糸魚川-静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動

——白州断層・下円井断層・市之瀬断層群トレンチ調査——

(財)電力中央研究所地質部* 遠田晋次†・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄

Recent Surface Faulting Events along the Southern Part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line

—Trenching Survey of the Hakushu Fault, the Shimotsuburai
Fault and the Ichinose Fault Group—

Shinji TODA, Daisuke MIURA, Katsuyoshi MIYAKOSHI and Daiei INOUE

Department of Geology, Central Research Institute of Electric Power
Industry, 1646 Abiko, Abiko-shi, Chiba 270-1194, Japan

(Received June 1, 1999; Accepted January 13, 2000)

The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) in central Japan is a complex 150 km-long fault system consisting of north-trending east-dipping reverse, northwest-trending left-lateral strike-slip, and north-trending west-dipping reverse faults. To help to resolve segmentation and to estimate the magnitude of future shocks on the ISTL, we conducted four trench excavations across the Hakushu fault, the Shimotsuburai fault, and the Ichinose fault group in the southern part of the ISTL, where no paleoseismological data for the surface faulting had been available. On the trench walls at the Hakushu fault, we found the evidence for the most recent surface-rupturing event occurring sometime between 6,650 and 7,000 cal. y.B.P. (BC 4700–BC 5050) with approximately one meter of coseismic slip. On the Shimotsuburai fault, we exposed evidence for three events at two trench sites. The low-angle thrust faults and associated sediments record the most recent and the penultimate events occurring between 1,370 and 2,500 cal. y.B.P. (AD 580–BC 550), and between 7,940 and 8,430 cal. y.B.P. (BC 5990–BC 6480), respectively. Vertically offset terrace gravels indicate the dip-slip rate of the Shimotsuburai fault to be about 0.5 mm/yr during the past 22,000 years. We also found evidence for the most recent two surface-faulting events on the scarp of the frontal fault of the Ichinose fault group. The most recent event, which accompanied a coseismic slip of 1.8–2.2 m, is inferred to have occurred sometime between 3,990 and 6,270 cal. y.B.P. (BC 2040–BC 4320). The penultimate event, which appears to have a coseismic slip of 2.1–3.0 m, is constrained to have occurred between 9,520 cal. y.B.P. (BC 7570) and 10,930 y.B.P. The recurrence time and slip rate are roughly estimated as 5,000 years and 0.5 mm/yr, respectively. Regarding the long elapsed time since the most recent events, the Hakushu fault and the Ichinose fault group have accumulated enough strain to produce surface-rupturing earthquakes today. Based on such long recurrence times and lower slip rates on the southern ISTL relative to the central ISTL, we suggest that multiple segment ruptures of the central and southern ISTL are unlikely to have occurred during the past 10,000 years. However, partial synchronization of rupture timings for the central and southern ISTL might have occurred around 7,000 y.B.P. though. To evaluate the fault activity in the southern ISTL more precisely and to consider fault interaction with central ISTL, we still need to investigate other fault strands of the southern ISTL, and to gather more paleoseismic evidence.

Key words: Active fault, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Fault segmentation, Paleoseismology.

* 〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子 1646

† 現在: 東京大学地震研究所

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

Present address: Earthquake Research Institute,
University of Tokyo, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku,
Tokyo 113-0032, Japan

§ 1. はじめに

大地震の規模は、その地震の際に活動した断層の長さや変位量に比例することが経験的に知られている [例えば、松田 (1975), Wells and Coppersmith (1994)]. 将来発生する地震の規模を適確に評価するには、その地震に伴って活動する断層 (起震断層セグメント) の長さを予測することが重要となる。活断層の密集する日本列島では、個々の活断層として評価すれば長さが短い場合でも、隣接する断層と連動して活動することによって、大規模な被害地震が発生する (例えば、濃尾地震)。一方、先第三紀を起源とする地質構造線沿いでは、中央構造線活断層系など、既にグルーピングされている大規模活断層系が存在する。大規模活断層系からは濃尾地震 (M 8.0) を上回る巨大内陸地震を発生させる可能性が指摘されている [例えば、総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1997)]. したがって、より高精度な地震危険度評価を行うには、延長の短い断層については個々の断層間の相互作用を考慮してグルーピングを行う必要があるし、逆に大規模活断層系についてはセグメンテーションが可能かどうかを検討する必要がある。これらの検討は単に地震規模の大小のみならず、地震規模の多様性と地震頻度、すなわち今後の地震確率評価にも関わってくる問題でもある [例えば、Working Group on California Earthquake Probabilities (1995)].

本稿で取り上げる糸魚川-静岡構造線活断層系は後者にあたる。つまり、起震断層セグメントの単元の識別が可能か、もしくは一括放成型 [松田 (1976)] とすべきかが問題となる大規模断層系である。そのためには、断層系全体を通して余すところなく、変位速度や最新活動時期、活動間隔などの古地震学的なデータを収集し、それを適確に地震危険度評価に反映させる必要がある。

Matsuda (1977) は、糸魚川-静岡構造線活断層系に近い将来の被害地震が想定される要注意断層の1つとした。その理由は、活動的な断層にも関わらず最新活動時期に対応する歴史地震が見当たらないこと、つまり、最新活動時期からの経過時間が長いことによる。その後、1980年代後半から中部区間 (以下、区間区分は§2を参照) でトレンチ調査が行われてきたが、糸魚川-静岡構造線活断層系が活動的で危険であることは、中部北端の牛伏寺断層の調査で初めて証明された [奥村・他 (1994)]. 牛伏寺断層では最新活動時期が西暦841年の歴史地震 [宇佐美 (1987)] にあたる可能性が指摘されたが、その経過時間は、トレンチ調査から得られた活動間隔515-840年 [奥村・他 (1994)] を大きく上回っていたからである。さらには、北部~中部区間のほとんどの地点で、最新活動時期が約500~1,500年前の時期に特

定されることが示された [糸静線活断層系発掘調査研究グループ (1988), 奥村・他, (1996), 奥村・他 (1998) など]. この結果に基づき、総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1997) は、牛伏寺断層の地震時の単位変位量6~9mと平均変位速度を重視した見積もりや、断層系全長140kmが同時に活動した [一括放成型、松田 (1976)] 場合を想定した検討を行い、最大地震規模を $M=8\frac{1}{2}$ とした。また、松田 (1998) は、断層長による評価のみならず、上記の牛伏寺断層の平均変位速度と活動間隔を重視して、Shimazaki and Nakata (1980) のすべり量予測モデルを用い、予想される地震規模を $M=8.3$ と見積もった。

地震危険度評価において、考える最大級の地震規模を想定することは防災上重要であることには違いない。しかしながら、既存の中北部のデータのみで、次回糸魚川-静岡構造線活断層系全体が同時に活動すると結論づけることはできない。その理由は、断層系の南部に至っては古地震データが皆無であり、評価は不可能だからである。また、中北部だけをみても、各地点、断層ごとに活動間隔や活動時期が明らかに異なっている [奥村・他 (1998)]. したがって、糸魚川-静岡構造線のセグメンテーション問題を解決し、適確に地震規模と頻度を予測するためには、今後の北部~中部のデータの拡充とともに、南部の活動履歴・活動性の解明が必要である。

以上の背景のもと、筆者らは、糸魚川-静岡構造線活断層系 (Fig. 1) のセグメンテーション問題の解明と地震危険度評価に寄与することを目的とし、活動履歴に関するデータの得られていない断層系南部を対象に調査・研究を行った。以下では、白州断層、下円井断層、市之瀬断層群で実施したトレンチ調査結果について詳しく報告し、南部の活動性を評価する。また、中北部との関係について若干の考察を行う。

§ 2. 糸魚川-静岡構造線活断層系南部の概要

糸魚川-静岡構造線活断層系は、小淵沢以南の南北走向、西傾斜の逆断層区間 (南部)、小淵沢-松本間の北西-南東走向、左横ずれが卓越する区間 (中部)、および松本以北の南北走向、東傾斜の逆断層区間 (北部) に大別される [奥村・他 (1998)]. 断層形態や変位センスは異なるものの、全区間を通して中部日本の東西短縮場に調和的な変形を示している。一方、平均変位速度は区間および断層により異なる。中部区間では、牛伏寺断層で変位速度が最も速く8~9 mm/yr [Ikeda and Yonakura (1986), 奥村・他 (1994)], 同区間の他の断層上で1~5 mm/yr程度とされている。逆断層からなる北部区間、南部区間の変位速度は、地形・地質データから、それぞ

Fig. 1. a) Distribution of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) active fault system [after SHIMOKAWA *et al.* (1995)]. b) Distribution of the active thrust faults in the southern ISTL and trench sites in this study. There are two parallel-running thrust fault systems. The Hakushu, Hououzan, Onajika-toge faults are almost identical to the geologically-defined Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. Otherwise, the Shimotsuburai fault and the Ichinose fault group which fault landforms are more prominent than the western thrust system are extending along the western margin of the Kofu basin. Background topographic map is arranged using the Digital Map 50 m Grid (Elevation) of the Geographical Survey Institute.

れ 2~3 mm/yr, 1~2 mm/yr と推定されている [活断層研究会(1991)]. ただし, これらは鉛直変位成分(落差)の見積もりであり, 断層の傾斜によってはネットスリップがこの数倍以上となるため, 牛伏寺断層で得られた平均変位速度に匹敵するという指摘 [隈元・池田(1993)] もある.

本稿で扱う糸魚川-静岡構造線活断層系南部は, 活断

層研究会(1991)によれば, 2列もしくは部分的に3列以上で並走する逆断層群として記されている(白川断層南延長にも南北走向の逆断層を複数記載している). 主として西側に分布する断層群(竹宇断層, 大坊断層, 鳳凰山断層, 大ナジカ峠断層, 櫛形山断層群)は, その大部分が地質構造境界としての糸魚川-静岡構造線上にみいだされており, 東側に列をなす下円井断層, 市之瀬断

層群とは5~10 km 離れている (Fig. 1). 活動度は, A 級とされる市之瀬断層群を除き, おおむね B 級とされている.

下川・他 (1995) は独自の調査と既存の文献に基づき南部地区の活断層をまとめている. 彼らも西側の地質構造線沿いに部分的に推定活断層を図示しているが, 断層鞍部地形を除き, 段丘面の変位地形の可能性を記述しているのは1箇所のみである. 活断層研究会 (1991) による大ナジカ峠断層と櫛形山断層は図示していない. 東側の逆断層については, 変位地形についての詳細な記載を行い, 北から白州断層 [活断層研究会 (1991) の竹宇断層, 大坊断層にあたる], 下田井断層, 市之瀬断層群に3つに区分・定義した.

1:25000 都市圏活断層図「茅野」[澤・他 (1998)], 「韭崎」[田力・他 (1998)], 「甲府」[今泉・他 (1998)] でも, おおむね下川・他 (1995) 同様, 大坊断層 (白州断層) より南の地質構造線沿いの分布を指摘していない. すなわち, 糸魚川-静岡構造線活断層系の南部では, 新期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みている.

なお, 本研究では, 断層系南部を構成する断層の名称・区分を下川・他 (1995) にしたがった. 以下に, 白州断層, 下田井断層, 市之瀬断層群のトレンチ調査結果について順に記す.

§ 3. 白州断層, 大坊地区トレンチ調査結果

白州断層は, 山梨県北巨摩郡白州町の山麓に位置し, ほぼ南北走向に断続的に約8 km の長さで分布している. 白州断層の地形分類および変位地形の記載は澤 (1985) に詳しい. 同断層北部の釜無川本流に近い部分は, 推定されている地質境界としての糸魚川-静岡構造線と一致しており, 甲斐駒ヶ岳花崗岩体と扇状地の境界部分に明瞭な断層崖として認識される. 段丘面の食い違いから推定される西側隆起の鉛直変位速度は0.1~0.5 mm/yr とされている [澤 (1985)].

3.1 掘削地点の概要

白州断層では, 断層最南端の白州町大坊地区でトレンチ調査を行った (Fig. 1, Fig. 2a). 調査地点は, 東に緩く傾斜した扇状地面上的断層崖である. 断層崖は北西-南東方向に直線的に約1 km のびており, その比高は約10 m で, 西側が隆起している. 下川・他 (1995) により中位段丘面 (M2 面) の約8 m の垂直変位が記載されている地点にあたる. トレンチはこの断層崖の北西端の林道脇の杉林中に位置し, 断層崖中腹部から下端部にかけて約20 m の長さで掘削された (Fig. 2b).

Fig. 2. a) Topographic map showing fault scarps of the Hakushu fault and the location of the Daibo trench site. Base map is 1/25,000 topographic map "Nagasaki-Kamijo" of the Geographical Survey Institute. Dashed lines indicate lineaments. The solid line indicates a fault scarp. b) Detailed topographic map at Daibo trench site. The location is shown in Fig. 2a as a white box on the fault scarp. Contour interval is 0.5 meter. The trench was excavated across the middle flank to lower edge of the east-facing fault scarp.

3.2 トレンチ壁面の地質

トレンチ壁面のスケッチを Fig. 3 に示す. また, 放射性炭素同位体年代測定 (以下, ^{14}C 年代測定) 結果を Table 1 にまとめ, Fig. 3 に示した.

大坊トレンチでは, 基質がローム質で花崗岩の砂礫からなる砂礫層 (5 層~9 層) とそれを覆う厚い腐植土層 (1 層~4 層) が観察された. さらに断層崖下端部分において, これらの地層を変位させている複数の断層 (F1, F2) が認められた. なお, 9 層については, 6~8 層との上下関係が直接観察できなかったものの, その固結度と構成礫の風化度等を考慮して最下位層とした.

ここでは F1 断層を複数の断層群の総称として定義・図示した. 実際には, 北側壁面では2条 (F1-a, F1-b), 南側壁面では4条 (F1-a, F1-b, F1-c, F1-d) の断層として観察された. また, それらは先端部分で複雑に枝分かれしている. この F1 断層は全体として9層と5層を境し, 北側壁面では4層に, 南側壁面では1層に直接覆われ

Fig. 3. Detailed logs of the Daibo trench across the Hakushu fault. The log of the south wall is flipped over horizontally to compare with the north wall. A vertical increment in grid is one meter measured vertically so that the log with 60° – 80° steep inclination is projected to the actual depth. Sediments are divided into 9 units and labeled 1 to 9 in descending order. 1: black, sandy humic soil, 2: reddish gray sandy humic soil, 3: black, massive, sandy humic soil, 4: dark brown, humic loamy sand with granules, 5: granules and sub-rounded pebbles of weathered granite in brown loamy sand matrix, 6: sub-rounded pebbles and cobbles of weathered granite, 7: yellow brown, pebbly loamy sand, 8: sub-rounded pebbles and cobbles, with normal grading, 9: Sub-angular to well rounded pebbles and cobbles in brown sand matrix. Tiny white squares in units 1, 2, 3, and 4 indicate sampling points for radiocarbon dating. Their uncalibrated radiocarbon years B.P. are shown with the sampling points. Label such as F1-a indicates an identified fault. We interpret the most recent event occurred at the timing between units 2 and 3 (sometime between $5,870 \pm 60$ y.B.P. and $6,050 \pm 80$ y.B.P.), because the event horizon is identified as the distinct movement of the fault F2. The penultimate event is corresponding to the last movement of the fault F1, which might also slip insignificantly at the most recent event, and interpreted to have occurred shortly before about 10,000 years B.P.

る。両壁面でみられるF1断層を結ぶ走向は約N20°W前後で、断層崖の走向におおむね一致する。ただし、壁面での実測値は走向傾斜ともにばらつきが大きい。傾斜は 15° – 35° Wである。

F2断層は、F1断層より前縁(東側)に位置し、F1断層に比べて全体として低角(5° – 10° W)である。ただし、北側壁面の5層中では若干急角度で、 25° – 30° Wの傾斜となる。南側壁面では1条であるのに対し、北側壁面では山側にさらに1条認められる。南側では逆断層

センスで4層、5層を断層沿いに約1m弱変位させている。北側壁面ではF2断層沿いの断層変位の検出はむずかしい。両壁面とも、3層最下部も同様に変位させているのが観察された。しかし、3層は無層理塊状の黒色腐植土であるため、F2断層は3層中で上方に追跡できなくなる。

3.3 イベント層準の認定と年代

F1断層はその剪断面の多さと複雑さから、1度の地震ですべて生じたものではなく、複数回の活動の痕跡で

Table 1. Radiocarbon dates for samples from Daibo trench.

Lab. No.: analysis number (code number) by Beta Analytic Inc. Method: AMS means accelerator mass spectrometer dating. β means conventional β -counting dating. ^{14}C age: uncalibrated age using Libby half-life of 5568 years. Possible age range of confidence level in 68.3% (1σ). Calendar year: calibrated date range of confidence level of 68.3% (1σ), based on Stuiver and Reimer (1993). *** means out of range.

Sample No.	Lab.No.	Unit	Material	Method	^{14}C age (1σ) (y.B.P.)	Calendar year (1σ)
No.1	Beta-123235	3	humic soil	AMS	8,120 $\pm$ 50	BC 7255-7005
No.2	Beta-123236	3	humic soil	AMS	6,510 $\pm$ 50	BC 5495-5320
No.3	Beta-123237	2	humic soil	AMS	3,780 $\pm$ 50	BC 2335-2030
No.4	Beta-123238	1	humic soil	AMS	1,930 $\pm$ 50	BC 20- AD 220
No.5	Beta-123239	4	humic soil	AMS	10,130 $\pm$ 50	***
DB-01	Beta-124549	2	humic soil	β	5,870 $\pm$ 60	BC 4805-4700
DB-02	Beta-124550	3	humic soil	β	7,670 $\pm$ 60	BC 6485-6425
DB-03	Beta-124551	3	humic soil	β	7,890 $\pm$ 60	BC 6755-6600
DB-39	Beta-126451	3	humic soil	β	6,050 $\pm$ 80	BC 5050-4840
DB-40	Beta-126452	3	humic soil	β	6,090 $\pm$ 80	BC 5070-4915
DB-41	Beta-126453	3	humic soil	β	6,180 $\pm$ 80	BC 5235-4985
DB-42	Beta-126454	3	humic soil	β	6,310 $\pm$ 80	BC 5305-5220

ある可能性が高い。最も、両壁面とも断層を介して9層が5層に衝上していることから、5層堆積後に断層運動があったことは確実である。北側壁面ではF1断層は4層を切っておらず、4層に覆われているので、F1断層が動いたと考えられる時期は5層堆積後4層堆積前と推定できる。ただし、4層の北側壁面における分布はF1断層上方延長付近で上に凸を示し、南側壁面では東側に急傾斜した形状を示すことから、F1断層全体もしくは周辺域の撓曲による変形が4層堆積後に生じた可能性が高い。4層と3層の間に斜面が平滑化された痕跡がみられないことから、その時期は、3層堆積後のF2断層が変位した最新活動時期にあたると考えられる。これは、F2断層の変位に伴う上盤側の変形として説明できる。明確にF1断層が動いた5層堆積後4層堆積前のイベントは、4層最下部から得られた ^{14}C 年代値が10,130 $\pm$ 50 y.B.P.を示すことから、約1万年前頃に発生したものと推定される。

F2断層については、南側壁面で3層最下部までの明瞭な逆断層変位が確認されている。肉眼ではこれより上方に追跡不可能となるが、3層を覆う2層、1層は明らかに変位を受けていない。F2断層に沿う4層/5層境界と3層/4層境界の変位量はほぼ等しく、断層変位の上方せん滅化 [dieout up: BONILLA and LIENKAEMPER (1991)] を示す証拠がないため、3層全体を変位させている可能性が高い。また、3層中にはプリズム層 (col-

luvial wedge) 状の粗粒堆積物はまったくみられない。さらに2層/3層の境界面は、両壁面ともF2断層の上方延長部分西側で膨れ上がり、延長部分東側で急激に落ち込んでおり、3層に逆断層運動による変形を示すと思われる構造が認められる。以上のことから、F2断層は3層堆積後に約1 m 弱の逆断層運動を行い、その後の地表面を2層が埋積したものと推定される。したがって、このイベントの年代は、3層の最新年代値と2層の最も古い年代値の間と考えられ、5,870 $\pm$ 60 $\sim$ 6,050 $\pm$ 80 y.B.P. (暦年補正年代, BC 4700 $\sim$ BC 5050) に特定される。この年代が大坊地点での白州断層の最新活動時期と考えられる。

3.4 活動性評価

大坊トレンチ壁面で観察された最新活動時のF2断層沿いの傾斜方向沿いのスリップは約1 mである。白州断層沿いには横ずれ変位を示す断層地形は見当たらないので、この変位量はネットスリップである可能性が高い。ただし上述のようにF2断層の上盤側にあたるF1断層周辺では塑性的に変形した可能性が高いため、ここでの変位量は白州断層の地震時単位変位量の最小値として扱う必要がある。

澤 (1985) は断層沿いの中位段丘面の比高から、白州断層の平均変位速度を0.1 $\sim$ 0.4 m/yrと推定した。この値は断層崖沿いの鉛直累積変位のみによる算出値であり、ネットスリップを考慮したものではない。仮に、大

坊トレンチで認められた最新活動に先行する活動を約1万年前とし、地震時単変位量を1mとすると、1万年間の総変位量が2mとなる。つまり、断層沿いの平均変位速度は0.2 mm/yrと見積もられる。トレンチ壁面で観察される断層面の角度は $5^{\circ} \sim 35^{\circ}$ であるので、鉛直成分の平均変位速度は、0.02~0.11 mm/yrと計算される。これは、上記の澤(1985)による中位段丘面からの算出値の下限程度であり、変位地形からの推定との間に大きな矛盾はない。

活動間隔については、最新活動時期に先行するイベント年代を精度よく特定できなかったため、正確に見積もることはできない。ただし、活動間隔の最短を推定することは可能で、最新活動に先行する活動を約1万年前とした場合、最新活動時期との間隔は約4,000年となる。最新活動時期から現在までの経過時間約7,000年は、この活動間隔を上回っている。

§ 4. 下円井断層、戸沢地区および旭町山寺地区トレンチ調査結果

下円井断層は巨摩山地の東縁、釜無川西岸沿いに位置し、比較的明瞭な直線的リニアメントが存在する。断層に沿う地形分類、変位地形の記載は浅川・平川(1986)により詳述されている。また、平川・他(1989)、小山(1989)は本断層のいくつかの断層露頭の記載を行っている。これらの研究により、下円井断層は全長約12 kmの東落ち西傾斜の低角($20^{\circ} \sim 45^{\circ}$)逆断層と推定されている[活断層研究会(1991)]。北部の段丘面上の低断層崖から求められた活動度はB~C級だが、並走する断層が地下で合流しA級の活動度となる可能性も指摘されている[浅川・平川(1986)]。

4.1 戸沢地点の概要

戸沢地点は下円井断層の北部の下円井に位置する(Fig.1, Fig. 4)。本地点は、大塚(1941)、平川・他(1989)により記載された戸沢川の衝上断層露頭の対岸(南側)約100 mの地点にあたる。掘削地点は分布の極めて狭い段丘面となっており、戸沢川右岸の水田[平川・他(1989)による最低位沖積段丘]から約10 m、河床からは約15 m程度の高さにある。

今回の調査では、推定断層位置を横切るように、山麓斜面末端から段丘面、さらに最低位沖積段丘面へつづく段丘崖にかけてトレンチを掘削した。

4.2 戸沢トレンチ壁面の地質

トレンチ壁面のスケッチをFig. 5に示す。また地層の ^{14}C 年代をTable 2にまとめた。

トレンチ内で観察された堆積物は、主として段丘構成礫層、ローム質層、腐植土層からなり、色調、組成、連

Fig. 4. a) Topographic map showing fault scarps of the Shimotsuburai fault at Shimotsuburai, and the location of the Tozawa trench site. Base map is 1/25,000 topographic map "Nirasaki" of the Geographical Survey Institute. b) Topographic map showing fault scarps of the Shimotsuburai fault at Asahimachi, and the location of the Tozawa trench site. Base map is 1/25,000 topographic map "Nirasaki" of the Geographical Survey Institute. See Fig. 1 for locations of these two sites on the entire Shimotsuburai fault.

続性などにより12の層序ユニットに分けられる。断層はトレンチのほぼ中央付近に認められた。断層は複数条みられ(F3-1~F3-5)、明瞭な逆断層運動の痕跡が確認された。また、山地側(西側)では2条の副次的と考えられる断層(F1, F2)が認められた。

これらの断層を境に、堆積物の種類・分布が大きく異なる。主として掘削面の段丘を構成する礫層12層は、F3断層により、その最上部が2.8~3.7 m鉛直に変位している(Fig. 5の落差e)。この12層から年代値は得られていないが、10層の最下部で21,780 y.B.P.の年代値が得られており、12層がこれより古いことは明らかである。12層の最上面は断層下盤側で9層に水平・整合に

Fig. 5. Detailed logs of the Tozawa trench across the northern Shimotsuburai fault. The format of the log is the same as Fig. 3. Sediments are divided into 12 units and labeled 1 to 12 in descending order. 1: gray, clayey humic soil, 2: yellow brown, sandy silt with pebbles (talus deposit), 3: sandy silt, 4: dark brown, massive humic soil, 5: sub-angular granules and pebbles in silty sand matrix, 6: brown, loamy sand with pebbles and cobbles, 7: planar-bedded granules and pebbles in sand matrix showing upward coarsening, 8: blackish brown, massive humic soil with rare pebbles and cobbles, 9: brown, massive loamy sand or humic soil with rare pebbles and cobbles, including lenses of humic soil, 10: massive medium- to coarse-grained loamy sand with rare pebbles and cobbles, 11: massive loamy sand in the upper part, and parallel-bedded sandy gravel in the lower part, 12: weakly-stratified, angular to sub-rounded pebbles and cobbles in coarse sand and granules. Labels a through d with the faults indicate offsets along the faults, meanwhile label e indicate throw of the top of units 12.

Table 2. Radiocarbon dates for samples from Tozawa trench.
See Table 1 for explanations of the format.

Sample No.	Lab.No.	Unit	Material	Method	¹⁴ C age (1σ) (y. B. P.)	Calender year (1σ)
ST-S-C0	Beta-124570	1	humic soil	β	modern	***
ST-S-C4	Beta-124572	1	humic soil	β	modern	***
ST-S-C8	Beta-127070	1	humic soil	β	1,110±70	AD 857-993
ST-S-C2	Beta-124570	3	wood	AMS	90±50	AD 1690-1753 AD 1815-1925
ST-S-C5	Beta-124968	4	humic soil	β	1,180±70	AD 780-970
ST-S-C9	Beta-124571	4	humic soil	β	1,020±70	AD 955-1124
ST-S-C10	Beta-127072	4	humic soil	β	1,550±70	AD 444-583
ST-S-C7	Beta-127069	5	humic soil	β	1,170±60	AD 794-947
ST-S-C11	Beta-127138	8	humic soil	β	3,310±70	BC 1670-1505
ST-S-C6	Beta-124968	8	humic soil	β	3,940±60	BC 2485-2335
ST-S-C15	Beta-127142	8	humic soil	β	4,190±70	BC 2890-2845 BC 2830-2620
ST-S-C12	Beta-127139	8	humic soil	β	4,220±60	BC 2895-2865 BC 2810-2695
ST-S-C16	Beta-127143	8	humic soil	β	4,290±70	BC 2920-2880
ST-N-C1	Beta-123931	8	humic soil	β	4,370±70	BC 3070-2900
ST-S-C17	Beta-127144	8	humic soil	β	5,200±60	BC 4045-3960
ST-S-C13	Beta-127140	8	humic soil	β	5,760±80	BC 4725-4505
ST-S-C18	Beta-127145	8	humic soil	β	6,260±60	BC 5260-5205 BC 5170-5135 BC 5110-5095
ST-S-C14	Beta-127141	8	humic soil	β	7,250±80	BC 6160-5985
ST-S-C21	Beta-127148	9	humic soil	β	8,260±120	BC 7450-7050
ST-S-C1	Beta-124421	9	humic soil	AMS	10,090±40	***
ST-N-C4	Beta-124571	9	humic soil	β	7,930±80	BC 7000-6615
ST-N-C3	Beta-123933	9	humic soil	β	8,310±70	BC 7450-7270
ST-S-C3	Beta-124573	9	humic soil	β	7,630±90	BC 6480-6385
ST-N-C2	Beta-123932	9	humic soil	β	9,690±190	***
ST-W-C1	Beta-124423	10	humic soil	AMS	21,850±80	***

被覆されるが、上盤側では東に 20°~40°傾斜した 9 層に覆われる。9 層は腐植土化したレンズを 2 枚 (9a 層, 9b 層) 挟むが、全体としては無層理塊状で淘汰が悪く、段丘面と山側斜面との境界に厚く分布していることから、崩積土と考えられる。つまり、上記の傾斜は断層運動による変形だけでなく、崩積土特有の初生的な傾斜も含まれていることが考えられる。9 層については、このように層相や傾斜は異なるものの、上盤側の腐植土層の年代 (10,090~7,630 y.B.P.) と下盤側の年代 (7,900~8,300 y.B.P.) とに矛盾はみられない。8 層は上盤側断層近傍で引きずりによる塑性変形を示し、断層近傍で厚く

なる傾向がみられる。また 8 層は、9 層までを変位させている F3-2 断層、F3-4 断層を覆う。7 層は 8 層を整合的に覆い、F3-3~F3-5 断層によって切られている。また 7 層は、8 層の地形崖に水平にアバット堆積しており断層より山側には分布しない。5 層以降の新しい堆積物は、7 層、8 層を明瞭に変位させている F3-4 断層、F3-5 断層を覆い、変形を被っていない。

4.3 戸沢トレンチにおけるイベント層準の認定と年代

上述の地質観察により、戸沢トレンチで過去 3 回の断層活動を読み取った。以下に新しいイベントから順に述

べる。

イベント I (最新活動): このイベントは F3-3~F3-5 断層の最新の変位によるもので、下円井断層の最新活動にあたと推定される。すなわち、このイベントは 7 層堆積後 5 層堆積前に発生したと考えられる。今回 7 層からは年代値が得られていないため、イベントの下限年代値は 8 層から得られた $3,310 \pm 70$ y.B.P. を用いた。また上限年代値は、安定した腐植土層である 4 層から得た最も古い年代値 $1,550 \pm 70$ y.B.P. を用いた。一方、5 層の砂礫層中に混在する腐植土ブロックからは $1,170 \pm 60$ y.B.P. の年代値が得られているが、ブロックの産状であることから生物擾乱の影響を受けている可能性があり、ここでは用いない。すなわちイベント I は、 $1,550 \pm 70 \sim 3,310 \pm 70$ y.B.P. (暦年補正值, AD 582~BC 1670) に発生したと考えられる。F3-4 断層沿いの 7 層と 8 層の層理面のオフセットは、 $0.7 \sim 0.9$ m (Fig. 5 中の a,c), F1-1 断層沿いのオフセットは 0.3 m (Fig. 5 中の b,d) である。すなわち、双方を合わせて断層沿いに $1.0 \sim 1.2$ m の傾斜方向のスリップが推定される。ただし、断層付近で 8 層の引きずり変形が認められるため (Fig. 5), 実際の基盤断層変位はこの値より大きくなる可能性がある。断層を挟んだ 7 層と 8 層の境界層理面の鉛

直変位は、優に 2 m を越える。このことと、F3-4 断層、F3-5 断層の傾斜を考えあわせると、傾斜方向のスリップは 6 m 以上と見積もられる。ただし、7 層はその層相や礫配列から 8 層地表露出時にアバットして堆積した礫層と考えられるため、実際の基盤変位量はそれほど大きくないだろう。

一方、7 層中には F3-4 断層、F3-5 断層と 2 条断層が認められることから、8 層堆積後 7 層堆積中に 2 回の地震イベントが存在する可能性も考えられる。しかし、7 層中にはイベント堆積物など堆積中の変動を示す証拠は認められず、2 条の断層は 7 層堆積後の 1 回の地震イベントを示しているものと考えられる。

イベント II: このイベントは F3-2 断層の最新の変位による。この F3-2 断層により、12 層と 9 層が直接接しており、それを 8 層が覆っている。つまり、8 層と 9 層の境界面がイベント層準にあたる。したがって、イベント II は、8 層で得られた古い年代値 $7,250 \pm 80$ y.B.P. と、9 層中の最新の年代値 $7,630 \pm 60$ y.B.P. の間 (暦年補正区間, BC 5985~BC 6480) に発生したものと考えられる。この際の地震時の変位量として、12 層と 9 層を直接接する状態にするためには、この地震による変位量として、傾斜方向のスリップで 3 m 以上が必要である。

Fig. 6. Photo showing deformation of unit 12 on the hanging wall.

なお、F2断層沿いには、上盤側の12層下に引き込まれる9層の擾乱帯が認められ、イベントII時に形成された可能性が高い。

イベントIII: 西側壁面の写真 (Fig. 6) に示されるように、11層は12層より砂層が優勢で成層しており、粗い砂礫主体の12層とは異なっている。一方、両者にはいずれも平行・斜交葉理や級化構造などが観察され、一連の段丘堆積物(離水前)と考えられる。また12層中に認

められる変形構造と11層中のそれは全体によく調和している。特に、11層と12層は西側壁面で南東に約30°傾斜した変形構造を示す (Fig. 6)。北側壁面ではほぼ水平な構造を示すが、F2断層周辺で12層とともに初生堆積構造が乱されている (Fig. 6)。これを覆う10層以降の堆積物には、このような変形は認められない。以上のことから、11層の堆積後、12・11層は変形を被ったと推定される。10層はローム質を呈し腐植土質な部分を含む

Fig. 7. Logs of the Asahimachi-Yamadera trench across the southern Shimotsuburai fault. The format of the log is the same as Fig. 3. Sediments are divided into 12 units and labeled 1 to 12 in descending order. 1: blue gray humic soil, 2: brown pale gray sandy silt, 3: granules and pebbles with sand matrix, 4: silty sand with pebbles, 5: humic soil, 6: tan sandy silt, 7: pale gray humic soil, 8: granules and pebbles with sand matrix, 9: gray sand and gravel with silty sand matrix, 10: dark gray humic clayey soil, 11: pale blue gray silt with wood fragments, 12: pale blue gray silt and sand with pebbles. Labels *a* and *b* with the fault F1 indicate possible offsets along the fault, measured on the north and south walls, respectively. Dashed lines in unit 12 are faults that were not sketched in detail, because of accidental collapse of the walls.

ため、段丘面離水後の堆積物と考えられる。すなわち、10層最下部で得られた21,850y.B.P.はこの離水時期のほぼ上限を示しており、この年代値以前に11層以下を傾動させる変動、すなわちイベントがあった可能性が高い。

4.4 旭町山寺地点の概要

旭町山寺トレンチは、下円井断層の南端部の断層崖上に位置する (Fig. 1 の Loc. 3, Fig. 4b)。この付近の断層崖は断層北部ほど直線的ではなく、緩く弓状に東側にせり出している。本トレンチは掘削終了後数日で壁面が崩壊したため、すぐに埋め戻された。そのため詳細な壁面スケッチを実施することができなかったが、全体の概略スケッチや地層区分、年代測定用資料の採取、写真撮影等は完了していた。以下の記載や議論はそれらに基づくものである。

4.5 旭町山寺トレンチ壁面の地質

本トレンチではほぼ水平な傾斜をもつ逆断層 (Fig. 7 の F1) が露出した。トレンチ内の堆積物は以下の1層~12層に区分される。地質構造が単純ではないため、¹⁴C年代値 (Fig. 7, Table 3) も参考にして層序を検討した。

トレンチ壁面の大部分に露出している12層は、固結度が比較的高く、トレンチ山地側 (西側) で約60°、東側では約30°東に傾斜する。年代測定値で示されるように、約2~3万年前の堆積物である。内部はいくつもの小断層による複雑な構造を呈す。この12層は、約2,300~2,600 y.B.P.の年代値を示す10層、11層上にF1断層により衝上している。10層、11層の変形はほとんど認められない。F1断層はほぼ水平で、デコルマ状の低角衝上断層である。本トレンチは東側への掘削が制限されており正確なF1断層の変位量は検出できなかったが、露出している範囲では少なくとも3 m (Fig. 7 の b) と見積もられる。9層以降の堆積物は、12層にアバットして堆積しており、全体として新しい堆積物が徐々に古い堆積物にオンラップしている。これらの堆積物には、トレンチ壁面でみられる範囲において、変位や傾動などの変形は認められない。なお、5層、7層、9層の間に年代値の逆転が認められ、生物擾乱による逆転の可能性があるが、正確な理由は不明である。

4.6 旭町山寺トレンチにおけるイベント層準の認定と年代

旭町山寺トレンチでは、12層がF1断層により10

Table 3. Radiocarbon dates for samples from Asahimachi-Yamadera trench.
See Table 1 for explanations of the format.

Sample No.	Lab.No.	Unit	Material	Method	¹⁴ C age (1σ) (y.B.P.)	Calender year (1σ)
YD-S-C6	Beta-125579	4	humic soil	β	510±60	AD 1344-1455
YD-N-C1	Beta-125603	5	humic soil	β	1,350±80	AD 635-796
YD-N-C2	Beta-125604	7	humic soil	β	1,360±90	AD 620-797
YD-E-C1	Beta-125600	8	humic soil	β	890±70	AD 1035-1235
YD-E-C3	Beta-125602	8	humic soil	β	990±60	AD 1000-1055 AD 1090-1150
YD-N-C3	Beta-125605	9	humic soil	β	800±50	AD 1186-1269
YD-N-C4	Beta-125606	9	humic soil	β	990±60	AD 1002-1144
YD-S-C1	Beta-125574	10	humic soil	β	2,640±60	BC 867-722
YD-S-C2	Beta-125575	10	Wood	β	2,350±60	BC 551-341
YD-S-C3	Beta-125576	11	Wood	β	2,450±60	BC 719-454
YD-S-C4	Beta-125577	11	Wood	β	2,440±60	BC 717-448
YD-S-C5	Beta-125578	12	humic soil	AMS	20,070±70	***
YD-S-C7	Beta-125580	12	humic soil	AMS	29,530±150	***
YD-S-C8	Beta-125581	12	humic soil	AMS	29,140±140	***
YD-S-C9	Beta-125582	12	humic soil	AMS	30,010±210	***
YD-S-C10	Beta-125583	12	humic soil	AMS	26,650±170	***
YD-S-C11	Beta-125584	12	humic soil	AMS	26,970±130	***
YD-S-C12	Beta-125585	12	humic soil	AMS	27,180±120	***

層, 11 層に衝上していることと, 9 層より上位の堆積物が未変形で 12 層の斜面地形にアバットしていることから, 10 層堆積後 9 層堆積前に地震イベントを推定した。すなわち, 9 層以降の堆積物から得られた最も古い年代値をイベント年代の上限値, 10 層からの新しい年代値をイベントの下限値とし, 活動時期を $1,360 \pm 90$ y.B.P. $\sim 2,350 \pm 60$ y.B.P. (暦年補正区間, AD 797 $\sim$ BC 551) とした。この地震時の断層変位量は, 上述のように 3 m 以上あったものと考えられる。

12 層内にはいくつもの湾曲した垂直および水平方向の小断層が発達している (Fig. 7)。さらに, 12 層は推定される断層面上の盤側と下盤側で系統的に年代値が逆転している。このことから, 上記最新イベント以前にも, ここで断層活動が繰り返されていたことは明らかである。しかし, これら個々のイベントの識別と年代値の確定はできなかった。

4.7 活動性評価

戸沢および旭町山寺トレンチにおける断層活動年代の対比から, 下円井断層の最新活動年代の推定を行った (Fig. 8)。戸沢トレンチでの最新イベントと旭町山寺トレンチでの最新イベントは, 年代的に非常に接近している。また後述する市之瀬断層群ではこの時期に地震イベントが確認されていない。一方, 下円井断層南部 (6 $\sim$ 7 km) のみが独立に活動したと考えたとき, 旭町山寺トレ

ンチで認められた変位量 (3 m) は断層長に比べて大きすぎる。これらのことから, 両トレンチの最新イベントは下円井断層全体の同一の活動を示している可能性が高い。すなわち, 下円井断層の最新活動時期は $1,550 \pm 70$ y.B.P. $\sim 2,350 \pm 60$ y.B.P. (暦年補正区間, AD 583 $\sim$ BC 551) と考えられる。また, これに先行するイベント (イベント II) の活動時期は戸沢トレンチの結果から, $7,250 \pm 80$ y.B.P. $\sim 7,630 \pm 60$ y.B.P. (暦年補正区間, BC 5985 $\sim$ BC 6480) に発生したものと考えられる。

下円井断層の活動間隔は, 両トレンチで明らかになった最近 2 回の活動から, 最短で約 5,400 年, 最長で 7,000 年と見積もられる。また戸沢トレンチの結果からは, 約 8,000 年前 $\sim$ 22,000 年前までの間は断層活動は認められていない。ただし, これは, この間の地層の欠如によるものであり, 下円井断層の活動が休止していたことを示しているものではない。

下円井断層の変位速度は, 最近 1 $\sim$ 2 万年に限り, 断層沿いの傾斜方向のスリップ, 鉛直変位 (落差) の両面から検討できる。戸沢トレンチでは, 最新活動時に 1.0 $\sim$ 1.2 m, 1 つ前の活動時に 3 m 以上の断層の傾斜方向沿いの変位量 (短縮変形を含まない) が見積もられている。イベント II の下限の約 8,000 年を用いて 2 つのイベントの累積変位量を割ると, およそ 0.5 mm/yr 以上の変位速度を得る。一方, 戸沢トレンチ内において,

Fig. 8. Diagram showing the recent three surface-faulting events of the Shimotsuburai fault revealed at Tozawa and Asahimachi-Yamadera. A recurrence interval between the recent two events ranges 5,400 to 7,000 years.

12層の最上面の鉛直変位量は2.8~3.7 m (Fig. 5)であり, その離水時期を約22,000年前(10層からの ^{14}C 年代測定値)とすると, 鉛直変位速度は0.13~0.17 mm/yrと見積もられる. 断層面の傾斜は 20° ~ 30° であるから, 断層沿いの変位速度は0.3~0.5 mm/yrとなり, 前述の傾斜方向のスリップの見積もりとおおむね合致する. これらの見積もりは, 浅川・平川(1989)により地形面から推定された鉛直平均変位速度0.08~0.6 mm/yrとも矛盾しない. したがって下井断層はB級活断層と判断される.

§ 5. 市之瀬断層群, 上宮地地区トレンチ調査結果

市之瀬断層群は甲府盆地の西縁を画する活断層群で, 平均変位速度が0.9~1.4 mm/yrのA級活断層として記載されている[澤(1981), 活断層研究会(1991)].

市之瀬断層群は, 山麓側の断層と市之瀬台地東縁の断層に2分される. 特に台地東縁の断層は並走する2~3条の断層崖・撓曲崖からなり, 市之瀬台地を構成してい

る中位段丘面・低位段丘面を明瞭に変位させている. また, 台地東縁断層の上盤側の高位段丘面を西側(山側)に傾動させている. このような変動地形としての市之瀬台地の成因については, 東西圧縮場での逆断層運動による前縁断層の発達[澤(1981), 隈元・池田(1993)]と断層上盤の西方への傾動[中田・千田(1974)]によって説明されている. 地質構造としては, 新第三紀の火山砕屑岩・泥岩からなる楕円山山塊が, 甲府盆地を埋積している第四紀後期の砂礫層に衝上しているものとみなされている. 隈元・池田(1993)は, 市之瀬台地周辺のブーゲー重力異常解析より浅部地下構造を推定, 断層面の傾斜を 18° とし, 低密度の盆地内堆積物が台地前縁より約5 km以上も巨摩山地内に入り込んでいるとした. さらに, 半無限弾性体での理論計算との比較により, 市之瀬断層群のネットスリップ速度を6~8 mm/yrとし, 澤(1981)による従来の鉛直成分のみによる変位速度の5倍前後の値を算出している. また, この値が牛伏寺断層の変位速度と調和的であることを指摘し, 既存の研究に

Fig. 9. a) Topographic map showing fault scarps of the Ichinose fault group and the location of the Kamimiyaji trench site. Base map is 1/25,000 topographic map "Ogasawara" of the Geographical Survey Institute. The solid lines indicate remarkable fault scarps. The trenches were excavated across the most-frontal (basin-side) fault scarp. b) Detailed topographic map and trench positions at Kamimiyaji site. The location is shown in Fig. 9a as a white box on the fault scarp. Contour interval is 0.5 meter. c) Topographic profiles across the fault scarp. The lines for the profiles are shown in Fig. 9b. The height of the scarp ranges about 1.5 to 2.5 m.

よる市之瀬断層群の過小評価を問題視している。

市之瀬断層群の活動による変位は、段丘構成礫層の傾斜(傾動)として地表に現れている[澤(1981)]。また台地東縁の断層沿いだけでなく、山麓側断層周辺でも中位段丘構成礫層の変形が顕著で、新期の断層活動が推定されている。なお、断層北端では下円井断層との間に大規模な扇状地面が存在し、新しい断層地形が認められなくなる。これを不連続とみて、ここでは両断層を分離している。

5.1 掘削地点の概要

掘削地点として、前縁断層のなかでも最も甲府盆地側(東側)に位置する断層崖を選んだ(Fig. 9a)。この断層崖については、既存の文献[活断層研究会(1991)、下川・他(1995)、今泉・他(1998)など]では未記載であるものの、(財)日本地図センター発行の1947年米軍撮影の空中写真では明瞭な断層崖として判読できる。ただし約300 mしか連続しない。その北西は新期のガリーと小規模扇状地面により改変され、その南東は新期扇状地堆積物により覆われている。掘削地点の断層崖の比高は1.5 m~2.5 mで、北から南に比高を減じている(Fig. 9b, Fig. 9c)。断層崖沿いだけではなく、西側(上盤側)の段丘面も東に緩く傾斜している。ただし、断層崖より約30 m西側までの地形断面(Fig. 9c)をみれば、断層運動に伴う撓曲変形を示す積極的な証拠はない。

トレンチは、この断層崖を横切り3条(A, B, Cトレンチ)掘削された(Fig. 9b)。特に、Aトレンチは下盤側に、Bトレンチは上盤側に長く掘削された。

5.2 トレンチ壁面の地質

トレンチ壁面のスケッチをFig. 10とFig. 11に示す。また、3条のトレンチの観察・記載からまとめられた地質層序をFig. 12に示す。

推定された断層は、トレンチ内で断層崖末端付近に認められた(F1, F2)。断層周辺の地質層序については、Aトレンチ下盤側の地層(上位)とBトレンチ上盤側(下位)の地層を組み合わせることにより確立した(Fig. 12)。それは下位から、中位段丘構成礫層(14層, 13層, 12層)、土石流堆積物(11層, 10層)、2組のローム・腐植土層(9~8層/7層, 6層/5層)、土器片を含む腐植土層(4層, 3層, 2層)、新期扇状地礫層(1層)、耕作土の順である。

Aトレンチでは、8層がF1断層を介して上位の6層と7層に衝上している。特に、腐植土層である7層は、断層近傍で明瞭な引きずり形状を示す。また、6層は断層近傍に厚く、断層から東に遠ざかるに連れて厚さを減じている。

Bトレンチでは、下位の土石流堆積物、段丘礫層(9

層~14層)が、上位の砂混じりローム・腐植土層(6層~8層)に衝上している。断層は、南側壁面で、明瞭に2つに(F1断層, F2断層)区別される(Fig. 11)。トレンチ壁面下半分において、この2つの断層に挟まれる部分は色調および組成から10層, 11層と認識され、両断層沿いに著しく変位している。北側壁面では、断層は1条に収束する。断層沿いの下盤側トレンチ底面では礫層(9層)が露出しており、上盤側浅部の同ユニットと対比が可能である。すなわち、9層を断層沿いの変位量算出のための変位基準とみなすことができる。Bトレンチで観察される断層面は、西に10°~15°傾斜している。

Cトレンチでは、Bトレンチで観察された断層の先端部が露出していた(Fig. 11)。ただし、ここでは下盤側の8層が断層近傍で顕著な引きずりに伴う変形を被っている。

5.3 イベント層準の認定と年代

上宮地トレンチでは2回の断層運動を検出した。イベント層準とその理由を以下に記す。

イベントI(最新活動): これはF1断層の最新の変位によるもので、市之瀬断層群の最新活動にあたると思われる。このイベントは、Aトレンチ壁面では、F1断層が6層を明瞭に切り2層に覆われることで記録されている。B・Cトレンチでも、7層およびその下位層がF1断層による断層変位を被り、2層に覆われる。2層は6層も傾斜不整合的に覆っている。いずれも5層以降の地層と断層との関係は不明である。5層については、6層が土壌化したものであることと、Aトレンチ南側壁面で4層との境界が断層近傍で急傾斜を示すことから、断層変位を受けたものと判断される。ただし、4層, 3層については、イベントの前後を判断する基準が見当たらない。したがって、¹⁴C年代測定結果から、イベントIの活動時期は、2層から得られた最も古い年代値を上限とし、5層から得られた最も新しい年代値を下限とする。すなわち、3,830±70 y.B.P.~5,270±80 y.B.P.(暦年補正年代では、BC 2035~BC 4320)とされる(Fig. 13)。

イベントII: 最新活動に先行するイベント(penultimate event)を示唆する証拠も、各トレンチに認められる。特に、Bトレンチでは、上述のように2つの断層(F1, F2断層)が識別でき(Fig. 11)、それぞれ明瞭な変位が確認できる。2つの断層が収束するBトレンチ北側壁面では、9層を変位基準とすると、最小で4.3 m最大で4.8 mの変位が読み取れる(Fig. 11)。これに対し、南側壁面ではF1断層沿いに最小で1.8 m、最大で2.2 mとなり、北側の約半分の変位しか読み取れない(Fig. 11)。したがってこの関係から、南側壁面ではF2断層が残りの変位を分担していると考えられる。F2断層は最

Fig. 10. Detailed logs of the Kamimiyaji trench A across the Ichinose fault group. The format of the log is the same as Fig. 3. Sediments are divided into 9 units and labeled 1 to 9 in descending order. Explanation of each unit is in Fig. 12.

Fig. 11. Detailed logs of the Kamimiyaji trenches B and C across the Ichinose fault group. Foot walls of the fault exposed units (lower (older) than ones in the trench A). In addition, another fault F2 was clearly identified. We interpret that estimated coseismic slips are recorded in the Kamimiyaji trench B. The south wall shows evidence for coseismic displacement at the most recent event. In addition, total displacements of coseismic slips at the most recent event and at the penultimate one were exposed on the north wall. See text for the detail explanation.

Fig. 12. Schematic geological columnar section of the sediments in the Kamimiyaji trenches. We interpret the most recent event occurred at the timing between units 2 and 5, because the event horizon is identified as the last movement of the fault F1. The horizon for the penultimate event is between units 6 and 7, in which the fault F2 is truncated by unit 6 that is interpreted as a colluvial wedge due to the faulting.

新活動の1つ前のイベント時に変位し、最新時には活動しなかったものと考え、両壁面での変位量の違いを合理的に説明できる。この考察を支持する変形がCトレンチに認められる。Cトレンチでは、8層が下盤側で断層運動により引きずられて7層に衝上している。6層はその色調・組成が8層に類似しているため、断層運動による8層の再堆積であると考えられる。また、Aトレンチにおいても6層は断層近傍に厚いくさび状の堆積構造を示し、典型的なプリズム層 (colluvial wedge) の性状を示す。このことから、上記考察は支持される。すなわち、最新活動に1つ先行するイベントは、7層堆積後5層堆積前と考えられる。活動時期は、8,680±40 y.B.P.～(暦年補正年代, BC 7565～) 10,930±70 y.B.P.と推定される (Fig. 13)。

市之瀬断層群沿いには横ずれ変位を示す地形は認められないので、トレンチで観察された傾斜方向のスリップはネットスリップに極めて近いと考えられる。したがって、地震時の断層面沿いのネットスリップは上記Bトレンチでの検討から、最新活動時に1.8 m～2.2 m、1つ前の活動時に2.1 m～3.0 mと推定される。ただしこれは、断層近傍の塑性変形を無視した場合の変位量であることから、実際はさらに大きいとみられる。この値は地震時単位変位量の最小値として考慮する必要がある。

この2回の地震時のネットスリップとしての累積変

位量4.3～4.8 mとトレンチ壁面で観察された断層面の傾斜10°～20°から、鉛直変位量は0.7～1.6 mとなる。この値は、断層崖の比高1.5～2.5 m (Fig. 9) より小さい。しかしながらAトレンチの壁面から読み取れるように、現在の断層崖の比高は人工改変により、見掛け上強調され高くなっている。例えば、Aトレンチでユニット10～30の傾斜を断層付近まで投影すると、改変前の推定比高は1.6 mとなり、上記計算値とは矛盾しないことになる。これについては断層運動によるプリズム層の下盤側への堆積や、断層崖の後退等も考慮が必要であるため、これ以上正確な検討は不可能である。

ところで、7層の堆積年代 (腐植土壌化) は1つ前の断層活動からさらにその前約13,000年間 (約24,000 y.B.P.まで) 連続しており (Fig. 13)、少なくともこの間に上宮地地点で断層運動が生じた痕跡はない。つまり、この7層堆積中の約13,000年間が市之瀬断層群の長い休止期を示す可能性もある。ただし、市之瀬台地の大きな比高が断層運動によるものであることと、山麓側の断層崖沿いに数万年以内の活動を示す変位地形 [下川・他 (1995)] と段丘礫層の撓曲露頭が認められることから、この間に当地点以外の他のリニアメント上で地表変位があった可能性もある。一概に市之瀬断層群の活動間隔の大きな揺らぎとみなすことはできない。今後、山麓側の断層崖沿いの調査も必要である。

Table 4. Radiocarbon dates for samples from Kamimiyaji trench.
See Table 1 for explanations of the format.

a) Trench A						
Sample No.	Lab.No.	Unit	Material	Method	¹⁴ C age (1σ) (y. B. P.)	Calender year (1σ)
No.1	Beta-123229	7	humic soil	AMS	18,950±60	***
No.2	Beta-123230	7	humic soil	AMS	20,600±60	***
No.3	Beta-123231	7	humic soil	AMS	22,650±70	***
No.4	Beta-123232	2	humic soil	AMS	2,060±50	BC 185- AD 65
No.5	Beta-123233	5	humic soil	AMS	8,680±40	BC 7885-7795 BC 7730-7565
No.6	Beta-123234	5	humic soil	AMS	7,660±50	BC 6535-6395
KmA-01	Beta-123860	2	humic soil	β	2,250±40	BC 390-190
KmA-02	Beta-123861	2	humic soil	β	2,470±70	BC 800-390
KmA-03	Beta-123862	2	humic soil	β	2,420±80	BC 790-370
KmA-07	Beta-123866	7	humic soil	β	15,850±120	***
KmA-08	Beta-123867	7	humic soil	β	17,700±150	***
KmA-09	Beta-123868	2	humic soil	β	2,060±60	BC 195- AD 75
KmA-10	Beta-123869	2	humic soil	β	2,480±70	BC 800-395
KmA-11	Beta-123870	2	humic soil	β	2,940±60	BC 1305-940
KmA-12	Beta-123871	5	humic soil	β	8,580±70	BC 7700-7490
KmA-13	Beta-123872	2	humic soil	β	2,680±60	BC 925-785
KmA-14	Beta-123873	2	humic soil	β	2,560±60	BC 820-505
KmA-15	Beta-123874	3	humic soil	β	2,810±80	BC 1170-810
KmA-16	Beta-123875	4	humic soil	β	4,630±60	BC 3610-3590 BC 3525-3310 BC 3230-3120
KmA-17	Beta-123876	4	humic soil	β	5,700±70	BC 4725-4370
KmA-18	Beta-123877	5	humic soil	β	7,300±80	BC 6235-5975
KmA-19	Beta-123878	7	humic soil	β	18,380±230	***
KmA-20	Beta-123879	7	humic soil	β	20,520±290	***
KmA-21	Beta-123880	5	humic soil	β	5,610±80	BC 4605-4330
KmA-22	Beta-123881	7	humic soil	β	10,930±70	***
KmA-23	Beta-123882	5	humic soil	β	5,270±80	BC 4320-3950
KmA-26	Beta-123885	2	humic soil	β	3,830±70	BC 2470-2035
KmA-28	Beta-124565	2	humic soil	β	2,310±70	BC 515-190
KmA-29	Beta-124566	3	humic soil	β	2,080±60	BC 330-330 BC 205- AD 65
b) Trench B						
Sample No.	Lab.No.	Unit	Material	Method	¹⁴ C age (1σ) (y. B. P.)	Calender year (1σ)
KmB-01	Beta-124561	7	humic soil	β	23,750±250	***
KmB-02	Beta-124562	7	humic soil	β	12,900±70	***
KmB-03	Beta-124563	2	humic soil	β	1,900±60	BC 5 - AD 245
c) Trench C						
Sample No.	Lab.No.	Unit	Material	Method	¹⁴ C age (1σ) (y. B. P.)	Calender year (1σ)
KmC-01	Beta-124557	7	humic soil	β	20,780±190	***
KmC-02	Beta-124558	7	humic soil	β	18,450±190	***
KmC-03	Beta-124559	7	humic soil	β	15,460±100	***
KmC-04	Beta-124560	2	humic soil	β	1,820±60	AD 75-380

5.4 活動性評価

市之瀬断層群の活動間隔は、過去 2 回のイベントと各々の年代幅を考慮すると、最短で 3,300 年、最長で 7,200 年と見積もられる。つまり活動間隔としては、白

州断層・市之瀬断層群と同程度とみられる。

B トレンチでは、過去 2 回のイベントによるネットスリップを 4.3~4.8 m と計測した。これを仮に約 1 万年で割ると、ほぼ 0.4~0.5 mm/yr の変位速度を得る。こ

Fig. 13. Diagram showing the recent two surface-faulting events of the Ichinose fault group at Kamimiyaji. Note that there is a remarkable long dormant period of more than about 13,000 years (ca. 11,000 y.B.P. to 24,000 y.B.P.), despite the recent two events occurred during the past 10,000 years.

れをトレンチ壁面で観察された断層面の角度を考慮して鉛直変位成分に逆算すると、0.1~0.2 mm/yr となる。つまり、今回トレンチ調査から得られた変位速度は、既存の結果の 1 mm/yr 前後 [鉛直成分、澤 (1981), 活断層研究会 (1991)], 6~8 mm/yr [ネットスリップ、隈元・池田 (1993)] に比べて顕著に低い値となる。この理由として、1) 既存の文献が過去数万~十数万年前の段丘面を変位基準にして求めたのに対し、ここでは過去 2 回のみの累積変位からの算出であること、2) 山麓の断層線や、他の並走する断層線上での変位を無視していること (ただし、最近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、などが考えられる。

今回の調査を実施した市之瀬台地東縁は、他の並走する断層に比べて変位地形が顕著である。この断層が示す変位速度は B 級の中程度であり、上記項目を考慮した場合でも、変位速度が桁外れに大きくなるとは思えない。したがって、市之瀬断層群が糸魚川-静岡構造線中央部の牛伏寺断層の変位速度 (8~9 mm/yr) と同程度 [隈元・池田 (1993)] とは考えられない。

§ 6. 議 論

以上の糸魚川-静岡構造線活断層系南部のイベント年

代に関する結果を既存の断層系中北部の過去 1 万年間の活動履歴とともに Fig. 14 に示す。

今回の調査によって、断層系南部区間内の 3 つの断層から、過去約 1 万年間に 5 つの古地震イベントを検出した。このうちのいくつかのイベントについては、地震時単位変位量を推定することができ、これに基づき 0.1~0.5 mm/yr の平均変位速度を見積もった。この値はいずれの場合も、段丘面の食い違い等から推定された変位速度と矛盾しない。したがって、南部区間の逆断層は他の糸魚川-静岡構造線活断層系の区間を構成する断層と異なり、B 級程度の活動度であると考えられる。活断層研究会 (1991) で A 級とされている市之瀬断層群についても、市之瀬台地東縁の断層崖に限れば B 級の活動度である。また、これらの断層の活動間隔については約 5,000 年前後と推定される。ただし、最新活動時期からの経過時間を考えた場合、白州断層、市之瀬断層群ともに過去 2 回のイベントから得られた活動間隔を上回っており、近い将来の活動が予測される要注意断層である。

検出された上記のイベントは、共通する年代幅をもたず、各々独立したイベントとみなされる。すなわち、白州断層、下円井断層、市之瀬断層群と定義・区分された変位地形セグメント [geometric segment; dePollo *et al.*

Fig. 14. Space-time diagram of surface-rupturing earthquake on the ISTL during the past 11,000 years. Sources of the information are the following papers. 1: OKUMURA *et al.* (1998), 2: OKUMURA *et al.* (1994), 3: Togo and IMAIZUMI (1988), 4: MATSUSHIMA and BAN (1979), 5: RESEARCH GROUP FOR THE ITOSHIZU TECTONIC LINE ACTIVE FAULTS (1988), 6: OKUMURA *et al.* (1996), 7: This study, 8: IKEDA and YONEKURA (1986), 9: RESEARCH GROUP FOR ACTIVE FAULTS OF JAPAN (1991). Note that there is no evidence for the paleoseismic event in the southern ISTL in around 1,200 y.B.P. in which historical destructive earthquakes are documented and the most recent events have been recovered from the northern and central ISTL. In addition, recurrence intervals and slip rates in the southern ISTL are significantly longer and slower than the ones in the central and northern ISTL.

(1989, 1991)] は、活動履歴の観点からも、同様の断層挙動セグメント [behavioral segment; dePoLo *et al.* (1989, 1991)] に区分できる可能性が高い。このことは、最大地震規模は大きくならないものの、甲府盆地西縁で発生する大地震の頻度が多くなることを意味している。白州断層と下田井断層の連動性については、活動時期の相違以外にも、地表での断層分布形態から低いと思われる。すなわち、両者の間に 7 km 程度のステップ幅が認められ (Fig. 1)、破壊の進展を妨げることが十分考えられるからである [WESNOUSKY (1988); KNUEFFER (1989); HARRIS and DAY (1993)]。一方、下田井断層と市之瀬断層群については、今回得られたデータからは活動時期に関しては連動した証拠はない。ただし、トレンチで得られた下田井断層、市之瀬断層双方の地震時単位変位量の最大 3 m と 1.8~3.0 m は、単独で破壊した場合のそれぞれの断層長 12 km と 9 km を考えると、変位量に対して断層長が短すぎる傾向にある [WELLS and COPPER-SMITH (1994) の歴史地震の経験則を参照]。これは今後の課題となろう。

以上のように、南部区間の逆断層の活動度は中南部の活動度に比べて顕著に低い。さらに、3 つの断層の最新活動時期は、いずれも断層中北部で議論されてきた西暦 762 年、841 年の 2 つの歴史地震よりも顕著に古く、糸魚川-静岡構造線活断層系全体が一度に活動したとする証拠は、この 1,200 年前前後に限らずみられない。活動度と最新活動時期の相違と同様に、南部区間上記 3 断層上で行われた最近の反射法物理探査結果によると、トレンチ壁面と同様に地下深部数 100 m でも 20°~30°西に傾斜していることが確認されている [阿部・他 (1999a, 1999b, 1999c)]。このような断層形態の場合、東西圧縮応力場では横ずれ変位成分を説明することは困難で、ほとんどの歪みが逆断層運動で解消される。したがって、中部区間の釜無山断層と白州断層の間で断層ジオメトリ、断層センスとも急激に変化しているものとみられる。以上のことから、断層系の中部と南部が地震サイクルごとに常時連動してきた可能性は低いと考えられる。ただし、イベント時期の重なりを重視すると、約 7,000 年前前後に釜無山断層群 (茅野、小淵沢)~白州断層 (大坊) までの約 30 km 区間が連動した可能性がある。したがって、断層系中部と南部が連動し大規模な地震を発生させていた可能性を完全には否定できない。

今回の調査で得られた断層系南部区間の結果は、甲府盆地西縁の変位地形の顕著な逆断層のみを対象とした。したがって、西側の地質境界としての糸魚川-静岡構造線沿いの断層を考慮に入れていない。今後、これらの断層についても追加調査を行い、断層系南部全体の活動性

評価と中部地域との連動性について、より詳細に検討する必要がある。

§ 7. ま と め

糸魚川-静岡構造線活断層系南部を構成する白州断層、下田井断層、市之瀬断層群で、トレンチ調査を行い、過去約 1~2 万年の活動履歴を明らかにした。

白州断層では、南部の大坊地点で、最新活動時期が 6,600 年前~7,100 年前に特定された。下田井断層では、戸沢地点および旭町山寺地点のトレンチ壁面から、1,400 年前~2,400 年前の最新活動と、それに先行する 7,900 年前~8,400 年前の活動を見いだした。市之瀬断層群からは、台地前縁部の断層崖上で過去 2 回の断層活動と地震時変位量を検出した。その最新活動時期は 4,100 年前~6,200 年前、1 回前の活動は 9,600 年前~11,000 年前であり、それぞれ、1.8~2.2 m, 2.1~3.0 m の変位量が得られた。

以上の結果をもとに算出した南部区間の断層沿いの傾斜方向の平均変位速度は 0.1~0.5 mm/yr で、B 級の活動度を示す。これは、変位地形により推定された値と矛盾しない。活動間隔については、いずれの断層も約 5,000 年前後と推定される。白州断層、市之瀬断層群ともに、最新活動時期からの経過時間が上記活動間隔を上回っており、近い将来の活動が予想される。

以上のように、南部区間の逆断層の最新活動時期は、断層系中部・北部区間で議論された 1,200 年前前後の歴史地震に対応しない。また、活動間隔も中北部に比較して長く変位速度も遅いため、糸魚川-静岡構造線全体では、断層系南部が断層系中部と地震サイクルごとに常時連動する可能性は低いと考えられる。ただし、活動が同期した可能性のある時期・区間があり、南部地区の他の断層の調査も含めて、今後さらに精度の高い古地震データの積み重ねが必要と思われる。

謝 辞

本研究報告書は、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 1)」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、幹事会社の中部電力株式会社の百瀬洋一課長、仲村治朗副長をはじめとする立地技術研究会の方々にお世話になりました。元(財)原子力発電技術機構垣見俊弘博士、山梨大学今泉俊文教授、山口大学金折裕司教授、地質調査所杉山雄一博士、佃 栄吉博士、下川浩一博士には、現地にて貴重なコメントをいただきました。都立大学山崎晴雄教授、広島大学奥村晃史助教授には本文改善のため有益なコメントおよび表現の不備を指摘していただきま

した。(株)ダイヤコンサルタントの高瀬信一氏, 浜智氏, 二階堂学氏, 橋 徹氏, 村岡明子氏, 諸橋 良氏, (株)アイ・エヌ・エーの宮脇理一郎氏, 百瀬 貢氏, 田中竹延氏, 宮脇明子氏, 家村克敏氏, 佐藤 賢氏, 山下佐祐美氏, 金栗 聡氏には現地調査に協力していただきました。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- 阿部信太郎・遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄, 1999a, 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.
- 阿部信太郎・遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄, 1999b, 糸魚川・静岡構造線活断層系南部域・白州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.
- 阿部信太郎・遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄, 1999c, 糸魚川・静岡構造線活断層系南部域・下田井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.
- 浅川一郎・平川一臣, 巨摩山地北部東縁の活断層, 1986, 活断層研究, 2, 33-42.
- BONILIA, M. G. and J. J. LIENKAEMPER, 1991, Factors affecting the recognition of faults exposed in exploratory trenches, U. S. Geol. Surv. Bull., 1947, 54.
- DEPOLO, C. M., D. G. CLARK, D. B. SLEMMONS and W. H. AYMAND, 1989, Historical Basin and Range Province surface faulting and fault segmentation, In Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination (D. P. Schwartz and R. H. Sibson eds.), U. S. Geological Surv. Open File Rep. 89-315, 131-162.
- DEPOLO, C. M. D. G. CLARK, D. B. SLEMMONS and A. R. RAMELLI, 1991, Historical surface faulting in the Basin and Range Province, western North America: implications for fault segmentation, J. Struct. Geol., 13, 123-136.
- HARRIS, A. R. and S. M. DAY, 1993, Dynamics of fault interaction: parallel strike-slip faults, J. Geophys. Res., 98, 4461-4472.
- 平川一臣・神沢公男・浅川一郎, 1989, 巨摩山地北東縁・下田井の活断層露頭, 活断層研究, 6, 43-46.
- IKEDA, Y. and N. YONEKURA, 1986, Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in central Japan, Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 18, 49-63.
- 糸静線活断層系発掘調査研究グループ, 1988, 糸静線活断層系中部, 若宮, 大沢断層の性格と第四紀後期における活動—富士見, 茅野における発掘調査—, 地震研究所彙報, 63, 349-408.
- 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.
- 活断層研究会, 1991, 新編「日本の活断層—分布と資料—」, 東京大学出版会, 437 pp.
- KNUEPFER, P. L. K., 1989, Implications of the characteristics of end-points of historical surface fault ruptures for the nature of fault segmentation, U. S. Geol. Surv. Open File Rep., 89-315, 193-228.
- 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.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 2, 28, 269-283.
- 松田時彦, 1976, 活断層と地震—その地質学的研究, 地質学論集, 12, 15-32.
- MATSUDA, T., 1977, Estimation of future destructive earthquakes from active faults on land in Japan, J. Phys. Earth, 25, suppl., s251-s260.
- 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.
- 松島義章・伴 信夫, 糸魚川-静岡構造線の活動によって変位した諏訪湖南東岸の縄文住居址, 1979, 第四紀研究, 18, 155-164.
- 中田 高・千田 昇, 1974, フォッサマグナ西縁部の地殻変動, 東北地理, 26, 67.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・澤 祥・東郷正美, 1996, 糸魚川-静岡構造線活断層系の活動履歴調査, 地質調査所研究資料集, 259, 89-94.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・荻谷愛彦・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.
- 大塚弥之助, 1941, 山梨県鳳凰山・地藏ヶ岳付近の地質, 地震研彙報, 19, 115-143.
- 小山 彰, 1989, 北部巨摩山地東麓の 2, 3 の活断層露頭について, 活断層研究, 6, 47-54.
- 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.
- 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆, 1998, 1: 25,000 都市圏活断層図「茅野」, 国土地理院技術資料 D.1-No. 355.
- SHIMAZAKI, K. and T. NAKATA, 1980, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, Geophys. Res. Lett., 7, 279-282.
- 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「韭崎」, 国土地理院技術資料 D.1-No. 355.
- 東郷正美・今泉俊文, 1988, 1983 年糸静線活断層系(岡谷地区中島 A 遺跡地) トレンチ調査, 活断層研究, **5**, 3-10.
- 宇佐美龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 493 pp.
- Wells, D. L. and K. J. COPPERSMITH, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.
- WESNOUSKY, S. G., 1988, Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature*, **335**, 340-343.
- WORKING GROUP ON CALIFORNIA EARTHQUAKE PROBABILITIES, 1995, Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1944 to 2024, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 379-439.