: 2006 年 8 月 30 日, 受理: 2006 年 10 月 2 日)

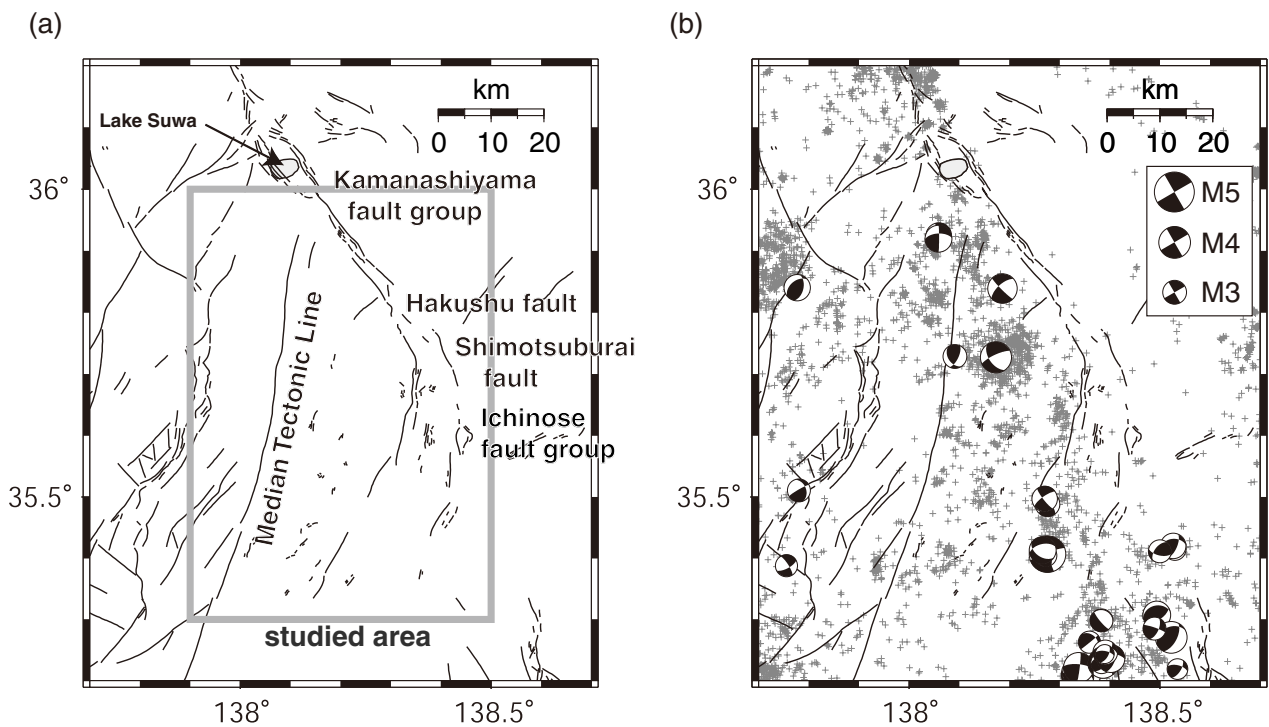
第 1 表. 解析イベントの選択基準.
Table 1. Event selection criteria.

Period	Latitude	Longitude	Depth	Mj
September 10 to November 30, 2005	35.3° ~ 36.0°	137.9° ~ 138.5°	Shallower than 30 km	Larger than 0



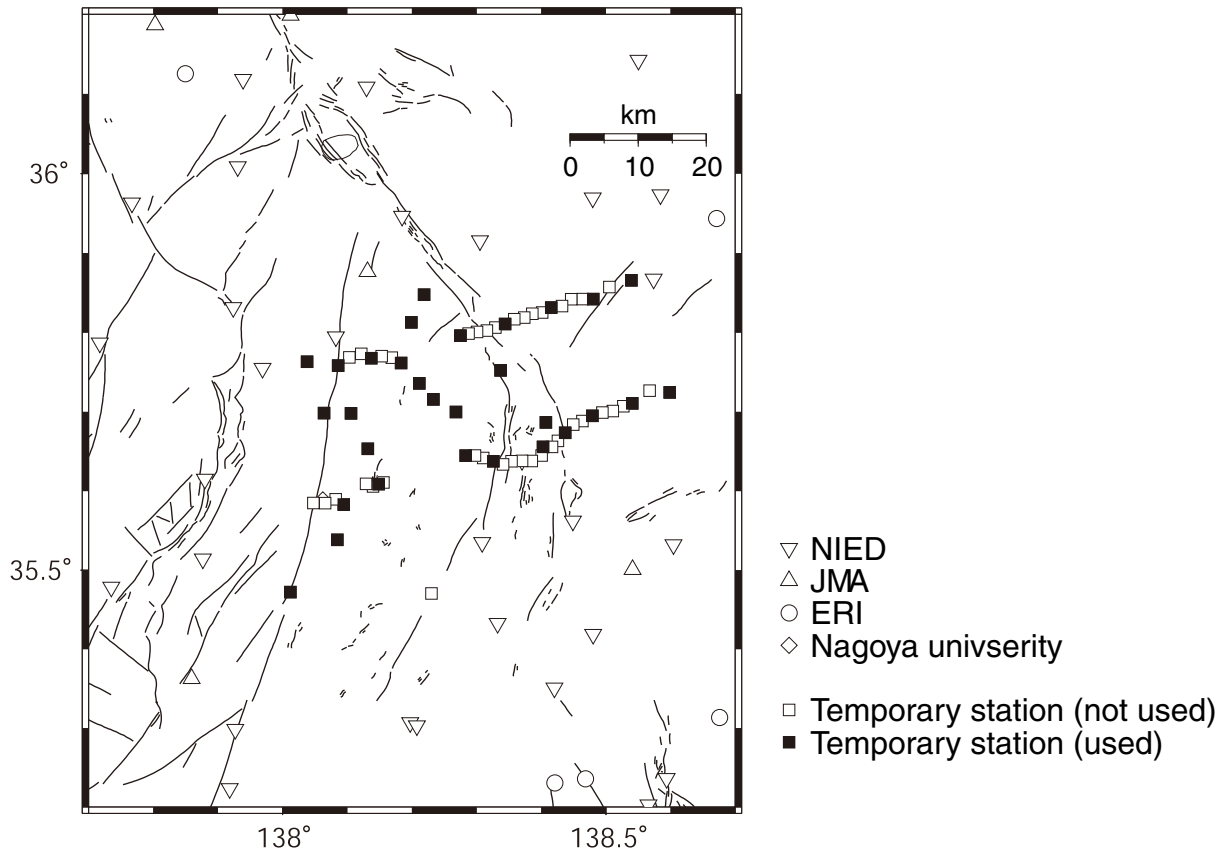
第1図. 糸魚川-静岡構造線 (ISTL) 活断層系の位置図. 糸魚川-静岡構造線活断層系は変位センスや断層形態から3つのセグメントに区別されている.

Fig. 1. Location map of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) active fault system, which is divided into three segments based on their sense of slip and fault geometry.



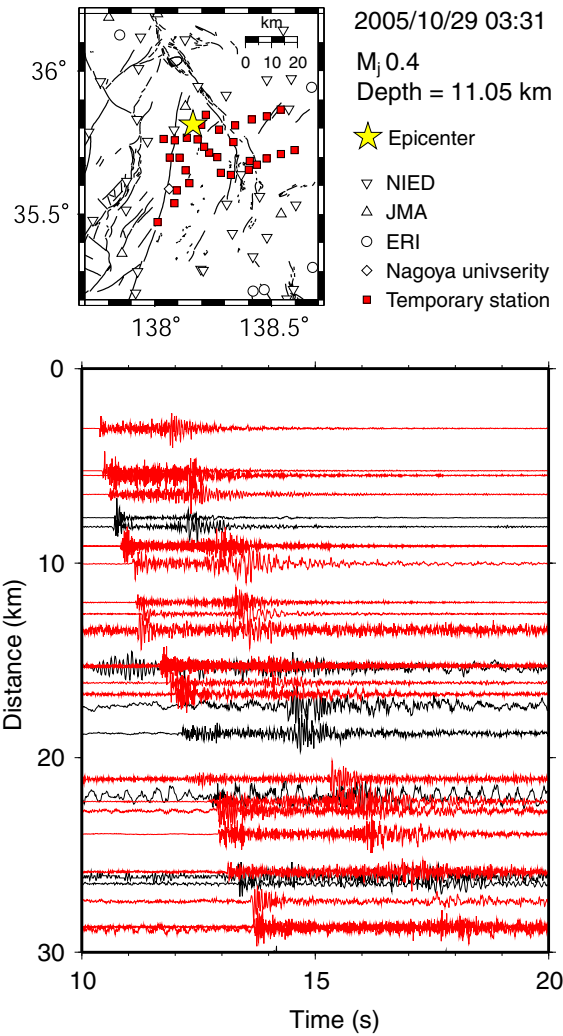
第2図. (a) 本研究の調査対象地域 (矩形) と周辺の活断層 (活断層研究会, 1991). (b) 1997年10月1日~2005年12月31日までに発生した深さ30 km以浅の気象庁震源カタログによる震央をプラスで示す. また, 同じ期間内で気象庁により決められたP波初動解も同図に示す.

Fig. 2. (a) The present study area is denoted by a gray rectangle. Solid lines represent active faults (Research Group for Active Faults in Japan, 1991). (b) Epicenter distribution from Japan Meteorological Agency (JMA) catalogue for the period from October 1, 1997 to December 31, 2005 with depth shallower than 30 km (crosses). Focal mechanism solutions determined by JMA during the same period are also plotted (lower hemisphere of equal-area projection).



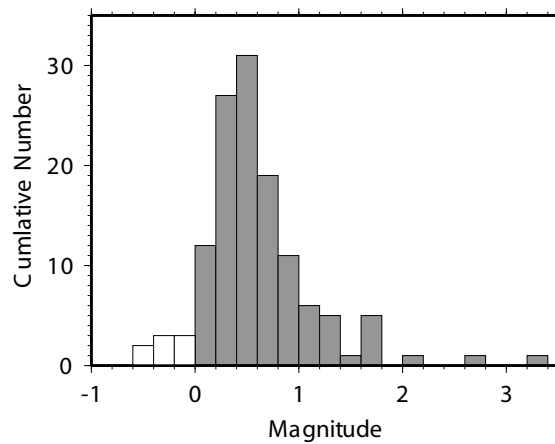
第3図. 解析に用いた観測点分布. 四角は臨時観測点を示す. 臨時観測点のうち, 白い四角で示される観測点は解析に使用しなかった. 防災科学技術研究所(逆三角), 気象庁(三角), 地震研究所(丸), 名古屋大学(ダイヤモンド)の定常観測点も示す.

Fig. 3. Station distribution used for the relocation and the focal mechanism determinations. Temporary stations are represented by squares. Permanent stations operated National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), JMA, Earthquake Research Institute (ERI) and Nagoya University are also shown by inverse triangles, triangles, circles and diamonds, respectively.



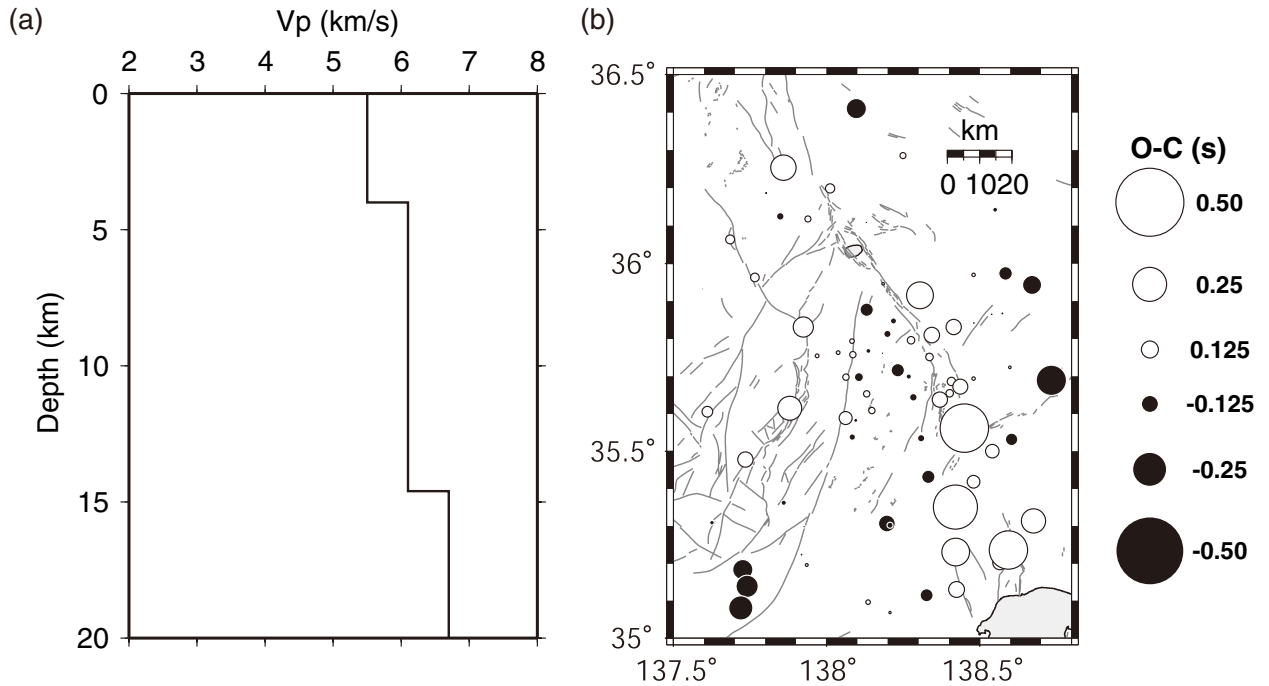
第4図. 観測波形の1例. 上下動成分を示す. 赤線は臨時観測点の波形を, 黒線は定常観測点の波形を示す.

Fig. 4. An example of seismograms (vertical component) recorded by temporal stations (red lines) and surrounding permanent stations (black lines).



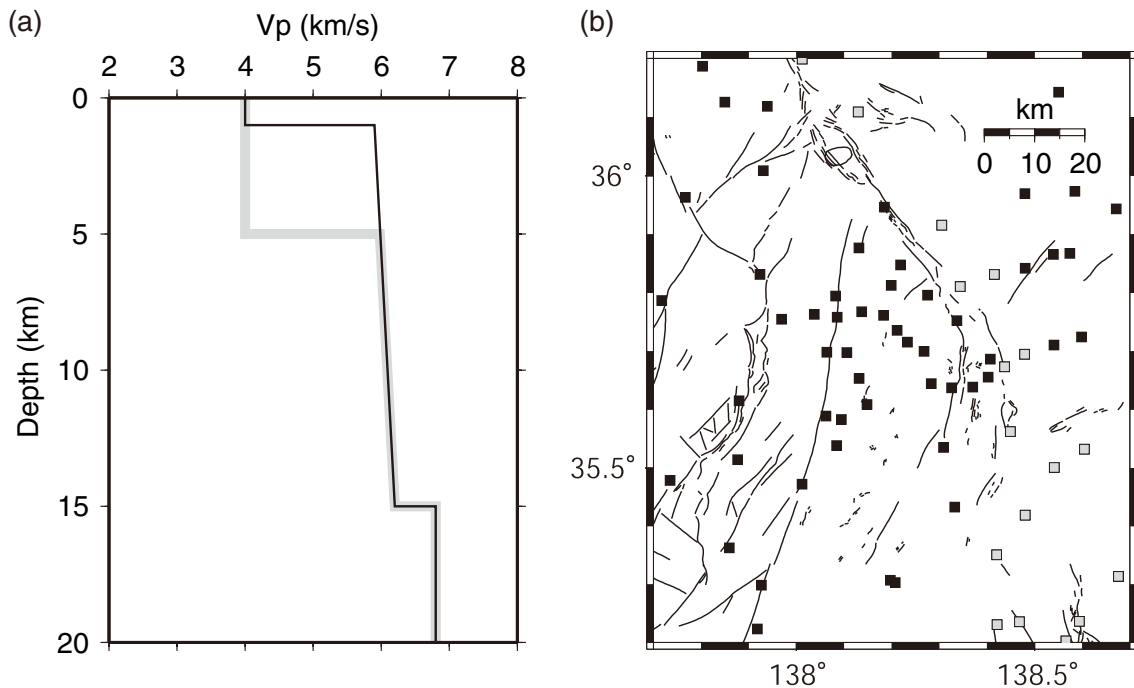
第5図. 解析に用いた地震のマグニチュード頻度分布. ほとんどがM1以下の極微小地震である. なお, M0以下の地震は解析対象から外した.

Fig. 5. Magnitude versus cumulative number of analyzed earthquakes. Events smaller than magnitude 0 are not used in this study.



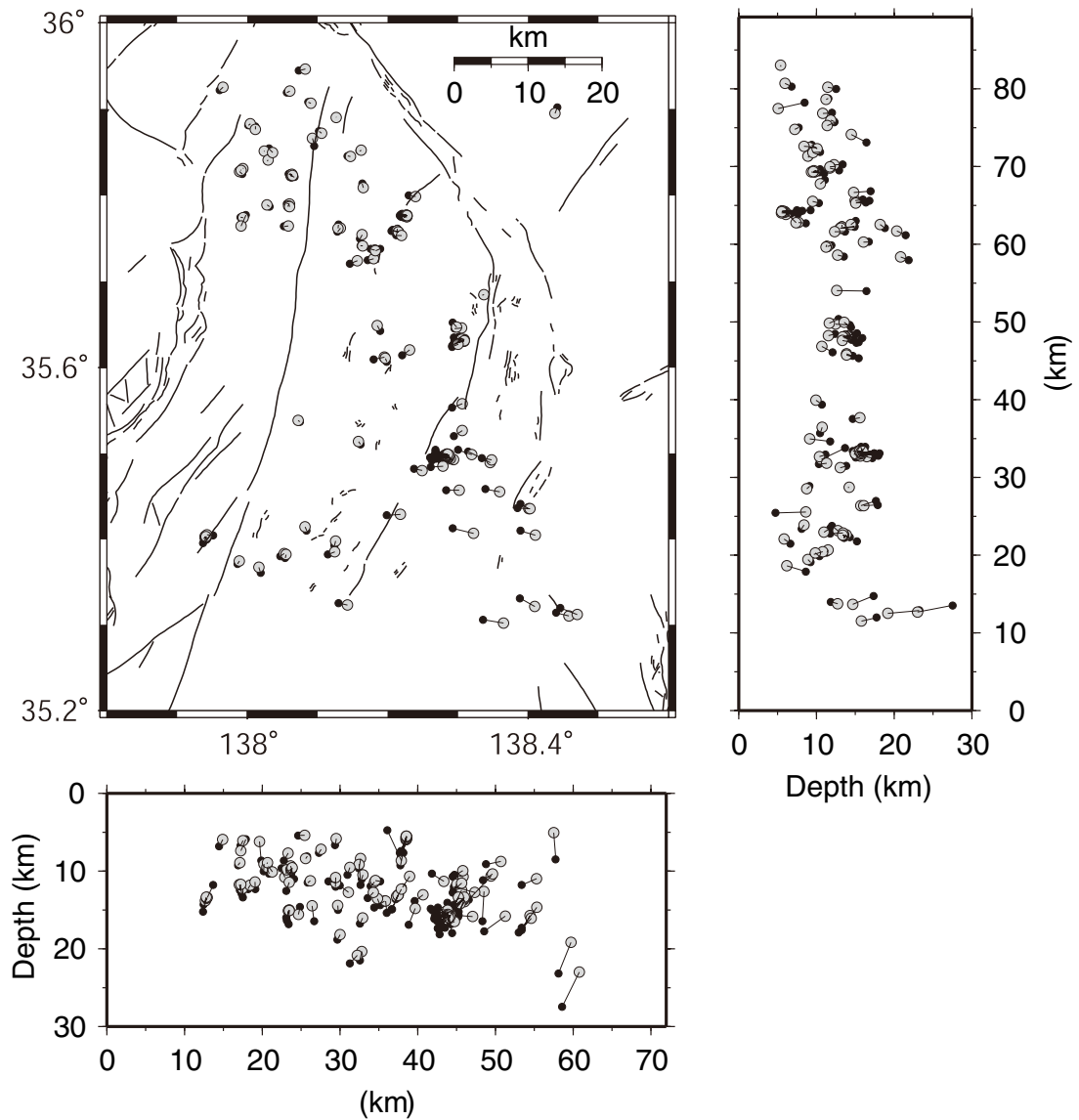
第6図. (a) 標準的な一次元 P 波速度構造モデル. S 波速度構造は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した. (b) 各観測点における P 波走時残差 (観測走時-理論走時) の平均値.

Fig. 6. (a) A standard P -wave velocity structure model. The S -wave model is assumed by scaling the P -wave velocities by a factor $1/\sqrt{3}$. (b) Average travel time residuals at each station on map view.



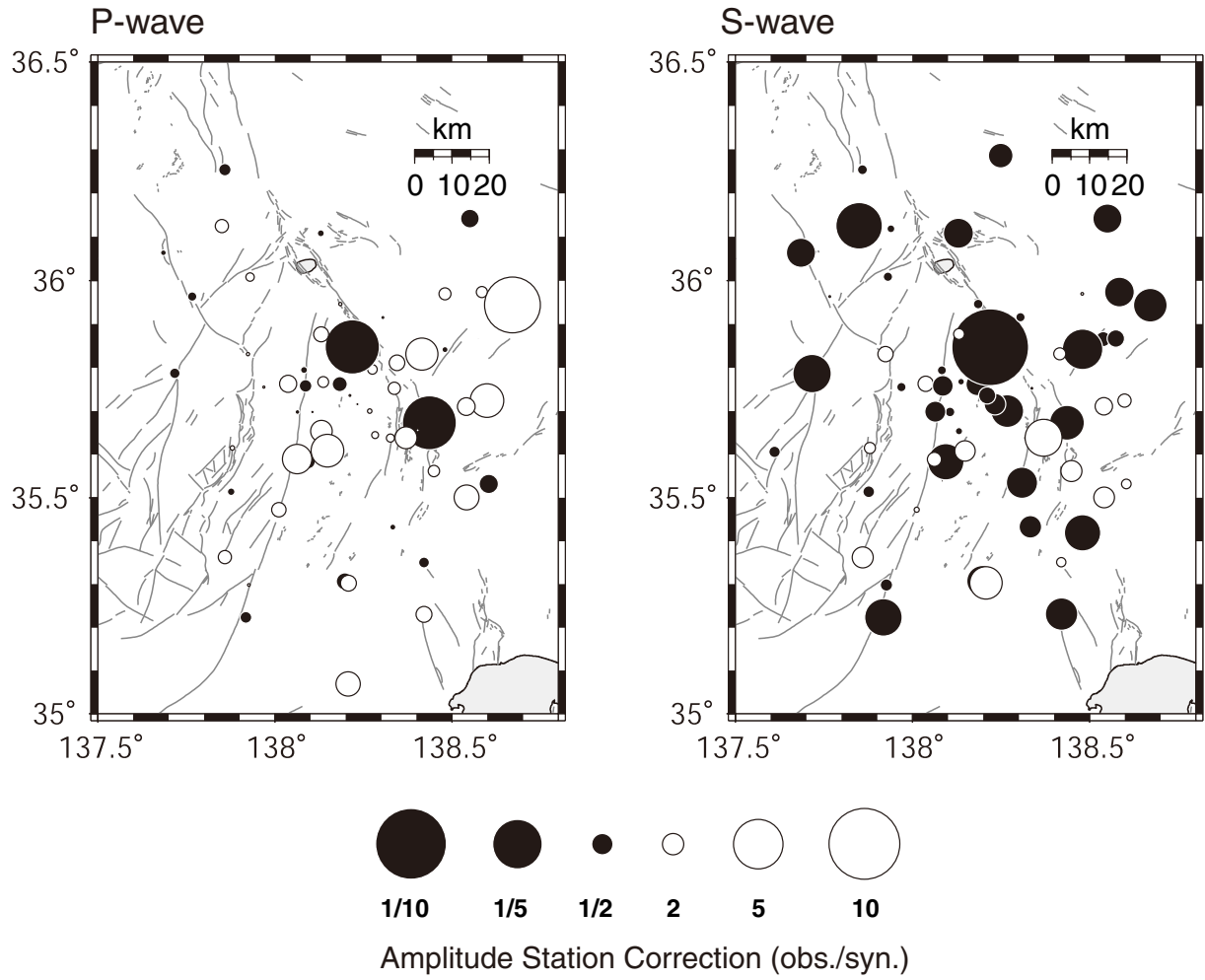
第7図. (a) 震源決定に用いた2つの P 波速度構造モデル. S 波速度構造は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した. 黒および灰色の線で示される速度構造モデルはそれぞれ, (b) の黒および灰色の四角で示される観測点での走時計算に使用した.

Fig. 7. (a) P -wave velocity structure models used in hypocenter determination. The S -wave models are assumed by scaling the P -wave velocities by a factor $1/\sqrt{3}$. In the calculation of travel time, the velocity model shown by a black (gray) line in (a) is used for stations with black (gray) filled squares in (b).

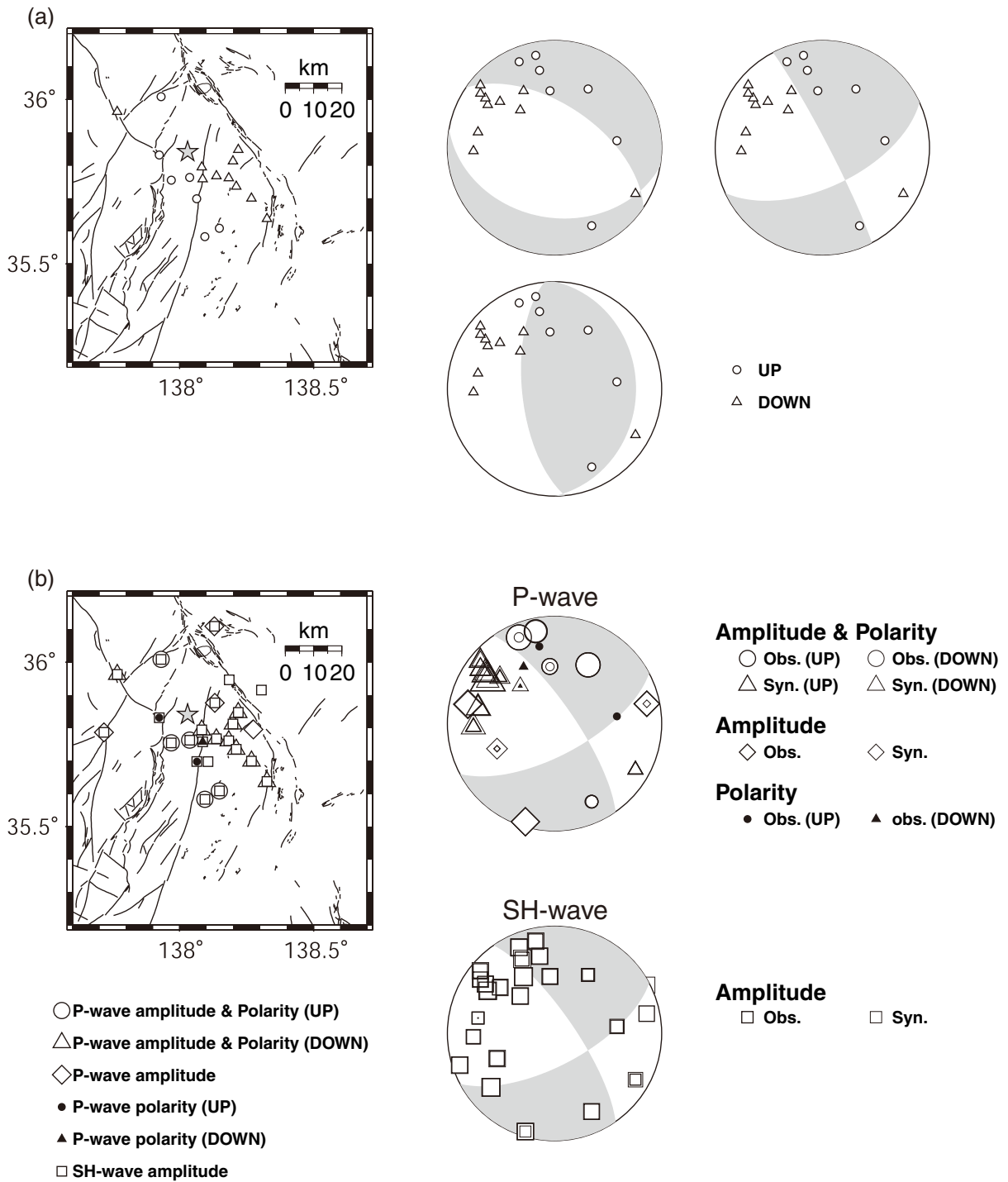


第8図. 本研究により決定された震源(灰色の丸)と気象庁震源カタログ(黒丸)の比較.
下図と右図は、東西断面図と南北断面図である.

Fig. 8. Comparison of hypocenter distributions obtained taking into consideration the heterogeneity of the velocity structure in the present study (gray filled circles) with those of JMA catalogue (black filled circles). The bottom and right area show the E-W and N-S cross-section, respectively.

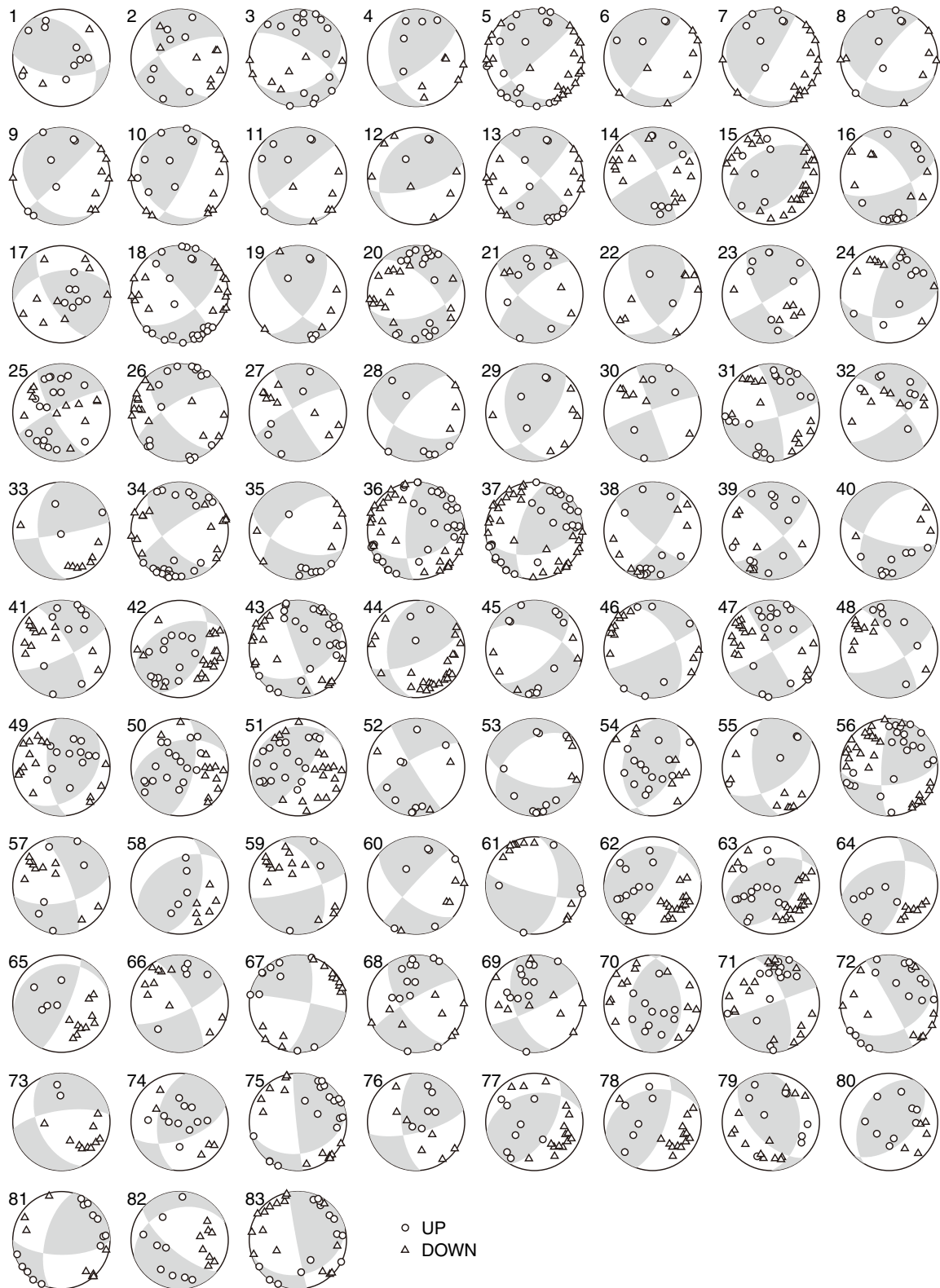


第9図. 観測点振幅補正值の分布.
Fig. 9. Amplitude station corrections on map view.



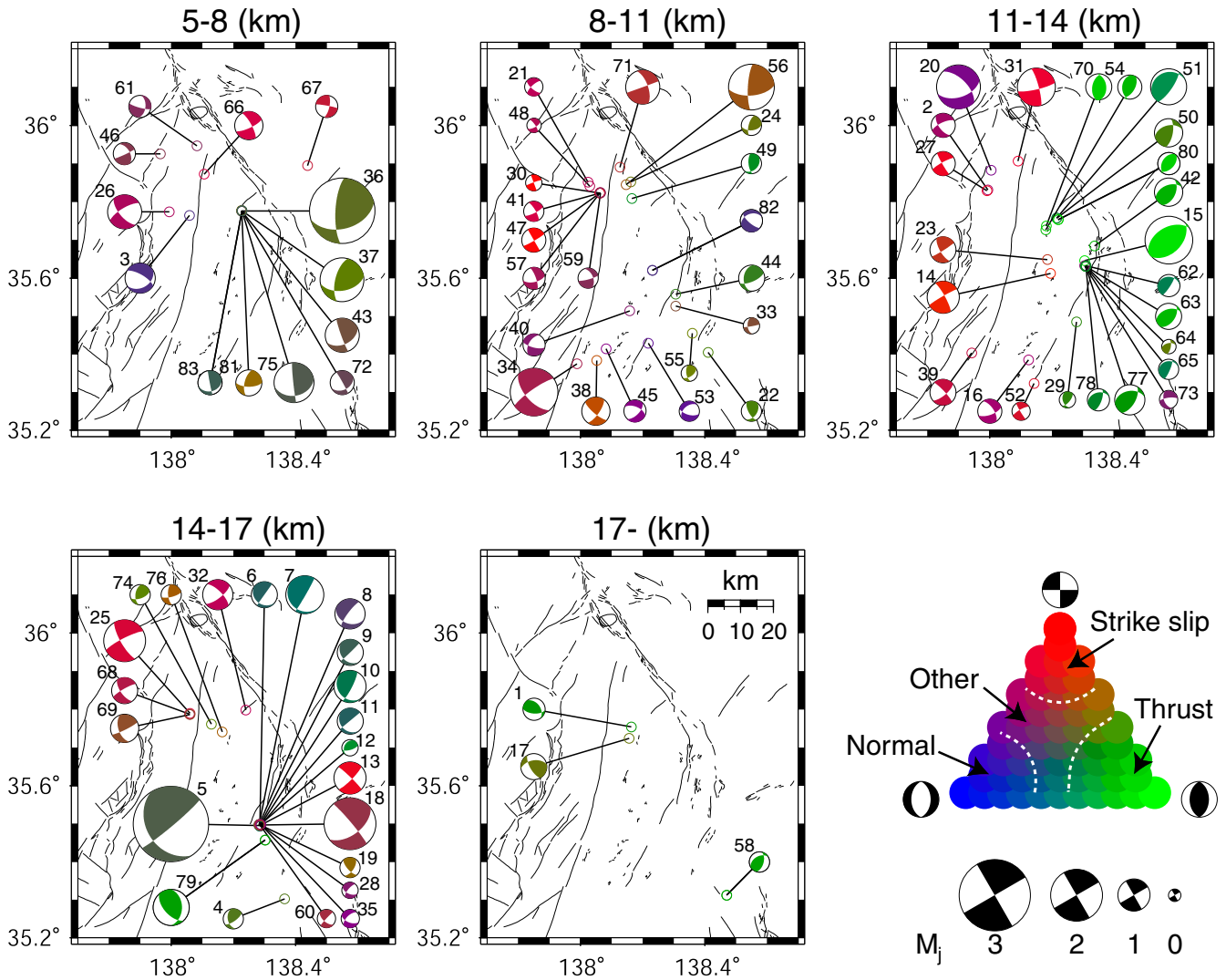
第10図. 発震機構解の推定例(2005年10月29日1時31分に発生した $M_j 0.1$ の地震). 発震機構解は等積投影の下半球投影で表示。 P 波初動の押しは丸、引きは三角で示す。(a) P 波初動の押し引き分布のみを用いた場合、解を一意に決定することができない。(b) 振幅値の情報も加味して決定した場合、横ずれ断層タイプの解が最適解として推定される。シンボルの大きさは P 波および SH 波の対数振幅値に比例している。

Fig. 10. An example of focal mechanism determination for an earthquake ($M_j 0.1$) that occurred at 1^h13^m JST on October 29, 2005. The lower hemisphere is shown using equal-area projection. Circles and triangles denote compressional and dilatational first motions, respectively. (a) A unique focal mechanism solution cannot be determined from P -wave polarity data alone. (b) It is possible to determine a unique solution (strike-slip type) by using absolute P and SH amplitudes and P -wave polarity. Sizes of each symbol are proportional to logarithmic amplitudes of P and SH waves, respectively.



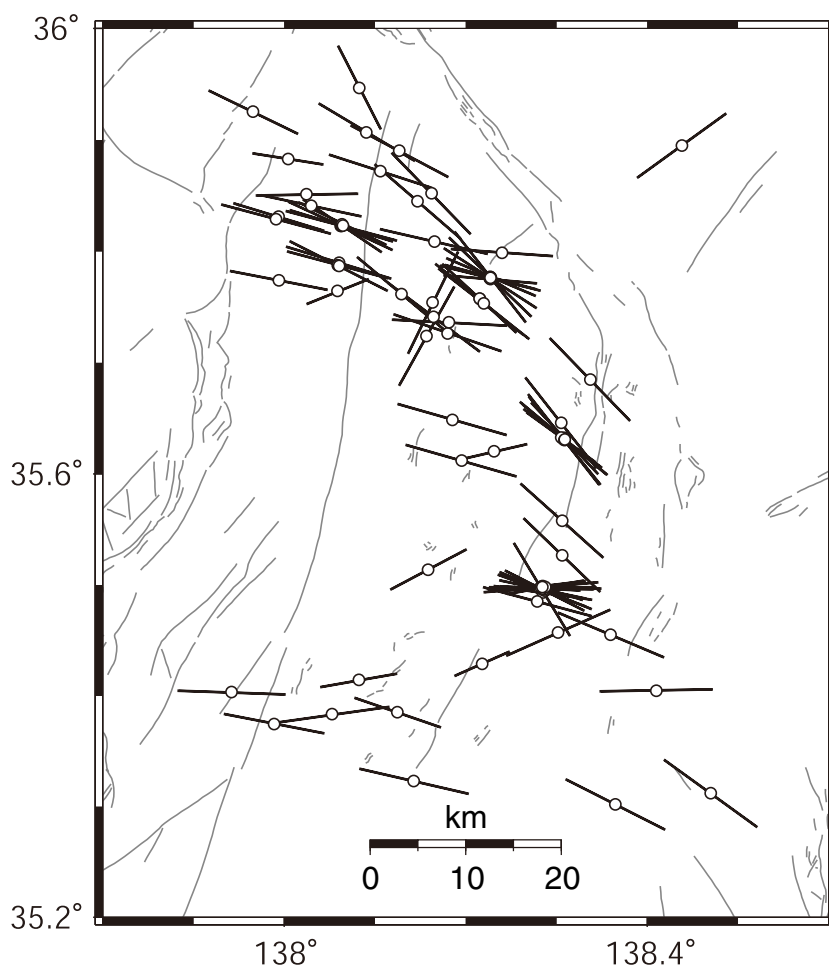
第 11 図. 全ての解析結果 (等積投影の下半球投影). *P* 波初動の押しを丸で, 引きを三角で示す.

Fig. 11. Focal mechanism solutions of all events determined in this study (lower hemisphere of equal-area projection). Circles and triangles denote compressional and dilatational first motions, respectively.



第12図. 深さごとの発震機構解分布 (等積投影の下半球投影). 発震機構解は横ずれ成分, 逆断層成分, 正断層成分それぞれの強さの比率に応じて色分けをしている. 発震機構解の区分 (Thrust, Strike-slip, Normal, Other) は, Frohlich (1992) に従う. 中央構造線周辺では横ずれ断層タイプが, 糸静線周辺では逆断層タイプが卓越して発生している.

Fig. 12. Spatial distribution of focal mechanism solutions (lower hemisphere of equal-area projection). We use the definition of focal mechanism categories (Thrust, Strike-slip, Normal, and Other) proposed by Frohlich (1992). Most of events occurring around the ISTL are thrust faulting type, while strike-slip events are predominant around the Median Tectonic Line.



第13図. 発震機構解から推定された P 軸方位分布. P 軸の方位は北西-南東から西北西-東南東に分布しており, 広域応力場と概ね一致している.

Fig. 13. The directions of the P -axis derived from focal mechanism solutions. They are NW-SE to WNW-ESE, which conforms to the general tectonic trend in this area.