

西南日本合同地震観測データを用いたレシーバ関数解析

上野友岳・澁谷拓郎・伊藤 潔

要 旨

2000年鳥取県西部地震の余震地域を含んだ西南日本において、大学合同地震観測のデータを用いてレシーバ関数解析を行った。得られた地下構造と地震分布を比較して以下の結果を得た。1) 四国東部地域における深さ40 kmまでの地震は、上部マントルではなくて、海洋性地殻で発生している可能性があること、2) 2000年鳥取県西部地震地域のもホ不連続面は、深さ約30 kmであり、深さ約60 kmに存在する不連続面が、プレートの延長である可能性があること、3) 地殻内の地震発生層の最下部付近に、不連続面が存在すること。

キーワード: レシーバ関数, Ps変換波, フィリピン海プレート, もホ不連続面

1. はじめに

沈み込むプレートの形状は多くの場合、地震分布によって決定されている。例えば三好・石橋 (2004) は、気象庁の一元化震源データを用いてフィリピン海プレートの等深度線を求めた。これによると、四国東部地域においてサイスミックなフィリピン海プレートは、瀬戸内海付近で深さ約 40 km まで沈み込んでいる。一方、地震が発生しない中国地方で、変換波の解析によってフィリピン海プレートの延長部があることが示唆されている (例えば Nakanishi, 1980)。また、Shiomi et al. (2004) や Yamauchi et al. (2003) は、レシーバ関数解析により中国地方までフィリピン海プレートが沈み込んでいることを示した。これらの研究により、中国地方下における複雑な形状のもホ不連続面や、上部マントル内における地震の発生しないフィリピン海プレートの存在が認められてきた。また、彼らは、四国東部地域において発生している深さ 40 km までの地震が、海洋性プレートの上部マントルで発生していることを示唆した。一方で、Ohkura (2000) は、中国地方の地震観測網で得られた同地域の地震波形を解析し、これらの地震は海洋性地殻で発生していると結論づけた。また、澁谷 (2001) は、四国東部にある観測点 (ISI) の構造をレシーバ関数解析から求め、フィリピン海プレートの直上に陸性のもホ不連続面があるモデルを構築した。このモデルと地震の分布を比較すると、地震はプレート境界もしくは海洋性地殻で発生しているように見える。このように、四国東部地域では、陸性のもホ不連続面や深い地震の発生場について、異なった解釈で

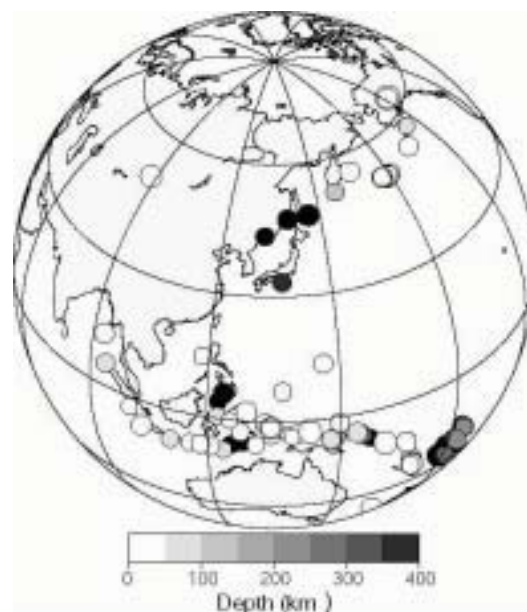


Fig.1 Epicenter distribution of teleseismic events used in this study

議論されている。

一方、2000 年に発生した鳥取県西部地域において、稠密余震観測 (Shibutani et al., 2005) や人工地震探査 (西田ら, 2002) が行われ、詳細な地下構造が得られている。これらの観測データを用いたこの地域の上部マントルまでの反射面, Ps 変換面構造は、土井ら (2003) や西田ら (2002) および Ueno et al. (2004) によって報告されている。彼らは、この地域で深さ約 20 km, 約 30 km (もホ不連続面) および約 60 km に地震波の反射面

または変換面があることを示した。深さ約 60 km の面は鳥取県西部地震の余震域の南部に存在し、さらに南側に続いていると考えられている。しかしながら、これらの観測は、2000 年鳥取県西部地震の余震観測および震源地域の地下構造探査が目的であったため、この地域外における構造が得られていない。したがって、この面が南方でフィリピン海プレートにつながっているのかどうかは明かでない。

上述の問題点を解決するために、本研究では、2002－2004 年に行われた西南日本大学合同地震観測(西南日本合同地震観測グループ, 2002)の観測点と定常観測点を用いて、四国東部地域から中国地方北部地域および、島根県中部から鳥取県中部までの二つの観測点アレーを構成し、そのデータを解析した。これらのアレーデータを用いてレシーバ関数解析をおこない、得られた地下構造と地震の深さ分布の比較をおこなった。

2. 観測データ

Fig.1に本研究で用いた遠地地震の震央を示す。震源

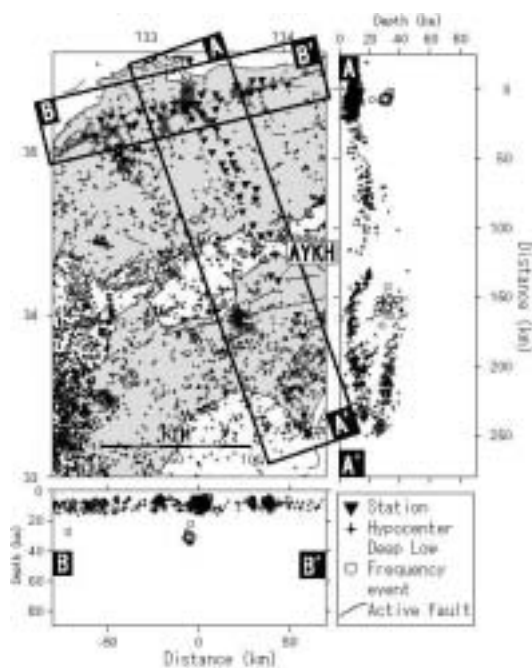


Fig.2 Distributions of seismic stations used in this study and hypocenters in Southwest Japan determined by JMA (Japan Meteorological Agency). Plus signs show hypocenters of earthquakes ($M>0.5$) from 2002-2004. Open circles indicate DLF (Deep Low Frequency) events. Inverted triangles are seismic stations and thin solid lines show active faults. Boxes (A-A', B-B') shows regions, earthquakes in which are plotted in the depth sections (A-A', B-B').

情報には、アメリカ地質調査所 (USGS) によって公開されている確定震源を用いている。解析に用いた遠地地震は、観測期間に発生した $M6.0$ 以上で、角距離 30° から 80° あるいは 300 kmよりも深いところで発生した地震、79個である。Fig.2は解析に用いた観測点と地震分布を示している。これらの観測点は西南日本合同地震観測(2002－2004年)の臨時地震観測点(40点)と既存の地震観測点(Hi-netや気象庁地震計など)を含む、南北に 260 km (A-A' 測線)、東西に 140 km (B-B' 測線)、のT字型アレーになっている。このアレーの交点は、2000 年鳥取県西部地震の本震の震央である。Fig.3にA-A' 測線で得られた上下動成分とラディアル成分の波形記録を示す。これらの既存の観測点と臨時観測点を含めた地震観測データは、京都大学防災研究所地震予知研究センターによってまとめられたものである。また、Fig.2 に示す地震分布は、2002年から2004年までの気象庁($M>0.5$)によって公開されている震源を用いて作成した。

3. 解析

一般的に地震波形は、震源関数や波の伝搬経路の構造、計器特性などのコンボリューションで表される。波の伝搬過程では、経路の構造によって変換された P_s 変換波や地表で発生するP波やS波の多重反射が生成される。レシーバ関数は、P波のラディアル成分を上下動

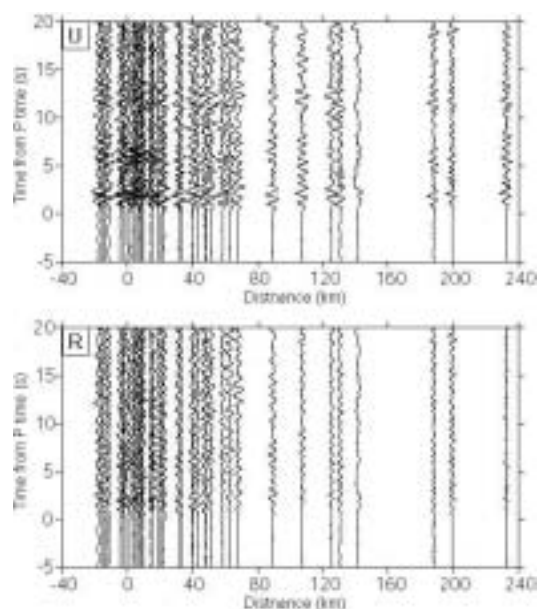


Fig.3 Record sections of the vertical (upper figure) and radial (lower figure) components of an earthquake recorded along the A-A' profile in Fig.2. The earthquake occurred in Malaysia Islands on October 19, 2003.

成分でデコンボリューションすることによって得られる。この処理により震源関数とP波の多重反射が打ち消され、S波 (Ps変換波) が強調される (例えばLangston, 1979やAmmon, 1991)。そこで本研究では、レシーバ関数解析によって得られたPs変換波が速度構造の境界を示していることを利用して、地下の不連続構造を推定する。デコンボリューションの単純な手法としては、周波数領域でラディアル成分を上下動成分で割ればよい。しかしながら、よく知られているように周波数変換に用いられるFFTは、0に近い見かけ上のスペクトルの穴を生み出し、割算の計算を不安定にする。この計算をより安定させるために、ウォーターレベル法 (Helmberger and Wiggins, 1971) がよく用いられる。この手法は、パワースペクトルの最大値に対してある閾値を設定して、この閾値をスペクトルのパワーが下回った場合、パワースペクトルの代わりに閾値を使用する方法である。ウォーターレベルが0.01の場合 (Fig.4に示されているW.L.=0.01の破線)、スペクトルのパワーの1%に満たない振幅は、破線の値を使用する。つまり、この手法は、物理的に意味のあるなしに関わらず決められた一定の値で、スペクトルの穴を埋めてしまうため、解析上問題がある。

この問題を回避するために、我々はマルチテーパー法 (Park and Levin, 2000) を用いたレシーバ関数の解析を行った。マルチテーパー法で推定したスペクトルは、様々なデータウィンドウを用いたFFTの結果の平均値を用いているため、見かけ上のホールなどが生じさにくく考えられている (例えば宗田ら, 2001)。レシーバ関数解析では、FFTを行う際にマルチテーパーを用いている。またS/Nを向上させるために、レシーバ関数波形には、ガウシアンローパスフィルターと Singular Value Decomposition (SVD)フィルター (Chevrot and Girardin, 2000) をかけた。ガウシアンフィルターのフィルター係数 α には5を、SVDフィルターの固有値には6を使用した。このようにして得られた各観測点でのレシーバ関数波形を時間領域でスタックし、レコードセクションを作成した (Fig.5a)。Fig.5bには、到来方向ごとに並べたレシーバ関数波形のレコードセクションを示している。この図から分かるように、レシーバ関数波形は波線の到来方向 (震源方向) によって異なった波形になっている。これは、地下構造が均質な一次元構造ではないことを示している。このため、iasp91 (Kennett and Engdahl, 1991) から求められた波線パラメータとJMA2001 (上野・他, 2002) の一次元速度構造を用いて、観測点近傍における波線の計算を行い、時間領域におけるレシーバ関数波形を到来方向毎に空間領域に変換した。この時、レシーバ関数波形はPs変換波であることを仮定している。波線計算に用いた式を以下に示す。

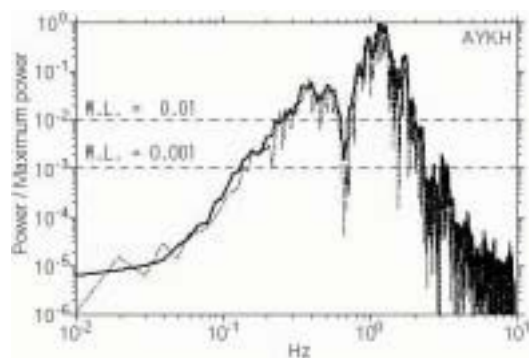


Fig.4 An example of normalized power spectra of vertical component for an earthquake estimated by using multiple taper (solid line) and cosine taper (dashed line). Horizontal broken lines show water levels (W.L.).

$$Tps = \int \left(\sqrt{\frac{1}{\beta(z)^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{\alpha(z)^2} - p^2} \right) dz$$

ここで、TpsはP波到達後の時間 (s)、Zは深さ (km)、 $\alpha(z)$ 、 $\beta(z)$ はP波、S波速度 (km/s)、 p は波線パラメータ (s/km)である。また、各々の方向から到来した波線を、Fig.2に示した観測点アレー方向に投影し、レシーバ関数波形の振幅を波線上に割り振った。Fig.6に示すように、正の振幅を持つ領域は赤で、負の振幅を持つ領域は青で示した。赤の領域は、上向き波線に対して速い層から遅い層への速度境界の存在を、青い領域は、遅い層から速い層への速度境界 (つまり低速度層の存在) を示している。

4. 結果

観測点の図 (Fig.2) から分かるように、本研究のレシーバ関数解析で用いている 2 つの測線のうち、A-A' 測線はほぼフィリピン海プレートの沈み込む方向であり、東西測線はそれに直交する方向である。両測線の交点は 2000 年鳥取県西部地震地域にあるため、Ueno et al. (2004) で求めたこの地域のモホ不連続面や Ps 変換面の広がりに加え、フィリピン海プレートの延長などがより鮮明に得られることが期待できる。実際に、Fig.6 に示すように本研究により得られたレシーバ関数解析の結果には、連続性のある Ps 変換面が確認できた。また、深さ約 30 km までには、断続的な Ps 変換面を確認した。以下に、Fig.2 で示した A-A' 測線と B-B' 測線の各々の結果を示す。

Fig.6a にレシーバ関数解析によって得られた A-A' 測線の Ps 変換面構造を示す。四国から中国地方南部にかけて深さ 20–40 km に、深い方が高速度層である不連

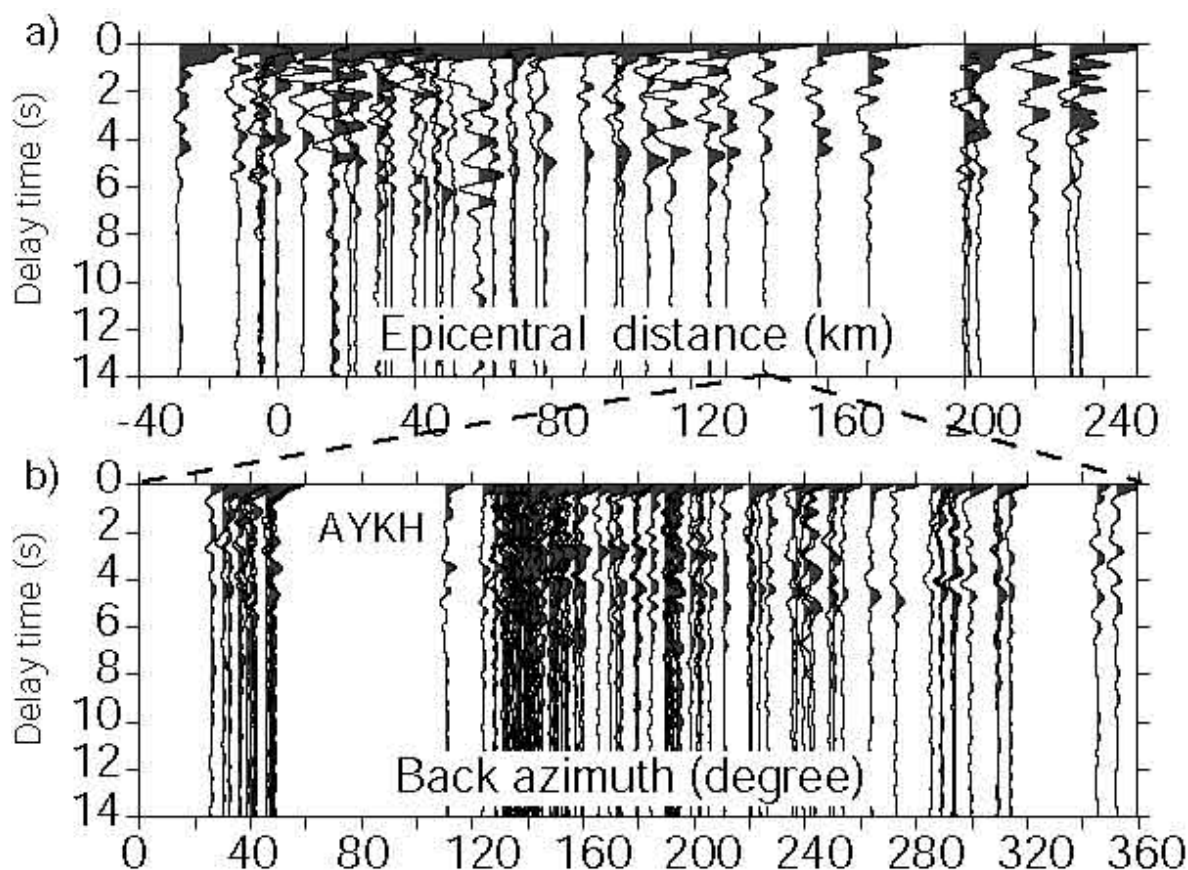


Fig.5 Record sections of receiver functions. (a) shows receiver functions stacked for stations along the A-A' profile. The origin of the distance axis is taken at the epicenter of the 2000 Western Tottori Earthquake. (b) shows receiver functions at AYKH station against back azimuths.

続面を示す赤い相が明瞭にみられた。また、その直下には、深い方が低速度層である不連続面を示す青い相がみられた。これらの傾きは約 10 度であった。さらにその下に深さ 30–60 km に弱い赤い相がみられた。これもまた、北に傾いているようである。中国地方北部では、深さ 30 km 付近に赤い相がみられ、それは中国地方南部で深さ 40 km と深くなっている。さらに深さ 60 km 付近に北傾斜の赤い相が得られた。また、深さ 30 km 未満には、断続的なイメージが得られた。

Fig.6b に B-B' 測線の Ps 変換面構造を示す。A-A' 測線同様に深さ約 30 km 付近に明瞭な赤い相が得られた。この層は A-A' 測線北側で得られた赤い相と深さが一致している。しかしながら、この層は、A-A' 測線全体では深さが一定でないのに対して、B-B' 測線では同じ深さに存在しているようである。また、深さ 15–20 km 付近にも断続的な変換面のイメージが得られている。これらのイメージは、基準位置（本研究では 2000 年鳥取県西部地震の震央）から東に約 20 km で見られなくなっている。さらに、明瞭ではないが深さ約 60 km に西に傾斜した赤い相がみられた。

5. 議論

本研究では、中国地方から四国東部地域の上部マントルから地殻内に至るまでの地下構造を詳細に求めることを目的としている。この目的を達成するために、Fig.2 に示したように、臨時地震観測点で得られた遠地震を用いてレシーバ関数解析を行った。これらのレシーバ関数波形を深さに変換して、Fig.6 に示すような不連続面 (Ps 変換面) のイメージを得ることができた。このイメージは定常観測点のみでレシーバ関数解析を行った Yamauchi et al. (2003) や Shiomi et al. (2004) のイメージと似たような結果になったが、本研究では臨時観測点を使用したため、イメージはより鮮明になった。

5.1 四国地方における陸性のモホ不連続面と海洋性のモホ不連続面

A-A' 測線のイメージから、深さ 20–40 km にある連続性のよい赤い相は、モホ不連続面であると考えられる。しかしながら、このモホ不連続面が陸性もしくは海洋性の

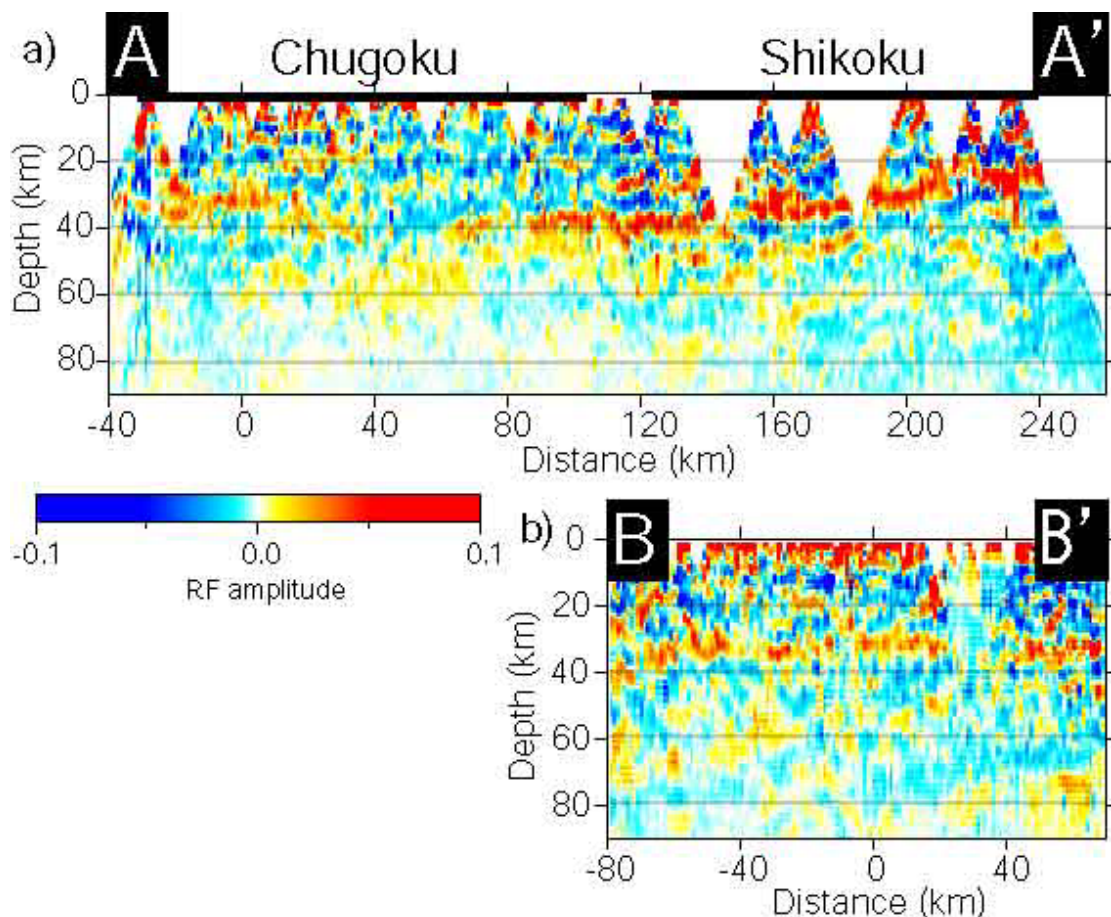


Fig.6 Cross sections of receiver function images. (a) and (b) show the images along the A-A' and B-B' profiles shown in Fig.2. Red and blue colors indicate the positive and negative amplitudes of receiver functions.

モホ不連続面であるかは、議論のあるところである。

Yamauchi et al. (2003) や Shiomi et al. (2004) は、このモホ不連続面が海洋性のモホ不連続面であると結論づけており、Fig.7aに示すように、この深さより下で発生している地震は海洋性プレートの上部マントルで発生していることを示唆した。また、蔵下ら (2002) もこの地域で行われた人工地震探査データの解析結果から、海洋性プレートの上部マントル内で地震が発生する構造モデルを提案している。

一方、澁谷 (2001)は、同じ人工地震探査のデータと遠地地震のレシーバ関数解析を行った結果、四国東部地域に、海洋性のモホ不連続面の上に陸性のモホ不連続面が存在することを示唆した。この下で発生している地震は、プレート境界あるいは海洋性地殻で発生していることを示唆した。また、Ohkura (2000) は、四国地域で発生した地震について、二つの異なる見かけ速度を持つ波が中国地域で観測されることから、地震は海洋性地殻で発生していると結論づけた。本研究では、Fig.7にあるように、地震分布は青い相、すなわち、低速度層から高速度層になる不連続境界で、ここでは、海洋性地殻か

ら陸の上部マントルになる不連続境界付近で発生していると解釈できるため、地震がプレート境界あるいは海洋性地殻で発生していることにも調和的であると考えられる。また、この青い相は四国北部で無くなっているように見え、その地域は、JMA の決定による深部低周波イベント群の震源地でもある (Katsumata and Kamaya, 2003)。これらの深部低周波イベントは、本研究で得られた青い相の直上で発生している。また、Yamaguchi et al. (1999)は、四国東部地域のネットワーク MT 観測結果から、四国沖から中央構造線まで続く薄い電気低比抵抗をもつ層を示し、この層に水が含まれていることを示唆した。この結論は、Katsumata and Kamaya (2003) のプレートの沈み込みに伴って混入する水の存在により深部低周波イベントが発生するという結論と調和的である。ここで、深部低周波イベントの深さ位置が正しく、また、Yamauchi et al. (2003)や Shiomi et al. (2004) で示されたように赤い相が海洋性モホ不連続面であると仮定するならば、深部低周波イベントは、主に海洋性モホ不連続面付近で発生していることになり、プレートの沈み込みに伴う水で発生するという低周波イベントの存在理由には不都合である。

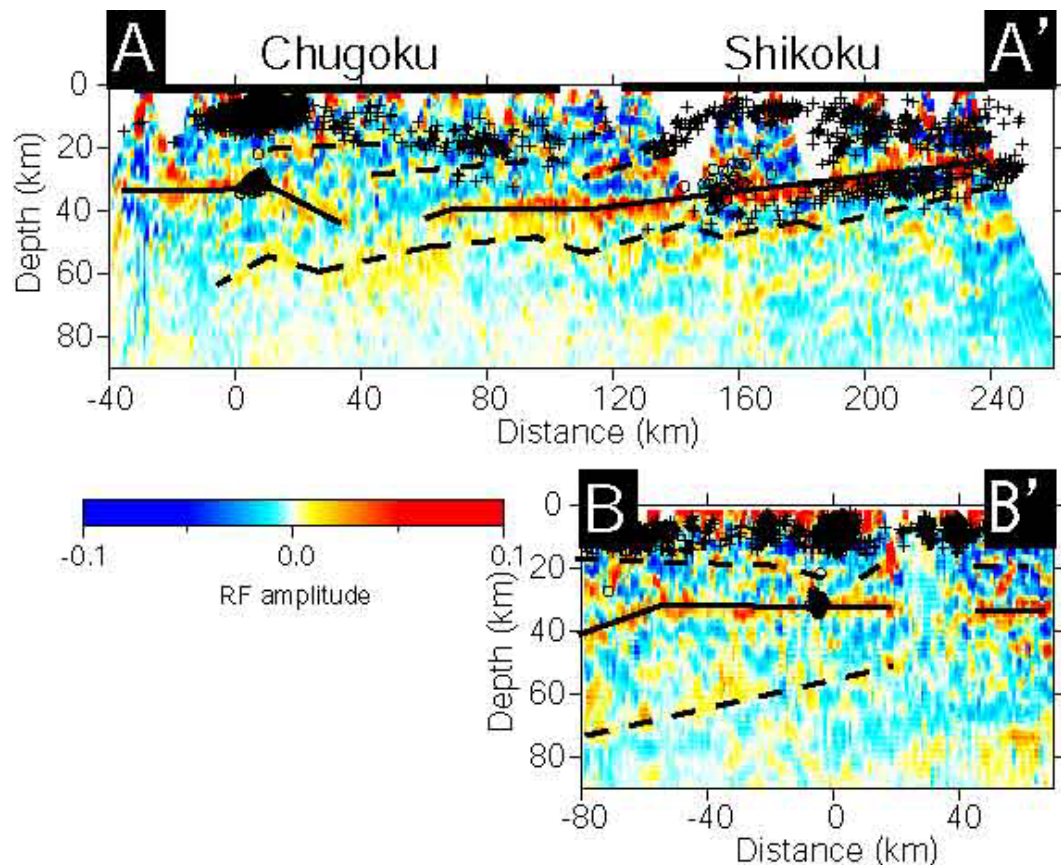


Fig.7 Cross sections of receiver function images with seismic activity. Solid lines indicate clear discontinuities, mainly the Moho discontinuity. Dashed lines indicate other discontinuities in the crust and upper mantle. Pluses and open circles indicate earthquakes and DLF events, respectively.

このように、地震分布と構造の関係を調べると、本研究で得られた赤い相は、必ずしも海洋性のモホ不連続面であるといえず、陸性のモホ不連続面である可能性もでてくる。

5.2 中国地方下の上部マントルにおける不連続面

中国地方北部では、深さ約 30 km に明瞭な赤い相が A-A' および B-B' 測線の両測線で得られた。これらはモホ不連続面であると考えられる。四国地域でみられたモホ不連続面とは異なり、一部地域を除いて傾斜はほとんどみられない。中国地方中部では、この不連続面は深さ約 40 km と深くなっている。この結果は、西南日本地域で行われた重力探査の重力異常の結果 (Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001) と調和的である。また、深さ約 60 km に北西に傾斜した不連続面が確認された。この不連続面は 2000 年鳥取県西部地震の稠密余震観測網を用いたレシーバ関数解析 (Ueno et al., 2004) や反射法 (土井ら, 2003), この地域の人工地震探査の結果 (西田ら, 2002) で得られている深部 Ps 変換面や深部反射面とほぼ同じ深さにある。この不連続面は、中国地方南部では前述のモホ不連続面と同じ

ような深さになっている。このように、深さ 60km 付近にある不連続面は、プレートの延長である可能性もあるが、明瞭ではない。マルチテーパーを用いたレシーバ関数解析は、テーパーの特性上 8 s (深さ約 65 km 以深) 以後でシグナルを弱めてしまうために、この不連続面が不明瞭になっている可能性も考えられる。したがって、この不連続面がプレートの延長であるか、または別のものであるのかを見極めるためには、レシーバ関数の計算手法を改良する必要がある。

5.3 地震分布と地殻内不連続面の関係

Fig.7a に示すように、A-A' 測線下の地震の深さ分布は、瀬戸内海を最深点として、下に凸の形状をしている。一方、レシーバ関数解析から得られた地殻内の不連続面は、断続的であり、深さが一定であるようにはみえない。また、はっきりとしていないが、地震発生層の下部付近に、これらの不連続面が位置しているようにみえる。Fig.7b に示すように、B-B' 測線における地震の深さの下限は、約 15 km と一定である。レシーバ関数解析から得られた不連続面は、A-A' 測線と同様に断続的であるが、おおよそ深さ 15 km 付近に存在しているようである。このことから、

本研究領域における地殻内にみられる断続的な不連続面は、地震発生領域の最下部付近に存在しており、地震の深さ分布と同じように分布しているようである。したがって、地震発生層の下方には、変換波を生成する物質境界が存在している可能性も高い。

6. まとめ

四国から中国地方にかけての、稠密アレー観測の、遠地地震波形を用いたレシーバ関数の解析によって地下構造の推定を行った。また得られた構造と地震分布の比較を行った。

・四国地方におけるモホ不連続面は、陸性のモホ不連続面である可能性がある。地震は、沈み込む海洋性プレートの上部マントル内で発生しているのではなく、プレート境界あるいは海洋地殻で発生している可能性がある。また、深さ 30 km 付近の沈み込みに関する地震が無くなる付近で低周波地震が活発である。

・中国地方における深さ 30 km 付近に存在する不連続面は、モホ不連続面である。この不連続面は、中国地方南部で深さ約 40 km と深くなっている。また、深さ約 60 km にも北西傾斜の不連続面が存在する。この不連続面はプレートの延長である可能性があるものの、確定的ではない。

・地殻内において、地震発生領域の最下部付近には不連続面がある。また、この不連続面は、地震の深さ分布と同様、南北方向で下に凸、東西方向で深さ約 15 km でほぼ水平の特徴的な分布を示していることが分かった。

謝 辞

本研究には、防災科学研究所のHi-net、気象庁の地震観測網の一部を使用しています。震源位置情報は、USGSおよびJMAで公開されているものを使用しました。また、京都大学防災研究所地震予知研究センターの片尾浩氏、大見士朗氏には、データの蓄積・処理を行うに当たり、便宜を図って頂きました。同センターの小笠原知彦氏および地震防災部門の山崎健一氏、土井一生氏には、遠地地震の読み取りおよび解析手法について助言をしていただきました。また、図の作成には、GMT (Wessel and Smith, 1991) を使用させていただきました。記して感謝の意を表します。

参考文献

上野寛・畠山信一・明田川保・船崎淳・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－, 験震時報, 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, 54, pp. 489-505.

澁谷拓郎 (2001): レシーバ関数解析による四国東部
地域の地殻およびスラブ構造, 月刊地球, Vol. 23,
No. 10, pp. 708-713.

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2002年秋
季大会講演予稿集, P004.

宗田康恵・松澤暢・長谷川昭 (2001): レシーバ関数
による東北日本弧の地殻・最上部マントル速度構造
の推定, 地震, 54, pp. 347-363.

土井一生・西上欽也・田所敬一・下川明子 (2003): 2000
年鳥取県西部地震の震源域におよびその周辺にお
けるS波反射面体の三次元分布, 月刊地球, Vol. 25,
No. 8, pp. 647-651.

西田良平・平田直・伊藤潔・梅田康弘・井川猛・大
西正純 (2002): 鳥取県西部地域の地下構造調査(そ
の1), 日本地震学会講演予稿集, P62.

三好崇之・石橋克彦 (2004): 震源分布から見た伊勢
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, 第57巻, 2号, pp. 139-152.

Ammon, C. J. (1991): The isolation of receiver effects
from teleseismic P waveforms, Bull. Seism. Soc. Am.,
81, pp. 2504-2510.

Chevrot, S. and N. Girardin (2000): On the detection and
identification of converted and reflected phases from
receiver functions, Geophys. J. Int., 141, pp. 801-808.

Gravity Research Group in Southwest Japan (2001):
Cravity database of southwest Japan [CD-ROM], Spec.
Rep. 9, Nagoya Univ. Mus., Nagoya, Japan.

Helmberger, D. V. and R. Wiggins (1971): Upper mantle
structure of midwestern Unites States, J. Geophys. Res.,
76 (14), 3229-3245.

Katsumata, A., and N. Kamaya (2003): Low-frequency
continuous tremor around the Moho discontinuity away
from volcanoes in the southwest Japan, Geophys. Res.
Lett., Vol. 30 (1), doi: 10.1029/2002GL015981

Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl (1991): Traveltime
for global earthquake location and phase identification,
Geophys. J. Int., 105, pp. 429-465.

Langston, C (1979): Structure under Mount Rainier,
Washington, inferred from telesesimic body waves, J.
Geophys. Res. Vol. 84, No. B9, pp. 4749-4762.

Ohkura, T. (2000): Structure of the upper part of the

- Philippine Sea plate estimated by later phases of upper mantle earthquakes in and around Shikoku, Japan, *Tectonophysics*, 321, pp. 17-36
- Nakanishi, I. (1980): Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, *Tectonophysics*, 69, pp. 1-35.
- Park, J. and V. Levin (2000): Receiver functions from multiple-taper spectral correlation estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90 (6), pp.1507-1520.
- Shibutani, T., H. Katao, and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (2005): Very dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (Mj=7.3) in southwestern Honshu, Japan: high resolution aftershock distribution, focal mechanisms and 3-D velocity structure in the source region, *Earth Planets Space*, 57, pp. 825-838.
- Shiomi, K., H. Sato, K. Obara, and M. Ohtake (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:10.1029/2003JB002774.
- Ueno, T., T. Shibutani, I. Doi and K. Ito (2004): Lower crust and upper mantle structure in the region of the 2000 western tottori, japan earthquake estimated from receiver function analyses, *Am. Geophys. Union fall meeting*, S51A-0134.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1991): Free software helps map and display data, *Eos Trans. AGU*, 72, 441, pp. 445-446.
- Yamaguchi, S., Y. Kobayashi, N Oshiman, K. Tanimoto, H. Murakami, I. Shiozaki, M. Uyeshima, H. Utada, and N. Sumitomo (1999): Preliminary report on regional resistivity variation inferred from the Network MT investigation in the Shikoku district, southwest Japan, *Earth Planets Space*, 51, pp. 193-203.
- Yamauchi, M., K. Hirahara and T. Shibutani (2003): High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan, *Earth Planets Space Lett.*, Vol. 55, pp. 59-64.

Estimation of Underground Structures Beneath Southwest Japan Derived from Receiver Function analysis

Tomotake UENO, Takuo SHIBUTANI and Kiyoshi ITO

Synopsis

We imaged S wave velocity discontinuities by analyzing Ps converted waves in receiver functions with data from the Joint Seismic Observation of Japan Universities in Southwest Japan. The source area of the 2000 Western Tottori Earthquake is located in the observation area. The Moho discontinuity is clearly imaged in the result. It is possibly deduced that the clear Moho discontinuity in the Shikoku district is the continental Moho discontinuity rather than the oceanic one. Furthermore, earthquakes may occur at the boundary of the Philippine Sea Plate (PHP) or in the oceanic crust rather than in the uppermost mantle of the oceanic plate. The Moho discontinuity is located at ~30 km deep in the northern Chugoku district. A discontinuity was also found at ~60 km in the region. This discontinuity may be an extension of the PHP. Discontinuities in the crust are intermittent and they seem to be located just below the seismogenic zone.

Keywords: receiver function, Ps converted wave, Philippine Sea Plate, Moho discontinuity