飛驒地帯の延性剪断帯の運動像とテクトニクス*

Kinematic pictures of the ductile shear zones in the Hida terrane and their tectonic implication*

Abstract

高木秀雄**
原 崇***

Hideo Takagi**
Takashi Hara***

1994年4月25日受付.
1994年10月3日受理.

** 早稲田大学教育学部地学教室.
Institute of Earth Science, School of
Education, Waseda University, 1-6-1 Nishi-
waseda, Shinjuku, Tokyo 169-50, Japan
*** インドネシア石油株式会社.
Indonesia Petroleum, Ltd., Ebisu Neonato,
4-1-18 Ebisu, Shibuya, Tokyo 150, Japan

Two major mylonite zones, trending N-S in the northeastern area and ENE-WSW in the southwestern area, are developed in the Hida belt. The mylonites in the northeastern area can be further divided into the western and eastern units. They are separated by a "disturbed zone" which obliquely crosscuts both Hida and Unazuki belts. The western unit is characterized by horizontal stretching lineations and asymmetric microstructures in mylonites, indicating dextral shear sense. The sense of eastward thrust movement was recognized only in the calc-mylonites. The eastern unit (the Kurobegawa area) is characterized by westward extensional shear sense.

In the southwestern area, mylonites preserve dextral shear sense, however, moderately to strongly deformed mylonite zone is much thinner (~400 m) than that in the northeastern area (up to 3500 m). Based on the microstructural data such as R (aspect ratio)- ϕ (orientation) relationships on the porphyroclasts and asymmetric index of the pressure shadows, there is no distinction on the non-coaxiality in the mylonites from these two areas. These lines of evidence are at odds with the duplex model on the development of mylonite zones in the Hida belt.

Combining radiometric age and the paleomagnetic data, we propose a tectonic model of the Hida belt as follows;

- (1) N-S trending shear zone was originally formed in the Hida belt during the late Triassic (230-210 Ma).
- (2) Subsequently, the ENE-WSW trending dextral shear zone was formed in the southwestern area. This shear zone obliquely cuts the N-S trending mylonite zones, and presumably brought about the thrust movement in the calc-mylonites in the northeastern area. The time relationship is supported by xenolith distribution in the late Cretaceous-Paleogene granites.
- (3) Extensional tectonic field gave rise to early Jurassic (c. 180 Ma) granitic intrusions and top-to-the-west shear in mylonites in the Kurobegawa area.

Key words: Hida belt, Unazuki belt, mylonite, kinematic analysis, ductile shear zone

はじめに

飛驒地帯 (Hida terrane) は片麻岩類および花崗岩類から構成される飛驒帯と、結晶片岩で特徴づけられる宇奈月帯からなる。飛驒帯には眼球片麻岩と呼ばれているマイロナイト化を被った花崗岩が分布する。マイロナイトの分布する地域は、飛驒片麻岩類分布域の周辺部に見られ、東北部の黒部川から片貝川、早月川にかけては南北方向に、また、西南部の神岡から飛驒古川地域にかけては東北東-西南西方向に配列し、両者は、約 70° の角度をなす。また加納 (1980)、長瀬ほ

か (1990) は、白木峰地域に北東-南西走向の剪断帯を、また原山ほか (1991) は真川地域に南北走向の剪断帯を報告している (Fig. 1)。マイロナイトに関する研究としては、眼球片麻岩のカリ長石の三斜度の研究 (藤吉・中川, 1978; 加納, 1983; Fujiyoshi, 1984 など)、マイロナイト化に伴う交代作用 (Kano, 1991) などの岩石学的研究に主眼が置かれてきたが、近年構造岩石学的研究が活発になってきた (小松ほか, 1988, 1993; 長瀬ほか, 1990)。しかしながら宇奈月帯も含めたマイロナイト帯そのものの記載は、まだ不十分な点が多く、特に東北部地域の運動像について、従来とは異なった結果が得られつつある (原, 1990)。そこで本論では、まず宇奈

* 日本地質学会第 97 年学術大会にて一部講演。

Fig. 1. Geologic outline of the Hida terrane after Suzuki et al. (1989).
Ka: Kanazawa, To: Toyama, Ta: Takayama, Sh: Shirakimine, Km: Kamioka, Kn: Kanidera, Ku: Kumano-gawa, Ma: Magawa.

月帯も含めた飛騨地帯東北部におけるマイロナイト帯の運動像と運動史について考察を行い、次に飛騨変成帯中の東北部および西南部に分布するマイロナイトの微小構造を比較し、それらの議論に基づき、マイロナイト化が起きた時期の飛騨帯の造構運動について、従来のトランスプレッションあるいは duplex モデル (小松ほか, 1988, 1993) を再検討し、沃川帯などに知られている大陸地域の剪断帯との時空的関連についても言及する。

地 質 概 略

飛騨帯の中でも特に布施川、片貝川、早月川流域の東北部地域は、従来多くの研究者によってその地質が報告されている (地質図が示されているものだけでも、太田, 1961 b; Fujiyoshi, 1970; 加納, 1973; 藤吉・中川, 1978; Arakawa, 1982; 奥井, 1985 など)。また、宇奈月周辺の黒部川地域については、Ishioka and Suwa (1956), 広井 (1978), Katoh et al. (1989) などの報告がある。したがって、ここでは調査地域の飛騨帯および宇奈月帯の各岩体について、簡単に記載するにとどめたい。

1. 東北部地域

この地域には飛騨帯の片麻岩類、宇奈月結晶片岩、深成岩類が分布する (Fig. 2)。飛騨片麻岩類分布域は東方に向かって眼球片麻岩帯、結晶質石灰岩帯、角閃石片麻岩帯、縞状片麻岩帯および花崗岩質片麻岩帯からなり、全域にわたってマイロナイト化が認められる。

眼球片麻岩は粗粒なカリ長石のボーフィロクラストで特徴

づけられ、最大長径で5cmを超すものもある。柏尾谷から南又谷にかけての地域にはアプライト脈を原岩とする細粒なマイロナイトが存在する。部分的に石灰質片麻岩や縞状片麻岩を挟む。眼球片麻岩の西方は眼球状花崗岩に移化し、それは眼球片麻岩 (マイロナイト) の原岩と考えられる。一部のマイロナイトには、黒雲母のデカッセイト組織などの明瞭な接触変成作用の影響が認められる。

眼球片麻岩帯の東方には結晶質石灰岩帯および角閃石片麻岩帯が分布するが、結晶質石灰岩と角閃石片麻岩は珪長質片麻岩を挟みながらしばしば互層をなし、西側に結晶質石灰岩が広く分布する。布施川から別又谷にかけての地域には眼球片麻岩が挟在されており、眼球片麻岩の分布方向と片麻岩帯の一般走向とは斜交する (加納, 1973)。

縞状片麻岩は主に角閃石、黒雲母、斜長石からなる暗緑色部と、石英、カリ長石、斜長石からなる優白質部が、幅数mmから数10cmの縞をなす。また、結晶質石灰岩を一部に挟在する。

花崗岩質片麻岩は西方の縞状片麻岩から漸移し、黒部川地域では Katoh et al. (1989) により烏帽子山マイロナイトと呼ばれている。烏帽子山周辺地域と片貝川地域のものを比較すると、烏帽子山周辺地域のものは赤味を呈し、眼球状カリ長石が認められるのに対し、片貝川地域のものは黒雲母や緑泥石が比較的多く、やや緑色を帯びている点で異なる。結晶質石灰岩はこの岩帯中にも挟在されている。

宇奈月結晶片岩類は飛騨片麻岩帯の東方に分布し、その境界は烏帽子山衝上断層 (広井, 1978) で接している。結晶片岩類は、砂質および泥質片岩、塩基性片岩、レプタイト、礫岩片岩、結晶質石灰岩からなる。結晶片岩も一部弱いマイロナイト化を被っており、栗虫で典型的にみられるレプタイト由来のマイロナイトには石英のボーフィロクラストが存在する (Fig. 9h)。一般に花崗岩や珪長質片麻岩由来の中温～高温型マイロナイト中には石英のボーフィロクラストは存在せず、それが存在するのは、その原岩が石英の斑晶を持つ火山岩類や脈岩である証拠になり得る (Williams and Burr, 1994)。変成相は主として中圧タイプの角閃岩相からなり、アイソグランドは岩帯の配列と斜交し、南方に向かって変成度が上昇する (Hiroi, 1983)。舟川地域にも変成度の低い結晶片岩が認められるが、その姿勢は黒部川流域や片貝川に分布している結晶片岩のものとは異なり東傾斜である。

調査地域の深成岩類としては、上記の片麻状花崗岩類のほかに伊折花崗岩、宇奈月花崗岩、舟川花崗岩、斑礫岩～花崗岩複合岩体、石英閃緑岩、毛勝岳花崗岩が分布する。

伊折花崗岩は眼球片麻岩よりも全体に細粒な花崗岩で、眼球状のカリ長石は認められず、有色鉱物の量は少ない。東方の眼球状花崗岩の面構造を切って貫入しているが、伊折花崗岩にも弱いマイロナイト化が認められることから、本花崗岩は眼球状花崗岩の貫入後、そのマイロナイト化の末期に、貫入してきたものと考えられる。

宇奈月花崗岩は宇奈月温泉周辺地域に主に分布し、片貝川笠谷上流地域にも当岩石に相当するものが露出する。中粒から粗粒の岩石で、弱いマイロナイト化を被っており、眼球状

Fig. 2. Geologic map of the north-eastern part of the Hida terrane (Kurobegawa-Katakaigawa area). Eb: Mt. Eboshiyama, So: Mt. Sogadake, Ke: Mt. Kekachiyama, U: Unazuki.

のかり長石が存在する。宇奈月温泉周辺では結晶質石灰岩が挟在されている。

舟川花崗岩は、加納（1973）などで眼球花崗岩として記載されたものであるが、眼球状のかり長石はあまり認められず、この点で黒部川から烏帽子山周辺地域の花崗岩質片麻岩とは異なる。一般に有色鉱物の量は少なく、宇奈月花崗岩よりも細粒である。舟川花崗岩と結晶片岩との貫入接触面が、舟川で確認された。

斑礫岩～花崗岩複合岩体は、舟川地域から宇奈月温泉周辺地域を経て、片貝川笠谷地域にかけて分布する。この岩体中には優白質部が脈状に存在している。また一部には流動組織を示すものが認められる。従来本複合岩体中の花崗岩と宇奈

月花崗岩は一連のものと考えられている（太田，1961 b；加納，1973；広井，1978 など）が、宇奈月花崗岩には弱いながらもマイロナイト化し、面構造を有するのに対し、複合岩体中の花崗岩質部にはほとんど面構造が認められないことから、今回は両者を分けて示した。

石英閃緑岩は黒部川弥太蔵谷に分布するものと、片貝川笠谷地域に分布するものとに分けることができる。弥太蔵谷に分布するものは、弥太蔵谷 syntexite として記載されたもので（太田，1961 a），結晶片岩類を溶融したミグマタイト構造や片麻状構造を有する。本岩中に残存した結晶片岩が東傾斜であることから、南北方向に軸を持つ背斜（黒部川背斜）が想定されている（広井，1978）。宇奈月花崗岩との関係は不明

である。Katoh et al. (1989) は弥太蔵谷に分布する石英閃緑岩を烏帽子山マイロナイトとして扱い、宇奈月結晶片岩中に転倒背斜を想定した。さらに、東方に分布する結晶質石灰岩については飛驒片麻岩類の一部であるとし、宇奈月地域より東側にも飛驒片麻岩類が分布すると考えた。しかし、烏帽子山マイロナイトと弥太蔵谷石英閃緑岩とは、岩質および結晶片岩の岩片を取り込むか否かで明らかに異なる。片貝川笠谷地域の上流に分布する石英閃緑岩は、上記複合岩体の花崗岩に相当する部分の東側に、断層関係で接している。弥太蔵谷と同様のミグマタイト構造や片麻状構造は認められない。

毛勝岳花崗岩は粗粒な花崗岩で、片麻岩や結晶片岩の構造を切って貫入し、結晶片岩を大量に捕獲していることがある。変形は被っていない。

飛驒帯と宇奈月帯の境界をなす烏帽子山衝上断層の露頭は、阿部木谷で確認された。断層面の走向傾斜は $N10^{\circ}W$, $72^{\circ}W$ で、周囲の岩石の面構造と調和的である。また、断層擦痕は $S18^{\circ}W$ 方向に 54° 沈下しており、破碎帯に認められる P 面や R_1 シア面の存在により、西側の片麻岩類が結晶片岩の上に衝上する運動を示すセンスが確認できた。

2. 西南部地域

当地域には眼球片麻岩、片麻岩類、およびそれらを不整合に覆う手取層群が分布する（野沢ほか, 1975; 相馬・秋山, 1984）。

眼球片麻岩は当調査地域の中央をほぼ東西に分布し、眼球状のカリ長石が発達する。マイロナイト化を被っており、緑泥石や緑簾石が多く見られるために、全体に緑色を帯びた岩石である。細粒なアブライト質岩が挟まれており、その部分ではウルトラマイロナイトの様相を示す。

片麻岩類は眼球片麻岩よりも北側に位置している。当地域の片麻岩は、角閃石片麻岩、縞状片麻岩、結晶質石灰岩などからなる。片麻岩類は稲越川および下朝川原谷では弱いマイロナイト化が認められるが、宮川では認められない。また宮川においては、眼球片麻岩に片麻岩類が取り込まれている関係が認められ、飛驒片麻岩類に眼球状のカリ長石を持つ花崗岩が貫入し、それに引き続きマイロナイト化したことがわかる。

マイロナイト帯の構造

1. 構造要素

本節では、マイロナイトの構造要素として、面構造・線構造について述べる。面構造 Sm は片麻岩類においては fluxion banding や有色鉱物の配列で示される面であり、結晶片岩においては片理面で規定される。線構造 Lm は面構造上において、鉱物粒子もしくは鉱物集合体が形成する伸長線構造で規定される。後述する微小構造の観察は、この面構造に垂直で、線構造に平行な XZ 面において観察を行った。なお、面構造・線構造の姿勢は、実験室にて三脚上に定方位試料を固定し、方位を復元して求めた。Figs. 3-7 に各地域の線構造図と面構造・線構造のシュミットネット下半球投影を示す。

(1) 東北部地域

眼球片麻岩の面構造は、北部の布施川地域から片貝川を経て早月川地域に至るまで、その走向の平均値 ($\overline{Sm}$) が $N34^{\circ}W \rightarrow N17^{\circ}W \rightarrow N8^{\circ}W$ と時計回りに変化する (Fig. 4-6)。一方、傾斜は垂直に近く、早月川では東傾斜が主となる。線構造はほぼ水平であり、平均値 ($\overline{Lm}$) は $4 \sim 5^{\circ}$ 南へ沈下している。

結晶質石灰岩の面構造は乱れているものの、ほぼ南北走向で西に急傾斜したものが主である。布施川-片貝川地域の石灰岩の面構造の平均値は $N14^{\circ}W$, $84^{\circ}W$ で、眼球片麻岩の面構造と一致するが、線構造の平均値をとると $N69^{\circ}W$ 方向に 78° 沈下という結果が得られ、眼球片麻岩の線構造の姿勢とはまったく異なる (Fig. 4d)。ただし、烏帽子山周辺地域で縞状片麻岩中に挟み込まれている石灰質片麻岩の線構造は水平に近い。

眼球片麻岩以外の片麻岩類の面構造・線構造は、眼球片麻岩のものと比較するとばらつきが大きい (Fig. 4c, 5c)。その要因として、角閃石片麻岩や縞状片麻岩にしばしば認められる露頭規模の褶曲がある。縞状片麻岩および花崗岩質片麻岩の面構造は南北走向で、傾斜は黒部川から烏帽子山周辺地域では $50^{\circ} \sim 60^{\circ}W$ 、片貝川地域ではおよそ $70^{\circ}W$ である。

幅 1 km 程度の間で面構造が乱れた擾乱帯 (Figs. 2, 4, 5 の D.Z.) が、烏帽子山周辺地域では花崗岩質片麻岩帯中に、片貝川地域では結晶片岩中に認められる。すなわち、この擾乱帯は飛驒帯と宇奈月帯にまたがっており、烏帽子山衝上断層とは斜交する。ただし、その擾乱の程度は烏帽子山周辺で著しく、片貝川では少ない。この擾乱帯を境に、東西で面構造・線構造が変化する。すなわち、面構造は、東方に向かうにつれ、西傾斜高角度から西傾斜中角度に移り変わって宇奈月帯に移化しているが、烏帽子山地域ではその間に東傾斜中角度の領域が存在し、片貝川地域では東傾斜はごく一部に認められるに過ぎない。一方線構造は西側では石灰岩を除いて南北または北西-南東の方向を持ち、沈下は低角度ないし水平であるが、東側では線構造は水平ではなくなり、東方に向かって、烏帽子山地域では花崗岩質片麻岩帯中で西に中角度の沈下へと急激に変化し、片貝川地域では宇奈月結晶片岩帯中で西に低角～中角度の沈下へと徐々に変化する。この擾乱帯の詳細は露頭が散点的なので明瞭ではないが、少なくとも同じ露頭内では面構造はほぼ一定しており、断層や角礫化などもほとんどない。しかし、露頭間では面構造の姿勢が変化的なことから、ほぼ南北性の軸を持つ褶曲帯であると考えられる。ただし、その間で線構造の方向が東に向かって南北から東西に変化することから、単純な南北方向の褶曲だけでは説明できないので、本論では擾乱帯と名づけた。

結晶片岩の面構造は、舟川地域以外は、ほぼ南北走向で西に傾斜している (Fig. 3c)。西側の片麻岩類と接している付近においては、黒部川地域では傾斜角度にやや違いが見られるが、それ以外の地域では違いが見られない。しかし東側に移るにつれ、傾斜は緩くなる。栗虫地域の結晶片岩 (レプタイト) の露頭の線構造の沈下方向は西ないし南である。その東に分布する結晶質石灰岩の線構造は南北方向でほぼ水平で

Fig. 3. Lineation map of the Kurobegawa area (a) and equal area projections (b-g) of mylonitic foliation (Sm) and stretching lineation (Lm) from (b) granitic gneiss (Eboshiyama mylonite), (c) crystalline schist (mainly leptyte), (d) Unazuki granite, (e) crystalline limestone (Od: limestone from Otodani), (f) Yatazodani quartzdiorite, (g) crystalline schist (solid marks) and granite (open marks) from Funakawa. Lm bars with arrowheads indicate the sense of shear determined under the microscope: arrowheads toward the circle and toward the center show normal and thrust sense, respectively; asymmetric arrowheads on both side of bars show dextral sense. Gn: gneisses, Sch: crystalline schist, Ls: crystalline limestone, Gu: Unazuki granite, Gb-Gr: Gabbro-granite complex, Qd: quartz diorite, Gf: Funakawa granite.

Fig. 4. Lineation map of the Fusegawa area (a) and equal area projections (b-d) of Sm and Lm from (b) augen gneiss, (c) hornblende gneiss, banded gneiss and granitic gneiss, (d) crystalline limestone from Fusegawa area and Katakaigawa area (Fig. 5). Aug: augen gneiss, D.Z.: Disturbed zone

ある (Fig. 3e).

宇奈月花崗岩の面構造は水平に近く、線構造は南に沈下している (Fig. 3d). 舟川花崗岩の面構造は多少ばらつくが主に東西走向で北に緩傾斜し、線構造は東に沈下している (Fig. 3g). 弥太蔵谷の石英閃緑岩の面構造は南北走向で東に傾斜しており、線構造は北に高角度で沈下している (Fig. 3f).

(2) 西南部地域

当地域の眼球片麻岩の面構造は主として $N40\sim70^{\circ}E$ 走向で北西傾斜であるが、稲越川においては $N40\sim70^{\circ}W$ の走向の面構造が、北西-南東方向の断層を挟んで北側に存在する (Fig. 7). 線構造は、宮川では南西に、下朝川原谷では主として北東に低角度で沈下している。眼球片麻岩帯すべての面構造・線構造の平均は、それぞれ $N58^{\circ}E, 82^{\circ}N$; $N46^{\circ}E, 3^{\circ}$ である。片麻岩類の面構造はサンプル数が少ないが、眼球片麻岩の面構造とはやや異なり、稲越川では南北走向の面構造を持つ。

(3) その他の地域

東北部地域と西南部地域のほぼ中間に位置する真川地域の面構造は東にふれた走向を持つことが多いが、かなり西にふれた走向を持つものも露頭で確認できる。傾斜方向はさまざまである。線構造は南南東側に沈下したものが多い。白木峰地域の面構造の走向は北北東-南南西である。熊野川地域および蟹寺地域 (Fig. 1) の面構造は西南部地域のものに一致し、熊野川では北東に低角度に沈下した線構造を持つ。これらの地域の片麻岩類は、マイロナイト化が弱い、ほとんど認められない。

2. 再結晶石英の粒径変化

マイロナイト中の再結晶石英粒の粒径は、マイロナイト化の程度の指標として最も有効なものの1つである。飛驒帯のマイロナイトの場合、石英のバイモーダルな粒径分布を示すモルタル組織は認められず、典型的なPタイプ (Masuda and Fujimura, 1981) を示すことから、最大粒径のみでもある程度の目安となる。そこで、再結晶石英粒の最大粒径 (長径と短径の相乗平均の最大値) を各試料の薄片について測定

Fig. 5. Lineation map of the Katakai-gawa area (a) and equal area projections (b-d) of Sm and Lm from (b) augen gneiss, (c) hornblende gneiss, banded gneiss and granitic gneiss, (d) crystalline schist from Fusegawa area (Fig. 4) and Katakaigawa area. Gk: Kekachidake granite, D.Z.: Disturbed zone

Fig. 6. Lineation map of the Hayatsukigawa area (a) and equal area projection (b) of Sm and Lm from augen gneiss. To: Okumayama tonalite, Gt: Tsurugidake granite.

Fig. 7. Lineation map of the Miyakawa area (a) and equal area projections of Sm and Lm from (b) augen gneiss, (c) hornblende gneiss and banded gneiss.

し、その粒径区分を6つに分帯した。なお、ポーフィロクラストの割れ目やプレッシャーシャドウを充填している石英は、測定から除外した。

(1) 東北部地域

布施川から片貝川上流南又谷にかけての最大粒径区分を Fig. 8a に示す。マイロナイト化の影響は眼球片麻岩帯のみならず、角閃石片麻岩帯、縞状片麻岩帯、花崗岩質片麻岩帯を経て、弱いながらも宇奈月結晶片岩分布域まで達していることがわかる。マイロナイト化の顕著な眼球片麻岩帯では、西方のほとんどマイロナイト化していない眼球状花崗岩へと比較的狭い範囲で移化する。本論では石英の最大粒径が1 mm で両者の境界線を引いた。すなわち、この境界が延性剪断帯の伸びの方向を示し、マイロナイトのC面の方向を規定する。この方向は、南北に延びる各片麻岩体の分布方向と反時計回りに低角度で斜交し、その斜交性は北部ほど大きくなる。一方、面構造 Sm は、この境界に対しほぼ平行ないしは反時計回りに低角度で斜交する。眼球状花崗岩から眼球片麻岩帯に移化する部分では、長瀬ほか(1990)が示すような東方に向かって徐々にマイロナイト化が強くなる傾向が認められるが、眼球片麻岩帯全体を見ると、むしろそのような po-

larity はなく、細粒化の著しい ($S_{\max} < 0.25 \text{ mm}$) 強マイロナイト化帯が数条分布していることがわかり、不均一剪断帯の特徴を示している (Fig. 8a)。

角閃石片麻岩は一般にマイロナイト化の程度が弱く、その東方の縞状片麻岩や花崗岩質片麻岩中には、比較的マイロナイト化の強いゾーンが認められる。また、縞状片麻岩では、珪長質部の方が優黒質部よりも流動組織やポーフィロクラストが肉眼で明瞭に識別できる。

以上のように、東北部地域の南北方向の不均一マイロナイト帯は、眼球片麻岩帯内部で1 km (早月川地域) ~1.7 km (別又谷地域)、その東方の花崗岩質片麻岩帯 (烏帽子山マイロナイト) までを含めると、例えば、東又谷地域で約3.5 km の幅を持つことになる。

(2) 西南部地域

当地域のマイロナイト帯の中心付近の粒径は、東北部地域のものより粗粒である (Fig. 8b)。宮川および下朝川原谷のマイロナイト帯の中心部には、非常に細粒な岩石が幅狭く分布する。それらは、もともと原岩が細粒なバンドであったことに由来するものと思われる。長瀬ほか(1990)は、ポーフィロクラクトの粒径より、片麻岩との境界部にマイロナイト化

の強いゾーンを想定している。しかしながら、Fig. 8b に示されているように、片麻岩帯との境界に再結晶石英の細粒なものがあるわけでない。

以上のように、西南部地域のマイロナイト帯の幅は狭く、最大粒径 0.5 mm 以下のゾーンはおおよそ 400 m である。また、東北部地域とは異なり、片麻岩帯中にはマイロナイト化の影響はほとんど及んでいない。

3. 剪断のセンス

飛驒帯に分布するマイロナイト帯の剪断のセンスは、さまざまな非対称構造と伸長線構造の姿勢から、右横ずれであることが明らかにされている (Yanai et al., 1985; 小松ほか, 1988 など)。しかしながら、眼球片麻岩体以外の片麻岩体、石灰岩体や宇奈月帯に存在する剪断帯の運動像については、明らかにされていない。東北部地域における面構造・線構造の姿勢の東西変化をみると、すでに述べたように烏帽子山衝上断層付近に存在しながら、それと斜交する方向の擾乱帯を挟んで異なっており、西側が走向移動成分が卓越しているのに対し、東側は一部の岩体を除き、傾斜移動成分が卓越している。そこで、飛驒帯、宇奈月帯両方の各岩体について、剪断のセンスを明らかにしておく。なお、マイロナイト中の剪断のセンスの指標としては、非対称プレッシャーシャドウ (Fig. 9b, d, e, f), S-C 構造または S (-C) -C' 構造などの複合面構造 (特にシアバンド: Fig. 9a, b, d, e, f, g), ポーフロクラストのフィッシュ型形態配列 (Fig. 9c) などが有効である。

(1) 東北部地域、擾乱帯以西の各岩体と、西南部地域の眼球片麻岩

a) 片麻岩類: 東北部地域の擾乱帯以西の眼球片麻岩と各片麻岩、西南部地域の眼球片麻岩は、例外なく右横ずれのセンスが得られる。ところが、再結晶石英の形態ファブリック (Lister and Snoke, 1984; Burg, 1986; 林・高木, 1987) に関しては、東北部地域、西南部地域のマイロナイトの中で、右ずれを示すもののほかに左ずれを示すものが少なからず存在する (Fig. 9f)。そのような左ずれを示すものは、比較的マイロナイト化の強い部分に限って認められ、同じ薄片内に認められる非対称プレッシャーシャドウやシアバンドは明確に右ずれを示している。この様な同一試料中に異なるセンスを示す石英の形態ファブリックについては、Cap de Creus 剪断帯での報告がある (Celma, 1982)。この不一致問題については、今後3次元的に解析する必要があるが、飛驒帯のマイロナイトの場合、石英の形態ファブリックによるセンスの決定は危険であることがわかる。

b) 結晶質石灰岩: 眼球片麻岩の東側に隣接する結晶質石灰岩は、大小さまざまな片麻岩類のクラストを包有し、一種のメランジュとなっている。そのクラストの回転に伴うと考えられる非対称の tail やプレッシャーシャドウが露頭や研磨片で観察される。一方、伸長線構造は多くのものが高角度に沈下している (Figs. 4a, d, 5a)。露頭の観察や XZ 研磨面、XZ 薄片から得られたセンスは、西方の眼球片麻岩体が東方の片麻岩体の方に衝上する運動を示すものであった (Fig. 10)。

Fig. 8. Division of the intensity of mylonitization on the basis of maximum grain size of recrystallized quartz in the (a) Fusegawa-Katakaigawa area and (b) Miyakawa area. A dashed-and-dotted line in (a) denotes the boundary of maximum grain size of recrystallized quartz at 1 mm.

c) 結晶片岩: 擾乱帯以西の宇奈月結晶片岩は、特に片貝川上流域東又谷、北又谷、阿部木谷で観察された。本地域の結晶片岩はマイロナイト化が弱く、ほとんどの試料で剪断のセンスを決定することができない。その中でも、一部の粗粒な

Fig. 10. Photographs of vertical outcrops (a, b) face to the south and polished rock slices (c) of crystalline limestone from Katakaigawa area. σ -type (arrows in b, c) and δ -type (arrows in a, c) asymmetric tails on the both wings of clasts show thrust sense of shear. Scales: 1 cm (b), 5 mm (c).

珪長質片岩で白雲母のフィッシュやシアバンドが確認でき、そのセンスは右横ずれを示す。

(2) 東北部地域、擾乱帯以东の各岩体

a) 花崗岩質片麻岩 (烏帽子山マイロナイト): 烏帽子山周辺地域や黒部川地域の花崗岩質片麻岩では、マイロナイトの面構造・線構造の姿勢 (平均値は $S_m: N22^\circ W, 49^\circ W$; $L_m: N87^\circ W, 47^\circ$)、およびシアバンド等の存在より、上盤が西に移動する正断層性のセンスが得られた (Fig. 9d)。

b) 結晶片岩: 黒部川流域の結晶片岩はマイロナイト化が弱い、特にレプタイトについて、シアバンドや非対称プレッシャーシャドウにより、上盤が西ないし南に移動する正断層性のセンスが得られた (Fig. 9g, h)。

c) 結晶質石灰岩: 黒部川地域音沢周辺の結晶質石灰岩は、露頭でひきずり褶曲や非対称プレッシャーシャドウ、フィッシュ型クラストの存在から、右横ずれのセンスが得られた。

d) 宇奈月花崗岩: 宇奈月花崗岩はマイロナイト化が弱く、必ずしもセンスが明確ではない。しかし、一部の試料でシアバンドの存在し、上盤側が南へと移動する正断層性のセンスが得られた。ただし、再結晶石英の形態ファブリックについては、前述と同様のケースで、シアバンドとは逆のセンスが同じ試料に認められることがある。

e) 舟川花崗岩: 舟川地域の変形は弱く、センスは不明確で

あるが、一部に左ずれ (上盤側が西方へ移動する) センスが得られた。

以上述べてきた中で東北部地域で明らかにされた剪断のセンスの模式図を Fig. 11 に示す。

4. 非共軸性 (non-coaxiality) の推定—東北部地域と西南部地域のマイロナイトの比較

小松ほか (1988) は東北部地域の剪断帯が西南部地域の右横ずれ運動に連結したトランスプレッションの場で形成されたとした。一方、伸長線構造は両地域とも水平に近く右横ずれの剪断帯としても共通していることから、東北部地域で単純剪断に押しつぶしの成分が加わっていたとすれば、岩石中の微小構造から相対的な非共軸性の違いが読み取れることが期待される。非共軸性を見積りに有効と考えられる微小構造としては、ポーフィロクラストの伸長比-長軸配列 ($R-\phi$) 図 (Masuda et al., 1995)、非対称プレッシャーシャドウの非対称度 (Takagi and Ito, 1988)、シアバンド (共役シアバンド) の配列方向、XY 面内におけるポーフィロクラストの展張割れ目の方向性 (Berthé et al. 1979) などが考えられる。これらのうち、ポーフィロクラストの伸長比-長軸配列、およびその周囲を取りまくプレッシャーシャドウの非対称性を求めたので、東北部と西南部のマイロナイトについて比較したい。

Fig. 9. Photographs of polished rock slices (a, b, c, d, g) and thin sections (e, f, h) of the mylonitic rocks. a, e, f: Augen gneiss from Katakaigawa area. b: Augen gneiss with fine-grained aplitic layer (upper part) from Katakaigawa area. c: Hornblende gneiss from Fusegawa area. d: Granitic gneiss (Eboshiyama mylonite) from Kurobegawa area. g, h: Unazuki schist (red leptyte) from Kurimushi, Kurobegawa area. Note subhedral plagioclase porphyroclast (P) and quartz porphyroclast (Q) derived from phenocrysts. Kinematic indicators such as shear bands (arrows in a, b, d, g), asymmetric pressure shadows (b, d, e, f) and hornblende fish (c) show dextral (a, b, c, e, f) and top-to-the west (d, g, h) shear sense. Quartz shape fabric (arrows in f) in pressure shadows around a K-feldspar porphyroclast (K) shows an opposite (sinistral) shear sense. Scales: 5 mm (a, b, c, d, g), 1 mm (e, f, h).

Fig. 11. Schematic map showing the shear sense in augen gneiss, crystalline limestone, gneisses, crystalline schist and Unazuki granite. The shear sense clearly changes at the disturbed zone (D.Z.).

(1) ポーフロクラストの形態

ニュートン流体のマトリックス中で、純粋剪断と単純剪断、およびそれらが同時におこる非共軸変形下での剛体の運動様式について、Ghosh and Ramberg (1976) により剪断実験が行われている。Masuda et al. (1995) は、伸長比と長軸方向がランダムに分布している多数の楕円を想定し、変形後の長軸の配列のシミュレーションを行った。ただし、天然の場合、比較的ポーフロクラストの量比の多い試料では、ポーフロクラストどうしが干渉し、シアバンドが発達しやすく不均一すべりが発生し易いこと、ポーフロクラストと基質の間で反応が生じマントル部を形成しうること、剪断の進行とともに粒度や組織が変化すること、などから、理論的に予想される結果とは、必ずしも合わない可能性がある。そこで、ポーフロクラストの形態の解析に用いた試料は、なるべくポーフロクラストが基質中に完全に float し、シアバンドが発達していない試料を選んだ。そのような条件を満たす試料として、東北部地域から6試料 (K-1~K-6)、西南部地域から3試料 (M-1~M-3) 選び、各々 ϕ とRをおおよそ

Fig. 12. (a) Definition of drag angles ($\beta_i, \beta_{ii}, \beta_{iii}, \beta_{iv}$) in quartered domains around a porphyroblast (pc). (b) Plots showing the relationships between the drag angles at the same domain of each pressure shadow.

50 個のポーフロクラストについて測定し、両者の関係を求めた (Fig. 13)。東北部地域の試料で K-3 と K-5、西南部地域の M-2 については、非対称性が表れており、 ϕ の負の方に向かって開くような点の分布が認められる。このような分布パターンは、Masuda et al. (1995) が計算した結果と似ている。それ以外の試料については、対称的な分布を示し、単純剪断のみによる変形では説明できない。

(2) 非対称プレッシャーシャドウの非対称性

飛驒帯のマイロナイトには、ポーフロクラスト両翼部に非対称プレッシャーシャドウないしは非対称 tail が発達する。今回、非対称プレッシャーシャドウと基質部との境界の配列方向 (引きずり角) を、Takagi and Ito (1988) による方法 (4 象限分割法) を用いて測定し、東北部地域と西南部地域のマイロナイトの比較を行った。ただし、シアバンドの影響をほとんど受けていない試料はきわめてまれであり、東北部地域から1試料 (K-5) と西南部地域から1試料 (M-3) のみ解析に用いることができた。測定は、面構造 Sm に対して時計回りを正にとってある。その測定方法と測定結果を Fig.

Fig. 13. Aspect ratio (R) vs. orientation angle (ϕ) of porphyroclasts in the mylonites from northeast area (K-1 ~ K-6) and from southwest area (M-1 ~ M-3).

13に示す。ここで非対称度 A を次のように定義する。

$$A = \frac{1}{\sqrt{2}} \left(\frac{\beta_{ii} + \beta_{iii}}{2} + \frac{\beta_i + \beta_{iv}}{2} \right)$$

第2-3象限および第1-4象限の各図で、東北部地域、西南部地域ともほとんどは右ずれの領域 ($A < 0$) に入るが、特に西南部地域では数ポイント左ずれの領域 ($A > 0$) に入るものも存在する。ただし、同じポーフィロクラストを中心とするシャドウ部で左側 (第2, 3象限) と右側 (第1, 4象限) の両方とも左ずれの領域に入るものはない。非対称度 (A) をすべてのポーフィロクラストとプレッシャーシャドウの組について求め、それを平均した値を Fig. 12 に示す。その結果は東北部のものが約-17, 西南部のものが約-11であった。中央構造線沿いの左横ずれを示すマイロナイトの場合、同じ鹿

塩地域のマイロナイトでも非対称度の平均値は18~31の間でばらついており (Takagi and Ito, 1988), その意味で飛驒帯のマイロナイトの場合、データが少ないものの両地域の非対称性に顕著な違いが認められるとはいえない。

以上の2つの解析結果から、東北部地域と西南部地域のマイロナイトの非共軸性に、明確な違いは認められなかった。

考 察

1. 飛驒帯東北部地域擾乱帯以西のマイロナイト帯における歪集中

飛驒帯東北部地域では、面構造・線構造の乱れる擾乱帯が、烏帽子山衝上断層付近で確認された。この擾乱帯以西のマイロナイト帯の特徴を以下にまとめる。

(1) マイロナイト帯の方向は、原岩である片麻岩帯の配列と反時計回りに低角度で斜交している。また、マイロナイト面構造 Sm は、マイロナイト帯の方向とほぼ平行か反時計回りに低角度をなす。

(2) 眼球片麻岩帯では、マイロナイト化の程度が東に向かって強くなるわけではなく、強いゾーンが数条存在する不均一剪断帯の特徴を示す。

(3) 比較的強いマイロナイト化の影響は片麻岩帯の中でも特に縞状片麻岩帯、花崗岩質片麻岩帯にまで及んでいるが、結晶質石灰岩と密接に伴う角閃石片麻岩は一般にマイロナイト化が弱い。

(4) 結晶質石灰岩帯にも顕著な非対称構造が認められ、その面構造 Sm は周囲の片麻岩帯と調和的であるが剪断のセンスは眼球片麻岩帯側が東側の片麻岩帯側にのし上がる、スラストのセンスを示す。

(1)の事実はすでに加納 (1973) により指摘されている。小松ほか (1993) は、飛驒帯のマイロナイト帯を、宇奈月剪断帯と船津剪断帯に区分した。それによると、宇奈月剪断帯は S-C-C' 構造で特徴づけられるシアバンドが発達するマイロナイトで、船津剪断帯は S-C 構造で特徴づけられるとした。また、船津剪断帯の面構造は、宇奈月剪断帯の面構造に比べて、時計回りに低角度で斜交することから、宇奈月剪断帯形成後に、船津剪断帯が形成されたとした。しかしながら、マイロナイト帯の場合、このような斜交関係のみから異なるステージを想定するのは危険である。なぜならば、石英の粒径分布でも明瞭に示されているように、特に東北部地域のマイロナイト帯は (2) にあげた不均一剪断帯の特徴を持っており、歪の局所化が十分考えられるからである。一般に相対的に脆性的な挙動を示すポーフィロクラストと延性的な挙動を示す基質部の鉱物 (通常石英、雲母) の粒界では不均一滑りが生じ易いため、ポーフィロクラストの割合の多いマイロナイトは、シアバンドも発達しやすい (Takagi, 1992)。飛驒帯のマイロナイトは長石、特にカリ長石が粗粒であり、基質部に対してポーフィロクラストの割合が多いことから、シアバンドが発達した S(-C)-C' タイプが形成されやすいと考えられる。逆に S-C 構造で特徴づけられるタイプは、ポーフィロクラストの割合の少ない比較的細粒なマイロナイトであることが多い。また、S-C 構造の発達したマイロナイト帯が、片麻岩帯と同様の南北に近いトレンドを示すのは、もともと原岩に細粒部があり、その方向が反映されているからであろう。たとえば、Fig. 9b に示された眼球片麻岩は S(-C)-C' 構造が発達した粗粒部と、S-C 構造が見られるアプライト質の細粒部とが縞をなしているが、この構造の違いは原岩の鉱物の量比や粒度の違いに基づくものである。ただ、原岩が細粒で延性的な挙動を示す鉱物が多い場合は、粒界面積が大きいことによる反応が軟化を促進し、歪の集中帯を作ることが十分考えられる。したがって、結果として S-C 構造で特徴づけられるマイロナイトは、変形の強いものが多い。

もう一つの原因の違いによる歪集中の例として、脆性的な挙動を示す斜長石や角閃石の量比の多い角閃石片麻岩や縞状片麻岩の優黒色部では、マイロナイト化が弱いことがあげら

れる。特に縞状片麻岩では、珪長質部に顕著な fluxion band やポーフィロクラストが肉眼で観察されるのに対し、優黒色部では、そのような band は明瞭ではない。珪長質部の fluxion band の形成には、カリ長石の存在による交代作用などの反応による軟化が重要な役割を担っているものと思われる (高木, 1984)。一方、(3) にあげた角閃石片麻岩の場合は、鉱物組成の影響よりも、むしろ結晶質石灰岩に密接に伴っている点が重要であると考えられる。特にブロックまたはシートとして石灰岩に取り囲まれている場合は剪断歪が流動的な石灰岩に吸収されるため、石英粒径が 1 mm 以上のほとんどマイロナイト化していない部分が残存しているのかもしれない。角閃石片麻岩よりも東方の縞状片麻岩帯、花崗岩質片麻岩帯ではマイロナイト化は進んでおり、石英の最大粒径が 1 mm を越えるような変形の弱いマイロナイトはほとんどない (Fig. 8a)。このように、石灰岩はきわめて延性的に流動し易く、花崗岩が脆性破壊する低温領域でも石灰岩は流動する領域が広い。したがって、(4) にあげた石灰岩に認められるスラストの運動は、片麻岩帯の右横ずれ運動よりも後に生じたもので、そのような圧縮場に、柔らかい石灰岩のみが反応できたものと考えられる。片麻岩帯の右横ずれ運動時には石灰岩も右横ずれの運動を伴ったと思われるが、スラストセンスを示す試料では、そのような重複変形の証拠は認められない。おそらく、ほとんど完全に以前の運動の証拠は改変されてしまったものと思われる。ただ、石灰岩の中にも右横ずれのセンスを示すものもあり、そのようなものは、後生的なスラストの影響が弱かったのかもしれない。

以上のように、東北部の延性剪断帯は、その原岩の鉱物の量比や粒度、石灰岩の存在、そしてそれらと関係する歪集中によって、不均一剪断帯の特徴を示し、片麻岩帯全体に影響を及ぼした右横ずれ運動の後、石灰岩帯のみに集中したスラスト (上盤東ずれ) の運動が生じたものと考えられる。

2. 飛驒帯と宇奈月帯の接合

今回、面構造・線構造が乱れる擾乱帯が烏帽子山衝上断層付近で確認された。その擾乱帯は布施川地域では花崗岩質片麻岩帯内部に、片貝川地域では不明瞭ながら宇奈月結晶片岩帯内部に存在し、すなわち、その方向は烏帽子山衝上断層とは反時計回りに低角度で斜交している。この擾乱帯を境に、線構造の方向と剪断のセンスが大きく異なることが判明した。このような擾乱帯が形成されたのは、マイロナイト面構造を乱れていることから、眼球片麻岩から結晶片岩にまで及ぶマイロナイト化の後である。従来宇奈月地域の花崗岩質片麻岩 (烏帽子山マイロナイト) は、飛驒片麻岩類が宇奈月結晶片岩類の上に衝上した時に形成されたと考えられていた (広井, 1978; Katoh, 1989)。烏帽子山衝上断層の露頭は阿部木谷で確認され、破碎帯の構造は飛驒帯側が宇奈月帯側に衝上するセンスを示している。しかし、烏帽子山マイロナイトには正断層性のセンスが確認された。また、Fig. 8 の東又谷の例をみてもわかるように、縞状片麻岩や花崗岩質片麻岩中の石英粒径が、烏帽子山スラストに近づくにつれて細粒化する傾向は認められない。したがって、烏帽子山マイロナイトは、直接烏帽子山衝上断層の運動を反映しているものではない。

く、衝上断層は烏帽子山マイロナイトおよび擾乱帯を切って、それらの形成後に生じたものと結論される。ただし、布施川地域では衝上断層付近の花崗岩質片麻岩と宇奈月結晶片岩は西方ずれの正断層センス、片貝川地域では逆に飛驒片麻岩類と衝上断層付近の宇奈月結晶片岩は右横ずれを示すことから、飛驒帯と宇奈月帯の接合は、マイロナイト化以前に基本的には完了しており、烏帽子山衝上断層にみられるガウジの形成は、後の新期の脆性的な断層活動を示すに過ぎないと考えられる。片貝川地域で、マイロナイト化の影響が宇奈月帯に入って急に弱くなるのは、原岩組織の違いとともに、この断層活動によりマイロナイト化の漸移性が失われたためであろう。

3. 飛驒帯東北部の剪断運動史

以上述べてきたことをもとにして編んだ飛驒帯東北部地域の地史を以下にまとめたい。飛驒片麻岩の年代に関してさまざまな値が報告されているが、約 330 Ma の頃に年代値の小さな集中が知られている(太田・板谷, 1989)。飛驒片麻岩のジルコンとスフェーンの U-Th-Pb 年代として 240~230 Ma の年代が報告されており、広域変成年代を示すものと考えられている(Ishizaka and Yamaguchi, 1969)。宇奈月結晶片岩の原岩の堆積は、石炭紀後期であり(広井, 1978)、結晶片岩の白雲母・黒雲母の年代は約 248~212 Ma (Yamaguchi and Yanagi, 1970; Shibata et al., 1970) である。この宇奈月結晶片岩類と飛驒片麻岩類は、すでに述べたように、マイロナイト化の前に接合していた。このマイロナイト化の時期は、眼球片麻岩の角閃石について報告されている 220~210 Ma (Shibata et al., 1970; 柴田・野沢, 1978) という K-Ar 年代が、角閃石の閉鎖温度(約 500°C)とマイロナイト化の温度条件(角閃岩相-緑色片岩相境界付近)を考慮に入れると比較的近いものと考えられる。ただし、マイロナイトには明瞭な熱変成の影響も部分的に見られることから、上記の角閃石の年代は若返りの年代の可能性も無視できず、したがって、マイロナイト化はもう少し古い可能性もある。Tanaka and Kagami (1989) は伊折花崗岩に相当する岩石で、211±3 Ma という鉍物年代を報告している。伊折花崗岩はごく弱いマイロナイト化を受けており、この年代は伊折花崗岩の冷却年代を示しているのと同時に、マイロナイト化の最終的な年代を示すものと思われる。以上から、右横ずれを示すマイロナイト化は、小松ほか(1993)でも述べられているように、230~210 Ma の間に生じたものと考えられる。したがって、飛驒帯と宇奈月帯の接合は、250 Ma 以降、230~210 Ma のマイロナイト化のステージの前に生じたと結論される。

この右横ずれ運動の後、結晶質石灰岩に見られる衝上性の剪断運動が起き、眼球片麻岩帯が相対的に上昇した。一方、宇奈月地域では展張性の構造運動に伴って斑礫岩-花崗岩複合岩体などの新期花崗岩類の貫入が起き、おそらくその隆起に伴って正断層性の剪断センスを烏帽子山マイロナイトや宇奈月結晶片岩に記録したものと思われる。結晶質石灰岩に見られる圧縮場における衝上性の運動と、烏帽子山マイロナイト等に見られる展張場における正断層性の運動の前後関係を示すような直接の証拠はない。この正断層性のマイロナイト

化と擾乱帯の形成の年代に関しては、地質学的には右横ずれマイロナイト化の後であるということしかわからない。一方、宇奈月地域の諸岩石の Rb-Sr 鉍物年代が Katoh et al. (1989) によって報告されている。それによると、烏帽子山マイロナイトについて、 229.5 ± 18.5 Ma、宇奈月花崗岩について 181.0 ± 1.3 Ma、弥太蔵谷石英閃緑岩について 174.2 ± 3.4 Ma という年代値が得られている。烏帽子山マイロナイトの年代は、マイロナイト化の程度が弱いことから、花崗岩の固結時の年代に近いものと思われる。宇奈月花崗岩の年代は、本岩体もしくはそれと隣接する斑礫岩-花崗岩複合岩体の冷却・上昇年代である可能性が高い。弥太蔵谷石英閃緑岩の年代も、新期花崗岩類による若返りの可能性がある。一方、毛勝岳花崗岩の年代は、Suwa (1966) によりペグマタイト中の白雲母の K-Ar 年代で 189 Ma、田中・加々美 (1987) により Rb-Sr 全岩アイソクロン年代で 196.1 ± 16.8 Ma という値が報告されているが、誤差や測定鉍物の違いを考慮に入れると、斑礫岩-花崗岩複合岩体や弥太蔵谷石英閃緑岩との年代の区別は難しい。しかし、斑礫岩-花崗岩複合岩体や弥太蔵谷石英閃緑岩には弱いながらも面構造を持つものが存在しているので、まったく面構造を持たない毛勝岳花崗岩よりも前の変動時において貫入が始まっていたものと思われる。

以上から、宇奈月地域の烏帽子山マイロナイトや宇奈月結晶片岩そして宇奈月花崗岩に認められる正断層の延性剪断運動は、飛驒帯の右横ずれ剪断運動の後で、それが上記のような新期花崗岩類の上昇に伴ったものと考えられ、およそ 180 Ma ということになる。

4. 東北部地域と西南部地域の延性剪断帯の関係

飛驒帯中のマイロナイトは、東北部地域に主に分布する南北性のものと、西南部地域に主に分布する東北東-西南西のものとの存在する。2つはほぼ 70° をなす方向に配列しており、両方ともに右横ずれ剪断運動を示している。このような方向性の著しく異なる剪断帯の関係については、次の3つの可能性が考えられる。すなわち、(1)もともと一直線状に配列していた剪断帯が、後で相対的に回転した、(2)東北東-西南西の剪断帯と南北方向の剪断帯が、duplex または relay structure をなす、(3)片方がもう片方を切断した時期の異なる2つの剪断帯である、というものである。以下に、これらの可能性について吟味したい。

(1) 折れ曲がり説

古地磁気データによると、日本列島は日本海が開く以前、特に古第三紀以前にはその配列が直線的であったと考えられている(Hirooka et al., 1990)。飛驒帯に存在しているマイロナイト帯も、折れ曲がり以前は1つの方向の右横ずれ剪断帯であった可能性が考えられる。しかし、伊藤・伊藤(1988)は、富山県八尾地域の第三系新第三系の古地磁気と、魚津市古第三系太美山層群の古地磁気とに明瞭な差がなく、1つのブロックとして 15 Ma から 12 Ma の時期に、西南日本主部の方向に対し約 50° 反時計回りの方向に回転したことを指摘している。さらに Itoh (1988) は、濃飛流紋岩の古地磁気には南北方向による差が見られないとし、濃飛流紋岩を1つのブロックとして考えている。したがって、白亜期後期以降は、

Fig. 14. Possible southern extension of the Hida, Unazuki and Hida marginal belts in the northeastern area on the basis of xenolith data shown by solid marks after Kano (1989). This figure is modified from Kano (1989, Fig. 2). Nearly 10 km dextral displacement is postulated along the concealed shear zone which can be an eastern extension of the ENE-WSW trending shear zone of the southwestern area (Miyakawa-Kamioka area). HB: Hida belt, UB: Unazuki belt, HMB: Hida marginal belt.

飛驒地域は1つのブロックとしてふるまい、飛驒帯中の剪断帯に折れ曲がりには生じなかったことになる。また、飛驒帯に分布するジュラ紀～白亜紀の手取層群や180 Maの船津花崗岩には折れ曲がりを示唆するような著しい変形は知られていない。東北部地域の剪断帯と西南部地域の剪断帯の幅が大きく違うことを考え併せても、(1)のモデルは考えにくい。

(2) duplex 説または relay structure 説

小松ほか (1988), 長瀬ほか (1990) は、西南部の右横ずれ運動に伴って、東北部の剪断帯では右横ずれ transpression に伴うフラワー構造が形成され、より深部の岩石がめくれ上がったと考えた。また長瀬ほか (1990) は飛驒片麻岩が分布する地域より北側にもう1つ roof thrust に相当するような剪断帯を想定しており、その間に分布する飛驒帯片麻岩類に見られる褶曲構造も、船津剪断帯の右横ずれ運動による

ものであると考えた。その後、小松ほか (1992, 1993) は、宇奈月帯の変成度の南北変化などから、このような duplex がもともと strike-slip duplex ではなく、スラスト性の duplex が横倒しになったものであると考えた。このモデルは、日高帯の剪断帯の造構モデルと同じものである。しかしながら、duplex モデルには次のような多くの問題点が存在する。(a) 東北部地域が長瀬ほか (1990) が考えるような2つの剪断帯の間の連結部、すなわちランプであったとした場合、北部では roof thrust の右横ずれ運動により引きずられ、東にふれた走向を持つようになるはずである。しかし北部の布施川地域に向かうにつれ西にかなりふれた走向を持つ。

(b) もし小松らのモデルのように、西南部地域の剪断帯を主剪断帯（フロアスラストまたはデコルマ）と考え、東北部地域の剪断帯をランプに相当する部分とするのであれば、duplex モデルからみれば西南部地域の方が変位量が大いはずである。したがって、マイロナイト帯の幅と変位量との関係 (Nagahama, 1991) を考慮に入れると、剪断帯の幅も西南部の方が広く、マイロナイト化が強いはずである。しかしながら、中程度以上にマイロナイト化の強い、石英の最大粒径が0.5 mm以下の領域は、東北部地域では眼球片麻岩帯のみで1 km以上、烏帽子山衝上断層付近の片麻岩まで含めると3.5 kmに達するのに対し、西南部地域では400 mにすぎず、その違いは顕著なものである。

(c) duplex モデルによれば、東北部地域のマイロナイトは右横ずれトランスプレッションの場で形成されたとしている。しかしながら、東北部地域の片麻岩類に認められるセンスは右横ずれと正断層性であり、スラストセンスを持つ片麻岩由来のマイロナイトは存在しない。したがって、右横ずれ運動に伴うトランスプレッションが働いたとすると、右横ずれを示す東北部地域のマイロナイトには、単純剪断成分に加え、かなり純粋剪断成分が加わっていること、言い替えればより非共軸性の小さいペネトレーティブな組織が見られるはずである。この非共軸性を評価する手段として、ポーフィロクラストの伸長比-長軸配列の関係や、非対称プレッシャーシャドウの非対称性について検討した結果、東北部地域と西南部地域のマイロナイトの非共軸性に違いは認められなかった。また、長瀬ほか (1990) が示したようなフラワー構造が形成されるためには、上方への応力の開放を考えなければならないが、マイロナイト化が形成されるような深さで、そのような応力開放はきわめて考えにくい。

(d) 小松ほか (1992, 1993) のモデルの、かつてスラスト性の duplex が横倒しになったとするならば、西南部のマイロナイトの方が東北部のマイロナイトよりもより変成度の高い条件で変形したはずである。また、東北部地域のマイロナイトでも南北で変成度の違いが認められても良いはずである。通常マイロナイトでは変形の進行あるいは歪の集中に伴って水やCO₂が付加され後退変成作用が進行するので、マイロナイトについての変成度を特定するのは難しい。しかしながら、西南部地域のマイロナイトの方がむしろ緑泥石化、緑簾石化が著しく、東北部に比べて変成度が高かったという形跡は認められない。

Table 1. Pre-Cretaceous shear movement history of the Hida and Unazuki belts.

Age	Granitoid (Funatsu)	Hida gneiss	Unazuki schist
Carboniferous		amph.-gran. f. metamorphism (330Ma-)	sedimentation of protolith
Permian			
Triassic			med. P. metamorphism (240Ma)
amalgamation of the Hida and Unazuki belts			
	syn-kinematic intrusion and dextral shear	dextral shear	dextral shear (weak)
(230-210Ma) Indosinian Songrim	dextral shear only in the SW area	thrust shear only in the marbles in the NE area	
Jurassic (180Ma) Yenshanian Daobo	post-kinematic intrusion	top-to-the-west extensional shear in the Kurobegawa area	

以上の(a)~(d)にあげた点を考え併せると、小松ほか(1988)、長瀬ほか(1989)のトランスプレッションモデルや、小松ほか(1993)のduplexモデルは受け入れがたい。ただし、白木峰地域に見られような小規模な剪断帯は、宮川-神岡地域の剪断帯をフロアスラストとしたstrike-slip duplex構造のランプに当たる剪断帯という可能性も否定できないが、それらの地域のマイロナイト化はたいへん弱く、連続性に欠ける。

Cluzel et al. (1991)は韓半島沃川帯西南部霊光(Yeong Kwang)地域の右横ずれ剪断帯に伴うextensional relay structureが飛騨帯の2方向性の剪断帯の形成モデルに当てはまる可能性を指摘している。しかしながら、枝分かれした剪断帯が展張性であれ、圧縮性であれ、線構造は横ずれ運動を示していることから、このようなrelay structureの可能性も否定される。

(3) 時期の異なる2つの剪断帯説

東北部地域のマイロナイト化の時期は、230~210 Maの間であると考えられた。一方西南部地域の年代値としては、Ishizaka and Yamaguchi (1969)が眼球片麻岩中のジルコンとスフェーンについて、約240 MaのU-Th-Pb年代を、また柴田・野沢(1978)が眼球片麻岩中の角閃石について215 Ma, 211 Maの角閃石のK-Ar年代を報告している。したがって、年代値のみから両地域のマイロナイト化の前後関係は明確には議論できない。しかしながら、加納(1989)により報告された白亜紀~古第三紀深成岩類中のゼノリスの分布は、両地域のマイロナイト化の時期の違いを示唆する点で注目される。それによると、たとえば立山では片麻岩類のゼノリス(Fig. 14のA-3)が報告されている。早月川の面構造の走向をそのまま延ばしていくと立山に至ることから、Fig. 14のように飛騨帯の延長は立山付近にまで延びることになる。一方、槍ヶ岳付近には飛騨外縁帯に帰属する岩体やゼノ

リスが知られていることから、宇奈月帯と外縁帯の境界は黒部川の上流付近で大きく西にずれることになる。このような各帯の分布は、従来示されているもの(Fig. 1)とは異なる。この黒部川上流地域には大きな東西性の断層が知られているわけではなく、またゼノリスを包有している深成岩類の分布に大きなずれがあるわけでもない。したがって、これらが貫入する前からこのような岩体の配列にずれが生じていたと考えることができる。西南部地域の剪断帯の東方延長をそのまま延ばすと、この黒部川の上流域にくる(Fig. 14に示す伏在剪断帯)。すなわち、まず東北部地域に見られるような南北性の大規模な右横ずれ剪断帯が存在し、それに引き続きより小規模な東北東-西南西方向の右横ずれ剪断帯が形成され、南北性の岩帯の配列に10 km前後のずれが生じた。もしそれが事実であるとする、東北東-西南西の右横ずれ剪断運動により、マイロナイト化が終了した東北部地域の南北性剪断帯は圧縮場へと変化し、その時に結晶質石灰岩のみに衝上性の剪断運動を記録した可能性がある。その時期は、上記の年代論を考え併せると、東北部地域の擾乱帯以東に見られる正断層性の運動よりも古いことになる。今回の調査結果でこのモデルに対して評価するデータを示すことはできないが、筆者らは上記のデータを考慮に入ると、この説が最も有力であるとする。このモデルを吟味するためには、今後は褶曲の解析を含む飛騨帯の南北方向と西北西-東南東方向の構造の形成時期について、より詳細に検討する必要がある。

以上述べてきたジュラ紀以前の飛騨地帯の剪断運動史をTable 1に示す。

5. 沃川帯の延性剪断帯(湖南剪断帯)との時空的関連と飛騨地帯のテクトニクス

Yanai et al. (1985)、大藤ほか(1987)は、南部韓半島の北東-南西方向に延びる湖南剪断帯(Honan shear zone)を記載した。それらによるとこの湖南剪断帯は幅100 km以上、

長さは400 kmに及ぶ大規模な剪断帯であり、ジュラ紀中-後期に数100 kmの右横ずれ運動があったと考えられている。そして、湖南剪断帯の東方延長が、飛驒地域の右横ずれ剪断帯にあたると考えた。当時、湖南剪断帯は、大宝花崗岩の貫入に伴ったジュラ紀中期～後期の大宝造山運動時に活動したと考えられ、一方飛驒帯のマイロナイトも当時は船津(新期)花崗岩の貫入(約180 Ma)に伴った変形と考えられていた。その後、Rb-Sr全岩年代値が蓄積され、それまで大宝花崗岩とされた中で変形した花崗岩類の年代が230～220 Maであることがわかり、また、面構造を持たない花崗岩のRb-Sr全岩年代が210 Maである(Choo and Kim, 1986)ことから、右横ずれ運動は主に後期三畳紀に生じたものであることが明らかにされた(Cluzel et al., 1990 参照)。一方、飛驒地帯の船津花崗岩類にもマイロナイト化のステージを挟んで新旧2期の花崗岩活動があることが地質学的に明らかにされてきた(加納, 1990)。したがって、小松ほか(1993)によって述べられているように、飛驒帯の右横ずれ剪断運動の時期と湖南剪断帯の活動時期は三畳紀後期(230～210 Ma)ということと一致する。ただし、地質体として沃川帯に広く分布する先カンブリア代の基盤岩類やカンブリア-オルドビス紀のコーツァイト、石灰岩、diamictiteなどが宇奈月帯では認められないことから、沃川帯と宇奈月帯の対比(Hiroi, 1981)を単純に行うのに抵抗がある。しかし、少なくとも沃川帯と飛驒帯の剪断帯が、大陸縁辺部において後期三畳紀の右横ずれ運動を伴う一連のテクトニクス場にあったに違いないと思われる。

飛驒地帯の南北の構造方向と西南日本の東北東-西南西の構造方向とは一致しない。そこでHara (1982)は飛驒地帯と、その西方延長部を含む西南日本の構造方向との間の折れ曲がりに相当する部分に飛驒南縁境界断層を想定した。小松ほか(1985)は飛驒地帯の日本海側に分布する正の重力異常帯を舞鶴帯の東方延長と考え、飛驒地帯がそれを覆っているナップであるとした。そのナップの移動は東方に向かっており、マイロナイト帯の形成もその運動に結び付けた。相馬ほか(1990)は、飛驒地帯が相対的に反時計回りに回転を伴いながらナップとして北方より移動してきたと考えた。ナップ説を検討できるデータは本論では持ち合わせていないが、前述の伊藤・伊藤(1988)の古地磁気データに基づいて飛驒地帯が西南日本に対して相対的に約50°反時計回りに回転したとすれば、それを復元すると飛驒地帯の南北の構造方向は湖南剪断帯の構造方向に近くなる。小松ほか(1993)は、湖南剪断帯の延長を飛驒帯の東北東-西南西方向の剪断帯と対比したため、飛驒帯を反時計回りに30～35°戻す必要を唱えた。しかしながら、上に述べたように湖南剪断帯の東方延長ないしそれに平行な方向が、現在飛驒帯東北部に存在する南北性の剪断帯であるとすれば、上記の古地磁気学的データや飛驒地帯における2方向の剪断帯の幅の違いも無理なく説明できる。今後は、飛驒地帯の西南日本への合体の具体的な過程をつかむために、飛驒外縁帯の運動像を詳細に検討し、Hara (1982)が想定した飛驒南縁境界断層の存在の有無を吟味する必要がある。

文 献

- Arakawa, Y., 1982, Geologic structures of the Hida metamorphic rocks of the Kurobe and Katakai River areas, in the eastern part of Toyama Prefecture, Central Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, **3**, 1-22.
- , 1984, Rb-Sr ages of the gneiss and metamorphosed intrusive rocks of the Hida metamorphic belt in the Urushiyama area, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **83**, 374-387.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979, Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: the example of the South Armorican Shear Zone. *Jour. Struct. Geol.*, **1**, 31-42.
- Burg, J.P., 1986, Quartz shape fabric variation and c-axis fabric in a ribbon-mylonite: arguments for an oscillating foliation. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 123-131.
- Celma, A.G., 1982, Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, **4**, 443-455.
- Choo, S.H. and Kim, S.J., 1986, A study of Rb-Sr age determinations on the Ryeongnam massif, II. *Korea Inst. Energy Resour. Rep.*, **86** (2), 1-28.
- Cluzel, D., Cadet, J.-P. and Lapierre, H., 1990, Geodynamics of the Ogcheon Belt (South Korea). *Tectonophysics*, **183**, 41-56.
- , Lee, B.-J. and Cadet, J.-P., 1991, Indosinian dextral ductile fault system and synkinematic plutonism in the southwest of Ogcheon Belt (South Korea). *Tectonophysics*, **194**, 131-151.
- Fujiyoshi, A., 1970, Potassium feldspar from gneisses and granites in the upper Hayatsuki-gawa area, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **18**, 1-27.
- , 1984, The obliquity of K-feldspar from schists, gneisses, and granites in the north-eastern part of the Hida metamorphic belt, central Japan. *Mineral. Mag.*, **48**, 53-63.
- 藤吉 瞭・中川 正久, 1978, 富山県片貝川上流地域の片岩、片麻岩及び花崗岩中のカリ長石の三斜度。地質雑, **84**, 359-36.
- Ghosh, S.K. and Ramberg, H., 1976, Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics*, **34**, 1-70.
- Hara, I., 1982, Evolutional processes of paired metamorphic belts—Hida Belt and Sangun Belt—. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 21, 71-89.
- 原 崇, 1990, 飛驒帯東北部剪断帯の運動像。日本地質学会第97年学術大会演旨, 327.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・滝沢文教, 1991, 槍ヶ岳地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 190p.
- 林 正貴・高木秀雄, 1987, 長野県南部における中央構造線沿いの圧砕岩類にみられる再結晶石英の形態ファブリック。地質雑, **93**, 349-359.
- 広井美邦, 1978, 飛驒変成帯宇奈月地域の地質。地質雑, **84**, 521-530.
- Hiroi, Y., 1981, Subdivision of the Hida metamorphic complex, central Japan, and its bearing on the geology of the Far East in Pre-sea of Japan time. *Tectonophysics*, **76**, 317-333.
- , 1983, Progressive metamorphism of the Unazuki pelitic schists in the Hida terrane, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 334-350.
- Hirooka, K., Yamada, R., Yamashita, M. and Takeuchi, A., 1990, Paleomagnetic evidence of the rotation of central Japan and the paleoposition of Japan. *PALEO*, **77**, 345-354.
- Ishioka, K. and Suwa, K., 1956, Metasomatic development of staurolite schist from rhyolite in the Kurobe-gawa area, central Japan. A preliminary report. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **4**, 123-140.
- Ishizaka, K. and Yamaguchi, M., 1969, U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 179-185.
- 伊藤康人・伊藤久敏, 1988, 富山県魚津地域に分布する太美山層群の

- 古地磁気とフィッシュン・トラック年代—西南日本東部における第三紀の回転運動に関連して—, 地質雑, **94**, 11-18.
- Itoh, Y., 1988, Differential rotation of the eastern part of south-west Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 3401-3411.
- 加納 隆, 1973, 富山県東半部の飛騨変成帯の地質について (その1) —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.
- , 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.
- , 1983, 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—, 地質雑, **89**, 375-393.
- , 1989, 黒部川流域における宇奈月帯・飛騨外縁帯の南方延長—花崗岩体中のゼノリス類の分布と産状—, 地質学論集, no. 33, 11-20.
- , 1990, 飛騨帯の花崗岩質岩類, 鉱山地質, **40**, 397-413.
- Kano, T., 1991, Metasomatic origin of augen gneisses and related mylonitic rocks in the Hida metamorphic complex, central Japan. *Mineralogy and Petrology*, **45**, 29-45.
- Katoh, Y., Hayasaka, Y., Hara, I., Tanaka, S. and Kagami, H., 1989, Deformation style of the Unazuki schists and its implication in the tectonics of the Hida terrane. *DELP publ.*, no. 28, 19-23.
- 小松正幸・宇次原雅之・茅原一也, 1985, 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造, 新潟大理地質研報, no. 5, 133-148.
- ・———・竹之内耕・卯田 強・植村 武, 1988, 船津剪断帯—飛騨複合帯縁辺の右横ずれ Shear zone. 佐藤信次教授退官記念論文集, 27-37.
- ・長瀬真央・内藤 耕・菅野孝美, 1992, 船津シア・ゾーンの再検討, 月刊「地球」, **14**, 192-196.
- ・———・宇次原雅之・豊島剛志, 1993, 飛騨地体の構造とテクトニクス, 地質学論集, no. 42, 39-62.
- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984, S-C Mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- Masuda, T. and Fujimura, A., 1981, Microstructural development of fine-grained quartz aggregates by syntectonic recrystallization. *Tectonophysics*, **72**, 105-128.
- , Michibayashi, K. and Ohta, H., 1995, Shape preferred orientation of rigid particles in a viscous matrix: re-evaluation to determine kinematic parameters of ductile deformation. *Jour. Struct. Geol.*, in press.
- 長瀬真央・内藤 耕・小松正幸・菅野孝美, 1990, 飛騨変成帯, 船津 SHEAR ZONE の運動像, 月刊「地球」, **12**, 396-401.
- Nagahama, H., 1991, Fracturing in the Solid Earth. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd. Ser., **61**, 103-126.
- 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」及び説明書, 地質調査所, 79 p.
- 奥井明彦, 1985, 富山県片貝川上流の飛騨変成岩類にみられる複変成作用, 特に船津花崗岩類の貫入の影響について, 岩鉱, **80**, 382-397.
- 太田久仁雄・板谷徹丸, 1989, 飛騨変成帯に分布する花崗岩類および変成岩類の放射年代, 蒜山研究所報告 (岡山理科大学), **15**, 1-25.
- 太田昌秀, 1961a, 宇奈月町東方の Syntexite 帯について, 地質雑, **67**, 451-462.
- , 1961b, ひだ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.
- 大藤 茂・柳井修一・朴 奉淳・左 容周, 1987, 南部韓半島の湖南剪断帯, 構造地質, no. 32, 69-85.
- Shibata, K., Nozawa, T. and Wanless, R.K., 1970, Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Can. Jour. Earth Sci.*, **7**, 1383-1401.
- 柴田 賢・野沢 保, 1978, 飛騨変成帯の角閃石の K-Ar 年代, 岩鉱, **73**, 137-141.
- 相馬恒雄・秋山伸一, 1984, 飛騨変成帯中央部の地質構造と岩石の分布について, 地質雑, **90**, 609-628.
- ・梶座圭太郎・寺林 優, 1990, 飛騨変成帯, 日本地質学会第97年学術大会見学旅行案内書, 27-58.
- Suwa, K., 1966, Radiometric age and mineralogy of muscovite from a granite transgressing the Hida metamorphic complex in the upper Katakai River area, Toyama Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **72**, 523-529.
- 鈴木盛久・中沢伸治・荆部哲也, 1989, 飛騨帯の造構発達史—変成履歴と後期石炭紀〜三畳紀の変動について—, 地質学論集, no. 33, 1-10.
- 高木秀雄, 1984, 長野県高遠—市野瀬地域における中央構造線沿いの圧砕岩類, 地質雑, **90**, 81-100.
- Takagi, H., 1992, Development of composite planar fabric in mylonites along the Median Tectonic Line, southwest Japan. *The Island Arc*, **1**, 92-102.
- and Ito, M., 1988, The use of asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear. *Jour. Struct. Geol.*, **10**, 347-360.
- 田中 忍・加々美寛雄, 1987, 北アルプス北部, 剣岳〜毛勝山地域に分布する花崗岩類の Rb-Sr 年代, 地質雑, **93**, 929-932.
- Tanaka, S. and Kagami, H., 1989, Neodymium and strontium isotopic study of the early Mesozoic granitic rocks in the Hida terrane, central Japan. *DELP publ.*, no. 28, 13-18.
- Williams, M. L. and Burr, J. L., 1994, Preservation and evolution of quartz phenocrysts in deformed rhyolites from the Proterozoic of southwestern North America. *Jour. Struct. Geol.*, **16**, 203-221.
- Yamaguchi, M. and Yanagi, T., 1970, Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. *Eclogae. Geol. Helv.*, **63**, 371-388.
- Yanai, S., Park, B.-S. and Otoh, S., 1985, The Honan shear zone (South Korea): deformation and tectonic implication in the Far East. *Sci. Pap. Coll. Arts Sci., Univ. Tokyo*, **35**, 181-210.

(要 旨)

高木秀雄・原 崇, 1994, 飛騨地帯の延性剪断帯の運動像とテクトニクス. 地質雑, 100, 931-950. (Takagi, H. and Hara, T., 1994, Kinematic pictures of the ductile shear zones in the Hida terrane and their tectonic implication. *Jour. Geol. Soc. Japon*, 100, 931-950.)

飛騨帯には, 南北方向 (東北部地域) と東北東-西南西方向 (西南部地域) の2つの主要なマイロナイト帯が発達する. その剪断のセンスは, 東北部地域では烏帽子山衝上断層付近の擾乱帯を境に変化する. その西方では石灰質マイロナイトを除き右横ずれのセンスを示し, その東方の黒部川地域では, 上盤西方の展張性のセンスが確認された. 西南部地域では右横ずれを示すが, マイロナイト帯の幅は東北部地域に比べると小さい. 南北方向の剪断帯は西南日本の構造方向ともともとは平行であったと考えられ, その形成は三畳紀後期 (230~210 Ma) で, 沃川帯の北東-南西方向の右横ずれ剪断帯の活動と一致する. その後, 東北東-西南西方向の右横ずれ剪断帯が形成され, 南北方向の剪断帯を変位させ, 東北部地域の石灰質マイロナイトに見られるスラスト性の運動をもたらした. ジュラ紀初期 (c. 180 Ma) に入り, 深成岩の貫入を伴った展張性の造構場が生じ, 黒部川地域における上盤西ずれの剪断運動を記録した.