

上韮生川断層の左横すべり変位量の 側方変化と転位モデル

村 田 明 広*

Displacement Distribution Along the Kaminirogawa Fault and a Dislocation Model

Akihiro MURATA *

Abstract

Lateral change of left-lateral strike-slip displacement along the Kaminirogawa fault was clarified by using a displacement-distance method. The Kaminirogawa fault is one of the major strike-slip faults in the Outer Zone of Southwest Japan, and measures 90 km in length on land-area from west of Tokushima to east of Kochi. The fault cuts and displaces the ENE-trending Sambagawa, Chichibu, Kurosegawa, Sambosan, and Shimanto Terrains.

Eight values of left-lateral displacement along the fault were obtained by correlating geological markers on both sides of the fault, such as fold axial surface, faults, and bedding surface. They were plotted in the displacement-distance graph. The distance is measured along the fault from the arbitrarily located reference point to the middle point between displaced geological markers on both sides of the fault.

The graph shows that the displacement distribution is a triangle-type. The displacement is maximum, 12.9 km, at the center of the fault, and it decreases toward both northeast and southwest at a constant rate. The rate of displacement change is 0.206, which means about 2 km displacement increase along 10 km fault trace. Northeast and southwest fault tips of the fault are inferred to be situated at west of Tokushima, to the south of the MTL, and at 30 km south of Kochi in Tosa Bay respectively. Thus, the fault measures 125.2 km in total length. The Kaminirogawa fault is not a Riedel-shear type fault associated with the MTL.

The displacement distribution of the triangle-type is well explained by a dislocation model of fault propagation and displacement increase.

The model requires linear positive correlation between length and maximum displacement of strike-slip faults. Formerly clarified their correlation (RANALLI, 1977) is non-linear positive, and is explained by the changes in the growth rates of displacement and length. Transform, transfer, and trench-linked transcurrent faults should be excluded in considering correlation between length and maximum displacement of strike-slip faults, because they abruptly decrease displacement at their fault "tips".

* 東京大学理学部地質学教室 * Geological Institute, University of Tokyo

I. はじめに

上葦生川断層は四国東部から中央部にかけて走る NE 性の左横すべり断層で、陸域での総延長は徳島市西方から高知市東方まで 90km におよぶ(図1)。この断層は、上葦生川—鮎喰川断層(伊熊・市川, 1978; ICHIKAWA, 1980; 村田, 1988)とされたものであり、本報告では誤解を招かない限り、単に上葦生川断層という名称で用いる。上葦生川断層は、四国で典型的にみられる三波川帯、秩父帯、黒瀬川帯、三宝山帯、四万十帯の東北東トレンドの帯状構造を斜断している。最近、村田(1988)は本断層の北東半部にあたる徳島県下の4カ所で、左横すべり変位量の検討を行ない、変位量は北東から南西に向かって1.1kmから7.1kmまで増大することを明らかにした。また、村田(1990)は、南西半部にあたる高知県の大橋—香北地域で、上葦生川断層は仏像構造線を約10km変位させており、秩父帯白亜系と四万十累層群とが断層を境として直接することを明らかにした。高知県下では左横すべり変位量は、徳島県下とは逆

に北東から南西に向かって減少する(村田, 1990)。上葦生川断層は、西南日本の帯状配列が形成された後、中新世から鮮新世のある時期に活動したと考えられる(村田, 1990)。また、この断層は四国西部の田野々断層(MURATA, 1982)(図1)と関連して形成されたと考えられる(村田, 1988)。

村田(1988)は変位量—距離法を用いることによって、徳島県下で本断層の変位量変化を明らかにした。この方法は、変位量がどういふふうに側方変化するのかを量的に把握するために非常に有効であり、変化の割合や断層の末端を知る時にも役立つ。上葦生川断層の基盤岩変位量として8つの左横すべり変位量の値が明らかになっているが、この規模の横すべり断層としてこれほど変位量が多くて多くの地点で明らかになった例はこれまでに非常に少ない。本報告では、高知県下のデータを含めて、上葦生川断層が地表に露出している全域で、変位量がどのように変化しているかを変位量—距離法で解析し、横すべり断層の変位量がどのように増大していくかについて議論する。また、変位量は断層の規模を表現する重要な要素である

が、もうひとつの規模を表現する要素としての断層の長さについて最大変位量との関係を議論する。断層の破碎についてはここでは触れない。

東京大学理学部吉田鎮男助教授には議論していただいた。また東京大学地震研究所松田時彦教授、嶋本利彦助教授をはじめ同研究室の方々には上葦生川断層に関して議論していただいた。これらの方々には深く感謝します。また、研究費の一部として文部省科学研究費重点領域研究(1) No.01601015: 表層状態の相違による地震断層の表れ方とその被害予測(代表: 吉田鎮男)を使用した。記して謝意を表する。

II. 上葦生川断層の概要

徳島県下では上葦生川断層は三波川帯の変成岩類を切っており、三波川帯中の東北東トレンドの開いた褶

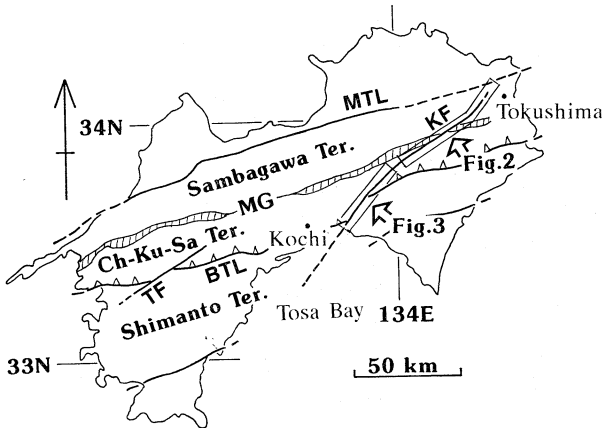


図1 四国の上葦生川断層

矢印は調査範囲を示す。Ch-Ku-Sa Ter.: 秩父—黒瀬川—三宝山帯, MG: 御荷銻緑色岩類, MTL: 中央構造線, KF: 上葦生川断層, TF: 田野々断層, BTL: 仏像構造線

Fig. 1 Kaminirogawa fault in Shikoku

Ch-Ku-Sa Ter.: Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains, MG: Mikabu Greenrocks, MTL: Median Tectonic Line, KF: Kaminirogawa fault, TF: Tanono fault, BTL: Butsuzo Tectonic Line

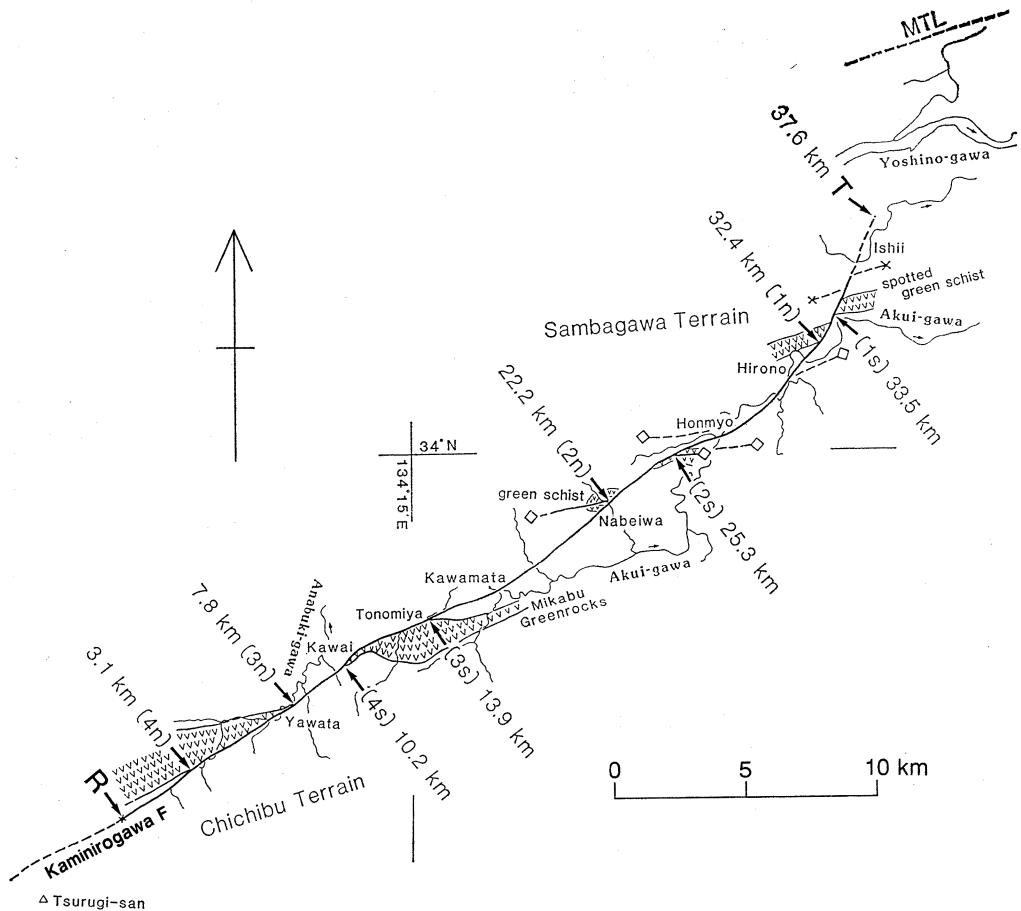


図 2 徳島県下の上葦生川断層

R : 基準点, T : 推定される断層の北東末端部, (1n) (1s) : 点紋緑色片岩層の南限, (2n) (2s) : 三波川帯中の背斜軸, (3n) (3s) : 御荷鉾緑色岩類の北限の断層, (4n) (4s) : 御荷鉾緑色岩類の南限表示されている距離は基準点からのもの。

Fig. 2 Kaminirogawa fault in Tokushima Prefecture

R : reference point, T : NE fault tip, (1n) (1s) : Spotted green schist, (2n) (2s) : Anticlinal axial surface, (3n) (3s) : northern boundary fault of the Mikabu Greenrocks, (4n) (4s) : southern boundary of Mikabu Greenrocks

Distance of geological markers is from the R toward NE (positive).

曲をずらせ、御荷鉾緑色岩類を変位させている。ここでは断層はもともと鮎喰川断層として報告されたものである(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970; 徳島県, 1972; 伊熊・市川, 1978)。上葦生川断層は徳島県石井町から南西へ、広野、本名、鍋岩、川又、川井、八幡を通り、穴吹川上流に達する(図2)。この断層はNE性の直線的なトレースを持ち、ほぼ垂直の断層面を持つが、広

野付近でゆるやかに屈曲してそれより北東側ではNNE系のトレースを持つ。上葦生川断層は、この調査範囲では川井付近の御荷鉾緑色岩類を除いて顕著な断層のひきずりは認められない。

高知県下の大橋地域では上葦生川断層は、秩父帯・黒瀬川帯を切り(藤田, 1943; SUYARI, 1961)、上葦生川上流白髪山から影、吹越、蕨野を通り、八重谷北方に達する。大橋地域

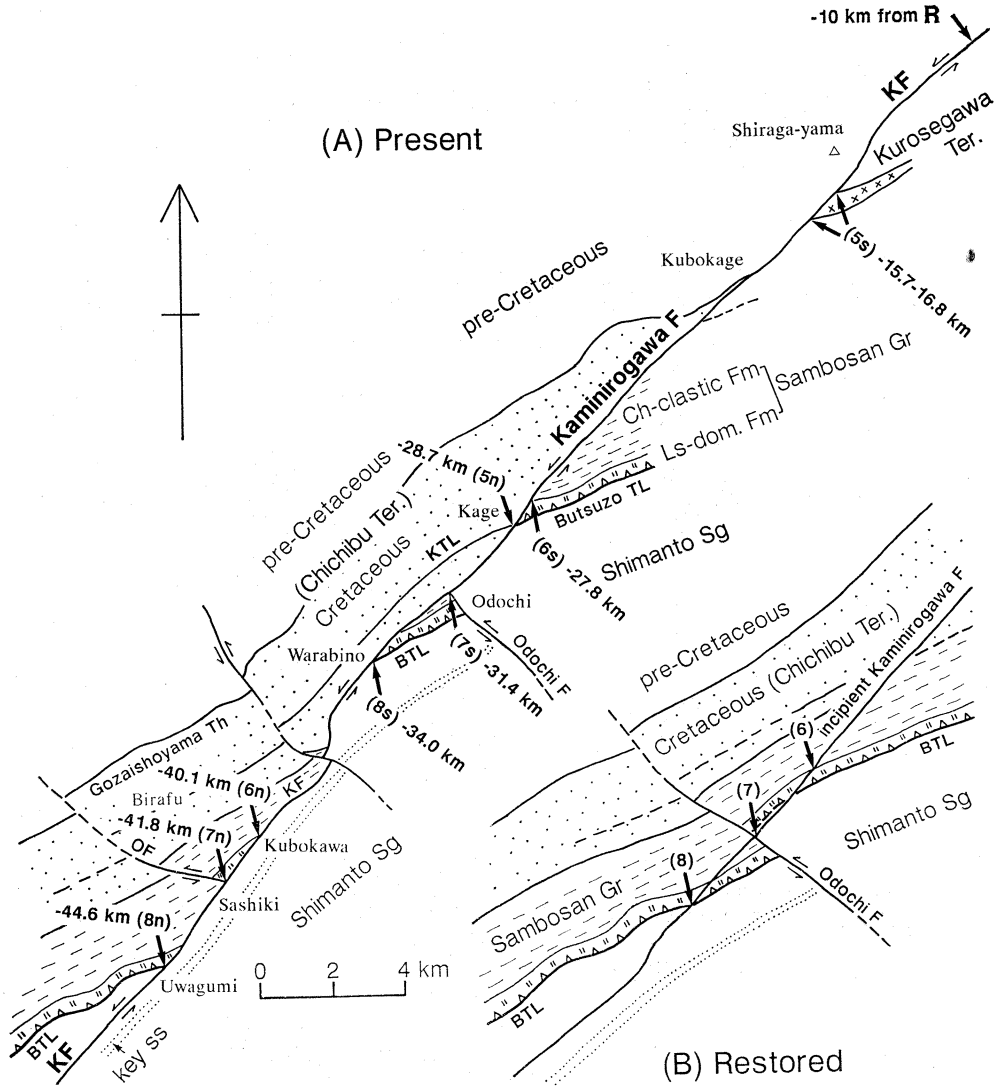


図 3 高知県下の上葦生川断層 (A) とその復元図 (B)

(5n) (5s) : 梶佐古川構造線, (6n) (6s) : 石灰岩卓越層の北限の断層, (7n) (7s) : 大榎断層, (8n) (8s) : 仏像構造線

Fig. 3 Kaminirogawa fault in Kochi Prefecture

(5n) (5s) : Kajisakogawa Tectonic Line, (6n) (6s) : northern boundary fault of limestone-dominant formation, (7n) (7s) : Odochi fault, (8n) (8s) : Butsuzo Tectonic Line

の八重谷付近では上葦生川断層は少しS字状に屈曲した後、NW 性の左横すべり断層によって約 400m 変位してから、南西方へ延びる。南西部の香北地域では上葦生川断層は三宝山帯・四万十帯を切り、黒見から久保川を通り、上組に達する。

上組よりもさらに南西方では、断層は四万十帯中に入り、四万十帯層群の岩鍋層と半山層(YORG, 1981)を境する。

高知県下では秩父帯の白亜系は上葦生川断層の北西側に広く分布するが、南東側では削剝されて

おり全く分布しない。大栃付近と蕨野付近では断層の変位量が大きいため、秩父帯の白亜系が直接断層を境として、四万十帯の白亜系と接している(図3)。なお、白亜系の南限として考えられた吹越構造線(甲藤・須鎗, 1956)の東半部は上葦生川断層そのものである(村田, 1990)。

三宝山帯と四万十帯は上葦生川断層に沿って単純に配列して変位しているわけではない。大栃地域では断層の南東側に、北東から南西に、三宝山層群と四万十累層群のセットが2回繰り返している(図3)。一方、断層の北西側でも、香北地域で北東から南西に三宝山層群のチャート・碎屑岩層と石灰岩卓越層のセットが2回繰り返している。このような分布形態は、断層を復元することによって以下のように説明される。上葦生川断層が形成される以前には、三宝山帯の石灰岩卓越層と仏像構造線がNW性の大栃断層によって、左横すべりに約1.2km変位しており、北東方向に見た時に石灰岩卓越層が二重に重なる位置を上葦生川断層が斜断したと考えられる(村田, 1990)。上葦生川断層の北西側の久保川—佐敷間の南側に本来出現すべき仏像構造線がみられないのは、断層の北西側が下降する成分を持つため、仏像構造線が見かけ上南側へずれたためと考えられる。なお、仏像構造線は三宝山帯南縁部の石灰岩卓越層を、砂岩の卓越する四万十累層群の上へ衝上させている部分にのみ限定して用いている。

III. 上葦生川断層の左横すべり変位量

上葦生川断層の左横すべり変位量については、以下の地層境界、褶曲軸面、断層などの8つのマーカーについて明らかとなった。なお、このうちの1から4については村田(1988)に、6から8については村田(1990)に地質図とともに詳しく述べられている。上葦生川断層に沿っては北西側が下降する垂直成分があるが、ここではその影響を見積って横すべり変位量を明らかにする。

1) 三波川帯の広野北東での点紋緑色片岩層

神山町広野北東地域では上葦生川断層は三波川帯の東北東走向で厚さ200mの点紋緑色片岩層を変位させており(1n, 1s)、その北側の向斜軸も変位させている(金属鉱物探鉱促進事業団,

1970)(図2)。この緑色片岩層の南限の、断層に沿う見かけのずれである走向隔離(strike separation)は1.1kmである(図2)。断層に沿って水平方向に近い条線がみられ、垂直変位量成分は小さいと考えられることから、1.1kmの走向隔離のほとんどは左横すべり成分と考えられる(村田, 1988)。

2) 三波川帯の鍋岩付近の背斜軸面

上葦生川断層は三波川帯背斜構造(徳島県, 1972; 金属鉱物探鉱促進事業団, 1970; 伊熊・市川, 1978)を変位させている。背斜軸は東北東トレンドで、断層の北西側では鍋岩北方に(2n)、南東側では本名南方に(2s)位置している(図2)。左横すべり変位量を見積る時、断層の両側で対応のつくマーカーが垂直あるいは垂直に近い面を持っていれば、断層の垂直変位量成分を考慮する必要がないため、走向隔離がそのまま左横すべり変位量を表わす。背斜の軸面が鉛直と考えられることから、背斜軸面の断層に沿う走向隔離の3.1kmの値がそのまま左横すべり変位量を示す(村田, 1988)。

3) 御荷鉾緑色岩類の北限の断層

上葦生川断層は御荷鉾緑色岩類の北限の断層を変位させている。この北限の断層は上葦生川断層の北西側では八幡に(3n)、南東側では殿宮(3s)に位置している(図2)。御荷鉾北限の断層は垂直またはそれに近いため、走向隔離の6.1kmが左横すべり変位量を示す(村田, 1988)。

なお、上葦生川断層の一部は、第四紀の断層である鮎喰川断層系の下名断層の西半部と一致しており、第四紀断層では100m以上の右横すべり成分が考えられているが(活断層研究会, 1980)、地形以外には右横すべりの根拠は明示されていないので、ここではその影響は考えられていない。また、仮に右横すべり変位があるとしてもその値が100m程度と考えられており、また下名断層の延長も短いことからこれ以上の変位はないと推定されるため、以下の議論への影響は小さい。

4) 御荷鉾緑色岩類の南限

上葦生川断層は、御荷鉾緑色岩類と秩父帯のチャート・泥質岩との高角度と判断される境界を変位させている。この境界は断層の北西側では八幡

南西方に (4n), 南東側では川井東方 (4s) に位置する (図2)。その走向隔離および左横すべり変位量は7.1kmである。これは断層に直接沿う変位量であり, 7.1km の中には断層の南東側のひきずりとみられる変位は含まれていない (村田, 1988)。

5) 黒瀬川帯の楮佐古川構造線

物部川沿いで, 蛇紋岩や黒瀬川帯の深成岩類を伴う楮佐古川構造線 (甲藤・須鎗, 1956; 伊熊, 1980) は, 上葦生川断層の北西側では影に位置する (5n)。一方, 南東側では蛇紋岩などが幅広く分布し (5s), 楮佐古川構造線の位置は特定できないため, その走向隔離は11.9-13.0kmと幅を持った値となる (図3)。楮佐古川構造線が垂直に近い断層であることから, この値が左横すべり変位量を表わすと考えられる。なお, これに近い値は伊熊・市川 (1978) によっても述べられている。

6) 三宝山帯の石灰岩卓越層の北限

三宝山帯の石灰岩卓越層の北限の断層は上葦生川断層によって変位させられている。この北限の断層は, 上葦生川断層の北西側では久保川に (6n), 南東側では影 (6s) に位置する (図3)。マーカーとしての北限の断層は北に傾斜した面を持つため, 断層の垂直成分を考慮する必要がある。そこで垂直成分は500-1,000m (村田, 1990) と考えられるので, 以下のように左横すべり成分を見積る。マーカーの走向隔離は12.3kmであり, マーカーの傾斜は45°, マーカーと上葦生川断層の水平面の斜交角は平均30°と考えられるので, そのように考えると垂直成分による見かけの走向隔離のずれは1.0-2.0km, となる。そのため, 断層の左横すべり変位量は10.3-11.3kmとなる (村田, 1990)。

7) 大栃断層

NW 性の横すべり断層である大栃断層が, 上葦生川断層によって変位させられている。大栃断層は上葦生川断層の北西側では佐敷に (7n), 南東側では大栃に (7s) 位置している (図3)。マーカーとしての大栃断層は垂直に近い傾斜を持つため, 走向隔離の10.4km が左横すべり変位量の値を示す (村田, 1990)。

8) 仏像構造線

仏像構造線は上葦生川断層によって変位している。仏像構造線は上葦生川断層の北西側では上組に (8n), 南東側では蕨野に (8s) 位置し, 走向隔離は10.6kmである (図3)。マーカーとしての仏像構造線は北に傾斜しているため, 断層の垂直成分を考慮する必要がある。垂直成分は500-1,000m, マーカーの傾斜は45°から60°, マーカーと断層の水平面での斜交角は30°と考えられるので, 走向隔離のずれは0.6-2.0km となる。そのため, 左横すべり変位量は8.6-10.0km となる (村田 1990)。

IV. 変位量-距離法による変位量変化の解析

1) 横すべり断層の変位量-距離法

変位量-距離法 (WILLIAMS and CHAPMAN, 1983) は, 断層に沿う変位量の変化を図に表示するもので, 変位量変化の割合を明らかにし, 断層

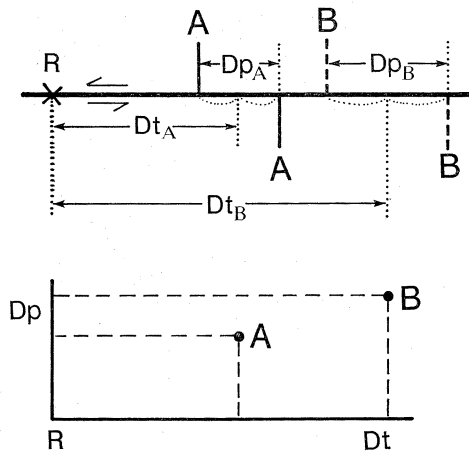


図4 横すべり断層の場合の変位量-距離法 (上図) と変位量-距離図 (下図)

Dp: 変位量, Dt: 距離, R: 基準点, A, B: 断層の両側で対応する地層境界などのマーカー Dt は断層の両側のマーカーの中間点と基準点 R との距離とする。

Fig. 4 Displacement-distance method of left-lateral strike-slip fault (upper) and displacement-distance graph (lower)

Dp: displacement, Dt: distance, R: reference point, A and B: geological markers Distance is from R to a middle point of markers on both sides of a fault.

の末端部や変位量最大となる位置を推定するのに有効である。

この方法は次の手順で作成される。

- (1) まず断層のトレス上の任意の位置に基準点Rを設定する(図4)。
- (2) あるマーカーが変位量 D_p を持つ時、その位置を断層の両側のマーカーの中間点とし、そこから基準点までの断層沿いの距離 D_t で表現する。
- (3) そして横軸に距離 D_t を、縦軸に変位量 D_p をとって図を作る。

例えば図4-上図のように横すべり断層に沿って、マーカーA, Bがそれぞれ変位しているとする。マーカーAの変位量 D_{pA} を持つ断層の位置はその中間点で示され、その距離は D_{tA} で示される。同様にマーカーBの変位量 D_{pB} の距離は D_{tB} で示される。それらをプロットすると図4-下図になり、断層に沿って変位量に変化することが示される。

なお、WILLIAMS and CHAPMAN (1983) は衝上断層の上盤の変形を扱ったため、断層の距離 D_t は上盤のマーカーと基準点Rの間の距離としている。しかしながら、横すべり断層の場合、断層の両側の地層が変形し相対的に移動するため、両側のマーカーの中間点と基準点との距離をとるべきである。なお、マーカーが傾斜した面を持ち、断層に沿って相対的に垂直変位量成分があった場合は、走向隔離の値は変化するが、両側のマーカーの中間点の位置は変化しないと考える。このため、距離の値は断層の垂直成分のあるなしには影響されない。

2) 上葦生川断層の変位量—距離図

上葦生川断層のトレス上で基準点Rを穴吹川上流に設定すると(図2)、1から8までのマーカーの変位量 D_p と距離 D_t は表1のようになる。5の楮佐古川構造線の断層の南東側は敢密に位置が特定できず、ある幅を持っているので、距離についても幅を持った値として示されている。

表 1 上葦生川断層の左横すべり変位量と基準点からの距離

Table 1 Left-lateral displacement and distance from the reference point along the Keminirogawa fault

Marker	Displacement	Distance
(1) Spotted green schist	1.1 km	33.0 km
(2) Anticlinal axial surf	3.1 km	23.8 km
(3) Mikabu Gr. (N bd.)	6.1 km	10.9 km
(4) Mikabu Gr. (S bd.)	7.1 km	6.7 km
(5) Kajisakogawa TL	11.9-13.0 km	-22.2-22.8 km
(6) Limestone-dom. Fm	10.3-11.3 km	-34.0 km
(7) Odochi fault	10.4 km	-36.6 km
(8) Butsuzo TL	8.6-10.0 km	-39.3 km

基準点から南西の距離はマイナス表示となっている。

Distance to the SW of the reference point is shown as negative.

6と8については垂直成分の見積りに幅があるため、変位量に幅があるが、距離はひとつの値として示される。なお距離とすでに述べた走向隔離の測定は5万分の1の地形図上でキルビメーターを用いて行なった。これらの値を変位量—距離図にプロットしたものが図5である。

変位量—距離図で1から5までの値は右下がりのほぼ直線上にのる。6から8までの値は、値そのものに幅があるが左下がりであると考えられ、変位量変化は1から5までの北東に向かって減少する部分と、南西に向かって減少する部分とに分けられると考えられる。1から5までと同じ傾斜で向きの違う直線を、値のはっきりしている7の位置を通して、その直線は6および8の値の幅におさまる。このように断層の南西側でも同じ割合の変位量変化を考えても矛盾はない。そのため、変位量変化の図は基本的に三角形型と考えられる。もちろん、これは第一次のオーダーとして三角形型の直線上にのるということであり、将来さらに多くの変位量が明らかになれば、より細かい部分をみるとギザギザの曲線が得られると予想される。

MURAOKA and KAMATA (1983) は変位量が90mmまでの小規模な伸張断層で変位量変化を調べ、円錐型(二次元では三角形に近い)の

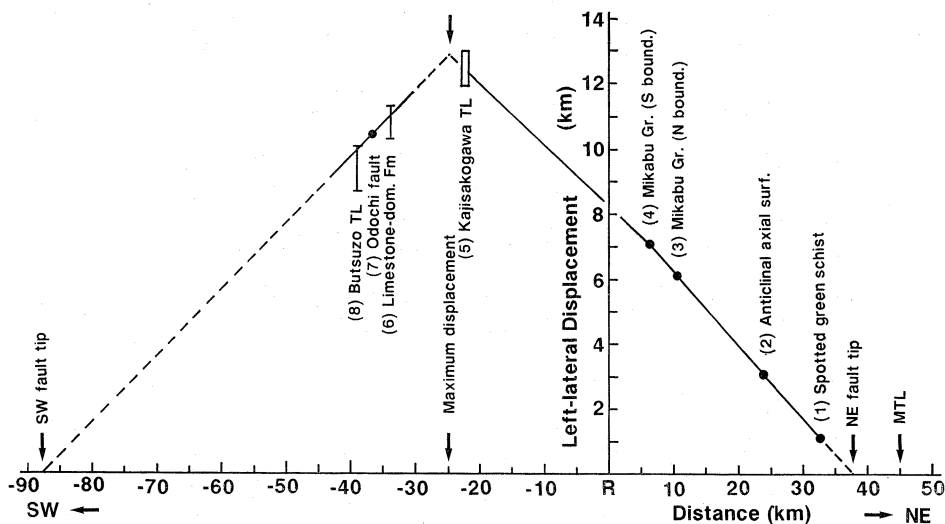


図 5 上葦生川断層の変位量—距離図

断層の北東末端部はRから北東へ37.6kmの地点であり、南西末端部はRから南西へ87.6kmの地点である。最大変位量、12.9km、はRから南西へ25.0kmの地点である。

Fig. 5 Displacement-distance graph of the Kaminirigawa fault.

NE fault tip is 37.6km NE of the R, and SW fault tip is 87.6km SW of the R. Maximum displacement, 12.9km, is 25km SW of the R.

ものとメサ型（二次元では台形型）の変位量分布を明らかにしている。台形型のは相対的に硬い岩石が断層の中心部に位置していたことによるものとしている。また、WILLIAMS and CHAPMAN (1983) は変位量が10mまでの衝上断層で中心部で最大の変位量分布を明らかにしている。また、WALSH and WATTERSON (1988, 1989) は変位量が10mまでの正断層で三次元的に変位量分布を明らかにし、中心部で変位量最大としている。これらの変位量分布は上葦生川断層と断層の種類も規模も異なるがその基本的な変位量分布パターンは同じと考えられる。

3) 上葦生川断層の北東・南西末端と最大変位量

上葦生川断層は徳島県下で北東に向かって一定の割合で変位量を減少させているので、変位量—距離図で断層の北東末端部 (fault tip) の位置を推定することができる。図の線をそのままの傾斜で北東方向へ外挿すると基準点Rから37.6kmの地点で変位量がゼロとなり (図5), 上葦生川断層は中央構造線に達する前に消滅する (図2, Tの

位置)。このことから、この断層は中央構造線から派生したリーデルシアー型の断層とは考えられない (村田, 1988)。

上葦生川断層が南西方向にどこまで延長されるかは、その延長が期待される土佐湾内の浅海域では音波探査のデータもないことから、よく分かっていなかった。しかしながら、高知県下では左横すべり変位量は南西に向かって減少するため、変位量—距離図 (図5) から、上葦生川断層の南西末端部は高知市南方約30kmの土佐湾内の地点であると推定される (図1のKF南西末端部)。高知県南西部の足摺岬付近にまで延長することはないと思われる。

上葦生川断層の最大変位量は、変位量—距離図の傾斜の向き異なる線の交わる点で示される。最大変位量は12.9kmであり、それは基準点より南西方へ25.0kmの地点であり、その位置は影北東2.7kmの地点であると推定される (図3, 5)。

4) 変位量の変化の割合

上葦生川断層に沿う左横すべり変位量の変化の割合 (変位量/距離) は南西側へ増大する徳島県

下では0.206であり(村田(1988)では0.21としている)、南西側へ減少する高知県下でも同様の値として矛盾はない。これは断層のトレス上の距離で10km行くごとに2.06kmの割合で変位量が増大することを意味している。この変化の割合の値は上韭生川断層に固有の値であるが、地表に露出している岩石を見る限り、三波川帯の変成岩から、秩父帯、黒瀬川帯、三宝山帯、四万十帯などの多様な岩石からなっている。類似の岩石の分布する地帯の横すべり断層では、これに近い値を持つことが期待されるので、この値は他の横すべり断層の末端部の位置の推定に参考になると考えられる。

V. 断層の転位モデル

上韭生川断層で得られた三角形の変位量-距離図は、変位量変化が単に断層の末端部の現象ではなく、断層全域で起こっている現象であることを示す。三角形型の変位量変化は断層の走向方向に見た時の中心部で変位量が最大となり、両側に向かって変位量が減少し、末端部でそれぞれ変位量がゼロとなることを意味している。このような変位量変化を持つ断層の形成は転位モデル(ESHELBY, 1973; WILLIAMS and CHAPMAN, 1983)で最もよく説明される。

転位モデルは以下のように説明される。

(1) まず、断層形成は点から始まる(図6-1)。図では横方向の線は、将来左横すべり断層が形成される位置を示している。また、等間隔に描かれた縦の線は地層境界などのマーカーを示す。

(2) 断層に沿って互いに反対方向に移動するブロックは、前半部が短縮、後半部が伸張の歪を生じる。反対側のブロックでは逆方向で短縮・伸張の歪を生じるため、その結果として断層に沿って変位が生じる(図6-2)。この図では太線が断層を示しており、この時点での断層の末端部はTで示されている。また、この図では短縮・伸張の歪はそれぞれ10%として描かれている。

(3) さらに断層が両方向に延びて長くなっていくと、それにつれて断層の中心部ほど変位量が增大していく(図6-3)。このモデルでは断層沿いの岩石の歪は、断層の長さが増大しても変わらない。

また、このモデルでは断層の末端部で、歪を生じた岩石と全く歪を生じていない岩石とが、断層に直交した不連続面で接するように単純化されているが、自然の場合にはある幅を持った部分で歪が徐々に変化し、断層の末端部にゆるやかな地層の曲がり形成されると考えられる。

このような図6の3の状態の変位量-距離図を作成すると、図6の下図のようになり、中心部で変位量が最大となり、両側に一定の割合で変位量が減少していき、三角形型となる。このモデルで

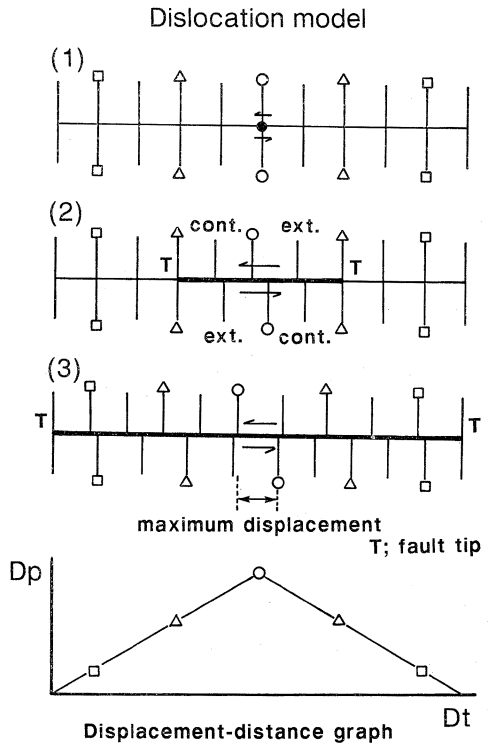


図6 転位モデルによる横すべり断層の形成と変位量の増大

T: 断層の末端部, cont.: 短縮, ext.: 伸張
本文参照。

Fig. 6 Fault propagation and displacement increase of a strike-slip fault by a dislocation model (upper) and displacement-distance graph of a fault formed by a dislocation model (lower)

cont.: contraction, ext.: extension
See the text.

は断層が成長するつまり長くなる限りは、断層全域に沿って変位が起こることを意味している。またこのモデルでは断層の直交方向には歪はないことになっているが、実際には歪を伴うと考えられる。この場合、断層の走向に垂直方向に離れていくに従って、断層に伴う歪の影響は全く現われなくなると考えられる。このモデルは断層はどこまでも続くものではなく、徐々に変位量がゼロとな

ることをうまく説明できる。

上韮生川断層ではこのモデルのような歪分布の場合、移動するブロックの前半部で10.3%の短縮、後半部で10.3%の伸張が起こっていけばよいことになる。

VI. 断層の長さ最大変位量の関係

断層形成が上述の転位モデルで説明されると、断層の長さ最大変位量の関係は線形であることが要請される。それは、図6の2と3を比べてみれば長い断層であればあるほど、中心部で最大変位量が増大することから、容易に推定される。断層の長さをXとし、最大変位量をYとすると、

$$Y = rX/2$$
 (rは変位量変化の割合)

の関係式が期待される。rに上韮生川断層の値の0.206を代入すると

$$Y = 0.103X$$

となる。

RANALLI (1977) は大陸上の多くの横すべり断層で、長さが40kmから1,600kmのものについて、断層の長さ最大変位量の相関を両対数のグラフに表示し、最小二乗法で回帰曲線を描いた(図7)。それによると、断層の長さをX、最大変位量をYとすると、

$$\log Y = a_0 + b \log X$$

$$(a_0 = -1.30, b = 1.17)$$

となるとされている。これを真数表示に直すと、

$$Y = 10^{-1.30} X^{1.17} = 0.050 X^{1.17}$$

となり、断層が長くなると最大変位量が大きくなるという正の相関はあるものの、それは線形ではないとしている。上式は断層が長くなると最大変位量が相対的に大きくなることを意味しており、断層が成長するにしたがって変位量と長さの割合が変化することで説明されている

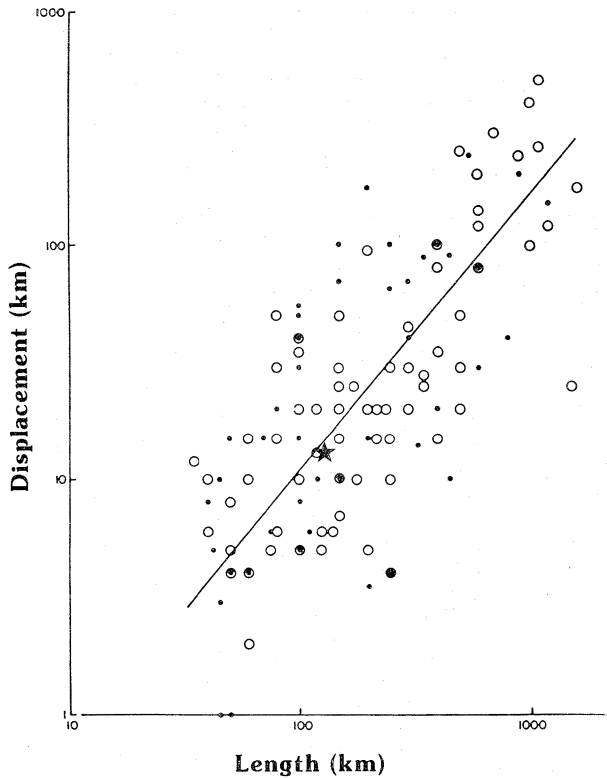


図7 両対数表示による断層の長さ最大変位量の関係 (RANALLI (1977) による)

白丸：右横すべり断層、黒丸：左横すべり断層
 上韮生川断層(黒星印)は最小二乗法によって描かれた線に近いところにプロットされる。

Fig. 7 Correlation between length and maximum displacement on doubly logarithmic scale (After RANALLI, 1977)

circles: right-lateral faults

dots: left-lateral faults

The Kaminirogawa fault (solid star) is plotted near the line representing least-square fit.

(RANALLI, 1977)。

上葦生川断層の最大変位量を 12.9km, 長さを 125.2km とすると, この値は RANALLI (1977) の両対数グラフ上の直線に近い位置にプロットされ (図 7), この断層の長さに対する最大変位量は世界の横すべり断層についての平均的な値に近いという推測が成り立ちうる。しかしながら, 断層の長さおよび最大変位量特に後者は, 変位量変化を十分明らかにしたうえでないと正確な値を得ることはむずかしい。

RANALLI (1977) が採用しているデータのうちで極端な例は, 断層の長さが 200km に対し最大変位量が 175km というものや, 150km で 100km, 500km で 250km, 1,100km で 500km というものがあり, 通常の歪では説明困難であろう。また, これほど極端な例でなくても, 末端あるいは最大変位量が必ずしもよく分かっていないと思われる例が多くプロットされている。

このような横すべり断層の長さとは最大変位量との相関を考えるうえで, 上葦生川断層のように断層の両側のブロックの歪によって変位量を徐々に解消するものと, それとは異なる変位量の解消のし方をするものとは区別されなければならない。後者に属する横すべり断層としては例えば, 伸張テクトニクス地帯のトランスファー断層 (transfer fault), あるいは衝上断層帯でのティア断層 (tear fault) は, 断層の末端部で変位量を伸張断層・衝上断層で解消し, 断層の長さに対して最大変位量が非常に大きくなっている。また, トランスフォーム断層 (transform fault) や海溝に平行するトランスカレント断層 (transcurrent fault) は長大であることが多いが, それらは断層の両端の海嶺, あるいは海溝で変位量を解消し, 変位量をゼロにすることなく消滅してしまう。これらの場合にも断層の長さに対して変位量が大きい値を持つ。また, 特に長い断層の場合, その末端は認定が困難であることが多い。

RANALLI (1977) は上述の様々な横すべり断層をすべてひとまとめにしたために, 基本的に線形の変位量変化をする断層以外に, 長い断層であればあるほど変位量が相対的に大きめの横すべり断層が多く含まれていると思われる。

変位量変化がよく分かっている横すべり断層の長さとは最大変位量のデータはほとんどなく, 上葦生川断層の例はこの種の研究を行なううえで貴重な例となることが期待される。今後, 日本列島などの内陸部でみられる多くの横すべり断層についても, その変位量変化をよく確認したうえで, 断層の変位量と長さの関係が明らかにされなければならない。

VII. まとめ

本研究で明らかになったことを以下に要約する。

(1) 上葦生川断層の左横すべり変位量が 8カ所で得られ, その側方変化が変位量—距離法によって解析された。作成された変位量—距離図によると, 変位量変化は単に断層の末端部でみられるのではなく, 断層全体でみられる現象であり, 上葦生川断層は三角形型の変位量変化をしていることが明らかとなった。

(2) 変位量—距離図を用いて上葦生川断層の末端部と最大変位量を持つ位置が推定された。断層の北東末端は中央構造線に達する手前であり, 南西末端は高知市南方 30km の土佐湾内の地点である。断層の長さ, すなわち末端からもうひとつの末端までは 125.2km である。また, 変位量最大となるのは高知県下の影北東であり, その値は 12.9km である。変位量変化の割合は 0.206 であり, 断層 10km に対して変位量が 2.06km 増大する。

(3) 上葦生川断層で明らかになった三角形型の変位量変化は, 転位モデルでよく説明される。これは断層の両側で移動するブロックの前半部で短縮, 後半部で伸張の歪が形成されることにより, 変位が生じるというものである。このモデルでは断層が成長するにつれて, つまり長くなるにつれて変位量は増大していくことをうまく説明できる。

(4) 転位モデルによると断層の長さとは最大変位量との関係は線形であることを要請する。変位量—距離図から明らかになった上葦生川断層の長さとは最大変位量の値は, RANALLI (1977) が示した両者の相関の線に近い位置にプロットされる。

しかしながら、彼が明らかにした断層の長さで最大変位量のデータは一部に問題があり、断層のこの種の議論には変位量—距離法を用いた質のよいデータを必要とする。

文 献

- ESHELBY, J. D. (1973): Dislocation theory for geophysical applications. *Phil. Trans. R. Soc.*, **A274**, 331-338.
- 藤田 旭 (1943): 四国大枿付近の地質. 地質学雑誌, **50**, 207-215.
- ICHIKAWA, K. (1980): Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **18**, 187-210.
- 伊熊俊幸 (1980): 高知県領石・物部川地域の秩父累帯白亜紀層の変形. 地質学雑誌, **86**, 389-407.
- 伊熊俊幸・市川浩一郎 (1978): 四国外帯の上葦生川—鮎喰川断層. *MTL*, No. 3, 43-48.
- 活断層研究会 (1980): 日本の活断層. 東京大学出版会, 363p.
- 甲藤次郎・須鎗和己 (1956): 物部川盆地の再検討. 高知大学学術研究報告, **5**, 1-11.
- 金属鉱物探査促進事業団 (1970): 昭和44年度広域調査報告書, 吉野川流域. 通産省.
- MURAOKA, H. and KAMATA, H. (1983): Displacement distribution along minor fault traces. *J. Struct. Geol.*, **5**, 483-495.
- 村田明広 (1988): 上葦生川—鮎喰川断層に沿う水平変位量の側方変化. 地質学雑誌, **94**, 689-695.
- 村田明広 (1990): 高知県下の上葦生川断層の左横すべり変位量. 構造地質研究会誌, No. 35, 31-43.
- MURATA, A. (1982): Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ., Tokyo*, **20**, 383-424.
- RANALLI, G. (1977): Correlation between length and offset in strike-slip faults. *Tectonophysics*, **37**, T1-T7.
- SUYARI, K. (1961): Geological and paleontological studies in Central and Eastern Shikoku, Japan. Part I. Geology. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ., Nat. Sci.*, **11**, 11-76.
- 徳島県 (1972): 徳島県の地質および15万分の1徳島県地質図.
- WALSH, J. J. and WATTERSON, J. (1988): Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *J. Struct. Geol.*, **10**, 239-247.
- WALSH, J. J. and WATTERSON, J. (1989): Displacement gradients on fault surfaces. *J. Struct. Geol.*, **11**, 307-316.
- WILLIAMS, G. and CHAPMAN, T. (1983): Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model. *J. Struct. Geol.*, **5**, 563-571.
- YORG (大和大峯研究グループ) (1981): 四国三宝山地域の中生界. 第35回地団研大阪総会巡検案内書, 紀伊山地中央部の中・古生界, 付2, 68-88.
- (1990年2月9日受付, 1990年5月21日受理)