

北海道および東北日本沈み込み帯における S 波 偏向異方性とマントルウェッジ内の二次対流

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* 清水淳平・中島淳一

長谷川 昭

防災科学技術研究所** 小原一成

Shear-wave Polarization Anisotropy and Upwelling Flow in the Mantle Wedge beneath Hokkaido and Tohoku, Japan

Jumpei SHIMIZU, Junichi NAKAJIMA and Akira HASEGAWA

Research Center for Prediction of Earthquake and Volcanic Eruptions, Graduate School of
Science, Tohoku University, Aramaki-Aza-Aoba 6-6, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

Kazushige OBARA

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention,
Tennodai 3-1, Tsukuba, Ibaraki 305-0006, Japan

(Received March 30, 2005; Accepted October 7, 2005)

We analyzed shear-wave splitting beneath Hokkaido and Tohoku, Japan. Waveforms of 912 intermediate-depth earthquakes recorded at 239 seismic stations were used, and 2276 splitting parameters, the leading shear-wave polarization direction (fast direction) and delay time between two split waves, were observed. Obtained results show that most of fast directions observed at stations in the back-arc side are perpendicular to the trench-axis, whereas those at stations in the fore-arc side are sub-parallel to it. Average delay times observed at stations in the back-arc side are 0.1–0.5 s, and those at stations in the fore-arc side are smaller (0.05–0.1 s). This systematic spatial variation is observed for the whole study area, from the southern part of Tohoku to the eastern part of Hokkaido. We infer that the anisotropy caused by lattice-preferred orientation of olivine, which is probably attributable to the upwelling flow portion of the mechanically-induced convection in the mantle wedge, is a likely candidate for the shear-wave splitting in the back-arc mantle wedge. If this is the case, the present observations for the east of the arc-arc junction may indicate that the upwelling flow direction is sub-parallel not to the relative plate motion direction but to the maximum dip-direction of the subducting slab, in contrast with that in the south of the arc-arc junction where the upwelling flow sub-parallel to the relative plate motion is expected. The anisotropy structure revealed in this study plays a crucial role on understanding ongoing mantle dynamics in subduction zones.

Key words: Shear-wave splitting, Mantle wedge, Upwelling flow, Lattice-preferred orientation of olivine

§ 1. はじめに

地震波速度異方性とは、地震波の速度が波の伝播方向や（横波の）振動方向によって異なる現象を指す。伝播

方向によって速度が異なる異方性を「方位異方性」、振動方向によって速度が異なる異方性を「偏向異方性」という。異方性媒質中を S 波が伝播すると、振動方向が互いに直交し異なる速度をもつ 2 つの S 波に分離することが知られており、この現象を S 波スプリットングという。S 波スプリットングを表すパラメーターは、速い S

* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉 6-6

** 〒305-0006 つくば市天王台 3-1

波の振動方向 (ϕ) と、速い S 波と遅い S 波の時間差 (dt) である。

沈み込み帯においては、深発地震・稍深発地震からの直達 S 波、近地深発地震からの ScS 波など解析できる地震波の種類が多いことから、S 波偏向異方性について多くの研究が行われ、沈み込み帯によって異方性の方向が異なることがわかってきた。アリューシャン-アラスカ沈み込み帯 [Yang *et al.* (1995)], ニューゼーランド [Andoine *et al.* (2004)], アラスカ [Bostock and Cassidy (1995)], フィジー [Bowman and Ando (1987)] では海溝軸にほぼ平行な ϕ が観測されている。一方、カスカディア沈み込み帯 [Currie *et al.* (2004)], 千島列島 [Fischer and Yang (1994)], マリアナ [Fouch and Fischer (1998)] など、海溝軸にほぼ直交する ϕ が観測されている地域もある。また、トンガ沈み込み帯 [Fischer and Wiens (1996)], 東北日本 [小菅・置田 (2001), Nakajima and Hasegawa (2004), Okada *et al.* (1995)], 中部日本 [Hiramatsu *et al.* (1997)], カムチャッカ半島 [Levin *et al.* (2004)] では、海溝軸からの距離によって ϕ が変化するという結果が報告されている。

北海道および東北日本はプレートの沈み込み帯に位置し、太平洋プレートが日本海溝から陸のプレートの下に年間約 10 cm で沈み込んでいる [たとえば, DeMets *et al.* (1994)]. 北海道および東北日本沈み込み帯では、 41°N , 145°E 付近において千島海溝と日本海溝が接しており、それより北側では千島海溝がほぼ北東-南西方向に、南側では日本海溝がほぼ南北方向に分布している。そのため、太平洋プレートは東北日本では海溝軸にほぼ直交する方向に沈み込んでいるが、北海道では海溝軸に対して斜めに沈み込んでいる。東北日本における地震波速度・減衰構造の研究 [たとえば, Nakajima *et al.* (2001), Tsumura *et al.* (2000), Zhao *et al.* (1992)] によって、マントルウェッジには沈み込む太平洋スラブにほぼ平行な低速度・高減衰域が存在することが明らかになってきた。この傾斜した低速度・高減衰域はスラブの沈み込みによって誘発された二次対流の上昇流部分を反映していると考えられている [Hasegawa and Nakajima (2004), Hasegawa *et al.* (1991), Zhao *et al.* (1992)].

東北日本では、Okada *et al.* (1995) や小菅・置田 (2001), Nakajima and Hasegawa (2004) らによって S 波スプリットング解析が行われており、 ϕ は前弧側の観測点では海溝軸にほぼ平行であり、背弧側の観測点ではそれにほぼ直交することが明らかになっている。しかしながら、Okada *et al.* (1995) では、用いた観測点が多く異方性構造の連続性を追うことはできなかったこと、Nakajima and Hasegawa (2004) では密な観測網で

得られたデータを用いて解析を行ったが、それは東北地方中央部に限られており東北地方全域の詳細な異方性構造の推定はなされていないことなど、いくつかの問題点もある。もし、東北地方中央部の背弧側の観測点で得られた海溝軸に直交する ϕ が上昇流と関係があるのであれば [Nakajima and Hasegawa (2004)], トモグラフィでは上昇流が広域にイメージングされていることから、東北地方中央部で得られたスプリットングパラメーターの特徴が東北地方全域で観測されることが期待される。一方、北海道においては、S 波スプリットングに関する研究はほとんど行われておらず、その特徴はわかっていない。北海道でも東北地方と同様の異方性構造がみられるのかどうか調べることは、マントルダイナミクスを理解するうえで極めて重要である。

本研究では、稍深発地震の波形データを用いて北海道および東北地方北部、同南部において S 波偏向異方性解析を行い、北海道東部から東北地方南部にかけての広い領域で異方性構造を解明することを目的にする。異方性の上昇流のような連続的かつ広域の現象によって生じているのであれば、系統的な S 波スプリットングが広域にわたって観測されることが期待される。解析には大学、気象庁の観測網に加えて、防災科学技術研究所高感度地震観測網 (防災科研 Hi-net) [Obara *et al.* (2005), Okada *et al.* (2004)] で得られた波形データを使用することにより、臨時観測網データによる以外には、過去の研究ではほとんどみることができなかった S 波スプリットングのパラメーター (ϕ と dt) の詳細な空間分布のパターンを広域に推定できると期待される。

§2. データ

解析には、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学地震研究所、気象庁および防災科研 Hi-net の定常観測点 (合計 239 点) で得られた波形データを使用した。Fig. 1 に解析に使用した観測点を示す。すべての観測点は 3 成分、100 Hz サンプリングである。解析に使用した地震の震源分布を Fig. 2 に示す。東北大学、東京大学地震研究所および気象庁の観測点で得られた波形データについては、2001 年 1 月 1 日から 2003 年 12 月 31 日の期間に、北海道大学、弘前大学および防災科研 Hi-net の観測点で得られた波形データについては、2002 年 8 月 1 日から 2003 年 12 月 31 日の期間に発生した地震 (深さ 30-300 km, $M \geq 2.5$) を選択した。解析の際には、各観測点への波線の入射角が S-P 変換波の臨界角である 35° 以内の地震 (合計 912 個) を使用した。なお、地表への入射角が 35° 以内であっても、モホ面への入射角が 45° を超えると直達 S 波の位相が乱されることがあ

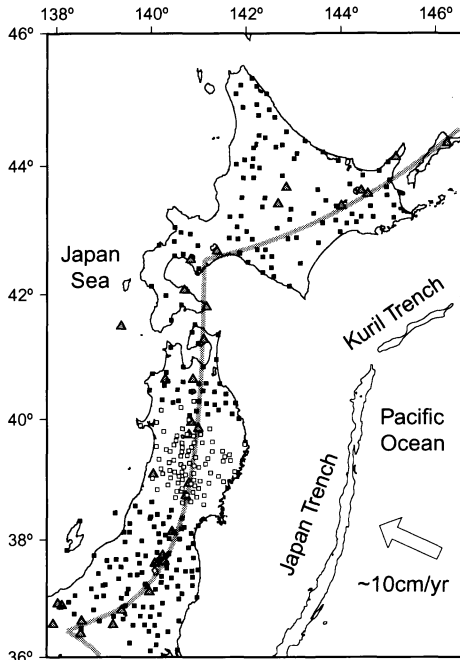


Fig. 1. Location of 239 stations (solid squares) used in this study. Gray triangles and gray line represent active volcanoes and the volcanic front, respectively. A white arrow shows the direction of the relative plate motion (N115°E) between the Pacific and North American/Okhotsk plates [DeMets *et al.* (1994)]. White squares indicate location of stations used in Nakajima and Hasegawa (2004).

る [Oda and Shimizu (1997)]. しかしながら、本研究で用いている地震は稍深発地震であり、波線の多くはモホ面への入射角が 45° 以内となるため、モホ面での位相の乱れはほとんど生じていないと考えられる。

§ 3. 手 法

S 波スプリットिंगのパラメータを推定する方法はいくつか提案されているが、本研究では cross-correlation 法 [たとえば, Ando *et al.* (1983)] を使用した。この方法は、観測された水平動成分の波形の座標系を速い S 波の振動方向、または遅い S 波の振動方向に回転させると 2 つの分離した波形は似た形になることを利用したものである。具体的には、観測された水平動 2 成分の波形の座標系を水平面内で回転させた波形を計算し、それをある時間差だけずらした場合の相互相関係数を計算する。そして、相互相関係数が最大になる回転角と時間差をグリッドサーチによって推定するという方法

である。グリッドサーチの範囲は回転角については 5° 刻みで 0–175°、時間差については 0.01 s 刻みで 0–1 s とした。なお、グリッドサーチの結果、相互相関係数が 0.8 以上の波形データのみを採用した。解析には、水平動 2 成分の速度波形記録に 2–8 Hz のバンドパスフィルターをかけた波形を使用した。相互相関係数を計算するウィンドウは、それぞれの波形において S 波初動がほぼ 1 サイクル分入るように個々に設定した。また、波形の S/N 比が良く、S 波初動が明瞭なものを目視によって選択し、解析に使用した。

この方法で S 波スプリットिंगのパラメータを推定した一例を Fig. 3 に示す。稍深発地震の波形を背弧側の TU.KNY 観測点で解析した際の結果である。観測された水平動 2 成分では S 波の振動軌跡が楕円偏向している (Fig. 3b) が、速い S 波の振動方向に座標系を回転させ、速い S 波と遅い S 波の時間差分ずらした後は振動軌跡がほぼ直線になっていることがわかる (Fig. 3c)。この時、得られた ϕ と dt はそれぞれ 110° と 0.16 s であった

推定された ϕ と dt の誤差評価の方法はいくつか提案されているが、ここでは t 検定 [Kuo *et al.* (1994)] を用いて ϕ と dt について 95% の信頼区間を推定することにより、誤差の評価を行った。Fig. 3 の波形例の場合、 t 検定によって推定された ϕ と dt の誤差はそれぞれ $\pm 25^\circ$ 、 ± 0.03 s であった (Fig. 3d)。今回の解析では、 ϕ と dt の推定誤差は主にそれぞれ $\pm 35^\circ$ 、 ± 0.04 s 程度であった。

§ 4. 結 果

解析の結果、Fig. 1 に示す 239 点の観測点において S 波スプリットिंगを抽出することができた。S 波スプリットिंगを特徴づけるパラメータである ϕ と dt を推定することができた地震と観測点の組み合わせは 2276 組であった。観測点ごとに、 ϕ が推定されたデータ数を 15° ずつのウィンドウでカウントし、 ϕ の rose diagram を作成した。得られた結果の一例 (ϕ の rose diagram と波線の方位角・入射角による ϕ と dt の分布) を Fig. 4 に示す。火山フロントより背弧側の N.WNEH, HR.IWS, TU.KNY 観測点では海溝軸にほぼ直交する ϕ が、前弧側の N.SNSH, N.RKSH, N.MKJH 観測点では海溝軸にほぼ平行な ϕ が多く観測されている。東北地方の観測点で得られた ϕ の方向は Okada *et al.* (1995), Nakajima and Hasegawa (2004) で得られた結果と調和的である。

すべての観測点について ϕ の平均 [Kubo and Hirata (1998)] を計算し、 dt の平均値と併せてプロットした結果を Fig. 5(a) に示す。Fig. 5(b) の rose diagram

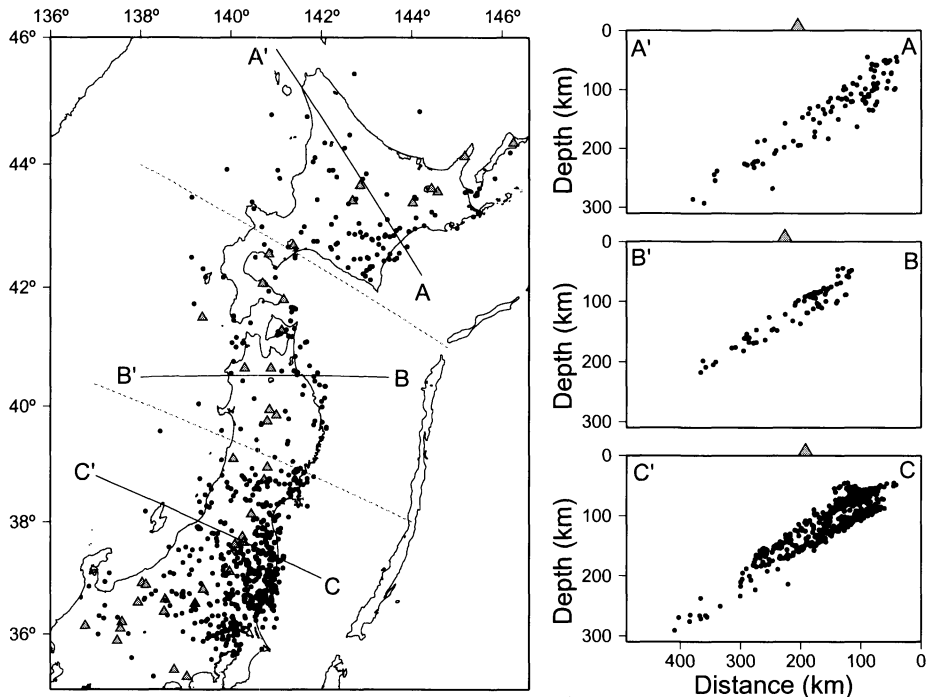


Fig. 2. Hypocenter distribution of intermediate-depth earthquakes used in this study. Intermediate-depth earthquakes with $M \geq 2.5$ that occurred between January 2001 and December 2003 were selected.

は、解析領域を海溝軸の走向をもとに3つに分け、それぞれの領域内の観測点で得られた ϕ の平均値の方位分布を表す。前弧側と背弧側の観測点に分けてプロットしてある。なお、東北地方中央部(38.5–40°N)におけるS波スプリッティングのパラメータはNakajima and Hasegawa (2004)の解析結果を用いた。

東北日本(島弧会合部より南)では、背弧側の観測点では ϕ は海溝軸にほぼ直交するのに対して、前弧側の観測点では海溝軸にほぼ平行である。北海道(島弧会合部より東)では、前弧側、背弧側の観測点とも ϕ の方向のばらつきがやや大きい(Fig. 5a)、主要な方向は背弧側の観測点ではほぼ南北、前弧側の観測点ではほぼ東西である。得られた ϕ の特徴的変化は千島海溝と日本海溝に沿った海溝軸の折れ曲がり(島弧会合部)に対応しているように見える。 dt の平均値は背弧側の観測点では0.1–0.5 sであるのに対し、前弧側の観測点では0.05–0.1 sと背弧側の観測点に比べて小さい値である。

本研究により、東北日本においてはS波スプリッティングが北部から南部まで連続的に観測されること、スプリッティングパラメータは前弧側と背弧側で異なり、その特徴は島弧走向方向で大きく変化しないことが明らかになった。また、北海道においても、S波スプリッティ

ングが観測され、さらに前弧側と背弧側で ϕ の特徴が異なることが明らかになった。これらの結果は、東北日本弧から千島弧にかけて島弧会合部を越えてほぼ同一の異方性構造が連続的に存在しており、その特徴が前弧側と背弧側で異なることを示している。

§ 5. 議 論

稍深発地震の場合、その波はおもにマントルウェッジと地殻の中を伝播してくる。また、二重深発地震面の下面の地震では、それらに加えてスラブ内も伝播してきた波を解析に用いることになる。したがって、観測されたS波スプリッティングは地殻、マントルウェッジ、スラブの異方性の影響を受けていると考えられる。前節で述べたように、得られた ϕ と dt は、背弧側の観測点と前弧側の観測点ではその空間分布の特徴が大きく異なる。そこで、ここでは観測されたS波スプリッティングを生じさせた異方性の原因について、背弧側の観測点と前弧側の観測点で別々に議論を行うことにする。

5.1 背弧側の異方性の原因

5.1.1 異方性領域

東北日本における浅発地震を用いた地殻の異方性に関する研究 [たとえば、中島(2002), Okada *et al.* (1994)]

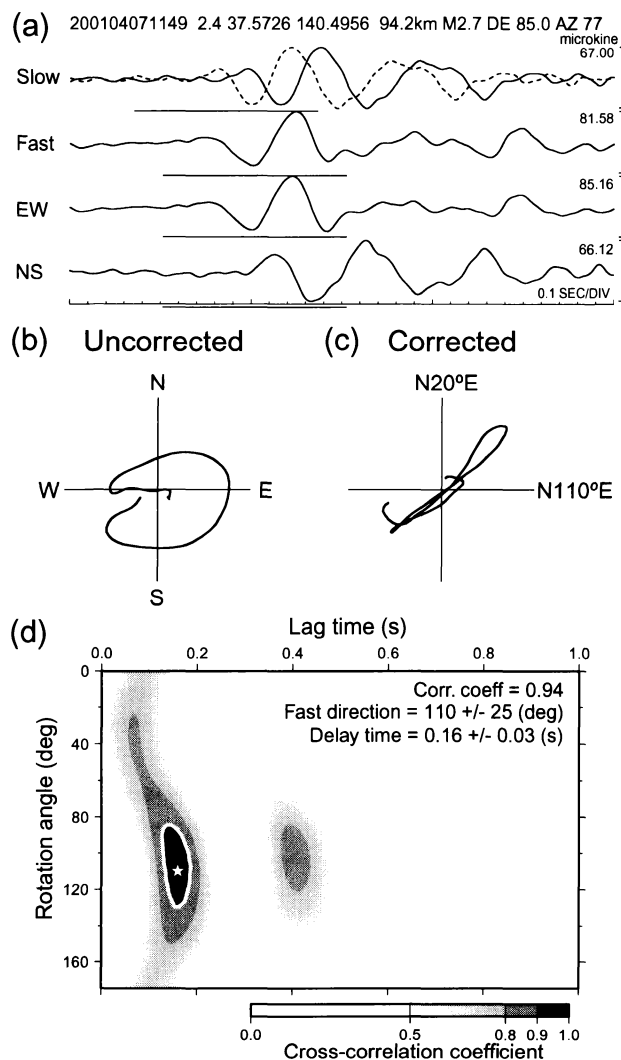


Fig. 3. An example of seismograms observed at station “TU.KNY”. (a) NS, EW, fast S, and slow S components of seismograms. A dashed curve for slow S component shows a seismogram that is shifted by the delay time. (b) Original particle motion of two horizontal components for a time window shown by a horizontal bars in (a). (c) Particle motion corrected by removing the splitting effects. (d) Result of cross-correlation computation for NS and EW components. The optimal splitting parameters are indicated by a white star, and a white ellipse represents the 95% confidence range obtained from the t test [Kuo *et al.* (1994)]. Obtained fast direction and delay time are $110 \pm 25^\circ$ and 0.16 ± 0.03 s, respectively.

によって、背弧側では ϕ は海溝軸にほぼ直交し、 dt は最大で0.1 sであることが報告されている。本研究により、背弧側の観測点で稍深発地震から得られた ϕ は、浅発地震の解析結果とほぼ一致するが、 dt は稍深発地震の解析結果(0.1–0.5 s)の方が有意に大きい(Fig. 5a)。このことから、上部地殻の異方性だけでは稍深発地震で観測された dt を説明することはできず、背弧側では上部地殻の地震発生層だけでなく、それよりも深部に異方性が存在

すると推測される。一方、Kaneshima (1990)は日本列島における地殻内の異方性を調べ、 dt は震源の深さとともに増加するが、震源の深さが15 kmを超えると顕著な増加がみられなくなることから、地殻内の異方性は主に深さ15 km以浅に存在すると指摘した。このことは、地震発生層以深の地殻では水平動2成分波形に現れるS波スプリッティングを生じる異方性は弱いことを示唆している。したがって、背弧側で観測されたS波スプリッ

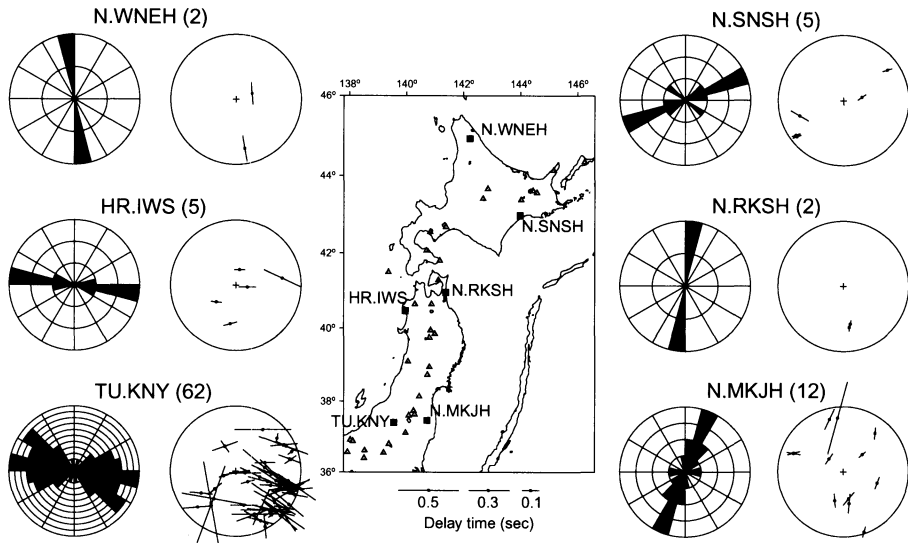


Fig. 4. Examples of (left) rose diagrams of fast directions and (right) the azimuth and incident angle stereogram of fast directions and delay times for six stations. Six capital letters and the number with parentheses represent station codes and the number of observations, respectively. Locations of the six stations are shown by squares in the map. For azimuth and incident angle stereogram, incident angles are from 0° (center of the circle) to 35° (edge of the circle), and the direction of each bar indicates fast direction and its length is scaled to the delay time.

ティングを説明するためには、マントルウェッジとスラブの異方性を考慮する必要がある。

観測された dt とマントルウェッジ内およびスラブ内の波線の長さの関係を Fig. 6 に示す。背弧側の観測点で主に観測されている、海溝軸にほぼ直交する ϕ が得られた地震と観測点の組について示してある。なお、Nakajima *et al.* (2001) の S 波速度構造を用いて 3 次元波線追跡を行い、各領域での波線の長さを計算したため、ここでは速度構造が推定されている東北地方南部、同北部における解析結果のみを示した。Fig. 6 (a) から、マントルウェッジ内を伝播する波線の距離が長くなると dt もやや大きくなる傾向があることがわかる。一方、スラブ内を通過する波線の距離が長くなっても dt はあまり変化せず、この両者には相関がないように見える (Fig. 6b)。

Ishise and Oda (2005) は走時インバージョンによって東北日本の P 波方位異方性構造を推定し、太平洋スラブ内には南北方向（海溝軸に平行な方向）の異方性が存在することを指摘している。スラブ内の異方性から期待される ϕ は、本研究で観測された ϕ とはほぼ直交することになる。このように、スラブ内を伝播する距離と dt にあまり相関が見られないこと (Fig. 6b)、スラブ内には南北方向の異方性が推定されていること、また多くの場合、解析に用いた波形データはスラブに比べマントル

ウェッジを伝播する距離の方が長いことなどから、東北日本の背弧側で観測された S 波スプリットリングは、主にマントルウェッジに存在する異方性によって生じていると推定される。北海道においては、地殻やスラブの異方性の研究がほとんどなされていないが、東北日本弧から千島弧にかけてほぼ同一の異方性構造が連続的に分布している (Fig. 5) ことを考えると、北海道の背弧側において観測された S 波スプリットリングも、主にマントルウェッジ内の異方性を反映していると推測できる。

5.1.2 異方性構造とマントル内の上昇流

東北日本弧下のマントルウェッジには、沈み込むスラブにほぼ平行な傾斜した地震波低速度域が、地震波速度トモグラフィーによって明瞭にイメージングされている [たとえば、Nakajima *et al.* (2001), Zhao *et al.* (1992)]。この傾斜した地震波低速度域は、東北日本の北部から南部にかけて島弧走向に沿ってシート状に連続的に分布しており、それはスラブの沈み込みによって誘発された二次対流の上昇流部分と解釈されている [たとえば、Hasegawa and Nakajima (2004), Nakajima *et al.* (2001)]。東北日本で推定された ϕ と dt の平均値を S 波速度分布 [Hasegawa and Nakajima (2004)] に重ねてプロットした結果を Fig. 7 に示す。ここで示した S 波速度パーターベーションは傾斜した低速度域に沿った値である。すなわち、低速度域中心部における S 波速度の空

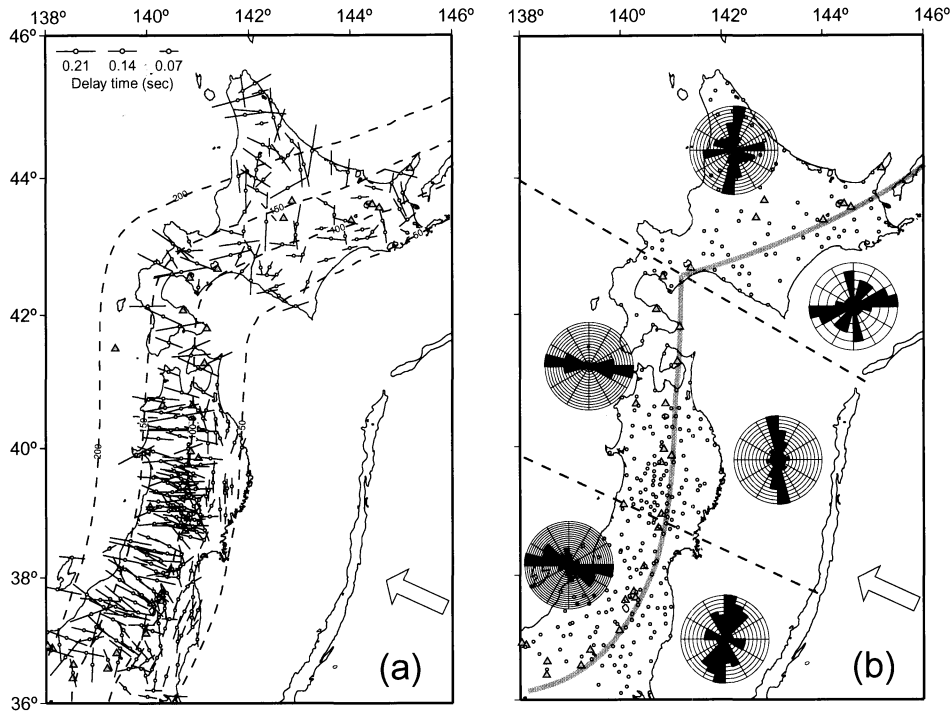


Fig. 5. Distribution of the averaged fast direction and the averaged delay time for each station. Length of the bar is normalized to the averaged delay time. Results in the central part of Tohoku (38.5–40°N) are obtained by Nakajima and Hasegawa (2004). Contours indicate the upper boundary of the Pacific plate [Hasegawa *et al.* (1994)]. Gray triangles denote active volcanoes. A white arrow represents the direction of the relative plate motion. (b) Rose diagrams of the averaged fast direction for three regions divided by the strike of the trench axis. Each region is further divided into two regions, fore-arc and back-arc sides of the volcanic front. Circles and gray curve indicate the location of stations and the volcanic front, respectively. Black dashed lines show the boundary of regions.

間分布を表している。背弧側でみられる海溝軸にほぼ直交する ϕ を示す観測点の分布範囲と低速度域のそれとは非常によく一致しており、観測された海溝軸にほぼ直交する ϕ を示す S 波スプリッティングは、マントルウェッジ内の傾斜した低速度域と関係していることが示唆される。北海道においても、地震波速度トモグラフィによってマントルウェッジ内の傾斜した地震波低速度域が見出されており、東北日本でイメージされた低速度域と同様に、スラブの沈み込みによって生じた二次対流の上昇流部分に対応していると考えられている [中島・長谷川, 2005]。北海道の背弧側で観測された系統的な S 波スプリッティングも、東北日本弧と同様にマントルウェッジ内の傾斜した低速度域と関係していると推測される。

Nakajima *et al.* (2005) は、地震波速度トモグラフィから得られた P 波と S 波の速度低下率を用いて

東北日本弧下のマントルウェッジにおける流体分布の推定を行い、傾斜した地震波低速度域にメルトを含むクラックが分布している可能性を指摘した。これらのメルトを含むクラックがある方向に選択的に配向していれば、S 波スプリッティングを生じさせる原因となる。クラックの選択配向は差応力に支配され、クラック面の法線は、最小主圧力軸と平行になると考えられている [たとえば, Nur (1971)]。マントルウェッジの応力場はよくわかっていないが、マントルウェッジ内の二次対流の上昇流部分は、太平洋スラブの沈み込みに伴って生じるスラブ直上の下降流の反流として形成されると考えられているため [Eberle *et al.* (2002)]、上昇流部分では流動方向 (東北日本ではプレートの相対運動方向または、海溝軸に直交する方向) に最小主圧力軸方向が向くと期待される。このような応力場は、トンガ沈み込み帯におけるマントル対流のシミュレーションからも示唆されている

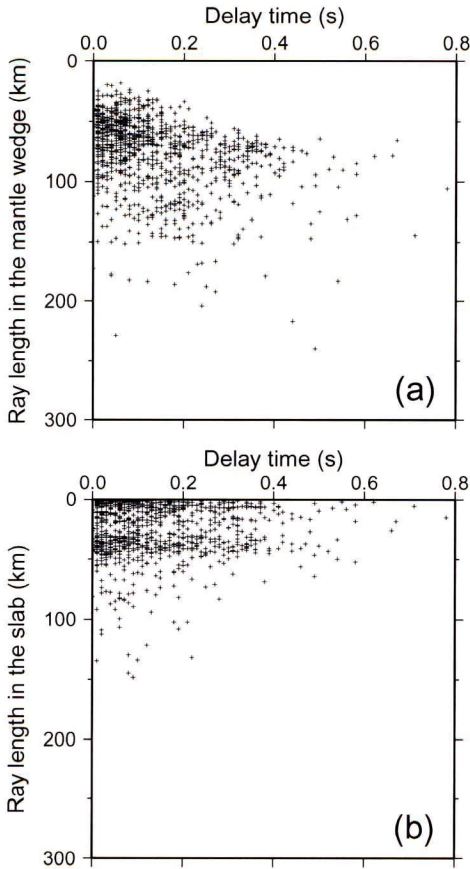


Fig. 6. Delay times versus ray path lengths (a) in the mantle wedge and (b) in the slab. Data shown are ray paths with trench-perpendicular fast directions.

[Fischer *et al.* (2000)]. その場合、クラックの配向によって生じる異方性は東北日本ではほぼ南北方向になることが期待されるため、背弧側の観測点で観測されたS波スプリットングはメルトを含むクラックの選択配向では説明できないことになる。

マントルウェッジの異方性のもう一つの原因として、オリビンの選択配向がある。オリビンは大きな弾性的異方性をもち、かつ塑性変形をしやすいため、上部マントルの異方性構造はおもにオリビンの選択配向で決まっていると考えられている。室内実験によると、低応力下ではオリビンの[100]軸が流動方向にはほぼ平行になり、流動方向に平行な ϕ が観測されるが、高応力下では流動方向に直交する ϕ が観測されることが知られている [たとえば、Jung and Karato (2001), Katayama *et al.* (2004)]. Kneller *et al.* (2005) による東北日本下のシミュレーションによれば、背弧側のマントルウェッジの

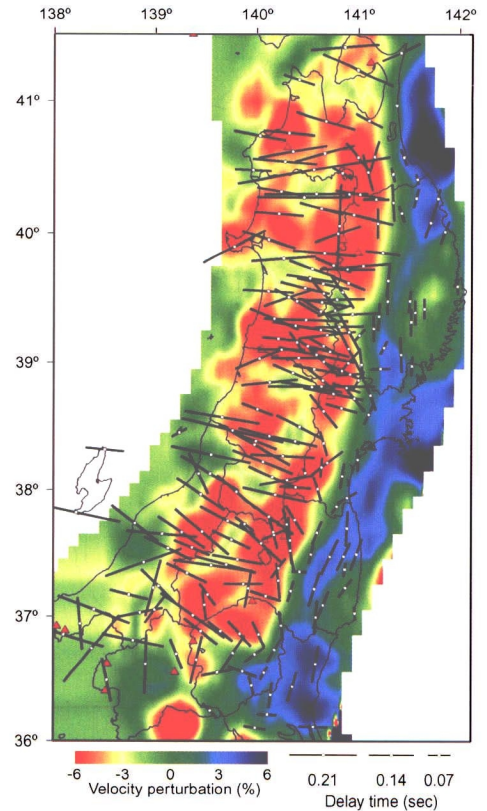


Fig. 7. Distribution of the averaged fast direction for each station superposed on S-wave velocity perturbations along the low-velocity zone in the mantle wedge [Nakajima *et al.* (2001)]. Velocity image is the map showing the lowest part of S-wave velocity in the mantle wedge, that is, the velocity variation within the upwelling flow. Red and blue colors show low and high velocities, respectively. Red triangles denote active volcanoes.

応力は低く、そこでは流動方向に平行な ϕ が観測されることが示唆される。東北日本のようにスラブが海溝軸に直交する方向に沈み込んでいる地域では、マントルウェッジ内の流動方向はプレートの相対運動方向と平行になる [Hall *et al.* (2000)] こと、Fig. 7 に示すように、 ϕ の空間分布とマントルウェッジの上昇流の分布が極めてよい対応を示すことから、観測された ϕ はマントルウェッジ内の上昇流の流動方向を反映していると考えられる。

背弧側の観測点で観測されたS波スプリットングがマントルウェッジ内の二次対流の上昇流の方向を反映しているのであれば、北海道においては、上昇流の方向

はプレートの相対運動方向と一致しないことになる。観測された ϕ はややばらついており、今後さらなる検討が必要であるが、本研究で得られた結果は、北海道下においては上昇流の方向はプレートの相対運動方向というよりはむしろプレートの最大傾斜方向 [たとえば, *Katsumata et al. (2003)*] に近いことを示唆している。この結果は、斜め沈み込みの場合でも、マントル内の対流は海溝と直交する方向に発達するという *Honda and Yoshida (2005)* の数値計算結果と調和的である。

北海道および東北日本沈み込み帯において、観測された S 波スプリッティングから推測される、マントルウェッジ内の上昇流の方向を Fig. 8 に模式的に示す。東北日本弧下では、プレートが海溝軸にほぼ直交方向に沈み込んでいるため、二次対流の方向もプレートの相対運動方向と一致すると考えられ、この地域ではマントルウェッジ内の二次対流は大局的にみれば 2 次元であると推測される。一方、北海道における上昇流の方向の解釈は容易ではないが、以下のようなメカニズムが考えられる。スラブ直上の下降流によって生じたマントルウェッジ内の質量欠損を補填するためには、深部から高温（低粘性）のマントル物質が受動的に上昇することが必要である。その際、上昇のために必要なエネルギーが最小な物質が選択されることが期待される。すなわち、質量欠損が生じた領域から一番近い場所にあるマントル物質が上昇してくるであろう。北海道のようにプレートが斜めに沈み込んでいる場合、上昇流は、より遠い場所にあるマントル物質が上昇してくることになるプレート相対運動方向ではなく、より近いマントル物質が上昇してくることになるスラブの最大傾斜方向に形成されることが考えられる。

5.2 前弧側の異方性の原因

これまでの研究によれば、前弧側で観測された S 波スプリッティングの原因として、主として (1) 高応力下でのオリビンの変形、(2) 地殻またはスラブの異方性が考えられる。*Kneller et al. (2005)* によれば、東北日本の前弧側マントルウェッジの温度・圧力条件下では、オリビンの選択配向により流動方向にほぼ直交する ϕ が期待される。もし、前弧側のマントルウェッジにおいてもオリビンの選択配向が卓越しているならば、観測されたような海溝軸にほぼ平行な ϕ をもつ S 波スプリッティングを説明することができる。

東北日本における浅発地震を用いた S 波スプリッティング解析から、地殻の異方性によって生じる dt は 0.1 s 以下であると推定されている [*Okada et al. (1994)*, *中島 (2002)*]。本解析によって前弧側で得られた各観測点の dt の平均値は、0.05–0.1 s であり、地殻の異方性に

よって生じる dt とあまり変わらない。しかし、少なくとも東北日本においては、浅発地震のメカニズム解から推定される P 軸 [*小菅 (1999)*] と S 波偏向異方性解析から推定された ϕ は直交しているため、観測された S 波スプリッティングはクラックの選択配向が原因と考えられる地殻の異方性だけでは説明できない。最近の P 波方位異方性の研究から、太平洋スラブでは南北方向に速い P 波が卓越することが指摘されており [*Ishise and Oda (2005)*]、東北日本の前弧側の観測点で得られた ϕ はこの P 波方位異方性の研究結果と調和的である。前弧側で観測された S 波スプリッティングはスラブの異方性も反映しているのかもしれない。

前弧側の異方性についてその原因はいくつか考えられるが、本研究で観測された S 波スプリッティングの原因を特定することはできなかった。しかしながら、本研究

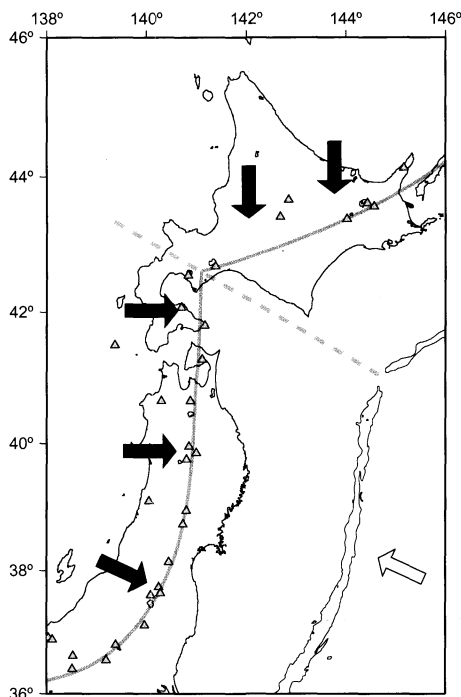


Fig. 8. Schematic illustration of the direction of the upwelling flow in the mantle wedge. Black arrows indicate the flow direction inferred from observed fast directions. Note that, in Tohoku (south of the arc-arc junction), the upwelling flow is generated sub-parallel to the plate convergent direction, whereas it is generated sub-parallel to the maximum dip-direction of the subducting slab in Hokkaido (east of the arc-arc junction).

で明らかにした海溝軸にほぼ平行な ϕ は、海溝軸に対してプレートが斜めに沈み込む北海道東部から、ほぼ垂直に沈み込む東北地方南部にかけて連続的に確認できる。この観測事実は、前弧側の異方性はプレートの相対運動方向というよりはむしろ海溝軸の方向によって特徴づけられることを示唆している。

5.3 S波スプリッティングの時間差

観測された dt についても ϕ と同様に空間分布に特徴がみられ (Fig. 5a), 前弧側の観測点で得られた dt より背弧側の観測点のそれの方が系統的に大きい。これまで、 ϕ の空間分布の特徴をもとに異方性の原因について考察してきたが、 dt についても、観測値と理論値を併せて議論することで異方性構造の理解が進むと期待される。これまでの研究でも、数値シミュレーションから推定された歪場から理論的な dt を計算したり [Fisher *et al.* (2000), Hall *et al.* (2000)], 上部マントル内に一様に異方性媒質が分布していると仮定して dt の計算を行ったり [たとえば, Yang *et al.* (1995)] して、観測値と比較することでマントルの異方性の強さを推定している。本論文では、背弧側のマントルウェッジではオリビンの選択配向により異方性が生じていると推測したが、その場合、理論的な dt を推定するためには、歪の大きさや鉱物の弾性定数の情報が必要であり、また、異方性の強さと異方性領域がトレードオフするという問題もある。したがって、東北日本では異方性構造をモデル化し、 dt の理論値を計算することは现阶段では容易ではない。 dt の定量的な議論を行うためには、高温・高圧の室内実験によるオリビンの弾性定数の測定と、インバージョンなどによる3次元異方性構造の推定が不可欠である。

§6. ま と め

本研究では、北海道および東北日本沈み込み帯における異方性構造の解明を目的として、稍深発地震の波形データを用いてS波スプリッティング解析を行った。大学と気象庁の観測点に加え、非常に稠密に配置された防災科研 Hi-net で得られた波形データを解析することにより、S波スプリッティングパラメーターの空間分布の特徴を詳細かつ広域に抽出することができた。その結果、以下のことが明らかになった。

1. 前弧側の観測点では海溝軸にほぼ平行な ϕ が、背弧側の観測点ではそれにほぼ直交する ϕ がおもに観測された。
2. 各観測点における dt の平均値は、前弧側の観測点では 0.05–0.1 s であり、背弧側の観測点ではこれよりもやや大きい (0.1–0.5 s)。
3. ϕ と dt の空間分布の特徴は、東北地方南部から

北海道東部にかけて島弧走向に沿って連続的に確認することができる。このことは、ほぼ同一の異方性構造が、島弧会合部を含め東北日本弧から千島弧にわたって連続的に分布していることを示している。

4. 背弧側で観測されたS波スプリッティングは、主にマントルウェッジ内の上昇流によって流動方向に選択配向したオリビンの異方性が原因であると推測される。観測された ϕ の方向から、東北地方では上昇流の方向はプレートの収束方向にほぼ平行であり、北海道 (島弧会合部より東) ではそれと斜交していることが示唆される。
5. 前弧側で観測されたS波スプリッティングの原因として、(1) 高応力下でのオリビンの選択配向、(2) 地殻またはスラブの異方性、の2つの可能性がおもに考えられる。

本研究から示唆される上昇流の方向は、マントルダイナミクスや島弧火山の深部構造をモデル化する上で非常に重要な情報である。今後、九州や北海道と同じ斜め沈み込みをしている伊豆・小笠原におけるS波スプリッティング解析を行うことで、日本列島周辺のマントルダイナミクスの理解がさらに深まることが期待される。

謝 辞

本解析を行うにあたり、北海道大学、弘前大学、東京大学地震研究所、気象庁の定常観測点で得られた波形データを使用させて頂きました。海野徳仁教授、藤本博巳教授、五十嵐丈二教授、佐藤春夫教授には有意義なご助言を頂きました。査読者の小田 仁氏、水野高志氏には有益なコメントを頂きました。また、Yale大学の唐戸俊一郎教授、片山郁夫博士との議論は有益でした。東北大学21世紀COEプログラム「先端地球科学技術による地球の未来像創出」主催によるセミナーおよびワークショップを通して、多くの研究者と議論をすることができました。記して感謝いたします。

文 献

- Ando, M., Y. Ishikawa and F. Yamazaki, 1983, Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5850–5864.
- Audoine, E., M. K. Savage and K. Gledhill, 2004, Anisotropic structure under a back arc spreading region, the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **109**, 10.1029/2003JB002932.
- Bostock, M.G. and J. F. Cassidy, 1995, Variations in SKS splitting across western Canada, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 5–8.

- Bowman, J. R. and M. Ando, 1987, Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **88**, 25–41.
- Currie, C. A., J. F. Cassidy, R. D. Hyndman and M. G. Bostock, 2004, Shear wave anisotropy beneath the Cascadia subduction zone and western North American craton, *Geophys. J. Int.*, **157**, 341–353.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein, 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194.
- Eberle, M. A., O. Grasset and C. Sotin, 2002, A numerical study of the interaction between the mantle wedge, subducting slab, and overriding plate, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **134**, 191–202.
- Fischer, K. M. and X. Yang, 1994, Anisotropy in Kuril-Kamchatka subduction zone structure, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 5–8.
- Fischer, K. M. and D. A. Wiens, 1996, The depth distribution of mantle anisotropy beneath the Tonga subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 253–260.
- Fischer, K. M., E. M. Parmentier, A. R. Stine and E. R. Wolf, 2000, Modeling anisotropy and plate-driven flow in the Tonga subduction back arc, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16181–16191.
- Fouch, M. J. and K. M. Fischer, 1998, Shear wave anisotropy in the Mariana subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1221–1224.
- Hall, C. E., K. M. Fischer, E. M. Parmentier and D. K. Blackman, 2000, The influence of the plate motions on three-dimensional back arc mantle flow and shear wave splitting, *J. Geophys. Res.*, **105**, 28009–28033.
- Hasegawa, A. and J. Nakajima, 2004, Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism, in “The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics,” ed. by R. Stephen, J. Sparks and C. J. Hawkesworth, *Geophys. Monogr. Ser.*, **150**, AGU, Washington, D.C., 81–94.
- Hasegawa, A., D. Zhao, S. Hori, A. Yamamoto and S. Horiuchi, 1991, Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, *Nature*, **352**, 683–689.
- Hasegawa, A., S. Horiuchi and N. Umino, 1994, Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22295–22311.
- Hiramatsu, Y., M. Ando and Y. Ishikawa, 1997, ScS wave splitting of deep earthquakes around Japan, *Geophys. J. Int.*, **128**, 409–424.
- Honda, S. and T. Yoshida, 2005, Effects of oblique subduction on the 3-D pattern of small-scale convection within the mantle wedge, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13307, doi: 10.1029/2005GL023106.
- Ishise, M. and H. Oda, 2005, Three-dimensional structure of P-wave anisotropy beneath Tohoku district, northeast Japan, *J. Geophys. Res.*, **110**, B07304, doi: 10.1029/2004JB003599.
- Jung, H. and S. Karato, 2001, Water-induced fabric transitions in olivine, *Science*, **293**, 1460–1463.
- Kaneshima, S., 1990, Origin of crustal anisotropy: Shear wave splitting studies in Japan, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11121–11133.
- Katayama, I., H. Jung and S. Karato, 2004, New type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low stress, *Geology*, **32**, 1045–1048.
- Katsumata, K., N. Wada and M. Kasahara, 2003, Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kurile arc-arc junction, *J. Geophys. Res.*, **108**, 10.1029/2002JB002175.
- Kneller, E. A., P. E. van Karen, S. Karato and J. Park, 2005, B-type olivine fabric in the mantle wedge: Insights from high-resolution Non-Newtonian subduction zone models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **237**, 781–797.
- 小菅正裕, 1999, 地殻内地震から見た東北日本の応力配置, 月刊地球, 号外, **27**, 107–112.
- 小菅正裕・置田貴代美, 2001, S波スプリッティングから見た下北半島下のリソスフェアの不均質構造, 地震研究所彙報, **76**, 37–49.
- Kubo, A. and Y. Hiramatsu, 1998, On presence of seismic anisotropy in the asthenosphere beneath continents and its dependence on plate velocity: Significance of reference frame selection, *Pure Appl. Geophys.*, **151**, 281–303.
- Kuo, B. Y., C. C. Chen and T. C. Shin, 1994, Split S waveforms observed in northern Taiwan: Implications for crustal anisotropy, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1491–1494.
- Levin, V., D. Droznin, J. Park and E. Gordeev, 2004, Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka, *Geophys. J. Int.*, **158**, 1009–1023.
- 中島淳一, 2002, 東北日本弧の地震波速度・異方性構造と温度および流体分布, 東北大学博士論文, 146pp.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, 2004, Shear-wave polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeastern Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **225**, 365–377.
- 中島淳一・長谷川昭, 2005, 北海道下の三次元地震波速度構造—マントルウェッジ内の上昇流と火山の深部構造—, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, S053–002.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2001, Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *J. Geophys. Res.*, **106**, 21843–21857.
- Nakajima, J., Y. Takei and A. Hasegawa, 2005, Quantitative analysis of the inclined low-velocity zone

- in the mantle wedge of northeastern Japan: A systematic change of melt-filled pore shapes with depth and its implications for melt migration, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **234**, 59–70.
- Nur, A., 1971, Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks, *J. Geophys. Res.*, **76**, 2022–2034.
- 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.
- Oda, H. and H. Shimizu, 1997, S wave splitting observed in southwest Japan, *Tectonophysics*, **270**, 73–82.
- Okada, T., T. Matsuzawa, S. Matsumoto, K. Nida, A. Ito and A. Hasegawa, 1994, Shear wave splitting observed in the southwestern part of Fukushima Prefecture, northeastern Japan, *J. Phys. Earth*, **42**, 303–319.
- Okada, T., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, 1995, Shear-wave polarization anisotropy beneath the north-eastern part of Honshu, Japan, *Geophys. J. Int.*, **123**, 781–797.
- 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–xviii.
- Tsumura, N., S. Matsumoto, S. Horiuchi and A. Hasegawa, 2000, Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, *Tectonophysics*, **319**, 241–260.
- Yang, X., K. M. Fischer and G. A. Abers, 1995, Seismic anisotropy beneath the Shumagin Islands segment of the Aleutian-Alaska subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18165–18177.
- 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.