跡津川断層北東部における花崗岩類の微小変形構造とその形成過程*

金折裕司**・矢入憲二**・宮腰勝義***

Deformation microstructures and their genetic process of granitic
rocks in the northeastern region of the
Atotsugawa fault, central Japan*

Yuji KANAORI**, Kenji YAIRI** and Katsuyoshi MIYAKOSHI***

Abstract Various types of deformation features of granitic rocks distributed in the north-eastern region of the Atotsugawa fault, central Japan are tentatively classified into three microstructures, namely intercrystalline, grain boundary, and intracrystalline deformation. The Atotsugawa fault is traced by the existence of brecciated and gouge zone with a total width of 5 m to 50 m or more. In the northern side of the Atotsugawa fault, a deformed zone, up to 3 km in width, characterized by various types of the microstructures extends in E-W direction, oblique to the main trend (ENE-WSW) of the Atotsugawa fault. This suggests that the formation of the ancestral Atotsugawa fault which is evidenced by this deformed zone began probably in mid-Cretaceous and was subsequently fractured hydraulically by the following hydrothermal activity accompanied with the Nohi rhyolitic intrusions during late Cretaceous. Non-pulverized andesitic dikes (early Miocene) intruded concordantly along the fault suggest that the main parts of the brecciated zone were formed during late Cretaceous to early Paleogene. During the last half of the Quaternary, fault activities reoccurred several times restrictedly in the brecciated zone. Based on an electron spin resonance age of quartz microbreccia, a gouge zone with calcite vein at the margin of the brecciated zone was formed around 0.14 Ma ago.

はじめに

我が国の著名な活断層として、中央構造線、根尾谷断層、阿寺断層、山崎断層などと並び称される跡津川断層については、これまで地形学、地質学の観点から研究が進み、最近では地震予知の観点からのアプローチとして、トレンチ掘削なども行われている(跡津川断層発掘調査団, 1983, 1986)。山岳地域に分布する断層としては最も研究が進んでおり、断層の規模・性状、および第四紀での活動が明らかにされた断層の一つである(河野

ほか, 1983)。

すなわち、地形学的には、松田(1966)、竹村・藤井(1983)、地質学的には、野沢(1978)、宮腰ほか(1982)、山田・竹内(1983)などによって、詳しい研究が行われている。跡津川断層に伴われる断層内物質については、歌田・恒石(1980)が粘土鉱物を、金折ほか(1982a, b)が断層内組織や鉱物特性、粒度分布について記載している。地震活動については、和田ほか(1979)が跡津川断層の位置と地震活動との関係を示した。佐竹(1987)は、跡津川断層を横切る関西電力(株)下小鳥発電所の導水路トンネルの変位観測を1973年以来、継続して実施しており、現在までのところ、断層による変位を検出していない。

第四紀の活動時期については、電子スピン共鳴法(ESR)や石英粒子の表面構造によって、時代の決定が試みられている(KANAORI *et al.*, 1985; ITO & SAWADA, 1985; 田中, 1986)。第四紀の活動の評価を決定づけるト

1988年5月26日受付。1988年7月14日受理。

* 日本地質学会第95年学術大会(1988, 沖縄)にて一部講演。

** 岐阜大学教養部地学研究室。Department of Geological Sciences, Faculty of General Education, Gifu University, Gifu, 501-11 Japan.

*** (財)電力中央研究所我孫子研究所。Abiko Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry, Abiko, 270-11 Japan.

第1図. 跡津川断層周辺の花崗岩類の分布と調査位置 (山田ほか, 1974を簡略化). 二重括弧内が第2図に示す調査位置である. 1. 主要な断層. 2. 白亜紀後期～古第三紀花崗岩類. 3. 三畳紀～ジュラ紀花崗岩類. 4. 変成岩類もしくは堆積岩類.

レンチ掘削が、岐阜県吉城郡宮川村林で行われ、第四紀完新世での活動年代は不明確な部分を残しながらも、解決をみた(跡津川断層発掘調査団, 1983, 1986). しかしながら、第四紀の活動の検出に重点がおかれるあまり、跡津川断層が何時発生したのか、もしくはその断層活動により両側の岩石はどの程度変形を被っているか、など基本的な問題については、まだ解決されないままである。

跡津川断層に伴う岩石変形の問題を取り扱った研究は、KOSAKA (1980)や KANAORI (1986)によって行われているが、上述の問題点については明らかにされていない。もう一つの問題点として、地形学的に追跡された跡津川断層の位置(松田, 1966)と破碎帯の位置を結ぶそれ(宮腰ほか, 1982)とには、中央構造線の例(岡田, 1973)にもみられるように、若干の相違があるようであり、それについて少なからず疑問が投げかけられている(松田, 1984; 河野ほか, 1983)。

本論では、跡津川断層の北東端に近い富山県上新川郡の中南東部真川付近に分布する船津型花崗岩類に認められる光学顕微鏡スケールでの変形構造について記載するとともに、その変形構造の形成過程と跡津川断層の生成時期や活動との関係について考察し、跡津川断層の発生時期やその機構およびその後の活動を解明する。

地質概要と模式露頭

跡津川断層は、富山県南東部から岐阜県北西部にかけて、東北東-西南西に延びる、約 60 km の長さをもつ我が国で最も規模の大きい断層の一つである(第1図)。本調査地域では、三畳紀～ジュラ紀の船津型花崗岩類(野沢, 1979)および手取層群からなる基盤岩を 5～50 m 以上の幅で破碎させ、一部では第四系を変位させている(第1表)。また、基盤岩および断層破碎帯中には、断層の走向とほぼ平行な安山岩質岩脈が認められる。

跡津川断層の露頭は、断層角礫帯(brecciated zone)

第1表. 跡津川断層に伴う破碎帯露頭の性状.

Locality No.	主断層面(条線) 走向・傾斜	破碎帯幅(m)	地 質
53-10	N65° E/64° NW	18	破碎角礫状優白色片麻岩(?)で幅2mの弱粘土化部を伴う。
54-3	N74° E/86° SE	13	破碎角礫状の花崗閃緑岩が2-3cmのガウジ帯を挟んで 第四系に接している(詳細は本文参照)。安山岩質貫入岩を伴う。
53-13	N50° E/75° SE	50+	破碎角礫状の花崗閃緑岩。部分的に破碎している。
53-16	N55° E/80° SE (12° SW)	50+	破碎角礫状の花崗閃緑岩。幅10-20cmの青灰色ガウジ帯を伴う。
52-1	N62° E/66° NW (20° W)	5+	破碎角礫状の優白色片麻岩。幅5-10cmの青灰色-褐色ガウジ帯を2条伴う。安山岩質貫入岩を伴う。
52-9	N40° E/85° SE (30° S)	6+	破碎角礫状の花崗閃緑岩。幅1-5cmのガウジ帯を5条伴う。
52-10	N55° E/82° SE	6+	破碎角礫状の頁岩(手取層群)が暗青色-黄褐色で幅40-50cmガウジ帯を挟んで破碎していない花崗閃緑岩と接する。
52-11	N38° E/73° NW	2+	破碎角礫状および粘土状の頁岩(手取層群)が粘土化し軟質の珪長岩と接している。
52-13	N72° E/85° SE (52° E)	12	破碎角礫状の黒色頁岩(手取層群)と花崗閃緑岩が黄褐色-青灰色で幅10-40cmのガウジ帯を挟んでいる。

第2図. 跡津川断層に伴う破碎帯露頭位置と試料採取位置. 1. 試料採取位置と試料番号. 2. 試料採取の基準とした Loc. 54-4 の位置. 3. 破碎帯露頭位置と露頭番号. 第1表の番号と一致する. 4. 断層角礫帯とガウジ帯.

とガウジ帯(gouge zone)の存在として確認することができ, 調査地域内に9箇所確認できる(第2図). 第2図に示すように, 確認された跡津川断層は, 一本の連続する断層ではなく, “杉”型配列に雁行していることがわかる. 各断層露頭の概要を第1表に示す. このうち, Loc. 54-4 では, 第四系と船津型花崗岩類の破碎帯が直接接している. この露頭は, かなり有名になっており, 金折ほか(1982a, 写真-1), KANAORI *et al.* (1985, Fig. 2), 竹村・藤井(1983, 図4)によって, その露頭の写真が紹介され, 詳しく記載されている. この露頭は本論で対象とする微小変形構造と断層形成との関係を調べる上で重要であり, かつ, この露頭を基点として試料採取をしたので, 再度, その後明らかになった事実も加えて述べる. 第3図に, この露頭のスケッチを示す.

この露頭では, 南側の礫層と北側の花崗閃緑岩が明瞭に境されており, 境界には幅 2~3 cm で黄色~黄褐色の細粒粘土状の物質からなるガウジ帯が認められる. このガウジ帯と礫層との境界面(ここでは主断層面と呼ぶ)には, 鏡肌が見られるが条線は認められない. 主断層面の走向・傾斜は N74°E, 86°SE を示す. 主断層面から礫層側は約 10 cm にわたって, 礫が破碎されている.

第3図. Loc. 54-4 の断層破碎帯露頭のスケッチ. 図の左方がほぼ北で、右方がほぼ南である. 1. 小断層. 2. ガウジ帯. 3. 断層角礫帯. 4. 安山岩質岩脈. 5. 第四系. 6. 花崗閃緑岩.

一方、花崗閃緑岩側は主断層面から約 13 m にわたって破碎し軟質化しており、内部に不規則な形状で安山岩質岩脈が貫入している。この岩脈は、小断層により変位しているものの全体的に破碎を免れている(金折ほか, 1982a; 写真-5B)。主断層面付近の花崗閃緑岩の破碎部には、主断層面に沿って、この面に平行な走向で $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 南に傾斜した小断層が数 10 cm 間隔で“ミ”型に配列し、岩脈を変位させている。同様に、断層角礫帯の北側境界付近でも、主断層面に平行な走向で $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 北に傾斜した小断層が“杉”型に配列して分布している。断層角礫帯の北側境界には幅 10 cm 程度の灰色の細粒粘土状の物質からなるガウジ帯が存在し、母岩と破碎帯を明瞭に分けている。このガウジ帯から北約 100 m 間の花崗閃緑岩はやや風化し、しばしば主断層面に平行で幅 10~100 cm を持つ小破碎帯や安山岩質岩脈が認められる。主断層面の南側に分布する礫層は配列に方向性を持たない径 10~30 cm の円礫から構成され、淘汰が悪い。第4図に Loc. 54-4 から北側約 100 m 間の岩石分布と試料採取位置を示す。

試料採取位置は、第2図と第4図に示す通りである。

断層角礫帯とガウジ帯からの試料は、指先で擦ると容易に壊れるものであるため、薄片作成では、前処理として、市販のシアノアクリレート系接着剤で、固化した。その他の試料は、肉眼観察では変形構造がほとんど認められないものである。

微小変形構造

跡津川断層周辺の花崗岩類に認められる光学顕微鏡スケールでの変形構造について述べる前に、この研究の位

置付けを明確にするため、これまでに行われてきた花崗岩類の微小変形構造の研究について概観する。

花崗岩類における変形構造の研究は、主に実験岩石学的な立場から研究が進められてきた。例えば、TULLIS & YUND (1977) は、歪速度 $10^{-6}/s$ 、封圧 15–150 MPa、温度 $20^{\circ} \sim 1000^{\circ}C$ の条件範囲の室内実験で、破碎から塑性流動まで至る変形の過程で、石英と長石に認められる微小変形構造の進展を、光学顕微鏡と透過型電子顕微鏡(TEM)で追跡した。一方、TAPPONNIER & BRACE (1976) や KRANZ (1979a, b) は、圧縮応力下で発生した微小割れ目の形態、発展過程を走査型電子顕微鏡(SEM)で調べた。これらの一連の研究については、KRANZ (1983) が総説している。

高温下での圧縮実験は、WONG (1982) や FREDRICH & WONG (1986) があり、高温 ($700^{\circ}C$ まで) で単に熱せられ、その後ゆっくり冷却された花崗岩試料については、HOMAND-ETIENNE & TROALEM (1984) の研究がある。これらはいずれも、温度・圧力条件の変化に相応して、微小に構造変化することを SEM を用いて観察している。KANAORI (1983) は、大規模地下空洞掘削に伴って、周囲の花崗岩岩盤に緩みを発生させる原因が微小割れ目発生に起因することを、ポアホール・テレビジョンを使って観測した。いずれの場合にも等方均質な性質を持つ試料として、実験に用いられてきている。しかし、一方では、花崗岩類にも力学的異方性がある (DOUGLASS & VOIGHT, 1969) ことや花崗岩生成に関連して微小変形している (SCHEDL *et al.*, 1986) ことが分かってきている。柳谷ほか (1987) は、大島花崗岩について一軸圧縮下での地震波速度を測定し、速度異方性があることを実証

第4図. Loc. 54-4 北側約 100m 間の岩石分布と試料採取位置. 1. 肉眼ではほとんど破碎が認められない試料の採取位置と試料番号. 2. 断層角礫帯またはガウジ帯からの試料の採取位置と試料番号. 3. 小断層もしくはガウジ帯の走向・傾斜. 4. 安山岩質岩脈の走向・傾斜. 5. 安山岩質岩脈. 6. 断層角礫帯とガウジ帯. 7. 花崗閃緑岩. 8. 崖錐. 9. 第四系.

し, 微小割れ目に関係していた. 一方, 工藤ほか (1986, 1987) は, “石目” と経験的に呼ばれている花崗岩類の弱面が, 微小変形構造に支配されていることを確認した.

金折 (1987) は, 米国ニューメキシコ州フェントンヒルの地下 3500 m に位置する先カンブリア紀の花崗岩類に

も, 微小変形構造が数多く存在していることを, 岩芯の光学顕微鏡と SEM 観察から明らかにし, その変形構造の形成過程を調べた. MAWER & WILLIAMS (1985) は, 米国ニューブランズウィック北部の花崗岩類に認められる光学顕微鏡スケールの変形構造が, 古地震の化石であることを示した.

光学顕微鏡では, 性状の異なるすべての癒合割れ目 (healed crack) を観察することは不可能であるが (SPRUNT & NUR, 1979; KANAORI, 1986, 1987, 1988), 鏡下で観察される癒合割れ目 (healed crack) は, 花崗岩の受けた応力場の方向を記録していること (TUTTLE, 1949; LESPINASSE & PECHER, 1986; KOWALLIS *et al.*, 1987), 微小割れ目が地熱流体の通路となること (BATZLE & SIMMONS, 1976) などが, 明らかにされている. この他, 花崗岩の冷却中に起きた変形について, GAPAIS & BARBARIAN (1986) の研究がある.

このように, 花崗岩類の変形を調べる上ではもちろんのこと, 花崗岩類の力学的異方性をとらえる上でもまた, 花崗岩類の微小変形構造の研究が見直されてきている (金折・矢入, 1987).

特に, 断層周辺に分布する花崗岩類については, 断層運動による微小変形構造が当然期待されるが, 変形を示す鍵になるものが少なく, ほとんど研究がなされないままである (金折・矢入, 1987). しかしながら, 中央構造線に沿って出現する Cataclasite や Mylonite にまで変形した花崗岩類を起源とする岩石類については, 最近, 詳しい光学顕微鏡スケールでの変形構造が記載され (TAKAGI, 1986), 歪量の測定 (相川・青山, 1983) なども行われてきている. 一方, 跡津川断層に沿う地域では, KOSAKA (1980) が断層南部の天生や坂下地域において, 花崗岩類の光学顕微鏡スケールの変形構造を記載し, KANAORI (1986) は, 跡津川断層周辺花崗岩類には癒合割れ目 (healed crack) の発達頻度が特に高いことを, SEM によるカソードルミネッセンス像の観察から明らかにした.

以上述べたように, 花崗岩類については, 微小変形構造の存在が一部報告されているものの, それら微小変形構造は体系化されていない. 同時に, 跡津川断層に伴われる微小変形構造の研究は, 上述の二, 三の例にとどまっているのが現状であろう.

ここでは, 跡津川断層北東部周辺に分布する花崗岩類に認められる光学顕微鏡スケールの変形構造について記載する.

調査地域の花崗岩類を鏡下で観察し, 主要構成鉱物である石英と長石に着目し, それらに認められる微小変形

構造を, KRAZ(1983)の微小割れ目の形態による分類に準じ, 変形構造の大きさおよび変形の認められる部位によって, 次の三種類に大別した.

すなわち, (1)複数の鉱物結晶粒に連続して認められる変形構造—粒間変形構造 (Intercrystalline Deformation Microstructure), (2)結晶の粒界にみられる変形構造—粒界変形構造 (Grain Boundary Deformation Microstructure), (3)単一結晶粒内に認められる変形構造で粒界を越えて連続しないもの—粒内変形構造 (Intracrystalline Deformation Microstructure), である*.

以下に, 鏡下で観察された微小変形構造の詳細を, 上記の三種類の分類に基づいて記載する. ただし, ここでは破碎による全体的な細粒化も広義の粒間変形であるとしてみなした. 細粒化現象は微角礫から変形がほとんど認められないものまで連続的な変形現象として認められる.

1. 粒間変形構造

複数の結晶にまたがって連続して認められる変形構造として, 微角礫 (microbreccia), 癒合帯 (healed zone), 鉱物充填割れ目 (mineral-filled crack) が, 観察される.

(1) 微角礫

鉱物結晶の微角礫化は, 野外調査で確認される断層角礫帯とガウジ帯に限ってその存在が認められる. 断層角礫帯とガウジ帯とでは, 微角礫の産状が異なる.

ガウジ帯では, 主として $100\ \mu\text{m}$ 以下の細粒の微角礫からなっており, 鏡下では, $10\ \mu\text{m}$ 程度のものまでが独立した微角礫として識別可能である. 一つ一つの微角礫内部には微小割れ目はほとんど認められない (図版 I-1). 微角礫の外縁は不明瞭である. 下方ポーラーでは微角礫の配列, 基質にはまったく方向性や模様が認められない. しかし, 直交ポーラーでは, 方向性を持つ線状構造が顕著に認められる (図版 I-2). 断層角礫帯に認められる微角礫は, 等粒状ではなく, $100\ \mu\text{m}$ 以下にまで細粒化された部分と, $100\ \mu\text{m}$ 以上の微角礫からなる部分とはっきり区別できる (図版 I-3). ガウジ帯に比べて粒度が粗い. 粒子の外縁は比較的明瞭である. 断層角礫帯内での場所により微角礫の粒度構成が異なる. 後述するように, $100\ \mu\text{m}$ 以上の微角礫を構成する石英には, 亀甲状割れ目が認められることが多い.

ガウジ帯近傍の断層角礫帯では, 微角礫と微角礫の間の基質の部分で微晶質方解石が埋めていることがある (図版 I-4). また, 断層角礫帯中に貫入している安山岩質岩脈は, 前述した肉眼観察結果と同様に, 小断層に沿

うごく限られた領域で結晶粒が微角礫化しているものの, 全体的には微角礫化を被っていない.

(2) 癒合帯

$100\ \mu\text{m}$ 程度の幅を持つゾーンとして認められ, 幅と同程度の変位を持っているものもあるが (図版 I-5), ゾーンに沿う変位が認められないものの方が一般的である. 同じ一本の癒合帯が石英と長石を連続して切っている場合, 癒合帯の性状はそれぞれの鉱物種で違いがある. 石英では, このゾーンの内外とでは結晶が癒合しており, ゾーンの両境界が直線的に並ぶ流体包有物の存在によって確認される場合や, 方向性を持った癒合割れ目が集合している場合がある. ゾーンの内外では, 同時消光するケースが多いが, ゾーンの中では前後して消光する場合や, 強い波動消光を示す場合もある (KANAORI, 1986). 長石では, 周辺と組成が異なり, かつ変質していないゾーンとして追跡されるものと (図版 I-8 参照), 周囲に比べ, 細粒で組成の異なる長石で埋められたゾーンとして追跡可能な二種類がある.

(3) 鉱物充填割れ目

幅 $50\ \mu\text{m}$ 程度で, 主として緑帘石, 緑泥石, 絹雲母で充填されている場合が最も多い (図版 I-6), まれに, 不透明鉱物, 微晶質石英, 方解石で充填されている場合がある. これらの充填割れ目は, 割れ目壁が凸凹しており (図版 I-7), 割れ目壁の鉱物と反応したかのような様相を呈する. 前述の癒合帯を変位させたり (図版 I-8), 部分的に癒合帯の空隙を充填していることもある.

なお, 上記 (2) で述べたように, 周囲の長石と組成が異なる細粒の長石で充填された割れ目は, 癒合帯に含めた.

2. 粒界変形構造

鉱物の結晶粒界では, 主に癒合粒界 (healed grain boundary), 鉱物充填粒界 (mineral-filled grain boundary), 粒界割れ目 (grain boundary crack), 鋸歯状粒界 (serrated grain boundary) などが認められる. 石英と長石の二種類の鉱物間では, 隣接する鉱物の組み合わせとして, 石英—石英, 石英—長石, 長石—長石の三通りの粒界がある. 一般に, 隣り合う鉱物組み合わせによって, 出現する変形構造が異なることが多い.

(1) 癒合粒界

石英—長石, 長石—長石粒界の場合には, 癒合帯と同様に, 両側の鉱物と組成が異なり, 変質を免れたゾーンが結晶粒界に沿って認められることがある (図版 II-1, 2, 3). この場合, 両側の結晶と消光位が異なる例がしばしば認められる (図版 II-7, 8 参照). 石英—石英粒界の場合は, 両者が癒合しているか否かを, 鏡下で確認するこ

* 従来, 破面解析の分野では, intercrystalline の訳語として “粒内” という語が用いられて来た (例えば, 北川・小寺沢, 1977). 本論文では, “inter-” の訳語として, “粒間” を用い, intracrystalline の訳語として “粒内” を使用する.

とは通常困難であるが、時には粒界に流体包有物が点状もしくは鎖状に並んでいることによって、確認できることがある(図版Ⅱ-4 と図版Ⅲ-3 参照)。

(2) 鉱物充填粒界

粒内変形構造に見られた鉱物充填割れ目では、充填鉱物として緑簾石、緑泥石、絹雲母等が主として認められたが、粒界変形の場合には、主として絹雲母によって、充填されている(図版Ⅱ-5)。

(3) 粒界割れ目

癒合もしておらず、かつ、鉱物によって充填されてもいない開いた粒界である。石英—石英、石英—長石粒界に多く出現する。一般に、2~3 μm 程度粒界が平行に離れている(図版Ⅱ-6)。開いた粒界に粘土鉱物が認められることもある。

(4) 鋸歯状粒界

粒界が滑らかでなく、10 μm ~100 μm の凹凸が認められ、あたかも鋸の歯のような形状を示すものである(図版Ⅱ-7, 8)。主として、長石—長石粒界に認められ、この場合、癒合粒界に伴って現れる場合が最も一般的で、癒合粒界外縁の形と位置から、元の粒界の位置を復元することが可能である(図版Ⅱ-7)。石英—長石粒界にも認められ、この場合には、石英が長石側に数 10 μm 棒状に突出していることがある。石英—石英粒界の場合には、長石—長石粒界に比べて凹凸が少ないが、元の粒界を復元することができない(図版Ⅱ-8)。

3. 粒内変形構造

単一の鉱物結晶内に認められ、結晶粒界を越えて延びないものである。鉱物の種類によって、認められる変形構造の種類が異なる。すなわち、石英には癒合割れ目(healed crack)と亀甲状割れ目(carapace cracks)が顕著に認められ、長石には、微小断層(microfault)が最も顕著に認められ、へき開割れ目(cleavage crack)、キンクバンド(kink band)などがまれに認められる。非常にまれではあるが、滑り双晶(glide twin)がある。石英と長石に共通して認められるものとして、波動消光(undulatory extinction)がある。

(1) 癒合割れ目

ほとんどすべての石英結晶に認められ、直線状に流体包有物の並んだゾーンとしてはっきりと検出できる(図版Ⅲ-1)。この割れ目は二、三方向をもっている場合が普通であるが、その発達頻度はさまざまであり、網目状に発達しているものから(図版Ⅲ-2)、結晶粒内にほとんど認められないものまで多様である(図版Ⅲ-3)。一部の長石にも認められることがあるが、変質しているものについては、はっきりとわからないことが多い。

(2) 微小断層、へき開割れ目、キンクバンド、滑り双晶

これらの特徴は、主として破砕帯内および破砕帯ごく近傍の長石結晶に限られる。微小断層が最も多く観察され、断層面に沿って数 μm のずれが認められる(図版Ⅲ-4)。へき開割れ目、キンクバンドはまれに認められ、へき開割れ目中には絹雲母が認められる場合や(図版Ⅲ-5)、雁行状配列をしたキンクバンドが認められる場合もある(図版Ⅲ-6)。非常にまれでは有るが、滑り双晶が認められる。これは、高木(1985, 図版Ⅲ-1)が示したものと同様に、双晶ラメラが単一結晶内で櫛歯状に尖滅する。

(3) 亀甲状割れ目

断層角礫帯内の比較的粗粒の石英微角礫(主として100 μm 以上)に顕著に認められる(図版Ⅲ-7)。長石微角礫にはほとんど認められない。格子状に分けられた領域の集合体があたかも亀甲に見えることから、この名称を与えた。なかには、割れ目の一部が開いているものも存在する。また、この割れ目は、破砕帯以外の花崗岩類中の不透明鉱物にも認められることが特徴である(図版Ⅲ-8)。この場合、割れ目に沿って変質し、緑泥石などが認められるのが普通である。

(4) 波動消光

石英と長石の一部(カリ長石)に認められる。波動消光の程度は、強いものから弱いものまで変化に富む。

微小変形構造による分帯

以上述べてきた微小変形構造の出現頻度や種類の組合わせによって、局所的には重複するが、基本的には、次の3帯に分けられる(第5図, 第2表)。以下に、各帯の特徴と破砕帯として確認される跡津川断層位置との構造的関係を示す。

A帯 癒合帯、鉱物充填割れ目などの粒間変形構造や、粒界変形構造のうち特に癒合粒界、鋸歯状、鉱物充填粒界が多量に出現し、石英の強い波動消光が認められるゾーンである。石英結晶には網目状に癒合割れ目が発達している。A帯の南縁をなす境界線は破砕帯として確認できる跡津川断層の走向に斜交し、その一般的走向は東西方向で、断層の北側約3 km にわたって分布する。

B帯 微角礫の存在と、その微角礫のうち、相対的に粗粒の石英に亀甲状割れ目、長石に微小断層など、粒内変形構造が顕著に認められることによって、特徴づけられるゾーンである。野外調査で確認された断層角礫帯とガウジ帯とを合わせたものに一致する。Loc. 54-4 では、ガウジ帯近傍の断層角礫帯内に、微角礫と微角礫間を取り巻く基質に微晶質方解石が認められる。

第5図．微小変形構造の種類のごとく出現頻度による分帯．1．C帯に属する特徴をもつ試料の採取位置．2．A帯に属する特徴をもつ試料の採取位置．3．跡津川断層としての破碎帯露頭位置．B，A，CはそれぞれB帯，A帯，C帯を示す．

C帯 すべてのゾーンに共通する特徴である石英粒内の癒合割れ目と粒界変形構造以外には、顕著な変形構造が認められないゾーンである。鉱物充填割れ目も認められることがあるが、A帯に比べて変形構造の出現頻度は低い。石英粒内の癒合割れ目の頻度も一結晶粒当たり数本であり、A帯に比べてその出現頻度は著しく低い。

考 察

微小変形構造の形成順序 以上述べてきた微小変形構造の形成順序を、鏡下での観察結果を基にまとめると、形成時期の古いものから新しいものへの順に、次の通りである。

1. 粒内癒合割れ目と癒合粒界

この両方の変形構造は、跡津川断層の位置に関係なく調査地域全域にわたって共通して認められる構造であることと、次に述べる癒合帯に切られることから、最も古い時期に形成されたことになる。

2. 癒合帯

癒合帯は、癒合粒界を切り（図版Ⅱ-3 参照）、かつ、鉱物充填割れ目に切られ（図版Ⅰ-8 参照）、部分的に鉱

第2表．微小変形構造の種類と定性的な出現頻度による構造分帯．

変形構造の種類	A帯	B帯	C帯
1. 粒間変形構造			
(1)微角礫			
(2)癒合帯			
(3)鉱物充填割れ目			
2. 粒界変形構造			
(1)癒合粒界			
(2)鉱物充填粒界			
(3)粒界割れ目			
(4)鋸歯状粒界			
3. 粒内変形構造			
(1)癒合割れ目			
(2)微小断層、へき開割れ目、キンク・バンド、滑り双晶			
(3)亀甲状割れ目			
(4)波動消光			

Frequency / Intensity
 abundant — strong
 common — moderate
 rare — weak

物充填割れ目と同じ鉱物に充填されている。これらの理由により、粒内癒合割れ目と癒合粒界の後に形成され、鉱物充填割れ目形成前にすでに形成されていたことがわかる。

3. 鉱物充填割れ目、鉱物充填粒界

熱水活動によって供給された多量の熱水が、岩盤内の間隙水圧を高めた結果、水圧破碎 (hydraulic fracturing) が発生し、微小割れ目が形成された(金折, 1987)。この時形成された微小割れ目や、すでに形成されていた癒合帯の空隙や開いていた粒界を、熱水によってもたらされた緑泥石、緑簾石、絹雲母などが充填することにより、形成された構造である。また、これらの鉱物は微角礫と微角礫の間を埋める基質の部分にはほとんど認められないので、微角礫形成前にこれら鉱物の充填が起こったことになる。

4. 微角礫、微小断層など

破碎帯中の岩脈は、微角礫化していないことから、貫入の前に微角礫を形成するような破碎作用が起こったことがわかる。この時期の破碎、微角礫化が破碎帯の主要な部分を形成した。破碎作用と同時に起きた破碎帯内部や周辺での強い変形作用が、長石に微小断層、へき開割れ目、キンクバンドなどを形成した。

5. 亀甲状割れ目

4で述べた微角礫化と同時に一部の石英微角礫に亀甲状割れ目が形成されていたか否かは疑問ではあるが, ここでは, 破碎帯が再び活動して, すでに細粒化していた基質の部分は塑性変形し, 相対的に粗粒の微角礫に応力が集中した. この応力集中で, 石英だけが脆性破壊して, このような割れ目が石英微角礫に形成されたと考えた.

6. 方解石による充填

微晶質方解石は, 破碎作用で形成された微角礫の周りを埋め, かつ, 亀甲状割れ目の離れた部分を埋めている. このことは, 方解石による充填が, 再活動時期もしくは破碎帯内での再破碎後に起こったことを示す. ガウジ帯の近傍の断層角礫帯基質に方解石充填が限られることから, ガウジ帯の形成に関連して, 熱水活動があったと考えられる. 換言すると, ガウジ帯の形成と同時期に方解石を供給した活動があったことになる.

7. 粒界割れ目

最終的に, 凍結—融解など地表風化作用によって, 機械的な繰り返し応力が発生した. この繰り返し応力に対して, 単一の鉱物結晶粒が力学的な連続体として挙動することによって, 鉱物粒界に歪が集中し, ここから解離が始まり, 粒界割れ目が発生した.

微小変形構造と跡津川断層の形成と活動 跡津川断層の生成時期については, 異なる見解が出されており, 第三紀以降の期間の運動だけで十分断層の変位量を説明できるとする考え(松田, 1966)と白亜紀前期にはすでに鉱液の通路としてすでに跡津川断層が存在していたとする考え(竹内, 1983)や白亜紀前期に主たる部分が生成したとした考え(歌田・恒石, 1980; 金折ほか, 1982a)がある. 活動時期については, 第四紀後期に活動したという意味では一致しているが, その最終活動時期については異なる見解が持たれている(跡津川断層 発掘調査団, 1983, 1986).

ここでは, 微小変形構造の分帯と形成順序に基づいて, 跡津川断層の形成と活動について考察する.

1. 中温—広域変形

すでに述べたように最初に発生した変形構造は癒合粒界や粒内癒合割れ目である. これらは調査地域全域に認められ, かなり広範囲にこれらの変形構造を形成した活動があったことを示唆する. 癒合粒界のきっかけとなった粒界割れ目形成は, 高温下での室内実験の結果(HoMAND-ETIENNE & TROALEM, 1984)を考えあわせると, 400°C以上の温度条件で, 鉱物種の違いによる熱膨張性の違いで, 鉱物粒界に応力差が生じたため発生したと

考えられる. また, WILKINS & PALKAS(1978)は, 変形が進み, 動的再結晶化が起きる直前に流体包有物が粒界に移動することを示した. この特徴は, 前述した粒界に並ぶ流体包有物で特徴づけられる石英—石英癒合粒界に良く似ている. 癒合粒界や癒合割れ目の正確な形成温度については, 癒合粒界に並ぶ流体包有物の充填温度を調べることによって, 今後, 明らかにすることができであろう(KERRICH, 1976). さらに, 癒合粒界の一部は, 後述する粒界移動現象(JESSELL, 1987)の証拠である可能性もあり, これらの粒界変形構造の成因は, それらが形成された時の変形条件を知る上で, 今後の重要な課題となる. また, この現象についての光学顕微鏡による観察では, おのずから限界があり, 今後は, SEMやTEMを用いた, より微小部への研究が必要となろう.

2. 広域変形帯の形成—A帯の形成

断層角礫帯とガウジ帯の存在で追跡される跡津川断層のほぼ北側の広い範囲に, 癒合帯存在など変形構造の高い出現頻度で特徴づけられる領域(A帯)が発達している. この領域は, 跡津川断層形成前に広い範囲に応力が加わって形成されたと考えられ, いわば跡津川断層の前身であるとも言えるべきゾーンである. この変形ゾーンを形成した条件を考えてみる. 癒合粒界に伴って出現している鋸歯状粒界の存在は, 癒合粒界がさらに強い応力を受け, 粒界で局所的に動的再結晶化が進み, 変形の進行に伴い, 粒界がどちらか一方の結晶中に移動した(JESSELL, 1987)証拠である可能性がある. また, 癒合帯は, 生じた破壊面が再び癒合したことを示す. このように, 破壊を示す癒合帯と塑性流動を示す粒界での再結晶化が同時に認められることは, 破壊と塑性流動の両方が同時に起きる, すなわち, 破壊と塑性流動の遷移する条件下で変形が起きたことを示唆する. KOSAKA(1980)も跡津川断層の南西部において, 光学顕微鏡下で鋸歯状粒界によく似た変形構造を観察し, 断層周辺の花崗岩類が破壊と塑性流動遷移の条件下で変形したことを考察している.

松田(1974)は, 根尾谷断層の左横ずれ変位によって断層両端部に, 断層の片側に限られて圧縮応力場が発生することを示した. 跡津川断層北東端での断層北側の変形帯の位置は, 左横ずれの根尾谷断層の場合発生する圧縮応力場の位置と断層に対して対称である. このことは, 横ずれ変位によって断層の末端部に, この変形帯が生じたと考えた場合, その変位センスは, 右横ずれであることを示唆する. これについては, 今後, 跡津川断層南西端周辺の調査を行い, そこでの結果と今回の結果を比較することによって明らかにされるであろう. この広域変形帯が発生した時代は, 次に述べるように, 濃飛流紋岩

の主活動期より前、白亜紀中期と考えている。

3. 熱水活動による水圧破砕 (hydraulic fracturing)

多量な熱水供給が岩盤内の間隙水圧を高め、水圧破砕を生じたことによって形成された鉱物充填割れ目や粒界 (金折, 1987) は、広域変形帯 (A 帯) に特に顕著に出現する。このような広域に水圧破砕現象を起こすような多量の熱水をもたらした出来事は、濃飛流紋岩の主活動時期である白亜紀後期 (歌田・恒石, 1980) もしくは、それより少し時代の古い有峰酸性岩類 (大村, 1973) の活動時期以外には考え難い。

4. 破砕帯形成—B 帯の形成

跡津川断層の前身と言うべき広域変形帯に、さらに強い力が働いた結果、変形構造が顕著に認められない C 帯との境界部で、力学的コントラストが大きいことから、応力集中が起こり、この部分で破砕が発生し、現在見られる“杉”型配列をした幅 5~50 m 以上の断層破砕帯の主要部分が形成された。この“杉”型破砕帯配列は、右横ずれ変位に伴う剪断変形を示唆する (TCHALENKO & AMBRASEYS, 1970)。長石に認められる微小断層、キンクバンド、へき開割れ目、滑り双晶は、すでに述べたように、破砕帯の内部およびごく近傍に限られて存在する。つまり、これらの粒内変形構造は破砕帯形成に伴って発生したものであり、破砕帯の形成条件を反映していると思われる。同様な粒内変形構造は、中央構造線に沿う地域の花崗岩類を起源とする cataclasite にも報告されている (高木, 1985; TAKAGI, 1986)。したがって、この破砕帯は一種の cataclasite から構成されていると言え、これと同様な条件下で発生したと考えている。この時期は、次に述べる貫入の前であるので、白亜紀後期以後、中新世前期以前となる。

5. 安山岩質岩脈の貫入

断層露頭での観察結果と、破砕帯内の安山岩を含む破砕部分の定方位試料をパラフィンで固化し、切断面を観察した結果 (金折ほか, 1982a; 写真-5B), およびここでの鏡下での観察結果は、いずれも、破砕帯中に見られる岩脈は小断層によって、ずらされてはいるものの、破砕による微角礫化をほとんど被っていないことを示す。このことから、破砕帯形成以後に、安山岩質岩脈が貫入したことは明白である。断層の走向に平行な安山岩質岩脈は調査地域を含む広い範囲に認められ、その時期は中新世前期 (野沢, 1978) である。したがって、破砕帯内の岩脈もこれと同じ時期と考えている。

6. 破砕帯内での再破砕

破砕帯を形成する相対的に粗粒の微角礫の変形、たとえば、亀甲状割れ目に特徴づけられる変形は、この破砕

帯が再度活動し、相対的に粗粒の微角礫に応力集中が発生したことを示す。この時、破砕帯内では再破砕が起きた。同時に、石英からなる粗粒の微角礫に亀甲状割れ目が形成された。一方、長石からなる同サイズの微角礫にはこのような割れ目は認められない。つまり、石英だけが脆性破壊を起こし、長石は破壊していない。このような変形はどのような条件下で起きるのか、今後の検討が必要である。再破砕の回数、時期を特定する証拠は、今のところ後述する破砕帯内石英微角礫の電子スピン共鳴 (ESR) 年代だけである。

7. ガウジ帯形成と方解石熱水作用

断層角礫帯の両側でのガウジ帯の存在、およびその近傍の方解石による充填現象は、次のことを示す。すなわち、断層変位によって、狭いゾーン (幅数 cm) にガウジ帯が形成された。同時に、ガウジ帯を通路として、方解石を含む熱水がガウジ帯近傍の断層角礫帯に供給され、微角礫と微角礫の間を埋めて微晶質方解石が晶出した。ガウジ帯および近傍の断層角礫帯中では、他の部分に比べて Ca に富む (金折ほか, 1982a, b) ことも、このことを裏づける。断層角礫帯内部に見られる一部岩脈を切り、“ミ”型と“杉”型に雁行状配列する小断層 (第3図参照) は、いずれもガウジ帯に沿う位置に存在しており、ガウジ帯形成時の変位に伴って生じた可能性が高い。この小断層の分布パターンは、次の変位が起こったことを示す。断層角礫帯の南側第四系との境界での“ミ”型パターンは、断層角礫帯側が第四系に対して相対的に下降、つまり、反時計回りセンスの剪断変位を示唆し、北側境界の“杉”型パターンも同様に、断層角礫帯側が北側の花崗閃緑岩体に対して、下降—時計回りセンスの剪断変位を示唆する (TCHALENKO & AMBRASEYS, 1970)。すなわち、第四系が破砕帯に対して南上がりの衝上運動をしたため、破砕帯が全体として下方に押しやられることにより、破砕帯の反対側境界でも破砕帯が下方へ移動しようとした。

ガウジ帯では、その後の風化・変質作用によって、細粒な角礫 (2μ 以下) はスメクタイトに変化した (金折ほか, 1982a, b)。また、調査地域全域に認められる開いた、もしくは一部粘土鉱物を伴う粒界割れ目は、前述したように、地表風化作用で発生した繰り返し荷重が力学的に不連続な粒界からの解離を招いた結果、形成された可能性がある (PYE, 1986)。

活動年代のまとめと絶対年代との関係 ここまでに述べてきた跡津川断層に伴われる変形について、その年代的尺度を求めることにする。K-Ar, Rb-Sr, U-Pb 法による放射年代は、船津型花崗岩の形成年代が 190—170 Ma

であることを示す(柴田・野沢, 1984). 広域変形帯の形成時期は濃飛流紋岩の主要活動期以前であると考えられることから, 後期白亜紀 105—80 Ma 以前であり, これは, 竹内 (1983) や, 歌田・恒石 (1980) の見解と一致する. 破碎帯の主形成時期はいつい何時であろうか. これに関して, 興味ある測定結果がある. ここで基準とした Loc. 54-4 の露頭のガウジ帯から採取した花崗閃緑岩を原岩とする灰色粘土状物質の, 全岩による K-Ar 年代は, 53.9 ± 2.7 Ma であった (TELEDYNE ISOTOPE 社測定による). この数字のもつ意味は, 破碎帯の形成によって K-Ar 年代に若返りがみられた (柴田・高木, 1988), つまり, 破碎帯の形成はこの時期までに終息していたことを示すと考えられる. これについては, 破碎帯内外で採集した多くの試料を測定するなど今後の検討が必要である.

この後, 中新世前期に跡津川断層と同じ方向の安山岩質岩脈の貫入活動があった (野沢, 1978), Loc. 54-4 の断層角礫帯中から採取した石英微角礫では, 0.9—0.3 Ma の範囲に入る数個の ESR 年代が得られている (田中, 1986). これらの値は, おそらく断層角礫帯のなかで, 繰り返し破碎が起こった時期を示すのであろう (KANAORI *et al.*, 1985). 同様に, ガウジ帯では, 試料の採取位置の違いによって, 10 万年 (KANAORI *et al.*, 1985; 田中, 1986) や 14 万年前後と 3~5 万年 (Ito & SAWADA, 1985) という 3 種類の ESR 年代が得られている. このうち最も古い 14 万年という数字が, ガウジ帯の形成と方解石熱水活動の時期を示し, 熱水活動の時期を示し, それより若い年代はガウジ帯の再活動を反映するのであろう.

ガウジ帯形成後現在に至るまでの断層の活動時期は, Loc. 54-4 の露頭で, 断層破碎帯に接している第四系の時代に依存する. この第四系からの木片の ^{14}C 年代は約 3 万年である (竹村・藤井, 1983). したがって, この ^{14}C 年代が, 正しいとすれば 3 万年以降に活動したことは確かである. 岐阜県吉城郡宮川村林のトレンチ掘削の結果では, 1 万年以降 4—5 回の活動があったとしている (跡津川断層発掘調査団, 1983, 1986). しかし, 本調査地域とトレンチ掘削場所では, 約 40 km 離れているため, その活動がここまで及んだかどうかは疑問の余地がある.

以上のことを考慮して, 第 3 表に跡津川断層の活動, 光学顕微鏡スケールでの変形構造, 関連する火成活動の時間関係を示した. 今回, 調査対象とした地域は, 跡津川断層の全域からみれば, ごく一部にしか過ぎない. また, 微小変形構造の方向性と跡津川断層の位置との関係

第 3 表. 微小変形構造の種類と, 跡津川断層の形成・活動および関連する火成活動.

など, まだまだ, 問題点は残されており, ここでの研究結果が, 跡津川断層全体についてあてはまるか否かは, 今後の慎重な検討が望まれる.

む す び

跡津川断層北東端における花崗岩類の光学顕微鏡スケールでの変形構造とその形成過程について述べてきた. その結果を基に, 跡津川断層の形成から活動に至るまでの構造発達史について考察した. 以下にその要約を述べる.

(1) 花崗岩類に鏡下で, 石英と長石に認められる微小変形構造は, 変形構造の大きさ, および変形の認められる場所によって, 粒間, 粒界, 粒内の三種類に分けられる.

(2) 粒間変形構造として, 微角礫, 癒合帯, 鉍物充填割れ目が認められる. 粒界変形構造では, 石英—石英, 石英—長石, 長石—長石と隣り合う鉍物結晶の種類の組み合わせによって, 粒界に出現する変形構造の頻度は異なるが, 癒合粒界, 鉍物充填粒界, 粒界割れ目, 鋸歯状粒界が存在する. 粒内変形構造は, 鉍物種によって観察される変形構造の種類が異なり, 石英には癒合割れ

目、亀甲状割れ目が顕著に認められ、長石には微小断層、へき開割れ目、キンクバンド、滑り双晶などが認められる。両方の鉱物に共通して、波動消光が認められる。

(3) 変形構造の出現頻度と種類の組合わせによって、調査地域を3帯にわけた。変形構造の出現頻度が相対的に高く、広域変形帯と考えられるA帯、微角礫化によって特徴づけられ、野外調査で確認される断層角礫帯とガウジ帯を合わせたB帯、および相対的に顕著な変形構造が認められないC帯である。

(4) 変形構造の性状および相互の新旧関係に基づいて、変形構造の形成順序を明らかにした。

(5) 微小変形構造の性状や形成順序に基づいて、跡津川断層の生成と活動について考察すると、次の通りである。まず、比較的広い範囲に中温(400°C以上)の温度条件下で、結晶粒界と粒内に変形が生じた。次に、断層の北側約3kmに東西方向の跡津川断層の前身とも言うべき広域変形帯が破壊—塑性流動遷移条件下で発生した。この時期を白亜紀中期と考えた。この広域変形帯内で、濃飛流紋岩主活動期である白亜紀後期に起きた熱水活動が岩盤内の間隙水圧を高め、水圧破碎現象を引き起こした。中新世前期の安山岩質岩脈は水圧破碎、細粒化を受けていないことから、この岩脈を含む破碎帯の形成時期は、白亜紀後期～古第三紀前期と考えられる。第四紀後半に複数回の再活動がこの破碎帯に起き、約14万年前に方解石をもたらした熱水活動を伴って、ガウジ帯が形成された。

謝辞 本研究を進めるにあたり、名古屋大学水谷伸治郎教授には、貴重な御助言をいただいた。ドイツ連邦共和国 Kiel 大学 Mineralogisch-petrographisches Institut und Museum der Universität 竹下 徹博士、日本大学小坂和夫助教授には、草稿に目を通していただき、貴重なご意見をいただいた。名古屋大学足立 守助教授には、草稿に目を通していただくと同時に、薄片観察や写真撮影において御教示いただいた。(財)電力中央研究所我孫子研究所立地部佐竹義典、猪原芳樹、田中和弘、千木良雅弘、曾根賢治諸氏には、現地調査や試料採取において御協力いただいた。ここに記して謝意を表す。

文 献

- 相川信之・青山俊弘, 1983: 中央構造線に近接する花崗岩類の変形。鉱物雑, **16**, 251-255。
- 跡津川断層発掘調査団, 1983: 跡津川断層におけるトレンチ掘削調査(速報)。月刊地球, **5**, 335-340。
- , 1986: 1982年跡津川断層(野首地区)トレンチ調査。特集: 日本の活断層発掘調査 [11], 活断層研究, **3**, 59-64。
- BATZLE, M. L. and SIMMONS, G., 1976: Microfractures in rocks from two geothermal areas. *Earth Plan. Sci. Let.*, **30**, 71-93。
- DOUGLASS, P. M. and VOIGHT, B., 1969: Anisotropy of granites: a reflection of microscopic fabric. *Geotechnique*, **19**, 376-398。
- FREDRICH, J. T. and WONG, T.-F., 1986: Micromechanics of thermally induced cracking in the crustal rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 12, 743-12, 764。
- GAPPAIS, D. and BARBARIAN, B., 1986: Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics*, **125**, 357-370。
- HOMAND-ETIENNE, F. and TROALEM, J.-P., 1984: Behavior of granites and limestones subjected to slow and homogeneous temperature changes. *Eng. Geol.*, **20**, 219-233。
- ITO, T. and SAWADA, S., 1985: Reliable criteria for selection of sampling points. In IKEYA, M. and MIKI, T. eds.: "ESR Dating and Dosimetry" 229-237, IONICS, Tokyo。
- JESSELL, M. W., 1987: Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 1007-1014。
- KANAORI, Y., 1983: The observations of crack development around an underground rock chamber by borehole television system. *Rock Mech. & Rock Eng.*, **16**, 362-368。
- , 1986: An SEM cathodoluminescence study of quartz in mildly deformed granite from the region of the Atotsugawa fault, central Japan. *Tectonophysics*, **131**, 133-146。
- 金折裕司, 1987: EE-3A コアにみられる微小破壊面。高温岩体開発技術—ロスアラモスにおける国際協力プロジェクトの成果。新エネルギー総合開発機構高温岩体検討委員会作業部会, 283-299。
- KANAORI, Y., 1987: An SEM cathodoluminescence study of granitic rocks. *Bull. Fac. Gen. Edu.*, **23**, 75-80。
- , 1988: An SEM cathodoluminescence study on weathering of quartz grains in fault, central Japan. *CATENA*, **15**, 1-16。
- 金折裕司・猪原芳樹・宮腰勝義・佐竹義典, 1982a: 跡津川断層に伴う断層内物質(その1)。応用地質, **23**, 137-155。
- ・宮腰勝義・猪原芳樹・佐竹義典, 1982b: 跡津川断層に伴う断層内物質(その2)—粒度別鉱物組成および化学組成。同上, **23**, 201-213。
- ・矢入憲二, 1987: 走査型電子顕微鏡による微小 CRACK の研究。岐大教養研報, **23**, 55-73。
- KANAORI, Y., TANAKA, K. and MIYAKOSHI, K., 1985: Further studies on use of quartz grains from fault gouges to establish the age of faulting. *Eng. Geol.*, **21**, 175-194。
- KERRICH, R., 1976: Some effects of tectonic recrystallization on fluid inclusions in vein quartz. *Contrib.*

- Mineral. Petrol.*, **59**, 195-202.
- 北川英夫・小寺沢良一, 1977: フラクトグラフィ, 破壊力学と材料強度講座 15. 220p., 培風館.
- KOSAKA, K., 1980: Fault-related fabrics of granitic rocks. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, **20**, 77-115.
- 河野芳輝・岡田篤正・佃 為成, 1983: 概説: 跡津川断層. 月刊地球, **5**, 320-324.
- KOWALLIS, B. J., WANG, H. F. and JANG, B., 1987: Healed microcrack orientations in granite from Illinois borehole UPH-3 and their relationship to the rock's stress history. *Tectonophysics*, **135**, 297-306.
- KRANZ, R. L., 1979a: Crack growth and development during creep of Barre granite. *Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **16**, 23-35.
- , 1979b: Crack-crack and crack-pore interaction in stressed granite. *Ibid.*, **16**, 37-47.
- , 1983: Microcracks in rocks: a review. *Tectonophysics*, **100**, 449-480.
- 工藤洋三・橋本堅一・佐野 修・中川浩二, 1986: 花崗岩の力学的異方性と岩石組織欠陥の分布. 土木学会論文集, **370**, 189-197.
- ・———・———, 1987: 瀬戸内地方の砕石場における花崗岩質岩石の異方性. 同上, **382**, 45-53.
- LESPINASSE, M. and PECHER, A., 1986: Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 169-180.
- 松田時彦, 1966: 跡津川断層の横ずれ変位. 震研彙報, **44**, 1179-1212.
- , 1974: 1891 濃尾地震の地震断層. 震研速報, **13**, 85-126.
- , 1984: 建設計画における活断層問題. 土と基礎, **32**, 1-4.
- MAWER, C. K. and WILLIAMS, P. F., 1985: Crystalline rocks as possible paleoseismicity indicators. *Geology*, **13**, 100-102.
- 宮腰勝義・佐竹義典・猪原芳樹, 1982: 跡津川断層の分布・性状と活動性—断層露頭における調査および解析. 電力中央研究所報告 381029, 1-169.
- 野沢 保, 1978: 跡津川断層 最近の話題から. 地質ニュース, **283**, 28-36.
- , 1979: 船津型花崗岩類の今日におけるいくつかの問題. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 101-107.
- 岡田篤正, 1973: 四国中央北縁部の第四紀断層運動. 地理評, **46**, 295-322.
- 大村一夫, 1973: 飛騨山地に分布する白亜系の層位学的研究, I: 北陸地方の白亜系. 金沢大教養論集, **10**, 107-153.
- PYE, K., 1985: Granular disintegration of gneiss and migmatite. *CATENA*, **12**, 191-199.
- 佐竹義典, 1987: 跡津川断層の変位計測. 電力中央研究所報告 U86023, 1-33.
- SCHEDL, A., KRONENBERG, A. K. and TULLIS, J., 1986: Deformation microstructures of Barre granite: an optical, SEM and TEM study. *Tectonophysics*, **122**, 149-164.
- 柴田 賢・野沢 保, 1984: 船津型花崗岩類の同位体年代. 岩鉱, **79**, 289-298.
- ・高木秀雄, 1988: 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代—長野県分杭峠地域の例一. 地質雑, **94**, 35-50.
- SPRUNT, E. S. and NUR, A., 1979: Microcracking and healing in granites: new evidence from cathodoluminescence. *Science*, **205**, 495-497.
- 高木秀雄, 1985: 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧碎岩類. 地質雑, **91**, 637-651.
- TAKAGI, H., 1986: Implication of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 3-14.
- 竹村利夫・藤井 昭二, 1983: 飛騨山地北縁部の活断層群. 第四紀研究, **22**, 297-312.
- 竹内 章, 1983: 跡津川断層のルーツ. 月刊地球, **5**, 373-376.
- 田中和弘, 1986: 電子スピン共鳴 (ESR) 年代測定法による断層の活動時期の検討—跡津川断層における予備的検討—. 電力中央研究所報告 385051, 1-32.
- TAPPONNIER, P. and BRACE, W. F., 1976: Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. *Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **13**, 103-112.
- TCHALENKO, J. S. and AMBRASEYS, N. N., 1970: Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **81**, 41-59.
- TULLIS, J. and YUND, R. A., 1977: Experimental deformation of dry Westerly granite. *Jour. Geophys. Res.*, **82**, 5705-5718.
- TUTTLE, O. F., 1949: Structural petrology of planes liquid inclusions. *Jour. Geol.*, **57**, 331-356.
- 歌田 実・恒石幸正, 1980: 岐阜県下の二, 三の断層に伴う“断層粘土”について. 第 17 回自然災害シンポジウム概要集, 401-404.
- 和田博夫・三雲 健・小泉 誠, 1979: 飛騨地方北部特に跡津川断層付近の地震活動と発震機構. 地震第 2 輯, **32**, 281-296.
- WILKINS, W. T. and PARKAS, J. P., 1978: Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**, 293-299.
- WONG, T. F., 1982: Micromechanics of faulting in Westerly granite. *Int. Jour. Rock Mech. & Geomech. Abstr.*, **19**, 49-64.
- 山田敦夫・竹内 章, 1983: 跡津川断層東端の断層露頭. 月刊地球, **5**, 399-404.
- 山田直利・坂本 亨・野沢 保・遠田朝子, 1974: 50万

分の1地質図幅「金沢」(第2版). 地質調査所.
柳谷 俊・西山 哲・寺田 孚, 1987: 花崗岩のダイレ

タンシー異方性について. 土木学会論文集, **382**,
63-72.

(要 旨)

金折裕司・矢入憲二・宮腰勝義, 1988: 跡津川断層北東部における花崗岩類の微小変形構造とその形成過程. 地質雑, **94**, 887-901. (KANAORI, Y., YAIRI, K. and MIYAKOSHI, K., 1988: Deformation microstructures and their genetic process of granitic rocks in the northeastern region of the Atotsugawa fault, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 887-901.)

跡津川断層北東部周辺に分布する花崗岩類について, 光学顕微鏡スケールの変形構造を記載するとともに, その形成過程と跡津川断層の生成・活動時期との関係を考察した. 観察された変形構造は, 変形の規模とその認められる場所により, 粒間, 粒界, 粒内の三種類に分類される. 多種の変形構造の出現と高い出現頻度で特徴づけられる変形帯が, 断層角礫帯とガウジ帯の存在で確認・追跡される跡津川断層の走向に斜交し, 断層の北側約 3km 幅で存在する. 跡津川断層の前身とも言うべきこの変形帯は, 白亜紀中期(?)に発生し, 濃飛流紋岩の主活動期(白亜紀後期)の熱水活動により水圧破碎した. 破碎帯に含まれる安山岩質岩脈(中新世前期)は水圧破碎を被っていないことから, この破碎帯の形成時期は白亜紀後期~古第三紀前期と考えられる. 第四紀後半に, この破碎帯に複数回の再活動が起こり, 約 14 万年前に方解石熱水活動を伴って, ガウジ帯が形成された.

図版説明

第Ⅰ図版 跡津川断層内および周辺花崗岩に認められる粒間変形構造。スケールの単位は μm 。

1. ガウジ帯に認められる微角礫 (Loc. 54-4, MG 10)。微角礫の縁が不明瞭である。下方ポーラー。
2. 同上。写真左上から中央下にかけて線状構造が認められることに注意。直交ポーラー。
3. 断層角礫帯に認められる微角礫 (Loc. 54-4, MG 13)。写真 2 に比べて、微角礫の縁が明瞭であり、かつ、微角礫の割合が写真 2 に比較して、かなり多い。直交ポーラー。
4. 微角礫と微角礫の基質が微晶質方解石で充填されているもの (Loc. 54-4, MG 10)。直交ポーラー。
5. 変位を伴う癒合帯 (Loc. 54-4, MG 14)。写真中央部で石英 (Q) が癒合帯に沿って、左側に突出しているのが認められる。直交ポーラー。
6. 高密度で発達する鉱物(絹雲母、緑泥石、緑廉石)充填割れ目 (MG 2)。直交ポーラー。
7. 緑廉石で充填される鉱物充填割れ目 (MG 3)。写真中央左から右に延びるものである。割れ目壁が直線的でなく、凸凹していることに注意。下方ポーラー。
8. 長石中の組成が異なり、変質を免れたゾーンとして追跡できる癒合帯を切る鉱物(絹雲母)充填割れ目 (MG 2)。写真右上から左下へ延びる癒合帯が、左上から右下への鉱物充填割れ目に切られ、ずらされている。

第Ⅱ図版 跡津川断層内および周辺花崗岩に認められる粒界変形構造。スケールの単位は μm 。

1. 長石—長石境界の癒合粒界 (Loc. 54-4, MG 14)。組成が異なり、変質を免れたゾーンが粒界に沿って結晶周縁に認められる。石英—石英、石英—長石粒界にはほとんど癒合粒界が認められない。Qは石英結晶を示す。下方ポーラー。
2. 同上。直交ポーラー。
3. 癒合帯に切られる長石—長石癒合粒界 (MG 16)。直交ポーラー。
4. 石英—石英境界癒合粒界 (MG 14)。粒界に沿って流体包有物が点状もしくは鎖状に並ぶ(矢印)。下方ポーラー。
5. 鉱物(絹雲母)充填粒界 (Loc. 54-4, SA 24)。粒界に沿って、絹雲母が認められる(矢印)。下方ポーラー。
6. 石英(写真下半分)—長石境界での開いた粒界割れ目 (Loc. 54-4, MG 14)。下方ポーラー。
7. 長石—長石境界の癒合粒界を伴う鋸歯状粒界 (Loc. 54-4, MG 16)。写真中央部の鋸歯状粒界を伴う癒合した細長いゾーンは、結晶内部と消光位が異なっている。直交ポーラー。
8. 石英—石英粒界に認められる鋸歯状粒界 (Loc. 54-4, MG 14)。直交ポーラー。

第Ⅲ図版 跡津川断層内および周辺花崗岩に認められる粒内変形構造。スケールの単位は μm 。

1. 方向性を持った流体包有物の並びとして追跡できる石英中の癒合割れ目 (Loc. 54-4, SA 24)。写真右部にみられる弧状の粒界を切って延びないことに注意。下方ポーラー。
2. 継目状に発達した石英の癒合割れ目 (MG 16)。下方ポーラー。
3. 癒合割れ目の少ない石英 (SA 18)。粒界割れ目(写真中央上の矢印)や石英—石英癒合粒界(写真中央矢印)なども認められる。下方ポーラー。
4. 長石の微小断層 (MG 17)。直交ポーラー。
5. 長石のへき開割れ目 (MG 17)。直交ポーラー。
6. 長石に認められる雁行状に並んだキンクバンド (MG 7)。直交ポーラー。
7. 断層角礫帯内の相対的に大きい石英微角礫に認められる亀甲状割れ目 (MG 10)。直交ポーラー。
8. 不透明鉱物に認められる亀甲状割れ目 (MG 7)。割れ目に沿って緑泥石が認められる。下方ポーラー。