

## シュードタキライト中に含まれる破砕物の粒度分布の再検討：シュードタキライトの起源についての意味

### Further Analysis of Clast-Size Distribution in Pseudotachylytes: Implications for the Origin of Pseudotachylyte

長濱裕幸\*・嶋本利彦\*\*・大友幸子\*\*・Alison Lochhead\*\*  
Hiroyuki Nagahama\*, Toshihiko Shimamoto\*\*, Yukiko Ohtomo\*\*  
and Alison Lochhead\*\*

**Abstract:** This paper presents a new line of arguments based on the size analysis of clasts contained in the fine-grained matrix of pseudotachylytes. A modified fractal size distribution (a modified power law distribution) describes very well the size distribution of the clasts for the entire range of their size. The size distribution can be written as:  $N(r) = N_T(1 + r/r_T)^{-D_m}$ , where  $N_T$  denote the total number of clasts and  $r_T$  and  $D_m$  are constants. The same size distribution law also holds for experimental pseudotachylytes. The prediction from the modified power law for the area occupied by fine products in a thin section is less than the order of 0.1%, whereas the measured area of the matrix is larger than 70%. Thus the major part of the matrix of the pseudotachylytes cannot be regarded as crush products. Moreover, this conclusion is also supported from the viewpoint of the existence of the lower bound for the grain size during the grinding processes. Present results disprove the crush origin for the matrix of pseudotachylytes.

#### はじめに

最近、嶋本・長濱(1991)やShimamoto & Nagahama (1992)は、シュードタキライト中に含まれる粉砕岩片の粒度分布からその起源(メルト起源か粉砕起源)を推定する方法を提唱した。これらの研究では、典型的なシュードタキライト(オーストラリア中央部 Musgrave 山地

産)中の粉砕岩片の粒度分布に基づいて、このシュードタキライトの細粒マトリックス部は粉砕起源では説明できないことが示された。しかしその際、その方法がシュードタキライトの起源を検討する方法として一般的に有効であることを確認するためには、今後様々なシュードタキライト中の粉砕岩片の粒度分布を詳しく解析する必要があることを指摘しておいた。

1993年7月19日受付。1994年3月11日受理。

\*静岡大学理学部地球科学

Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka Univ., 836 Ohya, Shizuoka 422, Japan.

\*\*東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan.

そこで、この小論では他の場所で採取されたシュードタキライトの粉碎岩片の粒度分布を解析し、シュードタキライトの細粒マトリックスが粉碎起源として説明できるかどうかを再検討する。また、岩石粉碎時の粉碎限界に関する若干の基礎的考察をおこない、粉碎岩片サイズの下限の存在を組み入れた新しい粒度分布則を提唱する。なお、シュードタキライトの起源に関する2つの議論についての詳しい解説については、高木(1991)、嶋本・長濱(1991)やShimamoto & Nagahama(1992)の総説を参照してもらいたい。

### 岩石粉碎時の粉碎限界に関する基礎的考察

この章では岩石粉碎時の粉碎限界について若干の基礎的な考察をしておこう。粉碎によって微粉体を生成する場合、生成する微粉体の粒径に下限が存在することを田中(1954)は以下のように論じている。

固体内の応力が、ある許容限界を越えると破壊が発生する。いま大きさが $d$ の均質固体に力 $F$ が作用すると仮定し、物体の断面積が $d^2$ に比例するとしてこの物体内に生じる応力 $\tau$ は

$$\tau = F/\zeta d^2 \quad (1)$$

で与えられる。但し、 $\zeta$ は定数とする。この応力により物体が粉碎をうけた際に生じる二次的物体の形状を、それぞれ相似かつ大きさが等しいと仮定する。この時、力をうける全面積が式(1)の場合と同じ理想的な条件を考えると、力 $F$ がもし各粒子に均一に分布すれば明らかに一個の粒子内に働く応力は

$$\tau' = \frac{F/n^2}{\zeta (d/n)^2} = \tau \quad (2)$$

となる。これは式(1)の応力と同じである。

しかし、一定の容器内の圧縮に際して、微粒子層内の応力分布は縦横いずれの方向に対しても決して一様なものでなく複雑な分布を示す。この傾向は粉末が細かくなるとともに著しくなる。一個の粒子内の平均的な応力は実験によって次式で表されている(田中, 1954)。

$$\tau' = \frac{F/n^m}{\zeta (d/n)^2} = \frac{\tau}{n^{m-2}} \quad (3)$$

固体構造から考えられる応力の不均一な集中、破壊後の粒子の形状と分布、接触面の変化等を総合的に考慮した時、実験により $m$ の値は一般に2~3の間の値をとることがわかっている。したがって、式(3)より $\tau$ は粉碎の進行とともに漸減し、ついに破壊限界に達すればその瞬間において粉碎は停止し、それ以後は $F$ を大きくしないかぎりはいかにエネルギーを与えても粉碎は不可能となる。すなわち一定の粉碎条件下では、その際の力の大きさと材料の種類により定まる粉碎限界値が存在することを意味している。

以上が粉体工学で知られている粉碎限界説(田中, 1954)の基礎的考察である。また、粉碎によって微粉体を生成する場合、生成した微粉体の粒径には下限が存在することを田中(1954)は実験によっても確かめている。

### 粉碎岩片のフラクタル分布

これまで多くの岩石破壊の実験データから色々な粉碎岩片の粒度分布が報告されてきた(e.g., Turcotte, 1986, 1989; Nagahama, 1991; 長濱, 1992)。その多くの場合、粉碎岩片の粒度を $r$ で表したとき、粒度 $r$ 以下の累積頻度分布 $N(r)$ と粒度 $r$ との関係は次のような関係で表されている。

$$N(r) = N' r^{-D} \quad (4)$$

但し、 $N'$ は測定数に依存する定数である。この式は岩石破壊が粒度分布に関して尺度不変な現象であることを示唆している(Matsushita, 1985; Turcotte, 1986, 1989; Zhao et al., 1990; Nagahama, 1991, 1993; Nagahama & Yoshii, in press; Shimamoto & Nagahama, 1992; 長濱, 1991, 1992)。尺度不変とは、ある有限でランダムな集合において、小さなスケールの集合の成分の分布が大きなスケールの集合の成分の分布と一致することである(Mandelbrot, 1977)。したがって、破壊現象にはスケールにかかわら

ず共通する統計的法則(相似則)が存在していることになる。このような粒度分布はフラクタル分布(Turcotte, 1986, 1989)と呼ばれ、式(4)の $D$ は粒度分布に関するフラクタル次元と呼ばれている。ここでのフラクタル次元 $D$ と破壊時に形成された割れ目の形状に関するフラクタル次元 $D_s$ とを混同した議論がこれまでにいくつか報告されてきた(Turcotte, 1986, 1989; Zhao et al., 1990; Nagahama, 1991)。これらの二つの次元は等値ではないが、破壊の構造をトポロジーの観点でとらえると、 $D$ と $D_s$ とは互いに関係し合うことが最近明らかにされている(長濱, 1992; Nagahama, 1993, 1994; Nagahama & Yoshii, 1993, in press)。

### 粒径の下限を考慮した粒度分布則

一般に破砕物の大きさは有限であり、そのサイズの上限や下限における粒度分布は尺度不変性でないことが指摘されている(例えば、山科, 1986)。破壊の下限サイズの原因として前節までに紹介された粉碎限界説が考えられる(田中, 1954)。粉碎によって生成する微粉体の粒径には限界が存在することから、破砕物の粒径の下限を考慮して、粒度分布則(4)を修正する必要がある。これまでに、粒径の下限を含む色々な粒度分布式が提出されてきたが、破砕物の全ての範囲の粒度分布を記述する分布則は残念ながらまだ見つかっていない(水渡, 1962; 神保, 1965; 今木, 1987)。そこでここでは粉碎限界と式(4)を考慮した新しい粉碎岩片の粒度分布を提示しよう。

破壊の下限サイズにおいて有限の累積個数 $N_T$ を対応させたとき、式(4)は次式のように修正される。

$$N(r) = N_T \left( 1 + \frac{r}{r_T} \right)^{-D_m} \quad (5)$$

但し、 $r_T$ は定数である。この式は粒径の下限サイズにおいて有限の累積個数 $N_T$ をもち、大きいサイズ領域において分布が近似的にフラクタル次元 $D_m$ をもつフラクタル分布を示している。筆者らが知る限りでは、これまでにこの式

が破砕物の粒度分布に用いられたことはなかったが、後に示すように、粒径の下限を含む粒径分布則(粒径の下限の原因として特に粉碎限界が原因である必要はない)として有効である。式(5)は、単語の使用頻度とその順位の関係式を表す修正 Zipf 分布式(修正フラクタル分布式)として Mandelbrot (1953)によって既に提出されている分布式や、粘弾性変形における緩和過程の relaxation modulus に Schapery (1974) が用いた修正べき乗則と同型のものである。

### シュードタキライト中の粉碎岩片の粒度分布

本節では、上述の粒径分布則を世界の3ヶ所から採取されたシュードタキライト中の粉碎岩片に適用してみよう。その中の一つは、嶋本・長濱(1991)や Shimamoto & Nagahama (1992)で報告されたオーストラリア中央部・Musgrave 山地産のシュードタキライトである。他は、イタリア北部 Iveria 帯とカナダケベック州の Grenville 帯から採取されたシュードタキライトである(Philpotts, 1964)。サンプルの山地名・剪断帯名・岩質名については Table 1 に示してある。

Table 1 A list of samples used for the analysis of clast-size distribution.

Sample	Rock type	Shear zone
Specimen #1	Felsic granulite	Musgrave Range (central Australia)
Italy-PT	Staurolite-silimanite gneiss	Iveria zone (northern Italy)
Canada 2	Quartz-Monzonite	Grenvill zone (Quebec, Canada)

粉碎岩片の粒径の測定は、嶋本・長濱(1991)や Shimamoto & Nagahama (1992)で報告した方法と同様に、偏光顕微鏡下で撮影した写真を用いておこなった。粒径としては最大・最小粒径の幾何平均粒径( $r$ )を用い、測定結果は両対数グラフ上に累積度数図の形で示した(Fig. 1)。累積個数 $N(r)$ は、粒径が $r$ よりも大きい岩片

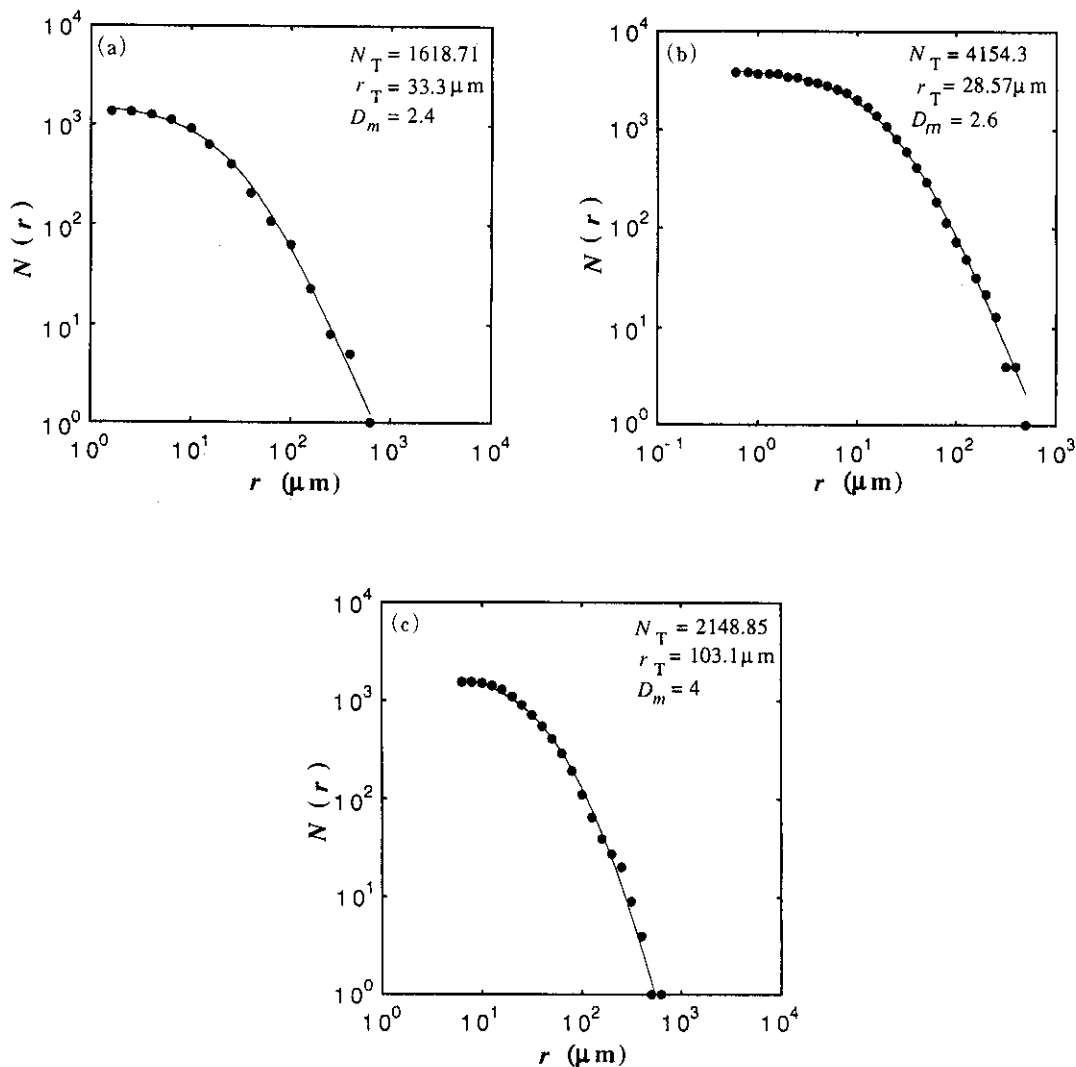


Fig. 1 Size distribution of clasts contained in the felsic pseudotachylyte. The regression line is fitted to the data by the modified method of least squares. (a) Felsic pseudotachylyte [Specimen #1] from the Musgrave Range, central Australia. The measurements were made using the enlarged photographs. The minimum detectable size on the photomicrographs were 1.3 mm. (b) Staurolite-sillimanite garnet gneiss in the Iveria zone of northern Italy. The minimum detectable size on the photomicrographs were 0.6 mm. (c) Quartz-Monzonite from the Grenville zone in Quebec, Canada. The minimum detectable size on the photomicrographs were 5.6 mm.

の総数である。測定の間隔をなくすために、写真上の全ての粉砕岩片について粒径の測定をおこなった。Fig. 1 から明らかなように、測定された全ての粒径範囲において累積個数  $N(r)$  と粒径  $r$  との関係は式(5)によって正確に記述されている。最近、天然のシュードタキライトについてのこれらの粒度分布は、高速摩擦試験機で形成された摩擦溶融岩中の粉砕岩片についても認められることがわかった(堤, 1994, 本特集号)。

### 粒径分布から推定されるシュードタキライトの起源

粒度分布則は、シュードタキライトの細粒マトリックスが地震の衝撃による粉砕によって形成されたかどうかの検証に使うことができる。上述の粒度分布則を用いると、偏光顕微鏡下では見えない細粒粉砕岩片が粒径を測定した粗粒岩片に対してどれくらいあるのかを予測することができる。Wenk (1978) が主張するように、もしシュードタキライトの細粒マトリックス部の大半が超微粒粉砕岩片から構成されているならば、細粒マトリックス部の占める割合は上述の粒度分布則から予測される細粒物の量とほぼ一致するはずである(嶋本・長濱, 1991; Shimamoto & Nagahama, 1992)。両者が全く一致しなければ、この岩石の細粒マトリックス部を粉砕起源と考えることはできないであろう(否定的検証)。これが嶋本・長濱(1991)や Shimamoto & Nagahama (1992)での粒度解析の意図であった。

式(5)から、微細粒粉砕岩片の占める面積を以下のように見積ることができる。粒径が  $r$  の岩片がある断面上で占める面積は  $kr^2$  ( $k$ : 粒の形に依存する定数)だから、粒径が最小粒径  $r_{\min}$  から最大粒径  $r_{\max}$  の間にくる岩片の占める総面積  $A$  は

$$A = k \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} n(r) \cdot r^2 dr = -k \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \frac{dN(r)}{dr} \cdot r^2 dr$$

$$= \frac{kDN_T}{r_T} \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \frac{r^2}{(1+r/r_T)^{D+1}} dr$$

$$= \frac{kDN_T}{r_T} \left[ \frac{(1+r/r_T)^{-D}}{(2-D)(1/r_T)^3} \left( \frac{r}{r_T} \right)^2 - \frac{2}{(1-D)} \cdot \frac{r}{r_T} + \frac{2}{D(D-1)} \right]_{r_{\min}}^{r_{\max}} \quad (D \neq 1, 2) \quad (6)$$

で与えられる。但し、 $n(r)$  は粒径  $r$  の個数を表す。この式から細粒岩片の占める面積を容易に見積ることができる。

天然から採取されたシュードタキライト中の粒度分布と式(6)より求めた細粒部の占める面積率は1%に満たないオーダーであった(Table 2)。これに対して、これらの試料の細粒部の面積率をポイントカウンター法または全測定面積当りの粒径と粒子の数から求めると全て70%以上であった(Table 2)。これは、上述の粒度分布から見積られた値よりも3桁以上大きい値である。したがって、細粒マトリックス部の量を細粒粉砕物と考えることはできない。シュードタキライト中には、メルトからの急成長を示唆する組織が数多く認められることから、解析したシュードタキライトの細粒部はメルト起源である可能性が極めて高い。粉砕には必ず粉砕限界があることを考慮にいれると、 $1 \mu\text{m}$  以下の微粉砕片を面積率70%以上も通常の岩石破壊で作ることは極めて困難である。また、高速摩擦試験機を用いて生成した摩擦溶融岩の粒度分布の解析結果(堤, 本特集号)も、天然シュードタキライトの解析結果と全く同様な傾向を示している。

Table 2 The measured area and estimated area occupied by fine products in a thin section.

Sample	Measured area (%)	Estimated area (%)
Specimen #1	70.0	0.002
Italy-PT	82.0	0.001
Canada 2	88.3	0.06

### まとめ

本稿では岩石の粉砕・細粒化における粉砕限

界に関する若干の基礎的考察をおこなうとともに、粉碎岩片サイズの下限を含む新しい粒径分布則を提唱した。オーストラリア中央部・Musgrave山地、イタリア北西部のIveria帯、カナダのGrenville帯産のシュードタキライトについて粉碎岩片の粒度分布を解析した。粒径分布と他の組織から判断すると、それらの岩石の細粒マトリックスはメルト起源である可能性が極めて高い。

紙面の都合上、粒径分布則と岩石の破碎強度や破壊エネルギーとの関係については触れることができなかった。これについては、岩石破壊のフラクタル幾何学的研究から粉砕片のフラクタル次元 $D$ や $D_s$ と岩石破碎強度との関係が、最近明らかにされてきている(長濱, 1992; Nagahama, 1993, 1994; Nagahama & Yoshii, 1993, in press)。

## 文 献

- 今木清康, 1987, 粉体工学演習. コロナ社. p.244.
- 神保元二, 1965, 粉碎生成物の粒度分布と粉碎機構. 窯協, v.73, 351-358.
- Mandelbrot, B., 1953, Contribution a mathématique des jeux de communication. Publ. de Statique de l'Univ. de Paris., v.2, 80-102.
- Mandelbrot, B., 1977, The Fractal Geometry of Nature. W.F. Freeman and Company, New York. p.468.
- Matsushita, M., 1985, Fractal viewpoint of fracture and accretion. Jour. Phys. Soc. Japan, v.54, 857-860.
- 水渡英二, 1961, 粉体粒子統計. 久保輝一郎・水渡英二・中川有三・早川宗八郎(編), 粉体(理論と応用), 78-89, 丸善株式会社. p.904.
- Nagahama, H., 1991, Fracturing in the solid earth. Sci. Rept. Tohoku Univ. (Geol.), v.61, 103-126.
- 長濱裕幸, 1991, 断層内物質とフラクタル(粒度分布特性と表面積). 構造地質, no.37, 31-39.
- 長濱裕幸, 1992, 岩石破壊の空間に関するスケールリング則. 月刊 地球, v.14, 611-615.
- Nagahama, H., 1993, Fractal size distribution and fracture for brittle rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., v.30, 469-471.
- Nagahama, H., 1994, A fractal criterion for ductile and brittle fracture. J. Appl. Phys., v.75, 3220-3222.
- Nagahama, H. & Yoshii, K., 1993, Fractal dimension and fracture for brittle rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., v.30, 173-175.
- Nagahama, H. & Yoshii, K., in press, Scaling laws of fragmentation. In: Fractals and Dynamic Systems in Geoscience. (J. H. Kruhl ed.). Springer-Verlag, Berlin.
- Philpotts, A. R., 1964, Origin of pseudotachylites. Am. Jour. Sci., 262, 1008-1035.
- Schapery, R. A., 1974, Viscoelasticity of Solids and Structures, Lecture Notes at Texas A & M University.
- 嶋本利彦・長濱裕幸, 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. & Nagahama, H., 1992, An argument against the crush origin of pseudotachylites based on the analysis of clast-size distribution. Jour. Struct. Geol., v.14, 999-1006.
- 高木秀雄, 1991, 地震の化石シュードタキライト. 地質ニュース, no.437, 15-25.
- 田中達夫, 1954, 限界値を考慮した粉碎機構の新しい考え方—摩擦力・衝撃力による粉碎の実験的研究. 化学工学, v.18, 160-171.
- 堤 昭人, 1994, 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. 構造地質, no.39 (本特集号).

- Turcotte, D. L., 1986, Fractals and fragmentation. *Jour. Geophys. Res.*, v.91, 1921-1926.
- Turcotte, D. L., 1989, Fractals in geology and geophysics. *Pageoph*, v.131, 171-196.
- Wenk, H. R., 1978, Are pseudotachylites products of fracture or fusion? *Geology*, v.6, 507-511.
- 山科健一郎, 1986, 震源過程の確率モデル. 斉藤正徳(編)数理地震学, 28-40, 統計数理研究所. p.281.
- Zhao, Z. Y., Wang, Y. & Liu, X. H., 1990, Fractal analysis applied to cataclastic rocks. *Tectonophysics*, v.178, 373-377.