

(1) 実施機関名：

東京大学地震研究所

(2) 研究課題（または観測項目）名：

濃尾断層系における歪・応力集中過程と破壊様式解明のための総合的研究

(3) 最も関連の深い建議の項目：

2. 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

(2) 地震・火山噴火に至る準備過程

(2-1) 地震準備過程

ウ. ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程

(4) その他関連する建議の項目：

1. 地震・火山現象予測のための観測研究の推進

(2) 地震・火山現象に関する予測システムの構築

(2-1) 地震発生予測システム

イ. 地殻活動予測シミュレーションの高度化

(5) 本課題の5か年の到達目標：

内陸地震の発生プロセスにはまだ不明の点が多く残されている，従って，研究対象域を選ぶにあたり，破壊様式を支配する不均質構造の検知の容易なこと及び地震・地殻変動が顕著なことが重要な条件となろう．本計画では，変形速度の大きな構造帯である新潟-神戸ひずみ集中帯内に位置する国内最大級の内陸地震である 1891 年濃尾地震の震源域（濃尾断層系）に焦点をあて，総合的観測とモデリング研究を密接な連携のもとに実施する．具体的には，断層下の地殻・上部マントル不均質構造とその中での運動特性を明らかにし，その知見を踏まえて内陸地震発生のひずみ・応力の蓄積・集中の物理メカニズムに対する定量的モデルの構築を行う．

濃尾断層系は幾つかの segment に分かれており，segment 間の連動的破壊が進行したと考えられている．従って，断層を含む上部地殻には，この地震のアスペリティとともに，segment 境界における連動性破壊を示唆する不均質構造の存在が強く示唆される．一方，現計画の跡津川断層域における総合観測の成果から，濃尾断層系下の下部地殻内にも局在化した異常構造域（低速度異常）が期待されることである．この異常域では滑り運動が進行している可能性があり，その運動によって蓄積されるひずみ・応力が不均質構造を介在させて下部地殻から上部地殻に再配分され，更に断層面近傍に集中して連動型を含めた破壊に至ると想定される．

そこで本計画では，破壊様式を支配する上部不均質構造（アスペリティ・segment 境界・断層端域）と，ひずみ・応力の蓄積の原因となる下部地殻構造不均質及びそこで進行している運動の特性を，総合的観測（広域地震観測・稠密自然地震観測・電磁氣的観測・GPS 観測・制御震源探査）から明らかにする．地殻内流体は，上部・下部地殻を問わず，応力の集中に重要であるので，地震・電磁氣観測によってその分布・挙動を明らかにする．さらに，この総合的観測で得られた知見を元にモデリング研究を実施し，この地震に対するひずみ・応力の集中プロセス（不均質構造の中での応力の蓄積・再配分・集中プロセス）やこの地震で特徴的な連動型破壊の物理的メカニズムを明らかにする．

(6) 本課題の5か年計画の概要：

平成 21 年度：

5か年観測の立ち上げ年度である。従って、衛星テレメータを主体とする広域地震観測網の整備及び GPS 観測点の設置を開始する。また、断層帯周辺における稠密アレー観測を実施する。

広域地震観測：濃尾断層を取り囲むように 100km 四方の地域において衛星及び電話線を用いた 40 点のテレメータ観測網を構築する。調査地域は山岳地や電気等が通じていない地域が予想される。そこで、その様な地域においては、オフラインレコーダを用いた観測を行うことにより観測空白域のないように対応する。今年度のオフラインレコーダの展開は 10 点程度を予定している。観測されたデータは、東京大学地震研究所と京都大学防災研究所に収録システムを構築しデータの収録を行う。また、精密震源決定によって地震活動を把握するとともにメカニズム解、走時データ等データを取得する。

稠密アレー観測：震源域南部において、断層帯の走行と直交する方向 (WSW-ENE) に 3 本の稠密アレーから成る自然地震観測網 (合計 90 点) を約 6 か月間展開する。各々の稠密アレーは、約 30 点の観測点から構成され、観測点の設置間隔は約 1km である。各観測点では、1Hz-3 成分速度型地震計を使用して連続波形記録を収録する。

GPS 観測：濃尾断層帯の中央部付近に 20 点程度の稠密 GPS 観測網を構築する。観測点は堅固な構造物にアンテナ固定用ボルトを設置するか、地中に直接ピラーを埋設する。可能な範囲で連続観測を実施するが、それ以外の観測点については 1 か月程度のキャンペーン観測を実施する。データ解析の体制を整備し、キャンペーン観測データを解析して初期座標値を得る。

モデリング：モデルについては、H21 年度は、前計画で様々な結果が得られた跡津川についてのまとめ及び定量モデルの構築を行う。また、その結果も踏まえて、濃尾断層帯におけるモデル化の方針について検討する。

H22 年度：

広域地震観測：観測点設置を継続して行うとともに、データ解析に着手する。

稠密アレー観測：前年度に引き続き、アレー観測を実施する。また、前年度データを併せ、解析に着手する。

電磁気観測：比抵抗構造探査を実施する。

GPS 観測：観測点を維持するとともに、データ収集・解析を実施する。

モデリング：計算機環境を引き続き整えるとともに、モデルリングのための基礎的コード等を整備する。

この年度末までに、当該地域の不均質構造及び地殻変形様式の概略を明らかにする。

H23 年度：

広域地震観測：観測点を維持し、データ収集を円るとともに、解析を実施する。

稠密アレー観測：前年度に引き続き、アレー観測を実施する。また、前年度までデータを併せ、解析を継続して行う。

電磁気観測：前年度の比抵抗構造探査の解析を実施する。

GPS 観測：観測点を維持するとともに、データ収集・解析を実施する。

モデリング：モデルリング計算に着手する。

次年度の制御震源探査に備え、当該地域の不均質構造と断層近傍で進行しているであろう変動現象の概略を明らかにする。

H24 年度：

広域地震観測：観測点を維持し、データ収集を円るとともに、引き続き解析を実施する。

稠密アレー観測：前年度に引き続き、アレー観測を実施する。また、前年度までのデータを併せ、解析を継続して行う。

制御震源地震探査：自然地震観測、電磁気観測、GPS 観測の結果を踏まえ、大規模制御震源地震探査を実施する。

電磁気観測：前年度までの結果を踏まえ、比抵抗構造探査を実施する。また、前年度までのデータについては解析を継続して行う。

GPS 観測：観測点を維持するとともに、データ収集・解析を実施する。

モデリング：モデルリング計算を継続して実施する。

この年度から、全体の取りまとめを目指した総合的解析を実施する。

H25 年度：

広域地震観測：解析を引き続き実施するとともに、観測点の撤収を行う。

稠密アレー観測：前年度までのデータの解析を継続して実施する。

制御震源地震探査：前年度のデータの解析を引き続き実施する。電磁気観測：前年度までの比抵抗構造探査の解析を実施する。

電磁気探査：データ解析を継続して行うとともに、観測点の撤収を行う。

GPS 観測：データ解析を実施するとともに、観測点の撤収を行う。

モデリング：モデルリング計算を継続して実施する。

全体の成果の取りまとめを行う。

(7) 平成 24 年度成果の概要：

【濃尾地震震源域の総合集中観測】

本計画では、変形速度の大きな構造帯である新潟-神戸ひずみ集中帯内に位置する国内最大級の内陸地震である 1891 年濃尾地震の震源域（濃尾断層）に焦点をあて、総合的観測とモデリング研究を密接な連携のもとに実施している。

自然地震観測については、H21 年度までに完成した広域地震観測網によって順調にデータが取得されている。このデータ及び定常観測点データを用いた地震波トモグラフィ解析によれば、前年度までの解析結果として示唆されていた濃尾地震震源域及びその北西側の下部地殻は P 波、S 波とも周囲に比べ低速度であること、その中でも特に、濃尾地震の際に滑り量が大きかった温見断層直下の下部地殻の速度が遅いことが確認された。また、濃尾地震の震源よりも南東側の下部地殻の速度は平均程度であり、震源域付近を境に下部地殻の速度が大きく変化する。更に、濃尾地震震源域直下の下部地殻に存在する低速度域は、その下に沈み込むフィリピン海プレートから伸びているように見え、今後の分解能チェックやデータの吟味などを行って得られた結果の解釈を行っていく予定である。

稠密アレー観測においては、昨年度、濃尾地震の震源域南東延長部に展開した稠密地震計アレイデータを用いて解析を進めた。この地域には、北東-南西走行の活断層が密集する地帯が存在する。地震波トモグラフィ解析から、この活断層密集域の地震発生層下部には、低速度層が存在することが明らかとなった。また、レーザー関数解析から、深さ約 40 km 付近に沈み込むフィリピン海プレートの海洋性地殻のモホ面が示された。東海地域において、海洋性地殻は傾斜角約 15 度で北西方向に沈み込んでいるが、濃尾地震震源域の南東部からほぼ水平に沈み込む。また、陸側プレートのモホ面は深さ約 30km にほぼ水平に位置する。このような特徴は、前年度までに得られていた結果を支持するものである。

この断層系周辺で発生している地震のメカニズム解は、濃尾地震断層周辺では横ずれ型と逆断層型の解が支配的で、P 軸の方位についても、広域応力場と調和的な西北西-東南東、東-西、西南西-東北東を向くものがほとんどであり、昨年度までの結果と調和的である。減衰構造については、コーダ Q (QC) の空間分布は、1-2, 2-4 Hz 帯では濃尾断層帯から南西及び、北東方向の領域で低 Q 値を示す領域が分布することが分かった。Hiramatsu et al. (2012) では、低周波数帯 (1-4 Hz 帯) において跡津川断層帯に沿うように低 Q 領域が分布する傾向を示したが、濃尾断層帯ではそのような明瞭な空間変化は確認できない。地殻内で発生する地震の S 波スプリッティング解析においては、速い S 波の偏向方向は概ね東-西から北西-南東であり、昨年度までの結果を確認できた (図 1a,b)。これは、新潟-神戸ひずみ集中帯を広く解析した Hiramatsu et al. (2010) の結果と一致し、この地域の地殻の異方性は広域応力場に支配されたクラックの選択配向により生じていることを示す。濃尾断層帯周辺の観測点でも断

層帯に斜交する偏向方向が得られており、断層帯の固着が進み広域応力場支配のクラックが卓越的であることが示唆される。また、波線長で正規化した時間差を GPS 解析から得られた差ひずみ速度と比較すると、Hiramatsu et al. (2010) で報告されているひずみ集中帯における差ひずみ速度との比例関係と整合的な結果が得られ、差ひずみ速度に対応する速度で上部地殻に応力が蓄積していると解釈できる(図 1c)。

2009 年 10 月に研究地域で行われた発破を濃尾合同観測グループによって設置されたアレイ地震観測点で記録したデータを用い(図 2a)、特に反射波の走時から本地域下の地震波速度構造を推定し、対応する反射波群の空間的広がりの特定を試みた。対応する反射群の上面と下面の深さは、28-32 km 及び 37-41km に求まり、根尾谷断層を境に北東側の方が深い深度を示す(図 2b)。このことから根尾谷断層が下部地殻まで及んでいる可能性が考えられる。

これまでの地震波トモグラフィ解析によれば、濃尾断層域下のフィリピン海プレートから上部地殻へとつながる低速度域の存在が示唆され、更に断層の走向方向においても、断層北部下部地殻が低速度である可能性が強いことがわかった。このような知見に基づき、断層帯と地殻・上部マントル不均質構造、プレート沈み込み構造との直接的関連性を解明する目的で、濃尾地震断層域を横切るように、京都府福知山市から長野県伊那市に至る全長約 280km の測線において地殻構造探査を行った(図 3a)。この構造探査では、測線上に 1793 点の観測点を展開し、ダイナマイトを用いた 8 点(500kg-6 点, 300kg-2 点)の発震作業を行った(図 3a)。得られた記録は良好であった。図 3b には、これらの記録に暫定的に NMO 処理を行ったものを示した。地殻内反射波群の尽きる深さは、根尾谷断層の西側でおおよそ TWT(Two-way travel time) 12sec(図 3b の A) の位置にあるが、東側ではおおよそ TWT 14sec(図 3b の C) に認められ、西側に比べて深い。また、測線の東側の下部地殻において西側へと傾斜する境界面が検出できた(図 3b の B)。また、より深部(TWT で 13-16sec)にも反射群が見られ、その分布は測線下のフィリピン海プレートの形状(Nakajima and Hasegawa, 2007)に沿っているように見える。

電磁氣的観測においては、3 次元解析による比抵抗構造が求められつつある。その結果によれば、深さ 4km 程度までの地下浅部に、濃尾地震断層南部に沿って低比抵抗帯のあることがわかった。一方、中部地殻は全体的に高比抵抗である。また、福井-岐阜県境域上部マントルに東西に横たわる低比抵抗帯が存在することが分かった(図 4)。この低比抵抗帯は、深さ 100km 以深にまで達しており、その生成には太平洋プレートからの脱水が関与している可能性が示唆される。

2009 年度に濃尾断層系の周辺に 20 か所、GPS キャンペーン観測用の観測点を設置し、年間 2~3 か月程度の観測を開始した。2012 年度の観測は、2011 年度末の 1 月から 3 月に GPS を設置し、5 月から 6 月にかけて回収するまで、2~4 か月程度の連続観測を実施した。また、2013 年 1 月に 4 点に GPS を設置し、残りの点でも 2 月末から 3 月にかけて設置を予定しているところである。現在観測を行っているのは全部で 18 点である。本 GPS 観測により得られた結果によれば、東北地方太平洋沖地震後の余効変動が地震発生後 1 年経過後も継続中である。2011 年 4 月から 2012 年 4 月まで 1 年間の地殻変動分布では、北側の観測点が東向きに、南側の観測点が西向きに変位する右横ずれのように見えるが、これは東北地方太平洋沖地震の余効変動による東向き変位が北側ほど大きいことによる影響と考えられる(図 5)。濃尾断層系自体は左横ずれの変位を示すはずであるが、そのような傾向は見ることができない。ただ、ここで示した変位は本震発生直後の 2011 年 4 月を基準としており、余効変動が急速に進展している影響を受けている可能性がある。2013 年の観測データを用いることにより、現時点における変動の様子は明らかになってくるものと期待される。

【跡津川断層域の総合集中観測】

前計画で実施した跡津川断層域における総合集中観測については、地震波形 3 成分データを用いて、コード Q (QC) の解析を継続して行った。2004 年 11 月から 2006 年 12 月に飛騨地方及び北陸地方で発生した M1.8 以上、深さ 30 km 以浅の 249 個の地震に対し、1.5-24 Hz までの 10 周波数帯において、Sato (1977) の一次等方散乱モデルを適用し、コード Q 値を推定した。得られたコード Q 値を空間分布図によれば、低周波数帯である 1.5 Hz 帯や 2.0 Hz 帯では、北東-南西方向に跡津川断層帯と重なるように低コード Q 域(高コード Q-1 域)が広がり、跡津川断層帯から離れるにつれ、高コード Q (低

コード Q-1) になる。しかし、この低コード Q 域は周波数帯が高くなるにつれて不明瞭となる。低周波数帯のコード Q 値の空間分布について、Nakajima et al. (2010) による地震波トモグラフィの S 波速度構造と比較すると、上部地殻下部から下部地殻での S 波速度と正の相関が見られ、低周波数帯におけるコード Q 値は地殻の脆性-延性遷移領域を反映したパラメータであるというこれまでの結果が再確認された。また、Hiramatsu et al. (2010) による方法を用いて、コード Q 値と GPS 観測で得られた差ひずみ速度 (Sagiya et al., 2000) との関係から応力蓄積速度の空間変化量を推定すると、1.5-2.0 Hz 帯で 15-18 kPa/year と求められる。これらの値は GPS の結果から推定された値 (3 kPa/year) (Hiramatsu et al., 2010) より大きく、脆性-延性遷移領域下での高変形速度が上部地殻での高応力速度すなわち高ひずみ速度を形成していることが考えられる。

【内陸地震域応力集中プロセスのモデリング】

昨年度に自動決定した跡津川断層周辺の微小地震のメカニズム解に対し、解の目視による精度検証を終え、最終的に先行研究を上回る 275 個のメカニズム解を得た (151 個 : Katsumata et al., 2010, 154 個 : Imanishi et al. 2011)。その結果、跡津川断層周辺のメカニズム解の様々な特徴が明らかになった : (1) 断層深部端では右横ズレ型が卓越する傾向が見られる。(2) 断層中央部では深さごとに主応力軸の方位が異なる。(3) 断層西部では逆断層型のメカニズム解が見られ、その P 軸は断層走向と直交するものと平行する物の双方が存在する。(4) 富山から能登にかけて逆断層型のメカニズム解が卓越し、それらは地形と相関が良い。これらの特徴がどの程度有意であるか (信頼区間推定) や、応力逆解析時の領域区分にどの程度依存するのか、などを検証する必要がある。

2007 年能登半島地震の余震のメカニズム解から求められたこの地域の特異な応力場分布 (Kato et al., 2011) に対し、深部延長の滑りによって上記の特異な応力場の解釈を試みた。ここでは、Okada(1992) を用いたフォワードモデリングにより滑り量を求めた。この地震の断層面を上部と下部の 2 枚の断層 (傾斜角 63°) でモデル化し、その下 (深さ 10km 以深) に鉛直の深部滑り面を設定した。深さ 10km 以深で観測された応力場に対応して水平面内の差応力がほぼゼロとなるように鉛直断層の滑りを決定し、浅部では観測結果に合うような滑り分布を試行錯誤的に求めた。断層面の滑り量は、深部から順に 50m, 30m, 10m となり、断層近傍においては、深さ 8km では逆断層的なのに対して、深さ 2km では横ずれ型の応力場となって、観測された応力場の特徴をよく説明している。跡津川断層においては、下部地殻内の低速度・低比抵抗異常域は大規模なものであり、深部延長だけでなくその両端部を含めて Weak Zone (変形集中帯) となっている (Nakajima et al., 2008; Yoshimura et al., 2009)。さらに、Weak Zone は跡津川断層を超えて走向方向に連続しており、大きなひずみ速度で特長付けられるひずみ集中帯 (Sagiya et al. 2000) を形作っていると考えられる。一方、能登半島地震の断層においては、下部地殻内の低速度・低比抵抗異常域から推定される Weak Zone は今回の震源域を超えて続いていないようである。

(8) 平成 24 年度の成果に関連の深いもので、平成 24 年度に公表された主な成果物 (論文・報告書等) :

Hiramatsu, Y., A. Sawada, Y. Yamauchi, S. Ueyama, K. Nishigami, E. Kurashimo, and the Japanese University Group of the Joint Seismic Observations at NKTZ, Spatial variation in coda Q and stressing rate around the Atotsugawa fault zone in a high strain rate zone, central Japan, Earth Planets Space, in press, 2013.

Kato, A., Sakai, S., Iidaka, T., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Igarashi, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Katsumata, K., Takahashi, H., Honda, R., Maeda, T., Ichiyanagi, M., Yamaguchi, T., Kosuga, M., Okada, T., Nakajima, J., S. Hori, Nakayama, T., Hasegawa, A., Kono, T., Suzuki, S., Tsumura, N., Hiramatsu, Y., Sugaya, K., Hayashi, A., Hirose, T., Sawada, A., Tanaka, K., Yamanaka, Y., Nakamichi, H., Okuda, T., Iio, Y., Nishigami, K., Miyazawa, M., Wada, H., Hirano, N., Katao, H., Ohmi, S., Ito, K., Doi, I., Noda, S., Matsumoto, S., Matsushima, T., Saiga, A., Miyamachi, H., Imanishi, K., Takeda, T., Asano, Y., Yukutake, Y., Ueno, Maeda, T., Matsuzawa, T., Sekine, S., Matsubara, M. & Obara K, 2011. Anomalous depth dependency of the stress field in the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake: Potential involvement

of a deep fluid reservoir, Geophys. Res. Lett., 38, L06306, doi:10.1029/2010GL046413.

高岡宏之・津村紀子・高橋福助・野崎謙二・加藤愛太郎・飯高隆・岩崎貴哉・酒井慎一・平田直・生田領野・國友孝洋・吉田康弘・勝俣啓・山岡耕春・渡辺俊樹・山崎文人・大久保慎人・鈴木貞臣, 2012. 東海地域下の三次元地震波減衰構造—微小地震スペクトルを用いた推定—, 地震 第2輯, 第65巻2号, 175-187.

(9) 平成25年度実施計画の概要：

広域地震観測においては、観測点の撤収を行う。特に、次期計画における観測計画を見据えた撤収計画を立て、撤収作業の効率化を図る。蓄積したデータの解析を進行させ、地震活動、地震波トモグラフィ、レシーバー関数解析、メカニズム解解析、反射・散乱解析、S波スプリッティング、減衰構造等の地震学的にさまざまな視点で濃尾地震断層を明らかにしていくとともに、地殻変動観測や地球電磁気観測のデータともつぎ合わせ、濃尾地震断層域について総合的な理解を行う。

稠密アレー観測においては、前年度までのデータの解析を精力的に進め、アスペリティや断層、セグメントの連動性に影響を与える不均質構造を明らかにする。必要に応じて、補助的な観測の実施も考慮する。

電磁氣的観測においては、福井県内で継続しているネットワークMT長基線電位差測定、中竜鉱山坑道内、根尾にて継続している磁場観測を終了し、撤収する。ひき続きネットワークMT応答関数の質の向上をはかるとともに、前期計画で得ていた応答関数もあわせて、3次元インヴァージョンを行い、3次元構造推定の精度向上を図る。

GPS観測においては、これまで提出してきた変位場は本震発生直後の2011年4月を基準としており、余効変動が急速に進展している影響を受けている可能性がある。次年度は、2013年の観測データを用いることにより、現時点における変動の様子は明らかになると期待される。

モデリングにおいては、跡津川断層とその周辺のメカニズム解をコンパイルし応力場の空間変化を推定するとともに、その変化を説明する物理モデルを構築する。

(10) 実施機関の参加者氏名または部署等名：

東京大学地震研究所（岩崎貴哉・飯高隆・平田直・酒井慎一・蔵下英司・加藤愛太郎）

他機関との共同研究の有無：有

北海道大学・弘前大学・東北大学・茨城大学・千葉大学・東海大学・名古屋大学・愛知教育大学・京都大学防災研究所・金沢大学・九州大学・鹿児島大学・国立極地研究所・気象庁・防災科学研究所

(11) 公開時にホームページに掲載する問い合わせ先

部署等名：東京大学地震研究所

電話：03-5841-5708

e-mail：iwasaki@eri.u-tokyo.ac.jp

URL：

(12) この研究課題（または観測項目）の連絡担当者

氏名：岩崎貴哉・飯高隆

所属：東京大学地震研究所

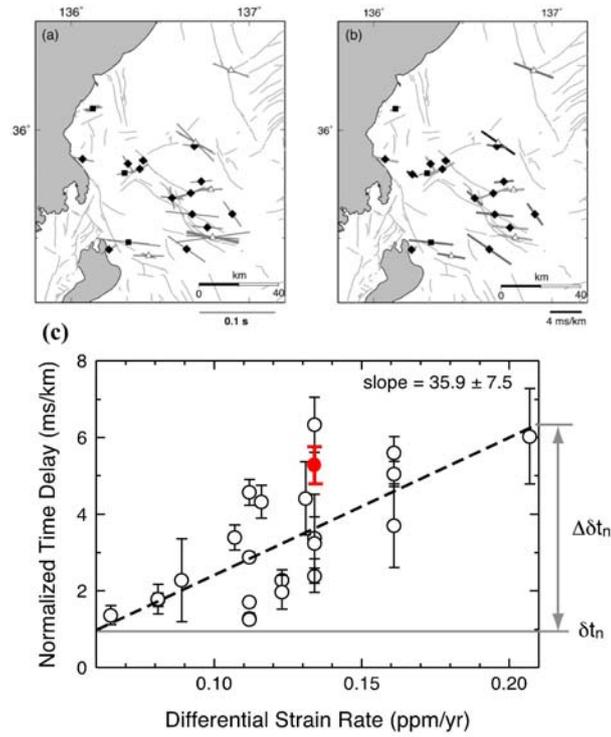


図 1

S波スプリッティング解析結果。(a) 速いS波の方向と時間差。(b) 各観測点におけるS波スプリッティングの平均値。時間差は破線長で正規化されている。黒線は圧縮ひずみ速度軸との角度差が30度以内かつデータ数が3以上のものであり、図2にプロットされている観測点の結果である。(c) GPS解析による差ひずみ速度(Sagiya et al., 2000)と波線長正規化した時間差との関係。赤丸は本研究結果、白丸はHiramatsu et al. (2010)の結果を示す。

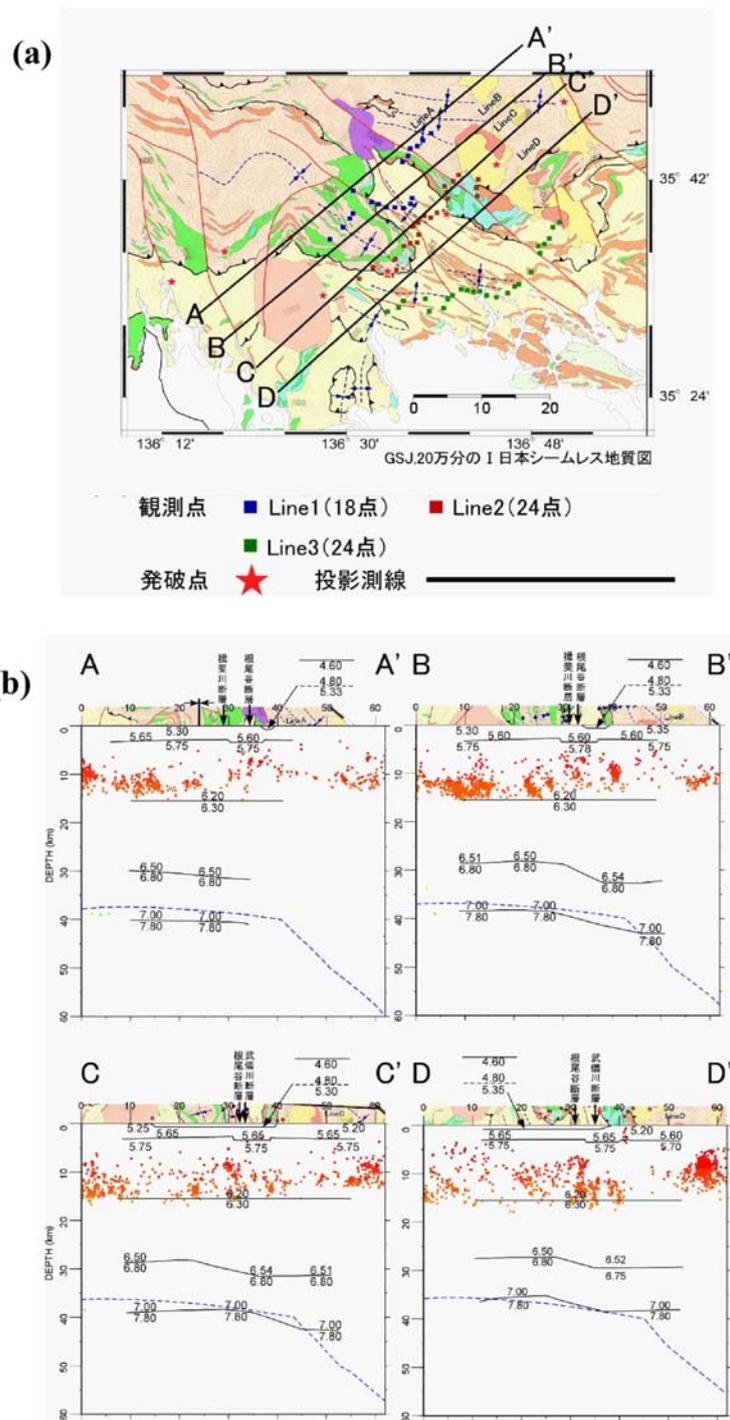


図 2

(a) 2009 年に実施された構造探査の観測点及び発破点分布。地質図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 (地質調査所)。赤線は断層を示す。(b) 反射波走時から求められた各投影測線での地震波速度構造。青点線は弘瀬ほか (2007) によって推定されたこの地域でのフィリピン海プレート上面深度。赤点は気象庁一元化震源 (2002 年 6 月 10 日～2012 年 8 月 7 日) を示す。根尾谷断層付近を堺として北東側の反射面深度が深い傾向がわかる。

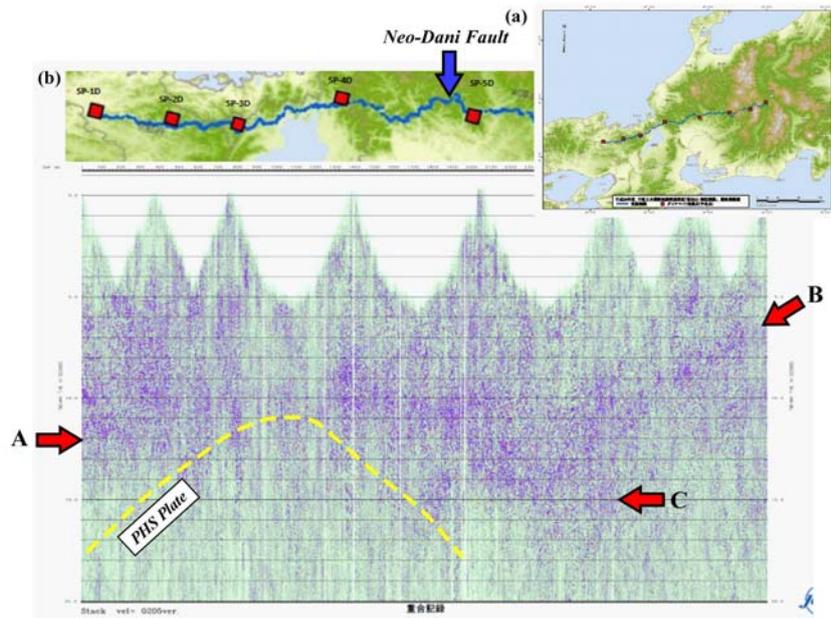


図 3

(a) 濃尾地震断層域を横断する地殻構造探査. (b) NMO 処理による時間断面 (縦軸は, two-way travel time). 図中の A 及び C は, 地殻内反射面の尽きる位置を示す. B は, 西傾斜反射面. 黄色の波線は, Nakajima and Hasegawa(2007) によって推定された測線下のフィリピン海プレート上面の位置を示す.

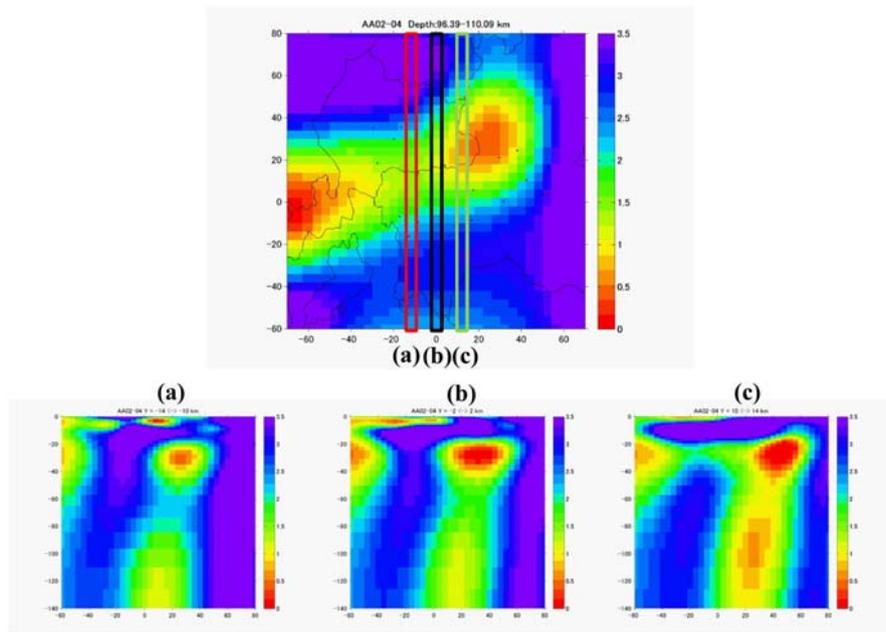


図4
 広域ネットワークMT観測で求められた濃尾断層域深部の比抵抗構造。(a)-(c)における断面図を下段に示した。

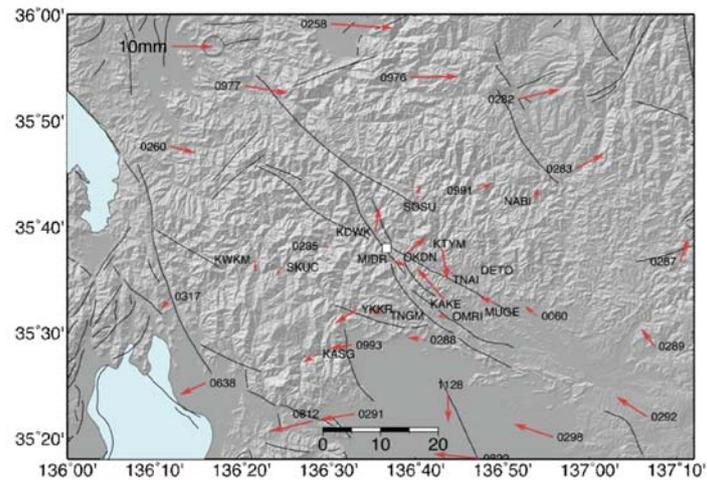


図5
 2011年4月から2012年4月の変位ベクトル。基準は電子基準点根尾(0286)。