

最上部マントルかんらん岩の結晶方位ファブリックと P波速度構造

道 林 克 禎*

Olivine Crystallographic Fabrics and Their P-wave Velocity Structures within Peridotites in the Uppermost Mantle

Katsuyoshi MICHIBAYASHI*

[Received 28 June, 2014; Accepted 1 September, 2014]

Abstract

Olivine crystal grains have various crystallographic orientations within a peridotite, resulting in a crystallographic fabric as well as a texture. Six types of fabrics have been identified in mantle peridotites: A, B, C, D, E and AG types. These fabric types have unique seismic properties such as P-wave and S-wave velocity anisotropy. A new method is proposed to classify olivine fabrics based on P-wave velocity structure on a Vp-Flinn diagram. Three P-wave velocities (V_1 , V_2 , V_3) are used, two of which are the maximum (V_1) and minimum (V_3) velocities, and the third (V_2) is the velocity perpendicular to the orientations of these two velocities. Relationships between V_1/V_2 and V_2/V_3 classify fabrics into three types: A type (equivalent to B, C and E types), D type and AG type. Moreover, taking into account structural framework such as foliation and lineation, the Vp-Flinn diagram can be expanded to identify all types of fabrics. This method is successfully applied to fabrics previously studied in Oman ophiolite.

Key words : olivine, fabric, P-wave velocity structure, mantle

キーワード : かんらん石, ファブリック, P波速度構造, マントル

I. はじめに

かんらん岩はかんらん石を主要構成鉱物とする超苦鉄質な岩石であり、地球表層から地下約410 kmまで続く上部マントル層の主要構成物質である。その存在量は地殻（地球表層）の構成物質に比べて圧倒的に多く、かんらん岩は惑星地球にとってもっとも普通の岩石である。しかし、かんらん岩は地球深部の上部マントル層で安定に存在する岩石なので、地球表層の環境では容易に変成・変質されて蛇紋岩に変わってしまう。そのた

め、地球表層ではかんらん岩体は稀であり、蛇紋岩体あるいは超苦鉄質岩体として地質図に区別されることが多い。したがって、地球にとって普通の岩石であるかんらん岩は、私たちにとっては貴重な岩石である。

人類は1969年に月に降り立ったが、それから45年経た現在までいまだマントルに到達したことはない。そのため地球でもっとも普遍的なかんらん岩が上部マントル層で具体的にどのような存在しているのか知る由もない。この問題を解決するための手段として、わが国では超深海掘削船

* 静岡大学理学部地球科学教室

* Institute of Geosciences, Shizuoka University, Shizuoka, 422-8529, Japan

「ちきゅう」が2005年に建造され、海洋地殻6 kmを掘削貫通して上部マントル層の最上部かんらん岩を採取する「マントル掘削プロジェクト」が進行中である(例えば、道林, 2012a; Michibayashi, 2012; Umino *et al.*, 2013; 海野ほか, 2014)。しかし、実現への道程は事前調査を含めて平坦ではなく険しい。マントル掘削プロジェクトが実現されない限り上部マントル層の研究は、地震波速度や電気伝導度などの地球物理学的観測に頼らざるを得ない状況にある。

人類はマントルの岩石を直接的に上部マントル層から採取したことはないが、地球表層に断片的に露出したかんらん岩から上部マントル層の大構造を明らかにしようとする地質学的研究は、岩石の高温高压変形実験や物質科学分野の理論研究の成果を応用する形で20世紀半ばから今日まで精力的に続けられてきた(例えば、Nicolas and Poirier, 1976; Karato, 2008)。とくに2000年頃からはじまった走査型電子顕微鏡を利用した分析は、岩石の組織・結晶方位ファブリックの分析精度およびデータ収集効率を飛躍的に高めてかんらん岩のレオロジーに対する理解を大きく進展させた(例えば、道林, 2012b)。本報では、かんらん岩の岩石構造について簡単に解説した後に、かんらん岩の岩石構造と地震波速度、とくにP波速度の方位異方性との関係に対する新しい見方を提案する。

II. かんらん岩の岩石構造：組織とファブリック

かんらん岩はおもにかんらん石粒子 (grain) の集合体 (aggregate) からなる岩石である。かんらん石は結晶構造を定義する a 軸, b 軸, c 軸が独立しておりそれぞれ直交関係にある斜方晶系に分類される。かんらん石集合体の個々の粒子は、この結晶構造の姿勢 (3 軸の方向) が相対的に異なる境界 (粒界, grain boundary) によって識別される (図 1)。同じかんらん石であっても結晶構造の姿勢が異なれば別の粒子である。かんらん岩は異なる結晶構造の姿勢をもつかんらん石粒子の集合体であって、かんらん石粒子間の粒界の形状が組織 (texture) となり、かんらん石

粒子の結晶構造の姿勢の分布がファブリック (fabric) となる (図 1)。

上部マントル層で対流するかんらん石は、粒径が数 mm ~ 数 cm と考えられている (唐戸, 2011)。このくらい粒径のかんらん石粒子をもつかんらん岩の組織は粗粒粒状 (coarse granular) である (道林, 2008)。しかし、地表で観察できるかんらん岩のかんらん石粒子は必ずしも粗粒粒状組織をもっているわけではない。これは上部マントル層から地殻表層に上昇する過程で変形作用を受けることがおもな原因である。地殻はマントルよりも低温であるため、これらの2次的な変形作用による組織改変はかんらん石粒子を細粒化する。このときかんらん石と共存する輝石粒子は、かんらん石粒子よりも粗粒で存在することが多く、かんらん岩の組織はポーフィロクラスト状 (斑状, porphyroclastic) となる。さらに強く変形すると細粒基質部が大半を占めて強い面構造をもったマイロナイト状 (mylonitic) 組織や細粒等粒状組織などに变化する。マントル内の構造を理解する場合には、これらの組織から粗粒粒状組織をもつかんらん岩を選択しなければならない (道林, 2008)。

かんらん岩は、肉眼観察のスケールにおいて面構造 (foliation) とよばれる面状の微細構造と線構造 (lineation) とよばれる線状の微細構造をもっている。さらに、かんらん岩を構成するかんらん石粒子集合体は、その結晶構造の姿勢がこれらの面構造と線構造に対して特定の方位に集中する結晶方位定向配列 (crystallographic preferred orientation) を示すことが多い (図 1)。かんらん岩の微細構造 (面構造, 線構造) と個々のかんらん石の結晶構造 (a 軸, b 軸, c 軸) の姿勢の関係は、ステレオネットに投影された極図で表される (図 1)。ファブリックは、このような極図上で確認できる結晶構造の姿勢の分布である (図 1)。

かんらん石のファブリックを決定するためには、かんらん岩の面構造と線構造が必要である。その上で、線構造と平行に x 軸, 面構造が xy 面になるように y 軸, 面構造の法線方向に z 軸をそれぞれ定義する (Nicolas and Christensen,

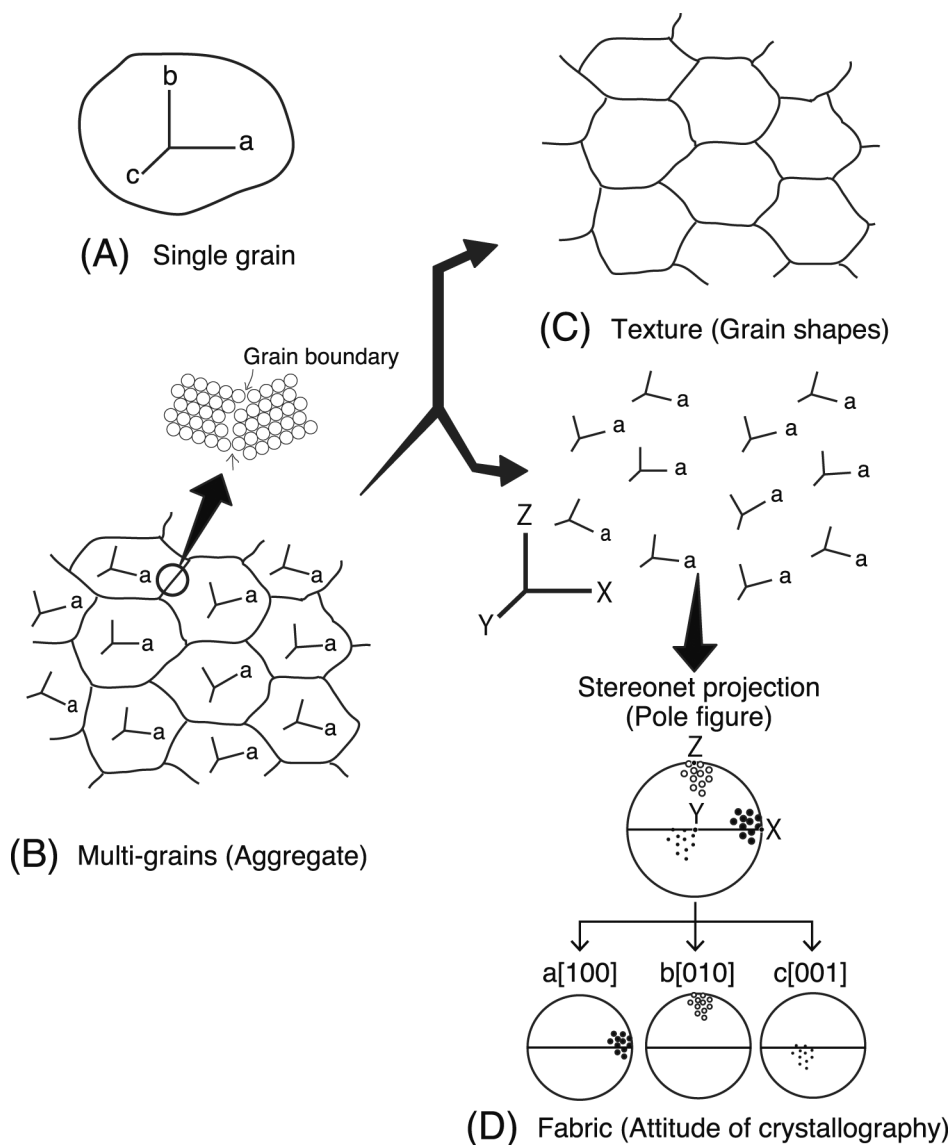


図 1 (A) 結晶構造をもつ 1 個の粒子. (B) 粒子の集合体. それぞれの粒子がもつ結晶構造は相対的に異なる姿勢をもつ. (C) 粒子間の結晶構造の相対的なずれで表される境界(粒界)の幾何学模様が組織である. (D) それぞれの粒子がもつ結晶軸をステレオ投影 (この場合は極投影) して表される結晶方位の集中度がファブリックである.

Fig. 1 (A) A single olivine grain having orthorhombic crystallographic-axes. (B) Multi-grains of olivine consisting of crystallographic-axes with different orientations. (C) Texture defined by geometry of grain boundaries. (D) Crystallographic axes with different orientations resulting in a fabric defined by crystallographic preferred orientations in pole figures.

1987; 道林, 2008)。こうして定義された3軸に対してかんらん石の結晶構造のファブリックは6つのタイプに分類された(図2; Mainprice, 2007; Karato *et al.*, 2008; 道林, 2012b)。

6つのファブリックタイプの成因については流動応力, 含水量, 圧力効果, メルトの影響などがあげられており, マントルのレオロジーを理解する上で重要な課題となっている(Mainprice, 2007; Karato *et al.*, 2008; 道林, 2012b; 大内, 2013)。さらに, かんらん石単結晶が弾性的異方性をもっている(例えば, Kumazawa and Anderson, 1969)ために, かんらん石集合体のファブリックタイプによって出現するかんらん岩の弾性的異方性もそれぞれ異なる特徴をもつ(図3; 道林, 2008)。とくに, マントルウェッジ内のBタイプファブリックが地表で観測される地震波異方性の原因として脚光を浴びたことによって, マントルウェッジ内のマントル流動やそれに対する水またはメルトの影響などについて研究が進展した(Jung and Karato, 2001; Mizukami *et al.*, 2004; Katayama and Karato, 2006; Karato *et al.*, 2008; Tasaka *et al.*, 2008 など)。

かんらん石のファブリックはマントルの大構造を理解するために重要な情報であるが, 実際にかんらん岩からかんらん石のファブリックタイプを分類する作業は必ずしも容易ではない。1個のかんらん岩試料のファブリックタイプは, 測定した結晶方位データを軸ごとに極図に投影して, それぞれの結晶軸の分布にもっとも似たタイプを適当に選んで決定される。それぞれの極図に投影された結晶軸の分布が明確な場合には問題ない。しかし, 不明瞭な場合にはタイプ分けが難しく, 正直なところ著者はかんらん石ファブリックの分類に少なからず不安な気持ちを抱きながら研究発表してきた。これまでに極図(および関連した逆極図などの投影法)以外のファブリックタイプの分類方法が提案されている(例えば, Ulrich and Mainprice, 2005; Satsukawa *et al.*, 2013)ことから, このような不安は著者ばかりではないように思える。この問題を克服するために次章では, 著者が現在もっとも直感的にも本質的にも有効と

考えるP波速度の異方性と関連づけてかんらん石のファブリックタイプを分類する方法を提案する。

III. かんらん石の結晶構造とP波速度異方性

先に述べたようにかんらん石が結晶内に弾性的異方性をもつため, かんらん岩はたとえ同じ組織(例えば粗粒等粒状組織)をもっていたとしても, かんらん石ファブリックのタイプによってそのマクロ的な地震波特性が変化する(例えば, Katayama and Karato, 2006)。

一般に地震波速度の異方性(V_{anis} , %)は次式で表される。

$$V_{anis} = 100 \times \frac{V_{max} - V_{min}}{\frac{V_{max} + V_{min}}{2}} \quad (1)$$

この式は地震波速度の最大値(V_{max})と最小値(V_{min})の関係で求められる異方性である。ここではP波速度について考える。かんらん石単結晶のP波速度は, a軸方向に最大値(V_{max}), b軸方向に最小値(V_{min})をとる。Abramson *et al.* (1997)の実験結果を用いると $V_{max} = 9.77$ km/s, $V_{min} = 7.65$ km/sである(図3A)。かんらん石は斜方晶系でこれらの軸は直交関係にある(図3A)。そこで, a軸とb軸にそれぞれ直交するc軸方向の速度(V_c)を加えて $V_1 = V_{max}$, $V_2 = V_c$, $V_3 = V_{min}$ とすると, 原点を(1, 1)として縦軸を V_1/V_2 と横軸 V_2/V_3 にした図上に1つの点として表すことができる(図4)。この図はFlinn (1962)によって考案されたフリン図と同じ様式であることから V_p フリン図とよばれる(例えば, Ji *et al.*, 2013)。横軸は $V_1 = V_2 > V_3$ で面内等方性(transverse isotropy, V_3 が鉛直の場合には水平的異方性)の地震波特性, 縦軸は $V_1 > V_2 = V_3$ の方位異方性(azimuthal anisotropy)の地震波特性を示す。傾き1の直線は $V_1 > V_2 > V_3$, $V_2 = (V_1 V_3)^{0.5}$ の斜方異方性(orthorhombic anisotropy)である。P波速度の異方性($V_{p_{anis}}$)と(V_1, V_2, V_3)の間には

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{V_3}{V_2} \frac{200 + V_{p_{anis}}}{200 - V_{p_{anis}}} \quad (2)$$

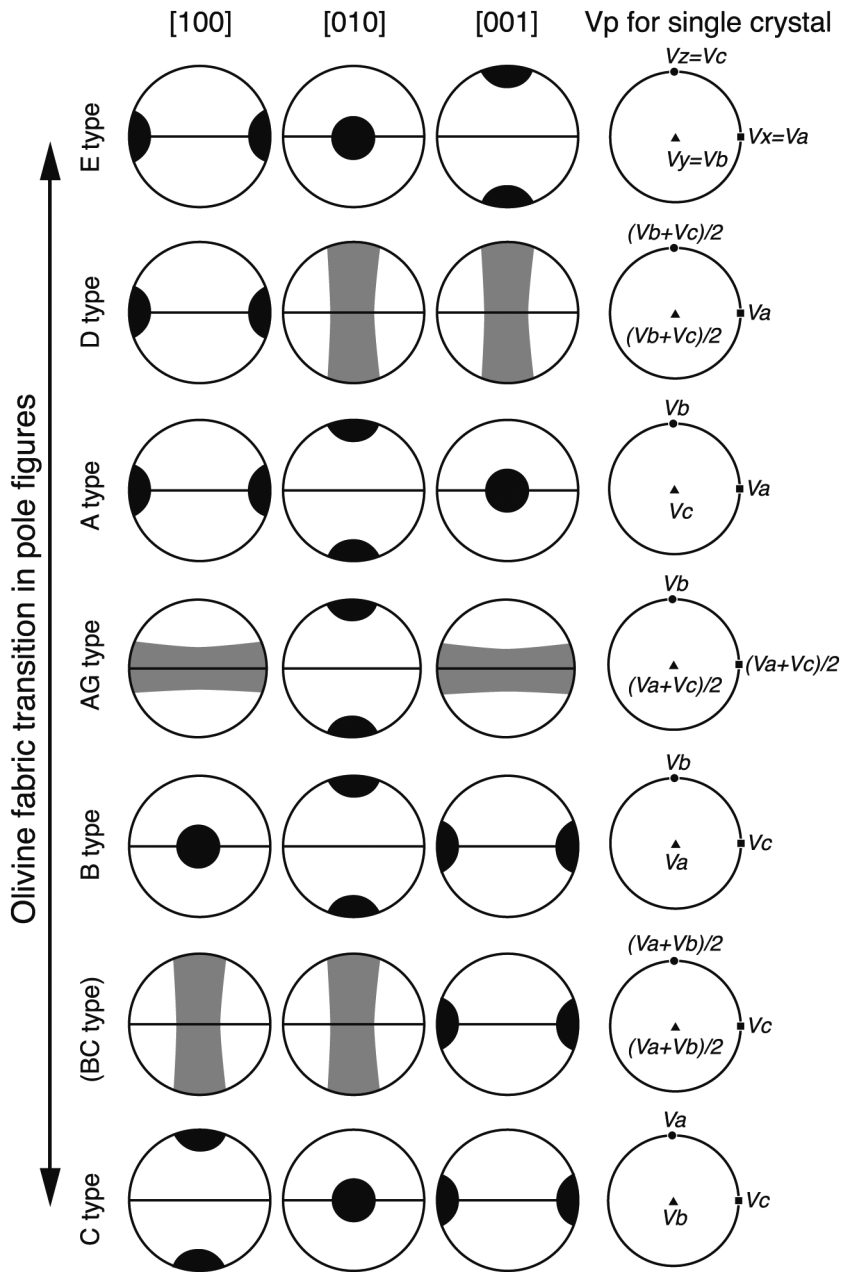


図 2 パターン変化がわかるように並べたかんらん石のファブリックタイプとそれぞれの x, y, z 軸方向の P 波速度との関係. B タイプと C タイプの間にある BC タイプは仮想であり, 実際には存在しない.

Fig. 2 Olivine fabric types and their Vp velocities with respect to the structural framework (x, y and z axes) listed crystallographically in a transitional order. Note that BC type is an imaginary fabric to link B type and C type.

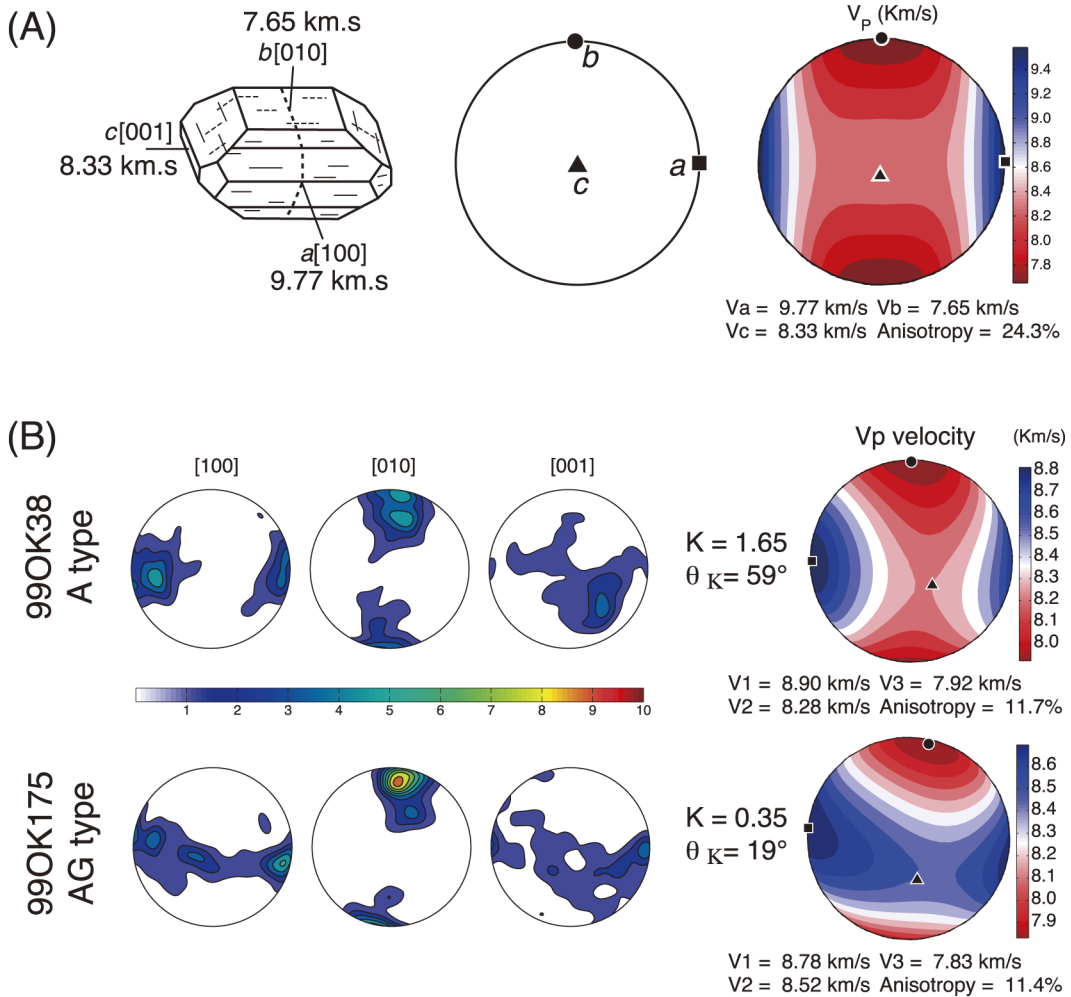


図 3 (A) 左：かんらん石 (Fo_{90}) 単結晶形態と結晶軸に平行な P 波速度. 中：かんらん石の結晶軸のステレオネットへの極投影. 右：かんらん石単結晶の P 波速度のステレオネット投影. (B) 左：かんらん岩 2 試料から測定されたかんらん石結晶方位のステレオネット投影 (ファブリック). 右：かんらん石ファブリックから計算された P 波速度のステレオ投影.

Fig. 3 (A) Left: olivine (Fo_{90}) crystallographic habit and P-wave velocities parallel to three crystallographic axes. Middle: poles of three crystallographic axes of olivine in a stereo net. Right: P-wave velocity structure of olivine in a stereo net. (B) Left: Olivine fabrics for A type and AG type, respectively. Right: P-wave velocity structures in stereo nets for A type and AG type, respectively.

の関係が成り立つ。Vp フリン図では $V_{p_{anis}}$ は両軸を横切った曲線となる (図 4 では破線の曲線)。さらに、

$$K = \frac{\frac{V_1}{V_2} - 1}{\frac{V_2}{V_3} - 1} \quad (3)$$

で定義される K は、Vp フリン図における傾きであり、P 波速度の特性を表す指標となる。横軸は $K = 0$ 、縦軸は $K = \infty$ である。また、 $K = \tan \theta_K$ を使えば、横軸は $\theta_K = 0^\circ$ 、縦軸は $\theta_K = 90^\circ$ である。

実際のかんらん岩を構成するかんらん石粒子の

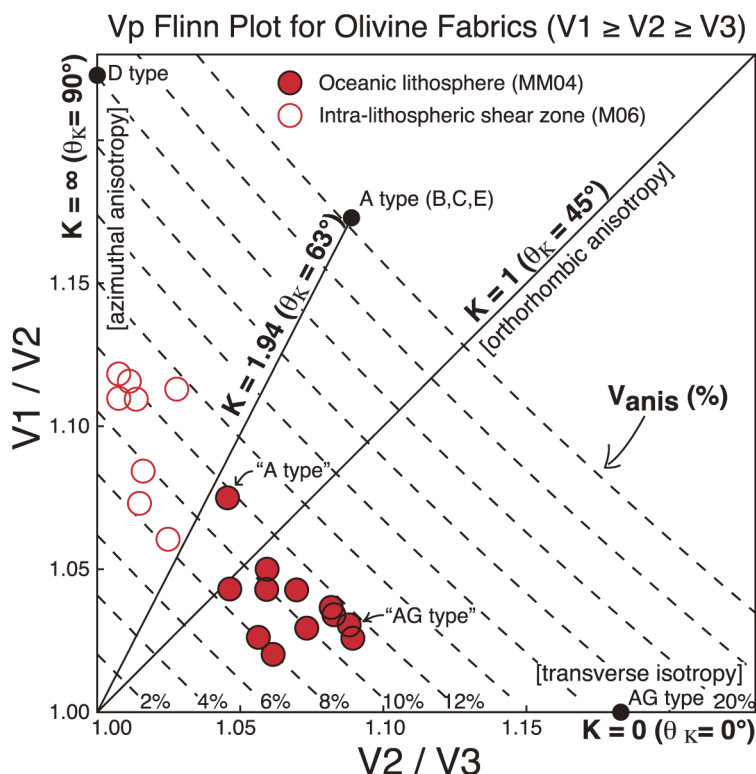


図 4 かんらん石ファブリックのVpフリニ図. “A type”と“AG type”と付けられた2点は図3Bで表された2つのファブリック. MM04: Michibayashi and Mainprice (2004), M06: Michibayashi *et al.* (2006).

Fig. 4 Vp Flinn plot for olivine fabrics. Two points labeled “A type” and “AG type” are olivine fabrics shown in Figure 3B. MM04: Michibayashi and Mainprice (2004), M06: Michibayashi *et al.* (2006).

結晶方位測定によって得られたファブリックから Mainprice (1990) に従ってすべての方位に対するP波速度が求められる(図3B; 道林, 2008)。かんらん石の場合、P波速度における V_1 と V_3 の方位はほぼ直交しているため、この2つに直交する方位を V_2 値として(V_1, V_2, V_3)を決定するとかんらん石ファブリックがVpフリニ図に1点で示される(図4)。

このVpフリニ図は、P波速度の異方性だけでなくかんらん石ファブリックの分類にも利用できる。単結晶ファブリックで分類された3つの点との相対的な位置関係によって、測定したかんらん石のもつファブリックタイプをそのP波速度の異方性ととも定量的に比較可能である。単結晶のかんらん石3軸の面構造と線構造(あるい

はx, y, z軸)に対する姿勢を極限のファブリックとみなすと、6つのファブリックタイプは、それぞれ単結晶のP波速度の関係によって3つに分類し直すことができる(図4)。AタイプとBタイプとCタイプとEタイプは、相対的な方位は異なるが同じP波速度異方性(Vp_{anis})をもつので共通の1つの点となる。これに対してDタイプとAGタイプは固有の Vp_{anis} をもつ独立した点になる(図4)。これをK値(または θ_K)で表すと、AGタイプは $K=0$ ($\theta_K=0^\circ$)、Aタイプ(Bタイプ、Cタイプ、Eタイプ)は $K=1.94$ ($\theta_K=63^\circ$)、Dタイプは $K=\infty$ ($\theta_K=90^\circ$)である。 Vp_{anis} とファブリック強度との間に非線形ながら正の相関がある(Ben Ismail and Mainprice, 1998; Michibayashi *et al.*, 2009)。したがっ

て、 V_p フリン図の $V_{p_{anis}}$ の値をファブリックの強度と読み替えて比較することも可能である。

V_p フリン図は、Barberini *et al.* (2007) によって角閃石の P 波速度異方性を示すために使われたのが最初である。その後、Ji *et al.* (2013) と Shao *et al.* (2014) が、それぞれ角閃石とアンチゴライトの地震波速度異方性を記述するために使用した。 V_p フリン図はファブリックのタイプと P 波速度異方性の両方を定量的に確認でき、さらにすべてのデータをまとめて表示して比較できる利点をもつ。ファブリックを表示する極図は岩石試料 1 個につき通常 3 つ必要である。多量のかんらん石ファブリックデータを極図で見比べるとは容易ではなく恣意的になりやすく、著者はこれまでに得られた多量のファブリックデータについて未公表データを含めて比較検討する方法を模索してきた。本報で提案した V_p フリン図には、岩石 1 試料につき 1 点だけで表記できる魅力がある。次節では、一例として実際に V_p フリン図を使った研究例を紹介する。

IV. かんらん石の P 波速度異方性 ($V_{p_{anis}}$) と太平洋プレートの P 波速度方位異方性

著者らのグループは、アラビア半島オマーンオフィオライトのヒルチ岩体とフィズ岩体に分布するかんらん岩のかんらん石ファブリックを研究してきた。ヒルチ岩体のかんらん岩は粗粒等粒状組織で地殻-マントル境界とほぼ平行な面構造と明瞭な線構造をもった海洋リソスフェアを保持している (Michibayashi and Mainprice, 2004; 道林, 2006)。フィズ岩体のかんらん岩には大規模な延性剪断帯が存在しており、この延性剪断帯によってかんらん岩は粗粒等粒状組織からポーフィロクラスト状組織に変化している (Michibayashi *et al.*, 2006)。これらの構造研究で測定されたかんらん石ファブリックデータを V_p フリン図に示したのが図 4 である。

ヒルチ岩体のかんらん石ファブリックは A タイプから AG タイプ側に分布する (図 4)。 K 値は 0.29 から 1.65, θ_K は 16° から 59° である。1 点だけ A タイプ ($K = 1.94$, $\theta_K = 63^\circ$) に近い

が、それ以外は A タイプと AG タイプ ($K = 0$, $\theta_K = 0^\circ$) の中間に分布する (図 4)。海洋リソスフェアのかんらん石ファブリックタイプは A タイプ (または D タイプ) と考えられている (Karato *et al.*, 2008) が、実際には A タイプから AG タイプの間の遷移的な性質をもち、 K 値 (または θ_K) で表すと図 5 のようになる。 K 値 (または θ_K) はそのままでは直感的な量ではないが、岩体ごとのファブリックの傾向や空間分布を把握する場合に有効だろう。

一方、フィズ岩体に発達した延性剪断帯のかんらん石ファブリックは A タイプから D タイプ側に分布している (図 4)。 K 値は 2.44 から 15.88, θ_K は 68° から 86° である。ヒルチ岩体が海洋リソスフェア構造を保持しており、フィズ岩体が海洋リソスフェア内に発達した延性剪断帯なので、図 4 の結果は、かんらん岩の組織変化に従ってかんらん石ファブリックが AG タイプ的 ($K \leq 1$, $\theta_K \leq 45^\circ$) から A タイプ、そして D タイプへ変化したと考えられる。ただし、このようなファブリックの変化がどのような要因によって起きたのか考察するためには、かんらん石の変形メカニズムも考慮しなければならないことを追記しておく。

また、図 4 の V_p フリン図では、ファブリックタイプが AG タイプから A タイプ、そして D タイプまで幅広く分布しているにもかかわらず、 $V_{p_{anis}}$ は 8% から 12% の範囲にほとんど収まっている。この結果は、太平洋プレートで観測された P 波速度の方位異方性と比較する場合に重要な知見を与える。

海洋プレート内の P 波速度の方位異方性は、プレートテクトニクスの黎明期から観測されている (例えば、Hess, 1964; Raitt *et al.*, 1969)。これらの P 波速度の方位異方性は、一般的にかんらん石単結晶の弾性波速度異方性に起因するかんらん石モデルで説明されている (Nicolas and Christensen, 1987; Nishimura and Forsyth, 1989)。海洋リソスフェア構造は水平的に面構造が広がり、プレートの運動方向に線構造があると考えられる。さらに中央海嶺下のマントル流動では、かんらん石は (010) [100] すべり系で構造

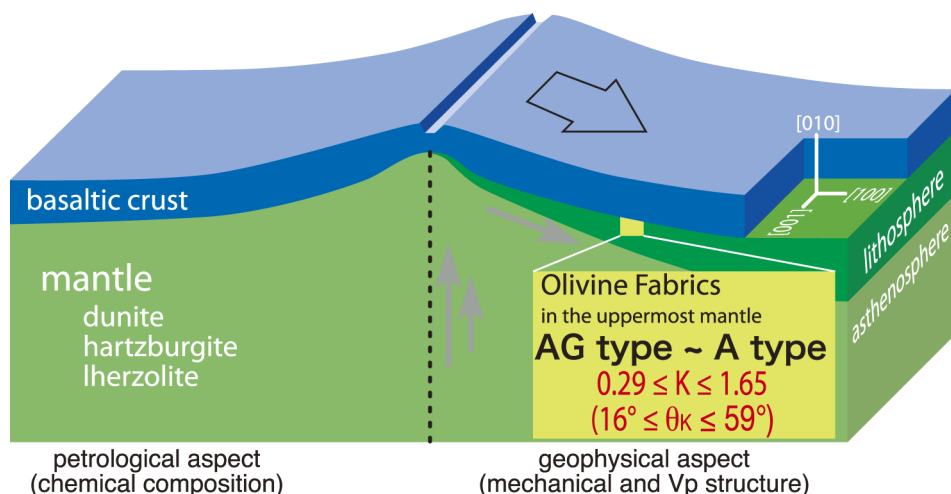


図 5 海洋底のプレート拡大軸近くの模式図。左半分では海洋地殻と最上部マントルの主要構成岩石を表す。右半分では、地球物理学的に区分されたリソスフェアの最上部マントルに存在するオリビンファブリックが K 値と θ_K 値の出現範囲で表されている。

Fig. 5 Schematic diagram of a spreading center beneath the ocean floor. Left half shows main constituent rocks consisting of both crust and mantle. Right half shows olivine fabrics in the uppermost mantle within the lithosphere in the form of K and θ_K .

を発達させるため、 b 軸は鉛直である（例えば、Hess, 1964; Michibayashi and Mainprice, 2004）。したがって、 P 波速度の最小値 (V_3) は b 軸に平行な鉛直方位となるため、水平成分は V_1 と V_2 とみなされるのがもっとも妥当である。

最近、Kodaira *et al.* (2014) は、日本近海の太平洋プレートで P 波速度の方位異方性を観測し、プレートの拡大方向に平行の方位では 8.6 km/s 、直交する方位では 7.9 km/s との結果を報告した。この結果を $V_{p_{anis}}$ ではなく V_1/V_2 と考えると 1.10 となる。さらに、この値を V_p フリン図で検討すると、 D タイプであれば $V_{p_{anis}}$ が $8 \sim 12\%$ の範囲になるが、 A タイプもしくは AG タイプの場合には $V_{p_{anis}}$ は 16% 以上となり値が大きすぎてしまう（図 4）。つまり、Kodaira *et al.* (2014) の結果からもっとも妥当なのは D タイプ的なマントル構造である。Oikawa *et al.* (2010) で報告された西太平洋の P 波速度の方位異方性も同様である。一方、Shinohara *et al.* (2008) で報告された P 波速度の方位異方性から求められる V_1/V_2 は 1.05 である。これを V_p フリン図で

検討すると、 $V_{p_{anis}}$ が 10% 以下であれば A タイプから D タイプ、 $10 \sim 12\%$ であれば AG タイプ的なマントル構造となる（図 4）。

以上の考察から、海洋底の観測量として水平 2 成分の P 波速度の方位異方性が小さくても、実際にかんらん岩のもつ 3 次元的な V_p 速度異方性 ($V_{p_{anis}}$) は必ずしも小さくならないことを強調したい。しかしながら、マントルを構成するかんらん岩はかんらん石以外の鉱物も含んでおり、かんらん石だけで最上部マントルの P 波速度の 3 次元的な異方性 ($V_{p_{anis}}$) を完全に解釈するのは早計であり、より現実的な議論をするためには、かんらん岩の鉱物組成の影響を見積もる必要がある。 V_p フリン図はかんらん石ファブリックだけでなく、かんらん岩全体の $V_{p_{anis}}$ を 3 成分から表示可能である。最上部マントルの構造解明に向けて、かんらん岩から計算される $V_{p_{anis}}$ と実際に海洋底で観測された P 波速度の比較検討が V_p フリン図によって定量的に進展することを期待したい。

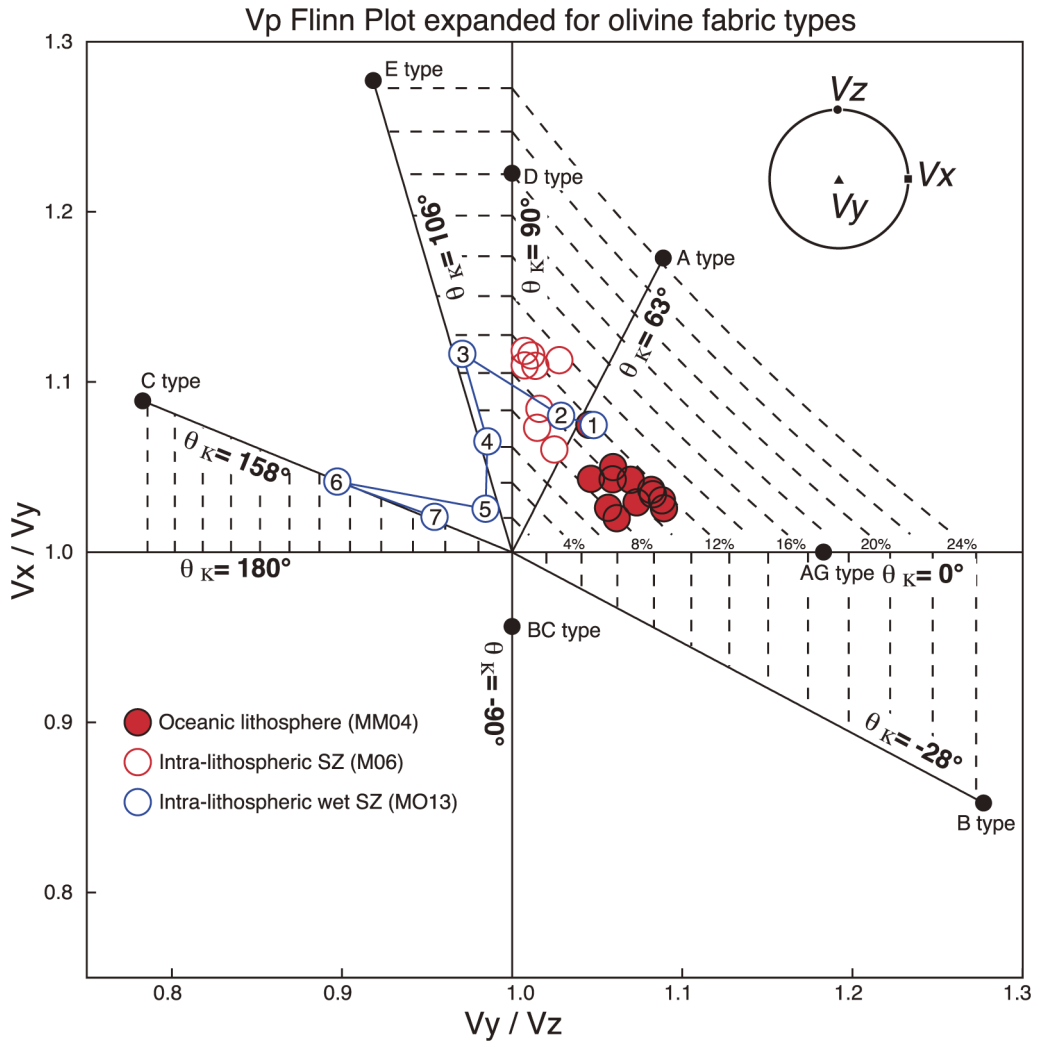


図 6 拡張版 Vp フリン図とオマーンオフィオライトから報告されたかんらん石ファブリックのデータ. MM04: Michibayashi and Mainprice (2004), M06: Michibayashi *et al.* (2006), MO13: Michibayashi and Oohara (2013).

Fig. 6 Vp Flinn plot expanded for olivine fabric types with three data groups of olivine fabrics previously published for Oman ophiolite. MM04: Michibayashi and Mainprice (2004), M06: Michibayashi *et al.* (2006), MO13: Michibayashi and Oohara (2013).

V. かんらん石ファブリックの P 波速度異方性による区別

かんらん岩の面構造 (x-y) と線構造 (x) が同定されている場合、Vp フリン図はさらに拡張可能である。V₁/V₂-V₂/V₃ の代わりに x, y, z 軸にそれぞれ対応した V_x, V_y, V_z を V_x/V_y-V_y/V_z と

して表示すると、Vp フリン図は (1,1) を原点とした 4 つの象限をもつように拡張できる (図 6)。この拡張版 Vp フリン図では、D タイプから A タイプそして AG タイプまでは普通の Vp フリン図と同じだが、A タイプと区別できなかった B タイプ、C タイプ、E タイプはそれぞれ独立した点となる (図 6)。拡張版 Vp フリン図では K 値は

重複するために使えないが、 θ_K は -90° から 180° まで拡張することで独立に表される。Aタイプは $\theta_K = 63^\circ$ 、Bタイプは $\theta_K = -28^\circ$ 、Cタイプは $\theta_K = 158^\circ$ 、Dタイプは $\theta_K = 90^\circ$ 、Eタイプは $\theta_K = 106^\circ$ 、AGタイプは $\theta_K = 0^\circ$ である(図6)。さらに V_p 速度異方性(Vp_{anis})との関係も図6のように表示される。図6の空白の領域は理論上かんらん石ファブリックが存在しない領域である。しかし、結晶方位の分布がランダムな場合には空白域に表示されるかもしれない。例外はBCタイプとして示した点($\theta_K = -90^\circ$)である。BCタイプは実際には存在しない仮想的なかんらん石ファブリックであるが、P波速度の異方性としてはBタイプとCタイプの中間になる(図2)。しかし、BCタイプはa軸とb軸の結晶方位の集中度が完全に等しくない限り出現しない。

拡張版 V_p フリントの例として、先の2つのデータに加えてオマーンオフィオライト・フィズ岩体で最近報告された延性剪断帯に発達したファブリック変化を追加して示した(図6)。この延性剪断帯のファブリックは水の流入にともなってDタイプからEタイプ、そしてCタイプへと変化したことが報告された(Michibayashi and Oohara, 2013)。これらのファブリックからP波速度の3次元的異方性を計算して拡張版 V_p フリントに示した結果、Aタイプ(図6の青丸1と2)からEタイプ(図6の青丸3と4)、そしてCタイプ(図6の青丸6と7)へのファブリック変化が判明した。1点は空白領域の位置にある(図6の青丸5)が、これはファブリックが認識できないランダムタイプに相当する。Michibayashi and Oohara (2013)では極図のパターンからDタイプとされたファブリックは、拡張版 V_p フリントでは明らかにAタイプに近いファブリックである(図6の青丸1と2)。Michibayashi and Oohara (2013)の本題には影響しない見間違いだったのは幸いであった。通常の V_p フリントと同様に拡張版 V_p フリントにおいても Vp_{anis} をそのままかんらん石のファブリック強度として読み替えることが可能である。 V_p フリントはP波速度異方性

を調べるだけでなく、図6のようにかんらん石ファブリックの性質を調べることも有効である点を再度強調したい。

VI. おわりに

本報では、かんらん石ファブリックの新しい表記法とP波速度構造との関係を示した。上部マントル層はいまだに岩石を採取できない未知の世界である。しかし、かんらん岩の構造研究をもとにして地震観測で得られるマントル構造を物質科学的に検討する道筋がみえはじめています。 V_p フリントの利点は、面構造と線構造を同定しにくい岩石であってもかんらん石ファブリックからP波速度の3次元的異方性を計算すればおおよその性質を明らかにできることである。これまでかんらん石ファブリックは極図を使用して解釈されてきたが、この方法は生データをそのまま扱っていたにすぎない。 V_p フリントでは、面構造と線構造が明確に同定されていればかんらん石のファブリックタイプの性質をほぼ完全に記述できる。今回は言及しなかったが、S波についても同様の試みが行われていることを追記しておく(例えば、Shao *et al.*, 2014)。今後、地球上で観察可能なかんらん岩の構造的特徴を客観的定量的に分類して、さらにそのレオロジーが明らかにされることを期待したい。

謝辞

本論は、おもに科学研究費補助金による助成を受けながらこれまで著者の研究室の在校生・卒業生とともに行った研究成果の一部をまとめたものである。カナダ、モントリオール工科大学のShaocheng Ji教授には V_p フリントの活用法を教えていただいた。本論を執筆するにあたり、金沢大学の荒井章司教授から支援をいただいた。匿名の査読者と富山大学の渡邊了教授には査読を通じて有益な助言をしていただいた。ここに記して感謝の意を表します。

文献

- 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.
- Barberini, V., Burlini, L. and Zappone, A. (2007):

- Elastic properties, fabric and seismic anisotropy of amphibolites and their contribution to the lower crust reflectivity. *Tectonophysics*, **445**, 227-244.
- 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.
- Flinn, D. (1962): On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **118**, 385-428.
- Hess, H.H. (1964): Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, **203**, 629-631.
- Ji, S., Shao, T., Michibayashi, K., Long, C., Wang, Q., Kondo, Y., Zhao, W. and Salisbury, M.H. (2013): A new calibration of seismic velocities, anisotropy, fabrics and elastic moduli of amphibolite-rich rocks. *Journal of Geophysical Research*, **118**, 1-30.
- Jung, H. and Karato, S.-I. (2001): Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, **293**, 1460-1463.
- Karato, S. (2008): *Deformation of Earth Materials: An Introduction to the Rheology of Solid Earth*. Cambridge University Press, 463p.
- 唐戸俊一郎 (2011): 地球物質のレオロジーとダイナミクス. 現代地球科学入門シリーズ 14. 共立出版, 245p. [Karato, S. (2011): *Rheological Properties of Earth Materials and the Dynamics of Earth's Interior*. Kyoritsu Shuppan, 245p. (in Japanese)]
- Karato, S., Jung, H., Katayama, I. and Skemer, P.A. (2008): Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**, 59-95.
- 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.
- Kodaira, S., Fujie, G., Yamashita, M., Sato, T., Takahashi, T. and Takahashi, N. (2014): Seismological evidence of mantle flow driving plate motions at a plaeo-spreading centre. *Nature Geoscience*, **7**, 371-375.
- 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**, 5973-5980.
- 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.).
- 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. (2006): Structural geology of peridotite and rheology of the uppermost mantle. *Nihon Reoraji Gakkaishi*, **34**, 291-300. (in Japanese with English abstract)]
- 道林克禎 (2008): かんらん岩の構造敏感性と弾性的異方性. 地学雑誌, **117**, 93-109. [Michibayashi, K. (2008): Structure sensitivity and elastic anisotropy within peridotites. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **117**, 93-109. (in Japanese with English abstract)]
- 道林克禎 (2012a): モホ点描-超深部掘削で何がわかるのか?. 月刊地球, **34**, 189-193. [Michibayashi, K. (2012a): A Moho sketch: What we expect to obtain through ultra-deep drilling in ocean?. *Chikyū Monthly*, **34**, 189-193. (in Japanese)*]
- 道林克禎 (2012b): かんらん石ファブリック: 上部マントルを探る手がかり. 岩石鉱物科学, **41**, 267-274. [Michibayashi, K. (2012b): Olivine fabrics: A key to explore upper mantle structure. *Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences*, **41**, 267-274. (in Japanese with English abstract)]
- Michibayashi, K. (2012): MOHOLE TO THE MANTLE (M2M) An ultradeep drilling project to the mantle led by Japanese scientists. *Elements*, **8**, 304.
- 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. and Oohara, T. (2013): Olivine fabric evolution in a hydrated ductile shear zone at the Moho Transition Zone, Oman Ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, **377-378**, 299-310.
- Michibayashi, K., Ina, T. and Kanagawa, K. (2006): 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., Oohara, Y., Satsukawa, T., Ishimaru, S., Arai, S. and Okrugin, V.M. (2009): Rock seismic anisotropy of the low velocity zone beneath the volcanic front in the mantle wedge. *Geophysical Research Letters*, **36**, L12305.
- 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.
- 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.
- Nishimura, C.E. and Forsyth, D.W. (1989): The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific. *Geophysical Journal*, **96**, 203–229.
- 大内智博 (2013): かんらん石の結晶方位定向配列に関する実験的研究: レビュー. *岩石鉱物科学*, **42**, 51–67. [Ohuchi, T. (2013): Experimental studies on crystallographic preferred orientation of olivine: A review. *Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences*, **42**, 51–67. (in Japanese with English abstract)]
- Oikawa, M., Kaneda, K. and Nishizawa, A. (2010): Seismic structures of the 154–160 Ma oceanic crust and uppermost mantle in the Northwest Pacific Basin. *Earth, Planets and Space*, **62**, e13–e16.
- Raitt, R.W., Shorr, G.G., Francis, T.J.G. and Morris, G.B. (1969): Anisotropy of the Pacific upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 3095–3109.
- Satsukawa, T., Ildefonse, B., Mainprice, M., Morales, L.F.G., Michibayashi, K. and Barou, F. (2013): A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures — implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks. *Solid Earth*, **4**, 511–542.
- Shao, T., Ji, S., Kondo, Y., Michibayashi, K., Wang, Q., Xu, Z., Marcotte, D. and Salisbury, M.H. (2014): Antigorite-induced seismic anisotropy and implications for deformation in subduction zones and the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, doi: 10.1002/2013JB010661.
- Shinohara, M., Fukano, T., Kanazawa, T., Araki, E., Suyehiro, K., Mochizuki, M., Nakahigashi, K., Yamada, T. and Mochizuki, K. (2008): Upper mantle and crustal seismic structure beneath the Northwestern Pacific Basin using a seafloor borehole broadband seismometer and ocean bottom seismometers. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **170**, 95–106.
- Tasaka, M., Michibayashi, K. and Mainprice, D. (2008): B-type olivine fabrics developed in the fore-arc side of the mantle wedge along a subducting slab. *Earth and Planetary Science Letters*, **272**, 747–757.
- Ulrich, S. and Mainprice, D. (2005): Does cation ordering in omphacite influence development of lattice-preferred orientation?. *Journal of Structural Geology*, **27**, 419–431.
- Umino, S., Nealson, K. and Wood, B. (2013): Drilling to Earth's mantle. *Physics Today*, **66**, 36–41.
- 海野 進・ニールソン, K.・ウッド, B.・草野有紀・海野 進訳 (2014): 月より遠いマンツルの道. *パリテイ*, **29**, 4–11. [Umino, S., Nealson, K. and Wood, B. (2014): Drilling to Earth's mantle, translated by Kusano, Y. and Umino, S. *Parity*, **29**, 4–11. (in Japanese)]

* Title etc. translated by K.M.