

### 3. 1. 7 房総半島での自然地震観測による構造調査

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 房総半島での自然地震観測による構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	平田 直	hirata@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	助教授	卜部 卓	urabe@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	助教授	酒井 慎一	coco@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	助手	五十嵐俊博	igarashi@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	助手	萩原 弘子	hagiwara@eri.u-tokyo.ac.jp

(c) 業務の目的

制御震源による地震探査は、火薬による発破、バイプロサイス、エアガンなどにより非常に多くの点で弾性波を放射し、その反射波・屈折波を非常に密なアレイ観測網で記録することによって、プレート境界などの顕著な反射面や、詳細な二次元速度構造の推定を行っている。しかし、震源が地表面近くにあるため、弾性波は地殻の深部までは到達しにくい。そのため、地殻浅部の構造は詳細に求められるが、より深部の構造、沈み込むプレート近傍の地震発生層の構造については高い解像度で推定することが難しい。

一方、自然地震による地殻構造探査は、観測点到達時刻の不確かさや、構造とのトレードオフによる発震時刻・震源位置の不確かさがあり、また、地震は非一様に分布するため、解像度は制御震源には及ばないものの、より深部の情報、震源断層そのものの情報をもたらすことに利点がある。

そこで、本業務においては、制御震源では明らかにすることができない地殻深部の弾性波速度構造、フィリピン海プレートと関東地方を形成するプレートとの境界近傍の構造を、自然地震を用いて明らかにし、首都圏に被害を発生させる地震の震源断層のイメージングを行うことを目的としている。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画

1) 平成14年度：房総半島を縦断する測線配置を計画し、側線全体の下見および9点の設置工事を完了した。また、東京大学地震研究所内に、南関東周辺で発生している地震および遠地地震の地震波形を切り出し、収録するシステムを構築した。また、既存の地震観測網のデータを用いて小繰り返し地震活動の解析を行った。

2) 平成15年度：昨年度に引き続き新規観測点の設置作業を行い、計画30点全点の設置を完了した。新規設置点で得られた近地および遠地地震の波形記録は、周辺の既存観測点のデータを併せて蓄積している。

3) 平成16年度：本計画により設置された地震観測点の維持・管理およびデータ収録を継続して行った。また、得られた遠地地震記録に対してレシーバ関数の予備解析を行った。

4) 平成17年度：隣接地域のデータの品質を考慮して1観測点の移設作業を行い、全観測点の維持・管理およびデータ収録を行った。レシーバ関数法および二重走時差トモグラフ

ィ法を適用することにより、房総半島下の地殻深部構造を明らかにした。

5) 平成18年度:本業務で設置した地震観測点の維持・管理およびデータ収録を継続し、年度末までに撤収を行う。トモグラフィ法およびレシーバ関数法により得られた地震波速度構造をまとめ、房総半島下に沈み込むフィリピン海プレートのイメージングを行う。

#### (e) 平成18年度業務目的

本研究では、制御震源では明らかにすることができない地殻深部・上部マントルの弾性波速度構造を自然地震データによって調べ、フィリピン海プレートと関東地方を形成するプレートとの境界近傍の構造を明らかにし、首都圏に被害を発生させる地震の震源断層のイメージングを行うことを目的としている。平成18年度も引き続き房総半島稠密地震観測アレイとその周辺観測点で観測された波形記録を収録する。本業務で新設した観測点は年度末までに撤収を行う。収録された遠地地震波形データは、レシーバ関数解析を行うことにより、地殻深部および沈み込むプレートに相当する速度不連続面を推定する。また、近地地震記録からP波およびS波の到達時刻を読み取り、二重走時差トモグラフィ法を適用して房総半島下の深部地殻構造を高精度に推定し、震源断層のイメージングに資する研究を推進する。

## (2) 平成18年度の成果

### (a) 業務の要約

平成18年度は、房総地震観測アレイの維持管理およびデータ収録を実施し、年度末までに撤収作業を行う。本業務では、関東地方とその周辺に設置されている定常地震観測点で得られたデータを含めて、近地・遠地地震の約3年間に及ぶ地震波形データが蓄積された。この地域の詳細な地殻深部の地震波速度構造、とりわけ、沈み込むフィリピン海プレートの速度構造を推定するため、二重走時差トモグラフィ法によるP波およびS波の走時インバージョン解析および、遠地地震のレシーバ関数解析を行った。その結果、制御震源では明らかにできなかった深さ20km以深の地殻構造が明らかとなり、北方に向かって沈み込むフィリピン海プレートの上境界およびプレートの厚さが明瞭に推定された。また、フィリピン海プレートと太平洋プレートとの衝突に伴う、フィリピン海プレート内の弱面の存在が示唆された。

### (b) 業務の成果

房総半島地域下は、陸側プレートの下に南方からフィリピン海プレートが沈み込み、東方から太平洋プレートが沈み込んでいる。とりわけ、沈み込むフィリピン海プレートの上境界では、1923年関東地震など、M8クラスの巨大地震が繰り返し発生していることが知られており、この地域の地殻構造を調べることは、震源断層のイメージングを行う際にも重要である。

本地域ではこれまでも震源分布や発震機構解などを基にプレート境界位置が推定されてきた<sup>1),2)</sup>が、震源分布の非一様性などにより、様々なモデルが提案されるに至っている。走時トモグラフィ解析も行われ<sup>3)</sup>、沈み込むスラブのイメージングがなされているが、房総半島地域は観測点数が少ないため、あまり分解能はあげられていない。

そこで本業務では、房総半島地域に平成 15 年度までに 30 地震観測点からなる稠密アレイ観測網を新設し、東京大学地震研究所および（独）防災科学技術研究所による既存の定常観測網データも併用した自然地震観測を行っている。これらは平成 14 年度に実施された制御震源による地殻構造探査測線に沿うように、千葉県南房総市（旧安房郡白浜町）から香取市（旧佐原市）にかけて房総半島を縦断する測線に配置した（図 1）。側線長は約 125km であり、全点地表面近くに設置している。周期 30 秒から 0.02 秒の間で振幅・位相特性が平坦な中周期地震計（CMG-40T）を約 10～15km 間隔で 10 点設置し、その間を埋めるように、固有周期 1 秒の短周期地震計（L-4G-3D）を 20 点、計 30 点を設置している。そのうち、データ品質の良くなかった 1 観測点は平成 17 年度初めに移設した。本観測では、測線上に設置されている（独）防災科学技術研究所の高感度地震観測点 3 点（嶺岡 N. MINH、市原 N. ICHH、八日市場 N. YKIH）も考慮することにより、最近接部分で約 2km、最も広い場所では約 10km の観測点間隔を持つ測線配置となっている。

得られた地震波形記録は、房総半島で発生している地震については、気象庁等による一元化震源カタログの速報値を、遠地地震記録については、アメリカ地質調査所で決定された精密震源カタログあるいは速報震源カタログを基に切り出しを行った。

房総半島で実施された制御震源を用いた地殻構造探査では、深さ 20km までの地殻構造および、フィリピン海プレートの上境界の形状が明らかにされているが、本業務では、より深部の地殻構造、とりわけ、沈み込むフィリピン海プレートの高解像度イメージングを主たる目的としている。そこで、平成 17 年度にも行った二重走時差トモグラフィ法（Double-difference tomography）<sup>4)</sup>による、P 波および S 波の走時インバージョン解析および、遠地地震のレシーバ関数解析<sup>5)</sup>を、平成 18 年度に得られたデータも追加して、より詳細な地震波速度構造の推定を行った。

#### 1) 二重走時差トモグラフィ法による弾性波速度構造の推定

二重走時差トモグラフィ法は、精密震源決定法の一つである二重走時差震源決定法<sup>6)</sup>のアルゴリズムを利用した走時インバージョン法である。地震波走時の絶対値と、二重走時差の両方を利用し、三次元速度構造モデルと震源位置を推定する。ここで、二重走時差とは、ある観測点で検出された 2 つのイベントの観測走時と計算走時の間の差のことである。二重走時差データを用いることにより、震源の相対位置の精度を上げ、地震の集中している領域の地震波速度構造の分解能をあげることが可能となる。

図 2 に本解析に用いた観測点分布を示す。使用観測点は、房総アレイ 30 点、（独）防災科学技術研究所、気象庁および東京大学地震研究所による既設の観測点 96 点からなる計 126 観測点である。これらの観測点で記録された、平成 16 年 2 月から平成 18 年 6 月の間に房総半島周辺で発生した自然地震 675 イベントを気象庁の一元化震源を基に選択して使用した（図 3）。到達時刻の読み取りは、房総アレイを含む 82 観測点では再検測を行い、その他の点については気象庁によって読み取られた値を使用した。本解析では併せて、平成 14 年度に実施された弾性波探査（房総 2002）<sup>7)</sup>の爆破震源記録を使用した。この探査では、最大オフセット約 140km の北東—南西方向の測線上に 2437 箇所を受振点が、50m（1737 箇所）ないし 100m（700 箇所）で配置され、爆破震源を記録している<sup>8)</sup>。これらの受振点の内、約 2km 間隔で計 57 箇所選び、12 箇所で行われた爆破震源の P 波到着時刻の読み取

り値をデータとして扱った。

解析グリッドは、水平方向は制御震源探査測線に対する直交座標系を取り、測線に直交する方向 (X グリッド ; N120E) を 20km 間隔、平行する方向 (Y グリッド ; N30E) を 10km 間隔とした。深さ方向 (Z グリッド) は、深さ 50km までを 5km 間隔で 12 グリッド配置し、さらに、60、70、80、100、150km にグリッドを置いた (図 4)。初期構造は、深さ 10km までは制御震源の屈折波初動走時から推定された P 波速度構造<sup>7)</sup>を平均した一次元速度構造を、それ以深は、関東地方の標準的な一次元速度構造モデル<sup>9)</sup>を使用し、 $V_p/V_s$  は 1.73 を仮定した (図 5)。インバージョンに使用した絶対走時は、P 波が 52,370、S 波が 40,422 であり、走時差データは P 波で 168,465、S 波で 117,458 である。5 セットの繰り返し計算後の走時残差は 0.40 秒から 0.29 秒に減少した。

図 6 にチェッカーボードレゾリューションテストの結果を北東—南西方向の断面図で示す。本解析では、初期モデルに±5%の速度パータベーションを仮定したモデルを基に走時データを作成し、インバージョンを行うことにより再現性を見た。その結果、房総半島の東側はあまり再現性が良くないものの、房総半島下では地表面から深さ 70km まで、その西側では深さ 20km から 90km まで良く再現されていた。

図 7 に北東—南西方向の各距離における  $V_p$ 、 $V_s$  パータベーション及び  $V_p/V_s$  の断面図を示す。P 波および S 波の全ての断面図で北東方向へ向かって、高速度層の上に載っている薄い低速度層の帯が見られている。この低速度層は高  $V_p/V_s$  を示しており、間隙流体や含水鉱物からなる海洋性地殻を、高速度層はフィリピン海スラブに対応していると考えられる。また、房総半島の西側の断面では、深さ 30km 付近に顕著な低  $V_p$ 、 $V_s$ 、高  $V_p/V_s$  を持つ領域が見られる (図 7、図 8 中記号 D)。これらは蛇紋岩化したペリドタイトの存在を示唆している<sup>3)</sup>。このような特徴は北西—南東方向にとった断面図でも見ることができた (図 8)。

これらの特徴を基に、低  $V_p$ 、 $V_s$  および高  $V_p/V_s$  領域の直上をフィリピン海プレートの上部境界と定義し、境界位置の推定を行った。ただし、房総半島南部については、厚い付加帯の影響により、速度情報からは境界位置を区別しにくかったため、 $V_p/V_s$  の情報を重視して推定した。全ての断面から境界の深さを読み取り、等深度線を引いた結果を図 9 に黒線で示す。深さ 20km よりも浅い部分では、制御震源から推定された上部境界位置<sup>7)</sup>と一致している。しかしながら、制御震源探査結果は、房総半島北部にかけてプレート境界深度がほぼ一定であるのに対し、本結果は深さ 35km にまで達しており、約 10km の違いが生じており、多少プレート形状が異なる結果となった。本地域では、制御震源による探査では深さ 30km 以深の構造は推定されておらず、より深部構造を推定可能な自然地震による構造探査結果の方が、より信頼できる推定を与えていると考えられる。また、本結果は、Kimura et al. (2006) によって小繰り返し地震を基に推定されたプレート境界深度<sup>2)</sup>と千葉県東部から茨城県南部では一致している。本研究では、これら既存の研究では表しきれなかった全体の領域での信頼できる境界位置を推定することができた。

次に、フィリピン海プレートの厚さを推定した。ここでは、フィリピン海スラブの高  $V_p$  領域の最深部であり、これまでの研究<sup>1),10)</sup>からも推定されていた、厚さ 30km をフィリピン海プレートが太平洋プレートと衝突する前の厚さとして仮定した。一方、太平洋プレートの上部境界位置は、Ishida (1992) の結果<sup>1)</sup>を基にし、フィリピン海プレートが太平洋プ

レートと衝突した後は、それぞれの上境界位置の差から厚さを推定した。厚さの変化を図9の赤線で示す。厚さ30kmの線上で双方のプレートが衝突し、そこから北東に向かって徐々に薄くなっていく様子が見られる。北東端では厚さ14kmと推定された。また、フィリピン海プレート上境界の等深度線の向斜軸は、房総半島南部から中部にかけては北東に向かい、プレート衝突地点から北部では北西方向に変化していた。これは、幾何形状の変化とこの地域の複雑なテクトニクス、地震活動との関連が示唆される。

次に房総アレイ直下の断面のP波、S波速度および $V_p/V_s$ 断面を図10に示す。浅部のP波速度は初期モデルに用いた屈折波初動トモグラフィの結果<sup>7)</sup>とほぼ同様であった。先に述べた低速度、高 $V_p/V_s$ の海洋性地殻および高速度のフィリピン海スラブが絶対速度からも明瞭に表れている。海洋性地殻は深さ30-35kmでは、 $V_p=6.43-6.99\text{km/sec}$ 、 $V_s=3.63-3.71\text{km/sec}$ 、 $V_p/V_s=1.73-1.92$ であった。

この断面を見ると、距離30-50km、深さ30-60kmの位置に顕著な低 $V_p$ 、 $V_s$ 、高 $V_p/V_s$ 領域が見られ、 $Y=40\text{km}$ 、深さ50km地点では、 $V_p=7.09\text{km/sec}$ 、 $V_s=3.66\text{km/sec}$ 、 $V_p/V_s=1.93$ の値を示している。低速度域の分布を各深さの水平面図(図11)で見ると、この顕著な低 $V_p$ 領域は、下降する太平洋プレートの低速度海洋性地殻から続いている(図11;深さ60-70km)。さらに、この領域は、どの深さを見ても地震活動が非常に低調であり(図12)、含水鉱物が安定すべりを促進するため<sup>11)</sup>と考えられる。従って、このフィリピン海スラブ内の低速度層は、太平洋プレートの海洋性地殻あるいはマントルでの脱水作用に伴って放出された流体<sup>12),13),14)</sup>が、太平洋プレートとの衝突によって生じたフィリピン海プレート内部の亀裂や弱面に滲入してきたために生じたことが示唆された。

## 2) レシーバ関数法による地殻構造探査

本研究では先に述べた走時インバージョン解析とともに、遠地地震データを用いたレシーバ関数解析を行った。

レシーバ関数は、観測点で得られた地動の水平動(動径)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って得られる。この処理により、ある速度境界面でP波からS波に変換して観測点に到達した波を抽出でき、基本的には、観測点近傍下のS波速度構造が推定可能となる(図13)。本研究では、デコンボリューション処理時に、マルチテーパ法<sup>15),16)</sup>を用いたレシーバ関数解析<sup>17)</sup>を適用した。

レシーバ関数解析は、走時インバージョンによる地震波トモグラフィの結果よりも速度不連続面を抽出することに長けており、さらに短波長に変化する構造を検出できることが期待される。本解析では、レシーバ関数トレースの直達P波からの相対時刻をある標準速度構造を基に深度に変換する方法<sup>18)</sup>を採用することにより、房総アレイ下の地殻及び上部マントル中の速度不連続面の推定を行った。

ただし、房総半島域は、フィリピン海プレートと太平洋プレートが沈み込む複雑なテクトニクスを持っている上に、地表面近くには厚い堆積層が存在している。さらに、三方を海に囲まれていることおよび、大都市圏に近いことから、広い周波数帯域にわたってノイズレベルが高い。本手法は、レシーバ関数トレースに表れている各変換相が、ある速度不連続面での $P_s$ 変換であると仮定して速度不連続面の位置を推定する。ノイズの影響を比較的受けにくく、また、非常に単純な手続きによって速度不連続面のイメージが得られるも

の、多重変換相（図 13 参照）が強い変換相として表れたり、複数の相の重複により振幅が相殺されたりすることにより、明瞭なレシーバ関数イメージが見られない可能性がある。そこで、先に走時インバージョン解析から得られた房総アレイ下の地震波速度構造を基にレシーバ関数を計算し、相互の結果を比較することにより観測レシーバ関数イメージの振幅変化の検証を併せて行った。

レシーバ関数解析に使用した地震を図 14 に示す。房総半島に新たに設置した地震計アレイおよび、東京大学地震研究所、(独) 防災科学技術研究所、気象庁の定常観測点で記録された、M5.5 以上、震央距離 30 度から 90 度までの地震から、P 波部分の S/N の良い記録を選び出して使用した。解析期間は、房総アレイは平成 15 年 9 月以降、既存の定常観測点は平成 14 年 8 月以降平成 18 年 5 月までであり、1 観測点あたり最大 59 イベントを使用することができた。尚、本解析では、地表面での反射波の影響が強く表れる高深度ボアホール観測点は使用していない（図 1）。

各観測点、あるいは地点で得られたレシーバ関数トレースは、走時インバージョン解析から推定された、房総アレイ観測点の各深度の地震波速度の平均値から得られた一次元速度構造（図 15）を用い、入射角および入射方向を考慮して相対時刻差を深さに変換し、断面に投影した。その際、観測記録から得られるレシーバ関数は、方位角を 10 度刻みに、20 度以内の地震をスタックした記録を一旦作成した上で、それらの平均入射角、入射方向に対して断面に投影し、解の安定化を計った。

結果を図 16 に示す。図 16 挿入図中の範囲の観測点を使用し、断面トレースを作成した。ここでは、ローパスフィルターとして、カットオフ周波数 1.0Hz および 3.0Hz のコサイン<sup>2</sup>乗型のテーパをかけた結果を示す。実効周波数はそれぞれ 0.4Hz、1.0Hz 程度である（図 13 参照）。これらは本研究で解析する深さ範囲では一般的に使用されている帯域であり、また、房総アレイのほぼ全ての観測点で脈動や人工的なノイズを越える信号が計測でき、解析が可能となる帯域の最高・最低周波数とほぼ等しい。本結果は、距離 15km、深さ 20km から距離 75km、深さ 40km にかけて、沈み込むフィリピン海プレートのモホ面に相当すると考えられる正の振幅が見られるものの、特に  $f_c=1.0\text{Hz}$  の結果では、地表面から正の振幅が地殻深部、最大 60km 程度まで続く様子が見て取れ、明瞭な速度不連続面を判別することは難しい。

そこで、走時インバージョン解析によって推定された房総アレイ下の地震波速度イメージを基にレシーバ関数イメージを生成した。まず、任意の地点における直下の一次元速度構造を抽出し、reflectivity 法に基づき理論波形を計算しレシーバ関数を生成した<sup>19)</sup>。断面への投影を簡単に行うため、想定断面に鉛直な方向から震央距離 45 度の位置から放射された地震波が入射すると仮定し、深度変換を行った。

まず、房総アレイ南部の DD05 観測点と北部の DD25 観測点でどのようなレシーバ関数トレースが得られるかを検討した。図 17 に各観測点直下の一次元速度構造および推定されたレシーバ関数と、地表面からある深さまでの構造のみを使用して計算したレシーバ関数トレースを示す。まず、両観測点とも、振幅がゼロ付近に減少するまでには数秒かかっているが、これらは浅部の低速度層の影響が非常に大きいことを表している。DD05 観測点では約 7 秒まで振幅がゼロにならずに正の振幅を保たれており、顕著な不連続面を検出することは難しいことがわかる。地表面からある深さまでの構造のみを使用してレシーバ関数を

計算すると、走時インバージョン解析から期待されるフィリピン海プレートのモホ面位置（図 17 中囲み A）では、 $f_c=3.0\text{Hz}$  ではかろうじて振幅変化があるものの、 $f_c=1.0\text{Hz}$  では有意な変化を見ることはできない。一方、DD25 観測点では、フィリピン海プレートのモホ面が期待される深さ 40km 程度（図 17 中囲み B）と、太平洋プレートのモホ面が期待される深さ 80km 程度（図 17 中囲み C）に顕著な振幅変化が見られている。このように、本地域では浅部の速度構造の変化が深部の不連続面の抽出に大きな影響を与えていることが明らかとなった。

図 17 の囲み B、C を見ると、周波数帯域の違いによって振幅の極大値がずれており、 $f_c=3.0\text{Hz}$  の結果の方が、より早い時刻にピークが現れている。本来複数のピークが存在していても、フィルタの影響で平滑化されてしまうことによると思われる。一方、高周波数帯域を使用する場合は変換振幅が小さくなるため、ノイズの影響によりあり得る速度変化を見逃す危険性がある。従って、低周波数帯域で速度構造の変化を、高周波数帯域で不連続面位置の同定を行うなど、複数の帯域で検討することが望ましいかもしれない。

次に、房総アレイの任意の点でレシーバ関数トレースを作成し、深度変換を行った結果を図 18 に、先に観測から得られた結果を改めて図 19 に示す。ここでは  $f_c=3.0\text{Hz}$  の結果のみを示した。走時インバージョンにより推定されたフィリピン海プレートの上部境界、下部境界および Ishida(1992)による太平洋プレートの上部境界位置を描き加えている。観測レシーバ関数断面は、走時インバージョン結果の断面に合わせて測線位置を多少ずらした。相互の結果を比較すると、これらのイメージは非常によく似ていることがわかる。また、振幅が極小となる場所にフィリピン海プレートの上面、その深部、正の振幅が続く深部端に下面が対応している。太平洋プレートはさほど明瞭ではないが、北部地域で海洋性地殻およびマントルに対応すると思われる振幅変化も見られている。このことから、先に走時インバージョン解析によって推定された地震波速度構造と、レシーバ関数解析によって推定される構造が良く合っていることがわかった。

レシーバ関数は、 $P_s$  変換波については  $V_p/V_s$  比の変化に鈍いが、多重変換波は  $V_p/V_s$  比の影響を強く受ける<sup>20)</sup>。そこで、S 波速度構造を走時インバージョン解析の結果を用い、 $V_p/V_s$  を 1.73 と仮定して P 波速度構造を作成して、図 18 と同様なレシーバ関数トレースを計算し、深度変換を行った。その結果を図 20 に示す。図 18 と比較すると、振幅が極大となる深さが最大で 3km 程度ずれたり、深部に置いて振幅の濃淡が小さくなったりしている。これは、本地域では  $V_p/V_s$  の深さ変化が大きいこともあって、 $P_pShs$  波等の多重変換波の影響が大きいためと考えられる。今回はレシーバ関数から地震波不連続面の推定のみを行ったが、観測から得られたトレースとある構造を基に計算されたトレースを、フォワードモデリングあるいはインバージョンによって比較・適合することにより、速度勾配、速度不連続面を考慮した最適な速度構造モデルを推定することも可能である<sup>21)</sup>。ただし、一意に解を推定することは容易ではないため、 $V_p/V_s$  を 1.73 等に固定して解く場合が多い。本解析領域のような複雑な構造を持つ地域では、振幅のわずかな違いが解に影響を与える可能性があるため、速度構造の安定な解を推定するためには工夫が必要であろう。

本地域では使用できる周波数帯域の制限から、高精度に推定されたトモグラフィイメージよりも短波長の構造を推定することはできなかった。ただし、今回の例のように、高密度に観測点および震源が分布している一方で、波形取得条件の厳しい、レシーバ関数解析

に不利な条件を持つ地域でも、同程度の構造を推定できることは示すことができた。従って、より良好な波形記録が得られる地域ならば、レシーバ関数解析の結果から走時インバージョン解析に新たな拘束を与えることが可能になると思われる。逆に、レシーバ関数から直接速度構造を推定する際には、本解析のように走時インバージョン解析の結果を有効に利用することができるため、相互に比較することは、深部の地震波速度構造をより高精度に推定するために非常に役に立つであろう。

(d) 結論ならびに今後の課題

房総アレイと房総半島周辺の定常観測網から得られたデータを基にして、二重走時差法による走時インバージョン解析およびレシーバ関数解析法を適用することにより、沈み込むフィリピン海プレートの上境界およびプレートの厚さを初めて明らかにすることができた。また、フィリピン海プレートと太平洋プレートとの衝突に伴う、フィリピン海プレート内の弱面の発見など、房総半島下に沈み込むフィリピン海プレート全体をイメージングすることができた。

ただし、本研究領域では、フィリピン海プレートの北端および東端の位置は、明らかにすることはできなかった。茨城県および、茨城～房総半島沖での詳細な探査を行うことにより、この地域の複雑なテクトニクスをより明確になることが期待できる。

(e) 引用文献

- 1) Ishida, M.: Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, pp. 489-513, 1992.
- 2) Kimura, H., Kasahara, K., Igarashi, T. and Hirata, N.: Repeating earthquake activities associated with the Philippine Sea plate subduction in the Kanto district, central Japan: A new plate configuration revealed by interpolate aseismic slips, *Tectonophys.*, Vol. 417, pp. 101-118, 2006.
- 3) Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K., Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003637, 2005.
- 4) Zhang, H. and Thurber, C.: Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 93, pp. 1875-1889, 2003.
- 5) Ammon, C. J.: The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 81, pp. 2504-2510, 1991.
- 6) Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L.: A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 90, pp. 1353-1368, 2000.
- 7) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K., Harder, S., Earthquake

source fault beneath Tokyo, Science, Vol. 309, pp. 462-464, 2005.

- 8) 佐藤比呂志, 平田直, 伊藤谷生, 岩崎貴哉, 額瀨一起, 笠原敬司, 伊藤潔: 房総半島縦断地殻構造探査 (房総 2002), 大都市大震災軽減化プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測 「大都市圏地殻構造調査研究」 (平成 14 年度) 成果報告書, pp. 7-87, 2003.
- 9) Mikumo, T., A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 44, pp. 965-1007, 1966.
- 10) Kanamori, H. and Abe, K.: Deep structure of island arcs as revealed by surface waves, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 46, pp. 1001-1025, 1968.
- 11) Peacock, S. M. and Hyndman, R. D.: Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes, Geophys. Res. Lett., Vol. 26, pp. 2517-2520, 1999.
- 12) Christensen, N.: Serpentinities, peridotites, and seismology, Int. Geol. Rev., Vol. 46, pp. 795-816, 2004.
- 13) Hyndman, R. and Peacock, S.: Serpentinization of the forearc mantle, Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 212, pp. 417-432, 2003.
- 14) Hacker, B. R., Abers, G. A. and Peacock, S. M.: Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O contents, J. Geophys. Res., Vol. 108, doi:10.1029/2001JB001127, 2003.
- 15) Thomson, D. J.: Spectrum estimation and harmonic analysis, IEEE Proc, Vol. 70, pp. 1055-1096, 1982.
- 16) Park, J., Lindberg, C. R. and Vernon III, F. L.: Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms, J. Geophys. Res., Vol. 92, pp. 12,675-12,684, 1987.
- 17) Park, J. and Levin, V.: Receiver functions from multi-taper spectral correlation estimates, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 90, pp. 1507-1520, 2000.
- 18) Yamauchi, M., Hirahara, K. and Shibutani, T.: High resolution receiver imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan, Earth Planets Space, Vol. 55, pp. 59-64, 2003.
- 19) Levin, V. and Park, J.: P-SH conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation, Geophys. J. Int., Vol. 131, pp. 253-266, 1997.
- 20) Zhu, L. and Kanamori, H.: Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, J. Geophys. Res., Vol. 105, pp. 2969-2980, 2000.
- 21) 宗田靖恵, 松澤暢, 長谷川昭: レシーバー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 第 2 輯, 第 54 巻, pp.347-363, 2001.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年 月日
萩原弘子・五十嵐俊 博・平田直・酒井慎	房総半島直下のフィリピン 海プレートの速度構造	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	平成 18 年 5 月

一			16日
Naoshi Hirata, Hagiwara, H., T. Igarashi and S. Sakai	A detailed tomographic image of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, central Japan, by dense seismic array observation	The 12 <sup>th</sup> International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins	平成 18 年 9 月 25、26 日
萩原弘子・五十嵐俊博・平田直・酒井慎一	大都市圏地殻構造調査：房総アレイ・構造探査データを用いた、地震波トモグラフィによる関東地方の速度構造	日本地震学会 2006 年秋 季大会	平成 18 年 11 月 2 日
五十嵐俊博・萩原弘子・平田直	レシーバー関数解析から推定された大大房総アレイ下の深部地殻構造	日本地震学会 2006 年秋 季大会	平成 18 年 11 月 2 日
Hagiwara, H., T. Igarashi, N. Hirata and S. Sakai	Velocity structure in the Kanto Region from dense array observation: A new configuration of the Philippine Sea plate	American Geophysical Union 2006 Fall Meeting	平成 18 年 12 月 13 日
Igarashi, T., H. Hagiwara and N. Hirata	Seismic velocity structure of the crust and uppermost mantle beneath the Japan islands inferred from receiver functions and comparison with those of travel time tomography	American Geophysical Union 2006 Fall Meeting	平成 18 年 12 月 15 日

(g) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

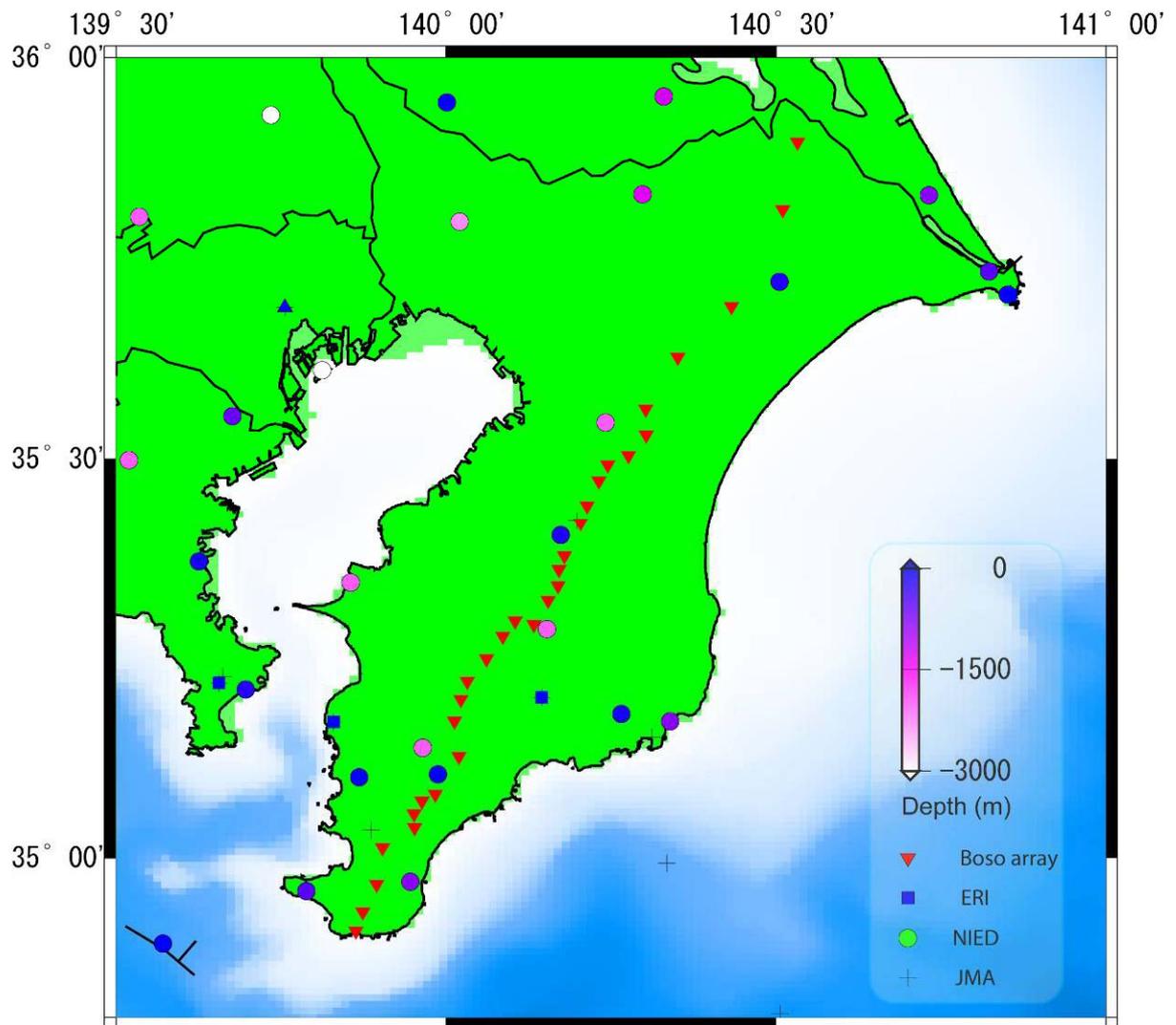


図 1. 房総半島周辺の地震観測点配置図。本研究で新規に設置した稠密アレイ観測点を赤色の逆三角印で表した。東京大学地震研究所、(独)防災科学技術研究所、気象庁の定常観測点をそれぞれ四角、丸、十字印で示し、設置深度で色分けしている。

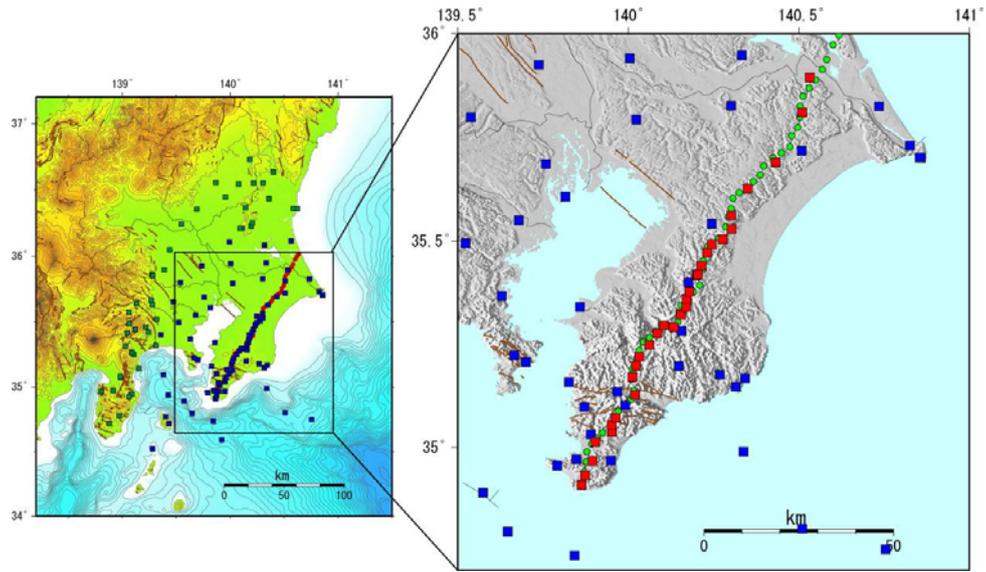


図 2. 走時インバージョンに使用した観測点の分布。赤四角印は房総アレイ観測点、青四角印は再検測を行った定常観測点、緑四角印は気象庁の読み取り値を採用した定常観測点をそれぞれ示す。また、丸印は制御震源の受振点を表す。

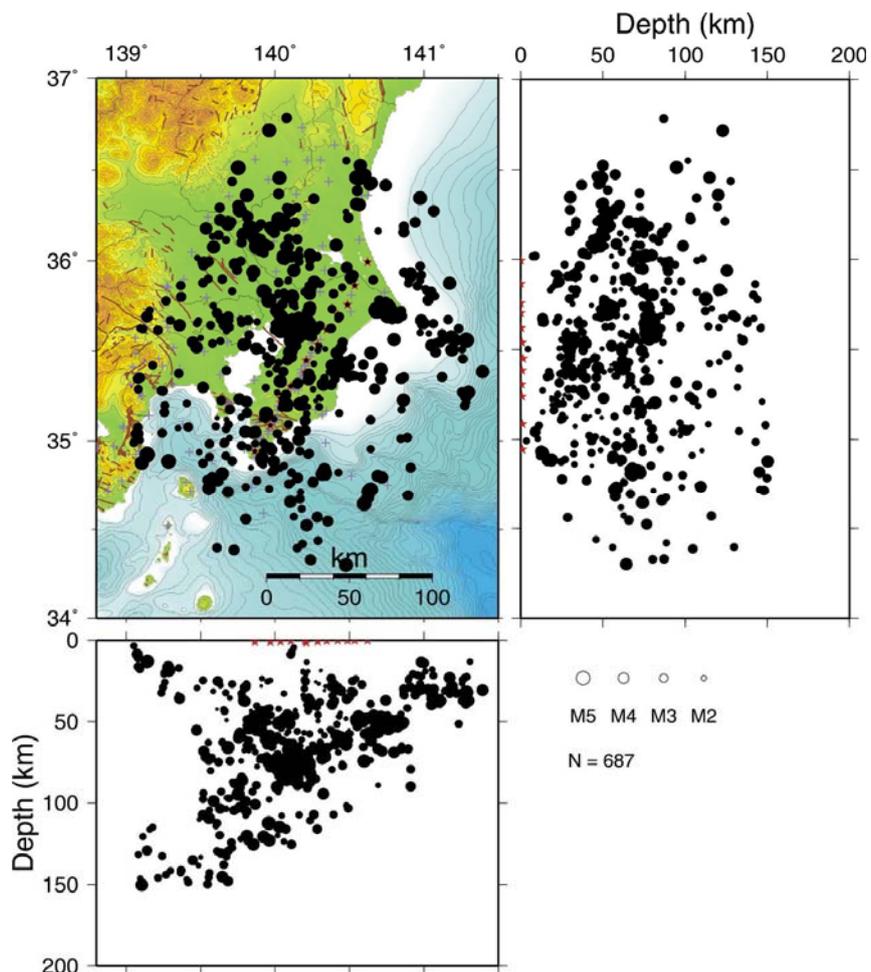


図 3. 走時インバージョン解析に使用した初期震源の分布。赤い星印は発破点を示す。

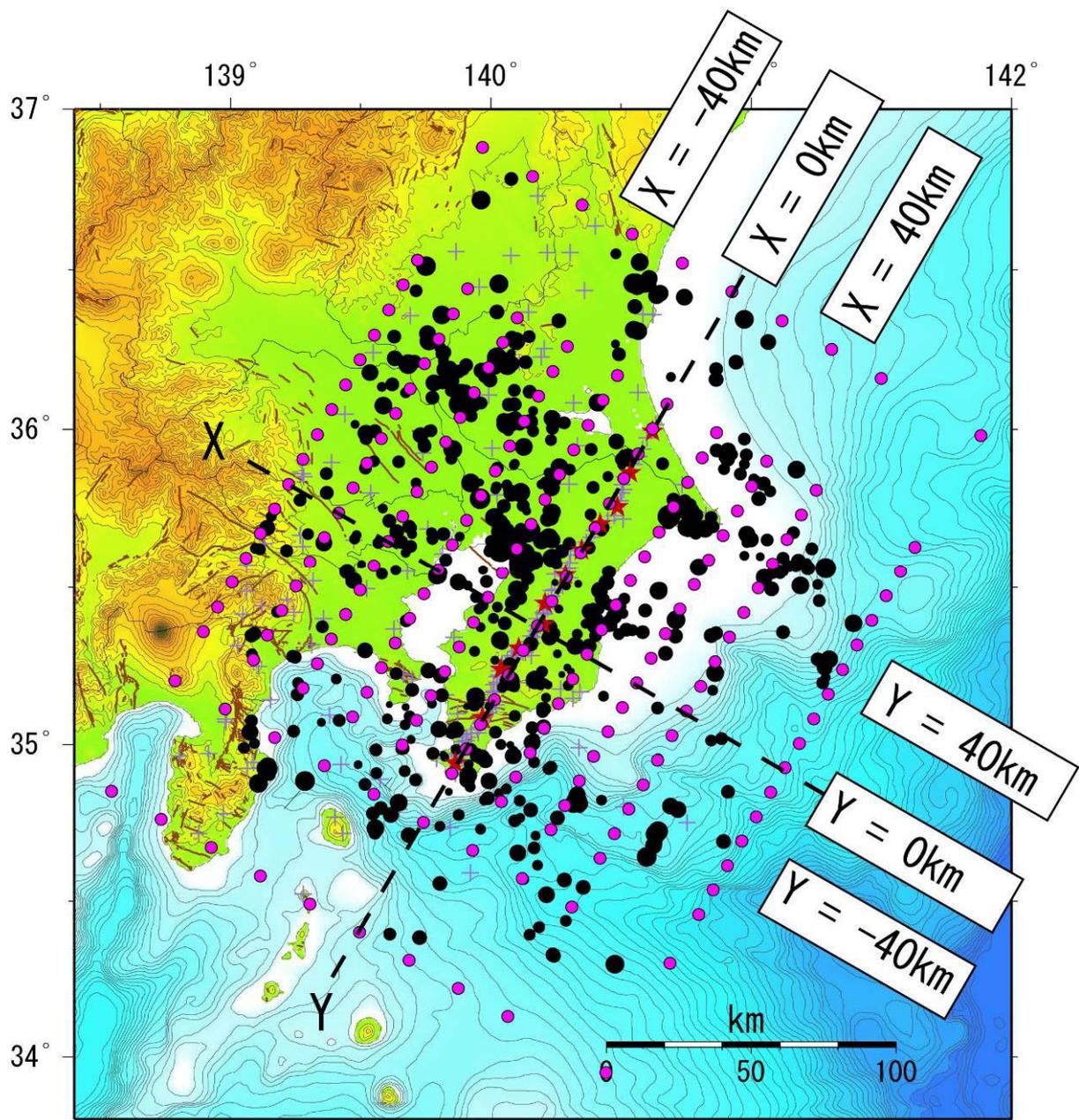


図 4. インバージョンのグリッド位置。波線で X 軸と Y 軸を表す。黒丸は使用した地震の震央を示している。

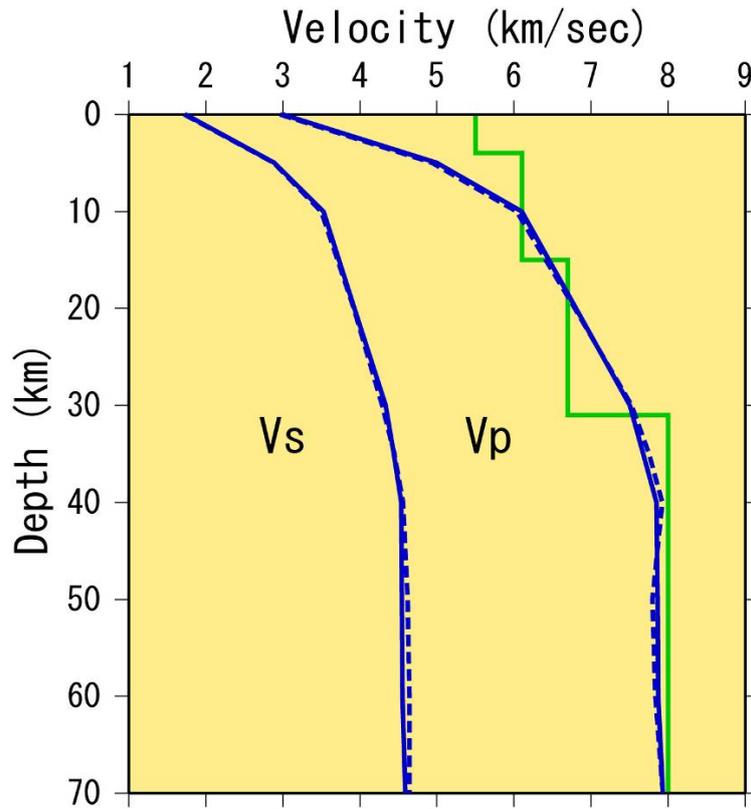


図 5. P 波と S 波の初期速度構造モデル（青線）と本研究の最終モデルを水平方向に平均化したモデル（青破線）。緑線は関東地方の標準的な一次元速度構造モデル。

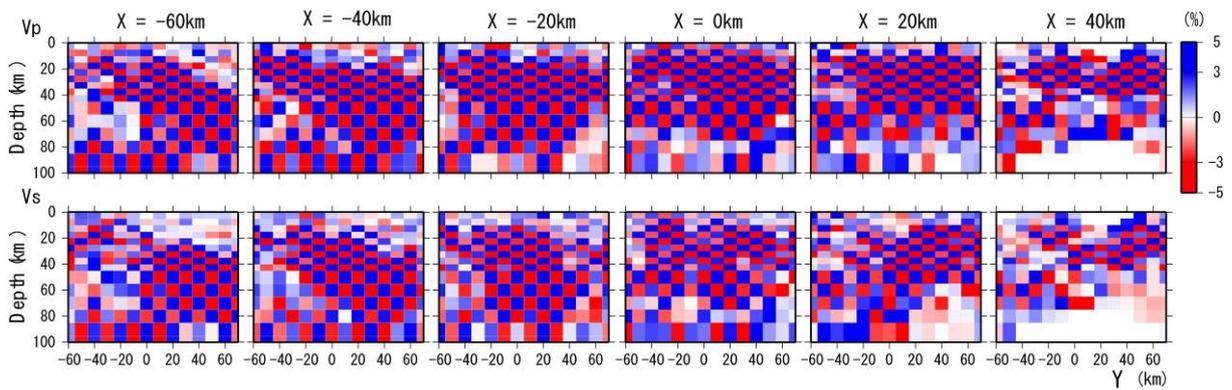


図 6. チェッカーボードレゾリューションテストの結果。北東—南西方向の各距離における P 波および S 波の速度パターン断面を示す。

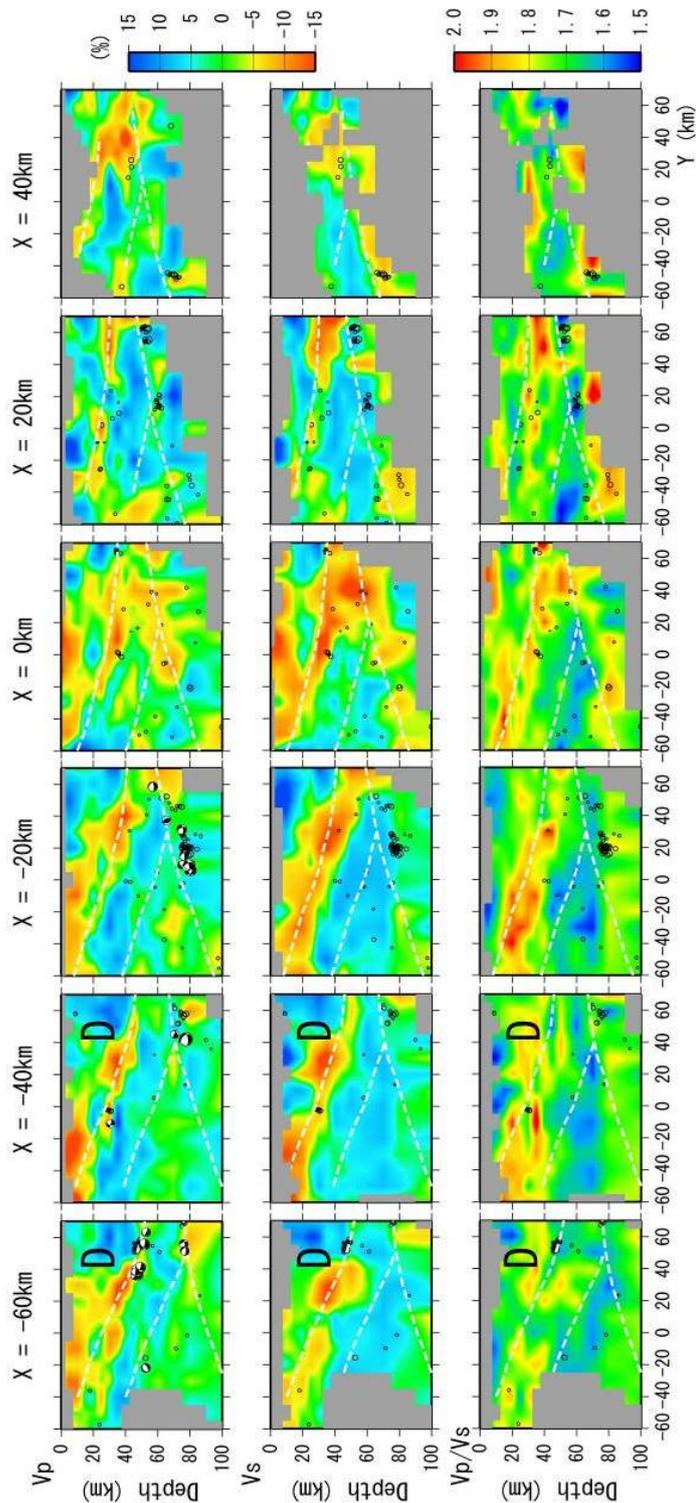


図 7. 北東—南西方向の各距離における P 波、S 波の速度パータバージョンおよび  $V_p/V_s$  断面。各断面から 5km 以内の距離に含まれる再決定震源をあわせて示す。白破線は本研究で推定されたフィリピン海プレートの上境界および下境界、Ishida(1992)による太平洋プレートの上境界位置をそれぞれ示す。地震のメカニズム解は（独）防災科学技術研究所によるものを使用した。解像度の低い部分は灰色でマスクしている。

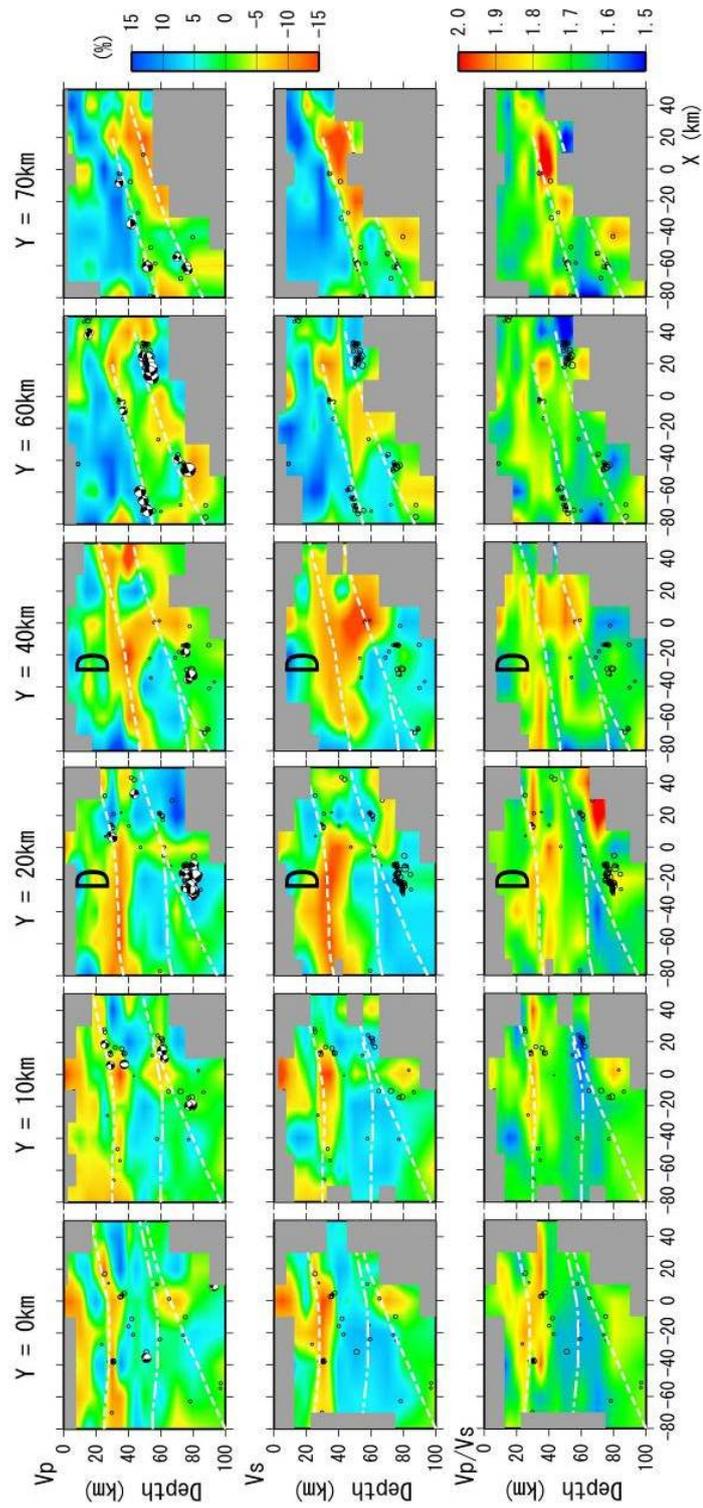


図 8. 北西—南東方向の各距離における P 波、S 波の速度パータベーションおよび  $V_p/V_s$  断面。図中の記号等は図 7 と同様。

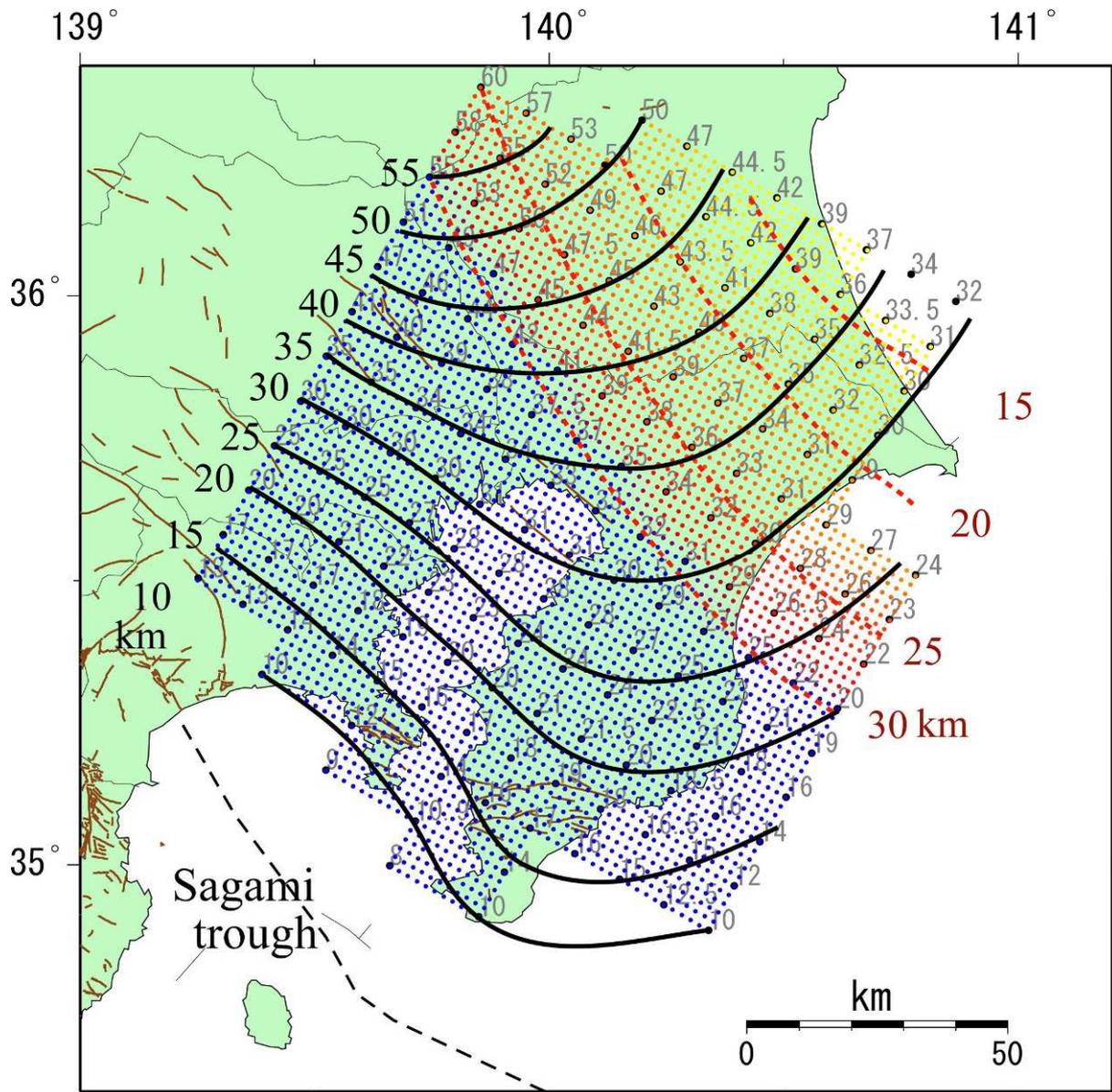


図 9. フィリピン海プレートの形状。黒線は上部境界の等深線を、赤い破線はフィリピン海プレートの厚さを示す。各位置の上部境界深度を数値で表している。

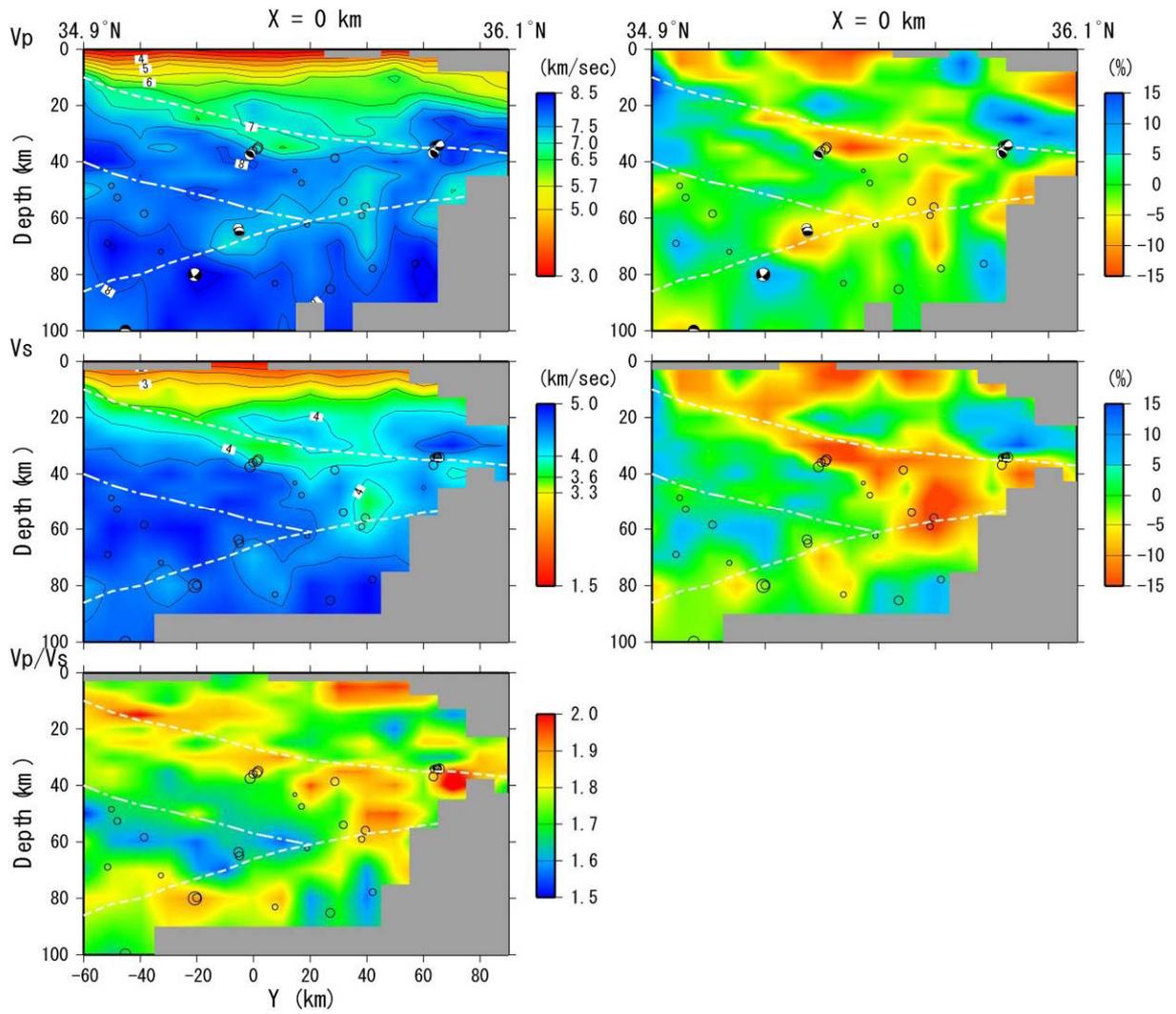


図 10. 房総アレイ直下の P 波、S 波速度の絶対値、 $V_p/V_s$  および P 波、S 波速度のパータベーション断面。図中の記号等は図 7 と同様。

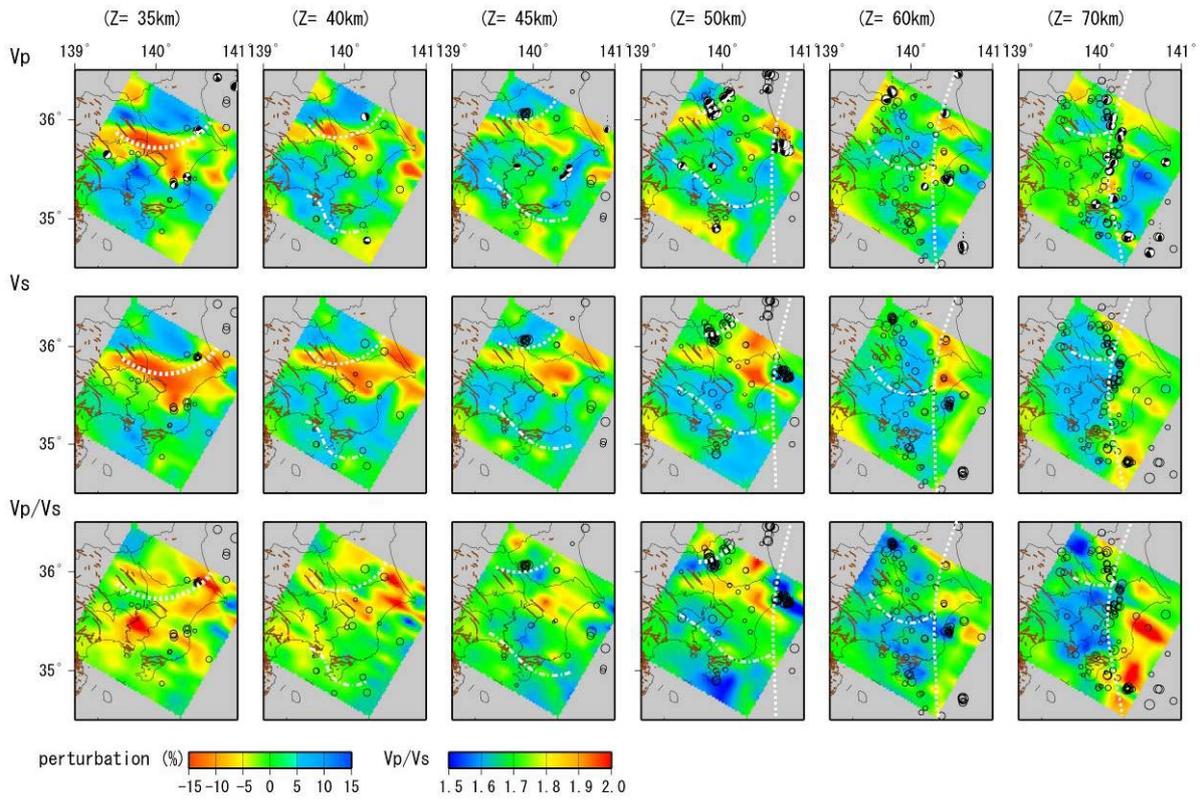


図 11. 各深さの P 波、S 波速度のパータベーションと  $V_p/V_s$  の水平面図。図中の記号などは図 7 と同様。

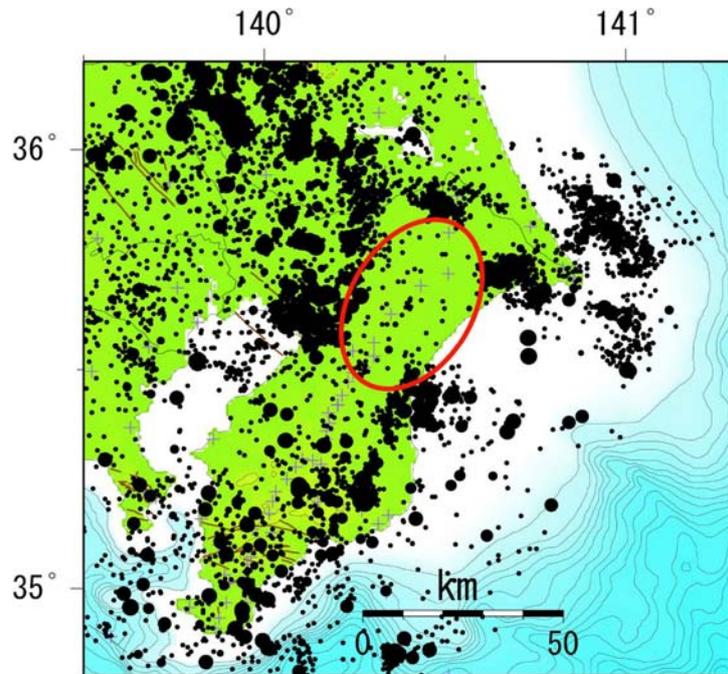


図 12. 本構造を用いて再決定された気象庁震源の震央分布（平成 15 年 4 月～平成 18 年 6 月）。

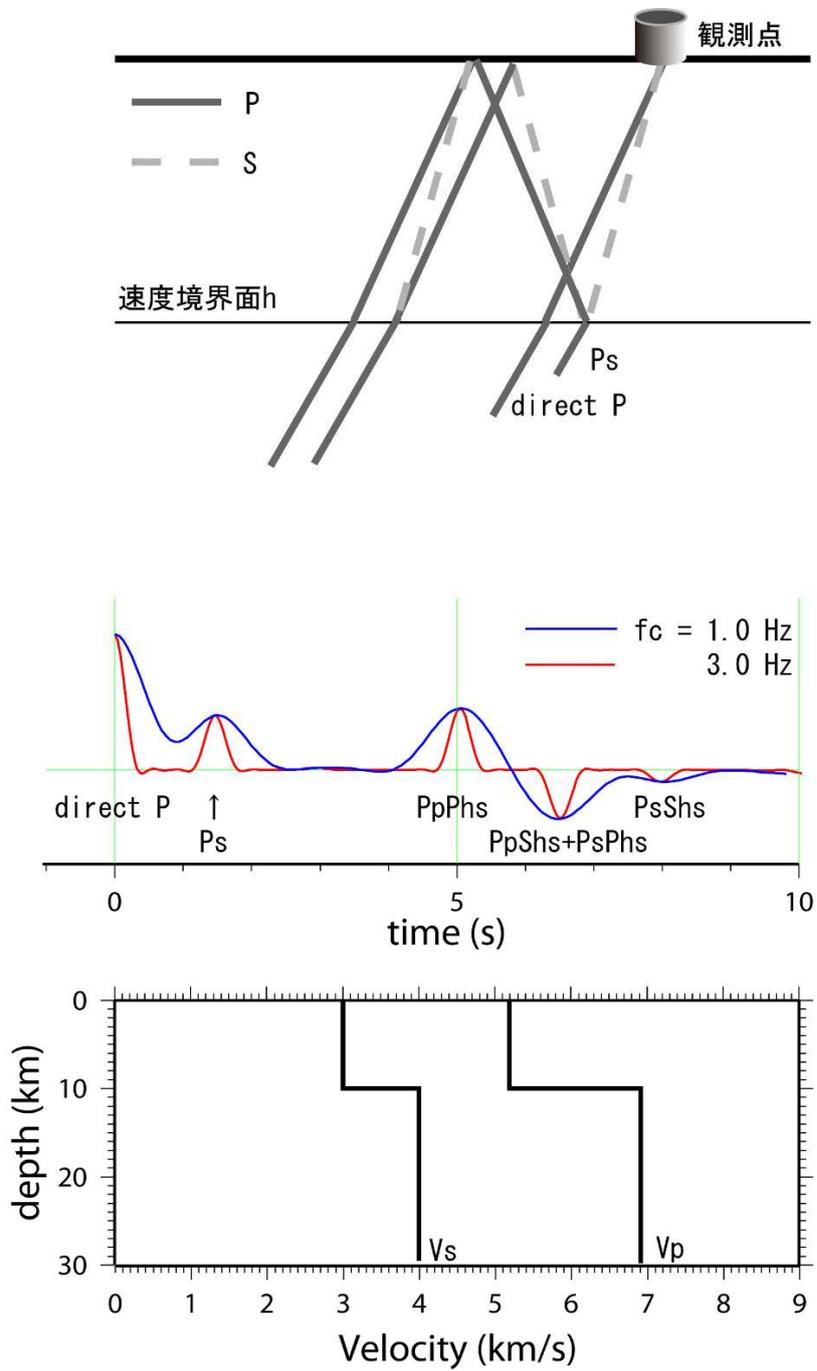


図 13. 観測点に到達する地震波の波線（上）と、深さ 10km に下図のような速度境界面を仮定したときのレシーバ関数トレース（青線： $f_c=1.0\text{Hz}$ 、赤線： $f_c=3.0\text{Hz}$ ）。

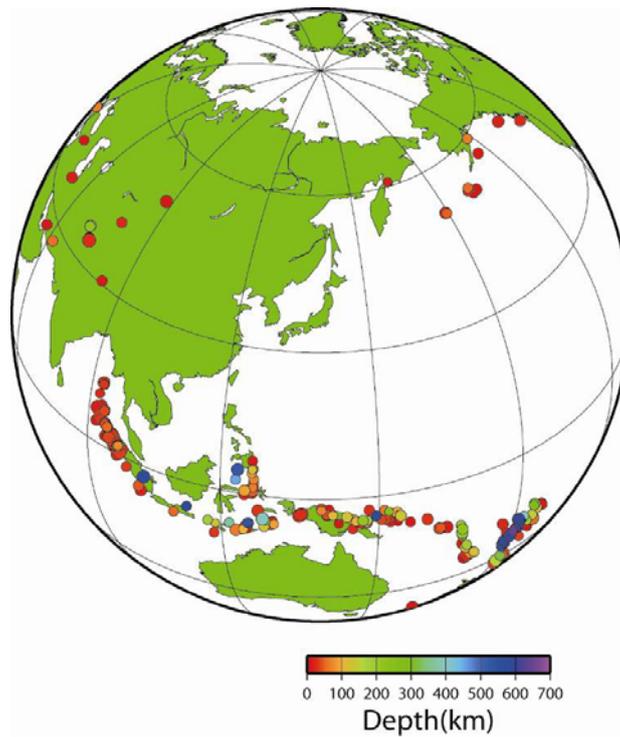


図 14. レシーバ関数に使用した遠地地震の震源分布。

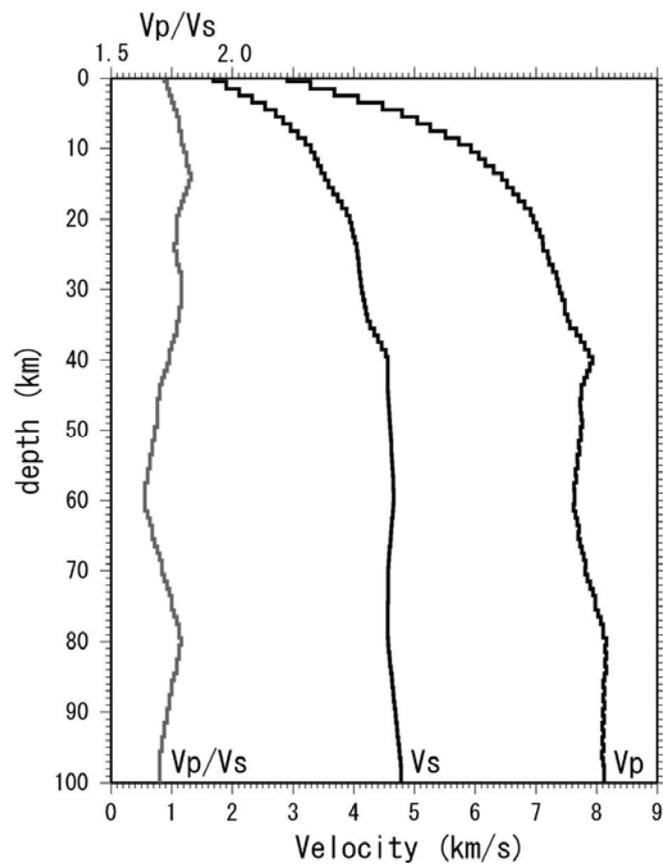


図 15. 深度変換に使用した速度構造。

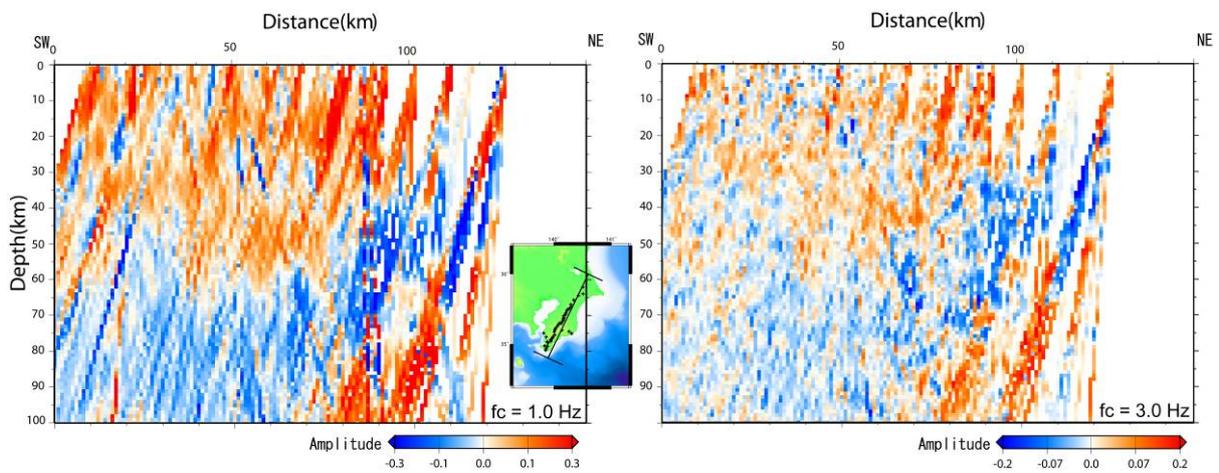


図 16. 観測レシーバ関数の深度変換断面（左： $f_c=1.0\text{Hz}$ 、右： $f_c=3.0\text{Hz}$ ）。挿入図中の測線、範囲内の観測点を使用した。

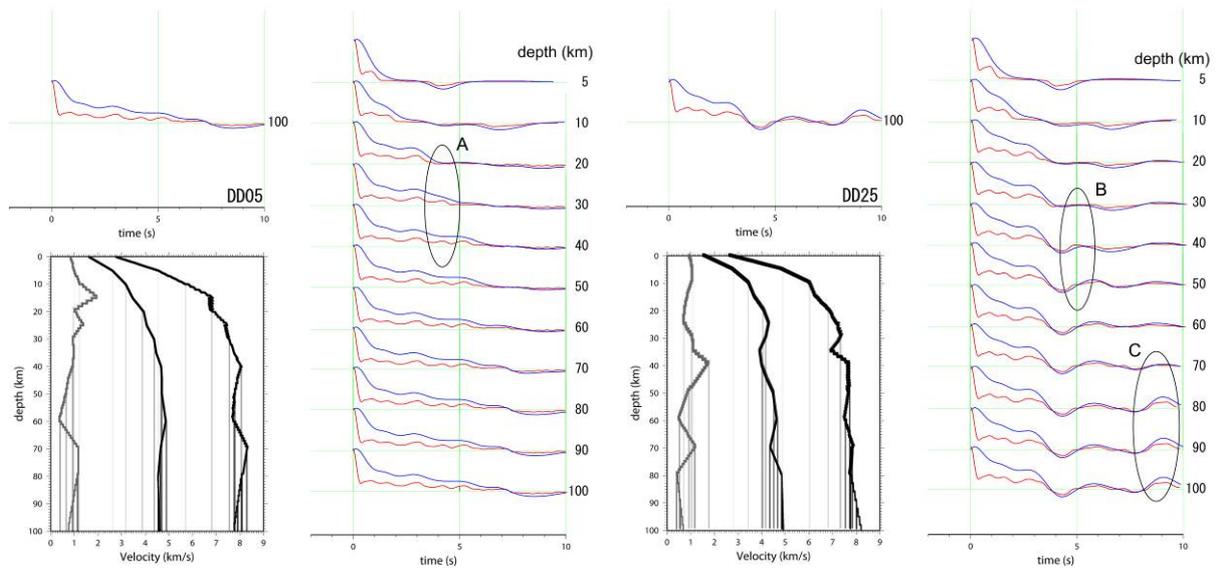


図 17. 走時インバージョン解析で推定された DD05 観測点（図 18 中距離 20km 付近）および DD25 観測点（図 18 中距離 80km 付近）下の一次元速度構造および、レシーバ関数。地表面からある深さまでの構造のみで計算されたレシーバ関数の例をあわせて示す。レシーバ関数トレースは青が  $f_c=1.0\text{Hz}$ 、赤は  $f_c=3.0\text{Hz}$ 。

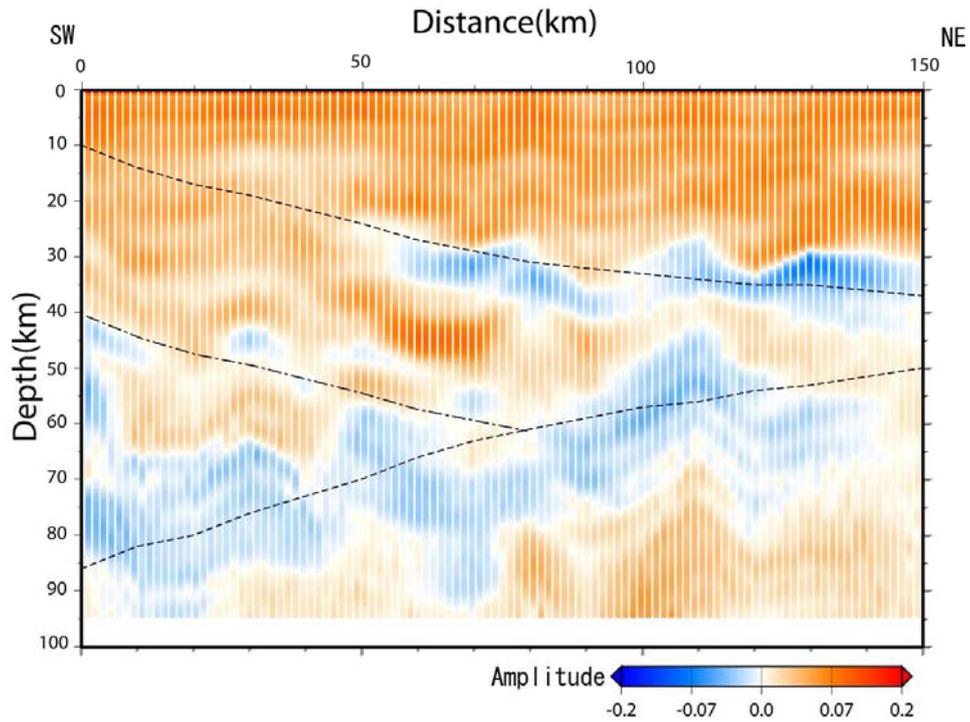


図 18. 走時インバージョン解析から推定された地震波速度構造 (図 10) を基にしたレイシーバ関数の深度変換断面 ( $f_c=3.0\text{Hz}$ )。破線は走時インバージョン解析から推定されたフィリピン海プレートの上境界および下境界、Ishida(1992)による太平洋プレートの上境界位置をそれぞれ示す。

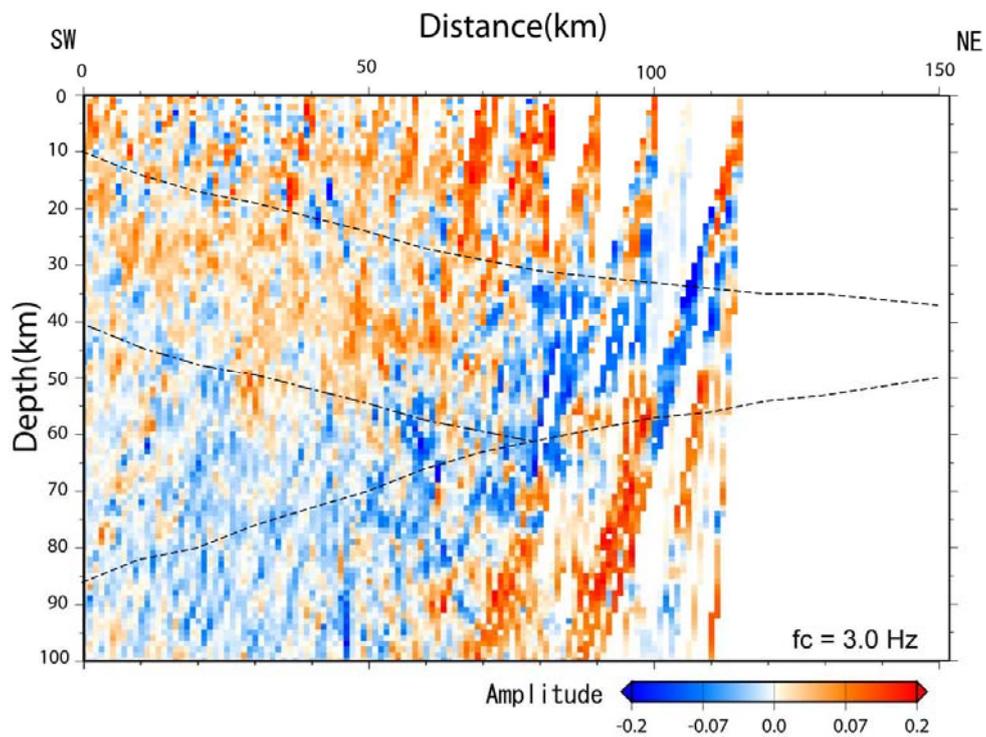


図 19. 観測レイシーバ関数の深度変換断面 ( $f_c=3.0\text{Hz}$ )。破線は図 18 と同じ。

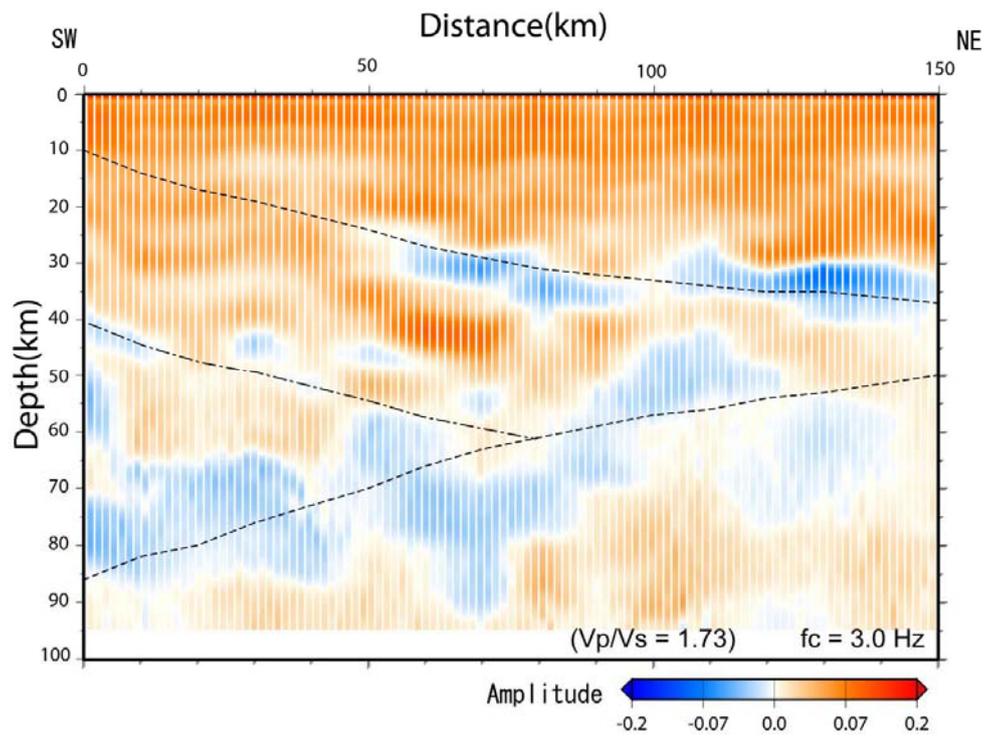


図 20. 走時インバージョン解析から推定された S 波速度構造 (図 10) と  $V_p/V_s=1.73$  を仮定した P 波速度構造を基に計算されたレシーバ関数の深度変換断面 ( $f_c=3.0\text{Hz}$ )。破線は図 18 と同じ。