

(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其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）が期待されるところである．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・電磁気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、データ収集を図るとともに、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、データ収集を図るとともに、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) 計画期間中（平成 21 年度～25 年度）の成果の概要：

### 【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（自然地震観測・電磁気観測・GPS 観測・制御震源地震探査）とモデリング研究を密接な連携のもとに実施してきた。

### 断層域及びその周辺域 3 次元不均質構造と地震活動

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きた。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、濃尾平野下の下部地殻は P 波、S 波とも周囲に比べ低速度である（図 1）。また、フィリピン海プレートから濃尾地震の震源直下の地殻中部にかけて、連続的な低速度域がみられ、濃尾地震の滑り量が大きかった温見断層直下の下部地殻は特に速度が遅い。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。

また、断層周辺の稠密アレー観測によれば、濃尾地震の破壊開始点と考えられる断層北東部（温見断層）の地震発生層深部に低速度体が存在し、その低速度体の上面は断層の南東部へ向かって徐々に深くなる。この低速度体は、跡津川の断層深部で見られたものと類似した特徴を示す。また、温見断層セグメントの地震発生層は、高速度を示すとともに、地震活動度は極めて低調である。Vp/Vs 比は、地震発生層の全体にわたって低い値を示すが、濃尾地震の震源域南東延長部では、北東-南西走行の活断層が密集する地帯が存在するが、この地帯の地震発生層下部には低速度層が存在し、且つ、Vp/Vs 比が周辺に比べて若干増加する（図 2）。H25 年度には、根尾谷断層南端と梅原断層と岐阜・一宮断層が交差する断層セグメント境界において稠密な地震計ネットワークを面的に展開し、連続波形記録を収録した。2013 年 8 月 4 日に宮城県沖で発生した M6.0 の地震による波動伝播を可視化したところ、断層セグメント境界において波面の乱れが観察された。

### 応力解析

研究領域内で発生した M1.0 以上、深さ 30km 以浅の地震に対して P 波初動の押し引きをデータとして震源メカニズム解 702 個を決定した。得られた解の多くは左横ずれタイプであり、P 軸はほぼ東西を向き、この地域の広域応力場と一致している。さらに、これらの震源メカニズム解を震源の深さによって、2～7km、5～10km および 8～13km の 3 グループに分け、各グループに対し 0.1 度間隔の格子点毎に応力テンソルインバージョンを行った。その結果、各深さグループとも最大主応力軸はほぼ東西・水平方向を向くが、多少の空間的な変化が認められる。特に濃尾断層帯では、1891 年濃尾地震で

地表変位が出現した範囲では、ほぼ東西方向であるが、それより北側および南側では、時計回りに数10度の回転が見られる。

### S波異方性及びコーダQ解析

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一西から北西一南東であり、新潟一神戸ひずみ集中帯を広く解析した Hiramatsu et al. (2010) の結果と一致する。これは、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は、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で、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ことを示している。また、コーダQ解析からは、低周波数帯のコーダQの空間分布が地震波トモグラフィによる深さ10~15kmの地震活動と良い相関がある。コーダQ値やS波スプリッティングの強さと差ひずみ速度の関係は Hiramatsu et al. (2010, 2013) の結果と整合的であった。これらは、脆性一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を示唆している。

### RF解析

濃尾地震断層帯を取り巻く、200km × 150kmの広い領域でレーバ関数解析によれば、東経137.5度に沿った南北断面では、沈み込むフィリピン海プレートの上層と海洋地殻のモホ面が北に向かって傾斜する境界面として深さ80km程度まで確認できる。一方、解析領域西部の伊勢湾から若狭湾にかけての領域では、フィリピン海プレートは浅い。また、稠密アレーデータを用いたRF解析では、濃尾地震の震源域の南東部の深さ約40km付近に沈み込むフィリピン海プレートの海洋性地殻が明瞭に示された。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、濃尾地域ではほぼ水平に沈み込む。濃尾地域の北側では、海洋性地殻の存在を確認することが困難であり複雑な構造を呈する。マントル・ウェッジの厚みは10km未満と狭く、 $V_p/V_s$ 比は周辺よりも高い値を示す。これは、マントル・ウェッジのオリビンの一部が蛇紋岩化していると考えられる。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(図2)。

### 制御震源地震探査

稠密アレー観測点における、北美濃地域反射法地震探査の人工地震データを用い、速度解析と反射法解析を行った結果、根尾谷断層と交差する断面で反射波群上端・下端にあたる速度境界に断層の両側で最大3kmの差が見られ、北東側の方が深くなることが分かった。また各速度断面を3次元的に解釈すると、反射波群が北西方向にも傾斜する構造を持つことが確認された。この反射波群の深度の差は、先行研究で明らかになった南西側隆起の断層の運動センスによる地殻変形の結果と整合的であり、根尾谷断層帯の変位が下部地殻に及んでいる可能性がある。

2012年に行った全長280kmの制御震源地震探査については解析が進み、深さ40kmまでの速度構造が明らかとなった(図3)。反射法断面図からは、沈み込むフィリピン海プレートは、琵琶湖から根尾谷断層下で島弧地殻と約28kmの深さで接する凸状の形状をした反射層として確認できる。この反射群に富む部分の島弧下部地殻のP波速度は低速度(6.3km/sec)で、沈み込むフィリピン海プレートと直接接触している。また、本地域で得られている比抵抗構造研究の結果と比較すると、深さ20km以深で低比抵抗領域が報告されており、本解析で得られた低速度で反射層に富む領域と対応している。

### 電磁気学的観測

電磁気的観測においては、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、福井一岐阜県境域上部マントルに東西に横たわる低比抵抗

抗域が存在することがわかった（図4）．この低比抵抗域は、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．

## GNSS 観測

GNSS 観測においては、2009 年度に濃尾断層系の周辺に 20 箇所にキャンペーン観測用の観測点を設置して観測を開始したが、東北地方太平洋沖地震の発生により濃尾地区の観測点においても、10cm 程度の東ないし北東向き変位（朝鮮半島を基準）を観測した．得られた変動を全体として見れば、依然として東北地方太平洋沖地震の余効変動が支配的に見えるが、濃尾断層系周辺では、この広域的な余効変動に加えて断層系の運動に整合的な左横ずれの変位が生じており、時間の経過に伴って余効変動が減衰するに従い、次第に明瞭になりつつあるように見える．東北地方太平洋沖地震の震源が遠く、この地震の本震および余効変動に伴う応力変化が必ずしも大きくないことを考慮すれば、濃尾断層系周辺の応力場は殆ど変化しておらず、当地域の応力場を反映する形で濃尾断層系に応力を蓄積させるような運動が継続しており、広域的な変形とローカルな変形の足し合わされたものが観測されていた、と見ることが可能である．当地域における東北地方太平洋沖地震に伴う伸びのひずみ変化は 0.5 ppm 程度、これに伴う応力変化は 2 kPa 程度であり、断層周辺の絶対応力に比べて十分小さい変化と考えて良いだろう．本観測を通じて、内陸断層における応力蓄積過程は、たとえ M9 クラスの巨大地震が発生しても応力変化の影響としては非常に限定的であると見なすことができよう．

## 結論

この5か年の結果で、根尾谷断層帯周辺では地震波速度の不均質が大きく、更に断層下の速度が相対的に低いことが明らかとなった．断層下の中部・下部地殻の速度異常は、跡津川断層域における総合観測でも顕著であり、内陸地震の応力蓄積過程の重要な構造要因である可能性がますます強まった．また、濃尾断層下においては沈み込むプレートが浅い位置に達しており、プレートからの流体供給を含め、プレートと内陸断層の強い相互作用が示唆される．また、電磁氣的観測によれば、流体の供給源として、フィリピンプレートだけでなく、太平洋プレートも大きな役割を果たしている可能性が強いことがわかった．また、GNSS 観測によれば、濃尾断層系に応力を蓄積させるような運動が継続しておりの変動は東北沖地震による変動の影響は限定的であることがわかった．

## 【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、S 波スプリットング解析とコーダ Q 解析を行った．S 波スプリットング解析からは、波線長で正規化した直交する2つの S 波の到達時間差が差ひずみ速度と良い相関があることを示した．コーダ Q 解析からは、低周波数帯のコーダ Q の空間分布が地震波トモグラフィによる深さ 25km の S 波速度の摂動と良い相関をもつことがあることを示した．S 波スプリットングやコーダ Q の応力変化に伴う時間変化の研究結果に基づき、これらの空間変化量から地殻の応力速度の空間変化量を推定した．その結果、上部地殻の応力速度は地表の GPS 観測結果から推定される応力速度と同程度であるのに対して脆性-延性遷移領域下の応力速度は約 5 倍大きいことが示された．これは、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を示唆している．

## 【内陸地震域応力集中プロセスのモデリング】

跡津川断層周辺の応力蓄積メカニズムを明らかにすることを目指し、跡津川断層周辺の微小地震のメカニズム解を自動決定した．これらの解を目視により精度検証し、最終的に先行研究を上回る 275 個のメカニズム解を得た．これらの解から、跡津川断層近傍の応力場の短波長変化と、100 km スケールの長波長変化に着目した．短波長変化の最も顕著な特徴は、断層西端において P 軸が断層走向と直交するものと平行するものが存在することである．長波長変化を調べるために応力逆解析を行ったところ、断層直上では圧縮応力の主軸は N80W 前後の方向だが、断層から遠ざかるに従い北向き成分が

大きくなり、能登半島の付け根付近では N50W 程度を向くことが明らかになった。

以上の特徴は、いずれも跡津川断層の滑り運動が作り出す応力擾乱と背景応力場の和で説明されるはずである。跡津川断層浅部が固着しており、深部と東西延長は滑りを続けることで跡津川断層に応力が蓄積すると考え、応力蓄積場を Fukahata and Matsu'ura (2006) により定式化されたディスロケーションモデルで計算した。一般に応力パターンは長い時間の断層運動の結果として形成されると考えられるため、下部地殻以深を線形 Maxwell 粘弾性体で近似し、さらに完全に緩和しているとみなした。背景応力場は先行研究 (Katsumata et al., 2010) により N87W に圧縮の主軸を持つものとし、断層近傍の微小地震の P 軸パターンと統合的な結果を得た。

しかし、上のモデルでは跡津川断層から遠ざかるにつれて P 軸の向きが変わることは説明できない。そこで、背景応力場の圧縮軸はこれまで考えられてきたよりも北向きの成分を持つ (N50W) と仮定して計算したところ、断層近傍から遠ざかるほど圧縮軸の方向が北向きに回転する様子を再現することに成功した。この時の総滑り遅れ量は 50 m であり、5 mm/yr で 10,000 年間滑りが継続した場合に相当する。このように、活断層が深部延長を持ち、その深部延長で滑りと固着 (滑り遅れ) が発生していると仮定すれば、微小地震観測から推定された応力解放パターンを説明することができることを示した。

2007 年能登半島地震発生後の連続波形記録を利用して、気象庁一元化震源 (気象庁カタログ) を用いた波形相関処理によるパターン検索 (Matched Filter Technique) を適用することで、本震発生直後から約 1 か月間の余震活動をより正確に捉えることに成功した。気象庁カタログに比べて、約 10 倍のイベントを検出した。その結果、本震発生直後から、余震域は断層の走行方向に拡大をしていたことが明らかとなった。断層の南西方向への拡大は北東方向に比べて顕著である。余震域のフロントは、時間の対数に比例して概ね拡大するが、詳細に見ると、複数の地震クラスターを活発化させながら階段状に拡大するように見える。本震発生後に実施された地殻変動観測によると余効滑りが震源域において観測されており、余震域の拡大は余効滑りによって駆動されていると考えられる。気象庁カタログによると、この余震域の拡大は本震から 7 年以上が経過した現時点でも継続しているように見え、周辺域への応力載加が続いているものと推察される。

**(8) 平成 25 年度の成果に関連の深いもので、平成 25 年度に公表された主な成果物 (論文・報告書等) :**

Arai, R., Iwasaki, T., Sato, H., Abe, S. & Hirata, N., 2013. Crustal structure of the Izu collision zone in central Japan from seismic refraction data, *J. Geophys. Res.*, 118, doi:10.1002/2013JB010532

Arai, R. & Iwasaki, T., 2014. Crustal structure in the northwestern part of the Izu collision zone in central Japan, *Earth, Earth Planets Space* (in press).

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*, 65, 115-119, 2013.

Kato, A, Igarashi, T., Obara, K., Sakai, S., Takeda, T., Saiga, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Hirata, N., Goto, K., Miyamachi, H., Matsushima, T., Kubo, A., Katao, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Nakamichi, H., Okuda, T., Horikawa, S., Tsumura, N., Umino, N., Okada, T., Kosuga, M., Takahashi, H & Yamada, T., 2013. Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 40, doi: 10.1002/grl.50104.

**(9) 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

(10) 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：

(11) 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

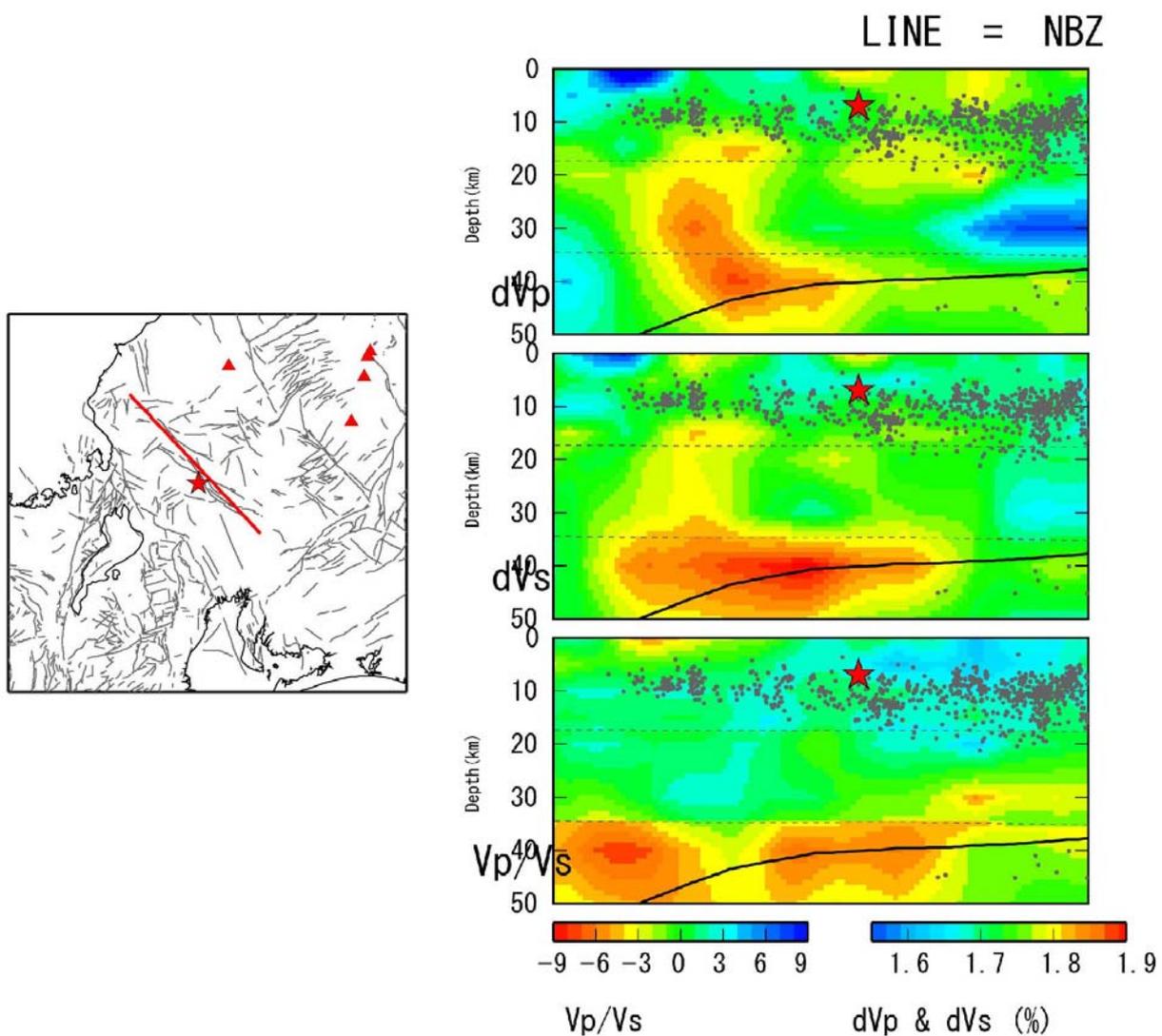


図 1. 広域トモグラフィによる断層直下の速度構造 (velocity perturbation)

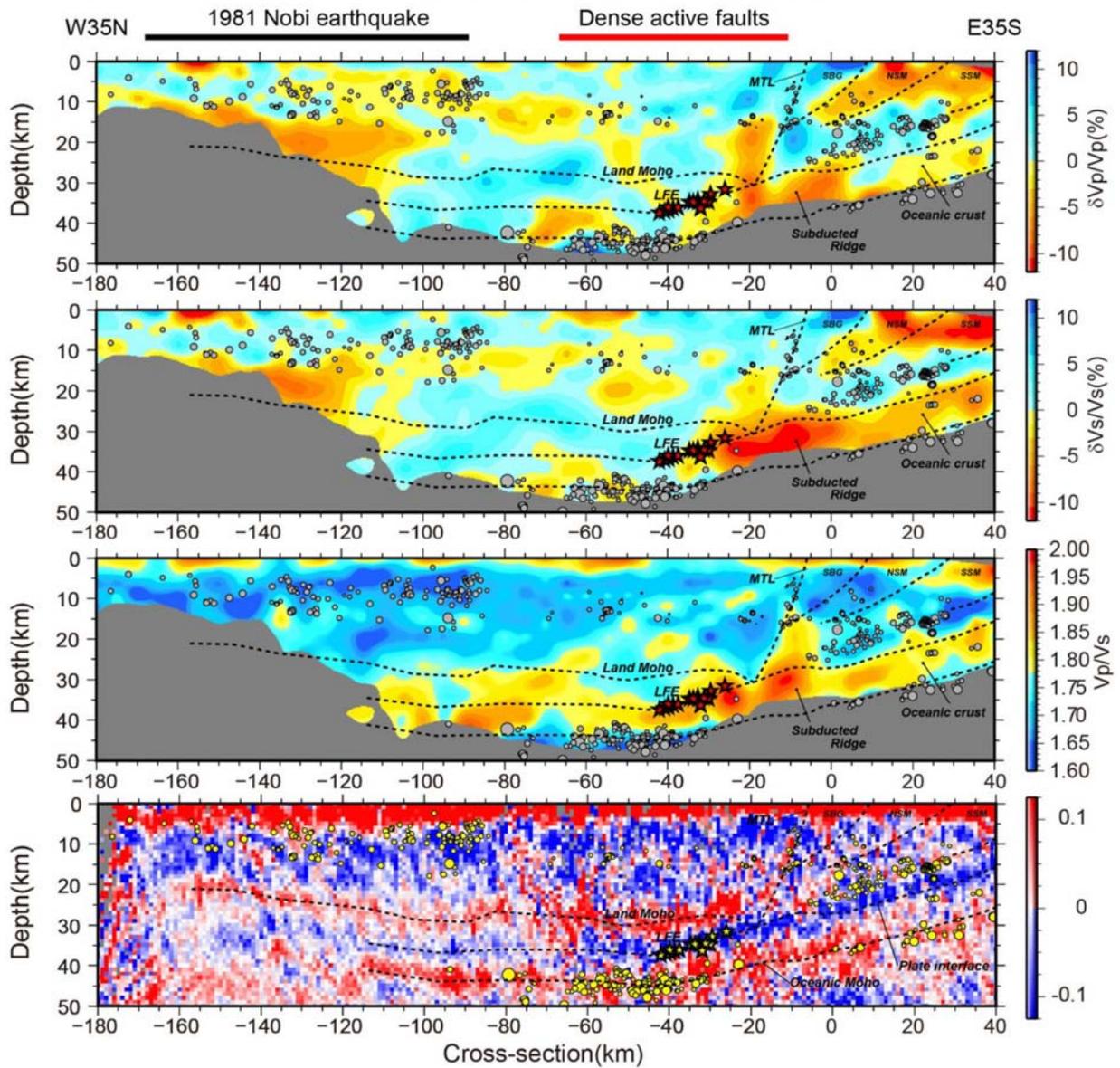


図 2. 稠密アレーデータによるトモグラフィ及び RF 解析.

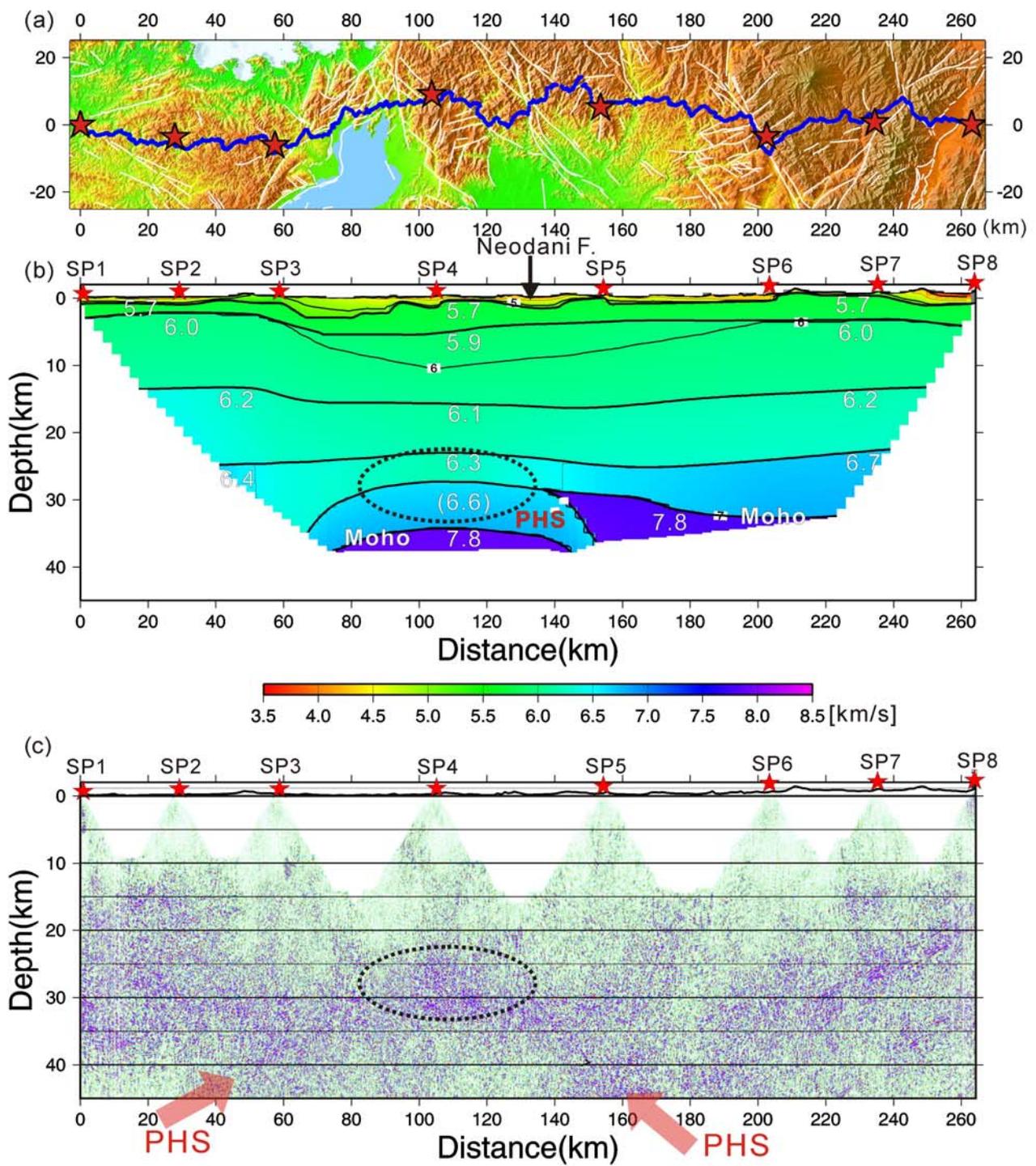


図 3. 2012 年構造探査による速度構造及び反射断面。

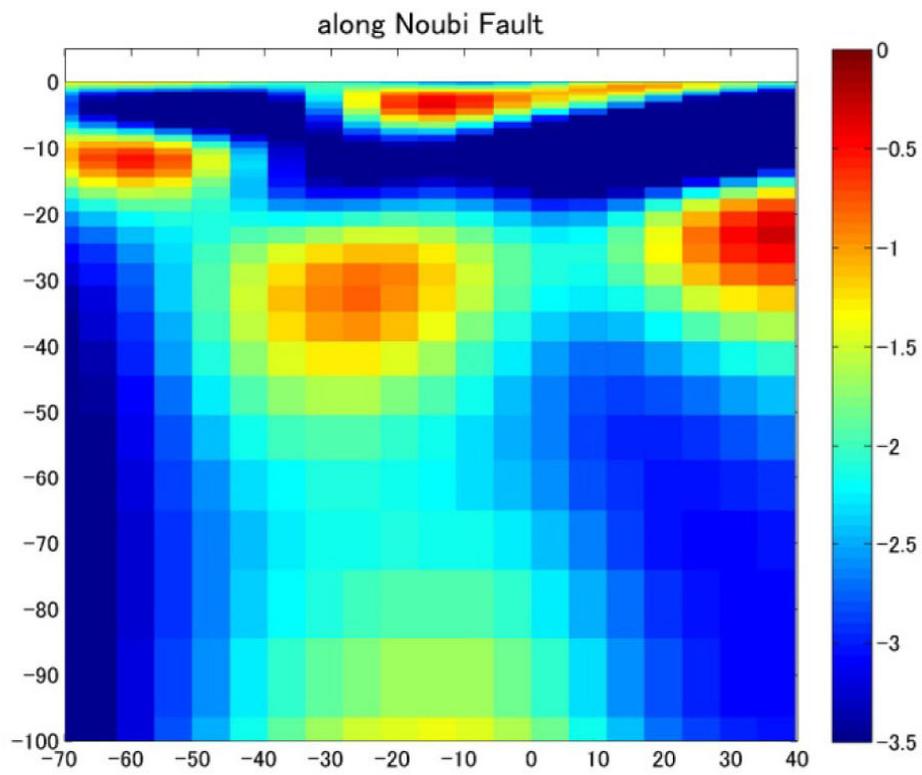
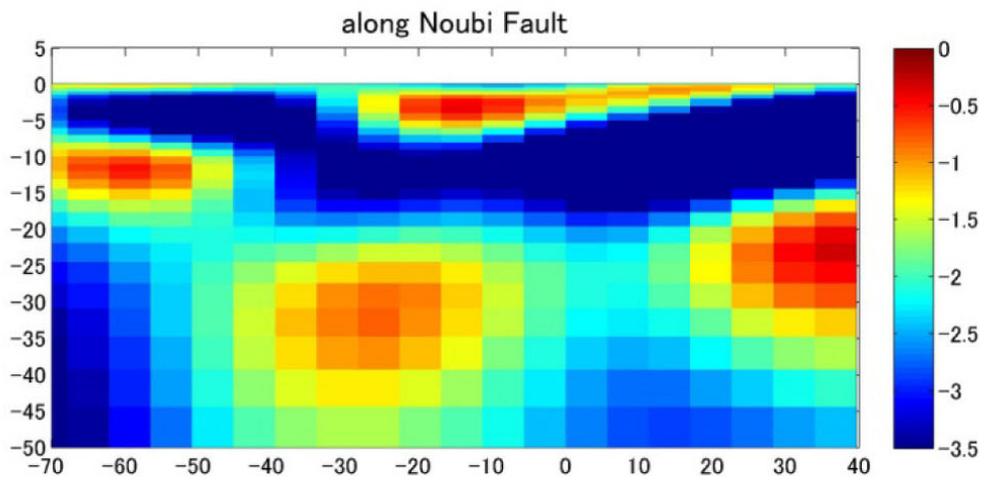


図 4. 濃尾断層下における比抵抗分布.