

東北地方の火山周辺の地震波速度・減衰構造：地殻構造と低周波地震・S波反射面との関係

中島淳一^{1)*}

¹⁾ 東京工業大学理学院地球惑星科学系

Seismic Velocity and Attenuation Structures around Active Volcanoes Beneath Tohoku: Linking Crustal Structure to Low-frequency Earthquakes and S-wave Reflectors

Junichi Nakajima^{1)*}

¹⁾ Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology

Abstract

Seismological observations suggest that magmatism in subduction zones occurs as a result of flux melting in the mantle wedge and upward migrations of melt to the continental crust through a mantle upwelling flow. However, the fundamental volcanic processes determining how much melt is distributed in the lower crust and how melt ascends to the surface remain unknown. Seismological structures beneath active volcanoes in Tohoku, together with spatial distributions of low-frequency earthquakes and S-wave reflectors, are reviewed. Beneath each volcano or volcanic cluster, the lower crust shows marked low-velocity, high V_p/V_s , and high-attenuation anomalies, which are interpreted as the existence of partial melt with ~1 vol%. In contrast to the lower crust, the upper crust beneath volcanoes generally shows low-velocity and low- V_p/V_s anomalies. The low V_p/V_s in the upper crust can be attributed to the presence of fluids expelled by the solidification of magmas in the lower crust. Low-frequency earthquakes and S-wave reflectors are mostly distributed, respectively, at the edge of and above the low-velocity and high-attenuation zones in the middle to the lower crust. Seismological observations in Tohoku can provide the most reliable constraint on melt migration path and volcanic processes in the crust.

Keywords: seismic velocity, seismic attenuation, magma, fluids

1. はじめに

地球上の火山はその成因により、海嶺の火山、沈み込み帯の火山、ホットスポット火山に大別される。そのうち、沈み込み帯においては、島弧または大陸縁辺に明瞭な火山フロントが形成され、火山フロント沿いまたはその背弧域で活発な火山活動が生じている。沈み込み帯における火山の形成には、プレートとともに沈み込む含水鉱物の脱水分解が大きな役割を果たしており、脱水分解反応により高温の楔型マントル（マントルウエッジ）に放出された水はカンラン岩の融点を下げ、マントルウエッジの中心付近でメルトを生成すると考えられる。そのようにして生じたメルトはマントル上昇流によりモホ面直下まで運ばれ、さらに結晶分化を起こしながら地殻

内に貫入し、浮力の中立点でマグマ溜まりを形成するであろう。マグマ溜まりから供給されたマグマが地表に到達すると火山噴火を引き起こすが、多くのマグマは地殻内に溜まり、島弧地殻の形成に寄与すると考えられている。

日本列島が位置する北西太平洋では年代が 100-140 Ma 程度の古い年代の太平洋プレートが沈み込み、カムチャッカ半島から千島弧、東北日本弧、伊豆・小笠原弧を経て、マリアナ弧までの全長 5000 km 以上の長大な沈み込みシステムが形成されている。このうち、日本列島には多数の地震観測点があり、沈み込むプレート内の地震活動が活発であることから、日本列島下は世界で最も地殻・最上部マントルの地震波不均質構造の推定精度が

* e-mail: nakajima@geo.titech.ac.jp (〒152-8551 東京都目黒区大岡山 2-12-1 I2-1)

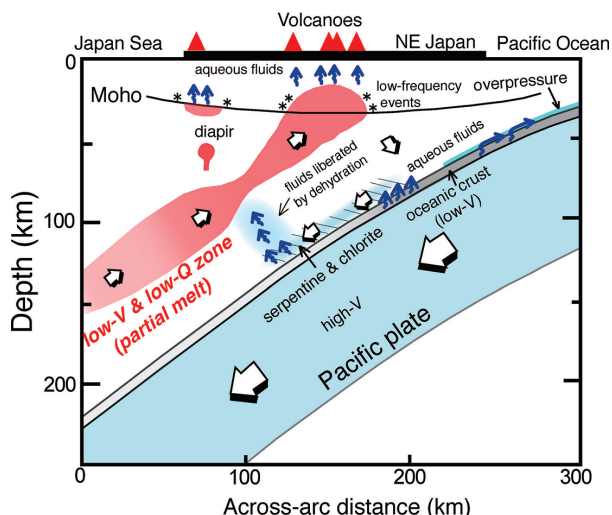


Fig. 1. A schematic cartoon of across arc vertical cross section showing transportation paths of fluids and melts beneath NE Japan (after Nakajima *et al.*, 2013).

高い領域として知られている。マントルウエッジに明瞭にイメージされている、沈み込む太平洋プレートにはほぼ平行に分布する地震波低速度・高減衰領域（たとえば、Zhao *et al.*, 1992; Nakajima *et al.*, 2001a, b, 2013; Miller *et al.*, 2006; Kita *et al.*, 2012）は、プレートの沈み込みにより生じた二次対流の上昇流部分に対応しており、島弧火山へのメルトの供給路であると考えられている（図1）。マントルウエッジで生成されたメルトは、この上昇流によりマントルウエッジを上昇し、物質（密度）不連続面であるモホ面直下にまで効率的に輸送されると推測される。

本稿では、世界で最も地震学的構造の空間分解能が高い東北地方の火山下の地殻構造について、基盤地震観測網が整備された2000年代以降に得られた成果を中心に現在までの知見を概説する。特に、中部～下部地殻の不均質構造に焦点を当て、地殻内のマグマ溜まり、低周波地震、S波反射面の分布などの関係を整理する。なお、日本列島以外の火山弧のマントルウエッジ構造は、高橋（2000）、Wiens *et al.*（2008）、中島（2016）などで、地殻内のマグマ供給系についてはLees（2007）などでレビューされている。本稿とあわせて読むことで、マントルウエッジから地殻までのマグマ供給系の理解が深まると期待される。

2. 地殻流体

上昇流によりモホ面まで運ばれてきたメルトは、結晶分化作用を繰り返しながら密度を軽くし、地殻内を上昇していく。そのようなメルト上昇の動的過程を地震学的

に捉えるのは容易ではないが、モホ面近傍や下部地殻で発生する低周波地震はメルトや流体の移動を反映していると考えられており、流体の移動プロセスを理解する上で重要な現象である。また、地殻内ではマグマの固化に伴いマグマ溜まりの浅部に放出された水がシルまたはダイク状の薄い層の内部に存在し、それらはS波の反射面になり得ることが指摘されている。本節では低周波地震とS波反射面について概説し、地殻深部での水の存在形態やその移動プロセスについてまとめてみる。

2.1 低周波地震

図2に日本列島で発生している低周波地震の震央を示す。1980年代に火山地域で発見された低周波地震は、卓越周期が約1-2秒と通常地震よりも長く、震源が深く、地震が連続して発生する場合があるという特徴がある（例えば、Ukawa and Ohtake, 1987; Hasegawa and Yamamoto, 1994）。また、P波は不明瞭である場合が多く、S波の励起が大きいこともその特徴である。火山地域のモホ面近傍の低周波地震の発生にはメルトまたはメルトの固化により生じた流体の移動が深く関係していると考えられている（例えば、Hasegawa and Yamamoto, 1994）。なお、低周波地震は通常地震発生層（深さ～15 km）よりも深い領域（深さ25-30 km）で初めて見いだされたため、「深部低周波地震」と呼ばれることが多い。しかしながら、最近では上部地殻においても低周波地震が発生していることがわかっており、低周波地震は必ずしも「深部」で発生するとは限らない。本稿では、上部地殻および下部地殻で発生している地震を区別せずに、「低周波地震」として取り扱うことにする。

低周波地震はその規模が小さいため、地震の検知能力があまり高くなかった1990年代までは、主に火山地域で発見されていた（図2a）。一方、防災科学技術研究所による高感度地震観測網（Hi-net）が全国的に整備された2002年以降は、基盤地震観測網の充実により低周波地震が火山地域以外でも数多く発生していることがわかってきた（図2b）。例えば、大阪湾から琵琶湖にかけての領域や鳥取県西部など活火山が分布しない地域でも孤立した活発な活動がみられる。また、東北地方においては、栗駒山や十和田、八甲田山の東側（火山フロントよりも前弧域）で低周波地震が発生している（図2, 3）。火山フロント沿いの低周波地震は第四紀のカルデラや活火山の周辺で発生しているものもあるが、特に背弧域では火山地域から離れた場所で発生している地震も多い（図3）。後述するように、低周波地震がマグマや水の移動により励起されているのであれば、低周波地震の分布は地下で流体に富む領域を示していることになる。非火

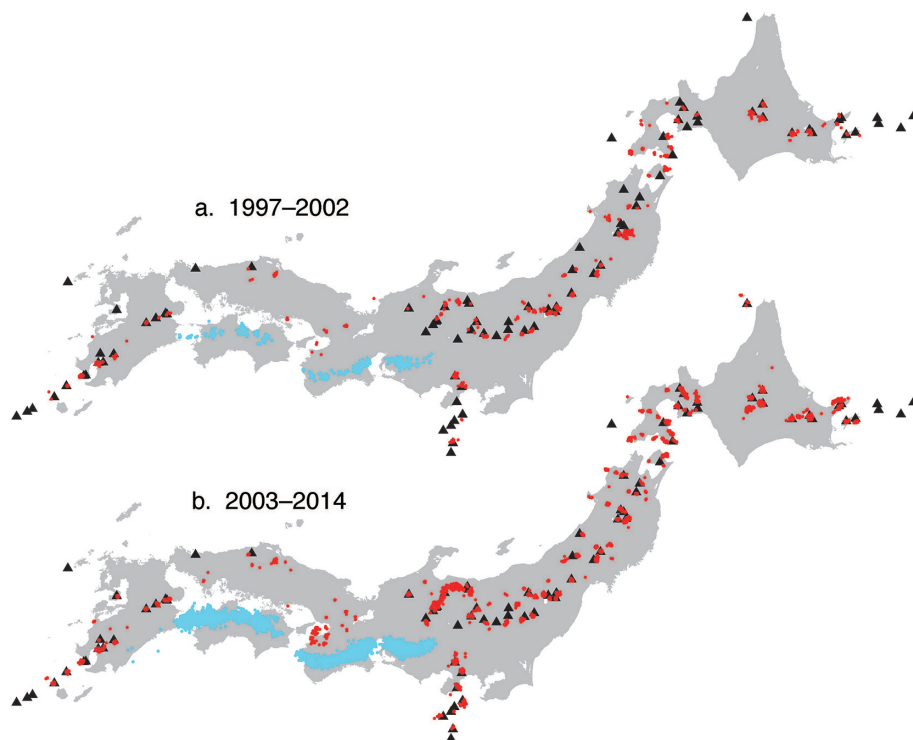


Fig. 2. Map showing distributions of deep, low-frequency earthquakes that occurred in (a) 1997–2002 and (b) 2003–2014. Red dots and black triangles denote low-frequency earthquakes and active volcanoes, respectively. Blue dots are tectonic low-frequency earthquakes that occurred along the upper surface of the subducting Philippine Sea slab (Obara, 2002), which are not addressed in the text.

山地域も含め多くの地域で低周波地震が発生しているという観測事実は、日本列島下の下部地殻では至る所にマントルウエッジから流体が供給されていることを強く示唆している。

本稿とは直接関係がないが、フィリピン海プレートの上境界で発生する低周波地震（微動）も2000年代初めに見つかっており（Obara, 2002）（図2の水色点）、この時期は日本列島の低周波地震活動の把握という意味で一大転換期であった。なお、気象庁は全国の基盤地震観測網で得られた地震波形を精査し、低周波地震かどうかの判断を行っている。低周波地震と判別された地震は、気象庁一元化カタログの中で低周波地震というフラグが立っており、低周波地震の発生位置や発生頻度、規模などの一次解析が容易に行えるようになっている。

基盤地震観測網の整備により、低周波地震は日本列島の多くの地域で発生していることが明らかになってきた（図2b）。火山地域以外で発生している低周波地震は、空間的に孤立して発生している場合が多い。低周波地震の発生深度はモホ面付近である深さ30km付近にピークを持つが、深さ15–35kmの広い深さ範囲で発生していることがわかる（図4）。日本列島で一番深い低周波地

震は富士山の北西側の深さ50km程度で発生している地震である。以上のように、1990年代までに火山地域のモホ面付近で多く観測された低周波地震は、その発生位置および深さにおいて多様性を持つことがわかってきた。この観測事実は、低周波地震の発生メカニズムを理解する上で極めて重要であると考えられる。

Aso *et al.* (2011, 2013) は大阪湾や島根県東部で発生している低周波地震について、連続波形の中から低周波地震と似た波形を探し出し、気象庁カタログに記載されていない地震を抽出する matched filter 法を用い、カタログに記載されている地震の8–20倍もの低周波地震を決定した。Aso *et al.* (2013) では、それらの低周波地震とフィリピン海プレート上境界で発生するテクトニックな低周波地震、桜島下の火山性の低周波地震について、スペクトルの比較、地球潮汐による誘発の有無、b値の推定、震源決定などを行い、大阪湾や島根県東部などの非火山地域で発生する低周波地震は、火山性の低周波地震と類似性が高いことを指摘している。一方で、フィリピン海プレート上の低周波地震とはその特徴がやや異なることも報告している。彼らは、テクトニックな低周波地震（微動）以外の低周波地震について、火山地域周辺

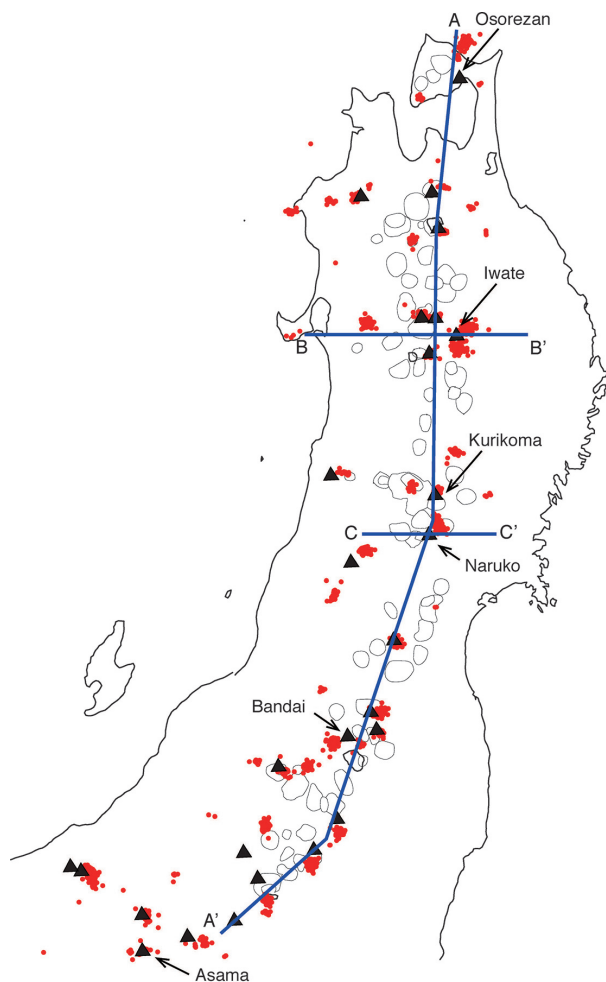


Fig. 3. Map of deep, low-frequency earthquakes (red dots), plotted onto locations of Quaternary calderas (areas enclosed by thin black lines) (Yoshida, 2001). Black triangles denote active volcanoes. Names of volcanoes described in the text are labeled. Profiles, A-A', B-B', and C-C', are locations of vertical cross sections shown in Figures 6, 7, and 8, respectively.

で発生する低周波地震を Volcanic low-frequency earthquake (火山性の低周波地震)、大阪湾などの非火山地域で孤立的に発生する低周波地震を Semi-volcanic low-frequency earthquake (準火山性の低周波地震) と分類した。

低周波地震はその規模が小さく、P波が不明瞭なため、地震の発生メカニズムに関する研究は多くない。それでもP波初動の押し引きやS波の振動方向、P波とS波の振幅比などによる震源メカニズム解の決定がいくつかの地震についてなされてきた(たとえば、Ohmi and Obara, 2002; Nakamichi *et al.*, 2003; 岡田・長谷川, 2000)。これらの解析で得られたメカニズム解は様々なタイプがみられるが、いずれの場合においても剪断すべりに加えて、非

ダブルカップル成分を含む解が推定されている。最近、Aso and Ide (2014) は鳥根県東部で発生したM1.2以上の38個の準火山性(semi volcanic)の低周波地震の波形解析により、地震のメカニズム解の推定を試みた。その結果は、メカニズム解はCLVD成分を多く含み、CLVD成分の対称軸が北-北東を向く地震が多いことを示している。先行研究においても非ダブルカップル成分を含むメカニズム解が推定されており、それらの結果とも調和的である。この結果は、低周波地震の発生メカニズムは、ダブルカップル型のメカニズム解を持つ通常の浅い内陸地震と異なることを示唆している。なお、Aso and Ide (2014) で解析された鳥根県東部の地震は北北東-南南西方向に延びる長さ約1.5kmの領域で発生しており、CLVD成分の対称軸はこのクラスターの走向とほぼ一致している。Aso and Ide (2014) では、地震クラスターの方向に広がる領域内での流体の移動により励起された振動が低周波地震の原因である可能性を指摘している。このように、メカニズム解の解析からも流体の移動による低周波地震の発生が示唆されるが、その詳細な物理プロセスの理解はまだ十分でない。非火山地域でも低周波地震が発生していること、発生する深さに幅があることなどは、低周波地震の発生メカニズムを理解する上で重要な制約条件となる可能性がある。低周波地震に関する今後の研究の進展に期待したい。

2.2 S波反射面

通常はP波とS波からなる地震波形の中に、S波よりも到着時刻が遅く、振幅の比較的大きな波(後続波)が含まれることがある(図5eの黒丸が後続波の例である)。その波は、S波的な振動軌跡を描き、S波速度と同程度の見かけ速度をもつという特徴がある。そのような後続波は、震源から放射されたS波が地下のある面で反射されて観測点に到着したSxS波であると解釈すると、その走時から反射面の位置を決定することができる。さらに、一つの地震に対して複数の観測点、または近接して発生する地震を一つまたは複数の観測点で観測することで、反射面の広がり(大きさ)と走向・傾斜を同時に決めることも可能である。SxS波ほど振幅は大きくないが、P波の後続波であるPxPが観測されることも多い。また、多くの観測点で観測されたSxS波のスタックによる反射面の三次元分布の推定(たとえば、Doi and Nishigami, 2007; Aoki *et al.*, 2016)や、後続波を含む波形の包絡線(エンベロープ)解析による散乱体分布の推定(たとえば、Asano and Hasegawa, 2004; Hasemi and Horiuchi, 2010)なども行われている。

SxS/PxP波の走時や振幅の解析により、日本列島で

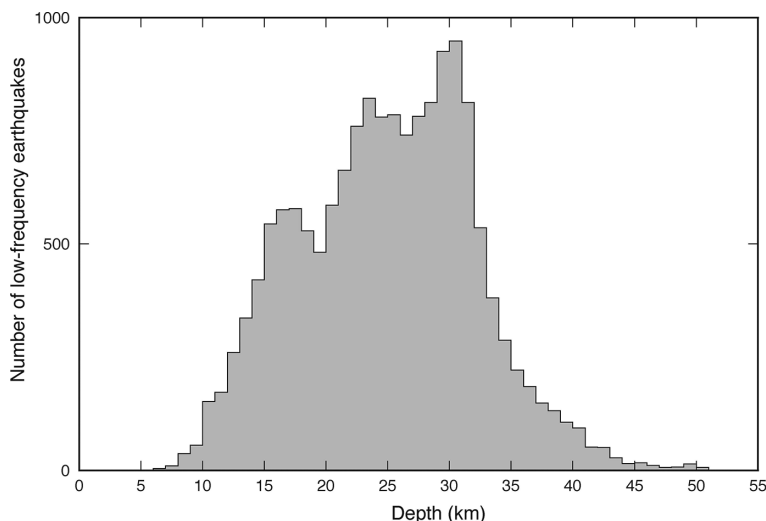


Fig. 4. Frequency of depth distributions of low-frequency earthquakes. Focal depths of low-frequency earthquakes are taken from the JMA unified catalogue (1997-2014). Tectonic low-frequency earthquakes on the upper surface of the Philippine Sea slab are not included in this figure.

は1980年代以降、S波を効率的に反射するS波反射面(bright spot)が火山下の中部～下部地殻で数多く見つかっている(Mizoue *et al.*, 1982; 堀・他, 2004)。S波と同程度かそれよりも振幅の大きいSxS波が観測されることがあり、それはS波反射面でのインピーダンスコントラストが極めて大きいことを強く示唆している。Matsumoto and Hasegawa (1996)は、日光白根山で行われた臨時観測で観測されたSxS波の走時とスペクトル解析により、S波反射面の位置・大きさ・厚さなどを推定した。その結果、S波反射面は日光白根山の南約10 kmの深さ8-15 kmに位置すること、その大きさは15 km四方以上であること、厚さは100 m以下であることなどが明らかになった。さらに、反射面は速度の異なる2つの層からなる可能性も指摘し、その場合の反射面内のS波速度は1.1-2.3 km/sであるとし、反射面は部分融解した層であると解釈している。また、Umino *et al.*, (2002)は宮城県の長町-利府断層周辺に設置された観測点で見出されたSxS波のスペクトル解析を行い、反射面の厚さを50 m、反射面内部のS波速度を1.1 km/sとすると、観測データをうまく説明できるとしている。この反射面の深さは15-21 kmであり、解析領域には火山が分布しないことから、S波反射面は水で満たされていると結論づけている。

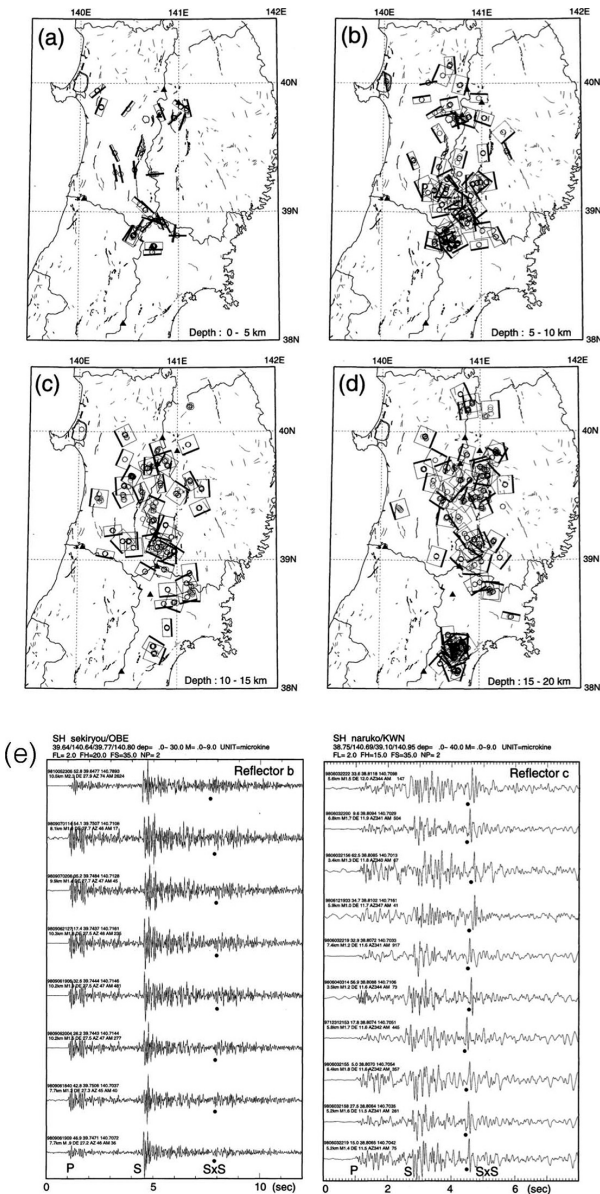
堀・他(2004)は東北地方中央部で発生した深さ20 km以浅の地震において臨時観測網で観測された後続波(図5e)の走時を用いて、200以上のS波反射面を求めることに成功した。解析ではS波反射面は平面であり、

観測された後続波はS波が反射面で反射して観測点に到達したSxS波であると仮定している。その結果、地表付近から深さ35 km程度まで反射面がみられ、反射面の数は深さ6-11 kmと15 km付近で特に多いことが明らかになった(図5f)。解析に用いた地震や観測点が均一でないことから、S波反射面の検知能力は空間的に一様でないことに注意が必要であるが、上部地殻内の反射面は背弧側でも多くみられ、下部地殻内の深さ20 km以深の反射面は火山フロント下に多く分布する傾向がある。S波反射面の分布は内陸地震や活断層の分布と空間的に対応しているようである。さらに、S波反射面の深さは岩手山や栗駒山などの火山周辺では浅く、火山が分布しない領域ではやや深い。この特徴はS波反射面の深さが温度構造と深く関係していることを示唆している。東北地方の火山フロント周辺と背弧側で見出されたS波反射面は、日光白根山や長町-利府断層での例と同じように、反射係数が大きく、低速度、高Vp/Vs領域の直上に分布しているという特徴がある。東北地方中央部で多数見出されているS波反射面の物性に関する研究はなされていないが、地震発生層の下限、かつ低速度・高Vp/Vs直上に多く分布することから、反射面の内部は水で満たされている可能性が高い。S波反射面は地殻内の水の存在形態の一つとしての役割を果たしていると推測される。

堀・他(2004)で報告されているS波反射面は前弧域には多くない(図5a)。現状では、前弧域ではS波反射面が存在しないのか、それとも前弧域での内陸地震が少

ないため、たとえ反射面が存在するとしてもそれを検知することができないのかの区別は難しい。しかしながら

最近, Hasemi and Horiuchi (2010) は太平洋プレート内の稍深発地震の地震波形の中に、顕著な後続波を見出し、その走時を解析することで前弧域にも顕著な反射面があることを明らかにした。得られた反射面の位置は解析に用いた地震の分布に規定されるが、少なくとも岩手県北部、岩手県南部～宮城県北部、福島県中央部において火山フロントから 30-50 km 東側の深さ 20-30 km に南北または南東-北西の走向をもつ東側に傾斜した反射面が存在するようである。前弧域には地震波低速度域が広範囲に分布しているわけではないが、MT 観測により前弧域の上部～下部地殻には水に富むと考えられている顕著な低比抵抗域が存在することが指摘されている (たとえば, Mitsuhashi *et al.*, 2001; Mishina, 2009)。これらの結果を考慮すると、Hasemi and Horiuchi (2010) で見出された前弧域の地殻内反射面も水で満たされた薄い層状の構造である可能性が高い。さらに、堀・長谷川 (1999) は青森県の恐山周辺で発生した浅発地震に含まれる後続波の解析から、恐山直下の深さ 40-50 km に反射面が存在することも指摘している。反射面が存在する深さはマントルウエッジであり、地震波低速度域の内部に位置している。マントルウエッジの反射面の原因はよくわからないが、地殻内反射面と同様に内部に水を含んでいる可能性がある。



3. 火山の深部構造

本章ではまず、関東北部から東北地方北部に至る火山フロント沿いの地震波速度・減衰構造の特徴を述べ、火山地域にメルトや地殻流体がどのような経路で供給されているかをみていくことにする。次に、火山地域の詳細な地殻構造が推定されている岩手山、栗駒山・鳴子山、磐梯山、浅間山を取りあげ、火山体下のマグマ溜まりの位置や低周波地震活動、S波反射面の分布などの特徴をまとめてみる。

Fig. 5. Summary of S-wave reflectors (Hori *et al.*, 2004).

Locations of reflection points (small squares) and reflection planes (rectangles) in the depth ranges of (a) 0-5 km, (b) 5-10 km, (c) 10-15 km, and (d) 15-20 km. Thick-line side of the rectangle shows a shallower portion of the reflection plane. Size of the rectangle is arbitrary. Solid triangles and short lines show locations of active volcanoes and active faults, respectively. (e) Examples of seismograms showing SxS phases for SH components. Small dots show SxS phases. (f) Depth distribution of reflection points (gray bars) and earthquakes (open circles).

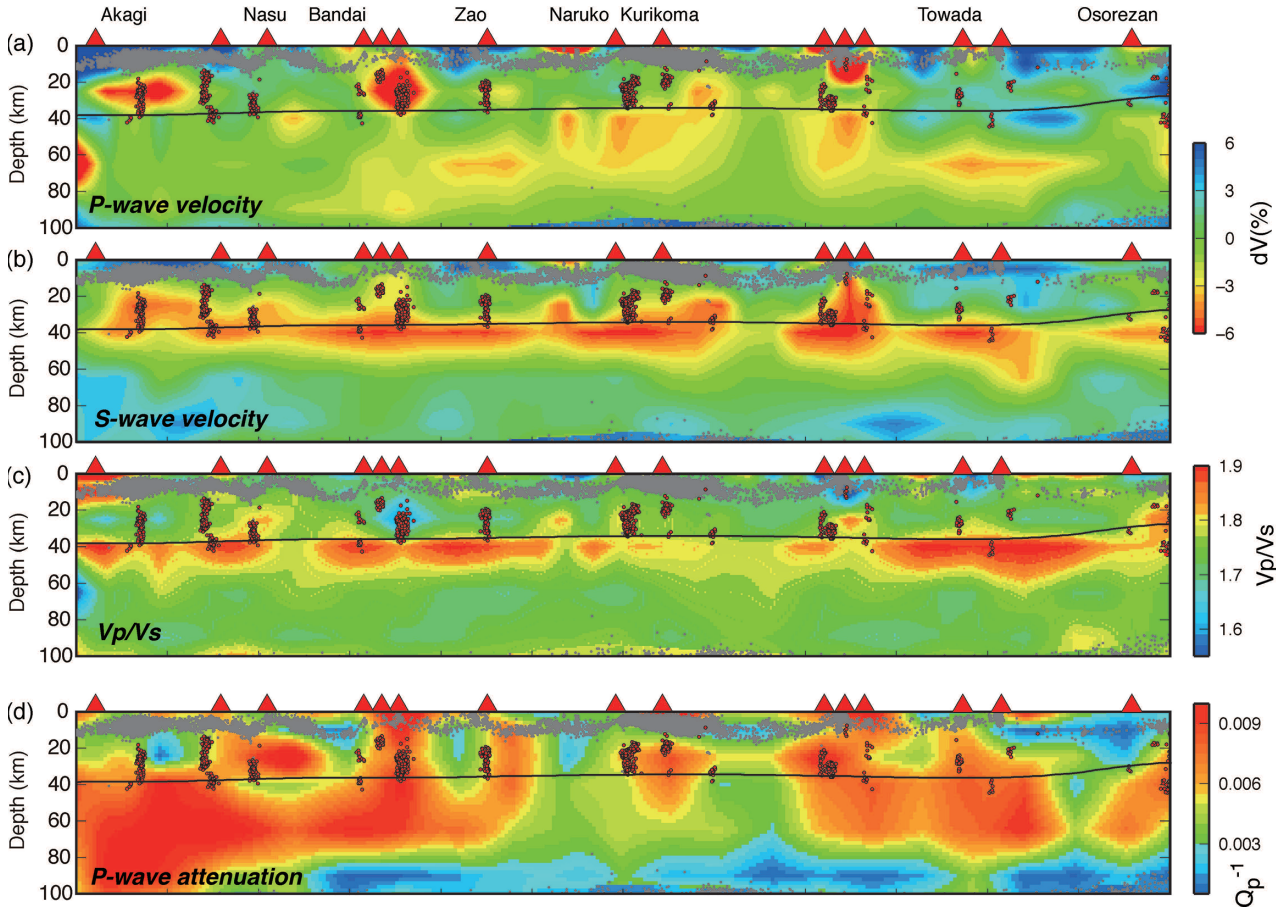


Fig. 6. Along-arc vertical cross sections of (a) P-wave velocity perturbation, (b) S-wave velocity perturbation, (c) V_p/V_s (Nakajima *et al.*, 2001b), and (d) P-wave attenuation (Nakajima *et al.*, 2013) along a line A–A' in Figure 3. Red triangles at the top of each figure show active volcanoes. Names of volcanoes described in the text are labeled. Gray dots and red circles denote earthquakes and low-frequency earthquakes, respectively. A black line in each panel represents the continental Moho.

3.1 火山フロントに沿う地殻構造の変化

図1に模式的に示すように、東北地方下では太平洋プレートの沈み込みにより生じたマントルウエッジ内の上昇流により、火山フロント下のモホ面までメルトが輸送されていると考えられている。S波の異方性解析からは、東北地方下の上昇流は島弧走向方向に連続的に形成されていることが示唆され (Nakajima and Hasegawa, 2004)、マントルウエッジから地殻にかけてはほぼ二次元的なメルト供給系が形成されていると考えられる。しかしながら、活火山は火山フロントに沿って連続的ではなく、ある間隔をもって火山群として分布している。その原因としては、マントルウエッジの特に高温な部分がある間隔で分布しているというホットフィンガーモデル (Tamura *et al.*, 2002) やマントルウエッジで生成されるメルト量の違いによるモデル (Hasegawa *et al.*, 2005; Nakajima *et al.*, 2013) などが提案されている。

東北地方の火山フロントに沿う地震波速度、減衰構造

の鉛直断面図を図6に示す。モホ面直下では若干の構造変化が見られるが、低速度域 (S波で特に顕著)・高 V_p/V_s 域はほぼ連続的に存在する。その低速度・高 V_p/V_s 域はマントルウエッジ内の上昇流によりモホ面直下まで運ばれたメルトの分布域に対応する (図1) (Nakajima *et al.*, 2001a)。図6のS波速度分布をみると、モホ面下では火山フロントに沿ってほぼ連続的に分布する低速度域は、火山地域下においては深さ15 km程度まで確認できる。深さ15 km程度まで分布する低速度域と火山の対応がよいことから、低速度域の原因はメルトであると解釈されている。メルトを含むポアの形状が場所によらず同じであると仮定すると、メルトの体積分率はS波速度の低下率に比例する (Takei, 2002)。つまり、中部～下部地殻にみられる島弧走向方向のS波速度の変化は、モホ面直下から下部地殻へのメルトの供給量の違いを反映している可能性がある。

図6 (d) に示されている地震波内部減衰 (Q^{-1}) は地

震波のエネルギーの減少をあらわす物理量であり、地震波スペクトルの高周波側の傾きにより評価される。減衰構造の結果をみると、その特徴はS波速度構造とよく似ており、下部地殻では火山地域で特に減衰が大きくなっている。減衰の大きさは、温度、圧力、粒径、流体の有無などに依存する。地殻物質の内部減衰の測定データはまだ数が少ないが、それでも温度が高く、流体が存在すると減衰が大きくなると考えられる（例えば、Frankle, 1991）。つまり、減衰の大きな領域は、地殻内にメルトを含む流体が存在するか高温であることを示唆している。

図6からは、低周波地震は低速度域・高減衰域の周囲で発生しているようにみえる（断面の位置と震源位置の関係から、低周波地震の一部は高減衰域の内部で発生しているように見えるが、三次元的にみるとその周囲で多く発生している）。低速度・高減衰域はメルトに富む高温領域であると解釈されていることから、低速度・高減衰域の周囲ではメルトの固化に伴い周囲に水が放出されるであろう。この低周波地震とメルト分布域との位置関係は、流体の移動により励起された振動が低周波地震の原因であるとする Aso and Ide (2014) の考えを支持する結果である。

速度構造と減衰構造の推定精度が十分であれば、例えば十和田や蔵王山下の下部地殻で見られるような高減衰であるが低速度にはなっていない領域は、地殻における物性の違いを反映していることが期待される。しかしながら、減衰構造の推定には良質の地震波形データが必要であり、速度構造解析と比べると解析に必要なデータ数を十分に確保できないという問題点がある。そのため、減衰構造の推定精度および空間分解能は速度構造と比べ劣る場合が多い。また、現段階では地殻の地震波減衰を定量化するのに十分な室内実験データが揃っていない。今後、減衰に関する実験・解析が進むことで、速度と減衰の空間変化の原因についてより定量的な議論ができることが期待される。

3.2 岩手山

岩手山周辺では低周波地震活動が活発であり、地震は山頂のすぐ北側の深さ8-10 km付近で発生するグループ、山頂の南方約10 km下の深さ30 km付近で発生するグループ、および山頂の北東側約10 kmの深さ30-35 km付近で発生するグループの3つに大別される(Nakamichi *et al.*, 2003)。山頂の東側の浅い低周波地震の活動は、1998年初めまではほぼ一定の深さ（深さ約8 km）で発生していたが、1998年4月頃からその深さ範囲は5-12 kmに広がり、1999年後半には深さ6-11 kmの範囲内で多く発生するようになった。低周波地震の深

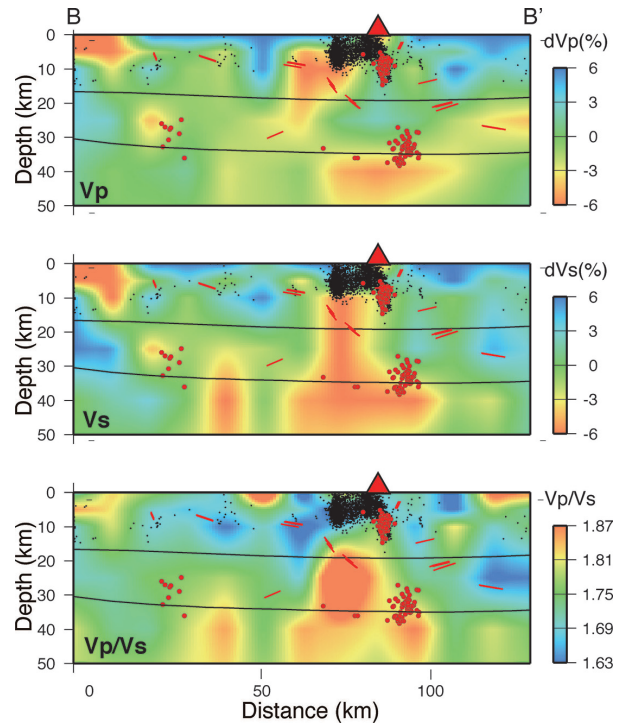


Fig. 7. Vertical cross sections of (top) P-wave, (middle) S-wave velocity perturbations, and (bottom) V_p/V_s ratio along a line B-B' in Figure 3 (Nakajima *et al.*, 2001a). A red triangle at the top of each figure shows Iwate volcano. Black dots and red circles show shallow earthquakes and low-frequency earthquakes, respectively. Red lines denote distinct S-wave reflectors, and black lines represent seismic velocity discontinuities separating the upper crust, lower crust, and mantle.

さが変化した1998-1999年は、岩手山での地震活動が活発になり、マグマの移動に伴うと解釈される地殻変動も観測された期間に対応する。一方、深さ30 km程度で発生している低周波地震は、1998年4月頃からその活動が特に活発になったが、震源域が広がるなどの特徴的な空間変化はみられなかった(Nakamichi *et al.*, 2003)。

低周波地震の発生位置と地震波速度構造を比較すると興味深い特徴がある。岩手山の山頂直下にはモホ面下から深さ10 km程度まで連続的につながる地震波低速度が存在する(図7)(たとえば、Nakajima *et al.*, 2001a; Xia *et al.*, 2007)。この低速度域の東西方向の幅は~15 kmであり、その東側の端の深さ約30 kmと深さ約10 km付近で低周波地震が発生している。また、1998-1999年に活発化した山体直下の地震はこの低速度の直上にもみ分布する(図7の黒丸)。この低速度異常域では V_p/V_s が深さにより異なり、中部~下部地殻では1.8を超える値を示すが、深さ15 km以浅では1.65-1.70程度になる。この V_p/V_s 比の深さ変化から、中部~下部地殻はメルト

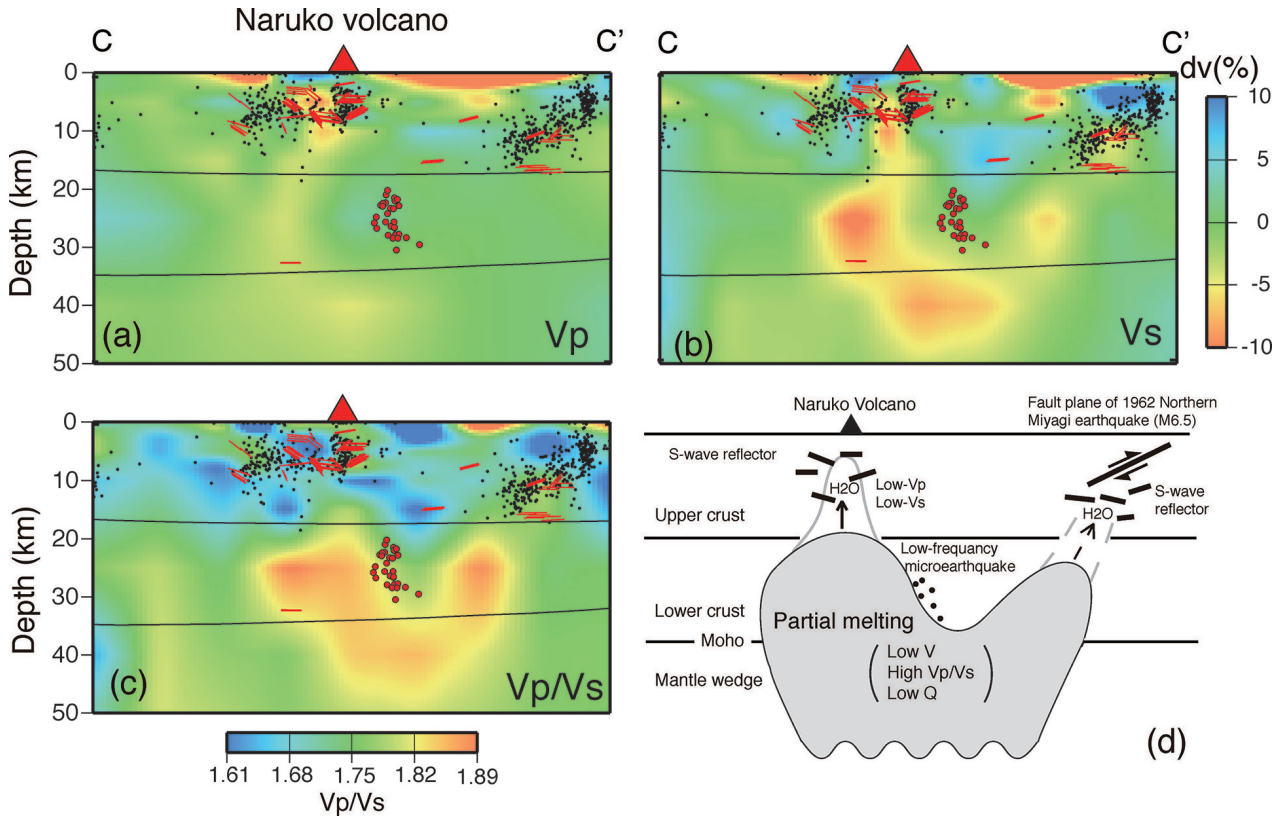


Fig. 8. Vertical cross-sections of (a) P-wave, (b) S-wave velocity perturbations and (c) Vp/Vs structure along a line C-C' in Figure 3. A red triangle at the top of each figure shows Naruko volcano. Other symbols are the same as in Figure 7. (d) Schematic illustration of the crust and uppermost mantle for a cross section crossing Naruko volcano, based on seismological observations (Nakajima and Hasegawa, 2003).

を数%含む部分融解域、深さ15km以浅は水に富む領域であると解釈されている (Nakajima *et al.*, 2001a). トモグラフィの空間分解能は10km程度であることから岩手山下の深さ15km以浅には、少なくとも10kmを超えるような大規模なマグマ溜まりは存在しないと考えられる。なお、深さ10km付近の低周波地震の領域では例外的にVp/Vs比が大きくなっており、モホ面付近および上部地殻内の低周波地震とも低速度・高Vp/Vs領域の端で発生しているという共通の特徴がある (図7)。

岩手山では1998年に地震活動が活発化したため、2000年10月に合同地震探査が実施され、海拔下2km程度までの詳細なP波速度構造が推定されている (Tanaka *et al.*, 2002)。その結果、山頂西側のカルデラ下の海拔0km付近にはP波速度が5.4km/sを超える高速度域が存在し、その高速度異常は少なくとも深さ2kmまで連続的に棒状に分布することが明らかになった。このような山頂またはカルデラ直下の高速度域はエトナ山や磐梯山などでも見出されており、多くの火山体に共通して見られる特徴である。岩手山では過去3万年は西岩手での

火山活動が活発であり、高速度域はこの活動を引き起こしたマグマが固化した領域であると解釈されている。

3.3 栗駒山・鳴子火山

栗駒山は標高1626mの成層火山であり、三途川カルデラの縁に形成されている (たとえば, Yoshida, 2001)。現在の火山活動は比較的穏やかである。鳴子火山は標高470mの火山であり、直径約7kmの不明瞭な輪郭を持つカルデラとその中央部の溶岩ドーム群からなる。溶岩ドームの壁では噴気活動が活発である。また、栗駒山と鳴子山の間には、輪郭が明瞭な鬼首カルデラが存在し、その内部では噴気活動が極めて活発である。この地域では地震活動も活発であり、1996年8月には栗駒山の南西約10kmでM5.9, M5.7の地震を含む多数の地震 (海野・他, 1998)、2008年6月には栗駒山の北東約10kmで岩手・宮城内陸地震 (M7.2) が発生し、山麓では大規模地滑りが発生した。また、鳴子山から東に約50km離れた宮城県北部地域では、1900年にM7.0、1962年にM6.5の地震も発生している (河野・他, 1993)。このような活発な地震活動の推移を把握するために、宮城県北部地

域ではこれまでに何度も臨時地震観測が行われてきたため、稠密な地震観測網による良質なデータが蓄積されており、日本列島の火山地域の中で詳細な地震波不均質構造が推定されている地域の一つである。

Nakajima and Hasegawa (2003) は、1996 年の鬼首地震の臨時観測点データと 1998-1999 年に行われた東北地方合同観測のデータを併合処理し、宮城県北部地域の詳細な地殻内速度構造を推定した (図 8)。図 8 をみると、鳴子火山直下には最上部マントルから上部地殻の深さ 5 km 程度まで連続的に分布する地震波低速度域が確認できる。この低速度域は最上部マントルと下部地殻では V_p/V_s が大きい (>1.80) が、上部地殻では小さい (<1.70) という特徴がある。この地域では詳細な比抵抗構造も推定されており (たとえば, Mishina, 2009; Asamori *et al.*, 2010)、三次元解析の結果によれば鳴子火山の西側には、深さ 30 km から 5 km 程度まで連続的に分布する筒状の低比抵抗域が存在する。この低比抵抗域は地震波低速度域と空間的によく対応する。また、鳴子・鬼首直下の中部～下部地殻には地震波の高減衰域 (たとえば, Tsumura *et al.*, 2000; Hasemi *et al.*, 2015) が存在し、深さ 10-15 km では地震波の散乱係数が大きいことも知られている (Asano *et al.*, 2004)。これらの結果を総合的に解釈すると、鳴子火山下では中部～下部地殻 (深さ 15 km 以深) では地殻物質が ~1 vol% 部分融解しており、上部地殻にはその部分融解域から放出された水が 1-5 vol% 分布していると考えられている (Nakajima and Hasegawa, 2003)。なお、図 8 に見られるように、下部地殻の低周波地震は部分融解域である低速度・高減衰域の端で発生しているという特徴があり、そこではメルトの固化によって水が浅部に放出されると考えられている。鳴子地域で観測された低周波地震と低速度域の位置関係も、流体の移動により励起された振動が低周波地震の原因であるというモデルを支持している。

栗駒山周辺の地下構造の研究も数多く行われている。Okada *et al.* (2014) は、2008 年岩手・宮城内陸地震の余震観測データおよび新学術領域研究「地殻流体」により配置された稠密地震観測点のデータを用いて、栗駒山・鳴子山周辺の三次元地震波速度構造を推定した。臨時観測点が多い栗駒山周辺の構造の推定分解能は、先行研究 (Nakajima and Hasegawa, 2003) よりも格段に向上しており、栗駒山下には東西の幅が 20 km 以上に及ぶ大規模な低速度域が最上部マントルから地表にかけて連続的に分布していることを明らかにした。また、Okada *et al.* (2014) では 2008 年岩手・宮城内陸地震震源域への流体上昇モデルが提案されている。

宮城県北部地域では、鳴子山や栗駒山に延びる低速度域に加え、前弧域の上部地殻に至る低速度域が存在し、その低速度域の東端で 1962 年の宮城県北部地震が発生しているという特徴がある (図 8d)。また、宮城県北部地域では中部地殻以深に顕著な低比抵抗域も分布する (Mitsuhashi *et al.*, 2001)。この低速度・低比抵抗域は、下部地殻から供給される水の上昇経路に対応すると考えられている。実際に、宮城県北部や鳴子地域など地震活動が活発な領域では下部地殻に低速度域が存在し、地表で観測される短縮歪も大きい (Miura *et al.*, 2004)。また、中部地殻では散乱係数も大きいことがわかっている (Asano *et al.*, 2004)。この空間的な対応関係は、下部地殻の部分融解域から上部地殻に供給される水により地殻が軟化し、その直上の上部地殻への歪集中が生じていると考えることで説明できる (Hasegawa *et al.*, 2005)。このように、火山性流体は火山活動や低周波地震と関係するだけではなく、火山地域周辺で発生する内陸地震にも深く関与していると推測される。

3.4 磐梯山

磐梯山は有史以降、活発な活動を繰り返す火山であり、1888 年 7 月には山体崩壊を起こす大規模な噴火が発生した。磐梯山では 2000 年にも火山性微動が増加するなど、火山活動の活発化が懸念されたが、2000 年 10 月以降は火山性地震の回数も減り、一連の活動は収束したようである。

磐梯山では合同観測の一環として、1997 年 10 月に 292 点からなる臨時地震観測が行われ、6 点でのダイナマイト発破による地震波形が記録された。Yamawaki *et al.* (2004) はこの P 波到着データの逆解析により、磐梯山下の深さ 1 km 程度までの P 波速度構造を推定した。また、Nishimura *et al.* (2002) では 2000 年の活動時に観測された火山性微動や卓越周期が約 20 秒の超低周波地震の波形解析により震源決定を行った。それらの結果によると、山頂直下には高速度異常が分布し、それは高ブーゲー重力異常域と対応すること、1998-2000 年の地震活動は磐梯山直下と山体の北西に位置する高速度域の周囲の 2 箇所のみられ、ともに鉛直方向に広がる震源分布であること、2000 年の火山性微動はその 2 つの地震活動の間に位置することなどが明らかになった。なお、磐梯山北側の檜原湖と南側の吉ヶ平ダムでの海用の大型エアガンによる人工屈折法探査においても、山頂直下には低速度域が存在しないことが指摘されており (長谷川・他, 1989)、Yamawaki *et al.* (2004) の結果と調和的である。山頂直下の高速度域は、過去の火山活動で繰り返し貫入したマグマが固化した領域に対応し、その両側で発生す

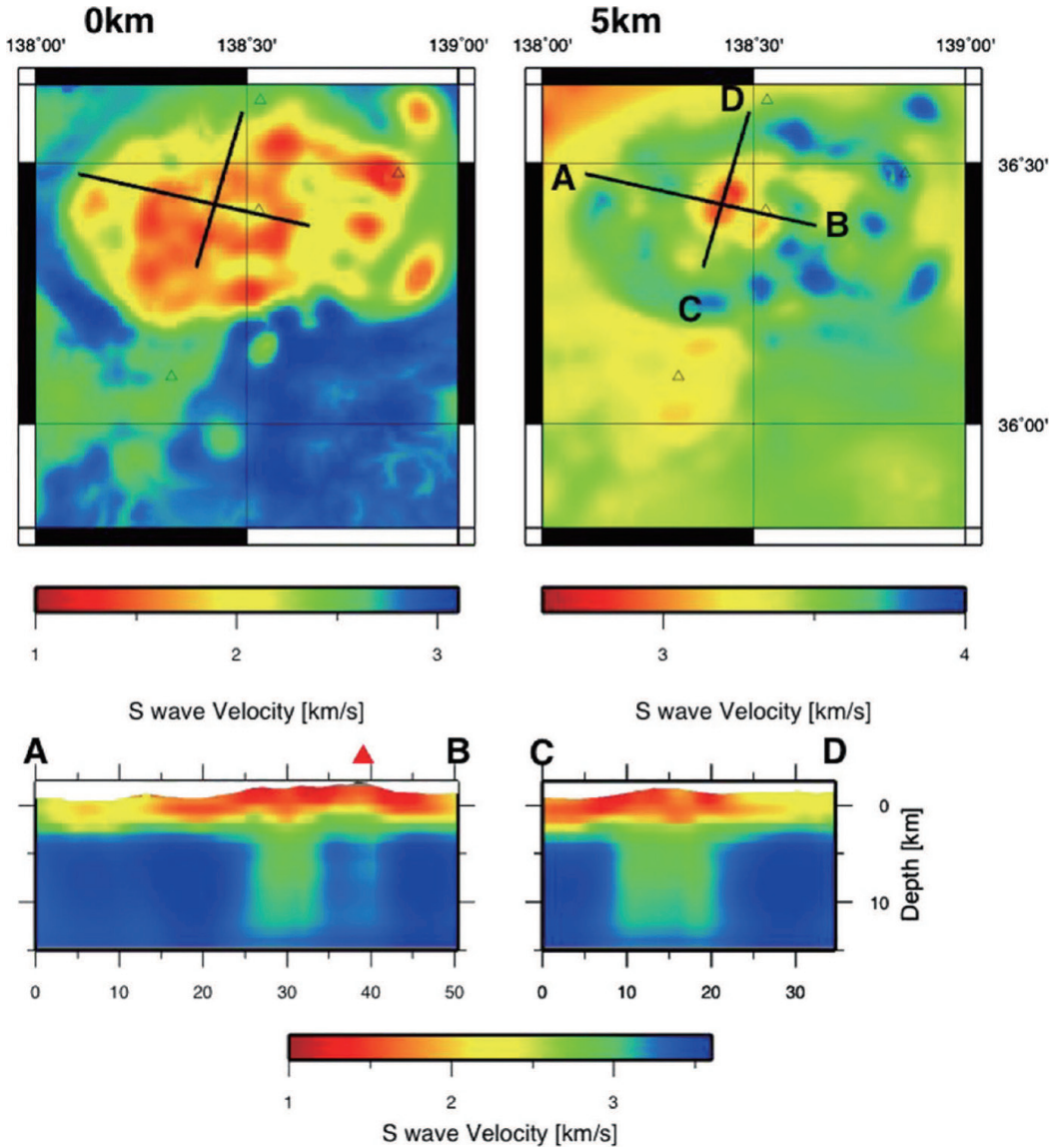


Fig. 9. Shear velocity around Mt. Asama (Nagaoka *et al.*, 2012). Upper panels represent a plan view of S-wave velocity at depths of 0 and 5 km, respectively. Lower panels represent a vertical view of S-wave velocity along the A-B and C-D baselines, respectively, shown in the upper panels. Red triangle denotes the location of Mt. Asama.

る地震はマグマの固化による熱エネルギーと深く関係した地震であると解釈されている。

3.5 浅間山

浅間山は東北日本で最も活発な火山の一つであり、有史以降も幾度となく噴火を繰り返し、1108年、1128年、1783年には大噴火を起こしている。特に1783年の天明の噴火で流れ出した溶岩は鬼押し出し溶岩とよばれ、浅間山の北山麓に広く広がっている。近年でも1973年、1982年、1983年、2004年、2008年と小規模な噴火が発生している。このうち2004年の活動については多くの研究がなされており、噴火の6週間前に、山頂の約4km西方の深さ1.5km付近にマグマがダイク状に貫入した

こと、そのマグマは水平に山頂方向に移動し、その後ほぼ鉛直に地表まで到達したことなど、活動の詳細が明らかになっている（たとえば、Takeo *et al.*, 2006）。

Aoki *et al.* (2009) は2006年10月に行われた人工地震探査（5点の発破と464点の稠密臨時観測点）のデータを用いて、海面下約5kmまでの詳細なP波速度構造を明らかにした。その結果、山頂の西側の深さ0-3kmには高速度異常が存在し、それは電磁気探査による高比抵抗域（Aizawa *et al.*, 2008）と対応することを明らかにした。この高速度・高比抵抗は約2.4万年前にカルデラ崩壊を起こした浅間山の西に位置する黒斑山でのマグマ活動の名残（マグマが固化したもの）と解釈されている

(Aizawa *et al.*, 2008). 2004 年の活動では、山頂西側の黒斑山下で高速度域内にマグマがダイク状に貫入したが、固化した周囲の物質の密度が大きいため、高速度域内をそれ以上浅部に上昇することができず、地震活動を伴いながら高速度域内を東に移動したと推測される。その際、多くの地震活動が観測され、マグマは最終的には高速度域の東の縁（山頂直下）に沿って鉛直に上昇し、山体直下まで上昇したと解釈されている (Aoki *et al.*, 2009). Nagaoka *et al.* (2012) では、地震波干渉法を用いて浅間山の上部地殻構造を推定し、山頂の西側約 8 km の深さ 5–10 km に顕著な S 波低速度域が存在することを明らかにした (図 9)。その低速度域は上部地殻のマグマ溜まりであると考えられ、2004 年の噴火ではこのマグマ溜まりからマグマがダイク状に深さ 1 km 程度まで上昇したことを強く示唆する結果である。

浅間山では上記の観測以外にも火山噴火および山体の構造に関して多くの研究がなされている。Savage *et al.* (2010) では 2004 年の噴火の前後で山体周辺の地震波異方性が変化することを明瞭に示し、その変化はダイクの貫入により説明可能であると指摘した。また、ミュオンによる火山体の内部イメージングも進められており (たとえば、Tanaka *et al.*, 2009)、火口下の浅部にマグマ溜まりがあることが地震学的データとは独立な方法で確認されている。浅間山は活動が活発であり、また多くの観測機器が設置されていることから、日本列島において最も多くの方法で地下構造の推定がなされている火山の一つである。

4. ま と め

本稿では東北地方の火山下について、低周波地震、S 波反射面、地震波速度・減衰構造に注目し、地殻構造の特徴を述べてきた。このうち低周波地震以外は、検知能力や構造の推定分解能が空間的に一様であるとはいえないが、それでも東北地方の火山地域の地殻にはいくつかの共通する特徴が存在する。

- 1) 低周波地震は日本列島の広い範囲で発生しており、活火山が分布しない地域でも活動がみられる。
- 2) 低周波地震の発生のピーク深度は 30 km であるが、深さ 10–40 km にかけて発生している。
- 3) 低周波地震の多くは低速度・高減衰領域の端に分布する。
- 4) S 波反射面は低速度域の浅部に分布し、火山地域では深さ 9–11 km、非火山地域では深さ 15 km 付近に多く分布する。
- 5) 日光白根山、長町-利府断層下でみつまっている S

波反射面は水で満たされており、その厚さは 100 m 程度である。

- 6) 火山地域では下部地殻に顕著な地震波低速度域・高減衰域が存在し、それは周囲よりもメルトを多く含む領域であると解釈される。
- 7) 上部地殻には大規模な (>10 km) マグマ溜まりは存在しない (浅間山は除く)。

東北地方は、世界中で火山の深部構造の研究が最も精力的に行われている地域の一つであり、本稿で取り上げた研究を含む数多くの地道な研究により、火山へのマグマの供給経路や流体の存在形態など、島弧火成活動の理解に不可欠な観測事実が積み上げられてきた。それらの結果により、火山へのマグマ供給系の理解は徐々に進み、マントルウエッジにおいてはマグマ生成・上昇過程の概念モデルが提案されている。しかしながら、下部地殻の不均質構造の定量的解釈が十分になされていないこと、時間軸を入れた議論が少ないことなど、解決すべき多くの問題・課題が残されている。火山噴火の素過程や巨大地震と火山噴火の因果関係を理解するためには、マグマ上昇・火山噴火などの素過程のモデル化が重要であり、そのためにはより空間分解能の高い構造解析に加え、地球物理学から物質科学に至る地球科学分野の横断型の研究が不可欠である。今後の研究の進展に期待したい。

謝 辞

本稿の執筆の機会を与えてくださった、地震研究所特定共同利用 B「巨大地震が励起する火山活動の活性化過程の研究」世話人の栗田敬氏、高橋栄一氏に感謝いたします。

また、査読者の佐竹健治氏からは有益なコメントを頂きました。

参考文献

- Aizawa, K., Y. Ogawa, T. Hashimoto, T. Koyama, W. Kanda, Y. Yamaya, M. Mishina and T. Kagiya, 2008, Shallow resistivity structure of Asama Volcano and its implications for magma ascent process in the 2004 eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **173**, 165–177, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.01.016.
- Aoki, S., Y. Iio, H. Katao, T. Miura, I. Yoneda and M. Sawada, 2016, Three-dimensional distribution of S wave reflectors in the northern Kinki district, southwestern Japan, *Earth Planets Space*, **68**, 107, doi:10.1186/s40623-016-0468-3.
- Aoki, Y. *et al.*, 2009, P-wave velocity structure beneath Asama Volcano, Japan, inferred from active source seismic experiment, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **187**, 272–277, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.09.004.
- Asamori, K., K. Umeda, Y. Ogawa and T. Oikawa, 2010, Electrical resistivity structure and helium isotopes around

- Naruko volcano, northeastern Japan and its implication for the distribution of crustal magma, *Int. J. Geophys.*, **2010**, 738139, doi:10.1155/2010/738139.
- Asano, Y. and A. Hasegawa, 2004, Imaging the fault zones of the 2000 western Tottori earthquake by a new inversion method to estimate three-dimensional distribution of the scattering coefficient, *J. Geophys. Res.*, **109**, B06306, doi:10.1029/2003JB002761.
- Asano, Y., K. Obara, J. Nakajima and A. Hasegawa, 2004, Inhomogeneous crustal structure beneath northern Miyagi prefecture, northeastern Japan, imaged by coda envelope inversion: Implication for fluid distribution, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24615, doi:10.1029/2004GL021261.
- Aso, N. and S. Ide, 2014, Focal mechanisms of deep low-frequency earthquakes in Eastern Shimane in Western Japan, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 364–377, doi:10.1002/2013JB010681.
- Aso, N., K. Ohta and S. Ide, 2011, Volcanic-like low-frequency earthquakes beneath Osaka Bay in the absence of a volcano, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L08303, doi:10.1029/2011GL046935.
- Aso, N., K. Ohta and S. Ide, 2013, Tectonic, volcanic, and semi-volcanic deep low-frequency earthquakes in western Japan, *Tectonophysics*, **600**, 27–40, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.015.
- Doi, I. and K. Nishigami, 2007, Three-dimensional distributions of S wave reflectors in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20312, doi:10.1029/2007GL031169.
- Frankel, A., 1991, Mechanisms of seismic attenuation in the crust: Scattering and anelasticity in New York state, south Africa, and southern California, *J. Geophys. Res.*, **96**, 6269–6289, doi:10.1029/91JB00192.
- Hasegawa, A. and A. Yamamoto, 1994, Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **233**, 233–252, doi:10.1016/0040-1951(94)90243-7.
- 長谷川昭・堀内茂木・植木貞人・西澤あずさ・松澤 暢・海野徳仁・堀修一郎・稲森隆穂・松本 聡・浜口博之・高木章雄・田中和夫・鈴木将之・末広 潔, 1989, エアガンによる磐梯山周辺域の地殻構造探査, 地震 II, **42**, 161–169.
- Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino and S. Miura, 2005, Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity, *Tectonophysics*, **403**, 59–75, doi:10.1016/j.tecto.2005.03.018.
- Hasemi, A. and S. Horiuchi, 2010, Seismic reflector alignment along the volcanic front in northeastern Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **115**, B07307, doi:10.1029/2009JB006653.
- Hasemi, A., H. Miura, M. Ishizawa, M. Kosuga, N. Umino and A. Hasegawa, 2015, Crustal structure in and around the Onikobe geothermal area, northeastern Honshu, Japan, inferred from the spatial variation of coda decay, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **244**, 23–31, doi:10.1016/j.pepi.2015.04.006.
- 堀修一郎・長谷川昭, 1999, 恐山直下の上部マントルに見出された顕著なS波反射面, 火山, **44**, 83–91.
- 堀修一郎・海野徳仁・河野俊夫・長谷川昭, 2004, 東北日本弧の地殻内S波反射面の分布, 地震 II, **56**, 435–446.
- Kita, S., A. Hasegawa, J. Nakajima, T. Okada, T. Matsuzawa and K. Katsumata, 2012, High-resolution seismic velocity structure beneath the Hokkaido corner, northern Japan: Arc-arc collision and origins of the 1970 M6.7 Hidaka and 1982 M7.1 Urakawa-oki earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **117**, B12301, doi:10.1029/2012JB009356.
- 河野俊夫・仁田交市・松本 聡・堀内茂木・岡田知己・開原貴美・長谷川昭・堀修一郎・海野徳仁・鈴木将之, 1993, 1962年宮城県北部地震(M6.5)震源域における微小地震活動, 地震 II, **46**, 85–93.
- Lees, J.M., 2007, Seismic tomography of magmatic systems, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 37–56, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.06.008.
- Matsumoto, S. and A. Hasegawa, 1996, Distinct S wave reflector in the midcrust beneath Nikko-Shirane volcano in the northeastern Japan arc, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3067–3083, doi:10.1029/95JB02883.
- Miller, M.S., B.L. N. Kennett and A. Gorbatov, 2006, Morphology of the distorted subducted Pacific slab beneath the Hokkaido corner, Japan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **156**, 1–11, doi:10.1016/j.pepi.2006.01.007.
- Mishina, M., 2009, Distribution of crustal fluids in Northeast Japan as inferred from resistivity surveys, *Gondwana Res.*, **16**, 563–571, doi:10.1016/j.gr.2009.02.005.
- Mitsuhata, Y., Y. Ogawa, M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura and T. Uchida, 2001, Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4371–4374, doi:10.1029/2001GL013079.
- Miura, S., T. Sato and A. Hasegawa, 2004, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Spece*, **56**, 1347–1355, doi:10.1186/BF03353360.
- Mizoue, M., I. Nakamura and T. Yokota, 1982, Mapping of an unusual crustal discontinuity by microearthquake reflections in the earthquake swarm area near Ashio, northwestern part of Tochigi prefecture, central Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **57**, 653–686.
- Nagaoka, Y., K. Nishida, Y. Aoki, M. Takeo and T. Ohminato, 2012, Seismic imaging of magma chamber beneath an active volcano, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **333–334**, 1–8, doi:10.1016/j.epsl.2012.03.034.
- 中島淳一, 2016, プレーートの沈み込みと島弧マグマ活動, 火山, **61**, 23–36.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, 2003, Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **127**, 1–18, doi:10.1016/S0377-0273(03)00155-0.
- 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, doi:10.1016/j.epsl.2004.06.011.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2001a, Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan, *Tectonophysics*, **341**, 1–17, doi:10.1016/S0040-1951(01)00181-0.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, 2001b, Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *J. Geophys. Res.*, **106**, 21843–21857, doi:10.1029/2001JB000008.
- Nakajima, J., S. Hada, E. Hayami, N. Uchida, A. Hasegawa, S. Yoshioka, T. Matsuzawa and N. Umino, 2013, Seismic

- attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 5838–5855, doi:10.1002/2013JB010388.
- Nakamichi, H., H. Hamaguchi, S. Tanaka, S. Ueki, T. Nishimura and A. Hasegawa, 2003, Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan, *Geophys. J. Int.*, **154**, 811–828, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01991.x.
- Nishimura, T., S. Ueki, T. Yamawaki, S. Tanaka, H. Hashino, M. Sato, N. Nakamichi and H. Hamaguchi, 2002, Broadband seismic signals associated with the 2000 volcanic unrest of Mount Bandai, northeastern Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **119**, 51–59, doi:10.1016/S0377-0273(02)00305-0.
- Obara, K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679–1681, doi:10.1126/science.1070378.
- Ohmi, S. and K. Obara, 2002, Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1807, doi:10.1029/2001GL014469.
- 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.
- Okada, T., T. Matsuzawa, J. Nakajima, N. Uchida, M. Yamamoto, S. Hori, T. Kono, T. Nakayama, S. Hirahara and A. Hasegawa, 2014, Seismic velocity structure in and around the Naruko volcano, NE Japan, and its implications for volcanic and seismic activities, *Earth Planets Space*, **66**, 114, doi:10.1186/1880-5981-66-114.
- Savage, M.K., T. Ohminato, Y. Aoki, H. Tsuji and S.M. Greve, 2010, Stress magnitude and its temporal variation at Mt. Asama Volcano, Japan, from seismic anisotropy and GPS, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **290**, 403–414, doi:10.1016/j.epsl.2009.12.037.
- 高橋正樹, 2000, 「島弧・マグマ・テクトニクス」, 東京大学出版会, 322頁.
- Takei, Y., 2002, Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack, *J. Geophys. Res.*, **107**, 2043, doi:10.1029/2001JB000522.
- Takeo, M., Y. Aoki, T. Ohminato and M. Yamamoto, 2006, Magma supply path beneath Mt. Asama volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15310, doi:10.1029/2006GL026247.
- Tamura, Y., Y. Tatsumi, D. Zhao, Y. Kido and H. Shukuno, 2002, Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 105–116, doi:10.1016/S0012-821X(02)00465-X.
- Tanaka, H.K. M., T. Uchida, M. Tanaka, M. Takeo, J. Oikawa, T. Ohminato, Y. Aoki, E. Koyama and H. Tsuji, 2009, Detecting a mass change inside a volcano by cosmic-ray muon radiography (muography): First results from measurements at Asama volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17302, doi:10.1029/2009GL039448.
- Tanaka, S. *et al.*, 2002, Three-dimensional P-wave velocity structure of Iwate volcano, Japan from active seismic survey, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1420, doi:10.1029/2002GL014983.
- 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, doi:10.1016/S0040-1951(99)00297-8.
- Ukawa, M. and M. Ohtake, 1987, A monochromatic earthquake suggesting deep-seated magmatic activity beneath the Izu-Oshima Volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12649–12663, doi:10.1029/JB092iB12p12649.
- 海野徳仁・松澤 暢・堀修一郎・中村綾子・山本 明・長谷川昭・吉田武義, 1998, 1996年8月11日宮城県鬼首付近に発生した地震について, *地震* II, **51**, 253–264.
- Umino, N., H. Ujikawa, S. Hori and A. Hasegawa, 2002, Distinct S-wave reflectors (bright spots) detected beneath the Nagamachi-Rifu fault, NE Japan, *Earth Planets Space*, **54**, 1021–1026, doi:10.1186/BF03353295.
- Wiens, D.A., J.A. Conder and U.H. Faul, 2008, The Seismic Structure and Dynamics of the Mantle Wedge, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **36**, 421–455, doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122633.
- Xia, S., D. Zhao, X. Qiu, J. Nakajima, T. Matsuzawa and A. Hasegawa, 2007, Mapping the crustal structure under active volcanoes in central Tohoku, Japan using P and Pmp data, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L10309, doi:10.1029/2007GL030026.
- Yamawaki, T., S. Tanaka, S. Ueki and H. Hamaguchi, 2004, Three-dimensional P-wave velocity structure of Bandai volcano in northeastern Japan inferred from active seismic survey, *J. Vol. Geotherm. Res.*, **138**, 267–282, doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.07.010.
- Yoshida, T., 2001, The evolution of arc magmatism in the NE Honshu arc, Japan, *Tohoku Geophys. J.*, **36**, 131–149.
- 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.

(Received July 14, 2016)

(Accepted October 6, 2017)