

Title	1927年北丹後地震による水平変位場の再検討
Author	平野, 昌繁
Citation	人文研究. 52 卷 8 号, p.683-697.
Issue Date	2001-12
ISSN	0491-3329
Type	Departmental Bulletin Paper
Textversion	Publisher
Publisher	大阪市立大学文学部
Description	

Placed on: Osaka City University Repository

人文研究 大阪市立大学文学部紀要
第52巻 第8分冊 2000年1頁～15頁

1927年北丹後地震による水平変位場の再検討

平野 昌 繁

1. はじめに

地震に伴う地表面の変位・変動は、変動地形や地質構造の発達過程を理解するための貴重なデータのひとつである。特に水平変位については、地震発生後に行われた震災復旧三角測量によって明らかにされている。そのような震災復旧測量が行われた地震はいくつかあるが、その中で1927年に発生した北丹後地震 ($M = 7.3$, 震央は 35.5°N , 132.2°E ; 理科年表による) は、断層の両側において三角点の広域的な詳しい水平変位が求められている直下型地震の代表例である。測量の結果にもとづいて、ブロック構造とその境界に生じた断層の関係が明らかにされた (Tsuboi, 1933)。

北丹後地震については、その後の研究を含めて「図説日本の地震」(東大地震研, 1973) にも概要が記されていて、その震源断層はほぼ垂直な左横ずれ断層である。水平変位から求めた震源要素は、断層の長さ 30km, 上下幅 15km, 変位量 3m, とされており (Kasahara, 1957), 地震波動からは長さ 35km, 上下幅 13km, 変位量 3m, 地震モーメントは $4.6 \times 10^{26} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$, と推定されている (Kanamori, 1972)。

1995年に発生した兵庫県南部地震 ($M = 7.2$, 震央は 34.6°N , 135.0°E ; 理科年表による) も、横ずれ型発震機構をもつ直下型地震であり、右横ずれ断層が地表に生じたが、地震によって生じた水平変位場の特性は、基準点のGPS測量などで明らかにされている。その分析によると、地盤のブロック運動が認められるし (平野, 1998), 地下深部の震源断層 (起震断層) と地表面に生じた断層 (表面断層) を区別できる可能性がある (平野, 1997)。

このような兵庫県南部地震による地殻変動の特性を理解し、さらに震源域における変位と地表に生じる断層の関係を知る上でも、詳しく研究されている北丹後断層との比較が重要だと判断されたので、北丹後地震による水平変位場の再検討を行った。その結果、断層パラメータの値、ないしその解釈について興

味ある新事実を指摘できることが明らかとなった。

2. 北丹後地震の水平変位場

北丹後地震によって、地表には郷村断層（左横ずれ）と山田断層（右横ずれ）という共役横ずれ断層が生じた。地震による水平変位量は、2等三角補点までの測量で詳しく求められていて、明治の測量成果と地震後の測量成果の比較による変位ベクトルの詳細は、Tsuboi (1933) によって図示されている。その原データのリストでは、水平変位の方位角は分まで、変位量はcmまで示されている。北丹後地震による変位場は多くの文献に引用され図示されているが、いずれも上記の資料にもとづいている。ここでもTsuboi (1933) にもとづき、変

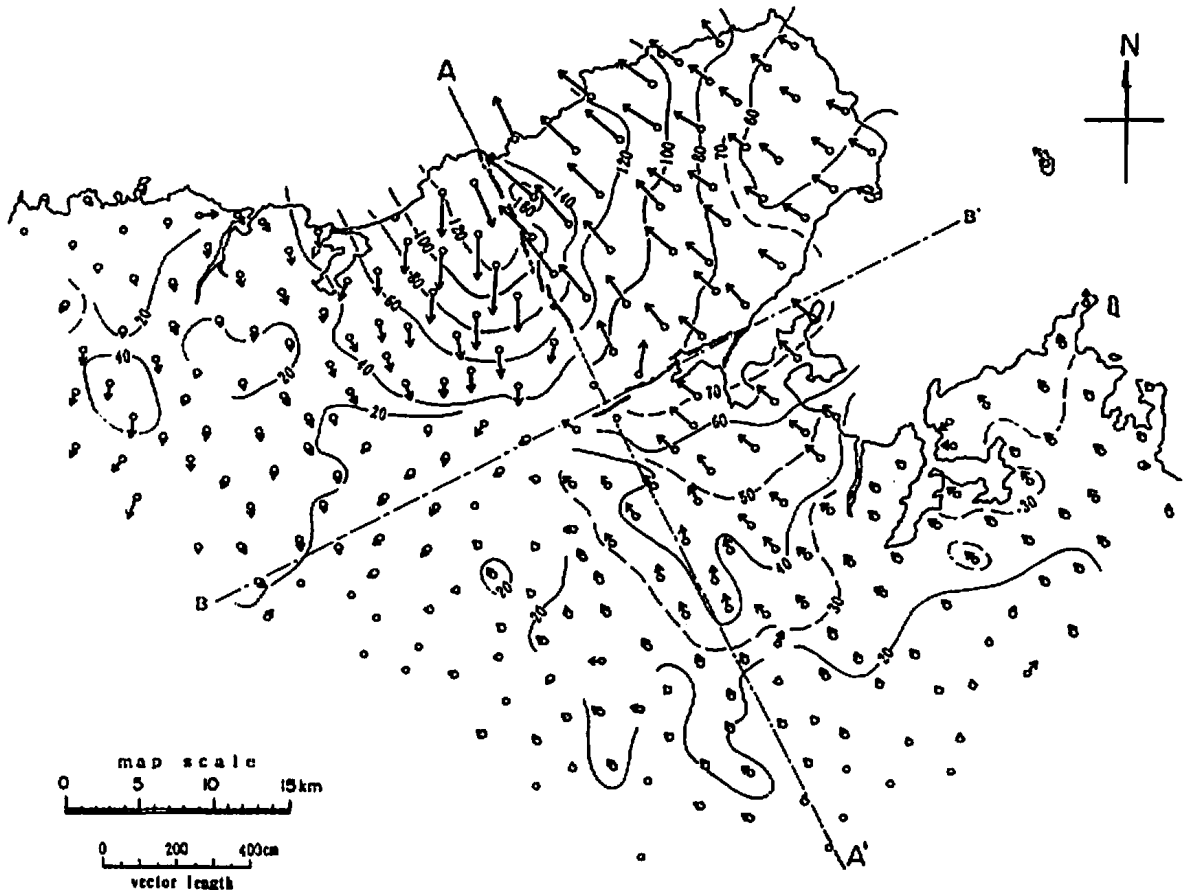


図-1 北丹後地震による水平変位。原データはTsuboi(1933)にもとづく。等値線による変位量は20cmごとに示す。

Fig.1 Horizontal displacement associated with Kita-Tango earthquake after the original data by Tsuboi(1933). Conotour lines has been drawn for the displacement amount at every 20cm.

位量の概要と方位を示したのが図-1である。

ただし図-1において、三角点の変位方向を矢印の方位で、変位量は矢印の長さで、それぞれ表したが、とくに変位量については地表に生じた顕著な左ずれ断層である郷村断層の概略走向が $N27^{\circ}W$ であるので、それと調和的な変位方向である $N27^{\circ}W \pm 45^{\circ}$ 方向と $S27^{\circ}E \pm 45^{\circ}$ 方向のものに対して変位量を20cmごとの等値線で描いて、変位量の分布の概要を示した。

変位量の分布特性から見て、郷村断層とその南東延長(線A-A')および山田断層とその南西延長(線B-B')によって、図示された範囲を4つの領域に分けることができる。なおこれらの断層は、上記の領域を分ける線に対して若干雁行状の配列を示している。とくに郷村断層に対応するA-A'の両側部分で山田断層に対応するB-B'より北の部分では、水平変位の方向が郷村断層を挟んで明瞭に反転し、断層から離れるに従って変位量は小さくなっている。さらに変位量の概略分布を示す等値線からは、断層の両側において変位量の最大値に差があること(東側で大きい)と、断層の距離による変位量の減少傾向が明らかにことなること(西側で急激に減少する)が読みとれる。

3. 変位量と断層パラメータ

郷村断層は左ステップ雁行配列を示すが、その平均走向を $N27^{\circ}W$ ($N153^{\circ}E$ または $N333^{\circ}E$)とし、この断層線に対して山田断層とその延長(ほぼ江尻と出石を連ねる線)より北の部分について、郷村断層からの距離と断層の走向方向の変位量の関係を求めた。これは、Kasahara (1957) が対象とした部分と同一である。その結果を図-2に示す。変位量の成分を示す点の分布は、郷村断層の東側と西側で非対称である。

このような変位量の非対称分布に対してKasahara (1957) は、現在でいう転移(ディスロケーション)理論の基礎となる弾性体のずれ変形にもとづいて考察した。その結果に対して図-2の変位を示す点の分布の中央を通るような理論曲線を求めることにより、深さ15kmで食い違い量(変位量)3mの断層面を想定した。さらに断層の東西における変位量の非対称分布に対し、食い違い量が郷村断層の東側と西側で違う(西側が東側より約40cm小さい)と考えた。そしてその理由については、サンアンドレアス断層の両側において変位量が違うことや、郷村断層の水平変位が地震に先行する約40年間のものであり、他の事例でもこの違いが改測期間に比例する傾向があること、の2点を考慮して、

地震発生前におけるクリープ性変位に求めている。この考えはChinnery(1970)においても受け継がれている。

変位量の距離による変化については、断層面が走向方向に無限に伸びている2次元の場合に対するChinnery(1970)による式を用いる。それによると、垂直な横ずれ断層面上端の深さが w 、下端の深さが W で、断層面上の食い違い量(変位量)が D である場合、断層に直角な方向に距離 x をとったときの断層の走向方向への変位量 v の分布は、

$$v = \frac{D}{\pi} \tan^{-1} \frac{x(W-w)}{x^2 + wW} \quad (1a)$$

で与えられる。とくに $w=0$ である(断層面が地表に達している)場合にそれは、

$$v = \frac{D}{\pi} \tan^{-1} \frac{W}{x} \quad (1a)$$

となる(Chinnery, 1961)。

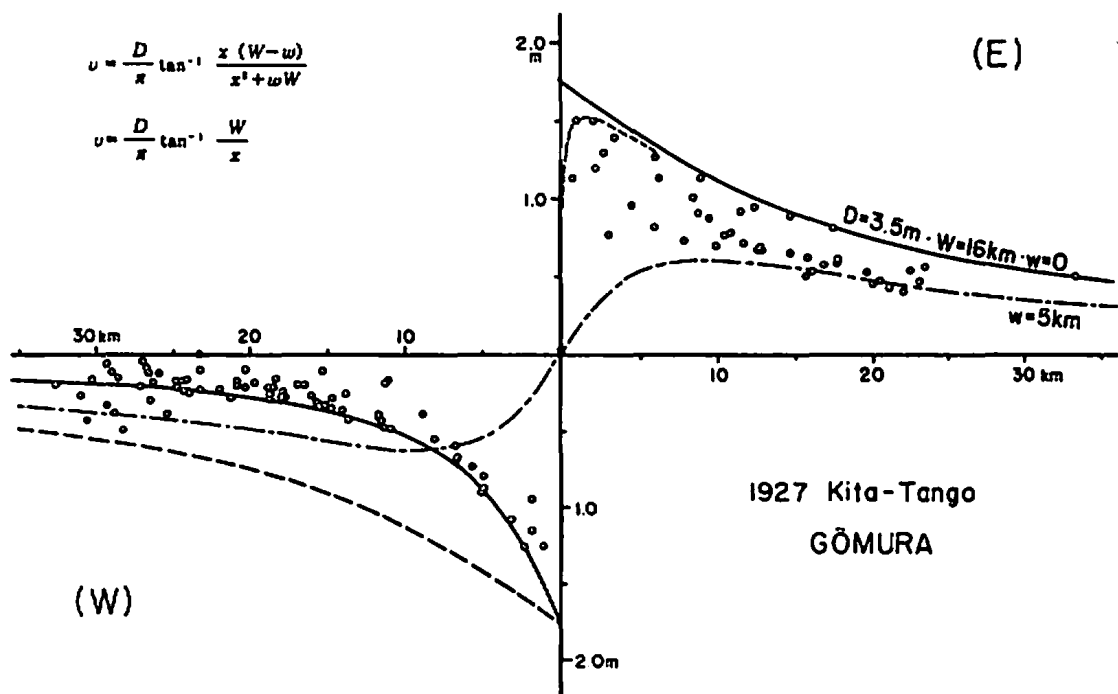


図-2 郷村断層をはさんだ水平変位量の分布。転移理論による適合曲線と対応する断層パラメータを示す。

Fig.2 Distribution of horizontal displacement on both sides of Gomura fault. Applied curves by two-dimensional dislocation theory are given with the fault parameters.

北丹後地震における水平変位量 v と距離 x の関係を示す図-2において各点は分散しているが、3次元問題を2次元の解で近似するので、各点の分布の上限に接するような理論曲線を求めるべきものとされている。そこで断層の東側と西側それぞれの分布の上限に適合する理論曲線を求め、断層の下限の深さ W 、上限の深さ w 、変位量 D を決めると (図-2の実線参照)、これらのうちのパラメータ W の値が断層の東側と西側で異なる。すなわち、 $D=3.5\text{m}$ と $w=0$ を共通とすると、東側では $W=16\text{km}$ 、西側では $W=5\text{km}$ となる。変位量の減少傾向は、断層の西側と東側で全く違う (断層西側における実線と破線) ので、座標軸の単なる上下移動、あるいは D を変化させること、ではこの違いを説明できない。

なお、断層に近づくと変位量が必ずしも理論曲線通りには増加せず、断層のほぼ直上付近で変位量が小さいものもある。したがって、断層線付近における変位量を説明するためのより良い近似として、断層の東側部分に細破線で記入したように $w=0.1\sim 0.15\text{km}$ 程度の値を考えることができる。現実には地表に断層が生じているので、それが100%連続していないことが $w=0$ でないという事実に対応し得る、と言えなくない。しかし一般には地表において断層は断続

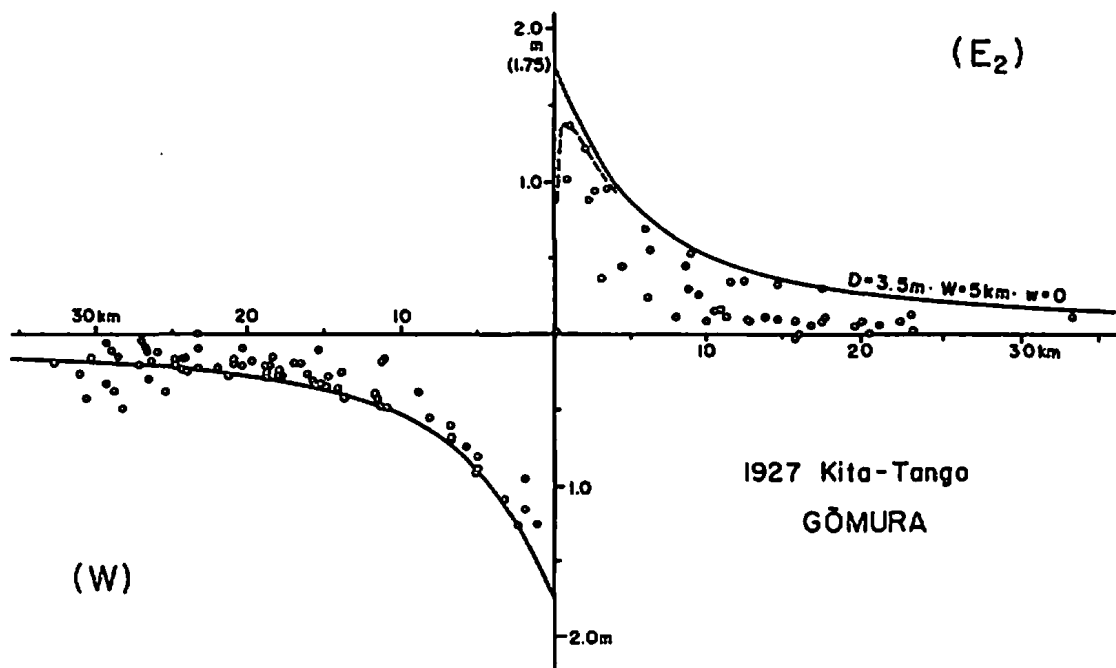


図-3 郷村断層東側について震源断層の変位量を差し引いた場合に得られる水平変位量の対称分布。

Fig.3 Symmetric distribution of horizontal displacement on both sides of Gomura fault obtained by subtraction of the displacement due to seismic fault on the east side.

的に見られるので、この考えに従うなら w が完全にゼロであるとは言えないのが通例であり、 w がどの程度の値になれば地表において断層が認められなくなるかも明瞭になっていない。したがってこれは、現段階では誤差の範囲と考えるべきであろう。

さらに西側では、断層から25km以上離れた部分でかえって変位量が大きくなる傾向がある。これについては、震央から遠い部分であり、強い地震動による地すべり等による基準点の移動とは考えにくい。別の断層による局部的傾向が考えられなくはないが、ここに示された変位は1890年から1929年にわたる約40年間のものであり、豊岡付近を震源とする1925年の北但馬地震 ($M=6.8$, 震央は $35.6^{\circ}N$, $134.8^{\circ}E$; 理科年表による) の影響である可能性が強い。もうひとつの可能性として、理論曲線との適合性から深い部分にある別の断層の変位の反映ということも考えられなくはないであろうが、震源域からあまりにも離れすぎている。したがって断層両側における変位量の分布の違いは、むしろ断層両側の変位場の違いそのものの反映である、と考えることもできる。

そこで、最後の点について確認するために、断層の西側と東側における断層の深さ W の差に注目する。そして深さ5kmから16kmに存在する断層の変位の影響を見ることとし、 $W=16\text{km}$, $w=5\text{km}$ に対応する変位量の式 (1 a) にもとづく分布を求め、図-2 に一点鎖線で記入した。それによると、断層西側の25km以遠の部分ではほぼそれに見合う変位が生じているが、あまりにも局部的である。それに対して断層の東側においては、全域にわたって変位量はこの曲線をほぼ下限とする範囲に分布している。

そこで、深さ5~16kmにある断層面による変位量の理論値を断層東側における変位量から差し引いたものを図示すると、図-3 が得られる。それに対しては、断層東側においても $W=5\text{km}$ がよい近似となり、かつ変位量は断層の両側でほぼ対称的な分布を示す。したがって、断層西側では深さ5kmより上にある断層が変位したのに対し、断層東側で地下5~16kmにある断層面の変位に対応して地下5kmより浅い部分が一体となって変位し、両者が重なった結果が地表で見られる、と考えることが可能である。

4. 考察

郷村断層からの距離に伴う変位量の減少傾向は郷村断層の東側と西側で明らかに違うものの、ここで考えた断層の上下幅 W の違いで説明する方法と、

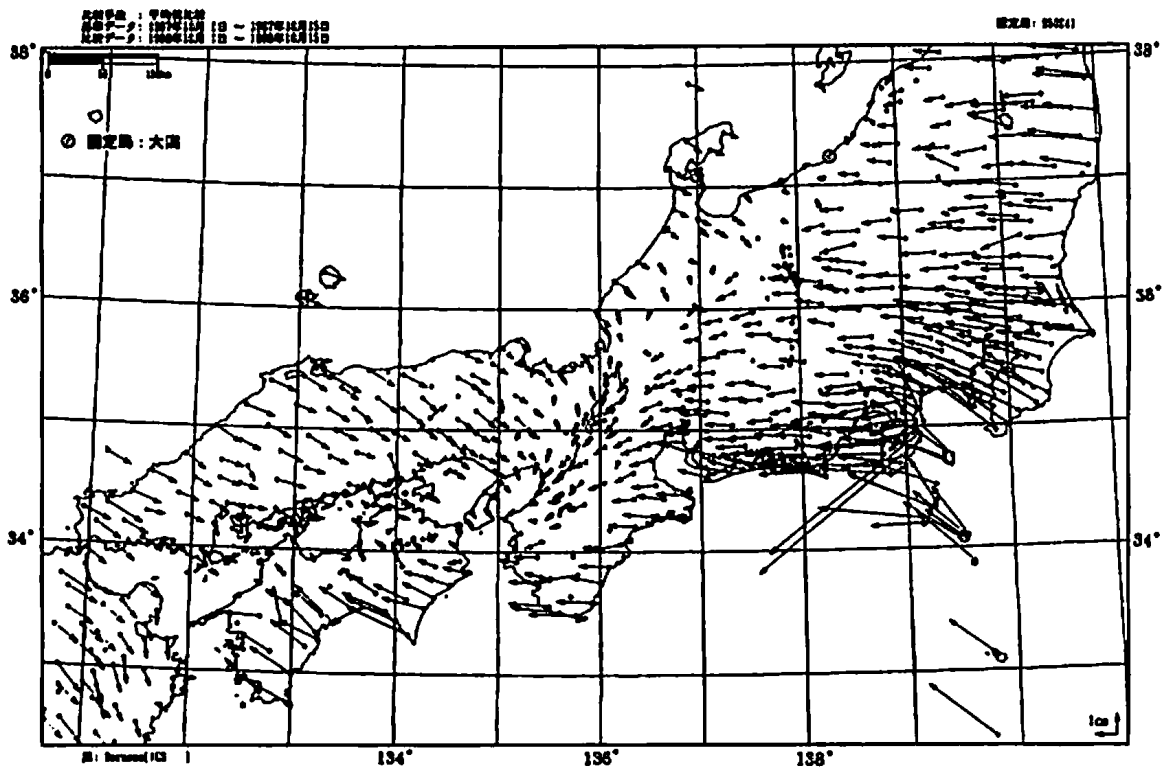


図-4 中部日本におけるGPS観測による1年間(1997年10月～1998年10月)の変位量の分布。ただし固定局は大湊。国土地理院(1999a)による。

Fig4. Distribution of GPS velocity in Central Japan over 1 year from Oct.1997 to Oct.1998 for Ohgata fixed point. After Geographical Survey Institute Japan(1999a).

Kasahara (1957) のいうクリープ性変位にもとづく D の違いで説明する方法とのいずれが正しいかは、極めて大きな問題である。点が分散することや、地質条件の地域的な違いなどを考えると、変位量の分布特性だけからそれを判断するのはやや難しい。

しかし近年においては、GPS 測量による地盤の変位が常時観測されているので、日常的なクリープ変位についてはそれに基づいて検討ができる。断層の片側の地盤のみがクリープ変位しているなら、断層を境にクリープ変位による変位量が全く異なることになる。それはGPS観測による断層両側の変位量あるいは変位速度の差として表現されるであろう。

公表されたGPS観測による変位データはまだ5年程度でしかなく(国土地理院, 1996, 1997a, 1997b, 1998, 1999a, 1999b), 観測点も年次的に増えつつあるので、すべての電子基準点において5年間の変位データがあるわけではない。それでも国土地理院(1999a)による図-4に一例を示すように、ある線を境に

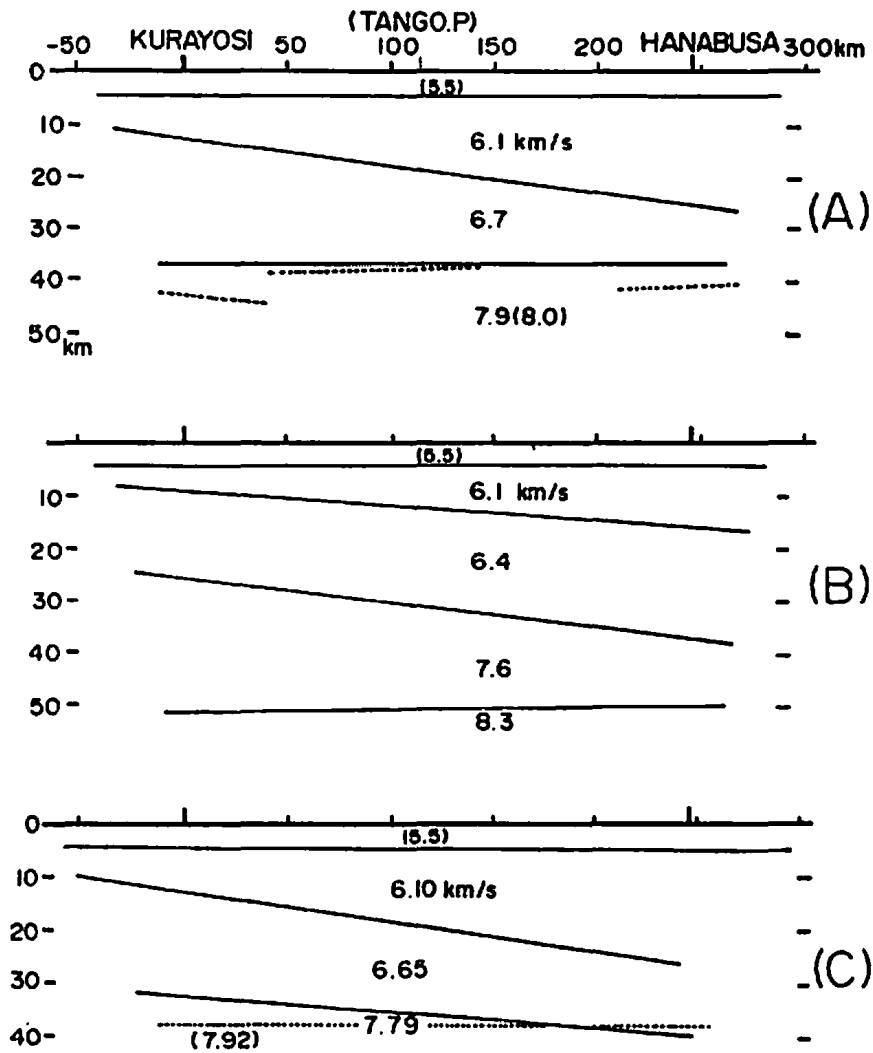


図-5 近畿地方北部を横切る花房-倉吉測線における弾性波速度層の深さ分布。ただし、AとBは橋爪ほか(1966)およびSasaki *et al.*(1970a・b)による第1次および第2次爆破によるモデル1とモデル2、CはYoshii *et al.*(1974)による第3次爆破によるモデル。

Fig.5 Depth distribution of P-wave velocity along the line from Hanabusa to Kurayosi crossing the northern part of Kinki district, Japan, where the models A and B after the first and second explosions given by Hashizume *et al.*(1966) and Sasaki *et al.*(1970a,b), and the model C after the third explosion given by Yosii *et al.*(1974).

変位量が異なる部分が存在する。近畿地方で顕著なものとして、図-4では淀川-琵琶湖-関ヶ原を連ねる線がそれである。しかし図-4において丹後半島では、現在のGPSデータは北丹後地震のはるか後であるという事など問題点はあるにもせよ、少なくとも現在そのような変位量の大きな変化は認められない。地殻の水平歪(東京大学・国土地理院, 1997)や歪み速度(国土地理院, 1999b)

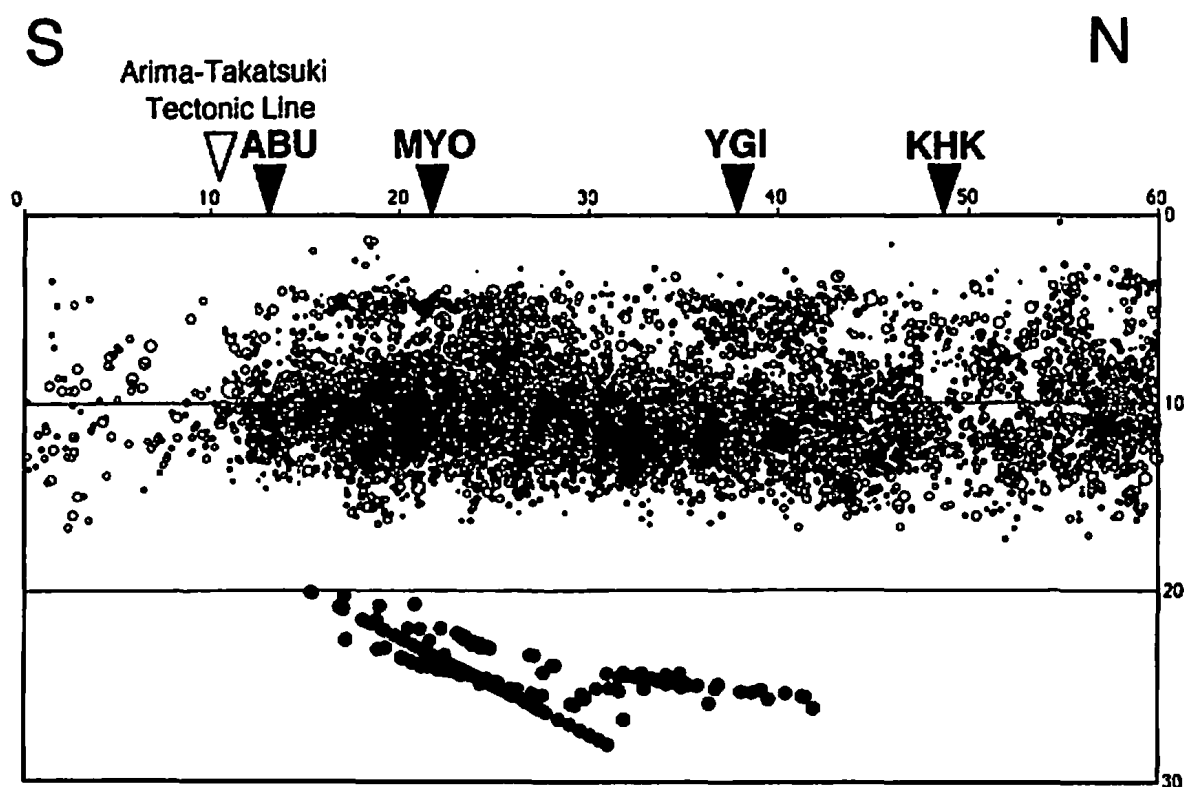


図-6 近畿地方北部の南北断面における微小地震の震源の深さ分布（京大防災研，1993）。ただし上部の白丸が微小地震の震源，下部の黒丸は顕著な反射点で，ABU，MYO，YGI，NHKは阿武山，妙見，八木，京北の各観測所。

Fig.6 Focal depth distribution of micro-earthquakes in north Kinki district projected on N-S profile(Disas.Prev.Inst.Univ.Kyoto,1993), where open circles above give the foci of micro-earthquakes and closed ones below the notable reflection points. ABU, MYO, YGI and NHK give the Abuyama, Myoken, Yagi, and Kyohoku observatories, respectively.

から見ても，丹後半島はそのいずれもが小さい場所である。

そこでもうひとつの立場として，ここで求めた $W=5\text{km}$ と $W=16\text{km}$ という2つの値の持つ意味を地殻構造という観点から検討する。これらの値がそのまま断層面の下限の深さを表わすのなら，断層面の深さが郷村断層の西側と東側で全く異なるという一見矛盾した結果が今回得られているわけであるが，この点についてはこの部分の地下構造と関連づけて考察することができる。

中部地方西部から近畿地方北部をへて中国地方東部に至る花房-倉吉測線に沿っては，屈折波地震探査によって速度構造が求められている（橋爪ほか，1966）。この倉吉-花房爆破測線のデータ解析はさらに続けられ（Sasaki *et al.*, 1970），最終的な結果はYoshii *et al.* (1974) によって示されている。これらによる一連の地殻構造モデルを図-5に示す。

表-1 郷村断層に対する断層パラメータと限界歪

Table-1 Fault parameters and critical strain for Gomura fault.

Source	Length; L	Width; W	Offset; D	$D \times L \times W$	Strain
Kasahara(1957)	30km	15km	3m	1.35km ³	6.4×10^{-5}
Kanamori(1972)	35km	13km	3m	1.37km ³	7.3×10^{-5}
Rikitake(1975)	-	-	-	-	3.2×10^{-5}
Hirano (a)	(24km)	16km	3.5m	(1.35km ³)	7.0×10^{-5}
Hirano (b)	(35km)	11km	3.5m	(1.35km ³)	1.0×10^{-4}
Hirano (c)	-	5km	3.5m	-	2.2×10^{-4}

いずれのモデルにおいても、丹後半島に近い区間を含めた全測線において $V_p = 5.5\text{km/s}$ の第1層の下限が地下4~5kmでほぼ水平、 $V_p = 6.1\text{km/s}$ の第2層（いわゆる花崗岩層である上部地殻）の下限は西に浅く東に深くなり、丹後半島付近では図-4のBをのぞけば地下17km±である。第3層（ $V_p = 6.4 \sim 6.7\text{km/s}$ 、いわゆる玄武岩層）と第4層（ $V_p = 7.6 \sim 7.9\text{km/s}$ ）の境界がモホ面である。したがって、断層東側について得られた $W = 16\text{km}$ は第2層の下限にはほぼ相当し、断層西側について得られた $W = 5\text{km}$ は第1層の下限にはほぼ相当する。従って、郷村断層の東側では第1層・第2層にわたる断層の変位による変位場が地表にあらわれ、西側では第1層のみに見られる断層の変位に対応する変位場が主に生じた、という速度層に対応させた解釈が可能である。

近畿地方北西部の微小地震は、図-6に示した南北断面に見られるように深さ約5~15kmの第2層内で発生しているので（たとえば、京大防災研、1993）、北丹後地震の余震分布は得られていないものの、いわゆる source area（震源域）は第2層だと考えてよい（深さ20~30kmで北に傾く反射面は、図-5との比較からはモホ面である可能性もある）。したがって郷村断層の東側では、第2層（震源域）におけるずれ破壊による変位と一体となって第1層が変位し、それが地表に現れた、と理解できる。それに対して西側では、第1層のみの変位が測定されたと考えることができる。変位場の特性に基づくこのような断層タイプの違いは、兵庫県南部地震においても見いだされている（平野、1997）。

さらに、従来求められている断層パラメータとの比較という点から検討すると、Kasahara (1957) は変位量を示す点の分布幅の中央位置にモデル曲線をあてはめているが、今回求めた値が2次元モデルに対応するよう変位量の上限に

対して曲線を対応させた結果、 $D=3.5\text{m}$ と変位量が少し大きくなるのが相違点のひとつである。

この点と断層面の深さに対応させて、郷村断層について今回3通りのモデルを考えることができる。すなわち表-1に従来の結果と比較して示した中で、断層面の面積に変位量をかかけた値を 1.35km^3 (Kasahara, 1957と同一の値)として地表から深さ16kmに及ぶ断層が表-1のaで、 $D=3.5\text{m}$ とした分だけ断層の長さを24kmと少し小さく考えねばならない。一方、上記のように深さ5~16kmを震源断層と考えるなら、断層面の面積に変位量をかかけたものを 1.35km^3 としたとき表-1のbで、長さは35km (Kanamori, 1972と同じ長さ)、となる。これに対して表-1のcが上部構造として存在することになる。理論曲線との対応性を考慮すると、今回aおよびbとして得られた値は概ね妥当であろう。

以上のパラメータにもとづいて、限界歪という観点からも検討を加えることができる。北丹後地震による剪断歪についてはTsuboi (1933)によって詳細に検討されていて、地震をはさむ時期にわたる三角点の水平変位から地表面におけるそれが求められており、最大で 8×10^{-4} 程度である。また、式(1a, b)にもとづく断層面上における剪断歪の最大値が計算できて、 $w \neq 0$ の場合に

$$\left(\frac{dv}{dx} \right)_{x=0} = \frac{D}{\pi} \frac{W-w}{wW}, \quad (2a)$$

あるいは $w=0$ の(断層面が地表に達している)場合に

$$\left(\frac{dv}{dx} \right)_{x=0} = \frac{D}{\pi W} \quad (2b)$$

で与えられる。ここで郷村断層に関する断層パラメータに対して(2b)から計算したものを、表-1の各モデルに対して記入してある。とくに断層西側の深さ5kmまでの第1層(表-1のc)についてそれは 2.2×10^{-4} 、東側について上部5kmを除いた震源域のみを考える(表-1のb)と、 $W=11\text{km}$ として断層上の最大歪は 1.0×10^{-4} である。これらは第1層と第2層の限界歪をそれぞれ与えることになる。

Rikitake (1975)によると、地震時の変位から求めた地殻の限界歪の平均値は 4.7×10^{-5} で、郷村断層の場合は 3.2×10^{-5} とされている(表-1参照)。しかし、断層近傍における変位量の変化を直線近似して最小2乗法で適合する直線を求めているので、Kasahara (1957)やKanamori (1972)に較べて断層上の歪を少し小さく評価している傾向がある。

一般には、限界歪は 10^{-4} から 10^{-5} まで幅があり、それが 2×10^{-4} 程度になると地表に断層が生じるとされている。今回求めた表-1に示す結果では、モデルbが前者の値に、モデルcが后者の値に、それぞれ対応するものとなっていて、2つの断層を一括したモデルaではさらに小さな値となっている。逆に、従来はここでいう2種類の断層を一括して扱っているとするなら、第1層の限界歪と第2層の限界歪が完全には分離されずにこのような幅が生じる、あるいは合算するために歪が小さく出る、ことは理解できる。

ただし、郷村断層の西側において第1層のみが第2層と異なる独自の変位を行っているのなら、第1層と第2層の境界に少なくとも第2層の変位がそのまま第1層に伝わらないあるいは反映されない程度の水平の分離面(不連続面)を想定しなければならない、という問題が生じる。その面は当然のことながら場所によってはかなりの水平ずれを持つことになる。また、第1層と第2層が一体となって動く部分(ここでいう東側)と、第1層のみが独立して変位を行う部分(ここでいう西側)は構造・物性的にどう違っていて、その違いがいかんして生じるかという問題が残る。

兵庫県南部地震の場合は、震源断層の北西側のブロック(六甲山地から東播磨地方にかけての部分)の変位場は第2層中の震源断層の変位を反映したものとなっているが、野島断層と甲陽断層の周辺の変位場は第1層中にある断層の変位で説明できる(平野, 1997)。右横ずれ断層に対応する兵庫県南部地震の場合は、第2層中の震源断層の両端付近に右ステップ雁行を示す第1層中の断層(表面断層)が見られるという、一定の空間配列が生じている。それに対して左横ずれ断層である郷村断層は、部分的に左ステップ雁行配列を示している。これら断層の空間配置に基づくひとつの可能性として、第1層と第2層が一体となって変位しているのが能動的にあるいは最初に動いたブロックで、それによって受動的に変位した部分では主に第1層の変位が生じ、雁行配列が生じるのではないだろうか。ただし、直下型地震に伴われる水平変位場についてこのようなことが一般に言えるかどうかについては、さらに他の事例の検討を要する。

ここで考えた解釈が成り立つためには、何よりもまず深さ約5 kmにあるほぼ水平な分離面(おそらく断層面)の存在が確認されねばならない。野島断層近傍における深層ボーリングの結果は、その存在を示唆するようにも見えるが、今後さらに多くの事例にもとづく検討を要するであろう。

5. まとめ

1927年に発生した北丹後地震によって生じた変位場については、その両側で食い違い量（変位量）が異なるというのが従来の解釈であり、その理由として地震に先行した断層のクリープ性変位があげられている。しかし変位場の特性を再検討して断層パラメータを求めると、断層からの距離減衰傾向が明瞭に異なっていて、郷村断層の西側と東側で断層面の深さが違うという解釈が可能となった。近年におけるGPS測量の結果は、丹後半島付近において必ずしも変位・変位方向の変化を示しておらず、クリープ説にとって必ずしも好都合ではない。

地下構造に対応づけたその説明として、郷村断層の東側では断層面の下限は地下16kmに達し、 $V_p = 6.1 \text{ km/s}$ である第2層と $V_p = 5.5 \text{ km/s}$ である第1層が一体となって動いたと考えられるのに対し、西側では断層面の下限は地下5kmにあり、第1層の変位を示していることになる。この事実は、必然的に深さにもとづく断層のタイプわけ（地表付近のものと深いもの）ができることを意味するが、地殻の成層構造に対応した2つの断層タイプを考えることは不自然ではない。2つのタイプは最大歪においてもかなりの差を生じている。

余震あるいは微小地震の震源の深さ分布からみても一般に $V_p = 6.1 \text{ km/s}$ の第2層が震源域であるので、第2層中のものが震源断層（地震を起した断層）であり、第1層中のものは顕著な破壊を伴わずに変位する表面断層であると解釈できる。このような断層タイプの違いは、1995年の兵庫県南部地震でも抽出された。震源域である第2層におけるずれ破壊と、第1層の表面である地表で見られる断層変位の関係を理解するうえでも、この2種類の断層の持つ意味について、第1層と第2層の物性の違い、あるいは2つの層の境界部の特性を含めて、今後さらに多くの事例を検討する必要がある。

本研究には、平成10～12（1998～2000）年度文部省科学研究費補助金「兵庫県南部地震による地表変動の比較研究」（基盤研究（2）（B）、課題番号10440143、代表者平野昌繁）の一部を用いた。内容の一部は、日本地質学会関西支部・西日本支部合同支部例会で発表した。

引用文献

Chinnery, M.A.(1961)The deformation of the ground around surface faults, Bull.

- Seis.Soc.Amer., vol.51, 355-372.
- Chinnery, M.A.(1970) Earthquake displacement fields. Earthquake displacement field and the rotation of the earth(L.Lansimha et al., eds), 17-38.
- 橋爪道郎・川本 整・浅野周三・村松郁栄・浅田 敏・玉城逸夫・村内必典(1966)第 1 回, 第 2 回倉吉爆破および花房爆破観測より得られた西部日本の地殻構造, 地震 2, 19 卷, 125-134.
- 平野昌繁(1997)表面断層と起震断層からみた 1995 年兵庫県南部地震による変位場の特性に関する一考察, 人文研究 (大阪市立大学文学部紀要), 第 49 卷, 65-85.
- 平野昌繁(1998)1995 年兵庫県南部地震による断層ブロックの変位解析, 地理学評論, 第 71 卷第 1 号, 21-36.
- Kanamori,H.(1973)Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan, Annual Rev. Earth & Planet. Sci. 1, 213-239.
- Kasahara,K.(1957)The nature of seismic origins as inferred from seismological and geodetic observations (1), 東京大学地震研彙報, 35, 473-532.
- Kaminuma,K. T.Iwata, I.Kayano, and M.Ohtake(1973)図説日本の地震: 1872 年-1972 年, 東京大学地震研究所研究速報, 第 9 号, 136p.
- 国土地理院(1996)全国 GPS 連続観測結果, 地震予知連絡会会報, 56, 651-654.
- 国土地理院(1997a)全国 GPS 連続観測結果, 地震予知連絡会会報, 57, 677-681.
- 国土地理院(1997b)全国 GPS 連続観測結果, 地震予知連絡会会報, 58, 675-687.
- 国土地理院(1998)全国 GPS 連続観測結果, 地震予知連絡会会報, 59, 614-633.
- 国土地理院(1999a)GPS 連続観測から求めた全国の水平地殻変動速度, 地震予知連絡会会報, 61, 555-573.
- 国土地理院(1999b)GPS 連続観測から求めた全国の水平地殻変動速度, 地震予知連絡会会報, 62, 515-523.
- 京都大学防災研究所地震予知研究センター(1993)近畿地方の微小地震活動域の直下に存在する顕著な地殻内反射面, 地震予知連絡会会報, 50, 512-515.
- Rikitake,T.(1975)Statistics of ultimate strain of the earth's crust and probability of earthquake occurrence, Tectonophysics, 26, 1-21.
- Sasaki, Y. Asano, S. Muramatu, I. Hashizume, M. and Asada,T(1970a)Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and Hanabusa explosions, Part 1(continued), Bull.Earthq. Res.Inst., Univ.Tokyo, 48, 1121-1127.
- Sasaki, Y. Asano, S. Muramatu, I. Hashizume, M. and Asada,T(1970b)Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and Hanabusa explosions, Part 2, Bull.Earthq.Res.Inst., Univ.Tokyo, 48, 1129-1136.
- 東京天文台 (編)(1997)理科年表, 第 71 冊, 丸善, 1054p.
- 東京大学地震研究所地震予知研究推進センター・国土地理院(1997)GPS 連続観測から

みた日本列島のひずみ (1996年4月1日～1996年10月1日), 地震予知連絡会会報, 58, 688-692.

Tsuboi, C. (1933) Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means. Japan. Jour. Astro. Geophys., vol. X, 93-248.

Yoshii, T. Sasaki, Y. Tada, T. Okada, H. Asano, S. Muramatsu, I. Hashizume, H. and Moriya, T. (1974) The third Kurayosi explosion and the crustal structure in the western part of Japan, J. Phys. Earth, 22, 109-121.

Re-examination of horizontal displacement field
associated with 1927 Kita-Tango earthquake

Nasashige HIRANO

Abstract

The conjugate Gomura and Yamada faults of strike-slip type have appeared by the 1927 Kita-tango earthquake. Horizontal displacement field associated with the earthquake has been detected precisely by comparison of two triangulations over 40 years including the earthquake. Re-examination of the displacement field shows that the depth of fault plane is different at the east side from the west side of the left-lateral Gomura fault for a definite slip amount, though the difference of slip amounts at both side had been emphasized in the previous studies. Recent ground displacement detected by GPS measurement seems not suggesting the notable differential creep movement on the both side of Gomura fault. The differential depth at both side of Gomura fault is explained in relation to velocity layers detected by seismic refraction prospecting. The displacement field is explained only by the deformation of the first layer with $V_p=5.5$ km/s or less at the west side, but by the deformation of the second layer with $V_p=6.1$ km/s together at the east side. This means that distinction of two types of faults, namely, deep seismic fault and shallow surface fault, is possible for this case, and that superposition of displacement fields has happened. Seismic fault and surface fault have been distinguished at 1995 Hyogoken-Nanbu earthquake in Kobe and Awaji areas, too. Detection of horizontal surface of separation between two velocity layers is the next important step to confirm the situation.