

沈み込み帯の地震の発生機構

— 地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震 —

長谷川 昭* 中島 淳一* 内田 直希*
梁田 高広* 岡田 知己* 趙 大鵬*
松 澤 暢* 海野 徳仁*

Mechanism Generating Earthquakes in Subduction Zones: Vital Role of Geofluids in Earthquake Generation

Akira HASEGAWA*, Junichi NAKAJIMA*, Naoki UCHIDA*,
Takahiro YANADA*, Tomomi OKADA*, Dapeng ZHAO*,
Toru MATSUZAWA* and Norihito UMINO*

Abstract

The mechanisms that generate the three main types of earthquake in subduction zones are discussed addressing their relations to geofluids. Studies on the spatial distribution of earthquakes and seismic velocity structure within the subducted slab provide evidence that strongly supports the dehydration embrittlement hypothesis for the generation of intermediate-depth intraslab earthquakes. Detailed imaging of the seismic velocity structure in and around plate boundary zones suggests that interplate coupling is mainly controlled by local fluid overpressure. Seismic tomography studies show the existence of inclined sheet-like seismic low-velocity zones in the mantle wedge, not only in Tohoku but also in other areas in Japan, which perhaps correspond to the upwelling flow of the subduction-induced convection system. These upwelling flows reach the Moho directly beneath the volcanic areas, suggesting that those volcanic areas are formed by the upwelling flows. Aqueous fluids derived from the slab are probably transported up through the upwelling flows to the arc crust, where they might weaken the surrounding crustal rocks and finally cause shallow inland earthquakes. All of these observations suggest that geofluids expelled from the subducting slab play an important role in the generation of earthquakes in subduction zones.

Key words : geofluids, subduction zone, earthquake generation mechanism, fluid overpressure, asperity, dehydration embrittlement, mantle upwelling flow

キーワード : 地殻流体, 沈み込み帯, 地震発生機構, 過剰間隙流体圧, アスぺリティ, 脱水脆性化, マントル上昇流

* 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

* Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai, 980-8578, Japan

I. はじめに

日本列島は、4つのプレートが収束する場所、すなわち、海洋プレートである太平洋プレートとフィリピン海プレートとが、日本列島がその端に乗っている北米プレートとユーラシアプレートの下に沈み込む、プレートの沈み込み帯に位置している。そのため、日本列島では地震活動や火山活動がきわめて活発である。このようなプレートの沈み込み帯で発生する地震には、主として、(1)沈み込む海洋プレートと上盤プレートとの境界で発生するプレート境界地震、(2)沈み込む海洋プレートのなかで発生するスラブ内地震、(3)上盤プレートの内陸地殻浅部で発生する内陸地震の3つのタイプがある。最近の研究の進展により、沈み込み帯で、これら3つのタイプの地震がどのようにして発生するのか、その発生機構が次第に明らかになりつつある。その結果、これら3つのタイプの地震のいずれも、その発生には、地殻流体がきわめて重要な役割を果たしているらしいことがみえてきた。

本稿では、地殻流体との関係に焦点をあて、主として地震観測データに基づく最近の研究を紹介し、プレート境界地震、スラブ内地震および内陸地震の発生機構について議論する。なお、ここでは、地殻の流体のみでなく、上部マントル内の流体も含めて、地殻流体と呼ぶこととする。

II. スラブ内地震

1) 脱水脆性化モデルと二重深発地震面

スラブ内地震が発生するような深さでは、法線応力が大きくなり、そのため断層面の強度は非常に大きくなってしまふ。スラブ内地震を起こすためには、これを超えるせん断応力が必要である。スラブ内地震が発生する場所で、実際にそのように大きなせん断応力が働くとすることは考え難い。一方で、実際にスラブ内地震は発生しているのだから、強度はそう大きくはなく、そのためには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; Kirby, 1995; Seno and Yamanka, 1996)。沈み込む前の海洋プレートにはかなりの量の水が含水鉱物として含まれていると推定される。海洋プレートが沈み込むと、温度・圧力が上昇し、固定されていた含水鉱物が脱水分解する。その結果生じた水が、過剰間隙流体圧、すなわち、間隙流体圧が静水圧を超えた状態をつくり、有効法線応力を低下させる。このようにして、封圧の大きい地球深部においても脆性破壊を可能とするという考え方である。ただし、局所的な過剰間隙流体圧の状態から実際に地震破壊に至るプロセスの詳細については、まだ議論の余地があり (例えば、清水, 2010)、今後さらに詰める必要がある。

いずれにしても、スラブ内地震の発生原因が脱水脆性化であれば、スラブ内地震はスラブ内のいたるところで起こるわけではなく、スラブ内のうち含水鉱物が存在する領域でのみ発生する。とりわけ、含水量の変化する(脱水反応を伴う相変化をする)相境界 (facies boundary) で多く発生することが期待される。以下にみるように、スラブ内地震は、どうやらそのような場所で起こっているらしいことが、最近の研究によって明らかになってきた。

脱水脆性化がスラブ内地震の原因であるか否かを検証するためには、スラブのなかで、含水鉱物が存在するのはどこか、その範囲、および含水鉱物が脱水反応を伴う相変化をして水を吐き出すのはどこか、その位置を知る必要がある。Hacker *et al.* (2003a, b) は、スラブの地殻とマントルを構成する岩石に対して実験的および理論的に推定された相図を用いて、東北日本、西南日本、カスカディア、コスタリカの沈み込み帯について、含水鉱物の存在範囲と脱水反応境界を推定した。それとスラブ内地震の震源分布とを比較し、上記のすべての沈み込み帯で、スラブ内地震は含水鉱物の存在範囲でのみ発生するとした。

一方、Yamasaki and Seno (2003) は、スラブ内地震が、含水鉱物の存在範囲のうちで、とり

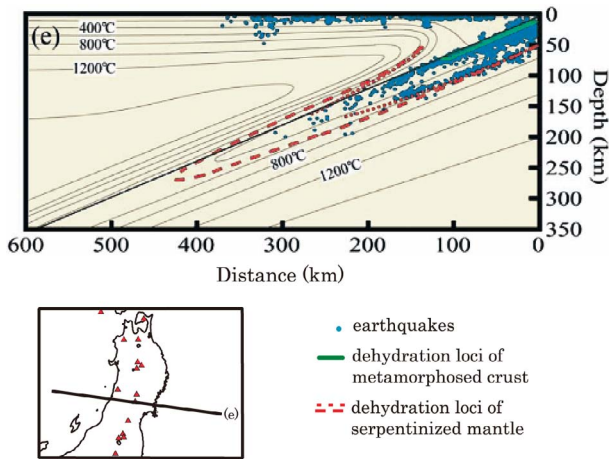


図 1 東北地方下のスラブ内地震の分布と脱水反応境界 (Yamasaki and Seno, 2003). 温度を細線のコンターで、地殻とマンツルの脱水反応境界を、それぞれ緑線、赤の点線および破線で島弧横断鉛直断面図上に示す。青点は震源。

Fig. 1 Across-arc vertical cross-section of earthquakes and dehydration loci within the Pacific slab beneath Tohoku (Yamasaki and Seno, 2003). Dehydration loci of metamorphosed crust and those of serpentinized mantle are shown by a green line and red broken lines, respectively. Blue dots are earthquakes. Thermal structure is shown by isothermal contours.

わけ脱水反応境界に集中することを指摘した。彼らは、東北日本、西南日本、台湾、北部チリ、米国西海岸ケープメンドシーノ、東部アリユーションの6つの沈み込み帯について、蛇紋岩化したスラブのマンツルと変成したスラブの地殻が脱水分解するのはスラブ内のどこに位置するかを、実験的に得られた岩石の相図に基づいて求め、それと実際にスラブ内地震が分布する位置とを比較した。東北日本下の太平洋スラブについての結果を図1に示す。東北日本下のスラブ内地震は、深さ約70～150 kmの範囲で、二重深発地震面を形成する(海野・長谷川, 1975; Hasegawa *et al.*, 1978)。図から、推定された脱水反応境界が二重深発地震面の上面と下面の位置にほぼ対応していることがわかる。他の5つの沈み込み帯についても同様の結果が得られた。これは、二重深発地震面がなぜ形成されるのか、下面の地震がなぜスラブマンツルのほぼ真中付近に面状に発生するのかをうまく説明している。

東北日本や関東で明瞭な二重深発地震面が見いだされた(津村, 1973; 海野・長谷川, 1975; Hasegawa *et al.*, 1978)ことから、その後、世界の多くの沈み込み帯でも調査が行われた。その結果、いくつかの沈み込み帯では、同様に二重深発地震面が確かに存在することが明らかになった(例えば, Frohlich (2006) 参照)。ただし、すべ

ての沈み込み帯で二重深発地震面がみられるわけではなく、また存在しても、その深さ範囲は40～180 km程度、上面と下面の間隔が10～40 km程度と多様である。実は、二重深発地震面が形成されているか否かを知るためには、地震の震源が精度よく決定されている必要がある。それには稠密な観測網によるデータが必要だが、世界の沈み込み帯のうち稠密観測網が設置されている地域はそれほど多くない。そのことが、二重深発地震面の出現様式がこのように複雑にみえた一因だったようである。

Brudzinski *et al.* (2007) は、すべての沈み込み帯に設置されているわけではない稠密観測網によるデータに頼らずに、世界標準地震観測網によるデータを用いて、二重深発地震面が存在するか否かの検証を行った。彼らは、depth phaseを使うなどして震源の深さの精度のよいものだけを選び出したEngdahl *et al.* (1998) による地震カタログ(EHBカタログ)を用いて、スラブ表面からの距離に対するスラブ内地震の発生頻度分布を求め、上面および下面に対応する、2つのピークが出現するか否かにより検証を行った。その結果、(1) 調べられた沈み込み帯のすべてで2つのピークが出現すること、(2) 2つのピークの間隔、すなわち上面と下面の間隔は、沈み込み帯ごとに異なり、沈み込むプレートの年齢に比例

することが明らかになった。さらに、上面と下面の間隔がプレートの年齢とともに増加するのは、プレートの温度が年齢に依存するからであり、下面の地震面が形成される位置は、スラブのマントル中で蛇紋石の脱水分解すると期待される位置に一致するとした。

これら一連の研究は、スラブ内地震の発生機構として、脱水脆性化モデルを支持するものである。ただし、下面の地震が発生するような深さまで、すなわち、スラブ内で、その上部境界面から最大で 40 km ほど下方のマントル深部にまで、含水鉱物が実際に固定され存在しているかについては、議論のあるところである。

2) スラブ地殻の地震の特徴的分布：上面地震帯と脱水反応境界

前節でみたように、東北日本の下に沈み込む太平洋スラブ内の二重深発地震面のうち、上面の地震は、地殻内の脱水反応境界におおよそ対応している(図1)。この上面の地震について、より詳細な空間分布とそれのプレート構造との明瞭な対応関係が、最近の研究によって明らかになった。以下にみるように、それは、スラブ内地震の発生原因が脱水脆性化であればよく説明できる。

沈み込んだ太平洋プレートの地殻内で発生する地震の震央分布を図2に示す。図に矢印で示すように、スラブ地殻の地震は、東北地方および北海道西部において、スラブ上面の深さ 80 km の等深線にほぼ平行に顕著な地震帯を形成する(Kita *et al.*, 2006)。図3には、東北地方中央部におけるスラブ内地震の島弧横断鉛直断面を示す。図2でみた帯状の地震活動に対応する地震の集中は、図3の鉛直断面図では 70 ~ 90 km 程度の深さにみとれる。Kita *et al.* (2006) は、この等深線に平行な帯状の地震活動を「上面地震帯」と名付けた。スラブ内地震の原因が脱水脆性化であれば、この上面地震帯の位置は、スラブ地殻内の含水鉱物の存在範囲、とくに脱水反応を伴う相境界付近に一致することが期待される。

上面地震帯は、図2をみればわかるように、関東では等深線に平行ではなく、むしろ斜交して局所的に深くなっている。それは、太平洋スラブ

の直上に重なって沈み込むフィリピン海スラブの遮蔽効果に起因すると考えられる(Hasegawa *et al.*, 2007)。すなわち、関東下では、図4に示すように、太平洋スラブとフィリピン海スラブが直接接している。図2には、これら2つのスラブの接触域を二本の破線で囲んで示してあるが、図から、スラブ接触域の下端が、スラブ上面の等深線に斜交する上面地震帯にほぼ平行で、かつその浅い側に隣接していることがわかる。このように明瞭な空間的な対応関係は、次のように考えればよく理解できる。すなわち、(1) 関東下の太平洋スラブは、直上にあるフィリピン海スラブに蓋をされている。(2) それがマントルウェッジからの加熱による温度上昇を妨げる。(3) そのため、そこではスラブ地殻内の相転移が遅れる。(4) その結果、スラブ上面等深線に斜交し局所的に深くなった上面地震帯が形成される。

上面地震帯が同様に局所的に深くなるのは、東北日本弧と千島弧との会合部である北海道の日高地方でもみられる。図2に矢印で示すように、会合部では、上面地震帯が局所的に深くなっており、120 km の等深線付近にまで達することがわかる。ところで、日高地方では、太平洋プレートの斜め沈み込みに起因して、千島前弧スリバーが東北日本弧と衝突している(例えば、Kimura, 1986)。この衝突によりマントルウェッジに沈み込んだ前弧スリバー(あるいは東北日本前弧)の地殻部分も、図5に示すように、地震波トモグラフィで明瞭にイメージングされた(Kita *et al.*, 2010a)。図からわかるように、沈み込んだ地殻の先端部分は、直下の太平洋スラブ上面にまで達している。トモグラフィにより推定された、沈み込んだ地殻が太平洋スラブと接している範囲(図2の破線で囲んだ範囲)は、上面地震帯が局所的に深くなっている位置とよく対応する。したがって、日高地方でも、関東と同様に、以下のようなことが生じていると推定される。すなわち、(1) 太平洋スラブは、直上の沈み込んだ地殻に蓋をされ、(2) そのため、マントルウェッジからの加熱による温度上昇が妨げられて相転移が遅れる。(3) その結果、上面地震帯が局所的に深くなる

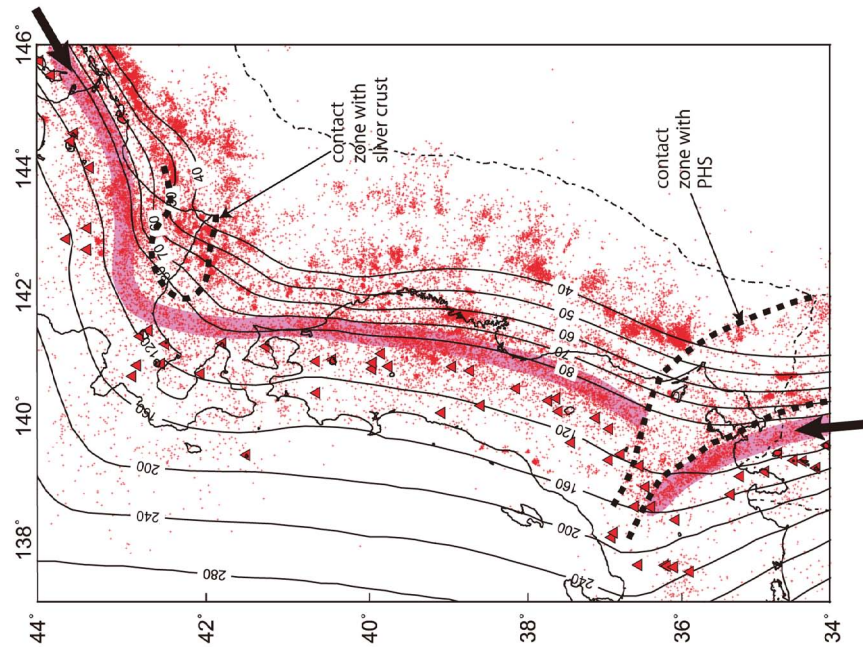


Fig. 2 太平洋スラブ地震の分布 (Hasegawa *et al.*, 2009). プレート境界から下方に 0 ~ 10 km の範囲の地震をピンク色の網目で示す。太平洋スラブ上部境界面の形状を黒のコンターで示す。太平洋スラブが直上のフィリピン海スラブおよび前弧スリパー地殻と接触している領域を黒の太破線で囲んで示す。赤三角は活火山、黒細破線は海溝の位置。

Fig. 2 Epicenter distribution of earthquakes in the crust of the Pacific slab. Earthquakes 0-10 km below the upper plate interface are shown by red dots. The location of the upper-plane seismic belt is shaded in pink. The contact zone between the Philippine Sea and the Pacific slabs beneath Kanto and that between the subducted forearc crust and the Pacific slab beneath western Hokkaido are shown by thick broken curves. The configuration of the upper plate surface is shown by iso-depth contours. Red triangles denote active volcanoes.

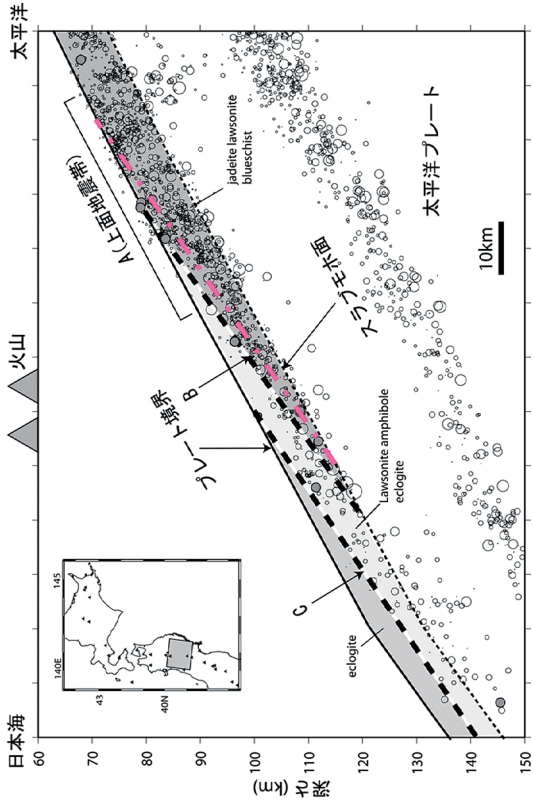


Fig. 3 東北地方下のスラブ内地震の島弧横断鉛直断面と脱水反応境界 (Kita *et al.* (2006) に加筆). 震源を黒丸で、相境界 (脱水反応境界) を黒太破線および赤一点鎖線で示す。

Fig. 3 Across-arc vertical cross-section of intraslab earthquakes and facies boundaries in the crust of the Pacific slab beneath central Tohoku (Modified from Kita *et al.* (2006)). Facies boundaries are shown by black broken lines and a red long and short dashed line. Open circles are earthquakes. Solid and thin dashed lines are the upper plate interface and the Moho within the slab, respectively.

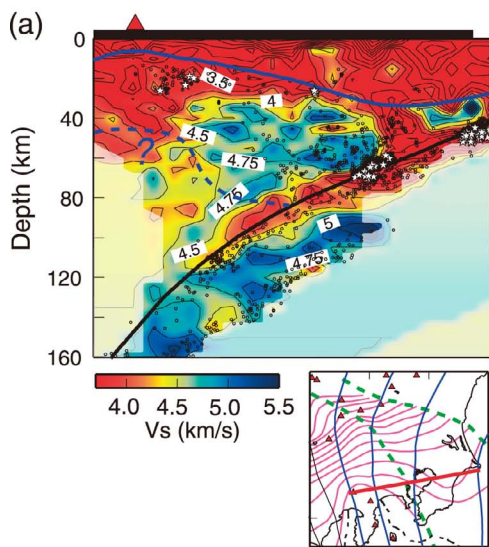


図4 挿入図の測線に沿う (a) S波速度の鉛直断面と (b) フィリピン海スラブと太平洋スラブとの接触の様子を示す模式図 (Nakajima *et al.*, 2009b). S波速度をカラースケールで示す.

Fig. 4 (a) Vertical cross-section of S-wave velocity along a line in the inset map and (b) schematic figure showing contact between the Philippine Sea and Pacific slabs beneath Kanto (Nakajima *et al.*, 2009b). S-wave velocity is shown by the color scale at the bottom.

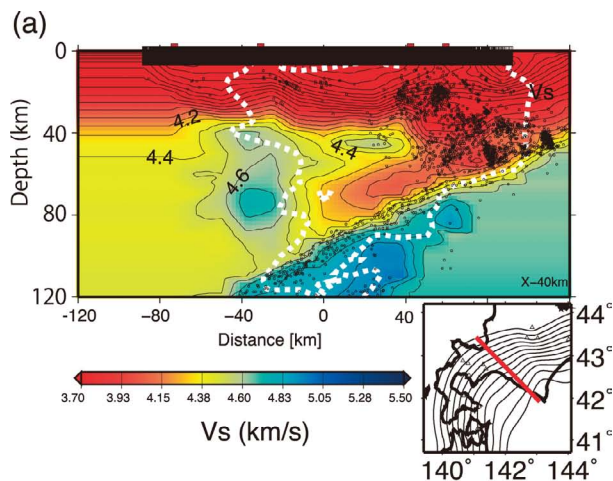


図5 挿入図の測線に沿う (a) S波速度の鉛直断面と (b) 沈み込んだ地殻と太平洋スラブの接触の様子を示す模式図 (Kita *et al.*, 2010a). S波速度をカラースケールで示す.

Fig. 5 (a) Vertical cross-section of S-wave velocity along a line in the inset map and (b) schematic figure showing contact between the subducted forearc crust and the Pacific slab beneath western Hokkaido (Kita *et al.*, 2010a). S-wave velocity is shown by the color scale at the bottom.

(Kita *et al.*, 2010a)。

スラブの地殻が相転移すれば、地震波速度はそこで速くなるから、相転移が本当に上面地震帯の原因となっているかを、地震波トモグラフィで検証することができるはずである。DDトモグラフィ (Zhang and Thurber, 2003) により詳細に

推定されたスラブ内部の地震波速度構造は、スラブの地殻に相当する低速度層が確かに上面地震帯の深さまで及んでいることを明らかにした (Tsuji *et al.*, 2008; Nakajima *et al.*, 2009a)。図6は、DDトモグラフィにより推定された太平洋スラブ地殻内のS波速度の分布を示す (Nakajima *et*

al., 2009a)。東北地方では、スラブ上面等深線のおよそ 80 km の深さまで低速度域が及び、それ以深ではもはや低速度ではない。一方、関東下では、フィリピン海スラブとの接触域に対応して、低速度域の及ぶ深さが局所的に深くなる。図 2 と比べると、局所的に深くなる上面地震帯と低速度域の及ぶ深さがみごとに一致していることがわかる。これは相転移が遅れるという予測を、S 波速度の分布からも裏付けるものである。

ここでは、スラブ地殻内で地震の集中がみられ、その深さまで S 波低速度層が及ぶという観測事実から、上面地震帯の位置で、脱水反応を伴う相転移が生じていると推定した。それでは、実際にそこで相転移が生じていることが、物質科学的にも確かめられるものだろうか？ 実は、現時点では、スラブ内の温度の推定に大きな不確定性があるので難しい。しかしながら、おおざっぱになら可能である。

1 つの例として、Hacker *et al.* (2003b) による MORB (中央海嶺玄武岩) の相図と Peacock and Wang (1999) による温度分布に基づいて推定した、スラブ地殻内の jadeite lawsonite blueschist (以下 JLB) → lawsonite amphibole eclogite (LAE) の相境界および LAE → eclogite の相境界を、図 3 の鉛直断面にそれぞれ破線 B および破線 C で示す。図で A と示した上面地震帯を形成する集中した地震活動は、H₂O の含有率 5.4% の JLB → 3.0% の LAE の相境界 (図 3 の B) 付近、あるいはそれより浅い側にみられる。これは脱水脆性化説からの予測とおおよそ一致する。さらに、JLB → LAE の相境界より深い側では地殻の地震は下部地殻でだけ発生し、それも LAE → eclogite の相境界 (図 3 の C) を超えるともはやみられなくなる。これも脱水脆性化モデルからの予測と一致する。

別の例として、Omori *et al.* (2009) による MORB の相図、van Keken *et al.* (2002) による温度分布を用いた場合の脱水反応境界を、図 3 に重ねて赤の一点鎖線で示す。この場合も、脱水脆性化モデルからの予測の通り、相境界は上面地震帯の位置におおよそ一致する。ただし、スラブ

内の温度の推定にはきわめて大きな不確定性があり、すべてのケースで一致するわけではない。したがって図 3 で示した脱水反応境界の位置についてはさらなる検証が必要であり、それには温度構造の推定精度を格段に上げる必要がある。

いずれにしても、(1) スラブ表面の等深線に平行な上面地震帯が存在すること、(2) スラブ地殻に対応する地震波低速度層がその深さまで及ぶこと、さらに、(3) 上面地震帯および地震波低速度層の及ぶ深さが、関東と北海道西部で局所的に深くなり、それが直上のフィリピン海スラブおよび沈み込んだ地殻との接触域と空間的に対応することは、スラブ地殻の地震の発生機構として、脱水脆性化モデルを強く支持するものである。

3) スラブマンツルの地震と地震波低速度域

II 章 1) 節で述べたように、二重深発地震面の下面の地震の発生原因としては、蛇紋石の脱水分解による脱水脆性化が、有力な考え方の 1 つである (Seno and Yamanaka, 1996; Peacock, 2001; Yamasaki and Seno, 2003)。もしそうであれば、下面の地震の発生域で地震波速度が低速度であることが期待される。

地震波トモグラフィは、下面の地震が起こるスラブマンツルの不均質構造をも写し出すことができるようになった。Zhang *et al.* (2004) は、DD トモグラフィ法 (Zhang and Thurber, 2003) により、東北地方下の地震波速度構造を求め、二重深発地震面の下面が局所的に P 波低速度域となっているとした。同様に下面の P 波低速度域は、図 7 に示すように、北海道下の太平洋スラブ内でも確かめられた (Nakajima *et al.*, 2009c)。Nakajima *et al.* (2009c) は、さらに上面と下面の間でも、1991 年釧路沖地震の余震域など、地震が集中して発生している領域では、同様に、局所的に P 波低速度域となっていることを見いだした (図 7 で B の断面)。これらは、脱水脆性化モデルから期待されるものに一致する。ただし、図 7 にみられるように、P 波は低速度でも、S 波は必ずしも低速度ではなく、問題はそう単純ではない。

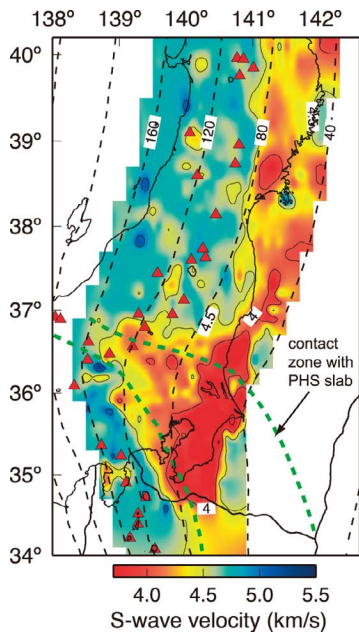


図 6 太平洋スラブの地殻内の S 波速度分布 (Nakajima *et al.*, 2009a). スラブ上部境界面から 5 km 下方の曲面に沿った S 波速度をカラースケールで示す. 緑破線はフィリピン海プレートの接触域の範囲を示す. スラブ上部境界面の形状をコンターで示す.

Fig. 6 S-wave velocity distribution in the crust of the Pacific slab (Nakajima *et al.*, 2009a). S-wave velocity on a curved plane 5 km below the upper plate interface is shown by the color scale at the bottom. Green broken lines show the contact zone between the Philippine Sea and Pacific slabs. Geometry of the upper plate surface is shown by iso-depth contours. Red triangles are active volcanoes.

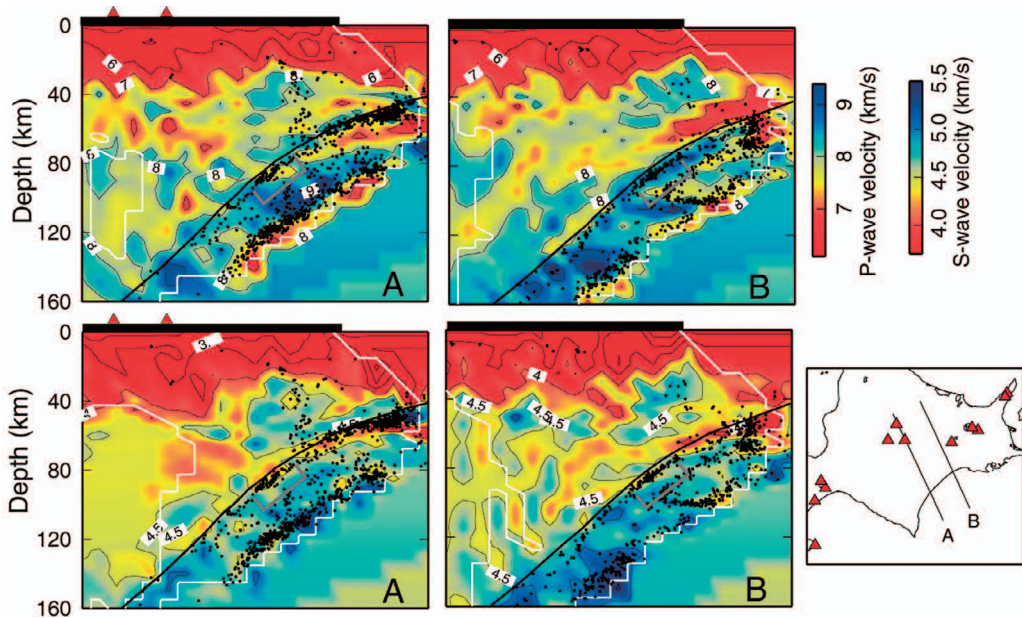


図 7 北海道下の地震波速度の島弧横断鉛直断面 (Nakajima *et al.*, 2009c). 挿入図の測線 A, B に沿う P 波速度 (上図), S 波速度 (下図) をカラースケールで示す. 実線はプレート境界を, 図上部の太線は陸地の範囲を示す.

Fig. 7 Across-arc vertical cross-sections of P-wave velocity (upper figures) and S-wave velocity (lower figures) along two lines in the inset map (Nakajima *et al.*, 2009c). P-wave and S-wave velocities are shown by color scales to the right. Solid lines denote the location of the plate upper surface. Solid lines and red triangles at the top show the land area and active volcanoes, respectively.

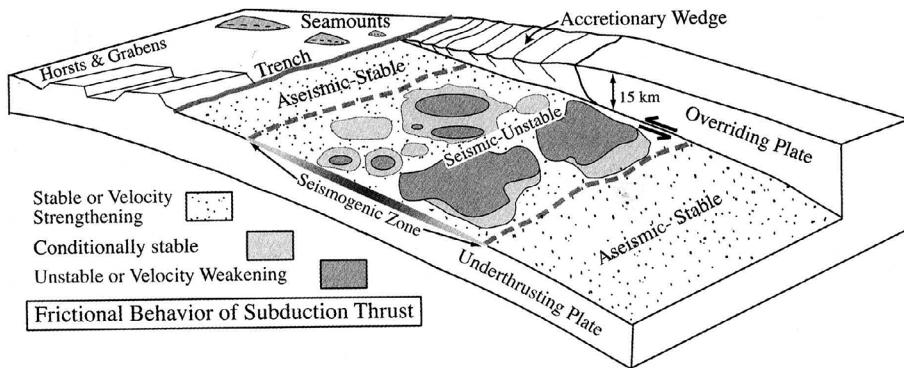


図 8 プレート境界におけるすべり様式の模式図 (Bilek and Lay (2002) の図に Dixon and Moore (2007) が加筆).
 Fig. 8 A conceptual model of frictional properties of the subducting plate boundary (originally from Bilek and Lay (2002) and modified by Dixon and Moore (2007)).

最近, Reynard *et al.* (2010) は, この特徴的な下面の地震波速度が, 無水の橄欖岩であっても, その異方性による効果を考慮すれば説明できるとした。そして, 「クリープの熱的不安定」(Griggs and Handin, 1960; Ogawa, 1987; Hobbs and Ord, 1988) が, 考えられる下面の地震の発生原因であろうとした。クリープの熱的不安定モデルでは, 下面の地震がスラブマントル内のおよそ 600 ~ 700°C の等温線に沿うように形成されるという観測事実 (Yamasaki and Seno, 2003; Brudzinski *et al.*, 2007) をうまく説明できなかった。しかし, Kelemen and Hirth (2007) によると, 橄欖岩の shear-heating instability が起こるのは 650 ~ 800°C という狭い温度範囲であるとのことであり, もしそうであるとすると, これもほぼ説明できるかもしれない。

ただし, Nakajima *et al.* (2009c) の結果を詳しくみると, P 波速度が 7 km/s 未満の領域が下面に広く分布しており, 無水の橄欖岩の異方性のみで説明可能であるか否かは, なお検討の余地がありそうである。さらに, 下面の地震になると急に震源特性が変わるというわけでもなく, また, 発生頻度こそ少ないものの上面と下面の間 (面間) でも地震が発生している (Kita *et al.*, 2010b) など, 上面から下面への移り変わりがある意味で連続的であるようにみえることを考慮すると, 下面

の地震だけが発生機構が異なるというのも考え難い。いずれにしても, 下面の地震の発生原因として, 脱水脆性化とクリープの熱的不安定のいずれであるか, さらなる検証が必要であり, 今後の研究の進展が期待される。

なお本稿では, スラブ内地震として, およそ 200 km 以浅の稍深発地震に限って議論を進めてきた。それ以深のスラブ内地震, とくに深発地震の発生機構としては, 別の議論が必要であることはもちろんであるが, ここでは触れないこととする。

III. プレート境界地震

1) アスペリティモデル

沈み込み帯では, 多くの場合, 陸のプレートの下に海洋プレートが沈み込む。2つのプレートの境界面のうち (最上部を除き) 浅い部分は, 通常固着しており, 沈み込みに伴って固着により生じた応力が強度を超えると地震によってすべる。最近の研究により, このプレート間の固着状況に場所による顕著な違いがあることがわかってきた。少し単純化して記述すると, 図 8 に模式的に示すように, プレート境界面上で, 強度が大きくしっかり固着している領域 (アスペリティ: 図で Unstable or Velocity Weakening と記した領域) はあらかじめ決まっていて, ずるずると非地震的

にゆっくりすべる領域（安定すべり域：図で Stable or Velocity Strengthening と記した領域）に囲まれてパッチ状に分布している。周囲の安定すべり域が非地震的にゆっくりとすべると、アスペリティに応力が加わる。非地震的なすべりがさらに進行してゆくと、やがて応力が強度の限界に達しアスペリティは急激にすべる。地震の発生である。このようにアスペリティが繰り返しすべることにより、プレートの沈み込みが進行する。以下にみるように、最近の研究により、このような地震発生モデル（「アスペリティモデル」と呼ばれる）が、実際の地震発生現場であるプレート境界で成り立っているらしいことが明らかになってきた。

アスペリティモデルが成り立つか否かを検証するには、プレート境界の同じ領域で繰り返し発生する地震のすべり域が互いに重なるかどうかを調べればよい。しかし、一般に、プレート境界大地震の繰り返し間隔は数十年から数百年と長く、この種の調査には、繰り返し発生した少なくとも2つの地震のすべり域をきちんと比較するに足るそれなりの品質の地震波形データが、長期間にわたって存在する必要がある。世界の沈み込み帯のなかで、そのような条件を満たす地域はほとんどない。その意味で、古くからそれなりの品質を保って地震観測が継続されてきた日本列島は、稀有の存在である。したがって、当然のことながら、アスペリティモデルの検証は、おもに日本の沈み込み帯を舞台にして行われてきた。

永井ほか（2001）は、1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震について、地震波形インバージョンによる丹念な解析から、1968年十勝沖地震では2つのアスペリティが同時に破壊したことを、それから26年後の1994年三陸はるか沖地震で、そのうちの南側のアスペリティが再び壊れたことを明らかにした。さらに、Yamanaka and Kikuchi（2003, 2004）は、三陸沖から十勝沖にかけてのプレート境界で過去70年間に発生したM7以上の大地震について系統的に調べ、同じ場所で発生した地震同士では、大きなすべりを生じた領域が互いにほぼ重なることを示した。このなかには、1952年十勝沖地震として

すべったアスペリティの繰り返し破壊である2003年十勝沖地震が含まれる。

同一のアスペリティが繰り返し破壊する顕著な事例は、中地震でも見つかった。Matsuzawa *et al.*（1999, 2002）は、 $M4.8 \pm 0.1$ の地震が岩手県釜石沖のプレート境界面上の深さ約45 kmで、1957年から1999年まで規則的な間隔で8回発生したことを見いだした。このように発生間隔が非常に規則的になるのは、この地震が周囲を安定すべり域に囲まれた孤立したアスペリティの繰り返しすべりであり、かつ、近くに他の大きなアスペリティがないため、周囲の安定すべり域が一定の割合で非地震的にズルズルとすべっているからであると解釈することができる。ここではその後も、 $M4.8 \pm 0.1$ の地震が2001年と2008年に、予測通りの時期に繰り返し発生した。しかも、高性能の広帯域地震計で波形を記録できた最近の3回の地震については、すべり域の推定も可能であり、1 km程度の広がりをもつすべり量の大きな領域が、互いにびったり重なることが確認された（Okada *et al.*, 2003; Shimamura *et al.*, submitted）。

さらに規模の小さな地震の例が、小繰り返し地震である。大きさは100 m～数100 m程度という非常に小さなアスペリティが繰り返しすべることにより発生し、同じ場所で同じメカニズムで起こることから波形が相似となる。そのため相似地震と呼ばれることもある。もともとは、トランスフォーム断層である、米国西海岸のサンアンドレアス断層沿いのプレート境界で多数見いだされていた（Nadeau and Johnson, 1998; Nadeau and McEvilly, 1999）が、日本の沈み込みプレート境界でも同様に、小さなアスペリティの繰り返しすべりである小繰り返し地震が多数発生していることが明らかになった（Igarashi *et al.*, 2003; Uchida *et al.*, 2003）。

これらの観測事実は、プレート境界地震についてはアスペリティモデルが成り立つことを示している。アスペリティは強度が大きく通常（地震間）は固着していて、地震時に大きくすべる領域である。プレート境界のアスペリティが実際に固

着している様子も、最近の稠密 GPS 観測網によるデータによって明瞭に示されるようになった(例えば, Hashimoto *et al.*, 2009)。アスペリティのサイズが大きいほど震源域の広がりも大きくなり地震の規模も大きくなるから、アスペリティの位置と大きさが事前にわかれば、「時期」は別として、将来発生する地震の「場所」と「規模」が予測できそうである。しかし実際にはそう簡単ではない。1 つには、アスペリティが単独ですべるだけでなく、複数のアスペリティが連動して同時にすべることがあるからである。予測精度の向上のためには、アスペリティ間の相互作用を含め、アスペリティやその周囲の安定すべり域の振る舞いをさらに詳細に理解する必要がある。

2) アスペリティの成因：プレート間結合は何が決めるか？

強く固着して強度の大きいアスペリティが、プレート境界の特定の場所になぜ形成されるのだろうか？ 残念ながら、アスペリティの成因についてはよくわかっていない。ただし、全然わかっていないというわけではなく、以下にみるように、地震波速度構造の研究などから、ある程度の情報が得られつつある。

Sato *et al.* (2005) は、東京湾に沿って実施された反射地震探査により、直下に沈み込むフィリピン海プレートの上部境界面において、地震波の反射強度がアスペリティでは弱く非アスペリティでは強いことを示した(図 9)。アスペリティでは、プレート境界の両側の固い岩盤同士が噛み合い、一方、非アスペリティ領域では、地震波速度の遅い軟らかな領域が間(プレート境界)に挟まれているとすれば理解できる。そこで地震波速度を遅くさせる要因の 1 つとして、水の存在が考えられる。

Yamamoto *et al.* (2006) は、宮城県沖地震の震源域に展開された海底地震計によるデータを用いてこの地域の地震波速度構造を詳しく求め、プレート境界直上のマントルウェッジの地震波速度が、非アスペリティ領域で異常に遅いことを見いだした(図 10)。彼らは、その原因として、スラブから吐き出された水がマントルウェッジに上昇

しその橄欖岩を蛇紋岩化させたためであるとした。この解釈は、この深さのプレート境界の温度・圧力条件で、かつプレート運動速度の範囲では、蛇紋岩の変形特性として、安定すべりが卓越するという実験結果(Raleigh and Patterson, 1965; Reinen *et al.*, 1991; Moore *et al.*, 1996)に基づいている。

さらに Zhao *et al.* (2009) は、sP 位相により海底下の地震の深さを精度よく決め、陸上の観測点によるデータにもかかわらずこのように深さが抑えられた震源を用いた地震波トモグラフィから、東北日本の沖合に広がるプレート境界面の全域について、アスペリティ直上ではマントルウェッジの地震波速度が速く、一方、非アスペリティ領域直上では異常に遅いという、顕著な傾向があることを見いだした。また、Uchida *et al.* (2009) は、関東沖のプレート境界において、上盤プレートが北米プレートからフィリピン海プレートに変わる場所でプレート間結合の度合いも急変し、フィリピン海プレート側では安定すべりを生じていること、そこではプレート境界直上のマントルウェッジの地震波速度が異常に遅いことを見いだした。そして、プレート境界直上のフィリピン海プレートのマントルウェッジが蛇紋岩化していることが、地震波速度を遅くし、かつプレート境界で安定すべりを起こす原因であるとした。

一方、Reyners and Eberhart-Phillips (2009) は、ニュージーランドのヒ克蘭ギ沈み込み帯において詳細な地震波速度構造・地震波減衰構造を求め、それに基づいてプレート間カプリングを規定する要因を検討した。そして、上盤プレートの透水係数が重要な要因の 1 つであるとした。すなわち、上盤プレートの透水係数が低いとスラブ脱水により供給された水がそこでシールされ、その結果、プレート境界では過剰間隙流体圧となる。それに対して、透水係数が高いとスラブからの水は上盤プレート側に抜けるのでそのようにはならない。プレート境界面上で過剰間隙流体圧になっている場所では、局所的に脆性範囲が広がることによりプレート間は固着すると解釈した(Fagereng and Ellis, 2009)。

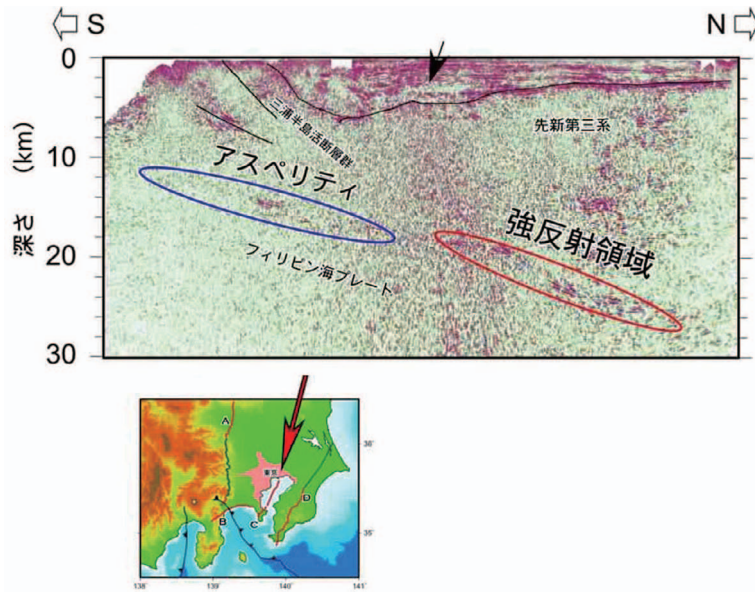


図 9 東京湾を通る反射地震断面 (Sato *et al.*, 2005). 測線の位置は挿入図に示す.

Fig. 9 Seismic section along a line crossing Tokyo Bay (Sato *et al.*, 2005). Seismic reflection line is shown in the inset map.

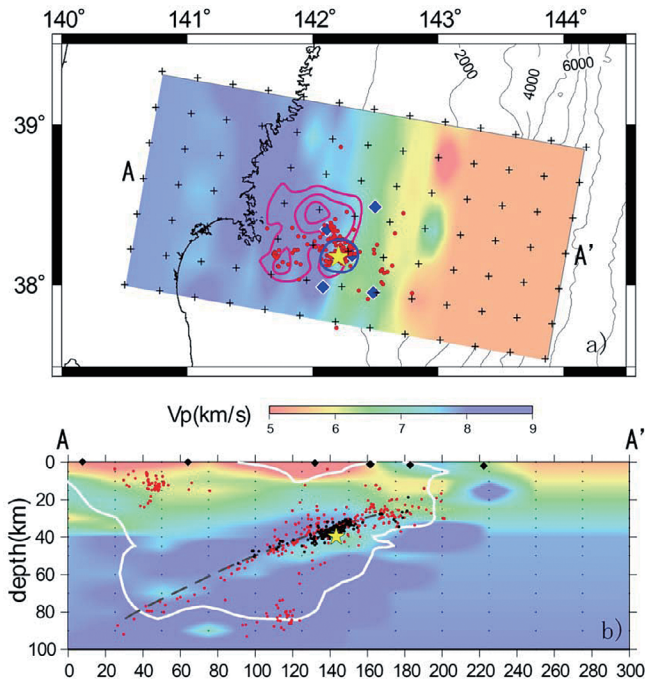


図 10 宮城県沖地震震源域の P 波速度構造 (Yamamoto *et al.*, 2006). (a) プレート境界直上の面に沿う P 波速度と (b) A-A' に沿う鉛直断面上の P 波速度をカラースケールで示す.

Fig. 10 P-wave velocity structure in and around the focal area of the Miyagi-oki earthquake (Yamamoto *et al.*, 2006). (a) P-wave velocity along a curved plane directly above the upper surface of the Pacific plate and (b) that on a vertical cross-section along line A-A' are shown by the color scale at the middle.

これらの観測事実だけからでは、アスペリティの成因を明らかにするという段階には到底至らないが、少なくとも、アスペリティの形成、あるいは非アスペリティ領域の形成に、水が重要な役割を果たしていることを示唆している。実際、Seno (2003) は、プレート境界のうち、速度強化特性を示す領域（図 8 で Stable or Velocity Strengthening と記した領域）で間隙水圧が増加し、それにより有効法線応力が低下してアスペリティの連動破壊が起こるというバリアー侵食モデルを提案しており、そのなかでは、水は重要な役割を担っている。

3) 深部低周波地震・スロースリップイベント

最近になって、大地震を起こすプレート境界面上の固着域とその深部側の安定すべり域との遷移領域で、深部低周波地震/微動とスロースリップイベントとが同期して、一定の間隔で繰り返し発生していることが明らかになった。これは、西南日本とカナダ太平洋岸のカスカディアの沈み込み帯で最初に発見された (Dragert *et al.*, 2001; Obara, 2002; Rogers and Dragert, 2003; Obara *et al.*, 2004; Obara and Hirose, 2006) もので、その後いくつかの沈み込み帯でも見つかっている (例えば、Peng and Gomberg (2010) 参照)。深部低周波地震/微動は、2 Hz 程度の卓越周期をもつ。スロースリップイベントは数日程度の継続時間を持ち、継続時間が比較的短いことから短期的スロースリップイベントとも呼ばれる。これらの低周波イベントの繰り返し間隔は、沈み込み帯ごとに異なり、数カ月～1年超の範囲である。

深部低周波地震/微動は、プレート境界面上で短期的スロースリップイベントが発生した際、摩擦強度が非一様なために、それに伴ってすべりの加速や減速が生じ、低周波の地震波を励起することによって考えられる (Shelly *et al.*, 2006; Ide *et al.*, 2007)。西南日本の沈み込みプレート境界では、さらに 20 秒程度の卓越周期をもつ超低周波地震も検出されているが、これも短期的スロースリップイベントの際のすべりの加速・減速で励起された地震波であると考えられている (Ito *et al.*, 2007)。

これらの低周波イベントは、大地震を引き起す固着域に隣接した遷移領域で繰り返し発生するので、そのすべりは固着域、すなわちアスペリティに応力を集中させる効果がある。一定間隔で繰り返し応力を加えた後、いずれ最終的にはアスペリティの動的すべり、つまり大地震の発生に至ることを考えると、これらのイベントの活動の推移をきちんと把握することは地震発生予測の上でも重要である。事実、地震発生前にアスペリティの深部側に隣接した領域で、準静的すべりが加速したと推定される事例が、低周波微動の解析から得られている。それは沈み込みプレート境界ではなくトランスフォーム断層ではあるが、2004 年 M6.0 パークフィールド地震での事例であり、本震の 2 週間前に低周波微動の発生頻度が急増した。これは本震を生じたアスペリティの深部で、地震直前に準静的すべりが加速したことを示している (Nadeau and Guilhem, 2009; Shelly, 2009)。

これら低周波イベントの発生機構を理解するために、その発生域周辺の詳細な地震波速度構造が、反射地震探査・地震波トモグラフィ・レーザー関数解析などで精力的に調べられた。その結果、発生域直下の海洋地殻の地震波速度が、局所的に低速度かつ高 V_p/V_s 比の値をもつことが明らかになった (Kodaira *et al.*, 2004; Shelly *et al.*, 2006; Audet *et al.*, 2009; Song *et al.*, 2009; Matsubara *et al.*, 2009; Kato *et al.*, 2010)。一例として、レーザー関数解析により推定されたカスカディア沈み込み帯における低周波イベント発生域直下の海洋地殻内の V_p/V_s 比の分布を、図 11 に示す (Audet *et al.*, 2009)。 V_p/V_s 比が 2.0～2.5 ときわめて大きい値をもつことがわかる。これは、図 11c に模式的に示すように、スラブから吐き出され上昇してきた水がプレート境界でシールされるため、プレート境界と直下の海洋地殻が過剰間隙流体圧の状態になっていることによると考えられた。事実、スラブ地殻からの脱水が活発になると期待される深さ付近に、深部低周波地震/微動の発生がみられるようである (例えば、Seno and Yamasaki, 2003)。

上記の著者らが指摘するように、プレート境界

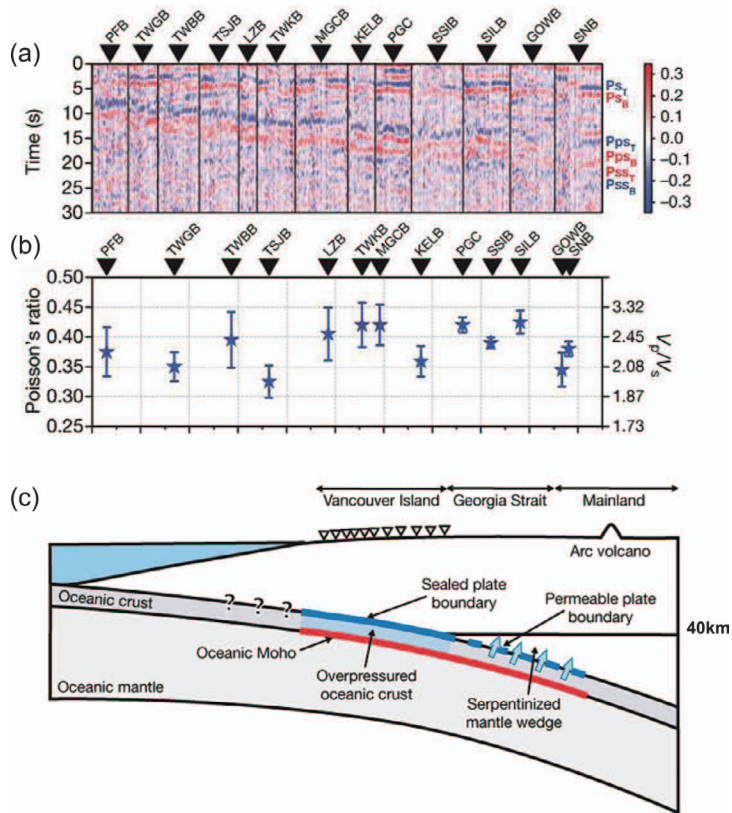


図 11 カスカディア沈み込み帯でレシーバー関数解析により得られた地震波速度構造 (Audet *et al.*, 2009). (a) 島弧横断鉛直断面上に示したレシーバー関数解析による速度構造イメージ, (b) 低速度層内の V_p/V_s 比とポアッソン比, (c) レシーバー関数イメージの解釈図.

Fig. 11 (a) Receiver function image along an arc-normal line in Cascadia, (b) estimated V_p/V_s and Poisson's ratios in the low-velocity layer and (c) schematic interpretation of receiver function image (Audet *et al.*, 2009).

のこの過剰間隙流体圧の状態が、そこで低周波地震/微動や短期的スロースリップイベントを生じさせる原因となっていると推定される。ここでも、水がその発生に重要な役割を果たしているのである。

4) プレート境界における間隙流体圧

III章2)節, III章3)節で述べたように、プレート境界地震を引き起こすプレート境界面のうちで、過剰間隙流体圧になっている場所が確かに存在すると推定される。では、どの程度の過剰間隙流体圧になっているのであろうか? いくつかの研究により、そのおおよその値が推定されている。

Lamb (2006) は、プレート境界面に働くせん

断応力と上盤プレート前弧部分の静岩圧との釣り合いに基づき、世界の沈み込み帯について、プレート境界での平均的な間隙流体圧を推定した。それによると、間隙流体圧比 λ (= 間隙流体圧/法線応力) が、ニュージーランド北島、伊豆-小笠原、南海、東北日本、アリューシャン、アラスカ西部、カスカディア、南部チリ、北部スマトラで、おおよそ 0.95 であり、一方、トンガ、北部チリで、おおよそ 0.81 であるとした。一方、Seno (2009) は、上盤プレート前弧部分の密度分布を観測された地震波速度分布から推定するなど、より厳密に静岩圧の値を求め、同様に力の釣り合いから、プレート境界での平均的な間隙流体圧を推

定した。それによると、間隙流体圧比 λ が、四国沖、宮城県沖、ペルー、北部チリ、南部チリで、およそ 0.95 ~ 0.98、カナダバンクーバー島南部、米国ワシントン州で、およそ 0.90 ~ 0.93 である。

いずれにしても、多くの沈み込み帯で平均的な間隙流体圧比 λ が 0.9 程度より大きく、プレート境界は過剰間隙流体圧になっていることを示している。スラブから吐き出された水がプレート境界面に達しそこで滞留し、さらにプレート境界に沿って斜めに上昇するなどして、プレート境界面で過剰間隙流体圧が形成されるのであろう。プレート境界地震は、そのような状態にあるプレート境界で発生しているものであり、間隙流体圧の空間的に不均質な分布が、アスペリティや非アスペリティ域形成の原因となるなど、プレート境界地震の発生様式を規定していると推定される。

(なお、本稿投稿からおよそ 1 カ月半経った 2011 年 3 月 11 日に、わが国では観測史上最大となる $M9.0$ の東北地方太平洋沖地震が発生した。この地震発生直後から多数の研究者により地震波、GPS、津波データの解析が精力的に行われてきた。それらの結果は、多数のアスペリティが同時にすべるだけでなく、アスペリティとアスペリティの間の安定すべり域とみなされていた領域も動的に大きくすべることがあり、それがこのような巨大な規模の地震になったことを示した。それは、本章で議論してきたようなモデルは、摩擦特性から期待されるプレート境界面の振る舞いを表現するのにやや単純化しすぎたこと、したがって、モデルの高度化が必要であることを示している。この地震についての研究はまだ始まったばかりであり、今後、摩擦構成測の研究も含め、多くの研究者により組織的かつ系統的に研究が推進されるであろう。それにより、アスペリティモデルの高度化に向けて、大きな進展がはかれることが期待される。)

IV. スラブから島弧地殻への水の供給

1) 東北日本弧下の地震波速度構造とマントルウェッジ内の上昇流

スラブから吐き出された水は、直上のプレート

境界面まで上昇する。上盤プレートが不透水性であればそこでシールされ、プレート境界を過剰間隙流体圧の状態にするなど、プレート境界地震の発生に密接に関わっていることを前章で述べた。より深部では、水はプレート境界を通過して直上のマントルウェッジに上昇するようである。それが、さらにマントルウェッジを経由して島弧地殻にまで達する様子が地震波トモグラフィなどからみえてきた。

Zhao *et al.* (1992), Nakajima *et al.* (2001) は、地震波トモグラフィにより、東北日本弧下の詳細な地殻・マントル構造を推定した。その結果、沈み込む太平洋プレートが地震波高速度域としてイメージングされ、さらにその直上のマントルウェッジには、深さ 100 ~ 150 km 程度からモホ面まで伸びる、太平洋スラブにほぼ平行な傾斜したシート状の地震波低速度域が明瞭に写し出された。この傾斜したシート状の低速度域は、スラブの沈み込みに伴ってマントルウェッジ内に形成される 2 次対流 (McKenzie, 1969) の上昇流部分をみているものと推定される。

東北日本のような古いプレートの沈み込み帯では、(1) スラブ内の含水鉱物が沈み込みに伴って脱水分解する。(2) 吐き出された水は直上のマントルウェッジに上昇し、そこで蛇紋石・緑泥石を含む層を形成する。(3) この層は沈み込むスラブにより深さ 150 ~ 200 km 程度まで引きずり込まれる。(4) そこで再び脱水分解し、吐き出された水は真上に上昇する、と推定される (Iwamori, 1998)。そうであれば、やがてこの水は約 100 ~ 150 km の深さで上記の傾斜した地震波低速度域、すなわち上昇流に出会うはずである。上昇流への水の供給は、ソリダス温度を下げる。地震波減衰構造と岩石の室内実験データとの比較から低速度域内の温度が推定されたが、その結果は上昇流内の温度が橄欖岩のウェットソリダスより高いことを示した (Nakajima and Hasegawa, 2003a)。地震波トモグラフィで求めた P 波速度と S 波速度の低下率の比から、この上昇流内にはアスペクト比 0.01 ~ 0.1、体積率で 0.1 ~ 数% のメルトを含むポアが存在すると

推定された (Nakajima *et al.*, 2005)。すなわち、深部から上昇してきた周囲に比べ高温の上昇流には、スラブから供給された水も加えられ、その結果、部分溶融が生じていると推定される。

これらの観測事実に基づいて推定された東北日本沈み込み帯における水の輸送経路を、図12aに模式的に示す (Hasegawa and Nakajima, 2004)。上記のように、プレート境界浅部では、一部の地域を除いて、スラブからの水はプレート境界に沿って上昇するようだ。しかし、より深部では、水はプレート境界を通過して直上のマントルウェッジに上昇し、そこで蛇紋石・緑泥石を含む層を形成し、それはスラブにより深部に引きずり込まれる。この下降流部分に対応する、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、地震波低速度層として、レシーバー関数解析により明瞭にイメージングされている (Kawakatsu and Watada, 2007)。一方、マントルウェッジ内の上昇流は、最終的には火山フロント直下でモホ面にぶつかる。したがって、火山フロントに沿ってモホ面直下に大量のマグマが滞留するであろう。マグマがさらに上昇して地殻に貫入し、最終的に地表に達すれば火山が作られる。このようにして火山フロントが形成されると推定される。すなわち、火山フロントは、マントルウェッジ内のシート状の上昇流がモホ面に達する場所に形成されるということになる。

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情報を提供する。東北日本の第四紀火山は、島弧に直交する方向に集中して細長く分布し、平均 50 km の幅をもつ複数個のクラスターを形成する (Kondo *et al.*, 1998)。Tamura *et al.* (2002) は、マントルウェッジに形成された幅約 50 km の傾斜した指状の高温域 (ホットフィンガー) からマグマが供給されることにより、この第四紀火山の集中域が作られたと推定した。後に、第四紀火山の集中域とマントルウェッジの低速度域とのより明瞭な対応関係が、地震波トモグラフィにより得られた (Hasegawa and Nakajima, 2004)。すなわち、

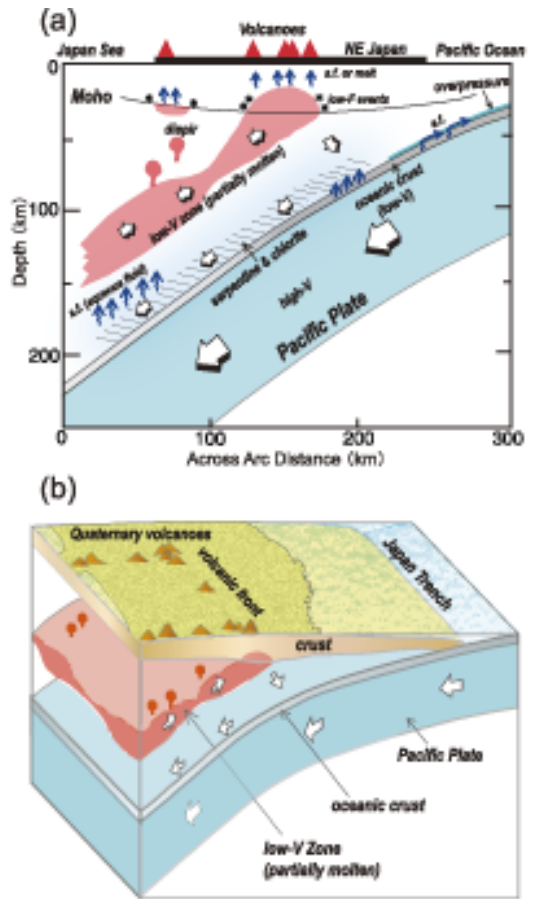


図 12 プレート沈み込みに伴うマントルウェッジ内の二次対流とスラブから島弧地殻への水の輸送経路を示す模式図 (Hasegawa and Nakajima (2004) に加筆). (a) 島弧横断鉛直断面, (b) 三次元表示.

Fig. 12 Schematic figure of (a) across-arc vertical cross-section of the crust and upper mantle structure of Tohoku, showing the inferred transportation paths of H₂O and (b) 3D expression of the crust and upper mantle structure showing the upwelling flow with varying thicknesses in the mantle wedge (Modified from Hasegawa and Nakajima, 2004).

(1) マントルウェッジ内の低速度域のうち、速度低下の度合の大きい領域の分布, (2) 地表の第四紀火山の分布, (3) 脊梁山地から背弧側に連なる地形の高まりの分布, の間にはきわめて明瞭な空間的対応関係があることが明らかになった

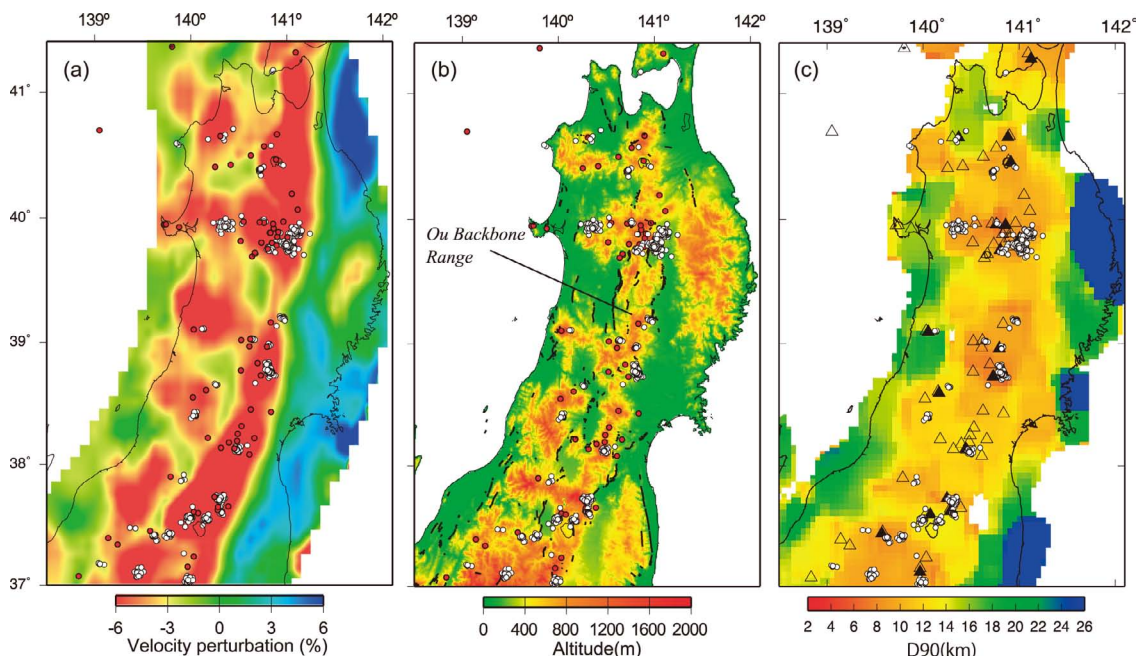


図 13 (a) マントルウェッジ内の傾斜した低速度層に沿う S 波速度偏差と (b) 地形 (Hasegawa and Nakajima, 2004). 高度と速度偏差をカラースケールで示す. 白丸は深部低周波地震, 赤丸は第四紀火山. (c) 地震発生層の下限 (D90) の分布 (Omuralieva *et al.*, submitted). D90 をカラースケールで示す.

Fig. 13 (a) S-wave velocity perturbations along the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of Tohoku (Hasegawa and Nakajima, 2004), (b) topography and (c) D90 (Omuralieva *et al.*, submitted). S-wave velocity perturbations (a), altitude (b) and D90 (c) are shown by color scales of each figure. Red circles in (a) and (b) and open and solid triangles in (c) denote Quaternary volcanoes. Open circles show deep low-frequency earthquakes.

(図 13a, b)。

Hasegawa and Nakajima (2004) は、この観測事実に基づいて、図 12b に模式的に示すように、マントルウェッジ内の上昇流の三次元構造を推定した。マントルウェッジ内の上昇流（高温域）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。上昇流のうち、厚さが局所的に厚く部分溶融度の高い領域では、メルトの一部は分離してモホ面に達する以前に上昇流から離脱する。離脱したメルトは、真上に上昇しやがてモホ面まで達する。さらに地殻内に上昇し最終的に地表にまで達すると火山をつくる。このようにして、背弧側に向って伸びる第四紀火山の集中域および地形の高まりが形成されると、Hasegawa and Nakajima (2004) は推定した。

2) 日本列島下の地震波速度構造とマントルウェッジ内の上昇流

前節でみたように、東北日本弧下のマントルウェッジに見いだされた傾斜した地震波低速度域がプレート沈み込みに伴って形成される二次対流の上昇流部分に対応するのであれば、それは沈み込み帯に共通であるから、他の沈み込み帯でも、同様に傾斜した低速度域が検出されるはずである。しかしながら、アラスカやニューヘブリデス、カムチャッカなど、ほんの一部の例外 (Zhao *et al.*, 1995, 1997; Gorbatov *et al.*, 1999) を除くと、他の沈み込み帯では検出されていない。しかも、上記の沈み込み帯でも、東北日本弧下の低速度域ほど明瞭ではない。その理由は、傾斜した低速度域を地震波トモグラフィできちんとイメージング

するには、それなりに稠密な観測網、とりわけ背弧側までカバーする観測網が設置されている必要があるが、多くの沈み込み帯ではこの条件を満たしていないからである。

日本列島には、1995年兵庫県南部地震以降、稠密な基盤地震観測網が展開され、それから得られたデータが蓄積しつつある。このデータを用いた最近の地震波トモグラフィは、東北日本弧以外の地域でも、同様に、マントルウェッジ内に傾斜した地震波低速度域が確かに存在することを明らかにした (Wang and Zhao, 2005; Abdelwahed and Zhao, 2007; 梁田ほか, 2010)。

例えば、梁田ほか (2010) は、近地と遠地の地震の走時データを同時に用いたトモグラフィにより、日本列島下の広域の P 波速度構造を求めた。彼らによる東日本の P 波速度構造を、鳥羽横断鉛直断面に沿って図 14 に示す。東北日本弧だけでなく、北海道から伊豆弧まで、高速度層の太平洋プレートにほぼ平行に、その直上のマントルウェッジ内に、傾斜した P 波低速度域が明瞭にイメージされている。東北日本弧の場合と同様に、火山フロントはこの傾斜した低速度域がモホ面と交わる場所の直上に分布する。鳥羽会合部にあたる北海道コーナーと関東地方とで、傾斜した低速度域が明瞭にみられないのは、スラブ直上のマントルウェッジ部分に、それぞれ前弧スリバーの地殻 (Kita *et al.*, 2010a) およびフィリピン海プレート (Nakajima *et al.*, 2009b) が沈み込み、Iwamori (2000) が指摘したように、それが妨げとなってマントルウェッジ内に上昇流が形成されないためと考えられる。それを支持するように、そこでは火山フロントに沿う火山の分布も途切れている。

図 15 には、梁田ほか (2010) による西日本の P 波速度構造を、同様に鳥羽横断鉛直断面に沿って示す。中部地方下および中国地方西部から九州にかけての地域下で、フィリピン海プレートが顕著な高速度層として写し出されている。これらの地域のうち、中部地方下と九州下では、東北日本弧と同様に、スラブとほぼ平行に傾斜した低速度域が明瞭にイメージされ、それらは火山フロ

ント直下のモホ面に達している。すなわち、ここでもスラブの沈み込みに伴って二次対流が形成され、その上昇流部分が地震波低速度域として検出されたと推定される。

図 15 からわかるように、中国地方では、マントルウェッジ内に傾斜した低速度域は認められない。1 つには、この地域では背弧側にあたるのが日本海であり、陸域の観測網がカバーしていないためかもしれない。あるいは、フィリピン海プレートの沈み込みが浅い深さに限られ、そのためそれに伴う二次対流の上昇流部分が形成されないということも考えられる。この地域では、より深部、太平洋スラブ直上の 400 km 程度の深さから伸びる顕著な低速度域が日本海沿岸に沿う火山フロント直下まで達していることが知られており (Nakajima and Hasegawa, 2007a), それがこの地域の火山活動の素となるマグマ生成を担っているのかもしれない。

V. 内陸地震

1) 内陸地震の発生モデル：東北脊梁山地歪集中帯および新潟-神戸歪集中帯

日本列島では、4 つのプレートが収束し、その収束方向は、おおまかにみればほぼ東西である。GPS データから推定された地表変形のパターンは、日本列島が大局的にはプレートの収束方向 (すなわち、ほぼ東西方向) に短縮変形をしていることを示す (例えば、Sagiya *et al.*, 2000)。この短縮変形に対応するように、内陸地震が発生していることは、地震メカニズム解の P 軸の方位分布から理解できる。つまり、地震のメカニズム解から得られた P 軸の方位も、主としてプレートの収束方向 (すなわち、ほぼ東西方向) に向いている。したがって、日本列島の内陸地震は、プレート収束によって加えられた応力を解放するために発生しているといえる。そうだとすると、内陸地震は内陸のどこで発生するのであろうか？

地震は応力が強度を超えると発生する。上記のように、内陸地震の場合、その応力はプレートの収束により加えられる。そうであれば、内陸地震は鳥羽地殻内で局所的に強度の弱い場所で発生す

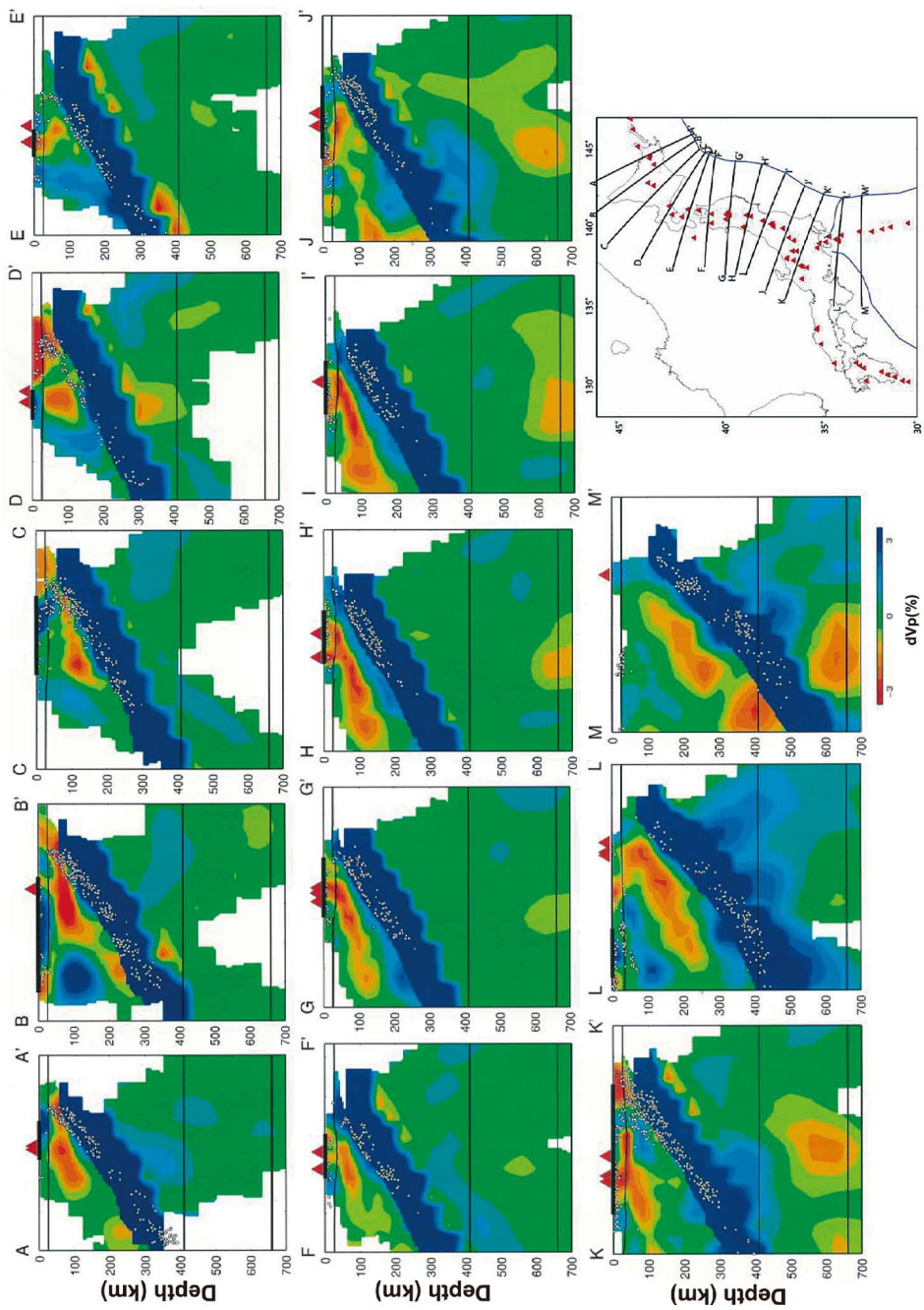


図 14 東日本下の P 波速度の島弧横断鉛直断面 (梁田ほか, 2010). 挿入図の測線に沿った鉛直断面上の P 波速度偏差をカラースケールで示す.

Fig. 14 Cross-arc vertical cross-sections of P-wave velocity perturbations in eastern Japan along lines A-A' through M-M' in the inset map (Yanada *et al.*, 2010). P-wave velocity perturbations are shown by color scales at the bottom.

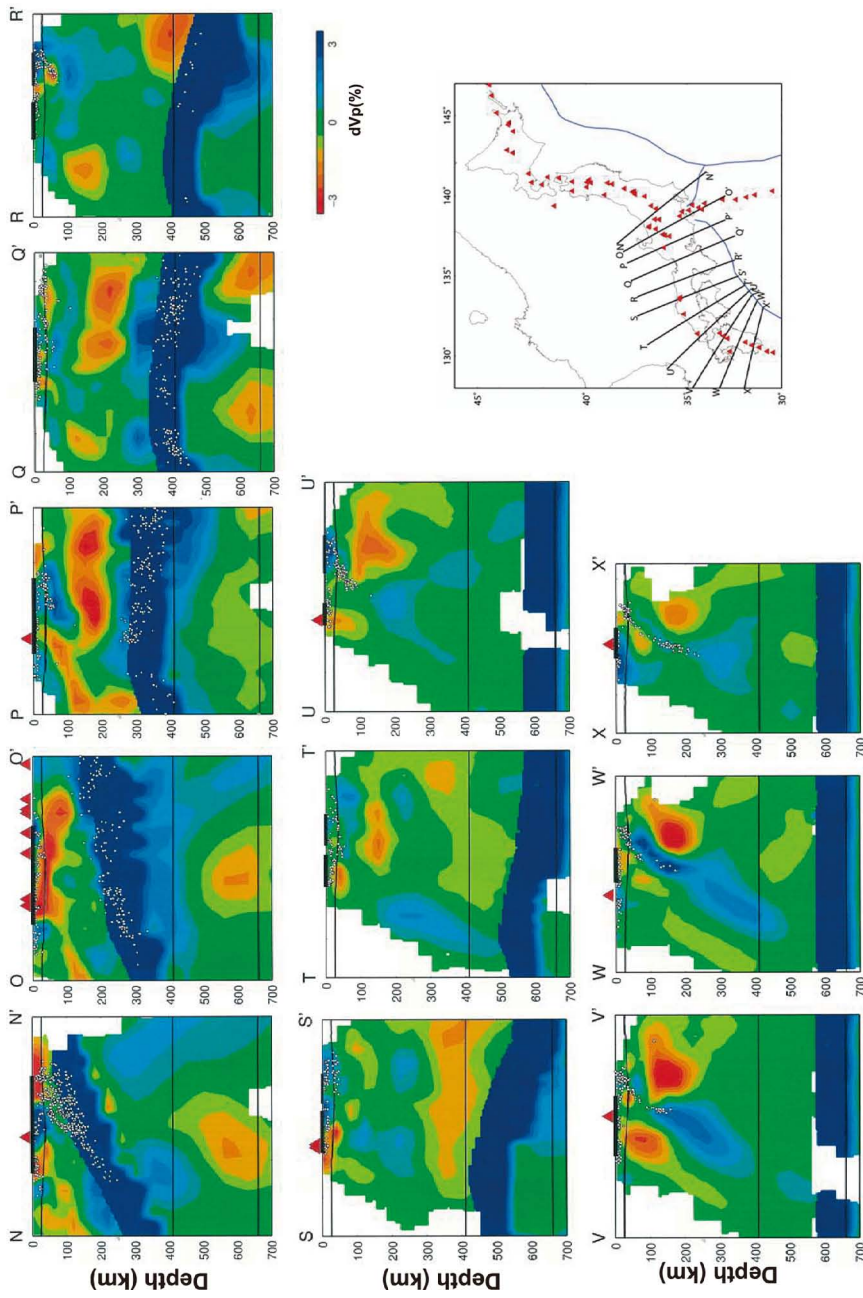


図 15 西日本下の P 波速度の島弧横断鉛直断面 (梁田ほか, 2010). 他は図 14 に同じ.
 Fig. 15 Across-arc vertical cross-sections of P-wave velocity perturbations in western Japan along lines N-N' through X-X' in the inset map (Yanada *et al.*, 2010). P-wave velocity perturbations are shown by color scales at the bottom.

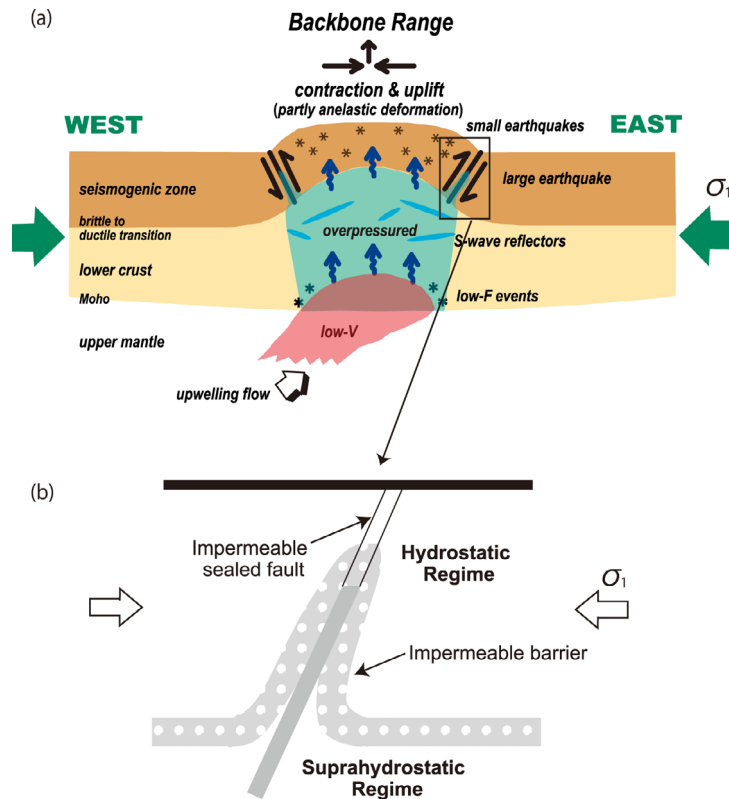


図 16 (a) 東北地方における島弧地殻の変形と内陸地震の発生過程を示すモデル (Hasegawa *et al.* (2005) に加筆). (b) 断層帯に沿う過剰間隙圧を示す模式図.

Fig. 16 Schematic figures (a) showing a model of the deformation pattern of the arc crust and generation of shallow inland earthquake in Tohoku (Modified from Hasegawa *et al.* (2005)) and (b) showing fluid over-pressure along a fault zone.

るはずである。では、強度の弱い場所とはどこだろうか？

Hasegawa *et al.* (2005) は、東北脊梁山地歪集中帯を対象として、内陸地震の発生モデルを提唱した。IV 章 1) 節で述べたように、マンタルウェッジ内のシート状の上昇流は、脊梁山地あるいは火山フロント直下でモホ面に達する。この上昇流中のマグマの一部は地殻に貫入する。かくして、脊梁山地沿いにマンタルウェッジからマグマが連続的に供給されることになる。マグマには、沈み込むプレートから吐き出された水が含まれている。マグマが冷やされて固化すれば、含んでいた水を吐き出す。したがって、脊梁山地沿いの下部地殻には、マグマやスラブ起源の水が供給され

ることになる。

そうであれば、脊梁山地沿いの下部地殻は強度が弱くなり、現在のプレート収束方向の圧縮応力場の下で、そこに短縮変形が集中することが期待される。この期待通り、脊梁山地には歪集中帯が形成されている (Miura *et al.*, 2004)。ここでは、微小地震活動もきわめて活発である。また、脊梁山地の東縁と西縁には活断層が分布する。Hasegawa *et al.* (2005) は、これらの観測事実に基づいて、図 16a に模式的に示すような内陸地震の発生モデルを提唱した。すなわち、(1) マンタルウェッジから上昇してきた地殻流体 (マグマおよび水) が、下部地殻を弱化する。(2) そのため局所的に短縮変形し、直上の上部地殻に

力が集中する。(3) 上部地殻中の弱面が壊れる(すべる)。すなわち、内陸地震の発生である。

実は、歪集中の顕著な事例は、新潟-神戸に沿っての地域で最初に見いだされた。Sagiya *et al.* (2000) は、GPS データに基づいて、地表変形が局所的に集中する帯状の歪集中域が新潟から神戸に至る地域に存在すること、そこでは内陸大地震も集中して発生していることを見だし、新潟-神戸歪集中帯と名づけた。Iio *et al.* (2002, 2004) は、新潟-神戸歪集中帯を対象として内陸地震発生モデルを提唱した。そして、この地域に歪が集中し内陸大地震が集中して発生するのは、この帯状の領域に沿って下部地殻の強度が弱いためであり、それはマントルウェッジから太平洋スラブ起源の水がこの帯状の領域に集中的に供給されるからであるとした。

Iio *et al.* (2002, 2004) が提唱するように、新潟-神戸歪集中帯の直下にスラブ起源の水が供給されていれば、そこは地震波低速度域になっていることが期待される。それは、後に、地震波トモグラフィで確認された。Nakajima and Hasegawa (2007b) は、新潟-神戸歪集中帯の南西部から中部にかけては下部地殻に、また北東部では最上部マントルに、顕著な地震波低速度域が帯状に分布することを明らかにした。

以上のように、東北脊梁山地歪集中帯および新潟-神戸歪集中帯を対象とした2つの内陸地震発生モデル、そのどちらの場合も、マントルウェッジから上昇してきた地殻流体が下部地殻の強度を弱くさせ、その結果歪集中が生じ、直上の上部地殻に応力集中が生じる、それが内陸地震の発生原因である点で共通している。下部地殻が弱化したためその直上の上部地殻で内陸地震が発生するという、このような内陸地震発生モデルは、どうやら、これらの地域に限らず、一般的に成り立つように思える。次節以降でみるように、それが次第に明らかになりつつある。

2) 地震発生層の下限の分布：地殻流体が地震発生層の下限を浅くする？

島弧地殻の強度の深さ分布は、浅部では摩擦強度、深部では流動応力により規定される。脆性

から延性に遷移する深さは、主として(1) 温度、(2) ひずみ速度、(3) 間隙流体圧、(4) 岩石の種類により規定され (Tse and Rice, 1986; Sibson, 1986; Scholz, 1998)、それは地震発生層の下限にほぼ一致すると考えられている。東北脊梁山地歪集中帯では、それに沿ってマグマがマントルウェッジから上昇してくるため、局所的に温度および間隙流体圧が高いことが期待される。Hasegawa *et al.* (2005) では、そのことが、この地域で局所的に下部地殻の強度を弱くさせる原因であると考えた。したがって、地震発生層の下限の深さは、島弧地殻の強度のある種の指標ともいえよう。

図 13c に、東北地方における地震発生層の下限の分布を示す (Omuralieva *et al.*, submitted)。図では、地震発生層の下限として、その深さで浅く 90% 以上の地震が起こる深さ (D90) で定義し、その空間分布を示す。期待通り、深部からマグマが供給される東北脊梁山地歪集中帯に沿って、D90 が系統的に浅い。さらに詳細にみると、D90 の浅い領域はところどころで脊梁山地から背弧側にも伸び、そこはマントルウェッジ内の速度低下の度合の大きい領域 (図 13a)、すなわち背弧側に伸びる第四紀火山の集中域 (図 13b) にほぼ対応していることがわかる。すなわち、背弧側でもマグマが供給されている場所で、D90 が局所的に浅くなっている。

図 17b, c, d に、Omuralieva *et al.* (submitted) による日本列島下の D90 の分布を示す。図 17b には第四紀火山を三角で示してあるが、図から、北海道から東北地方を経て関東地方まで、ほぼ火山フロントに沿って D90 の浅い領域が分布することがわかる。さらに、中部地方の火山地域、中国地方日本海沿岸から九州地方にかけての火山フロントに沿っても D90 が浅い。図 17a には、Tanaka *et al.* (2004) によりコンパイルされた地殻熱流量の分布を示すが、上記の火山地域に沿う D90 が浅い領域では、地殻熱流量も高い。すなわち、これらの領域で D90 が浅いのは、地温勾配が高いことによると考えられる。

上記の火山地域に加えて、四国西部から紀伊半

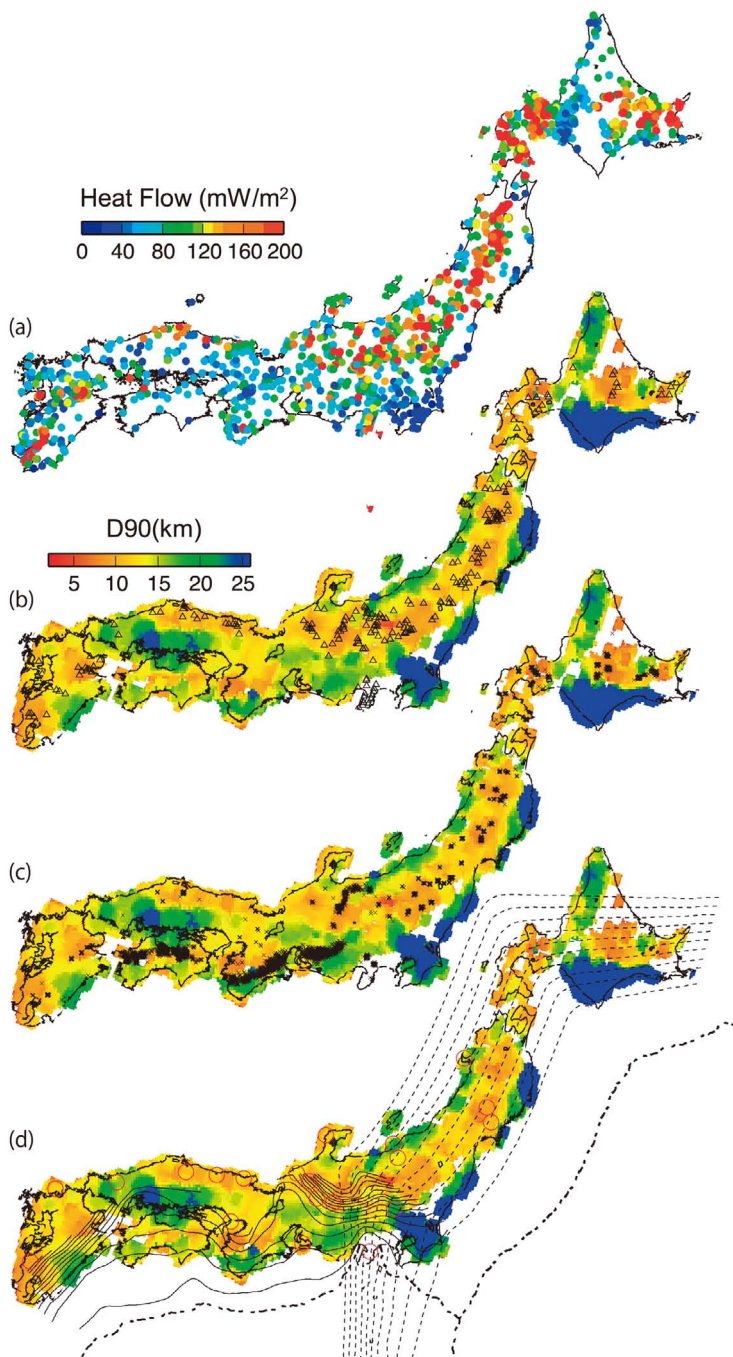


図 17 (a) 地殻熱流量の分布 (Tanaka *et al.*, 2004). 地殻熱流量をカラースケールで示す. (b) D90 と第四紀火山, (c) D90 と深部低周波地震, (d) D90 と $M > 6.5$ の地震の分布 (Omuralieva *et al.*, submitted). D90 をカラースケールで, 第四紀火山を三角で, 深部低周波地震を × で, $M > 6.5$ の地震を赤丸で示す. 太平洋スラブおよびフィリピン海スラブ上面の深さを破線および実線のコンターで示す.

Fig. 17 (a) Heat flow (Tanaka *et al.*, 2004), (b) D90 and Quaternary volcanoes, (c) D90 and deep low-frequency earthquakes and (d) D90 and large earthquakes (Omuralieva *et al.*, submitted). Heat flow values and D90 are shown by the color scale at the top of each figure. Quaternary volcanoes, deep low-frequency earthquakes, and $M > 6.5$ earthquakes occurring since 1926 are shown by triangles, crosses, and red circles, respectively. Depths to the upper surfaces of the Pacific and Philippine Sea slabs are shown by iso-depth contours of broken and solid lines, respectively, in (d).

島までの中央構造線に沿っても、D90 が浅い領域が帯状に分布する。ここでは地殻熱流量は必ずしも高くない (図 17a) ので、浅い D90 の原因

は温度ではない。図 17c には、深部低周波地震を × 印で示すが、この中央構造線に沿う地域を含め、日本列島全域で、深部低周波地震の発生域

では D90 が浅いという顕著な傾向がみてとれる。ここでプロットした深部低周波地震は、1つは陸域プレート内のモホ面付近の深さで発生するもの、もう1つは西南日本のプレート境界で発生するものであり、どちらも水がその発生に関わっていると推定されている (Hasegawa and Yamamoto, 1994; Obara, 2002)。したがって、D90 の浅い領域では、その直下に深部からの地殻流体の供給があると推定される。マグマが供給されれば温度が上昇し D90 が浅くなるであろうが、中央構造線のように、水が供給されて D90 が浅くなるのは容易には理解できない。この点については、さらなる検討が必要である。

いずれにしても、地殻流体が深部から供給され D90 が局所的に浅い地域は、地殻強度も弱いので、現在の東西方向の圧縮応力場の下で、下部地殻に短縮変形が集中し、その結果上部地殻で地震が発生することが期待される。図 17d には、1926 年以降の M6.5 以上の内陸浅発地震をプロットしてあるが、多くの地震が期待通り D90 の浅い領域で起こっているようにみえる。つまり、東北脊梁山地歪み集中帯と同様のことが他の地域でもみられるようである。

3) 震源断層直下に地殻流体が存在する観測的証拠

大きな地震が発生すると、余震観測のため稠密な臨時地震観測網が展開される。それにより決められた余震の震源分布は震源断層の位置・形状を推定する上で、鍵となる情報である。加えて、稠密な観測網は、震源断層およびその周辺域の 3 次元地震波速度構造を詳細にイメージすることを可能とする。近年発生した内陸地震の場合、このような臨時稠密地震観測網が展開されているので、詳細な 3 次元地震波速度構造が得られている。1995 年兵庫県南部地震 (M7.2)、2000 年鳥取県西部地震 (M7.2)、2003 年宮城県北部地震 (M6.4)、2004 年新潟県中越地震 (M6.8)、2007 年新潟県中越沖地震 (M6.8)、2007 年能登半島沖地震 (M6.9)、2008 年岩手・宮城内陸地震 (M7.2) がそれらの地震である。いずれの地震の場合も、震源断層直下

の下部地殻が、顕著な低速度域になっていることが明らかになった (例えば、Hasegawa *et al.* (2009) 参照)。これらの低速度域は、速度低下量が大きく、その成因として岩石の種類の違いなどだけではとても説明できない。このような深さでは、地殻流体の存在は地震波速度を低下させる。すなわち、これらの地域でも震源断層の直下の下部地殻に地殻流体が存在することを示唆している。

地殻流体が存在すれば、そこでは地震波が低速度になるだけでなく、電気比抵抗も低くなる。近年、MT 探査により、多くの地域で、測線に沿った 2 次元鉛直断面での比抵抗構造が求められるようになってきた。例えば、Wannamaker *et al.* (2009) は、ニュージーランド南島北部で島弧を横断する測線に沿って比抵抗分布を求めた。その結果、互いに平行に複数存在する上部地殻内の活断層のそれぞれに対応して、それらの直下の下部地殻に低比抵抗域が分布することを示した。ここでも、マントルウェッジから上昇してきた地殻流体が、これらの断層の活動に密接に関わっていることを示している。

同様に、地殻流体が地震発生に密接に関わっていると推定させる観測事実は、プレート境界断層であるトランスフォーム断層でも得られている。すなわち、トルコの北アナトリア断層をまたぐ測線、米国のサンアンドレアス断層をまたぐ測線に沿う比抵抗の分布から、どちらの場合も、震源断層の直下の下部地殻に顕著な低比抵抗域が分布することが明らかになった (Tank *et al.*, 2005; Becken *et al.*, 2008)。これは、沈み込み帯だけでなく、他の地域でも、地震発生には地殻流体が普遍的に関わっている可能性を示すものである。

上記のように、最近の研究によると、どうやら、震源断層の直下の下部地殻には地震波低速度域・低比抵抗域があるという、普遍的な傾向が認められるようである。それは、深部から上昇してきた地殻流体が下部地殻の強度を弱体化させ、それが上部地殻に応力集中を生じ、地震を発生させるという、V 章 1) 節で紹介した内陸地震の発生モデルを支持するものである。

4) 上部地殻のどこが壊れるか? : 過剰間隙流体圧とフォールトバルブモデル

内陸地震は、地殻流体により下部地殻が弱化している場所の上部地殻で発生するようである。では、そのような場所の上部地殻のうち、そのどこが震源断層として壊れる(すべる)のであろうか? 最近の内陸地震の観測結果は、それについても重要な情報を提供しつつある。

最近東北日本に発生した内陸地震について、精密な余震分布から推定された震源断層をみると、2007年新潟県中越沖地震の主断層を除いて、いずれの場合も傾斜角 $40 \sim 60^\circ$ という高角の震源断層をもつ。現在の応力場がほぼ東西方向に水平な最大圧縮応力軸をもつことを考えると、断層面として、より低角の面を選択しそうであるが、そうではない。それは、これらの地震が、日本海拡大時につくられた正断層の、逆断層としての再活動であることの現れである。

Sibson (2009) は、このような高角の断層が現在の圧縮応力場で再活動するための条件を、*intact rock* の破壊条件と既存断層の破壊条件とを用いて検討した。そして、いくつかの仮定のもとに、新しい断層をつくらずに高角の既存断層を再活動させるには、間隙流体圧比がどの程度であればよいかを調べた。それによると、例えば傾斜角 50° の断層を再活動させるには、間隙流体圧比 λ が、0.8 程度より大きいことが必要である。すなわち、例えば 2003 年宮城県北部地震では地震発生前に $\lambda > \sim 0.8$ となっていたと推定される。

というわけで、東北日本では、高角の正断層の再活動として、現在の内陸地震が起こっており、それを可能としているのは、震源断層に沿って、例えば $\lambda > \sim 0.8$ などという過剰間隙流体圧の状態になっていることがあげられる。言い換えると、 30° 程度の傾斜角で新しい断層面をつくって破壊する場合の強度より、過剰間隙流体圧のため低下した既存断層の強度の方が小さいということである。地殻流体が既存の断層に沿って浸透して過剰間隙流体圧となり、既存断層の強度を弱める効果が、現在のインバージョンテクトニクスを可能としていると考えられる。

Sibson (1990) は、浅い内陸地震の発生モデルとして、フォールトバルブモデル (Fault-valve model) を提唱した (図 16b)。すなわち、地震発生サイクルとして、(1) 下部地殻から既存断層帯に沿って地殻流体が浸透する。(2) それは、ある深さでシールされる。(3) 地殻流体の供給は続き過剰間隙流体圧となり、断層の強度が徐々に下がる。(4) 一方、応力は徐々に増加し、ついに応力が強度に達すると断層に沿ってすべりが生じる、すなわち、地震発生である。(5) 地震によりシールは破れ、地殻流体は浅部に抜ける。(6) その後、再びシールされ、次のサイクルへと入る。どうやら、内陸地震の場合、このような発生サイクルが、実際に生じているようである。ここで示した例だけでなく、過剰間隙流体圧となっていることを支持する、あるいは上部地殻に地殻流体が上昇する様子を示すと考えられる観測事実は決して少なくないからである。以下にいくつかの例を示す。

実は、同様に最大主応力軸が断層面と高角をなす例は、すでにサンアンドレアス断層で見いだされ、それは断層の強度がきわめて弱いためとされている (Zoback *et al.*, 1987; Mount and Suppe, 1992)。断層の強度を低下させる原因として、種々の議論が行われてきた。これまでの研究から、(1) 断層帯に沿う過剰間隙流体圧、(2) 断層ガウジ、(3) *dynamic weakening* の効果のいずれかであろうとされているが、そのうち最も有力な考え方は過剰間隙流体圧である (Hardebeck and Hauksson, 2001)。

東北脊梁山地や長町・利府断層では、地殻中部に S 波反射面が存在することが知られている (Hasegawa *et al.*, 1991; 堀ほか, 2004)。日光・足尾地域の地震を直上の観測網で捉えた地震記録の例を図 18a に示すが、S 波の後に明瞭な後続波が認められる。これらの後続波は、地殻中部に存在する薄いシル状の流体層からの反射波であると解釈された。それらはほぼ水平に広がり、厚さはおおよそ $50 \sim 100$ m 程度と見積もられた (Matsumoto and Hasegawa, 1996; Umino *et al.*, 2002)。図 18b には、東北脊梁山地に沿って分布する S 波反射面 (堀ほか, 2004) を示す。S 波反

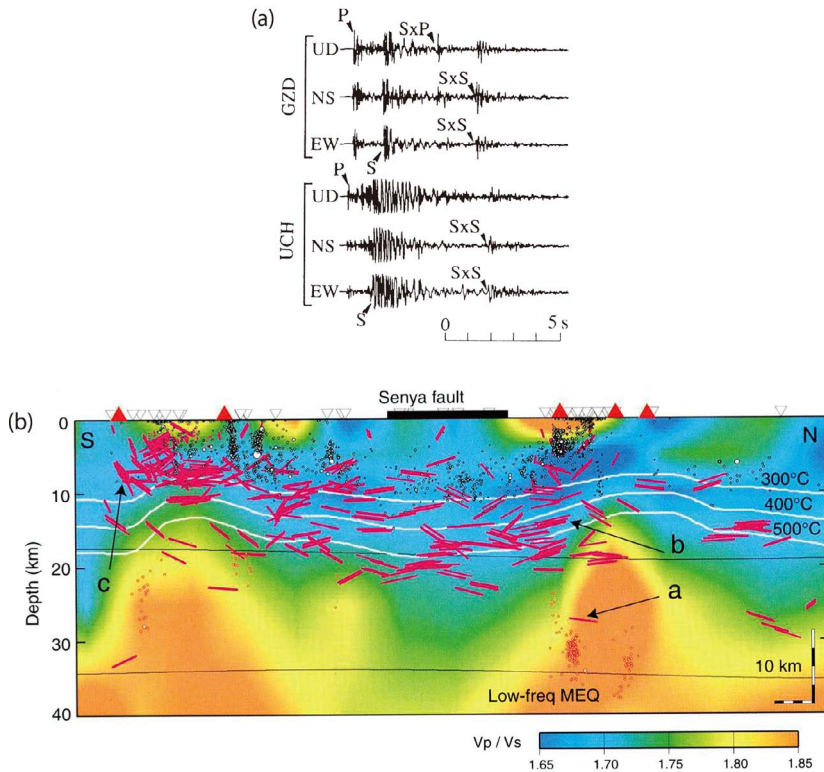


図 18 (a) 反射 S 波の記録例, (b) S 波反射面の分布 (堀ほか, 2004). S 波反射面の位置を V_p/V_s 比の南北鉛直断面に桃色の実線で示す. 白線は等温線, 黒点は通常の浅発地震, 赤点は深部低周波地震. 図上部の赤三角は火山, 太実線は千屋断層. V_p/V_s 比をカラスケールで示す.

Fig. 18 (a) Examples of seismograms showing reflected phases $S \times S$ and $S \times P$ at stations in the Nikko-Ashio area. (b) NS vertical cross-section of V_p/V_s ratio and S-wave reflectors (Hori *et al.*, 2004). V_p/V_s ratio is shown by the color scale at the bottom. S-wave reflectors are shown by red lines. Red and black dots are deep low-frequency earthquakes and ordinary shallow earthquakes, respectively. Two thin lines denote the Conrad and Moho discontinuities. White lines show isothermal contours. Solid line and red triangles at the top denote the locations of Senya Fault and active volcanoes, respectively.

射面の多くが, 地震発生層の下限, すなわち脆性-延性境界より深い, 地殻中部に集中して分布することがわかる. 圧縮応力場にある東北日本では, 最小主応力軸は, ほぼ鉛直を向く. したがって, 流体層は水平に広がることを期待される. ただし, 流体層としてある程度の広がりを持つためには, 間隙流体圧が高くなっている必要がある. その意味で, S 波反射面の存在は, その深さで過剰間隙流体圧となっていることを示す, 有力な観測的証拠の 1 つといえる.

あたかも地殻流体が断層帯に沿って浸透しているかのように, 断層帯に沿う顕著な地震波低速度

域も地震波トモグラフィで検出されている. 図 19a は 2004 年新潟県中越地震の震源断層およびその周辺域の P 波速度構造であるが, 破線で示す震源断層に沿って低速度域が分布している様子がみてとれる (Okada *et al.*, 2006). Sibson (2007) は, この速度構造イメージから, 図 19b に模式的に示すように, 過剰間隙流体圧になっている領域の広がりを推測した.

同様に, 下部地殻に分布する地殻流体が, 断層帯に沿って浸透し上部地殻へと上昇する様子は, 1962 年宮城県北部地震の震源域の速度構造イメージにもみられる (図 20a; Nakajima and Hasegawa

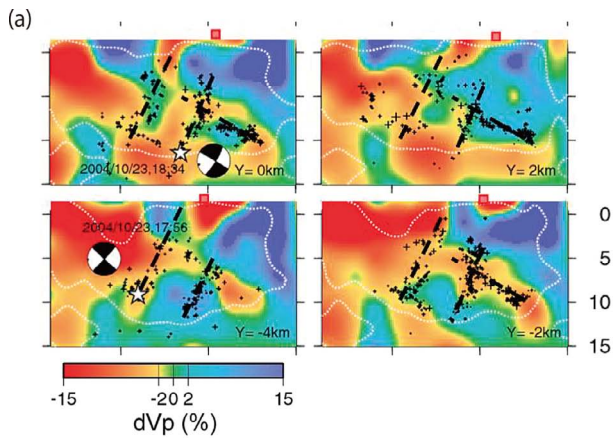


図 19 (a) 2004 年新潟県中越地震震源域の P 波速度構造 (Okada *et al.*, 2006). P 波速度偏差を鉛直断面上にカースケールで示す. 星印は本震および最大余震の震源, 黒点は余震震源. 本震および最大余震の断層面を破線で示す. (b) 2004 年新潟県中越地震震源断層の鉛直断面模式図 (Sibson, 2007). 断層面に沿って過剰間隙圧の領域が広がる.

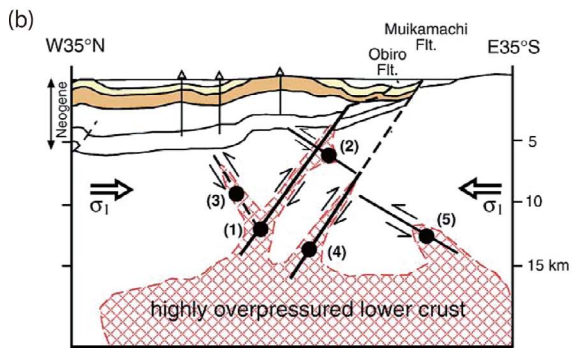


Fig. 19 (a) Across-fault vertical cross-sections of P-wave velocity in the focal area of the 2004 *M*6.8 Niigata Chuetsu earthquake (Okada *et al.*, 2006). P-wave velocity perturbations are shown by the color scale at the bottom. White stars are the main shock and largest aftershock hypocenters. Black dots are other aftershocks. Fault planes of the main shock and the largest aftershock are shown by broken lines. (b) Schematic figure showing over-pressured areas distributed along the fault planes of the Niigata Chuetsu earthquake and its large aftershocks (Sibson, 2007).

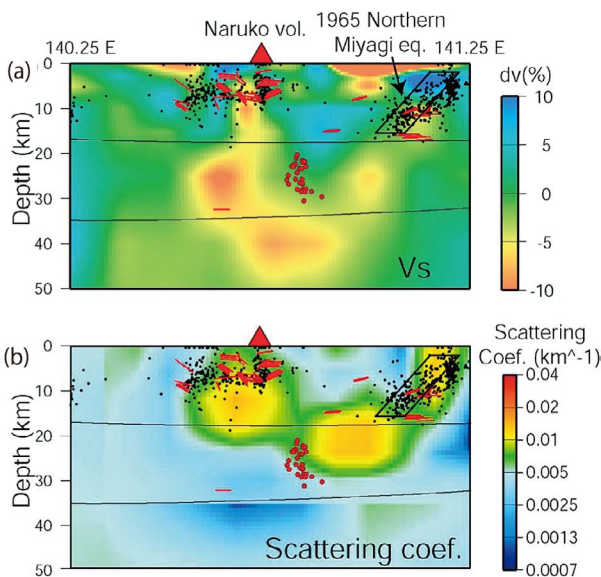


図 20 (a) 1962 年宮城県北部地震震源域における S 波速度 (Nakajima and Hasegawa, 2003b) と (b) 散乱係数 (Asano *et al.*, 2004) の分布. S 波速度偏差と散乱係数を震源断層を横切る鉛直断面上にカースケールで示す. 浅発地震を黒点で, 深部低周波地震を赤点で示す. 菱形は 1962 年宮城県北部地震の震源断層. 図上部の赤三角は鳴子火山.

Fig. 20 (a) Across-fault vertical cross-sections of (a) S-wave velocity perturbations (Nakajima and Hasegawa, 2003b) and (b) scattering coefficients (Asano *et al.*, 2004) in the focal area of the 1962 *M*6.5 northern Miyagi earthquake. S-wave velocity perturbations and scattering coefficients are shown by the color scale to the right of each figure. The fault plane of the earthquake is shown by parallelograms. Red and black dots are deep low-frequency earthquakes and ordinary shallow earthquakes, respectively. Red lines denote S-wave reflectors. Red triangles at the top show the locations of active volcanoes

(2003b))。図から、低速度域が、下部地殻から余震の集中する震源断層に沿って上部地殻へと続いている様子がみてとれる。さらに、図 20b に示すように、地殻流体の分布域は散乱係数の 3 次元構造からもみえそうである (Asano *et al.*, 2004)。地震波低速度域に対応するように、散乱係数の大きな領域が、震源断層に沿って下部地殻から上部地殻へと続いている。

以上のように、上部地殻のどこが壊れるかを決める上でも、地殻流体が重要な役割を果たしているように思われる。

VI. おわりに

本稿では、沈み込み帯で発生するおもな 3 つのタイプの地震、すなわち、スラブ内地震、プレート境界地震、内陸地震について、その発生機構、およびそれと密接に関わると推定される島弧マグマの生成上昇過程を、主として地震観測データから得られた最近の研究成果に基づいて議論した。これらの地震の発生機構の理解には、さらなる検証が必要であるのはもちろんであるが、いずれにしても、どのタイプの地震も、地殻流体がその発生にきわめて重要な役割を果たしているらしいことは間違いないように思われる。この観点に立って検証をさらに進めることにより、今後、地震発生機構の理解が一段と進み、それが地震発生予測の高度化に結びつくことを願っている。

謝 辞

本研究は、文部科学省による「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」、東北大学グローバル COE プログラム「変動地球惑星学の統合教育研究拠点」、科学研究費補助金新学術領域研究「地殻流体：その実態と沈み込み変動への役割」の支援を受けました。また、編集委員の佐野 修氏と二人の匿名の査読者からいただいたコメントは、本稿を改善する上で大変役立ちました。記して謝意を表します。

文 献

Abdelwahed, M.F. and Zhao, D. (2007): Deep structure of the Japan subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **162**, 32–52.
Asano, Y., Obara, K., Nakajima, J. and Hasegawa, A.

(2004): Inhomogeneous crustal structure beneath northern Miyagi prefecture, northeastern Japan, imaged by coda envelope inversion: Implication for fluid distribution. *Geophysical Research Letters*, **31**, doi:10.1029/2004GL021261.
Audet, P., Bostock, M.G., Christensen, N.I. and Peacock, S.M. (2009): Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, **457**, 76–78, doi:10.1038/nature07650.
Becken, M., Ritter, O., Park, S.K., Bedrosian, P.A., Weckmann, U. and Weber, M. (2008): A deep crustal fluid channel into the San Andreas Fault system near Parkfield, California. *Geophysical Journal International*, **173**, 718–732, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03754.x.
Bilek, S.L. and Lay, T. (2002): Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability. *Geophysical Research Letter*, **29**, 14, doi:10.1029/2002GL015215.
Brudzinski, M.R., Thurber, C.H., Hacker, B.R. and Engdahl, E.R. (2007): Global prevalence of double Benioff zones. *Science*, **316**, 1472–1474.
Dixon, T.H. and Moore, J.C. (2007): *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults. Margins Theoretical Institute and Experimental Earth Science Series*. Columbia University Press, New York.
Dragert, H., Wang, K. and James, T.S. (2001): A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, **292**, 1525–1528.
Engdahl, E.R., van der Hilst, R. and Bauland, R. (1998): Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletine of Seismological Society of America*, **88**, 722–743.
Fagereng, A. and Ellis, S. (2009): On factors controlling the depth of interseismic coupling on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, **278**, 120–130.
Frohlich, C. (2006): *Deep Earthquakes*. Cambridge University Press, New York, 573p.
Gorbatov, A., Domínguez, J., Suárez, G., Kostoglodov, V., Zhao, D. and Gordeev, E. (1999): Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula. *Geophysical Journal International*, **137**, 269–279, doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.t01-1-00801.x.
Griggs, D.T. and Handin, J. (1960): Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes, in *Rock Deformation* edited by Griggs, D.T. and Handin, J., *Geological Society of America Memoir*, **79**, 347–373.
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 Hollo-

- way, 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.
- Hardebeck, J. and Hauksson, E. (2001): Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics. *Journal of Geophysical Research*, **106** (B10), 21859–21882.
- Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004): Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism. in *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics* edited by Sparks, R.S.J. and Hawkesworth, C.J., *Geophysical Monograph Series*, AGU, **150**, 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-planned 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., 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** (1–4), 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.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Uchida, N., Okada, T., Zhao, D., Matsuzawa, T. and Umino, N. (2009): Plate subduction, and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observations: An overview. *Gondwana Research*, **16**, 370–400.
- Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. and Matsuura, M. (2009): Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion. *Nature Geoscience*, **2**, 141–144, doi:10.1038/NGeo421.
- Hobbs, B.E. and Ord, A. (1988): Plastic instabilities-implications for the origin of intermediate and deep focus earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 10521–10540.
- 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, 第2輯, **56**, 435–446. [Hori, S., Umino, N., Kono, T. and Hasegawa, A. (2004): Distinct S-wave reflectors (bright spots) extensively distributed in the crust and upper mantle beneath the northeastern Japan Arc. *Journal of the Seismological Society of Japan*, **56**, 435–446.]
- Ide, S., Shelly, D.R. and Beroza, G.C. (2007): Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface. *Geophysical Research Letters*, **34**, L03308, doi: 10.1029/2006GL028890.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2003): Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 10.1029/2002JB001920.
- Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y. and Shiozaki, I. (2002): Water weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 245–253.
- Iio, Y., Sagiya, T. and Kobayashi, Y. (2004): Origin of the concentrated deformation zone in the Japanese Islands and stress accumulation process of intraslab earthquakes. *Earth, Planets and Space*, **56**, 831–842.
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S. and Hirose, H. (2007): Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, **315**, 503–506.
- Iwamori, H. (1998): Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 65–80.
- Iwamori, H. (2000): Deep subduction of H₂O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 41–61.
- Kato, A., Idaka, T., Ikuta, R., Yoshida, Y., Katsumata, K., Iwasaki, T., Sakai, S., Thurber, C., Tsumura, N., Yamaoka, K., Watanabe, T., Kunitomo, T., Yamazaki, F., Okubo, M., Suzuki, S. and Hirata, N. (2010): Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes. *Geophysical Research Letters*, **37**, doi:10.1029/2010GL043723.
- Kawakatsu, H. and Watada, S. (2007): Seismic evidence for deep water transportation in the mantle. *Science*, **316**, 1468–1471.
- Kelemen, P.B. and Hirth, G. (2007): A periodic shear-heating mechanism for intermediate-depth earthquakes in the mantle. *Nature*, **446**, 787–790, doi:10.1038/nature05717.
- Kimura, G. (1986): Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril arc. *Geology*, **14**, 404–407.
- Kirby, S.H. (1995): Intraslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere. *U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991–1994. Reviews of Geophysics*, **33** (suppl.), 287–297.

- 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.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J. and Matsuzawa, T. (2010a): Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth and Planetary Science Letters*, **290**, 415-426.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J. and Matsuzawa, T. (2010b): Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between the upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan. *Tectonophysics*, **496**, 68-82, doi:10.1016/j.tecto.2010.10.010.
- Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J.-O., Iwasaki, T. and Kaneda, Y. (2004): High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough. *Science*, **304**, 1295-1298.
- Kondo, H., Kaneko, K. and Tanaka, K. (1998): Characterization of spatial and temporal distribution of volcanoes since 14 Ma in the Northeast Japan arc. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **43**, 173-180.
- Lamb, S. (2006): Shear stresses on megathrusts: Implications for mountain building behind subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B07401, doi:10.1029/2005JB003916.
- Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K. (2009): High-VP/Vs zone accompanying non-volcanic tremors and slow-slip events beneath southwestern Japan. *Tectonophysics*, **472**, 6-17.
- Matsumoto, S. and Hasegawa, A. (1996): Distinct S-wave reflector in the mid-crust beneath Nikko-Shirane volcano in the northeastern Japan arc. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 3067-3083.
- Matsuzawa, T., Igarashi, T. and Hasegawa, A. (1999): Characteristic small earthquake sequence off Sanriku, Japan. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **80** (46), F724.
- Matsuzawa, T., Igarashi, T. and Hasegawa, A. (2002): Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan. *Geophysical Research Letters*, **29**(11), doi:10.1029/2001GL014632.
- McKenzie, D.P. (1969): Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **18**, 1-32.
- Miura, M., Sato, T., Hasegawa, A., Suwa, Y., Tachibana, K. and Yui, S. (2004): Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc. *Earth, Planets and Space*, **56**, 1347-1355.
- Moore, D.E., Lockner, D.A., Shengli, M., Summers, R. and Byerlee, J.D. (1996): Strength of crysotile-serpentine gouge under hydrothermal conditions: Can it explain a weak San Andreas fault?. *Geology*, **24**, 1041-1044.
- Mount, V.S. and Suppe, J. (1992): Present-day stress orientations adjacent to active strike-slip faults; California and Sumatra. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 11995-12013.
- Nadeau, R.M. and Guilhem, A. (2009): Nonvolcanic tremor evolution and the San Simeon and Parkfield, California, Earthquakes. *Science*, **325**, 191-193, doi:10.1126/science.1174155.
- Nadeau, R.M. and Johnson, L.R. (1998): Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**, 790-814.
- Nadeau, R.M. and McEvilly, T.V. (1999): Fault slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes. *Science*, **285**, 718-721.
- 永井理子・菊池正幸・山中佳子 (2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—。地震, 第2輯, **54**, 267-280. [Nagai, R., Kikuchi, M. and Yamanaka, Y. (2001): Comparative study on the source processes of recurrent large earthquakes in Sanriku-oki region: The 1968 Tokachi-oki earthquake and the 1994 Sanriku-oki earthquake. *Journal of the Seismological Society of Japan*, **54**, 267-280.]
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2003a): Estimation of thermal structure in the mantle wedge of northeastern Japan from seismic attenuation data. *Geophysical Research Letters*, **30**(14), 1760, doi:10.1029/2003GL017185.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2003b): Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **127**, 1-18.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007a): Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, **254**, 90-105.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007b): Deep crustal structure along the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan: Its origin and segmentation. *Earth, Planets and Space*, **59**, e5-e8.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001): 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., 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.
- Nakajima, J., Tsuji, Y. and Hasegawa, A. (2009a): Seismic evidence for thermally-controlled dehydration reaction in subducting oceanic crust. *Geophysical Research Letters*, **36**, L03303, doi:10.1029/2008GL036865.
- Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A. (2009b): Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- Nakajima, J., Tsuji, Y., Hasegawa, A., Kita, S., Okada, T. and Matsuzawa, T. (2009c): Tomographic imaging of hydrated crust and mantle in the subducting Pacific slab beneath Hokkaido, Japan: Evidence for dehydration embrittlement as a cause of intraslab earthquakes. *Gondwana Research*, **16**, 470–481.
- Obara, K. (2002): Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679–1681, doi:10.1126/science.1070378.
- Obara, K. and Hirose, H. (2006): Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics*, **417**, 33–51.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F. and Kasahara, K. (2004): Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, **31**, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.
- Ogawa, M. (1987): Shear instability in a viscoelastic material as the cause of deep focus earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 13801–13810.
- Okada, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2003): Comparison of source areas of $M 4.8 \pm 0.1$ earthquakes off Kamaishi, NE Japan—Are asperities persistent feature?. *Earth and Planetary Science Letters*, **213**, 361–374.
- Okada, T., Yaginuma, T., Umino, N., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., Zhang, H. and Thurber, C.H. (2006): Detailed imaging of the fault planes of the 2004 Niigata-Chuetsu, central Japan, earthquake sequence by double-difference tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**, 32–43.
- Omori, S., Kita, S., Maruyama, S. and Santosh, M. (2009): Pressure-temperature conditions of ongoing regional metamorphism beneath the Japanese Islands. *Gondwana Research*, **16**, 458–469.
- Peacock, S.M. (2001): Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle?. *Geology*, **29**, 299–302.
- Peacock, S.M. and Wang, K. (1999): Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, **286**, 937–939.
- Peng, Z. and Gomberg, J. (2010): An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geoscience*, **3**, 599–607.
- Raleigh, C.B. and Paterson, M.S. (1965): Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **70**, 3965–3985.
- Reinen, L.A., Weeks, J.D. and Tullis, T.E. (1991): The frictional behavior of serpentinite: Implications for aseismic creep on shallow crustal faults. *Geophysical Research Letters*, **18**, 1921–1924.
- Reynard, B., Nakajima, J. and Kawakatsu, H. (2010): Earthquakes and plastic deformation of anhydrous slab mantle in double Wadati-Benioff zones. *Geophysical Research Letters*, **37**, L24309, doi:10.1029/2010GL045494.
- Reyners, M. and Eberhart-Phillips, D. (2009): Small earthquakes provide insight into plate coupling and fluid distribution in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, **282**, 299–305.
- Rogers, G. and Dragert, H. (2003): Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, **300**, 1942–1943.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000): Continuous GPS array and present day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 2303–2322.
- Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K. and Harder, S. (2005): Earthquake source fault beneath Tokyo. *Science*, **309**, 462–464.
- Scholz, C.H. (1998): Earthquakes and friction laws. *Nature*, **391**, 37–42.
- Seno, T. (2003): Fractal asperities, invasion of barriers, and interplate earthquakes. *Earth, Planets and Space*, **55**, 649–665.
- Seno, T. (2009): Determination of the pore fluid pressure ratio at seismogenic megathrusts in subduction zones: Implications for strength of asperities and Andean-type mountain building. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B05405, doi:10.1029/2008JB005889.
- 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*, AGU, Washington, D.C., **96**, 347–355.
- Seno, T. and Yamasaki, T. (2003): Low-frequency tremors, intraslab and interplate earthquakes in Southwest Japan— From a view point of slab dehydration. *Geophysical Research Letters*, **30**, doi:10.1029/2003GL018349.
- Shelly, D.R. (2009): Possible deep fault slip preceding

- the 2004 Parkfield earthquake inferred from detailed observations of tectonic tremor. *Geophysical Research Letters*, **36**, L17318, doi:10.1029/2009GL039589.
- Shelly, D.R., Beroza, G.C., Ide, S. and Nakamura, S. (2006): Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, **442**, 188-191, doi:10.1038/nature04931.
- 清水以知子 (2010): 沈み込むスラブの二重震発面と蛇紋岩の脱水不安定性. 月刊地球, **32**, 162-166. [Shimizu, I. (2010): Double seismic zone in subducting slabs and dehydration instability of serpentinites. *Chikyū Monthly*, **32**, 162-166.]
- Sibson, R.H. (1986): Earthquakes and rock deformation in crustal fault zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **14**, 149-175.
- Sibson, R.H. (1990): Rupture nucleation on unfavorably oriented faults. *Bulletine of the Seismological Society of America*, **80**, 1580-1604.
- Sibson, R.H. (2007): An episode of fault-valve behaviour during compressional inversion? The 2004 MJ6.9 Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **257**, 188-199.
- Sibson, R.H. (2009): Rupturing in overpressured crust during compressional inversion—The case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics*, **473**, 404-416.
- Song, T.-R.A., Helmberger, D.V., Brudzinski, M.R., Clayton, R.W., Davis, P., Perez-Campos, X. and Singh, S.K. (2009): Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico. *Science*, **324**, 502-506.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002): Hot fingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **197**, 105-116.
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y. and Sasada, M. (2004): Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth, Planets and Space*, **56**, 1191-1194.
- Tank, S.B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Kemal Tunçer, M., Çelik, C., Tolak, E. and Işıkara, A.M. (2005): Magnetotelluric imaging of the fault rupture area of the 1999 İzmit (Turkey) earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **150**, 213-225.
- Tse, S.T. and Rice, J.R. (1986): Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 9452-9472.
- Tsuji, Y., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008): Tomographic evidence for hydrated oceanic crust of the Pacific slab beneath northeastern Japan: Implications for water transportation in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, **35**, L14308, doi:10.1029/2008GL034461.
- 津村建四朗 (1973): 関東地方の微小地震活動. 関東大地震 50 周年論文集, 67-87. [Tsumura, K. (1973): Microearthquake activity in the Kanto District. *Publications for the 50th Anniversary of the Great Kanto Earthquake, 1923*. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 67-87.]
- Uchida, N., Matsuzawa, T., Igarashi, T. and Hasegawa, A. (2003): Interplate quasistatic slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, **30**, doi:10.1029/2003GL017452.
- Uchida, N., Nakajima, J., Hasegawa, A. and Matsuzawa, T. (2009): What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **283**, 111-121.
- 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. [Umino, N. and Hasegawa, A. (1975): On the two-layered structure of a deep seismic plane in the northeastern Japan arc. *Journal of the Seismological Society of Japan*, **28**, 125-139.]
- Umino, N., Ujikawa, H., Hori, S. and Hasegawa, A. (2002): Distinct S-wave reflectors (bright spots) detected beneath the Nagamachi-Rifu fault, NE Japan. *Earth, Planets and Space*, **54**, 1021-1026.
- van Keken, P.E., Kiefer, B. and Peacock, S. (2002): High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry Geophysics and Geosystems*, **3**, 1056, doi:10.1029/2001GC 000256.
- Wang, Z. and Zhao, D. (2005): Seismic imaging of the entire arc of Tohoku and Hokkaido in Japan using P-wave, S-wave and sP depth-phase data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **152**, 144-162.
- Wannamaker, P.E., Caldwell, T.G., Jiracek, G.R., Maris, V., Hill, G.J., Ogawa, Y., Bibby, H.M., Bennie, S.L. and Heise, W. (2009): Fluid and deformation regime of an advancing subduction system at Marlborough, New Zealand. *Nature*, **460**, 733-736.
- Yamamoto, Y., Hino, R., Nishino, M., Yamada, T., Kanazawa, T., Hashimoto, T. and Aoki, G. (2006): Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, **33**, doi:10.1029/2005GL025619.
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2003): Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves. *Earth, Planets and Space*, **55**, e21-e24.
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2004): Asperity map along the subduction zones in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B07307, doi:10.1029/

2003JB002683.

- Yamasaki, T. and Seno, T. (2003): Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi:10.1029/2002JB001918.
- 篠田高広・趙 大鵬・長谷川 昭 (2010): 遠地地震トモグラフィーによる日本列島下のマントル構造. 日本地震学会 2010 年秋季大会講演予稿集, 175. [Yanada, T., Zhao, D. and Hasegawa, A. (2010): Teleseismic tomography of the mantle structure under the Japan Islands. *Programme and Abstracts of the Seismological Society of Japan, 2010 Fall Meeting*, 175.]
- 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.
- Zhang, H., Thurber, C.H., Shelly, D., Ide, S., Beroza, G.C. and Hasegawa, A. (2004): High-resolution subducting-slab structure beneath northern Honshu, Japan, revealed by double-difference tomography. *Geology*, **32**, 361–364.
- 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., Christensen, D. and Pulpan, H. (1995): Tomographic imaging of the Alaska subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B4), 6487–6504.
- Zhao, D., Xu, Y., Wiens, D.A., Dorman, L., Hildebrand, J. and Webb, S. (1997): Depth extent of the Lau Back-Arc spreading center and its relation to subduction processes. *Science*, **278**, 254–257.
- Zhao, D., Wang, Z., Umino, N. and Hasegawa, A. (2009): Mapping the mantle wedge and interplate thrust zone of the northeast Japan arc. *Tectonophysics*, **467**, 89–106.
- Zoback, M.D., Zoback, M.L., Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Oppenheimer, D., Reasenber, P., Jones, L., Raleigh, C.B., Wong, I.G., Scotti, O. and Wentworth, C. (1987): New evidence on the state of stress of the San Andreas Fault system. *Science*, **238**, 1105–1111.

(2011 年 1 月 28 日受付, 2011 年 6 月 7 日受理)