

実験室で地球内部をさぐる —— 高圧プレスと共に38年 ——

島田充彦

要 旨

高温高圧実験による地球内部構造と地震発生機構に関する研究成果が、京都大学の地球物理学関連の高圧実験をふり返りつつ、要約される。それらは、マントルの地震波低速度層の成因に関連した岩石・鉱物の融解実験；マントルの熱物性解明のための熱伝導測定；地震発生機構に関連した岩石の変形破壊実験などである。

キーワード：高温高圧実験，岩石・鉱物の融点，熱伝導，岩石の変形破壊，地球内部物性，地震発生機構

1. はじめに

筆者は、1960年大学4回生として当時の理学部附属阿武山地震観測所に配属になって以来、2001年3月に防災研究所地震予知研究センターで停年退官するまで幸いなことに高圧プレスにかじりついでの仕事をする事ができた。それらを用いて、高温高圧下の岩石・鉱物実験による地球内部構造および地震発生機構の研究を行ってきた。それは、はらはら、どきどきの教官としての38年間、学生時代を含めると41年間であった。新しい実験条件での研究では、一般に認められている定説あるいはその延長からはずれる実験結果が得られ、一回一回の実験で、あるいはそれらをまとめる時の実験方法の正当性の吟味と実験結果の解釈を、ああでもないこうでもないと考えながら、次の実験結果が予測通りになることが少なかったからである。

本稿では、それらをふり返ってみて、やりたかったができなかった実験を含めて未発表の結果についても報告する。

2. 京都大学地球物理学関連の高圧実験

京都大学の地球科学における高圧実験の試みは1918年に志田順・松山基範の設計による重錘式圧縮

装置(150 kN)である(Fig. 1)。彼等は、この装置により2 GPaの圧力の発生を目論み、深発地震の発生機構の解明を行うことを目指していたものと思われる(島田, 1993b)。この装置による研究は1950年代になって岩石のクリープ実験に用いられた(松島, 1956; 前田, 1974)が、この時代に日本でも地球科学における高圧実験の萌芽があったことは注目に値すると考えられる。装置は阿武山観測所に現存している(秋本, 1993)。

本格的に高圧実験が始まったのは、1955年に当時

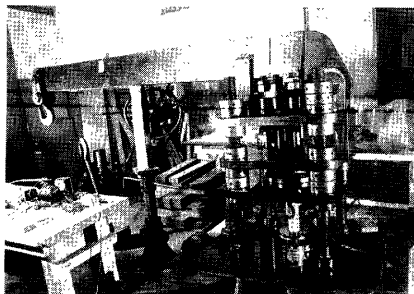


Fig. 1 Weight-lever type compression machine (150 kN) designed by T. Shida and M. Matsuyama in 1918

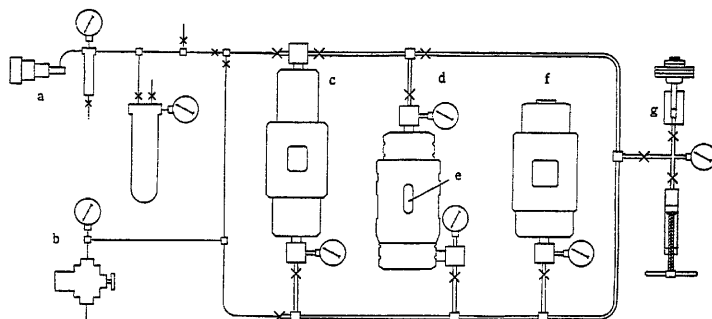


Fig. 2 Installation of the equipments in Abuyama Seismological Observatory in 1955. (Kiyama, 1956). a: air compressor; b: oil compressor; c: 1st intensifier; d: 2nd intensifier; e: high pressure chamber, inner diameter 10~30 mm; f: high pressure chamber, inner diameter 45 mm; g: dead weight pressure gauge.

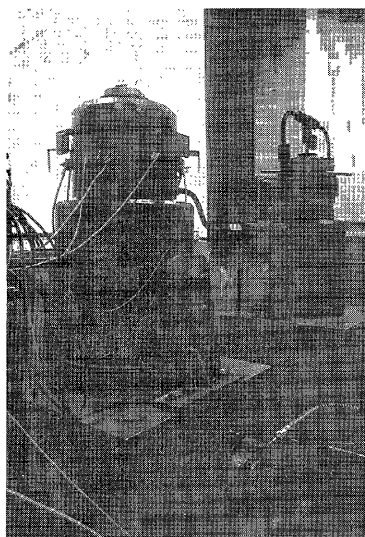


Fig. 3 Triaxial testing machine

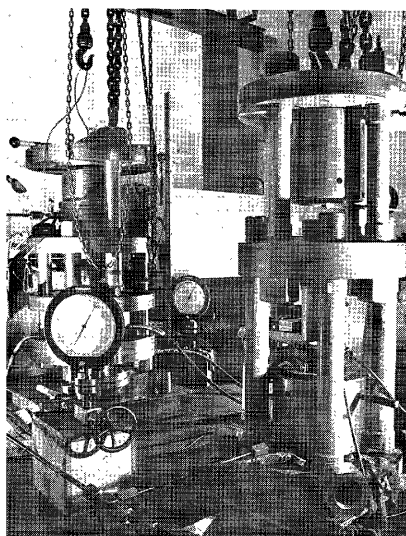


Fig. 4 Hydraulic presses

この分野で世界をリードしていた理学部の化学教室の設計による高压発生装置が設置されてからであった (Kiyama, 1956)。それらのシステムを Fig. 2 に示す。その後、この装置は高压技術の進歩とともに使いやすい形として封圧 500 MPa、一軸荷重 2.5 MN の三軸試験機 (Fig. 3) と 4 MN 複動プレス (Fig. 4 左) に改造された。三軸試験機は岩石の変形破壊実験に用いられた。複動プレスは、後に追加された 5 MN 複動プレスとともに種々の高压発生容器 (Fig. 5) 駆動に用いられ、種々の物性測定が行われた。この三軸試験機は、さら

に高い封圧と高温下で精密な岩石の変形破壊実験を行うために封圧発生容器 (Fig. 3 の手前の上部) が改造された (Fig. 6, Yukutake and Shimada, 1995)。

1973 年には 5 MN 油圧ラム 6 基からなる六方押しプレスが設置された (Fig. 7)。この装置に先端 10×10 mm のアンヴィルを用いることにより 12 GPa、また、 20×20 mm のアンヴィルにより 6 GPa の圧力の発生が可能である。2 段式アンヴィルの試作により 25 GPa の超高压の発生も試験的に行われた。また、この装置は、岩石の変形破壊実験を目的として 6 基のラムは

独立に駆動されるように設計され、従来行われていなかった 3 GPa の高い封圧下での実験を可能とした

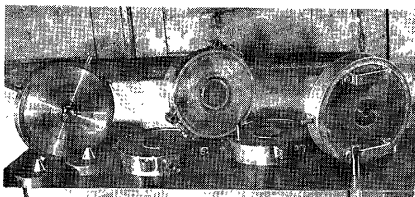


Fig. 5 High pressure vessels

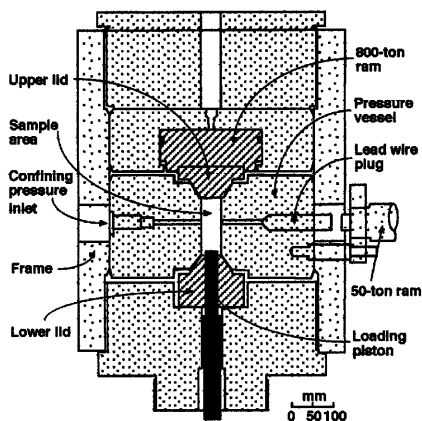


Fig. 6 Improved triaxial cell (Yukutake and Shimada, 1995)

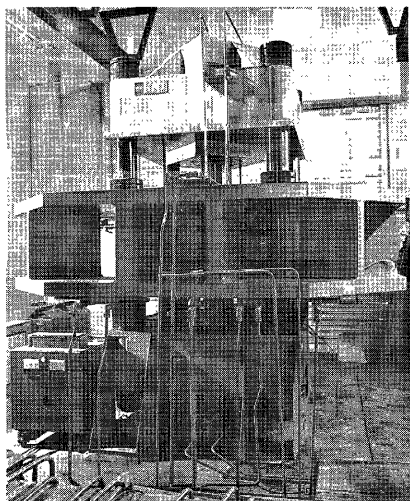


Fig. 7 Cubic press with 6 independently moving rams (5 MN $\times$ 6)

(Shimada, 1981).

これらの装置、研究課題と関連した人名をおおよその年代とともに Table 1 に示す。以下に、筆者の研究を中心に回想を含めて振り返ってみる。

3. 高圧下の岩石・鉱物-水系の融点

最初に行った実験は岩石の融点の測定であった。試料として夜久野玄武岩を用い、常圧の融点の測定を始めた。岩石は鉱物の集合体であるので、融点は一ポイントではなく、温度の増加とともに固相から固相と液相の共存相を経て液相となる。それらの値は、一般的な玄武岩の融解温度と矛盾のないものであった。

次に高圧下での実験を始めてみるとなぜか圧力の増加とともに融点が下がる結果が得られた。一般に、固体の融点は圧力の増加とともに増加することが知られており、得られた結果は何を意味しているか悩んだものであった。いろいろ勉強してみると、融点の圧力効果が負である物質が多くあることが分かった。例えば、よく知られているように圧力 200 MPa までの氷 (H_2O I) や 130 MPa までのビスマスなどである。また、珪酸塩に H_2O や CO_2 のような揮発性物質が含まれると融点は圧力の増加とともに急激に減少する。すなわち、実験に用いた試料には幾らかの H_2O が含まれていたものであった。 H_2O の場合、珪酸塩が融解すると Si - O - Si 結合の間に OH 基が割り込み、Si - OH HO - Si となると考えられている（例えば、Wassergurg, 1957）。このように解離した H_2O の影響で融点が減少することは熱力学的に定性的に説明できる（例えば、Shimada, 1972）。

このような H_2O の存在下での珪酸塩の融解現象は、地球内部に適用すると非常に興味あるものである。当時、プレートテクトニクスの勃興期であり、乾燥状態の珪酸塩の融点は地球内部の温度より高いが、 H_2O が存在するとその融点はある深さで地球内部の温度と交差する。すなわち、ある深さで溶融あるいは部分溶融の層が形成され、そのような層が存在すれば相対的に上部より柔らかいと考えられるのでプレートの下部の流動層（いわゆるアセノスフェア）となることを意味している。さらに、そのような層の形成される深さが地震学的に求められている地震波の低速度層に対応し、低速度層の成因とも考えられる。

このような背景の下で、 H_2O の量をいろいろ変えて、先の玄武岩と、 H_2O を含む系の融解現象を知るためには岩石では複雑になるので単純な鉱物、アルバイト ($NaAlSi_3O_8$) についてピストン-シリンダー型の高圧装置を用い、その発生圧力校正を含めて、実験を行った（島田, 1966; Shimada, 1966, 1969, 1971,

Table 1 High Pressure Experiments in Geophysical Field of Kyoto University

Apparatus	1918 Weight-Lever Type Compression Machine (150 kN)					
	1955 High Pressure Apparatus (3 GPa) (designed by Lab. of Phys. Chem., Kyoto Univ.) ↳Triaxial Testing Machine →1993 (Conf. P.: 800 MPa, T: 500°C) (Conf. P.: 500MPa; Axial Comp.: 2.5 MN) ↳Hydraulic Press (4 MN)					
	1961 Hydraulic Press (5 MN) 1964 Piston-Cylinder Type Vessel (5 GPa) 1970 Girdle Type Vessel (8 GPa)					
	1973 Cubic Press (5 MN×6 ; Triaxial Testing, Conf. P.: 3.7 GPa)					
Theme\Year		1951~1960	1961~1970	1971~1980	1981~1990	1991~2000
Rock Mechanics		Matsushima, S.	Matsushima, S., Watanabe, Hikaru	Maeda, J.	Shimada, M., Yukutake, H., Cho, A., Hirata, T., Ito, K.	Shimada, M., Yukutake, H., Liu, J., Kawakata, H., Nishikawa, D.
Elastic Wave Velocity			Matsushima, S.	Matsushima, S., Suito, K., Kondo, S., Akeni, K.	Matsushima, S., Yukutake, H., Ito, K.	Ito, K.
Phase Change		Shimada, M.	Shimada, M.	Shimada, M., Irifune, T., Tanaka, A.		
Elasticity and Viscosity			Takeuchi, S.	Takeuchi, S.		
Electrical Conductivity			Watanabe, Hiroshi	Watanabe, Hiroshi		
Thermal Conductivity				Yukutake, H., Shimada, M.	Shimada, M.	
Heat Capacity					Watanabe, Hiroshi	

1972)。また、当時モホの成因として玄武岩（ガブロ）－エクロジイト転移説が議論されており、上の玄武岩を用いた層転移の実験も行った（Shimada, 1967）。それらの結果の一部を Figs. 8-10 に示す。

簡単のために、アルバイトについて見ると、融解曲線は、無水の場合は Fig. 9 の破線（Dry）のみであり、過剰に H_2O が存在する場合、すなわち全圧が H_2O の分圧に等しい場合も Fig. 9 の実線（ $P = P_{H_2O}$ ）のみである。しかし、その中間の状態では Fig. 8 のように H_2O の分圧が全圧に等しい間は融解曲線は（ $P = P_{H_2O}$ ）のものに一致するが、全圧より小さくなると固相と液相の共存相ができる。このことは非常に少量でも、極端には 1 分子でも H_2O が存在すれば、液相線

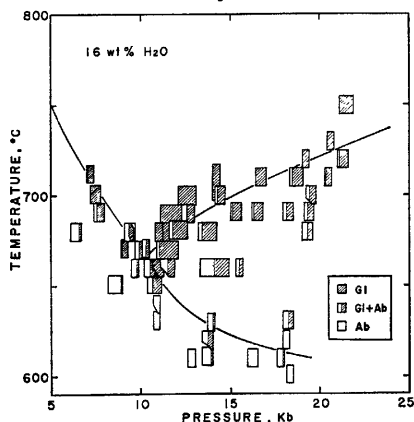


Fig. 8 Melting relation of albite with 16.0 ± 0.5 wt% of H_2O . 1 kb = 100 MPa (Shimada, 1972)

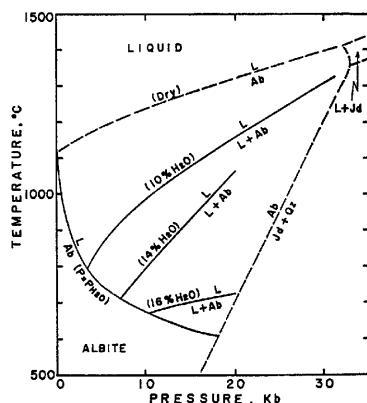


Fig. 9 Melting relations of albite- H_2O system. Melting curve and albite = jadeite + quartz equilibrium curve in dry condition after Boyd and England (1963), Bell and Roseboom (1965) and Birch and LeCompte (1960). 1 kb = 100 MPa. (Shimada, 1972)

は左に移行するが固相線はそのままであり、広い温度範囲で液相と固相の共存相が存在することを意味している。その場合、液相の量は非常に僅かである。岩石の場合は複雑になり、さらに含水鉱物を含むとさらに複雑になる。それらの固相線をまとめてマントルの温度分布と比較したものを Fig. 11 に示す（島田, 1974）。確かに少しでも H_2O が存在すれば、部分熔融層が低速層に相当する深さで生じることになる。

当時、マントルの水に関して、地球創世以来一度も地表にはあらわれない初生水という概念があった（例えば Matsuo, 1970）。それに従って、低速層が上部マントルでの水溜りという考察を行った（島田, 1974）。その後、マントルに初生水の存在は疑問視され、また、マントルには沈み込み帯以外には H_2O は存在しないという考えが有力である（例えば、Tatsumi, 1989）。しかし、低速層の成因が部分熔融であるとする考えは否定されてはいないが、部分熔融では地震波の速度低下と減衰を説明できず、弾性波速度への非弾性効果、すなわち周波数依存性で説明しようとする考えが提唱されている（例えば、唐戸, 2000）。ただし、後者の場合、アセノスフェアには多量の H_2O の存在が必要と考えられている。最近の H_2O を含む系での高温高压実験の結果によれば、海洋性地殻から沈み込むスラブは種々の含水鉱物を含み、温度・圧力条件で、それらは深さ 410 ~ 660 km のマントル遷移層まで H_2O を搬入できる；一端、マントル遷移層まで H_2O が運ばれると、かんらん石の高压相 β および γ 相は hydrous β および hydrous γ 相が安定となり、マントル遷移層が水溜りとなる（例えば、井上, 2000）。また、この遷移層で重要と考えられるかんらん石 α - β 転移の圧力幅は無水の場合よりも含水系では狭く、地震波速度ジャンプ幅の狭いことの説明に好都合である。地球内部の水に関しては、上述のよ

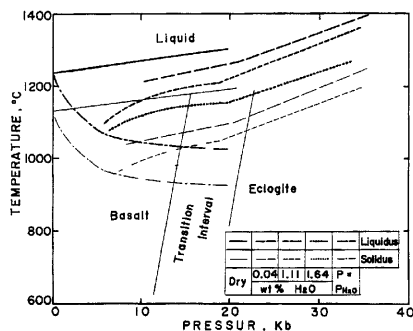


Fig. 10 Effects of pressure and water on the melting of natural basalt (Yakuno basalt) and the basalt-eclogite transition. The "dry" melting relations after Watanabe (1970). 1 kb = 100 MPa. (Shimada, 1971)

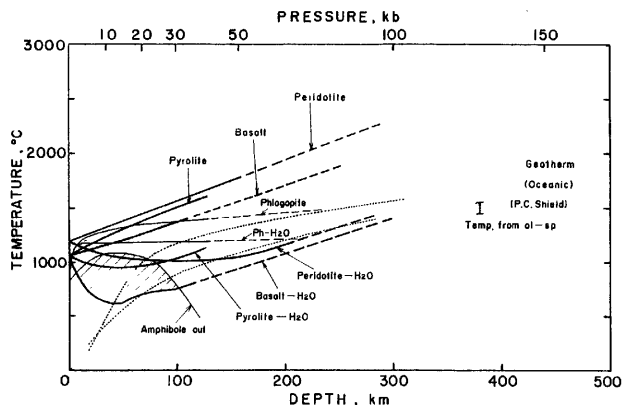


Fig. 11 Comparison of solidi of anhydrous and hydrous rocks with the mantle geotherm. Data are from Clark and Ringwood (1964), Kushiro et al. (1968), Wyllie (1971), Green (1973) and Akimoto (1974). 1 kb = 100 MPa. (After Shimada, 1974)

ようにまだ矛盾する点もあり現在も重要な課題である。

4. 高温高压下の鉱物の熱伝導

熱物性に関する研究もピストンシリンダー型高压装置で行われた。高温高压下で、半無限固体に対する温度の周期的変化を測定する Ångström 法を適用して熱拡散率の測定が行われていた (Yukutake, 1974)。その中で、当時高压容器の発生圧力校正 (Shimada, 1971) のために用いられていた KCl の相転移を、地球内部物質とは直接関連しないが、相転移に伴う物性の変化を明らかにするために KCl について粉体を固めたものや単結晶を用いて測定された (Yukutake and

Shimada, 1974, 1975)。その一例を Fig. 12 に示す。また、この KCl は相転移に伴う電気伝導率の変化の測定にも用いられた (Watanabe, 1977)。

一方、1973 年に設置された六方押しプレス の発生圧力校正試験を兼ねて、石英 (SiO_2) の高压相であるコーサイトとスティショバイトの合成が行われた。それらの熱物性の測定ができる程度の大きさのものが高压下での焼結をくり返し理想密度にほぼ近いものが合成された。それらと NaCl 単結晶および MgO 単結

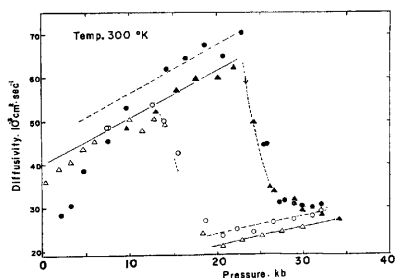


Fig. 12 Thermal diffusivity of powdered potassium chloride at 300°K as a function of pressure. Broken lines are the results from the first loading cycle and solid ones from the second cycle. Closed and open circles indicate the measured values from the first loading and unloading runs, respectively. Triangles those from the second cycle. (Yukutake and Shimada, 1974)

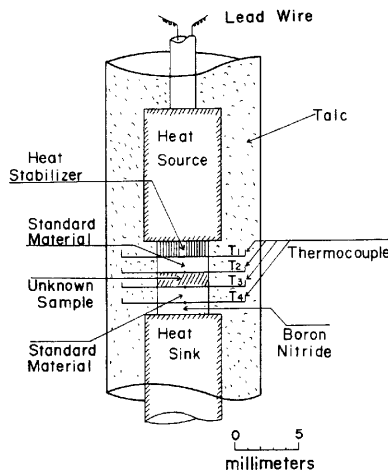


Fig. 13 Schematic illustration of the sample assembly in the high pressure vessel for measurement of thermal conductivity by the comparative method (Yukutake and Shimada, 1978)

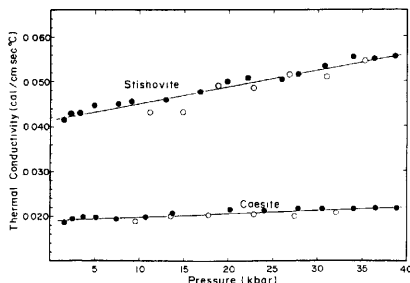


Fig. 14 Thermal conductivity of coesite at 19°C and stishovite at 25°C versus pressure. The upper and lower lines represent the least-squares fits to the data of stishovite and coesite, respectively. Closed and open circles indicate the results from the loading and unloading runs, respectively. (Yukutake and Shimada, 1978)

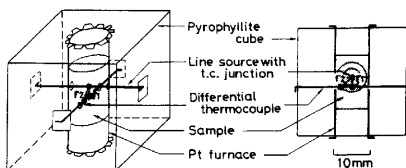


Fig. 15 Sample assembly with line source, thermal probes and internal furnace in pyrophyllite cube. Perspective diagram (left) and cross section perpendicular to the line source (right). (Shimada et al., 1985)

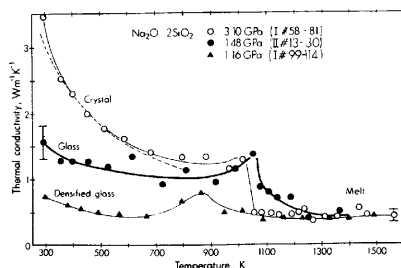


Fig. 16 Temperature dependence of the thermal conductivity of $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$. The dashed curve is a $1/T$ fit. Representative error brackets ($\pm 17\%$) are shown. (Shimada et al., 1985)

晶についての熱伝導度が石英単結晶を標準物質とする比較法で測定され、マントル物質の熱物性が議論された (Yukutake and Shimada, 1978)。その方法を Fig. 13 に、結果の一例を Fig. 14 に示す。

時代は下がるが、筆者は 1982~1983 年カナダのアルバータ大学岩石学教室で C.M. Scarfe とマグマの成因に関する高压実験を行っていた。その間、数カ月ウェスタンオンタリオ大学地球物理学教室の H.H. Schloessin と Hall 式の六方押しプレスを用いた高温高

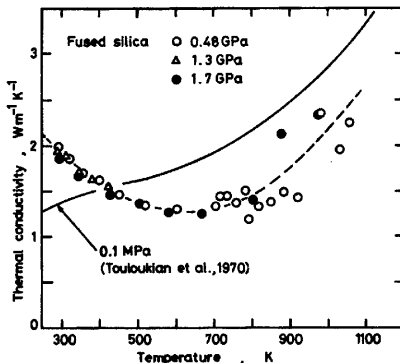


Fig. 17 Thermal conductivity of fused silica at high pressures as a function of temperature (Shimada and Schloessin, unpublished)

圧下の熱伝導度測定の実験をする機会を持った。そこで、アルバータ大学で作った玄武岩質マグマのモデル物質と考えられる $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ 組成のガラスの熱伝導度の測定を行い、マグマの性質に関連した高压下の融体の構造が議論された (Shimada et al., 1985)。 $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ の融点は珪酸塩としては低く (常圧で 874°C、圧力 3 GPa でも 1200°C 以下)、始めて高压下での珪酸塩の融体の熱物性の測定が可能となるために選ばれた。熱伝導度は定常円筒型近似を用いて (Fig. 15)、種々の一定圧力下で昇温・降温を繰り返し測定された。その結果、Fig. 16 に示されるように、4つの状態でのものが得られた。すなわち、出発物質のガラス、融体、融体から再結晶化した結晶、および高压下の融体から冷却された高密度化ガラスである。以下にそれらの特徴を示しておく。

1) ガラス：熱伝導度は、温度の低い範囲では、温度の増加とともに減少し、融解に伴い減少する前には増加する。一般に、常圧のガラスの熱伝導度は温度の増加とともに増加することはよく知られている。石英がガラスについての実験でも同様の振舞が見られ (Fig. 17)、このような振舞は高压下のガラスの特性であるのかも知れない。

2) 融体：融解後の熱伝導度は、ガラスあるいは結晶より ~70% 減少し、温度依存性はない。熱伝導度の圧力変化は ~2 GPa に極小値を持つ。このことは、粘性率と密度のデータから推定されている融体の構造変化に関連するものと考えられる。

3) 結晶：絶縁性固体のフォノン格子振動による温度変化 ($1/T$ 減少) を示す (Fig. 16 破線)。温度 700~800 K 以上では放射伝導項が卓越し、融解前の増加をもたらすと考えられる。

4) 高密度化ガラス：融体とほぼ同じ熱伝導度の値

を持つ。

5. 高封圧下の岩石の変形破壊

地震発生機構の解明と地震予知を目指した京都大学における岩石の変形破壊実験は、Table 1 に示されているように古くから上述の三軸試験機によって行われていた。例えば、高圧下でも岩石の破壊前には体積膨張、いわゆるダイラタンス現象が存在することなどが見い出されていた (Matsushima, 1960)。

筆者がこの種の研究を開始したのは、六方押しプレスが設置されてからであった。それを用いて、誰も行っていない高い封圧下での岩石の変形破壊実験を試みた (Shimada, 1981)。直径 8 mm、長さ 16 mm の円筒状岩石試料に対して Fig. 18(a) のような六方押しプレス内の室温用試料構成に対して、封圧と差応力の較正実験が行われ、封圧 3.7 GPa までの実験が可能となった。高温用試料構成は、用途に応じて種々改良されたものが用いられたが、最も最近に用いられたものを Fig. 18(b) に示す。以下にそれらによる結果の概要を述べる。それらの大部分は島田 (1995) や Shimada (2000) にまとめられている。

5.1 破壊強度

岩石は、高封圧下で圧縮強度と摩擦強度に等しくなると、脆性から延性へ転移すると考えられていた (Barton, 1976; Byerlee, 1968; Mogi, 1966; Orowan, 1960)。しかし、その後の実験から、空隙率 1% 以下の低空隙率の珪酸塩岩石は、両者の強度が等しくなる封圧下でも延性の兆候は現れず、脆性であることが示された (Schock et al., 1972; Schock and Heard, 1974; Shimada et al., 1983; Shimada and Cho, 1990)。

Shimada et al. (1983)、長ら (1984) および Shimada and Cho (1990) は、花崗岩、ガプロ、ダナイトおよびエクログジャイトの封圧 3 GPa までの破壊実験と摩擦すべり実験から、圧縮強度と摩擦強度が等しくなる封圧を境に脆性破壊機構が変化することを示唆した。そし

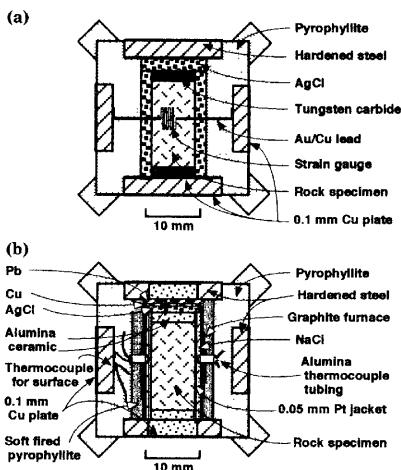


Fig. 18 The sample assembly designed for the rock specimen 8 mm in diameter and 16 mm long in the cubic press for room temperature (a) (Shimada, 1981) and for high temperature (b) (Shimada, 1999)

て、圧縮強度が摩擦強度より大きいときに起こる破壊を低圧型破壊、両者が等しくなるときに起こる破壊を高圧型破壊と呼んだ。それらの転移は、室温で花崗岩とガプロでは封圧約 800 MPa、ダナイトでは約 1 GPa、エクログジャイトでは約 2 GPa で起こる。

低圧型破壊と高圧型破壊は、強度の封圧依存性、AE 活動度や破断面の形状において著しい違いがあるそれらの主な特徴を Table 2 に、破壊強度と AE 活動度の典型例を Fig. 19 に示す。

低圧型破壊は、従来知られている脆性破壊に相当する (Brace et al., 1966; Kranz, 1983; Matsushima, 1960; Mogi, 1962a, 1966; Scholz, 1968) その主な特徴は次のようである：1) 圧縮強度の封圧依存性は、Coulomb, Griffith, あるいは修正 Griffith 理論では説明できなく、封圧の増加とともに著しく非直線的に増加し、経験的に封圧の幕乗で表わされる (Ohnaka, 1973)；

Table 2 Typical characteristics of low- and high-pressure types of fracture

	Low-pressure type	High-pressure type
Compressive strength	Non-linear increase with confining pressure	Linear increase with confining pressure; its increasing rate is low and independent of rock types.
AE activity	Rapid increase before final fracture.	No rapid increase before final fracture; final fracture occurs through constant activity.
Fault features	Characteristic differences depending on rock types. Concentration of microcracks and crushed zones only near the main fault. The main fault is oriented at $\sim 30^\circ$ to the compressive stress direction.	Few differences between different rock types. No concentration of microcracks near the main fault. The main fault is sharp and oriented at $\sim 45^\circ$ to the compressive stress direction.

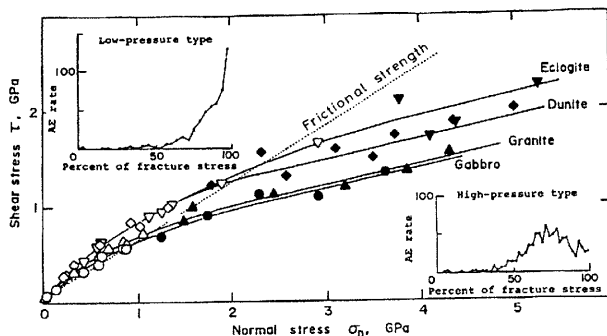


Fig. 19 Shear stress versus normal stress at fracture for four dry silicate rocks at room temperature (after Shimada et al., 1983). Open and closed symbols indicate the low-pressure and high-pressure type of AE activity, respectively. Dotted line is the frictional strength by Byerlee (1978). Representative AE activities of both types are also inserted.

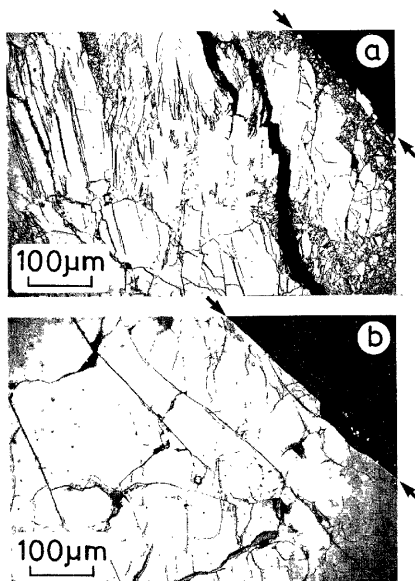


Fig. 20 SEM micrographs (backscattered electron images) of the low-pressure (a) and high-pressure type fracture (b) for dry Horoman dunite. Arrows show the main fault. The direction of the maximum compressive stress is vertical. (a) $\sigma_3 = 0.34$ GPa, $\sigma_1 - \sigma_3 = 1.63$ GPa; (b) $\sigma_3 = 1.50$ GPa, $\sigma_1 - \sigma_3 = 3.20$ GPa. (Shimada and Cho, 1990)

2) 応力の増加に伴い、AE 活動度はダイラタンシーの開始とともに活発化し、最終破壊前に前兆的に指数函数的急増を示す；3) 主破断面は最大圧縮応力軸にほぼ 30° 傾き、その近傍にのみ微少クラックの集中が見られ、主破断面から少し離れるとほとんど微少クラックは存在しない。

一方、高圧型破壊では、1) 圧縮強度は封圧の増加とともに線形的に増加し、その増加率は低圧型に較べて小さく、岩種には独立である；2) AE 活動度は最終破壊前の前兆的急増はない；3) 主破断面は最大圧縮応力軸にほぼ 45° 傾き、その近傍に微少クラックの集中は見られず、主破断面にほぼ平行するクラックが卓越する傾向がある。低圧型および高圧型破壊の主破断面の典型例を Fig. 20 に示す。クラックの分布測定を含むクラック観察の詳細は長・島田 (1987) に示されている

高圧型破壊に類似の破断面の形状は、Westerly 花崗岩 (Tullis and Yund, 1977), Hale アルバイト岩 (Shelton et al., 1981), Maryland ダイアベース (Caristan, 1982) などの高温下の実験で、低封圧側の脆性破壊領域と高封圧側の延性流動領域の中間領域で存在することが観測されている。このような破断面形成は高温高圧型あるいは遷移型と呼ばれている (以後、遷移型と呼ぶ)。この遷移型と脆性破壊領域は Fig. 21 に示されるように摩擦強度によってほぼ境されている。このことは、上の高圧型破壊は遷移型の室温あるいは低温での現れと考えられる。ただし、延性流動機構は、高温では転位あるいは拡散支配のものであり、低温では微少クラックや破砕などの脆性的な要因によるカタクラシスである。空隙のない Bushveld 斜長岩 (Tullis and Yund, 1992) や Heavymtree 砂岩 (Hirth and Tullis, 1994) の実験で、カタクラシティックな破壊や流動に伴い、高封圧下で同様な破断面あるいはクラックの形状の変化が観測されている。この破断面形成の変化は、モード I 型 (開口型) クラックの卓越からモード II 型 (剪断型) クラックの卓越への移行であると考えられている (Hirth and Tullis, 1994; Shimada, 1992; Tullis and Yund, 1992)。

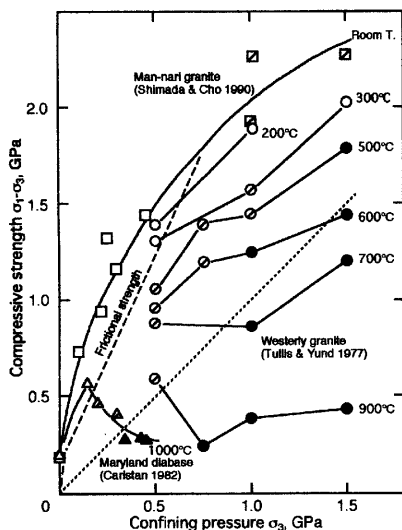


Fig. 21 Compressive strength of rocks as a function of confining pressure. (Shimada, 2000) Open symbols indicate the brittle fracture (corresponding to the low-pressure type fracture); closed ones the ductile creep; oblique-lined ones indicate the high-pressure type fracture or the transitional one. The broken line shows the frictional strength (Stesky et al., 1974). The dotted line shows the estimated boundary between the transitional and the ductile creep regimes, the $\sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_3$ criterion, or Goetz's criterion.

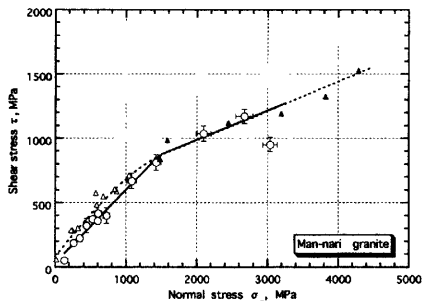


Fig. 22 Frictional strength of dry Man-nari granite. (After Cho et al., 1984) The solid line indicates the estimated frictional strength. The dotted line indicates the compressive strength with strength data (open and solid triangles indicate the low-pressure and high-pressure types of AE activity, respectively) reproduced from Fig. 19.

圧縮強度と摩擦強度が等しくなる条件の下での摩擦すべり挙動も、切断面を持つ試料を用いた実験から調べられた (長ら, 1984)。花崗岩の結果を Fig. 22 に示す。摩擦強度はある封圧 (あるいは法線応力) までは、Byerlee (1978) や Stesky et al. (1974) によって表わされ

ているように、封圧の増加とともに線形的に増加し、それ以上の封圧では圧縮強度と等しくなる。

最近、常温で封圧 100 MPa と 250 MPa での摩擦すべり実験で、すべり面に溶融構造が SEM で観測されることが報告されている (豊田・大槻, 2000)。このことは摩擦すべり面、延いては地震断層面の挙動を知る上で重要と考えられる。上に示したように、封圧 2 ～ 3 GPa までの摩擦すべり実験が行われていたが、SEM 観察は主にすべり面に垂直な断面で行われていた。それらの試料のすべり面の観察は非常に興味あることである。

5.2 岩石の強度に及ぼす寸法効果

岩石の強度は、温度の上昇、ひずみ速度の減少、水が存在する場合は試料寸法の増大などによって低下する。なかでも、試料の寸法の効果は著しく、一軸圧縮強度については実験室のみならず現位置においても多くの実験が行われている (例えば、Bieniawski, 1968; Cunha, 1990, 1993; Heuze, 1980; Mogi, 1962b; Pratt et al., 1972)。Bieniawski (1968) による石炭と Pratt et al. (1972) による石英閃緑岩の実験では、長さ数 cm から数 m に及ぶ試料が用いられ、両者の一軸圧縮強度に及ぼす寸法効果は極めて良い一致を示している。長さ数 m の試料の一軸圧縮強度は数 cm の実験室規模のもの 1/10 程度となる。しかし、長さが 1 m より大きくなると強度は一定となる。

岩石の強度に及ぼす寸法効果は、一般に、クラックなどの潜在欠陥の試料体積中の統計的分布に関与していると考えられ、種々の統計理論が提唱されている (例えば、Cunha 1990, 1993; Paterson, 1978)。また、数 m より大きい試料に対しては、岩石あるいは岩盤の巨視的クラックの存在による寸法効果の停止として説明されている (Bieniawski, 1968; Pratt et al., 1972)。すなわち、1 m 程度の寸法に岩盤の力学的特性長さが存在すると考えられる。いいかえると、岩盤には強度に対して数 m 程度の最大有効寸法あるいは特性寸法があるに違いない。

圧力下では、潜在クラックの閉鎖が起こるため、一般的には、寸法効果は小さいと考えられている (Barton, 1976; Brace, 1981)。石灰岩、石英、堆積岩などの軟岩や花崗岩のような硬岩に対しても、大きい寸法の試料を用いた三軸試験の試みはいくつかある (例えば、Cook and Heard, 1981; DuBois, 1981; Nataf et al., 1983; Reeves, 1985)。しかし、硬岩についてのデータは実験条件の制約から非常に少ない。唯一、Singh and Huck (1973) が Charcoal black 花崗岩について封圧 69 MPa まで直径 50.8 mm, 101.6 mm および 0.81 m (長さ 1.6 m 程度と推定される) の岩石試料の

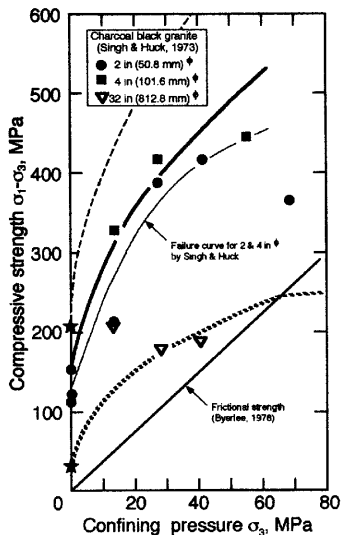


Fig. 23 Pressure dependence of compressive strength of Charcoal black granite for three different specimen sizes. The slid symbols and a light curve are from Singh and Huck (1973). The broken, heavy and hatched curves are the calculated strength curves using an empirical power-law relation (Ohnaka, 1973) for ordinary laboratory-size (a few cm), 50.8 mm (2 inch) diameter and 0.81 m (32 inch) diameter (regarded as corresponding to 1.6 m long) specimens, respectively. Asterisks indicate the uniaxial strengths as estimated from the scale effect described by Bieniawski (1968) and Pratt et al. (1972). A solid straight line shows the frictional strength by Byerlee (1978). (After Shimada and Cho, 1986)

圧縮強度を測定し、封圧下の強度の寸法効果を求めている。

Singh and Huck (1973) のデータを Fig. 23 に示す。直径 2 inch の試料に対する強度の封圧依存性は、花崗岩質岩石に対する冪乗則 (Ohnaka, 1973) $(C/C_0 = 1 + 4.57(P/C_0)^{0.52})$ 、 C : 封圧 P での圧縮強度; C_0 : 一軸圧縮強度) で良く表されている (Fig. 23 の太実曲線)。Singh and Huck (1973) が一軸圧縮強度を求めている長さ数 cm の一般的な実験室規模の試料および長さ 1.6 m の試料に対する一軸圧縮強度を上の花崗岩と石英閃緑岩の寸法効果から推定し、冪乗則を適用して求めた強度曲線が、それぞれ破線および点線で示されている。前者は、花崗岩質岩石の室内実験で得られた値と調和的であり、後者も第 1 近似的には実験データと矛盾しない。

摩擦強度では、すべり面の性質が重要であり、本質的には寸法効果はないと考えられている (Cunha, 1990, 1993)。従って、摩擦強度を Byerlee (1978) によ

るものを採用すると (Fig. 23 の実線)、岩盤の力学的特性長さを越えるときみなせる試料の圧縮強度 (Fig. 23 の点線) は、封圧 60 ~ 70 MPa で摩擦強度と等しくなる。なお、圧縮強度と摩擦強度が等しくなる封圧以上のところでの強度の封圧依存性は高压型破壊のものが考慮されている (島田・長, 1986)。

この封圧 60 ~ 70 MPa は、地殻の深さ数 km に相当する。従って、数 cm の試料について示された圧縮強度と摩擦強度が等しくなると破壊機構が変化するという実験結果が、数 m の試料に対しても同じように適用できると仮定すると、深さ数 km の地殻、すなわち地殻の地震発生層では高压型破壊が起こることになる。温度や間隙水圧の効果に関しては次節に示されるが、このことは非常に興味あることであるが、実験的には確かめられていない。そのため、なんとか封圧下の岩石の強度の寸法効果の実験を行う計画を立てた。Table 3 に、花崗岩の寸法の変化による封圧 σ_3 下の圧縮強度 C と Byerlee (1978) による摩擦強度の比較を示す。ここで、一軸圧縮強度 C_0 は、Bieniawski (1968) による石英と Pratt et al. (1972) による石英閃緑岩の寸法効果から、その封圧依存性は、Ohnaka (1973) による花崗岩質岩石の冪乗経験則から推定された。Table 3 には、両者の強度が等しくなる条件が 2 重線で示され、装置に必要な一軸荷重能力も示されている。

例えば、直径 1 m、長さ 2 m の花崗岩試料に対して圧縮強度と摩擦強度が等しくなるのは、封圧 100 MPa で、強度は 286 MPa となる。これを実行するためには、封圧 100 MPa で一軸荷重能力 310 MN の装置が必要となる。これは、専用の研究所が必要となる程度の巨大なものであり、もう少し妥当なものとして、直径 0.25 m、長さ 0.5 m の試料での条件を推定すると、封圧 200 MPa で、強度は 524 MPa となり、必要な一軸荷重能力は 36 MN である。この程度の能力を持つ装置は、他の目的ですでに国内外とも研究室単位で数多く装備されている。岩石の力学的性質の研究および地震予知の基礎的研究のためにも、このような装置が設置されることが要望され、その計画は長らく要求されていたが認められなかった。

5.3 高温高压下の花崗岩の強度とリソスフェアの強度

高压型破壊の地殻での可能性を実験的に確かめるために、上述のように、封圧下での岩石の強度に及ぼす寸法効果の研究を計画した。しかし、その実現の可能性は不確かであった。その間、高温下での高压型破壊の存在を確かめる実験を行った。温度 300°C までの実験から、高温での高压型破壊の存在は明らかにされた (Shimada, 1992)。それに基づいて、強度の寸法効

Table 3 Comparison of compressive strength C estimated for granite specimens with several different sizes with frictional strength F

Granite specimen*			C_0	C , MPa: $C/C_0 = 1 + 4.57 (\sigma_3/C_0)^{0.52}$					
L , m	D , m	S , $\times 10^{-4}$ m ²	MPa	$\sigma_3 = 67$ MPa	$\sigma_3 = 100$	$\sigma_3 = 200$	$\sigma_3 = 500$	$\sigma_3 = 700$	$\sigma_3 = 1000$
0.016	0.008	0.5	180			1047	1579	1847	2187
									[0.2 MN]
0.1	0.05	20	120	$C > F$	618	835	1272	1492	1772
								[4.5 MN]	[6 MN]
0.2	0.1	79	90	432	524	713	1093	1285	1529
							[13 MN]	[16 MN]	[20 MN]
0.3	0.15	177	70	373	487	623	959	1129	
							[26 MN]	[33 MN]	
0.5	0.25	491	50	308	378	524	807		
						[36 MN]	[65 MN]		
1.0	0.5	1963	30	232	286	398	622		$C = F$
				[58 MN]	[76 MN]	[120 MN]	[220 MN]		
1.5	0.75	4418	30	232	286	398	622		
				[130 MN]	[180 MN]	[270 MN]	[496 MN]		
2.0	1.0	7854	30	232	286	398	622		
				[232 MN]	[310 MN]	[470 MN]	[881 MN]		
Frictional strength, MPa				232	368	600	1237	1661	2297

* L is the length, D is the diameter and S is the cross-sectional area.

The bracketed value indicates the axial-loading power for a required machine.

果を考慮して、リソスフェアの強度モデルも提唱された (Shimada, 1993a)。

その後の実験から、温度 250°C での高圧型破壊の強度の異常が見い出された。それを明らかにするために、高圧型領域の封圧 1500 MPa で乾燥状態の万成花崗岩の強度の温度変化が、従来行われていなかった細かい温度間隔で測定された (Shimada, 1999; Shimada and Liu, 2000)。その結果、強度は温度 200 ~ 300°C の範囲で、250°C あたりに極小値をもって、大きく低下することが明らかになった。その原因は、マイクロメカニズムの観察から、温度の増加とともにクラック群の活性化からそれらの停止と結晶塑性の卓越への移行であると解釈された。詳細なデータは Shimada and Liu (2000) および Shimada (2000) に示されているが、強度の結果を Fig. 24 に、マイクロメカニズムの結果を Fig. 25 に示す。

しかし、試料の大きさ (Fig. 18 参照) に対して、万成花崗岩の粒径は 1 ~ 3 mm と大きく、上の結果を花崗岩の変形破壊機構の代表とするのにはやや無理があると考えられる。そこで、粒径の小さい (0.75 mm) Westerly 花崗岩についての実験が行われた (島田, 2000)。結果は、Table 4 と Fig. 26 に示される。Fig. 26 で白丸は AE 発生と応力降下を伴う明らかな脆性破壊を示した強度である。その他は、AE 発生も応力降下も示さず、応力-変位 (あるいは応力-時間) 関係の屈曲点から求められた降伏応力である。

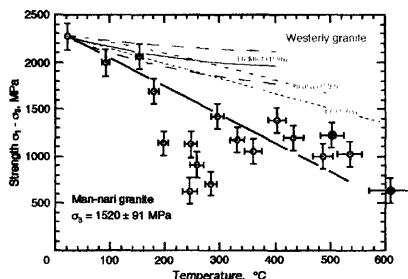


Fig. 24 Temperature dependence of strength for Man-nari granite at a confining pressure of 1500 MPa in the high-pressure type fracture regime. Open and hatched symbols indicate the runs with and without AE events accompanied by a stress drop, respectively. The gray lines indicate previously determined temperature dependence of strength for Westerly granite. The solid line indicates a linear fit for the data, excepting those between 200° and 280°C on Man-nari granite. (Shimada, 1999)

Westerly 花崗岩の強度の温度変化は、すでに求められている結果から推定され、常温の値で規格化されると封圧によらないと考えられている (Ohnaka, 1992; 長, 1993; Lockner, 1998)。それらの温度勾配は Fig. 24 と同様に Fig. 26 にも示されている。Fig. 26 の場合、常温の実験がなく、比較は相対的であるが、250°C あたりに極小値をもち、200 ~ 300°C の温度範囲で強度は勾配の傾向より低下していると見なせる。強度の低下量は Fig. 24 の万成花崗岩の場合より小さいが、マ

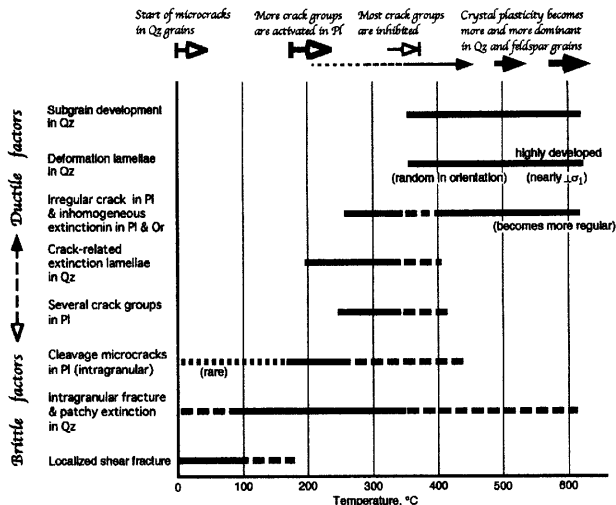


Fig. 25 Schematic summary of optical microscopy for Man-nari granite in the high-pressure type regime at a confining pressure of 1500 MPa as a function of temperature (Shimada and Liu, 2000)

Table 4 Temperature dependence of strength for dry Westerly granite in the regime of the high-pressure type fracture

Run	Confining pressure σ_3 , MPa	Temperature, °C	Compressive strength $\sigma_1 - \sigma_3$, MPa	Comments*
RWG-9	1510 ± 90	94 ± 7	1740 ± 130	45°†; H
RWG-3	1500 ± 90	151 ± 10	1810 ± 130	45°; H
RWG-4	1500 ± 90	214 ± 14	1500 ± 130	45°; H
RWG-10	1510 ± 90	256 ± 11	1380 ± 130	45°†; H
RWG-2	1510 ± 90	275 ± 15	1470 ± 130	45°, 30°; H
RWG-5	1510 ± 90	327 ± 19	1400 ± 130	45°†; N; Y
RWG-6	1510 ± 90	391 ± 14	1450 ± 130	N; Y
RWG-8	1490 ± 90	446 ± 16	1240 ± 130	N; Y
RWG-7	150 ± 90	538 ± 22	1170 ± 130	N; Y

* Crack angles to the compressive stress direction. H denotes the run where the high-pressure type of AE activity was observed accompanied by stress drop. N denotes the run where neither AE nor stress drop was observed. Y denotes the yield strength.

† Short length cracks.

イクロメカニズムの観察 (Fig. 27) は万成花崗岩の場合に求められた Fig. 25 の結果と矛盾しない。従って、このような性質は、石英と長石の混合物である花崗岩の特徴であると考えられる。ただし、常温での実験と低圧型ではどうなるかは興味あるところであり、またマイクロメカニズムに関しては TEM 観察が望まれ、残された課題である。

このような温度 250°C 近傍の高压型破壊領域の強度の異常を考慮して、Fig. 28 に示されるような、高間隙水圧なしでも、強度の極小値をもつリソスフェアの強度モデルが提唱された (Shimada, 1999; Shimada and Liu, 2000)。このモデルは、大陸地殻の地震発生層の脆性-延性転移説に基づいて推定されている。

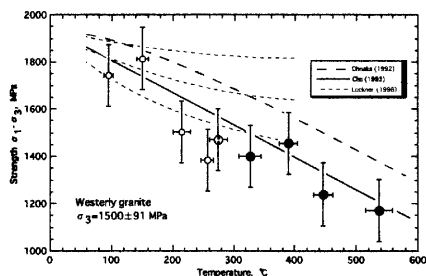


Fig. 26 Temperature dependence of strength for Westerly granite at a confining pressure of 1500 MPa in the high-pressure type regime. For other explanation, see Fig. 24.

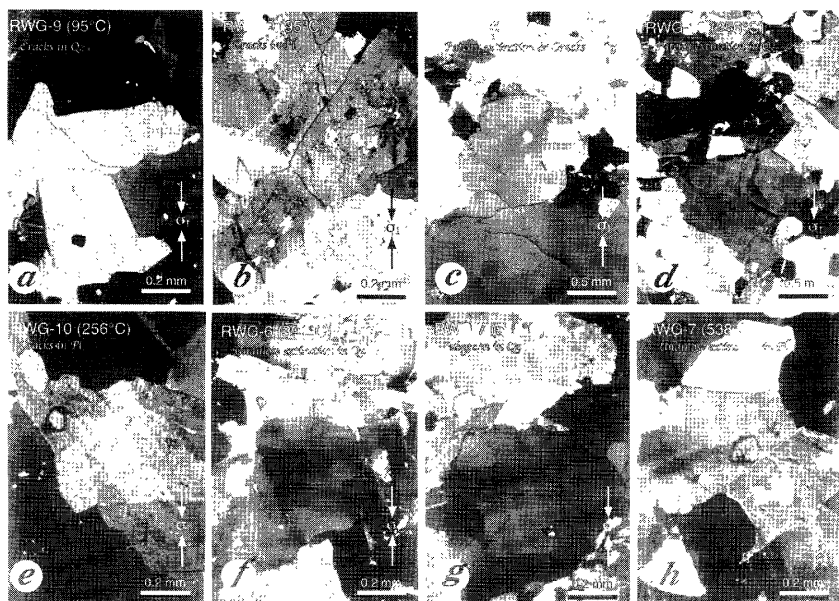


Fig. 27 Some examples of optical micrographs for Westerly granite deformed at several temperatures in the high-pressure type regime at a confining pressure of 1500 MPa. Crossed nicols. Arrowheads indicate the direction of the compressive stress. a: Cracks in quartz grain; b: Cracks in plagioclase; c: Patchy extinction and cracks in quartz grain; d: Patchy extinction in quartz grain; e: Cracks in plagioclase grain; f: Undulose extinction in quartz grain; g: Subgrain in quartz grain; h: Undulose extinction in plagioclase grain.

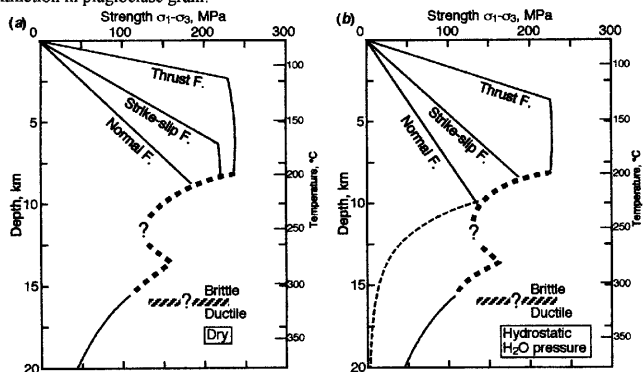


Fig. 28 Estimated strength in a granitic crust as a function of depth for thrust, strike-slip and normal faulting. (Shimada, 1999) (a) Dry crust, (b) wet (hydrostatic pore-water pressure) crust. Calculations are based on Byerlee's (1978) friction law and the strength for the high-pressure type fracture in the brittle regime, and on the steady-state creep laws using a strain rate of 10^{-14} s^{-1} and the creep parameters of dry granite (Kirby and Kronenberg, 1987). The creep strength for wet granite is also shown as a broken curve. The geotherm used is $T (\text{K}) = 350 + 15z (\text{km})$ (Goetze and Evans, 1979). The heavy broken curve is the estimation proposed (original model: Shimada, 1993a)

この脆性-延性転移説は、Goetz and Evans (1979) や Brace and Kohlstedt (1980) によるリソスフェアの強度分布に基づいている。これはまた、強度分布と地震発生深さ分布との類似性の説明に適用されている (例えば、Meissner and Strehlau, 1982; Sibson, 1984;

Ito, 1990)。このことは、地震は地殻の強度の高いところで発生あるいは核形成しやすいことを示唆している。一方、自然の断層に対して推定される低強度の最大剪断応力方位を説明するために、岩圧に近い高い間隙水圧を仮定した極小値をもつ摩擦強度モデルも提唱

されている (Streit, 1997)。

Fig. 28 に提唱されたモデルでは、問題のある (例えば, Scholz, 1996) 高間隙水圧を考えなくても、深さ 11 km あたりに極小値をもつ低強度領域が深さ 8 ~ 14 km に存在する。このことは、脆性-延性転移説に対して別の解釈を与えることができる。すなわち、地震は、地殻の強度が低いところで発生、あるいは核形成しやすいと考えられる。

5.4 多孔質岩石の変形

前節までの岩石の変形破壊実験では、空隙率 1% 以下の岩石 (万成花崗岩, 室戸岬ガブロ, 幌満ダナイト, 赤石エクロジヤイト) について述べた。同時に夜久野玄武岩についての実験も行った。この岩石を用いた理由は、3 章で述べた含水状態を含む高温高压下の相転移を含む相図が完成しており、変形破壊実験においても高温および含水状態の実験を想定していたからである。しかし、実際には、乾燥状態、室温での実験のみしかできなかったことは残念であったが、この岩石は 7% の空隙率をもっており、別の意味で興味ある結果が得られた。それは、多孔質岩石の封圧下の力学的性質であり、地球科学のみならず、高深度貯蔵庫や高深度掘削などの工学的あるいは地震予知研究などにおいても重要性をもっている (例えば, Edmond and Paterson, 1972; Schock et al., 1973; Brace, 1978; Gowd and Rummel, 1980; Wong et al., 1992)。

多孔質の砂は、封圧あるいは差応力下で圧密を示すことはよく知られている (Maxwell, 1960; Borg et al, 1960)。そこでは、空隙の閉鎖と粒子の移動が空隙率の減少を伴って起こり、カタクラスティック延性流動を引き起こす。このような圧密現象は、砂よりもはるかに高い強度をもつ多孔質珪酸塩岩石でも観測され、その脆性-カタクラスティック延性転移が研究されている (例えば, Mogi, 1964, 1965; Schock et al., 1973; Shimada and Yukutake, 1982; Hadizadeh and Rutter, 1983; Shimada, 1986; Zhang, et al., 1990a)。

Fig. 29 は、空隙率 7% の夜久野玄武岩の室温、乾燥状態での種々の力学的状態図である。これは、体積ひずみと AE 活動度の測定 (Shimada and Yukutake, 1982) およびその後のマイクロメカニズムの観察 (Shimada, 1991) に基づいて作られている。

この玄武岩は、室温で封圧 300 MPa で脆性からカタクラスティック延性へと転移する。マイクロメカニズムの研究から、カタクラスティック延性の開始は、多孔質岩石の圧密あるいは空隙の閉鎖の開始と密接に関係し (Hirth and Tullis, 1989; Zhang et al., 1990a, b; Rutter and Hadizadeh, 1991), また、接触粒子の微小破壊が空隙の閉鎖に重要な役割を演じている (Zhang et

al., 1990a) ことが示されている。

空隙の閉鎖の開始には、封圧と差応力のレベルによって 2 段階に別れる (Shimada, 1991)。すなわち、空隙の閉鎖を促進する差応力の卓越効果 (Hirth and Tullis, 1989) と平均圧力の卓越効果 (Schock et al, 1973; Shimada, 1986) であり、夫々 Fig. 29 の圧密開始の折れ線の上部と下部に対応している。

多孔質玄武岩の圧密あるいは空隙の閉鎖の典型例が Fig. 30 に示される。出発物質の初期空隙は 100 ~ 200 μm までの大きさであり、その大部分は短冊型の斜長石で囲まれている (Fig. 30a)。これらの空隙は、ある

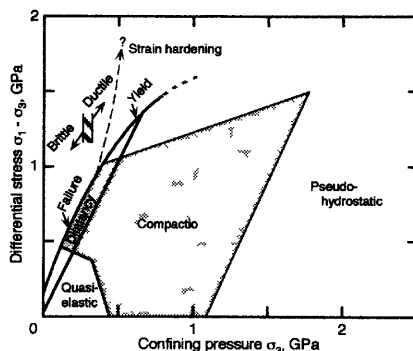


Fig. 29 A schematic diagram of the boundaries of mechanical states in the differential stress - confining pressure field for dry Yakuno basalt with 7% porosity at room temperature (After Shimada and Yukutake, 1982, Shimada, 1991)

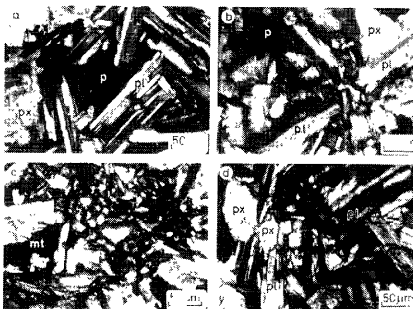


Fig. 30 Microscopic features of deformation of a porous Yakuno basalt at room temperature (Shimada et al., 1989). Crossed nicols. (a) Pore in the starting material; (b) $\sigma_3 = 760$ MPa, $\sigma_1 - \sigma_3 = 1440$ MPa, $\epsilon_s = 4.1\%$; (c) $\sigma_3 = 1010$ MPa, $\sigma_1 - \sigma_3 = 3110$ MPa, $\epsilon_s = 7.8\%$; (d) $\sigma_3 = 25000$ MPa, $\sigma_1 - \sigma_3 = 3020$ MPa, $\epsilon_s = 6.7\%$; where σ_3 is the confining pressure, $\sigma_1 - \sigma_3$ is the maximum differential stress achieved in the run, and ϵ_s is the total sample shortening. Maximum stress direction is perpendicular to the page for (b - d). p = pore, pl = plagioclase, px = pyroxene, mt = magnetite.

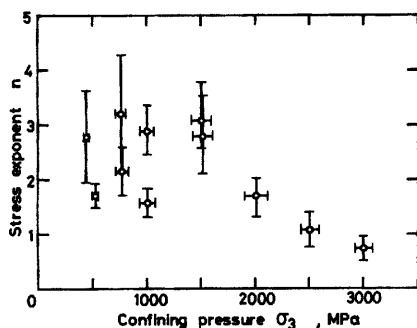


Fig. 31 Stress exponent as a function of confining pressure for dry Yakuno basalt at room temperature (Shimada et al., 1989)

応力レベルで閉鎖し始め、圧密が始まる。圧密は空隙の閉鎖で特徴付けられる。そこでは、粒子、この場合は特に斜長石粒子、の衝突と微小クラックの生成を伴う変形とそれらの空隙スペースへの充填が生じている (Fig. 30b)。圧密中には、岩石は静水圧圧縮より大きく圧縮され、AE 活動は相対的に高い (Shimada and Yukutake, 1982)。

さらに応力レベルが高くなると、ほとんどの空隙は閉鎖し、圧密は完了する。破碎され、無数の微小クラックをもち、また非常に細粒化された周囲の結晶が、元の空隙スペースを埋める (Fig. 30c, d)。応力レベルの増加につれて、細粒化された領域、すなわち元の空隙スペースは、試料全体に敷衍していく。この敷衍は、領域自身の拡大と、周囲の物質の細粒化とともに進行する。変形のこの段階では、岩石は、差応力荷重されているにもかかわらず、静水圧的に圧縮され、そこでの AE の発生は非常に少ない (Shimada and Yukutake, 1982)。

差応力が一定の値を階段的に増加させる実験において、各段階で時間依存性のクリープの振舞を示すひずみ変化が観測された (Shimada et al., 1989)。この時間依存性のひずみは、高温クリープで適応されている幂乗則 ($\dot{\epsilon} = A(\sigma_1 - \sigma_3)^n$ 、ここで $\dot{\epsilon}$ はひずみ速度； $\sigma_1 - \sigma_3$ は差応力； A と n は常数) で表わされた。応力指数 n は、Fig. 31 に示されるように、封圧 1500 MPa 以下ではほぼ 3 で、それ以上の封圧では減少し 1 に近づく。このことは、室温でもカタクラスティック延性流動の機構が、封圧 2000 MPa あたりで変化することを示唆している。この変化は、マイクロメカニズムの観測とも調和的であり (Shimada et al., 1989)、応力指数 1 は、流動はニュートン的であることを意味しており低温での地球内部の流動機構や断層破碎帯の構造を明らかにする上で興味深いものである。しかし、転位あるいは

拡散支配の高温での流動と、低温のカタクラスティック流動との関係を明らかにすることは、残された課題である。

6. おわりに

以上、筆者の高温高圧実験による研究の概略をふり返ってきた。最初にも述べたように、阿武山地震観測所、地震予知研究センターという観測を業務にもつ職場に勤務しながら、室内実験で好きなことができたのは、周りに優秀なスタッフがいたことと、それを許してくれる度量があったことに甘えることができたからである。ただ、それに報いることができたかは疑問である。

参考文献

- 秋本俊一 (1974)：カンラン石→変形スピネル→正スピネル転移、シンポジウム：実験岩石学の進歩—地球内部の相平衡と元素分配—, pp. 135-148.
- 秋本俊一 (1993)：物性研テトラヘドラル・プレス 30 年に憶う、高圧力の科学と技術, Vol. 2, No. 3, pp. 177-178.
- 井上 徹 (2000)：地球内部の水—マントル遷移層は水のリザーバか？—, 高圧力の科学と技術, Vol. 10, No. 2, pp. 124-133.
- 唐戸俊一郎 (2000)：レオロジーと地球科学, 東大出版会, 251pp.
- 島田充彦 (1966)：高圧下における玄武岩の融点, 地震 2, Vol. 19, No. 3, pp. 167-175.
- 島田充彦 (1974)：低速度層の成因について—上部マントルの水溜りとしての考察—, 地震学会講演予稿集, 1974, No. 2, pp. 112.
- 島田充彦 (1993b)：高圧実験による深発地震発生機構の解明, 高圧力の科学と技術, Vol. 2, No. 2, pp. 151-160.
- 島田充彦 (1995)：岩石の破壊機構の変化と寸法効果, 地震 2, Vol. 48, pp. 177-185.
- 島田充彦 (2000)：高封圧下における花崗岩の強度の温度変化について, 日本地震学会講演予稿集, 2000 年度秋期大会, pp. C31.
- 島田充彦・長 秋雄 (1986)：封圧下の岩石の破壊強度に及ぼす寸法効果の推定, 地震 2, Vol. 39, pp. 313-317.
- 長 秋雄 (1993)：岩石の破壊強度から求められた地殻強度と地殻での高圧型破壊の可能性, 地学雑誌, Vol. 102, pp. 279-287.
- 長 秋雄・島田充彦 (1987)：岩石の低圧型・高圧型

- 脆性破壊での微小クラックの分布, 第7回岩の力学
国内シンポジウム講演論文集, pp. 49-54.
- 長 秋雄・島田充彦・行竹英雄 (1984): 高封圧下
における岩石の摩擦力, 第6回岩の力学シンポジウム
講演論文集, pp. 49-54.
- 豊田宗則・大槻憲四郎 (2000): Stick-slip 実験では普
通に溶融層ができる!, 日本地震学会講演予稿集,
2000 年度秋期大会, pp. B67.
- 前田純一 (1974): 封圧下における花崗岩のクリープ
破壊と Elastic Shocks, 地震 2, Vol. 27, pp. 65-74.
- 松島昭吾 (1956): 花崗岩の変形と破壊について, 地
震 2, Vol. 8, pp. 173-183.
- Barton, N. (1976): The shear strength of rock and rock
joints, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.,
Vol. 13, pp. 255-279.
- Bell, P.M. and Roseboom, E.H. Jr. (1965): Phase diagram
for the system nepheline-quartz, Carnegie Inst. Wash.,
Yearbook 64, pp. 139-141.
- Bieniawski, Z.T. (1968): The effect of specimen size on
compressive strength of coal, Int. J. Rock Mech. Min.
Sci., Vol. 5, pp. 325-335.
- Birch, F. and LeComte, P. (1960): Temperature-pressure
plane for albite composition, Am. J. Sci., Vol. 258, pp.
209-217.
- Borg, I., Friedman, M. Handin, J. and Higgs, D.V. (1960):
Experimental deformation of St. Peter sand: a study of
cataclastic flow, in Rock Deformation, ed. by D. Griggs
and J. Handin, Geol. Soc. Am. Mem., Vol. 79, pp. 133-
191.
- Boyd, F.R. and England, J.L. (1963): Effect of pressure on
the melting of diopside, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, and albite,
 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, in the range up to 50 kilobars, J. Geophys.
Res., Vol. 68, pp. 311-323.
- Brace, W.F. (1978): Volume changes during fracture and
frictional sliding: a review, Pure Appl. Geophys., Vol.
116, pp. 603-614.
- Brace, W.F. (1981): The effect of size on mechanical prop-
erties of rocks, Geophys. Res. Lett., Vol. 8, pp. 651-652.
- Brace W.F. and Kohlstedt, D.L. (1980): Limits on litho-
sphere stress imposed by laboratory experiments, J.
Geophys. Res., Vol. 85, pp. 6248-6352.
- Brace, W.F., Paulding, B.W., Jr. and Scholz, C. (1966):
Dilatancy in fracture of crystalline rocks, J. Geophys.
Res., Vol. 71, pp. 3939-3953.
- Byerlee, J.D. (1968): Brittle-ductile transition in rocks, J.
Geophys. Res., Vol. 73, pp. 4741-4750.
- Byerlee, J. (1978): Friction of rocks, Pure Appl. Geophys.,
Vol. 116, pp. 615-626.
- Caristan, Y. (1982): The transition from high temperature
creep to fracture in Maryland diabase, J. Geophys. Res.,
Vol. 87, pp. 6781-6790.
- Clark, S.P. and Ringwood, A.E. (1964): Density distribu-
tion and constitution of the mantle, Rev. Geophys., Vol.
2, pp. 35-88.
- Cook N.G.W. and Heard, H.C. (1981): National Science
Foundation - University of California at Berkeley
Workshop on large scale laboratory testing in geome-
chanics, executive summary, Geophys. Res. Lett., Vol. 8,
pp. 645-646.
- Cunha, A.P. (ed.) (1990): Scale Effects in Rock Masses,
A.A. Balkema, Rotterdam, 339pp.
- Cunha, A.P. (ed.) (1993): Scale Effects in Rock Masses 93,
A.A. Balkema, Rotterdam, 353pp.
- DuBois, A. (1981): Factors in the design and manufacture
of large high pressure and high temperature triaxial cells,
Geophys. Res. Lett., Vol. 8, pp. 683-686.
- Edmond, J.M. and Paterson, M.S. (1972): Volume changes
during the deformation of rocks at high pressures, Int. J.
Rock Mech. Min. Sci., Vol. 9, pp. 161-182.
- Goetz, C. and Evans, B. (1979): Stress and temperature in
the bending lithosphere as constrained by experimental
rock mechanics, Geophys. J. R. Astron. Soc., Vol. 59,
pp. 463-478.
- Gowd T.N. and Rummel, F. (1980): Effect of confining
pressure on the fracture behaviour of a porous rock, Int.
J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. Vol. 17, pp.
225-229.
- Green, D.H. (1973): Experimental melting studies on a
model upper mantle composition at high pressure under
water-saturated and water-undersaturated conditions,
Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 19, pp. 37-53.
- Hadizadeh, J. and Rutter, E.H. (1983): The low tempera-
ture brittle-ductile transition in a quartzite and the oc-
currence of cataclastic flow in nature, Geol. Rundschau,
Vol. 72, pp. 493-509.
- Heuze, E.F. (1980): Scale effects in determination of rock
mass strength and deformability, Rock Mech., Vol. 12,
pp. 167-192.
- Hirth, G. and Tullis, J. (1989): The effect of pressure and
porosity on the micromechanics of the brittle-ductile
transition in quartzite, J. Geophys. Res., Vol. 94, pp.
17825-17838.
- Hirth, G. and Tullis, J. (1994): The brittle-plastic transition
in experimentally deformed quartz aggregates, J. Geo-
phys. Res., Vol. 99, pp. 11731-11747.
- Ito, K. (1990): Regional variations of the cutoff depth of

- seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, *J. Phys. Earth*, Vol. 38, pp. 223-250.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, A.K. (1987): Rheology of lithosphere: selected topics, *Rev. Geophys.*, Vol. 25, pp. 1219-1244; 1680-1681.
- Kiyama, R. (1956): High pressure equipments in Abuyama Seismological Observatory of Kyoto University, *Rev. Phys. Chem.*, Vol. 26, No. 1, pp. 24-39.
- Kranz, R.L. (1983): Microcracks in rocks: a review, *Tectonophysics*, Vol. 100, pp. 449-480.
- Kushiro, I., Syono, Y. and Akimoto, S. (1968): Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures, *J. Geophys. Res.*, Vol. 73, No. 18, pp. 6023-6029.
- Lockner, D.A. (1998): A generalized law for brittle deformation of Westerly granite, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp. 5107-5123.
- Matsuo, S. (1970): Role of volatile components in earth's evolution, *Mass Spectr.*, Vol. 18, pp. 982-993.
- Maxwell, J.C. (1960): Experiments on compaction and cementation of sands, in *Rock Deformation*, ed. by D. Griggs and J. Handin, *Geol. Soc. Am. Mem.*, Vol. 79, pp. 105-132.
- Matsushima, S. (1960): On the deformation and fracture of igneous rocks, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, No. 36, pp. 11-20.
- Meissner, R. and Strehlau, J. (1982): Limits of stresses in continental crust and their relations in the depth-frequency distribution of shallow earthquakes, *Tectonics*, Vol. 1, pp. 73-89.
- Mogi, K. (1962a): Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, Vol. 40, pp. 125-173.
- Mogi, K. (1962b): The influence of dimensions of specimens of the fracture strength of rocks – comparison between the strength of rock specimens and that of the earth's crust -, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, Vol. 40, pp. 175-185.
- Mogi, K. (1964): Deformation and fracture of rocks under confining pressure, (1) compression test on dry rock sample, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, Vol. 42, pp. 491-514.
- Mogi, K. (1965): Deformation and fracture of rocks under confining pressure, (2) elasticity and plasticity of some, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, Vol. 43, pp. 349-379.
- Mogi, K. (1966): Pressure dependence of rock strength and transition from brittle to ductile flow, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, Vol. 44, pp. 215-232.
- Natau, O.P., Fröhlich, B.O. and Mutschler, Th.O. (1983): Recent development of the large-scale triaxial test, *Proc. 5th Int. Congr. Rock Mech.*, Vol. 1, pp. A65-A74.
- Ohnaka, M. (1973): The quantitative effect of hydrostatic confining pressure on the compressive strength of crystalline rocks, *J. Phys. Earth*, Vol. 21, pp. 125-140.
- Ohnaka, M. (1992): Earthquake source nucleation: a physical model for short-term precursors, *Tectonophysics*, Vol. 211, pp. 149-178.
- Orowan, E. (1960): Mechanism of earthquake, in *Rock Deformation*, ed. by D. Griggs and J. Handin, *Geol. Soc. Am. Mem.*, Vol. 79, pp. 323-345.
- Paterson, M.S. (1978): *Experimental Rock Deformation – the Brittle Field*, Springer, Berlin, 254pp.
- Pratt, H.R., Black, A.D., Brown, W.S. and Brace, W.F. (1972): The effect of specimen size on the mechanical properties of unjointed diorite, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, Vol. 9, pp. 513-529.
- Reeves, M.J. (1985): Evaluation of a large sample triaxial test facility: a progress report, *Proc. 26th US Symp. Rock Mech.*, pp. 26-28.
- Rutter E.H. and Hadizadeh, J. (1991): On the influence of porosity on the low-temperature brittle-ductile transition in siliciclastic rocks, *J. Struct. Geol.*, Vol. 13, pp. 609-614.
- Schock, R.N. and Heard, H.C. (1974): Static mechanical properties and shock loading response of granite, *J. Geophys. Res.*, Vol. 79, pp. 1662-1666.
- Schock, R.N., Abey, A.E., Heard, H.C. and Louis, H. (1972): Mechanical properties of granite from the Taourirt Tan Affela massif, Algeria, *Lawrence Livermore Lab., Rep. UCRL-51296*, pp. 1-20.
- Schock, R.N., Heard, H.C. and Stephans, D.R. (1973): Stress-strain behavior of a granodiorite and two graywackes on compression to 20 kilobars, *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, pp. 5922-5941.
- Scholz, C.H. (1968): Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression, *J. Geophys. Res.*, Vol. 73, pp. 1417-1432.
- Scholz, C.H. (1996): Faults without friction?, *Nature*, Vol. 381, pp. 556-557.
- Shelton, G.L., Tullis, J. and Tullis, T.E. (1981): Experimental high temperature and high pressure faults, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 79, pp. 1662-1666.
- Shimada, M. (1966): Effects of pressure and water on the

- melting of basalt, Spec. Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ., No. 6, pp. 303-311.
- Shimada, M. (1967): An experimental study of the basalt-eclogite transition, Spec. Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ., No. 7, pp. 211-217.
- Shimada, M. (1969): Melting of albite at high pressures in the presence of water, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 6, No. 6, pp. 447-450.
- Shimada, M. (1971): Measurements of pressure at high temperatures in a piston-cylinder apparatus, *Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, No. 11, pp. 213-229.
- Shimada, M. (1972): Melting of albite at high pressures under hydrous conditions, *J. Phys. Earth*, Vol. 20, No. 1, pp. 59-70.
- Shimada, M. (1981): The method of compression test under high pressures in a cubic press and the strength of granite, *Tectonophysics*, Vol. 72, No. 3/4, pp. 343-357.
- Shimada, M. (1986): Mechanism of deformation in a dry porous basalt at high pressures, *Tectonophysics*, Vol. 121, No. 1-2, pp. 153-173.
- Shimada, M. (1991): Comments on "The effects of pressure and porosity on the micromechanics of the brittle-ductile transition in quartzite" by Greg Hirth and Jan Tullis, *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, No. B7, pp. 11877-11879.
- Shimada, M. (1992): Confirmation of two types of fracture in granite deformed at temperatures to 300 °C, *Tectonophysics*, Vol. 211, No. 1-2, pp. 259-268.
- Shimada, M. (1993a): Lithosphere strength inferred from fracture strength of rocks at high confining pressures and temperatures, *Tectonophysics*, Vol. 217, No. 1/2, pp. 55-64.
- Shimada, M. (1999): Temperature dependence of fracture strength of granite under high confining pressures and its implication in the lithosphere strength, in *Proc. 9th Int. Congr. Rock Mech.*, Vol. 2, ed by G. Vouille and P. Berest, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 1171-1175.
- Shimada, M. (2000): Mechanical Behavior of Rocks under High Pressure Conditions, *Geomech. Res. Ser. 2*, ed by M.A. Kuwasiniowski, A.A. Balkema, Rotterdam, 178 + X pp.
- Shimada, M. and Cho, A. (1990): Two types of brittle fracture of silicate rocks under confining pressure and their implications in the earth's crust, *Tectonophysics*, Vol. 175, No. 1-3, pp. 221-235.
- Shimada, M. and Liu, J. (2000): Temperature dependence of strength of rocks under high confining pressure – micromechanism and implications, *Ann. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, No. 43B-1, pp. 75-84.
- Shimada, M. and Yukutake, H. (1982): Fracture and deformation of silicate rocks at high pressures in a cubic press, in *High-Pressure Research in Geophysics*, ed by S. Akimoto and M.H. Manghnani, *Adv. Earth Planet. Sci.*, Vol. 12, pp. 193-205.
- Shimada, M., Cho, A. and Yukutake, H. (1983): Fracture strength of silicate rocks at high confining pressure and activity of acoustic emission, *Tectonophysics*, Vol. 96, No. 1/2, pp. 159-172.
- Shimada, M., Scarfe, C.M. and Schloessin, H.H. (1985): Thermal conductivity of sodium disilicate melt at high pressures, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 37, No. 2-3, pp. 206-213.
- Shimada, M., Ito, K and Cho, A. (1989): Ductile behavior of a fine-grained porous basalt at room temperature and pressures to 3 GPa, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 55, No. 3-4, pp. 361-373.
- Sibson, R.H. (1984): Roughness at the base of the seismogenic zone: contributing factors, *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp. 5791-5799.
- Singh, M.M. and Huck, P.J. (1973): Large scale triaxial tests on rocks, in *New Horizons in Rock Mechanics*, *Proc. 14th Symp. Rock Mech.*, Penn. State Univ., Am. Soc. Civ. Eng., pp. 35-60.
- Streit, J.E. (1997): Low frictional strength of upper crust faults: a model, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, pp. 24619-24626.
- Stesky, R.M., Brace, W.F., Riley, D.K. and Robin, P.-Y.F. (1974): Friction in faulted rock at high temperature and pressure, *Tectonophysics*, Vol. 23, pp. 177-203.
- Tatsumi, Y. (1989): Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, pp. 4697-4707.
- Touloukian, Y.S., Powell, R.W., Ho, C.Y. and Klemens, P.G. (ed.) (1970): Thermal conductivity nonmetallic solids, in *Thermophysical Properties of Matter*, Vol. 2, *Thermophys. Prop. Res. Ctr.*, New York, pp. 158-167.
- Tullis, J and Yund, R.A. (1977): Experimental deformation of dry Westerly granite, *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, pp. 5705-5718.
- Tullis, J. and Yund, R.A. (1992): The brittle-ductile transition in feldspar aggregates: an experimental study, in *Fault Mechanics and Transport Properties in Rocks*, ed by B. Evans and T.-f. Wong, Academic Press, London, pp. 89-117.
- Wasserburg, G.J. (1957): The effects of H₂O in silicate systems, *J. Geol.*, Vol. 65, pp. 15-23.

- Watanabe, H. (1970): Measurements of electrical conductivity of basalt at temperatures up to 1500°C and pressures to about 20 kilobars, *Spec. Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, No. 10, pp. 159-170.
- Watanabe, H. (1977): The polymorphic transition pressure at high temperatures for potassium chloride observed by electrical resistance measurements, *J. Phys. Earth*, Vol. 25, pp. 203-207.
- Wong, T.-f., Szeto, H. and Zhang, J. (1992): Effect of loading path and porosity on the failure mode of porous rocks, *Appl. Mech. Rev.*, Vol. 45, pp. 281-293.
- Wyllie, P.J. (1971): Experimental limits for melting in the earth's crust and upper mantle, in *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*, ed. by J.G. Heacock, *Geophys. Monogr. Ser.*, Vol. 14, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., pp. 279-301.
- Yukutake, H. (1974): Anisotropic thermal diffusivity of quartz at high pressures and temperatures, *J. Phys. Earth*, Vol. 22, pp. 299-312.
- Yukutake, H. and Shimada, M. (1974): Measurement of thermal diffusivity of KCl at pressures up to 35 kbar and temperatures up to 820°K, *Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, No. 14, pp. 59-67.
- Yukutake, H. and Shimada, M. (1975): Thermal diffusivity of KCl at high pressures and temperatures and its change accompanied with phase transition, *Proc. 4th Int. Conf. High Pres.*, Kyoto 1974, pp. 362-368.
- Yukutake, H. and Shimada, M. (1978): Thermal conductivity of NaCl, MgO, coesite and stishovite up to 40 kbar, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 17, No. 3, pp. 193-200.
- Yukutake, H. and Shimada, M. (1995): A novel triaxial testing apparatus for deformation, fracture and frictional sliding of rocks at high pressure and temperature, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 32, No. 2, pp. 181-184.
- Zhang, J. Wong, T.-f. and Davis, D.M. (1990a): Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks, *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, pp. 341-352.
- Zhang, J. Wong, T.-f. and Davis, D.M. (1990b): High pressure embrittlement and shear-enhanced compaction of Berea sandstone: acoustic emission measurement and microstructural observation, in *Rock Mechanics Contribution and Challengers*, ed by W.A. Hustruid and G.A. Johnson, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 653-660.

Looking into the Earth in a Laboratory **—Retrospect of 38 Years with High Pressure Apparatus—**

Mitsuhiko SHIMADA

Synopsis

Research works on the constitution of the earth's interior and the mechanism of earthquake occurrence by high pressure and temperature experiments are reviewed with retrospecting high pressure experiments in geophysical field of Kyoto University. They are melting points of rocks and minerals relevant to the nature of the low velocity layer in the mantle; thermal conductivity relevant to the thermal property in the mantle; and fracture and deformation of rocks relevant to the mechanism of earthquake occurrence.

Keywords: high pressure and temperature experiment; melting point; thermal conductivity; fracture and deformation of rocks; physical property of the earth's interior; mechanism of earthquake occurrence