圧縮性ステップにおける破砕帯の構造—岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例— Crush zone structure in a compressional step: an example of the western part of the Atotsugawa Fault, Hida City, Gifu Prefecture of Japan

Abstract

丹羽正和* 島田耕史* 黒澤英樹*
三輪敦志**

Masakazu Niwa*, Koji Shimada*,
Hideki Kurosawa* and Atsushi Miwa **

2007年12月21日受付.

2008年9月17日受理.

* 独立行政法人日本原子力研究開発機構地層処分研究開発部門

Geological Isolation Research and Development Directorate, Japan Atomic Energy Agency, 959-31 Jorinji, Izumi-cho, Toki, Gifu 509-5102, Japan

** 応用地質株式会社

OYO corporation, Tokyo 102-0073, Japan

Corresponding author; M. Niwa,
niwa.masakazu@jaea.go.jp

Crush zone structures are heterogeneous due to occurrence of fault steps. This paper provides a geological description of crush zones in the western part of the active Atotsugawa Fault, Hida City, Gifu Prefecture of Japan, to understand the crush zone structure in a compressional step of a strike-slip fault. By means of aerial photograph interpretation and regional distribution of crush zones, we recognize that a compressional step occurs in the Sangawara area, whereas in the Itani area a long strand of the Atotsugawa Fault with ENE-WSW trend is extended. Detailed geological observation suggests that shear planes with NNE-SSW and NW-SE strikes, oblique to the trend of the Atotsugawa Fault at high angles, are characteristically developed in the Sangawara area, whereas shear planes with ENE-WSW strike dominate in the Itani area. The shear planes with NNE-SSW and NW-SE strikes in the Sangawara area can be a part of the composite planar fabric such as R₂ surfaces which are dominantly developed within compressional steps. Based on the clay mineral composition including smectite and kaolinite, high density of sealed microcracks, and the K-Ar ages of fault gouge and andesite dike, fault breccia and gouge in the Sangawara area are mainly formed by fracturing at a shallow depth (under c.a. 100 °C) after the dike intrusion during Oligocene to early Miocene time.

Key words: crush zone, compressional step, clay minerals, K-Ar age, Atotsugawa Fault, Japan

はじめに

断層活動に伴う岩盤の破壊や地層の変形の程度を評価する上で、破砕帯の幅や構造を明らかにすることは非常に重要である。破砕帯の幅、断層の長さ、および変位量の関係については、下記のように、従来から多くの議論がある。断層の長さ(L)と累積変位量(D)との関係は、多くの断層の資料に基づき、スケール則が見出されている(Elliott, 1976; Watterson, 1986; Schlische et al., 1996 など)。Scholz (2002)は、断層活動に伴う変位が中心部から端部へ向かって小さくなる事実(例えば, Dawers et al., 1993)や、断層端部での応力集中が断層の側方方向への成長を促すことを示す地形学的証拠(例えば, Keller et al., 1999)などに基づき、LとDにはおよそ $D \sim 10^{-2}L$ となる関係が成り立つとしている。ただし、断層の長さが有限であるように、割れ目の拡大も有限であるため、断層端部では弾性変形による割れ目形成モデルが適用されず、非弾性的な変形が起こると考えられる(Scholz, 2002)。この非弾性変形の反映として、横ずれ断層の末端部では、分岐断層が発生することが、歴史地震断層の分布(中田ほか, 1998; 中田・後藤, 1998; 松田, 2000)や地震破壊のシミュレーション(亀・山下, 1998)から示されてい

る。

一方、破砕帯の幅についても、LやDと相関があるとの報告がある(Otsuki, 1978; 緒方・本荘, 1981; Scholz, 1987 など)。脆性領域における破砕帯は、断層変位の大半を賄う断層コアと、その周辺の割れ目が密に発達するダメージゾーンとで構成されるが(Chester et al., 1993; 破砕帯と断層岩の用語の詳細については後述)、断層コアの幅(T)とDとの間に $T \sim 10^{-2}D$ 、ダメージゾーンの幅(P)とLとの間に $P \sim 10^{-2}L$ の関係が提示されている(Scholz, 2002)。TとDの関係については、断層ガウジなどが磨耗作用によって発達することから導かれているのに対し、PとLの関係については、ダメージゾーンが応力集中に伴う非弾性変形の結果発達することから導かれている。この場合、非弾性変形が顕著な断層端部では、Pの拡大が想定される。

複数の断層からなる断層帯では、断層間の不連続部としてのステップ部がしばしば存在する。2つの断層の端部同士が向かい合うステップ部では応力変化が著しく、それに起因する膨張または圧縮により、小断層や割れ目が広域的に発達することが指摘されている(Segall and Pollard, 1980; Richard et al., 1995; Okubo and Schultz, 2006; Sibson, 1986a, 2003 など)。また、フラワー構造やデュープレックス構造は、ス

Fig. 1. Simplified geological map around the Atotsugawa Fault. Modified after Yamada et al. (1989) and Kano et al. (1999). Mean displacement velocity of the Atotsugawa Fault (text) is estimated in the Nokubi and Higashi-urushiyama areas (open circles).

テップ部で特徴的に形成され (Woodcock and Fischer, 1986; 崔ほか, 1999), これらの部位では破碎帯の幅が大きく変化する可能性が高い。さらにステップ部は、断層面の中で固着が強く応力集中の大きい領域 (アスペリティ; Kanamori, 1981) との密接な関係が指摘されており (例えば, Otsuki and Dilov, 2005), ステップ部の形成過程の解明は、破碎帯の発達過程を把握する上でも重要であると言える。ステップ部の構造や形成過程については、アナログ実験による研究 (Richard et al., 1995; McClay and Bonora, 2001 など) や露頭観察に基づく地質学的研究 (Davis et al., 1999; Okubo and Schultz, 2006 など) が知られているが、日本のような複雑な地質構造における、地質図規模のステップの構造や形成過程に関する研究は、未だ十分とは言えない。そこで本研究では、岐阜県飛騨市^{あつがわ}の跡津川断層の西部 (Fig. 1) を対象に、特に圧縮性ステップにおける破碎帯の構造を明らかにするための調査を行った。

飛騨山地の北縁部を ENE-WSW 方向に走る跡津川断層は、総延長 60 km 余りの A 級活断層であり、現在は右横ずれ変位が卓越し、北西側隆起を伴う (活断層研究会編, 1991; Fig. 1)。跡津川断層における地形学的・構造地質学的研究は、松田 (1966) や宮腰ほか (1982) などがある。また、断層の活動性評価などを目的に、石英粒子の表面構造に関する研究 (金折ほか, 1982b, d; Kanaori et al., 1985), 断層内物質の粘土鉱物組成や化学組成に関する研究 (金折ほか,

1982a, c), ラドンや水素などの断層ガスの観測 (Satake et al., 1984; Ui et al., 1988), および地電流観測 (中山・下畑, 1983) など、多くの研究が行われてきた。さらに、稠密距離測定の結果から、本断層の中央部でクリープ運動が起きていることが指摘されてからは (多田, 1998), GPS 観測, 微小地震観測, および電磁探査などの地球物理学的研究が精力的になされている (Ito and Wada, 2002; Hirahara et al., 2003; Goto et al., 2005; Mizuno et al., 2005 など)。

現在の跡津川断層の右横ずれ運動は、谷の屈曲量との関係などから、約 70 万年前から続いているとされる (竹内, 1998; 安江ほか, 2003) が、構造地質学的・年代学的研究からは、跡津川断層の起源は、白亜紀にまで遡ることが指摘されている (竹内, 1983; Takagi et al., 2005)。金折ほか (1988) は、主に花崗岩類の微小変形構造に基づき、白亜紀以降の跡津川断層の発達史について議論している。

以上のように跡津川断層は、既存の研究実績が豊富で、かつ長い活動史を持つ長大な断層であることから、その詳細な地質学的記載は、複雑な地質構造下での断層活動の影響に関する有益な情報となることが期待される。本論ではまず、破碎帯と断層岩の用語について整理した後、空中写真判読および破碎帯分布の地質調査に基づき、圧縮性ステップの存在を示す。次に、圧縮性ステップを認定した地域と、そうでない地域 (直線的に発達する断層が明瞭に追跡できる地域) とにおいて、破碎帯の露頭～顕微鏡スケールの記載、粘土鉱物の

← damage zone →		fault core →		
visible fracture density ≤1 fracture per 10cm ²	visible fracture density >1 fracture per 10cm ²	incohesive		cohesive
		visible fragments: >30%	visible fragments: <30%

poorly fractured rock	well fractured rock	fault breccia	fault gouge	cataclasite

Fig. 2. Classification of the fault-related rocks in this study (modified after Takagi and Kobayashi, 1996).

XRD 分析, および K-Ar 年代測定の結果を示し, 破砕帯の構造の比較を行う。最後に, 圧縮性ステップの認定根拠, ステップ部の構造と破砕帯の幅, およびテクトニクス的な位置づけについて議論する。

破砕帯と断層岩の用語

サンアンドレアス断層などでの研究に基づく, 脆性領域における破砕帯は, 断層コア (fault core) とダメージゾーン (damage zone) とで構成される (Chester and Logan, 1986; Chester et al., 1993; Caine et al., 1996)。断層コアは, 断層変位の大半を賄う狭い領域として認識され, 断層ガウジやカタクレサイトなどの断層岩からなる。ダメージゾーンは, 断層コアに沿って分布し, 周辺岩盤よりも割れ目や小断層などが密に発達する領域として認識される。Scholz et al. (1993) や Vermilye and Scholz (1998) は, 破砕帯について, 断層活動に伴うすべり面を含むカタクレサイトゾーン (cataclasite zone) と, その周辺の肉眼〜顕微鏡スケールの割れ目が密に発達するプロセスゾーン (process zone) との 2 層構成とした。プロセスゾーンは, ダメージゾーンに対比されている (Scholz, 2002)。本調査地域は, 跡津川断層が長い活動史を持つ長大な断層であることなどから, 単純な断層コア-ダメージゾーンの 2 層構成とはならず, 複数の断層コアとダメージゾーンが繰り返す構造をなす部分が多い。本論では, これら繰り返し構造をなす部分全体を一つの破砕帯 (crush zone) として定義する。

断層岩の分類方法については, 野外での固結の程度と細粒基質量比による記載的 분류 (Sibson, 1977; 高木・小林, 1996 など) と, 成因を考慮した分類 (Higgins, 1971; Wise et al., 1984; Schmid and Handy, 1991; Braathen et al., 2004 など) とに大別される。本論では, 前者の記載的 분류, 特に高木・小林 (1996) に基づき, 固結度の低い断層角礫 (fault breccia; 肉眼で識別できる岩片の割合が約 30 % 以上) と断層ガウジ (fault gouge; 肉眼で識別できる岩片の割合が約 30 % 以下), および固結度の高いカタクレサイト (cataclasite) を定義する。以上に加え, 割れ目密度と細粒基質の割合を基準に破砕帯を分類した松田・岡田 (1977) も参考にし, 本論における破砕帯の分類を Fig. 2 に整理した。

断層岩には, 岩片や粘土鉱物などの形態定向配列や, 破碎の進んだ細粒緻密な物質からなる薄層で特徴付けられる剪断面 (shear plane) が発達するものが多い。その中には, P

面, Y 面および R_i 面からなる複合面構造 (composite planer fabric; Logan et al., 1979; Rutter et al., 1986) により, 剪断センスの決定ができるものもある。本調査地域に分布するカタクレサイトには, 破碎の著しく進んだ細粒緻密な物質が密集して黒色の脈をなすウルトラカタクレサイトバンド (ultracataclasite band) や, 剪断面がベネトレイティブに発達する葉片状カタクレサイト (foliated cataclasite) が見られる。これらの用語も, 高木・小林 (1996) に準拠した。

地 質 概 説

調査地域の跡津川断層は, 飛騨帯の黒雲母片麻岩・角閃石片麻岩・結晶質石灰岩, 斑れい岩などの古生代〜中生代貫入岩類, 船津花崗岩類, および安山岩などの新生代貫入岩類などからなる基盤岩に発達している (野沢ほか, 1975 など; Fig. 1)。飛騨市宮川町野首 (Figs. 1, 3) におけるトレンチ調査 (跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか, 1989; 栗田・佃, 1993) と, 歴史地震の被害状況の調査結果 (宇佐美・松田, 1979; 宇佐美, 2003) から, 跡津川断層の最新活動は 1858 年の飛越地震とされている。跡津川断層の平均変位速度は, 断層の中央部の東漆山 (Fig. 1) では右横ずれ方向に 2.0 ~ 3.0 m/ky, 北西側隆起方向に 1.1 m/ky (松田, 1966; 磯ほか, 1980), 西部の野首ではネットスリップ方向に 2.5 ~ 3.7 m/ky (岡田・熊木, 1983) とされている (地震調査研究推進本部, 2004)。1 回の活動に伴う跡津川断層の変位量は, 断層の中央部において, 右横ずれ方向に 4.4 ~ 8.1 m, 北西側隆起方向に 2.4 ~ 2.9 m である (松田, 1966; 磯ほか, 1980)。

跡津川断層の周辺には, 牛首断層, 茂住祐延断層, 数河断層といった活断層の分布が知られている (活断層研究会編, 1991; Fig. 1)。このうち牛首断層については, 宮下ほか (2003, 2004a, b, 2005) によるトレンチ調査により, 茂住祐延断層については, ハスパートルほか (2000) や Takeuchi et al. (2003) による地層抜き取り調査により, 最新活動時期や活動間隔の復元がなされている。また最近, 大橋・小林 (2008) により, 牛首断層を対象とした詳細な地質調査が行われ, 断層の発達過程について議論されている。

跡津川断層に伴う地形学的・構造地質学的研究 (松田, 1966; 宮腰ほか, 1982) によれば, 跡津川断層の西部では, 宮川町三川原 (以下, 三川原地域とする; Fig. 3) で N-S 性の断層が発達し, そこで跡津川断層の方向に沿った ENE-

Fig. 3. Active faults, lineaments and spatial distribution of crush zones in the study area, based on aerial photograph interpretation and brief geological survey. Direction of the long axis of a bar showing location of a crush zone indicates trend of the crush zone. Location of the compressional step in the Sangawara area is also shown. Base map is from 1:50,000 topographic maps "Hida-Furukawa" and "Shurakimine" of the Geographical Survey of Japan. See Fig. 1 for location.

WSW 方向の断層の連続性が途絶えているように記載されている。本研究では、この地域にステップ構造がある可能性を想定し、三川原地域を含む跡津川断層西部の長さ約 25 km を対象に、空中写真判読と地質調査を行った。

空中写真判読

本研究ではまず、跡津川断層西部の長さ約 25 km を含む東西約 20 km、南北約 13 km の範囲で、縮尺 1:40,000 および 1:15,000 の空中写真の判読を行い、活断層およびリニアメントを抽出した (Fig. 3)。判読基準は、中田・今泉編 (2002) および高田ほか (2003) に準拠した。ただしリニアメントについては、高田ほか (2003) ではリニアメントの長さや地形異常の特徴から細分しているが、本研究では一括してリニアメントとした。また、中田・今泉編 (2002) および高田ほか (2003) では、活断層の存在が推定されるリニアメントとして推定活断層を区分しているが、本研究ではリニアメントのままとした。

活断層: 最近数 10 万年間に、約 1000 年～数万年の周期で繰り返し動いた跡が低断層崖、食い違い、膨らみなどの地形に認められ、活断層であることがその位置もあわせて明瞭なもの。山地内では、侵食力の小さい小規模な谷においても、河谷の屈曲などが系統的に認められるもの。

活断層 (位置不明確): 活断層のうち、活動の痕跡を残す地形が人工改変や侵食などにより改変され、断層の通過位置が不明確となっているもの。

リニアメント: 主として鞍部や傾斜変換線、線状谷などによって構成される。リニアメントに沿って河谷や尾根の変形、高度不連続などの地形異常が認められるが、最近の活動や過去の変位の累積が不明で、個々の地形が断層変位に起因するとは特定できないもの。

空中写真判読からは、跡津川断層の地表トレース沿いでは、活断層 (位置不明確も含む) またはリニアメントが連続的に分布する。特に飛騨市河合町井谷^{いたに}～宮川町野首までは、活断層がほぼ連続して分布する (Fig. 3)。リニアメントは、跡津川断層の主方向と同じ ENE-WSW ～ NE-SW 方向のものが最も多く、続いて NW-SE 方向のものが比較的多く見られる (Fig. 4.a)。

三川原地域では、西方から連続する ENE-WSW 方向の活断層 (Fig. 5; 以下、ENE-WSW 活断層) と、東方から連続する E-W 方向のリニアメント (Fig. 5; 以下、E-W リニアメント) が接近するが、両者は必ずしも接続しているようには見えない。また、ENE-WSW 活断層の東方延長では、幅約 1.5 km の大規模な地すべり地形が確認できる (Fig. 3)。

以上の判読結果に基づく、ENE-WSW 活断層の連続性が途絶える三川原地域は、ステップ部の候補となり得る。次に、三川原地域を含む NNW-SSE 方向に約 5 km、ENE-WSW 方向に約 17 km の範囲 (Fig. 3) において地質調査を行い、破碎帯の分布を把握し、地質学的な断層の連続性について検討を行った。

Fig. 4. Rose diagrams showing (a) trends of active faults and lineaments inferred from aerial photograph and (b) trends of crush zones at outcrops. n: number of measurements.

破碎帯の分布

調査範囲における破碎帯の分布は、露出状況による制約はあるものの、一般に跡津川断層のトレース沿いには破碎帯が分布し、その多くは幅 1 m 以上である (Fig. 3)。一方、跡津川断層トレースから離れた地域にも破碎帯が散在する。それらの多くは、(1) 形成時期の古い、ウルトラカクレーサイトバンドを伴う葉片状カクレーサイト (後述)、(2) 安山岩岩脈や石英などの熱水変質脈に沿って断層角礫および断層ガウジが形成されているもの、(3) 片理面や節理面に沿って変質の進行した部分が変位することにより、破碎帯の様相を呈しているもの、に大別される。跡津川断層トレースから離れた地域に分布する破碎帯の幅は 1 m 以下のものが多く、2 m を大きく超える破碎帯の分布は見られなかった。

破碎帯の走向は、ENE-WSW 方向と WNW-ESE 方向が卓越する傾向がある (Fig. 4.b)。破碎帯露頭の連続性は、跡津川断層トレース上の一部を除き、一般的に良くない。リニアメントの方向は、ENE-WSW 方向と NW-SE 方向が卓越し、破碎帯の走向との間に類似性が見られるが (Fig. 4)、破碎帯の分布とリニアメントの分布との対応は必ずしも良くない。破碎帯の分布と方向とからは、跡津川断層トレース上の ENE-WSW 方向の断層を除き、地質図上で認識できるような連続性の良い断層は見出せなかった。

以上の地質調査からは、空中写真判読結果からステップの存在が示唆される三川原地域と、河谷の系統的な屈曲を伴う ENE-WSW 方向の活断層が明瞭に追跡できる井谷地域において、破碎帯が比較的連続して露出していることが分かった。そこで、両地域において詳細なルートマップの作成を行い、破碎帯の分布および産状を記載した。

Fig. 5. Geological route map in the Sangawara area. Base map is from the 1:25,000 topographic map “Utsubo” of the Geographical Survey of Japan. See Fig. 3 for location.

断層露頭の記載

1. 三川原地域

(1) 構成岩石 三川原地域では基盤岩として、優白質または優黒質の黒雲母片麻岩、角閃石片麻岩、単斜輝石片麻岩、結晶質石灰岩、および花崗岩が分布し、一部で黒色の安山岩が貫入する (Fig. 5, Table 1). 安山岩の貫入する方向は、ENE-WSW, N-S または NW-SE 方向で、いずれもほぼ垂直である。

片麻岩や花崗岩には、流体包有物の配列として認められるヒールドマイクロクラック (癒合割れ目, HC; 金折ほか, 1988; Takeshita and Yagi, 2001) や、緑泥石、白雲母、方解石、不透明鉱物などが充填した開口割れ目であるシールドマイクロクラック (鉱物充填割れ目, SC; 金折ほか, 1988; Takeshita and Yagi, 2001; Fig. 6) が発達する。HC は石英結晶中に、SC は斜長石結晶が密集している部分に特に多く認められる。これらの密度は場所によってばらつきがあるが、HC の密度

Fig. 6. Photomicrograph showing sealed microcracks (SC, white arrows) in gneiss along a crush zone in the Sangawara area (crossed polarized light, CPL). The microcracks are sealed by carbonate minerals.

は破碎帯の近傍と離れた部分とで明瞭な違いが認められないのに対し、SC の密度は破碎帯沿いで大きくなる傾向がある。方向もばらつきが多いが、おおむね NW-SE ~ NNW-SSE 方向と、NE-SW ~ ENE-WSW 方向の 2 系統が顕著に発達する。SC の幅は 10 ~ 20 μm 以下のものが多いが、破碎帯沿いでは幅が大きくなり、20 μm 以上のものが多くなる。片麻岩や花崗岩中の石英や長石の結晶粒界は、直線状を呈する場合と、鋸歯状に凹凸の顕著な場合とがあるが、いずれの場合も、密着している場合と、緑泥石、白雲母、方解石、不透明鉱物などが充填している場合とがある。石英同士の間では密着している場合が多いのに対し、石英-長石および長石同士の粒界では鉱物などが充填している場合が多い傾向がある。結晶質石灰岩の方解石同士の結晶粒界は密着している場合が多いが、一部では茶褐色の細粒物質が粒界に沿って充填している場合もある。

(2) 破碎帯の産状 本地域では主に、ENE-WSW 活断層と E-W リニアメント (Fig. 5) に沿って破碎帯が分布する。特に ENE-WSW 活断層沿いでは、2005 ~ 06 年の宮川の護岸工事に伴い、破碎帯の岩石が大規模に露出したので、その詳細なスケッチを行った (Figs. 7, 8)。

ENE-WSW 活断層沿いでは、主に断層角礫および断層ガウジからなる断層岩と、割れ目が発達するものの母岩の組織を残している健岩が数 10 cm ~ 数 m おきに繰り返している。断層岩が露出する幅は、跡津川断層に直交する方向に対して約 150 m 余りに達する。

断層ガウジは、灰色、乳白色、褐色または暗灰色の粘土からなり、大きさ数 mm ~ 数 cm 以下の岩片や鉱物片を少量伴いながら、幅数 mm ~ 数 cm で発達する (Fig. 9.a)。鏡下では、粘土鉱物を主体とする基質中に、大きさ数 mm 以下の岩片や鉱物片を含む産状を示す (Fig. 9.b)。また、黄鉄鉱や赤鉄鉱などの不透明鉱物も多く含まれる。岩片や鉱物片は一般に、断層ガウジに隣接する岩石に含まれるものからなる。それらの多くは角礫状であるが、著しい構造的磨耗によりや

Table 1. Mineral composition and characteristics of exposed rocks in the Sangawara and Itani areas.

lithology	major minerals	minor minerals	characteristics
andesite dike	groundmass: plagioclase, augite, glass phenocryst: plagioclase, hornblende	calcite, quartz, chlorite, biotite, prehnite, limonite, hematite (secondary minerals)	glass and mafic minerals are largely altered
biotite gneiss	plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite, muscovite	garnet, zircon, apatite, opaque	quartz: lamellae, undulatory extinction feldspar: sericitized biotite: partly chloritized schistosity defined by aligned mica veins filled with epidote and prehnite
hornblende gneiss	hornblende, plagioclase	quartz, biotite	
augite gneiss	augite, plagioclase, quartz	hornblende	
crystalline limestone	calcite (coarse)	hornblende, biotite (fine)	calcite: twins, rounded schistosity defined by aligned minerals
granite	plagioclase, K-feldspar, quartz	biotite, muscovite, hornblende	feldspar: partly sericitized mica and hornblende: partly chloritized
gabbro	plagioclase (coarse) hornblende, biotite, prehnite, quartz (fine)		calcite veins plagioclase: partly sericitized

Fig. 7. Detailed geological route map along the Miyagawa River. See Fig. 5 for location.

Fig. 8. Close-up view (sketch and photograph, plan view) of the crush zone along the Miyagawa River. See Fig. 7 for location.

Fig. 10. Equal-area and lower-hemisphere projections showing poles of shear planes in crush zones, fractures in intact rocks, and schistosity in the Sangawara and Itani areas. n: number of measurements.

や丸みを帯びている場合がある。粘土鉱物は、断層ガウジの発達する方向に平行な配列性を示し、剪断面を規定する。

断層角礫は、大きさ数 mm ～数 cm の岩片を主体とし、灰色、乳白色、褐色または暗灰色の粘土が断層角礫間を充填する (Fig. 9.c)。断層角礫には、数 mm ～数 cm おきに、幅数 mm 以下の灰色または褐色の剪断面が発達する (Fig. 9.c, 9.d)。剪断面は破碎の著しく進んだ細粒緻密な物質からなり、凹凸が激しく、連続性の良いものと悪いものがある。岩片は一般に配列性に乏しく無構造の産状を示すが、一部は剪断面の方向に沿って配列している。鏡下では、鉱物中および鉱物粒界に割れ目が密に発達する (Fig. 9.e)。割れ目には粘土鉱物や方解石、不透明鉱物が充填する部分もあるが、空隙のままであることも多い。岩片の回転や変位の程度は小さい。一部では岩片や鉱物の細粒化が進み、暗灰色～褐色の細粒緻密な物質と粘土鉱物などからなる基質の割合が多くなる (Fig. 9.f)。断層角礫の一部は、岩石全体がよく固結しており、カタクレーサイトと分類される。

断層ガウジや断層角礫の発達する方向に沿って、方解石脈が一部で発達している (Figs. 8, 9.g)。方解石脈は粗粒の方解石結晶を主体とするが、細粒の石英、炭酸塩、粘土鉱物および黄鉄鉱を少量伴う。

E-W リニアメント (Fig. 5) に沿って分布する破碎帯は、

Fig. 11. Equal-area and lower-hemisphere projections showing direction of striations (dots) on shear planes (great circles) in the Sangawara and Itani areas. n: number of measurements.

断層角礫および断層ガウジからなり、幅数 m 程度で断片的に露出する (Fig. 5)。断層ガウジは、灰色、乳白色、暗灰色または褐色の粘土を主体とし、大きさ数 mm ～数 cm の岩片を含む。断層角礫は、大きさ数 mm ～数 cm の岩片を主体とし、灰色、乳白色、暗灰色または褐色の粘土が断層角礫間を充填する。岩片は一般に配列性に乏しく、種類は片麻岩、花崗岩、結晶質石灰岩などさまざまで、一部は角が取れて円礫化している。断層角礫には、幅数 mm 以下の灰色または褐

(←) **Fig. 9.** Photograph showing the occurrence of the crush zone in the Sangawara area. (a) Field occurrence of fault gouge (white arrows). (b) Photomicrograph of fault gouge (plane polarized light, PPL). Fragment size decreases, and several fragments are rounded (white arrows) due to intense abrasion and comminution. (c) Field occurrence of fault breccia of andesite dike with brownish shear planes (white arrows). (d) Polished surface of fault breccia of gneiss with gray indented shear planes (white dashed lines). (e) Photomicrograph of fault breccia of gneiss (CPL). Network-like microfractures are developed in plagioclase (Pl) and K-feldspar (K-fel) rich minerals (white dashed lines). (f) Photomicrograph of fault breccia with clay mineral matrix, showing progress of fragmentation, reduction of fragment size and clay mineral formation (CPL). (g) Field occurrence of calcite veins along a fault gouge (white arrows). (h) Field occurrence of fault breccia with shear planes (white arrow). (i) Polished surface of ENE-WSW trend fault gouge of gneiss (plan view). Composite planar fabric of R_1 and Y shears indicates dextral sense of the shear (white arrows). (j) Field occurrence of NW-SE trending fault breccia of gneiss (plan view). Composite planar fabric of R_1 and Y shears indicates sinistral sense of the shear (white arrows).

Fig. 12. Geological route map in the Itani area. Base map is from the 1: 25,000 topographic map “Tsunogawa” of the Geographical Survey of Japan. See Fig. 3 for location.

色の剪断面が発達する (Fig. 9.h). 破碎帯の南側には幅約 1.5 km の大規模な地すべり地形が確認できることから (Fig. 3), 本地域には地すべり堆積物が含まれている可能性がある。

(3) 面構造の姿勢 ENE-WSW 活断層 (Fig. 5) 沿いでは、断層ガウジや断層角礫における剪断面の走向は、ENE-WSW 走向および NNE-SSW 走向が最も卓越し、続いて NW-SE 走向が卓越する。傾斜は、すべての走向グループについて高角～垂直である (Fig. 10)。各方向の剪断面は一部で交差するが、ENE-WSW 走向の剪断面が NNE-SSW 走向や NW-SE 走向の剪断面に切断される場合と、その逆の場合の両方が見られる。一方、健岩部に発達する割れ目の姿勢は、NE-SW ～ NNE-SSW 走向で、ほぼ鉛直のものが卓越する (Fig. 10)。

断層ガウジや断層角礫における剪断面の一部では、ストリエーションが発達する。ストリエーションの方向にはばらつきがあるが、低角～中角プランジが多い (Fig. 11)。断層角礫に発達する剪断面は、ごくまれに複合面構造を構成する。また、断層ガウジにおいても研磨面～薄片スケールで複合面

構造が見られることがある。複合面構造から分かる運動センスは、ENE-WSW 走向の剪断面では右横ずれ (Fig. 9.i), NNE-SSW 走向および NW-SE 走向の剪断面では左横ずれ (Fig. 9.j) を示す傾向がある。

E-W リニアメント (Fig. 5) 沿いでは、剪断面の方向はリニアメントと同じ E-W 方向を示す。断層角礫に発達する剪断面は、一部で右横ずれの複合面構造を構成する。剪断面の一部は、西にプランジするストリエーションを伴う。

また、三川原地域における片麻岩や結晶質石灰岩に発達する片理の姿勢は、跡津川断層沿いおよびそれより北側では、E-W 走向、北傾斜が卓越し、跡津川断層より南側では N-S 走向、東傾斜が卓越する傾向がある (Fig. 5)。

(4) 活断層トレース周辺の破碎帯の分布 活断層のトレースから離れると、基盤岩はほとんど破碎していない健岩の産状を呈するが、ごくまれに幅数 10 cm ～ 1 m で断層角礫および断層ガウジからなる破碎帯が発達する (Fig. 5)。破碎帯の発達する方向は、N-S 性の走向が卓越し、高角西傾斜または高角東傾斜のことが多い。片麻岩や花崗岩中に発達する破碎帯の一部は葉片状カタクレサイトの産状をなす。

Fig. 13. Photograph showing the occurrence of crush zones in and around the Itani area. (a) Field occurrence and (b) simplified sketch of the crush zone composed of fault gouge and breccia, exposed along an N-S trending vertical cliff. Host rocks are granite and gneiss. 201-203, and IT-1, IT-2 in (a) indicate sample localities for XRD analysis, and K-Ar dating, respectively. (c) Polished surface and (d) photomicrograph (CPL) of fault breccia. Internal texture of granite fragments (Gr) are well-preserved regardless of intense abrasion. (e) Field occurrence of foliated cataclasite. (f) Photomicrograph of foliated cataclasite (PPL). Dark ultracataclasite bands are developed as a result of pressure solution, which accommodates shear localization (long arrows). Quartz veins in fragments are cut by the ultracataclasite bands (short arrows). (g) Photomicrograph of foliated cataclasite in the north of the Itani area (PPL, plan view). Composite planar fabric of R₁ and Y shears indicates sinistral sense of the shear (white arrows). (h) Field occurrence of gabbro with brownish and black fragile parts (framed by white dashed lines) affected by fracturing and alteration.

2. 井谷地域

(1) 構成岩石 井谷地域では基盤岩として、黒雲母片麻岩、角閃石片麻岩、結晶質石灰岩、斑れい岩および花崗岩が分布し、一部で黒色の安山岩が貫入する (Fig. 12, Table 1). 安山岩の貫入する方向は、ENE—WSW ~ WNW—ESE 走向、北傾斜である。

(2) 破碎帯の産状 本地域では、跡津川断層のトレースに沿

Fig. 14. Photomicrograph showing the sharp contact between fault breccia (upper half) and foliated cataclasite (lower half) shown by a white dashed line (CPL, plan view). Andesite fragments (An) are included in the fault breccia. R₁ shears, which cut the foliation of the cataclasite, but do not extend into the fault breccia, show sinistral sense of the shear (long arrows).

って断層角礫、断層ガウジおよびカタクレサイトからなる破碎帯が発達する。破碎帯では、割れ目が発達するものの母岩の組織を残している健岩中に幅数 cm ~ 数 m で断層岩が繰り返し露出し、全体として幅数 m ~ 数 10m の破碎帯を構成する。

断層ガウジは、灰色、乳白色、暗灰色または褐色の粘土からなる基質中に、大きさ数 mm 以下 ~ 数 cm の岩片や鉱物片を含む産状を示し、幅数 cm ~ 数 10 cm で発達する (Fig. 13.a, 13.b). 岩片や鉱物片の多くは角礫状であるが、著しい構造的磨耗により、やや丸みを帯びている場合がある。粘土鉱物は、断層ガウジの発達する方向に良い配列性を示し、剪断面を規定する。

断層角礫は、大きさ数 mm ~ 数 10 cm の岩片を主体とし、灰色、乳白色、暗灰色または褐色の粘土、および破碎の著しく進んだ細粒緻密な物質が断層角礫間を充填する。一部では、細粒緻密な物質が直線的に連続して剪断面を規定する。岩片は一般に配列性に乏しいが、剪断面の分かる部分では、岩片は剪断面に沿って形態定向配列している。基質部は脆弱で未固結であるのに対し、岩片は健岩部の母岩の組織をよく残しており、顕著な割れ目などの変形はほとんど見られない (Fig. 13.c, 13.d).

カタクレサイトは、灰色 ~ 暗灰色の破碎の著しく進んだ細粒緻密な物質を基質とし、大きさ数 cm 程度の角礫状またはレンズ状の岩片を含む。岩片は、ゆるやかな凹凸を伴い、流動的な産状を呈する。レンズ状の岩片はしばしば形態定向

Table 2. Result of the XRD analysis of smear slides for the $< 2 \mu\text{m}$ fractions of the fault clays. I/S: mixed-layered illite-smectite, C/S: mixed-layered chlorite-smectite. See Figs. 7, 8 and 12 for sample localities.

		orientation of gouge layer	quartz	plagioclase	K-feldspar	smectite	illite	I/S	kaolinite	chlorite	C/S	calcite	others
Sangawara area													
101	gray clay	N48E	—	—	—	—	⊙	—	—	⊙	—	—	
102	gray clay	N83E	+	—	—	○	⊙	—	—	○	—	—	pyrite
103	black clay	N26W	—	—	—	△	⊙	—	—	○	—	—	pyrite
104	white clay	N26W	—	—	—	+	⊙	+	—	△	—	—	
105	gray clay	N26W	+	—	—	+	⊙	—	—	⊙	—	—	
106	gray clay	N59W	—	—	—	+	⊙	+	—	○	—	—	pyrite
107	brownish clay	N66W	△	—	—	△	⊙	—	⊙	—	—	—	siderite
108	brownish clay	N49E	+	+	+	△	—	—	—	—	—	—	siderite
109	gray clay	N70E	+	+	+	△	⊙	—	—	○	—	△	
110	gray clay	N25E	+	△	△	△	⊙	—	—	⊙	—	+	
111	white clay	N57E	—	+	+	+	⊙	○	—	○	—	—	
112	gray clay	N60E	+	+	+	⊙	+	—	—	+	—	—	
113	gray clay	N11E	—	—	—	△	⊙	+	—	⊙	—	△	
114	brownish clay	N86E	—	+	+	△	○	—	—	○	—	△	
115	gray clay	N26E	+	△	△	+	○	△	—	△	—	△	
116	gray clay	N23W	+	+	+	△	⊙	—	○	—	—	△	
Itani area													
201	white clay	N72E	—	—	—	+	⊙	+	△	—	—	—	
202	black clay	N72E	+	—	—	⊙	△	△	—	○	○	+	
203	gray clay	N72E	+	—	—	○	⊙	—	○	—	—	+	
204	gray clay	N66E	+	+	+	⊙	+	—	—	—	+	—	
205	black clay	N76E	—	—	—	○	△	—	—	⊙	—	—	
206	gray clay	N72W	—	+	+	⊙	+	—	—	△	—	—	

⊙ high abundance ○ medium abundance △ low abundance + traces — not detected

Table 3. K-Ar ages of andesite dike groundmass along the Atotsugawa Fault. See Figs. 3 and 8 for sample localities.

sample	potassium (wt. %)	rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ cc STP/g)	K-Ar age (Ma)	non-rad. ⁴⁰ Ar (%)
HK-1 plagioclase #100-200	0.138±0.007	18.3 ± 1.6	33.8 ± 3.4	84.3
		19.1 ± 1.5	35.4 ± 3.2	81.8
HK-1 groundmass #60-80	0.908±0.018	71.2 ± 8.0	20.1 ± 2.3	87.5
		72.8 ± 8.0	20.5 ± 2.3	87.2
SA-3 plagioclase #100-200	0.139±0.007	9.64 ± 0.73	17.8 ± 1.6	80.2
		8.55 ± 0.68	15.8 ± 1.5	82.1

Table 4. K-Ar ages of fault gouge along the Atotsugawa Fault. See Figs. 5, 7 and 12 for sample localities.

sample	potassium (wt. %)	rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ cc STP/g)	K-Ar age (Ma)	non-rad. ⁴⁰ Ar (%)
SA-1 (0.5-1μm)	5.534±0.111	1391 ± 15	63.6 ± 1.4	12.0
		1391 ± 15	63.6 ± 1.4	12.0
SA-1 (1-2μm)	3.756±0.075	967 ± 11	65.2 ± 1.5	13.9
		971 ± 11	65.4 ± 1.5	13.8
SA-2 (<0.5μm)	5.457 ± 0.109	1552 ± 17	71.8 ± 1.6	11.5
		1555 ± 17	72.0 ± 1.6	11.5
SA-2 (0.5-1μm)	5.604 ± 0.112	2005 ± 20	89.9 ± 2.0	5.2
		2006 ± 20	90.0 ± 2.0	5.2
SA-2 (1-2μm)	5.102 ± 0.102	1637 ± 16	80.8 ± 1.8	7.1
		1643 ± 17	81.1 ± 1.8	7.7
IT-1 (<0.5μm)	6.268 ± 0.125	1645 ± 16	66.4 ± 1.5	5.5
		1639 ± 16	66.2 ± 1.5	5.5
IT-1 (0.5-1μm)	6.317 ± 0.126	1747 ± 18	69.9 ± 1.5	7.6
		1741 ± 18	69.7 ± 1.5	7.6
IT-1 (1-2μm)	5.794 ± 0.116	1548 ± 15	67.6 ± 1.5	4.5
		1554 ± 15	67.8 ± 1.5	4.4
IT-2 (<0.5μm)	1.735 ± 0.035	391.9 ± 6.6	57.3 ± 1.5	38.2
		389.5 ± 6.6	56.9 ± 1.5	38.1
IT-2 (0.5-1μm)	1.754 ± 0.035	436.5 ± 6.4	63.0 ± 1.5	30.8
		437.0 ± 6.5	63.1 ± 1.5	30.5
IT-2 (1-2μm)	1.622 ± 0.032	388.3 ± 5.3	60.7 ± 1.4	26.3
		388.5 ± 5.4	60.7 ± 1.4	25.9
IT-3 (<0.5μm)	3.451 ± 0.069	949 ± 10	69.5 ± 1.5	12.5
		947 ± 10	69.4 ± 1.5	12.8
IT-3 (0.5-1μm)	3.406 ± 0.068	947 ± 10	70.3 ± 1.6	11.0
		941 ± 10	69.8 ± 1.6	11.8
IT-3 (1-2μm)	3.236 ± 0.065	929 ± 10	72.5 ± 1.6	8.8
		930 ± 10	72.6 ± 1.6	9.3

配列し、葉片状カタクレサイトの産状をなす (Fig. 13.e, 13.f). また、細粒緻密な物質が密集して黒色の脈をなすウルトラカタクレサイトバンドをしばしば伴う。岩片には石英脈がしばしば発達しているが、それらはウルトラカタクレサイトバンドに切断されている (Fig. 13.f).

井谷地域では、カタクレサイトと安山岩岩脈との関係は不明であるが、井谷地域より約 2 km 南西に位置する河合町保木林 (Fig. 3) にも同様の特徴を持つカタクレサイトが分布し、安山岩との関係が見られる。そこでは、角礫状～不規則状を呈する安山岩の岩片を含む無構造の断層角礫が、片麻岩ないし花崗岩を原岩とする葉片状カタクレサイトと明瞭な境界をもって接する産状が見られるが、葉片状カタクレサイトの中に安山岩の岩片は見られない (Fig. 14). また、

葉片状カタクレサイトに発達する剪断面は、断層角礫との境界で切られている。

(3) 面構造の姿勢 断層角礫、断層ガウジおよびカタクレサイトにおける剪断面の方向は、一般に ENE-WSW 走向で、傾斜は高角北傾斜が卓越する (Fig. 10). 剪断面上には一部でストリエーションが発達し、その方向は東プランジと西プランジの両方の場合があるが、いずれもほとんどが低角である (Fig. 11). これらの断層岩ではまれに、主剪断面と斜交する P 面または R₁ 面を示唆する面構造が露頭～薄片スケールで見られるが、運動センスは不明瞭である。健岩部に発達する割れ目の姿勢は、E-W 走向、南傾斜が卓越する。片麻岩や斑れい岩に発達する片理の姿勢は、跡津川断層の方向と同じ ENE-WSW 走向、高角北傾斜を示す。

(4) 活断層トレース周辺の破砕帯の分布 活断層トレースから約 50～150 m 北側では、一部で WNW-ESE～NW-SE 走向・高角北傾斜または高角南傾斜の小断層が発達する (Fig. 12). これらは断層角礫および断層ガウジからなり、幅は数 10 cm～1 m である。

また、活断層トレースの北側に数本、活断層トレースとほぼ平行なりニアメントが分布する (Figs. 3, 12). 地形的には、リニアメントに沿って尾根や河谷の屈曲が見られる。リニアメント沿いには、断層角礫、断層ガウジおよびカタクレーサイトを含む幅数 m 程度の破砕帯が一部で発達するほか、湧水が特徴的に見られる。カタクレーサイトは、ウルトラカタクレーサイトバンドを伴う葉片状カタクレーサイトで、複合面構造が露頭～薄片スケールで認識でき (Fig. 13.g), 左横ずれの運動センスを示す。また、岩石が褐色に変質し、粉々で脆くなっている部分が幅数 m 程度で発達する (Fig. 13.h). 安山岩岩脈も一部で露出するが、褐色に変質し、鏡下では石英、ぶどう石、および褐鉄鉱などの微細結晶が形成されている。

XRD による粘土鉱物の同定

断層ガウジに含まれる粘土鉱物を同定するため、直径 2 μm 以下の粒子を回収して定方位試料を作成し、XRD 分析を行った。

1. 試料および方法

XRD 分析用に、三川原地域で 16 試料、井谷地域で 6 試料の断層ガウジを採取した。定方位試料は、水ひおよび遠心分離器により、直径 2 μm 以下の粒子のみを回収し、スライドガラス上に展開して室温で乾燥させることにより作成した。試料の作成方法は吉村 (1996) に従った。なお、スメクタイトの同定のため、エチレングリコール処理による測定も合わせて行った。

XRD 分析には RIGAKU 製 RINT1100 を用いた。X 線発生装置の電圧は 40 kV、電流値は 30 mA に調整した。測定では発散スリット、散乱スリットをそれぞれ 1°, 受光スリットを 0.3 mm に設定した。スキャン範囲は 2°～40°, サンプリング幅は 0.02°, スキャン速度は 1.0°/分である。

2. 測定結果

三川原、井谷の両地域ともに、イライト、緑泥石、スメクタイトおよびカオリナイトが、断層ガウジの主な構成要素である (Table 2)。スメクタイトとイライトは量比に違いはあるものの、ほぼ普遍的に含まれているが、緑泥石やカオリナイトは一部の断層ガウジにしか含まれない。安山岩岩脈中の断層ガウジの試料 (108) は、粘土鉱物をあまり含まない。三川原地域と井谷地域とを比較すると、井谷地域の断層ガウジの方がスメクタイトの割合が多い傾向にある。三川原地域では、スメクタイトは ENE-WSW の方向に発達する断層ガウジに多く含まれる傾向がある。また、三川原地域の一部の試料では、方解石や黄鉄鉱が少量含まれる。なお、いくつかの試料の X 線回折スペクトルをオープンファイル付録 Fig. 1 に示した。

年 代 測 定

破砕帯の発達と黒色の安山岩岩脈の貫入との関係を検証するため、安山岩岩脈と断層ガウジについて K-Ar 年代の測定を行った。

1. 試料

安山岩岩脈は、三川原地域や井谷地域のものは破砕の影響を大きく受けていると想定されるため、三川原地域の 1 地点に加え、保木林地域 (Fig. 3) で得られる同種の安山岩の新鮮な部分も併せて年代測定を行った。断層ガウジは、三川原地域の 2 地点、および井谷地域の 3 地点で試料を採取し (Figs. 5, 12), イライトを分離して測定した。

2. 方法

試料の調整および測定は株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼した。安山岩については、粉碎後、石基は #60-80、斜長石は #100-200 のメッシュサイズに整粒し、電磁分離器およびハンドピックにより濃集させて測定に供した。断層ガウジ中のイライトは、水ひおよび遠心分離器により、< 0.5 μm , 0.5～1 μm および 1～2 μm のフラクションに分離し、それぞれについて年代測定を行った。ただし、SA-1 については、0.5～1 μm および 1～2 μm のみのフラクションで年代測定を行った。

K の定量には 2000 ppm の Cs を共存成分の抑制剤とした炎光分光法を用い、1 試料について 2 回測定を行い、その平均値を年代計算に使用した。いずれの試料も 2 回の測定値の誤差は 2 % 未満であったので、定量の再現性があるものと判断した。Ar の定量には ^{38}Ar をスパイクとした同位体希釈法を用いた。Ar 同位体の測定は 2 回行い、それぞれの測定値を年代計算に用いた。年代値の計算には、Steiger and Jäger (1977) の壊変定数を用いた。

3. 測定結果

安山岩の年代は、保木林の試料 (HK-1) は、斜長石の年代で約 34 Ma、石基の年代で約 20 Ma を示す (Table 3)。一方、三川原の試料 (SA-3) は、約 16 Ma の斜長石年代を示す。斜長石年代の比較からは、SA-3 は断層破砕に伴う変質の影響を受けていることが考えられる。HK-1 において斜長石と石基とで年代が大きく異なる結果が出た原因については不明であるが、今回の年代測定の結果からは、安山岩の貫入は漸新世～中新世前期のいずれかの時期に起こったと考えられる。

断層ガウジの年代は、約 57～90 Ma の範囲を示す (Table 4)。つまり、断層ガウジ中のイライトは、安山岩の貫入およびそれ以後の断層活動において、イライトが再結晶する温度 (約 200 °C 以上; 吉村, 1994; Inoue, 1995 など) には十分に達していなかったことが分かる。これらの年代は、本調査地域の南西端部の天生地域 (Fig. 3) における断層ガウジの K-Ar 年代 (Takagi et al., 2005) と比較しても大きな違いはない。

Table 5. Major differences of characteristics of crush zone between the Sangawara and Itani areas.

	Sangawara area	Itani area
dominant strike of shear plane	ENE-WSW, NNE-SSW and NW-SE	ENE-WSW (except for minor small faults with WNW-ESE trend, exposed in the 50- 150m north of the active fault trace)
shear sense	ENE-WSW strike: dextral NNE-SSW and NW-SE strike: sinistral	unclear (cataclasite along lineaments in the north of the active fault trace shows sinistral)
dominant fault rock	fault breccia and gouge	fault breccia, gouge and cataclasite
clay mineral composition of fault gouge	illite and chlorite dominated rather than smectite	smectite dominated rather than illite and chlorite
thickness of fault gouge	several mm to several cm	several cm to several tens cm

Fig. 15. Schematic model of the fault geometry in compressional stepovers. (a) Deformation band stepover geometries by Okubo and Schultz (2006). (b) Conjugate Riedel deformation systems by Davis et al. (1999).

考 察

1. 圧縮性ステップの認定

空中写真判読からは、三川原地域において、西方からのENE-WSW 活断層と、東方からのE-W リニアメントが接近するが (Fig. 5), 両者は接続しているようには見えず、連続性が途絶えている。さらに、破碎帯の広域分布を把握するための地質調査からは、跡津川断層を切断し、地質図スケールで連続性の良い断層の存在は確認できなかった。したがって、三川原地域の活断層およびリニアメントの不連続は、跡津川断層のステップ部が三川原地域に存在していることを示すと考えられる。現在の跡津川断層の運動は右横ずれ変位が卓越することから、三川原地域は圧縮性ステップに相当する。

三川原地域での詳細な露頭調査からは、井谷地域と比べ、跡津川断層の主方向であるENE-WSW 走向と大きく斜交するNNE-SSW 走向およびNW-SE 走向の剪断面が特徴的に多く発達している (Fig. 10, Table 5)。また、健岩部に発達する割れ目も、NNE-SSW 走向のものが多く、しかし、破碎帯の広域分布からは、NNE-SSW 方向やNW-SE 方向の破碎帯が三川原地域から延長する方向に連続して分布するようには見えない (Fig. 3)。松田 (1966) や宮腰ほか (1982) では、三川原地域でN-S 性の断層を記載している

が、これも三川原地域内で限定的に分布するN-S に近い方向の破碎帯の一つであると考えられる。

砂箱を用いた断層形成のアナログ実験によると、圧縮性ステップの関係にある2つの断層がオーバーラップしている部分では、ポップアップ構造で隆起するとともに、主断層面と大きく斜交する小断層が発達することが示されている (Richard et al., 1995; McClay and Bonora, 2001)。この場合小断層の運動センスは、主断層とは逆の方向を示す。三川原地域に特徴的に発達するNNE-SSW 走向およびNW-SE 走向の剪断面は、運動センスが明瞭なものについては、右横ずれ断層である跡津川断層とは反対の左横ずれのセンスを示す傾向にあり (Fig. 9.j), アナログ実験の結果と整合的である (後述する Fig. 15 と同様の構造)。

断層形成に伴う2次的な割れ目の発達については、Schultz and Balasko (2003) や Okubo and Schultz (2006) などが、ステップする2つの断層をつなぐ deformation band (DB) を記載している。それらによると、DB はステップする主断層の走向と大きく斜交する方向に発達し、主断層とは逆の運動センスを示すことが指摘されている (Fig. 15.a)。さらに、2次元境界要素法による応力変化の解析により、ステップの関係にある2つの断層がオーバーラップする部分でDBが発達することを復元している。Davis et al. (1999) は、DBを共役関係にあるとし、主断層をR₁面、DBをR₂面として対比している (Fig. 15.b)。三川原地域におけるENE-WSW 走向の剪断面と、NNE-SSW 走向およびNW-SE 走向の剪断面との関係は、断層がステップする部分に発達するDBの関係とも大きく矛盾しない。以上の破碎帯の剪断面の特徴からも、三川原地域に圧縮性ステップがあることが支持される。

Sibson (1986a, b) は圧縮性および伸張性のステップにおける割れ目の発達や破碎岩片の産状についてまとめている。それらによると、伸張性ステップでは破碎岩片が散在するジグソーパズル構造を呈し、異地性の熱水作用による鉱物脈などの伸張割れ目の発達に伴う流体移動の痕跡が顕著であるが、圧縮性ステップでは、微小割れ目が幅広く発達し、空隙の形成を示す痕跡は相対的に少ない。三川原地域の破碎帯に発達する剪断面は一般に、幅は数mm以下と狭く、現地性

の岩石の破碎を起源とする細粒緻密な物質が充填し、連続性は必ずしも良くない (Fig. 9.c, 9.d). 鈹物脈については、方解石脈が一部で発達するものの (Figs. 8, 9.g), 脈の幅は数 mm ～数 cm 以下と狭い。断層ガウジには、スメクタイトなどの粘土鈹物が多く含まれており、鈹物脈と同様に水-岩石反応が盛んであったことを示唆するものの、断層ガウジの幅は数 mm ～数 cm と狭く (Fig. 9.a), 連続性も必ずしも良いとは言えない。三川原地域の破碎帯全体としては、断層ガウジよりも、断層角礫および割れ目密度の高いダメージゾーンの分布の方が圧倒的に広い (Figs. 7, 8). 断層角礫では割れ目が密に発達し、岩石や鈹物の角礫化が進むものの、破碎岩片の剪断に伴う回転や変位の程度は小さく、大局的には配列性に乏しい無構造の産状を示す (Fig. 9.c, 9.e). 以上の破碎帯の特徴は、Sibson (1986a, b) が示した圧縮性ステップにおける産状に対比できる。

一方、圧縮性ステップとなる部分では、ステップする断層群に直交する方向に逆断層が発達することが指摘されている (例えば、山本, 2004). しかし、三川原地域の破碎帯に発達する剪断面のストリエーションの方向や運動センスは、必ずしも明瞭な縦ずれを示さない。圧縮性ステップにおいて、ステップする断層に直交する方向の断層が主に縦ずれになるか横ずれになるかは、その地域の地質構造などが大きく影響すると考えられる。

直線的に発達する活断層が明瞭に追跡できる井谷地域の跡津川断層トレース上では、剪断面の方向は ENE-WSW 走向が卓越し、跡津川断層の主方向とよく一致している。ただし、井谷地域でも、活断層トレースから約 50 ～ 150 m 北側に、WNW-ESE ～ NW-SE 走向、幅数 10 cm ～ 1 m の小断層が一部で発達する (Fig. 12). これらの小断層は、その姿勢からは、右横ずれの跡津川断層に対する R_i 面の延長に相当する可能性がある。

2. 破碎帯の形成場とテクトニクス的位置づけ

三川原地域に発達する断層ガウジに含まれる粘土鈹物は主に、イライト、緑泥石、スメクタイトおよびカオリナイトで構成される (Table 2). このうちスメクタイトは一般に、約 100 °C 以下で安定に存在する (吉村, 1994; Inoue, 1995; 田中ほか, 1996 など). またカオリナイトも、酸化的天水で占められる地下浅部で主に形成される (例えば、Wintsch et al., 1995; 田中ほか, 1996). 対称的にイライトや緑泥石は、約 100 ～ 200 °C 以上で主に形成される (吉村, 1994; Inoue, 1995 など) が、イライトと安山岩岩脈の K-Ar 年代の比較 (Tables 3, 4) からは、安山岩の貫入およびそれ以後の断層活動では、イライトが再結晶する温度には十分に達していないと考えられる。

三川原地域の断層ガウジ～断層角礫の変形は、安山岩岩脈にも及んでおり、安山岩の貫入以降に破碎帯の発達が起こっていたことは明かである。また、三川原地域の破碎帯には、方解石などが充填した SC (Fig. 6) が局所的に密に発達する。兵庫県の野島断層における研究では、SC の一部は、炭酸塩鈹物の割れ目充填が約 100 °C 以下の環境で起こったという見積もり (Fujimoto et al., 2001; Boullier et al., 2004)

に基づき、地表水の影響の及ぶ地下浅部で形成したことが指摘されている (Takeshita and Yagi, 2001). 金折ほか (1988) は、跡津川断層北東部の研究において、断層角礫の基質部を充填する微晶質方解石の形成を安山岩の貫入以降とし、断層ガウジ中の ESR 年代 (Ito and Sawada, 1985 など) から、約 14 万年前後としている。以上より、三川原地域の圧縮性ステップ部では、安山岩の貫入以降に、約 100 °C 以下の地下浅部における断層活動に伴う破碎が起きていたことは間違いないと考えられる。ただし、三川原地域における安山岩の貫入方向が、ENE-WSW, N-S または NW-SE 方向で、破碎帯中の剪断面の卓越する方向と調和的であることから、安山岩の貫入時には既に、圧縮性ステップの基本的な構造が形成されていた可能性もある。

井谷地域の断層ガウジおよび断層角礫についても、三川原地域と同様に、断層ガウジの粘土鈹物組成から、約 100 °C 以下の地下浅部で主に形成されたことが言える。特に、断層角礫で見られる、脆弱で未固結な基質部と、母岩の組織が基本的に残存し健岩部と同様に硬い岩片とのコントラスト (Fig. 13.c, 13.d) は、封圧の高い地下深部で形成されることは考えにくい。

三川原、井谷両地域で破碎帯の特徴を比較すると、NNE-SSW 走向および NW-SE 走向の剪断面の発達の程度が大きく違うほかに、断層ガウジの幅にやや違いがある (Table 5). すなわち、三川原地域では断層ガウジの幅は 1 m あたり数 cm 程度にとどまるのに対し、井谷地域では数 10 cm 程度の幅の断層ガウジが見られる。これは、活断層が直線的に連続する部分における断層活動の繰り返しの中で、周辺岩盤よりも強度の弱い断層ガウジの部分に常に変形が集中し、同じ場所の断層ガウジが成長していったと考えることもできる。さらに、井谷地域の断層ガウジは三川原地域に比べ、イライトや緑泥石よりもスメクタイトが目立つ傾向にある (Tables 2, 5). イライトよりも低温下で形成されるスメクタイトの量比の違いは、活断層が直線的に連続する井谷地域の方でより最近の断層活動に伴う岩石の破碎・細粒化と水-岩石反応が進行したと見ることもできるが、粘土鈹物組成と断層の発達過程との関係については更なる検討が必要である。

また、井谷地域では、カタクレーサイトの分布が目立つ (Table 5). 井谷地域のカタクレーサイトは、岩片が主にレンズ状でゆるやかな凹凸を伴うものが多く、流動的な産状を呈する点や、石英脈やウルトラカタクレーサイトバンドをしばしば伴う点の特徴である (Fig. 13.e). これらの特徴は、圧力溶解がすべりに作用するようになる地下 5 km ～ 10 km 前後の深さでの形成が推定されるような断層岩の産状に類似する (例えば、Jefferies et al., 2006). 同様のカタクレーサイトは破碎帯分布の調査地域内に散在し、保木林地域では、安山岩の岩片を含む断層角礫が、カタクレーサイトの構造を切断している (Fig. 14). 以上の事実より、これらのカタクレーサイトは、安山岩岩脈の貫入や、断層角礫～断層ガウジの活動よりも古い時期における変形であると考えられる。ステップ部の三川原地域では、上記のようなカタクレーサイトは確認できなかったが、NNE-SSW 走向や NW-SE 走向

の剪断面の発達を伴う後生的な断層活動により、相対的に地下深部で形成されたカタクレサイトの構造が壊された可能性がある。

本地域のカタクレサイトは、左横ずれの運動センスを示す (Figs. 13, g, 14). 大橋・小林 (2008) は、跡津川断層の北部に分布する牛首断層での研究から、後期白亜紀～古第三紀の左横ずれ運動によって牛首断層の骨格が形成され、そこに右横ずれ活断層としての活動が上書きされたという地質構造発達史を復元している。そこでは、右横ずれの活動に転じる前に放棄された破砕帯の一部が、左横ずれセンスの構造を保存したまま残っていることが報告されている。さらに、金折ほか (1988) は、延性-脆性遷移条件下での広域変形帯が跡津川断層の前身として白亜紀に発生したことを指摘している。本研究で記載した形成時期の古いカタクレサイトも、後期白亜紀～古第三紀の左横ずれ運動に伴って形成された可能性がある。

ま と め

岐阜県飛騨市の跡津川断層西部を対象とした地質調査により、下記のことが明らかとなった。

1. 空中写真判読と破砕帯の広域分布の地質調査からは、リニアメントの方向や破砕帯の走向は、ENE-WSW 方向と WNW-ESE (～NW-SE) 方向が卓越する。跡津川断層のトレース上以外にも幅 2 m 以内の小規模の破砕帯は散在するが、地質図上で断層と認識できるほど連続性の良いものは見られない。跡津川断層沿いにおける活断層およびリニアメントの不連続と破砕帯の分布に基づき、三川原地域で圧縮性ステップが存在することが示される。
2. 三川原地域の圧縮性ステップ部に分布する破砕帯は、主に断層角礫および断層ガウジからなり、跡津川断層の走向と平行な ENE-WSW 走向の剪断面に加え、NNE-SSW 走向および NW-SE 走向の剪断面が特徴的に発達する。これらの跡津川断層と高角に斜交する剪断面は、圧縮性ステップ部で発達する deformation band (Schultz and Balasko, 2003) や R_2 面 (Davis et al., 1999) に対比できる。破砕帯の産状も、断層角礫中の破砕岩片の剪断に伴う回転や変位の程度が小さいなど、Sibson (1986a, b) が示した圧縮性ステップにおける産状に類似する。
3. 三川原地域の断層角礫および断層ガウジは、スメクタイトやカオリナイトを多く含む粘土鉱物組成と、炭酸塩鉱物が充填する SC の密度の増大、および安山岩岩脈との関係により、岩脈の貫入以降、約 100 °C 以下の地下浅部での断層活動に伴って主に形成されたと考えられる。安山岩岩脈の貫入時期は、K-Ar 年代により、漸新世～中新世前期のいずれかに含まれる。一方、直線的な活断層が明瞭に追跡できる井谷地域では、断層角礫や断層ガウジのほかに、葉片状カタクレサイトが分布する。葉片状カタクレサイトは、圧力溶解と主体とする流動的な産状や、左ずれを示す運動センス、および安山岩岩脈との関係からは、後期白亜紀～古第三紀の左横ずれ運動に伴

って形成された可能性がある。

謝 辞

本研究を進める上で、日本原子力研究開発機構の野原 壯博士および東京大学の田中秀実講師からは有益なご助言をいただいた。日本原子力研究開発機構の田力正好博士および復建調査設計株式会社の木下博久氏からは、空中写真判読の際にご教示を賜った。株式会社蒜山地質年代学研究所の八木公史博士からは、K-Ar 年代測定に関してご教示を賜った。日鉄鉱業株式会社の守屋俊文氏および高橋一晴氏には、地質調査の際にお世話になった。査読者の山口大学の金折裕司教授、新潟大学の小林健太講師、および編集委員の北海道大学の竹下 徹教授からは多くの有意義なご指摘をいただき、本稿を改善することができた。以上の方々に心より御礼申し上げます。

文 献

- 跡津川断層トレンチ発掘調査団・岡田篤正・竹内 章・佃 為成・池田安隆・渡辺満久・平野信一・升本真二・竹花康夫・奥村晃史・神嶋利夫・小林武彦・安藤雅孝, 1989, 岐阜県宮川村野首における跡津川断層のトレンチ発掘調査. 地学雑誌, **98**, 440-463.
- 栗田泰夫・佃 栄吉, 1993, 最近 1 万年における跡津川断層の活動. 日本地震学会講演予稿集, **2**, 199.
- Boullier, A.M., Fujimoto, K., Ohtani, T., Roman-Ross, G., Lewin, E., Ito, H., Pezard, P. and Ildefonse, B., 2004, Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji Island, Japan. *Tectonophysics*, **378**, 165-181.
- Braathén, A., Osmundsen, P.T. and Gabrielsen, R.H., 2004, Dynamic development of fault rocks in a crustal-scale detachment: An example from western Norway. *Tectonics*, **23**, doi: 10.1029/2003TC001558.
- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B., 1996, Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, **24**, 1025-1028.
- Chester, F.M., Evans, J.P. and Biegel, R.L., 1993, Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault. *Jour. Geophys. Res.*, **98**, 771-786.
- Chester, F.M. and Logan, J.M., 1986, Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault Zone, California. *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 79-106.
- Davis, G.H., Bump, A.P., García, P.E. and Ahlgren, S.G., 1999, Conjugate Riedel deformation band shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, **22**, 169-190.
- Dawers, N.H., Anders, M.H. and Scholz, C.H., 1993, Growth of normal faults: Displacement-length scaling. *Geology*, **21**, 1107-1110.
- Elliott, D., 1976, The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. Roy. Soc. London Ser. A*, **283**, 289-312.
- Fujimoto, K., Tanaka, H., Higuchi, T., Tomida, N., Ohtani, T. and Ito, H., 2001, Alteration and mass transfer inferred from the Hirabayashi GSJ drill penetrating the Nojima Fault, Japan. *Island Arc*, **10**, 401-410.
- Goto, T.-N., Wada, Y., Oshiman, N. and Sumitomo, N., 2005, Resistivity structure of a seismic gap along the Atotsugawa Fault, Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **148**, 55-72.
- ハスバートル・竹内 章・迫垣内薫・武部晃充・伊藤谷生・新見健・木下博久・野原 壯, 2000, 跡津川断層系・茂住祐延断層の活動性. 月刊地球号外, no.28, 113-118.
- Higgins, M.W., 1971, Cataclastic rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no.687, 1-97.
- Hirahara, K., Ooi, Y., Ando, M., Hoso, Y., Wada, Y. and Ohkura, T., 2003, Dense GPS Array observations across the Atotsugawa fault, central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL015035.
- Inoue, A., 1995, Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In Velde, B. ed., *Origin and mineralogy of clays*. Springer,

- 269-329.
- 磯 望・山川克己・米沢 宏・松原敏子, 1980, 岐阜県高平原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度. 地理評, **53**, 699-720.
- Ito, T. and Sawada, S., 1985, Reliable criteria for selection of sampling points. In Ikeya, M. and Miki, T. eds., *ESR Dating and Dosimetry*. IONICS, Tokyo, 229-237.
- Ito, K. and Wada, H., 2002, Observation of microearthquakes in the Ato-sugawa fault region, central Honshu, Japan -Seismicity in the creeping section of the fault. In Ogasawara, H., Yanagidani, T. and Ando, M. eds., *Seismogenic process monitoring*. Balkema, Tokyo, 229-243.
- Jefferies, S.P., Holdsworth, R.E., Shimamoto, T., Takagi, H., Lloyd, G.E. and Spiers, C.J., 2006, Origin and mechanical significance of foliated cataclastic rocks in the cores of crustal-scale faults: Examples from the Median Tectonic Line, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, doi: 10.1029/2005JB004205.
- 地震調査研究推進本部, 2004, 跡津川断層帯の長期評価について. 地質調査研究推進本部地質調査委員会報告資料. 29p. (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04sep_atotugawa/index.htm)
- 亀 伸樹・山下輝夫, 1998, 大きな地震より小さな地震が多いのはなぜか. 科学, **68**, 702-709.
- Kanamori, H., 1981, The nature of seismicity patterns before large earthquakes. In Simpson, D. and Richards, P. eds., *Earthquake prediction, an international review*. Maurice Ewing Series IV, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1-19.
- 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.
- 金折裕司・猪原芳樹・佐竹義典, 1982b, 断層粘土中の石英粒子の表面構造による断層活動性の評価の試み (その2) -表面構造と断層の破碎様式および活動時期-. 応用地質, **23**, 65-75.
- 金折裕司・宮腰勝義・猪原芳樹・佐竹義典, 1982c, 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-. 応用地質, **23**, 201-213.
- 金折裕司・宮腰勝義・角田隆彦・佐竹義典, 1982d, 断層粘土中の石英粒子の表面構造による断層活動性評価の試み (その1) -表面構造の分類と形成過程-. 応用地質, **23**, 18-32.
- Kanaori, Y., Tanaka, K. and Miyakoshi, K., 1985, Further studies on the use of quartz grains from fault gouges to establish the age of faulting. *Engin. Geol.*, **21**, 175-194.
- 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.
- 鹿野和彦・原山 智・山本博文・竹内 誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久, 1999, 20 万分の1 地質図幅「金沢」. 地質調査所.
- 活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会, 437p.
- Keller, E.A., Gurrola, L. and Tierney, T.E., 1999, Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. *Geology*, **27**, 515-518.
- Logan, J.M., Friedman, S., Higgs, H.G., Dengo, C. and Shimamoto, T., 1979, Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. *Proceedings of Conference VIII-Analysis of Actual Fault Zones in Bedrock*. U.S. Geological Survey Open-File Report 79-1239, 305-343.
- 松田時彦, 1966, 跡津川断層の横ずれ変位. 地震研究所彙報, **44**, 1179-1212.
- 松田時彦, 2000, 断層の末端と上部地殻の性質. 月刊地球号外, no.31, 74-80.
- 松田時彦・岡田篤正, 1977, 断層破碎帯の破碎度階級-野外観察による分類試案-. MTL 中央構造線-中央構造線の形成過程に関する総合研究 (研究連絡誌), no.2, 117-125.
- McClay, K. and Bonora, M., 2001, Analog models of restraining stopovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bull.*, **85**, 233-260.
- 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-断層露頭の調査と解析. 電力中央研究所研究報告 (381029), 169p.
- 宮下由香里・小林健太・二階堂学・高瀬信一・尾尻俊彦, 2005, 牛首断層北東部地域の活動履歴調査 (2)-大双嶺トレンチ調査結果-. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no.5, 85-93.
- 宮下由香里・吉岡敏和・桑原拓一郎・菊谷愛彦・藤田浩司・千葉達朗, 2003, 牛首断層南西部地域の活動履歴調査 (2)-トレンチ調査結果 (速報)-. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no.3, 63-71.
- 宮下由香里・吉岡敏和・桑原拓一郎・斎藤 勝・小林健太・狩谷愛彦・藤田浩司・千葉達朗, 2004a, 牛首断層南西部地域の活動履歴調査 (3)-牛首, 水無トレンチ調査-. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no.4, 113-130.
- 宮下由香里・吉岡敏和・二階堂学・高瀬信一・橘 徹, 2004b, 牛首断層北東部地域の活動履歴調査-上白木峰トレンチ調査結果-. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no.4, 131-142.
- Mizuno, T., Ito, H., Kuwahara, Y., Imanishi, K. and Takeda, T., 2005, Spatial variation of shear-wave splitting across an active fault and its implication for stress accumulation mechanism of inland earthquakes: The Ato-sugawa fault case. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 1-4.
- 中田 高・後藤秀昭, 1998, 活断層はどこまで割れるのか? -横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ分布に着目したセグメント区分モデル-. 活断層研究, no.17, 43-53.
- 中田 高・今泉俊文編, 2002, 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60p.
- 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉, 1998, 活断層はどこから割れ始めるのか? -活断層の分岐形態と破壊伝播方向-. 地学雑, **107**, 512-528.
- 中山 武・下畑五夫, 1983, 跡津川断層における地電流観測. 月刊地球, **5**, 352-358.
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎, 1975, 飛騨古川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅). 地質調査所, 79p.
- 緒方正彦・本荘静光, 1981, 電力施設の耐震施設における断層活動性の評価. 応用地質, **22**, 67-87.
- 大橋聖和・小林健太, 2008, 中部地方北部, 牛首断層中央部における断層幾何学と過去の運動像. 地質雑, **114**, 16-30.
- 岡田篤正・熊木洋太, 1983, 宮川の段丘と跡津川断層の変位. 月刊地球, **5**, 411-416.
- Okubo, C.H. and Schultz, R.A., 2006, Near-tip stress rotation and the development of deformation band stepover geometries in mode II. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **118**, 343-348.
- Otsuki, K., 1978, On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **84**, 661-669.
- Otsuki, K. and Dilov, T., 2005, Evolution of hierarchical self-similar geometry of experimental fault zones: Implications for seismic nucleation and earthquake size. *Jour. Geophys. Res.*, **110**, doi: 10.1029/2004JB003359.
- Richard, P.D., Naylor, M.A. and Koopman, A., 1995, Experimental models of strike-slip tectonics. *Petrol. Geosci.*, **1**, 71-80.
- Rutter, E.H., Maddock, R.H., Hall, S.H. and White, S.H., 1986, Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 3-30.
- 崔 鈺坤・登坂博行・小島圭二, 1999, セグメント構造を考慮した断層破碎帯の形態解析-久慈地下石油備蓄基地の断層破碎帯データを例として-. 応用地質, **40**, 207-219.
- Satake, H., Ohashi, M. and Hayashi, Y., 1984, Discharge of H₂ from the Ato-sugawa and Ushikubi faults, Japan, and its relation to earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 185-193.
- Schlishe, R.W., Young, S.S., Ackermann, R.V. and Gupta, A., 1996, Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology*, **24**, 683-686.
- Schmid, S.M. and Handy M.R., 1991, Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In Muller, D.W., McKenzie, J. and Weissert, H., eds., *Controversies in modern geology*. Academic Press, New York, 339-361.
- Scholz, C.H., 1987, Wear and gouge formation in brittle faulting. *Geology*, **15**, 493-495.
- Scholz, C.H., 2002, *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, 471p.
- Scholz, C.H., Dawers, N.H., Yu, J.Z., Anders, M.H. and Cowie, P.A., 1993, Fault growth and fault scaling laws - preliminary results. *Jour. Geo-*

- phys. Res.*, **98**, 21951-21961.
- Schultz, R.A. and Balasko, C.M., 2003, Growth of deformation bands into echelon and ladder geometries. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2003GL018449.
- Segall, P. and Pollard, D.D., 1980, Mechanics of discontinuous faults. *Jour. Geophys. Res.*, **85**, 4337-4350.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 191-213.
- Sibson, R.H., 1986a, Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 159-175.
- Sibson, R.H., 1986b, Rupture interaction with fault jogs. In Das, S., Boatwright, J. and Scholz, C.H. eds., *Earthquake source mechanics*. American Geophysical Union Monograph 37, 157-167.
- Sibson, R.H., 2003, Thickness of the seismic slip zone. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **93**, 1169-1178.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 多田 堯, 1998, 跡津川断層における地殻変動. 月刊地球, **20**, 142-148.
- 高田圭太・中田 高・野原 壯・原口 強・池田安隆・伊藤 潔・今泉俊文・大槻憲四郎・鷲谷 威・堤 浩之, 2003, 震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討—中国地方を事例として—, 活断層研究, no.23, 77-91.
- Takagi, H., Iwamura, A., Awaji, D., Itaya, T. and Okada, T., 2005, Dating of fault gouges from the major active faults in southwest Japan: Constraints from integrated K-Ar and XRD analyses. In Sorkhabi, R. and Tsuji, Y., eds., *Faults, fluids flow, and petroleum traps*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 85, 287-301.
- 高木秀雄・小林健太, 1996, 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学. 地質雑, **102**, 170-179.
- Takeshita, T. and Yagi, K., 2001, Paleostress orientation from 3-D orientation distribution of microcracks in quartz from the Cretaceous granodiorite core samples drilled through the Nojima Fault, south-west Japan. *Island Arc*, **10**, 495-505.
- 竹内 章, 1983, 跡津川断層のルーツ. 月刊地球, **5**, 373-377.
- 竹内 章, 1998, 跡津川断層と茂住祐延断層. 月刊地球, **20**, 133-136.
- Takeuchi, A., Hasbaator and Takebe, A., 2003, Recurrence interval of big earthquakes along the Atotsugawa fault system, central Japan: Results of seismo-geological survey. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL014957.
- 田中和広・田中靖治・宮川公雄・馬原保典・安池慎治・本荘静光, 1996, 割れ目系岩盤における水理地質構造の調査手法の提案と適用. 応用地質, **36**, 414-426.
- Ui, H., Moriuchi, H., Takemura, Y., Tsuchida, H., Fujii, I. and Nakamura, M., 1988, Anomalously high radon discharge from the Atotsugawa fault prior to the western Nagano Prefecture Earthquake (M 6.8) of September 14, 1984. *Tectonophysics*, **152**, 147-152.
- 宇佐美龍夫, 2003, 最新版 日本被害地震総覧 [416]—2001. 東京大学出版会, 605p.
- 宇佐美龍夫・松田時彦, 1979, 飛越地震 (安政 5 年 2 月 26 日) と跡津川断層. 日本地震学会講演予稿集, 1, 108.
- Vernilye, J.M. and Scholz, C.H., 1998, The process zone: A microstructural view of fault growth. *Jour. Geophys. Res.*, **103**, 12223-12237.
- Watterson, J., 1986, Fault dimensions, displacements and growth. *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 365-373.
- Wintsch, R.P., Christoffersen, R. and Kronenberg, A.K., 1995, Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 13021-13032.
- Wise, D.U., Dunn, D.E., Engelder, J.T., Geiser, P.A., Hatcher, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L. and Schamel, S., 1984, Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*, **12**, 391-394.
- Woodcock, N.H. and Fischer, M., 1986, Strike-slip duplexes. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 725-735.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一・広島俊男・駒沢正夫, 1989, 20 万分の 1 地質図幅「高山」, 地質調査所.
- 山本博文, 2004, 福井県大野盆地南東縁の木落断層の活動度とその意義. 地震, **57**, 199-208.
- 安江健一・Hasi Bateer・竹内 章, 2003, 西南日本内帯東部における活断層帯の発達過程. 月刊地球, **25**, 328-333.
- 吉村尚久, 1994, 鉱物の変化からみた堆積盆の熱履歴評価. 石技誌, **59**, 271-278.
- 吉村尚久, 1996, 粘土鉱物と変質作用. 地学団体研究会, 293p.

以下の付録 Fig. 1 (主な試料の X 線回折スペクトル) は, 学会ホームページ上でオープンファイルとして公開しています.
 < <http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html> >

付録 Fig. 1. Typical X-ray diffraction patterns of smear slides for the $< 2 \mu$ m size fractions of the fault clays. An upper pattern of each figure is treated with ethylene-glycol. cal: calcite, chl: chlorite, ill: illite, kln: kaolinite, py: pyrite, qtz: quartz, sc: smectite, sd: siderite.

(要 旨)

丹羽正和・島田耕史・黒澤英樹・三輪敦志, 2008, 圧縮性ステップにおける破砕帯の構造—岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例—. 地質雑, **114**, 495—515. (Niwa, M., Shimada, K., Kurosawa, H. and Miwa, A., 2008, Crush zone structure in a compressional step: an example of the western part of the Atotsugawa Fault, Hida City, Gifu Prefecture of Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **114**, 495—515.)

圧縮性ステップにおける破砕帯の構造を把握するため, 岐阜県飛騨市の跡津川断層西部を対象とした調査を行った. まず, 空中写真判読および破砕帯の広域分布の地質調査に基づき, 飛騨市宮川町の三川原地域において圧縮性ステップを認定した. 次に, 三川原地域と, 直線的な活断層が明瞭な井谷地域を中心に, 破砕帯の詳細な記載, XRD による粘土鉱物の同定, および安山岩岩脈と断層ガウジの K-Ar 年代測定を行った. 三川原地域では, 跡津川断層とほぼ平行な ENE—WSW 走向の剪断面に加え, NNE—SSW 走向および NW—SE 走向の剪断面が顕著に発達する. これらの剪断面は, 圧縮性ステップ部で特徴的に発達する R₂ 面などの剪断面に相当すると考えられる. 三川原地域の断層角礫および断層ガウジは, 粘土鉱物組成や安山岩岩脈との関係などから, 漸新世～中新世前期の岩脈の貫入以降, 地下浅部での断層活動に伴う破砕により主に形成されたと考えられる.