

東北日本弧の三次元地震波速度構造と V_p/V_s 構造

中島 淳一¹⁾・松澤 暢¹⁾・長谷川 昭¹⁾・趙 大鵬²⁾

¹⁾ 東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センター

²⁾ 愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター

Seismic Velocity Structure and V_p/V_s Structure beneath the Northeastern Japan Arc as Inferred from Seismic Traveltime Tomography

Junichi Nakajima¹⁾, Toru Matsuzawa¹⁾, Akira Hasegawa¹⁾ and Dapeng Zhao²⁾

¹⁾ Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

²⁾ Geodynamics Research Center, Ehime University

Abstract

Precise estimations both for P- and S-wave velocity structures are essential for understanding the nature of the Earth's interior. We attempted to estimate P- and S-wave velocity structures beneath the northeastern (NE) Japan arc by travel time tomography. We used 169,712 P-wave and 103,993 S-wave arrival times read from waveform data of 4,338 events recorded at more than 200 seismic stations. We estimated the velocity structure in the whole area of NE Japan by setting grids with a horizontal spacing of about 25 km and a vertical spacing of 10-30 km. Low-velocity zones (LVZs) almost parallel to the subducted high-velocity Pacific plate are identified for both P- and S-waves. These LVZs have larger amplitudes for S-wave compared to P-wave. Estimated V_p/V_s ratio is 1.69 on average in the upper crust, 1.75 in the lower crust, and 1.77 in the uppermost mantle. This difference in V_p/V_s ratios among layers are probably caused by differences in the material composing each layer. Our results clearly show LVZs for both P- and S-waves in the crust just beneath active volcanoes. In the uppermost mantle, LVZs are distributed continuously along the volcanic front. These LVZs have smaller V_p/V_s values in the upper crust, while they have larger values in the lower crust and uppermost mantle.

Key words: seismic velocity structure, V_p/V_s ratio, microearthquakes, low-frequency microearthquakes, northeastern Japan arc

1. はじめに

本研究の対象領域である東北日本弧は、典型的なプレート沈み込み帯に位置し、プレート境界のみならず、陸域でも1896年の陸羽地震(M7.2)(Fig. 1の星印)をはじめとした大地震が数多く発生するなど、地震活動が非常に活発な地域である。

東北日本弧の三次元地震波速度に関しては、すでにいくつかの研究がなされている。Hasemi *et al.* (1984) は、Aki and Lee (1976) によるブロックインバージョン法を用い、東北地方の三次元P波速度構造を推定した。使

用した観測点は17点、使用した地震はやや深発地震56個で、P波到達時の読みとり値は835個であった。小原・他(1986)は同様の手法で東北地方のP波とS波の三次元速度構造を推定した。使用した観測点は41点で、やや深発地震139個を用いた。使用したP波とS波の読みとり数はそれぞれ3,471個、1,442個であった。これらの研究により、沈み込む太平洋プレートに対応する高速度域の存在や、活火山の下の地殻と最上部マントルに存在する低速度域の存在が明らかになった。ただし、これらの解析では、コンラッド面やモホ面、プレート境界

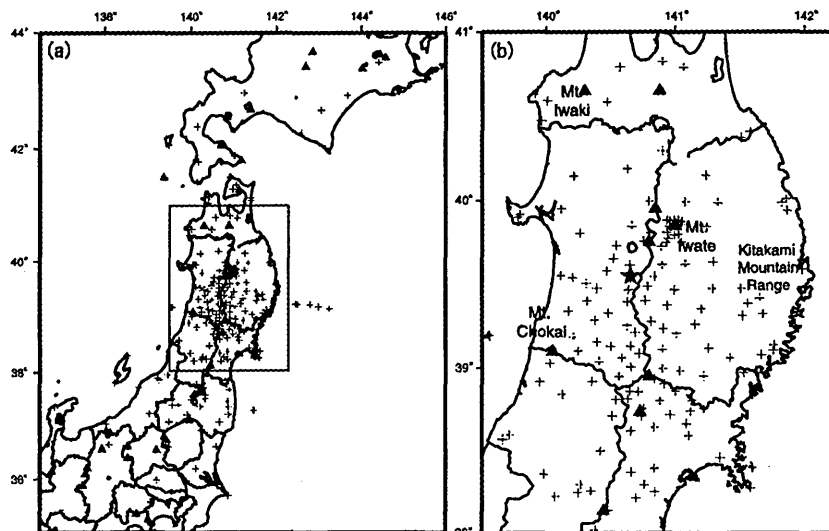


Fig. 1. (a) Map showing the locations of seismic stations (crosses) and active volcanoes (solid triangle). (b) Magnification of the area in the rectangle of (a). Solid star denotes 1896 Rikuu Earthquake (M7.2).

といった速度不連続面の形状は考慮に入れられていなかった。

一方, Zhao *et al.* (1992) はコンラッド面, モホ面, プレート境界の形状を考慮に入れたインバージョン法を開発し, 東北地方の三次元地震波速度構造を推定した。グリッド間隔は緯度, 経度方向に 0.25-0.33 度, 深さ方向には 10-30 km 間隔で 7 層のグリッドを配置した。使用した観測点は 61 点, 215 個の浅発地震と 255 個のやや深発地震を用いた。使用した P 波, S 波の読みとり数はそれぞれ 14,045 個, 4,350 個であった。彼らは厚さ 90 km 程度の高速度の太平洋プレートを明瞭に写し出し, さらに活火山直下には上部地殻から最上部マントルに至る顕著な低速度域が存在していることを明瞭に示した。また, マントルウエッジには, 西に傾斜した低速度域が火山フロントに沿って連続的に分布していることなども明らかにした。S 波反射面や低周波微小地震はこの低速度域周辺に分布している [Hasegawa *et al.* (1991)]. しかしながら, S 波速度構造を精度よく推定することができなかったため, V_p/V_s 構造の推定は行っていない。

東北地方には, 弘前大学, 東北大学, 東京大学, 気象庁によって多数の地震, 火山, 地殻変動の定常観測点が設置されているが, さらに全国の大学および研究機関が共同で, 内陸地震のテクトニクスの解明を目指して 1997-1998 年度に「97-98 東北脊梁山地合同地震観測・構造探査実験」を実施し, 脊梁山地を中心に非常に稠密な地震観測網が構築された (Fig. 1) [長谷川・平田 (1999)]. この稠密な観測網で得られたデータを用いて解析を行うことで, 過去の研究では識別できなかった構造のより短

波長的な不均質をとらえることが可能になると期待される。

そこで本解析では, これらの観測点で得られたデータを用いて三次元地震波速度構造を推定する。従来の研究では十分なイメージを得ることができなかった S 波の三次元速度構造についても, 分解能のよい結果を得ることができると期待され, P 波の結果とあわせることで V_p/V_s 比の詳細な構造の推定も可能になり, 地震発生場との関係を議論することができると思われる。

2. データと解析手法

1997 年 10 月から 1999 年 7 月までの期間に発生した地震のうち, P 波の初動が 10 点以上で読めている地震を, 解析領域内に均質に分布するように選び出した。このような条件で選択された地震は全部で 3,868 個である。本解析では Zhao *et al.* (1992) で使用された地震 470 個もデータに加え, 総計 4,338 個の地震を用いた。このうち, 震源の深さが 40 km より浅い地震が 1,647 個, 40 km より深い地震が 2,691 個である。これらの地震の震源分布を Fig. 2 に示す。これらの地震から得られた P 波の読みとり値は 169,712 個, S 波の読みとり値は 103,993 個であった。初動の読みとり精度は P 波で 0.1 秒, S 波で 0.2 秒程度である。使用した観測点は 230 点である (Fig. 1)。

インバージョンには Zhao *et al.* (1992) の手法を用いた。インバージョンの際のグリッド配置を Fig. 3 に示す。グリッド間隔は水平方向には 0.25 度, 鉛直方向には 10-30 km 間隔である。初期速度構造については, 地殻内

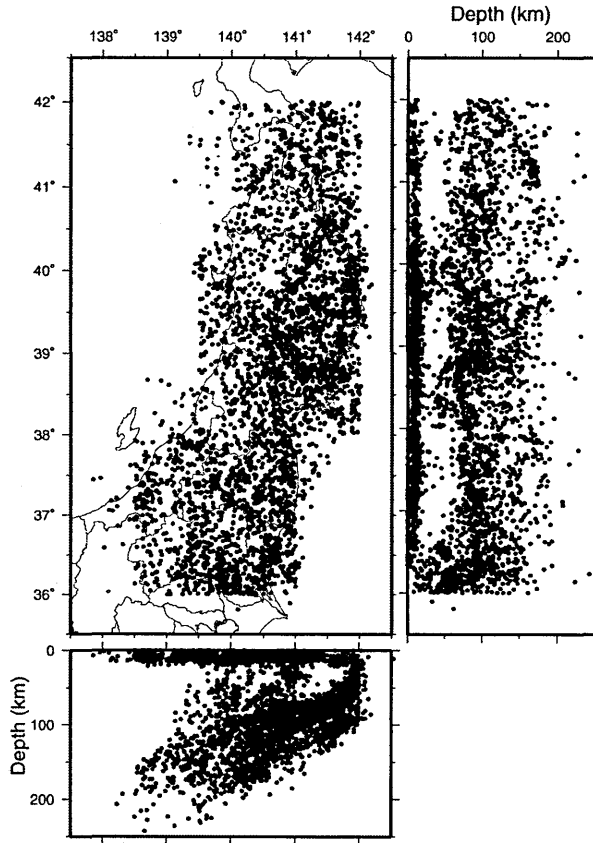


Fig. 2. Hypocenter distribution of 4338 earthquakes used in this study.

では Iwasaki *et al.* (2001) の結果から計算した平均的な速度構造を, マントル内については Zhao *et al.* (1992) の速度構造を用いた (Table 1). 速度不連続面の形状は Nakajima *et al.* (2001 a) と同じである.

3. 結果

グリッドインバージョンでは, ある点の速度をその周りのグリッドポイントの速度の重み付き平均で与えることになるため, 速度異常があったとしても, その場所にグリッドポイントが配置されていない場合は, その速度異常は周囲のグリッドポイントの位置にイメージされてしまう. そこで, Fig. 3 に示したグリッド配置でインバージョンした結果とグリッドの位置を北東方向にグリッド間隔の半分ずらしてインバージョンした結果を平均処理して, 東北地方全域の三次元地震波速度構造を求めた.

深さ 150 km までの P 波と S 波の結果を Fig. 4 に示す. 速度パーターベーションは本解析で求めた各層の平均速度 (Table 1) からのずれを表す. ○は平均速度よりも遅い領域, +は平均速度よりも速い領域を表している. なお, 各層の平均速度を計算する際には, 解の信頼

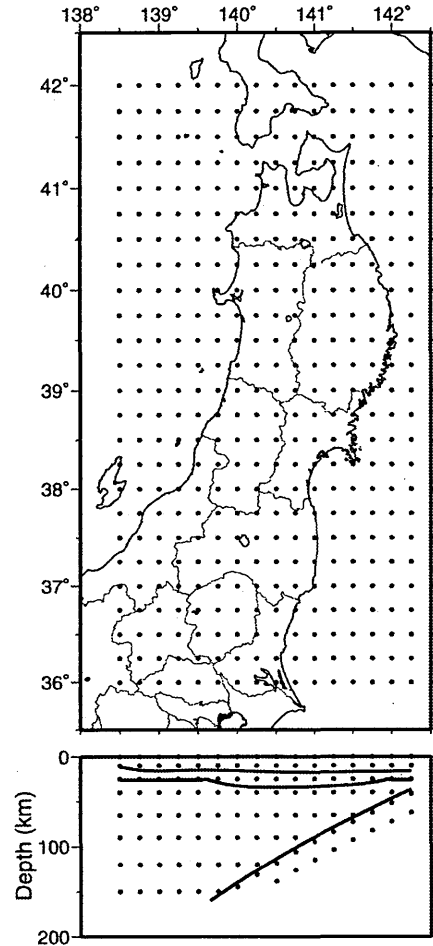


Fig. 3. Configuration of grids adopted for the inversion. Solid lines in the vertical cross-section denote seismic velocity discontinuities.

Table 1. Initial velocity and average of the inverted velocity at each depth.

Depth (km)	P wave velocity (km/s)		S wave velocity (km/s)	
	Initial	Inverted	Initial	Inverted
0	5.60	5.42	3.24	3.13
10	6.00	6.04	3.47	3.55
25	6.79	6.61	3.92	3.76
40	7.72	7.60	4.34	4.29
65	7.79	7.69	4.38	4.31
90	7.92	7.73	4.45	4.34
120	8.01	8.27	4.50	4.56
150	8.09	8.37	4.55	4.61

性の高い陸域のデータのみを用いており, 海域のデータやスラブ内の速度は用いていない. 走時残差の平均は P 波で 0.267s から 0.214s に, S 波で 0.593s から 0.437s に減少した. Fig. 4 の結果に対応するチェッカーボードレゾリューションテスト (CRT) の結果を Fig. 5 に示す.

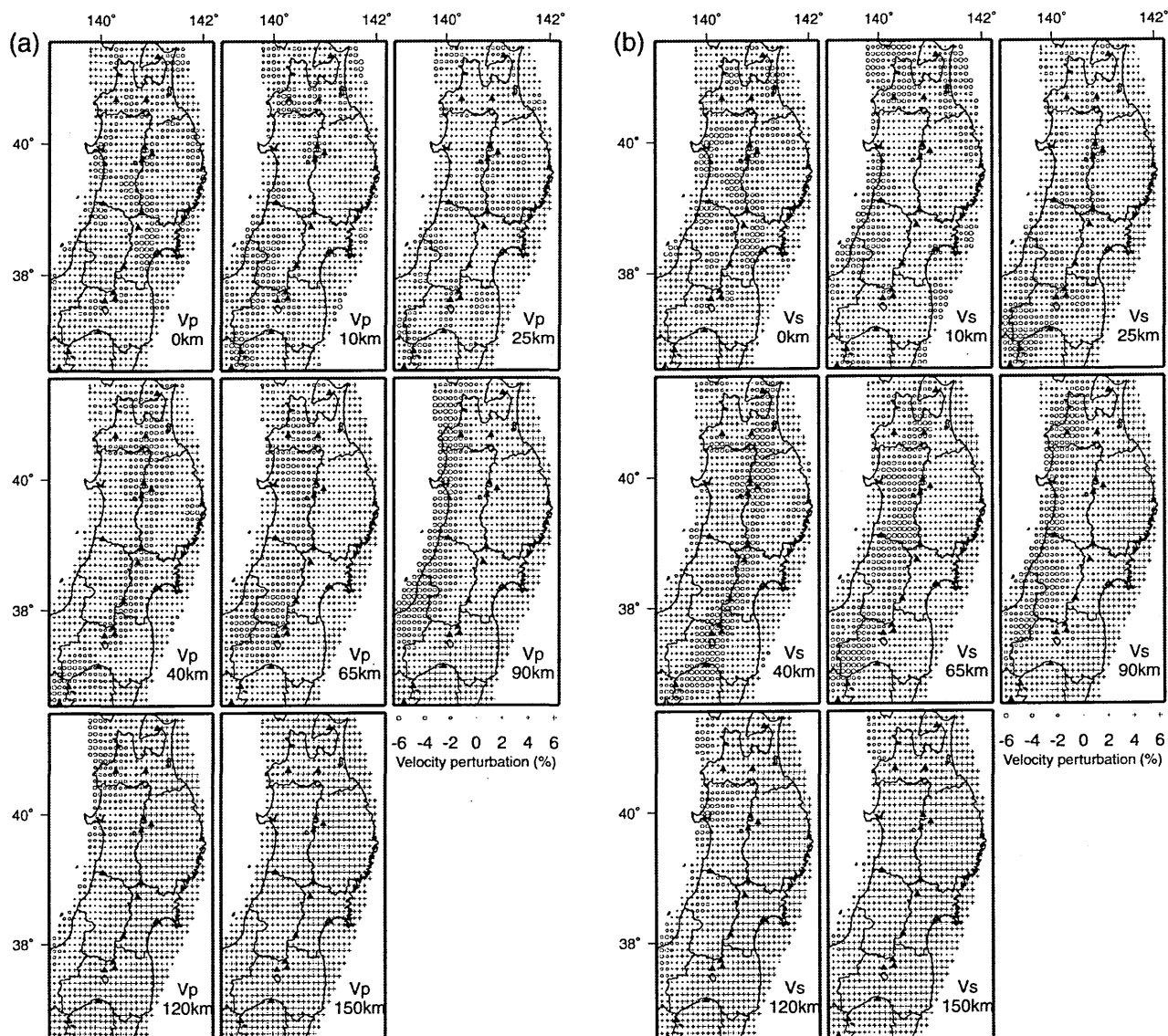


Fig. 4. (a) P-wave velocity perturbations obtained by the inversion. Crosses and circles represent high and low velocities, respectively. Solid triangles denote active volcanoes. The depth of each layer is shown at the bottom right corner of each map. (b) S-wave velocity perturbations obtained by the inversion. Symbols are the same as in (a).

CRTの際には±3%の速度異常を各グリッドに交互に与えて計算を行った。Fig. 5 (a)からは、P波は深さ120 kmまでは非常に解の分解能がよいことがわかる。一方、S波の各深さの分解能はP波には劣るが、チェッカーボードパターンはほぼ再現できていることがわかる (Fig. 5 (b))。

Fig. 4を見ると、各深さにおいてP波の結果とS波の結果が非常に相関が良いことがわかる。深さ10 kmの特徴は、P波およびS波とも活火山直下に低速度域が存在すること、北上山地の下が高速域になっていることである。深さ25 kmでは低速度域は活火山直下に限らず、火

山フロント沿いの地域を中心として比較的広範囲に分布している。深さ40 kmではP波およびS波とも火山フロントの直下もしくはその前弧側に連続的に低速度域が分布している。Zhao *et al.* (1992, 1994), Zhao and Hasegawa (1993)は、P波の結果でこの連続的な低速度域の存在を明らかにしたが、S波の結果では明らかではなかった。S波の低速度域も連続的に分布していることは本研究で初めて明らかにされた。この低速度域は火山フロントに沿う活火山のみではなく、岩木山と鳥海山といった日本海側の火山に向かって北西にも伸びているように見える。また、P波、S波とも北上山地中央部に低

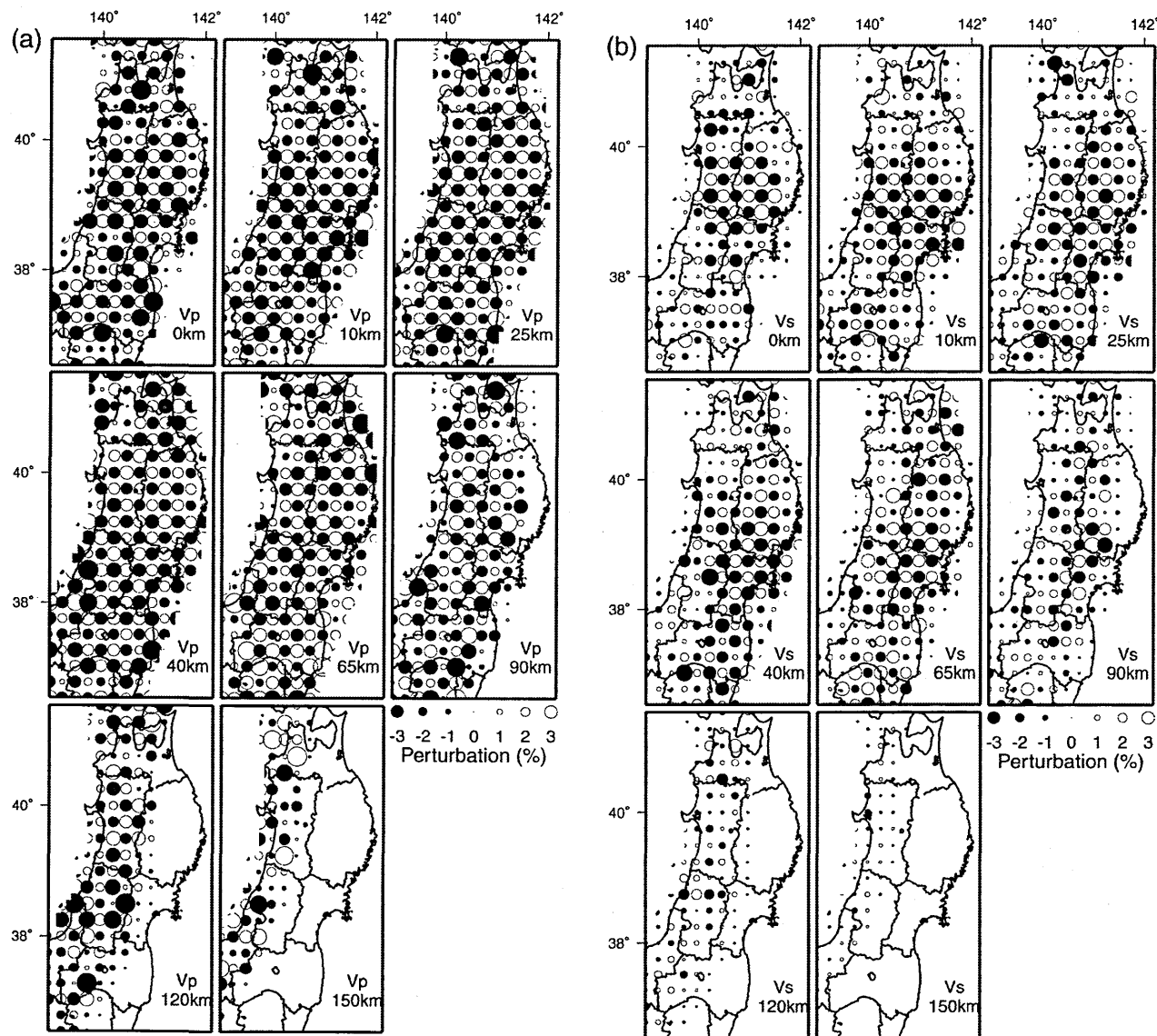


Fig. 5. Results of checkerboard resolution test for (a) P- and (b) S-wave velocity structure. The depth of the layer is shown at the bottom right corner of each map.

度域が確認できる。深さ 65 km になると P 波、S 波ともに低速度域は背弧側に移動し、前弧側に顕著な低速度域は存在しない。深さ 40 km、65 km で見られた低速度域は深さ 90 km では西方に移動し、より深い領域ではさらに西方に移動している。

4. 議 論

4.1 東北日本弧の鉛直断面

Fig. 6 に東北日本弧の鉛直断面図を示す。上段が P 波の結果、下段が S 波の結果である。カラスケールは赤が低速度、青が高速度を表し、図中の黒丸は微小地震、+は深部低周波微小地震 [岡田・長谷川 (2000)] の震源を表す。赤三角は活火山を示す。各測線の位置は挿入図

に示してある。

これらを見ると、P 波、S 波とも沈み込む太平洋プレートとはほぼ平行に低速度域が背弧側の深い領域から最上部マントルまで連続的に分布していることがわかる。この低速度域はその振幅は小さいが活火山のない断面 (B-B') でも確認できる。このような低速度域は P 波においては、Zhao *et al.* (1992, 1994), Zhao and Hasegawa (1993) が明らかにしているが、S 波についても同様の傾向が見られることは本研究で初めて明らかになった。これらの低速度域の振幅は P 波よりも S 波の方が大きい。また、活火山を通る測線では、これらの低速度域は地殻内まで連続的に分布していることが確認でき、それらは活火山直下の地表近くまで続いている。モホ面

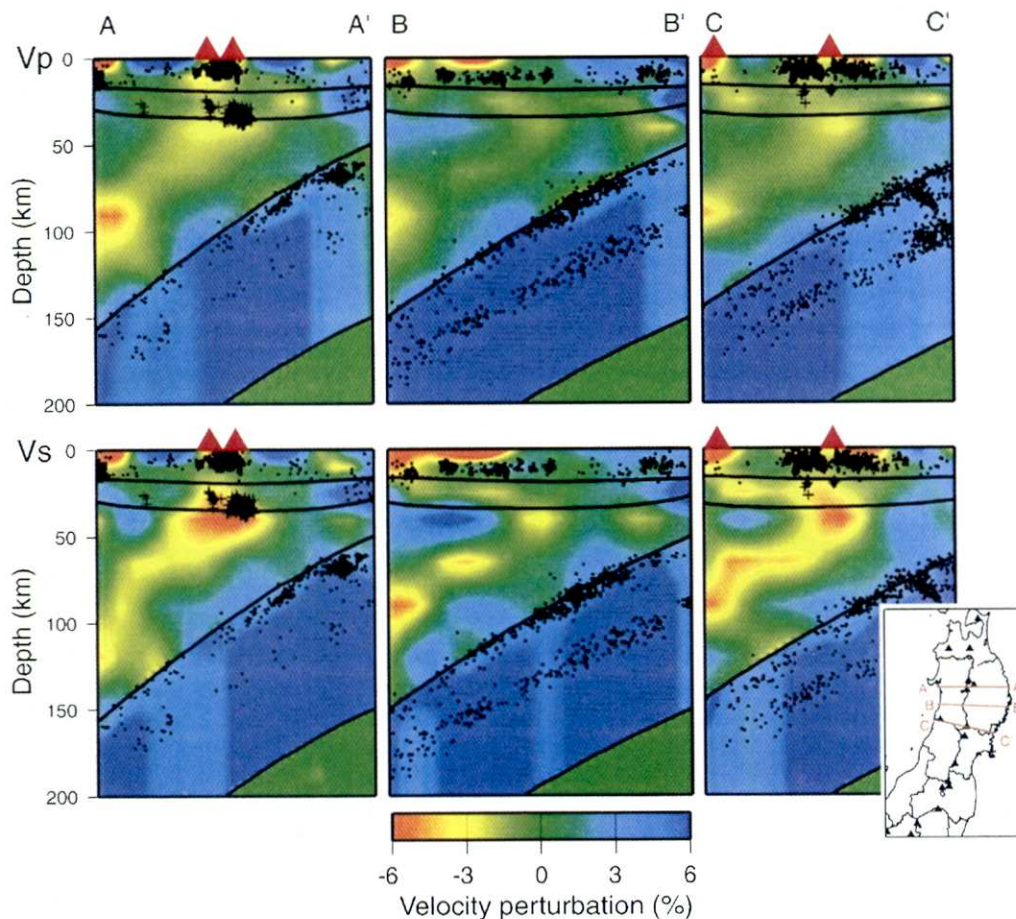


Fig. 6. Across-arc vertical cross-sections of P- and S-wave velocity perturbations along the profiles shown in the inserted map. Upper figures show P-wave velocity perturbations and lower ones show S-wave velocity perturbations. Red and blue colors represent low and high velocities, respectively. Red triangles and solid lines represent active volcanoes and seismic velocity discontinuities, respectively. Black circles and crosses indicate microearthquakes and low-frequency microearthquakes [Okada and Hasegawa (2000)], respectively.

近傍で発生する低周波微小地震はこのような低速度域の周辺で多く発生しているように見える。速度構造と微小地震の発生域との関係は必ずしも明確ではないが、上部地殻内の微小地震は V_p/V_s 比の小さな領域に多く発生していることがわかっている [Nakajima *et al.* (2001 b)]. 東北日本弧では, Tsumura *et al.* (1996, 2000) によって, 三次元 Q_p 構造が明らかにされている。本研究の結果と Tsumura *et al.* (2000) による Q_p 構造とを比較すると, 東北日本弧の南部ではマントルウェッジ内の低速度域と低 Q_p 域がよく一致している [Nakajima *et al.* (2001 a)].

4.2 東北日本弧の V_p/V_s 構造

従来の研究では, S波の読みとり値が少なく, S波の速度構造を精度よく求めることが困難であったため, V_p/V_s 構造を推定した研究はあまり多くない。一方, 東北大学では1994年5月以降, 波形の読みとりをワーク

ステーションを用いて行うようにしたことにより, 多点の水平動記録からS波初動の読みとりを行えるようになったため, S波の読みとり精度とデータ量は飛躍的に向上した。さらに, 本研究では原記録からP波, S波走時を読み直すなど, データの精度を上げることを試みた。密な観測網と数多くの震源から得られたこのような多量のS波のデータを用いることにより, S波の構造もかなりの精度で推定できていると考えられる。そこで, 本解析で推定したP波とS波の構造から V_p/V_s 比を推定した。

Fig. 4の結果をもとに計算した東北地方全域の V_p/V_s 比を Fig. 7に示す。カラースケールは V_p/V_s 比の絶対値を表し, 青は V_p/V_s 比が小さい領域, 赤は V_p/V_s 比が大きい領域を表す。赤三角は活火山, 黒四角は群発地震 [植木・高木 (1989)], クロス(+)は深部低周波微小地震 [岡田・長谷川 (2000)] を表す。

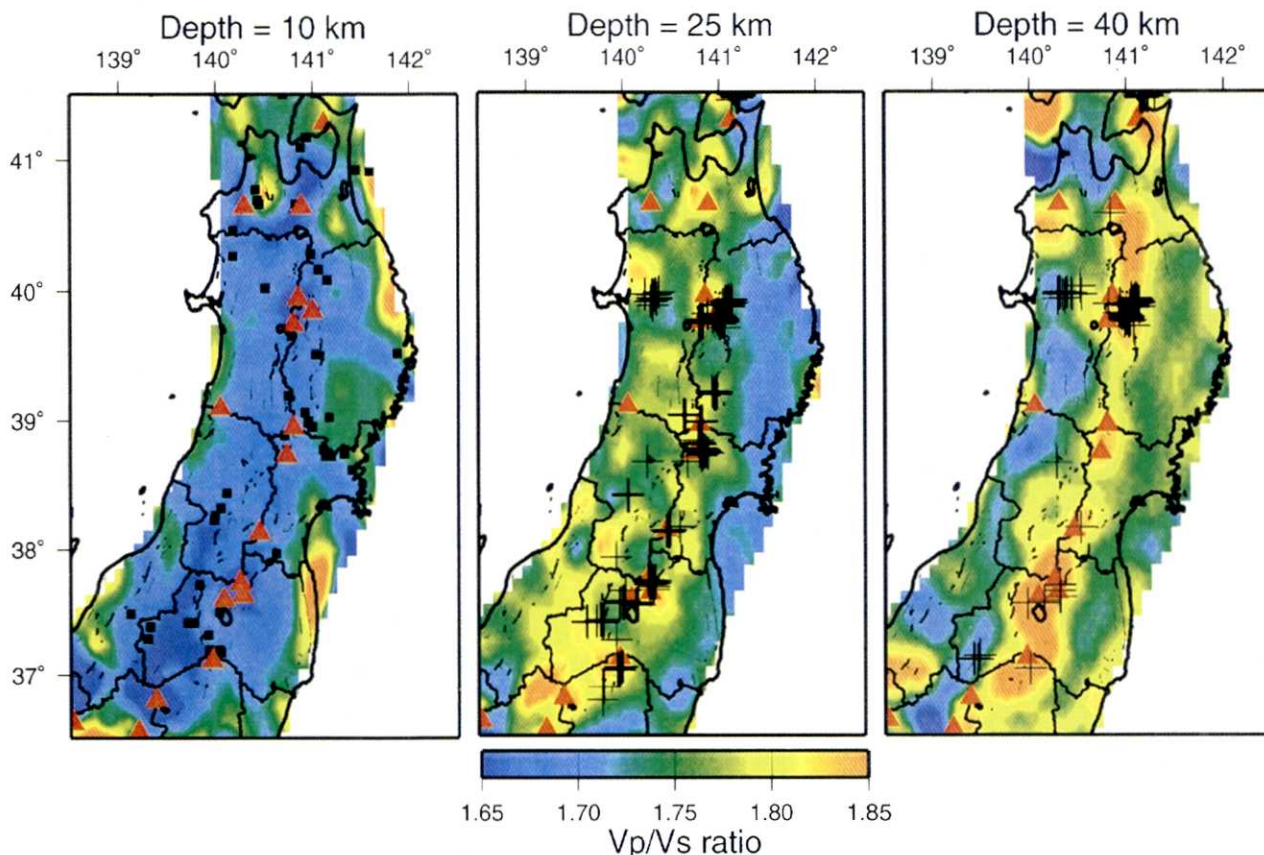


Fig. 7. Distribution of V_p/V_s ratio. Blue and red colors represent low and high V_p/V_s ratios, respectively. Red triangles denote active volcanoes. Black squares and crosses denote swarms [Ueki and Takagi (1989)] and low-frequency microearthquakes [Okada and Hasegawa (2000)], respectively. The depth of each layer is shown at the top of each map.

各層の V_p/V_s の平均値は、上部地殻で 1.69、下部地殻で 1.75、最上部マントルで 1.77 である。この各層間の V_p/V_s 比の違いは、各層を構成している岩石の違いに起因すると考えられる。このような各層の V_p/V_s 比は過去の研究結果と調和的である [たとえば、堀内・他 (1977)、伊藤・大東 (1996)、小野寺・他 (1998)]。上部地殻ではほぼ全域で V_p/V_s 比が小さくなっており、特に活火山の下で V_p/V_s 比が小さくなっている。下部地殻では活火山の直下およびその背弧側で V_p/V_s 比が大きく、前弧側では V_p/V_s 比は小さい。最上部マントルでは火山フロントに沿って V_p/V_s 比の大きい領域が広域に分布する。本解析では、初期構造として地殻内で一定の V_p/V_s 比 (1.73) を与えたにもかかわらず、深さ 10 km と 25 km の結果では明瞭な差が現れた。Fig. 4 の結果をあわせて考えると、活火山直下の速度構造の特徴は以下ようになる；(1) 上部地殻では V_p および V_s とも低速度で低 V_p/V_s ；(2) 下部地殻では V_p および V_s とも低速度で高 V_p/V_s ；(3) 最上部マントルでは V_p および V_s とも低速度で高 V_p/V_s 。

活火山の下で上記のような異常値をとる要因としては、温度の影響、 H_2O やメルトなどの流体の影響が考えられる。しかしながら、温度に関してはそのような深さの温度・圧力に対応する条件下での系統的な実験結果が少ないため、その影響を厳密に評価することは困難である。一方、岩石中に流体がインクルージョンとして存在する場合、それが地震波速度に与える影響についてはいくつかの理論式が提唱されており [たとえば、O'Connell and Budiansky, 1974; Mavko, 1980; Yamamoto *et al.*, 1981; Schmeling, 1985]、定量的に評価することが可能である。Yamamoto *et al.* (1981) の式を用いて計算した結果、上記の速度異常のうち上部地殻についてはアスペクト比が比較的大きい (~ 0.1) H_2O のインクルージョンの存在を、下部地殻と最上部マントルについては、アスペクト比が 0.001 程度の H_2O あるいはアスペクト比が 0.01 程度のメルトのインクルージョンの存在を仮定すれば説明できることがわかった [Nakajima *et al.* (2000, 2001a)]。

Fig. 7 に見られるように、低周波微小地震は V_p/V_s

比の大きな領域やその周辺で発生しており、低周波微小地震の発生は深部マグマ活動に起因するという Hasegawa and Yamamoto (1994) の指摘と調和的である。群発地震の震央 (■) は V_p/V_s 比の小さい領域に主に分布しており、さらに、これらの群発地震は、図には示していないが P 波および S 波の低速度域に分布する傾向にある。前述のように、P 波、S 波が低速度で V_p/V_s が小さな領域にはアスペクト比の大きな H_2O がインクルージョンとして存在していると推測される。P 波、S 波ともに低速度でかつ V_p/V_s の小さな領域に群発地震が多く分布するという空間的な特徴は、群発地震の発生には上部地殻内の H_2O が大きく関与していることを示唆する。

5. 結 論

本解析では、東北日本に設置されている多数の地震観測点で得られた P 波および S 波の読みとり値を用いて地震波速度構造を推定した。その結果、従来までは十分な精度で推定することができなかった S 波速度構造を、P 波と同程度の精度で推定することを可能にし、東北日本弧全域の詳細な V_p/V_s 構造を求めることができた。

マントルウェッジ内には沈み込む太平洋プレートにはほぼ平行な低速度域が P 波、S 波とも見られ、その振幅は S 波の方が大きいこと、そのような低速度域は活火山近傍では活火山直下の地表付近まで連続的に連なっていること、が明らかになった。

また、 V_p/V_s 比の平均値は上部地殻では 1.69、下部地殻では 1.75、最上部マントルでは 1.77 である。さらに、上部地殻ではほぼ全域で V_p/V_s 比が小さく、特に活火山の下で V_p/V_s 比が小さくなること；下部地殻では活火山の周辺で比較的大きな V_p/V_s 比をとること；最上部マントルでは火山フロントに沿って連続的に V_p/V_s 比が非常に大きい領域が存在すること；が明らかになった。

謝 辞

本解析には、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、気象庁の定常観測点および東北脊梁山地合同地震観測・構造探査実験の観測点のデータを使用させていただきました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 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.
- 長谷川 昭・平田 直, 1999, 総論: 東北日本トランセクトー島弧変形と地殻活動一, 月刊地球号外, 27, 5-11.
- Hasegawa, A. and A. Yamamoto, 1994, Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **223**, 233-252.
- 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.
- Hasemi, A.H., H. Ishii and A. Takagi, 1984, Fine structure beneath the Tohoku District, northeastern Japan arc, as derived by an inversion of P-wave arrival times from local earthquakes, *Tectonophysics*, **101**, 245-265.
- 堀内茂木・佐藤俊也・堀 修一郎, 1977, 東北地方の V_p/V_s および下部地殻の P 波速度構造について, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, 113.
- 伊藤 潔・大東明子, 1996, 地殻および上部マントルにおける V_p/V_s 比, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, B83.
- Iwasaki, T., W. Kato, T. Moriya, A. Hasemi, N. Umino, T. Okada, K. Miyashita, T. Mizokami, T. Takeda, S. Sekine, T. Matsushima, K. Tashiro and H. Miyamachi, 2001, Extensional structure in northeastern Honshu arc as inferred from seismic reflection/wide-angle reflection profiling, submitted to *Geophys. Res. Lett.*
- Mavko, G.M., 1980, Velocity and attenuation in partially molten rocks, *J. Geophys. Res.*, **85**, 5173-5189.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2000, Three-dimensional seismic velocity structure beneath the northeastern Japan arc, WPGM abstract, S42A-11.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2001 a, Three-dimensional structure of V_p , V_s and V_p/V_s beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2001 b, Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan, submitted to *Tectonophysics*.
- O'Connell, R.J. and B. Budiansky, 1974, Seismic velocities in dry and saturated cracked solidus, *J. Geophys. Res.*, **79**, 5412-5426.
- 小原一成・長谷川 昭・高木章雄, 1986, 東北日本弧における地殻・上部マントルの三次元 P 波及び S 波速度構造, 地震 II, **39**, 201-215.
- 岡田知己・長谷川 昭, 2000, 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解, 火山, **45**, 47-63.
- 小野寺 充・堀内茂木・長谷川 昭, 1998, V_p/V_s インバージョンによる 1996 年鬼頭地震震源域周辺の三次元地震波速度構造, 地震 II, **51**, 265-279.
- Schmelting, H., 1985, Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electric properties of rocks, 1, Elasticity and anelasticity, *Phys. Earth Planet Inter.*, **41**, 34-57.
- Tsumura, N., A. Hasegawa and S. Horiuchi, 1996, Simultaneous estimation of attenuation structure, source parameters and site response spectra-application to the northeastern part of Honshu, Japan, *Phys. Earth Planet Inter.*, **93**, 105-121.
- 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.
- 植木貞人・高木章雄, 1989, 東北地方内部に発生した群発性地震活動のカタログ—1926年~1988年—, 月刊地球, **11**, 190-194.
- Zhao, D. and A. Hasegawa, 1993, P-wave tomographic imaging of the crust and uppermost mantle beneath the Japan Island, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4333-4353.
- 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.
- Zhao, D., A. Hasegawa and H. Kamamori, 1994, Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22313-22329.

(Received August 29, 2000)

(Accepted January 29, 2001)