

6. 琵琶湖周辺の活断層系

地震研究所 村 井 勇
立川高校 金 子 史 朗

(昭和49年12月9日受理)

I. はしがき

琵琶湖は日本で最大の湖である。その成因が断層運動によるという考えは古くから言われてきた。他の地域の湖沼には見られない第三紀生物群の残存種が棲息しており、湖の誕生は非常に古く、現在に至るまで沈降を続けてきたもので、その湖底にはその間の堆積物が切れ目なく堆積しているであろうと推測されている。琵琶湖の周辺は、日本列島の中でとくに地形的にも構造的にも顕著な陥没地域になつており、強い負の重力異常が認められる。重力異常の分布は琵琶湖の形に完全に調和し、湖底には1,000 m以上の堆積物があると推定される (ABE & SASAJIMA, 1974)。地質時代の琵琶湖 (古琵琶湖) は現在の琵琶湖の3倍ほどの広さをもつていたと推定され、その湖底に堆積した地層の一部が琵琶湖周辺と伊賀盆地に残されており、丘陵や台地を構成している。これらは古琵琶湖層群と呼ばれるが、鮮新世から更新世前期にわたる地層で、総計1,000~1,500 mの厚さがある (池辺, 1933; TAKAYA, 1963; YOKOYAMA, 1969; 林, 1974)。

琵琶湖周辺を頂点とし、大阪盆地・伊賀盆地を含む近畿三角帯 (HUZITA, 1962) は、西南日本内帯の中でとくに更新世前期以降激しい変動が続いた地域である。この最近の変動は六甲変動と呼ばれるが (IKEBE, 1956; 池辺, 1957; IKEBE & HUZITA, 1966)、琵琶湖周辺の地形・地質上の特徴はこの変動の過程でつくられていき、琵琶湖自身の成立・変遷もこの変動の所産である。顕著な断層構造が発達しており、その多くは最近活動した痕跡の認められる活断層である。この地域はまた大地震の発生が有史以来多数記録されており、最近の地震活動も活発である。都市および産業施設の集中する地域でもあることから、地震災害の予防・遙滅の立場からも、この地域の活断層の研究は重要な課題と考えられる。

琵琶湖周辺の活断層については、山崎・多田 (1927) の基礎的な研究がある。岡山 (1931) は、この地域に隣接する美濃・越前山地の断層地形について先駆的研究を行つた。筆者の1人は第三系と古生層の構造からこの地域の東縁を限る柳ヶ瀬断層の左横ずれ変位を示唆したが (村井, 1955)、岡山 (1956) はその性格についていくつかの解釈を示した。さらに杉村 (1963) は柳ヶ瀬断層の横ずれ変位の検討を行つた。最近に至り、近畿三角帯を中心とする地域の第四系に関して調査が急速に進み、第四紀変動の様相が著しく明らかとなつた。藤田・岸本 (1972) および藤田 (1973, 74) は近畿三角帯を中心とする地域の活断層分布図を作成し、この地域の変動構造の概要はすでに明かにされている。さらに東郷 (1974) は琵琶湖北岸にせまる野坂山地一帯のリニアメントおよび活断層地形について検討し、横ずれ活断層群が発達することを指摘している。筆者らも多年にわたつて琵琶湖周辺の活断層について研究を続けてきた。主として4万分の1の空中写真に基づいて調査

を進め、主要断層については野外で地形・地質調査を行い、また微細断裂構造の調査を行った。研究はまだ十分なものではないが、現在までに得られた結果をここにまとめて報告する。

II. 琵琶湖周辺地域の構造の概要

琵琶湖を中心とする地域の活断層のあらましについては、すでに藤田・岸本 (1972)、藤田 (1974) などの活断層分布図により明らかである。藤田 (1974) によれば、断層は4系統に分けられるという。すなわち、(1) NW—SE 方向の左横ずれ断層、(2) NE—SW 方向の垂直ずれ成分をもち右横ずれ成分の認められる断層、(3) N—S 方向の衝上断層、および(4) 地質岩体の境界に沿って発生した破碎帯である。(1)は山崎・三峠断層など、(2)は六甲山地南縁の断層群・伊賀断層など、(3)は生駒・頓宮断層など、(4)は有馬—高槻構造線、中央構造線および花折・柳ヶ瀬断層である。これらの内(1)と(2)は共役関係にあり、東西方向の造構圧縮応力下で生じたものと推定している。

琵琶湖周辺地域は近畿三角帯の頂点付近に位置し、西の丹波山地と東の美濃山地にはさまれ、東西から圧縮されて複雑な構造を示している。丹波・美濃山地と近畿三角帯との境界には花折・柳ヶ瀬断層があり、幅広い破碎帯が発達している。丹波・美濃山地には古生層の基盤が広く分布し、これにたいして琵琶湖周辺地域の基盤は白堊紀—古第三紀の花崗岩類・酸性噴出岩類よりなる。丹波山地は若い断層の発達はあまり見られず、cratonicな山塊と見ることができる。これにたいして美濃山地は変動地形が多く認められ、全面的に

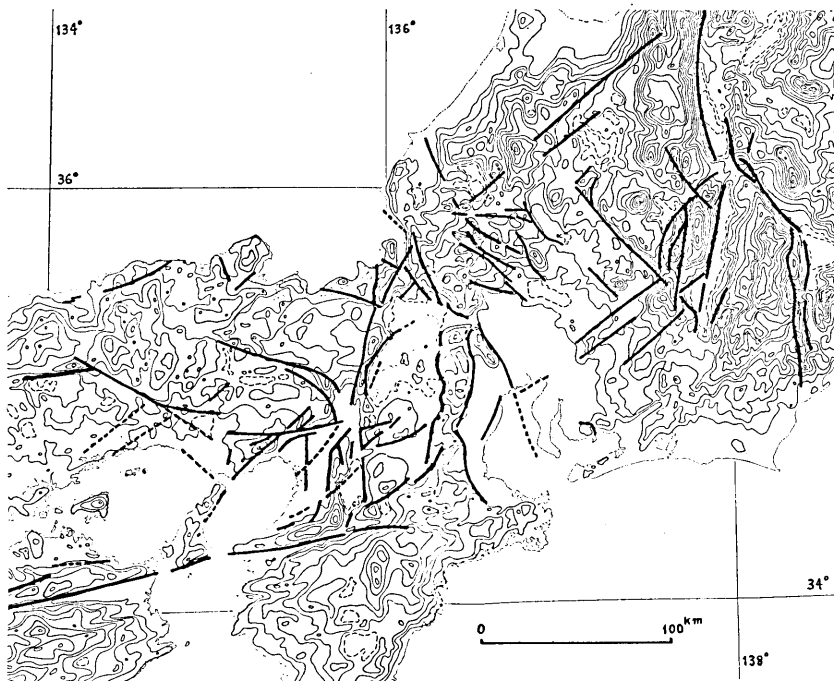


Fig. 1. Active faults in Kinki and western Chubu.

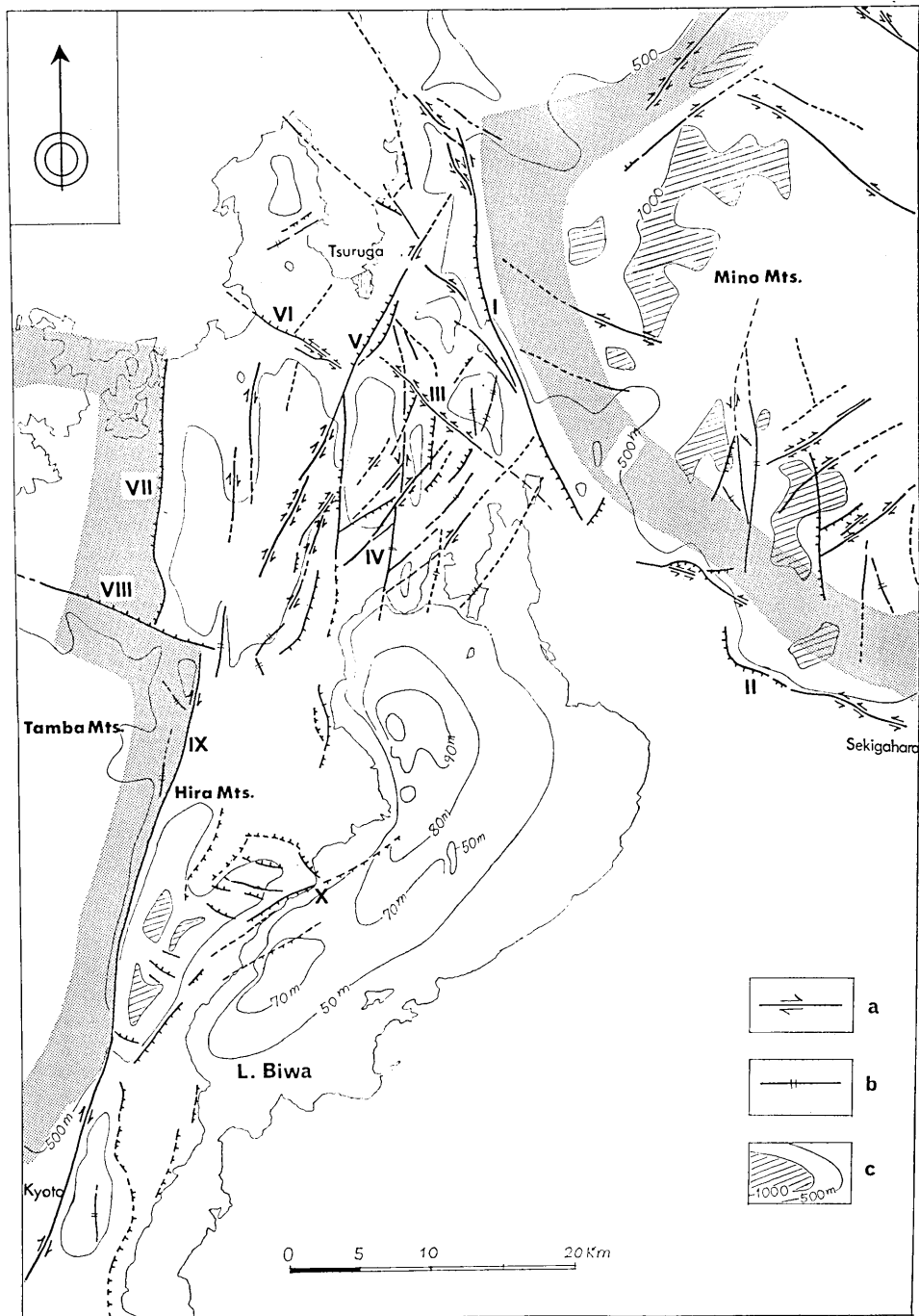


Fig. 2. Active faults and lineaments in the area around Lake Biwa.
 a: lateral displacement, b: lineament, c: contour line.
 I: Yanagase Fault, II: Sekigahara Fault, III: Shufukuji Fault,
 IV: Chihara Fault, V: Tsuruga Fault, VI: Sekitoge Fault,
 VIII: Mikata Fault, IX: Obama Fault, X: Hanaori Fault,
 XI: Hira-higashi Fault.

活断層で切られており、*resurgent craton* 的な山塊と見てよい。美濃山地全体にわたつて NNW—SSE ないし NW—SE 方向の左横ずれ活断層の発達が著しく、N—S 方向の左横ずれ活断層も認められる。これらと共役の関係にあると考えられる NE—SW ないし ENE—WSW 方向の右横ずれ活断層の発達が認められ、E—W 方向の右横ずれ活断層も見られる。関ヶ原北方には古い構造と考えられる N—S 方向のリニエーションが認められるが、これは古い破碎帯に沿う選択侵食によつて生じた谷のようであり、若い変位運動を示す地形はほとんど見いだせない。

丹波山地の東縁を限る花折断層は破碎帯を伴い、断層谷を形成している。右ずれの小地形が一部に認められるが、あまり多くの地点で見ることにはできない。古い断層線谷が最近再び活動したというような様相を呈する。花折断層の東には比叡・比良山地が一段と高くそびえ、さらにその東側は琵琶湖の湖盆が著しく下降している。美濃山地の西縁を限る柳ヶ瀬断層も幅広い破碎帯が発達し、美濃山地側が一段と高まつており、北端で左横ずれ地形が認められる。琵琶湖周辺地域は、この2つの断層にはさまれて圧縮され、撓み下つているものと考えられる。この地域に発達する活断層およびリニアメントの分布は Fig. 2 に示してある。一見して知れるように、(1) N—S 系、(2) NW—SE~WNW—ESE 系、(3) NNE—SSW~NE—SW 系の3系統が認められる。(1) は古い破碎構造で、リニエーションとして認められ、若い変位を示すずれ地形はほとんど見いだせない。(2) は左横ずれ変位の著しい活断層、(3) は右横ずれ変位を示す活断層である。(2) と (3) は共役の関係にある。これらの3系統の断層系はこの地域の地形と密接な関係をもつており、地形発達に大きな役割を演じてきたものと考えられる。

丹波・美濃両山地の活断層は古い地質断層に沿つて発達している場合が多いようである。この両側の古期山地に分布する鉱脈について、金属鉱山の資料 (日本鉱産誌 II a, II b,

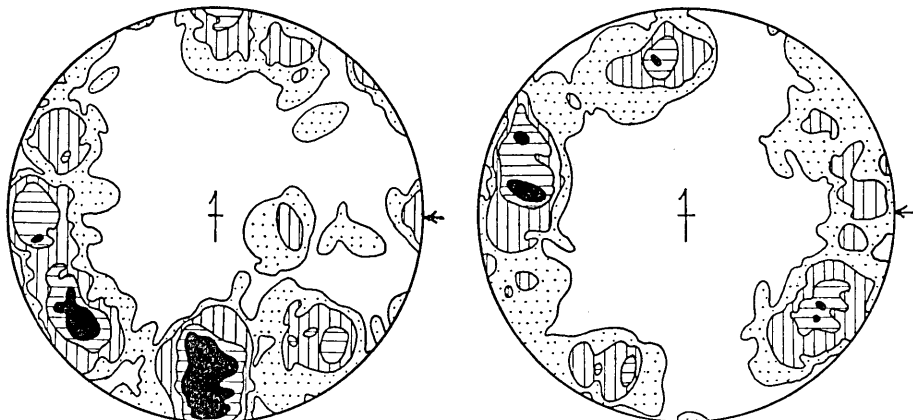


Fig. 3. Diagrams showing the preferred orientation of veins developed in the Paleozoic masses, using the lower hemisphere of the Schmidt Net.

- a. Three percentage diagram of 76 poles to the vein planes developed on the mines in the Tamba Mts. and the Chugoku Mts. Contour interval: (21-10.5)-8-5.5-0%.
- b. Three percentage diagram of 63 poles to the vein planes developed on the mines in Mino Mts. and Hida Mts. Contour interval: (14.5-12.5)-9.5-6.5-3-0%.

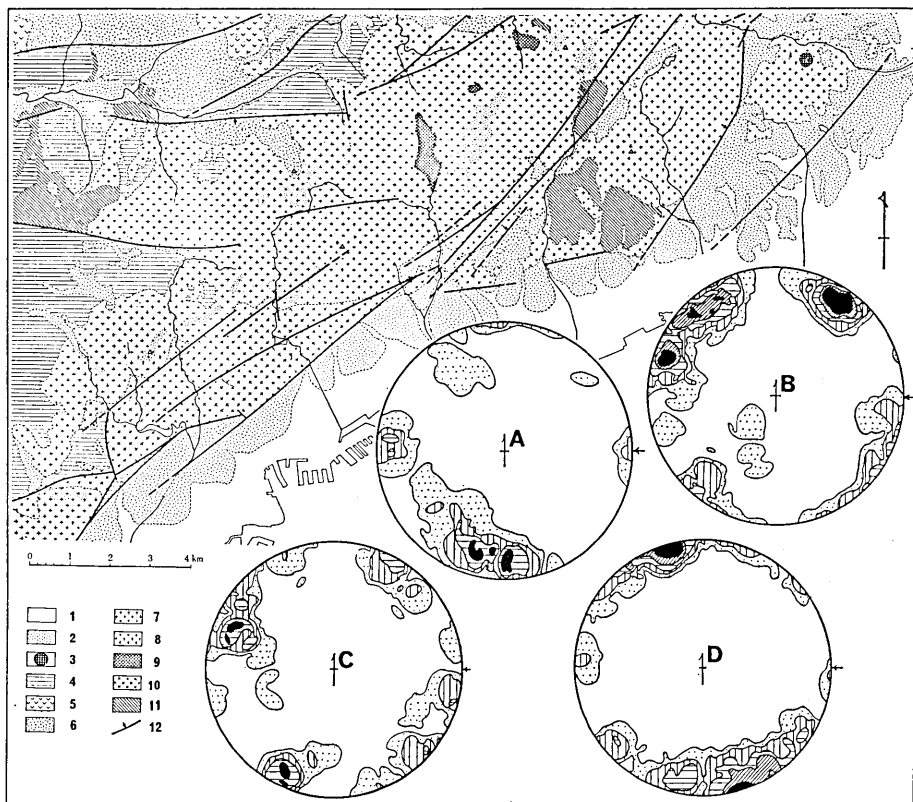


Fig. 4. Geological map (after FUJITA and KASAMA, 1971) and diagrams showing the preferred orientation of fractures in the southern border of the Rokko Mts.

- A. Three percentage diagram of 40 poles to the fracture planes developed at Tsurukabuto. Contour interval: (20-7.5)-15-10-5-0%.
- B. Two percentage diagram of 96 poles to the fracture planes developed in the Ashiya Tunnel. Contour interval: (15.5-10.5)-8-6-4-2-0%.
- C. Two percentage diagram of 65 poles to the fracture planes developed in the Rokko Tunnel. Contour interval: (14-10.5)-9-6-3-0%.
- D. Two percentage diagram of 81 poles to the fracture planes developed at Kantenbashi and Uzumori. Contour interval: (22-15)-10-7.5-5-2.5-0%.

1: Alluvium, 2: Osaka Formation and terrace gravel, 3: Kabutoyama Andesite, 4: Kobe Formation, 5: Kongodoji Formation, 6: Arima Formation, 7: Rokko Granite (fine-grained part), 9: Dobashi Quartzdiorite, 10: Nunobiki grano-diorite, 11: Paleozoic, 12: Main Fault.

1955, 56; 日本の鉱床総覧下巻, 1968) を基にして, 各鉱山の鉱脈の代表的な方位を調べて整理すると Fig. 3 のようになる. いずれの山地においても鉱脈の発達状態に方位性があり, NNW-SSE~NW-SE 方向, NE-SW 方向, N-S 方向, E-W 方向などいくつかの系統のものが認められる. これらは白堊紀-古第三紀の火成活動に関係したものと新第三紀の火成活動に伴ったものとあるが, 前述の活断層系の方向ときわめてよく調和している. したがって活断層系は, 起源のかなり古い構造を利用して再活動したものと考え

ることができる。六甲山地南縁の断層群や根尾谷断層などでは、実際に古い構造に沿って活断層が生じているのを見ることができる。たとえば六甲山地南縁では、花崗岩中にはNE-SW系とNW-SE系の玢岩岩脈とアプライトが多数貫入しており、同方向の断裂構造の発達が顕著で、その破碎構造に沿って大月・五助橋・芦屋断層などの活断層が生じている (Fig. 4 参照)。根尾谷断層も古い地質断層に沿って生じており、周囲の古生層を切る断裂構造は活断層と全く調和的な発達状態を示す (村井, 1970) (Fig. 5 参照)。琵琶湖周辺地域の両側を限る花折・柳ヶ瀬断層は地質構造区を限る重要な構造線で、その破碎帯に沿って新たな断層運動が起こったものである。

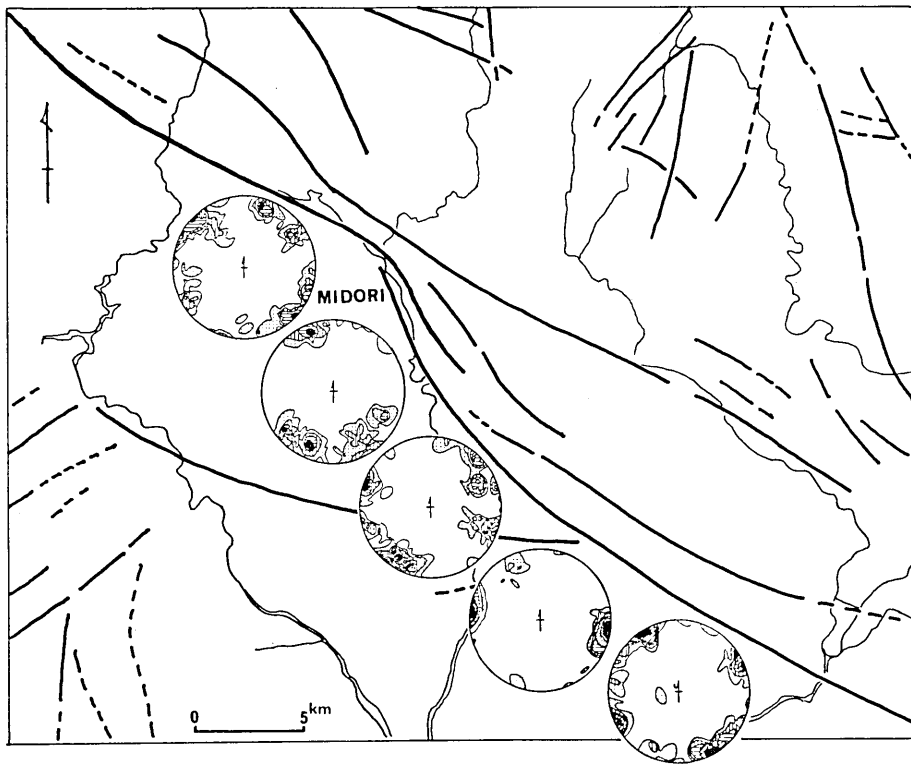


Fig. 5. Neodani active fault system and fracture systems developed in the Paleozoic Formations along that fault system.

III. 主な活断層

柳ヶ瀬断層

柳ヶ瀬断層 (岡山, 1956) は板取から栃ノ木峠, 中ノ河内, 椿坂峠, 柳ヶ瀬, 中之郷をへて木之本へ延びる断層で, 余呉川に沿い全長 25 km にわたる。北国街道はほとんどこれに沿っている。余呉川の谷は侵食が進んでいるため断層線谷的な様相を示すが, 新しい断層運動の痕跡が数カ所で認められ, 断層線谷の回春したものと考えることができる。この意味で tectonic valley と呼んでよいであろう。この断層の北部ではほとんど垂直な地

質断層が認められ、板取断層とも呼ばれる。板取南西方約 1 km の地点で北陸トンネルを貫き、今庄口から 4.1~4.3 km の地点で幅 200 m ほどの破砕帯として現われる。この地区では主断層面は $N9^{\circ}W$, $80^{\circ}W$, 強破砕の幅 30~50 m, 破砕帯全部の幅は 150~300 m に及び、周囲には多数の副断層が交叉していることが弾性波探査と地質調査により明らかにされている(池田, 1958; 高橋・白井, 1959)。杉村(1963)によれば、板取一桁ノ木峠間で、破砕帯中の断層または副断層によつて 2 本の岩脈がそれぞれ 75 m および 100~150 m 左横ずれしているという。またその地区の小断層のうち走向が南北に近く傾斜が垂直に近いものは、水平ないしプランジが低角度な条痕をもつという。

柳ヶ瀬断層の北端、板取の西方で 1 カ所左ずれの地形が認められるが、それ以外に水平ずれ変位を示す地形は見つかっていない。断層をはさむ両側の山地の山頂には小平坦面が発達し、東西山地の間で高度差がある。柳ヶ瀬付近では 260~280 m ほど東側が高く、北陸トンネル付近でも 200~300 m ほど東側が高い。断層の南半部では西向きの断層崖が谷の東側に発達し、その下部に崖錐や小扇状地が並び、中ノ郷の東では wind gap が見られる。これにたいして、谷の西側には扇状地は見られず、広い沖積面の発達がある。これらのことから、柳ヶ瀬断層をはさんで東側が上昇し西側が下降するような運動が最近起こつたと推定される。ただし、断層崖の下の崖錐や小扇状地の堆積物が断層運動によつて乱されているところはまだ見つかっていない。

関ヶ原断層

柳ヶ瀬断層の南東方への延長は浅井町から関ヶ原へ向つて走る浅井断層(小藤, 1910)であるとする考えがある(杉村, 1973)。一方、藤田(1974)は柳ヶ瀬断層を地質構造区を画する断層としながら、その南東方への延長をはつきりとは考えていないようである。磯見(1956)によれば、草野町地域には二畳系を切る複雑な断層網が発達している。この地質断層にはほぼ沿つて明瞭な活断層地形が認められる。浅井町の北で、明瞭な左横ずれ変位が 3 カ所にわたつて認められる。関ヶ原のすぐ北でも明らかな左ずれの shutter ridge や scarplet が認められ、鮮新—更新統の牧田層が断層で古生層と接している。この左ずれ活断層を関ヶ原断層と命名する。伊吹山の石灰岩層はこの断層の南北で 3~4 km ほど左ずれしている。

関ヶ原断層が柳ヶ瀬断層につながるかどうかは明らかでない。柳ヶ瀬断層は左横ずれ変位がごく局部的にしか認められず、むしろ垂直変位の方が卓越し、活動の時期がやや古いと見られるのにたいして、関ヶ原断層は明瞭な左横ずれ地形を示す。柳ヶ瀬断層は伊吹山地に発達する南北方向の古い断層群と同系統のもので、関ヶ原断層はそれより新しい NW—SE 系の左横ずれ断層群に属するものかも知れない。関ヶ原断層の北西延長上に次に述べる集福寺断層があり、変位も共に左横ずれであることから、一連のものである可能性も考えられる。

関ヶ原断層が江濃地震(1909年, $M=6.9$)の際に活動したかどうかは検討の余地がある。IMAMURA(1928)は彦根—大垣間の水準路線上に現われた垂直変動から断層の活動を考えた。垂直変動は北東側の地塊が 15 cm 以上隆起するような様相を示したが、その位置は関ヶ原断層とは一致せず、やや西方によつている。

集福寺断層

伊藤・藤田 (1971) および藤田・笠間 (1971) は近畿中部に分布する左横ずれ活断層の一つとして集福寺断層の名をあげ、藤田・岸本 (1972)、藤田 (1974) はその位置を図示している。東郷 (1974) は、沓掛付近でこの断層が沓掛砂礫層を切り、30 m 程度の垂直変位が認められ、また断層に沿って谷が 100 m 以上屈曲し左ずれしていると指摘している。

集福寺断層は集福寺から沓掛をへて塩津街道ぞいに北西へ走り、深坂越を通って深坂トンネルに平行して延びている。この間 6 カ所にわたって地形的な左横ずれの offset が確認される。深坂越は幅 2~3 km の南北に延びる小地塊山地上にできた tectonic saddle であり、この部分で小地塊が約 1 km 左横ずれしてくいちがつている。集福寺から沓掛にかけては、多数の小山脚、小河流が切られて 100 m 前後の offset を生じており、丘麓の段丘砂礫層が切断されている。この部分には shear zone の存在も報告されている (東郷・仲川, 1973)。

集福寺断層は活断層としては第一級のもので、南北方向の地塊山地を切るばかりでなく、NE—SW 方向の右横ずれ断層をも切っている。同じ NW—SE 方向の左横ずれ断層は敦賀市東方の池の河内付近、椿城峠の西方にもあり、美濃山地に発達する同方向の活断層と同じ系統のものである。集福寺断層の南端は余呉湖の南東の西黒田に達すると考えられ、全長約 17 km に及ぶ。その南東延長は前述した関ヶ原断層につながる可能性も考えられる。

路原断層

東郷 (1974) は、知内川上流の路原の北を通る NE—SW 方向の活断層を記載して路原断層と名付けた。路原の北で顕著な破碎帯が認められ、南へ流れる知内川の流路が南西方向へ流路をかえ、600 m ほど破碎帯に沿って流れてから再び屈曲して南へ向っている。琵琶湖の北岸から北へ向って延びる小山地列もこの断層によつてたち切られて右横ずれしている。知内川上流から五位川へ通ずる谷も、両側の山地に高度差があることから断層谷と考えてよいようであるが、最近はあまり活発な動きをしていないようである。路原の北で N—S 方向の顕著な破碎帯が認められ、これも路原断層によつて 600 m ほど右横ずれしている。路原断層にそつて山脚・水系の新しい小さなくいちがいも見られ、横ずれ変位が繰り返えされて累積していることは確実である。

敦賀断層

敦賀市南東部に NE—SW の方向に走る著しい断層破碎帯があり敦賀断層と呼ばれる。その北端は木の芽川に沿って新保まで延びており、木の芽川断層と呼ばれ、北陸トンネルの敦賀口付近に接近して現われ、多数の副断層を伴っている。この断層にそつてみごとな活断層地形が発達している。北端の越坂付近では右横ずれの offset が認められる。敦賀の市街地の南東では、NW に向いた断層崖が沖積地上に直接そびえている。その麓に扇状地が発達しているが、扇面の形態が扁平化しており、断層にそう北西側の地塊が活発に沈下しつづけたことを示すものと考えられる。さらに南方延長は山地中に入り、右横ずれの地形的くいちがい数が数カ所にわたつて認められる。横ずれ変位量は 300 m 以上に及ぶ。

敦賀断層の南側には、右横ずれ変位を示す NE—SW 方向の活断層がいくつか並行して走っている。路原断層はその内の最も顕著なものである。また、これら NE—SW 方向の活断層のほかに N—S 方向に近い断層があり、南北に走る小山地列の境界を限っている。

これらの断層の中には横ずれ変位の見られるものもあるようである。敦賀断層南半部のすぐ東側に走る N—S 方向の断層には横ずれは見つかっていない。三国山付近の準平原遺物の高度は 800 m 前後で、その両側の山頂平坦面の高度もほぼこれに近く、この部分は競合的に隆起しているのかもしれない。

関峠断層

敦賀の西、関峠を通る北向きの断層地形があり、これを関峠断層と名付ける。山崎・多田 (1927) の黒河川断層崖の北半にあたる。関峠の南東方の山麓で扇状地上に fault trench 状の地形が認められ、河流が 50~60 m ほど左横ずれしている。trench の東側には高さ数 m の新鮮な急崖があり、下流側の扇状地面が高くなっている。東郷 (1974) はこの左横ずれ活断層を野坂断層と呼んでいる。集福寺断層と同系統の活断層である。

三方断層

三方断層 (三浦ほか, 1967) は三方町を通つてほぼ N—S 方向に走る西落ちの断層である。落差はかなり大きいと思われるが、その量は明らかでない。北端部で低い海岸段丘を切り、西側が落ちているのが認められる。中・南部では多数の西落ちの断層が平行に並んで発達しているらしい。水平ずれについては不明である。

小浜断層

熊川から小浜に向つて WNW の方向に走る断層は熊川断層 (山崎・多田, 1927) と呼ばれ、従来から多くの人によつて図示されてきた。この断層の北側の山地の海岸線は複雑な沈水地形を呈しており、南側の山地にくらべて著しく対照的であり、断層の北側が最近沈降したことは明らかである。水平ずれについては明らかでない。地質構造的にも大断層であろうと考えられる。東端は N—S 系の断層で切られているように見える。しかしそのさらに東方延長上に琵琶湖の最深点が位置し、また琵琶湖の外形がその部分で北東の方向に折れまがつていることからみて、深部構造を支配するような断層が延びているのかもしれない。湖北の山地に発達する複雑な断層群の南への延長がこの部分でたち切られているように見えるのも、その可能性を示唆するよう思える。これらの点については琵琶湖底の地下構造を明らかにした上でなければ解明できない。小浜断層の西方延長は、小浜湾を横切つて朝倉鼻の南にまで達するものと考えられる。

花折断層

比叡一比良山地の西縁に、直線的に NNE—SSW の方向に延びる花折断層 (中村, 1928) がある。その西側の丹波山地にたいして比叡一比良山地は 200~300 m ほど高くなっている。この断層は安曇川に沿つて南へ延び、花折峠から途中越をへて高野川に沿い、京都盆地の沖積平野下に達している。花折峠北方の坂下では西へ急斜する正層断として現われ、厚さ 2 m の断層粘土と 2 m の破碎帯を伴っているのが見られる。安曇川・高野川の谷は侵食が進んでいるものの、若い断層地形が各所で認められ、断層谷である。断層の trace 上では断層鞍部が発達し、北端付近には shutter ridge があつて右横ずれ変位が認められる。南部でも、途中越の南や京都盆地に入る部分で右ずれ変位が認められる。

花折断層は八瀬付近で分岐し、副断層を出している。主断層は修学院離宮の北東から扇状地下に入る。副断層の一本は銀閣寺付近で古生層と花崗岩の境界を 250 m ほど右横ずれさせている (松下, 1961)。詩仙堂付近では大阪層群上に花崗岩がおしあげている低角

の衝上断層が露出しており、花折断層の運動に伴って生じたものと考えられている。京都盆地内の基盤は 100 m 以上の深さがあり、一方花折断層の東側では瓜生山 (比高 200 m) の山頂に大阪層群の砂礫層がのつていることから、この部分での花折断層の垂直変位量は 300 m 以上と考えられている (中沢, 1961)。

比良東断層

比叡—比良山地は東西両縁を断層で限られ、完全に horst 状になつている。東側の堅田丘陵にたいして 500~600 m の比高をもち、急崖をもつてのぞんでいる (辻村, 1929, 42)。この山麓部に沿って走る断層を比良東断層と名付ける。比叡断層 (TAKAYA, 1963)、比良断層 (藤田, 1974) などと呼ばれるものに相当する。

比叡—比良山地は西側の丹波山地より 300 m ほど高まつており、up-arched mountain である。平面的にはトランペット状に北に向つてひろがつている。東縁を限る比良東断層は新鮮な断層崖を示し、一部は明らかに湖底に延長している。南部の比叡山付近では逆断層になつていると考えられる。上竜華南西に N5°E, 20~30°W の低角逆断層が見られ、花崗岩と段丘礫層とが接している (奥村ほか, 1972)。生津でも古琵琶湖層群を切る高角逆断層が見られ、その付近の地層が急傾斜あるいはほとんど直立している (TAKAYA, 1963)。断層の trace 上には地汙り・山崩れの跡が連続して分布し (柴崎, 1956)、破碎構造が発達していることを示唆している。断層に沿って花崗岩中に岩脈が貫入しており、古い破碎帯にそつて断層運動が起こつているものと推定される。比良山地を胴切りにする小規模な断層が見られるが、強い曲隆運動に伴って二次的に生じたものであろう。

比良東断層の南半部の東側、堅田丘陵の東縁部に沿つては、著しい撓曲構造または非対称なドーム構造が並んで発達しており、その東翼部で古琵琶湖層群が急傾斜し、時には逆転している。この部分にそつて沖積層下に断層があるものと推定され、堅田断層と呼ばれる (池辺, 1933; TAKAYA, 1963; 林, 1974)。雄琴および小野では NNE—SSW ないし NS の方向の断層が認められ、小野では段丘堆積物をも切つているのが見られる。雄琴では鉱泉群が断層に沿つて分布している。比良東断層の北半部の東側にも、平行する断層が湖底下にあると考えられる。

堅田丘陵では、表面にいくつもの段丘面がのつており、丘陵中~東部付近で背斜状に変形し、変形状態は高位段丘ほど著しい。これは比良東断層、堅田断層などの断層運動が段丘礫層の堆積期間を通じて繰りかえされ、その影響が累積されていつたものと推定されている (奥村ほか, 1972)。また、堅田丘陵を構成する古琵琶湖層群は西に向つて傾斜しており、全体的に西側の断層に向つて傾動したような構造を示している。このような西方への傾動は琵琶湖盆を中心とする地域の一般的傾向である。琵琶湖は大局的には西側に断層をもつ非対称な湖盆で、深所は断層に近く位置しており、傾動地塊的な構造をもつている。

IV. 琵琶湖周辺のテクトニックレリーフについての考察

前述のように琵琶湖周辺地域には著しい断層系が発達し、それらのほとんどは活断層と考えられる。NE—SW 系と NW—SE 系の断層には新鮮な横ずれ地形が認められる。N—S 方向の断層は小山列の境界をなしているが、幅広い破碎帯をもち、選択侵食による断層線谷状の地形が発達していて、あまり活発な動きがないように見える。しかし両側

の山地上の小起伏面の間にかかなりの高度差が見られ、面の形成後かなりの垂直運動があつたことが知れる。近畿地方における平坦面の形成時期は明らかでないが、おおよそは中新世最後期～鮮新世初期と考えられ、さらに古い時代に形成されたものもありうるという(中沢, 1961; 市原, 1966)。藤田・岸本(1972)が述べているように、六甲変動の最盛期は更新世中期にあると考えられ、琵琶湖周辺や六甲山地などでは高位段丘面(更新世中期)が200~300 mあるいはそれ以上の高度に達しており、山頂平坦面の変位もこれら段丘面の変位と調和的であることからみて、垂直運動の時期が著しく古いとは考えにくい。それぞれの断層系の活動時期および変位の速度はまだ十分明らかにされてはいないが、琵琶湖をめぐる地域の地表起伏が tectonic relief であつて、大小の地形单元が地塊運動を行つた結果であるとしてよい。

琵琶湖盆の地形自体も当然、周辺山地の構造との関連性からみて断層起源であると考えられるが、その発達過程はかなり複雑であろうと思われる。大局的には西に断層をもつ非対称的な負の傾動地塊であろう。野坂山地の小山列にも多少西へ傾動する傾向が見られ、丹波山地も全体としては西へ傾動している。このような西方への傾動地塊は近畿地方および中部地方に見られる特徴である(松沢, 1968)。琵琶湖の平面形を支配するものも潜在的な断層であろう。

前述のような琵琶湖周辺地域の複雑な変動構造とそれに伴う変動地形が形成された機構と過程についてはまだ十分明らかにされていない。既に繰り返して述べてきたように、丹波山地と美濃山地の巨大な山塊の間にはさまれ、東西方向の圧縮力を受けて下降したとみられる。野坂山地や美濃山地に発達する共役の横ずれ断層系は、東西方向の圧縮力の影響を明確に示している。藤田・岸本(1972)は近畿三角帯に見られる南北方向の波曲および衝上断層構造と共役横ずれ断層構造の形成機構のちがいを、基盤を構成する岩石の物理的性質の差によるとしている。しかし、野坂山地では南北方向の地塊列と、これを切る横ずれ断層系とが共存しており、明らかに同一地域で垂直運動を主とする変動が水平運動を主とする変動へと移りかわつていて、かならずしも単純な解釈を許さない。既に述べたように、新しい変動は基盤に発達する古い構造を利用して起こつており、南北方向の構造にそつては垂直運動が主で、横ずれ変位はほとんど認められない。これにたいして NE-SW, NW-SE 方向および東西方向の構造にそつては横ずれ変位が著しい。垂直変動と横ずれ変動との機構のちがいは、一つには東西方向の造構応力にたいする既存構造の方向と関係があるのではないかとと思われる。実際に、一連の断層においても、南北方向から方向がずれるにつれて横ずれ変位の現われる場合が認められる。さらに、垂直変動から横ずれ変動への移化については、変動の進行に伴う破断の応力条件の変化によるものではないかと考えたい。変動の進行過程において垂直変動から横ずれ変動へ移る例は丹波山地でも認められる(KANEKO, 1964)。水平方向の造構応力が加わつた場合の地殻表層部における破断の条件を考えると、地表付近においては衝上断層が形成されるような応力条件がある。横ずれ断層が生ずるような応力条件は一定の深度以下に存在する(PRICE, 1959)。したがつて、変動の初期の段階で、比較的小さな応力下で表層部に衝上断層が生じていき、変動の進行した段階では、深層部の破断が起こつて横ずれ断層の活動があると想像される。

V. 活断層と地震活動との関係

琵琶湖周辺の活断層は新期変動の進行につれて活動を続け、しだいに変位を累積していったものと考えられる。その間烈しい地震活動が伴ったであろうことが想像される。もちろん六甲山地南側の会下山断層のように(津田, 1972), クリブによつて変位が進行する場合もあるが、琵琶湖周辺や京都盆地で有史以来しばしば大地震が発生していることをみれば、盛んな地震活動があつたであろうことは想像にかたくない。変動構造の形成にあずかつた六甲変動は現在なお継続していると考えられ、現在の地震活動もその現われと見られる。近畿地方と中部地方西部に起こる微小地震は地質構造と密接な関係があり、近畿三角帯の両側の岩体の周縁に集中し、また山崎・三峠・根尾谷などの横ずれ活断層に沿つて集中することはすでに知られている(藤田・岸本, 1972)。中部地方から近畿地方にかけての西南日本内帯の地域では、大・中の地震の発震機構が東西方向の主応力によることは Ichikawa (1971) によつて示されているが、微小地震の発震機構についても、山崎断層に沿う地震のほとんどが東西方向の主応力下で発生していることが認められている(KISHIMOTO & NISHIDA, 1973)。根尾谷活断層に沿つて濃尾地震 ($M=8.4$) が発生していることは、大地震と活断層の関係を如実に示すものである。

琵琶湖周辺の活断層と被害地震との関係については、濃尾地震のような明確な例は知られていないが、なんらかの関係が想像される例もある。1185年(文治1年)の地震 ($M=$

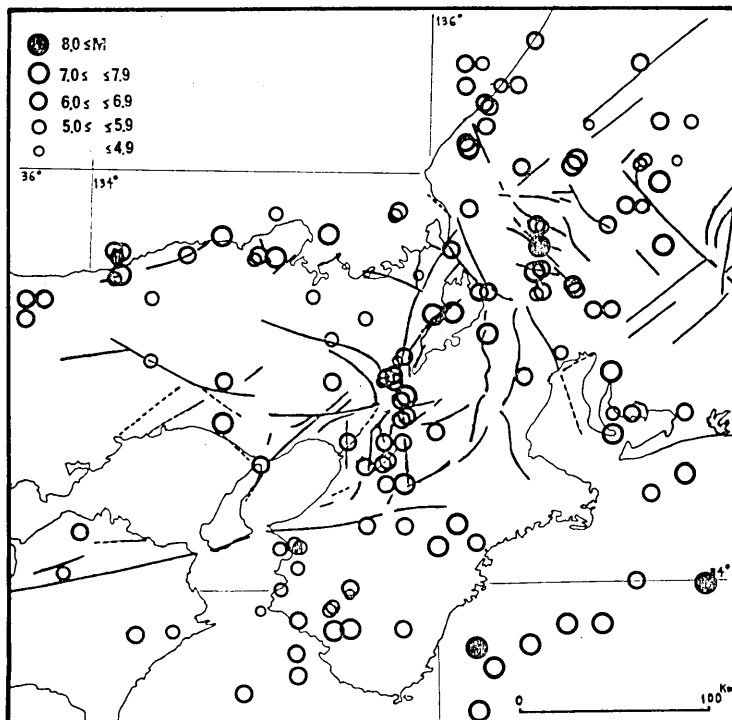


Fig. 6. Map showing the distribution of destructive earthquakes in Kinki and Western Chubu. (After Usami, 1966, 1974, etc.)

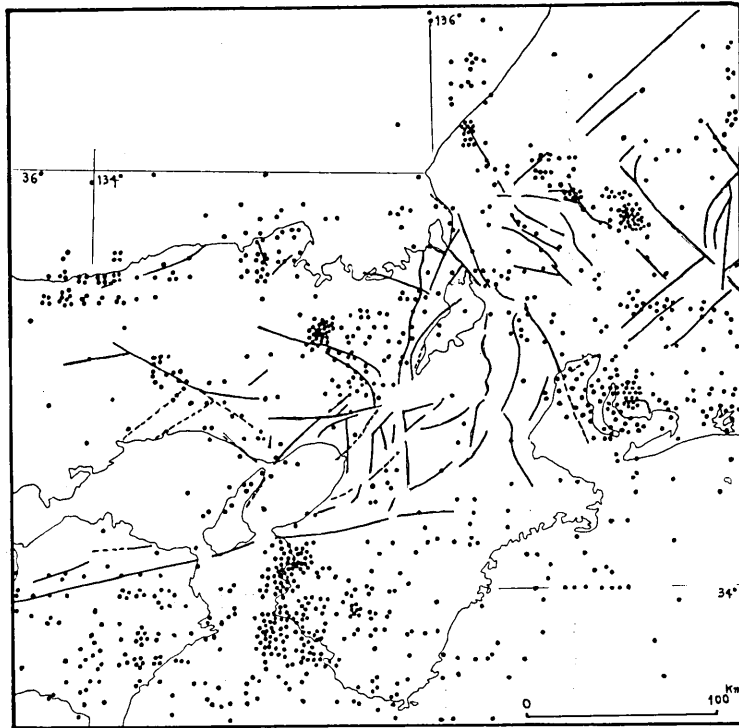


Fig. 7. Map showing the distribution of epicenters in the area around Lake Biwa during 1925-1971. (Information obtained from J.M.A.)

7.4) と 1662 年 (寛文 2 年) の地震 ($M=7.6$) は比良山地または琵琶湖西岸に発生し、湖岸が湖中に没したと記録されている。これらの地震で比良東断層や堅田断層などの琵琶湖西岸地域の活断層が活動した可能性が考えられる。1317 年 (文保 1 年) の京都の地震 ($M=6.7$) の震央の位置は花折断層に近く、その 8 年後の 1325 年 (正中 2 年) に北東延長の敦賀断層の位置に近く別の地震 ($M=6.7$) が起こっている。1449 年 (文安 6 年) の地震 ($M=6.4$)、1830 年 (文政 13 年) の地震 ($M=6.4$) はいずれも震央位置が京都の中心部にあり、花折断層の延長上にある可能性がある。既に説明したが、1909 年 (明治 42 年) の江濃地震は関ヶ原断層または柳ヶ瀬断層との関係が十分考えられる。

VI. あとがき

琵琶湖周辺に発達する活断層系を概観し、N-S 方向のやや古い断層系と、NW-SE~WNW-ESE 系と NNE-SSW~NE-SW 系の共役の横ずれ断層系があり、これらが丹波・美濃両山塊にはさまれ、東西方向の圧縮力のもとに形成されたことを述べてきた。これらの活断層のうち最も変位量の大きいものは、数百 m ないし 1 km 程度の地形上の offset を示し、活断層として第一級のものである。琵琶湖をめぐる地方の地表起伏はこれらの断層にそって地塊運動によって生じた tectonic relief とみられる。構造発達の機構および過程はかならずしも単純なものではなく、今後さらに詳しい調査を進めて解明してい

く必要がある。

文 献

- ABE, E. & SASAJIMA, S. (1974): Probable sedimentary thickness in Lake Biwa inferred from the gravity measurement. *IPPCCCE Newsletter*, No. 1, p. 2-3.
- 林 隆夫 (1974): 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, **80**, 261-276.
- HUZITA, K. (1962): Tectonic development of the Median Zone (Setouti) of Southwest Japan, since Miocene. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **2**, 103-144.
- 藤田和夫 (1968): 六甲変動, その発生前後. 第四紀研究, **7**, 248-260.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1971): 六甲山地とその周辺の地質 (神戸市および隣接地域地質図説明書). 41号, 神戸市企画局, 58 p.
- 藤田和夫・岸本兆方 (1972): 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科学, **42**, 422-430.
- 藤田和夫 (1973): 近畿の活断層, 地質学と土質工学の境界領域の問題点, 土質工学会関西支部.
- HUZITA, K. & KISHIMOTO, Y. (1973): Neotectonics and seismicity in the Kinki Area, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **16**, art. 6, 93-124.
- 藤田和夫編 (1974): 第四紀地殻変動図, 近畿, 地質調査所.
- ICHIKAWA, M. (1971): Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968, *Geophys. Mag.*, **35**, 207-274.
- 池辺展生 (1933): 琵琶湖西方の古琵琶湖層. 地球, **20**, 240-260.
- IKEBE, N. (1956): Cenozoic geohistory of Japan. *Proc. 8th Pacific Sci. Congr.*, **2**, p. 446-456.
- 池辺展生 (1957): 日本の新生代の積成盆地. 新生代の研究, No. 24-25, 1-10.
- IKEBE, N. & HUZITA, K. (1966): The Rokko movements, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria*, **8**, p. 277-287.
- 池田和彦 (1958): 北陸トンネル板取断層付近総合地質調査, 鉄道技研速報, No. 58.
- IMAMURA, A. (1928): On the topographical changes preceeding and following the Anegawa Earthquake of 1909. *Proc. Imp. Acad.*, **4**, VII, 371-373.
- 磯見 博 (1956): 5万分の1地質図「近江長浜」および説明書. 地質調査所.
- 市原 実 (1966): 大阪層群と六甲変動. 地球科学, No. 85-86, 12-18.
- 伊藤英文・藤田和夫 (1971): 西南日本の第四紀地殻変動から導かれた地殻の流動. 材料, No. 209, 190-196.
- KANEKO, S. (1964): Tectonic relief in South Kanto, Japan. *Trans. Royal Soc. N.Z.*, **2**, 187-204.
- KISHIMOTO, Y. & NISHIDA, R. (1973): Mechanisms of microearthquakes and their relation to geological structures. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **23**, part 1. No. 210, p. 1-25.
- 小藤文次郎 (1910): 地質学上の見地による江濃地震, 震災予防調査会報告, No. 69.
- 松下 進 (1961): 比叡山の地質. 北村四郎ほか『比叡山——その自然と人文——』, 京都新聞社, 3-18.
- 松沢 勲 (1968): 本州中部における傾動運動について. 地質学雑誌, **74**, 61-71.
- 三浦 静・若狭団研グループ (1969): 福井県若狭地方の洪積統. 福井大教育紀要(II), **19**, (3), 57-70.
- 村井 勇 (1955): 福井平野周辺地域の地質構造解析, 地震研究所彙報, **33**, 121-151.
- 村井 勇 (1970): 岐阜県中部地震—1969年9月9日の地震地域およびその周辺の地質構造. 地震研究所彙報, **48**, 1251-1266.
- 中村新太郎 (1928): 花折断層の予察. 地球, **10**, (5), 327-335.
- 中沢圭二 (1961): 比叡山の生いたち. 北村四郎ほか『比叡山——その自然と人文——』, 京都新聞社, 19-26.
- 岡山俊雄 (1931): 美濃越前山地内部の断層地形. 地理学評論, **7**, 920-942; 1035-1062.
- 岡山俊雄 (1956): 柳が瀬断層と敦賀湾伊勢湾線. 駿台史学, No. 7, 75-101.
- 奥村由彦・仲川信一・東郷正美 (1972): 滋賀丘陵の変形に関する2, 3の考察. 法政大学地理学集報,

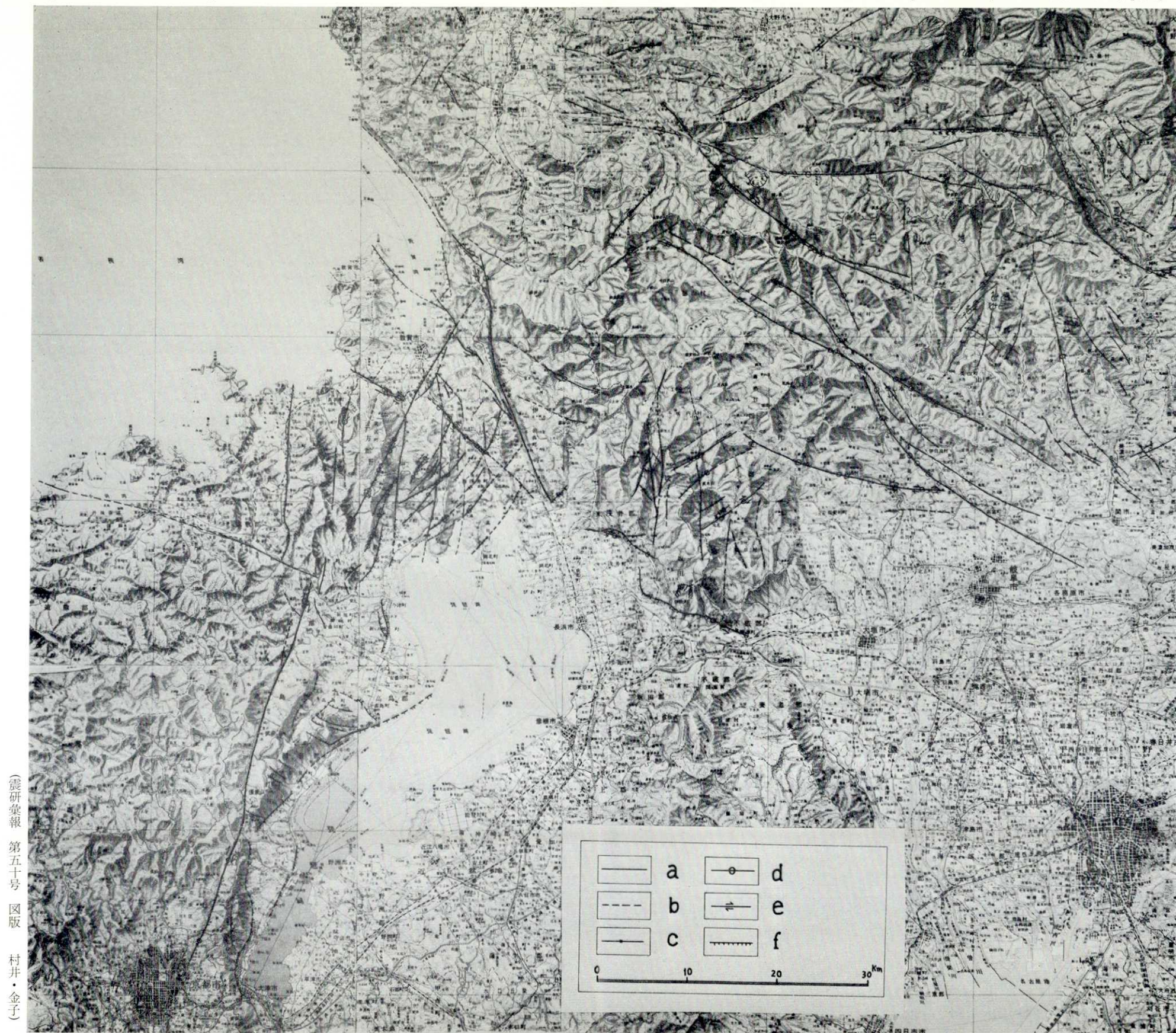


Fig. 8. Map showing the distribution of topographical features of active faults and lineaments in Western Chubu and Eastern Kinki.
 a: active faults, b: supposed active faults, c: lineaments, d: topographic features of active faults, e: strike-slip faults, f: dip-slip faults.

No. 1, 29-39.

- PRICE, N. J. (1959): Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, **96**, 149-167.
- 柴崎達雄 (1956): 敦賀一大津ひずみ帯. 地球科学, No. 29, 1-8.
- 杉村 新 (1963): 柳ガ瀬断層. 第四紀研究, **2**, 220-231.
- 高橋彦治・白井慶治 (1959): 北陸トンネルの地質とその工学的解釈, 鉄道技研報告, No. 74.
- TAKAYA, Y. (1963): Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the paleogeography of Lake Biwa with special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, ser. B., **30**, 81-118.
- 東郷正美・仲川信一 (1973): 湖北における河川争奪. 法政大地理学集報, No. 2, 9-19.
- 東郷正美 (1974): 琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形. 地理学評論, **47**, 669-683.
- 津田景三 (1972): 構築物に対する六甲地域の活断層の影響, 応用地質, **13**, 3, 101-111.
- 辻村太郎 (1929): 日本地形誌. 古今書院.
- 辻村太郎 (1942): 断層地形論考. 古今書院.
- 宇佐美龍夫 (1966): 日本付近のおもな被害地震の表. 地震研究所彙報, **44**, 1571-1622.
- (1974): 歴史的地震の震央位置について. 地震研究所研究速報, No. 12, 1-29.
- 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. 地震研究所彙報, **2**, 81-108.
- YOKOYAMA, T. (1969): Tephrochronology and paleogeography of the Plio-Pleistocene in eastern Setouchi geologic province, southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ.*, Ser. Geol. and Mineral., **36**, 19-85.

6. *Active Fault Systems Developed in the Area around Lake Biwa.*

By Isamu MURAI, Earthquake Research Institute
and Shiro KANEKO, Tachikawa High School.

Recently, a vast amount of information has been compiled on the neotectonics of Kinki District, especially on "Kinki Triangle", which was proposed by Huzita in 1962 as one of the neotectonic provinces in Southwest Japan. In this area, complicated fault systems are developed cutting Cenozoic sediments and affecting even the Holocene deposits, and such geologic structures are clearly demonstrated in the topography of this area. The Quaternary crustal movements of Southwest Japan that have been forming these complicated fault systems as well as characteristic topography of central Kinki were designated as the Rokko movements by Ikebe in 1956 and Ikebe and Huzita in 1966. The crustal deformations probably resulted from regional lateral compression in a E-W direction, which is inferred to have prevailed stably in Kinki District during the Quaternary Period.

Lake Biwa fills the vast depression of Omi Basin which is situated near the apex of Kinki Triangle. Complicated faults systems and tectonic landforms of various kinds were developed remarkably in the area around Lake Biwa. Such tectonic structures and morphology have been recognized by many investigators, and were analysed by Yamazaki and Tada in 1927 and by Togo in 1974. The authors have studied the tectonic structures and morphogenesis of the area since last decade. Their conclusions were chiefly based on inspection of aerial photographs and field observations.

The area around Lake Biwa is situated between two cratonic masses of the Mino Mts. and the Tamba Mts., and is inferred to have been compressed and depressed under a lateral tectonic compression in a E-W direction. Many faults were developed by the Quaternary tectonic movements, and their recent displacements have been ascertained by photo-interpretations and field surveys. They are characterized by remarkable photo-geologic lineament and tectonic landforms such as the offset of streams and ridges, shutter ridges, fault trenches, fault saddles, scarplets and wind gaps. The faults developed in this area can be classified into three systems; (1) dip-slip faults in N-S directions, (2) left-lateral-slip faults in NW-SE~WNW-ESE directions, (3) right-lateral-slip faults in NNE-SSW~NE-SW directions. The dip-slip faults bordered the small mountain ranges laying in N-S directions to the north of Lake Biwa, and are considered to be old, crushed structures. Judging from the vertical displacement of erosion planes on the summits of the mountain ranges, however, these faults are inferred to have been active after the formation of the flat planes. The left-lateral-slip-faults and right-lateral-slip-faults show fresh tectonic landforms. They diagonally cut the mountain ranges laying in N-S trends, and lateral offsets up to 1 km are observed along them. The surface relief as well as the geologic structures of the area around Lake Biwa are considered to have resulted from the block movements which proceeded under a lateral compression in a E-W direction during the Quaternary tectonic movements.