

## 高速摩擦実験によって形成したシュード タキライト中の破碎岩片の粒径分布

### Size Distribution of Clasts in Experimentally Produced Pseudotachylytes

堤 昭人\*  
Akito Tsutsumi\*

**Abstract:** This paper demonstrates that the clasts in experimentally produced pseudotachylytes (PT) exhibit a similar modified power law size distribution as that recognized for natural PT. Frictional melting experiments are performed on cylindrical specimens (25 mm in diameter) of monzodiorite, using a rotary-shear high-speed frictional testing machine at sliding rates to 1.3 m / sec and at normal stresses to 2 MPa. A dark 100  $\mu$ m thick PT layer formed on the sliding surface during the experiments. Natural PT contain ubiquitous clasts with various sizes in an ultrafine matrix. The ubiquitous clasts scattered in matrix are also present in the experimentally produced PT. The size distribution of clasts in the experimental PT, as measured on BSE photographs is found to obey a modified power law of the form:  $N=N'(1+r/r')^{-D}$ , as recognized for natural PT (Nagahama et al., 1992). Here  $N$  is the cumulative number of clasts with a size greater than  $r$ ,  $r'$  and  $D$  are material constants, and  $N'$  is a constant dependent on the total number of measurements. The amount of fine products (smaller than 0.5  $\mu$ m) estimated from the size distribution is less than 0.5%, whereas the actual area of the fine matrix is measured as 60-70%. This results suggest that the matrix can not be regarded as a product of only comminution processes, consistent with the results for natural PT.

#### はじめに

地殻浅部での断層運動というと一般にイメージされるのは破碎物の形成とその細粒化による破碎帯の形成であろう。しかし地震時のような

高速でしかも大変位を伴う断層運動の場合には、これらの破碎物形成に加えて、岩石の摩擦熔融が伴われる可能性が指摘されている (Mckenzie & Brune, 1972)。シュードタキライトとよばれる細粒・緻密な脈状断層岩は、この

1993年11月1日受付。1994年2月9日受理。

\*東京大学地震研究所。

Earthquake Research Institute, University of Tokyo 113, Japan.

地震性断層運動と摩擦熔融の産物として注目されている(Sibson, 1975など)。もしこの一般の解釈が正しいならば、この岩石は、地震発生時に断層帯内部と周辺部で起こる力学的なプロセスを研究する上での有力な情報を内在しているはずである。

シュードタキライトは、母岩に由来する様々な大きさの破碎岩片とそれらの間を充填する基質部分とからなる、という特徴的な組織を呈する。嶋本・林(1994)、林・嶋本(1994)は、東京大学地震研究所に設置された回転式高速剪断摩擦試験機を用いて、垂直応力0.6~2 MPa、変位速度1.3 m/sec以下という実験条件下で岩石の摩擦熔融に成功した。その結果、(1)実験で形成された断層岩は破碎岩片とそれらを充填する細粒基質からなること、(2)摩擦熔融は非平衡熔融であること、および(3)摩擦熔融時には低融点鉱物がより選択的に熔融すること、などが示された。これらの研究は、天然のシュードタキライトの細粒基質部の化学的特徴をほぼ定量的に実験室で再現したという点で極めて重要である。

本研究では、天然のシュードタキライトにほぼ普遍的に含まれる破碎物の特徴が、実験室で再現できるかどうかを検討した。これまでに、断層破碎帯に含まれる破碎岩片はフラクタル的な粒径分布に従うことが報告されており、その結果に基づいて破碎、細粒化の様式の理論的な考察が行われてきた(Matsushita, 1985; Turcotte, 1986; Sammis et al., 1987)。最近シュードタキライト中の破碎岩片についても特定の粒径分布を持つことが示され(岡本・北村, 1990)、そのような粒径分布に基づいてシュードタキライトの粉碎起源に対する反証もおこなわれている(嶋本・長濱, 1991; Shimamoto & Nagahama, 1992)。またNagahama et al. (1992)、長濱ほか(1994)は、細粒部の粒径分布をも含んだ新しい分布則を提唱し、同様に粉碎説への反証をおこなっている。本稿では、天然のシュードタキライト中の破碎物の示すこのような粒径分布の特徴が、高速摩擦実験によってほぼ定量的に再現できることを示したい。

## 実験方法

実験には、東京大学地震研究所の回転式高速剪断摩擦試験機を用いた。この試験機は、一對の円筒(柱)状の岩石試料に軸方向の荷重をかけ、片方の試料を大型モーターで回転させることによって高速・大变位を得ている(なお本稿では、変位速度はすべて等価変位速度で表すことにする。嶋本・堤(1994)を参照)。モーターの最大回転速度は1500 r.p.m.なので変位速度は最大で約2.8 m/sec(外径40 mm, 内径30 mmの円筒試料を用いた場合)まで、また軸応力は最大で岩石の軸強度に近い100 MPaまでかけられる(断面積1 cm<sup>2</sup>の試料を用いた場合)。従って実際の地震の時の断層の変位速度(約1 m/sec以下)を越える試験が行える。さらに、従来の摩擦試験機を用いた実験では、試料の大きさによる総変位量の制約があったが、本試験機は回転式なので変位量に制限はない。

実験試料には、細粒のモンソ閃緑岩(直径25 mm, 円柱状)を使用した。この岩石は主に斜長石・カリ長石・単斜輝石・斜方輝石・黒雲母、磁鉄鉱などからなる。顕微鏡下、およびSEM-EDSで今回調べた限りでは石英は認められない。実験では、軸応力(0.8~2.0 MPa)一定の条件下で軸回転による変位を与え(変位速度約1.3 m/sec以下、総変位量170 m以上)、摩擦熔融を再現した。熱クラックの影響で大きい垂直応力を加えることができない分だけ、実験では総変位量を大きくしている(大友・嶋本, 1994)。Table 1に軸応力、変位速度などの実験条件および、摩擦熔融時に摩擦面の温度を測定した結果をあわせて示す。

## 摩擦熔融物の組織

軸荷重を取り除いた後の試料は、ガラス光沢を呈する黒色の薄層(~100 μm)によって熔着されていた。また、周囲に飛び散った摩擦熔融物は細い針状や複雑に捻れた棒状など様々な形態を呈する。これらの摩擦熔融物を、光学顕微鏡およびSEMを用いて観察した。母岩と摩擦

実験で形成したシュードタキライトの粒径分布

Table 1 Summary of data from the frictional melting experiments.

sample	$\sigma$ (MPa)	$v$ (m/sec)	total disp. (m)	temp. measuring device	( $^{\circ}$ C)
HFR069 dior	0.80	1.3	170	CA	1085
HFR070 dior	0.81	1.3	379	PK	1100
HFR070 dior	$\geq 2.0$	-1.3	-	-	-

- No data. dior, monzodiorite; PK, PR thermocouple; CA, CA thermocouple.

生成物との境界は不規則に入り組んでいる (Fig. 1 a). しかし母岩側の個々の鉱物に着目して見ると、輝石や磁鉄鉱の境界は角張っているのに対して、斜長石・黒雲母などの境界は非常に丸味をおびていることが多い。また摩擦面に接した母岩中の黒雲母にはしばしばキンク状の変形が認められる。黒色の薄層部分は、大小様々の粉碎岩片と気泡の抜けた孔、およびそれ

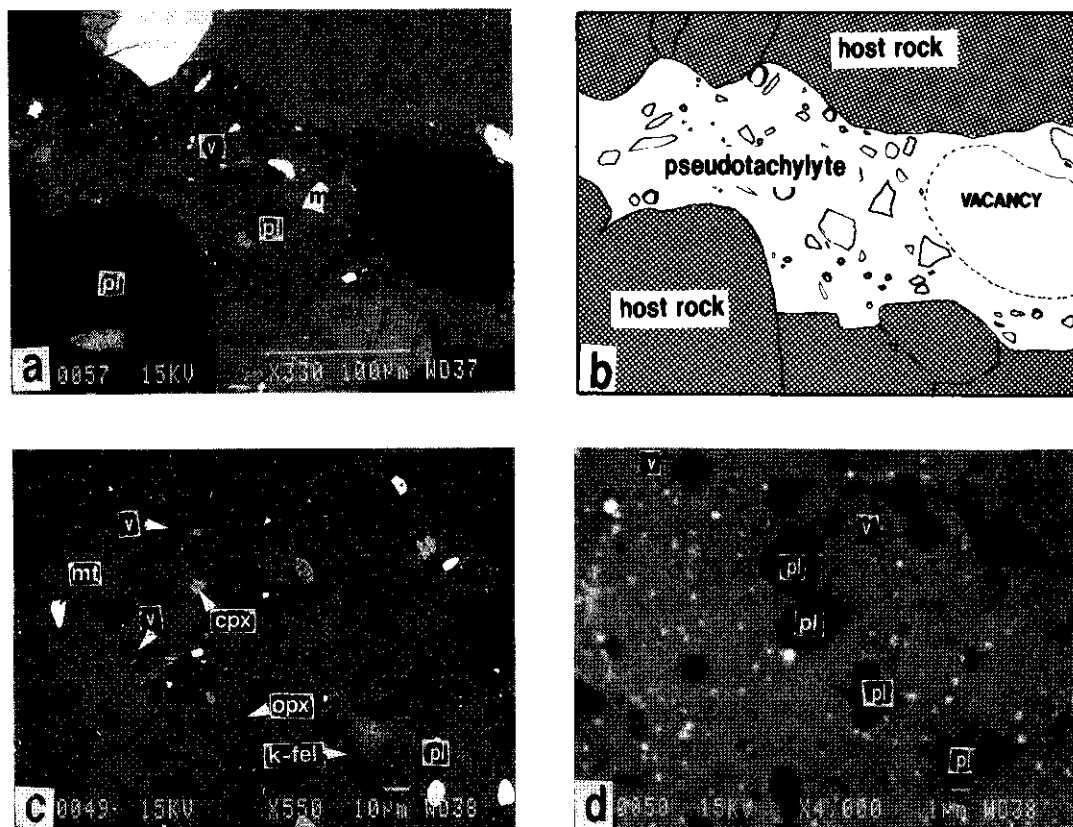


Fig. 1 BSE image of the experimentally produced pseudotachylyte (PT). Note ubiquitous clasts with various sizes scattered in a fine matrix. a: BSE photograph of a thin section cut normal to the sliding surface. Boundaries between host monzodiorite and the PT are shown. The boundaries are horizontal. Note the rounded shape of plagioclase (lower left) in the host rock which is in contact with PT. A part of PT (right end) was removed by mistake while polishing. b: Illustration of the photograph a. c: PT which has been fallen from the sliding surface during melting. d: Enlarged picture of c. The grain size of the fine matrix is still out of the range of measurements on this magnification ( $\times 4000$ ). v: vesicle, pl: plagioclase, k-fel: k-feldspar, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxene, biot: biotite, mt: magnetite.

らの間を充填する基質部分(結晶粒があっても粒径 $0.1\mu\text{m}$ 以下)からなる。顕微鏡下の観察では、基質の部分は淡い茶色を呈し、直交ポラールにした状態では光を透過しない。破碎岩片には母岩を構成する輝石・斜長石・カリ長石・磁鉄鉱が認められる。黒雲母の岩片は、SEM-EDSも利用して調べたが殆ど含まれていない。

これらの破碎岩片は亜円状から角状のものまでその形は様々である。斜長石の破片には非常に丸味をおびたものがしばしば認められる(Fig. 1 c, d)。このような破碎岩片に見られる非常に丸味をおびた様子は、天然のシュードタキライトでは破碎岩片の融食組織として記載されている。以上のように今回の実験では、天然のシュードタキライトの組織の特徴がかなり再現された。ただし、冷却過程において、新たに成長した結晶(例えば樹脂状・球顆状などの急冷組織を持つ微結晶)は認められなかった。この結果はおそらく天然と実験での冷却速度の違いを反映しているのだろう。

### 粒径分布の測定

粒径分布の解析には、メルトが回転側と固定側の試料に挟まれる形で固結した部分(HFR 069, 0406)、および実験中に摩擦面から周囲に飛び散ったメルトの固化したもの(HFR 070)を用いた。今回の粒径の測定はすべてBSE組成像の上でおこなっている。BSE像を用いると、 $1\mu\text{m}$ より小さいスケールの粒子まで測定範囲に入れられるという倍率上の利点がある。また、組成の違いが色の明るさ、濃さの違いとして表現されるという点も今回の測定にはとても有効であった。各破碎岩片と微粒基質の境界は、色の違いとして明瞭に認識することができる(Fig. 1)。粒径の測定においては、測定に片寄りがないように測定範囲内のすべての粒を計測すること、およびできるだけ広い範囲の粒径について測定することが必要である。今回の測定では嶋本・長濱(1991)、Shimamoto & Nagahama(1992)の方法にならい、ヘッド・ルーペを用いて写真(BSE像)上の破碎岩片の最

大(A)および最小粒径(B)をすべて計測した。すべての粒子を測定した最小粒径は $0.5\mu\text{m}$ である。測定は値を逐次テープレコーダーに録音しながら行い、計測終了後に、すべてのデータをパーソナルコンピューターに入力して解析した。テープレコーダーを使用することによって、記録をとる時間を節約できる。

測定結果は、最大粒径(A)と、最大および最小粒径の幾何平均( $r=(AB)^{1/2}$ )を用い、両対数グラフ上に累積頻度関数の形でプロットした(Fig. 2, 3, 4)。累積個数Nは、粒径がAまたはrよりも大きい岩片の総数である。実験で形成したシュードタキライト中の破碎岩片の累積個数Nと粒径の関係は、

$$N=N'_A(1+A/A')^{-D_A} \quad (1)$$

$$N=N'_r(1+r/r')^{-D_r} \quad (2)$$

という形の式で近似できる(Nagahama et al.,

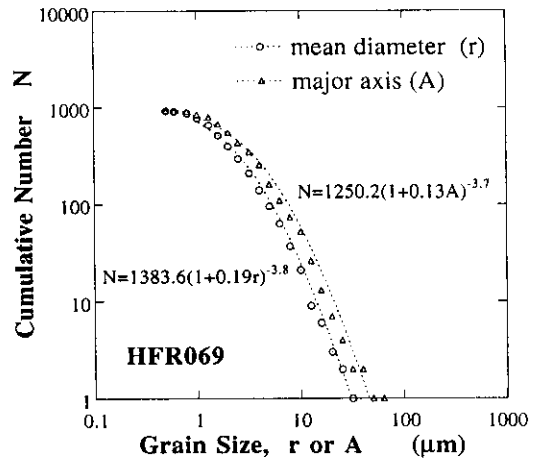


Fig. 2 Cumulative frequency of clast-sizes contained in the experimentally produced PT on the sliding surface (sample HFR 069). The measurements were performed on BSE photograph. N is the cumulative number of clasts whose mean diameter is greater than r (open circle) or whose major axis is greater than A (open triangle). Equations are of the best fitting curves of the data which have a modified power law size distribution. The minimum size down to which all clasts were measured is  $0.5\mu\text{m}$ .

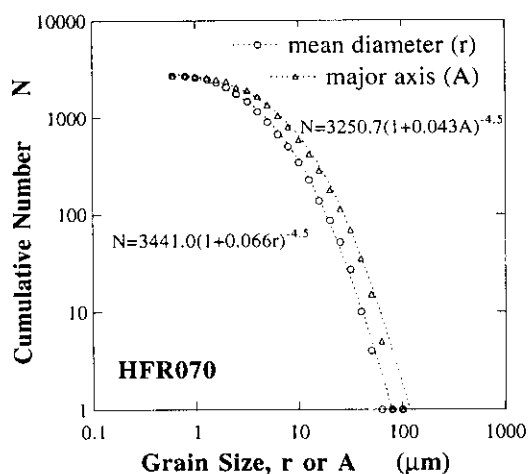


Fig. 3 Size distribution of clasts contained in the experimentally produced PT which has been fallen from the sliding surface during melting (sample HFR070). The minimum size down to which all clasts were measured is  $0.5 \mu\text{m}$ .

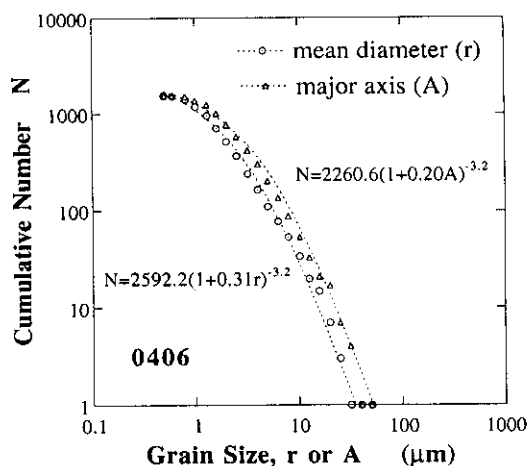


Fig. 4 Cumulative frequency of clast-sizes contained in the experimentally produced PT on the sliding surface (sample 0406), as Fig. 2. The minimum size down to which all clasts were measured is  $0.5 \mu\text{m}$ .

1992; 長濱ほか, 本特集号).  $N'_A$  と  $N'_r$  は測定個数に依存する定数で,  $A'$ ,  $r'$  と  $D_A$ ,  $D_r$  は物質定数である. 汎用最小二乗法(kaleidagraph使用)により各々の測定データの曲線回帰を行う

と,  $D_A$ ,  $D_r$  はともに  $3.0 \sim 4.5$  と求まった (Table 2).

今回の測定ではBSE組成像を用いたので, 前述のように色のコントラストの強い鉱物どうしを区別することができる. そこでHFR070の破碎岩片について, BSE像上で明瞭に区別つく長石および磁鉄鉱のみを選んでそれぞれの粒径分布を測定し, 全粒子の粒径分布と比較した (Fig. 5). 結果, 各鉱物ごとの粒径分布も式(2)

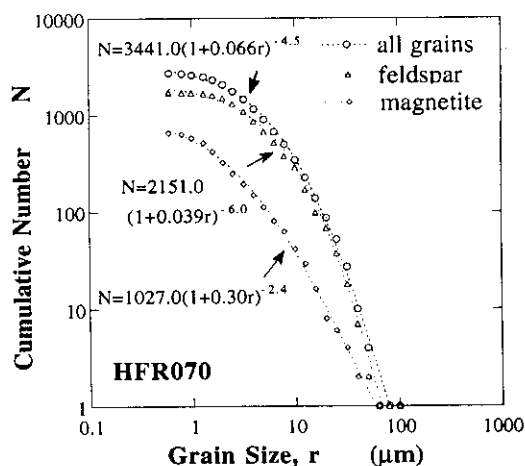


Fig. 5 Size distribution of feldspar clasts (open triangle) and that of magnetite clasts (open lozenge) contained in the experimentally produced PT (sample HFR070) are shown respectively. Frequency of all clasts (open circle) is also shown for comparison.

Table 2 Summary of results of the size distribution analyses.

sample	HFR069		HFR070		0406
	all	fel	fel	mag	
N	1383.6	3441.0	2151.0	1027.0	2592.2
r'	5.3	15.1	25.6	3.3	3.2
D	3.8	4.5	6.0	2.4	3.2
R	0.996	0.998	0.996	0.997	0.996
R	0.996	0.998	0.996	0.997	0.996
r1, r2 ( $\mu\text{m}$ )					
f.g.	0.5, 3.2		0.5, 100		0.5, 35
c.g.	0.005, 0.5		0.005, 0.5		0.005, 0.5
f.g. area (%)					
measured	66.5		72.9		62.7
calculated	0.23		0.02		0.4

R, correlation coefficient; f.g., fine grained; c.g., coarse grained; all, all clasts; fel, feldspar clasts; mag, magnetite clasts.

の形で近似できる。また磁鉄鉱—全粒子—長石の順に粗粒部の傾きが増大すること、および $1/r'$ の値に表れているように細粒側での傾きの減少の仕方が、磁鉄鉱が一番緩やかであることが読み取れる(Table 2, Fig. 5)。

## 考 察

### 粒径分布の特徴

Nagahama et al. (1992), 長濱ほか(1994)は、天然の様々なシュードタキライトの粒径分布を解析し、細粒部の粒径分布をも含んだ新しい分布則を提唱した。その分布則は式(1), (2)と同様の形を示している。式(1), (2)は、 $A/A' \gg 1$ ,  $r/r' \gg 1$  のときそれぞれ

$$N = N'_A A^{-D_A}$$

$$N = N'_r r^{-D_r}$$

となって、通常のフラクタル分布(水谷, 1989)と同じ形になる。 $A'$ ,  $r'$ は粒径分布曲線の曲がり方を決めている定数であり、この値が大きければ大きいほど、より粗粒な側で直線的分布からはずれ始めることになる。また $D_A$ ,  $D_r$ は粗粒部での直線的な分布の傾きを表している。今回の解析ではFig. 2, 3, 4の場合、 $r'$ はそれぞれ5.3, 15.1,  $3.2 \mu\text{m}$ と求まった。それぞれの粒径分布曲線の傾きは $r'$ より細粒側で顕著に減少し始める。一方、Nagahama et al. (1992), 長濱ほか(1994)の解析によると、天然のシュードタキライト中の破碎岩片の粒径分布の $r'$ は約30~100  $\mu\text{m}$ で、ここに示した実験結果と比べて大きい。この違いについては今後の検討が必要であるが、一つには母岩を構成する鉱物の粒径の違いが影響しているのかも知れない。

$D_A$ ,  $D_r$ は粗粒側での直線的な部分の傾きを表している。今回の解析では $D_r$ は3.2~4.5と求まった。一方、天然のシュードタキライトを用いた解析では $D_r$ は2.4~4という値が得られている(Nagahama et al., 1992; 長濱ほか, 1994)。これまでに報告されている断層破碎物の粒径分布はフラクタル的な直線分布に従い、二次元の解析ではその傾きは2を越えることは

無い(Matsushita, 1985; Turcotte, 1986; Sammis et al., 1987; Biegel et al., 1989)。一方上に示した実験、天然どちらの解析においても $D_r$ は2を越えており、式(1), (2)の形の分布則には $D$ が2を越えないという制約がないことがうかがえる。

### 鉱物の種類と破碎物の粒径分布

近年、天然のシュードタキライトあるいは実験で形成したシュードタキライトと母岩の化学組成の詳しい比較検討が数多く行われた(Maddock 1983, 1992; Lin, 1994など)。これらの研究によりシュードタキライト形成時の摩擦熔融は、融解(分解)温度の低い角閃石、黒雲母などの含水鉱物が優先的にメルト化する選択的な熔融現象であることが明かにされつつある。また最近ではSpray (1992)が、破碎物の細粒化が摩擦熔融に及ぼす効果を考察した。彼は鉱物の熔融する優先順位が、融解温度だけではなくそれぞれの鉱物のMohs硬度や、降伏強度などにも影響されることを指摘している。このように母岩を構成する鉱物個々の融解温度や強度などが摩擦熔融プロセスに影響するとすれば、その結果はそれぞれの鉱物の粒径分布に反映されるはずである。前述したようにFig. 5の測定の例では、磁鉄鉱—全粒子—長石の順に粗粒部の傾きが増大し、細粒側での傾きの減少の仕方は、磁鉄鉱が一番緩やかである(Table 2)。言い換えれば、磁鉄鉱の破碎岩片の示す粒径分布が最も細粒部まで直線的でありその傾斜が緩い。この結果は明かに、個々の鉱物固有の力学的あるいは物理的性質が破碎作用に伴う細粒化および摩擦熔融プロセスに関与していることを表している。例えば融解温度のみを比較してみると、磁鉄鉱の融点約1590℃に対して、斜長石(アンデシン,  $\text{Ab}_{60}\text{An}_{40}$ )は約1200℃で融け始める。組織の観察においても、磁鉄鉱の破碎岩片には角張ったものが比較的多いものに対して、斜長石の破碎岩片には融食組織に特徴的な非常に丸みを帯びた形態を呈するものが多かった。これらのことから鉱物の種類による粒径分布の傾きや、平坦化の程度の差は1つにはこの融解温

度の違いによると言えるだろう。

### シュードタキライト粉碎説への反証

嶋本・長濱(1991), Shimamoto & Nagahama (1992)は天然のシュードタキライト中の破碎岩片の示すフラクタルの粒径分布を細粒部まで外挿し, 細粒基質部の占める面積が粒径分布から予想される細粒破碎物の量と合うかどうかを検討した。その結果, 基質部の量は予想される細粒破碎物の量よりも1桁以上大きく, 彼らはこの岩石の基質部が破碎のプロセスのみでは説明できないと論じた。同様の破碎説への反証は, 修正フラクタル分布則(式(1))に基づいてもなされている(Nagahama et al., 1992; 長濱ほか, 1994)。

今回の実験で形成したシュードタキライトの細粒基質部(メルトの固化した部分)の大半が, Wenk (1978)の主張するように極めて細粒な破碎岩片から構成されると仮定してみる。その場合はこれらの細粒な破碎岩片も特定の粒径分布をもっているはずである。いま各々の試料の粗粒岩片について求めた粒径分布が, 細粒破碎岩片の粒径レンジまで外挿できるものとする。粒径が $r$ の岩片の占める面積を $kr^2$ ( $k$ :粒子の形に依存する定数)で表せば, 粒径が $r_1$ から $r_2$ の間に入る岩片の占める総面積 $A$ は

$$\begin{aligned}
 A &= (kN'D/r) \int_{r_1}^{r_2} r^2 (1+r/r)^{-(D+1)} dr \\
 &= (kN'D/r) [(1+r/r)^{-D} |r^2/(2-D) - \\
 &\quad 2r^3/D(1-D)(2-D) - 2r^2/(1-D)(2-D)] \Big|_{r_1}^{r_2} \\
 &\quad (D \neq 1, 2) \quad (3)
 \end{aligned}$$

で与えられる。この式から細粒岩片の占める面積を推定することができる。Wenkの説が正しければ, このようにして見積った細粒部分の面積は, 実際にシュードタキライトの細粒部の占める面積と同じオーダーになるはずである。HFR 069について, Fig. 2の結果から粗粒部の粒径範囲を $r_1, r_2 = 0.5 \mu\text{m}, 32 \mu\text{m}$ , 細粒部分は, 粒径の下限として鉱物の単位格子よりやや大きいサイズを採用して,  $r_1, r_2 = 0.005 \mu\text{m}, 0.5$

$\mu\text{m}$ として計算をおこなった。結果, 細粒部分の占める総面積は約0.23%と求まった。HFR 070, 0406についても同様の計算を行い, 細粒部の面積はそれぞれ0.02%, 0.4%と見積られた(Table 2)。これに対して, 同じBSE像上でポイントカウンティング法により計測した実際の微粒部の面積はHFR 069, 070, 0406それぞれ約67%, 73%, 63%であった。これらの値は粒径分布から推定した値より2桁以上大きい。もし基質部の大半が微粒な破碎岩片で構成されているとすれば, 破碎による細粒化はこの約0.5~1  $\mu\text{m}$ のレンジを飛び越して起こらなければならない。しかしそのようなことは実際には起こり得ないのではないだろうか。Shimamoto & Nagahama (1992)で指摘されているように, 破碎による細粒化の進行は, 粒径の全表面積の急激な増大を伴う。このことによりエネルギー的に規制される限界粒径が存在するはずで, より細粒な粒子はもはや形成されない。粒径分布の細粒側での平坦化は, 細粒化できる限界粒径の存在すること, および細粒破碎岩片がメルト化することによる結果だと解釈される。以上のことから, 今回の実験で形成したシュードタキライトの細粒基質部分の大半を, 極めて細粒な破碎物の集合と考えること(粉碎説)はできない。

熱電対, 放射温度計を用いた測定によれば, 今回の実験と同様の条件での摩擦面の平均的な温度は少なくとも1100~1150°Cに到達しており(堤・嶋本, 1994)。例えばモンゾ閃緑岩に含まれる黒雲母の分解温度(breakdown temperature: 約650°C, Clark, 1966)を大きく上まわっている。従って, 本実験で形成したシュードタキライトには, メルトの固化した部分(ガラス)が含まれるのは確実である。このことは破碎岩片に殆ど黒雲母が含まれていないという観察とも矛盾しない。上述の粒径分布に基づいた解析結果を考え合わせると, 実測した60~70%という基質部の値は, ほぼメルトの全体に占める割合を表わしていると考えてよいだろう。Lin (1994)は, シュードタキライト中のガラスの量を求めるのに, x線を用いた方法が有効であることを示した。今後, 粒径分布を解析した試料についても,

x線などを用いた化学的分析を行い、今回得たメルトの量の定量的な検証を行う必要がある。

### 今後の課題

巨大地震時のような高速かつ大変位の領域での断層運動は、破碎物の形成、細粒化などのほかに、変形の局所化、摩擦熔融など様々なプロセスが伴われることがあるという点で特異である。また、いままで述べてきたようにこれらのプロセスが相互に影響しあうことで、含まれる破碎物の粒径分布も独自のものとなる。今後、高速域での断層運動の性質を解明していくためには、断層帯に含まれる個々の破碎物の破壊強度、あるいは熱的性質(融点、熱破壊強度)などが、破碎物の細粒化や摩擦熔融に及ぼす影響を調べていく必要があるだろう。今回はHFR 070について2種類の鉱物の粒径しか測定していない。今後他の試料についても、含まれるすべての鉱物について粒径分布の測定を行い、個々の鉱物の破壊強度、融解温度などとの関係を調べていく必要がある。

### まとめ

- (1) 実験的に形成したシュードタキライトは、亜円状から角状の大小様々の破碎岩片と気泡の抜けた孔、およびそれらの間を充填する極細粒な基質からなり、天然のシュードタキライトの組織の特徴がかなり再現された。ただし、冷却過程における、新たな結晶の成長は再現されなかった。
- (2) 破碎岩片の累積個数  $N$  と粒径  $r$  の間の関係は、修正累乗則  $N = N'(1+r/r')^{-D}$  という形の式で近似できる。この関係は天然のシュードタキライト中の破碎岩片の粒径分布と同じである。2次元の解析で  $D$  は2より大きい値をとり、これまで破碎物について報告されていたようなフラクタル的な粒径分布には従わない。
- (3) 長石・磁鉄鉱それぞれの粒径分布を、全粒子の粒径分布と比較した。結果、磁鉄鉱

—全粒子—長石の順に粗粒部の傾きが増大し、細粒側での傾きの減少の仕方は、磁鉄鉱が一番緩やかであった。このことは母岩を構成する鉱物個々の融解温度や強度などが摩擦熔融プロセスに影響することを示しているものと考えられる。

- (4) 粒径分布から推定した細粒部の面積はそれぞれ1%以下のオーダーで、ポイントカウンティング法により実測した実際の微粒部の面積(約60~70%)より2桁以上小さい。従って、細粒基質部分の大半を、極めて細粒な破碎物の集合と考えることはできない。この結果は天然のシュードタキライトについて行われている解析結果と矛盾しない。

**謝辞** この研究をおこなうにあたり、東京大学地震研究所の嶋本利彦助教授には終始多くの御助言を賜った。同所の安田 敦博士には、粒径解析用のBSE像撮影において大変お世話になった。試料の分析には東京大学理学部のSEM-EDSを使わせて頂いた。以上の方々にして謝意を表します。なお本研究は文部省科研費補助金(一般研究B.02452068, 研究代表者: 嶋本利彦)を用いて製作した試験機を使用しておこなった。また研究の一部には学振特別研究員科研費補助金を使用した。

### 文献

- Biegel, R. L., Sammis, C. G. and Dieterich, J. H., 1989, The frictional properties of a simulated gouge having a fractal particle distribution. *J. Struct. Geol.*, v. **11**, 827-846.
- Clark, Jr. S. P., 1966, Thermal conductivity, *Handbook of Physical Constants, Geol. Soc. America Memoir* **97**, 459-482.
- Lin, A., 1994, Glassy pseudotaclyte veins from the Fuyun fault zone, northwest China. *J. Struct. Geol.*, v. **16**, 71-83.
- 林 愛明・嶋本利彦, 1994, 実験的に形成され

- たシュードタキライトの化学組成. 本特集号.
- Maddock, R. H., 1983: Melt origin of fault-generated pseudotachylytes demonstrated by textures. *Geology*, v. **11**, 105-108.
- Maddock, R. H., 1992, Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylytes in Lewisian gneiss, Scotland. *Tectonophysics*, **204**, 261-270.
- Matsushita, M., 1985, Fractal viewpoint of fracture and accretion. *J. Phys. Soc. Japan*, v. **54**, no. 3, 857-860.
- McKenzie, D. P. and Brune, J. P., 1972, Melting on fault planes during large earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, v. **29**, 65-78.
- 水谷 仁, 1989, 岩石の破壊による粒子のサイズ分布. 地学雑誌, **93**-6, 696-702.
- Nagahama, H., Shimamoto, T., Lin, A., Sato, H., Tsutsumi, A., Ohtomo, Y., Shigematsu, N. and Watanabe, T., 1992, Further analysis of clast-size distribution in pseudotachylytes: implication for their origin. *29th IGC abstract* v. **1/3**, 169.
- 長濱祐幸・嶋本利彦・大友幸子・Lochhead, A., 1994, シュードタキライト中に含まれる破碎岩片の粒径分布の再検討. 本特集号.
- 大友幸子・嶋本利彦, 1994, 断層破碎帯形成過程における熱クラックの重要性: 実験的検証. 構造地質研究会誌, 本特集号.
- 岡本康宏・北村雅夫, 1990, スコトランド産シュードタキライトの鉱物学的研究. 日本鉱物学会1991年講演予稿集, 47.
- Sammis, C. G., King, G. and Biegel, R., 1987, The kinematics of gouge deformation. *PAGEOPH*, v. **125**, 777-812.
- 嶋本利彦・長濱祐幸, 1991, シュードタキライトの起源と地殻応力問題. 月刊地球, v. **13**, 416-427.
- Shimamoto, T. and Nagahama, H., 1992, An argument against the crush origine of pseudotachylytes based on the analysis of clast-size distribution. *J. Struct. Geol.*, v. **14**, 999-1006.
- 嶋本利彦・堤 昭人, 1994, 新しい高速摩擦試験機: その基本設計と研究目的. 本特集号.
- 嶋本利彦・林 愛明, 1994, 摩擦熔融は平衡熔融か, それとも非平衡熔融か? 本特集号.
- Sibson, R. H., 1975, Generation of pseudotachylyte by ancient seismic faulting. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, v. **43**, 775-794.
- Spray, J. G., 1992, A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics*, v. **204**, 205-221.
- 堤 昭人・嶋本利彦, 1994, 高速断層運動の時に生成した岩石の摩擦熔融物の温度を測定する試み. 本特集号.
- Turcotte, D. L., 1986, Fractals and fragmentation. *Jour. Geophys. Res.*, v. **91**, 1921-1926.
- Wenk, H.-R., 1978, Are pseudotachylytes products of fracture or fusion? *Geology*, v. **6**, 507-511.