

かんらん岩の構造敏感性と弾性的異方性

道 林 克 禎*

Structure Sensitivity and Elastic Anisotropy within Peridotites

Katsuyoshi MICHIBAYASHI*

Abstract

Peridotites derived from the uppermost mantle consist dominantly of olivine and subsequently of pyroxene, spinel, garnet, and plagioclase. Crystal-plastic flow of mantle rocks results in various types of structure within peridotite being developed to varying degrees, depending upon the structure sensitivity of the different mineral phases. Plastic deformation leads to the simultaneous development of shape-preferred orientations and crystal-preferred orientations. A shape-preferred orientation is the expression of the average orientation of flattening (foliation) and elongation (lineation) directions, as defined by the orientations of individual grains. A crystal-preferred orientation (CPO) is the expression of crystallographic orientations of grains within the rock, as developed via dislocation creep and recrystallization. During intense homogeneous plastic deformation of a peridotite composed of minerals with a dominant slip system, the preferred orientation of the slip plane and slip direction tends to coincide with the plane of plastic flow and the flow direction, respectively. Recently, a new olivine CPO classification (A, B, C, D, and E types) has been proposed by Karato and co-workers to illustrate the roles of stress and water content as controlling factors of olivine slip systems. An additional CPO type (AG) has also been proposed in recognition of its common occurrence in nature. Given that olivine and the other constituent minerals in peridotites contain intrinsic elastic anisotropies, the development of CPO within peridotite during plastic deformation gives rise to seismic anisotropy in the upper mantle. Thus, the anisotropic properties of mantle rocks derived from the upper 100 km of the mantle, such as Ichinomegata peridotite xenoliths from the northeast Japan arc, have been calculated and applied with the aim of understanding the seismic anisotropy of the Earth's mantle.

Key words : peridotite, mantle, structure sensitivity, crystal preferred orientation, seismic anisotropy

キーワード : かんらん岩, マントル, 構造敏感性, 結晶方位定向配列, 地震波異方性

I. はじめに

多くのかんらん岩は最上部マントル由来の物質であり, 大部分はかんらん石から構成され, そのほかに輝石や少量のスピネル, ざくろ石, 斜長石などが含まれる。かんらん岩は, 一見しただけで

はこれらの鉱物が適当に分布した塊状の岩石に思えるが, 多くの場合マントル流動時の塑性変形によって面状に伸長または配列した面構造と, 面構造の特定方向にそれぞれの鉱物が伸長または配列した線構造をもつ。

プレート境界付近のマントルの流動メカニズム

* 静岡大学理学部地球科学教室

* Institute of Geosciences, Shizuoka University

は、比較的高い流動応力で働く転位クリープである。そのような場で流動したかんらん岩を構成するかんらん石は、結晶軸 a, b, c 軸が統計的に一定方向に集中する結晶方位定向配列 (crystal preferred orientation または crystallographic preferred orientation; 格子選択配向あるいは格子定向配列 lattice preferred orientation とも言われる) を発達させる (唐戸, 2000)。

かんらん岩の大部分を構成するかんらん石の転位クリープは、一般にマントル内では主に a 軸方向にすべる単純な結晶すべり系が支配的なため、マントルかんらん岩の構造敏感性として a 軸が運動方向に集中する結晶方位定向配列をもつ (Nicolas and Poirier, 1976; Mainprice *et al.*, 2000)。また、かんらん石は、古くから結晶内に弾性的異方性をもつことが知られており (Verma, 1960)、かんらん岩中にかんらん石の結晶方位定向配列が存在すれば、岩石として弾性的異方性をもつことになる (笠原ほか, 1968a, b; Christensen, 1984)。かんらん石の場合、a 軸方向の弾性波速度が最も大きいこと (後述) から、観測されるマントルにおける地震波速度の最も大きな方向がマントル流動のパターンを表すと解釈された (Tanimoto and Anderson, 1984; 唐戸, 1986; Silver *et al.*, 1999)。この運動学的モデルは特にオフィオライト研究を含めた海洋底の最上部マントルにおいてうまく説明できることから広く受け入れられた (Nicolas and Christensen, 1987)。

このようにかんらん岩の構造はマントル内の地震波速度異方性に直接的に関係し、かんらん岩の弾性的異方性はマントル内の地震波速度異方性として地球物理学的に観測され、さらに地震波速度異方性から地球深部のマントル流動が推定されている (例えば, Tanimoto and Anderson, 1984; Silver *et al.*, 1999)。そのため、かんらん岩の構造の発達過程を理解することは、かんらん岩がどのようにマントル内で結晶塑性流動しているのか推定するために重要である (Nicolas and Christensen, 1987)。

最近、Yale 大学の唐戸らのグループによる実験研究を契機として、転位クリープによるマント

ル流動に関して活発な議論が続いている (Jung and Karato, 2001; Katayama *et al.*, 2004; Jung *et al.*, 2006)。特に、日本列島などの島弧の地下に位置するマントルウェッジのマントル流動について新たなモデルが提案されホットな話題になっている (Katayama and Karato, 2006; Kneller *et al.*, 2005, 2007)。本論では、こうした研究の動向を踏まえて、はじめにかんらん岩の構造とかんらん石の結晶方位定向配列について概略を示し、次にかんらん石の弾性的異方性と結晶方位定向配列から計算されるかんらん岩の弾性波速度異方性の特徴について解説する。また、本論では一例として、秋田県男鹿半島一の日湯火山かんらん岩捕獲岩の微細構造と結晶方位定向配列、さらに見積もられた弾性波速度の異方性と男鹿半島で観測された地震波異方性との関係について紹介する。

地震学的な地球の構造からマントルのテクトニクスを研究する学問は、唐戸 (1986) によってマントル構造地質学とよばれた。最上部マントルについては、直接岩石試料を手に入れることが可能であり、地震学・物質科学・地質学それぞれの手法で得た研究成果を同じ土俵で議論できる点で魅力的な研究対象である (道林, 2006)。また、このような地震学と物質科学を合わせた学際的なアプローチは、Marriage of Rocks and Waves と称されている (Kerr, 1999)。

II. かんらん岩の構造解析

1) かんらん岩の構造

塑性変形したかんらん岩は、鉱物が面状に伸長または配列した面構造 (foliation) と、さらに面構造の特定方向にそれぞれの鉱物が伸長または配列した線構造 (lineation) をもつ (図 1A)。面構造と線構造は、かんらん岩がかつてマントルで塑性流動した時の流れ場における歪楕円体 (strain ellipsoid) の 3 つの主歪軸方向に応じて形成されたと考えられている。通常、線構造方向が最大歪軸と平行で X 軸となり、面構造上で線構造と直交する方向が中間歪軸 (Y 軸) と平行、そして面構造の法線方向が最小歪軸と平行で Z 軸として表す (図 1A)。

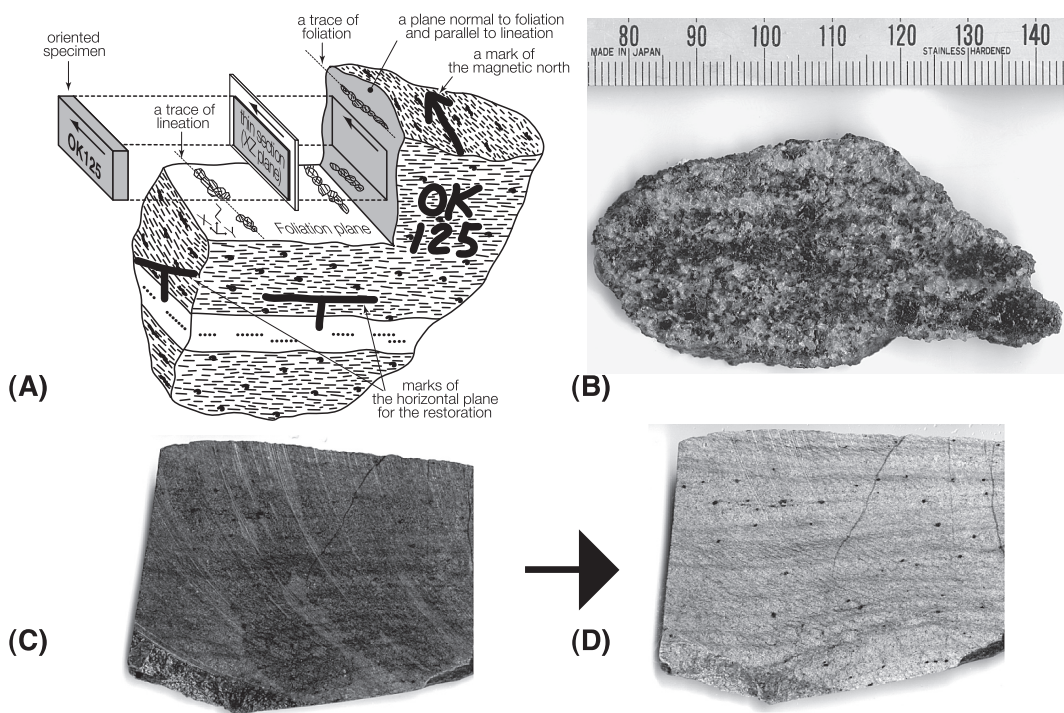


図 1 (A) かんらん岩の構造と定方位試料の採取法. かんらん岩は面構造と線構造をもつ. 微細観察用の薄片を作成するために面構造に垂直で線構造に平行な面を岩石カッターで切断し薄片用岩片を作成する. また露頭で採取する時に, 試料表面に磁北と水平面との交線をマーキングする. (B) かんらん岩の組成縞構造. 明るい部分が主にかんらん石の濃集層であり, 暗い部分は輝石とかんらん石の混合層である. (一の目瀉火山かんらん岩ゼノリス, 画像提供: 佐津川貴子) (C) 蛇紋岩化したかんらん岩 (ダナイト) の切断面. かんらん岩の構造を観察するのは難しい. (芋野かんらん岩体のダナイト, 画像提供: 田阪美樹) (D) 希塩酸によって表面を腐食させた後の切断面. 全体として緑白色を呈しているが, スピネルが黒く浮き上がっている. このスピネルの形態や配列によって構造を確認する. (芋野かんらん岩体のダナイト, 画像提供: 田阪美樹)

Fig. 1 (A) Peridotite structures and a method to prepare an oriented thin section normal to foliation and parallel to lineation based on an oriented sample collected from an outcrop. (B) Compositional banding within peridotite. Bright layers are olivine-rich, whereas dark layers consist of olivine and pyroxene. (Peridotite xenolith in Ichinomegata volcano. Photograph courtesy Takako Satsukawa) (C) A section of partially serpentinized dunite. (Imono peridotite body. Photograph courtesy Miki Tasaka) (D) A breached section of partially serpentinized dunite. (Imono peridotite body. Photograph courtesy Miki Tasaka)

かんらん岩の面構造と線構造の同定は困難に思えるが, スピネルや輝石の伸張・配列など肉眼で確認できる構造が見られることも多い (図 1B)。一方, かんらん石は蛇紋石化や風化作用を受けやすいため構造決定の指標にはなりにくい。経験的に変質や風化に強いスピネルの配列が肉眼的には最も良い指標となる。次に輝石のわずかな伸張が参考になる。ただし, 蛇紋岩化作用あるいは風化作用の影響などによって, かんらん岩の構造を肉

眼観察だけでは判別できないことも稀ではない。そのような場合には, 希塩酸などで表面を腐食させるとかんらん石の領域が緑白っぽくなり, スピネルや輝石の配列や伸張が見分けやすくなる (図 1C, D)。

2) かんらん岩の微細構造

かんらん岩の微細構造を観察するには, 通常面構造に垂直で線構造に平行な面 (XZ 面) を厚さ約 30 μm の薄片にした試料を作成する (図 1A)。

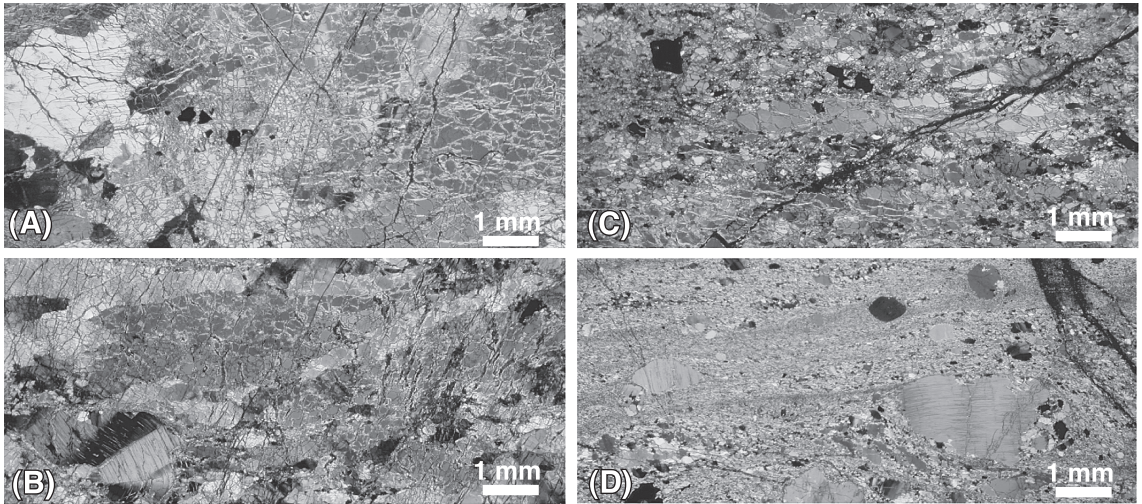


図 2 (A) 粗粒な粒状構造. (B) 粗粒であるが、著しく伸張した構造. 斜方輝石が強くキンクしている. (C) ポーフイロクラスト状構造. 粗粒なポーフイロクラストが著しく伸張している. (D) 著しく細粒化した基質部をもつマイロナイト構造.
(オマーンオフィオライト・ヒルチかんらん岩体のハルツバージャイト; Michibayashi and Mainprice, 2004)

Fig. 2 (A) Coarse granular texture. (B) Coarse and elongated texture. (C) Porphyroclastic texture, in which coarse porphyroclasts are intensely elongated. (D) Mylonitic texture, in which extremely fine-grained matrix can be seen.

All samples are harzburgites from Hilti mantle section of the Oman ophiolite (Michibayashi and Mainprice, 2004).

かんらん岩の構造が判別できない場合、任意の面で薄片を作成することになる。しかし、そのような薄片では結晶塑性流動した時の流れ場を適当に推定するしかなく、結晶方位解析を含めた微細構造についての解析を避けるべきである。

塑性変形したかんらん岩の微細構造には粒径や粒子の形状などから様々な組織名が付けられているが、構造を理解する上では、かんらん岩の微細構造を大きく2つに分類すれば十分である。(1) マントル流動に関連する粗粒な組織と、(2) マントルから地殻表層に上昇する際の冷却時に鉱物の細粒化を伴って発達した2次的な組織である。

粗粒組織は、かんらん岩がマントル流動に関連した高温状態 ($\geq 1000^{\circ}\text{C}$) で塑性流動した時の微細構造と考えられている (例えば, Mercier, 1985)。肉眼観察では、全体的に数 mm の粗粒な鉱物が識別可能である。面構造は、輝石とかんらん石の濃集層による組成縞から判断されることが

多い (図 1B)。組成縞がない場合でも、鉱物の伸張を丁寧に確認していけば面構造を決められる。次に、面構造上における鉱物の伸張や配列を観察して線構造を決定する。XZ 面で作成した薄片の観察では、粗粒な鉱物からなる粒状組織 (coarse granular texture) をもつ (図 2A)。個々の鉱物では、かんらん石は結晶粒界が直線的なポリゴナル状からやや伸張した形態をもつことが多く、その他に粒内に波動消光やキンク構造を発達させていることもある。その他の鉱物は結晶粒界が不規則な他形的であることが多い。また、粒状組織をもつかんらん岩は、塑性流動した痕跡を結晶方位定向配列 (格子選択配向) として保持している (次章)。

2 次的な微細構造は、歪量や変形時の温度などの環境によって多様な特徴をもつ (例えば, Michibayashi and Mainprice, 2004; 図 2B-D)。低歪では細粒化の程度が弱く粗い粒子が著しく伸張した組織をもつことがある (図 2B)。最も特徴

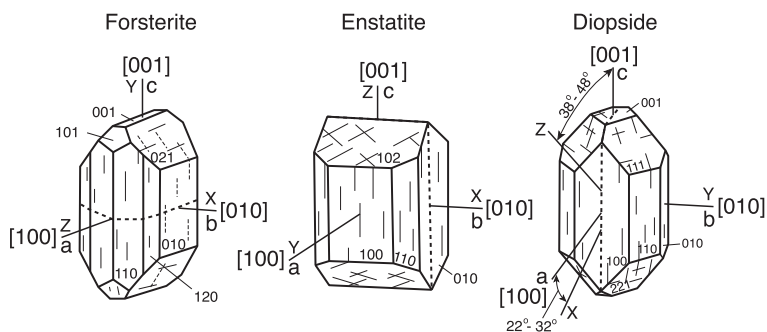


図3 かんらん岩の主要構成鉱物の単結晶形態。フォルステライト，エンスタタイト，ディオプサイド。

Fig. 3 Crystallographic habit and optical directions of the major constituent minerals within peridotite: forsterite, enstatite, and diopside.

的な組織として、数 mm の比較的粗粒な粒子（主に輝石）からなるポーフィロクラストと細粒な鉱物からなる基質部で構成されたポーフィロクラスト状組織（porphyroclastic texture）がある（Nicolas and Poirier, 1976; Mercier, 1985）。肉眼観察では面構造・線構造を比較的容易に決定できるが、多少でも蛇紋岩化作用や風化作用を受けていると、明瞭に識別できるのは粗粒な輝石ポーフィロクラストだけである。ポーフィロクラストは変形が強いほど丸みをもって伸張したり小さくなる傾向があるので、簡易的な変形度の指標になる。XZ 面で作成した薄片の観察では、輝石ポーフィロクラストは丸い形状や著しく伸張しキンクした形状を示す（図 2C）。細粒基質部は、かんらん石濃集層と輝石濃集層では、後者の方がより細粒であることが普通である。さらに低温で強い剪断変形を受けると、全体の細粒化が著しくなり全体として 100 μm 以下の細粒鉱物から構成されたマイロナイト状組織（mylonitic texture）を発達させる（図 2D）。

また、塑性剪断流動で形成された二次的な微細構造を有するかんらん岩では、歪量が大きくなるとポーフィロクラストの周りの非対称構造から剪断センスを判定することが可能である。ただし、マイロナイト状組織のように特徴的な微細構造をもつ場合を除くと、かんらん岩の二次的な微細構造は歪量や温度条件などによって様々な程度

に発達した組織をもつ（例えば、Michibayashi *et al.*, 2006a）。そのような組織を元にして歪量や流動応力など変形条件に関する情報を読み取るのは難しく、結晶方位解析を行う際も注意したい。

III. かんらん石の結晶方位定向配列

1) 結晶方位解析の方法

かんらん石は斜方晶系に属する結晶であり、a 軸、b 軸、c 軸の 3 軸すべてが異なり、すべて垂直な関係である（図 3）。通常、結晶面や結晶方向の記述にはミラー指数が使われる（森本ほか, 1975）。例えば、(010) は b 軸を法線方向とする面であり、[100] は a 軸方向を表す。最上部マントルにおけるかんらん石の転位クリープでは、温度・圧力・歪速度等によってかんらん石結晶のすべる面とすべる方向（結晶すべり系）が変化する（Nicolas and Poirier, 1976）。

かんらん石の結晶すべり系の同定は、透過型電子顕微鏡（TEM）を使用してかんらん石の転位構造を直接観察する方法が一般的である。ただし、転位構造を観察する目的に限っては、かんらん石の場合には高温酸化法で比較的容易に転位観察できる。高温酸化法とは、かんらん岩を 900°C で約 1 時間酸化させた後で薄片を作成し、偏光顕微鏡または走査型電子顕微鏡（SEM）の組成像によって転位を観察する方法である（Kohlstedt *et al.*, 1975）。かんらん石では高温酸化法によっ

て転位密度を解析できるが、観察される転位構造が2次的に変化している可能性もあることに注意したい。

一方、間接的に結晶すべり系を知る方法として、かんらん石の結晶方位解析がある。この方法では、かんらん岩の薄片からかんらん石結晶粒子の結晶方位を150～200粒程度測定する (Ben Ismaïl and Mainprice, 1998)。そして、測定結果を、面構造・線構造を固定したステレオネットにかんらん石の結晶軸ごとにそれぞれ投影すると、結晶すべり系に応じた特徴的な結晶方位定向配列を確認できる (図4)。例えば (010)[100] すべり系の場合、線構造方向 (X) に a 軸が集中し面構造の法線方向 (Z) に b 軸が集中するような結晶方位定向配列を示す (図4)。

岩石薄片中の鉱物の結晶方位の測定は従来ユニバーサルステージを備えた偏光顕微鏡を使って行われていたが、1990年代に走査型電子顕微鏡 (SEM) に電子線回折現象を利用した技術である電子線後方散乱回折 (electron back-scattered diffraction: EBSD) を組み合わせた解析手法 (Dingley, 1984; Prior *et al.*, 1999) が確立され、現在の主流になっている (道林, 2000; 重松, 2001; Michibayashi *et al.*, 2004)。その測定法もユニバーサルステージと比べて格段に容易である。また、かんらん石の結晶方位定向配列は、結晶すべりの結果としてかんらん岩に保持されやすいため、最近では SEM-EBSD による結晶方位解析から間接的に鉱物の結晶すべり系が推定されることが多い (例えば, Mizukami *et al.*, 2004; Michibayashi and Mainprice, 2004; Katayama *et al.*, 2005; Michibayashi *et al.*, 2007)。

2) かんらん石の結晶方位定向配列

かんらん石の代表的な結晶方位定向配列を図4に示す。一般に高温条件 ($\geq 1000^\circ\text{C}$) では a 軸方向にすべる (010)[100] すべり系 (Aタイプとよばれる; Jung and Karato, 2001) や {0kl}[100] すべり系 (Dタイプとよばれる; Jung and Karato, 2001) が活動的である。しかし、低温条件 ($< 1000^\circ\text{C}$) では、すべる方向が a 軸から c 軸方向に変化して (010)[001] すべり系 (B

タイプとよばれる; Jung and Karato, 2001) や (100)[001] すべり系 (Cタイプとよばれる; Jung and Karato, 2001) が活動的になる (Avé Lallemont and Carter, 1970)。すべり系のタイプとしてほかに、c 面を a 軸方向にすべる (001)[100] すべり系 (Eタイプとよばれる; Katayama *et al.*, 2004) がある。さらに実際のかんらん岩から見出される結晶方位定向配列には、これらのほかに b 軸が面構造の法線方向に集中するのに対して a 軸と c 軸が面構造上に帯状に分布する b 軸集中タイプ (AGタイプとよばれる; Mainprice, 2007) も報告されている。

かんらん石のすべり系の変化が、温度や流動応力に関係していることは古くから知られていた (Avé Lallemont and Carter, 1970)。ところが、最近の実験研究によって、c 軸方向へのすべり系にはかんらん石に含まれる水の影響によるものがあり、同じ温度・流動応力であってもかんらん石の含水量によって結晶すべり系が連続的に変化することが明らかにされた (Jung and Karato, 2001; 唐戸, 2001; Katayama *et al.*, 2004; Jung *et al.*, 2006)。一方、メルト (岩石が熔融した状態) の効果によってもかんらん石の結晶方位定向配列を変化させることが同じ時期に報告された (Holtzman *et al.*, 2003)。

かんらん石は結晶として a 軸, b 軸, c 軸それぞれに固有の性質をもち、転位クリープにおいて流動応力・歪・温度・圧力・水・メルトなどの効果によって結晶すべり系が様々に変化する。かんらん石のすべり系の研究は現在も活発に行われており、最近ではより高圧側 ($> 3 \sim 10 \text{ GPa}$) における圧力効果について議論されている (Couvry *et al.*, 2004; Mainprice *et al.*, 2005; ほかに Karato, 2007 と Ji *et al.*, 2007 の議論も興味深い)。そのため、かんらん岩の構造解析として、かんらん石の結晶方位定向配列を分析することは、次に述べる弾性的異方性と相まって最上部マントルの塑性流動を理解する上で重要なアプローチとなっている。

IV. かんらん岩の弾性波速度異方性

多くの場合、マントルから地表に露出したかん

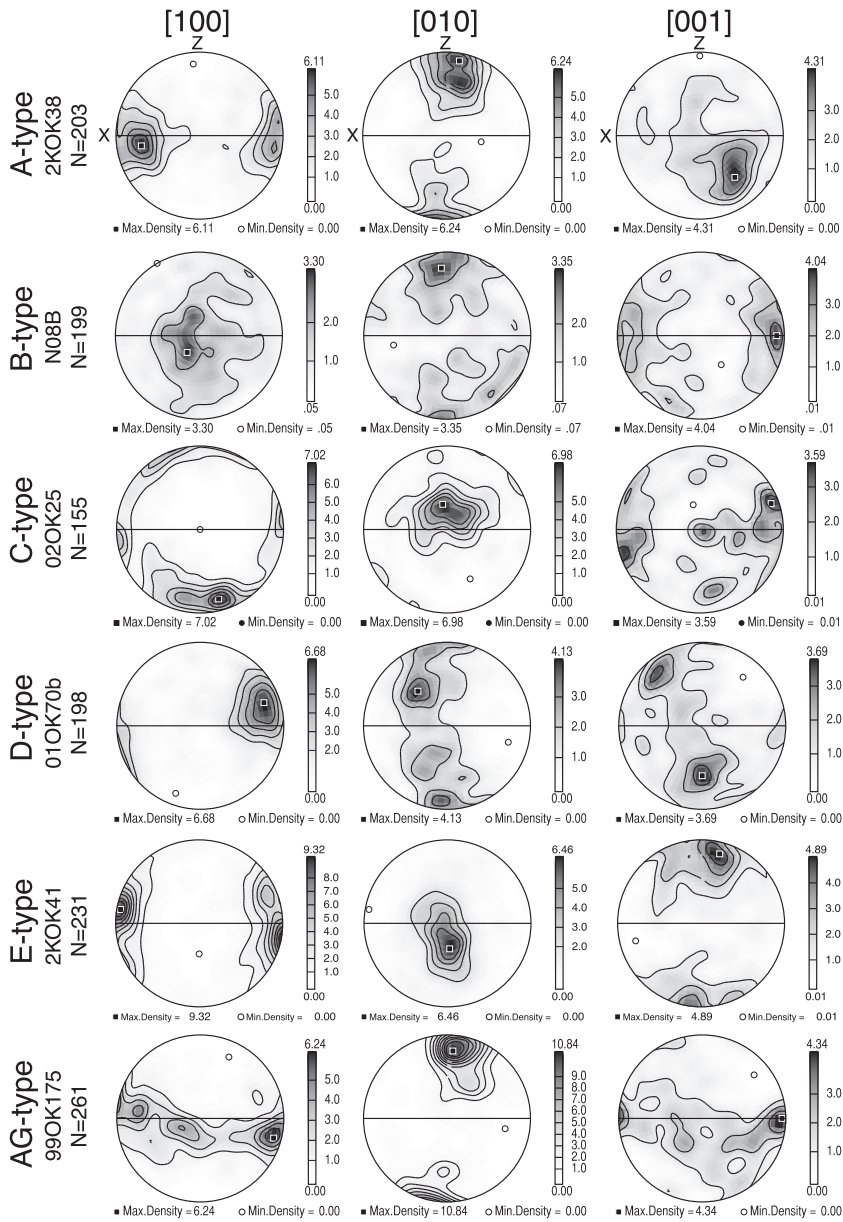


図 4 かんらん石の結晶方位定向配列における 6 つのタイプ.

Fig. 4 Natural examples of olivine CPO types.

らん岩は試料として採取される段階で 2 次的作用によって構造改変や変質・風化を受けている。そのため、直接かんらん岩試料の弾性波速度を測定しても、マントルに存在していた状態をそのままには保持していない可能性が高い。そこで、そ

のような 2 次的な影響を取り除くために、かんらん岩の微細構造（結晶方位、体積分率、形状）から弾性波速度異方性を見積もる方法がある。ここでは、はじめに鉱物単結晶の弾性波速度異方性を示し、それから多結晶体としての岩石の弾性波

速度異方性について示す。

異方的物質中を伝わる弾性波は、等方的物体中を伝わる場合と違う特徴をもつ。第1はP波とS波ともに伝播する方位によって速さが異なる方位異方性 (azimuthal anisotropy), 第2はS波の振動の偏り方によって伝わる速さが違う偏向異方性 (polarization anisotropy) である (唐戸, 2000)。一般に、弾性波速度の異方性 (AV%) は次のように定義される (Mainprice *et al.*, 2000)。

異方性 AV (%) =

$100 \times (\text{最大速度} - \text{最小速度}) / \text{平均速度}$,

平均速度 = (最大速度 + 最小速度) / 2。

P波 (V_p) の異方性 (AV_p) については、全方位における最大速度 ($V_{p_{\max}}$) と最小速度 ($V_{p_{\min}}$) から方位異方性が求められる。一方、S波 (V_s) の異方性 (AV_s) については、すべての伝播方位についてそれぞれ直交偏向する最大速度 (V_{s_1}) と最小速度 (V_{s_2}) が存在して偏向異方性が求められる。さらにS波にはP波と同様に方位異方性もあるので、例えば V_{s_1} について全方位における最大速度と最小速度から V_{s_1} の方位異方性が求められる。このような弾性波速度の異方性のなかでも特にS波の偏向異方性については、S波のスプリッティング (shear wave splitting) を地震波観測から測定できるため重要である。

1) 鉱物の弾性波速度異方性

上部マントルを構成する鉱物のなかで体積的に主要となるのは、かんらん石・斜方輝石・単斜輝石の3鉱物である (図3)。これら3鉱物の弾性波速度を実験で求めた結果を表1に示す。弾性波速度異方性は、通常ステレオネットの下半球に (1) P波の弾性波速度 (V_p), (2) S波の全伝播方位における偏向異方性 (AV_s), (3) S波の伝播方位それぞれの最大速度 (V_{s_1}) の振動面を投影して表される (図5)。

上部マントルで最も主要な鉱物であるかんらん石は、弾性波速度についても最もよく研究されている (Kumazawa and Anderson, 1969; Webb, 1989; Issak, 1992; Abramson *et al.*, 1997)。マントルにおける平均的な組成をもつかんらん石 (F_{090}) は、常温常圧状態で V_p は最大 25%, V_s

は 18% の弾性波速度の異方性をもつ (Mainprice *et al.*, 2000)。

斜方輝石 (Enstatite または Bronzite) についても、上部マントルの平均的な組成 ($Mg\# = 0.9$) 付近についての弾性波速度がよく研究されている。 V_p の異方性は 15.1% (En₈₀ Bronzite; Frisillo and Barsch, 1972) から 12.0% (En₁₀₀ Enstatite; Weidner *et al.*, 1978) まで変化する。 V_s の異方性も 15.1% (En₈₀ Bronzite; Webb and Jackson, 1993) から 11.0% (En₁₀₀ Enstatite; Weidner *et al.*, 1978) まで変化する。これらの異方性の原因は斜方輝石の組成や結晶構造に関係するらしい (Duffy and Vaughan, 1988; Mainprice *et al.*, 2000)。

上部マントル組成の単斜輝石の弾性定数についての研究は少ないが、 V_p の異方性は 29% であり、 V_s の異方性は 20% と 24% の間である (Levien *et al.*, 1979; Collins and Brown, 1998; Mainprice *et al.*, 2000)。

2) 岩石 (多結晶体) の弾性波速度異方性

かんらん岩をはじめとして岩石の弾性波速度について、その岩石の主要構成鉱物の結晶方位定向配列とそれぞれの鉱物単結晶の弾性定数および密度・体積分率から簡単に計算するプログラムが、フランス・モンペリエ大学の David Mainprice によって 90 年代から開発され (Mainprice, 1990; Mainprice and Silver, 1993), インターネット上で無償配布されている ([http://www.gm.univ-montp2.fr/\[Cited 2007/10/01\]](http://www.gm.univ-montp2.fr/[Cited 2007/10/01]))。このプログラムの元となっている鉱物の弾性定数と結晶方位定向配列からかんらん岩の弾性波速度異方性を求める基本原理については、西澤 (2005) に解説があるので参照されたい。また、最近では各国の研究機関に SEM-EBSD が普及したことによって、かんらん岩の主要鉱物の結晶方位定向配列の測定が容易になり、これまで以上に地球表層に露出した多くのかんらん岩について弾性波速度とその異方性が報告されるようになった。

かんらん石の結晶方位定向配列から計算された弾性波速度の結果は、通常、かんらん岩の面構造と線構造を基準としたステレオネット上に示され

表 1 マントルかんらん岩を構成する主要鉱物単結晶の弾性波速度と弾性波異方性.

Table 1 Anisotropic seismic properties of selected mantle minerals.

Mineral	Vp Max km/s	Vp Min km/s	Vs Max km/s	Vs Min km/s	AVp %	AVs %	Vp max dir.	Vp min dir.	dVs max dir	dVs min dir	Composition	T K	P GPa	Reference * = calc.
Olivine	9.9	7.7	5.5	4.4	24.6	18.1	[100]	[010]	[101]	[100]	FO ₉₃	297-306	0-0.2	K&A 69
	9.8	7.6	5.5	4.4	25.2	17.3					FO ₉₂	-	-	Ohno 76
	9.9	7.7	5.5	4.4	25.0	18.1					FO ₉₁	-	-	Ohno 76
	9.8	7.7	5.5	4.4	24.4	18.6					FO _{90.5}	-	0-3	Webb89
	9.9	7.7	5.5	4.4	24.5	18.3					FO ₉₂	295-1500	-	Isaak92
	9.8	7.7	5.5	4.4	24.2	18.4					FO ₉₀	295-1500	-	Issak92
	9.8	7.7	5.5	4.4	24.3	17.9					FO ₉₀	-	0-17	Abr97
Opx	8.3	7.0	5.0	4.3	16.4	12.9	[100]	[010]	[110]	[100]	En ₈₄	-	-	K69
	8.3	7.0	5.0	4.2	17.6	14.3					En ₈₀	298-623	0-1	F&B72
	8.3	7.3	5.0	4.4	12.0	11.0					En ₁₀₀	-	-	W78
	8.4	7.1	5.0	4.3	15.8	12.8					En ₉₄	-	-	D&V88
	8.3	7.1	5.0	4.2	15.4	15.1					En ₈₀	-	0-3	W&J93
	8.5	7.4	5.1	4.4	13.6	13.1					En _{75.5}	-	12.5	Chai97
Cpx	9.1	7.0	4.9	3.9	26.9	22.6	~[101]	~[001]	~[-111]	~[100]	Di	-	-	A64
	9.4	7.0	5.0	4.0	29.5	20.0					Di	-	-	L79
	9.7	6.8	5.0	3.9	35.4	21.0					Di	-	0-5	M&B84

References: K&A 69: Kumazawa and Anderson (1969); Ohno 76: Ohno (1976); Webb89: Webb (1989); Isaak92: Issak (1992); Abr97: Abramson *et al.* (1997); K69: Kumazawa (1969); F&B72: Frisillo and Barsch (1972); W78: Weidner *et al.* (1978); D&V88: Duffy and Vaughan (1988); W&J93: Webb and Jackson (1993); Chai97: Chai *et al.* (1997); A64: Aleksandrov *et al.* (1964); L79: Levien *et al.* (1979); M&B84: Matsui and Busing (1984).

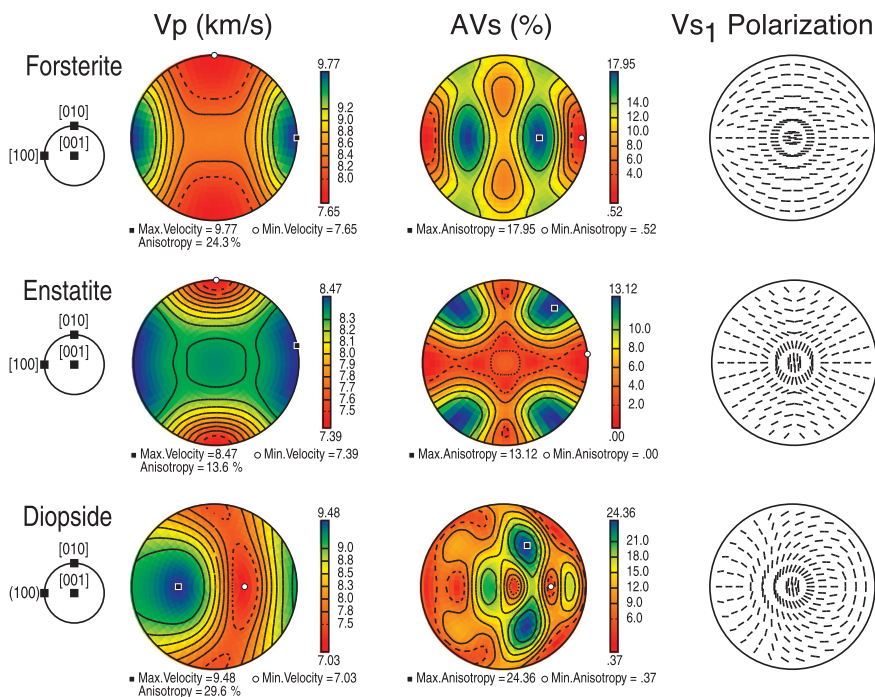


図 5 かんらん岩の主要構成鉱物の単結晶における弾性的異方性. 弾性定数と密度は、フォルステライトは Abramson *et al.* (1997), エンスタタイトは Chai *et al.* (1997), デイオブサイドは Collins and Brown (1998) を用いた. ステレオネットはすべて下半球等積投影であり, 左から P 波速度 (V_p), S 波の偏向異方性 (AVs), S 波の V_{S1} の偏向面のトレースである.

Fig. 5 Elastic anisotropy of single crystals of major constituent minerals. Elastic data: forsterite is Abramson *et al.* (1997), enstatite is Chai *et al.* (1997), and diopside is Collins and Brown (1998). Contours in km/s for V_p (left) and in % anisotropy for AVs (middle). Right: trace of the V_{S1} polarization plane.

る (図 6)。a 軸が線構造方向に平行な A タイプでは、 V_p の最大方向が線構造方向にほぼ一致する。これはかんらん石単結晶において a 軸方向の V_p が最大であることによる (図 5)。 V_s の偏向異方性 (AVs) の変化はかんらん岩の構造に対して面対称になっており、偏向異方性の最大速度 (V_{S1}) の振動面は、ほぼ線構造方向に平行である。c 軸が線構造方向に平行な B タイプでは、 V_p の最大速度の伝播方位が Y 軸に平行で線構造に直交している (図 6)。これは a 軸がこの方位に集中するためである (図 4)。B タイプと A タイプは、結晶方位定向配列について b 軸を軸として面構造内で 90 度回転させると一致するため、B タイプの弾性的異方性の特徴は基本的に A タイプと 90 度ずれた関係にある。このように構造

に対して a 軸の集中した方向が弾性的異方性の特徴に大きな影響を与えていることがわかる。その他の結晶方位定向配列のタイプについても同様な傾向がある (図 4 と図 6 を比較)。

V. 最上部マントルにおけるかんらん岩の構造敏感性及その地震波異方性への影響

これまでにかんらん岩の構造的特徴とその弾性的異方性について述べた。こうして見積もられたかんらん岩の弾性波速度異方性を最上部マントルの地震波速度の異方性に適用するためには、さらなる条件としてマントルにおけるかんらん岩の構造姿勢が必要である。

最上部マントルにおける流動方向は、基本的に次の 4 つのタイプに分けられる (図 7)。(A) 水

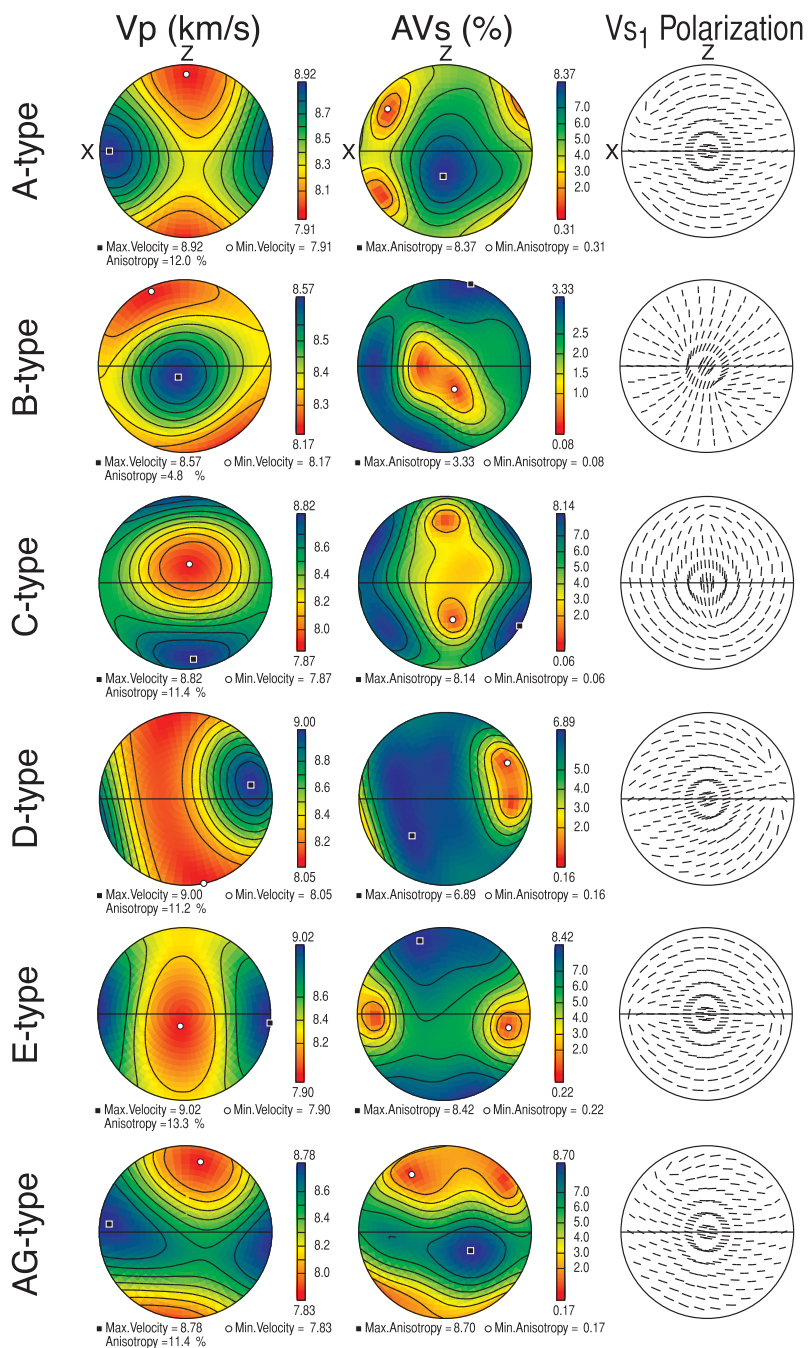


図 6 かんらん石の結晶方位定向配列における6つのタイプ(図4)から計算される弾性波速度異方性. ステレオネットはすべて下半球等積投影であり, 左からP波速度(V_p), S波の偏向異方性(AV_s), S波の V_{s1} の偏向面のトレースである.

Fig. 6 Anisotropic elastic properties of olivine under ambient conditions with CPO of the samples in Fig. 4. Contours in km/s for V_p (left) and in % anisotropy for AV_s (middle). Right: trace of the V_{s1} polarization plane.

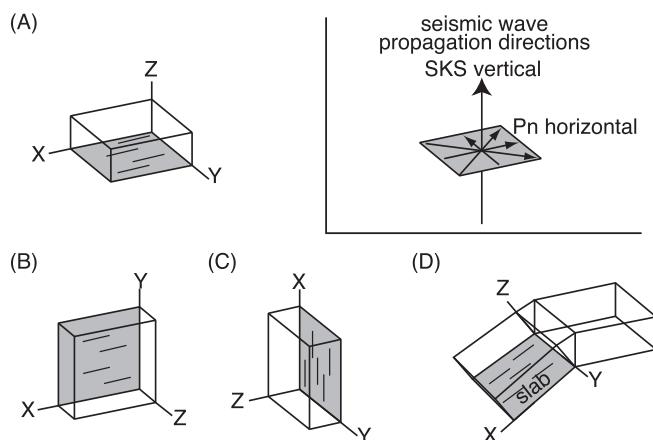


図 7 マントルにおけるかんらん岩の流動タイプと構造姿勢。(A) 水平型, (B) 垂直横ずれ型, (C) 鉛直型, (D) スラブ平行型. それぞれの流動タイプにおいて XY 面が面構造, X 軸方向が線構造である. 構造姿勢によって SKS 波と Pn 波の伝播方位が変化する.

Fig. 7 Different structural orientations of mantle peridotite. (A) Horizontal shear model, (B) lateral shear model, (C) vertical shear model, (D) shear along subducting slab model. XY plane is foliation plane and X-axis is parallel to lineation. SKS direction changes depending on the structural frame of each model.

平型：流動面と流動方向がどちらも水平なタイプ, (B) 垂直横ずれ型：流動面は垂直面であるが流動方向が水平なタイプ, (C) 鉛直型：流動面が垂直面であり流動方向が鉛直方向なタイプ, そして (D) スラブ平行型：流動面と流動方向が沈み込むスラブの面と方向に平行なタイプでマンツルウェッジに特徴的な流れである。かんらん岩は構造敏感性によって, これらの流動タイプに応じて最上部マンツルにおける構造姿勢を変化させる。

次にかんらん岩の構造姿勢に対する地震波伝播方位を決める必要がある。ここで地震波を SKS 波とすると, この S 波の伝播方位はコア・マンツル境界から地表へ向かって鉛直になる (Silver *et al.*, 1999)。従って, かんらん岩の構造に対して, 水平型では Z 軸方向, 垂直横ずれ型では Y 軸方向, 鉛直型では X 軸方向, そしてスラブ平行型では X 軸と Z 軸の間の沈み込む角度に応じた方向が, それぞれマンツル最上部における SKS 波の伝播方位と平行になる (図 7)。その結果, 例えば図 4 の A タイプとして示されたかんらん岩の弾性波速度異方性の場合, S 波の偏向異方性が 0.31% から 8.37% まで幅広いため, 流動タイプによって水平型では 4.5%, 垂直横ずれ型

では 8%, 鉛直型では 4% と見かけの偏向異方性に変化する。このようにかんらん岩に弾性波速度異方性が存在すると, 地震波の伝播方位によって異方性の影響が変化する。

VI. かんらん岩の微細構造の地震波速度異方性への影響—東北日本男鹿半島下の最上部マンツルを例として—

東北日本は典型的な島弧であり, 太平洋プレートがユーラシアプレートの下に 10 cm/yr の速さで沈み込んでいる (Hasegawa *et al.*, 1991, 1994)。また, 地震学的に最も研究されている地域の一つである。一の目濁火山は背弧側のマンツル由来の捕獲岩が噴出している世界でも稀少な地質体である (Abe and Arai, 1993)。一の目濁火山のかんらん岩捕獲岩は, 第四紀の約 1 万年前に島弧マグマに捕獲され, 噴出されたものである (図 8A)。大きなものは直径が 30 cm 以上あるが, 多くは直径が 10 cm 以下である。かんらん岩捕獲岩の多くはレルブライトで, わずかにハルツバージャイトを含む (Abe and Arai, 1993)。また, 二次的鉱物のパーガス閃石や金雲母を含むことが知られている (Arai, 1986; Abe *et al.*, 1998)。こ

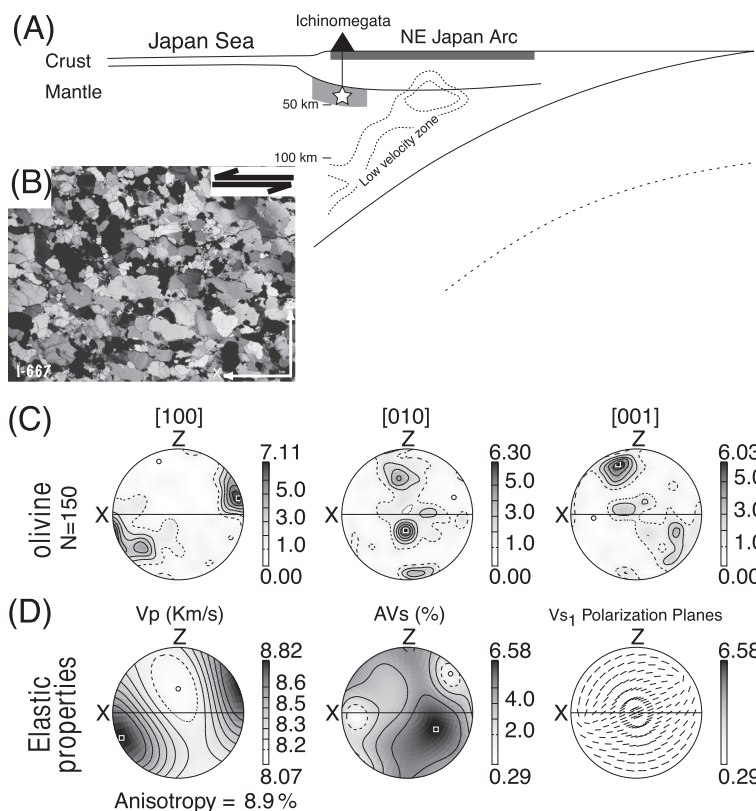


図 8 秋田県男鹿半島一の目潟火山かんらん岩捕獲岩の構造と弾性波速度異方性 (Michibayashi *et al.*, 2006b). (A) 東北日本弧の模式断面図. 一の目潟火山かんらん岩捕獲岩は地下約 30-50 km から 1 万年前の噴火によって地表にもたらされた. (B) かんらん岩捕獲岩の微細構造 (XZ 面). 塑性剪断流動の結果として, 組成縞で定義された面構造に対してかんらん石粒子が斜行する形態定向配列をもつ. (C) かんらん石の結晶方位定向配列 (CPO). 見かけ上, E タイプ的な CPO をもつ. (D) かんらん石の結晶方位定向配列から計算された弾性波速度異方性. P 波の異方性は 8.9%, S 波の偏向異方性は 0.29% から 6.58% まで変化する. V_{s1} の偏向面は a 軸の集中方向である.

Fig. 8 Structure and elastic anisotropy of Ichinomegata peridotite xenolith, Oga peninsula, Akita Prefecture (Michibayashi *et al.*, 2006b). (A) Schematic cross-section of the northeast Japan arc. Star symbols indicate possible locations of Ichinomegata peridotite xenoliths within the mantle, which were derived by volcanic eruption at 10 Ka. (B) Photomicrograph of a peridotite xenolith with oblique foliations, indicating a sinistral sense of shear. (C) Crystal-preferred orientation (CPO) of olivine, showing an E-type. (D) Elastic properties calculated from CPO data shown in (C). V_p anisotropy is 8.9%, AV_s varies from 0.29 to 6.58%. Trace of V_{s1} polarization plane is subparallel to a-axis concentrations.

れまでに一の目潟火山のかんらん岩捕獲岩について様々な研究が行われており, そのなかには結晶方位解析を含む構造地質学的またはレオロジー的研究も含まれる (Yoshino, 1971; Toriumi and Karato, 1978)。これらの結果から一の目潟火山かんらん岩捕獲岩は最上部マントルの結晶塑性流動による構造が凍結されたテクトナイトであるこ

とがわかっているが, 最近の研究からその構造発達は 25 ~ 13 Ma 頃の背弧拡大による日本海拡大に関係することが示唆された (Michibayashi *et al.*, 2006b)。

一の目潟火山かんらん岩捕獲岩の構造として, 面構造は主に組成縞によって (図 1B) 線構造はかんらん石の伸張によって定義された。微細構造

は、数 mm の粒子からなる粒状組織であるが、かんらん石はやや伸張し、組成縞によって定義された面構造とやや斜行した形態定向配列 (shape preferred orientation) をもつ (図 8B)。かんらん石の結晶方位定向配列は、a 軸が X 軸に集中し b 軸と c 軸が a 軸に直交して帯状に分布する D タイプ (Jung and Karato, 2001) を主とする (図 8C)。さらに、かんらん石の弾性定数・密度から求めた弾性波速度は、常温常圧の下で V_p は 8.07 ~ 8.82 km/s で異方性は X 軸方向に 8.9%、 V_s の異方性は 0.29 ~ 6.58% であり、すべての方位において V_s の最大速度の振幅面は X 軸にほぼ平行であった。

一の目潟火山かんらん岩捕獲岩は地下約 30 ~ 40 km、温度約 850 ~ 1000°C と見積もられている (Takahashi, 1986)。一方、モホ面の深度は約 28 km (Zhao *et al.*, 1990)、温度は約 850°C (Kushiro, 1987) と推定されている。そのため、この捕獲岩はモホ面近くのマントルリソスフェア由来と考えられる (図 8A)。従って、かんらん岩捕獲岩が有する微細構造の異方性は現在のマントル流動によって形成されたのではなく、過去のマントル流動が凍結されたものであろう。一の目潟火山の位置する東北日本背弧側には日本海が拡大しているため、かんらん岩捕獲岩の構造はおそらく日本海拡大に関係した水平的なマントル流動が凍結されたものと考察された (Michibayashi *et al.*, 2006b)。従って、かんらん岩捕獲岩は元々水平型の面構造・線構造をもっていたことになる。さらに、S 波が鉛直に伝わる場合、かんらん岩捕獲岩の V_s の異方性は Z 軸方向に相当して 5% になる。

一の目潟火山の位置する男鹿半島を含め東北日本では詳細な地震観測が続けられている。一の目潟火山付近においても詳細な地震観測結果が報告されているが、特に S 波のスプリッティングの遅延時間として 0.22 秒との報告がある (Nakajima and Hasegawa, 2004)。この観測結果とかんらん岩の弾性波速度異方性から、最上部マントルにおいてかんらん岩の微細構造の異方性帯の厚さ (T) が次式から求まる (Pera *et al.*, 2003)。

$$T = 100 \times dt \times \langle V_s \rangle / AV_s$$

dt は鉛直方位に対する S 波のスプリッティングした時間 (遅延時間という)、 $\langle V_s \rangle$ は鉛直方位における S 波の平均速度、 AV_s は鉛直方位における S 波の偏向異方性 (%) である。この式に観測された遅延時間とかんらん岩の水平型微細構造の異方性から求められた鉛直方位の S 波の平均速度と偏向異方性の値を代入した結果、異方性帯の厚さが約 20 km と見積もられた (Michibayashi *et al.*, 2006b)。実際には、さらに温度・圧力も考慮する必要があるが、少なくともこのような推定結果は、地表で観測される地震波異方性には現在のマントル流動だけでなく、最上部マントルに凍結された過去のマントル流動によるかんらん岩の構造的異方性が影響を与えていることを示唆する。ただし、S 波の場合には伝播する波がどの深度の影響を受けているのかわからないため、今後は P 波 (Ishise and Oda, 2005) と合わせて検討する必要があるだろう。

VII. おわりに

地表に露出したかんらん岩は、最上部マントルのごく一部の情報をもたらすだけである。マントルの大部分の構造は地震波などの観測によって得られてきた。しかし、再三述べているように上部マントルを構成するかんらん岩は、多くがマントル流動によって形成された変形岩 (テクトナイト) であり、特に最上部では強い構造の異方性をもつ。かんらん岩において最も強い構造感性を示すのは、主要構成鉱物であるかんらん石の結晶方位定向配列である。かんらん石は結晶内に強い弾性波速度の異方性をもつため、結晶方位定向配列で表される結晶方位異方性は、そのかんらん岩の弾性波速度に強い異方性を与えることになる。その他、かんらん岩の微細構造が地震波異方に影響を与えるものとして、微小クラックやメルトなどもある (武井, 2005; 西澤, 2005)。しかし、実際のかんらん岩からマントル起源の微小クラックやメルトの痕跡を探るのは蛇紋岩化作用や風化作用によって大変困難である。その点、結晶方位異方性は岩石全体が脆性破壊などを受けて改変され

ていなければ分析可能である。

本論では、かんらん岩の微細構造とその異方性について、さらに結晶方位異方性と弾性波速度の異方性の関係について概略を示した。次に、マントルにおけるかんらん岩の構造姿勢によって、地震波異方性に対する影響が変化することを示し、その一例として、一の日湯火山かんらん岩捕獲岩の解析結果を示した。この例では水平流動を仮定したが、別の流動タイプを仮定した場合には、異方性帯の厚さや影響が異なる結果になることに注意されたい。このことはマントル内において、同じ構造をもつかんらん岩であっても、その姿勢が異なれば（例えば水平流動ではなく、垂直横ずれであれば）地震波速度の異方性が変化することを意味する。

謝 辞

本論は、主に日本学術振興会研究補助金による助成を受けた研究成果の一部をまとめたものである。本論を執筆するにあたり、フランス・モンペリエ大学所属のCNRS主任研究員(Directeur de Recherche, DR1)のDavid Mainprice博士には多くの議論・援助をいただいた。また、熊澤峰夫静岡大学客員教授、岡本敦博士(東北大学大学院)および平賀岳彦博士(東京大学地震研究所)には、粗稿を読んでご意見・ご批判をいただいた。鳥海光弘東京大学大学院教授と片山郁夫博士(広島大学大学院)には査読を通じて貴重なご意見・ご批判をいただいた。また、著者の研究室の学生諸氏は、SEM-EBSDによるかんらん岩の分析をはじめとして多くの岩石の調査・研究を共にしてくれた。以上の方々に感謝の意を表します。

文 献

- Abe, N. and Arai, S. (1993): Petrographical characteristics of ultramafic xenoliths from Megata volcano, the Northeast Japan arc. *The Science Reports of Kanazawa University*, **38**, 1-24.
- Abe, N., Arai, S. and Yurimoto, H. (1998): Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs: Implications for upper mantle evolution. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **107**, 233-248.
- Abramson, E.H., Brown, J.M., Slutsky, L.J. and Zang, J.J. (1997): The elastic constants of San Carlos olivine to 17 GPa. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 12253-12263.
- Aleksandrov, K.S., Ryzhova, T.V. and Belikov, B.P. (1964): The elastic properties of pyroxenes. *Soviet Physics Crystallography*, **8**, 589-591.
- Arai, S. (1986): K/Na variation in phlogopite and amphibole of upper mantle peridotites due to fractionation of the metasomatizing fluids. *Journal of Geology*, **96**, 436-444.
- Avé Lallemont, H.G. and Carter, N.L. (1970): Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 2203-2220.
- Ben Ismail, W. and Mainprice, D. (1998): A statistical view of the strength of seismic anisotropy in the upper mantle based on petrofabric studies of Ophiolite and xenolith samples. *Tectonophysics*, **296**, 145-157.
- Chai, M., Brown, J.M. and Slutsky, L.J. (1997): The elastic constants of an aluminous orthopyroxene to 12.5 GPa. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 14779-14785.
- Christensen, N.I. (1984): The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonites. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **76**, 89-111.
- Collins, M.D. and Brown, J.M. (1998): Elasticity of an upper mantle clinopyroxene. *Physics and Chemistry of Minerals*, **26**, 7-13.
- Couvy, H., Frost, D.J., Heidelbach, F., Nyilas, K., Ungár, T., Mackwell, S. and Cordier, P. (2004): Shear deformation experiments of forsterite at 11 GPa - 1400°C in the multianvil apparatus. *European Journal of Mineralogy*, **16**, 877-889.
- Dingley, D.J. (1984): Diffraction from sub-micron areas using electron backscattering in a scanning electron microscope. *Scanning Electron Microscopy*, **2**, 569-575.
- Duffy, T.S. and Vaughan, M.T. (1988): Elasticity and its relationship to crystal structure. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 383-391.
- Frisillo, A.L. and Barsch, G.R. (1972): Measurement of singlecrystal elastic constants of bronzite as a function of pressure and temperature. *Journal of Geophysical Research*, **77**, 6360-6384.
- Hasegawa, A., Zhao, D., Hori, S., Yamamoto, A. and Horiuchi, S. (1991): Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity. *Nature*, **352**, 683-689.
- Hasegawa, A., Horiuchi, S. and Umino, N. (1994): Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22295-22311.
- Holtzman, B., Kohlstedt D.L., Zimmerman M.E., Heidelbach F., Hiraga T. and Hustoft, J. (2003) : Melt segregation and strain partitioning: Implications for seismic anisotropy and mantle flow. *Science*, **301**, 1227-1230.

- Ishise, M. and Oda, H. (2005): Three-dimensional structure of P-wave anisotropy beneath Tohoku district, northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B07304, doi:10.1029/2004JB003599.
- Issak, D.G. (1992): High-temperature elasticity of iron-bearing olivine. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 1871-1885.
- Ji, S., Wand, Q. and Xu, Z. (2007): Reply to the comments of S. Karato on "Petrofabrics and seismic properties of garnet peridotites from the UHP Sulu terrane (China)" by Xu *et al.* [Tectonophysics 421 (2006) 111-127]. *Tectonophysics*, **429**, 291-296.
- Jung, H. and Karato, S.-I. (2001): Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, **293**, 1460-1463.
- Jung, H., Katayama, I., Jiang, Z., Hiraga, T. and Karato, S. (2006): Effect of water and stress on the lattice-preferred orientation of olivine. *Tectonophysics*, **421**, 1-22.
- 唐戸俊一郎 (1986): 地震波速度異方性のメカニズム. 唐戸俊一郎・鳥海光弘編: 固体と地球のレオロジー. 東海大学出版会, 312-333.
- 唐戸俊一郎 (2000): レオロジーと地球科学. 東京大学出版会, 251p.
- 唐戸俊一郎 (2001): 実験構造地質学の最近の進歩. 構造地質, **45**, 1-7.
- Karato, S. (2007): Comments on "Petrofabrics and seismic properties of garnet peridotites from the UHP Sulu terrane (China)" by Xu *et al.* [Tectonophysics 421 (2006) 111-127]. *Tectonophysics*, **429**, 287-289.
- 笠原順三・鈴木 功・熊澤峰夫・小林洋二・飯田汲事 (1968a): Dunite の P 波異方性. 地震, **21**, 222-228.
- 笠原順三・鈴木 功・熊澤峰夫・飯田汲事 (1968b): Dunite の S 波異方性. 地震, **21**, 229-236.
- Katayama, I. and Karato, S.-I. (2006): Effect of temperature on the B- to C-type olivine fabric transition and implication for flow pattern in subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **157**, 33-45.
- Katayama, I., Jung, H. and Karato, S.-I. (2004): A new type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low stress. *Geology*, **32**, 1045-1048.
- Katayama, I., Karato, S. and Brandon, M. (2005): Evidence of high water content in the deep upper mantle inferred from deformation microstructures. *Geology*, **33**, 613-616.
- Kerr, R.A. (1999): NSF proposes marriage of rocks and waves. *Science*, **286**, 1655-1658.
- Kneller, E.A., van Keken, P.E., Karato, S. and Park, J. (2005): B-type olivine fabric in the mantle wedge: Insights from high-resolution non-Newtonian subduction zone models. *Earth and Planetary Science Letters*, **237**, 781-797.
- Kneller, E.A., van Keken, P.E., Katayama, I. and Karato, S. (2007): Stress, strain, and B-type olivine fabric in the fore-arc mantle: Sensitivity tests using high-resolution steady-state subduction zone models. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B04406, doi:10.1029/2006JB004544.
- Kohlstedt, D., Goetze, C. and Durham, W.B. (1975): New technique for decorating dislocations in olivine. *Science*, **191**, 1045-1046.
- Kumazawa, M. (1969): The elastic constants of single crystal orthopyroxene. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 5973-5980.
- Kumazawa, M. and Anderson, O.L. (1969): Elastic moduli, pressure derivatives and temperature derivatives of single crystal olivine and single crystal forsterite. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 5961-5972.
- Kushiro, I. (1987): A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese island arcs. in *Magmatic Processes: Physicochemical Principles* edited by Mysen, B.O. *The Geochemical Society, Special Publication No. 1*, 165-181.
- Levien, L., Weidner, D.J. and Prewitt, C.T. (1979): Elasticity of diopside. *Physics and Chemistry of Minerals*, **4**, 105-113.
- Mainprice, D. (1990): A fortran program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals. *Computer & Geosciences*, **16**, 385-393.
- Mainprice, D. (2007): Seismic anisotropy of the deep Earth from a mineral and rock physics perspective. in *Treatise on Geophysics* edited by Schubert, G., **2** (*Mineral Physics* edited by Price G.D.).
- Mainprice, D. and Silver, P.G. (1993): Interpretation of SKS waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**, 257-280.
- Mainprice, D., Barruol, G. and Ben Ismail, W. (2000): The anisotropy of the Earth's mantle: From single crystal to polycrystal. in *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale* edited by Karato, S.-I., Forte, A.M., Lieberman, R.C., Masters, G. and Stixrude, L., *Geophysical Monograph Series*, AGU, **117**, 237-264.
- Mainprice, D., Tommasi, A., Couvy, H., Cordier, P. and Frost, D.J. (2005): Pressure sensitivity of olivine slip systems: Implications for the interpretation of seismic anisotropy of the Earth's upper mantle. *Nature*, **433**, 731-733.
- Matsui, M. and Busing, W.R. (1984): Calculation of the elastic constants and high-pressure properties of diopside, CaMgSi₂O₆. *American Mineralogist*, **69**, 1090-1095.
- Mercier, J.C. (1985): Olivine and pyroxenes. in *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis* edited by Wenk, H.R., Academic Press, Orlando, 407-430.
- 道林克禎 (2000): SEM-EBSD システムによるカンラン岩の結晶方位解析. 構造地質, **44**, 63-66.
- 道林克禎 (2006): かんらん岩の構造解析と最上部マン

- トルのレオロジー. 日本レオロジー学会誌, **34**, 291-300.
- Michibayashi, K. and Mainprice, D. (2004): The role of pre-existing mechanical anisotropy on shear zone development within oceanic mantle lithosphere: An example from the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, **45**, 405-414.
- Michibayashi, K., Okamoto, A., Masuzawa, T., Kawakami, T., Ikeda, T. and Tasuda, H. (2004): Orientation contrast images of garnet in granulite-facies quartzite, Lutzow-Holm Complex, East Antarctica. *Journal of the Geological Society of Japan*, **110**, v-vi.
- Michibayashi, K., Ina, T. and Kanagawa, K. (2006a): The effect of dynamic recrystallization on olivine fabric and seismic anisotropy: Insights from a ductile shear zone in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**, 695-708.
- Michibayashi, K., Abe, N., Okamoto, A., Satsukawa, T. and Michikura, K. (2006b): Seismic anisotropy in the uppermost mantle, back-arc region of the northeast Japan arc: Petrophysical analyses of Ichinomegata peridotite xenoliths. *Geophysical Research Letters*, **33**, L10312, doi:10.1029/2006GL025812.
- Michibayashi, K., Tasaka, M., Ohara, Y., Ishii, T., Okamoto, A. and Fryer, P. (2007): Variable microstructure of peridotite samples from the southern Mariana Trench: Evidence of a complex tectonic evolution. *Tectonophysics*, **444**, 111-118, doi:10.1016/j.tecto.2007.08.010.
- Mizukami, T., Wallis, S.R. and Yamamoto, J. (2004): Natural examples of olivine lattice preferred orientation patterns with a flow-normal a-axis maximum. *Nature*, **427**, 432-436.
- 森本信男・砂川一郎・都城秋穂 (1975): 鉱物学. 岩波書店, 640p.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2004): Shear-wave polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeast Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **225**, 365-377.
- Nicolas, A. and Christensen, N.I. (1987): Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: A review. in *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System* edited by Fuchs, K. and Froidevaux, C., *Geodynamics Series*, AGU, **16**, 111-123.
- Nicolas, A. and Poirier, J.P. (1976): *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley & Sons, New York, 444p.
- 西澤 修 (2005): 岩石中の地震波伝播 I : 不均質媒質のモデル化と弾性波速度. 地学雑誌, **114**, 921-948.
- Ohno, I. (1976): Free vibration of rectangular parallelepiped crystal and its application to determination of elastic constants of orthorhombic crystals. *Journal of Physics of the Earth*, **24**, 355-379.
- Pera, E., Mainprice, D. and Burlini, L. (2003): Anisotropic seismic properties of the upper mantle beneath the Torre Alfina area (northern Apennines, central Italy). *Tectonophysics*, **370**, 11-30.
- Prior, D.J., Boyle, A.P., Brenker, F., Cheadle, M.C., Day, A., Lopez, G., Peruzzo, L., Potts, G.J., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N.E., Trimby, P.W., Wheeler, J. and Zetterstrom, L. (1999): The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, **84**, 1741-1759.
- 重松紀生 (2001): 走査型電子顕微鏡後方散乱電子回折法 (SEM-EBSD) による石英-長石質ウルトラマイロナイトの結晶方位解析. 構造地質, **45**, 65-68.
- Silver, P., Mainprice, D., Ben Ismail, W., Tommasi, A. and Barruol, G. (1999): Mantle structural geology from seismic anisotropy. in *Mantle Petrology: Field Observation and High Pressure Experimentations: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd* edited by Fei, Y., Bertka, C.M. and Mysen, B.O., *The Geochemical Society, Special Publication No. 6*, 79-103.
- Takahashi, E. (1986): Genesis of calc-alkali andesite magma in a hydrous mantle-crust boundary: Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga peninsula, northeast Japan, part II. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **29**, 355-395.
- 武井康子 (2005): 固液複合系の力学物性. 地学雑誌, **114**, 901-920.
- Tanimoto, T. and Anderson, D.L. (1984): Mapping convection in the mantle. *Geophysical Research Letters*, **11**, 287-290.
- Toriumi, M. and Karato, S. (1978): Experimental studies on the recovery process of deformed olivines and the mechanical state of the upper mantle. *Tectonophysics*, **49**, 79-95.
- Verma, R.S. (1960): Elasticity of some high-density crystals. *Journal of Geophysical Research*, **65**, 757-766.
- Webb, S.L. (1989): The elasticity of the upper mantle orthosilicates olivine and garnet to 3 Gpa. *Physics and Chemistry of Minerals*, **16**, 684-692.
- Webb, S.L. and Jackson, I. (1993): The pressure dependence of the elastic moduli of single-crystal orthopyroxene ($Mg_{0.8}Fe_{0.2}$)SiO₃. *European Journal of Mineralogy*, **5**, 1111-1119.
- Weidner, D.J., Wang, H. and Ito, J. (1978): Elasticity of orthoenstatite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **17**, 7-13.
- Yoshino, G. (1971): Petrofabric study of a peridotite nodule from Ichinomegata, Japan. *Journal of Science, Hiroshima University, Series C*, **6**, 275-308.
- Zhao, D., Horiuchi, S. and Hasegawa, A. (1990): 3-D seismic velocity structure of the crust and the uppermost mantle in the northeastern Japan Arc. *Tectonophysics*, **181**, 135-149.

(2007年7月30日受付, 2007年10月15日受理)