棚倉破碎帯の変形と運動*

越 谷 信**

Tanakura Shear Zone : The deformation process of
fault rocks and its kinematics*

Shin KOSHIYA**

Abstract The Tanakura Shear Zone is a NNW-SSE trending major fault zone and a geological boundary between NE and SW Japan in the pre-Miocene age. The Shear Zone, 3 to 4 km in width, consists of various kinds of fault rocks derived from Paleo-Mesozoic sedimentary rocks of the Yamizo belt, metamorphic rocks of the Abukuma belt and granitic rocks of both belts. These rocks were deformed successively into mylonites, phyllites and fault gouges.

The mylonitization occurred during the Cretaceous time, especially before 107 Ma. In all mylonites, two kinds of foliation which are oblique to each other are optically recognized. One of them, which is a fluxion band, is regarded as a kind of shear plane. The other is subparallel to the plane including maximum principal axis and intermediate axis of strain ellipsoid. These two kinds of foliation were formed simultaneously by simple shear. On the basis of the relation of obliqueness between the two kinds of foliation, the sense of simple shear could be determined on a microscopic scale. The regional structure of foliation and lineation in mylonite, in addition to the relationship mentioned above, strongly suggests that the Tanakura Shear Zone was active as a major left lateral shear zone associated with thrusting shear zones in it. Thereafter, these mylonites were re-deformed partly to phyllitic rocks before 60-70 Ma. The sense of displacement along fault gouge and fault breccia zones within the Tanakura Shear Zone and their regular arrangement, that is, NW-trending major Riedel shears and NNE-trending reverse faults, suggest that the Tanakura Shear Zone was active as a major left lateral fault zone at this stage, also. During or after the stage of deformation to phyllites, or during the stage of the brecciation, small flexural slip folds developed in a part of the Shear Zone. At the beginning of Middle Miocene the NE-trending horizontal compressional stress field prevailed in the area around the Shear Zone. This was corroborated by the analysis of minor faults developed both within and around the Shear Zone. Therefore the Tanakura Shear Zone might have been active as a right lateral fault during this time.

はじめに

棚倉破碎帯は日本列島における先新第三系地体構造上、きわめて重要な一大断層である。その重要性を列挙

1985 年 4 月 5 日受付。1985 年 10 月 18 日受理。

* 日本地質学会第 91 年学術大会（早稲田）にて一部講演。

** 東北大学理学部地質学古生物学教室。Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Tohoku University, Sendai, 980 Japan.

すると、

a. 棚倉破碎帯は非変成足尾帯（石炭系—ジュラ系）と花崗岩類および竹貫・御斎所変成岩などからなる阿武隈帯の境界となっていて、西南日本で明瞭な帯状地質構造は、棚倉破碎帯以東にはそのまま連続しない。

b. 白亜紀花崗岩類の地質年代は棚倉破碎帯の西側で若く（60—70 Ma）、東側では古い（90—100 Ma）（野沢、

1970; 柴田ほか, 1973). また, Sn および F の含有量や Sr の初生値などの化学的性質にも, 明瞭な差が認められる(石原, 1981, 1982).

c. 濃飛流紋岩に代表される後期白亜紀—古第三紀酸性火山活動は, 棚倉破碎帯がその東限となっている(山田ほか, 1982 など).

棚倉破碎帯の運動像に関しては, 大槻(1975), OTSUKI & EHIRO(1978), 桑原(1981, 1982), 佐藤ほか(1982)などによって研究された. 大槻(1975)は, 主として白亜紀にマイロナイト化作用が, その後に機械的圧砕作用を主とする変形が起きたとした. 破碎帯内断層の配列パターンより, その時期の棚倉破碎帯は左横ずれ運動を行ったと結論した. 新第三紀の運動像については, 大槻(1975)は中新統礫岩の変形から, 佐藤ほか(1982)は小断層解析から右横ずれ運動を推定したのに対し, 桑原(1981, 1982)は小断層解析により左横ずれ運動を行ったと論じた.

棚倉破碎帯の基本的構造は先中新世に形成されたと解釈されているが, 従来の研究では, 破碎帯を構成する各種変形岩類とそれらの形成に伴う断層運動について, 充分解明されているとはいえない. 本論文では, それらの変形岩類を中心として破碎帯内に発達する小褶曲や小断層を含む全ての構造要素を研究対象とし, 棚倉破碎帯のより完全な運動史の解明を試みた.

地質概説

本論文で扱う地域は, 福島県南東部久慈川流域一帯で, 棚倉町, 塙町および矢祭町を含む(Fig. 1). 調査地域中央にある棚倉破碎帯を境にして, 東側には阿武隈帯の花崗岩類および竹貫変成岩が, 西側には八溝帯の中—古生界堆積岩および花崗岩類が分布する. これらのうち, 竹貫変成岩は調査地域周辺では主に黒雲母片麻岩や角閃岩より成り, その片理面の一般走向は NE—SW 方向である(TAGIRI, 1973). 阿武隈帯の花崗岩類は矢祭町大坪付近に分布し, 中—細粒黒雲母アダメロ岩・花崗閃緑岩より成る. これは丸山(1979)の“塙岩体”(Rb—Sr 法で 124 ± 51 Ma)に相当する. 一方, 八溝帯の堆積岩は砂岩・頁岩・チャート・石灰岩レンズ・塩基性火山岩の薄層により構成され, ペルム系からジュラ系にわたる地層であることが判明しつつある(KANOMATA, 1961; 大山・笠井, 1974; 鈴木・佐藤, 1972; 吉田ほか, 1976). 柴田ほか(1973)によると, 八溝帯の堆積岩を貫く中—細粒花崗閃緑岩および淡紅色粗粒黒雲母花崗岩の K—Ar 年代は, それぞれほぼ 100 Ma および 60—70 Ma とされて

いる. 本地域内には後者の黒雲母花崗岩のみが分布する.

また, 破碎帯の東西両側に隣接して新第三系の小堆積盆地が配列し, 破碎帯はこれらに対し地塁を形成している.

破碎帯は北北西—南南東方向をもち, 幅 2—5 km で, 花崗岩類・変成岩類・堆積岩類を原岩とするマイロナイト類・千枚岩・断層ガウジ(fault gouge)等により構成される. 破碎帯内の一部には, 小褶曲や小断層も発達している.

棚倉破碎帯の原岩構成

破碎帯を構成する岩石は, マイロナイト化作用・千枚岩化作用・粉碎作用を重複して被り, 原岩の組織や構成鉱物が変化している. そこで, 以下に産状および鏡下での観察, とくに, ポーフィロクラストに注目して, 原岩を推定した.

1. 堆積岩

堆積岩を原岩とする変成岩類は, 棚倉町小爪付近から矢祭町東館付近までの久慈川沿いに, 破碎帯の西側に偏って分布している. これらは, 砂岩・頁岩を主体とし, 一部にチャート・石灰岩を伴う. 砂岩を原岩とするものは, 一般に淡緑色を呈する. 珪質なものほど優白色となり, チャートは透明感のある乳白色—淡褐色を示す. 砂岩は黒色頁岩と互層を成すことが多く, その層理面に沿ってしばしばアブライト岩脈がみられる. チャートや珪質砂岩は砂岩頁岩互層中にしばしばはさまれるのに対し, 石灰岩はごく稀にしか産せず, たいてい砂岩頁岩互層中にレンズ状小岩体として含まれる. 砂岩を原岩とする変形岩のポーフィロクラストを構成する鉱物は, 主に長石類であり, 岩片はほとんどみられない. 石英は再結晶粒子の複合体として基質中に存在する. 基質は絹雲母・緑泥石・方解石・細粒化した石英等から成る.

これらの岩石は広域変成作用を受けていないことと岩相組合せの類似性から, 八溝帯由来の堆積岩と考えられる.

2. 変成岩

変成岩類およびそれらを原岩とする変形岩類は, 主として塙町塙から東館東方にかけての丘陵地に分布し, 棚倉町小爪北方, 同町下山本付近にも小岩体として分布する. これらは主に黒雲母片麻岩・黒雲母—角閃石片麻岩・(含ザクロ石)珪質片岩等により構成され, 一部に角閃片岩の小岩体を伴う. 黒雲母—角閃石片麻岩の構成鉱物は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不

Fig. 1. Geological map of the Tanakura Shear Zone (T.S.Z.). 1; Quaternary System. 2; Neogene System. 3; sedimentary rocks of the Yamizo belt. 4; granitic rocks of the Yamizo belt. 5; metamorphic rocks of the Abukuma belt. 6; adamellite of the Abukuma belt. 7; mylonitic granodiorite of Kozume (Kz) and Kamitezawa (Km) rock bodies. 8; mylonitic granitic rock of Yashiki (Ys) rock body. 9; cataclastic granite of Yatsuki (Yt) rock body. 10; mylonitic granodiorite of Higashidate (Hg) rock body. 11; mylonitic adamellite of Onukari (On) rock body. 12; tectonites derived from sedimentary rocks of the Yamizo belt. 13; cataclastic amphibolite. 14; mylonitic and cataclastic metamorphic rocks of the Abukuma belt. 15; fault. Tn; Tanakura. Gs; Gassan. Yf; Yamamoto fudo. Sy; Shimo yamamoto. In; Inazawa. Ha; Hanawa. Si; Shimo ishii. Ir; Irihozaka.

透明鉱物等である。珪質片岩は石英・カリ長石・斜長石・白雲母・ザクロ石・不透明鉱物等から成る。これらの変成岩類のうち埴町埴以南に分布するものは、TAGIRI (1973) の言うように阿武隈帯の竹貫変成岩に対比されるものである。

3. 花崗岩類

花崗岩類を原岩とする変形岩類は、破碎帯中にいくつかの岩体として分布する。それらは岩質の差異によって、北から順に、小爪・上手沢岩体、屋敷岩体・八槻岩体・東館岩体、大井岩体に区別される。

小爪・上手沢岩体は棚倉町小爪および上手沢に5つの小岩体に分れて分布する。本岩体は花崗閃緑岩で、基質に有色鉱物が多く、変形が著しいため、暗緑色を呈する。ポーフィロクラストを構成する鉱物は主として斜長石であり、カリ長石も見られる。有色鉱物はそのほとんどが絹雲母・緑泥石になっている。

屋敷岩体は棚倉町屋敷付近の久慈川から上手沢東方の丘陵地にかけて分布する。本岩体は白雲母アダムロ岩または両雲母アダムロ岩で、優白色を呈する。ポーフィロクラストの主体はカリ長石で、多くの石英を含むほか、ごく稀にザクロ石をも含む。白雲母または黒雲母起源と推定される絹雲母を多く含み、緑泥石は少ない。

八槻岩体は棚倉町八槻付近の丘陵地に分布する。本岩体は粗粒黒雲母花崗岩で、軽微な変形しか受けておらず、原岩の組織をよく保存している。きわめて粗粒であり、黒雲母等の有色鉱物は比較的少ない。構成鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・緑泥石・不透明鉱物等である。構成鉱物や組織の点で、本岩体は八溝帯中の粗粒黒雲母花崗岩に酷似しており、本岩体が八溝帯の新期花崗岩活動時(60—70 Ma, 柴田ほか, 1973)に、進入したものと考えられる。

東館岩体は矢祭町下石井東方から同町東館に連なる丘陵地に、数個の岩体に分れて分布する。岩質は花崗閃緑岩で、比較的粗粒の有色鉱物を多く含み、全体として緑色を呈する。主な構成鉱物は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・緑泥石・絹雲母・不透明鉱物等である。緑泥石と絹雲母は共に角閃石と黒雲母から変質したものである。また、カリ長石より斜長石が圧倒的に多い。本岩体の一部は黒雲母片麻岩の片理面に平行に進入し、数10 cm 間隔で互層状をなしたり、黒雲母片麻岩をゼノリス状に取り込んでいる場合がある。

大井岩体は矢祭町東館南方から同町大井付近一帯に分布する。本岩体は黒雲母アダムロ岩で灰白色を呈する。主な構成鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・緑泥

石・不透明鉱物である。石英や長石類の粒度は3~7 mm のものが多いが、大井付近では径数 mm~1 cm の淡紅色のカリ長石が特徴的である。有色鉱物は少なく、そのほとんどは黒雲母起源の緑泥石である。

変形相と変形時階区分

破碎帯を構成する岩石は、相の異なる変形、すなわちマイロナイト化、千枚岩化およびガウジ化等の諸作用を重複して被っている。以下ではこれらの変形岩類をおおむね高木(1982)の分類法に従って区分する。ただし、高木(1982)の分類では、断層ガウジ(fault gouge)や断層角礫(fault breccia)は“random fabric”であるとされているが、本地域では、鏡下で構造をほとんど示さないものの、露頭規模ではある種の面構造が見られることが多い。それらは異なる原岩のカタクラスティック・フローによって作られるカラーバンディングや断層条線を伴う剪断面の層状構造として認識される。そこで、本論文ではこれらの構造をもつものも断層ガウジや断層角礫として取り扱った。また、ここでいう千枚岩とは、岩質の差異とは関係なく剝離性の強い面構造を持ち、しばしばその面上に条線状の線構造を有するものを指す。これらの岩石はきわめてよい層状珪酸塩鉱物の定向配列を示し、顕著な石英の再結晶はみられないことを特徴としている。

破碎帯内の変形岩類のうち、断層ガウジや断層角礫などの粉碎岩は、堆積岩・変成岩・花崗岩類を起源とするマイロナイト類の岩石片を含んでおり、これらのマイロナイト類が原岩となっていることが多い。また、砂岩由来の千枚岩や花崗岩類の千枚岩質マイロナイトが断層角礫の基質に取り囲まれているところもあり、千枚岩が粉碎岩の原岩である場合もある。部分的ではあるが、千枚岩質マイロナイトの面構造を切って、断層ガウジが発達しているところもある。

一方、千枚岩類は各種のマイロナイト類を原岩としている。同一岩質で石英の変形・再結晶など、マイロナイトに特徴的な変形は同程度であっても、剝離性に現れる千枚岩化の特徴には場所により差異があり(たとえば、小爪・上手沢岩体)、マイロナイト化作用と千枚岩化作用は別々の変形時階で進行したことが示唆される。さらに、千枚岩質の岩石の面構造はマイロナイトのそれにほぼ平行に発達するものの、その面上には条線様の線構造が発達することから、千枚岩の面構造が断層面のような一種のすべり面であったことがわかる。このことはマイロナイトの形成時に比べ、千枚岩がより脆性的変形条件

Fig. 2. Deformation stages of the Tanakura Shear Zone.

下で形成されたことを示す。

これらの変形作用に加え、破砕帯内には小褶曲、小断層が発達している。小褶曲(後述するように、これらは flexural slip fold)は千枚岩類や断層ガウジの面構造を褶曲面としている。小断層は上述のすべての構造を切って発達している。

以上より、破砕帯の変形作用はマイロナイト化、千枚岩化、粉碎、小褶曲、小断層の形成の順序でそれぞれ異なった時期に起ったものといえる(Fig. 2)。ただし、このことはこのような変形作用が破砕帯全体にわたって一時的に起ったことを意味するものではない。なぜなら、上手沢付近のように、頁岩起源の千枚岩が断層ガウジに連続的に移化することや、小爪付近のように、しばしば砂岩起源の千枚岩が断層ガウジに漸移する場合もあるからである。これらのことは、粉碎作用と千枚岩化が空間的に漸移する場合があることを示している。また、小褶曲の形成期についても断層ガウジ形成後のみ限定されるのではなく、千枚岩化・粉碎の両変形作用の進行時にまたがる可能性を排除するものではない、というのは、粉碎作用を免れた千枚岩に重複して形成された小褶曲の形成時期に関しては、千枚岩化作用の進行中またはそれ以後に褶曲作用が起ったとしか限定できないからである。

次に、阿武隈帯および八溝帯の花崗岩類の放射年代をもとに、上記の一連の構造作用の時期について考察する(Fig. 2)。

a) 丸山(1979)によれば、“塙岩体”は Rb-Sr 法で 124 ± 51 Ma であり、この岩体中の矢祭町追分(いわゆる棚倉破砕帯“東縁断層”の東方約 2 km, 丸山(1979)の地質図では破砕帯の派生断層上に位置する)で採取した試料が、同岩体中の他の試料より若い年代を示すという。また、Rb-Sr 法で 107 ± 8 Ma を示す“鳥曾根岩体”の西縁、すなわち棚倉破砕帯の東縁隣接部で弱い片状構造をもった圧碎状構造を呈すると述べている。このことよ

り、本破砕帯における最も古い変形であるマイロナイト作用は少なくとも 107 Ma より後まで継続していたといえる。

b) 八槻岩体の西南縁(稲沢中流)から約 10 m 離れた露頭では、堆積岩由来の強く粉碎された千枚岩中に幅約 50 cm のアプライト岩脈が数条貫入している。このアプライト岩脈はやや断層ガウジ化した千枚岩質頁岩を捕獲岩とともに粉碎作用を受け、角礫化している。このアプライト岩脈が八槻岩体のごく近傍に存在しているということ、さらにアプライト岩脈の数が八槻岩体に近づくにつれ増加することを考慮すると、これらの岩脈は八槻岩体を形成したマグマから分化したものである可能性が強い。これらのことは、千枚岩化作用が八槻岩体の進入時期、すなわち 60—70 Ma 以前にすでに終了しており、粉碎作用は八槻岩体進入前に開始し、進入後にも継続していたことを示している。

c) 八槻岩体の主要な変形は粉碎作用によるものであり、マイロナイト化作用による面構造・線構造は不明瞭であり、マイロナイト化作用はほとんど被っていない。また、八槻岩体は断層ガウジ帯を切るような進入形態を呈してはおらず、むしろこれに取り囲まれているようである。さらに、堆積岩由来の断層ガウジ帯は八槻岩体との接触部においてさえ、接触変成作用を受けた徴候が認められない。これらのことから、粉碎作用の主要時期は八槻岩体進入後であると結論され、八槻岩体によって接触変成作用を被った部分は粉碎作用を伴う断層運動によって岩体近接部より遠ざけられてしまったと解釈される。なお、八槻岩体においても石英のポーフィロクラストの縁辺部にサブグレインの発達がみられるが、これは岩体がまだ十分に冷却していないときに破砕帯全体に粉碎作用が開始したことを物語るのかもしれない。

マイロナイト化作用と破砕帯の運動像

1. マイロナイト化作用における変形相

破砕帯に発達するマイロナイト類の特徴には、肉眼的には、変形した鉱物の定向配列、構成鉱物の粒径の違い、色調の違い、鉱物組成の違いにより認識される面構造・線構造の発達などがある(Fig. 3)。また、鏡下で特徴的なのは各種鉱物の変形・変質、基質とポーフィロクラストから成る縞状構造などである。構成鉱物のうち、とくに石英は外形の変化・伸長、サブグレインの形成、波状消光、再結晶による細粒化など、マイロナイト化作用による延性的変形を顕著に示している。これに対し

Fig. 3. Schematic diagram of mylonitic texture. Light colored layer; dominated by elongated quartz aggregates. Dark colored layer; dominated by phyllosilicates. Sm; schistosity. Lm; lineation.

て、長石類はまれに湾曲(bending)や波状消光を呈することがあるが、摩耗・機械的粉碎・クラックの形成など脆性的に変形した様相を呈する。ただし、ポーフィロクラストとして存在する長石類の一部は変質によって絹雲母化していることが多い。また、角閃石・黒雲母などの有色鉱物は変質して絹雲母や緑泥石になっていることが多い。ポーフィロクラストは主に長石類やザクロ石により構成されるが、石英のポーフィロクラストも存在す

る。基質は絹雲母、緑泥石、微細な石英・長石類、不透明鉱物などから成る。

破碎帯におけるマイロナイトの組織は変形の程度や原岩の種類によって異なる。Fig. 4 に原岩の種類ごとにマイロナイト化の特徴を示した。堆積岩(Sd)の項は主に砂岩を原岩とするマイロナイトの観察を基にした。八槻岩体(Yt)を除いたすべての岩石はマイロナイト化している。小爪—上手沢岩体、屋敷岩体および堆積岩のマイロナイトにおいては、面構造・線構造の発達はいずれも顕著だが、屋敷岩体では特に線構造の発達が著しく、いわゆる“linear tectonite”(RAMSAY, 1967)に近い形のものもみられる。全般的に再結晶石英粒子は等粒状であり伸長していないのに対し(Plates I-1, 2), 珪質片岩や大塊岩体の一部などには、著しく伸長した(aspect ratio ≥ 4), いわゆるリボン粒子(ribbon grain)が存在する(Plates I-3, 4), また、石英のポーフィロクラストは著しい波状消光を呈するのに比べ、再結晶粒子はあまり強い波状消光は示さない。

層状珪酸塩鉱物の定向配列は、原岩に有色鉱物が多い場合または長石類の絹雲母による置換が著しい場合によく発達する傾向がある。

2. マイロナイトの面構造・線構造と変形様式

マイロナイトの微細構造を観察するために、定方位で

features	Kz-Km	Sd	Ys	On	sl-Sch	Hg	Yt
Sm							
Lm							
Quartz	recrystallization						
	recrystallized grain size						
	subgrain						
	aspect ratio						
	grain boundary	serrated	intermediate	gently curved	serrated	serrated	serrated
Feldspar	undulatory extinction r.g. p.						
	fracturing						
	bending or kinking	Kz Km					
	replacement to Sr.						
preferred orientation of phyllosilicates							
type of mylonite	F-	F-	F-	P-	F-	P-	

frequency ;	abundant	common	rare	
intensity ;	strong	moderate	weak	
grain size (ave.) ;	≥ 30	≥ 25	$\geq 20 \mu\text{m}$	
aspect ratio (ave.) ;	≥ 2.5	≥ 2.0	≥ 1.5	recrystallized quartz

Fig. 4. Deformation features in mylonites of each rock body. Kz-Km, Ys, On and Hg; mylonitic granitic rocks of Kozume and Kamitezawa, Yashiki, Onukari and Higashidate rock bodies, respectively. Sd and sl-Sch; mylonitic sedimentary rock and siliceous schist, respectively. Yt; Yatsuki rock body. r.g.; recrystallized grain. p.; porphyroclast. Sr.; sericite. F- and P-; F-mylonite and P-mylonite, respectively.

採取した試料から、面構造 Sm または線構造 Lm に直交または平行な方向に 3 種類の岩石薄片を作成した (Fig. 3)。

a-薄片において Sm は、

1) 石英の再結晶粒子の量の違いによる層状構造 (Plate I-1),

2) 絹雲母や緑泥石などの層状珪酸塩鉱物を主とする部分と石英・長石などの透明鉱物を主とする部分の層状構造 (Plate I-2),

3) 石英粒子の伸長度の違いによる層状構造 (Plates I-3, 4),

として認識される。1) は石英の再結晶度が歪量に依存することより (TULLIS *et al.*, 1973), 定性的には歪量の違いによる層状構造ということが出来る。また, 3) は石英粒子の伸長度が定性的には歪量を表していることを考えれば, 同様に歪量の違いによる層状構造であるといえる。したがって, Sm は歪集中面または歪不連続面そのもの, またはそれに平行な面構造であることになる。

さらに, a-薄片で石英粒子が顕著に伸長している場合, その伸長方向が Sm と斜交するのが認められる (Plates I-3, 4)。b-薄片では石英粒子が Sm に平行に伸長しているか, または, やや等粒状であり, c-薄片では特定の方向には顕著な伸長は示さない。前述のように, 石英粒子の形態は定性的には歪楕円体として考えられるから, Sm と石英粒子の伸長方向が斜交関係にあるということは, Sm で表される歪集中面と石英の伸長方向で表される歪主軸とは斜交関係にあることを意味する。歪集中面と歪主軸の斜交関係は単純剪断 (simple shear) によって説明される。つまり, Sm は剪断面, Lm は剪断方向ということが出来る。したがって, Sm と石英粒子の伸長方向との斜交関係をみることによって薄片規模で剪断のセンスが決定できる。

2) の場合も Sm と石英粒子の伸長方向の間に斜交関係がみられ, 同様に剪断のセンスが決定できる。BERTHE *et al.* (1979) や LISTER & SNOKE (1984) により, 雲母類により規定される面構造 (C-surface) と歪楕円体の XY 面 (S-surface) の斜交関係が単純剪断により形成された例が報告されている。以上のような構造は原岩の種類によらずに観察される。

3. マイロナイトの広域的構造と破碎帯の運動像

破碎帯全域のマイロナイトの面構造を Fig. 5 に示した。マイロナイト化が極めて軽微な八槻岩体を除き, 破碎帯中のマイロナイトの面構造 Sm は, 原岩やマイロナイト化の程度の違いにかかわらず, 破碎帯全体にわたり

連続的である。NNW-NW 走向で傾斜が高角な Sm が破碎帯全域にわたって卓越する。その他に卓越するのは NNE-NE 走向で南に緩傾斜するものであるが, これは NNW-NW 方向のものから連続的に分岐し, 隣接する NNW-NW 方向の Sm に再び収れんする。

一方, 線構造 Lm は Sm の方向にかかわらず, つねに NNE-SSW 方向である。そのプランジは 20° 以下と低角で, $S10^{\circ}E$ に集中する (Fig. 5 左側の図)。

2 の項で述べた方法により薄片規模で剪断のセンスを決定し, それらを Fig. 6 の試料採取地点上に示した。この図より明らかなように, Sm が NNW-NW 方向のものは左横ずれ成分が卓越し, NNE-NE 方向のものはスラスト成分が卓越する。

すでに触れたように, NNW-NW 方向の Sm と NNE-NE 方向の Sm は互いに重複関係にあるのではなく, 互いに漸移する関係にある。これに前述の剪断のセンスの資料を付け加えると, NNW-NW 方向の左横ずれ性の剪断と NNE-NE 方向のスラスト性の剪断が同時に起ったことになる。両者の関係を模式化して Fig. 7 に示した。破碎帯全体に卓越するのは NNW-NW 方向の Sm である。従って, 棚倉破碎帯はマイロナイト形成時には内部にスラスト性の剪断を伴う左横ずれ断層 (剪断) 帯として活動したと結論される。

千枚岩化作用と破碎帯の運動像

1. 千枚岩化作用における変形相

破碎帯における千枚岩の肉眼的な特徴は, 薄板状の剝離性をもつことや, その剝離面上に条線状の線構造が発達することである。この線構造は断層の鏡肌上に発達する条線と同様な擦痕であり, 鉱物の定向配列によるものではない。他方, 粒子内や粒子間での割れ目の発達などのカタクラスティックな変形はほとんど認められない。これらのことから, 千枚岩化の過程ではマイロナイト化時よりも脆性的に, そして, 粉碎作用進行時よりも延性的に変形したといえる。鏡下での千枚岩化の特徴にはマイロナイトに比べ, 層状珪酸塩鉱物がやや強く定向配列している。同岩質の岩石において一方が千枚岩質化している場合, 石英の再結晶度・伸長度などのマイロナイト化作用による変形の程度は同じであっても, 絹雲母などの層状珪酸塩鉱物は千枚岩質の方が面構造に平行な定向配列がより顕著である。また, 不透明鉱物や非晶質の基質の薄層が面構造に沿って発達していることがある。

露頭や薄片で千枚岩の面構造とマイロナイトのそれは大きく斜交しているところはみられないが, 広域的には

Fig. 5. Structural map based on foliation in mylonite and the β -diagram of lineation (Lm) in mylonite. 157 data are projected on the lower hemisphere. Direction of dip of foliation in mylonite is expressed as the right side of the arrow on a strike line. Interval between strike lines as shown in the lower middle represents the dip angle.

Fig. 6. Route map showing the sense of shear on a foliation in mylonite around Kamitezawa and Higashidate. 1; strike and dip of foliation and trend and plunge of lineation in mylonite. 2; left lateral shear dominant. 3; thrusting shear dominant.

Fig. 7. Schematic diagram showing the relation between left lateral shear and thrusting shear on a plane defined by the foliation in mylonite.

両者の面構造のパターンは必ずしも一致しない。このことは千枚岩の面構造を規定する層状珪酸塩鉱物の定向配列が平面ではなくやや波打っているため、マイロナイトと千枚岩両者の面構造の斜交関係が存在していたとしても、その斜交関係は識別しにくくなっていることによると考えられる。また、マイロナイト化から千枚岩化へと延性的な変形からより脆性的な変形に移る際に構成鉱物に大きな違いがみられないのは、絹雲母や緑泥石などの

変質鉱物の安定領域が広いためと考えられる。

2. 千枚岩の広域的構造

千枚岩の面構造の広域的な構造を Fig. 8 に示す。細粒な岩石、とくに大部分の頁岩は千枚岩化している。したがって、千枚岩の主な分布域はほぼ堆積岩の分布域に対応している。小爪—上手沢岩体、屋敷岩体および東館岩体の一部は千枚岩質になっているが、八槻岩体や大井岩体には千枚岩質の部分は認められない。また、変成岩類の千枚岩化は、一般に軽微である。Fig. 8 によると、千枚岩の面構造は NNW—NW 方向に卓越している。線構造は不明瞭なことが多いが、一般に、N—S または NW—SE 方向で、そのプランジは低角である。このことは千枚岩形成時に NNW—NW 方向の面構造に沿って、水平方向の運動があったことを物語っている。

粉碎作用と破碎帯の運動像

1. 粉碎作用における変形相

断層ガウジや断層角礫では、原岩の岩石片や鉱物粒子が粉碎・摩耗され、細粒化した鉱物および岩片により構

Fig. 8. Structural map based on foliation in phyllite. Dip of the foliation is expressed as the right side of an arrow on a strike line. Interval between strike lines represents dip angle.

成される基質に取り込まれている。これらの岩片や鉱物粒子の内部の割れ目や間隙を2次的に方解石が充填している。全般的に原岩の違いによる粉碎の程度の差は小さい。ただし、頁岩を原岩とするものを除く断層ガウジは優白色で、残存する鉱物粒子に石英粒子が多いのに対し、頁岩の断層ガウジは全体により細粒で黒色である。

Fig. 9. Distribution of fault gouge and fault breccia zones. 1; fault breccia. 2; fault gouge. 3; fault. 4; trend and plunge of the striation on a slickenside. L; left lateral fault. T; thrust.

2. 断層ガウジ帯の構造

粉碎作用は程度の差はあるものの、破碎帯全体に及んでいる。粉碎作用の著しいところは幅数 m から数 100 m 以上の断層ガウジ帯を形成している。面構造のよく発達した断層ガウジは堆積岩や有色鉱物に富む花崗岩類を原岩にしている場合が多い。

Fig. 10. β -diagram of 147 axes of flexural slip folds (A), and π -pole diagram of the axial planes of kink folds (B), lower hemisphere projection.

1; <0.5%. 2; <1.5%.
3; <4.5%. 4; >4.5%.

断層ガウジの面構造は破碎帯の方向に対して反時計回りに斜交する, NNW—NW 方向のものが最も卓越する。それらは破碎帯内に雁行状に配列しているのが特徴的である (Fig. 9)。次いで優勢な断層ガウジ帯は NNE—NE 方向のもので, それらは NNW—NW 方向のものから連続的に分岐し, その幅も狭い。

断層ガウジの面構造上にはしばしば条線が観察される。これらの条線は NW—SE 方向で緩く南または北にブランジする。

3. 断層ガウジ帯の構造から推定される断層運動

断層ガウジが断層面に境に母岩と直接, 接している場合に限り, ひきずり (drag) やひきずりに伴う褶曲から運動のセンスを決めることができた (Fig. 9)。Fig. 9 から, N—NW 走向のものは左横ずれ性の運動のセンスを示し, NNE—NE 走向のものはスラスト性の運動のセンスを示すことがわかる。

一般に, 脆性破断による走向移動断層帯はその断層帯の一般方向に対してやや斜交する方向に雁行状に配列した断層群により構成されるといわれている (TCHALENKO, 1968; 永広ほか, 1974; BARTLETT *et al.*, 1981)。左横ずれ断層の場合で, 雁行状に配列した断層のうち, 断層帯に対して反時計回りの方向に斜交し, 断層帯と同じく左横ずれのものは “R-shear” (Riedel shear), 時計回りの方向に斜交し右横ずれのものは “P-shear” (thrust shear) と呼ばれている。また, 断層の成長と共に, R-shear が卓越するようになるという (永広ほか, 1974; BARTLETT *et al.*, 1981)。

前述のように, 本破碎帯の断層ガウジ帯は主に NNW

—NW 方向の雁行状配列により特徴づけられる。しかも, これらは低角の条線を伴い, 運動のセンスの判明したものはすべて左横ずれである。したがって, この方向の断層ガウジ帯は R-shear といえる。一方, NNE—NE 方向の断層ガウジ帯は NNW—NW 方向のものから連続的に移行したものであり, その規模も小さい。この方向の断層ガウジ帯はスラスト性の運動のセンスを示す。

以上のことより, 棚倉破碎帯は断層ガウジ形成期にも R-shear にわずかにスラストを伴った左横ずれ断層帯として活動したと結論される。

なお, この断層ガウジ帯の分布パターンはマイロナイトの面構造すなわち剪断面のパターンと調和的である。このことはマイロナイト形成時の左横ずれ運動と断層ガウジ形成期の左横ずれ運動が一連のものである可能性を示唆する。

小褶曲の構造

破碎帯内の西寄りで千枚岩質岩石が多く分布する地域には, 半波長数 cm—数 10 cm の小褶曲が発達している。これらは千枚岩や断層ガウジの面構造を褶曲面としており, flexural slip 型の褶曲である。鏡下では, 千枚岩の面構造を構成する絹雲母や緑泥石の定向配列がそのまま褶曲しており, これを切る層状珪酸塩鉱物の定向配列はみられない。ふつう軸部はまるいことが多いが, キンク褶曲も存在する。ただし, これら 2 種類の褶曲は異なる場所に発達し, 両者の関係は不明である。また, これらの褶曲はある間隔, たとえば, 約 10 cm の平行な面構

Fig. 11. Stereographic projection (lower hemisphere) of minor faults. (A) and (A'); π -pole diagrams of the fault planes in the Tanakura Shear Zone and the Miocene series, respectively. Solid and open circles denote right and left lateral faults, respectively. Small dot represents the one whose fault type is unknown. (B) and (B'); β -diagrams of striations on the fault planes in the Tanakura Shear Zone and the Miocene series, respectively.

造にはさまれた間だけで褶曲する、一種の intrafolial fold である。軸部のまゝい褶曲はほとんど非対称褶曲である。このタイプの褶曲は軸方向の連続性は悪く、たとえば半波長約 5 cm の場合、頂部から軸方向に 10 cm 程度で褶曲が解消されている。これらのことから、千枚岩や断層ガウジの面構造に沿うすべりに伴って褶曲が形成されたと考えられる。

Fig. 10 に軸部のまゝい小褶曲の軸の方向およびキンク褶曲の軸面の極をステレオ・ネットに投影したものを示す。軸部のまゝい褶曲が非対称な intrafolial fold であることより求められる剪断の向きはいろいろである。さらに、褶曲部のプランジの方向もさまざまであるが、その軸の方向は NW—SE のものが多い (Fig. 10A)。一方、キンク褶曲の軸面の傾斜はほぼ 80° — 90° と高角であり、測定数は少ないもののよく集中している (Fig. 10

B)。

小断層の形成と新第三紀の造構応力場

破碎帯内には千枚岩や断層ガウジ・断層角礫の面構造を切る小断層が多数発達する。それらの条線のプランジは 30° 以下のものがほとんどで、水平ずれ成分の強い断層が多い (Fig. 11B)。これらの小断層のうち NNE—SSW から NNW—SSE 方向の断層は右横ずれ成分が卓越し、NE—SW から E—W 方向のものは左横ずれ成分が卓越する (Fig. 11A)。これらの小断層は破碎帯全域にわたり同様の傾向を示す。

棚倉破碎帯の西側の中新統中にも小断層が発達する。これらはほとんどひきずりを伴わず、いわゆる“クリーン・カット”型である。条線は大部分低角でプランジし、水平ずれ断層が多い (Fig. 12B)。破碎帯内の小断層

と同様に、左横ずれ断層の断層面の走向は NE—SW から E—W 方向で、右横ずれ断層は N—S 方向である (Fig. 12A)。

破碎帯内の小断層は断層ガウジ形成後、すなわち古第三紀以後に形成されたものである。さらに、破碎帯内の小断層も中新統中の小断層も同じずれのセンスのものはほぼ同じ方向である。したがって、両断層系とも NE—SW 方向に最大主応力軸をもつ水平圧縮応力場で形成された可能性が大きい。大槻(1975)は棚倉破碎帯の広域的研究を行い、小断層解析より水平圧縮性の造溝運動を認め、さらに新第三系礫岩の変形から中期中新世以後右横ずれ運動を行ったとした。佐藤ほか(1982)は棚倉破碎帯周辺の新第三系中に発達する小断層解析の結果、中期中新世初期に NE—SW 方向の水平圧縮応力場により、この時期に棚倉破碎帯は右横ずれ運動をしたと結論している。おそらく上記の応力場もこの時期に対応するものであろう。他方、桑原(1981, 1982)は棚倉破碎帯およびその周辺の中新統中の断層系の解析の結果、中—後期中新世において棚倉破碎帯は左横ずれ断層であったとした。今回の解析によって得られた NE—SW 方向の水平圧縮応力場は、中新世における棚倉破碎帯の運動の右横ずれ説を支持する。

変形相の変遷と棚倉破碎帯の地壘状隆起過程

棚倉破碎帯を構成する岩石が、順にマイロナイト化、千枚岩化、断層ガウジ化の諸作用を被ったことは既に述べた。このことは変形様式が延性的なものから脆性的なものへと変遷したことを示し、変形の場の温度・圧力の低下過程として捉えられる(例えば、SIBSON, 1977)。すなわち、破碎帯の構成岩類がしだいに深所から浅所へ移動したことを意味する。ただし、千枚岩と断層ガウジが空間的に漸移することから、この隆起は空間的に不均等なものであったと考えられる。

一方、棚倉破碎帯はマイロナイトと断層ガウジの形成期には、ともに左横ずれ断層として活動し、千枚岩形成期にも横ずれ断層であった。さらに、マイロナイトの面構造や千枚岩の面構造の広域的構造、および断層ガウジ帯の分布様式は互いに調和的であることより、千枚岩形成期にも破碎帯が左横ずれ断層であった可能性が大きい。以上のことは、マイロナイト・千枚岩・断層ガウジを形成した左横ずれ運動が一連のものであり、各時階を通じた変形相の変化は、その横ずれ運動がつねに破碎帯の隆起運動を伴って進行したことを示すのであろう。そして、現在見られるような破碎帯の地壘状構造は、破碎

帯の両側の沈降により中新統堆積盆群が形成されたことによって完成された(大槻, 1975)。

ま と め

a. 棚倉破碎帯の構成岩類はその長い運動史の過程で何回かの異なる変形作用を受けた。それらはマイロナイト化、千枚岩化、粉碎の諸作用であり、順次深所から浅所での変形へと移行した。千枚岩化の後期以後には flexural slip fold 形成を伴った。その後、小断層が形成された。

b. マイロナイトの形成は、107 Ma にはすでに起っており、この時期には棚倉破碎帯は内部にスラスト性断層を伴う左横ずれ断層として活動した。

c. 60—70 Ma 頃、八溝帯に花崗岩の火成活動が起り、破碎帯中にも黒雲母花崗岩が侵入した。千枚岩化作用は主にこれ以前に起っており、その時にも棚倉破碎帯は横ずれ断層として活動した。

d. 粉碎作用によって、マイロナイト類や千枚岩類が粉碎され、大量の断層ガウジや断層角礫が形成された。この作用は主に 60—70 Ma 以後に起った。この時期も棚倉破碎帯は内部にスラスト性断層を伴う左横ずれ断層として活動した。

e. 千枚岩化作用の後期以後、または粉碎作用の進行中またはそれ以後に、千枚岩や断層ガウジの面構造を褶曲面とする flexural slip 型の小褶曲が形成された。

f. 中期中新世初期には最大圧縮主応力軸と最小主応力軸が水平面内にあり、最大主応力軸が NE—SW 方向の応力場に支配されて、破碎帯の内外に小断層が形成された。この応力場は中新世において棚倉破碎帯が右横ずれ断層であったとする説を支持する。

g. 破碎帯の構成岩類は、深所から浅所に至る変形を重複して被った。これは棚倉破碎帯が一連の造溝運動の下で、絶えず上昇運動を伴っていた結果であろう。この上昇運動および破碎帯両側地域の沈降により、破碎帯の地壘状構造が形成された。

謝辞 本研究を進めるにあたり東北大学地質学古生物学教室北村 信教授、大槻憲四郎博士には貴重な御指導、御助言を賜り、また、原稿を読んでいただいた。マイロナイトの構造解析に関しては、秋田大学鉱山学部福留高明博士に有益な御教授を賜った。岩石薄片の鑑定に際しては東北大学教養学部蟹沢聡史教授に御助言をいただいた。東北大学地質学古生物学教室大学院石井和彦修士には有益な御討論をしていただいた。同教室石川昭夫技官、矢戸正明技官、元同教室技官菊地久吉氏には多量の

岩石薄片を作成していただき、同教室大友昭平技官には薄片写真の現像をしていただいた。以上の方々に厚く感謝の意を表します。

文 献

- BARTLETT, W. L., FRIEDMAN, M. and LOGAN, J. M., 1981: Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, **79**, 255-277.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. and JEGOUZO, P., 1979: Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Jour. Struct. Geol.*, **1**, 31-42.
- 永広昌之・大槻憲四郎・北村 信, 1974: 高封圧下における岩石の割れ目の形態とその発達過程. 地質雑, **80**, 555-558.
- 石原舜三, 1981: 花崗岩活動からみた東北日本と西南日本. 構造地質研究会誌, **26**, 67-70.
- , 1982: 地球化学的見地より見た棚倉構造線. 地球, **4**, 141-144.
- KANOMATA, N., 1961: The geology of Yamizo, Torinoko, Toriashi, Mt. Blocks and their geologic age. *Jour. College Arts Sci., Chiba Univ.*, **3**, 351-367.
- 桑原 徹, 1981: 中新世における棚倉破碎帯の左横ずれ断層運動. 地質雑, **87**, 475-487.
- , 1982: 東北日本弧南部外側地域の東西性—北西—南東性水平圧縮応力場を示す中新世横ずれ断層系—東北日本弧の中新世断層系とテクトニック応力場—. 構造地質研究会誌, **27**, 33-54.
- LISTER, G. S. and SNOKE, A. W., 1984: S-C mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- 丸山孝彦, 1979: 南部阿武隈高原の花崗岩類の Rb-Sr 同位体年代論. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 523-558.
- 野沢 保, 1970: 後期白亜紀酸性岩の同位体元素年令: 1970 年における総括と覚え書. 地質雑, **76**, 493-518.
- 大槻憲四郎, 1975: 棚倉破碎帯の地質構造. 東北大地質古生物邦文報告, **76**, 1-70.
- OTSUKI, K. and EHIRO, M., 1978: Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea. *Jour. Phys. Earth*, **26**, S537-S555.
- 大山年次・笠井勝美, 1974: 八溝山系の地質と古植物. 大山年次教授退官記念誌, 3-19.
- RAMSAY, J. G., 1967: *Folding and fracturing of rocks*. 568p., MacGraw-Hill, Inc., New York.
- 佐藤比呂志・大槻憲四郎・天野一男, 1982: 東北日本弧における新生代応力場変遷. 構造地質研究会誌, **27**, 55-79.
- 柴田 賢・峰須紀夫・内海 茂, 1973: 八溝山地の花崗岩類の K-Ar 年代. 地調月報, **24**, 513-518.
- SIBSON, R. H., 1977: Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 191-213.
- 鈴木陽雄・佐藤 正, 1972: 鶏足山地からジュラ紀菊石の産出. 地質雑, **78**, 213-215.
- TAGIRI, M., 1973: Metamorphism of Paleozoic rocks in Hitachi District, southern Abukuma Plateau, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, ser. III, **12**, 1-67.
- 高木秀雄, 1982: マイロナイトの定義及び圧碎岩類の分類に関する問題点. 早稲田大教育学部学術研究 [生物学・地学編], **31**, 49-57.
- TCHALENKO, J. S., 1968: The evolution of kink-band and development of comparison texture in sheared clay. *Tectonophysics*, **6**, 159-174.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J. M. and GRIGGS, D. T., 1973: Microstructural and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. America Bull.*, **84**, 297-314.
- 山田直利・須藤定久・河田清雄, 1982: 濃飛流紋岩類の東方延長—北関東—羽越地方—. 地球, **4**, 159-165.
- 吉田 尚・笠井勝美・青木ちえ, 1976: 八溝山系の地質と足尾帯の構造. 地質学論集, no. 13, 15-24.

(要 旨)

越谷 信, 1986: 棚倉破碎帯の変形と運動. 地質雑, **92**, 15-29. (KOSHIYA, S., 1986: Tanakura Shear Zone: The deformation process of fault rocks and its kinematics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **92**, 15-29.)

棚倉破碎帯の変形および運動史は以下の通りである。破碎帯を構成する岩石は阿武隈帯の変成岩・八溝帯の堆積岩および両帯の花崗岩を原岩としており、これらの岩石はマイロナイト化、千枚岩化、粉砕作用をこの順に重複して被った。マイロナイトの形成は 107 Ma にはすでに起っており、この時期、破碎帯は左横ずれ剪断帯として活動した。60—70 Ma 以前にマイロナイトの一部は千枚岩化されており、少なくともこの時期の後期以後に小褶曲が形成された。60—70 Ma 以後には破碎帯の左横ずれ運動に伴って、マイロナイト類や千枚岩類が粉砕され、大量の断層破碎岩が形成された。中期中新世前期には最大主応力軸と最小主応力軸が水平面内にあり、最大主応力軸の方向が NE—SW 方向の応力場に支配され、破碎帯内外に小断層が形成された。

Explanation of Plate

- 1; Microphotograph of F-mylonite of granodiorite. Foliation(Sm) in mylonite is distinguished by the difference in the content of recrystallized quartz grains.
- 2; Microphotograph of F-mylonite of sandstone. Foliation (Sm) is recognized as an alternation of the layers dominant in phyllosilicates and quartzs, respectively.
- 3; Microphotograph of F-mylonite of siliceous schist. Foliation (Sm) is distinguished by the difference in the degree of elongation of quartz grains.
- 4; Microphotograph of F-mylonite of siliceous schist. The axis of elongated quartz grains is oblique to the foliation (Sm).

All photographs, taken between crossed polarizers, are in a-sections. The horizontal sides of photographs are parallel to lineation (Lm) in mylonite. Scale bars represent 0.5 mm.