

マイロナイト化に伴う岩石の P 波速度異方性の変化 — 畑川破碎帯マイロナイトについて —

松澤進一*・西澤 修**・金川久一***・伊藤谷生***

MATSUZAWA Shin-ichi, NISHIZAWA Osamu, KANAGAWA Kyuichi and ITO Tanio (1995)
Velocity anisotropy of rocks associated with mylonitization — Mylonite series in Hatakawa fracture zone —. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 46 (10), p. 497-516, 14figs., 3tables.

Abstract : P wave velocities of mylonite series rocks were measured under confining pressures up to 150 MPa. The mylonite rocks are from Hatakawa fracture zone, Namie, Fukushima prefecture, northeast Japan. They originated from an Early Cretaceous biotite granite protolith and show a typical mylonitization process from coarse-grained biotite granite to fine grained ultramylonite. Mean P wave velocity decreases with mylonitization, while anisotropy increases with mylonitization, except for ultramylonite, which shows a small increase in mean velocity and a small decrease in anisotropy. We observed a good correlation between the microstructure of mylonite rocks and P wave anisotropy : P wave velocity perpendicular to foliation decreases due to the alignment of more biotite crystals with their 001-planes parallel to the foliation as the mylonitization progresses. Change of P-velocity against confining pressure indicates that a large number of thin cracks exist with their crack planes parallel to the foliation in granite protolith. The density of thin cracks decreases in mylonite. On the basis of measured velocity anisotropy of the Hatakawa mylonite series, reflection coefficients of the two-layer boundary between the granitic protolith and the mylonite rocks were calculated. The reflection coefficient becomes over 0.05 for one mylonite showing more than 6 % P-anisotropy, large enough to be a significant reflector for seismic profiling. This suggests that the velocity anisotropy in mylonite is a possible origin of the reflectors in seismic profiles of deep crust.

要 旨

福島県浪江町の畑川破碎帯に見られるマイロナイトシリーズについて封圧下での P 波速度を測定した。このマイロナイトの原岩は白亜紀初期の黒雲母花崗岩で、粗粒の黒雲母花崗岩から細粒のウルトラマイロナイトまでのマイロナイトシリーズの典型的岩石が見られる。平均 P 波速度はマイロナイト化の進行とともに減少し、異方性はマイロナイト化の進行とともに大きくなるが、最もマイロナイト化の進んだウルトラマイロナイトでは P 波速

度はわずかに増加し、異方性はわずかに減少する。黒雲母粒子の 001 面がマイロナイトの面構造に平行となる量が増すにしたがい、P 波速度異方性は大きくなる。このようにマイロナイトの微細構造と P 波異方性との間には明瞭な相関がある。封圧に対する P 波速度の変化から、原岩ではマイロナイトの面構造に平行なクラック面を持つ偏平なクラックが多数存在しているが、マイロナイト化の進行とともに岩石中の偏平なクラックの量が減ることがわかった。今回測定された P 波速度異方性の値と密度をもとに、原岩とマイロナイト化した岩石とからなる境界での P 波の反射係数を計算したところ、異方性の最

* 千葉大学理学部 (現・石油公園開発技術センター)

** 地殻熱部

*** 千葉大学理学部

Keywords: mylonite, velocity anisotropy, Hatakawa fracture zone, fault rocks

も大きい場合には 0.05 を越える値が得られた。この結果、P 波速度異方性が地殻深部のプロファイルに見られる反射面である可能性の高いことが示唆された。

1. はじめに

地殻には大小の断層が存在し、大きなものは破碎帯とよばれる幅の広いせん断帯を作っている。せん断帯が地下深部にも存在することは、反射法探査から示唆されており (例えば *Smithson et al.*, 1979; *Mooney and Meissner*, 1992), せん断帯での岩石の流動や破壊は地殻の変形の主要な原因と考えられる。せん断帯には岩石の流動や破壊の跡を示す断層岩が観察され、これらは地殻の流動や破壊のプロセスを理解するための重要な手がかりとなる (Scholz, 1990)。したがって、せん断帯を構成する断層岩についての力学物性を調べることは、地殻の変形や地震発生など地殻内部で生ずる地学現象のメカニズムを理解するのに役立つ。

断層運動には地震のように短時間に大きな変位を起こすものと長時間にわたる岩石の流動変形によるものがあるが、断層岩に見られるさまざまな特徴は、こうした断層運動を反映したものである。断層岩の分類は、岩石の微細構造によって行われる。Sibson (1977) によると断層岩はランダムファブリックを示すものと面構造が形成されているものとに分類され、それぞれが固結の度合

いにもとづいてさらに分類される。この中でマイロナイト (mylonite) は地下深部の断層岩として注目されている (Sibson, 1977)。マイロナイトは面構造の発達した固結した断層岩で、変形を受けていない原岩がマイロナイト化するにつれて微細な鉱物からなるマトリックスの割合が増加する。Sibson (1977) は、第 1 表に示すようにマイロナイトシリーズを、プロトマイロナイト、マイロナイト、ウルトラマイロナイトの三つに分け、マトリックスの割合をそれぞれ、10-50%、50-90%、90-100%とした。いっぽう、固結しながらもランダムファブリックとなっているものは、カタクレーサイト (cataclasite) シリーズと名付けられている。断層帯において岩石がマイロナイトとなるか、カタクレーサイトとなるかは、塑性変形の度合いの違いによると考えられており、前者は準塑性プロセスにより、後者は弾性-摩擦プロセスにより形成される。準塑性プロセスはさまざまなタイプの転移クリープ、再結晶、圧力溶解などであり、弾性-摩擦プロセスは粒子の回転、ぜい性破壊や摩擦摩耗による鉱物の粉碎、粒子境界での摩擦すべりなどである。実際の地下でどちらのプロセスが働いているかは、圧力、温度、水の存在などが影響する。マイロナイト形成に関わる準塑性プロセスの詳細については金川 (1994) に詳しく解説されている。Sibson (1977) は、せん断帯では中心に近づくにしたいがい、プロトマイロナイトからマイロナイト

第 1 表 断層岩の分類 (Sibson, 1977; Scholz, 1990 による)
Table 1 Classification of fault rocks (Sibson, 1977; Scholz, 1990)

		ランダムファブリック	フォリエーション形成					
未 結 合	断層角礫		?					
	断層ガウジ		フォリエーションが形成されたガウジ					
結 合 性 特 徴	マ ト リ ッ ク ス の 特 徴	ガラス - 部分結晶化 ガラス	シュードタキラ イト	?				
		テクニク な力による粒 子サイズの減 少が再結晶作 用や新鉱物化 作用による粒 子サイズの増 加を上まわる	粉碎角礫 粗粒 細粒 微粒 (0.5cm < 角礫の大きさ) (0.1cm < 角礫の大きさ < 0.5cm) (角礫の大きさ < 0.1cm)	0 - 10	マトリックスの割合 %			
	カ タ ク レ ー サ イ ト	プロトカタク レーサイト	マイ ロ ナ イ ト	プロトマイロナイト	10 - 50			
		カタクレーサ イト		マイロナイト	ファイ ロ ナ イ ト 系	50 - 90		
		ウルトラカタ クレーサイト		ウルトラマイロ ナイト		90 - 100		
	鉱物粒子の成 長が著しい	?	. プラストマイロナイト					

トさらにウルトラマイロナイトとなるとしている。

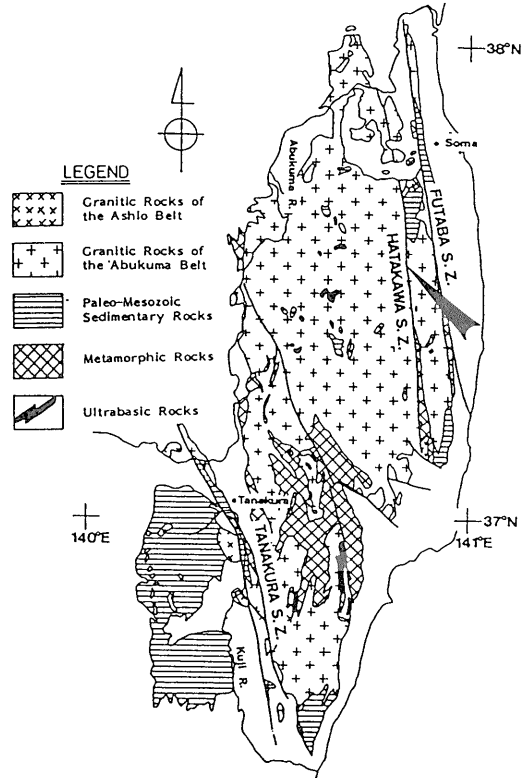
地殻深部の温度・圧力条件ではせん断帯での岩石のマイロナイト化が期待されるため、反射法探査によって推定されたせん断帯の存在を確認するためには、マイロナイトの物性について詳しく知る必要がある。マイロナイトには延性せん断変形に起因するフォリエーション(面構造)が形成されているので、岩石物性に異方性が期待できる。実際、Kern and Wenk (1990), Siegesmund and Kern (1990), Ji and Salisbury (1993), Jones and Nur (1982, 1984) などによって地震波速度異方性が報告されている。マイロナイトに顕著な弾性波速度異方性があれば、断層帯での物性値の急変による反射面の現れることが期待され、地下深部の弾性波探査にとって重要なてがかりとなる。近年各地で地殻深部の反射法探査が試みられてきたが、多くの場所で低角度の反射帯の存在が報告されている (Smithson *et al.*, 1979; 横倉・宮崎, 1989; 伊藤ほか, 1993)。Smithson *et al.* (1979) は Wyoming の Wind River fault で行われた COCORP の反射法地震波探査のプロファイルを報告したが、Jones and Nur (1984) はマイロナイトの弾性波速度の測定から、このプロファイルに現れた反射面はマイロナイト帯である可能性を指摘している。

Sibson (1977) が述べたように、断層帯の中心からの距離とマイロナイトシリーズの各岩石とが対応すると考えると、断層帯における異方性の大きさも中心からの距離に依存して異なる可能性がある。したがって、地震波探査の結果を正しく解釈するためには、マイロナイトシリーズに見られる岩石の弾性的異方性を詳しく調べる必要がある。これまでの研究では、主に原岩の異なるマイロナイトについて、鉱物組成の違いと異方性との関係に着目したものが多く、断層帯での変形の進行状態と異方性との関係については明瞭ではない。我々はマイロナイト化の進行に伴う弾性波速度の異方性を明らかにするために、福島県浪江町の請戸川上流、畑川破碎帯に沿って分布するマイロナイトの弾性波速度を測定し、原岩からマイロナイトシリーズにおける変形の進行と弾性波速度異方性との関係を詳しく調べた。

2. 試料採取点付近の地質

2.1 阿武隈山地東縁の地質

第1図に阿武隈山地周辺の地質概略図を示す。阿武隈山地にはおもに先ジュラ紀・白亜紀の花崗岩が露出する。また、南部には阿武隈帯を特徴づける高温低圧型の御斎所・竹貫変成岩が露出している。阿武隈山地東縁には約100 kmにわたってN10°W方向の畑川破碎帯と双

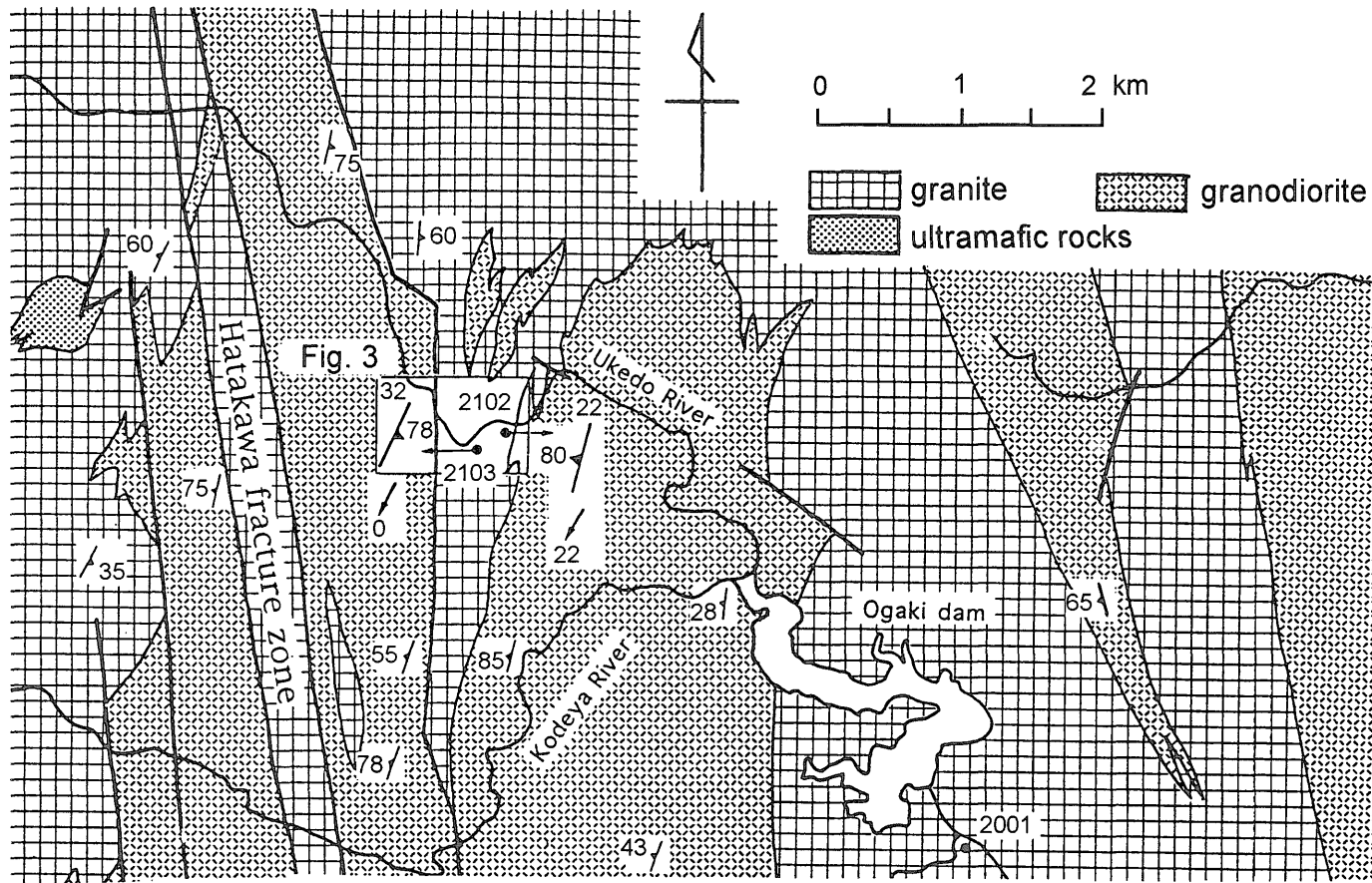


第1図 阿武隈山地周辺の地質概略図 (越谷, 1988).
Fig. 1. Geologic map of Abukuma area.

葉破碎帯が走っており、それぞれの断層にそって花崗岩がマイロナイト化している。畑川破碎帯は畑川構造線ともよばれ、それ以東の南部北上帯とそれ以西の阿武隈帯とを境する構造線と考えられている。また、畑川破碎帯に発達するマイロナイトの非対称構造は、この破碎帯が左横ずれのセンスを有することを示している (久保ほか, 1990)。第2図は福島県浪江町の請戸川上流における畑川破碎帯付近の地質図を示す。この地域にはおもに花崗岩と花崗閃緑岩が分布する。また、畑川破碎帯に分布する断層のうち3本の断層が特に顕著に発達しており、これらの断層は西から順に畑川破碎帯西側・中央・東側断層と呼ばれている。

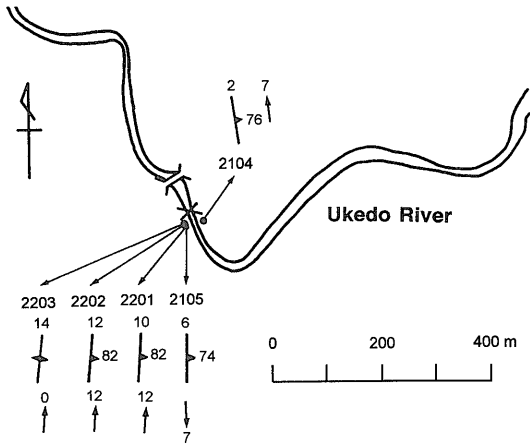
2.2 試料採取地点

試料採取地点を第2図の地質図と、その一部を拡大した第3図に示す。請戸川は畑川破碎帯にほぼ直交して流れており、露頭の状況も良好であるので、大柿ダムの東から変形の集中域である畑川破碎帯東縁断層近傍に向かってさまざまな変形度のマイロナイトを連続して採取



第2図 畑川破砕帯付近の地質と試料採取地点。地質図は久保ほか(1990)による。図中細線で囲まれた部分は第3図の範囲を示す。面構造の走行と傾斜、および線構造のトレンドとプランジを矢印と数値で示している。

Fig. 2. Sampling locations plotted in a geologic map of Hatakawa fracture zone (Kubo *et al.*, 1990) and the surrounded area. The rectangular area corresponds to Figure 3.



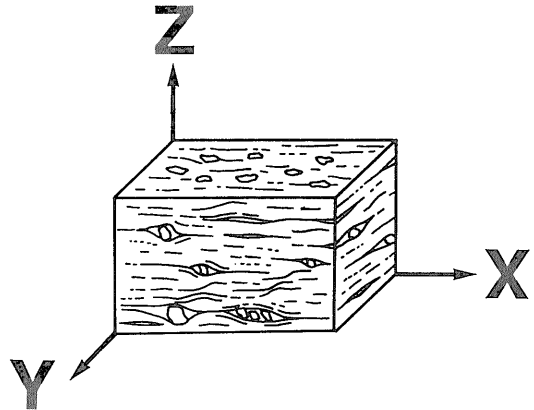
第3図 請戸川上流の変形集中域の試料採取地点
Fig. 3. Sampling points in the strongly deformed zone along the upper stream of Ukedo river.

することができた。大柵ダムの東で採取した試料 2001 はほとんど変形が見られない花崗岩で、マイロナイト化した岩石の原岩と考えられる。マイロナイト化の最も進んだ 2203 まで微細構造が少しずつ異なる 8 種類の岩石について試料を採取した。試料は定方位で採取し、持ち帰ってから面構造と線構造を測定した。第3図には面構造の走行と傾斜、および線構造の方向を矢印で示しており、矢印に付した数値はプランジ角である。

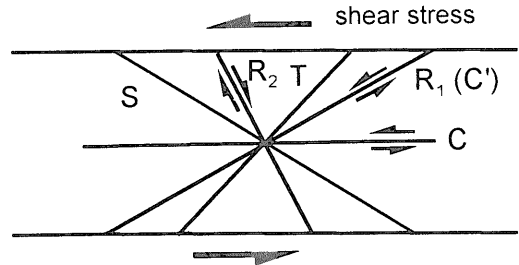
3. 試料

3.1 試料の微細構造

マイロナイトには面構造を中心としたいくつかの微細構造が見られる。第4図に示すように面内では線構造が見られるので、線方向を X-軸、面内で線に直交する方向を Y-軸、さらに XY 面に直行する方向を Z 軸とする。また、せん断に関係した構造要素は第5図に示すものが一般的に用いられており (Scholz, 1990)、ここでの XY 面は S 面 (schistosity) に相当する。第6図は XZ 面の微細構造を示す。主な構成鉱物は、黒雲母(黒)、斜長石(白)、カリ長石(うすい灰色)、石英(暗い灰色)である。原岩と考えられる 2001 では微細構造に顕著な方向性は見られない。2102 では部分的に石英粒子の伸張によって特徴づけられる S 面が形成され始めているが全体としてそれほど顕著ではない。さらにマイロナイト化の進んだ 2103 では S 面と 30-40° 斜交する C 面 (cisaillement) の形成が始まっているのを見ることができる。2104 になると S 面と 20-30° 斜交する C 面の構造がかなり明瞭となる。2105 では鉱物の細粒化が進み、石英粒子がリボン状に伸張し



第4図 面構造、線構造をもとにした各軸の定義
Fig. 4. Directions of X, Y and Z axes, foliation and lineation.



第5図 断層岩における主要な構造要素の幾何学的関係
Fig. 5. Geometrical relationship of the main structural elements.

て縞状構造が発達し、S 面と C 面の区別が不明瞭になる。2201 で典型的マイロナイト構造となり、カリ長石は丸みをおびたポーフィロクラストとなっている。また S 面と C 面はほぼ平行で、これと約 20° で斜交する R₁ 方向の C' 面を認めることができる。ウルトラマイロナイトとなった 2203 では鉱物は非常に細粒となり、ポーフィロクラストとして残っていた長石も細粒になっている。

第7図は XZ 面の顕微鏡写真を示す。2001 では変形されていない大きな雲母の結晶を見ることができる。2102 では雲母は細粒化し配列しはじめている。2104-2105 では C 面に沿って雲母がさらに細粒化し伸びている。2201 では C 面に沿って細粒の雲母が広く存在し、連結して細粒雲母層を形成し、球状のカリ長石の周囲をとりかこんでいる。2202 では細粒化がさらに進行し、細粒雲母層によって C 面が密に形成されている。2203 では全鉱物の細粒化が進み、雲母は分散して存在し、C 面と C' 面の 2 方

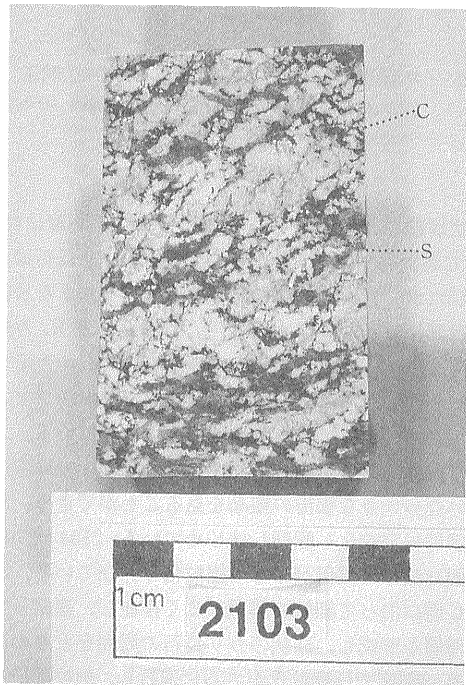
a



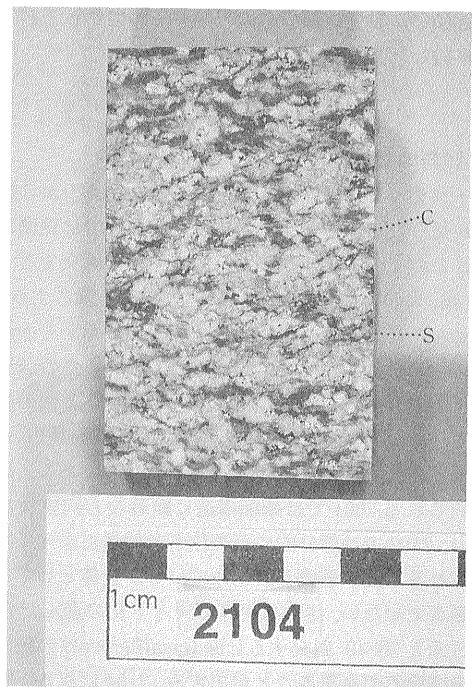
b

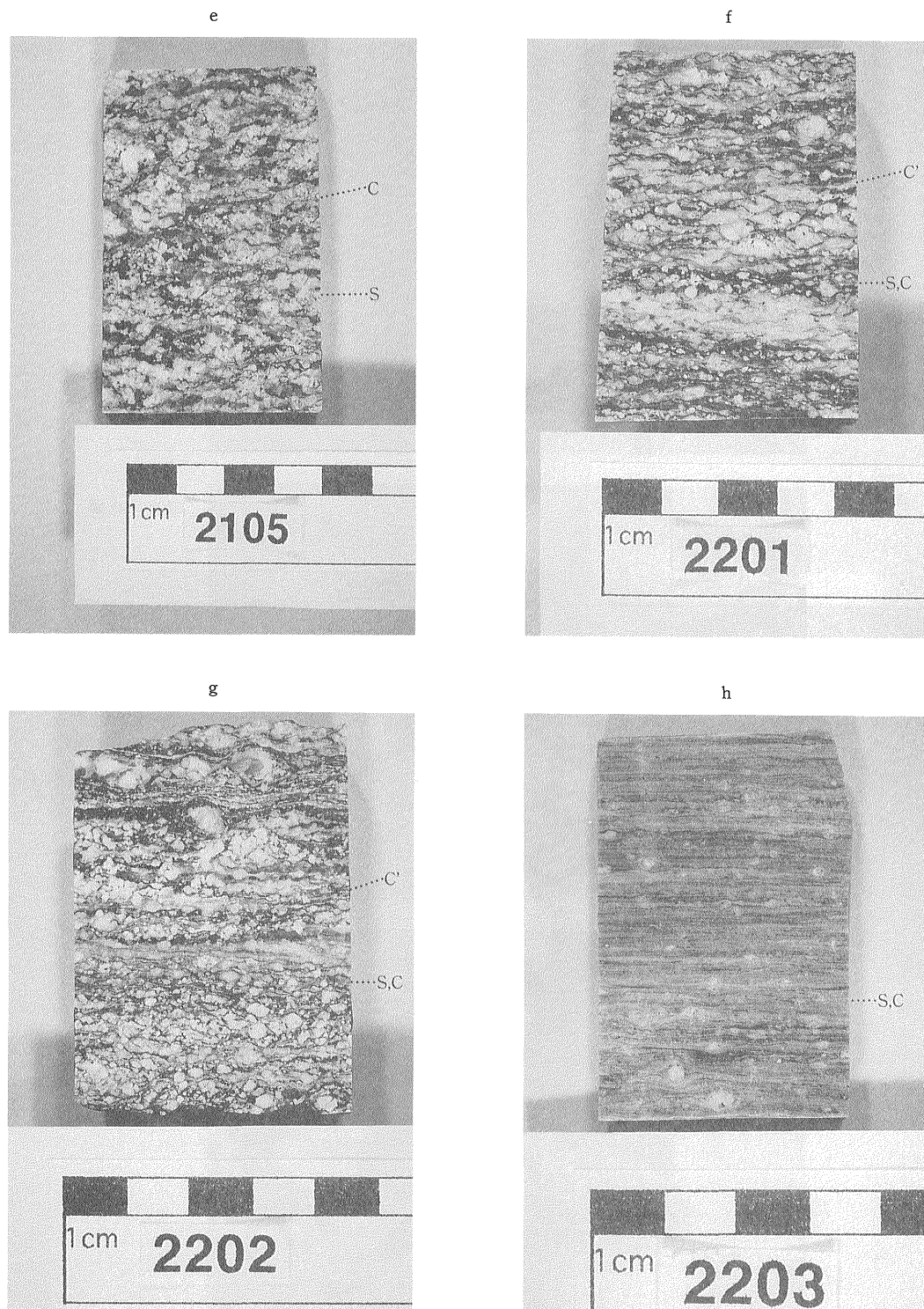


c



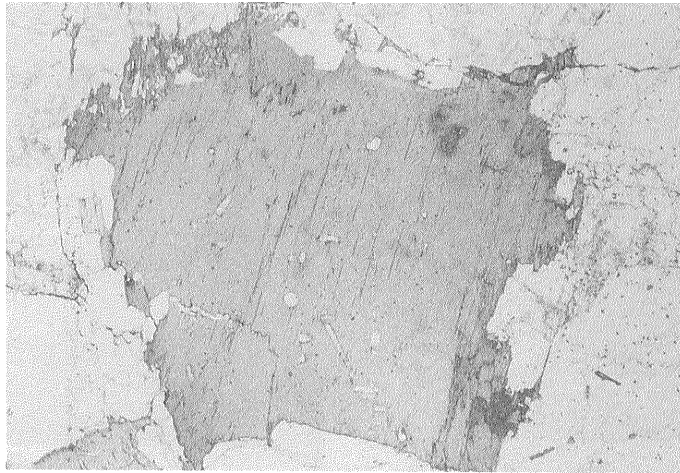
d





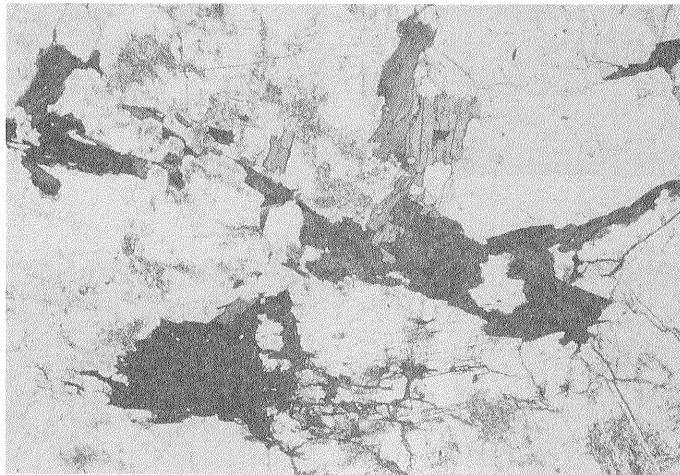
第6図 試料のXZ面
Fig. 6. Sectional views in XZ plane.

a



2001のxz面

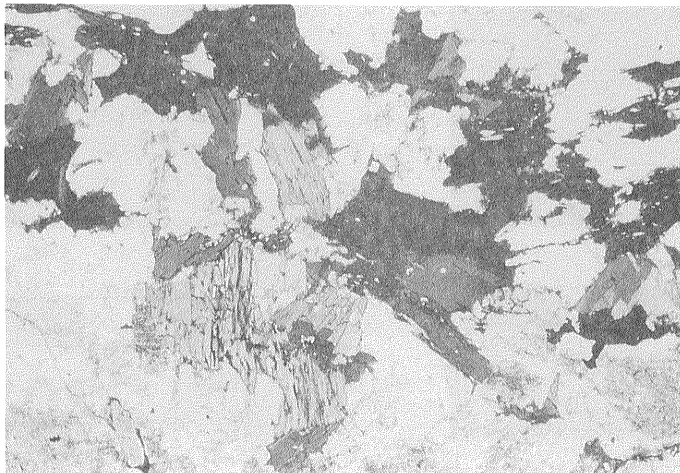
b



2102のxz面

.....S

c

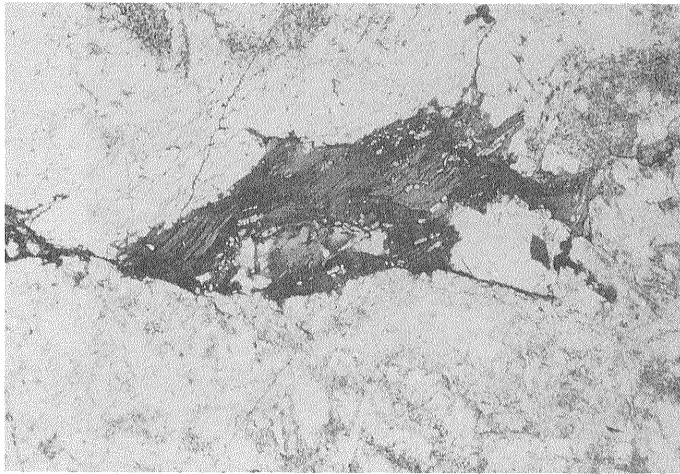


2103のxz面

.....S

マイロナイト化に伴う岩石のP波速度異方性の変化 (松澤 ほか)

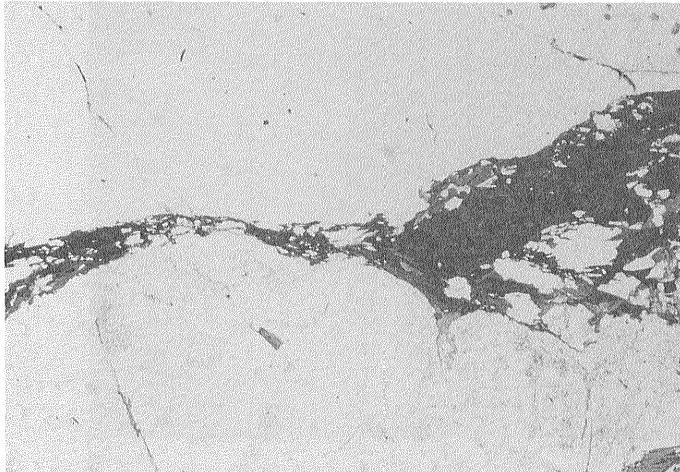
d



2104のxz面

.....S

e



2105のxz面

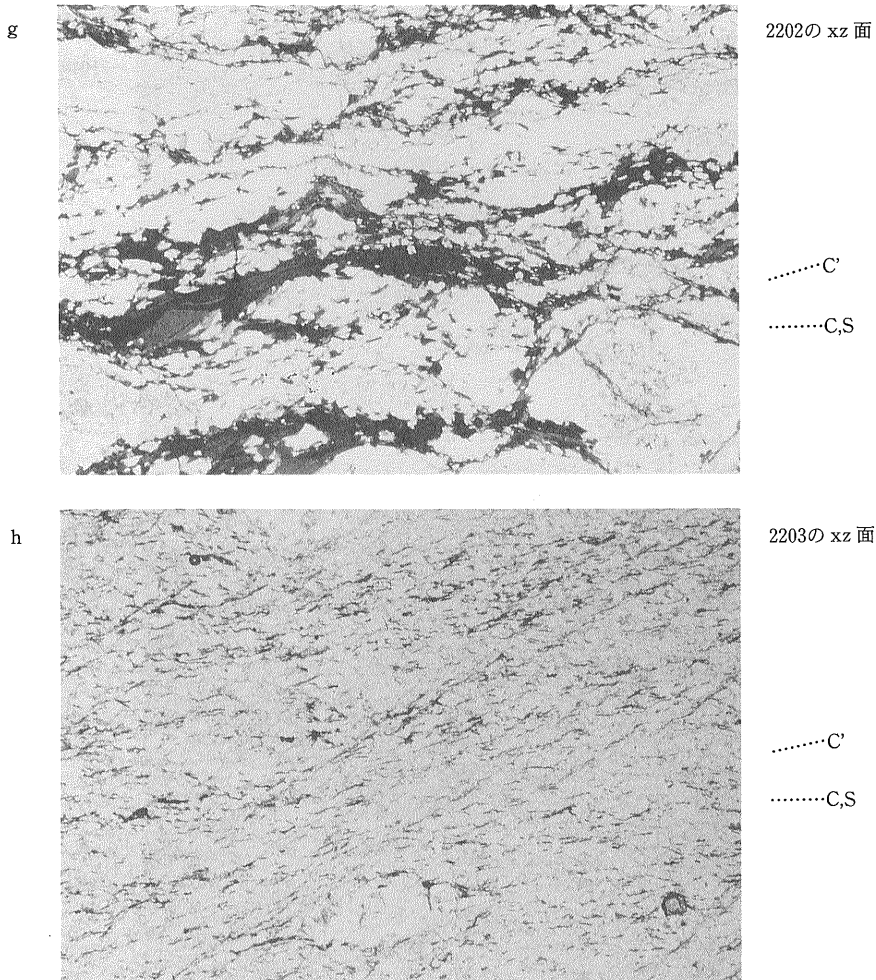
.....S

f



2201のxz面

.....C,S



第7図 試料のXZ面の顕微鏡写真。横幅は3mm。

Fig. 7. Microscopic photographs of thin sections parallel to XZ plane (parallel nicols).

向に配列している。

4. 実験

4.1 密度測定と空隙率測定

空隙体積の測定にはヘリウムポロシメータを用い、バルク体積の測定には水銀法を用いた。空隙体積を V_{pore} 、バルク体積を V_{bulk} とすると、空隙率 ϕ は、

$$\phi = V_{\text{pore}} / V_{\text{bulk}} \quad (1)$$

となる。空隙の影響を除いた岩石の真密度(粒子密度) ρ_r と岩石の乾燥重量 W との関係は、

$$\rho_r (1 - \phi) V_{\text{bulk}} = W \quad (2)$$

となり、上記の測定値と乾燥重量から真密度を求めることができる。

4.2 測定試料

X, Y, Zの各方向からコアを抜き、端面を研磨した。ただし、2001については面構造・線構造が見られないので、この地域で卓越する面構造・線構造の方向(それぞれ、N 10°E, N 80°E)を試料内に仮定した上でコアを抜く方向を決めた。コア試料の直径は約25mm、長さは40mmから70mmで、圧電素子取り付け位置の間隔をマイクロメータで測定し、試料の正確な長さを求めた。試料は乾燥状態に数日放置した上で以下に述べる処理を施した。

4.3 弾性波速度測定

試料端面に直径5mm、共振周波数2MHzのP波用

圧電素子をエポキシで貼り、各試料のP波速度を測定した。静水圧下の測定では圧媒体として使用するオイルが岩石内に侵入するのを防ぐため、試料の周囲はシリコンゴム (信越化学製 KE-45-TS) を必要な厚さになるまで何度も塗布し被覆した。試料を圧力容器内に入れ封圧を加えた状態で、圧電素子にパルスを与え、透過波を波形記憶装置によってデジタル値として採取し、コンピュータに取り込んだ。今回の測定ではサンプリング間隔 20 ns, 分解能 10 bit, 記録長 2048 サンプル (波形の記録長約 41 μ s) とした。デジタル化された波形はフロッピーディスクに記録され、プリント出力される。第 8 図に測定システムの構成を示す。圧電素子を駆動するパルスと透過弾性波の波形との時間差によって透過弾性波の到達時刻を読みとる。弾性波到達時刻の較正は、長さの異なる三本の円柱状真鍮を弾性波が透過する時刻を長さに対してプロットし、長さゼロへ外挿された到達時刻をオフセット値として試料の測定値を補正することによって行った。

封圧は高圧力用ハンドポンプによって与え、所定の圧力に上昇後 10 分以上経過してから弾性波速度を測定した。圧力の測定はハイゼージによったが、同時にひずみゲージ変換型圧力計によるモニタを行った。

5. 結 果

5.1 P波速度の封圧変化

封圧による空隙の閉鎖

封圧による弾性波速度変化のメカニズムについて簡単に述べる。岩石の弾性波速度は、封圧下で空隙が閉鎖することにより増加する。空隙の形状は偏平な回転楕円体で近似されることが多く、短軸 (c) と長軸 (a) の比 $c/a = \alpha$ (アスペクト比) で表現される。Walsh (1965) によると、アスペクト比 α の形状を持つ空隙が閉鎖する静水圧 p_c は、

$$p_c = \pi E a / [4(1-\nu^2)] \quad (3)$$

となる。

ここで E , ν はそれぞれ周囲の岩石 (マトリックス) 部分のヤング率とポアソン比である。式 (3) はアスペクト比の小さい偏平な空隙ほど低い封圧で閉鎖することを意味している。低い封圧での弾性波速度増加が著しいときは、アスペクト比の小さい偏平な空隙が多く含まれていることを意味する。花崗岩のような結晶質岩では、一般に 50 MPa までの封圧での弾性波速度の圧力依存性が著しく、クラック型の偏平な空隙が多く含まれる。

クラックのアスペクト比とクラックが閉鎖する封圧との関係を見るため、等方性の岩石を仮定して計算して

る。P波とS波の速度 v_p , v_s から次の式によって E , ν を求める。

$$E = 9\rho v_s^2 / (3R_2^2 + 1) \quad (4)$$

$$\nu = (1/2)(R_1 - 2)/(R_1 + 1) \quad (5)$$

ただし、 $R_1 = v_p/v_s$, $R_2 = [(v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2)/v_s^2]^{1/2}$ である。今回の測定における平均的な値、 $v_p = 6$ km/s, $\rho = 2.64$ g/cm³ と、別に測定されたいくつかのS波の平均的値である $v_s = 3.4$ km/s を代入すると、 $E = 77.1$ GPa, $\nu = 0.263$ となる。これらの値を式 (3) に代入すると、アスペクト比 α のクラックが閉鎖する封圧 p_c は

$$p_c = (6.5 \times 10^4) \alpha \text{ (MPa)} \quad (6)$$

となる。したがって、 $\alpha = 10^{-4}$, 10^{-3} , $1/500$ のクラックが閉鎖する封圧はそれぞれ、6.5, 65, 130 MPa となる。この結果と弾性波速度変化とを比較することにより、弾性波速度変化の原因となるクラックの形態をおおまかにみつめることができる。

P波速度の封圧による変化

第 9 図にP波速度の封圧による変化を示す。封圧が上昇するにしたがいP波速度が増加しているのは、岩石中のクラックが圧力によって閉鎖するためである。通常、150~200 MPa の封圧で微小クラックに起因する弾性波速度の増加は見られなくなり、これより高い封圧では鉱物の弾性波速度の圧力依存性によって弾性波速度が変化

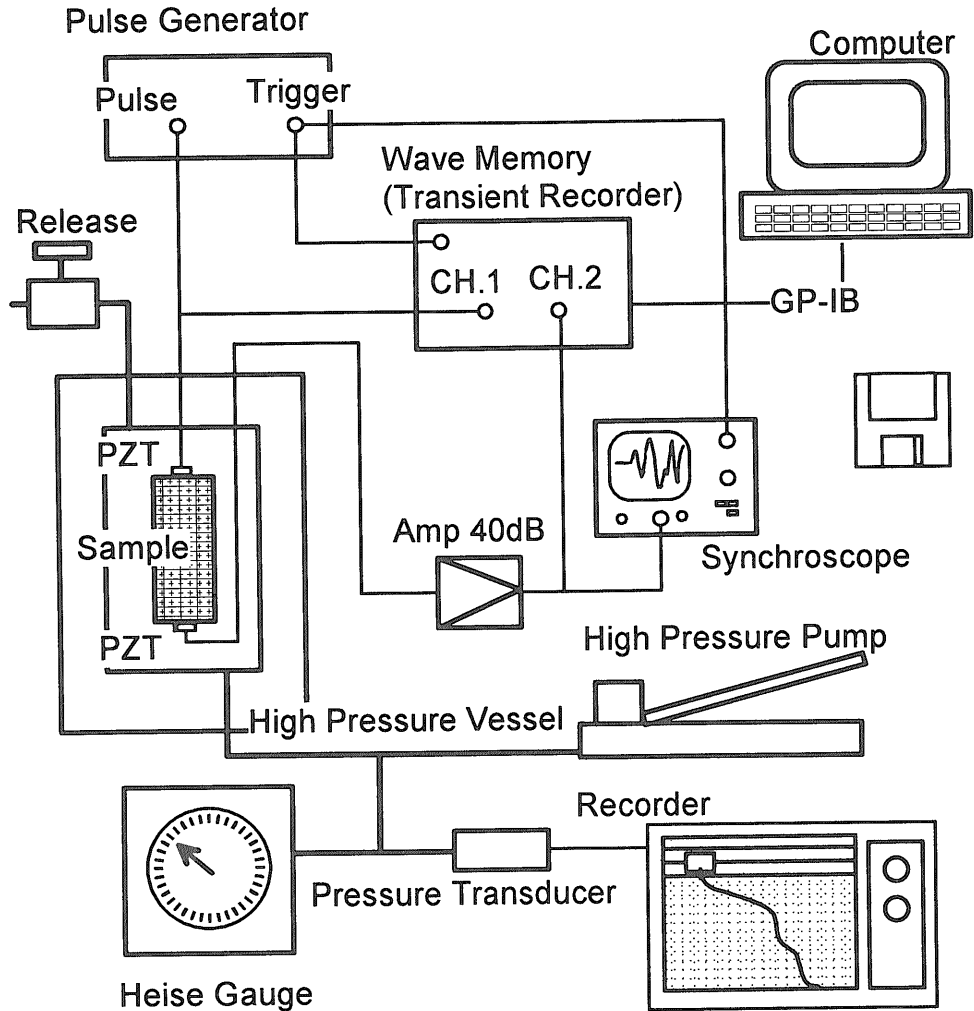
する。50 MPa 以下の低圧でのP波速度の圧力変化は、2001 と 2103 で顕著である。マイロナイト化の進んだ 2203 では、低圧での圧力変化は小さい。P波速度の圧力変化は微小クラックの形態が影響するが、これについては次に述べる。

5.2 P波速度の封圧変化とクラック密度パラメタ

前述のように、P波速度が圧力とともに増加するのはクラックが閉鎖するためであり、低圧力側でのP波速度の増加はアスペクト比の小さな偏平なクラックが閉鎖するためである。クラックの量が少ない場合は、クラックに起因する弾性波速度変化はクラック密度パラメタ ϵ を用いて次のように表現することができる。

$$(v/v_0)^2 = 1 - k_0 \epsilon \quad (7)$$

v , v_0 はそれぞれクラックを含む場合と含まない場合の弾性波速度の比である。 k_0 は定数で、クラックの方向と弾性波の進行方向および振動方向との組み合わせによって決まる。第 10 図は形状を偏平な回転楕円体で近似したクラックを示したものである。この図では偏平な回転楕円体の長軸が作る面 (クラック面) の法線が X, Y, Z-軸と一致するものが代表例として示されている。第



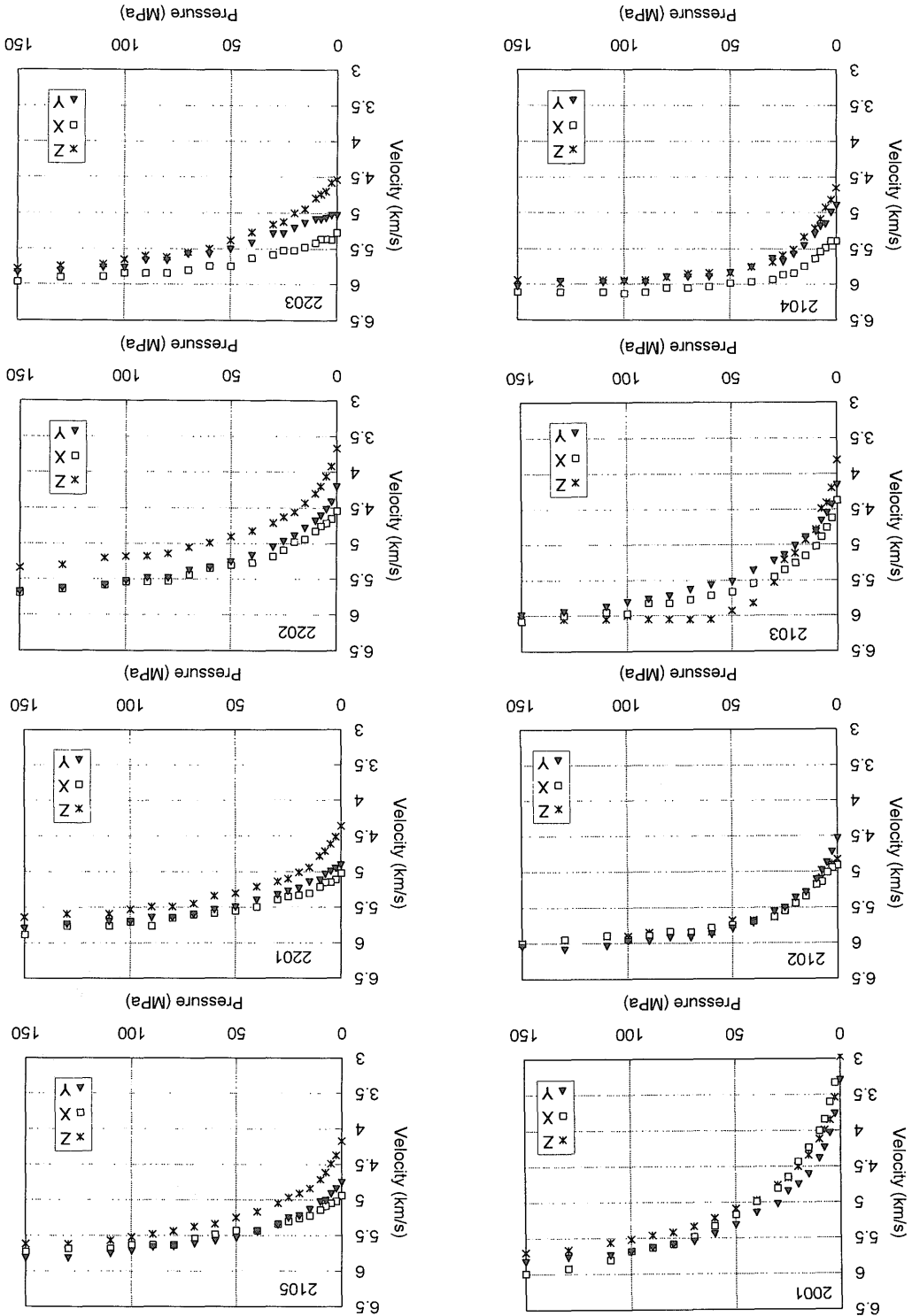
第8図 封圧下での岩石の弾性波計測システム。封圧容器内部の試料に貼られた圧電素子(PZT)にパルス的に変化する電圧が加えられ弾性波が発生する。試料を透過した弾性波の信号は増幅され波形記憶装置に入力される。波形記憶装置の別のチャンネルにはパルスも入力されており、両者は波形記憶装置がトリガされると同時にデジタル化されメモリに記憶される。データはGP-IBによってコンピュータに転送され、フロッピーディスクに記録され保存される。

Fig. 8. A schematic diagram of the velocity measurement system under confining pressure. To generate elastic wave, a high voltage pulse is supplied to piezo electric transducer (PZT) attached to the sample. Elastic wave signal is fed to the transient memory for recording wave forms. A detonating pulse is also fed to another channel of the transient memory. Both signals are recorded by the same trigger. Wave form data are transferred to computer through GP-IB and recorded on floppy disks.

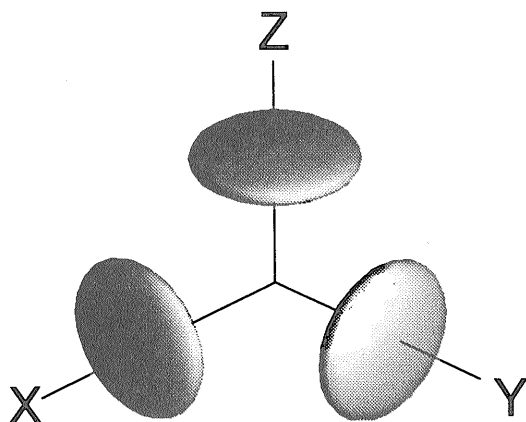
(7)式の k_0 はクラック面の法線とP波の伝播方向とに関係する。P波の場合、法線が伝播方向と一致するときに弾性波速度が最も小さくなる。特定のクラックに着目した場合は、そのクラックを含まない場合の岩石をマトリックスと考え、 v, v_0 をこれらのクラックを含む場合と含まない場合の弾性波速度とみなすこともできる。

クラック密度パラメタ ϵ は単位体積あたりのクラックの個数に対応する量であり、次のようにして導く。空隙率 ϕ は i 番目のクラックの形状を長軸 a_i 、短軸 c_i の扁平回転楕円体で表したとき

第9図 P波速度の封圧による変化
Fig. 9. P wave velocity change against confining pressure.



マイクロト化に伴う岩石のP波速度異方性の変化 (松澤 ほか)



第10図 クラックの法線がそれぞれX, Y, Z軸に平行なクラック。形状は扁平な回転楕円体で近似。

Fig. 10. Three types of cracks of which normals are parallel to X, Y and Z axis. Crack shapes are modeled as oblate spheroids.

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{1}{V} \sum_{i=1}^n (4\pi/3) a_i^2 c_i \\ &= \frac{1}{V} \sum_{i=1}^n (4\pi/3) a_i a_i^3 \end{aligned} \quad (8)$$

となる。 n はクラックの個数、 V は岩石のバルク体積である。全クラックのアスペクト比の平均を求め、この形状に対応するクラックの長軸を a とすると、

$$\phi = \frac{1}{V} (4\pi/3) a_i a_i^3 n \quad (9)$$

となる。 $\epsilon = na^3/V$ を考えると、これはクラックサイズ a に対応したクラックの割合を示す。もし α が小さいときは同じ空隙率に対して、 ϵ は大きくなり、同じクラックサイズ a に対しては n は大きくなる。つまり、 ϵ はクラックサイズを固定したとき、空隙率に対応したクラックの個数を示している。 α と ϕ の関係は

$$\epsilon = \frac{3\phi}{4\pi\alpha} \quad (10)$$

である。式(3)の関係によって決まる p_c より高い封圧では、この式で決められるアスペクト比より小さなアスペクト比を持つクラックは閉鎖する。値が近接したふたつの封圧 p, p_0 ($p < p_0$)での弾性波速度の値をそれぞれ v, v_0 とすると、 $1 - (v/v_0)^2$ は p_0 より低い封圧下で開口したクラックによる変化を反映したものとみなすことができる。

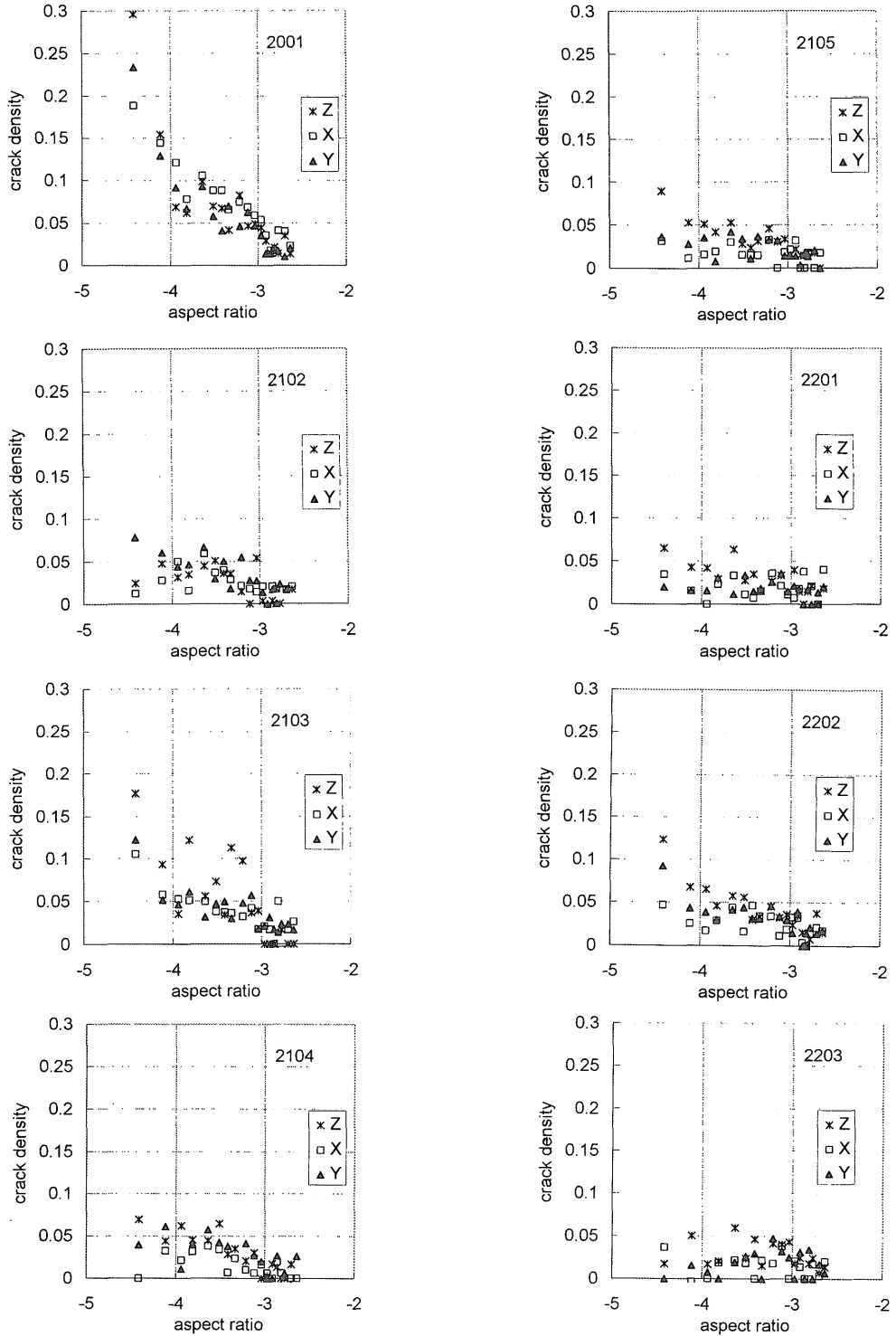
封圧 p_0 以下で開口するクラックのアスペクト比は、式(3)で $p_c = p_0$ として得られる。このときのマトリックス

部分の弾性定数 E, ν は封圧 p_0 で依然開口しているクラックを含んだ場合の値であるので、 p_0 の値が異なれば E, ν も変化する。しかし、アスペクト比はオーダーで議論するため、ここでは E, ν が大きく変わらないと考え一定とする。そこで、 E, ν を前節の計算例と同じ値($E = 77.1$ GPa, $\nu = 0.263$)とし、各封圧で閉鎖するクラックに対応するアスペクト比を決めることにする。P波速度の得られた各封圧 p_0 に対して $1 - (v/v_0)^2$ を求め、これを高い側の各封圧に対してプロットすると、対応する封圧で閉鎖するクラックのアスペクト比に対応した k_{ve} の値を見ることができ、これによってアスペクト比の異なるクラックの比率がわかる。

ところで、試料には弾性波速度の異方性があるため、式(7)で示された v, v_0 については、クラックの方位との関係も考慮する必要がある。P波速度に影響の大きいクラックは、クラック面がP波の進行方向と直交するものであるため、X, Y, Zの各軸方向に測定されたP波をもとに議論するクラックはクラック面がX, Y, Z軸に直交するクラックとなる。実際のクラックはさまざまな方向を向いており、統計的に取り扱う必要があるが、ここでは便宜的に第10図に示した三つのクラックで代表させる。

第11図に $1 - (v/v_0)^2$ の封圧による変化を示す。前節で計算した p_c に対応するクラックのおおまかなアスペクト比も一緒に示す。これらの図からクラックの形状とクラック密度の関係をより明瞭に把握することができる。封圧が高くなると $1 - (v/v_0)^2$ が負の値をとる場合が生じる。これは測定誤差のため絶対値が非常に小さい値となることを意味する。このようなデータはプロットから除外したが以下の議論に影響はない。

2001ではアスペクト比の小さいクラックのクラック密度パラメタが大きい。また、アスペクト比の小さいクラックに対応したものはZ軸方向のP波速度に影響を与えており、Z軸に垂直なクラック面を持つものが卓越していることを示している。2102ではアスペクト比の小さいクラックのクラック密度パラメタはいったん小さくなるが2103で再度大きくなる。2103ではZ軸方向に伝播するP波に対するクラック密度パラメタのほうが他の方向に伝播するP波に対するものより大きい。以下2104から2202まで、Z軸に垂直なクラック面を持つクラックのクラック密度パラメタが少し大きくなるが、クラック密度の値は2001や2103のように大きく変化しない。2203ではクラック密度の値はすべての方向で小さくなる。以上の結果はマイロナイト化の進行にともなって扁平なクラックの量が少なくなっていることを示している。



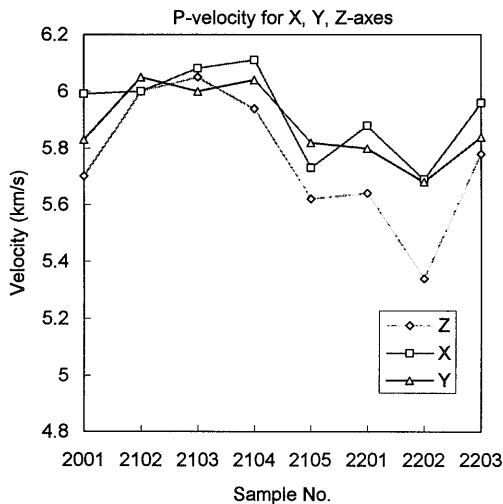
第11図 クラックのアスペクト比 (α) とクラック密度 ($k_v \epsilon$), 横軸は $\log(\alpha)$.
 Fig. 11. Crack density ($k_v \epsilon$) plotted as a function of logarithm of the crack aspect ratio ($\log \alpha$)

5.3 マイロナイト化に伴うP波速度とP波速度異方性の変化

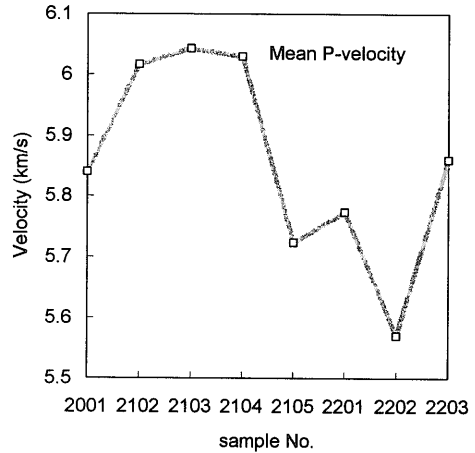
P波速度

すでに述べたように、封圧による弾性波速度の増加の原因は岩石中のクラックの閉鎖である。最大封圧150 MPa付近では、第9図に見られるように、封圧上昇による弾性波速度の増加分は小さくなり、扁平なクラックのほとんどが閉鎖しているとみなされるので、最大封圧でのP波速度をクラックの影響がない場合の値とみなすことにする。

第12図は封圧150 MPaにおけるX, Y, Z三方向に伝播するP波速度の値をマイロナイト化の進行度に対して示したものである。ほとんどすべての試料について、面構造に垂直なZ方向のP波速度が最小となる。また, X, Y, Z三方向のP波速度を算術平均して平均P波速度を計算し、マイロナイト化の進行に伴う平均P波速度の変化を示したものが第13図である。原岩(2001)に比べ、2102, 2103, 2104では平均P波速度が増加している。2001についての封圧とP波速度の関係を見ると、最大封圧150 MPa付近で依然P波速度の変化が認められ、この試料に限りクラックのかなりの部分が依然として閉鎖していないことを示唆している。これは、2001の粒子サイズが大きく、鉱物粒子境界に依然としてアスペクト比の大きな球状に近い空隙が存在するためではないかと想像される。したがってクラックの影響を除いた2001本来のP



第12図 150 MPaに置けるX, Y, Z軸方向のP波速度
Fig. 12. Relationship between the degree of mylonitization and P wave velocity along X, Y, Z-axis under 150 MPa.



第13図 マイロナイト化に伴う平均P波速度の変化
Fig. 13. Change of mean P wave velocity with increasing of mylonitization.

波速度の値は、2102, 2103, 2104と大差ないものと考えられる。これらの岩石よりマイロナイト化が進行している2105, 2201, 2202では平均P波速度が小さくなっている。平均P波速度は2202で最小となったあと、ウルトラマイロナイト2203で再び増加する。このように平均P波速度はマイロナイト化の進行とともに低下するが、最もマイロナイト化が進行したウルトラマイロナイトでは再び増加する。これは、次に見るP波速度異方性の大きさとマイロナイト化との関係にも対応していると考えられる。つまり、平均P波速度低下の主な原因はZ方向でのP波速度の著しい低下であると考えられる。ウルトラマイロナイト2203では構成鉱物の細粒化が著しく、顕微鏡写真では、P波速度異方性の最大の原因である雲母の001面のXY面(C, S面)に平行な配列は顕著ではなく、細粒化された雲母の001面がC'面にも平行に配列しているのを、顕微鏡写真によって観察することができる。このためZ軸方向のP波速度が大きくなり、これがウルトラマイロナイトで平均P波速度が再び増加した原因と考えられる。

P波速度異方性

弾性波速度異方性を次式で計算する。

$$A = (V_{max} - V_{min}) / V_{mean} \quad (11)$$

ここで、 V_{max} , V_{min} はそれぞれX, Y, Z方向に伝播する三つのP波速度の中の最大, 最小値である。弾性波速度異方性の原因には岩石内の鉱物の選択配向とクラックの配向とがある。封圧の上昇とともにクラックは閉鎖するので、高い封圧ほど鉱物の選択配向の影響が反映され

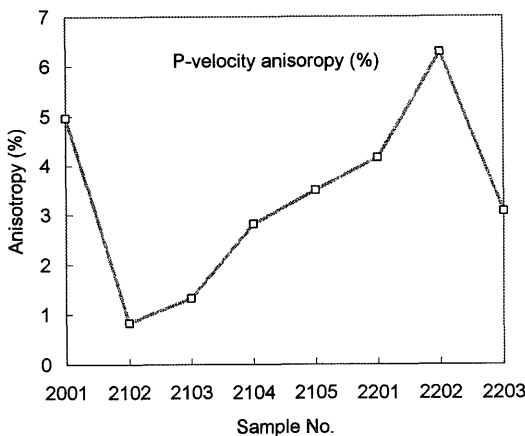
ている。

鉱物の選択配向による弾性波速度異方性とマイロナイト化の進行度との関係を見るため、封圧 150 MPa のときの値を用い(11)式で計算された弾性波速度異方性の値をマイロナイト化の進行度に対してプロットした(第14図)。原岩(2001)ではかなり大きなP波速度異方性が見られるが、これは前節でも述べたように150 MPaの封圧下でもクラックが完全に閉鎖していないと考えられること、および、粒子サイズの大きい雲母が一部選択配向しているためと考えられる。2102で異方性の大きさは小さくなるが、以後マイロナイト化が進むにつれ異方性は大きくなり、2202で異方性の大きさが最大となる。最後にウルトラマイロナイト2203でふたたび異方性は小さくなる。

6. マイロナイト化に伴う異方性の原因

すでに見たように、封圧が低い場合の異方性の原因はマイクロクラックの配向であるが、マイクロクラックは封圧の上昇とともに偏平度の大きな(アスペクト比の小さな)ものから順次閉鎖する。P波速度の封圧に対する変化から、多くの試料でZ軸に垂直なクラック面をもった偏平なマイクロクラックが多く含まれていることがわかる。いっぽう、封圧の高い状態での異方性の原因は鉱物の定向配列である。畑川破碎帯マイロナイトの構成鉱物の主なものは、石英、斜長石、アルカリ長石、黒雲母である。これらの鉱物のうちフィロ珪酸塩鉱物である黒雲母が大きな弾性波速度異方性を示すため、黒雲母の選択配向を岩石全体の弾性波速度異方性の主要な原因と考

えることができる。黒雲母は本来単斜晶系に属するが、c軸に沿う弾性波速度が著しく小さいので弾性波速度異方性を議論する場合はこれを六方晶系として近似することができる。この場合の弾性定数 $C_{11}=1.86$, $C_{33}=0.54$ (Birch, 1966) からc軸とこれに直交する方向のP波速度を計算する。P波速度は主軸(⊥001面)とこれに直交(∥001面)する面内でそれぞれ7.81 km/s, 4.21 km/sとなる。黒雲母単結晶の異方性は(11)式で定義した異方性の指標によると、54.5%にもおよぶ。第6図で黒雲母の配向を見ると、マイロナイト化の進行とともに黒雲母の001面が面構造(S面)に平行に配列してゆく様子を見ることができる。第7図におけるXZ面の顕微鏡写真でも、マイロナイト化の進行に伴いXZ面上に黒雲母の001面は見られなくなり、黒雲母の001面がZ軸に直交した薄い板状結晶の線状配列がしだいに多くなる。2103ではC面の形成も明瞭に見られ、C面に平行な黒雲母の定方位配列は、結晶の変形や破碎を伴いながら進行していることがわかる。このため、マイロナイト化の進行に伴う岩石の弾性論的対称性は、ここで用いた単純な軸対称より低くなるはずである。今回の実験では第4図に示したように、P波速度はX, Y, Zの三方向しか計測されていないが、これらの軸が実際の弾性的異方性を表現するのに最適であるという保証はない。しかし、どの試料も顕著な面構造を示しているので、Z軸が対称性を表現するための重要な軸であることは変わらない。ほとんどすべての試料で面構造に垂直なP波速度が最小となることから、面構造をもとにした軸対称の仮定は弾性波速度の異方性を考えるためにはおおむね適切な近似とみなせる。異方性の詳しい議論のためには、弾性波速度の測定方位をより細かく分割する必要があるが、これは今後の課題である。



第14図 マイロナイト化に伴うP波速度異方性
Fig. 14. Anisotropy of P wave with increasing of mylonitization.

7. 反射面としてのせん断帯

今回の実験で得られたP波速度をもとに、地下深部にせん断帯が存在し、そこでマイロナイトが形成された場合、反射法地震探査のプロファイルに反射面として現れるか否かを反射係数の計算によって検討する。

密度とP波速度がそれぞれ (ρ_1, v_1) , (ρ_2, v_2) のふたつの地層があり、第1層から境界に向かってP波が垂直に入射するとき、反射係数は次式で得られる。

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (12)$$

反射法弾性波探査におけるプロファイルは通常反射面への垂直入射の場合の値を反映していると考えられるので、上式で反射面の強さを評価しても大きな支障はない。

高封圧では大部分のクラックが閉鎖していると考えられるので、第2表に示した粒子密度を ρ_1 , ρ_2 の値とする。

ここでは原岩を第1層、マイロナイト化した岩石を第2層とみなす。しかし、原岩2001は第12図に見るようにX, Z軸に垂直なクラック面を持つクラックが依然150 MPaの高封圧下でも存在しているので、このP波速度を計算に用いるのは適切でない。そこで原岩に最も近い2102の値を使用する。第3表に反射係数 R の値を、平均P波速度から求めた場合とZ方向のP波速度から求めた場合とに分けてを示す。Jones and Nur (1982) は、マイロナイト帯が反射面となるためには、 R の絶対値は0.05程度の値が必要であると述べている。彼らは原岩とみなされる花崗閃緑岩とマイロナイトのP波速度を封圧100 MPa下で測定して、両者の間で R を求めたが、絶対値が0.05を越えることはなかった。今回の実験データか

らは、平均P波速度を用いた場合には R が0.05を越えることはなく、Z方向に伝播するP波速度を用いた場合には異方性の最も大きい試料2202で R の絶対値が0.05を越える。原岩を第1層とするとマイロナイト化された岩石のほうがP波速度が小さく音響インピーダンスも小さくなるため、地下に低速度層が存在するのと似た状況となる。

Jones and Nur (1984) は、変形の集中域がラミナ状を呈し、また非変形の岩石の平均P波速度に対してマイロナイトのZ方向のP波速度に7%程度の異方性があれば、反射面として十分記録に現れることを合成地震波記録から示した。2102の平均P波速度は6.02 km/s, 2202のZ方向のP波速度は5.34 km/sであるので、彼らの定義による異方性は11%となり、十分反射面が期待できる。

せん断帯は、マイロナイト化したひとつの層だけではなく、むしろ複数の変形集中域を持つマイロナイト化した岩石の複合体が存在し、これらがラミナを形成していると考えたほうが実際の状態に近いであろう。今回の実験結果は、マイロナイト化した岩石を含むせん断帯が反射法探査記録に反射面として現れうることを示している。

8. ま と め

畑川破碎帯で見られるマイロナイトについて、原岩からウルトラマイロナイトまで、マイロナイト化の進行に伴うP波速度とその異方性の変化を調べた。岩石中のクラックがP波速度に及ぼす影響を除くため測定は封圧下でおこない、クラックの影響が最も小さいと考えられる150 MPaでの測定値をクラックの影響のない真のP波

第2表 各試料の空隙率と粒子密度
Table 2 Porosity and particle density of the mylonite series rock.

sample number	porosity %	density g/cm ³
2001	2.30	2.64
2102	1.30	2.63
2103	1.70	2.65
2104	1.30	2.62
2105	2.20	2.64
2201	2.30	2.66
2202	2.30	2.66
2203	1.70	2.63

第3表 試料2102を第1層、マイロナイト化した岩石を第2層とした場合の反射係数 R の値。平均P波速度を用いた場合とP波速度の最小値(Z-軸方向)を用いた場合。

Table 3 Reflection coefficient R between two layers. The sample 2102 was assumed to be the first layer and each mylonite series rock was assumed to be the second layer. Calculation were made for two cases based on the mean P wave velocity and the minimum P wave velocity along the Z-axis.

Sample	R	R
	(by Mean Velocity)	(by Minimum Velocity)
2103	0.006	0.008
2104	-0.001	-0.007
2105	-0.023	-0.031
2201	-0.015	-0.025
2202	-0.033	-0.053
2203	-0.013	-0.019

速度とした。その結果、マイロナイト化の進行とともに、平均P波速度は小さくなるが、ウルトラマイロナイトでは少し大きくなる。いっぽう、P波速度異方性は、原岩でやや大きな値を示すものの、マイロナイト化の初期段階でいったん小さくなり、マイロナイト化が進むにつれ異方性は大きくなり、6%を少し越える。しかし、ウルトラマイロナイトでは異方性はふたたび小さくなる。

各岩石におけるクラックの分布状況を封圧でのP波速度変化から推定したところ、原岩ではアスペクト比の小さい偏平なクラックが多く存在する。これは、鉱物粒子サイズが大きいため、サイズの大きいクラックが多く存在するためであろう。マイロナイト化した岩石では、アスペクト比の小さいクラックの割合は原岩ほど顕著ではない。しかし、マイロナイト化の初期段階の試料(2103)では偏平なクラックの割合が増すが、ここではC面の形成が見られ、Z軸に斜交した雲母の変形のあとが見られる。この岩石の粒子サイズはかなり大きいので、岩石の構造に伴うクラックがアスペクト比の小さいクラックの密度を増すことに寄与しているのかもしれない。ウルトラマイロナイトでは偏平なクラックの割合は小さくなるが、これは鉱物粒子が極端に細粒化されたためであろう。

マイロナイトのように面構造の発達した岩石は、この面に直行する軸を主軸とする軸対称性の構造を考察することができるが、実際のマイロナイト化の過程では、S面以外にC面やC'面が発達するため、より低い対称性を持つようになる。ここではZ軸を主軸とする単純な対称性を仮定して弾性波速度異方性の議論を進めてきたが、今後はより低い対称性を仮定した研究が必要であろう。このためには、P波速度の測定はX, Y, Zの3方向だけでなく、中間軸方向についても必要である。また、S波および準S波についての測定も必要である。

反射法探査で見られた地下深部の反射面がマイロナイトを含むせん断帯であるとする考えは、今回測定されたマイロナイト化に伴う弾性波速度異方性の結果から十分妥当なものであることが明らかになった。地下深部における断層帯の動きは地殻の造構運動の主要な要因であり、造構運動のメカニズムを知るためには断層岩の物性についての詳しい研究が有用である。

謝辞 密度の測定では石油資源開発(株)技術研究所の装置を利用させていただいた。サンプルの採取にあたっては、千葉大学荒井良祐・三好壮一郎両氏の協力を得た。地殻物理部・横倉隆伸技官および筑波大学・小林洋二氏には原稿についてのコメントをいただいた。ここに記して謝意を表す。

文 献

- Birch, F. (1966) Compressibility; elastic constants, Handbook of physical constants, Clark, P. S. ed., Geological Society of America Memoir 97, 587p.
- 伊藤谷生・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・石田啓祐・村田明広・木村 学・竹下 徹・山北 聡・山口 寛・長谷川修一・奥池司郎・前田卓哉・山口和雄・井川 猛・足立幾久(1993) 四国東部、中央構造線地下構造の総合物理探査(その1) 反射法地震探査, 地球惑星関連学会, 1993年合同大会予稿集, F 41-11.
- Ji, S. and Salisbury, M. H. (1993) Shear wave velocities, anisotropy and splitting in high-grade mylonites, *Tectonophysics*, vol 221, p. 453-473.
- Jones, T. and Nur, A. (1982) Seismic velocity anisotropy in mylonites and the reflectivity of deep fault zones, *Geology*, vol 10, p. 260-263.
- and ————— (1984) The nature of seismic reflection from deep crustal fault zones, *J. Geophys. Res.*, vol 89, p. 3153-3171.
- 金川久一(1994) 延性剪断帯に形成されるマイロナイトのレオロジー的考察, 構造地質, vol. 39, p.185-218.
- Kern, H. and Wenk, H. R. (1990) Fabric-related velocity anisotropy and shear wave splitting in rocks from the Santa Rosa mylonite zone, California, *J. Geophys. Res.* vol. 95, p. 11213-11223.
- 越谷 信(1988) マイロナイトにおける石英c軸ファブリックと微細構造: 畑川破碎帯への応用, 構造地質研究会誌, vol. 33, p.13-31.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教(1990) 原町及び大甕地域の地質、地質調査所地域地質研究報告、5万分の1地質図幅
- Mooney, W. and Meissner, R. (1992) Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho, in Conti-

- mental Lower Crust, Developments in Geotectonics 23, Foutain, Arculus and Kay ed., Elsevier
- Scholz, C. (1990) The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge University Press, 邦訳 地震と断層の力学, 柳谷 俊 訳, 古今書院, 1993
- Shimamoto, T. (1989) The origin of S—C mylonites and a new fault zone model, *J. Struct. Geol.*, vol. 11, p. 51-64.
- Sibson, R. H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms, *J. Geol. Soc. London*, vol. 133, p. 191-213.
- Siegesmund, S. and Kern, H. (1990) Velocity anisotropy and shear-wave splitting in rocks from the mylonite belt along the Insubric Line (Ivrea Zone, Italy), *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 99, p. 29-47.
- Smithson, S., Brewer, J., Kaufman, S., Oliver, J. and Hurich, C. (1979) Structure of the Laramide Wind River uplift, Wyoming, from COCORP deep reflection data and from gravity data, *J. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 5955-5972.
- 横倉隆伸・宮崎光旗(1989) 反射法地震探査による深部地殻探査, 地質ニュース, no. 414, p.29-47.
- Walsh, B. (1965) The effect of cracks on the compressibility of rock, *J. Geophys. Res.*, vol. 70, p. 381-389.

(受付: 1995年9月4日; 受理: 1995年9月29日)