

29. 空中写真による活断層の認定と実例

地震研究所 松田時彦
横浜国立大学地理学教室 太田陽子
愛知県立大学文学部 岡田篤正
科学技術庁国立防災科学技術センター 清水文健
法政大学教養部 東郷正美

(昭和52年11月24日受理)

§1. ま え が き

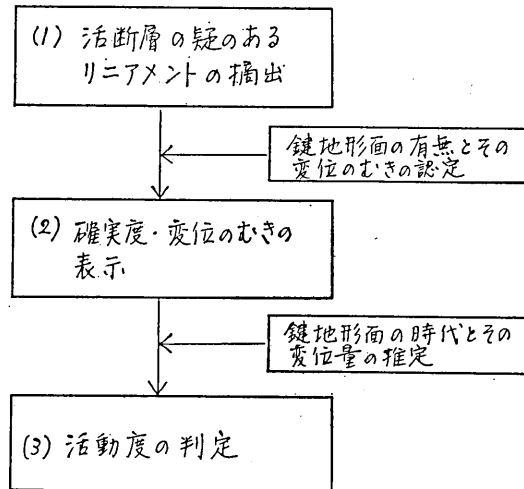
活断層とは最近地質時代に活動した断層で今後も活動する可能性のある断層のことである。(主に多田, 1927 による。一部改変; これまでの用語例については松田・岡田, 1968, および CLUFF and BROGAN, 1974 参照)。しかし最近では, 最近地質時代すなわち第四紀またはその後期に活動したものは将来もまた活動するという考えに基づいて, たんに, 第四紀 (またはその後期) に活動した (あるいは活動しつつある) 断層のことを活断層とよぶことも多い (吉川ほか, 1973, p. 396; GARY et al. (eds.), 1973, p. 7; 木村ほか編, 1973, p. 100)。本稿でも上記の用例にしたがって第四紀に活動した断層を活断層とよんでいる。しかし, 活断層という用語は今後も活動する可能性のある断層という点にその意義があるから, たとえ第四紀またはその後期に活動していても将来は活動しないと考えられる資料がある場合には, それらを活断層からのぞくことがのぞましい。たとえば, 火山の成長に伴って生じた断層や地回り性~重力性の断層あるいは大きな活断層系を構成する個々の断層などの中には, 再活動しないと考えられるものがある。

活断層調査の第一段階は空中写真による地形判読である。しかし, 地形に記録されている断層運動は地形の性質や形成年代の古さに応じて様々に修飾され不完全にしか保存されていない。したがって地形判読の結果は同じ写真を用いた場合でも判読者によってある程度の個人差があらわれる。本稿は, 過去に活動したことが地形にあらわれている断層を対象として, その写真判読の際の個人差や判読の手順と実例を述べたものである。また使用した地形の用語についても述べた。

この研究は自然災害特別研究「活断層の分布, 活動度と地震危険度」(代表者 貝塚爽平) による共同作業の一環として行われた。多くの討論や助力をして下さった同研究グループの方々に感謝する。

§2. 活断層調査の手順と表示

空中写真による活断層調査の手順は第1図 (1), (2), (3) のようである。



第1図 空中写真による活断層認定の手順

(1) リニアメントの抽出と吟味

断層は岩石中の面状構造であるから、地表面では線状の形態を示す。写真観察によって認められる各種のリニアメント (GARY 1973, p. 408 の lineament [photo] または武田・今村, 1976 の線状模様) の中から、地下の断層の存在や運動を示唆するリニアメントを選別する必要がある。リニアメントには地質や植生の差を反映した色調のリニアメントもあるが、一般には地表の凹凸によるリニアメント (地形的リニアメント) が重要である。線状につづく崖や谷地形あるいは異種地形の境界線などがそれである。

あるリニアメントが活断層であると判定するためには同じ時代に生じたひとつづきの地形面または地形線を基準にしてそれがそのリニアメントの両側で食い違っていることがたしかめられれば十分である。そのような断層変位の有無を知るのに役立つ地形を (変位) 基準地形という。基準地形には面状 (基準地形面) または線状のものがあるが、前者は地質学の鍵層に相当するので鍵地形面 key surface とよぶこともある。各種の段丘面・段丘崖・小起伏浸食平坦面・火山などの山腹斜面などがしばしばよい基準地形面になる。段丘地形から読みとれる旧汀線やその他の崖線あるいは河谷の谷筋や稜線などは線状の基準地形である。

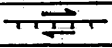
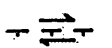

日本でふつうに用いられる基準地形の年令は古くても 100 万年～200 万年以内であり、それ以前に形成された地形面・地形線はほとんど保存されていない。したがって、上述のような基準地形がそのリニアメントを境にして食い違っていることがたしかめられれば、それを活断層とみなすことができる。その場合、基準地形の食い違いの状態から、すくなくとも変位の横ずれ成分または上下成分のむきは決められる。変位のむきを判読し得ないリニアメントは、活断層の資格に欠けるといえよう。

しかし実際には、断層運動に伴って特有の地形 (断層変位地形) が形成されるので、地形的リニアメントに沿って断層変位地形が認められるかどうかによって、活断層の認定を

行うことも多い。断層変位地形については §3 で述べる。

(2) 活断層の确实度の表示

活断層の地形的認定には、原則として上述のような基準地形の認識が必要である。それによって変位の有無、むき・量がわかる。しかし、そのような基準地形が、問題のリニアメントの両側に都合よく分布しているとは限らない。また、両側にみとめられる似た形態の地形面が同時代に同じ地形営力で生じた地形面、すなわち同時代の基準地形面であるかどうかも地形観察だけでは確かめにくいことがある。そのような基準地形面の欠如や性質の不確定さに応じてそのリニアメントが断層運動によって生じたもの（活断層）とする判断が不確かになる。

确实度		記号
I	活断層であることが確実なもの	
II	決定的な資料はないが、変位の向きの推定は可能であり、活断層であると思われるもの	
III	活断層の疑のあるリニアメント	

第2図 活断層の确实度 I~III とその記号

しかし、不確かな場合であってもそのリニアメントを摘出しておくことは将来の精査のために有益である。その際、そのリニアメントの「活断層らしさ」の程度がわかるようにしておくことが望ましい。そこで筆者らは第2図に示すような I~III の确实度を設け、摘出したリニアメントをそれぞれ記号で区別して判読図に表現している。确实度 I は、①たしかな基準地形が存在し、②それが確実に変位しているのが認められる場合である。これに対して确实度 II の活断層は、上記の①また②の事項の确实性が不十分のものであるが、断層変位のむきは判読可能のものである。すなわち、その判読者によって多分活断層と思われるもの、およびその可能性が大きなものである。确实度 III は、より不確かな、活断層の疑のあるリニアメントであり、変位のむきも明らかでないものである。确实度 III のリニアメントは、I や II よりも多数みとめられることがふつうであるが、調査の目的や表現する地図のスケールなどによってその多くが省略されることが多い。

(3) 活動度の推定

活断層の活動の程度は断層によって大きな差異がある。したがって防災上からも活動度の大小を概略でもよいから区別しておくことがのぞましい。

活断層の活動度は、認定に用いた第四紀後期の基準地形や鍵層の断層変位量とその形成年代で割った値（平均変位速度）であらわす。基準地形の形成年代は地質調査や文献資料によって既知の場合もあるが地形観察だけでもその開析の程度などから年数の桁の推定は可能なことも多い。したがって活断層の存在の認定と同時に、その活動度の概略をも推定するよう心掛けることがのぞましい。活動度の概略の区分としては、A, B, C, の

各級を用いる (松田, 1975)。A 級は平均変位速度が年あたり 1 mm 以上 10 mm 未満, B, C 級はそれぞれその 1/10, 1/100 のものである。

上述の 2 つの判読要素つまり確実度と活動度は本来独立した別個の基準であるが, これまでの経験によると, 過去数万年~十数万年以降の平均変位速度が A 級および B 級の活断層はその変位結果が地形に顕著にあらわれていて, 確実度 I または II にランクされることが多い。C 級の活断層は 4 万分の 1 程度の空中写真判読で確認されることは比較的まれである。

§3. 断層変位地形の用語

活断層に関連する地形の用語には同義語や多義の術語がある。以下, 本稿で用いる主な術語について述べる。

断層運動 (断層に沿う両側地盤の変位運動) によって生じた地表の変形による形態を断層変位地形と呼ぶ。従来から使われている「断層地形」は, ここでいう断層変位地形と断層に関連して生じた浸蝕地形 (断層組織地形とよぶ。組織地形については吉川ほか, 1973 参照) の両方を含んでいる。断層変位地形をあらわす主な地形用語を第 1 表に, 地形の模式図を第 3 図に示した。実際に観察される地形は第 1 表に示したいくつかの地形の性質が複合したものや, それに浸蝕作用や堆積作用がさまざまな程度に重って生じたものである。

第 1 表 断層変位地形の主な用語

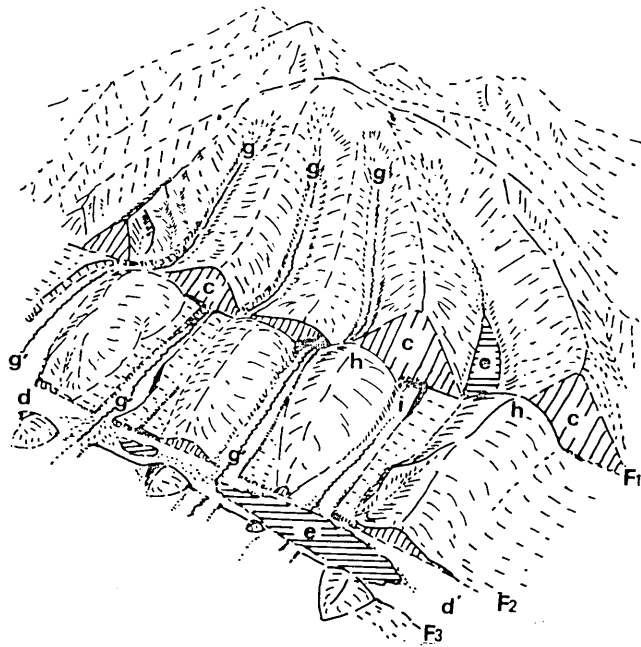
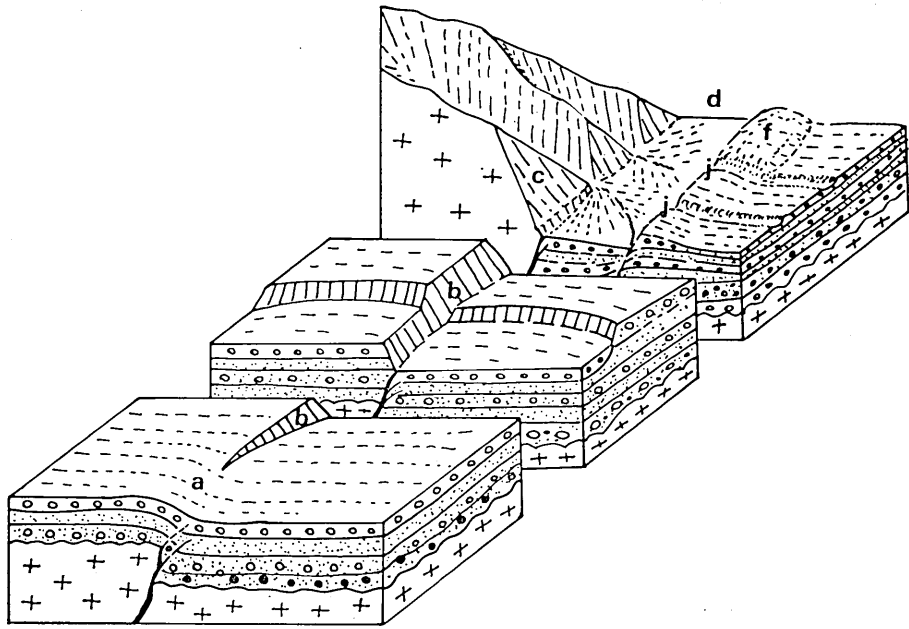
i) 崖地形:	変動崖, 断層崖, 撓曲崖 (a), 低断層崖 (b), 三角末端面* (c), 逆むき低断層崖
ii) 凹地形:	変動凹地, 地溝 (d), 小地溝, 断層凹地, 断層陥没池, 断層池* (e), 断層鞍部, 断層角盆地
iii) 凸地形:	変動凸地, 地塁, ふくらみ* (f), 断層地塊山地, 傾動山地
iv) 横ずれ地形:	横ずれ地形, 横ずれ谷 (g-g'), 横ずれ尾根, 閉塞丘 (h)

* 印の地形は必ずしも, 断層変位地形とは限らない。他の原因でも形成される。いずれも本文参照。括弧内の a~h は第 3 図の a~h に対応。

i) 崖地形

地下の断層作用の結果, 地表は切断されるかあるいは傾き撓む。このような地下の断層運動に対応して地表に生じた比較的急な斜面あるいは崖 (以下, 一括して崖という) を変動崖 tectonic scarp という。その場合, 地表面が切断され上下に食違って生じた崖が断層崖 fault scarp, 撓みによって生じた崖が撓曲崖 flexure scarp である (それぞれ第 3 図の b と a)。しかし実際には写真判読だけでは両者の区別は困難なことが多いし, またその崖が切断と撓曲の両方によって生じている場合も少なくない。したがって両者を区別しないで一般に断層崖とよばれていることが多い。本稿でも「断層崖」を広義に用いる。すなわち, 以下に述べる「断層崖」あるいは「低断層崖」はそれぞれそれが撓曲崖・低撓曲崖の場合をふくんでいる。

比高の大きな断層崖は過去の長期間に徐々に比高が増加したものである。したがって,



第3図 各種の断層変位地形の模式図。F₁~F₃: 断層。a: 拗曲崖, b: 低断層崖, c: 三角末端面, d: 地溝, e: 断層池, f: ふくらみ, g-g': 横ずれ谷, h: 閉塞丘, i および j の谷: 截頭谷, j: 風隙

浸蝕作用を受けた期間も長いために崖面の開析が進み、ひとつづきの平滑な崖面がみられないことが多い。これに対して比高の小さな断層崖（**低断層崖 fault scarp**let, 第3図のb. 通常比高数十m以下）は新鮮で比較的平滑な崖面をもっている。

断層崖はその崖面の形によって、いくつかの名称があたえられている。たとえば、山脚の末端の断層崖の崖面は三角形を呈するので**三角末端面 triangular facet, terminal facet**あるいは**faceted spur**とよばれる。第3図のcは三角末端面を模式的にあらわしたもので実際には崖面は図のように平滑ではなく、いくつもの小さな谷が発達していることも多い。三角末端面は尾根の方向にはほぼ直交する方向の河川の浸蝕、海岸浸蝕あるいは氷河の浸蝕でも生じる。

低断層崖が山地斜面の中腹に生じた場合、その崖面のむきはその山腹の斜面と同じむきであることが普通であるが、時には山地斜面の方を向いていることがある。その場合、その低断層崖を**逆むき低断層崖 reverse scarp**let, **back-facing scarp**letあるいは**uphill-facing scarp**letとよぶこともある。

断層運動によって谷の下流側地盤が隆起した場合に、その谷は断層線の所で切断され、上流部から分離することがある。このような上流部を失った谷を**截頭谷 beheaded valley**という（第3図のiおよびjの下流の谷）。截頭谷の谷頭の高さがその上流側の谷よりも高くなり、谷頭に**風隙 wind gap**ができている場合（第3図のj）と、横ずれ変位のために谷頭が山地斜面で急に終わっている場合（第3図のi）とがある。前者のような風隙を伴う截頭谷は下流側隆起の断層変位でできるが、断層運動と無関係に行われた河川争奪の結果でも生じる。

ii) 凹地形

断層運動によって地表に各種の凹地（**変動凹地 tectonic depression**）ができる。2つのほぼ平行する断層によって、その両側を限られた溝状の凹地が**地溝 graben**である（第3図のd）。その幅の小さなもの（およそ数十m以下のもの）をとくに**小地溝 fault trench**とよぶこともある。一般に断層線上に生じた比較的小さな盆状の沈降地を**断層凹地 fault sag**あるいは**fault depression**という。そこに水が溜っている場合が**断層陥没池 fault sag pond**である。一般に断層線沿いにみられる池は陥没によるだけでなく色々の成因のものがある。たとえば谷の下流側地盤の隆起または横ずれによって生じた主にせきとめ性の池や断層線に沿う湧水による池がある。これらの総称として**断層池 fault pond**を用いる（第3図のe）。

断層線が尾根を横切る所に、鞍部ができてことがある。このような鞍部の地形は、尾根上に生じた断層変位地形か断層破碎帯沿いの浸蝕による組織地形かのいずれか、または両者の重なったものである。主に断層変位によって生じた鞍部をとくに**断層鞍部 fault saddle**とよぶ。

断層によってすくなくともその一方の縁を限られている傾動盆地を**断層角盆地 fault-angle basin**または**tilt-block basin**という。

iii) 凸地形

断層運動に伴って各種の相対的隆起地形（**変動凸地形 tectonic bulge**）ができる。断層でその両側を限られた細長い隆起地を**地壘 horst**という。明瞭な地壘の場合は別にして、

その他一般の土地の隆起によって生じた地形をふくらみ bulge, mound と総称する (第3図の f など)。断層線にそって圧縮あるいはしぼり上げられて生じた細長い高地に対しては pressure ridge や fault slice ridge を使うことがある。断層ですくなくとも一方の縁を限られている山地を断層地塊山地 fault-block mountains という。とくに山地の傾動を伴っている場合が傾動山地 tilt-block mountain である。

iv) 横ずれ地形

谷、尾根、段丘崖などが、断層線をさかいにして急に屈曲していることがある。それが断層運動による土地の横ずれのために生じた場合が横ずれ地形である。横ずれて食違っている谷地形が offset stream・offset channel であるが、ここでは一括して横ずれ谷とよぶ (第3図の g-g')。横ずれした尾根地形が横ずれ尾根 offset spur であるが、とくにそれが谷筋を塞ぐような位置に移動している場合、その尾根を閉塞丘 shutter ridge とよぶことがある (第3図の h)。

§4. 写真判読における個人差

空中写真の判読結果にどの程度の個人差があるかを知るため、筆者らは予めその基準を決めた上、互に独立して同一写真の判読を行った。この実験は、筆者らが昭和50年に共同研究をはじめた当初に行ったもので、次の(A)、(B)2つの仕方で実施した。判読者は(A)では筆者らのうちの4名、(B)については筆者ら全員5名である。いずれの場合も、与えられた写真の地形観察から得た情報だけに基づいて結果を記入した。

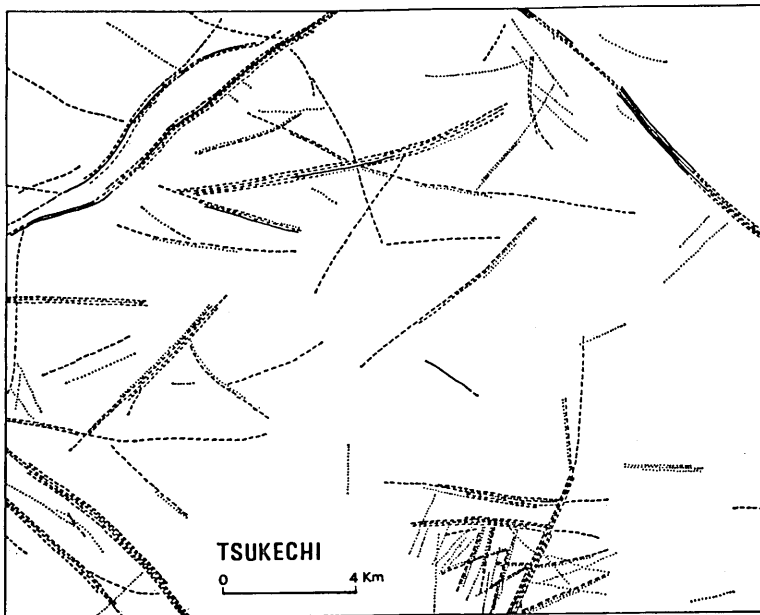
実験(A)判読対象地域と使用空中写真は、次の5万分の1地形図の範囲内の、国土地理院発行4万分の1空中写真である。「六郷」(秋田県)、「花巻」(岩手県)、「付知」・「金山」(いずれも岐阜県)の4図幅で空中写真枚数はそれぞれ約20枚、判読結果の表現の約束は次のようにした。5万分の1地形図に、摘出された活断層を次のような基準で実線、破線、点線によって区別して記入する。変位のむきも判読された場合には記入する。実線——活断層であることが確かなもの。破線——断層の存在は確かと思われるが、それが活断層であるかどうか確定できないもの。点線——それ以外のリエアメント。

各人の判読結果をまとめて一つの図に書き入れたのが第4図である。ここには「付知」と「金山」両図幅の結果を示し、他の2図幅は省略した。この実験(A)から次のことがわかった。

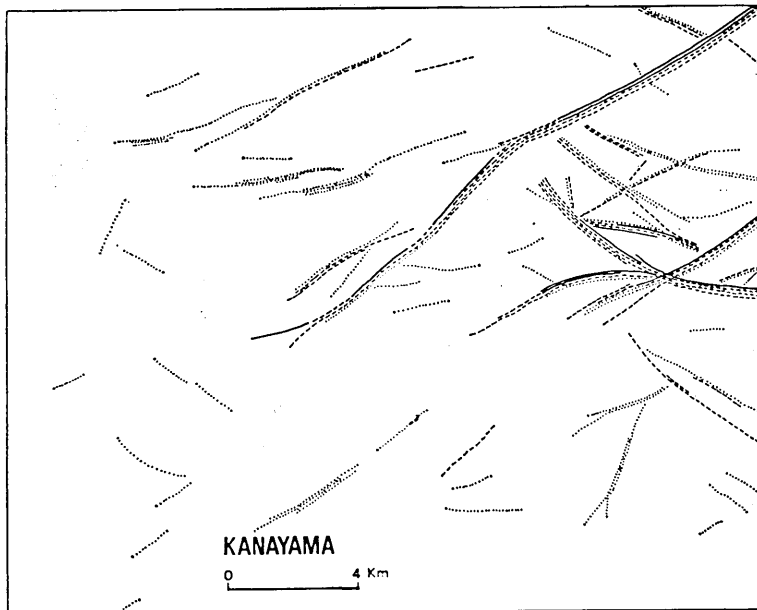
1) 長さ数 km 以上の破線・実線の位置は互によく一致し個人差は少ない。

2) 破線・実線の評価(確からしさの評価)はそれほどよく一致しない。全員が一致して実線としたものが付知図幅北東部にあるが、それは、そのリエアメント上での谷の系統的左ずれ屈曲や截頭谷の存在および段丘面上の段丘崖とは思えない崖の存在などが観察されたからである。なお、この付近の空中写真と解説は §5 の実例 5-4 にある。この断層が A 級の活動度をもつ阿寺断層である。

上記の例ほど新鮮・明確な断層変位地形がみつからないリエアメントに対しては、それが 10 km 以上の長距離続くものであっても、実線とするか破線とするかについて個人差があらわれた(たとえば付知図幅北西部あるいは金山図幅東部)。実線とした者は、このリ



(A)



(B)

第4図 異なる研究者4名による活断層の判読結果の比較。実線：確実な活断層，破線：不確かな活断層，点線：活断層の疑のあるリニアメント。(A)：5万分の1地形図幅「付知」の範囲，(B)同「金山」の範囲。いずれも約4万分の1空中写真(国土地理院，M613，M532，M401)を使用した。

ニアメントを境として、両側の山地や隆起小起伏面の高度差、谷底平野の有無やその幅の差異、埋積谷の有無や谷の下刻状態の差異、などを観察してそれを根拠としているが、他の研究者は、そのような差異を有意なものとして評価していない。これらの断層は阿寺断層の共役断層とみられるものであるが、活動度は阿寺断層の主断層より低いらしいこと、および段丘面のような明瞭新鮮な基準地形を欠いていることがこのような評価の差異をもたらしたものと思われる。

実験 (B) 実験 (A) の経験などに基づいて、活断層の確実度を §2 で述べたような I, II, III に区分することに決めた。すなわち、I は活断層であることが確実なもの、II は決定的な資料はないが、変位のむきの判別は可能であり、活断層と思われるもの、III は活断層の疑のあるリニアメントである。このような確実度を設けた上で、どのような判読差が生じるかを調べた。I, II, III の地図上での表現は第 2 図参照。判読対象地域は、15 地域で、それぞれ 2 万分の 1 または 4 万分の 1 の空中写真を約 1/2 に縮小した、一組の実体視できる空中写真を用いた。第 5 図 (A)~(E) はそのうち 5 地域に対する筆者ら各人の判読結果である。この 5 地域の詳しい場所、使用した空中写真および活断層判読の解説などはいずれも §5 の実例の章参照。

第 5 図 (A) (福島盆地西縁、第 6 図参照) では、図の右から中央下まで扇状地面を横断する低い崖が山麓線に沿って数ヶ所あるのをほぼ全員が見出し、それらを断層変位によって生じた低断層崖と判断し確実度 I としている。しかし、それら低断層崖を連ねた山麓線全部を確実度 I の断層線として表現した判読者と、低断層崖の認められる区間だけを I とした判読者とがある。この差異は判読の個人差ではなくて表現の個人差であるといえよう。

第 5 図 (B) (敦賀平野南西縁、第 13 図参照) では、図の左から中央に達するリニアメントについて、扇状地を横断する低断層崖とそれを境として 2 本の谷が左ずれに屈曲していることを、全員が認めて確実度 I としている。図の右下部分のリニアメントについてはそのような低断層崖などがはっきりせず、評価にばらつきが大きい。

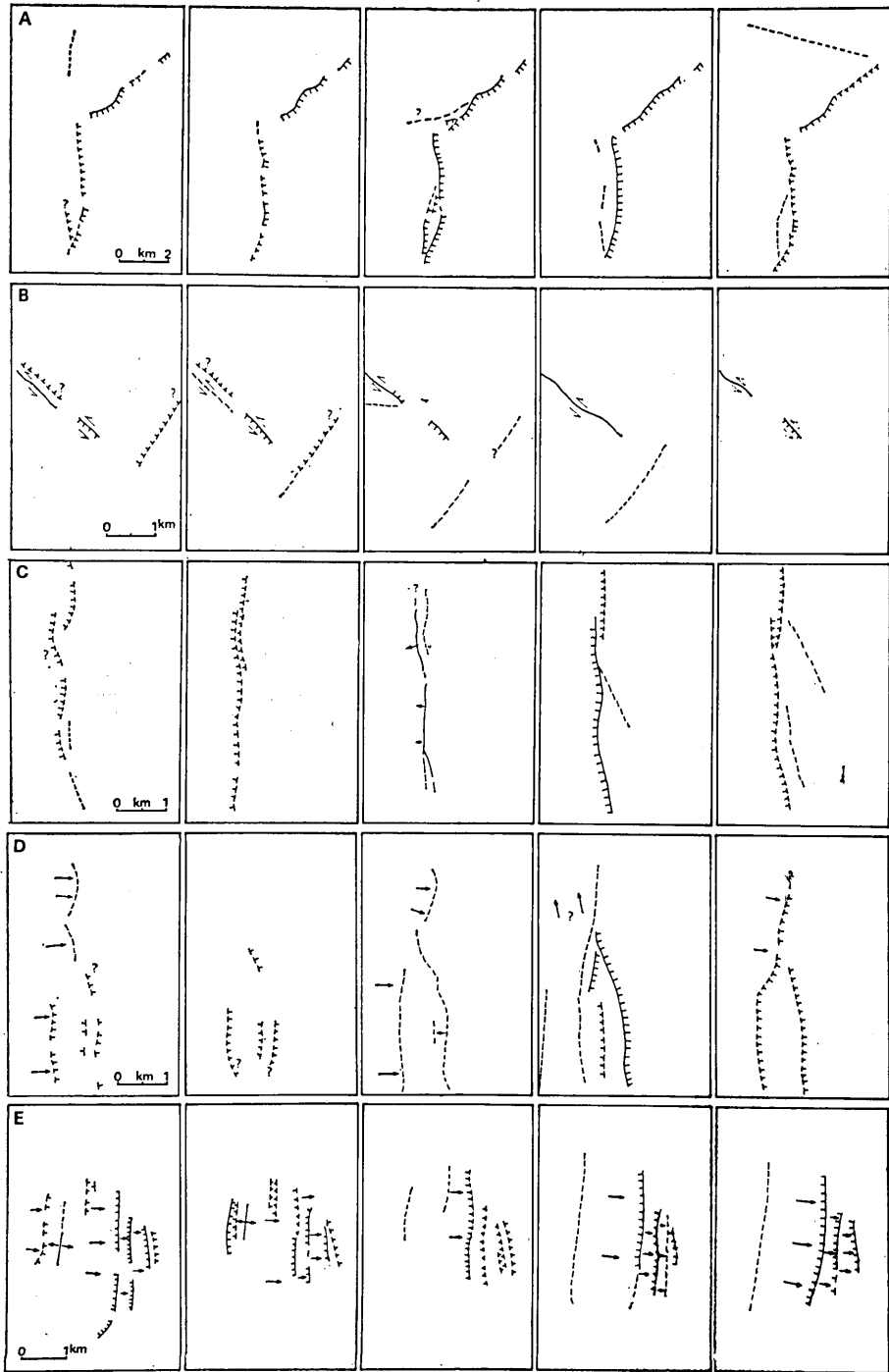
第 5 図 (C) (若狭湾三方五湖地域、第 14 図参照) では、全員が図の中央に西側低下の断層が南北に走っていると推定しているが、扇状地面を切る低断層崖などの極め手になる地形がはっきりしないので確実度の評価や断層線の詳細な位置については判読結果が一致していない。

第 5 図 (D) (琵琶湖西岸、第 12 図参照) では多くの判読者によって概して南北走向で東側低下の数本の断層があると推定され、地形面も変形している (矢印の方向に傾き下る) ことが認められた。しかし、それらの変形した高位の地形面と沖積平野との境界にどの程度確実な活断層があるかについては判読結果にかなりばらつきがある。

第 5 図 (E) (桑名市西部、第 11 図参照) では、概して東側に傾き下る段丘面が地殻変動の結果であること、その段丘面上に逆に西に面した崖が 3 つあって、それが低断層崖と判断されること、などについては全員が一致したが、東側 (海側) に向いた崖に対する評価はそれが浸蝕作用でできた可能性も否定し難いため人によって異っている。

以上の 2 つの実験 (A), (B) の結果をまとめると、

i) 4 万分の 1 程度の空中写真を用いた判読では、長さ数 km 以上の確実度 I ないし II の活断層の存在とその概略の位置の認定においては個人差は小さい。その結果を縮小して



第5図 異なる研究者による同一写真に対する判読結果。A: 福島盆地西縁, B: 敦賀平野南部, C: 若狭湾三方五湖の東縁, D: 琵琶湖西岸琵琶野地域, E: 桑名市西部。使用中写真番号および解説は §5 の各項参照

広域的な活断層分布図（たとえば 20 万分の 1 またはそれ以上の縮率の図）に表現する際にはさらによく一致した結果として表示され得る。

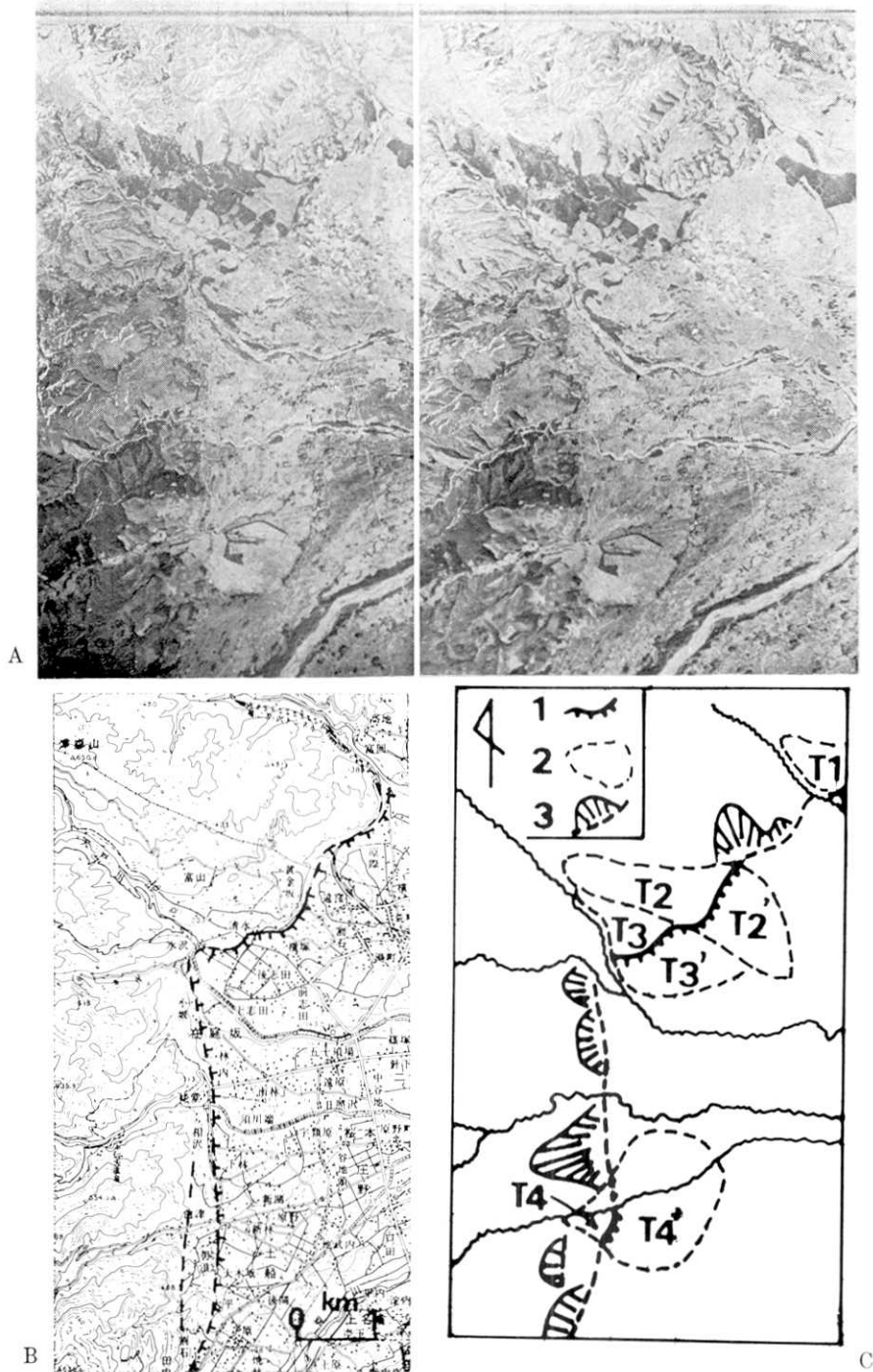
ii) しかし、個々の断層線の詳細な位置、延長範囲、確実度 II~III の存在の有無については、判読結果に個人差があらわれるので、より詳細な断層図（たとえば 5 万分の 1 またはそれ以下の縮率の図）を作製する場合には、複数の研究者による判読結果の交換・共同討議による個人差の解消がとくに必要である。いずれの場合も調査の最終段階までには既存調査資料との照合、現地での野外調査が望ましいことはもちろんである。

iii) 判読結果のよく一致した確実度 I~II の断層線の多くは、他の研究資料からそれが A 級~B 級の活動度をもつ活断層である。原面がよく保存されている扇状地面や段丘面が、鍵地形として存在する場合には確実度・位置について判読結果にばらつきがほとんどなく、また活動度 C 程度の活断層でも容易に見出されている。

iv) 確実度などの判断に比較的大きな個人差があらわれるのは、次のような地形の場合である。a) 地形的に低い側（通常、川や海がある側）に向けた直線的な崖は、断層崖であるか川や海による浸蝕崖（段丘崖）であるか区別が困難なことが多い。b) 山地と平野の地形的対照は、その境界にある断層が累積的に変位したことによって生じたと考えられる場合がしばしばある。山地の縁が直線的な急崖で終り、その麓に平野がある場合には、両者の境は断層であり、その山地側が隆起し平野側が沈降したと推定される。その限りでは、確実度 II とすることができる。しかし、一般に平野側は新しい堆積物で被われていて急崖の両側で同じ地形面や地層がみられることは少なく、確実度 I とすることが不可能な場合が多い。しかし、そのような断層は地形形成上大きな意味をもち活動度も長さも顕著なものであるから、地形判読では確実度 II とされていても、とくに注意して調査対象とすべきである。c) 山地内部のリニアメントは、適当な鍵地形となる地形面に乏しく、また、浸蝕作用が一般に著しいので、活動度の高い活断層では、接崖面高度や山中の谷の幅や埋積・下刻状況の差として認められるが、活動度の低い活断層（B 級の一部および C 級）では、リニアメントとしては容易に認められても、浸蝕作用による組織地形との区別が難しくその変位のむきなどを確定し難いのが一般である。したがって山地内のリニアメントを確実度 III の活断層として摘出するか、不確実性が大きいとして摘出しないかの限界は、個人によって異なった。山地斜面も時に鍵地形として役立つが、山地斜面の形成年代を示す資料は少なく、確実度 II 以上の断層線でもその活動度の推定は容易でないことが多い。山地内の活断層に対する評価法の改善は今後の問題である。

§ 5. 実体視による活断層認定の実例

以下、12 の活断層地域について筆者らの写真判読例を示す。いずれも現地調査あるいは歴史地震資料によって活断層であることが確認されているものである。各例の左頁の上半は実体視用に配置された一組の空中写真（いずれも国土地理院発行）である。その下にある 2 つの図は写真の範囲の地形図に判読結果を書き入れたもの（左下の図）および地形の解説図（右下の図）である。写真のスケールは 4 万分の 1 内外であるがその頁の左下の地形図中のスケール参照。判読結果についての解説は図の右側の頁にある。



B

C

第6図 福島盆地西縁の活断層. A: 空中写真(番号 M206-163-164). B: 地形図(5万分の1「福島」)と判読結果, C: 地形の解説図. 1: 低断層崖, 2: 扇状地, 3: 三角末端面

5-1. 福島盆地西縁の活断層

写真の左半分は福島県吾妻火山の東部の斜面であり、右半分の平野は福島盆地の西半である。

吾妻火山の斜面は、ほぼ直線状に幾つかの三角末端面が並んだ急崖をもって平野と接している。火山斜面の山麓線がそれに沿う河川もないのにこのような急崖で平野に接しているのは異常である。第6図Cの斜線部がその急崖（開析された三角末端面）の列である。このような地形的特徴はこの山麓線に沿って活断層があり、その変位によって崖が生じたことを示唆している。このことは以下に述べるように、山麓線上に位置する扇状地上に低断層崖としか考えられない崖が存在することによって確認される。

山麓線は写真の中央やや上部で南北方向から急に彎曲して北東方向になっている。この山麓線を越えて平野へ入る河川はこの山麓線付近にそれぞれ1つまたはいくつかの扇状地をつくっている（C図の $T_1 \sim T_4$ ）。この扇状地の表面を観察すると滑らかな扇状地面を横切って山麓線にほぼ平行する東むきの低い崖があるのに気づく。 T_2 と T_2' 、 T_3 と T_3' 、 T_4 と T_4' のそれぞれ境界の崖がそれである。これらの崖の走向は付近の河流の方向に直交しているし、崖の下流側（東側）も同様の扇状地面であるから、この崖は、この崖に沿って流れた川による浸蝕崖ではあり得ない。

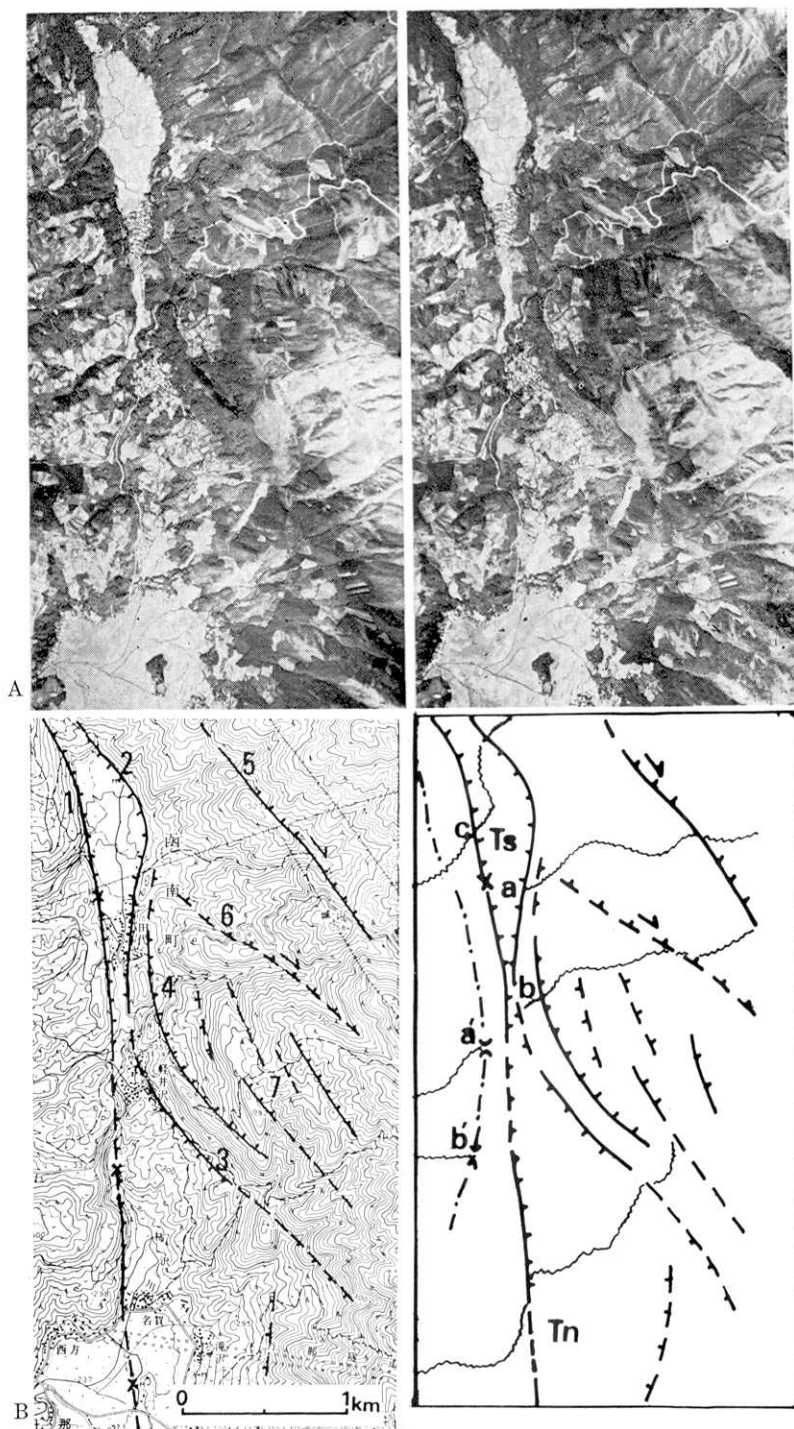
このように比高10m以上の開析された三角末端面とその基部に沿う扇状地上の高さ10m余りの低い崖の存在は、これらが活断層による変位地形であることを示している。実際にこの崖線付近で扇状地堆積物を切る断層がこの写真の北東端付近で見出されている（FUJIWARA, 1958）。

上述の扇状地を切る低断層崖の崖高はその両側の扇状地面が同時代のものであれば、その形成以後現在までの断層の上下変位量をあらわしている。写真からわかるようにこれらの低断層崖の比高は扇状地によって異なっているが、現在の河床からの比高が大きい扇状地ほど、低断層崖の高さが大きい。この場合現河床からの比高の大きな面ほど古い時代の面であるから、上記のことはこの山麓線沿いの断層が古い扇状地形形成後何度も繰返し同じむき（西側の相対隆起）の断層変位を行っていることを示している。

この地域の扇状地の詳しい年令資料はないが、10m前後の上下変位を受けている扇状地の年令が1~2万年程度と思われるので、この断層の活動はB級と推定される。この断層の北東延長部では0.6mm/年の平均変位速度が得られている（大槻ほか, 1977）。

この山麓沿いの断層変位地形には横ずれ変位を示す地形は認められない。したがって、彎曲した山麓線の南北方向の部分も北東方向の部分も、ともに縦ずれ変位の断層であると判断される。両者は写真から判断するかぎり交差しているようにはみえないので、B図に示したように互に急に走向を変えて連なっているものと思われる。このような走向の急変は縦ずれ断層にはしばしば見られる。

FUJIWARA, K., 1958, Some considerations of the recent faulting in the western fringe of the Fukushima Basin. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 7th ser. (Geography)*, 7, 1-19.
大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文, 1977, 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル, 地球科学, 31, 1-14.



第7図 北伊豆の丹那断層地域. A: 空中写真(番号 CB-67-1X, C6-12・13). B: 地形図(2.5万分の1「熱海」)と判読結果, C: 地形の解説図

5-2. 北伊豆地域の丹那断層

写真は伊豆半島北部の丹那盆地付近である。写真の下端の盆地（丹那盆地，第7図CのTn）と，上端近くの細長い盆地（田代盆地，C図のTs）とを結んで南北に低い地帯がつづいている。この凹地帯の西縁には直線的な明確な崖がある。写真のこれ以外の部分は概して西へ低くなる開析された火山斜面である。この斜面がこの地域の鍵地形面である。

この斜面を刻んで西へ下る谷（C図のa'とb'）の上流部は，広い谷地形のまま上述の南北にのびた崖に達していて，そこに風隙ができていて，また，C図のcの谷は風隙のかわりに異常に深く狭い谷として崖を横切り東側の田代盆地に達している。田代盆地は極めて平坦な盆地である。このような盆地底の平坦面は，谷が下流で堰止められ，そこへ土砂が運び込まれて埋立てられたものであることを意味している。

このような風隙や峡谷のある東向きの崖が西に下る斜面を横切ってつづいていること，その東側に埋積された盆地と溝状凹地が存在していることは，両者の境界に断層があって，それを境にその西側地盤が東側に対して最近地質時代に隆起したと考えると良く説明できる。実際に崖のふもとに沿って断層（丹那断層）が存在することは地表調査や建設時の丹那トンネル内で確認されている。

久野(1936)は，この断層の変位には，上記のような上下変位だけではなく，それに数倍する横ずれ変位があることを見出した。前述した風隙のある2つの谷a'とb'は，丹那断層のために崖のところで上流部を切断された截頭谷であるが，上流部に相当すると考えられる谷は，崖の東側ではaとbの谷である。しかしながら，これだけでは，かつてaとa'，bとb'が1つの谷であり，その後断層のために現在のような位置に移動したという推定は必しも確実とは言えない。しかし，同じような谷の食い違いを示す地形がこの写真の南方範囲外にもあり，また，地質調査の結果でも地質の分布の境界がa-a'，b-b'の食い違いと同じ向き（左ずれ）に同じ程度の量（約1000m）この断層の両側で食い違っていた。また，昭和5年の地震時に生じた断層の食い違いの向きも同じように左ずれであった。

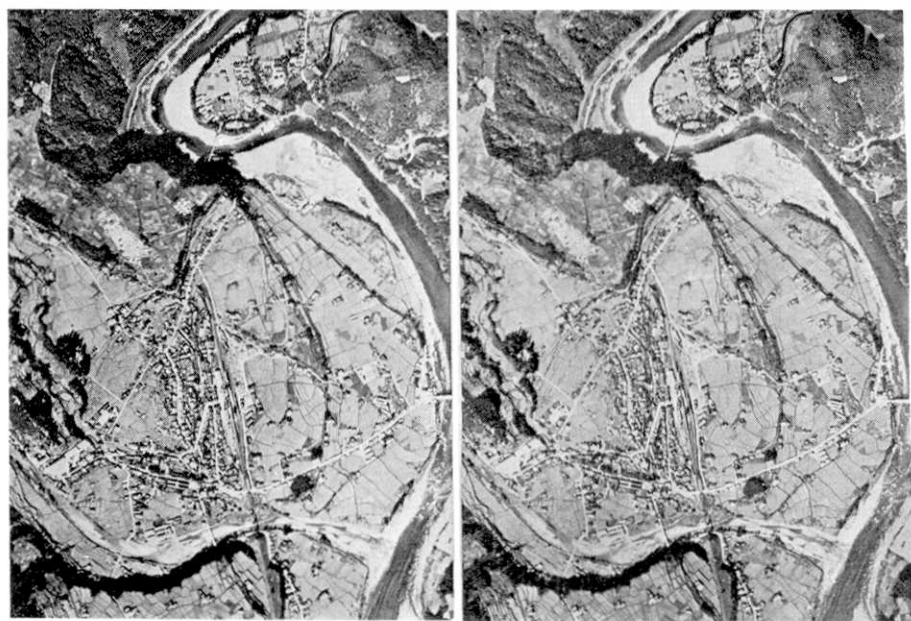
これらのことから，aとa'，bとb'は，かつてひと続きの谷であり，その後丹那断層に沿って約1000mの左ずれと数10mの西側隆起の断層運動があったと考えられる。このような食い違いを受けているのは，約50万年前の火山（多賀火山）噴出物やそれを刻んで生じた谷である。したがって，丹那断層の第四紀後期における左ずれ食い違い運動の平均変位速度は $1000\text{ m}/50\text{ 万年}=2\text{ mm}/\text{年}$ 程度であると推定されている。

この写真では上記の丹那断層のほかにも多くの断層変位地形が見える。B図の2と3は田代盆地—丹那盆地の凹地東縁の斜面が異常に急傾斜で盆地面に接していることから推定されるものである。4と7は一般的な西傾斜の火山斜面上に東むきの崖をつくっていることなどから断層運動による地形と考えられる。これらの大部分は地表やトンネル内の地質調査によってもその存在が確かめられている。

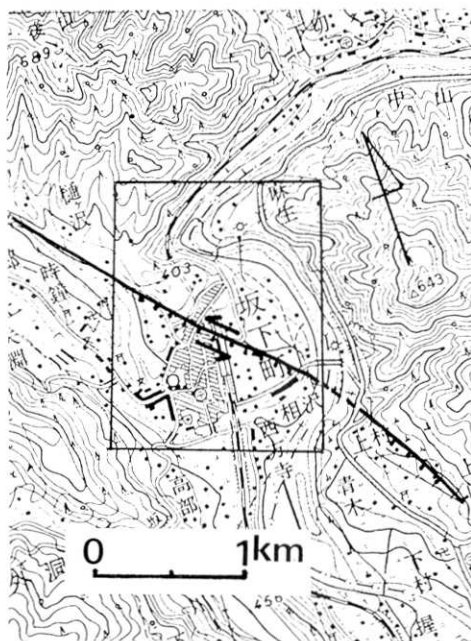
久野 久，1936，最近の地質時代における丹那断層の運動について，地理評，12，18-32。

久野 久，1952，7万5千分の1地質図「熱海」および同説明書，地質調査所。

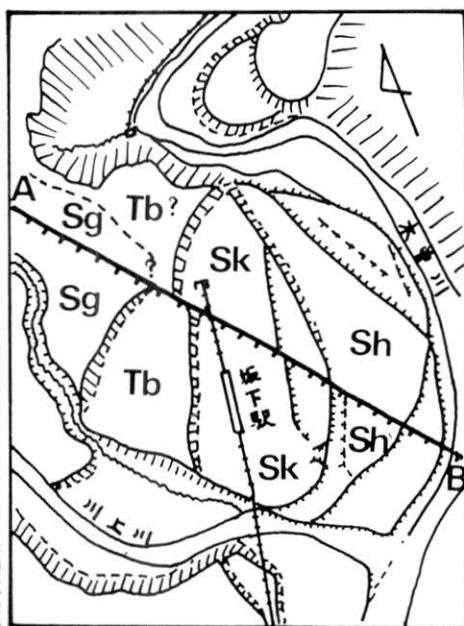
金子史朗，1977，丹那断層ノート，地理，22，(7)，104-107。



A



B



C

第8図 岐阜県坂下町付近の阿寺断層。A: 空中写真(番号 unclassified 110-4R, 119-120), B: 地形図(5万分の1「斐籠」, 枠内が空中写真およびC図の範囲), C: 解説図。A-B: 阿寺断層, Sg: 松源地面, Tb: 高部面, Sk: 坂下面, Sh: 西方寺面(坂下新田面)

5-3. 岐阜県坂下町付近の阿寺断層

坂下町付近の木曾川右岸には写真にみえるように、数段の河成段丘が発達している。各段丘面を境する低い崖（第8図C参照）の大部分は木曾川や川上川の方を向いていて、その川の側方侵蝕によって生じた崖、すなわち、段丘崖と考えると不都合はない。しかし、写真中央の町（坂下町）の北端を通り、北西—南東方向へ走る南西向きの崖（C図のA-B）だけは、次の点で段丘崖と考えることはできない。①この崖は木曾川が形成したさまざまな時代の段丘面を直線状に横断している。②この崖をつくるような河川が見当らない。仮に、これが段丘崖だとすると、それをつくった川の作用のため、崖の南西側には、C図にみられるような段丘面や段丘崖は保存されていないはずである。このような地形的特徴だけでも、この直線状の長い崖 A-B が段丘崖ではなくて、段丘面を切る低断層崖であるといえる。また、このことは、現地調査によって次の点から確かめられた。①そこに断層破砕帯がある。②崖線が地形・地質的に従来から知られている阿寺断層の延長線上に位置している。③各段丘面をおおむね火山灰層などの堆積物の調査から、この崖の両側に分布する同じ時代にできた段丘面（C図で同じ記号がつけられている）が、この崖を境として異った高さにある。

この崖は、概して、木曾川の現河床からの比高の大きな段丘面（古い段丘面）を切る場合ほど（北西へ行くほど）崖高が大きくなっている。このことから、この断層は少なくともここで一番古い段丘面（Sg）形成後、同じ向きの変位（北東側の相対的隆起）を累積させていることがわかる。

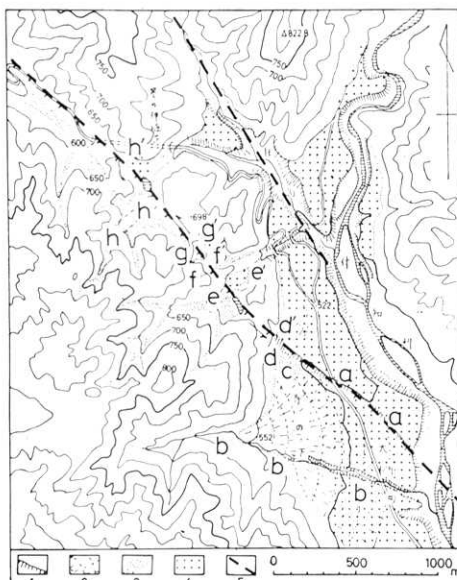
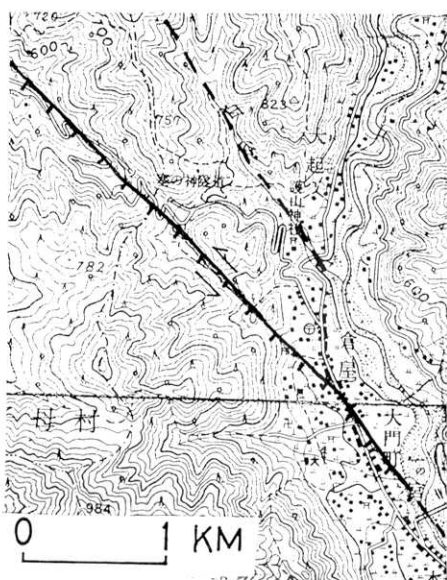
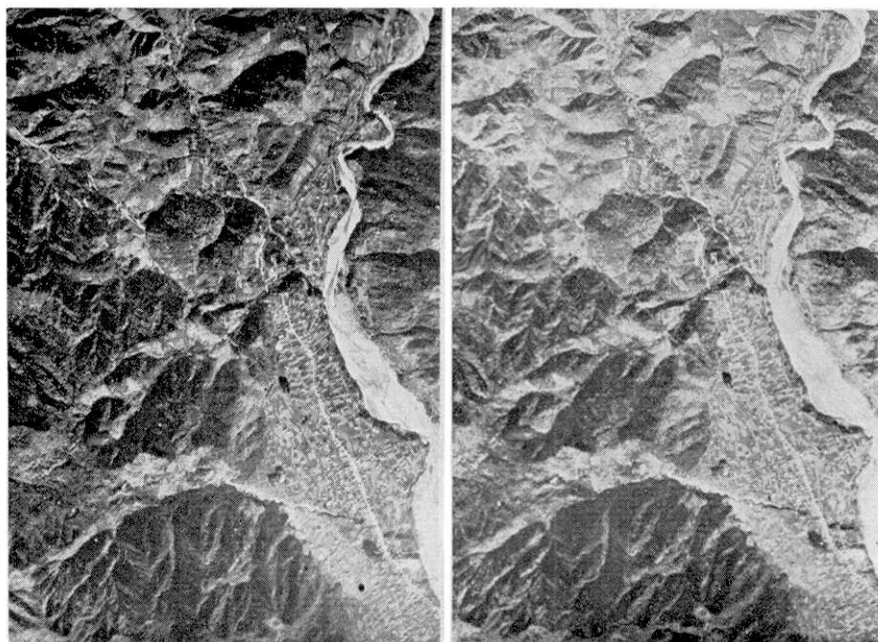
また、このような上下変位だけでなく、この崖線 A-B と段丘崖との関係から、この期間に上下変位の約5倍も大きい横ずれ変位があったことが明らかにされている。それは各段丘の段丘崖が、低断層崖 A-B のところでいずれもその北東側の地盤が相対的に北西方向へ移動したように食い違っていることによる。しかし、この写真からそのような段丘崖の左ずれの食い違いに気づくのは必ずしも容易ではない。それはこの写真の縮尺が小さいことや段丘崖の保存不良などの事情にもよるが、その左ずれの量が段丘ごとにかかなり大きな差異があるためでもある。比較的明瞭なのは Sk 段丘の西の端にある段丘崖の食い違いである。A-B 線の南側では、その段丘崖は鉄道のすぐ西にあるが、A-B 線の北側ではその続きは約 80~90 m ほど北西へ移っている。また、Sk 段丘の東側の小さな段丘崖（C図の Sk と Sh の中間の段丘面の西縁の崖）でも、その左ずれが見られる。

段丘 Tb は、 ^{14}C 年代測定によって約 2.7 万年前には木曾川の河床であったことがわかっている。上記の 80~90 m の左ずれを生じている Sk 段丘の年代は 2.7 万年よりも新しい。したがって、Sk 段丘ができてから現在までの断層 A-B の左ずれ運動は年に 3mm 以上の割合であったと考えられる。その期間における北東側隆起の変位成分は上記の横ずれ成分の 1/5 程度であるが、写真では一見したとき、この上下成分の方が目立っている。

木曾谷第四紀研究グループ, 1964, 岐阜県坂下町における阿寺断層による段丘面の転移, 第四紀研究, 3, 153-166.

岡山俊雄, 1966, 坂下断層崖—阿寺断層の最近の運動—, 駿台史学, 18, 34-56.

SUGIMURA, A. and MATSUDA, T., 1965, Atera fault and its displacement vectors. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 509-522.



第9図 岐阜県付知町の阿寺断層. A: 空中写真(番号 M614-143・144), B: 地形図(5万分の1「加子母」・「付知」)と判読結果, C: 地形の解説図. 1: 崖, 2: 扇状地, 3: 沖積低地, 4: 段丘面, 5: 断層

5-4. 岐阜県付知町北西の阿寺断層

写真は岐阜県恵那郡付知町と加子母村の境界（塞ノ神隧道）付近のもので、阿寺断層の中部域にあたる。実体視によって、写真の西部の山地を北西—南東方向に斜断するリニアメントが容易に認められる。そして、その南東の延長上には付知川右岸の河岸段丘面上に、同じく北西—南東方向で南西にむいた低い崖がみられる（第9図Cのa）。この山中および段丘面上のリニアメントは地質調査（山田ほか，1976）によって確認されている阿寺断層の断層線である。

まず、段丘上の低い崖（比高6~13m）をみよう。これは形態的には段丘崖によく似ているが、次の点から段丘崖と考えることはできない。もし段丘崖であるとすれば、それをつくった河川が崖の西側にあるはずであるが、そこは急に山地になっていて、段丘崖をつくったような河川は見当らない。崖の南西側の段丘面上には西側からの小さな谷（C図のb）による扇状地ができていて、このため、この扇状地と上述の低い崖との間に出口のない低地がc付近にみられる。このようにbの谷は東へひろがる扇状地をつくっているのだから、問題の低い崖の位置に段丘崖をつくったとは考えられない。

上述のような崖の地形的特徴からみて、この低い崖は段丘崖であり得ず、低断層崖である（SUGIMURA and MATSUDA, 1965; 岡山俊雄, 1966; 杉村新, 1973）。なお、この段丘面は当地域での火山灰層が被覆しない最高位の段丘であるので、段丘面の年代は約1万年前より若いと考えられる。この間に生じた上下方向の変位量は上述の崖の高さからみて北東側の相対的隆起 $6m + (b)$ の谷の扇状地によって低断層崖の下部が一部埋没しているのだから $6m$ より大きいから $13m$ 位である。

次に、この低断層崖の北西延長の地形をみる。そこにはいくつもの鞍部が直線状に配列し、顕著な地形的リニアメントをつくっている。そのリニアメントの所で両側の地形は、不連続である。hの谷とeの谷は、リニアメントを境にして上流側（南西側）で急に谷底が広くなり、埋積されているばかりでなく、谷の上流と下流の中心線を延長するとこのリニアメントのところで左ずれのむきに食違っている。このような屈曲はgの谷でも見られる。すなわち、これらの谷の状態はこのリニアメントに沿って北東側隆起で、左ずれの変位が生じたことを示唆している。

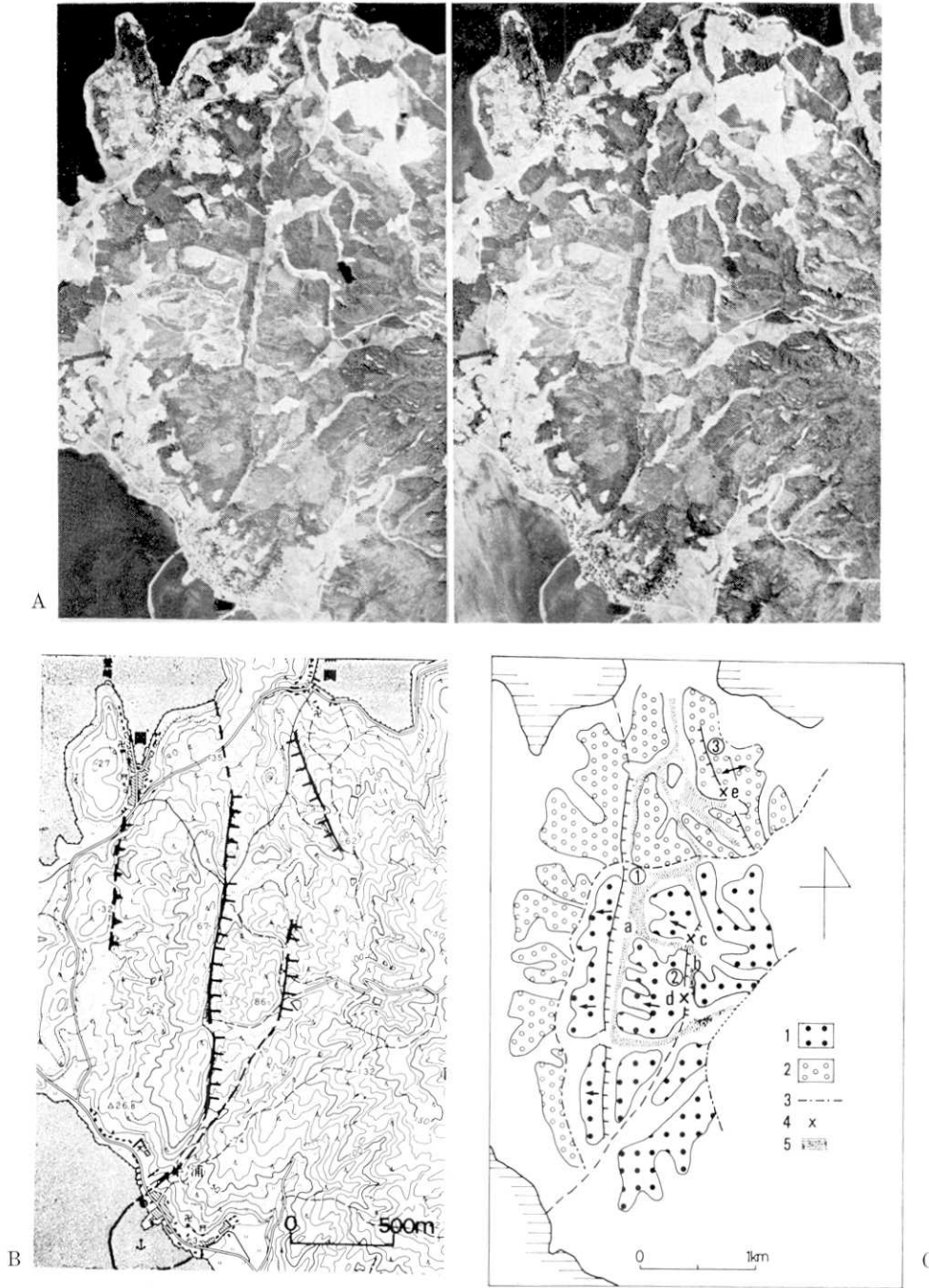
前述した段丘面の上下の食違いをも合せ考えると、この山地と段丘面を切るリニアメントは上記の向きに変位している活断層であると判定される。左ずれの量はd付近での段丘面の北西縁の山麓線の食違いから、約35mと測定されている（SUGIMURA and MATSUDA, 1965）が、この写真だけではそれはよくわからない。段丘面の形成年代と変位量とから、この断層の平均変位速度は数mm/年程度と考えられるが、これは当地域の南東約6kmの坂下町付近で決められた平均速度と調和している。

岡山俊雄, 1966, 坂下断層崖—阿寺断層の最近の運動一, 駿台史学, 18, 34-56.

杉村 新, 1973, 「大地の動きをさぐる」岩波書店, 236 p.

SUGIMURA A. and MATSUDA, T., 1965, Atera fault and its displacement vectors. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 509-522.

山田直利・須藤定久・垣見俊弘, 1976, 阿寺断層周辺地域の地質構造図, 地質調査所.



第10図 能登島西部の活断層。A: 空中写真(番号 CB-68-3X, C5-16-17), B: 地形図(2.5万分の1「和倉」)と判読結果, C: 地形の解説図。1: 海成段丘 T_1 面, 2: 同 T_2 面, 3: 旧汀線, 4: 断層露頭 5: 谷

5-5. 能登半島の活断層

写真は、能登半島東岸の七尾湾中にある能登島の西部である。海成段丘をきる低断層崖や、逆断層による地形のたわみが明瞭な例である。

写真の範囲には4段の海成段丘があるが、第10図Cにはその中の比較的広く明瞭な2段の面 (T_1 と T_2) の分布の概略を示す。 T_1 の段丘面は、2列のほぼ南北の直線的な崖 (C図の①, ②) でできられている。これらの2つの崖はいずれも東むきである。しかし、その両側の段丘面は西へ緩く傾斜している。さらに、この崖とは別に段丘崖と思われる西むきの崖もある (C図の旧汀線の位置参照)。これらのことは、上述の直線的な東むきの崖①, ②が段丘崖ではなくて断層崖であることを示唆している。このことは後述のような崖付近での谷地形の特徴や崖の上の地形的高まりの存在とも調和している。

上述の断層崖と思われる崖の上の平坦面上に滑らかだが急な地形的高まりがあるのに気づく。実際に調査すると、崖の両側ともほぼ同じ岩相の海成段丘堆積物からなっているので、この高まりも段丘の一部であり、その変形したものであることが確かめられた。このように段丘面が低断層崖の上で背斜状にふくらんでいることは、①, ②の断層とも逆断層であることを示唆している。

この崖付近の谷 (C図の a, b) をみると、崖のところで必従的な方向と直交して南北方向になっている。①, ②の崖が T_1 面形成後に生じたため T_1 面を刻む a, b の谷はその低断層崖に沿って発達したと考えられる。とくに谷 a は、一旦は必従的に西に流れながら①の断層によるその西側部分の上昇のため、北に流路を転じたと考えられる。そのことは流路が直角にまがる付近の崖上に、もとの必従谷の流路の跡を示す風隙地形があることに示唆されている。なお、断層①はその北部でより新しい段丘面 T_2 をも変位させている。

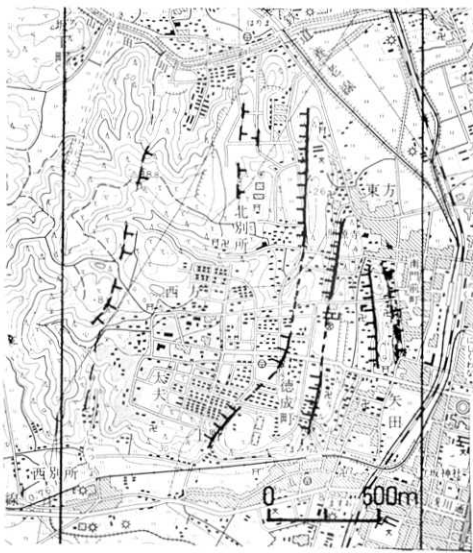
上記の2本の断層の北東方には、西むきの低い崖 (C図の③) がみえる。この崖も川や海による浸蝕とは考えにくく、また写真でははっきりみえないが、崖の東西両側には背斜状のふくらみがあり、この崖も T_2 面を切る低断層崖と考えられる。

現地調査中に地形から予想される位置に下記のような露頭が見出された (C図の c, d, e)。Loc. c では走向南北で西に 60° 傾く断層面が基盤の安山岩をきっている。Loc. d では①の低断層崖の東むきの斜面に露出する砂層 (海成段丘堆積層) が、斜面とほぼ平行に東に約 30° 傾斜している。Loc. e では崖の切取面に、走向 $N15^\circ W$ 、東に 80° 傾く断層が第三紀安山岩をきっている。上記の各露頭は、いずれも写真判読で地形から推定した断層の存在を確認するものである。

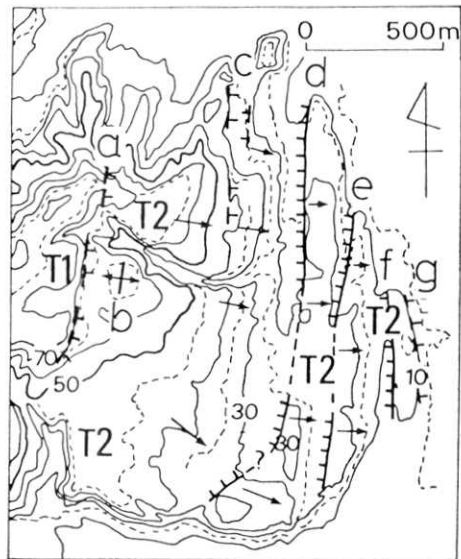
①と②は、 T_1 面を上下にそれぞれ最大 12 m, 8 m 変位させており、③は T_2 面を最大 12 m 変位させている。能登半島の海成段丘との対比から、 T_2 は約 12 万年 (下末吉期)、 T_1 はその前の海進期 (約 22 万年前) に形成されたと考えられるので、平均変位速度は 1000 年あたり 3~10 cm 程度 (活動度 C 級) となる。この写真の断層は、原地形が平坦であるため、C 級の活断層としてはよく地形に表現されている例である。



A



B



C

第11図 桑名市付近の段丘面の変形. A: 空中写真(番号, 伊勢湾台風被災地域写真 C21-1839-1840-1841), B: 地形図(2.5万分の1「桑名」)と判読結果, C: 地形の解説図

5-6. 桑名市付近の段丘面の変形

この写真は、三重県桑名市の住宅地の段丘である。この段丘は南を員弁川^{いなべ}、東を斐掛川に沿う沖積低地に囲まれている。

空中写真からすぐ気づくことは、写真中央の広い段丘面 (T_2) が東に向かって傾き下っていること、段丘の東部に、西に崖面を向けるほぼ南北方向の3列の直線的な急崖 (第11図Cのd, e, f) があることである。それぞれの急崖の西側には崖状の凹地がみられる。この段丘面は元来ほぼ水平にできたと思われるのに、現在ゆるく上に凸に撓んで曲面をなし、しかも東西約1 kmの間に60 m余も東へ低くなっている。この広い段丘面ばかりでなく急崖d, eの東側の段丘面も東へ傾き下っている (C図の矢印がその傾斜方向)、 T_2 の段丘面が海成であるにせよ河成であるにせよ、このような東への傾きは、地形面形成当時の本来の傾きにしては急すぎるので、形成後の変位によるものとみて間違いはない。中央の広い段丘面では東から西へ向って次第に傾斜が緩やかになり、b付近では逆に西にやゝ傾き下がる。すなわち、この T_2 の変形は、b付近を背斜軸とする褶曲である。

d, e, fの急崖は、直線状ないしわずかに東に凸な崖線をもち、互いに平行している。それらの方向は、ほぼ南北で、東西に流れる員弁川の浸蝕によるとは考えられない。また、海蝕によるとみること、崖が西側を向いていることから不可能である。これらの崖の異常な直線的配列、各崖の東側の段丘面の東への著しい傾きから、これらの崖を T_2 形成後の断層運動による断層崖とみるのが妥当である。このように、 T_2 面はb付近に背斜軸をもつ活褶曲を示し、その東翼のたわみの著しい所では断層を伴ない、3列の細長い小規模の傾動地塊や小地塁が形成されたと考えられる。d, eの南部の部分は土地造成のため断層の連続がはっきりしない所がある。

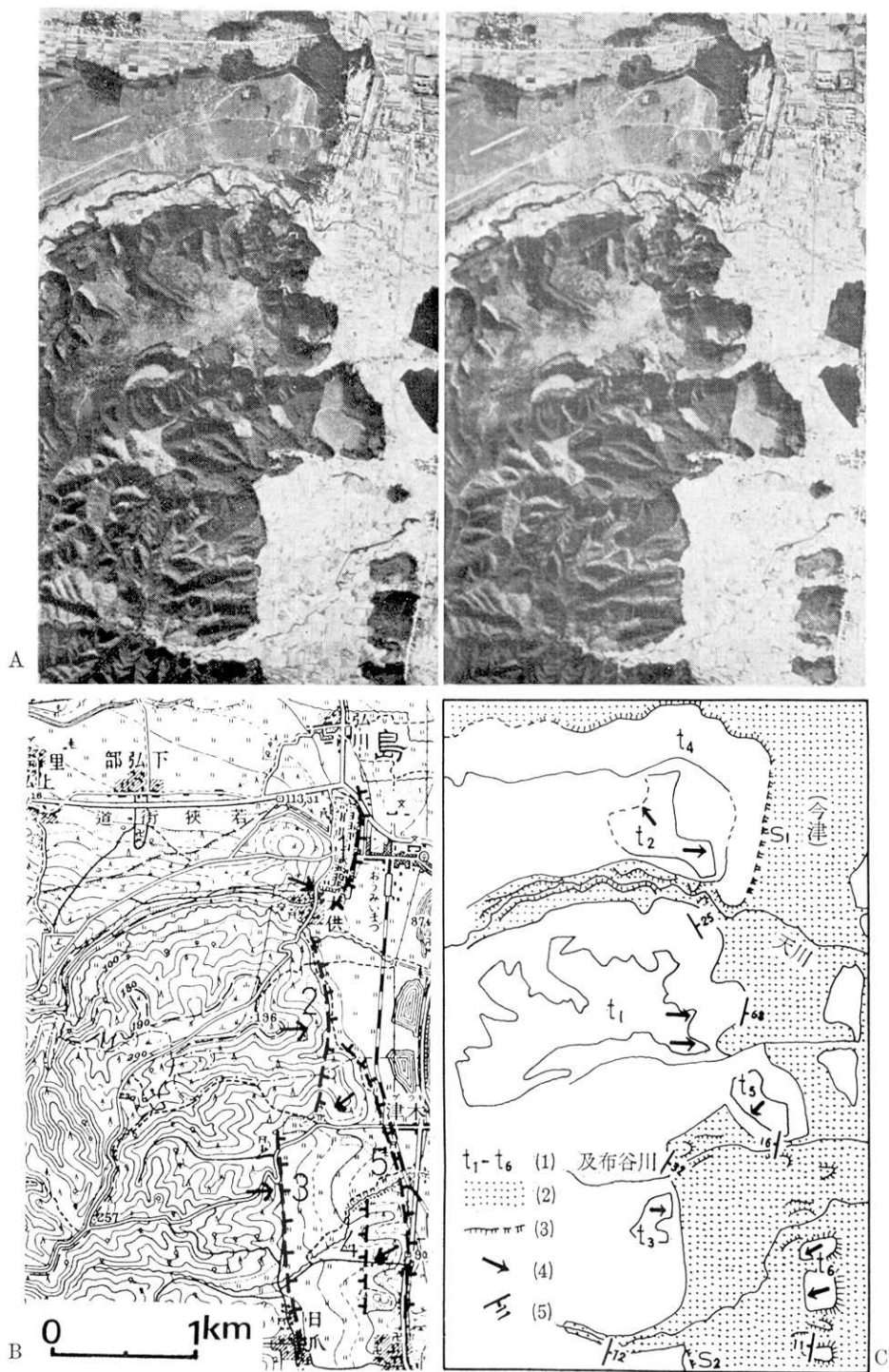
d, e, fは、以上のように確実度Iと判定した低断層崖であるが、その他に以下に述べる理由から確実度IIとしたa, c, gの地形がある。gは、段丘面が撓曲をなして東側の沖積低地にもぐりこむように思われるが、位置からいって海蝕ないし川の浸蝕による可能性もある。cは T_2 上のやゝ急な斜面であるが、その東側が再び高くなり溝状凹地を呈しているので変位地形であると思われる。aは、東むきの明瞭な崖であり、崖の前面 (東側) には溝状の凹地があり断層崖の可能性もある。しかし西側の面を構成する礫層は東側の T_2 を構成するものよりも著しく風化しているので、古い時代の浸蝕崖の可能性もある。

ここに述べた地域は、貝塚 (1950)、嘉藤 (1957)、森 (1972) などにより、桑名背斜の成長に伴う活構造が明らかにされた地域である。筆者らの最近の調査 (太田・岡田、未公表) によっても、 T_2 の段丘礫層が面の傾きと平行する傾きをもち、かつそれが基盤の奄芸層群の構造と調和していること、d, e, fの付近で断層の露頭があることなど、写真判読を裏付ける資料が得られている。

貝塚 爽平, 1950, 桑名市西部の断層地形, 地理評, 22, 352-362.

嘉藤 良次郎, 1957, 養老山脈南縁および鈴鹿山脈の形成, 地質雑, 63, 475-484.

森 一郎, 1972, 三重県北部とくに桑名背斜地域の段丘, 桑名市立成徳中学校, 1~11.



5-7. 饗庭野台地東縁の撓曲崖と活断層

写真の範囲は琵琶湖西岸，^{かいぼ}饗庭野台地の東縁付近である。

写真の中央やや上方にみえる平坦面（第12図Cの t_1 ）はその東端部で急に東への傾斜を増し，明らかに凸状にたわんでいる。その北方に分布する平坦面（ t_2 ）あるいは南方の平坦面（ t_3 ）も東方へ異常に急斜している。このように，凸形の断面形をなし，東へ急斜する地形面が，大局的には南北方向をとる饗庭野台地東縁線に沿って並んでいることから，本台地の東端は撓曲崖と推定される。

写真上端付近の平坦面（ t_4 ）は今津の西で南北に直線的な急崖（C図の s_1 ）で終わっているが，この急崖（ s_1 ）は，琵琶湖湖岸線に平行的な方向をとるので，湖岸段丘の可能性もある。しかし，湖岸段丘地形と認定できるものが他に見当たらないこと，そして，上述の撓曲崖下に位置し，その軸に平行的な崖地形であることを考慮すると，むしろ，断層崖である可能性が強い。著しい撓曲を示す平坦面（ t_1 ）が急斜面を介して直接湖岸低地と接し，一方，その東方に孤立的に分布する平坦面（ t_5 ）が西南へいわば逆傾斜していることから，B図の活断層2を推定した。

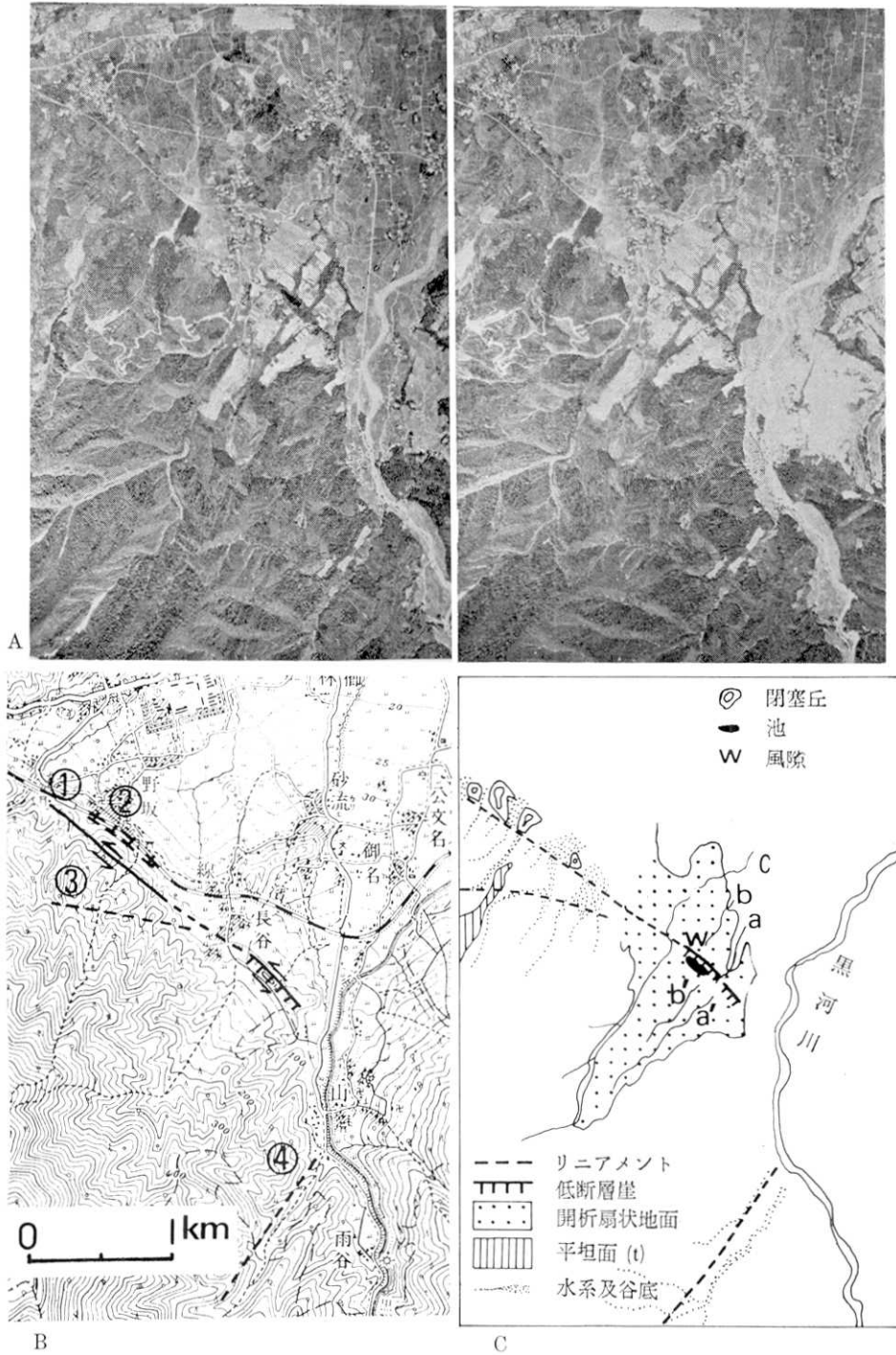
及布谷川以南においては，台地東縁山麓線が南北に極めて直線的であり，この写真の下端付近から南（写真外になるが）には，方向的に河蝕では生じにくい崖地形（ s_2 ）が認められること，加えて，東方には南北に列状分布をなす小丘群があって，それと台地東縁山麓線との間が幅広い凹地帯となっていること，南北に並ぶ小丘それぞれの頂部には平坦面（ t_6 ）が認められ，それらが一様に西もしくは西南に傾き，逆傾斜を示すことなどから，活断層3が推定される。各小丘の西端が南北一線によく揃っていることは活断層4の存在を示唆する。また，平坦面（ t_6 ）や上述した平坦面（ t_5 ）がともに逆傾斜を示す一方，それらの東側には直線的な急斜面が形成され，これをもって湖岸低地と直接していることから，小丘列東縁に沿って活断層5を推定した。

この地域に分布する平坦面はほぼすべて河成面で，いずれも古琵琶湖層群を基盤として厚さ数m程度の礫層で構成されている（水山ほか，1967；東郷，1971）。各平坦面の共通の基盤である古琵琶湖層群の走向傾斜をみると（C図），写真判読から認めた地形面のたわみや逆傾斜などに対応する変形構造が実在することがわかる。

以上のように，饗庭野台地の東縁は断層を伴った撓曲崖である。平坦面や古琵琶湖層群の著しい急傾斜構造から，それらは，深部基盤岩の逆断層運動が被覆層を通して表現されたものであるといえよう。天川や及布谷川沿いなどでは，撓曲崖付近あるいは活断層4と5の間の隆起帯に限って谷底面や新しい扇状地面の段丘化が顕著に認められるが，このことはごく最近においても変位・変形が進行しつつあることを示唆している。

水山高幸ほか，1967，阪神とその周辺の地形，地理評，40，585-600。
東郷正美，1971，饗庭野台地の変形について，地理評，44，194-200。

第12図 琵琶湖西岸，饗庭野台地東縁の撓曲崖と活断層。A：空中写真（番号 M628-296・297），B：地形図（5万分の1「竹生島」），C：地形の解説図。1：平坦面，2：沖積低地，3：崖，4：平坦面の異常傾斜方向，5：古琵琶湖層群の走向傾斜



第13図 敦賀平原南西縁の活断層(野坂断層)。A: 空中写真(番号 CB-68-5X, C15A-4-5), B: 地形図(5万分の1「敦賀」)と判読結果, ①~④は本文参照, C: 地形の解説図

5-8. 敦賀平野南西縁の活断層 (野坂断層)

写真は福井県敦賀平野の南縁付近の地形を示す。写真のほぼ中央に、黒河川の左岸の山地から北東へ向かって広がる開析扇状地がみえる。その緩い斜面を横切って北西～南東方向に走る暗色の帯 (樹林の列) がある。それは地形的には溝状の凹地であり、凹地の西部には池がある。よく注意するとこの溝状凹地を境にして下流側 (北西側) の扇状地面の方が明らかに高くなっていて、そこに上流側をむいた低い崖 (比高数 m) が認められる。このような、扇状地を横断する上流側をむいた崖は扇状地ができてから後の断層作用で生じた低断層崖であると考えられる。凹地の中の池の出口には、人工的に堰がつけられているが、このような逆むき低断層崖下の凹地に位置しているため、この池は断層池とみなすことができる。

この崖の下流側にはこの扇状地を刻む顕著な谷 a と b がある (やはり樹林のため暗色の列をなしている)。b 谷の上流部は上記の低断層崖の上で風隙をつくっている。崖より上流側でこの扇状地面を刻む a' と b' の谷 (第 13 図 C) は、その流下方向や谷の間隔が下流側の a, b と似ているので、a' と b' はそれぞれかって a, b の谷の上流部分であったと考えられる。しかし、a', b' の谷は a, b それぞれの上流側延長上にはなく、ともに凹地を境に南東に数 10 m 程度ずれている。このことから、扇状地面形成後に数 10 m 程度の左ずれ変位が起ったと考えられる。

扇状地上を流れる長谷川の流路 (C 図の c の川) も凹地の北西延長上で左ずれの屈曲を示している。これより北西方ではしばらくの間は変位地形が明瞭でない。しかし、写真左端近くでは、上述の崖の北西延長部に明らかに左ずれの断層変位を示す四つの閉塞丘と顕著な谷屈曲を見出すことができる。前述の扇状地を切る断層はここへのびてきていることがわかる。

なお、閉塞丘の北東縁は、北西—南東方向の直線的な急崖をなしている (その急崖の基部に直線状の道路が白くみえる)。この崖の列 (B 図 ②) は、付近の河流の方向に直交するむきに走るため、これが断層崖である可能性があり、确实度 II の活断層と判断した。

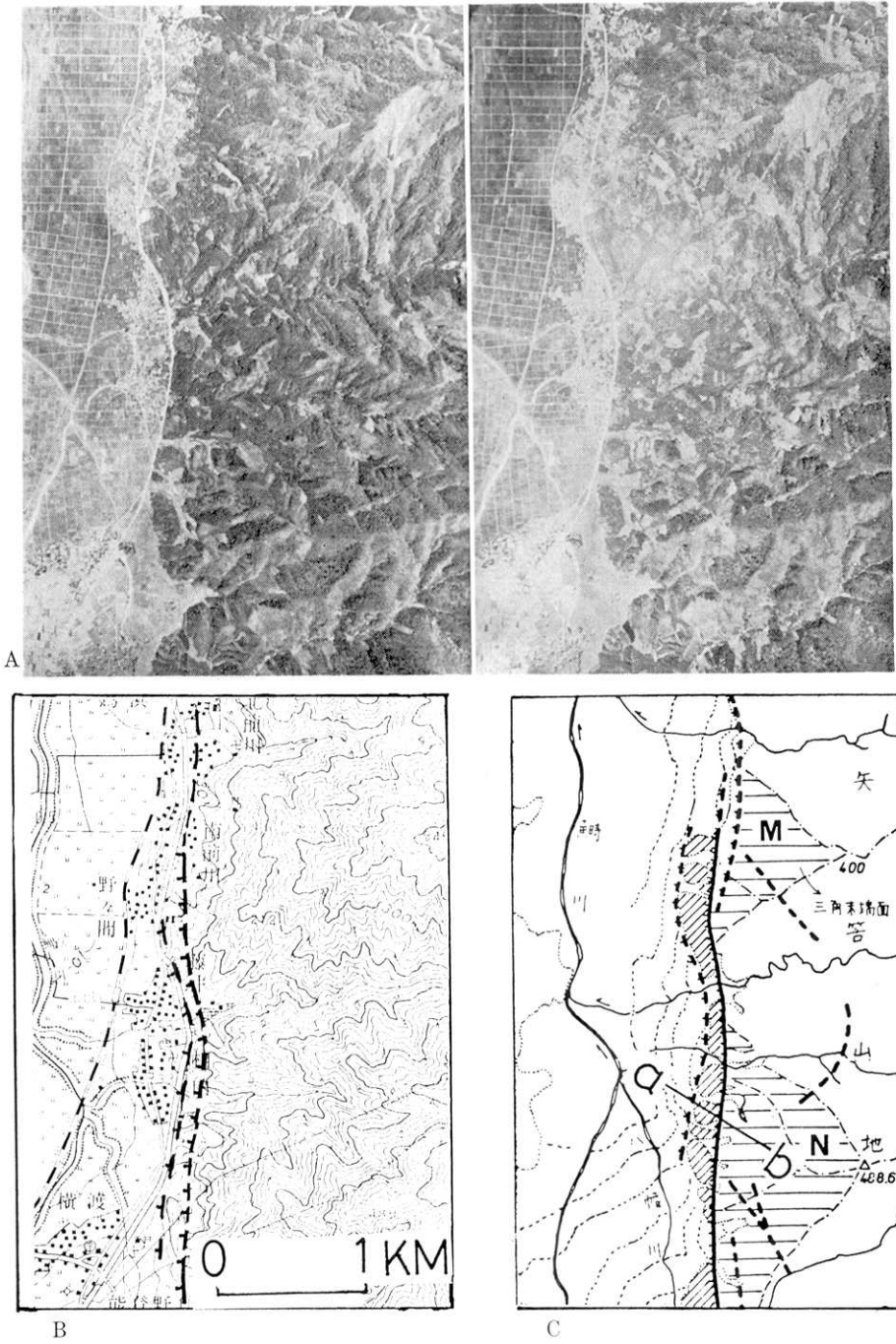
さらに、写真の西～南部を占める山地には、尾根の高度不連続線や直線的な谷地形などで生じたリニアメント③、④が認められる。しかし、これらが活断層である確実な証拠は見出せない。ただし、③については、より精細な縮尺約 2 万分の 1 の写真で観察すると、このリニアメントを横切って分布する平坦面 (t) がこのリニアメントを横切る所でその高度が食い違い、下流側が高まっているのがわかる。このように③のリニアメントはより大縮尺の写真を使えば、确实度 I と判断される活断層である。

この写真で観察できる上述の敦賀平野南西縁に限る北西走向の左ずれ活断層 (C 図の①) は野坂断層 (東郷, 1974) とよばれ、黒河川断層崖 (山崎・多田, 1927) の西半に沿い、関峠を越えて若狭湾岸 (佐田の北) まで数 km にわたって追跡できる。

村井 勇・金子史朗, 1975, 琵琶湖周辺の活断層系, 地震研彙報, 50, 93-108.

東郷正美, 1974, 琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形, 地理評, 47, 669-683.

山崎直方・多田文男, 1927, 琵琶湖付近の地形とその地体構造について, 地震研彙報, 2, 81-108.



第14図 福井県若狭湾南岸の三方断層. A: 空中写真 (KK-68-1X, C6-12-13), B: 地形図 (5万分の1「西津」), C: 地形の解説図. 横平行線: 三角末端面, 細斜線: 能登野層が分布する丘陵

5-9. 福井県若狭湾南岸の三方断層

写真は福井県若狭湾にのぞむ三方五湖地域東縁の地形である。写真のほぼ中央で西部の三方五湖のある低地とその東方の矢筈山地とが急崖をもって接している。この急崖はほぼ東西方向のいくつかの谷のために分断され各尾根は西にむいた三角形の末端をみせている(第14図CのMやN)。この三角末端面自身もかなり開析されていて平滑な面ではなく、さらに小さな尾根と谷がその斜面に生じている。

この大きな崖地形はの場合経験的には、活断層の変位によって生じた崖(断層崖)であると思われるが、この写真の中でその確定的な地形的証拠をみつけるのはかなり困難である。この地域は海岸に近いので、第四紀後期の海蝕作用でこの崖の原形ができた可能性もないわけではない。

これがもし活断層の変位によって生じた崖であるならば、その活断層は上述の三角末端面の基部付近に位置していることが普通である。写真で崖のふもと付近に注意すると、三角末端面の基部と沖積平野との間、白くみえる道路(国道27号線)の東側にいくつもの小さな丘(C図の斜線部)が山麓線に平行してならんでいる。また、その東側には鞍部の列や南北にのびたせまい谷間の低地がみえる。このような小さな丘や凹地形はそこに断層があって、その断層による変位で生じた可能性を示している。

この崖地形は、写真の範囲を越えてより巨視的にみた時、さらに南方へも北方へもほぼ直線的に、しかも海岸線に直交してつづいていること、西側の沖積平野は入江や溺れ谷を埋めて生じたものであって大規模な海蝕作用は考えられないこと、この崖が北方の若狭湾の海岸に達する付近に海成段丘を切る低断層崖があり、それ以西にはその海成段丘が分布していないこと、1662年の琵琶湖西岸付近を震央とする大地震で三方五湖東縁(ほぼこの崖のふもと)に沿ってその東側が3~4m隆起したこと(上治, 1928; 宇佐美ほか, 1977)などはこの崖が崖のふもとに沿う活断層によって生じた断層崖であることを示している。山崎・多田(1927)はこの崖を三方断層崖とよんでいる。

その後の現地調査で、上述の小丘の東側のリニアメントに沿う地点(相田南方の三方町工業用地, C図のa-bとの交線付近)で、そこに断層が実際に存在していることがわかった。そこでは、西に急斜した第四紀層(能登野層, 三浦ほか, 1969)が東側のいわゆる古生層と、走向ほぼ南北、西へ 35° ~ 75° の傾斜の正断層で接していた。第四紀層がこのように急斜していることや、上述の海岸での段丘面の変位などから、この断層は活動度B級程度の上下変位速度をもつものと考えられる。

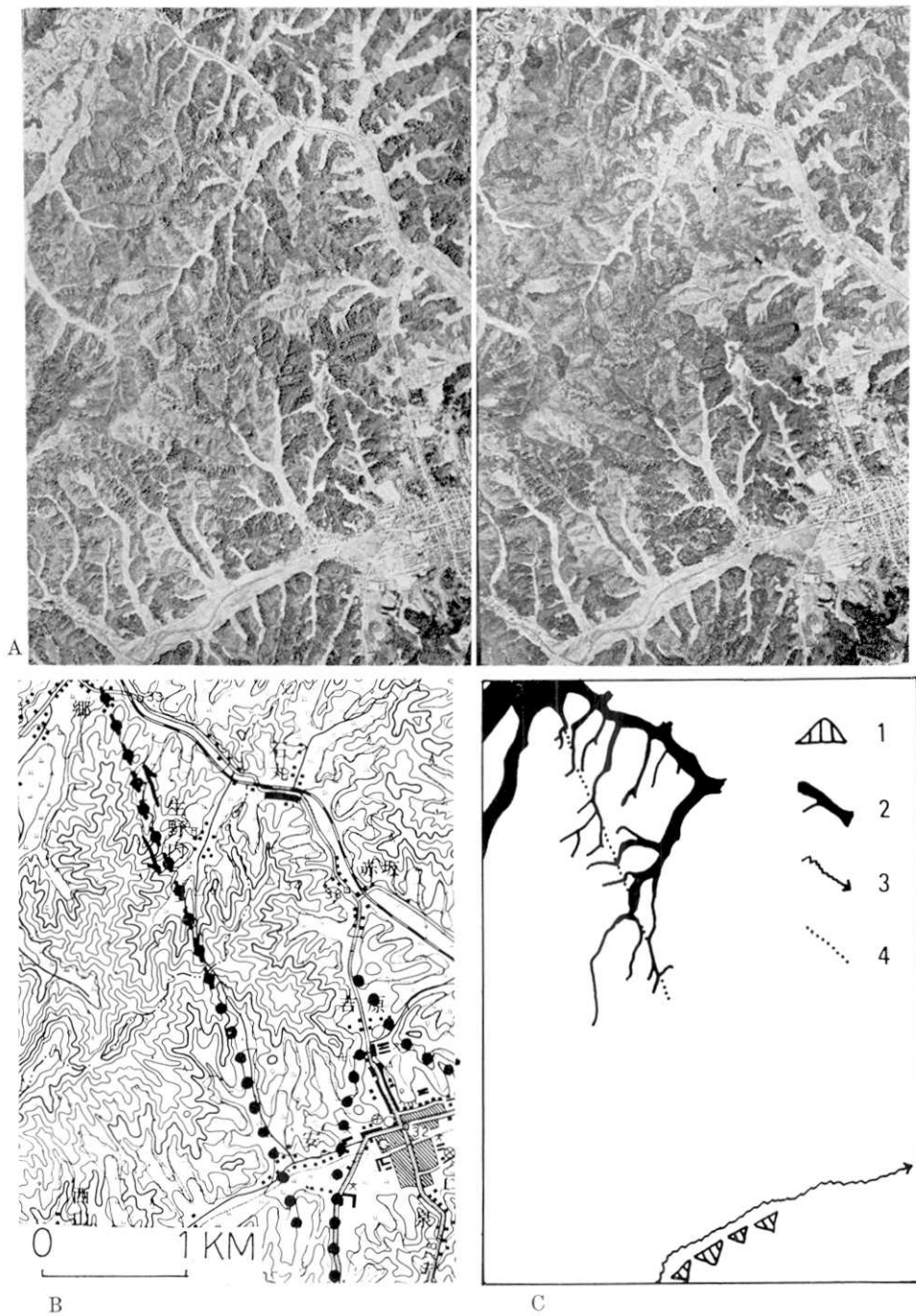
山崎直方・多田文男, 1927, 琵琶湖付近の地形と其の地体構造につきて, 地震研彙報, 2, 85-108.

上治寅治郎, 1928, 若狭湾岸一部の隆起現象に就て, 地球, 9, 42-45.

三浦 静・若狭団体研究グループ, 1969, 福井県若狭地方の洪積統, 福井大教育紀要 (II), 19, 57-70.

村井 勇・金子史朗, 1975, 琵琶湖周辺の活断層系, 地震研彙報, 50, 93-108.

宇佐美龍夫・松田時彦・岡田篤正, 1977, 寛文2年(1662年)の地震に伴う若狭湾岸三方五湖付近の土地隆起, 地震予知連絡会会報, 17, 143-145.



第15図 北丹後地震の郷村断層地域. A: 空中写真(番号 KK-70-3X, C2-27・28), B: 地形図(5万分の1「宮津」). 点線は1927年地震断層. C: 地形の解説図. 1: 三角末端面, 2: 谷底面, 3: 流路, 4: リニアメント

5-10. 北丹後地震の郷村断層

写真は北丹後地震（昭和2年，M7.4）で知られる京都府奥丹後半島の郷村一峰山町付近である。この地震で、郷村断層などの南北性の地震断層群と、東西性の山田断層（四辻断層）とが現われた。写真の範囲は郷村断層の地域である。写真の左上端付近に郷村がある。

この写真から、地形的に北丹後地震の地震断層線を見出すことは、そのごく一部分をのぞいて困難である。この写真の範囲で、活断層らしいリニアメントは写真左上端近くの北北西走向の短いリニアメントだけといってよい。このほかには写真の下部に峰山町に至る東北東方向の直線状の谷があり、その南岸に、三角末端面が一行にならんでいるのが目立つ（第15図C）。しかし、これはこの谷の河流の側方侵蝕によって生じたものとして十分説明できる。

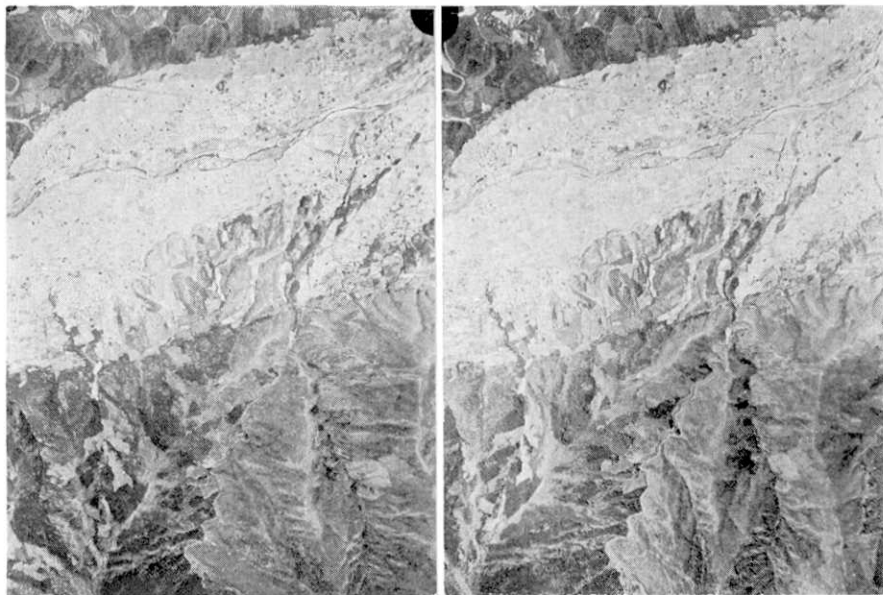
活断層と思われる写真上部左寄りのリニアメントは、郷の集落の東南方の山地において東北に派出する3つの小さな尾根と谷を横切っている。これらの尾根や谷は、このリニアメントの所でその東北側が相対的に北西へ移動したように彎曲している。どの尾根にもそのリニアメントのところに鞍部ができています。このような地形的特徴は、これが左ずれ性の活断層であると疑うに十分である。しかし、上記のような特徴を示すのは写真上端部の1~2kmだけであって、それ以南では明瞭でないで、これだけで活断層と断定することはできない。このリニアメントは極めて短区間で不明瞭になる上、谷の屈曲のむきが downhill¹⁾ であるなどのことからこれが差別侵蝕によって生じた組織地形の可能性も否定できないからである。

昭和2年の北丹後地震では、このリニアメントに完全に一致して地震断層があらわれ、これが断層変位地形であったことを教えてくれた。しかし、この時の地震断層は、上記のリニアメントの範囲にとどまらず、さらに南方へ、写真のほぼ下端まで連続して出現した（B図参照）。写真右下部の峰山町付近にはそれと別に、さらに2本の地震断層が出現しているが、それらも地形的には検出困難である。この北丹後地震と断層の関係は、このような地形的な方法による活断層調査の限界を示す例であると同時に、北丹後地震が、最近地質時代において濃尾地震や北伊豆地震と比べてはるかに稀な事件であったことを意味している。活断層としての郷村断層はこのような地形的不鮮明さから判断すると、C級の活断層であると思われる。

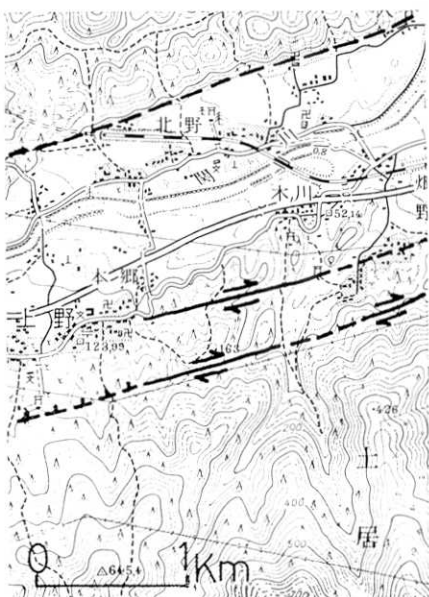
なお、北丹後地震の際に、この写真の範囲外南方に、東北東走向の山田断層が従属的にあらわれたが、その位置は北側隆起の明瞭な断層変位地形に沿っていた。したがって、地質時代を通じてみると、北丹後地震はむしろ山田断層を主断層帯とする活断層系（活動度B級）から発生しているということが出来る。昭和2年地震ではたまたま、それがその副断層である郷村断層を中心に生じたと解される。

1) downhillの谷屈曲とは、断層線より下流の谷の流路の屈曲のむきが、その地域のより大きな谷の下流方向に一致している場合にいう。このような場合は断層変位がなくても谷はその方向に彎曲する傾向があるので、downhillの場合はその逆の場合（uphill）よりも、横ずれ変位を示す確実度が低い。

多田文男，1970，丹後震災地郷村断層図，地図の友，12，(8)，4-5 および付図。



A



B



C

第16図 石鎚山地北縁，畑野付近の中央構造線。A：空中写真（番号 SI-69-2X, C3-2-3），
 B：地形図（5万分の1「新居浜」）と判読結果，C：解説図，1：山地，2： t_1 面，3： t_2 面，4： t_3
 面，5：三角末端面と山麓線，6：水系の谷底面と風隙，7：崖，8：断層露頭

5-11. 石鎚山地北縁、畑野付近の中央構造線

写真は愛媛県新居浜東方、畑野付近のものである。写真の下半分にみられる急峻な山地の北縁は極めて直線的であり、そこに北面する新鮮な三角末端面がいくつも並んでいる。ここは古くから中央構造線の断層地形として知られている石鎚(山)断層崖(辻村, 1923)の一部である。地質学的にも写真でみる山麓線(第16図Cのa-a')に沿って中央構造線があって、以南には結晶片岩、以北には和泉層群と第四紀堆積物が分布する。山地北縁の北にむいた三角末端面の発達はこの山麓線に沿ってその南側山地が最近地質時代に隆起していることを示唆している。実際に低い旧扇状地面がこの断層線上で切断されて南側が隆起している地点(写真の範囲外)もみられる。

上述の三角末端面を刻む小谷に注目すると、それらの大部分はこの山麓線を横切る所でいずれも一度東流したのち北方に向っており、それらに系統的な右ずれ屈曲が認められる。その屈曲量に注目すると、規模の大きい谷ほどそれが大きい。また付近で最も高位に保存されている地形面(C図の t_1)を刻む谷の屈曲量は本郷南方に分布する低い地形面(同 t_2)を刻む谷の屈曲量よりも一般に大きい。以上の諸点から、この山麓線に沿って断層があってそれが右ずれ変位を累積していると推定される。

石鎚山地を深く刻む西谷川の流路が上述の山麓線の所で明瞭な右ずれ屈曲を示さないのは、西谷川のような大きな川では、川の浸蝕速度が大きく、そのため断層変位地形を保存しにくいと考えられる。この山麓線の北側で西谷川の右岸側と左岸側とで段丘面の広さに著しい差異が生じているが、それはこの断層の右ずれ変位のために断層の下流側では西谷川の流路が常に左岸側に片寄り、そのため右岸側だけに広い段丘面が生じたと考えられる。

上述の山麓線の北側、西谷川の西側の丘陵地では、これを刻む小谷群とそれにはさまれた尾根が、丘陵中部をほぼ東西に横断する線(C図のb-b')を境にしていずれも右ずれ状に屈曲している。西谷川流路に沿う右岸の低い段丘の段丘崖も右ずれ状に曲っている。丘陵の頂面をつくる地形面(t_1 面)の高度もこの線を境にして異なっている(北側が低い)。これらのことから、ここにも断層があって、右ずれで南側隆起の変位をしていることがわかる。

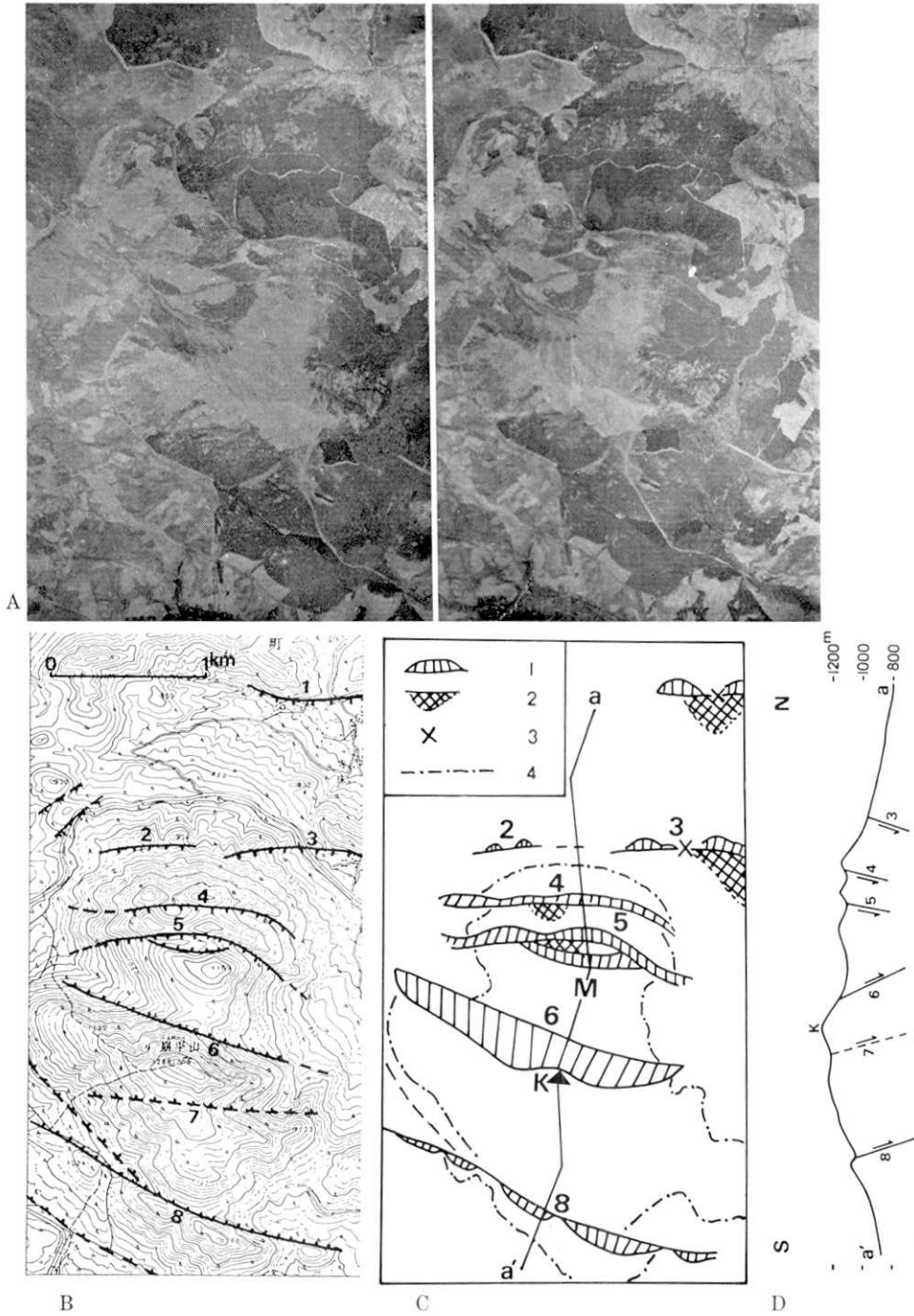
上述の平行する二つの断層(前者が石鎚断層、後者が畑野断層、いずれも岡田, 1973bによる)とも中央構造線活断層系の一部であって、これらは谷の屈曲量から推定すると、高位段丘面(t_1 面)形成(約16~20数万年前)後に石鎚断層に沿っては約550~600m、畑野断層に沿っては約150~200m、計700~800mの右ずれ変位を行っている。この間の平均変位速度は3.5~5mm/年である。

写真の北縁にみられる山地の南縁の山麓線(C図のc-c')も極めて直線的につづき、しかもそれが写真左上端付近でそれと同方向の直線状の谷につづくことから、そこにも活断層があると推定される。

辻村太郎, 1923, 断層崖および断層線崖, 地質雑, 30, 269-279, 293-303.

岡田篤正, 1973a, 中央構造線の第四紀断層運動について, 「中央構造線」杉山隆二編, 東海大出版会, 49-86.

岡田篤正, 1973b, 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動, 地理評, 46, 295-322.



第17図 別府西方, 崩平山の正断層群. A: 空中写真(番号 M267-38-39), B: 地形図(2.5万分の1「湯平」), C: 地形の解説図, 1: 断層崖, 2: 断層運動による埋積地, 3: 断層露頭, 4: 1000 m 等高線, K: 崩平山頂上, a-a' は断面線的位置. D: 崩平山の南北地形断層図と推定断層

5-12. 九州中部火山地域の正断層群

九州中部の火山地帯には異常に多数の活断層が発達している。写真は九重火山の北にある崩平山熔岩円頂丘（対馬・小野，1958）を横断する正断層群である。

写真を実体視すると、中央の丘に東西方向にのびたいくつもの崖が平行してならんでいるのがよくみえる（第17図Cの2~8）。とくに写真中央の北にむいた崖（C図の6）は大きく、そのため、この円頂丘は南北にはほぼ二分されている。これらの東西方向の崖のために溶岩円頂丘は南北方向には地形の凹凸が激しいが、その他には浸蝕による放射状の谷はほとんど発達しておらず、円頂丘には平滑なものの火山斜面が比較的良好に保存されている。

この円頂丘の原面が鏡面として役立ち、上記の崖の面が火山の原面から区別できる。すなわち、かつては一つづきだったと思われる火山斜面がそれぞれの崖のところで切れて原面に高度の不連続が生じている。崖の面は6と5の崖を中心として、それ以北では崖の円頂丘の北斜面（2~5）は南に向いているが、以南（崖6~8）の南斜面では北をむいている。したがって、構造的には、この丘の中央ほど大きく落ちこんだ地溝状を呈している。円頂丘の外形が全体として南北に長いのもこの結果である。崖線は多少彎曲していて、常にその内側の地盤が低下している。これらの諸形態はこれらの断層崖が正断層によるものであることを示唆しているが、実際に1および3の断層ではその露頭が観察され、そこでは南傾斜70~80°の正断層であった（C図のXの地点、村井・松田，1975）。

崖の比高は円頂丘の中央部で大きく、東西両側にむかって減少している。これは一つには、山麓部では崖錐によって低所が埋積されているためであるが、実際にも火山体の中心部でこのような断層の変位量が大きいためであろう。一般に火山体の内部にのみ正断層がよく発達する傾向がある。

崖の前面（崖の基部）に凹地や埋積性の平坦地が生じているのが断層1, 3, 4, 5沿いに見える（C図参照）。とくに4, 5沿いの小凹地は楕円形の湿地をなし、背後の崖とともに典型的な若い断層変位地形を示している。

断層線の位置は一般に断層崖の下部あるいはほとんど基部を通ることが多い。この地域で観察された断層露頭の位置はいずれも断層崖のほぼ最下部に近かった。B図では一般に断層線を断層崖下部の傾斜変換線（崖錐のほぼ上限）付近に引いてあるが、実際にはそれよりやや下部の、崖錐中に位置していると思われる。

D図は崩平山山頂を通るほぼ南北方向の地形断面である。この丘がかつてはほぼ円形の平面形をもった円頂丘であったとすると、円頂丘の最高点は崩平山の北方（C図のM付近）にあったと推定され、その付近は、円頂丘形成以後に約250m陥没したと見積られる。

対馬坤六・小野晃司，1958，20万分の1地質図幅，「大分」，地質調査所。

村井 勇・松田時彦，1975，大分県中部地震被害調査報告——とくに地変と活断層との関係について，地震研彙報，50，303-327。

文 献

- CLUFF, L. S. and BROGAN, G. E. (1974): Investigation and evaluation of fault activity in the U.S.A. *Proc. Second Intern. Assoc. Engineer, Geol. São Paulo, 18-24 August, 1974, Brazil*, Vol. 1, II-PC-4.1-4.15.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1968): *The Encyclopedia of Geomorphology. New York Reinhold*. 1295 p. (Encyclopedia of Earth Sciences Series, 3).
- GARY, M. et al. (eds.) (1973): *Glossary of Geology. American Geol. Inst., Washington, D.C.* 805 p. + (A-52).
- 木村敏雄・竹内 均・片山信夫・森本良平編 (1973): 新版地学辞典, 第3巻, 古今書院.
- 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.
- 松田時彦・岡田篤正 (1968): 活断層, 第四紀研究, **7**, 188-199.
- 松野久也 (1965): 写真地質, 実業公報社, 300 p.
- 多田文男 (1927): 活断層の二種類, 地理評, **3**, 980-983.
- 武田裕幸・今村遼平 (1976): 建設技術者のための空中写真判読, 共立出版, 219 p.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973): 新編日本地形論, 東大出版会, 415 p.

29. *Aerial Photo-interpretation of Active Faults*
— *the Individual Difference and Examples* —

By Tokihiko MATSUDA,¹⁾ Yoko OTA,²⁾ Atsumasa OKADA³⁾
Fumitake SHIMIZU,⁴⁾ and Masami TOGO⁵⁾

The method and results of aerial photo-interpretation of the present authors for active faults are described and illustrated with examples.

An individual difference among the present authors in interpreting topography was examined using the same photographs (scale ca. 1:40,000). The lineaments recognized on the photographs were shown on maps with respective marks according to their certainty of active faults. Certainty I represents convincing active faults evident in the topography. Certainty II represents lineaments of probable active fault whose sense of displacement is inferable from topography. Certainty III is for lineaments that may be active faults, but the sense of displacement is undeterminable.

The results of interpretation made by each of the authors agreed with each other for active faults or active fault zones of certainly I, but for lineaments of lower certainty larger individual differences were found to exist.

Active faults of class A (1-10 mm/year in average slip rate during the late Quaternary) and class B (0.1-1 mm/year) were easily detected with small individual differences. Most of less active faults such as class C faults were designated as certainty III.

- 1) Earthquake Research Institute, University of Tokyo.
- 2) Department of Geography, Yokohama National University.
- 3) Aichi Prefectural University.
- 4) National Research Center for Disaster Prevention.
- 5) Hosei University.