飛騨変成帯東部の眼球片麻岩・ミロナイト類の成因について (その 1)*

——分布・産状・岩石及びカリ長石の性質——

加 納 隆**

Origin of augen gneisses and related mylonitic rocks in the eastern part of the Hida metamorphic region, central Japan. (Part 1)*——Mode of occurrences, petrographical and mineralogical properties of rocks and potash-feldspar megacrysts——

Takashi KANŌ**

Abstract The Hida metamorphic region, central Japan, is mainly composed of various gneisses and plutonic rocks of the Funatsu-stage intruding into the Hida gneisses at the early Mesozoic age (240 Ma ? ~180—170 Ma). Augen gneisses, the most characteristic rocktype in the Hida region, are found along the narrow zone between the Hida gneisses and the Funatsu-stage granitic bodies, where the tectonic movements were concentrated.

On the basis of occurrences and petrographical features, the augen gneisses are classified into two main rock-types: Type A (augen mylonitic gneissose granite) and Type B (augen mylonitic gneiss). Augen units of Type A are composed of euhedral to subhedral potash-feldspar megacrysts and the matrix has tonalitic to granodioritic composition with foliated and cataclastic textures. Type A occupies the marginal zone of the granitic bodies and is regarded as a part of the granitic mass (protoclastic border).

The gneisses become increasingly mylonitized toward the granitic bodies from the Hida gneiss area. Type B occurs along the border of the gneisses, closely associated with blastomylonite and ultramylonite. The rocks have subhedral to ovoidal potash-feldspar augens and strongly mylonitized fine-grained matrix with fluxion structure.

Potash-feldspar megacrysts in these augen gneisses suffered relatively minor crushing in contrast to the highly cataclastic matrix. The morphology and the preferred orientation of megacrysts against the mylonitic foliation suggest that the potash-feldspars are essentially porphyroblasts grown under the solid state.

Most of the potash-feldspars show the optical and x-ray properties of nearly maximum microcline. Those of the Type B have large Δ -value ($\Delta \approx 1.0$) and high homogeneity in optical and x-ray properties of the individual grains, and those in the Type A have slightly small Δ -value and homogeneity. This fact indicates that the growth of megacrysts in Type B is restricted under low temperature condition and the megacrysts in Type A have grown under relatively high or wide range of temperature.

It is ascertained by the structural analysis that Type B has originated from the pre-existing Hida gneisses (mainly hornblende gneisses without many potash-feldspars in the Katakaigawa area). It is a certain type of polymetamorphic rock. High shearstress and potash-metasomatism seem to be the most important factor for the origin of augen gneisses.

1982 年 9 月 16 日受理

* 飛騨変成帯の研究 (第 8 報).

** 山口大学理学部地質学鉱物科学教室. Department of Mineralogical Sciences and Geology, Faculty of Science, Yamaguchi University, Yamaguchi, 753 Japan.

ま え が き

眼球片麻岩類は、美しい紅色のカリ長石巨晶を持ち、飛驒帯で最も眼につく岩石である。著者が、眼球片麻岩類に注目する理由は、次の2点に要約できる。

一つは、その地質学的場の問題に関連する。飛驒帯において、眼球片麻岩類の多くは、ミロナイト類とともに、片麻岩体と船津期花崗岩体との境界に沿った、長大な地帯をなして出現する。

従来から、飛驒片麻岩類と船津期花崗岩類との関係は、飛驒帯の造構史上の大問題となってきた。これには大別して、片麻岩類の主要部分は、船津期に生じたとする考え方(野沢, 1959 など)と、より古い岩石(先カンブリア系?)が複変成をうけたとする考え方がある(小林, 1958 など)、最近では改めて複変成作用の観点から総括されつつある。これらの点で、眼球片麻岩類の占める位置は、特に注目に値する。

さらに広く世界を見わたすと、眼球片麻岩や圧碎岩類は、Moine thrust zone (JOHNSON, 1961, 1963; CHRISTIE, 1963; BARBER, 1965)や Alpine fault zone (REED, 1964)、さらに Great Himalaya の Main Central Thrust zone (HASHIMOTO, supervised, 1973)などの、相異なる大規模な地質構造単元の境界地帯に発達しており、複変成と変形の解析を通して、基盤岩の若返り現象と深く結びついていることが知られている。

次に本論以下で明らかにするように、眼球片麻岩類の基本的な成因は、強い応力場での巨大結晶の成長にあると考えられる。古典的的概念的理解によれば (HARKER, 1932)、そもそも変成岩の多様性は、変位・変形と再結晶作用(結晶成長)との兼ね合いで決まる。とするならば、眼球片麻岩類の成因には、変成岩岩石学上の基本的命題が、極めて象徴的な形で含まれているように思われる。

著者は、従来飛驒帯全域を対象として広域的調査を行い、まず東部～中部地域の地質を明らかにした(加納,

1973)。次に地質構造を総括し(加納, 1975a)、さらに片麻岩類に対する船津期の構造運動の重複関係について述べ、構造的観点から眼球片麻岩類が、飛驒片麻岩類を原岩として、船津型花崗岩類の進入運動によって再構成された岩石であることを明らかにした(加納, 1975b)。これらにより眼球片麻岩類形成の地質学的背景を明示したが、岩石自体の性質や形成機構については、詳しくふれなかった。この意味で本論は、それらの続編となるものである。

本論では、まず飛驒帯における眼球片麻岩類の分布・産状を述べ、特に東部地域(片貝川流域)に分布するものを例として、関連する諸岩石の性質とカリ長石の性質を記載する。またあわせて原岩の性質について述べ、形成機構解明のための基礎資料とした。

本研究遂行にあたって、富山大学の相馬恒雄博士から様々の援助をいただいた。ノルウェー極地研究所の太田昌秀博士は、本研究のきっかけを与えられ、多くの助言をいただいた。研究続行中には京都大学岩石学研究室の諸氏から多くの討論や援助をいただいた。琉球大学の木崎甲子郎博士は、南極やヒマラヤ地域にも本研究を発展させる機会を与えていただいた。また北海道大学の橋本誠二博士の御助力により、本研究にいちおうの締め括り

Fig. 1. Augen units and subdivisions (after OHTA, 1969).

A. Augen unit with ; 1. eyeball, 2. dragged domain, 3. pressure shadow domain, 4. tail.
B. Augen unit with a single crystal eyeball.

河川 1: 黒部川, 2: 布施川, 3: 片貝川, 4: 早月川, 5: 常願寺川, 6: 神通川, 7: 高原川, 8: 宮川, 9: 小鳥川, 地名(岩体名) U: 宇奈月(宇奈月岩体 Type A), Ot: 音谷(音谷岩体 Type A), Ug: (宇奈月花崗岩体), E: エボシ山(エボシ山岩体 Type A), Ke: 毛勝岳(毛勝岳花崗岩体), K-I: (片貝川—伊折花崗岩体), I: 伊折, O: 大熊山(大熊山花崗岩体), T: 立山, M: 三保蓮華岳, S: 下之本(下之本花崗岩体), Ka: 神岡, F: (船津花崗岩体), Y: 八尾(八尾花崗岩体), Ut: 打保(打保花崗岩体), Na: 流葉山, No: 野口, 位置図 E: 東部岩体, C: 中部岩体, W: 西部岩体。

* 加納(1979, 1981, 1982)の類似の地質図に基き、一部簡略化して示す。

Fig. 2. Distribution of the Augen gneisses and geological sketch map of the Hida metamorphic region.*

を与えることができた。まことに有難いことであり、深く感謝の意を表す次第である。

飛驒帯の眼球片麻岩類の分布と産状

A. 眼球片麻岩類の種類

(1) 定義 広義の眼球片麻岩とは、眼球構造を有する片麻状岩のことである。眼球は、他と比べて大きなカリ長石からなることが多いが、斜長石や石英あるいは若干の有色鉱物を含むそれらの集合体からなる場合もある(MEHNERT, 1968)。また岩石全体は、普通、花崗閃緑岩質～花崗岩質である。ただし、レンズ状石英集合体の発達する千枚岩や、眼球構造はあっても、それらが方解石からなる晶質石灰岩や、柘榴石その他の有色鉱物からなる片麻岩は、眼球片麻岩とは呼ばない。

しかし、眼球片麻岩というのは、第一義的には形態に基く記載的名称であるので、様々の成因のものを含みうる。一般的には次のような成因が予想される。

① 既存の花崗質岩(特に斑状花崗岩)が、圧砕作用を受けてできた一種の圧砕岩類。カリ長石は、もとは斑晶で、現在は砕残斑晶(porphyroclast)である。

② 花崗岩体の進入固結末期に、偏圧が働いて生じた、いわゆるプロトクラスティックな岩石の一種。

③ 花崗岩化作用に関連して生じた一種の交代変成岩もしくはミグマタイトの一種(KING, 1950)。カリ長石は、いわゆるメタプラステシス(この場合はfeldspathization)によって生じた斑状変晶(porphyroblast)である。

眼球片麻岩類のあるものは、圧砕岩類と密接な産状を示す。圧砕岩類の分類・命名については、記載の便宜上、おおむね HIGGINS(1971)に従う。例えば、

圧砕岩類 (cataclastic rocks)	{	ミロナイト……再結晶作用が顕著で fluxion structure* の発達するもの。
		カタクラサイト……fluxion structure を もたないもの。

本文中で、圧砕作用(cataclasis)という場合は、主として機械的破断・変形等の作用を意味し、ミロナイト化という場合には、圧砕作用に加えて再結晶・新鉱物形成作用が顕著であるような、ミロナイト形成の作用全体を意味するものとする。

また眼球構造と各部分の名称は、OHTA(1969, 1970)の定義に従う(Fig. 1)。

* fluxion structure とは、カタクラスティックに生じた流理状の組織又は構造で、ミロナイト類に特有のものである(HIGGINS, 1971, p 3)。

(2) 飛驒帯の眼球片麻岩類の種類 本論で述べる眼球片麻岩類の基本的特徴は、主にカリ長石巨晶よりなる眼球構造と、強い圧砕組織を基質にもった片麻状岩である。当地域では、それらには、基本的に花崗岩体の一部をなすと見なされるものと、飛驒片麻岩類を母体として生じたものとの2種類が存在する。そこで、それぞれが区別できる場合には、前者を眼球圧砕片麻状花崗岩(眼球花崗岩と略称されることがある。著者は従来、カリ長石斑状変晶片麻状花崗岩と呼んでいた; 加納, 1973)、後者を眼球圧砕片麻岩(太田, 1961 は、圧砕性交代変成岩と呼んだ)と呼ぶことにする。すなわち、

眼球片麻岩類	{	Type A……眼球圧砕片麻状花崗岩 (略称、眼球花崗岩)
		Type B……眼球圧砕片麻岩

である。

B. 飛驒帯の地質概要

飛驒帯の地質と眼球片麻岩類の分布の概要を Fig. 2 に示す。

飛驒帯は、主として飛驒片麻岩類と船津期花崗岩類(又は船津花崗岩類)よりなる複合岩体であり、片麻岩類の分布・構造・岩質等の特徴から、東部・中部・西部の3地域に区分される。(詳細は、加納, 1980, 1982 など参照)。

東部地域では、南北に並んだ帯状配列が認められ、西から東に向って、眼球圧砕片麻岩帯(Type B と他のミロナイト類よりなる。加納(1973)では眼球片麻岩帯・石灰質片麻岩帯(角閃石片麻岩と晶質石灰岩・石灰珪質片麻岩を主体とする)・縞状片麻岩帯(角閃岩・角閃石片麻岩と優白質片麻岩の互層よりなる)・カリ長石斑状変晶角閃石片麻岩帯(角閃石片麻岩を主とし、晶質石灰岩・眼球片麻岩類をはさむ)の4帯が区分される(加納, 1973)。これら片麻岩類は、東方のエボン山結晶片岩帯(宇奈月結晶片岩)に向って、西に傾く衝上断層で接する。片麻岩類は、構造的重複関係から、飛驒片麻岩プロパー(古期飛驒片麻岩類)と船津期の造構運動により再構成された船津相飛驒片麻岩に区分することができる(加納, 1975a)。眼球圧砕片麻岩 Type B は、後者にあたる。

船津期花崗岩類は、比較的早期の下之本型花崗岩類(トータル岩～花崗閃緑岩を主とし、紅色カリ長石に乏しい)と、後期の船津型花崗岩類(花崗閃緑岩～花崗岩を主とする。紅色カリ長石に富む)とに分けられる。前者は、しばしばより早期相の角閃石斑れい岩～閃緑岩を伴うので、それらをあわせて下之本型岩石といい、後者を船津型岩石といい、全体を船津期深成岩類と呼ぶ(加納,

Fig. 3. Idealized profile across the Katakaigawa-Unazuki region.
(Legend is same as in the Fig. 2)

1974). 船津期花崗岩類は、片麻岩類と下部石炭系荒城川層及び森部層を貫き*, 中部ジュラ系手取層群に不整合におおわれる。放射年代は、240~170 Ma にまたがるが、ほとんどは 180~170 Ma 前後に集中する(野沢, 1972)。

東部地域では、片麻岩体の東方の黒部川流域に沿って、宇奈月変斑れい岩～閃緑岩類・ヤタゾウ谷シンテキサイト帯(以上は下之本型岩石)、宇奈月花崗岩・眼球圧砕片麻状花崗岩(Type A)(以上は船津型岩石)などよりなる深成複合岩体が分布する。片麻岩体の西方には、大熊山花崗岩(下之本型岩石)と片貝川-伊折花崗岩及び眼球圧砕片麻状花崗岩(Type A)が分布する。

C. 眼球片麻岩類の分布と産状

飛驒帯における眼球片麻岩類の主要な分布は、東部の片貝川～早月川地域と、南部の神岡～野口地域の2地帯である。前者は、飛驒片麻岩東部岩体と片貝川-伊折花崗岩体との、後者は中部～西部岩体と船津花崗岩体との、いずれも境界に沿って幅 2~5 km・延長 20~30 km の長大な地帯をなしている(Fig. 2)。

この他、西部岩体北部と八尾花崗岩体との境界部や、その他の船津期花崗岩体内、又はその周辺部に散見されるが主要なものではない。

これらのうちで、片貝川流域は、眼球片麻岩類と関連する諸岩石の岩相が最も良くそろっており、一般構造方向に直交して、好露出をもった河谷が適当な間隔で流れているので、地質構造や諸岩石間の関係を解析する上で好都合である。また後に報告するように、神岡町周辺の眼球片麻岩類とも基本的な性質にちがいはない。故に以下は、主として同地域を対象として述べることにする。

産状については、加納(1973, 1975a・b)に述べた点が多いので、主な特徴を列挙するとどめる。

① 眼球片麻岩類は、飛驒片麻岩体と船津期花崗岩体との境界と調和的な帯状分布を示すが、より詳しく見れ

Fig. 4. Modal compositions (quartz-plagioclase-potash feldspar) of granitic rocks and augen gneisses (Type A & B).

ば、花崗岩体の構造とは常に調和的であるのに対して、片麻岩体の構造を切る場合がある(Fig. 5 参照)。花崗岩体形成と深い因果関係があるらしい。

② プラストミロナイトやウルトラミロナイトなどを密接に伴い、片理面の発達した互層形態を示す(Plate II-1 参照)。眼球片麻岩類それ自体(Type A, B 共に)も、基質の組織は著しくミロナイト質であり、見方によればミロナイトの一種と見なすことができる。ただし眼球状のカリ長石巨晶を含む点にちがいがあ

③ 各岩相の基本的な配列は、花崗岩体側から片麻岩体側に向って、船津型花崗岩→眼球圧砕片麻状花崗岩(Type A)→眼球圧砕片麻岩(Type B)と他のミロナイト類→圧砕された飛驒片麻岩→飛驒片麻岩プロパー、の順である(Fig. 3)。

眼球片麻岩類及び関連する諸岩石の性質

A. 船津期花崗岩類

(1) 片貝川花崗岩 片貝川地域の西端に南北に伸び

* 森部層は、二疊紀以降である可能性がある(野沢ほか, 1979)。

て分布し、早月川流域の伊折花崗岩の北方延長にあたる。主として細～中粒の弱い片理をおび(ほぼ南北・直立に近い)、紅色カリ長石を含む花崗岩～花崗閃緑岩よりなる(Fig. 4)。

鏡下では、ハイピディオモルフィック～グラノブラスティック組織を示すが、大なり小なりカタクラスティックである(Plate I—1)。特に岩体北東部では、著しくカタクラスティックとなり、眼球圧砕片麻状花崗岩に移化している。主構成鉱物は、石英(28～31%)・カリ長石(24～36%)・斜長石(29～42%)・緑色～緑褐色黒雲母(0.2～1%)と常に少量の緑泥石(1～2%)・緑簾石(0.1～1%)・白雲母(0.5～2%)・スフェーン・鉄鉱物を含んでいる。斜長石は、半自形で変質汚濁したコアと新鮮なアルバイト質リムよりなる累帯構造をもつ。カリ長石は、顕著な微斜長石構造を示し、他鉱物の粒間を埋め、全く変質していない。X線粉末回折パターンは、かなりブロードである($d=0.5\sim0.93$)。

(2) 眼球圧砕片麻状花崗岩(眼球片麻岩 Type A)

(a) 片貝川岩体(Type A—1): 片貝川—伊折花崗岩体の北東部(片麻岩体に近い側)を占める。長径 1～2 cm から最大径 10 cm に達するほぼ自形のカリ長石斑状変晶を含み、片理面(岩体の伸長方向と平行的で南北走向・直立に近い)の発達した花崗質岩である(plate I—2)。紅色アプライト質花崗岩のしみ込み状注入を受け、アプライト・ペグマタイトの明瞭な岩脈に切られる。

カリ長石巨晶を除く基質部分は、中～粗粒で、モード組成はトータル岩質～花崗閃緑岩質である(Fig. 4)*。岩石全体では、花崗閃緑岩～花崗岩質である。基質部の岩石組織は、著しくカタクラスティックであり(Plate I—3)、片理面は圧砕性組織の発達による。片麻岩体との境界に向って、片理面はより顕著となり、弱い fluxion structure を持つに至る。

基質部の構成鉱物は、石英(16～26%)・斜長石(43～69%, $An\%=16\sim24$)・カリ長石(4～20%, $2V_x=76^\circ\sim90^\circ$, $d=0.85\sim0.92$)・緑色黒雲母(5～9%, $\beta=\gamma=1.621\sim1.630$)と、少量の緑簾石(0.3～2.3%, $\alpha=1.736$)・緑泥石(0.1～4%)・白雲母(0.1～2%)・燐灰石(0.1～0.2%)・スフェーン(0.4～1.5%)・鉄鉱物を含む。斜長石は、自形～半自形であるが、機械的破碎を受け、ポーフロクラスティックである。累帯構造を持つが、変質が著しく、特にコアは著しく汚濁する。一部は、虫食い状にカリ長石に置換される。カリ長石は、斜長石・石英

を包有し、また粒間を埋め、常に変質せず、微斜長石構造が発達する。

(b) エボン山岩体(Type A—2): エボン山山稜部に宇奈月結晶片岩帯との境界をなす衝上断層(広井, 1978)の上盤側に沿って分布する。本岩は、比較的小さい(長径 1～2 cm)が、典型的な眼球構造を呈する淡紅色カリ長石斑状変晶を含む(Plate I—4)。基質部は、片理の発達した細～中粒の花崗閃緑岩である。

基質部は、やはりカタクラスティックである。構成鉱物は、石英(26～31%)・斜長石(44～50%, $An\%=12\sim26$)・カリ長石(18～22%, $2V_x=66^\circ\sim87^\circ$, $d=0\sim0.86$)・緑色黒雲母(3～5%)・緑泥石(1～3%)・緑簾石・スフェーン・白雲母・燐灰石・鉄鉱物である。

なお本岩体近傍の片麻岩体中にも、紅色カリ長石を含む粗粒角閃石片麻岩が発達する。

(c) 宇奈月岩体: 宇奈月町周辺の、音谷上流部、イシワ谷、宇奈月温泉街付近などに分布する。

温泉街付近及びイシワ谷岩体は、片貝川岩体に比べ、ややカリ長石巨晶の発達に乏しいが、岩相的には大差はない(Type A—1)。構成鉱物は、石英(35～36%)・斜長石(32～33%)・カリ長石(27～29%)・緑色黒雲母(4%)・緑泥石・緑簾石・白雲母・スフェーン・燐灰石・鉄鉱物である。

音谷岩体は、エボン山岩体とほとんど同質である(Type A—2)。基質部の構成鉱物は、石英(26%)・斜長石(59%, $An\%=7\sim33$)・カリ長石(10%, $2V_x=60^\circ\sim88^\circ$)・黒雲母(緑泥石化)・白雲母・緑簾石・スフェーン・鉄鉱物である。

(3) 毛勝岳花崗岩 片貝川最上流部から毛勝岳一帯の山稜部に分布し、片麻岩類・宇奈月結晶片岩を切り、また補獲岩としてとり込む。岩体主要部は、ほぼ均質・塊状で極めて粗粒(粒径 1～3 cm)の花崗岩～花崗閃緑岩よりなる。カリ長石は、石英・斜長石よりさらに粗粒で、卵形を呈し、淡紅色をおび、時にラパキビ構造を示す(Plate I—5, 6)。

鏡下では、グラノブラスティック～ハイピディオモルフィック組織であるが、若干カタクラスティックであることが多い。構成鉱物は、石英(20～40%)・斜長石(34～52%, $An\%=3\sim18$)・カリ長石(20～22%, $2V_x=74^\circ\sim88^\circ$, $d=0.71\sim0.94$)と少量の緑色～緑褐色黒雲母(0～0.5%, $\beta=\gamma=1.627\sim1.630$)・緑簾石(0.3～1.3%, $\alpha=1.732$)・緑泥石(2～3%)・白雲母(0.2～3.7%)・スフェーン(0.1～0.2%)・燐灰石・鉄鉱物である。

* 基質部の岩質・岩相には、下之本型花崗岩類との類似点が見られる。

B. 眼球圧砕片麻岩 (Type B) とミロナイト類

(1) 眼球圧砕片麻岩 (Type B-1) 飛驒片麻岩東部岩体の西縁部の幅 1~2 km・延長 20~25 km の地帯に分布する。長径 0.5~3 cm 程度から最大 7~8 cm に達する眼球状~卵形の赤紅色カリ長石を持ち、顕著な片理面 (fluxion structure) と縞状構造 (ともに南北方向・直立に近い) の発達した岩石で、しばしばプラストミロナイトやウルトラミロナイトをはさんでいる (Plate II-1)。また岩帯の一部には、ミロナイト化をまぬがれた、角閃石片麻岩・晶質石灰岩・伊西型岩石 (含透輝石石英長石質岩) などのレンズ状~ブーディン状岩片をはさんでいる。

基質部は、鏡下では、各種圧砕組織と fluxion structure が発達し (Plate II-2), HIGGINS の分類では、mylonite gneiss~プラストミロナイトに相当する。斜長石は、破碎や細粒化を受け、砕残斑晶となる。また変質著しく、アルバイト質リムにとりまかれる。

しかしカリ長石は常に新鮮で微斜長石構造が発達し、粒間を埋め、斜長石・石英を包有する。岩石全体に眼球構造が発達し、1 眼球単位は、カリ長石巨晶及び細粒集合体、あるいは石英・斜長石・カリ長石集合体、または黒雲母・白雲母・緑簾石・緑泥石集合体などにより満たされる。

基質部の構成鉱物は、石英 (14~30%)・斜長石 (27~52%, $An\% = 18\sim 26$)・カリ長石 (10~32%, $2V_x = 77^\circ \sim 88^\circ$, $\Delta = 0.9 \sim 0.96$)・緑色黒雲母 (5~17%, $\beta = \gamma = 1.635 \sim 1.640$)・緑簾石 (0.4~9%, $\alpha = 1.735$)・緑泥石 (0.1~3%)・白雲母 (0.2~3%)・スフェーン (0.1~1.5%)・燐灰石 (0.1~0.5%)・鉄鉱物である。なお布施川流域では、破碎された基質中に、角閃石 ($2V_x = 42^\circ \sim 59^\circ$, $\hat{CZ} = 19^\circ \sim 23^\circ$, $X = \text{淡黄色}$, $Y = \text{濃緑色} \sim \text{濃黄緑色}$, $Z = \text{濃緑色} \sim \text{青緑色}$) の残晶が、しばしば含まれる。

(2) 眼球圧砕片麻岩 (Type B-2) (含白色カリ長石粗粒角閃石片麻岩) Type B-1 よりなる岩帯東方に、厚い石灰質岩帯をへだてて南北方向に伸びて分布する。本岩は、眼球状~卵形~不規則なレンズ状ないし脈状を呈する。乳白色のカリ長石巨晶 (及び集合体) を持ち (Plate II-3), 粗粒 (長径 1~1.5 cm) の角閃石を含むことを特徴とする。片麻状構造及び厚さ 5~10 cm 程度の縞状構造が発達し、圧砕された角閃石片麻岩をはさんでいる。

基質部は、鏡下では著しいカタクラスティック組織を示す (Plate II-4)。砕残斑晶はやや角ばっており、fluxion structure は発達しない。構成鉱物は、石英 (5~

28%)・斜長石 (45~57%, $An\% = 18\sim 26$)・カリ長石 (2~18%, $2V_x = 78^\circ \sim 88^\circ$, $\Delta = 0.93 \sim 0.97$)・角閃石 (2~16%, $2V_x = 60^\circ \sim 70^\circ$, $\hat{CZ} = 14^\circ \sim 22^\circ$, $\alpha = 1.678$, $\gamma = 1.694$, $X = \text{淡黄色}$, $Y = \text{緑褐色}$, $Z = \text{緑褐色}$)・緑色~褐色黒雲母 (3~12%, $\beta = \gamma = 1.637 \sim 1.643$)・クリノゾイサイト (1~5%, $\alpha = 1.720$)・緑泥石 (1~10%)・白雲母 (0.1~0.4%)・スフェーン (0.1~1%)・燐灰石 (0.1~0.5%)・鉄鉱物である。

(3) プラストミロナイト Type B-1 にはさまれて産出する (Plate II-5)。また Type B-1 のうちで、ミロナイト化のすすんだ岩相の基質部はプラストミロナイトに相当する。本岩は、細粒ち密堅固で赤紅色~暗紅色を呈し、著しい片理面 (fluxion structure) を持つ。径数 mm の丸い砕残斑晶を含み、ポーフィロイド様の外観を呈する。一部は砂岩とまぎらわしい組織を示す。

構成鉱物は、石英 (24~30%)・斜長石 (28~40%, $An\% = 6\sim 17\%$)・カリ長石 (16~28%, $2V_x = 79^\circ \sim 88^\circ$, $\Delta = 0.93 \sim 0.96$)・緑色~緑褐色黒雲母 (6~15%)・緑簾石 (2~4%)・白雲母 (1.5~4%)・スフェーン (0.2~0.8%)・燐灰石 (0.1~0.2%)・鉄鉱物である。

(4) ウルトラミロナイト 細粒ち密で顕著な片理面 (fluxion structure) をもつ赤紅色の岩石で、フリント様の外観を呈する。構成鉱物はプラストミロナイトとほとんど変わらないが、極めて細粒であるので光学性の測定に耐えない。

C. 飛驒片麻岩類 (圧砕作用の比較的弱い飛驒片麻岩グループ)

(1) 角閃石片麻岩 本岩は、中~粗粒で片麻状構造及び数 cm~10 cm 単位の縞状構造を呈する (Plate II-6)。鏡下では、グラノプラスティック~レピドプラスティック組織を示し、Type B-2 に近い部分ではややカタクラスティックである。

主構成鉱物は、斜長石と角閃石で、両者で 96~98% を占める。石英・カリ長石は、ほとんど含まない。斜長石 (65~85%, $An\% = 21\sim 30$) は、アルバイト双晶が発達し、累帯構造を示さない。角閃石 (15~40%) は、 $X = \text{淡黄色} \sim \text{淡黄緑色}$, $Y = \text{緑褐色}$, $Z = \text{緑褐色}$, $2V_x = 66^\circ \sim 79^\circ$, $\hat{CZ} = 14^\circ \sim 23^\circ$, $\alpha = 1.671$, $\gamma = 1.689$ である。この他少量の単斜輝石 (0~1%) を含む場合がある。

(2) カタクラスティック角閃石片麻岩 片貝川流域では、片麻岩類は西方の花崗岩体に向って圧砕作用を強く受け、岩相は見かけ上 (1) と変らないが、鏡下では鉱物の破碎・変形が顕著となる。変形は、主に機械的破断によるもので、各鉱物は角ばった破片状となる。基質の

再結晶や細粒化 (granulation) は著しくなく, fluxion structure はほとんど認められない (Plate III—1).

主構成鉱物は, 斜長石 (52~83%, $An\% = 18\sim 28$) と角閃石 (14~42%, $X = \text{淡黄色}$, $Y = \text{緑褐色}$, $Z = \text{緑褐色}$, $2V_x = 66^\circ \sim 70^\circ$, $\hat{C}Z = 18^\circ$, $\alpha = 1.671$, $\gamma = 1.689$) である. 角閃石は, 破断面や周縁部に沿ってアクチノ閃石に変化している ($0.3\sim 8\%$, $2V_x = 72^\circ \sim 79^\circ$, $X = \text{無色} \sim \text{淡黄色}$, $Y = \text{淡黄色} \sim \text{淡黄緑色}$, $Z = \text{無色}$). 全てアクチノ閃石, 緑泥石・方解石の集合体からなるものもある. またしばしばレリック状の単斜輝石 ($2V_z = 53^\circ \sim 56^\circ$) を含むことがある. 破碎された細粒基質部の粒間には, 少量のカリ長石 ($0\sim 3\%$, $2V_x = 84^\circ \sim 87^\circ$)・石英 ($0\sim 2\%$)・クリノゾイサイト ($0.5\sim 3\%$)・緑褐色~褐色黒雲母 ($0\sim 1\%$)・緑泥石 ($0.1\sim 4\%$)・白雲母が生じている. この他スフェーン・燐灰石・方解石・鉄鉱物を含む.

(3) 眼球圧砕片麻岩・ミロナイト帯中の残存岩片 Type B—1 とミロナイト帯中の所々に, 層状~レンズ状~ブーディン状のミロナイト化をまぬがれた (比較的弱い) 角閃石片麻岩や単斜輝石石英長石質岩が残存する (加納, 1975b, 第5図参照).

(a) 角閃石片麻岩: 中~粗粒の片理及び縞状構造を呈する岩石で, 斜長石 ($45\sim 76\%$, $An\% = 21\sim 28\%$)・角閃石 ($9\sim 27\%$, $X = \text{黄色}$, $Y = \text{緑色} \sim \text{濃緑色}$, $Z = \text{青緑色} \sim \text{緑色}$, $2V_x = 53^\circ \sim 57^\circ$, $\hat{C}Z = 15^\circ \sim 25^\circ$, $\alpha = 1.672$, $\gamma = 1.690$) を主とし, 石英 ($1\sim 9\%$)・カリ長石 ($0\sim 5\%$, $2V_x = 73^\circ \sim 81^\circ$)・緑色黒雲母 ($2\sim 15\%$, $\beta = \gamma = 1.637 \sim 1.648$)・緑簾石 ($3\sim 15\%$, $\alpha = 1.731$)・緑泥石 ($0.7\sim 3\%$)・白雲母 ($0.3\sim 3\%$)・スフェーン・燐灰石・鉄鉱物を含む.

岩相上の特徴は, C(1)(2)と同様であるが, 元の飛驒片麻岩プロパーの鉱物組み合わせ (斜長石—緑褐色角閃石) から, 斜長石—緑色角閃石—緑簾石の組み合わせに変化しており, ミロナイト化に伴う低下変成を受けている.

(b) 単斜輝石石英長石質岩 (伊西型岩石): 石灰質片麻岩帯あるいはその延長上にあたる布施川流域のミロナイト中に産出する (次章参照). 中~粗粒の塊状~弱い片麻状構造を有する岩石で, 主構成鉱物は, 斜長石 ($An\% = 20\sim 30$)・石英・単斜輝石 ($2V_z = 59^\circ \sim 60^\circ$, $\hat{C}Z = 43^\circ \sim 44^\circ$, $\alpha = 1.696$, $\gamma = 1.724$, 光学的にはサーラ輝石) で, 粗粒のスフェーンを含む. 単斜輝石の一部は, 淡緑色角閃石・クリノゾイサイトに変化している.

D. その他の片麻岩類

片貝川流域には以上の岩石以外に, 晶質石灰岩, 石灰

珪質片麻岩・珪長質片麻岩などが産出する. これらは, ミロナイト化を比較的にまぬがれて残っており, 特に眼球片麻岩帯と石灰質片麻岩帯の境界部付近に存在する厚い石灰質岩層は, 構造追跡上の鍵層として有効である.

眼球片麻岩 (Type B) の原岩

地質構造の解析から, 眼球圧砕片麻岩 (Type B) の原岩が推定できる. 詳細はすでに報告済み (加納, 1975a, b) であるので, 要点のみを列挙する.

① Type B の基本的特徴の一つは, 強いミロナイト質の岩石組織である. 周囲の諸岩石の構造要素間の相互関係 (加納, 1975b 第3章) から, Type B 及び他のミロナイト類 (プラストミロナイトやウルトラミロナイト) の形成に関与したミロナイト化作用は, 船津型花崗岩進入固結時 (船津期後期) の運動であることが分かる. 従って, Type B 及びミロナイト類の原岩は, 船津型花崗岩それ自体か, その進入以前にあった既存岩* (当地では飛驒片麻岩類) のいずれかである.

② 大局的に見て, 片麻岩体側から花崗岩体側 (東→西) に向ってミロナイト化が著しくなる. 片貝川流域では, このミロナイト化の各段階に応じて, 片麻岩類 (主に角閃石片麻岩類) が圧砕され, 岩石組織及び鉱物構成が変化して, Type B に移り変っていく様子が追跡できる. Type B は, 非圧砕片麻岩からウルトラミロナイトへの過程の一段階に生じたものであるように見える (次報文で詳しく述べる).

③ 眼球圧砕片麻岩帯中には, 角閃石片麻岩や石灰岩・石灰珪質片麻岩などのレリックがブーディン状~縞状に残存する. また Type B は, 有色鉱物に富む部分と乏しい部分とからなる顕著な縞状構造をもつが, これらは隣接する非圧砕角閃石片麻岩とほぼ同一形態を示す (Plate II—6). さらに Type B の基質部には, 圧砕された角閃石がレリックとして含まれる (船津型花崗岩は, 一般に角閃石をほとんど含まない).

④ 片貝川~布施川流域における, 飛驒片麻岩プロパー (石灰質片麻岩帯) と眼球圧砕片麻岩帯と船津型花崗岩体との構造的関係を模式的に表すと Fig. 5 のようになる. 石灰岩層を鍵層とすると, 布施川流域では, 石灰質片麻岩帯の延長部分が, Type B 及び他のミロナイト類に変化していることが分かる. なお布施川流域には, この石灰岩以外に③に述べたレリックが多量に存在する.

* 下之本型花崗岩であった可能性も考えられるが, 片貝川地域には, 下之本型の岩体は存在していない. また下之本型花崗岩も, 元来カリ長石に乏しい. Type A は, 船津型花崗岩そのものの一部と考えられるので, 本章の議論からは除く.

Fig. 5. Schematic map showing structural relations among the Hida gneiss proper (calcareous gneiss zone), the augen gneiss zone (Type B-1) and the Funatsu-type granite (Type A-1 & Katakaigawa granite).

飛驒帯の石灰岩類が火成起源であることが証明されない限り、これらは、元の堆積岩層の層準を示すと見て良い。

⑤ 花崗岩体が片麻岩体を切る場合、同じ層準の南端部(早月川以南)や毛勝岳付近に見られるように、花崗岩体内に石灰岩層が連続するという事はない。従って布施川流域での眼球圧砕片麻岩が、火成侵入岩体としての花崗岩体の一部であったという可能性は乏しい(多数の石灰岩層やレリックをそのまま残して、間に花崗岩質物質が“しみ込んだ”ものでなくてはならない)。

⑥ 石灰質片麻岩帯の主要構成岩相は、角閃石片麻岩と晶質石灰岩及び若干の石灰珪質片麻岩である。本岩帯(地層と見て良い)の岩石構成は、片貝川から早月川にかけて延長 15~20 km にわたって一定しており、布施川流域でのみ異なっているという可能性は、③④と合せ考えると、極めて乏しい。

石灰質岩類は、圧砕作用を受けて細粒化はするが、全体の岩質はあまり変化せず(方解石集合体であることに変わりはない)、そのまま残っているの、眼球圧砕片麻岩(Type B)と他のミロナイト類の原岩は、主として角

閃石片麻岩であると言える。

そこで注目すべきは、原岩にはほとんどカリ長石が含まれていないことである。故に、「眼球片麻岩化」の過程で、圧砕作用に伴って岩石組織や鉱物構成の著しい改変があったこと、周囲の地質状況から見て、花崗岩体側から顕著な物質移動(カリ長石成分の供給)があったことが考えられる。

カリ長石巨晶の性質

A. カリ長石巨晶の巨視的形態

(1) 露頭上での眼球の量と形態 露頭上での観察・測定は、片理面にほぼ垂直な断面において行い、必要に応じて透明ポリエチレンシートに細いマジックインキで露頭より直接写し取ったスケッチを用いた。Fig. 6 にその一例を示す。

露頭面に占める眼球の量(モード)を Fig. 7 に示す。測定はスケッチ又は露頭に方眼を切った透明シートをあて、鏡下でのモード測定と同じ要領で行った。また個々の眼球の形態を Fig. 8 に示す。

この結果カリ長石眼球の形態等は、岩相毎に次のような特徴をもつことが分かった。

① Type A-1 のカリ長石は、自形性に富み、かつ Type B-1 より粗粒である。1 露頭中に占めるモードは、12~26%、平均約 20% で Type B-1 に比べ多い。

② Type B-1 中のカリ長石は、半自形~ボウスイ形~卵形のものが多く、見かけの粒径は、長径 1 cm 程度のものが多い。また 1 露頭上でのモードは 7~22%、平均約 10% 前後である。

③ Type B-2 では、ボウスイ形~卵形~不規則な脈状形態を示し、粒度のばらつきが大きい。露頭上でのモードも 7~34% と粗密のばらつきが大きい。

④ 各岩相とも普通に見られる最大粒径は、数 cm 程度である。極く稀に長径 10 cm 前後のものが見られるが、このあたりが飛驒帯における当該岩石中でのカリ長石単結晶の成長限界と思われる(ヒマラヤの主中央衝上断層帯では長径 50 cm 以上に達するものがある)。

(2) 粒度と伸長比 径 20 cm 程度の岩塊を厚さ 7~8 mm のスライスに切断し、岩石中でのカリ長石巨晶の形態(伸長比)と粒度(体積)を求めた。なお伸長比=最短軸/最長軸とし、体積=タテ×ヨコ×長さには 0.5^3 cm^3 程度の誤差が見込まれる。

Fig. 9 から、①Type B-1 は、露頭面におけると同様に、Type A-1 や Type B-2 に比べ、やや細粒か

Fig. 6. Morphological features of the rocks showing augen structure, sketched on the exposure perpendicular to gneissosity.

つ粒度がそろっている、②3者に共通して伸長比 ≈ 0.5 程度の結晶が、最も粗粒である。この値は、カリ長石の単位格子の最短軸($c=7.2 \text{ \AA}$)と最長軸($b=13 \text{ \AA}$)の比(約 0.55)にほぼ匹敵する。つまりそうした軸率比を保って成長するものが、最もよく育つ、ということが分かる。

(3) 形態定向配列と格子定向配列 露頭面で見ると、眼球構造は長軸方向(Tail)を片理面に一致させて配列するが、個々の eye ball のカリ長石巨晶の配列は、一見ランダムに見える。

しかし露頭上での片理面と個々の結晶の長軸方向とのなす角と結晶の伸長比(ここでは長軸/短軸)との関係を見ると(Fig. 10), 伸長比の大きな(ひょろ長い)結晶ほど、長軸方向を片理面に向ける傾向を示し、伸長比が1:1に近い(ずんぐりした)結晶は、 $30^\circ \sim 50^\circ$ の傾斜角をもち、対角線方向を片理面に向ける傾向を示してい

る*。

眼球のカリ長石巨晶には、長軸方向と平行にカルスバット双晶(結晶の断面と双晶接合面の交線)がしばしば認められる。カルスバット双晶の双晶軸はc軸で、接合面は(010)面であるから、見かけ上伸長した結晶の長軸方向は、おおむねc軸方向(c軸を含む面、すなわちac面と片理面に垂直な断面との交線が現れる)を示し、短軸方向はほぼb軸方向を示すと見られる。

カリ長石の単位格子は、 $a=8.6 \text{ \AA}$, $b=13 \text{ \AA}$, $c=7.2 \text{ \AA}$ であるので、結晶は、単位格子の面間隔のよりつまっている方向ほど良く成長し、かつそうした結晶ほど片理面方向に伸びているといえることができる。

以上のように、眼球形成(カリ長石巨晶の成長)と片理

* 露頭上での形態は、結晶の切り方による偶然性に左右されるが、多数の測定を行うと、伸長比が小さく(>2.0)かつ傾斜角の小さい($0^\circ \sim 20^\circ$)の結晶の出現頻度が相対的に小さくなっているため、上記の事は一般的傾向を示すと見てさしつかえない。

Fig. 7. Histograms showing the volume of potash-feldspar megacrysts on the outcrops of augen gneisses.

面形成との間に密接な関係が認められる。この片理面は、fluxion structure で示されるミロナイト化の産物であり、これは船津型花崗岩の進入時の運動に関連する。

カリ長石の定向配列には、①元々ランダムであった既存の結晶が片理面形成に際して再配列した、②ミロナイト化の過程で、片理面形成にかかる応力場* に支配されつつ結晶成長が行われた、の考え方があ。著者は、(2)・(3)の事実に加えて、Type B は元々カリ長石をほとんど含まない角閃石片麻岩を原岩としていることから、②であると考え。

B. 鏡下の性質(形態と組織)

(1) 眼球圧砕片麻状花崗岩 (Type A-1) 本岩中のカリ長石巨晶は、基質が著しくカタクラスティックであるにもかかわらず、ほとんど破碎されておらず (Plate III-2), Fig. 6 に示すように自形～半自形の斑状変晶状を呈する。粒界は、基質の鉱物粒間に不規則に食い込んでいる。

多数の斜長石・石英と若干の黒雲母を包有物として含む。包有された斜長石は変質著しく、また新鮮なアルバ

* 次報文に述べるように、片理面は最大圧縮の方向にはほぼ垂直である。

Fig. 8. Shape of potash-feldspar megacrysts on the outcrops of augen gneisses.

イト質リムにとりまかれる (Type A-2・Type B・毛勝岳花崗岩でも同様である)。包有物は形態上、①不規則な外形と粒度をもち、ランダムに配列するもの (石英・黒雲母・斜長石の一部)、②自形～半自形の粒度のそろった斜長石で、アルバイト双晶面を母晶の外形と平行にそろえて配列するもの、の2者に区別できる。また②は何層かのゾーンをなして配列しており (母晶の累帯構造を反映しているのかも知れない)、単なる包有物ではなく、母晶と同時晶出したものか、母晶の構造に規制されて再配列したものらしい。

母晶は、格子状微斜長石構造をもつが、部分により発達程度が異なり、光軸角のばらつき (後述) とともに、1個体中での不均質性を示している。パーサイト構造 (ANDERSON, 1928; ALLING, 1938) は、細かな stringlets～strings perthite が最も普遍的である。幅の狭い film～vein perthite 及び不規則な patch perthite が見られるものもある。

(2) 眼球圧砕片麻状花崗岩 (Type A-2) 典型的な眼球形態を示す。斜長石・石英を包有物として含み、斜長石には定向配列が認められる (Plate I-4)。微斜長石構造は、A-1 ほど発達せず、極めて細かくムラムラした波動消光状を示す (光軸角が他に比べ小さく、個体内での値のばらつきが大きい)。パーサイト構造は、stringlets～strings perthite と細かな vein～patch perthite で、形態的には A-1 に似るが、より細かく発達程度が低い。

(3) 眼球圧砕片麻岩 (Type B-1) 基質は、Type A に比べさらに細粒のミロナイト質となり、カリ長石巨晶のまわりを囲む流動状の fluxion structure を示す。しかし巨晶の多くは、自形～半自形で直線的な明瞭な外形を示す (Plate III-3)。斜長石・石英を包有物として含

Fig. 9. Grain size (volume; cm^3) and elongation ratio (short side/long side) of individual grains of potash-feldspar megacrysts, measured from augen gneisses cut into several thin slices.

Fig. 10. Megascopic arrangement of potash-feldspar megacrysts in augen gneisses. Ratios of long side/short side of individuals are plotted against the angle between gneissosity and long side of grains.

(Method is same as in the OHTA, 1969, Fig. 20)

む。斜長石包有物は、顕著な定向・累帯配列を示す。格子状微斜長石構造を持つが、個体内の部分により発達程度は不均一である。パーサイト構造は、stringlets~strings perthite 及び細い film perthite で、Type A-1 に比べ細かく発達程度は低い。

ミロナイト化の著しい部分（ブラストミロナイト~ウルトラミロナイト）では、自形結晶の角がとれ、卵形~球状となる (Plate II-2)。また結晶のあるものは、かなり破碎され、破断面に沿って細粒基質部あるいは石英・緑簾石・ブドウ石・方解石などよりなる細脈に切られ、変位する (Plate III-4)。それらは波動消光~ブロック消光が著しい。しかし結晶全体の外形は、元の自形~半自形の形態を保っており、斜長石のように完全に粉碎されて基質化したり、円磨された碎残斑晶となっているわけではない。

(4) 眼球圧碎片麻岩 (Type B-2) Type A-1・A-2・B-1・毛勝岳花崗岩のカリ長石に比べて、①それらが淡紅色~赤紅色を示すのに対し、乳白色を呈する、②パーサイト構造が極めて細かく、ほとんど一相に

Fig. 11. Optic axial angle and obliquity (Δ -value) of the individual grains of potash-feldspar megacrysts.

近い均一な結晶に見える, ③格子状微斜長石構造の発達は部分的である, ④包有物(斜長石・石英・黒雲母)の量が少い, などの特徴を持つ(Plate III-5).

また基質部がカタクラスティックであると同時に, カリ長石巨晶にも機械的な破断・変形・ブロック消光が認められる. しかし全体としては卵形～半自形の外形を保っている(Plate III-6).

(5) 毛勝岳花崗岩 眼球片麻岩類(Type A, B)に比べ, カリ長石の粒界は不規則な凸凹を示す. 全体として卵形を呈し, ほとんど変形していない. 斜長石・石英等の包有物を含む. 格子状微斜長石構造及びカルスバット双晶が発達する. 1個体中に strings perthite～film perthite 及び粗い vein perthite が認められ, 他4者に比べ最も perthite 構造の発達が著しい(アルバイトラメラの幅が広く長く発達密度が大である). Plate I-6に示すごとく, 汚濁した斜長石にとりまかれ, ラバキビ構造がしばしば認められる.

〈カリ長石の形態と斑状変晶〉

眼球片麻岩類のカリ長石巨晶(眼球単位の eyeball に相当する部分)は, 基質が著しくカタクラスティックであるにもかかわらず, ほとんど変形していないか, 変形

していても機械的な破断と変位にとどまり, 全体としては自形～半自形の外形を保っている. 従って, 形態的には, 大局的に見て, 圧砕作用に対して変動時もしくは終期変動時結晶にあたると考えられる. 圧砕作用は, 液相下では起り得ないので, カリ長石は既存の斑晶(phenocryst)ではなく, 基本的に固相下で生じた斑状変晶(porphyroblast)である. Type B では, 元来カリ長石を含まない岩石中に, ミロナイト化の過程で生じたものであるから, その事は明白である.

C. 光軸角と三斜度(Δ 値*)

サンプルを数 mm 程度のスライスに切断し, 一つの結晶が2枚以上のスライス片にまたがって切られているものを用い, 片方を薄片とし, 片方をX線回折用粉末試料とし, 各個体毎の性質を検討した. 光軸角は, 結晶の中央部～縁辺部の数カ所を測定し, 個体中でのばらつきの範囲を求めた(Fig. 11).

Fig. 11 より次のことが分かる.

① 眼球圧碎片麻状花崗岩(Type A-1)・眼球圧碎

* GOLDSMITH & LAVES(1954)は, Triclinicity $\Delta = 12.5 \times (d_{131} - d_{1\bar{1}1})$ とした. Δ 値は, 一般に三斜度(Triclinicity or Obliquity)と呼ばれるが, 三斜度を表す term の一つ(131 triclinic indicator; SMITH, 1974)である.

Fig. 12. Direct unit-cell constants of the individual grains of potash-feldspar megacrysts, plotted on the b - c diagram (WRIGHT & STEWART, 1968). (with location map of WRIGHT & STEWART)

片麻岩 (Type B-1, B-2) とともに $2V_x \approx 80^\circ$ 前後, $\Delta = 0.85$ 以上を示し, MARFUNIN (1961) の分類では, maximum microcline かそれに近い intermediate triclinic orthoclase 又は crypto-cross-hatched microcline に相当するものが多い。

② 全般的傾向として, 眼球圧砕片麻岩 (Type B) の方が眼球圧砕片麻状花崗岩 (Type A) より $2V$ 及び Δ 値が大きい。中でも花崗岩体から最も遠い Type B-2 の

乳白色カリ長石が, 最も大きくほとんど maximum microcline に近い。 Δ 値はおおむね, Type A-2 (0.62) → 毛勝岳花崗岩 (0.87) → Type A-1 (0.89) → Type B-1 (0.94) → Type B-2 (0.95) の順に大きくなる (() 内は Δ 値の平均値)。 Δ 値の Type A-1 → Type B-2 の順序は, 花崗岩体からの距離 (近 → 遠) と調和的である。

③ Type A-1 において, 母岩 → 母岩中にしみ込み状に入る星雲状アプライト → 明瞭なアプライト脈 → ペグマタイト脈, の順に Δ 値が大となり 1 に近づく。これは貫入順序の早期 → 後期と調和的である。

④ 花崗岩類中のカリ長石は, 1 サンプル中での個体毎の $2V \cdot \Delta$ 値のばらつきが比較的大きい。それらは

Fig. 13. X-ray diffraction patterns of the individual grains of potash-feldspar megacrysts.

Type A—1→毛勝岳花崗岩→Type A—2 の順で大きくなり、Type A—2 では、1 サンプル中に $\Delta=0$ と $\Delta=0.86$ の結晶が混在している。

⑤ 眼球圧砕片麻岩中のカリ長石は、個体毎のばらつきが小さく、岩片～露頭オーダーでは、どの個体もほぼ一定の値を示す。とりわけミロナイト化の著しい部分(プラストミロナイト)での均質性が高い。

⑥ ④⑤は、鏡下での組織の特徴(1 個体中での微斜長石構造やパーサイト構造の発達の方などに見られる不均質性)と調和的で、花崗岩類は片麻岩起源のものに比べ、露頭～岩片オーダーから1 個体オーダーにおいても、より不均質性が大きいと言える。

D. 格子定数

Δ 値測定と同じサンプルを用いて、粉末法による格子定数の精密測定を行った。測定条件は、 $\text{CuK}\alpha=1.54050 \text{ \AA}$, Ni filter, 35 kv 15 mA, scanning speed $0.25^\circ/\text{min}$, time constant 4, divergence slit 1.0, scattered slit 1.0, receiving slit 0.2 で、 $2\theta=53^\circ\sim 13^\circ$ 間の走査を行い、測定の最初と 4～5 ケの測定毎に silicon powder の走査をはさみ補正した。各測定において、独立したシャープなピーク 10 本～15.6 本を選び、最小二乗法により格子定数と格子体積の最確値及び標準偏差を求め

た*。

各個体毎の測定値を WRIGHT & STEWART(1968)の b—c 図に示す(Fig. 12)。なお十字の実線は、最確値からの誤差の範囲を示す。Fig. 12 から次のことが分かる。

① ほとんどのカリ長石は、maximum microcline か、それに近い intermediate microcline (WRIGHT & STEWART, 1968)である。

② $2V$ 値・ Δ 値と同様、各岩相の特徴は、測定値そのものより値のばらつき方に表れる。花崗岩類(Type A と毛勝岳花崗岩)では、1 サンプル中での個体毎のばらつきが比較的大きく、若干ではあるが high sanidine 側にばらつく傾向がある。また格子定数の誤差の範囲が大きい。これらは特に毛勝岳花崗岩と Type A—2 に著しい。

③ 眼球圧砕片麻岩(Type B)では、各個体毎のばらつき方が小さく、かつ最確値が極めて精度良く求められる。特にミロナイト化の著しい部分(Ka 103—18, 24)においてそうである。

④ ②③は、粉末回折ピークの diffuseness に関する。例えば(131)($\bar{1}\bar{3}1$)ピークについて見ると(Fig. 13),

* 計算は、平賀章三氏(奈良教育大学)が、桜井(1972)に基いて作製したプログラムを使用させて頂き、京都大学大型計算機センターにおいて行った。同氏らに謝意を表す次第である。

no.	cell volume ($\text{\AA}^3$)	Or/Or+Ab (%)
1. KA115-3	723.73 $\pm$ 1.22	-----
2. KA202-1A	720.96 $\pm$ 0.48	98 $\pm$ 2
3. KA202-2A	720.91 $\pm$ 0.55	98 $\pm$ 2
4. KA202-2B	721.51 $\pm$ 0.44	100 $\pm$ 2
5. KA205-1-2	721.06 $\pm$ 1.03	98 $\pm$ 4
6. " -3	721.67 $\pm$ 0.46	100 $\pm$ 2
7. " -5HA	720.87 $\pm$ 0.89	97 $\pm$ 3
8. " -5HO	721.66 $\pm$ 1.04	100 $\pm$ 4
9. " -5HE	720.79 $\pm$ 1.47	97 $\pm$ 5
10. " -15	721.06 $\pm$ 0.79	98 $\pm$ 3
11. " -17	721.21 $\pm$ 0.54	99 $\pm$ 2
12. KA103-1-4	721.25 $\pm$ 0.71	99 $\pm$ 3
13. " -8	721.32 $\pm$ 0.43	99 $\pm$ 2
14. " -13	721.70 $\pm$ 0.76	100 $\pm$ 2
15. " -14	721.28 $\pm$ 0.31	99 $\pm$ 1
16. " -16	721.24 $\pm$ 0.48	99 $\pm$ 2
17. KA103-24-3	721.18 $\pm$ 0.25	98 $\pm$ 1
18. " -5	720.79 $\pm$ 0.26	97 $\pm$ 1
19. " -6	721.20 $\pm$ 0.24	99 $\pm$ 1
20. " -19	720.75 $\pm$ 0.22	97 $\pm$ 1
21. KA103-18-1	720.68 $\pm$ 0.22	97 $\pm$ 1
22. " -12	721.36 $\pm$ 0.29	99 $\pm$ 1
23. " -13	720.67 $\pm$ 0.27	97 $\pm$ 1
24. " -15	720.91 $\pm$ 0.36	98 $\pm$ 1
25. " -16	721.11 $\pm$ 0.40	98 $\pm$ 1
26. KA105-8-6	721.15 $\pm$ 0.23	98 $\pm$ 1
27. " -9	721.94 $\pm$ 0.32	101 $\pm$ 1
28. " -10	722.23 $\pm$ 0.22	102 $\pm$ 1
29. " -13	721.69 $\pm$ 0.36	100 $\pm$ 1
30. " -14	721.23 $\pm$ 0.25	99 $\pm$ 1
31. KA106-12-2	721.12 $\pm$ 0.26	98 $\pm$ 1
32. " -3	721.30 $\pm$ 0.48	99 $\pm$ 2
33. " -14	721.61 $\pm$ 0.37	100 $\pm$ 1
34. " -20	721.47 $\pm$ 0.28	99 $\pm$ 1
35. " -21	721.47 $\pm$ 0.80	99 $\pm$ 2
36. KA-KE -7	722.20 $\pm$ 0.65	102 $\pm$ 2
37. " -9	722.14 $\pm$ 0.45	102 $\pm$ 2
38. " -11	721.52 $\pm$ 2.71	(100 $\pm$ 10)
39. " -15	722.25 $\pm$ 0.71	102 $\pm$ 2
40. " -18	722.20 $\pm$ 1.03	102 $\pm$ 4
41. " -20	721.48 $\pm$ 0.25	100 $\pm$ 1
42. 71U802-2-4	725.55 $\pm$ 10.25	-----
43. " -6	721.60 $\pm$ 3.90	(100 $\pm$ 14)
44. " -14	721.96 $\pm$ 1.00	101 $\pm$ 3
45. " -20	718.93 $\pm$ 1.58	90 $\pm$ 6
46. " -M	722.76 $\pm$ 1.80	104 $\pm$ 7

花崗岩類中のカリ長石は、幾分なりともブロードであるのに対し、片麻岩類は極めてシャープであるため、精度良く格子定数が求められる。これらは、2V 値のばらつき方とあわせると、単結晶中での結晶格子の不均質性や微少 domain 毎の秩序度のちがいなどを反映しているものと考えられる。

⑤ Table 1 から、母晶は Ab 分をほとんどはき出した純粹のカリ長石である (Or=98~100%)。Type A の方が、やや Ab 分に富む傾向がある*が、あまり有意の差ではない。また Type A 及び毛勝岳花崗岩では、パーサイトラメラの発達程度が大なので、結晶全体としても、より Ab 分に富んでいると見られる。

E. X 線的・光学的性質の特徴

カリ長石の Δ 値は、温度・冷却速度・水蒸気圧・Ab 分・変形など、様々の要因によって左右される (DIETRICH, 1962 など)。天然では、これらが複雑にからみあって定量的な解釈は困難である。しかしまず第一義的に重要な要因は温度であり、高温型結晶は $\Delta=0$ 、低温型結晶は $\Delta=1$ であることにまちがいはない。そこでこれを利用して花崗岩類の温度史を推定する試みがなされ (村上・久保田, 1963 など)、飛騨帯東部でも FUJIYOSHI (1970)、藤吉・中川 (1978)、藤吉・大沼 (1982) などの研究がある。

Δ 値は、長石の結晶格子中での Al—Si 秩序度を反映する物理量 (GOLDSMITH & LAVES, 1954) で、岩石中でのカリ長石の生成温度に関係すると考えられてきたが、生成温度という内容には多くの問題があり (太田, 1964 のレビューに詳しい)、厳密には、岩石中でのカリ長石母晶中の Al—Si 秩序—無秩序転移が凍結された時点の温度を反映する、と言うべきである。

そこで Δ 値は、岩体の冷却速度と密接に関係すると考えられる。低温では Al—Si の転移速度が極めておそい

Table 1. Cell volume and Or-contents of potash-feldspar megacrysts, estimated from ORVILLE (1967, Fig. 5).*

1. Aplite dyke, 2. Nebulitic aplite, 3&4. Pegmatite 5~11. Augen granite (Type A-1), 12~25. Augen gneiss (Type B-1), 26~35. Augen gneiss (Type B-2), 36~41. Kekachidake granite, 42~46. Augen granite (Type A-2).

* ORVILLE (1967) Fig. 5 のカーブから Or 分を求めると Or=100 をこえる場合がある。多分 Or=100 と考えられるが、そのままの数字を示した。

* Type A-1 の平均値は 98.4, Type B-1 と B-2 の総平均値は 98.7, Type A-2 には Or=90 の結晶がある。

ので、急冷されれば高温型結晶がそのまま残り、極めてゆっくり冷却すれば、早期にできた高温型結晶も、最終的には完全に低温型結晶に転移してしまうであろう。もちろん低温状態で結晶作用が行われれば、普通は低温型結晶ができる。

また、その中間程度にゆっくりした冷却過程をたどれば、その状態に応じて種々の程度に転移した結晶が残るであろう。その間、結晶作用が引き続いて行われていれば、その時々に応じた中間的な Δ 値をもったカリ長石が見られるであろう。

CHRISTIE (1962) は、色々な程度の Al—Si 秩序度をもった微少なドメインの集合よりなり、ブロードな回折パターンをもつカリ長石を、Randomly disordered feldspar (RD 長石) と呼び、ゆっくりした冷却過程での転移に関係して生じたとした。FUJIYOSHI (1970)、藤吉・中川 (1978)、藤吉・大沼 (1982) は、RD 長石が、既存の単斜カリ長石が、西方の船津型花崗岩 (片貝川—伊折花崗岩) の貫入により三斜晶系に転移する過程で生じたことを強調している。

しかし、RD 長石は、そのような場合の他に、上記のような冷却過程においても生じうるのであり、なおかつ、船津型花崗岩自体に RD 長石が見られることは (Fig. 13 片貝川花崗岩)、同一岩体の冷却過程で生じると考える以外に説明できない。また藤吉らは、「伊折花崗岩の貫入に関係するカリ長石化作用で形成された…」と述べているだけで、その具体的内容にはふれていない。著者は、この点こそ最も本質的であると考え*。

いずれにしても、カリ長石の、1 岩体中での結晶粒毎及び 1 結晶中での Δ 値とピークパターンの分散の程度 (不均質性) は、岩体の熱的履歴 (特に冷却史) の指示者とすることができる (別の見方からすれば、平衡状態からのずれの大きさを示す)。

以上の考察及び C 項②～⑥・D 項②～⑥から、著者は、①同じ眼球形態を作っている、花崗岩類のカリ長石の方が、より高温もしくは高温から低温までのより広い温度領域で成長した、②一つの花崗岩体中での母岩→ペグマタイトの貫入順序 (早期→後期) に従って、 Δ 値が 1 に近づくことは、花崗岩体の冷却過程を意味する、③片麻岩類 (Type B) のカリ長石は、花崗岩体形成末期に相当するような低温での限定された温度条件で形成された、と考える。成長機構については、次報文で述べたい。

* カリ長石は「既存」であったのではなく、基本的には船津型花崗岩進入時に生成したものであると考えている。

ま と め

(1) 飛驒帯において眼球片麻岩類は、飛驒片麻岩体と船津期花崗岩体との境界に沿った長大な地帯をなして分布し、両者の造構関係の解明の上で重要な位置を占めている。

(2) 飛驒帯の眼球片麻岩類は、産状及び岩石記載学的特徴から、Type A (眼球圧砕片麻状花崗岩) と Type B (眼球圧砕片麻岩) とに区分できる。前者は、基本的に船津期花崗岩体の一部 (主にその縁辺相—protoclastic border) をなし、船津型岩相の一種と見なされる。後者は、飛驒片麻岩プロパーを母体とし、その縁辺相をなししている。

(3) Type A・B とともに基質は著しくカタクラスティックである。Type B は各種のミロナイト類を密接に伴い、それ自体一種のミロナイト (mylonite gneiss—ブラストミロナイト) と見ることでもある。

(4) 片麻岩体側から花崗岩体に向って、ミロナイト化の程度に応じて、飛驒片麻岩プロパー→圧砕された片麻岩→Type B—2→Type B—1 と他のミロナイト類→Type A—1→船津型花崗岩、の配列が認められる。ミロナイト化は、船津型花崗岩進入時の運動に関連する。

(5) Type B の原岩は、片貝川地域における飛驒片麻岩プロパーの主要構成岩相である角閃石片麻岩類であり、圧砕作用の過程で岩石組織や鉱物構成の著しい改変を受けて「眼球片麻岩化」したものである。

(6) カリ長石巨晶は、基本的に固相下で生じた斑状変晶であり、片理面 (fluxion structure) に対して優位定向配列を示し、強い応力場で成長したものであるらしい。

(7) カリ長石の多くは、maximum microcline か、それに近い intermediate microcline である。個体毎に $2V \cdot \Delta$ 値・格子定数を検討すると、岩相毎に均質性 (サンプル中での個体毎の性質のばらつきと単結晶中での均質性) に特徴がある。

花崗岩類 (と Type A) では、不均質性がより大きく、片麻岩類 (Type B) では、 $2V \cdot \Delta$ 値・格子定数の個体間のばらつきや、単結晶での格子定数の標準偏差値と粉末回折ピークの diffuseness はともに小さく、より秩序度が高い ($\Delta \approx 1.0$)。花崗岩類では、母岩→アプライト→ペグマタイトの順に Δ 値が 1 に近づく。これらは、形成の温度条件と温度史を反映していると考えられる。

文 献

ALLING, H.L., 1938: Plutonic perthite. *Jour. Geol.*,

- 46, 142.
- ANDERSON, O., 1928: The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. *Norsk Geol. Tids.*, **10**, 116—207.
- BARBER, A.J., 1965: The history of the Moine thrust zone, Lochcarron and Lochalsh, Scotland. *Proc. Geol. Assoc.*, **76**, part 3, 215—234.
- CHRISTIE, J.M., 1963: The Moine thrust zone in the Assynt region northwest Scotland. Univ. California publications in geological sciences, **40**, 345—440.
- CHRISTIE, O. H. J., 1962: Observations on natural feldspars: Randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. *Norsk Geol. Tids.*, **42**, 383—388.
- DIETRICH, R.V., 1962: K-feldspar structural states as petrogenetic indicators. *Norsk Geol. Tids.*, **42**, 394—414.
- FUJIYOSHI, A. 1970: Potassium feldspars from gneisses and granites in the upper Hayatsuki-gawa area, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **18**, 1—24.
- 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. 地質雑, **84**, 359—369.
- ・大沼久恵, 1982: 富山県布施川上流, 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, no. 21, 25—35.
- GOLDSMITH, J.R. and LAVES, F., 1954: The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **5**, 1—19.
- HARKER, A., 1932: *Metamorphism* (in third edition Fig. 80, p. 183). Methuen.
- HASHIMOTO, S. supervised, OHTA, Y. and AKIBA, C. ed., 1973: *Geology of the Nepal Himalayas*. 286 p. Saikon-Shuppan.
- HIGGINS, M.W., 1971: Cataclastic rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. paper*, 687.
- 広井美邦, 1978: 飛騨変成帯宇奈月地域の地質. 地質雑, **84**, 521—530.
- JOHNSON, M. R. W., 1961: Polymetamorphism in movement zones in the Caledonian thrust belt of northwest Scotland. *Jour. Geol.*, **69**, 417—432.
- , 1963: Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish highlands. *Geol. Mijimbou*, **42**, 121—142.
- 加納 隆, 1973: 富山県東半部の飛騨変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変成岩類の岩相層序区分について——. 地質雑, **79**, 407—421.
- , 1974: 飛騨変成帯の深成岩類. 富山県地学地理学研究論集第6集, 155—186. 富山地学会.
- , 1975 a: 富山県東半部の飛騨変成帯の地質について——飛騨変成岩類と船津期深成岩類の構造——. 地質雑, **81**, 533—546.
- , 1975 b: 飛騨変成帯東部における船津期重複変形と重複変成作用について. 地質雑, **81**, 595—609.
- , 1979: 飛騨変成帯の眼球片麻岩類. 日本列島の基盤, 63—69.
- , 1980: 飛騨変成帯西部地域北半部の地質について. 地質雑, **86**, 687—704.
- , 1981: 飛騨変成帯のミグマタイト構造. 地質雑, **87**, 315—328.
- , 1982: 飛騨変成帯の構造区分と造構史. 地質学論集, no. 21, 9—24.
- KING, B.C., 1950: Some large feldspar augen from near Ilorin Town, Nigeria. *Geol. Mag.*, **87**, 369—372.
- 小林英夫, 1958: 飛騨変成帯. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, 123—140.
- MARFUNIN, A.S., 1961: The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspar. *Cursillos y Conferencias, Fasc.* 8, 97—109.
- MEHNERT, K.R., 1968: *Migmatites and the origin of granitic rocks*. 392 p. Elsevier.
- 村上允英・久保田恵彬, 1963: 深成岩中における長石類の進化. 地質雑, **69**, 465—475.
- 野沢 保, 1959: ひだ変成岩の時代について(予報). 地質雑, **65**, 463—469.
- , 1972: 本邦産変成岩および古期花崗岩の同位元素年令; 1971 年総括. 地調月報, **23**, 549—556.
- ・浅見正雄・伊藤正裕・広井美邦・星野光雄・稲月恒夫・金山 憲勇・加納 隆・相馬 恒雄・村上允英, 1979: 本郷付近における船津花崗岩類の接触現象. 地質学論集, no. 17, 135—148.
- 太田昌秀, 1961: 飛騨変成帯東北部の深成岩と変成岩. 第1報. 岩石の分布と性質. 地球科学, **57**, 24—35.
- , 1964: 深成岩中における長石の固結温度推定法について(総報). 地質雑, **70**, 539—553.
- OHTA, Y., 1969: On the formation of augen structure. *Lithos*, **2**, 109—132.
- , 1970: On the formation of augen structure - II. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, **14**, 243—279.
- ORVILLE, P.M., 1967: Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. *Amer. Mineral.*, **52**, 55—86.
- REED, J.J., 1964: Mylonites, cataclasites and associated rocks along the Alpine fault, south island, New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, **7**, 645—684.
- 桜井敏雄, 1967: X線結晶解析. (物理科学選書2), 401 p. 裳華房.
- SMITH, J.V., 1974: *Feldspar minerals*. Vol. 1. 627 p. Springer.
- WRIGHT, T.L. and STEWART, D.B., 1968: X-ray and optical study of alkali feldspar: I, Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. *Amer. Mineral.*, **53**, 38—87.

Explanation of plates

Plate I

- I—1 Texture of the Katakaigawa granite (crossed nicols). (6909015)
- I—2 Outcrop of the augen gneiss Type A—1 (augen granite).
- I—3 Texture of cataclastic matrix without potash-feldspar megacryst in the Type A—1 (crossed nicols). (Ka 115—1 T)
- I—4 Texture of matrix and megacryst in the Type A—2 (crossed nicols). Dark part is potash-feldspar including plagioclase and quartz with concentric arrangements. (71U802—2—3)
- I—5 Texture of the Kekachidake granite on sliced piece. K : potash-feldspar with pink tint.
- I—6 Twinned ovoidal potash-feldspar surrounded by dusty plagioclase (Rapakivi texture) in the Kekachidake granite (crossed nicols). (Kekach—2)

Plate II

- II—1 Outcrop of the augen gneiss Type B—1. Spotted minerals are potash-feldspar augens. Fine-grained layers in the right hand are blastomylonite and ultramylonite.
- II—2 Texture of the Type B—1 (crossed nicols). The matrix is extremely mylonitized. Potash-feldspar porphyroblast shows partly microcline twinning. (Ka 102—H)
- II—3 Outcrop of the augen gneiss Type B—2.
- II—4 Texture of cataclastic matrix in the Type B—2 (crossed nicols). (Ka 313—3—1)
- II—5 Texture of the alternation of blastomylonite and ultramylonite in the Type B—1 (crossed nicols). (Ka 306—2—4)
- II—6 Outcrop of the cataclastic hornblende gneiss with banded structure.

Plate III

- III—1 Texture of the cataclastic hornblende gneiss (crossed nicols). (Ka 107—6)
- III—2 Texture of potash-feldspar megacryst in the Type A—1 (crossed nicols). The matrix is cataclastic but the megacryst is euhedral without any crushing. Plagioclase inclusions arrange parallel to the crystal plane. (Ka 205—1 A)
- III—3 Twinned and euhedral megacryst in the Type B—1 with zonal arrangement of plagioclase inclusions (crossed nicols). Matrix has fluxion structure. (Ka 103—24 B)
- III—4 Deformation of twinned euhedral megacryst in the Type B—1 (crossed nicols). (Ka 103—1—1—13)
- III—5 Homogeneous and non-deformed megacrysts in the Type B—2 (crossed nicols). Perthitic texture is very small. (Ka—1)
- III—6 Deformation of twinned ovoidal megacryst in the Type B—2 (crossed nicols). The fracture system suggests the compression perpendicular to the gneissosity (right angle to the long side of grain). (Ka 105—8—8)