

稠密地震観測による近畿地方北部におけるメカニズム解と応力場

青木裕晃・片尾浩・飯尾能久・三浦勉・中尾愛子・米田格・澤田麻沙代・中尾節郎

要 旨

2008年11月以降、近畿地方北部に78点の臨時観測点を設置し、定常観測点を加えた150点のデータを解析した。同地域における一元化震源カタログの検知能力下限より大きい地震についてほぼ漏れなくメカニズム解を決定でき、解析の空間・時間分解能が大幅に向上できることがわかった。

丹波地域の応力逆解析結果には局地的な時間変化が見られるが、これは地震活動の偏りの影響であり、デクラスタ処理によりこれら「見かけ」の変化は除去される。逆に、M4級地震の余震などクラスター内部の詳細な解析が可能になった。琵琶湖西岸地域は逆断層型の応力場であるのに対して、丹波地域は σ_2 と σ_3 が分離できない場であり、両タイプの空間的境界は複雑な形状を呈する。丹波地域には小スケールの不均質構造が存在し、応力場推定に影響を与えていると考えられる。

キーワード: 応力場, 微小地震, 発震機構, 丹波山地

1. はじめに

地震とは、地下の岩盤に応力が加わることで歪みが蓄積し、その歪みを断層のずれ運動で解放する現象である。現在の地震活動を理解し、将来の地震発生予測等の研究において地下の応力状態を把握することが非常に重要である。しかし、地震が発生する深度は主に数kmから数百kmで、直接その場の絶対応力を知る手段はまだ確立されていない。自然地震はその地域の応力状態を反映して発生すると考えられ、微小地震のメカニズム解を正確に決定し詳細に調べることで、さらにその地域の応力場を推定することは非常に重要である。

近畿地方北部の微小地震活動は極めて定常的に活発であり、広域かつ二次元的に広がっているため、通常活断層に沿って見られる過去の大地震の余震活動とは異なる。第四紀において火山が分布しない地域であり、日本列島の中でも特異な場所といえる。琵琶湖西岸地域から丹波地域にかけての領域は、近畿三角帯（藤田, 1968）の北西側の一辺を形成する位置にある。また、新潟神戸歪み集中帯（Sagiya et al., 2000）の一翼を担う場所でもあり、近畿地方や日本列島規模のテクトニクスを論じる上でも重要な地域であると考えられる。

近畿地方北部では、過去にもメカニズム解、応力場についての研究が行われている。小笠原・片尾（2006）は、丹波地域を対象に1992年から1998年のM2.5以上の地震約800個のメカニズム解を決定し、1995年の兵庫県南部地震により、同地域の応力場に擾乱が生じたことを示した。藤野・片尾（2009）は琵琶湖西岸地域を対象に1999年から2005年のM2.0以上の地震630個のメカニズム解を決定し、花折断層の西方を境に、東側は逆断層タイプ、西側は逆断層ではない応力場であることを示した。しかし彼らは、応力場は時間変化しないとの前提の下、時期の異なる小笠原・片尾（2006）のデータをマージして空間変化を求めている。片尾（2011）は丹波地域を対象に1976年から2001年の期間で、応力場の時空間的变化を概観している。この地域は逆断層タイプと横ずれ断層タイプの応力場が混在し、そのどちらが卓越するかは時間的、あるいは地域的に、刻々と変化しているように見えることを示した。しかし、過去の観測点12点のみから構成される、疎な観測網による押し引きのデータを用いた応力テンソルインバージョンによる結果のため、信頼性に欠け、精度の高い解析による再検証の必要性を指摘している。数年スケールで近畿地方北部の応力場に変化があるのなら、異なる時期のデータをマージして藤野・

片尾（2009）が示した空間変化は見かけ上のものにすぎない可能性がある。

近畿地方北部におけるこれまでの応力場の研究では、丹波地域と琵琶湖西岸地域を同条件かつ、一様に調べていない。メカニズム解が精度良く求まるのは、M2.0以上の地震に限られ、解析に十分な数のメカニズム解を得るためには、5年以上の期間が必要となり、時間的、空間的な解析の分解能は低かった。

本研究では、近畿地方北部において臨時の稠密地震観測を行うことで、より高精度のメカニズム解を大量に決定し、空間・時間分解能の高いメカニズム、応力場の解析を行った。

2. データ・メカニズム決定

2.1 稠密地震観測網

本研究の大きな研究意義の1つは、臨時点を設置して観測点密度を上げ、解析の分解能を向上させたことである。2008年11月以降、文部科学省の委託業務「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」の一環として、近畿地方中北部に稠密多点臨時観測網が設置された。この稠密観測では、最近開発された三成分一体型小型軽量地震計（KVS-300）と低消費電力収録装置（EDR-X7000）からなる新しい地震観測システム（以後、通称である「満点システム」と呼ぶ）を使用している。（三浦ほか、2010）。さらに2010年4月からは「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」における「近畿地方北部における地殻活動異常と地震先行現象の関係の解明」の一環として、33点の満点システムによる臨時観測点を追加設置した。

これらの臨時観測点に加えて、京都大学防災研究所附属地震予知研究センターの微小地震観測システムSATARN（大見ほか、1999）によるリアルタイムテレメータ定常観測網のデータを使用した。

SATARNには、京都大学および隣接する他大学や防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）、気象庁の津波地震観測網、独立行政法人産業技術総合研究所管轄の観測網のデータが含まれている。

Fig. 1 に、本研究で用いた稠密地震観測網および定常観測点の配置を示す。臨時観測点全 78 点と定常観測点の内 33 点を示している。（緑色は京都大学防災研究所、黄色は防災科学研究所、白色は気象庁、紫色は独立行政法人産業技術総合研究所を示す（上図内に 33 点）。赤色の三角形は 2008 年以降、設置された臨時観測点（45 点）、青色の三角形は 2010 年以降、設置された臨時観測点（33 点）を示す。）

丹波地域中央部において、これらの臨時観測点はおおよそ5km間隔で設置されている。臨時観測ではオフライン現地収録式で観測を行い、約6ヶ月間の連続波形データが記録される。これを半年に一度回収してWIN形式に変換し、SATARNに収録されている定常観測データとマージし、気象庁の一元化震源カタログに従い、イベント波形データを作成している。

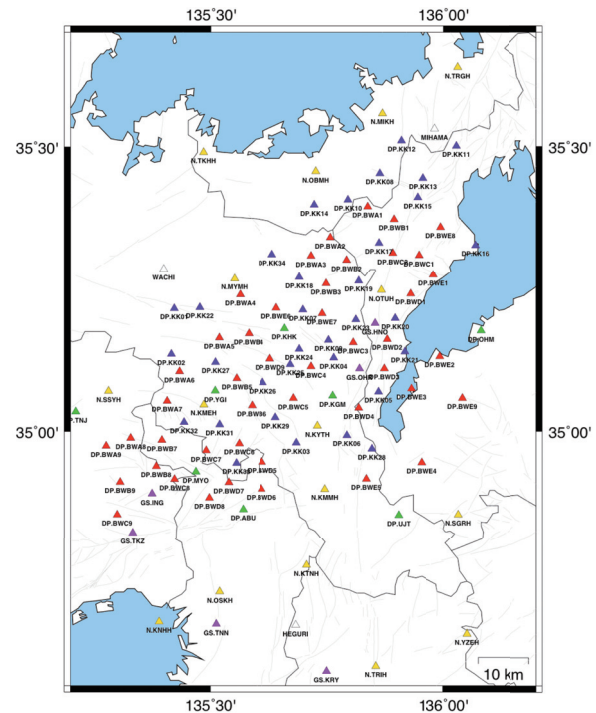


Fig. 1 Station distribution around the Northern Kinki district. Red ones and blue ones are the temporal station of the dense array observation.

2.2 メカニズム解の決定

本研究では、地震波形検測プログラムWIN（ト部・東田、1992）を用いて地震波形データに収録されたP波の初動極性の読み取りと震源再決定を行った。震源決定プログラムはhypomh（Hirate and Matsu'ura, 1987）を使用している。

微小地震のメカニズム解はP波初動の押し引きを用いて求める初動解が一般的である。本研究ではMaeda（1992）による方法を用い、観測された地震の初動押し引き分布を満足するメカニズム解をグリッドサーチで求めた。片尾（2004）により開発されたプログラムpick2mecを用いて、震源決定結果と初動の極性の読み取りデータを含むhypomhの出力（WINシステムにおけるpickファイル）から直接Maeda（1992）の方法でメカニズム解を計算した。

WINには自動処理機能が組み込まれており、走時や振幅だけでなく初動極性の読み取りも行われる。しかし、ノイズが大きい場合などP波の初動の立ち

上がりとは別の部分を読む例や、初動の極性を逆に読む例などが多数あり、現状では自動読み取りの結果をそのまま解析に利用することはできない。そのため本研究では全ての地震について、手動で再検測を行った。P波の初動極性、P波およびS波の到達時間を手動で読み取る場合、立ち上がりが不明瞭なものは積極的に除外した。少数の曖昧な読み取りデータが混入することにより、メカニズム解の決定精度が著しく低下する可能性があるためである。過去の研究では観測点が少なかったため、P波の初動極性が曖昧な場合でも、その観測点の情報がメカニズム解決定に必要なため、無理な読み取りが行われていた可能性がある。しかし、本研究の稠密地震観測網では、観測点密度が格段に向上したことで、無理な初動極性の読み取りをする必要がなくなった。震源の再決定で用いる速度構造は震源再決定の際、震源の深さなどに大きく影響を与える。またメカニズム解決定においても震源からの射出角に影響を及ぼすため、解析精度向上のためには、できるだけ現実に近い速度構造を仮定する必要がある。本研究の速度構造モデルは、解析領域内である琵琶湖西岸地域で澁谷・竹内（2005）がJHD法により求めた、1次元速度構造モデルを使用した。

2.3 稠密地震観測によるメカニズム解決定精度の向上

稠密地震観測網により観測点の数が飛躍的に多くなったことで、メカニズム解の決定できるマグニチュードの下限が下がることが期待できる。Fig. 2に、M2.0、M1.0、M0.5の地震を例に、地震観測点数によるメカニズム解決定の精度の違いを例示す

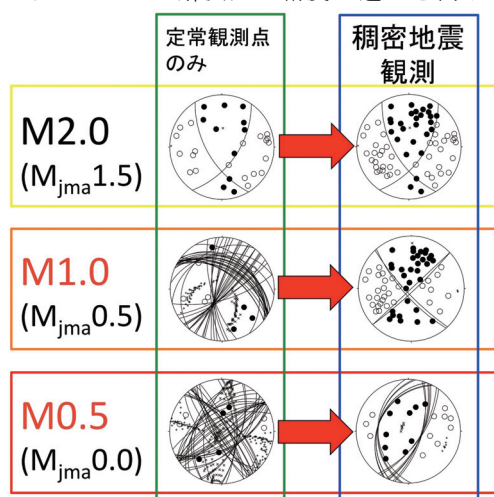


Fig.2 Examples for precise determination for the focal mechanisms using the dense array observation.

る。過去の研究と同様に定常観測網のみでメカニズム解を決めた場合、M2.0の地震では解を決めることができたが、M1.0、M0.5の地震については精度良く決めることはできなかった。これは地震の規模が小さく、P波の初動極性の読み取り可能な観測点が少ないため、押し引き分布を説明する解の候補が多数になり絞り込むことができないためである。稠密観測網を使用すると、M1.0やM0.5の地震であってもメカニズム解の候補を少数に限定することができた。臨時観測点を加えることで定常観測網に比べ観測点の数が増え、震央近くに初動極性の情報を持った観測点が在ることが大きく寄与していると考えられる。図にはマグニチュードが2つ（MとMjma）表記されている。Mは本研究の稠密地震観測で決められたマグニチュードで、Mjmaは気象庁で決められた一元化震源カタログにおけるマグニチュードである。両者間に、マグニチュードシフトが0.5程度確認されている。本研究では稠密地震観測で決めたマグニチュード（表記はM）を使用した。

2.4 メカニズム解決定精度の評価基準

P波初動の押し引きに基づくメカニズム解決定では、P波の初動極性を正確に読んだとしても、必ずしもメカニズム解が一意に決定出来るとは限らない。過去の研究では、各観測点の極性を説明できるメカニズム解の候補の数や押し引き分布が合致している割合である「score値」にある一定の基準を設け、その基準をクリアしたメカニズム解のみを解析に使用している。それらに加え本研究ではKagan角（Kagan, 1991）を導入し、解の決定精度の評価を行った。Kagan角は2つのダブルカップル解を重ねるためにはどれだけ、震源球上で回転させればよいかを示す角度である。複数の解の候補がある場合、解相互のKagan角を計算することで、解の候補のばらつきを定量的に表現できる。解の候補の数が少ないにも関わらず、1つの地震について逆断層と横ずれ断層のように、大きく異なった解が候補として求まっている場合、Kagan角の値は大きくなる。

本研究では、メカニズム解決定精度の評価基準を①観測点数が15以上、②score値が0.9以上、③解の数が10以下、④Kagan角の最大値が35°以下と定義し、全ての条件を満たしたものだけを解析に用いた。

2.5 解析領域とデータセット

本研究では稠密観測網を有効に活用するために、「研究対象地域」（34.800°~35.590°N, 135.300°~136.095°E（Fig. 3の青色の矩形領域）を定義し、研究対象とする地震はこの領域の深さ30km以浅で発生したものとした。本研究では、後の解析に合わ

せて、「研究対象地域」の中に、以下のように3つの領域を定義した。

- ①「丹波地域」 $34.800^{\circ} \sim 35.200^{\circ} \text{ N}$, $135.300^{\circ} \text{ E} \sim 135.800^{\circ} \text{ E}$ (Fig. 3の赤色の矩形領域)
- ②「琵琶湖西岸地域」 $34.800^{\circ} \sim 35.400^{\circ} \text{ N}$, $135.790^{\circ} \sim 136.095^{\circ} \text{ E}$ (Fig. 3の緑色の矩形領域)
- ③「丹波地域中央部」 $34.845^{\circ} \sim 35.125^{\circ} \text{ N}$, $135.400^{\circ} \sim 135.700^{\circ} \text{ E}$ (Fig. 3の紫色の矩形領域)

本研究で用いる地震波形データから、時間、空間、マグニチュードなど様々なパラメータで区分できる2つのデータセットを作った。地震波形データ数は、データセット間で範囲、期間に重なりがあるので重複してカウントしている

「データセットA」

範囲：「研究対象地域」全域

期間：2008年12月20日~2009年3月31日の100日間および、2010年5月1日~6月30日と2010年8月1日~8月31日の92日間

一元化震源カタログの地震数：1460

メカニズム解の決定精度基準を満たした解の数：1195

「データセットA」は、「研究対象地域」(Fig. 3)における、メカニズム解と応力場の時空間変化を調べるために用いる基本のデータセットとして作成した。気象庁の一元化震源カタログに収録されているM0.5以上(Mは本研究で決めたマグニチュード)で、指定した領域、期間に発生した地震波形データで構成した。M2.0以上の地震についてはマグニチュードで分けて比較する際、この期間のみでは地震数

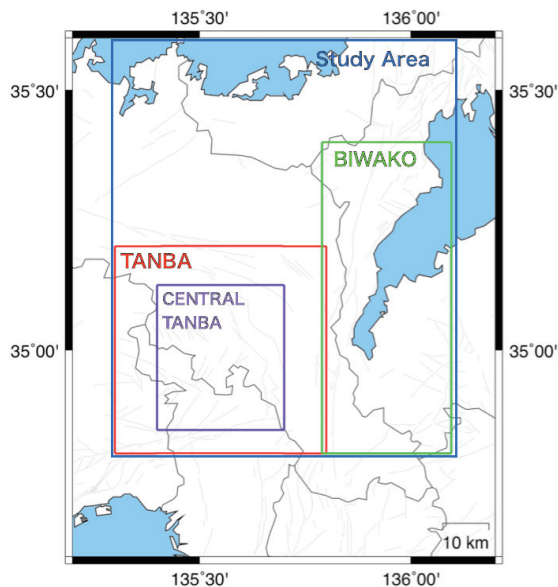


Fig.3 Spacial area corresponded to datasets for analyses.

が不足しているため、2009年4月1日から12月31日の期間の44個を追加している。メカニズム解決定を行い、定義した決定精度の評価基準に当てはめた結果、一元化震源カタログにある地震1460個の内、メカニズム解の決定精度基準を満たした解の数1195個であった。この1195個の地震のデータを「データセットA」とする。

「データセットB」

範囲：「丹波地方中央部」

期間：2009年9月1日~2010年8月31日の1年間

一元化震源カタログの地震数：783

メカニズム解の決定精度基準を満たした解の数：782

データセットBは、丹波地域で地震活動の活発な「丹波地域中央部」(Fig. 3)において、2009年9月1日~2010年8月31日の1年間のメカニズム解決定を行い、通年での詳細な応力場の時間変化を調べるために用いるデータセットとして作成した。気象庁の一元化震源カタログに収録されているMjma0.5以上で、指定した領域、期間に発生した地震波形データで構成した。メカニズム解決定を行い、定義した決定精度の評価基準に当てはめた結果、一元化震源カタログにある地震783個の内、メカニズム解の決定精度基準を満たした解の数782個であった。この782個の地震のデータを「データセットB」とする。

本研究で扱った一元化震源カタログ上の地震は

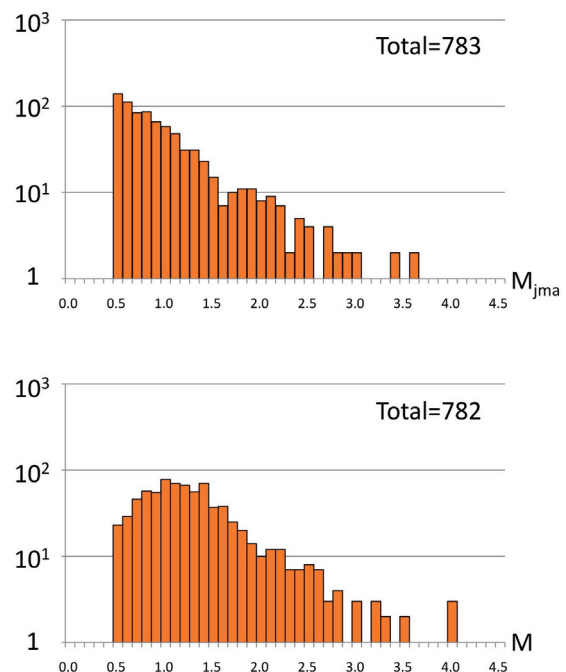


Fig.4 Magnitude – Frequency distributions for JMA Catalog (Upper) and the mechanism data by this study (Lower).

2094個であり、それらのP波の初動極性を手動で読み取った。メカニズム解決定を行った後、本研究で定義したメカニズム解の決定精度評価基準を満たしたもので、上記の「データセットA」と「データセットB」で重複した地震を除くと総数1762個であった。

近畿地方北部における、一元化震源カタログにおけるマグニチュード頻度分布から、 $M_{jma}0.5$ よりもマグニチュードが小さい範囲の地震数は、グーテンベルグ・リヒター則に従っておらず、規模が小さすぎるため全ての地震を検知できていないことを意味する。つまり、 $M_{jma}0.5$ は一元化震源カタログ上での検知能力の限界といえる。 $M_{jma}0.5$ はマグニチュードシフトを考慮すると、およそ $M1.0$ と換算できる。ちなみに従来定常観測網だけでメカニズム解が決定可能なマグニチュードの下限 $M2.0$ は、気象庁のマグニチュードでは概ね $M_{jma}1.5$ に相当する。Fig. 4 (上)に「データセットB」において、2009年9月1日から2010年8月31日の期間の一元化震源カタログにおけるマグニチュード頻度分布を示す。「データセットB」は近畿地方北部における一元化震源カタログ上での検知能力の限界である $M_{jma}0.5$ 以上の地震で構成した。Fig. 4 (下)はメカニズム解の決定精度評価基準を満たしたもので、本研究で決定した

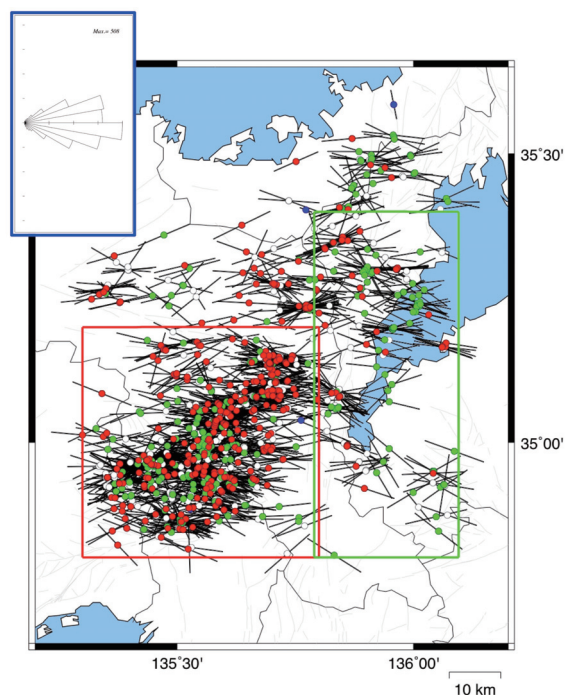


Fig.5 Epicenters, mechanism types and P-axis directions for the “Dataset A”.

マグニチュードによる頻度分布を示す。気象庁と本研究のマグニチュード頻度分布のピークの位置が異なるのは、0.5程度確認されているマグニチュードシフトによるものであると考えられる。このデータセットの783個の地震のうち、決定精度評価基準を満たした地震数は782個で、決まらなかったのは1個だけであった。つまり、「データセットB」の「丹波地域中央部」では本研究の稠密地震観測により、近畿地方北部における一元化震源カタログ上での検知能力の下限より大きい地震のメカニズム解をほぼ漏れなく、精度良く決定できることが分かった。

3. メカニズム解の特徴

「研究対象地域」で2008年12月20日~2009年3月31日の100日間および、2010年5月1日~6月30日および、2010年8月1日~31日の92日間に発生した地震のうち、メカニズム解決定の精度評価基準を満たした1195イベントによる「データセットA」を用いてメカニズム解の特徴を述べる。

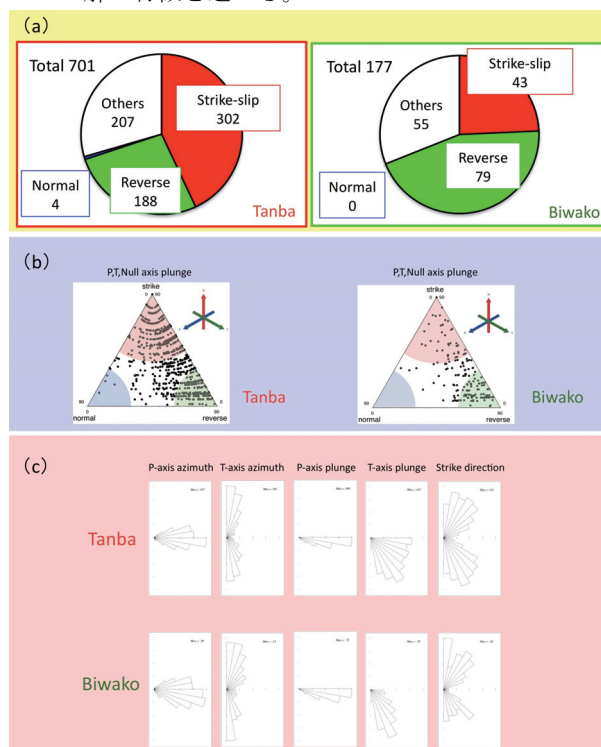


Fig.6 Comparison for “Tanba” area with “Biwako” area. (a) Proportions of the fault type. (b) Distributions of the fault types (c) Rose diagrams for P-axis directions and plunge of P, T-axes and the strike of faults.

3.1 丹波・琵琶湖西岸地域のメカニズム解

「データセットA」について、震央、P軸方位 (azimuth)、断層タイプをFig. 5に示す。断層タイプの分類には、Yamanaka et al. (2002)に従い、P軸の傾き (plunge) が 60° 以上のものを正断層タイプ、T軸のplungeが 60° 以上のものを逆断層タイプ、Null軸のplungeが 45° 以上のものを横ずれ断層タイプ、それ以外のものを中間タイプと定義している。断層タイプは震央の中塗り色で表し、正断層タイプを青色、逆断層タイプを緑色、横ずれ断層タイプを赤色、中間タイプを白色で描いている。解析領域全体のP軸の方位 (azimuth) はほぼ東西方向に卓越している。これは過去の研究で指摘されている、近畿地方北部が東西方向の圧縮場であることに整合的である。正断層の地震は近畿地方北部では、極めて稀にしか起こらない。

藤野・片尾 (2009) により、花折断層近傍を境に東側の琵琶湖西岸地域では逆断層タイプ、西側の丹波地域では逆断層タイプではない応力場が卓越していることが示されている。そこで、この境界の存在と地震の活動度を考慮し、「研究対象地域」を「丹波地域」 (Fig. 3の赤色矩形領域) と「琵琶湖西岸地域」 (Fig. 3の緑色矩形領域) に分け、メカニズム解を比較した。Fig. 6(a)に両地域の断層タイプの比率を円グラフで示す。

断層タイプの分布を見るのに適した図として、Frohlich (1992)は三角形のプロット図を提案している (以後、デルタプロット図と呼ぶ)。この図は、Null軸のazimuthを任意とし、1つのメカニズム解の各軸のplungeを点で示している。「丹波地域」「琵琶湖西岸地域」のそれぞれで求めたデルタプロット図をFig. 6(b)に示す。

P、T軸のazimuth、P、T軸のplunge、節面の走向 (strike) の分布を各々 10° 毎のヒストグラムで表す。azimuthは北から時計回りの角度を表わし、plungeは水平面から下向きの角度を表わしている。節面のstrikeは、1つのメカニズム解から求まる2つの節面の走向を重複してカウントしている。「丹波地域」「琵琶湖西岸地域」のそれぞれで求めたヒストグラムをP、T軸のazimuth、P、T軸のplunge、節面のstrikeの順に、Fig. 6 (c) に示す。

デルタプロット図や円グラフより、地域による卓越する断層タイプに相違点が見られる。「丹波地域」は横ずれ断層タイプが40%、逆断層タイプが30%存在し、2つの断層タイプが混在している。「琵琶湖西岸地域」は逆断層タイプが45%、横ずれ断層タイプが25%であった。この地域のT軸のplungeが高角に卓越していることから、琵琶湖西岸地域は逆断層

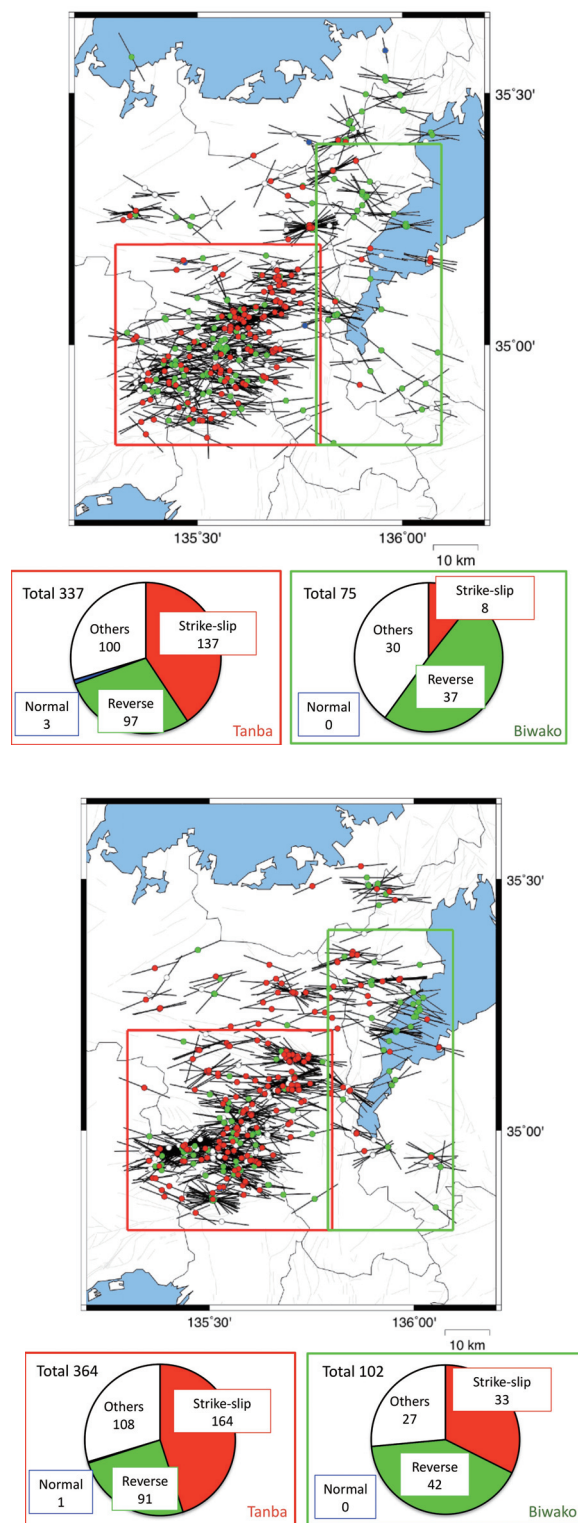


Fig.7 Comparison for the period “2009” (Upper) with “2010” (Lower). Distributions of epicenter and the fault type and proportions of the fault type.

タイプの地震が多いことが分かる。これは藤野・片尾 (2009) が指摘した、丹波地域と琵琶湖西岸地域

での応力場の違いと整合的である。P軸のazimuthが東西方向に、P軸のplungeが低角に卓越していることについては2つの領域で違いは見られない。

3.2 メカニズム解の時間変化

「データセットA」を2008年12月20日~2009年3月31日の100日間（以後、「2009年」と呼ぶ）と、2010年5月1日~6月30日および2010年8月1日~31日の92日間（以後、「2010年」と呼ぶ）のサブセットに分けて、メカニズム解の時間変化を調べた。Fig. 7（上）に、「2009年」の震央、P軸のazimuth、断層タイプ、断層タイプの比率、「丹波地域」を赤の矩形領域、「琵琶湖西岸地域」を緑の矩形領域で示した。同様にFig. 7（下）に、「2010年」についての震央、P軸のazimuth、断層タイプ、断層タイプの比率、領域等を示した。また、両期間について各々P、T軸のazimuth、P、T軸のplunge、節面のstrikeのヒストグラム、デルタプロット等を作成し比較した。

「丹波地域」の結果には、次のような特徴がある。

「2009年」は、横ずれ断層タイプが40%、逆断層タイプが30%存在した。「2010年」は、横ずれ断層タイプが45%、逆断層タイプが25%だった。2つの時期の結果を比較すると、「2010年」は「2009年」より、若干横ずれ断層の割合が増えているが、圧倒的に卓越しているとはいえず、時期によらず2つの断層タイプが混在している傾向が見られる。ヒストグラムをみると、こちらも時期に関係なくP軸のazimuthはほぼ東西で、plungeは水平に、またT軸のazimuthはほぼ南北方向に卓越することが分かった。T軸のplungeは様々な角度にまんべんなく分布し、「2009年」と「2010年」の分布は非常に良く似ている。さらに、節面のstrikeについても、2つの時期は良く似ていることが分かった。デルタプロット図にも明瞭な違いは見られなかった。

「琵琶湖西岸地域」についての結果は、以下のよう特徴がある。「2009年」は、逆断層タイプが50%を占め、横ずれ断層タイプは10%程度だった。「2010年」は、逆断層タイプが40%、横ずれ断層タイプが30%であった。2つの時期の結果を比較すると、断層タイプの比率に変化が見られた。「2009年」と「2010年」でメカニズム解決定をした地震の震央、P軸のazimuth、断層タイプを示すFig. 7を見ると、「2010年」の「琵琶湖西岸地域」の北西の領域で、「2009年」にはほとんど見られない横ずれ断層タイプのメカニズム解が確認できる。これは、特定の時期に局所的に横ずれ断層タイプの地震活動が活発になったものと考えられる。2つの時期の結果を比較すると、「琵琶湖西岸地域」の断層タイプは逆断層タイプが卓越し、T軸のplungeは高角に卓越が見

られる。これらから、「琵琶湖西岸地域」は逆断層タイプのメカニズム解が多く、時期による顕著な変化はないと考えられる。ヒストグラムにおいても、時期に関係なくP軸のazimuthはほぼ東西で、plungeは水平に卓越が見られた。

3.3 丹波地域のメカニズム解の詳細

「丹波地域」において、マグニチュードや深さの違いによるメカニズム解の変化を詳細に調べた。マグニチュードとメカニズム解の関係を調べるために、「データセットA」を「M2.0以上」、「M1.0以上M2.0未満」、「M1.0未満」の3つに区分し、解析を行った。「データセットA」は、2008年12月20日~2009年3月31日の100日間と2010年5月1日~6月30日と2010年8月1日~31日の92日間に「研究対象地域」で起こった地震で構成した。「M1.0以上M2.0未満」は358個、「M1.0未満」は318個のメカニズム解があ

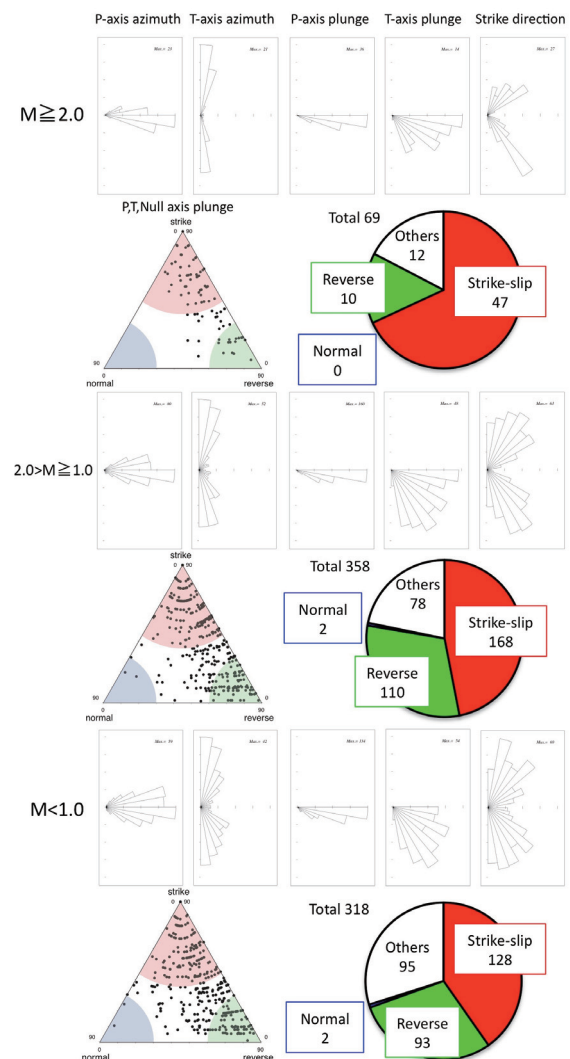


Fig.8 Comparison for the ranges of magnitude. Distribution and proportions of the fault types.

るが、「M2.0以上」は25個しかなく、この期間だけではM2.0以上の地震のメカニズム解を比較に用いることは難しい。そのため、2009年4月1日から12月31日の期間に起こったM2.0以上の地震44個を追加し、「M2.0以上」の区分として69個のメカニズム解を用いた。

Fig. 8に、それぞれの区分で起こった地震のメカニズム解のP、T軸のazimuth、P、T軸のplunge、節面のstrikeのヒストグラム、デルタプロット図を示す。どの範囲であっても、P軸のazimuthはほぼ東西で、plungeは水平方向に卓越が見られた。デルタプロット図の結果を比較すると、明瞭な違いは見られなかった。しかし、「M2.0以上」の地震の横ずれ断層の比率が68.1%で、「M1.0以上M2.0未満」の46.8%、「M1.0未満」の40.3%に比べて、多いようである。「M1.0以上M2.0未満」や「M1.0未満」の地震は横ずれ断層タイプと逆断層タイプが混在している。さらに、マグニチュードが小さくなるにつれて、中間タイプの地震が増えていくように見える。各範囲における中間タイプの割合を調べると、「M2.0以上」では17.4%だったが、「M1.0以上M2.0未満」は21.8%、「M1.0未満」は30.0%だった。T軸のplungeのヒストグラムでは、「M2.0以上」ではやや低角に卓越が見られるが、「M1.0以上M2.0未満」「M1.0未満」では広範囲にばらついている。中間タイプの増加はマグニチュードが小さいイベントのメカニズム解に見られたT軸のplungeのばらつきが反映されたものと考えられる。

マグニチュードが小さく、中間タイプに分類されるメカニズム解を持つ地震は、ある一定の領域に集中して起こっている可能性がある。そこで、マグニチュードが小さく、中間タイプのメカニズム解を持つ地震の震源分布を調べた結果、これらの地震は一定の場所や深さで局所的に発生しているような特徴は見られなかった。

本研究の稠密地震観測により、これまでに知り得なかったM2.0以下の地震のメカニズム解を知ることができた。「丹波地域」のメカニズム解は地震の発生した時期、地震の規模の大小で断層タイプが大きく変わることはない。しかし、マグニチュードが小さい地震のメカニズム解は、マグニチュードの大きい地震のメカニズム解に比べると、T軸のplungeが乱れる傾向があり、中間タイプのメカニズム解が多くなることが分かった。これらの結果は、決定精度評価基準を満たしたメカニズム解のみで解析を行っているため、マグニチュードの小さい地震の決定精度に問題があるというわけではない。また、中間タイプのメカニズム解をもつ地震が特定の地域や深さに集中している傾向は見られなかったので、

局所的な特徴ではなく、一般的な性質であると考えられる。

「データセットA」を震源の深さ方向に分け、メカニズム解と震源の深さの関係性を調べた。「丹波地域」では、16kmより深い場所では地震が起こっていないため、深さ16kmまでを考える。震源の深さで0~7.5km、7.5~10km、10~12.5km、12.5~16kmの4つに分け、解析を行った。Fig. 9に、それぞれの区分で起こった地震のメカニズム解のP、T軸のazimuth、P、T軸のplunge、節面のstrikeのヒストグラム、デルタプロット図を示す。P軸のazimuthはほぼ東西への卓越が確認できた。P軸のplungeはほぼ水平方向に卓越しているが、0~7.5kmの範囲で若干のばらつきが見られる。Iio (1996) は丹波地域で起こる地震のメカニズム解を研究し、震源が深くなるとT軸のplungeが低角に卓越、つまり横ずれ断層タイプのメカニズム解が増加する傾向があると報告している。本研究の結果、12.5km以浅の3つの範囲は高角から低角までばらつきが見られ、12.5kmより深い範囲は、T軸のplungeが低角に卓越する傾向が見られた。これはIio (1996) に整合的である。

「データセットA」を、マグニチュードと震源の深さの両方で分けて、解析を行った。以下の通りに区分し、解析を行った。

- ① M1.0以上、深さ0~12km、② M1.0以上、深さ12~16km、③ M1.0未満、深さ0~12km、④ M1.0

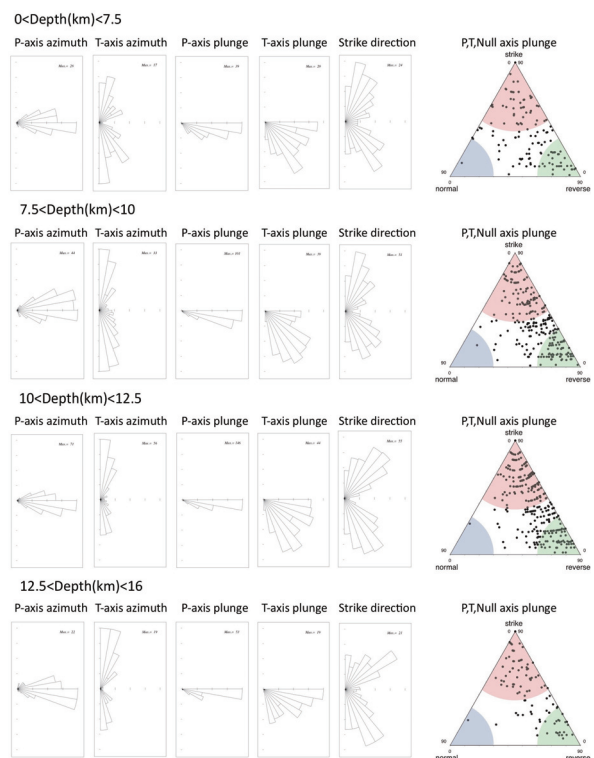


Fig.9 Comparison for the ranges of depth. Distribution of directions and the fault types.

未満、深さ12~16km

Fig. 10に、それぞれの区分のメカニズム解のP、T軸のazimuth、P、T軸のplunge、節面のstrikeのヒストグラムおよび、デルタプロット図を示す。P軸のazimuthはほぼ東西に卓越、P軸のplungeはほぼ水平への卓越が見られるが、④の範囲ではばらつきが確認できる。その原因として、マグニチュードが小さいことと震源が深いことが考えられるが、地震の数が少ないという統計的な要因も考えられる。さらに、丹波地域のメカニズム解で震源の深さが12kmより深い場合、T軸のplungeの角度が低角に卓越することと、マグニチュードの関係を調べた。その結果、②の範囲は整合的だったが、④の範囲ではT軸のplungeが高角の卓越が見られた。つまり、M1.0以上で震源の深さが12kmより深い所で起こる地震は横ずれ断層タイプが多いが、M1.0未満の地震は横ずれ断層タイプと逆断層タイプのメカニズム解が混在していることが分かった。

3.4 第3章のまとめ

「研究対象地域」において、2008年12月20日~2009年3月31日の100日間と2010年5月1日~6月30日と2010年8月1日~31日の92日間において、基準を満たしたメカニズム解1195個を用いて解析を行った。

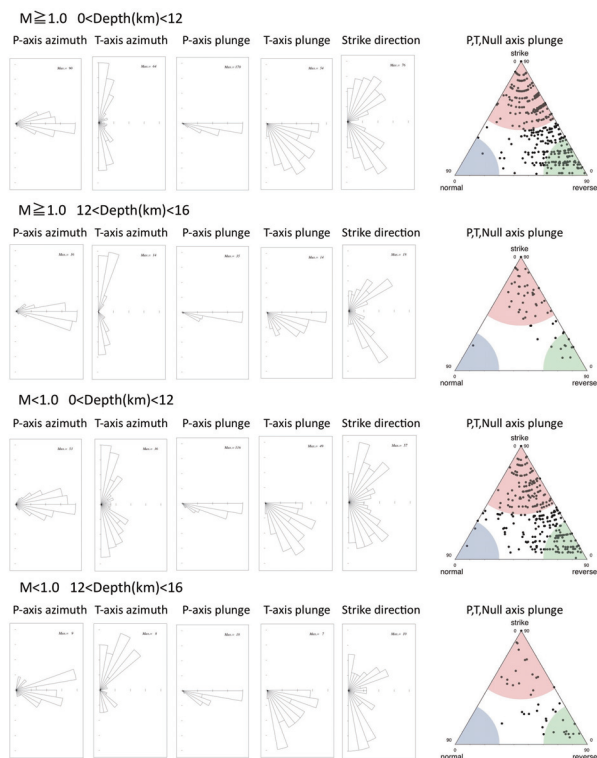


Fig.10 Comparison for the ranges of depth.
Distribution of directions and the fault types.

1. P軸のazimuthは東西方向への卓越が見られた。「研究対象地域」は東西圧縮により、地震が発生している。
2. 「研究対象地域」を「丹波地域」と「琵琶湖西岸地域」に分けて、メカニズム解の断層タイプを調べた。「丹波地域」は横ずれ断層タイプと逆断層タイプが混在し、「琵琶湖西岸地域」は逆断層タイプの卓越が見られた。
3. 「丹波地域」において、「2009年」と「2010年」の2つの期間について、有意なメカニズムの変化は見られなかった。
4. マグニチュードが小さくなるにつれ、中間タイプのメカニズム解が多くなる傾向が見られた。中間タイプのメカニズム解は特定の地域や深さに集中せず、領域全体にまんべんなく発生していた。
5. M1.0より大きい範囲で震源が深くなると、T軸のplungeが低角に卓越する傾向が見られ、Iio (1996)に整合的であった。M1.0未満の範囲では、必ずしもそのような傾向は見られなかった。

4. 応力テンソルインバージョン

4.1 応力テンソルインバージョンの方法

ある空間内で起こる微小地震のメカニズム解が全て同じであるとは限らない。つまり、単一の微小地震のメカニズム解のP軸およびT軸は、必ずしもその空間の応力場の主応力軸とは一致しない。空間の応力場を多数のメカニズム解より定量的に推定する方法として、応力テンソルインバージョン法がある。応力テンソルインバージョンは前提として、応力場は一様であること、断層の方向はランダムな分布であることを仮定している。

本研究ではHoriuchi et al. (1995) により開発されたインバージョン法を用いた。この方法では、P軸の初動の押し引きから直接、その押し引きを最も良く説明する応力パラメータをグリッドサーチにより求める。このことは、稠密地震観測網によりP軸の初動の押し引きの情報が正確で、豊富にある本研究のデータを用いて応力テンソルインバージョンを行うことに適していると考えられる。さらに、推定された最適な応力解から応力状態を厳密に議論するために、Gephart and Forsyth (1984)にしたがって95%信頼区間を推定した。

4.2 解析空間と解析期間

近畿地方北部では、藤野・片尾 (2009) により応力場の空間変化の可能性が示唆されている。本研究で示した震央分布と断層タイプをプロットした図でも、「丹波地域」と「琵琶湖西岸地域」のメカニ

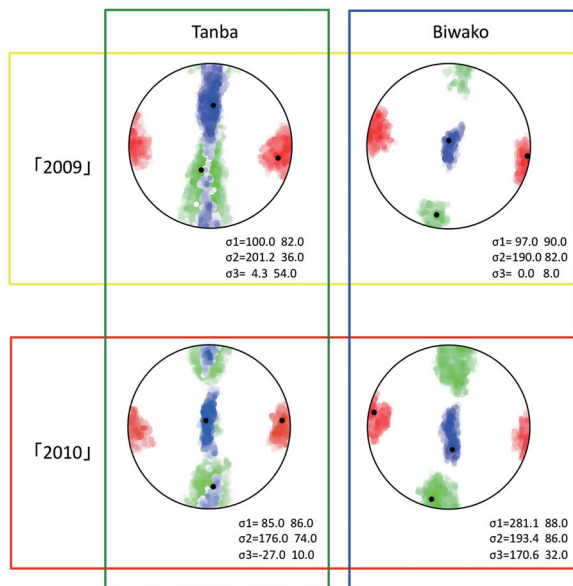


Fig.11 Results of the stress tensor inversion for 4 datasets:

ズムの違いが確認できる (Fig. 5, Fig. 6)。また、「丹波地域」は地震活動が活発であり、複数の断層タイプのメカニズム解が混在しているようにも見える。この地域は非常に広域なため、「研究対象地域」全域に全く同一の応力場が作用しているとは考えにくい。また、応力場が時間的に変化している可能性も考えられる。したがって、「2009年」と「2010年」の2つの期間において、「丹波地域」と「琵琶湖西岸地域」で応力テンソルインバージョンによる応力場の推定を行った結果をFig. 11に示す。推定された応力軸の分布は上半球ステレオ投影で表わし、赤は σ_1 、緑は σ_2 、青は σ_3 、Gephart and Forsyth (1984)により推定される95%の信頼区間に入るものを、最適解に近ければ色を濃く、遠くなるに従い、徐々に淡く表現した。黒い円は最適解の主軸を表わしている。「丹波地域」の応力場を比較すると、「2009年」「2010年」ともに、 σ_2 と σ_3 が明瞭に区別できない、逆断層とも横ずれ断層ともとれない結果であったが、 σ_2 と σ_3 の主軸の位置に違いが見られた。「琵琶湖西岸地域」の応力場を比較すると、「2009年」「2010年」共に、 σ_2 が南北方向、 σ_3 が鉛直方向の逆断層タイプの応力場で大きな変化は見られなかった。つまり、「琵琶湖西岸地域」は応力場の時間的な変化は見られなかったが、「丹波地域」の応力場は時間変化している可能性がある。

4.3 応力場の時間変化

解析領域を小領域に分け、それぞれの領域で応力テンソルインバージョンを行うことで、応力場の時空間変化を連続的かつ、詳細に調べることにした。

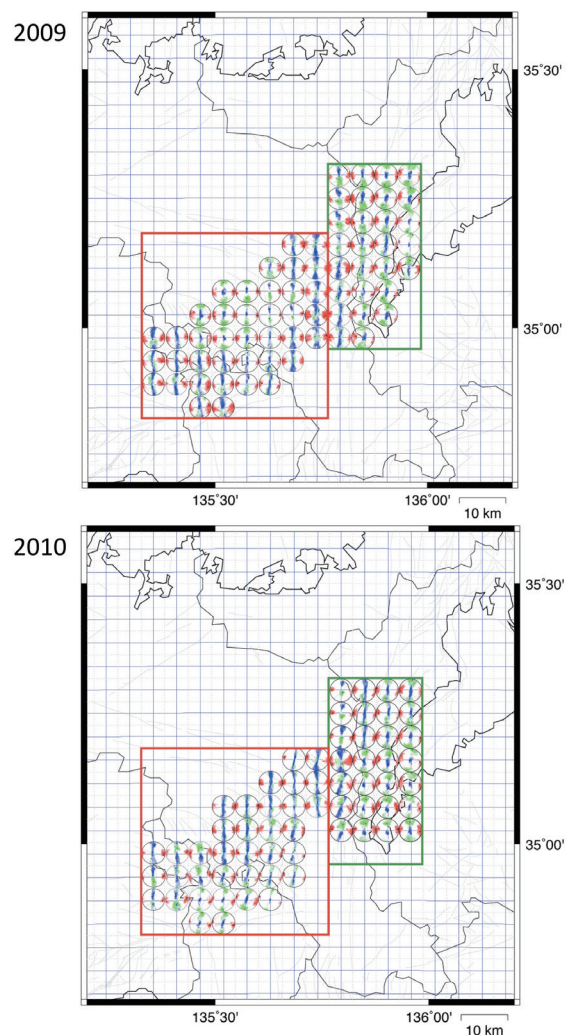


Fig.12 Results of the stress tensor inversion for the small areas based on the datasets "2009" and "2010".

解析範囲を5kmのグリッドで覆い、各格子点を中心とした10km四方の小領域を定義し、各小領域内に含まれる地震メカニズムを用いて、インバージョンを行った。地震活動が低調で、地震数が10個以下で応力テンソルインバージョンを行えない領域が「琵琶湖西岸地域」に多く存在した。その領域に対しては15km四方に領域を拡大して、同様にインバージョンを行った。15km四方の小領域でも地震数が少ない領域は解析の対象外とした。

応力テンソルインバージョンを行うには、解析領域内に最低10個の地震のデータが必要であるとする。「研究対象地域」を10km四方の小領域に分けるとすると、全体で500個以上の地震データが存在しなければならない。先行研究のメカニズム解決定ができる地震規模の下限はM2.0であった。解析対象領域内において、M2.0以上の地震全てのメカニズム解を決定できたとしても、応力場を推定するため

に必要な500個以上のメカニズム解を得るには、5年以上の期間が必要になる。本研究では、稠密地震観測によりM0.5の地震のメカニズム解まで決めることができた。同じ範囲で2年間にM0.5以上の地震は3312個起きているため、約3ヶ月で500個以上のメカニズム解を決めることができる。すなわち稠密地震観測によって、時間の分解能が格段に向上したと言える。

片尾（2010）は、丹波地域は数年間隔で応力場が時空間的に変化している可能性が示唆している。本研究では片尾（2010）が対象とした丹波山地よりさらに範囲を広げ、「研究対象地域」における応力場の時空間変化を調べた。解析には「データセットA」を用いる（第2章参照）。解析期間は2008年12月20日～2009年3月31日の100日間（「2009年」と呼ぶ）の595イベントおよび、2010年5月1日～6月30日と2010年8月1日～31日の92日間（「2010年」と呼ぶ）の531イベントのサブセットに分ける。Fig. 12に「2009年」と「2010年」の解析領域の応力場の推定結果と「丹波地域」「琵琶湖西岸地域」を赤色と緑色の矩形領域を示した。これらの結果を比較すると、「琵琶湖西岸地域」では、 σ_1 はほぼ東西、 σ_2 はほぼ南北、 σ_3 はほぼ鉛直方向の結果が得られた。この領域は「2009年」、「2010年」で逆断層タイプの応力場で、変化は見られなかった。しかし、「丹波地域」では異なる応力場を表わす結果が見られた。この領域の北側で、「2009年」は逆断層タイプの応力場を表わす結果が得られた。「2010年」は σ_2 と σ_3 が明瞭に区別できない、逆断層とも横ずれ断層ともとれない応力場が推定され、両期間の結果に相違点があった。さらにこの領域の南部は、「2009年」の応力場が σ_2 と σ_3 が区別できないタイプ、「2010年」の応力場は逆断層タイプの結果が得られた。「2009年」と「2010年」の「丹波地域」で異なる応力場を示す結果が得られたことは、この領域の応力場が時空間変化している可能性がある。

4.3.1 詳細な時間変化

「丹波地域」において「2009年」と「2010年」の応力場を推定した結果を比較すると、異なる応力場を示す領域が見られた。この地域の応力場の時間変化を詳細に調べるために、比較した期間の間の応力場の変化を調べた。解析には「データセットB」を用いた（第2章参照）。解析領域は「丹波地域」の中でも変化が著しく見られた「丹波地域中央部」（34.845°～35.125° N，東経135.400°～135.700° Eの矩形領域），期間は2009年9月1日～2010年8月31日の1年間とした。「丹波地域中央部」で、期間を3ヶ月間ごと、これを1.5ヶ月ずつずらし、1年間で7

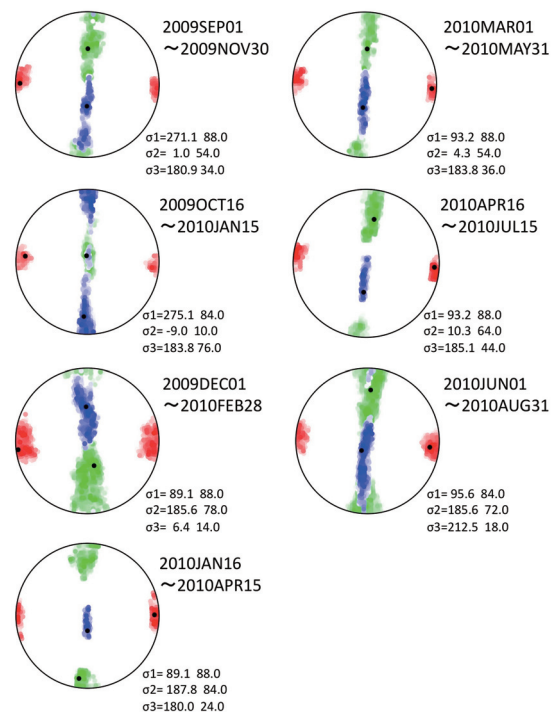


Fig.13 Time variation of the results of the stress tensor inversion for periods of 3 months.

つの期間に分け、応力テンソルインバージョンにより応力場の推定を行った。その結果をFig. 13に示す。解析期間を通じて逆断層タイプの応力場を表わす結果得られたが、2009年10月16日～2010年1月15日の期間の結果の σ_2 はほぼ鉛直方向、 σ_3 はほぼ南北を表わす横ずれ断層タイプの応力場に変化しているように見える。さらに、2010年1月16日～4月15日の期間で、 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 がより明瞭に分離された逆断層タイプの応力場が確認できた。つまり、応力場は短時間で時間変化している可能性が考えられる。この領域をさらに細かく分割し、応力場の時空間変化を調べた。解析方法は前述の解析範囲を5kmのグリッドで覆い、各格子点を中心とした10km四方の小領域を定義し、各小領域内に含まれる地震メカニズムを用いて、インバージョンを行っていく方法を用いた。その結果、いくつかの小領域で応力場の推定結果に時間変化が見られた。例えば、領域東部のある小領域では、2009年9月～11月の期間は σ_1 、 σ_2 、 σ_3 がより明瞭に分離され、 σ_2 が南北方向、 σ_3 が鉛直方向を表わす逆断層タイプの応力場であったが、2009年10月16日～2010年1月15日や2009年12月～2010年2月の期間は σ_2 が鉛直方向、 σ_3 が南北方向を表わす横ずれ断層タイプの応力場へ、その後 σ_2 と σ_3 が重なり合って分離できない、応力場の断層タイプが定義できないような結果へと推移してい

る。

時間変化が見られない小領域もあることから、「丹波地域」における応力場の時間変化は局所的なものである可能性がある。しかし、応力場に変化が見られた小領域では、応力場が時間変化したという結果と同時に、良く似た断層タイプのメカニズム解のクラスターが見られた。つまり、狭い領域での集中的な地震活動によって、応力場が時間変化しているかの様に見える可能性も考えられる。

4.3.2 時空間変化の再検証

応力場の変化とクラスターの存在の関係性を調べるため、クラスターが確認できる領域で、2009年10月16日から2010年1月15日と2010年1月16日から4月15日の応力場の推定結果を比較した例がFig. 14である。この領域と期間において、異なる応力場を示す小領域が見られる。同時に、異なる応力場の結果が見られた小領域で、2009年10月16日から2010年1月15日の期間にクラスターが存在している。このクラスターを仮に取り除く前と後の小領域内に存在したメカニズム解を調べた。クラスターを取り除く前は68イベントのメカニズム解が存在したのに対して、取り除いた後は18イベントのみしか残らなかった。つまり、小領域に対してクラスターに属するものが大半を占めていたことが分かった。クラスターを取り除く前の応力場の推定結果は、 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 がより明瞭に分かれ、 σ_2 はほぼ鉛直方向、 σ_3 はほぼ南北の横ずれ断層タイプの結果が得られていた。クラスターを取り除いた後の応力場は、 σ_2 と σ_3 が重なり合って分離できない、応力場の断層タイプが定義できないような結果が得られた。応力場の推定結果の変化はクラスターの有無に大きく依存していることが分かった。

応力場の推定結果の変化とクラスターに関係が認められたため、「丹波地域」の応力場の時空間変化は再考する必要があることがわかった。クラスターを取り除くため、応力場の詳細な時間変化を調べるために使用した「データセットB」に対して、デクラスタ処理 (Reasenber, 1985) を行った。この処理の後、応力テンソルインバージョンにより応力場を推定し、応力場の時空間変化を調べた。解析領域全体で、期間を3ヶ月間、これを1.5ヶ月ずつずらし、1年間を7つの期間に分け、応力テンソルインバージョンにより応力場の推定を行った。その結果、解析期間を通じて σ_2 、 σ_3 の95%信頼区間が若干の重なりを持った、おおよそ逆断層タイプの応力場が見られた。デクラスタ前の結果で見られた時期により断層タイプが異なるような明瞭な応力場の変化は、デクラスタ後には見られなくなった。この領域をさら

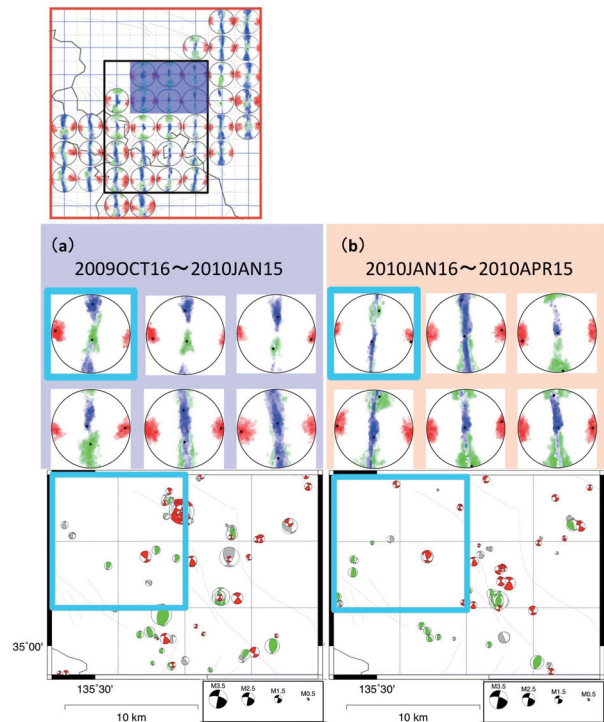


Fig.14 Example of the apparent temporal variation of the stress field.

に細かく分割し、5km間隔のグリッド点を中心とした10km四方の小領域を定義し、各小領域内でインバージョンを行ったところ、有意な時間変化が見られなくなった。

定常観測網だけを用いた場合、M2.0以上の地震でしかメカニズム解を決定することができなかった。本研究は稠密地震観測により、マグニチュードがより小さい地震のメカニズム解を決めることができた。このことは、解析の分解能を格段に向上させることに繋がったが、定常観測網のみではあまり考える必要のなかった地震活動の偏りを考慮に入れる必要が生じてきた。本研究で当初見られた応力場の時間変化は、クラスターを取り除くことで見られなくなった。つまり、応力場が時間変化しているかの様に見えるいたものは、領域内の集中的な地震活動が応力場の推定結果に大きく影響した「見かけ上の変化」であったと考えられる。

4.4 マグニチュード、深さと応力場の関係

本研究の第3章で、丹波地域のメカニズム解はマグニチュードや深さによって、断層タイプに違いがあることが分かった。そこで、マグニチュードや深さと応力場の関係性を調べた。

「データセットB」のデクラスタ前と後のデータに対して、「M1.0以上」、「M1.0以下」の2つに分

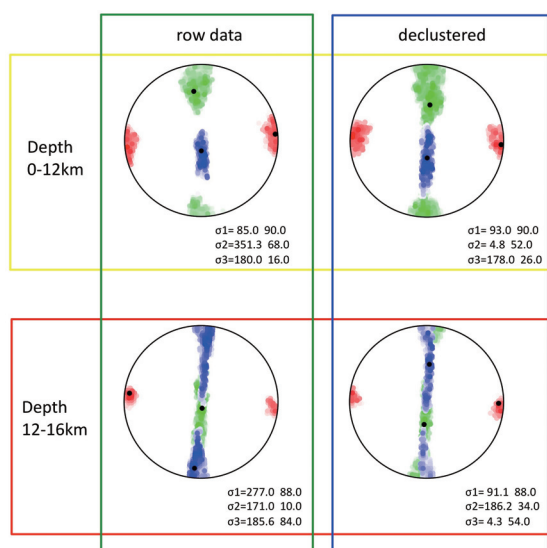


Fig.15 Example for depth variation of the stress field.

けて、応力テンソルインバージョンにより応力場の推定を行った。デクラスタ前の結果は、ともに σ_2 と σ_3 の95%信頼区間が若干重なりを持ち、「M1.0以上」は横ずれ断層タイプ、「M1.0以下」は逆断層タイプの応力場が見られた。デクラスタ後の「M1.0以上」と「M1.0以下」は、 σ_2 と σ_3 の95%信頼区間が重なりを持つ、横ずれ断層タイプもしくは区別できないような結果が得られた。デクラスタ前の結果が異なるのは、クラスターによるものと考えられ、「見かけ上の変化」である可能性が考えられる。デクラスタ後のデータをマグニチュードで分けて、応力場を推定した結果に変化が見られなかったことより、マグニチュードと応力場の間の関係性は認められなかった。

「データセットB」のデクラスタ前と後のデータに対して、震源の深さで「0~12km」、「12~16km」の2つに分けて、応力テンソルインバージョンにより応力場の推定を行った。その結果をFig. 15に示す。デクラスタの有無に関わらず、震源の深さにより応力場の結果に違いが見られた。「0~12km」は σ_2 、 σ_3 の95%信頼区間がそれぞれ分離した、逆断層タイプの応力場が見られた。「12~16km」は σ_2 、 σ_3 の95%信頼区間が若干重なりを持つ、横ずれ断層タイプの結果が確認できた。つまり、深さによって応力場が異なる可能性が示された。

4.5 第4章のまとめ

1. 「データセットA」の「2009年」と「2010年」のデータより、「琵琶湖西岸地域」は時間的な変化が見られず、全域で σ_1 はほぼ東西、 σ_2 はほぼ南北、 σ_3 はほぼ鉛直方向を表わす逆断層タイプの応力場であった。

2. 「丹波地域」の「2009年」と「2010年」の結果を比較すると、応力場の推定結果に変化が見られた。「2009年」は、領域の北側に逆断層タイプの応力場、南側に σ_2 と σ_3 が明瞭に区別できない、逆断層とも横ずれ断層ともとれない結果で、「2010年」は、領域の北側で逆断層とも横ずれ断層ともとれない結果、南側に逆断層タイプの応力場が見られた。

3. 「データセットB」の「丹波地域中央部」、2009年9月1日~2010年8月31日の期間で応力場の時間変化が見られた。解析期間を通じて逆断層タイプの応力場を示す結果だったが、期間の中頃に σ_2 はほぼ鉛直上下方向、 σ_3 はほぼ南北を示す横ずれ断層タイプの応力場が確認できた。

4. 「丹波地域中央部」を小領域に分けた応力テンソルインバージョンの結果、いくつかの小領域で応力場の時間変化が見られた。同時に、応力場の結果に変化が見られた小領域内にクラスターが見られた。

5. デクラスタ処理を行い、「丹波地方中央部」の応力場の時間変化を再解析した結果、有意な変化は見られなかった。応力場の時間変化はクラスターによる「見かけ上の変化」である可能性が高いことが分かった。

6. マグニチュードと応力場の推定結果に有意な変化は見られなかった。深さ「0~12km」は逆断層タイプ、「12~16km」は横ずれ断層タイプの応力場の推定結果が得られ、深さにより応力場が異なる可能性が高いことが分かった。

5. クラスター内部のメカニズム解の詳細

前章では、地域の応力場推定にバイアスを与えるとしてクラスター的な地震活動を除去してする必要があったことがわかった。逆に本章では、除去される側のクラスター内でのメカニズムにも注目し、丹波地域で発生した2つのM4クラスの地震の余震系列について詳しく解析を行った。

5.1 2009年10月25日M4.2の余震

2009年10月25日に京都西山断層系の亀岡断層近傍でM4.2 (Mjma3.9)の地震が発生した。本研究では、10月25日から12月19日までの余震を解析した。定常観測網だけでは、このイベントのM2.0以上の余震のメカニズム解を8つしか決定することができず、決定精度もあまり良くなかった。一方、稠密地震観測網によりM0.5程度の余震まで、全体で64個のメカニズム解を精度良く決定できた (Fig. 16)。本震の震源の深さ12.85kmに対し、余震はおおよそ

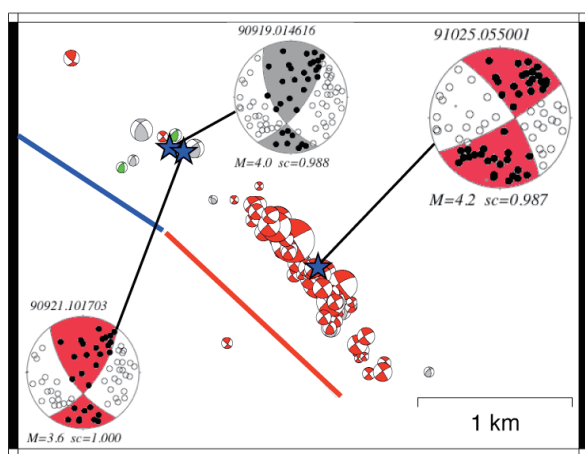


Fig.16 Mechanisms for the aftershock sequence following the M4.2 earthquake on Oct.25, 2009.

12~13kmで起こっている。本震とほとんどの余震のメカニズム解は横ずれ断層タイプで、互いに良く似ている。これらの余震の節面を調べると、2つの方向への卓越が見られた。1つのメカニズム解から求まる2つの節面の走向を重複してカウントしているため、断層面の方向は分からないが、北西-南東方向の節面の走向と余震系列の並びがほぼ一致している。P軸の方位は東西方向、ほとんど全ての余震ではほぼ同じ方向であった。

この地震は亀岡断層の近傍で起こっている。亀岡断層の走向はN60° W、高角の北東傾斜の左横ずれ断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005b）。余震分布の走向と亀岡断層の地表トレースの走向はほぼ一致しているように見える。地表の断層のトレースと深さ12kmの余震系列の位置関係を考え、1枚の平面で結ぶとするなら、その面は北東傾斜になる。しかし、実際の余震分布は南西傾斜であった。断層面を深さ方向に延長していくと、地表で確認された傾斜とは異なる傾斜になっているなどの可能性が考えられる。地表で確認されている亀岡断層と余震系列の震央は約500mしか離れておらず、余震の震源の深さが12km~13kmであることから、これらの本震および余震は亀岡断層深部で起こったものと考えられる。

余震は幅1km程度の1枚の面状に分布しているようで、その面を小さい余震が埋め尽くしているように見える。ここで震源の決定精度が良くないため、余震が集中しているように見えている可能性が考えられる。しかし、従来の定常観測網による震源決定精度の誤差は水平方向が100m程度、深さ方向が200m程度であったのに対し、本研究の稠密地震観測観測では水平方向が40m程度、深さ方向が100m程度と精度も向上している。一度地震を起こした断層

が短期間の内に再度動くことはないとする、本震の断層（M4クラスなので、およその震源断層の差し渡しの長さは1km程度）が、余震の面状分布内に入る余地がないように見える。本震と余震の位置関係を上手く説明するには、本震断層と余震断層は近接して平行に並んだ別の断層であることが考えられる。または、メカニズム解から得られる2つの節面の内、真の断層は余震の並びとほぼ一致する北西-南東方向ではなく、共役の関係にある北東-南西方向の可能性も考えられる。余震系列全体のメカニズム解が類似していることは、この領域には元々亀岡断層に平行する方向に配向したクラックが存在していることを示しているのかもしれない。

2009年10月25日M4.2の近傍で、2009年9月19日にM4.0（Mjma3.6）、21日にM3.6（Mjma3.4）の地震が起こっている（Fig. 16）。これら2つの地震はほぼ同規模で、ほぼ同じ場所と深さで起こっている。メカニズム解の断層タイプは中間タイプと横ずれ断層タイプの別のタイプに分類されたが、非常に良く似ている。これらの地震と10月25日M4.2の地震を比較すると、マグニチュード、震源の深さはほぼ同じだが、メカニズム解に違いが見られる。10月25日のM4.2の地震には多くの余震があったが、北西側に1kmほどしか離れていない場所で発生した9月19日M4.0と21日M3.6の地震には目立った余震は確認できない。10月25日M4.2の地震と9月19日M4.0の地震は近接しているが両者の間で亀岡断層の地表トレースに屈曲が見られることから、別の断層系で起こったと考えられ、この違いが余震の起こり方にも差異を生んだ可能性がある。

5.2 2010年1月21日M4.0の余震

2010年1月21日に京都府と大阪府の府境付近で、M4.0（Mjma3.7）の地震が発生した。本研究では、1月21日から4月4日までの余震を解析した。定常観測網では、メカニズム解決定ができるM2.0以上の余震は12個しかなかった。しかし、稠密地震観測網によりM0.5程度の余震のメカニズム解109個を精度良く決定できた。本震の震源の深さが9.61kmに対し、余震のほとんどは約8.5~10kmで起こっているが、余震分布の下端は11km付近までで確認できる。本震のメカニズム解は横ずれ断層タイプで、2つの節面の内1つと余震の並びは、ほぼ一致しているように見える。この余震系列は本震をほぼ中心に、北西方向と南東方向に延びているように見える。そして、その両側で異なる断層タイプのメカニズム解が見られた。本震の北西側では横ずれ断層タイプ、南東側では逆断層タイプや中間タイプのメカニズム解が卓越している。メカニズム解から得られたP軸の

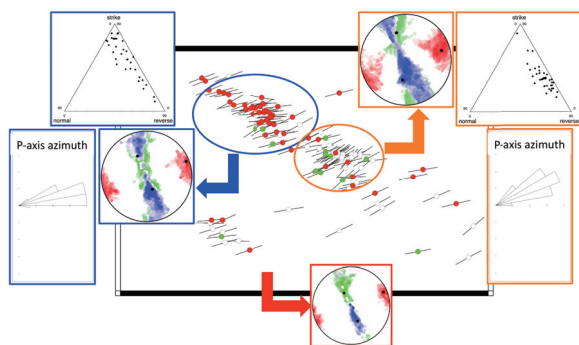


Fig.17 Mechanism types and P-axis directions for the aftershock sequence following the M4.0 on Jan.21, 2010.

azimuthを調べた。余震系列のメカニズム解の断層タイプに違いがあることから、本震を境に北西側と南東側に分けて、P軸のazimuthをヒストグラムに、断層タイプを詳細に見るため、デルタプロット図を示した（Fig. 17）。P軸のazimuthを比較すると、南東側は北西側に対して約10~20° 反時計回りに回転しているように見える。デルタプロット図からも、南東側と北西側は異なる断層タイプのメカニズムの地震が起こっていることが分かった。本震を挟んだ南東側と北西側の余震系列は単一の断層系で起こっているものとは考えにくい。

本震を挟んだ余震系列で北西側は横ずれ断層タイプ、南東側は逆断層タイプや中間タイプのメカニズム解の卓越が見られ、それぞれが別々の断層の可能性を考えた。このメカニズムの違いは空間的な要因以外に、それぞれの地震が起こった時期の違いによる可能性もある。しかし、北西側と南東側の余震系列は、ほぼ同時期に起こっていることが分かった。さらに、余震系列から南西側に約700m離れた位置に余震系列の並びと平行に位置するクラスターが見られ、この近接した異なる断層は本震断層付近で余震が起こっている間に発生していることが分かった。つまり、1月21日のM4.0の地震は、隣接する異なる複数の断層の運動を誘発した可能性が考えられる。

このようにM4クラスを本震とする余震系列でも、M7クラスの余震活動の縮小版のように、余震域内でも複雑な特徴を持っていることは非常に興味深い。観測する機会の多いこれら中規模地震の余震を詳しく解析することで、大地震の余震活動や本震破壊過程の研究に関連する重要な知見が得られるかもしれない。

5.3 第5章のまとめ

1. 余震のメカニズム解の断層タイプやP軸の方

向の分布は余震系列ごとに変化に富んでいることが分かった。2009年10月25日M4.2の余震系列は、本震と余震のメカニズム解、断層タイプやP軸の方向がほぼ一致していた。2010年1月21日M4.0の余震系列は、1km程度の余震系列の中でメカニズム解の断層タイプやP軸の方向に違いが見られた。

2. 非常に近接したM4クラスの地震においても、余震を多く伴うものと余震がほとんど発生しないものがあることを確認した。

6. 近畿地方北部における応力の空間変化

藤野・片尾（2009）は、近畿地方北部の応力場が空間変化していることを報告している。彼らは花折断層の西約10kmを境に、東側は逆断層タイプの応力場、西側は逆断層ではない応力場であることを示した。しかし、彼らは領域、時期の両方で異なるデータをマージしている。花折断層帯、琵琶湖西岸断層帯付近のデータは彼らが用意した主に2000年以降のもので、その西に位置する丹波山地付近のデータは小笠原・片尾（2006）による1998年以前のものである。もし応力場が時間変化するならば、時期の異なるデータをつなぎ合わせることによって得られた応力場の空間変化は「見かけ上」のものにすぎない可能性がある。本研究は、近畿地方北部として「丹波地域」と「琵琶湖西岸地域」を含む広域を研究対象地域としている。そのため、「丹波地域」と「琵琶湖西岸地域」を同条件かつ、一様に応力場を調べ、空間変化について調べた。

6.1 データ

第4章で述べたようにデクラスタ処理を行い、再度「2009年」と「2010年」の応力場を推定した結果、大きな変化は見られなかった。つまり、「2009年」と「2010年」の応力場の推定結果の違いはデクラスタ処理によって取り除かれたクラスターによるものと考えられる。「データセットA」で確認された応力場の変化は時間変化ではなく、地震活動による「見かけの変化」であるとし、デクラスタ処理を施した「データセットA」を用いて「研究対象地域」の空間変化を調べる。

6.2 解析方法

解析領域を小領域に分け、それぞれの領域で応力テンソルインバージョンを行うことで、応力場の時空間変化を連続的かつ、詳細に調べることにした。解析範囲を5km間隔のグリッドで覆い、さらに各グリッドを東西、南北に2.5kmずつずらしたグリッドを定義し、各格子点を中心とした10km四方の小領

域に含まれる地震メカニズムを用いて、インバージョンを行っていく方法をとった。「琵琶湖西岸地域」では、「丹波地域」に比べると、地震活動が低調で、地震数が10個以下で応力テンソルインバージョンを行うことができない領域が存在した。そこで、その領域に対しては15km四方のグリッドを定義し、範囲を広げることで地震数を増やし、同様にインバージョンを行った。地震がほとんど起こっていないなど、インバージョンを行うために必要な地震数を下回るような小領域は解析から除外した。

6.3 応力場の空間変化

解析領域全体で、最大主応力軸はほぼ東西方向を向いている。解析領域全体で全て同じ断層タイプの応力場ではなく、地域的な違いが見られる。この違いを明瞭にするために、応力場を断層タイプごとに色分けした円で表わした (Fig. 18)。全ての応力テンソルインバージョンの結果で σ_1 は東西方向であった。よって、 σ_2 が南北方向、 σ_3 が鉛直上下方向を向いている逆断層タイプの応力場は緑色、 σ_2 が鉛直上下方向、 σ_3 が南北方向を向いている横ずれ断層タイプの応力場は赤色、 σ_2 と σ_3 の信頼区間が重なり合って分離できない、応力場の断層タイプが特定できないような領域は灰色で表している。

「琵琶湖西岸地域」は σ_2 が南北方向、 σ_3 が鉛直上下方向を向いている逆断層タイプの応力場が見られた。「丹波地域」は σ_2 と σ_3 が明瞭に区別できない、逆断層とも横ずれ断層ともとれない結果が多く的小領域で確認できた。「琵琶湖西岸地域」から「丹波地域」にかけて、 σ_2 がほぼ鉛直方向から南北方向へ、 σ_3 がほぼ南北方向から鉛直方向へ変化していると考えられる。これらは、藤野・片尾 (2009) の報告に整合的である。しかし、「丹波地域」は一樣に断層タイプが特定できないような応力場ではなく、特に地震活動が活発な亀岡市付近は逆断層タイプ、旧京北町付近は横ずれ断層タイプの応力場が見られるなど、「丹波地域」の中にも断層タイプの局所的な違いが見られた。藤野・片尾 (2009) では応力場の空間変化の境界が花折断層の西方約10kmで、断層にほぼ平行に見えることを報告している。本研究では応力場の断層タイプの境界は複雑な形状で、この境界の南部はおおよそ琵琶湖西岸断層の地表トレースとほぼ一致しているが、北部は花折断層から大きく西側に張り出している様に見える。

第4章で、応力場の推定結果と震源の深さに関係性があることが分かった。近畿地方北部の震源分布を見ると、丹波地域から琵琶湖西岸地域へ東にいくにつれ、地震発生帯が深くなっている。つまり、近畿地方北部の空間変化は震源の深さ分布に依存し

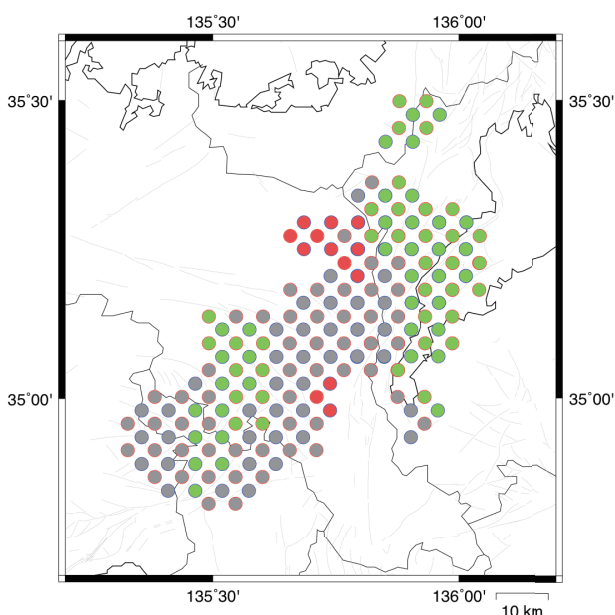


Fig.18 Distribution of the type of stress field at the northern Kinki district. Green circles means the reverse fault type field; red are strike-slip type; gray means “not specified”.

ている可能性が考えられ、深さ分布による影響を排除するために、深さ範囲を限定して応力場の空間変化を調べた。6km以浅と13kmより深い領域の地震を除いて、応力場を推定した結果、「琵琶湖西岸地域」は逆断層タイプ、「丹波地域」は σ_2 と σ_3 が明瞭に区別できない結果を多くの小領域で確認した。「丹波地域」と「琵琶湖西岸地域」の応力場の空間変化には、震源の深さ分布は大きく影響していないといえる。

小笠原・片尾 (2006) の結果は横ずれ断層タイプか、どちらともとれないような結果しか見られない。しかし、本研究の結果では横ずれ断層タイプ、どちらともとれないような結果の他に、「丹波地域中央部」で逆断層タイプの応力場が見られる。藤野・片尾 (2009) の丹波地域の応力場は小笠原・片尾 (2006) による、1998 年以前の兵庫県南部地震前後のデータから求められている。片尾 (2010) によると、兵庫県南部地震以降の丹波地域の応力場は横ずれ断層タイプの応力場の卓越が見られる。その後、地震活動がそれ以前の数倍に活発化しており、兵庫県南部地震が丹波地域の応力場に影響を与えた可能性を挙げている。その後、徐々に横ずれ断層タイプの応力場の卓越性が薄れていく傾向があり、数年スケールで近畿地方北部の応力場が変化している可能性を報告している。本研究における「2009年」と「2010年」の1年程度の時間スケールでは、「丹波地域」の応力場に時間変化は見られなかった。しか

し、本研究と小笠原・片尾（2006）の応力場の推定結果に違いが見られることは、1998~2010年の約10年のスケールで丹波地域の応力場が時間変化していることを否定することはできない。

6.4 第6章のまとめ

「研究対象地域」を10km四方の小領域に分け、それぞれの応力場を求め、解析領域の応力場の空間変化を連続的かつ、詳細に調べた。

1. 「研究対象地域」において、応力場の地域的な違いが見られた。「琵琶湖西岸地域」は逆断層タイプの応力場である。「丹波地域」は主に、 σ_2 と σ_3 が明瞭に区別できない、逆断層とも横ずれ断層ともとれないような結果が得られる領域が卓越している。
2. 「丹波地域」の中でも、小領域によって逆断層タイプや横ずれ断層タイプの応力場も見られ、応力場の局所的な違いが見られた。
3. 応力場の断層タイプの境界は複雑で、主要活断層との関係性は見られなかった。応力場の空間変化と震源の深さに関係性は見出せなかった。

7. 考察

「丹波地域」の応力場の推定結果は σ_1 が明瞭に東西方向を示すが、精度良く決まったメカニズム解を用い、デクラスタ処理を行ったにもかかわらず、 σ_2 と σ_3 の95%信頼区間が重なり合って分離できないすなわち応力場の断層タイプが定義できない場合がほとんどであるという結果が得られた。その原因としては構造や岩質の不均質との関係性を考えられる。丹波地域の微小地震活動域と表層地質の丹波帯（ジュラ紀のアクリーション堆積岩層）の分布がほぼ一致していることが報告されている（片尾・安藤, 1996）。表層地質と地震発生深度における岩質が必ずしも同じものであるとは限らないが、丹波帯の分布域と横ずれ断層と逆断層タイプのメカニズム解が混在している領域がほぼ一致している。さらに、本研究の解析領域の直下には流体の存在が示唆されている。丹波帯に流体を供給する源の1つの可能性として、直下のS波反射面の存在が報告されている（片尾, 1994）。本研究の「丹波地域」の応力場で、断層タイプが定義できないような結果が得られた領域が、この反射面が確認された領域とほぼ一致していることは非常に興味深い。吉村ほか（2005）は、花折断層を横切る測線で電気比抵抗構造探査を行い、花折断層を境とした東西で顕著な比抵抗コントラストがあり、丹波地域では地殻上部まで低比抵抗であることを示した。「大都市大震災軽減化特別

プロジェクト」の一環として行われた自然地震を用いた三次元地殻構造解析では、有馬・高槻構造線から、花折・琵琶湖西岸断層に至る地域、京都府中部の三峠・西山断層系に至る地域の深さ5km~15kmに低速度領域があることが報告されている（文部科学省研究開発局ほか, 2007）。低速度領域と微小地震が活発な地域が対応しており、反射面の直上の地殻上部、つまり微小地震が活発に起こっている地震帯まで流体が存在している可能性がある。

本研究の余震系列の詳細な解析から、丹波地域には1kmも離れていないにも関わらず、節面の走向の方向が異なるメカニズム解が見られる領域が隣接して存在していることが分かった。これらから丹波地域では、局所的にクラックの特定方向への配向があり、小スケールで配向の方向が変化しているなどの構造の不均質が存在する可能性がある。応力場は一様であること、断層の方向はランダムな分布であることを前提として行う応力テンソルインバージョンを10km四方の小領域で行ったとしても、応力場を正確に求めることは難しいのかもしれない。

また、「丹波地域」で σ_2 と σ_3 の95%信頼区間が重なり合って分離できない領域が多いことより、 σ_2 と σ_3 の大きさが同じであることが考えられる。 σ_2 と σ_3 の大きさが近ければ、高い値の応力比が得られるはずであるが、このような領域では応力比もうまく得られていないことが分かり、応力比から σ_2 と σ_3 の大きさの関係を知ることはできなかった。メカニズム解の分布とデルタプロット図より、「丹波地域」のメカニズム解は逆断層、横ずれ断層、中間型がまんべんなく存在していることが分かる。この領域の応力場は σ_2 と σ_3 の大きさがほぼ同じであり、 σ_2 と σ_3 の95%信頼区間が重なり合って分離できなかった可能性がある。「丹波地域」で応力場について明瞭な結果が得られなかったのは、単に解析の精度が低い、あるいは時間・空間分解能の不足が原因ではなく、小スケールでの構造的な不均質によるものや σ_2 と σ_3 の大きさがほぼ同じ応力場であることに起因するものと考えられる。同じ解析方法により琵琶湖西岸地域では明瞭な逆断層タイプの結果が得られていることから、これらは丹波地域特有の事象であると言える。

8. 結論

本研究では、近畿地方北部において2008年12月以降、従来にない高密度の稠密地震観測を行った。稠密地震観測網ではM0.5の地震でもメカニズム解を決めることができ、解析の時間的および空間的な分解能を上げ、詳細なメカニズム解や応力場を知るこ

とができるようになった。本研究ではメカニズム決定精度評価基準を満たした1762個を解析することで、以下のようなことが分かった。

1. 「研究対象地域」のメカニズム解は、P軸のazimuthはほぼ東西方向、plungeはほぼ水平に卓越していた。T軸のplungeは深部で低角に卓越するが、M1.0以下のものでは、深部でも低角のplungeの卓越は見られなかった。M1.0以下の断層タイプはM1.0以上のものに比べて、中間タイプが多い傾向があった。

2. 「研究対象地域」の「2009年」と「2010年」の応力場を比較した結果、「琵琶湖西岸地域」は一貫して逆断層タイプの応力場だった。「丹波地域」は時期による変化が見られた。しかし、それらは主にクラスターによる「見かけ」の変化であることが分かった。

3. クラスター（例えば、M4クラスの地震の余震系列）内部のメカニズムを詳細に知ることができた。1km程度の余震域内でも、余震のメカニズム解の断層タイプやP軸のazimuthの分布は余震変化に富んでいる。

4. 「琵琶湖西岸地域」は逆断層タイプの応力場が卓越している。「丹波地域」は様に同じ断層タイプの応力場ではなく、局所的に断層タイプの異なる応力場の卓越が見られた。応力場の断層タイプの境界は複雑な形状であり、主要活断層との関係性は見られなかった。

5. 「丹波地域」では σ_2 と σ_3 はほぼ同じ大きさであり、かつ1km以下の空間スケールの構造の不均質が存在する可能性がある。

謝 辞

本研究では、文部科学省の委託業務「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」及び、「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」における「近畿地方北部における地殻活動異常と地震先行現象の関係の解明」による臨時地震観測点のデータを使用しています。さらに、京都大学防災研究所地震予知センターの微小地震観測システム（SATARN）に収録されている同センター、東京大学地震研究所、名古屋大学、産業技術総合研究所、気象庁、防災科学研究所の定常観測点のデータも使用しています。

一部の図の作成にはWessel and Smith（1998）のGeneric Mapping Toolsを使用しました。

参考文献

飯尾能久（2010）：内陸地震の発生過程の解明，自

然災害科学, J. JSNDS, 28-4, 284-298.

ト部卓・束田信也（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，No.1, C22-P18.

大見士郎・渡辺邦彦・平野憲雄・中川渥・竹内文朗・片尾浩・竹内晴子・浅田照行・小泉誠・伊藤潔・和田博夫・澁谷拓郎・中尾節郎・松村一男・許斐直・近藤和男・渡辺晃（1999）＊微小地震観測網SATARNシステムの現状と概要，京都大学防災研究所年報, 42, B-1, 45-60.

小笠原知彦・片尾浩・飯尾能久（2006）：丹波山地における微小地震のメカニズム解決定と応力場の推定，京都大学防災研究所年報, 49, B, 331-338.

片尾浩（1994）：近畿地方微小地震活動域直下に存在する顕著な地殻内反射面，地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集, E12-05.

片尾浩・安藤雅孝（1996）：兵庫県南部地震前後の地殻活動，科学66（2），78-85.

片尾浩（2002）：丹波山地の地震活動，月刊地球，号外38, 42-49.

片尾浩（2005）：丹波山地における最近の微小地震活動の静穏化，京都大学防災研究所年報, 48, B, 167-174.

片尾浩（2005）：陸の上の水っばい話-特に近畿地方内陸部における深部流体について-, 月刊地球, No.51, 286-292.

片尾浩（2011）：四半世紀にわたる近畿地方北部の応力空間分布とその時間変化，京都大学防災研究所年報, 54, B, 165-170, 2011.

片尾浩・伊藤潔・中尾節郎・廣瀬一聖・西村和浩・福島麻沙代（2007,）：丹波山地直下の地殻深部反射面の探査-大大特による人工・自然地震観測-, 京都大学防災研究所年報, 50, B, 297-302.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009，琵琶湖西岸断層帯の評価（一部改訂），http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09aug_biwako/index.htm

澁谷拓郎・竹内文朗（2005）：活断層帯の微小地震の活動特性，大都市大震災軽減化特別プロジェクト報告書, 512-529.

藤田和夫，（1968）：六甲変動，その発生前後-西南日本の交差構造と第四紀地殻変動，第四紀研究, 7, 248-260.

藤野宏興・片尾浩（2009）：琵琶湖西岸地域における微小地震のメカニズム解と応力場，京都大学防災研究所年報, 52, B, 275-284.

前田直樹（1988）：地震群の発震機構の決定法-1987年5月28日京都大阪府境に発生した地震（M4.9）の

- 余震について-, 地震, 2, 41, 323-333.
- 三浦勉・飯尾能久・片尾浩・中尾節郎・米田格・藤田安良・近藤和男・西村和浩・澤田麻沙代・多田光弘・平野憲雄・山崎友也・富阪和秀・辰己賢一・加茂正人・澁谷拓郎・大見士郎・加納靖之 (2010) : 近畿地方中北部における臨時地震観測, 京都大学防災研究所年報, 53, B, 203-212.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所 (2007) : 大都市圏大震災軽減化特別プロジェクトI地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成18年度)成果報告書.
- 吉村令慧・宇都智史・大志万直人 (2005) : 花折・琵琶湖西岸断層系周辺の電気比抵抗構造, 京都大学防災研究所年報, 48, B, 143-148.
- Frohlich, C.(1992): Triangle diagrams : ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 75, 193-198.
- Gephart, W. J. and D. W. Forsyth (1984): An Improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data : Application to the San Fernando Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, No.11, 9305-9320.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura, (1987) : Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time estimated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 47, 50-61.
- Horiuchi, S., G. Rocco and A. Hasegawa (1995): Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of a fault plane solutions, *J. Geophys. Res.*, 100, No.5, 8327-8338.
- Iio, Y. (1996): Depth-dependent change in the focal mechanism of shallow earthquakes : Implications for brittle-plastic transition in a seismogenic region, *J. Geophys. Res.*, 101, B5, 11, 209-11, 216.
- Kagan Y. Y., (1991): 3-D rotation of double-couple earthquake sources, *Geophys. J. Int.*, 106, 709-716.
- Maeda, N. (1992): A method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 2410-2429.
- Reasenber, P., (1985): Second-Order moment of Central California seismicity, 1969-1982, *J. Geophys. Res.*, 90, B7, 5479-5495.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada (2000): Continuous GPS array and present-day crustal determined of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2303-2322.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New Version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 76, 329.
- Yamanaka, H., Y. Hiramatsu, and H. Katao (2002): Spatial distribution of atypical aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Earth Planets Space*, 54, 933-945.

(論文受理日 : 2012年6月8日)

Focal Mechanisms and Regional Stress Field in the Northern Kinki District Using the Dense Seismic Array

Hiroaki AOKI, Hiroshi KATAO, Yoshihisa IIO, Tsutomu MIURA, Aiko NAKAO, Itaru YONEDA,
Masayo SAWADA and Setsuro NAKAO

Synopsis

In the northern Kinki district, we have done seismic observations using the dense seismic array stations since 2008. Total 150 temporal and permanent stations are used, and the average interval between the stations is about 5km. We got numerous mechanism data in a short time period, and the spacial and temporal resolution of the focal mechanism analyses are improved. Based on these data, we discuss about the feature of focal mechanisms, space and time variation of the regional stress field, and the detail of the mechanism distribution within the aftershock sequence following the M4 class earthquakes.

Keywords: stress field, focal mechanism, micro-earthquake, Tamba region