



糸魚川 - 静岡構造線活断層系・下鷲木断層の活動履歴と平均変位速度の再検討

近藤久雄^{*1} 奥村晃史^{*2} 杉下一郎^{*3} 中田 高^{*4}

Revisited timing of paleoearthquakes and long-term slip rate along the Shimotsutaki fault, the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan

Hisao Kondo^{*1}, Koji Okumura^{*2}, Ichiro Sugishita^{*3} and Takashi Nakata^{*4}

Abstract

The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system in central Japan extends for ca. 150 km and it is one of the most active faults on land. It consists of east-dipping reverse faults, north-west trending left-lateral strike-slip faults and west-dipping reverse faults. The Shimotsutaki fault consists of the southeastern portion of the central fault segment. We performed trenching and Geoslicer survey at Shimotsutaki site. The site is located in depression where fine sediments have continuously deposited since several thousands years. The trenches and sections of Geoslicers exposed several high-angle faults cutting debris-flow deposit near the trench bottoms and thick humic layer covered with cultivated soil at the surface. We identified three faulting events and estimated the timing of faulting based on radiocarbon ages. The most recent event postdates 1500 yBP and the timing is consistent with previous estimation. The penultimate and ante-penultimate events may have occurred between 2000 and 3300 yBP, and 3300 and 5500 yBP, respectively. Judging from these data, the Shimotsutaki fault has activated at the interval of less than 3500 year and possibly at the average of ca. 1800 year. This recurrence interval is shorter than previous estimation. Additionally, we could constrain the left-lateral slip-rate of 5.5 mm/yr as the maximum value, based on the age of debris-flow deposit exposed on the trench walls and evolution of fluvial terraces related to offset river. Such refinement of paleoseismological data would give us to understand fault segmentation and contribute more precise evaluation of seismic hazard along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system.

はじめに

糸魚川 - 静岡構造線活断層系（以下、ISTL）は、我が国の活断層で最も活動的な断層系の1つとして知られ、長野県小谷村付近の神城断層から甲府盆地西縁の市ノ瀬断層群に至る延長約150kmの活断層系である（例えば、活断層研究会，1991；下川ほか，1995）。同断層系は，Matsuda（1977）によって危険度が高い要注意断層と指摘され，1996年には地震調査推進本部地震調査委員会により，牛伏寺断層を含む区間が今後数百年以内にM8程度の地震を発生させ

る可能性が高いと評価された（地震調査研究推進本部地震調査委員会，1997）。この評価の主な根拠は，奥村ほか（1994）が牛伏寺断層で明らかにした約1200年前の最新活動から現在までの経過時間が，500～800年の平均活動間隔を既に越えていることによる。さらに，近年公表された地震発生確率の長期評価では，糸魚川 - 静岡構造線断層系を震源とする大地震の今後30年の発生確率は14%とされ（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001），依然として危険度が高い断層系の1つと考えられている。

しかし，牛伏寺断層で推定された活動間隔は，ISTLの他の活断層で最も短いものであり，同様に左横ずれ変位成分

*1 産業技術総合研究所活断層研究センター

*2 広島大学大学院文学研究科地理学教室

*3 洛星高校

*4 広島工業大学環境学部

*1 Active Fault Research Center, Geological Survey of Japan/AIST

*2 Department of Geography, Hiroshima University

*3 Rakusei Senior High School

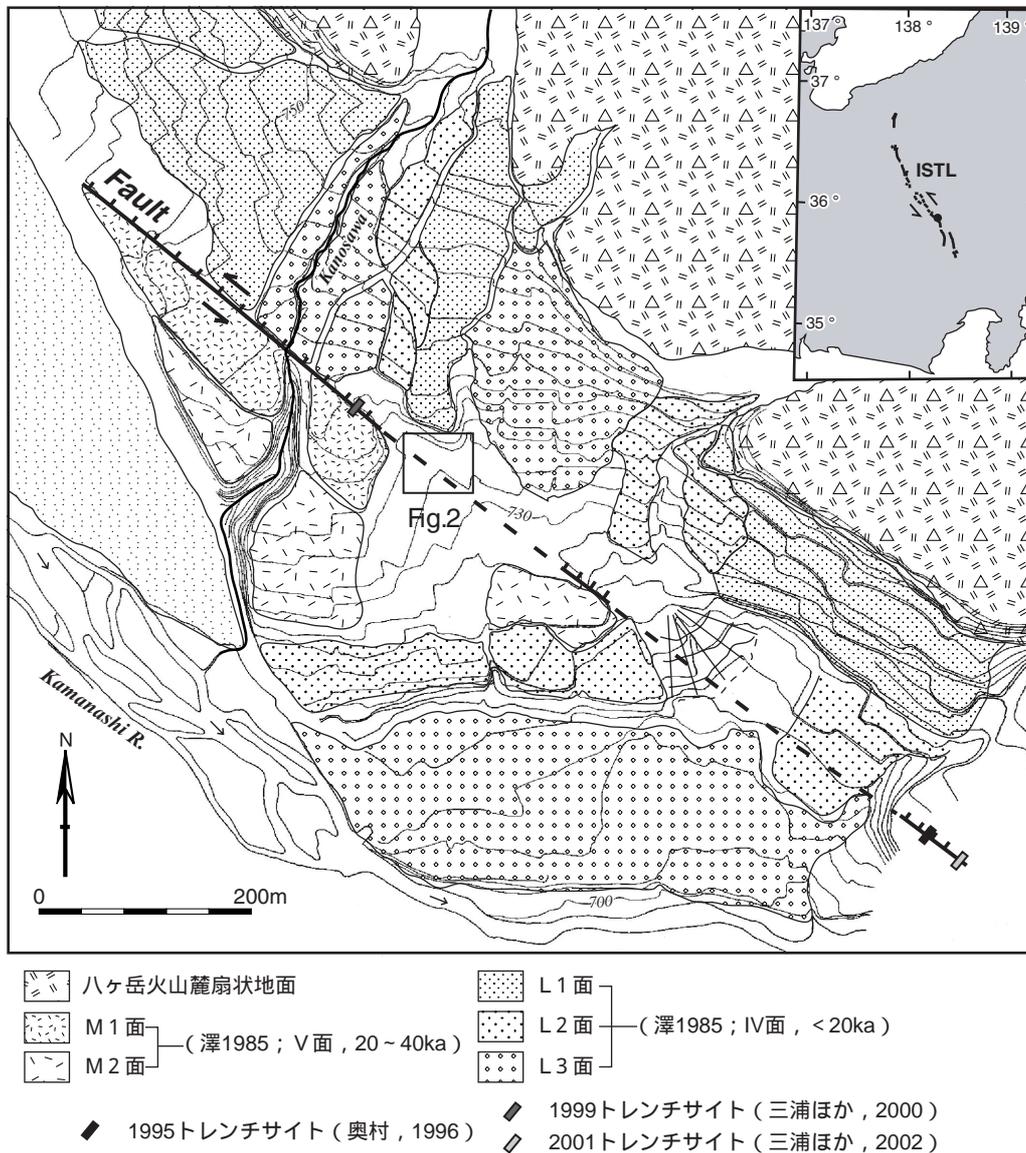
*4 Faculty of Environmental Studies, Hiroshima Institute of Technology

が卓越する中部区間（奥村ほか，1998）では，数千年の長い活動間隔が推定される断層区間も存在している．例えば，中部区間の南東端を構成する下蔦木断層では，奥村（1996）によって8000年前以降に3回の活動が識別され，牛伏寺断層と比較して有意に長い3500～4500年の活動間隔が推定されている．最新活動時期は，奥村（1996）および奥村ほか（1998）により約1200年前と推定され，その後，三浦ほか（2000）によって1500～1900年前という結果も提示されている．これらの古地震学的なデータは，内陸活断層の活動間隔が1/2～2倍の間でばらつきをみせる（隈元，1998）ことを考慮しても，牛伏寺断層と下蔦木断層の活動間隔に有意な差があることを示す．これに基づけば，中部区間の最新活動時期が約1200～1900年でほぼ一致とした場合，次の牛伏寺断層の活動では下蔦木断層は連動しない可能性も

考え得る．

一方，上記の古地震学的データの信頼性を再検討することは，活断層の活動性と連動性を評価する上で基本的な課題である．その中でも堆積物の欠落に起因するイベント認定試料の欠損は，トレンチ掘削調査の課題としてつきまとう問題である．奥村（1996）のトレンチ掘削地点は，約2万年前に形成された段丘面上に位置し，最近数千年間の地層が欠落していた．この時代の地層が連続的に堆積する場所で下蔦木断層の活動履歴を再検討することは，下蔦木断層のみならず断層系全体の活動性を評価する上で重要であると考えられる．

このように，糸魚川 - 静岡構造線活断層系を震源とする大地震を長期的に予測する上で基礎となる古地震学的データは，未だ断層系全域で十分に解明されたわけではない．



第1図 下蔦木断層と周辺の地形．等高線間隔は2m．

さらに、次の牛伏寺断層の活動時に糸魚川 - 静岡構造線活断層系のどの区間が活動し得るかという、セグメント化とセグメントの運動性の問題は未解決である。

上記の課題と問題点を踏まえ、本研究では下蔦木断層・下蔦木地点においてトレンチ掘削・地層抜き取りを実施し、活動履歴の再検討をおこなった。さらに、地形・地質学的時間スケールにおける下蔦木断層の活動性を示す平均変位速度について議論を行う。

調査の概要と調査地周辺の地形・地質

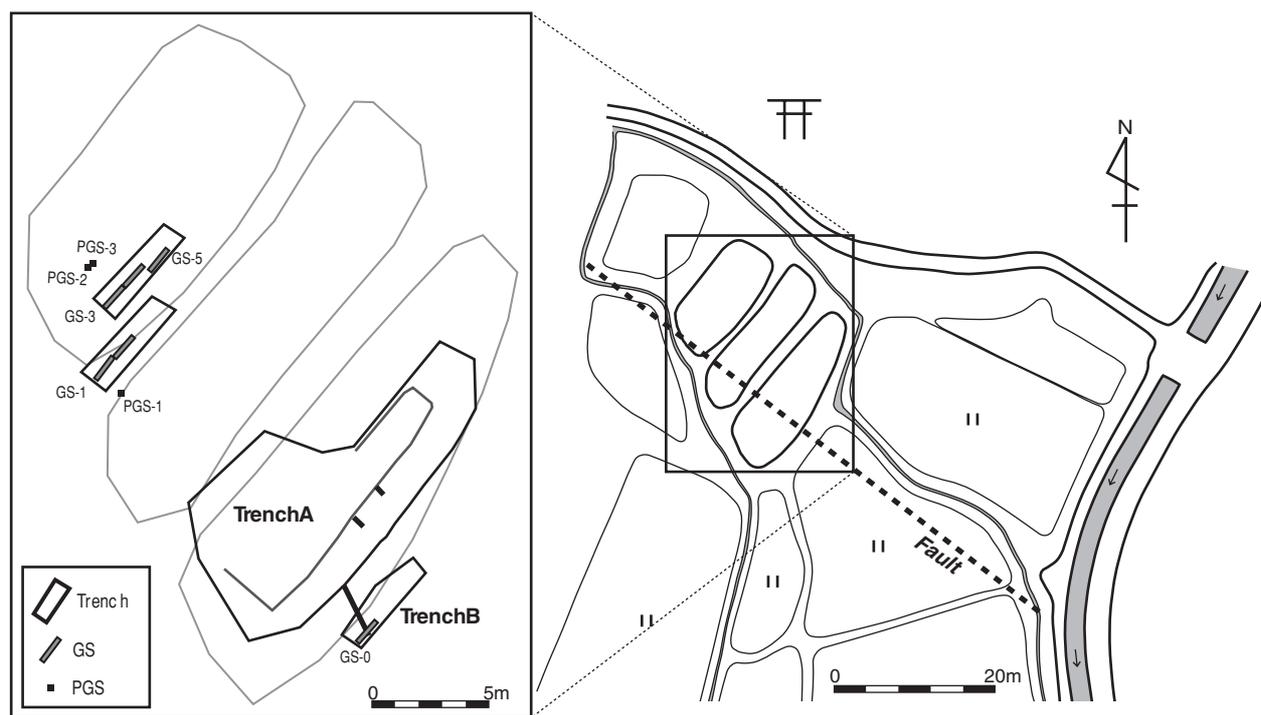
下蔦木断層上の下蔦木集落東側の低湿地において、2001年11月にポータブルジオスライサー（以下、PGS）による地層抜き取り調査を行い、さらに、2002年10月にトレンチ掘削・ジオスライサー調査を実施した。調査地点は、約20ka以降に形成された扇状地面（澤，1985）の上に形成された、南東に開く比較的平坦な凹地にあたる（第1図）。断層は、澤（1985）が示した直線的に延びる逆引き断層崖の連続性から、凹地のほぼ中央から南西縁を通過しているとみられる。この凹地には最近数千年間の細粒堆積物が凹地を連続的に埋積していることが予想できるので、それらの細粒堆積物をもとに高い年代分解能をもつ断層活動履歴の解明が期待された。

抜き取り調査に使用したPGSは幅10cm、長さ3mであり、人力で取り扱いができる小型のバイプロハンマーを用いる

ことで重機を使用せずに地層の堆積構造の観察と分析試料の採取が可能である。抜き取り調査の結果、調査地には数千年間にわたり堆積した腐植質の湿地性堆積物が約3m堆積していることがわかった。さらに詳細な地質構造と断層の関係を把握するため、断層の予想通過位置に長さ10m、幅6m、深さ3mの主トレンチ（以下、Aトレンチ）を掘削した（第2図）。軟弱な地盤のため、Aトレンチの北西壁面は崩壊し観察できなかったため、Aトレンチ南東にミニトレンチを掘削した。さらに、その底面から幅1.3m、深さ1.8mのジオスライサー（中田・島崎，1998；以下、GS）を打ち込み、断面試料GS-0を採取した。以下ではGS-0を採取したミニ・トレンチをBトレンチと呼ぶ。また、トレンチ北西側の用地で長さ2～6m、幅1.5m、深さ1mのミニトレンチを複数掘削し、それらの底面からGS-1～4を抜き取り採取した。

トレンチ壁面およびジオスライサー断面の地質

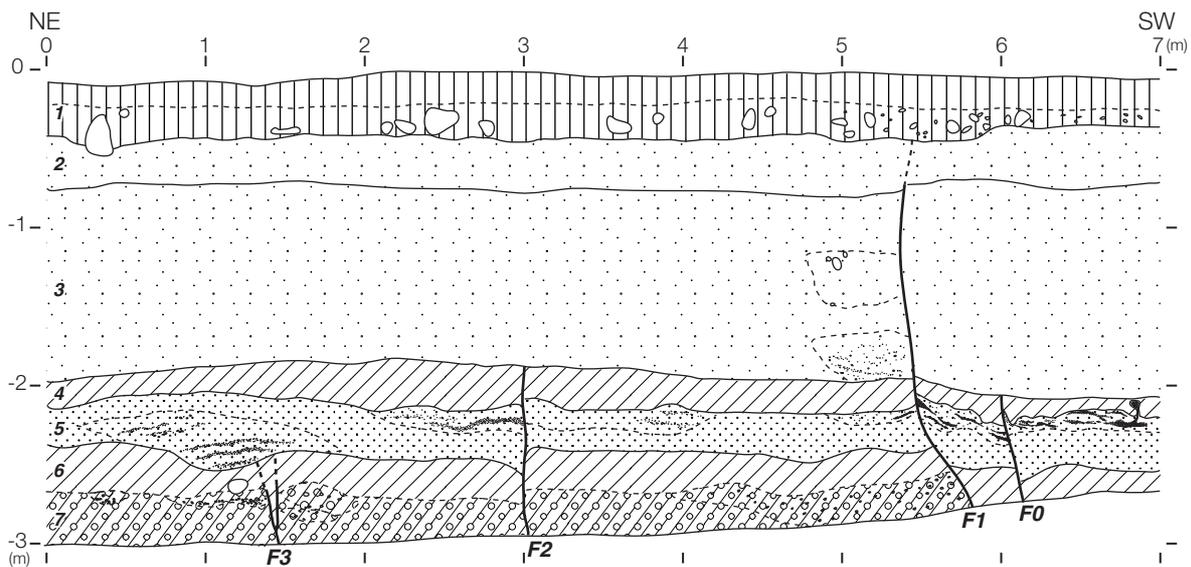
トレンチ壁面およびジオスライサー断面には、最下位に段丘構成層である土石流堆積物とこれを覆う腐植質の湿地性堆積物、地表直下の人工攪乱土が露出し、全ての自然堆積層を切断する高角な断層が認められた。以下では、各地層を層相に基づき1～9のユニットに区分し、各ユニットの層相と特徴を記載する。各ユニットの岩相記載と後述する断層活動の関係を示した模式図を第3図に示す。Aトレ



第2図 調査地の平面図。図中のGSおよびPGSはそれぞれジオスライサー、ポータブルジオスライサーを示す。

Unit No.	Column	Thickness (cm)	Lithology and description	Faulting	Event
1		30~40	Cultivated soil		
2		15~40	Dark brown humic silt with plants.		
3		120~130	Massive dark gray fine sandy humic silt with rare channel deposits composed sub-rounded pebbles and humic mud matrix.		
4		10~25	Black clayey humic rich silt.		
5		25~70	Yellowish midium sand to granule with lamination and sandy humic silt. Partly channel deposits composed of sub-rounded granules and midium to coarse sand matrix.		
6		10~25	Black clayey humic rich silt eroded by unit 5.		
7		15~25	Dark grayish sandy humic silt with rare sub-rounded pebbles and cobbles.		
8		15~35	Dark gray sandy humic silt with sub-rounded pebbles and cobbles. Partly channel deposits composed of sub-rounded pebbles and coarse sand matrix.		
9		>55	White to grayish sandy silt with sub-angular to sub-rounded andesite pebbles and cobbles. Debris-avalanche deposits.		

第3図 調査地の模式柱状図。



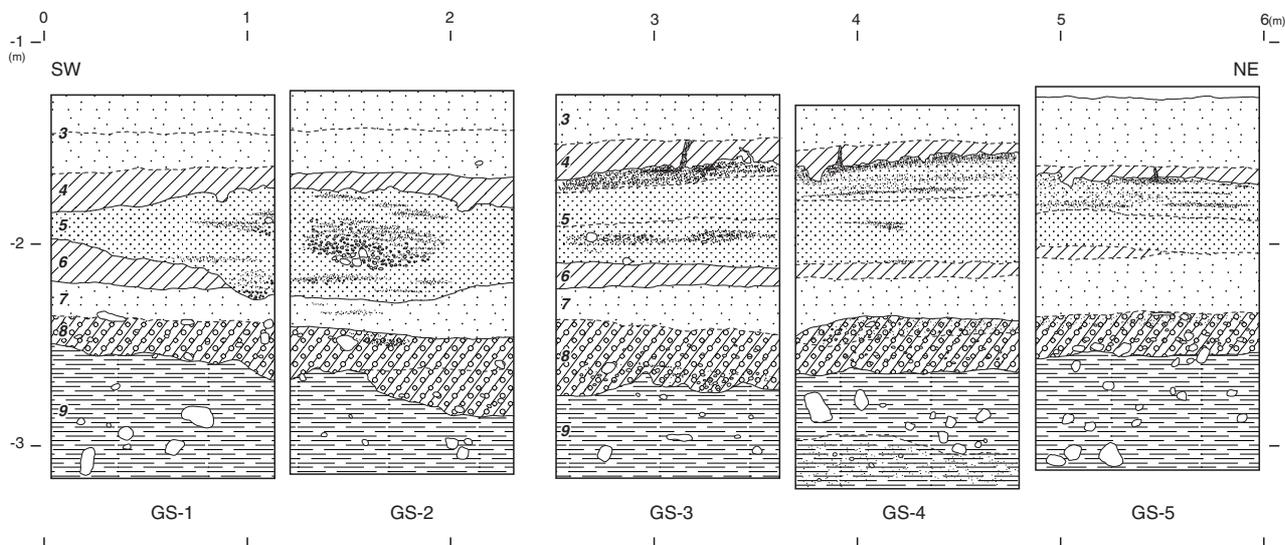
第4図 Aトレンチ・南東壁面のスケッチ。図中の番号は地層番号を示す。凡例は第3図を参照。

ンチ・南東壁面を第4図, GS1~5断面のスケッチを第5図, Bトレンチ・GS-0断面を第6図, PGS断面を第7図に示す。

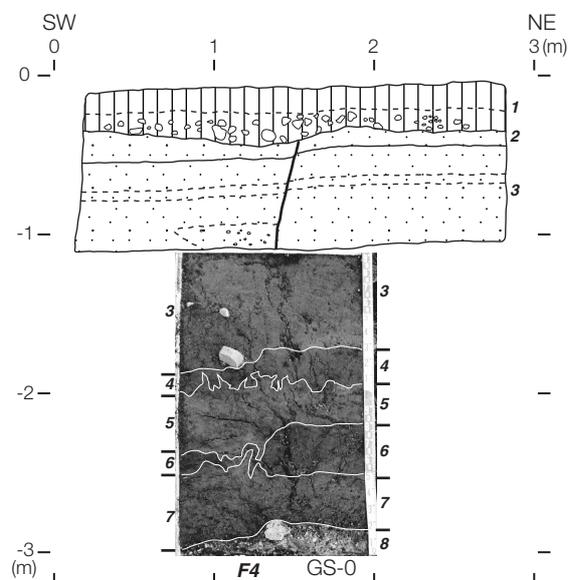
- 1層：地表直下の人工攪乱土層。層厚は30~40cmである。
- 2層：褐黒色腐植質シルト層。層厚は15~40cmである。種子や植物片を多量に含む。下位の3層との境界は漸移的

で不明瞭である。PGS断面の2層は、1~3cm程度の砂礫を含む(第7図)。

- 3層：暗黒灰色細砂混じり腐植質シルト層。層厚は120~130cmである。A, Bトレンチでは、小礫サイズの壺円礫と泥のマトリクスからなるチャネル堆積物を挟在し、F1およびF5によって切断される(第4図, 第6図)。



第5図 ジオスライサー断面のスケッチ．抜き取り位置は第3図を参照．図中の番号は地層番号を示す．凡例は第3図を参照．

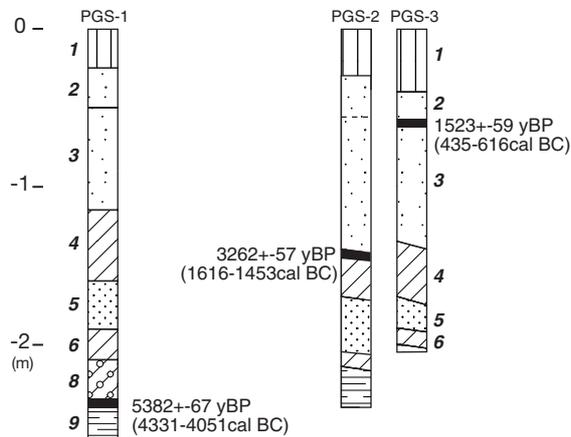


第6図 Bトレンチ・北西壁面のスケッチ．図中の番号は地層番号を示す．凡例は第3図を参照．

4層：黒色粘土質強腐植シルト層．層厚は10～25cmであり，F0およびF2を境にして層厚に変化が認められる（第4図）．4層は，腐植質の高さと粘性の高さから他の腐植質シルト層と容易に区別できる．

5層：黄褐色中砂～細礫混じり腐植質シルト層．層厚は25～70cmと水平方向の変化に富み，F0およびF2を境にして層厚に変化が認められる（第4図）．ラミナが卓越する砂層や，細礫サイズの亜円礫と中～粗砂のマトリクスからなるチャンネル堆積物を一部に挟在する．Aトレンチ壁面の南西部では，5層が上位の4層に貫入する構造が認められる（第4図）

6層：黒色強腐植質シルト層．層厚は10～25cmである．一



第7図 ポータブルジオスライサーによる地質柱状図．抜き取り位置は第3図を参照．図中の番号は地層番号を示す．凡例は第3図を参照．

部で上位の5層により侵食されている．

7層：暗灰色砂混じり腐植質シルト層．層厚は15～25cmである．稀に小～中礫サイズの亜円礫を含む．

8層：暗灰色礫混じり腐植質シルト層．層厚は15～35cm．小～中礫サイズの亜円礫を含み，小礫と粗砂のマトリクスから構成されるチャンネル堆積物を挟在する．

9層：灰～灰白色礫混じり砂質シルト．層厚は55cm以上．砂質シルト中に小～大礫サイズの淘汰の悪い角～亜円礫が点在する．層相から判断して土石流堆積物とみられる．礫は八ヶ岳起源の安山岩を主体とする．ジオスライサー断面では，上位の8層との境界付近で両者が混在する様子がみられ，顕著な不整合は認められない．

断層活動イベントの認定

議 論

トレンチ壁面、ジオスライサー断面に露出した地層と断層の切断・被覆関係、地層の変形状況、液状化の痕跡を総合して、3つの断層活動イベントを識別することができる。以下では、露出した断層をF0~5と呼び、イベントの認定根拠について述べる。なお、各イベントを新しいものからイベントI~IIIと呼ぶ。

最新のイベントIの認定は、腐植質シルト層（2層）がF1およびF4に切断され、断層の上端が人工改変層（1層）によって切られる（第4図、第5図）ことによる。2層中のF1、F5は不明瞭ながら弱い剪断面として認められ、2層下面に北東低下の変位を与えている。

一方、イベントIIは、強腐植層（4層）がF0、F2によって切断され、上位の腐植質シルト層（3層）に覆われる（第4図）ことで認定できる。4層と下位の砂層（5層）の変形はイベントIによる変形のモードとは異なり、F1による引きずりや砂層の南西への傾斜が認められる。これらから、4層以下の地層は、最新の活動とこれに先行するイベントの2回分の変位を受けていると判断できる。また、4層には地震動の影響とみられる液状化の痕跡がみられ、5層起源の砂脈が上位の4層中に貫入する構造が認められる。これらの情報を総合すると、3層と4層の間にイベントIIを認定することができる。また、イベントIに伴う上下変位が北東低下であるのに対し、F0およびF2を境にした5層の層厚は差異があり、見かけの上下変位は南西が低下する（第4図）。したがって、トレンチ壁面に露出した断層の運動は、横ずれ変位が卓越するとみられる。

また、イベントIIIは、砂礫層（7層）にV字状の落ち込みを形成するF3が、上位の砂層（5層）に覆われる（第4図）ことで認定できる。落ち込みには中砂混じりの腐植質シルトが充填される。これは腐植質シルト層（6層）および7層に由来するが、落ち込みの中に堆積構造は認められない。これは、V字状の構造が開口亀裂ではなく、F3による横ずれ剪断を受けて形成されたことを示唆する。F3の上端は6層中では不明瞭であるが、5層の下面には変位を与えていない。このような地質構造から、イベントIIIを6層下部と5層の間に認めることができる。

以上のように、本調査では3つの断層活動イベントを認識することができる。以下では、これらのイベントが調査地における下蔦木断層の最近の活動履歴を示すものとして議論を進める。

1. イベントの発生年代

本研究では3つのイベントの発生年代を検討するにあたり、AMS法およびベンゼン法による¹⁴C年代測定をおこない、合計18試料について年代値を得た（第1表）。測定の結果、同層準から採取した試料であっても年代値の逆転やばらつきが多数みられる。このような年代値と層序の矛盾は、地層の実年代よりも新しい植物根を測定した場合や、地層の実年代よりも古い年代値をもつ再堆積の試料を測定した場合などに起こり得る。しかし、本研究の18試料の持つ逆転とばらつきは大きく、その原因を試料毎に特定することは容易ではない。そこで、本研究では試料の年代値と採取深度をプロットした図を作成し、各試料にフィットする2通りの仮想的な堆積速度1m/kaおよび2m/kaを目安として、採用する年代値の組み合わせを検討した（第8図）。対象となる地層は主として腐植質シルト層であるため堆積速度はほぼ一定であり、真の年代値は堆積速度を示す直線上に分布する可能性が高いことを仮定した。以下では2通りの組み合わせを併記し、さらにいずれかの妥当性について検討する。なお、測定により得られた年代値は暦年較正プログラムCalib4.3を用いて較正暦年代に換算し、1の¹⁴C年代に対応する範囲を採用した。以下では、試料の¹⁴C年代値（conventional age）と較正暦年代値を並記する。

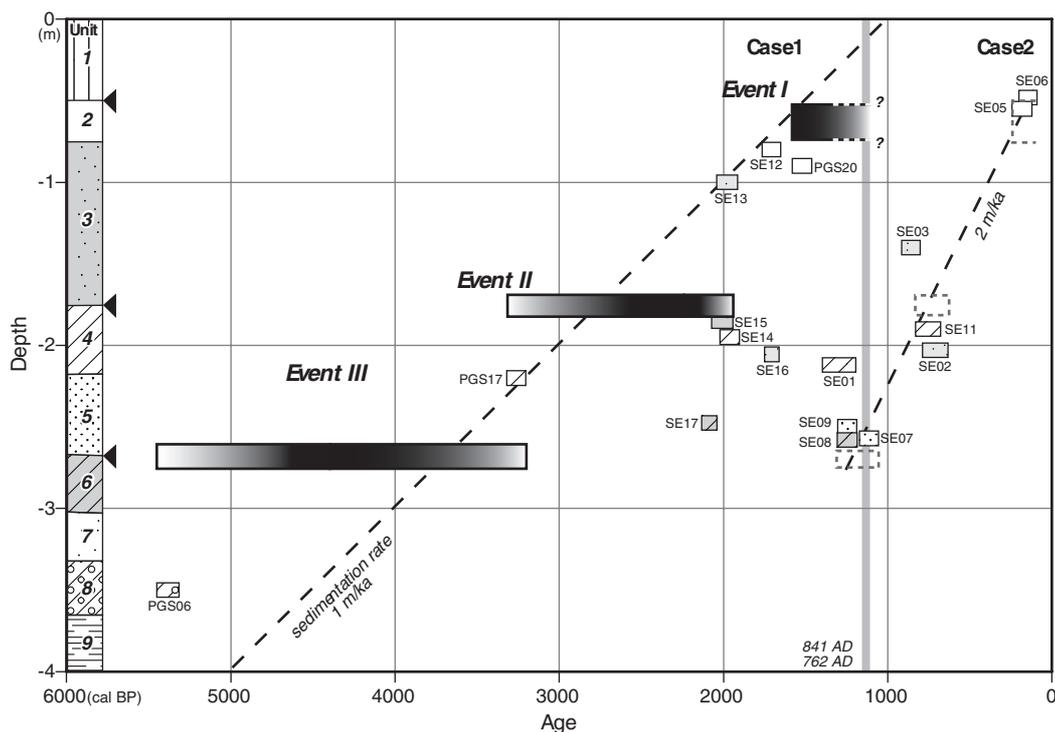
(1) ケース1（1 m/ka）

イベントIの発生時期は、最も新しい自然堆積層である細砂混じりの2層・腐植質シルト層からPGS20：1523 ± 59yBP（435-616 AD）の測定値が得られ、この地層が断層により切断されているため1500年前以降となる。従来報告されている下蔦木断層の最新活動時期は、1200~1500年前（奥村、1996；三浦ほか、2000）であり、歴史記録に記載されている841年信濃国大地震もしくは762年地震（宇佐美、1996）に対応する可能性が指摘されている。イベントIの発生年代は従来のトレンチ調査結果、歴史記録とも調和的であり、これらの歴史地震のいずれかに対応する可能性がある。

イベントIIの発生年代は、下限の年代を4層の強腐植層に、上限の年代を3層が示すことにより特定される。4層からは4試料の測定値が得られ、それらは最大で約2500年という層厚に比して大きな年代幅を持つ。ここでは、1m/kaの堆積速度に最も近いPGS17：3262 ± 57yBP（4331-1453 BC）を4層の堆積年代として採用する。3層から採取した試料もまた、約1300年と大きな年代幅を試料間で持つ。そこで、4層と同様に試料を選択すれば、SE13：1977 ±

第1表 放射性炭素同位体年代の測定結果．半減期はLibbyによる5568年．暦年較正はOxCal3.5 (Ramsey, 1995) およびStuiver *et al.* (1998)によるデータセットを使用．Labo code; JNC：核燃料サイクル開発機構，Beta：Beta Analytic社，HRS：広島大学．測定は，AMS：加速器質量分析計，：線計測による．

Sample no.	Labo code	Unit	Method	Material	¹⁴ C age (1sigma)	¹³ C (‰)	Cal. age (1sigma)
SE 06	JNC-4797	2	AMS	seed	145 ± 55	-27.8	cal AD 1668 – 1950
SE 05	JNC-4796	2	AMS	seed	184 ± 61	-27.9	cal AD 1654 – 1949
PGS 20	HRS-001	2	β	humic silt	1523 ± 59	-25.0	cal AD 435 – 616
SE 12	JNC-4803	2	AMS	humic silt	1708 ± 56	-23.7	cal AD 255 – 413
SE 02	JNC-4794	3	AMS	charcoal	710 ± 78	-27.5	cal AD 1260 – 1384
SE 03	JNC-4795	3	AMS	charcoal	858 ± 57	-24.3	cal AD 1066 – 1256
SE 16	Beta-179562	3	AMS	humic silt	1700 ± 40	-22.3	cal AD 260 – 400
SE 13	JNC-4804	3	AMS	humic silt	1977 ± 63	-23.4	cal BC 43 – cal AD 81
SE 15	JNC-4836	3	AMS	humic silt	2008 ± 65	-22.8	cal BC 88 – cal AD 68
SE 11	JNC-4802	4	AMS	wood	755 ± 76	-29.0	cal AD 1218 – 1296
SE 01	JNC-4793	4	AMS	charcoal	1297 ± 101	-27.1	cal AD 653 – 864
SE 14	JNC-4805	4	AMS	humic silt	1962 ± 59	-23.1	cal BC 38 – cal AD 121
PGS 17	HRS-002	4	β	humic silt	3262 ± 57	-25.0	cal BC 1453 – 1616
SE 07	JNC-4798	5	AMS	wood	1113 ± 58	-28.4	cal AD 887 – 996
SE 09	JNC-4800	5	AMS	charcoal	1247 ± 58	-27.0	cal AD 687 – 879
SE 08	JNC-4799	6	AMS	wood	1247 ± 60	-23.6	cal AD 687 – 881
SE 17	Beta-179561	6	AMS	humic silt	2080 ± 40	-22.9	cal BC 160 – 40
PGS 06	HRS-003	8	β	humic silt	5382 ± 67	-25.0	cal BC 4051 – 4331



第8図 イベント発生年代の解釈．

63yBP (43 BC-81 AD) が3層の堆積年代を示すと考えることができる。この結果、イベントIIの発生時期は3300年前以降、2000年前以前と推定される。

イベントIIIは6層以降、5層堆積前と推定されるが、堆積速度1m/kaに近い年代値を示す試料は得られていない。8層の腐植質シルト層からPGS06: 5382 ± 67yBP (4331-4051 cal BC)を選択すれば、4層から上記した約3300年前の年代値とあわせて、イベントIIIの発生時期は5500年前以降、3300年前以前と推定される。

(2) ケース2 (2 m/ka)

イベントIの下限の年代を示す試料は、堆積速度2 m/kaに最も近くかつ最も新しい年代値を示すSE06: 145 ± 55yBP (1668-1950 AD)と考えられる。よってイベントIの発生時期は1668年以降となる。歴史記録によれば、1725年に諏訪・高遠地方を中心に江戸・八王子・奈良で有感の地震が発生し、高遠城の石垣・塀・土居や諏訪高島城の石垣・塀・門に被害が生じたとされている(宇佐美, 1996)。この時の地震の規模は、被害記録に基いてM6.0~6.5と推定されている。本研究の年代からはイベントIが1725年地震に対応する可能性がある。

イベントIIの発生年代は、4層から採取したSE11: 755 ± 76yBP (1218-1296 AD)と3層下部から採取したSE02: 710 ± 78yBP (1260-1384 AD)により、1218年以降、1384年以前と特定される。この年代に該当する歴史地震は知られていない。

イベントIIIの年代は、6層から得たSE08: 1247 ± 60yBP (687-881 AD), SE07: 1113 ± 58yBP (887-996 AD)により、687年以降、996年以前と特定できる。この年代値は、前出の841年地震もしくは762年地震に対応すると考えることができる。

(3) イベント年代の解釈

前項までの結果をもとに、ケース1および2のいずれが下葛木断層の活動履歴を示す可能性が高いか検討をおこなう。

両ケースの最も重要な違いは、3つの地震イベントの発生が5500年前以降(ケース1)、あるいは1200年前以降(ケース2)のいずれかであるという点にある。糸魚川-静岡構造線活断層系で実施された従来の成果に基づけば、北部区間および下葛木断層を含む中部区間の最新活動時期は1200年前にほぼ一致する(例えば、奥村ほか, 1994; 奥村ほか1998; 三浦ほか, 2000)。中部区間で最も活動度が高いとされる牛伏寺断層では、平均活動間隔が500~800年(奥村ほか, 1994; Okumura, 2001)、平均変位速度が8.6 ± 1.0mm/yr (Ikeda and Yonekura, 1986)あるいは4.9~13.8

mm/yr (奥村ほか, 1994)と見積もられている。一方、下葛木断層の平均変位速度は、後述するように、本研究によって1.5~5.5mm/yrと推定された。両断層の活動度を比較した場合、下葛木断層の平均変位速度は牛伏寺断層を大きく下回る可能性が高く、ケース2で想定されるような牛伏寺断層よりも短い下葛木断層の活動間隔は考え難い。さらに、ケース2では、イベントIIIに対応する841年信濃国地震より後に、歴史記録で未知の13~14世紀の地震イベントとイベントIに対応する1725年の地震が発生したことになる。1725年の地震では、被害の記録が高遠城と諏訪高島城周辺に限られるため、下葛木断層が単独で活動したと考えることは現状では難しい。以上から、本研究ではケース1の年代測定値を採用し、5500年前以降に3つのイベントが発生したと考える。

2. 下葛木断層の活動間隔

前節における年代値の検討の結果、3回の断層活動イベントが5500年前以降に発生したと推定することが合理的である。個々のイベントの年代に基づく活動間隔の見積もりは、年代測定値のばらつきと大きな年代幅により難しいが、イベントIIとIIIの発生年代を用いて活動間隔の最大値を3500年と算出できる。また、5500年間に3回のイベントが発生していることから、平均活動間隔1800年が求まる。これは、奥村(1996)が推定した約8000年前以降に3回という活動履歴と比較して、本研究で見積もられる活動間隔は有意に短いことを示す。

このような、従来よりも短い下葛木断層の活動間隔は、釜無山断層群の栗生地点で推定された2000~3000年の活動間隔(三浦ほか, 2000)と同程度である可能性が指摘できる。釜無山断層群の中では、下葛木断層のトレースは1条であり併走する他の活断層がないため、1地点のトレンチ掘削調査から導出される平均活動間隔であっても、下葛木断層の活動を代表しているとみなすことができる。個々のイベントが幅広い年代幅を持つため、両者をイベント毎に対比させることは難しいが、活動履歴からみれば、下葛木断層と釜無山断層群を別々の断層セグメントと考える必然性はないといえる。また、断層の幾何学的形態からみれば、両断層の間に明瞭なステップや分岐といった不連続は認められない。したがって、古地震学的にも、断層の幾何形態からも、少なくとも下葛木断層と釜無山断層群を同一の断層セグメントと考えることは妥当であると考えられる。この点については、個々の活動時期を精度良く求め、今後さらに検討を加える必要がある。

一方、下葛木断層の南東には、逆断層群からなる南部区間(奥村ほか, 1998)の間に明瞭な断層線の不連続が存在する(例えば、三浦ほか, 2002)。古地震学的にも、南部区

間の活動間隔がおよそ5000年である（例えば、遠田ほか、2000）ため、下蔦木断層と南部区間の逆断層群との間にセグメント境界を設定することは妥当と考えられる。このようなセグメント区分からは、現状のデータで活動度が最も高い牛伏寺断層付近から始まる破壊が南東へ進展した場合、諏訪湖断層群、釜無山断層群を伝播して下蔦木断層まで至り、南部区間の逆断層群との間で破壊が停止するシナリオがあり得ることを示す。断層セグメントの連動性、具体的な単一の地震像を推定することは、古地震学的データのみからは困難であるが、地震シナリオを限定することに対しては有用である。今後、糸魚川 - 静岡構造線活断層系で詳細な活動履歴をさらに解明することは有益であろう。

3. 調査地周辺の地形発達史からみた平均変位速度の再検討

下蔦木断層の平均変位速度は、澤（1985）により左横ずれ1.5mm/yr、縦ずれ0.1mm/yr以下と推定されている。横ずれ変位速度を算出する主な根拠は、断層にほぼ直交しL1面（澤、1985によるIV面）を下刻する鹿の沢が断層を境に30m屈曲している点、鹿の沢が現在の流路に固定された時期が少なくともL1面形成以降であり、L1面は20ka以降に形成されたと推定される点である（第2図）。しかし、L1面の形成年代の推定は、段丘構成層上部にAT火山灰（町田・新井、1992）が挟在することに基づくため、L1面の離水年代はAT火山灰降下以降であり、左横ずれ変位速度1.5mm/yrは明らかに最小値である。そこで以下では、トレンチ壁面・ジオスライサー断面に露出した土石流堆積物の年代と周辺の地形発達史との関係から、鹿の沢が現流路の位置に固定された時期を新たに限定し、横ずれ平均変位速度について検討する。

トレンチおよびジオスライサー断面の最下部には土石流堆積物（9層）が露出する（第5図、第6図）。9層とそれを覆う一連の湿地性堆積物の間には顕著な不整合は認められない。9層直上の腐植質シルト層（8層）から5382 ± 67yBPの年代値を得ているため、9層は約5500年前頃に堆積したと推定できる。

9層堆積時の9層の上面は、GS-0～8付近では地表下2.6～2.7mであるのに対し、トレンチA、B付近では地表下3.0m付近である（第5図、第6図）。GS-0～8を採取した地表面がトレンチを掘削した用地よりも0.3m高いことを加味すると、両者の位置で0.6～0.7mの高度差があることになり、9層の上面は南東方向に2.0～2.7%の勾配で傾き下がっていることがわかる。トレンチ壁面で観察される断層の変位様式は、顕著な縦ずれを伴わないほぼ純粋な横ずれを示唆するため、9層上面の傾斜は断層変位に起因するとは考え難い。したがって、9層の上面は堆積当時の原傾斜を示しており、9層は調査地を南東方向に流下する河川により堆積

したものと判断される。

ここで、調査地周辺を南東に流下できる河川は鹿の沢以外にはないため、次の地形発達史を編むことができる。鹿の沢は、9層が堆積する以前に流路変遷をおこない、ギャップから調査地を南東に通過することもあった（第1図）。次いで、9層を堆積させた土石流により、鹿の沢は河道を現在の位置に固定し、下刻を開始してL1面が離水した。その後、調査地では鹿の沢の影響がほぼ無くなったために、調査地の東を流下する小河川の後背湿地になり、5500年前以降は湿地性堆積物が連続的に堆積する環境になった。この間、鹿の沢は側刻を行ってL3面を形成し、さらに下刻を行って現在の河床高度に至った。

このような地形発達史からは、鹿の沢が河道を固定した時期が少なくとも5500年前以前であることが推定できる。したがって、鹿の沢が示す約30mの横ずれ量は5500年以前からの累積と考えられることになり、平均変位速度は最大で5.5mm/yrと算出できる。この値と澤（1985）による従来の推定と考え合わせると、下蔦木断層の平均変位速度は1.5～5.5mm/yrとなる。ただし、5.5mm/yrの値はあくまで最大値であるため、さらに精度良く変位基準の年代と累積変位量を求める必要がある。

まとめ

下蔦木断層におけるトレンチ・地層抜き取り調査の結果、断層の活動時期、平均変位速度に関して以下の新たな知見を得た。5500年前以降に3回の断層活動が認められ、それぞれの発生年代は、新しいものから順に、約1500年前以降、2000～3300年前、3300～5500年前と推定される。最新活動の発生年代は従来の推定と大きな矛盾がなく、歴史史料に記録された841年信濃国大地震もしくは762年地震に対応する可能性がある。下蔦木断層の最近3回の活動間隔は最大で3500年、平均的には1800年程度と推定される。この活動間隔は、釜無山断層群で推定された活動間隔と調和的である。この点については、個々の活動時期を精度良く求め、さらに検討を加える必要がある。また、調査地点周辺の地形発達史とトレンチ壁面の層序・年代から、下蔦木断層の横ずれ平均変位速度は最大で5.5mm/yrと算出できる。この結果、下蔦木断層の平均変位速度は、従来の1.5mm/yrという推定とあわせると1.5～5.5mm/yrの範囲となる。

謝辞

本研究を実施するにあたり、調査用地の所有者である小林清美氏、進藤徳人氏には掘削を快諾して頂いた。調査時に学生であった広島大学・河田潤人氏、峰岡優介氏、奈

須弓乃氏，富山大学・川西里枝氏，名古屋大学・平松孝晋氏には掘削および地層抜き取り調査にご協力頂いた。東京大学地震研究所・渡邊トキ工氏には，現地調査に関わる事務手続き等で多大な労力と便宜を図って頂いた。査読者の隈元 崇氏，編集委員の堤 浩之氏には，本稿の改善に有益なご指摘を頂いた。以上の方々に記して御礼申し上げます。

なお，本研究には，平成14年度科学研究費基盤研究(B)(1)「第四紀末の地形・地質年代尺度の高度化・精密化の総合的研究（課題番号14380031，研究代表者・奥村晃史）」，平成14年度文部科学省「糸魚川 - 静岡構造線断層帯に関するパイロット的な重点的調査観測」および平成14年度東京大学地震研究所共同利用経費（特定A）の一部を使用した。

文 献

- Ikeda, Y. and Yonekura, N., 1986, Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in central Japan, *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, **18**, 49-63.
- 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.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001，長期的な地震発生確率の評価手法について，46p.
- 活断層研究会編，1991，「新編日本の活断層 - 分布図と資料 - 」，東京大学出版会，437p.
- 隈元 崇，1998，活断層のトレンチ調査結果を用いて推定した日本の内陸地震の長期危険度評価，地震2，**50**，53-71.
- 町田 洋・新井房夫，1992，「火山灰アトラス」，東京大学出版会，276p.
- Matsuda, T., 1977, Estimation of future destructive earthquakes from active faults on land in Japan, *J. Phys. Earth*, **25**, Suppl., S251-S260.
- 三浦大助・幡谷竜太・宮腰勝義・井上大栄・白井正明，2000，糸魚川 - 静岡構造線活断層系中部の最近の断層活動(その1) - 釜無山断層群のトレンチ調査結果，地球惑星科学関連学会2000年合同大会，SI-P008.
- 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・青柳恭平・宮腰勝義・井上大栄，2002，糸魚川 - 静岡構造線活断層系中～南部のセグメンテーションモデル，地球惑星科学関連学会2002年合同大会，J029-P011.
- 中田 高・島崎邦彦，1997，活断層調査のための地層抜き取り装置（Geo-Slicer），地学雑誌，**106**，59-69.
- 奥村晃史，1996，糸魚川 - 静岡構造線活断層系下蔦木断層の断層露頭 - 山梨・長野県境 - ，第四紀露頭集編集委員会編「第四紀露頭集 - 日本のテフラ」，236-236.
- Okumura, K., 2001, Paleoseismology of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line in central Japan, *Journal of Seismology*, **5**, 411-431.
- 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.
- 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.
- Ramsey, B.C., 1995, Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program, *Radiocarbon*, **37**, 425-430.
- 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.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Plicht, J. v. d., and Spurk, M., 1998, INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP, *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
- 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄，2000，糸魚川 - 静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動 - 白州断層・下円井断層・市之瀬断層群トレンチ調査 - ，地震2，**52**，445-468.
- 宇佐美龍夫，1996，「新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]」，東京大学出版会，493p.

(2005年4月14日受付)

(2005年6月6日受理)

キーワード

活断層，糸魚川 - 静岡構造線，下蔦木断層，トレンチ掘削調査，断層活動時期，平均変位速度

Key words : active fault, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Shimotsutaki fault, trench survey, timing of faulting, slip rate