

飛騨古川地域の変成岩，花崗岩類からのカリ長石の三斜度

藤吉 瞭¹・森 裕花¹・楠 賢司¹

The obliquities of K-feldspars from metamorphic rocks and granites in the Hida-Furukawa area, central Japan

Akira FUJIYOSHI¹, Yuka MORI¹ and Kenji KUSUNOKI¹

Abstract The Hida metamorphic belt is divided into three tectonic units, called western, central and eastern massif, respectively. The Furukawa area is located at the southern part of the western massif and the Miyakawa-Kamioka shear zone develops in the area. The area consists of geissose rocks, trondhjemites and mylonitized trondhjemites, both partly including Inishi syenite, ultra mylonites, mylonites, protomylonites and younger granite. We present the obliquities of 108 K-feldspars from these rocks, which are classified into 8 types from type I of monoclinic to type VIII of triclinic ones.

The K-feldspar obliquities of mylonitized trondhjemites, ultra mylonites and mylonites are characterized by the abundance of type VI to VIII, suggesting that they were formed by mylonitization. Those from protomylonites, located at the western and central northern parts of protomylonite zone, are also characterized by that of type VI to VIII and those from the western body of younger granite by type VIII. The zone of triclinic K-feldspars-rich region might indicate the effect of stronger mylonitization, and is a little narrower than the Miyakawa-Kamioka shear zone. The gneissose rocks also have type VI to VIII, indicating the effect of mylonitization. Therefore, the Furukawa area might be considered to have affected significantly by mylonitization. The K-feldspar obliquities from the younger granite, located at eastern part of the area, consist of types I and VI. The presence of type VI might indicate retrogressive metamorphism after the mylonitization. The K-feldspar obliquities from the shear zone in the area are compared with those from the shear zone in the central and eastern massifs of the Hida metamorphic belt and discussed.

Key words: Miyakawa-Kamioka shear zone, K-feldspar obliquity, type frequency of obliquities, inversion, retrogressive metamorphism, mylonitization

はじめに

Goldsmith & Laves (1954a, b) は、カリ長石の三斜度を 131 と $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ピーク間隔のちがいの測定により決定できる事を示した。しかし、多くの地域の変成岩、火成岩のカリ長石三斜度の測定結果は、種々の 131 と $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ の反射を示すブロードピークである (例えば、Nilssen & Smithson, 1965; Budding, 1968; Fujiyoshi, 1970)。Fujiyoshi (1984) は、このブロードな 131 と $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ピークのカリ長石について、型分類を行い、最初に単斜晶系のカリ長石が

形成された場合、型頻度分布はその地域の後退変成作用の強さを明らかにするのに有効である事を示した。

飛騨変成帯には、船津花崗岩に密接に関係する剪断帯が存在し (加納, 1973; 野沢ほか, 1981; Arakawa, 1990), そして飛騨変成帯は、その分布と構造上の特徴から、東部、中部、西部の3岩体に区別されている (相馬・秋山, 1984) (図1)。東部岩体、中部岩体の剪断帯のカリ長石の三斜度の特徴は地域により異なることを示している (Fujiyoshi, 1984; 藤吉ほか, 1984)。

飛騨古川地域は、西部岩体の南縁に位置し、宮川一神

¹静岡大学教育学部地学教室, 422-8529 静岡市大谷 836

¹Geological Institute, Faculty of Education, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka 422-8529, Japan
E-mail: edafuji@ipc.shizuoka.ac.jp

岡マイロナイト帯とされた剪断帯が広く分布する（小松ほか, 1988）. この論文の目的は, 当地域の片麻岩類, マイロナイト, 花崗岩類中のカリ長石の三斜度を調べ, 当地域の剪断帯のカリ長石の三斜度の特徴を明らかにすることである.

地質概説

飛騨変成帯の古川地域は, 西部岩体の南縁に位置している（図1）. 野沢ほか（1975）は当地域の飛騨変成岩類を, 変成岩類, 水無花崗岩, 変成岩の残存岩片に富む花崗岩, マイロナイトに分類し, 地質図を作成した（図2）. そして変成岩類は, 角閃岩相の変成作用を受けた変成岩と花崗岩質岩から成り, マイロナイトは船津花崗岩類のプロトクラシスからマイロナイトに至るマイロナイト化作用の様々な岩石から成るとした.

一方, 小松ほか（1988）は野沢ほかの花崗岩質マイロナイトを中心に調べ, それを神岡まで延長して, 花崗岩質マイロナイトの分布域を宮川—神岡マイロナイト帯と名づけた. この帯の花崗岩質マイロナイトは, ピンク色の斑状カリ長石を特徴とする花崗岩を原岩とし, 北に向かって変形が強くなり, プロトマイロナイトからマイロナイト, ウルトマイロナイトへ変化すると記述している（図3）. また, 野沢ほか（1975）の変成岩類, 水無花崗岩, 北側の変成岩の残存岩片に富む花崗岩を, 一部伊西岩からなるトロニウム岩としてまとめ, 南側の変成岩の残存岩片に富む花崗岩を片状岩とし, 西北部の一部の

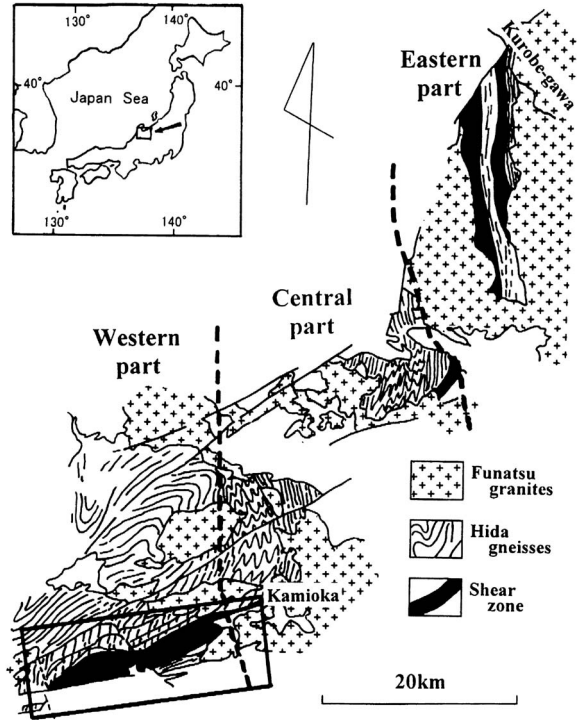


図1 剪断帯と調査地域（太い実線で囲んだ範囲）を示す飛騨変成帯の地質概略図. 東部, 中部, 西部の岩体区分は相馬・秋山（1984）に基づく.

Fig. 1 Simplified geologic map of the Hida metamorphic belt, showing the shear zone and study area. The Hida metamorphic belt is divided into three tectonic units, called western, central and eastern part by Sohma & Akiyama (1984).

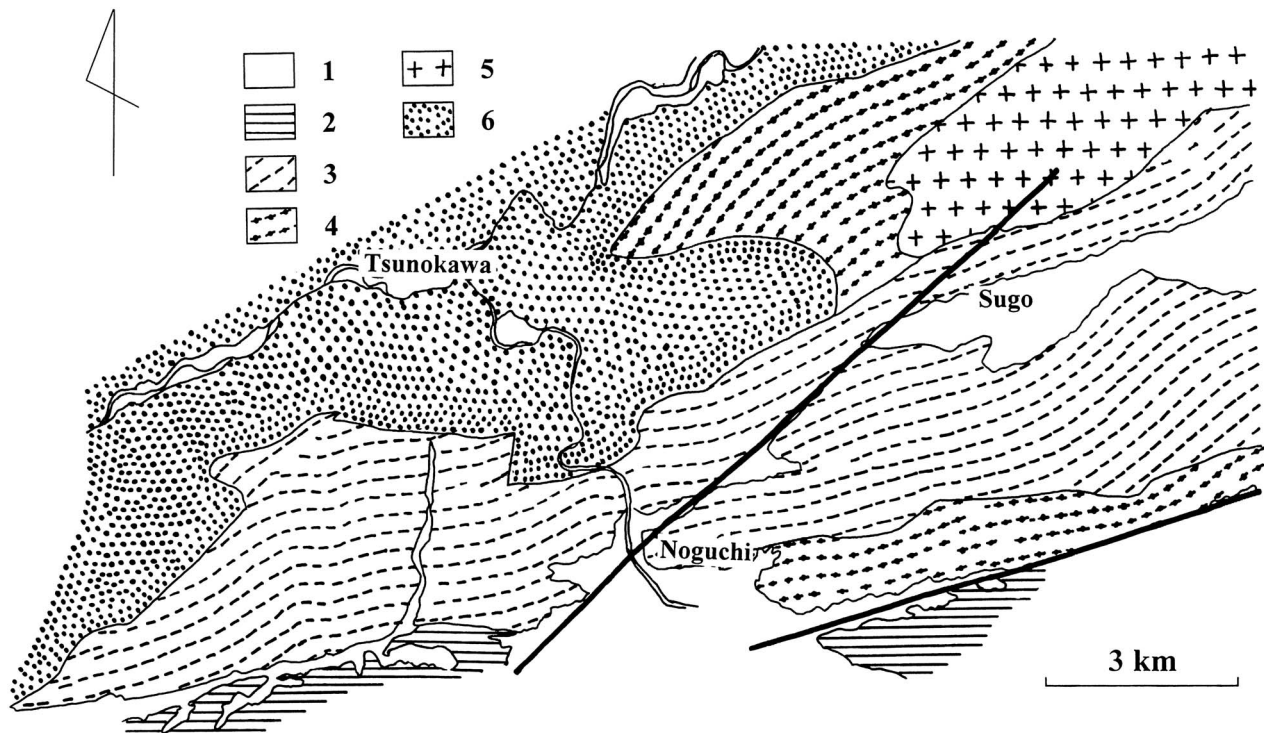


図2 飛騨古川地域の地質図（野沢ほか（1975）に基づく）. 1, 第四系. 2, 中生界手取層群. 3, 船津花崗岩類（マイロナイト）. 4, 船津花崗岩類（変成岩の残存岩片に富む岩相）. 5, 船津花崗岩類（水無花崗岩）. 6, 飛騨変成岩類.

Fig. 2 Geological map of the Hida-Furukawa area after Nozawa *et al.* (1975). 1, Quaternary; 2, Mesozoic Tetori Group; 3, Funatsu granites (Mylonites); 4, Funatsu granites containing relict rock slices of metamorphic rocks; 5, Funatsu granites (Mizunashi granites); 6, Hida metamorphic rocks.

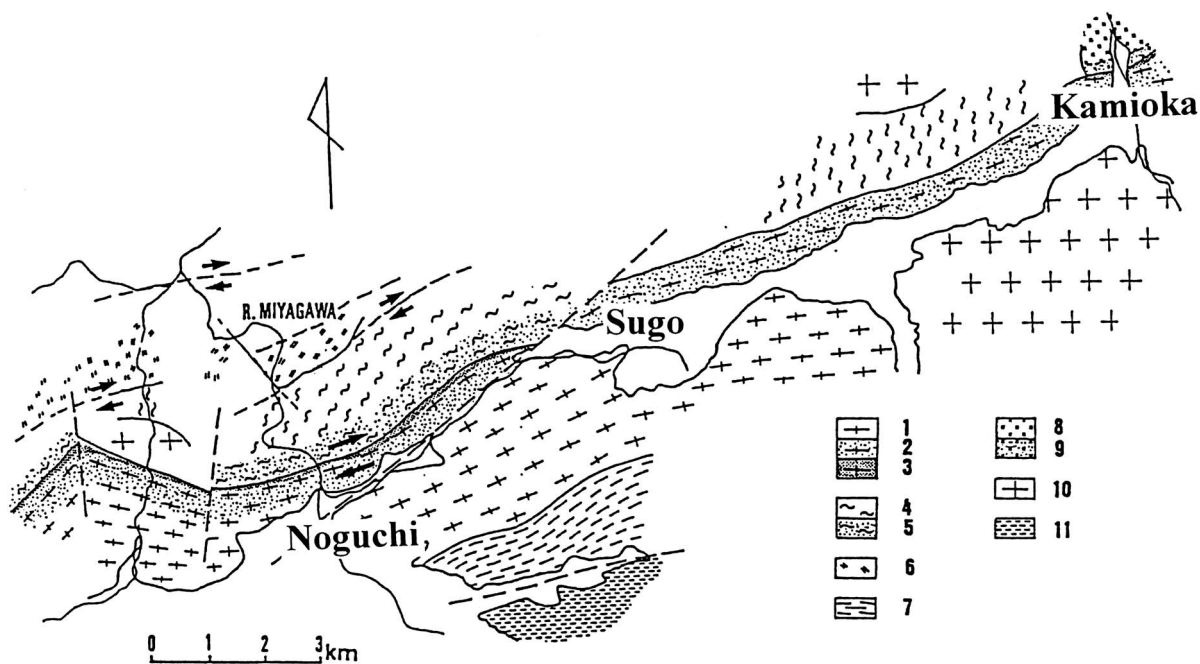


図3 神岡—宮川地域のマイロナイト帯 (小松ほか (1988) に基づく). 1—3, 船津マイロナイト (1, プロトマイロナイト帯; 2, マイロナイト帯; 3, ウルトラマイロナイト帯). 4—5, トロニウム岩 (一部伊西岩) (5はマイロナイト化した部分). 6, 変ハンレイ岩—閃緑岩. 7, 片状岩. 8—9, 高原川変塩基性岩 (9はマイロナイト化した部分). 10, 船津花崗岩 (新期). 11, 手取層群.

Fig. 3 Kamioka-Miyakawa shear zone after Komatsu *et al.* (1988). 1-3, Funatsu mylonites (1, Protomylonite zone; 2, Mylonite zone; 3, Ultramylonite zone); 4-5, Trondhjemites (partly Inishi rocks) (5, mylonitized trondhjemites and Inishi rocks); 6, Metagabbro-diorite; 7, Gneissose rocks; 8-9, Takaharagawa metabasites (9, mylonitized metabasites); 10, Funatsu granite (Younger); 11, Tetori Group.

マイロナイトを新期船津花崗岩とした (図2, 3).

カリ長石の三斜度

方法

測定した岩石は、小松ほか (1988) による、片状岩、一部伊西岩から成るトロニウム岩、マイロナイト化した一部伊西岩から成るトロニウム岩、プロトマイロナイト・マイロナイト・ウルトラマイロナイトから成る船津マイロナイト、新期船津花崗岩である。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。それを粉砕・混合し、粗粒の岩石では48—100メッシュ、細粒の岩石では100—150メッシュの粉末30—80gを作る。これを電磁分離機にかけ、有色鉱物を除去した後、クレリチ溶液でカリ長石を分離し、粉末試料を作成した。

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CuK α 線を用い、 $2\theta = 29 - 31.5^\circ$ の区間を測定した。

型の分類

Goldsmith & Laves (1954a, b) は、カリ長石の三斜度を $\Delta = 12.5 (d_{131} - d_{131})$ で定義した。しかしながら、当地域のほとんどのカリ長石は、131および131のブロードピークによって特徴付けられる。従って、Fujiyoshi (1984) による便宜的基準を用いて、131と131ピークパターンの型分類を行った。型I—IVは、131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) を用いた。型IV—VIIIは131と131のピークの高さの平均 (c) と、2ピーク間のブロードピーク又は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。

結果と考察

古川地域における108個の岩石から得られたカリ長石の三斜度の型はI—VIIIであり、その回折パターンの特徴を図4に、その分布を図5に示した。図5では、型の表示は図4に示されているように黒色内部円の大きさと示した。即ち、型Iは白丸とし、型IIから型VIIへと内部黒円を大きくし、そして型VIIIは黒丸とした。

小松ほか (1988) による各岩石について、それらのカリ長石三斜度の特徴を明らかにするために、岩石ごとのカリ長石三斜度の型頻度を求め、図6に示した。図5, 6から各岩石のカリ長石三斜度の特徴は次のとおりである。片状岩のカリ長石三斜度は型III—VIIIであり、その中で型IV, 型VIIが多く、その分布もランダムである。

一部伊西岩から成るトロニウム岩のカリ長石三斜度は型IV—VIであり、それらのマイロナイト化した岩石のものは型IV—VIIIである。

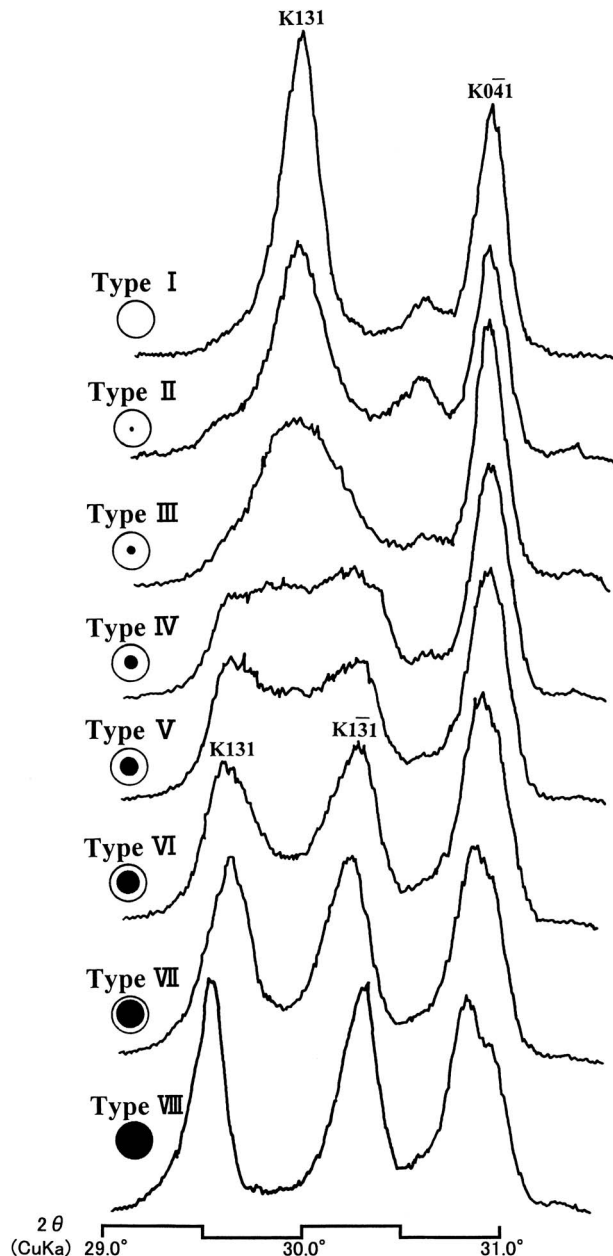


図4 古川地域に見出される8つの型のカリ長石三斜度の131と $\bar{1}31$ の回折パターン例(型分類は本文参照)。

Fig. 4 Examples of diffraction patterns of 131 and $\bar{1}31$ reflections representing eight types found in the Furukawa area (see the text on the classification of types).

マイロナイト帯・ウルトラマイロナイト帯でのカリ長石三斜度は、型II—VIIIであり、その中で型VI—VIIIが多い。プロトマイロナイト帯では、カリ長石三斜度は型III—VIIIであり、その中で型IV—VI、型VIIIが多く存在する。このように様々な型が存在するが、三斜晶系の多いカリ長石の型はプロトマイロナイト帯内の西側に多く分布し、図5の太い破線で示される様に三斜晶系に富む型の多い地域と比較的単斜晶系に富む型の地域に分けられる。そしてこのことは図7による型の頻度分布により一層明瞭である。

船津花崗岩では、型I、型IV、型VIIIが存在する。この花崗岩は二つの地域に分布し、東側の岩体は型IとIVで

あり、西側のマイロナイト・ウルトラマイロナイト帯近くの小岩体は型VIIIである(図5)。図5に示すように、東側の岩体は単斜晶系の多い型(型IとIV)から成り、西側の小岩体は三斜晶系の多い型(型VIII)から成る。

従って、当地域のカリ長石三斜度の分布は、三斜晶系に富む型の多い地域と比較的単斜晶系に富む型の多い地域に分けられる。前者は、マイロナイト帯・ウルトラマイロナイト帯、マイロナイト化した一部伊西岩を含むトロニウム岩、プロトマイロナイト帯の西部そして西部の船津小岩体から成る(図5で太い破線で挟まれた地帯)。後者は、片状岩、一部伊西岩を含むトロニウム岩、マイロナイト帯の東部そして東側の船津花崗岩体から成る(図5)。

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(Rasse & Morteani, 1976)。当地域の変成岩は角閃岩相に属する変成作用を受けている(野沢ほか, 1975)ので、最初に単斜晶系のカリ長石が形成されたと考えられる。後の後退変成作用をほとんど受けていない花崗岩体のカリ長石は、主に型Iで副次的に型IIを伴うのが普通である(藤吉・伊藤, 1983; 藤吉ほか, 1984; Fujiyoshi, 1984; 藤吉・伊藤, 1985; 藤吉・小林, 1988)。また、当地域のプロトマイロナイト帯、マイロナイト帯、ウルトラマイロナイト帯の岩石は、花崗岩のマイロナイト化作用により形成されたと考えられており(小松ほか, 1988)、この点では野沢ほか(1975)も基本的に同じである(図2)。従って、当地域のカリ長石は、最初に単斜晶系のカリ長石が形成され、種々の三斜度の型から成るカリ長石は後の種々の程度の後退変成作用を受けて形成されたと考えられる。

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事が指摘され、実際に多くの剪断帯からその事例が報告されている(Eskora, 1952; Karamata, 1961; Budding, 1968; Fujiyoshi, 1970, 1984; Gorbatshev, 1972; Wilson & Coats, 1972; 藤吉・中川, 1978; 藤吉ほか, 1984; 藤吉ほか, 1998)。一方、カリ長石の転移に関して、水の触媒効果が指摘され(Donnay *et al.*, 1960; Mcconel & Mckie, 1960; Budding, 1968)、また花崗岩体貫入の後退熱変成作用により三斜晶系に転移していることも報告されている(Fujiyoshi, 1970; 藤吉・丸山, 1984; 藤吉ほか, 1984)。これらの指摘及び野沢ほか(1975)と小松ほか(1988)の岩石記載から、当地域の各岩石におけるカリ長石の単斜晶系から三斜晶系への転移に関する後退変成作用の影響は次のようであったと考えられる。

片状岩はマイロナイト帯に属していない(図3)が、そのカリ長石三斜度の型はマイロナイト帯中のものと同様に型IIIからVIIIまで存在する(図6A)。また、飛騨変成帯中部岩体で、剪断帯を持たない和田川地域及び剪断帯外の常願寺川地域の後の花崗岩の貫入のみの影響を受けたと思われる変成岩類中のカリ長石では、それぞれ型IIからVであり、しかも型IIとIIIが多く存在する。これは、片状岩のカリ長石のものと非常に異なる頻度分布を示す(図8)。片状岩のカリ長石三斜度はむしろ常願寺川の剪断帯中のものと類似の型頻度分布を示す(図8)。これらの

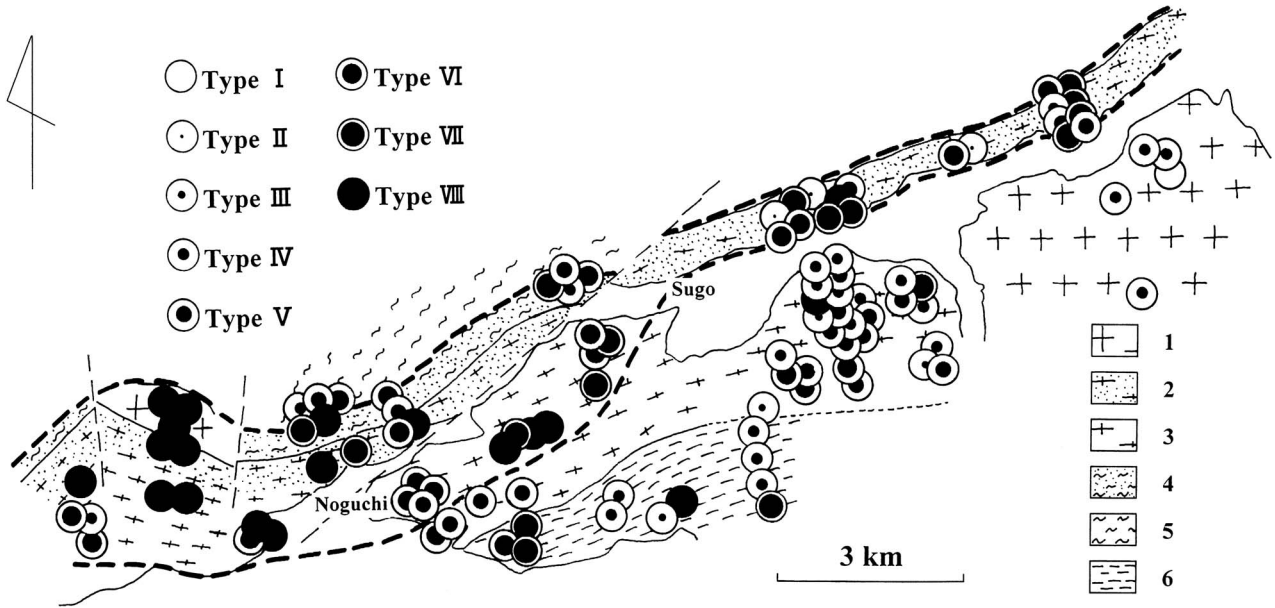


図5 古川地域のカリ長石三斜度の型の分布図。型Iは白丸で，IIからVIIへと内部黒円を増加し，VIIIは黒丸で表した。岩石区分は一部簡略化した図3に基づく。1，船津花崗岩（新期）。2，ウルトラマイロナイト・マイロナイト。3，プロトマイロナイト。4，マイロナイト化したトロニエム岩（一部伊西岩）。5，トロニエム岩（一部伊西岩）。6，片状岩。

Fig. 5 Map showing the distribution of obliquity types of K-feldspars in the Furukawa area. Type I is shown as an open circle. Change from type II to VII is shown as the increase of radius of the inner solid circle, and type VIII as the solid circle. The distribution of the rocks is more simplified than that in Fig. 3. 1, Funatsu granites (Younger); 2, Ultra mylonites and mylonites; 3, Protomylonites; 4, Mylonitized trondhjemites (partly Inishi rocks); 5, Trondhjemites (partly Inishi rocks); 6, Gneissose rocks.

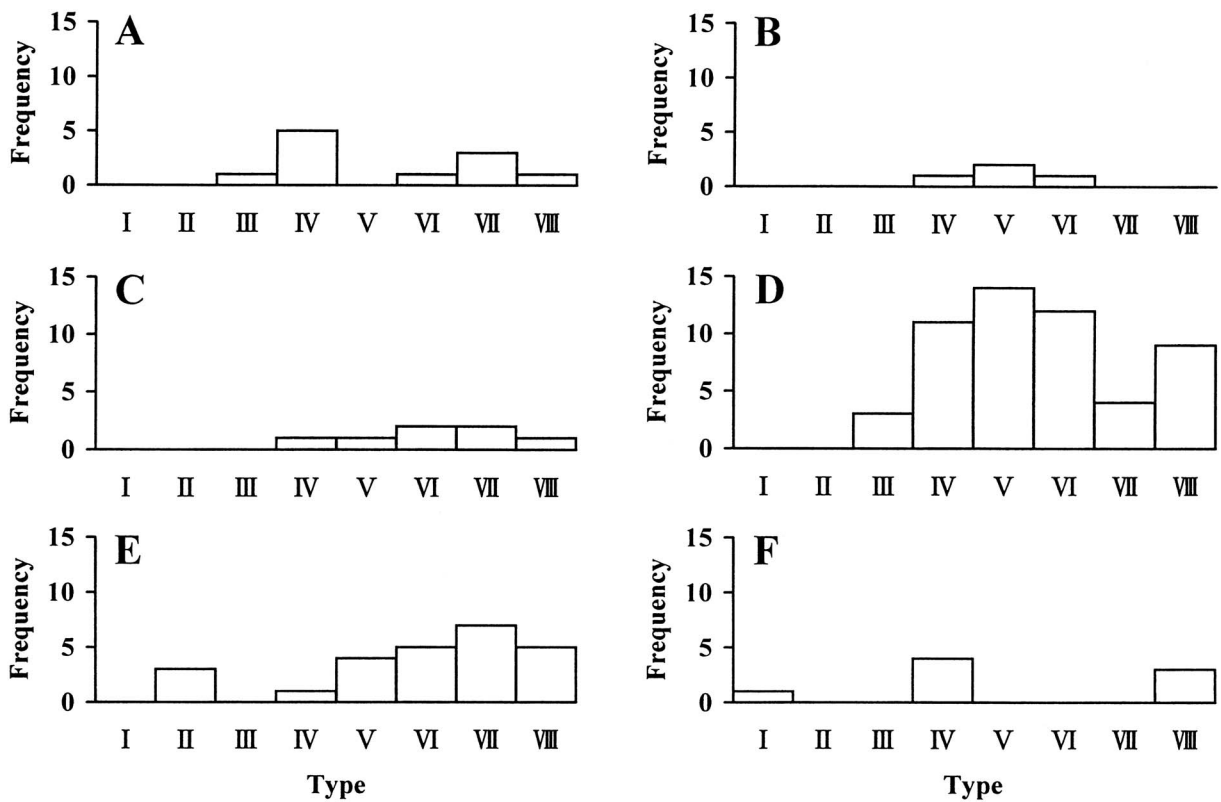


図6 古川地域の岩種別のカリ長石三斜度の型頻度分布。A，片状岩。B，トロニエム岩（一部伊西岩）。C，マイロナイト化したトロニエム岩（一部伊西岩）。D，プロトマイロナイト帯。E，マイロナイト・ウルトラマイロナイト帯。F，船津花崗岩（新期）。

Fig. 6 Histogram showing the distribution of the obliquity types of K-feldspars for each rock types in the studied area. A, Gneissose rocks; B, Trondhjemites (partly Inishi rocks); C, Mylonitized trondhjemites (partly Inishi rocks); D, Protomylonite zone; E, Mylonite and ultramylonite zone; F, Funatsu granite (Younger).

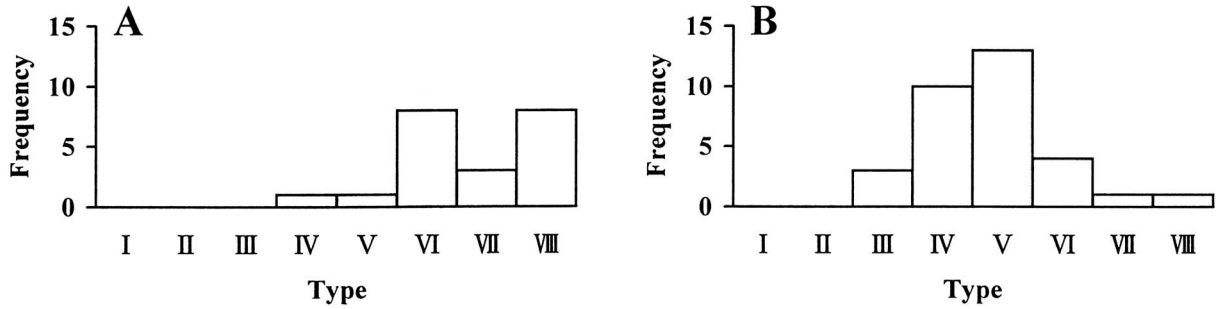


図7 プロトマイロナイト帯の西部 (A) と東部 (B) のカリ長石三斜度の型頻度分布. 西部と東部はそれぞれ, 図5のプロトマイロナイト帯中の太い破線の上側と下側の地域を示す.

Fig. 7 Histogram showing the distribution of type of K-feldspar obliquities in the western part (A) and the eastern part (B) of the protomylonite zone. A and B show the area above and below a thick broken line in the protomylonite zone of Fig. 5, respectively.

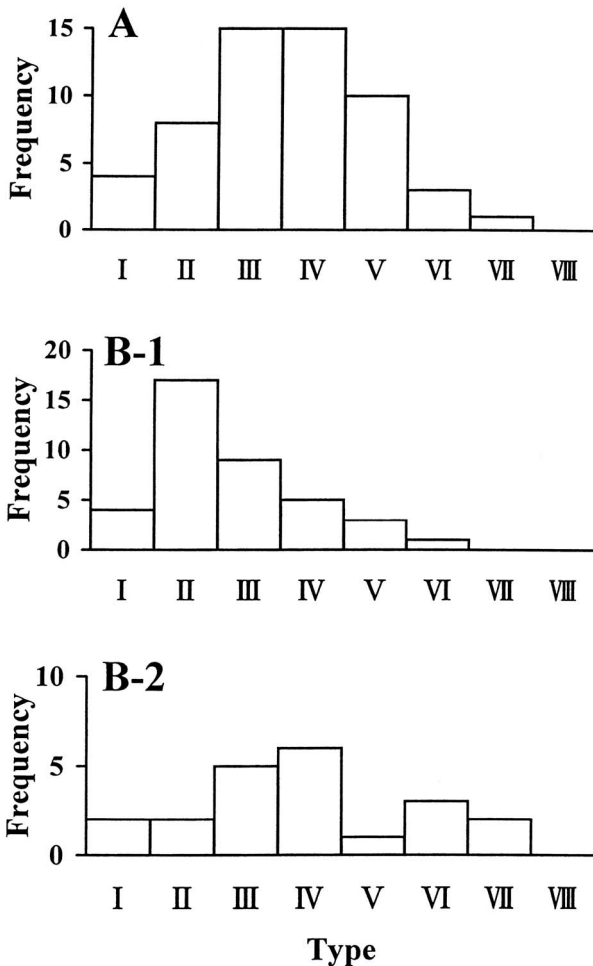


図8 和田川地域の變成岩類 (A), 常願寺川上流地域の片麻岩類 (B-1) と剪断帯 (B-2) のカリ長石三斜度の型頻度分布. 和田川地域, 常願寺川上流地域のものは, それぞれ藤吉・丸山 (1984), 藤吉ほか (1984) に基づく.

Fig. 8 Histogram showing the distribution of type of K-feldspar obliquities. A shows samples from the metamorphic rocks in the Wada-gawa area. B-1 and B-2 show those from the gneisses and the shear zone in the upper Joganni-gawa area, respectively. Those in the Wada-gawa and upper Joganni-gawa areas are based on Fujiyoshi & Maruyama (1984) and Fujiyoshi *et al.* (1984), respectively.

ことから, 片状岩もマイロナイト化作用の影響を受けたと考えられる. 小松ほか (1988) によると, マイロナイト帯を形成した剪断作用は北部の花崗岩, 片麻岩に及んでいる. カリ長石三斜度の計測結果は, 南部の片状岩も同じように剪断作用を受けていることを示している.

一部伊西岩から成るトロニウム岩のカリ長石三斜度は, 測定した試料は図5に示すようにマイロナイト帯付近のものであるので, これらの岩石はおそらくマイロナイト化作用に伴う影響の結果であると思われる.

ウルトラマイロナイト帯, マイロナイト帯, 西部のプロトマイロナイト帯の岩石及びマイロナイト化した一部伊西岩からなるトロニウム岩のカリ長石は, 変形作用により三斜晶系に転移したことを示す. また, 野沢ほか (1975) によるとマイロナイト化作用を受けた岩石は緑簾石, 緑泥石, ブドウ石等の増加により特徴付けられると記載している. このことから, 転移には熱水作用も重要な役割をし, これらの岩石中のカリ長石の転移は変形作用と熱水作用の相互作用の結果と思われる. 東部のプロトマイロナイト帯のカリ長石は, 上記の作用が弱かった結果であると思われる.

東部の船津花崗岩体は小松ほか (1988) により新期花崗岩とされているように, 最も単斜晶系的である. しかしそのような花崗岩は上に述べたように普通は型 I, II であるので, この型 IV の存在はマイロナイト化作用後に後退變成作用があったためと考えられる. 西部の岩体のカリ長石は, すべて型 VIII である. この結果は, 野沢ほか (1975) がこれをマイロナイトの分布域に入れていることと良く調和している. 従って野沢ほか (1975) が言うようにマイロナイトとした方がよいと考えられる.

後退變成作用により転移した三斜晶系のカリ長石に富む型が, 図5の太い破線に挟まれた地域に多く存在する. この分布地域は, 小松ほか (1988) の宮川一神岡マイロナイト帯とほぼ一致するが, ウルトラマイロナイト帯, マイロナイト帯を中心にしたより狭長な地域であり, マイロナイト化作用を中心により後退變成作用の強かった地域を示している. これは小松ほか (1988) の宮川一神岡マイロナイト帯と, 太い破線に挟まれた地域との型頻度分布を比較することにより一層明瞭である (図9). 一方, Laves & Goldsmith (1954a, b) により定義された Δ 値は両地域で殆ど変わらない (図10). そしてこの事は

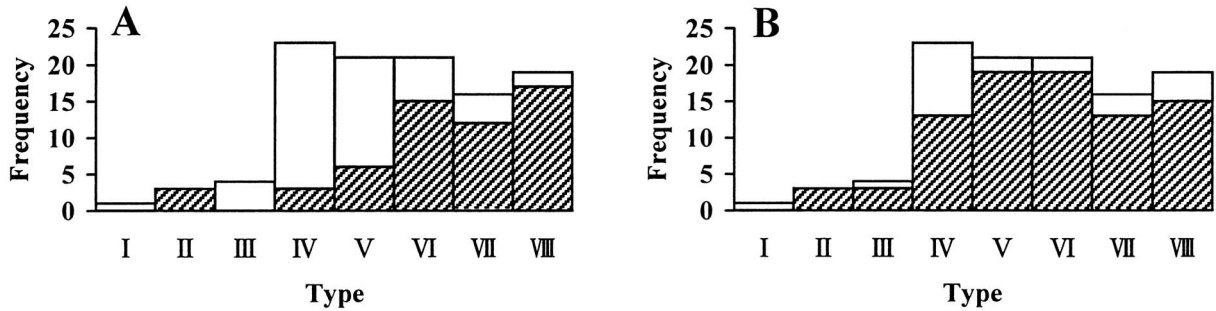


図9 古川地域の變成岩類，火成岩類のカリ長石三斜度の型頻度分布. 斜線部は，三斜晶系に富むカリ長石の分布域（図5の太い破線で挟まれた地域）(A)，小松ほか（1988）による宮川—神岡マイロナイト帯（B）における型頻度分布を示す.

Fig. 9 Histogram showing the distribution of type of K-feldspar obliquities from metamorphic and igneous rocks in the Furukawa area. Shaded fields in A show samples from the area rich in triclinic K-feldspars (the area between the thick broken lines in Fig. 5), and those in B show samples from the Miyakawa-Kamioka shear zone of Komatsu *et al.* (1988).

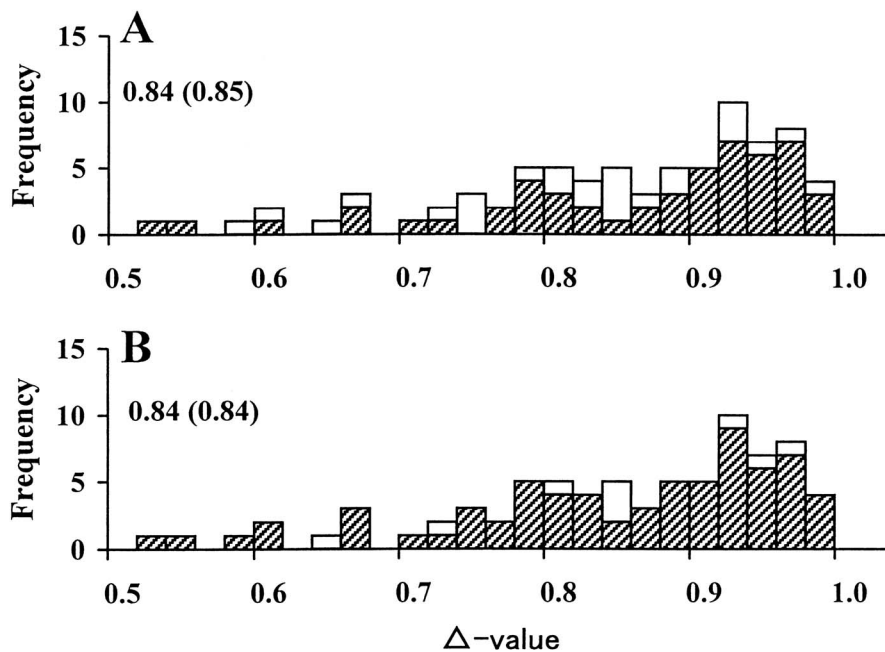


図10 古川地域の變成岩類，火成岩類のカリ長石三斜度の Δ 値頻度分布. 斜線部は，三斜晶系に富むカリ長石の分布域（図5の太い破線で挟まれた地域）(A)，小松ほか（1988）による宮川—神岡マイロナイト帯（B）における型頻度分布を示す. 図中の数字は古川地域における Δ 値の平均値，括弧内の数字は斜線部の平均値.

Fig. 10 Histogram showing the distribution of Δ value of K-feldspar obliquities from metamorphic and igneous rocks in the Furukawa area. Shaded fields in A show samples from the area rich in triclinic K-feldspars (the area between the thick broken lines in Fig. 5), and those in B show samples from the Miyakawa-Kamioka shear zone of Komatsu *et al.* (1988). Numbers show the average Δ values in the Furukawa area, and numbers in parentheses shows the average Δ values for the samples in the shaded fields.

Fujiyoshi (1984) が指摘したように，型頻度分布は後退變成作用の程度を表すのに有効な事を示している.

飛騨變成帯の剪断帯は，図1に示すように，東部，中部，西部岩体に存在し，それは眼球片麻岩帯に対応する（加納，1973，1979）. 当地域の太い破線で挟まれた地域及び小松ほか（1988）の宮川—神岡マイロナイト帯のカリ長石三斜度の型頻度分布は，中部岩体の常願寺川地域のものより型V—VIIIが多く，そしてそれぞれ早月川上流及び布施川地域のものに類似する（図11）. 常願寺川地域の剪断帯では，典型的マイロナイトは殆ど見られず，マイロナイト的眼球片麻岩か眼球片麻岩である（藤吉ほか，1984）. 一方早月川上流及び布施川地域では典型的マイロナイトが広く見られる（Fujiyoshi, 1970, 1984）. このこ

とは，カリ長石三斜度の型頻度分布はその地域のマイロナイト化作用の強さの程度を表すのに有効であることを示している. しかしながら，片貝川地域では典型的マイロナイトが同じく広く分布するが，マイロナイト組織を示さない岩石もほとんど型VIIIである（藤吉・中川，1978; Fujiyoshi, 1984）. ことから，カリ長石の転移には変形作用のみならず，熱水作用を含む他の作用も重要な役割を果たすと思われる，そしてマイロナイト化作用はこれらの相互作用だと思われる.

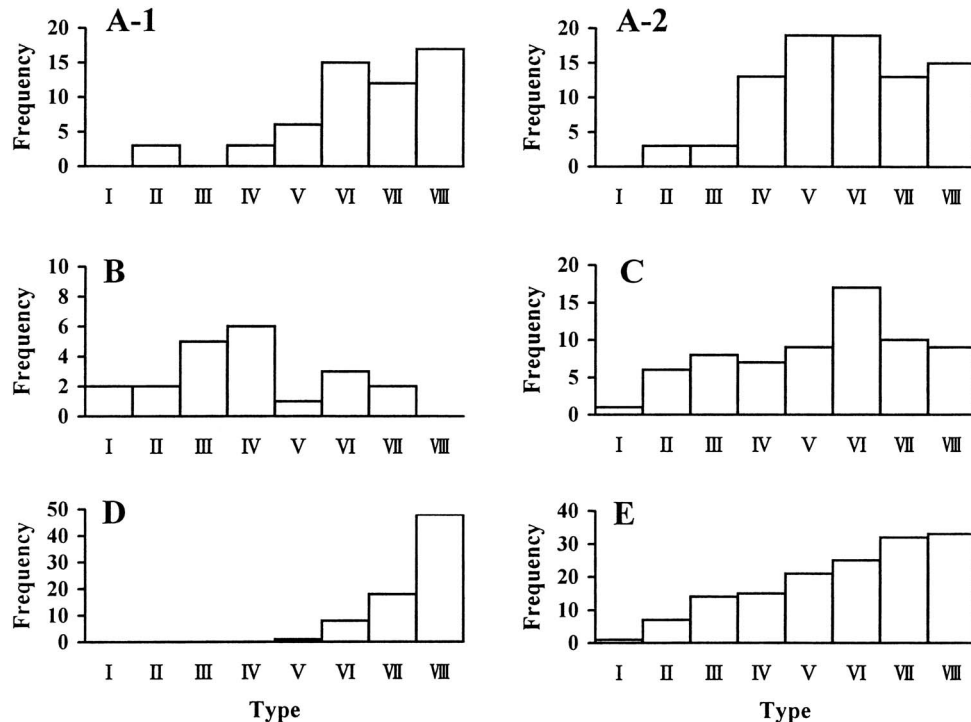


図11 飛騨変成帯西部 (A-1, A-2), 中部 (B), 東部 (C, D, E) 岩体の剪断帯のカリ長石三斜度の型頻度分布。A-1, 図5の太い破線で挟まれた地域。A-2, 小松ほか (1988) の宮川-神岡マイロナイト帯。B, 常願寺川上流地域。C, 早月川上流地域。D, 片貝川上流地域。E, 布施川地域。

Fig. 11 Histogram showing the distribution of obliquity type of K-feldspars from the shear zone of the western massif (A-1, A-2), the central one (B) and the eastern one (C, D, E) in the Hida metamorphic belt. A-1 shows samples from the area between the thick lines in Fig. 5, and A-2 shows those from the Miyakawa-Kamioka shear zone after Komatsu *et al.* (1988). B, C, D and E show samples from the upper Joganji-gawa, the upper Hayatsuki-gawa, the upper Katakai-gawa and the Fusegawa area, respectively.

謝 辞

この地域の岩石試料の採取に際しては静岡大学教育学部学生長谷川知紀, 光林 薫氏に御助力を頂いた。試料の分析に対しては静岡大学理学部の全自動粉末X線回折装置 (理学電気 LINT2200) を使用した。X線回折装置の使用に際しては静岡大学和田秀樹教授にご助力をいただいた。また静岡大学狩野謙一教授には原稿を読んでいただき, いろいろアドバイスを頂いた。これらの方々には厚く謝意を表します。

引用文献

- Arakawa Y. (1990), Relationship between shear zones and Sr isotope compositions of granitic rocks in the Hida belt, Japan. *Journal of Geology*, **98**, 81-90.
- 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 Carnegie 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.

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・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・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.

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・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・山田真也・楠 賢司 (1998), 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. 静岡大学地球科学研究報告, **25**, 9-17.

- 藤吉 瞭・矢崎真弓・桜井美津夫・桜井昌之 (1984), 富山県常願寺川上流地域の片麻岩・花崗岩のカリ長石三斜度. 静岡大学地球科学研究報告, **10**, 87-102.
- 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.
- Gorbatshev 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.
- 加納 隆 (1973), 富山県東半部の飛騨變成帯の地質について—地質構造区分. 船津期深成作用の特徴および變成岩類の岩相層序区分について—. 地質学雑誌, **79**, 407-421.
- 加納 隆 (1979), 飛騨變成帯の眼球片麻岩類. 日本列島の基盤. 加納 博教授記念論文集, 63-69.
- Karamata S. (1961), Einfluss des geologischen Alter und des tektonischen Drucks auf die Art der Alkalifeldspate. *Instituto de Investigaciones Geologicas "Lucas Mallada", Cursillos y Conferencias*, **8**, 127-130.
- 小松正幸・宇次原雅之・竹之内耕・卯田 強・植村 武 (1988), 船津剪断帯—飛騨複合体縁辺の右横ずれShearzone. 佐藤信次教授退官記念論文集, 27-37.
- McConnell J. D. C. & Mckie D. (1960), The kinetics of the ordering process in triclinic NaAlSi₃O₈. *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.
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎 (1975), 5万分の1地質図幅「飛騨古川」および同説明書. 地質調査所.
- 野沢 保・坂本 享・加納 隆・稲月恒夫 (1981), 5万分の1地質図幅「白木峰」および同説明書. 地質調査所.
- Rasse P. & Morteani G. (1976), The potassic feldspar in metamorphic rocks from the western Hohe Tauern area, eastern Alps. *Geological Rundschau*, **65**, 422-436.
- 相馬恒雄・秋山伸一 (1984), 飛騨變成帯中央部の地質構造と岩石の分布について. 地質学雑誌, **90**, 609-628.
- Wilson J. R. & Coats J. S. (1972), Alkali feldspars from part of the Galway granite, Ireland. *Mineralogical Magazine*, **38**, 801-810.