

石川県南部地域の第三紀流紋岩（医王山累層）中に産する暗色珪質脈の岩石学的特徴

Petrological characteristics of Dark-colored silica veins in Tertiary rhyolite (the Iozen Formation) from the southern part of Ishikawa Prefecture, Japan

Abstract

森下知晃* 荒井章司* 脇元理恵*
水田敏夫** 石山大三**
佐藤比奈子** 梅香 賢*
藤沢亜希子* 盛一慎吾*
大世古光弘* 森 尚仁*
山崎まゆ* 山本真也*

Tomoaki Morishita, Shoji Arai*,
Rie Wakimoto*, Toshio Mizuta**,
Daizo Ishiyama**, Hinako Sato**,
Masaru Umeka*, Akiko Fujisawa*,
Shingo Moriichi*, Mitsuhiro Ohzeko*,
Takami Mori*, Mayu Yamazaki* and
Shinya Yamamoto**

2005年8月10日受付.

2006年2月17日受理.

* 金沢大学大学院自然科学研究科
Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University, Kakuma, Kanazawa 920-1192, Japan

** 秋田大学工学資源学部地球資源学科
Institute of Earth Sciences and Technology, Akita University, Akita 010-8502, Japan

Corresponding author; T. Morishita,
moripta@kenroku.kanazawa-u.ac.jp

Anastomosing networks of massive dark-colored veins (Dark-colored silica veins hereafter) ranging from a few millimeters to 8 cm in thickness occur in a fault zone of Tertiary rhyolites (the Iozen formation) from the southern Ishikawa Prefecture, Japan. Optical microscopic observations combined with SEM and XRD studies revealed that the Dark-colored silica veins mainly consist of very fine-grained quartz (10 μm in size) with minor amounts of feldspar and Fe-bearing unidentified phase. Angular to subangular lithic clasts derived from the host rhyolite are frequently embedded in fine-grained quartz matrix of the Dark-colored silica veins. The Dark-colored silica veins are apparently abundant in SiO_2 relative to the host rocks. Chondrite-normalized rare earth element (REE) pattern of a Dark-colored silica vein is similar to that of the host rhyolite for middle to heavy REE, whereas light REE (La and Ce) concentrations are higher in the Dark-colored silica vein than in the host rhyolite, resulting in high La/Yb ratio in the Dark-colored silica vein. The Dark-colored silica veins might be originated by extreme crushing of the host rhyolite in fault zones followed by the selective enrichment of SiO_2 (+ LREE) coupled with diluting of other elements. The outcrop including the Dark-colored silica vein was finally suffered from low-temperature alternation ($< 100^\circ\text{C}$), leading to form clay minerals, particularly along the fault zone.

Key words: northern Hokkaido, Koetoi Formation, Yuchi Formation, diatom fossil, fission track age, *Neodenticula koizumii* Zone

はじめに

石川県南部地域、尾口村-吉野谷村（現在、白山市）の手取層群および第三紀火成岩類が分布する地域から、黒色から赤褐色を呈し、脈状に産する岩石（以下、暗色脈状岩石と呼ぶ）が見つかった。この暗色脈状岩石は、破碎帯に伴い産しており、一見すると、主に地震性の断層運動に伴って形成されると考えられているシュードタキライトの産状（例えば、Sibson, 1975; 高木, 1991）に類似している。しかしながら、暗色脈状岩石は、後述するように数 μm -数 $10\mu\text{m}$ の石英で構成されていること、全岩化学組成が母岩と異なり SiO_2 に富むことなどから、シュードタキライトとは異なる特徴を有する。この様な暗色脈状岩石は筆者らが知る限り本地域においてはこれまで報告がない。一方、国内他地域の破碎帯から

シュードタキライトに似た暗色で貫入岩の産状を呈する岩石（ここではシュードタキライト様岩と呼ぶ）が報告されている（Inokuma et al., 1989; 久保ほか, 1994; 細見・高木, 2001; 島津ほか, 2003; 藤本ほか, 2004）。これらのシュードタキライト様岩の形成には、母岩の破碎による破砕片の形成とメルトの関与が指摘されている（Inokuma et al., 1989; 久保ほか, 1994; 細見・高木, 2001; 島津ほか, 2003; 藤本ほか, 2004）。本論で報告する暗色脈状岩石は、後述していくように、シュードタキライト様岩と比較して、類似点と相違点がある。いずれにしても、シュードタキライト、シュードタキライト様岩と共に、今回報告を行う暗色脈状岩石などの岩石類は破碎帯の形成プロセス、変質などによる改変プロセスを記録している可能性がある。よって、破碎帯で起きる現象の普遍性・特異性を明らかにしていく上でも、破碎帯に産する岩石類に

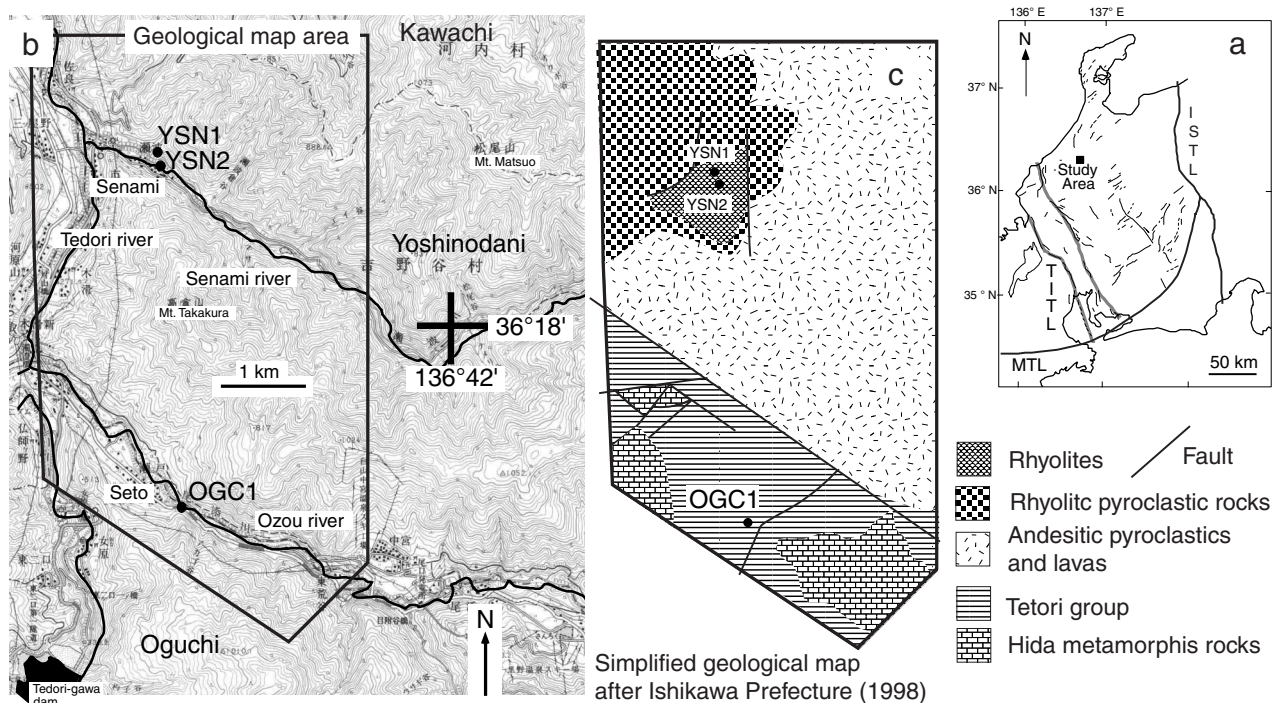


Fig. 1. (a) The studied area plotting on a map showing distribution of active faults in the central Japan simplified from Kanaori et al. (1991). ISTL = the Itoigawa-Shizuoka tectonic line, TITL = the Tsurugawan-Isewan tectonic line, MTL = the Median Tectonic line. (b) Sample localities (YSN1, YSN2 and OGC1) of the Dark-colored silica veins at southern Ishikawa Prefecture on the 1/25,000 topographic map "Ichihara" provided by the Geographical Survey Institute of Japan. (c) Simplified geological map around the sample localities after Ishikawa Prefecture (1998).

対する詳細な記載の蓄積が必要であると思われる。本研究では、まず、暗色脈状岩石とそれに伴う岩石との関係が比較的単純である第三紀流紋岩（医王山累層相当）中のものを研究対象とし、その物質的・化学的特徴を明らかにする事を目的とする。また、これらのデータからこの暗色脈状岩石の成因について考察を行う。

地質学的背景

本調査地域は石川県南部地域の尾口村から吉野谷村にあたり、手取川支流の尾添川・瀬波川が流れ、全体的には、標高約 1000 m 程度の山岳地帯である (Fig. 1)。本地域は南部から北部に向かって下位から上位の地層・岩層が分布している (糸野ほか, 1970; 糸野, 1993)。下位より本地域の基盤となる飛騨変成岩類、ジュラー白亜系の礫岩・砂岩・頁岩からなる手取層群が分布する (石川県, 1998) (Fig. 1)。本調査地域東部には流紋岩質火砕岩を主とする濃飛流紋岩類が分布する (竹中ほか, 1978)。これらの上に第三紀火山岩類である安山岩質火砕岩類を主とする岩稲累層が広く分布し、調査地域の北西部に、流紋岩質火砕岩—溶岩を主とする医王山累層が分布している。飛騨変成岩類、手取層群、濃飛流紋岩類、岩稲累層には安山岩質から流紋岩質の岩脈が多数貫入する。岩脈は NE—SW 走向のものが多く (石川県, 1998)。前田 (1961) は本地域が、大小様々な断層によって地層がブロック化している事を指摘している。中部日本には NW—SE 方

向と ENE—WSW 方向の活断層が発達しており、本調査地域周辺の空中写真による判読からは、NNW 方向のリニアメントの存在が指摘されている (活断層研究会, 1991) (Fig. 1)。

本調査地域内の暗色脈状岩石の存在は、第 2 筆者である荒井によって、最初に手取層群中に貫入する火成岩岩脈中から指摘された (Fig. 1 の OGC1)。その後、この地点の暗色脈状岩石は火成岩岩脈だけでなく、その周囲の手取層群中の堆積岩中の堆積構造を切るようにも産していることが明らかとなった。さらに、今回詳細に報告する医王山累層に相当する流紋岩中からも産状が類似した暗色脈状岩石が見つかった (Fig. 1 の YSN1 と YSN2)。それぞれの産状や記載岩石学的特徴に共通点はあるが、両地点の岩石の成因的關係は不明である。医王山累層中の暗色脈状岩石が流紋岩のみに伴うことと比較すると、手取層群中に産するものの方がより多様な岩石との相互作用を受けている可能性が予想される。よって、本研究では、後者の医王山累層中の暗色脈状岩石を研究対象とした。手取層群中の暗色脈状岩石については改めて報告する予定である。

本地域の医王山累層に関する年代データはないが、富山県南部の医王山累層からは、 14 ± 1.2 Ma の全岩 K-Ar 年代が (柴田, 1973)、金沢市南部の医王山累層からは、 15 ± 2.1 Ma および 16.5 ± 1.4 Ma のジルコン FT 年代が報告されている (雁沢, 1983)。K-Ar 年代に対しては、岩石が変質して

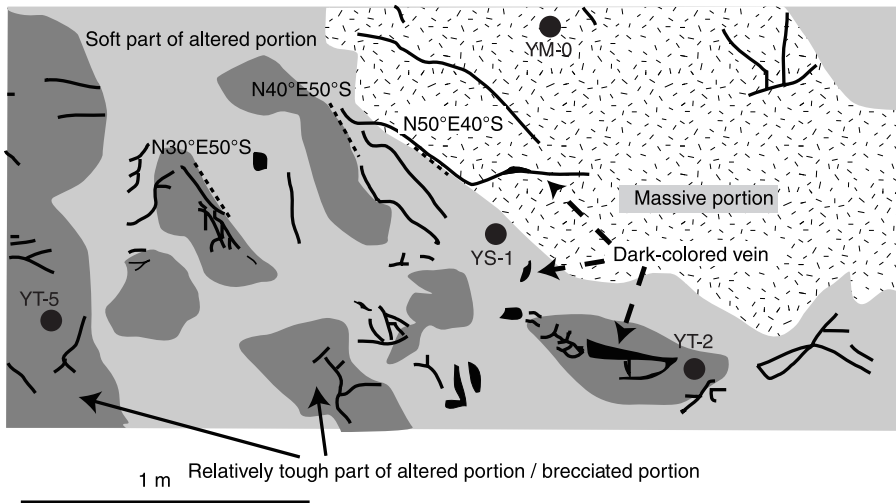
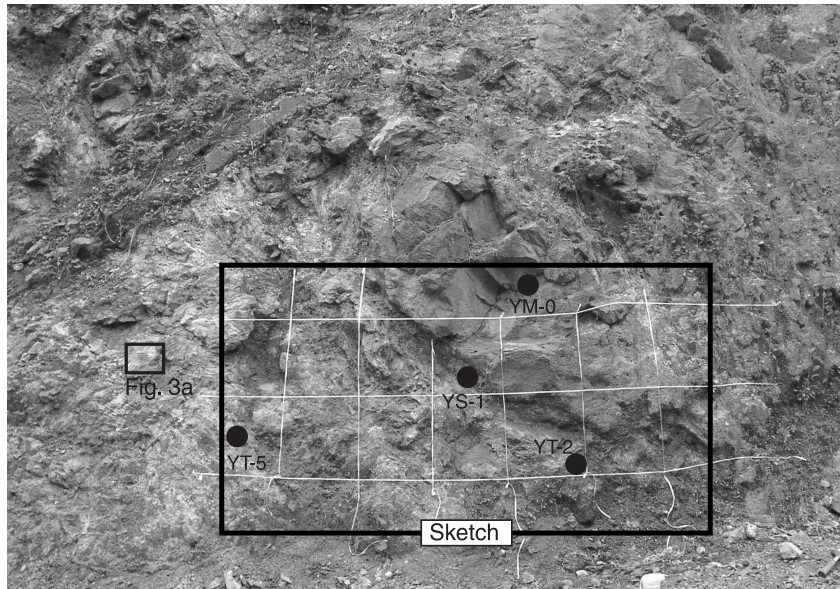


Fig. 2. An outcrop and its sketch of locality YSN1 (Fig. 1) including the Dark-colored silica veins. The sample points for XRD and XRF analyses are also shown. Dotted lines are planes where dip/strike between massive portion or tough part of altered portion and soft part of altered portion were measured. Dip and strike of these planes are also shown in the sketch.

いることによって若い年代が示されている可能性が指摘されていることから、医王山累層の形成時期は約 15 Ma 頃と考えられている (柴田, 1973)。よって YSN1・YSN2 地点における暗色脈状岩石の形成は中期中新世以降である。

暗色脈状岩石の産状と記載岩石学的特徴

1. メソスケール観察

YSN1, YSN2 地点は近接しており (Fig. 1), 暗色脈状岩石の産状が同じであるため、観察が容易な YSN1 地点での産状を中心に述べる。暗色脈状岩石が産する露頭では源岩組織を残した塊状の流紋岩と流紋岩が破碎・変質を受けている部分とが混在している (Fig. 2)。露頭において、塊状の部分を塊状部、素手で容易に崩れる柔らかい部分を軟質変質部、軟質変質部と比較して固い部分を硬質変質部と区別して記載した。本論文では、暗色脈状岩石が産する流紋岩を変質の程度に関わらず母岩と呼ぶこととする。

野外での肉眼観察では、暗色脈状岩石は暗青色から赤褐色

を呈し、非常に緻密で、しばしば貝殻状破断面を呈する。暗色脈状岩石中の割れ目に沿って稀に黄鉄鉱が濃集している場合があるが、黄鉄鉱は産状から暗色脈状岩石形成後にできたものであると判断できる。この地点の暗色脈状岩石は、多くの場合厚さ 1 cm 以下 (最大 8 cm) の細脈としてネットワーク状に産し、母岩との境界は明瞭である (Fig. 3a)。また暗色脈状岩石と流紋岩礫 (2 mm - 25 cm) が混在し、ブレッチャー状に産する場合もある (Fig. 3b)。また、流紋岩の軟質変質部と塊状部の両方を貫いている暗色脈状岩石が観察される (Fig. 2)。このように暗色脈状岩石は貫入岩の形態を示す。

硬質変質部には暗色脈状岩石を伴うことが多く、しばしばブレッチャー状になっている。硬質変質部の分布には方向性があり、軟質変質部と塊状部との境界方向 (NE 走向 S 傾斜) と一致する。またその方向は、軟質変質部・硬質変質部に産する暗色脈状岩石のおおよその伸長方向とも一致している (Fig. 2)。このような塊状部と軟質変質部の境界面の方向、

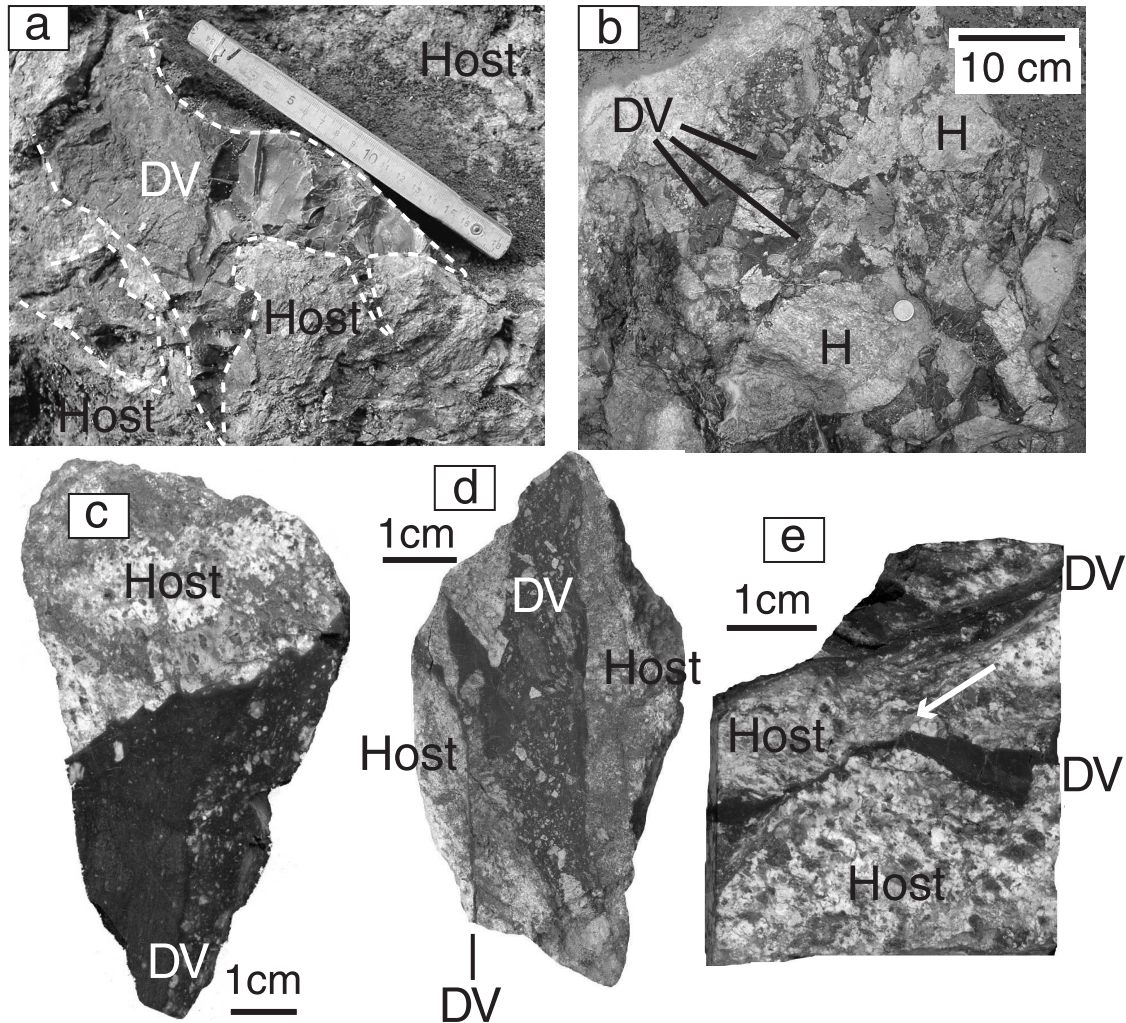


Fig. 3. Occurrence and macrotexture of the Dark-colored silica veins from the locality YSN1. DV = Dark-colored silica vein, H = Host rock. (a) Field occurrence of a thick (7 cm in thickness) injection vein of the Dark-colored silica vein (see Fig. 2), which is accompanied with the thin (less than 1 cm in thickness) veins. (b) Field occurrence of a complex network of the Dark-colored silica veins. (c) Sawn surface of a thick Dark-colored silica vein. Note that contact between the Dark-colored silica vein and host rock is very sharp. No deformation structures were observed in the host. (d) Sawn surface of a Dark-colored silica vein containing many lithic clasts derived from the host rock. (e) Sawn surface of Dark-colored silica veins associated with deformation of the host rock. Note that the Dark-colored silica vein underwent shear deformation (indicated by white arrow).

暗色脈状岩石の伸長方向、硬質変質部の分布方向の一致は、本露頭が破碎帯で、軟質変質部・硬質変質部としたところが特に強く破碎された部分に対応し、暗色脈状岩石の一部が破碎面に沿って産していると解釈することで説明可能である。

露頭のサンプルは母岩が崩れやすく、脆いため、転石から母岩である流紋岩を伴った暗色脈状岩石の試料を選び、切断・研磨し、観察した。暗色脈状岩石にはほとんど母岩を含まない無構造なタイプ (Fig. 3c) と、様々なサイズ (2 mm - 2 cm) の流紋岩礫を大量に含むタイプ (Fig. 3d) とがあり、礫を含むタイプが多い。また、流紋岩礫を多く含む暗色脈状岩石からブレッチャー状を呈する産状へと漸移的に変化していると思われる。暗色脈状岩石と母岩である流紋岩との関係は、(1) 境界が明瞭で、流紋岩が変形を受けていない場合 (Figs. 3c, 3d) と、(2) 暗色脈状岩石近傍が剪断変形を

受け、その剪断面に暗色脈状岩石が分布し、そこから派生している場合 (Fig. 3e) とがある。暗色脈状岩石自身が小断層により、剪断を受けている場合もある (Fig. 3e)。 (2) の産状は、暗色脈状岩石が破碎面に沿って産出しているという露頭観察と調和的である。サンプルを薄片程度の薄さにし、透過光で観察すると、暗色脈状岩石の内部で色の違いによる層構造 (褐色層と無色層) が確認できるサンプルがあり、その場合は、流理構造や波状構造のようなものが観察される場合がある (Figs. 4, 5)。

2. マイクロスケール観察

暗色脈状岩石のマイクロスケールの観察は金沢大学理学部設置の光学顕微鏡と電子顕微鏡 (JEOL-JSM5200LV) および金沢大学共同利用研究センター設置の EPMA (JEOL-JXA8800) を使用して行った。鉱物の化学組成は JEOL-

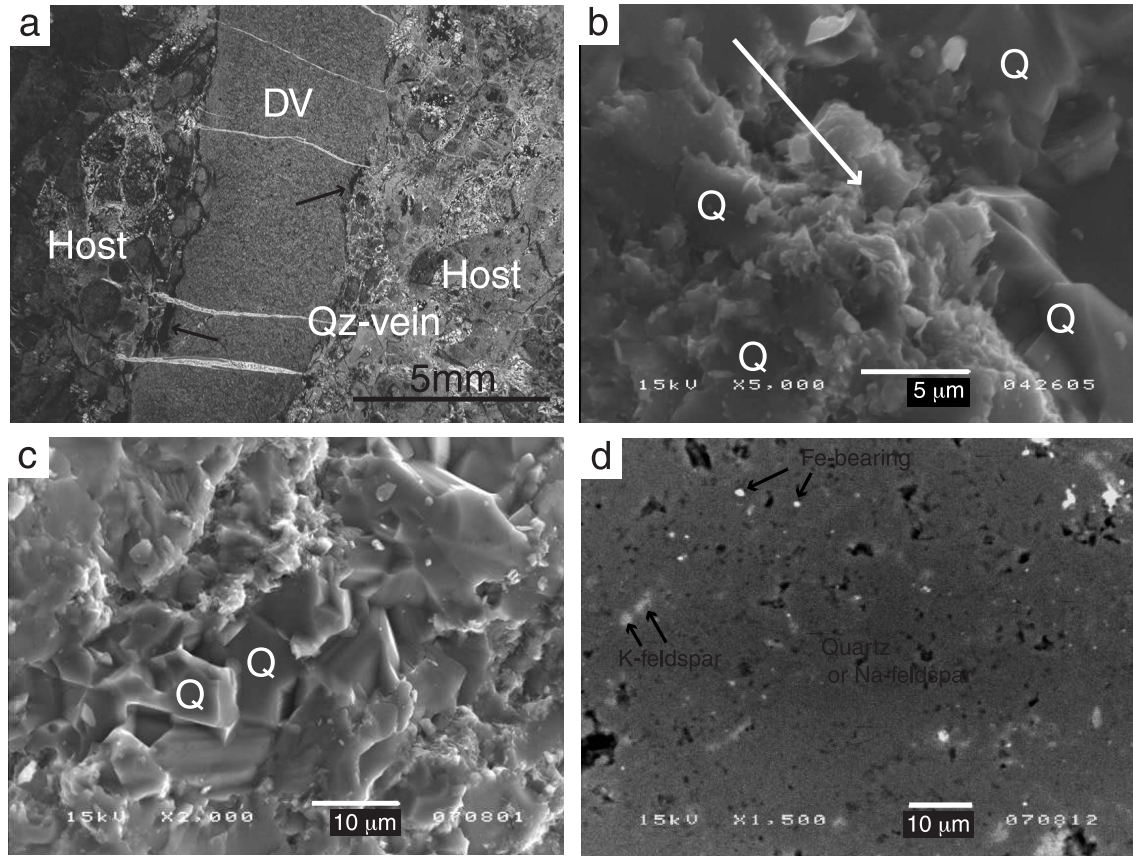


Fig. 4. Microtextures of the Dark-colored silica veins showing no flow structure. DV = Dark-colored silica veins. (a) Photomicrograph of a Dark-colored silica vein. The vein is cut by thin quartz-veins (Qz-vein). Note that dark-colored parts occur at the margin of the layer as shown by arrows. Plane polarized light. (b) and (c) Secondary electron microscope images of a broken surface of a Dark-colored silica vein showing occurrence of angular quartz (Q) and clay minerals (indicated by white arrow). (d) Back scattered electron image of a Dark-colored silica vein without flow structure. Fe-bearing = unidentified Fe-bearing phase (see text).

JXA8800 を使用し測定した (加速電圧 15 kV, 電流値 15 nA ビーム系 3 μm).

母岩の流紋岩の斑晶鉱物は他形から半自形の斜長石 (アンデシン: $\text{An}_{46}\text{Ab}_{54}\text{Or}_2$), 他形の石英, 不透明鉱物で, 石基部分は完全に脱ガラス化を被っているが, パーライト組織が観察される (Fig. 4a). 医王山累層にはパーライト組織を持つガラス質な溶岩が存在する (雁沢, 1983; 紮野, 1993). 特に本地域北部に分布する医王山累層にはパーライト組織を持つガラス質流紋岩が卓越する (涌田・石渡, 未公表データ). 斜長石の一部はアルカリ長石 ($\text{An}_2\text{Ab}_{97}\text{Or}_1$, $\text{An}_6\text{Ab}_{94}\text{Or}_{98}$) になっている. この地点の流紋岩からも 2 次的な石英や炭酸塩鉱物の形成が認められる. 特に硬質変質部とした部分には炭酸塩鉱物が多く含まれている事が確認できる.

暗色脈状岩石は光学顕微鏡観察では同定が難しい極細粒の結晶により構成されており, 多くの場合無構造である (Fig. 4). 電子顕微鏡を利用した X 線の強度分布図から, 暗色脈状岩石の無構造部は大部分が数 μm –50 μm (多くは 10 μm 以下) の石英粒子で占められており, 長石類 (アルバイト $\text{An}_2\text{Ab}_{98}\text{Or}_0$ とカリ長石 $\text{An}_0\text{Ab}_7\text{Or}_{93}$ の 2 相が確認でき, アルバイトの割合の方が高い) を主とした極細粒鉱物が少量観察

される. また, 極細粒 (1 μm 以下) の Fe と Ti を主成分とする未同定相 (含 Fe 極細粒相とよぶ) が含まれている (Figs. 4d, 5c). この含 Fe 極細粒相が含まれていることが, 本岩石が黒色を呈する理由の一つであると思われる. 研磨された薄片を反射光で観察すると, 数 μm 程度 of 不定形の凹部が観察される. また, ハンマーで割った破砕面を電子顕微鏡で観察すると, 角張った石英粒子と周囲に少量の葉片状物質が観察される (Figs. 4b, 4c). このことから, 石英粒子の少なくとも一部は破碎を受けて角張っているのは間違いない. また, 研磨薄片の凹部の一部はこの葉片状物質でそれは後述するように粘土鉱物であると思われる.

上記したように, 暗色脈状岩石には, しばしば赤褐色から褐色を呈する部分 (褐色層) と無色に近い部分 (無色層) とが数 10 μm –1 mm スケールで縞状構造を形成し, 流理構造や波状構造のようなもの観察される場合もある (Fig. 5). このような組織は母岩との境界付近に観察されることが多い. また, 流理構造を示す部分で褐色層に相当する部分は, 無色層部分と比較して含 Fe 極細粒相が多い (Fig. 5). 肉眼観察で赤褐色を呈する部分は, この含 Fe 極細粒相を多く含んでいた部分が選択的に酸化したためであると解釈できる.

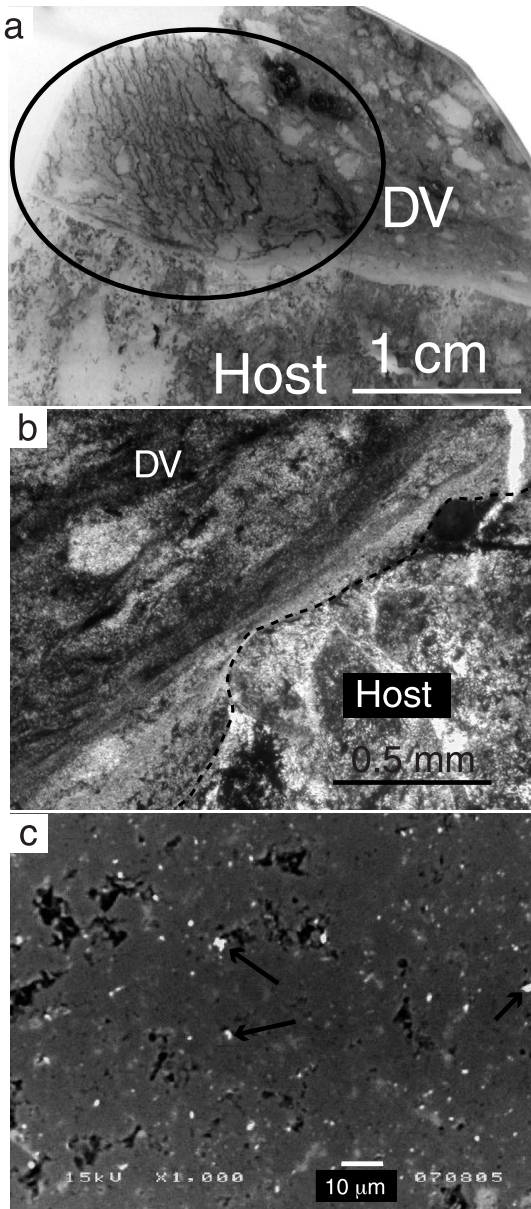


Fig. 5. Microtextures of the Dark-colored silica veins showing flow structure. (a) Thin section of a Dark-colored silica vein (DV) showing wavy-like structure by dark-colored and light-colored sublayers (within the circle). (b) Contact between a Dark-colored silica vein (DV) showing flow structure of dark-colored and light-colored sublayers and host rock (indicated by broken line). Plane polarized light. (c) Back scattered electron image of a dark-colored sublayer in the Dark-colored silica vein with flow structure (b). Note that bright spots (some of them are indicated by arrows)-1, which are unidentified Fe-bearing phase, are abundant in the dark-colored sublayer than in the light-colored sublayer. See Fig. 4d.

暗色脈状岩石中には脈に直行する微細な2次的石英脈や炭酸塩鉱物脈がしばしば観察される (Fig. 4a).

暗色脈状岩石内部には、しばしば眼球構造に似た組織が観察される (Fig. 6). 眼球に相当する部分は主に50 μm 以下の細粒アルバイトの集合体で少量の10 μm 以下の石英とカリ長石とそれらの変質鉱物によって構成されている (Fig.

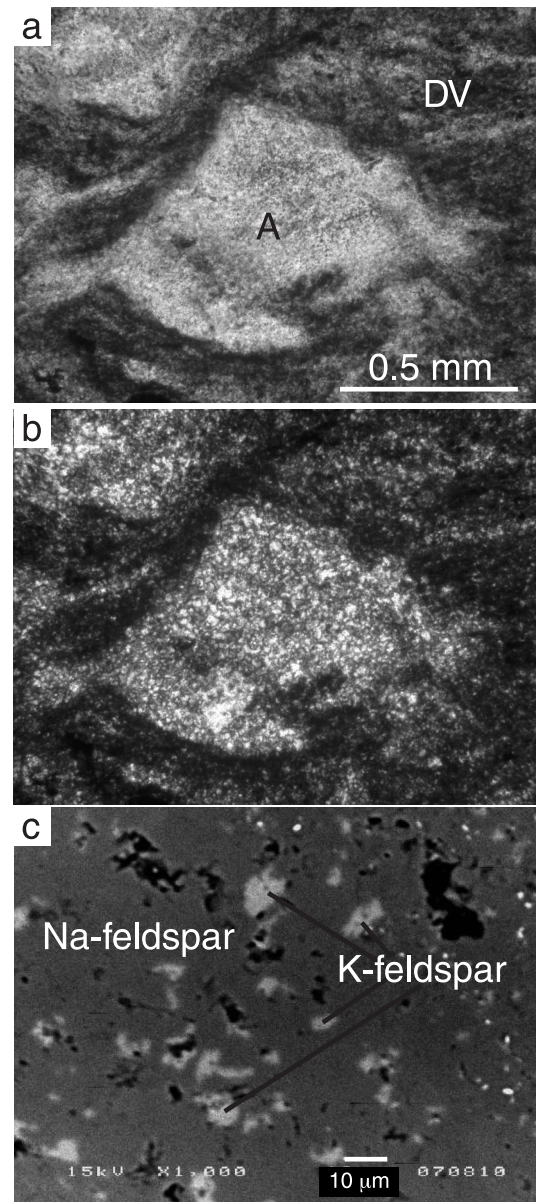


Fig. 6. Microstructures of an augen-like structure (a) Photomicrograph of an augen-like structure (A). Plane polarized light. (b) Crossed polarized light of (a). (c) Back scattered electron image of the augen-like structure showing aggregate of fine grained Na-feldspar with small amount of K-feldspar and quartz (see text), in a Dark-colored silica vein.

6). この眼球に相当する部分は本来母岩に含まれていた斜長石が流動変形を受けながら、もしくは流動変形を受けた後に変質したものであると解釈される。

X 線粉末回折分析

暗色脈状岩石と母岩の構成鉱物の同定・比較を行うために、金沢大学理学部設置の Rigaku-RINT 1200 を使用し、X線粉末回折 (XRD) 分析を行った。暗色脈状岩石は、流紋岩の礫を含むものを避けるために、肉眼観察でできるだけ無構造部分が多いサンプル (Y-DV) を選び、さらにハンマーで

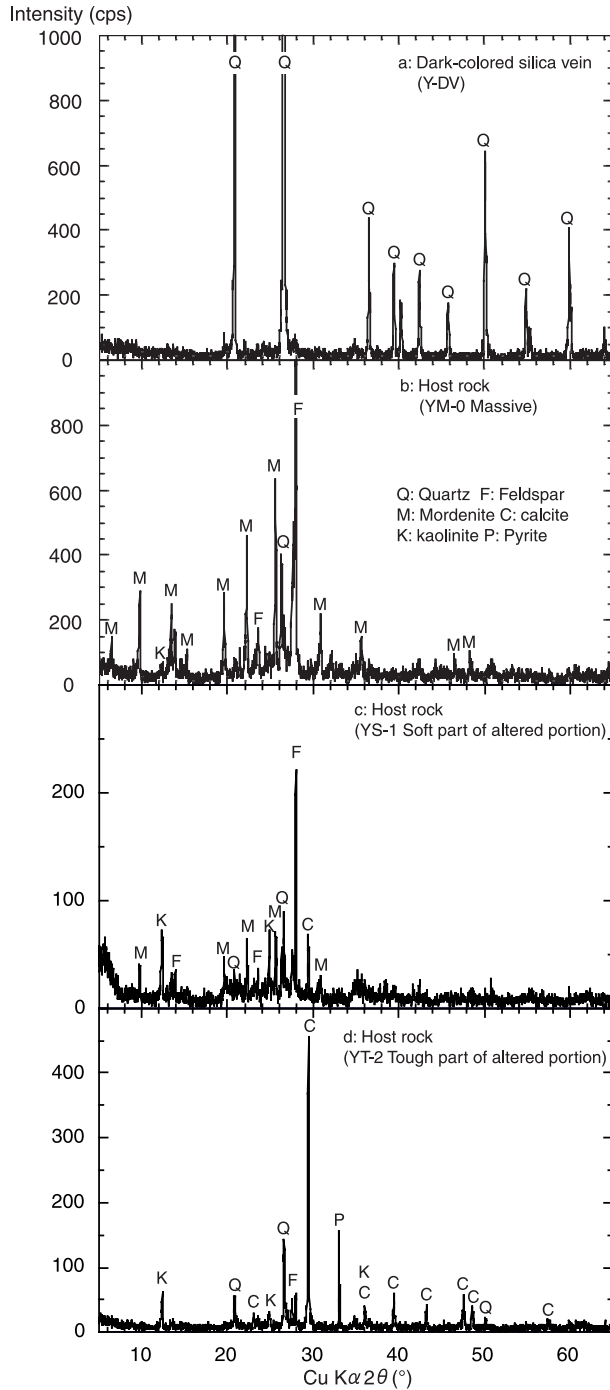


Fig. 7. X-ray diffraction patterns of bulk samples from the locality YSN1. See Fig. 2 for sample points. (a) Dark-colored silica vein without flow structure, (b) Massive portion, (c) Relatively tough part of altered portion and (d) Soft part of altered portion of the host rock.

粉碎後、ハンドピッキングによってできるだけ流紋岩岩片を取り除いた (40 g)。軟質変質部に産する暗色脈状岩石は、母岩起源で変質が進んだ破砕片を多く含むために、石英に富む無構造部分のみからなるサンプルは得られなかった。母岩は脱ガラス化したパーライト組織を持つ塊状部分 (YM-0)、軟質変質部 (YS-1)、硬質変質部 (YT-2, YT-5) (Fig. 2) か

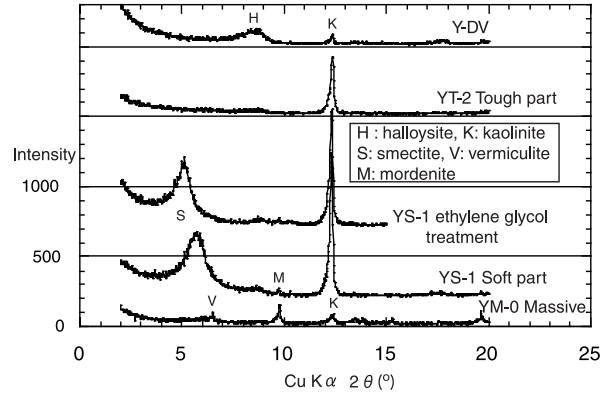


Fig. 8. X-ray diffraction patterns of the $<2 \mu\text{m}$ size fraction of the samples as the same as Fig. 7. (a) Dark-colored silica vein without flow structure, (b) Massive portion (YM-0), (c) Relatively tough part of altered portion (YT-2) and (d) Soft part of altered portion (YS-1) of the host rock. EG = ethylene glycol treatment

ら試料を採取した (150 g)。それぞれのサンプルに対して、バルク粉末試料とそれとは別に変質鉱物の検出を行う目的で、風乾した試料をコクサン製遠心機 H-26F を用いて、粒径 $2 \mu\text{m}$ 以下 - $0.2 \mu\text{m}$ 以上の粒子を分離・濃集したものをスライドガラスに塗布し、乾燥させた試料を用意した。その際、 14\AA 近くに反射を持つ鉱物を含む試料においては、より詳しく同定するために、エチレングリコール処理 (EG 処理) を施した。

暗色脈状岩石 (Y-DV) のバルク試料は石英の反射が圧倒的に強く、他には長石類の反射がわずかに確認されるのみである (Fig. 7)。非晶質物質やガラス質物質の存在を示す低角側の幅広い盛り上がりを示すバンドは認められない。変質鉱物用試料からは 10\AA 近くに弱い反射が見られるが、 14\AA 近くの反射が見られないこと、他の反射との強度比やパターン、他の変質鉱物の存在から、変質鉱物はハロイサイトの可能性が高い (Fig. 8)。

母岩のパーライト構造を残す塊状部 (YM-0) のバルク試料は石英よりも長石類の反射が強い (Fig. 7)。また、モルデン沸石の反射が認められる。変質鉱物用試料からはスメクタイトと少量のパーミキュライト (もしくは緑泥石) およびモルデン沸石が認められる (Fig. 8)。軟質変質部 (YS-1) のバルク分析は塊状部 (YM-0) の結果と類似しているが、後述するように変質鉱物であるカオリン鉱物、また、カルサイトの反射が認められる。 2.5\AA 近くのブロードなピークは水酸化鉄や鉄の酸化物の可能性もある。変質鉱物用試料の EG 処理によって 14\AA 反射が 17\AA 近くにシフトすることから、変質鉱物の多くがスメクタイトであることが示唆される (Fig. 8)。また、強度比の比較からカオリン鉱物も含まれているといえる。硬質変質部の二つの試料 (YT-2, YT-5) は基本的に同じパターンを示すため、ここでは YT-2 試料の結果について述べる。硬質変質部 (YT-2) のバルク試料は、カルサイトの反射が強く、石英、長石、黄鉄鉱の反射が認められる。変質用試料からは主たる変質鉱物としてカオリン鉱物が認めら

Table 1. Whole-rock major and trace elements compositions of Dark-colored silica veins and the host rock.

FeO* = total iron, Y-DV = Dark-colored silica vein. YM-0, YS-1, YT-2 and YT-5 are Massive portion, Soft part of altered portion and Relatively tough part of altered portion of the host rock, respectively. See Fig. 2 and text for details. LOI = loss on ignition. n.d. = lower than detection limit.

	Y-DV	YM-0	YS-1	YT-2	YT-5
wt. %					
SiO ₂	92.12	62.33	55.67	40.22	43.29
TiO ₂	0.17	0.61	0.94	0.56	0.65
Al ₂ O ₃	4.45	15.18	19.16	9.82	12.11
FeO*	0.89	3.54	6.44	6.94	7.52
MgO	0.33	0.68	0.64	0.54	0.51
CaO	0.41	3.75	4.59	21.52	17.52
Na ₂ O	0.53	2.98	1.51	0.59	1.60
K ₂ O	1.07	1.86	2.34	3.07	2.10
P ₂ O ₅	0.03	0.16	0.21	0.16	0.17
LOI	1.22	9.51	9.94	19.42	17.08
total	101.22	100.60	101.44	102.84	102.55
ppm					
Rb	60.	41.	66.	77.	50.
Sr	37.	476.	116.	66.	63.
Cs	3.2	24.	18.	3.2	3.2
Ba	239.	673.	563.	522.	358.
La	87.	34.	67.	32.	49.
Ce	96.	69.	106.	59.	77.
Pr	7.1	7.4	11.	6.5	8.2
Nd	23.	29.	42.	25.	31.
Sm	3.8	5.6	8.4	5.7	6.5
Eu	0.87	1.1	2.0	1.5	1.8
Gd	4.3	5.6	7.6	6.2	6.8
Tb	0.65	0.81	1.2	1.0	1.1
Dy	4.1	5.2	7.2	6.1	7.0
Ho	0.9	1.05	1.5	1.2	1.4
Er	2.7	3.2	4.4	3.4	4.1
Tm	0.38	0.48	0.63	0.49	0.57
Yb	2.8	3.1	4.1	3.1	3.7
Lu	0.4	0.48	0.63	0.47	0.55
Ce/Yb	34.3	22.3	25.9	19.0	20.8
Nd/Yb	8.2	9.4	10.2	8.1	8.4
La/Yb	31.1	11.0	16.3	10.3	13.2

れる。上記のいずれの試料においてもイライト化はしていない。

全岩化学組成

XRD 分析で使用した暗色脈状岩石の無構造部分 (Y-DV) および母岩の塊状部 (YM-0)、軟質変質部 (YS-1)、硬質変質部 (YT-2, YT-5) の化学分析を行った。全岩主要元素化学分析は金沢大学理学部設置の蛍光 X 線分析装置 (Rigaku, System3270) を使用し、石田ほか (1998) の岩石粉末試料 0.5 g、四ホウ酸リチウム 5 g の希釈ガラスビードを用いた方法で行った。強熱減量 (LOI) は金沢大学理学部設置の差動型示唆熱天秤 (Rigaku, Thermoplus TG8120) を使用し、10 mg の試料を N₂ 雰囲気室温から 1000 °C まで 10 °C/min の割合で加熱し、そのうち 80 °C–1000 °C の減量として求めた。全岩微量元素化学分析 (REE, Rb, Sr, Cs, Ba) は、秋田大学工学資源学部設置の誘導結合プラズマ質量分析装置 (VG Elemental, PQ3) を使用し、佐藤ほか (1999) による岩石粉末試料 100 mg を酸分解した溶液による標準添加法で測定した。測定は同時に未知試料として地質調査所の

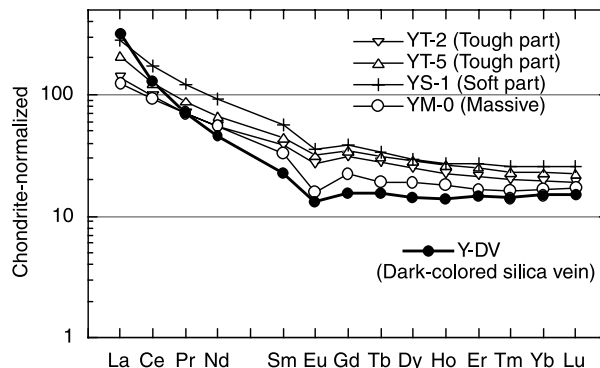


Fig. 9. Chondrite-normalized rare earth elements patterns of the Dark-colored silica vein (Y-DV), Massive portion (YM-0), Soft part of altered portion (YS-1) and Relatively tough part of altered portions (YT-2 and YT-5) of the host rock. See Fig. 2 for the sample points. Chondrite value is from McDonough and Sun (1995).

JB-1a も測定し、上記の元素に関して、推奨値の 10 % 以内に収まった。分析値を Table 1 に示す。

1) 主成分元素

暗色脈状岩石は LOI が 1.2 wt.% で、SiO₂ が 90 wt.% を越える。そのほかの元素で含有量の比較的多い元素は Al₂O₃, K₂O で、それぞれ 4.5 wt.%, 1.1 wt.% である。それ以外の元素は 1 wt.% 以下である。よって、マイクロスケールの観察と調和的で、本地点の暗色脈状岩石はほぼ石英から構成されており、少量の長石類を伴うのみで、含水鉱物や粘土鉱物、炭酸塩鉱物の量は少ないといえる。

軟質変質部 (YS-1)、硬質変質部 (YT-2, YT-5) の LOI は 10–19 wt.% で、本調査地域で比較的源岩組織を残している岩石 (YM-0) でも LOI が 10 wt.% 近くに達し、いずれの岩石も変質の影響を強く受けているのは明かである。初生組織を残している塊状部 (YM-0) の主要元素組成は、SiO₂ が 62 (68) wt.%, Al₂O₃ が 15 (17) wt.%, FeO (=全鉄) が 3.5 (3.9) wt.%, CaO が 3.8 (4.1) wt.%, Na₂O が 3 (3.3) wt.%, K₂O が 1.9 (2) wt.% である (括弧の中の数字は無水で 100 % に換算したときの値)。これと比較すると硬質変質部は CaO, FeO (全鉄) の含有量が高く、SiO₂, Al₂O₃ 含有量は低い。これは硬質変質部には炭酸塩鉱物、黄鉄鉱が多く二次的に形成されているためであると思われる。いずれにしても、暗色脈状岩石は母岩の流紋岩とは主要化学組成的に大きく異なり、SiO₂ に富むという特徴を有する。

2) 微量元素

コンドライト値で規格化した希土類元素 (REE) のパターンは暗色脈状岩石、母岩ともに、軽希土類元素 (LREE) に富む左上がりのパターンと Eu の負の異常が特徴である (Fig. 9)。母岩は変質の程度によらず、REE パターンはいずれも類似している。Nd よりも重い元素 (以下、MREE-HREE と呼ぶ) に関して、暗色脈状岩石と母岩はほとんど同じパターンを示す (暗色脈状岩石、母岩の Nd/Yb コンドライト規格比がそれぞれ、3.0 と 2.8–3.6)。しかし、暗色脈状岩石の方が系統的に母岩よりこれらの元素の含有量が少ない (Fig.

9). 一方, LREE は暗色脈状岩石の方が含有量が多い (YS-1 の Ce 含有量を除く). REE パターンでは暗色脈状岩石がより明瞭に左上がりの勾配がきつくなっている (暗色脈状岩石, 母岩の La/Yb コンドライト規格比がそれぞれ, 21 と 7-11) (Fig. 9). 他の微量元素に関しては, Sr, Ba, Cs は暗色脈状岩石の含有量が母岩の半分以下である (Table 1). 特に暗色脈状岩石中の Sr 含有量は母岩の 0.1 倍以下である (Table 1).

考 察

1. 変質作用の影響

本地域の暗色脈状岩石は, 母岩である流紋岩の破砕片を含んでいること, 暗色脈状岩石の一部が破砕面に沿って産していることなどから, 破砕作用と暗色脈状岩石の形成に関連があることを示唆する. また, 暗色脈状岩石, 流紋岩母岩の両方から, ハロサイト, カオリン鉱物, スメクタイト, モルデナイトなどの変質鉱物の存在が認められ, 変質作用の影響を受けている. そこでまず, 暗色脈状岩石の形成について考察する前に, 変質作用の影響について考察を行う.

上記の変質鉱物は概ね, 100 °C 以下の低温環境 (地表環境) で形成される (吉村, 2001; 井上, 2003). 本露頭での変質の程度は, 野外での露頭観察の区分 (塊状部・軟質変質部・硬質変質部) と対応しており, 破砕の程度が強い軟質変質部・硬質変質部がより強く変質したという事で説明可能である. また, 硬質変質部は, 軟質変質部よりもカルサイトに富むという特徴があり, カルサイトがより粒間に多く存在しているために, 変質部の中でも比較的硬い部分として認識されたと考えられる. 暗色脈状岩石には, 軟質変質部, 塊状部両方を貫くように産するものが存在し, 塊状部に産するものより軟質変質部に産するものの方が柔らかい. このことから, 暗色脈状岩石もこの低温の変質作用の影響を受けたと考えられる. つまり, 本地域では破砕/暗色脈形成後に低温の変質作用を露頭全体が被っており, 変質程度の差は破砕の程度に依存していると結論づけられる.

全岩化学分析による比較では, 母岩同士の主要元素は二次的な変質鉱物 (カルサイト, 黄鉄鉱など) の形成に伴い大きく変化しているが (Table 1), 微量元素である REE パターンはほとんど同じである (Fig. 9). このことから, 母岩の微量元素は変質による希釈・濃縮の効果により濃度の変化の影響を受けたが, REE パターンに大きな変化を与えるほどの選択的な元素の移動は無かったと考えられる. 一方, 暗色脈状岩石は主要元素が母岩の流紋岩と大きく異なり SiO₂ に極端に富み, REE パターンも LREE/HREE 比が高いなど異なる化学的特徴を持つ. 母岩が低温の変質作用による REE パターンの変動を受けていないことを考慮すると, この暗色脈状岩石の REE パターンの特徴は, 暗色脈状岩石形成後の低温の変質作用の影響で変化したものではなく, 形成時に獲得した特徴である可能性が高い.

2. 暗色脈状岩石の記載岩石学的特徴と類似岩石との比較

本地域の暗色脈状岩石は, 暗青色-赤褐色を呈する緻密な岩石で, 脈状, ネットワーク状, 母岩である流紋岩の破砕片

を含むブレッチャー状に産する. 一方, 母岩が全く変形を受けていない注入脈状の産状を呈するものも普遍的に観察でき, この事は, 暗色脈状岩石が破砕面や周囲の流紋岩の割れ目などに沿って移動・注入したことを示唆する. また, 岩石は微少な結晶のみから構成されていて, 無構造から流理構造を示す部分や破砕岩片を多く含む部分などが観察される. これらの特徴は, シュードタキライトの一般的な特徴 (例えば, Sibson, 1977) と共通点が多い. しかしながら本岩石の場合, 電子顕微鏡観察, XRD 分析, 全岩組成の結果から明らかかなように, 主に細粒の石英で構成されている石英脈と呼べる岩石で, シュードタキライトとは明らかに異なる.

本岩石と産出形態・組成のが類似するものとして, 堆積岩が岩脈や岩床と同様の形態を示す砕屑岩脈があげられる (例えば, Hayashi, 1966; 坂, 1982). 砕屑岩脈類は一般に未固結で間隙水を多く含む堆積層に機械的衝撃が加わることで堆積物が流動化し, 既存の割れ目や地層面に間隙水圧により注入されたものと解釈されている (例えば, 坂, 1982). 現段階において, 本調査周辺では, この暗色脈状の直接的供給源となりそうな堆積岩類は見つかっていない.

断層運動に関連し, シュードタキライトとは異なるものの貫入形態を示し暗色を呈する岩石類 (シュードタキライト様岩) が, 香川県丸亀市手島の領家帯に属する花崗岩類中 (Inokuma et al., 1989; 細見・高木, 2001; 島津ほか, 2003) および阿武隈山地東縁の畑川破砕帯の花崗閃緑岩中 (久保ほか, 1994; 藤本ほか, 2004) から報告されている. これらの岩石類は, 母岩の破砕による破砕片を含んでおり, 一方でメルトの関与を示唆する組織的特徴/化学的特徴を有している (Inokuma et al., 1989; 久保ほか, 1994; 細見・高木, 2001; 島津ほか, 2003; 藤本ほか, 2004). そのため, これらの岩石類は母岩と異なる化学組成を示す場合はあっても, 本研究の暗色脈状岩石のように著しく SiO₂ に富むことはない. 本研究の暗色脈状岩石からは, この岩石の形成に関して流体的な振る舞いをした可能性は指摘できるが (流理構造や貫入形態など), メルト (液相) の存在を示す証拠は現段階で見出せていない.

一方, 本岩石は本質的に SiO₂ 岩であり, チャートと類似している. ある種のチャートの成因として, 熱水からの無機的な SiO₂ の析出・沈殿が提案されている (例えば, Peterson and Von der Borch, 1965). Kato and Nakamura (2003) では Pilbara Craton の Mable Bar greenstone belt 地域に分布する層状チャートの詳細な野外調査を行い, 断層に沿って silica vein が観察されることを報告し, この silica vein がチャートの起源となる熱水の hydrothermal feeder であるとした. 暗色脈状岩石の形成に流体が関与していたとしても, Kato and Nakamura (2003) らの記載した岩石とは熱水と反応した岩石の種類や熱水発生環境が大きく異なる事などから単純には比較できない.

3. 暗色脈状岩石の形成モデル

上述したように, 暗色脈状岩石の形成には母岩の破砕が関連していると考えられる. 暗色脈状岩石と母岩の化学組成を比較すると, MREE-HREE 側の REE パターンは母岩であ

る流紋岩とほぼ同じである。また、暗色脈状岩石は母岩よりも SiO_2 、LREE (+ Rb) に富み、他の元素は母岩よりも含有量が低い。暗色脈状岩石の組成はできるだけ母岩片を取り除いた試料に対して測定したにも関わらず、MREE-HREE パターンが母岩と類似していることは、暗色脈状岩石の形成に母岩を形成している物質が関与している可能性を示唆している。よって、現段階においては、暗色脈状岩石の形成モデルとしては、基本的に母岩の破碎・移動と破碎時もしくは破碎後の選択的珪質化作用により形成されたとする可能性が最も高いと考える。

まず、本岩石が断層運動などによって破碎され、それに伴い、極細粒粉碎物質が粉流体として破碎岩片を含みながら、岩石の割れ目などに注入した。このような産状の岩石として、粉碎起源のシュードタキライトがあげられる (林ほか, 1994; Lin, 1996; 狩野ほか, 2004)。珪質化のプロセスには、Si 以外の陽イオンの溶脱による溶脱型と Si が付加する付加型が想定できる (例えば、吉村, 2001)。暗色脈状岩石の場合、単純に SiO_2 の増加だけでなく、LREE の含有量が母岩よりも高く、珪質化は既存の珪質成分の濃縮ではなく、外部から SiO_2 と他の元素が付け加わる付加型であると考えられる。暗色脈状岩石中の化学組成の特徴は、珪質の付加に伴う相対的な SiO_2 の増加による MREE-HREE の希釈として説明可能である。しかし、その他の微量元素 (Rb, Ba, Sr, Cs など) の挙動に関しては現段階では簡単には説明できない。

石田ほか (1998) は、石川県南部に産する月長石流紋岩質溶結凝灰岩の強溶結凝灰岩層を下部からピッチストーン層、リソフィーゼ層、上部強溶結凝灰岩層に分類し、これらの岩石の詳細な化学分析を行った。それにより、上記の岩石類が同一の火砕流堆積物であるにも関わらず、上部強溶結凝灰岩層と比較して、リソフィーゼ層は、Rb, K に富み、Sr, Ca, Cs に乏しく、ピッチストーン層では全く逆の傾向があることを示した。そして、リソフィーゼ層が SiO_2 に富む流体の影響を受けて形成されたとし、この流体が化学組成差にも影響を与えたと考えた。本岩石の場合と比較して Rb, Sr, Cs などによく似た傾向を示している。暗色脈状岩石の珪質化のプロセスとしては熱水からの無機的な SiO_2 の析出・沈殿などが考えられるが、今後、できるだけ変質を受けていない流紋岩、および変質の程度を考慮した系統的サンプルの化学分析・同位体分析などを行うことによって、岩石の珪質化のプロセス、およびそれに伴う元素移動などを明らかにすることが期待される。

上述したように、今回報告した暗色脈状岩石と産状や記載岩石学的特徴が類似している岩石類が、本地域周辺の手取層群中の堆積岩やそれに貫入する火成岩中にも観察される。また、最近、能登半島の流紋岩質溶結凝灰岩中に類似の岩石が存在することがわかった (荒井・長谷部, 私信)。これらの岩石はその母岩の形成年代からいずれも中期中新世以降に形成されたと考えられる。今回報告した暗色脈状岩石類と同様にこれらの岩石類が同じように岩石の破碎と珪質化作用で形成されたものであるとすると、それぞれの地域で関連して起こった広域的なものなのか、それとも局所的に独自に起きた現

象であるのかという問題点なども今後の課題である。

ま と め

本稿は石川県南部に分布する第三紀医王山累層流紋岩中に産する主に細粒石英より構成されている暗色脈状岩石をはじめて記載した。その記載岩石学的・地球化学的特徴は以下の通りである。

- (1) 暗色脈状岩石は破碎帯に密接に伴って産し、母岩が全く変形を受けていない注入脈状の産状、様々なサイズの粉碎岩片を含むプレッチャー状の産状が観察される。暗色脈状岩石は母岩の形成時期から、中期中新世以降に形成されたと考えられる。
- (2) 暗色脈状岩石は主に細粒 (数 μm - 数 $10 \mu\text{m}$) の石英によって構成されており、石英の粒界に少量の粘土鉱物が分布している。石英の少なくとも一部は破断により角張っている。また、 $1 \mu\text{m}$ 以下のスケールの Fe と Ti を含む未同定の相が存在し、この相が多い部分は褐色を呈し、しばしば色の違いによる層状構造が観察できる。その一部は流理・波状構造のように見える。
- (3) 暗色脈状岩石は SiO_2 が 90 wt.% 以上で、その他は Al_2O_3 、 K_2O が主要成分である。コンドライト値で規格化した REE のパターンは MREE-HREE では母岩のそれと類似しており、軽希土類に富む左上がりのパターンで、Eu の弱い負の異常を呈す。母岩と比較して、暗色脈状岩石は Rb, LREE に富み、Sr, Ba, Cs に乏しい。
- (4) 暗色脈状岩石の産状、化学的特徴から、本岩石は、流紋岩が破碎し、その破碎部分が選択的に SiO_2 の付加を受けた付加型珪質化作用を伴ったものであると考えられる。しかし、珪質化作用の詳細なプロセス、それに伴う元素移動に関して今後検討が必要である。
- (5) 暗色脈状岩石・母岩とも、変質鉱物の組み合わせにより 100°C 以下での変質作用を受けていることが示唆される。

謝 辞

本研究は平成 13 年度金沢大学理学部地球学科野外調査実習の結果の一部をもとに、その後の分析データを加えたものである。その際、佐野直樹、松本なゆた、高田盛生、南大樹と一緒に地質調査を行った。大村明雄、加藤道雄、石渡明、長谷川卓、田崎和江、佐藤 努、玉村修司の各氏には石川県南部地域の地質についてご教示いただき、地質調査の一部に協力していただいた。奥野正幸氏には X 線回折分析を指導していただいた。涌田典子氏には小松南部地域の医王山累層について教えていただいた。田崎和江氏には EPMA 分析の便宜を図っていただいた。葛木建大、小泉一人、巻田光央、大谷祐介、渡邊弘明の各氏には EPMA, XRF, XRD, 示唆熱分析の一部を行ってもらった。朝田隆二氏には変質帯における石英成分の挙動に関して助言をいただいた。本論文は当初、シュードタキライトの記載論文として用意されたが、高木秀雄、大槻憲四郎の各氏による丁寧な査読、的確な指示・コメントに基づきシュードタキライトでないことが明ら

かとなり再検討されたものである。両氏のコメントは新たに本稿を用意する際にも大変参考になった。また本稿に対する藤本光一郎、南 雅代の各氏の査読コメントおよび編集幹事の榎並正樹氏のコメントは本稿を改善させる上で有意義であった。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

文 献

- 藤本光一郎・重松紀生・大谷具幸・金川久一・高木秀雄・小澤佳奈, 2004, 浪江周辺の畑川破碎帯. 日本地質学会第 111 年学術大会見学旅行案内書, 35-55.
- 雁沢好博, 1983, フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分 その 2 - 富山県太美山地域 -. 地質雑, **89**, 271-286.
- Hayashi, T. 1966, Clastic dikes in Japan (1). *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **37**, 1-20.
- 細見幸信・高木秀雄, 2001, 花崗岩中に存在する断層活動に関連した暗色貫入角礫岩. 日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, 255.
- Inokuma, S., Hara, I., Sakurai, Y., Toyoshima, T. and Ohtomo, Y. 1989, Deformation of granitic rocks in the Ryoke belt III. Pseudotachylite-like rocks. *DELP Publication*, **28**, 58-61.
- 井上厚行, 2003, 熱水変質作用. 資源環境地質学 (鹿園, 中野, 林編), 195-202, 資源地質学会, 492p.
- 石川県, 1998, 土地分類基本調査. 白峰・白川村・下梨 (石川県分). 石川県農林水産部農地整備課, 46p.
- 石田勇人・石渡 明・加々美寛雄, 1998, 新第三系北陸層群の鷺走ヶ岳月長石流紋岩質溶結凝灰岩. 地質雑, **104**, 281-295.
- Kanaori, Y., Kawakami, S., and Yairi, K., 1991, Space-time distribution patterns of destructive earthquakes in the inner belt of central Japan: active intervals and locations of earthquakes. *Engin. Geol.*, **31**, 209-230.
- 狩野謙一・林 愛明・福井垂希子・田中秀人, 2004, 糸魚川-静岡構造線活断層系, 下田井断層に伴う粉碎起源のシュードタキライト. 地質雑, **110**, 779-790.
- 紘野義夫, 1993, 石川県地質誌および新版石川県地質図 (縮尺 10 万分の 1). 石川県・北陸地質研究所, 321p.
- 紘野義夫・山崎正男・中西信弘・松尾秀邦・大村一夫, 1970, 白山地域の地質. 石川県の自然, 石川県, p 1-50.
- Kato, Y. and Nakamura, K., 2003, Origin and global tectonic significance of early Archean cherts from the Marble Bar greenstone belt, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Res.*, **125**, 191-243.
- 活断層研究会, 1991, 新日本の活断層-分布図と資料-. 東京大学出版, 437p.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋浩, 1994, 浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 104p.
- Lin, A., 1996, Injection veins of crushing-originated pseudotachylite and fault gouge formed during seismic faulting. *Engin. Geol.*, **43**, 213-224.
- 林 愛明・松田時彦・嶋本利彦, 1994, 長野県飯田-松川断層沿いに産出するシュードタキライト: 粉碎起源のシュードタキライト? 構造地質, **39**, 51-64.
- 前田四郎, 1961, 白山地域の手取層群の層序と構造 (その 2 地質構造). 地質雑, **67**, 133-142.
- McDonough, M. F. and Sun, S.-s., 1995, The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Peterson, M. N. and Von der Borch, C. C., 1965, Chert: modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. *Science*, **149**, 1501-1503.
- 坂 幸恭, 1982, 碎屑岩脈およびシルについて-通覧と関東山地秩父累帯における例-. 早稲田大教育学術研究 (生物・地学編), **31**, 33-47.
- 佐藤比奈子・石山大三・水田敏夫・石川洋平, 1999, プラズマイオン源質量分析法 (ICP-MS 法) による岩石試料および熱水試料の希土類元素分析. 秋田大工学資源研報, **20**, 1-8.
- 柴田 賢, 1973, 北陸層群の火山岩類の K-Ar 年代. 地質学論集. no. 8, 143-149.
- Sibson, R. H., 1975, Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **43**, 775-794.
- Sibson, R. H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **133**, 191-213.
- 島津光沙子・細見幸信・高木秀雄, 2003, 花崗岩体の断層活動に関連した暗色貫入角礫岩. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 257.
- 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.
- 竹中修平・東野外志男・山崎正男, 1978, 白山北方蛇谷地域の酸性火砕岩類について. 石川県白山自然保護センター研究報告. **4**, 1-17.
- 吉村尚久, 2001, 粘土鉱物と変質作用. 地学団体研究会, 293p.

(要 旨)

森下知晃・荒井章司・脇元理恵・水田敏夫・石山大三・佐藤比奈子・梅香 賢・藤沢垂希子・盛一慎吾・大世古光弘・森 尚仁・山崎まゆ・山本真也, 2006, 石川県南部地域の第三紀流紋岩 (医王山累層) に産する暗色珪質脈の岩石学的特徴. 地質雑, **112**, 273-283. (Morishita, T., Arai, S., Wakimoto, R., Mizuta, T., Ishiyama, D., Sato, H., Umeka, M., Fuijsawa, A., Mori-ichi, S., Ohzeko, M., Mori, T., Yamazaki, M. and Yamamoto, S., 2006, Petrographical characteristics of Dark-colored silica veins in Tertiary rhyolite (the Iozen formation) from the southern part of Ishikawa Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.* **112**, 273-283.)

石川県南部地域に分布する医王山累層流紋岩中の暗色を呈する脈状岩石 (暗色珪質脈) の記載岩石学的特徴・地球化学的特徴を明らかにした。暗色珪質脈は流紋岩の破碎帯に沿って、ネットワーク状、ブレッチャ状に産し、主に数 μm 程度の石英と流紋岩起源の破砕片によって構成されている。暗色珪質脈は SiO_2 含有量が高く、コンドライト値で規格化した希土類元素のパターンは Nd よりも重い元素で暗色珪質脈と流紋岩のパターンは一致し、La, Ce は暗色珪質脈の方が富む。本岩石は、流紋岩の破碎による破砕片の移動とその部分の付加型珪質化作用によって形成されたものであると考えられる。また、変質鉱物の組み合わせにより、破碎に伴う暗色珪質脈形成の後に、100 $^{\circ}\text{C}$ 以下の低温変質作用を露頭全体が被ったといえる。