

鹿野断層の発掘調査とその地形・地質・地震学的考察

岡田 篤正・安藤 雅孝・佃 為成

TRENCHES, LATE HOLOCENE DISPLACEMENT AND SEISMICITY OF THE SHIKANO FAULT ASSOCIATED WITH THE 1943 TOTTORI EARTHQUAKE

By *Atsumasa OKADA, Masataka ANDO and Tameshige TSUKUDA*

Synopsis

Three trenches were excavated across the Shikano fault which ruptured at the 1943 Tottori earthquake ($M=7.4$). Materials exposed in the trenches included silts, sands, gravels of mostly alluvial deposits and soils. Faulting was expressed in the trenches as conspicuous flexures of geologic beds, abrupt termination of geologic units, and open tunnels that possibly formed during faulting. The latest faulting before the 1943 event was found in trenches A and B at Horakuji. The faulting before 1943 was inferred to have occurred between 1,490 and 7,970 B. P. years. The recurrence intervals for earthquakes like the 1943 Tottori earthquake along the Shikano fault is estimated to be 4,000–8,000 years.

The average displacement rates for the past recent times were estimated by tectonic profiles along the Shikano fault. The offset of streams, ridges and geologic units suggest that the Shikano fault has slipped 40 m right-laterally for the past 300,000 ($\pm 100,000$) years, indicating an average right slip rate of 0.1 mm/year. The maximum stream offset along the Shikano fault is 130 m. If we assume the constancy of the slip rate over the past time, the Shikano fault is inferred to have initiated its movement about 1 million years ago, and has a relatively low slip-rate compared with those for active faults in the central and northern Japan. At four localities outcrops of the Shikano fault in bed rocks and overlying volcanic gravel beds of late Pliocene were found and described in the text.

Seismicity in and around the Shikano fault has been monitored since 1964 by the Tottori Micro-earthquake Observatory. The recent activity (1976–1980) shows that a zone of earthquakes ($M > 1.5$) extends about 70 km along the Shikano and Yoshioka faults and their extensions to the east and west. A detailed examination of the seismicity reveals that there are two seismic gaps that may correspond to the possible eastern and western ends of the Shikano-Yoshioka fault. Based on the seismicity, the Shikano-Yoshioka fault is 25 km long and 10 km deep shallowing towards the both ends.

1. はじめに

最近110年間に、日本列島には“直下型大地震” ($M > 6.5$) が24回発生した。このうち11回の地震は地表断層を伴った^{1,2)}。これらの地表断層のうち8つは既存の活断層と一致している。つまり直下型地震の1/3は、すでに発見されている活断層上に発生したことになる。もしこの割合で地震が発生し続けるとすれば、今後も“直下型大地震”の1/3は活断層上に起るはずである。つまり、活断層の研究から、将来起るであろう大地震の1/3について、場所・大きさ・ずれの向き等が予測できることになる。1/3の確率は地震予知にとって小さい値とはいえない。今後、活断層の地形・地質調査が続けられ、活断層の分布・性格がさらに明らかにになると、上記の値はさらに上昇するものと考えられる。なお、 $M \geq 7.5$ 以上の“直下型大地震”に限れ

ば、地震が断層上に発生する確率は2/3と大変に高いものとなる。

活断層の分布やその性質の研究は、将来起こるであろう地震の“場所”・“大きさ”の貴重な情報源である。それでは、活断層の分布を更に詳しく調べるだけで、地震予知に役立つであろうか。もちろんそれだけでは不十分である。どんなに“場所”や“大きさ”が判っても、“時間”についての情報が無ければ、地震予知はできない。活断層からは、どのような“時間”に関する情報が得られるだろうか。例えば、1万年前の地層が10mずれていた場合について考えてみよう。この断層上に最近起きた地震により、2mずれたことがわかっていれば、単純に割り算をして、地震はこの1万年に5回起り、平均繰返し間隔は2,000年となる。地震は最近起きているので、少なくともこの断層には2,000年近く大地震は起きないと言えるであろう。地震に対する“免疫期間”と言えるかも知れない。もちろん、物事がこれほど単純であるとは思えない。当然バラツキをとまなはずである。しかし、地震の間隔が、同一断層上で、ある時は100年ある時は10,000年という程不規則なものとは考え難い。地形・地質調査から、1930年北伊豆地震 ($M=7.4$) のときに動いた丹那断層は、50万年前の断層を1kmずらしていることが知られている³⁾ (平均変位速度 2mm/年)。1930年の地震の際の平均的なずれは2mであるから、地震は1,000年に1程度発生したと推定できる。歴史資料に基づき松田 (1975)⁴⁾ は、丹那断層上の一つ前の活動は878年地震 ($M=7.4$) と推定した。つまり丹那断層に対しては、ほぼ1,000年の地震間隔が示唆されるのである。50万年の資料と、最近1,000年の資料が一致するのであるから、それほど大きなバラツキがあったとは思えない。地震間隔のバラツキは平均繰返し間隔 (地質学的時間スケールでの) 程度はあっても、それを大きく超えるものではなさそうである。松田 (1975)⁴⁾ は、歴史資料から過去1,000年間に、根尾谷断層、北伊豆断層系、善光寺断層系で、それぞれ2度大地震が発生したと推定した。これらの断層上の地震間隔も、ほぼ1,000年であると考えられる。これらの断層の活動度 (平均ずれ速度) は第一級のものであるから、その地震間隔は日本では最も短いと考えて良からう。こうみると一般的に活断層上の地震の最小繰返し間隔は約1,000年といえるであろう。

同一断層上では地震の繰返し間隔にそれほど大きなバラツキがないならば、これを地震予知に役立てることもできる。平均繰返し間隔が1,000年の断層上に、今から100年前に大地震が起きたとすれば、次の地震は900年後と推定できる。もちろん自然はこれほど単純ではないが、このような予想は“超長期地震予知”の上で一つの目安を与える。

来るべき地震の年代を推定するのにいかなるデータが必要か考えてみよう。過去の地震に関する資料は、歴史資料である。日本の地震資料は1,000年程度に及ぶ。これは平均的地震の繰返し間隔に比べかなり短い。その上歴史資料からは、過去の大地震がどの活断層上に起きたかを知るのには難しい。地震資料は豊富にあるが、活断層と地震を直接結びつける手掛かりがない。そこで、どうしても他の方法で地震年代を推定する必要がでてくるのである。

以上のような困難を解決するためにトレンチ法が採用されるようになった。トレンチ法とは、活断層を横切って溝を掘り、活断層により乱されている地層の層序関係から、断層運動 (地震) の時期を推定する方法である。トレンチ法は、カリフォルニア州で Clark et al. (1972)⁵⁾ が始めて以来、その重要性が多くの人々に認められるようになった。この方法を簡単に説明しておく (Fig. 1)。(1)地層が堆積した後、(2)地震1が発生し地層をずらす、(3)上盤のA層が削られ、その上にまた地層が堆積する (A層が削られずにその上に地層が堆積することもある)、(4)地震2が発生し地層をずらす。このような過程が同一地点で繰返されれば、地層は次々とずれていく。例えば、我々が(3)の時点で地層を観察したとすると地層Aが堆積した後地層Bが堆積する前に、地震が少なくとも1回発生したのがわかる。(4)の時点で地層を観察すると、まず気がつくのは、地層Bと地層Aのずれの量 (地層の底でのずれ) が違うことであろう。地層Bのずれの量が1回の地震によるずれの量とすると、地震Aのずれは地層Bのずれの2倍であるから、地層Aは2回の地震を経験したことになる。これらをまとめると、まず地層Aが堆積し、その後地震1が発生、さらに地層Bが堆積し、地震2が発生したことになる (Fig. 1)。そして、地震の発生年代の範囲は、地層A・Bの堆積年代によって決める

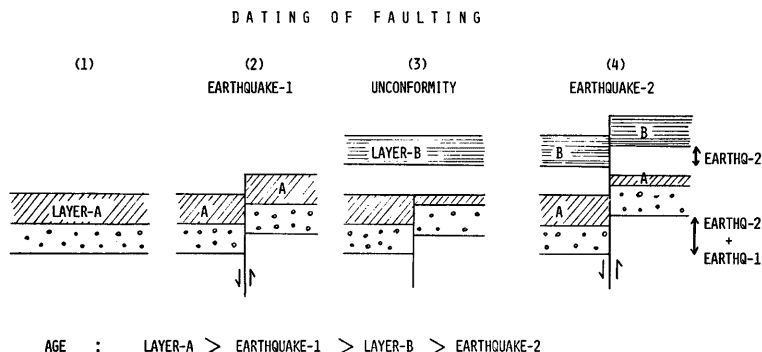


Fig. 1. Schematic illustration of a sequence of faulting and deposition.

れる。

トレンチ法からは地震の発生した時間そのものを推定する手ではない。どうしても地層の堆積年代から推定しなければならない。したがってこの方法からは地層の年代より新しい地震活動は求められない。どんなに断層露頭が立派でも、最も若い地層が古生層・中生層では最近の動きは判らない。最近の断層運動の年代を推定するには、年代決定可能な資料を含む若い地層が堆積し、しかもそれが断層に横切られている場所を調査しなければならない。実際にはこのような好条件が揃う所は、長い断層上でもそれほど多くはない。トレンチ調査の成功は、ひとえに“良い場所”を見つけれられるかどうかにかかっている。このような好条件の場所が偶然に工事などで掘られ、しかも我々に観察の機会が与えられる例はきわめてまれと言えよう。したがって、断層運動の年代決定には、“露頭を自ら作る”ことが基本的な作業となる。何の変哲もない“露頭づくり”に、“トレンチ法”と名付けたのもこの為である。

若い堆積層はほぼ水平のままであるから、上下変位成分を伴わない地震にはトレンチ法を適用することはできない。一般に、水平横ずれ断層に適さない方法といえよう。しかし実際にはトレンチ法はほとんど水平

Table 1. List of trench surveys across active faults in Japan

断 層 名	最近の地震活動	文 献
立 川 断 層	—	国土地理院未発表資料
鹿 野 断 層	1943年鳥取地震 (M7.4)	佃 他 (1979) ¹¹⁾ 岡田他 (1979) ⁹⁾ 活断層研究会 (1980) ¹⁰⁾ 現 報 告
山 崎 断 層	868年播磨国地震 (M7.1)	佃 他 (1979) ¹¹⁾ 岡田他 (1979) ⁹⁾ 岡田他 (1980) ¹⁶⁾
畑 野 断 層	—	岡田他未発表資料
(中央構造線に平行する副次断層)		
丹 那 断 層	1930年北伊豆地震 (M7.0)	松田他 (1981) ¹⁷⁾ 山崎他 (1981) ¹⁸⁾

なお偶然の工事で、トレンチ掘削の場合と同じように、新时期の断層運動が認められた例は他にもある。

横ずれ断層に対して行われ、縦ずれ断層へ試みられることは少ない。**Fig. 1** に示されるように、地層の年代から断層運動の時代を推定するには、断層の両側で同一の地層が対比されるのが望ましい。ところが、上下変位が卓越する断層は、断層の一方は上昇側、他方は沈降側と地形の境いとなっていることが多い。このため、断層の両側で同一の地層が対比されることは少ない。これに対し、水平横ずれ断層は縦ずれ成分がそれほど大きくなく、トレンチ調査に適当なことが多い。このような相対的に小さな変位成分を用いることを疑問視する声もある。ただ同一断層では縦ずれと横ずれの比が地震毎に変わらないとの報告もあり⁶⁾、トレンチ法を水平横ずれ断層に適用するのが必ずしも不適当とは言えない。日本でトレンチ法が適用された例は5つあるが、それらはすべて水平横ずれ成分が卓越する断層であった (**Table 1**)。今後水平横ずれ断層に対して、横ずれ成分の測定から地震活動を調査することを可能な限り行うべきであろう (例えば、小さな沢のずれの測定など⁶⁾)。

トレンチ調査を多数手がけた Woodward-Clyde (地質コンサルタント会社) の Taylor et al.⁷⁾ は、トレンチ調査に関するいろいろな経験を一つの論文にまとめた。内容は示唆に富む。しかし、気候・地形・地質条件が異なる日本では、やはりそれなりの独自の方法を試みる必要がある。**Fig. 2** には発掘調査の簡単な手順を示した。

この論文は1978年12月に行われた鹿野断層発掘調査についての報告である。鹿野断層は並行する吉岡断層とともに、1943年鳥取地震 ($M=7.4$) の際に動いた断層である⁸⁾。このような地震断層は、最近の地震発生時期が既知なので、一つ前の地震年代を知ることにより簡単に地震間隔が推定できる重要な断層といえよう。鹿野断層の掘削調査は、まだ手探りのところが多かった。この調査に関する簡単な報告はすでにいくつ

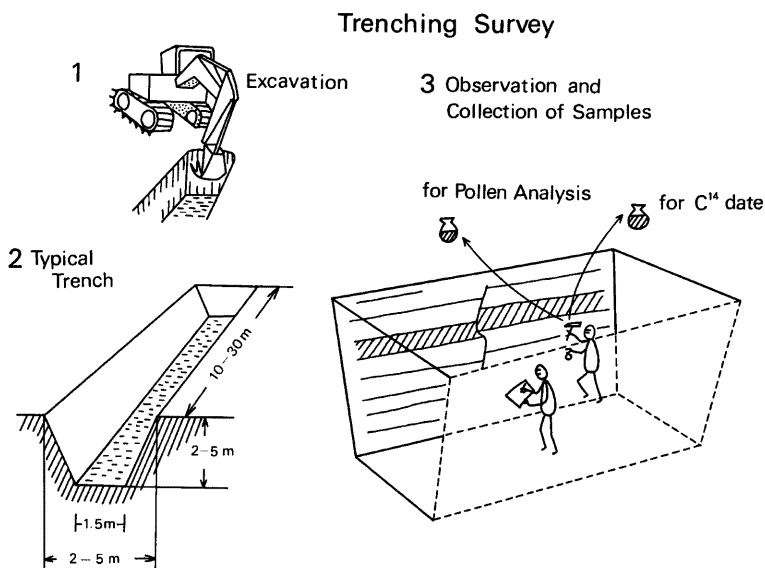


Fig. 2. Schematic illustration of a trenching survey. Sizes of the trench are for a typical case but vary with geologic and site conditions.

かあるが^{9,10,11)} 詳しい報告はまだない。ここでは、地形・地質の新しい調査、地震学的な考察も含め、総合的な鹿野断層の調査についての報告を行う。

2. トレンチ発掘調査

鹿野断層の掘削地点は、鳥取県高郡^{しかの}鹿野町法楽寺と鳥取市^{そうちくばら}双六原の2ヶ所である。法楽寺では2本のトレンチ(A・B)、双六原では1本のトレンチ(c)が掘られた(Fig. 3)。以下、各トレンチ壁面について説明する。

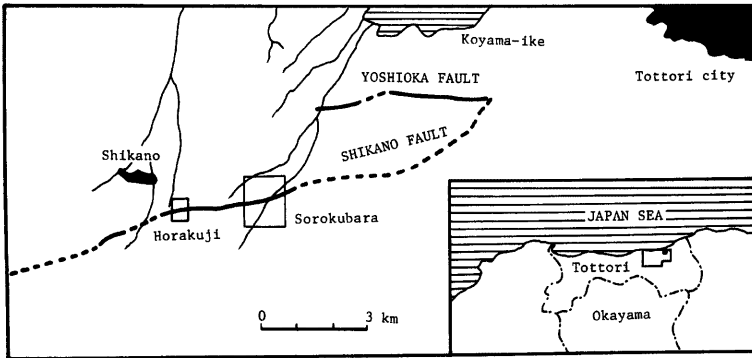


Fig. 3. Location of fault traces of the Shikano and Yoshioka faults that formed at the time of the 1943 Tottori earthquake ($M=7.4$). The boxes are the localities shown in Figs. 4 and 7.

2-1 Aトレンチ

調査地点は、法楽寺集落を扇頂とする小谷が形成した比較的小規模な扇状地の西方の扇端部である。この場所は本流の未用川により段丘化されており、本流河床より5mほど高い(Fig. 4)。したがって、最近の本流の洪水により地層が削られたり、攪乱された可能性は低い。

トレンチの規模は長さ約10m、深さ平均1.8m、幅約2m、走向はほぼ南北である(Photo. 1)。なおこの付近では断層の位置は地主の証言から5ヶ所で正確に押えられた。したがって、トレンチの位置もかなりの確に決められた。トレンチ断面両側のほぼ中央には新期堆積物を切る断層が確認されたが、Fig. 5a; bにそれぞれ西壁面と東壁面のスケッチを示す。地層は最上部が耕土(水田耕作土)、そしてシルト層・砂層・腐植土層・礫層と続いている。礫は径が10cm程度のものが卓越している。1943年の断層帯の幅は約1mである。

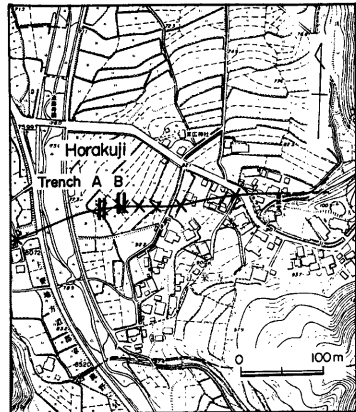


Fig. 4. Localities of trenches A and B at Horakuji, and the trace of the Shikano fault. Crosses indicate confirmed surface displacement in the 1943 Tottori earthquake.

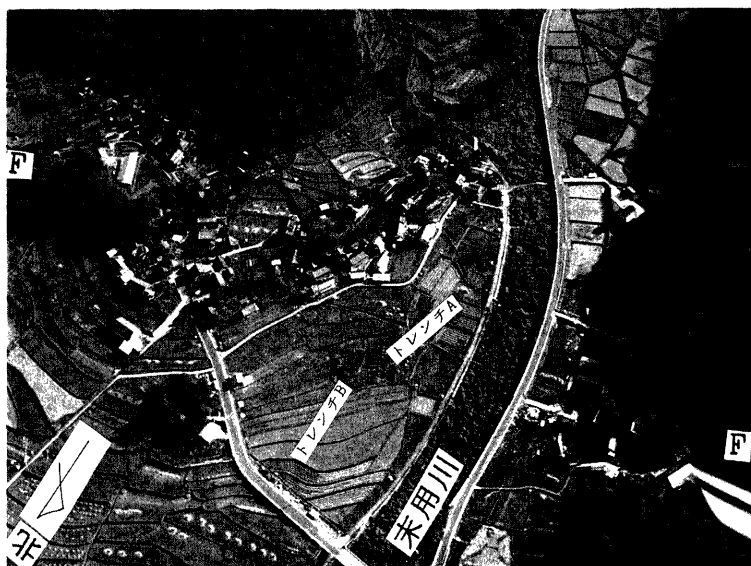


Photo. 1. Oblique view of trenches A and B at Horakuji looking to the southeast.
A line F-F represents an approximate trace of the Shikano fault.

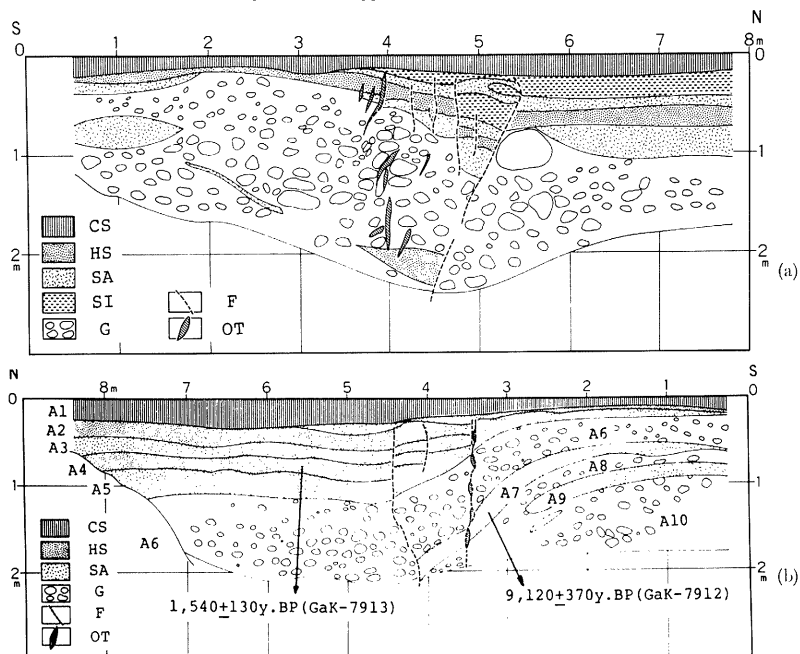


Fig. 5. (a) West wall and, (b) east wall of trench A. CS: cultivated soil, HS: Humic soil, SA: sand, G: gravel, F: fault, OT: open tunnel, BHS: black humic soil (peat), SI: silt. Numbers indicate C^{14} dates.

Fig. 5a・b から明らかなように、トレンチの中央で地層が撓曲している。この撓曲は北端では断層で変位しているので、断層に随伴したものである。ほぼこの断層を境に、北側が相対的に沈降している。この撓曲部の礫層中に開口性の割れ目が見られる (Photo. 2)。西壁面では北端の主断層 (みかけ上の逆断層) の南側 (上盤側) にいくつもみられ、地下水の通路となっている。鉄分などの集積によってさびた鉄管のようにみえる。東壁面では、標高 3.4 m 付近の断層面沿いにいくつも開口部がみられ、これは主断層沿いに発達している。

この開口性の割れ目の成因は、1943年地震の際に断層を挟んで最大 1.5 m も水平ずれが生じ、両側のとくに扁平礫が回転して空隙が生じたためと思われる。この種の開口割れ目 (open tunnel) は他でも報告されており⁹⁾、礫層中の断層変位を示す現象として注目される。

断層帯を挟んでの上下のずれは、西壁面 (Fig. 5a) の上部の地層から平均約 60 cm、東壁面 (Fig. 5b) の A4・A5 層基底面から 80 cm と読み取れる。これらの値は津屋 (1944)⁹⁾ の報告の上下変動量とほぼ一致するので、1943年の地震による変位と考えられる。東壁面の南側 (隆起側) で、腐植質層 A4 より上層が無いのは、地震後水田を平坦にするため人工的に削ったためであろう。弱い腐植質の埋没土壌層 A7 (Fig. 5b では砂層となっているがこれは図作成上の誤り) は、隆起側 (南側) から沈降側 (北側) にかけて大きくたわみ、断層の南側とは少なくとも 130 cm 以上の上下変位を生じている。A7 層の北側への続きはトレンチ A 内では発見されなかった。バックホーで更に深く掘ろうとしたが、雨が降り続き、掘り上げた土砂がゆるみ、バックホーをトレンチに近づけることが出来なかったため、断念せざるを得なかった。

A4 層と A7 層の C^{14} 年代測定値はそれぞれ、 1540 ± 130 年 BP (GaK-7913) と 9120 ± 370 年 BP (GaK-7912) である。これらの値は比較的弱い腐植質層を 10~20 cm の厚さで採取したもので、それらの平均値を示すものである。それらの地層の最上部・最下部は年代測定値よりもう少し新旧の年代を示すと思われる。ともあれ、この 2 つの年代の間に少なくとも地震は 1 回起きたことは確実である。

2-2 B トレンチ

これは A トレンチから 23 m 東方の地点である。長さ約 15 m、深さは 2~3 m、幅は約 5 m である。A トレンチに近いにもかかわらず、その地層の状態は大きく異なり、礫層はほとんどなく、ほぼシルト・砂層からなる (Photo. 3)。この西側壁面のスケッチが Fig. 6 である。

B5 の黒色腐植層は 50 cm の垂直ずれ (たわみ) を受けている。これは、1943年地震の断層運動によるものと考えられる。B2・B3 層と B4 層の一部は、地震後水田を平坦にするため人工的に運びこまれたものであろう。



Photo. 2. "Open tunnel" on the west wall of trench A. The scale shows a 1-m length.



Photo. 3. West wall of trench B. A black humic layer (B5) is seen in the exposure to be flexured about 1m.

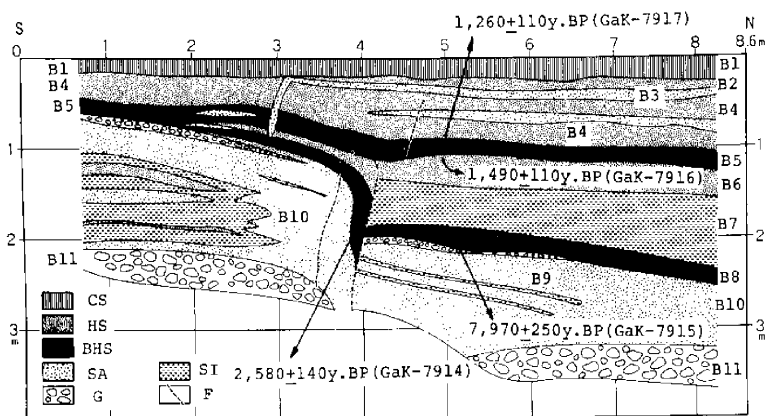


Fig. 6. West wall of trench B. Legend is the same as in Fig. 5. The offset by flexure of B5 at about a point 5 m from the southern end is due to faulting in the 1943 Tottori earthquake. The offset of B8 is due to faulting in this earthquake and previous ones. If we assume B8 has its original dip, the offset of this bed amounts to twice that of B5, which suggests that one earthquake occurred between 1,490 and 7,970 B.P. Assuming a periodicity of earthquake-occurrence on this fault, a recurrence time of 4,000-8,000 yrs is obtained.

腐植層 B8 は全体として緩く傾斜しているが、明瞭な断層変位を受けている。こうした点を考慮に入れ、断層を挟んだ垂直変位を求めると約 100 cm となる。1943年の地震によるずれはこの地点では約 50 cm である⁸⁾から、もし前の地震のずれの量も同じとすると、B8 層は 2 度断層運動を受けたことになる。つまり B8 層と B5 層の間に地震が一度起きたことになる。なお、断面では全体として断層は明瞭であったが、細部では図示したほど明瞭でない部分もあった。

ところで、B5 層中上部・B6 層中部・B8 層上部の C¹⁴ 年代はそれぞれ 1260 ± 110 年 B.P.; 1490 ± 110 年 B.P. 7970 ± 250 年 B.P. と与えられた。B6 層と B7 層は、ほとんど沈下した側のみ堆積した地層であるか



Photo. 4. View of the Sorokubara trench area. The trench was not yet excavated when this photo was taken and the designated location of the trench is shown.

ら、前の地震は B6・7 層の堆積前に起きたはずである。したがって、1943年鳥取地震の一つ前の地震は1490～7970年 B.P. の間に発生したと結論できる。また、礫層 B11 の上下変位は、B8 のそれとほぼ同じであるから、B11 から B9 の堆積の間には地震は起きていないと言える。各腐植(質)層の時代をさらに限定するためには、各層の最下部と最上部を限定して採取すべきであった。そうすれば上記年代幅をさらに縮小することが可能であったと考えられる。

2-3 Cトレンチ

このトレンチは、法楽寺から約 2.5 km 東の長柄川河谷底に掘られた (Fig. 7. Photo. 4)。この谷幅は約 200 m, 上流側への谷長は約 3 km で、法楽寺の谷より大きい。津屋 (1946)⁸⁾ によると、1943年地震時の鹿野断層上の上下変位は、断層に沿って途中で変わり、西側では北下り、東側では概して南下りであった。

その変換点が、この河谷のほぼ中央部付近であった。C トレンチは変換点のわずかに (数 10 m) 西側にあたる。Fig. 8 にその西側壁面を示す。地層は、5～10数 cm の礫からなる礫層 (大きいものは 50 cm 程度) がほとんどであるが、C2 層と C3 層は、1943年地震後に人工的に埋められた層と推定される。C4 層のたわみは、この地震により生じたものである。このトレンチ内で断層は見えなかったが、土地所有者 (双六原の田淵潔氏) の証言によると、たわみの位置は、地震後地表で観察されたずれの位置によく一致することであった。地表下 1.6 m までのたわみの量は同じであった。また、炭質物を含む地層は認められず、一つ前の地震の年代を推定する資料は得られなかった。これは調査地点の谷幅が広く、上流側が長く、かつ勾配が急なため、洪水が起り易く、細粒層は堆積せず腐植質を含む細粒な地層は洪水時に削り取られてしまったためと思われる。このような地点での掘削調査はあまり有効ではない。

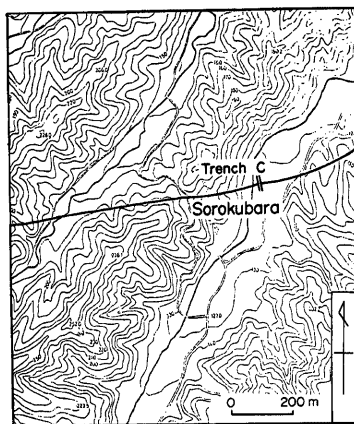


Fig. 7. Locality of trench C at Sorokubara, and the possible trace of the Shikano fault.

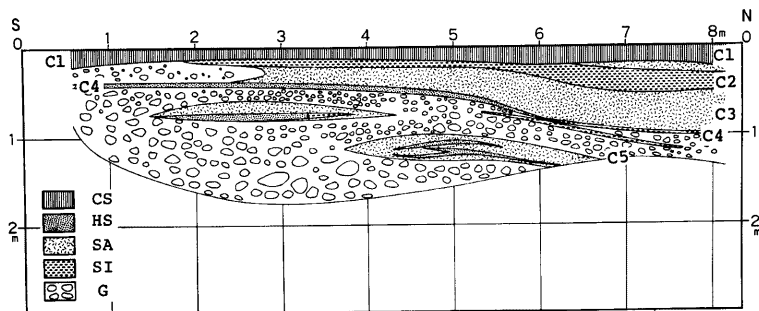


Fig. 8. West wall of trench C. Legend is the same as in Fig. 5.

2-4 堆積環境

この調査研究では、断層運動の年代推定に地層の層序関係と変位を用いた。したがって、こうした地層がどのような環境下でどの程度の期間に堆積したかを知ることは重要である。そのために、トレンチAから2点、トレンチBから4点の腐植(質)層を採取し、パリノサーヴェイ株式会社 に依託して花粉分析を行った。同社から受けた報告書の詳細は本稿の主題と離れるので、次にそれらの概略について記すにとどめる。

トレンチA東側壁面のA4層(側標 5.6m の地表下 0.8m 付近より採取)では、草本花粉が約半分を占め、ついでシダ類孢子・針葉樹花粉・広葉樹花粉となり、形態分類花粉は全体の0.4%にすぎない。こうした花粉構成からA4層(約1540年 B.P.)の古環境を推定すると、イネ科・ヨモギ属・スズ科等の草本とゼンマイ科等がよく繁茂した草地(の堆積物)である。水生植物のミクリ属(*Sparganium*)が検出されることから、池沼的な環境の存在も考えられる。また、周辺にはスギ科が比較的良好に生育し、現在に近い温帯湿潤気候を示唆する。

さらに下層のA7層(側標 3.5m の地表下 1.6m 付近)では、花粉・孢子産出状況は検出総個数70以下とやや少なく、堆積環境を判定するにはやや不十分であった。針葉樹花粉と形態分類花粉は非常に少なく(各1.6%)、広葉樹花粉は全く検出されなかったが、草本花粉は全体の11.1%で、イネ科(9.5%)がほとんどであり、そのほかタンポポ亜科(1.6%)がみられた。シダ類孢子は非常に多く、そのほとんどが単条溝型孢子で、ウラボシ科がわずかに検出された。こうした組成からみて、A7層(約9,120年 B.P.)堆積時にはシダ類が繁茂した草地であり、イネ科も比較的良好に生育していたとみられる。

トレンチB西側断面のB5層最上部(側標 2.5m の地表下 0.5m 付近と思われるが、採取位置の記録が不十分であった)では、シダ類孢子は75.8%と多く、そのすべてが単条溝型孢子である。針葉樹・広葉樹・形態分類の各花粉はいずれも6.1%以下と低率であり、そのうちマツ属(3.0%)がやや多く、スギ科・スギ属・ニレ属・ケヤキ属等はそれぞれ1.5%検出された。草本花粉は全体の12.1%を占め、イネ科(10.6%)がほとんどであった。このような花粉構成からみて、この堆積環境はシダ類が繁茂した草地で、イネ科植物も比較的良好に生育していたようである。

B5層中部(側標 4.4m の地表下 0.9~1m)はかなり多様な花粉構成をもつ。それらからみた古環境はイネ科・スゲ科・ヨモギ属等とシダ類のよく繁茂した草地を示し、また、オモダカ属・ミクリ属等の水生植物も検出されることから池沼的な環境も一部で存在したらしい。この草地周辺にはスギ科・スギ属・クリ属などの森林が比較的良好に生育しており、この地層(1260年 B.P.)堆積当時は温和な古気候が推定される。

B6層上部(側標 5m の地表下 1.2~1.3m)も多様な構成をもつ。この堆積古環境はイネ科・スゲ科・ヨモギ属およびシダ類のよく繁茂した草地であり、周囲にはスギ科・スギ属・マツ属・クリ属・アカガシ亜属・コナラ亜属・ケヤキ属等が比較的良好な林地を形成していたようである。B6層上部(約1490年 B.P.)堆積当時には、スギ科やアカガシ亜属もよく生育していたので、かなり温和な気候が推察される。

B8層上部(側標 4.1m の地表下 1.9m)はシダ類がよく繁茂(全体の47.2%)し、イネ科・ヨモギ属等も生育した草地の堆積相を示す。その周辺にはスギ科・スギ属もよく繁茂し、さらにハンノキ属・ケヤキ属・ハシバミ属・クリ属などがわずかに生育したようである。こうした花粉構成からみると、B8層上部(約7970年 B.P.)堆積当時も現在に近いような温和な植物気候帯にあったようである。

3. 断層の活動時期

上述の結果より、1943年鳥取地震の一つ前の地震は、1490年 B.P. と7970年 B.P. の間に起きたと推定される。なお、年代測定値はこの腐植層の平均値であり、実際の堆積終了時期は多少新しくなると推定される。今後は、同じ地層内でも、異なるレベルで別々に試料を採集し、断層発生時期推定値の幅をせばめる必要がある。B トレンチの断層帯中(Fig. 6)に入っていた埋れ木は、 2580 ± 140 年 B.P. の年代を示す。この埋れ木が断層運動中にとり込まれたとすると、地震は 2580 ± 140 年 B.P. より新しい時期に少なくとも1回発生

したことになる。こうすると 2580～7970年 B.P. の間には地震は発生しなかったと考えられ、不規則な発生間隔を示すことになる。しかし埋れ木が樹幹そのものとして、又は生きていた木の根として入り込んだ可能性も高く、この年代が断層運動となんら関係がないことも充分考えられる。この年代に対応する地層が確認されないことから、これは、断層運動に関係ないものとして以下考察をする。B7 のシルト層は先に述べたように断層運動によって生じた沈降側のみ堆積したものであるから、地震は B7 層の前に起ったはずである。B7 層の年代決定が行なわれれば、地震年代の幅はさらにせまめることができたはずである。C¹⁴ 年代決定試料は B7 層中に見い出されなかったが、なんらかの方法でこの種の地層の年代を決めるべきであろう。

同一地点での断層上のくい違い量が地震毎に変らないものと仮定すると、1490年 B.P. と 7970年 B.P. の間では、地震は 1 回だけ起きたと結論できる。もし地震の繰返し間隔が常に同じとすれば、つまり周期的であるとすると、上述の議論から一つ前の地震は、4000～8000年 B.P. に起きたはずである。もし一回の地震による水平変位を 1.5m (1943年地震における地表の変位) とすると、平均変位量は 0.4～0.2mm/年となる。この平均変位は松田 (1975)⁴⁾ の分類によれば、活動度 B (の下位) に位置し、それほど活発な断層でないことを示す。この“低活動度”は後述の地形・地質学的証拠とも一致し、長期にわたり地震が規則的な間隔で発生していることを裏づけている。

4. 鹿野断層の地形・地質調査

鹿野断層のトレンチ調査から、地震の繰返し間隔は4000～8000年と推定された。これらの値はどの程度の期間を代表するものであろうか。これは繰返し間隔のパラツキを知る上で重要な課題である。しかし、今回のトレンチ調査だけでは分からないので、断層沿いの地形―地質調査が必要となる。ところが、鹿野断層の地形・地質に関する最近の新しい報告は少なく^{6, 12)}、活断層の性質は充分に解明されていない。このことから、鹿野断層の長期にわたる変位の歴史を知る目的で、1980年に地形・地質調査を実施した (Fig.

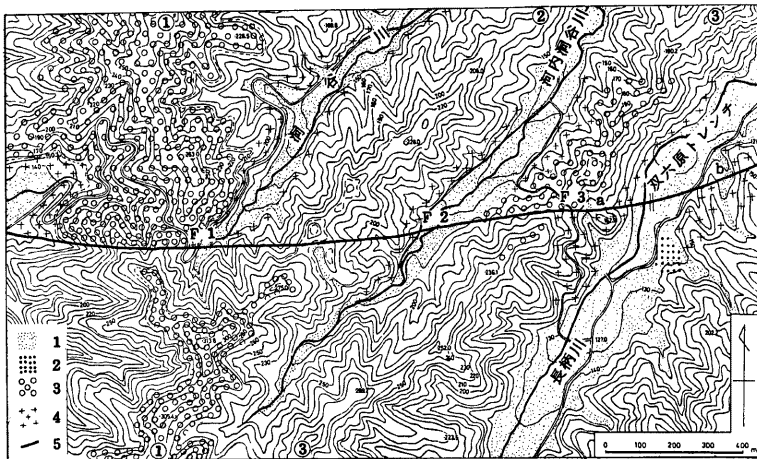


Fig. 9. Geologic and topographic map along the Shikano fault from the Akasaka pass to the Sorokubara trench site. Contours with an interval of 10m are taken from the national large scale map (Kokudo-Kihon-Zu, 1/5,000), 1: alluvium, 2: terrace gravel, 3: the Hakuto formation (Late Pliocene), 4: granitic rocks (Cretaceous), 5: the Shikano fault.

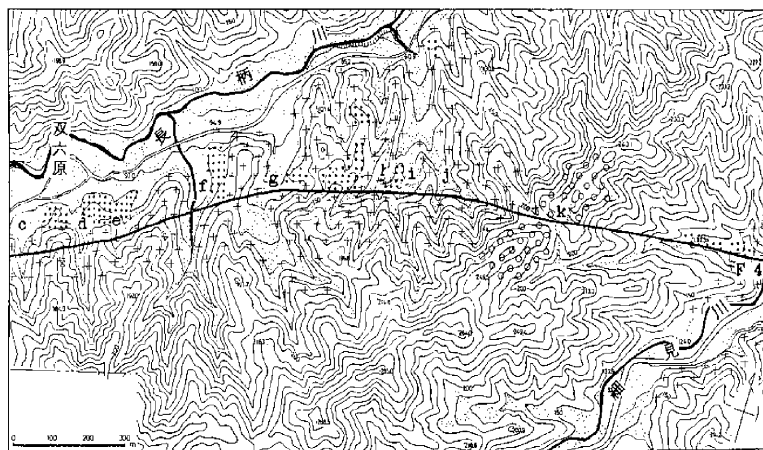


Fig. 10. Geologic and geomorphic map along the Shikano fault from Sorokubara to Kuchihosomi. Legend is the same as in Fig. 9.

9 と 10 に調査地域の地質・地形が示されている)。

4-1 断層露頭の記載

鹿野断層沿いの野外調査から次に述べる地点で断層を地質的にも確認することができた。

法楽寺東方約 1 km の道路西側 (県道妙徳寺・鹿野線の赤坂峠南側) には、鹿野断層と思われる露頭がみられる (Fig. 9 F1 地点)。北側の白堊層¹³⁾ は火山々麓扇状地層と推定される鮮新統で、ここでは (巨礫岩層) と南側の花崗岩類が、 $N70^{\circ}\sim 75^{\circ}E\cdot 65^{\circ}\sim 78^{\circ}N$ の断層面 (F1-A) で接している (Fig. 11 の上, Photo 6 と 7)。これに沿って断層粘土 (破碎度 V : 粒径 0.2 mm 以下の細粒物質が90%以上で占められる部分) は幅約 1 cm あり、さらに破碎度 W (細粒物質が粒径 0.2 mm 以上の粗粒物質より多い部分) が約 10 m 認められる (破碎度については松田・岡田: 1977¹⁴⁾ 参照)。この断層の南側約 1 m にも $N80^{\circ}E\cdot 78^{\circ}N$ の断層 (F1-3) があり、幅約 2 cm の粒土帯を伴っている。断層 F1-A 以南の花崗岩類がより破碎を受け、破碎度 II (細粒物質は10%以下で、小断層・節理などの割れ目が概して 10 cm 以下の間隔で生じている部分) か



Photo. 5. Outcrop of the Shikano fault at the Akasaka pass looking to the southwest. Confer *Upper* and *Middle* of Fig. 11.

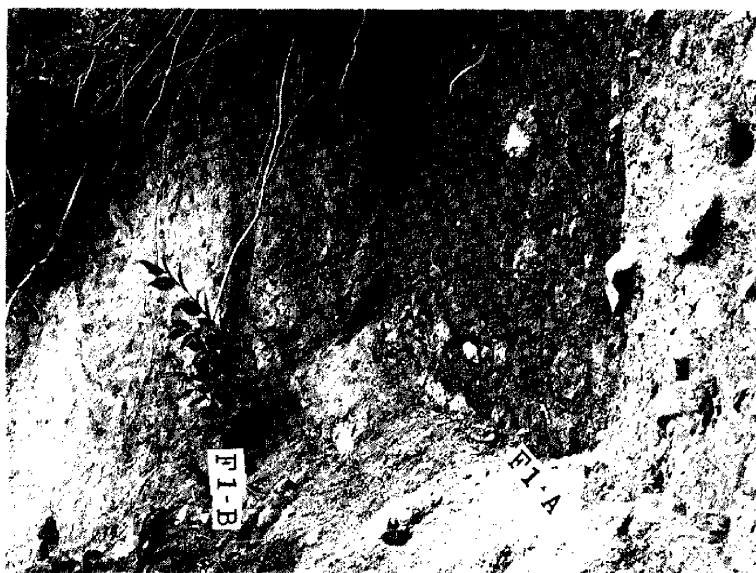


Photo. 6. Close-up view of an outcrop of the Shikano fault at the Akasaka pass.
Confer *Middle* of Fig. 11.

ら I (細粒物質はなく、割れ目の間隔が 10 cm 以上の部分) が幅数 m 以上認められる (Fig. 11 上中)。

白堊層と基盤をなす花崗岩類 (マサ化しているが全体としての破砕度 I) には正断層状を呈する小断層 (落差数 ~ 20 cm) が 6 枚ほどみられ、いずれも上述の A・B 断層とは走向が斜交している (Fig. 11 中)。なお、ここでの不整合面は北方に高くなるのに、高度的に低い赤坂峠には白堊層が露出しているので、この間にも断層 (Figs. 9・10 に F1-C) が存在する可能性もあるが、植生のために確認できない。

ところで、津屋 (1944)⁹⁾ は赤坂峠の両側近くに大きな崖崩が発生し、とくに東方に少し降った地点で、礫岩層の山腹斜面が N80°E 方向に深く割れ、これに沿って北落ち最大 60 cm で、右ずれ 30 cm の移動を報告している。上述の A・B・C のどの断層が鳥取地震時に動いたのか、現在では確認できないが、後述の地形的特徴とも考え合わせると、これらが鹿野断層とそれに付随した断層であることは確かであろう。

洞谷集落南方の地震断層通過地点付近 (Fig. 9 の F2 地点) では花崗岩とそれを貫く半花崗岩の細脈を切断する小断層列 (走向 N80°~90°E, 傾斜 50°~70°N) が津屋 (1944)⁹⁾ によって記載されているが、現在では観察が難しくなっている。

洞谷から矢俣へ通ずる道路の峠付近 (Fig. 9 の F3 地点) には、小礫と凝灰質細砂よりなる白堊層がみられ、それを切る小断層は何枚もあるが、とくに目立つような断層は認められない。峠の東南では、白堊層とやや破砕・風化した花崗岩とが断層で接している可能性が高いが、小露出のため露頭では確定できなかった。しかし、地質分布からみると、白堊層と花崗岩は断層関係で接触しているとみなされる (Fig. 9・12)。この付近から東方の鞍部へと地震断層が通過したが、北落ちの変位はわずかに認められたものの、水平変位は地表では不明瞭であつたらしい⁹⁾。

口細見の断層露頭 (Fig. 9 の F4) は、すでに津屋 (1944)⁹⁾ が指摘している。露頭は道路拡張工事によって当時よりかなり大きくなり (Photo. 7), 断層の状態をより詳しく観察できる (Fig. 11, Photo. 7)。

露頭中心部に灰白・淡黄・茶褐色の入り混じった断層角礫帯 (走向 EW, 傾斜 60°N) が幅 20~30 cm み

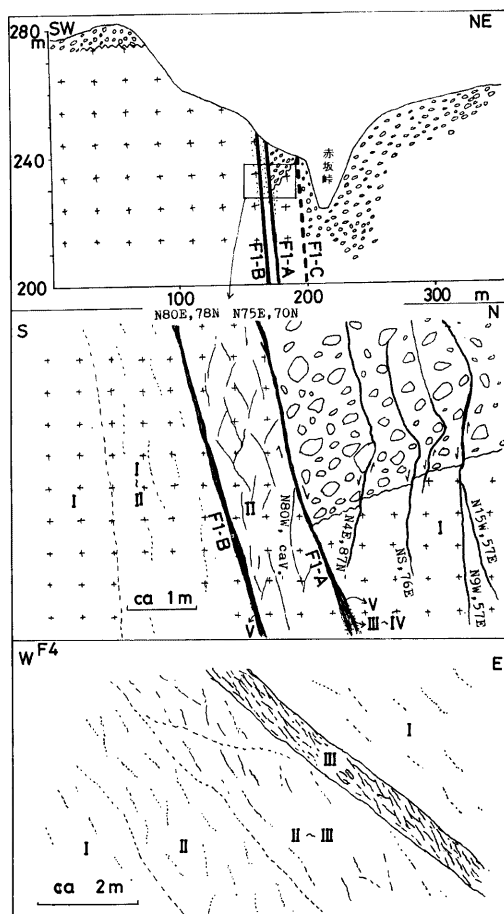


Fig. 11. Outcrops of the Shikano fault. *Upper*, cross section at the Akasaka pass. The part within the box is enlarged in *Middle*. *Lower*, sketch of the fault at Kuchihosomi.

られるが、明瞭な粘土帯はほとんど認められず、幅 1cm 以下の細脈がわずかに発達する程度である。この破砕帯は半固結の状態を呈し、風化も進行している。周辺への破砕状態は Fig. 11下 に示す通りであるが、こうした破砕帯は比較的小規模であり、通常の活断層調査では見落す程度である。しかし、このような断層に沿って鳥取地震時に南落ち約 13cm、右ずれ数 10cm の動きが確認されている(津屋1944)⁹⁾ のは注目すべきであろう。

なお、この西側の小谷にある小瀑でも、2枚の小断層(走向 EW ほぼ傾斜 65°~70°N)がみられる(津屋1944)⁹⁾。破砕度Ⅲ以上の断層破砕帯は認められず、その幅も数 cm 以内である。これらは鹿野断層に

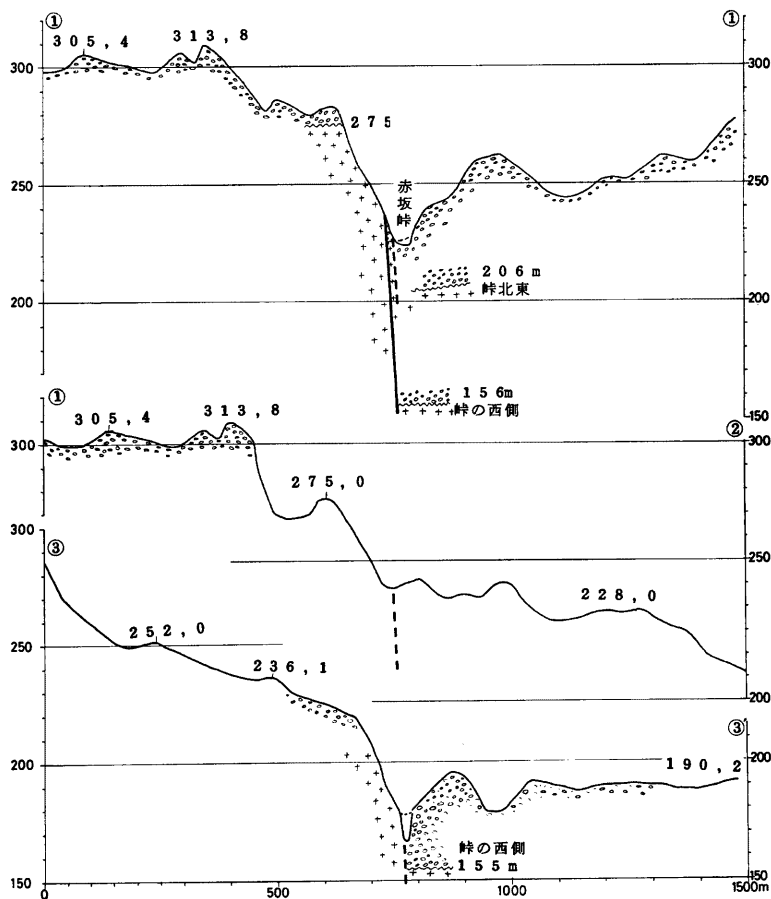


Fig. 12. Geologic and topographic cross-sections along ridges which are dislocated by the Shikano fault. ①-①', ②-②' and ③-③' referred to Fig. 9. Geologic symbols are the same in Fig. 9.

並走した節理の少し大きい程度の副断層であり、鳥取地震時には動かなかったらしい。また、野坂川東岸の県道（河内・鳥取線の細見口バス停）東側に、北側の礫岩層と南側の花崗岩類とが断層（走向 $N80^{\circ}W$ ・傾斜 $70^{\circ}N$ で、幅10数cmの破碎度Ⅲの部分に伴う）で接している。しかし、この位置は地震断層より南方にあり、それとは走向も多少異っている。さらに、この礫岩層はかなり風化・固結しているので、段丘礫層ではなく、中新統（河原火砕岩中の礫岩）と思われる。したがって、この断層は鹿野断層とは関連しないと思われる。

4-2 右ずれ変位地形

鳥取地震時の鹿野断層の動きは一律に右ずれであり、概して垂直変位を上回っていた。ところで、当域の

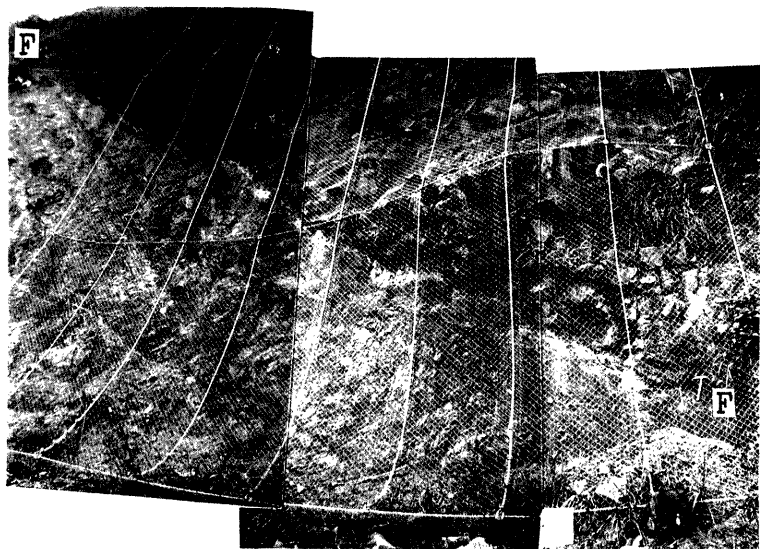


Photo. 7. Outcrop of the Shikano fault at Kuchihosomi looking to the northwest.
F-F denotes the trace of the Shikano fault (see Lower of Fig. 11).

地質（分布）は比較的単純であり、その食い違いからは横ずれは判らない。一方、鹿野断層を横断する尾根や河谷はいくつもあり、地形図類（2万5千分の1地形図・5千分の1国土基本図など）や空中写真類（約4万・2万・8千分の1の各空中写真）を使用して、それらの変位の状態を検討した。

断層を横切るやや大きな河谷は西側より水谷川・末用川・洞谷川・河内洞谷川・長柄川がある。これらの河谷では、断層以北で河谷幅ないし谷底面が急に広くなる。河谷西側の斜面とその基底線では断層線を挟んでほぼ直線的に連続することが多いのに対し、東側では一般に不連続となっている。すなわち、東側の河谷斜面は断層線のところで東方へ鍵の手型に屈曲ないし彎曲している。これは右ずれ変位が起きると流向を塞ぐようになる西側の河谷斜面は浸食を受けやすいのに対し、東側の河谷斜面は上流側の河谷斜面の影に入り浸食を受けにくくなるので、東側にのみ右ずれ変位が保存・累積してゆくためと考えられる。その量は Table 2 に示すように、50～230m 程度である。ところで、これらの場所では鳥取地震時の垂直変位は北落ちであり、下流（北）側が多少埋積しているはずであるから、こうした影響も考慮しなければならない。しかし、これらの値そのものが、河谷斜面やその基底線（の連続状態）から求めた概数であり、あまり厳密な値でないの、その補正の必要はないであろう。

水谷川の東岸は鹿野断層とかなり斜交し、小河谷の発達で出入も多いので、変化量の算定にはあまり妥当でない。これを除くと、河谷東岸斜面の屈曲量は最大 130m である。屈曲量と断層より上流の河谷長との関係を見ると、長い河谷が概して屈曲量が多い傾向がみられるものの、上述の値で頭打になっている。このことは白兔層堆積後に河谷の開析が起り、河谷の概形が形成されてからの概略的な右ずれ総量は百数十m 程度であることを示唆している。

なお、末用川・洞谷川と河内洞谷川・長柄川間の尾根筋は 70～80m 程度の右ずれ屈曲をしているが、他の尾根筋ではあまり明瞭でない。より小さな尾根筋ではかなり明瞭な右ずれ屈曲をしているところもあるが、河谷に比べて地形表現は一般に悪い。

長柄川（Fig. 9 東部）からあいの谷（Fig. 10 中央部 h～j）までの小河谷は系統的に右ずれ屈曲してい

Table 2. Offset of streams and length of upstreams from the Shikano fault to the valley-heads

河谷名～谷壁斜面	屈曲量 (D)m	上流の長さ (L)m	備考 (D/L・その他)
水谷川東岸	230	3700	0.06 断層線に斜交して不明瞭
住吉神社の東の谷	75	230	0.33
末用川東岸	130±	4150	0.03 やや不明瞭
洞谷川東岸	50~100	220	0.34± やや不明瞭
河内洞谷川東岸	130±	1020	0.13
双六原WSのa	30±	50	0.6
長柄川東岸	50	3100	0.02 不明瞭
双六原WSWのb	10±	630	0.06
〃 Sのc	10±	270	0.04
〃 SSEのd	10±	320	0.03
〃 SEのe	10±	120	0.08
柿ノ木谷f東岸	75	600	0.13 谷中心線は25mの屈曲
柿ノ木谷g東岸	40	540	0.07
あいの谷西h	20~120	290	0.07~0.4
〃 中i	40	330	0.12
〃 東j	40±	150	0.27
双六原～口細見k	40	50	0.8

るが、異常値を除くと、その量は10~75mである。とくに、柿ノ木谷(g)とあいの谷の右ずれ屈曲(約40m前後)が明瞭であるが、こうした小規模の変位地形は約4万分の1空中写真の判読だけでは見落すかも知れない。約2万分の1空中写真で詳しく判読すると検出可能であり、約8千分の1空中写真ではかなり良く判読できる。

柿ノ木谷とあいの谷の間の尾根頂には北方へ緩斜する小平坦面がみられ、それは礫層で構成されている(Fig. 10)。露頭がほとんどないために、構成層の詳しい状態は判らないが、いわゆる高位段丘礫層に対比されるであろう。この段丘面は現谷底面より比高60m前後とかなり高いが、堆積面を保存しているので、形成時期は30(±10)万年程度と推算すれば大きな間違いはないであろう。この時期以降に40m程度の右ずれ屈曲が起きたのであるから、鹿野断層は千年につき0.1m強程度の平均右ずれ変位速度をもつと考えられる。これは概略の目安にすぎず、将来のより詳しい検討が必要である。

なお、口細見以東の鹿野断層は細見川とその本流である野坂川の谷底に沿って走っているので、横ずれの変位地形は検出されない。

4-3 垂直変位の地形・地質

鳥取地震時の鹿野断層に沿う垂直変位はその中間点(双六原南西の長柄川河谷中央部)で全く向きが異なる(津屋, 1944他)。以西では一様に北落ちであるが、以東では最東端の野坂付近を除いて南落ちである。断層線の走向がこの付近を境にかなり変化し、大きくみると逆S字状に彎曲している。これは地震断層で一般的に認められる傾向であるが、鹿野断層でも横ずれの進行方向前部が相対的に隆起する鋸状運動(scissoring movement)がみられた。

地形を概観すると、上記地点を境に西側では鹿野断層の北側の山地へ丘陵の高度が低くなるが、東側では箕上山(297.1m)を中心とした北側が相対的に高くなっている。したがって、地震時の断層の垂直変位にも累積性が認められるようである。

今回トレンチ調査を行った末用川と長柄川谷底の間には3つの丘陵性山地の尾根があり、それらを鹿野



Photo 8. Oblique view of topography along the Shikano fault from Horakuji to the Akasaka pass and surroundings looking to the south. The Shikano fault runs through points F-F. Behind the fault, relatively high mountains are seen, in the right Mt. Jûbô-yama and in the left Mt. Kenashi-yama.

断層が横断ないし斜断しているので、垂直変位に関する地形・地質的な資料が得られる。

赤坂峠を通るほぼ南北方向の尾根筋 (Fig. 9 の①—①') に沿う地形断面 (Fig. 12上) では、尾根高度に比高 20~30m の不連続が認められる。赤坂峠南西の尾根頂部付近では、標高 275m に白兔層と花崗岩類の不整合面が観察される。一方、鹿野断層の北側では県道沿いに露頭があり、赤坂峠の西方では標高 156m 付近に、東方では標高 206m 付近に不整合面がみられる。北側での白兔層基底面高度の大幅な相違は波曲状の変形による可能性もあるが、西方に深い谷地形となっている可能性もある。

洞谷川と河内洞谷川との間の尾根筋 (Fig. 1 の①—②) では、鹿野断層を挟む近接した部分で尾根の高度差は 30m 前後である (Fig. 12中)。この付近では密な植生のためほとんど露頭がなく、尾根沿いの地質状況は不明である。

河内洞谷川と長柄川との間の尾根筋 (Fig. 9 の③—③') では、尾根高度に 25m 程度の不連続が認められる (Fig. 12下)。鹿野断層北側の峠から北西へ下る道路脇では、白兔層下の不整合面が標高 155m 付近にあるようであるが、断層の南側ではそれは不明である。しかし、尾根筋に白兔層が分布することは斜面崩壊層中に礫が混入していることから判るので、横断面ではみかけ上の不整合面高度差は 60m 以下である。

上述した3つの尾根高度にはいずれも鹿野断層の部分で 30m 程度の食違い (北落ち) がみられ、斜め空中写真にもよく表現されている (Photo. 8)。鳥取地震時の動きはこの地域の垂直変位に波曲状の変形はみられず、地形的にもそのような形跡はみられないので、鹿野断層以北の白兔層下の不整合面高度差は埋積谷に基づくものであろう。ところで、未用から赤坂峠にかけての鳥取地震時の鹿野断層の変位量を右ずれと垂直変位 (北落ち) の比率でみると 3:1 であった。この比率で変位が累積し、鹿野断層の北側の白兔層基底面が同じ勾配で西方へ傾いていると仮定すれば、垂直変位量は 56~79m で、そうした時の右ずれ量は 158~240m と計算される。変位量を推算する一つの目安にすぎないが、地質的に考察される値として示しておく。

5. 地震活動

鹿野断層を震源とする大地震を歴史年表 (例えば、理科年表)²⁾ から捜してみると、1943年9月の鳥取地震 (M7.4) しか見当たらない。この地震の前震と言われている鳥取市賀露沖の活動 ((M6.4, 1943年3月) にして

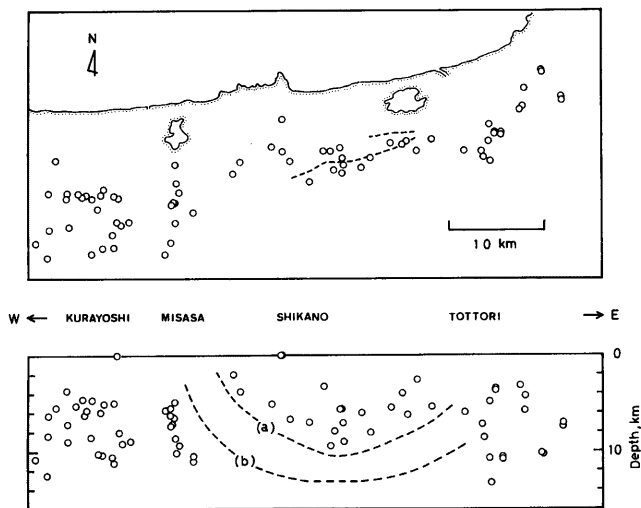


Fig. 13. Hypocentral distribution around the Shikano fault (May, 1976–Nov., 1980, $M > 1.5$).
Upper shows the plane-view and Lower the cross-section of the same area.

も、ずっと遡って1770年と1771年に続いて発生した倉吉市近辺の地震（それぞれ $M 6.6$ ）にしても鹿野断層からは完全に離れている。次に、地震計観測による気象庁の震源リスト（1926年～）を閲覧すると、鳥取地震の余震は急激に数を減らし翌年4月以降、 $M 5$ 以上の地震は現在に至るまで記録されていないことが分る。この間最も大きな地震は1954年3月と1955年10月のものである（ $M 4.7$ と $M 4.8$ ）。鹿野断層付近の地震活動のレベルは最近では $M 3 \sim 4$ 以下であって、気象庁の観測網では震源が求められないことが多い。

鹿野断層とその東西の延長上に沿って微小地震が分布していることが見いだされたのは、京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所の高感度観測網の設置以後である。1964年頃から観測が開始されたが、当初は鳥取地方には観測点が一ヶ所しかなかった。しだいに増設されて1975年には、鹿野断層を囲む4点観測網が完成し、翌1976年からはテレメータによる観測が始まって、観測精度が格段に高められた。

この節では最新のデータを用いて鹿野断層の深部構造を地震活動の立場から概観することにした。データの特性や選択条件は次のとおりである。

- 1) 期間：1976年5月から1980年11月まで。
- 2) 震源の範囲：Fig. 13 に示した領域であるが、日本海側（地図上最上部）及び鳥取県南東部（地図上右下隅）の地震ははぶいてある。また、砕石発破も除いた。
- 3) 地震の大きさ： $M > 1.5$ 。小さい地震は S/N が悪い場合が多いので結果の精度を保つために、ここでは削除した。Fig. 13 にあらわれている地震は、この地域を代表する地震であり、その多くは $M 2$ 前後のものである。倉吉付近の活動は、 $M 4$ が1個と数個の $M 3$ を含み、鹿野付近でも $M 3$ を1個含んでいる。
- 4) 観測点：震源決定の結果は、どの観測点のデータを使用したかに大きく左右される。観測点の組合せを変えると震源の位置が、例えば $2 \sim 3 \text{ km}$ 移動してしまう。したがって震源分布の精度を上げるためには、用いる観測点を固定する必要がある。今の場合、震源に近い4観測点を選んである。欠測点があればデータは採用しない。
- 5) 震源決定法：近い観測点のデータだけを使用するから媒質の構造モデルは簡単なもので間に合う。一様

な半無限媒質と仮定する。震源計算には精度のよいP時間だけを使う。P波速度を6.0km/sと置いた。この値を例えば5.8km/sに変えると震源は鹿野付近の場合1~2kmほど深くなる。震央の変化は小さい。読取りは主に8mm/s送りの記録紙による。

Fig. 13 に震央分布及び東西鉛直断面に投影した震源の深さ分布を示してある。震央図の破線は鹿野断層(南)と吉岡断層(北)のトレースである。この断層系の直下に地震が分布しているが、この系列の地震が東西にどこまで広がっているかがまず第一の関心事である。地表に現われた断層に対し、地下深部ではもっと長い潜在的断層が存在するのであろうか。大局的に見れば60~70kmに渡って一続きの地震帯が鹿野・吉岡断層を両方向に延長した線上に存在する。しかし細かく見ると鹿野・吉岡断層系の地震は、ほぼ地表の断層に対応した地域に局限されているように見える。これだけのデータで即断するのは危険であるが、東と西にサイズシシティギャップが存在し、それを越えると、鹿野・吉岡断層の走向とは異った線状配列の地震分布に変っている。三朝付近では70°も方向がちがう。これら断層系を挟む地震のグループは深さ分布にも特徴がある。つまり浅い地震も存在するが鹿野断層の地震よりやや深いものが存在することである。

鹿野断層(ここでは吉岡断層はこれに付随したものと考える)が地上で追跡できる範囲よりそう大きくはみださないというのを認めると、**Fig. 13**の鉛直断面図から地震学的に見た断層の構造が読みとれることになる。中央で深く両端で浅い半月形をしており、全長約25km、最深点の深さ約10kmである(図破線a)。このことはこの地域の主な微小地震から推定したのであるが、もっと小さい地震は上述の範囲を越えて発生している可能性がある。精度のいいデータが少いため現在の段階では断定的なことは言えない。深さ分布が図の破線bのようになるかもしれないことを述べておく。

ところで1943年鳥取地震の震源断層については、三角測量による水平変位分布、余震の震源分布、発震機構、地震波形記録(京都大学阿武山地震観測所)から、大まかな断層の全長33km、深さ(厚さ)8~13km、相対的なずれの変位2.5mと推定されている¹⁵⁾。この震源断層モデルは鹿野・吉岡断層を鳥取市側へ10kmほど延長したものになっている。このモデルの根拠は第一に三角測量結果である。これは、鳥取市付近の沖積層の下に潜在的断層が存在するのを示唆している。ただ、微小地震分布にギャップが存在するので、この部分が鹿野断層や吉岡断層と一続きになっているかどうかは疑問である。三角測量から推定される断層のトレースは逆S字の形をしているが、東西両端の曲りは**Fig. 13**に現われている別のトレンドをもった地震分布に対応した、別の断層の活動によるものかもしれない。

6. 考 察

鹿野断層のトレンチ調査から、鹿野断層上にこの8000年間に2回大地震(1943年鳥取地震程度の)が起きたことが明らかにされた。トレンチ調査地点においては、1943年地震の際の水平変位は1.5mである⁹⁾。この一つ前の地震も同様に、1.5mの横ずれ変位を伴ったとすると、この8000年間に3mの変位が生じたことになる。繰返し間隔が各地震ごと一定と仮定すれば、平均変位速度は0.2~0.4mm/yearとなる。変位速度0.2mm/yは、7970y. B.P.のB5層(**Fig. 6**)が堆積した直後に地震が起きたと仮定した場合であり、0.4mm/yの値は、このB5層の堆積直前に1回、B5層の堆積時(7970y. B.P.)と鳥取地震とのちょうど中間(約4000y. B.P.)に1回地震が起きたと仮定した場合に相当する。実際にはこれらの値の中間をとるものと考えられる。

尾根や河谷の屈曲から鹿野断層のこの30万年の平均変位速度は0.1mm/yと与えられている。時間基盤の異なる2つのデータが、これだけ近い値を示すのは注目される。もちろんここでファクター3の違いはある。これが有意かどうかは不明である。もしこの差が有意なものとすると、以下のような原因が考えられる。①最近30万年間に、現在に向かって地震繰返し間隔が短くなった、または1回の地震の際の変位量が大きくなった、②地震繰返し間隔にこの程度のバラツキが存在する。①は、この断層が比較的“若い”ことから考えやすい。つまり、断層が“成長”していくためともいえる。この断層により変位させられた河川の

屈曲量が最大 130 m にすぎず、このずれが 0.1mm/year の変位速度で生じたものとする、断層の活動の開始時は今から130万年前となる。東北日本・中部日本の主な活断層が第四紀前期から活動を開始したことを考えると、比較的“新しい”断層といえる。このような“若い”断層が“成長”と共に平均変位速度を増すと考えられる。もし地震時の応力降下量が常に一定ならば、一回の変位量は断層の幅（または長さ）に比例して増す。鹿野断層に沿う微小地震の深さは、断層の両端に向かい浅くなる（Fig. 13）。この“舟底型”の微小地震分布は断層が徐々に水平および垂直方向に成長していく過程を表わしているようにも見える。変位速度が時間と共に増してきたとの考えも否定できない。一方②の可能性も残る。鹿野断層の例をもし普遍化し得るものなら、ファクター3程度地震間隔のバラツキはあり得よう。一般に10万年、100万年の地形地質データから求めた変位速度は、より短い最近の資料から求めた値に比べ低くなることが多い。上記の結果は、長期間のデータから求めた変位速度を基に最近の変位速度を推定する際には、バラツキの上限として3倍程度みつめる必要があることを示唆する。

鹿野断層の最近1万年程度の変位速度と、数10万年に及ぶ変位速度とが近い値をとることが示された。活断層の地形・地質が地震予知のための時間に関する一つの情報を与え得ることが示されたのは意義がある。表1に示されるよう、日本でも活断層のトレンチ調査は着々と進行しつつある。昭和56年度からは、第4次地震予知5カ年計画の事業の一環として“トレンチ掘削による活断層調査”が予算化された。東大地震研究所・京大防災研究所を中心に3カ年で全国8つの活断層の掘削調査が行われる予定である。その成果が待たれている。

7. 謝 辞

トレンチ調査のために稲田の掘削に快諾して下さった鹿野町法楽寺の原田忠明氏、三村正信氏、および鳥取市双六原の田淵潔氏に深く感謝いたします。鳥取大学、神戸大学、京都大学阿武山観測所の教官・院生諸氏には、現場で種々の御援助を頂いた。この調査研究は、文部省科学研究費・自然災害特別研究「活断層の分布・活動度と地震危険度（代表貝塚爽平）」の費用により行われた。また、年代測定は学習院大学木越邦彦教授に、花粉分析はパリオサーヴェイ株式会社に依頼した。

参 考 文 献

- 1) Matsuda, T.: Estimation of future destructive earthquakes from active faults on land in Japan, J. Phys. Earth, 25. Suppl.: s 251-s260, 1977.
- 2) 理科年表, 丸善, 東京, 1981.
- 3) Kuno, H.: On the displacement of the Tanna fault since the Pleistocene, Bull. Earthq. Res. Inst., 16;619-631, 1930.
- 4) 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, 28 : 269-284, 1975.
- 5) Clark, M. M.: A, Grantz, and M. Rubin: Holocene activity of the Coyote Creek fault as recorded in sediments of Lake Calhulla, The Borrego Mountain Earthquake of April 9, 1968, U. S. Geological Survey Prof. Paper, 787: 112-130. 1972.
- 6) Sieh, K.: A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes, Proc. Ewing Symposium on Earthquake Prediction (in press).
- 7) Taylor, C. L. and L. S. Cluff: Fault activity and its significance assessed by exploratory excavation, Proc. Confer. Tectonic Problem of the San Andreas Fault System edited by Kovach and Nur, Stanford Univ., pp. 239-247, 1972.
- 8) 津屋弘達：鹿野・吉岡断層とその付近の地質, 東京大学地震研究所集報, 22, 1-32, 1944.
- 9) 岡田篤正・安藤雅孝・佃 為成：トレンチ発掘による活断層の調査, 月刊地球, 1: 608-615, 1979.

- 10) 活断層研究会：活断層の分布・活動度と地震危険度，自然災害特別研究成果（代表 貝塚爽平），pp. 78-82, 1979.
- 11) 佃 為成・安藤雅孝・岡田篤正：大昔の大地震の痕跡をさぐる——鹿野断層および山崎断層におけるトレンチ発掘調査，地理，24：64-71, 1979.
- 12) 築地 明：鳥取地震に於ける活断層と地形とに関する若干の観察．地理学評論．21：239～247, 1948.
- 13) 赤木三郎・豊島吉則・佐治孝武：鳥取北部・鳥取南部表層地質図，5万分の1土地分類基本調査，鳥取県，1976.
- 14) 松田時彦・岡田篤正：断層破砕帯の破砕度階級——野外観察による分類試案——MTL. 2, 117-125, 1977.
- 15) Kanamori, H.: Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting: The Tottori earthquake of 1943, Phys. Earth Planet Interiors, 5: 426-434, 1972.
- 16) 岡田篤正・安藤雅孝・佃 為成：山崎断層の発掘調査，地震予知連絡会報，24：190-194, 1980.
- 17) 松田時彦・池田安隆・太田陽子・東郷正美・平野信一・貝塚爽平・今泉俊文：トレンチ掘削調査による丹那断層の活動周期の推定，地震学会講演予稿集，No. 1. pp. 117, 1981.
- 18) 山崎晴雄・垣見俊弘・佃 栄吉・栗田泰夫：丹那断層系浮橋中央断層の発掘調査，地震学会講演予稿集，No. 1, pp. 118, 1981.