

定常観測網から得られた首都直下の三次元地震波速度構造

松原 誠*・小原一成

(独)防災科学技術研究所

Three-dimensional Seismic Velocity Structure Beneath the Tokyo Metropolitan Area Obtained by a Routine Seismic Observation Network

Makoto Matsubara* and Kazushige Obara

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

Abstract

Many researchers have studied the three-dimensional seismic velocity structure beneath the Kanto region, central Japan using seismic tomography, because the structure is very complicated due to subducting of the Pacific and the Philippine Sea plates beneath the Eurasian plate. The Tokyo metropolitan area is located in the Kanto region. Initially, the subducting Pacific and Philippine Sea plates are imaged with high-velocity zones. With many data, the oceanic crust at the uppermost part of the subducting Philippine Sea plate was imaged clearly. After construction of the NIED Hi-net, the oceanic crust of the Pacific plate subducting to depths over 100 km was also imaged. A large low-velocity region at depths of 30–50 km beneath the central Kanto region in the east-west direction was found by many researchers. The reason for the low-velocity is considered to be the existence of a serpentinized mantle wedge, curling Eurasian crust, and thick oceanic crust of the Philippine Sea plate. A low-velocity zone at depths of 40–70 km beneath the eastern Kanto region with north-south direction was also found. The reason for this low-velocity is considered to be the existence of serpentinized mantle wedge and curling Philippine Sea plate. A high-density seismograph network, called MeSO-net, is under construction in this metropolitan region. The results with these data are expected to reveal a more detailed structure beneath the metropolitan area. We review former studies on the velocity structures beneath the Kanto region and note some characteristic structures beneath the Kanto region with results along arrays of MeSO-net.

Key words: seismic tomography, low-velocity oceanic crust, serpentinized mantle wedge, NIED Hi-net, MeSO-net

1. はじめに

関東地域の下では、ユーラシアプレートの下に東から太平洋プレートが、南からフィリピン海プレートが沈み込んでいる。これらのプレート境界や、プレート内部などにおいて、首都圏周辺では多くの被害地震が発生している（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004）。このような複雑な地下構造を推定し、地震発生場の全体像を把握するため、2007年度から、首都圏地震観

測網（以下、MeSO-net）の構築が進められている（例えば、平田・他, 2009; 笠原・他, 2009）。防災科学技術研究所（以下、防災科研）は、1979年から関東東海観測網（以下、KT-net）を構築し、微小地震観測網を運用してきた（例えば、浜田・他, 1982; Okada *et al.*, 2004）。また、兵庫県南部地震以降、高感度地震観測網（以下、Hi-net）を構築し、日本全国において地動の連続観測を行っている（例えば、Obara *et al.*, 2005; 汐見・他, 2009）。

*e-mail: mkmatsu@bosai.go.jp (〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1)

Hi-net のデータは即時に気象庁にも伝送され、緊急地震速報などにも活用されているほか、気象庁一元化震源を決める際にも用いられている。これらのデータを用いて、数多くの研究者により、地震トモグラフィ解析が行われ、関東地域の下の三次元地震波速度構造モデルが提唱されてきた。MeSO-net では、さらに 400 点の観測点が設置され、さらに詳細な速度構造が得られると期待されている。本小論では、これまでの関東地域の地震波速度構造の研究成果についてのレビューを行い、MeSO-net のアレイの鉛直断面 (Fig. 1) について Matsubara *et al.* (2005) により得られた結果を述べる。

2. 関東地域の特徴的な速度構造

関東地域の三次元地震波速度構造の推定は、様々な研

究者により行われている (例えば, Ishida, 1992; Matsubara *et al.*, 2005). 各研究結果における分解能やデータ数などを Table 1 に示す. 2001 年までは, 防災科研 KT-net のデータを用いて解析が行われてきた (Ishida, 1992; Ohmi and Hurukawa, 1996; Kamiya and Kobayashi, 2000; Sekiguchi, 2001; Kamiya and Kobayashi, 2007). その後は, 防災科研 Hi-net による検測値 (Matsubara *et al.*, 2005) や気象庁一元化震源カタログの検測値 (Wu *et al.*, 2007; 弘瀬・他, 2008) や東北大学における検測値 (Nakajima *et al.*, 2009) などを用いた解析も行われている. Ishida (1992) により, 沈み込むフィリピン海プレートや太平洋プレートが高速領域としてイメージされ, プレート上面境界が推定された. また, 伊豆弧付近の下に火山フロントに沿って伸びる低速領域も見出さ

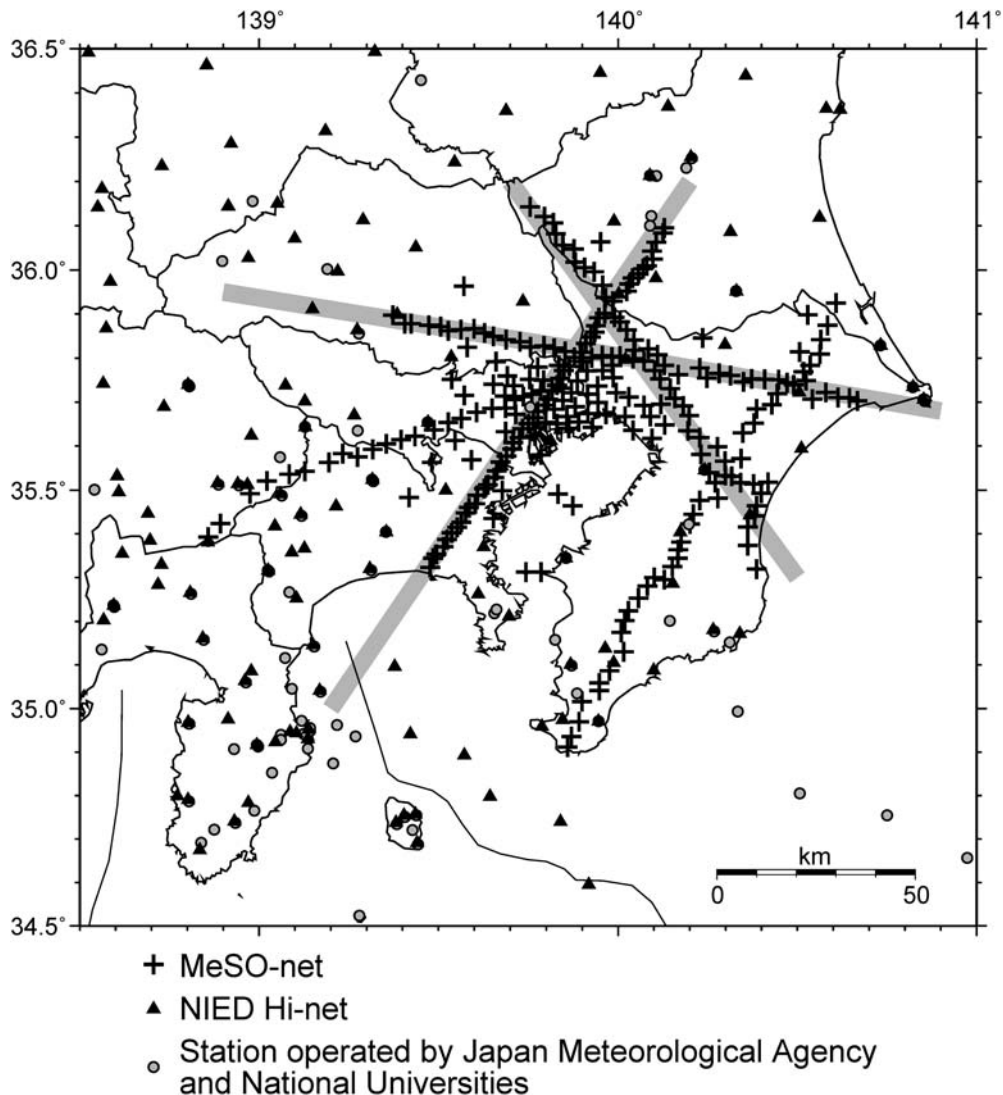


Fig. 1. Distribution of seismic stations. Crosses, triangles, and circles denote the stations of MeSO-net, NIED Hi-net, and the other organizations, respectively. Grey lines show the location of the cross sections in Figs. 2-4.

れている。その後、Ohmi and Hurukawa (1996) により関東中部に東西に伸びる低速度領域や関東東部に南北に伸びる低速度領域が見出され、その後の研究においてもいろいろな解釈がなされている。これらの点についての各研究における解釈を下記に述べる。

2.1 沈み込む太平洋・フィリピン海プレート

Ishida (1992) による防災科研 KT-net のデータを用いた P 波速度構造の解析により、沈み込む太平洋プレートとフィリピン海プレートが高速度領域として推定され、それぞれのプレート上面境界が推定された。深さ方向の分解能は約 30 km である (Table 1)。太平洋プレートは北緯 36 度付近で緩やかに凸に湾曲している構造が推定され、フィリピン海プレートは相模トラフ側では北東傾斜で沈み込んでいるが、沈み込んだ先では凹の形状になり太平洋プレートの上に載る状態になり、関東北東部においては北西傾斜で沈み込んでいる形状が推定された。

Ohmi and Hurukawa (1996) は、同様に防災科研 KT-net のデータを用いて P 波速度構造について高分解能な解析を行い (Table 1)、沈み込む太平洋プレートやフィリピン海プレートの最上部に低速度領域を見出し、低速度海洋性地殻と解釈した (2.2, 2.3 参照)。

Sekiguchi (2001) は防災科研 KT-net のデータを用いて、P 波・S 波速度構造についてさらに高分解能な構造を得た (Table 1)。沈み込むフィリピン海プレートが高速度領域としてイメージされ、高速度領域の上側に厚さ 10 km 程度の低速度領域が深さ 80 km 程度まで存在することを見出し、この低速度層は沈み込むプレート最上部の海洋性地殻と解釈した。水平断面図では、伊豆半島北西部に存在する低速度領域のためフィリピン海プレートの沈み込みが明瞭ではないが、鉛直断面では高速度領域が深さ 70~80 km まで連続的に存在することから、フィリピン海プレートは火山フロントを越えて非地震性スラブとして東海地域へ連続的に存在していると結論付けた。一方、太平洋プレートについては、関東地域の東部において海洋性地殻もイメージされ、東経 140.3° 付近では厚さ 10 km 以上に及ぶ結果が得られた。フィリピン海プレートを巻き込んでいるために厚く見える可能性や鉱物的な組成による可能性を指摘している (2.3 参照)。

Matsubara *et al.* (2005) は防災科研 Hi-net のデータを用いて P 波・S 波速度構造の解析をグリッドインバージョン (Matsubara *et al.*, 2004, 2005) により行った (Table 1)。沈み込むフィリピン海・太平洋プレート上面の低速度海洋性地殻を明瞭にイメージした。フィリピン海プレートは、最上部の海洋性地殻は低速度領域

として深さ 80 km 程度まで、マントル部は高速度域として深さ 100 km 程度まで明瞭にイメージングされ、深さ 100 km 付近で太平洋プレートと接触する様子がイメージングされている。この結果は、Sekiguchi (2001) と調和的である。フィリピン海プレート上面境界については、低速度層や地震活動などから、Ishida (1992) と比較して 5 km 程度浅く推定している。太平洋プレートの低速度海洋性地殻は深さ 120 km 付近まで連続的に明瞭にイメージングされている。領域を日本全国に広げた Matsubara *et al.* (2008) では、深さ 150 km 程度まで低速度海洋性地殻がイメージングされている。このことは、太平洋プレートの海洋性地殻の斑礫岩からエクログナイトへの変成が深くまで生じていないことを表していると考えられている。フィリピン海プレートの沈み込みにより太平洋プレート上面の温度上昇速度が一般的な沈み込み帯よりも遅くなることがシミュレーションにより指摘されており (Iwamori, 2000)、この結果はそれを示唆するものと結論付けた。このことは、後に、Hasegawa *et al.* (2007) によっても同様な結果が得られている。

Wu *et al.* (2006) は気象庁一元化震源のデータを用いて、P 波速度構造の解析を行い (Table 1)、フィリピン海プレートを +5% 程度の高速度でイメージングした。フィリピン海プレートは深さ 110~120 km において太平洋プレートと接触している。伊豆弧付近では地震活動が低くなり、東海地域に及ぶと再び活発な地震活動を伴って沈み込む様子を捉えた。伊豆弧の下においても高速度領域が見られるため、火山フロントの存在を考慮すると高温のため地震活動は低く、aseismic なスラブが沈み込んでいると考えている。関東地域東部においては深さ 50~70 km 付近の浅いところで太平洋プレートと接触し、地震活動も活発になっていることを指摘している。太平洋プレートの存在により沈み込みが制約され変形が大きくなり、さらに、冷たい太平洋プレートとの接触によりフィリピン海プレートのマントルウェッジが低温になり、一層地震活動が高められていると考えている。一方、太平洋プレートは +1% 程度の高速度でイメージングされた。

Shelly *et al.* (2006) は茨城県中部から福島県にかけての領域の P 波・S 波速度構造を Double-difference トモグラフィー法 (Zhang and Thurber, 2006) により推定している (Table 1)。沈み込む高速度な太平洋プレートと、その最上部に位置する低速度・高 V_p/V_s の海洋性地殻をイメージングしており、Matsubara *et al.* (2005) と調和的である。深さ 50~70 km においては沈み込む海洋性地殻の V_p/V_s は 1.95 程度であるが、深さ 70 km 以

Table 1. Comparison of the former studies investigating seismic velocity structure beneath the Kanto region.

First author	Year	longitude	latitude	depth	Number of event	P	Number of data	S	Number of station	Resolution longitude	Resolution latitude	depth	Manually picked system	Inversion style	Method of inversion
Ishida	1992	137-141	34-38	0-212	244		8692		0	66 0.25°	0.25°	30km	KT-net	block	Aki and Lee (1976)
Ohmi	1996	138.8-140.8	35-37	0-110	3,038		40763		0	41 4km	4km	4-10km	KT-net	block	Lees and Crosson (1989)
Kamiya	2000	136.8-141	33-37	0-600	12,489		282,000		90,276	0.1°	0.1°	8-10km	KT-net	grid	Hirahara (1988)
Sekiguchi	2001	136-141	34-37	0-400	15,139		560,322		510,116	0.05°	0.05°	5-10km	KT-net	block	Paige and Saunders (1982)
Matsubar	2005	138.6-141	34-37	0-200	15,214		422,799		369,596	0.1°	0.1°	5-10km	Hi-net	grid	Matsubara et al. (2004,2005)
Wu	2006	137-141	34-38	0-200	--		--		--	25km	25km	10km	JMA	grid	Benz et al. (1996)
Shelly	2006	139.5-141.75	36-37.5	0-160	3,513	$42,000^{+1}/2,070,000^{+1,2}$	$45,000^{+1}/2,330,000^{+1,2}$		60	30km	30km	15km	JMA	grid	Zhang and Thurber (2006)
Kamiya	2007	136.8-141.3	32.8-37.3	0-450	18,805		413,803		200,575	0.1°	0.1°	8-10km	KT-net	grid	Hirahara (1988)
Hirose	2008	137-141	34-38	0-212	20,667	$436,380/4,098,424^{*2}$	$400,603/3,784,559^{*2}$		179	10-15km	30-40km	5-20km	JMA	grid	Zhang and Thurber (2006)
Nakajima	2009	136-142	34-38	0-380	6,508		735,520		444,049	0.15-0.2°	0.15-0.2°	20km	Tohoku Univ.	grid	Zhao et al. (1992)

*1 approximate number

*2 the number of differential times

深では 1.85 程度になり、その値の低下は流体の解放によるものと推定している。その上側には高 V_p/V_s 領域が存在し、蛇紋岩化マントルウェッジではないかと考えている。

Kamiya and Kobayashi (2007) では防災科研 KT-net のデータを用いて P 波・S 波速度構造を推定した (Table 1)。フィリピン海プレートの沈み込みに伴い深さ 25–70 km に低速度領域をイメージし、下側の深さ 70 km まで至る低速度領域はフィリピン海プレートの低速度海洋性地殻と考えた。深さ 70 km 以深で低速度領域が不明瞭になることから、この付近で斑レイ岩からエクログナイトへの変成が生じていると推定している。また、彼らは、フィリピン海プレートの高速度領域の厚さが関東地域西部の下で急激に変化している様子をイメージした。相模トラフから東側では、厚さ 70 km の高速度域がフィリピン海プレートとして太平洋プレートの上に存在する一方、関東西部の下では高速度域の厚さは 25 km 程度に変化している。相模トラフから東側の厚いフィリピン海プレートは、島弧のため沈み込む前から厚い (瀬野, 1987) 可能性や、相模トラフから沈み込み北東へ進むフィリピン海プレートが東から西へ沈み込む太平洋プレートに押されることにより厚くなった (Hori, 2006) と考えられる。また、Kamiya and Kobayashi (2007) はその厚さから、断裂して 2 つの部分に分かれたプレートが重なり合っている可能性も指摘している。

この領域の地震活動を見ると、微小地震の震源が相模トラフから急傾斜に分布する領域でもあり、スラブ SG (SG は Sagami に由来) という新たな内部構造も提唱されている (江口, 2007)。

弘瀬・他 (2008) は気象庁一元化震源データを用いて P 波・S 波速度構造の推定を行った (Table 1)。西南日本と同様に (弘瀬・他, 2007)、厚さ数 km の低 V_s ・高 V_p/V_s なフィリピン海プレートの海洋性地殻をイメージし、関東中部で凹状になっている形状を推定した。トモグラフィーの結果の低速度異常の分布から推定しているため、地震活動から推定されていた境界よりも、東側で深く、西側で浅くなっている。

Nakajima *et al.* (2009) はデータ流通されている防災科研 Hi-net、気象庁、大学などの観測点の波形データを東北大学で読み取ったデータを用いて、P 波・S 波速度構造を推定した (Table 1)。フィリピン海プレートは、伊豆の北西側においても連続的に存在し、深さ 130–140 km 付近まで沈み込んでいるという結果を得た。フィリピン海プレートの高速度域をマントルとし、高速度域の下限

をフィリピン海プレートの下面として太平洋プレートの接触部を定義した。陸域における接触部の南西端は、野口 (2007) や Hasegawa *et al.* (2007) と一致し、浅間山の東から群馬・埼玉県中部を通り三浦半島東岸から房総半島西岸に至る領域である。北東端は、赤城山と日光白根山の間から、東南東へ延びる領域である。プレートの接触部、は関東平野の中部から東部に相当する領域であり、広く分布している。これらの海洋性プレートの接触により、太平洋プレート上面境界における地震の下限も東北沖の 50 km 付近から 80 km 付近へ変化している。フィリピン海プレート上面境界における地震活動の下限は 20–30 km から急激に深くなり深さ 60 km まで至り、東北沖の太平洋プレートでの地震活動の加減よりも深くなっている。これは、関東下には 48MA の古いフィリピン海プレートが沈みこんでいる (Seno and Maruyama, 1984) からであると考えている。

2.2 関東中部の東西に伸びる低速度領域

関東地域の北緯 35.5–36° の深さ 30–50 km 付近付近には、東西に伸びる低速度領域が存在する (Fig. 2)。Ohmi and Hurukawa (1996) は、北緯 36° 付近に東西に広く分布する低速度領域を見出した。これは、深さ 25–30 km では山梨県から東京都にかけて存在し、深さ 60 km 程度まで続き、深くなるにつれて低速度領域は北へ移動することから、沈み込むフィリピン海プレートの伊豆・小笠原弧の厚い地殻であると考えた。Kamiya and Kobayashi (2000) では、この低速度領域のうち、深さ 40 km より深い下側の領域は Poisson 比が 0.25 (V_p/V_s が 1.73) 程度であるためフィリピン海プレート最上部の低速度海洋性地殻と考えられるが、深さ 25–40 km の浅い領域には、Poisson 比が 0.3 (V_p/V_s が 1.87) 以上になっており、場所によっては Poisson 比が 0.35 (V_p/V_s が 2.08) に達することから、Christensen (1972) の橄欖岩の蛇紋岩化率と地震波速度の関係式を用いて蛇紋岩化ウェッジマントルが存在すると考えた。蛇紋岩はすべりやすい物質であるため地震活動も低く調和的である。この領域は Sekiguchi (2001) は、Kamiya and Kobayashi (2000) と同様に防災科研 KT-net のデータを用いて解析を行い、同様に低速度領域を得ているが、Poisson 比は大きくても 0.3 (V_p/V_s が 1.87) 程度であり、極端に大きな Poisson 比の領域が広範囲に存在するという結果は得られなかった。両者には、グリッドインバージョンとブロックインバージョンという手法の違いがあるが、同種のデータを用いてこのように異なる結果が得られている。Matsubara *et al.* (2005) では、防災科研 Hi-net のデータを用いて解析を行い、 $V_p=7.3$ km/s、 $V_s=3.9$

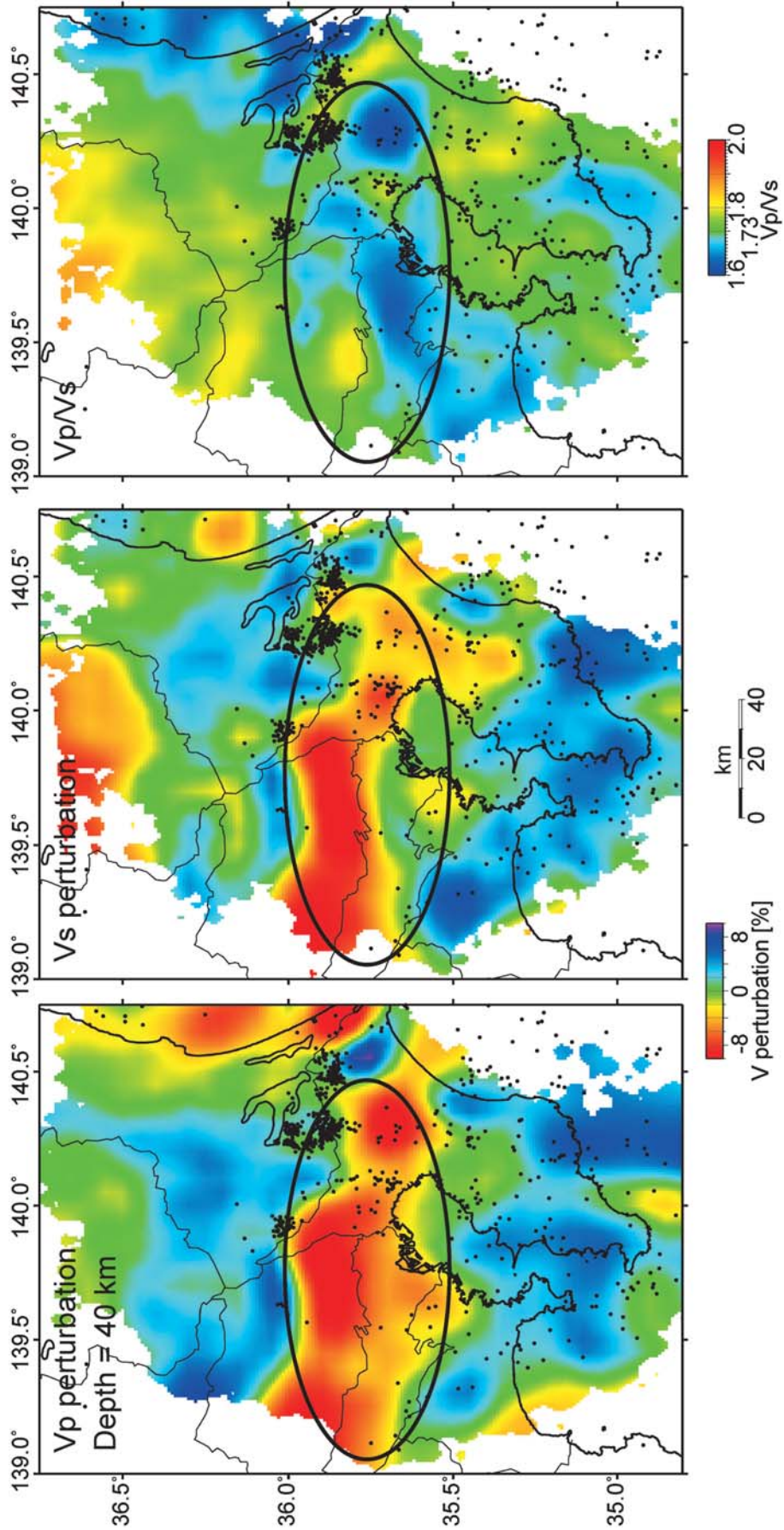


Fig. 2. Map view of Vp and Vs perturbation, and Vp/Vs at a depth of 40 km (Matsubara *et al.*, 2005).

km/s, $V_p/V_s=1.87$ 程度であり, V_p/V_s は Sekiguchi (2001) と同程度であるという結果が得られ, 厚さ 10 km 程度の領域は 20% 程度蛇紋岩化したマントルウェッジが存在すると解釈した. Matsubara *et al.* (2008) においても同様な結果が得られている. Wu *et al.* (2006) は, 気象庁一元化のデータを用いて P 波速度の解析を行い, 同様に低速度領域をイメージングした. 彼らは, 深さ 30~50 km の低速度領域は, ユーラシアプレートの物質がフィリピン海プレートの沈み込みによって深いほうへ巻き込まれているために低速度領域になっていると考えている. 弘瀬・他 (2008) は, Kamiya and Kobayashi (2000; 2007) と同様に高 V_p/V_s 域という結果から, 蛇紋岩化していると考えている. Nakajima *et al.* (2009) では, ユーラシアプレートのモホ面の深さを考慮し, 蛇紋岩化していると仮定した場合でも, 非常に小さい領域に限られるとしている.

深さ 20~50 km における低速度かつ高 V_p/V_s 域に存在する物質が, 蛇紋岩化したウェッジマントルであるか, 流体を含んだ下部地殻であるかということについて, P 波速度と V_p/V_s の値から区別することができる (Matsubara *et al.*, 2009; 松原・小原, 2010). 例えば, 下部地殻を構成する主な岩石である玄武岩が角閃石へ変成した場合, Christensen (1996) によれば 1GPa 下において P 波速度は 7.05 km/s であり, V_p/V_s は 1.75 程度である. 一方, その領域の物質が低温変成した蛇紋岩化マントルウェッジであるとする, $V_p=7.5$ km/s, $V_s=4.1$ km/s の場合 $V_p/V_s=1.83$ 程度になり, 20% 蛇紋岩化した橄欖岩が存在すると考えることができる (Christensen, 1972). さらに速度が低く $V_p=6.5$ km/s の時は, $V_s=3.4$ km/s, $V_p/V_s=1.91$ 程度になり, 45% 程度蛇紋岩化した橄欖岩が存在する領域はさらに低速度かつ高 V_p/V_s 域となる. このような関係から, $V_p=6.5$ km/s の領域で V_p/V_s が 1.9 に至らない場合は下部地殻物質に流体などが存在していると考えられ, V_p が 7.1 km/s を超える場合は角閃石の最大速度を超えるため, 蛇紋岩化ウェッジマントルが存在すると考えることができる.

Matsubara *et al.* (2005) では, 低速度かつ高 V_p/V_s 域の $V_p=7.3$ km/s と得られたため, 20% 程度蛇紋岩化したマントルウェッジの存在を推定しているが, MeSO-net による結果から, この領域の地震波速度の詳細が推定され, 関東地震のアスペリティの深端との関係が詳細に解明されることが期待される.

2.3 関東東部の南北に伸びる低速度領域

関東地域の東経 140.2~140.6° の深さ 40~70 km 付近には, 東西に伸びる低速度領域が存在する (Fig. 3).

Ohmi and Hurukawa (1996) は, 関東地域の東部において, 深さ 45 km~60 km に至る領域で南北に伸びる低速度領域の存在を見出した. この低速度領域は, 深くなるにつれて西へ移動することから, 太平洋プレート最上部の低速度海洋性地殻と推定した. Sekiguchi (2001) も, 南北に連なる低速度領域の存在を指摘し, フィリピン海プレートが太平洋プレートの沈み込みにより巻き込まれたものか, 太平洋プレートの低速度海洋性地殻のどちらの可能性も指摘している.

Sekiguchi (2001) では, 深さ 35~40 km の Poisson 比が示されているが, 千葉県北部における東経 140.2 度付近において境界が見られ, Poisson 比は東側で 0.30 以上の領域が存在し, 西側では 0.25 以下に領域が分布している. Matsubara *et al.* (2005) では, 深さ 30 km における V_p/V_s 構造が示されているが, 同様に, 東経 140.3 度付近で境界があり, 東側でやや高い V_p/V_s 域, 西側では低 V_p/V_s 域という傾向が見られ, さらに, 北緯 35.75 度での東西断面図でも, 低速度かつ低 V_p/V_s 域が広がっている. Shelly *et al.* (2006) によると, 茨城県中部における沈み込む太平洋プレートの上側のフィリピン海プレートが存在すると考えられる領域の V_p/V_s は 1.7 付近の値になっている. V_p/V_s が低いことを考えると, 蛇紋岩化したウェッジマントルが存在を考えるのは難しい. 低速度かつ低 V_p/V_s 域は Takei (2002) によれば, 水が高 aspect 比で存在する場合に考えられる. この関係を用いて, 例えば Matsubara *et al.* (2004) は東北脊梁山地において, Nakajima and Hasegawa (2007) や松原 (2008) は中部地方の下部地殻において水が存在する可能性がある と解釈している. この領域についても, 低速度・低 V_p/V_s である場合は, 同様に考えることが可能である. Sekiguchi (2001) では, この領域には, 太平洋プレートの沈み込みによりフィリピン海プレートが巻き込まれているために低速度になった可能性も指摘されている. 本結果とあわせてこの領域には, 厚くなったフィリピン海プレートに高 aspect 比の水が存在していると考えられる.

一方, Nakajima *et al.* (2009) では, この領域は低速度かつ高 V_p/V_s 域という結果が得られている. そこで, 彼らは, フィリピン海プレート最東部は厚く蛇紋岩化していると考えている.

いずれも, P 波速度は 6.5 km/s 程度であるが, S 波速度が 3.5~4.5 km/s と異なっているため, このように異なる解釈がなされている. MeSO-net の成果により, 特に S 波速度が詳細に解明されることが期待される.

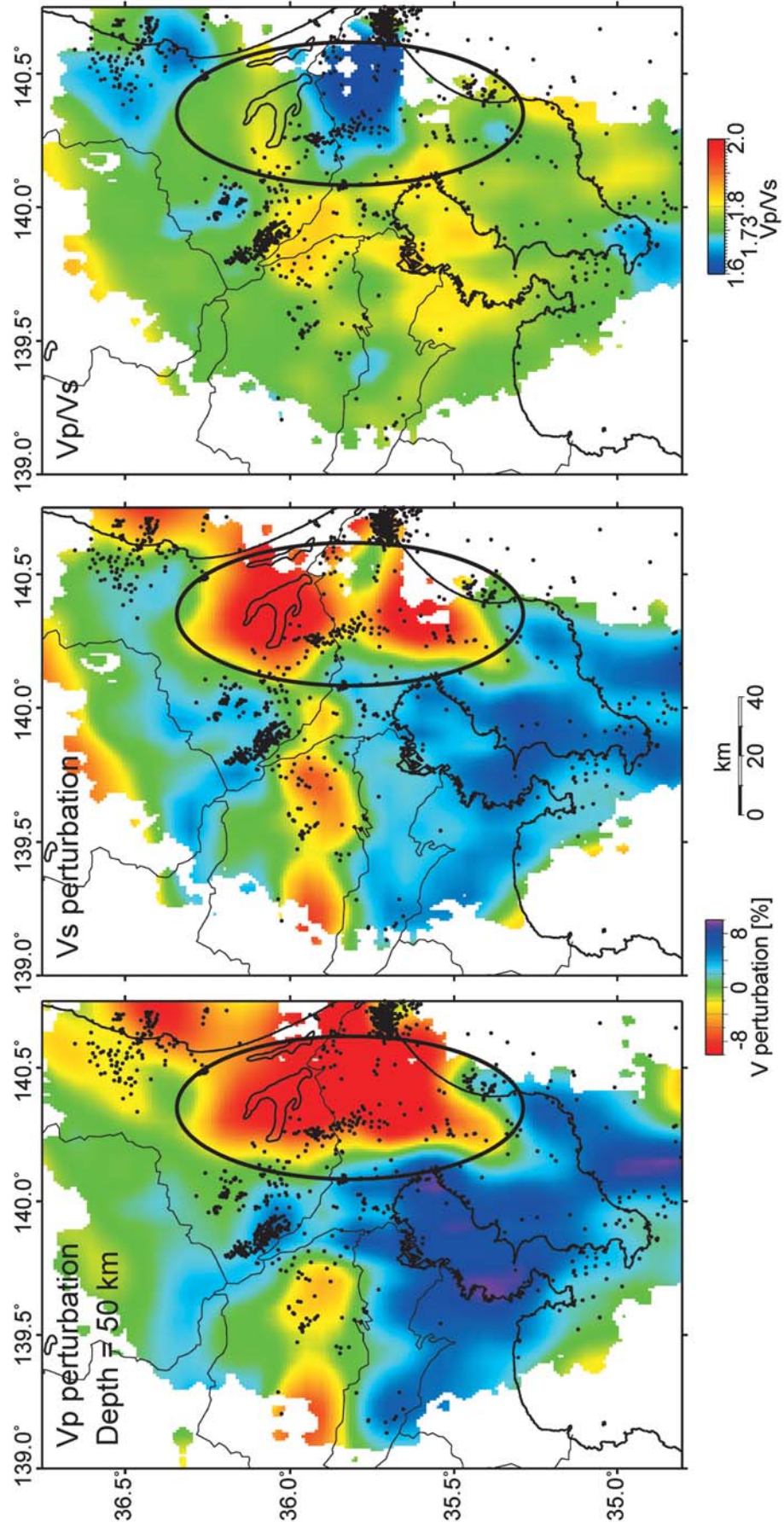


Fig. 3. Map view of Vp and Vs perturbation, and Vp/Vs at a depth of 50 km (Matsubara *et al.*, 2005).

2.4 伊豆弧付近の低速度領域

Ishida (1992) では、伊豆半島は高速度であるが、深さ 16 km 以深では火山フロントに沿って低速度領域であった。伊豆半島の北西側ではフィリピン海プレートの沈み込みに相当する高速度領域は見られず、この領域のフィリピン海プレートの断裂や弱い領域である場合、マグマが上昇しやすくなっている可能性を考えている。Kamiya and Kobayashi (2007) では、火山フロントに沿った低速度領域が背弧側だけではなく、前弧側にも広がっていることを指摘している。これは、第三紀の火山の噴出物が火山フロントと和達ベニオフ帯の深さ 110 km の等深線のあいだで見つかっていることから (中村, 1962), 現在の火山フロントとの間の低速度領域は、第三紀の火成活動の名残であると考えている。フィリピン海プレートの沈み込みにより太平洋プレート上面の温度上昇が一般的な沈み込み帯よりも遅くなるというシミュレーションの結果 (Iwamori, 2000) が、トモグラフィーの結果からも示唆されている (Matsubara *et al.*, 20005; Hasegawa *et al.*, 2007) ことから、太平洋プレートの沈み込みに伴う火山フロントが深いほう、西のほうへ移動していると考えている。

3. MeSO-net の測線下の定常観測網による解析結果

MeSO-net における稠密観測のアレイに沿った断面について、防災科研 Hi-net の観測網により得られたデータから得られた (Matsubara *et al.*, 2005) 結果を Fig. 4 ~6 に示す。

神奈川県東部から茨城県南西部にかけての断面では、沈み込むフィリピン海プレート最上部の低速度海洋性地殻が北緯 36 付近までイメージングされている (Fig. 4 の [] 部分)。北緯 36 度付近以北ではフィリピン海プレートは高速度領域になっている。地震活動は、低速度領域内でも発生しているが、北緯 35.8 度以北では高速度領域で活発に発生している。一方、太平洋プレートの最上部は低速度領域になっている。これは、低速度海洋性地殻と考えられる (Fig. 4 の矢印部分)。二重面の地震活動の下面側では、高速度領域としてイメージングされ、特に S 波で顕著である。

千葉県中部九十九里海岸から千葉県北西部を経て茨

城・栃木・埼玉県境付近にかけての断面図を Fig. 5 に示す。フィリピン海プレート最上部の低速度海洋性地殻に相当する低速度層が北緯 36 度以南で明瞭である ([] 部分)。一方、北緯 36 度以北については、低速度領域が明瞭ではない。地震活動は、北緯 36 度以南については、海洋性地殻のモホ面付近からマントルにかけて発生している。一方で、プレート境界付近での地震活動が多く見られ、マントル内での活動も顕著である。房総半島東部の深さ 40~60 km に低速度領域内が存在し (Fig. 5 の丸で囲まれた領域) この領域内では地震活動が見られる。一方、深さ 50~80 km に連なる低速度領域は、太平洋プレート最上部の海洋性地殻に相当する (Fig. 5 の矢印部分)。二重面の上面の地震活動は、低速度海洋性地殻内で発生していることがわかる。二重面の下側は、高速度な太平洋プレートがイメージングされている。

埼玉県南部から千葉県北部にかけての断面では、沈み込む太平洋プレートの最上部に位置する低速度海洋性地殻がイメージングされている (Fig. 6)。東経 140.3~140.7 度付近の深さ 40 km 以深では、P 波も S 波も低速度な領域が分布している。一方で、この領域の V_p/V_s は低くなっている。地震活動は、低速度領域の両端で多く発生し、低速度領域の中では少ない。2.3 において述べたように、今後の詳細な構造の解明が期待される。

4. まとめ

関東地域における地震波速度構造に関する研究をまとめた。観測網の充実や研究の進歩により、沈み込むフィリピン海プレートや太平洋プレート最上部に位置する低速度海洋性地殻がイメージングできるようになった。プレート境界の位置などについての議論をするためには、さらに深さ方向に詳細な構造を推定する必要がある。さらに、ユーラシアプレートのモホ面とフィリピン海プレート上面の位置関係や、蛇紋岩化マントルウェッジが存在するかなど、様々な解釈が可能な状態である。境界や MeSO-net の構築により、さらに精度の高い構造が得られ、沈み込むプレートの上面境界や各領域に存在する物質・物性についても言及できるようになることが期待される。

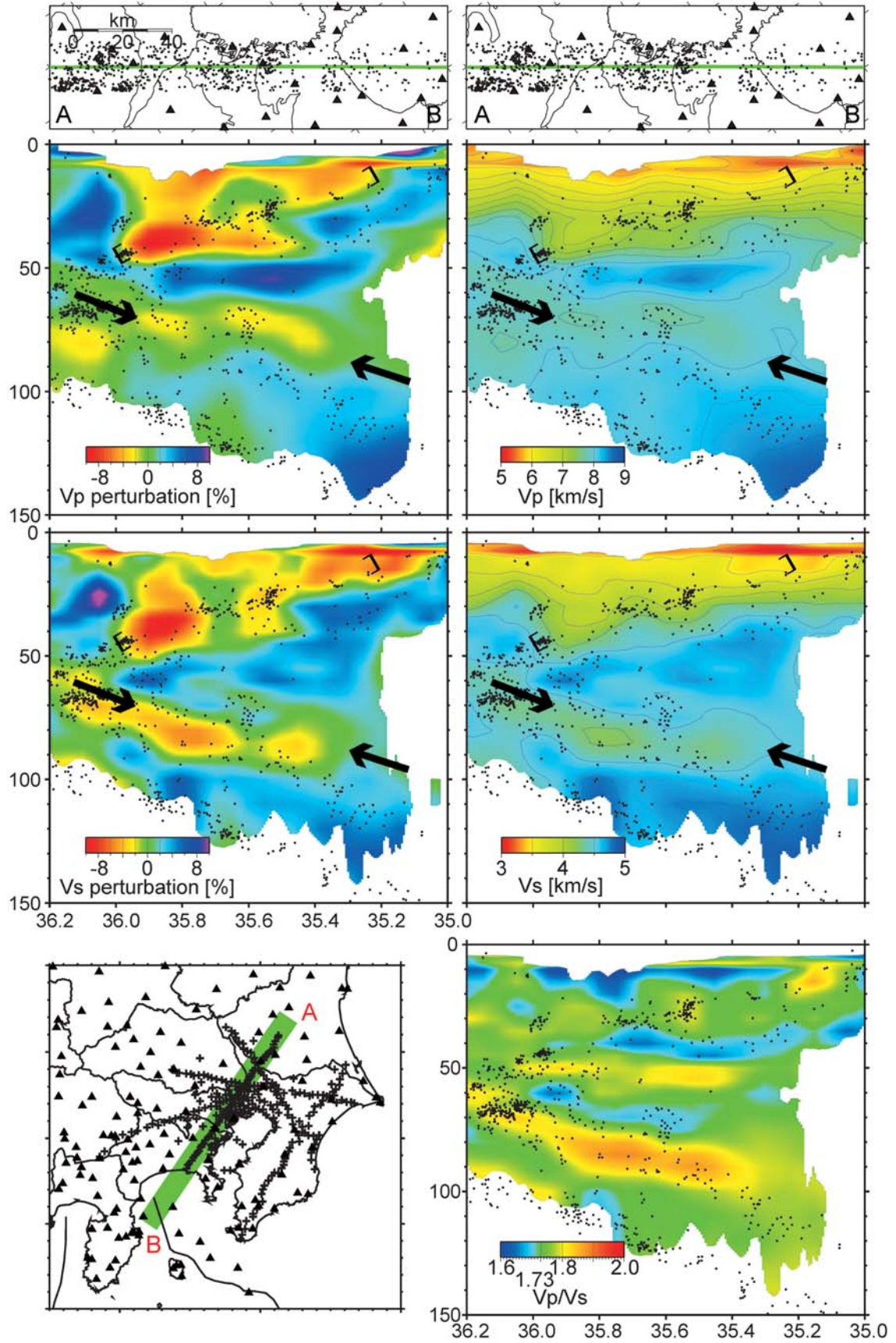


Fig. 4. NE-SW cross sections of Vp, Vs, Vp and Vs perturbation, and Vp/Vs across the western and central Kanto region (Matsubara *et al.*, 2005). Triangles show the NIED Hi-net stations.

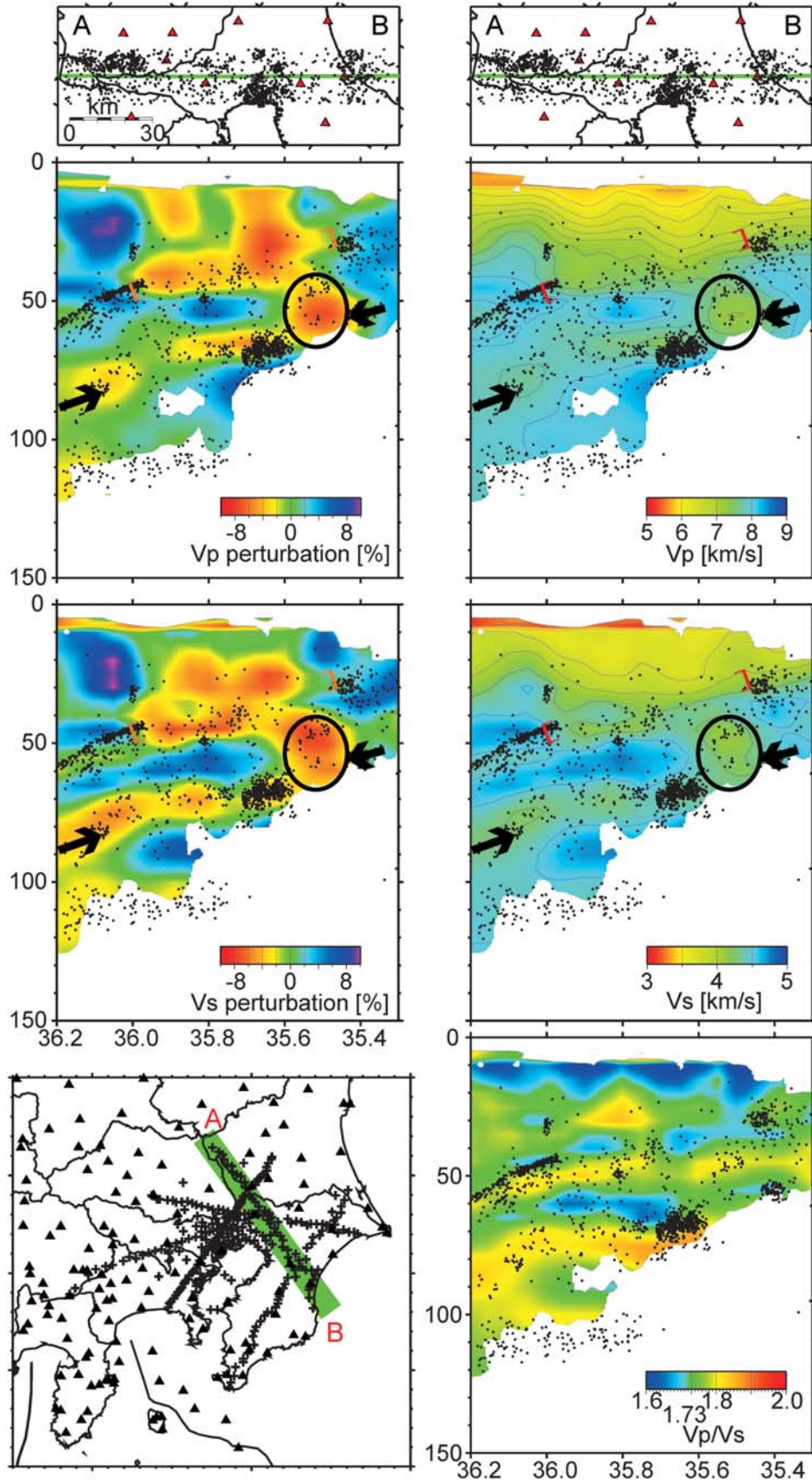


Fig. 5. NW-SE cross sections of V_p , V_s , V_p and V_s perturbation, and V_p/V_s across the eastern Kanto region (Matsubara *et al.*, 2005). Triangles show the NIED Hi-net stations.

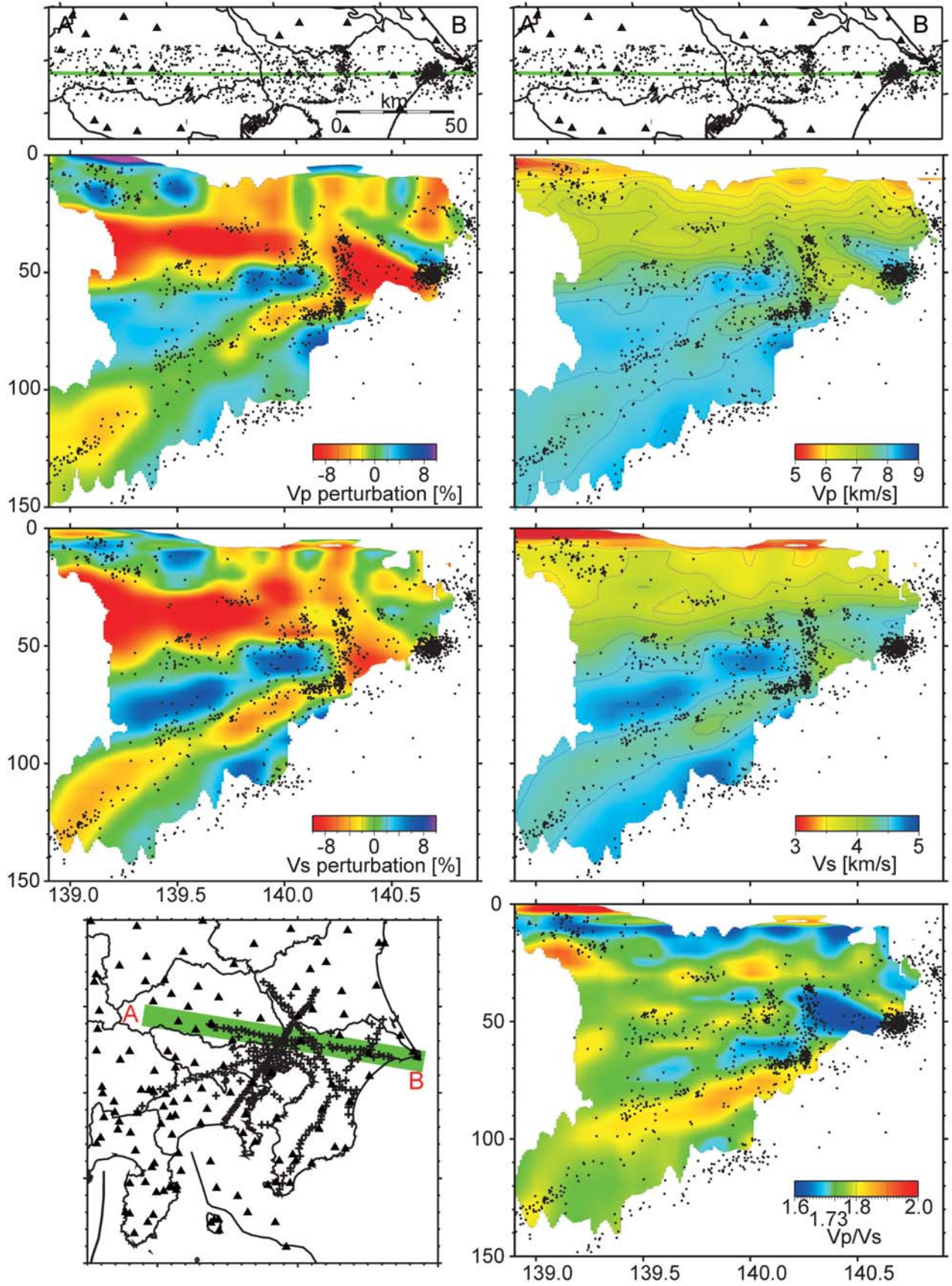


Fig. 6. WNW-ESE cross sections of Vp, Vs, Vp and Vs perturbation, and Vp/Vs across the central Kanto region (Matsubara *et al.*, 2005). Triangles show the NIED Hi-net stations.

謝 辞

本稿における図の作成には, Wessel and Smith (1998) による GMT を使用しました. ここに記して謝意を評します. 速度構造の断面図作成には松原 (2009) の速度構造断面表示ソフトウェアを使用しました.

文 献

- Aki, K. and W.H.K. Lee, 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, **81**, 4381–4399.
- Benz, H., B. Chouet, P. Dawson, J. Lahr and R. Page, 1996, Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **101**, 8111–8128.
- Christensen, N.I., 1972, The abundance of serpentinites in the oceanic crust, *J. Geol.*, **80**, 709–719.
- Christensen, N.I., 1996, Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3139–3156, doi: 10.1029/95JB03446.
- 江口孝雄・堀 貞喜, 2007, 首都圏直下とその付近でのフィリピン海プレートスラブの形態, 地学雑誌, **116**, 3/4, 325–369.
- 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保 正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋 博, 1982, 関東・東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター, 地震 **2**, **35**, 401–426.
- Hasegawa, A., J. Nakajima, S. Kita, T. Okada, T. Matsuzawa and S. Kirby, 2007, Anomalous deepening of a belt of intraslab earthquakes in the Pacific slab crust under Kanto, central Japan: Possible anomalous thermal shielding, dehydration reactions, and seismicity caused by shallower cold slab material, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09305, doi: 10.1029/2007GL029616.
- Hirahara, K., 1988, Detection of three-dimensional velocity anisotropy, *Phys. Earth Planet. Int.*, **51**, 71–85.
- 平田 直・酒井慎一・佐藤比呂志・佐竹健治・額額一起, 2009, 「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」サブプロジェクト①「首都圏周辺でのプレート構造調査, 震源断層モデル等の構築等」の概要, 地震研究所彙報, **84**, 41–56.
- 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.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭, 2008, Double-Difference Tomography 法による関東地方の 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**, 123–138.
- Hori, S., 2006, Seismic activity associated with the subducting motion of the PHS plate beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophysics*, **417**, 85–100, doi: 10.1016/j.tecto.2005.08.027.
- Ishida, M., 1992, Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489–513, doi: 10.1029/91JB02567.
- Iwamori, H., 2000, Deep subduction of H₂O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **181**, 41–61, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00180-1.
- Kamiya, S., and Y. Kobayashi, 2000, Seismological evidence for the existence of serpentized wedge mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819–822, doi: 10.1029/1999GL011080.
- Kamiya, S., and Y. Kobayashi, 2007, Thickness variation of the descending Philippine Sea slab and its relationship to volcanism beneath the Kanto-Tokai district, central Japan, *J. Geophys. Res.*, **112**, B06302, doi: 10.1029/2005JB004219.
- 笠原敬司・酒井慎一・森田裕一・平田 直・鶴岡 弘・中川茂樹・楠城一嘉・小原一成, 2009, 首都圏地震観測網 (MeSO-net) の展開, 地震研究所彙報, **84**, 71–88.
- Lees, J.M. and R. S. Crosson, 1989, Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5716–5728.
- Matsubara, M., N. Hirata, H. Sato and S. Sakai, 2004, Lower crustal fluid distribution in the northeastern Japan arc revealed by high resolution 3-D seismic tomography, *Tectonophysics*, **388**, 33–45, doi: 10.1016/j.tecto.2004.07.046.
- Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara and K. Kasahara, 2005, Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, **110**, B12304, doi: 10.1029/2005JB003673.
- Matsubara, M., K. Obara and K. Kasahara, 2008, Three-dimensional P-and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, **454**, 86–103, doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.016.
- Matsubara, M., K. Obara and K. Kasahara, 2009, High-V_P/V_S zone accompanying non-volcanic tremors and slow-slip events beneath southwestern Japan, *Tectonophysics*, **472**, 6–17, doi: 10.1016/j.tecto.2008.06.013.
- 松原 誠, 2008, 伊勢湾から北陸地域の三次元地震波速度構造—中部・下部地殻の低速度・低 V_P/V_S 域—, 月刊地球, **30**, 409–418.
- 松原 誠, 2009, 日本列島三次元地震波速度構造表示ソフトウェア, 防災科学技術研究所研究報告, **76**, 1–9.
- 松原 誠・小原一成, 2010, 地震波速度構造から推定される蛇紋岩化ウェッジマントルの存在, 月刊地球, 月刊地球, **32**, 136–140.
- Nakajima J. and A. Hasegawa, 2007, Deep crustal structure along the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan: Its origin and segmentation, *Earth Planets Space*, **59**, e5–e8.
- Nakajima, J., F. Hirose and A. Hasegawa, 2009, Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *J. Geophys. Res.*, **114**, B08309, doi: 10.1029/2008JB006101.
- 中村久由, 1962, 本邦諸温泉の地質学的研究, 地質調査所報告, **192**, 1–126.
- 野口伸一, 2007, 関東地域のフィリピン海スラブと太平洋スラブの震源分布と収束形態月刊地球, 号外 **57**, 42–53.
- Obara, K., K. Kasahara, S. Hori and Y. Okada, 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.*, **76**, 021301, doi: 10.1063/1.1854197.
- Ohmi, S. and N. Hurukawa, 1996, Detection of the subducting crust of oceanic plates beneath the Kanto district,

- Japan, *Tectonophysics*, **261**, 249–276, doi: 10.1016/0040-1951(95)00150-6.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara and A. Yamamoto, 2004, Recent progress of seismic observation networks in Japan —Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—, *Earth Planets Space*, **56**, xv–xxviii.
- Paige, C. C. and M. A. Saunders, 1982, LSQR: An algorithm for sparse linear equation and sparse least squares, *Trans. Math. Software*, **8**, 43–71.
- Sekiguchi, S., 2001, A new configuration and a seismic slab of the descending Philippine Sea plate revealed by seismic tomography, *Tectonophysics*, **341**, 19–32, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00182-2.
- 瀬野徹三, 1987, 1971 年 1 月 3 日銭州海嶺付近の地震 (M=5.5) の発生機構と深さ—伊豆海嶺西縁でのフィリピン海プレートの厚さについて—, *地震*, **40**, 629–632.
- Seno, T. and S. Maruyama, 1984, Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea plate, *Tectonophysics*, **102**, 53–84, doi: 10.1016/0040-1951(84)90008-8.
- Shelly, D.R., G.C. Berzosa, H. Zhang, C. H. Thurber and S. Ide, 2006, High-resolution subduction zone seismicity and velocity structure beneath Ibaraki Prefecture, Japan, *J. Geophys. Res.*, **111**, B06311, doi: 10.1029/2005JB004081.
- 汐見勝彦・小原一成・針生義勝・松村 稔, 2009, 防災科研 Hi-net の構築とその成果, *地震*, **61** 特集号, S1–S8.
- Takei, Y., 2002, Effect of pore geometry on VP/VS: from equilibrium geometry to crack, *J. Geophys. Res.*, **107** (B2), 2043, doi: 10.1029/2001JB000522.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1998, New improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.
- Wu, F., D. Okaya, H. Sato and N. Hirata, 2007, Interaction between two subducting plates under Tokyo and its possible effects on seismic hazards, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L18301, doi: 10.1029/2007GL030763.
- Zhang, H. and C. H. Thurber, 2006, Development and applications of double-difference seismic tomography, *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 373–403, doi: 10.1007/s00024-005-0021-y.
- 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, doi: 10.1029/92JB00603.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2004, 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_sagami/index.htm>, (参照 2010-1-1).

(Received January 29, 2010)
(Accepted March 26, 2010)