3.4 地震時断層挙動(活動区間・変位量分布)の予測精度向上に向けた変動地形調査

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目 地震時断層挙動(活動区間・変位量分布)の予測精度向上に向けた変 動地形調査
- (b) 担当者

所属機関	役職	用	- 名
国立大学法人 名古屋大学	教授	鈴木	康弘
学校法人 東洋大学	教授	渡辺	満久
独立行政法人 国立高等専門学校機構 鶴岡工業高等専門学	教授	澤	祥
校			
国立大学法人 信州大学	准教授	廣内	大助
(平成19年9月まで学校法人 愛知工業大学)	(研究員)		
国立大学法人 岡山大学	准教授	隈元	崇
独立行政法人 産業技術総合研究所	テクニカ	谷口	薫
(平成21年3月まで財団法人 地震予知総合研究振興会)	ルスタッ		
	フ		
	(研究員)		
国立大学法人 名古屋大学	研究員	松多	信尚
(平成20年12月まで国立大学法人 東京大学空間情報研究	(研究員)		
センター)			
国立大学法人 名古屋大学	研究員	杉戸	信彦
(平成18年7月より平成21年7月まで国立大学法人 名古	(研究員)		
屋大学)			
財団法人 地震予知総合研究振興会	研究員	田力	正好
(平成 21 年 4 月 よ り)			
国立大学法人 名古屋大学	特任助教	石黒	聡士
(平成 21 年 4 月 よ り)			

(c) 業務の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯(以下、本断層帯)における重点的な調査観測の3つの目的の うち、「長期的な地震発生時期及び地震規模の予測精度の向上」と「強震動の予測精度の向 上」に貢献するため、航空写真判読や現地調査に加え、航測システムを導入して変動地形の 高解像度 DEM や断層変位地形の断面図を全域にわたり作成することにより、活断層線の位置 や変位量に関する高密度・高精度な情報を取得する。地形面編年も実施し、平均変位速度(slip rate)分布を明らかにして、地震時変位量の累積過程を解明する。とくにこれまで植生に被 われる等の理由で断層変位地形が明瞭に確認できていなかった地域については、LiDAR 計測 も併用して活断層分布の連続性を精査し、その成果も踏まえて活動区間の推定精度を向上さ せる。以上により将来の地震時の変位量分布や地震規模およびアスペリティの予測精度を高 める。

- (d) 5 ヵ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成 17 年度:

WebGIS、航測システムの環境整備を行うとともに、北部(白馬~松本)区間において、以下のデータ作成および現地調査を実施した。①航測システムにより地表面 DEM を作り込み 10 m メッシュの高精度 DEM を作成。②航空写真判読を行い、地形変 化が著しい場所については米軍撮影航空写真も併用しながら断層変位地形の形状を 把握して、活断層位置情報や地形面に現れた上下変位量を航測システムにて数値情 報化。③縮尺2万5千分の1地形図を拡大使用して詳細な(概ね縮尺1万~5千分 の1の)地形分類図を作成。④現地調査により断層変位地形の記載と地形面編年の ための試料採取・分析を実施。⑤平均変位速度分布を明らかにし、地震時変位量の 分布を推定して、強震動予測に資するデータを取得。

2) 平成 18 年度:

中北部(松本~茅野)区間において、以下のデータ作成および現地調査を実施し た。①航測システムにより地表面 DEM を作成。②植生が密な地域(塩尻~岡谷)に おいて LiDAR 計測を実施。③航空写真判読により断層変位地形の形状を把握して、 活断層位置情報や地形面に現れた上下変位量を航測システムにて数値情報化。④詳 細な地形分類図を作成、⑤現地調査により断層変位地形の記載と地形面編年のため の試料採取・分析を実施。⑥平均変位速度分布図を作成。⑦WebGIS により北部の活 断層情報を整備。⑤においては掘削調査(白馬、池田、岡谷)も実施し地形面の年 代と変位量等を解明した。また、北部の平均変位速度分布について、断層面の形状 を考慮してネットスリップ速度分布に換算し、実際の強震動予測に資する形で提供 する準備を整えたほか、北部変動地形資料集を作成した。

3) 平成 19 年度:

中南部(茅野〜白州)区間において、以下のデータ作成および現地調査を実施した。①航測システムにより地表面 DEM を作成。②航空写真判読により断層変位地形の形状を把握して、活断層位置情報や地形面に現れた上下変位量を航測システムにて数値情報化。③詳細地形分類図を作成。④現地調査により断層変位地形の記載と地形面編年のための試料採取・分析を実施。⑤平均変位速度分布図を作成。⑥WebGISにより活断層情報を整備。④においては掘削調査(茅野)も実施し地形面の年代と変位量等を解明した。また、北部のネットスリップ速度分布の最終的議論、および中北部のネットスリップ速度分布の計算を行ったほか、中北部変動地形資料集を作成した。

4) 平成 20 年度:

南部(白州~鰍沢)区間において、以下のデータ作成および現地調査を実施した。 ①航測システムにより地表面 DEM を作成。②植生が密な地域(白州)や断層変位地 形の連続性が不明瞭な地域(茅野、富士見)において LiDAR 計測を実施。③航空写 真判読により断層変位地形の形状を把握して、活断層位置情報や地形面に現れた上 下変位量を航測システムにて数値情報化。④詳細地形分類図を作成。⑤現地調査に より断層変位地形の記載と地形面編年のための試料採取・分析を実施。⑥平均変位 速度分布図を作成。⑦WebGISにより活断層情報を整備。⑤においては掘削調査(茅 野)も実施し地形面の年代と変位量等を解明した。また、中南部のネットスリップ 速度分布の検討を行ったほか、中南部変動地形資料集を作成した。さらに、北部~ 中北部のWebGISデータを「糸魚川ー静岡構造線活断層情報ステーション」としてイ ンターネットで公開した。公開に際しては、活断層認定の変動地形学的根拠を整理 し、個々の地形断面や横ずれについて、認定根拠と位置精度に関する説明文を作成 し掲載した。

5) 平成 21 年度:

前年度までに、重点調査観測の目的のうち「長期的な地震発生時期及び地震規模 の予測精度の向上」と、「強震動の予測精度の向上」に資する変動地形学的調査を実施し、そのアウトプットとして、①活断層の高精度位置情報、②活断層認定精度お よび根拠の説明文、③累積変位量の高密度分布、④1回の地震時変位量データ、⑤ 地形面の分布と年代、⑥平均変位速度分布、等のデータセットを構築してきた。そ のデータの公開システムのプロトタイプ(WebGISによる「糸魚川ー静岡構造線活断 層情報ステーション」)も作成した。今年度はこうしたデータの総合的点検と精度検 証を行い、かつデータ公開システムを完成させた。同時に、従来データの乏しい地 域等における地形面の年代と変位量等を推定するための掘削調査(白馬、茅野、南 アルプス)等を実施したほか、南部変動地形資料集を作成した。

(2) 平成 17~21 年度の成果

(a) 業務の要約

地震時断層挙動の予測精度向上に向けた変動地形調査では、「長期的な地震発生時期及 び地震規模の予測精度の向上」と「強震動の予測精度の向上」に貢献するため、航空写真 判読や現地地形調査、航測システムを用いた変動地形の高解像度 DEM や地形断面の作成、 断層変位地形が明瞭に確認できていなかった場所の LiDAR 計測、および地形面編年を実 施することにより、活断層線の位置・変位量等に関する高密度・高精度な情報を網羅的に 取得し、断層帯全域の変動地形情報に関するデータセットを WebGIS 形式で完成させた。

これらのデータセットを用いて平均変位速度(slip rate)分布を求め、過去の地震時変位量 分布の累積過程や1回変位量を検討し、将来の地震時変位量分布を予測した。その結果、強 震動計算におけるアスペリティの位置としては、白馬付近、池田付近、松本南部付近、茅野 ~富士見付近、白州南部付近、および市之瀬台地付近が候補として適当であると推定した。 さらに各区間における断層地下形状を考慮し、1回変位量が推定できる場合、および平均活 動間隔を想定した場合の、区間毎のモーメントマグニチュードを推定した。なお、松本~岡 谷においては、従来ギャップとされていた場所にも横ずれ断層が見つかり、地表起伏に関わ らず直線的な断層トレースが認められたことから、高角~鉛直であると推定した。得られた 活断層情報は「糸魚川ー静岡構造線活断層情報ステーション」としてインターネットで公開 され、変動地形資料集としても整理された。

- (b) 業務の成果
 - 1) 航測システムを導入した活断層の高精度位置情報・高密度変位量データの取得 航測システムを導入した変動地形調査の方法論を図1、2に示す。LiDAR 計測も 実施し、断層変位地形が明瞭に確認できていなかった場所について検討を行った。
 活断層や地形面の分布、高密度の平均変位速度等のデータは、松多ほか(2006)、澤 ほか(2006、2007)、田力ほか(2007)、松多・糸静線断層帯重点的調査観測変動地 形グループ(投稿準備中)、杉戸・糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ(投 稿準備中)、田力ほか(投稿準備中)にまとめられ、「変動地形資料集」としても整 理されている(糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ、2007、2008、2009、 2010)。「変動地形資料集」の地形分類図等の例を本節3.4の末尾に添付する。
 - a) 活断層の認定

1940年代後半から 1950年代前半に米軍によって撮影された縮尺約1万分の1の 航空写真、1960~1970年代に撮影された国土地理院の縮尺約1万分の1の航空写真 を詳細に判読し、既存文献(例えば、活断層研究会編, 1991;下川ほか, 1995;今 泉ほか, 1998;澤ほか, 1998;田力ほか, 1998;今泉ほか, 1999;松多ほか, 1999; 澤ほか, 1999;東郷ほか, 1999a, 1999b;池田ほか編, 2002;中田・今泉編, 2002; 中田ほか, 2007)も考慮して活断層の認定を行った。活断層は「最近10数万年間に 繰り返し活動した断層」と定義し、位置同定の確実度に応じて以下の3種類に区分 した。

·活断層(位置確実):実線

低断層崖や撓曲崖、横ずれする尾根・谷・段丘崖等の断層変位地形の位置が厳密 に特定される場合、実線を描いた。



図1 変動地形調査の全貌(鈴木ほか,投稿中、一部改変)。



図2 POS/IMU 搭載型航空写真撮影に立脚した写真測量(鈴木ほか,投稿中、一部改変)。

·活断層(位置不確実):破線

断層変位地形が残存しているものの、元来の地形がその後に浸蝕・堆積作用等を 受けて変化していると考えられる場合、破線で表記した。

·活断層(伏在部):点線

断層変位地形が、その後に河川による浸蝕を受けて消失していると推定される場 合等、周辺の地形との連続性から必然的に活断層が想定される場合、点線で表記 した。

認定の際には、活断層を認定するための変動地形学的根拠を記述した(例えば、 河川の浸蝕では出来得ない方向の崖地形や、浸蝕・堆積作用では説明できないよう な上に凸型形状を示す斜面、ある線を境にして一方には10数万年間以降の隆起を示 す段丘地形が存在するにも関わらず他方にはそれが認められない、尾根・谷・段丘 崖の系統的な横ずれ、など)。後述する「糸魚川-静岡構造線活断層情報ステーショ ン」(鈴木ほか,2009)においては個々の縦ずれや横ずれの認定根拠と位置の精度を 参照することができる。

推定活断層については「最近 10 数万年間に繰り返し活動したことが変動地形学的 に推定される断層(活断層であると推定されるが現時点では明確に特定できないも の、あるいは今度も活動を繰り返すかどうか不明なもの等)」と定義した。

b) 航測システムによる活断層線の高精度位置情報の取得

従来の活断層図は、紙媒体の地形図に活断層線を描いて作成されていた。しかし、 地形図には構造物と等高線を重ねず一方をずらす等の図学的制約があるため、構造 物や等高線との相対位置を基準として描かれた従来の活断層線の位置は誤差を有し ている。また、作業規定における地形図の許容誤差は標準偏差で図上0.7 mm(縮尺 2万5千分の1地形図で17.5 m)である。さらに、紙媒体の地形図に描かれた活断 層線をスキャンしてデジタイズする場合には、紙媒体の地形図の歪みやスキャン作 業による誤差も生じる。

こうした問題点を解決するため、航測システムを用いて、航空写真をシステム上 で実体視しながら活断層線をデジタイズする方法を採った。

航測システムにも誤差はあるが、得られる位置精度は、以下に述べるように従来 に比べて格段に高精度である。航測システムにおける誤差は、航空写真の標定誤差 とシステム上での計測誤差によるが、今回の作業は、原則として作業規定の「地図 情報レベル 2500」を基準として行った.水平位置・標高の許容誤差はそれぞれ 0.75 m・0.5 mである。また鈴木ほか(2002)は、米軍撮影の縮尺約1万分の1の航空写 真を標定するために必要な多数の Ground Control Point (GCP)に、近年に撮影さ れた航空写真の標定結果を適用する手法を開発した。この方法によれば、古い民家 の屋根の頂点等、明瞭に視認できる多数の地表対象物を GCP に用いることが可能に なり、その結果、誤差 2 m(標準偏差)で標定可能であることが判明している。そこ で、①POS/IMU 搭載型デジタル航空写真撮影を活断層沿いに実施する(2004 年実施)、 ②この航空写真を標定・図化し、現状のあらゆる地表対象物の座標を計測可能とす る、③その座標を用いて既存の航空写真を図化する、という手法を考案し適用した。

したがって、今回航測システムを用いて取得された活断層線位置情報データの精度は、原理的には、実線で示される「位置確実」の活断層線においては数10 cm 程度であり、条件の悪い航空写真を用いる場合には若干大きくなる可能性があるものの、従来に比べ画期的に高精度である。

c) 航測システムによる変位量の計測

変位量の計測においては、狭義の断層変位のみでなく、長波長成分も把握する必要がある。そのため、地形断面計測においては十分長い測線を確保する必要がある。 しかし現地における地形測量では高密度で長い測線を確保することは容易でない。 今回、航測システムを導入することによりこの問題の解決を図った。古い航空写真 を使用することにより過去の地形を復元できる点も大きなメリットである。

例えば、本断層帯北部の約55kmの区間で作成した全84測線中、21測線、12350mは米軍撮影航空写真(縮尺約1万分の1)により計測し、米軍撮影航空写真が欠落する地域の3測線、1470m分は1965年撮影の国土地理院の航空写真(縮尺約2万分の1)により計測した。北部は地形改変が比較的少なかったため、残りの60 測線については、現状の地形で変位量が計測可能と判断し、2004年撮影航空写真を 用いた。このようにして得られた平均700m間隔の上下変位量を地形面年代で除す ることにより平均上下変位速度データが得られた。これと同様の方法で、南方の区間についても高密度の平均上下変位速度データを取得した。横ずれ変位を示す指標 も可能な限り高密度で計測し、平均横ずれ変位速度を求めた。

なお、地形断面図に含まれる誤差は、航空写真内の相対誤差のみであるため絶対 誤差より大幅に小さく、条件の悪い航空写真を用いる場合を除き、航測システム上 での計測誤差として生じる数10 cm 程度とみなせる。すなわち誤差は、一般に作成 される地形断面図の線の幅以内に収まる程度であり、変動地形を検討するために十 分な精度を有している。

2) 地形面区分と編年

航空写真判読においては、活断層の認定と同時に、認定の根拠ともなる地形面を 判読し、指標テフラ等の編年に関する既存データも考慮しつつその時代区分を行っ た(松多ほか,2006;澤ほか,2006,2007;田力ほか,2007;松多・糸静線断層帯 重点的調査観測変動地形グループ,投稿準備中;杉戸・糸静線断層帯重点的調査観 測変動地形グループ,投稿準備中;田力ほか,投稿準備中;糸静線断層帯重点的調 査観測変動地形グループ,2007,2008,2009,2010)(表1)。その際、年代決定が さらに必要な地形面については現地調査を実施した。後述する掘削調査以外におい ても地形面編年に関し表2の年代値が得られており、露頭においてテフラの観察も 行っている。

百度 松太	Н	面		M面		L1	面	L2面	L3面	
日馬一松平		120 ka以前		50-100 ka		10-2	20 ka	4-7 ka	1-2 ka	
主な指標テフラ		Tt-D	(On-	(On-Pm1) (On-Ng) DKP ((構成層中AT)			
松本盆地 (例えば,小口, 1988)		小坂田面	熊井面	熊井面 波田面 系		森口面	上海渡面		押出面	
松木 調査	HH面	H面	M1面	M2面		L1a面	L1b面	L2面	L3面	
松平一諏訪		120 ka以前	90-100 ka	40-	65 ka	20 ka	10 ka	4-7 ka	1-2 ka	
主な指標テフラ		Tt-D	On-Pm1	On-Mt	Pm-V	(構成層中AT)	(ローム載せず)			
諏訪湖周辺 (藤森, 1991)		I面	Ⅲ面	III面		IV面	V面	VI面		
芝 昭 一 白 州	HH面	H面	M1面	M2a面	M2b面	L1a面	L1b面	L2面	L3面	
才到" 口川	200 ka	130-150 ka	100 ka	60 ka	40 ka	20 ka	10 ka	10 ka以降	10 ka以降	
主な指標テフラ	(韮崎岩屑流)	古期ローム	On-Pm1	On-Mt	厚い新期ローム	薄い新期ローム	ローム載せず	ローム載せず	ローム載せず	
富士見・白州周辺 (澤, 1985;田力, 2002)	I面 韮崎岩屑流	II面 T1面	III面 T2面	IV面 T3面	V T ²	面 4面	VI面 T5面	VI Te	I面 G面	
百州 概治	HH面	H面	M1面	М	2面	L1a面	L1b面	L2面	L3面	
日卯11 — 周5.7人	200 ka	130-150 ka	100 ka	60) ka	20 ka	10 ka	10 ka以降	10 ka以降	
主な指標テフラ	(韮崎岩屑流)	古期ローム	On-Pm1	Or	n-Mt	新期ローム	ローム載せず	ローム載せず	ローム載せず	
韮崎周辺 (浅川・平川, 1986)	I面	II面	Ш面	IV面		V面		VI面	VII面	
市之瀬台地周辺 (澤, 1981)		Ia面	Ib面	П	面		III面			

表1 地形面区分の概要。

表 2 放射性炭素年代測定結果。

Locality	Depth (m)	Material	δ ¹³ C (permil)	Conventional ^{14}C age $(\pm 1\sigma, \text{ yr BP})$	Calender age *1 (2 σ , cal BP)	Analysis method	Pretreat- ment *2	Laboratory No. ^{*3}
Iimori, Hakuba	2.10	Charred materials	-25.5	20810 ± 110	24630 - 25440	AMS	AAA	IAAA-51523
	2.10	Organic sediment	-26.7	18950 ± 100	22250 - 22670	AMS	А	IAAA-51524
Taira, Omachi	0.88	Organic sediment	-15.2	4250 ± 40	4630 - 4880	AMS	А	IAAA-51518
	0.88	Organic sediment	-15.0	3720 ± 40	3930 - 4230	AMS	А	IAAA-51519
	0.88	Charred materials	-29.6	3890 ± 40	4160 - 4420	AMS	AAA	IAAA-51520
	0.88	Charred materials	-23.9	3820 ± 40	4090 - 4410	AMS	AAA	IAAA-51521
Mori, Omachi	1.16	Charred materials	-22.8	300 ± 30	300 - 460	AMS	AAA	IAAA-51526
	1.20	Organic sediment	-15.7	1380 ± 30	1270 - 1340	AMS	А	IAAA-51525
Wakamatsu, Omachi	2.90	Charred materials	-27.1	830 ± 30	690 - 790	AMS	AAA	IAAA-51522
Takibe, Toyoshina	0.25	Organic sediment	-17.7	7490 ± 40	8200 - 8390	AMS	А	IAAA-51516
	0.3	Organic sediment	-20.6	7160 ± 50	7870 - 8150	AMS	А	IAAA-51517

*1 Calibrated ages and their probability calculated by CALIB REV.5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2004)

*² A for acid washes; AAA for acid/alkali/acid washes

*³ Analyzed by Institute of Accelerator Analysis Ltd.

なお、地形面区分図は、原則として縮尺2万5千分の1地形図を拡大してこれに 記入して作成し、スキャンして GIS ソフトで読み込みデータ化した。

a) 北部(白馬~松本)

本断層帯北部の段丘面は、分布高度・連続性、火山灰との層位関係、放射性炭素 年代をもとに、上位よりH面(12万年前以前、立山Dテフラ(Tt-D)(120~130 ka: 町田・新井,2003)を載せる)、M面(5~10万年前、大山倉吉テフラ(DKP)(>=55 ka:町田・新井,2003)を載せるがTt-Dは載せない)、L1面(1~2万年前)、L2 面(4~7千年前)、L3面(1~2千年前)の5面に区分される。

i) H 面

H面は Tt-D を載せる。形成時期は最終間氷期以前であるが、指標テフラより下位 にも風成層を有する場合もあり、年代幅は比較的大きい。最北部の栂池周辺に分布 する H面は堆積段丘面と考えられ、比高の小さい段丘崖によって少なくとも3段に 細分可能なやや保存の悪い地形面である。小疇ほか(1974)の親ノ原面に相当し、 段丘堆積物を覆う風成層中に Tt-D が介在すると記載されている。

なお、松本盆地、明科付近の犀川丘陵内について田力・松多(2005)は、現河床 からの比高 150 m以上の T0 面、同 100 m以上の T1 が分布し、形成時期は数 10 万年 前までは遡らないと推定している。これらは活断層線から東へと離れているため、 今回は図示していない。

ii) M 面

M面はDKPを載せるがTt-Dは載せない。神城盆地とそれ以南の仁科三湖、松本盆 地東縁ではM面の分布は断片的であり、テフラとの層位関係も明瞭ではないため、 地形的特徴により対比されたものも多い。

最北部の北城盆地の M 面は、小疇ほか(1974)の切久保面に相当する堆積段丘面 であり、八方では立山 E テフラ(Tt-E)(60~75 ka:町田・新井,2003)を含まな い火山灰に覆われるので、立山 E テフラ降下後に離水した 5 ~ 7.5 万年前の地形面 と考えられる。神城盆地では、M 面構成層(深度 3 m)中に DKP が挟在する(下川・ 山崎,1987)。

松本盆地の M 面は、小口(1988,1990)の波田面(40~60 ka 以前、DKP 降下前後 に離水)に相当し、 Tt-D や御岳第一テフラ(0n-Pm1)(100 ka:町田・新井,2003) には覆われず、褐色火山灰のみを載せる地形面のうち最高位に位置する。礫を主体 とする地形面構成層は厚い。波田面は松本盆地西縁南部では発達が良好であるが、 盆地東縁ではテフラを欠き、明確な対比は難しい(小口,1988)。しかし今回の定義 による M 面に含まれるものと判断される。

iii) L 面群

L1 面は、姶良 Tn 火山灰(AT)(26~29 ka:町田・新井, 2003)降下後に形成された地形面であり、火山灰を薄く載せるものと載せないものがある。小口(1988)は、本研究地域の火山灰降下終了時期を13~15 kaの主氷期と晩氷期の境界としている。

神城盆地北部では、断層の上盤側に位置する L1 面構成層中に AT が狭在する(松 多ほか,2001)。神城盆地中部では断層下盤側の沖積面下、深度 54 mの湖成層中に AT が狭在する(下川・山崎, 1987)。

松本盆地のL1面の一部は、小口(1988)による森口面群(40 ka 以降で13~15 ka より前)に対比されると考えられる。烏川と高瀬川合流部付近の盆地下海抜 510 m (地表下約14 m)には、埋没森口面が確認されている(小口, 1988)。

L2 面は一般に晩氷期に形成された浸蝕面であるが、山麓部ではより古い面を覆う 小扇状地面であることもある。L3 面は L2 面の下位にあり、現河床との比高は小さ い。松本盆地の L2・L3 面は、それぞれ小口(1988)の上海渡面(晩氷期である 13 ~15 ka 以降)と押出面(ほぼ現成)に対比される可能性がある。

b) 中北部(松本~茅野)

本断層帯中北部に分布する段丘面は、分布形態、高度と連続性、段丘面構成層の 特徴、火山灰との層位関係、開析度、隣接地域の段丘面との対比、放射性炭素年代 に基づいて総合的に解釈した結果、上位よりH面(12万年前以前)、M1面(9~10 万年)、M2面(4~6.5万年)、L1a面(2万年)、L1b面(1万年)、L2面(4~7 千年)、L3面(1~2千年)の7面に区分される。段丘面の区分は藤森(1991)と 概ね一致するが、一部異なる地点もある。

本地域のうち、北部は信濃川水系の松本盆地である。一方塩嶺峠以南は天竜川水 系であり、その中心をなす諏訪盆地の中央には諏訪湖が位置している。研究地域に 分布する段丘面のうち、松本盆地南部の奈良井川右岸、松本盆地北部の女鳥羽川右 岸、岡谷付近の横河川左岸地域においては、本流が形成したと考えられる段丘面の 発達が比較的良好である。塩嶺峠から松本盆地南部にかけては扇状地性の段丘面が 広く分布するが、それ以外の地域では小規模な扇状地性の地形面がほとんどである。 i) H 面

On-Pm1 とその下位に厚さ約 140 cm の著しく風化したローム層を段丘面構成層上 位に載せることから、約 12 万年前以前に形成されたと考えられている地形面である (藤森, 1991)。松本盆地南部、諏訪盆地では南東部の茅野市街地南方に分布がみら れ、松本盆地では痩せ尾根状の分布形状を示す。松本盆地では小坂田面 (Nakata and Chida、1974) に、諏訪盆地では I 面 (藤森, 1991) に対比される。松本盆地では H 面よりさらに上位の平坦面が分布するが、形成年代を決定する資料は得られなかっ た。ここでは便宜的に H 面より上位のものを HH 面と表記するが、平均変位速度の算 出については約 12 万年前以前として計算している。

ii) M1 面、M2 面

M1 面は構成層直上に On-Pm1 を載せるとされることから(藤森, 1991)、約9~10 万年前に形成された地形面と考えられる。松本盆地では松本市街地北方、城山公園 付近、また、盆地南部の塩尻東部では開析された扇状地性の段丘面として分布する。 諏訪盆地では茅野市街地南部に広く分布する。松本盆地では熊井面(Nakata and Chida, 1974)に、諏訪盆地では II 面(藤森, 1991)に対比される。

M2 面は、On-Pm1 を載せず、御岳三岳テフラ(On-Mt)(Pm-IV, 57 ka: Machida, 1999) や Pm-V を含む厚さ数 m の褐色火山灰層に覆われることから(藤森, 1991)、4~6.5 万年前頃に形成された堆積性の段丘面である。M2 面は松本盆地南部東縁と奈良井川 右岸に広く分布し、諏訪盆地では横河川、砥川、上川が盆地へ流入する箇所や茅野 市街地南方に広く分布する。松本盆地では波田面(Nakata and Chida, 1974;小口, 1988)に、諏訪盆地では III 面(藤森, 1991)に対比される。

iii) L 面群

L1a 面は、層厚約 30 cm 程度以下の薄いローム層に覆われる、ないしはマトリッ クスに火山灰を含むこと、またローム層基底、ないしは段丘面構成層最上部付近よ り AT に対比される可能性の高いガラス濃集層を産すること(土木学会原子力土木委 員会断層活動性分科会,2004)から、およそ2万年前頃に形成された段丘面と考え られる。松本盆地では奈良井川右岸に M2 面を下刻して広く発達する。諏訪盆地では、 横河川、砥川沿いに広く発達する扇状地性の段丘面である。松本盆地では森口面に 対比され (Nakata and Chida, 1974;小口,1988)、諏訪盆地では IV 面 (藤森, 1991) に対比される。

L1b 面は、ローム層を載せず、腐植層が発達する地形面であり、形成年代はおよ そ1万年前と推定されている(藤森, 1991)。本面がローム層を載せないことは、本 面の離水時期が松本盆地の火山灰降下終了時期が約 13~15 ka (小口, 1988)とさ れることとも整合的である。松本盆地では女鳥羽川右岸に広く発達し、諏訪盆地で は横河川右岸や岡谷市街地付近、盆地南西縁山麓地域、茅野市上川右岸に広く分布 する。松本盆地では上海渡面に(Nakata and Chida, 1974;小口, 1988)、諏訪盆地 では V 面 (藤森, 1991)に対比される。

L2面はローム層を載せず、形成時期を示す直接的な資料も得られていないが、松本盆地に分布する段丘面との分布形態に基づく対比から、4~7千年前に形成された段丘面と考えられる。松本盆地では奈良井川に沿う本流性の低位段丘面であり、諏訪盆地南部などではL1b面を開析する扇状地性の段丘面である。上諏訪市街地の角間川に沿っても広く発達する。諏訪盆地ではVI面(藤森, 1991)に対比される。L3面についても、形成年代を示す資料は得られていないが、本地域で最も若い段丘面であること、松本盆地の段丘面との対比から、1~2千年前に形成されたと考えられる。本面は、松本盆地では赤木山南方の田川沿い、諏訪盆地北部の横河川沿岸、諏訪盆地南西縁山麓部に沿って発達する。松本盆地では押出面(小口, 1988)

- に対比される。
- c) 中南部(茅野~白州)

本断層帯中南部に分布する段丘面は、分布形態、高度と連続性、段丘面構成層の 特徴、火山灰との層位関係、開析度、隣接地域の段丘面との対比に基づいて総合的 に解釈した結果、上位より HH 面(20万年前)、H 面(13~15万年前)、M1 面(10万 年前)、M2a 面(6万年前)、M2b 面(4万年前)、L1a 面(2万年前)、L1b 面(1万 年前)、L2 面(1万年前以降)、L3 面(1万年前以降)の9面に区分された。澤(1985)・ 田力(2002)はいずれも7面に区分しているが、これは M2b 面と L1a 面、および L2 面と L3 面をそれぞれ同一面として扱っているためである。これらの地形面を区分し たこと以外、今回の区分は澤(1985)・田力(2002)と概ね一致しているが、一部異 なる地点もある。 本地域のうち北部は天竜川水系、南部は富士川水系に属しており、赤石山脈や八 ケ岳火山列から本流(天竜川上流の宮川や富士川上流の釜無川)へと流下する支流 によって形成された扇状地性の地形面が発達する。南部の白州付近には釜無川支流 の神宮川や尾白川、大武川などの河川によって比較的広い扇状地性地形面が発達す るが、それ以外の地域では小規模な扇状地性地形面がほとんどである。

i) HH 面

韮崎岩屑なだれ堆積物の堆積面を HH 面として認定した。澤(1985)の I 面に相当 する。田力(2002)もその分布を検討している。年代は柿原ほか(2001)に従い 20 万年前とした。富士見町富士見横吹付近に分布するのみであるが、八ヶ岳南方では 韮崎付近を中心として広く分布する(尾崎ほか, 2002)。

ii) H 面

H 面は、構成層の上位に On-Pm1 および古期ローム層を載せる地形面であり、澤 (1985)の II 面、田力(2002)の T1 に相当する。形成時期は田力(2002)に従い 13~15万年前とした。八ヶ岳火山麓扇状地面が H 面に含まれるほか、富士見町富士 見とち(草かんむりに子)ノ木付近、白州の大武川右岸付近などに分布する。松本 盆地では小坂田面(Nakata and Chida, 1974)に、諏訪盆地では I 面(藤森, 1991) に対比される。松本盆地では H 面よりさらに上位の平坦面が分布する。

iii)M1 面、M2a 面

M1 面は構成層直上に On-Pm1 を載せる地形面であり、10 万年前に形成されたもの と考えられる(澤, 1985;田力, 2002)。澤(1985)の III 面、田力(2002)の T2 に相当する。茅野市~富士見町に発達するテクトニックバルジの背面の多くは M1 面に区分される(澤, 1985)。白州においては西方の赤石山脈から流下する河川群に よって形成されている(田力, 2002)。松本盆地では熊井面(Nakata and Chida, 1974) に、諏訪盆地では II 面(藤森, 1991)に対比される。

M2a 面は、On-Pm1 を載せず、On-Mt を含む厚さ数 m の褐色火山灰層に覆われる地 形面であり、澤(1985)の IV 面、田力(2002)の T3 に相当する。形成時期は田力 (2002)に従い6万年前とした。富士見町若宮や白州などに発達する。松本盆地で は波田面(Nakata and Chida, 1974;小口, 1988)に、諏訪盆地では III 面(藤森, 1991)におおむね対比されるが、これらの一部は M2b 面に対比される可能性がある。

iii) M2b 面、L1a 面、L1b 面、L2 面、L3 面

ローム層の厚さを基準として、On-Mt を載せず新期ロームのみを載せる地形面(澤 (1985)のV面・田力(2002)のT4)をM2b面・L1a面に区分した。ローム層がお おむね数10 cm以下のものをL1a面に含めている。ATとの関係は不明である。M2a 面とL1b面の形成時期等を考慮し、M2b面・L1a面の形成時期をそれぞれ4万年前・ 2万年前と推定した。M2b面・L1a面の分布は本地域全域にわたっている。

L1b 面は、諏訪盆地(藤森, 1991)と同じくローム層を載せず腐植層が発達する 地形面であり、形成年代は澤ほか(2007)・田力ほか(2007)と同様、1万年前と推 定した。澤(1985)のVI面、田力(2002)のT5に相当する。本面がローム層を載 せないことは、本面の離水時期が松本盆地の火山灰降下終了時期が約13~15 ka(小 口, 1988)とされることとも整合的である。松本盆地では上海渡面に(Nakata and Chida, 1974;小口, 1988)、諏訪盆地ではV面(藤森, 1991)に対比される。茅野市~富士見町では段丘面群の中で最も発達がよく、白州にも断片的ながら分布する。 L2・L3 面はローム層を載せず、形成年代を示す直接的な資料も得られていない。 これらの地形面は澤(1985)の VII 面、田力(2002)の T6 に相当し諏訪盆地では VI 面(藤森、1991)に対比される。本報告ではこれを現河床との比高を考慮して2 分しL2 面・L3 面とした。白州においてひろく発達している。

d) 南部(白州~鰍沢)

本断層帯南部地域に分布する段丘面は、ほとんどが巨摩山地から東方へ流下する 御勅使川やその他の小河川が形成した扇状地性の地形面が段丘化したものである。 本断層帯南部に分布する段丘面は、上位より HH 面(20万年前)、H 面(13~15万年 前)、M1 面(10万年前)、M2 面(6万年前)、L1a 面(2万年前)、L1b 面(1万年前)、 L2 面(1万年前以降)、L3 面(1万年前以降)、の8面に区分される。

今回の区分は御勅使川以南の H 面~L1a 面に関しては澤(1981)と概ね一致して いる。御勅使川以南の L1b 面~L3 面に関しては、澤(1981)では細分されていない ため、今回新たに区分したものである。御勅使川以北では、浅川・平川(1986)に より地形面区分がなされているが、今回の区分とは異なる部分が多い。

i) HH 面

韮崎岩屑流の堆積面である。形成年代は柿原ほか(2001)に従い、20万年前とした。

ii) H 面

構成層上位に On-Pm1 および古期ロームを載せる段丘面である。構成層はくさり礫 を多く含む風化が進んだ砂礫層からなる。白州地域の II 面(澤, 1985)、T1(田力, 2002)に対比され、形成年代は On-Pm1 の年代と古期ローム層の厚さから、13~15 万年前と考えられる(田力, 2002)。

iii)M1 面

構成層直上に On-Pm1 を載せる段丘面である。形成年代は、On-Pm1 の降下年代か ら、10 万年前と考えられる(澤, 1981、1985;田力, 2002)。構成層はくさり礫を 含む風化した砂礫層からなる。

iv) M2 面

On-Pm1を載せず On-Mt を含む新期ローム層に覆われる段丘面である。形成年代は、 On-Mt の降下年代から、6万年前と考えられ(田力,2002)、構成層はわずかに風化 した砂礫層である。

v) L1a 面

0n-Mt を載せず、新期ロームのみに覆われる段丘面である。形成年代は、糸静線 中北部で新期ローム層のみを載せる面(L1a面)が2万年前とされていることから、 ここでも同様に2万年前とした。この年代は、上宮地トレンチ(市之瀬台地北部; 遠田ほか,2000)でL1a構成層を覆う腐植層最下部から150~240 ka程度の放射性 炭素年代が得られていることとも整合的である。構成層は、風化していない新鮮な 砂礫層からなる。 vi) L1b 面・L2 面・L3 面

構成層上にローム層を載せず、腐植層が発達する段丘面である。L1b 面の形成年 代は、本断層帯中北部においてローム層を全く載せない最高位の面(L1b 面)が1 万年前とされていることから、ここでも同様に1万年前と考えられる。L2 面・L3 面では形成年代を示す直接的な資料は得られていないため、L2 面および L3 面の形 成年代は L1b 面の形成年代の1万年前以降とした。

- 3) 現地 GPS 計測による活断層線の位置精度検証
- a) 検証手法

今回得られた活断層位置情報の精度を検証するため、2周波 GPS による精密な現 地測量を実施した。検証対象は位置確実と判断された活断層線(実線で表記した部 分)とし、断層変位地形の直上で測地座標を計測した。その後、得られた計測値と 活断層位置の数値情報との間の最短距離(水平距離)を求めた。

使用した2周波 GPS は Leica 社の GXR1200 である(図3)。国土地理院の電子基準 点データを用いて補正し、計測精度は誤差数 cm 以内とした。



図3 2周波 GPS による現地測量風景(大町市社宮本)。

b) 精度検証結果および誤差要因の検討 本断層帯全域にわたる計22 地点(図4)における計測結果を表3に示す。これに よれば、活断層線の位置精度は平均誤差1.44 mである。

誤差の大きさおよび向き(活断層線のどちら側に GPS 計測結果があるか)には系統性は認められなかった。したがって、活断層線が全体的に一定方向にシフトしているような系統誤差はほとんどない。



図4 GPS 計測地点の分布。図中の番号は表3と対応する。

番号	地名	使用写真	誤差 (m)
1	信濃森上	パイロット	1.33
2	大出 (1)	米軍	2.83
3	大出 (2)	米軍	0.77
4	神城	米軍	2.86
5	崩沢	パイロット	1.02
6	大笹	地理院	0.96
7	宮本	地理院	6.51
8	池田	地理院	3.64
9	花見	地理院	2.84
10	坪山	地理院	4.06
11	明神町	米軍	0.15
12	大和 (1)	パイロット	1.46
13	大和 (2)	パイロット	0.67
14	坂室	米軍	0.90
15	矢ノロ	米軍	0.19
16	御射山神戸	米軍	1.95
17	栗生	米軍	1.21
18	下蔦木	米軍	0.44
19	黒沢	パイロット	4.60
20	青木	パイロット	4.43
21	市之瀬	パイロット	0.49
22	河原	パイロット	3.03
		誤差の平均	1.44

表3 各 GPS 計測地点における誤差と、航測システム上での 計測の際に使用した写真の種類。番号は図4に対応する。

検証結果をみると、活断層線の位置精度は航空写真判読および航測システムにお ける計測に使用した航空写真の種類と関連があると考えられる。表3において、米 軍撮影航空写真および地理院撮影航空写真により決定された活断層線位置の誤差は、 パイロット写真による誤差(1~3m程度)に比して大きい傾向にある。しかし、 それもおよそ3~5m以内におさまっている。米軍撮影航空写真による計測誤差を 検討した鈴木ほか(2002)は、誤差が水平方向で最大3~5m、標準偏差2m程度で あることを示しており、本検証結果はこれと整合的である。

なお、パイロット写真を用いた地点については、理論上推定される誤差は数 10 cm であるにもかかわらず(前述)、数メートル程度の誤差を伴う場合があった。その原 因には、航測システム上で位置を特定する作業上で生じた可能性等が考えられ、今後さらに検討する必要がある。しかしながら、ここで確認された平均誤差 1.44 mは、今回の重点的調査観測の目的にとっては期待通りの十分な精度と判断される。

4) LiDAR 計測および掘削調査

植生に被われる等により断層変位地形の連続性が明瞭に確認できない地域におい て、LiDAR 計測を実施した。また、断層変位を確実に確認すること、変位量や地形 面の年代等を解明することを目的として、掘削調査を実施した。以下は各地域の調 査結果であり、北から順に記載する。LiDAR 調査は、塩尻市~岡谷市付近、茅野市、 富士見町、および白州町で実施し、掘削調査は、白馬村、池田町、岡谷市、茅野市、 富士見町、および南アルプス市において実施した。

a)北安曇郡白馬村北城新田・北城大出における掘削調査

本断層帯北部、北城盆地には主に、西側山地から東へと流下する松川等の河川に よって扇状地性段丘面や沖積扇状地面が発達し、これらの地形面を変位させる活断 層が認定される(例えば、松多ほか,2006)。中でも白馬村北城新田・同大出付近に は東側(=下流側)隆起の変動崖がみられ、その基部には湿地・平坦地が発達する。 こうした湿地・平坦地は変動崖の出現・成長とせきとめ作用に起因して発達したと 判断される。その場合、湿地・平坦地を構成する堆積物基底の年代とその深度は地 形面編年や上下変位量見積もり精度の向上に有効である。このような観点から地層 掘削等の調査を実施した。成果の一部は杉戸ほか(2007)によって報告されている。



Active fault traces T Control of the second second

図5 白馬村北城新田・同大出付近の変動地形学図。黒四角は図8の位置を示す。 等高線等は国土地理院発行数値地図25000「白馬町」「塩島」から抜粋。



図6 新田における機械ボーリング掘削により得られたコアの柱状図。位置は図5参照。 Loc.3の地表下約60~75 cm(耕作土)は強い人工的擾乱を受けている。その下位のシルト 層は風成である可能性がある。このシルト層より下位の砂層・砂礫層は河成である。

新田の北方に発達する H 面 (図5) は小疇ほか (1974)の親ノ原面に相当する。 堆積性の段丘面であり、段丘面構成層を覆う風成層は Tt-D を挟在する (小疇ほか, 1974)。Loc.1 (図5) には段丘面構成砂礫層を覆う風成層に Tt-D と思われる火山灰 が認められる (松多ほか, 2006)。H 面の離水時期は Tt-D 降下より前であることか ら (小疇ほか, 1974; 松多ほか, 2006)、酸素同位体ステージ (MIS) 6 以前の寒冷 期に対比される可能性が指摘される。同じく M 面 (図 5) は小疇ほか (1974)の切 久保面に相当する。堆積性の段丘面であり、段丘面構成層は Tt-E より上位の風成層 に覆われる (小疇ほか, 1974)。Loc.2 において段丘面構成砂礫層を覆う風成層には 指標テフラは認められない (松多ほか, 2006)。M 面の離水時期は Tt-E 降下より後 であることから (小疇ほか, 1974; 松多ほか, 2006)、MIS 4 に対比される可能性が 指摘される。これより低い段丘面は小疇ほか (1974)の塩島 I 面・同 II 面・森上面 に相当する。これらの地形面について、松多ほか (2006) は分布と対比を再検討し た結果に基づいて L1 面・L2 面・L3 面に区分し、L1 面は MIS 2 の堆積段丘面であり、 L2 面・L3 面はこれを下刻して形成された浸蝕段丘面と判断している。

新田のL1 面およびL2 面を対象として機械ボーリング掘削を実施した。L1 面上の Loc.3(図5)で行った掘削では、深度約1.6~1.7 mに大きく傾斜する明瞭な地層 境界面が認められた(みかけで約25~55°)(図6)。この地層境界面は浸蝕面であ る可能性が考えられる。他の地層境界面はほぼ水平または若干傾斜するのみである。 深度1.29~1.31 mにATが、深度1.73~1.74 mに阿蘇4火山灰(Aso-4)(85~90 ka: 町田・新井,2003) がそれぞれ認められる(図6、表4)。したがって、深度約1.6 ~1.7 m以浅のATを含む河成層は、Aso-4を含む河成層(とその上位の堆積物?) を浸蝕しつつ堆積したと考えることができる。その場合、L1 面の離水時期はAT 降 下の少し後であり、MIS2に相当する可能性が指摘される。この結果はL1 面が MIS2 に形成されたとする松多ほか(2006)を直接的に支持する。ただし、L1 面構成層は Loc.3 では深度1.6~1.7 m以浅の地層のみであることから、このL1 面を堆積段丘 面とする小疇ほか(1974)・松多ほか(2006)等との関係についてはさらなる検討が 必要である。

一方、L2 面上の Loc.4 付近(図 5)は、東側隆起を示す比高約8mの変動崖によってせきとめられ、湿地となっている。地形断面から、湿地堆積物基底の深度は約1mと推定される(図7)。ここでは、深度約0.92m以浅の地層は耕作土および腐植質シルト層で構成され、その最下部(深度 0.89~0.91 m)では4300±40 yr BPの放射性炭素年代が得られた(図6、表5)。0.92m以深の砂礫層はL2 面構成層と推定され、地形断面による推定と整合する。したがってL2 面の離水時期はこの年代値以前と考えられ、本断層帯北部のL2 面の年代を4~7kaとする松多ほか(2006)・澤ほか(2006)の見積もりと調和する。仮にL2 面の年代を約5千年前とすると、上下変位量が約8mであることから、平均上下変位速度は約1.6 mm/yr となる。

大出付近にはL1面、L2面、L3面、およびA面が発達する(図8)。Loc.5において、L2面の基盤をなす安山岩溶岩(岩戸山層:例えば、中野ほか,2002)が観察される。Loc.6においてはL2面構成砂礫層も観察される。ここでは、基盤をなす安山 岩溶岩の上位を層厚5~10mの砂礫層が覆っており、薄い表土(層厚約0.3m)に 覆われる。砂礫層はクラストサポートの構造を示す、中礫~大礫サイズの亜円礫から構成される。礫の最大径は約400mmである。マトリックスは主に粗砂~細礫である。年代指標となる試料を見出すことはできなかった。

サンプル名	コア	深度 (m)	分析結果
SDT01	Loc.3	1.29-1.31	ATに対比される.
SDT02	Loc.3	1.73-1.74	Aso-4に対比される.

表4 新田コアのテフラ分析結果。

*分析は株式会社パレオ・ラボによる.



図7 新田の地形断面図。位置は図5参照。

²⁰⁰⁴年撮影パイロット航空写真を用いた写真測量により作成。Loc.4のボーリングコアを 太実線で示す。コアは断面解釈の点線より若干下位にあるが、これは地形断面を作成した 位置とボーリングコアの位置が水平方向に若干離れているためと推定される。



図8 白馬村北城大出付近の変動地形学図(左)および地形断面図(右)。位置は図5参照。 等高線等は白馬村発行2500分の1都市計画基本図(2000)から抜粋。地形断面図は米軍撮 影航空写真を用いた写真測量により作成。地形断面図中の太実線はボーリングコアを示す。

L1 面は活断層線付近にはほぼ分布しないが、L2 面、L3 面、および一部の A 面は 東側隆起の上下変位を受けており(図8)、その量は L2 面で 6.5~7.0 m、L3 面で 4.0~4.5 m、A 面で 2.0~2.5 m と見積もられる。地震時変位量が各地点で同じであ るとすると、L2 面の形成より後に少なくとも 3 回の古地震イベントがあった可能性 が考えられ、3 回であった場合、1 回の地震時の上下変位量が約 2.0~2.5 m である 可能性が指摘される。L2 面の形成時期を、新田での調査結果を踏まえ約 5 千年前と すると、白馬村神城堀之内におけるトレンチ掘削調査で見出された古地震イベント の数・時期(奥村ほか,1998)と整合的であり、平均上下変位速度は、上下変位量 が 6.5~7.0 m であることから、1.3~1.4 mm/yr と計算される。

L2 面・L3 面・A 面それぞれにおいて、変動崖の基部を対象として機械ボーリング 掘削・ピット掘削を実施した(図8、9、10、表5)。ピットは、地下の断層面を露 出させ傾斜と変位量を検討することを目的として、変動崖の基部付近からから可能 な限り東側まで掘削したが、断層面は露出しなかった。これは人工改変によって変 動崖が埋め立てられていたためであると考えられる。また、湧水によりピット壁面 の保持が困難であったため、現場作業は柱状図作成と試料採取にとどめた。ボーリ ングコア・ピット壁面で観察された湿地性堆積物は、いずれもL3 面や A 面相当の若 い年代値を示した(Modern~2070±30 yr BP)。山崎(1979) は、湿地堆積物基底(コ ア 02 と 05 の中間付近、深度数 10 cm:山崎,私信)(図 8) から 2000±130 yr BP

(Gak7856)を示す木片を得ている。地形断面から推定される湿地堆積物基底より深 部においてもこうした若い年代値が得られているため、L3 面や A 面の形成時に洪水 流が変動崖基部を南北方向に流れ下刻した可能性が指摘される。その場合、変動崖 は側刻によって東方へとみかけ若干後退した可能性が考えられる。この点について は、地形断面とボーリングコアの位置関係も含め、さらに検討を行う必要がある。







図10 大出ピット壁面の柱状図。掘削位置は図8参照。

表6 新田コアおよび大出コア・ピット壁面の放射性炭素年代。

Loc. / Core / Pit	Depth (m)	Material	δ ¹³ C (permil)	Conventional ${}^{14}C$ age $(\pm 1\sigma, yr BP)$	Calender age *1 (2 σ , cal BP)	Analysis P method r	retreat- nent *2	Laboratory No. *3
Loc.4	0.89-0.91	Organic sediment	-18.0	4300 ± 40	4880 - 5280	AMS	А	IAAA-62268
Core 02	1.15-1.16	Plant fragments	-27.7	Modern	-	AMS	AAA	IAAA-62829
Core 02	2.42-2.43	Plant fragments	-29.4	Modern	-	AMS	AAA	IAAA-62830
Core 02	2.57-2.58	Plant fragments	-29.8	990 ± 30	800 - 960	AMS	AAA	IAAA-62831
Core 02	2.64-2.65	Plant fragments	-27.7	1200 ± 30	1010 - 1240	AMS	AAA	IAAA-62832
Core 02	2.67-2.68	Plant fragments	-35.8	Modern	-	AMS	AAA	IAAA-62265
Core 04	0.59-0.60	Plant fragments	-33.2	Modern	-	AMS	AAA	IAAA-62833
Core 04	1.78-1.79	Plant fragments	-29.0	500 ± 30	500 - 620	AMS	AAA	IAAA-62834
Core 04	2.08-2.10	Plant fragments	-27.9	1240 ± 30	1080 - 1260	AMS	AAA	IAAA-62266
Core 05	0.60-0.61	Plant fragments	-27.0	90 ± 30	0 - 270	AMS	AAA	IAAA-62835
Core 05	0.67-0.68	Plant fragments	-31.3	Modern	-	AMS	AAA	IAAA-62836
Core 05	2.49-2.50	Plant fragments	-26.8	1120 ± 30	960 - 1170	AMS	AAA	IAAA-62837
Core 05	2.54-2.55	Plant fragments	-26.8	1150 ± 30	980 - 1170	AMS	AAA	IAAA-62838
Core 05	2.58-2.59	Plant fragments	-28.7	550 ± 30	520 - 640	AMS	AAA	IAAA-62267
Pit	1.26-1.33	Plant fragments	-28.0	1790 ± 30	1620 - 1820	AMS	AAA	IAAA-91915
Pit	1.80-1.84	Charred materials	-29.2	2070 ± 30	1950 - 2120	AMS	AAA	IAAA-91283

*1 Calibrated ages and their probability calculated by CALIB REV.5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2004)

*² A for acid washes; AAA for acid/alkali/acid washes *³ Analyzed by Institute of Accelerator Analysis Ltd.

b)北安曇郡池田町会染における掘削調査

松本盆地東縁の活断層線は、木崎湖付近から池田町・安曇野市明科付近まで東側 隆起で左雁行配列を示しながら、山麓線から数 100 m~1 km 程度西側を走る(例え ば、澤ほか,2006)。池田町付近以南の活断層線は、新期断層変位地形が高瀬川の側 方浸蝕によって後退・消失しており、かつ犀川丘陵から西流する小河川が形成した 新期扇状地に覆われるため、北方に比べ位置の精度がやや劣る。そこで、断層下盤 側の地層を確認して活断層線位置の西限を確定し、かつ上盤側地形面との対比に必 要な年代を得るため、池田町会染において長さ 25 m のボーリングコア(AS01)を取 得した(図 11)。あわせて既存ボーリングデータ(千曲川河川事務所,2003)を収 集し、地層の対比を行った(澤,2009)。



図 11 池田町会染付近の活断層分布図。

図の上方が北。コア43、45~48、断面A-A'・B-B'は千曲川河川事務所(2003)による。等高線等は国土地理院発行数値地図25000「有明」「明科」より抜粋。



Α 43 587 m GL 48 AS01 574.1 m GL 46 600 m 45 500 3 4 km 0 В' В AS01 46 574.1 m GL 570 m GL 43 587 m GL — 600 m ▲主氷期と晩氷期の境界と推定される層準 500 2 4 km

図13 池田町付近の地質断面図。

A-A'断面:千曲川河川事務所(2003)のG-G'断面に同じくコア43とAS01を投影し編集 したもの。BB'断面:千曲川河川事務所(2003)のJ-J'断面の一部にAS01を投影し編集 したもの。断面の位置は図11を参照。ドットで示した部分が沖積層であり、下位には森口 礫層・波田礫層が分布する。

採取されたコアは、表土(深度 0.95 m 以浅)を除くとほぼすべて砂礫層により構成される(図 12)。砂礫層の堆積年代を解明する試料を得ることはできなかったが、砂礫層は深度 8.6 m と深度 14.5 m で層相を大きく変え、上位(深度 0.95~8.6 m)・中位(深度 8.6~14.5 m)・下位(深度 14.5 m 以深)の3層に分けられる。上位の砂礫層では花崗岩の大礫が主であるが、中位の砂礫層では花崗岩礫は少なく、凝灰岩礫や安山岩礫が多い。礫径は中礫が主である。深度 13.5 m 付近に厚さ約5 cm のテフラ含有層を挟むが、同定には至らなかった。下位の砂礫層は、花崗岩・砂岩・安山岩・凝灰岩など多様な礫種を含む中礫主体の砂礫層であり、中位の礫層に比べて細粒物質の比率が高い。

小口(1990)は、掘削地点の約6km南方、明科付近のボーリングデータを多数収 集し、深度10~30mに認められる砂礫層の層相変化(礫径の変化・細粒物質の比率 の変化)を森口礫層(後期更新世後期)上限と考え、その時期を主氷期と晩氷期の 境の時期(約13~15 ka)に対比している。また、千曲川河川事務所(2003)も掘 削地点の約1 km南南西のボーリングデータ(コア45)を、層相をもとにして上位よ り沖積層(深度5m以浅)・森口礫層(後期更新世後期、深度5~25 m)・波田礫層 (後期更新世中期、深度25m以深)に対比した(図12、13)。これらの深度とASO1 の層相変化の深度は矛盾なく対応し、今回認定された深度8.6 m・14.5 mの境界の いずれかが主氷期と晩氷期の境の時期に形成されたものと考えられる。これらの境 界の深度が活断層の変位によるものとみなすと、約13~15 ka以降の堆積速度は、 おおよそ0.6~0.7 mm/yr または1.0~1.1 mm/yr 程度と見積もられる。

今回の調査結果と千曲川河川事務所(2003)の地質断面図(図13のB-B'断面) によれば、森口礫層上限は地表下約10~15mの深度にある。森口礫層上限の高度が、 浸蝕によって変化しておらず相対的な沈降とその後の沖積層の埋積によって現在の 状況にあると仮定すると、澤ほか(2006)のP59およびP69におけるL1面の変位 量はさらに約10~15m大きくなり(P59:38~43m、P69:41~46m)、平均上下変 位速度は1.9~4.6mm/yrとなる。

なお、このボーリング掘削によって、比較的厚い盆地内堆積物(下盤側堆積物) が山麓線の比較的近くに確認され、掘削地点は断層下盤側に位置することがわかっ た。地下の断層は掘削地点と山麓線の間を通過すると考えられる。



図 14 本断層帯北部の平均上下変位速度分布。澤ほか(2006)に加筆。

c) 塩尻市~岡谷市における LiDAR 計測・掘削調査

本断層帯中北部、松本盆地と諏訪盆地の境界付近にあたる、牛伏寺断層の南端付 近から諏訪盆地北西端の岡谷にかけての約7kmの区間には、従来明瞭な活断層が認 められてこなかった(例えば、松多ほか,1999;今泉ほか,1999)。このため、地形 的な高まりである塩尻峠付近は「塩尻峠ギャップ」と呼ばれるようなセグメント境 界であるとする考え方が多い(例えば、土木学会原子力土木委員会断層活動性分科 会,2004)。



図 15 LiDAR 計測結果(崖ノ湯から塩尻峠、岡谷)。基図は LiDAR 計測から取得した 1 mメ ッシュ DEM。太線は活断層、破線は推定活断層。灰色細線は河谷の屈曲を示す。

活断層の詳細な位置および変位量の見積もり精度を向上させるため、崖ノ湯から 塩尻峠の範囲において LiDAR 計測を実施した(図 15)。活断層の認定自体について は、縮尺や撮影年度が異なる航空写真を用いた活断層変位地形判読でも十分可能で あったが、LiDAR 計測結果を用いることによって、活断層線のより詳細な位置や分 布、多数の横ずれ変位地形の抽出が可能となった。左横ずれ変位量は、崖ノ湯南方 で 30~125 m、塩尻峠北西で 20~40 m、後述する掘削調査を実施した活断層では最 大で 250 m に達する(澤ほか, 2007)。

これにより、活断層の分布が不確かな区間は2km程度となり、松本盆地から崖ノ 湯を経て諏訪盆地北西縁の岡谷付近まで、本断層帯はほぼ連続して分布することが 明らかとなった。

大縮尺航空写真を用いた写真判読(澤ほか,2007)および前述のLiDAR 計測結果 に基づいて変動地形学的に認定された活断層について、確実に活断層であることを 地質学的にも示し、その活動履歴や断層構造を確認するため、塩尻峠北東の岡谷市 塩嶺御野立公園付近でピット掘削調査を実施した(谷口ほか,2007,2008,投稿中; 渡辺ほか,2007)(図15のPit)。調査地点には約2mの比高をもつ南西側上がりの 崖地形があり、その北西側延長では断層を横切る谷底平野に35mの左横ずれ が認められる。

掘削溝は幅約6m・深さ約3mであり、ピット壁面に露出した地層は、下位から塩 嶺累層・軽石層・褐色ローム層・黒土層・表土に区分される(図16)。最下部には、 やや風化が進んだ凝灰質角礫が露出し、これは基盤をなす塩嶺類層であると考えら れる。軽石層は、サンプル処理後の観察の結果、黒雲母と角閃石に富むという重鉱 物組成の特徴から、On-Pm1 に対比される可能性が高い。褐色ローム層中には、赤褐 色の軽石層がパッチ状に産出し、その産状や色調から On-Mt に対比される可能性が ある。褐色ローム層は、黒土層の年代(後述)から、1~数万年前に堆積したと考 えられる。黒土層の上部からは1700~2300 yr BP(1560~1710 cal BP、2160~2460 cal BP)、下部からは7000~8000 yr BP(7510~7660 cal BP、8650~8990 cal BP) の放射性炭素年代年代が得られている(表6)。最上位の表土(1440 yr BP;1300 ~1380 cal BP)は非常に攪乱されていたところがある。

両壁面の中央部付近には複数の高角な断層が認められる(図 16)。断層は 0n-Pm1 を複雑に変形させ、黒土層までを切断し、表土に覆われる。掘削溝の底面では、軽 石層と褐色ローム層を境する明瞭な断層が認められ、断層面に沿って左方向に引き ずられる変形構造が確認される(図 17)。

また、ピット両壁面には、壁面と斜交する複数のクラック群が認められる。その 走向はピット壁面の断層や地表の活断層線とも斜交する。これらは左横ずれに伴っ て生じた地表で右ステップを示すオープンクラック(開口亀裂)であると考えられ る。

このように、変位地形だけではなく、このような断層構造からも、本断層が左横 ずれを主体としていることが示される。

活動時期について、断層によって切られている黒土層と断層変位を覆っている表 土から得られた放射性炭素年代年代に基づくと、本地点における最新活動時期は約 1700 yr BP (1710 cal BP) 以後、約 1400 yr BP (1380 cal BP) 以前であったと考 えられる。



図 16 塩嶺御野立公園ピット壁面のスケッチ。掘削位置は図 15 参照。



図17 塩嶺御野立公園ピットの底面写真。写真の位置は図16の「Pit Floor」。

Sample	Material	δ ¹³ C (permil)	Conventional 14 C age (±1 σ , yr BP)	Calender age *1 (2 σ , cal BP)	Analysis method	Pretreat- ment *2	Laboratory No. ^{*3}
TT-N-1	Organic sediment	-17.8	1730 ± 30	1560 - 1710	AMS	А	IAAA-61672
TT-N-2	Organic sediment	-18.8	3990 ± 40	4300 - 4570	AMS	А	IAAA-61673
TT-N-3	Organic sediment	-19.6	6710 ± 40	7510 - 7660	AMS	А	IAAA-61674
TT-N-4	Organic sediment	-20.0	1440 ± 30	1300 - 1380	AMS	А	IAAA-61675
TT-S-2	Organic sediment	-19.2	3520 ± 40	3690 - 3900	AMS	А	IAAA-61676
TT-S-3	Organic sediment	-20.9	2320 ± 40	2160 - 2460	AMS	Α	IAAA-61677
TT-S-4	Organic sediment	-20.5	7960 ± 40	8650 - 8990	AMS	А	IAAA-61678
TT-S-5	Organic sediment	-22.1	7270 ± 50	7980 - 8180	AMS	А	IAAA-61679

表6 塩嶺御野立公園ピットの放射性炭素年代。

*¹ Calibrated ages and their probability calculated by CALIB REV.5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2004)

*² A for acid washes

*³ Analyzed by Institute of Accelerator Analysis Ltd.

また、7000~8000 yr BP (7500~9000 cal BP) 前後の年代を示す黒土層には複数 の活断層によって複雑に変形していることから、この時代以降に複数回の断層活動 があったことが示唆される。ただし、それらの活動層準を分離することは困難であ り、その活動時期や回数を特定することはできない。

d) 茅野市宮川坂室~金沢木舟における LiDAR 計測・掘削調査

糸静線中南部、茅野市宮川坂室~金沢木舟において、変位地形の連続性や形成過 程を検討するため、LiDAR 計測を実施した。また、変位している地形面の年代と変 位量などを詳細に解明するためにピット掘削調査をあわせて実施した(図 18)。

調査地点周辺では、八ヶ岳火山麓扇状地の一部およびその開析谷内に発達する新 旧の河成段丘が切断され、左横ずれ変位をしている。活断層の分布は、澤ほか(1998)、 田力ほか(2007)などに示されており、平均横ずれ変位速度は、3~5mm/yr(東郷, 1987)、8~10 mm/yr(藤森, 1991)、9~10 mm/yr(田力ほか, 2007)などの報告 がある。

縮尺約1万分の1米軍撮影・パイロット撮影写真を用いた判読および LiDAR 計測 結果を踏まえて、活断層の位置と変位量について検討を実施した(図 18)。また、 既存研究および掘削調査結果(後述)に基づいて、地形面区分の再検討をおこなっ た。その結果、南西側の活断層線は、従来1条の活断層線として示されてきたが、 右雁行配列をしながら連続することが明らかとなった。さらに、この活断層線が宮 川を横断し南南東の山中に連続する様子も明らかとなった。

LiDAR 計測に基づくと、本地点における左横ずれ変位量は、北東側の活断層線では M2b 面(4万年前)とL1b 面(1万年前)を境する段丘崖では約75m(図18、地点 a)、L1b 面とL2 面(約5千年前;後述)を境する段丘崖では約65m(図18、地点 c) である。したがって、平均変位速度(横ずれ成分)は、それぞれ7.5mm/yr・13mm/yr と求められる。

南西側の活断層線では、L1b 面北東側の斜面基部で約 10 m (図 18、地点 b)、L1b 面と L2 面を境する段丘崖で約 9 m (図 18、地点 d)の左横ずれが認められる。上下 変位は、L1b 面・L2 面でそれぞれ約 4 m であり、L3 面で約 2 m である。L1b 面と L2

面の変位量は、横ずれ・上下成分ともにほぼ同程度であり、変位の累積性は認められない。これらの変位量データから、平均変位速度(横ずれ成分)は、それぞれ 1.0 mm/yr・1.8 mm/yr となる。

以上の併走する北東側・南西側の活断層の値を合算すると、平均変位速度は 8.5 ~14.8 mm/yr(横ずれ成分)と見積もられる。

L3 面は断層変位を受けている中で最も形成年代が若い地形面である。L3 面が最新 活動のみで変位しているとすると、1回の地震に伴う上下変位量は約2m である。 それより上位のL1b 面・L2 面ではそれぞれ4mの上下変位があることから、これら の地形面は2回分の断層変位を経験していることになる。



図 18 茅野市宮川坂室周辺の活断層詳細位置と地形分類図。 太線は活断層(実線:位置確実、破線:位置不確実、点線:位置伏在)、細破線は推定活断 層。細線は谷および段丘崖の屈曲を示す。a~dは横ずれ変位量測定地点。基図はLiDAR計 測から取得した1mメッシュ DEM。

前述のように、L1b 面およびL2 面の変位量は横ずれ・上下ともにほぼ同程度であ り、ここでみられる9~10mの左横ずれ変位は2回の断層活動によって生じたもの と考えられる。したがって、南西側の活断層線における1回の地震に伴う変位量は、 横ずれで4~5m程度、縦ずれで2m程度であったと考えられる。

地形面の年代を決定するために、2地点において人力でピット掘削を実施した(図 18)。

ピット1では、黒色土壌中部(深度55 cm)から3570±40 yr BP(3720~3980 cal BP)、砂礫層直上の黒色土壌下部(深度83 cm)から3540±40 yr BP(3700~3960 cal BP)の年代を示す放射性炭素年代が得られた(図19、表7)。年代値に地層の上下 で若干の逆転がみられる。なお、砂礫層中から得られた試料については、採取した 量が少なかったために測定できなかった。今回測定した試料は、地形面構成層と考 えられる砂礫層直上付近から採取したものであるが、構成層中から直接得られた試 料ではないので、砂礫層の堆積年代を必ずしも表しているとは限らないことを考慮 すると、ピット1の地形面は約3500年前以前に形成されたということしかいえない。 事前に実施した航空写真判読による地形面区分によると、ピット1を実施した地形 面は、その高度や分布状態からピット2を実施した地形面よりも形成年代が古いと 考えられることから、後述するピット2から得られた年代値に基づくと、L1b面(1 万年前)であると推定される。

ピット2では砂礫層直上の黒色土壌下部(深度 107~112 cm)から 5050±40 yr BP (5660~5910 cal BP)、地形面構成層である砂礫層中(深度 120~125 cm)から 4540±40 yr BP (5050~5320 cal BP)の年代を示す放射性炭素年代が得られた(図 19、表7)。したがって、ピット2を掘削した地形面の離水年代は5千年前頃と考え られ、田力ほか(2007)のL2面相当に対比される。

上述の通り、L2面は2回の断層活動を受けていることから、南東側の活断層では 約5千年前以降から現在までに最新活動を含めて2回の断層活動があったと考えら れる。その場合の平均活動間隔は、1700~5000年程度と見積もられる。



図19 坂室ピット壁面の柱状図。掘削位置は図18参照。

Pit No.	Depth (m)	Material	δ ¹³ C (permil)	Conventional ^{14}C age $(\pm 1\sigma, \text{ yr BP})$	Calender age ^{*1} (2σ, cal BP)	Analysis method	Pretreat- ment *2	Laboratory No. ^{*3}
01	0.55	Organic sediment	-20.3	3570 ± 40	3720 - 3980	AMS	Α	Beta-262371
01	0.83	Organic sediment	-21.4	3540 ± 40	3700 - 3960	AMS	А	Beta-260792
02	1.07-1.12	Organic sediment	-21.4	5050 ± 40	5660 - 5910	AMS	Α	Beta-260794
02	1.20-1.25	Organic sediment	-26.6	4540 ± 40	5050 - 5320	AMS	А	Beta-262372

表7 坂室ピット壁面の放射性炭素年代。

*¹ Calibrated ages and their probability calculated by CALIB REV.5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2004)

*2 A for acid washes

*3 Analyzed by Beta Analytic Inc.

e) 諏訪郡富士見町富士見御射山神戸における LiDAR 計測・掘削調査

本断層帯中南部、茅野市から富士見町にかけてはテクトニックバルジ群が発達す る(例えば、澤ほか、1985)。これらの中で、富士見町御射山神戸、入笠湖すぐ北東 に位置する相対的に大規模なテクトニックバルジに注目して群列ボーリング掘削、 ピット掘削、および LiDAR 計測を実施し(杉戸ほか, 2008a, 2008b, 2009)、平均左 横ずれ変位速度やバルジ群の発達史と活動場の変遷等を検討した。

澤(1985)および今回の現地調査等に基づくと、このバルジは、On-Pm1 降下前後 ~On-Mt 降下前後に赤石山脈起源の砂礫層・砂層が堆積して形成された地形面(M1 面~M2a 面)が変形して形成されたものである。離水後には砂礫層・砂層を風成層 が覆っている。Loc.1(図 20)では風成層中に On-Pm1 と判断されるテフラ層が認め られる(澤,私信:澤(1985)作成時の現地調査により確認)。



Study area

富士見町富士見御射山神戸付近の活断層分布図。 図 20

南東方を望む。北西-南東走向を示す実線は活断層(ただし最も手前のものは推定活断層)。 これらを横切る北東-南西走向の実線は横ずれを表す。矢印は図 21 の位置。鳥瞰図は、 LiDAR 計測により取得した1mメッシュ標高データを用いて作成。垂直誇張率1.2倍。



図 21 御射山神戸ボーリング・ピット調査地点付近の詳細活断層分布図。 本図の位置は図 20 を参照。図の上方が北。等高線は、LiDAR 計測により取得した 0.5 mメ ッシュ標高データを用いて作成。

長さ約2km、幅約700~800mに及ぶこのバルジは、澤(1985)などで報告される とおり、北東縁を比高約60m以下の撓曲崖、南西縁を比高約20m以下の低断層崖 によってそれぞれ限られる(図20のトレースi・ivに対応する)。バルジ中央付近 にはバルジの長軸とほぼ同じ走向を示す活断層線が複数条認定され(図20のトレー スii・iii等)、河川や開析谷の左横ずれも認定される(例えば、澤ほか,1998)。

このバルジの北西延長部に発達する新期の地形面に注目すると(図 20)、バルジ 北東縁・南西縁の変動崖の延長部には変位が認められない一方(トレース i・iv)、 バルジ中央の活断層線はこうした新期地形面まで連続して追跡され、かつバルジ北 西端(段丘崖)を明瞭に左横ずれさせている(トレース ii・iii)(例えば、澤ほか, 1998)。このことは、新期の断層運動はバルジ両縁ではあまり発生しておらず、主に バルジ中央付近の活断層線で発生している可能性を示唆する。

図 20 の活断層線 iii はバルジ北西端を 40~50 m 左横ずれさせている。段丘崖の 下の地形面は L1b 面 (1万年前)に区分されるため、平均左横ずれ変位速度は約 4.0 ~5.0 mm/yr と求められる。同じく図 20 の活断層線 ii はバルジ北西端を 30~40 m 左横ずれさせているため、約 3.0~4.0 mm/yr の平均左横ずれ変位速度が得られ、合 算すると約 7~9 mm/yr となる。なお、L1b 面の年代は、約 700~800 m 北西方の茅 野市金沢におけるトレンチ掘削調査で得られた 4b 層・4c 層・4bc 層 (断層の両側に みられる最も上位の堆積物)の年代(糸静線活断層系発掘調査研究グループ, 1988) と整合的である。また、LiDAR 計測に基づいて詳細地形図を作成したところ、バル ジ中央の活断層線が概ね数 10~数 100 m スケールで右雁行配列する様子が明瞭に描 き出された(例えば、図 21)。 バルジ中央の南西側の活断層線(図 20 のトレース iii)の活動開始時期を解明す るため、群列ボーリング調査を実施した(図 21、22、表8、9)。その結果、B層 以深に上下変位の累積性はあまりみられず、主にB層堆積終了後に上下変位が起こ ったことがわかった。対象とした活断層はB層堆積終了後の約1~1.5 万年前以降 に活動を活発化させたと考えることができる。

実際、ピットを掘削したところ(図 23、表 10)、ほぼ鉛直~高角度南西傾斜の複数の断層面を境として、南西側の地層が階段状に落ち込む様子が観察され、ごく最近の古地震イベント(1000±40 yr BP 以前 1870±40 yr BP 以降)が解読された。 左横ずれ変位を示す引きずり構造もピット底面の断層部において観察された(図 24)。

このような活発化は、以前はバルジの両縁に出現していた地表変位が、変位の繰り返しによって局在化しバルジ中央に出現するようになったため、と考えると合理的に説明される。この活断層線は開析谷を40~50m左屈曲させており(図21)、2.7 ~5.0 mm/yr の平均左横ずれ変位速度が得られる。この値はバルジ北西端で得られた値と整合的である。



図 22 御射山神戸コアの柱状図。

掘削位置は図 21 参照。MG01~06 は機械ボーリング、MG07 はハンドオーガによる掘削。

サンプル名	コア	深度 (m)	分析結果
MG01T01	MG01	4.68-4.71	ATに対比される.
MG01T02	MG01	6.35-6.75	On-Ngより上位であり、On-Snを混在する.
MG01T03	MG01	7.06-7.82	On-KtやOn-Ybに最もよく類似する.
MG01T04	MG01	9.27-9.85	On-Pmlに対比される.
MG02T01	MG02	4.51-4.52	ATに対比される.
MG02T02	MG02	6.46-6.85	MG01T02と類似する.
MG05T01	MG05	1.95-1.97	ATに対比される.
MGHA01T01	MGHA01	1.19-1.24	ATに対比される.

表 8 御射山神戸コアのテフラ分析結果。

*分析は株式会社古澤地質による.

表 9 御射山神戸コアの放射性炭素年代。

Core	Depth (m)	Material	δ ¹³ C (permil)	$\begin{array}{c} \text{Conventional} \ ^{14}\text{C} \ \text{age} \\ (\pm 1\sigma, \ \text{yr} \ BP) \end{array}$	Calender age *1 (2 σ , cal BP)	Analysis method	Pretreat- ment *2	Laboratory No. ^{*3}
MG01	1.94-1.95	Wood fragment	-29.7	4300 ± 40	4830 - 4970	AMS	AAA	IAAA-72490
MG01	2.58-2.59	Plant fragments	-29.5	12700 ± 60	14710 - 15230	AMS	AAA	IAAA-90826
MG01	4.90-4.91	Wood fragment	-27.9	20410 ± 90	24110 - 24740	AMS	AAA	IAAA-72491
MG03	1.40	Charred materials	-27.2	4260 ± 40	4650 - 4960	AMS	AAA	IAAA-72492
MG03	1.94	Wood fragment	-23.8	19370 ± 90	22630 - 23450	AMS	AAA	IAAA-72493
MG04	4.64-4.66	Charred materials	-25.6	45460 ± 550	-	AMS	AAA	IAAA-90445
MG05	3.49	Charred material	-26.2	46490 ± 600	-	AMS	AAA	IAAA-90446

*¹ Calibrated ages and their probability calculated by CALIB REV.5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2004)
*² AAA for acid/alkali/acid washes
*³ Analyzed by Institute of Accelerator Analysis Ltd.



図 23 御射山神戸ピット壁面のスケッチ。掘削位置は図 21 参照。

Stratigraphic unit	Wall	Material	$\delta^{13}C$ (permil)	Conventional ^{14}C age $(\pm 1\sigma, yBP)$	Calender ages * ¹ (2σ, cal BP)	Analysis method	Pretreat- ment * ²	Laboratory No.* ³
Ia	NW	Organic sedment	-19.5	1000 ± 40	800 - 980	AMS	А	Beta-251564
Ib	NW	Organic sedment	-19.4	1870 ± 40	1710 - 1890	AMS	А	Beta-251565
Ib	SE	Organic sedment	-20.5	7790 ± 60	8420 - 8750	AMS	А	Beta-251566

表 10 御射山神戸ピット壁面の放射性炭素年代。

*1 Calibrated ages and their probability calculated by CALIB REV.5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2004)

*² A for acid washes

*³ Analyzed by Beta Analytic Inc.



図 24 御射山神戸ピット底面にみられる、左横ずれ変位を示す引きずり構造。

このように、本地区の調査によって、平均左横ずれ変位速度が得られただけでな く、断層変位の出現位置と変形パターンが変化してきた可能性が高いことがわかっ た。このことは、活断層線位置情報の意味づけ等においても重要な知見である。

他のバルジにおいては、その(両)縁を限る活断層線が現在も活動的であること が多い。複数のバルジにおける現在の活動を比較検討することで、バルジの発達に おける時空的変遷を解明できる可能性がある。

f) 北杜市白州における LiDAR 計測

LiDAR 計測は、レーザが林冠の隙間を通過して地表面を計測できるため、航空写 真では地表面の認定が難しい地域での地形面の形状を認識するのに適した方法であ る。

本断層帯中部、白州地域には西側が隆起する活断層が分布し、多くの段丘面を変 形させている(例えば、澤,1981;田力,2002)。平成19年度に、我々は航空写真 判読と航空写真測量を実施し、活断層線の詳細なマッピングと変位量の見積もりを 行った(図 25)。しかし、神宮川から大武川までの扇状地面は濃密な植生に覆われ ているため、扇状地面の境界や新規の扇状地上の低断層崖を完全に認定することは 困難であり、活断層の正確な位置の同定や変位量の見積もりは難しかった。



図 25 平成 19 年度実施の航空写真判読による地形分類図。 四角の範囲が平成 20 年度に LiDAR 計測を実施した地域。



図 26 DSM を用いて作成した鉛直断面図(上)、および DEM を用いて作成した断面図(下)。 同一区間の断面を描いた。DEM による図では低断層崖が確認される。

そこで、神宮川右岸から大武川左岸にかけての山麓線付近を対象として、平成20 年度にLiDAR 計測を行い(図25)、1mメッシュのDSM および DEM を作成した(松多 ほか,2009)。図26はこれらのモデルを用いて作成した鉛直断面図である。この断 面図をみると、DSM の多くは樹冠によって反射した信号を捉えており、樹冠を通り 抜けて地表まで達したと思われる信号が一部みられる一方、DEM は地表面からの信 号を捉えていることがわかる。

このように取得された DEM をもとに、MARS Free View Ver.4 および Global mapper v10.02 を利用して1m間隔および2m間隔の等高線図を作成した。図 27 は2m間隔 の等高線図である。平成19 年度作成の地形分類図をもとにしつつ、この等高線図を 使った読図を行い、より詳細な地形分類を実施した。そして、得られた地形分類図 (図 28) と DEM を用いた地形断面図(図 29)から活断層の位置を同定した。その結 果、図 25 において同一面とされてきた面が細分化され活断層線と地形面の関係がよ り詳細に明らかになった。例えば、白州町大坊のL2 面は3 面に細分され、これらの うちで最も高位の面には断層変位が認められるが、低位の2 面には変位を認めるこ とはできなかった。L2 面における同様の現象は他のL2 面にもみられる。このこと は、最新活動がL2 面形成の初期に発生したことを示唆する。

現段階では地形面の正確な年代は不明であるが、今後地形面の年代が明らかにな れば、トレンチ掘削等によって推定されている古地震イベントの時期(例えば、遠 田ほか,2000;三浦ほか,2004)を地形学的に検証することができると考えられる。


図 27 DEM をもとに作成した 2m 間隔の等高線図。



図 28 1m間隔・2m間隔の等高線図を読図して解釈した地形分類図および DEM を使用した地形断面図から決定された活断層線の位置図。



図 29 DEM をもとに作成した地形断面図。

g)南アルプス市築山における掘削調査

本断層帯南部、御勅使川右岸の南アルプス市築山付近には、活断層線の西側(隆 起側)に中位段丘面が分布する(例えば、澤,1981)(図 30)。沖積面との比高は100 m以上に達する。この中位段丘面を構成する砂礫層と0n-Pm1の層位に関しては、従 来、(1) 0n-Pm1を含む風成層が段丘構成砂礫層を覆う(澤,1981)、(2) 0n-Pm1は 段丘構成砂礫層中に挟在する(隈元・池田, 1993)、の2見解があった。Ikeda et al. (2009)は築山の中位段丘面の形成時期を50~60 ka とみなし、付近における本断 層帯のネットスリップ速度を7.5~11 mm/yr と見積もっている。

築山の中位段丘面の形成時期を再検討するため、段丘面上においてボーリングコア(TY01)を取得し、コアの記載とテフラ分析を行った(図 30、31、32、表 11)。 併せて、露頭調査も実施した。



図 30 南アルプス市築山付近の活断層分布図 図の上方が北。等高線等は国土地理院発行数値地図 25000「小笠原」より抜粋。



図 31 築山における機械ボーリング掘削により得られたコアの柱状図。 掘削位置は図 30 参照。



図 32 築山コアの写真(深度 5~8m)。

サンプル名	深度(m)	分析結果
TY01-56	2.40-2.50	ATを含む.
TY01-43~46	3.38-3.65	K-TzおよびOn-Pmlを含む. 再堆積と推定される.
TY01-23~38	4.00-5.00	On-TtおよびOn-Ngに対比される.
TY01-16~17	5.35-5.47	Aso-4特有と思われる緑褐色角閃石を含む.
TY01-13~15	5.47-5.75	On-KtおよびK-Tzに対比される.
TY01-11~12	5.75-6.00	On-Ybに対比される.
TY01-02~10	6.10-7.12	On-Pm1に対比される.

表 11 築山コアのテフラ分析結果。

*分析は株式会社古澤地質による.

TY01 コア(9m長)(図 31、32、表 11)の深度 7.12m以深をなす砂礫層は、細礫 ~中礫サイズの亜角礫~亜円礫を含み、大礫~巨礫サイズと思われるものもみられ る。礫種は安山岩、凝灰岩、泥岩、花崗岩等多様である。この砂礫層は御勅使川本 流の堆積物と推定される。深度 6.10~7.12mには 0n-Pm1 が認められ、これ以深の 砂礫層を直接覆っている。深度 4.00~6.00mにおいては、下位より御岳藪原テフラ

(On-Yb)、御岳潟町テフラ(On-Kt) および鬼界葛原火山灰(K-Tz)、Aso-4 特有と 思われる緑褐色角閃石(その屈折率は既報値と整合する)、御岳奈川テフラ(On-Ng)、 および御岳辰野テフラ(On-Tt)(町田・新井, 2003)が確認された。深度 2.95~4.00 mには河成層や下位テフラの再堆積したものが多く認められるが、深度 2.91 m 以浅 は主として風成層であり、深度 2.40~2.50 mには AT が確認される。

露頭調査では(図 30)、Loc.1(南方の段丘面上からの深度で約 35~45 m 付近) において砂礫層が観察された。礫は中礫~大礫サイズの亜角礫が主であり巨礫サイ ズ(径 50~80 cm)の亜角礫も多い。Loc.2(南方の段丘面上からの深度で約 20 m 付近)においては、北方へと緩やかに傾斜する地層境界面が砂礫層中に認められ、 これより上位の砂礫層には主として中礫サイズ(1~5 cm)の角礫が含まれる一方、 下位の砂礫層中にはLoc.1と同様に巨礫を多く含む中礫~大礫サイズの亜角礫がみ られる。上位の砂礫層は、段丘面上からの深度で約13~14 m付近に On-Pm1 と判断 される層厚約1mの白色軽石純層を挟在する。Loc.2南方の段丘面が北傾斜を有する ことや TYO1 コアの観察結果(礫径・礫種)も考慮すると、Loc.1の砂礫層や Loc.2 の下位でみられる砂礫層は御勅使川本流の堆積物であり、Loc.2の上位の砂礫層は、 段丘面離水後の On-Pm1 降下前後に南側の山地から北へと流下する支流によって堆 積したものと考えられる。

以上の調査結果から、築山の中位段丘面の形成時期は On-Pm1 降下の少し前であり、 Loc.2 付近のように、その後支流性堆積物に覆われた部分もあると考えられる。 On-Pm1 の降下時期は MIS 5c、約 10 万年前である(町田・新井, 2003)。また段丘面 を構成する本流性の砂礫層は少なくとも 25 m の層厚を有する。したがって、築山の 中位段丘面は堆積段丘面であり、その形成時期は MIS 5c の少し前と推定される。

h)南アルプス市塚原における掘削調査

本断層帯南部、南アルプス市塚原付近には、変形フロントと推定される西側隆起 の変動崖(例えば、澤,1981)の西側(隆起側)に、逆向き低断層崖が認定される (例えば、今泉ほか,1998)(図33)。こうした逆向き低断層崖の基部には断層変位 と深く関連する地層が発達しやすく、上下変位量や年代を捉えやすいため、掘削調 査を実施した。

L1b 面上および A 面上における地形断面を図 33 に示す。A 面上では 1.0~1.5 m の、L1b 面上では 3.5~4.0 m の上下変位がそれぞれ認められる。時代を異にする近接したこれらの地形面で変位量に大きな違いがみられることから、L1b 面は少なくとも2回の古地震イベントを経験している可能性が指摘される。

L1b 面上の変動崖基部で掘削した人力ピットおよびその底部で実施したハンドオ ーガによる掘削の柱状図を図 34 に示す。深度 0.68 m以浅は土壌・耕作土であり、 その下位には 10~50 mm の礫を含む砂礫混じりシルト層がみられる(深度 0.68~ 0.97 m)。深度 0.97~1.65 m はシルト層、深度 1.65~2.03 m は砂や礫を含むシルト 層である。深度 1.80~1.85 m は 15 mm 程度の礫を、深度 2.00~2.03 m には 10~20 mm 程度の礫をそれぞれ含む。

地形断面から推定される L1b 面構成層の深度も考慮すると、深度 1.65 m 以深の地 層は L1b 面構成層である可能性が高い。本層から得られた放射性炭素年代は 8900±60 yr BP を示す(表 12)。また、図 33 に示されるように、L1b 面上には遺跡 1 (坂上遺跡:縄文時代中期、散布地)、遺跡 2 (後田遺跡:縄文時代中期、散布地)、 遺跡 3 (昼喰場遺跡:古墳時代後期、散布地)、および遺跡 4 (塚原上村古墳:古墳 時代後期、遺跡)の存在が知られている(斎藤ほか,2006)。これらの放射性炭素年 代・遺跡分布は L1b 面の離水年代を 1 万年前とする田力ほか(投稿準備中)、および 本調査結果と矛盾しない。また、深度 0.97~1.65 m の地層は L1b 面構成層堆積後に 変動崖の基部のみに堆積した可能性がある。深度 1.00 m・1.30 m では 5240±40 yr BP・5080±40 yr BP の放射性炭素年代が得られた(表 12)。一方で、深度 0.68~0.97 m に含まれる礫は、古地震イベントに伴う変動崖の成長によって隆起側変動崖を構 成する地層が崩壊し、低下側である掘削地点に供給されたものである可能性がある。



図 33 南アルプス市塚原付近の変動地形学図および地形断面図。 変動地形学図は上方が北であり、基図は南アルプス市発行 2500 分の1都市計画基本図 (2004)。地形断面図は実測による(A-A':トータルステーション、B-B':ハンドレベル)。 B-B'断面図中の太実線は図 34 の柱状図の位置を示す。



表 12 塚原ピット壁面の放射性炭素年代。

Depth (m)	Material	$\begin{array}{c} \delta^{13}C \\ (permil) \end{array}$	Conventional ¹⁴ C age (±1σ, yr BP)	Calender age ^{*1} (2σ , cal BP)	Analysis method	Pretreat- ment *2	Laboratory No. ^{*3}
1.00	Charred material	-24.8	5240 ± 40	5920 - 6180	AMS	AAA	Beta-262370
1.30	Organic sediment	-24.6	5080 ± 40	5740 - 5910	AMS	А	Beta-247681
2.03	Organic sediment	-22.1	8900 ± 60	9780 - 10200	AMS	А	Beta-247682

*1 Calibrated ages and their probability calculated by CALIB REV.5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2004)

*² A for acid washes; AAA for acid/alkali/acid washes

*³ Analyzed by Beta Analytic Inc.

以上の調査結果から、最新活動に先立つ古地震イベントが 8900±60 yr BP 以降に 発生した可能性が指摘される。遠田ほか(2000)は上宮地地区トレンチ調査(本地 区から約2km 北方) において 5270±80 yr BP 以降 3830±70 yr BP 以前に最新の古 地震イベントを、10930±70 yr BP 以降 8680±40 yr BP 以前に古地震イベントをそ れぞれ推定している。今回の調査結果はこれと整合的であり、遠田ほか(2000) に よる 10930±70 yr BP 以降 8680±40 yr BP 以前の古地震イベントは 8900±60 yr BP 以降に限定される可能性がある。

このように、今回の地層掘削調査等により、地形面編年の信頼性を向上させることができ、加えて古地震イベントの発生時期を拘束するデータが得られた。

- 5)活断層の位置・形状、変位量分布、地震規模等に関する検討
- a) 活断層の位置・形状、変位様式

今回、本断層帯の位置・形状(分布の連続性と断層の傾斜)および変位様式を、 既存研究も参考としながら再検討し、以下の点を明らかにした。関係する地名等は 図 35 に整理されている.

i)白馬~木崎湖

この区間における活断層線の連続性はきわめて良好であり、変位地形が系統的な 東側隆起を示し、かつ活断層線が屈曲に富むこと、撓曲や傾動等、長波長の変形が 多くみられることから、低角東傾斜の逆断層と推定される。トレンチ壁面や浅部反 射法地震探査、ボーリング調査等も低角東傾斜の逆断層であることを示している(例 えば、奥村ほか,1998;松多ほか,2001)。南方の大町の反射断面(佐藤・平田,1998) にみられるように、地下2~3kmまでは低角であり、より深部では高角かもしれな い。深部まで低角であると考える場合、長野盆地西縁断層帯の断層面と比較的浅い 位置で交叉することになり(長野盆地西縁断層帯は岡田ほか(2006)による浅層反 射断面では西傾斜約45°)、検討が必要である。横ずれ運動を示す直接的な証拠は得 られておらず、東側隆起のほぼ純粋な逆断層運動を起こしている可能性が高い。

本区間における微小地震のP軸や歪速度の主軸の方向はおよそ西北西-東南東であり(例えば、塚原・池田, 1991; Sagiya et al., 2004)、活断層線の走向とほぼ 直交する。東側隆起のほぼ純粋な逆断層運動を示す本区間の変位様式と符合する。

ii)木崎湖~明科

変位地形が系統的な東側隆起を示し、かつ活断層線が屈曲に富むこと、撓曲や傾 動等、長波長の変形が多くみられることから、低角東傾斜の逆断層と推定される。 トレンチ壁面においても低角東傾斜の逆断層が確認されている(例えば、奥村ほか, 1998)。大町の反射断面(佐藤・平田, 1998)にみられるように、地下2~3km ま では低角であり、より深部では高角かもしれない。深部まで低角であると考える場 合、木崎湖以北と同様、長野盆地西縁断層帯の断層面と比較的浅い位置で交叉する ことになり、検討が必要である。

本区間における微小地震の軸や歪速度の主軸の方向はおよそ西北西-東南東であ り(例えば、塚原・池田, 1991; Sagiya et al., 2004)、活断層線の走向とやや斜 交する。やや小縮尺でみた活断層線が雁行することを考慮すると、横ずれ運動を示 す直接的な証拠は得られていないものの、左横ずれ運動を伴う東側隆起の逆断層運 動を起こしている可能性がある。仮に、歪速度の主軸の走向・断層面の走向・同じ く傾斜をそれぞれ N70°W・N10°W・30°E とし、すべりが歪速度の主軸方向に起こると 考えると、すべり角は約 63.4°と計算される。また、隆起側の移動方向を木崎湖以 北と同じ N80°W として、断層面の走向・傾斜を N10°E・30°E とすると、すべり角は 約 72.5°と計算される。



図 35 活断層分布。

実線で示した活断層線は今回の調査による。陰影図は国土地理院発行数値地図 50mメッシュ(標高)を用いて Global Mapper Ver11.01 で作成。

iii) 明科~松本

本区間においては、河川の浸蝕等により変位地形の保存状態がよくないが、部分 的に残存する変位地形が東側隆起を示すため、断層は東傾斜の逆断層である可能性 がある。付近の地質構造(例えば、原山ほか,2009)や北方の大町の反射断面(佐 藤・平田,1998)を考慮すると、この区間では小谷-中山断層(例えば、小坂ほか, 1979; 植木,2008)の南方延長部が現在も活動している可能性がある。その場合、 この反射断面にみられるように、断層は高角東傾斜と推定される。

本区間における微小地震のP軸や歪速度の主軸の方向はおよそ北西-南東であり (例えば、文部科学省研究開発局,2008,2009)、活断層線の走向と斜交する。した がって、横ずれ運動を示す直接的な証拠は得られていないものの、木崎湖~明科と 同様、東側隆起の逆断層運動に加え、左横ずれ運動も起こっている可能性がある。 仮に、隆起側の移動方向を木崎湖以北と同じN80°Wとして、断層面の走向・傾斜を N20°E・60°Eとすると、すべり角は約73.9°と計算される。ただし、松本以南にみら れる顕著な左横ずれ運動を考慮すると、本区間における左横ずれ運動もかなり大き い可能性がある。安曇野市豊科付近~松本市付近において左横ずれを示す活断層が 認定されるとする見解もある(近藤ほか,2006)。

iv) 松本~ 岡谷

この区間においては、全域において左横ずれを示す活断層線が連続的に認められ ることが明らかとなった。上下変位を随伴する場所もあるが、上下変位のみ認めら れる活断層線は少ない。平均左横ずれ変位速度は平均上下変位速度と比べて格段に 大きい。従来活断層線が途切れるとされてきた塩尻~岡谷間(いわゆる塩尻ギャッ プ)にも左横ずれを示す活断層線が認定される(例えば、谷口ほか,投稿中)。また、 松本市街地中心部にも活断層線が認定されている(例えば、Kondo et al., 2009)。

左横ずれを示す連続的な活断層線が地形起伏に関わらず直線的であること(図 36)、また長波長変形がほぼ認められないことから、断層はほぼ鉛直~高角と推定さ れる。標高差 500 m 以上の地形起伏を切るこうした活断層線の連続性・直線性から、 地質図学的にも、少なくともこの程度の深度(概ね 0.5~1 km 程度)まではほぼ鉛 直~高角であると判断される。さらに深部の傾斜については直接的には議論できな いが、こうした左横ずれを示す直線的かつ連続的な活断層線が延々と続き、その動 きが数万年にわたって維持されていることを考えると、著しく低角であるとは考え にくい。

本区間における微小地震のP軸や歪速度の主軸の方向はおよそ西北西-東南東で あり(例えば、文部科学省研究開発局,2008,2009)、活断層線の走向と斜交する。 このことは左横ずれが卓越する本区間の変位様式と整合する。

松本~塩尻における系統的な東側隆起には、撓曲を伴う地点もみられる。したが って、この区間の断層は東傾斜と推定され、高角東傾斜の断層が東側隆起の逆断層 運動を伴う左横ずれ運動を起こしていると考えられる。トレンチ壁面においてもほ ぼ鉛直~高角東傾斜の断層が観察されている(例えば、奥村ほか,1994)。塩尻~岡 谷間で断層の走向が変化するため、松本~塩尻付近では左横ずれ運動とともに逆断 層運動が起こりやすいという理解もできる。仮に、断層の傾斜を 60°として、横ず れ変位と縦ずれ変位の比を5:1とすると(塩尻付近の平均変位速度に基づく)、す べり角は約 13.0°と計算される。一方、塩尻~岡谷では上下変位に系統性が認めら れないため、断層は鉛直にかなり近く、ほぼ純粋な左横ずれ運動を起こしていると 考えられる。トレンチやピットの壁面においてもほぼ鉛直の断層が観察されている (例えば、東郷ほか,2008;谷口ほか,投稿中)。



図 36 松本~岡谷間の活断層分布図。

(a) 松本市北部上空より南南東方向を望む、(b) 諏訪市上空より北北西方向を望む。 鳥瞰図は国土地理院発行数値地図 50mメッシュ(標高)を用いて作成。垂直誇張率 1.2 倍。



図 37 図学による断層傾斜角の推定。

(a) 白馬村北城新田付近、(b) 塩尻市片岡中原付近、(c) 岡谷市神明町付近。灰色線は活 断層線(実線:位置確実、長破線:位置不確実、短破線:伏在部)。細い黒破線は断層面の 傾斜を推定する際に仮定した断層の走向を示す。数値は標高を示す。 断層の傾斜を図学によって推定してみる。例えば、図 37(a)の黒丸内(糸静線 北部の白馬村新田付近)では、断層の走向を N16°E と仮定し、標高約 690 m におけ る断層通過位置(地点 i)を基準とすると、標高約 705 m(地点 ii)で約 65 m 西方 にふれるため、東傾斜約 13°と計算され、低角東傾斜とする先の記述と整合する。

今回、左横ずれと東側隆起の両者が1条のトレース上に認められる塩尻市片岡中 原付近の活断層線(図37(b)の黒丸内)を対象として同様の検討を行ったところ、 断層の走向をN13°Wと仮定し、標高約1030mにおける断層通過位置(地点iii、iv) を基準とすると、標高約985m(地点v)で約25m東方にふれるため、東傾斜約61 °という値が得られた。さらに、地点iii以北を対象として(図37(b))、基準点3 地点(標高960m・990m・1015mをそれぞれ通過する活断層線の位置)を用いて断 層の姿勢を試算したところ、走向約N19°W・東傾斜約55°という結果が得られた。標 高990m・1015m・1025m通過点を基準とすると、走向約N17°W・ほぼ鉛直という 結果となった。他の3地点を基準とした試算も複数行った。その結果、概ね高角東 傾斜という結果が得られた。ここでは上記検討を踏まえ、地下の断層が少なくとも 約60°の傾斜を有する可能性を指摘しておく。

ただし、基準点の選定の仕方によって傾斜が西傾斜という結果等も得られた。こ のことは、対象とする空間スケールや断層面の姿勢の走向方向での変化を考慮した 試算が不可欠であることを示している。

一方、図 37(c) に示される岡谷市神明町付近から北北西の山中へとのびる活断 層線については、標高 820 m・850 m・1050 m 通過点を基準とすると走向約 N37[°]W・ 東傾斜約 55[°]であるが、標高 820 m・850 m・1100 m 通過点を基準とすると走向約 N38 [°]W・東傾斜約 85[°]、また標高 820 m・850 m・1150 m 通過点を基準とすると走向約 N39 [°]W・西傾斜約 85[°]という値が得られた。したがって、この活断層線の地下にはほぼ 鉛直~高角の断層が推定される。先に述べたように、この活断層線は系統的な上下 変位を示さず、断層はほぼ鉛直であると考えられ、整合的である。

なお、松本盆地内に分布する赤木山断層の南端については(図 36)、活断層線の 走向が南南東へと変わるとする今泉ほか(1999)等の見解もあるが、中田ほか(2007) は南南西走向のまま南端に至る活断層線を認定している。今回、赤木山断層の南端 が中田ほか(2007)の活断層線からさらに南南西に延長して認定されることを確認 した。

このように、赤木山断層の走向は本断層帯の大局的な走向(北北西-南南東走向) とかなり異なっており、赤木山断層が本断層帯に属さない可能性が指摘される。松 本盆地南端部では、北北東-南南西走向を有する奈良井-霧訪山断層(例えば、中 田ほか,2007)の北端が本断層帯付近で途切れる。このことを考慮すると、同じく 北北東-南南西走向を示し、互いに延長線上に位置する赤木山断層と奈良井川断層

(例えば、中田ほか,2007)が相互に深く関連する可能性を否定することはできない。ただし両者の間に分布する段丘面には明瞭な変位地形は認められず、検討が必要である。

なお、塩尻峠に発達する連続的な活断層の発見(谷口ほか,投稿中)は、塩尻峠 付近で地下の断層構造に不連続があり、塩尻峠以北で東傾斜、以南で西傾斜とする 主張に再検討を促すものであった。このことは同時に、赤木山断層を、地下の東傾 斜の断層における斜めすべりのうち、縦ずれ成分を消化する断層として位置づける ことの困難さを暗示している。

v) 諏訪盆地付近

岡谷市街地付近から茅野市街地北西付近にかけての変位地形には横ずれ変位は認 定されず、その多くは、盆地側が相対的に沈降する縦ずれ変位を示す。これらは正 断層運動によるものと考えられている(例えば、藤森,1991)。広域応力場が西北西 -東南東走向の圧縮であるにも関わらず(例えば、文部科学省研究開発局,2009) 正断層が発達する諏訪盆地の成因については、伏在する本断層帯本体の左横ずれ運 動に伴うプルアパートベイズンであるとする藤森(1991)等の説があるが、推定さ れる伏在断層の位置や変位様式に関する詳細な検討はなされていない。

岡谷市街地付近から北方には、先に述べたようにほぼ鉛直の左横ずれ活断層が推 定され、茅野市街地北西付近以南にも、やはりほぼ鉛直の左横ずれ活断層が推定さ れる(後述)。したがって、これら両者を結ぶほぼ鉛直の左横ずれ活断層が諏訪盆地 内を横切る可能性があり、1.ほぼまっすぐ連続する可能性、2.わずかに左ステ ップする可能性、が考えられる(図 38)。諏訪盆地縁辺部に正断層が発達する理由 には、1.塩尻~岡谷間で断層の走向が変化するため、左横ずれに伴ってこの南方 に局所的な引張場ができる、2.断層のステップによって局所的な引張場ができる (広義のプルアパートベーズン)、等が考えられる。



図 38 諏訪盆地の成因に関する 2 つの解釈。

vi)茅野~下蔦木

左横ずれを示す活断層線が連続的に認められ、上下変位を随伴する区間もある。 平均左横ずれ変位速度は平均上下変位速度と比べて格段に大きい。

茅野市街地北西付近から茅野市金沢付近に至る活断層線は、非常に直線的であり、 撓曲等の長波長変形が認められないことから、ほぼ鉛直~高角と推定される。さら に、上下変位のセンスに入れ替わりがみられるため(茅野市宮川坂室付近、茅野市

灰色破線は解釈で推定した本断層帯本体の概略位置を示す。

金沢金沢台付近)、断層はほぼ鉛直と推定され、ほぼ純粋な左横ずれ運動を起こして いると考えられる。一方、富士見町落合下蔦木付近においては系統的な西側隆起が 認められるため、断層は西傾斜と推定される。下蔦木付近では自然露頭やトレンチ 壁面において断層が確認されており、北西より順に高角(近藤ほか,2005)、高角/ 低角西傾斜(奥村,1996)、西傾斜約50°(澤,1985)である。したがって断層は高 角西傾斜であり、西側隆起を伴う左横ずれ運動を起こしていると考えられる。

茅野市金沢付近から富士見町落合先能付近までの区間にはテクトニックバルジ群 が発達し、活断層線は複雑な分布を示す。このテクトニックバルジ群は、ほぼ鉛直 ~高角の左横ずれ断層が地表面近くで分岐し、断層に挟まれた未固結堆積物を上方 にしぼりだしつつ左横ずれ運動を行った結果と考えることができる。これは未固結 堆積物が厚く断層が分岐しやすいこと、および先能付近で断層の走向が変化するた めこの区間に圧縮力が相対的に強く働くこと、の2点に起因するものと考えられる。 トレンチ壁面において観察される断層は主にほぼ鉛直~高角であり(例えば、糸静 線活断層系発掘調査研究グループ, 1988; 文部科学省研究開発局, 2009)、先能の釜 無川(北東へと流下する区間)左岸にある露頭ではほぼ鉛直~南西傾斜約 70°の断 層が未固結堆積物を切断している。

以上のことから、金沢付近~下蔦木付近間における断層はほぼ鉛直~約 60°であ る可能性が高い。仮に、断層の傾斜を 60°として、横ずれ変位と縦ずれ変位の比を 5:1とすると(下蔦木付近における平均変位速度に基づく)、すべり角は約 13.0° と計算される。

vii) 白州

南端部(北杜市白州町横手付近~同武川町柳澤(藪ノ湯)付近)を除き、変位地 形が系統的な西側隆起を示し、かつ活断層線が屈曲に富むこと、撓曲や傾動等、長 波長の変形が多くみられることから低角西傾斜と推定される。自然露頭やトレンチ 壁面においても低角西傾斜の断層が観察されている(例えば、遠田ほか,2000;三 浦ほか,2004)。横ずれ運動を示す直接的な証拠は得られておらず、ほぼ純粋な逆断 層運動を起こしている可能性が高い。

南端部においては、西側隆起の上下変位に加え、左横ずれ変位も認められる。横 手におけるトレンチ壁面では高角西傾斜の断層が観察されている(三浦ほか,2004)。 南端部では高角西傾斜の断層において逆断層運動と横ずれ運動が起こっていると考 えられる。これは活断層線の走向が白州南端部で北西-南東走向にふれることと調 和的である。

なお、薮ノ湯付近から南方の(地質断層としての)糸魚川-静岡構造線付近の地 形を検討したが、活断層の存在を示す変動地形は認定されなかった。従来A級の活 動度が推定されていたドンドコ沢付近の変位地形(平川,1981)は、今回の再検討 では、テクトニックな要因以外の営力で形成された可能性が高いと判断された。

viii)韮崎~鰍沢

変位地形が系統的な西側隆起を示し、かつ活断層線が屈曲に富むこと、撓曲や傾 動等、長波長の変形が多くみられることから低角西傾斜と推定される。自然露頭や トレンチ壁面においても低角西傾斜の断層が観察されている(例えば、平川ほか, 1989;遠田ほか,2000;三浦ほか,2002)。横ずれ運動を示す直接的な証拠は得られ ておらず、ほぼ純粋な逆断層運動を起こしている可能性が高い。

- b)モーメントマグニチュード予測の方法論と試算
- i) モーメントマグニチュード予測の2つの方法

従来、活断層が引き起こす地震の規模を想定する場合、活断層の長さや変位量と 地震規模との経験式によって導出することが多かった。しかし今回の重点的調査観 測では、ずれ量およびネットスリップの空間分布から地震規模をモーメントマグニ チュードで予測することを目指し、以下の2つの方法論が提案された。

・ネットスリップ速度分布と1回変位量の地点データから予測する手法:

詳細なネットスリップ速度分布を明らかにした上で、区間内の1地点以上で、精 度のよい1回変位量を得ることができれば、1回の地震時のネットスリップ量分布 を推定できる。これにより地震モーメントを計算でき、モーメントマグニチュード を予測できる。1回変位量からモーメントマグニチュードを予測する手法は従来か らあったが、そこに空間代表性を考慮に入れた点が改善点である。

・ネットスリップ速度分布から一定期間の地震モーメント蓄積量を求める手法:

1回変位量データが得られない場合でも、ネットスリップ速度分布が得られれば、 一定期間の地震モーメント蓄積量(モーメントマグニチュードに換算可能)を推定 することができる。活動間隔を仮定すれば、次回の大地震の規模を予測でき、最新 活動時期を仮定すれば、現在までの地震モーメント蓄積量を算出できる。

今回の調査観測により、平均上下変位速度分布や平均横ずれ変位速度分布(松多 ほか,2006;澤ほか,2006;糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,2007; 澤ほか,2007;田力ほか,2007;糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ, 2008,2009,2010;松多・糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,投稿準 備中;杉戸・糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,投稿準備中;田力ほ か,投稿準備中)が得られている。これらのデータをもとに、以下の考察を行った。

ii) ネットスリップ速度分布と1回変位量の地点データから予測する手法

本断層帯北部(白馬~松本)において、以下の試算を行った(鈴木ほか,投稿中)。 まず、本断層帯北部の平均上下変位速度分布をもとにして、以下の設定のもとに、 ネットスリップ速度分布を推定した。

傾斜は、佐藤・平田(1998)を参考として、白馬〜明科では地下2km深までは東 傾斜30°、それ以深を東傾斜60°とし、明科〜松本については東傾斜60°とした。ス リップベクトルの走向は、白馬〜木崎湖においてほぼ純粋な逆断層運動を行ってい ることから、木崎湖〜松本も含め、N80°Wとした。パラメータは図39(a)に整理さ れている。

観測される上下変位量(VD)とネットスリップ量(NS)は以下のように表現される。

NS 2 = (VD / tan δ) 2 + (VD / (sin δ * tan λ)) 2 + VD 2

(δ:断層の傾斜角、λ:すべり角)

図 39(b)には、L1 面、L2 面、L3 面の変位量から得られたネットスリップ速度分布

が示されている。L1 面と L2 面については全域的に分布するため、分布形状を把握 できる。L1 面の平均変位速度分布から描かれる傾向曲線(黄緑色)と、L2 面の平均 変位速度分布から描かれる曲線(緑色)を比較すると、両者とも白馬および池田付 近で値が大きく、その形状は概ね一致する。このことは、L1 面が形成された1~2 万年前以降の断層活動(ずれ分布)が安定していることを示している。L1 面および L2 面のネットスリップ速度分布の形状の平均的な形状として、図 39 (b) に赤破線 で示す曲線が推定された。

次に、1回変位量を以下のように検討した。

奥村ほか(1998)による白馬におけるトレンチ調査結果によって、最新活動が約 1500 yBP 以後、1 つ前の活動時期が 1900~3100 yBP、平均活動間隔は 1108~2430 年と見積もられているため、1~2千年前に形成された L3 面に確認される変位量は、 最新活動による1回分である可能性が高い。

図 39 (c) にはまず、L3 面に現れている最新活動時のネットスリップをプロット した。上向き矢印や+記号が付いている点は参考値としてしか扱えないが、白馬北 部(4~5km地点)と木崎湖付近(22km地点)、および池田付近(35km地点)の 値に注目することができる。図 39 (c)の赤実線は、図 39 (b)の赤破線の形状に基 づいて、上記の3地点のネットスリップ量と矛盾のないよう、全体の地震時ネット スリップ量分布を描いたものである。ほぼこの形状で、毎回同様の変位が生じてい ると考えて矛盾はない。白馬および池田付近においてネットスリップ量は相対的に 大きく、11~12mに達する。この付近の地下にアスペリティが存在する可能性が指 摘される。なお、ネットスリップ速度と地震時ネットスリップ量を比較すると、活 動間隔は約2千年であるものと考えられる

なお、白馬と池田の間でネットスリップ速度・地震時ネットスリップ量が相対的 に小さくなる理由のひとつとして、断層低下側の埋積量を考慮していないことも挙 げられるが、大局的な傾向に影響を及ぼすほどではないと判断されることから、地 震規模に関する以下の検討を行った。

地震規模の推定には、一般に活断層の長さとの経験式が用いられるが、断層の面積と変位量からモーメントマグニチュード(Mw)を求める方が物理的意味がより明快である。活断層から発生する地震の規模予測において、こうした試みは、例えば鈴木・三重県活断層調査委員会(1997)や堤・後藤(2006)において行われている。

本断層帯北部について、図 39(c) に示した地震時変位量分布から、以下の式に よりモーメントマグニチュードおよび気象庁マグニチュード(M_{IMA})を算出した。

 $Mo = \mu \cdot D \cdot L \cdot W$

Log Mo = 1.5 Mw + 9.1 (Kanamori, 1977)

 $Log Mo = 1.17 M_{TMA} + 10.72$ (武村, 1990)

(Mo:地震モーメント (Nm)、μ:剛性率 (N/m²)、D:変位量 (m)、L:断層の長
 さ (m)、W:断層の幅 (m))

今回、地震発生層の厚さを 17 km とし(例えば、地震調査研究推進本部地震調査 委員会、2002)、上記の幾何形状にしたがって W を求めた。また、L については、北 部区間は一括して活動すると仮定し、55 km とした。 μ は 3.0*10¹⁰ N/m² とした。 計算の結果、モーメントマグニチュードは 7.55 であり、気象庁マグニチュードでは 8.3 である。

地震時の活動区間については、図 39 の検討結果からのみでは確定することはでき ない。活動区間が分割されることが別のデータより明らかになった場合には、分割 して評価することになる。例えば、図 39 (c)の曲線が2つのピークを持っている ことに対応して、22 km付近で分割するモデルを立てた場合には、0~22 km区間で は Mw=7.33、M_{JMA}=8.0、22~55 km区間では、Mw=7.38、M_{JMA}=8.1となる。ただし、 今回の区間については、地震時変位量のネットスリップ量が12 mに達することから、 断層活動区間が 20~30 km程度まで短くなることは地震統計(例えば、松田, 1975) からみて考えにくい。また、南端において平均変位速度が低減するようにもみえる ため、0~55 kmをひとつの活動区間と考えることはある程度妥当であると考える。 ただし従来指摘されているように、さらに南方へ活動区間が及ぶ可能性もある。



なお、平均活動間隔に関し、図 39(b)に示すネットスリップ速度分布の特徴か ら以下のような考察が可能である。一般に、L3 面のような若い面を基準に算出され る平均変位速度は、活断層の平均変位速度を評価する上では不適当とされる。その 理由は、地形面が形成された後の期間の長さと断層の活動間隔を比較した際、後者 に比べて前者が十分に長くないためである。図 39(b)をみると、L3 面を基準に求 めた平均変位速度は、他の面を基準に求めたものより大きい傾向がある。前者が後 者より大きいということは、平均活動間隔がL3 面の年代である1~2千年より長い 可能性を示している。

iii)ネットスリップ速度分布から一定期間の地震モーメント蓄積量を求める手法

1回変位量のデータが得られていない場合でも、ネットスリップ速度分布をもと にして、任意の期間あたりの地震モーメント蓄積量を計算することができる。

今回、本断層帯全域を、活断層線の幾何形状等に立脚し、①白馬~木崎湖、②木 崎湖~松本、③明科~岡谷、④岡谷~下蔦木、⑤白州、⑥韮崎~鰍沢の6区間に区 分し、それぞれネットスリップ速度分布を推定した(図40)。①および②はii)と 同じ方法で推定した(図40(a))。③および④については、断層の傾斜が90°であり 純粋な横ずれ運動を行う場合(図40(b)、(c))、および断層の傾斜が75°であり横 ずれ変位の20%の縦ずれ変位を伴う場合の2パターンで推定した。⑤および⑥は断 層の傾斜がそれぞれ 30°および20°であり純粋な逆断層運動を行うものとして推定 した(図40(d)、(e))。全区間のネットスリップ速度分布をつないだイメージを図 41に示す。

このようにして得られたネットスリップ速度分布(図 40 (a) ~ (e))をもとに して、1千年あたりのネットスリップ量分布を推定し、1千年あたりの地震モーメ ント蓄積量を計算した(表 13)。計算方法は ii)と同様である。さらに、得られた 地震モーメントから1千年・2千年あたりのモーメントマグニチュードを試算した (表 13)。ii)で求めた①および②のモーメントマグニチュードは、この試算では 2千年あたりのモーメントマグニチュードと対応する。なお、図 40をみると、白馬 付近、池田付近、松本南部付近、茅野~富士見付近、白州南部付近、および市之瀬 台地付近にネットスリップ速度のピークがあると判断され、これらの地下にアスペ リティが存在する可能性が指摘される。

今回は①~⑥の区分を設定したが、この区分は挙動セグメント区分ではない。仮 に全区間が同時に活動する場合、1千年あたりのモーメントマグニチュードは7.70 と計算される。

なお、破壊開始点のその伝播方向について、塩尻峠付近、および富士見南部に圧 縮性屈曲があるため、これらは破壊開始点の候補として挙げられる。また、白州付 近は、活断層線の分岐形態に基づくと、北から破壊すると推定される。下蔦木以北 の区間の末端として同時に活動するかもしれない。ただし、白州付近は、変位様式 や平均変位速度分布を考慮すると、韮崎以南と同時に活動する可能性も考えられ、 さらなる検討が必要である。

iv) 今後の課題

ネットスリップ速度分布が解明された場合、区間内において任意の1地点におい

て精度のよい1回変位量が得られれば、区間全体の地震規模を推定することができる。現在、③~⑥についても地震時ネットスリップ量データを認定できる地点の選定を進めている。また、1回変位量が未知の場合でも、ネットスリップ速度分布から地震モーメント蓄積量を求め、次回の大地震の規模を評価することができる。



図 40 ネットスリップ速度分布。(a) 白馬~松本、(b) 明科~岡谷 Ikeda and Yonekura (1986)、小口(1990)、吉岡(1992)、奥村ほか(1994)、池田ほか(1997)、 奥村ほか(1998)、松多ほか(2001)、文部科学省研究開発局(2005)によるデータも含め て検討した。λはすべり角を表す。今回は岡谷で区間を区分しているが、前述のとおり、 区分されるかは必ずしも明らかではない。



図 40 ネットスリップ速度分布。(c) 岡谷~下蔦木、(d) 白州、(e) 韮崎~鰍沢。 藤森(1991)、近藤ほか(2005) による値も含めて検討した。λはすべり角を表す。今回は 岡谷で区間を区分しているが、前述のとおり、区分されるかは必ずしも明らかではない。



図 41 全域のネットスリップ速度分布。図 40 に基づく。λはすべり角を表す。 上に凸の曲線はそれぞれ幾何セグメントと対応する。

表 13 ネットスリップ速度分布から求めた地震モーメントとモーメントマグニチュード。 L:断層の長さ、W:断層の幅、 λ :すべり角、 μ :剛性率、Mo:地震モーメント、Mw:モ ーメントマグニチュード。

	Strike	L (km)	Dip (°)	W (km)	λ (°)	μ (N/m ²)	Mo (Nm) / 1000 years	Ave. slip (m) / 1000 years	Max. slip (m) / 1000 years	Mw / 1000 years	Mw / 2000 years
Hakuba - L. Kizaki	N10°E	23.0	30°E (0-2 km) 60°E (2-17 km)	21.3	90.0	3.0*10 ¹⁰	6.19*10 ¹⁹	4.2	6.0	7.13	7.33
L. Kizaki - Akashina / Akashina - Matsumoto	N10°W / N20°W	24.0 / 13.5	30°E (0-2 km) 60°E (2-17 km) / 60°E (0-17 km)	21.3 / 19.6	72.5 / 73.9	3.0*10 ¹⁰	7.30*10 ¹⁹	3.1	5.5	7.18	7.38
Akashina - Okaya	N20°W	36.5	90°	17.0	0.0	3.0*10 ¹⁰	8.91*10 ¹⁹	4.8	9.5	7.23	7.43
			75 [°] E	17.6	11.7	3.0*10 ¹⁰	9.42*10 ¹⁹	4.9	9.7	7.25	7.45
Okaya - Shimotsutaki	N40°W	33.5	90°	17.0	0.0	3.0*10 ¹⁰	9.88*10 ¹⁹	5.8	9.0	7.26	7.46
			75°W	17.6	11.7	3.0*10 ¹⁰	10.44*10 ¹⁹	5.9	9.2	7.28	7.48
Hakushu	NS	11.0	30°W	34.0	90.0	3.0*10 ¹⁰	1.60*10 ¹⁹	1.4	2.3	6.74	6.94
Nirasaki - Kajikazawa	N15°W	26.5	20°W	49.7	90.0	3.0*10 ¹⁰	12.00*10 ¹⁹	3.0	5.2	7.32	7.52

なお、既存研究によると、最近の大地震に伴う地表変位量分布から上記関係式に よって求めた Moは、近代観測による Moとよく一致するらしい(Wesnousky、2008)。 今後、平均変位速度分布と地震時変位量分布、地表変位量と地下のすべり量の相関 の程度を解明し、地下のすべり量分布や破壊領域の予測精度をさらに向上させるこ とが望まれる。

c)地形に表現される変位量と地下の断層におけるすべり量との関係

地形断面の作成において、地形面の変位量を把握するために必要な測線長をそれ ぞれ設定したところ、測線長 0.5~1km 程度の地形断面が多かった。この程度の長 さの測線により評価される変位量は、以下の理由により、およそ測線距離相当の深 度における断層のすべり量を捉えていると考えられる。

例えば、断層傾斜角 θ の逆断層を想定し、X m の深度に主な断層上端が埋没し、 これより上位はすべり量が著しく減衰し、極端な例としてゼロである場合を考える。 この時、断層上端の地表投影地点と断層の上方延長到達点間に変形が現れることか ら、鉛直 2 次元断面において、その範囲は X tan⁻¹ θ (m) である。逆に言えば、深 度 X m 付近の断層のすべり量を評価するためには、X tan⁻¹ θ (m) 以上の測線長が 必要ということになる。今回の地形測線では、測線長を超えるような長波長の変形 の存在を示す兆候は認められないため、実際にはさらに深部における断層のすべり 量を捉えているとみても矛盾はない。しかし、測線長のオーダを超える深さでの断 層のすべり量をとらえているかどうかについては別途検討が必要と考えられ、概ね 深度 0.5~1 km 程度における議論と位置づけることが適当と思われる。

なお、仮にクリープ運動が地下数 100 m 程度でも起きている場合、変動地形学的 に見積もられる平均変位速度分布や地震時変位量分布にはクリープ運動の結果が含 まれる可能性は否定できない。しかし、クリープが深部のみで起きている場合には、 変動地形学的に見積もられる平均変位速度分布や地震時変位量分布には影響しない。 クリープ運動の深度を詳細に検討する必要がある。

d) 平均変位速度分布・地震時変位量分布・アスペリティ

変動地形学的に見積もられる平均変位速度分布、および地震時変位量分布が、地 震時のアスペリティとどのような関係をもつかはいまだ研究段階である。しかし、 四国の中央構造線断層帯等、平均変位速度分布と地震時変位量分布が調和的である 例や(堤・後藤, 2006)、2005 年 Kashmir 地震等、地震時地表変位量分布とアスペ リティが調和的である例(Kaneda et al., 2008)は複数存在する。平均変位速度分 布から地下のアスペリティの位置と大きさを推定することには一定の妥当性がある といえる。

e)北端・南端の位置について

本断層帯北端部の地形を検討した東郷ほか(1996)は、白馬村北城新田付近を活 断層の北端であると判断した。同時に、新田付近から北方へとのび、北城落倉付近 を通過して北安曇郡小谷村千国乙(沓掛宿)付近に至る約5kmの断層を認定し、H 面形成後はほとんど活動していないと考えた。澤ほか(1999)もこの見解を踏襲し ている。しかし、今回の再検討においては、新田付近から落倉付近までの約2kmの 区間についてはH面が東側隆起の断層変位を受けていると判断し、活断層として認 定した。

沓掛宿付近より北方については、地すべり地形が数多く分布する山地であり、ま た活断層認定の指標となる地形面の発達もよくないため、活断層がより北方まで連 続するかどうか判断は難しい。また、予察的な航空写真判読では、東北東-西南西 走向を有し、断層の存在を否定できないリニアメントが少なくとも2条(それぞれ 落倉付近からみて約1km・3km 北方)、本断層帯の北方延長部を横切って認定され る。しかし、落倉付近から北方の小谷村北小谷にかけての約14 kmの区間には、や はり断層の存在を否定できない南北走向のリニアメントが断続的に認められる。平 均変位速度が落倉付近に向かって低下することは、この付近が北端であることを示 唆するが、しかしここからさらに14 km 北方まで連続する可能性を否定することは できない。

一方、本断層帯の南端については、今泉ほか(1998)は南巨摩郡増穂町最勝寺馬 門付近としていたが、今回、これより約0.5km南方の南巨摩郡鰍沢町市街地付近と 判断した。

さらに南方においては、鰍沢町市街地から約10km南西方に位置する富士見山の 東麓に活断層の存在を示す変位地形が報告されている(久保田ほか,1989)。これに ついては、地形面が古く原面の保存が悪いため、積極的には認定できなかった。他 方、同じく約20数km南方においては、新第三系が現河原の礫層に衝上する、いわ ゆる「身延衝上」が観察される(例えば、松田・柳田,2007)。今回行った南方延長 部の予察的な航空写真判読によっても、同じく約22km南方の身延町和田付近等に 活断層の可能性のある南北走向のリニアメントが認定された。また、今回得られた 南部区間(白州~鰍沢)の変位速度速度分布をみると、南端部においても比較的大 きな平均変位速度を有していることがわかる。南端部に向かって低下する傾向も若 干認められるものの、市之瀬台地の平均変位速度が、重力的な運動が加算されて実 際より大きく算出されていると考えると、南端部に向かってほとんど減少していな いことにもなる。慎重な検討が必要である。

しかし、変位地形が連続的には認定されないことも事実である。富士見山東麓の 活断層の存在や段丘面分布、曙衝上断層等の断層構造(例えば、小山, 1984)の成 因と時代等も含め、総合的な調査が必要である。

6)「糸魚川ー静岡構造線活断層情報ステーション」の整備・公開と行政一般への情報 提供

活断層の詳細位置をわかり易くリアリティをもって示し、なぜそこに推定される のかという推定根拠とともに伝えるため、我々は新たに WebGIS をベースにした活断 層情報システムを構築し、「糸魚川-静岡構造線活断層情報ステーション」として 2008 年 8 月末に名古屋大学のサーバにより公開した(鈴木ほか、2009)(図 42)。 本システムは一般住民を想定した「一般向け」と、より詳しく知りたい人や研究 者・防災担当者を想定した「専門家向け」のメニューを備えている(図 42)。

「一般向け」においては、直感的に活断層と地形の関係をイメージできるように、 フライトシミュレーション動画を用意した。Google Earth が提供する鳥瞰地形モデ ル(高さを2倍拡大したもの)に活断層線を付加し、区間ごとにフライトシミュレ ーション動画を見ることができる(図43)。



図 42 「糸魚川-静岡構造線活断層情報ステーション」のメニュー画面(鈴木ほか,2009)。 URL は http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/istl-gis/。



図 43 Google Earth を利用したフライトシミュレーション画像の例(鈴木ほか, 2009)。



図 44 北部の平均上下変位速度分布図(澤ほか,2006;松多ほか,2006;鈴木ほか,2009)。

一方、「専門家向け」メニューでは、WebGIS ベースで活断層詳細情報を閲覧でき る。全域的なずれ量分布の傾向は「slip rate 図」に示され、変動地形から評価さ れた平均変位速度(slip rate)の分布がわかる(図 44)。図中の地点番号をクリ ックすると、WebGIS 画面に切り替わり、どの地点で過去の地震時のずれが確認され ているか(すなわち断層変位地形があるか)を知ることができる。一方、活断層分 布図は、縮尺1万分の1まで順次拡大することができる(図45左)。地形面分類図 を重ねて表示できるため、変位している地形面が何面かを理解できる。さらに地形 断面測線をクリックすると、地形断面図のファイル番号が下のウィンドウに表示さ れ、地形断面図とそれにより活断層の存在についてどのように判断できるかの解説 文が表示される。これにより認定根拠と推定精度が説明される。地形断面測線には 3種類あり、青色の測線は2004年撮影パイロット航空写真、ピンク色は1965年撮 影国土地理院航空写真(一部1976年撮影)、緑色は1940年代米軍撮影航空写真を 用いて計測されたことを示す。変位地形が残存しない場所では、古い写真を用いて 変位地形の原形を復元している。WebGISのレイヤ選択により、古い航空写真を閲覧 することもできる(図45右)。また、本断層帯中部において卓越する横ずれ変位に ついては、河谷等の変位基準を示し、これをクリックすると変位に関する解説を読 むことができる。



図 45 活断層に関する変動地形学的解説ページの例(鈴木ほか,2009)。 左上:白馬付近の地形面分類図と地形断面測線(縮尺5万分の1)、左中:同縮尺1万分 の1、左下:地形断面測線と活断層認定の根拠についての説明例、右上:神城付近の米軍 撮影航空写真と活断層線、右中:米軍撮影航空写真で計測した地形断面図と活断層認定根 拠の説明例、右下:松本市南西部における横ずれ変位地形。

活断層情報のうち、最も基本となる位置情報と認定根拠、ずれ量分布に関する情報を掲載するためのシステム開発が完了し、その雛形となるシステムが公開された。 今後は、GISの利点を活かして、LiDARデータやトレンチ情報、各種物理探査データ 等も搭載して、総合的な活断層情報システムに発展させることも可能である。

公開したデータは今後、行政等における防災活動への貢献が期待される。例えば、 長野県松本市は、現在、今回作成した活断層位置情報と避難所等を重ね合わせたハ ザードマップを作成中であり、全戸配布を予定している。

(c) 結論ならびに今後の課題

本断層帯全域の変動地形学的解析により活断層を認定したことで、活断層の位置・変位 量分布・断層変位地形の形状・地形面の分布と年代等が高精度で明らかになり、データベ ース化されたことによって、活断層線や断層変位地形の特徴等に基づく断層モデルが提案 され、将来の地震時変位量分布、アスペリティおよびモーメントマグニチュードの予測が 可能となった。とくに北部において1回変位量分布が明らかにされたことは大きな成果で ある。しかし、現時点では反射法地震探査等に基づいて推定された断層モデルと一部の地 域で食い違う。また、セグメンテーションに関して、断層モデルから推定される幾何セグ メントが挙動セグメントと一致するとの仮定を置いている。さらに地表で確認される断層 変位量と地下深部の変位量との関係も未確認であり、こうした課題を解決することは今後 の課題である。今回作成した、変位量分布に焦点を絞ったデータベースは、将来的にこう した点が明らかになった際には新たな解釈により地震予測に適用できる汎用性を有してお り、継続的に地震予測を高度化させるための基盤的位置づけにある。

(d)引用文献

- 1) 浅川一郎・平川一臣, 巨摩山地北部東縁の活断層, 活断層研究, 2, 33-42, 1986.
- 2)千曲川河川事務所,「高瀬川流域地質断面図報告書」,千曲川河川事務所,14p,付 図,2003.
- 3) 土木学会原子力土木委員会断層活動性分科会,「原子力発電所の活断層系評価技術 -長大活断層系のセグメンテーションー」, 175p+CD-ROM+付図, 2004.
- 4)藤森孝俊,活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成,地理学 評論,64,665-696,1991.
- 5) 原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共栄・駒澤正夫,松本地域の地質,地域地質 研究報告(5万分の1地質図幅),産業技術総合研究所地質調査総合センター,63p, 2009.
- 6) 平川一臣,山梨県の地形に関する資料(II)鳳凰山・青木鉱泉付近の地形,山梨大 学教育学部研究報告,32,89-96,1981.
- 7) 平川一臣・神沢公男・浅川一郎, 巨摩山地北東縁・下円井の活断層露頭, 活断層研究, 6, 43-46, 1989.
- Ikeda, Y. and N. Yonekura, Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in central Japan, Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, 18, 49-63, 1986.

- 池田安隆・松多信尚・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志,糸魚川静岡構造線活断層 系・松本盆地南部地域の詳細断層地形判読,活断層研究,16,28-34,1997.
- 10)池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編,「第四紀逆 断層アトラス」,東京大学出版会,254p,2002.
- 11) Ikeda, Y., T. Iwasaki, K. Kano, T. Ito, H. Sato, M. Tajikara, S. Kikuchi, M. Higashinaka, T. Kozawa and T. Kawanaka, Active nappe with a high slip rate: Seismic and gravity profiling across the southern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan, Tectonophysics, 472, 72-85, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.008, 2009.
- 12) 今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆, 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, 1998.
- 13) 今泉俊文・東郷正美・澤 祥・池田安隆・松多信尚,1:25,000都市圏活断層図「諏訪」,国土地理院技術資料,D・1-No.368, 1999.
- 14) 糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,糸魚川-静岡構造線断層帯変動 地形資料集 No.1 北部(白馬-松本間), 32p, 2007.
- 15) 糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,糸魚川-静岡構造線断層帯変動 地形資料集 No.2 中北部(松本-茅野間), 36p, 2008.
- 16) 糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,糸魚川-静岡構造線断層帯変動 地形資料集 No.3 中南部(茅野-白州間), 30p, 2009.
- 17) 糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,糸魚川-静岡構造線断層帯変動 地形資料集 No.4 北部(白州-鰍沢間),28p,2010.
- 18)糸静線活断層系発掘調査研究グループ、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-、東京大学地震研究所彙報、63、349-408、1988.
- 19) 地震調査研究推進本部地震調査委員会,糸魚川-静岡構造線断層帯(北部,中部) の地震を想定した強震動評価について,PDF版,66p,2002.
- 20) 柿原仁志・八ヶ岳団研グループ,八ヶ岳の火山活動史,第四紀, 33, 9-12, 2001.
- Kanamori, H., The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., 82, 2981-2876, 1977.
- 22) Kaneda, H., T. Nakata, H. Tsutsumi, H. Kondo, N. Sugito, Y. Awata, S. Akhtar, A. Majid, W. Khattak, A. A. Awan, R.S. Yeats, A. Hussain, M. Ashraf, S.G. Wesnousky and A.B. Kausar, Surface rupture of the 2005 Kashmir, Pakistan, earthquake, and its active tectonic implications, Bull. Seism. Soc. Am., 98, 521-557, with an electronic supplement, doi: 10.1785/0120070073, 2008.
- 23)活断層研究会編,「新編日本の活断層-分布図と資料-」,東京大学出版会,437p, 1991.
- 24) 近藤久雄・奥村晃史・杉下一郎・中田 高, 糸魚川-静岡構造線活断層系・下蔦木 断層の活動履歴と平均変位速度の再検討,活断層研究, 25, 75-84, 2005.
- 25) 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆 地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,208-220,2006.

- 26) Kondo, H., S. Toda, K. Okumura, K. Takada and T. Chiba, A fault scarp in an urban area identified by LiDAR survey: A case study on the Itoigawa. Shizuoka Tectonic Line, central Japan, Geomorphology, 101, 731-739, 2008.
- 27)小坂共栄・鬼頭一博・新井健司,北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系-第四系(1)
 -長野県姫川中流地域の第三系と第四系の層序と構造,地質学論集,16,169-182, 1979.
- 28) 小疇 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二朗・岩田修二・岡沢修一, 白馬岳の地 形学的研究, 駿台史学, 35, 1-86, 1974.
- 29) 小山 彰,山梨県早川沿いの糸魚川-静岡構造線-特に断層帯の形成について-, 地質学雑誌,90,1-16,1984.
- 30) 久保田 勲・浅川一郎・平川一臣・今泉俊文, 巨摩山地・富士見山東麓の活断層, 活断層研究, 7, 43-48, 1989.
- 31) 隈元 崇・池田安隆, 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, 1993.
- 32) Machida, H., Quaternary Widespread Tephra Catalog in and around Japan: Recent Progress, The Quaternary Reseach (Daiyonki-kenkyu), 38, 194-201, 1999.
- 33)町田 洋・新井房夫,「新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺]」,東京大学出版会,336p,2003.
- 34) 松田時彦,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, 1975.
- 35) 松田時彦・柳田 誠, 山梨県身延衝上,活断層研究,27,表紙およびその説明,2007.
- 36) 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・澤 祥,1:25,000 都市圏活断層図「松本」,国土地理院技術資料,D・1-No.368,1999.
- 37) 松多信尚・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志,糸魚川-静岡構造線活断層系北部神 城断層の浅部構造と平均すべり速度(浅部反射法地震探査とボーリングの結果),活 断層研究,20,59-70,2001.
- 38) 松多信尚・澤祥・安藤俊人・廣内大助・田力正好・谷口 薫・佐藤善輝・石黒聡 士・内田主税・佐野滋樹・野澤竜二郎・坂上寛之・隈元 崇・渡辺満久・鈴木康弘, 写真測量技術を導入した糸魚川ー静岡構造線断層帯北部(栂池-木崎湖)の詳細変 位地形・鉛直平均変位速度解析,活断層研究,26,105-120,2006.
- 39) 松多信尚・田力正好・廣内大助・澤 祥・杉戸信彦・谷口 薫・石黒聡士・中村優 太・佐藤善輝・渡辺満久・鈴木康弘・糸魚川-静岡構造線活断層帯重点的調査観測 変動地形グループ,糸魚川-静岡構造線活断層帯中部,白州地域のLiDAR 測量を利 用した活断層線と変位速度,日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集,S147-P021, 2009.
- 40) 松多信尚・糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,LiDAR 測量に基づく糸 魚川-静岡構造線断層帯中南部,白州地域の活断層分布・変位速度分布,投稿準備 中.
- 41) 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・二階堂 学・橘 徹・高 瀬信一,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-, 地震2, 55, 33-45, 2002.

- 42) 三浦大助・幡谷竜太・宮腰勝義・井上大栄・小俣雅志・佐々木俊法・川崎泰照・佐藤 賢・宮脇明子・田中竹延・宮脇理一郎,糸魚川一静岡構造線活断層系南部,白州断層の活動履歴の再検討-横手地点トレンチ調査-,地質学雑誌,110,255-270,2004.
- 43) 文部科学省研究開発局,糸魚川-静岡構造線断層帯および宮城県沖地震に関する パイロット的な重点的調査観測(平成14~16年度)成果報告書,297p,2005.
- 44) 文部科学省研究開発局,糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測,平 成19年度成果報告書,163p,2008.
- 45) 文部科学省研究開発局,糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測,平 成20年度成果報告書,178p,2009.
- 46) Nakata, T. and N. Chida, On the tectonic features around the Matsumoto and Suwa Basins, Central Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 7 (Geogr.), 24, 59-74, 1974.
- 47) 中田 高・今泉俊文編,「活断層詳細デジタルマップ」,東京大学出版会,68pp+ 付図2葉+DVD-ROM1枚,2002.
- 48) 中田 高・池田安隆・岡田篤正・熊原康博・杉戸信彦, 1:25,000 都市圏活断層図 境峠ー神谷断層帯とその周辺「塩尻」,国土地理院技術資料 D・1-No.495,2007.
- 49) 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・苅谷愛彦・奥村晃史・田口雄作,白馬 岳地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),産業技術総合研究所地質 調査総合センター,105p,2002.
- 50) 小口 高, 松本盆地および周辺山地における最終氷期以降の地形発達史, 第四紀研 究, 27, 101-124, 1988.
- 51) 小口 高, 松本盆地中部における活断層の垂直変位速度, 活断層研究, 8, 15-21, 1990.
- 52) 岡田真介・池田安隆・越後智雄・戸田 茂・木村治夫・加藤 一・石山達也・楮原 京子・森下信人・奥田里奈・渡邉太樹・小田 晋,長野盆地西縁断層帯における反 射法地震探査:データ取得と処理,東京大学地震研究所彙報,81,171-180,2006.
- 53)奥村晃史,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」,236,1996.
- 54)奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉,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, 1994.
- 55)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,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,別冊,35-51,1998.
- 56) 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤碵一・駒沢 正夫・広島俊男・須藤定久,20万分の1地質図幅「甲府」,産業技術総合研究所地 質調査総合センター,2002.
- 57) Reimer, P. J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, C. J. H. Bertrand,

P.G. Blackwell, C.E. Buck, G.S. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, A.G. Hogg, K.A. Hughen, B. Kromer, F.G. McCormac, S.W. Manning, C.B. Ramsey, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. van der Plicht and C.E. Weyhenmeyer, IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP, Radiocarbon, 46, 1029-1058, 2004.

- 58) Sagiya, T., T. Nishimura and Y. Iio, Heterogeneous crustal deformation along the central-northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Fault System, Central Japan, Earth Planets Space, 56, 1247-1252, 2004.
- 59) 斎藤秀樹・櫛原功一・田中大輔,山梨県南アルプス市内遺跡詳細分布調査報告書, 南アルプス市埋蔵文化財調査報告書,12,南アルプス市教育委員会,32p,2006.
- 60) 佐藤比呂志・平田 直,活断層の深部構造と日本列島の成立,科学,68,63-71, 1998.
- 61) 澤 祥, 甲府盆地西縁・南縁の活断層, 地理学評論, 54, 473-492, 1981.
- 62) 澤 祥, 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, 1985.
- 63) 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆,1:25,000 都市圏活断層図「茅野」,国土
 地理院技術資料,D・1-No.355,1998.
- 64) 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆・松多信尚,1:25,000都市圏活断層図「白 馬岳」,国土地理院技術資料,D・1-No.368,1999.
- 65)澤祥・田力正好・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・安藤俊人・佐藤善輝・石黒聡 士・内田主税・坂上寛之・隈元 崇・渡辺満久・鈴木康弘,糸魚川-静岡構造線断 層北部,大町~松本北部間の変動地形認定と鉛直平均変位速度解明,活断層研究, 26,121-136,2006.
- 66) 澤祥・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・内田主税・佐藤善輝・石黒聡士・田力正 好・杉戸信彦・安藤俊人・隈元 崇・佐野滋樹・野澤竜二郎・坂上寛之・渡辺満久・ 鈴木康弘,糸魚川-静岡構造線活断層帯中部,松本盆地南部・塩尻峠および諏訪盆 地南岸断層群の変動地形の再検討,活断層研究,27,169-190,2007.
- 67) 澤祥・杉戸信彦・田力正好・谷口 薫・廣内大助・鈴木康弘・糸魚川ー静岡構造 線活断層帯重点的調査観測変動地形グループ、糸魚川ー静岡構造線活断層帯北部: 池田町におけるボーリング調査をもとにした平均変位速度の推定、日本活断層学会 2009 年度秋季学術大会予稿集、P-06,2009.
- 68) 下川浩一・山崎晴雄,古神城湖堆積物から見た断層運動,第四紀学会講演要旨集, 17,92-93,1987.
- 69) 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄,「糸魚川-静岡構造 線活断層系ストリップマップ」,1:100,000 構造図,11,工業技術院地質調査所, 1995.
- 70) Stuiver, M. and P.J. Reimer, Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, Radiocarbon, 35, 215-230, 1993.
- 71) 杉戸信彦・澤 祥・田力正好・松多信尚・谷口 薫・糸魚川ー静岡構造線活断層帯

重点的調査観測変動地形グループ,糸魚川ー静岡構造線活断層帯北部の白馬村・池 田町におけるボーリング調査(速報),日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集, S141-P011, 2007.

- 72) 杉戸信彦・松多信尚・澤 祥・糸静線重点調査変動地形グループ,変動地形の詳細 解析にもとづく糸静線活断層帯中南部,茅野〜白州の断層構造と変位様式,日本地 理学会 2008 年春季学術大会発表要旨集,73,634,2008a.
- 73) 杉戸信彦・松多信尚・澤 祥・谷口 薫・田力正好・廣内大助・石黒聡士・佐藤善輝・渡辺満久・鈴木康弘・糸魚川ー静岡構造線活断層帯重点的調査観測変動地形グループ,変動地形からみた糸静線活断層帯中南部,茅野〜白州の断層構造,日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S141-010, 2008b.
- 74) 杉戸信彦・澤 祥・谷口 薫・佐藤善輝・中村優太・糸魚川-静岡構造線活断層帯 重点的調査観測変動地形グループ,糸静線活断層帯中南部,富士見町御射山神戸に おける断層変位地形の発達史,日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集,S147-P020, 2009.
- 75) 杉戸信彦・糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ,糸魚川-静岡構造線断 層帯中南部,茅野~下蔦木間の変動地形の再検討と変位速度分布,投稿準備中.
- 76)鈴木康弘・佐野滋樹・野澤竜二郎,航空写真測量に基づく桑名断層の変位地形の解析-米軍撮影航空写真による活断層航測図化の精度-,活断層研究,22,76-82,2002.
- 77)鈴木康弘・三重県活断層調査委員会、変位速度分布とモーメントマグニチュードによる鈴鹿東縁断層帯の評価、地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集,53,1997.
- 78)鈴木康弘・杉戸信彦・坂上寛之・内田主税・渡辺満久・澤 祥・松多信尚・田力正 好・廣内大助・谷口 薫,糸魚川-静岡構造線活断層情報ステーション-web-GIS ベースのシステム構築とその意義-,E-journal GE0, 4, 1, 37-46, 2009.
- 79)鈴木康弘・杉戸信彦・隈元 崇・澤 祥・渡辺満久・松多信尚・廣内大助・谷口 薫・ 田力正好・石黒聡士・佐藤善輝,平均変位速度およびずれ量分布に基づく糸魚川– 静岡構造線断層帯北部の地震発生予測,投稿中.
- 80) 田力正好・池田安隆・澤 祥・今泉俊文・東郷正美,1:25,000 都市圏活断層図「韮崎」,国土地理院技術資料,D・1-No.355,1998.
- 81)田力正好,糸魚川-静岡構造線活断層系南部,白州~韮崎付近の活構造と第四紀の 活動史,活断層研究,21,33-49,2002.
- 82) 田力正好・松多信尚,糸魚川-静岡構造線活断層系北部の活動に関連した犀川丘陵の変動地形,活断層研究,25,63-73,2006.
- 83)田力正好・杉戸信彦・澤 祥・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・佐藤善輝・石黒聡 士・安藤俊人・内田主税・坂上寛之・隈元 崇・渡辺満久・鈴木康弘,糸魚川-静岡 構造線活断層帯中部,諏訪盆地北東縁の変動地形とその認定根拠,および変位速度 分布,活断層研究,27,147-168,2007.
- 84)田力正好・澤祥・杉戸信彦・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・内田主税・石黒聡 士・隈元 崇・坂上寛之・渡辺満久・鈴木康弘,糸魚川-静岡構造線断層帯南部, 白州~鰍沢間の変動地形の再検討と航空写真測量に基づく変位速度分布,投稿準備

中.

- 85) 武村雅之,日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地 震モーメントの関係,地震2,43,257-265,1990.
- 86) 谷口 薫・鈴木康弘・澤 祥・松多信尚・渡辺満久・糸静線重点調査変動地形グル ープ,糸静線活断層帯中北部における変動地形および掘削調査(速報) ー松本および塩尻付近の断層トレースの見直しとその意義-,日本地理学会発表要旨集,71, 111-111,2007.
- 87)谷口 薫・澤 祥・鈴木康弘・渡辺満久・松多信尚・糸静線重点調査変動地形グル ープ,糸静線活断層系中北部における変動地形の認定とピット掘削調査,日本活断 層学会秋季学術大会講演予稿集,67-68,2008.
- 88)谷口 薫・渡辺満久・鈴木康弘・澤 祥,糸魚川-静岡構造線活断層系中北部にお ける最新活動時期,投稿中.
- 89) 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄,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2,52,445-468,2000.
- 90) 東郷正美, 茅野市坂室付近の糸静線活断層系による変位地形,活断層研究,4,42-46, 1987.
- 91) 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志,神城断層両端部の断層変位地形,活 断層研究,15,9-16,1996.
- 92) 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚,1:25,000 都市圏活断層図「大町」,国土地理院技術資料,D・1-No.368, 1999a.
- 93) 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚,1:25,000 都市圏活断層図「信
 濃池田」,国土地理院技術資料,D・1-No.368,1999b.
- 94) 東郷正美・今泉俊文・岡田篤正・澤 祥・松田時彦, 糸静線活断層系・岡谷断層の 最新活動に関する資料, 法政大学多摩研究報告, 23, 1-16, 2008.
- 95) 塚原弘昭・池田隆司,本州中央部の地殻応力方位分布,地質学雑誌,97,461-474, 1991.
- 96) 堤 浩之・後藤秀昭,四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布, 地震 2, 59, 117-132, 2006.
- 97) 植木岳雪,長野県北部,糸魚川-静岡構造線の鮮新世以降の活動様式:大峰-SK110 テフラの古地磁気方位について,東京大学地震研究所彙報,83,163-173,2008.
- 98)渡辺満久・鈴木康弘・澤 祥・谷口 薫・糸魚川-静岡構造線活断層帯重点調査観 測変動地形グループ、糸静線活断層帯の「塩尻峠ギャップ」への疑問、日本地球惑 星連合 2007 年大会予稿集、P141-005、2007.
- 99) Wesnousky, S.G., Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture, Bull. Seismo. Soc. Am., 98, 1609-1632, doi:10.1785/0120070111, 2008.
- 100) 山崎晴雄,長野県北城盆地の活断層,日本地理学会予稿集,17,60-61,1979.
- 101) 吉岡敏和, 糸静線中部, 岡谷・塩尻市周辺の断層変位地形, 日本地理学会予稿集,

41, 54-55, 1992.

(e) 資料

「糸魚川-静岡構造線断層帯変動地形資料集」(糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グル ープ、2007、2008、2009、2010)の地形分類図等の例を本節3.4の末尾に添付する。資 料集はすべて http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/istl-gis/monograph にて公開されてい る。 糸魚川-静岡構造線断層帯変動地形資料集No.1北部(白馬-松本間) (糸静線断層帯重点的調査観測変動地形グループ、2007)より抜粋。



位置図(N-1~N-9)

糸静線北部オルソ写真 [N-1]



糸静線北部地形面分類図 [N-1]


地形断面図一覧



変位量・変位基準・平均変位速度一覧

Profile	Vertical displacement	Dip slip (up)	Fault reference (upthrown side)	Fault reference (downthrown side)	Age of fault reference (ky)	Vertical average slip rate (m/ky)	Note
P36	>4.5	Е	LI	alluvial plain	10-20	>0.2-0.5	
P37	>4	E	12	alluvial plain	4-7	>0.6-1.0	
P38	3	E	1.3	L3	1-2	(1.5-3.0)	
P39	3	E	1.3	1.3	1-2	(1.5-3.0)	
P40	25	E	13	13	1-2	(1.3-2.5)	
P41	>2	E	1.3	alluvial plain	1-2	(>1.0-2.0)	
P42	>2	E	13	alluvial plain	1-2	(>1.0-2.0)	
P43	2.5	E	1.2	1.2	4.7	0.4-0.6	
P44	9	E	LI	12	7+	13	+Okumura et al. 1998
P45	1-2	E	13	13	4-7	(0.5-2.0)	fortantia et al. 1990
P46	8	E	1.2	12	4-7	11-20	
P47	2	E	12	1.2	4-7	03-05	
	>37	E	12	12	4-7	04-08	
	- 5.					>0.7-1.3*	P47 total rate
P48	>30	F	M	12	50-100	>03-06	147 total late
140	>52	E	12	alluvial plain	4.7	>0.7-1.3	
	-3.	L	L-	anuviai piani	4-7	>10.19	P48 total rate
P40	>15	F	11	alluvial plain	10-20	>0.8-1.5	140 total late
P50	515	F	13	alluvial plain	1-2	(0.8.1.5)	
P50	-1.5	L	1.5	anuviai piain	1-2	(-0.8-1.3)	
251	-	-			_		
P52	3	E	LI	LI	10-20	0.2-0.3	
P53	3	E	LZ	LZ	4-7	0.4-0.8	
P54	3.5	E	L2	L2	4-7	0.5-0.9	
P55	6	E	L2	L2	4-7	0.9-1.5	
P56	5	E	L2	L2	4-7	0.7-1.3	
P57	7	Е	L2	L2	4-7	1.0-1.8	
	6	E	L2	L2	4-7	0.9-1.5	
						1.9-3.3	P57 total rate
P58	3	E	LI	LI	10-20	0.2-0.3	
P59	>28?	E	LI	alluvial plain	10-20	>1.4-2.8?	
						>1.6-3.1?*	P58 & P59 total rate
P60	-	-	L2	L2	4-7	—	
P61	4	E	LI	1.2	10-20	0.2	
	2	E	1.2	1.2	4-7	0.3-0.5	
	-					>0.5-0.7*	P61 total rate
D42	-		-			- 0.5 0.7	101 total faite
P02	- 0	17		10	10.00	-0408	
P03	28	E		LZ	10-20	>0.4-0.8	
P64	4	E		LI allowiated at the	10-20	0.2-0.4	
	>1?	Е	LI	alluvial plain	10-20	>0.4-0.7?	Brite at the
Des					10.00	0.6-1.17*	P64 total rate
103	2	E	LI		10-20	0.1-0.2	
	>10?	E	LI	anuviai piain	10-20	>0.5-1.0?	Dec I
DCC				**		0.6-1.2?*	Pos total rate
Poo	2	E	L3	L3	1-2	(1.0-2.0)	
	>2.5?	E	L3	alluvial plain	1-2	(>1.3-2.5?)	
DCT		100				(>2.3-4.5?)	P66 total rate
P67	2	E	L3	L3	1-2	(1.0-2.0)	
	>2.5?	E	L3	alluvial plain	1-2	(>1.3-2.5?)	
- Sector -						(>2.3-4.5?)	P67 total rate
P68	>2.5	E	1.2	alluvial plain	4-7	>0.4-0.6	
P69	>31?	Е	LI	alluvial plain	10-20	>1.6-3.1?	
	>6?	E	LI	alluvial plain	10-20	>0.3-0.6?	
	3	W	LI	LI	10-20	0.2-0.3	
						>1.4-2.8?	P69 total rate
P70	2	E	L3	L3	1-2	(1.0-2.0)	
P71	>2.5?	E	LI	L3	10-20	>0.1-0.3?	
P72	>2.5	E	L1	alluvial plain	10-20	>0.1-0.3	
	2	E	LI	LI	10-20	0.1-0.2	
						>0.2-0.5	P72 total rate
P73	8	E	L1	L1	10-20	0.4-0.8	
P74	-	-	L3	L3	1-2	-	
	5-6t	Et	L2	L2	4-7	>0.7-1.5*	tilting of L2 terrace?
	35	E	LI	LI	10-20	1.8-3.5	Oguchi (1990)
	35	E	Moriguchi surface	Moriguchi surface	13-15	2.3-2.7	Oguchi (1990)
D75	-		1 2	allunial alsia	-	-	-Baen (1330)
r'15			1.5	anuviai piain			
P76	-	-	alluvial plain	alluvial plain	-	-	
P77	-	-	L3	alluvial plain	_		
P78	-	-	L3	L3	-	—	
P79	7?	E	1.2	alluvial plain	4-7	1.0-1.8?	
P80	>2	E	1.2	alluvial plain	4-7	>0 3-0 5	
P81	32	E	12	alluvial plain	4-7	>0.3-0.5	
101	-2	~			4-7	-0.5-0.5	
F82	-		alluviai plain	alluvial plain		-	
P83	11	Е	L2	alluvial plain	4-7	1.0-1.8?	
P84			L3	alluvial plain	1-2	() — ()	

平均変位速度分布図

