伊那盆地北部における活断層のネットスリップ速度

阿部 一*・池田 安隆**

活断層の活動度を評価するためには、ネットスリップの速度を求める必要がある。その場合、ネットスリップ速度の鉛直成分(鉛直スリップ速度)は、変位地形の簡易測量から容易に求められるが、水平成分(水平スリップ速度)を求めるのは、一般に困難である。本稿では、水平スリップの速度を地形学的証拠(段丘崖の方向とオフセットの速さ)から求める方法を示し、その方法を伊那盆地北部の活断層に適用した。結果として、従来大部分がB級の活断層と認定されていた天竜川右岸の各断層は、いずれも鉛直スリップの速さに比べて水平スリップの速さが大きい低角逆断層であり、A級の活動度を持つことが示された。

I はじめに

活断層の活動度は、その平均変位速度によって示すことができる(たとえば、活断層研究会, 1980)。活動度を評価する際、変位量や平均変位速度は、本来ならば断層面上の「真の変位(net slip)」に基づいて決められるべきである。しかし、横ずれ断層の場合は走向スリップ(strike slip)の量、縦ずれ断層の場合は鉛直スリップ(vertical slip)の量が利用されることが多い(第1図)。これら2つのずれの量は、簡易測量や図上計測によって比較的容易に求めることができるため、それらの量に基づいた平均変位速度が活断層の活動度を示すものとして使われてきた(活断層研究会, 1980など)。縦ずれ成分をほとんど持たない横ずれ断層の場合には、走向スリップとネットスリップが一致するので、走向スリップ速度すなわち横ずれ速度から活動度を求めても問題はないが、縦ずれ・横ずれ両成分を持つ断層および縦ずれ断層において、鉛直スリップだけをを用いて平均変位速度を出した場合、活動度を小さく評価してしまう可能性がある。このような断層のネットスリップは、鉛直スリップと水平スリップ(horizontal slip)のベクトル和であるから(第1図)、断層の活動度を正確に求めるためには、水平スリップ速度を求めなければ

ならない。とくに、山地と盆地の境界にある逆断層の前面に派生する低角逆断層(Ikeda, 1983など)では、鉛直スリップに比べて水平スリップ(水平短縮)がかなり大きくなることが予想されるので、その速度を求めることが活断層の記載のためにも重要である。

本稿では、Ikeda and Yonekura(1986)がネットスリップ速度を求めるために提示した方法を、伊那盆地北部に分布する活断層に適用した結果について述べる。まず断層の水平スリップ速度の大きさと方向を、地形的証拠(段丘崖のオフセット)から求める。さらに、変位した地形面の簡易測量によって鉛直スリップ速度を求め、この両者からネットスリップ速度を求める。これによって、当地域に分布する活断層の活動度をより正確に評価することができる。

II ネットスリップ速度の求めかた

活断層の変位によって、段丘崖や小流路などの直線的な変位基準がみかけの横ずれを示す地形をとり上げる(第2図)。第2図では、変位基準である段丘崖が左横ずれを示している場合を考える。ここで、断層の上盤と下盤は剛体として振る舞うものと仮定する。真北から時計回りに測った段丘崖の方向を θ 、オフセットを d (左横ずれを正にとる)、水平スリップの大きさを D 、その方向を ϕ とおくと、次の関係

* 東京大学・院 **東京大学・理学部

第1図 断層のずれ

ネットスリップは水平スリップと鉛直スリップのベクトル和である。

Fig.1 Terminology of fault displacements referred to in the text

第2図 低角な逆断層の変位に伴う水平短縮によって生じるみかけの横ずれ
 θ は段丘崖の方向, ϕ は水平スリップの方向, オフセット (d) と水平スリップ (D) の関係は次の式で表わせる. $d = D \sin(\phi - \theta)$

Fig.2 A schematic illustration demonstrating that apparent strike-slip movements (strike-separations) could result from horizontal shortening associated with low-angle faulting

θ is the azimuth of the terrace scarp, ϕ is the direction of the horizontal slip vector. Relation between Offset (d) and Horizontal slip (D) is expressed by an equation: $d = D \sin(\phi - \theta)$

式が成り立つ。

$$d = D \sin(\phi - \theta) \quad (1)$$

みかけの横ずれ変位を示している段丘崖の形成年代は、下位の地形面の離水年代と同じであり、(1)式の両辺をその年代で割ることによって、オフセットの速さ(u)と水平スリップの速さ(U)との関係式が得られる。

$$u = U \sin(\phi - \theta) \quad (2)$$

したがって、みかけの横ずれを示す地形が、1つの活断層沿いに複数の地点でみられるならば、各地点で得られた計測データ(θ , u)を $\theta-u$ 座標平面上にプロットし、それらの点を通るようなサイン曲線を最小二乗法によって求めることで、水平スリップ速度の大きさ U と方向 ϕ を決定することができる。図上においては、 U はサイン曲線の振幅、 ϕ は初期位相として与えられる。

この方法により、変位基準のオフセットから活断層の水平スリップ速度が求められる。次に、活断層を横切る方向で地形面の変位量について簡易断面測量を行ない、鉛直スリップ速度の大きさを求める。水平スリップ速度と鉛直スリップ速度のベクトル和がネットスリップ速度である。さらに、断層の走向と直交する方向での水平スリップ速度の成分と、鉛直スリップ速度の比から、断層面の傾斜が推定できる。

ここで示した方法を適用するには、段丘地形の発達する地域が調査対象として最適である。それは活断層の変位によって地形のオフセットが発生しやすいこと、また鍵テフラによって段丘面の離水年代決定が可能な場合が多いことのためである。そこで、段丘化が著しく、断層変位地形がみられ、さらに御岳起源のテフラが分布している伊那盆地北部の伊那市周辺を調査地域として選び、上述の方法を適用した。

III 地域概観および地形面の記載

調査地域は、西を木曽山脈、東を伊那山地に挟まれた伊那盆地の北部である(第3図)。盆地北部には開析扇状地が広く分布している。扇状地はいずれも天竜川の支流によって形成されたものであり、合流扇状地となっている。これらの扇状地は、現在では最大50m程度の下刻を受けている。開析扇状地面上には、活断層と認定されている複数列の低断層崖ないし撓曲崖がみられる(活断層研究会, 1980)。

伊那盆地北部・中部の地形面上には、御岳起源のテフラを主体とする風化火山灰層がみられる(Kobayashi and Shimizu, 1965)。この風化火山灰の層序に基づき、Shimizu(1972)は伊那盆地全域の詳細な地形面区分を行なった。小野・正木(1980)によれば、調査地域の地形面は離水年代の古い順に大泉面・横山面・神子柴面群・南殿面・低位段丘面群の5つの地形面群に区分されている。本研究では、調査地域において、これらの研究結果・露頭・ピット・表層ボーリングのデータに基づき変位基準となっている地形面を再区分した。以下離水年代の古い順に各地形面を記載する。

1) 大泉面(OZ)

Pm-I を風成でのせる地形面である(Shimizu, 1972)。調査地域では、Pm-I の下位に Pm-I' がみられる。Pm-I と段丘礫層の間には、厚さ数 10 cm のわずかに粘土化した風化火山灰がある。段丘礫層は風化を受けており、花崗岩礫は一部マサ化しているが、赤色風化はしていない。Pm-I の降下年代は、F.T.法によって7~9万年前とされている(町田・鈴木, 1971)。

2) 横山面(YY)

Pm-III を風成でのせる地形面である(小野・正木, 1980)。伊那市西方のますみヶ丘にわずかに残る扇状地面であり、他には分布していない。大泉面形成期と神子柴面形成期の間に離水した、きわめて局地

第3図 調査地域の位置および活断層の分布

活断層は太実線で示した(点線は推定部分)。イタリックの英字と細実線は縦断測量の位置を、矢印は露頭およびピットの位置を示す。矩形は段丘崖のオフセットを示した図の範囲を、矩形に付いた数字は図の番号を示す。

Fig. 3 Distribution of active faults in the study area

Active faults are shown by thick solid lines and, where inferred, by dotted lines. The italic alphabet and thin solid lines indicate the locations of topographic profiles across the fault scarps. Arrows indicate the localities of outcrops and test pits. Figures 4A, 4B, 8, 10, 11A and 11B are also located in this figure.

第4図 伊那断層沿いのオフセット

位置は第3図を参照。等高線は2m間隔。太実線は断層の位置を示す。星印はピットの位置を示す。

Fig. 4 Offsets along the Ina fault

For location, see Fig. 3. Contours are at 2m intervals. Thick solid lines indicate the fault trace.

Asterisk shows the test pit locality. MK and MD denote Late Pleistocene alluvial fans.

的な扇状地面であろう。

3) 神子柴面群(MK)

Shimizu(1972)は、Pm-IVを風成でのせる面を神子柴面-1、Pm-IVを礫層中に挟み、Pm-Vを風成でのせる面を神子柴面-2とした。本研究では、Pm-IVの降下直前からPm-Vの降下期までに離水した地形面群を神子柴面群とする。

4) 南殿面(MD)

わずかに風化火山灰層をのせる地形面である。風化火山灰層中には中礫が散点する。

5) 低位段丘面群

風化火山灰層をまったくのせず、腐植土だけがみられる地形面である。

IV 活断層の記載

1) 伊那断層

調査地域西縁の木曾山脈山麓に沿って、北北東—南南西方向にのびる活断層である(西田, 1977)。低断層崖・撓曲崖が不連続に分布する(第3図)。

第4図A・Bの2地域では、南殿面と同時期に形成された段丘崖がオフセットを示している。各南殿

面上で掘削したピットから、風化火山灰の試料を得た(第3図; Loc. 1, 2)。検鏡の結果、礫層最上部のマトリクスから風化火山灰層にかけて、bubble wall型の火山ガラスが集積しているのが認められ、X線マイクロアナライザーによる化学分析の結果からAT(2.2~2.1×10⁴y. B. P.; 町田・新井, 1976)と判断した。したがって、ここでの南殿面の離水時期は、ATの降下期とほぼ一致するものと推定される。なおOno and Masaki(1980)も、伊那盆地北部においてhumic bed直下のsoft loam中にATを記載し、それに基づいて信州ロームの堆積終了時期を2.2~2.1万年前と考えている。

水平スリップ速度の大きさ U と、その方向 ψ を求めるために、段丘崖の方向とオフセット量を縮尺1/2,500の箕輪町都市計画図から計測した¹⁾。南殿面の離水年代は、ATの降下年代から2.1±0.1万年前と推定した。第4図-Aでは、南殿面と同時期に形成された段丘崖の方向が94±2度であり、オフセット(みかけの右ずれ)が43±10mである。また第4図-Bでは、南殿面と同時期に形成された段丘崖の方向が127±2度であり、オフセット(みかけの左ず

第1表 伊那盆地北部における活断層によって変位を受けた
段丘崖のオフセットの速さと方向

Table 1 Offset rates and azimuths of faulted terrace
scarps in the northern Ina basin

Active fault	Fault reference	Age (10^3y)	Azimuth (deg)	Offset (m)	Offset rate ($\text{m}/10^3\text{y}$)
Ina	MD	21 ± 1	94 ± 2	43 ± 10	2.0 ± 0.49
	MD	21 ± 1	127 ± 2	-33 ± 10	-1.6 ± 0.48
Yochi	MK-2	55 ± 5	64 ± 4	240 ± 15	4.4 ± 0.49
	MK-3/3'	52 ± 5	95 ± 3	134 ± 20	2.6 ± 0.45
	MK-4	50 ± 5	103 ± 6	81 ± 15	1.6 ± 0.34
Yokoyama	MK-2	55 ± 5	45 ± 2	170 ± 10	3.1 ± 0.33
Ogurogawa	MD	21 ± 1	118 ± 3	-35 ± 10	-1.7 ± 0.48
	MD	21 ± 1	124 ± 2	-25 ± 10	-1.2 ± 0.48

第5図 伊那断層の水平スリップ速度を示すサイン曲線

最小二乗法によって求められた水平スリップの速さと方向は、それぞれ $6.4 \pm 1.6 (\text{m}/10^3\text{y}) \cdot 112 \pm 5^\circ$ 度である。実線は最適曲線。破線はカイ二乗分布における確率95%の曲線。

Fig. 5 Azimuth-offset plots for fault references affected by the Ina fault

Solid line shows the best-fit curve, and broken lines show the two extremes within 95% confidence.

れ)が $-33 \pm 10\text{m}$ である。前述の離水年代からオフセットの速さを求めると、それぞれ $2.0 \pm 0.49 (\text{m}/10^3\text{y})$, $-1.6 \pm 0.48 (\text{m}/10^3\text{y})$ となる(第1表)。

この結果に基づいて、オフセットの速さと段丘崖の方向を、誤差を含めて $\theta-u$ 座標平面上にプロットし、最小二乗法を用いてサイン曲線を描くと、第5図のようになる。実線は最適曲線であり、破線はカイ二乗分布における確率95%の曲線である²⁾。伊那断層における水平スリップ速度の大きさは $6.4 \pm 1.6 (\text{m}/10^3\text{y})$, 方向は $N112^\circ E \pm 5^\circ$ という値を求めることができる。

また、第3図の A-A', B-B' における、変形を受

けた段丘面の簡易測量によって求めた結果によれば、鉛直スリップ量はそれぞれ 3.4m, 12m である(第6図)³⁾。

基準となった地形面は、いずれも Pm-IV の降下とほぼ同時に離水した神子柴面であることが露頭の観察から明らかなので、後述のように Pm-IV の降下年代をおよそ 5.5 万年前として鉛直スリップの速さを求めると、 $0.1 \sim 0.2 (\text{m}/10^3\text{y})$ となる。水平スリップの方向が断層の一般走向とほぼ直交するので、鉛直スリップの速さと水平スリップの速さの比から断層面の傾斜を求めると $1 \sim 2$ 度となり、伊那断層は断層面がほぼ水平の逆断層であると考えられる。

第6図 簡易測量による地形断面図

断面位置は第3図に示す。

Fig. 6 Topographic profiles across fault scarplets

Locations of the profiles are shown in Fig. 3.

第7図 神子柴面-1 離水以降のテフラ標準層序
Fig. 7 Compiled column of the tephra younger than the Mikoshihara surface 1

2) 与地断層

与地断層は、伊那市西方のますみヶ丘において山麓沿いに西北—東南方向にのびる活断層であり(西田, 1977; Ono and Masaki, 1980), 開析扇状地を変位させている(第3図)。変位を受けている扇状地面は、主に神子柴面群である。ますみヶ丘において、神子柴面群はテフラ層序に従い、Pm-IV を風成でのせる面から Pm-V をのせる面まで、離水年代がわずかず異なる5つの地形面に細分される(第7図)。ただし本研究では、Pm-IV より上位の風成火山灰中に、スコリアが散点する層準がある中で、その最上部近くにやや密集して存在するスコリア層を、Kobayashi and Shimizu(1965)の Pm-V と判断した。以下神子柴面群を離水年代の古い順に記載する。

(a) 神子柴面-1(MK-1)

Pm-IV を風成でのせる。Pm-IV と礫層の間に、厚さ 20~30 cm の風化火山灰層がみられる。

(b) 神子柴面-2(MK-2)

Pm-IV が礫層最上部から礫層直上にかけてみ

れる。Pm-IV の産状から考えて、離水時期は Pm-IV の降下とはほぼ同時であると考えられる。

(c) 神子柴面-3'(MK-3')

露頭でテフラ層序の確認はできなかったが、与地断層の下盤側で、神子柴面-2より低く、神子柴面-3より高い段丘面である。下流側で神子柴面-3との比高がなくなる。この面に対比できる面は上盤側にみられないが、これはもともと神子柴面-3' が下盤側だけに残された局地的な地形面であるためと考えられる。

(d) 神子柴面-3(MK-3)

Pm-V の下位に層厚約 30 cm の風化火山灰層をのせる。風化火山灰層は一部砂質であり、中礫を混入する場合がある。

(e) 神子柴面-4(MK-4)

礫層最上部に Pm-V が混在し、それより上位の火山灰を風成でのせる。

与地断層の変位によって神子柴面-2, 3, 4と同時期に形成された段丘崖がそれぞれオフセットを示している(第8図)。段丘崖の方向とオフセット量は、縮尺 1/2,500 の伊那市都市計画図から計測した。また各地形面の離水年代は次のように推定した。

神子柴面-2, 4 の離水年代はそれぞれ Pm-IV, Pm-V の降下期とはほぼ同時である。本研究の Pm-V は、層準からみて小野・正木(1980)の Pm-V b および竹本ほか(1987)の小木曽テフラ層(Og)に対比できると考えられる。竹本ほか(1987)によると、小木曽テフラ層上部には、御岳山麓において DKP(大山倉吉軽石層)がみられる。DKP の降下年代は 4.5~4.7 万年前(町田・新井, 1979)と見積もられているので、本稿では Pm-V の降下年代をおよそ 5 万年前と考えた。したがって、神子柴面-4の離水年代も約 5 万年前と推定される。また Pm-IV の降下年代は、Pm-I の F.T. 年代と上述の Pm-V の推定年代から、伊那盆地北部の風化テフラの厚さに基づいて内挿するとおよそ 5.5 万年前となる。したがって、

第8図 与地断層沿いのオフセット

位置は第3図参照。等高線は2m間隔。太実線は断層の位置を示す。イタリックの英字と細実線は縦断測量の位置を示す。

Fig. 8 Offsets along the Yochi fault

For location, see Fig. 3. Contours are at 2m intervals. Thick solid line indicates the fault trace. The italic alphabet and thin solid lines indicate the location of topographic profiles across the fault scarplets. MK-1, 2, 3', 3 and 4 denote, in descending order, Late Pleistocene alluvial fans.

神子柴面-2の離水年代は約5.5万年前と推定される。また神子柴面-3の離水年代は、上述の Pm-V と Pm-IV の推定年代から風化テフラの厚さに基づき内挿して求めると、約5.2万年前となる。いずれの離水年代に対しても、大きく見積もって±5千年の誤差を与えた。

神子柴面-2と同時期に形成された段丘崖の方向は 64 ± 4 度であり、オフセット(みかけの左ずれ)は 240 ± 15 m である。神子柴面-3/3' と同時期に形成された段丘崖の方向は 95 ± 3 度であり、オフセット(みかけの左ずれ)は 134 ± 20 m である。また神子柴面-4 と同時期に形成された段丘崖の方向は 103 ± 6 度で

あり、オフセット(みかけの左ずれ)は 81 ± 15 m である。前述した各地形面の推定離水年代からオフセットの速さを求めると、それぞれ 4.4 ± 0.49 (m/10³y), 2.6 ± 0.45 (m/10³y), 1.6 ± 0.34 (m/10³y) となる(第1表)。

オフセットの速さと段丘崖の方向を、誤差を含めて $\theta-u$ 座標平面上にプロットし、最小二乗法を用いてサイン曲線を描くと第9図のようになる。この結果から、与地断層の水平スリップ速度の大きさは、 5.2 ± 1.3 (m/10³y)、方向は $N123^\circ E \pm 11^\circ$ と求められる。

また、第3図の C-C', D-D', E-E', F-F' における、変形を受けた段丘面の簡易測量によって求めた結果

第9図 与地断層の水平スリップ速度を示すサイン曲線

最小二乗法によって求められた水平スリップの速さと方向は、それぞれ 5.2 ± 1.3 (m/10³y) $\cdot 123 \pm 3^\circ$ 度である。実線は最適曲線、破線はカイニ乗分布における確率95%の曲線。

Fig. 9 Azimuth-offset plots for fault references affected by the Yochi fault

Solid line shows the best-fit curve, and broken lines show the two extremes within 95% confidence.

によれば、鉛直スリップ量は、それぞれ12m, 10.6 m, 5.8m, 3.4m である(第6図)。C-C'断面・D-D'断面・E-E'断面・F-F'断面は、それぞれ神子柴面-2・横山面・神子柴面-1/2・神子柴面-4の変形を示している。前述した神子柴面群の推定離水年代と、横山面の離水年代が大泉面と神子柴面群の離水年代の間にあることを考えると、鉛直スリップの速さは $0.1 \sim 0.2$ (m/10³y) となる。また、水平スリップの速さの、断層の一般走向に直交する成分と、鉛直スリップの速さの比から断層面の傾斜を求めると $4 \sim 8$ 度となり、与地断層は伊那断層と同様に、きわめて低角の逆断層であると考えられる。

3) 横山断層(仮称)

西田(1977), 活断層研究会(1980)は、与地断層の西にほぼ平行して走る断層を、木曾山地を北西-南東方向に横切る神谷断層(片田・磯見, 1962)の延長と考え図示したが、空中写真の判読からは神谷断層と連続する断層とはみなしがたいため、本稿ではこの断層を横山断層と仮称する(この断層は Ono and Masaki, 1980も図示)。

露頭 Loc. 3(第3図, 第10図)では、横山断層の支断層と思われる断層が神子柴面-2上にあるテフラを変位させている。断層は逆断層であり、断層面の

第10図 横山断層沿いのオフセット

位置は第3図参照。等高線は2m間隔。太実線は断層の位置を示す。星印は露頭の位置を示す。

Fig. 10 Offsets along the Yokoyama fault

For location, see Fig. 3. Contours are at 2m intervals. Thick solid line indicates the fault trace. Asterisk shows the outcrop locality. YY, MK-1 and 2 denote, in descending order, Late Pleistocene alluvial fans.

第11図 小黒川断層沿いのオフセット

位置は第3図参照。等高線は2m間隔。太実線は断層の位置を示す。イタリックの英字と細実線は縦断測量の位置を示す。

Fig. 11 Offsets along the Ogurogawa fault

For location, see Fig. 3. Contours are at 2m intervals. Thick solid lines indicate the fault trace. The italic alphabet and thin solid lines indicate the locations of topographic profiles across the fault scarplets. MK-2, 3 and MD denote, in descending order, Late Pleistocene alluvial fans.

走向・傾斜は $N57^{\circ}W \cdot 35^{\circ}S$ であった。横山断層では、明瞭な横ずれを示す地形が1地点しかないため、前述の方法をそのまま用いて水平スリップ速度を求めることはできない。そこで水平スリップベクトルの方向を、与地断層と同じ 123 ± 11 度と仮定した。与地断層と横山断層は近接して平行に走る断層であるから、この仮定は妥当なものであろう。みかけの横ずれを示すのは、神子柴面-2と同時期に形成された段丘崖である(第10図)。その方向は 45 ± 2 度であり、オフセット(みかけの左横ずれ)は $170 \pm 10m$ である。神子柴面-2の推定離水年代(5.5 ± 0.5 万年前)からオフセットの速さを求めると $3.1 \pm 0.33 (m/10^3 y)$ となる(第1表)。この結果と水平スリップ方向の仮定に基づいて水平スリップの速さを求めると、 $3.2 \pm 0.4 (m/10^3 y)$ となる。

3) 小黒川断層

小黒川断層(小林ほか, 1971 および西田, 1977 に図示・記載; Ono and Masaki, 1980に図示)は、天竜川右岸の開析扇状地扇端部を、伊那断層とはほぼ平行して南南西から北北東にのびているが、地形的には箕輪町木下付近で認められなくなる(第3図)。

小黒川—小沢川間では、低断層崖あるいは撓曲崖が、神子柴面-2と南殿面を変位させている。第3図の露頭 Loc. 6(有井, 1977に記載)では、砂礫層とテフラを切る複数の逆断層がみられ、Loc. 7では神子柴面構成礫層の撓曲が観察できる。小沢川—大泉川間では、断層の隆起側(西側)に大泉面が分布しているが、小黒川断層の変位によって相対的に持ち上げられた大泉面が埋め残されていると考えられる。露頭 Loc. 4では、砂礫層の下位に片状ホルンフェルスがみられ、この断層が一部で基盤を切っている可能性があることを示している。

第11図の地点A・Bでは、南殿面と同時期に形成された段丘崖がオフセットを示している。南殿面上で掘削したピットから風化火山灰の試料を得た(第3図; 露頭 Loc. 5, 8)。検鏡の結果、礫層最上部のマトリクスから風化火山灰層にかけて、bubble wall型の火山ガラスが累積しているのが認められ、X線マイクロアナライザーによる化学分析の結果からAT($2.2 \sim 2.1$ 万 y. B.P.; 町田・新井, 1976)と判断した。したがって、南殿面の離水年代はここでも 2.1 ± 0.1 万年前と推定できる。

第2表 伊那盆地北部における活断層の水平スリップ速度
と鉛直スリップ速度および推定傾斜

Table 2 Data of slip vectors on the active faults in
the northern Ina Basin.

Active fault	Horizontal slip		Vertical slip	Dip (deg)
	Rate (m/10 ³ y)	Direction (deg)	Rate (m/10 ³ y)	
Ina	6.4±1.6	112± ₄ ⁵	0.1~0.2	1~2
Yochi	5.2± ₁ ³	123± ₉ ¹¹	0.1~0.2	4~8
Yokoyama	3.2±0.4	(123± ₉ ¹¹)		
Ogurogawa	>1.7		0.2	

() : assumed

第11図-Aでは、段丘崖の方向は118±3度であり、オフセット(みかけの右ずれ)は-35±10(m)である。第11図-Bでは、段丘崖の方向は124±2度であり、オフセット(みかけの右ずれ)は-25±10(m)である。前述の離水年代からオフセットの速さを求めると、それぞれ-1.7±0.48(m/10³y), -1.2±0.48(m/10³y)となる(第1表)。

この2地点のデータは、方向もオフセットの速さもほぼ等しいため、水平スリップ速度を求めても有意な値を得ることができない。ただし(2)式から、水平スリップの速さは観測されたオフセットの速さより大きくなるはずなので、水平スリップの速さは1.7(m/10³y)より大きい。

鉛直スリップの速さは、第3図のG-G', H-H', I-I', J-J', K-K'の5地点で変形を受けた段丘面を簡易測量した結果(第6図)から求めた。鉛直スリップ量は、それぞれ2.8m, 10.4m, 9.4m, 8.6m, 7.4mである。G-G', J-J'断面は南殿面の変形を示している。また、H-H', I-I'断面は、神子柴面-2の変形を示し、K-K'断面は神子柴面-3の変形を示している。与地断層の記載の際に推定した各地形面の離水年代を用いて鉛直スリップの速さを求め、その結果を平均すると、0.2(m/10³y)という値が得られた。

本章において明らかとなった伊那盆地北部における各活断層のデータをまとめたものが第1, 2表である。第1表では各活断層沿いにみられる段丘崖のオフセットのデータを示し、第2表では各活断層の水

平スリップ速度と鉛直スリップ速度を示した。

伊那・与地・横山・小黒川の各活断層では、水平スリップの速さに比べて鉛直スリップの速さが無視できるほど小さい。したがって、水平スリップの速さを、ほぼネットスリップの速さとみなすことができる。以上の点から、平均変位速度の階級区分(松田, 1975)を活断層の活動度の基準として、活動度の判定を水平スリップの速さに基づいて行なうと、伊那断層・与地断層・横山断層・小黒川断層はいずれもA級の活断層である。また、伊那断層・与地断層はきわめて低角な逆断層であることが明らかとなった。

V まとめと今後の課題

活断層の変位速度を明らかにする目的で伊那盆地北部に分布する活断層の調査を行ない、段丘崖の方向とオフセット(第1表)を用いて水平スリップ速度を求め、段丘崖の垂直変位量によって鉛直スリップ速度を求めた(第2表)。その結果、調査地域の断層はいずれも鉛直スリップに比べて水平スリップが著しく大きく、とくに伊那断層・与地断層は、きわめて低角の逆断層であることが明らかとなった。また、水平スリップ速度をネットスリップ速度とみなして差し支えないので、その値を用いて活動度を判定し、従来B級とされていた伊那・与地の各断層(活断層研究会, 1980)と横山断層が、A級の活動層であることを示した。また小黒川断層がA級の活動度を持

つことが確認された。

以上の結果から、山麓に分布するきわめて低角な逆断層の活動によって、木曾山地の山体が伊那盆地の堆積物の上へ大規模にのり上がっていることが予想される。この予想を確かめるためには、盆地および山麓部の地下構造を明らかにしなければならない。伊那盆地北部で基盤に達している既存のボーリングデータは1カ所しか得られなかったので、本稿では地下構造に関して論ずることはできなかった。このため、今後学術ボーリングや密度の高い重力探査などによって当地域の調査を進めていく必要がある。

本研究を行なうにあたって、米倉伸之助教授を始めとする東京大学地理学教室各教官に御指導と御助言を頂いた。東京大学大学院の鈴木康弘氏・奥村晃史氏(現、地質調査所)には現地調査の協力とX線マイクロアナライザーによる火山ガラスの化学分析をお願いした。当大学院の渡辺満久氏には現地調査を手伝って頂いた。ボーリングデータの入手にあたっては、各関係期間の方々に協力して頂いた。以上の方々に心から感謝致します。

本研究の一部は文部省科学研究費(課題番号59580155, 研究代表者米倉伸之, および60580198, 研究代表者池田安隆)を用いて行なわれた。火山ガラスの化学分析には東京大学海洋研究所のX線マイクロアナライザー JCXA-733を使用した。なお、本研究の概要は1986年度日本第四紀学会研究発表会において発表した。

(投稿 1987年2月3日)

(受理 1987年6月13日)

注

- 1) 各活断層について行なった図上計測において、段丘崖の方向(θ)は、崖の屈曲の程度に起因する計測誤差を持つ。またオフセット(d)は段丘崖の認定のあいまいさに起因する計測誤差を持つ。計測値(d, θ)が二次元正規分布に従うと仮定し、それが誤差楕円に入る確率が95%であるとみなせる程度にそれぞれの誤差を見積もった。
- 2) 測定値(θ_i, u_i) ($i=1, 2, \dots, n$)において、 θ_i, u_i の測定誤差が二次元正規分布をし、それぞれの標準偏差が $\sigma_{\theta_i}, \sigma_{u_i}$ であると仮定するとき、これら n 個の測定値に理論曲線 $u=U \sin(\psi-\theta)$ をあてはめる場合を考える。測定値(θ_i, u_i)と理論曲線の「距離」 G_i を次のように定義する。

$$G_i \equiv \min \{ (\theta - \theta_i)^2 / \sigma_{\theta_i}^2 + (u - u_i)^2 / \sigma_{u_i}^2 \}$$

上式は、測定値(θ_i, u_i)を中心として、理論曲線上の点(θ, u)を通る誤差楕円のうち、曲線上の点

を動かしたとき大きさが最小となる楕円を表わす。このときの G_i の値が「距離」であり、この G_i の和 $G_n = \sum_{i=1}^n G_i$ を最小にする理論曲線が求める最適曲線である。また、 G_n は自由度 $2n$ のカイ二乗分布に従うので、 $0 < G_n < \chi^2$ となる確率が95%となるような χ^2 の値をカイ二乗分布表から求め、 G_n の値がこの範囲に収まるように、理論曲線のパラメータ U, ψ を変化させて計算すれば U, ψ の95%信頼区間が求められる。

- 3) すべての断面測量はオートレベルによって行なった。

文 献

- 新井房夫・町田 洋(1980): 日本のテフラ・カタログ I——西日本～東北地方の第四紀後期示標テフラの岩石記載的性質——。軽石学雑誌, 6, 65～76。
- 有井琢磨(1977): 天竜川の流路に関する研究。東京学芸大学紀要 第3部門, 29, 36～52。
- 小野有五・正木智幸(1980): 上伊那・竜西地域における最終氷期の段丘形成。地理予, 18, 60～61。
- 片田正人・磯見 博(1962): 5万分の1地質図幅『伊那』および同説明書。地質調査所。
- 活断層研究会(1980): 『日本の活断層——分布図と資料』。東京大学出版会, 363ページ。
- 小林国夫・小林武彦・清水英樹(1971): 御岳火山噴出物による Tephrochronology。竹原平一教授記念論文集, 191～218。
- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦(1987): 新时期御岳テフラ層の層序と時代——中部日本における編年上の意義——。第四紀研究, 25, 337～352。
- 西田幸司(1977): 伊那谷の活断層。日本第四紀学会講演要旨集, 6, 24。
- 町田 洋・新井房夫(1976): 広域に分布する火山灰——始良 Tn 火山灰の発見とその意義——。科学, 46, 339～347。
- 町田 洋・新井房夫(1979): 大山倉吉軽石層——分布の地域性と第四紀編年上の意義——。地学雑誌, 88, 33～50。
- 町田 洋・鈴木正男(1971): 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年——フィッシュン・トラック法による試み。科学, 41, 263～270。
- 松田時彦(1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について。地震, 28, 269～283。
- Ikeda, Y.(1983): Thrust-front migration and its mechanism——evolution of intraplate thrust fault systems——。Bull. Dept. Geogr. Univ.

Tokyo, 15, 125~159.

Ikeda, Y., and Yonekura, N.(1986) : Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in Central Japan. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 18, 49~63.

Kobayashi, K. and Shimizu, H.(1965) : Classification and correlation of Shinshu Loam in the South Shinshu tephrogenetic region, Central Japan. *Jour. Fac. Lib. Arts Sci., Shinshu Univ.*,

15, 37~59.

Ono, Y. and Masaki, T.(1980) : Abnormal sedimentation of the tephra layers in the Kami-Ina District, Central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, No. 6, 44~50.

Shimizu, H.(1972) : Late Pleistocene glaciation and terrace topography in the Ina Valley, Central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Min.*, 39, 1~64.

LATE QUATERNARY RATES OF NET SLIP ON ACTIVE FAULTS IN THE NORTHERN INA BASIN

Hajime ABE* and Yasutaka IKEDA**

In order to determine the rate of net slip on a fault, it is necessary to obtain both vertical and horizontal components of slip. The horizontal slip is an important factor particularly in the case of low-angle thrust fault, but this component is difficult to obtain. In this paper, we show a method (Ikeda and Yonekura, 1986) and examples of determining the rates and directions of horizontal slip on thrust faults.

Horizontal slip vector can be determined from the observed displacements of fault references (erosion scarps, stream channels, etc., that extend across the fault). The rate of offset (u) (=normal horizontal separation) of a fault reference is expressed as a simple function of its azimuth (θ)

$$u = U \sin(\psi - \theta)$$

where U is the rate, and ψ is the direction, of horizontal slip. Thus, if we have two or more sets of observed azimuth-offset values for fault references of known ages, then we can determine both the rate and the direction of horizontal slip by a least square method.

This method is applied to the active faults in the northern Ina Basin, Central Japan. In the study area, dissected fan surfaces are distributed and covered by tephra layers mainly originated from Kiso-Ontake Volcano situated to the west of the study area. Of the tephra layers, three key beds, AT, Pm-V and Pm-IV, enabled us to date the age of the terrace scarps. Along the western boundary of the northern Ina Basin, dissected fan surfaces are cut by the Ina, Yochi and Yokoyama faults. In the middle part of the northern Ina Basin, dissected fan surfaces are cut by the Ogurogawa fault whose general strike is parallel to that of the Ina fault.

The rate (U) and the direction (ψ) of the horizontal slip are determined for the Ina fault

($U=6.4\pm1.6$ m/kyr, $\phi=112\pm4^\circ$) and the Yochi fault ($U=5.2\pm1.3$ m/kyr, $\phi=123\pm11^\circ$). U of the Yokoyama fault is determined by assuming that ϕ is the same value as that of Yochi fault ($U=3.2\pm0.4$ m/kyr). The assumption is reasonable because Yokoyama fault is near the Yochi fault (0.5–1 km to the west) and their general strikes are almost the same. For the Ogurogawa fault, we can observe two offset fault references with nearly the same azimuths. Therefore the horizontal slip rate (U) can not be determined ($U>1.7$ m/kyr).

Vertical slip rates are obtained from the relative height of fault scarps (0.1–0.2 m/kyr). Because the horizontal slip rates are much larger than the vertical slip rates, the horizontal slip rates are virtually equivalent to the net slip rates for all faults in the study area. This also implies that the fault planes of the Ina and Yochi faults at shallow depths are nearly horizontal (Ina fault: 1–2 deg, Yochi fault: 4–8 deg).

(Key words: net slip, active fault, Ina Basin)