

中部地方水窪地域の中央構造線沿いの領家変成岩類からの カリ長石の三斜度

藤吉 瞭¹・山田真也^{2*}・楠 賢司¹

The obliquities of K-feldspars from Ryoike metamorphic rocks along the Median Tectonic Line in the Misakubo area, central Japan

Akira FUJIYOSHI¹, Shinya YAMADA^{2*} and Kenji KUSUNOKI¹

Abstract The Ryoike metamorphic rocks along the Median Tectonic Line in the Misakubo area consist of fine-grained gneisses, migmatitic granites and mylonitic rocks. The fine-grained gneisses are pelitic, psamitic and silicious. The migmatitic granites are leucocratic, and occur as veined or dyke-like forms ranging from a few centimeters to several tens of centimeter in the fine-grained gneisses. These rocks were metamorphosed under the moderate to higher temperature part of the amphibolite facies. The mylonitic rocks are close to the Median Tectonic Line and consist of mylonitized fine-grained gneisses, K-feldspar porphyroblast mylonite gneisses and mylonitized diorite or quartz diorite.

We present the obliquities of 113 K-feldspars from the migmatitic granites and K-feldspar porphyroblast mylonite gneisses. From the obliquities of K-feldspars, two events can be recognized in the metamorphic process: in the first event, monoclinic K-feldspars (types I and II) were formed by regional metamorphism related to migmatization, and triclinic K-feldspars (types IV and V with mean Δ value of 0.83) formed successively by retrogressive dislocation metamorphism closely related with the formation of the Median Tectonic Line. The incompleteness of inversion of K-feldspars in the latter might suggest faster upheaval of the metamorphic rocks in the area in comparison with those in the northeastern part of the Hida metamorphic belt.

The obliquity study of K-feldspar grains from the K-feldspar porphyroblast mylonite gneisses shows that different grains within one rock specimen have different obliquities. The detailed investigations of 3-5 mm size K-feldspar for a large single crystal reveal that the inversion of monoclinic to triclinic K-feldspar occurs at random in a single grain unlike the suggestion by TOURET (1967) that in a single grain it takes place systematically from the core towards the periphery of the porphyroblast.

Key words: the Median Tectonic Line, K-feldspar porphyroblast mylonite gneiss, migmatitic granite, K-feldspar obliquity, inversion, upheaval, 3-5 mm size K-feldspar obliquity.

はじめに

カリ長石の三斜晶系から単斜晶系への転移は、緑色片岩相と角閃岩相の境界付近で始まることが指摘されている (RAASE & MORTEANI, 1976). それを裏付けるように、中部地方領家変成帯本宮山地域において、角閃岩相の紅柱石帯から珪線石-カリ長石帯に属する変成岩及びミグマタイト質花崗岩中のカリ長石はすべて単斜晶系である (藤吉・

伊藤, 1983). 変形作用がカリ長石の単斜晶系から三斜晶系への転移を容易にすることが指摘されている (ESKOLA, 1952; KARAMATA, 1961等). そして長石の転移に関して水の触媒効果も指摘されている (DONNAY et al., 1960; MCCONNELL & MCKIE, 1960等). 後退熱変成作用や後退変形変成作用によるカリ長石の単斜晶系から三斜晶系への変化は飛騨変成帯・領家変成帯から報告されている (FUJIYOSHI, 1970; 藤吉・中川, 1978; 藤吉・大沼, 1982; 藤

¹静岡大学教育学部地学教室, 422-8529 静岡市大谷836.

²静岡大学理学部地球科学教室, 422-8529 静岡市大谷836.

*現住所: 九州大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻, 812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1.

¹Geological Institute, Faculty of Education, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka 422-8529, Japan.

²Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka 422-8529, Japan.

*Present address: Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Kyushu University, Fukuoka 812-8581, Japan.

吉・伊藤, 1983; 藤吉・丸山, 1984).

水窪地域の領家変成岩の変成度は、角閃岩相の紅柱石帯以上である(藤吉, 1974; HAYAMA & YAMADA, 1980). そして中央構造線沿いに圧砕岩類が存在する(端山ほか, 1963; 藤吉, 1974; HAYAMA & YAMADA, 1980; 増田ほか, 1986; 山本・増田, 1990).

中央構造線に沿って狭長に存在する水窪地域の領家変成岩からカリ長石に関する藤吉・小林(1988)の予察的研究結果は、当地域に単斜晶系と三斜晶系の2種類のカリ長石の存在を示し、三斜晶系のカリ長石は中央構造線の形成に関係することを推測している。

1989年以後の当地域の調査により、粗粒結晶の発達によって特徴づけられる斑状変晶圧砕片麻岩が豊富に見出された。この斑状の結晶の多くは、カリ長石であり、大きいものは8-9 cmである。また、優白質ミグマタイト質花崗岩も豊富に見出された。

これらの岩石は、一般に粗粒で多量のカリ長石を含むので、その分離が容易である。従って、一つの目的は多数の試料のカリ長石の三斜度を決定し、当地域の中央構造線形成の影響の強さ及び範囲又は形成のメカニズムへのカリ長石三斜度からのデータを提供することである。もう一つは単結晶内での転移の仕方を明らかにすることである。圧砕岩、特にカリ長石斑状変晶圧砕片麻岩については別の論文で報告する。

地質概説及び岩石の簡単な記載

水窪地域の領家変成岩類は、西側で領家花崗岩体、東側

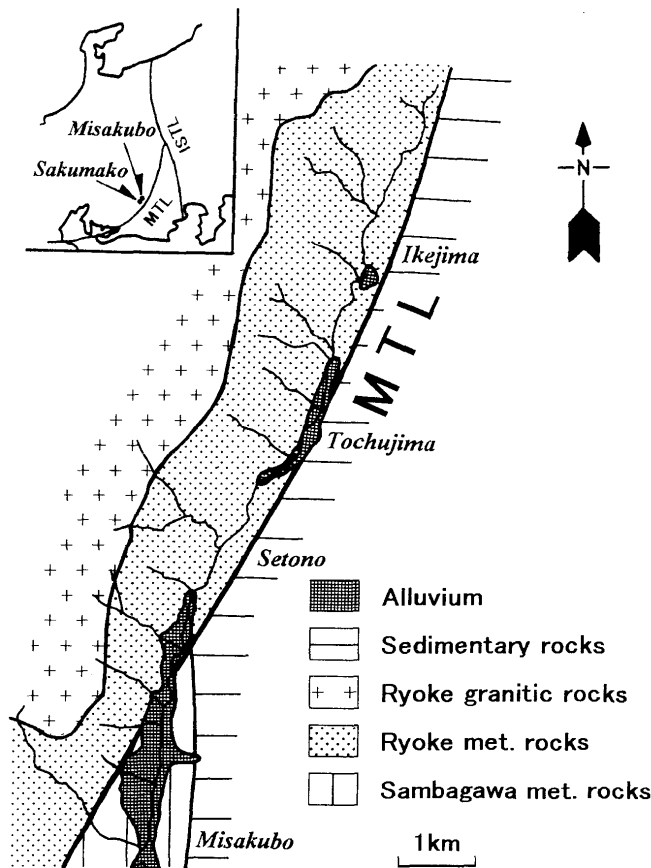


Fig. 1 Simplified geologic map of the Misakubo area after YAMADA *et al.* (1974) and YAMAMOTO & MASUDA (1990).

で中央構造線で境されて、幅約2 kmで中央構造線沿いに帯状分布する(Fig. 1)。中央構造線の東側には、水窪以南では三波川結晶片岩が分布し、水窪以北では、三波川帯が欠如して非変成の堆積岩が中央構造線と接している(端山ほか, 1963; 山田ほか, 1974; HAYAMA & YAMADA, 1980)。

領家花崗岩体は、黒雲母角閃石石英閃緑岩で、古期花崗岩類に属する(山田ほか, 1974)。

領家変成岩類は、細粒片麻岩類、ミグマタイト質花崗岩、圧砕岩類から成る。

細粒片麻岩類は、泥質・砂質片麻岩、珪質片麻岩、結晶質石灰岩から成る。泥質・砂質細粒片麻岩は、黒雲母の多い泥質部と石英・長石が多い少し粗粒の砂質部が互層として存在することが多い。主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母であり、カリ長石は泥質部で少ない。副成分鉱物としてザクロ石、珪線石、紅柱石、キンセイ石等を含む。これらの岩石は、西側の花崗岩体の近くではミグマタイト化作用を強く受けている。そこでは、粒度も粗くなり、キンセイ石・珪線石がカリ長石と共存している。珪質片麻岩は、緻密な細粒の岩石で、おおくは縞状を示す。縞状を示す岩石は殆ど石英から成る部分と黒雲母、白雲母を含む幅の狭い部分とが互層している。縞状を示さない岩石は有色鉱物を殆ど含まないで石英から成る。結晶質石灰岩は、ほとんど転石として見出される。殆ど方解石から成る白色部分とバンド状の有色の部分から成る。石灰質の有色の部分はザクロ石、透輝石、角閃石から成り、そのバンドに伴って、珪灰石も存在する。

これらの細粒片麻岩類の変成度は、泥質変成岩での紅柱

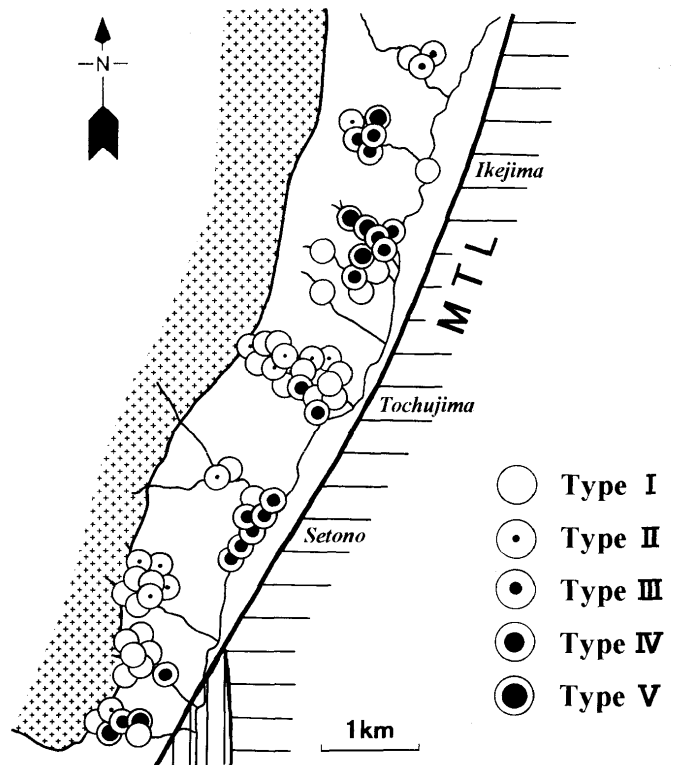


Fig. 2 Map showing the distribution of obliquity types of K-feldspars within the Misakubo area separated by a heavy liquid. Type I is distinguished by the open circle and the change of type II to V by the increase of radius of the inner solid circle.

石、珪線石の存在及び石灰質変成岩での珪灰石の存在から角閃岩相の紅柱石帯、珪線石帯に多くは属する。ミグマタイト化を強く受けたところは、キンセイ石・珪線石とカリ長石が共存しており、これは角閃岩相高温部であることを示す。又これは、西側の花崗岩体を隔てて存在し、ミグマタイト化作用を強く受けている領家片麻岩の変成度（横井, 1983）と同じである。

ミグマタイト質花崗岩は、数cm から数10cm 幅の脈状 (Plate. 1-a)、岩脈状、バンド状 (Plate. 1-b) で、西側の花崗岩体近くで顕著に存在する。主構成鉱物は、カリ長石、石英、斜長石、黒雲母、白雲母である。

圧砕岩類は、砂質・泥質・珪質圧砕性細粒片麻岩、カリ長石斑状変晶圧砕片麻岩、斑状閃緑岩質・石英閃緑岩質圧砕岩から成る。一般的には不規則な形で、前の2つは西側の花崗岩体と中央構造線との中間位から中央構造線にかけて構造線に沿って存在し、最後のものは中央構造線近くに存在する。

砂質・泥質圧砕性細粒片麻岩は、細粒片麻岩の圧砕岩化が進むと共に、細粒化した基質 (0.01-0.04 mm) と楕円-紡錘形状の斑状結晶 (0.1-0.5 mm) によって特徴づけられる。主要構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、白雲母である。泥質的岩石の場合は、黒雲母・白雲母が増加し、石英・長石が減少する。圧砕岩化が進むと共に、一般的には黒雲母が減少し、白雲母・緑泥石の増加が見られる。斑状の結晶は、主に斜長石である。珪質片麻岩の圧砕化は、細粒化と二次的鉱物である白雲母・緑泥石の存在に

より特徴づけられる。

カリ長石斑状変晶圧砕片麻岩は、数mm から数cm の斑状結晶によって特徴づけられる (Plate. 1-c)。この岩石には、種々の片麻岩の組織を残すもの (Plate. 1-d) と石英長石質岩脈の構造を示すもの (Plate. 1-e) とが存在する。斑状結晶は、多くは楕円-紡錘形状を示すが、時には長柱状の自形を示すものも存在する。この岩石の主要構成鉱物は、カリ長石、石英、斜長石、白雲母、黒雲母であり、石英、白雲母、黒雲母の量は、源岩の岩相によりことなる。斑状結晶の多くはカリ長石であるので、カリ長石斑状変晶圧砕片麻岩とした。

斑状閃緑岩質・石英閃緑岩質圧砕岩は、斑状の結晶はホルンブレンドと斜長石により特徴づけられ、主要構成鉱物は、斜長石・ホルンブレンド・黒雲母から斜長石・石英・ホルンブレンド・黒雲母にわたっている。これは、端山ほか (1963) によりポーフィロイド様火成源圧砕岩として、そして山本・増田 (1990) によりポーフィロクラステックマイロナイトとして記載されたものである。

カリ長石の三斜度

1) 方法

測定した岩石は、当地域の変成岩類中のミグマタイト質花崗岩、カリ長石斑状変晶圧砕片麻岩である。

岩石全体のカリ長石三斜度を求めるためには、次のような方法で得たカリ長石試料を用いた。収集した岩石の

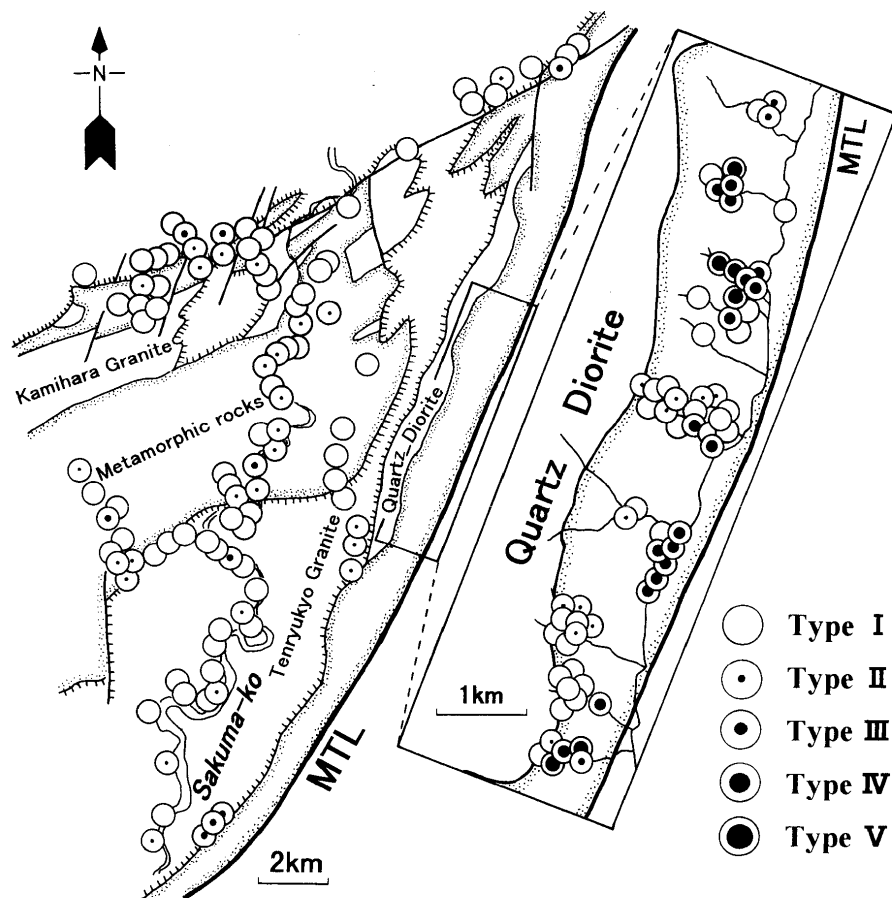


Fig. 3 Map showing the distribution of obliquity types of K-feldspars separated by a heavy liquid from metamorphic rocks, and Kamihara and Tenryukyo granites in the Sakuma-ko area based on FUJIYOSHI & KOBAYASHI (1988), and the metamorphic rocks in the Misakubo area based on this study.

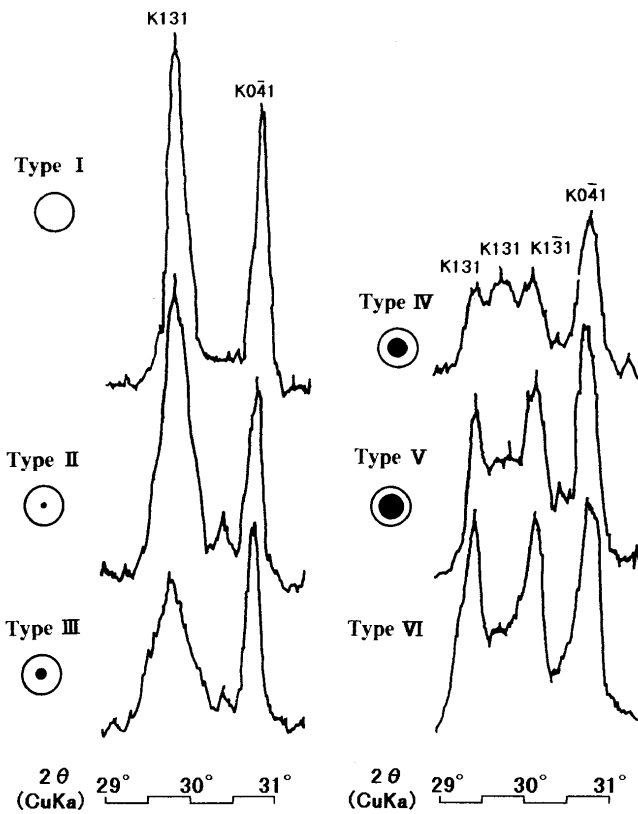


Fig. 4 Examples of diffraction patterns of 131 and $\bar{1}31$ reflections of K-feldspars in the Misakubo area (see the text on the classification of types).

各々について岩石の異なる部分からいくつかの切片を作る。それを粉碎・混合して、65-100 mesh の粉末 30-80 g を作る。これを電磁分離器にかけ、有色鉱物を除去した後、クレルチ溶液でカリ長石を分離し、粉末試料を作った。

岩石中の各結晶粒ごとのカリ長石三斜度の違いを調べるために、カリ長石斑状変晶圧砕片麻岩の一つから 3-5 mm 厚さの岩片を作り、そこに含まれるカリ長石結晶の粒を取り出し、粉末試料を作った。

一つの結晶中のカリ長石三斜度が結晶内で中心から縁へどの様に変化するか調べるために、カリ長石斑状変晶圧砕片麻岩中の大きなカリ長石結晶を取り出し、それから Fig. 7 に示すように中心を通る 3-5 mm の厚さの 2 つの切片を作り、その切片内の 3-5 mm サイズのカリ長石粒の粉末を作った。

カリ長石の X 線回折実験については、それぞれの粉末試料に対して CuKa 線を用い、 2θ の 31° から 29° の区間を測定した。

2) 型の分類

GOLDSMITH & LAVES (1954a, b) は、カリ長石の三斜度を 131 と $\bar{1}31$ のピーク間隔のちがひにより決定出来ることを示し、三斜度 $\Delta = 12.5 (d_{131} - d_{\bar{1}31})$ で定義した。しかしながら、当地域のカリ長石の多くは、 131 と $\bar{1}31$ のブロードピークによって特徴づけられる。従って、FUJIYOSHI (1984) による便宜的基準を用いて、 131 と $\bar{1}31$ のピークパターンの型分類を行った。型 I - IV は、 $\bar{1}31$ のピークの高さ $1/2$ と $1/3$ の所の幅 (それぞれ a, b とする) を用い、型 IV - VIII は 131 と $\bar{1}31$ のピークの高さの平均 (c) と 2 ピーク間のブロー

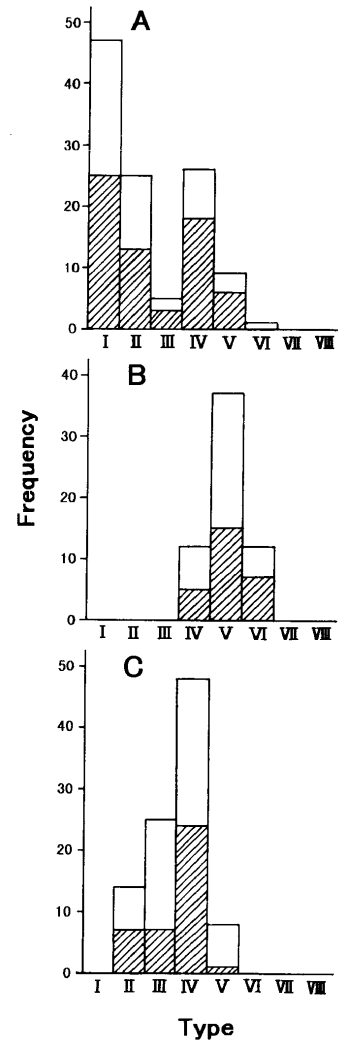


Fig. 5 Histogram showing the distribution of obliquity type of diffraction patterns for K-feldspars within the area (A) separated by a heavy liquid, K-feldspar grains within single hand specimen (B) and 3-5 mm size K-feldspars within single crystal (C). Shaded fields in A show K-feldspars from the outcrop rocks and open fields ones from boulders or transported rock fragments. Shaded fields in B and C show K-feldspars from slice B in Figs 6 and 8, respectively.

ドピーク又は 2 ピーク間の谷間の高さ (d) との比 (d/c) を用いて、次のように分類した。即ち、型 I は $a < 0.25^\circ (2\theta)$ と $b < 0.39^\circ (2\theta)$ 、型 II は $a = 0.25 - 0.39^\circ (2\theta)$ と $b = 0.39 - 0.50^\circ (2\theta)$ 、型 III は $a = 0.39 - 0.64^\circ (2\theta)$ と $b = 0.50 - 0.75^\circ (2\theta)$ 、型 IV は $a > 0.64^\circ (2\theta)$ と $b > 0.75^\circ (2\theta)$ 及び $d/c > 0.80$ 型 V は $d/c = 0.80 - 0.50$ 、型 VI は $d/c = 0.50 - 0.30$ 、型 VII は $d/c = 0.30 - 0.15$ 、型 VIII は $d/c = 0.15 - 0.00$ とする。

水窪地域に存在するカリ長石三斜度の型は I - VI であり、その回折パターンの特徴を Fig. 4 に示した。

3) 重液で分離されたカリ長石の三斜度の測定結果

当地域のミグマタイト質花崗岩、カリ長石斑状変晶圧砕片麻岩から重液で分離後測定された 113 個のカリ長石試料について、三斜度の型分類の結果を Fig. 5 - A に示した。

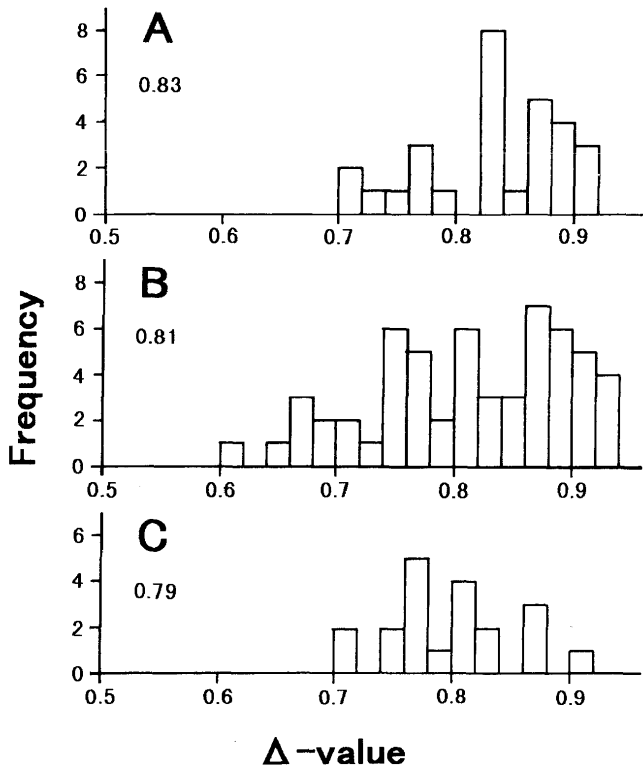


Fig. 6 Histogram showing the distribution of Δ -values for K-feldspars separated by a heavy liquid (A) within the area, K-feldspar grains within single hand specimen and 3-5 mm size K-feldspars within single crystal (C). Arabic numerals under A, B and C show the mean Δ -values, respectively.

斜線の部分は露頭からの試料を、白抜き部分は転石を示す。カリ長石三斜度の型はIからVIまで存在するが、IIIとVIがすくなく、型Iと型IVに2つの頻度ピークを示す。

型分類された試料のうちの露頭からの試料を用いて、当地域のカリ長石三斜度の型分布をFig. 2に示した。Fig. 2では、型の表示はFig. 4に示されているように黒色内部円の大きさで示した。即ち、型IVの時黒色内部円の大きさを外部円の半分とし、型Iへと黒円を小さくし、そして型Iは白丸とする。型Vは型IVより少し内部黒円を大きくする。試料は、谷沿いと道路沿いから採取した。各試料の位置をFig. 2に図示する時重なる場合は中央構造線にはほぼ平行に少しずらして表示した。型分類されたカリ長石の三斜度の分布は不規則ではあるが、一般的には、型IV・Vは西側の花崗岩体と中央構造線との中間位から中央構造線にかけて多く存在し、型I・IIは西側の花崗岩体の近くに多く存在する。

型V・VIと131と131のピークを示す型IVから求められた Δ 値は0.70から0.91であり、平均 Δ 値は0.83である(Fig. 6-A)。

4) 一つ岩石中のカリ長石の結晶粒ごとの三斜度の測定結果

重液分離によるカリ長石三斜度の型Vのカリ長石斑状変晶圧砕片麻岩から3-5 mmの厚さの岩片二つ(岩片A・B)を作り、それから採取された61個のカリ長石の結晶粒ごとの三斜度の測定結果については、岩片中での型の分布をFig. 7に、型頻度をFig. 5-Bに示した。

結晶粒ごとの型は、型Vを中心に型IVから型VIまで存在し、岩片内で不規則な形で結晶粒ごとに異なることを示

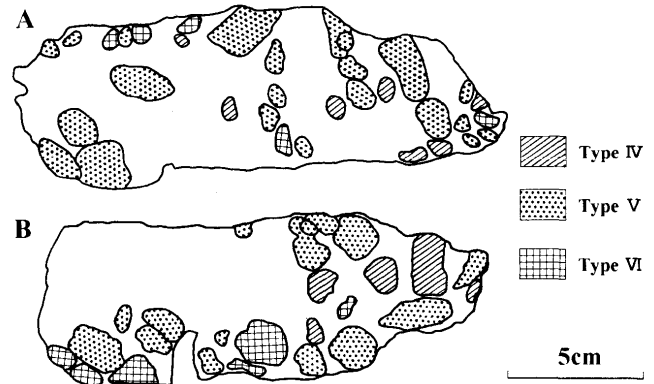


Fig. 7 Map showing the distribution of obliquity types for K-feldspar grains within two slices (A and B) in the single hand specimen.

す。岩片Bと比べて、岩片Aは面積的にも頻度でも型Vが圧倒的に多く、このことは岩石内でも不均一であることを示す。

Δ 値は0.60から0.93まで存在し、平均 Δ 値は0.81である(Fig. 6-B)。

5) 一つの単結晶内での3-5 mmサイズのカリ長石三斜度の測定結果

重液分離によるカリ長石三斜度の型IVのカリ長石斑状変晶圧砕片麻岩からの数cmの大きなカリ長石結晶を採取し、そしてFig. 8に示すように、その結晶の中心を通るように3-5 mmの厚さの結晶片2つ(AとB)を作り、その結晶片を3-5 mmサイズに分割して得られた95個のカリ長石試料の三斜度測定結果については、結晶片内の三斜度の型分布をFig. 9に、型頻度をFig. 5-Cに示した。

3-5 mmサイズのカリ長石三斜度の型はIIからVまで存在し、頻度はIVが多い。結晶片BではVが非常に少ない。結晶片内での型は不規則な形で分布し、結晶の核に型II・IIIが、縁に型IV・Vが多いか又はその逆であるというような規則性は見出されない(Fig. 9)。

Δ 値は0.70から0.91まで存在し、平均 Δ 値は0.79である(Fig. 6-C)。

考察

水窪地域の変成岩類からのカリ長石三斜度の型の頻度分布には、型Iと型IVとの二つのピークが存在する(Fig. 5-A)。このことは、当地域の変成岩類は少なくとも二つの変成作用を受けたことを示している。即ち、型I・IIを作る変成作用と型IV・Vを作る変成作用である。西側の花崗岩体近くに存在するミグマタイト質花崗岩からのカリ長石は殆ど型I・IIであることから、前者はこの地域の領家変成岩のミグマタイト化作用によるか西側の花崗岩の熱変成作用によると考えられるが、中央構造線近くでも型I・IIが存在することから、型I・IIの形成はミグマタイト化作用に密接に関係する変成作用で形成されたと思われる。このことは、Fig. 9及びFig. 10-Aに示したように、当地域の変成岩類と花崗岩体を隔てて広く分布する領家変成岩類からのミグマタイト質花崗岩及び片麻岩中のカリ長石三斜度が殆ど型I・IIであることにより支持される。さらに、領家変成岩類が広く分布する寒狭川地域及び本宮山地域のミグマタイト質花崗岩、片麻岩からのカリ長石三

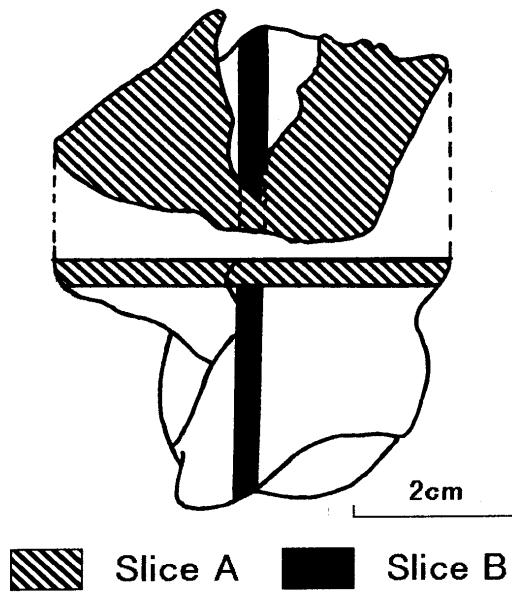


Fig. 8 Location map of two slices (A and B) in the single K-feldspar crystal.

斜度は、ほとんど型Ⅰ・Ⅱであり (Fig. 10 -B, C), 上記の考えを一層支持すると思われる。従って、当地域の型Ⅰ・Ⅱのカリ長石はミグマタイト化作用を伴う領家広域変成作用で形成されたと考えられるだろう。

カリ長石斑状変晶圧砕片麻岩のカリ長石のかなりのものが型Ⅳ・Ⅴを示すこと及び中央構造線近くで型Ⅳ・Ⅴが多いことから、型Ⅳ・Ⅴを作る変成作用は中央構造線形成に伴う変形変成作用に関係づけられると思われる。

当地域に隣接する変成岩類及び花崗岩体からのカリ長石は少量の型Ⅲを含む型Ⅰ・Ⅱであり、型Ⅳ・Ⅴは存在しない (Fig. 3 と Fig. 10 -A, B, C)。そして本宮山地域及び中央構造線沿いの変成岩類を除く寒狭川地域の領家変成岩類・花崗岩体からのカリ長石についても結果は同じである (Fig. 11-A, B, D, E)。一方、寒狭川地域の中央構造沿いの変成岩類には、型Ⅳ・Ⅴのカリ長石が存在する (Fig. 11-C)。これらの事実は、型Ⅳ・Ⅴのカリ長石の形成は中央構造線形成に伴う変形変成作用によることを支持していると思われる。

変形作用がカリ長石の単斜晶系から三斜晶系への転移を容易にすることが指摘されている (ESKOLA, 1952; KARAMATA, 1961; BUDDING, 1968; FUJIYOSHI, 1970, 1984; GORBATSHEV, 1972; WILSON & COATS, 1972; 藤吉・中川, 1978)。当地域の平均 0.83 の Δ 値をもつ型Ⅳ・Ⅴのカリ長石を含む岩石は圧砕性組織を示すことから、当地域の三斜晶系カリ長石の形成には、変形作用が重要な役割をはたしたと思われる。一方、長石の転移に関して水の触媒効果が指摘されている (DONNAY *et al.*, 1960; MACCONNEL & MCKIE, 1960; BUDDING, 1968)。当地域のカリ長石斑状変晶圧砕片麻岩の多くは白雲母の増加及び緑泥石の存在で特徴づけられるので、熱水も当地域のカリ長石の転移に関与しているように思われる。従って、当地域の三斜晶系のカリ長石 (平均 0.83 の Δ 値をもつ型Ⅳ・Ⅴ) の形成は中央構造線の形成に伴う変形・変質変成作用により形成されたとと思われる。

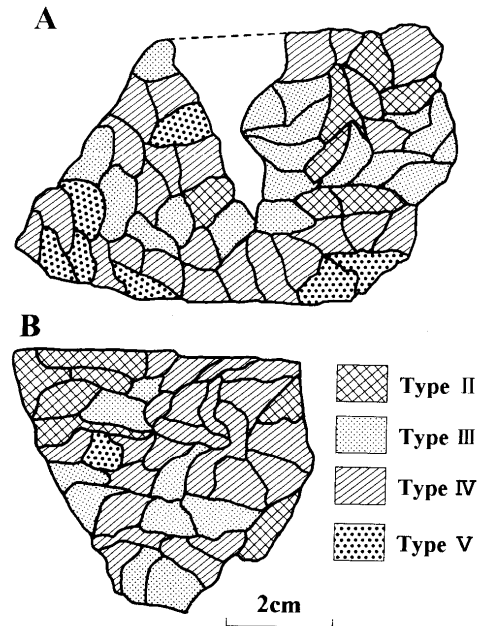


Fig. 9 Map showing the distribution of obliquity types for 3-5 mm size K-feldspars within two slices (A and B) in the single K-feldspar crystal. The location of slices A and B is shown in Fig. 8.

変形・変質変成作用を受けた飛騨変成帯の早月川上流、布施川・黒部川地域、片貝川上流地域の変成岩類からのカリ長石は型Ⅴから型Ⅷが多く存在し、特に片貝川上流地域のものでは型Ⅷが多い (Fig. 12 -A, B, C)。それに対して当地域のカリ長石は型Ⅴも少なく、型Ⅵから型Ⅷは殆どまたは全く存在しない (Fig. 5 -A)。カリ長石の転移は 'sluggish' であると言われているので、早月・片貝川上流地域の飛騨変成岩類は変形・変質変成作用を長く受けたことを示し、当地域の変成岩類は変形・変質変成作用を受けた期間が早月・片貝川上流地域のものに比べより短かった事を示すだろう。このことは、MANNERSTRAND & LINDH (1995) が指摘しているように、当地域の変成岩類は早月・片貝川上流地域のものよりより速い上昇運動を示唆しているだろう。

一つの岩石中の各カリ長石結晶粒ごとに構造状態が異なること及び一つのカリ長石の単結晶が種々の構造状態の異なる部分から成ることは、SMITHSON (1962), NILSSEN & SMITHSON (1965), TOURET (1967) 等によって指摘されている。当地域での一つの岩石 (型Ⅴのカリ長石を示すカリ長石斑状変晶圧砕片麻岩) 中の各カリ長石結晶粒ごとの三斜度は、型ⅣからⅥ間での比較的狭い範囲で結晶粒ごとに異なる。また、型Ⅳカリ長石を示すカリ長石斑状変晶圧砕片麻岩中の一つのカリ長石の単結晶は 3-5 mm サイズの部分ごとに型ⅡからⅥまでの変化を示して上記の人々の指摘が正しいことを裏付けた。TOURET (1967) は、単結晶内での三斜度の変化に関して核から縁へ、単斜晶系から三斜晶系へと変化することを少しのデータから示唆した。しかし、当地域の大きな結晶の中心を通る二つの結晶片の 3-5 mm サイズの部分ごとの測定結果では、そのような規則性は見られず、結晶内でランダムに型ⅡからⅥが分布することがわかった。この結晶内のカリ長石三斜度の分布は、当地域内のカリ長石三斜度の不規則な分布とよく一致しており、中央構造線の形成に伴う変形・変質変成作用

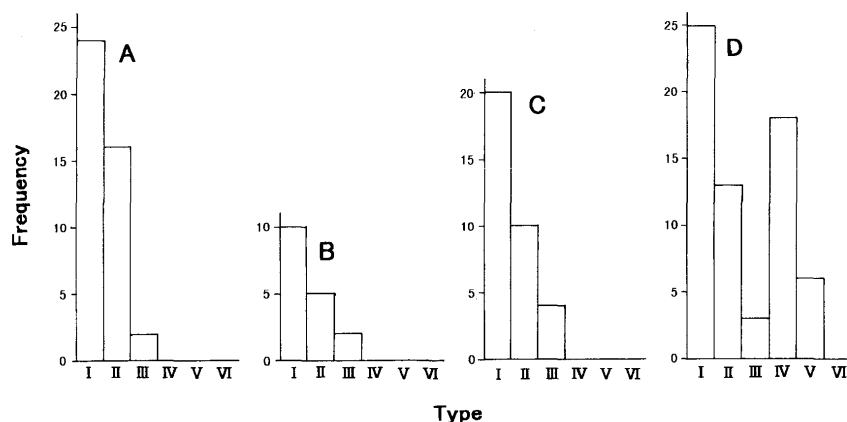


Fig. 10 Histogram showing the distribution of obliquity types for K-feldspars from the metamorphic rocks (A) and the Kamihara and Tenryukyo granites (B and C, respectively) in the Sakuma-ko area based on FUJIYOSHI & KOBAYASHI (1988), and the metamorphic rocks (D) in the Misakubo area.

によるカリ長石の転移は結晶内スケールから地域内スケールでランダムに起こったこと示している。

謝辞: この地域の地質調査及び岩石試料の採取に際しては、1990年以來の静岡大学教育学部学生岡田直樹、石塚雅人、宮下智亘、横井和好、坂本隆典、内野和紀の各氏に多大の御助力を頂いた。静岡大学の黒田直教授には原稿を読んで御意見を頂いた。これらの方々に深く感謝の意を表す。

引用文献

- BUDDING A. J. (1968), Alkali feldspars from gneisses and granites of the Vastervik area, SE. Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **90**, 504-518.
- DONNAY G., WYART J. & SABATIER, G. (1960), The catalytic nature of high-low feldspar transformations. *Annual Report Director Cornege Institution Washington*, 173-174.
- ESKOLA P. (1952), On the granulites of Lapland. *American Journal of Science*, Bowen volume, 133-171.
- FUJIYOSHI A. (1970), Potassium feldspars from gneisses and granites in the upper Hayatsuki-gawa area, central Japan. *The Journal of Earth Science, Nagoya University*, **18**, 1-26.
- 藤吉 瞭 (1974), 領家変成岩および深成岩. 静岡県地質. 静岡県 (土隆一編), 105-114.
- FUJIYOSHI A. (1984), The obliquity of K-feldspar from schists, gneisses, and granites in the northeastern part of the Hida metamorphic belt, central Japan. *Mineralogical Magazine*, **48**, 53-63.
- 藤吉 瞭・中川正久 (1978), 富山県片貝川上流地域の片岩, 片麻岩および花崗岩中のカリ長石の三斜度. 地質学雑誌, **84**, 359-369.
- 藤吉 瞭・大沼久恵 (1982), 富山県布施川, 黒部川下流域の片岩, 片麻岩, 花崗岩中のカリ長石の三斜度. 地質学論集, **21**, 25-35.
- 藤吉 瞭・伊藤寿美 (1983), 愛知県本宮山地域の領家変成帯の片岩, 片麻岩, 花崗岩中のカリ長石の三斜度および赤外吸収データ. 岩石鉱物鉱床学会誌, **78**, 376-382.
- 藤吉 瞭・丸山和彦 (1984), 富山県和田川地域の片麻岩および花崗岩からのカリ長石の三斜度. 地質学雑誌, **90**, 431-440.
- 藤吉 瞭・伊藤寿美 (1985), 中部地方寒狭川地域の領家変成岩, 花崗岩中のカリ長石の三斜度. 静岡大学地球科学研究報告, **11**, 155-161.
- 藤吉 瞭・小林 啓 (1988), 中部地方佐久間湖地域の領家変成帯の片麻岩, 花崗岩中のカリ長石の三斜度. 静岡大学地球科学研究報告, **14**, 47-55.
- GOLDSMITH J. R. & LAVES F. (1954a), The microcline-sanidine stability relations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **5**, 1-19.
- GOLDSMITH J. R. & LAVES F. (1954b), K-feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **6**, 110-118.
- GORBATSCHIEV, R. (1972), The X-ray obliquity of potassic feldspar in the granites of Jamtland, Northern central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **94**, 213-228.
- 端山和好・宮川邦彦・中島和一・山田哲雄 (1963), 浦川～和田間の鹿塩構造帯. 地球科学, **66**, 23-31.
- HAYAMA Y. & YAMADA T. (1980), Median Tectonic Line at the stage of its origin in relation of plutonism and mylonitization in the Ryoke belt. *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, **18**, 5-26.
- KARAMATA St. (1961), Einfluss des geologischen Alter und des tektonischen Drucks auf die Art der Alkalifeldspate. *Instituto de Investigaciones Geologicas "Lucas Mallada", Cursos y Conferencias*, **8**, 127-130.
- MANNERSTRAND M. and LINDH A. (1995), Uplift of southwestern Sweden - implication from the orthoclase - microcline transformation in the Hinneryd granite. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **117**, 139-142.
- 増田俊明・長瀬雅之・山本啓司 (1986), 静岡県北西部水窪地域の中央構造線付近のS-C マイロナイト. 静岡大学地球科学研究報告, **12**, 75-87.

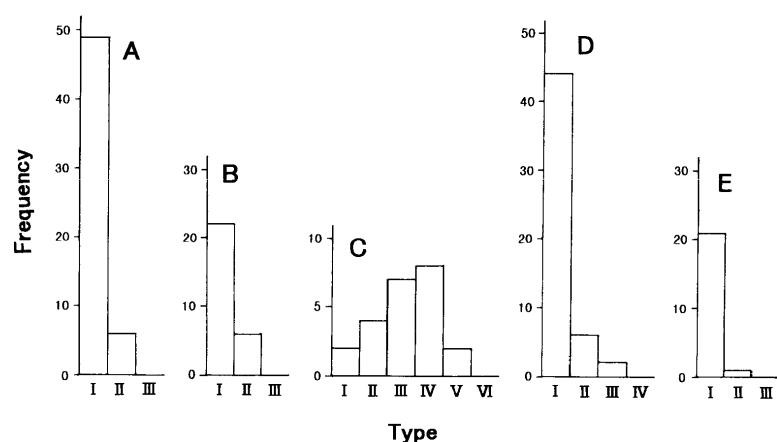


Fig. 11 Histogram showing the distribution of obliquity types for K-feldspars from metamorphic rocks and granites in the Hongu-san area based on FUJIYOSHI & ITOH (1983) and Kansa-gawa area based on FUJIYOSHI & ITOH (1985). A, B and C are from the metamorphic rocks, Mitsuhashi granite and the metamorphic rocks along the Median Tectonic Line in the Kansa-gawa area, respectively. D and E are from the metamorphic rocks and younger granite in the Hongu-san area, respectively.

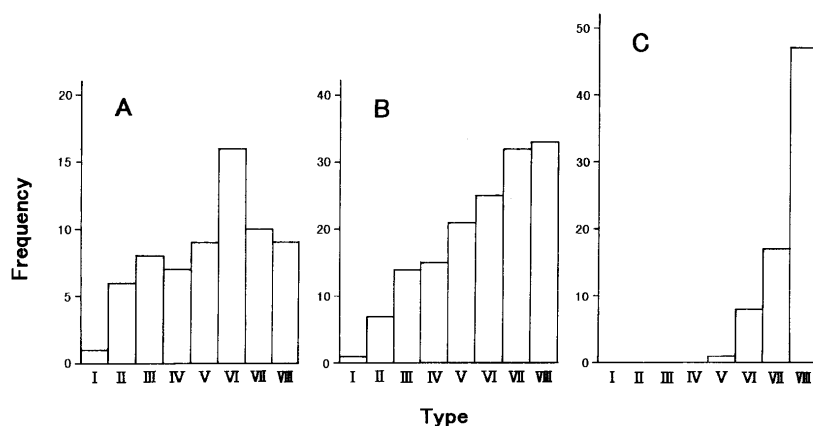


Fig. 12 Histogram showing the distribution of obliquities types for K-feldspars in the metamorphic rocks and granites in the northeastern part of the Hida metamorphic belt (FUJIYOSHI, 1984). A, B and C are from the Hayatsuki-gawa, Fuse and Kurobe-gawa, and Katakai-gawa areas, respectively.

- MCCONNELL J. D. C. & MCKIE D. (1960), The kinetics of the ordering process in triclinic $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. *Mineralogical Magazine*, **32**, 436-454.
- NILSSEN B. & SMITHSON S. B. (1965), Studies of the precambrian Herefoss Granite (K-feldspar obliquity). *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **45**, 347-396.
- RASSE P. & MORTEANI G. (1976), The potassic feldspar in metamorphic rocks from the western Hohe Tauern area, eastern Alps. *Geological Rundschau*, **65**, 422-436.
- SMITHSON S. B. (1962), Symmetry relations in alkali feldspars of some amphibolite facies rocks from the southern Norwegian Precambrian. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **42**, 586-599.
- TOURET J. (1967), Les gneiss oeilés de la région de

Vegårshei-Gjerstad (Norvege méridionale). II L'indice de triclinisme des feldspaths potassiques. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **47**, 275-281.

- WILSON J. R. & COATS J. S. (1972), Alkali feldspars from part of the Galway granite, Ireland. *Mineralogical Magazine*, **38**, 801-810.

山本啓司・増田俊明 (1990), 静岡県北西部水窪地域の領家帯マイロナイトの水平せん断変形. 静岡大学地球科学研究報告, **16**, 25-47.

山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦 (1974), 1/20万 中部領家帯地質図. 地質調査所.

横井研一 (1983), 平岡一門谷地域の領家帯変成岩中の共存する紅柱石と珪線石の Fe_2O_3 含有量. 岩石鉱物鉱床学会誌, **78**, 246-254.

