

地震波でみた東北日本沈み込み帯の水の循環

— スラブから島弧地殻への水の供給 —

長谷川 昭* 中島 淳一* 北 佐枝子*
辻 優介* 新居 恭平* 岡田 知己*
松 澤 暢* 趙 大 鵬*

Transportation of H₂O in the NE Japan Subduction Zone as Inferred from Seismic Observations: Supply of H₂O from the Slab to the Arc Crust

Akira HASEGAWA*, Junichi NAKAJIMA*, Saeko KITA*,
Yusuke TSUJI*, Kyohei NII*, Tomomi OKADA*,
Toru MATSUZAWA* and Dapeng ZHAO*

Abstract

Transportation of H₂O from the slab to the arc crust by way of the mantle wedge is discussed based on seismic observations in the northeastern Japan subduction zone. A belt of intraslab seismicity, perhaps caused by dehydration of eclogite-forming phase transformations, has been found in the Pacific slab crust at depths of 70–90 km parallel to iso-depth contours of the plate interface, showing the major locations of slab dehydration. H₂O thus released from the slab may be hosted by serpentine and chlorite just above the slab and is dragged downward. DD seismic tomography detected this layer of serpentine and chlorite as a thin S-wave low-velocity layer. Serpentine and chlorite thus brought down to a depth of 150–200 km should decompose there. H₂O released by this dehydration decomposition is then transported upward and encounters the upwelling flow directly above, which perhaps causes partial melting of materials within the upwelling flow. Seismic tomography studies have clearly imaged this upwelling flow as an inclined sheet-like seismic low-velocity zone at depths of 30–150 km in the mantle wedge subparallel to the subducted slab. This upwelling flow finally meets the Moho below the volcanic front, and melts thus transported perhaps stagnate directly below the Moho. Some of them further migrate into the crust, and are also imaged by seismic tomography as low velocity areas. Their upward migration and repeated discharge to the surface form the volcanic front. Seismic tomography study of the mantle wedge further revealed along-arc variations of the inclined low-velocity zone: very low velocity areas appear periodically every ~ 80 km along the strike of the arc in the back-arc region of northeastern Japan above which clustering of Quaternary volcanoes and topography highs are located, suggesting that melts could segregate from these very low velocity areas in the upwelling flow and rise vertically to form volcanoes at the surface in the backarc region.

Key words : subduction, H₂O, dehydration embrittlement, mantle upwelling flow, arc magmatism, seismic tomography

キーワード : 沈み込み, H₂O, 脱水脆性化, マントル上昇流, 島弧火成作用, 地震波トモグラフィ

* 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

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

I. はじめに

沈み込み帯は地球上で主要な地震活動・火成活動が生じている場であると同時に、地球規模の物質循環を理解する上でも重要な場である。しかしながら、沈み込み帯では様々な過程が複雑に絡み合いながら現象が生じているため、物質循環のプロセスが具体的にどのように進行しているのか、その詳細については良くわかっていない。

プレートはその沈み込みに伴って温度・圧力が上昇し、やがてプレート内の含水鉱物は脱水分解する。それに伴って H_2O に富む水溶液が生成される。生成された水溶液は周囲の岩石に較べて密度が低いため、結晶粒界を通しての浸透流や割れ目中の流れとして上昇し、やがて直上のマンタルウェッジに移動する。そして、そこでマンタルウェッジの岩石と化学反応を起こし、さらには岩石の融点を低下させて、部分熔融を引き起こす(例えば, Tatsumi, 1989; Davies and Stevenson, 1992; Iwamori, 1998; Arcay *et al.*, 2005)。その結果生成されたマグマはさらに上昇し、やがて地

表に達する。このようにして島弧火山が形成されると推測されている。しかし、沈み込むプレートのどこで脱水反応が生じ、どの程度の量の H_2O がマンタルウェッジに供給されるのか、プレート沈み込みに伴って2次対流の生じているマンタルウェッジでは、スラブから供給された H_2O は周囲の岩石との化学反応の結果どのように分布するのか、さらにはどのような経路を辿って地表にまで達するのかなど、沈み込み帯で進行していると推定される重要な過程について、その詳細は明らかにされていない。

Iwamori (1998) は、このように様々な過程が絡み合って進行していると推定される沈み込み帯における物質循環を、マンタルウェッジ内の2次対流・温度構造・水溶液の発生と移動・水溶液と固体の反応・固体の熔融を取り入れた数値計算モデルにより評価した(図1a)。さらに、得られた結果を地震波速度構造や火山の分布と比較してモデルの妥当性を検討した(Iwamori, 2000; Iwamori and Zhao, 2000; 岩森・趙, 2000)。

一方, Hasegawa and Nakajima (2004) は、

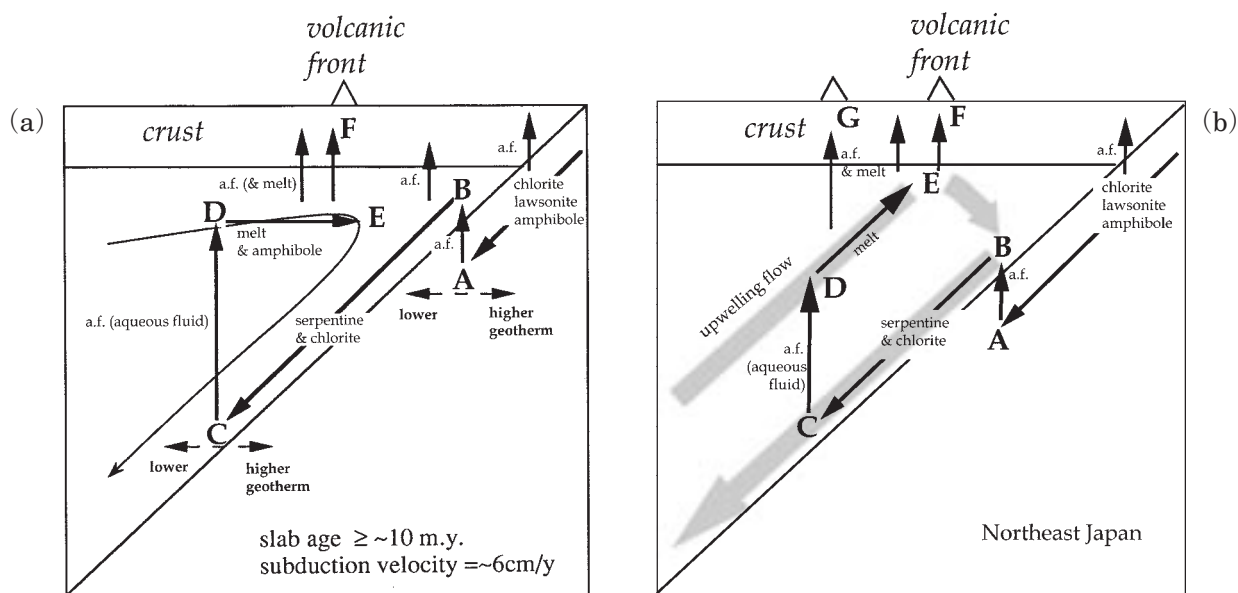


図1 (a) H_2O の輸送経路とその担い手となる相の模式図 (Iwamori, 1998). (b) 修正した輸送経路の模式図.

Fig. 1 (a) Schematic diagram of transportation paths of H_2O and its host phases (Iwamori, 1998).

(b) Modified transportation paths of H_2O .

地震波トモグラフィにより、沈み込みに伴う2次対流の上昇流部分はスラブにはほぼ平行であり、火山フロント直下でモホ面に達すること、上昇流内の地震波速度低下率は島弧走向方向に一様ではなく、約80 km間隔で密に分布する地表の火山群直下で特に大きくなることを明らかにするなど、地震学的観測事実に基づく東北日本沈み込み帯のマグマ生成・上昇モデルを提案した。さらにこのようなマントルウェッジの上昇流を経て島弧地殻に供給された水が周囲の地殻物質を軟化させ局所的な塑性変形を促進し、その中で変形が遅れている領域で遅れを取り戻すために内陸地震が発生する、とする内陸地震発生モデルを提唱した(Hasegawa *et al.*, 2005)。

日本列島に密に展開された基盤地震観測網に代表される高品質かつ大量の地震データを用いた最近の研究は、沈み込み帯の地震学的構造についてその空間分解能を飛躍的に高めつつある。それらを、上記のIwamori (1998) のモデルと比較検討することによって、沈み込み帯の物質循環に対してより制約を与えることができると期待される。本稿は、東北日本沈み込み帯を対象として、Hasegawa and Nakajima (2004) にその後の地震学的研究成果を加えて、そのような比較検討を試みたものである。次章以降では、図1に模式的に示すH₂Oの輸送経路に沿って順次記述することとする。

II. スラブからの脱水（経路A→B）

沈み込みに伴って温度・圧力が上昇し、やがて沈み込んだスラブの中にある含水鉱物は脱水分解する。最近の詳細な地震活動の研究は、それが主としてどこで生じているかの情報を提供できるようになってきた。

スラブ内地震が発生するような深さでは封圧が非常に高くなり、脆性破壊を起こすためには極めて大きな差応力が必要となる。スラブ内で実際にそのような大きな差応力が生じるとは考え難く、従って強度を下げる何らかのメカニズムが働いているはずである。脱水脆性化(dehydration embrittlement)が強度を下げてスラブ内地震を発

生させる有力なメカニズムと考えられている(Raleigh and Paterson, 1965; Raleigh, 1967; Green and Houston, 1995; Kirby, 1995; Kirby *et al.*, 1996; Seno and Yamanaka, 1996)。スラブ沈み込みによる温度・圧力の上昇に伴ってスラブ内の含水鉱物が脱水反応を起こし、その結果生じた水が有効法線応力を低下させ脆性破壊が起こるというものである。そうであれば、スラブ内地震はスラブ内の至るところで発生するわけではなく、スラブ内の、①含水鉱物が存在している領域、②とりわけ含水量の変化する相境界(phase boundary)に近づく領域で発生することが期待される。

東日本の下に沈み込む太平洋スラブ内で発生する地震は二重深発地震面を形成する(津村, 1973; 海野・長谷川, 1975; Hasegawa *et al.*, 1978; Suzuki and Kasahara, 1996)。上面の地震はスラブの地殻内で、下面の地震はマントル中部で発生する(Matsuzawa *et al.*, 1986, 1990; Hasegawa *et al.*, 1994)。

最近Kita *et al.* (2006) は、基盤地震観測網に基づく気象庁一元化震源をDD震源決定法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)により再決定し、二重深発地震面の上面の地震のうち、スラブ上面の等深線に平行に深さ約70～100 kmの範囲に顕著な地震帯が存在することを見出した。図2にKita *et al.* (2006)により再決定された二重面上面の地震の震央分布を示す。図に影を付けて示すように、スラブ上面の等深線のおよそ70～90 kmの範囲に震源の集中がみられる。このスラブ上面の等深線に平行な地震帯(以下、上面地震帯と呼ぶ)は北海道から東北地方南部に至る広い領域で認められる。一方、関東地方では、このような等深線に平行な地震帯は認められず、代わりに等深線に斜交する地震帯が明瞭にみられる。なお、北海道・東北で深さ約50 km、関東で深さ約70 kmの等深線より浅部側(東側)にみられる震源の集中は、この地域に活発なプレート境界地震が多数含まれているためである。

東北地方中央部における島弧に直交する方向の、再決定されたスラブ内地震の鉛直断面を図3

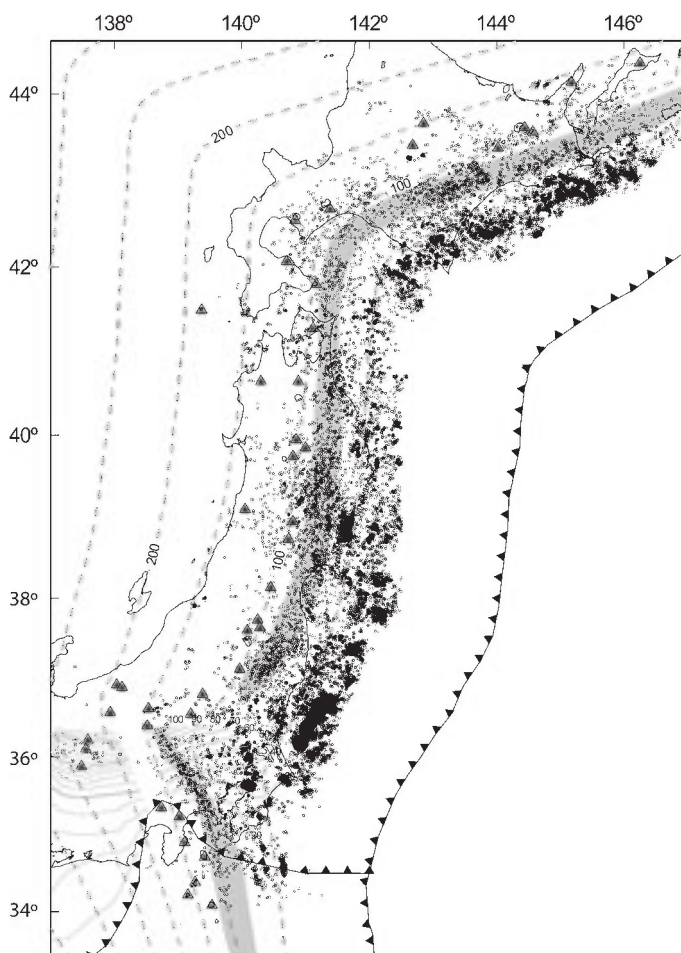


図 2 太平洋スラブ内の二重深発地震面上面の地震の震央分布 (Hasegawa *et al.*, 2007). 震源は 2002 ~ 2005 年の期間の気象庁一元化震源を DD 震源決定法により再決定した (Kita *et al.*, 2006). 太平洋スラブ上部境界面の等深線を破線のコンターで、活火山を三角で、上面地震帯を影で示す.

Fig. 2 Epicenter distribution of earthquakes in the upper plane of the double seismic zone within the Pacific slab (Hasegawa *et al.*, 2007). Earthquakes are relocated by DD locations (Kita *et al.*, 2006). Upper-plane seismic belt is shaded. Broken lines and solid lines show depth contours of the upper surface of the PAC slab and the PHS slab, respectively. Triangles denote active volcanoes.

に示す。スラブ上面の位置は, Zhao *et al.* (1997) によりスラブ上面での変換波の走時を用いて推定されたものである。Hacker *et al.* (2003b) によるスラブ地殻内の jadeite lawsonite blueschist (以下 JLB) → lawsonite amphibole eclogite (LAE) の相境界を破線 B で, LAE → eclogite の相境界を破線 C で示す。図 2 の上面地震帯は図 3 で A で示した範囲に対応する。

図から、上面地震帯を形成する集中した地震活動は、 H_2O の含有率 5.4% の JLB → 3.0% の LAE への相境界の直近で、かつその浅部側にみられることがわかる。脱水量は相境界に達する直前に多くなると期待される (桑谷 立: プレート境界における吸水反応の解析. EARS シンポジウム, 東京大学地震研究所, 2006 年 10 月) から、上面地震帯の形成は脱水脆性化説からの予測と一致す

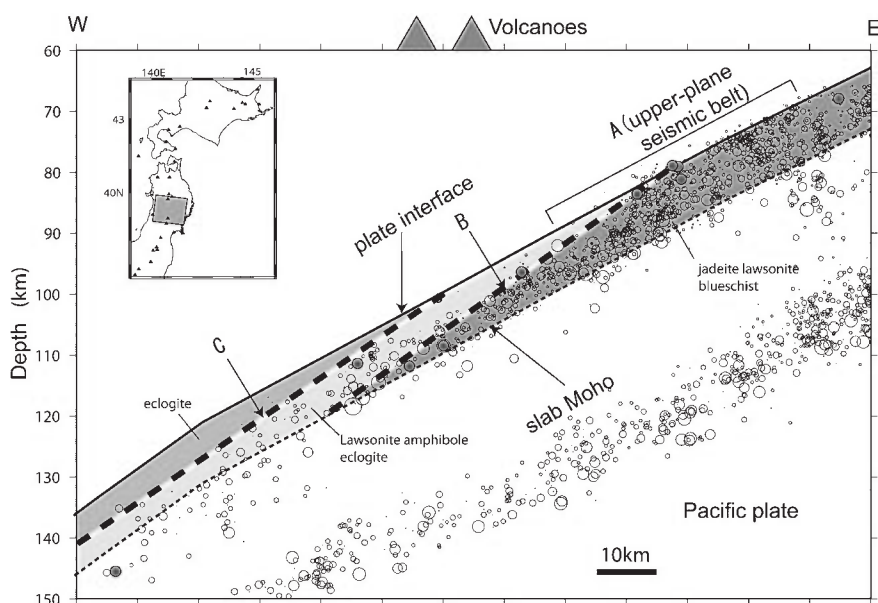


図 3 東北地方中央部の島弧横断鉛直断面(Kita *et al.*, 2006). 挿入図の四角の領域内のスラブ内地震を丸で示す。A の範囲は上面地震帯を、B および C の破線はそれぞれ JLB → LAE, LAE → eclogite の相境界を示す。

Fig. 3 Across-arc vertical cross-section of earthquakes in central Tohoku (Kita *et al.*, 2006). Upper-plane seismic belt and phase boundaries of JLB → LAE and LAE → eclogite are denoted by A, B and C, respectively.

る。さらに、JLB → LAE の相境界より深部側では上面の地震は下部地殻のみに発生し、それも LAE → eclogite の相境界を越えると活動がみられなくなる。これも脱水脆性化説からの予測と一致する。(1) Hacker *et al.* (2003a) の相図の中であまり良く決まっていない領域 (すなわち極低温側の forbidden zone (Liou *et al.*, 2000); Hacker *et al.*, 2003a: Fig. 1 参照) の情報をも用いていること、(2) 推定された温度分布にはかなりの誤差が含まれることにもかかわらず、thermal-petrologic モデルからの予測とのこれほどまでの一致は驚きでもある。

以上みてきたように、北海道から東北地方南部に至る広い領域で見出された太平洋スラブ内の上面地震帯は、JLB → LAE の相転移に伴い供給された H₂O が原因で形成されると推定される (Kita *et al.*, 2006)。一方、関東ではスラブ上面の等深線に平行な地震帯は存在せず、図 2 に影を付けて示すように、代わりに等深線に斜交する顕著な地震帯が認められる。Hasegawa *et al.* (2007) は、

地震波トモグラフィによる速度構造イメージと DD 震源決定による震源分布から、このスラブ等深線に斜交した太平洋スラブ内の地震帯が北海道や東北地方でみられる上面地震帯に対応することを示した。

関東下には太平洋スラブに加えて、その直上にフィリピン海スラブも沈み込んでいる。地震波トモグラフィから推定された太平洋スラブとフィリピン海スラブの接触域を図 4 に青色の影を付けて示す。このスラブ接触域の下端 (左端) は、スラブ上面等深線の約 100 km から 140 km 程度へと南から北に向って伸びる地震帯 (ピンク色で影を付けて示す) に平行に、かつその浅部側に隣接して位置していることがわかる。このことから、関東ではフィリピン海スラブとの接触により沈み込みに伴う温度上昇が妨げられ、その結果スラブ地殻内の相転移が遅れ、それが北海道や東北と異なり、スラブ上面等深線に斜交する地震帯を形成しているであろうことが容易に想像される。

JLB → LAE 相転移後は地震波速度が速くなる

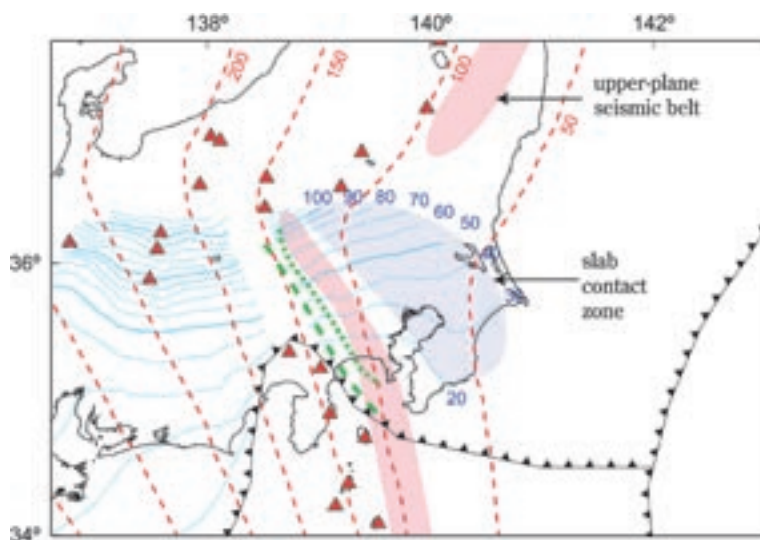


図 4 太平洋スラブとフィリピン海スラブの接触域 (青の影部) と上面地震帯 (ピンク色の影部) (Hasegawa *et al.*, 2007). 緑色の破線および点線は、太平洋スラブ地殻内における JLB と LAE の相境界の推定位置を示す。太平洋スラブおよびフィリピン海スラブ上部境界面の等深線を、それぞれ赤の破線および青の実線のコンターで示す。赤三角は活火山。

Fig. 4 Upper-plane seismic belt in the PAC slab and contact zone with the overlying PHS slab (Hasegawa *et al.*, 2007). Green broken and dotted lines indicate estimated location of facies boundary from JLB to LAE in the crust of the PAC slab. Red broken and blue solid lines show iso-depth contours of the upper surface of the PAC slab and PHS slab, respectively.

ので、地震波トモグラフィで得られた P 波速度の分布から、スラブ地殻内の相転移が本当に遅れているかを検証することができる。すなわち、相転移が遅れた領域ではスラブ地殻がより深くまで低速度になっているはずだから、それを確認すれば良い。図 5 に、挿入図の A, B, C に沿う P 波速度の鉛直断面を示す。太平洋スラブの地殻部分に注目すると、南部 (A) で約 100 km までみられる低速度域が、北にゆくにつれて深くなり、C に沿う断面では約 150 km にまで達していることがわかる。このことは、フィリピン海スラブとの接触により相転移が遅れていることを定性的には支持する。

Hacker *et al.* (2003a) の推定によると、JLB 相は深さ 100 ~ 150 km で P 波速度 7.5 ~ 7.6 km/s, LAE 相への相転移が完了すると P 波速度 7.9 km/s になるので、スラブ地殻の P 波速度がその値に達する位置が JLB → LAE への相境界に対応す

ると期待される。この値の推定誤差を考慮すると直接比較するのは少々急ぎ過ぎかも知れないが、とりあえずこの値を使って、JLB → LAE 相境界のおおよその位置の推定を試みる。すなわち、地震波トモグラフィから得られた P 波速度分布からスラブ地殻が 7.9 km/s になる位置を求めた。それを図 4 に緑色の破線で示す。なお、これはスラブ地殻が MORB で構成されているとの仮定に基づいているが、この仮定は下部地殻に対しては必ずしも正しくない (例えば, Dick *et al.*, 2000; Hacker *et al.*, 2003a)。そこでやや極端ではあるが、上部地殻は水を含んだ MORB, 下部地殻は水を含まない斑レイ岩で構成され、かつ厚さが同じであると仮定してみる。その場合、JLB → LAE の相転移が完了後の地殻全体の P 波速度は 7.7 km/s になるはずである。スラブ地殻の P 波速度がこの値に達する位置を求めると図 4 の緑の点線となる。いずれにしても、浅い側から深い

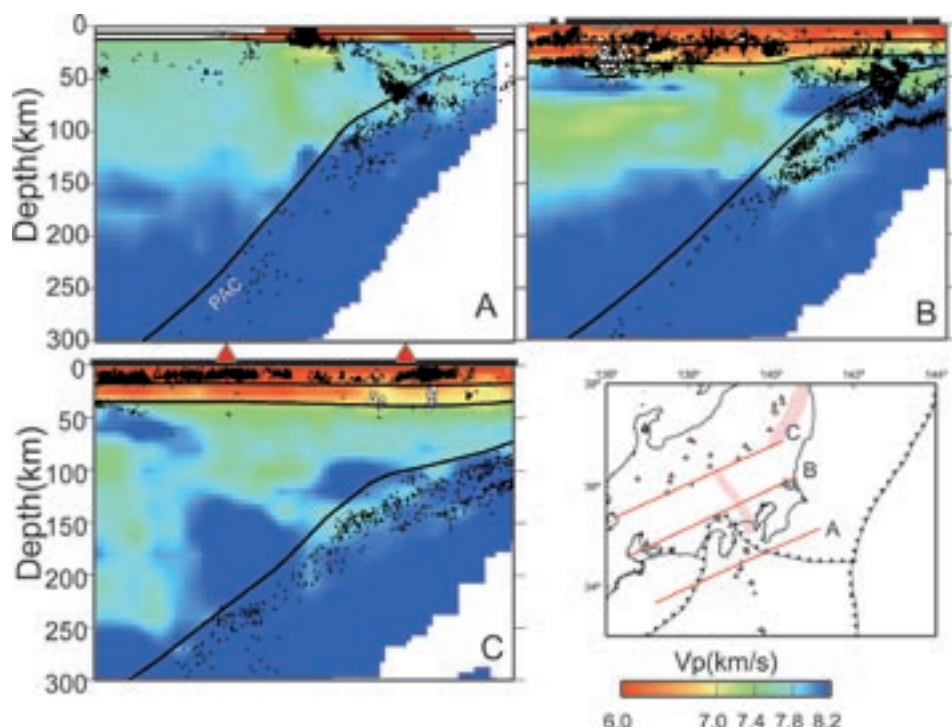


図 5 フィリピン海スラブの沈み込み方向に直交する方向の P 波速度の鉛直断面 (Hasegawa *et al.*, 2007). 挿入図の A, B, C に沿う鉛直断面に P 波速度をカラーのスケールで示す. 実線は上からコンラッド面, モホ面, 太平洋スラブ上部境界面.

Fig. 5 Vertical cross-sections of P-wave velocity along lines A through C in the inset map (Hasegawa *et al.*, 2007). P-wave velocity is shown by color scale at the bottom. Hypocenters of earthquakes and low-frequency earthquakes are shown by dots and open circles, respectively. Thick lines and red triangles at the top denote land areas and active volcanoes. Solid lines from top to bottom show Conrad, Moho and upper surface of the PAC slab, respectively.

側に向って、フィリピン海スラブとの接触域の下限、上面地震帯、上記の仮定に基づいておおよそ推定した JLB → LAE 相境界が互いに平行にかつ隣接して分布していることがわかる。このことから、上記の予測通り、関東では冷たいフィリピン海スラブと接触しているため直上のマントルウェッジによる加熱が妨げられ、太平洋スラブは沈み込んでも北海道や東北に較べその温度上昇が遅れる。その結果 JLB → LAE の相転移が完了する深さが南から北にゆくにつれて 100 km から 150 km 程度へと深くなり、それが等深線に斜交した上面地震帯を形成していると推測される。

また、北海道や東北に較べて、関東下では上面

地震帯の幅が狭くかつ地震がより集中するという顕著な特徴がある (図 2)。これは以下のように考えれば理解できよう。沈み込む太平洋スラブは、浅部でのフィリピン海スラブとの接触域を通過後、マントルウェッジと直接接触するようになり、それによって急激に加熱されることが期待される。この急激な加熱が JLB → LAE の相境界の傾斜を図 3 の破線に示すものより急角度にさせるはずである。その結果、狭い範囲に集中した地震帯が形成されると推定される。

以上みてきたように、北海道から東北地方にかけての太平洋スラブ地殻内には、スラブ上面等深線にほぼ平行に上面地震帯が存在する。一方、関

東下では、直上のフィリピン海スラブとの接触による相転移の遅れのため、それは深部へ偏り、スラブ上面等深線に斜交した上面地震帯を形成するようにみえる。この観測事実は、スラブ内地震の脱水脆性化説を強く支持する。それが正しいとすると、上面地震帯が形成される深さ範囲でスラブ地殻からの脱水量がとりわけ多いことが期待される（図1のA）。

III. 沈み込むスラブによる深部への引きずり込み（経路 B → C）

脱水分解によりスラブから吐き出された水は直上のマントルウェッジに上昇し、そこでマントル物質と反応し蛇紋石・緑泥石・角閃石のような含水鉱物を形成する（Davies and Stevenson, 1992; Iwamori, 1998）。東北日本のような古いプレートの沈み込み帯では、このようにして固定されたH₂Oを含む層はスラブの直上に形成され、それはさらに沈み込むスラブに引きずられ再び脱水分解する150～200 km程度の深さにまで運ばれると推定される（Iwamori, 1998）。なお、再び脱水分解する深さは温度構造で決まるので、温度構造を推定するのに用いるモデルが異なれば異なった深さとなる。例えば、温度に依存する粘性係数を用いた数値シミュレーションで推定したCagnioncle *et al.* (2007)の結果では、沈み込み角45°、沈み込み速度6 cm/yr、スラブ年齢90 Maの場合で100～130 kmの深さとなる。スラブ直上に形成されると推定される蛇紋石・緑泥石を含む層は周囲のマントルウェッジに較べて地震波速度が低いことが期待される。最近の高解像度の地震波トモグラフィやレシーバ関数解析は、この層を地震波低速度域として検出することに成功した（Kawakatsu and Watada, 2007; 辻ほか, 2007）。

地震の震源が集中している領域とその周辺域の解像度を局所的に上げるのできるDDトモグラフィ法（Zhang and Thurber, 2003）を用いて求めた、東北地方中央部を通る島弧横断方向のS波速度の鉛直断面を図6に示す（辻ほか, 2007）。図3に示した、Kita *et al.* (2006)によ

る震源分布、Hacker *et al.* (2003b)による相境界の位置、Zhao *et al.* (1997)によるプレート上部境界の位置を重ねて示してある。図から、スラブ地殻がJLB → LAEの相境界に達する深さ付近まで低速度域としてイメージングされ、さらにスラブ上面直上のマントルウェッジには、上面地震帯直上の深さ約65 kmから110 km付近まで低速度層が明瞭にイメージングされていることがわかる。後者が、スラブ直上に形成されると予測されている蛇紋石・緑泥石を含む層に対応すると考えられる。Iwamori (1998)によれば（図1a）、この低速度層は150～200 km程度の深さまで続くはずであるが、110 km程度の深さまでしかみられないのは、ここで行ったDDトモグラフィの解像度がその深さまでには及んでいないことによる。

Kawakatsu and Watada (2007)は、レシーバ関数解析により東北日本下の地殻・上部マントル構造のイメージングを行い、沈み込む太平洋スラブ上下面およびスラブモホ面を明瞭な速度不連続面として検出することに成功した。さらに彼らは、スラブ直上に顕著な低速度層が約70～130 kmの深さ範囲で存在することを見出し、それは沈み込むスラブ直上に形成された蛇紋石・緑泥石を含む層であるとした。上記のDDトモグラフィより深部まで低速度層を検出できたのは、レシーバ関数解析では遠地地震波形を用いるため、その深さ範囲まで解像度があまり低下しないことによる。

IV. マントル上昇流（経路 C → D → E）

スラブ直上の150～200 kmの深さまで引きずりこまれた蛇紋石や緑泥石を含む層はそこで脱水分解し、放出されたH₂Oは水溶液として再び直上に上昇すると推定される。残念ながら、地震波を使ってこの様子を直接イメージングすることはできていない。

スラブの沈み込みに伴ってマントル物質が深部に引きずりこまれるので、空いたすき間を埋めるために背弧側深部からマントル物質が上昇してくることが予測される（McKenzie, 1969）。このス

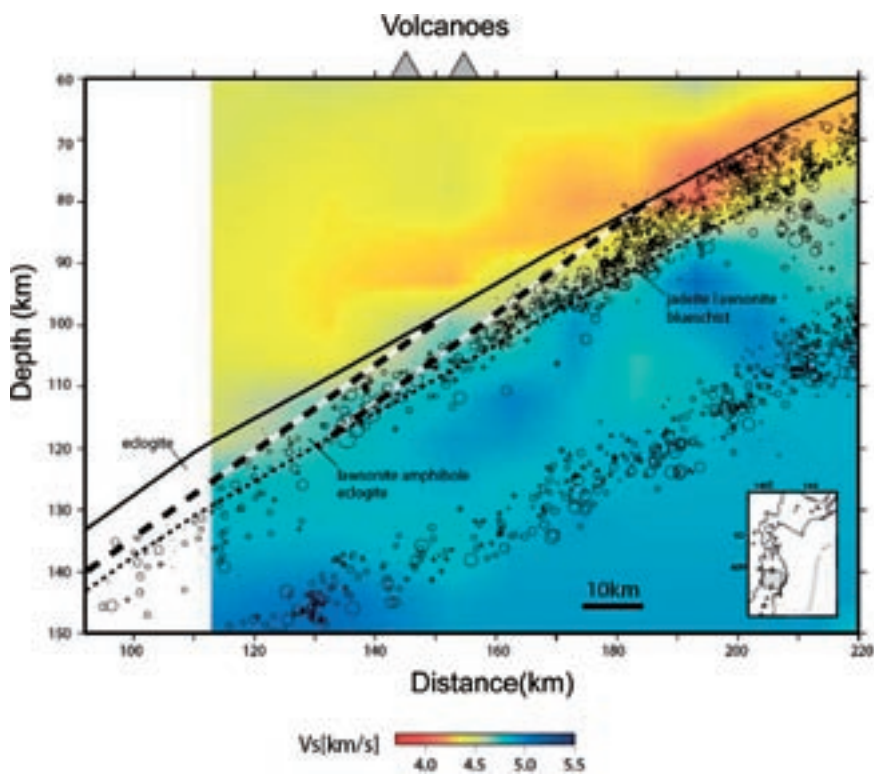


図 6 東北地方中央部の S 波速度の島弧横断鉛直断面 (辻ほか, 2007). S 波速度をカラーで示す. 実線はスラブ上部境界面, 点線はスラブモホ面, 破線は JLB → LAE および LAE → eclogite の相境界を示す. 挿入図の四角で囲った領域内の地震を丸で示す.

Fig. 6 Across-arc vertical cross-section of S-wave velocity in central Tohoku (Tsuji *et al.*, 2007). S-wave velocity is shown by color scale at the bottom. Solid line, dotted line and broken lines show estimated upper plate boundary, slab Moho and JLB → LAE and LAE → eclogite facies boundaries, respectively. Earthquakes in the rectangle area of the inset map are plotted by open circles.

ラブ沈み込みに伴う 2 次対流の上昇流部分 (リターンフロー) は, 東北日本全域あるいは日本列島全域を対象とする広域の地震波トモグラフィで明瞭に検出されている (Hasegawa *et al.*, 1991; Zhao *et al.*, 1992, 1994; Zhao and Hasegawa, 1993; Nakajima *et al.*, 2001a, b)。

図 7 に島弧に直交する鉛直断面に沿う S 波速度の分布を示す。挿入図に示す a ~ f に沿ったいずれの鉛直断面においても, 陸域下に沈み込む太平洋スラブが顕著な S 波高速度域としてイメージされている。その直上のマントルウェッジ内には, 深さ 100 ~ 150 km 程度から島弧モホ面まで伸びる, スラブにほぼ平行な傾斜した S

波低速度域が明瞭に写し出されている。この低速度域は, 活火山を通る a, b, d, f の断面ばかりでなく, 活火山を含まない c と e の断面でもはっきりと認められる。すなわち, 東北日本のマントルウェッジ内には, スラブとほぼ平行に傾斜したシート状の低速度域が分布しており, それはスラブの沈み込みに伴う 2 次対流の上昇流部分 (リターンフロー) に対応していると推測される。より高温の深部から上昇してきたマントル物質で構成されるので, この上昇流の内部は周囲に比べて高温であり, 従って低粘性のはずである。一方, 下降流部分に対応する蛇紋石や緑泥石を含む層はスラブ直上の深さ 150 ~ 200 km で脱水分解す

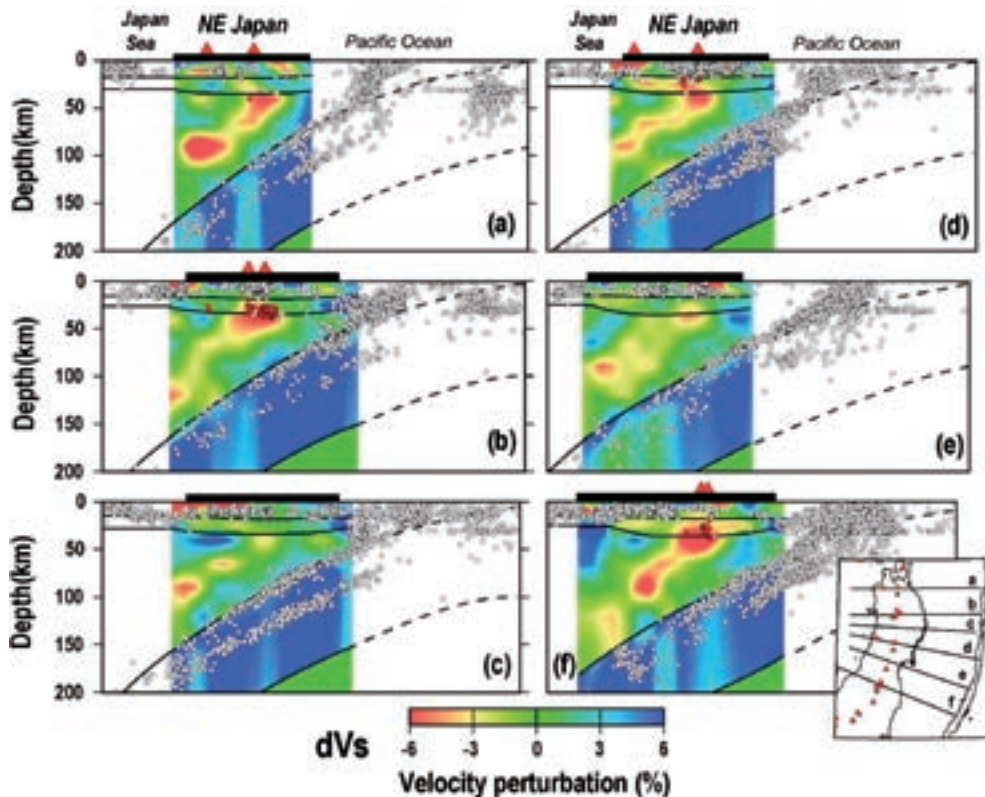


図 7 東北日本における S 波速度偏差の島弧横断鉛直断面 (Nakajima *et al.*, 2001a). 挿入図に示す島弧に直交する a ~ f の測線に沿う鉛直断面をそれぞれ示す. S 波の速度偏差をカラースケールで示す. 各図上部の太線は陸地の範囲, 赤三角は活火山を示す. 点と赤丸は微小地震および深部低周波微小地震の震源を示す. 実線は浅い方から深い側に順にコンラッド面, モホ面, 太平洋スラブ上面, 同下面を示す.

Fig. 7 Across-arc vertical cross-sections of S-wave velocity perturbations along lines a through f in the inset map of NE Japan (Nakajima *et al.*, 2001a). Red and blue colors represent low and high velocities, respectively, according to the color scale at the bottom. Red triangles and bars at the top represent active volcanoes and the land area, respectively. Dots and red circles show earthquakes and deep, low-frequency microearthquakes, respectively.

ると推定される (Iwamori, 1998) が, それにより放出された H_2O はそこから直上に運ばれるとすると, やがて約 100 ~ 150 km の深さで上記の上昇流部分に出会うはずである。上昇流部分への H_2O の供給は, ソリダス温度を下げる働きをする。地震波減衰構造と室内実験データとの比較から推定された上昇流すなわち低速度域内の温度は, かんらん岩のウェットソリダスより高い (Nakajima and Hasegawa, 2003)。さらに, Nakajima *et al.* (2005) は, 地震波トモグラフィで得られた P 波速度と S 波速度の低下率の比か

ら, 低速度域内にはアスペクト比 0.01 ~ 0.1, 体積率で 0.1 ~ 数% のメルトインクルージョンが含まれると推定した。

地震波トモグラフィにより見出された, およそ 150 km 以浅のスラブにほぼ平行な傾斜した低速度域の存在は, スラブ沈み込みに伴う 2 次対流の数値シミュレーションによっても確かめられた。Eberle *et al.* (2002) は, 温度に依存する粘性係数を用いて, プレート沈み込みに伴うコーナーフローの数値シミュレーションを行い, 上昇流部分に対応する数% 程度速度の遅い低速度域を

見出した。この低速度域はスラブにほぼ平行で、かつスラブ上面から 50 km 程度離れ、およそ 125 km 以浅に分布しており、東北日本で見出された低速度域 (図 7) をみごとに再現している。

地震学的観測事実に基づき推定された、東北日本沈み込み帯における、 H_2O の輸送経路を図 8a に模式的に示す。深部からの熱いマントル物質の上昇と水の添加が上昇流内に体積率で 0.1 ~ 数% 程度のメルトを生成させる。すなわち、メルトの生成は、減圧融解と加水融解の両方の効果によると考えられる。傾斜した低速度域は深さ約 150 km より浅部でのみ明瞭にみられる (Zhao and Hasegawa, 1993) ことから、加水融解がメルト生成に重要な働きをしていることが推測される。このようにして、もともとスラブから供給された H_2O は、このメルト中に取り込まれる。このメルトを含んだ上昇流は最終的に火山フロント直下で島弧モホ面につくさる。マントルウェッジと地殻には密度差があるので、火山フロントに沿ってモホ面直下には大量のメルトが一旦滞留するであろう。なお、火山フロントに沿ってモホ面直下に広がる顕著な低速度域に含まれるメルトインクルージョンの体積率は、約 1% と推定されている (Nakajima *et al.*, 2005)。そこからさらにメルトが上昇して地殻に貫入し、やがて地表にまで達すれば火山がえられる。このようにして火山フロントが形成されると考えられる (図 8a)。

V. マントル上昇流からのメルトの離脱 (経路 D → G)

それでは島海山や岩木山のような背弧側の火山は、どのようにしてつくられるのであろうか？ 地震波トモグラフィは、マグマ生成の島弧走向方向の変化についても重要な情報を提供してくれる。それは間接的ながら、上記の問いに対する解答をも与えてくれているようにみえる。

Hasegawa and Nakajima (2004) は、段階的インバージョンにより、マントルウェッジ内の低速度域に焦点を当て、その部分をより高い空間分解能でイメージングすることを試みた。得られた S 波速度の分布を図 9a に示す。図は、傾斜した

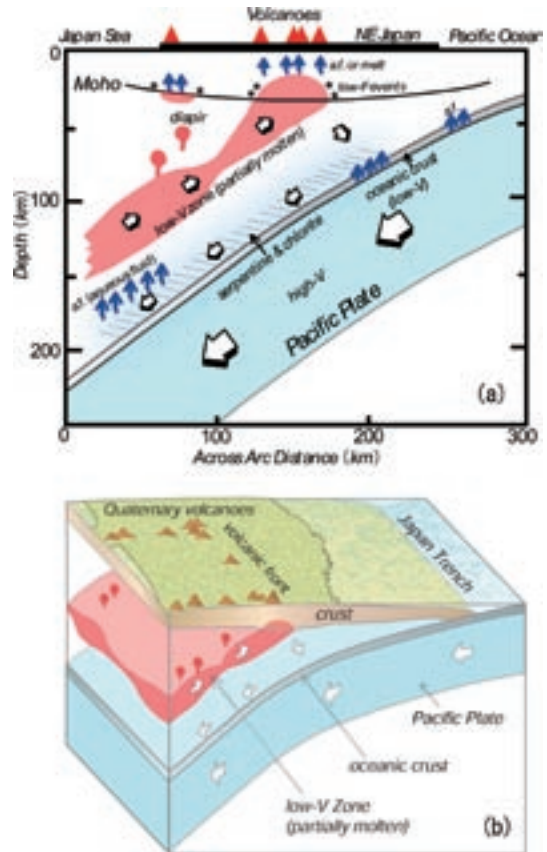


図 8 プレート沈み込みに伴うマントル上昇流とスラブから供給された H_2O の輸送経路の模式図 (Hasegawa and Nakajima, 2004). (a) 島弧に直交する鉛直断面, (b) 3 次元表示。

Fig. 8 Schematic figure of (a) vertical cross-section of the crust and upper mantle of NE Japan, showing the inferred transportation paths of H_2O and (b) 3D structure of the crust and upper mantle of NE Japan showing the upwelling flow with varying thickness in the mantle wedge (Hasegawa and Nakajima, 2004).

低速度域に沿ってとった S 波速度偏差を示す。すなわち、マントルウェッジ内で S 波速度が最も小さくなる面に沿ってとった値であり、言わば低速度域の中心を結ぶ曲面に沿う S 波速度偏差の分布ということになる。図から、低速度域内の速度低下の度合に島弧走向方向の変化が明瞭に認

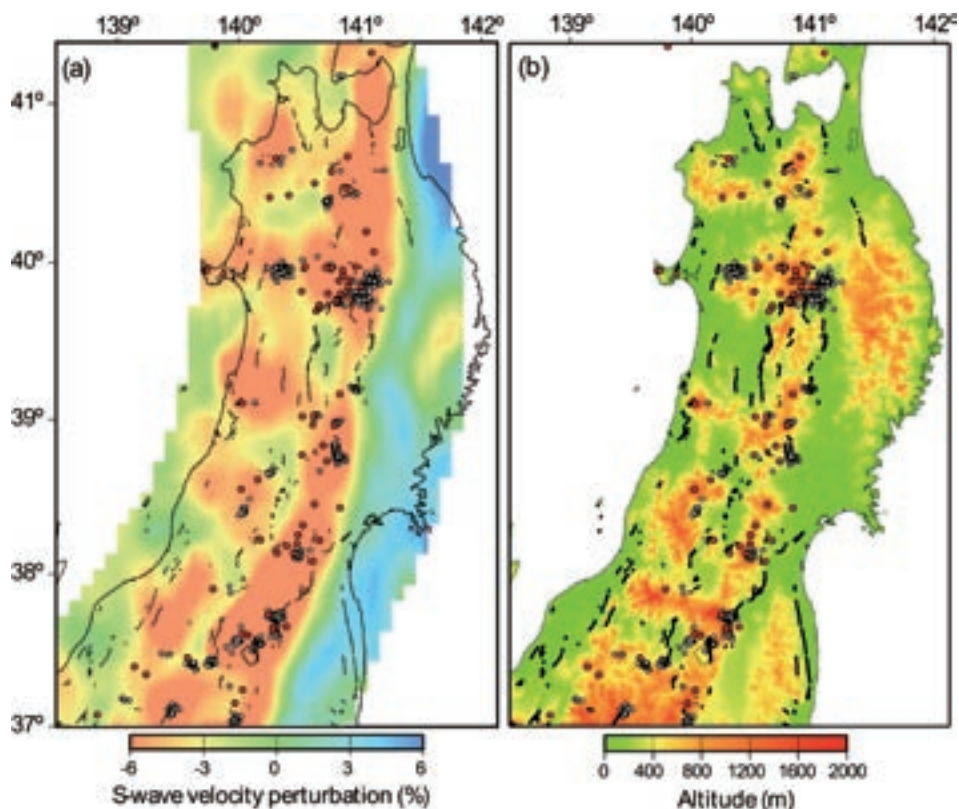


図 9 上昇流内の S 波速度分布と地形 (Hasegawa and Nakajima, 2004). (a) マントルウェッジ内の低速度域に沿ってとった S 波速度偏差, (b) 地形. それぞれ速度偏差と高度をカラースケールで示す. 白丸は深部低周波微小地震 (震源は気象庁および岡田・長谷川 (2000) により決定されたもの). 赤丸は第四紀火山. 太線は活断層 (活断層研究会, 1991).

Fig. 9 (a) S-wave velocity perturbations along the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of NE Japan and (b) topography of NE Japan (Hasegawa and Nakajima, 2004). White and red circles show deep low-frequency microearthquakes and Quaternary volcanoes, respectively. Low-frequency microearthquakes were located by the Japan Meteorological Agency and Okada and Hasegawa (2000). Thick lines denote active faults (Active Fault Research Group, 1991).

められる。図 9b に示す地形図と比較すると、マントルウェッジ内の深さ 30 ~ 150 km に分布する低速度域内の、特に速度低下の度合の局所的に大きい領域の分布が、脊梁山地から背弧側に連なる地形の高まりがみられる領域のそれとみごとに一致していることがわかる。第四紀火山 (赤丸) はそのような領域に分布している。また、地殻流体の急激な移動に起因すると推定されている (Hasegawa *et al.*, 1991; Hasegawa and Yamamoto, 1994), 深さ 25 ~ 40 km の範囲に発生する低周波微小地震 (白丸) も、マントルウェッジ

内の低速度の度合の大きい領域の直上で発生していることがわかる。

図 9 にみられるように、(1) マントルウェッジ内の深さ 30 ~ 150 km の範囲に分布する低速度域の地域変化, (2) 深さ 25 ~ 40 km の範囲に発生する低周波微小地震の分布, (3) 地表における第四紀火山の分布, (4) 脊梁山地から背弧側に連なる地形の高まりの分布, の間には明瞭な空間的対応関係がある。この観測事実に基づいて推定した、東北日本の地殻・上部マントル構造とマントル上昇流を、模式的に図 8b に示す。図 8a

の2次元断面模式図を3次元に拡張した図である。マントルウェッジ内の上昇流は、厚さが場所により局所的に変化する単一のシート状を呈する。火山フロントは、この傾斜した上昇流が最終的にモホ面にぶつかる位置に形成される。モホ面近くの浅部に達すると上昇流の速度は遅くなる。そして、その中に含まれていたメルトは、一旦は火山フロントに沿って広域にモホ面直下に滞留する。

シート状の上昇流の中で、厚さが局所的に厚くメルト量が多い領域では、メルトが一部分離してモホ面に達する以前に斜めの上昇流から離脱する場合がある。離脱したメルトは、そこからまっすぐ上方に向って、ブルーム状に上昇する。やがてモホ面に達するとその直下で一旦滞留する。そのうちの一部はさらに上昇して地殻中に貫入し、火山を形成し基盤を隆起させる。このようにして、火山フロントから背弧側に向って伸びる第四紀火山の集中域あるいは地形の高まりがつくられた（また現在もつくられつつある）と推定される。すなわち、地表において、第四紀火山の集中域および火山の存在しない領域とが島弧走向方向に交互にあらわれる原因は、深さ30～150 kmの範囲に分布する、マントルウェッジ内の上昇流中の部分熔融度の島弧走向方向の変化にあると推定される。

VI. 島弧地殻への貫入・底づけ (経路 E → F)

前章でみたように、マントルウェッジ内の傾斜したシート状の上昇流は、火山フロントあるいは脊梁山地直下でモホ面に達する。そしてモホ面直下で火山フロントに沿って、部分熔融域がほぼ連続的に分布する。上昇流中に含まれていたメルトは、いずれ地殻に底づけされるか、あるいは地殻中に貫入する。そして、地殻内で冷却され一部固化すると、そこからH₂Oが吐き出され、それはさらに上方に移動する。このようにして、スラブ起源のH₂Oが脊梁山地に沿って地殻浅部にまで連続的に供給されることになる。モホ面近傍の深さの低周波微小地震 (Hasegawa *et al.*, 1991;

Hasegawa and Yamamoto, 1994) や地殻中深部のS波反射面 (堀ほか, 1999) が脊梁山地に沿って集中して分布することも、H₂Oの存在を支持する。

マントルウェッジ内の上昇流が最終的に会合するモホ面付近の様子を拡大してみよう。人工地震を用いた地殻構造探査が東北日本中央部を横断する測線に沿って行われ、詳細な地殻構造が得られている (Iwasaki *et al.*, 2001)。それに地震波トモグラフィで推定されたS波速度の分布 (Nakajima *et al.*, 2001a) を重ねて図10に示す。人工地震探査で得られた構造が示す特徴の一つに、地殻が最も厚くなっている場所が、予測されるような脊梁山地ではなく、それより前弧側、すなわち脊梁山地と北上低地との間付近にあることである。一方、地震波トモグラフィで写し出されたマントルウェッジ内の上昇流がモホ面に出会う位置も、詳細にみると脊梁山地中央部よりやや前弧側にあり、地殻が最も厚くなっている場所とおおよそ一致しているようにみえる (図10)。現在進行しつつあると推測される、上昇流内のメルトの島弧地殻への底づけ・貫入が、島弧地殻の局所的な厚化の要因となっていることを示唆するものである。

人工地震探査の測線 (図10) は活火山を含まない領域を通るものであったが、次に火山地域直下のモホ面付近の様子を拡大してみよう。岩手山・秋田駒ヶ岳・八幡平・秋田焼山を含む領域のS波速度およびV_p/V_s構造を図11に示す (新居ほか, 2007)。より広域の地震波トモグラフィ (Nakajima *et al.*, 2001b) による結果を用いて周辺域の構造を固定し、ここで対象とする領域の解像度を上げてイメージングを試みたものである。モホ面直下に滞留するメルトを含む上昇流がS波低速度・高V_p/V_s域としてイメージングされている。深さ31～32 kmの低周波微小地震は、下部地殻の部分溶解域の中ではなくその周縁部で発生している。これは、深部低周波地震の発生がメルトから放出されたH₂Oに起因することを示唆している。

以上みてきたように、脱水分解によりスラブか

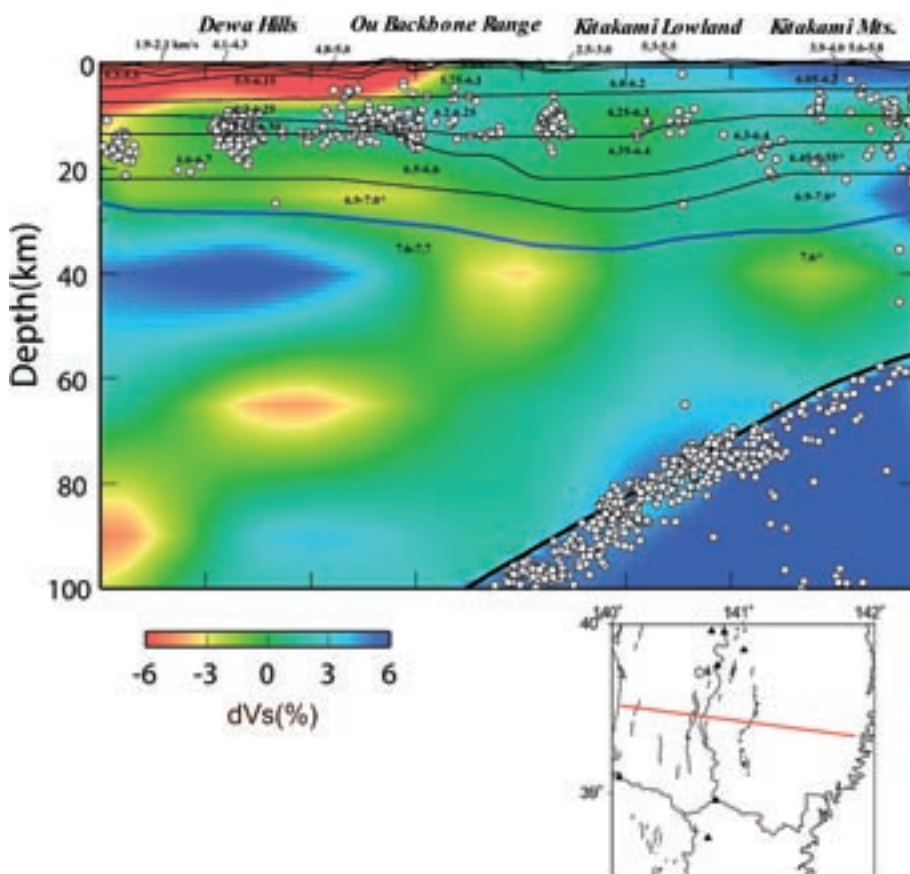


図 10 人工地震探査による地殻構造(Iwasaki *et al.*, 2001)と地震波トモグラフィによるS波速度分布(Nakajima *et al.*, 2001a)の比較。挿入図の赤線に沿う島弧横断鉛直断面に示す。人工地震探査によるP波速度を数字で、層境界を実線で示す。青の実線がモホ面。地震波トモグラフィによるS波速度偏差をカラースケールで示す。白丸は地震。

Fig. 10 Comparison between crustal structure by an explosion seismic experiment (Iwasaki *et al.*, 2001) and S-wave velocity distribution by a seismic tomography study (Nakajima *et al.*, 2001a) in central Tohoku. P-wave velocity and velocity discontinuities estimated by the seismic experiment are shown by numerals and solid lines on the across-arc vertical cross-section along a line shown in the inset map. Blue line denotes the Moho. S-wave velocity perturbations are shown by color scale at the bottom. White circles denote earthquakes.

ら吐き出された H_2O がマントルウェッジを経由して島弧地殻、さらには地表まで達する経路を、地震学的観測事実に基づいて推定すると図8のようになろう。これは Iwamori (1998) の H_2O 輸送-溶融モデルに基づく予測(図1a)におおよそ一致する。ただし、2次対流の上昇流部分は、図7にみられるように沈み込むスラブにほぼ平行であり、明らかに異なっている。粘性係数は温度に

強く依存すると推測されるが、Iwamori (1998) のモデルではそれが組み込まれていない。そのことが上昇流部分の違いにあらわれていると考えられる。本稿の地震学的観測事実に基づいて修正した H_2O の輸送経路を図1bに模式的に示す。

VII. おわりに

本稿では、東北日本沈み込み帯を対象として、

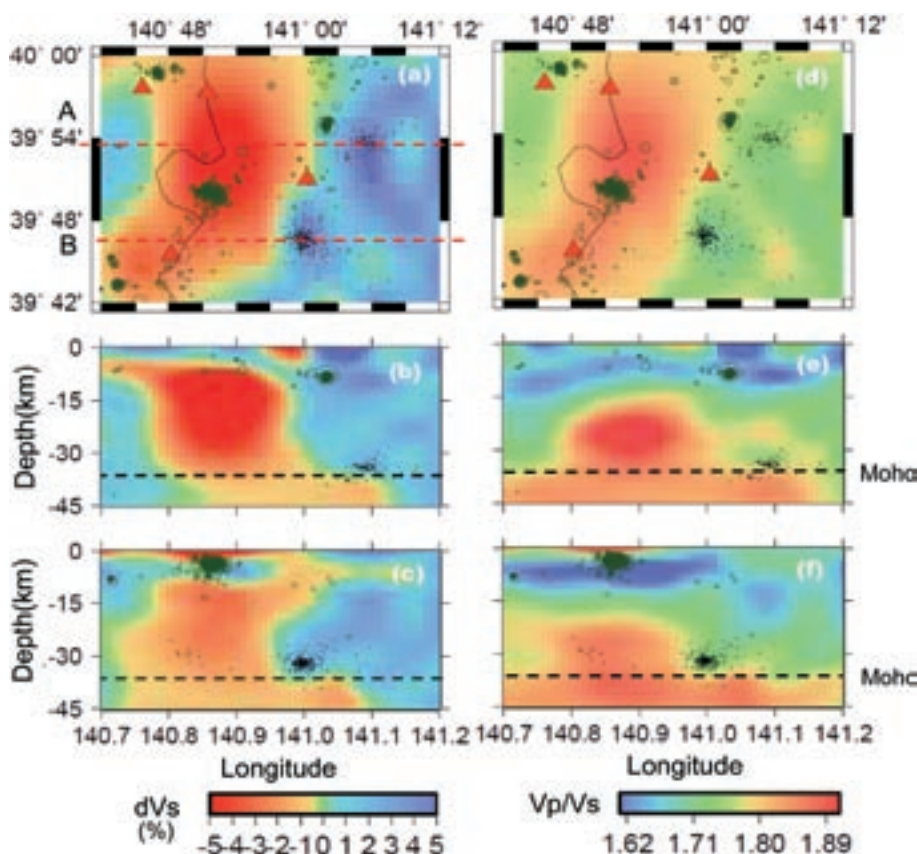


図 11 火山地域下のモホ面付近の地震波速度構造(新居ほか, 2007). S波速度偏差を(a)深さ31 kmの平面, (b)A, (c) Bに沿う東西鉛直断面に, V_p/V_s を(d)深さ31 kmの平面, (e) A, (f) Bに沿う東西鉛直断面にカラースケールを示す. 赤三角は活火山, 丸は震源.

Fig. 11 Seismic velocity structure of the crust in a volcanic area (Nii *et al.*, 2007). S-wave velocity perturbations are shown on (a) a plane at 31 km depth and on EW vertical cross-sections along lines (b) A and (c) B by color scale at the bottom. V_p/V_s are shown on (d) a plane at 31 km depth and on EW vertical cross-sections along lines (e) A and (f) B by color scale at the bottom. Red triangle and circles show active volcanoes and earthquakes, respectively.

この地域で得られた高解像度の地震学的構造と Iwamori (1998) による H_2O 輸送-溶融モデルとを詳細に比較検討することにより, 沈み込むスラブから吐き出され最終的に島弧地殻にまで達する H_2O の輸送経路を推定した。今後さらにモデルと観測を高度化し, それらの対比を行うことにより, 沈み込み帯の物質循環に対して, より強い制約を与えることが可能となると期待される。

謝 辞

編集委員長の笠原順三氏および平原和朗氏から頂いたコメントは, 本稿を改善する上で大変役立ちました。記して感謝いたします。

文 献

- Arcay, D., Tric, E. and Dion, M.P. (2005): Numerical simulations of subduction zones; Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **149**, 1-2, 133-153.
- Cagnioncle, A-M., Parmentier, E.M. and Elkins-Tan-

- ton, Linda, T. (2007): Effect of solid flow above a subducting slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries, *Journal of Geophysical Research*, **112**, B09402, doi:10.1029/2007JB004934.
- Davies, J.H. and Stevenson, D.J. (1992): Physical model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 2037–2070.
- Dick, H.J.B., Natland, J.H., Alt, J.C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J.S., Haggas, S., Hertogen, J.G.H., Hirh, G., Holm, P.M., Ildefonse, B., Iturrino, G.J., John, B.E., Kelley, D.S., Kikawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P.J., Maeda, J., Meyer, P.S., Miller, D.J., Naslund, H.R., Niu, Y., Robinson, P.T., Snow, J., Stephen, R.A., Trimby, P.W., Worm, H.U. and Yoshinobu, A. (2000): A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 31–51.
- Eberle, M.A., Grasset, O. and Sotin, C. (2002): A numerical study of the interaction between the mantle wedge, subducting slab, and overriding plate. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **134**, 191–202.
- Green, H.W. and Houston, H. (1995): The mechanics of deep earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **23**, 169–213.
- Hacker, B.R., Abers, G.A. and Peacock, S.M. (2003a): Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B1), 2029, doi:10.1029/2001JB001127.
- Hacker, B.R., Peacock, S.M., Abers, G.A. and Holloway, S.D. (2003b): Subduction Factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research*, **108** (B1), 2030, doi:10.1029/2001JB001129.
- Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004): Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism. in *The State of the Planet: Frontiers and Challenges* edited by Sparks, R.S.J. and Hawkesworth, C.J., *Geophysics, Geophysical Monograph Series*, **150**, AGU, Washington, D.C., 81–94.
- Hasegawa, A. and Yamamoto, A. (1994): Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan. *Tectonophysics*, **233**, 233–252.
- Hasegawa, A., Umino, N. and Takagi, A. (1978): Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, **47**, 43–58.
- Hasegawa, A., Zhao, D., Hori, S., Yamamoto, A. and Horiuchi, S. (1991): Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity. *Nature*, **352**, 683–689.
- Hasegawa, A., Horiuchi, S. and Umino, N. (1994): Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22295–22311.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N. and Miura, S. (2005): Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, **403**, 59–75.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Kita, S., Okada, T., Matsuzawa, T. and Kirby, S. (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. *Geophysical Research Letters*, **34**, L09305, doi:10.1029/2007GL029616.
- 堀 修一郎・海野徳仁・長谷川 昭 (1999): 東北地方南部における自然地震のS波反射面の分布. 月刊地球, 号外, **27**, 155–160.
- Iwamori, H. (1998): Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 65–80.
- Iwamori, H. (2000): Bending of volcanic chain near the triple junction by thermal effect, and deep subduction of H₂O. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 41–46.
- Iwamori, H. and Zhao, D. (2000): Melting and seismic structure beneath the northeast Japan arc. *Geophysical Research Letters*, **27**, 425–428.
- 岩森 光・趙 大鵬 (2000): 日本列島下のH₂Oの輸送と溶融. 地学雑誌, **109**, 614–626.
- Iwasaki, T., Kato, W., Moriya, T., Hasemi, A., Umino, N., Okada, T., Miyashita, K., Mizogami, T., Takeda, T., Sekine, S., Matsushima, T., Tashiro, K. and Miyamachi, H. (2001): Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**, 2329–2332.
- 活断層研究会編 (1991): 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 440p.
- Kawakatsu, H. and Watada, S. (2007): Seismic evidence for deep water transportation in the mantle. *Science*, **316**, 1468–1471.
- Kirby, S.H. (1995): Interslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere. U.S. Ntl. Rep. Int. Union Geod. Geophys. 1991–1994, *Reviews of Geophysics*, **33**, 287–297.
- Kirby, S.H., Engdahl, E.R. and Denlinger, R. (1996): Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. in *Subduction: Top to Bottom* edited by Bebout, G.E., Scholl, D., Kirby, S. and Platt, J.P., *Geophysical Monograph Series*, **96**, AGU, Washington, D.C., 347–355.
- Kita, S., Okada, T., Nakajima, J., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2006): Existence of a seismic belt

- in the upper plane of the double seismic zone extending in the along-arc direction at depths of 70–100 km beneath NE Japan. *Geophysical Research Letters*, **33**, L24310, doi:10.1029/2006GL028239.
- Liou, J.G., Hacker, B.R. and Zhang, R.Y. (2000): Ultra-high-pressure (UHP) metamorphism in the forbidden zone. *Science*, **287**, 1215–1216.
- Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A. and Takagi, A. (1986): Upper mantle velocity structure estimated from PS-converted wave beneath the northeastern Japan arc. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **86**, 767–787.
- Matsuzawa, T., Kono, T., Hasegawa, A. and Takagi, A. (1990): Subducting plate boundary beneath the northeastern Japan arc estimated from SP converted waves. *Tectonophysics*, **181**, 123–133.
- McKenzie, D.P. (1969): Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **18**, 1–32.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2003): Estimation of thermal structure in the mantle wedge of northeastern Japan from seismic attenuation data. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1760, doi:10.1029/2003GL017185.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001a): Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 21843–21857.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001b): Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan. *Tectonophysics*, **341**, 1–17.
- Nakajima, J., Takei, Y. and Hasegawa, A. (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 and Planetary Science Letters*, **234**, 59–70.
- 新居恭平・岡田知己・植木貞人・中島淳一・松澤 暢・三浦 哲・日野亮太・趙 大鵬・長谷川 昭 (2007): 岩手山周辺で発生する深部低周波地震の震源分布と地震波速度構造. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会, 千葉, 幕張メッセ, S229–007.
- 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.
- Raleigh, C.B. (1967): Tectonic implications of serpentinite weakening. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **14**, 113–118.
- Raleigh, C.B. and Paterson, M.S. (1965): Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **70**, 3965–3985.
- Seno, T. and Yamanaka, Y. (1996): Double seismic zones, compressional deep trench-outer rise events and superplumes. in *Subduction: Top to Bottom* edited by Bebout, G.E., Scholl, D., Kirby, S. and Platt, J.P., *Geophysical Monograph Series*, **96**, AGU, Washington, D.C., 347–355.
- Suzuki, A. and Kasahara, M. (1996): Unbending and horizontal fracture of the subducting Pacific plate, as evidenced by the 1993 Kushiro-oki and the 1981 and 1978 intermediate-depth earthquakes in Hokkaido. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **93**, 91–104.
- Tatsumi, Y. (1989): Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 4697–4707.
- 辻 優介・中島淳一・北佐枝子・岡田知己・松澤 暢・長谷川 昭・趙 大鵬 (2007): Double-Difference Tomography による太平洋スラブ内の三次元不均質構造の解析. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会, 千葉, 幕張メッセ, S152–015.
- 津村建四朗 (1973): 関東地方の微小地震活動. 関東大震災 50 周年論文集, 67–87.
- 海野徳仁・長谷川 昭 (1975): 東北日本にみられる深発地震面の二層構造について. 地震, 第 2 輯, **28**, 125–139.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L. (2000): Double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 1353–1368.
- Zhang, H. and Thurber, C.H. (2003): Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**, 1875–1889.
- Zhao, D. and Hasegawa, A. (1993): P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 4333–4353.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992): Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 19909–19928.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Kanamori, H. (1994): Deep structure of Japan subduction zones as derived from local, regional, and teleseismic events. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22313–22329.
- Zhao, D., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (1997): Morphology of the subducting slab boundary and its relationship to the interplate seismic coupling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **102**, 89–104.

(2007 年 6 月 12 日受付, 2007 年 10 月 22 日受理)