

### 3.2.3 孔井付近速度構造調査

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 孔井付近速度構造調査

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
独立行政法人防災科学技術研究所		
固体地球研究部門	主任研究員	関口 渉次
固体地球研究部門	総括主任研究員	笠原敬司
固体地球研究部門	主任研究員	堀 貞喜
固体地球研究部門	主任研究員	小原一成
固体地球研究部門	研究員	木村尚紀
固体地球研究部門	研究員	汐見勝彦
固体地球研究部門	特別研究員	関根秀太郎
固体地球研究部門	特別研究員	松原 誠
固体地球研究部門	特別研究員	林 広樹

(c) 業務の目的

地震基盤の速度構造について、既往データ（自然地震観測データ、構造調査データ）から、地下構造について初期的な結果を推定する。

(d) 5カ年の年次実施計画

平成14年度：房総半島を中心とした自然地震発生様式について、防災科学技術研究所の観測データを整理するとともに、自然地震を使った地下構造の研究のまとめを行う。リアリティの高い地下構造を求めるため、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生現場であるプレート構造などを明らかにする。

平成15年度：神奈川県西部域を含む地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生現場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。

平成16年度：関西地区地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の高精度な震源決定を行い、当地の地震発生現場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。

平成17年度：観測点密度の低い北関東地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生現場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。

平成 18 年度：千葉県北西部地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求め、求めた地下構造（3 次元）を元に自然地震の震源決定を行い、高精度な震源決定を行い、当地の地震発生現場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。

(e) 平成 16 年度業務目的

近畿を含む地域にて、自然地震データを利用して弾性波速度構造を求める。求めた地下構造（3 次元）を元に自然地震の高精度な震源決定を行い、当地の地震発生現場であるプレート構造などを明らかにし、地震発生断層モデルの精緻化に資する。

速度構造や地質構造は、現在、地震調査研究推進本部によって進められている平野部の地下構造調査結果や、本研究で実施している地殻構造探査の成果と合わせ解析し、総合的な首都圏・近畿圏の速度構造モデルの構築に資する。

**(2)平成 16 年度の成果**

(a) 業務の要約

近畿地域のフィリピン海プレートの形状、および同地域の 3 次元地震波速度および減衰構造を得た。

(b) 業務の実施方法

Hi-net 観測網によって蓄積された観測データベースに基づき、レーザー関数法による近畿地方周辺のフィリピン海プレートの形状、トモグラフィ手法による同地域の 3 次元地震波速度構造及び減衰構造を得た。

(c) 業務の成果

1) レシーバ関数解析による紀伊半島下のフィリピン海スラブとその形状

a) はじめに

紀伊半島下に沈み込むフィリピン海スラブの位置および形状に関する知見を得るため、防災科研高感度地震観測網（防災科研 Hi-net。以下、Hi-net）で収録された遠地地震記録を用い、レシーバ関数解析を行った。

b) データ

解析には、2000年10月から2005年1月までに発生したM6.0以上、震央距離約30°以上90°以下の遠地地震による地動記録を使用した。図1に解析に用いた地震の震央分布を示す。解析対象とした観測点は近畿地方南部及びその周辺に設置されているHi-netの36観測点である。使用した観測点の位置を図2に示す。

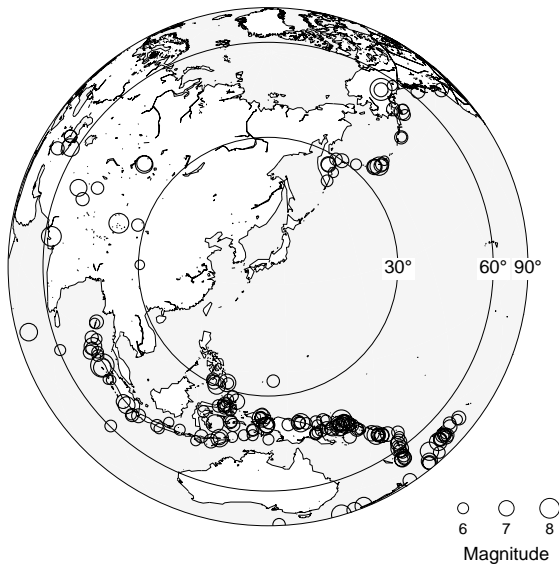


図1 解析に用いた地震の震央分布。

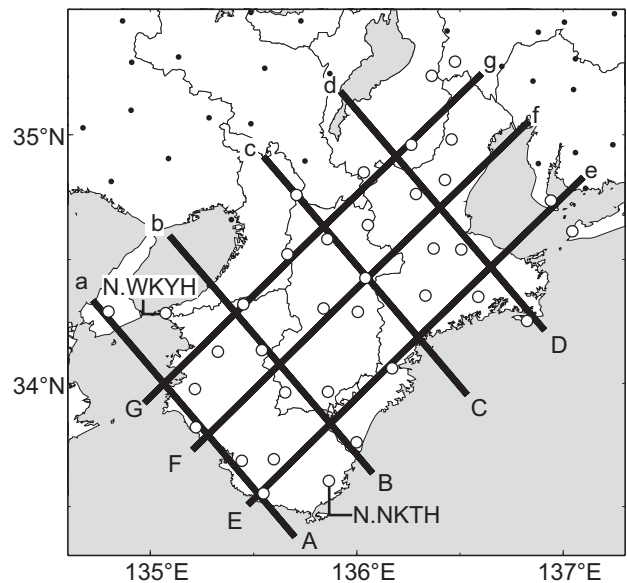


図2 解析に用いた防災科研 Hi-net 観測点の分布。実線は図4に示した断面図の位置を表す。

c) 解析方法

遠地地震等、急角度で観測点に入射する地震波の上下動成分は、振幅の大きな直達波と弱い反射波、変換波等から構成されている。レシーバ関数とは、遠地地震記録の水平動動径方向（radial）成分を上下動成分でデコンボリューションすることにより得られる時系列であり、この操作により、地中の地震波速度不連続面でP波からS波に変換された波（Ps変換波）を強調して示すことが可能である（例えば、Langston, 1979<sup>1)</sup>；Ammon, 1991<sup>2)</sup>）。Ps変換波位相の到着時刻は、モホロビッチ不連続面（モホ面）等の地震波速度不連続面の深さ及び浅部の地震波速度構造に関する情報を備えており、その振幅は速度不連続面のPs変換効率、すなわち不連続面を挟む両層のインピーダンス比により規定される。また、レシーバ関数は、Ps変換波位相の到来を直達P波からの相対的な時間差で表現するため、位相読み取りの誤差の影響を受けにくいという特色がある。安定したレシーバ関数を効率

良く推定するため、これまでに様々な計算方法が提案されてきた。本解析では、Shiomi et al. (2004)<sup>3)</sup>による多変量 AR モデルに基づく方法 (MAR 法) を用いてレシーバ関数の推定を行った。MAR 法では、レシーバ関数推定時に必要なパラメータについて、AIC (赤池情報量基準) を用いて最適な値を自動的かつ動的に設定することが出来る。したがって、従来の解析方法で見られたパラメータ値の適切さや設定の任意性に関する問題を回避することができ、大量の地震観測データを半自動的かつ安定して処理することが可能である。

Hi-net 観測点では深さ 100 m 以上の観測井が掘削され、その孔底に固有周期 1 s の地震計が設置されている。地震計及び収録装置は、低周波側では周波数の 2 乗で応答が低下するため、相対的に S/N 比が低下する危険性がある。また、観測井の深さと解析周波数帯域によっては、地表からの反射波の影響を強く受ける可能性がある。レシーバ関数の推定にあたっては、まず、収録された遠地地震記録をそれぞれの地震計及び収録装置の応答特性で補正した後、0.1 Hz から 0.6 Hz の周波数帯域を抽出した。動径方向成分を合成する際には、汐見・他 (2003)<sup>4)</sup>により求められた地震計設置方位を使用した。各観測点で推定されたレシーバ関数は、日本の代表的な速度構造モデルである JMA2001 (上野・他、2002)<sup>5)</sup>を用いて時間軸を深さ軸に変換することにより、観測点下の地震波速度不連続面の位置の推定を行った。

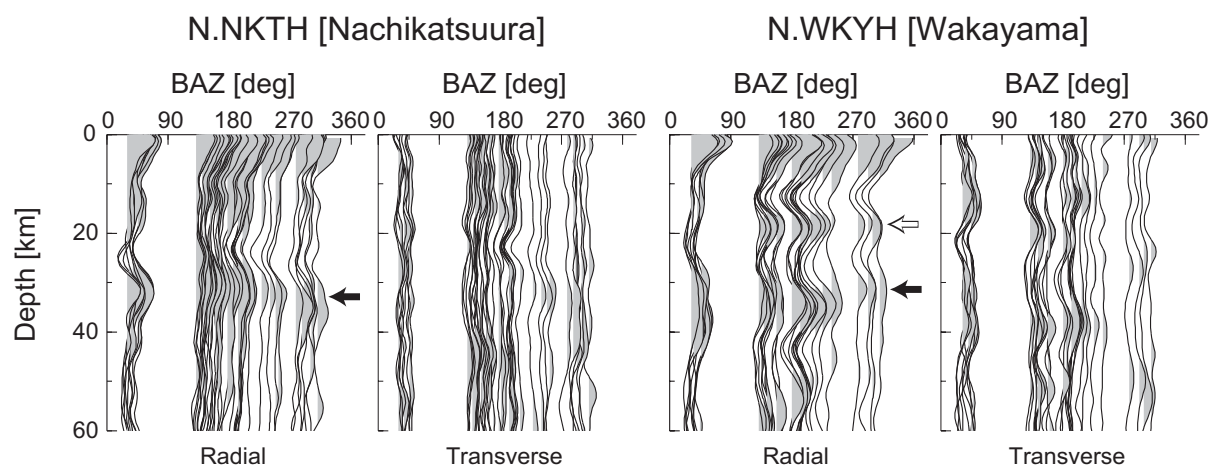


図3 那智勝浦 (N.NKTH) 観測点および和歌山 (N.WKYH) 観測点におけるレシーバ関数。各図の左側は動径方向成分、右側はそれに直交する成分を表す。横軸は地震波の到来方向、縦軸は深さを表す。到来方向は北から時計回りで表す。それぞれの観測点の位置は、図2に示した。

#### e) 結果

図3に那智勝浦 (N.NKTH) 観測点および和歌山 (N.WKYH) 観測点で得られたレシーバ関数の一例を示す。両観測点の位置は、図2に示した。図の横軸は地震波の到来方向を北から時計まわりで計測した角度、縦軸は深さを表す。各レシーバ関数の深さ 0 km 付近に存在する大きな正の振幅は直達 P 波の到来を意味しており、後続波は地中の速度不連続面によって発生した変換波に起因するものである。正の振幅 (影部) は下層の地震波速度が上層の地震波速度よりも速い速度不連続面の存在を、負の振幅は下層が上層よりも遅い速度不連続面が存在することを意味する。N.NKTH 観測点の深さ約 30 km に正の振幅が到来し

ている（矢印）。この位相は、南東から南（BAZ:  $135^{\circ}$  ~  $140^{\circ}$ ）でやや浅くなる傾向があるものの、地震波の到来方向に依らず検出されている。このことから、これらの位相は、北あるいは北西に傾斜するフィリピン海プレート内のモホ面（海洋性モホ面）で変換されたものであると考えられる。この正の振幅の直前には、負の振幅を持つ位相が到来している。この位相は、フィリピン海プレート最上部に位置する海洋性地殻の上面で変換した位相と解釈できる。一方、N.WKYH 観測点では、深さ 20 km 付近（白矢印）、35 km 付近（黒矢印）に正の振幅が到来していることがわかる。和歌山県北部下におけるフィリピン海プレート沈み込みに伴う地震活動の分布（例えば、三好・石橋、2004<sup>6)</sup> など）や隣接する中国・四国地方東部のモホ面形状（Shiomi et al., 2005）<sup>7)</sup> から、深さ 35 km 付近の速度不連続面は陸側のプレート内のモホ面（大陸性モホ面）である。また、深さ 20 km 付近の不連続面はコンラッド面の可能性がある。

速度不連続面の空間的な分布を調べるため、調査対象領域を水平方向 2.5 km、深さ方向 2 km のブロックに分割し、レシーバ関数の推定に使用した各遠地震の波線経路に沿ってレシーバ関数の振幅を各ブロックに付与した。ここで、震源から観測点下深さ 80 km までは IASP91 モデル（Kennett and Engdahl, 1991）<sup>8)</sup> を使用し、深さ 80 km 以浅は JMA2001 モデルを使用して波線を計算した。複数の波線が通過するブロックについては、振幅の平均値を求めた。得られた断面図の一例を図 4 に示す。各図の左側には、レシーバ関数の振幅分布に気象庁一元化処理震源情報による震源位置（深さ 20 km 以浅：マグニチュード (M) 2.0 以上、深さ 20 km より深部：M0.0 以上）を黒点で重ねて示した。各断面線の位置は、図 2 に示した。図 4 の A-a から D-d 断面において、海岸から内陸へ向かって傾斜する赤いブロックの列を明瞭に確認することが出来る（図 4 右側の図の緑線）。この速度不連続面は、紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレートに沿って発生する地震活動と良い対応を示しており、フィリピン海プレート内の高速度層上面（海洋性モホ面、OM）に相当する。海洋性モホ面は、地震活動が低調な近畿中部でもその存在を明瞭に確認することが出来る（C-c、D-d 断面の距離 50 km 以上及び G-g 断面）。図 4 の右列に黒線で示した深さ 30 km 付近にみられるほぼ平らな不連続面は、陸側のプレート内に存在するモホ面（大陸性モホ面、CM）である。大陸性モホ面は、スラブが存在する南方で浅くなる一方、その地震波の変換効率は低下し、次第に不明瞭になっている。

本プロジェクトでは、紀伊半島を縦断する測線（以下では、新宮－舞鶴測線と呼ぶ）および半島北部、南部を横断する測線（以下では、それぞれ、大阪－鈴鹿測線、紀伊半島南部測線と称する）で人工震源を用いた反射法探査が行われた。これらの測線に対応するレシーバ関数の振幅分布を図 5 に示す。図 5 上段は、新宮－舞鶴測線の南部における断面であり、表示方法は図 4 と同じである。この測線では、新宮の深さ 20 km 付近に沈み込むフィリピン海プレートの上面（海洋性地殻の上面）、30 km 付近に海洋性モホ面が存在する。スラブは次第に傾斜角を急にしながら、大阪方向へ傾斜している。図 5 中段は、大阪－鈴鹿測線の東部を表す。この地域では、スラブの沈み込みに伴う地震活動は非常に低調である（左図）。しかし、京都・奈良府県境付近（距離 20 ~ 30 km 付近）では、スラブ上面が深さ約 50 km、海洋性モホ面が約 60 km に存在することが分かる。また、この断面では、深さ 30 km にほぼ平坦なモホ面が存在する。紀伊半島南部測線（図 5 下段）は、深さ 20 km 及び 40 km 付近に活発な地震活動が見られる。深さ 20 km の地震活動は海洋性地殻上面（青

いブロックの列) よりも浅く、陸側のプレート内で発生している可能性が高い。一方、深さ 40 km 付近の地震は、距離 0 ~ 45 km 程度までは非常に活発である。地震活動が活発な領域では、海洋性モホ面に相当する地震波速度不連続面が明瞭にイメージングされている(右図)。しかし、地震活動がやや低調になる距離 45 km 以上の領域では、Ps 変換波の変換効率が低下している様子が分かる。

紀伊半島下のフィリピン海プレートの形状を調査するため、図 4 の A-a から D-d 断面および E-e から G-g 断面とそれぞれ平行な断面を計 62 面、深さ方向に 30 km から 65 km まで 5 km ごとの深さ(水平)断面を 7 面作成し、各断面図からフィリピン海プレート内の海洋性モホ面を表していると考えられる赤いブロックの深さを読み取った。その分布から推定したフィリピン海プレート内の海洋性モホ面の深さ分布を図 6 に示す。図中、点線は本解析でその深度変化が不明瞭であった個所を示す。四国東部に示した等深度線は、Shiomi et al. (2004) が、本解析と同様の方法で求めたフィリピン海プレート内モホ面の等深度線である。この地域においては、過去に地震活動(山崎・大井田、1985<sup>9)</sup>; 中村・他、1997<sup>10)</sup>; 石田・坂無、2003<sup>11)</sup>; 三好・石橋、2004<sup>6)</sup>等) やレシーバ関数(Yamauchi et al., 2003)<sup>12)</sup>からフィリピン海スラブの形状に関する議論が行われている。本解析の結果、フィリピン海プレートは、紀伊半島下で地表地形非常によく対応する形で谷を形成していること、半島東部では海岸線にほぼ平行な等深度線で京都府南部から奈良県北部の下約 60 km まで達していることが確認された。また、半島西部の深さ 50 km 以深では、スラブの存在が不明瞭になる点は、四国東部の傾向と一致している。半島西部の深さ 40 km 以浅のスラブ等深度線は、四国東部の等深度線と滑らかに繋がることを示唆される。これらの特徴は、大局的には過去の結果と同様の傾向を示している。ただし、半島南部において、三好・石橋(2004)<sup>6)</sup> や Yamauchi et al. (2003)<sup>12)</sup> がほぼ東西に等深度線を結んでいる点に対し、本解析の結果では海岸線に平行になっている。石田・坂無(2003)<sup>11)</sup> は、本解析結果同様、ほぼ海岸線に平行となる等深度線を提唱している。なお、本解析の結果において、伊勢湾や紀伊水道で等深度線が不連続となっているが、これは観測点密度が不十分で波線が通過していないことによるものであり、スラブが断裂していることを表しているわけではない。ただし、三重県中部(図 4 の E-e 断面の距離 130 km 付近。黒丸で強調した個所) や南部(図 5 の下段、距離 50 km 以上) では、遠地地震による波線が通過しているにもかかわらず、海洋性モホ面に相当する速度不連続面で変換した Ps 変換波の変換強度が周囲に比べて弱くなっている。この地域は、山崎・大井田(1985)<sup>9)</sup> が「東南海スラブ」の南西端として指摘した地域、三好・石橋(2004)<sup>6)</sup> が断裂したスラブが重なり合っている個所として指摘した地域と一致する。三好・石橋(2004)<sup>6)</sup> は、フィリピン海プレート沈みこみに伴う地震の分布状況から、スラブの断裂自体は、この地域の南西 100 km ほどのところで発生していると考えた。本解析では、明瞭なスラブの断裂(深さの差異)を確認することが出来なかったため、図 6 に示した深度分布では、なめらかな等深度線を用いて表したが、図 4 に示した E-e 断面の距離 50 km、深さ 50 km の個所に、速度境界が存在する可能性がある。この深さは、三好・石橋(2004)<sup>6)</sup> が指摘したスラブの重なりに相当するものである。Ps 変換強度が弱くなっている個所がどのような原因によるものなのか、本解析から明瞭な回答を導くことは難しいが、スラブの断裂、スラブの傾斜角の急変、速度境界面付近の強い不均質構造の存在(スラブの重なり合いを含む)等の原因を考えることが出来る。当該地域

の地下構造については、爆破地震動探査や高分解能なトモグラフィ解析等、他の調査手法と併せて精査することが必要である。

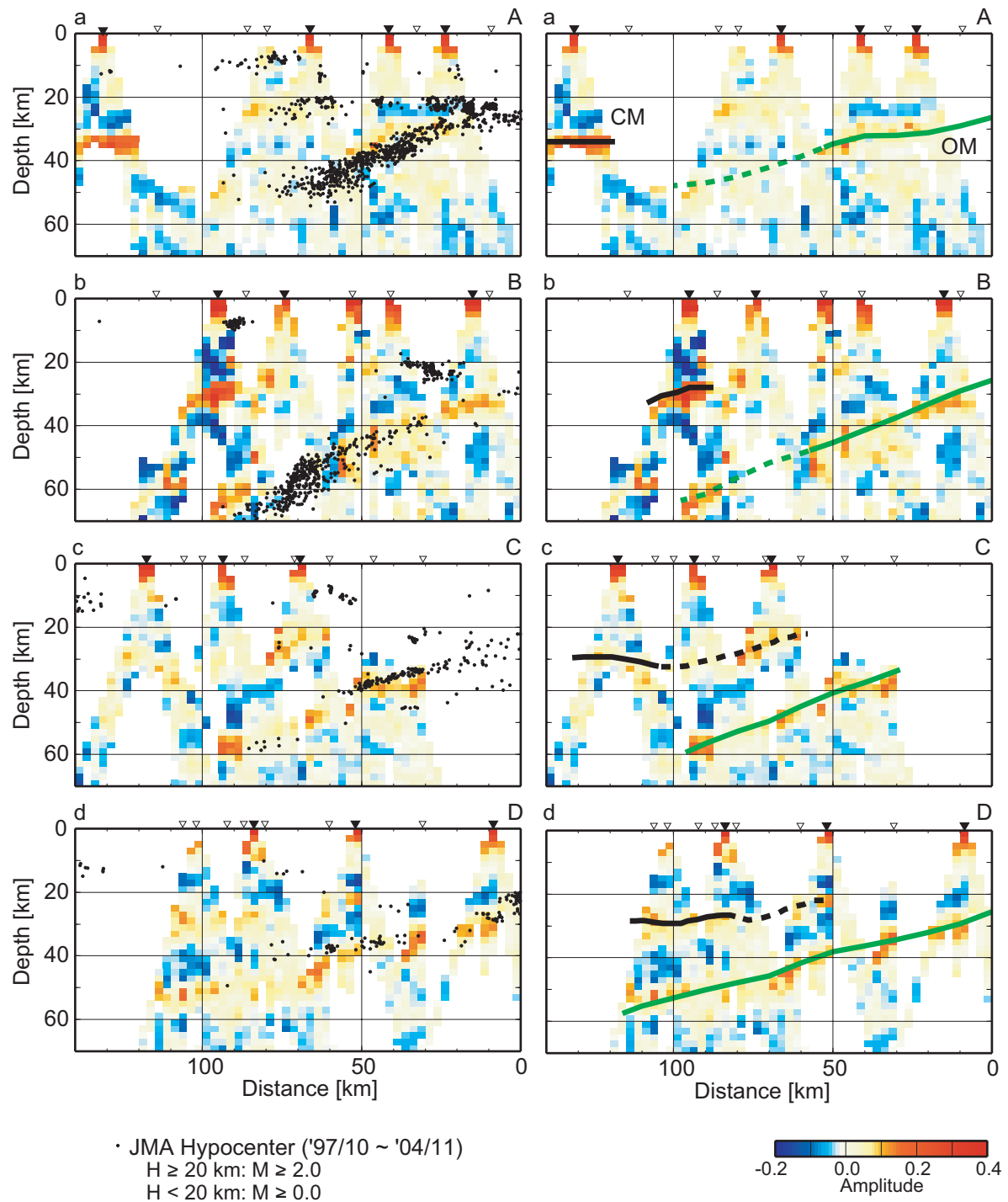


図4 レシーバ関数振幅の分布。断面線の位置は図2に示した。左列の黒点は、気象庁一元化処理による震源位置を表す。右列の緑線は、本解析で推定したフィリピン海プレート内モホ面（海洋性モホ面、OM）の位置、黒線は陸側のプレート内のモホ面（大陸性モホ面、CM）の位置を表す。点線は、本解析からは不明瞭な速度境界であることを意味する。

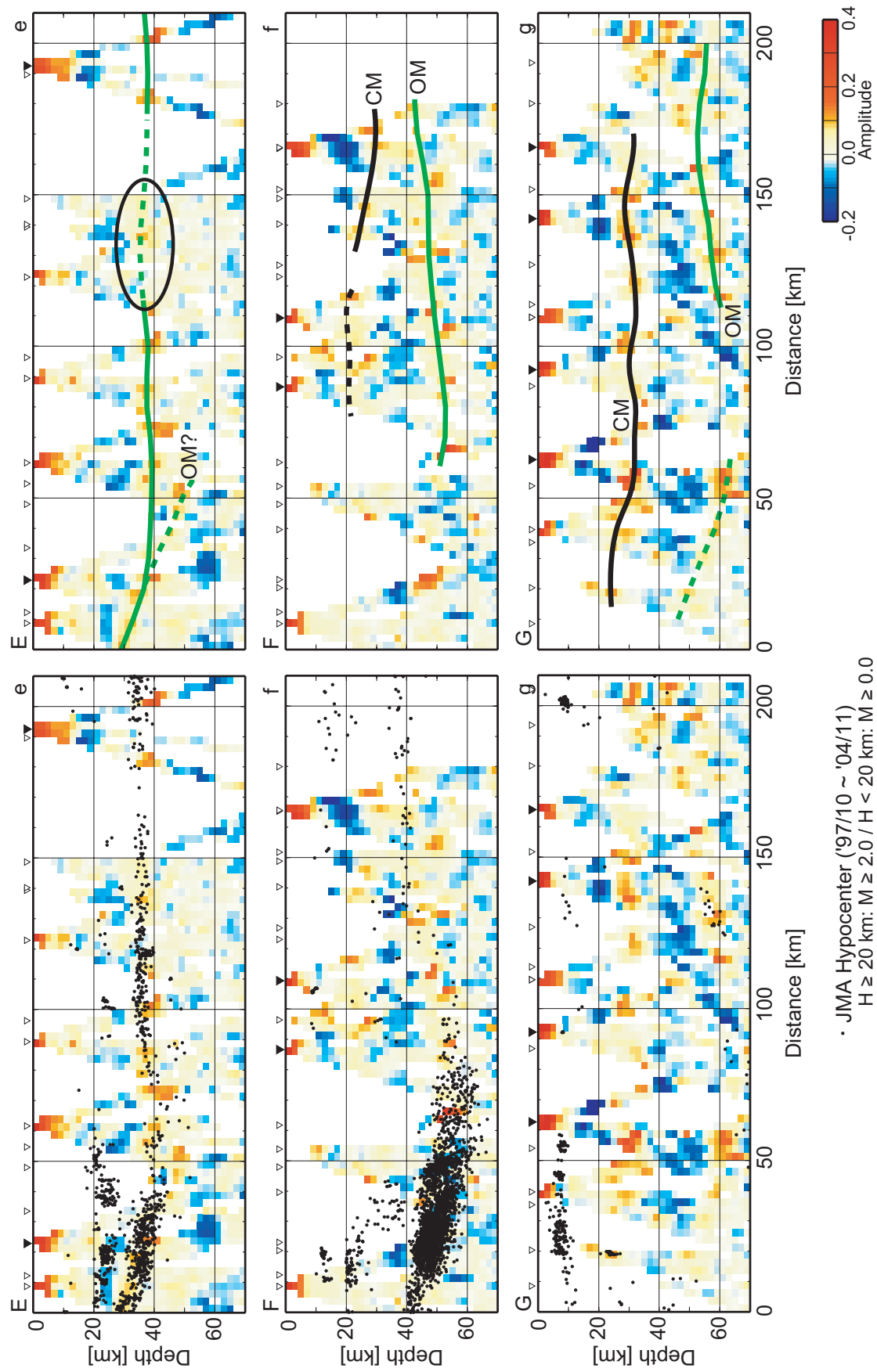


図 4 (つづき)



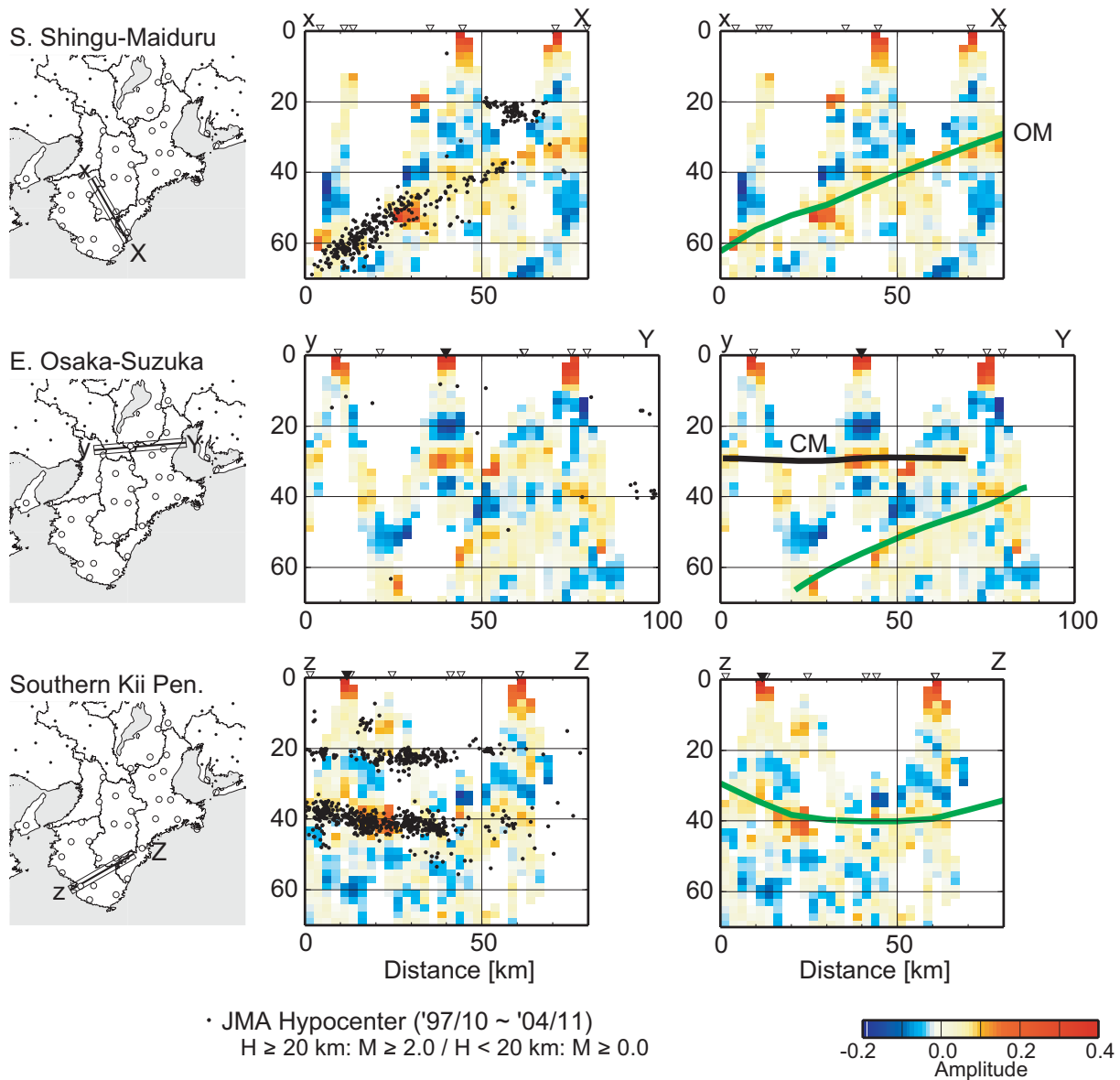


図5 反射法地震探査が行われた測線におけるレシーバ関数振幅の分布。

上段) 新宮－舞鶴測線南部。

中段) 大阪－鈴鹿測線東部。

下段) 紀伊半島南部測線。

図の表示方法等は図4に同じ。

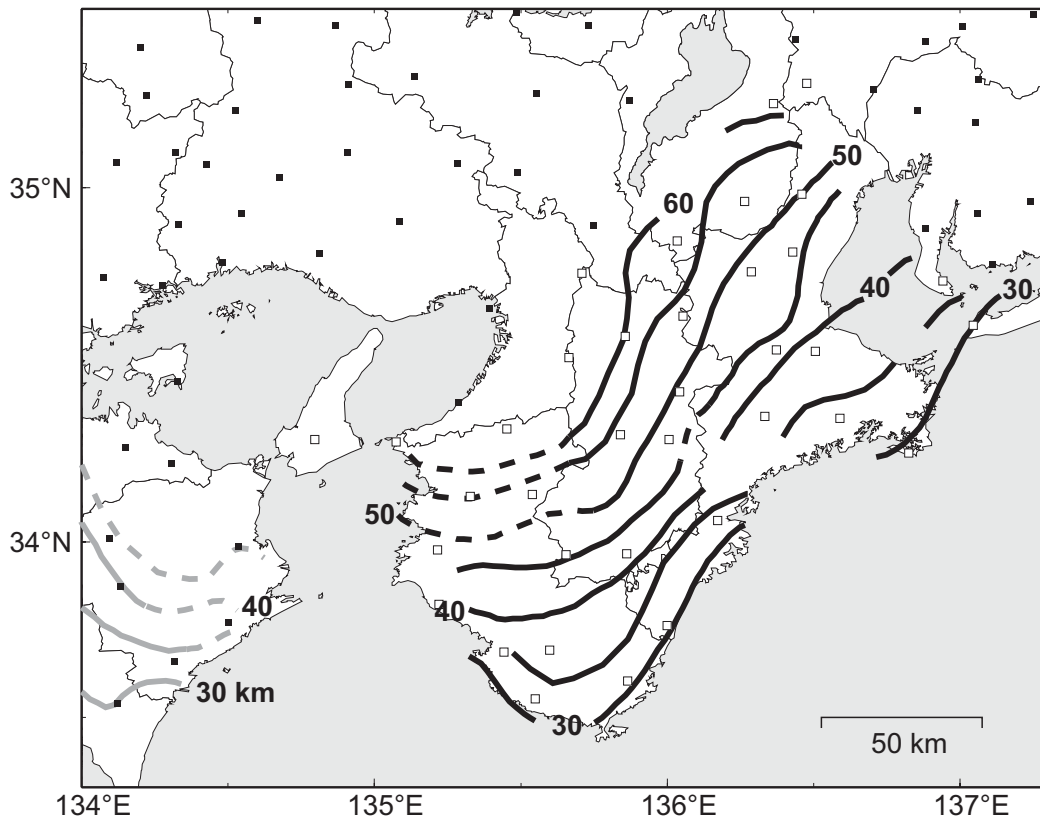


図6 本解析により求めたフィリピン海プレート内海洋性モホ面の等深度分布図。点線はモホ面が不明瞭な地域を表す。白四角は解析に用いた Hi-net 観測点、黒四角はその他の Hi-net 観測点の位置を表す。四国における灰色の線は、Shiomoto *et al.* (2004) により求められた海洋性モホ面等深度線を表す。