

地震波で地球内部を覗く —西南日本編—

Looking Inside the Earth with Seismic Waves —Southwest Japan Edition—

澁谷拓郎

Takuo SHIBUTANI

Synopsis

This paper, based on my retirement lecture, examines the geometry of the Philippine Sea slab beneath the Kii Peninsula and Shikoku using receiver function analysis. Seismic observations along 10 profiles over a cumulative 20 years allowed us to delineate the slab top, oceanic Moho, and continental Moho. Beneath southern Kii, the slab top is ~20 km deep, dipping NW at ~20° to ~60 km east of Osaka Bay. The continental Moho lies at 35–40 km in northern Kinki but shallows southeastward to ~15 km above the slab. Beneath Shikoku, the slab top is ~20 km deep at the southern coast, dipping NNW at ~10° and steepening westward down-dip of deep low-frequency earthquakes; in eastern Shikoku it is unusually shallow (20–30 km, 5–10° dip). These results show marked depth variation between Kii and Shikoku. The buoyant subduction of the Kinan Seamount Chain likely enhances coupling, suggesting eastern Shikoku may become a source of strong ground motion in future great earthquakes.

キーワード: フィリピン海スラブ, スラブ形状, レシーバ関数解析, 紀伊半島, 四国, リニアアレイ地震観測

Keywords: Philippine Sea slab, slab geometry, receiver function analysis, Kii Peninsula, Shikoku Island, linear array seismic observation

1. はじめに

京都大学には湯川秀樹博士にあこがれて理学部に入学した。アインシュタイン博士の相対性理論にも興味があったので宇宙物理学か理論物理学を目指していたが、早々に方向修正を余儀なくされ、3回生の時は気象学を勉強した。4回生ではくじ運が悪く気象学にあぶれ、火山学の課題研究を行った。阿蘇の火山研究施設に1週間ほど滞在し、地震計の検定と火山性地震の観測について小野博尉先生から教わった。また、和田卓彦先生にはEwingの弾性波動論の教科書(Ewing et al., 1957)をマンツーマンでご指導いただいた。波動方程式の解のブランチ積分からP波とS波が、留数計算からレイリー波が導出されることを知った。それまでは固体地球物理学に対してなんと

く泥臭いという印象をもっていたので、このような理論的な側面もあるということはとても新鮮であった。上述のような紆余曲折を経たのち、修士課程では地震学を専攻し、尾池和夫先生の下で地震観測や観測装置の電子回路の基礎を学んだ。その後は防災研究所に任用されて地震の研究をすることになり、レシーバ関数解析やトモグラフィ解析により地球内部の地震波速度構造を推定する研究を平原和朗先生にご助言いただきながら共同で行った。

本論文では令和6年度の研究発表講演会の特別講演での発表に基づき、レシーバ関数解析を用いて紀伊半島と四国の下に沈み込むフィリピン海スラブの形状を推定する研究について紹介する。

南海トラフ巨大地震の震源断層面となるフィリピン海スラブ上面の形状や巨大地震から発せられた地

震波の伝播経路にあたる領域の構造を高精度に推定することは、震源域や強震動生成域の広がりを的確に推定し地震規模や強震動の予測の確度を上げるために必要である。

紀伊半島と四国の下のスラブ上面の形状についての先行研究の代表的なものとして以下の研究が挙げられる。中村ら (1997) や三好・石橋 (2004) は、フィリピン海プレートの沈み込みに伴うスラブ内地震がスラブ上面近傍で発生していると仮定し、それらの分布からスラブの形状を推定した。しかしながら後述するようにこの地域のスラブ内地震の多くは海洋マントル内で発生している可能性が高く、その場合この方法ではスラブ上面を実際より深く推定してしまう恐れがある。また、スラブの非地震性の領域に対してはスラブが存在しないという結果を与えてしまう。

Matsubara et al. (2008) やHirose et al. (2008) は、地震波走時トモグラフィの結果の3次元地震波速度構造におけるS波速度が小さく、P波速度とS波速度の比が大きい領域の分布に基づき、スラブ上面の形状を推定した。これらのトモグラフィ解析では、地震波速度を求めるグリッドの間隔は水平方向に10 km程度、深さ方向に5~10 kmであり、チェッカーボードテストが示す分解能は2グリッド分以上である。このことはトモグラフィ解析のみからスラブ上面を精度よく推定することが難しいことを示唆している。実際、Hirose et al. (2008) は3次元地震波速度構造からスラブ上面を同定する際、反射法・屈折法探査の結

果 (Nakanishi et al., 2002) を参照している。

蔵下ら (2002) は1999年に行われた南海トラフから四国東部を経て中国地方に至る海陸統合地殻構造探査 (南海トラフ海陸境界深部構造探査研究グループ, 1999) の測線におけるフィリピン海スラブの形状を反射法と屈折法により推定した。Iwasaki et al. (2015) は地震分布、制御震源探査、トモグラフィ解析などの結果をコンパイルして太平洋スラブとフィリピン海スラブの形状モデルを構築した。

Yamauchi et al. (2003), Shiomi et al. (2004, 2006, 2008), Ueno et al. (2008) はHi-net (Obata et al., 2005) などの定常観測点を用いたレシーバ関数解析を行い、紀伊半島や四国の下に沈み込むフィリピン海スラブの形状を推定した。レシーバ関数解析では地震波速度不連続面で生成されるP波からS波への変換波を用いて低速層である海洋地殻の上面を推定するので、スラブ上面の深さの推定においては上述のトモグラフィ解析よりも優れていることが期待される。ただ定常観測点のみの場合は観測点間隔が広すぎて地震波速度不連続面のイメージの連続性が失われ、それらの解釈が曖昧になる恐れがある。

そこで我々は測線に沿う観測点間隔が5 km程度になるよう臨時観測点を配置するリニアアレイ観測を行った。

2. リニアアレイ地震観測

Fig. 1に測線の分布を示す。紀伊半島ではフィリピン海スラブの傾斜方向にほぼ平行な4測線 (AA'~DD') とそれらにほぼ直交する2測線 (EE'とFF') を

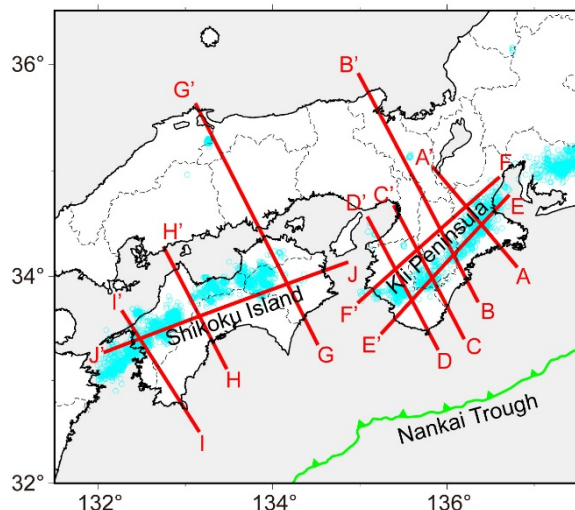


Fig. 1 Location of the ten linear arrays (thick red lines labeled AA' – JJ') deployed in this study. Small light blue circles indicate deep low-frequency earthquakes observed by JMA. The green line with triangles represents the Nankai Trough axis. Black dashed lines show the prefectural boundaries.



Photo 1 Seismic observation equipment installed at temporary station SL19 along survey line JJ'. The seismometer was installed on top of a sabo dam and covered with a PVC pipe and a jingasa (a conical hat) for protection. The data logger and battery were stored in the box beneath the solar panel.

設けた．測線BB'は近畿地方を縦断して北西端は丹後半島まで達している．四国ではスラブの傾斜方向にほぼ平行な3測線（GG'～II'）とそれらにほぼ直交する1測線（JJ'）を設けた．測線GG'は四国と中国地方を縦断して北西端は島根半島まで達している．なお，測線GG'では中国地方から瀬戸内海までの臨時観測点は2002年～2004年に行われた西南日本合同地震観測（西南日本合同地震観測グループ, 2002）で展開されたものである．付録のFig. A1とFig. A2に示すように測線近傍の定常観測点も含めて観測点間隔が5～10 kmになるように臨時観測点を設置した．Photo 1に示すように臨時観測点では固有周期1秒の高感度地震計（Sercel社製L-4-3D）の地動速度出力をデータロ

ガー（白山工業製LS-7000XTまたは近計システム製EDR-X7000）のCFカードに連続収録した（西村ら, 2005）．サンプリング周波数はLS-7000XTでは100 Hz, EDR-X7000では250 Hzに設定した．ロガーの電源は自動車用のバッテリーから供給し，バッテリーは太陽電池により充電された．ロガーの内部時計はGPS時計に同期させた．このような臨時観測は，1～2測線を同時に，各測線について2年間行った．

本研究のレシーバ関数解析では遠地地震のP波コーダ部分の波形を用いるが，マントル遷移層や中心核でのトリプリケーションフェーズが混入しないように，震央距離が30～85°の遠地地震に限った．加えてP波コーダ部のSN比が十分であるようモーメントマグニチュード（Mw）が6.3以上の遠地地震を用いた．解析に用いた遠地地震の震央分布の例を付録のFig. A3に示す．なおマグニチュードが6.3以上の地震であっても，波形を確認し，SN比が十分でないと判断したものは解析から外した．

解析に用いた遠地地震のP波コーダ部分の波形例をFig. 2に示す．ニューヘブリディーズ海溝付近で2010年12月25日13時16分（UT）と2011年1月13日16時16分（UT）に発生した2つの地震を紀伊半島の測線BB'と測線EE'の交点付近に位置するKS64という観測点で観測した波形である．どちらの地震も到来方向は145.6°と等しく，震央距離は61.6°と62.6°と1°しか変わらないので，地震波の伝播経路はほぼ一緒であると考えられる．したがってFig. 2の（a）と（b）に見られる波形の違いは2つの地震の震源時間関数の違いに起因すると考えられる．

3成分の波形を比較すると，上下成分とラジアル成分が似ていることがわかる．これはP波コーダ部分には直達P波が卓越しているためである．よく見ると上記2成分の波形に違いがあることに気付く．この一因はP波コーダ部に観測点下の地震波速度不連続面でP波からS波に変換した波（P→S変換波）が含まれるためである．トランスバース成分は，他の2成分と比べると，振幅は小さく，波形も似ていない．もし地球内部の速度構造が半径のみに依存する1次元構造であれば，P波コーダ部分のトランスバース成分はゼロになるはずである．トランスバース成分が小さいながらも振幅をもつ原因としては，紀伊半島下に沈み込むフィリピン海スラブのような傾いた速度不連続面で生成されるP→P透過波やP→S変換波が考えられる．さらに実際の地球内部には様々なスケールをもつ3次元不均質構造があり，それらに起因する地震波が3成分波形に重乗していることにも留意する必要がある．

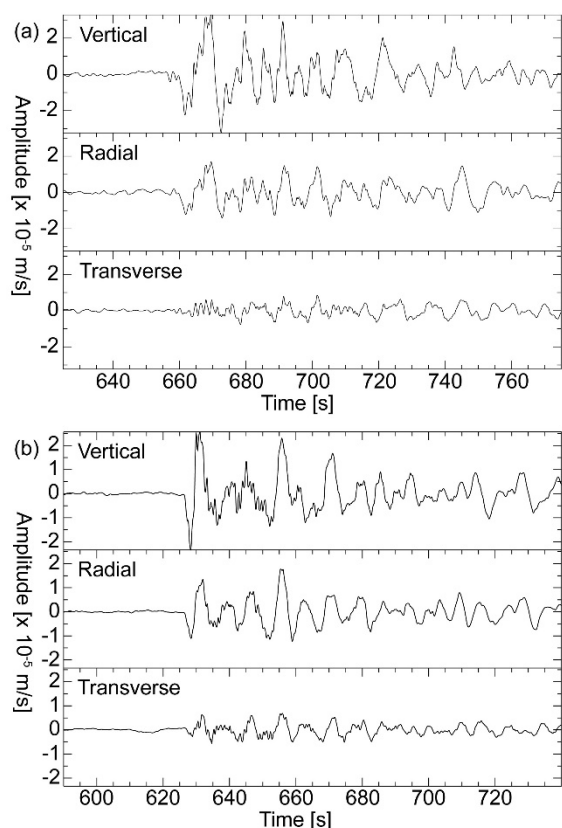


Fig. 2 Sample waveforms of the P-wave coda at seismic station KS64. (a) An earthquake that occurred on December 25, 2010, at 13:16 UT. The epicenter was at (19.702°S, 167.947°E), with a depth of 16 km, and a moment magnitude (Mw) of 7.3. (b) An earthquake that occurred on January 13, 2011, at 16:16 UT. The epicenter was at (20.628°S, 168.471°E), with a depth of 9 km, and a Mw of 7.0. Both earthquakes occurred near the New Hebrides Trench. We corrected the frequency response of the observation system, including the seismometer, and applied a band-pass filter from 0.05 to 5.0 Hz.

3. レシーバ関数解析

ここではレシーバ関数解析の手法と、紀伊半島と四国を中心に行ったリニアレイ観測のデータに適用した結果について述べる。

3.1 Source equalization

遠地地震のP波コーダ部分の波形 $D(t)$ は式 (1) のように書ける。

$$\begin{aligned} D_V(t) &= S(t) * E_V(t) * I(t) \\ D_R(t) &= S(t) * E_R(t) * I(t) \\ D_T(t) &= S(t) * E_T(t) * I(t) \end{aligned} \quad (1)$$

ここに下付き添え字の V , R , T はそれぞれ上下成分, ラジアル成分, トランスバース成分を表す。 $S(t)$ は震源時間関数, $E(t)$ は地下構造のインパルス応答, $I(t)$ は地震計を含む観測システムのインパルス応答

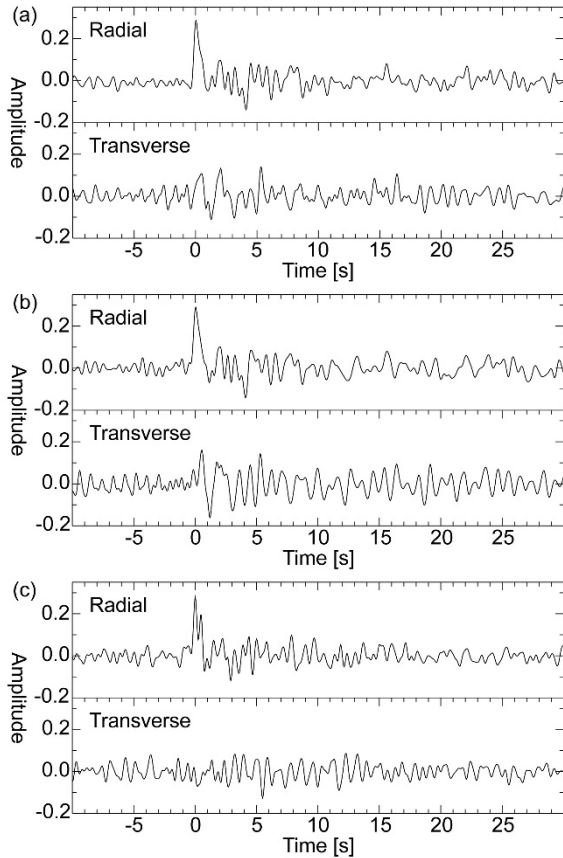


Fig. 3 Sample waveforms of three receiver functions at seismic station KS64. (a) and (b) are receiver functions calculated from the waveforms in Fig. 2 (a) and (b), respectively. (c) is the receiver function for an earthquake that occurred on September 2, 2009, at 7:55 UT, with an epicenter at (7.782°S, 107.297°E), a depth of 46 km, and an Mw of 7.0.

である。アスタリスクはコンボリューション演算を表す。

我々が知りたい観測点の下の地下構造の情報は $E(t)$ に含まれる。 $I(t)$ は既知であり、補正することができる。 $S(t)$ は、Fig. 2で述べたように、地震ごとに異なり、複雑な波形を示す未知関数である。 $S(t)$ の影響を除去し、 $E(t)$ の情報を得るためには、水平動成分の波形を上下動成分の波形でデコンボリューションすればよい。この処理をsource equalizationと言い、その結果として得られる地下構造の情報を抽出した波形をレシーバ関数と呼ぶ (例えば、Langston, 1979; Owens et al., 1984)。

このデコンボリューションにはいくつかの手法が提案されているが、本研究では時間拡張マルチテーパ法 (Helffrich, 2006) の改良版 (Shibutani et al., 2008) を用いた。式 (1) をフーリエ変換する際にマルチテーパを適用することでスペクトルの穴凹を抑え、デコンボリューションにおけるスペクトルの除算を安定化する (Park et al., 1987; Park and Levin, 2000)。50秒の長さをもつマルチテーパを12.5秒ずつずらして複数個適用することにより、結果のテーパに振幅がフラットな部分を作ることができ、この部分にP波コーダ波形の主要部分を当てはめれば結果的には波形の主要部分に振幅が一樣のデーパをかけたことになる。周波数領域においてスペクトルの除算を行ったのち、コーナ周波数が約1 Hzのガウス型ハイカットフィルタをかけた。またAmmon (1991) やCassidy (1992) に倣ってレシーバ関数の水平2成分の振幅は上下成分 (P波コーダ波形の上下成分を上下成分でデコンボリューションしたもの) の振幅の最大値で規格化した。

このようにして計算されたレシーバ関数の波形例をFig. 3に示す。(a) と (b) はFig. 2の (a) と (b)の波形から得られたレシーバ関数である。すなわち到来方向も震央距離もほとんど同じ2つの地震に対するレシーバ関数である。これらのラジアル成分の波形はとてもよく似ている。これはsource equalizationにより震源時間関数の違いが取り除かれ、145.6°の到来方向近傍の地下構造の情報が抽出されたことを示している。トランスバース成分にも類似の特徴を見出すことができる。Fig. 3の (c) は到来方向が218.6°の別の地震に対するレシーバ関数である。(a) と (b) のレシーバ関数とは似ていない。このことは145.6°と218.6°の到来方向の地下構造に違いがあることを示唆している。

一つの速度不連続面をもつ水平2層モデルに対して理論レシーバ関数を計算すると、レシーバ関数のラジアル成分には直達P波 (Pp) に加えて三つの後続波が含まれることがわかる (例えば、澁谷ら, 2009)。

後続波とは、入射P波が不連続面でS波に変換して透過する波 (Ps), 入射P波が不連続面をP波で透過し自由表面でP波で反射し不連続面でS波に変換して反射する波 (PpPs), および入射P波が不連続面をP波で透過し自由表面でS波に変換して反射し不連続面でS波で反射する波 (PpSs) である。レシーバ関数は速度不連続面でのP→S変換波を抽出した波形といえる。後続波の振幅は、不連続面でのP波速度の変化には鈍感であり、S波インピーダンスの変化に敏感である。また後続波と直達P波の走時差は不連続面の深さとその上方の速度構造で決まる。これがレシーバ関数を用いて地下構造が推定できるゆえんである。

3.2 レシーバ関数イメージング

三つの後続波のうち一番振幅が大きいのはPs変換波である。以降の解析では簡単のためにレシーバ関数の後続波をPs変換波と仮定する。水平2層モデルにおいて不連続面の深さを h , 第1層のP波速度を α , S波速度を β , 観測点へのP波の入射角を i , S波の入射角を j とすると、不連続面でのPs変換波と直達P波の走時差 Δt は,

$$\Delta t = h(\cos j/\beta - \cos i/\alpha) \quad (2)$$

と書ける (Gurrola et al., 1994)。したがって水平多層モデルにおいて深さ z にある不連続面で生成されたPs変換波と直達P波の走時差 $t(z)$ は,

$$t(z) = \int_0^z (\cos j/\beta(\zeta) - \cos i/\alpha(\zeta)) d\zeta \quad (3)$$

となる。ただし深さ ζ の層におけるP波速度を $\alpha(\zeta)$, S波速度を $\beta(\zeta)$, P波の射出角を i , S波の射出角を j とする。レシーバ関数の時刻 t のPs変換波が生成された深さ z は式 (3) により求めることができる。観測点から到来方向に深さ z までS波の波線追跡を行うことにより変換点を求めることができる。

本研究では速度構造として気象庁が震源決定に使用しているJMA2001 (上野ら, 2002) を用いた。測線を通る鉛直2次元断面を1 km×1 kmの格子に分割する。Ps変換波の変換点をその断面に垂直に投影し、変換点が入った格子にPs変換波の振幅を与える。これを測線を構成するすべての観測点とそれらの観測点で得られたすべてのレシーバ関数に対して行い、一つの格子に複数の変換点が投影された場合はそれらに対応するPs変換波の振幅を平均する。その際、投影前の変換点と断面の距離が10 km以内の場合は重みを1に、10 kmより大きい場合は距離の平方根に反比例する重みを付けた。共通変換点で重合されたレシーバ関数の振幅が割り振られた鉛直2次元断面の1

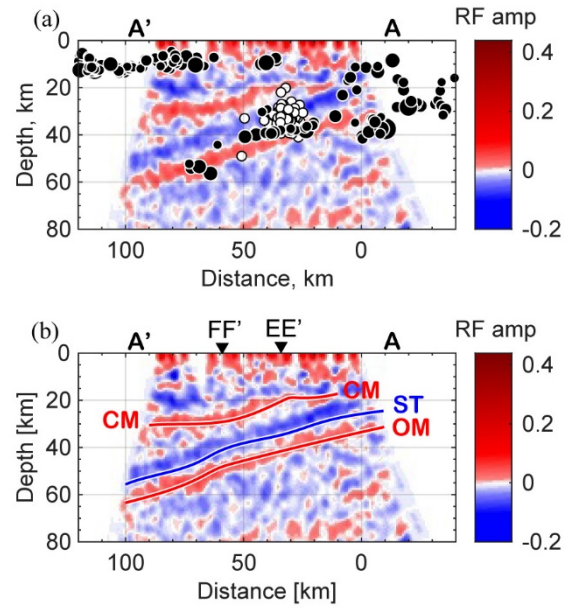


Fig. 4 Receiver function images along survey line AA'. (a) Deep low-frequency earthquakes (DLFEs, white circles) and regular earthquakes (black circles) from the JMA (Japan Meteorological Agency) catalog are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line), continental Moho (CM, red line), and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangles with "EE'" and "FF'" labels indicate the locations where seismic lines EE' and FF' intersect line AA', respectively.

km×1 kmの格子に対して式 (4) で表される平滑化カーネルのコンボリューションを2回行った。

$$K = \begin{bmatrix} 0.05 & 0.10 & 0.05 \\ 0.10 & 0.40 & 0.10 \\ 0.05 & 0.10 & 0.05 \end{bmatrix} \quad (4)$$

これにより3 km×3 km程度のスケールの平滑化がなされる。さらに間隔を1/5に細分化した格子での値を内挿により求めたものを描画した。

3.3 レシーバ関数イメージ

測線AA'~JJ'に対するレシーバ関数イメージをFig. 4~Fig. 13に示す。レシーバ関数において、Ps変換波の極性は、高速度層の上面で生成された場合は正、低速度層の上面で生成された場合は負となるので、レシーバ関数イメージにおいては、正の振幅に対応する赤の連なりは高速度層の上面、負の振幅に対応する青の連なりは低速度層の上面であると解釈できる。測線同士が交差する部分においては二つの

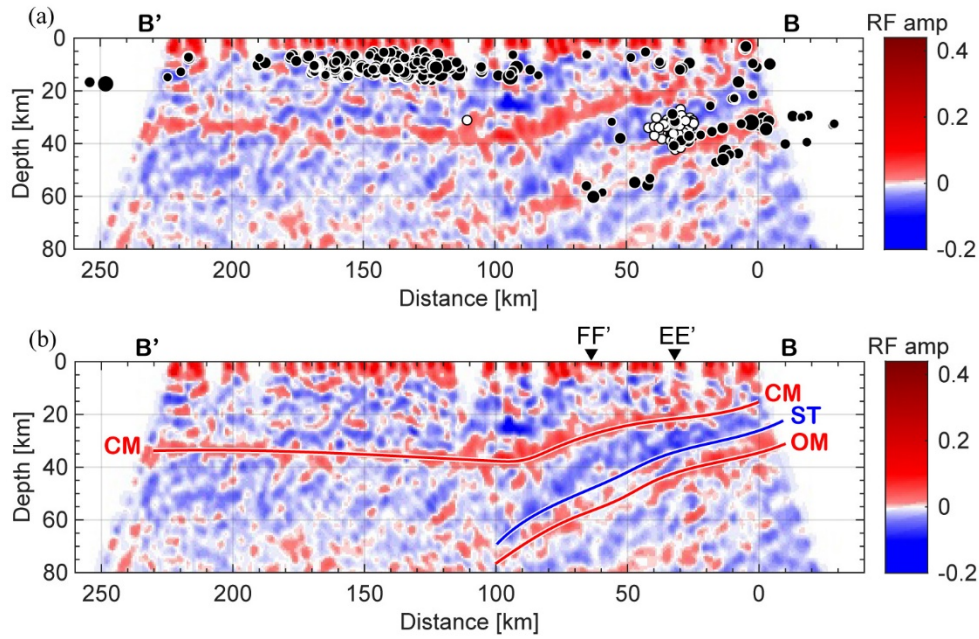


Fig. 5 Receiver function images along survey line BB'. (a) DLFs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line), continental Moho (CM, red line), and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangles with "EE'" and "FF'" labels indicate the locations where survey lines EE' and FF' intersect line BB', respectively.

レシーバ関数イメージの解釈が整合性をもつように調整した。

(1) 測線AA'

紀伊半島の北東部を通して三重県南伊勢町から滋賀県甲賀市に至る測線である。フィリピン海スラブの上面 (ST) と海洋モホ面 (OM), および陸側の大陸モホ面 (CM) はFig. 4 (b) のように解釈した。これらはとても明瞭にイメージされている。スラブ上面 (ST) が青い連なりの中心ではなく下方にずれているのは、海洋地殻の厚さが数kmであるという前提のもとで海洋モホ面 (OM) と同時に解釈したことと、この測線に交差する他の測線での解釈と整合性を考慮したためである。スラブ上面 (ST) の深さは測線の南東端付近 (横軸: 0 km) で約25 kmであり、北西端付近 (横軸: 100 km) で約55 kmである。大陸モホ面 (CM) は測線の北西端付近で深さ約30 kmにあるが、南東に向かって徐々に浅くなり、横軸の10~20 km付近で深さ約20 kmに達している。Fig. 4 (a) において横軸が20~40 kmで深さが30~40 kmのところに深部低周波地震 (DLFE) が見られる。測線AA'においてはこのDLFE発生域の上側と下側でスラブ上面や海洋モホ面のイメージに違いは見られない。また、フィリピン海スラブに関する通常地震のほとんどはスラブ内で発生していることがわかる。

(2) 測線BB'

三重県尾鷲市から京都府京丹後市まで近畿地方を

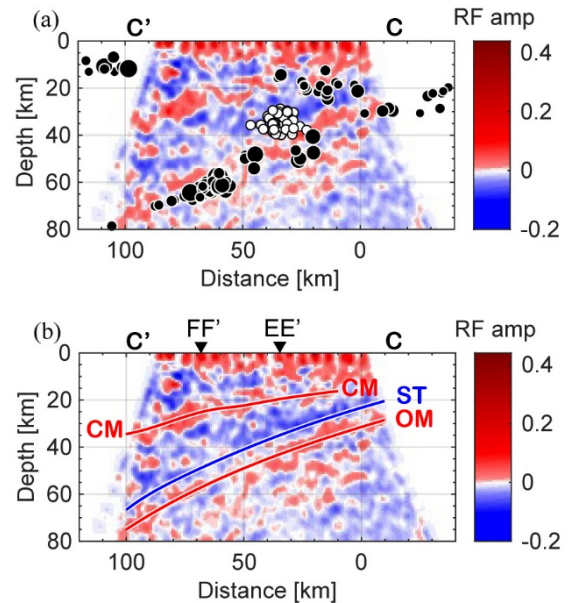


Fig. 6 Receiver function images along survey line CC'. (a) DLFs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line), continental Moho (CM, red line), and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangles with "EE'" and "FF'" labels indicate the locations where survey lines EE' and FF' intersect line CC', respectively.

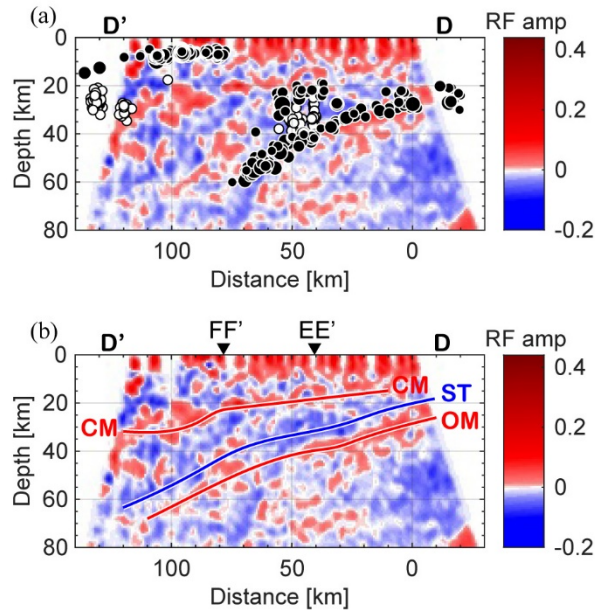


Fig. 7 Receiver function images along survey line DD'. (a) DLFs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line), continental Moho (CM, red line), and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangles with "EE" and "FF" labels indicate the locations where survey lines EE' and FF' intersect line DD', respectively.

南東—北西方向に縦断する測線である。Fig. 5 (b) にスラブ上面 (ST), 海洋モホ面 (OM), および大陸モホ面 (CM) を示す。スラブ上面 (ST) は測線南東端付近 (横軸: 0 km) では深さ約25 kmにあり, 測線中央付近 (横軸: 100 km) で深さ約65 kmに達している。一方大陸モホ面 (CM) は近畿地方北部 (横軸: 100~230 km) では深さ35~40 kmにほぼ水平に横たわっているが, 紀伊半島下 (横軸: 0~100 km) では南東上がりに傾いていて南東端では深さ約15 kmに達する。この大陸モホ面 (CM) とスラブ上面 (ST) の間の狭いマントルウェッジに青い連なりが見られることからこの部分も低速度層を形成していることがわかる。Fig. 5 (a) に示されているDLFE発生域の上側では赤や青の連なりが明瞭であるのに対し, 下側では不明瞭になっている。DLFE発生域で海洋地殻の含水鉱物から水が放出され, エクロジャイト化 (Hacker et al., 2003) が進み, 海洋地殻の地震波速度が増加したため海洋モホ面 (OM) での速度不連続量が小さくなったためと考えられる。

(3) 測線CC'

和歌山県新宮市から大阪府河内長野市まで紀伊半島中部を南東—北西方向に縦断する測線である。Fig. 6 (b) にスラブ上面 (ST), 海洋モホ面 (OM), および大陸モホ面 (CM) を示す。スラブ上面 (ST) は測線南東端付近 (横軸: -10 km) では深さ約18 kmにあり, 測線北西端付近 (横軸: 100 km) で深さ約63 kmに達している。大陸モホ面 (CM) は測線の北西端付近で

深さ約34 kmにあるが, 南東に向かって徐々に浅くなり, 横軸の10 km付近で深さ約14 kmに達している。Fig. 6 (a) に示されているDLFE発生域の下側では赤や青の連なりが不明瞭になっている状況は測線BB'の場合と同じである。フィリピン海スラブに関係する通常地震のほとんどはスラブ内で発生している。

(4) 測線DD'

和歌山県串本町から紀伊半島南西部を通って大阪府田尻町に至る測線である。Fig. 7 (b) にスラブ上面 (ST), 海洋モホ面 (OM), および大陸モホ面 (CM) を示す。スラブ上面 (ST) は測線南東端付近 (横軸: -10 km) では深さ約17 kmにあり, 測線北西端付近 (横軸: 120 km) で深さ約64 kmに達している。大陸モホ面 (CM) は測線の北西端付近で深さ約32 kmにあるが, 南東に向かって徐々に浅くなり, 横軸の10 km付近で深さ約14 kmに達している。Fig. 7 (a) に示されているDLFE発生域の下側では赤や青の連なりが不明瞭になっている状況は測線BB'や測線CC'の場合と同じである。

(5) 測線EE'

三重県松阪市から和歌山県白浜町まで紀伊半島南部を北東—南西方向に横断する測線である。Fig. 8 (b) にスラブ上面 (ST), 海洋モホ面 (OM), および大陸モホ面 (CM) を示す。スラブは, その上面 (ST) が測線北東端付近 (横軸: 160 km) では深さ約35 km, 測線南西端付近 (横軸: -10 km) で深さ約24 kmにあって, 紙面のこちら側から向こう側へ沈み込んでい

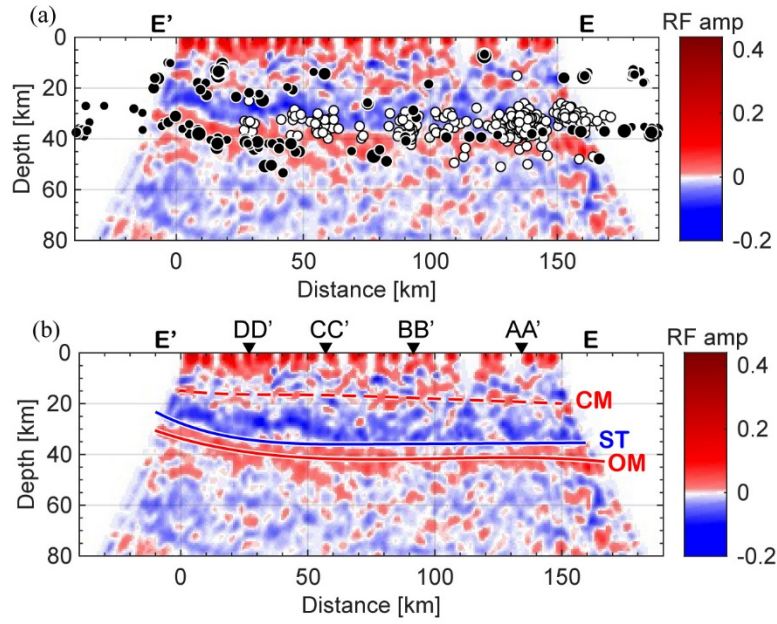


Fig. 8 Receiver function images along survey line EE'. (a) DLFs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line), continental Moho (CM, red line), and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangles labeled AA' to DD' indicate the positions where survey lines AA' to DD' intersect with survey line EE', respectively.

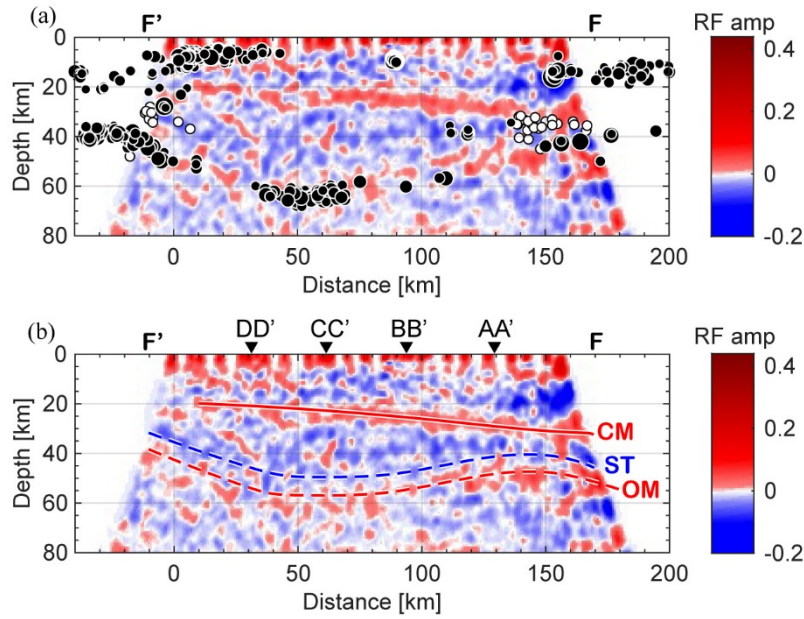


Fig. 9 Receiver function images along survey line FF'. (a) DLFs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line), continental Moho (CM, red line), and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangles labeled AA' to DD' indicate the positions where survey lines AA' to DD' intersect with survey line FF', respectively.

る。大陸モホ面は不明瞭ではあるが、測線北東端付近（横軸：150 km）で深さ約15 km、測線南西端付近（横軸：0 km）で深さ約14 kmに見られる。スラブ上面（ST）と大陸モホ面（CM）に挟まれるマントルウ

エッジには低速度層の上面を表す青い連なりが卓越していることから幅広い低速度層が形成されていると考えられる。Fig. 8 (a) に示すようにマントルウエッジにはDLFEも数多く見られることから海洋地殻

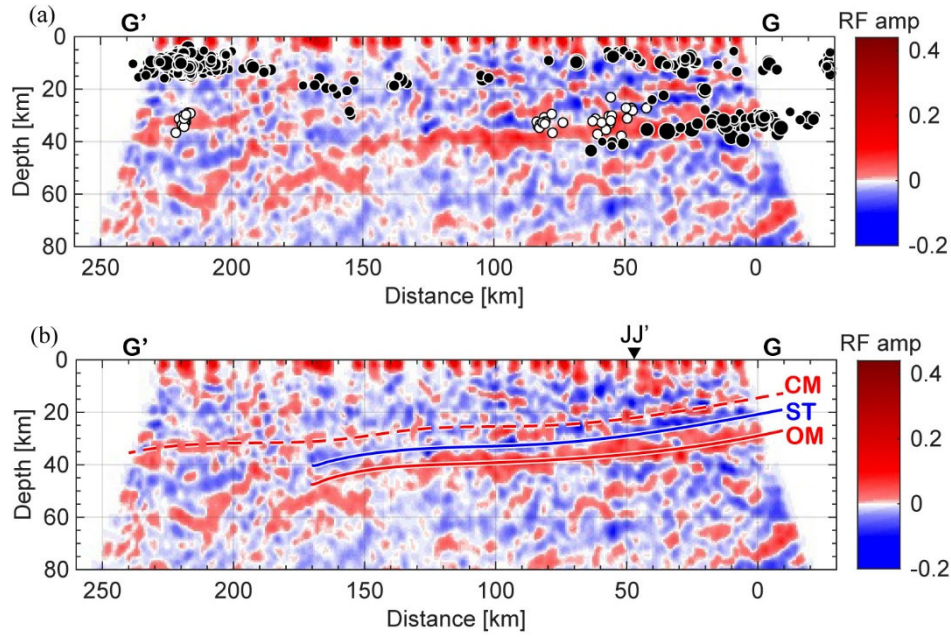


Fig. 10 Receiver function images along survey line GG'. (a) DLFs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line), continental Moho (CM, red line), and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangle with "JJ'" label indicates the location where survey line JJ' intersects line GG'.

中の含水鉱物の分解で放出された水が低速度層の形成に関与していると考えられる。

(6) 測線FF'

三重県津市から和歌山県日高町まで紀伊半島中央部を北東－南西方向に横断する測線である。Fig. 9 (b) にスラブ上面 (ST), 海洋モホ面 (OM), および大陸モホ面 (CM) を示す。スラブ上面 (ST) や海洋モホ面 (OM) を示す青や赤の連なりは不明瞭であるが、Fig. 9 (a) に示すスラブに關係する地震の分布やこの測線と交差する測線AA'～測線DD'での結果も参考にして、破線のように解釈した。スラブ上面 (ST) は測線北東端付近 (横軸: 170 km) では深さ約46 km, 測線南西端付近 (横軸: -10 km) で深さ約31 kmにあって、横軸の50 km付近を中心に谷状、150 km付近を中心に尾根状の形をしている。大陸モホ面 (CM) は測線北東端付近 (横軸: 150 km) の深さ約32 kmから測線南西端付近 (横軸: 10 km) の深さ約20 kmまで明瞭である。

(7) 測線GG'

高知県海陽町から島根県安来市まで南東－北西方向に四国東部や中国地方中部を縦断する測線である。Fig. 10 (b) にスラブ上面 (ST), 海洋モホ面 (OM), および大陸モホ面 (CM) を示す。スラブ上面 (ST) と海洋モホ面 (OM) は明瞭にイメージされていて、スラブ上面 (ST) は測線南東端付近 (横軸: 0 km) の深さ約21 kmから横軸: 170 kmの深さ約40 kmまで緩や

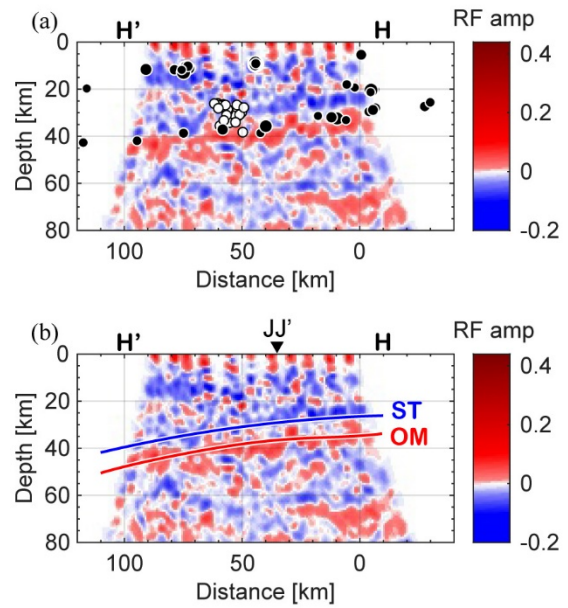


Fig. 11 Receiver function images along survey line HH'. (a) DLFs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line) and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangle with "JJ'" label indicates the location where survey line JJ' intersects line HH'.

かに傾き下がっている。南東端からFig. 10 (a) に示すDLFE発生域（横軸：30 km）での深さ約30 kmまでのスラブ傾斜は約9°，DLFE発生域から深部側の傾斜は約5°である。DLFE発生域から深い側でスラブの傾斜が浅くなるというのは興味深い結果である。大陸モホ面（CM）は測線の北西部（横軸：200～240 km）では明瞭で、深さ約32 kmにほぼ水平に横たわっている。そこより南東側では不明瞭になるが、徐々に浅くなり、南東端付近（横軸：0 km）で深さ約15 kmに達する。スラブ上面（ST）と大陸モホ面（CM）に挟まれた領域は狭いため、紀伊半島で見られたような幅広い低速度層をもつマンテルウェッジは形成されていないと考えられる。フィリピン海スラブに関係する通常地震のほとんどはスラブ内で発生している。

(8) 測線HH'

高知県須崎市から愛媛県今治市まで南東－北西方向に四国を縦断する測線である。Fig. 11 (b) にスラブ上面（ST）および海洋モホ面（OM）を示す。これらは明瞭にイメージされていて、スラブ上面（ST）は測線南東端付近（横軸：-10 km）の深さ約26 kmから北西端付近（横軸：100 km）の深さ約40 kmまで緩やかに傾き下がっている。Fig. 11 (a) に示すDLFE発生域より浅部側のスラブ傾斜は約5°，深部側は約11°である。大陸モホ面は同定が困難であった。

(9) 測線II'

高知県土佐清水市から愛媛県宇和島市南東－北西方向に四国を縦断する測線である。Fig. 12 (b) にスラブ上面（ST）および海洋モホ面（OM）を示す。これらは明瞭にイメージされていて、スラブ上面（ST）は測線南東端付近（横軸：0 km）の深さ約18 kmから北西端付近（横軸：100 km）の深さ約38 kmまで傾き下がっている。Fig. 12 (a) に示すDLFE発生域より浅部側のスラブ傾斜は約8°，深部側は約20°である。大陸モホ面は同定が困難であった。

(10) 測線JJ'

徳島市から愛媛県西予市まで北東－南西方向に四国を横断する測線である。Fig. 13 (b) にスラブ上面（ST）、海洋モホ面（OM）、および大陸モホ面（CM）を示す。スラブ上面（ST）と海洋モホ面（OM）は明瞭にイメージされていて、スラブ上面（ST）は測線北東端付近（横軸：60 km）で深さ約24 km，南西端付近（横軸：-170 km）で深さ約34 kmに見られる。測線中央部付近（横軸：-60 km）を中心として尾根状になっていて、-90～10 kmの範囲の海洋地殻が少し厚くなっていると解釈した。大陸モホ面（CM）は不明瞭であるが、横軸：-110～70 kmの深さ約17 kmにほぼ水平に見られる。

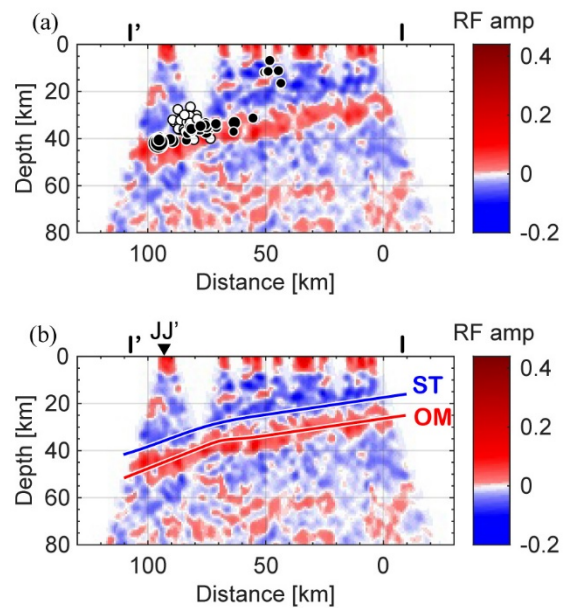


Fig. 12 Receiver function images along survey line II'. (a) DLFEs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line) and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangle with "JJ'" label indicates the location where survey line JJ' intersects line II'.

4. 議論

4.1 大陸モホ面の形状

Fig. 5に端的に示されているように、本研究で推定された大陸モホ面（CM）は、紀伊半島下（横軸：0～80 km）では、北西に沈み込むフィリピン海スラブの上方を南東にせり上がっている。Mizoue et al. (1983) は、紀伊半島下を伝播する地震波について直達P波と大陸モホ面での反射波や屈折波との走時差を解析することにより、紀伊半島下の大陸モホ面が南に行くほど浅くなることを示した。さらにMizoue et al. (1983) は紀伊半島下に発生する微小地震について上部地殻内のものとフィリピン海スラブに関係するもののほかにそれらの中間にそれらとは孤立したものがあることを指摘し、中間層の地震と呼び、その震源分布の上限が南に行くほど浅くなることを示した。Fig. 4～Fig. 9を注意深く見ると中間層の地震が大陸モホ面（CM）より下方、すなわちマンテルウェッジ内で発生していることがわかる。紀伊半島下では大陸モホ面がせり上がっているためマンテルウェッジが浅部までせり出している。大陸地殻では脆性塑性境界の深さは地殻物質の塑性強度で決まり、下部地殻の上面に当たる15～20 km程度であるが、せり出し

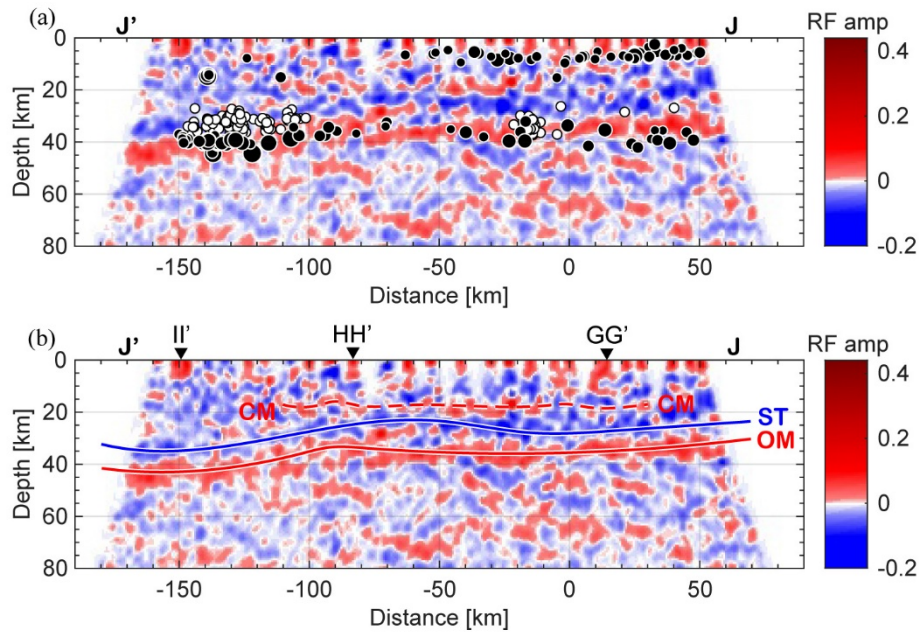


Fig.13 Receiver function images along survey line JJ'. (a) DLFs (white circles) and regular earthquakes (black circles) are superimposed on the receiver function image. (b) The slab top (ST, blue line), continental Moho (CM, red line), and oceanic Moho (OM, red line) interpreted from the receiver function image are shown. The triangles labeled GG' to II' indicate the positions where survey lines GG' to II' intersect with survey line JJ', respectively.

たマントルではマントル物質の塑性強度で決まるため脆性塑性境界は深い方へシフトする (Sibson, 1982; Scholz, 1988; Kohlstedt et al., 1995; 山路, 2000). このため下部地殻に相当する深さでも通常地震を起こすことができる. これが中間層の地震のメカニズムと考えられる.

4.2 フィリピン海スラブの形状

Fig. 10とFig. 11に示すように四国東部～中西部の下ではスラブは 10° 以下の小さな角度で沈み込んでいて、その上面は20から35 kmと浅いところにある. この領域のスラブには“flat-slab” (Barazangi and Isacks, 1976; Gutscher, 2001) のような形状を示す部分もあり、スラブに大きな浮力が働き、上盤とのカップリングも強いことが示唆される. したがってこの領域は巨大地震の発生時に強震動の生成域となる可能性がある. さらにFig. 10に示すように巨大地震の断層面 (スラブ上面) が浅いことに加えてマントルウェッジや下部地殻が薄いため、強震動があまり減衰せずに地表まで伝播することが懸念される.

一方、紀伊半島下ではFig. 9やFig. 7などに示すようにスラブは測線CC'～測線DD'を中心とする谷状の形をして北西下がり沈み込んでいる. その上面は潮岬付近 (測線DD'の横軸0 km) で約20 kmの深さにあり、DLFE発生域までは約 15° の傾斜で、それより深い側では約 26° で、大阪湾南岸付近 (測線DD'の横

軸115 km) において約60 kmの深さに達している. すなわち紀伊半島下のスラブは四国東部に比べて大きな傾斜角をもって、より深いところまで沈み込んでいる. 和歌山県海南市付近でのスラブ上面の深さが約50 kmであるのに対し、徳島市付近では約20 kmである. 水平距離が60 kmほど離れたこれら2地点においてスラブ上面は約30 kmも食い違っていることになる. Ide et al. (2010) はスラブが紀伊水道とその延長線を境に東西で断裂しているというモデルを提唱した. 本研究の結果が断裂モデルを支持するかどうかについては、リニアアレイ以外の観測点についてもレーバ関数解析を行って検討する必要がある.

4.3 スラブ内地震

三好・石橋 (2004) は、スラブ上面の深さが本研究の測線BB'辺りで10 kmほど食い違っているとし、スラブが断裂している可能性を提唱した. 本研究の結果ではFig. 8に示すように測線BB'辺りにスラブの断裂は見られない. 三好・石橋 (2004) は別の可能性としてスラブ内地震の深さの違いを挙げている. すなわち測線BB'より北東側では海洋地殻で、南西側では海洋マントル内で発生することを指摘した. Fig. 8を見ると測線BB'の北東側 (右側) と南西側 (左側) とでスラブ内地震の深さが違い、北東側ではスラブ上面 (ST) の下の海洋地殻内で、南西側では海洋モホ面 (OM) の下の海洋マントル内で発生しているこ

とがわかる．さらにFig. 5に示す測線BB'の断面を見るとスラブ内地震には海洋地殻内の列と海洋マントル内の列があり，二重地震面のような分布をしていることがわかる．

4.4 DLFEとスラブからの脱水

スラブの沈み込みにほぼ平行な南東－北西方向の測線AA' (Fig. 4), BB' (Fig. 5), CC' (Fig. 6), DD' (Fig. 7), GG' (Fig. 10), HH' (Fig. 11), II' (Fig. 12) においてDLFEはスラブ上面 (ST) が深さ30～40 kmに達する辺りで発生している．この深さの温度・圧力条件で海洋地殻内の含水鉱物から脱水が起こり，水が放出されるためと考えられる．3.3節の (2) ～ (4) 項で述べたように測線BB'～DD'ではDLFE発生域の下側で海洋モホ面 (OM) とスラブ上面 (ST) に対応する赤と青の連なりが不明瞭になっているが，海洋地殻の地震波速度が含水鉱物のエクログジャイト化 (Hacker et al., 2003) により増加したためと考えられる．さらに測線BB'～DD'と測線HH'およびII'ではDLFE発生域を中心としてスラブが上に凸に折れ曲がるような形状をしているが，これもエクログジャイト化により海洋地殻の密度が大きくなったためと考えられる．これに対して測線GG'ではDLFE発生域の下方でスラブの傾きが小さくなっている．四国東部には紀南海山列が沈み込んでいて (Kodaira et al., 2000)，このようなより密度の小さい物質の沈み込みが傾斜の小さなスラブ形状に寄与しているのかもしれない．

5. おわりに

本論文では令和6年度の研究発表講演会の特別講演での発表に基づき，レーシーバ関数解析を用いて紀伊半島と四国の下に沈み込むフィリピン海スラブの形状を推定する研究について紹介した．紀伊半島の6測線について求めたレーシーバ関数イメージから推定されるスラブと大陸モホ面の形状は以下のである．紀伊半島の南端付近でスラブ上面は深さ約20 kmにあり，約20° で北西に傾斜し，大阪湾の東側で約60kmの深さに達している．さらにスラブの形状は潮岬と大阪湾北東部を結ぶ軸を中心として谷状になっている．大陸モホ面は近畿地方北部では深さ35～40 kmにほぼ水平に横たわっているが，紀伊半島下ではスラブの上をせり上げるように南東に浅くなり南東端では深さ約15 kmに達する．四国の4測線の結果から推定されるスラブの形状は以下のである．四国の南端付近でスラブ上面は深さ約20 kmにあり，約10° で北北西に傾斜していて，深部低周波イベント発生域より深い部分では，西に行くほど傾斜が大き

くなる．とくに四国東部下のスラブは浅い深さ (20～30 km) に浅い傾斜 (5～10°) で存在する．スラブに大きな浮力が働き，上盤とのカップリングも強いことが示唆される．したがってこの領域は巨大地震の発生時に強震動の生成域となる可能性があり，さらに巨大地震の断層面 (スラブ上面) が浅いことに加えてマントルウェッジや下部地殻が薄いため，強震動があまり減衰せずに地表まで伝播することが懸念される．

紀伊半島と四国でのリニアアレイ地震観測はそれぞれ約10年ずつ行った．連続記録の生データのほかに本論文で紹介したレーシーバ関数解析用の遠地地震のイベントデータと地震波走時トモグラフィ解析用の近地地震のイベントデータも保存されている．今後これらを使いやすい形にまとめて提供することを考えている．

謝 辞

1980年4月に京都大学に入学してからこの3月に京都大学を退職するまでの45年間，多くの方々にお世話になった．冒頭で述べたように尾池和夫先生には修士課程での研究指導を通して地震観測や観測装置の電子回路の基礎を教えていただいた．平原和朗先生にはレーシーバ関数解析やトモグラフィ解析に関してご助言を賜り，また地球内部構造の研究を共同で行わせていただいた．伊藤潔先生には大都市大震災軽減化特別プロジェクトにおける近畿圏での自然地震による地殻構造探索を行う機会をいただいた．これが本論文で紹介したリニアアレイ観測のきっかけとなった．測線CC'の北西部から手探りで始めた観測であったが，防災研究所技術室の支援を受け，観測手法が洗練された．地震観測装置の設置を承諾していただくなど，臨時観測にご協力いただいた地権者をはじめ関係各位に謝意を表したい．

一部の図の作成にはGMT (Generic Mapping Tools) ソフトウェア (Wessel et al., 2019) を用いた．地震波形データの解析にはSAC (Seismic Analysis Code) ソフトウェア (Goldstein and Snoke, 2005) を用いた．

本論文でまとめた研究は，文部科学省による「大都市大震災軽減化特別プロジェクト (平成14年度～平成18年度)」，「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画 (平成21年度～平成25年度)」，「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画 (平成26年度～平成30年度)」，および「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画 (第2次) (令和元年度～令和5年度)」の支援を受けた．またJSPS科研費 JP23540496, JP21K03722の助成を受けた．

参考文献

- 上野 寛・畠山信一・明田川 保・舟崎 淳・浜田信生 (2002): 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 駿震時報, Vol. 65, pp. 123-134.
- 蔵下英司・徳永雅子・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・井川 猛 (2002): 四国東部地域における地殻及び最上部マントルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状, 地震2, 第54巻, pp. 489-505.
- 澁谷拓郎・平原和朗・上野友岳 (2009): レシーバ関数解析による地震波速度不連続構造, 地震2, 第61巻, pp. S199-S207.
- 西南日本合同地震観測グループ (2002): 西南日本における大学合同地震観測, 日本地震学会講演予稿集2002年度秋季大会, P004.
- 中村正夫・渡辺 晃・許斐 直・木村昌三・三浦勝美 (1997): 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性, 京都大学防災研究所年報, 第40号B-1, pp. 1-20.
- 南海トラフ海陸境界深部構造探査研究グループ (1999): 地震発生帯深部構造高精度イメージング, 日本地震学会講演予稿集, 1999年秋季大会, B59.
- 西村和浩・中尾節郎・辰己賢一・三浦 勉・平野憲雄・山崎友也・富阪和秀・福嶋麻沙代・吉田義則・細 善信・松浦秀起・澁谷拓郎・伊藤 潔・大見士朗・廣瀬一聖・森下可奈子 (2005): 大大特: 紀伊半島における自然地震観測—観測システムとデータ処理の概要—, 京都大学防災研究所年報, 第48号B, pp. 269-278.
- 三好崇之・石橋克彦 (2004): 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状, 地震2, 第57巻, pp. 139-152.
- 山路 敦 (2000): 理論テクニクス入門—構造地質学からのアプローチ—, 朝倉書店, 287 pp.
- Ammon, C. J. (1991): The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 81, No. 6, pp. 2504-2510, doi: 10.1785/BSSA0810062504.
- Barazangi, M. and Isacks, B. L. (1976): Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, Geology, Vol. 4, No. 11, pp. 686-692.
- Cassidy, J. F., (1992): Numerical experiments in broadband receiver function analysis, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 82, No. 3, pp. 1453-1474, doi: 10.1785/BSSA0820031453.
- Ewing, W. M., Jardetzky, W. S. and Press F. (1957): Elastic waves in layered media, McGraw-Hill Publishing Company, 380pp.
- Goldstein, P. and Snoke, A. (2005): “SAC Availability for the IRIS Community”, Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter.
- Gurrola, H., Minster, J. B. and Owens, T. (1994): The use of velocity spectrum for stacking receiver functions and imaging upper mantle discontinuities, Geophys. J. Int., Vol. 117, pp. 427-440, doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03942.x.
- Gutscher, M. -A. (2001): An Andean model of interplate coupling and strain partitioning applied to the flat subduction zone of SW Japan (Nankai Trough), Tectonophysics, Vol. 333, pp. 95-109, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00269-9.
- Hacker, B. R., Abers, G. A. and Peacock, S. M. (2003): Subduction factory, 1, Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents, J. Geophys. Res., Vol. 108, 2029, doi:10.1029/2001JB001127.
- Helffrich, G. (2006): Extended-time multitaper frequency domain cross-correlation receiver-function estimation, Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 96, No. 1, pp. 344-347, doi:10.1785/0120050098.
- Hirose, F., Nakajima J. and Hasegawa A. (2008): Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, J. Geophys. Res. Vol. 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Ide, S., Shiomi, K., Mochizuki, K., Tonegawa, T. and Kimura, G. (2010): Split Philippine Sea plate beneath Japan, Geophys. Res. Lett., 37, L21304, doi:10.1029/2010GL044585.
- Iwasaki, T., Sato, H., Shinohara, M., Ishiyama, T. and Hashima, A. (2015): Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan, 2015 Fall Meeting, American Geophysical Union, San Francisco, Dec. 14-18, T31B-2878.
- Kodaira, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S. and Kaneda, Y. (2000): Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido Earthquake, Science, Vol. 289, pp. 104-106, doi: 10.1126/science.289.54-76.104.
- Kohlstedt, D. L., Evans, B. and Mackwell, S. J. (1995): Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments, J. Geophys. Res., Vol. 100(B9), pp. 17587-17602, doi:10.1029/95JB01460.
- Langston, C. A. (1979): Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, J.

- Geophys. Res., Vol. 84 (B9), pp. 4749–4762, doi:10.1029/JB084iB09p04749.
- Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K. (2008): Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, Vol. 454, pp. 86–103, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.016.
- Mizoue, M., Nakamura, M., Seto, N., Ishiketa, Y. and Yokota, T. (1983): Three-layered distribution of microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula, southwestern Honshu, Japan, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Vol. 58, pp. 287–310.
- Nakanishi, A., Takahashi, N., Park, J. O., Miura, S., Kodaira, S., Kaneda, Y., Hirata, N., Iwasaki, T. and Nakamura M. (2002): Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107(B1), doi:10.1029/2001JB000424.
- Obara, K., Kasahara, K., Hori, S. and Okada, Y. (2005): A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Rev. Sci. Instrum.*, Vol. 76, No. 2: 021301, doi: 10.1063/1.1854197.
- Owens, T. J., Zandt, G. and Taylor, S. R. (1984): Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, Vol. 89(B9), pp. 7783–7795, doi:10.1029/JB089iB09p07783.
- Park, J. and Levin, V. (2000): Receiver functions from multiple-taper spectral correlation estimates, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 90, No. 6, pp. 1507–1520.
- Park, J., Lindberg, C. R. and Vernon III, F. L. (1987): Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms, *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, No. B12, pp. 12675–12684.
- Scholz, C.H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting, *Geol. Rundsch.*, Vol. 77, pp. 319–328, <https://doi.org/10.1007/BF01848693>.
- Shibutani, T., Ueno T. and Hirahara K. (2008): Improvement in the extended-time multitaper receiver function estimation technique, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 98, No. 2, pp. 812–816, doi: 10.1785/0120070226.
- Shiomi, K., Sato, H., Obara, K. and Ohtake, M. (2004): Configuration of subducting Philippine Sea plate beneath southwest Japan revealed from receiver function analysis based on the multivariate autoregressive model, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, B04308, doi:10.1029/2003-JB002774.
- Shiomi, K., Obara, K. and Sato, H. (2006): Moho depth variation beneath southwestern Japan revealed from the velocity structure based on receiver function inversion, *Tectonophysics*, Vol. 420, pp. 205–221.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y. and Obara, K. (2008): Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, Vol. 173, pp. 1018–1029, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03786.x.
- Sibson, R. H. (1982): Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 72, No. 1, pp. 151–163, doi: 10.1785/BSSA0720010151.
- Ueno, T., Shibutani, T. and Ito, K. (2008): Configuration of the continental Moho and Philippine Sea slab in Southwest Japan derived from receiver function analysis: Relation to subcrustal earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 98, No. 5, pp. 2416–2427, doi: 10.1785/0120080016.
- Yamauchi, M., Hirahara, K. and Shibutani, T. (2003): High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan, *Earth Planets Space*, Vol. 55, pp. 59–64.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F. and Tian, D. (2019): The Generic Mapping Tools Version 6. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol. 20, pp. 5556–5564. doi: 10.1029/2019GC008515.

付 録

リニアアレイの10測線における観測点分布を近畿地方と四国・中国地方に分けて、Fig. A1とFig. A2に示す。測線ごとの観測点の情報（観測点コード、緯度、経度、標高など）をTable A1～Table A10に示す。解析に用いた遠地震の震央分布の例をFig. A3に示す。

（論文受理日：2025年8月29日）