

(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：

プレート境界の固着域とその深部延長上遷移領域の構造と物理特性の解明

(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

ア. アスペリティの実体

(4) その他関連する建議の項目：

(5) 本課題の5か年の到達目標：

フィリピン海プレートが沈み込む相模トラフ・駿河トラフから南海トラフにかけてのプレート境界域では、巨大地震が繰り返し発生している。これら巨大地震の発生様式を考える上で、フィリピン海プレートの沈み込み過程に関する知見は非常に重要である。近年、固着域深部延長上のプレート境界遷移領域では、深部低周波地震、深部低周波微動、超低周波地震、スロースリップといったプレート境界の滑り運動と考えられる現象が発見されている。本計画では、過去に実施された海陸統合地殻構造探査データと、新規にプレート境界域の陸域において実施する稠密アレイ観測で得られるデータとの統合解析を実施することで、固着域から固着域深部延長上の遷移領域におけるプレート境界域の3次元構造と物理特性を明らかにし、アスペリティの実体の解明を目指す。

(6) 本課題の5か年計画の概要：

平成 21 年度においては、紀伊半島において取得されている既存の地殻構造探査データの統合解析を実施し、紀伊半島下の3次元的不均質構造の解明を目指す。また、紀伊半島南部下の遷移領域における詳細な不均質構造を明らかにするための稠密自然地震アレイ観測を実施する。

平成 22 年度においては、紀伊半島南部において、深部低周波微動・低周波地震が活発に発生している場所の反射法断面図が得られる測線を設定し、制御震源を用いた地殻構造探査を実施する。得られたデータに対して反射法解析を実施し、測線下の反射法断面図を得る。

平成 23 年度においては、平成 22 年度に取得した地殻構造探査データと平成 21 年度に得た稠密自然地震アレイ観測データに、それ以前に紀伊半島において取得している海陸統合地殻構造探査データ・自然地震観測データを加えた統合解析を行ない、プレート境界、特に固着域からその深部延長上の遷移領域における3次元地震波速度構造を得る。

平成 24 年度においては、平成 22 年度に取得した地殻構造探査データと、それ以前に取得している地殻構造探査データに対して反射法解析を適応し、固着域から固着域深部延長上の遷移領域におけるプレート境界面の3次元形状を得るとともに、観測されるプレート境界面からの反射波に対しての振幅解析を行い、プレート境界面上の反射係数の空間分布を明らかにする。

平成 25 年度においては、本計画で取得した稠密自然地震アレイ観測・地殻構造探査データと既存地震観測データの統合解析により得られたプレート境界域の3次元構造・物理特性とプレート境界域に

おける地震活動・深部低周波微動発生場所との対応関係を考察し、地殻変動、構造地質、熱力学モデルから得られている知見と比較することで、アスペリティの実体の解明を目指す。

(7) 計画期間中（平成 21 年度～25 年度）の成果の概要：

フィリピン海プレートが沈み込む相模トラフ・駿河トラフから南海トラフにかけてのプレート境界域では、巨大地震が繰り返し発生している。これら巨大地震の発生様式を考える上で、フィリピン海プレートの沈み込み過程に関する知見は非常に重要である。近年、固着域深部延長上のプレート境界遷移領域では、深部低周波地震、深部低周波微動、超低周波地震、スロースリップといったプレート境界の滑り運動と考えられる現象が発見されている（例えば、Obara et al., 2002）。このような現象には、沈み込むプレートの脱水作用によって生成された流体が関与していると考えられている（例えば、Kodaira et al., 2004）。プレート境界における流体のふるまいは、断層面上の滑りを理解する上で重要な要素である。地震波速度構造や反射波の特徴から、プレート境界における流体に起因した不均質構造に関する重要な情報を得ることができる。本計画では、低周波地震発生域を含む紀伊半島南部下の 3 次元地震波速度構造やプレート境界面の形状等を詳細に把握するために、紀伊半島南部で稠密自然地震観測と地殻構造探査を実施した（図 1）。測線は、フィリピン海プレートの沈み込み方向の直交方向に約 60km の測線長で設定した。自然地震観測は、測線上の 60 か所と測線周辺の 6 か所に 3 成分地震計を設置し、2009 年 12 月から 4 カ月間実施した。また、2010 年 10 月には、制御震源地殻構造探査を自然地震観測と同一の測線で実施した。制御震源としてダイナマイトを使用し、測線上の 5 か所で発破を行った。これら発破による信号を観測する為に、測線上に計 290 か所の観測点を約 200m 間隔で設置した。これら、自然地震と制御震源探査データから得た初動走時データを用いてトモグラフィー解析（Thurber and Eberhart-Phillips, 1999）を実施した。また、制御震源探査データに対して反射法解析を行った。得られた測線下の P 波速度構造を図 2、 V_p/V_s 構造を図 3、反射法断面図を図 4 にそれぞれ示す。得られた反射法断面図からは、測線西側の深さ約 15km 付近に明瞭な反射面が確認でき、地殻内での地震活動の高い領域との対応関係が見られる（図 2、3）。SP-2D から SP-3D 下の深さ 27km 付近に確認できる水平な反射面は、トモグラフィー解析で得られた速度構造と比較すると、島弧側のモホ面に対応すると考えられる。深さ 30-35km に確認できる反射面は、この地域に於いて過去に実施された地殻構造探査の結果と比較するとフィリピン海プレート上面に対応すると考えられ、低周波地震発生域で、特に明瞭に確認できる。また、低周波地震発生域近傍では、 V_p が低下し、 V_p/V_s 値が大きくなる傾向がみられる（図 2、3）。これらの結果から低周波地震発生過程には、沈み込むプレートの脱水作用によって生成された流体の関与が示唆される。

稠密自然地震観測データに対しては、温度、クラック密度、流体の存在に敏感なパラメーターである Q 値を求め、紀伊半島下の P 波減衰構造を推定するための解析を行った。Q 値の推定には Tsumura et al. (2000) による同時インバージョン法を使用した。その結果、紀伊半島北西部に地表からモホ面相当の深さまで連続的に分布する広域の高減衰異常領域が存在し、和歌山県北部の非火山性浅部群発地震は高減衰異常の領域で発生することがわかった（図 5 の黒丸破線）。既存研究で得られた S 波速度構造（Hirose et al., 2008）と Q 値分布の比較から、群発地震が高減衰かつ S 波速度の低い領域の直上で発生していることが明らかになり、群発地震が流体に関連する現象である可能性が示唆される。また、紀伊半島で深部低周波地震が発生する領域が、地震波減衰が小さく V_p/V_s の高い領域に一致している（図 3、図 6）。完全に流体で飽和状態にある岩石の Q_p 値は高くなることが知られている（Winkler and Murphy, 1995）。高 V_p/V_s が流体の存在を反映したものであるとすれば、深部低周波地震は飽和流体が存在する領域で発生している可能性を示している。

(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）：

Saiga, A., A. Kato, E. Kurashimo, T. Iidaka, M. Okubo, N. Tsumura, T. Iwasaki, S. Sakai, and N. Hirata, 2013. Anisotropic structures of oceanic slab and mantle wedge in a deep low-frequency tremor zone beneath the Kii peninsula, SW Japan, *J. Geophys. Res.*, VOL. 118, 1091-1097, doi:10.1002/jgrb.50069.

(9) 実施機関の参加者氏名または部署等名：

地震研究所 飯高隆・蔵下英司・岩崎貴哉

他機関との共同研究の有無：有

海洋研究開発機構

〔 金田義行、小平秀一、尾鼻浩一郎 〕

(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 地震火山噴火予知研究推進センター

電話：03-5841-5712

e-mail：yotik@eri.u-tokyo.ac.jp

URL：http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/index-j.html

(11) この研究課題（または観測項目）の連絡担当者

氏名：飯高隆

所属：東京大学地震研究所 地震火山噴火予知研究推進センター

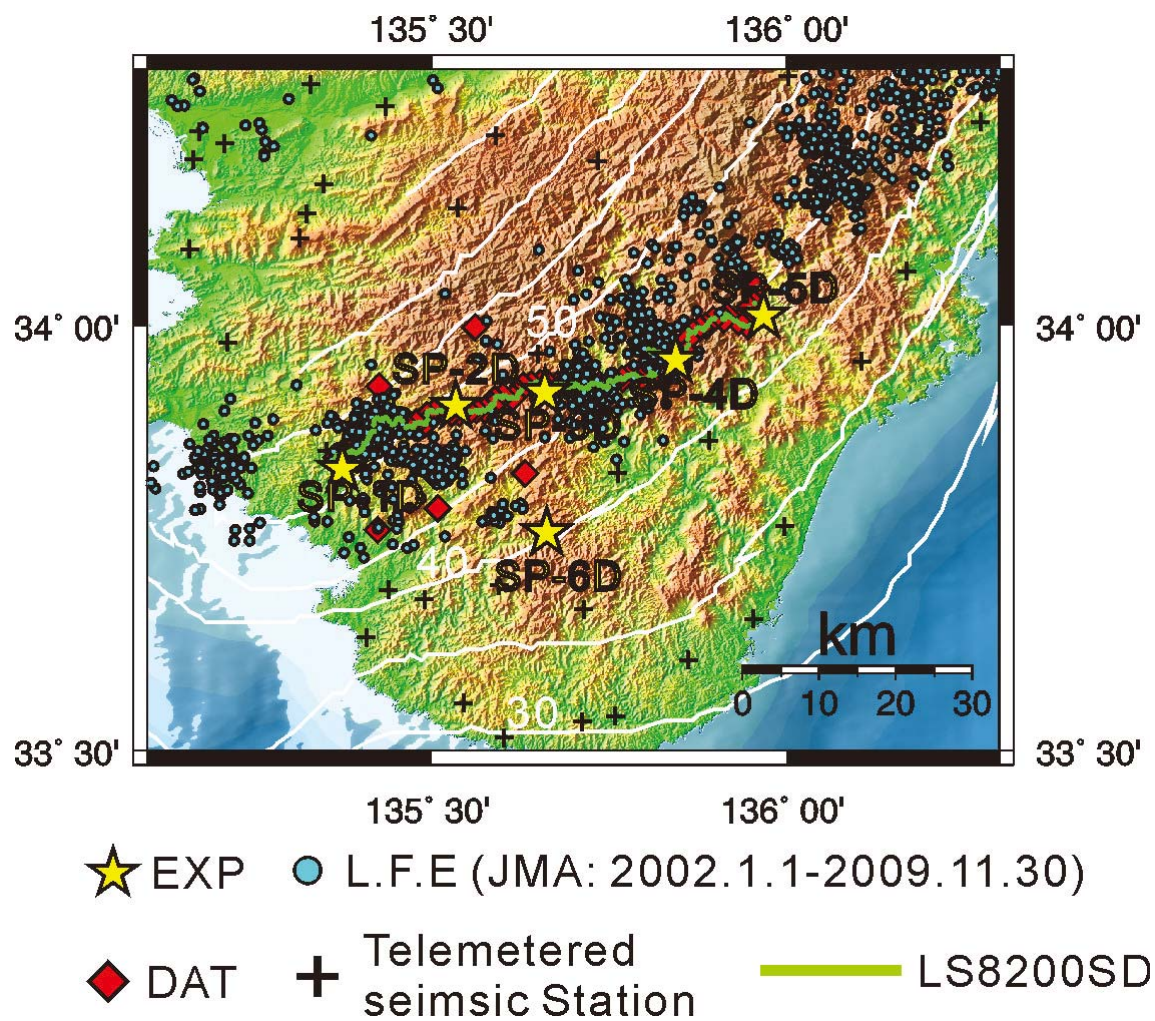


図 1

発破点と観測点配置図。◆は平成 21 年度に実施した臨時地震観測点位置、—と★は、平成 22 年度に実施した地殻構造探査測線と発破点位置、+はトモグラフィー解析に使用した定常観測点の位置をそれぞれ示す。●は気象庁一元化震源カタログによる低周波地震（2002.1.1-2009.11.30）の震央を示す。コンターは 5km 間隔で、地殻下地震の深さ分布（中村・他，1997）を示す。

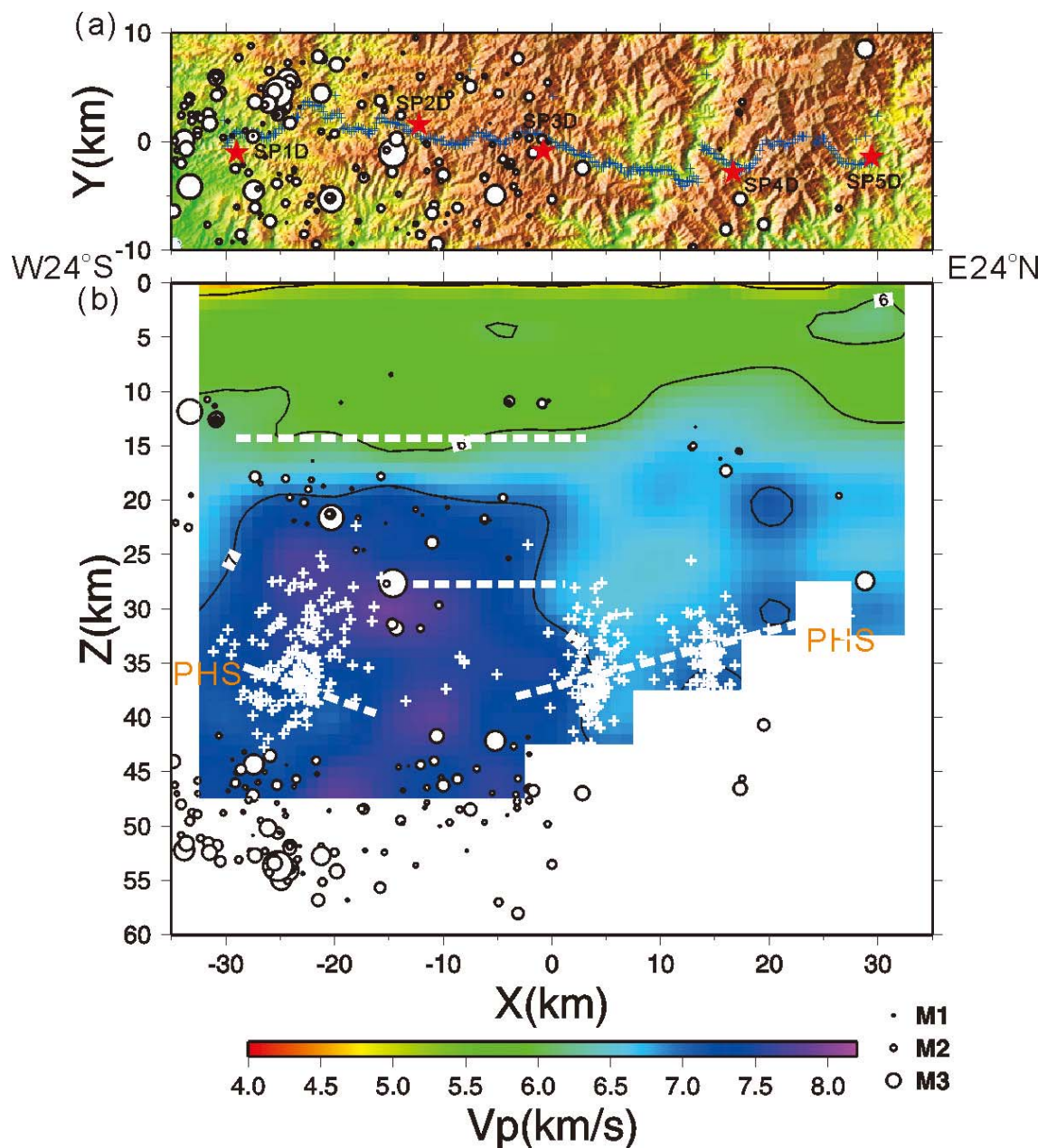


図 2

トモグラフィー解析により得られた P 波速度構造と測線近傍の震源分布。(a) + が観測点、星印は発破点位置を示す。白色丸印は再決定した震央分布を示し、その大きさがマグニチュードを表す。(b) P 波速度をカラースケールで表示し、コンター間隔は 1km/s。白色丸印は再決定した震源を示す。十印は、気象庁一元化震源カタログ (2002.1.1-2009.11. 30) による低周波地震の震源 ($-3 < Y < 5\text{km}$) を示す。白破線は、反射法断面図 (図 4) で確認できる明瞭な反射面の位置を示す。PHS: フィリピン海プレート。

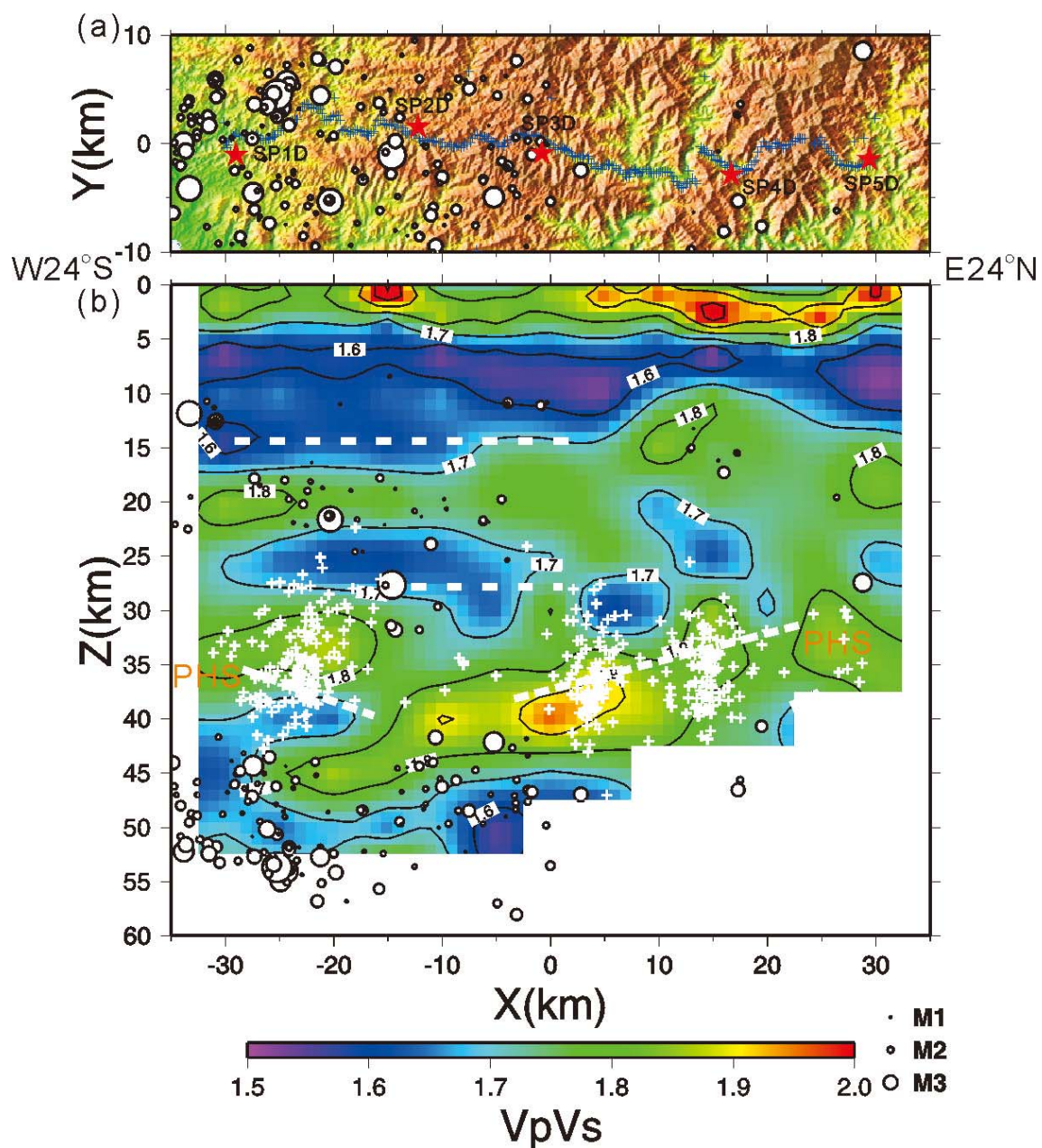


図 3

トモグラフィー解析により得られた Vp/Vs 構造と測線近傍の震源分布。(a) + が観測点、星印は発破点位置を示す。白色丸印は再決定した震央分布を示し、その大きさがマグニチュードを表す。(b) Vp/Vs 値をカースケールで表示し、コンター間隔は 0.1。白色丸印は再決定した震源を示す。十印は、気象庁一元化震源カタログ (2002.1.1-2009.11.30) による低周波地震の震源 ($-3 < Y < 5km$) を示す。白破線は、反射法断面図 (図 4) で確認できる明瞭な反射面の位置を示す。PHS: フィリピン海プレート。

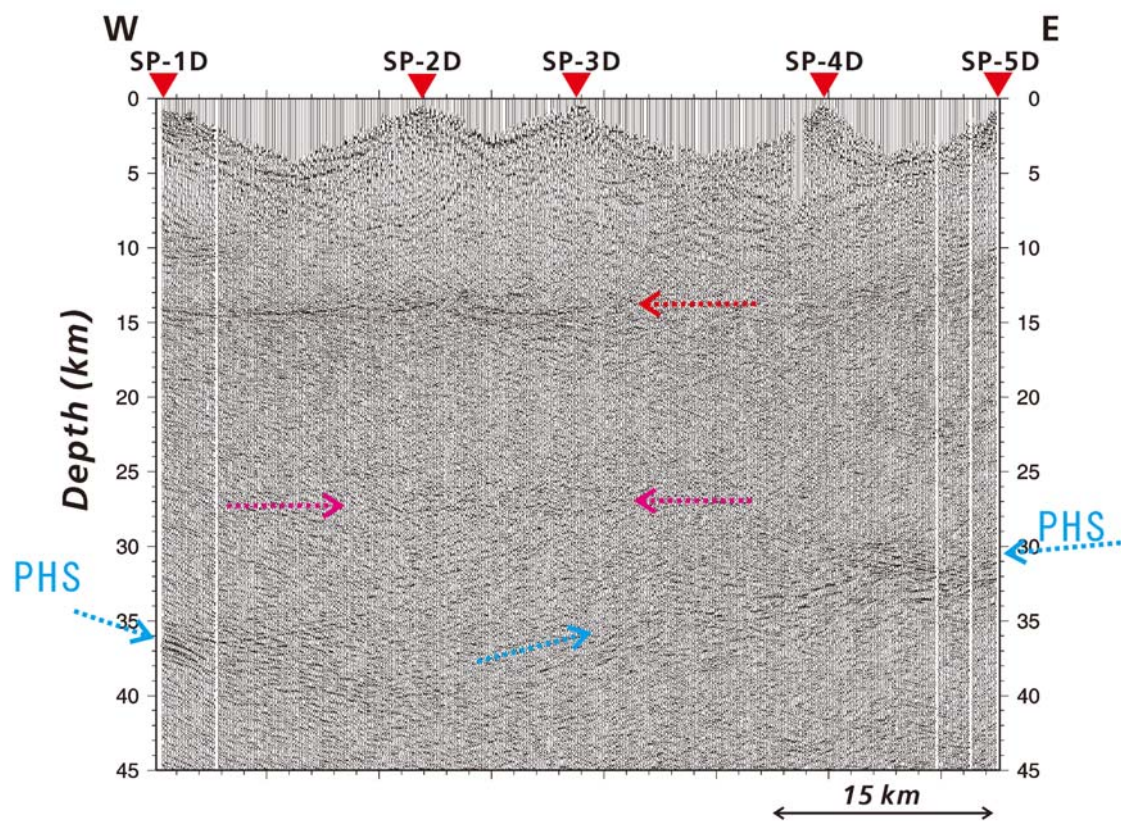


図 4

反射法断面図（マイグレーション後深度断面図）。PHS:フィリピン海プレート

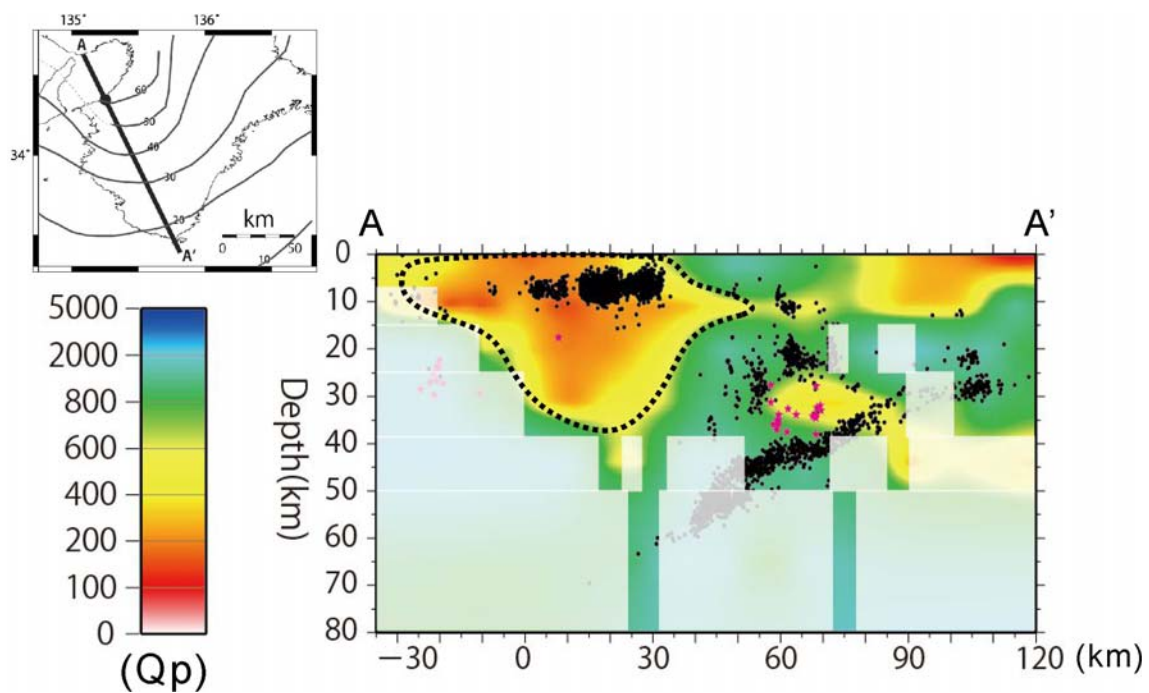


図 5

紀伊半島西部における Q_p 鉛直断面図。黒点と赤点は、それぞれ気象庁一元化震源カタログによる通常の地震（2009.1-2010.12）、深部低周波地震（1998.1-2009.9）の震源を示す（断面から± 2km の範囲）。高減衰異常領域を黒破線で示す。

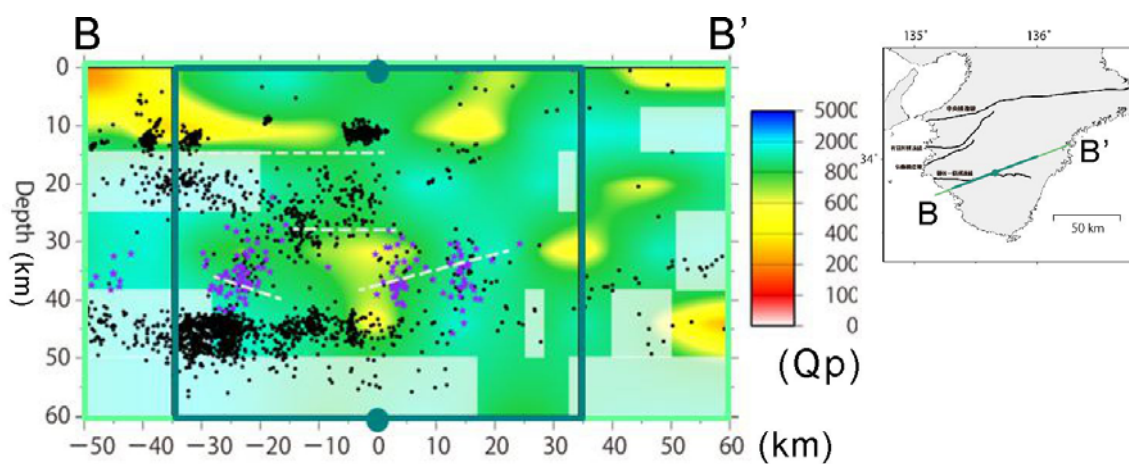


図 6

紀伊半島南部における Q_p 鉛直断面図。黒点と青点は、それぞれ気象庁一元化震源カタログによる通常の地震（2009.1-2010.12）、深部低周波地震（1998.1-2009.9）の震源を示す（断面から± 2km の範囲）。緑線で囲む範囲は、図 2、3 で示す地震波速度構造の範囲を示す。