

大津市皇子が丘潜在断層群について

中沢 圭二・阿部 悦夫・桂 京造
石田 志朗・野上 裕生

OJIGAOKA CONCEALED FAULTS IN THE NORTHERN PART OF OTSU CITY

By Keiji NAKAZAWA, Etsuo ABE, Kyozo KATSURA,
Shiro ISHIDA and Yasuo NOGAMI

Synopsis

The presence of two parallel faults concealed below the Alluvial fan deposits and running along the east foothill of the Hiei-Daimonji mountainland has been confirmed by surface geology, boring, and geophysical explorations. Another concealed fault has been also estimated under the coastal plain. Each fault dislocates the Pliocene-Pleistocene deposits by east side downthrow.

By analysing the actual faults in the granite mass which constitutes the mountainland the concealed faults are considered to have been generated by uplifting of the mountainland by a east-west compression. The analysis of joint system of the granite, on the other hand, indicates a north-south compression. Most of lamprophyre dykes in the granite have been revealed to have intruded along tensional joints of the same stress field, and this stress field is concluded to be older than the stress that generated the concealed faults.

1. は し が き

京都盆地と近江盆地の間に南北に連なる比叡一大文字山塊は、比較的新しい隆起山地と考えられている。事実、その西麓に沿って走る花折断層^{1), 2)}で、鮮新・更新統の大阪層群が200~300 mもの落差でくい違っていることが知られている^{3), 4)}。また最近、北白川において縄文時代の層を切る、ごく新しい衝上断層も見されている⁵⁾。一方、東麓にも断層の存在が推定されているが、確認されていない^{2), 4), 6), 7)}。筆者らは昭和44年、国鉄の湖西線建設に伴い、日本鉄道建設公団の依頼をうけて、大津市皇子が丘一帯の地質調査をする機会を得た。その結果、予想されていた断層が数本平行して、沖積層におおわれ、その下に潜在していることを明らかにし得たので、ここに報告する。主な調査は昭和44年に行なったが、その後補足して調査した。なお、地表調査と試錐調査は中沢・石田・野上が、重力探査と放射能探査は阿部と桂が分担して行なった。また、断層形成に関連して、花崗岩山地の裂か系の調査を中沢が、断層群の北方延長の追跡調査を、中沢・石田・野上・桂が補足的に実施した。

2. 調 査 方 法

まず地表調査と、従来の試錐資料の検討結果から、少なくとも2本の南北性の断層が、東麓低地帯の沖積層下に潜在している予測が立てられた。これを確認するために、試錐・重力探査・放射能探査の3つの方法を併用することにした。沖積層の下には古琵琶湖層群があり、さらにその基盤に花崗岩が存在していると推定されるので、潜在断層の位置を確認するのに放射能探査が有効と考えられる⁸⁾。しかし、この方法は花崗岩の上をおおう層が比較的薄い所にしか適用できず、また、断層による変位量を知ることは困難である。そ

のためには、弾性波探査や重力探査が有効と考えられるが、調査地域には人家が多く、湖岸の国道の交通も絶え間がないので、後者の方法を選んだ。試錐は、3カ所において実施した。物理探査のみでは断層の性格は必ずしも明らかでないで、地表において確認するため、断層の北方延長にあたる堅田付近の地表調査を行なった。また、その形成機構を推定する手段として、西方の花崗岩地帯の裂か系を調査した。

3. 地 表 調 査

地表調査から得られた地質の概要は Fig. 1 の地質図に示される。山地の大部分は黒雲母花崗岩で構成されるが、南縁部には古生層のチャート・粘板岩のホルンフェルスが東西の走向を持って分布する。山地の東縁近くには花崗斑岩の大きな岩脈が、上記岩類を貫いて南北に走り、北部ではその東側に石英斑岩脈がこれと平行して貫入している。花崗岩は深層風化が進み、いわゆる真砂土(まさ)となり、「白砂」として各所で採掘されている。花崗岩はまた白色のアプライトや黒色のランプロファイヤ(煌斑岩)の小岩脈で貫かれている。

東麓には古琵琶湖層群の縁辺礫層が点々と残存する。山麓傾斜地は扇状地性の砂礫層でおおわれ、これは湖岸低地の沖積層に多化する。沖積層下には古琵琶湖層群の砂礫・シルト・粘土層が広く分布する。

上治博士⁷⁾は、同氏の言う音羽山断層の北方延長が山麓部を通り、これが花崗岩と古琵琶湖層群の界をなしているとみなした。しかし、今回の調査結果、古琵琶湖層群は不整合に花崗岩の上ののっていることが明らかになり、同氏の推定した断層は存在しないことがわかった。しかし、山麓部の花崗岩中には、南北性の断層が発達していることは事実である。また、以前行なわれた弾性波探査資料⁹⁾によれば、園城寺付近の古生層地帯には、山麓近くに3本の南北の断層の存在が推定されている。

4. 試 錐 調 査

以前に実施された湖西線の試錐調査によれば¹⁰⁾、天津市文化会館の西方山地(Fig. 2, 地点 I, 標高 162 m, 試錐深度 82 m)では表土層も含め、19 m の深さまでは砂礫層であり、その下は主に粘板岩よりなる古生層である。この砂礫層の大部分は古琵琶湖層群とみなされる。すなわち、山腹に一部古琵琶湖層群が残存している。一方、山麓から 200 m しか離れていない、天津市役所の深さ 100 m の試錐(Fig. 2, 地点 III)では、すべて古琵琶湖層群で基盤に達しない。したがって、両地点では古琵琶湖層群の基盤の標高差は 200 m 以上に達し、この間に南北の断層が走り、東側が落ちていると推定せざるを得ない。また、柳ヶ崎湖岸の紅葉館の深層試錐(Fig. 2, 地点 IV)によれば、800 m の深度ではじめて基盤の花崗岩に達している。この事実から、市役所と湖岸の間にも 1~2 本の断層が存在し、東側の基盤が深くなっていると予測されるのである。

後述するように、放射能探査の結果、山麓に 2 本の断層が南北に平行して走ることが推定されたので、それを確かめるために 3カ所(Figs. 1, 2 の地点 V, VI, VII)において岩芯採取試錐を行なった。地点 V, VI は西側の推定断層の西方で、地点 VII は 2つの断層の間である。その結果を Fig. 3 に示す。ただし、岩芯の検討を行ない試錐報告を修正してある。

試錐 No. V (Fig. 3のA)

深度 32 m。表層の扇状地性の礫混り砂の厚さは、約 4 m である(N 値が 10~20)。それ以深は N 値 40~50 で、古琵琶湖層群か風化花崗岩か不明であるが、深度 8 m 以下は N 値が急に大きくなり、風化花崗岩とみなした。深度 23 m から 24 m にかけて粘土混り砂とされている部分は、花崗岩中の小さい断層があるところと思われる。

試錐 No. VI (Fig. 3のB)

深度 30 m。7 m までのシルト質砂は表層で、深度 12 m までの礫混り砂が古琵琶湖層群と判断される。それより下は風化花崗岩となる。

試錐 No. VII (Fig. 3のC)

深度 155 m。4.15 m の深さのシルト層から古琵琶湖層群と思われる。以下すべて礫混り砂および中粒~粗

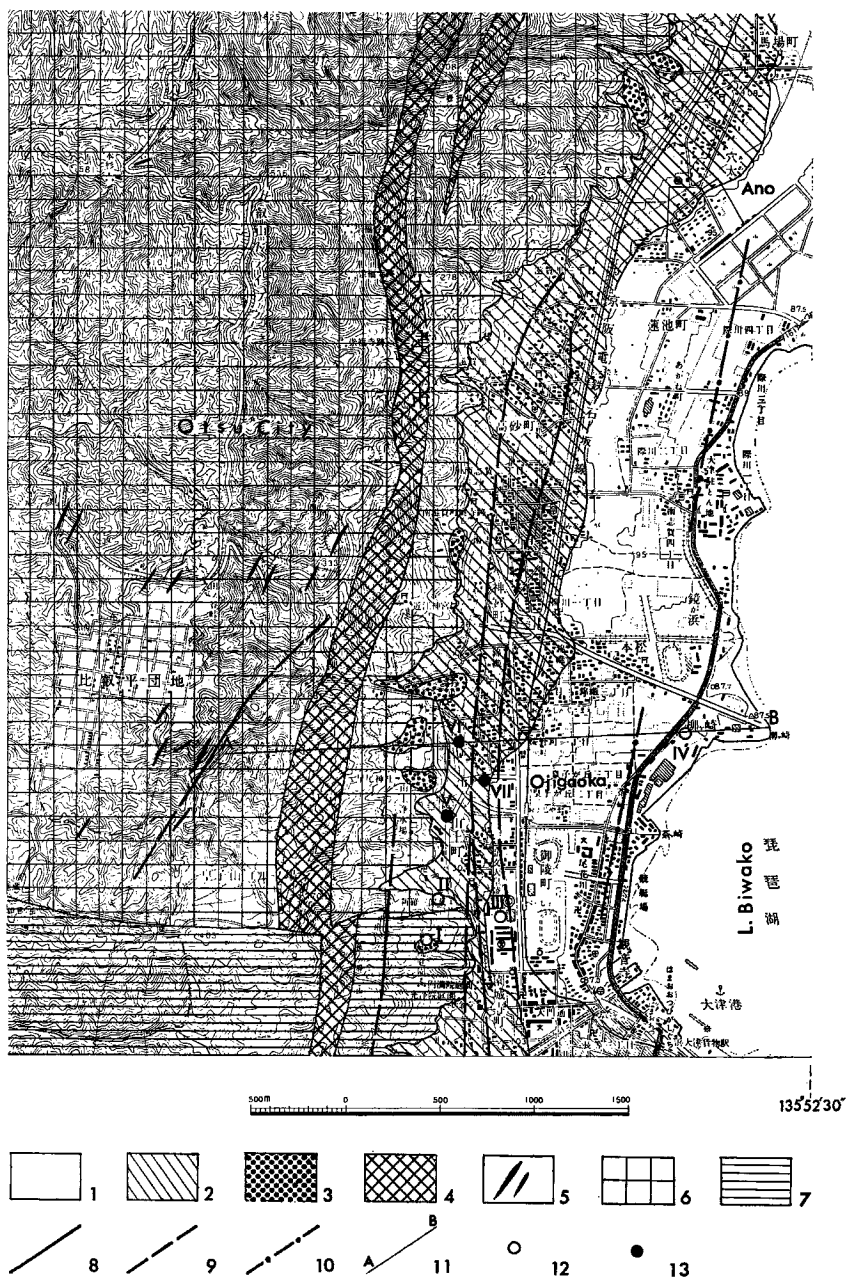


Fig. 1 Geological map of the northern part of Otsu City.

1. Alluvial deposits, 2. Recent fan deposits, 3. gravel beds of the Kobiwako Group, 4. granite-porphry and quartz-porphry, 5. lamprophyre, 6. granite, 7. Paleozoic rocks, 8. actual fault, 9. estimated fault, 10. concealed fault, 11. line of cross section (see Fig. 7), 12. former boring site, 13. new boring site.

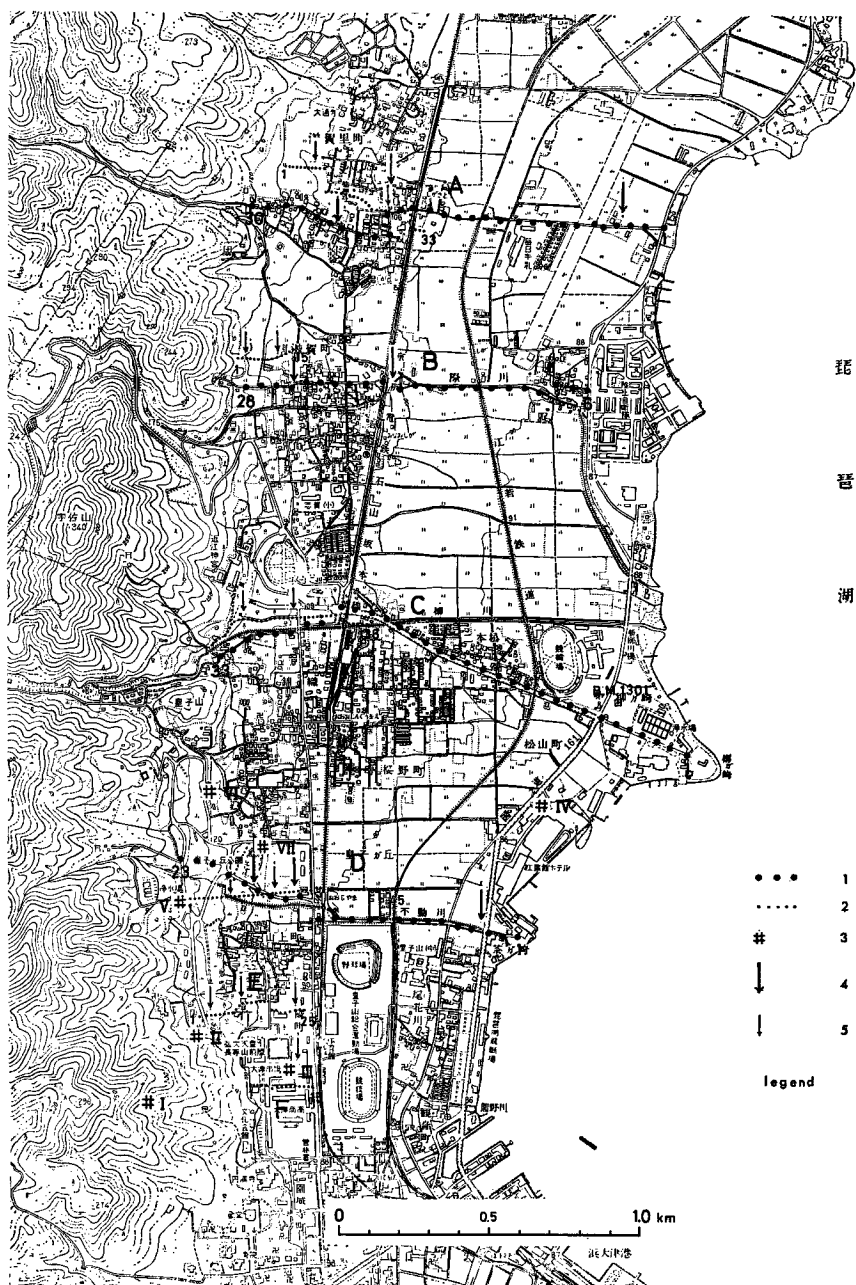


Fig. 2 Observation points of radioactive and gravity survey.
 1. gravity station, 2. observation point of radioactive exploration,
 3. boring site, 4. position of fault inferred from gravity data,
 5. position of fault inferred from radioactive data.

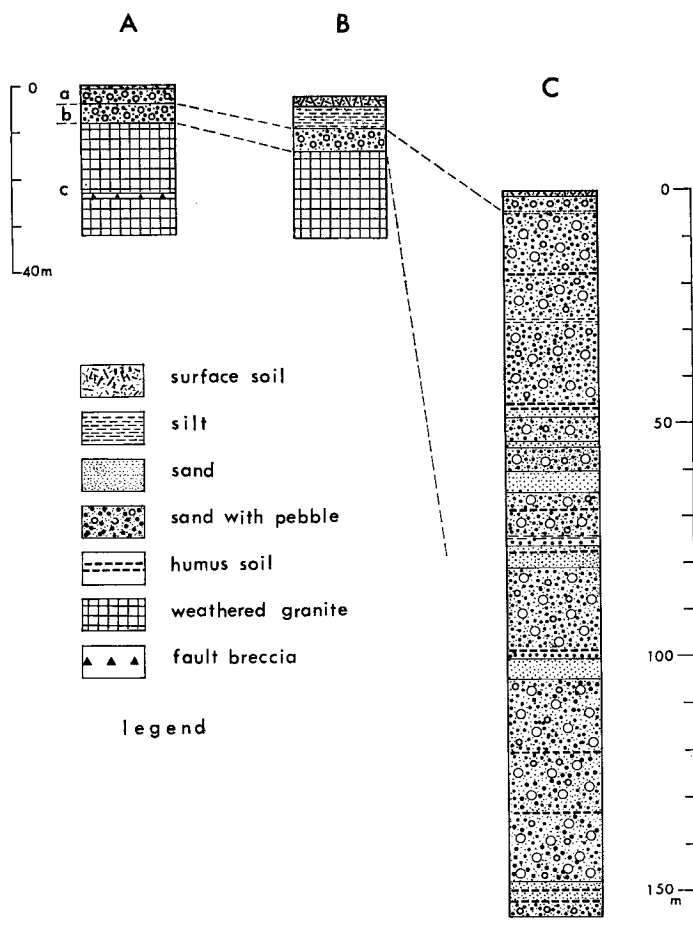


Fig. 3 Columns of boring.

A, B and C: boring of Nos. **V**, **VI** and **VII**, respectively. a. Recent fan deposits, b. Pliocene-Pleistocene Kobiwako Group, c. weathered granite.

粒砂で、腐植質、木片混りのシルト質の部分が含まれる。

以上3カ所の試錐から明らかなように、断層より西側では深度 10~12 m で基盤の花崗岩となっているのに、わずか 180 m 東方では 155 m の深度でも基盤に達しない。標高差を考慮すると、その深さには 160 m 以上の差があり、この間に断層が存在することは確実とみられる。No. **VII** の試錐で、地層の傾斜が 20~30° もあるのは断層の影響と思われる。

5. 放射能探査

今回採用したのは、日本無線製 TCS-121 型シンチレーションサーベーターを用いた γ 線計数法である。この方法は、ラドンガスが断層破碎帯を通して上昇しやすく、上部の表層中にその壊変生成物を沈積し、したがって地層におおわれた断層の直上部に γ 線強度のピークが現れることを利用するものである。従来、地中空気に含まれるラドン濃度を泉効計により測定する方法が、潜在断層の探査によく用いられたが、この

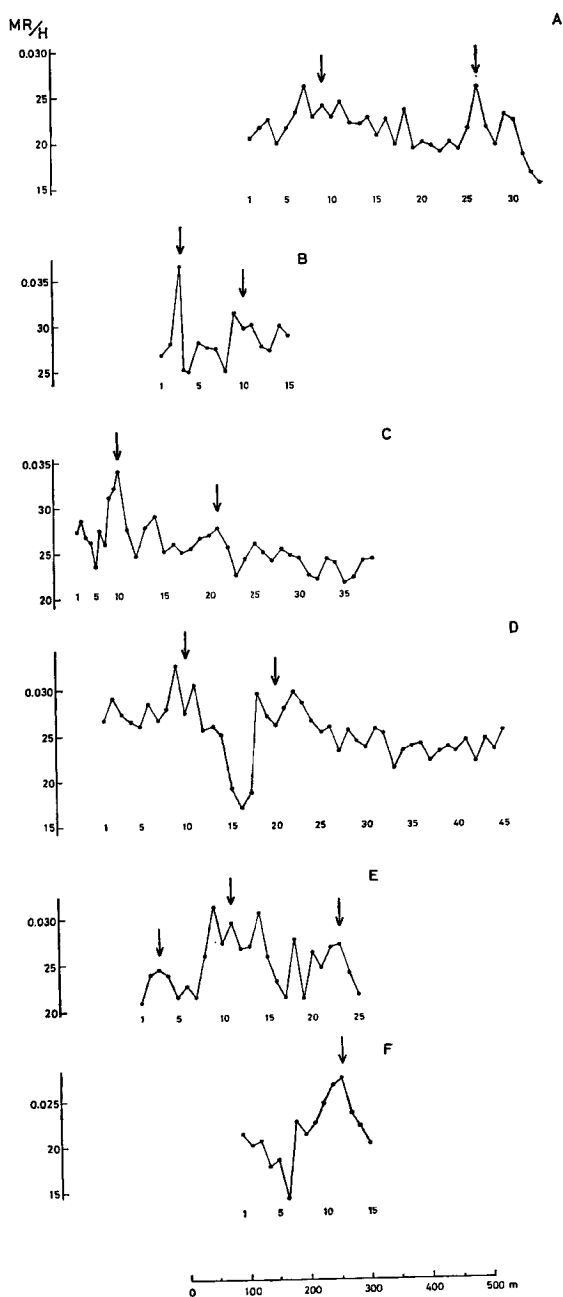


Fig. 4 Radioactivity profile.

方法は非常に有効な反面、測定に時間を要し、作業がはかどらない難点があった。シンチレーションサーベーターによる調査は、感度もよく、1点当りの測定が後述するように2分強の時間で済み、測点を網目状に配置して潜在断層を連続的に追跡できる利点がある。しかし今回は探査地域も広く、市街地も含まれ

るので、網目状に測点を設けるのは事実上不可能となり、測線ごとのピークから断層を推定することにした。

測線は重力探査の測線に近く A~D の 4 本、さらに南方に E, F の 2 本、合計 6 本を設け、測点間隔は 15 m とした (Fig. 2)。測定方法は地中に直径 5 cm、深さ約 20 cm の孔をあけ、この中に γ 線プローブを挿入して、測定器のレートメーターの指針の読みを 10 秒毎に 12 回とり、最高値と最低値とを除き、平均を求めて、その地点の計数値とした。最初に測定した D 測線では、現在廃線となった江若鉄道まで測線を延長したが、京阪電鉄を東へ横切るあたりから計数値が減少し、ピークの判定がむずかしくなったので、以後の測定は京阪電鉄以西とした。

測定結果を Fig. 4 に示す。断層上にあらわれるピークの形状はいろいろであるが、W 字型は典型的な一例で、A 測線 No. 9 や E 測線 No. 11 の付近にこの型がみられる。各測線とも断層線を反映するとみなされるピーク (Fig. 4 の矢印) が存在し、しかもそれらは南北方向に連なり、またほぼ平行する位置にある。このことから当地域には 2 本の断層が南北に平行して走っていると考えられる (Fig. 1)。B 測線は No. 15 でうち切ったが、No. 3 の鋭いピークは極めて浅いところの花崗岩中の小断層、または裂かんの存在を示している。また E 測線では分岐した断層が推定され、そのうち西側の断層は、以前行なわれた弾性波探査により推定された断層と一致する。

6. 重 力 探 査

重力測定は Worden 重力計 No. 127 (目盛常数 0.1004 mgal/div.) を使用し、A~D の 4 測線に沿い、総計 114 点において行なった (Figs. 2 and 5)。全測点の海拔高および重力測定値を決定するための基準点には、1 等水準点 1301 を採用したが、この水準点の海拔高 H 、および重力値 g は次の通りである¹¹⁾。

$$H = 87.73 \text{ m}$$

$$g = 979.69484 \text{ gal}$$

次に重力異常をみいだすための手続きのうち、1) 地形補正は測点からの距離 2.5 km 以内の地形に対して行なった。2) 高度補正に必要な鉛直勾配は各測点ごとに異なっているが、これらをすべて決定するのは容易ではないので、一様に正規勾配 0.3086 mgal/m を用いた。これによって生ずる誤差をできるだけ少なくするためには、各測点の海拔高と重力観測値を reduce (化成) する基準面との高低差がなるべく小さいことが望ましいことになる。このため、測点のうちで最も低い海拔高が 86.64 m であることから、基準面として海拔高 80 m の水準面を採用した。3) Bouguer 補正のための岩石の密度には、該当部分がほぼ古琵琶湖層群であることを考慮して 2.0 gr/cm³ を仮定した。4) 標準重力は、Helmert の 1901 年式によって海水準面上の値 γ_0 を計算し、これを海拔高 80 m の基準面上の値に換算した。

いま、地形補正の範囲を測点から D km とし、基準面を海拔 H m とし、前述の 1) から 3) までの補正を行なった重力値を $g_H^{(D)}$ 、基準面上の標準重力および重力異常値をそれぞれ γ_H および $\Delta g_H^{(D)}$ で表わすことにすれば、

$$\Delta g_H^{(D)} = g_H^{(D)} - \gamma_H$$

$$\gamma_H = \gamma_0 - 0.0003086 H + 4 \pi k \rho H \times 10^2$$

となる。ここに k は万有引力恒数 6.67×10^{-8} C.G.S., ρ は地殻の正規密度 2.67 gr/cm³ である。したがって、今回の場合重力異常値は

$$\Delta g_{80}^{(2.5)} = g_{80}^{(2.5)} - \gamma_{80}$$

ということになる。以上すべての測点に対する結果は付表に示す通りで、Fig. 5 は $\Delta g_{80}^{(2.5)}$ の分布を用いて 0.5 mgal ごとに引かれた等重力異常線図である。

さて、 $\Delta g_{80}^{(2.5)}$ の変化は地下密度分布の総合的な反映であるが、この探査の目的から考えて、基盤面より深部の構造に起因する異常、いわゆる regional anomaly を取り除かねばならない。国土地理院が測定し¹²⁾、これにすべての補正を施して得られた Bouguer 異常図¹³⁾を参考にとすると、測定地域内では regional anomaly に対する配慮は不必要であることがうかがえる。したがって $\Delta g_{80}^{(2.5)}$ の変化は、基盤岩の花崗岩と被覆

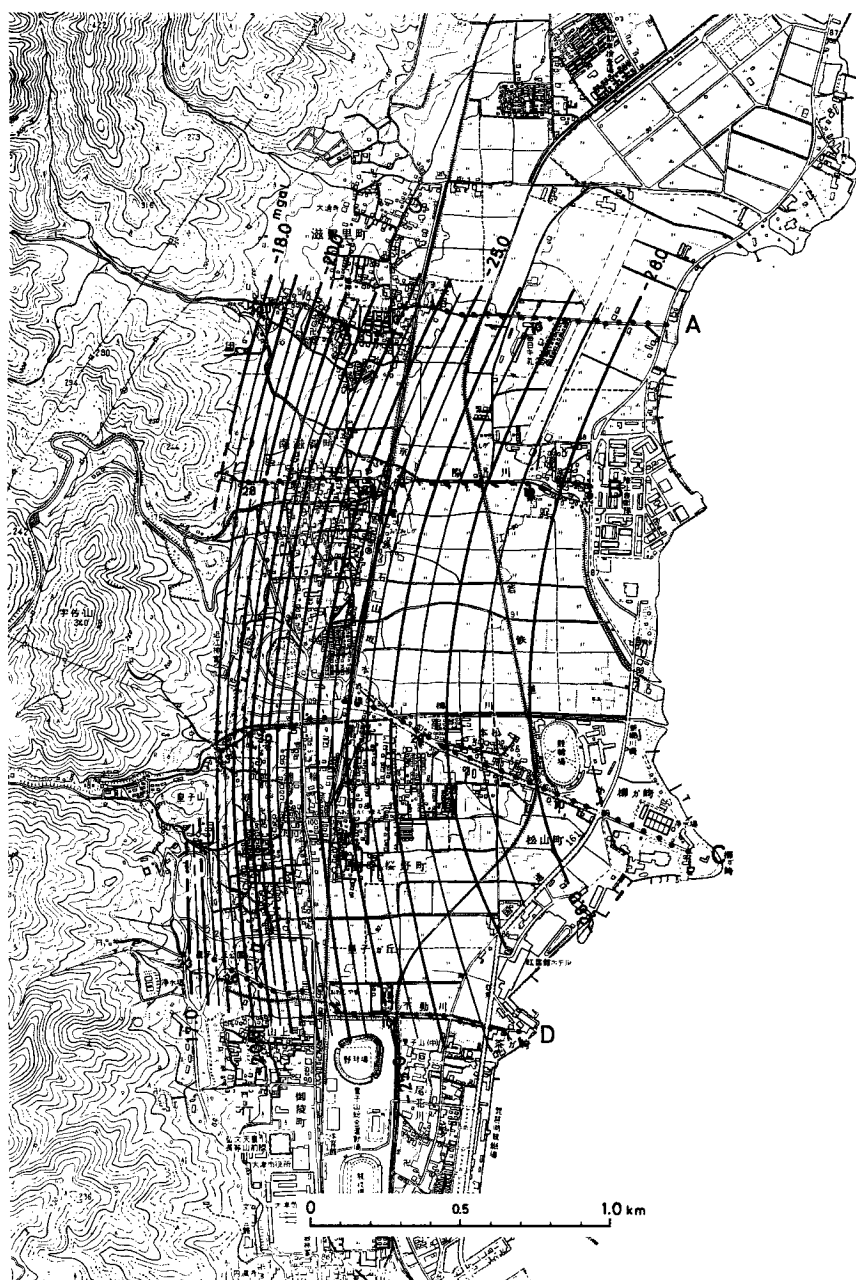
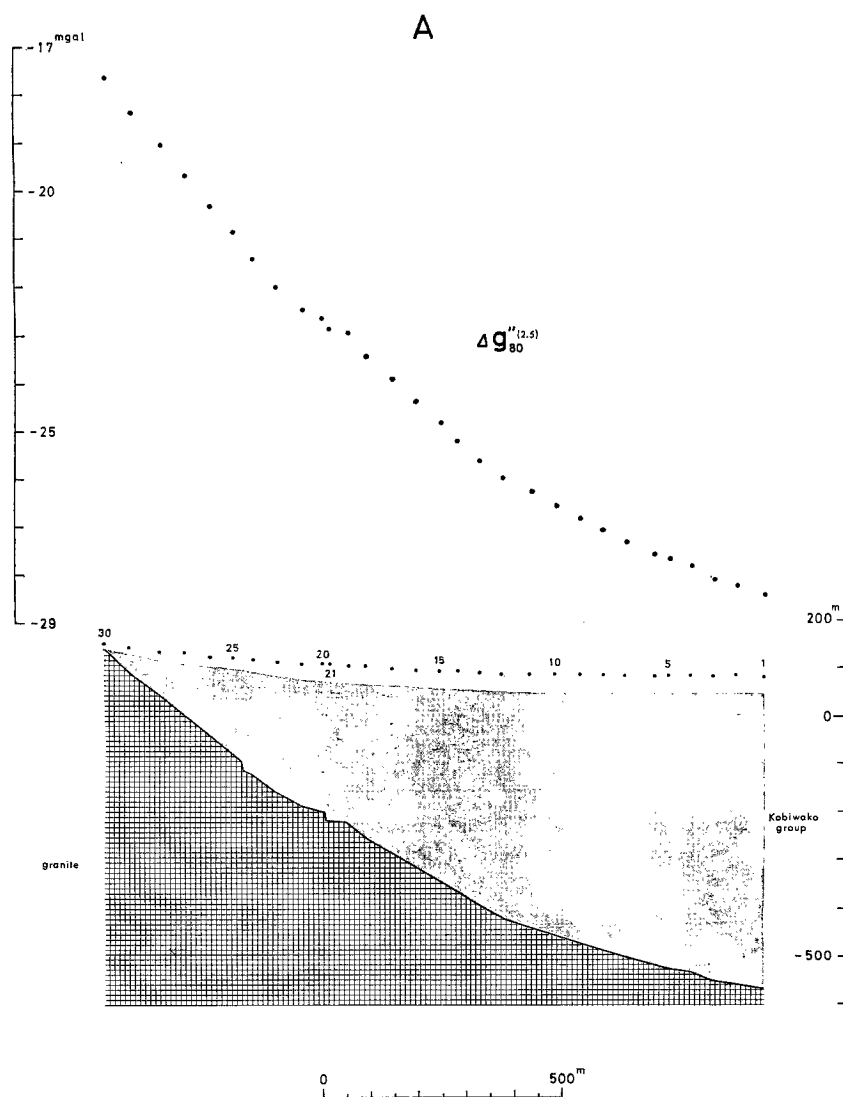


Fig. 5 Distribution of gravity anomalies $\Delta g_{80}^{(2.5)}$.

層である第四紀層（ほとんどが古琵琶湖層群）の比重差と、基盤岩の地表よりの深さ、すなわち第四紀層の厚さによって支配されるものとみてさしつかえない。比重差は次のようにして求めた。まず D 測線の測点 No. 23 では花崗岩がほぼ露出し、東方の掘さく井 No. IV では花崗岩の地表からの深さが 800 m であることと、両地点の重力異常値の差がほぼ 11.7 mgal である (Figs. 2 and 5) ことから、比重差はほぼ 0.4 と

る。この値は一般に考えられる値より小さい。これは花崗岩の深層風化がかなり進んでいることと、古琵琶湖層群下部の圧密が進んでいるためと思われる。このように比重差が小さいため、断層などによって古琵琶湖層群の厚さが大きく変化しても、重力異常におよぼす影響が少なく、 $\Delta g_{80}''^{(2.5)}$ の分布から断層の位置、とくに落差をみいだすことがかなり困難であった。

そこでまず、'無限平板法'¹⁴⁾によって各測点の位置における第四紀層の厚さ、すなわち基盤岩の深さを求めた。次に放射能探査から推定される2本の断層の位置付近にあって、2測点間の $\Delta g_{80}''^{(2.5)}$ の水平勾配がその両隣の水平勾配より著しい個所がある場合にかぎり、当該2測点間の鉛直下方に断層があるものと仮定した (Fig. 2 中矢印で示す)。さらに、西方山地における地質調査によると、花崗岩にみられる断層が垂直あるいはこれに近い傾斜をもったものが多い (後述) という事実を考慮し、2測点間の $\Delta g_{80}''^{(2.5)}$ の水平勾配をおおよそ満足する基盤面への最大傾斜を萩原博士らのノモグラム¹⁵⁾ を使用して推定した。このような



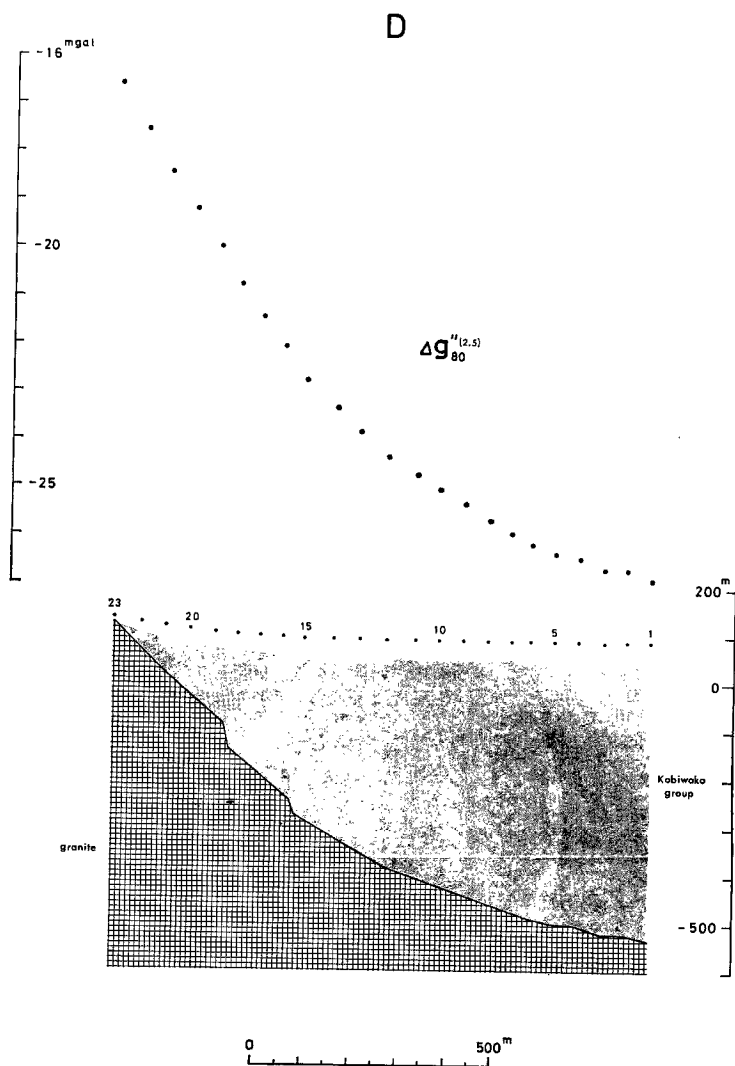


Fig. 6 Gravity anomaly $\Delta g_{80}^{(2,5)}$ and estimated subsurface structure shown in the cross-sections along the observed lines A (Fig. 6-1) and D (Fig. 6-2).

手続きによって、重力異常値 $\Delta g_{80}^{(2,5)}$ の東西方向の変化を説明するに足る基盤面の形状を各測線ごとにみいだした。A, D の 2 測線について、これを示したのが Fig. 6 である。

以上各方法の結果 Fig. 7 のような地質断面がつくられた。

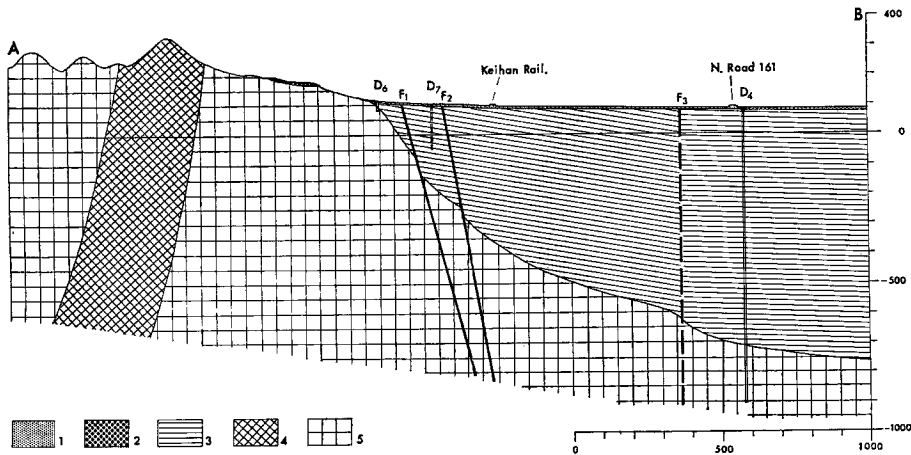


Fig. 7 Schematic geological cross-section along A-B line in Fig. 1.

1. Alluvial deposits, 2. marginal gravel beds of the Kobiwako Group,
3. Kobiwako Group, 4. granite-porphry, 5. granite, D. boring, F. fault.

7. 花崗岩の裂か系の解析

断層の形成機構を考察する手段として、西方山地を構成する花崗岩の裂かを調査し、応力場の復元を試みた。裂かには、その両側で変位の認められる「断層」と、肉眼的にはほとんど変位の認められない「節理」とが存在し、両者を別々に解析した。

7.1. 節理の解析

花崗岩には数10 cm から1 m 前後の間隔をもって、いわゆる立方状の節理が一般に発達している。これらの節理は花崗岩の冷却収縮に伴って生じたと解釈できる場合もあるが、地殻運動に伴って生じた、せん断節理も少なくないと考えられ、この考えに基づいた応力場の解析がなされている¹⁶⁾。とくに60°前後の鋭角をなす節理はせん断節理の可能性が強いと考えられる。

節理を測定したのは、京都と大津の分水界より東方地域の106地点において334個である。Fig. 8は節理面に垂直な極の位置をシュミット網の下半球に投影し、それに基づいて作った等頻度分布図である。集中度はそれ程良好ではないが、走向N20°Eでほぼ垂直、走向N10~20°Wでほぼ垂直、走向東西でほぼ垂直、同じく東西で南に10°前後傾斜する4方向の節理の頻度が高いことがわかる。これは全域を総合した結果であるが、地域により若干異なる。統計的に集中性を出してブロックに区分するまで調査を行っていないが、ランプロファイヤ岩脈の多い南部地域について、連続性のよい節理を選び、同様の操作を行なって作ったのがFig. 9である。Fig. 8よりもかなり集中度が高くなっている。すなわち、走向N20~40°Eでほぼ垂直な節理と走向N20°W前後で垂直に近い節理とがとくに顕著で、東西性の高角の節理もかなり見られる。しかし野外の観察では、上記の顕著な2方向の節理がセットを作っていることは稀で、この2つが共役節理とは考えられない。

N20~40°Eの節理は東西性の節理と伴うことが多い。そこでこの2方向の節理(Fig. 9 a₁, a₂)を共役とみなして応力場の解析をしたのがFig. 10である。最大主圧軸 σ_1 はN56°E方向で水平に近く、最小主圧軸 σ_3 はN70°W方向で傾斜16°、また中間主圧軸 σ_2 はS50°E方向で65°傾斜する。

一方、もう1つの節理(N20°W方向)は、走向N50~60°Eで高角度の節理と伴うことが多い。Fig. 9で走向N60°E、傾斜65°NWを中心とする頻度の高い部分がこれに相当するものであろう。これら2方向の節理(Fig. 9 b₁, b₂)を共役とみなして解析したのがFig. 11である。 σ_1 , σ_2 , σ_3 はそれぞれN22°E方向

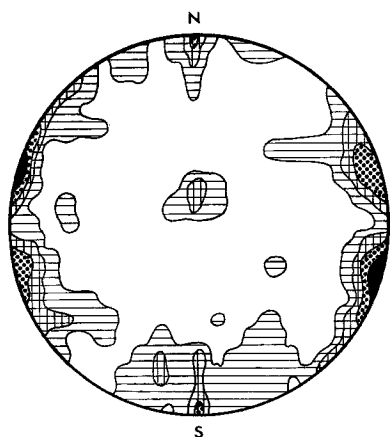


Fig. 8 Contoured point diagram of all joints examined (334 joints of 106 localities, lower hemisphere of Schmidt diagram).
1. 0-1%, 2. 1-2%, 3. 2-3%,
4. 3-4%, 5. more than 4%.

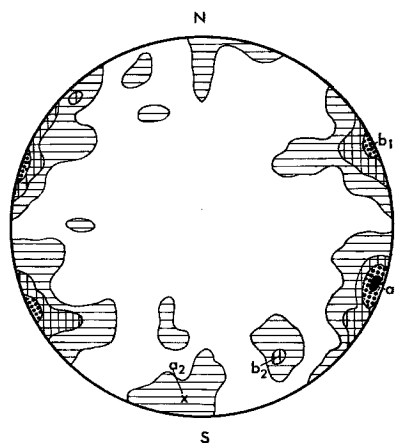


Fig. 9 Contoured point diagram of joints in the southern part only (145 joints of 63 localities).
1. 0-1%, 2. 1-3%, 3. 3-5%,
4. 5-7%, 5. more than 7%.

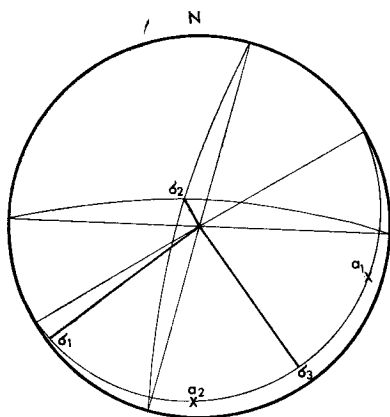


Fig. 10 Three principal compression stress axes obtained by using a_1 and a_2 of Fig. 9. σ_1 , σ_2 and σ_3 are maximum, intermediate and minimum, respectively.

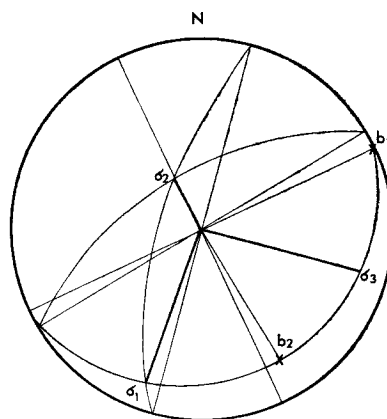


Fig. 11. Three principal compression stress axes obtained by using b_1 and b_2 of Fig. 9.

で傾斜 16° , $S 25^\circ E$ 方向で傾斜 65° , $N 75^\circ W$ 方向で傾斜 18° であって、前に求めた応力場とはかなり違っている。これには2つの解釈が可能である。1つは花崗岩が時期を違えて、2回異なった応力場におかれたと考えることであり、もう1つはこれらのうち一方は共役であるが、他方は共役ではないと解釈することである。ここで注目すべきことは Fig. 11 で b_1 と b_2 を共役とした時の σ_1 と σ_2 を含む面、すなわち引っ張りの節

理面は走向 $N15^{\circ}E$ 、傾斜 $74^{\circ}W$ であって、他の顕著な節理 (Fig. 10 の a_1 に対応する面、走向 $N18^{\circ}E$ 、傾斜 $82^{\circ}W$) とほとんど一致する事実である。またもう 1 つ重要な点は、この付近に多いランプロファイヤ岩脈がほとんどこの方向の節理に沿って貫入していることである (Fig. 12)。両者合わせ考えると、花崗岩が南北に近い方向の圧縮をうけ、 b_1 と b_2 の共役のせん断節理と a_1 の引っ張り節理を生じたと解釈するのが合理的である。すでに吉沢・石坂¹⁷⁾ はランプロファイヤの産状から、その多くは張力起源の裂かを充てんして形成されたと推定している。

これらの節理の形成がランプロファイヤの貫入時期より古いことは確かである。一方ランプロファイヤはアプライト岩脈を切っており、これよりは新しい。アプライト岩脈の方向は多様で、低角度のものも少なくない。また花崗岩との接触面も不明瞭で、ゆ合しているように見えることが多い。恐らく花崗岩固結中、または固結後間もない時期に、その残液が冷却固化に伴う割目に貫入したものであろう。

吉沢・石坂¹⁷⁾ はランプロファイヤを岩石学的に詳細に研究し、その貫入は花崗岩形成後地表侵食が進み、岩体がサブブルカニックの水準に達した時、節理形成にひきつづき貫入したものと推定している。この貫入が古琵琶湖層群の堆積以前であることは確かであるので、節理の形成もそれ以前であり、ここで問題にしている新しい断層とは無関係である。藤田¹⁸⁾ は西南日本の新第三紀層の分布から、当時は南北方向の圧縮が支配的であったと考えたが、あるいはこれと関連を持つものかもしれない。今後に残された興味ある問題で、さらに花崗岩全域の節理を調査することが望まれる。

7.2. 断層の解析

花崗岩中には断層の他に、節理に沿ってすべっている所がかなり観察される。これらをプロットしたものが、Fig. 13A である。一見、あまり規則性がないようにみられるが、地域に区分してみると明らかな集中性がある。すなわち、田谷峠から花崗斑岩までの道路沿いでは、南北性の東傾斜の断層が圧倒的に多く、ランプロファイヤを切るものでは東落ちの正断層である (Fig. 13B)。一方花崗斑岩より東側の山麓地帯は $N10^{\circ}E$ と $N30^{\circ}E$ 付近に集中し、反対に西側に傾斜する断層が多い (Fig. 13C)。この断層には逆断層が多いようである。花崗斑岩より西側の南部地域は $N10\sim35^{\circ}E$ 、西傾斜の断層が多く、南北性東傾斜の断層が混在している (Fig. 13D)。この地域ではアプライトを切る共役断層が見られた (Fig. 14)。これから応力場を復元すると Fig. 13D の σ_1 , σ_2 , σ_3 で表わされる。 σ_1 はかなり高角で、 σ_3 は東西に近い。B・C・D を総合して考えると、山体の上昇に伴い中央部が引っ張りの場となって正断層が発達し、山麓部が圧縮の場となって逆断層を生じたと考えるのが合理的である。ただし、山麓部ではこれらの断層は古琵琶湖層群の縁辺礫層と思われるものに不整合でおおわれており、断層の形成は古琵琶湖層群堆積直前か、堆積中に生じた可能性が強い。しかし、縁辺礫層とみなしたのは岩相からであり、古琵琶湖層群より新しい段丘礫層の可能性がないとは言えない。

8. 潜在断層群の北方延長

堅田北方付近では古琵琶湖層群が東方に急角度で傾斜していることは古くから注目され、池辺⁶⁾ は湖岸に平行する断層を推定し、これを堅田断層と名づけた。同様に断層の存在を予想させる急傾斜の部分は湖岸の丘陵東縁部に何か所か見られる。最近の湖西線掘開に伴い好露頭が出ている。

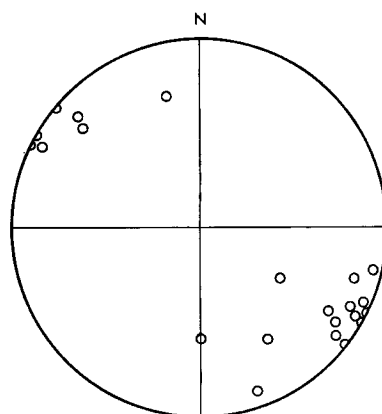


Fig. 12 Plots of lamprophyre dikes on the lower hemisphere of Schmidt diagram.

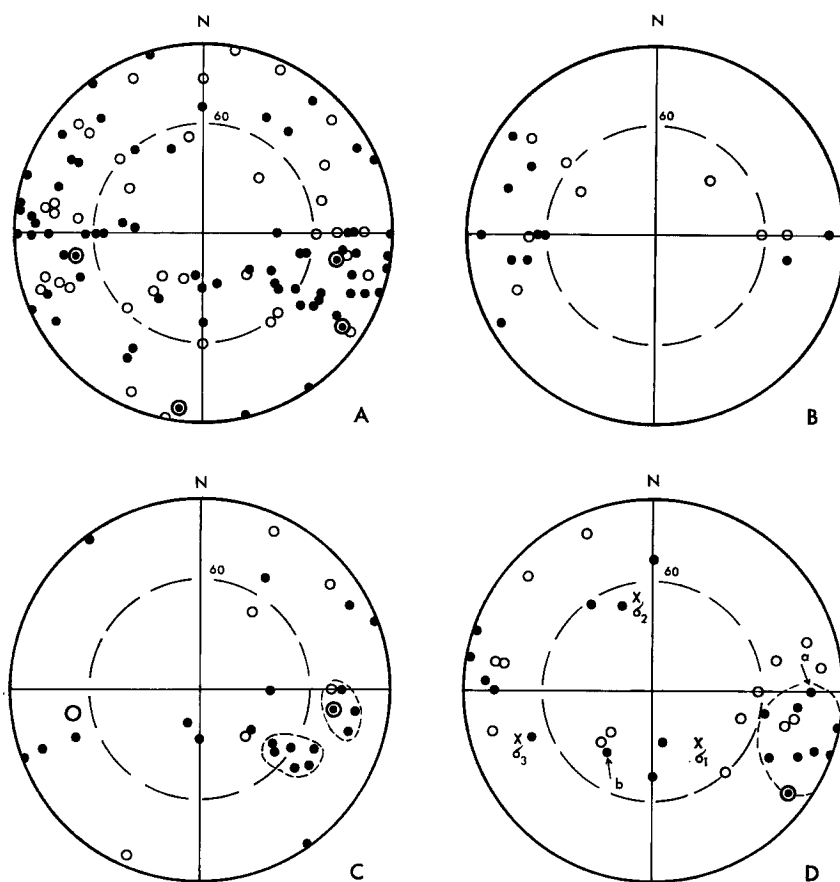


Fig. 13 Plots of fault (solid circle), main fault (double circle) and slip joint (open circle) on Wulff diagram (lower hemisphere).

A. all examined, B. those examined along the way from Tayatoge Pass to the west of granite-porphry, C. those examined in the part to the east of granite-porphry, D. those examined in the southern part, σ_1 , σ_2 and σ_3 : three principal stress axes obtained from conjugate faults shown in Fig. 14.

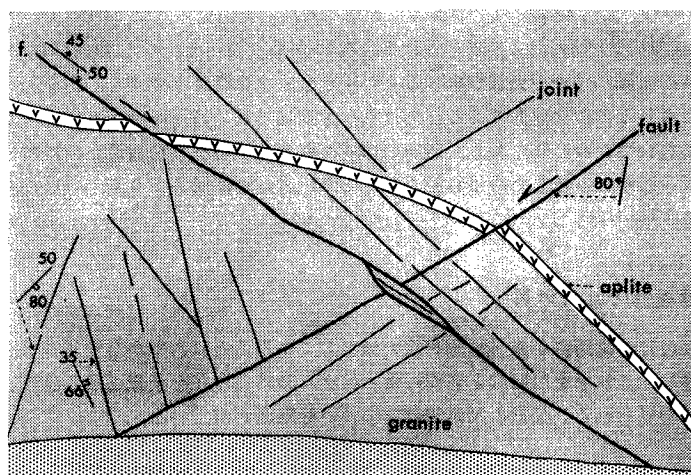


Fig. 14 Schematic sketch of conjugate faults found in the granite.

(1) 雄琴北方山の付近

山の下バス停西の宅造地の西南側の崖には、古琵琶湖層群の好露出がある。走向南北、西へ 54° 傾斜する逆断層があり、その上盤(西側)はNS, 70° Eの走向・傾斜をもち、西方へ約50m断層からはなれるとN 30° E, 70° Eになる。下盤(東側)は断層近くでは走向NS、逆転して西へ 70° 傾斜している。この断層は恐らく副断層で、主断層は丘陵東端に近い沖積層下を通っているものであろう。また、西北西―東南東の小谷を隔てた北側では、地層はほぼ東西で南に $35\sim 45^{\circ}$ 傾斜し、傾斜は谷に近づく程急となり、この谷沿いに東西性の断層が走っているようである。

(2) 堅田西方山麓

旧堅田駅より西北西の山麓では、地層はほぼ南北で東に 70° 傾斜する。その最上部は赤色土化し、さらに東側は乱れた古琵琶湖層が断層で接し、南北またはN 10° Eではほぼ垂直なすべり面が発達する。西の方では地層は垂直になるところがみられる。北方の日本山妙法寺の露頭では、走向は $20\sim 25^{\circ}$ Eに転じ、東方に 70° 傾斜するが、やはり西の方では垂直または逆転して西方に急傾斜する。ここでも山麓に沿う垂直に近い断層の存在が推定される。

(3) 堅田北方北組、蔓陀羅山付近

この付近は湖西線の掘開および宅地造成による広大な露頭がみられる。湖岸に沿う所では走向はN 10° WからN 20° Eの間を変化し、傾斜は東に $40\sim 80^{\circ}$ の間を変化している。急傾斜をなす部分の幅は150mを越える。ここでも東西方向の小谷に面する所にN 60° W走向の傾斜 40° Sの構造がみられる。湖岸に沿う切り割りでは南北で垂直、N 30° Eで 75° W、N 40° Eで垂直、N 55° EでNW 60° の垂直または西傾斜の逆断層がみられる。

蔓陀羅山は転石から従来古生層と考えられ、ここが背斜の軸部を形成しているという考えもある。今回の調査で、古琵琶湖層群がほぼ水平に石英斑岩をアバットしていることがみだされた(Fig. 15)。その北方の転石はすべて粘板岩のホルンフェルスである。また蔓陀羅山の山頂まで古琵琶湖層群が分布している。そしてこの付近に断層を推定させるような急傾斜はみられない。以上の事実から蔓陀羅山は南半が石英斑岩で、北半が古生層の粘板岩ホルンフェルスよりなる島として古琵琶湖層群堆積中から存在していたものであり、後の地殻変動により曲隆したものでないと考えられる。

以上3地域の観察結果を総合すると、皇子が丘で明らかにされた潜在断層は北方に延びて、雄琴湖岸から堅田西方丘陵東縁部を通り、方向を東北に転じ、北組の湖岸をさらに北方に延長するものとみなされる。池辺⁶⁾は堅田断層は大津では長等山東方の古生層内の断層に連続すると考えたが、今回確かめられた皇子が丘の潜在断層がその延長とみなされる。

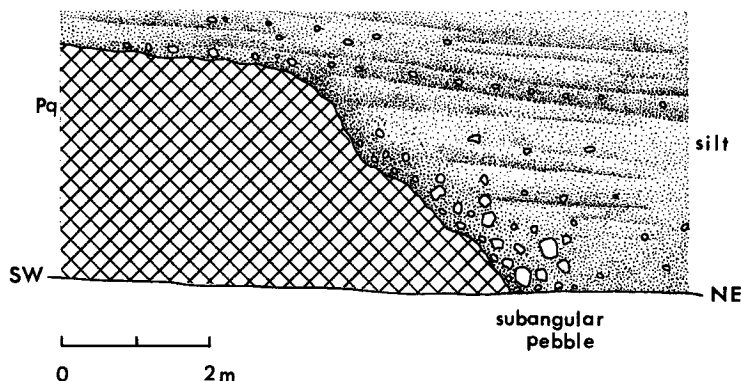


Fig. 15 Schematic sketch of an unconformity represented by overlapping of the Kobiwako Group on quartz-porphry in the north of Katada.

9. 結 論

(1) 地表調査, 試錐, 放射能探査, 重力探査を併用することにより, 大津市皇子が丘扇状地の下に 2 本の南北断層が潜在することが明らかとなった。その東方の沖積低地にもう 1 本断層が存在するらしい。

(2) 上記断層は垂直または東に急傾斜する正断層である。その北方延長は雄琴湖岸, 堅田西方山麓を通り, 北組湖岸の堅田断層に続く。堅田断層は垂直または西に急傾斜する逆断層と思われる。

(3) 花崗岩の主要節理の多くは, N 20°E 方向で水平に近い最大主圧軸をもつ応力によるせん断節理と引張り節理として説明できる。ランプロファイヤ岩脈は引張り節理に沿って貫入しており, これらの節理の形成は古琵琶湖層群堆積以前である。

(4) 花崗岩中の断層は山体の中央近くでは正断層, 山麓では逆断層が多く, 山体の上昇に伴い, 上昇頂部が引張りの場となり, 脚部では圧縮の場となっている。これらの断層は古琵琶湖層群堆積直前か堆積中に主に形成された。

(5) 蔓陀羅山の基盤岩は石英斑岩と古生層よりなり, 古琵琶湖層群堆積中から島として存在し, 同層群によりおおわれたものである。

参 考 文 献

- 1) 中村新太郎: 花折断層の予察, 地球, 第 10 巻, 5 号, 1928, pp. 11-18.
- 2) 松下 進: 比叡山の地質, 比叡山——その自然と人文——, 京都新聞社, 1961, pp. 3-18.
- 3) 熊谷直一: 重力測定から見た比叡山西南側の沖積地の地下構造, 同上, pp. 219-232.
- 4) 中沢圭二: 比叡山の生い立ち, 同上, pp. 19-26.
- 5) 石田志朗: 京都市北白川上終町の衝上断層でずれている腐植の年代, 地球科学, 第 21 巻, 6 号, 1967, pp. 39-40.
- 6) 池辺展生: 琵琶湖西方の古琵琶湖層, 地球, 第 21 巻, 6 号, 1933, pp. 241-260.
- 7) 上治寅次郎: 京都近傍地質誌および五万分の一京都近傍地質図, 地下資源研究所, 1961, 82 p.
- 8) Hatuda, Z.: Radioactive Method for Geological Exploration, Mem. Coll. Sci., B, Kyoto Univ., Vol. 21, No. 2, 1954, pp. 231-271.
- 9) 日本鉄道公団大阪支社資料: 湖西線山科・浜大津間地質調査報告書, 日本物理探査株式会社, 1965.
- 10) 同 上: 湖西線山科, 浜大津間地質調査, その 2, 工事報告書, 川崎ボーリング株式会社大阪事務所, 1966.
- 11) Tsuboi, C., A. Jitsukawa, and H. Tajima: Gravity Survey along the Lines of Precise Levels throughout Japan by Means of a Worden Gravimeter, Part V. Kinki District, Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl. Vol. IV, Part IV, 1954, p. 172.
- 12) Geographical Survey Institute: Gravity Survey in Japan, Part IV, Gravity Survey in the Chūbu, Kinki and Chūgoku District, Bull. Geogr. Surv. Inst., 1965, pp. 56-183.
- 13) Hagiwara, Y.: Analysis of Gravity Values in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 45, 1967, p. 1118.
- 14) Kumagai, N.: Studies in the Distribution of Gravity Anomalies in North-East Honsyū and the Central Part of the Nippon Trench, Japan, Japan. Jour. Astro. Geophys., Vol. 17, No. 3, 1940, p. 548.
- 15) 萩原幸男・笠原慶一: 2 次元的地下構造の重力異常を求めるノモグラム, 物理探査, 第 19 巻, 第 1 号, 昭和 41, pp. 12-18.
- 16) 平野昌繁: 花崗岩の節理を中心とした深成岩体の brittle な変形・破壊を考えるうえでの問題点, 地質雑, 第 77 巻, 第 5 号, 1971, pp. 257-263.
- 17) 吉沢 甫・石坂恭一: 比叡山ランプロファイアとその成因に関する一考察, 比叡山——その自然と人文——京都新聞社, 1961, pp. 236-243.
- 18) Huzita, K.: Tectonic Development of Southwest Japan in the Quaternary Period, Jour. Geosci., Osaka City Univ., Vol. 12, Art. 5, 1969, pp. 53-70.

Explanation of appendix-table

Appendix-table Result of the gravity measurement.

H: height above sea level, g : observed gravity, $g_{80}^{(2.5)}$: gravity reduced to datum level, γ_{80} : normal gravity at datum level (Helmert 1901), $\Delta g_{80}^{(2.5)}$: gravity anomaly at datum level.

No.	H	g	$g_{80}^{(2.5)}$	γ_{80}	$\Delta g_{80}^{(2.5)}$	
	m	979 mgal	979 mgal	979 mgal	mgal	
A	1	86.81	696.42	698.11	726.51	-28.40
	2	86.57	696.60	698.28	726.51	-28.23
	3	86.34	696.77	698.43	726.51	-28.08
	4	86.85	696.89	698.70	726.52	-27.82
	5	87.00	696.96	698.82	726.51	-27.69
	6	86.98	697.09	698.96	726.52	-27.56
	7	87.05	697.30	699.23	726.52	-27.29
	8	87.95	697.32	699.47	726.53	-27.06
	9	88.54	697.39	699.72	726.53	-26.81
	10	89.11	697.50	700.00	726.53	-26.53
	11	90.15	697.52	700.28	726.53	-26.25
	12	91.14	697.55	700.58	726.53	-25.95
	13	92.79	697.52	700.96	726.54	-25.58
	14	94.78	697.42	701.34	726.54	-25.20
	15	96.44	697.39	701.74	726.54	-24.80
	16	99.24	697.13	702.17	726.54	-24.37
	17	102.19	696.97	702.71	726.56	-23.85
	18	103.54	697.05	703.15	726.56	-23.41
	19	107.70	696.56	703.65	726.56	-22.91
	20	109.37	696.40	703.91	726.55	-22.64
	21	109.55	696.07	703.63	726.50	-22.87
	22	110.78	696.17	704.02	726.49	-22.47
	23	113.34	696.02	704.50	726.50	-22.00
	24	117.91	695.54	705.11	726.51	-21.40
	25	122.61	694.99	705.68	726.53	-20.85
	26	127.59	694.36	706.24	726.54	-20.30
	27	132.82	693.75	706.89	726.56	-19.67
	28	138.67	692.99	707.57	726.57	-19.00
	29	144.94	692.15	708.22	726.57	-18.35
	30	150.69	691.47	708.95	726.57	-17.62
B	6	87.62	695.89	697.77	726.11	-28.34
	7	89.72	695.58	697.96	726.11	-28.15
	8	90.32	695.64	698.18	726.12	-27.94
	9	91.73	695.42	698.32	726.10	-27.78
	10	92.47	695.48	698.56	726.11	-27.55
	11	93.08	695.52	698.77	726.11	-27.34
	12	94.25	695.45	699.00	726.11	-27.11
	13	95.54	695.40	699.27	726.11	-26.84
	14	96.22	695.51	699.56	726.11	-26.55
	15	96.87	695.62	699.86	726.11	-26.25
	16	97.74	695.68	700.14	726.11	-25.97
	17	98.82	695.76	700.51	726.12	-25.61
	18	100.63	695.63	700.83	726.11	-25.28
	19	103.22	695.65	701.49	726.13	-24.64
	20	105.65	695.55	701.98	726.12	-24.14

No.	H	g	$g_{80}^{*(2.5)}$	γ_{80}	$\Delta g_{80}^{*(2.5)}$
	m	979 mgal	979 mgal	979 mgal	mgal
B 21	107.88	695.45	702.46	726.12	-23.66
22	110.42	695.31	702.97	726.12	-23.15
23	113.07	695.23	703.54	726.12	-22.58
24	116.02	695.04	704.06	726.12	-22.06
25	120.93	694.52	704.76	726.11	-21.35
26	123.98	694.47	705.49	726.12	-20.63
27	126.75	694.47	706.19	726.12	-19.93
28	130.77	694.08	706.89	726.11	-19.22
C 1	87.51	694.72	696.46	725.18	-28.72
2	87.95	694.66	696.51	725.19	-28.68
3	88.44	694.61	696.58	725.21	-28.63
4	88.97	694.48	696.59	725.23	-28.64
5	89.34	694.47	696.67	725.24	-28.57
6	89.28	694.50	696.69	725.26	-28.57
7	89.12	694.60	696.77	725.27	-28.50
8	89.70	694.57	696.89	725.29	-28.40
9	90.19	694.53	696.97	725.30	-28.33
10	90.83	694.48	697.08	725.32	-28.24
11	91.50	694.50	697.27	725.34	-28.07
12	92.04	694.50	697.41	725.35	-27.94
13	92.58	694.51	697.55	725.37	-27.82
14	93.39	694.48	697.71	725.38	-27.67
15	94.10	694.46	697.87	725.40	-27.53
16	94.77	694.48	698.05	725.41	-27.36
17	95.80	694.44	698.27	725.43	-27.16
18	96.94	694.37	698.48	725.44	-26.96
19	98.15	694.29	698.70	725.46	-26.76
20	99.27	694.28	698.98	725.48	-26.50
21	100.40	694.29	699.27	725.50	-26.23
22	101.67	694.28	699.58	725.52	-25.94
23	102.70	694.32	699.91	725.54	-25.63
24	103.79	694.41	700.29	725.55	-25.26
25	103.87	694.75	700.70	725.55	-24.85
26	104.79	695.06	701.27	725.51	-24.24
27	107.57	694.90	701.78	725.51	-23.73
28	109.40	695.00	702.35	725.49	-23.14
29	111.29	695.08	702.94	725.49	-22.55
30	113.89	695.21	703.80	725.48	-21.68
31	117.49	695.15	704.59	725.47	-20.88
32	121.71	694.99	705.39	725.45	-20.06
33	124.98	695.00	706.20	725.44	-19.24
D 1	86.64	696.20	697.88	724.72	-26.84
2	87.26	696.24	698.08	724.72	-26.64
3	87.48	696.26	698.17	724.79	-26.62
4	87.81	696.35	698.36	724.74	-26.38
5	88.06	696.37	698.46	724.74	-26.28
6	88.40	696.46	698.65	724.76	-26.11
7	88.87	696.56	698.89	724.76	-25.87
8	89.30	696.73	699.18	724.76	-25.58
9	89.29	697.00	699.48	724.76	-25.28

No.	H	g	$g_{80}^{*(2.5)}$	γ_{80}	$\Delta g_{80}^{*(2.5)}$
	m	979 mgal	979 mgal	979 mgal	mgal
D 10	89.81	697.13	699.77	724.76	-24.99
11	90.77	697.19	700.07	724.76	-24.69
12	91.42	697.36	700.44	724.76	-24.32
13	92.97	697.47	700.97	724.76	-23.79
14	92.97	697.92	701.44	724.76	-23.32
15	93.78	698.36	702.11	724.82	-22.71
16	95.59	698.55	702.77	724.81	-22.04
17	97.92	698.62	703.44	724.82	-21.38
18	100.78	698.60	704.12	724.84	-20.72
19	104.87	698.38	704.90	724.86	-19.96
20	110.51	697.87	705.71	724.88	-19.17
21	115.24	697.46	706.44	724.90	-18.46
22	121.76	696.88	707.38	724.91	-17.53
23	131.64	695.52	708.32	724.91	-16.59