

( 1 ) 実施機関名：

京都大学防災研究所

( 2 ) 研究課題(または観測項目)名：

南海トラフにおける巨大地震発生の予測高度化を目指した複合的モニタリング手法の開発

( 3 ) 最も関連の深い建議の項目：

1. 地震・火山現象予測のための観測研究の推進

( 1 ) 地震・火山現象のモニタリングシステムの高度化

ウ．東海・東南海・南海地域

( 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

2. 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

( 1 ) 日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象

ウ．広域の地殻構造と地殻流体の分布

3. 新たな観測技術の開発

( 2 ) 宇宙技術等の利用の高度化

ア．宇宙測地技術

( 5 ) 本課題の 5 か年の到達目標：

・本課題は、主として次の 3 つのサブテーマで構成される。すなわち、(1) 紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレートとその周辺域の三次元構造の推定、(2) 新しい宇宙測地技術を利用した地表変動を面的にモニタリングするシステムの開発、及び (3) 三次元不均質構造モデルを用いたプレート間カップリングの時空間変化の推定である。

・(1) では、引き続き紀伊半島において稠密リニアアレイ地震観測を行い、レーザー関数解析によってフィリピン海プレート境界面の形状、陸側モホ面の形状及び蛇紋岩化ウェッジの分布を 3 次元的に明らかにする。蛇紋岩化ウェッジの上端から東南海・南海地震の固着域の下限を推定する。

・(2) では、合成開口レーダ干渉法( InSAR )と GPS 連続データを併用することにより、様々な誤差要因を排除し、高空間密度で精密( mm 精度 ) な地表変動の時間変化を検出するための技術開発を行う。

・(3) では、レーザー関数解析等の結果に基づき作成された三次元構造モデルを用いて、測地データのインバージョンを行うことにより、南海トラフにおけるプレート間カップリングの時間的・空間的な変化を高精度で推定する。

( 6 ) 本課題の 5 か年計画の概要：

【紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレートとその周辺域の三次元構造の推定】

〔平成 21 年度〕前半に観測点を展開する。データの蓄積を開始する。

〔平成 22 年度〕観測を継続するとともに、取得データの解析から暫定的なイメージを作成する。

〔平成 23 年度〕本課題で行う 3 測線でのイメージを改良するとともに、以前行った 3 測線の結果と統合し、紀伊半島下の三次元的イメージを作成する。これを基に三次元構造モデルを作成する。データが不十分と判断された観測点及び地域での観測を行う。

〔平成 24～25 年度〕三次元構造モデルの改良を行う。

【新しい宇宙測地技術を利用した地表変動を面的にモニタリングするシステムの開発】

〔平成 21 年度〕GPS 連続観測網を完成させる。研究対象に最適な InSAR 時系列解析手法を開発する。

〔平成 22 年度〕複数の衛星を用いた InSAR 時系列解析結果と GPS 連続データを融合し三次元変動の時間変化を検出するための GPS+InSAR 時系列解析アルゴリズムを開発する。

〔平成 23～25 年度〕InSAR+GPS 時系列解析を実データに適用し、過去及び現在の定常的三次元変動とゆらぎの測定を行う。

【三次元不均質構造モデルを用いたプレート間カップリングの時空間変化の推定】

〔平成 21 年度〕モデル構築に必要な構造研究の文献・資料を収集し、予察的数値モデルを作成する。

〔平成 22 年度〕引き続き文献・資料を収集するとともに、数値モデルの精密化を図る。また、GPS/SAR データをインバージョンし、プレート間カップリング等の推定を試みる。

〔平成 23 年度〕引き続き文献・資料を収集し、モデルの精密化を図るとともに、地殻変動データからカップリング等の推定を行う。

〔平成 24 年度〕文献・資料を収集と地震波および比抵抗構造探査結果をコンパイルし、モデルの精密化を図るとともに、地殻変動データからカップリング等の推定を行う。

〔平成 25 年度〕4 年間の構造探査等研究成果を統合したモデルにより、地殻変動データからカップリング等の推定を行う。

(7) 計画期間中(平成 21 年度～25 年度)の成果の概要:

【紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレートとその周辺域の三次元構造の推定】

紀伊半島において、フィリピン海スラブの傾斜方向の 4 測線(潮岬 - 田尻測線, 新宮 - 河内長野測線, 尾鷲 - 京丹後測線, 南伊勢 - 信楽測線)とそれにほぼ直交する方向の 2 測線(松阪 - 白浜測線, 亀山 - 御坊測線)で、観測点間距離が約 5 km の稠密リニアアレイ地震観測を行い、得られた遠地地震波形データを用いてレシーバ関数解析を行った。各測線断面において、地震波速度不連続面の 2 次元イメージを行い、大陸モホ面、スラブ上面、海洋モホ面をそれぞれ高速度層上面、低速度層上面、高速度層上面として、明瞭にイメージすることに成功した。平成 25 年度には、これまでの臨時観測点に加えて、定常観測点を利用することにより、測線を 14 本に増やし、同様の手法で、測線断面上で不連続面を推定した(図 1)。その際、測線同士の交点において、不連続面の深さなるべく一致するようにイメージの解釈を行った(図 2 と図 3)。つぎに、各断面において、大陸モホ面、スラブ上面、海洋モホ面の深さを読み取り、マップ上でコンターを引くことにより、それぞれの 3 次元的形状を推定した(図 4)。この結果、図 2 と図 3 に示すように、紀伊半島中西部においては、深部低周波イベント発生域付近で海洋モホ面が不明瞭となり、スラブが下方に折れ曲がり、低速度層がマンテルウェッジに張り出しているが、紀伊半島東部では、深さ 60 km まで海洋モホ面は明瞭で、スラブ形状は直線的で、マンテルウェッジへの低速度層の張り出しはなく、紀伊半島の中西部と東部でスラブ形状やスラブ周辺の構造に違いがあることが分かった。

地震波走時トモグラフィでは、速度構造モデルに、レシーバ関数解析により推定した大陸モホ面、海洋地殻上面および海洋モホ面の 3 次元的形状を組み込み、さらに、定常観測点に加えて、稠密リニアアレイを構成する臨時観測点の読み取り値も使用して、紀伊半島下の深さ 60 km までの P 波速度( $V_p$ )の 3 次元速度構造を求めた。臨時観測点の稠密な配置により、高い分解能が得られた。平成 25 年度には、新たに読み取った走時データを追加するとともに、解析範囲や用いる地震についても再検討を行っ

た．また，S 波走時データに対しても解析を行い，S 波速度 ( $V_s$ ) の 3 次元構造と  $V_p/V_s$  の 3 次元分布を推定した．結果の 1 例を図 5～図 7 に示す．沈み込むスラブが深さ 30～40 km に達するあたりで深部低周波イベントが発生しているが，この発生域周辺は， $V_p$  も  $V_s$  も低速度異常を示し， $V_p/V_s$  は 1.8 程度と比較的大きな値を取る．これらは深部低周波イベント発生域周辺に流体が存在することを示唆する．図 5～図 7 に見られるもう一つの特筆すべき結果は，紀伊半島北西部の下部地殻に非常に強い低速度異常域が見られることである．この低速度異常域では， $V_p$  も  $V_s$  も 10 % 以上の速度低下を示している． $V_p/V_s$  が 1.6 程度と比較的小さい値を取るのは，上で述べた深部低周波イベント発生域の低速度異常とは異なる点である．しかし， $V_p$  も  $V_s$  も大きな低速度異常を示していることからこの低速度域の成因も流体と考えてよいと思われる．この低速度域の直上にあたる和歌山県北部の上部地殻内では地震活動が非常に活発であることが知られている．この地域では，下部地殻の低速度域から上昇してくる流体により地震が発生しやすくなっていることが示唆される．

トモグラフィやレーバ関数イメージに見られるこれらの特徴は，海洋地殻の含水鉱物が深部低周波イベント発生域付近で脱水分解して，その結果放出された「水」がマンテルウェッジや下部地殻に移動して，低速度域を作り出していることを示している．紀伊半島の中西部と東部に見られるスラブ周辺の構造や形状における違いは，脱水分解で放出される「水」の量や 40 km 以深の海洋地殻に残留する「水」の量の違いで説明できるのではないかと考えられる．すなわち，中西部のほうが東部に比べて脱水量は大きく，残留量は小さいと考えられる．深部低周波微動の活動間隔は，東部では約 6 か月であるのに対し，中西部ではそれより短い (Obara, 2010)．スロースリップは東部で多く観測され，中西部ではめったに観測されない．これらの事象を総合的に考えると，紀伊半島下の遷移層の固着の程度は，東部の方が中西部に比べてやや大きいのではないかと推測される．

#### 【新しい宇宙測地技術を利用した地表変動を面的にモニタリングするシステムの開発】

我々は紀伊半島と四国を対象に平均変動速度を ALOS/PALSAR を用いて検出することを試みて来た．観測機会の多い北行軌道の画像を主に解析して来たが，観測時期によっては電離層擾乱によると考えられる見かけの変動 (peak-to-peak で最大 4～50cm 程度) が認められるため，これらを目視により除去し，スタッキングを行なった．しかし，明らかに東西に大きな変位速度勾配を持つ結果となり，GNSS の観測結果とあわない．また，中国地方でのパス間の不連続が顕著である．このため，依然系統誤差が残っていると考えられる．そこで平成 25 年度には GNSS の変位と干渉画像の視線距離変化を直接比較し，系統誤差を評価するとともに，これを補正することを試みた．

手順は，次の通りである．

- (1) 特定の ALOS/PALSAR 画像ペアに対して，その撮像領域内に位置する GEONET 観測点を抽出し，マスター・スレーブ撮像期間の変位 3 成分を求め，視線距離変化に変換する．
- (2) 当該の干渉画像から，GEONET 観測点での視線距離変化を抽出する．
- (3) GEONET 観測局毎に GNSS 観測および干渉画像から得られた視線距離変化の差を計算する．
- (4) GEONET 観測局での視線距離変化の差を曲面で近似・内挿する．あわせて，平均・標準偏差や緯度・経度・標高依存性を調べる．
- (5) (4) で得られた近似曲面を観測干渉画像に加える．

4 つのパス (417, 418, 419 および 420) に上記の手順を適用し，四国全体をカバーする補正干渉画像を作成した (図 8)．概ね GEONET の変位場に整合的な結果が得られた．東端のパス 417 の補正干渉画像が，中国地方において隣のパス 418 と不連続が生じている．パス 417 では，垂直基線長の長いペアが他のペアより含まれる．垂直基線長が長い場合，山岳部において干渉性が低下することから，GEONET 観測点で視線距離変化が得られないことがある．その場合，平野のデータのみで補正せざるを得ず，系統的な誤差が残る結果となったと考えられる．なお，GNSS 観測点における視線距離変化の差の標準偏差は，例えば，パス 419 については 24 ペアに対して 1.2cm～8.9cm，中央値は 4.4cm である．電離層擾乱も含めた PALSAR 干渉画像の持つ誤差評価として，一つの目安となるであろう．

#### 【三次元不均質構造モデルを用いたプレート間カップリングの時空間変化の推定】

今期は，他の 2 テーマの遂行に全勢力を注いだため，このテーマは進捗しなかった．今後の課題と

したい。

- ( 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)：  
澁谷拓郎・今井基博・平原和朗・中尾節郎，紀伊半島下に沈み込むフィリピン海スラブ周辺の 3 次元地震波速度構造( 3 )，日本地球惑星科学連合 2013 年大会，SSS26-08, 2013 年 5 月，千葉市  
今井基博・澁谷拓郎・平原和朗・中尾節郎，レシーバ関数解析から推定された紀伊半島下のフィリピン海スラブ周辺の構造( 2 )，日本地震学会 2013 年秋季大会，P1-29, 2013 年 10 月，横浜市  
澁谷拓郎・今井基博・平原和朗・中尾節郎，紀伊半島下に沈み込むフィリピン海スラブ周辺の 3 次元地震波速度構造( 4 )，日本地震学会 2013 年秋季大会，P1-30, 2013 年 10 月，横浜市  
Shibutani, T., M. Imai, K. Hirahara, S. Nakao, 3D Seismic Velocity Structure Around Philippine Sea Slab Subducting Beneath Kii Peninsula, Japan, AGU 2013 Fall Meeting, DI33A-2229, 2013 年 12 月, サンフランシスコ  
Imai, M., T. Shibutani, K. Hirahara, S. Nakao, Structure around Philippine Sea slab beneath Kii Peninsula, Japan inferred from receiver function analyses, AGU 2013 Fall Meeting, DI33A-2230, 2013 年 12 月, サンフランシスコ  
Hashimoto, M. (2013), Application of InSAR to the Detection of Interseismic Deformation of Subduction Zones:A Case Study of Southwest Japan, 2013 AGU Fall Meeting, G31A-0931 , 2013 年 12 月, サンフランシスコ
- ( 9 )実施機関の参加者氏名または部署等名：  
澁谷拓郎、橋本学、福島洋( 京都大学防災研究所 )  
平原和朗( 京都大学大学院理学研究科 )  
他機関との共同研究の有無：有  
宇宙航空研究開発機構( JAXA )  
欧州宇宙機関( ESA )
- ( 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：京都大学防災研究所 地震予知研究センター  
電話：  
e-mail：  
URL：<http://www.rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp/>
- ( 11 )この研究課題(または観測項目)の連絡担当者  
氏名：澁谷拓郎  
所属：京都大学防災研究所 地震予知研究センター

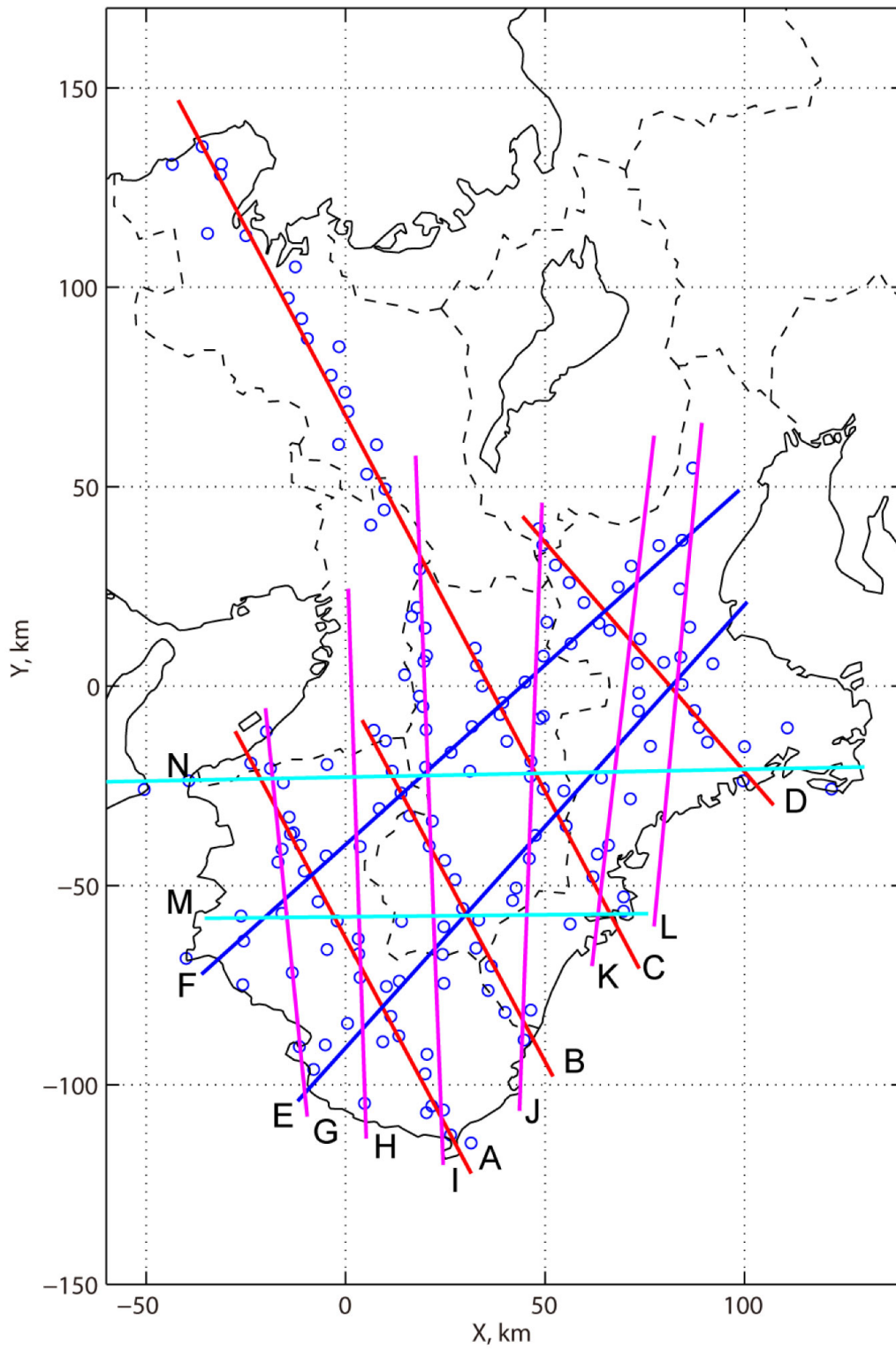


図 1

測線 A~N においてレシーバ関数イメージを作成した。測線 A~D (赤線) はプレート傾斜方向，測線 E と F (青線) はプレート傾斜方向と直交する方向，測線 G~L (マゼンタ) は南北方向，測線 M と N (シアン) は東西方向にとった。青丸は観測点。

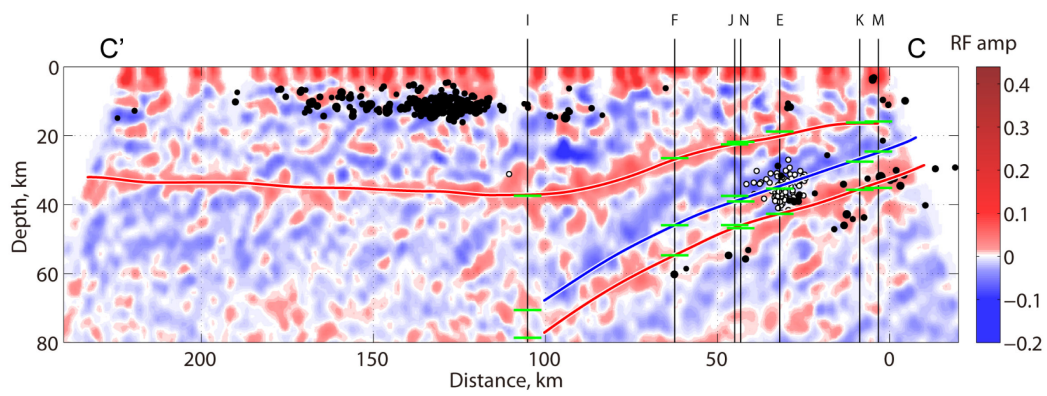


図 2

測線 C (尾鷲 - 京丹後測線) 断面でのレシーバ関数イメージとその解釈による S 波速度不連続面 (紀伊半島中西部の例)。赤線は高速度層上面を、青線は低速度層上面をそれぞれ表す。白丸は深部低周波地震を、黒丸は通常の地震を表す。Kなどを付した縦線は、この測線断面と測線 K などの断面との交線を示し、緑の水平な短線は測線 K などの断面における不連続面の深さを示す。

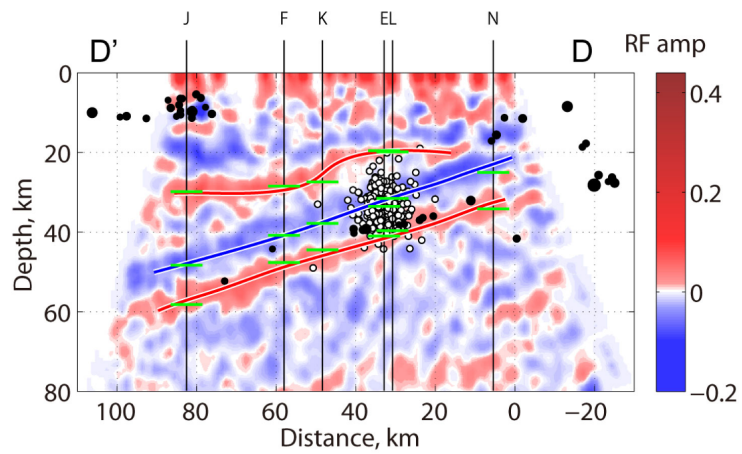


図 3

測線 D (南伊勢 - 信楽測線) 断面でのレシーバ関数イメージとその解釈による S 波速度不連続面 (紀伊半島東部の例)。そのほかの説明は図 2 に同じ。

# Slab Top

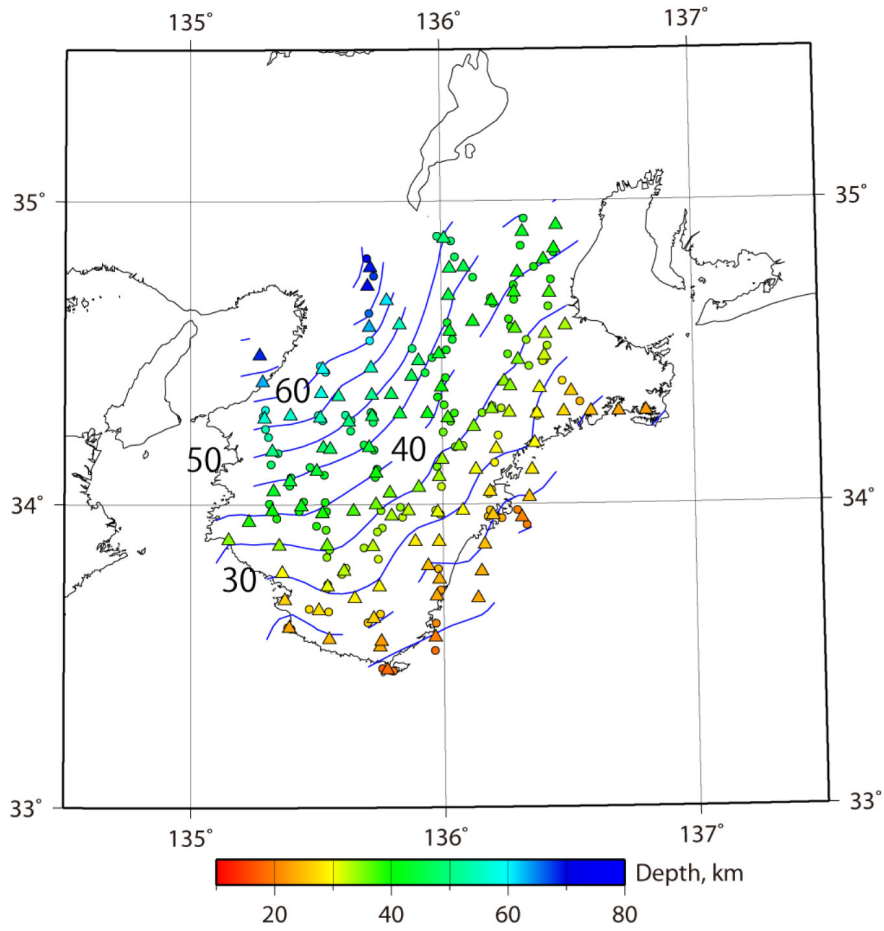


図 4

フィリピン海スラブ上面の深さの等深度線（5 km 間隔）。丸は測線 A~N の断面においてスラブ上面の深さを読み取った点，三角はそれらを  $0.1 \times 0.1^\circ$  のブロック内で平均した点，それぞれ点でのスラブ上面の深さは色によって示されている。

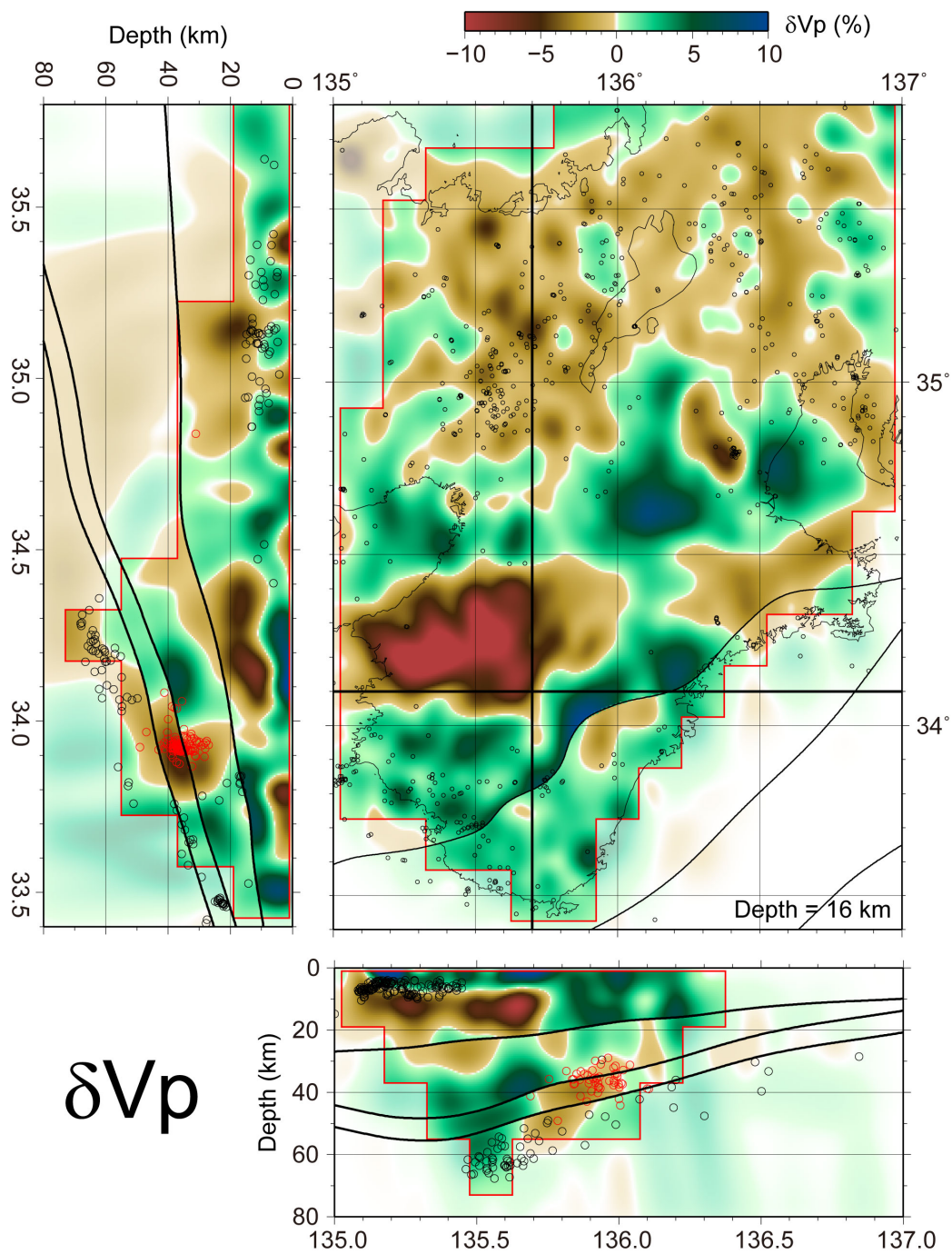


図 5

P 波速度の初期モデルからのパータベーション ( 右上 ) 16 km の深さ断面 ( 右下 ) 34.1 °N における東西断面 ( 左 ) 135.7 °E における南北断面 . 初期モデルは JMA2001 ( 上野・他 , 2002 ) を基準とし , レシーバ関数解析から推定された大陸モホ面 , スラブ上面 , 海洋モホ面を組み込んだ . ○ は トモグラフィに用いた地震のうち各断面の近傍で発生したものを表す . 太線で大陸モホ面 , 海洋地殻上面 , 海洋モホ面を示す



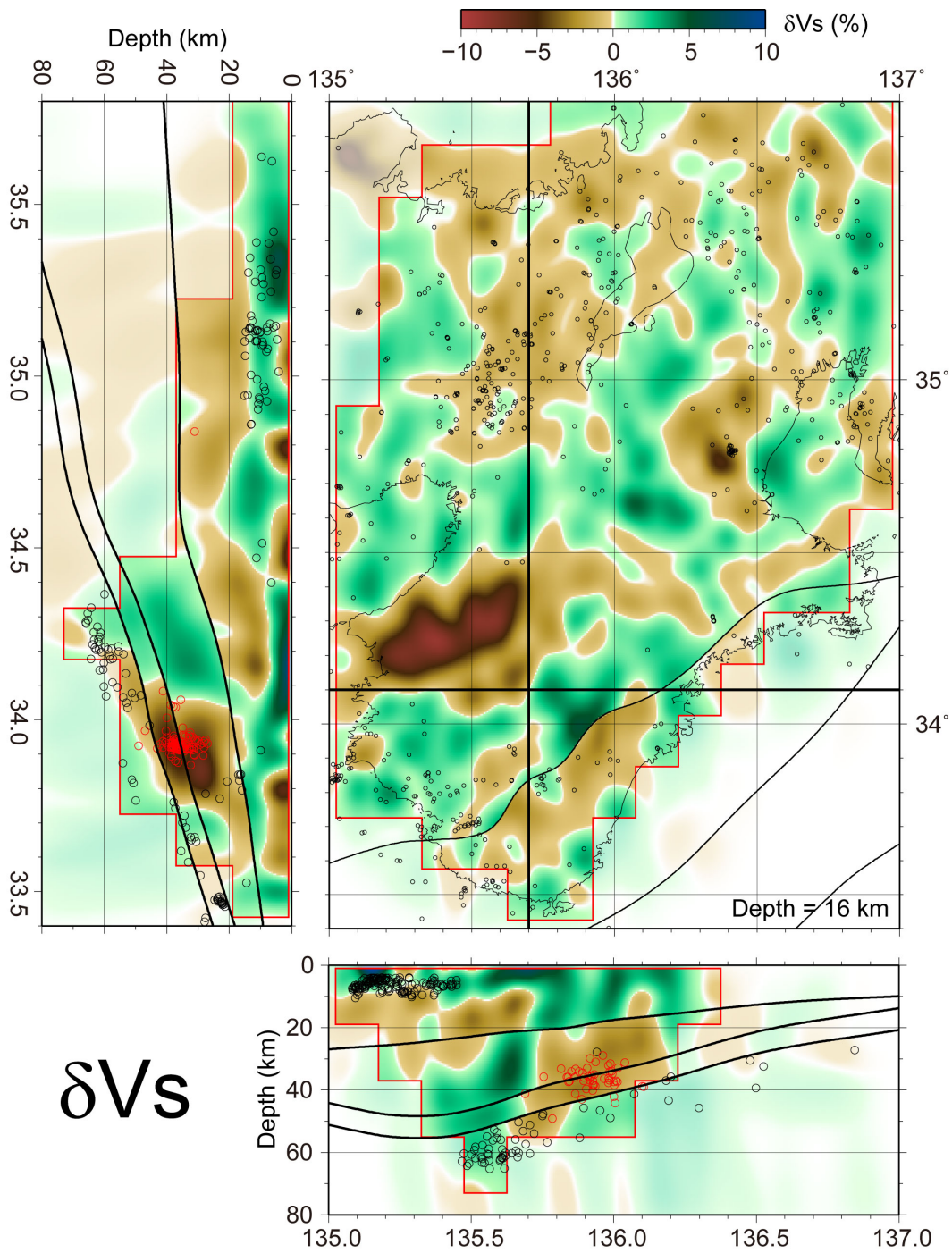


図 6

S 波速度の初期モデルからのパータベーション . 他の説明は図 5 に同じ .

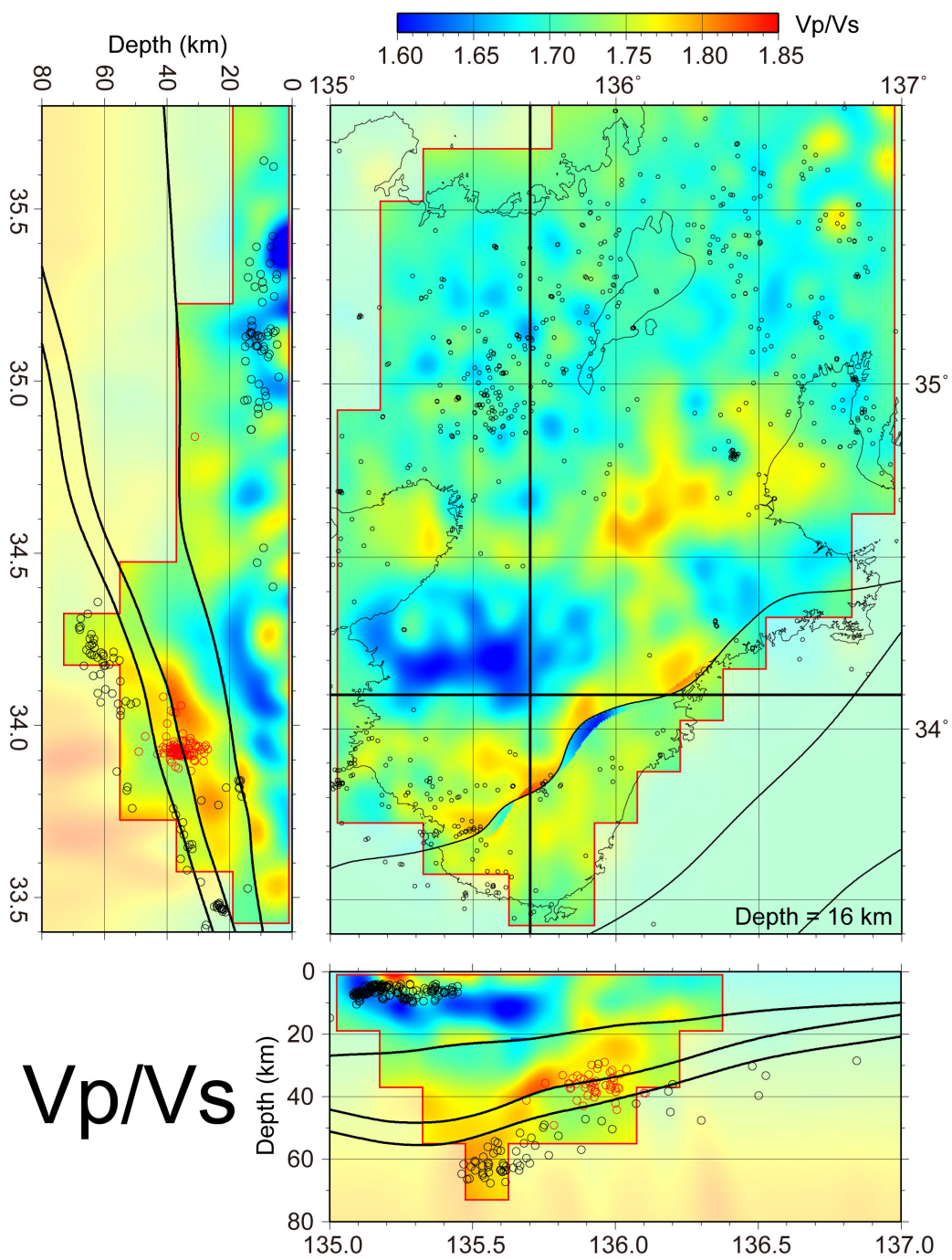


図 7

Vp/Vs の不均質分布．他の説明は図 5 に同じ．

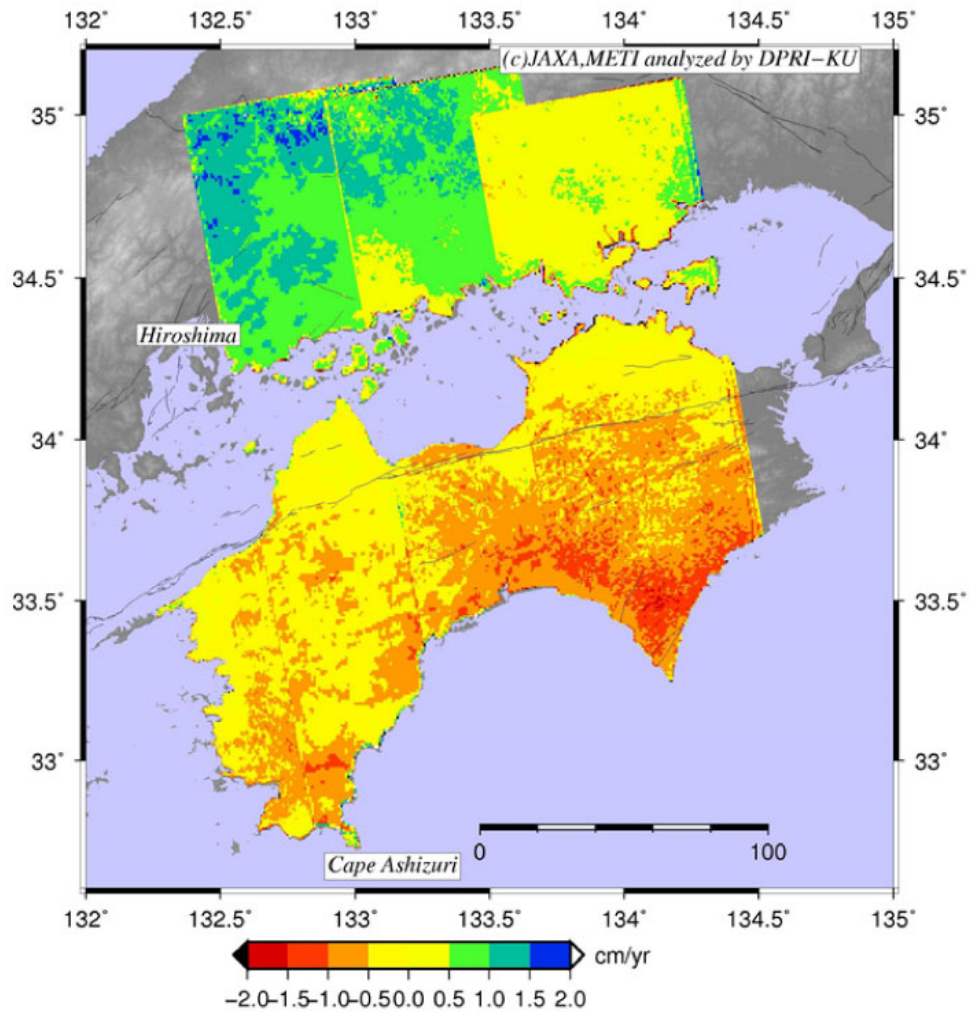


図 8

GEONET 変位を用いて補正したスタッキング干渉画像．東からパス 417～420．