

北西スコットランド産花崗岩質片麻岩中の シュードタキライトの溶融過程

Melting Process of Pseudotachylite in Granitic Gneiss from Northwest Scotland

岡本康宏*・北村雅夫**

Yasuhiro Okamoto* and Masao Kitamura**

Abstract: Pseudotachylite in the granitic gneiss from NW Scotland consists of mineral fragments, spherulite and matrix. The fragments are quartz and plagioclase. Spherulite is composed of the fragment of plagioclase as a core, dendrites of plagioclase in glass as a mantle and a thin rim. The dendritic textures in glass suggests that the mantle once melted, then rapidly cooled and suffered no significant metamorphism after the cooling. Main constituent minerals in matrix are epidote and biotite. Small amounts of tiny crystals of quartz, plagioclase and chlorite were also observed in matrix. The mineral assemblage in matrix indicates metamorphism at the greenschist condition. Plagioclase is scarce in matrix and the degree of recrystallization of matrix is different from that of mantle. These facts suggest that only the mantle of spherulites was formed by a melting process. The melting of the mantle must have occurred by the reaction between plagioclase fragments and the pulverized material of biotite and others. The model of partial melting is therefore proposed for the origin of the present pseudotachylite. This model involves the total melting and fragmentation models, which have been considered to be contrasted.

はじめに

シュードタキライトは、母岩中に脈状に産する細粒緻密な断層岩であり、母岩に近い化学組成をもつことから、外部起源の貫入岩でなく母岩起源であると考えられている。これまでに3つのタイプのシュードタキライトが報告されて

いる。1つは、断層起源のもの(例えば, Park, 1961; Sibson, 1975; Macaudiere and Brown, 1982; Macaudiere et al., 1985; Passchier, 1982; Swanson, 1988; Lailey et al., 1989)であり、他には隕石のインパクトによるもの(例えば, Diez, 1961; Wilshine, 1971)、さらに地すべりに伴って形成されたもの(Masch et al., 1985)がある

1993年4月1日受付. 1994年1月10日受理.

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室(現在 日本電気株式会社).

** 京都大学理学部地質学鉱物学教室.

(高木, 1991参照). 断層起源のシュードタキライトは, 地殻での地震に関係していると考えられており, 多くの研究が行われてきている. ここでは, 断層起源のシュードタキライトの研究について報告するので, 以下ではシュードタキライトはすべてこのタイプのものである.

シュードタキライトの成因は, 地殻下部での地震や岩石の挙動と結び付けて多くの研究が行われている(例えば, Grocott, 1981; Hobbs et al., 1986; Shimamoto, 1986; Shimamoto, 1989). しかしながら, シュードタキライトの組織形成については, これまで2つの対照的な説が提唱されている. 1つは, 断層運動に伴う摩擦熱によって母岩が溶融し, 粉碎岩片とともに割れ目に貫入して固化したものであるというものであり(例えば, Philippotts, 1964; Sibson, 1975), もう1つは断層運動によって生じた微細な粉碎物の集合体であるというもの(例えば, Reynolds, 1954; Wenk, 1978)である. また, 実際には, 両方のタイプのシュードタキライトが存在する可能性もある. この研究では, シュードタキライトの微細な組織を解析することにより, シュードタキライトの形成過程, とくに溶融過程を明らかにすることを目的とした.

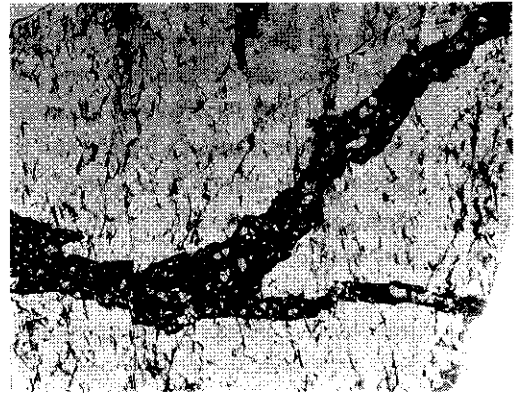
観察結果

本研究で用いた試料は, スコットランド北西にある Outer Hebrides Thrust 帯に沿った花崗岩質片麻岩中に黒色脈として産するものである(Sibson, 1975参照; 試料は大中康馨氏の提供による). この試料について光学顕微鏡, 走査型電子顕微鏡および透過型電子顕微鏡を用いて岩石組織の観察を行った. また, 構成鉱物の化学組成は, 主としてエネルギー分散型のX線分析装置(EMPA)を用いて行った.

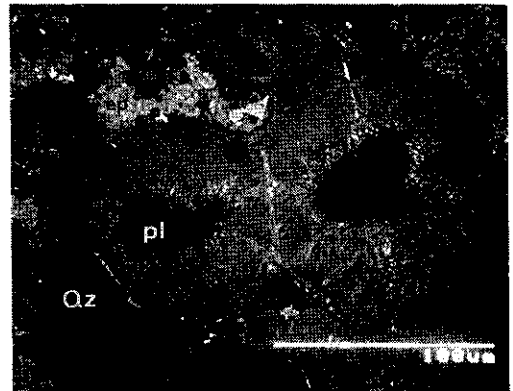
光学顕微鏡および走査型電子顕微鏡観察

母岩は花崗岩質片麻岩であり, その主要構成鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 角閃石, 緑簾石と鉄鉱物である. シュードタキライト脈は, 石英と斜長石の数十 μm サイズにおよ

ぶ比較的大きな鉱物片を含んでいる(第1図). 斜長石の鉱物片はつねに, 斜長石結晶をコアーとして放射状に伸びる針状結晶の集合体に取り囲まれた球状組織(スフェルライトと呼ぶ)を示している(第2図). さらに, このスフェルライトは薄いリムをもつ. 一方, 石英の鉱物片には, このような針状結晶の集合体などに囲まれた組織は観察されなかった(第2図). これらの斜長石のスフェルライトと石英片の間を微細な鉱物の集合体(マトリックスと呼ぶ)が埋めている. このような構成単位の比率やサイズは, シュー



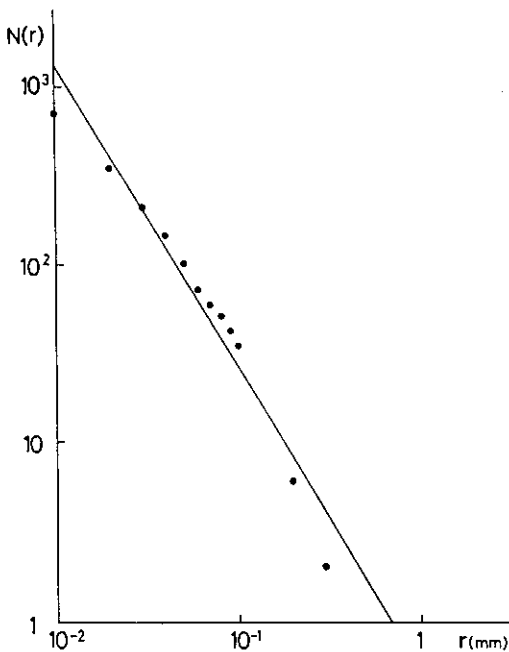
第1図 スコットランド産シュードタキライトの光学顕微鏡写真(オープンニコル). 写真の横幅は約2.8cmである.



第2図 シュードタキライトの反射電子線像. 斜長石(pl)の周りに針状結晶の集合体が見られるが, 石英(Qz)の周りには見られない. ep: 緑簾石.

ドタキライト脈の各所で少しずつ異なるが、基本的には同じ構成単位からなる。

シュードタキライト中の鉍物片は、破砕物に特徴的な形態を示す。このことを確かめるために、鉍物片のサイズ分布を測定した。鉍物片の長径と短径の積の平方根を平均粒径とし、ある粒径(r)より大きなサイズの粒の総数を $N(r)$ としてプロットすると(第3図、岡本・北村, 1990), ほぼ直線的な関係が得られる。粒径が大きな所と小さな所ではこの直線から外れてくるが、全体として、このサイズ分布は鉍物片が破砕物であることを示している。このような破砕物を示す粒度分布は、シュードタキライトに特徴的である(嶋本・長濱, 1991; Shimamoto and Nagahama, 1992)。なお、石英の鉍物片だけの粒度分布でも、同じように破砕物と考えられる粒度分布を示す。



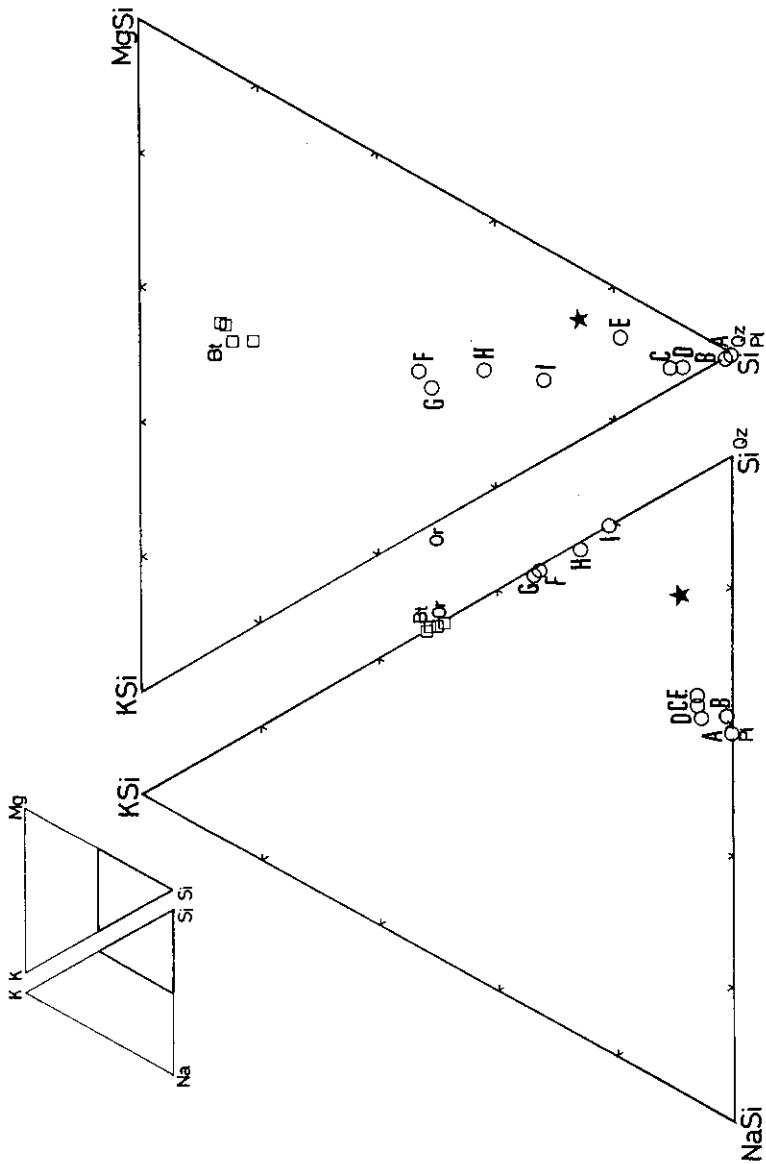
第3図 鉍物片のサイズ分布。横軸はサイズ(r)、縦軸、 $N(r)$ 、はサイズ(r)より大きなグレインの総数。分布はばらついているが、ほぼ直線性が認められる。図中の直線は全体のデータから求めたもので、 $\log N(r) = -0.3 - 1.7 \cdot \log r$ である(岡本・北村, 1990による)。

斜長石の場合にはすでに述べたように、石英の場合とは違って、針状結晶の集合体で取り囲まれたスフェルライトを形成している。スフェルライトのマントル部を形成している針状結晶の存在から、この組織が急速な結晶化によって形成されたことが推定できる。すなわち、マントル部は一度溶融していたと考えられる。コア部の斜長石は自形ではなく、マントル部の溶融時に溶融を免れた部分であると考えられる。このコア部の結晶サイズが、マントル部の溶融時にどの程度溶融の影響を受けたものであるかについては不明である。そのため、コア部のサイズ分布は必ずしも斜長石片の形成時の分布を保持していないが、全鉍物片(第3図)や石英だけの場合と同様に、 $N(r)$ vs. r プロットをすると、サイズの大きいところで直線性を示した。続いて、スフェルライトのマントル部の厚さを測定した。その結果、マントル部の厚さはほぼ $30 \mu\text{m}$ で、コア部の斜長石のサイズとはほぼ無関係に一定である事が示された。

マトリックスは、緑簾石や黒雲母などからなる。これらの鉍物は自形でほぼ等粒状であり、そのサイズは石英粒やスフェルライトのコアである斜長石より細粒であるが、スフェルライトのマントル部の針状結晶サイズに比べて大きい。マトリックス部の平均化学組成での特徴は、Naに著しく乏しい事である。実際、各構成単位の化学組成をNa-K-Siの三角ダイアグラムにプロットすると(第4図)、スフェルライトのマントル部(A-E)は斜長石に近い組成をもつが、マトリックスの組成(I-G)は黒雲母と石英の組成を結ぶ線上にあり、ほとんど斜長石成分を含んでいないことが分かる。

透過型電子顕微鏡観察

透過型電子顕微鏡下で、スフェルライトのマントル部の針状結晶とマトリックスを主に観察した。スフェルライトのマントル部は、楕円体の斜長石結晶とそれを取り囲む物質からなる。楕円体結晶は斜長石の針状結晶の断面であり、電顕観察から針状結晶の平均的な巾は 70nm 程度である(第5図a)。さらに、この楕円体結晶

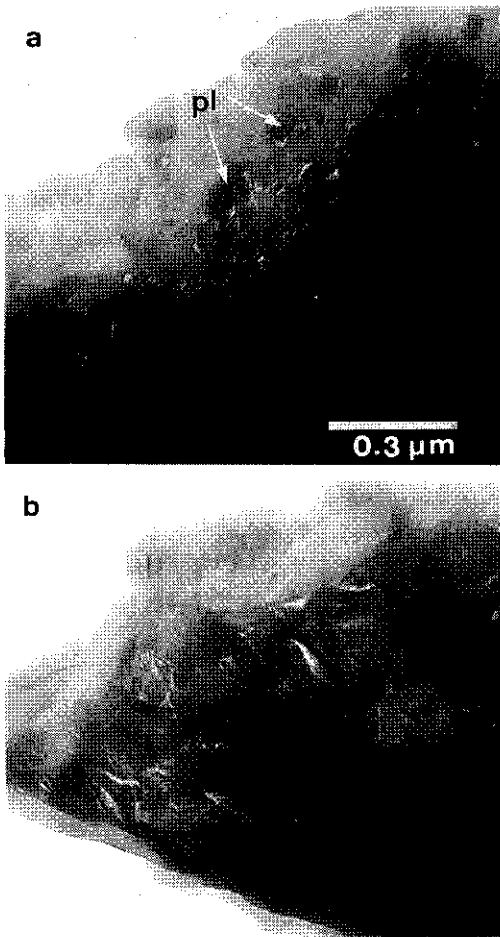


第4図 スフェルライトのマントル部(A-E)とマトリックス(I-G)の化学組成の、Na-K-SiおよびK-Mg-Si三角ダイアグラム上へのプロット。Pl:斜長石, Qz:石英, Bt:黒雲母, Or:カリ長石, 星印は、シェードタキライトの全岩組成。

を取り囲む物質は、電子顕微鏡下での特徴、たとえば干渉縞を示さないことなどから、非結晶質でガラスであると結論できる。

一方、マトリックス部は、基本的に長さ約

100nmの黒雲母などの含水鉱物の集合体であり、非晶質の部分はほとんど存在しない(第5図b)。同定されたマトリックスの鉱物は、黒雲母、緑簾石、緑泥石、石英および斜長石であ



第5図 スフェルライトのマントル部(a)とマトリックス(b)の透過型電子顕微鏡写真。pl:斜長石。a, bは同じ倍率である。

る。ただし、斜長石が微細なスフェルライトを形成しているかどうかについては判別できなかった。

議 論

本研究で観察したシュードタキライトには石英の鉱物片が含まれており、それらのサイズ分布や、その石英片が波動消光する事などから、比較的大きな鉱物片は基本的に破砕物であると考えられる。また、スフェルライト中のコアとしての斜長石も、そのサイズ分布からマント

ル部の溶融以前には破砕物であったと考えられる。したがって、鉱物片としての石英と斜長石は、母岩の破壊によって形成されたと言える。このシュードタキライト中に、石英や斜長石の小さなフラグメントが、破砕物のサイズ分布から予測されるほどには含まれていないことや、この2種類の鉱物以外の大きなフラグメントがないことについては、後に議論する。

研究をおこなったシュードタキライトには、上に述べたように破砕物である鉱物片が多く含まれているため、全溶融したものではない。溶融したことが明らかなのは、スフェルライトのマントル部である。ここでは、針状結晶がガラス中に存在することから、溶融した後に急速に冷却し、針状結晶が溶融時に溶け残った斜長石の大きな破砕物上に成長したものであると考えられる。

ここで問題となるのが、マトリックスが溶融したかどうかである。まず、マトリックスも溶融していた場合を考えよう。スフェルライトの斜長石の針状結晶が溶け残った斜長石から成長する時にマトリックスも溶融状態であると、マトリックスには斜長石成分が含まれていたことになる。しかしながら、実際には、試料のマトリックスには斜長石が含まれていないばかりではなく、Naをほとんど含んでいない。一方、マントル部にガラスが存在することから、このモデルの場合にはマトリックスも冷却時には一度ガラス化したと考えられる。したがって、シュードタキライトの溶融後の変成作用によってマトリックスの再結晶と斜長石成分の移動が起こる必要がある。しかしながら、このような再結晶や物質移動が、マントル部ではガラスや非再結晶組織を残したまま、マトリックスでのみ生じるとは考えられない。したがって、我々の観察した試料では、マトリックスが溶融していたとは考えにくい。

マトリックスが溶融していなかったとして、本試料のシュードタキライトの形成過程を考察する。大きなフラグメントとして見られるのは、石英と斜長石だけであった。したがって、母岩に含まれていたと考えられる黒雲母・緑簾石な

どの含水鉱物は、母岩の破碎の際に、単純な破碎ではなく分解反応などを伴って微細な鉱物の集合体を形成したと考えられる。また、マトリックスには石英成分も含まれているため、破碎された石英の細粒なものは、含水鉱物とともにマトリックスを形成したものと考えられる。

一方、斜長石も破碎されたが、細粒フラグメンをあまり形成しなかったとすると、斜長石の破碎物とマトリックスを構成している鉱物の集合体が接することにより、その箇所で融点が部分的に低くなることが期待できる。そうして、斜長石の周りだけに溶融が進行したと考えられる。このような過程では、斜長石の周りに発生する溶融部分の幅は、斜長石のサイズに依存する事なく決まる。ただし、小さな斜長石などの溶融が完了すれば、それ以上溶融部の幅は広がらない。このような特徴をマントル部の幅の分布に見ることができる。一方、石英の周りに急冷による針状結晶などが見られないことや外形が破碎物のままであることなどから、石英は溶融しなかったと考えられる。これは、マトリックスがすでに細粒の石英によって飽和した状態であるので融点が下がらなかったためと考えられる。一方、このようなシュードタキライトの組織形成過程を、さらに等温下で時間的に進行させたとすると、溶融程度がさらに上昇すると考えられる。したがって、今回観察された組織は、シュードタキライトの全溶融する過程で加熱時間の不足のために部分的な溶融に止まったものと言える。

溶融せずに残ったマトリックスは、微細な鉱物の破碎物とその後に再結晶したと考えられる。スフェルライト中のガラス部より、粉体の集合体の方が再結晶しやすいことは容易に想像される。ちなみに、マトリックスの再結晶はその鉱物組み合わせから、greenschist faciesの条件下で起こったと推定できる。

今回研究した試料の溶融過程から見ると、母岩を構成していた鉱物の破壊の特性が、鉱物ごとに異なることになる。また、加熱温度や加熱時間の違いにより、溶融程度が大きく影響されることが分かる。

まとめ

以上のように、本研究で用いたシュードタキライトは、鉱物の破碎とそれに続く部分的な溶融が生じたものである。また、本試料の溶融過程から見ると、母岩を構成していた鉱物の破壊の特性が鉱物ごとに異なることになる。また、多相・多成分系ではよく知られていることであるが、到達温度や加熱時間の違いによって部分溶融程度が異なることが、シュードタキライト場合でも当てはまると言える。この研究から、従来対立した考え方であると思われる破砕物説と溶融説は、実は対立したものでなく、単に部分溶融程度が異なるだけであると考えられる。本研究は嶋本利彦(東大地震研)氏のシュードタキライト研究プロジェクトの一つとして氏の勧めによって行ったものであることを明記して、感謝したい。

文献

- Deiz, R. S., 1961, Vredefort ring structure: meteorite impact scar? *Jour. Geol.*, **69**, 499-516.
- Grocott, J., 1981, Fracture geometry of pseudotachylite generation zones: a study of shear fractures formed during seismic events. *Jour. Struct. Geol.*, **3**, 169-178.
- Hobbs, B. E., Ord, A. and Teyssier, C., 1986, Earthquakes in the ductile regime? *PAGEOPH.* **24**, 309-336.
- Lailey, M., Stein, A. M. and Reston, T. J., 1989, The Outer Hebrides fault: a major Proterozoic structure in NW Britain. *Jour. Geol. Soc. London*, **146**, 253-259.
- Macaudiere, J. and Brown, W. L., 1982, Transcrystalline shear faulting and pseudotachylite generation in a metaanorthite (Harris, Scotland). *Jour. Struct. Geol.*, **4**, 395-406.
- Macaudiere, J., Brown, W. L. and Ohnenstetter, D., 1985, Microcrystalline textures re-

- sulting from rapid crystallization in pseudotachylite melt in a metaanorthite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 39-51.
- Masch, L., Wenk, H. and Preuss, E., 1985, Electron microscopy study of hyalomylonites -evidence for frictional melting in landslides. *Tectonophysics*, **115**, 131-160.
- 岡本康宏・北村雅夫, 1990, スコッ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, 1990年年会講演予稿集, p.47.
- Park, R. G., 1961, The pseudotachylite of the Gairloch district, Ross-Shire, Scotland. *Am. Jour. Sci.*, **259**, 542-550.
- Passchier, C. W., 1982, Pseudotachylite and the development of ultramylonite bands in the Saint Barthelemy Massif, French Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, **4**, 69-79.
- Philpotts, A. R., 1964, Origin of pseudotachylite. *Am. Jour. Sci.*, **262**, 1008-1035.
- Reynolds, D. L., 1954, Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. *Am. Jour. Sci.*, **252**, 577-614.
- Scott, J. S. and Drever, H. I., 1953, Frictional fusion along a Himalayan thrust. *Roy. Soc. Edinburg Proc.*, sec. B, **65**, pt. 2, 121-140.
- Shimamoto, T., 1986, Transition between frictional slip and ductile flow for halite shear zones at room temperature. *Science*, **231**, 711-714.
- Shimamoto, T., 1989, The origin of S-C mylonites and a new fault model. *Jour. Struct. Geol.*, **11**, 51-64.
- 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, **13**, 416-427.
- Shimamoto, T. and Nagahara, H., 1992, An argument against the crush origin of pseudotachylites based on the analysis of clast-size distribution. *J. Struct. Geol.*, **14**, 999-1006.
- Shibson, R. H., 1975, Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **43**, 775-794.
- Swanson, M. T., 1988, Pseudotachylite-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zones, S. Maine. *Jour. Struct. Geol.*, **10**, 813-828.
- 高木秀雄, 1991, 地質の化石—シュードタキライト, 地質ニュース, **437**, 15-25.
- Wenk, H. R., 1978, Are pseudotachylite products of fracture or fusion? *Geology*, **6**, 507-511.
- Wilshire, H. G., 1971, Pseudotachylite from the Vredefort Ring, South Africa. *Jour. Geol.*, **79**, 195-206.