

岩石の鉱物組み合わせ及び微細構造が弾性波速度
に与える影響に関する実験的研究

北村圭吾
博士 (理学)

総合研究大学院大学

数物科学研究科

極域科学専攻

平成 15 年度

(2003)

Abstract

Seismological studies reveal physical and geometrical characteristics of extensive areas of the continental crust. Seismic data, however, do not directly indicate the petrological constitution of the continental crust. Laboratory measurement of P wave velocities under high-P, high-T conditions is essential to estimate the petrological characteristics of mid to lower crust. In this study, P wave velocities and anisotropy were measured for mafic-ultramafic high-grade metamorphic rocks from the early Paleozoic Lützow-Holm Complex, East Antarctica, in order to understand the processes of formation and evolution of the continental crust. The measurements were performed at pressures from 0.1 GPa to 1.0 GPa and at temperatures from 25°C to 400°C with a piston-cylinder apparatus. A new system was developed that can measure three directional velocities simultaneously. This system is an improvement on previous measurement systems. The difference in measurements between the new and old systems is less than 2%. In this study, twelve mafic samples were divided into three groups based on mineral assemblage: mafic granulite, amphibolite and Bt-rich rock. Wave velocities through mafic high-grade metamorphic rocks are strongly affected by the modal

percentage of orthopyroxene and biotite rather than bulk chemistry or density. Mafic granulite has small values of velocity anisotropy (<3.5%), whereas amphibolite and Bt-rich rock have large anisotropies (>5%). Generally, velocity anisotropy is controlled by the lattice-preferred-orientation (LPO) of rock forming minerals. In this study, the LPO of plagioclase, amphibole, orthopyroxene, clinopyroxene and biotite were measured. The only amphibole and biotite have clear LPO patterns. Theoretical Vp was calculated based on LPO patterns and physical properties. Theoretical Vp and anisotropy patterns are consistent with measured Vp and anisotropic patterns at 1.0 GPa. Anisotropy patterns are strongly controlled by the orientation of (100) and [001] of amphibole and (001) of biotite. Mineral assemblage, therefore strongly affects rock velocity and velocity anisotropy. Higher modal contents of orthopyroxene lead to higher Vp and lower of Vp anisotropy. Higher modal contents of biotite lead to lower Vp and higher Vp anisotropy. These results indicate the strong effect of metamorphic condition on P-wave velocity, which may therefore be useful in the detection of sub-surface metamorphic boundaries.

目次

1 章 序論

1-1 弾性波速度測定の意義

1-2 弾性波速度測定の研究

1-3 研究目的

2 章 リュツォ・ホルム岩体の地質と岩石記載

2-1 東南極リュツォ・ホルム岩体の地質

2-2 顕微鏡下での観察と記載

2-3 PICNOMETER を用いた岩石の密度測定

2-4 XRF を用いた全岩化学組成分析

2-5 EPMA を用いた鉱物の化学組成分析

2-6 岩石試料についてのまとめ

3 章 岩石の弾性波速度と弾性波速度異方性の測定

3-1 はじめに

3-2 従来型セルシステムを用いた弾性波速度測定

3-3 岩石の弾性波速度異方性測定法

3-4 3 方向同時測定システムを用いた測定結果弾性波速度異方性

3-5 弾性波速度異方性

3-6 弾性波速度のまとめ

4 章 岩石の微細構造

4-1 岩石の微細構造と弾性波速度の関係

4-2 電子線後方散乱 (EBSD)を用いた LPO 測定

4-3 LPO パターン

4-4 LPO パターンの数値化

4-5 岩石の LPO パターンに基づく理論的な弾性波速度異方性

4-6 岩石の微細構造と理論的弾性波速度のまとめ

5 章 議論

5-1 岩石の弾性波速度と岩相の関係

5-2 弾性波速度異方性と LPO の関係

5-3 弾性波速度・速度異方性と鉱物組み合わせの関係

5-4 リュツォ・ホルム岩体の変成作用・地質構造と弾性波速度

6 章 結論

謝辞

参考文献

1 章 序論

1-1 弾性波速度測定の意義

大陸地殻の 2 次元もしくは 3 次元での地質構造と構成岩石の分布（以下、岩石分布）を知ることが大陸地殻の形成・発達過程を理解する上で重要である。大陸地殻を構成する物質を特定するためには掘削によって直接、地殻深部の岩石を採集する方法がある。しかし、この方法で到達した最も深い掘削坑でも約 12km 程度であり(Kazansky, 1992)、下部地殻まで到達していない。更にこの方法で得られた地殻深部の情報は点の情報であるにすぎず、わずかなデータのみで大陸地殻の 3 次元の構造の議論を行うことはできない。

地殻深部物質は下部地殻あるいはマントル起源の捕獲岩として入手することも出来る。捕獲岩の研究により大陸下部地殻のみならずマントルの化学的特徴や温度・圧力条件などの理解が著しく深まった (e.g. Rudnick, 1992)。しかし、これらも点の情報であることには変わりがない。

地殻深部の構成岩石を最も多量に採取する方法として地表の地質調査を行い、採取した岩石の研究を行う方法がある。特に造山帯を構成する岩石は地殻深部の物質が地表に露出していると考えられている。これらの地質学的な諸研究によって地殻を構成する様々な物質の情報を得ることができる。しかし、地表の地質調査のみに基づいた方法では現在の地殻深部物質の空間的な分布を理解できない。

大きな空間的広がりをもった地殻深部情報を得るには地球物理学的な諸研究が最も適している。特に地震波速度構造では地殻深部の構成物質を特定することはできないがマントルを含めた地殻深部の 3 次元構造を明らかにできる。

Birch (1960, 1961)は鉱物や岩石の様々な物性値から地球物理データを解釈できる事を明らかにした。彼は地殻を構成する物質の弾性波速度の測定を行い、測定結果を基に地震波速度構造の岩石学的な解釈を初めて行った。

このように室内実験によって得られる岩石の弾性波速度は実際に地震波速度構造から地球深部の物質分布を推定する上で重要な情報である。しかし岩石の弾性波速度は密度やクラックなどの状態、全岩化学組成、鉱物組み合わせ、微細構造といった岩相や温度・圧力、流体の存在といった外的要因に強く支配されている事が分かっている。従ってあらゆる種類の岩石の弾性波速度測定を行い、岩石学的な記載とともにデータベースを構築することは地質学・岩石学と地震学を有機的に結合させる上で重要な研究である。

1-2 弾性波速度測定の研究史

岩石の弾性波速度測定は 1960 年代以前も行われていたが、前節で述べた Birch (1960, 1961) 以降に大きく発展した研究である。

Birch 以降、弾性波速度測定を行っている研究グループは Christensen や Fountain といったアメリカのグループと Kern に代表されるドイツのグループがあげられる。日本国内でも東京大学(e.g. Kanamori and Mizutani, 1965)・京都大学(e.g. Matsushima, 1981; Ito and Tatsumi, 1995)や名古屋大学 (e.g. 笠原, 1968)のグループが弾性波速度測定を行っている

Christensen らのグループは主に液圧式のピストンシリンダー型高圧発生装置を用い最大 2.5GPa までの高圧条件での弾性波速度測定を行っている。実験に使用する岩石試料は直径 25mm、高さ数 10mm の円柱状に成形したものを使用している。彼らは世界中の様々な地域の岩石の弾性波速度測定を行い地震波速度と化学組成及び密度との相関関係を明らかにしてきた。彼らのグループは積極的に測定結果と地震波速度構造の比較を行い、様々な大陸地殻の岩石分布を明らかにしてきた。1995 年に Christensen と Fountain は弾性波速度から推測される大陸地殻の平均的な岩石分布と化学組成に関する総括的な報告をそれぞれおこなった (Christensen and Mooney, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Fig. 1-1, 1-2).

これらの研究は岩石の弾性波速度測定結果に基づいた岩石分布モデルの推定を全大陸地殻の規模で行い、全大陸地殻の平均 SiO_2 量は中性 (SiO_2 wt. %: 52 ~66 %) の安山岩質、下部大陸地殻の平均 SiO_2 量は塩基性 (SiO_2 wt. %: 45 ~52 %) の玄武岩質であり、岩相として塩基性の高度変成岩が最も主要な下部地殻の構成岩石であることを明らかにした。これらの塩基性下部地殻モデルは下部地殻起源のゼノリスの平均的的化学的特徴からも支持されている(e.g. Rudnick, 1992).

Christensen and Mooney (1995)や Rudnick and Fountain (1995)の平均化学組成モデルは大陸地殻の第一次的かつ平均的な岩石分布モデルとして広く支持されている。また Rudnick and Fountain (1995)では SiO_2 wt% と弾性波速度の間の定量的な関係を明らかにしている(Fig.1-3).

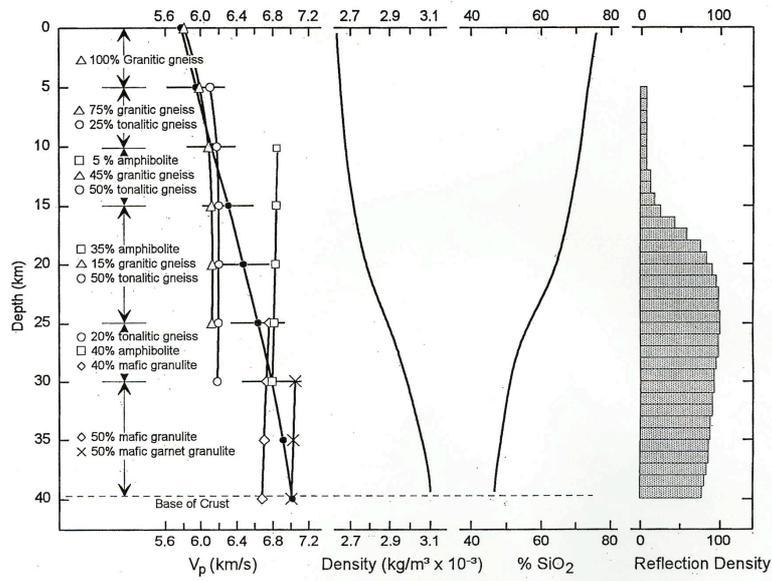


Fig. 1-1. 岩石の弾性波速度測定に基づく大陸地殻の岩石分布と平均化学組成モデル 1 (Christensen and Mooney, 1995).

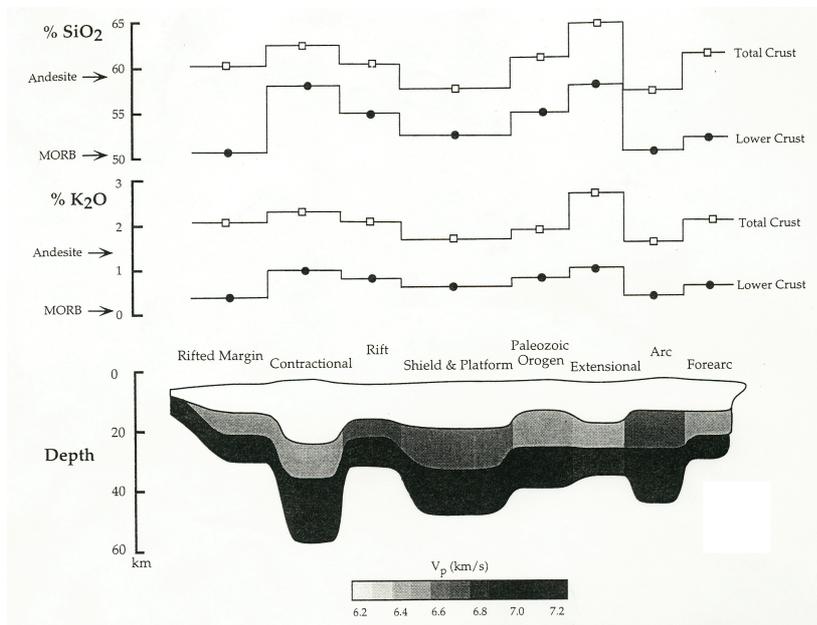


Fig. 1-2. 岩石の弾性波速度測定に基づく大陸地殻の岩石分布と平均化学組成モデル 2 (Rudnick and Fountain, 1995).

しかしこれらのモデルの基となった弾性波速度データは弾性波速度の温度依存性や弾性波速度異方性の評価を厳密に行っておらず、また類似した化学組成を持つ岩石の変成相の違い、つまり鉱物組み合わせの違いが弾性波速度に与える影響の評価を行っていない。

弾性波速度と変成作用の関係は Hurich et al. (2001) によって明らかにされた。かれらはカナダのグリーンビル帯のハンレイ岩体の岩石試料を用い、それぞれ非変成の岩石と累進変成作用を被っている岩石の弾性波速度測定を行った。その結果、変成度の上昇に伴って密度と弾性波速度が増加することを明らかにした。これは全岩の化学組成に大きな違いがなくとも鉱物組み合わせが異なれば弾性波速度に違いがでることを実証したものである(Fig.1-4)。

従って Christensen らが明らかにしてきた密度・化学組成以外に弾性波速度に影響を与えている要素として変成作用に伴う鉱物組み合わせの変化と弾性波速度異方性の効果が考えられる。しかし、この研究では弾性波速度異方性が考慮されていない。

Kern に代表されるドイツグループは独自の弾性波速度測定装置を開発し、最大 60x60x60 mm の立方体状の岩石試料の弾性波速度と異方性の測定を行っている。Kern らは岩石の弾性波速度の温度依存性を正確に見積もった研究を行った(e.g. Kern and Richter, 1982)。その結果、温度上昇に伴う弾性波速度の変化に 2 つのステージがあることを明らかにした。350-600° C の温度範囲では速度が全く変化しないか、緩やかに減少し、この温度範囲を超えると弾性波速度は急激に減少する。このような温度上昇に対する弾性波速度の変化は鉱物中のクラックや鉱物粒間温度上昇に伴い膨張する”Thermal cracking”といわれる現象に起因するとしている(e.g. Kern and

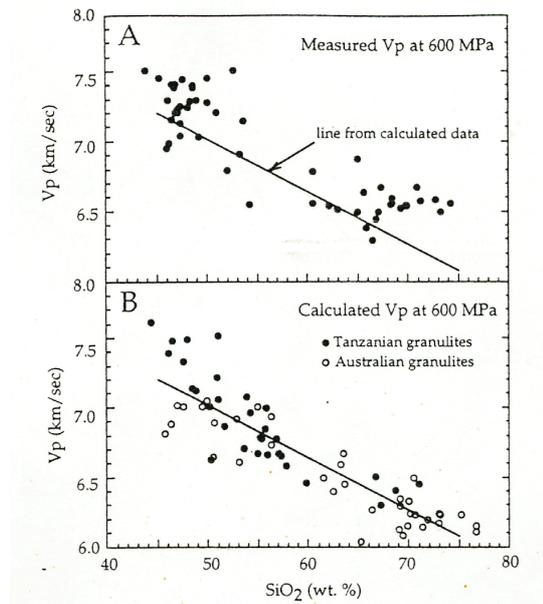


Fig. 1-3. 岩石の弾性波速度と SiO₂ wt% の関係 (Rudnick and Fountain, 1995).

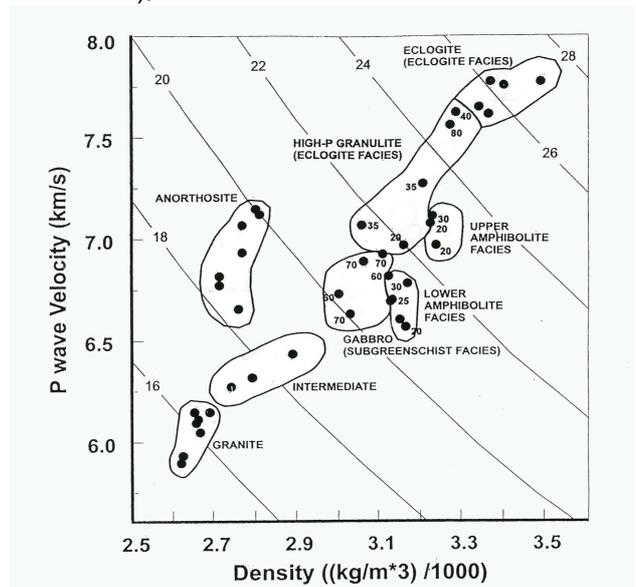


Fig. 1-4. 変成条件の変化に伴う弾性波速度の変化 (Hurich et al., 2001).

Richter, 1982; Fig.1-5). Kern らの温度依存性の評価は上記の Christensen and Moony (1995)や Rudnick and Fountain (1995)における議論で重要視されている。

岩石を構成する鉱物の結晶軸方向の配列と岩石の弾性波速度の間に何らかの関係が存在することは古くから予測されていた (e.g. Christensen, 1965). 特にマントルを構成する岩石(以下マントル岩という)の速度異方性がマントルの応力場の推定に利用できることが明らかになり、弾性波速度異方性の議論は欠かせないものになった(e.g. Christensen, 1984). Kern らのグループでも造岩鉱物の格子定向配列(lattice preferred orientation: LPO)と弾性波速度異方性の相関に着目し、角閃岩の弾性波速度異方性に角閃石の LPO パターンが大きく関与していることを明らかにした (Siegesmund et al., 1989). LPO パターンと弾性波速度異方性の関係は理論的な研究からも明らかになっている (Mainprice and Silver, 1993; Fig.1-6). Mainprice らは岩石を構成する様々な鉱物の LPO を測定し、その分布パターンと鉱物の単結晶の弾性波速度と密度、及びモード比からその岩石の弾性波速度とその異方性を理論的に求めた(e.g. Barruol and Mainprice, 1993). また、Kern は弾性波速度異方性の測定結果と LPO パターンからの理論的な異方性の見積りの結果が高压条件下 (1.0GPa) ではよい相関がある事を明らかにした (Barruol and Kern, 1996). 岩石試料中のクラックが完全に閉じていない低圧域では弾性波速度異方性は LPO 以外の要素にコントロールされている事が予測されるが、これらが完全に閉じてしまう領域では LPO が最も強い異方性を支配する要素であるということが推測される。

これらの結果からも弾性波速度異方性は造岩鉱物の LPO に強く支配されているといえる。

日本の研究グループでは京都大学の松島らのグループが高温高压 (900° C, 2GPa) での弾性波速度測定を行っている (Matsushima,1981). Ito and Tatsumi(1995)では固体の圧力媒体を用いたピストンシリンダー型高压発生装置を用い、1GPa で 850° C までの弾性波速度測定実験を行い、沈み込むスラブの脱水反応に伴う弾性波速度の変化を明らかにしている。

このように岩石の弾性波速度測定研究では岩石の密度・全岩化学組成・鉱物組み合わせ・微細構造・間隙やクラックの岩相に依存する要素と温度・圧力の環境に依存する要素との比較を行い、大きな成果をあげている。

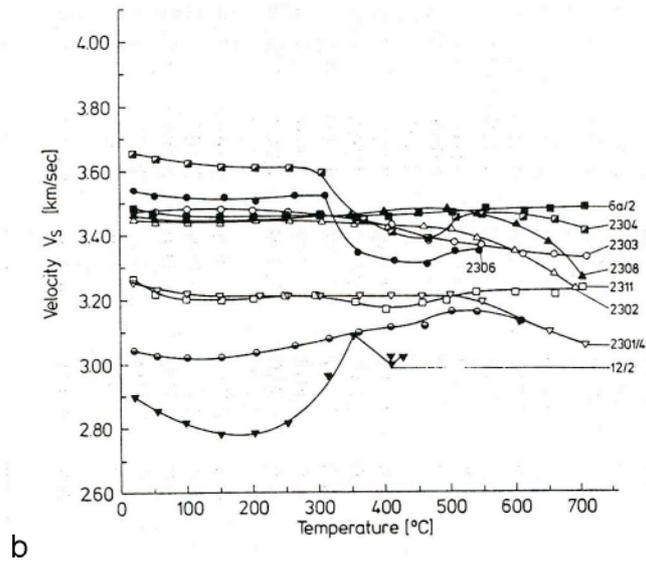
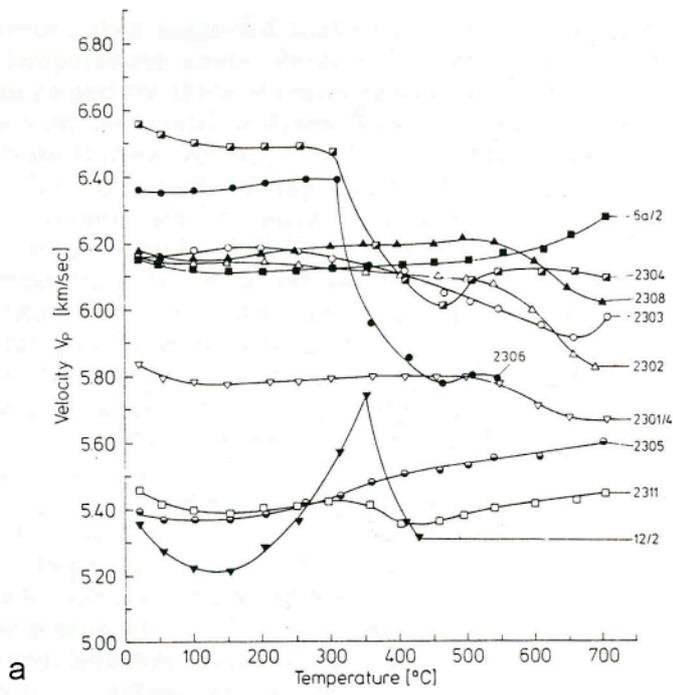


Fig. 1-5. 弾性波速度の温度依存性 (Kern and Richter, 1982).

P-WAVE VELOCITIES

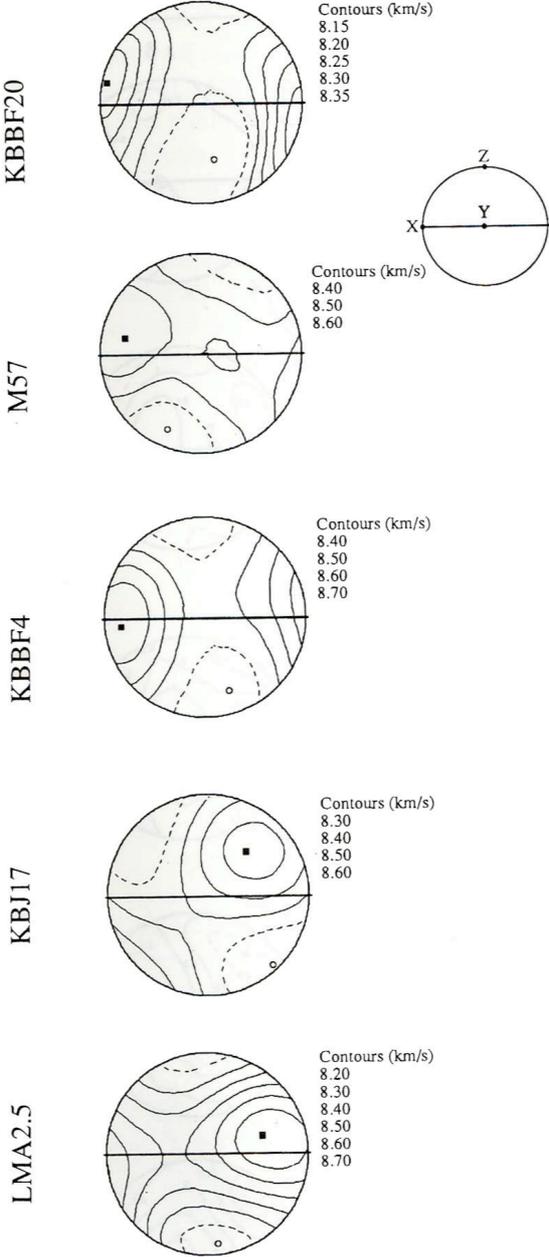


Fig. 1-6. カンラン石の格子定向配列に基づき理論的に求めたカンラン岩の弾性波速度異方性 (Mainprice and Sliver, 1993).

1-3 研究目的

前節で述べたように弾性波速度異方性があらゆるタイプの岩石において確認されているため (e.g. Christensen and Mooney, 1995; Fig.1-7; Ji et al., 2003), 岩石の弾性波速度測定にあたって速度異方性の評価を行う必要がある。

また Hurich et al. (2001)で示された累進変成作用に伴う弾性波速度の増加も考慮する必要がある。変成相の変化に伴う変形作用の結果, それらの鉱物の LPO パターンに変化が起こる。このとき弾性波速度異方性の値とパターンの変化が起こることは容易に予測できる。

岩石の弾性波速度に温度の与える効果以外の現在までの研究成果をまとめると以下のようになる。

1. 岩石の弾性波速度は密度と正の関係がある (e.g. Birch, 1960, 1961).
2. 弾性波速度と SiO₂ wt.%の間に負の相関が見られる (e.g. Rudnick and Fountain, 1995).
3. 変成相の変化に伴い弾性波速度は大きく変化する (Hurich et al., 2001).
4. 天然の岩石の多くには弾性波速度異方性が存在する (e.g. Ji et al., 2003)
5. 弾性波速度異方性は造岩鉱物の LPO に強く支配されている (e.g. Siegesmund et al., 1989).
6. マントル岩では LPO パターンと鉱物の単結晶の弾性定数に基づく弾性波速度の推定は実測値とよい相関を示す (e.g. Mainprice and Silver, 1993).

これらのうちまとめ 1,2,3 は密接な関係を持っていることが予想される。特にまとめ 1 と 2 の関係は Christensen らの研究で明らかになっている。岩石の化学的特徴 (特に SiO₂ wt.%) と微細組織が弾性波速度と速度異方性に与える影響を評価した研究は少ないが, 角閃岩の P 波速度異方性が塩基性グラニュライトより大きくなることを報告されている (Ji et al., 1993).

これらの弾性波速度測定実験の多くは Christensen 型の速度測定システムを使用した弾性波速度測定を行っているため一つの岩石試料から 3 方向の円柱状のコアを取り弾性波速度の測定を行い, 3 回の測定結果から弾性波速度異方性としている。しかし, 詳細な岩石の弾性波速度異

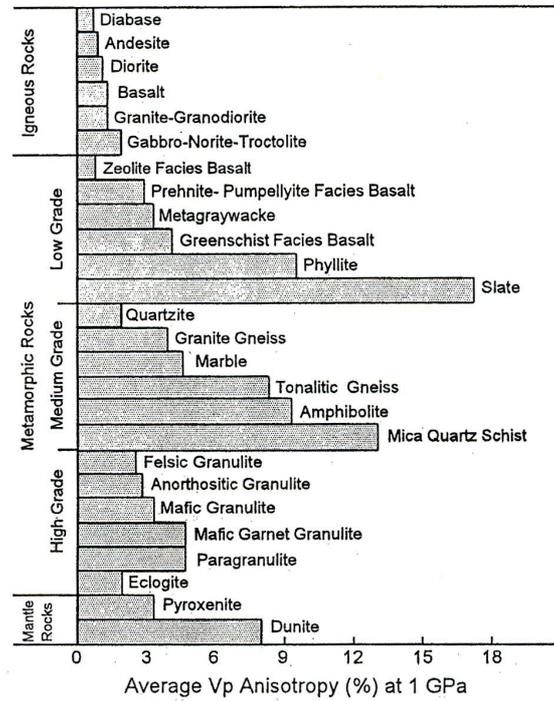


Fig. 1-7. 地殻を構成する代表的な岩石の平均的な弾性波速度異方性 (Christensen and Mooney, 1995).

方性を測定するためには同一の実験試料に対し3方向以上の弾性波速度測定を行う必要がある。

複数の方向から同時に弾性波速度を測定するシステムとしては Kern 型の測定システムか、圧力限界の低い圧力発生装置である液圧型のピストンシリンダー型高圧発生装置を用いた弾性波速度測定システム(e.g. Jakobsen and Johansen, 2000)を用いる方法がある。しかし Jacobsen らの液圧式ピストンシリンダーを用いた測定ではクラックや間隙等の影響が大きく下部地殻を議論するための異方性測定には適していない。

また、Mainprice らの理論計算 (e.g. Mainprice and Silver, 1993)に基づく岩石の弾性波速度の推定が大陸地殻を構成する岩石に適用できるかどうかを確認する必要がある。大陸地殻を構成する岩石は一般に複数の鉱物から構成されており、それぞれの鉱物が相互に弾性波速度と速度異方性に影響を与えていると予想される。地殻を構成する岩石において理論計算と一致すれば、実験的手法による弾性波速度測定に加え、理論計算による見積もりが弾性波速度研究に有効となり、一気にデータ量が増加することが期待できる。

以上の議論を踏まえて本研究では以下のことを研究の目的とする。

1. 高温高圧条件下で3方向同時に弾性波速度測定が可能なシステムの構築

高温高圧条件下での弾性波速度異方性測定システムの開発は横浜国立大学で採用している松島型の固体圧媒体を使用したピストンシリンダー型高圧発生装置を用いる。このタイプの実験装置の場合、実験中に取り出せる情報は温度とそれ以外（例えば弾性波速度）の最大2種類であり、またシリンダー内の試料スペースが少ない。また速度異方性の測定のためには少なくとも温度と3方向の弾性波速度の計4種類の独立した情報を得なければならない。このような速度異方性測定を行う上で実験機器の構造上の問題点の解決を図る必要がある。しかし、このシステムが完成した場合、比較的低コストでの弾性波速度異方性測定が可能になり、またピストンシリンダー型高圧発生システムを用いた新たな高圧実験の可能性を開くことも期待される。

2. 変成作用が弾性波速度と速度異方性にあたる影響の評価

Hurich et al. (2003)で示された変成作用に伴う弾性波速度の変化を速度異方性の効果を考慮しながら再評価する。Hurich らが示したように変成度の変化に伴う弾性波速度の変化の理由として岩石の鉱物組み合わせの変化が考えられる。本研究では東南極リュツォ・ホルム岩体の塩基性変成岩の弾性波速度異方性の測定と LPO の測定を行う。リュツォ・ホルム岩体には同一のテクトニックなイベントにより変成作用を被った、異なった鉱物組み合わせを持つ岩石が存在する。この岩体の塩基性変成岩の弾性波速度測定を行い、鉱物組み合わせが弾性波速度に与える影響を評価する。また、このとき速度異方性を支配していた鉱物の LPO パターンは相変化に

伴い変化し新たな鉱物相の LPO パターンを示す。この LPO パターンの変化が弾性波速度異方性のパターンと大きさに与える影響を評価する。

3. 理論計算に基づく弾性波速度の評価

理論計算に基づくリュツォ・ホルム岩体の塩基性高度変成岩の弾性波速度の見積もりと、高温高压条件下での弾性波速度測定結果との比較を行う。

それにより理論計算に基づく地殻を構成する岩石の弾性波速度研究の可能性を評価する。

4. リュツォ・ホルム岩体の塩基性高度変成岩の弾性波速度データベースの構築

東南極リュツォ・ホルム岩体は人工地震波探査が過去 3 回実施され、昭和基地では定常的な地震観測が行われている。これらの観測からリュツォ・ホルム岩体の地殻の地震波速度構造モデルが示されている(e.g. Ikami et al., 1984 (Fig. 1-8a); Kanao, 1997 (Fig.1-8b); Miyamachi et al., 2001; Miyamachi et al., 2003)。

これらの地震波速度構造からリュツォ・ホルム岩体の岩石分布を明らかにする際に有益な情報となる岩石の弾性波速度のデータベースを構築する。

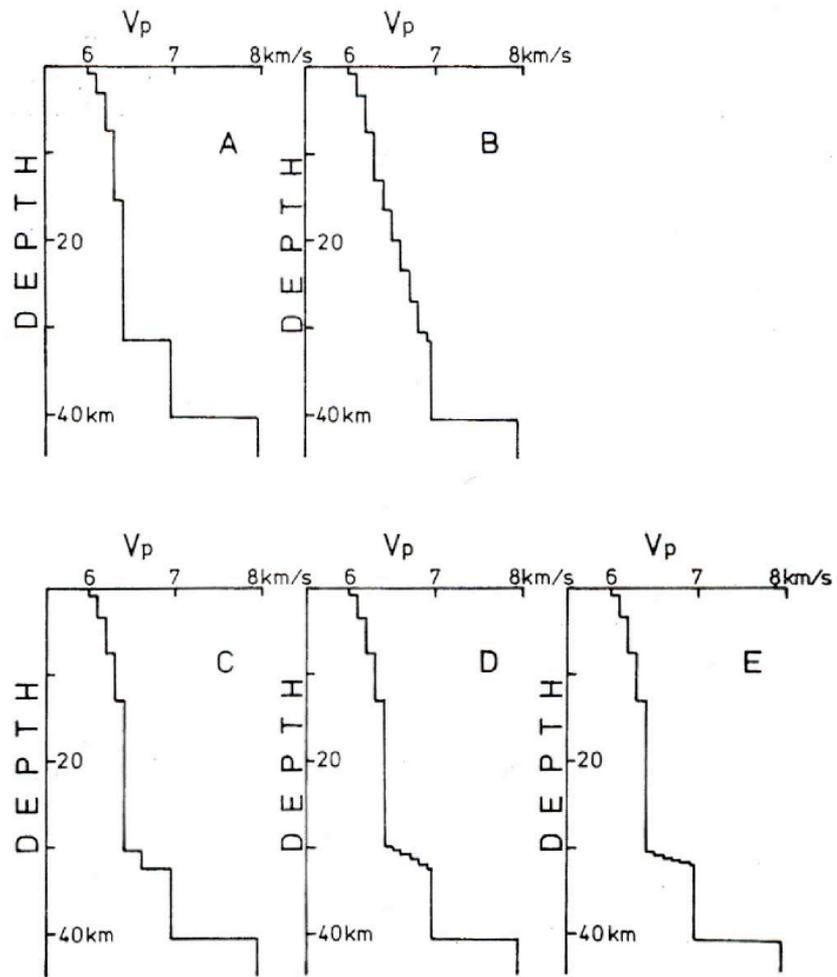


Fig.1-8a リュツォ・ホルム岩体のP波速度構造 (Ikami et al., 1984)

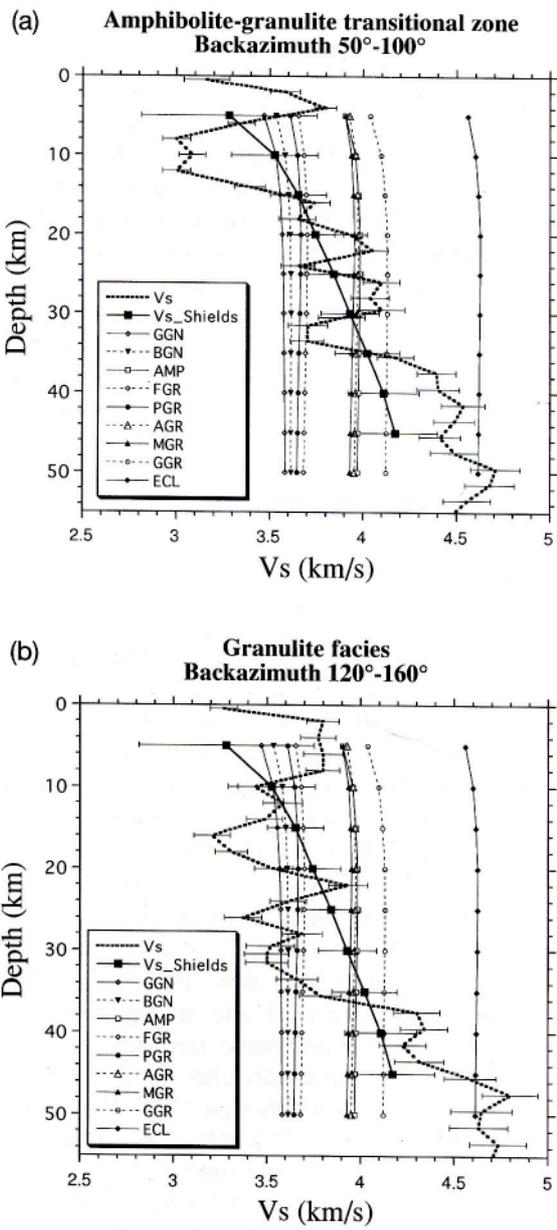


Fig. 1-8b リュツオ・ホルム岩体の S 波速度構造 (Kanao et al., 1997)

2章 リュツォ・ホルム岩体の地質と岩石記載

2-1 東南極リュツォ・ホルム岩体の地質概略

東南極リュツォ・ホルム岩体は Dronning Maud Land の東端に位置するプリンスオラフ海岸とリュツォ・ホルム湾沿岸地域に分布し、北東から南西方向へ約 300km に渡りほぼ連続的に分布している (Fig.2-1). 本岩体は 1957 年以来、日本の南極地域観測隊により詳細かつ精力的に調査研究がなされた地域である (e.g. 廣井・白石, 1986).

本地域は中圧型タイプの変成岩が分布しており、北東から南西にかけて角閃岩相からグラニュライト相に変成度が上昇していくことが明らかになっている (Hiroi et al., 1991; Fig.2-2). リュツォ・ホルム岩体の最高変成条件はリュツォ・ホルム湾の Rundvågshetta で (Rundvågshetta) で 1000°C , 1.1GPa とされている (Motoyoshi and Ishikawa, 1997).

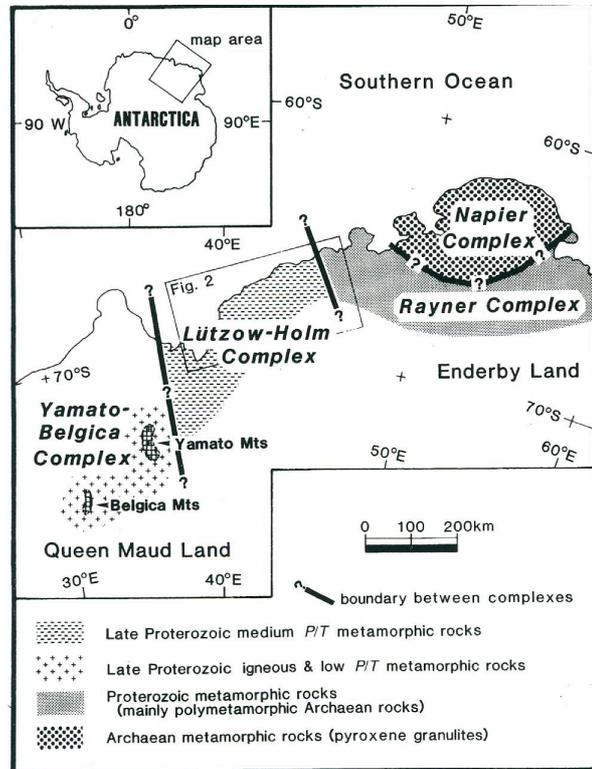


Fig. 2-1. 東南極リュツォ・ホルム岩体 (Hiroi et al., 1991).

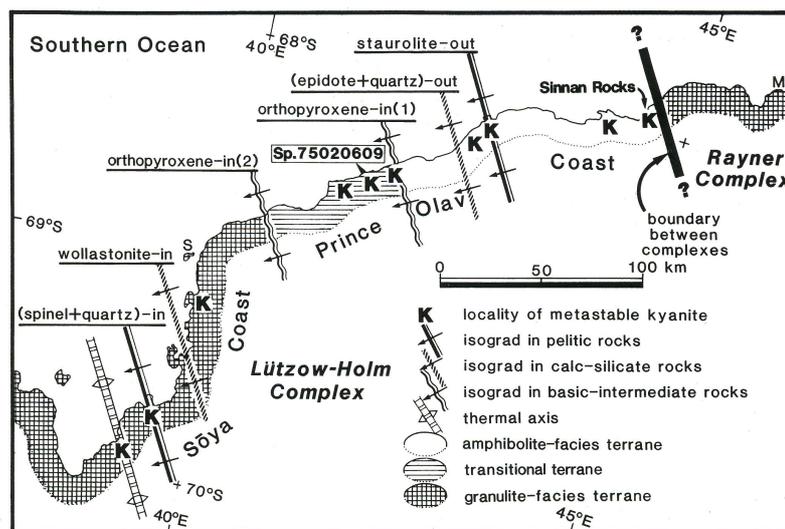


Fig. 2-2 リュツォ・ホルム岩体の変成分帯 (Hiroi et al., 1991)

また、同地点のザクロ石-斜方輝石グラニュライト中のザクロ石の包有物としてサフィリン-石英が接して存在している事が確認され、いわゆる超高温変成作用を被った岩体である可能性が示唆されている (吉村他, 2003). 同岩体の変成圧力は斜長石-ザクロ石-珪線石-石英圧力計を用いて、東端の新南岩で 0.6GPa, ルンドボークスヘッタで 1.1 GPa と見積もられている (Hiroi et al., 1983a; Motoyoshi,1986; Fig.2-3).

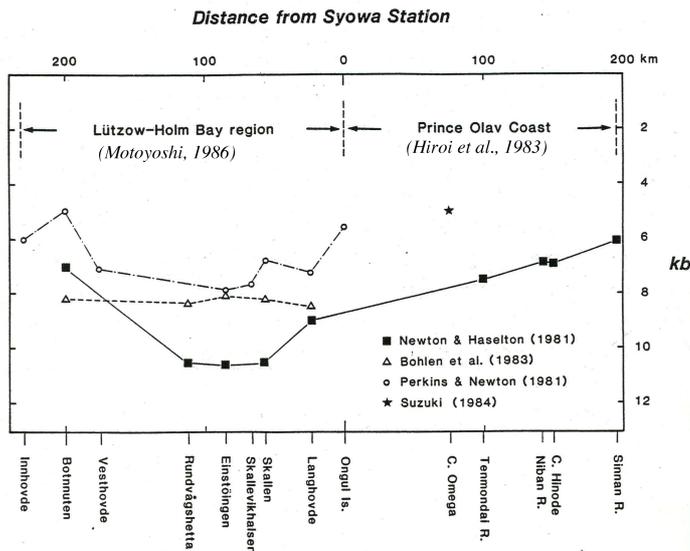


Fig. 2-3. 地質圧力計に基づいたリュツォ・ホルム岩体の変成圧力構造 (after Motoyoshi 1986).

また白石らは SHRIMP (二次イオン質量分析器: Secondary High Resolution Ion Micro-Probe)を用いたジルコンの U-Pb 年代測定を行い、リュツォ・ホルム岩体の変成イベントが 520-550 Ma のパンアフリカン変動であったことを明らかにした(Shiraishi et al., 1994; Shiraishi et al.,2003; Fig.2-4). また、これらの研究において火成岩起源の変成岩中のジルコンのコア部分から約 10 億年の年代が得られている。これらの変成岩の源岩はグレンビル造山運動期以前のクラトンの碎屑物や同時期に形成された初成的な地殻 (例えば島弧) に由来するとされている (Shiraishi et al., 2003).

Shiraishi et al. (2003)ではこれらの年代学的データと岩石学的研究からリュツォ・ホルム岩体はグレンビリアン造山運動以前に形成された大陸地殻とグレンビリアン期の島弧などがパンアフリカン造山運動時に衝突し、集合した縫合線であるという形成モデルを提出した。

これはこれまでのリュツォホルム岩の変成岩岩石学的研究結果に基づいたリュツォ・ホルム岩体の形成モデルと調和的である(e.g., Shiraishi et al., 1987; Fig. 2-5).

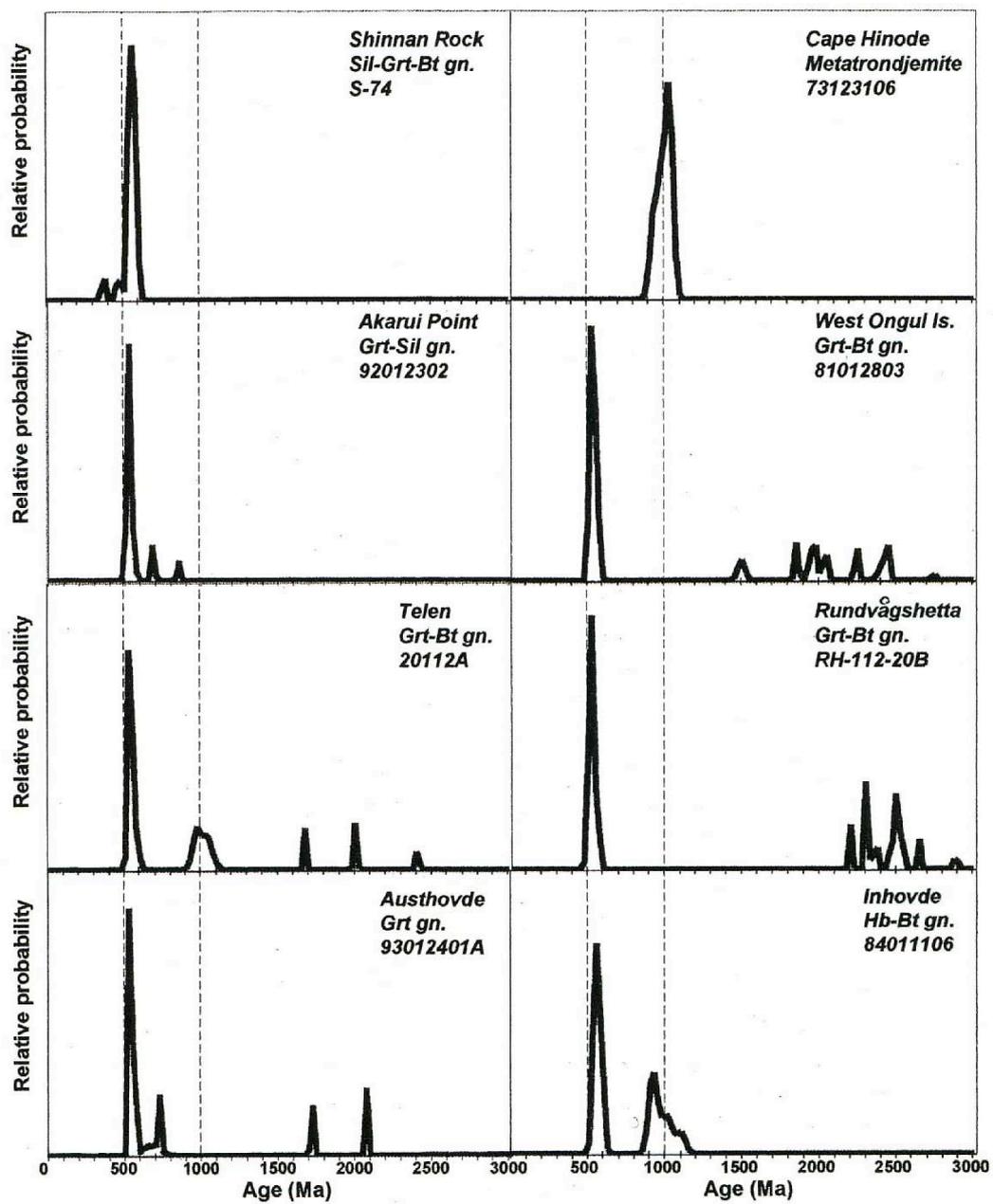


Fig.2-4 ジルコンU-Pb年代に基づくリュツォ・ホルム岩体の
 変成年代 (after Shiraishi et al., 2003)

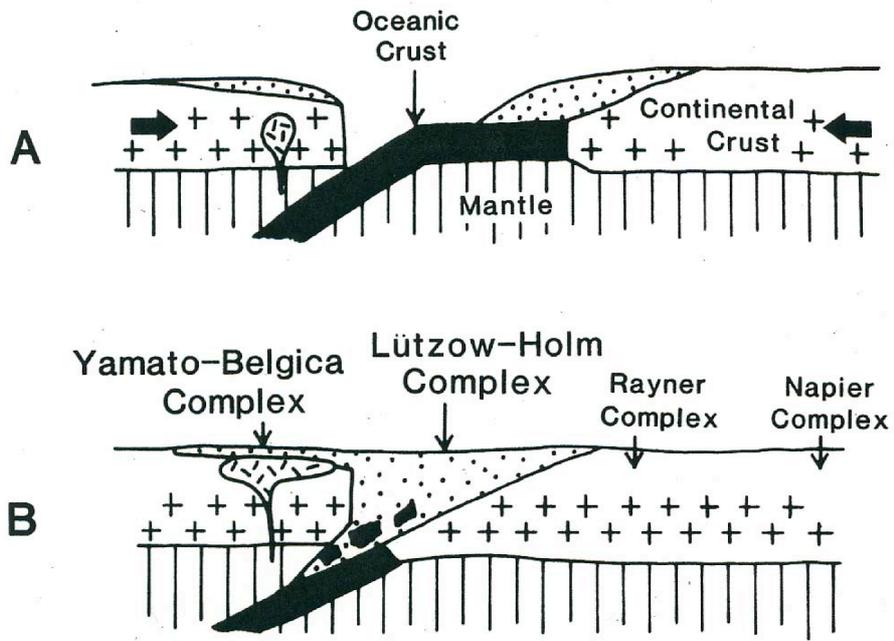


Fig.2-5 地質学及び変成岩岩石学に基づく
リュツォ・ホルム岩体の形成モデル (Shiraishi et al., 1987)

2-2 顕微鏡下での観察と記載

実験に用いた岩石試料は国立極地研究所の岩石コレクションから選定した。大陸地殻下部を構成していると考えられている塩基性から超塩基性の細粒な岩石を選択した。まず岩石の薄片観察に基づいて記載を行う。また Fig.2-6 に実験に用いた岩石の採集地点を示す。

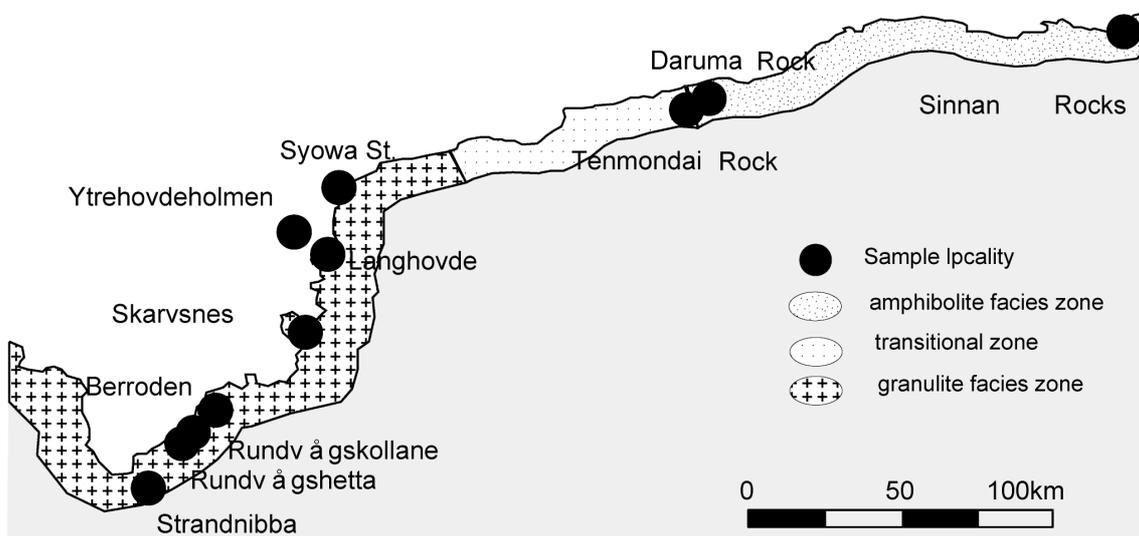


Fig. 2-6 弾性波速度測定に用いた岩石の採集地点

角閃岩 (*amphibolite*; Sp.81T126:天文台岩)

角閃岩は片理構造が発達し、主な構成鉱物は細粒-中粒の斜長石、角閃石である。鉱物の構成比は斜長石 39.0%、角閃石 57.6%であった。また細粒の石英、単斜輝石、黒雲母が含まれ、副構成鉱物としてイルメナイト、マグネタイト、アパタイト、モナザイトが含まれている。角閃石は緑～淡褐色をしめし Ferroan Pargasitic Hornblende の化学組成を示す。粒径は 0.5-3mm で aspect 比は最大 3:1 であった。また角閃石の一部は緑泥石化している。斜長石はグラノブラスティック組織を示す。粒径は 1-2mm で aspect 比は最大 2:1 であった。変形双晶やソーシュライトが存在する。角閃石と斜長石がそれぞれ卓越する層構造が片理面を、また角閃石の長軸の配列が線構造を形成している。

黒雲母角閃岩 (*Bt amphibolite*; Sp.81020906b:新南岩)

黒雲母角閃岩は片麻状構造が著しく発達し、主な構成鉱物は細粒-中粒の石英、斜長石、角閃石および黒雲母である。鉱物の構成比は石英 10.6%、斜長石 31.6%、角閃石 57.6%、黒雲母 22.4% であった。また細粒の石英、単斜輝石、黒雲母が含まれ、緑泥石化した角閃石も見られる。副構成鉱物としてイルメナイト、マグネタイト、アパタイト、ルチル、ジルコンが含まれている。

黒雲母-角閃石グラニュライト (*Bt-Hbl granulite; Sp.82IH01: Ytrehovdeholmen*)

この岩石は角閃石の長軸の配列による線構造が発達し、超塩基性 (SiO_2 wt. %: 43.6%) のグラニュライト相変成岩で主な構成鉱物は細粒-中粒の斜長石、角閃石、黒雲母である。鉱物の構成比は斜長石 36.6%、角閃石 39.6%、黒雲母 19.3%であった。また単斜輝石、斜方輝石がそれぞれ 1.6%、0.6%づつ含まれている。副構成鉱物としてイルメナイト、マグネタイト、アパタイト、ジルコンが含まれている。黒雲母の劈開面はほぼ片理面に平行である。淡褐色の角閃石(*Ferro-pargasitic Hornblende~ Ferro-pargasite*)の粒径は 1-3mm で aspect 比は最大 3:1 であった。角閃石は強く劈開が発達し配列している。斜長石(X_{An} :平均 0.38)はグラノブラスティック組織を示す。粒径は 1-2mm で aspect 比は最大 2:1 であった。累帯構造や変形双晶が存在する。板状の黒雲母(X_{Mg} :平均 0.49)の粒径は最大 1mm であった。黒雲母の配列は角閃石と平行に強く配列している。斜方輝石は淡緑色から淡桃色をしめし(X_{Mg} :平均 0.55)、単斜輝石とともに角閃石、黒雲母と斜行して、弱く配列している。角閃石と斜長石がそれぞれ卓越する層構造が片理面を、また角閃石の長軸の配列が線構造を形成している。

含スカポライト角閃岩 (*Scp amphibolite; Sp. No.80D15:だるま岩*)

含スカポライト角閃岩 は Prince Olav 海岸のだるま岩で採取された。

この岩石は片麻状構造が著しく発達し、塩基性 (SiO_2 wt. %: 49.0%) の角閃岩で主な構成鉱物は細粒-中粒の斜長石、角閃石である。鉱物の構成比は斜長石 46.0%、角閃石 49.3%であった。また細粒の石英、黒雲母、スカポライトがそれぞれ少量含まれる。副構成鉱物としてイルメナイト、マグネタイト、磁硫鉄鉱が含まれている。角閃石は緑~淡褐色をしめし *Edenite* から *Edenitic Hornblende* の化学組成を示す。粒径は 1-5mm で aspect 比は最大 5:1 であった。劈開が発達し強く配列している。また角閃石の一部は緑泥石化している。斜長石はグラノブラスティック組織を示す。粒径は 1-2mm で aspect 比は最大 2:1 であった。累帯構造や変形双晶が存在する。斜方輝石 (X_{Mg} : 平均 0.39) や単斜輝石は角閃石の周囲に存在し石英を伴っている。板状の黒雲母の粒径は最大 1mm であった。黒雲母の配列は確認できない。角閃石と斜長石がそれぞれ卓越する層構造が片理面を、また角閃石の長軸の配列が線構造を形成している。

斜方輝石-角閃石片麻岩 (*Opx-Hbl granulite; Sp. No.RK-131-05: Rundvågskollane*)

この岩石は片麻状構造が発達した超塩基性 (SiO_2 wt. %: 44.8%) のグラニュライト相変成岩で主な構成鉱物は細粒-中粒の斜長石、角閃石、斜方輝石である。鉱物の構成比は斜長石 57.3%、角閃石 19.3%、斜方輝石 20.6%で、石英、黒雲母を少量含む。副構成鉱物としてイルメナイト、マグネタイト、アパタイト、磁硫鉄鉱が含まれている。角閃石は淡褐色をしめし *Ferroan Pargasitic Hornblende* から *Ferroan Pargaste* の化学組成を示す。フッ素は全サンプル中最も多い (平均 0.22

wt.%). 粒径は0.5-3mmで aspect 比(長軸と短軸の比)は最大6:1であった。劈開が発達している。斜長石(X_{An} :平均0.75)はグラノブラスティック組織を示す。粒径は1-2mmで aspect 比は最大2:1であった。累帯構造や変形双晶が存在する。斜方輝石(X_{Mg} :平均0.55)は淡緑～淡桃色の多色性を示す。粒径は0.5-1mm, aspect 比は最大4:1であった。斜方輝石は角閃石の配列する方向とほぼ並行に配列している。板状の黒雲母(X_{Mg} :平均0.63)の粒径は最大1mmであった。黒雲母の配列は確認できない。角閃石と斜長石がそれぞれ卓越する層構造が片理面を、また角閃石の長軸の配列が線構造を形成している。

黒雲母-両輝石グラニュライト (*Bt-2Px granulite*; *SP No.SN-120-11*: Strandnibba)

この岩石は黒雲母の弱い配列により面構造が支配されており、塩基性(SiO_2 wt.%: 51.32%)のグラニュライト相変成岩で主な構成鉱物は細粒-中粒の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、黒雲母である。鉱物の構成比は斜長石 34.9%, 単斜輝石 29.6%, 斜方輝石 8.6%, 黒雲母 34.6%であった。副構成鉱物として酸化鉄、アパタイト、磁硫鉄鉱が含まれている。顕著な線構造は確認できず、片理面は黒雲母の劈開面に平行な方向とした。顕微鏡下での観察では単斜輝石(*Augeite*)は淡緑色をしめす。粒径は0.3-1.5mmで aspect 比は最大5:1であった。斜長石(X_{An} :平均0.35)はグラノブラスティック組織を示す。粒径は1-2mmで aspect 比は最大2:1であった。累帯構造や変形双晶が存在する。斜方輝石(X_{Mg} :平均0.62)は淡緑～淡桃色の多色性を示す。粒径は0.5-1mm, aspect 比は最大4:1であった。角閃石の配列する方向とほぼ並行に配列している。板状の黒雲母の粒径は最大1mmであった。黒雲母(X_{Mg} :平均0.70)は弱く配列しているが一部は濃集している。

両輝石グラニュライト (*2Px granulite*; *Sp. No.LH-131-28*: Langhovde)

この岩石は斜方輝石の配列による線構造がみられる。超塩基性(SiO_2 wt.%: 44.97)のグラニュライト相変成岩で主な構成鉱物は細粒-中粒の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、石英である。鉱物の構成比は斜長石 48.1%, 単斜輝石 27.3%, 斜方輝石 6%, 石英 17.3%であった。副構成鉱物としてイルメナイト、アパタイト、磁硫鉄鉱が含まれている。顕微鏡下での観察では斜方輝石(X_{Mg} :0.57)は淡緑～淡桃色を示す。粒径は0.5から2.0mmで aspect 比は最大2:1であった。単斜輝石(*Augeite*)は淡緑色をしめす。粒径は0.5-2.0mmで aspect 比は最大2:1であった。斜長石(X_{An} :平均0.41)は粒径は1-2mmで aspect 比は最大2:1であった。累帯構造や変形双晶が存在する。これらの鉱物はグラノブラスティック組織を示す。石英は他の鉱物と同様に粒径は0.5-2.0mmでグラノブラスティック組織を示す物と最大8mmx2mmのリボン状の結晶とが有る。リボン状の石英は脈状に配列している。石英は波動消光を示すものが多く存在する。

両輝石-角閃石グラニュライト(2Px-Hbl gnaulite; Sp. No.80S5:Skarvsnes)

この岩石は角閃石の長軸の配列による線構造がみられる、超塩基性 (SiO₂ wt. %: 44.97) のグラニュライト相変成岩で主な構成鉱物は細粒-中粒の斜長石、角閃石、斜方輝石、単斜輝石である。鉱物の構成比は斜長石 44.5%、角閃石、36.5%、斜方輝石 12%、単斜輝石 5.2%であった。また石英が少量含まれる。副構成鉱物としてイルメナイト、アパタイト、磁硫鉄鉱、磁鉄鉱が含まれている。角閃石は淡褐色をしめし Ferroan Pargastic Hornblende から Ferroan Pargaste の化学組成を示す。粒径は 0.5-3mm で aspect 比 (長軸と短軸の比) は最大 6:1 であった。劈開が発達している。斜長石(X_{An}:平均 0.75)はグラノプラスチック組織を示す。粒径は 1-2mm で aspect 比は最大 2:1 であった。累帯構造や変形双晶が存在する。斜方輝石 (X_{Mg}:平均 0.55)は淡緑～淡桃色の多色性を示す。粒径は 0.5-1mm、aspect 比は最大 4:1 であった。斜方輝石は角閃石の配列する方向とほぼ並行に配列している。板状の黒雲母(X_{Mg}:平均 0.63)の粒径は最大 1mm であった。黒雲母の配列は確認できない。角閃石と斜長石がそれぞれ卓越する層構造が片理面を、また角閃石の長軸の配列が線構造を形成している。

単斜輝岩 (clinopyroxenite; Sp. No. 92010905A: Rundovågshetta)

この岩石は細粒の単斜輝石と斜方輝石からなり (>85%) 少量の黒雲母と角閃石を含んでいる。全体として等粒状組織であるが、フレーク状の黒雲母結晶が弱く配列している。副成分鉱物としてアパタイトが含まれている。顕著な構造はみられない。

両輝石角閃岩 (2Px amphibolite; Sp. No. SN-119-02B: Strandnibba)

両輝石角閃岩 (以下 2Px 角閃岩) は片麻状構造が発達し主に中粒の角閃石、黒雲母、斜長石からなり、少量の細粒な斜方輝石と単斜輝石を含む。黒雲母が線構造と面構造を決定している。副成分鉱物としてアパタイトとイルメナイトが見られる。

角閃石片麻岩 (Hbl gneiss; Sp. No. BC-3: Ongle Is.)

この岩石は昭和基地でのボーリングコアサンプルの地表から 15m の深さの部分のサンプルである。片麻状構造が著しく発達しており、角閃石と斜長石からなり組成バンドが著しく発達している。副成分鉱物としてアパタイトとイルメナイトが見られる。

黒雲母-斜方輝石-角閃石グラニュライト (Bt-Opx-Hbl granulite; Sp. No. 93011801: Berrodden)

この岩石は黒雲母、角閃石、斜方輝石、斜長石からなり、副成分鉱物としてアパタイトとイルメナイトが見られる。黒雲母の破片が弱く配列し線構造を決定している。

実験に用いた 12 試料のモード比を Table 2-1 に示す。本研究では斜方輝石と黒雲母のモード比に基づき岩石を 3 グループに分類した (Fig. 2-7)。

黒雲母が 15%以下で斜方輝石を 10%以上含む岩石を塩基性グラニュライト，黒雲母を 15%以上含む岩石を黒雲母に富む岩石，それ以外の岩石を角閃岩とした。

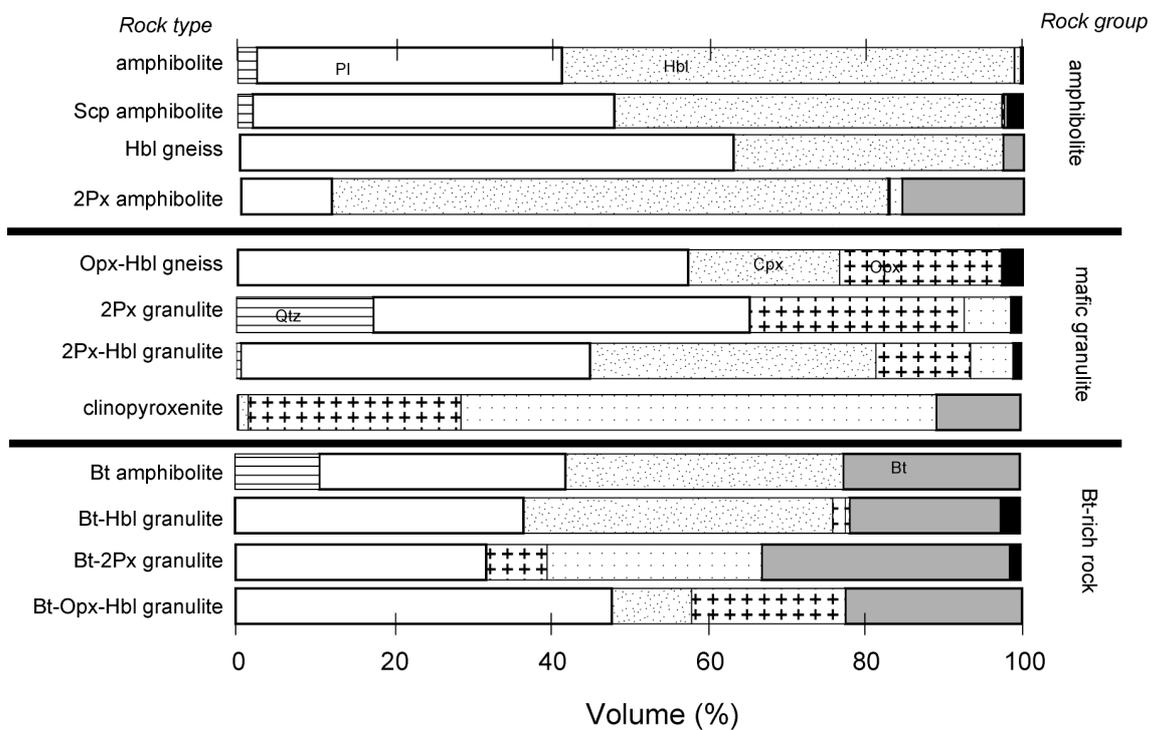


Fig. 2-7 弾性波速度に使用した岩石の鉱物モード比

Pl:斜長石, Hbl:角閃石, Opx:斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Bt: 黒雲母,

Scp: スカポライト

Table 2-1 Modal composition of rock samples

Sample No.	80T126	81020906b	82IH01	80D15	RK-131-05	SN-120-11	LH-131-28	80S5
Rock name	amphibolite	Bt amphibolite	Bt-Hbl granulite	amphibolite	Px-Hb gneiss	Bt-Px granulite	Hbl-Px granulite	2Px granulite
Modal percentage (vol.%)								
quartz	2.4	10.6	0	2	0.0	0	17.3	0.6
K-feldspar	0	0	0	0	0.0	0	0	0
plagioclase	39.0	31.6	36.6	46	57.3	32.0	48.1	44.5
hornblende	57.6	35.4	39.6	49.3	19.3	0.0	0	36.5
orthopyroxene	0.0	0.0	1.6	0	20.6	7.8	27.3	12
clinopyroxene	0.6	0.0	0.6	0.3	0.0	27.2	6	5.2
biotite	0.2	22.4	19.3	0.5	0.3	31.7	0	0
opaque	0.2	0.0	2.3	1.9	2.5	1.3	1.3	1.2

Table 2-1 (continued)

Sample No.	92010905A	93011801	BC-3	SN-119-02B
Rock type	clinopyroxenite	Bt-Opx-Hbl granulite	Hb gneiss	2Px amphibolite
Modal percentage (vol.%)				
quartz	0.00	0.00	0.00	0.00
K-feldspar	0.00	0.00	0.00	0.00
plagioclase	0.00	45.60	62.30	11.60
hornblende	1.30	10.00	34.30	70.60
orthopyroxene	27.30	19.60	0.00	0.30
clinopyroxene	60.60	0.00	0.00	1.60
biotite	10.60	22.60	2.60	15.60
opaque	0.00	0.00	0.00	0.00

2-3 岩石の密度測定

岩石の密度は弾性波速度の最も基本的で支配的な要素であると考えられている。

岩石の密度は Beckman 社製の空気比較式比重計 930 型を用いて岩石試料の体積を測定し、質量でこれを割ることによって求めた。

比重計の原理を簡単に記す (Fig.2-8)。

Fig. 2-8 の A, B に示すような 2 つの密閉されたシリンダとピストンがある。

まず簡単のためにシリンダは A, B とも同容積で試料が含まれていないとする。

カップルバルブを閉めておきピストン

A を位置 a まで一定量だけ動かすと差圧計の両側の圧力を同一にするためにはピストン B も位置 a まで動かさなければいけない。

試料 V をシリンダ B にいれるとピストン B が位置 a にあった場合、差圧計の両側の圧力は一定とならない。

差圧計の両側を一定にするためにはピストン B を試料 V の体積に相当する位置 b まで動かすと差圧計の両側で圧力が同一になる。

このとき位置 a から b までの距離 dx は体積(cc)で読めるように設定されている。

また鉱物モード比から計算によって密度を求めた、これらの結果を Table2-2 に示す。

また鉱物モード比から計算によって密度を求めた、これらの結果を Table2-2 に示す。

計算に用いた各鉱物の密度は斜長石: Ryzhova (1964), 角閃石: Alexandrov and Ryzhova (1961), 斜方輝石: Weidner and Vaughan (1982), 単斜輝石: Aleksandrov, Ryzhova and Belikov (1964), 黒雲母: Alexandrov and Ryzhova (1961) のデータを用いた。

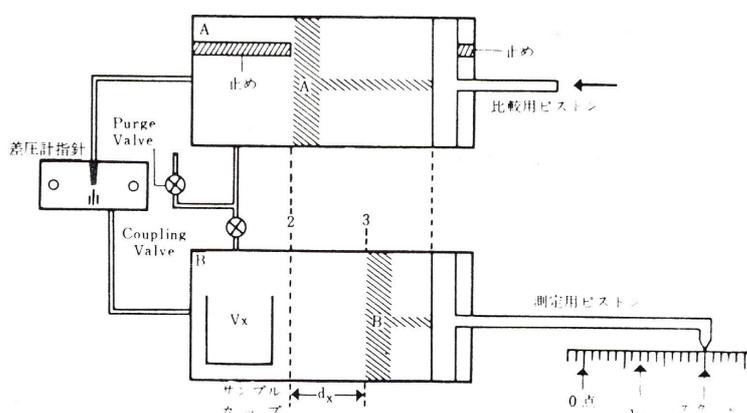


Fig. 2-8. 空気充填式ピクノメーターの測定原理

また鉱物モード比から計算によって密度を求めた、これらの結果を Table2-2 に示す。また鉱物モード比から計算によって密度を求めた、これらの結果を Table2-2 に示す。計算に用いた各鉱物の密度は斜長石: Ryzhova (1964), 角閃石: Alexandrov and Ryzhova (1961), 斜方輝石: Weidner and Vaughan (1982), 単斜輝石: Aleksandrov, Ryzhova and Belikov (1964), 黒雲母: Alexandrov and Ryzhova (1961) のデータを用いた。

また鉱物モード比から計算によって密度を求めた、これらの結果を Table2-2 に示す。また鉱物モード比から計算によって密度を求めた、これらの結果を Table2-2 に示す。計算に用いた各鉱物の密度は斜長石: Ryzhova (1964), 角閃石: Alexandrov and Ryzhova (1961), 斜方輝石: Weidner and Vaughan (1982), 単斜輝石: Aleksandrov, Ryzhova and Belikov (1964), 黒雲母: Alexandrov and Ryzhova (1961) のデータを用いた。

Table 2-2 Representative whole rock density (g/cm³)

Rock name	Measured	calculated
amphibolite	3.06	2.96
Bt amphibolite	2.95	2.93
Bt-Hbl granulite	3.38	3.01
amphibolite	3.33	2.97
Px-Hb gneiss	3.11	2.95
Bt-Px granulite	3.07	3.04
Hbl-Px granulite	3.05	2.90
2Px granulite	2.93	2.98
clinopyroxenite	3.35	3.23
Bt-Opx-Hbl granulite	3.13	2.86
Hb gneiss	2.96	2.84
2Px amphibolite	3.19	3.07

2-4 XRF を用いた全岩化学組成分析

全岩化学組成の分析は国立極地研究所の蛍光 X 線分析装置(XRF: RIX-3000)を用いて行った。分析は岩石試料の粉末を Li₂B₄O₇ のフラックスで 5 倍に希釈したもののガラスビードを作成して行った。測定手順は Motoyoshi and Shiraishi (1995)および Motoyoshi et al. (1995)に基づいて行った。測定結果を Table 2-3 に示す。

その結果、本研究で使用した塩基性高度変成岩の化学組成は ACF 図の塩基性火成岩の領域 (e.g. 都城・久城, 1975)にプロットされることが明らかになった (Fig. 2-9)。

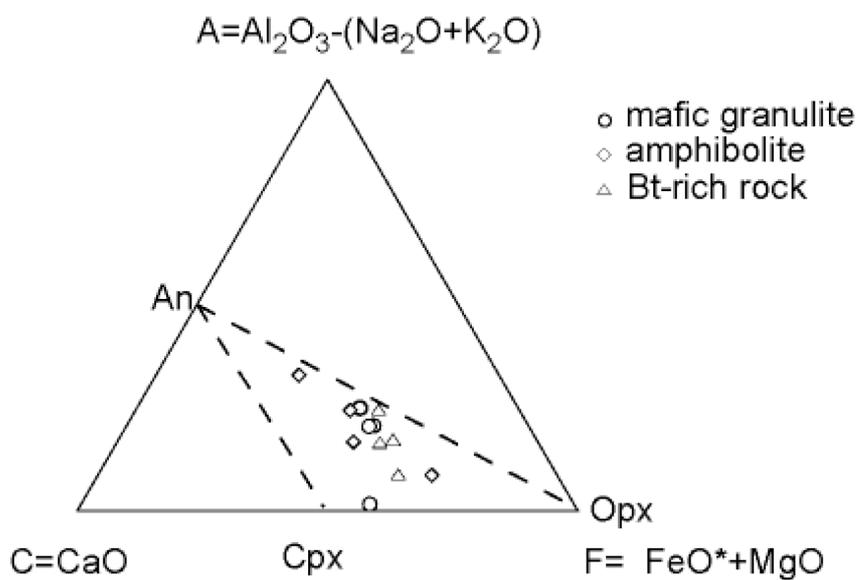


Fig. 2-9. 実験試料の全岩化学組成

Table 2-3 Representative whole rock compositions analysis of major elements and C.I.P.W. norms

Rock name	amphibolite	Bt amphibolite	Bt-Hbl granulite	Scp amphibolite	Px-Hb gneiss	Bt-Px granulite	Hbl-Px granulite	2Px granulite
Major elements (wt.%) *								
SiO ₂	48.23	54.03	43.62	49.01	44.81	51.32	44.97	46.56
TiO ₂	1.43	0.97	3.28	0.46	1.70	0.57	4.26	1.36
Al ₂ O ₃	18.20	13.40	14.75	14.93	17.61	11.70	12.72	16.27
Fe ₂ O ₃	9.71	6.56	15.60	8.60	14.58	10.04	18.29	12.15
MnO	0.25	0.17	0.19	0.15	0.16	0.16	0.25	0.17
MgO	5.87	7.57	5.81	8.03	5.38	10.11	5.11	8.13
CaO	8.95	6.88	8.26	11.17	9.01	9.44	8.62	10.36
Na ₂ O	3.30	2.66	2.29	3.15	2.31	2.32	0.68	2.36
K ₂ O	1.07	1.38	2.71	0.67	0.82	2.73	1.14	0.34
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.36	0.04	0.21	0.30	0.99	0.10
total	97.13	96.73	96.86	96.21	96.59	98.68	97.02	97.79
Q	-	6.97	-	-	-	-	4.99	0.47
or	-	-	-	-	-	-	-	-
ab	6.49	8.64	14.49	4.08	2.91	14.49	6.73	7.15
an	28.63	23.85	22.04	25.17	22.21	22.04	5.75	6.11
c	32.51	21.79	15.13	25.31	39.22	15.13	28.29	36.71
Di	wo	5.14	5.67	11.94	13.19	4.09	11.94	3.61
	en	3.18	3.67	7.81	7.80	2.35	7.81	1.35
	fs	1.66	1.62	3.29	4.73	1.56	3.29	2.33
hyp	en	3.14	16.31	2.32	-	8.02	2.32	11.37
	fs	1.63	7.21	0.98	-	5.30	0.98	19.57
Ol	fs	6.08	-	12.32	8.98	3.01	12.32	-
	en	3.49	-	5.71	6.01	2.19	5.71	-
mt		2.79	1.95	1.21	0.90	2.36	1.21	8.09
il		5.00	2.02	3.54	2.57	9.33	3.54	4.48
ap		0.29	0.33	0.75	0.10	0.22	0.75	2.34

*: XRF analyses

Table 2-3 (continued)

Rock type	clinopyroxene nife	Bt-Opx-Hbl granulite	Hb gneiss	2Px amphibolite
Major elements (wt.%) *				
SiO ₂	51.39	45.13	49.71	47.67
TiO ₂	0.18	2.20	0.78	1.11
Al ₂ O ₃	3.43	17.15	21.87	10.93
Fe ₂ O ₃	7.06	15.36	6.10	12.42
MnO	0.14	0.24	0.05	0.15
MgO	15.56	5.54	3.28	13.31
CaO	17.25	7.70	9.55	8.47
Na ₂ O	0.63	1.84	4.13	2.00
K ₂ O	1.12	1.96	1.21	2.06
P ₂ O ₅	0.01	0.28	0.02	0.12
total	96.77	97.41	96.69	98.24
Q	-	-	-	1.38
or	-	-	-	-
ab	6.79	11.88	7.33	12.91
an	5.47	15.97	30.02	17.88
c	3.31	33.60	38.66	15.67
Di	wo	35.24	1.63	4.10
	en	25.33	0.68	2.06
	fs	6.75	0.95	1.95
hyp	en	4.17	5.02	-
	fs	1.11	7.12	-
Ol	fs	7.18	5.93	4.43
	en	2.11	9.11	4.64
mt		0.35	4.29	1.52
il		2.10	4.57	1.81
ap		0.02	0.68	0.05

*: XRF analyses

2-5 EPMA を用いた鉱物の化学組成分析

次に鉱物の化学組成は国立極地研究所の EPMA (JXA-8800)を用いて研磨薄片中の斜長石, 角閃石, 斜方輝石, 単斜輝石, 黒雲母の定量分析を行った.

斜長石

斜長石の分析結果を Fig. 2-10 および Table 2-4 に示す.

斜方輝石-角閃石グラニュライト, 両輝石角閃岩および黒雲母-斜方輝石-角閃石グラニュライトの An 比の平均値がそれぞれ(core, rim)で(72, 77), (60,56), (53, 59)と 50%より高い値を示す. それ以外の岩石の場合 An 比は 30-50%程度の値を示している.

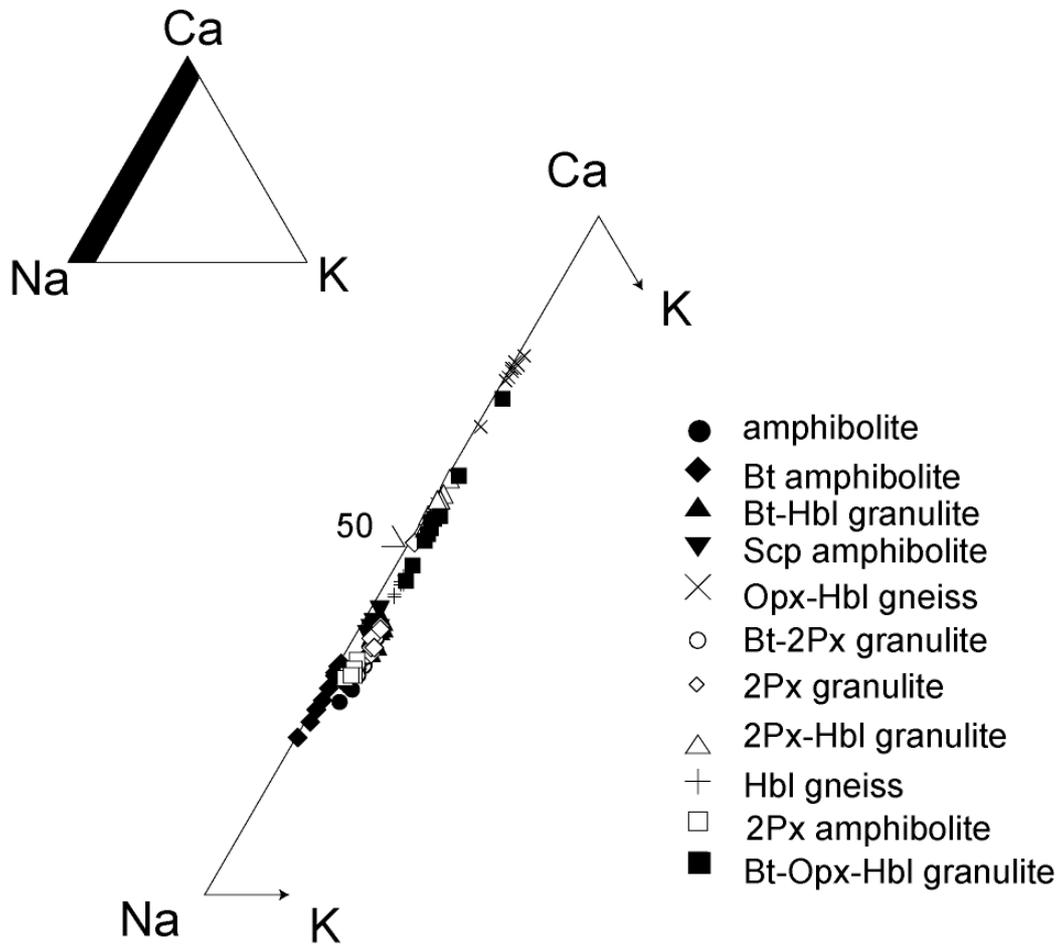


Fig. 2-10 斜長石の化学組成

Table 2-4 Representative mineral analysis of Plagioclase

Sample	amphibolite		Bt amphibolite		Bt-Hbl granulite		Scp amphibolite		Opx-Hbl granulite		Bt-2px granulite	
	core/rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core
SiO2	60.98	60.86	62.13	60.61	59.15	59.41	57.96	58.83	50.15	48.84	60.14	60.44
TiO2	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Al2O3	24.55	24.90	23.94	25.15	25.59	25.49	25.93	25.69	31.24	32.30	24.94	24.69
Cr2O3	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
FeO	0.11	0.12	0.04	0.08	0.09	0.08	0.08	0.10	0.15	0.26	0.14	0.11
MnO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00
MgO	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
CaO	6.20	6.42	5.45	6.72	7.68	7.65	8.03	7.79	14.43	15.54	6.88	6.80
Na2O	7.44	7.26	8.14	7.44	6.55	6.54	6.49	6.82	3.00	2.47	6.75	6.84
K2O	0.39	0.35	0.08	0.05	0.48	0.49	0.21	0.09	0.10	0.06	0.41	0.46
Total	99.72	99.96	99.84	100.11	99.57	99.70	98.76	99.37	99.14	99.50	99.30	99.37
O=8												
No of ion												
Si	2.716	2.704	2.755	2.690	2.650	2.658	2.621	2.641	2.304	2.244	2.692	2.703
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Al	1.289	1.304	1.250	1.315	1.351	1.344	1.382	1.359	1.691	1.749	1.316	1.301
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe	0.004	0.004	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.006	0.010	0.005	0.004
Mn	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Mg	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Ca	0.296	0.306	0.259	0.320	0.368	0.366	0.389	0.375	0.710	0.765	0.330	0.326
Na	0.642	0.625	0.699	0.640	0.569	0.567	0.569	0.593	0.267	0.220	0.586	0.593
K	0.022	0.020	0.005	0.003	0.027	0.028	0.012	0.005	0.006	0.004	0.024	0.026
Total	4.970	4.965	4.971	4.973	4.971	4.967	4.978	4.978	4.986	4.993	4.954	4.955
An	30.82	32.16	26.89	33.21	38.19	38.11	40.09	38.49	72.23	77.35	35.12	34.47

Table 2-4 (Continued)

Sample	2Px granulite		2Px-Hbl granulite		Clinopyroxenite		Bt-Opx-Hbl granulite		Hbl gneiss		2Px amphibolite	
	core/rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core
SiO2	59.44	58.20	53.31	54.33	56.54	56.88	55.05	52.98	56.54	56.88	59.82	59.74
TiO2	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03
Al2O3	25.61	25.98	29.59	28.67	26.81	26.58	27.90	28.94	26.81	26.58	24.78	24.96
Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
FeO	0.10	0.07	0.07	0.09	0.05	0.13	0.10	0.27	0.05	0.13	0.12	0.16
MnO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
MgO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	7.58	8.46	12.09	11.46	9.09	9.18	10.77	11.98	9.09	9.18	6.65	6.76
Na2O	6.53	6.28	4.41	4.82	5.70	5.58	5.02	4.41	5.70	5.58	7.33	7.34
K2O	0.48	0.37	0.06	0.08	0.39	0.38	0.25	0.19	0.39	0.38	0.26	0.25
Total	99.77	99.41	99.55	99.51	98.63	98.77	99.12	98.82	98.63	98.77	99.01	99.27
O=8												
No of ion												
Si	2.656	2.618	2.420	2.463	2.569	2.580	2.501	2.427	2.569	2.580	2.689	2.680
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Al	1.348	1.377	1.582	1.531	1.435	1.421	1.493	1.562	1.435	1.421	1.312	1.320
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.005	0.004	0.010	0.002	0.005	0.005	0.006
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Mg	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.363	0.408	0.588	0.557	0.442	0.446	0.524	0.588	0.442	0.446	0.320	0.325
Na	0.565	0.548	0.388	0.424	0.502	0.490	0.442	0.391	0.502	0.490	0.638	0.638
K	0.028	0.021	0.003	0.005	0.023	0.022	0.015	0.011	0.023	0.022	0.015	0.014
Total	4.965	4.976	4.985	4.985	4.975	4.965	4.980	4.992	4.975	4.965	4.981	4.985
An	37.97	41.75	60.02	56.50	45.72	46.54	53.45	59.38	45.72	46.54	32.90	33.23

角閃石

角閃石の分析結果を Fig. 2-11 および Table 2-5 に示す。角閃石は Leake (1978) に基づき分類した。角閃石の多くは Edinitic Hornblende (EH) - Ferroan-pargasitic hornblende (FPH)- Ferroan Pargasite(FP)の化学組成を示す。また角閃石のコアとリムの X_{Mg} に大きな違いはない。

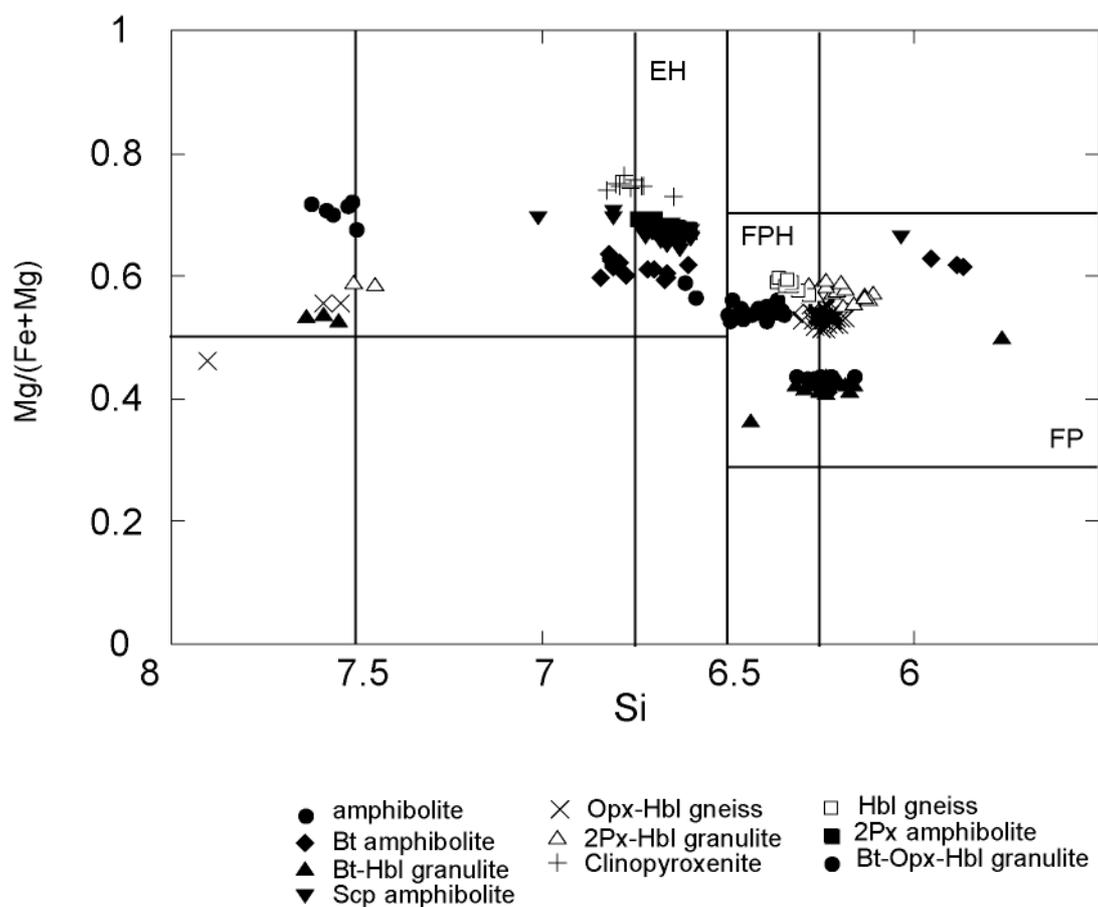


Fig. 2-11 角閃石の化学組成. Leake (1978) の分類法に従った。
(Na+K)>0.5, Ti<0.5

Table2-5 Representative mineral analysis of amphibole

Sample core/rim	amphibolite		Bt amphibolite		Bt-Hbl granulite		Scp amphibolite		Opx-Hbl gneiss	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO2	44.03	44.55	44.71	44.24	42.51	41.69	43.92	46.89	42.43	41.74
TiO2	1.91	1.82	1.25	1.37	1.85	2.10	0.68	0.65	1.99	1.98
Al2O3	9.46	9.15	11.20	11.49	12.52	10.66	11.16	12.72	12.66	13.48
Cr2O3	0.07	0.07	0.03	0.08	0.01	0.02	0.09	0.07	0.02	0.02
FeO	14.80	14.52	14.46	14.52	18.17	20.65	12.34	10.41	16.18	15.40
MnO	0.31	0.33	0.32	0.27	0.28	0.34	0.25	0.20	0.17	0.45
MgO	10.96	11.11	12.67	13.21	7.89	9.79	14.26	12.06	10.50	9.57
CaO	13.48	13.54	9.48	8.43	9.88	8.46	11.16	10.63	10.28	10.83
Na2O	1.48	1.42	1.33	1.14	1.71	1.04	1.45	2.04	1.75	1.78
K2O	1.28	1.16	1.34	2.24	1.88	2.47	0.92	1.36	1.27	1.28
Total	97.78	97.66	96.80	96.98	96.70	97.22	96.23	97.03	97.25	96.52
O=23										
No of ion										
Si	6.60	6.67	6.65	6.58	6.49	6.43	6.54	6.81	6.37	6.32
Ti	0.22	0.20	0.14	0.15	0.21	0.24	0.08	0.07	0.22	0.23
Al	1.67	1.61	1.96	2.01	2.25	1.94	1.96	2.18	2.24	2.40
Cr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe	1.86	1.82	1.80	1.81	2.32	2.66	1.54	1.26	2.03	1.95
Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.06
Mg	2.45	2.48	2.81	2.93	1.80	2.25	3.16	2.61	2.35	2.16
Ca	2.17	2.17	1.51	1.34	1.62	1.40	1.78	1.65	1.65	1.76
Na	0.43	0.41	0.38	0.33	0.51	0.31	0.42	0.57	0.51	0.52
K	0.24	0.22	0.25	0.42	0.37	0.49	0.17	0.25	0.24	0.25
Total	15.68	15.63	15.55	15.63	15.60	15.76	15.69	15.44	15.66	15.64
XMg	0.57	0.58	0.61	0.62	0.44	0.46	0.67	0.67	0.54	0.53

XMg=Mg / (Mg+Fe)

Table 2-5 (Continued)

Sample core/rim	2px-Hbl granulite		Clinopyroxenite		Bt-Opx-Hbl granulite		Hbl gneiss		2Px mphibolite	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO2	46.20	44.71	45.74	46.09	40.14	40.47	41.72	41.58	44.50	45.07
TiO2	1.82	2.23	0.47	0.49	2.29	2.25	1.93	1.90	1.05	0.96
Al2O3	15.42	17.01	9.46	9.38	12.66	12.62	12.42	12.28	10.25	9.80
Cr2O3	0.03	0.04	0.58	0.52	0.01	0.01	0.03	0.04	0.21	0.19
FeO	12.54	11.12	9.71	9.22	18.61	18.43	13.83	13.73	11.80	11.41
MnO	0.19	0.10	0.08	0.10	0.19	0.16	0.11	0.16	0.12	0.15
MgO	9.68	7.89	15.88	15.57	7.94	7.82	10.87	10.93	13.79	14.21
CaO	9.71	11.30	11.75	11.62	11.02	11.21	11.72	11.63	11.52	11.55
Na2O	2.54	3.05	1.75	1.75	1.49	1.40	1.56	1.52	1.86	1.77
K2O	0.48	0.73	1.16	1.09	1.98	2.03	2.05	2.12	1.20	1.08
Total	98.59	98.19	96.59	95.83	96.32	96.40	96.25	95.88	96.31	96.20
O=23										
No of ion										
Si	6.61	6.45	6.72	6.80	6.23	6.27	6.33	6.34	6.63	6.70
Ti	0.20	0.24	0.05	0.05	0.27	0.26	0.22	0.22	0.12	0.11
Al	2.60	2.89	1.64	1.63	2.32	2.30	2.22	2.20	1.80	1.72
Cr	0.00	0.01	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
Fe	1.50	1.34	1.19	1.14	2.41	2.39	1.75	1.75	1.47	1.42
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	2.06	1.69	3.48	3.42	1.84	1.80	2.46	2.48	3.06	3.15
Ca	1.49	1.74	1.85	1.84	1.83	1.86	1.91	1.90	1.84	1.84
Na	0.70	0.85	0.50	0.50	0.45	0.42	0.46	0.45	0.54	0.51
K	0.09	0.13	0.22	0.20	0.39	0.40	0.40	0.41	0.23	0.20
Total	15.28	15.36	15.73	15.65	15.76	15.73	15.76	15.77	15.72	15.68
XMg	0.58	0.56	0.74	0.75	0.43	0.43	0.58	0.59	0.68	0.69

XMg=Mg / (Mg+Fe)

輝石

斜方輝石の分析結果を Table 2-6, 単斜輝石の分析結果を Table 2-7 に示す. また輝石の分析結果を Fig. 2-12 に示す. 斜方輝石はブロンザイト-ハイパーシンの化学組成を示し, 単斜輝石はサーライトの化学組成を持っている. 両輝石グラニュライト及び両輝石角閃岩はオージャイト組成を持つ単斜輝石を含む. 両輝石角閃岩の単斜輝石を除きコアとリムの X_{Mg} に違いはない.

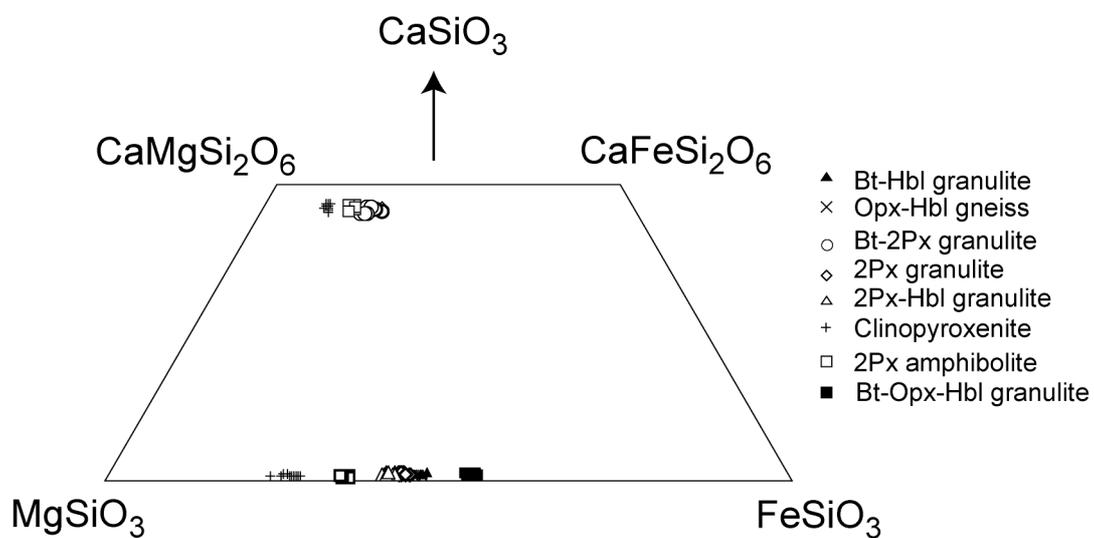


Fig. 2-12 輝石の化学組成

Table 2-6 Representative mineral analysis of orthopyroxene

Sample core/rim	Bt-Hbl granulite		Opx-Hbl granulite		2Px granulite		2Px-Hbl granulite	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	52.09	51.94	51.40	51.55	51.60	51.93	51.14	51.27
TiO ₂	0.10	0.11	0.10	0.08	0.10	0.09	0.42	0.41
Al ₂ O ₃	0.87	0.81	1.80	1.58	1.29	1.33	3.02	3.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.05	0.02	0.04
FeO	27.62	27.72	27.41	26.94	26.28	25.99	23.99	24.11
MnO	0.99	1.00	0.60	0.62	0.35	0.39	0.52	0.53
MgO	18.21	17.91	18.79	18.60	19.28	19.28	19.14	19.14
CaO	0.57	0.55	0.45	0.37	0.61	0.59	1.64	1.63
Na ₂ O	0.02	0.00	0.06	0.05	0.01	0.01	0.25	0.25
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.08	0.09
Total	100.48	100.05	100.65	99.80	99.57	99.67	100.22	100.47
O=6								
No of ion								
Si	1.98	1.99	1.95	1.97	1.97	1.97	1.93	1.93
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	0.04	0.04	0.08	0.07	0.06	0.06	0.13	0.13
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.88	0.89	0.87	0.86	0.84	0.83	0.76	0.76
Mn	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg	1.03	1.02	1.06	1.06	1.10	1.09	1.07	1.07
Ca	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.07
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.99	3.99	4.01	4.00	4.00	3.99	4.01	4.01
XMg	0.54	0.54	0.55	0.55	0.57	0.57	0.59	0.59

XMg=Mg / (Mg+Fe)

Table 2-6 (Continued)

Sample core/rim	Clinopyroxenite		Bt-Opx-Hbl granulite		2Px amphibolite	
	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	54.52	54.41	50.92	50.63	53.39	53.41
TiO ₂	0.02	0.01	0.14	0.06	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	1.02	0.99	1.07	0.96	1.04	0.87
Cr ₂ O ₃	0.12	0.08	0.00	0.01	0.05	0.02
FeO	17.38	17.31	30.93	31.15	21.85	21.68
MnO	0.37	0.43	0.71	0.74	0.62	0.57
MgO	26.52	26.28	15.35	15.46	22.84	22.68
CaO	0.47	0.41	0.67	0.58	0.47	0.42
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	100.41	99.93	99.81	99.60	100.33	99.70
O=4						
No of ion						
Si	1.97	1.98	1.98	1.98	1.98	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.53	0.53	1.01	1.02	0.68	0.67
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.43	1.42	0.89	0.90	1.26	1.26
Ca	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	3.99
XMg	0.73	0.73	0.47	0.47	0.65	0.65

XMg=Mg / (Mg+Fe)

Table 2-7 Representative mineral analysis of clinopyroxene

Sample core/rim	Bt--2px granulite		2Px granulit Clinopyroxenite			2Px amphibolite	
	core	rim	core	core	rim	core	rim
SiO2	52.62	52.61	50.84	53.43	53.37	50.82	51.30
TiO2	0.09	0.07	0.36	0.06	0.03	0.31	0.28
Al2O3	2.37	1.81	2.53	1.73	1.46	3.85	3.38
Cr2O3	0.15	0.12	0.07	0.32	0.30	0.12	0.09
FeO	9.24	8.81	10.43	5.77	5.72	8.75	8.33
MnO	0.27	0.26	0.24	0.13	0.19	0.22	0.17
MgO	12.97	13.30	12.53	15.23	15.24	13.68	14.01
CaO	21.72	21.90	21.90	22.56	22.58	19.75	19.94
Na2O	0.65	0.57	0.25	0.70	0.59	0.93	0.80
K2O	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.23	0.21
Total	100.08	99.47	99.18	99.93	99.49	98.66	98.53
O=6							
No of ion							
Si	1.96	1.97	1.97	1.98	1.92	1.93	1.93
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al	0.10	0.08	0.08	0.06	0.17	0.15	0.13
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe	0.29	0.28	0.18	0.18	0.28	0.26	0.76
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.72	0.74	0.84	0.84	0.77	0.79	1.07
Ca	0.87	0.88	0.89	0.89	0.80	0.80	0.07
Na	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.06	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Total	4.00	4.01	4.01	4.01	4.03	4.02	4.01
XMg	0.71	0.73	0.82	0.83	0.74	0.75	0.59

XMg=Mg / (Mg+Fe)

雲母

黒雲母の分析結果を Fig.2-13, Table2-8 に示す。黒雲母-角閃石グラニュライト，斜方輝石-角閃石片麻岩および単斜輝岩中の雲母は金雲母の化学組成を示した。それ以外の岩石の雲母は黒雲母の化学組成を示す。

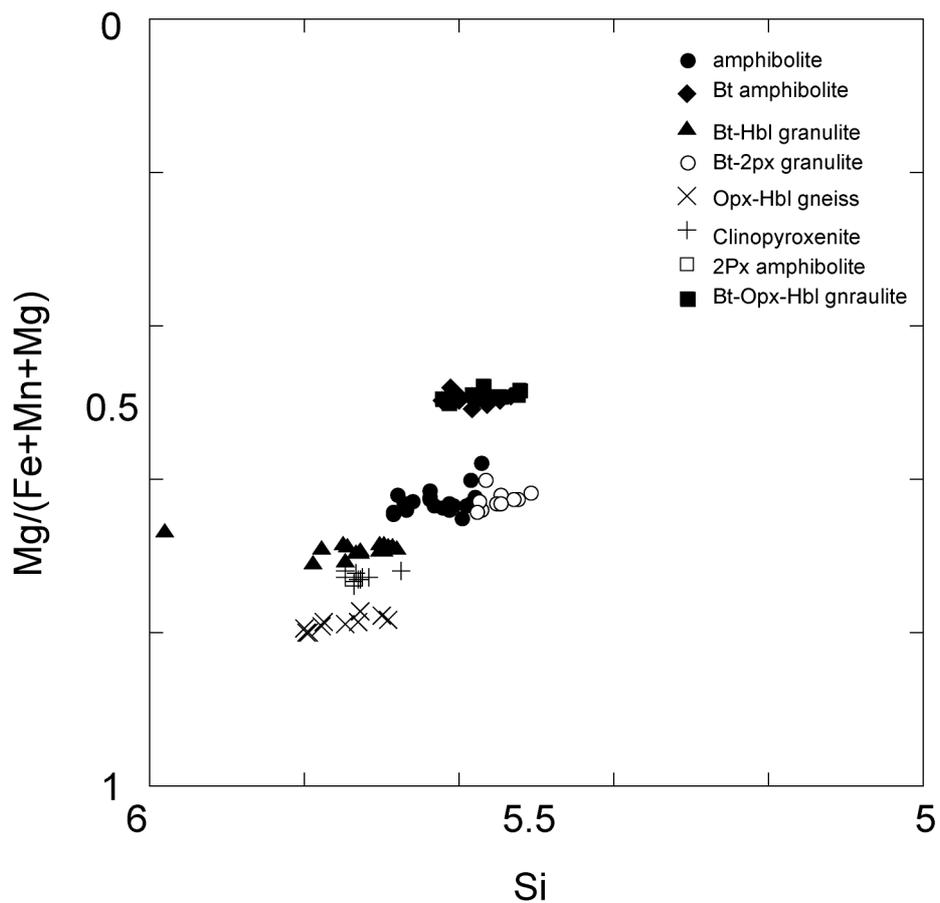


Fig. 2-13 黒雲母の化学組成

Table 2-8 Representative mineral analysis of Biotite

Sample core/rim	amphibolite		Bt amphibolite		Bt-Hbl granulite		Bt-2Px granulite		Opx-Hbl granulite	
	core	rim	core	core	rim	core	rim	core	rim	core
SiO ₂	36.78	37.42	37.85	37.65	36.99	36.84	38.83	38.96	37.05	37.10
TiO ₂	4.69	4.33	2.94	2.97	5.44	5.43	2.72	2.61	4.72	4.79
Al ₂ O ₃	14.41	14.44	15.45	15.55	13.71	13.85	14.12	13.85	14.64	14.59
Cr ₂ O ₃	0.03	0.07	0.08	0.07	0.01	0.01	0.31	0.27	0.00	0.01
FeO	16.62	16.24	14.89	15.03	19.72	19.73	13.31	13.42	14.88	14.92
MnO	0.13	0.13	0.09	0.07	0.13	0.11	0.03	0.07	0.05	0.04
MgO	12.84	13.85	14.38	14.57	10.92	10.87	16.66	16.74	14.05	13.96
CaO	0.00	0.05	0.03	0.04	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00
Na ₂ O	0.08	0.11	0.20	0.22	0.05	0.04	0.05	0.05	0.41	0.16
K ₂ O	9.19	9.35	8.93	8.83	9.74	9.76	9.79	9.61	9.74	9.70
Total	94.78	95.97	94.83	94.99	96.71	96.64	95.83	95.63	95.53	95.26
O=6										
No of ion										
Si	5.57	5.59	5.65	5.61	5.59	5.57	5.72	5.75	5.54	5.56
Ti	0.53	0.49	0.33	0.33	0.62	0.62	0.30	0.29	0.53	0.54
Al	2.57	2.54	2.72	2.73	2.44	2.47	2.45	2.41	2.58	2.58
Cr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00
Fe	2.10	2.03	1.86	1.87	2.49	2.50	1.64	1.66	1.86	1.87
Mn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg	2.90	3.08	3.20	3.24	2.46	2.45	3.66	3.68	3.13	3.12
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.02	0.03	0.06	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.12	0.05
K	1.78	1.78	1.70	1.68	1.88	1.88	1.84	1.81	1.86	1.85
Total	15.50	15.56	15.54	15.55	15.51	15.52	15.66	15.65	15.63	15.56
XMg	0.58	0.60	0.63	0.63	0.50	0.50	0.69	0.69	0.63	0.63

XMg=Mg / (Mg+Fe)

Table 2-8 (Continued)

Sample core/rim	Clinopyroxenite		Hbl gneiss		2Px amphibolite	
	rim	core	rim	core	rim	core
SiO ₂	37.50	37.59	37.64	37.63	37.60	37.62
TiO ₂	4.10	4.03	3.99	3.96	4.19	4.16
Al ₂ O ₃	14.47	14.46	14.48	14.46	14.28	14.24
Cr ₂ O ₃	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.09
FeO	15.88	15.87	15.74	15.79	15.91	15.94
MnO	0.09	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07
MgO	13.77	14.00	13.96	14.03	13.87	13.92
CaO	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02
Na ₂ O	0.16	0.11	0.17	0.12	0.17	0.09
K ₂ O	9.48	9.45	9.54	9.47	9.66	9.60
Total	95.54	95.70	95.69	95.64	96.32	96.40
O=6						
No of ion						
Si	5.62	5.62	5.62	5.62	5.62	5.62
Ti	0.46	0.45	0.45	0.45	0.47	0.47
Al	2.55	2.55	2.55	2.55	2.51	2.51
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	1.99	1.98	1.97	1.97	1.99	1.99
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.07	3.12	3.11	3.12	3.09	3.10
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.03	0.05	0.03	0.05	0.03
K	1.81	1.80	1.82	1.80	1.84	1.83
Total	15.57	15.57	15.58	15.57	15.59	15.58
XMg	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61

XMg=Mg / (Mg+Fe)

2-6 岩石試料に関するまとめ

本研究で用いた岩石試料は約 550Ma のパンアフリカン造山運動に伴う変成作用を被った東南極リュツォ・ホルム岩体の塩基性火成岩を源岩とする塩基性高度変成岩, 12 試料を用いた。

これらの岩石試料にたいし XRF による全岩化学組成, 密度の測定を行った。また薄片試料を作成し顕微鏡下での観察による鉱物モード比の測定を行った。

本研究では斜方輝石と黒雲母のモード比に基づき岩石試料を 3 グループに分類した。

斜方輝石を 10%以上含み, 黒雲母のモード比が 15%以下の物を塩基性グラニュライト(mafic granulite), 黒雲母のモード比が 15%を越える岩石を黒雲母に富む岩石 (Bt-ric rock), 斜方輝石が 10%以下, 黒雲母も 15%以下の岩石を角閃岩 (amphibolite)とした (Fig. 2-7)。これらの 3 グループの間に密度や全岩化学組成値などの違いは見られず, またそれぞれのグループ毎に角閃石や斜長石の化学組成の違いもみられない。

3章 岩石の弾性波速度と弾性波速度異方性の測定

3-1 はじめに

近年、大陸地殻の地震波探査結果から地殻下部に地震波速度異方性があることが明らかになっている(e.g. Greenhalgh et al., 1990). 地殻の弾性波速度異方性の起源は地殻構造の不均質さや、地殻を構成する岩石の速度異方性が原因であると考えられている。地震波速度構造モデルから地殻の岩石分布を明らかにする上で岩石の速度異方性を考慮に入れる必要がある。

岩石の弾性波速度異方性の実験室における測定では同一の岩石に対し異なった方位からの弾性波速度測定が必要である。弾性波速度測定は3種類の方法がとられている。

一つはドイツ・キール大学を中心としたグループが用いている弾性波速度測定用に改良を加えたマルチアンビル型高圧発生装置を用いた速度異方性測定システムである(例えば Kern et al., 1997). このシステムの特徴は岩石試料が1辺を43mmの大容積の試料が使用でき、大気圧 \sim 0.6GPa(深さ約18km)、室温 \sim 600°Cという温度圧力条件での測定が可能な事である(Fig.3-1). また一度の測定で1つのP波速度と2つのS波速度の測定ができるという点でも優れている。これは一度の測定でP波速度異方性、S波速度異方性が得られると言うことを意味している。

しかし、このシステムの問題点はアンビル部に振動素子を埋め込んだデザインであるため、測定にカプセルを使用ず液相の関与した系や岩石を融解させながらの弾性波速度測定ができないということに加え、0.6GPaより高圧での測定ができないという弱点もある。

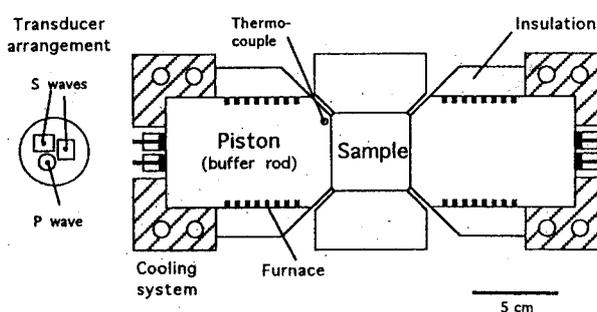


Fig. 3-1. Kern グループの弾性波速度測定システム (Kern et al., 1997).

第二のシステムは液圧型のピストンシリンダー型高圧発生装置を用いた弾性波速度測定システムである(例えば Birch, 1960). 液圧型のピストンシリンダーは大容量の試料を用いることができるが、温度を上昇させることができないという大きな弱点が存在する。また、弾性波速度異方性の測定を行うためには同一の岩石試料から3方向のコアを取り弾性波速度を測定しなければならない。

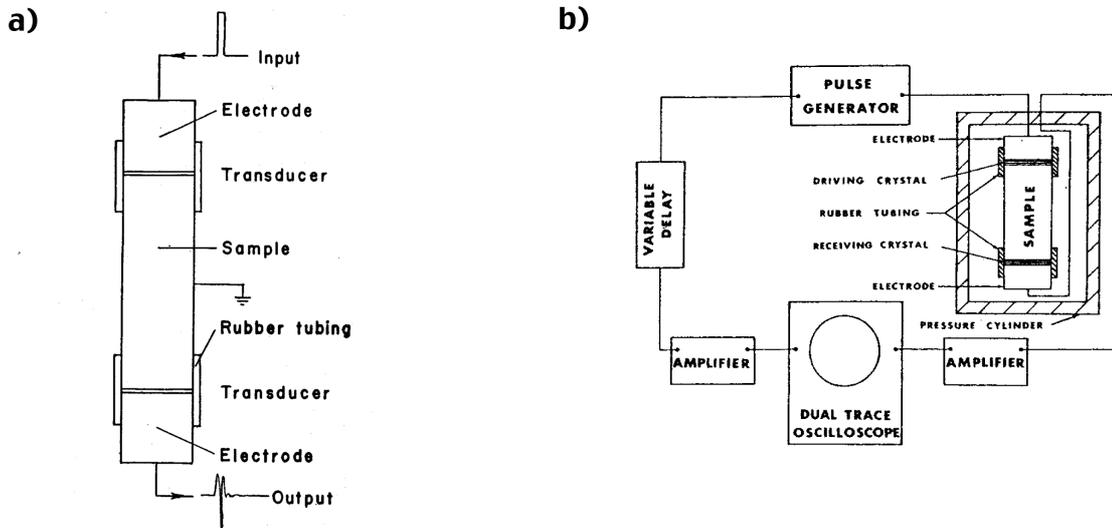
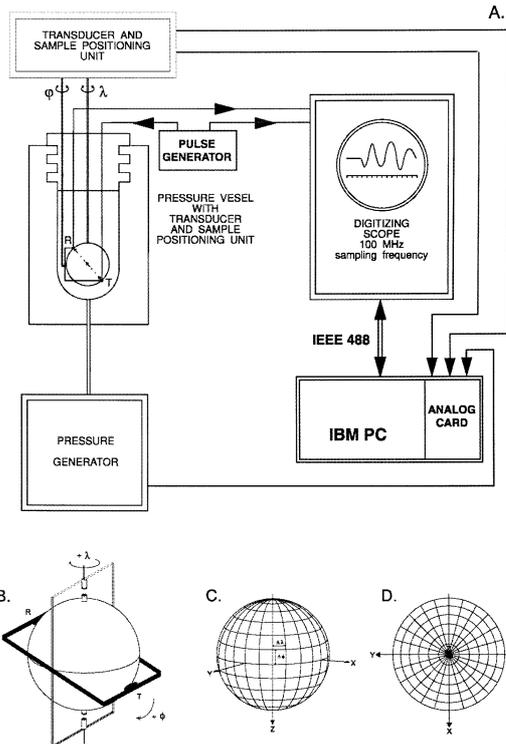


Fig. 3-2. 液圧型ピストンシリンダー型高圧発生装置を用いた岩石の弾性波速度測定システム. a) Birch, 1960, b) Christensen, 1965

しかし、この方法は比較的、容易に弾性波速度測定ができるため世界中で用いられている。前に述べた Christensen や Fountain らはこの方法を用い、これまでの弾性波速度研究において最も活躍したシステムである (Fig3-2)。またこのシステムを用いた速度異方性測定では高圧発



A. 生装置内の試料スペースを大きくとることができるため、試料を球状に成形し様々な方向からの測定を行うなどユニークな研究も数多く行われている (例えば Pros et al., 2003; Fig3-3)。このシステムも一度の測定によって速度異方性を得られる。

Fig. 3-3. 液圧型ピストンシリンダー型高圧発生装置を用いた岩石の弾性波速度測定システム (Pros et al., 2003)。球状の岩石試料をあらゆる方向に回転させながらの弾性波速度測定が可能なシステムであるが、圧力がそれほど上がらず (<0.2GPa), また 温度を制御しての実験が不可能である。

第三の弾性波速度測定システムは圧媒体に固体を用いたピストンシリンダー型高圧発生装置を用いた方法（従来型セルシステム）である（例えば Kitamura et al., 2000).この場合、高温・高圧での測定が可能であり、また試料カプセルが使用可能であるため岩石の融解の程度による弾性波速度の変化等の地球科学的に興味深い測定が可能である。

しかしこのシステムを用いた弾性波速度測定は一度の測定で圧縮方向に平行な方向での速度のみ測定可能であるため、岩石の速度異方性を求めようとする場合、P 波速度の異方性の場合、同じ岩石で 3 回、S 波速度の異方性も得ようとすると同じ岩石について合計 9 回の弾性波速度測定が必要であり効率的ではない。

そこで本研究では圧媒体にタルク ($\text{talc} : \text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) を用いたピストンシリンダー型高圧発生装置での弾性波速度異方性測定システム（3 方向同時測定システム）の開発を行った。

3-2 従来型セルシステムを用いた弾性波速度測定

3-2-1 従来型セルシステムを用いた弾性波速度測定法

岩石試料は直径 14mm, 長さ 12mm の円筒状に切断し, その両面を研磨する. セルシステムの概略図を Fig.3-4 に示す. 岩石試料は試料のねじれを防ぎ, 電氣的ノイズをカットするために BN セラミクス (boron nitride: BN)の円筒 (内径 16mm, 外径 18mm, 長さ 12mm) 内に入れ, グラファイトヒーター(内径 18mm, 外径 20mm, 長さ 63mm)の中心部に配置する. 岩石試料を挟み込むように圧媒体のタルクのロッド (直径 16mm, 長さ 25.5mm) をヒーターの中に組み込む. このタルクロッドには振動素子 (lithium niobate: LiNbO_3) を埋め込んである. 振動素子と岩石試料の間に電氣的ノイズを遮蔽するためにニッケルのホイルを入れる. 電気信号はアルミナのリード線をかいて高压発生装置外のオシロスコープへ送られる. 温度測定用の Pt-Rh13 熱電対は岩石試料の上面の振動素子の背面に配置した. リード線と熱電対は切断等のトラブルを防ぎ電氣的なコンタクトが発生しないようにするためにセラミックス性の絶縁管にいれ, タルクロッドの中心部に配置した. これらをさらに大きなタルクの円筒 (内径 20mm, 外径 34mm, 長さ 63mm) 内部に配置しピストンシリンダー型高压発生装置内に組み込んだ. リード線は高压発生装置外部で同軸ケーブルに結線する.

弾性波はパルス発生器から送り込んだ電氣的パルスを受けた振動素子が振動することによって発生し, 岩石試料中を透過した後, 再び受信側の振動素子で電氣的パルスに変換しこれをオシロスコープでサンプリングする. このとき, パルス発生器から分岐した電氣的パルスを直接オシロスコープに取り込んでいる (Fig.3-4) .

このパルス (input pulse) と岩石試料中を透過してきたパルス (received pulse) の到達時間差を岩石試料を透過するのに要した時間とする.

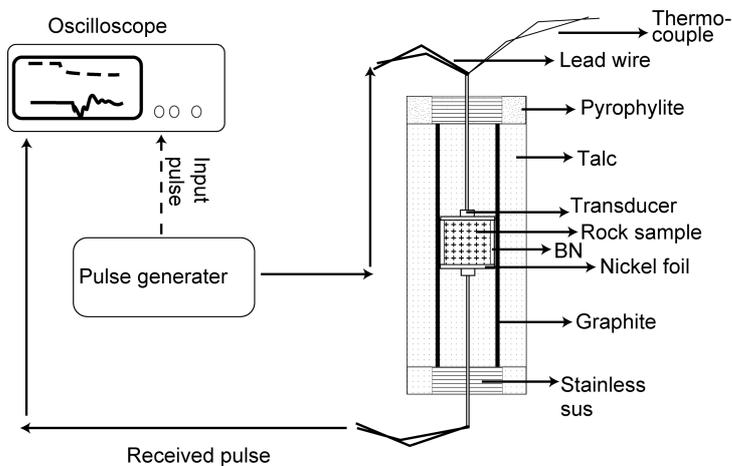


Fig. 3-4 固体圧媒体を用いたピストンシリンダー型高压発生装置による岩石の弾性波速度測定システム (Kitamura et al., 2001)

3-2-2. 弾性波速度の伝搬時間の決定と弾性波速度の測定誤差

本研究で採用したパルス透過法による岩石の弾性波速度測定では岩石試料中を弾性波速度が透過する時間を正確に決定することが重要である。弾性波速度の測定誤差は、加圧中の岩石試料の短縮および昇温中に伴う膨張といった試料の長さの変化を観測することが不可能なため正確に見積もることが出来ない。本研究では弾性波速度の測定誤差はパルス伝搬時間の読みとり誤差のみに起因していると仮定する。

本研究で用いた振動素子はパルス発生器から送り込む電気的パルスの周波数の変化に従って様々な周波数の弾性波を発生することが出来る。本研究では P 波速度測定の際には 4MHz、S 波速度測定には 2MHz の弾性波を測定した。測定に使用したパルス発生器において波形は任意に決定することが可能であり、今回は sinc 関数を用いている。

パルス伝搬時間の読みとりには 2 種類の弾性波パルスを用いる。実際に岩石試料中を透過してきた受信パルス、パルス発生器から発生した電気パルスを分岐して直接オシロスコープで測定した送信パルスである。両者の波形のピークを読みとりその伝搬時間差からあらかじめ測定しておいた振動素子の反応時間を差し引いた時間をパルス伝搬時間とする (Fig. 3-5)。このとき受信パルスはセル内の様々な面からの反射波と重なり波形がひずんでいることが多い。このようなパルスのピークサーチを行うために波形のスムージングを行った。このときのサンプリングしたデータ間隔をパルス伝搬時間の読みとり誤差とした。読みとり誤差は波形の状態により変化し、多くが $5 \times 10^{-9} \sim 4 \times 10^{-8}$ s である。このパルス読みとり誤差は 0.03~0.15 km/s (0.5~2.5 %) の速度誤差と対応している。

これは後述する 3 方向同時弾性波速度測定システムでも同じである。

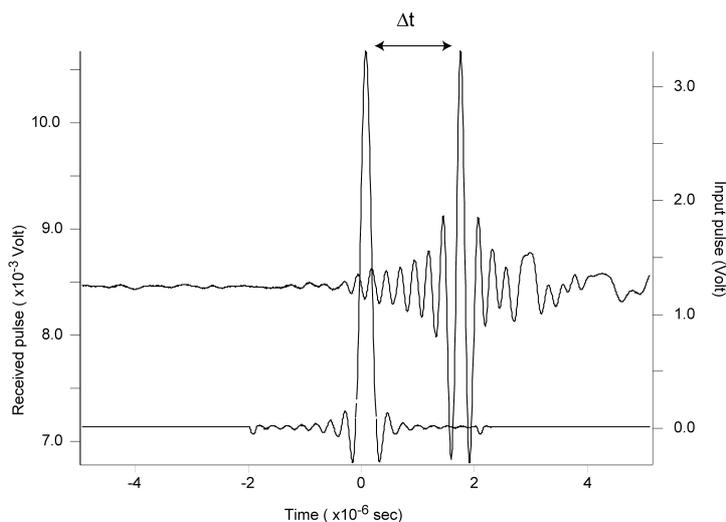


Fig. 3-5. 弾性波パルスの波形とパルス伝播時間

3-2-3 1 方向での弾性波速度測定結果

従来型のセルで測定した測定結果を示す(Fig.3-6; Table 3-1). 測定に使用したサンプルは線構造・面構造の確認できる岩石は線構造・面構造に平行な方向 (X 軸方向) で測定した.

斜方輝岩 (Sp. No. 92010905A: Rundovågshetta)

0.6GPa まで速度は急激に増加する(4.04-6.90 km/s). 0.6-1.0 GPa までの圧力増加に伴い緩やかに 6.90-7.25km/s の速度増加を示す. 圧力を 1.0GPa で一定に保ち温度を 400 度まで上昇させて測定したが速度に顕著な変化は見られなかった (7.25-7.24 km/s) .

黒雲母-斜方輝石-角閃石グラニュライト (Sp. No. 93011801: Berrodden)

0.3GPa まで速度は 5.45-6.21 km/s に急激に増加する. 0.3GPa からは速度は単調に 6.21-6.64 まで増加する.

角閃石片麻岩 (Sp. No. BC-3: Ongle Is.)

0.5GPa まで速度は 3.32-6.50 km/s に急激に増加する. 0.5GPa からは速度は単調増加する (6.50-6.91km/s) .

斜方輝石-角閃石片麻岩 (Sp. No.RK-131-05: Rundvågskollane)

0.1-0.6GPa まで速度は急激に増加する (6.85-7.28 km/s). 0.6GPa からは速度はほとんど変化せず 1.0GPa で 7.27 km/s の速度を示す.

2Px 角閃岩 (Sp. No. SN-119-02B: Strandnibba)

0.5GPa まで速度は 2.68-6.75 km/s に急激に増加する. 0.5GPa からは速度は単調に増加する (6.75-7.03 km/s) .

黒雲母-単斜輝石-斜方輝石グラニュライト (SP No.SN-120-II: Strandnibba)

0.5GPa まで速度は 3.72-6.54 km/s に急激に増加する. 0.5GPa からは加圧に伴い速度は 6.54-6.68 km/s まで緩やかに増加する. 圧力を 1.0GPa で一定に保ち温度を 400 度まで上昇させて測定した. 速度は温度の上昇に伴い 6.68-6.24 km/s 減少する.

含スカポライト 角閃岩 (Sp.No.80D15:だるま岩)

0.4GPa まで速度は 5.70-6.72 km/s に急激に増加する。0.4GPa からは加圧に伴い速度は単調増加の傾向を示し 6.72-7.06 km/s まで緩やかに増加する。温度を 400 度まで上昇させたとき、弾性波速度は 7.09km/s であった。これは測定誤差範囲内であり温度の変化に伴い弾性波速度が上昇したとは必ずしもいえない。

単斜輝石片麻岩 (calc-silicate gneiss)

0.6GPa まで速度は 3.61-6.20 km/s に急激に増加する。0.6GPa からは加圧に伴い速度は 6.20-6.40 km/s まで緩やかに増加する。

花崗岩質片麻岩 (BC1)

0.6GPa まで速度は 2.72-6.52 km/s に急激に増加する。0.6GPa から高圧域では速度は 6.52-6.61 km/s まで緩やかに増加する。圧力を 1.0GPa で一定に保ち温度を 400 度まで上昇させた。このとき速度は温度の上昇に伴う顕著な変化を示さなかった (6.61-6.60 km/s)。

花崗岩質片麻岩 (BC2)

0.4GPa まで速度は急激な増加をしめす (3.56-5.84 km/s)。0.4GPa からは加圧に伴い速度は 5.84-6.22 km/s まで緩やかに増加する。圧力を 1.0GPa で一定に保ち温度を 400 度まで上昇させて測定した。速度は温度の上昇に伴い 6.22km/s から 6.14 km/s まで減少する。

これらの結果から岩石の弾性波速度は低圧域 (<0.4 GPa)では急激な増加を示す事が分かる。この低圧期での速度の急激な増加は岩石試料中の間隙やクラックが圧力の増加に伴い閉じていくことを示していると考えられる (e.g. Niesler and Jackson, 1989)。

Table 3-1 P wave velocity at various pressure and temperature

pressure	clino pyroxenite	Bt-Opx-Hbl granulite	Hb gneiss	Opx-Hbl gneiss	2Px amphibolite	Bt-2Px granulite	calc-silicate gneiss	felsic gneiss	felsic gneiss
0.10	4.04	5.45	3.32	6.85	2.68	3.72	3.61	2.72	3.56
0.20	4.31	5.90	5.73	7.06	5.97	5.82	5.28	4.58	4.09
0.30	4.74	6.21	6.04	7.12	6.28	6.33	5.75	5.86	5.31
0.40	6.25	6.25	6.29	7.18	6.58	6.39	5.99	6.40	5.84
0.50	6.66	6.33	6.50	7.21	6.75	6.54	6.11	6.43	5.92
0.60	6.90	6.49	6.62	7.28	6.80	6.58	6.20	6.52	5.99
0.70	7.11	6.50	6.69	7.27	6.91	6.66	6.28	6.60	6.08
0.80	7.24	6.53	6.70	7.29	6.98	6.64	6.34	6.59	6.16
0.90	7.20	6.63	6.72	7.30	7.00	6.67	6.38	6.60	6.24
1.00	7.25	6.64	6.86	7.27	7.03	6.68	6.40	6.61	6.22
temperature									
100.00	7.24	-	-	-	-	6.67	-	6.57	6.17
200.00	7.24	-	-	-	-	6.48	-	6.58	6.16
300.00	7.26	-	-	-	-	6.46	-	6.56	6.16
400.00	7.24	-	-	-	-	6.24	-	6.60	6.14

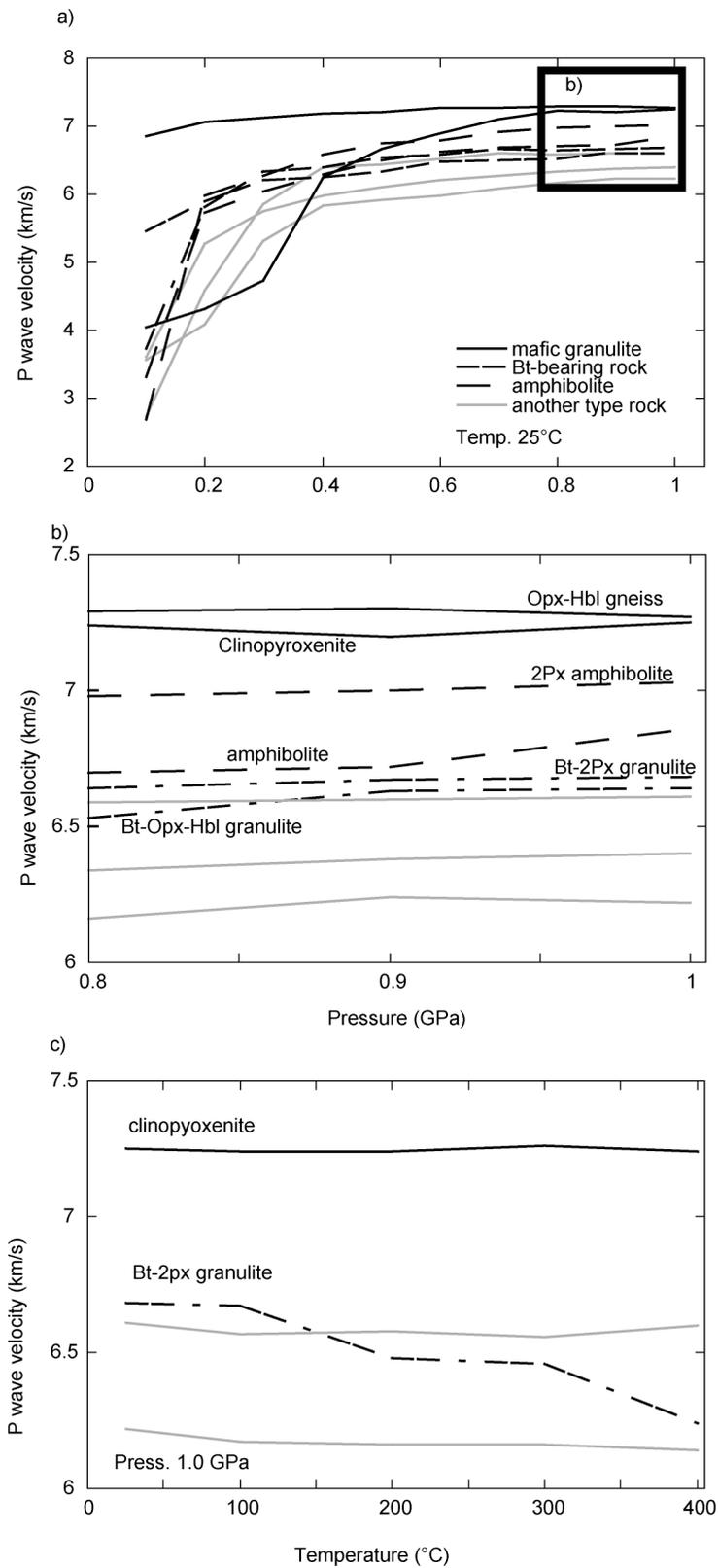


Fig. 3-6 従来型システムによる弾性波速度測定結果
a) 圧力依存性, b) 高圧域 (>0.8 GPa)での測定結果
a), b)とも測定間隔は0.1 GPaごと
c) 温度依存性. 測定間隔は100°Cごと

3-3 岩石の弾性波速度異方性測定法

3-3-1 弾性波速度異方性測定システム

弾性波速度異方性を測定するためには 3 方向同時に弾性波速度測定を行う必要がある。このために従来型システムに改良を加えて 3 方向同時測定が可能なシステムを開発した。

岩石試料は一辺 11mm の立方体に切断しすべての面を研磨した。電気的ノイズを遮断するためにニッケル箔で岩石試料を包んでいる。

従来型では圧縮方向に平行な方向に配置したセラミックスの絶縁管から電気パルスの送受信を行っていた。改良したセルシステムではタルクスリーブに縦穴、グラファイトヒーター、試料のねじれを防止するために使用している BN に横穴をそれぞれ 4 穴あけそこからパルスの送受信用のリード線を取り出した。リード線とグラファイトヒーターのあいだに電通が発生すると弾性波パルスが発生しないために BN の円盤を制作しこれで絶縁を行った。振動素子はリチニオベートを使用し、圧縮方向に平行な方向は従来型と同様に圧媒体であるタルクロッドに埋め込んだ。それ以外の 2 方向は BN の 4 つの穴にそれぞれ埋め込み、岩石試料と密着させている。

タルクセルから取り出したリード線と高圧発生装置の間に電通が発生すると弾性波パルスが発生しない。これを防ぐために 3 方向同時弾性波速度測定用の 5 穴のエンドプレートを作成し、これによってリード線と高圧発生装置の絶縁に関する問題は解決した(Fig. 3-7)。

リード線とパルス発生器、オシロスコープとの配線は同時に複数のパルスがセル内に送り込まれることによりそれぞれのパルスが干渉しあうことを避けるために、それぞれ向かい合った振動素子につながるケーブルをパルス発生器とオシロスコープに接続しサンプリングが終了後、別のケーブルをこれらの機器に接続する。

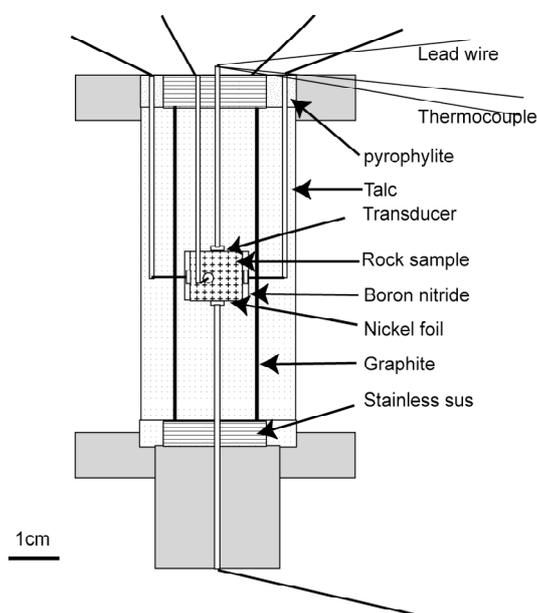


Fig. 3-7. 弾性波速度異方性測定システムのセルシステムの概略図。

3-3-2.弾性波速度異方性測定システムのキャリブレーション実験

キャリブレーションは従来型の弾性波速度測定システムを用いて測定した速度と改良を加えたシステムでの測定結果を比較することによって行った。

キャリブレーション実験には鉱物組み合わせの影響などを小さくするために角閃石・斜長石の2相からなるだるま岩の角閃岩 (sp. 80D15:含スカポライト角閃岩)を用いた。この試料は角閃石の長軸方向の配列が作る線構造と片理面が著しく発達している。

まず岩石の弾性波速度を測定する方向と速度異方性について定義する。岩石の組織はFig.3-8のように定義する。X-方向は片理面・線構造に平行、Y-方向は片理面に平行で線構造に垂直、Z-方向は片理面に垂直な方向とする(試料座標系)。

試料は同一の岩石試料から岩石の面構造と線構造に基づいた試料座標系のX軸方向(片理面・線構造に平行)な方向(Fig.3-8)で、コア抜き機でくりぬいて両面を研磨した試料を3試料用意した。

また、新システムでもちいる岩石試料も同様に岩石組織に基づいて自動精密切断機 ISOMED2000 を用いて切断した。

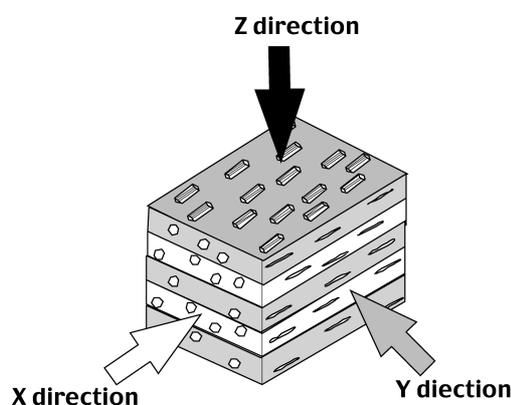


Fig. 3-8. 片理面と線構造に基づいた岩石の微細構造と座標系の定義。

3-3-2-1. 弾性波速度異方性測定システムを用いた測定結果

岩石試料は試料座標系の X 軸方向をピストンによる圧縮方向と水平になる様にシリンダー内に配置する。

弾性波速度異方性測定システム(新システム)での弾性波速度測定では 0.4 GPa 以下の低圧域では速度は増加した。この傾向は X, Y, Z 軸方向すべてで確認できるが、X 軸方向がより大きな増加を示した。

具体的には X 軸方向は 0.2-0.4GPa で 6.13km/s から 6.83km/s まで速度が増加した。同様に Y 軸方向では 5.99km/s から 6.30km/s ,

Z 軸方向では 6.27 km/s から 6.73km/s の速度増加を 0.1-0.4 GPa の圧力上昇にともなって示した。

これより高圧側では緩やかな線形な速度増加を示し X 軸方向で 6.83km/s から 7.00 km/s, Y 軸方向で 6.30 km/s から 6.50km/s, Z 軸方向で 6.73 km/s から 6.86km/s へ 0.4~1.0GPa の圧力上昇に伴い速度が変化した (Fig. 3-9a; Table 3-2a).

Pressure (GPa)	New cell	Old cell	error (km/s)	error (%)
X-direction				
0.1		5.70		
0.2	6.13	6.33	0.20	3.16
0.3	6.69	6.61	0.08	1.20
0.4	6.83	6.72	0.11	1.61
0.5	6.84	6.79	0.05	0.73
0.6	6.90	6.87	0.03	0.43
0.7	6.91	6.95	0.04	0.58
0.8	6.94	7.03	0.09	1.28
0.9	6.94	7.05	0.11	1.56
1.0	7.00	7.06	0.06	0.85
STD			0.05	0.82
Y-direction				
0.1	5.99			
0.2	6.18	5.89	0.29	4.69
0.3		5.98		
0.4	6.30	6.11	0.19	3.02
0.5	6.29	6.21	0.08	1.27
0.6	6.34	6.29	0.05	0.79
0.7	6.27	6.31	0.04	0.63
0.8	6.39	6.34	0.05	0.78
0.9	6.48	6.41	0.07	1.08
1.0	6.49	6.39	0.10	1.54
STD			0.09	1.42
Z-direction				
0.1	6.27			
0.2	6.59	4.25	2.34	35.51
0.3	6.70	6.21	0.49	7.31
0.4	6.73	6.38	0.35	5.20
0.5	6.74	6.51	0.23	3.41
0.6		6.59		
0.7	6.75	6.66	0.09	1.33
0.8	6.80	6.71	0.09	1.32
0.9	6.85	6.74	0.11	1.61
1.0	6.85	6.78	0.07	1.02
STD			0.77	11.70

Table 3-2b

Temperature (°C)	New cell	Old cell	error (km/s)	error (%)
X-direction				
25	7.00	7.06	0.06	0.85
100	7.02	7.07	0.05	0.71
200	6.98	7.05	0.07	0.99
300	7.01	7.07	0.06	0.85
400	7.00	7.09	0.09	1.27
STD			0.02	0.21
Y-direction				
25	6.50	6.39	0.11	1.71
100	6.51	6.40	0.11	1.69
200	6.53	6.38	0.15	2.30
300	6.43	6.40	0.03	0.47
400	6.52	6.41	0.11	1.69
STD			0.04	0.67
Z-direction				
25	6.86	6.78	0.08	1.17
100	6.86	6.78	0.08	1.17
200	6.86	6.76	0.10	1.46
300	6.86	6.78	0.08	1.17
400	-	6.80	-	-
STD			0.01	0.15

圧力 1.0 GPa で温度を 400° C まで上昇させたとき弾性波速度は X 軸方向で 7.01km/s から 7.00 km/s に変化した。Y 軸方向でも 6.50km/s から 6.53km/s, Z 軸方向では速度の変化が見られなかった。しかしこれらの速度変化は前節(3-2-2)で述べた測定誤差範囲内 (0.03~0.15 km/s) であり温度の影響かどうかを評価することはできない (Fig. 3-9b; Table 3-2b).

3-3-2-2 従来型システムを用いたキャリブレーション実験

X 軸方向の試料の場合、0.1-0.4GPa の圧力上昇に伴い速度は 5.70-6.72 km/s と急激に増加した。その後も線形な速度増加を示し 0.4-1.0 GPa までの圧力変化に伴い速度は 6.72 -7.06 km/s まで増加した。Y 軸方向の試料を用いた測定では 0.2-0.4GPa の圧力上昇に伴い速度は 5.89 から 6.11 km/s 増加した、0.4-1.0 GPa の圧力上昇にともない線形に 6.11-6.39 km/s の速度変化を示した。最後に Z 軸方向の試料での測定は低圧域 (0.1-0.4 GPa) では 4.25km/s から 6.38 km/s まで急激に増加しその後、緩やかに 1.0 GPa までの圧力上昇に伴い 6.38 km/s から 6.78km/s まで緩やかに速度が変化した (Fig. 3-9a; Table 3-2a)。

圧力 1.0 GPa で温度を 400° C まで上昇させて温度の効果を見積もった。X 軸方向では 7.06km/s から 7.09km/s まで速度が増加した。Y 軸方向でも 6.39km/s から 6.41km/s、Z 軸方向では 6.78km/s から 6.80km/s へと速度が変化した。しかしこれらの速度変化は測定誤差範囲内であり温度の影響かどうかを評価することはできない (Fig. 3-9b; Table 3-2b)。

3-3-3 新システムと従来型システムを用いた時の測定結果の比較

圧力上昇に伴う弾性波速度の変化において従来型セルシステムを用いた全ての軸方向と新セルシステムにおける X 軸方向 (圧縮方向に垂直) の速度変化が低圧域 (< 0.4 GPa)で大きい。一方新セルシステムの Y、Z 軸方向の速度変化はこれらの圧力領域で先に述べた速度変化曲線 (圧縮方向と平行な方向の測定) と比べて小さい。これは新システムの場合、Y・Z 軸方向の測定の場合、試料と振動素子を密着させて組み込むのに対し、従来型のセルシステムおよび新システムの X 軸方向は振動素子をタルクロッド内に配置していることが原因と考えられる。圧媒体として用いたタルクはこの圧力領域 (< 0.4 GPa) ではまだ岩石試料と振動素子の密着の程度が弱いことが考えられる。

従って低圧域の弾性波速度は岩石試料の本来の物性値を示していない可能性がある事に注意する必要がある。また圧力が 0.1 GPa のとき、波形のひずみが大きくピークを検出できない場合がある。

2つのシステムを用いて測定した弾性波速度の比較を Fig. 3-10, Table3-2a,b に示す。

低圧域 (0.1-0.4 GPa) では Y・Z 軸方向では上記のように振動素子の設置場所の違いから大きな速度差が生じる (Y 軸 : 0.29-0.20 km/s, 4.75-3.11 %, Z 軸 : 2.34-0.35 km/s, 35.58-5.17 %)。一方 X 軸方向では両システムとも振動素子がタルクロッド内に配置されているため大きな速度差が確認されなかった (0.20-0.11 km/s, 3.22-1.56%)。ここで確認された Y・Z 軸方向の弾性波速度の測定差は読みとり誤差の範囲を超えており新旧のシステムの違いに起因する物であると考えられる。0.4 GPa より高圧域では Z 軸方向をのぞき、圧力の変化に伴う速度の差に変化が見

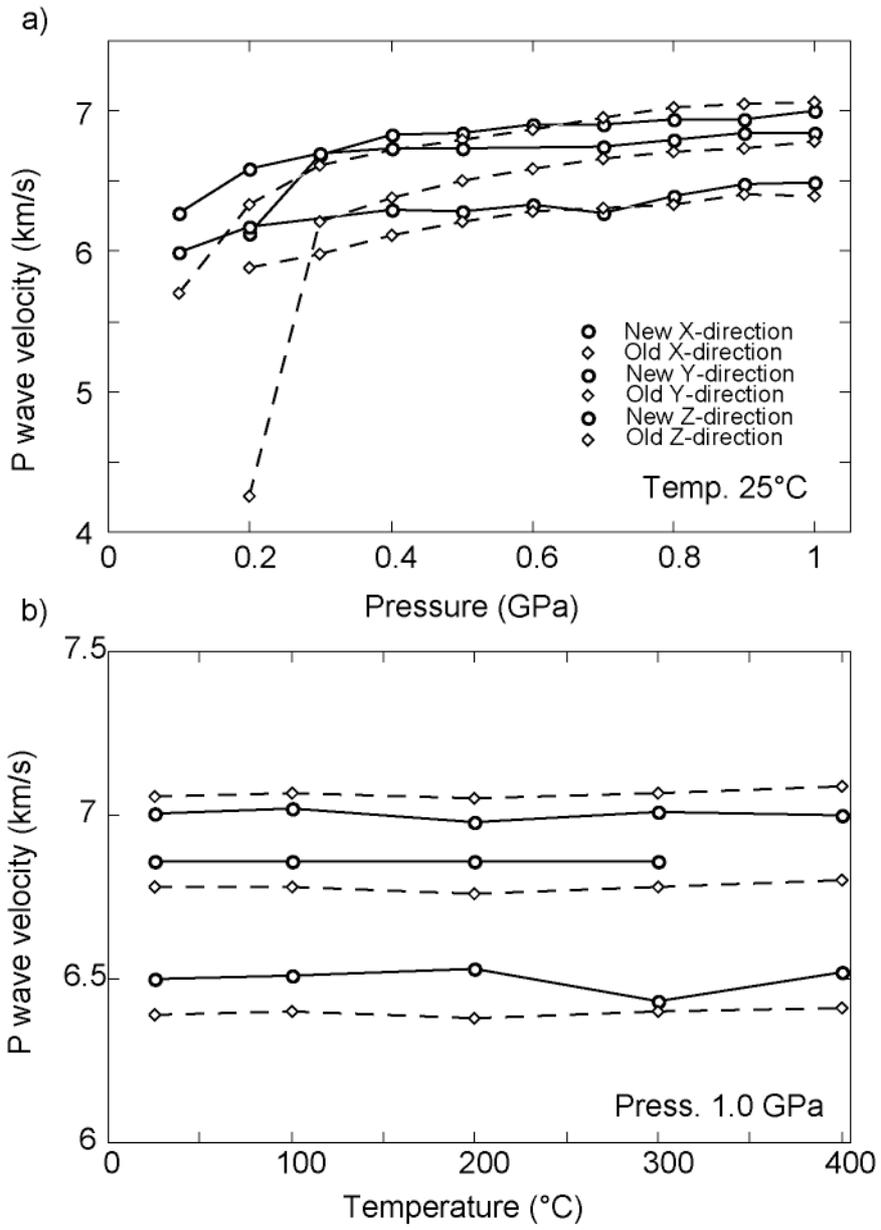


Fig. 3-9 新システムのキャリブレーション実験結果
 a) 圧力依存性, b) 温度依存性

られなくなる (X軸:最大0.11 km/s, 1.56 %, Y軸:最大0.10 km/s, 1.51 %). Z軸方向の速度変化は0.4-0.7 GPaの間に0.35-0.09km/s (5.17-1.28%)の速度差が確認された. 0.7GPaより高压域では速度差の圧力上昇に伴う変化は確認できず, 最大0.11 km/s, 1.65%の速度差が生じた. 各方向の平均的な速度差はX軸方向が1.30 %, Y軸方向が1.33 %, Z軸方向が7.10 %であった. ただし0.5 GPaより高压域の場合はX軸方向が0.95 %, Y軸方向が1.03 %, Z軸方向が1.75 %であった.

温度の上昇に伴う速度の変化にも大きな違いは見られない. X軸では400°Cの時1.19%で0.08km/sの誤差であった. Y軸では1.75%で0.11km/sの誤差, Z軸では0.88%, 0.06 km/sの誤差を示した. このときY軸, Z軸方向でのパルスの歪みはX軸より大きくなりパルス伝搬時間の読みとりに影響を与えている.

これらの結果に基づき速度異方性測定システムの実用性について評価を行う. Fig. 3-10bでは従来型システムと新システムでのそれぞれの測定結果の残差をとり, 弾性波速度測定システムの違いに起因する誤差の評価を行っている. その結果, 高压域 (> 0.6 GPa)では残差も小さく, 傾きが変化していない. (傾き: -0.25~0.21). 温度の上昇に伴う残差の変化は見られない (傾き: -0.25~0.21 e⁻⁵). またそれぞれの軸方向での誤差の標準偏差は圧力を変化させたときX軸方向で0.05km/s, 0.82 %, Y軸方向で0.09 km/s, 1.42 %, Z軸方向で0.77km/s, 11.7%であった. Z軸方向が大きな値を示すがこれは従来型システムでの0.2GPaの時の大きな誤差に起因する. このデータを除くと0.16km/s, 2.42%となる. 一方, 温度上昇に伴う速度変化の新システムと従来型システムでの測定誤差の標準偏差はX軸方向で0.02km/s, 0.21 %, Y軸方向で0.094km/s, 0.67%, Z軸方向で0.01km/s, 0.15%であった. これらの結果は高压領域 (>≈0.5 GPa)では新システムと従来型システムの測定結果に有意な差が存在しないことを意味する.

これにより本研究で改良を加えた弾性波速度異方性測定システムの信頼性は従来型システムに匹敵することが明らかになった. ただし, Y軸 X軸方向での波形のひずみが従来型のシステムと比べ著しく大きくなるため, パルス伝搬時間の決定には注意する必要がある.

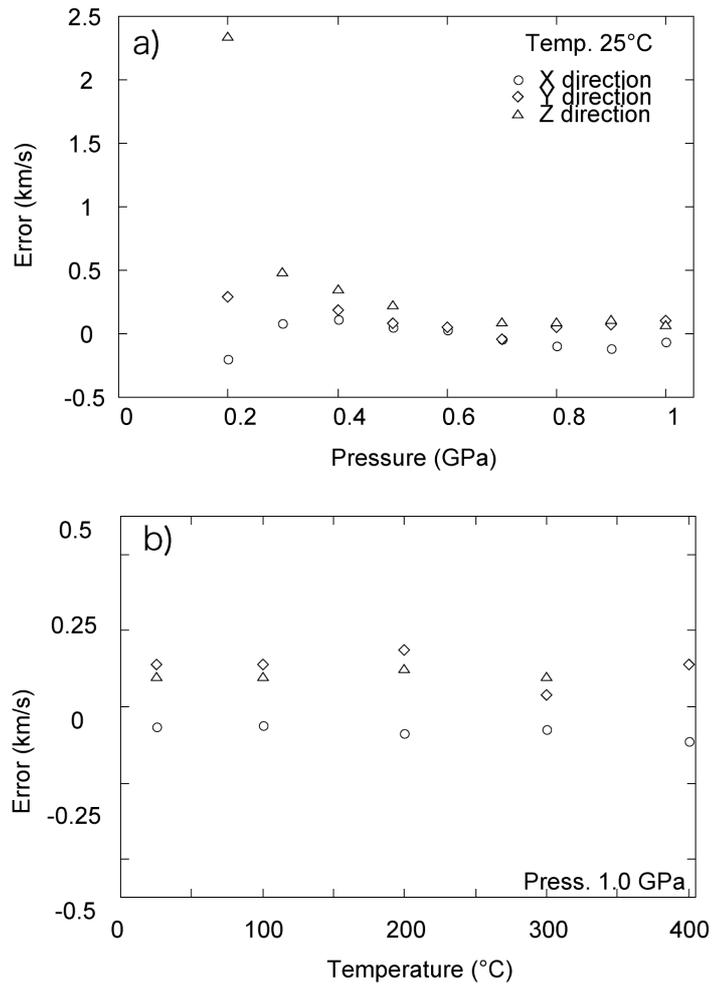


Fig. 3-10 キャリブレーション実験結果の評価
 a)圧力依存性, b)温度依存性

3-4 3方向同時測定システムを用いた測定結果

新システムを用いた弾性波速度測定結果を Fig. 3-11, Table 3-3 に示す。

角閃岩 (81T126)

X,Y,Z 軸の3方向とも低圧域(<0.5 GPa)まで速度は増加した。このとき X 軸方向は 0.1-0.4GPa で 5.80 km/s から 7.00 km/s まで速度が増加した。同様に Z 軸方向では 5.88 km/s から 6.71 km/s , Y 軸方向では 0.2-0.4GPa の圧力の増加に伴い 6.01 km/s から 6.90 km/s の速度増加をそれぞれ示した。0.5GPa より高圧では緩やかに速度が増加し X 軸方向で 7.00 km/s から 7.08 km/s, Y 軸方向で 6.90 km/s から 6.97km/s, Z 軸方向で 6.71 km/s から 6.72 km/s へ速度が変化した。次に圧力を 1.0 GPa に保ち温度を 25° C から 400° C まで上昇させた。X 軸方向では 7.08-7.05 km/s の速度低下が見られた。Y 軸方向では 6.97-6.93 km/s, Z 軸方向では 6.72-6.66km/s の速度低下が見られた。

黒雲母角閃岩 (81020906b)

X 軸方向の弾性波速度は 0.3 GPa まで 6.24-6.80 km/s の急激な速度増加を示した。0.3GPa 以上では 6.80-6.89 km/s まで緩やかに増加した。y 軸方向では 0.1-0.8GPa まで 5.11-6.77 km/s の急激な速度増加を示す。0.8 GPa 以上では速度は変化せず 1.0 GPa で 6.77 km/s 出会った。Z 軸方向では 0.5 GPa まで 5.16-6.39 km/s と急激な変化を示す。0.5GPa 以上ではほとんど変化せず、1.0GPa で 6.44 km/s であった。次に圧力を 1.0 GPa に保ち温度を 25° C から 400° C まで上昇させた。X 軸方向では 6.89-6.58 km/s の速度低下が見られた。Y 軸方向では 6.77-6.43 km/s, Z 軸方向では 6.44-5.95 km/s の速度低下が見られた。

黒雲母-角閃石グラニュライト (82IH01)

X,Y,Z 軸の3方向とも 0.56GPa まで速度は増加した。このとき X 軸方向は 0.1-0.6GPa で 5.60 km/s から 6.63 km/s まで速度が増加した。同様に Y 軸方向では 3.52 km/s から 6.34 km/s , Z 軸方向では 5.33 km/s から 6.27 km/s の速度増加をそれぞれ示した。0.5GPa より高圧では緩やかに速度が増加し X 軸方向で 6.63 km/s から 6.71 km/s, Y 軸方向で 6.34km/s から 6.48 km/s, Z 軸方向で 6.27 km/s から 6.32 km/s へ速度が変化した。次に圧力を 1.0 GPa に保ち温度を 25° C から 400° C まで上昇させた。X 軸方向では 6.71-6.29 km/s の速度低下が見られた。Y 軸方向では 6.48-6.01 km/s, Z 軸方向では 6.32-5.45 km/s の速度低下が見られた。

含スカポライト 角閃岩 (80D15)

X 軸方向は 0.2-0.4GPa で 6.13 km/s から 6.83 km/s まで速度が増加した。同様に Y 軸方向では 5.99 km/s から 6.30 km/s , Z 軸方向では 6.27 km/s から 6.73 km/s の速度増加を 0.1-0.4 GPa の圧力上昇にともなう示した。これより高压側では緩やかな線形な速度増加を示し X 軸方向で 6.83 km/s から 7.00 km/s, Y 軸方向で 6.30 km/s から 6.50 km/s, Z 軸方向で 6.73 km/s から 6.86 km/s へ 0.4~1.0GPa の圧力上昇に伴い速度が変化した。

圧力 1.0 GPa で温度を 400° C まで上昇させたとき弾性波速度は X 軸方向で 7.01 km/s から 7.00 km/s に変化した。Y 軸方向でも 6.50 km/s から 6.53 km/s, Z 軸方向では 6.86 km/s から 6.86 km/s へと速度が変化した。

斜方輝石-角閃石片麻岩 (RK-131-05)

0.4 GPa まで 3 方向とも速度は急激に増加した。このとき X 軸方向は 0.2-0.4GPa で 6.61 km/s から 7.07 km/s まで速度が増加した。同様に Y 軸, Z 軸方向では 0.1-0.4 GPa の間に 5.47 km/s から 6.53 km/s , Z 軸方向では 5.55k m/s から 6.40 km/s の速度増加をそれぞれ示した。0.5GPa より高压では緩やかに速度が増加し X 軸方向で 7.08 km/s から 7.28 km/s, Y 軸方向で 6.53 km/s から 6.63 km/s, Z 軸方向で 6.40 km/s から 6.61 km/s へ速度が変化した。次に圧力を 1.0 GPa に保ち温度を 25° C から 400° C まで上昇させた。X 軸方向では 7.28-7.25 km/s の速度低下が見られた。Y 軸方向では 200 度までで 6.63-6.61 km/s, Z 軸方向では同様に 200° C までで 6.61-6.63 km/s の速度低下が見られた。Y・Z 軸方向では 200° C 以上の測定が出来なかった。これは受信パルスの波形が見られなくなったためである。

黒雲母-両輝石グラニュライト (SN-120-11)

X,Y,Z 軸とも 0.3 GPa まで速度が大きく増加している (X 軸:6.13-6.55 km/s, Y 軸 6.33-6.66 km/s, Z 軸 6.09-6.31 km/s)。0.3 GPa より高压では緩やかに増加し、軸方向で 6.55 km/s から 6.79 km/s, Y 軸方向で 6.69 km/s から 6.84 km/s, Z 軸方向で 6.31 km/s から 6.48 km/s へ速度が変化した。温度の上昇に伴う速度の変化は X 軸方向のみ測定が出来た。400° C まで温度を上昇させると 6.79 km/s から 6.53 km/s まで速度が低下した。

両輝石グラニュライト (LH-131-28)

X 軸方向の弾性波速度は 0.4 GPa まで 6.46-6.98 km/s の急激な速度増加を示した。0.4GPa 以上では 6.98-7.16 km/s まで単調に増加した。y 軸方向では 0.1-0.4GPa まで 6.72-7.10 km/s の急激な速度増加を示す。0.4 GPa では速度は緩やかに 7.10-7.25 km/s を示した。Z 軸方向でも他の 2 軸方向と同様に 0.4 GPa まで 6.70-7.18km/s と急激な変化を示す。0.4 GPa では速度は単調に増

加し 7.18-7.34km/s を示した。次に圧力を 1.0 GPa に保ち温度を 25° C から 400° C まで上昇させた。X 軸方向では 400° C で 7.17 km/s の速度を示し顕著な変化が確認できない。他の 2 軸方向でも同様に Y 軸方向では 300° C で 7.25 km/s, Z 軸方向では 400° C で 7.34 km/s であった。

両輝石-角閃石グラニュライト (80S5)

X,Y,Z軸とも0.5GPaまで速度が大きく増加している (X軸:6.93-7.18 km/s, Y軸6.13 - 6.92 km/s, Z軸6.39 - 7.16 km/s)。0.5 GPa より高圧でも速度は緩やかに増加し, X 軸方向で 7.18 km/s から 7.32 km/s, Y 軸方向で 6.92 km/s から 7.06 km/s, Z 軸方向で 7.16 km/s から 7.24 km/s へ速度が変化した。温度の上昇に伴う速度の変化は 400° C まで温度を上昇させるとそれぞれ X 軸方向で 7.32 km/s から 7.24 km/s, Y 軸方向で 7.06 km/s - 6.77 km/s Z 軸方向では 7.24 - 7.28 km/s の速度変化を示した。

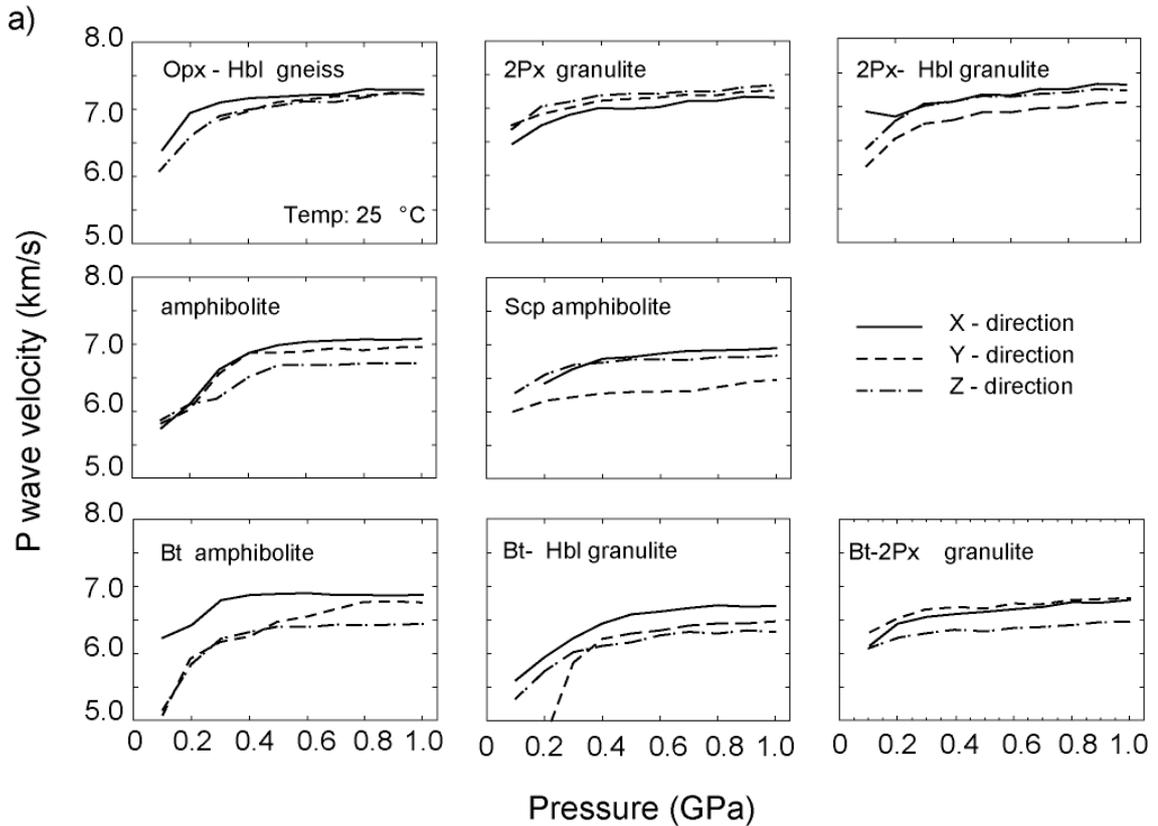


Fig.3-11 新システムを用いた弾性波速度測定結果

a) 圧力変化に伴う弾性波速度の変化

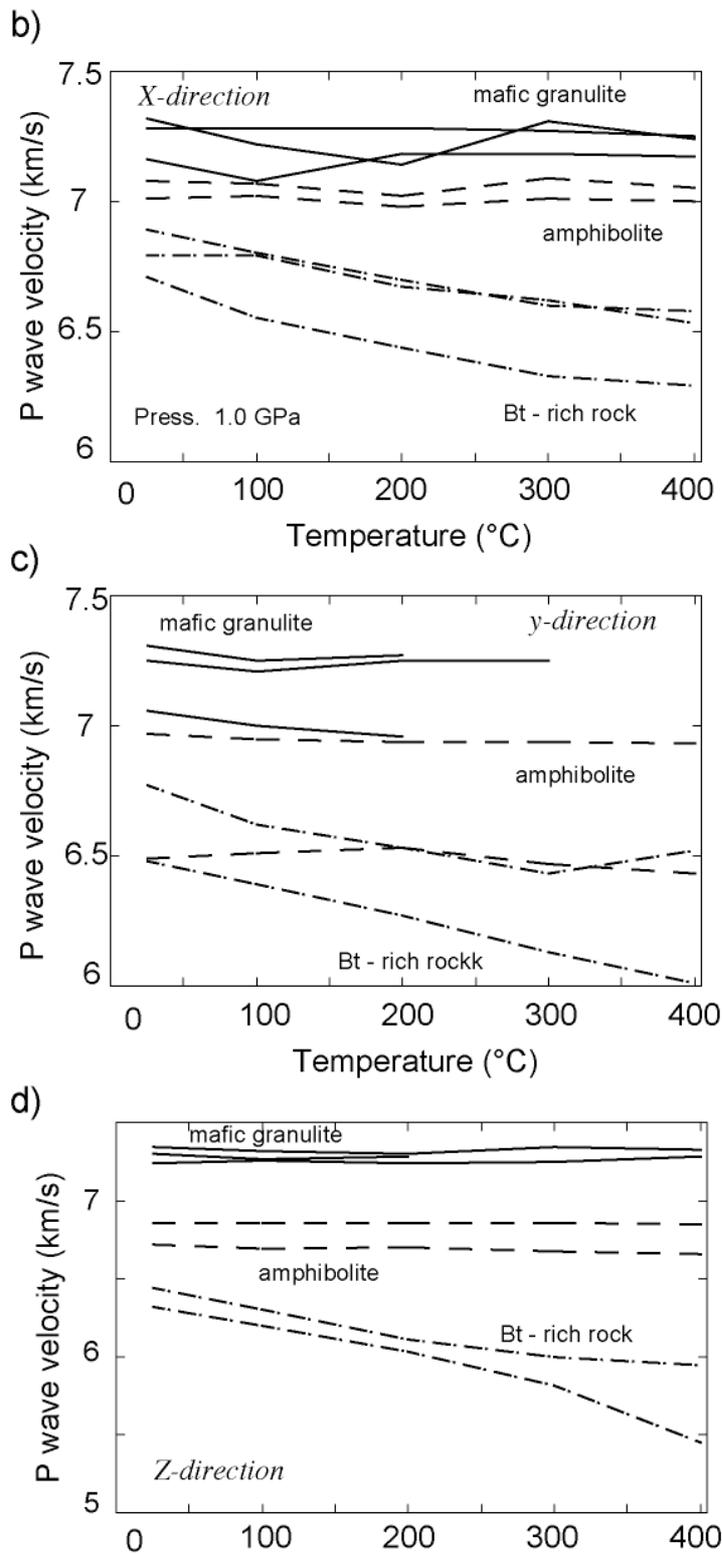


Fig.3-11contonued 新システムを用いた弾性波速度測定結果
 温度上昇に伴う弾性波速度の変化

b) X 軸方向, c)Y 軸方向, d)Z 軸方向

Table 3-3a P wave velocity at various pressure at 25°C

	Bt amphibolite	Bt amphibolite	Br-Hbl granulite	Scp amphibolite	Opx-Hbl gneiss	Bt-2Px granulite	2Px granulite	2Px-Hbl granulite
x-direction								
0.10	5.80	6.24	5.60	-	-	6.13	6.46	6.93
0.20	6.14	6.46	5.95	6.13	6.61	6.47	6.74	6.85
0.30	6.62	6.80	6.23	6.69	6.85	6.55	6.89	7.01
0.40	6.87	6.86	6.45	6.83	7.07	6.62	6.98	7.07
0.50	7.00	6.88	6.58	6.84	7.13	6.64	6.97	7.18
0.60	7.04	6.88	6.63	6.90	7.18	6.71	7.02	7.17
0.70	7.07	6.88	6.68	6.91	7.20	6.70	7.09	7.26
0.80	7.04	6.86	6.72	6.94	7.24	6.76	7.09	7.26
0.90	7.06	6.86	6.70	6.94	7.27	6.75	7.20	7.33
1.00	7.08	6.89	6.71	7.00	7.28	6.79	7.16	7.32
y-direction								
0.10	-	5.11	3.52	5.99	6.39	6.33	6.72	6.13
0.20	6.01	5.93	4.74	6.18	7.01	6.49	6.91	6.53
0.30	6.59	6.15	5.86	-	7.15	6.66	6.97	6.75
0.40	6.88	6.25	6.22	6.30	7.24	6.69	7.10	6.80
0.50	6.90	6.45	6.30	6.29	7.24	6.70	7.14	6.92
0.60	6.95	6.58	6.34	6.34	7.25	6.74	7.14	6.92
0.70	6.95	6.67	6.42	6.27	7.27	6.74	7.20	6.98
0.80	6.91	6.77	6.45	6.39	7.34	6.81	7.17	6.99
0.90	6.95	6.77	6.45	6.48	7.31	6.80	7.28	7.05
1.00	6.97	6.77	6.48	6.49	7.31	6.84	7.25	7.06
z-direction								
0.10	5.88	5.16	5.33	-	6.11	6.09	6.70	6.39
0.20	6.11	5.82	5.74	6.59	6.65	6.23	7.05	6.79
0.30	6.20	6.21	6.02	6.70	6.92	6.31	7.08	7.04
0.40	6.51	6.29	6.11	6.73	7.05	6.33	7.18	7.07
0.50	6.71	6.39	6.17	6.74	7.07	6.34	7.20	7.16
0.60	6.71	6.41	6.27	-	7.18	6.39	7.19	7.15
0.70	6.72	6.43	6.32	6.75	7.13	6.39	7.24	7.19
0.80	6.71	6.43	6.30	6.80	7.24	6.44	7.22	7.21
0.90	6.72	6.44	6.34	6.85	7.28	6.45	7.31	7.26
1.00	6.72	6.44	6.32	6.85	7.30	6.48	7.34	7.24
Anisotropy (%)								
0.10	-	20.51	43.30	-	-	3.85	3.95	12.37
0.20	2.13	10.51	21.98	7.31	5.92	4.06	4.50	4.90
0.30	6.55	10.13	6.08	-	4.28	5.38	2.68	4.13
0.40	5.51	9.38	5.49	7.90	2.72	5.42	2.73	3.92
0.50	4.20	7.39	6.45	8.33	2.38	5.46	3.17	3.67
0.60	4.68	7.11	5.58	8.43	0.95	5.17	2.37	3.53
0.70	5.08	6.72	5.61	9.65	1.90	5.33	2.11	3.89
0.80	4.78	6.43	6.46	8.18	1.37	5.48	1.82	3.79
0.90	4.90	6.23	5.57	6.88	0.52	5.18	1.54	3.89
1.00	5.17	6.68	6.04	7.45	0.42	5.30	2.46	3.66

Table 3-3b P wave velocity at various temperature at 1.0 GPa

	Bt amphibolite	Bt amphibolite	Br-Hbl granulite	Scp amphibolite	Opx-Hbl gneiss	Bt-2Px granulite	2Px granulite	2Px-Hbl granulite
x-direction								
25	7.08	6.89	6.71	7.008	7.28	6.79	7.16	7.32
100	7.07	6.80	6.55	7.02	-	6.79	7.08	7.22
200	7.02	6.70	6.44	6.98	7.28	6.67	7.18	7.14
300	7.09	6.60	6.33	7.01	7.27	6.62	7.18	7.31
400	7.05	6.58	6.29	7.00	7.25	6.53	7.17	7.24
y-direction								
25	6.97	6.77	6.48	6.490	7.31	6.84	7.25	7.06
100	6.95	6.62	6.39	6.51	7.25	-	7.21	7.00
200	6.94	6.53	6.27	6.53	7.27	-	7.25	6.96
300	6.94	6.47	6.13	6.43	-	-	7.25	-
400	6.93	6.43	6.01	6.52	-	-	-	-
z-direction								
25	6.72	6.44	6.32	6.86	7.30	6.48	7.34	7.24
100	6.69	6.30	6.20	6.86	7.27	-	7.32	7.26
200	6.70	6.11	6.03	6.86	7.28	-	7.30	7.24
300	6.68	6.00	5.82	6.86	-	-	7.34	7.25
400	6.66	5.95	5.45	6.85	-	-	7.33	7.28
Anisotropy (%)								
25	5.17	6.68	6.04	7.627	0.42	5.30	2.46	3.66
100	5.51	7.65	5.54	7.428	0.30	-	3.28	3.60
200	4.74	9.18	6.56	6.629	0.20	-	1.60	4.02
300	5.88	9.38	8.35	8.514	-	-	2.21	-
400	5.66	10.09	14.17	7.026	-	-	2.21	-

3-5 弾性波速度異方性

ここでは 3 方向から同時に測定した弾性波を用いて東南極リュツォ・ホルム岩体の塩基性変成岩の弾性波速度異方性の特徴について述べる。ここで議論する弾性波速度異方性 (Anisotropy) は以下の計算式で定義される (Kern et al., 1997)。

$$\text{Anisotropy}(\%) = 100 \times (V_{\max} - V_{\min}) / V_{\text{ave}}$$

V_{\max} (km/s) : 3 つの方向の速度のうちもっとも大きい値

V_{\min} (km/s) : 3 つの方向の速度のうちもっとも小さい値

V_{ave} (km/s) : 3 つの方向の速度の平均値

各試料の圧力と温度に伴う弾性波速度異方性の変化は以下の通りであった (Fig.3-12, Table3-3)。

塩基性グラニュライトグループ

斜方輝石-角閃石片麻岩 (RK-131-05)

0.1 GPa で 5.92 % の異方性を示す。0.2 GPa から 0.5 GPa の間に 4.28 % - 2.38 % に異方性が増加し、それより高圧下では 0.95 - 0.52 % まで低下した。1.0 GPa で 0.42 % であった。弾性波速度の早い軸は 0.2 GPa より高圧では $X > Y > Z$ 出会ったが 0.8 GPa 以上の圧力条件下では Y 軸と Z 軸の差は誤差範囲内である。温度 200 °C の時、異方性は 0.20 % まで増加した。

両輝石グラニュライト (LH-131-28)

異方性は 0.1 GPa で 3.95 % を示し、圧力の増加にともなわずかに減少し、1.0 GPa で 2.46 % であった。温度を 400 °C まで上昇させたとき異方性が 2.46 % から 2.21 % へ変化した。速度異方性のパターンは 0.2 GPa 以上では $Z > Y > X$ であった。

両輝石-角閃石グラニュライト (80S5)

異方性は 0.1 GPa で 12.37 % であった。圧力の増加に伴って徐々に減少し 1.0 GPa で 3.66 % を示した。圧力を一定に保ち温度を 200 °C まで上昇させたとき異方性は 3.66 % から 4.02 % まで増加した。弾性波速度の速い軸は 1.0 GPa では $X > Z > Y$ の順番であった。

角閃岩グループ

角閃岩 (81T126)

弾性波速度異方性は 0.1 GPa で 1.38 % , 0.2 GPa で 2.13% と低い値を示す。このとき $X \cdot Y \cdot Z$ 軸の弾性波速度に大きな違いが見られない。0.3 GPa まで圧力が上昇すると 6.41 % まで異方性が増加し 3 軸の弾性波速度に違いが確認できるようになった。速度の大きい順から $X > Y >> Z$ で

ある。さらに圧力を増加させると異方性は徐々に減少し 1.0 GPa で 5.17 %の値を示した。次に温度を 25 °C から 400 °C まで上昇させたところ異方性は 5.17-5.66 %とわずかに増加した。速度の大きい軸方向は常に X>Y>Z の順であった。

含スカポライト 角閃岩 (80D15)

0.1 GPa から 1.0 GPa まで圧力を加えても異方性に大きな変化は見られない。7.31 %-7.45 %の値を示した。温度の変化にともなう異方性は 7.45 - 7.43 - 6.63 - 8.51 - 7.02 %と変化した。

0.4 GPa より高压側で常に速度の速い軸は X>Z>Y であった。これは温度を 400 °C まで上昇しても変化しなかった。この結果は Kern et al. (1997)などによって報告されている角閃石が異方性を担う岩石の弾性波速度異方性パターンの傾向と明らかに異なっている。

黒雲母に富む岩石グループ

黒雲母角閃岩 (81020906b)

異方性は 0.1GPa で 20.51 % , 0.2 GPa で 10.51 % , 0.3 GPa で 10.13 %と大きい値を示す。このとき Y・Z 軸の弾性波速度に大きな違いが見られず、X 軸と大きな速度差が存在することが確認できる。0.3 GPa より高压条件下では異方性は徐々に減少し 1GPa で 6.68 %の値を示した。0.5 GPa までは Y 軸方向と Z 軸方向の速度に大きな違いが確認できないが、0.5 GPa 以上の高压領域では Y 軸方向と Z 軸方向の速度に違いが生じ手いる。次に温度を 25 °C から 400 °C まで上昇させたところ異方性は 6.68-10.09 %と増加した。速度の大きい軸方向は常に X>Y>Z の順であった。

黒雲母-角閃石グラニュライト (82IH01)

異方性は 0.1 GPa で 43.3 % , 0.2 GPa で 21.98 % , 0.3 GPa で 6.08 %と急激に減少する。0.3 GPa より高压領域では異方性に顕著な変化が見られず、1.0 GPa で 6.04 %であった。弾性波速度は 3 軸方向とも急激な速度の増加を見せるが特に Y 軸方向の速度の変化が大きい。0.3 GPa 以下の圧力では弾性波速度の大きい順番は X>Z>Y であったが 0.4 GPa の圧力領域では X>Y>Z であった。温度の上昇に伴って異方性は 6.04 %から 14.17 %と大きく増加した。速度の大きい軸方向は温度が上昇しても変化せず X>Y>Z の順であった。

黒雲母-両輝石グラニュライト (SN-120-11)

異方性は 0.1 GPa で 3.85 % , 1.0 GPa で 5.30 %と圧力が増加しても変化しなかった。異方性の早い軸は 0.2 GPa 以上の圧力領域で Y>X>Z であった。X 軸と Y 軸方向の速度の差は測定誤差範囲内に収まっている。

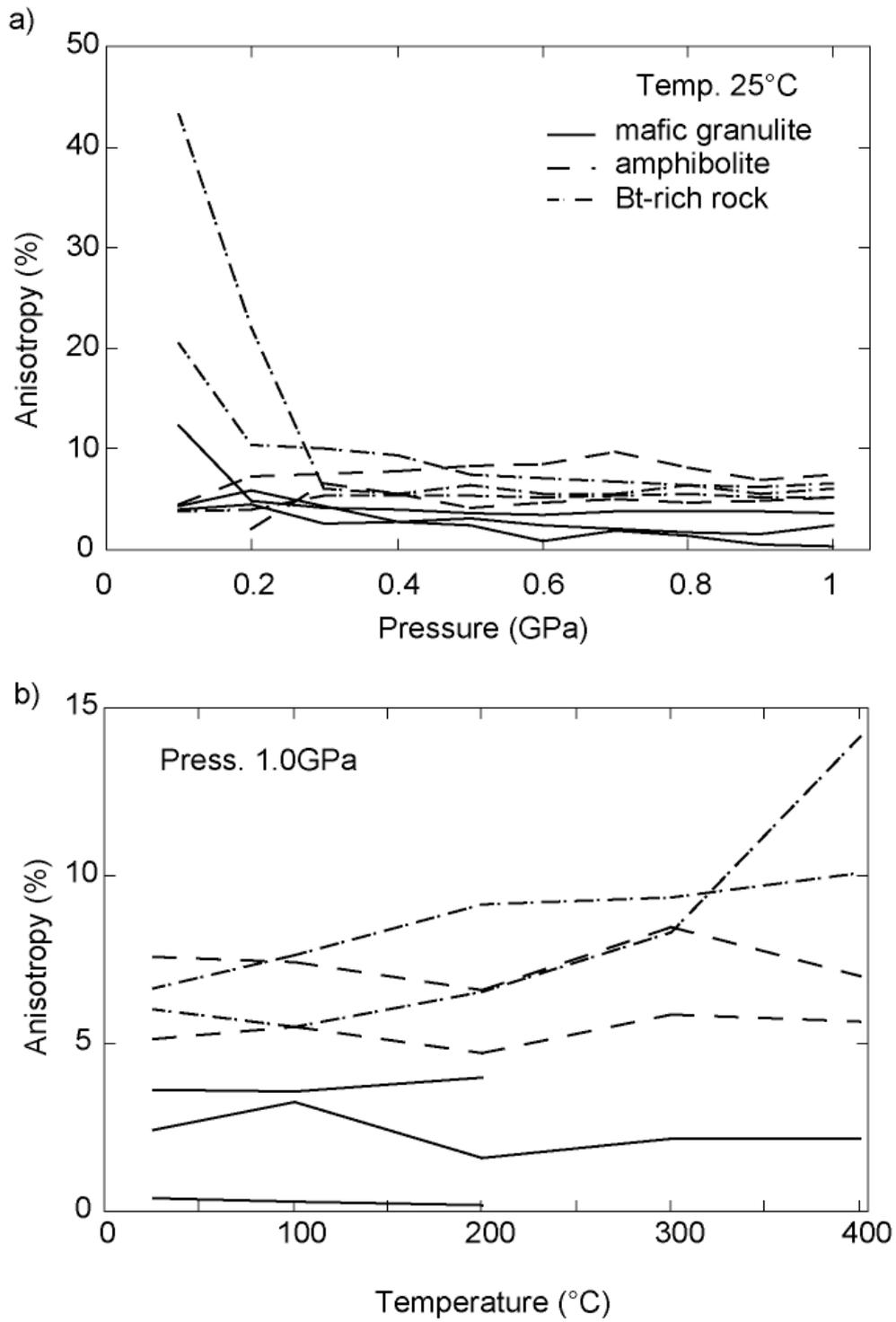


Fig. 3-12 弾性波速度異方性の a) 圧力増加, b) 温度上昇に伴う変化

3-6 弾性波速度のまとめ

1. 3 方向同時弾性波速度測定システムでの弾性波速度測定結果と従来型システムを用いた弾性波測定結果との比較を行った。両者には統計的に有意な差は認められなかった。ただし Y 軸、Z 軸方向の測定は弾性波波形のひずみが大きくなるため、パルス伝搬時間の決定に十分に注意する必要がある。これは温度を上げたときより、顕著になり波形が読みとれなくなることがある。

2. 0.1 GPa から 1.0 GPa まで圧力を上昇させていったときすべてのサンプル・軸方向において弾性波速度は 0.5 GPa ときには 0.8GPa 付近まで急激に速くなり、それより高圧では緩やかな直線状に増加するかほとんど変化を示さなくなる。これは圧力の増加に伴い岩石試料中のクラックや間隙が閉じていくためだと考えられる。

3. 多くの岩石の弾性波速度は 1.0 GPa の圧力条件下では 400 °C までの温度変化に伴い大きな変化を示さない。ただし黒雲母に富む岩石の場合、100 °C で明確な速度低下を示している。またこの傾向は Z 軸方向の弾性波速度において強く表れている。黒雲母に富む岩石の温度に対する振る舞いは黒雲母の特徴的な結晶構造に起因していると思われる。黒雲母の c 軸は試料座標系の Z 軸に平行な方向で配列している。黒雲母の c 軸方向は単結晶の弾性波速度から著しく遅いことが分かっており (Alexandrov and Ryzhova, 1961)、これは力学的な弱線方向である事を示唆している。従って温度上昇に伴ってこの方向に大きく黒雲母が膨張し、速度低下を引き起こした可能性がある。

4. 弾性波速度異方性は圧力の変化に伴い変化する。低圧条件 (<0.4GPa) での変化が特に大きい。圧力の増加に伴い一定の値に近づいていく。黒雲母角閃岩 (sp. 81020906b) のように圧力の増加に伴い異方性が低下していく場合は、岩石試料にランダムにクラックなどが入っていると考えられる。一方、角閃岩 (sp. 81T126) の様に圧力の上昇に伴い一度、異方性が大きくなりその後緩やかに減少するようなサンプルはある特定の方向にクラックが入っていたことが予想される。

温度の上昇に伴う弾性波速度異方性の変化は黒雲母に富んだ岩石以外では顕著ではない。

黒雲母に富んだ岩石は温度の上昇に伴い異方性が増加していく。これは Z 軸方向の弾性波速度の温度に対する低下が他の 2 軸方向より大きいことが原因である (例えば黒雲母-角閃石グラニュライトの場合、X,Y 軸はそれぞれ 6.31 %, 7.35 % であるのに対し Z 軸方向は 13.74 % である)。

5. 高压条件下 ($>0.6\text{GPa}$) において弾性波速度の大きいパターンは含スカポライト角閃岩以外では常に $X>Y>Z$ であった。含スカポライト角閃岩は $X>Z>Y$ という異方性パターンを示した。この圧力条件ではクラックは閉じきっていると考えられているため、このような異方性パターンを示す原因はクラック以外の要因であると考えられる。速度異方性に影響を与えると思われるクラック以外の要因には岩石の微細組織が考えられる。岩石の微細組織が弾性波速度異方性に与える影響については次の章で詳しく議論する。

4 章 岩石の微細構造

4-1 岩石の微細構造と弾性波速度の関係

岩石の微細構造は岩石の様々な変形史を記録しその岩石の経たテクトニックな変動を読みとる鍵であると同時に現在の地殻深部の地震波速度異方性を決定している重要な要素でもある。Hess (1964)は上部マントルを構成する岩石中のカンラン石の格子定向配列 (lattice preferred orientation: LPO) が地震波速度異方性を支配していることを明らかにした。これ以降、LPO と岩石の弾性波速度異方性の関係は詳細に研究され、その効果が実験的 (e.g. Siegesmund et al., 1989) にも、理論的 (e.g. Mainprice and Silver, 1993)にも明らかにされている。しかしこれらの研究の多くはマントルを対象として行われており、地殻の岩石の弾性波速度と構成鉱物の LPO の関係が明らかになっているとは言えない。

LPO の他に速度異方性に影響を与えている可能性がある要素として、岩石試料中の空隙やクラックなどが考えられる(Niesler and Jackson, 1989)が下部地殻相当の圧力条件下では空隙は閉じている可能性が高い(e.g. Christensen, 1965)。

従って本研究で測定された塩基性高度変成岩の弾性波速度異方性は LPO の影響によるものと考えられる。

本章では弾性波速度異方性を LPO に基づき評価することを目的とし、造岩鉱物 (斜長石・角閃石・斜方輝石・単斜輝石・黒雲母) の LPO を測定し得られた LPO パターンの定量的解析を行った。また各構成鉱物の LPO パターンと単結晶の物理定数を基に岩石の弾性波速度と速度異方性の理論的な予測を行った

4-2. 電子線後方散乱 (EBSD)を用いた LPO 測定.

岩石試料の LPO 測定は千葉大学理学部の電子線後方散乱測定装置 (Electron Back-Scattering Diffraction: EBSD) を使用した。岩石の LPO パターンの測定はユニバースステージを用いてそれぞれの鉱物の光学的弾性軸を測定する方法が一般的であるが測定が非常に煩雑であるのと同時に、測定して得られた光学的弾性軸とそれぞれの結晶軸が必ずしも一致しないという問題がある。しかし EBSD を用いることで 2 軸性結晶の結晶軸分布を大量に素早く測定することが可能になる。また EBSD を用いる事で微少な鉱物の LPO の測定も可能となり、より詳細な岩石の変形史を語る事が可能となる (Prior et al., 1999)。

4-2-1 EBSD の原理

物質に入射した電子は物質中の原子によって散乱される。様々な方向に散乱された電子のうち試料表面から出てくる後方散乱は、物質中の仮想的な点光源と見なすことができる。これらの散乱電子が結晶と相互作用することにより、菊池バンドが形成される。散乱電子がある結晶面に対してブラッグ角 ($\pm \theta$) をなす方向を先にして、それより高角側と底角側では結晶面との相互作用の違いにより反射電子の強度が大きく変化する (Fig. 4-1)。これが菊池バンドとして観察される (Fig. 4-2)。観察された菊池バンドのパターンを各鉱物の菊池バンドのパターンのデータベースと照合し各結晶軸、結晶面の法線ベクトルの試料座標系に対する分布パターンを決定する。

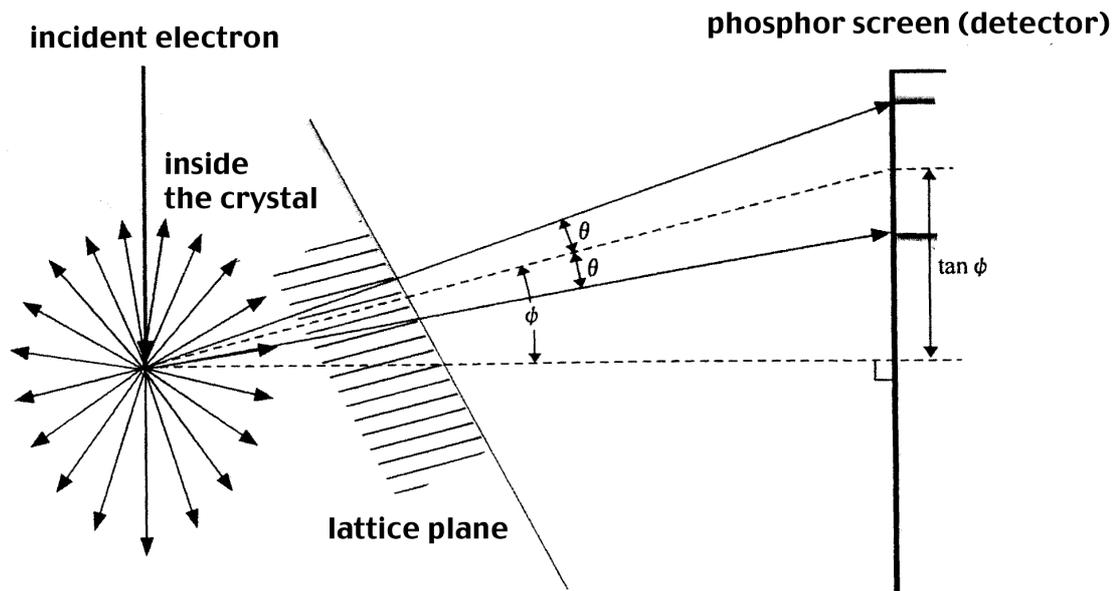


Fig. 4-1 EBSDによるLPO測定の原理 (Kogure and Tachikawa, 2002)

4-2-2 EBSD 測定

EBSD 検出器は反射電子を受ける蛍光スクリーン及びそこに移ったパターンを取り込む CCD カメラが収められた筒を, SEM 試料室の電子線入射方向に対して垂直な方向に配置する.

試料は岩石薄片を使用し, ダイヤモンドで研磨した後コロイダルシリカを用いて 2-3 時間さらに研磨した物を用いる. 研磨した試料にカーボンでコーティングをおこなう. EBSD 測定には薄片試料の表面の状態が重要で研磨が悪いと明瞭な菊池バンドのパターンを得られない. またコーティングは出来るだけ薄く厚さ数 nm 以下にする.

EBSD 測定は SEM 画像を見ながらポイントを決定し, パターンを CCD カメラからコンピューターに画像として取り込まれる. このパターンから鉱物相と結晶方位の決定を行う.

EBSD は測定対象の菊池バンドのパターンから対象の試料座標系 (本研究では Y 軸) に対する光学的弾性軸の姿勢を測定する. 測定結果は試料座標系からのずれを測定しオイラー角 (Euler angle; Fig. 4-3) で表現されている.

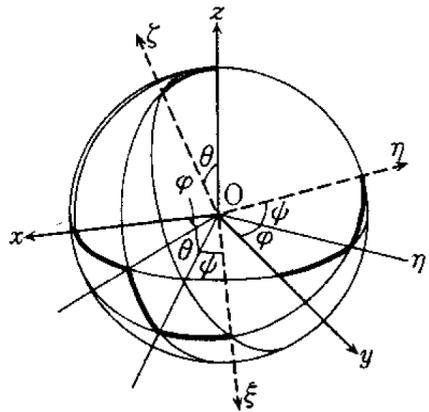


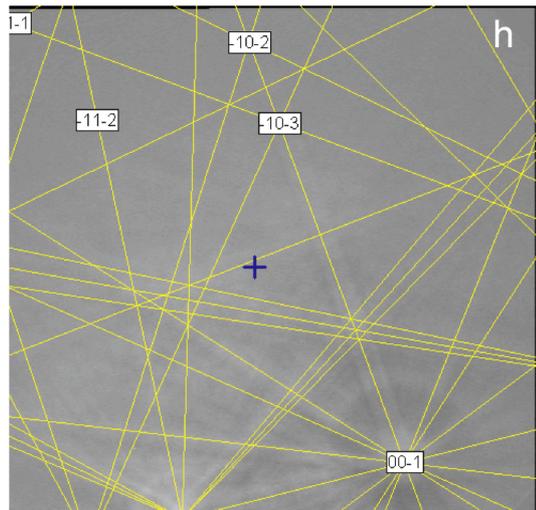
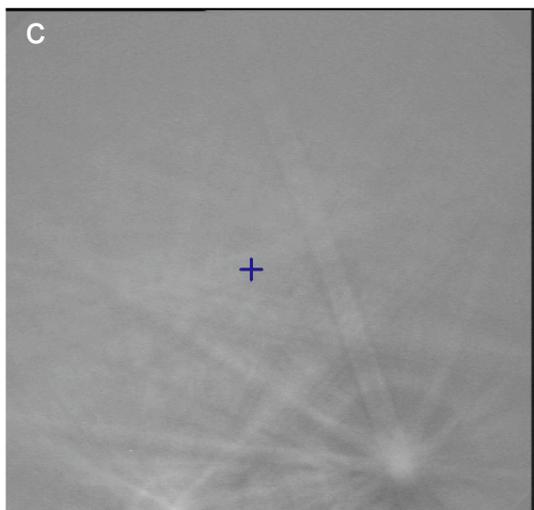
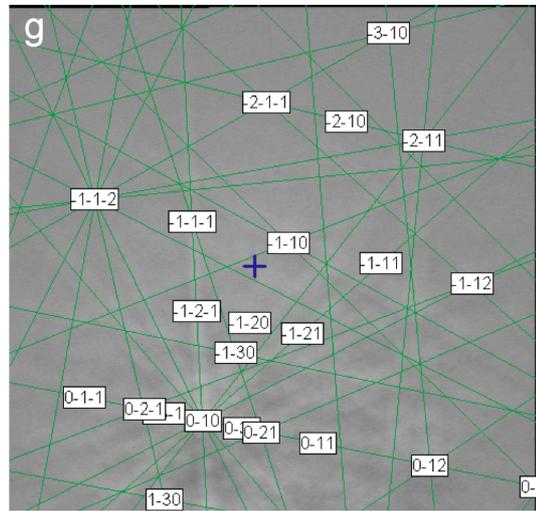
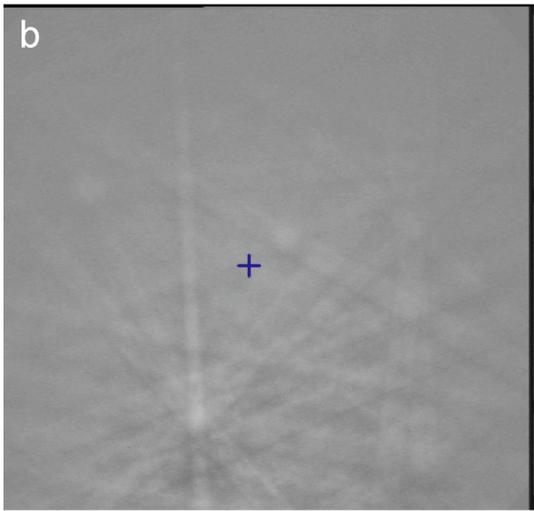
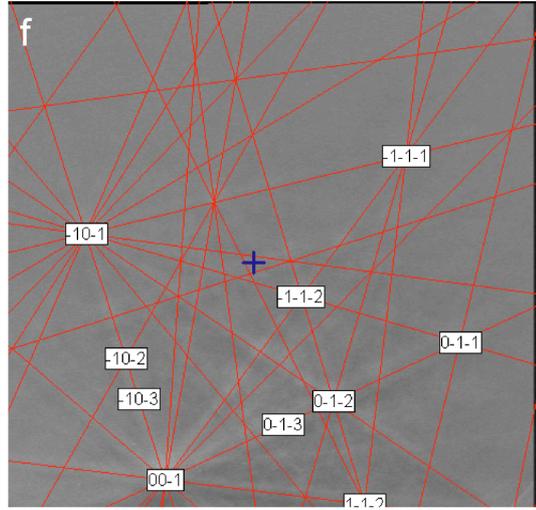
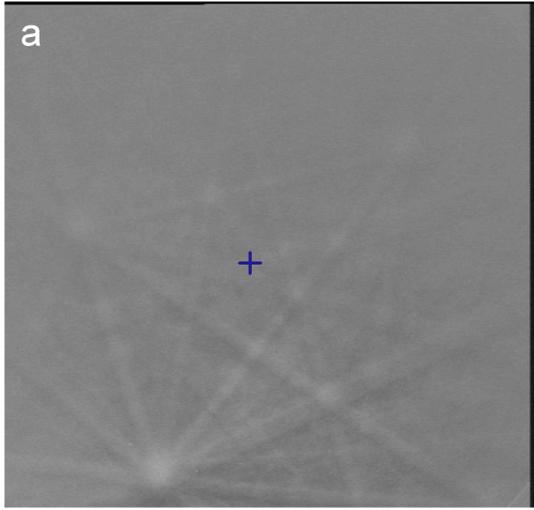
Fig. 4-3. Euler 角と直交座標系の関係

ϕ, θ, ψ : 結晶軸 (ξ, η, ζ) の試料座標系 (x, y, z) からの回転量 (理化学辞典)

鉱物相と結晶方位の決定は以下の手順で行う.

1. ソフトウェアによる菊池バンドの自動トレース.
2. 目視によるトレース結果の確認
3. 観察されている菊池バンドの位置と角度の決定
4. データベースとの比較による結晶相と結晶方位の決定

本研究では斜長石, 角閃石, 斜方輝石, 単斜輝石, 黒雲母の 5 相の鉱物の LPO パターンの測定を行った.



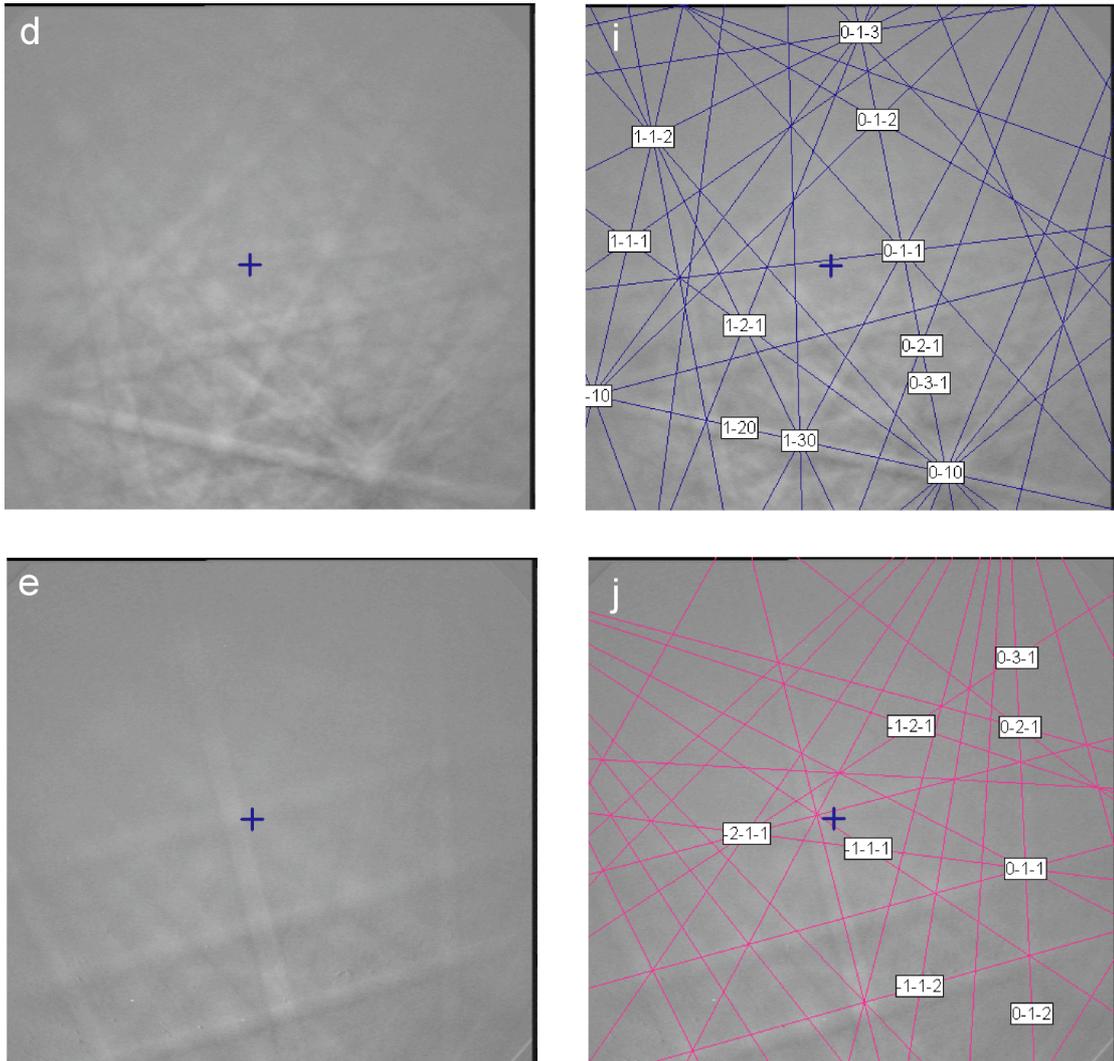


Fig. 4-2 EBSDによって観察された菊池バンドのパターン a) 斜長石, b)角閃石, c) 斜方輝石, d) 単斜輝石, e) 黒雲母. また指数付けしたパターンも同様に示す. f) 斜長石, g)角閃石, h) 斜方輝石, i) 単斜輝石, j) 黒雲母.

指数付けされた菊池バンドパターンから斜長石, 斜方輝石のc軸 $\langle 001 \rangle$, 角閃石, 単斜輝石のb軸 $\langle 010 \rangle$ が確認できる.

4-3 LPO パターン

3 方向同時弾性波速度測定に使用した岩石試料 8 試料の斜長石および角閃石, 斜方輝石, 単斜輝石, 黒雲母の結晶軸の LPO 測定を行った. 各試料について測定した鉱物とその個数を Table 4-1 に示す.

Table 4-1 Phase and number of specimens for EBSD analysis

sample name	amphibolite	Bt amphibolite	Hbl granulite	Scr amphibolite	Opx-Hbl gneiss	Bt-2Px granulite	2Px granulite	2Px-Hbl granulite
plagioclase	188	203	195	258	757	289	267	256
amphibole	210	198	191	266	210	-	-	266
orthopyroxene	-	-	-	-	316	96	102	104
clinopyroxene	-	-	-	-	-	203	27	38
biotite	-	94	66	-	-	280	-	-
total	398	495	452	524	1283	868	396	664

なお EBSD による測定結果はフランス Montpellier 大学の Mainprice 博士によるステレオ投影ソフト Pf2k を用いてプロットしている.

4-3-1 角閃岩 (81T126)

斜長石には目立った集中が見られない. 一方, 角閃石は最も遅い a 軸が Z 軸方向に最も早い C 軸が X 軸方向に弱く集中している. また b 軸も X-Y 平面内でやや X 軸方向にずれているものの Y 軸付近に集中を示している (Fig. 4-4a).

4-3-2 黒雲母角閃岩 (81020906b)

斜長石の各軸に顕著な集中は見られない. 角閃石の a 軸と c 軸はそれぞれ Z 軸と X 軸付近に強い集中を示している. b 軸も Y 軸付近に集中を示す. 黒雲母は速度が極端に小さい(001)面の法線ベクトルが Z 軸付近に強い集中を示す(Fig. 4-4b).

4-3-3 黒雲母-角閃石グラニュライト(82IH01)

このサンプルでも斜長石はランダムな分布をしている. 一方角閃石の a 軸は Z-X 平面内にガードル状に分布し Z 軸付近に弱く集中している. 角閃石の b 軸は Z 軸付近にやや強く集中している. 最も早い c 軸は X-Y 平面にガードル状に分布し X 軸付近にやや強い集中を示す. 黒雲母の(001)軸は Z 軸付近に非常に強い集中を示し, その他の 2 軸は X-Y 平面内にガードル状の分布を示し(100)軸は X 軸付近, (010)軸は Y 軸付近に集中している(Fig.4-4c).

4-3-4 含スカポライト 角閃岩 (80D15)

斜長石の a 軸が Y 軸付近に弱く集中している. しかしそれ以外の(010), (001)は集中を示さない. 角閃石の(100)軸は Y-Z 平面に沿ってガードル状に分布し Y 軸付近に比較的強い集中を示している. (010)軸も Y=Z 平面に沿ってガードル状の分布を示すが Z 軸付近に集中している.

角閃石の c 軸は X 軸付近に著しく強い集中を示している(Fig. 4-4d). このような角閃石の分布パターンの報告は数が少なく, その変形機構はあまり分かっていない (e.g. Takeshita, 1999).

4-3-5 斜方輝石-角閃石片麻岩 (RK-131-05)

斜長石の顕著な LPO パターンは確認できない. 角閃石の a 軸は Z 軸付近に c 軸は X 軸付近にそれぞれ集中を見せている. b 軸は Y 軸付近に強い集中を示している. 一方, 斜方輝石の最も早い a 軸は試料座標系の X 軸方向に分布し, 最も遅い b 軸は Y 軸方向に集中している. c 軸は試料座標系の X-Z 軸付近に弱く集中している(Fig. 4-4e).

4-3-6 黒雲母-両輝石グラニュライト(SN-120-11)

斜長石の a 軸が Y 軸付近に (001)軸が Z 軸付近に弱く集中している. 斜方輝石の a 軸は Y 軸方向, b 軸が X 軸方向, c 軸が X 軸方向にやや強く集中している. 一方, 単斜輝石の(100)軸は Y 軸付近に(010)軸が Z 軸付近に集中している. c 軸は X-Z 面の X 軸付近に集中を示す. また黒雲母の(100)軸は X 軸付近に, (010)軸も X 軸付近に, (001)軸は Z 軸付近に強い集中をそれぞれ示している(Fig. 4-4f).

4-3-7 両輝石グラニュライト (LH-131-28)

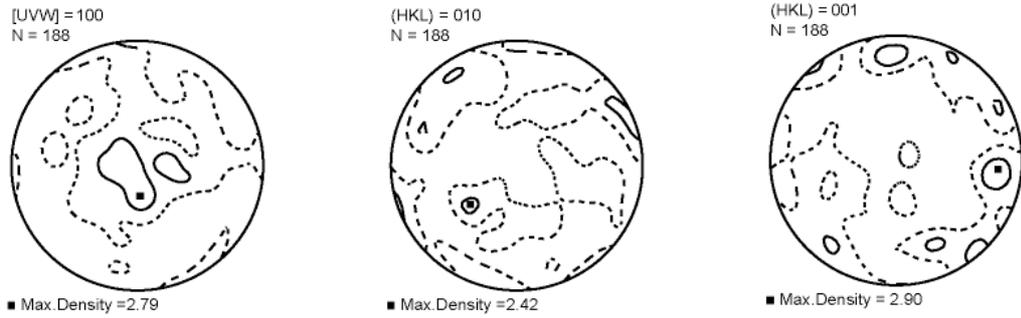
斜長石の各結晶軸はランダムな分布をしており顕著な LPO パターンを確認できない. 斜方輝石の a 軸は Z 軸付近に, b 軸は Y 軸方向に c 軸は X 軸方向にそれぞれ集中を示す.

単斜輝石はサンプル数が少なく信頼できるデータではないがランダムな分布をしている(Fig. 4-4g).

4-3-8 両輝石-角閃石グラニュライト (80S5)

斜長石の結晶軸はランダムな分布をしている. 角閃石の a 軸は Z 軸付近に集中を示すが, b 軸は顕著な LPO パターンが見られない. c 軸は X-Y 平面内でガードル状の分布を示し, X 軸付近で集中を示す. 斜方輝石の a 軸は Y 軸付近に集中を, b 軸は X-Z 平面内でガードル状の分布し X 軸付近に集中が確認できる. c 軸は Z 軸付近に集中を示す. 単斜輝石はサンプル数が少なく信頼度は低いランダムに分布している(Fig. 4-4h).

斜長石



角閃石

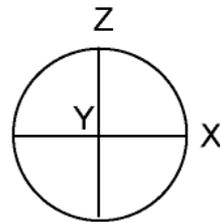
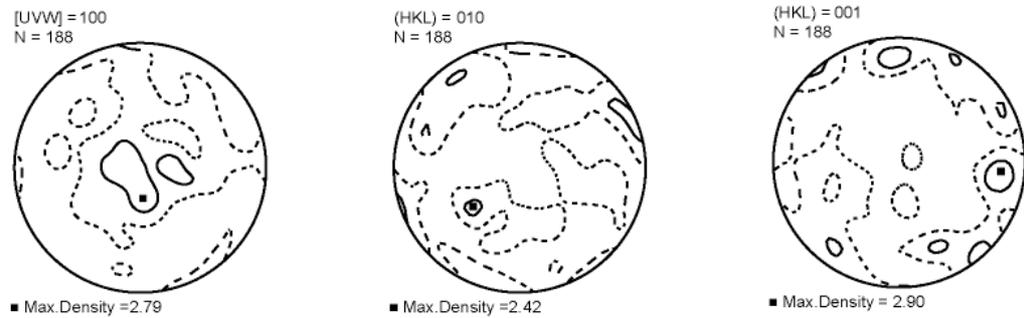
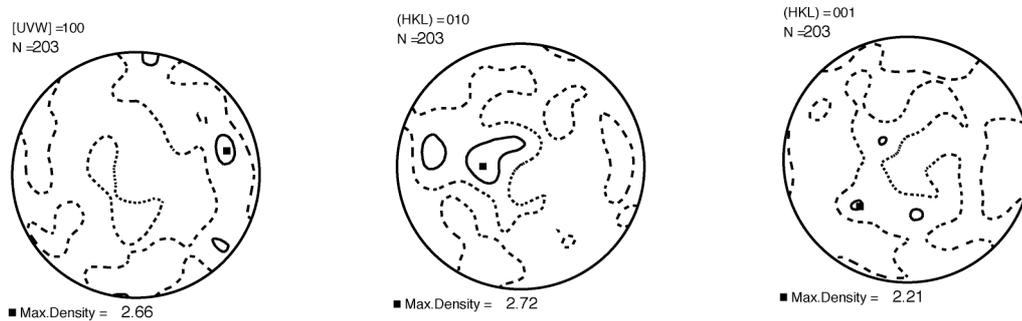
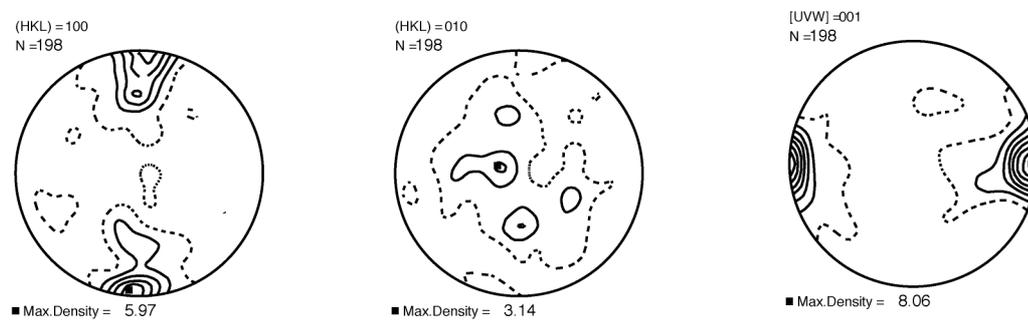


Fig. 4-4a 角閃岩(sp. 81T126) 中の斜長石と角閃石の LPO パターンのステレオ投影図.
 投影面は X-Z 面で X 軸方向が線構造, X-Y 面が片理面を示す.
 等高線の点線は 1% の範囲を示し, 1% 間隔で表す.
 また黒塗りの四角形が最も強い集中を示す.

斜長石



角閃石



黒雲母

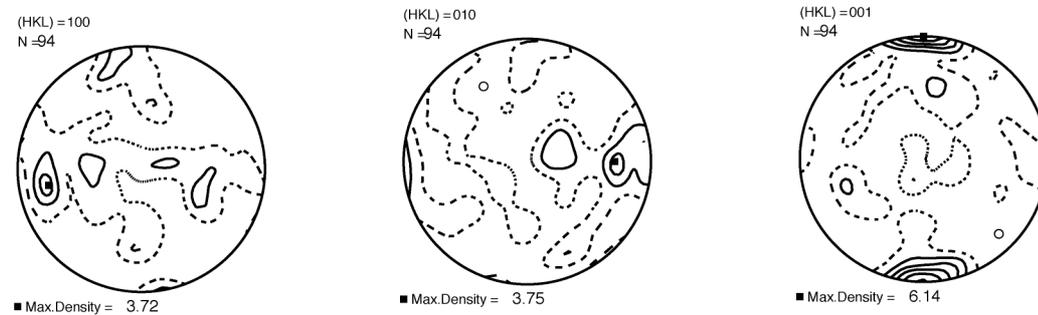
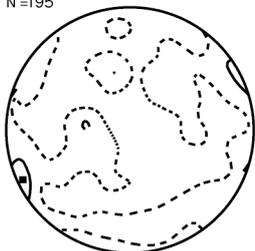


Fig. 4-4b 黒雲母角閃岩(sp. 81020906b) 中の斜長石と角閃石, 黒雲母の LPO パターンのステレオ投影図. 詳細は Fig. 4-4a

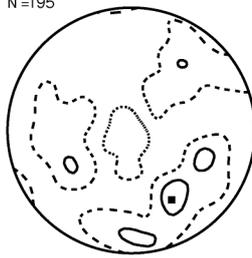
斜長石

[UVW] = 100
N = 195



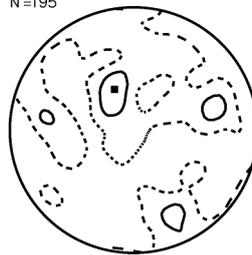
■ Max. Density = 2.65

(HKL) = 010
N = 195



■ Max. Density = 2.82

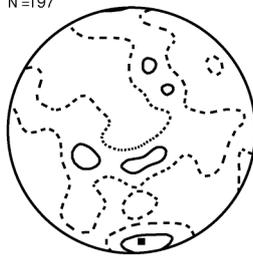
(HKL) = 001
N = 195



■ Max. Density = 2.88

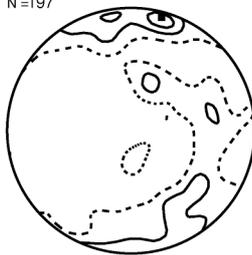
角閃石

(HKL) = 100
N = 197



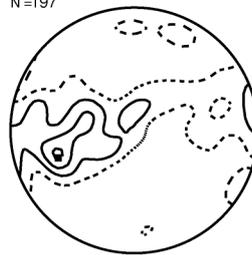
■ Max. Density = 2.72

(HKL) = 010
N = 197



■ Max. Density = 3.82

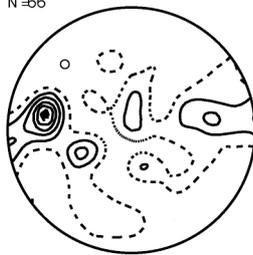
[UVW] = 001
N = 197



■ Max. Density = 4.22

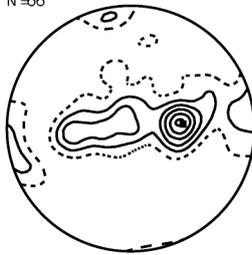
黒雲母

(HKL) = 100
N = 66



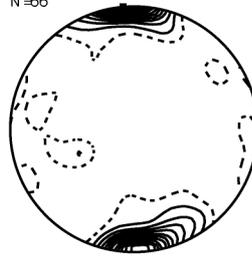
■ Max. Density = 6.57

(HKL) = 010
N = 66



■ Max. Density = 6.20

(HKL) = 001
N = 66

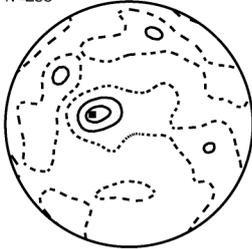


■ Max. Density = 12.71

Fig. 4-4c 黒雲母-角閃石グラニュライト(sp. 82IH01) の斜長石, 角閃石, 黒雲母の LPOパターンのステレオ投影図. 詳細はFig. 4-4a

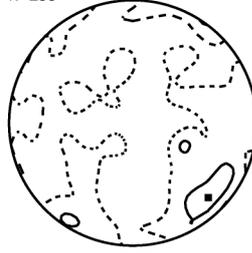
斜長石

[UVW] = 100
N = 258



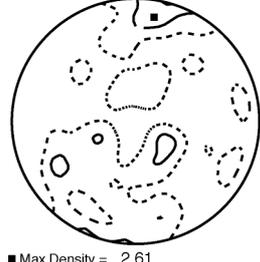
■ Max. Density = 3.49

(HKL) = 010
N = 258



■ Max. Density = 2.86

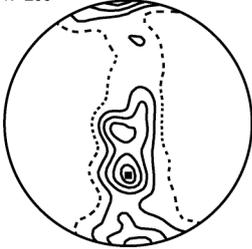
(HKL) = 001
N = 258



■ Max. Density = 2.61

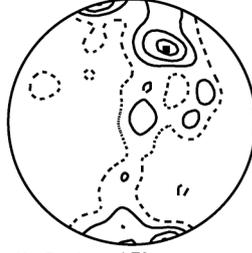
角閃石

(HKL) = 100
N = 266



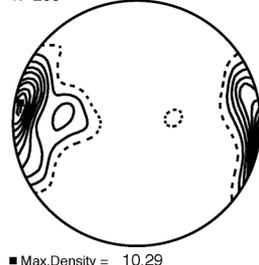
■ Max. Density = 5.74

(HKL) = 010
N = 266



■ Max. Density = 4.70

[UVW] = 001
N = 266

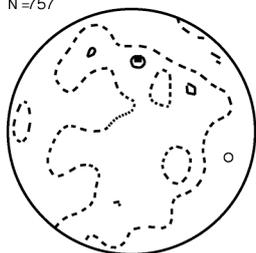


■ Max. Density = 10.29

Fig. 4-4d 含スカポライト角閃岩(sp. 80D15)中の斜長石と角閃石のLPOパターン・のステレオ投影図。詳細はFig. 4-4a

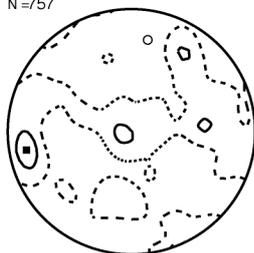
斜長石

[UVW] = 100
N = 757



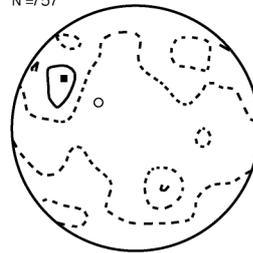
■ Max. Density = 2.29

(HKL) = 010
N = 757



■ Max. Density = 3.00

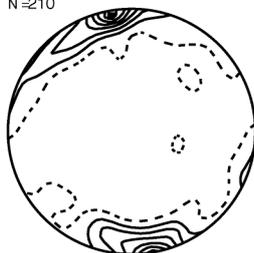
(HKL) = 001
N = 757



■ Max. Density = 2.60

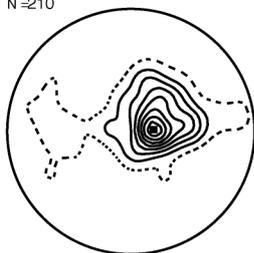
角閃石

(HKL) = 100
N = 210



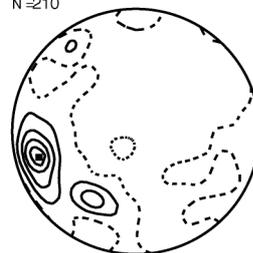
■ Max. Density = 7.61

(HKL) = 010
N = 210



■ Max. Density = 8.95

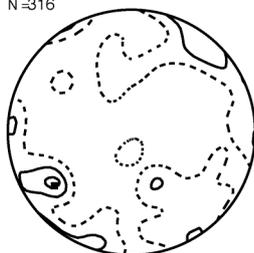
[UVW] = 001
N = 210



■ Max. Density = 5.88

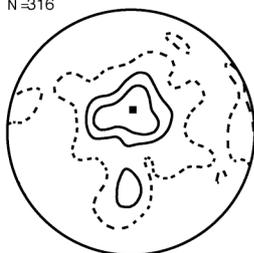
斜方輝石

[UVW] = 100
N = 316



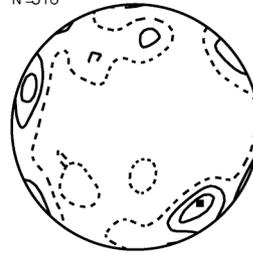
■ Max. Density = 3.44

[UVW] = 010
N = 316



■ Max. Density = 3.96

[UVW] = 001
N = 316



■ Max. Density = 3.86

Fig. 4-4e 斜方輝石-角閃石片麻岩(sp. RK-131-05)中の斜長石, 角閃石, 斜方輝石の LPOパターンのステレオ投影図. 詳細はFig. 4-4a

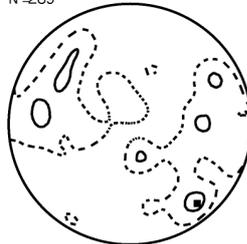
斜長石

[UVW] = 100
N = 289



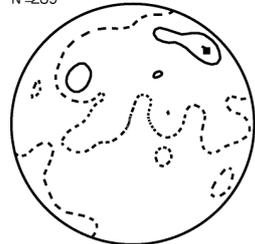
■ Max.Density = 3.21

(HKL) = 010
N = 289



■ Max.Density = 2.57

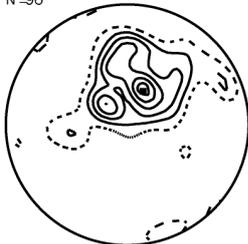
(HKL) = 001
N = 289



■ Max.Density = 3.09

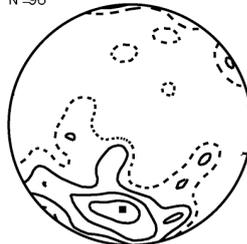
斜方輝石

[UVW] = 100
N = 96



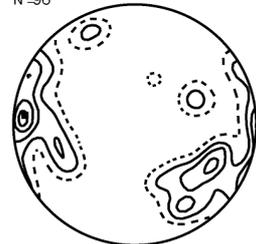
■ Max.Density = 6.55

[UVW] = 010
N = 96



■ Max.Density = 5.00

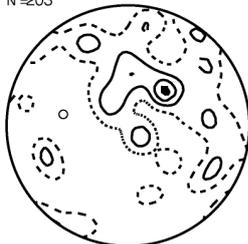
[UVW] = 001
N = 96



■ Max.Density = 5.74

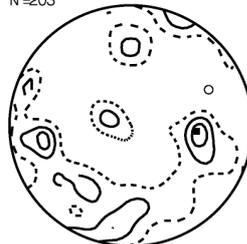
単斜輝石

(HKL) = 100
N = 203



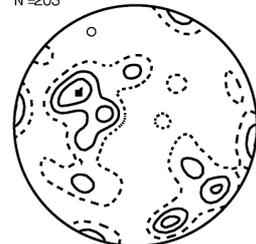
■ Max.Density = 4.30

(HKL) = 010
N = 203



■ Max.Density = 3.83

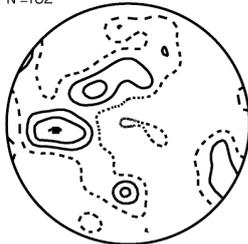
[UVW] = 001
N = 203



■ Max.Density = 4.02

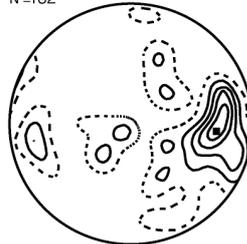
黒雲母

(HKL) = 100
N = 132



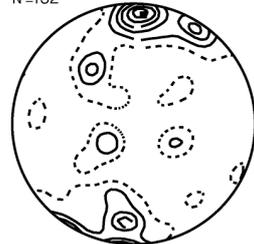
■ Max.Density = 4.09

(HKL) = 010
N = 132



■ Max.Density = 5.78

(HKL) = 001
N = 132

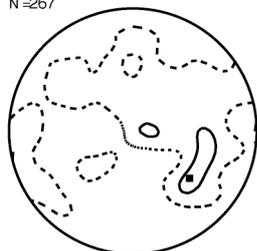


■ Max.Density = 6.81

Fig. 4-4f 黒雲母-両輝石グラニュライト (sp. SN-120-11) 中の斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 黒雲母のLPOパターンのステレオ投影図. 詳細はFig. 4-4a

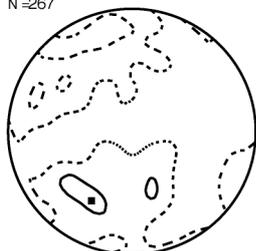
斜長石

[UVW] = 100
N = 267



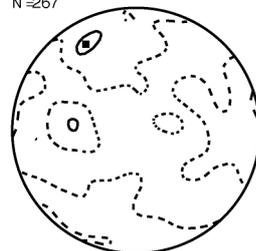
■ Max. Density = 2.47

(HKL) = 010
N = 267



■ Max. Density = 2.37

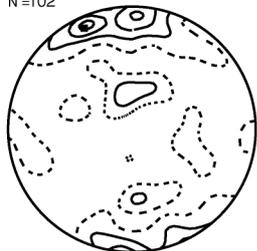
(HKL) = 001
N = 267



■ Max. Density = 2.52

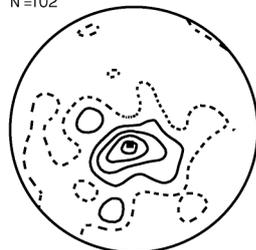
斜方輝石

[UVW] = 100
N = 102



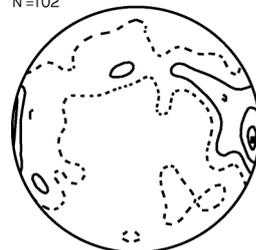
■ Max. Density = 4.64

[UVW] = 010
N = 102



■ Max. Density = 5.38

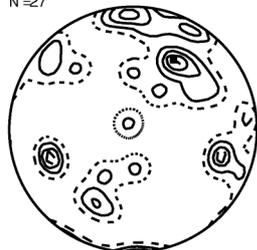
[UVW] = 001
N = 102



■ Max. Density = 4.54

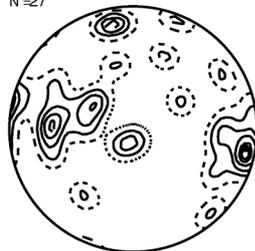
単斜輝石

(HKL) = 100
N = 27



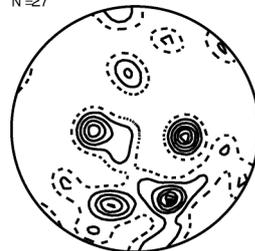
■ Max. Density = 5.10

(HKL) = 010
N = 27



■ Max. Density = 6.71

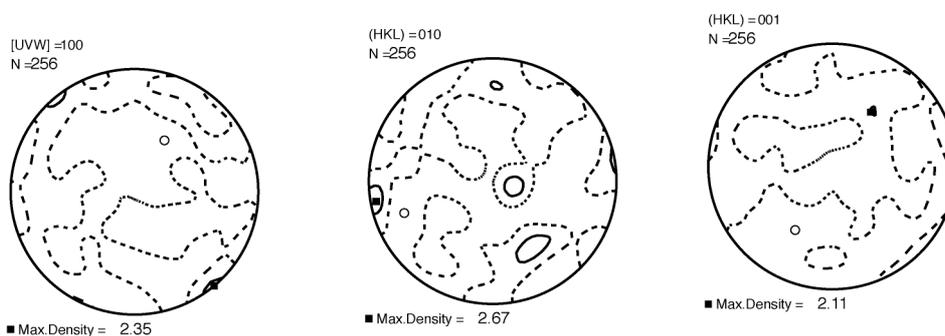
[UVW] = 001
N = 27



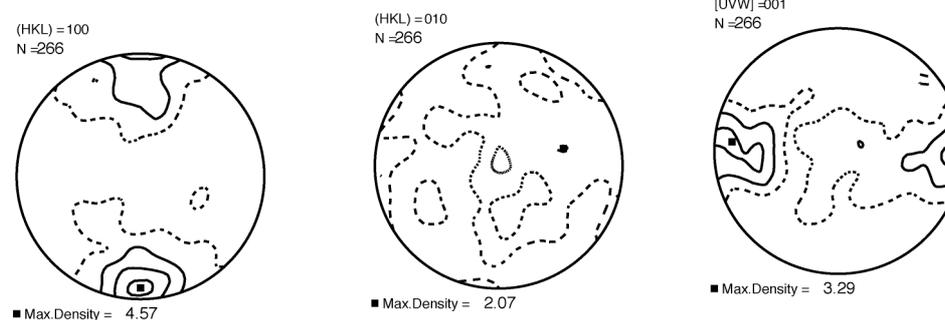
■ Max. Density = 6.84

Fig. 4-4g 両輝石グラニュライト(sp.LH-131-28)中の斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石のLPOパターンのステレオ投影図. 詳細はFig. 4-4a

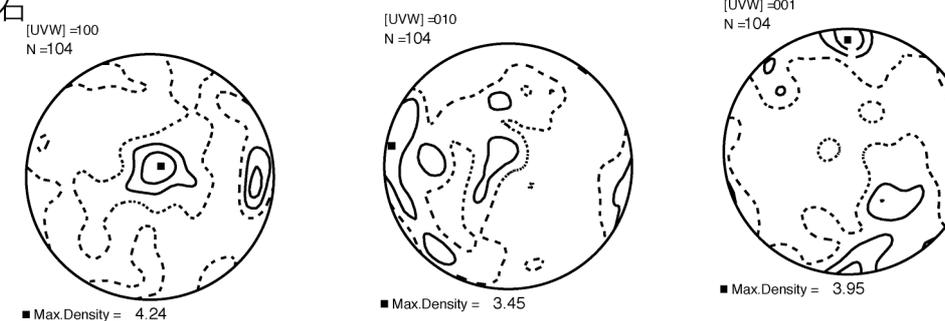
斜長石



角閃石



斜方輝石



単斜輝石

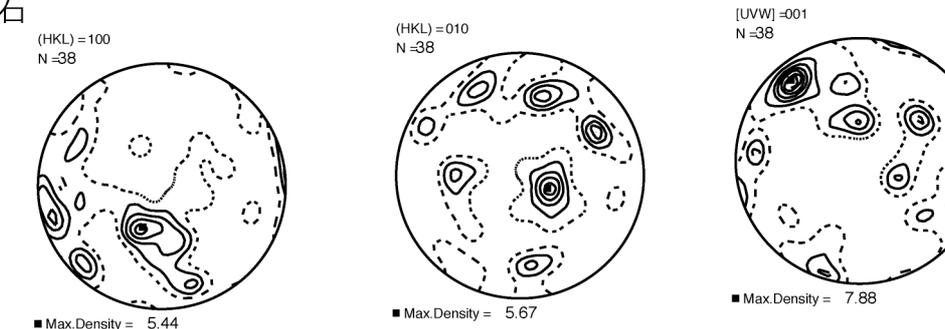


Fig. 4-4h 両輝石-角閃石グラニュライト(sp. 80S5)中の斜長石, 角閃石, 斜方輝石, 単斜輝石のLPOパターンのステレオ投影図. 詳細はFig. 4-4a

4.4 LPO パターンの数値化

前節で述べたように EBSD を用いた測定によって岩石試料の LPO のパターンを得ることができた。しかし、これらの LPO パターンから直接岩石の弾性波速度異方性を評価する事は困難である。従って本節ではまずこれらの LPO パターンの強度の定量的な評価を行った。

岩石の微細組織を定量的に評価する方法はいくつか存在するが(e.g. Woodcock, 1979), 本研究では Mainprice and Silver (1993)による J-Index を用いて各構成鉱物の岩石組織の強度 (Intensity of Fabric)を評価した。

EBSD によって測定された各鉱物の結晶軸方位は 4-2-2 節でも述べたように Euler 角 $(\varphi_1, \phi, \varphi_2)$ で求められる。 $(\varphi_1, \phi, \varphi_2)$ の値を基に方位テンソル (orientation matrix) : g を定義することができる。方位テンソルは各結晶の標準方位($\varphi_1=0, \phi=0, \varphi_2=0$) から測定された Euler $(\varphi_1, \phi, \varphi_2)$ への回転を表す行列である。つぎに各構成鉱物の全体的な集中の強さと分布パターンを表す方位分布関数 (Orientation Distribution Function: ODF): $F(g)$ を求める。

ODF は岩石試料中の様々な方向を向いている各鉱物の全体的な方向性と強さを示す関数である (Bunge, 1982) .

$$f(g) = \sum_{l=0}^{L_{max}} \sum_{m=1}^{M(1)} \sum_{n=-1}^1 C_i^{mn} T_i^{mn}(g)$$

このとき

C_i^{mn} : ODF の級数展開をするための係数

$T_i^{mn}(g)$:

Ml

L_{max}

ODF を求めた後、その鉱物の LPO の強さを示す値、J-index を求める。

$$J = \int f(g)^2 dg$$

J : J-index

$$dg = 1/8\pi^2 \sin\phi d\varphi_1 d\phi d\varphi_2$$

実際にはこれらの計算は非常に煩雑であるため千葉大学において ODF 計算ソフト Channel 5 を用いて計算した。

J-index が 1 の時、その鉱物は全くランダムな LPO パターンを持っており J-index が大きくなるにともなって鉱物の LPO パターンの強度は強くなる。

Table 4.2 に本研究で使用した岩石試料の斜長石、角閃石、斜方輝石、単斜輝石、黒雲母の J-index を以下に示す。

Table 4-2 J-index of each minerals

	plagioclase	amphibole	orthopyroxene	clinopyroxene	biotite
amphibolite	6.03	4.94	-	-	-
Bt amphibolite	5.88	7.00	-	-	6.87
Bt-Hbl granulite	6.23	5.77	-	-	14.50
Scp amphibolite	5.99	10.90	-	-	-
Opx-Hbl gneiss	4.54	6.13	5.72	-	-
Bt-2Px granulite	6.01	-	5.50	5.81	6.24
2Px granulite	4.90	-	4.30	14.40	-
2Px-Hbl granulite	5.92	4.97	4.72	15.00	-

Table 4-2 から斜長石の J-index が大きくなっている事が分かる。しかし、LPO パターンのステレオ投影図では明瞭な斜長石の LPO パターンは見られない (e.g. Fig4-4a-1)。ステレオ投影図から推測される斜長石の LPO パターンの強度と計算された J-index の間の違いは EBSD 測定時に同一の結晶に対して複数回の測定を行っていることに起因するかもしれない。J-index は単位球面内の密度分布に強く支配されているため特定のセル内に同一の結晶による結晶軸の集中が存在した場合、実際の J-index より大きな値を示すことは推測できる。

従って今後は角閃石、斜方輝石、黒雲母の LPO パターンと J-index を用いて議論を行う。

4-5 岩石の LPO パターンに基づく理論的な弾性波速度異方性

4-5-1 理論的手法による弾性波速度研究の背景

4-1 項で述べたように岩石の弾性波速度異方性に構成鉱物の LPO パターンが大きく関与していることは 1960 年代から広く知られている。LPO パターンが弾性波速度と速度異方性に与える影響を評価するためには理論的な弾性波速度を求め実際に測定した弾性波速度と比較する方法がある。

理論的に弾性波速度を求める方法として造岩鉱物のモード比とそれぞれの構成鉱物の弾性定数から求める方法がある。たとえば Christensen(1965, 1966)はこの手法で様々な鉱物組み合わせからなる岩石の弾性波速度を理論的に求めている。Christensen and Fountain (1975)ではこの手法で大陸地殻下部を構成する岩石の弾性波速度測定結果と理論的な手法で、求めた速度の比較を行い高圧領域では両者はよい相関があることを報告している。しかし、彼らの手法では LPO の影響は考慮されておらず、岩石は完全な立方体として取り扱われていた。

LPO パターンを考慮した弾性波速度の理論的研究の先駆的な研究として Crosson and Lin (1971) , Peselnick et al. (1974), Mainprice and Nicolas (1989)があげられる。これらの研究は構成鉱物の LPO と単結晶の速度異方性を考慮した理論速度を求めており、Christensen (1965)等と比較するとより現実に即した結果を得ている。Mainprice (1990)は LPO パターンに基づく岩石の弾性波速度異方性を計算する FORTRAN プログラムを公表した。これにより弾性波速度異方性の理論的研究は大きく深まった。

本研究では Mainprice 博士自身が Mainprice (1990)のプログラムに改良を加え、公表している弾性波速度異方性計算ソフト Anis2k を用い弾性波速度異方性を計算した。

(http://www.dstu.univmontp2.fr/TECTONOPHY/petrophysics/software/petrophysics_software.html よりダウンロード)

4-5-2 弾性波速度の理論計算

岩石のような多結晶集合体の弾性定数は単結晶の弾性定数から計算することが可能である。一般には Voigt 平均, Reuss 平均および両者の算術平均である Hill 平均 (しばしば Voigt-Reuss-Hill 平均: VRH 平均と呼ばれる) を用いる事が多い。

I 個の鉱物から構成される岩石の弾性定数の Voigt 平均 M_V は

$$M_V = \sum_{i=1}^n v_i M_i$$

Reuss 平均 M_R は

$$M_R = \frac{1}{\sum_{i=1}^n v_i M_i^{-1}}$$

このとき v_i : I 番目の鉱物の体積比, M_i : I 番目の鉱物定数である。

Anis2k ではこれらの3種類の計算方法で測定した V_p と V_s の結果を得ることができる。

本研究では LPO の測定を行った 8 サンプルに対して Anis2k を用いて弾性波速度の計算を Voigt 平均, Reuss 平均, VRH 平均でそれぞれ行った。

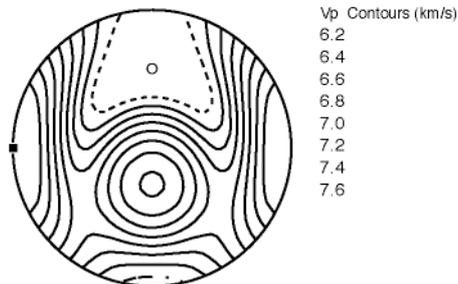
計算に使用した鉱物の弾性定数は以下の文献から引用した。斜長石は Ryzhova (1964) から An 比 56% のデータを使用している。角閃石は Alexandrov and Ryzhova (1961) の密度 3.15 のデータを使用した。この論文では角閃石の化学組成に関する記載は欠如しているが角閃石の弾性定数の報告は非常に数が少なく、彼らのデータを採用した。斜方輝石は Weidner and Vaughan (1982) よりブロンザイト ($Mg_{0.8} Fe_{0.2} SiO_3$) を使用した。単斜輝石は Aleksandrov, Ryzhova and Belikov (1964) 中の普通輝石のデータを採用した。黒雲母は Alexandrov and Ryzhova (1961) のデータを用いた。黒雲母も角閃石と同様に化学組成に関する記載は欠如している (Fig4-5)。

この結果、Voigt 平均と Reuss 平均の間に速度と異方性パターンに違いがあることが明らかになった。これまでに行われた岩石の弾性波速度の理論的研究では Voigt 平均が多く用いられており Crosson and Lin (1971) ではダナイトの理論値と実測値との比較を行った結果、Voigt 平均がよい相関を示すとした。一方、Mainprice and Hubert (1994) では斜長石や黒雲母などの単鉱物の弾性波速度測定と理論計算を行い、VRH 平均が最も測定値とよい相関を示すとしている。

どちらもカンラン石や斜長石、黒雲母の単鉱物の結果である。従って複数の鉱物から構成されている塩基性高度変成岩の場合に最も適している計算方法を明らかにするために実際の測定結果と比較する必要がある。

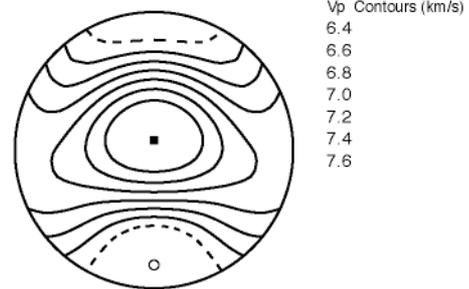
また、理論的に求めた弾性波速度のパターンと鉱物の LPO パターンとの比較を行うことでどの鉱物の影響が大きいのか評価することもできると考えられる。

a) 斜長石



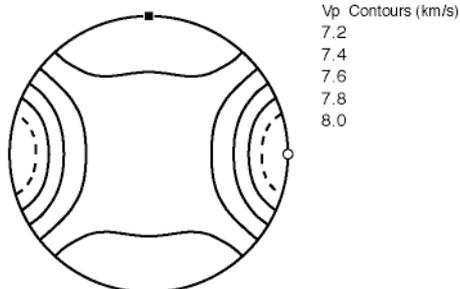
■ Max. Velocity = 8.00 ○ Min. Velocity = 5.87
 Anisotropy = 30.7 %
 lower hemisphere

b) 角閃石



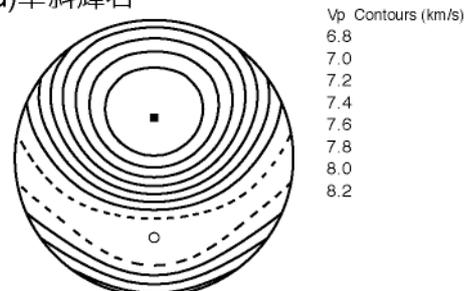
■ Max. Velocity = 7.89 ○ Min. Velocity = 6.00
 Anisotropy = 27.2 %
 lower hemisphere

c) 斜方輝石



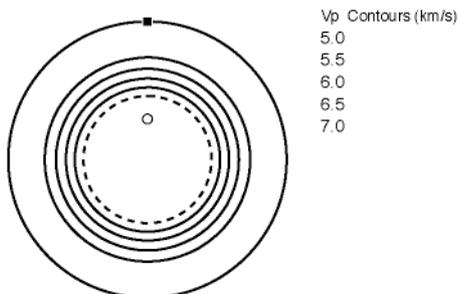
■ Max. Velocity = 8.27 ○ Min. Velocity = 6.91
 Anisotropy = 17.9 %
 lower hemisphere

d) 单斜輝石



■ Max. Velocity = 8.51 ○ Min. Velocity = 6.53
 Anisotropy = 26.2 %
 lower hemisphere

e) 黒雲母



■ Max. Velocity = 7.81 ○ Min. Velocity = 4.01
 Anisotropy = 64.2 %
 lower hemisphere

結晶軸のステレオ投影方位

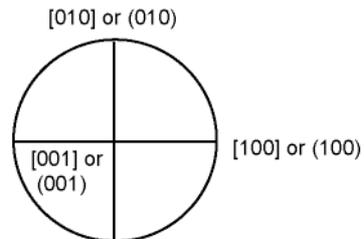


Fig. 4-5 単結晶の弾性波速度と速度異方性

4-5-3 理論計算による弾性波速度と速度異方性

理論計算結果の記載を行う (Fig4-6, Table 4-3).

角閃岩 (sp. 81T126)

角閃岩の理論計算結果は全ての計算方法で最も速い方向は試料座標系の X 軸方向、最も遅い方向は Z 軸方向であった。voigt 平均で求めた場合、最大値が 6.99km/s、最小値が 6.76km/s、速度異方性は 3.2%であった。Reuss 平均の場合、最大値が 6.70km/s、最小値が 6.49km/s、速度異方性は 3.2%で、VRH 平均で最大値が 6.84km/s、最小値が 6.63km/s、速度異方性は 3.2%であった。速度異方性のパターンは線構造方向である X 軸と約 10° 斜行した線を中心にして Z 軸方向へ対称的に速度が低下していく。また試料座標系の Y 軸方向は X 軸、Z 軸方向の速度の中間に近い値を示していることが分かる。

黒雲母角閃岩 (sp. 81020906b)

黒雲母角閃岩の理論計算結果は最も速い方向は試料座標系の X 軸方向、遅い方向は Reuss 平均ではやや斜行しているが Z 軸近傍であった。voigt 平均で求めた場合、最大値が 6.95km/s、最小値が 6.51km/s、速度異方性は 6.4%であった。Reuss 平均の場合、最大値が 5.95km/s、最小値が 5.60km/s、速度異方性は 6.1%で、VRH 平均で最大値が 6.47km/s、最小値が 6.08km/s、速度異方性は 6.1%であった。速度異方性のパターンは最も速い X 軸（線構造）を中心に線対称に Z 軸に向かって遅くなっていく。Y 軸方向は X 軸、Z 軸方向の速度の中間に近い値を示す。

黒雲母-角閃石グラニュライト (sp. 82IH01)

最も速い方向は試料座標系の X-Y 面内で、遅い方向は Z 軸付近である。voigt 平均で求めた場合、最大値が 6.93km/s、最小値が 6.48km/s、速度異方性は 6.7%であった。Reuss 平均の場合、最大値が 6.14km/s、最小値が 5.65km/s、速度異方性は 8.3%で、VRH 平均で最大値が 6.54km/s、最小値が 6.08km/s、速度異方性は 7.3%であった。速度異方性のパターンは X-Y 面内ではほぼ一定の値で Z 軸方向へ速度は低下していく。

含スカポライト角閃岩 (sp. 80D15)

最も速い方向は試料座標系の X 軸で、遅い方向は Y-Z 面であった。voigt 平均で求めた場合、最大値が 7.22km/s、最小値が 6.69km/s、速度異方性は 7.7%であった。Reuss 平均の場合、最大値が 6.86km/s、最小値が 6.46km/s、速度異方性は 6.0%で、VRH 平均で最大値が 7.04km/s、最小値が 6.57km/s、速度異方性は 6.9%であった。速度異方性のパターンは Y-Z 面から X 軸方向へ向かって急激に大きくなっていく。

斜方輝石-角閃石グラニュライト (sp. RK-131-05)

最も速い方向は試料座標系の X 軸で、遅い方向は Z 軸方向であった。voigt 平均で求めた場合、最大値が 7.20km/s、最小値が 7.02km/s、速度異方性は 2.5%であった。Reuss 平均の場合、最大値が 6.78km/s、最小値が 6.61km/s、速度異方性は 2.5%で、VRH 平均で最大値が 7.20km/s、最小値が 7.02km/s、速度異方性は 2.5%であった。速度異方性のパターンは Y-Z 面から X 軸方向へ向かって大きくなっていくパターンを示すがそれほど顕著ではない。

黒雲母-両輝石グラニュライト (sp. SN-120-11)

最も速い方向は試料座標系の Y 軸で、遅い方向は Z 軸方向であった。voigt 平均で求めた場合、最大値が 7.06km/s、最小値が 6.67km/s、速度異方性は 5.8%であった。Reuss 平均の場合、最大値が 5.76km/s、最小値が 5.38km/s、速度異方性は 6.9%で、VRH 平均で最大値が 6.44km/s、最小値が 6.06km/s、速度異方性は 6.1%であった。速度異方性のパターンは X-Y 面内での速度異方性は小さく、X-Y 面から Z 軸方向へ対照的に速度が低下していくパターンを示した。

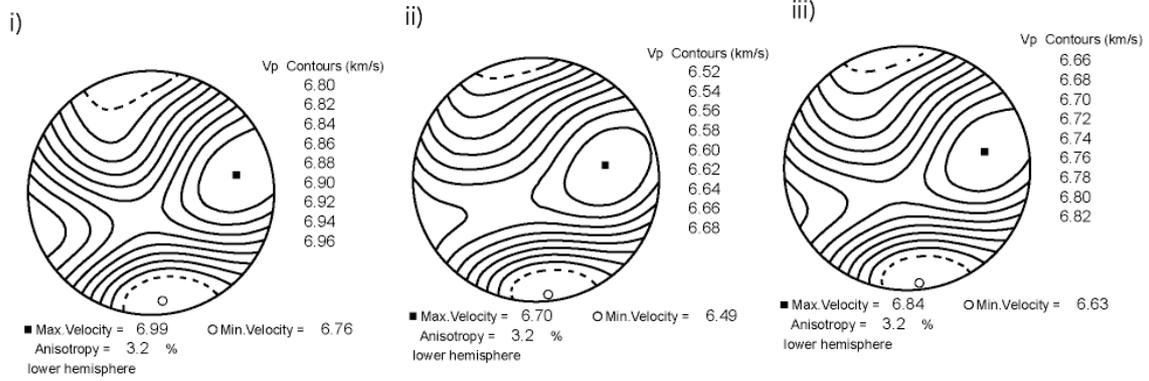
両輝石グラニュライト (sp. LH-131-28)

最も速い方向は Y-Z 面内に Y 軸から 40° 程傾いた方向で遅い方向は Y 軸方向であった。voigt 平均で求めた場合、最大値が 7.30km/s、最小値が 7.19km/s、速度異方性は 1.5%であった。Reuss 平均の場合、最大値が 6.85km/s、最小値が 6.73km/s、速度異方性は 1.7%で、VRH 平均で最大値が 7.08km/s、最小値が 6.97km/s、速度異方性は 1.5%であった。速度異方性のパターンは顕著ではない。

両輝石-角閃石グラニュライト (sp.80s5)

最も速い方向は X 軸方向で遅い方向は Z 軸方向であった。voigt 平均で求めた場合、最大値が 7.13km/s、最小値が 6.92km/s、速度異方性は 3.0%であった。Reuss 平均の場合、最大値が 6.76km/s、最小値が 6.58km/s、速度異方性は 2.8%で、VRH 平均で最大値が 6.95km/s、最小値が 6.975km/s、速度異方性は 2.9%であった。速度異方性のパターンはそれほど顕著ではないが X-Y 面から Z 軸方向へ向かって速度が低下してゆくパターンを示す。

a) 角閃岩(sp. 81T126)



b) 黒雲母角閃岩(sp. 81020906b)

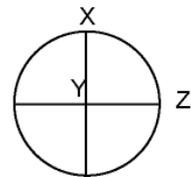
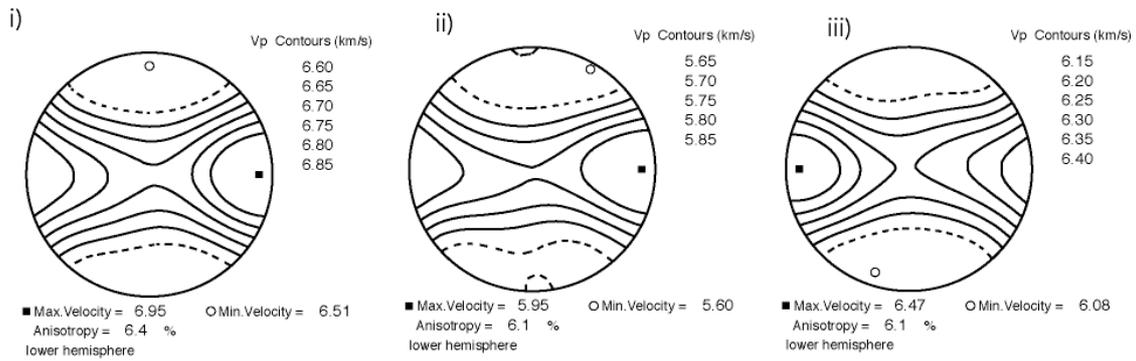
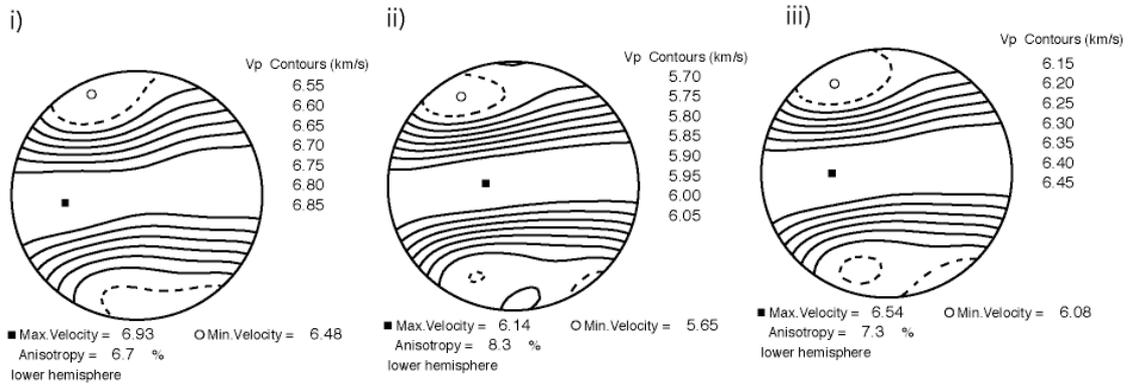


Fig4-6, 理論的な弾性波速度. a)角閃岩, b)黒雲母角閃岩
 i) Voigt 平均, ii) Reuss 平均, iii)Voigt-Reuss-Hill 平均. X-Z 面に投影

c) 黒雲母-角閃石グラニュライト(sp. 82IH01)



d) 含スカポライト角閃岩 (sp. 80D15)

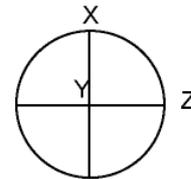
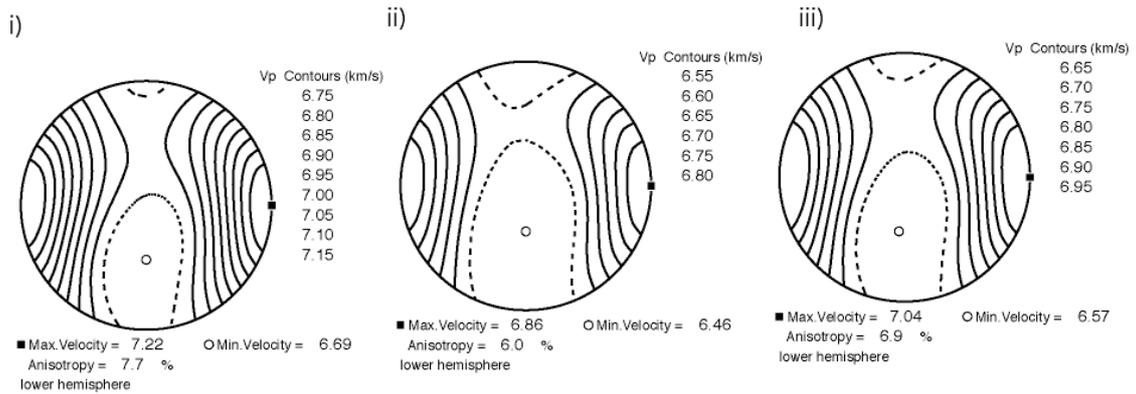
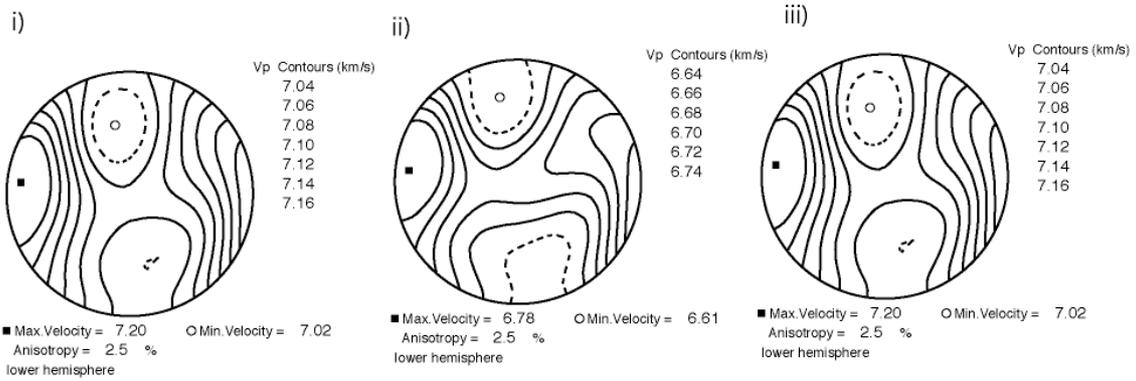


Fig4-6, 理論的な弾性波速度. c)黒雲母-角閃石グラニュライト, d)含スカポライト角閃岩
 i) Voigt 平均, ii) Reuss 平均, iii)Voigt-Reuss-Hill 平均. X-Z 面に投影

e) 斜方輝石-角閃石片麻岩(sp. RK-131-05)



f) 黒雲母-両輝石グラニュライト(sp. SN-120-11)

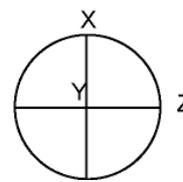
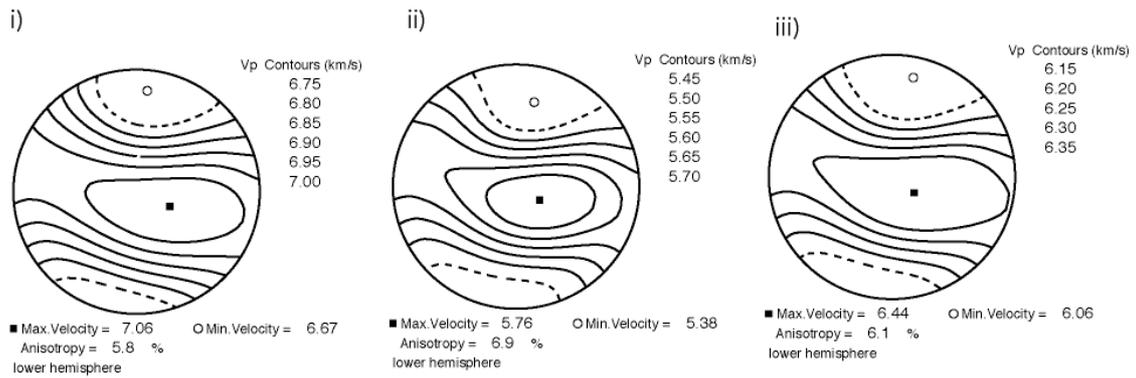
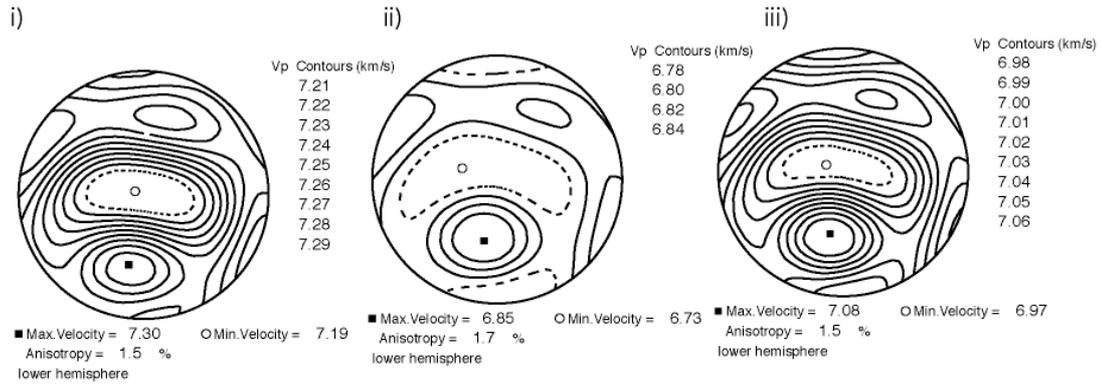


Fig4-6, 理論的な弾性波速度. e)斜方輝石-角閃石片麻岩, f)黒雲母-両輝石グラニュライト

i) Voigt 平均, ii) Reuss 平均, iii)Voigt-Reuss-Hill 平均. X-Z 面に投影

g) 斜方輝石-単斜輝石グラニュライト(sp. LH-131-28)



h) 斜方輝石-単斜輝石-角閃石グラニュライト(sp. 80S5)

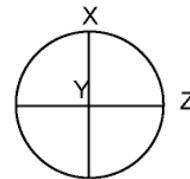
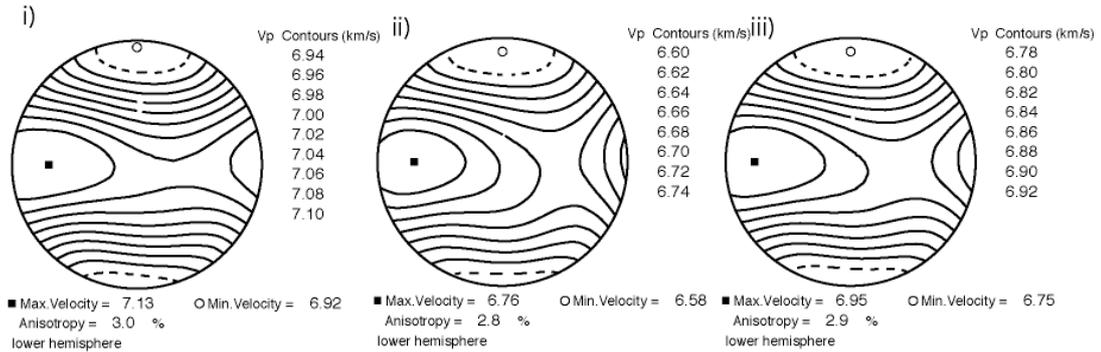


Fig4-6, 理論的な弾性波速度. g)斜方輝石-単斜輝石グラニュライト,
 f) 斜方輝石-単斜輝石-角閃石グラニュライト
 i) Voigt 平均, ii) Reuss 平均, iii)Voigt-Reuss-Hill 平均, X-Z 面に投影

Table 4-3 Results of theoretical velocity

theory	rock type	rock name	Max (km/s)	Min (km/s)	Anisotropy (%)
Voigt	mafic granulite	Opx-Hbl gneiss	7.20	7.02	2.50
		2Px granulite	7.30	7.19	1.50
		2Px-Hbl granulite	7.13	6.92	3.00
	amphibolite	amphibolite	6.99	6.76	3.20
		Scp amphibolite	7.22	6.69	7.70
	Bt-rich rock	Bt amphibolite	6.95	6.51	6.40
		Bt-Hbl granulite	6.93	6.48	6.70
		Bt-Hbl granulite	7.06	6.67	5.80
	Reuss	mafic granulite	Opx-Hbl gneiss	6.78	6.61
2Px granulite			6.85	6.73	1.70
2Px-Hbl granulite			6.76	6.58	2.80
amphibolite		amphibolite	6.70	6.49	3.20
		Scp amphibolite	6.86	6.46	6.00
Bt-rich rock		Bt amphibolite	5.95	5.60	6.10
		Bt-Hbl granulite	6.14	5.65	8.30
		Bt-Hbl granulite	5.76	5.38	6.90
VRH		mafic granulite	Opx-Hbl gneiss	7.20	7.02
	2Px granulite		7.08	6.97	1.50
	2Px-Hbl granulite		6.95	6.75	2.90
	amphibolite	amphibolite	6.84	6.63	3.20
		Scp amphibolite	7.04	6.57	6.90
	Bt-rich rock	Bt amphibolite	6.47	6.08	6.10
		Bt-Hbl granulite	6.54	6.08	7.30
		Bt-Hbl granulite	6.44	6.06	6.10

4-6 岩石の微細構造と理論的弾性波速度のまとめ

斜長石、角閃石、斜方輝石、単斜輝石、黒雲母の格子定向配列 (LPO)の測定結果と J-index を用いて本研究で用いた岩石試料の微細構造についてまとめる。

1. 本研究で用いた岩石試料中の斜長石はランダムな分布をしめす。
2. 角閃石は明瞭な LPO パターンを示す。多くの試料 (除く含スカポライト角閃岩) において(100) が試料座標系の Z 軸に(010)が Y 軸, [001]が X 軸付近にそれぞれ集中を示す。
3. 含スカポライト角閃岩の角閃石は(100)が試料座標系の Y 軸方向にガードル状の強い集中を示し, (010)が Z 軸方向に同様にガードル状の分布を示す。[001]は X 軸方向へ目玉状の強い集中を示す。
4. 両輝石とも顕著な LPO パターンを示さない
5. 黒雲母の(001)軸は試料座標系の Z 軸方向へ比較的強い配列をしめす。

各鉱物の LPO パターンと単結晶の物理定数に基づく弾性波速度を計算によって求めた。計算は Voigt 平均, Reuss 平均, VRH 平均のそれぞれで行った。これらの造岩鉱物の LPO パターン(Fig.4-4),単結晶の弾性波速度 (Fig.4-5)と計算結果(Fig.4-6)との比較, および計算結果と測定結果の比較は次章で詳細に行う。

5 章 議論

本章では岩石の弾性波速度および速度異方性に対する岩相と LPO (格子定向配列)の影響を評価し、リュツォ・ホルム岩体の地質構造との対比を行う。

5-1 岩石の弾性波速度と岩相の関係

本研究で弾性波速度を測定した 12 サンプルの弾性波速度について、密度及び岩石の全岩化学組成、黒雲母のモード比との関係を調べた。弾性波速度測定システムを用いて測定した試料についてはその X 軸方向の速度を議論に使用した。また、新・旧両方のセルで測定を行っているサンプル (斜方輝石-角閃石片麻岩、黒雲母-単斜輝石-斜方輝石グラニュライト、含スカポライト角閃岩) は新システムでの測定結果を用いた。

5-1-1 弾性波速度と密度の関係

一般に弾性波速度と密度の間には Birch の法則(Birch's law; $V_p = -1.87 - 0.7(m-21) + 3.05\rho$, m:平均原子量, ρ :密度)と呼ばれる正の相関があるとされているが、本研究で使用した塩基性～超塩基性岩 (SiO_2 量<52%; 以下、塩基性岩)の測定した密度 (バルク密度: $2.93 < \rho < 3.35$) や計算によって求めた密度 (理論密度: $2.84 < \rho < 3.23$)の範囲では、これらの密度と弾性波速度の相関は見かけ上みられない (Fig.5-1a,b)。 Figure 5-1c ではこれまでに測定された様々な岩石の弾性波速度と密度の関係を本研究の結果と同時にプロットした。この結果は鉱物組み合わせが弾性波速度に大きな影響を与えている事を示している。

理論密度と速度からは塩基性グラニュライトと角閃岩、黒雲母に富んだ岩石は音響的インピーダンスの大きなギャップが存在していることが分かる(Fig.5-1b;Table5-1)

音響的インピーダンス I は $I = V_p \times \rho$ (ρ :密度) で計算される物性値で、音響的インピーダンス I のギャップが大きいほど強い反射面として観察される。この結果は角閃石や黒雲母を多く含む岩層が斜方輝石を含む岩層と接しているとすると地震波の反射面として観測されることを示す。

Table 5-1 The acoustic impedance

	Rock type	X-direction	Y-direction	Z-direction
3D	Opx-Hbl gneiss	22.65	22.74	22.72
	2px granulite	21.83	22.13	22.37
	2px-Hbl granulite	21.46	20.68	21.21
	amphibolite	21.67	21.33	20.57
	Scp amphibolite	23.30	21.62	22.82
	Bt amphibolite	20.31	19.97	18.99
	Bt-Hbl granulite	22.69	21.92	21.37
	Bt-2Px granulite	20.83	20.99	19.90
1D	clino pyroxenite	24.38		
	Bt-Opx-Hbl granulite	21.24		
	Hb gneiss	20.45		
	2Px amphibolite	22.59		

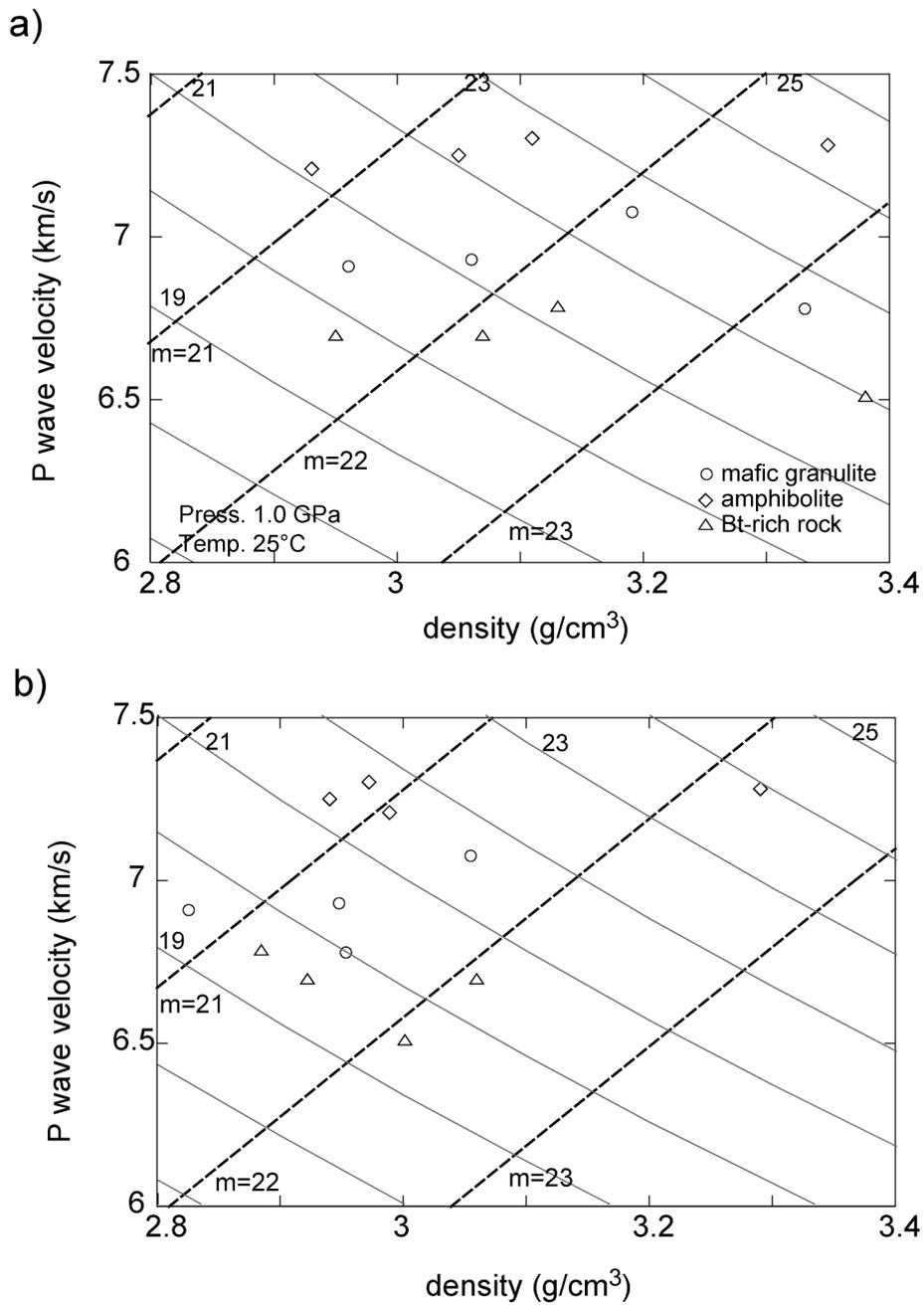


Fig. 5-1 弾性波速度と密度の関係
 a) バルク密度との比較, b) 鉱物モード比から計算によって求めた密度との比較
 図中の曲線は音響的インピーダンス,
 点線はBirchの法則に基づく弾性波速度と密度との関係を示す

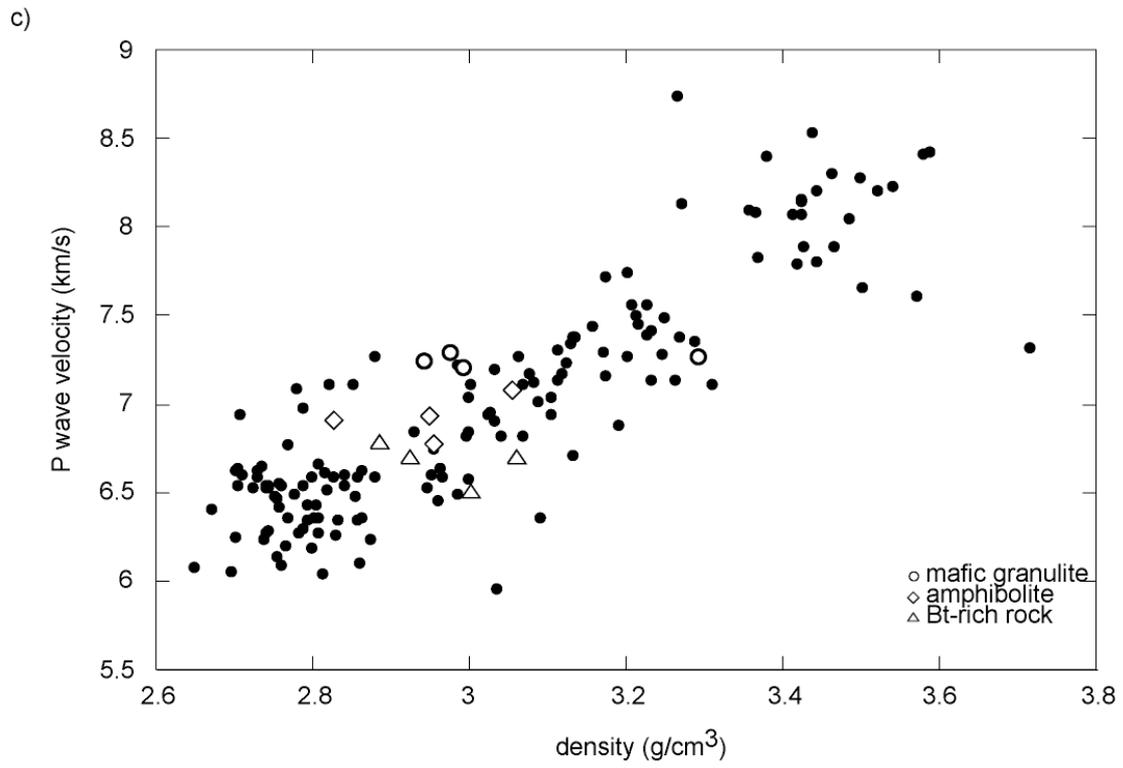


Fig. 5-1c. 岩石の理論的密度と弾性波速度及びこれまでの研究結果との比較
 Kern et al. (1999), Fountain et al. (1990),
 Burke and Fountain (1990) and Manghnani et al. (1974)

5-1-2 弾性波速度と全岩化学組成の関係

岩石の全岩化学組成は最も基本的な岩石の記載情報である。本研究では主要元素の含有量を基に弾性波速度に対する評価を行った。

SiO₂ 量は岩石中に最も多く含まれている元素で、岩石の分類を行う際に基本となる。SiO₂ 量との関係は特に重要でこれまでも数多く議論されてきた（例えば Rudnick and Fountain, 1995）。Rudnick and Fountain (1995)は SiO₂ 量と弾性波速度の定量的な関係を明らかにした ($y=8.91-0.038x$ $R=0.89$, x : SiO₂ 量) 。しかし Fig.5-2a から明らかなように本研究で使用了塩基性岩の SiO₂ 量と弾性波速度の間には相関が見られない。SiO₂ 量をより幅広く(30%-100%)とりこれまでの文献値を加えて弾性波速度をプロットすると黒雲母に富む岩石が SiO₂ 量により推定される速度より遅く、塩基性グラニュライトが速くなっている事が分かった。これらの結果より鉱物組み合わせが弾性波速度に与えるの影響が大きいことが分かる。

次に SiO₂ 以外の元素と弾性波速度の関係を Fig.5-3 に示す。SiO₂ の次に地殻での存在量の大きい Al₂O₃ 量と弾性波速度の間に相関はない。また塩基性岩の主要な元素である、FeO*, MgO, CaO との間にも相関は見られない。

一方、アルカリ元素 (Na₂O, K₂O) と弾性波速度の間では Na₂O との相関は無いが、K₂O 量との間に負の相関あることが明らかになった ($R=0.63$)。

また、TiO₂, MnO, P₂O₅ と弾性波速度の間に相関はみられない。

これらの結果から本研究に用いた岩石試料では、K₂O 以外の元素の含有量と塩基性岩の弾性波速度との相関はないといえる。塩基性岩中の K₂O の大部分が黒雲母に入っていると推測され、塩基性岩の弾性波速度は黒雲母の量比に大きな影響を受けていると考えられる。

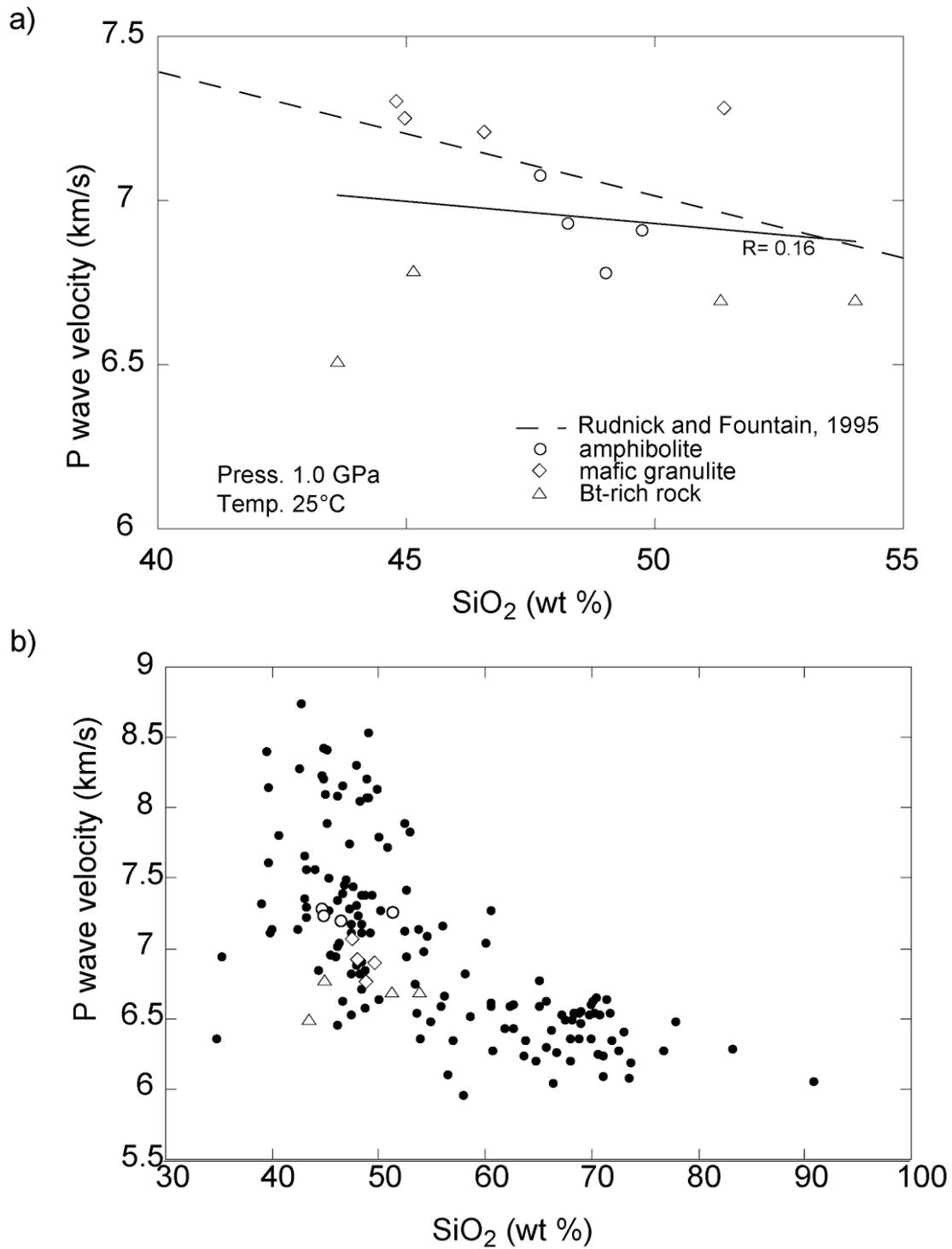


Fig. 5-2. a)弾性波速度測定結果と SiO₂ 量の関係,

点線は Rudnick and Fountain (1995)による弾性波速度と SiO₂ 量の関係

b)本研究での測定結果とこれまでの研究結果との比較

Kern et al. (1999), Fountain et al. (1990), Burke and Fountain (1990) and Manghnani et al. (1974)

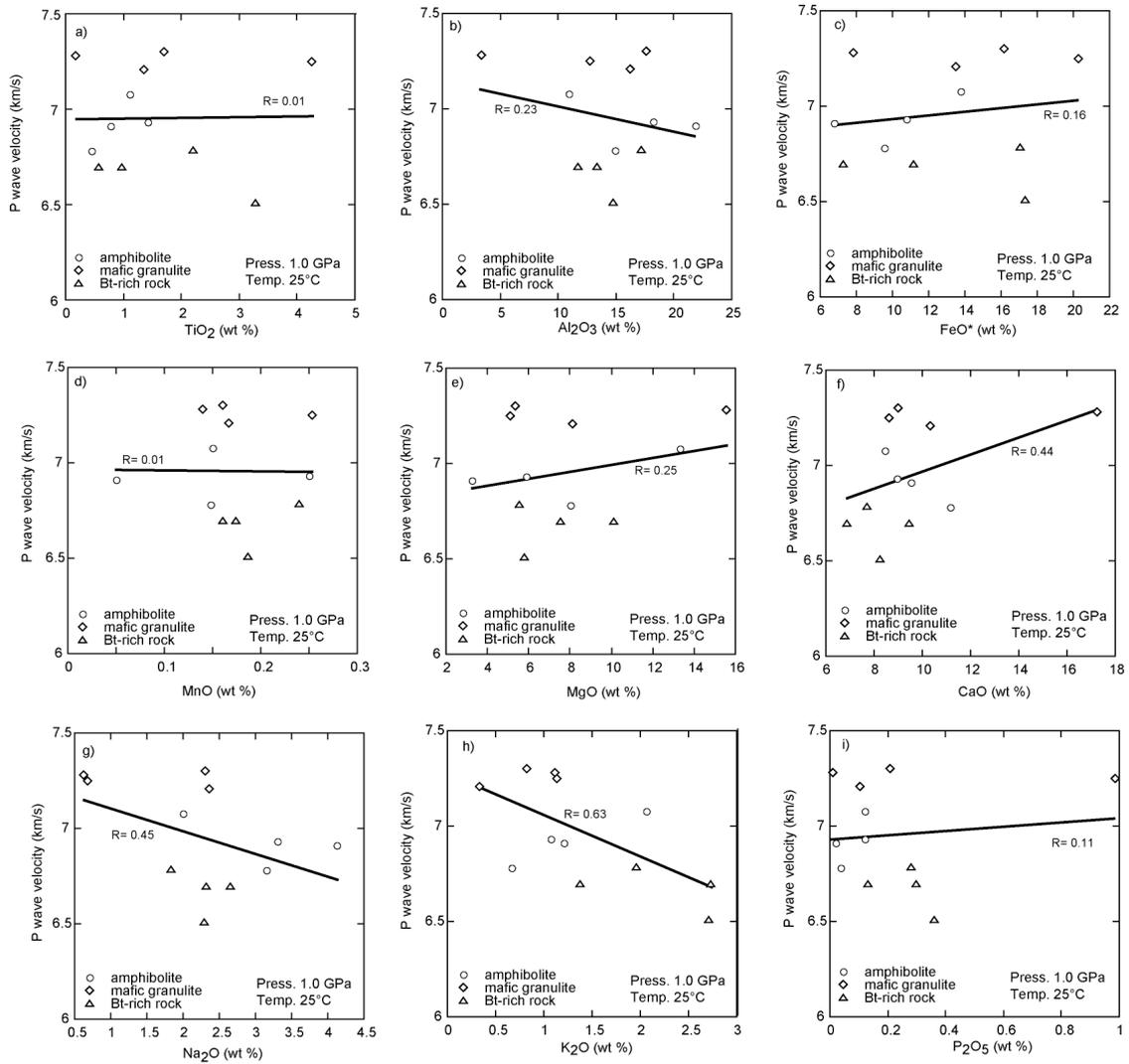


Fig. 5-3 SiO_2 以外の主要元素 a) TiO_2 , b) Al_2O_3 , c) FeO^* , d) MnO ,
 e) MgO , f) CaO , g) Na_2O , h) K_2O , i) P_2O_5 の含有量と弾性波速度との関係

5-1-3 鉱物組み合わせと弾性波速度の関係

前節で明らかになったように本研究で用いた塩基性岩の弾性波速度と岩石の密度・全岩化学組成の間に顕著な相関は見られない。従って塩基性岩の弾性波速度の違いを説明するためには従来の密度・化学組成以外の要素が弾性波速度に与える影響を評価しなければならない。この塩基性岩の弾性波速度に影響を与えている可能性がある要素として鉱物組み合わせが考えられる。

5-1-3a 黒雲母の効果

黒雲母のモード比が弾性波速度に与える影響の評価を行った。

25°C の温度条件下では黒雲母のモード比が増加すると弾性波速度が著しく減少している (Fig.5-4a; このとき $V_p=7.10-0.014x$ $R=0.58$, x ; 黒雲母の量比, R ; 相関係数)。またこの傾向は温度を上昇させたとき、より顕著になり黒雲母のモード比の弾性波速度に与える効果が 2 倍近くになることが明らかになった。

黒雲母の弾性波速度に与える影響は試料座標系によっても異なる。黒雲母に富む岩石の弾性波速度を 25°C から 400°C まで温度を変化させて測定を行った結果、試料座標系の X 軸方向では黒雲母角閃岩で 4.39%、黒雲母-角閃石グラニュライトで 6.31% の速度低下率であったが Z 軸方向ではそれぞれ 7.65%、13.74% と大きな速度低下率を示す (Table 5-2)。黒雲母の単結晶の弾性波速度は (001) 面方向が著しく遅い (Alexandrov and Ryzhova, 1961; Fig. 4-5)。これは黒雲母は層状構造をしており、層と層の間に OH 基 (もしくはフッ素) が存在しているためだと考えられる。また上昇に伴い黒雲母を多く含む岩石の速度が著しく低下する原因は、黒雲母の (001) 面に垂直な方向に膨張してしまう事が原因であると考えられる (黒雲母の thermal clacking)。これは黒雲母の J-index のより大きい黒雲母-角閃石グラニュライトの方がより大きな速度低下を示すことから支持される。

Table5-2 The effect of temperature for each axis

	Bt	Bt-Hbl	Scp	Opx-Hbl	Bt-2Px	2px	2px-Hbl	
	amphibolite	amphibolite	granulite	amphibolite	gneiss	granulite	granulite	
X-direction	0.40	4.39	6.31	0.08	0.44	3.82	0.19	1.11
Y-direction	0.59	5.04	7.35	0.53	-	-	-	-
Z-direction	0.89	7.65	13.74	0.17	-	-	0.05	0.52

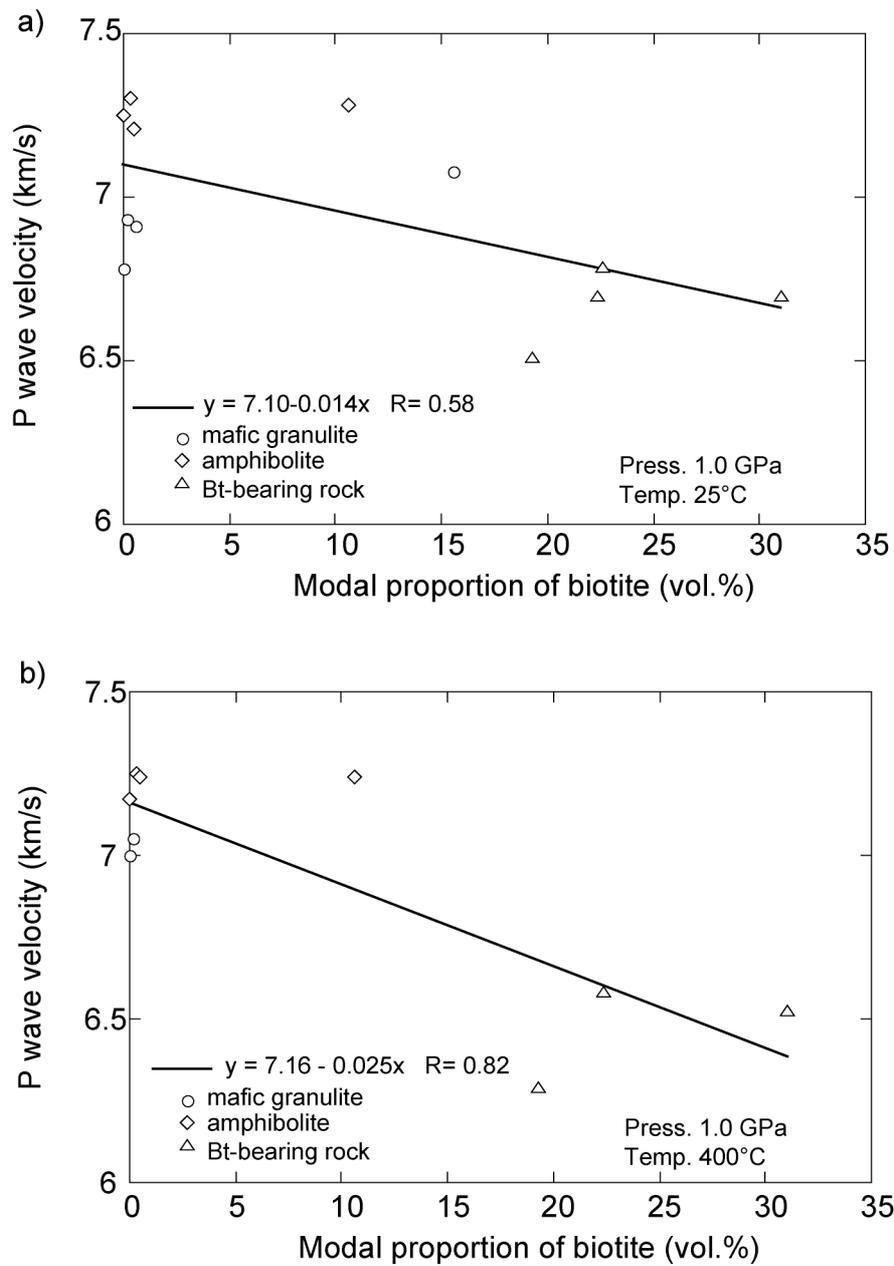


Fig. 5-4 弾性波速度と黒雲母のモード比の関係
 a) 温度25°C, b) 温度400°Cの温度条件下での弾性波速度との関係

5-1-3b 斜方輝石の効果

斜方輝石を多く含む岩石の弾性波速度は密度・化学組成（特に SiO₂ 量）から推測される弾性波速度より常に大きな値を示している (Fig.5-2). これは斜方輝石が岩石の弾性波速度に大きな影響を与えていることを示唆し、斜方輝石のモード比と岩石の弾性波速度の間には正の相関関係(Fig. 5-5; $V_p=6.80+0.016x$ $R=0.65$, x:斜方輝石のモード比)が見られる。

この結果は Hurich et al. (2001)によるハンレイ岩中の角閃石からザクロ石への相変化による速度の変化に関する報告と調和的である。

リュツォ・ホルム岩体の塩基性岩の場合、斜方輝石を含む岩石の弾性波速度は 7.2km/s を超える値を示す。一方、角閃岩の場合、弾性波速度は最大でも 7.08km/s である。これらの速度はそれぞれの岩石の弾性波速度異方性を考慮しても逆転しない。

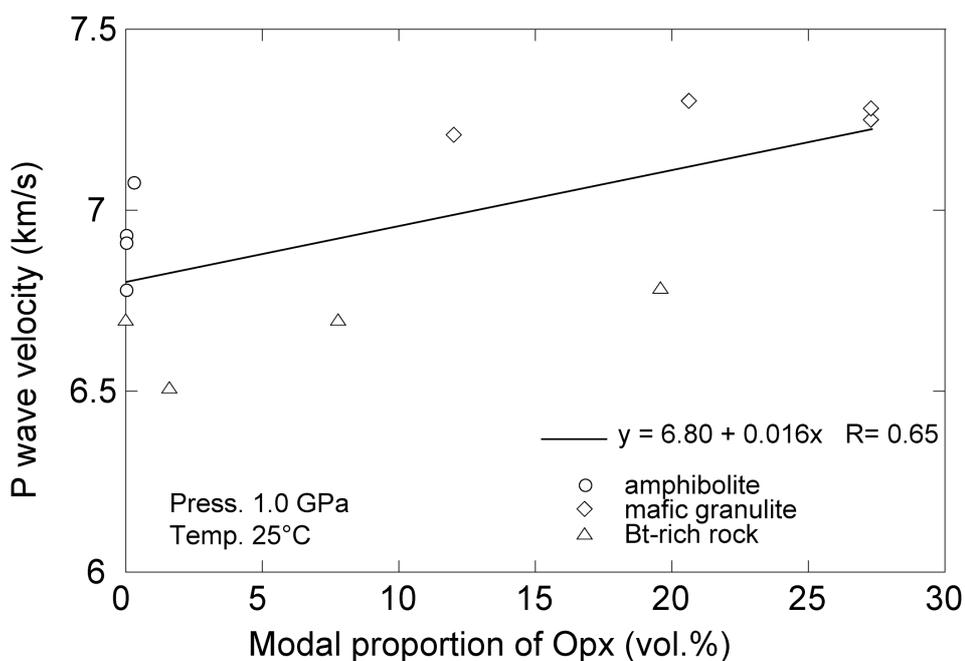


Fig. 5-5 弾性波速度と斜方輝石のモード比との関係

5-1-4 弾性波速度と岩相の関係のまとめ

リュツォ・ホルム岩体の塩基性岩の弾性波速度と岩石の密度・全岩化学組成・鉱物組み合わせの間には次のような関係があることが明らかになった。

- (1) Birch の法則（弾性波速度と密度の間の正の相関）や SiO_2 量と岩石の弾性波速度の負の関係（Rudnick and Fountain, 1995）に基づいて予測される速度と測定された速度に有意な違いがある。

一方、鉱物組み合わせと弾性波速度の間には明瞭な関係が存在する

- (3) 塩基岩の弾性波速度は黒雲母のモード比が増加すると低下することが明らかになった。角閃岩、塩基性グラニュライトと黒雲母に富む岩石の弾性波速度の違いは最大 6%に達する。また、黒雲母に富んだ岩石は温度の上昇に伴い著しい速度低下を示す。これは黒雲母の単結晶の弾性波速度が角閃石や輝石類の弾性波速度より遅いことが原因である (e.g. Alexandrov and Ryzhova, 1969)。また黒雲母に乏しい岩石の弾性波速度は 400°C までの温度上昇に対し最大 1%の速度低下しか示さないのに対し、黒雲母に富んだ岩石は X 軸方向で 6%程の速度低下を示す。このとき Z 軸方向の速度低下率は 13.4%に達する。黒雲母の(001)軸は試料座標系の Z 軸方向に強い集中を示していることが明らかになっており(Fig.4-9)、黒雲母の結晶構造の特性がこのような温度に対する振る舞いの原因と考えられる。
- (4) 斜方輝石のモード比の増加に伴い弾性波速度が大きくなることが明らかになった。黒雲母を含まない角閃岩と塩基性グラニュライトの速度差は密度や化学組成に大きな差がないにも関わらず最大 4.3%に達する。

5-2 弾性波速度異方性と LPO の関係

岩石の弾性波速度異方性は圧力の上昇に伴い、変化する、異方性パターンも変化する (Fig. 5-6). このように弾性波速度異方性が変化する原因は岩石の圧縮に伴い岩石試料中の間隙、クラックが閉じていくためだと考えられる. このクラックなどは岩石試料の採取時に発生するものと岩石が受けた応力に起因する物が存在すると考えられる. クラックの開いている圧力域(<0.5 GPa)での測定された弾性波速度の異方性パターンがそれぞれの試料ごとに異なることから岩石試料中のクラックの分布はランダムであると考えられる.

従ってこれらが完全に閉じていない圧力領域では弾性波速度異方性はクラックなどの選択的配向に支配されていると考えることが出来る. 圧力の上昇に伴ってクラックが閉じていくにつれ、岩石の構成鉱物と LPO が弾性波速度異方性を強く支配していくと考えられる. 従って LPO と弾性波速度異方性の関連性を議論するためには間隙やクラックが加圧によって閉じたと考えられる高压条件下での測定結果を用いて議論する必要がある.

本研究では LPO パターンに基づいて理論的に弾性波速度を求め、理論速度と測定結果を比較することで LPO が弾性波速度に与える影響の評価を行う.

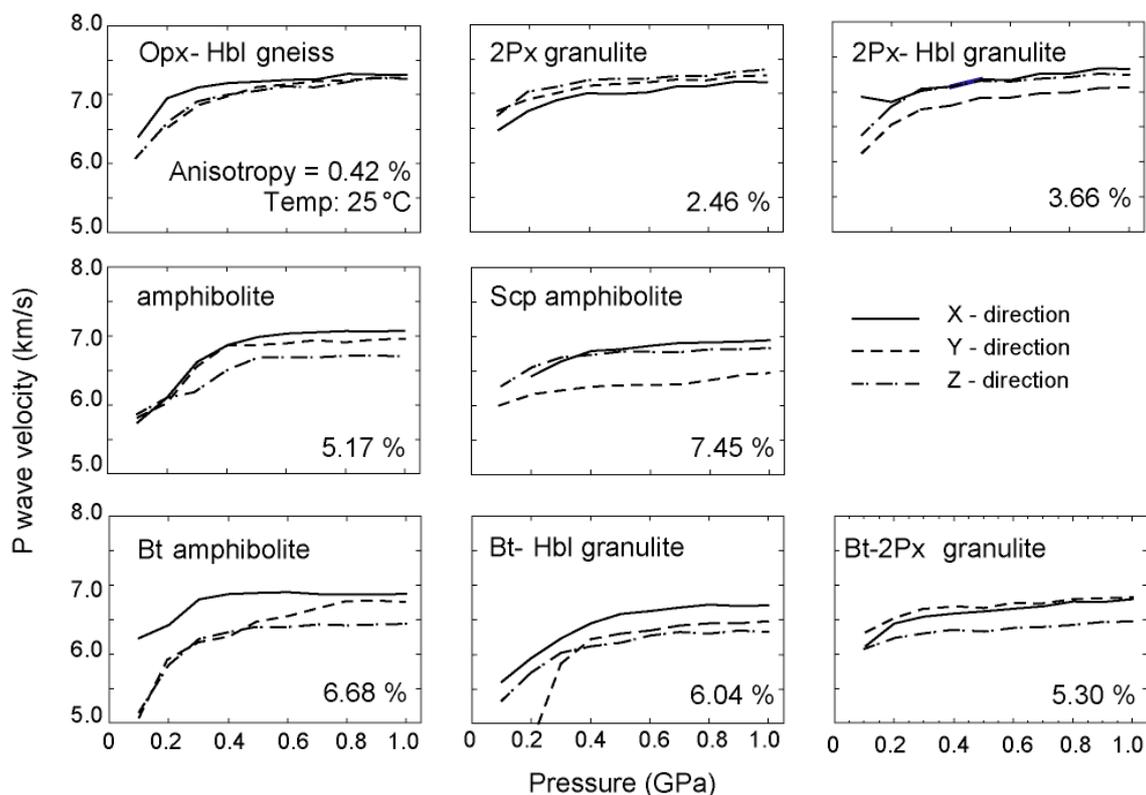


Fig. 5-6 圧力の上昇に伴う速度異方性の変化パターンの変化.

数字は 1.0GPa での速度異方性の値を示す. Temp. 25° C

5-2-1 理論計算法の評価

理論計算は 4-5 節で述べたように Mainprice (1990)に基づくプログラム Anis2k を用い計算を行っている。このプログラムでは Voigt 平均, Reuss 平均, VRH 平均の全ての方法で弾性波速度の計算を行うことが可能である。

本節では Voigt 平均, Reuss 平均, VRH 平均のいずれの計算方法が最も正確な弾性波速度の見積もりを行っているかを確認するために実測値との比較をそれぞれ理論値と測定値の速度の最大値と最小値および速度異方性を用いて行った(Fig.5-7, Table 5-3).

その結果, 最大値, 最小値とも Voigt 平均で求めた理論値が実測値とよい相関を持っていることが明らかになった。また速度異方性でも Voigt 平均が実測値とよい相関を示した。これは Crosson and Lin (1971)の報告と一致する。

従って本研究ではこれ以降 Voigt 平均で求めた理論値を用いて議論を行う。

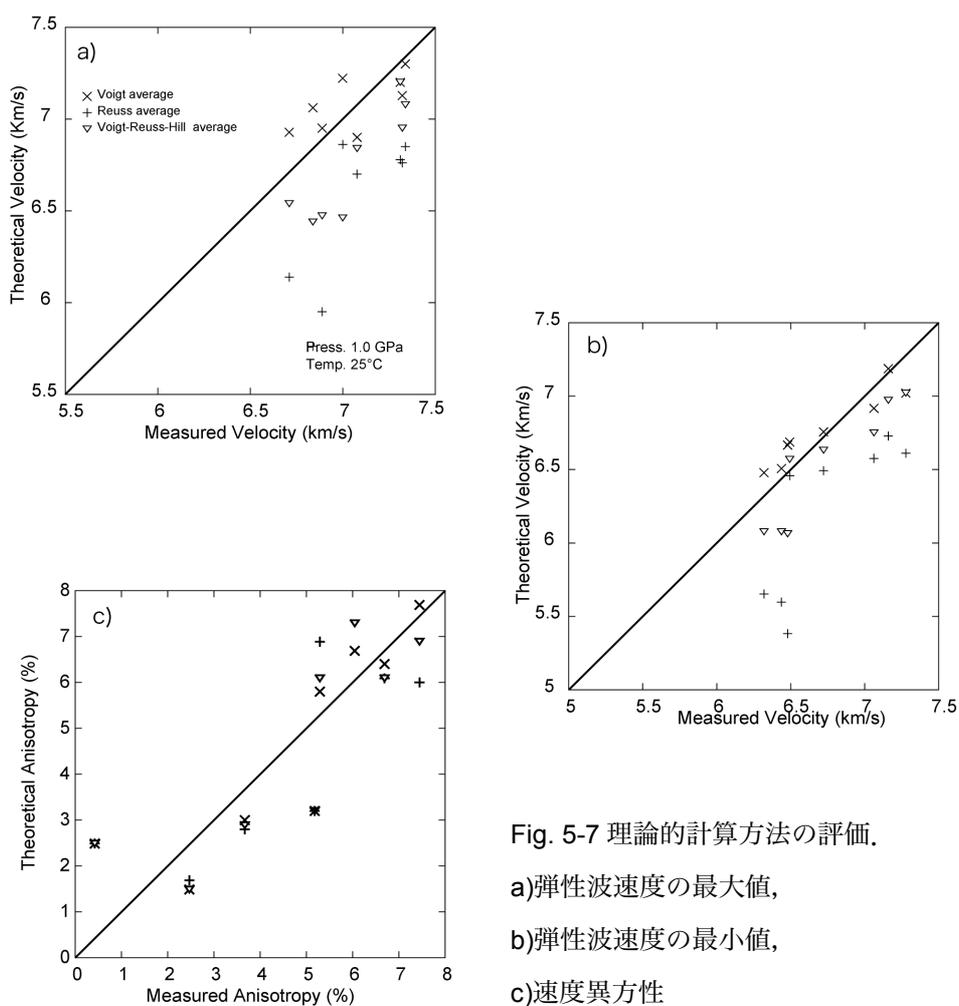


Fig. 5-7 理論的計算方法の評価。

a)弾性波速度の最大値,

b)弾性波速度の最小値,

c)速度異方性

Table 5-3a Theoretical max Velocity and Measured Max velocity (km/s)

sample	measured	Voigt average	Reuss average	VRH average	Error Voigt	Error Reuss	Error VRH
amphibolite	7.08	6.90	6.70	6.84	0.18	0.38	0.24
Bt amphibolite	6.89	6.95	5.95	6.47	-0.06	0.94	0.42
Bt-Hbl granulite	6.71	6.93	6.14	6.54	-0.22	0.57	0.17
Scp amphibolite	7.00	7.22	6.86	6.46	-0.22	0.14	0.54
Opx-Hbl granulite	7.31	7.20	6.78	7.20	0.11	0.53	0.11
Bt-2Px granulite	6.84	7.06	5.76	6.44	-0.22	1.08	0.40
2Px granulite	7.34	7.30	6.85	7.08	0.04	0.49	0.26
2Px-Hbl granulite	7.32	7.13	6.76	6.95	0.19	0.56	0.37
STD					0.18	0.30	0.14

Table 5-3b Theoretical Min Velocity and Measured Min velocity (km/s)

sample	measured	Voigt average	Reuss average	VRH average	Error Voigt	Error Reuss	Error VRH
amphibolite	7.08	6.76	6.49	6.63	0.32	0.59	0.45
Bt amphibolite	6.89	6.51	5.6	6.08	0.38	1.29	0.81
Bt-Hbl granulite	6.71	6.48	5.65	6.08	0.23	1.06	0.63
Scp amphibolite	7.00	6.69	6.46	6.57	0.31	0.54	0.43
Opx-Hbl granulite	7.31	7.02	6.61	7.02	0.29	0.70	0.29
Bt-2Px granulite	6.84	6.67	5.38	6.06	0.17	1.46	0.78
2Px granulite	7.34	7.19	6.73	6.97	0.15	0.61	0.37
2Px-Hbl granulite	7.32	6.92	6.58	6.75	0.40	0.74	0.57
STD					0.09	0.35	0.19

Table 5-3c Theoretical anisotropy and Measured anisotropy (%)

sample	measured (%)	Voigt average	Reuss average	VRH average	Error Voigt	Error Reuss	Error VRH
amphibolite	5.17	3.20	3.20	3.20	1.97	1.97	1.97
Bt amphibolite	6.68	6.40	6.10	6.10	0.28	0.58	0.58
Bt-Hbl granulite	6.04	6.70	8.30	7.30	-0.66	-2.26	-1.26
Scp amphibolite	7.45	7.70	6.00	6.90	-0.25	1.45	0.55
Opx-Hbl granulite	0.42	2.50	2.50	2.50	-2.08	-2.08	-2.08
Bt-2Px granulite	5.3	5.80	6.90	6.10	-0.50	-1.60	-0.80
2Px granulite	2.46	1.50	1.70	1.50	0.96	0.76	0.96
2Px-Hbl granulite	3.66	3.00	2.80	2.90	0.66	0.86	0.76
STD					1.22	1.67	1.34

5-2-2 実測値と理論値の比較

造岩鉱物の LPO が岩石の弾性波速度異方性に与える影響を評価するために測定結果と理論計算結果及びそれぞれの鉱物の LPO パターンの比較を行った。

角閃岩(sp. 81T126; Fig. 5-8a)

Voigt 法により計算された弾性波速度パターンと実測値のパターンは片理面に垂直な方向に遅くなっていくパターンを示し、試料座標系の Y 軸方向で中間の値を示す点などで一致している。またそれぞれの試料座標系における弾性波速度の値も比較的類似した値を示す。しかし、速度異方性は 2%程度の誤差が生じている。

これらの異方性パターンと角閃石の LPO パターンと比較すると角閃石の最も速度の速い c 軸が試料座標系の X 軸方向へ最も遅い(100)軸が Z 軸方向は集中している。

従って角閃石の LPO パターンが弾性波速度異方性を規定している事が分かる。

黒雲母角閃岩(sp. 81020906b; Fig. 5-8b)

黒雲母角閃岩の弾性波速度の異方性パターンは実測値および理論値とも片理面に垂直な方向に速度異方性が強いパターンを示しており、弾性波速度異方性の値も実測値で 6.68%、理論値で 6.4%とよい相関を示す。

角閃石と黒雲母の LPO パターンと異方性パターンを比較すると、角閃石の最も遅い(100)軸と黒雲母の最も遅い(001)軸がともに試料座標系の Z 軸方向に強い集中を示し、角閃石の最も速い c 軸が X 軸方向に強く、中間の値を示す(010)軸が Y 軸方向に弱くそれぞれ集中しており速度異方性パターンとよい相関を示している。この岩石の場合、Y 軸方向に中間値がくことから角閃石の効果が黒雲母の効果より強いことが分かる。従ってこの岩石では角閃石と LPO パターンが速度異方性を決定している。

黒雲母-角閃石グラニュライト (sp.82IH02; Fig. 5-8c)

黒雲母角閃石グラニュライトの異方性パターンも黒雲母角閃岩と同様に片理面に垂直な方向に小さくなってゆくパターンを示す。速度異方性の値も実測値で 6.04%、測定値で 6.70 %とほぼ一致している。角閃石、黒雲母の LPO パターンと異方性パターンを比較すると、角閃石の LPO パターンがそれほど明確でないのに対し黒雲母の LPO パターンが非常に強いことが分かる。このことは異方性パターンにも大きな影響を与えている。角閃石の(001)軸が X 軸方向へ強い集中を示さず、ガードル状に分布しているため、片理面ないでの速度異方性が小さくなっていることが分かる。本研究ではこの岩石の弾性波速度異方性は黒雲母によって決定されていると結論づける。

含スカポライト角閃岩 (sp. 80D15; Fig. 5-8d)

含スカポライト角閃岩の異方性パターンは測定値、理論値とも片理面内での異方性が強いパターンを示し、速度の速い順番は $X > Z > Y$ となっている。ただし実測値では Y 軸と Z 軸の間に 0.4km/s 近い速度差が測定されたが理論値ではそれほど大きな速度差は見られない。速度異方性の値はそれぞれ 7.45%、7.70%と類似した値を示す。また角閃石の LPO パターンと速度異方性パターンを比較すると角閃石の c 軸が試料座標系の X 軸方向に強い集中をしているため X 軸方向 (線構造方向) が大きな値を示している。また角閃石の(100)軸が Y-Z 面内でガードル状に分布し、Y 軸付近にやや強い集中を示している。このような角閃石の(100)軸の分布パターンが Y-Z 面内に速度差がほとんど見られない速度異方性パターンを作っている事が分かる。

斜方輝石-角閃石片麻岩 (sp. RK-131-05; Fig. 5-8e)

この岩石の弾性波速度異方性パターンは実測値と理論値では異なっている。

実測値では速度異方性が 0.42%とほとんど確認されていないにもかかわらず理論値では5%程度の速度異方性を示している。

角閃石、斜方輝石の LPO パターンと異方性パターンを比較すると、角閃石の(100)軸、c 軸はそれぞれ試料座標系の Z 軸、X 軸方向へ集中を示している。一方、斜方輝石の明瞭な LPO パターンを示していない。従って角閃石の LPO パターンによって測定値の異方性パターンも決定されると予測できるが、速度異方性は観察されなかった。

しかし、理論的に予測された異方性も 2.5% と小さい値を示す。斜方輝石の最も速い軸である a 軸が X-Z 面内でガードル状に分布し、Z 軸付近で弱い集中を示している。斜方輝石の最も速い a 軸が角閃石の最も遅い(100)軸とほぼ同じ方向に集中しているためそれぞれの鉱物の効果を相殺しあい、結果的に岩石全体の速度異方性としては小さな値となったかもしれない。

黒雲母-両輝石グラニュライト

黒雲母-両輝石グラニュライトの速度異方性パターンは測定値、理論値とも片理面に垂直な方向に異方性の強いパターンを示し、速度の最大値が Y 軸方向となるパターンを示す。速度異方性の値も実測値で 5.30%、理論値で 5.80%と類似した値を示す。

斜方輝石の LPO パターンは最も速度の大きい a 軸が Y 軸方向、最も速度の遅い b 軸が Z 軸付近に集中を示す。単斜輝石は明瞭な LPO パターンを示さないが、黒雲母の(001)軸は Z 軸方向に強い集中を示す。従ってこの岩石の速度異方性は斜方輝石と黒雲母の LPO パターンによって決定されている事が明らかである。

両輝石グラニュライト

両輝石グラニュライトは明瞭な異方性パターンを示さない。測定値では 2.46%、理論値では

1.50%の速度異方性を示す。理論値の異方性パターンではY軸方向の速度が最小となっている。これは斜方輝石の最も遅いb軸がY軸方向へ集中するLPOパターンを示すためであると考えられる。

両輝石-角閃石グラニュライト

両輝石-角閃石グラニュライトの異方性パターンは実測値では $X>Z>Y$ というパターンを取るが理論値では線構造方向が速く片理面に垂直な方向が遅いパターンを取る。

速度異方性の値は測定値で3.66%、理論値で3.00%となる。

角閃石のLPOパターンは(100)軸が試料座標系のZ軸方向へ集中を示し、c軸が片理面内でガードル状の分布をしている。また斜方輝石のLPOパターンは最も速いa軸がY軸方向、最も遅いb軸がX軸方向へ弱い集中を示し、角閃石のc軸の集中の効果を斜方輝石のb軸の集中によって弱めていることが推測できる。

これらの結果から塩基性高度変成岩の弾性波速度異方性に影響を与える鉱物は角閃石と黒雲母であることが分かる。特に角閃石のc軸と黒雲母の(001)軸のLPOパターンが大きな影響を与えていることが分かる。また角閃石は(100)のLPOパターンも重要である。角閃岩の含スカポライト角閃岩の異方性パターンは(100)軸の集中方向に影響を強く受けて異なっている。

また本研究で用いた岩石では角閃石と黒雲母は相互に異方性を強め合う関係にあった。含スカポライト角閃岩のぞぎ、角閃石の最も遅いa軸は試料座標系のZ軸方向、最も速いc軸はX軸方向へ配列している。一方、黒雲母の最も遅い(001)も試料座標系のZ軸方向へ集中を示す。これは角閃石の(100)と黒雲母の(001)が同時に試料座標系のZ軸方向の速度低下を起していることを意味している。

また、斜方輝石を含む岩石の速度異方性は角閃石、黒雲母を多く含む岩石の速度異方性と比較して小さくなっていることが確認された。これは斜方輝石の単結晶としての速度異方性は角閃石、黒雲母などと比較して小さいためで、両輝石グラニュライトの速度異方性が測定値、理論値とも小さな値を示す。

しかし、斜方輝石-角閃石片麻岩や両輝石-角閃石グラニュライトは角閃石が明瞭なLPOパターンを取っているにもかかわらず速度異方性は小さな値を示す。これは斜方輝石のb軸が角閃石のc軸の効果を打ち消している可能性が大きい。

一方、黒雲母-両輝石グラニュライトは斜方輝石を含んでいるが大きな速度異方性を示す。これは黒雲母の(001)方向の速度異方性が大きな値であると思われる。また斜方輝石の最も遅いb軸がZ軸方向へ集中を示し、黒雲母の(001)の効果を強めている。

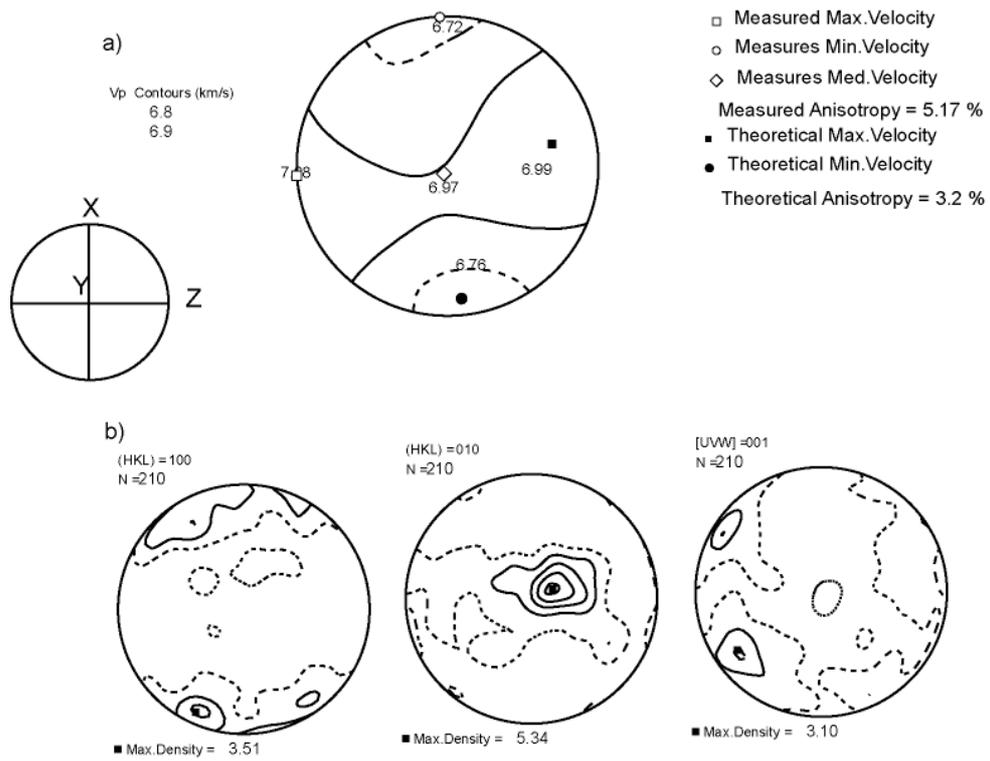


Fig. 5-8a 角閃岩 (sp.81T126)の弾性波速度異方性と構成鉱物のLPOパターンとの比較
 a) Voigt平均で求めた弾性波速度パターン上に実際に測定した弾性波速度をプロットしてある.
 b) 角閃岩中の角閃石のLPOパターン. X-Z面に投影

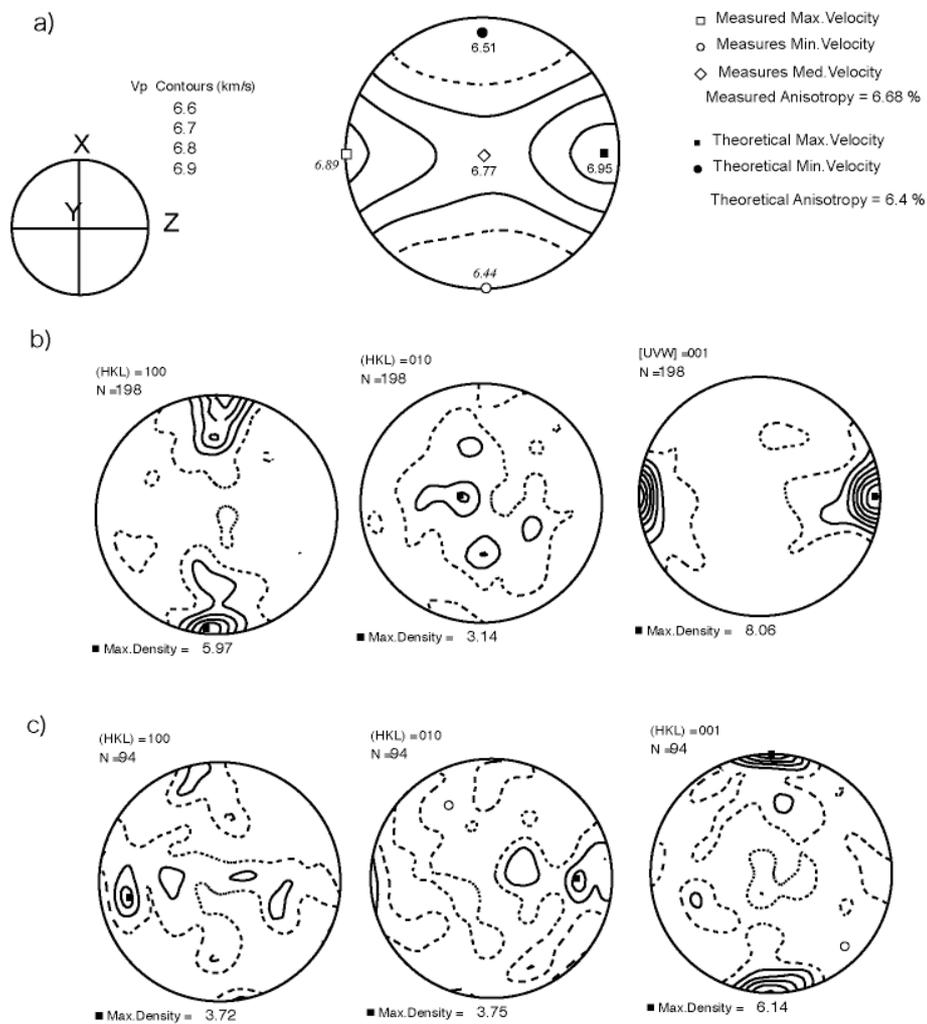


Fig. 5-8b 黒雲母角閃岩 (sp.82010906b)の弾性波速度異方性と構成鉱物のLPOパターンとの比較
 a) Voigt平均で求めた弾性波速度パターン上に実際に測定した弾性波速度をプロットしてある。
 b) 角閃石のLPOパターン, c) 黒雲母のLPOパターン, X-Z面に投影

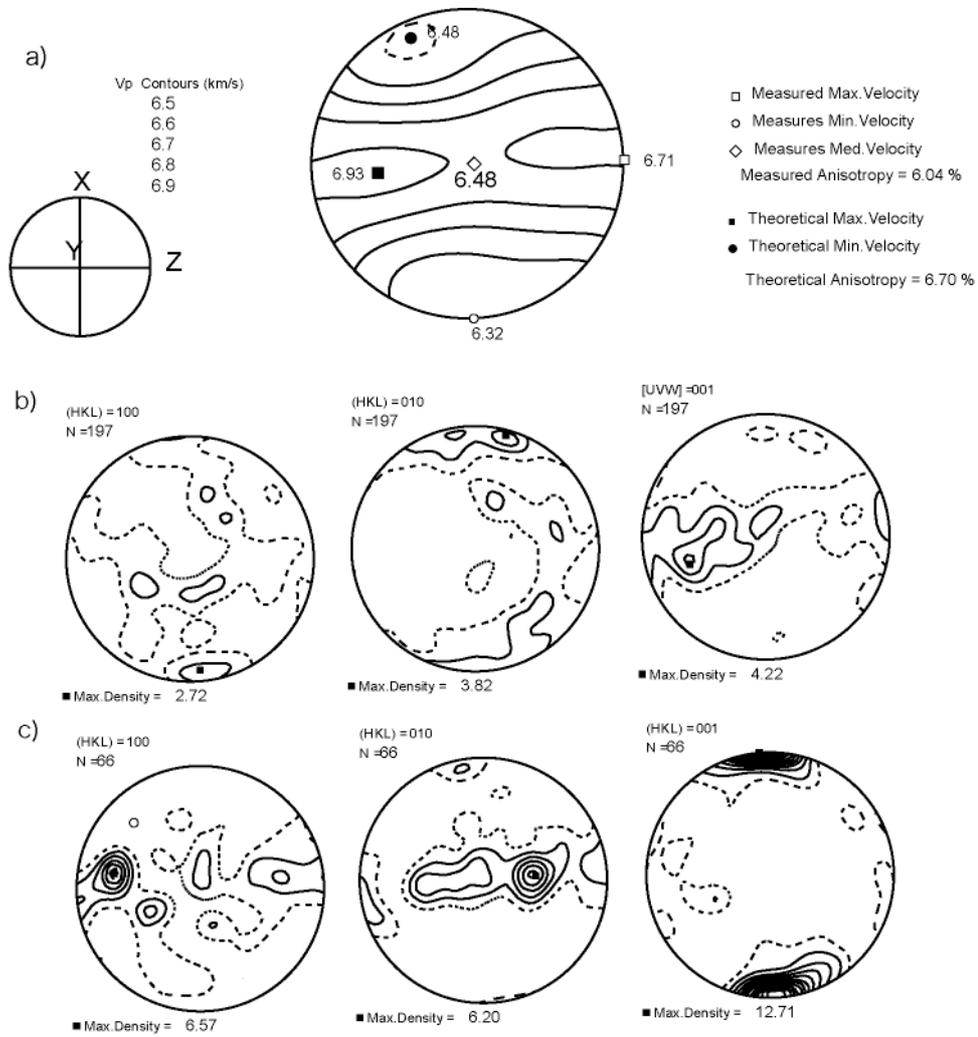


Fig. 5-8c 黒雲母-角閃石グラニュライト (sp.82IH01)の弾性波速度異方性と構成鉱物のLPOパターンとの比較

a) Voigt平均で求めた弾性波速度パターン上に実際に測定した弾性波速度をプロットしてある.
 b) 角閃石のLPOパターン, c) 黒雲母のLPOパターン. X-Z面に投影

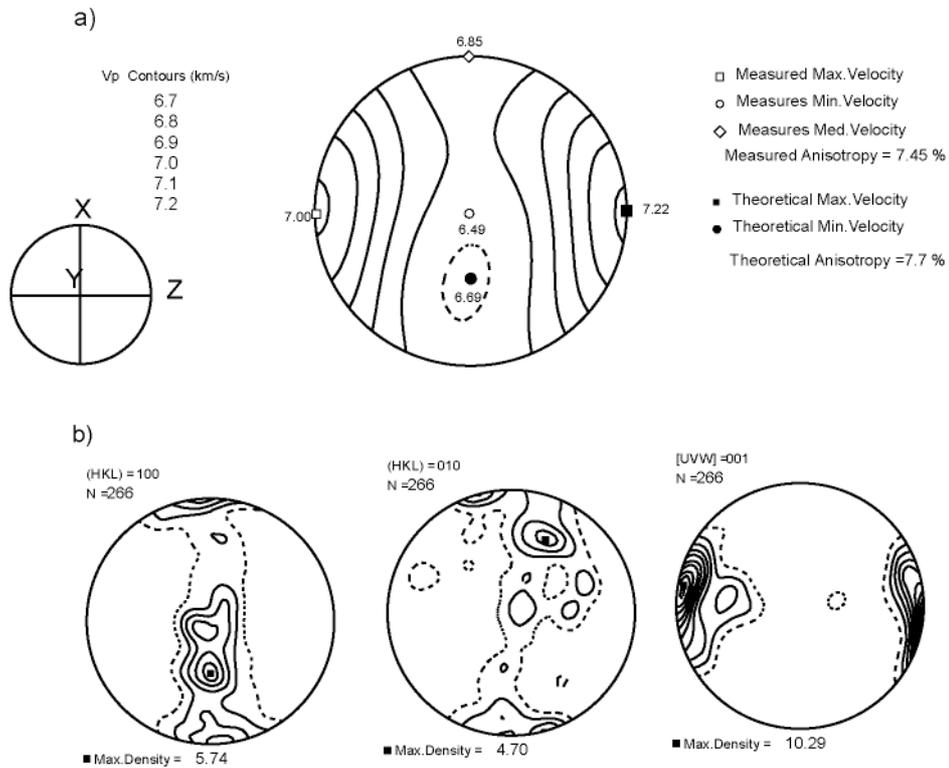


Fig. 5-8d Scp角閃岩 (sp.80D15)の弾性波速度異方性と構成鉱物のLPOパターンとの比較
a) Voigt平均で求めた弾性波速度パターン上に実際に測定した弾性波速度をプロットしてある.
b) 角閃石のLPOパターン. X-Z面に投影

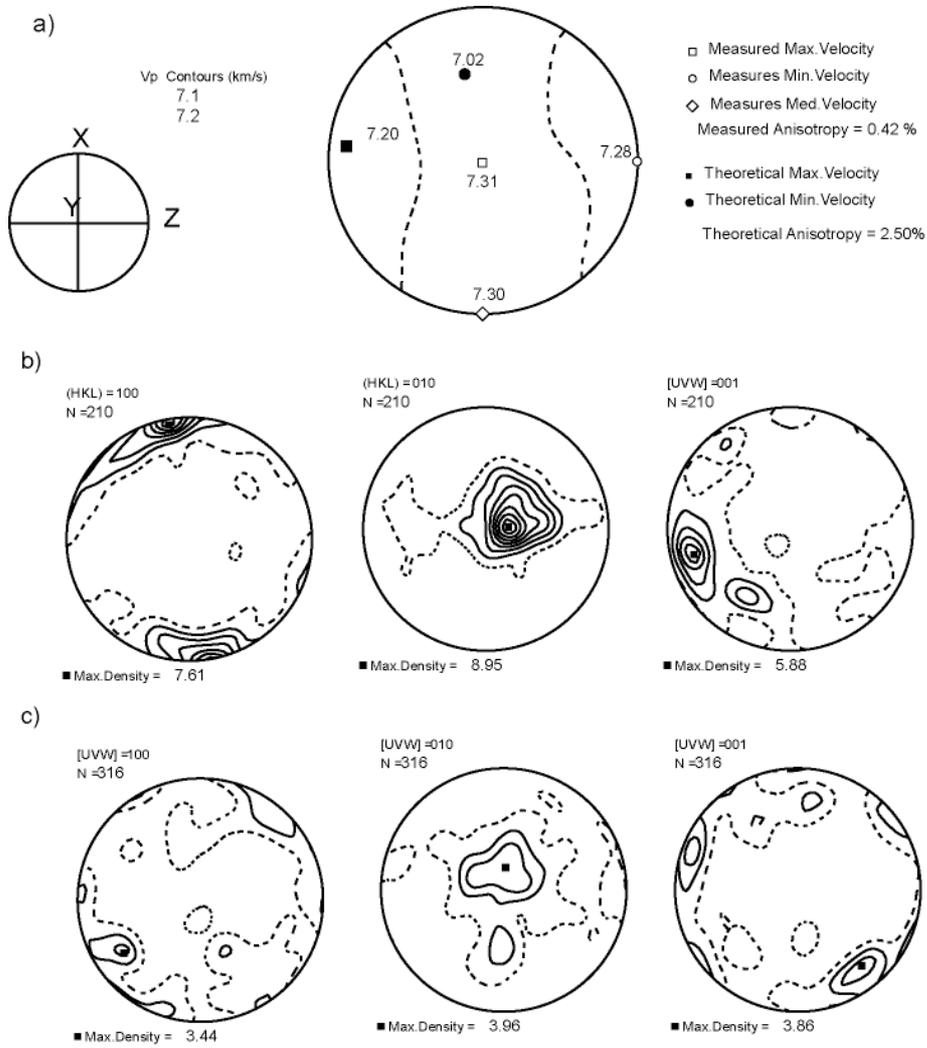


Fig. 5-8e 斜方輝石-角閃石片麻岩 (sp.RK-131-05)の弾性波速度異方性と構成鉱物のLPOパターンとの比較

a) Voigt平均で求めた弾性波速度パターン上に実際に測定した弾性波速度をプロットしてある.
 b) 角閃石のLPOパターン, c) 斜方輝石のLPOパターン. X-Z面に投影

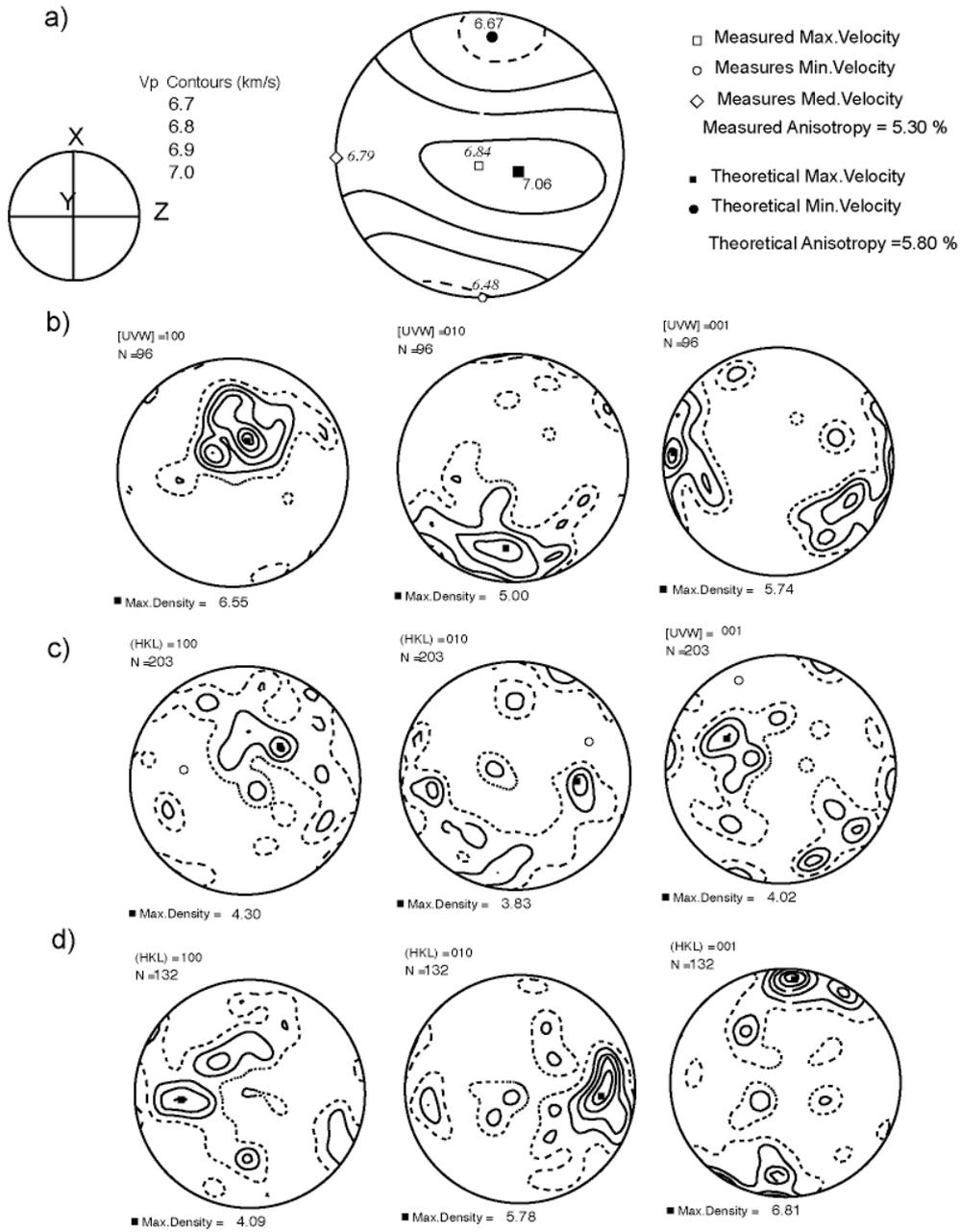


Fig. 5-8f 黒雲母-両輝石グラニュライト (sp.SN-120-11)の弾性波速度異方性と構成鉱物のLPOパターンとの比較

a) Voigt平均で求めた弾性波速度パターン上に実際に測定した弾性波速度をプロットしてある。
 b) 斜方輝石のLPOパターン, c) 単斜輝石のLPOパターン, d) 黒雲母のLPOパターン. X-Z面に投影

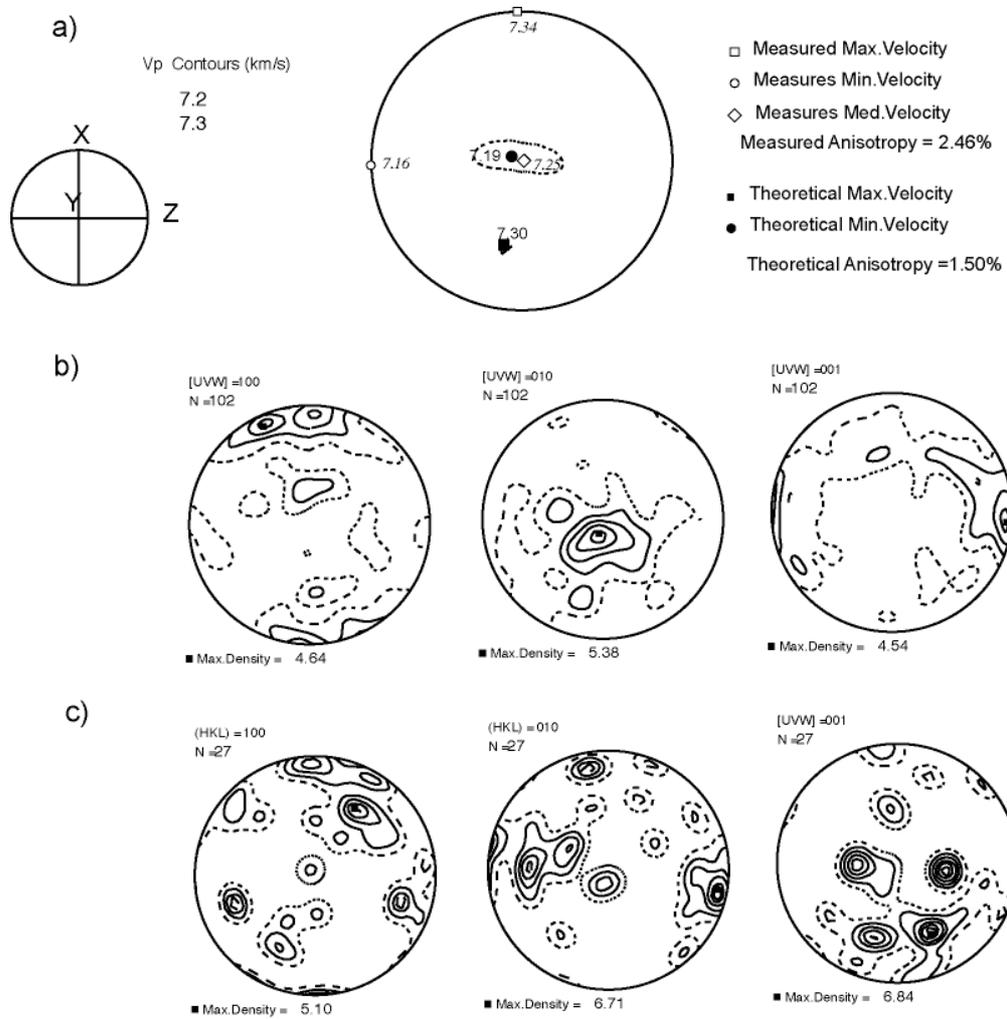


Fig. 5-8g 両輝石グラニュライト (sp.LH-131-28)の弾性波速度異方性と構成鉱物のLPOパターンとの比較

a) Voigt平均で求めた弾性波速度パターン上に実際に測定した弾性波速度をプロットしてある。
 b) 斜方輝石のLPOパターン, c) 単斜輝石のLPOパターン, X-Z面に投影

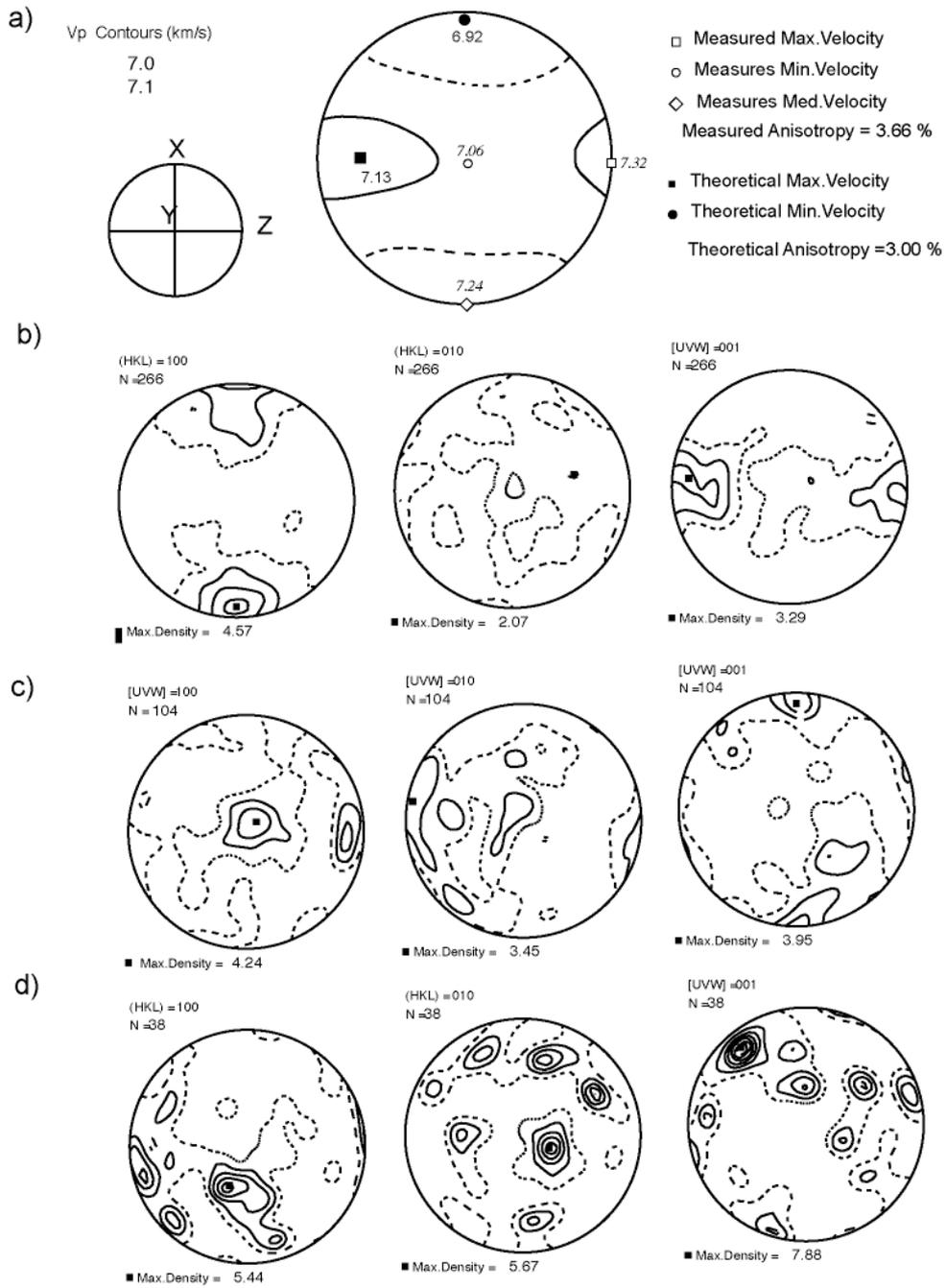


Fig. 5-8h 両輝石-角閃石グラニュライト (sp.80S5)の弾性波速度異方性と構成鉱物のLPOパターンとの比較

a) Voigt平均で求めた弾性波速度パターン上に実際に測定した弾性波速度をプロットしてある。
b)角閃石のLPOパターン, c) 斜方輝石のLPOパターン, d) 単斜輝石のLPOパターン, X-Z面に投影

5-2-3 速度異方性と LPO の定量的な関係

前項でそれぞれの岩石の理論的弾性波速度と各造岩鉱物の LPO パターンの比較を行った。その結果、角閃石と黒雲母の LPO パターンが岩石の弾性波速度異方性に大きな影響を与えていることが分かった。この結果はこれまでの LPO パターンに基づく弾性波速度異方性の研究の結果と調和的である (e.g. Barroul and Kern, 1996; Takanashi et al., 2001)。

ここでは角閃石、黒雲母に加え長期石グラニュライトの斜方輝石がそれぞれの岩石の速度異方性に最も強い影響を与えている鉱物(effective mineral: em)とし、これらの鉱物のファブリック強度を示す J-index を用い、岩石の速度異方性の定量的な評価をおこなった (それぞれの鉱物の J-index は Table 4-2 を参照)。

その結果、em の J-index と弾性波速度異方性の間には正の相関があることが明らかになった(Fig. 5-9)。このとき速度異方性 y は J-index: x との間に $y=0.13+0.7x$ ($R=0.62$)で表される。

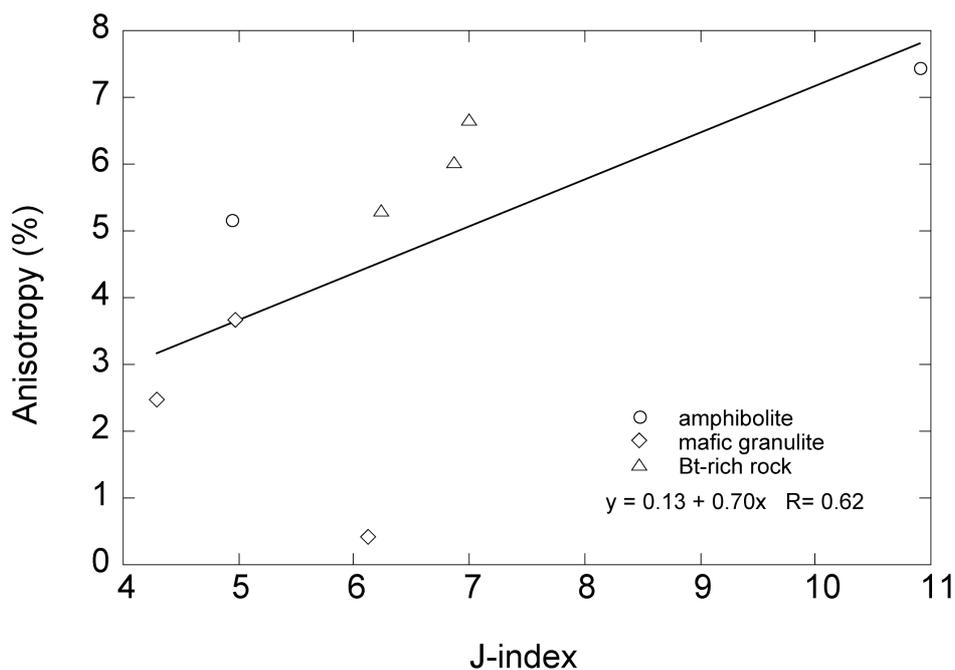


Fig.5-9 弾性波速度異方性と em の J-index の関係

em:最も強い影響を与えている鉱物

5-3 弾性波速度・速度異方性と鉱物組み合わせの関係

本研究では東南極リュツォ・ホルム岩体の塩基性岩の弾性波速度は鉱物組み合わせに強く影響を受け、速度異方性は構成鉱物のファブリック強度と正の相関があることが明らかになった。

次に鉱物組み合わせによって決定される弾性波速度と、構成鉱物の LPO によって支配されている弾性波速度異方性の相互関係を評価し、塩基性岩の弾性波速度を決定する最も主要な要因を明らかにする。

塩基性グラニュライトの弾性波速度異方性の値は<4%であるの対し、角閃岩の場合、異方性は 5-7.5%の弾性波速度異方性を示す。また黒雲母を含む岩石の速度異方性は 6%程度のである。また弾性波速度の平均値は塩基性グラニュライトで 7.2 km/s を超え、角閃岩は 6.8- 7.1 km/s 程度、黒雲母に富む岩石は 6.5-6.7km/s 程度である。その結果、異方性の効果を考慮しても角閃岩の弾性波速度は 7.1 km/s を超えず、塩基性グラニュライトの速度と重ならない事が明らかになった (Fig. 5-10)。

また角閃岩と塩基性グラニュライトの音響的インピーダンスも重ならない。この結果は角閃岩、黒雲母に富む岩石と塩基性グラニュライトは地震波速度的に大きく異なった特徴を持っていることを意味している。

この結果から東南極リュツォ・ホルム岩体の塩基性高度変成岩の弾性波速度は鉱物組み合わせの影響を最も強く受けていることが明らかになった。

塩基性岩の化学組成を持つ岩石の弾性波速度は鉱物組み合わせに基づき取りうる弾性波速度の範囲が決定し、LPO パターンと構成鉱物の速度異方性に基づいた、岩石全体の弾性波速度異方性を獲得すると推測できる。

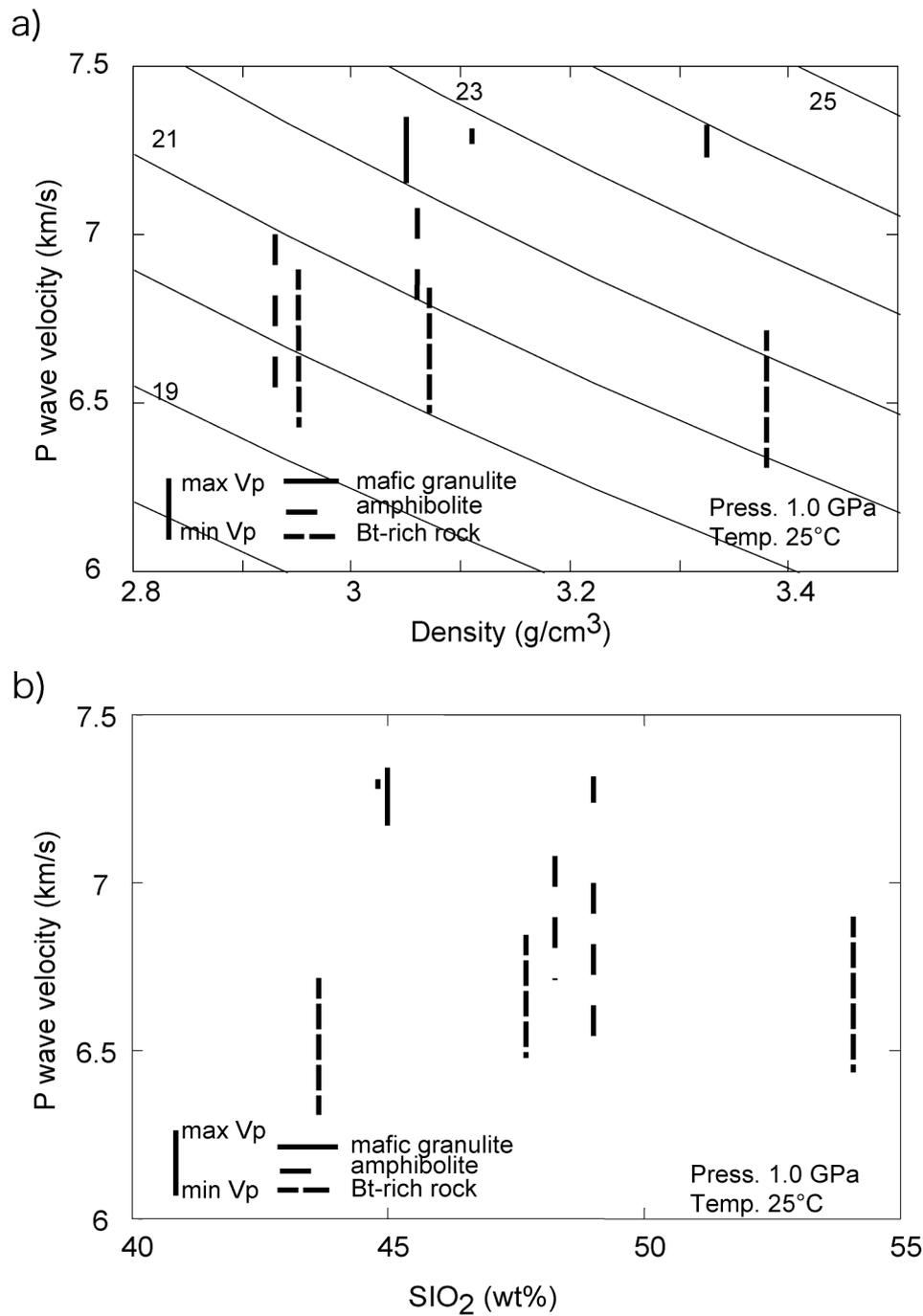


Fig. 5-10 弾性波速度異方性と鉱物組み合わせの影響
 速度異方性を考慮しても角閃岩や黒雲母に富む岩石の弾性波速度は
 塩基性グラニュライトの速度を越えない事が分かる。
 a)密度との比較, b)SiO₂含有量との比較

5-4 リュツォ・ホルム岩体の変成作用・地質構造と弾性波速度

本研究で得られた結果が持つ地質学な意義を検討するため、リュツォ・ホルム岩体の変成温度の構造と岩石の弾性波速度及び速度異方性の関係を Fig5-11 に示す。黒雲母はリュツォ・ホルム岩体では普遍的に産出する鉱物であるため (Motoyoshi, 1986), 議論を簡単にするために黒雲母に富む岩石は図中から取り除いている。

その結果、リュツォ・ホルム岩体の塩基性高度変成岩の弾性波速度に地域的な差があることが明らかになった。

塩基性グラニュライトはすべてグラニュライト相地域に対応する。一方、斜方輝石と黒雲母に乏しい岩石は含スカポライト角閃岩(sp. 80D15)が角閃岩相に角閃岩 (sp. 81T126)が漸移帯に位置する。

すでに述べた岩石の弾性波速度と速度異方性の鉱物組み合わせによる特徴の違いはリュツォ・ホルム岩体の変成分帯と一致している。

ただし異方性測定を行っていない角閃石片麻岩 (オングル島) と両輝石角閃岩 (Strandnibba) の場合、グラニュライト帯に位置するが弾性波速度的には角閃岩と同様の速度を示す。これらの試料の鉱物組み合わせが塩基性の角閃岩相変成岩の特徴を示し、両輝石角閃岩の場合、黒雲母が10%程含まれているためであると考えられる。

これは変成作用による鉱物組み合わせの変化が岩石の弾性波速度と速度異方性に影響を与えているという前節での結論を支持する。

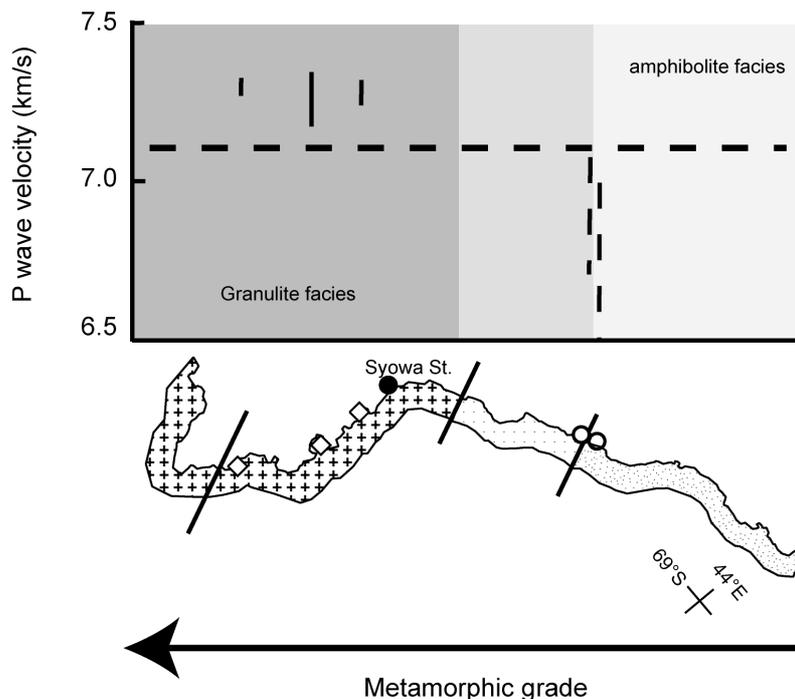


Fig.5-11 東南極リュツォ・ホルム岩体の地質構造と弾性波速度, 速度異方性の関係

6 章 結論

本研究ではピストンシリンダー型高圧発生装置を用いた岩石の 3 方向同時弾性波速度測定システム（異方性測定システム）を開発し、東南極リュツォ・ホルム岩体の塩基性高度変成岩の弾性波速度と速度異方性の測定を行った。また、岩石の密度、全岩化学組成、モード比、鉱物の化学組成の測定や構成鉱物の LPO(lattice preferred orientation)パターンの測定を行い、弾性波速度、速度異方性との比較を行った。

その結果、以下のことが明らかになった。

1. 異方性測定システムは従来型の弾性波速度測定に改良を加えて実用化に成功した。異方性測定システムと従来型システムの測定誤差は 2%以下であり、弾性波速度伝搬時間の読みとり誤差(<2.5%)と同程度の誤差範囲内である。従ってこのシステムは実用に耐えうるシステムといえる。
2. 塩基性岩の弾性波速度の相違は岩石の全岩化学組成や密度よりも斜方輝石や黒雲母の量比によってより合理的に説明ができる。本研究では斜方輝石と弾性波速度の間に正の相関関係が、黒雲母と弾性波速度の間には負の相関が確認された。
3. 斜長石、角閃石、斜方輝石、単斜輝石および黒雲母の格子定向配列 (LPO)の測定結果から、角閃石と黒雲母は明瞭な LPO パターンを示し、弾性波速度異方性に強い影響を与えていることが分かった。一方、斜方輝石を含む岩石の弾性波速度異方性と造岩鉱物の LPO パターンの間に関連性は見いだされなかった。
4. 角閃石、黒雲母の LPO パターンの強さ (fabric intensity; J-index) と弾性波速度異方性の間に正の相関があることが分かった。J-index と速度異方性の関係はマントル岩では明らかにされていたが、地殻を構成する岩石では本研究がはじめて明らかにした。
5. LPO パターンと鉱物の弾性定数に基づく弾性波速度計算結果は高圧条件下での測定結果とよい相関を示した。これは実際に高温高圧条件下における弾性波速度測定実験を行わなくても、LPO データと鉱物の物理定数に基づき理論的に弾性波速度と速度異方性を得られることを意味する。

6. 塩基性グラニュライトと角閃岩および黒雲母に富む岩石の弾性波速度は大きく異なり、それぞれの岩石の速度異方性を考慮しても塩基性グラニュライトと角閃岩の速度は大きく異なることが確認された。この結果は岩石の弾性波速度に最も大きな影響を与える要因は鉱物組み合わせであることを示している。このような鉱物組み合わせの違いは変成条件の違いに起因しており、特に塩基性高度変成岩では変成作用が岩石の弾性波速度に大きな影響を与えている事を示唆している。このことは、変成条件の違いが地震学的な境界になっている可能性がある事を意味している。

謝辞

白石和行教授には本学入学以来、本論文作成に至るまで、多大なるご指導を頂きました。ここに心より深く感謝いたします。

国立極地研究所本吉洋一教授には、岩石試料の提供や文献収集等、多くのご意見やご助言を頂きました。外田智干博士には岩石試料の処理法と分析方法のご指導や多く助言を頂き、議論をして頂きました。

おなじく国立極地研究所の渋谷和雄教授には研究全般に関する多くのご意見をいただき、議論をして頂きました。

横浜国立大学の有馬 眞教授、石川正弘博士には卒業研究以来、ご指導を承り、また弾性波速度測定実験の為に多大なる協力とご意見を頂きました。

千葉大学の金川久一博士には EBSD を用いた LPO 測定のために装置を使わせていただき様々にご助力とご意見を頂きました。

また、千葉大学の廣井美邦教授、愛媛大学の川嵯智佑教授、高知大学の石塚英男教授、国立極地研究所の野木義史博士、金尾政紀博士、三浦秀樹博士、馬場壮太郎博士 (現 琉球大学)、臼杵 直博士 (現 中央研究院地球科学研究所 台北)、鈴木里子博士 (現 横浜国立大学)、山崎 雅博士、防災科学技術研究所の久保篤規博士の皆様には様々な議論をして頂き、ご意見、ご支援を頂きました。

横浜国立大学の有馬研究室、石川研究室、千葉大学の岩石鉱物研究室および構造研究室の学生諸氏には弾性波速度測定実験や LPO 測定の際に様々な協力をして頂きました。

日本南極地域観測隊に参加された多くの地学隊員の皆様の採取された膨大な岩石試料から実験試料を頂きました。

国立極地研究所の瀬野公子氏には、研究生活全般に渡る環境整備やご助力を頂きました。上記の皆様には心から感謝申し上げます。

また、私の研究は国立極地研究所や新産業開発機構(NEDO)、日本学術振興会による資金面でのサポートを受けました。ここに感謝します。

参考文献

- Alexandrov, S.K. and Ryzhova, V.T., 1961a. The elastic properties of rock forming minerals, pyroxene and Amphibole, *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. Engl. Transl.*, 9, 1165-1168.
- Alexandrov, S.K. and Ryzhova, V.T., 1961b. Elastic properties of rock forming minerals, II. Layered silicates, *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. Engl. Transl.*, 12, 871-875.
- Barruol, G and Mainprice, D., 1993. 3-D seismic velocities calculated from lattice-preferred orientation and reflectivity of a lower crustal section: examples of the Val Sesia section (Ivrea zone, northern Italy). *Geophys. J. Int.*, 115, 1169-1188.
- Barruol, G. and Kern, H., 1996. Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from Ivrea Zone - experimental and calculated data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 95, 175-194.
- Birch, F., 1960. The velocity of compressional wave in rocks to 10 kilobars, Part 1. *J. Geophys. Res.*, 65, 1083-1102.
- Birch, F., 1961. The velocity of Compressional wave in rocks to 10 kilobars, Part 2. *J. Geophys. Res.*, 66, 2199-2224.
- Burke, M.M. and Fountain, M.D., 1990. Seismic properties of rocks from an exposure of extended continental crust - new laboratory measurements from the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, 182, 119-146.
- Bunge, H.J., 1982. *Texture analysis in Materials Science*. Butterworths, London, 593.
- Christensen, N.I., 1965. Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 70, 6147-6164.
- Christensen, N.I., 1966. Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 71, 3549-3556.
- Christensen, N.I., 1984. The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonites. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 89-111
- Christensen, N.I. and Fountain, M.D., 1975. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. *Geological Society of America Bulletin*. 227-236.
- Christensen, N. I., and Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, 100: 9761-9788.
- Crosson, R.S., and Lin, J.W., 1971. Voigt and reuss prediction of anisotropy elasticity of dunite. *J. Geophys. Res.*, 76. 570-578.

- Fountain, M.D., Salisbury, H.M. and Percival, J., 1990. Seismic structure of the continental crust based on rock velocity measurements from the Kapuskasing uplift. *J. G.R.*, 95, 1167-1186.
- Greenhalgh, S.A., Wright, C., Goleby, B. and Soleman, S., 1990. Seismic anisotropy in granulite facies of the arunta block, central Australia. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1513-1516
- Hess, H.H., 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under ocean. *Nature*, 204, 629-631.
- Hiroi, Y., Shiraishi, K., Nakai, Y., Kano, T. and Yoshikura, S., 1983. Geology and petrology of Prince Olav Coast, East Antarctica. In *Antarctic Earth science*, ed., Oliver, R.L., James, P.R. and Cambridge, J.M
- 廣井美邦, 白石和行, 1986. 昭和基地周辺の地質と岩石. 南極の科学, 5 地学. 国立極地研究所, 45-84
- Hiroi, Y., Shiraishi, K. and Motoyoshi, Y., 1991. Late Proterozoic paired metamorphic complexes in East Antarctica, with special reference to the tectonic significance of ultramafic rocks. *Geological Evolution of Antarctica*, ed. by Thomson, M.R.A., Crame, J.A. and Thomson, J.W. Cambridge, Cambridge University Press, 83-87.
- Hurich, A.C., Deemer, J.S. and Indares, A., 2001. Compositional and metamorphic controls on velocity and reflectivity in the continental crust: An example from the Grenville Province of eastern Quebec. *J. Geophys. Res.*, 106, 665-682.
- Ikami, A., Ito, K., Shibuya, K., and Kaminuma, K., 1984. Deep crustal structure along the profile between Syowa and Mizuho stations, East Antarctica, *Mem. Nat. Inst. Polar Res., Ser. C (Earth Sci.)*, 15, 19-28.
- Ito, K. and Tatsumi, Y., 1995. Measurement of elastic wave velocities in granulite and amphibolite having identical H₂O-free bulk compositions up to 850°C at 1GPa. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 255-264.
- Jakobsen, M and Johansen, J. M., 2000. Anisotropic approximations for mudrocks: A seismic laboratory study. *Geophysics*, 65, 1711-1725.
- Ji, S., Wang, Q. and Xia, B., 2003. P-wave velocities of polymineralic rocks: comparison of theory and experiment and test of elastic mixture rules. *Tectonophysics*, 366, 165-185.
- Kanamori, H. and Mizutani, H., 1965. Ultrasonic measurement of elastic constants of rocks under high pressure. *Bullten of the earthquake research institute*, 43, 173-194.
- Kanao, M., 1997. Variations in the crustal structure of the Lützow-holm Bay region, East Antarctica using shear wave velocity. *Tectonophysics*, 270, 43-72.
- 笠原順三, 鈴木 功, 熊沢峰男, 小林洋二, 飯田波事, 1968. Dunite の P 波異方性. *地震*, 21, 222-228.
- Kazansky, V.I., 1992. Deep structure and metallogeny of early proterozoic mobile belts in the light of

- superdeep drilling in Russia, *Precambrian Research*, 58, 289-303.
- Kern, H. and Richter, A., 1981. Temperature Derivatives of Compressional and Shear Wave Velocities in Crustal and Mantle Rocks at 6 kbar Confining Pressure. *J. Geophys.*, 49, 47-56.
- Kern, H., Gao, S., Jin, Z., Popp, T. and Jin, S., 1999. Petrophysical studies on rocks from the Dabie ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic belt, Central China: implications for the composition and delamination of the lower crust. *Tectonophysics*, 301, 191-215.
- Kern, H., Liu, B. and Popp, T., 1997. Relationship between anisotropy of P and S wave velocities and anisotropy of attenuation in serpentinite and amphibolite. *J. Geophys. Res.*, 102, 3051-3065.
- Kitamura, K., Ishikawa, M., Arima, M. and Shiraishi, K., 2001. Laboratory measurements of P-wave velocity of granulites from Lützow-holm Complex, East Antarctica: Preliminary report. *Polar Geoscience*, 14, 180-194.
- 小暮敏博, 立川 統, 2002, 電子線後方散乱回折 (EBSD) の鉱物学への応用, 岩石鉱物科学, 31, 275-282.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- Mainprice, D., 1990. A FORTRAN program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals. *Computer and Geoscience*, 16, 385-393.
- Mainprice, D. and Humbert, M., 1994. Methods of calculating petrophysical properties from lattice preferred orientation data, *Surveys in Geophysics*, 15, 575-592.
- Mainprice, D. and Nicolas, A., 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *Journal of Structural Geology*, 11, 175-189.
- 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.
- Manghnani, H.M, Ramanantoandro, R. and Clark, P.S., Jr., 1974. Compressional and shear wave velocities in granulite facies rocks and eclogites to 10 kbar. *J. G. R.*, 79, 5427-5446.
- Matsushima, S., 1981. Compressional and shear wave velocities of igneous rocks and volcanic glasses to 900°C and 20Kbar. *tectonophysics*, 75, 257-271.
- 都城秋穂, 久城育夫, 1975. 岩石学 II 岩石の性質と分類. 共立全書. p171
- Miyachi, H., H. Murakami, T. Tsutsui, S. Toda, T. Minta and M. Yanagisawa, 2001. A Seismic Refraction Experiment in 2000 on the Mizuho Plateau, East Antarctica (JARE-41) -Outline and observations, *Nankyoku Shiryo (Antarct. Rec., Report)*, 45, 101-147.
- Miyamach, H., Toda, S., Matsushima, T, Takada, M., Watanabe, A., Yamashita, M. and Kanao, M., 2003. Seismic refraction and wide angle reflection exploration by JARE-43 on Mizuho Plateau, East Antarctica. *Polar Geoscience*, 16 1-21.

- Motoyoshi, Y., 1986. Prograde and progressive metamorphism of the granulite facies Lützow-Holm Bay region, East Antarctica. Ph.D Thesis.
- Motoyoshi, Y. and Shiraishi, K., 1995. Quantitative chemical analysis of rocks with X-ray fluorescence analyzer: (1) Major elements. *Nankyoku Shiryo (Antarct. Rec.)*, 39, 40-48.
- Motoyoshi, Y., Ishizuka, H. and Shiraishi, K., 1996. Quantitative chemical analysis of rocks with X-ray fluorescence analyzer: (2) Trace elements. *Nankyoku Shiryo (Antarct. Rec.)*, 40, 53-63.
- Motoyoshi, Y. and Ishikawa, M., 1997. Metamorphic and Structural Evolution of Granulites from Rendvåshetta, Lützow-Holm Bay, East Antarctica. *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, ed. by C. A. Ricci. Siena, Terra Antarctica Publication, 65-72.
- Niesler, H. and Jackson, I., 1989. Pressure derivatives of elastic wave velocities from ultrasonic interferometric measurements on jacketed polycrystals, *J. Acoust. Soc. Am.* 86, 1573-1585.
- Peselnick, L., Nicolas, A. and Stevenson. P.R., 1974. Velocity anisotropy in a Mantle peridotite from the Ivera Zone: application to upper mantle anisotropy, *J. Geophys. Res.*, 79, 1175-1182
- 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., Wheeler, J. and Zetterstrom, L., 1999. The application of electron back scatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 84, 1741-1759.
- Pros, Z., Lokajicek, T., Prikryl, R. and Klima, K., 2003. Direct measurements of 3D elastic anisotropy on rocks from the Ivrea zone (Southern Alps, NW Italy). *Tectonophysics*, 370, 31-47.
- Rudnick, R.L., 1992. Xenoliths-Samples of the lower continental crust. in *Continental Lower Crust*. ed. by Fountain, D.M., Arculus, R. and Kay, R.W. Elsevier., 269-308.
- Rudnick, L.R. and Fountain, M.D., 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, 33, 267-309.
- Ryzhova, T. V., 1964. Elastic properties of plagioclase. *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. Engl. Transl.*, 7, 1049-1051.
- Shiraishi, K., Hiroi, Y., Motoyoshi, Y and Yanai, K., 1987. Plate tectonic development of late proterozoic paired metamorphic complex in Eastern Queen Maud Land, East Antarctica. In *Gondwana six: Structure, Tectonics, and Geophysics*, Geophysical Monograph 40, ed Mckenzy, G.D., AGU, 309-318
- Shiraishi, K., Ellis, J.D., Hiroi, Y., Fanning, M.C., Motoyoshi, Y. and Nakai, Y., 1994. Cambrian Orogenic Belt in East Antarctica and Sri Lanka: Implications for Gondwana Assembly. *Journal of Geology*, 102, 47-65.
- Shiraishi, K., Hokada, T., Fanning, C.M., Misawa, Keiji. and Motoyoshi, Y., 2003. Timing of thermal

- events in eastern Dronning Maud Land, East Antarctica. *Polar Geoscience*, 16, 76-99.
- Siegesmund, S., Takeshita, T. and Kern, H., 1989. Anisotropy of V_p and V_s in an amphibolite of the deeper crust and its relationship to the mineralogical microstructural and textural characteristics of the rock. *Tectonophysics*, 157, 25-38
- Takanashi, M., Nishizawa, O., Kanagawa, K. and Yasunaga, K., 2001. Laboratory measurements of elastic anisotropy parameters for the exposed crustal rocks from the Hidaka Metamorphic Belt, Central Hokkaido, Japan. *Geophys. J. Int.*, 145, 33-47
- Takeshita, T., 1999. Texture development in amphibole: oriented growth versus passive rotation. in *Proceedings of the Twelfth International Conference on Texture of Materials*. 1522-1527.
- Weidner, D.J. and Vaughan, M.T., 1982. Elasticity of pyroxene: effects of composition versus crystal structure. *J. Geophys. Res.*, 87, 9349-9353.
- Woodcock, N.H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1231-1236.
- Yoshimura, Y., Motoyoshi, Y. and Miyamoto, T., 2003. Sapphirine-garnet-orthopyroxene Granulite from Rundvågshetta in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica. *The 23rd Symposium on Antarctic Geosciences Program and Abstracts*. 74.