

プレート境界の構造と境界変成岩科学

鳥海光弘* 笠原順三**

Seismic Structure and Metamorphism of the Plate Boundary Zone

Mitsuhiro TORIUMI* and Junzo KASAHARA**

Abstract

Recent progress of seismic studies on plate boundary structures gives us impressive features with sporadic seismic reflectors and splay-type large faults found near and on the subducting plate boundary, which show the complicated geomorphology derived from the faults and subducting oceanic island and ridge. Seismic activity within the slab together with overriding sedimentary and metamorphic rocks also strongly suggests fractures due to dehydration reactions. Further, the finding of incompatibility among strong seismic reflections and strong seismic activity and/or the asperity along the plate boundary leads us to imagine that the free fluid occupying many cracks might control differences between the asperity and the non-asperity of the plate boundary. In this paper, we briefly review this recent progress in seismic and material sciences from field research on plate boundary structure and dynamics.

Key words : plate boundary, plate boundary seismic reflection, non-asperity, asperity, ultra high-pressure metamorphism, plate boundary metamorphism

キーワード : プレート境界, プレート境界反射波, 非アスペリティ, アスペリティ, 超高压変成作用, 境界変成作用

I. 序 論

最近のプレート境界域での研究は、社会的なこの分野の研究に対する強い要請を追い風として急速に進展し、多くの衝撃的な事実を明らかにしている。すなわち、コンピュータ技術の進歩に支えられて、海域ではより高精度の反射法地震探査や多数の海底地震計アレーによる屈折法地震探査が、陸域では多数の観測点を配置しての地震波トモグラフィがおこなわれるようになり、境界

付近における微細な地震波速度構造が得られるようになった。また海底での電磁気観測や電磁気学的データ解析により、プレート境界付近の比抵抗構造が見えてきた。その結果、従来はプレート沈み込み域では沈み込む角度や付加体の形成、スラブの形成年代などの大枠が巨大地震などとの関連で議論され、境界部の物質科学的構造やその時間変化については想像の域をでない状況であったが、最近では、1) 巨大地震が同じような震源域(アスペリティ)で繰り返し起きること、2) プ

* 東京大学新領域創成科学研究科, 海洋科学研究開発機構

** 日本原子力研究開発機構東濃地科学センター, 静岡大学理学部, 日本大陸棚調査株式会社

* Graduate School of Frontier Science, University of Tokyo/JAMSTEC

** JAEA, Tono Geoscience Center, University of Shizuoka and Japan Continental Shelf Survey, Co. Ltd

レート境界付近に多数の地震波反射面が存在すること、3) 地震波速度の場所による不均質性、4) くさび状マントル(沈み込み境界と陸側マントルが接するくさび状の部分) 付近における大きなポアソン比域の存在、5) 境界面の幾何学的凹凸、6) プレート内2重地震面、7) マグマ活動とは考えられない常時性微動(tremor と呼ぶ)の存在、などが相次いで発見され、現在これらの観測事実がどのような物質の性質や構造に由来するかなどが議論される段階に到達してきている。アスペリティとは本来「面の凹凸」の意味であるが、地震学では巨大地震を起こす能力が有るような海陸プレート境界が強く固着した(プレート間のカップリングが強い)プレート境界の部分を目指す。

一方、地質学的にはプレート境界部に特徴的な岩石である変成岩の研究も大きな変貌を遂げている。熱力学的に厳密でかつ仮定の少ない逆解析とよぶ手法により、変成岩の温度や圧力履歴を精細に決定することが可能となり、地表の岩石を分析することにより、深部への沈み込み過程(前進過程:=(prograde metamorphism)での変成作用から上昇過程(後退変成過程:retrograde metamorphism)における温度・圧力変化を分離することに成功した。また、最近ではそれらに加えて、前進型変成作用の過程での脱水反応の進行、そして、後退変成過程に伴う大量の吸水反応の進行が明らかにされ、変成作用の解析から沈み込み境界における化学・力学過程のなかで脱水・吸水過程が解読可能になってきた。

変成岩研究からのもうひとつの大きな衝撃は“超高压変成岩”の研究から得られている。超高压変成岩と呼ばれる岩石は地殻や付加体が深さ100 kmを越すマントルまでスラブとともに沈み込み、その後大規模にかつ急速度で上昇したことが明らかとなった。したがって、そのような変成岩の上昇過程は従来のコーナー流モデルや付加体の底付けモデルでは実現が困難で、新たに変成岩体のウェッジ・エクストルージョンモデル(wedge extrusion model; 沈み込みプレート境界に沿い、沈み込んだ変成岩が、プレートの浮力により押し出されて海溝部付近まで上昇するとす

るモデル)や、岩脈として変成岩体が固体のまま薄い板状に貫入するという岩脈モデルが提案された。

最近ではこれらの活動的な沈み込みプレート境界におけるさまざまな地震学的研究成果と、それとは独立な変成岩の観測的あるいは鉱物学的な最新の研究結果とが比較検討され始めた。すでにこうした研究分野を「観測的変成岩科学」として展開しようとする動きもある(鳥海, 2004a)。そこで、本稿ではプレート境界付近の物質構造についての両者の最近の成果をまとめ、今後のプレート沈み込み境界部研究の展開を眺望しよう。地震活動と沈み込み過程に対する水の関わり方については「地震発生と水」(笠原ほか, 2003b)を参照されたい。

II. 沈み込みプレート境界における地殻・マントルの詳細構造

1. アスペリティ

従来の考えによれば、日本海溝や千島海溝、アリューシャン海溝のように年間数 cm で沈み込むような海洋プレートと陸側のプレートの境界では、巨大地震が起きた後、数十年の間巨大地震が起きないような場所は地震空白域であるとされた(Mogi, 1979)。数十年前の巨大地震の震源は正確にわからないこともあって、深さ数十 km に至るような場所ではいたる所で巨大地震が発生すると考えられていた。しかし、巨大地震の震源パラメタが正確にわかるにつれて巨大地震が開始する場所と、大きなエネルギー(モーメント)が解放される様な場所とはずれていること、大きなエネルギーが解放される場所は繰り返し巨大地震を発生する様な場所(アスペリティ)であることがわかってきた(永井ほか, 2001; Yamanaka and Kikuchi, 2004)。彼等の結果によれば、1968年十勝沖地震(Mw 8.2)の震源域と2004年三陸はるか沖地震(Mw 7.7)の震源域において主要モーメント解放域は重なっている(図1)。また、地震の開始点は震源域の東端に位置する。これらの地震活動の開始位置はくさび状に海溝堆積物が厚くたまっている場所(堆積物ウェッジ)が終わる

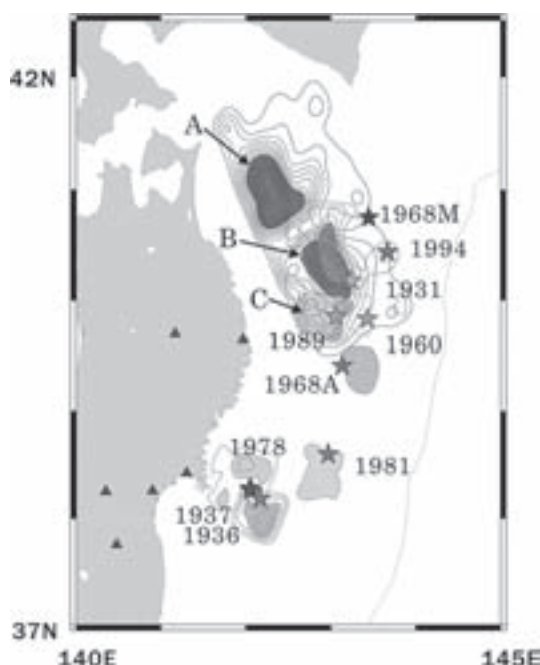


図 1 三陸沖のプレート境界のアスペリティ分布（影の部分）とさまざまな境界地震の破壊開始点（星印）。コンターは等モーメントを表す（Yamanaka and Kikuchi, 2004 から引用）。

Fig. 1 Asperities(shadows)of plate boundary of Off-Sanriku NE Japan and starting positions of rupture of plate boundary earthquakes (asterisk). Contor lines are equi-contor lines (Yamanaka and Kikuchi, 2004).

場所（back stop）とほぼ一致する。しかし、巨大地震はいつでも、どこでも、震源域の海溝よりのバックストップで起きるわけではなく、1944年東南海地震では前兆的滑りは震源域の東の深部延長部の深さ約 30 ~ 40 km で起きた（Linde and Sacks, 1997）。

2. プレート境界の反射面

最近の地震波による探査結果は多くの新事実をもたらした。それは第一に沈み込むプレート境界面付近のいろいろな深さに地震波（P 波）反射帯が見つかったことである（Matsu'ua *et al.*, 1991; Fujie *et al.*, 2002; Iidaka *et al.*, 2003; Kodaida *et al.*, 2004; Mochizuki *et al.*, 2005）。

Fujie *et al.* (2002) は三陸釜石沖において 1975 年以降継続的に微小地震活動が極めて低い領域を縦断する海底地震計観測測線に沿って、プレート境界で反射する P 波の振幅が極めて大きなことを見つけた。地震活動度と反射強度とは相補的であった。さらに Mochizuki *et al.* (2005) は、その場所を面的にマッピングすると地震波を強く反射する面が深さ 15 ~ 20 km にわたり分布することを明らかにした（図 2）。理論波形によるシミュレーションから境界に厚さ 400 m, $V_p = 2$ km/s の極めて小さな速度の層を置くことによって強い反射波が説明可能であった。このような小さな速度を持つ可能性のある物質としては水や粘土鉱物が可能であろう（笠原ほか, 2003c）。

地球内部を伝搬する地震波は地殻やマントル内部を屈折したりある境界面で反射したりする。伝搬経路に地震波速度のコントラスト（密度 ρ と地震波速度 V をかけた量を音響インピーダンス（ $Z = \rho V$ ）と、地層境界の音響インピーダンスの差）が大きいほど地震波の反射強度が大きくなる。大きな差があればそこで地震波が強く反射する。モホ面で反射する P 波を PmP というが、同じようにプレート境界でも強く地震波が反射することがある。観測された反射帯の深さは 10 ~ 15 km 程度の深さや 30 ~ 40 km ほどの深さにひろがっている。反射波の反射率と理論地震波形とを比較することにより地震波速度の低下が最も大きな場合には 2 km/s まで低下することが推定された（笠原ほか, 2003a）。このような地震波反射面は空間的に連続的ではなく海溝軸方向に断続的である。そして反射の強い部分では微小地震が少なく、反射のない部分では微小地震のクラスター（群）があることが観測された（図 2）。

陸上の観測からもプレート境界面からの強い地震反射波の存在が見つかった。中部日本を縦断する人工地震実験の結果、浜名湖北東には地震波を強く反射する場所があることがわかってきた（Matsu'ura *et al.*, 1991; Iidaka *et al.*, 2003; Kodaira *et al.*, 2004）。また、GPS 観測から、2000 年 6 月以降浜名湖北東を中心として大きな地殻変動（ゆっくり地震）が起きていることが観測さ

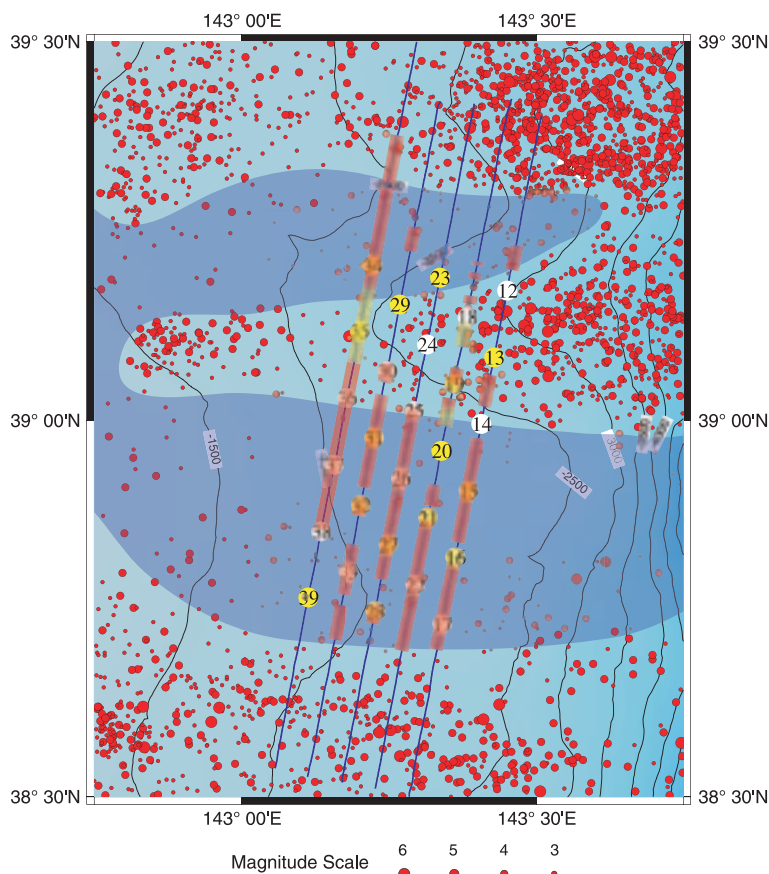


図 2 三陸沖の日本海溝斜面における地震活動空白域と一致する地震波強反射域 (Mochizuki *et al.*, 2005) . 点は震源をあらわす . 測線にその影をつけた部分が反射強度が強い部分をあらわす .

Fig. 2 Strong seismic reflection region overlapping aseismic regions along the plate boundary on the forearc slope of the Japan Trench. The shadows along the observed line show strong reflections of seismic waves (Mochizuki *et al.*, 2005).

れている (Ozawa *et al.*, 2002) . この地震波の反射と地殻変動が進んでいる浜名湖北東の場所に近い掛川では 1944 年 東南海地震の際前兆すべりが観測された (Linde and Sacks, 1997) . もし浜名湖北東の地域が将来の東海 , 東南海地震のすべりはじめの場所になるならば , その場所のすべりが今後どのような時間的推移をたどるのかを知ることとは大変重要であろう .

地震波の特徴に関する時間変化を能動的に観測

する手段として例えばロシアにおける大型パイプレータや日本における弾性波アクロスがある (熊沢ほか, 2000; Fujii *et al.*, 2004) . プレート間の固着状態を地震反射波振幅変化としてとらえたり , 伝搬経路の時間変化として反射面や経路の物性変化を知るためには震源と震源付近 , 受信点の周波数特性とその時間変化がわかって初めて可能となる . 核燃料サイクル開発機構の東濃地科学センターにおいてはそれらの寄与を個別に得る努力

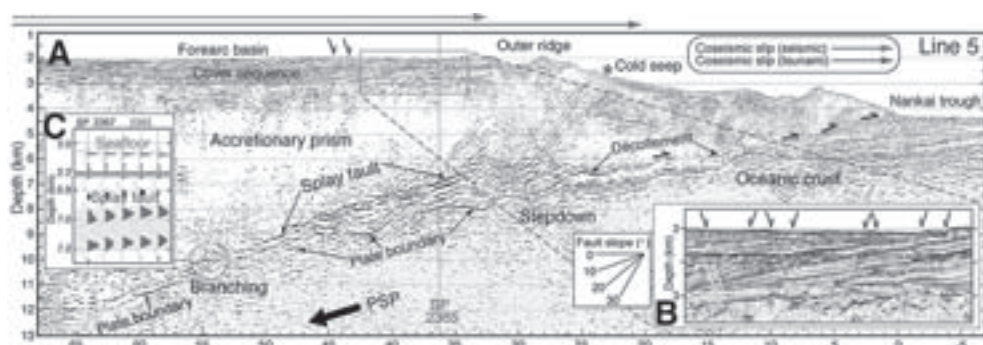


図 3 西南日本の南海トラフをよぎる地震波構造探索図。プレート境界から分岐したスプレー断層とプレート境界上部に地震波反射面がみられる (Park *et al.*, 2003 から引用)。

Fig. 3 Seismic structure across the Nankai trough, showing splay fault and deep seismic reflector above the plate boundary (Park *et al.*, 2003).

をしている。アクロス地震波震源を用い、2004 年 11 月から浜名湖北東において、プレート境界のカップリング度の時間変化を観測するため連続観測を開始した (笠原ほか, 2004)。

3. 沈み込みプレート境界付近の速度構造と水平方向の不均質性

海溝軸の沈み込みプレート境界付近の比較的浅い部分の微細構造もマルチチャンネル地震探査、3D 地震探査や地震波トモグラフィの研究から得られてきた (Takahashi *et al.*, 1998; Moore *et al.*, 1998; Tsuru *et al.*, 2002; Park *et al.*, 2002; Hayakawa *et al.*, 2002; Kamimura *et al.*, 2002; Nakanishi *et al.*, 2002a,b; Miura *et al.*, 2003; Gulick, *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2004; Mochizuki *et al.*, 2005)。南海トラフの銭洲付近 (Nakanishi *et al.*, 2002b; Kodaida *et al.*, 2004) や室戸沖 (Park *et al.*, 2002) の解析から、沈み込むスラブの一部に小規模の島弧や海山を含み、その結果境界面は大きく起伏していることが示された。またそのような部分では地殻は厚く、やや密度が小さくなっている。これらの要因で、凹凸のある境界では応力の方位が変化することが考えられる。室戸沖の反射法の記録断面ではプレート境界面から海底に至るスプレー断層 (主断層から枝分けれしている断層) がみられる (Park *et al.*, 2002) (図 3)。この種の断層はプレート境界面

から派生したものと考えられるが、この断層に沿う変位も十分にあるとみられる。スプレー断層は OST (Out of Sequence Thrust) (地層層序面を切る逆断層) とは異なる断層と考えられる。

日本列島域では南海トラフ、日本海溝、そして伊豆マリアナ海溝沿いとそれぞれ特徴ある沈み込み境界がある。南海トラフ沿いの沈み込み境界は高温であり、日本海溝は低温である。伊豆マリアナ海溝沿いは海洋プレートに直接発達した島弧をもち、沈み込み角度がほぼ垂直に近いことが特徴である。これらの地域の境界における地震波速度構造の差異は、スラブとその上部にのる島弧地殻の構造にある。西南日本では顕著に付加体の発達が見られ、表層に多数の海溝軸にほぼ平行な断層があり、また、海溝から深さ 10 km ほどまではデコルマ帯 (層の上側には大きな変形があるが、その下には変形が及ばないような層境界) が低速度帯としてみえる。さらに大陸側にはデコルマ帯は消滅し、上部の境界はプレート境界に急激に収斂する。この先のプレート境界から海溝に向かいスプレー断層がはっきりとした反射によってみとめられる。また多数の海底地震計や整備された陸上のデジタル広帯域地震計による高精度のトモグラフィ速度構造分布も得られるようになっている。その一例として、北緯 32 度の伊豆マリアナ島弧では、上部地殻と下部地殻からなってい

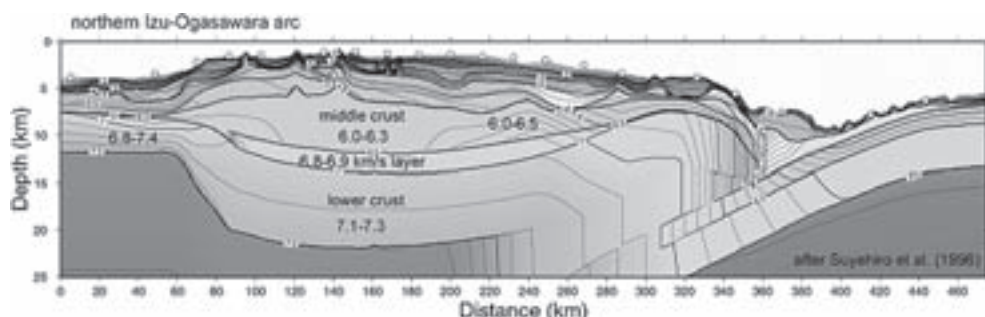


図 4 北部伊豆小笠原島弧の地震波速度構造断面図 (Suyehiro *et al.*, 1996 より引用)。
数字は地震波速度 (Vp km/s) を示す。

Fig. 4 Seismic velocity structure of northern Izu-Ogasawara arc showing heterogeneous crust and mantle structure. Numbers are Vp km/s (Suyehiro *et al.*, 1996)

るのではなく、速度 7.0 km/s を持ち、地殻内部に反射面を持つような地殻物質 (層) が厚く存在していることが見いだされた (Takahashi *et al.*, 1998) (図 4)。現在までに日本列島のような大陸縁辺部の構造ではこのような速度を持つ厚い層は得られていないが、これは成熟した島弧と島弧性海嶺との違いと考えられるが、これが伊豆小笠原島弧全体に共通の性質なのかどうかはまだはっきりしない。小笠原島弧の地殻は海洋地殻から直接生成してきた島弧と考えられ、それが成熟した本州の構造との差異を示しているとも考えるのが自然かも知れない。これが正しければ、地殻物質の地震波構造の差はマントルからのマグマによる特徴的な地殻形成過程を示しているのであろう。

日本周辺の海域の地殻構造についてはここ数年超高密度海底地震計群列観測による観測が行われており、海域の地殻構造とは言っても著しく不均質であることがわかりつつある。すなわち、一カ所の地殻構造で伊豆小笠原諸島の構造やマリアナ諸島の構造を代表することは危険であるだろう。また、島弧内部の少数の爆破点を用いて求めた地殻構造とは直接比較するのは難しいかもしれない。

4. くさび状マントルの蛇紋岩化

海洋プレートの上部にある堆積層や玄武岩質の層は、陸側のプレートの下に沈み込み始めると、温度や圧力が上昇する。また、地層や岩石中

に海水も浸透する。このような状態では堆積層や玄武岩層は変質した変成作用を受け始める。最初にできるのは粘土鉱物やゼオライトで次第に温度圧力が上がるとパンペリアイト・プレーナイト相、緑色変成相、青色変成相程度の変成作用が進行する。これらの変質・変成反応は吸水反応であり、形成される鉱物は H₂O あるいは OH を持つようになる (含水鉱物)。さらに温度や圧力が上昇すると含水鉱物は安定でなくなり、脱水し始め流体相としての水を放出する (脱水過程)。変質・変成作用に関係した変成鉱物がほとんどすべてと言っていいほど H₂O に関係していることは、低温度における広域変成作用は堆積物や玄武岩などの岩石が水を吸収して含水鉱物を形成する過程を意味するのであるが、高温度の条件で起こる変成作用はこうして形成された含水鉱物が脱水反応によって無水鉱物が形成される過程でもある。実際、角閃岩相や、エクロジャイト相およびグラニュライト相の岩石の出現は変成鉱物が脱水過程に入ったことを意味している。また、1980 年代以降になって相次いで発見された超高压変成岩が大規模に角閃岩相などの中程度の圧力 (10 kb 程度) で広い範囲にわたって再結晶していることから、広域変成作用の特徴のひとつとして、大規模な吸水反応による後退変成作用という過程が指摘され始めた (丸山ほか, 2004; Okamoto and Toriumi, 2005)。こうして、プレート境界におけ

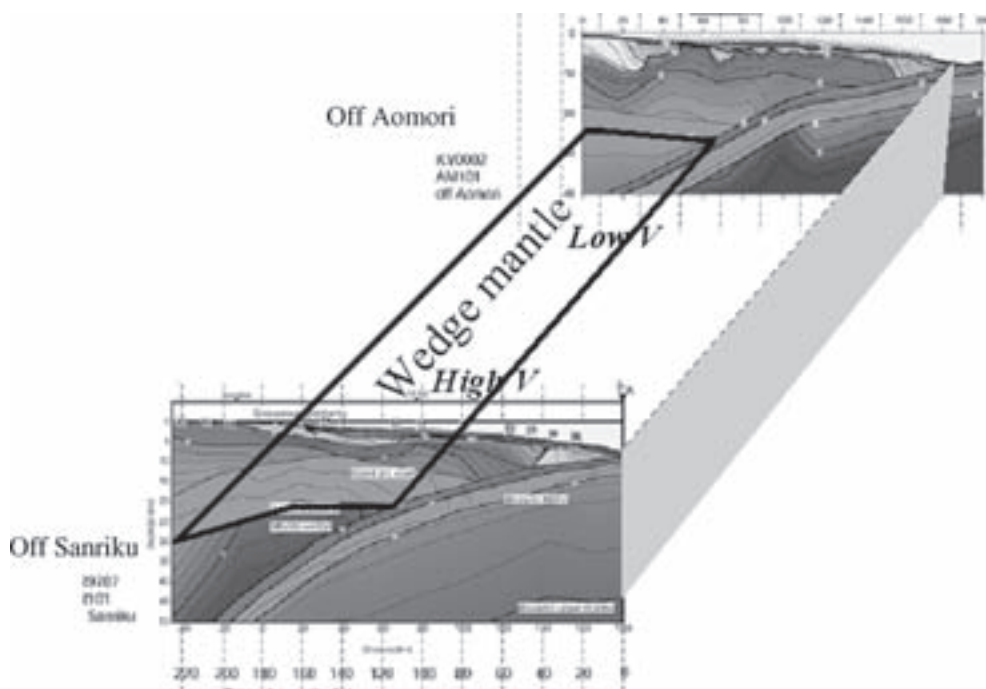


図 5 青森沖から三陸沖にかけての地震波 V_p 構造断面図 (Miura *et al.*, 2003 より引用). 青森沖のウェッジマンタルは遅い V_p 速度を, 三陸沖から仙台沖にかけてのウェッジマンタルは速い速度を示し, ウェッジマンタルが不均質であることをあらわす.

Fig. 5 Seismic velocity (V_p) structure of Off-Aomori and Off-Sanriku showing the heterogeneous wedge mantle from low V_p under Off-Aomori and high V_p under Off-Sanriku (Miura *et al.*, 2003).

る広域変成作用の重要な過程として, 水などの流体の放出と後期の流入と吸水変成作用が浮かび上がった。

沈み込むスラブからの脱水過程によって放出された流体としての水は, くさび状マンタルに吸水される。これらは古典的には島弧マグマの成因として含水マンタルの部分融解によるものとされ, 島弧火山活動の中心的なモデルである。しかし, 最近の観測ではくさび状マンタルは普遍的に吸水して蛇紋岩化しているのではなく, 局所的に蛇紋岩化していると考えられるようになった。それは地震波速度の観測からわかりつつある。蛇紋岩化したくさび状マンタルでは地震波速度が数%程度小さくなっていることを示されつつある。そしてその水平的広がり島弧に沿って高々 100 km 程度であり, 島弧のくさび状マンタル全体に広がっ

てはいない (図 5)。

しかしマグマ活動は明らかに島弧全域に連なって起こっているし, 沈み込むスラブは無論のこと連続している。したがって部分的なくさび状マンタルの蛇紋岩化は不可解なことかもしれない。実際, かんらん石から蛇紋岩の形成速度は速く数十万年でくさび状マンタル蛇紋岩化する。

島弧地殻内部における微小地震分布は, 多くは 15 km より浅い地殻すなわち上部地殻に集中しているが, 前弧地殻ではプレート境界まで微小地震群 (クラスタ) があり, さらに, 活動的な火山の下部地殻では 10 ~ 20 km 程度の下部地殻にも集中していることが観測される。また, スラブ内部の微小地震分布についても新たにその統計則のパラメタ値に変動があり, やや深部では b 値 (Gutenberg-Richter の式: $\log N = A - bM$ の係数

b = 媒質の不均質に依存すると考えられている)が大きくなっている。これは相対的には小さな破壊が卓越していることである。このような統計則のパラメタ値の変動はその岩石のクラック状態をあらわしてその力学的性質との関係で重要である。そのなかでもプレート過程に重要である脱水反応による微小地震の励起は、スラブ内部の2重地震面とマントル組成の脱水反応曲線の温度圧力分布との対応がよいことが明らかにされている。この結果海洋リソスフェア内部への吸水がどのように進行するかが大きな疑問として浮かび上がっている。こうした中で、最近のプレート内部における地震は興味ある震源過程を示している。2004年9月に起きた紀伊半島沖地震はM6~7であるが、プレート内部が正断層と横ずれ断層で破壊している。また、2003年の仙台沖地震はプレート内部で逆断層により破壊した地震である。1933年、昭和の三陸地震や1966年アリユーション列島のラット島沖のアウトライズのプレートでは沈み込む前の海洋プレート内部に正断層型破壊による地震は例が多い。このようなことから沈み込む以前に正断層や横ずれ断層でプレートが破壊し、その破壊面、すなわちクラックにそってプレートが吸水し、蛇紋岩化が進行したと考えることもできよう。実際、最近になって沈み込むリソスフェアのマントル部分で V_p が7.8~7.6 km/s前後の低速度領域が得られている。たとえば紀伊半島沖、三陸沖などそして最近ではコストリカ沖などではそれは明瞭である。こうして沈み込むスラブ速度構造でも不均質であることが明らかとなってきた(Kodaira *et al.*, 2004)。

5. 非アスペリティ

プレート境界面に沿う強い反射面に関しては笠原ら(Kasahara *et al.*, 2001; 笠原ほか, 2003b)は微小地震のクラスターと反射帯の存在とは相入れず、反射帯は非アスペリティ部分であるとした。非アスペリティとは非地震性すべりでひずみを解消している場所のことである。強い反射を起こす場所ではプレート境界の固着度が小さく、従ってプレート間のカップリングが弱いと考えた。このような弱いカップリングが有れば、プレート間は

非地震性のすべりを起こし、大地震を起こさないであろう。すなわち、非アスペリティ域と考えられる。従来、いわゆる空白域が歪みの蓄積域とされていたが、笠原等の考えでは、空白域に2種類あり、非アスペリティも地震空白域の様に見えることがある。すなわち、継続的な滑り帯であったり、力学的なロック状態であったりと多様である。南海トラフ沿いのプレート境界も東海沖から高知沖までプレート境界が一様に強くカップリング(固着)しているのではなく、まだらになっている可能性がある。

一方、日本海溝に沿う境界の仙台沖より北部ではプレート境界に1~2 km程度の厚さの低速度帯が深さ15 km程度までは確認される。5 kmより浅い領域では三角形の低速度くさび状マントルに連続し、これを鶴ら(Tsuru *et al.*, 2002)は地殻上部の岩石が礫化したものと考えたが、いずれにせよ、そのような大量の水を含んだ岩石が海溝軸付近からスラブにそって沈み込んでいることが明らかである。このような境界部の低速度部分は仙台沖から福島沖にかけては低速度帯が40 kmほどの深さまで顕著に続いているが、浅い部分ではあまり顕著ではない。さらに伊豆マリアナでは境界部付近にやはり低速度帯が存在し、一部は海底で蛇紋岩海山へと連続しているらしい。笠原ら(Kasahara *et al.*, 2002)はこのような境界層はくさび状マントルが蛇紋岩化して上昇したものであると考えている。

後に述べるように同一の沈み込み帯で、このような多様な力学的状態をどのように考えるかはプレート科学にとって大変に重要である。通常はプレート境界における粘土質鉱物(緑泥石、蛇紋石も分子構造的には粘土鉱物の一種である)の状態を考えるが、温度と圧力及び構成岩石の化学組成が同一の条件なので、このような定常滑りから不安定滑りおよび破壊にいたる変動は困難で、水などの流体の圧力およびその存在様式を考えた変化を持ち込む必要があろう。このようなことから、プレート境界部分に関する V_p 、 V_s の変化だけでなく、その比や地震波速度異方性の検出、電気伝導度異常などを高精度で測定することが必要であ

ろう。

最近になって関東周辺で沈み込むスラブ内部またはくさび状マントル最上部において $V_p/V_s > 2.5$ の部分が広がっているとの報告がある (Kamaya and Kobayashi, 2002)。さらに沈み込むスラブ直上の境界部も低速度とともにこの比が大きくなっているらしい。このような速度比の大きなことはポアソン比 (弾性体に軸方向の外力を加えたときに生じる軸方向とそれと直交方向にひずみの比) が大きいことと同じであり、物性または流体の含有量やその存在形式の指標でもあり、きわめて重要である。このことはまた、常時微動が起る部分とも重なっていていずれも今後の重要な問題を投げかけている。

6. S波のスプリッティング

また、最近になってS波のスプリッティング (異方性の大きなオリビンのような結晶中などで、伝搬方向に垂直な面で互いに直交する方向に振動する2つのS波に分かれて伝搬する現象 (笠原ほか, 1968a, b) にみられる早い振動方向の決定がいろいろな地域のくさび状マントルや地殻で測定され、たとえば、東北弧では中軸から海溝軸にかけて海溝軸にほぼ平行な方向の振動方向のS波速度が速く、中軸から日本海にかけては逆に直交方向もしくはプレートの運動方向に平行な振動方向のS波が速いことが示された (Nakajima *et al.*, 2004)。このようなS波のスプリッティングをもちいたマントルあるいは地殻の異方性の起源は、ひとつにマントルや地殻を構成する鉱物の結晶方位が並んでいること、またはマントルや地殻中に、例えば、異方的にクラックが配置していることによる。これがマントルに原因するものか、それとも地殻に原因があるのかについては、一概にいえませんが、比較的浅いプレート内地震を使い、島弧地殻を通過するS波スプリッティングをみても西南日本弧では海溝軸にほぼ平行な方向に早く、沈み込むプレート上部に高まりを持つところではその上部の早い振動方向は局所的に回転して直交する方向へ変化する。このことから一部には島弧地殻にも異方性があると結論されるよう。

III. プレート境界の物質科学

プレート沈み込み境界部分の物質とその状態は、現在のところ前述した地震波速度構造などから推定する方法、浅いデコルマ帯では直接深部ボーリングにより岩石を採取し、これを調べる方法、および沈み込み境界で形成したさまざまな変成岩の研究を通じて調べる方法などがある。これらの方法は互いに依存する部分もあるが、ここではできるだけ独立に推定される内容について述べてみよう。

前述した地震波微細構造探査による構造解析の結果から、 V_p 、 V_s 、そしてその比が空間的にどのような広がりを持つか、また、S波スプリッティングの異方性の方位依存性や異方性の大きさに関する精度の高いデータは、実験室で得られるさまざまな鉱物の地震波速度およびその比と対照することにより多くの情報が引き出せる。こうした沈み込むスラブと上部の島弧地殻との境界部分はプレートの沈み込みにおける両者の力学的な結合 (カップリング) を担っていて、岩石の鉱物組成、温度、圧力、水や流体の量、流体圧、クラックの状態および、境界層の厚さと形状などがそのカップリングの状態を支配する要因となるであろう。弾性的な平均量が直列型平均なのか並列型平均かは問題があるところだろう。また、岩石が異方的な時には鉱物の方位分布関数にそれぞれの方向の弾性波速度 (ある方向に進む横波は振動方向により2つの違った速度を持つことに注意) を掛け、方位に対して平均化することが必要である。

いま地震波速度 V_p や V_s およびその比と異方性の観測量があるとしよう。岩石がかんらん岩とし、内部自由度を蛇紋岩の含有量として考え、その分布をクラック状に考えると、独立な情報は3つあるので、異方的な速度分布も含めて逆問題を解くことは可能であろう。実際、くさび状マントルにおけるS波異方性はS波スプリッティングとして多く観測されていて、大抵は海溝軸に平行な方向に伝搬するS波速度が速くなっている。ただかんらん石の流動による格子選択配向による影響とも考えられ (Mizukami *et al.*, 2004; Kata-

yama *et al.*, 2004) 一概に蛇紋石鉱物の分布とはいえないかもしれない。正確に言えば、最上部マントルの速度異常がかんらん岩の異方性による場合、モホ面直下の P 波速度が $V_p \sim 8 \text{ km/s}$ であり、かつ S 波のスプレッティング異方性が観測されるなら、マントル内のかんらん石の選択方位異方性と言える。しかし、蛇紋岩化が始まったばかりのかんらん岩では速度低下があっても方位異方性はそのままあると考えられ、異方性が蛇紋岩化かの判別は単純ではない。蛇紋岩化によるボアソン比の増大も $V_p < 6.5 \text{ km/s}$ にならないと顕著ではなく、粘土化や緑色変成岩などにおける緑泥石化も同様なボアソン比の増大を起こす可能性がある。

IV．岩石学から見たプレート境界の物質科学

1. (プレート) 境界変成岩

プレート境界部の岩石として考えることができるのは広域変成岩である。広域変成岩の多くは元来の岩石は付加体と海洋地殻、および一部大陸地殻などである。これらの岩石が超高压条件、もしくは 2 GPa 以上の高压条件で変成作用を受けるには、付加体からスラブとともにくさび状マントルに沿い 50 ~ 150 km 以上沈み込むことが必要である。したがって、そうした高压 超高压変成作用を受けた変成岩帯は沈み込む過程ではスラブとくさび状マントルの境界で変成岩化した岩石という意味で「(プレート) 境界(変成) 岩」あったと言える。

こうした境界変成岩の変成作用についての理解は近年大幅に変化してきた。従来は、高压変成作用といえども、どのような位置で変成作用が進行したのか、沈み込む過程と上昇する過程の分離、変形過程、などは不明のところが多かったのであるが、精密な温度圧力履歴の解析方法が確立してから、沈み込み境界における変成岩の沈み込み過程と上昇過程における温度・圧力経路の詳細が次第に明らかとなってきた (Inui and Toriumi, 2002; Aoya *et al.*, 2003; Okamoto and Toriumi, 2004)。従来の方法と大きく異なるのは、変成岩中の鉱物の取り扱い方にある。従来はいろいろな

鉱物の中心部と縁辺部にわけて、各種鉱物のそれぞれが化学平衡に近いとした上で温度圧力の解析を行っていた。しかし、実際はいくつかの鉱物、たとえばざくろ石やジルコンなどの安定した鉱物は、その周囲の基質(マトリックス)にある鉱物とは平衡ではなく、それらの鉱物に取り込まれている鉱物(包有鉱物)と化学平衡に近かったことが明らかとなった (Katayama *et al.*, 2002)。したがって、そのような条件での解析を行う必要があり、実際には包有鉱物の化学組成とざくろ石などの鉱物の化学組成変化(累帯構造)から熱力学的な逆解法またはフォワード法を用いて温度・圧力経路を正確に求めることが必要であった。

こうした研究から、境界変成岩の沈み込む過程と上昇過程が始めて分離され、沈み込み過程はおもにざくろ石の化学組成変化と包含鉱物として、上昇過程は玄武岩質変成岩の角閃石の化学組成変化として記録されていることが明らかとなった。さらに、超高压変成岩でもジルコン中にあるダイヤモンド、コース石、輝石、ざくろ石などの鉱物の微小分析とジルコンの生成年代から温度圧力時間経路が決定された。中国の大別山やキルギスタン、コクチュタフの例ではジルコン中の包有鉱物は変成帯の上昇過程を記録していることが明らかとなった (大森ほか, 2004)。

こうして分離された沈み込み過程と上昇過程は温度・圧力経路が従来から指摘されていたような時計回りの経路ではなく、温度軸に対して凸の曲線となる経路で、400 ~ 600 程度で圧力が大きく上昇するものであった (丸山ほか, 2004)。このような温度圧力経路は高温の沈み込みスラブ上面付近の温度圧力経路と酷似したものである (図 6)。

一方、境界変成岩の上昇過程は、玄武岩質変成岩の角閃石や超高压変成岩ではジルコン中の包含鉱物に記録されていて、角閃石の化学組成変化から決定された温度圧力経路はほぼ沈み込み過程の経路と似たものであることが明らかとなった (Katayama *et al.*, 2004)。

さらに最近では変成帯の地域による最高温度をつなげた、いわゆるフィールド温度圧力経路

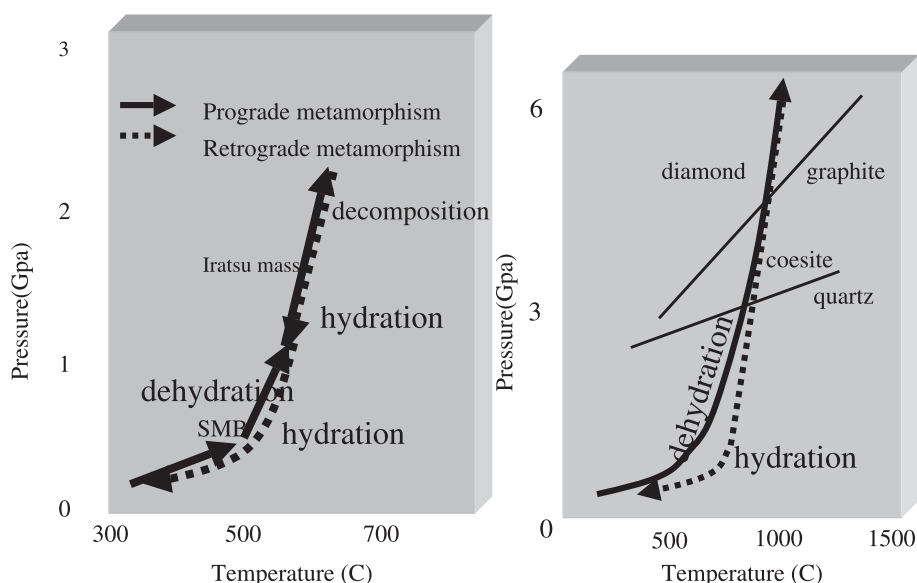


図 6 プレート境界変成岩(三波川変成岩: Inui and Toriumi, 2002; Okamoto and Toriumi, 2001)と超高压変成岩の温度圧力経路(丸山ほか, 2004a, b)。

Fig. 6 Temperature-pressure paths of plate boundary metamorphic rocks (Sanbagawa metamorphic rocks) and ultra high-pressure metamorphic rocks with large-scale hydration reactions at retrograde metamorphism (Maruyama *et al.*, 2004a, b)

累進変成作用の温度圧力変化はさきの沈み込み過程の温度・圧力経路とほとんど重なるという驚くべき事実が明らかにされた (Okamoto and Toriumi, 2004)。この結果は、沈み込む境界変成岩の厚さはそれほど厚くはなく、高温度の変成岩は低温度の変成岩と同様の境界部分を経由したことを強く示す。このような結論から境界部の岩石の同定とその物質科学的状態および挙動の情報から読み取れるだろう。

2. 境界岩生成の力学過程

では境界変成岩はどのような岩石から構成されていて、どのような力学的状態を経験してきたのだろうか。変成帯ごとで異なるが、基本構成岩石は海溝堆積物である砂岩、泥岩や海洋地殻起源の玄武岩質岩石やチャート、石灰岩などである。一方、大陸衝突型境界では構成岩石は大陸地殻のかこう岩や堆積盆の石英質砂岩などである。いずれにせよ、沈み込むスラブと島弧地殻およびくさび状マントルとの境界部に厚さ 1 ~ 10 km 程度の

石英、長石、雲母、角閃石などを主とする岩石が 100 km 以上の深さまで分布していると考えられよう。このような境界岩が常に存在するのか、あるいは間欠的に存在するのかははっきりしない。しかし、広域変成岩がそのような場所で形成したことは確かである。

境界岩として変成岩をみた場合、境界における化学力学過程の実証的なモデル化が可能である。つまり、変成作用の温度圧力変形及び水の圧力などの時間変化空間変化が岩石の鉱物組成などから逆解析される。また破壊による断層、クラックから応力方位やその時間的変化が決定される。実際鳥海ら (Toriumi, 1990; Toriumi and Hara, 1995) は、クラック密度の急激な増加と塑性歪みの減少が対応していて、微小クラックの形成とシーリングによる連続的変形を示している。またクラック方位の分布から塑性変形の最大伸び軸にほぼ垂直と平行にタイプ 1 (Toriumi and Noda, 1986) の開口クラックが卓越していることが明

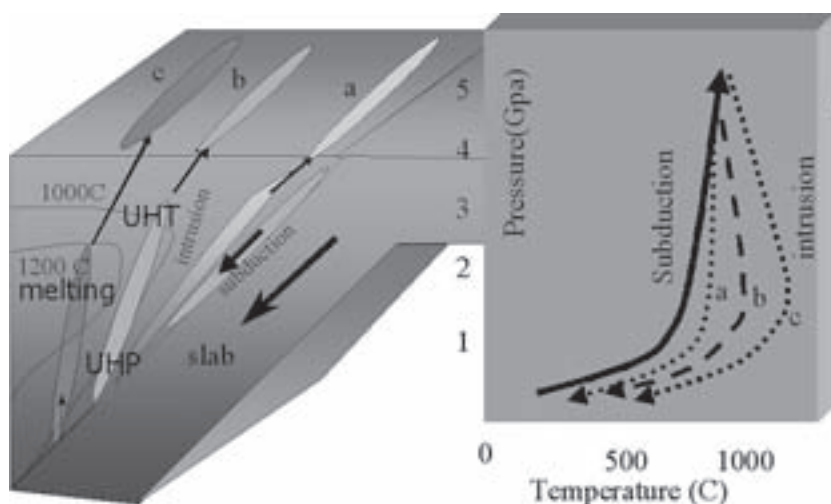


図 7 超高压および高压変成岩帯の上昇過程とその温度圧力経路（鳥海, 2004c より引用）.

前進変成作用はプレート境界に沿う沈み込み過程で起こり、後退変成作用は境界変成岩がスラブから力学的に分離し、岩脈状に固体貫入する過程で起こる。貫入するマントルの位置により変成岩の温度圧力経路は超高压変成岩（UHP；a）から超高温変成岩（UHT；b）あるいはそれらの融解した火成岩 変成岩コンプレックス（c）へと変化する。

Fig. 7 Exhumation model of ultra high-pressure metamorphic rocks and high-pressure metamorphic rocks together with cases of ultra high-temperature metamorphic rocks.

UHP and UHT show ultra high-pressure metamorphic rocks and ultra high-temperature metamorphic rocks. The pressure-temperature paths change from UHP to UHT or UHT/igneous rocks complex according to extrusion paths in the wedge mantle.

らかにされた。ここで塑性変形の最大伸び歪軸および最小軸は変成されたチャートに多数含まれる放散虫化石の変形から決定された。

境界変成岩の塑性変形とクラック形成からみた応力方位との関係は必ずしも理解しやすいものではない。塑性歪から測定されるのは有限歪の値とその軸方向であり、必ずしも変形の成分をきめていない。このため各時点での応力軸方位と歪軸は異なってしまう。ところが、観測されるクラックによる応力方位と放散虫の変形から決定される歪軸方位がほぼ一致することは、変形が共軸的であることを示し、今の場合には伸びの方向に引っ張り軸、縮み軸方向に最大圧縮軸が向くことになる。しかし、これは境界変成岩が剪断変形を受けたのではなく、単純圧縮もしくは単純引っ張り変

形であることを意味し、従来の考え方とは異質である。ただ、塑性変形の時期とクラックの形成の時期が大きくずれていればよいのかもしれない。そうであっても、境界変成帯でどこもほとんど同じ幾何学的配置をとることは簡単に解決されない。

明瞭に沈み込み境界で発生したクラックはたとえば四万十帯の変成度の高い部分に認められる。見かけ状下盤を断層、上部は必ずしも明瞭ではないがいくつかの断層で境されている。丸山（1990）は変成帯がいつでも変位の大きい断層で挟まれた岩体であることを示し、くさび状マントルとスラブとの間を固体状態で上昇するというウェッジクストルーションモデルを提案した。最近、鳥海（2004c）は変成岩の温度圧力経

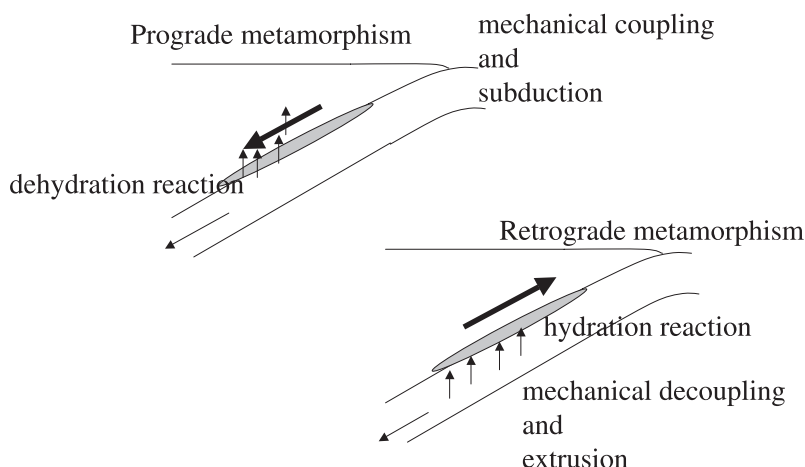


図 8 超高压および高压変成岩のウェッジエクストルージョンモデルと後退変成作用における大規模吸水反応（丸山ほか, 2004a, b より引用）.

Fig. 8 Wedge extrusion model of ultra high-pressure and high-pressure metamorphic rocks accompanied by large-scale hydration reaction in retrograde metamorphism (Maruyam *et al.*, 2004a, b).

路変形経路を考えあわせて、境界変成岩体は境界に沿って沈み込み、その後境界から分離しウェッジマントル内を巨大岩脈状で固体貫入したものであるというモデルを示した（図 7）。このモデルでは境界変成岩の変形が剪断型ではなく軸方向の共軸的圧縮であるという変形経路と一致する。したがって、境界変成岩体が上昇する過程と沈み込む過程は変形過程からみると異なった力学プロセスであろう。

沈み込み境界の状況を境界岩からモデル化するには沈み込み過程の記録を解釈する必要がある。すでに述べたように、変成岩の沈み込み過程と上昇過程が明確に識別されたのは最近のことである。そして変成岩の大部分は上昇過程で形成されている。ざくろ石の化学組成と内部の包含鉱物に記録された事柄から沈み込み過程の物理モデルをつくらなければならないだろう。ざくろ石の化学組成変化と成長量の増分からは、温度圧力経路のみでなく、脱水量変化が逆解析できる（Toriumi and Inui, 2001）。三波川変成帯では 0.7 GPa 付近で脱水量が著しく大きいことが判明した。また、同様に角閃石の解析からは変成岩帯が上昇す

るときに大規模に吸水したこと（図 8）、そしてその吸水量が上昇過程で次第に増加することが示された（Okamoto and Toriumi, 2005）。ただし変成岩の沈み込む速度が著しく遅くなることが起こると、脱水量をその速度で割った値が大きくなる。このような記録はスラブとくさび状マントルとの間の力学的カップリングの変化にも現れていると容易に想像される。力学的カップリングの強さは岩石の歪み速度などの変形速度に現れているので、この研究には変形経路の精密解析が重要となろう。

V. モデルからみたプレート境界の地殻とマントル

地震波速度構造と岩石の化学組成、温度、圧力を変化させてときの鉱物組成や脱水量との関係は最近の興味ある話題である。沈み込み境界では、スラブ内部に明瞭な二重地震面が観測される。この面は深さ 200 km 程度で一つに収斂する。二重地震面の位置はほぼ 300 面に近いことから、蛇紋岩の脱水分解反応面に一致するというモデルが議論されている（Peacock and Wang, 1999; Seno

and Yamazaki, 2003; 大森ほか, 2004)。このモデルでは鉱物の脱水反応と地震発生が結合しているところが興味深い。モデルには重要な仮定がなされている。すなわちスラブが吸水して蛇紋岩となっていると仮定するのである。スラブは元来無水なので、トランスフォーム断層などの断裂帯に沿ってリソスフェアが蛇紋岩化するか、海溝付近で、地溝構造の正断層群からリソスフェアが吸水する必要がある。すでに述べたように、最近の地震波トモグラフィの結果では、部分的に蛇紋岩化した地震波速度の遅いマントルがリソスフェアに存在すると解釈されている。

こうして、吸水したマントルリソスフェア内で蛇紋岩が脱水してかんらん石をつくる反応が微小地震の起源とする考えがある。Peacock (1993) や Omori *et al.* (2002), Seno and Yamasaki (2003) らによって脱水反応性地震のモデルがつけられた。Iwamori (1998) は、こうしたマントルと海洋地殻が沈み込む過程で変成作用により脱水反応が連続的に起こり、発生した水がくさび状マントルを蛇紋岩化する現象を、熱学、力学、化学過程を含む定量的かつ計算科学的に近似するモデルを提案している。このモデルによる計算結果から得られるくさび状マントルの地震波速度分布は地震波トモグラフィの結果と驚くほど類似している。このようなモデルでは海溝軸方向には均質であるというのが前提である。しかし観測されるくさび状マントルはそうではなく、不均質であったことは既に紹介した。したがって、不均質な3次元の脱水・吸水過程を考えなければならないが、沈み込むスラブは比較的一様なので、それを合理的に説明することはかなり難しい問題のように見える。

不均質に蛇紋岩化したくさび状マントルは、その密度が小さいことと、摩擦強度が小さいことから、沈み込むプレート境界に挟まれると力学的結合が弱まり境界型地震を励起させることが出来ずに低速滑りを起こすと考えられる。笠原は東北日本と伊豆マリアナとの地震の起こり方を比較し、その違いは後者に蛇紋岩海山(ダイアピア)が境界岩として帯状に存在するためと考えた(Kasa-

hara *et al.*, 2001)。確かに伊豆マリアナでは海溝沿いに明瞭な蛇紋岩から構成されるコニカル海山が並んでおり、また、トモグラフィによる地震波構造探査の結果も蛇紋岩からなる岩体の存在を裏付けている。蛇紋岩の力学的性質—特に温度や間隙水の圧力などから境界型地震をモデル化する事も可能となりそうである。

東北日本や西南日本における境界型地震の研究では、そのアスペリティ分布と周辺の低速すべり帯との関係をモデル化することが重要である。また、境界型地震だけでなく地震一般が持つフラクタル性とアスペリティ分布を関連付けて、そのような破壊分布についての一般性からスケール普遍性の特徴量について議論する必要がある。

地震の発生に関するモデルは、すべり特性、特に断層粘土(ガウジ)の不安定すべりに基づくが、多数のすべりブロックの結合モデル、または水などの流体とクラック生成とのカップリングに原因を求めるかで大きく異なる(嶋本ほか, 2003)。境界型地震のみに焦点を当てることは、スラブ内地震や島弧、及びくさび状マントル内部の地震について別のモデルを必要とするため、望ましいことではない。また地球内部の特定の部分から放出される地震、つまり破壊は空間的及びその大きさにおいてスケール不変である。時間的にどのような特性かについては、議論は余震という視点に終始してまだ本格的ではない。しかし著者らの検討では地震活動の時系列は、時間間隔にたいして対数正規分布とべき分布の中間を示している(鳥海, 2004c)。このような時系列の特徴も説明される必要がある。その意味ではクラック 水モデルがもっとも可能性があろう。実験的にも、塑性不安定や、降伏点近傍での岩石の微細構造から微細クラックが多数観測されている。また対象とする岩石が過去に経験した最大圧力を超える圧力を受け始めると、微小破壊の発生が急増するカイザー効果も説明可能なモデルとする必要がある。この場合でも流体の移動度やクラックの形成応力は岩石によって変化するので、そのような考慮も必要であらう。

VI. ま と め

最近5年間のプレート境界の微細構造の探査は多くの新事実をもたらした。一方、物質科学的には実験科学的な研究と岩石学的な研究がある。実験科学的な研究では、特に最近、ガス圧装置などを用いた摩擦実験が興味ある結果を出している。このあたりの現状は嶋本ほか(2003)に詳しいので省略する。また変成岩や付加体の研究からも多くの発見があり、既に述べたように超高压変成岩の温度・圧力経路の解析や、付加体では断層岩中の高速滑りの結果であるシュートタキライトの発見などは大変興味あることであろう。さらに超高压変成岩とともにくさび状マントルで再結晶および塑性変形したかんらん岩のかんらん石格子選択配向が水の存在のもとに転位滑りで塑性変形したことを示すものであったことも重要である(Mizukami *et al.*, 2004)。こうした発見が、地震学的に観測される沈み込み境界近傍における地殻・マントルの地震波速度構造と比較できる状況になりつつある。

くさび状マントルの実相は不均質であり、かんらん岩が主要な岩石ではあろうが、蛇紋岩化の程度が平均して数%程度から数十%程度まで空間的に変化していると考えられる(Miura *et al.*, 2003)。たとえば伊豆マリアナではほぼ全域に渡ってウェッジマントル先端は7.6 km/s程度の低速度となっていて、数十%程度以上の蛇紋岩で占められると推定できる(笠原ほか, 2003a)。また部分的に5.4 km/s程度の部分が海溝から50 km程度の地域に海溝に沿って分布し、その直上には蛇紋岩海山が50 km程度の間隔で配列している。これは5.4 km/s部分がほぼ100%の蛇紋岩で構成された岩体であるためと結論される。伊豆マリアナ弧北部の房総沖から東北日本弧南部の福島沖にかけてやはり7.6-7.8 km/s程度の低速度くさび状マントルとなっているが、それより北部の仙台沖から岩手沖までは8.1 km/sを上回る高速度くさび状マントルである(Miura *et al.*, 2003)。

一方、地殻内をみると、スラブと接する島弧

地殻付近ではモホ面が島弧に向かい20 kmから30 kmと次第に深くなっている。地殻内部の7 km/s層の厚さは不均質で6 km/sのなかに大きく食い込んでいることもしばしばみられる。例えば東北日本では岩手沖を境として、7 km/s層は北部では厚く南部では薄い。紀伊半島沖でも7 km/s層が地殻の浅い位置にまで分布している。このような不均質な下部地殻構造は明らかに温度・圧力構造ではなく、物質構造を示している。それは7.4 km/sというやや速い V_p から考えられるように、輝石や斜長石を主要鉱物とするはんれい岩質の岩石が、角閃石、ざくろ石、斜長石などから構成される変成岩であろう。不均質さからはむしろいろいろな岩石から構成されたと考えた方がよいだろう。たしかに北海道中軸でみる限り、さまざまな化学組成の高温変成岩がある。また、各地の玄部岩溶岩にゼノリスとして取り込まれている岩石もかんらん岩のほか、角閃岩、石英、長石質変成岩、かこう岩などが含まれている。したがって、地殻下部から中部を構成する岩石は地表で観測されるはんれい岩、角閃岩、高温変成岩などの混在した地質体と考えられよう。はんれい岩や角閃岩は数 km から数十 km 程度の大きさであろうと推測される。このような大きさはちょうど地震波で観測にかかる程度であり、前述した不均質さはこのような構造によるものであろう。下部地殻がこのように厚いところと薄いところがあるとすると、下部地殻がその温度と物質のために粘性的に挙動するとする従来の地殻のレオロジーモデルは必ずしも正しいことではない。むしろ不均質な媒体に不均質な応力がかかることで、粘性的に柔らかい部分が流動している下部地殻構造を考える必要があろう。この場合には地震性破壊が起こる深度限界を延性脆性転移と考えるのは早計である。不均質で層状ではない下部地殻は歪み速度が一定ではなく空間的に非一様であるので、降伏応力、つまり岩石が保ちうる最大応力も非一様であろう。したがって、圧力の増加関数である破壊応力または臨界摩擦力と等しくなる降伏応力は柔らかいところでは浅く、硬いところでは深くなる。硬いところは歪み速度の大きいところであ

り、柔らかいところはその逆である。誤解の無いように云うと、輝石や角閃石の量が多い岩石ほど硬いのであるが、これはもっぱら歪み速度を一定にしたときの降伏応力であって、一意ではない。さて、変成岩の研究からは、第一に超高压変成岩は比較的普遍的であり、その圧力最大値は6 GPaに達すること、その温度はしかし高々800 °Cであり、1 ~ 2 GPa程度の高圧変成岩と比較して200 °C程度しか高温ではない。また超高压変成岩の温度圧力経路も500 ~ 600 °C, 1 ~ 2 GPa程度の領域から5 GPa ~ 6 GPa, 700 ~ 800 °Cまで上昇し、またそのような経路を逆にたどり圧力温度が低下していくことが明らかにされた(Katayama *et al.*, 2004)。さらに、驚くべきことに、1 GPa 600 ~ 800 °C程度で変成帯全域にわたって吸水反応が進行していることが明らかにされていることである(丸山ほか, 2004a, b)。同様な経路は高圧変成岩と呼ばれる一群の境界変成岩でも明らかにされ(Okamoto and Toriumi, 2001; Inui and Toriumi, 2002; Aoya *et al.*, 2003)。従来の温度圧力経路とは本質的に異なる温度圧力経路と大規模吸水反応が普遍的であると示された(図8)。この結論は従来の方法に比べてモデル依存性が小さく、信頼度の高いものであるため、変成作用に対する理解を大きく変更するものである。さらに現在活動的なプレート境界で起こっている物理化学過程と対比することが出来る命題である。このように活動的なプレート境界部の地殻マントルで起こること、観測できることと変成岩で観測できる過去の物理現象を相補的な研究方法ととらえることが可能となりつつあり、それを著者らは観測的変成岩科学と呼んだ。地学雑誌 113(5)での特集「観測的変成岩科学への革新」ではもっぱら変成岩からの解釈であったが、ここではむしろ活動的なプレート境界の観測から展望を試みた。今後これらを実験および計算科学的にも統合していくことが重要である。

謝 辞

本研究を進める上で日本海洋開発機構金田義行博士、静岡大学理学部道林助教授には貴重な指摘をいただき

ました。また、査読頂いた大島章一氏に感謝致します。

文 献

- Aoya, M., Uehara, S., Matsumoto, M., Wallis, S. and Enami, M. (2003) Subduction stage pressure-temperature path of eclogite from the Sambagawa belt: Prophetic record for oceanic-ridge subduction, *Geology*, **31**, 1045–1048.
- Fujie, G., Kasahara, J., Hino, R., Sato, T., Shinohara, M. and Suyehiro, K. (2002) A significant relation between seismic activities and reflection intensities in the Japan Trench region. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (7), 10.1029/2001GL013764.
- Fujii, N., Kasahara, J., Higashihara, H. and Ogawa, K. (2004) *The Proceedings of "1st International Workshop on Active Monitoring in the Solid Earth Geophysics (IWAM04)"*. Task Group for Active Monitoring, Mizunami, Japan.
- Gulick, S. P. S., Bang, N. L. B., Shipley, T. H., Nakamura, Y., Moore, G. and Kuramoto, S. (2004) Three-dimensional architecture of the Nankai accretionary prism's imbricate thrust zone off Cape Muroto, Japan: Prism reconstruction via an echelon thrust propagation, *J. Geophys. Res.*, **109**, B02105, doi: 10.1029/2003JB002654.
- Hayakawa, T., Kasahara, J., Hino, R., Sato, T., Shinohara, M., Kamimura, A., Nishino, M., Sato, T. and Kanazawa, T. (2002) Heterogeneous structures across the source regions of the 1968 Tokachi-Oki and the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquakes at the Japan Trench revealed by an ocean bottom seismic survey. *Phys. Earth Planet. Inst.*, **132**, 89–104.
- Iidaka, T., Iwasaki, T., Moriya, T., Kumakawa, L., Kurashimo, E., Kawamura, T., Tamazaki, F., Koike, K. and Aoki, G. (2003) Configuration of subducting Philippine sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2001GL016517.
- Inui, M. and Toriumi, M. (2002) Prograde pressure-temperature paths in the pelitic schists of the Sambagawa metamorphic belt, SW Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **20**, 563–580.
- Jung, H., Gree, H. W. II. and Dobrzhenetskaya, F. (2004) Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change. *Nature*, **428**, 545–549.
- Iwamori, H. (1998) Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65–80.
- Kamimura, A., Kasahara, J., Hino, R., Shinohara, M., Shiobara, H., Fujie, G. and Kanazawa, T. (2002) Crustal structure study at the Izu-Bonin subduction zone around 31 °N: Implications of serpentinized materials along the subduction plate boundary. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **132**, 105–129.

- Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2002) Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819–822.
- 笠原順三 (2004) 地球内部のアクティブ・モニタリング—4D 地球内部診断を目指して—。月刊地球, 号外, **47**, 海洋出版。
- 笠原順三・鈴木 功・熊沢峰夫・飯田汲事 (1968a) Dunite の S 波異方性。地震 II, **21**, 229–236.
- 笠原順三・鈴木 功・熊沢峰夫・飯田汲事 (1968b) 異方性媒質中の平面波速度と球面波速度及びエネルギー伝播。地震 II, **21**, 282–292.
- Kasahara J., Kamimura A., Fujie, G. and Hino, R. (2001) Influence of water on earthquake generation along subduction zones. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **76**, 291–303.
- 笠原順三・望月公廣・上村 彩・中村美加子・日野亮太・山田知朗・佐藤利典・ペイマン P. モグハダム・西野 実・中村恭之・金沢敏彦 (2003a) 沈み込み帯の非アスペリティとそれを生じる物質。地学雑誌, **112**, 811–827.
- 笠原順三・鳥海光弘・河村行雄 (2003b) 地震発生と水。東京大学出版会。
- Katayama, I., Jung, H. and Karato, S. (2004) A new type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low temperature. *Geology*, **32**, 1045–1048, doi: 10.1130/G20805.1.
- Kodaira, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S. and Kaneda, Y. (2000) Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido Earthquake. *Science*, **289**, 104–106.
- Kodaira, S., Hidaka, T., Kato, A., Park, J.-D., Iwasaki, T. and Kaneda, Y. (2004) High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai trough. *Science*, **28**, May, 1295–1298.
- 熊澤峰夫・國友孝洋・横山由紀子・中島崇裕・鶴我佳代子 (2000) アクロス：理論と技術開発, 及び将来展望。核燃料サイクル開発機構技報, **9**, 115–129.
- Linde, T. A. and Sacks, I. (1997) Slow earthquakes and the great Tonankai and Nankaido earthquakes. *EOS Trans., AGU*, **78** (46), Fall Meeting Abst., F156.
- 丸山茂徳 (1990) Exhumation mechanism of high pressure metamorphic belt. 日本地質学会 97 年大会要旨, 484。
- 丸山茂徳・大森 聡・岩瀬康幸 (2004a) 日本列島下で現在進行中の広域変成作用。地学雑誌, **113**, 600–616.
- 丸山茂徳・真砂英樹・片山郁夫・岩瀬康幸・鳥海光弘 (2004b) 広域変性作用論の革新的変貌。地学雑誌, **113**, 727–768.
- Matsu'ura, R.S., Yoshii, Y., Moriya, T., Miyamachi, H., Sasaki, Y., Ikami, A. and Ishida, M. (1991) Crustal structure of a seismic-reflection profile across the Median and Akaishi Tectonic Lines, central Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **66**, 497–516.
- Miura, S., Kodaira, S., Nakanishi, A., Tsuru, T., Takahashi, N., Hirata, N. and Kaneda, Y. (2003) Structural characteristics controlling the seismicity of southern Japan Trench fore-arc region, revealed by ocean bottom seismographic data. *Tectonophysics*, **363**, 79–102.
- Mizukami, T., Simon, W. and Yamamoto, J. (2004) Natural examples of olivine lattice preferred orientation patterns with a flow-normal a-axis maximum. *Nature*, **427**, 432–436, doi: 10.1038/nature02179.
- Mochizuki, K., Nakamura, M., Kasahara, J., Hino, R., Nakamura, Y., Shinohara, M., Sato, To., Moghadam, P.P. and Kanazawsa, T. (2005) Intense PP reflection beneath the aseismic forearc slope of the Japan Trench subduction zone and its implication of aseismic slip subduction. *Gephys. Res. Lett.*, **110**, B01302, doi: 10.1029/2003JB002892.
- Mogi, K. (1979) Two kinds of seismic gaps. *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1172–1186.
- Moore, J.C., Klaus, A. et al. (1998) Consolidation pattern during initiation and evolution of plate-boundary decollement zone: Northern Barbados accretionary prism. *Geology*, **26**, 811–814.
- 永井理子・菊地正幸・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。地震 II, **54**, 267–280.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2004) Shear-wave-polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **225**, 365–377.
- Nakamura, M., Yoshida, Y., Zhao, D., Katao, H. and Nishimura, S. (2000) Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Ryukyu arc. *Tectonophysics*, **369**, 121–143.
- Nakanishi, A., Kodaira, S., Park, J.-P. and Kande, Y. (2002a) Deformable backstop as seaward end of coseismic slip in the Nankai Trough seismogenic zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 255–263.
- Nakanishi, A., Shiobara, H., Hino, R., Kasahara, J., Suyehiro, K. and Shimamura, H. (2002b) Crustal structure around the eastern end of coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake. *Tectonophysics*, **354**, 257–275.
- Obana, K., Kodaira, S. and Kaneda, Y. (2003) Microseismicity at the seaward updip limit of the western Nankai Trough seismogenic zone. *J. Geophys. Res.*, **108**, B10, 2459, doi: 10.1029/2002JB0002370.
- Okamoto, A. and Toriumi, M. (2001) P-T paths of amphiboles by Gibbs method. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **141**, 168–181.
- Okamoto, A. and Toriumi, M. (2004) Optimal mixing properties of calcic and subcalcic amphiboles: Application of Gibbs' method to the Sanbagawa schists, SW Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**, 529–545.
- Okamoto, A. and Toriumi, M. (2005) Progress of actinolite-forming reactions in mafic schists during retrograde metamorphism: an example from the

- Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **23**, 335–356, doi: 10.1111/j.1525-1314.2005.00580.x
- 大森聡一・真砂英樹 (2004) 変成 P-T 経路の見積もりにおける相平衡熱力学的フォワードモデリングの適用. 地学雑誌, **113**, 647–663.
- Omori, S., Kamiya, S., Maruyama, S. and Zhao, D. P. (2002) Morphology of the intraslab seismic zone and devolatilization phase equilibria of the subducting slab peridotite. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **76**, 455–478.
- Ozawa, S., Murakami, M., and Kaiduzu, M. (2002) Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298**, 1009–1012.
- Park, J-P., Tsuru, T., Nakanishi, N., Hori, T., Kaneda, S., Nakanishi, A., Miura, S. and Kaneda, Y. (2002) A deep strong reflector of the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implications for underplating and interseismic shear stress release. *J. Geophys. Res.*, **107**, ESE3 1, 3–16.
- Peacock, S.M. (1999) Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology*, **103**, 45–59.
- 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.
- Seno, T. and Yamasaki, T. (2003) Low-frequency tremors, intraslab and interplate earthquakes in Southwest Japan—from a viewpoint of slab dehydration. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 22, 2171, doi:10.1029/2003GL018349.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Arie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, N., Tokuyama, H., Taira, A. (1996) Continental crust, crustal underplating, and low-*Q* upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, **272**, 390–392.
- 嶋本利彦・廣瀬大洋・溝口一生・野田博之 (2003) 断層の高速摩擦と地震の発生過程—現状と展望—. 地学雑誌, **112**, 979–999.
- Takahashi, N., Suyehiro, K. and Shinohara, M. (1998) Implications from the seismic crustal structure of the northern Izu-Bonin arc. *The Island Arc*, **7**, 383–394.
- Toriumi, M. (1990) The transition from brittle to ductile deformation in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **8**, 457–466.
- 鳥海光弘 (2004a) 観測的変成岩科学の建設. 地学雑誌, **113**, 567–570.
- 鳥海光弘 (2004b) 地震の多様性. 国際高等研究所報告 0401, 多様性の起源と維持のメカニズム, 35–47.
- 鳥海光弘 (2004c) ざくろ石の異方成長と歪速度履歴, 2004 年地質学会年会, 予稿集, 0227, p.139.
- Toriumi, M. and Noda, H. (1986) The origin of strain patterns resulting from contemporaneous deformation and metamorphism in the Sambagawa metamorphic belt. *J. Metamorphic Geol.*, **4**, 409–420.
- Toriumi, M. and Hara, E. (1995) Crack geometries and deformation by the crack-seal mechanism in the Sambagawa metamorphic belt. *Tectonophysics*, **245**, 249–261.
- Toriumi, M. and Inui, M. (2001) Pressure - temperature - water production rate paths in the subduction metamorphism. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **76**, 367–376.
- Tsuru, T., Park, J-P., Miura, S., Kodaira, S., Kido, Y. and Hayashi, T. (2002) Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling. *J. Geophys. Res.*, **107**, B12, doi:10.1029/2001JB001664.
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2004) Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi:10.1029/2003JB2683.
- Wang, T. K., Lin, S-H., Liu C-S. and Wang, C-S. (2004) Crustal structure of the southernmost Ryukyu subduction zone 384: OBS, MCS and gravity modeling. *Geophys. J. Int.*, **157**, 147–163.

(2005 年 7 月 19 日受付, 2005 年 11 月 16 日受理)