糸魚川-静岡構造線活断層系市之瀬断層群の 最近の断層活動

——中野地区トレンチ調査——

(財)電力中央研究所地圏環境部* 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎

宮腰勝義・井上大榮

(株)ダイヤコンサルタント中部支社** 二階堂 学・橋 徹¹・高瀬 信一²

Recent Faulting History at the Ichinose Fault Group, Southern Part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan

Daisuke MIURA, Ryuta HATAYA, Shintaro ABE, Katsuyoshi MIYAKOSHI and Daiei INOUE

Department of Geosphere Environmental Sciences, Central Research Institute of Electric Power Industry,
1646 Abiko, Abiko-city, Chiba 270-1194, Japan

Manabu NIKAIIDO, Toru TACHIBANA¹ and Nobukazu TAKASE²

Chubu Division, Dia Consultant, Co., Ltd., 1-6-12 Kanayamacho, Atsuta-ku, Nagoya 456-0002, Japan

(Received August 16, 2001; Accepted April 26, 2002)

Co-seismic faulting activity during the last three hundred thousands years of the Ichinose fault group, in the southern part of the 150 km long Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system, central Japan, was appraised. The Ichinose fault group consists of the mainly two distinct arcuate reverse fault traces bulged toward the east (frontal) and west (behind) directions. We conducted a trench excavation at the Nakano site across the behind fault, where the detailed geological and chronological information for the last ten thousands years was absent. The excavation resulted in evidences for the latest, at least two surface-rupturing events. The events were present sometimes between 665 and 1275 cal.y.B.P. and between 3355 and 4810 cal.y.B.P. The timing of the penultimate event is coincident with the previously estimated latest event on the frontal fault (3,990-6,270 cal.y. B.P.). The recurrence time and slip rate between these two events is approximately estimated as 3,200 years and 0.9-1.8 mm/yr in dip-slip, respectively. In comparison with a slip rate estimated from the geomorphological characteristics, the dip-slip rate from our excavation result is coincident well.

A reappraisal of geomorphological reference deposits and a result of the seismic investigation study suggest that the total deformation rate of the Ichinose fault group is 3.5-3.7 mm/yr (possibly up to 5.0 mm/yr) and it becomes to increase in recent several ten thousands years. While the deformation rate suggests that the co-seismic faulting activity at the Ichinose fault group as a whole is ranked as

* 〒270-1194 我孫子市我孫子 1646

** 〒456-0002 名古屋市熱田区金山町 1-6-12

¹ 現所属: 〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1 岡山大学理学部地球科学教室内「瀬戸内環境地質研究会」

Present address: Research Org. for Environmental Geology of Setouchi, Dept. Earth Sci., Fac. Sci. Okayama Univ., 3-1-1 Tsushima-Naka, Okayama 700-8530, Japan

² 現所属: (株)ダイヤコンサルタント環境・防災事業部

〒101-0032 千代田区岩本町 1-7-4 東急岩本町ビル

Environment & Disaster Prevention Division
Dia Consultant, Co. Ltd., Tokyu-Iwamotocho Bld., 1-7-4 Iwamoto-cho, Chiyoda-ku, Tokyo 101-0032, Japan

the one of most active faults in Japan, however, it is smaller than that of 6.3–8.3 mm/yr estimated previously from the gravimetric and numerical analyses.

Key words: Active fault, Paleoseismology, trench excavation, Ichinose fault group, Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line

§ 1. はじめに

糸魚川–静岡構造線活断層系（以下、糸–静線）では、1990年代以降長期的地震評価のための調査・予測が行われ、現在わが国で最も活動的な内陸活断層の1つと考えられている[奥村・他(1994), (1998), 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997), 松田(1998)]。このうち最南端に位置する市之瀬断層群は、これまでの研究からA級の活動度が指摘され、他の糸–静線南部の断層群に比べ高い平均変位速度(6.3~8.3 mm/yr)をもつとされていた[隈元・池田(1993)]。遠田・他(2000)は、市之瀬断層群の前縁断層においてトレンチ調査を行い、20°~30°西に傾斜する衝上断層群であること、活動間隔は5000年前後の値を示し、糸–静線中部で認められている約700~3000年よりも有意に長いことを示した(平均変位速度は0.5 mm/yr)。ただし、遠田・他(2000)はこの平均変位速度値の問題点として、(1)トレンチで得られた過去2回のみの累積変位からの算出であること、(2)山麓側の断層や他の並走する断層線上的変位を無視していること(ただし、最近の活動時に他の部分が同時に変位したかどうか不明)、(3)撓曲崖の形成などの塑性変形分を考慮していないこと、を指摘した。

市之瀬断層群では、遠田・他(2000)が調査した市之瀬台地の前縁部の断層(以下、前縁断層)の他に、西方(山側)2 kmに山麓–台地境界部を並走する活断層(以下、山麓断層)が知られている[澤(1981), 活断層研究会(1991), 下川・他(1995)]。山麓断層でも前縁断層同様新期の断層活動が示唆されていたが[澤(1981), 今泉・他(1998)]、その活動性や、前縁断層との関係などについて詳細は明らかでない。遠田・他(2000)も指摘するように、市之瀬断層群の活動性を総合的に議論するためには、この山麓断層の活動性を明らかにし、市之瀬断層群全体の活動履歴についてのデータを補足することが必要である。

本研究では、市之瀬断層群の山麓部中野地区において、この山麓断層の調査を実施し、市之瀬断層群全体の活動履歴の解明を目指した。以下に、市之瀬断層群の地形特徴および中野地区トレンチ調査結果について順に記す。なお本研究では、糸–静線南部を構成する断層の名称・区分を下川・他(1995)に、地形・地質の分類・編年を澤(1981)に従う。本文中の ^{14}C 年代値は特に断りがない限り、すべて暦年較正值を示す。

§ 2. 市之瀬断層群の概要

2.1 市之瀬断層群の地形・地質・地下構造の概要

糸–静線ストリップマップ[下川・他(1995)], 1:25000 都市圏活断層図「韭崎」[田力・他(1998)], 「甲府」[今泉・他(1998)]などの、地形・地質情報のまとめによれば、西側の地質構造線沿いに分布する大ナジカ峠断層と櫛形山断層[活断層研究会(1991)]は活断層として図示されていない。すなわち、糸–静線南部における10数万年以上の断層活動は、釜無川西岸から甲府盆地西縁沿いで活発であると考えられおり、本研究でもこれらに従う。

市之瀬断層群前縁断層上の上宮地点におけるトレンチ調査の結果では、過去2回の断層活動と変位量が検出されている[遠田・他(2000)]。最新活動時期は3990~6270 cal.y.B.P.で1.8 m~2.2 mの変位量、1回前の活動は9520 cal.y.B.P~10,930 y.B.P.で2.1 m~3.0 mの変位量である。

市之瀬断層群全体の地下構造については、重力探査解析[隈元・池田(1993); 國友・志知(1995)]や、爆破地震観測[國友・古本(1995)]による研究がある。

一方、市之瀬断層群における最近の反射法地震探査結果によれば[阿部・他(1999), 井上・他(2000)], 1 km深までの探査断面上に前縁断層と山麓断層が共に捉えられており、断層面の傾斜はそれぞれ、約30°W(前縁)と50°W(山麓)と推定されている。このことから、市之瀬断層群が、前縁側と山麓側の2枚の主断層から構成されていることが明らかとなっている。また、この反射法地震探査の結果、前縁断層東側(下盤側)の地表下70 mの深度に、P波速度が2100 m/s、盆地低地部のみに分布する強い反射面の連続が確認されている。この強い反射面は、未固結層と周辺に分布する韭崎岩屑なだれ堆積物が接した境界で、音響インピーダンスに大きな差が生じたことにより形成されたと考えられ、甲府盆地内に堆積した韭崎岩屑なだれ堆積物の上面と考えられている[阿部・他(1999), 井上・他(2000)]。

2.2 地形・段丘面

以下では澤(1981)の地形区分による地形情報を基に、本研究で収集した情報を加えて、市之瀬断層群の地形的特徴についてまとめる(Fig. 1)。ここでは各段丘面の名称は下川・他(1995)に従い、澤(1981)の名称と対応づけた。

Fig. 1. Map for topographic characteristics of the Ichinose fault group. (a) Distribution of terraces and active faults. Locations of the Kamimiyaji (Toda *et al.*, 2000) and the Nakano trench sites are shown. Base map is 1/25000 topographic map "Ogasawara" of the Geographical Survey Institute.

高位段丘 [澤 (1981) の Ia 面]: 台地東縁部に分布し周囲の平坦面上に小丘上に突出する, 標高 430~440 m の開析が進んだ面 [澤 (1981)] で, 風化した褐色の礫層が認められる. 本層の表面を 9~12 万年前の年代値を示す [小林 (1993), Matsumoto and Kobayashi (1995)] 風成の Pm-I 軽石層 [町田・新井 (1992)] を含む火山灰層が覆っていることから, 9~12 万年以前に形成されたものと考えられる.

中位段丘 I [澤 (1981) の Ib 面]: 高位段丘面の下位標高 350~420 m 付近に分布する開析の進んだ地形面で, 台地南部に主に分布する [澤 (1981)]. 高位段丘同様, Pm-I 軽石層を含む火山灰層に覆われており, 9~12 万年以前に形成されたものと考えられる.

中位段丘 II [澤 (1981) の II 面]: 台地北部の標高 350

~500 m に分布する, 緩傾斜で面の保存が比較的良好な地形面である [澤 (1981)]. Pm-I 軽石層を地形面構成礫層中に挟み, 9~12 万年前後に形成されたものと考えられる.

低位段丘 I [澤 (1981) の III 面]: 現河川沿いに分布する標高 300~600 m の急傾斜面で, 山麓断層付近で下位の地形面を覆い, 前縁断層付近でそれらを開析し, 台地前面に扇状に広がる [澤 (1981)]. 澤 (1981) はこの低位段丘 I が火山灰に全く覆われないこと, 当地域の火山灰層が信州ローム層に対比されること, 信州ローム層の上部には AT 火山灰 [町田・新井 (1992)] が載ることを根拠に, この低位段丘 I は 2 万年前以降の地形面と仮定した. 現在では AT 火山灰の年代はおおよそ 2 万 5000 年前と考えられており [池田・他 (1995)], 低位段丘 I は澤

(1981) が仮定した年代値より若干古くなる。

2.3 変位地形

以上の地形面区分に基づき、変位地形の特徴について記述する。

山麓断層周辺の楕形町北村・宮下地区では (Fig. 1 の Loc. 2), 中位段丘 I 面構成礫層の平野側への傾斜 (傾動) を示す露頭が認められている。段丘礫層の変形は $20 \sim 30^\circ$ 東傾斜と顕著であり、断層運動による傾動を示唆する。下川・他 (1995) は、この付近の中位段丘 II 面の鉛直変位を西上がり約 60 m としている。山麓断層周辺の楕形町中野地区では (Fig. 1 の Loc. 3), 低位段丘 I 面の鉛直変位が西上がり約 25 m とされている [澤 (1981), 下川・他 (1995)]。

市之瀬断層群前縁断層部に相当する市之瀬台地北方の伝嗣院地区では (Fig. 1 の Loc. 1), 中位段丘 II 面の撓曲崖は西上がり鉛直変位 70 m とされている [澤 (1981)]。今回空中写真判読を行なったところ、中位段丘 II 面末端に西側隆起で長さ 2.5 km の明瞭な撓曲崖が追認できた。崖の中腹にも階段状の直線的に連続する地形段差が分布している。

楕形町下市之瀬地区では (Fig. 1 の Loc. 4), 低位段丘 I 面の西上がり鉛直変位 30 m とされている [澤 (1981), 下川・他 (1995)]。ここでは低位段丘 I 面と沖積面の境界に西側隆起で長さ 1.5 km 程度の明瞭な崖地形が連続している。同じく前縁断層部に相当する楕形町塚原地区では (Fig. 1 の Loc. 5), 低位段丘 I 面の鉛直変位が西側隆起 25 m とされている [澤 (1981)]。

市之瀬断層群の前縁断層南部湯沢地区では (Fig. 1 の Loc.s 6, 7), 中位段丘 I 面上に低断層崖が認められ、鉛直変位 8 m とされていた [澤 (1981), 下川・他 (1995)]。筆者らが行った空中写真判読・現地調査の結果では、西側隆起 5 m 強の低崖が認定できた。また、ここでは韭崎岩屑なだれ堆積物 [河内 (1977)] が断層の上盤側標高 320~350 m 付近に分布する。澤 (1981) はこの事実と、下盤側である甲府盆地内のボーリング資料 (Loc. 6 から 3 km 東の地点) では標高 67 m (地表面は標高 240 m 前後) に韭崎岩屑なだれ堆積物の上面が確認されていることから、両者の比高が 250~300 m に達すると考えた。

§3. 中野地区トレンチ調査結果

市之瀬断層群山麓断層の活動性を解明するため、山麓断層はば中央部、中野地区においてトレンチ掘削調査を行った。また、トレンチ掘削時に周辺の地形測量をあわせて行い、変動崖の詳細な地形分布と断層出現位置の比較を行った (Fig. 2)。

Fig. 2. Detailed topography at the periphery of the Nakano trench site.

3.1 掘削地点の地形

山麓断層は、前縁断層と反対の西側に張り出した弓状の分布を示し、総延長は 3 km 程度である。地形的には前縁断層と異なり、連続して追跡できるほぼ 1 本の断層として見出される。

分布の北半部にあたる中位段丘分布地域では、断層崖は比較的シャープである。一方、中部～南半部の低位段丘分布域では、連続の良い崖地形として追跡できる。中野地区およびその南部では、低位段丘面がこの崖をはさんで、西上がり約 20~25 m の鉛直変位を持つ (Fig. 1 の Loc. 3) [澤 (1981)]。トレンチは、前述の崖地形の中腹～基部に幅 5 m、長さ 15 m にわたって掘削された (Fig. 2)。

3.2 トレンチ壁面の地質

中野トレンチの壁面スケッチを Fig. 3 に示す。トレンチ壁面において堆積物に変位を与える 2 本の低角の逆断層 (F1 および F2) を確認した。断層出現位置は、崖の基部ではなく中腹の斜面傾斜変化が認められる位置 (標高 522~525 m) と対応している。

ここでは堆積物の特徴、堆積様式から、トレンチ壁面の地質を以下のように 1~9 層に区分した。

1 層: 表土および人工埋積土。

2 層: 腐植土層。やや茶色味を帯びた腐植土層でトレンチ内では崖の斜面全体を被覆している。斜面上に形成あるいは斜面上を移動して堆積した腐植土層と考えられ

Fig. 3. Detailed logs of the Nakano trench site across the western Ichinose fault group (the behind fault). The log of the south wall is horizontally flipped over to compare with the north wall. A grid is one meter in interval measured vertically so that the log with 70–80° steep inclinations projected to the actual depth.

る。

3層：礫・ローム混じり腐植土層，南側壁面ではロームの混入程度により3aと3bに区分した。北側壁面ではトレンチ内全体に分布の連続が認められるが，南側壁面では，トレンチ中央付近で尖滅する。また崖基部より低地側（東側）で層厚が増加する傾向を示す。

4層：ローム質礫層からなる。4a層は下位の6aおよび6b層と同様ローム質の礫層からなり，6層の前面に限られた分布を示す。また，5層の上部を直接覆う。

5層：腐植土基質の礫層で礫の含有量は多くない（みかけ10～20％程度）。2層や3層と比較して強い黒色を呈し，茶褐色のローム物質は見られない。分布もトレンチ中央付近の斜面傾斜変化地点から低地側に限られている（南北両壁面）。したがって，斜面起源の物質を主とするものの，崖前面の低地（窪地）を埋めた堆積物であろう。

6層：全体が塊状ローム物質からなり，砂礫混じりの腐植質塊状ローム層(6a)およびローム質塊状礫層(6b)に細分した。6aがF1断層下盤側，6bが上盤側に分布する。6aと6b層の相違は礫の含有量の差であり，構成物に本質的な相違は認められない。本6層の上面は斜面とほぼ平行に，6a層の下面は下位の8a層とそれぞれ平行に分布している。また，腐植土層をブロック状に取り込んでおり，内部構造（大礫～巨礫の配列）は乱れている。一方，細礫には弱い配列が認められ，上部ほど配列面の傾斜が大きくなり，上面と平行になる傾向がある（特に南側壁面）。

上記のような6層の特徴は，9層を除く他の堆積物がいずれも腐植基質優勢であることから，なんらかの原因（斜面崩壊など）で給源の構成物質としてロームが露出し，現在の位置に移動・定置しないと形成されない。すなわち，6層はこの崖の主体をなす重力移動堆積物の中

では特異なものである。ただし、細礫配列の傾斜が変化していることから、6層全体が1回の土塊移動に対応するとはいえず、複数回の土塊移動・定置によって堆積した可能性がある。

7層：塊状の腐植質砂礫層からなる。7層の母材は下位の8a層の腐植基質礫層を主としており、8aに見られる初生堆積構造を含むブロックが、変形を受けている。一方、7層全体は塊状で、基質支持の層相を示し、全体が著しく変形している (Fig. 3)。また、一部舌状に6a層中に含まれる。基質中の堆積構造は不明瞭でブロック状にローム物質を含むことから、個々の粒子が斜面上を重力移動（転動・跳躍など）したものとは考えにくい。すなわち、7層は8a層を母材として基質と礫が一体となった土塊が移動・定置したものと考えられる。

8層：淘汰の良い腐植質砂礫層 (8a)、および弱い層理が認められる腐植質砂礫層 (8b) からなる。

8a層はトレンチ内全体の斜面側から2/3の範囲に分布する。南側壁面では東端部が上位の5層と共に3層によって浸食されている。腐植基質であるが、非常に淘汰が良く葉理（中～大礫の配列）が明瞭かつ平坦で、下位の8b層と比較して礫の粒径はかなり小さい（最大5 cm・平均2～3 cm程度）。みかけの礫の含有量は50～60%に達する。この8a層は水流による分級・淘汰作用を受けていることが明らかで、斜面側方からの河川流入によって堆積した地層と考えられる。

8b層は弱い層理が認められる腐植質砂礫層で、トレンチ内全体に分布している。西側で層厚を減ずる傾向がある。腐植土基質であるが、一部（特に上部）で層状で厚さ数 cm のローム物質を挟在する。上位の8a層と比較すると、ローム物質が混じること、礫の含有量（20%前後）が少ないことなどの相違が認められるが、平均粒径（5 cm 前後）はほぼ同じ、細礫による葉理が認められること、基質も腐植土が圧倒的に優勢であることなどから、上位の8a層の粗粒相に相当すると考えられる。すなわち8b層は8a層同様、河川流入による堆積物を主とし、堆積速度の遅い時期（上部）に斜面物質が挟在されるような環境で形成されたと考察できる。

9層：黄褐色砂礫層。基質は細～中粒砂からなり、肉眼観察では腐植土が全く認められない。基質・礫共にやや風化し黄褐色を呈す。礫の粒径は側方変化が激しくレンズ状の分布を示す。礫の定向配列・葉理などの堆積構造が認められるが、やや乱れている。本層の下面は露出していないが、上面は東側に傾斜し、内部堆積構造も同様の傾向を示す。F1断層の上盤側にもわずかに露出しているが、堆積構造はかなり乱されている。9層は低位段丘I構成層と考えられ、その層相は河川などの水流に

よる堆積物であることは明らかである。

3.3 トレンチ壁面の断層

断層は山側からF1およびF2断層が分布する。F1断層は20°程度の西傾斜の低角逆断層である。粗粒で砂基質の砂礫層9層がローム基質の6a層・6b層に低角に衝上している (Fig. 3)。壁面から読みとった断層面の走向はほぼ南北である。断層の先端部は6層の最上部で不明瞭になる。F1断層の下盤側では7層が分布し、F1断層面に沿って明らかな引きずり変形が認められる (Fig. 3)。上盤側では6b層と9層が分布し、7・8層は分布しない。トレンチ底面に認められる9層の上面と断層上盤側の9層の上面の比高を鉛直変位と見なすと、トレンチ内で3.3～3.4 mに達する (Fig. 3)。

F2断層は、その先端の5層と8a層の境界部付近で、5層が8a層中に50～60 cm程度引きずりこまれる剪断変形、および8a層中の礫の再配列により確認できる (Fig. 4)。しかし8a層中では層理に平行なためか、F1断層と結ぶ中間部のトレースがはっきりしない。このF2断層は、先端部の変位量も小さく、F1断層の活動による5層の前面への押し出しによって生じた副次断層の可能性が高い。北側壁面におけるF2断層先端部で8a層中に引きずり込まれた5層では、年代値1260±70 y.B.P.（末暦年較正年代；Fig. 3参照）が得られている。

南側壁面の5・6aの境界では、6a層の先端部が5層とみかけ同時異相の様な指交関係の産状を示す (Fig. 3b)。両者とも斜面起源の堆積物であるが、腐植基質礫層の5層に対し、6a層が礫を含む塊状のローム層であることから、短期間にしかも交互に碎屑物の給源が異ならない限り5層と6a層が同時に堆積したとは考えにくい。むしろこの産状はF1・F2断層の活動による6a層の押し出しによって生じた変形の可能性がある。

3.4 イベント層準の認定

Fig. 5に中野トレンチにおける断層発達モデルを示す。以下、Fig. 3およびFig. 5を参照しながら、中野トレンチの断層活動イベント層準を認定する。

最新活動時期：以下に重要な観察事実をまとめる。

- (1) 6層中にはF1断層による変位が明瞭。
- (2) 5層はF2断層により8a層中に引きずり込まれる。
- (3) 4層はF1断層先端部に分布。5・6層を直接覆う。
- (4) 4層以外に6層と同様のローム堆積物はない。
- (5) F1断層上盤側では7・8層の分布が見られない。
- (6) 7層は8層起源の塊状再堆積物に変形したもの。
- (7) 8層は河川の影響を受けた堆積物。
- (8) 5層より上位の堆積物中に7・8層の再堆積層と見られる特徴は認められない。

Fig. 4. Close-up views for the tip of F2 fault in the north wall of the trench log. (a) A sketch for the F2 fault tip and the adjacent deposits. (b) A photo for the the fault tip. Shear deformation of the unit 5 and re-alignment of small clasts within the unit 8a are shown.

(9) 断層の下盤側で6b層に対比される地層は、6a層以外に認められない。

(10) 最新活動以前に比高 20 m 以上の崖が存在。

上記(5)の原因として、7・8層が6b層(上盤側)より上位の堆積物である可能性、および7・8層が変位前の断層上盤側に分布しなかった可能性の2つが考えられる。しかし、上記(4)、(6)、(7)、(8)、(9)および(10)の観察事実

から、上盤側に存在した7・8層が断層変位により消失したとは考えにくく、後者の可能性が高い。すなわち、7・8層は崖上位(西)側で尖滅し(F1断層の西側延長部付近)、斜面中腹より上部では分布しないと考えられる。

一方、上記(1)、(2)から5層の堆積開始後および6層堆積後の断層変位は明らかで、上記(3)から4層堆積以前/堆積時までには断層変位が終了したことがわかる。変

Fig. 5. Schematic images for the development of the last twice co-seismic surface faulting events at the Nakano trench site after ca. 7000 cal.y.B.P.. (a) Just after deposition of the subaqueous gravel deposit (unit 8a). (b) The penultimate event. Note that the amount of co-seismic slip at this event is not evident. (c) Formation of a colluvial wedge deposit (unit 7) possibly derived by collapse of the surface fault scarp. (d) Depositions of massive gravels on slope (unit 6) and humus with gravel clasts (unit 5). (e) The most recent event. Note that a shear deformation of the colluvial deposit (unit 7) along the F1 fault plane, and frontal faulting with flat plane (F2) due to the forward movement of massive deposits (unit 6). (f) After deposition of a gravel unit with humus matrix (unit 3).

位を受けた6層の再堆積物は4層以外に見られず(上記4), 最新活動層準は, 5層の堆積開始後~4層の堆積直前あるいは堆積時と考えられる(Fig. 5eと5f).

1回前の活動時期: 上記(6), (7), および8層はトレンチ西側で尖滅すると考えられることから, 7層はF1断層の過去の活動によるイベント堆積物の可能性がある(Fig. 5c). この7層をF1断層の1回前のイベント堆積物として認定すると, 8a層堆積以降, 7層堆積直前/堆積中にイベントが発生した可能性が指摘できる(Fig. 5aと5b).

3.5 イベントの年代と活動間隔

中野トレンチにおける ^{14}C 年代測定結果をFig. 3およびTable 1に, 推定断層活動時期をFig. 6に示す.

最新活動は4層と5層の間と考えられる. F2断層沿いに変形を受けた箇所の5層の年代値と4層を覆う3b層の年代値を用いた場合, この最新活動の年代は945~

1275 cal.y.B.P.である(Fig. 6). ただし, 3層中には上部の3a層と下部の3b層の間に年代値の逆転が認められ, 3層年代値の不確実性を完全に払拭できない. 確実に覆っている2層の年代値を用いた場合, 2層の年代値から665~1275 cal.y.B.P.と考えられる(Fig. 6).

1回前の断層活動の可能性は先述したように8a層堆積以降~7層堆積直前/堆積中であり, 上位の6a層と, 7層の基底部の年代値から, 3355~4810 cal.y.B.P.の間に推定できる(Fig. 6).

以上から, 中野トレンチにおける山麓断層の活動間隔を求めると, 1回前の活動と最新活動の間隔から2085~4145年(中央値で約3100年)と考えることができる. しかし, 最新活動時に比べ1回前のイベント認定根拠には不確実さが残り, 活動間隔の信頼度はやや劣る.

Table 1. ^{14}C dates for samples from the Nakano trench. Lab. No.: analysis number by Beta Analytic Inc. (code number); Method: β means conventional β -counting dating; ^{14}C age: non-calibrated age using Libby's half-life of 5568 years. Possible age range of confidence level in 68.3% (1σ); Calender year: calibrated date range of confidence level in 68.3% (1σ), based on Stuiver and Reimer (1993).

Unit	Sample No.	Lab. No.	Material	Method	^{14}C age (1σ) (yBP)	Calender year (1σ)
2	IS14	Beta-136294	humus	β	790 ± 70	AD1195-1285
3a	IS15	Beta-136295	humus	β	1290 ± 70	AD665-785
3b	IS16	Beta-136296	humus	β	1090 ± 60	AD890-1005
3b	IS26	Beta-136788	humus	β	1220 ± 60	AD705-885
5	IS5	Beta-137344	humus	β	1260 ± 70	AD675-870
5	IS17	Beta-136301	humus	β	1260 ± 70	AD675-870
5	IS25	Beta-136787	humus	β	1490 ± 60	AD535-635
5	IS18	Beta-136297	humus	β	1830 ± 60	AD115-250
6b	IS11	Beta-136300	humus	β	3200 ± 80	BC1530-1405
7	IS7	Beta-136298	humus	β	4080 ± 80	BC2860-2485
7	IS9	Beta-136293	humus	β	4290 ± 60	BC2920-2880
8a	IS8	Beta-136299	humus	β	5020 ± 70	BC3940-3705
8b	IS6	Beta-136292	humus	β	3830 ± 70	BC2430-2150
8b	IS24	Beta-136786	humus	β	6940 ± 70	BC5880-5735

Fig. 6. Diagram for recent two surface-faulting events at the Nakano site. The last event that is newly found out and occurred in sometimes between 665-1275 years ago, is the most recent one for the fault group.

§ 4. 市之瀬断層群山麓断層の活動性評価

4.1 最新活動時期

中野トレンチで認定された、665～1275 cal.y.B.P (945～1275 cal.y.B.P) の山麓断層の最新活動は、遠田・他 (2000) によって報告された前縁断層 (上宮地トレンチ) の最新活動年代 3990～6270 cal.y.B.P. よりも明らかに新期の活動である。したがって、本報告による山麓

断層の最新活動が、市之瀬断層群の最新活動と考えられる。また、山麓断層の 1 回前の活動年代 (3355～4810 cal.y.B.P.) は、前縁断層の最新活動年代 3990～6270 cal.y.B.P. [遠田・他 (2000)] と良くオーバーラップしている。

4.2 平均変位速度

地形情報から見ると、断層を挟んだ低位段丘 I 堆積物 (約 2 万 5000 年前以降) の比高が 25 m 程度であることから、鉛直の平均変位速度は 1.0 mm/yr 以上である。段丘面の鉛直落差を傾斜スリップ (dip slip) に換算するために、地表断層崖付近の側方支持力の低下による断層面の低角化現象を重視すると、全体構造を代表する反射法探査結果 [阿部・他 (1999), 井上・他 (2000)] である傾斜角 50° を用いる方が、基盤変位の実態に近いと考えられる。これにより平均変位速度を求めると、1.3 mm/yr 以上となる。

次はトレンチ内だけに限定して考える。9 層は低位段丘 I 面構成層と考えられ、その比高は 3.3～3.4 m である。このことから、トレンチで確認できる断層の傾斜角 20° と 8b 層基底の年代値 (7685～7830 cal.y.B.P.) を用いた傾斜スリップ平均変位速度は 1.1 mm/yr となる。この値は、上記地形情報による値と矛盾しない。

最新活動分のスリップ量は正確に求まらない。現在トレンチ内で確認できるF1断層の傾斜スリップ量は約1.4~2 mである (Fig. 3のaおよびc)。これらは変位の最低値を示す。F1断層はトレンチ内より西側にまで連続し、また、断層上盤側の先端部が崩壊して消失している可能性が残るから、最新活動における実際の変位量はより大きいことが明らかである。そこで、以下のような推定を行った (Fig. 3およびFig. 5参照)。

まず、最新活動前の崖の形態は現在と同じ西上がりとする。また、トレンチ内で認められた断層面傾斜が西側まで連続し、最新活動前の断層先端部が、トレンチより西側で8a層の上面 (6a層の基底面) レベルにあったと仮定する (Fig. 5d)。崖は西上がりでありF1断層は逆断層であるから、断層先端部がこのレベルより低い位置にあったとは考えにくい。8a層上面の延長線とF1断層面延長線の交点と、現在確認できる断層先端部の間の距離は約3.7~4 mである (Fig. 3のbおよびd)。この値から、最新活動によるスリップ量は、断層先端部の消失分を除き最大約3.7~4 mと推定できる。上記の値と先述の活動間隔から平均変位速度を求めると0.9~1.8 mm/yrとなる。ただし、崩壊による消失分を正確に推定することは困難であり、実際はもう少し値が大きくなる可能性が残る。

以上をまとめると、低位段丘Iが約2万5000年前以降と若い堆積物であり、2万5000年前~1万年前と1万年前以降で変位速度が大きく変化したとは考えにくい。すなわち、トレンチ情報からみた平均変位速度は地形情報と比較的良く一致している。このことから、山麓断層の傾斜スリップの平均変位速度は2.0 mm/yrを越えないものと考えられる。

§5. 議 論

Fig. 7に地形・地質・トレンチ調査結果から得られた、市之瀬断層群の断層活動時期と平均変位速度のまとめを示す。上宮地地点における、前縁断層の最近1万年間の平均変位速度は、傾斜スリップで約0.5 mm/yrである [遠田・他 (2000)]。§1章でも述べたが、この値の問題点として、(1) トレンチで得られた過去2回のみの累積変位からの算出であること、(2) 山麓断層や他の並走する断層線上の変位を無視していること、(3) 撓曲崖の形成などの塑性変形分を考慮していないこと、が考えられる。この内、(1) はより長期での平均変位速度との比較の問題であり、地形面の対比・変位量の問題 (3) とほぼ同義である。ここでは、本研究で得られた情報を用いて、(2) と (3) について検討する。

5.1 地形・地質から見た前縁断層の平均変位速度

市之瀬断層群では、地形面の対比基準および変位基準となる情報があまり豊富でなく、韭崎岩屑なだれ堆積物 [河内 (1977)] などを用いて活動度が示唆されてきた [例えば澤 (1981)]。韭崎岩屑なだれ堆積物は約30万年前以前に堆積したハヶ岳の山体崩壊堆積物である [河内 (1977), 三村・他 (1982)]。世界的にも最大級の体積規模をもち [9km³: Ui *et al.* (1986)], 層厚も厚く分布も広い。巨摩山地山麓にはしばしば同種の堆積物の分布が認められ、変位基準として糸・静線南部の他地域でも広く用いられてきた [例えば澤 (1985) など]。

しかし、韭崎岩屑なだれ堆積物を、その堆積様式を考慮せずに変位基準とするのは問題がある。まず、韭崎岩屑なだれ堆積物は30万年前以前 [河内 (1977), 澤 (1981)] とされ、堆積物自体の年代値が直接得られていない。次に、岩屑なだれ堆積物はepisodicな堆積物であること、特徴的な岩相をもつことなど、重要な鍵層になる要件を備える一方、一般に層厚が大きく側方変化が激しい、上面は凹凸が著しいなどの特徴をもつ。また、地形的な凹凸を埋積したり、凹凸上を駆け上がる/乗り越えるなどの挙動を普通に示し [Voight *et al.* (1981), Ui *et al.* (1986)], 変位基準としてのマイナス面がある。1980年北米セントヘレンズ火山の噴火時に発生した体積2.3 km³の岩屑なだれ堆積物を例に挙げると、給源から20~25 km流走した地点でも50~60 m程度の斜面標高差を駆け上がっている [Voight *et al.* (1981)]。さらに岩屑なだれ堆積物の場合、ルーズな火山砕屑物からなるため堆積直後の物質再移動が盛んで、上面に大きな谷地形が形成され易いことや、流れ山状の起伏をもつ原地形を呈していた可能性が高いことが指摘できる。したがって浸食や崩壊により、堆積原面の比高は大きくなる傾向が強い。これらのことから、韭崎岩屑なだれ堆積物を変位基準とした比高は、実変位より大きい値を示している可能性が高い。

澤 (1981) は市之瀬断層群前縁断層付近から東へ3 km程離れた地点のボーリング資料を用い、前縁断層を挟んだ韭崎岩屑なだれ堆積物の比高が250~300 mに達すると考えた。しかし澤 (1981) が紹介したボーリング資料は、堆積物の上面が阿部・他 (1999), 井上・他 (2000) の反射法探査結果より130 m程度深い。上述したように韭崎岩屑なだれ堆積物の比高が、実変位より大きい値を示唆していること、局所的な地形の凹凸に堆積物上面の深度が左右されることから、この130 m程度の相違は、局所的な地形面の凹凸の影響による可能性が高い。また、この地点では市之瀬断層群とは別に、圧密を含む甲府盆地全体の沈降変動の影響も無視できない。

Fig. 7. Co-seismic surface faulting events and average slip rate of the Ichinose fault group, estimated from trench excavations, geomorphological correlation, and datings. (a) Co-seismic surface faulting events. The data of the Kamimiyaji site are after Toda *et al.* (2000). (b) Possible average slip rate for the fault group estimated from these excavation studies. (c) Maximum value of the average slip rate for each fault from the geomorphological correlation. Note that the slip rate for last 25,000 years is much higher than that for last 300,000 years, suggesting the increase of the faulting activity in the recent several ten thousands years.

したがって、澤 (1981) が推定した比高 250~300 m の議論は過大評価と考えられる。

以上を考慮した上で、30 万年前以降の前縁断層付近の平均変位速度を求めることにする (Fig. 7)。韭崎岩屑なだれ堆積物の上面は、低地側で地表下 70 m (標高 200 m 前後)、上盤側で標高 320~350 m 前後に存在していることから、鉛直変位量を 70~140 m、断層面の傾斜角を 30° [阿部・他 (1999), 井上・他 (2000)] として平均変位速度を求めると、鉛直で 0.25~0.5 mm/yr、傾斜スリップで 0.5~1.0 mm/yr である。したがって、過去 30 万年間で見る限り前縁断層の平均変位速度は 1.0 mm/yr を越えない。また、この韭崎岩屑なだれ堆積物を基準として求められる平均変位速度は、30 万年間における最大値として扱われるべきである。

次に、年代基準面であるテフラが認められる中位段丘 II およびその上位の低位段丘 I に着目する (Fig. 7)。中位段丘 II 面中には 70 m に達する比高をもつ崖が認められている (Fig. 1 の Loc. 1)。中位段丘 II 面中の Pm-I テフラが約 9~12 万年前前後の堆積物であることから、鉛直の平均変位速度は 0.63~0.83 mm/yr である。先程と同様に傾斜スリップを求めると 1.3~1.7 mm/yr となる。ただし、中位段丘 II 面は Pm-I テフラの堆積後離水していることから [澤 (1981)], 変位速度はより大きな値になる可能性も残る。

低位段丘 I 面上には比高 30 m に達する崖が存在する (Fig. 1 の Loc. 4)。この比高を断層活動による鉛直変位量と考え、鉛直の平均変位速度は 1.2 mm/yr 以上である。さらにこれを傾斜スリップに換算すると 2.4

mm/yr 以上となる。ただし、中野トレンチの変位速度推定値が、山麓断層における低位段丘 I 面の変位速度と調和的な結果であるから、低位段丘 I 面の年代は約 2 万 5000 年前頃と考えるのがもっともらしい。正確なことは不明であるが、低位段丘 I 面の堆積年代値が極端に若返らない限りにおいて、前縁断層では 3 mm/yr を越えないものと思われる。

5.2 市之瀬断層群全体の活動度

以下では山麓断層で推定された断層スリップ量を考慮し、市之瀬断層群の活動度を検討する (Fig. 7)。低位段丘 I 面以降の平均変位速度値として、山麓断層付近で 1.1~1.3 mm/yr (トレンチでは 0.9~1.8 mm/yr)、前縁断層付近が中位段丘 II 面で見れば 1.3~1.7 mm/yr 程度、低位段丘 I 面で見れば 2.4 mm/yr 以上である。山麓断層近傍では、地形面とトレンチ調査結果に大きな変位速度の相違は認められないことから (4.2 章)、上記の相違は前縁断層の撓曲成分を過小評価していることには依存する。このことは、遠田・他 (2000) の解釈が、前述の、(3) 撓曲崖の形成などの塑性変形分を考慮せず、市之瀬断層群前縁断層の活動度を過小評価していたことを示す。

市之瀬断層群全体の活動度として、前縁・山麓断層で地形面から求められたそれぞれの傾斜スリップの平均変位速度を単純に合算すると、3.5~3.7 mm/yr 以上 (最大で 5.0 mm/yr 以下) となる。両断層の間は最大で 2 km 程の離間距離があることから、この値が市之瀬断層群全体を反映しているものと思われる。

また、Fig. 7c をみると、市之瀬断層群では、若い時代

の変位基準地形面ほど平均変位速度が大きくなる傾向がある。特に前縁断層付近では、30 万年前以降の変位速度の最大値 ($< 1 \text{ mm/yr}$) は、2 万 5000 年前以降の値 ($\geq 2.4 \text{ mm/yr}$) と大きく異なっている。最近の時代でより観測精度が上がっていること、最近の平均変位速度の方が大きいことから、30 万年前の基準面が平均化された小さい値を示しているとは考えにくい。むしろ約 10 万年前以前はより小さな平均変位速度であったと推測できる。すなわち、市之瀬断層群が 10~数万年前以降から最近の時代にかけて、より活発化していることを示唆する。

隈元・池田 (1993) は、重力探査断面から地下構造を推定し、地形・地質情報と弾性変形モデルから $6.3 \sim 8.3 \text{ mm/yr}$ という平均変位速度を算出した。本研究の地形・地質およびトレンチ調査から得られた推定値は、この $6.3 \sim 8.3 \text{ mm/yr}$ とくらべ明らかに小さい。この相違の原因は、本研究の内容からだけでは十分に検討できない。しかし、隈元・池田 (1993) のモデルは池田・米倉 (1979) による San Fernando 断層の地下構造モデルを適用したもので、変位速度に影響が大きい地下構造そのものについて、検討が不十分という指摘がある [國友・志知 (1995)]。また、半無限弾性体中の弾性変形を仮定していること、変形部における変形前地形形状の影響を無視していること (低位段丘 I 面と中位段丘 II 面の原傾斜を同じと仮定)、変位基準である段丘面の年代が、その後の研究の進展により古くなっていること、山麓断層側へのスリップの分配を考慮していないこと、などの問題点が指摘できる。反射法探査の結果 [阿部・他 (1999)、井上・他 (2000)] が、隈元・池田 (1993) の想定した断層傾斜面角と異なっていることから、隈元・池田 (1993) の平均変位速度は過大評価をしている可能性があり、今後の厳密な検討が必要である。

§ 6. ま と め

市之瀬断層群の活動性を総合的に評価するため、市之瀬断層群の山麓部中野地区において、山麓-台地境界部の断層の活動性を地形・地質・トレンチ調査によって明らかにした。中野トレンチで認定された市之瀬断層群の最新活動時期は $665 \sim 1275 \text{ cal.y.B.P}$ ($945 \sim 1270 \text{ cal.y.B.P}$) であり、遠田・他 (2000) によって報告された最新活動年代 $3990 \sim 6270 \text{ cal.y.B.P}$ よりも明らかに新期の活動である。1 回前の活動年代は $3355 \sim 4810 \text{ cal.y.B.P}$ と推定され、遠田・他 (2000) の最新活動年代 ($3990 \sim 6270 \text{ cal.y.B.P}$) とオーバーラップする。ただし、このイベントの確度は最新活動より低い。平均変位速度は市之瀬断層群の山麓-台地境界部断層で地形・地質から 1.1

$\sim 1.3 \text{ mm/yr}$ 程度であり、トレンチ調査による推定値 ($0.9 \sim 1.8 \text{ mm/yr}$) はこの値と矛盾していない。前縁断層では、中位段丘 II 面で見れば $1.3 \sim 1.7 \text{ mm/yr}$ 程度、低位段丘 I 面で見れば 2.4 mm/yr 以上である。前縁・山麓断層を合わせて市之瀬断層群全体の平均変位速度は約 $3.5 \sim 3.7 \text{ mm/yr}$ 以上 (最大 5 mm/yr 以下) と推定された。以上から市之瀬断層群の活動度は A 級にランクされる。

なお、筆者らは糸-静線南部の白州断層・鳳凰山断層においても、同様の地形・地質・トレンチ調査を行っている。これらを含めた糸-静線南部の全体活動の総括については、稿を改めて報告する予定である。

謝 辞

元(財)原子力発電技術機構垣見俊弘氏、山梨大学今泉俊文氏、山口大学金折裕司氏、広島大学奥村晃史氏、産業技術総合研究所(産総研)活断層センターの佃 栄吉・下川浩一両氏、東京都立大学山崎晴雄氏には、現地にて貴重なコメントをいただきました。澤 祥氏(鶴岡工業高等専門学校)および吉岡敏和氏(産総研活断層センター)による大変丁寧な査読、編集委員の小松原琢氏(産総研地球科学情報研究部門)のコメントにより、原稿は大幅に改善された。以上の方々に記して深く感謝いたします。

本論は、電力共通研究「地震規模評価のための活断層調査法の高精度化研究(その 2)」の研究成果の一部をまとめたものである。研究をすすめるにあたり、中部電力(株)をはじめとする電力 10 社の支援を頂いた。

文 献

- 阿部信太郎・遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄, 1999, 糸魚川・静岡構造線活断層系南部域・市ノ瀬断層における反射法地震探査, 1999 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 CD-ROM, Sb-P009.
- 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫, 1995, 南九州, 始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流の炭化木片の加速器 ^{14}C 年代, 第四紀研究, **34**, 375-377.
- 池田安隆・米倉伸之, 1979, San Fernando 地震の断層モデル: 断層面のおれまがりとその地学的意義, 地震 **2**, **32**, 477-488.
- 今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆, 1998, 1: 25,000 都市圏活断層図「甲府」, 国土地理院技術資料 D. 1-No. 355.
- 井上大栄・宮腰勝義・遠田晋次・三浦大助・阿部信太郎・上田圭一・青柳恭平・幡谷竜太, 2000, 糸魚川-静岡構造線活断層系の活動性解明に向けて, 月刊地球号外, **28**, 101-112.
- 活断層研究会, 1991, 新編「日本の活断層一分布と資料

- 一], 東京大学出版会, 437 pp.
- 河内晋平, 1977, 地域地質研究報告, 1/50,000 図幅「ハヶ岳地域の地質」, 地質調査所, 92 pp.
- 隈元 崇・池田安隆, 1993, 南部フォッサマグナ, 甲府盆地の低角逆断層の地下構造とネットスリップ, 地震 2, **46**, 245-258.
- 國友孝洋・古本宗充, 1995, 爆破地震動観測による甲府盆地の地下構造, 地震 2, **48**, 27-36.
- 國友孝洋・志知龍一, 1995, 重力異常から見た甲府盆地の境界断層, 地震 2, **48**, 439-450.
- 小林武彦, 1993, 御嶽火山の活動史と噴出物の体積計測. 文部省科学研究費「火山災害の規模と特性」報告書, 87-96.
- 町田 洋・新井房夫, 1992, 火山灰アトラス—日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 267 pp.
- 松田時彦, 1998, 活断層からの長期地震予測の現状—糸魚川-静岡構造線活断層系を例にして—, 地震 2, **50**, 23-33.
- Matsumoto, A. and T. Kobayashi, 1995, K-Ar determination of late Quaternary volcanic rocks using the “mass fractionation correction procedure”: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **125**, 123-135.
- 三村弘二・河内晋平・藤本丑雄・種市瑞穂・日向忠彦・市川重徳・小泉光昭, 1982, 自然残留磁気から見た韮崎岩屑流と流れ山, 地質雑, **88**, 653-663.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英二, 1998, 糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動—神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査—, 地震 2, **50**, 35-51.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉, 1994, 糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の断層活動—牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査—, 地震 2, **46**, 425-438.
- 澤 祥, 1981, 甲府盆地西縁・南縁の活断層, 地理学評論, **54**, 473-492.
- 澤 祥, 1985, 中部フォッサマグナ西縁, 富士見周辺の活断層, 地理学評論, **58**, 695-714.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄, 1995, 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ, 構造図, 11, 地質調査所.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1997, 糸魚川-静岡構造線活断層系の調査結果と評価について, 地震調査委員会報告集—1995年7月~1996年12月— (同委員会編), 501-510.
- Stuiver, M. and P. J. Reimer, 1993, Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, Radiocarbon, **35**, 215-230.
- 田力正好・池田安隆・澤 祥・今泉俊文・東郷正美, 1998, 1:25,000 都市圏活断層図「韮崎」, 国土地理院技術資料 D. 1-No. 355.
- 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大榮, 2000, 糸魚川-静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動—白州・下田井・市之瀬断層群トレンチ調査—, 地震 2, **52**, 445-468.
- Ui, T., H. Yamamoto, and K. Suzuki-Kamata, 1986, Characterization of debris avalanche deposits in Japan, J. Volcanol. Geotherm. Res., **29**, 231-243.
- Voight, B., H. Glicken, R. J. Janda, and P. M. Douglass, 1981, Catastrophic rockslide avalanche of May 18, in The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington (Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R., eds.), Geol. Surv. Prof. Paper 1250, 347-378.