

1.4 Double-Difference Tomography 法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定

本節の論文は，日本地震学会からの転載許可を受けて掲載している。

(弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川 昭, 2007: Double-Difference Tomography 法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, 地震 2, **60**, 1-20.)

地 震 第 2 輯
第 60 巻 (2007) 1-20 頁

Double-Difference Tomography 法による 西南日本の 3 次元地震波速度構造および フィリピン海プレートの形状の推定

気象研究所地震火山研究部* 弘瀬 冬樹

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター** 中島 淳一・長谷川 昭

Three-Dimensional Velocity Structure in Southwestern Japan and Configuration of the Philippine Sea Slab Estimated by Double-Difference Tomography

Fuyuki HIROSE

Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute,
Nagamine 1-1, Tsukuba 305-0052, Japan

Junichi NAKAJIMA and Akira HASEGAWA

Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science,
Tohoku University, Aramaki-aza-Aoba, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

(Received December 14, 2006; Accepted February 21, 2007)

We estimated three-dimensional seismic velocity structure in and around the Philippine Sea plate subducting beneath southwestern Japan by applying the double-difference tomography method to arrival time data of earthquakes obtained by the dense nationwide seismic network (Kiban-network). A low S-wave velocity and high V_p/V_s layer shallowly dipping toward the subduction direction of the slab and several km thick has been clearly imaged at locations immediately above the top of intraslab seismicity in a wide area from Tokai to Kyushu. Comparison with the location of the upper surface of the Philippine Sea slab estimated from seismic refraction surveys at four survey lines shows that this low S-wave velocity and high V_p/V_s layer corresponds to the crust of the Philippine Sea slab. This indicates that many of intraslab earthquakes are occurring in the slab mantle, suggesting that the location of the upper plate interface previously estimated only from spatial distribution of intraslab seismicity is not correct. Based on the presently obtained location of the low S-wave velocity and high V_p/V_s layer and hypocenter distribution of relocated intraslab earthquakes, we estimated the configuration of the upper surface of the Philippine Sea slab in the whole area of southwestern Japan.

Key words: Double-difference tomography, Philippine Sea slab, Plate boundary, Southwestern Japan

§ 1. はじめに

西南日本では、フィリピン海プレートが陸のプレートに対して年間 2~6 cm の速さで西北西方向に沈み込んでいる [Seno *et al.* (1993), Wei and Seno (1998), Heki

and Miyazaki (2001), Miyazaki and Heki (2001)]. 年代の若いフィリピン海プレートの沈み込みに伴い、東海地方や豊後水道では長期的スロースリップイベント [Hirose *et al.* (1999), Ozawa *et al.* (2001, 2002), Miyazaki *et al.* (2006)], 東海地域から四国西部にかけては短期的スロースリップイベント [Obara *et al.* (2004)] や非火山性の深部低周波地震・微動 [Obara (2002)] が発生

* 〒305-0052 つくば市長峰 1-1

** 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

するなど、時定数の異なる複雑な現象が数多く観測されている。さらに、南海トラフ沿いでは、過去幾度となく巨大地震が発生しており [地震調査委員会 (2001)], 今世紀中にもその再来が懸念されているが、その一方の原因であるフィリピン海プレートの構造については、いまだによくわかっていない。それは、スラブ内の地震活動度が低い上にプレート境界型の地震がほとんど発生しておらず、陸のプレートとフィリピン海プレートとの境界面が同定できないことが原因のひとつと考えられる。

これまでの地震活動の研究 [例えば, Ishida (1992), 野口 (1996), 三好・石橋 (2004)] では、フィリピン海スラブ内の地震活動の上端をプレート境界と見なして議論していた。しかし、東海地方から九州南部にかけての領域ではプレート境界型の地震がほとんど発生しておらず、スラブ内の地震活動の上端を安易にプレート境界と見なすことには問題がある。さらに近年、海陸を統合した大規模な人工地震探査が東海、近畿、四国などで行われており、そこで得られたプレート境界を示す強い反射面は、スラブの地震活動域の上端から数 km 浅部に位置している [Kodaira *et al.* (2000, 2002), 蔵下・他 (2002), Kodaira *et al.* (2004), 伊藤・他 (2005)]。このことは、必ずしもスラブ内の地震活動の上端がプレート境界ではない可能性が高いことを示している。

本研究では、フィリピン海プレートの構造の理解を深めることを目的に、Double-Difference Tomography 法 [Zhang and Thurber (2003)] を用いて、東海地方から九州南部にかけての地震波速度構造を推定し、同時に震源を再決定した。そして、大規模な人工地震探査から得られたプレート境界面 [Kodaira *et al.* (2000, 2002, 2004), 伊藤・他 (2005)] やレシーバー関数解析から得られたスラブモホ面 [Yamauchi *et al.* (2003), Shiomi *et al.* (2004)] と比較して、新たなプレート境界の形状モデルを提案する。詳細な検討によりフィリピン海プレートの形状や特性が解明されれば、この地域の地震テクニクスを理解する上で役に立つと思われる。

§ 2. 解析手法およびデータ

解析には、Double-Difference Tomography 法 [Zhang and Thurber (2003)] を用いた。この手法では、通常地震波トモグラフィー法で用いる絶対走時データの他に、近接して発生する地震ペア間の絶対走時の差もデータとして加える。地震ペアから観測点に向かう波線はほぼ同じ伝播経路を通ると考えられる。地震ペア間での走時差をとることにより、震源近傍の速度構造と相対的な震源位置以外の共通の誤差は取り除かれる。そのため、震源域近傍での速度構造がより詳細に推定され、同時に

相対位置精度の高い震源が決定される。さらに、この作業を隣接して発生するすべての地震に対して行うことで、より広域に分布する多数の地震の相対震源決定および震源域近傍の速度構造の推定が可能となる。

データは、基盤観測網に基づく気象庁一元化震源カタログの検測値を用いた。解析期間は 1997 年 10 月 1 日～2005 年 12 月 31 日の約 8 年間である。解析領域は東海地方から九州南部までとし、計算時間およびメモリの制約から、5 つの領域 (Fig. 1 中の a～e) に分けて計算を行った。観測点 20 点以上の読み取り値で決定した地震のうち、深さ 20 km 以浅については、領域 a および d で $M 1.0$ 以上、その他の領域で $M 1.5$ 以上の地震を用い、深さ 20 km 以深についてはすべてのマグニチュードの地震を用いた (Fig. 2)。なお、海域の震源決定精度の低い地震と深部低周波地震は解析に用いていない。各領域で用いた地震数、観測点、地震と観測点のペアから得られた絶対走時データ、相対走時データを Table 1 に示す。ペアとする地震間距離は 10 km 以内とした。グリッドは、南海トラフ走向方向に 30～40 km、それに直交する方向に 10～15 km、鉛直方向に 5～10 km の間隔で配置した。初期速度構造は、JMA2001 [上野・他 (2002)] を用いた。モホ面やプレート境界といった速度不連続面は考慮に入れていない。8 回のイタレーションを行い、RMS 走時残差は各領域とも Table 1 に示すように減少した。

§ 3. フィリピン海スラブおよびその周辺域の地震波速度構造

3.1 S 波速度および V_p/V_s 構造

Fig. 3 に、Fig. 2 の測線 1～28 における DD トモグラフィーから得られた S 波速度構造の鉛直断面の結果を示す。いずれの断面でも、震源分布から、フィリピン海スラブが陸の下に沈み込んでいる様子が伺える。スラブの地震活動のほとんどは高速度体で発生しており、低速度層がその直上に厚さ数 km にわたって分布している。なお、図中の赤実線は、§ 4 で推定したプレート境界を示している。九州地方に関しては、測線 18～25 の矩形内を拡大して、§ 4 の Fig. 10 で議論する。

インバージョンで得られた解の信頼性は、Checkerboard Resolution Test [Grand (1987), Zhao *et al.* (1992), 以下 CRT] で確認できる。ここでは、各グリッドに交互に正負の速度擾乱を与え、解析に用いた地震と観測点の組み合わせを基に震源-観測点間の理論走時を計算する。その理論走時に読み取り誤差に相当するランダムノイズを加えて、テスト用のデータセットを作成する。それを用いて自然地震に対する解析と同じ条件でイ

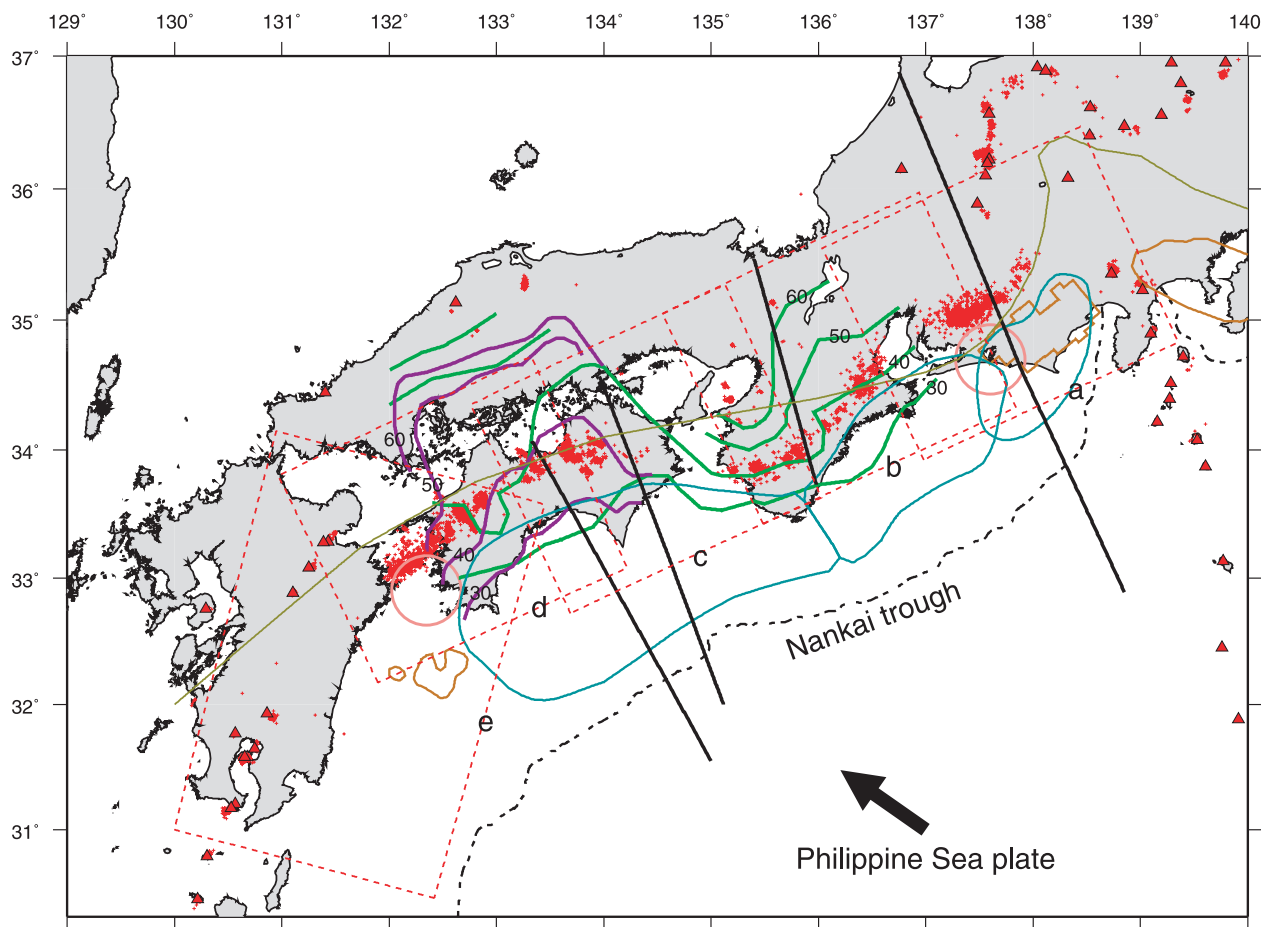


Fig. 1. Map of southwestern Japan. Rectangles a through e show the study areas. Red triangles denote active volcanoes. Red crosses denote non-volcanic deep low-frequency earthquakes [Obara (2002)], and pink circles denote long-term slow slip events [Hirose *et al.* (1999), Ozawa *et al.* (2001, 2002), Miyazaki *et al.* (2006)]. Seismic refraction survey lines [Kodaira *et al.* (2000, 2002, 2004), Ito *et al.* (2005)] are shown by black lines. Depth contours of the slab Moho imaged by receiver function analyses [Yamauchi *et al.* (2003) and Shiomi *et al.* (2004)] are shown by green lines and purple lines with an interval of 10 km, respectively. The Japan Median Tectonic Line is shown by golden line. Areas enclosed by blue lines represent the expected source region of the Tokai earthquake [the Central Disaster Management Council (2001)], the Tonankai earthquake and the Nankai earthquake [the Headquarters for Earthquake Research Promotion (2001)]. Areas enclosed by orange lines denote the estimated asperities or locked zone [Wald and Somerville (1995), Matsumura (1996), Yagi *et al.* (1998)]. Arrow shows direction of plate motion of the Philippine Sea plate relative to the land plate [Wei and Seno (1998), Heki and Miyazaki (2001)].

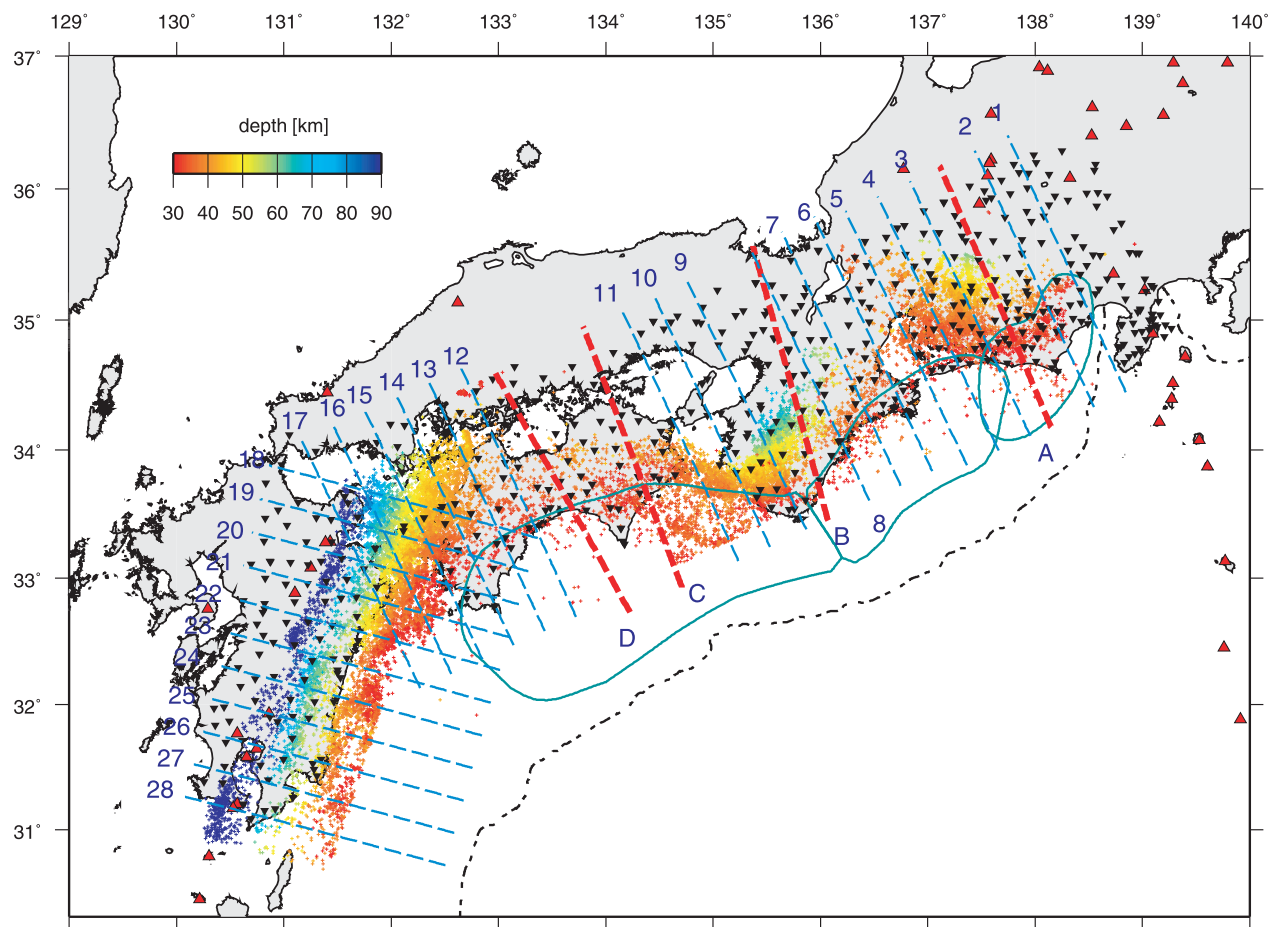


Fig. 2. Epicenter distribution of earthquakes (color dots) and seismograph stations (solid inverted triangles) used for double-difference tomography. Colors indicate the depth of hypocenters according to the color scale on the top left. Blue broken lines show the locations of vertical cross sections 1 through 28 shown in Figs. 3, 4 and 5. Red broken lines denote the locations of seismic refraction survey lines A through D. Other symbols are the same as those in Fig. 1.

Table 1. Data sets used in this study and the reduction of root-mean-square (RMS) residuals of travel times.

Area		a	b	c	d	e
Number of Events		16,573	15,619	13,960	12,598	15,323
Number of Stations		198	151	98	74	116
Number of absolute travel times	P	352,918	325,147	270,216	203,553	317,328
	S	344,848	327,204	262,814	210,394	308,111
Number of differential travel times	P	3,624,536	3,267,728	3,011,370	2,195,998	2,948,660
	S	3,580,950	3,229,343	2,836,181	2,329,858	2,996,051
RMS residuals of travel times (s)	P	0.12→0.09	0.10→0.07	0.10→0.06	0.12→0.10	0.14→0.11
	S	0.23→0.13	0.21→0.11	0.21→0.11	0.23→0.15	0.28→0.18

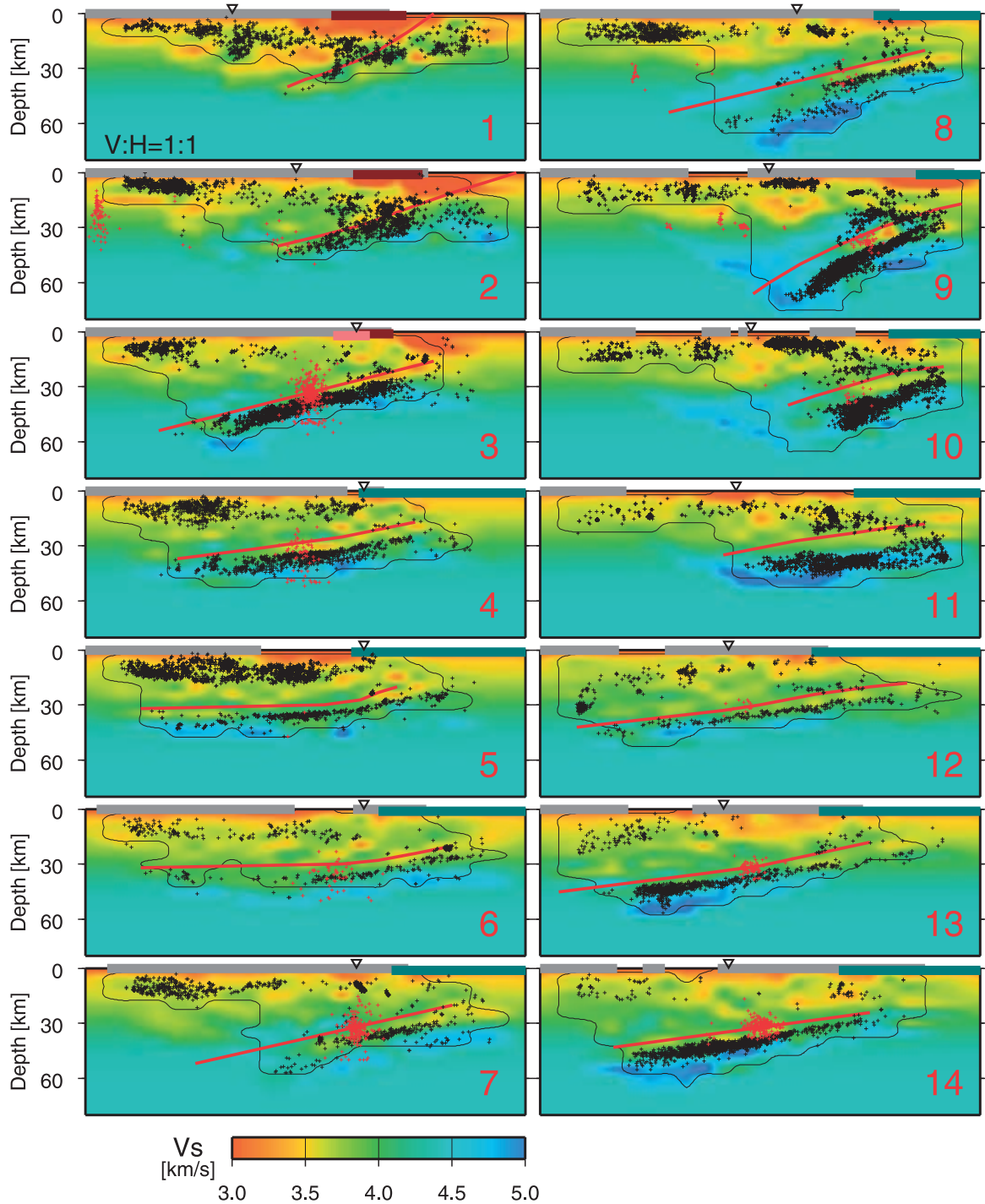


Fig. 3. Vertical cross sections of S-wave velocities (V_s) along the lines 1~28 in Fig. 2. Presently estimated location of the plate boundary is shown by red lines. Black crosses denote earthquakes relocated by the double-difference tomography. Red crosses denote non-volcanic deep low-frequency earthquakes [Obara (2002)]. Gray line denotes land area. Brown and pink lines denote the surface locations of the estimated locked zone or asperities [Matsumura (1996), Yagi *et al.* (1998)] and long-term slow slip events [Ozawa *et al.* (2002)], respectively. Blue lines denote the expected source region of the Tonankai earthquake and the Nankai earthquake [the Headquarters for Earthquake Research Promotion (2001)]. Red triangles denote active volcanoes. Open triangles denote the Japan Median Tectonic Line. Black thin lines represent DWS [Thurber and Eberhart-Phillips (1999)] is equal to 500. Rectangles on the panels from 18 to 25 show the area magnified in fig. 10.

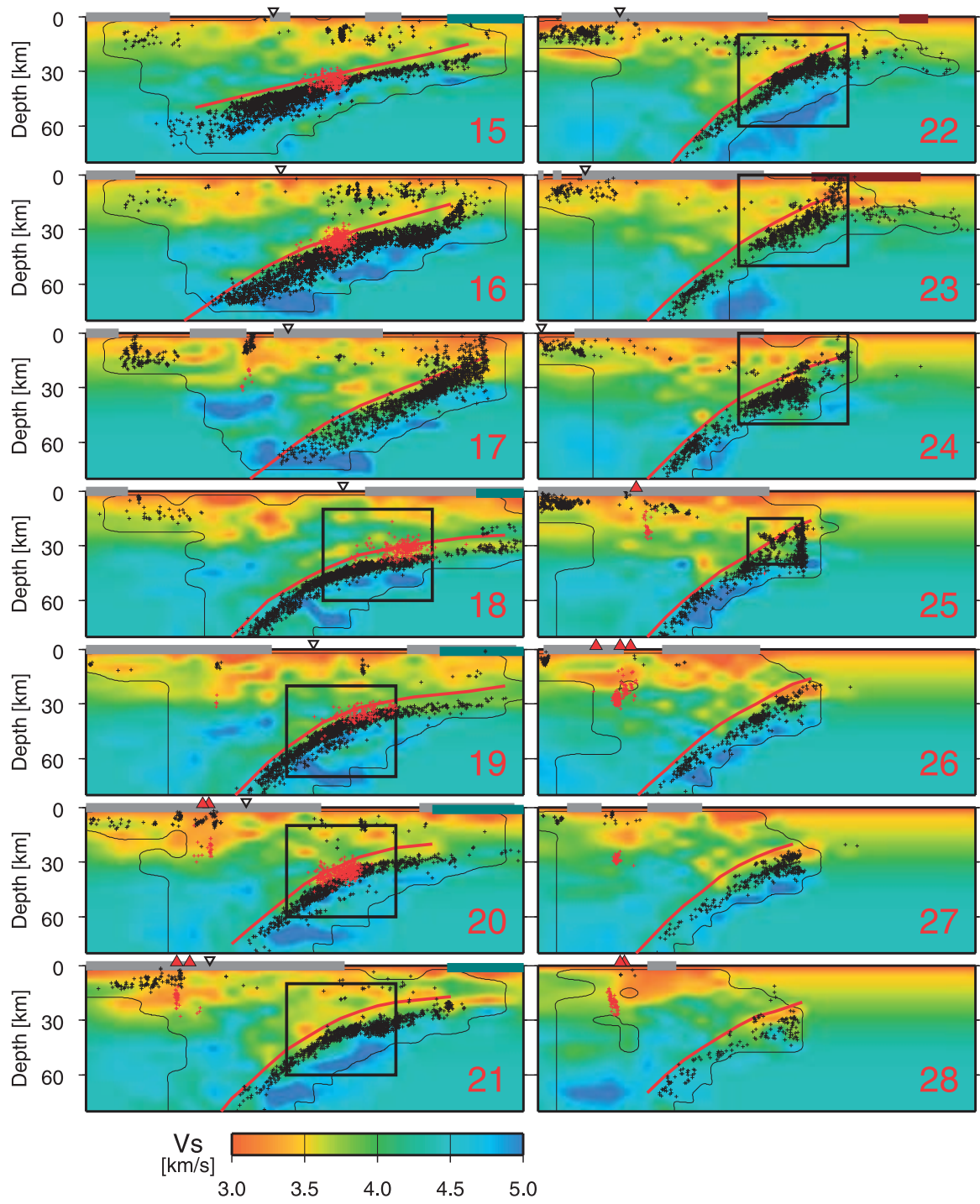


Fig. 3. Continued

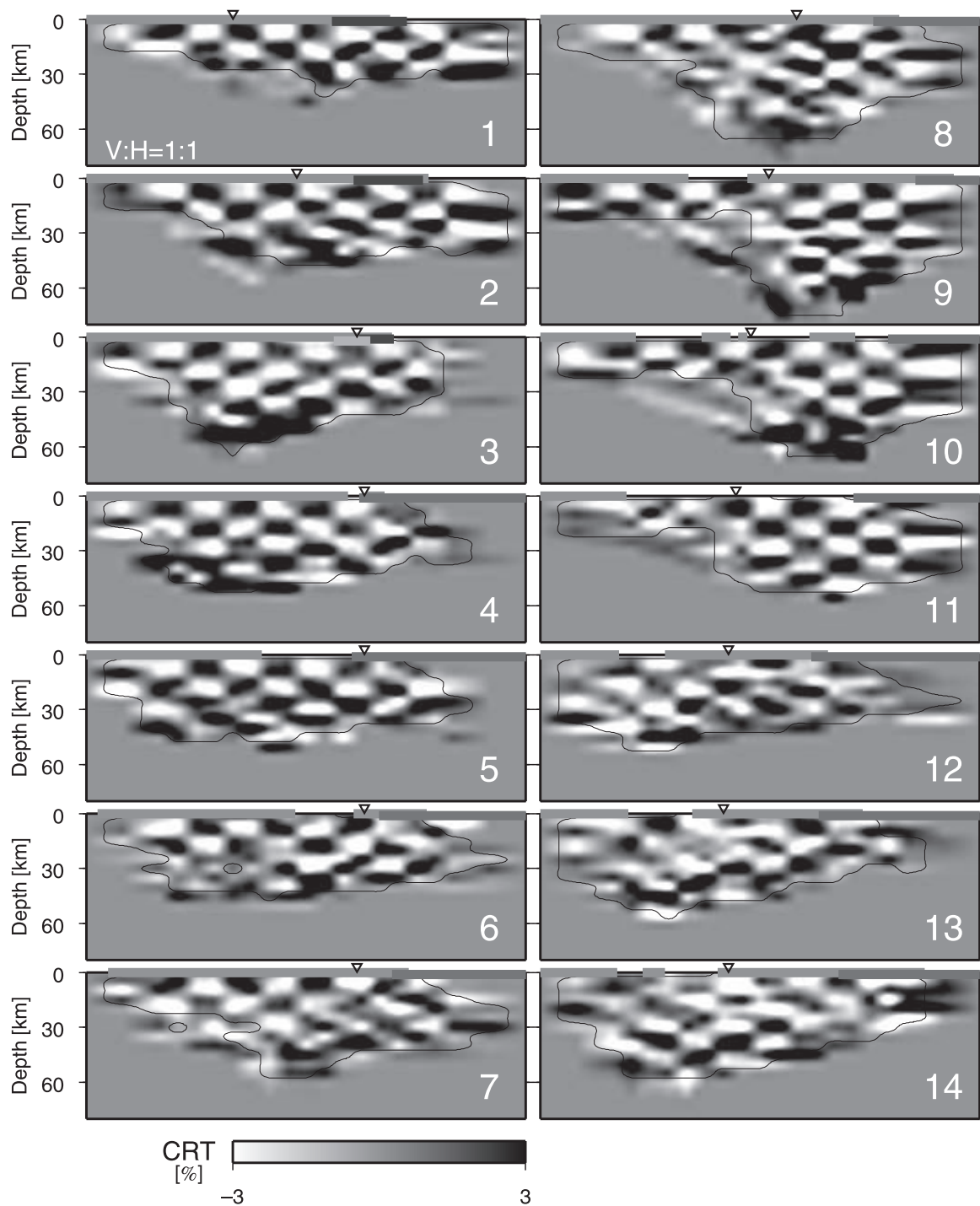


Fig. 4. Vertical cross sections of CRTs for V_s along the lines from 1 to 28 in Fig. 2. Other symbols are the same as those in Fig. 3.

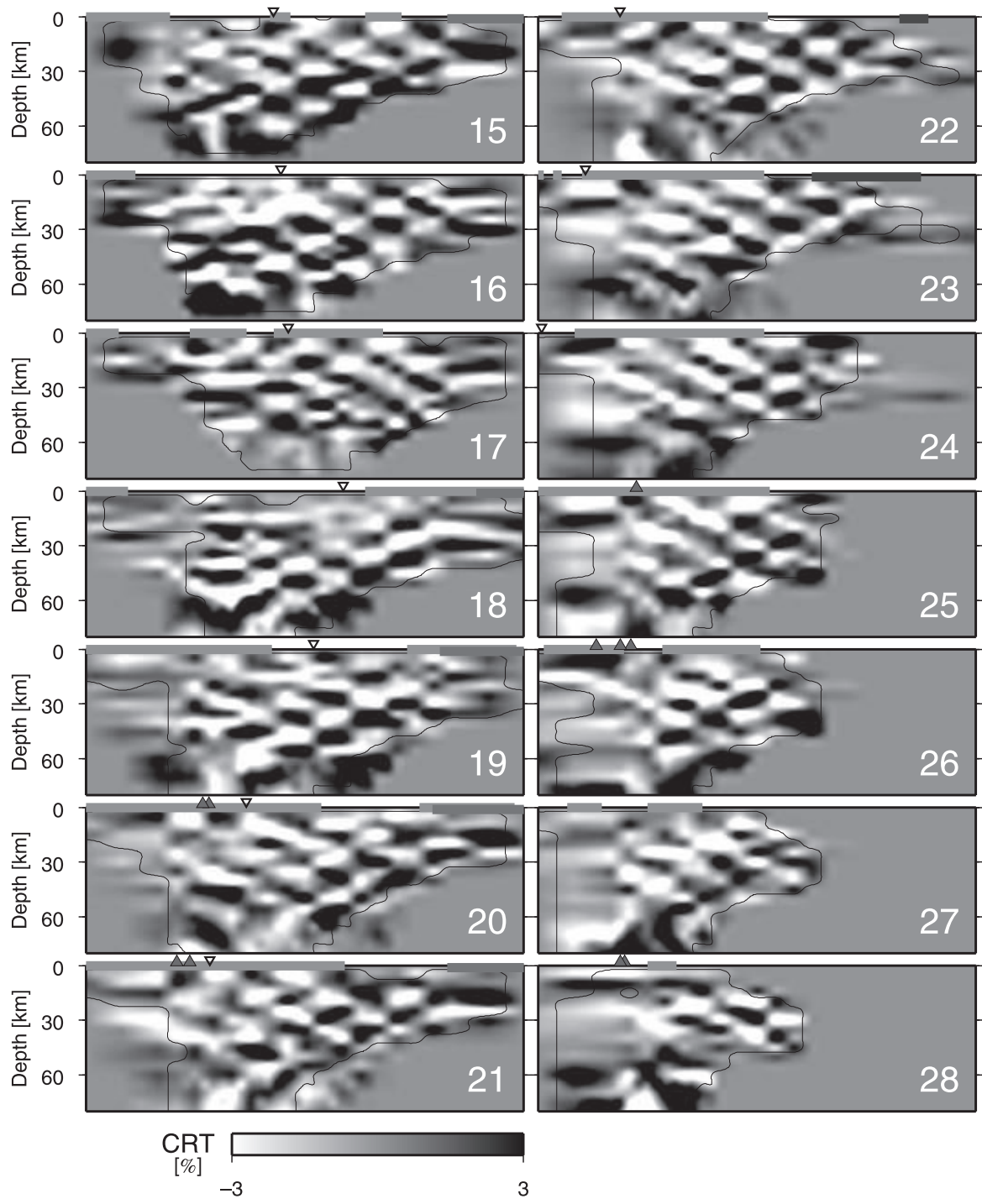


Fig. 4. Continued

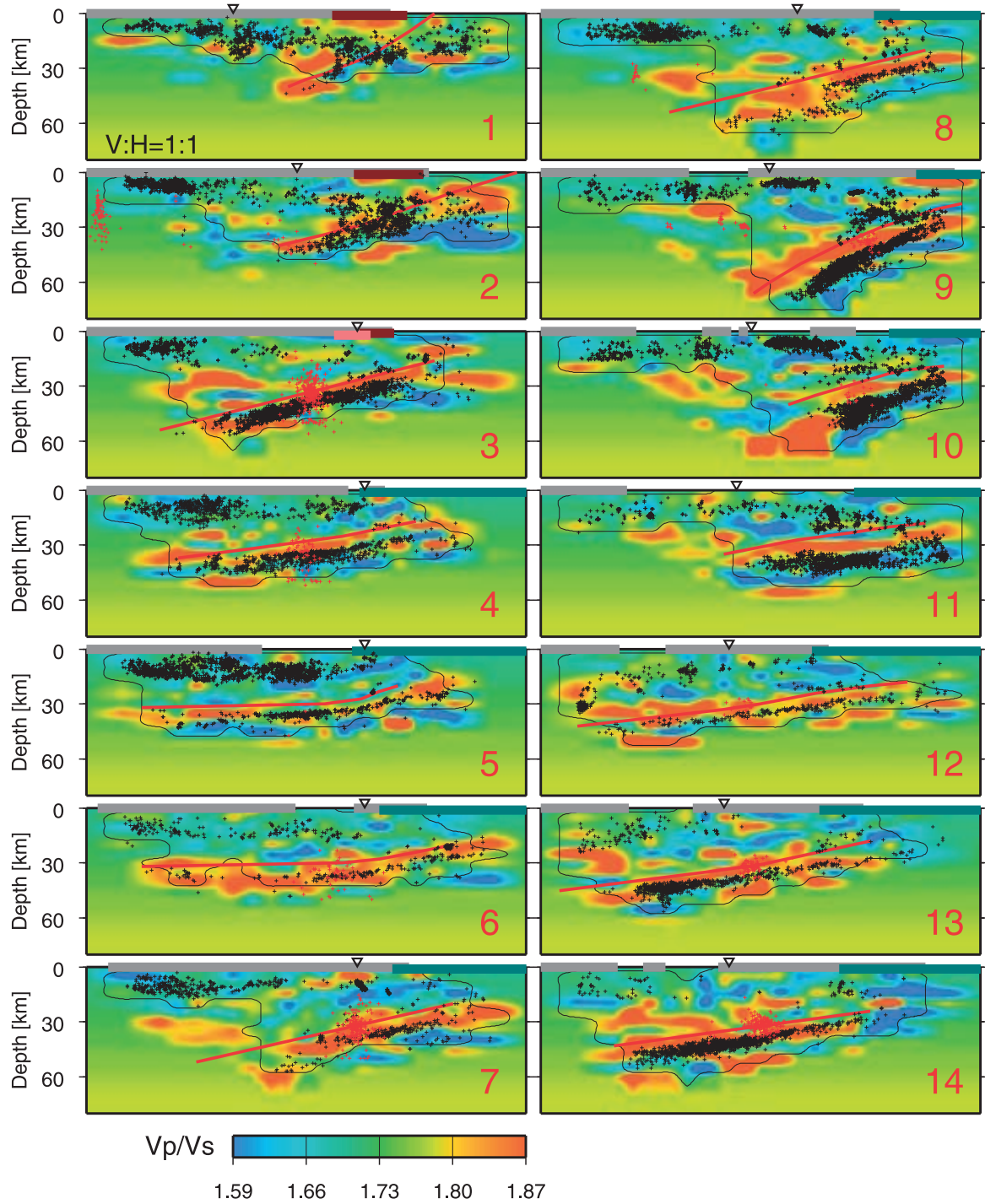


Fig. 5. Vertical cross sections of V_p/V_s along the lines from 1 to 28 in Fig. 2. Other symbols are the same as those in Fig. 3.

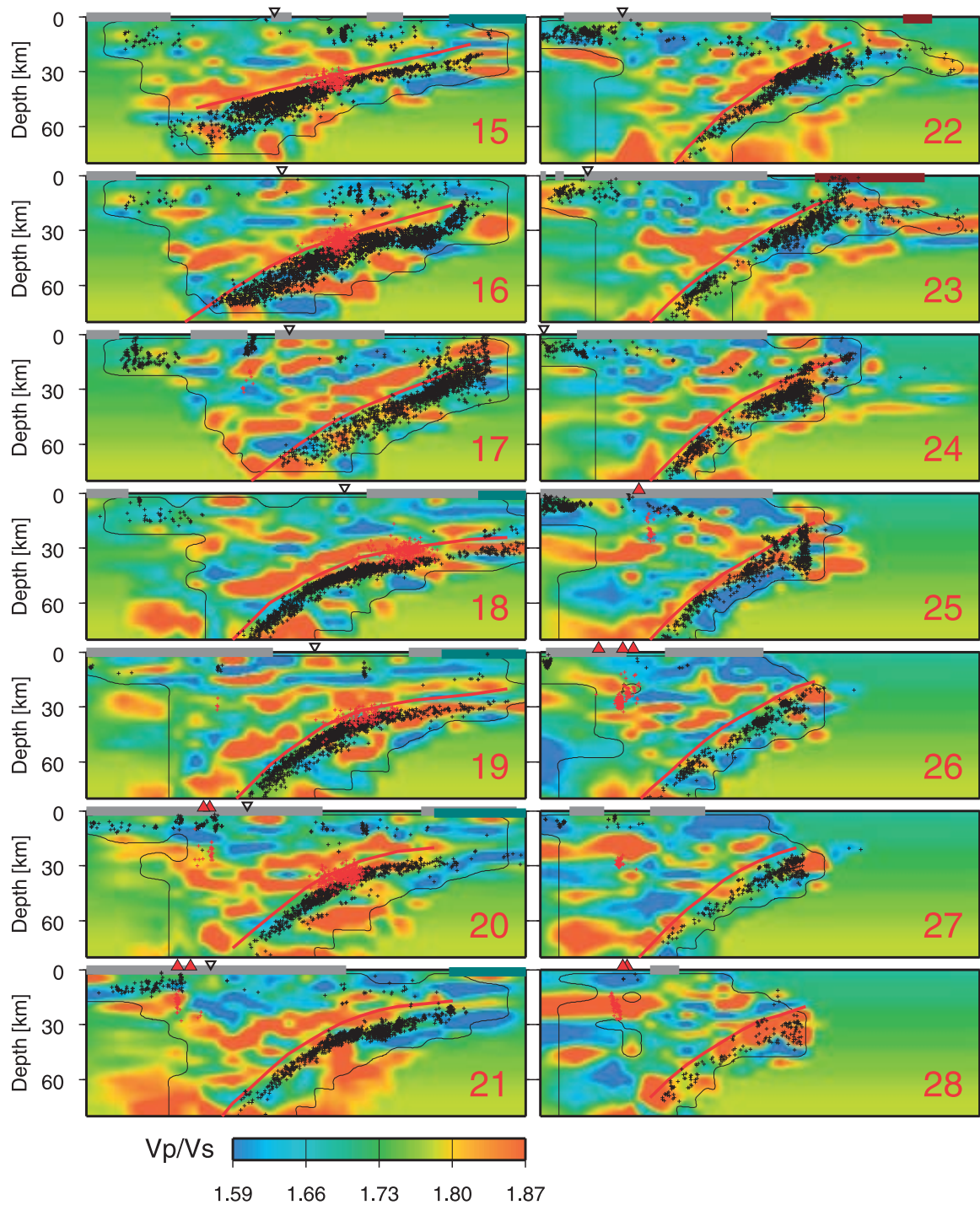


Fig. 5. Continued

DD Tomography 法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定 11

ンバージョンし、最初に与えた速度擾乱のパターンが再現されていれば、解の信頼度は高いと判断できる。本研究では水平方向、鉛直方向ともに隣り合う 2 グリッドを単位として、 $\pm 3\%$ の擾乱を与えた。また、読み取り誤差として、P 波には平均 0、標準偏差 0.05 秒、S 波には平均 0、標準偏差 0.1 秒のランダムノイズを加えた。S 波速度構造の CRT の結果を Fig. 4 に示す。おおむね戻りがよく、解が信頼できることがわかる。なお、図中の細実線は波線密度分布の指標となる Derivative Weighted Summation [Thurber and Eberhart-Phillips (1999)] で、500 のコンターを示している。この実線内であれば、CRT の戻りがよく、解の信頼性が比較的高いことがわかる。

Fig. 5 に、Fig. 2 の測線 1~28 に沿う V_p/V_s 比の鉛直断面の結果を示す。主な特徴としては、測線 1~14 (東海~四国西部) では、高 V_p/V_s 層がスラブ内地震の直上に厚さ数 km にわたって分布している。一方、測線 15 以降は、マントルウェッジに高 V_p/V_s 体が分布している。これについては、§4 で少し触れる。

3.2 屈折法地震探査で得られた構造との比較

3.2.1 東海地方

Fig. 6 に、Fig. 2 の測線 A における DD トモグラフィの結果を示す。P 波速度 (Fig. 6(a)) と S 波速度 (Fig. 6(b)) の分布の傾向は概ね同じで、低 V_s ・高 V_p/V_s 層 (Fig. 6(c)) がスラブ内地震活動の直上に厚さ数 km にわたって分布している。この測線に沿って行われた人工地震探査で得られたプレート境界面 [Kodaira *et al.* (2004)] を黒実線で図に重ねると、上記の低 V_s ・高 V_p/V_s 層の上端とほぼ一致する。このことから低 V_s ・高 V_p/V_s 層は海洋性地殻に対応すると推測される。なお、黒破線は陸のモホ面 [Kodaira *et al.* (2004)] を示しており、Kodaira *et al.* (2004) の $V_p=7.0$ km/s のコンターはほぼ同じ位置を通る。Fig. 6(a) に赤破線で、我々の解析で得られた陸の下の $V_p=7.0$ km/s のコンターを示すと、Kodaira *et al.* (2004) の速度構造の結果と整合していることがわかる。

3.2.2 紀伊半島

Fig. 7 に、Fig. 2 の測線 B に沿う V_p , V_s , V_p/V_s の鉛直断面を示す。ここでも測線 A に沿う鉛直断面 (Fig. 6) と同様に、スラブの地震活動の直上に厚さ数 km の低 V_s ・高 V_p/V_s 層がみられる。この測線に沿って行われた人工地震探査から得られたプレート境界面 [伊藤・他 (2005)] を黒実線で、レーシーバー関数解析から得られたスラブモホ面 [Yamauchi *et al.* (2003)] を緑実線でそれぞれ重ねて示している。深さ 30~40 km 付近では、これら両者に挟まれるように、スラブ地殻に対応すると思

われる低 V_s ・高 V_p/V_s 層が分布している。深さ 45 km 付近では、人工地震探査から推定されたプレート境界とレーシーバー関数から推定されたスラブモホ面が交差している。人工地震探査によると、深さ 40 km 付近から別の反射面 (Fig. 7 の破線) も存在しており [伊藤・他 (2005)]、高 V_p/V_s 層の上端とおおむね対応しているようにも見える。この地域は地震活動からもプレート形状が急変していることがわかるが、測線 B を挟む測線 8, 9 (Fig. 3, Fig. 5) で見ても、東側の測線 8 と西側の測線 9 の低 V_s ・高 V_p/V_s 層の傾きが明らかに異なっている。偶然にもその中間に位置する測線を取ったため、人工地震探査によるプレート境界やレーシーバー関数によるスラブモホ面が交差するなどの複雑な結果となったのであろう。

また、この地域では、スラブ内の二重地震面の他に、内陸の浅発地震とスラブ内地震に挟まれるかたちでさらに別の地震面 [Mizoue *et al.* (1983)] にならって、以後「中間層の地震」と呼ぶが存在しており、全体で三重面を形成している。なお、山岡・西原 (1997) や三好・石橋 (2004) は、スラブの二重地震面は伊勢湾付近でスラブが断裂し、東側のスラブが西側のスラブの上に重なっているためのものと解釈している。一方、三好・石橋 (2004) は連続するスラブの中の二重地震面である可能性も捨て切れないとした。本研究で再決定された震源 (Fig. 3 参照) のうち、二重地震面の下面は、地域によって地震活動度の違いはあるものの、伊勢湾から九州南部までその存在が読み取れる。したがって、二重地震面は、スラブが断裂し重なり合っているためにみられる見かけのものではなく、スラブの中で連続して分布していると考えられる。

3.2.3 四国東部

Fig. 8 および Fig. 9 に、Fig. 2 の測線 C および D に沿う V_p , V_s , V_p/V_s の鉛直断面をそれぞれ示す。ここでも測線 A (Fig. 6)、測線 B (Fig. 7) と同様に、スラブ内の地震活動の直上に厚さ数 km の低 V_s ・高 V_p/V_s 層がみられる。これらの測線に沿って行われた人工地震探査から得られたプレート境界およびスラブモホ面 [黒実線: Kodaira *et al.* (2000, 2002)] とレーシーバー関数解析から得られたスラブモホ面 [緑実線: Yamauchi *et al.* (2003), 紫実線: Shiomi *et al.* (2004)] を重ねて示す。ここでも、これら両者に挟まれるように、スラブ地殻に対応すると思われる低 V_s ・高 V_p/V_s 層が分布している。

この地域でも、前節と同様に中間層の地震が存在している。これらの地震のメカニズム解については、別の機会に紹介したい。

なお、四国西部域については、Shelly *et al.* (2006) が

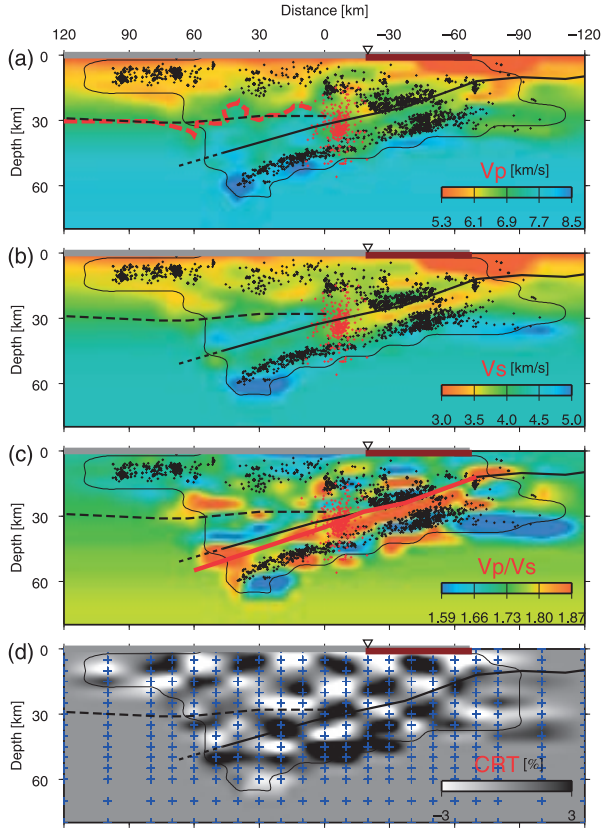


Fig. 6. Vertical cross sections of (a) P-wave and (b) S-wave velocities, (c) V_p/V_s ratio, and (d) CRTs for S-wave velocity, along the line A in Fig. 2. The color or black and white scale is shown at the bottom right in each figure. Solid black lines denote the plate boundary estimated by the seismic refraction survey [Kodaira *et al.* (2004)]. Red line in (c) shows presently estimated location of the plate boundary. Broken lines denote the island arc Moho [Kodaira *et al.* (2004)]. Red broken line in (a) denotes velocity contour of 7.0 km/s estimated in this study. Blue crosses in (d) denote grid points adopted in the inversion. Other symbols are the same as those in Fig. 3.

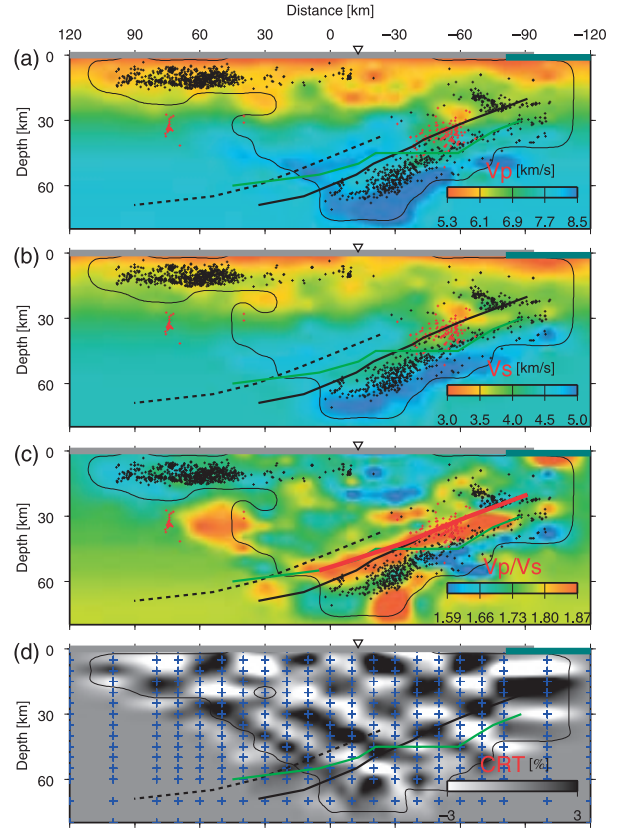


Fig. 7. Vertical cross sections of (a) P-wave and (b) S-wave velocities, (c) V_p/V_s ratio, and (d) CRTs for S-wave velocity, along the line B in Fig. 2. Solid black lines denote the plate boundary and broken lines denote another reflection plane estimated by the seismic refraction survey [Ito *et al.* (2005)]. The slab Moho imaged by receiver function analysis [Yamauchi *et al.* (2003)] is shown by green lines. Other symbols are the same as those in Fig. 3.

DD Tomography 法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定 13

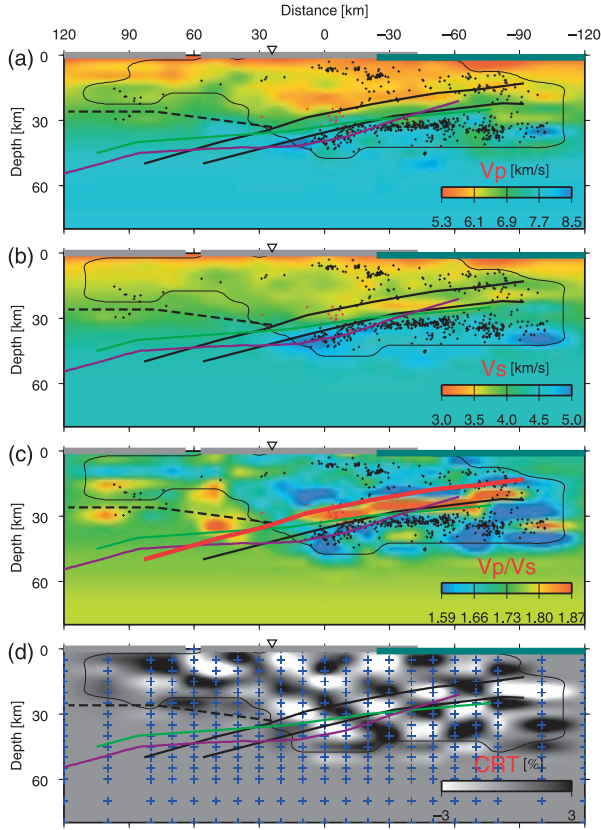


Fig. 8. Vertical cross sections of (a) P-wave and (b) S-wave velocities, (c) V_p/V_s ratio, and (d) CRTs for S-wave velocity, along the line C in Fig. 2. Solid black lines denote the plate boundary and the slab Moho estimated by the seismic refraction survey [Kodaira *et al.* (2002)]. Broken lines denote the island arc Moho [Kodaira *et al.* (2002)]. The slab Moho imaged by receiver function analysis [Yamauchi *et al.* (2003) and Shiomi *et al.* (2004)] are shown by green lines and purple lines, respectively. Other symbols are the same as those in Fig. 3.

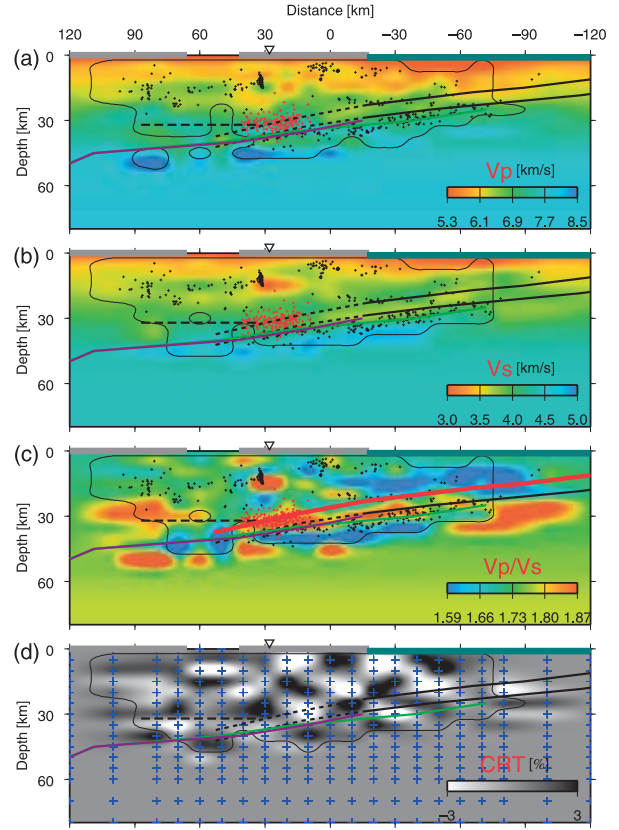


Fig. 9. Vertical cross sections of (a) P-wave and (b) S-wave velocities, (c) V_p/V_s ratio, and (d) CRTs for S-wave velocity, along the line D in Fig. 2. Solid black lines denote the plate boundary and the slab Moho estimated by the seismic refraction survey [Kodaira *et al.* (2000)]. Broken lines denote the island arc Moho [Ikami *et al.* (1982), Kodaira *et al.* (2000)]. Other symbols are the same as those in Fig. 8.

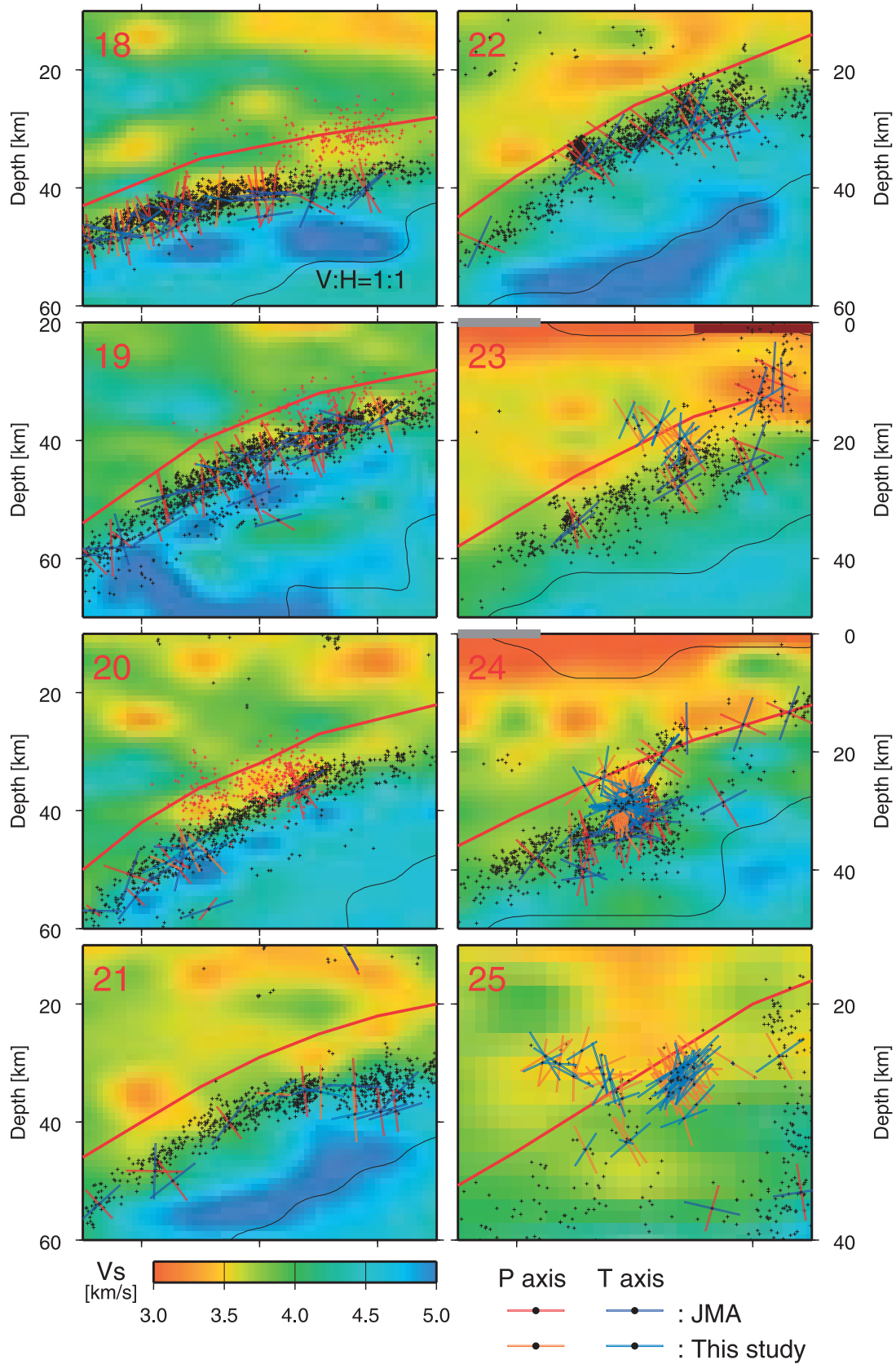


Fig. 10. Vertical cross sections of S-wave velocities, distribution of P -axis (red or orange) and T -axis (blue or light blue) of focal mechanisms derived from the first motion data, for the rectangles on the panels from 18 to 25 in Fig. 3. P and T axes of focal mechanisms newly determined in this study are shown by orange and light blue lines, respectively, while those determined by the JMA are shown by red and blue lines, respectively. Other symbols are the same as those in Fig. 3.

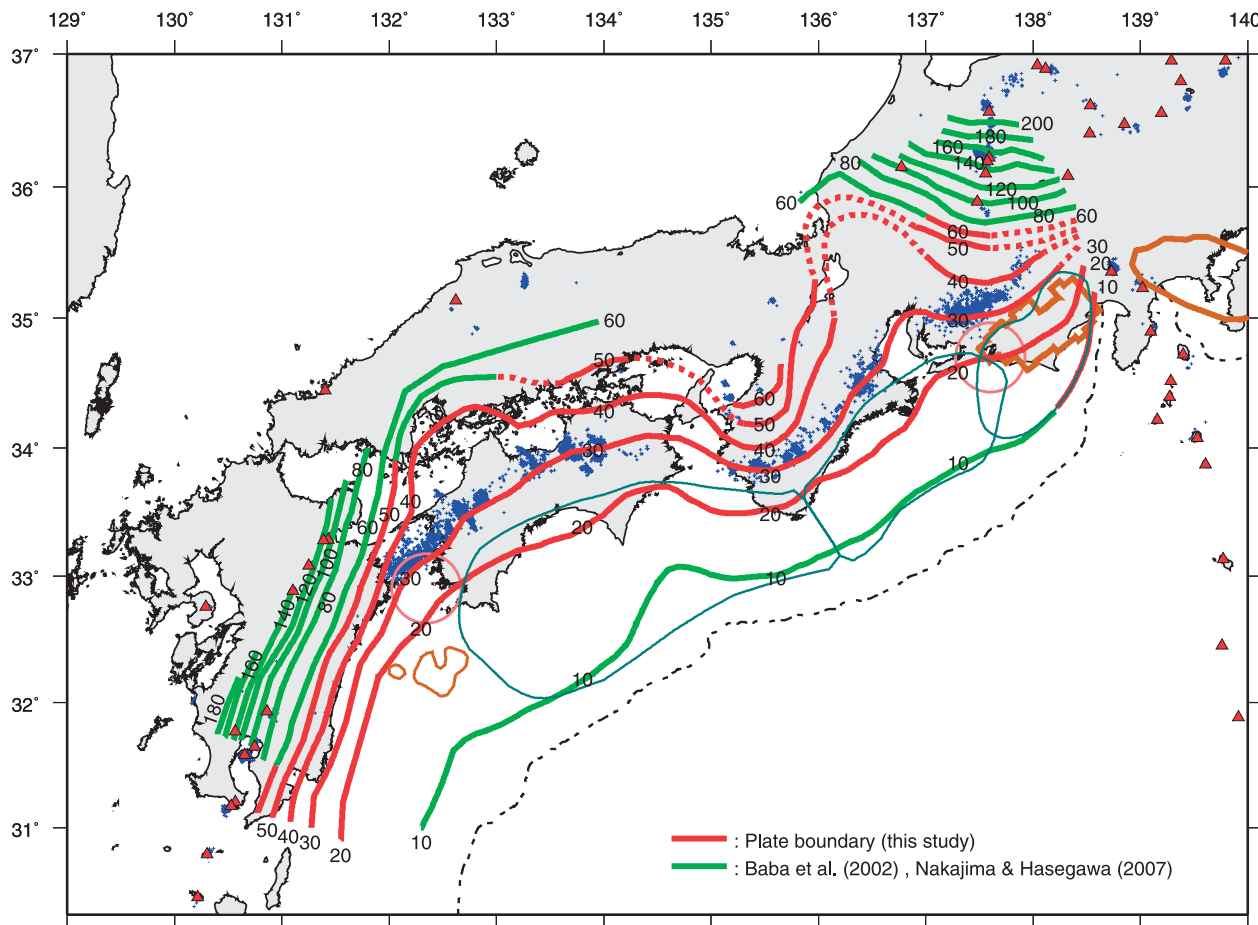


Fig. 11. Depth contour map of the upper boundary of the Philippine Sea slab with intervals of 10–20 km. Note that the iso-depth contour of 10 km is taken from Baba *et al.* (2002), in which the upper boundary of the Philippine Sea slab is estimated from off-shore reflection and refraction surveys, and iso-depth contours of 60–200 km are taken from Nakajima and Hasegawa (2007), in which the upper boundary of the Philippine Sea slab is estimated from seismic tomography. Blue crosses denote non-volcanic deep low-frequency earthquakes [Obara (2002)]. Other symbols are the same as those in Fig. 1.

低周波地震の波形もデータに加え，DD トモグラフィー法を用いて詳細に調べている．それによると，高間隙水圧を示すと推測される厚さ数 km の低 V_s ・高 V_p/V_s 層がイメージされ，その上端に低周波地震が北に傾斜した面状に分布し，下端にスラブ内地震が分布している．そして，低周波地震が分布する面をプレート境界としている．この結果は，本研究の結果と整合している．

§ 4. フィリピン海スラブ上面の形状

DD トモグラフィーで得られた速度構造と，人工地震探査により得られたプレート境界面やレシーバー関数解析により得られたスラブモホ面と比較することにより，低 V_s ・高 V_p/V_s 層は沈み込んだスラブ内の地殻に対応していると推定される．

Figs. 3, 5 からわかるように，ほとんどの地域で沈み込むスラブ内地震の直上に厚さ数 km の低 V_s ・高 V_p/V_s 層が分布しており，西南日本のフィリピン海スラブに共通の特徴といえる．この層がスラブ地殻に相当すると解釈して，スラブ上部境界の位置を推定した．なお，豊後水道から九州南部にかけての測線 15～28 では，マントルウェッジに顕著な高 V_p/V_s 域が存在し，スラブ地殻の高 V_p/V_s 域はあまり明瞭ではない．そこで，九州地方については主に低 V_s をスラブ地殻の指標とし， V_p/V_s 比はその補足という位置づけで，メカニズム解も参考にしてプレート境界を推定した．なお，気象庁が波形の初動極性の読み取りを行う地震の規模は，陸域ではおよそ $M3.2$ 以上，海域では $M4.0$ 以上となっており，我々が注目するプレート境界付近で発生している地震の

メカニズム解は規模が小さいために求められていないものもある。そこで、それら規模の小さな地震の波形を収集し、メカニズム解を求めた (Fig. 10)。九州下のスラブ内地震のメカニズム解は、ほとんどが沈み込む方向に主張力軸をもつ DE 型である [Wang *et al.* (2004)] が、測線 22 と 24 では低角逆断層の地震が発生しているため、それを基準にプレート境界を推定した。測線 25 では、深さ 25 km 付近に東 (図では右) へ傾き下がる陸の地震活動と思われるクラスタが存在している。このクラスタとそれに隣接した地震活動のメカニズム解は明らかに異なっているため、その間にプレート境界を置いた。残りの測線は、低 V_s (補足としての高 V_p/V_s) でプレート境界が推定できる。このようにして推定したプレート境界を Fig. 11 にコンターで示す。ただし、本研究によって推定できるプレート境界は、使用した震源および観測点分布から、およそ深さ 20~50 km の範囲に制限される。それより浅部については、Baba *et al.* (2002) が、海域のエアガン探査の結果をコンパイルして推定したプレート境界を、深部については、Nakajima and Hasegawa (2007) が、太平洋プレートやフィリピン海プレートの深発地震と広域の観測点を用いて地震波トモグラフィーで得られた高速度異常から推定したプレート境界を、それぞれ統合して Fig. 11 に示す。なお、Nakajima and Hasegawa (2007) では高速度異常からプレート境界を推定し、我々はスラブ地殻に相当する低 V_s ・高 V_p/V_s からプレート境界を推定しており、両者の結果が滑らかにつながる Fig. 11 は一見矛盾しているようにも見える。しかし Nakajima and Hasegawa (2007) の解析は、厚さ数 km の地殻を検出できるほどの分解能はないこと、我々の解析で得られた低 V_s ・高 V_p/V_s のスラブ地殻は、沈み込みに伴って高温・高圧下で水を放出し、より高密度の高速度体へと相転移すると考えられることの 2 点から、Nakajima and Hasegawa (2007) の解析によって得られた高速度異常に滑らかにつながることは問題がないと思われる。プレート境界の深さのコンターは、深さ 60 km までは 10 km 間隔、それ以深では 20 km 間隔としている。

§ 5. 議 論

人工地震探査から推定されたプレート境界の位置と自然地震の震源とを比較する場合は、注意が必要である。地震の震源位置は、仮定する地震波速度構造によって変わってくるからである。そこで相互に比較できるように、Kodaira *et al.* (2004) で得られた P 波速度構造を基本とした水平成層構造を仮定し、P 波の絶対走時のみを用いて測線 A に沿う地震の震源を再決定した (Fig. 12)。

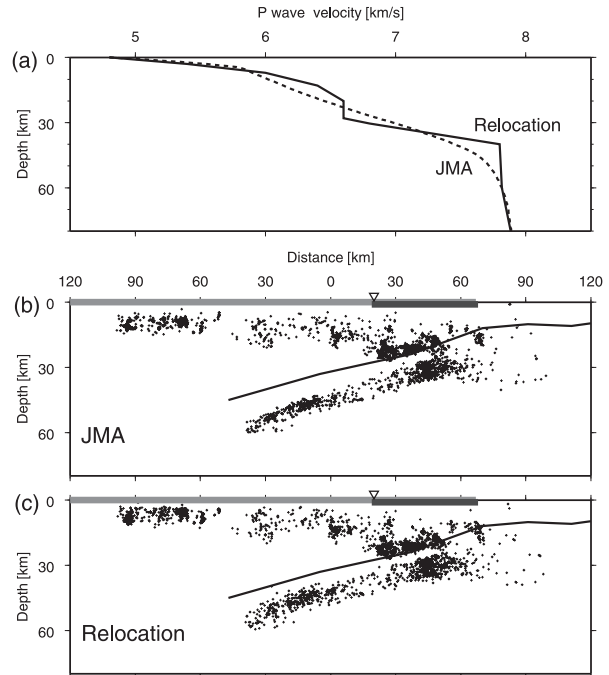


Fig. 12. (a) P-wave velocity structure used in hypocenter relocations (solid line) and that used by JMA (broken line). A simplified model of P-wave velocity structure by Kodaira *et al.* (2004) is used for the relocation. Vertical cross sections of (b) JMA's hypocenter locations and (c) relocated hypocenters along the line A in Fig. 2. Other symbols are the same as those in Fig. 3.

その結果、再決定後にスラブの震源が若干浅くなったものの、プレート境界面とスラブ内地震活動の上端には距離があると考えて差し支えないことが確かめられた。

松村 (1996) は、想定東海地震の固着域をスラブ内の微小地震活動および P 軸分布から推定した。上盤と下盤の間には非地震域がみられ、その下盤側ではスラブ内の地震活動が活発である。この非地震域が両プレートの固着域に相当し、上盤からの干渉によって、下盤側の地震活動が活発になっていると解釈している。Fig. 13 に、それら非地震域が特に顕著な測線 a, b [松村 (1996) の領域 g, h および i, j にそれぞれ相当] に沿う鉛直断面に V_p , V_s , V_p/V_s , メカニズム解の P 軸・T 軸を示す。松村 (1996) の固着域に対応して低 V_s ・高 V_p/V_s 層が分布しており、その上面がおよそプレート境界と考えられる。なお、本研究で推定したプレート境界付近 (深さ 20~25 km, 横軸 -40~-15 km 付近) に、 $M3.0$ 未満の小規模な地震が中間層の地震として面状に分布している。これら中間層の地震がプレート境界で発生しているか否か

DD Tomography 法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定 17

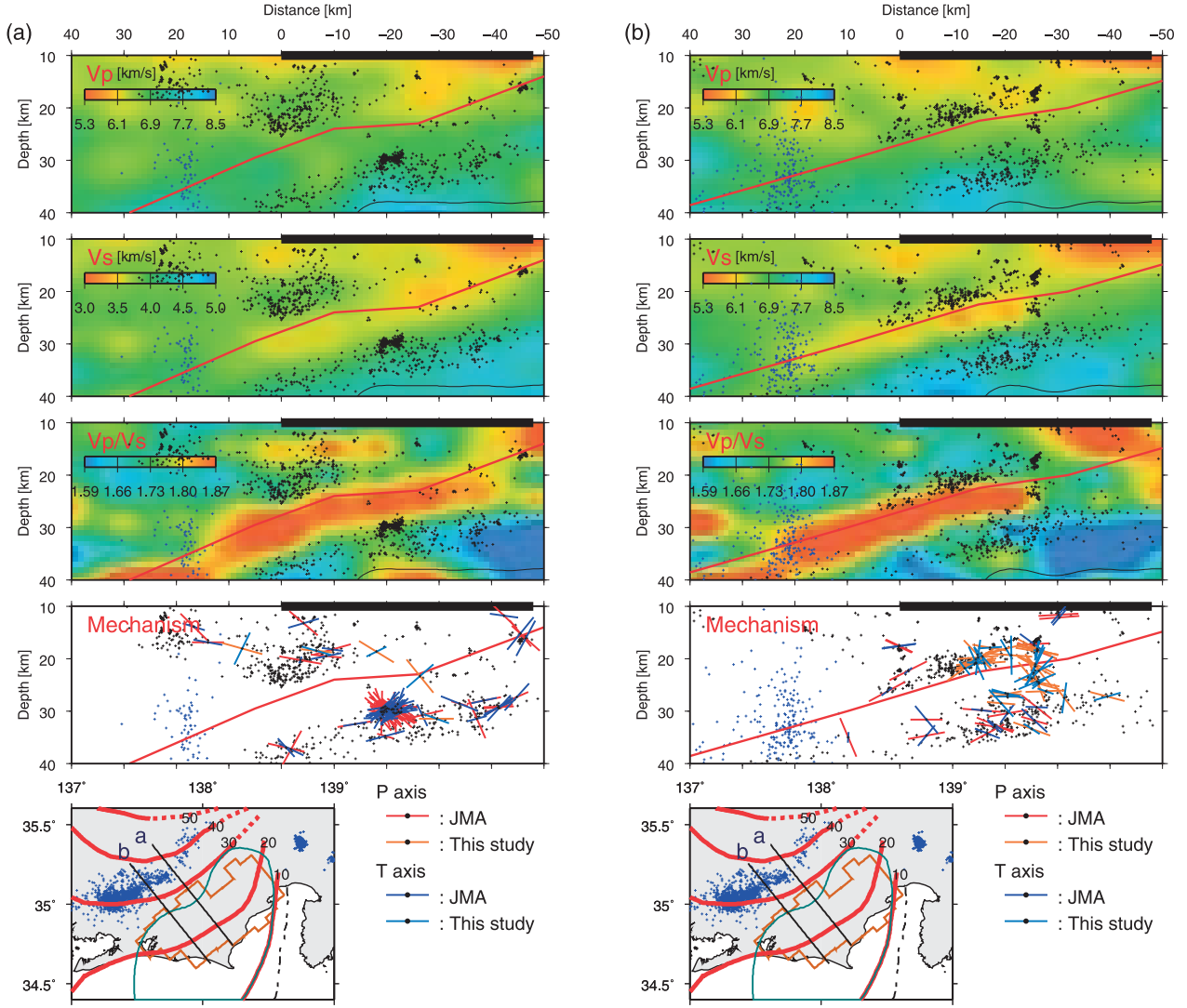


Fig. 13. Vertical cross sections of P-wave and S-wave velocities, and V_p/V_s ratio, distribution of P -axis (red or orange) and T -axis (blue or light blue) of focal mechanisms derived from the first motion data, along (a) the line a and (b) the line b in the inset map. Solid black lines on the top denote the estimated locked zone [Matsumura (1996)]. Red lines show presently estimated location of the plate boundary. Blue crosses denote non-volcanic deep low-frequency earthquakes [Obara (2002)].

はメカニズム解から判断されよう。そこで測線 a, b における $M1.0$ 以上の中間層の地震およびその周辺の地震の波形を収集し、メカニズム解を求めた。今回プレート境界型(低角逆断層型)として求めた地震は、2002 年 11 月 1 日の $M1.5$ 、2002 年 11 月 24 日の $M1.5$ 、2002 年 11 月 25 日の $M2.1$ の 3 個で、その他に気象庁で得られている解を加えた計 5 個の地震を結ぶようにプレート境界は存在していると考えられる。

Fig. 11 にみられるように、本研究で推定したプレート境界の深さ 30 km の等深線と深部低周波地震の分布はおおむね一致する。深部へ沈み込むスラブ地殻の含水鉱物は、温度・圧力条件に従って相転移する際に大量の水を放出する [Hacker *et al.* (2003)]. この脱水反応により供給された水の存在により、深部低周波地震・微動が発生すると考えられている [Obara (2002)]. なお、伊勢湾と紀伊水道では、深部低周波地震が発生していない。伊勢湾を縦断する測線 5 の S 波速度構造 (Fig. 3) および V_p/V_s 比 (Fig. 5) をみると、スラブ内地震直上の低 V_s ・高 V_p/V_s 層は他の地域に比べて明瞭ではない。そのため、脱水反応自体がこの付近で起こっていない可能性がある。一方、紀伊水道を縦断する測線 11 では、他の地域と同様にスラブ内地震直上の低 V_s ・高 V_p/V_s 層が明瞭で、流体の存在が示唆される。このことから、深部低周波地震の有無は単に流体の存在だけではなく、別の要因もからんでいると考えられる。深部低周波地震が発生しない地域の等深線はカーブを描き、プレート形状が急激に変化し、さらに紀伊水道ではプレートの相対運動方向と等深線が平行となっている。このプレート形状の変化が深部低周波地震の発生に影響しているのかもしれない。東海地域の浜名湖と豊後水道で発生した長期的スロースリップイベント [Hirose *et al.* (1999), Ozawa *et al.* (2001, 2002), Miyazaki *et al.* (2006)] は、等深線 20 ~ 30 km に位置している。これらは深部低周波地震の活動度が特に高い領域の浅部に隣接している。

§ 6. 結 論

本研究では、西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートの構造と地震テクトニクスを理解を深めることを目的に、Double-difference Tomography 法を用いて、東海地方から九州南部にかけての地殻・上部マントルの 3 次元地震波速度構造を推定し、同時に震源を再決定した。以下に、得られた主な結果を記述する。

1. 東海地域から九州南部に至るほとんどの地域で、スラブ内の地震活動の直上に、プレートの沈み込む方向に傾斜した厚さ数 km の低 V_s ・高 V_p/V_s 層が存在することが明らかになった。

2. 人工地震探査の結果と比較すると、このプレートの沈み込む方向に傾斜した厚さ数 km の低 V_s ・高 V_p/V_s 層はスラブ地殻に対応していると考えられる。この低 V_s ・高 V_p/V_s 層の上端がプレート境界と推定されることから、本研究により東海地域から九州に至る広い領域にわたって、フィリピン海スラブの形状が明らかになった。

3. スラブ内地震のほかに、いくつかの領域では、今回推定したプレート境界付近に面状に分布する中間層の地震がみられる。

謝 辞

トモグラフィ解析には、Wisconsin 大学の H. Zhang 博士、C. H. Thurber 博士のプログラム tomoDD を使用しました。データは基盤観測網に基づく気象庁一元化震源の走時データを用いました。平原和朗氏と匿名の査読者からは有益なコメントをいただきました。また、図の作成には P. Wessel 博士と W. H. F. Smith 博士による GMT を使用しました。ここに記して感謝します。

文 献

- Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira, 2002, The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132**, 59–73.
- 中央防災会議, 2001, 「東海地震に関する専門調査会」報告書, <<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/20011218/siryou2-2.pdf>> (参照 2006-11-15).
- Grand, S. P., 1987, Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American plate, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14065–14090.
- Hacker, B. R., S. M. Peacock, G. A. Abers, and S. D. Holloway, 2003, Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2030, doi: 10.1029/2001JB001129.
- Heki, K. and S. Miyazaki, 2001, Plate convergence and long-term crustal deformation in Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2313–2316.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, 1999, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237–3240.
- 伊神 輝・伊藤 潔・佐々木嘉三・浅野周三, 1982, 1975 年 3 月坂出沖爆破地震動観測による四国の地殻構造, *地震*, **35**, 367–375.
- Ishida, M., 1992, Geometry and relative motion of the

DD Tomography 法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定 19

- Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489–513.
- 伊藤 潔・廣瀬一聖・上野友岳・澁谷拓郎・梅田康弘・佐藤比呂志・岩崎貴哉・平田 直・阿部 進・川中卓・井川 猛, 2005, 新宮－舞鶴測線地殻構造探査に基づく地震波反射面とフィリピン海プレート, 地震学会講演予稿集, B018.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001, 南海トラフの地震の長期評価について, 〈http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01sep_nankai/index.htm〉, (参照 2006-11-15).
- Kodaira, S., N. Takahashi, J. Park, K. Mochizuki, M. Shinohara, and S. Kimura, 2000, Western Nankai Trough seismogenic zone: Results from a wide-angle ocean bottom seismic survey, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5887–5905.
- Kodaira, S., E. Kurashimo, J. Park, N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, T. Iwasaki, N. Hirata, K. Ito, and Y. Kaneda, 2002, Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone, *Geophys. J. Int.*, **149**, 815–835.
- Kodaira, S., T. Iidake, A. Kato, J. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda, 2004, High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough, *Science*, **304**, 1295–1298.
- 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, **54**, 489–505.
- 松村正三, 1996, 微小地震分布から推定した東海地震の想定震源域と応力場の変化, 月刊地球, 号外 14, 81–92.
- Miyazaki, S. and K. Heki, 2001, Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, **106**, 4305–4326.
- Miyazaki, S., P. Segall, J. J. McGuire, T. Kato, and Y. Hatanaka, 2006, Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake, *J. Geophys. Res.*, **111**, B03409, doi: 10.1029/2004JB003426.
- 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, **57**, 139–152.
- Mizoue, M., M. Nakamura, N. Seto, Y. Ishiketa, and T. Yokota, 1983, Three-layered distribution of micro-earthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula, southwestern Honshu, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **58**, 287–310.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, 2007, Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *J. Geophys. Res.* (in press).
- 野口伸一, 1996, 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス, 地震 2, **49**, 295–325.
- Obara, K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679–1681, doi: 10.1126/science.1070378.
- Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara, 2004, Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23602, doi: 10.1029/2004GL020848.
- Ozawa, S., M. Murakami, and T. Tada, 2001, Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, **106**, 787–802.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009–1012.
- Seno, T., S. Stein, and A. E. Gripp, 1993, A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941–17948.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura, 2006, Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, **442**, 188–191, doi: 10.1038/nature04931.
- 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.*, **109**, B04308, doi: 10.1029/2003JB002774.
- Thurber, C. and D. Eberhart-Phillips, 1999, Local earthquake tomography with flexible gridding, *Comp. Geosci.*, **25**, 809–818.
- 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－, 験震時報, **65**, 123–134.
- Wald, D. J. and P. G. Somerville, 1995, Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: Geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 159–177.
- Wang, K., I. Wada, and Y. Ishikawa, 2004, Stresses in the subducting slab beneath southwest Japan and relation with plate geometry, tectonic forces, slab dehydration, and damaging earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **109**, B08304, doi: 10.1029/2003JB002888.
- Wei, D. and T. Seno, 1998, Determination of the Amurian plate motion, in “Mantle dynamics and plate interactions in East Asia,” ed. by M. F. J. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, and T.-Y. Lee, *Geodynamics Series*, 27, AGU, Warhington D.C., 337–346.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **72**, 441.
- 八木勇治・菊池正幸・吉田真吾・山中佳子, 1998, 1968

- 年 4 月 1 日, 日向灘地震 ($M_{JMA}7.5$) の震源過程とその後の地震活動との比較, 地震 2, **51**, 139–148.
- 山岡耕春・西原真仁, 1997, 中部地方の火山活動と沈み込んだフィリピン海プレートの形状, 火山, **42**, S131–S138.
- 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, **55**, 59–64.
- Zhang, H. and C. H. Thurber, 2003, Double-Difference Tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California, Bull. Seism. Soc. Am., **93**, 1875–1889.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi, 1992, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, J. Geophys. Res., **97**, 19909–19928.