

36. 北美濃地方の地質構造に関する 2, 3 の問題

地震研究所 { 村 井 勇
津 屋 弘 達

(昭和 26 年 9 月 26 日発表—昭和 26 年 9 月 30 日受理)

I. ま え が き

昭和 36 年 8 月 19 日、美濃山地北部に著しい地震が発生した。震央は岐阜県郡上郡白鳥町北部の大日岳付近と報告された。震央が山地内にあつたため、被害は少なかつたが、根尾断層を生じた濃尾地震（明治 24 年、1891年）、及び根尾断層の延長上に発生したと解釈される福井地震（昭和 23 年、1948年）に近い位置に発生した地震として注目された。その位置はまた、日本島弧の地体構造上最も基本的な構造の 1 つである“内帯中央線”あるいは“飛騨構造帯”に接近しており、構造地質学上極めて興味あるものと考えられた。筆者等は、この地震による地変の調査と、あわせて北美濃地方及びその周辺地域の地質構造についての予察的調査を行うため、約 2 週間にわたつて現地踏査を行つた。以下にその結果を報告して、今回の北美濃地震と地質構造との関係について検討するための資料に供したいと思う。

現地踏査にあつて、多くの人々の協力を得たが、特に電源開発株式会社御母衣出張所からは種々の便宜を賜つた。ここに記して謝意を表したい。また、美濃、飛騨山地の地質構造について、及び飛騨構造帯に関する色々な問題について種々御教示いただいた、東京大学理学部地質学教室の佐藤正助教授、および信州大学文理学部地学教室の亀井節夫講師に感謝する。なお、この報告中の図の作製と浄書は地震研究所小諸支所の細谷与七氏の助力によるものである。

II. 地震による被害と地変

震央が美濃山地の奥部にあつたため、地震による家屋や人命の損害は少なかつた。震央付近では、道路のひびわれ、沈下、落石、崖崩れ、山崩れ等が各所で発生した。道路の被害は、急峻な山地内の急斜面に切り開かれた部分や、河川の流路に接する部分に集中しており、そのほとんどが、谷寄りの道路肩の崩壊や沈下と、それに伴うひびわれ、および山がわの切り割り上に露出する岩塊の落石や崩壊によるものであつた。道路の被害の著しかつたのは、岐阜県下では、郡上郡白鳥町長滝より大野郡白川村御母衣に至る国道、特に白鳥町、歩岐島—西洞の間、歩岐島より石徹白に至る道路、御母衣より大白川温泉に至るダム工事道路、福井県下では、大野市鳩ヶ湯より小池に至る道路、葛原付近の国道、朝日より石徹白に至る道路、石川県下では、石川郡白峯村市ノ瀬より白山山頂に至る登山道路であつた。

山崩れ、落石は、白山より別山を経て大日岳に至る尾根にそつて、およびその周囲に著しく発生した。すなわち、市ノ瀬一別当出合の間、葦之助谷、大崩れ、別山尾根、打波川上流、石徹白川上流、および大白川上流等に著しく、特に小池部落と大白川ダム工事現場では大きな被害を受けた。大白川の山崩れは、ダム工事のため露出した岩石が崩壊しやすくなっていたことが、特に大きな被害を出す原因となつたと考えられる。白山の尾根ぞいに生じた山崩れと落石は、手取層群の上に分布する白山火山の噴出物（火砕物質と熔岩流、1部に火砕流堆積物）の崩壊によるものである。大日岳の周囲に生じた山崩れ、落石は、節理の顕著な発達を見せる安山岩の熔岩流と流紋岩質火砕流堆積物（熔結凝灰岩）が崩壊して発生したものが多く、

地震断層と認められるようなものは、今回の地震では発見されなかつた。小池、石徹白、歩岐島、長滝等の各地で、地面の小規模のひびわれや沈下が生じたが、断層運動と関係があると認められるものはなかつた。別山の尾根上に、尾根の方向を横断して NNW-SSE 方向の著しいひびわれが生じ、地震断層の疑がもたれたが、しかしその積極的な証拠はない。ただし、その方向は、手取層群中に発達する断層系の1つの方向にほぼ一致している。この地方の地質構造は非常に複雑で、数多くの断層が発達するが、それらの断層で地震の際の運動したと認められたものはない。

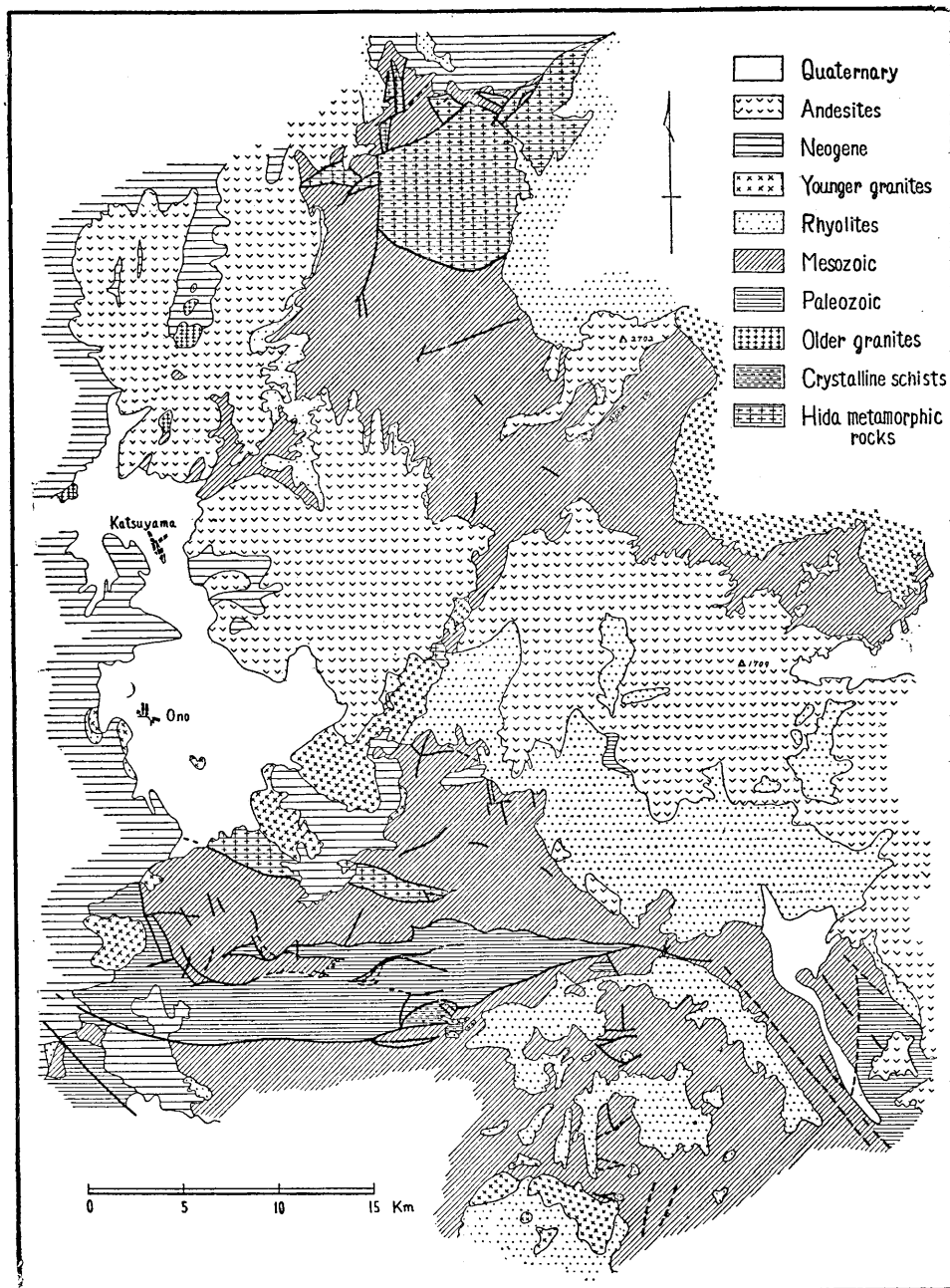
白鳥町大中南方の長良川の川中で、地震後天然ガスの烈しい噴出が続いた。これは、手取層群中の断層（走向 N80°E および N80°W）より微かに噴出していたものが、地震の際に急にその量を増したものである。大白川温泉では、湧出口が山崩れによつてふさがれ、別の湧出口より多量に出るようになった。また、白峰村白峰の発電所で温泉の湧出が報告されている。

以上に記したように、今回の地震によつて発生した地変は、いずれも表層部に起つた現象で、地震断層と認められるものは発見されなかつた。ただし、被害や地表の分布状態を見ると、白峰村市ノ瀬より白鳥町長滝に至る NNW-SSE 方向の帯上に集中しているようにも思われ、これは、郡上郡八幡町より長良川にそつて NNW へ延びる断層系の延長上にあり、また、福井平野より根尾谷に至る根尾断層北半の NNW-SSE の方向とも平行しており、注目に値する。

III. 地質の概略

この地方および周囲の地域の地質については、古くから調査が進められて、地質図も数多く作製されている。すなわち、大石三郎 (1933)、井尻正二 (1936)、嵐 由之 (1940)、鈴木好一 (1943) 等の主として中生層の手取層群の研究があり¹⁾、最近では、前田四郎 (1950, etc.)、藤 則雄 (1958) 等の主として手取層群の研究²⁾、亀井節夫 (1949, etc.)、石岡孝吉

1) 大石三郎 地質学雑誌 40 (1933), 481-482.
井尻正二 地質学雑誌 43 (1936), 479-481.
嵐 由之 地質学雑誌 47 (1940), 499.
鈴木好一 資源科学研究所彙報 3 (1943), 75-84.



第1図 九頭竜川・手取川上流地域の地質図
前田 (1952, 57, 61), 河合 (1956, 59)等より編纂

(1950, etc.), 尾崎金右衛門 (1954), 鹿沼茂三郎 (1956, etc.), 河合正虎 (1956, etc.) 等の主として古生層についての研究³⁾が行われてきた。調査は主として, 手取川, 九頭竜川, 足羽川等の谷にそつて進められ, これらの地区の地質構造と手取層群および古生層の層序はいちぢるしく明らかになつてきた。現在までに公表された地質図に基づいて, 本地域全般にわたる地質図を編集して作製すれば, 第 1 図のようになる。本地域の内, 九頭竜川上流域および南域は, 後述するように極めて複雑な構造を示し, その解釈には異論があつて, 正確な地質図を描くことができない。

基盤岩類

本地域の基盤をなす岩層は, 飛騨変成岩類およびそれに伴う深成岩類と, ゴトランド紀(シルル紀)および二疊・石炭紀の古生層であり, この両者はほぼ東西に走る境界をもつて南北に分れて分布している。この両者間の境界には, 小林貞一(1951)のいう“内帯中央線”が存在すると考えられている。⁴⁾(第 2 図および第 5 図参照)

飛騨山地のゴトランド紀層は, かつて岐阜県吉城郡上宝村稲地で神津淑祐(1911)により発見されたが, 亀井(1949)によりそれが再確認され, その後岐阜県大野郡清見村檜谷や本地域内の福井県大野郡上穴馬村の各所で, その存在が次々に知られるようになった(石岡・亀井, 1950; 尾崎, 1952; 亀井等, 1952; 藤本等, 1953; 前田・浜口, 1955; 尾崎等, 1954; 前田, 1958)。このゴトランド紀層は, 飛騨変成岩と古生層との境界に接して分布し, 非常に複雑な構造を呈する古生層中に, 薄岩層として挟みこまれて存在する。またそれに接近して結晶片岩が分布している。亀井(1955, 1957)はこのような構造に注目し, 飛騨変成岩の外縁にそつて起つた烈しい運動により古生層は複雑な構造をもつようになり, ゴトランド紀層は基底部から“squeeze out”されて出てきたと解釈して, この運動によつて擾乱された地帯を“ひだ外縁構造帯”と呼んだ⁵⁾。一方, 野沢保と磯見博(1956)は,

2) 前田四郎 地質雑誌 56 (1950); 鉱物と地質 3 (1950); 白山をめぐる地域の地質(石川県) (1951); 鉱物と地質 4 (1951), 53-55; 地質学雑誌 58 (1952), 145-153, 401-410; 地質学雑誌 59 (1953); 地質学雑誌 61 (1955), 343; 千葉大学文理学部紀要 1 (1955); 地質学雑誌 63 (1957), 225-237, 357-365, 664-668; 千葉大学文理学部紀要 2 (1957); 地質学雑誌 64 (1958), 388-398, 583-594, 638-643; 地質学雑誌 65 (1959), 290; 地質学雑誌 67 (1961), 23-31, 133-142, 189-198.

藤 則雄 地質学雑誌 64 (1958), 157-158.

3) 亀井節夫 鉱物と地質 3 (1949); 地質学雑誌 55 (1949), 120; 地質学雑誌 56 (1950); 地質学雑誌 57 (1951).

石岡孝吉・亀井節夫 地質学雑誌 56 (1950), 57-58.

石岡孝吉 地質学雑誌 56 (1950).

尾崎金右衛門 地質学雑誌 60 (1954).

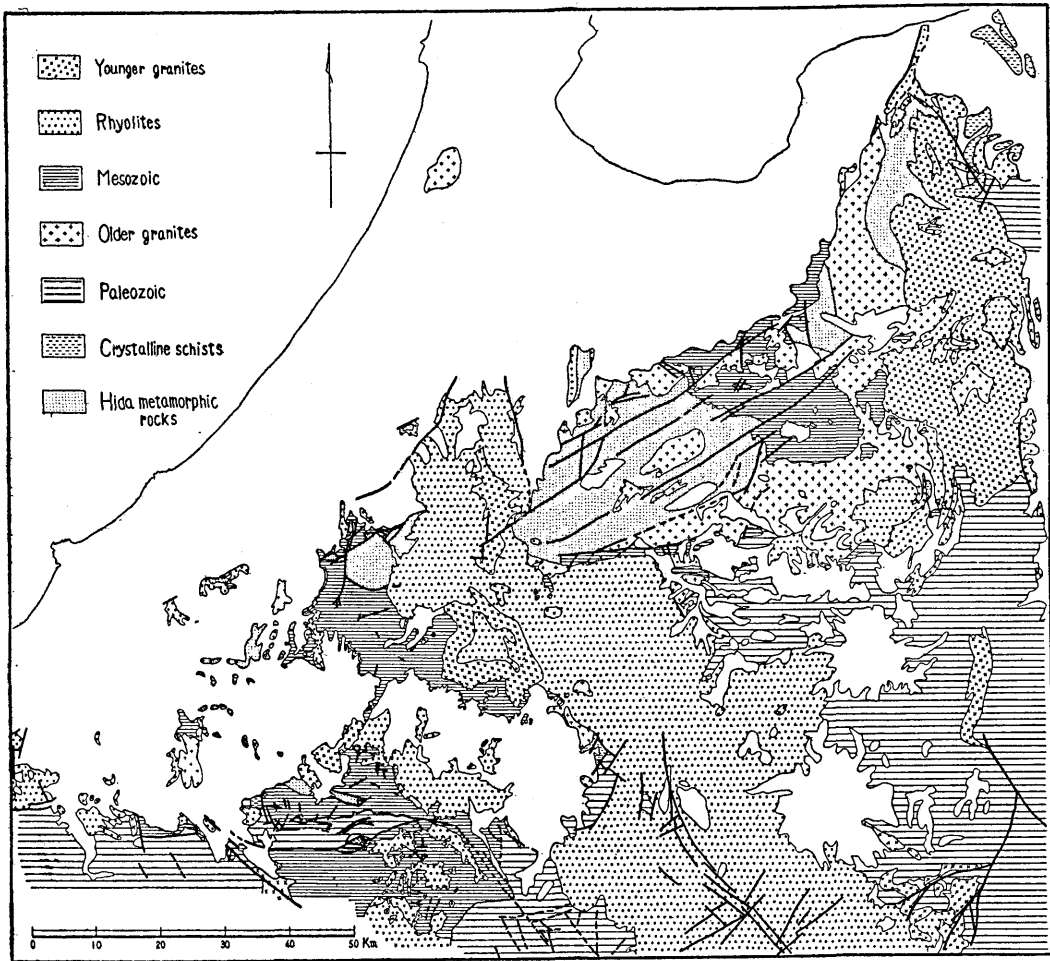
鹿沼茂三郎 東京学芸研究報告 7 (1956), 37-42; 地質学雑誌 62 (1956), 361; 藤本治義教授還暦記念論文集 (1958), 1-48.

河合正虎 地質学雑誌 62 (1956), 559-573; 5 万分 1「荒島岳」(1957); 地質学雑誌 62 (1959), 760-765.

4) 小林貞一「白山をめぐる地域の地質, 特に手取統について」石川県土木計画課 (1951).

5) 亀井節夫「“ひだ外縁構造帯”について」ひだ山地の地質研究会連絡紙 No. 7 (1955).

亀井節夫・猪郷久義「ひだ外縁構造帯の地質」地質学雑誌 63 (1957), 413.



第2図 飛驒・越前・美濃山地の地質概略図

飛驒山地中央部の船津付近の研究に基づき、飛驒変成岩・船津花崗岩・古生層の分布と主要構造方向がほぼ平行していること等から、飛驒変成岩の形成が船津花崗岩の進入と密接な関係を有すること、および船津花崗岩の進入の晩期に著しい変位運動が起り、古生層との境界に沿つてミロナイトをつくつたことを推論して、飛驒変成岩および船津花崗岩の南縁帯とそれに接する古生層の擾乱帯を“ひだ構造帯”と呼んだ⁶⁾

前述したように、飛驒（外縁）構造帯においては、結晶片岩とゴトランド紀層の帯状分

6) 野沢 保・磯見 博「船津付近で見られるひだ変成岩と、船津花崗閃緑岩と古生層との関係」地質学雑誌 62 (1956), 104-113.

布が認められるが、これらに接近して礫岩層の分布することも特徴的である。この礫岩層と変成岩との関係についての研究から、藤本治義 (1952, 53, 57) は飛驒変成岩の形成時期を先ゴトランド紀と考えた⁷⁾。この解釈に対しては異論もあり、その積極的証拠はまだ確認されておらず、多くの問題が今後に残されている。飛驒 (外縁) 構造帯内の礫岩のうち、九頭竜川上流地域の太谷礫岩は中部二疊紀のものでされ (尾崎等, 1953), さらに若い時代のものである可能性もあると説かれている (小林学, 1954)。また、高原川上流地域の村上礫岩も二疊紀のものであることが明らかにされた。しかしながら、小林英夫 (1958) は飛驒変成岩と古生層の構造が全く異るとして、飛驒変成岩の形成時期が先ゴトランド紀である可能性を話している⁸⁾。これに対し、野沢 (1959) および礫見・野沢 (1960) は、藤本の先ゴトランド紀説の根拠となつた檜谷の一梨舎礫片岩がミロナイトであるという疑を示し、また、飛驒変成岩と古生層の分布構造は平行しているとして、変成作用は船津花崗岩の深成作用と同時に進行したもので、古生代末～中生代初の造山運動に直接関係すると考えた⁹⁾。一方、加納博 (1961) は、礫岩の研究から先ゴトランド紀説を支持した¹⁰⁾。

これらの論争を解決するための有力な手段の1つとして、K-Ar 法や U-Pb 法による絶対年代の測定が考えられる。現在飛驒変成岩および船津花崗岩について測定が進められており、興味ある結果が得られている。飛驒変成岩についての測定によれば、その絶対年代は 180×10^6 年前後であり、船津花崗岩の時代も、これにほぼ一致している (久野等, 1960; 斎藤等, 1961)。これは三疊紀末またはジュラ紀初期に相当する¹¹⁾。したがって、飛驒変成岩の形成時期は、中国地方の三群変成岩の形成時期の三疊紀前半と大きなへだたりはなく、この両者の形成が秋吉造山運動期に行われたことを示唆している。

中生界

手取川上流の白山周囲の地域や九頭竜川上流およびその南部の地域には、広く中生代の地層が分布してをり、それらは一括して手取層群と呼ばれている (第3図)。基盤の変成岩および古生層上に不整合のつており、ジュラ紀中期より白堊紀後期にわたつて堆積した地層で、その厚さは、白山地域では 2000~2500m、九頭竜川南域では 3500m に達する。前田 (1950, etc.) は手取層群を下部より、九頭竜・石徹白・赤岩の3つの亜層群に区分し、河合

7) 藤本治義・鹿沼茂三郎「岐阜県清見村の新発見の後鳥系と麦島片麻岩との関係」東京文理大地質学古生物学教室談話会記事, 3 (1952), 3.

藤本治義・鹿沼茂三郎・緑川洋一「岐阜県清見村のゴトランド系」東京教育大研究報告, 第2号 (1953).

藤本治義「飛驒山地の地質研究」地質学雑誌 63 (1957), 388-396.

8) 小林英夫「飛驒変成帯」鈴木薛教授還暦記念論文集, (1958), 123-140.

9) 野沢 保「ひだ構造帯の2, 3, の礫状岩について」地質学雑誌 65 (1959), 272-279.

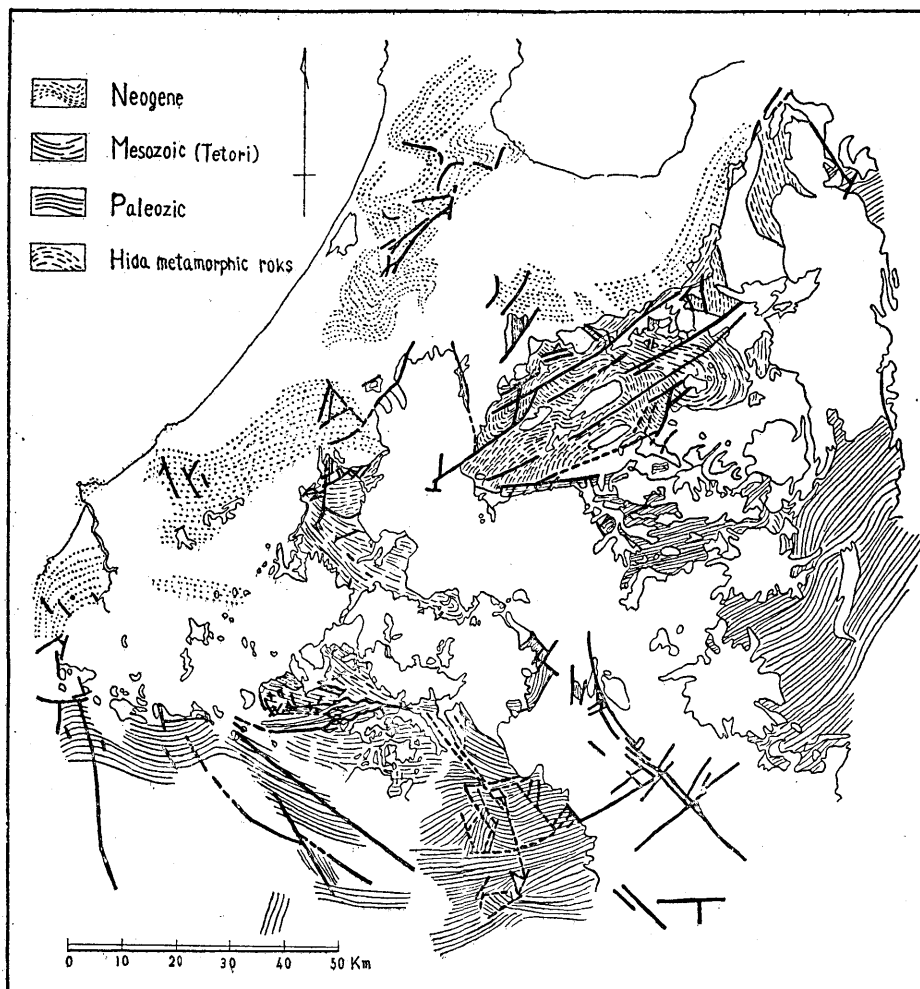
野沢 保「ひだ変成岩の時代について (予報)」地質学雑誌 65 (1959), 463-469.

礫見 博・野沢 保「ひだ変成岩の構造」地球科学, 第48号 (1960), 11-20.

10) 加納 博「Maturity からみた太谷礫岩と沢渡礫岩—含花崗岩質礫岩の研究 (その10)—」地質学雑誌 67 (1961), 350-359.

11) H. Kuno, H. Baadigraard, S. Goldich, and K. Shiobara, "Potassium-argon dating of the Hida metamorphic complex, Japan", *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 31 (1960), 273-278.

斎藤信房 他2名「カリウムアルゴン法による岩石の年令決定」地質学雑誌 67 (1961), 425-426.



第3図 飛騨・越前・美濃山地の地質構造図

頭竜・石徹白の2層群に区分した。

白山地域の手取層群は E~W ないし ESE~WNW の褶曲軸をもつ緩い褶曲構造を示すが、九頭竜川上流地域では、いちぢるしい変形作用をうけて、基盤の飛騨変成岩、古生層と共に複雑な断層構造を示している。河合 (1955, 56, 59) は、この地域では大規模なデッケン構造が発達すると解釈し、これが越前・美濃山地において広範囲に拡がっているとして表日本衝上系と呼んだ。この衝上系に対し、北側の区域では飛騨変成岩と深成岩類の複合体が手取層群・面谷流紋岩類と古生層の上に衝上しており、これを裏日本衝上系と呼んだ。これらの衝上系は中生代後期に徐々に完成したもので、その変動を中部日本変動

と呼んだ¹²⁾。一方、前田 (1961) は、基盤岩類はデッケン構造を形成するとは認められないと見て、手取層群は古生層内に扶長に挟みこまれ、その構造は西南日本外帯の“サンドウィッチ構造”に類似すると解釈した。前田は九頭竜川上流域の手取層群の構造発達史を解析して、次のように論じた。内帯中央線に沿ったこの地域では沈降帯が形成され、手取層群の堆積がはじまり、動揺する基盤上で堆積が続いた。手取層群の構造発達はこのようにして堆積中から既にはじまり、この間堆積区の中央部で谷戸口片麻岩塊の上昇が続いた。赤岩亜層群堆積後に谷戸口片麻岩塊と古生層の隆起・衝上が形成された。前田は、中島一中竜一油坂を結ぶ線と、巢原一箱ヶ瀬を結ぶ線とで割られ地域を九頭竜川擾乱帯と呼び、この部分は、ひだ (外縁) 擾乱帯内の一部が強く錯雑した部分であると解釈した。前田によれば、この擾乱帯を境にして、その南および北の地区では手取層群の構造は著しく異なり、北部 (飛騨交成岩区) では変形度が低く、NE (飛騨方向) と NW (白山方向) との構造に支配されて地塊化されていることが特徴であり、一方、南部 (古生層区) では変形度が高く地溝状の構造が発達しているという¹³⁾。

白堊期末の変動について、流紋岩類の大規模な噴出があつた。この地域の流紋岩類を河合 (1956) は面谷流紋岩類と命名したが、河田清雄等 (1961) はこれを飛騨中央部に広大な面積をもつて分布する岩体 (かつて石英斑岩の名で呼ばれていたもの) に対比した¹⁴⁾。河田等は、この飛騨山地中央部に分布する岩体を“濃飛流紋岩”と改称し、中生代後期において古生層中に生じたいくつかの NW-SE の断層破砕帯から噴出した熔結凝灰岩であると見た。この流紋岩類の噴出について、花崗岩類の貫入があつた。

新 生 界

第三系は北陸地方日本海沿岸一帯に発達している。本地域の北部にその一部が分布している。北陸地方の第三系は中新世より堆積が開始された。菌部竜一による 7 万 5 千分 1 大聖寺図幅 (1939)、福井図幅 (1940); 池辺展生、市原実等 (1949, 50, 51) による調査の結果その他を参照すれば、北陸の新第三紀の地史は次の通りである¹⁵⁾、中新世中期に安山岩類の大規模な噴出が起り、熔岩流、火山角礫岩、凝灰岩、凝灰質砂岩、泥岩等の堆積が行われた (岩稲層, F₂)、ついで流紋岩や石英安山岩の噴出が起り、凝灰質の堆積物、特

12) 河合正虎「根尾図幅調査からの略報」飛騨山地の地質研究連絡紙 No. 9 (1955)。

河合正虎「飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動、第 1 報 (荒島岳南方山地の地質学的研究)」地質学雑誌 62 (1956), 559-573。

河合正虎「飛騨高原西部における後期中生代の地殻変動、第 2 報 (越前・美濃山地の地質学的研究)」地質学雑誌 65 (1959), 760-765。

13) 前田四郎「福井県九頭竜川南域における手取層群の構造発達史の一解釈」地質学雑誌 67 (1961), 189-198。

14) 河田清雄他 5 名「中央アルプスとその西域の地質、その 2; 濃飛流紋岩類」地球科学 第 54 号 (1961), 20-31。

15) 池辺展生「富山県西部及石川県東部の第三紀層」地学, 1 (1949), 14-26。

市原実 他 4 名「富山県及石川県の地質学的研究 (其の 2)」地学 2 (1950), 17-27。

池辺展生 他 4 名「富山県及石川県の地質学的研究 (其の 3)」地学 3 (1951), 7-16。

市川 渡・細野義夫 他「石川県の地質」日本地質学会関西支部北陸部会 (1955)。

坂本 享 他 4 名「富山積成盆地南縁部の新生界」地質調査所月報 10 (1959), 75-82。

に緑色凝灰岩層が形成された(山中累層, 医王山火山岩層, F_3)。このような烈しい火山活動につづいて, 中新世後期より鮮新世前期にかけて海浸が進行し, 厚い海成層が堆積した(余川層群, 厚さ 3000 m, $F_3 \sim H_1$)。鮮新世中後期には海退期に入り, いくぶん縮小した海域に砂質の海成層が堆積した(氷見層群, 大桑層, H_2)。その後鮮新世より更新世にかけては, 海退後の湖や河口に陸成層の堆積があつた(卯辰山層, I)。第四紀には山地内部で火山活動が盛んとなり, 白山, 大日岳等の地域で安山岩類の噴出が起つた。大野盆地等では河成段丘の発達が著しい。

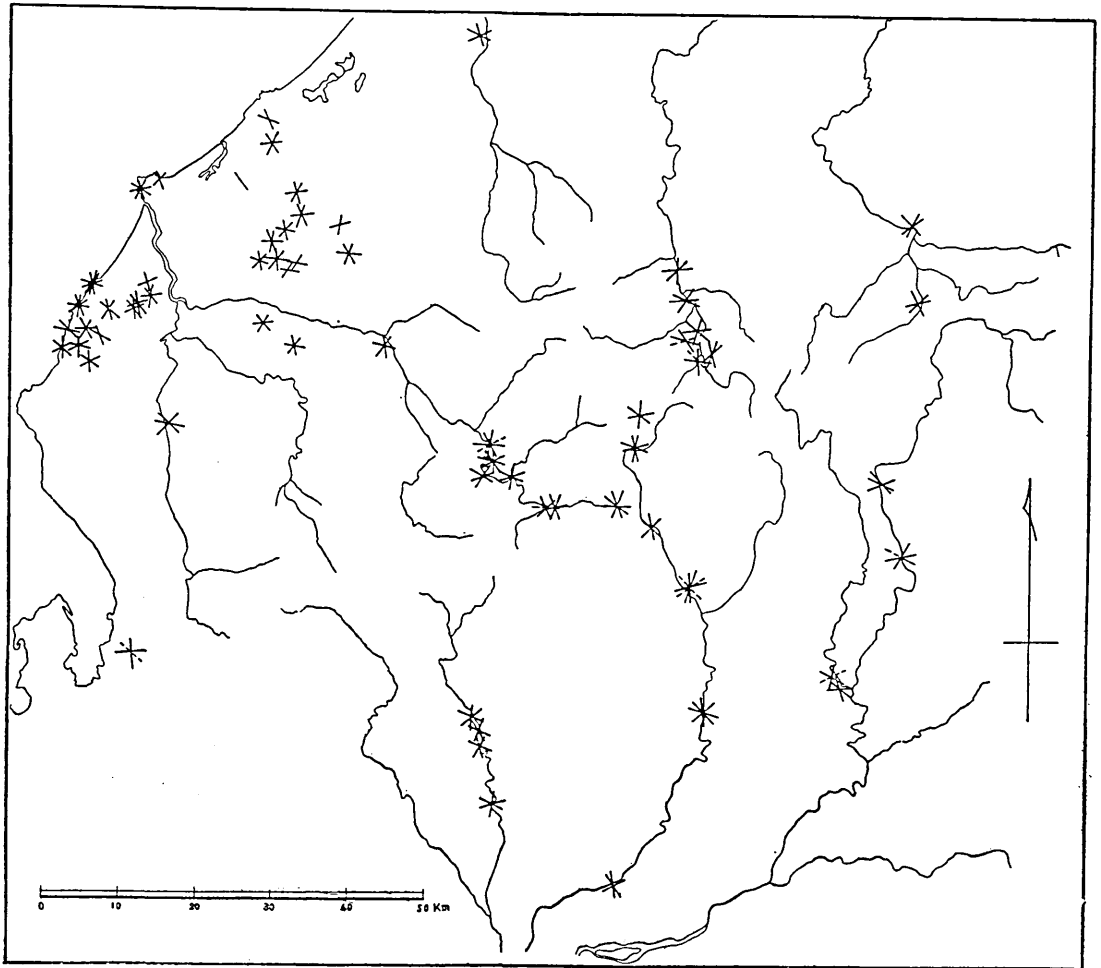
北陸地方の第三系は, 第三紀末の地殻変動により変形作用をうけ, 緩い褶曲および撓曲を示し, また断層によつて切られている。構造の主軸は ENE-WSW ないし NE-SW の方向をもち, 基盤の地塊運動を反映しているような状態を示す。この変動は, 現在に至るまで影響をおよぼしているものと考えられ, 越前・美濃・飛騨山地の地形, 特に河成段丘や切峰面の高度分布から, 最近における断層運動を知ることができる。

IV. 北美濃地方およびその周辺地域に発達する fracture system

本地域では, 前述のように, 三畳紀, 白堊紀末, 第三紀末に地殻変動があつた。既に詳しく記したように, 三畳紀と白堊紀末の変動は内帯中央線或いは飛騨(外縁)構造帯を中心にして進行した。この変動の影響はさらに新生代にもおよんでいると考えられる。すなわち, 北陸の第三系の堆積盆地の形成も, これにつづく造構造運動も, 飛騨構造帯を中心として起つた基盤の運動に強く支配されているようである。恐らくこの地域に発達する構造線のあるものは長い運動の歴史をもち, 第四紀に入つてなお活動したと考えられる。大野盆地では河成段丘を切る断層の存在が, 段丘面の高度のくいちがいがから示唆されるし, 飛騨山地, 越前・美濃山地では, 基盤岩類中に発達する断層にそつて顕著な断層地形が認められ, そのうちのあるものは, 最近の運動を暗示している。筆者の 1 人の津屋(1937)は, かつて, 根尾断層が古生層中に発達する既存の断層と密接な関係をもつことを明らかにした¹⁶⁾。また, 村井(1955)は, 福井平野周辺地域の第三系の構造解析を行い, この地域の第三系は特徴的な節理系の発達を示し, それが越前岬付近の海岸にそつて地層の方位の廻転と並行して急廻転していることに注目して, そのような構造の廻転は敦賀湾—琵琶湖—伊勢湾にわたる構造帯の活動と関係あるものと解釈した。すなわち, この構造帯を境にして, 西側が南方に水平に変位するような運動を行い, この運動にひきずられて第三系は現在見られるような構造を示すに至つたと考えた¹⁷⁾。この地帯は, 日本島弧を横断する重要な構造帯と考えられ, 深発地震の集中する地帯でもある(第 12 図参照)。第四紀に入つてもなお活動を続けており, それは桑名付近の第四系に顕著な断層や撓曲構造が見られることから明らかに知れる。根尾断層はこの構造帯に平行している。同様の NNW-SSE 方向をもつ

16) 津屋弘達「水鳥の地震断層と付近の地質」地震 9 (1937), 398-410.

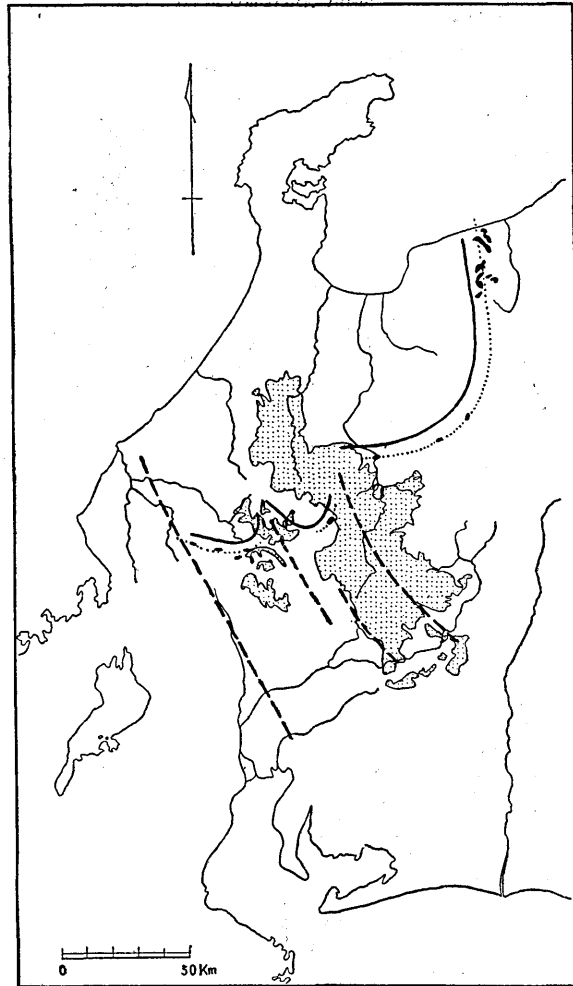
17) 村井 勇「福井平野周辺地域の地質構造解析」地震研究彙報 33 (1955), 122-151.



第4図 fracture system の分布図

断層は、飛騨・越前・美濃山地一帯に発達しているものと考えられる。このことは、地形的にも NNW-SSE ないし NW-SE の方向をもつた直線状の谷が、これらの山地一帯に見られることから知れる。そのような断層のうちのあるものは、ごく近い時代に活動している。すなわち、これらの山地では、切峰面を描くと、重要な断層谷を境としてその高度がいちぢるしいちがいを示す場合があり、最近における断層の活動を物語っている。岡山俊雄(1931)は、美濃・越前山地の断層地形についてこの事実を示している¹⁸⁾。また、河田等(1961)は、濃飛流紋岩の噴出にあたって支配的な役割を果たした NNW-SSE 方向の断層のうち最大の大きなものである阿寺断層が、比較的新しい時期に活動したと述べている。この

18) 岡山俊雄「美濃越前地内の断層地形」地理学評論 7 (1931), 920-942, 1035-1062.

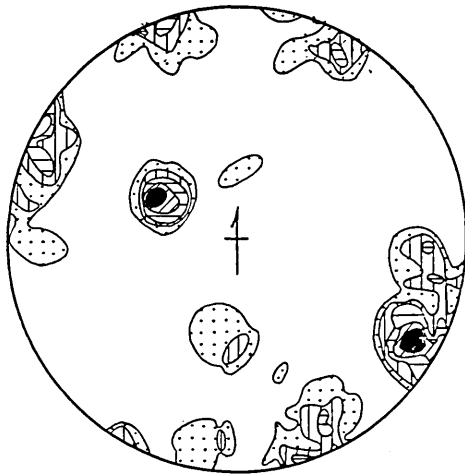


第5図 飛騨構造帯の概念図

実線は飛騨変成岩と古生層との境界、点線は古生層の結晶片岩の分布する地帯を示す。破線は飛騨変成岩および古生層の弧状分布を切る構造線。中央に分布する岩体は濃飛流紋岩。

ように、本地域においては、NNW-SSE 方向の断層系はきわめて重要な構造となっており、その活動は現在まで続いていると考えられる。

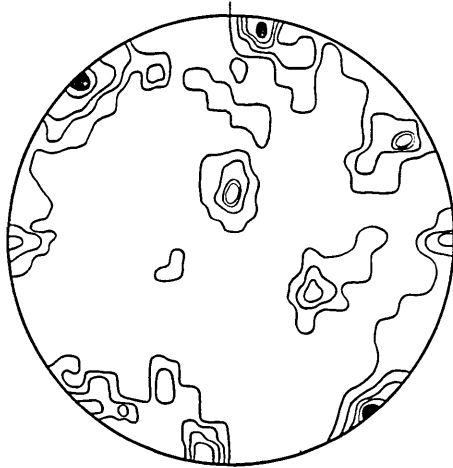
礒見と野沢 (1960) は、飛騨変成岩帯とこれを取りまく褶曲した古生層の外縁帯とを一括して“ひだ深成変成帯”と呼び、その構造について説明して、変成岩全体の弧状分布に対して主要構造がほぼ法線と切線の関係にある方向を示すことを指摘した。事実、この2つの構造の階段状組合せは、飛騨深成変成岩帯の全般にわたって認められ、更に南方の非



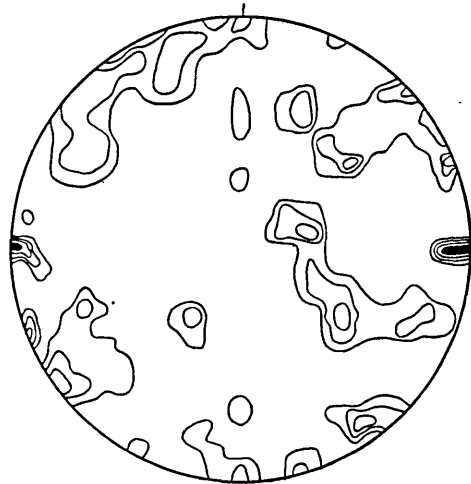
谷戸口片麻岩中に発達する fracture system. 福井県大野郡和泉村谷戸口で測定した fracture の極 46 個の 2% 図型. (15-13)-11-8.5-6.5-4.5-0%.



富山県八尾町南方の花崗岩体 (微斜長石斑状花崗岩) 中に発達する節理系. (4)-3-2-1-0%. (小林ほか 7 名, 1956)

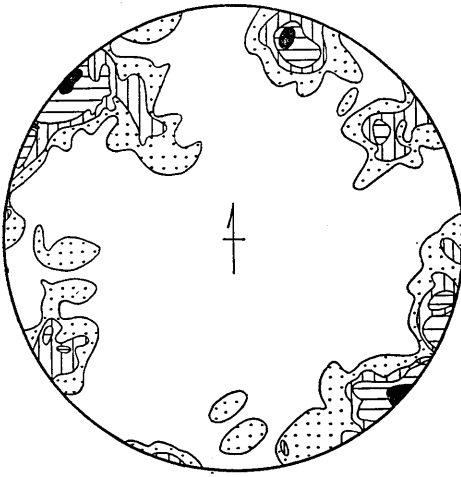


飛驒北部の長椋川花崗岩の節理系. (12-10)-8-6-4-2-0%. (春日井・山田・青木, 1956)

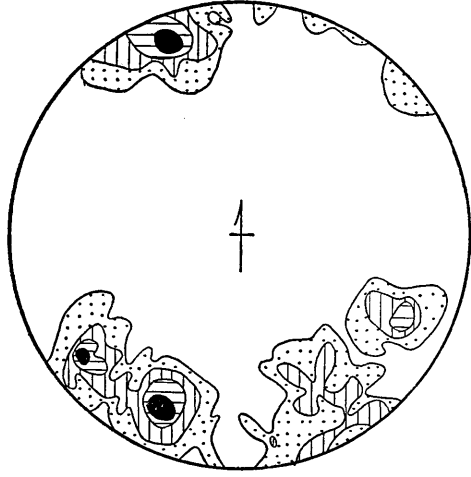


飛驒北部の小口川花崗岩の節理系. (12-10)-8-6-4-2-0%. (春日井・山田・青木, 1956)

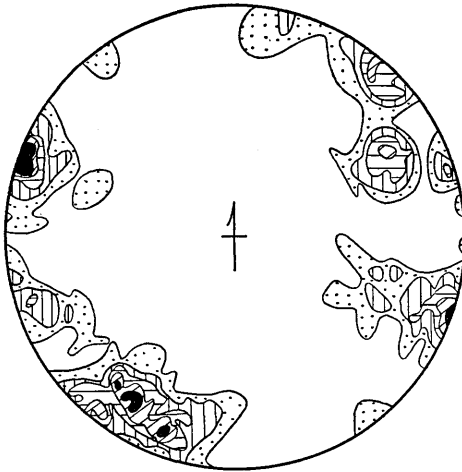
第 6 図 飛驒変成岩および花崗岩類中の fracture system.



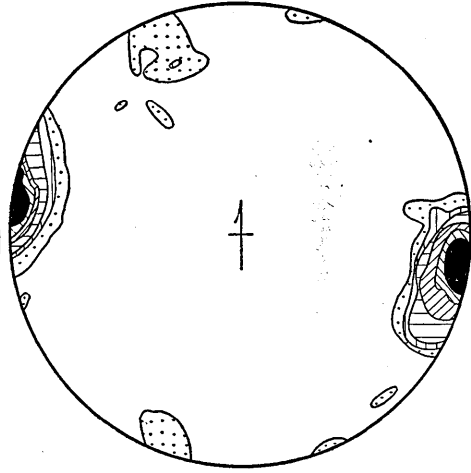
岐阜県本巣郡根尾村水鳥付近で測定した fracture の極 53 個の 2% 図型. (15-11.5) -7.5-5.5-4-0%.



岐阜県本巣郡根尾村平野付近で測定した fracture の極 33 個の 3% 図型. (15-12)-9-6-0%.

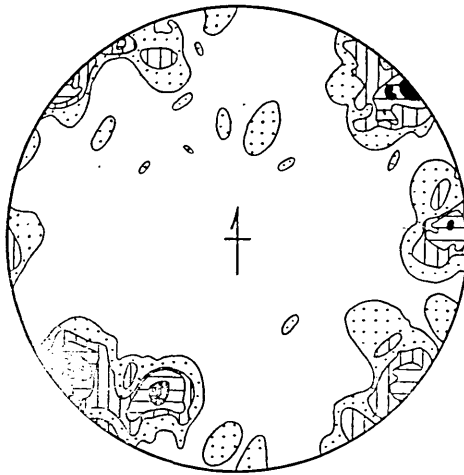


岐阜県本巣郡根尾村平野一本巣村日当間で測定した fracture の極 57 個の 2% 図型. (12.5-10.5)-9-7-5.5-2.5-0%.

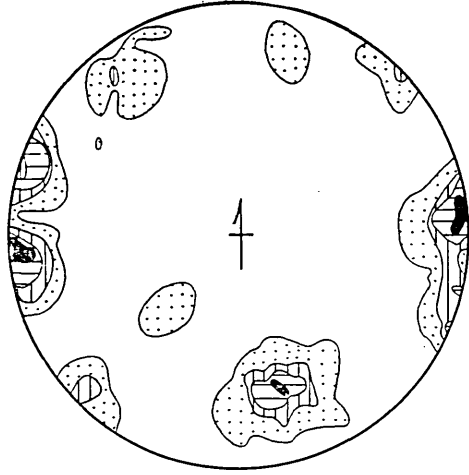


岐阜県本巣郡本巣村赤石および揖斐郡谷汲村長瀬付近で測定した fracture の極 28 個の 3% 図型. (39-35.5)-28.5-21.5-14.5-10.5-7-0%.

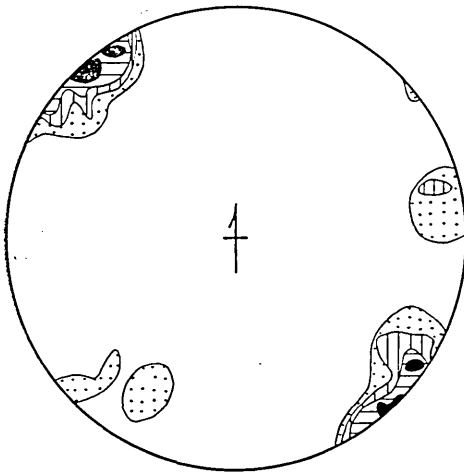
第 7 図a 古生層中の fracture system.



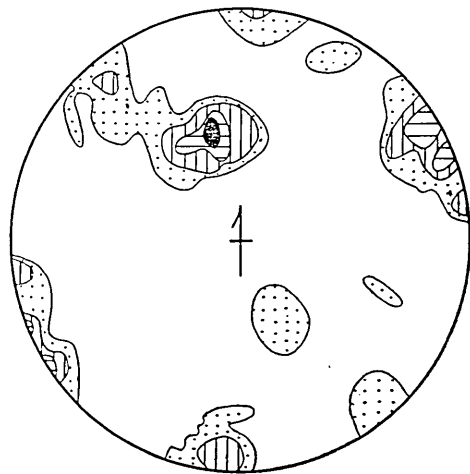
岐阜県郡上郡美並村半在一根村間で測定した fracture の極 59 個の 2% 図型. (13.5-10)
-7-5-3.5-0%.



岐阜県郡上郡八幡町小瀬子で測定した fracture の極 31 個の 3% 図型. (19.5-16)-13
-9.5-6.5-0%.

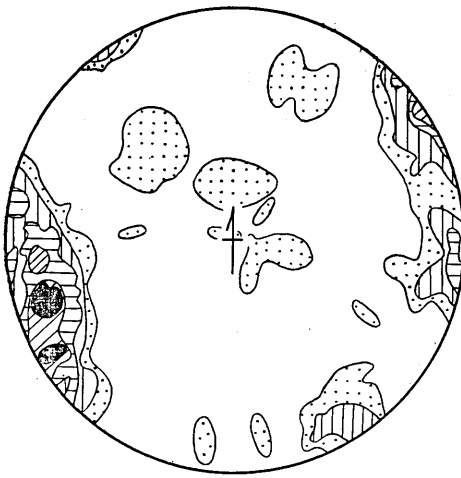


岐阜県郡上郡大和村万堰で測定した fracture の極 20 個の 3% 図型. (35-25)-20-15
-10-0%.

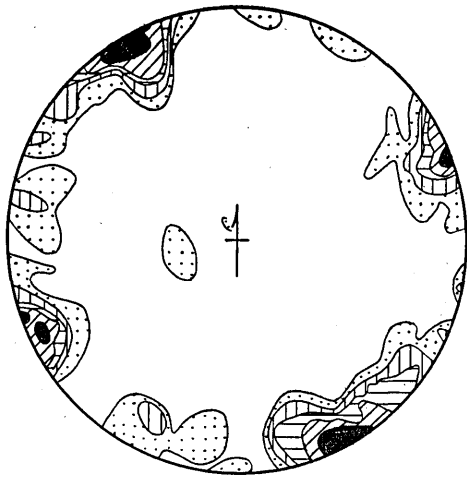


福井県大野郡和泉村大谷で測定した fracture の極 31 個の 3% 図型. (16-13)-9.5-6.5-0%.

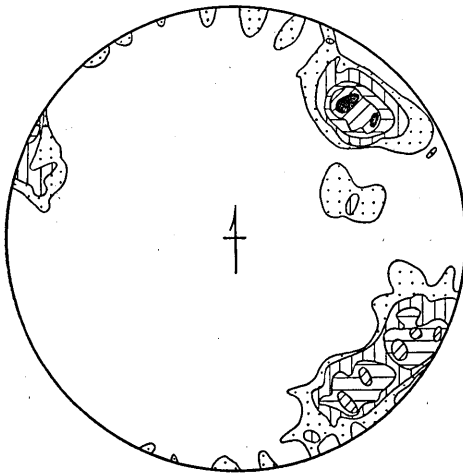
第7図b 古生層中の fracture system.



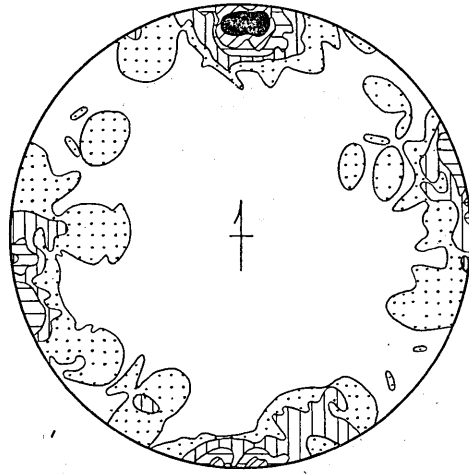
岐阜県武儀郡金山町地藏堂で測定した fracture の極 39 個の 3% 図型. (24-18)-13-10.5-7.5-5-0%.



岐阜市日野坂で測定した fracture の極 41 個の 3% 図型. (17-14.5)-12-10-7.5-7-0%.

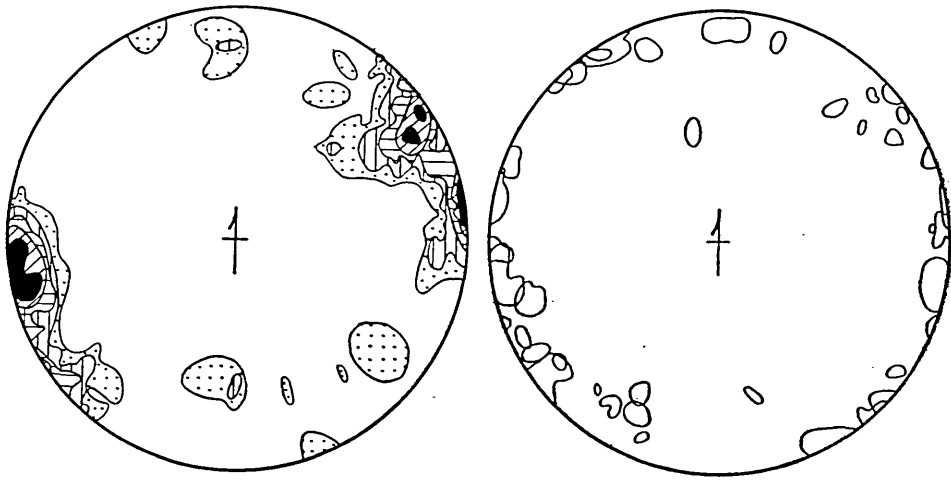


岐阜県吉城郡国府村上広瀬で測定した fracture の極 45 個の 2% 図型. (20-18)-13.5-9-6.5-4.5-0%.



敦賀市新保で測定した fracture の極 74 個の 2% 図型. (19-13.5)-11-8-5.5-2.5-0%.

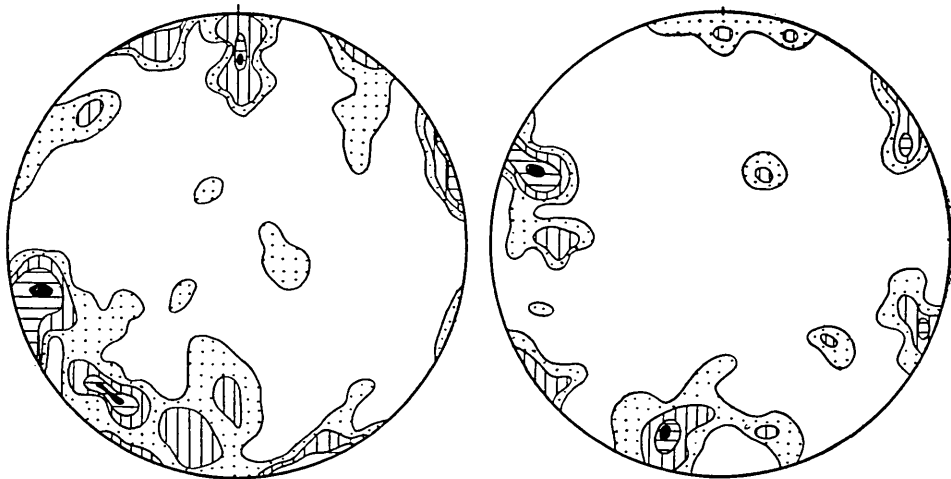
第 7 図 c 古生層中の fracture system.



米原市米原駅北方で測定した fracture の極
46個の2%図型。(19.5-13)-11-8.5-6.5-4.5
-0%.

極大区の複合図型.

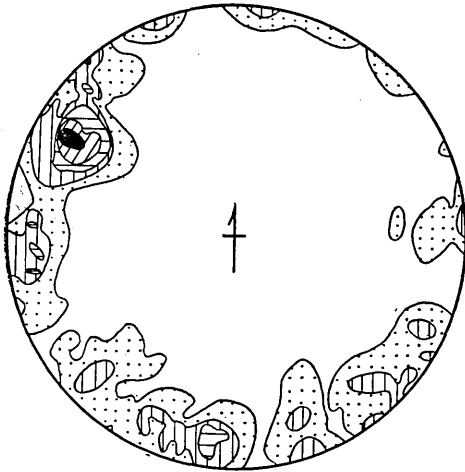
第7図d 古生層中の fracture system.



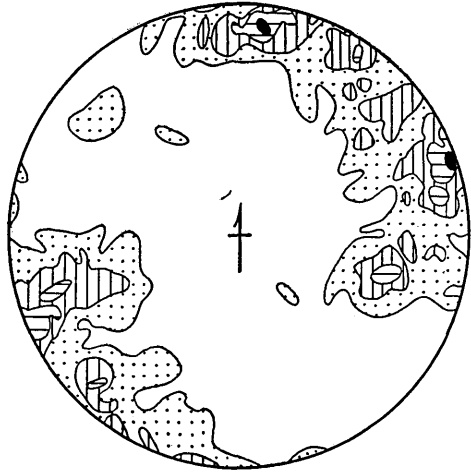
福井県大野郡和泉村荷暮付近の節理系, 荷暮
砂岩層。(10)-8-6-4-2-0%。(前田, 1957)

荒城川沿いの地区の節理系, 栃尾頁岩砂岩層-
(12.5-10)-7.5-5-2.5-0%。(前田, 1958)

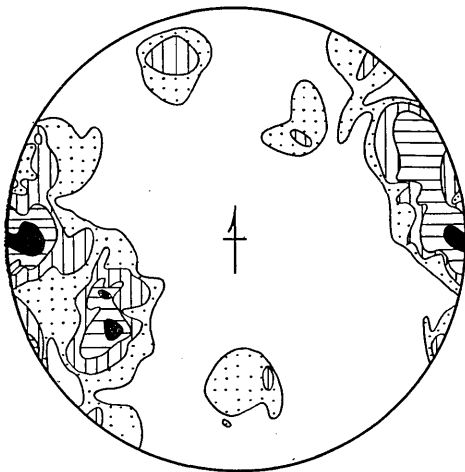
第8図a 手取層群中の fracture system.



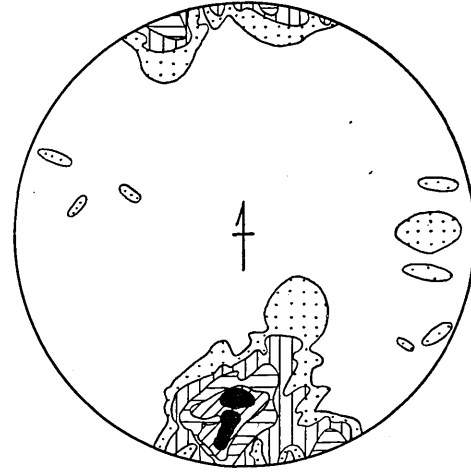
岐阜県大野郡荘川村牧戸一野々俣間で測定した fracture の極 60 個の 2% 図型. (18.5-16.5)-13.5-10-6.5-3.5-0%.



岐阜県・福井県境油坂峠付近で測定した fracture の極 79 個の 2% 図型. (11.5-10)-7.5-5-2.5-0%.

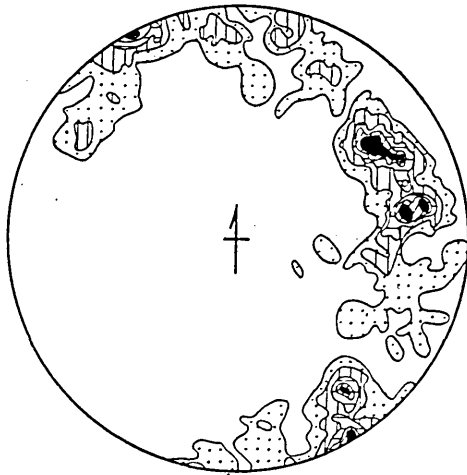


福井県大野郡和泉村持穴で測定した fracture の極 42 個の 3% 図型. (16.5-14.5)-9.5-7-5-0%.

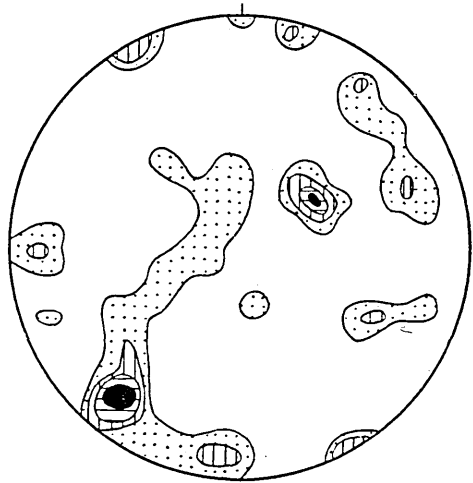


福井県大野郡和泉村朝日で測定した fracture の極 32 個の 3% 図型. (20-19)-15.5-12.5-9.5-6.5-0%.

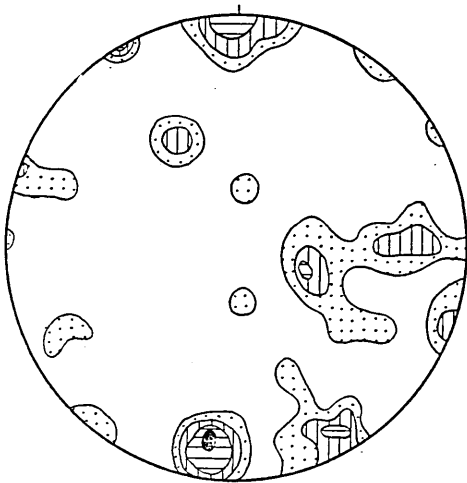
第 8 図 b 手取層群中の fracture system.



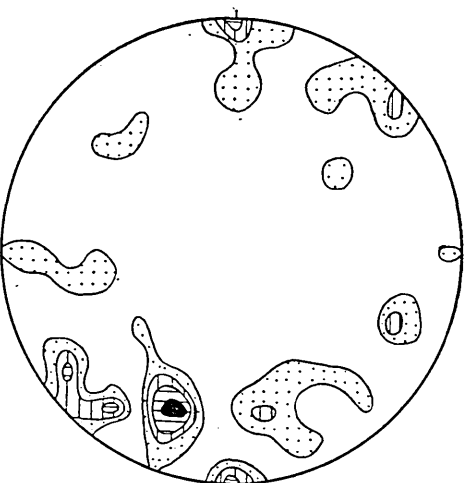
福井県大野郡和泉村下山付近で測定した fracture の極 119 個の 1% 図型. (9-6.5)-6-5-3.5-1.5-0%.



九頭竜川上流の大納川ぞいに発達す節理系, 下若生子砂岩頁岩互層. (12.5-10)-7.5-5-2.5-0%. (前田, 1961)

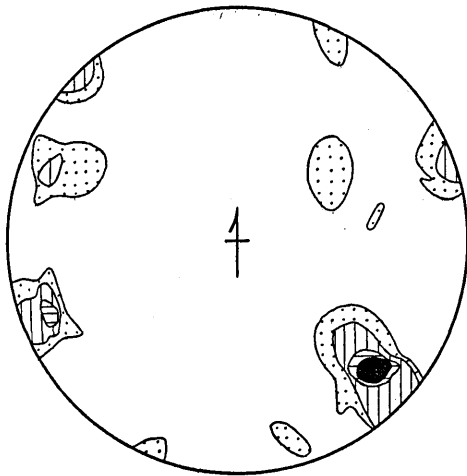


九頭竜川上流の大納川ぞいに発達する節理系, 道齊礫岩砂岩層. (12.5-10)-7.5-5-2.5-0%. (前田, 1961)

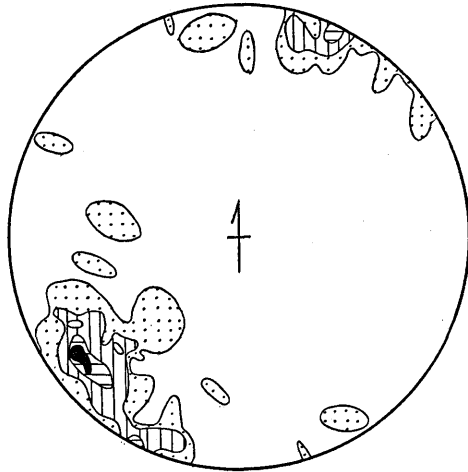


九頭竜川上流の大納川ぞいに発達する節理系, 具血頁岩層. (12.5-10)-7.5-5-2.5-0%. (前田, 1961)

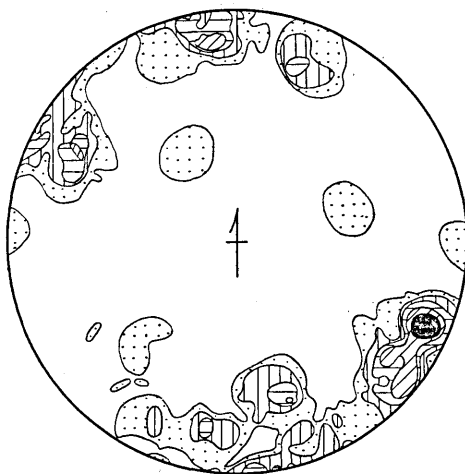
第 8 図 c 手取層群中の fracture system.



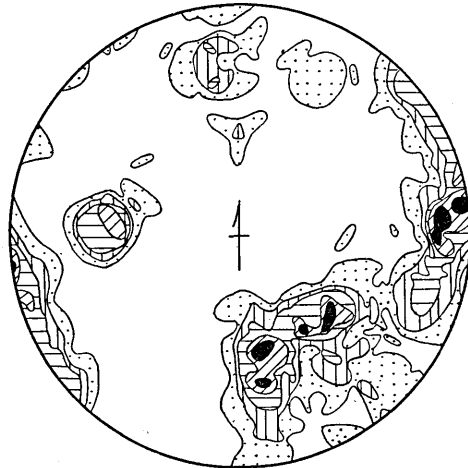
岐阜県大野郡荘川村牧戸付近で測定した fracture の極 21 個の 3% 図型. (28.5-24)-19-14.5-9.5-0%.



岐阜県大野郡荘川村岩瀬で測定した fracture の極 27 個の 3% 図型. (18.5)-15-11-7.5-0%.

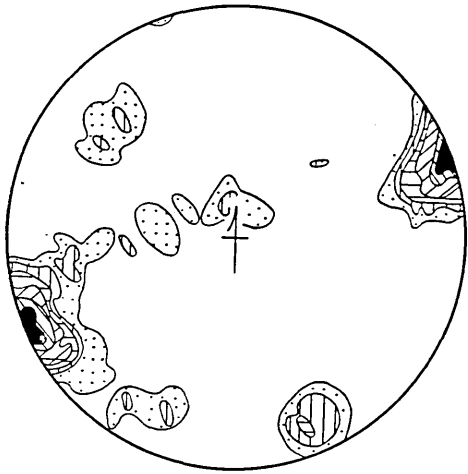


岐阜県大野郡白川村尾神で測定した fracture の極 56 個の 2% 図型. (12.5-10.5)-9-7-5.5-3.5-0%.

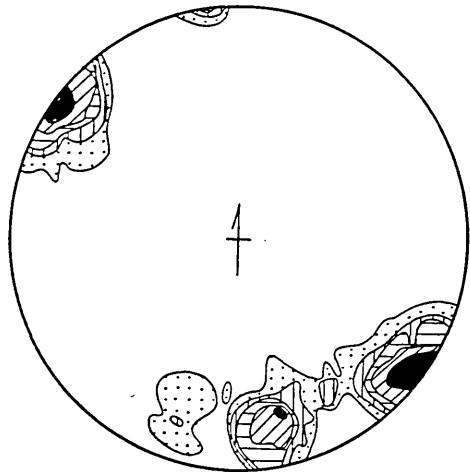


岐阜県大野郡白川村福島で測定した fracture の極 78 個の 2% 図型. (11.5-9)-7.5-5-4-2.5-0%.

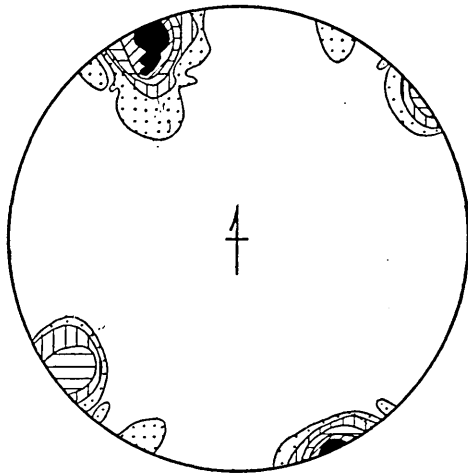
第 9 図 a 濃飛流紋岩類中の fracture system.



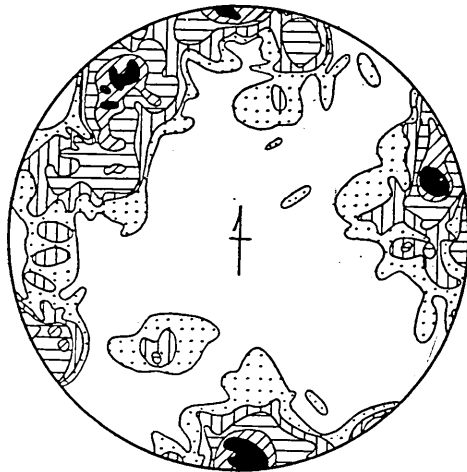
岐阜県武儀金山町で測定した fracture の極 44 個の 2% 図型. (27-25.5)-20.5-15.5-9-7-4.5-0%.



岐阜県益田郡下呂町で測定した fracture の極 25 個の 3% 図型. (36-28)-20-16-12-8-0%.

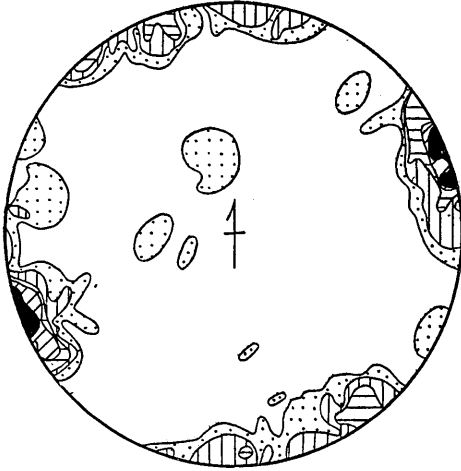


岐阜県益田郡萩原町上呂で測定した fracture の極 22 個の 3% 図型. (45.5-41)-32-22.5-13.5-9-0%.

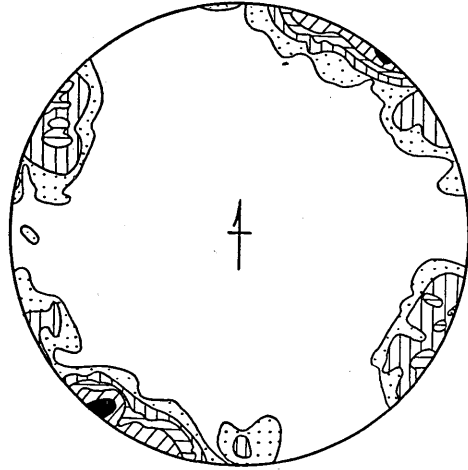


岐阜県高山市飯山付近で測定した fracture の極 97 個の 2% 図型. (10.5-8)-6-4-3-2-0%.

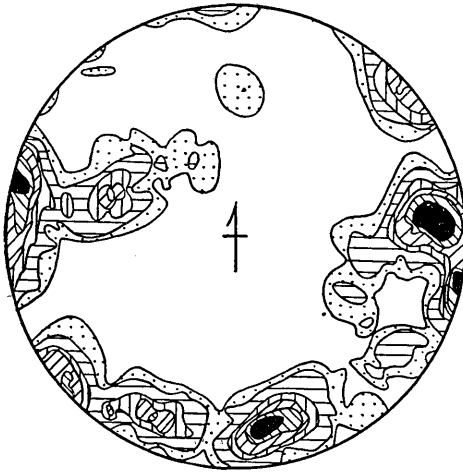
第 9 図 b 濃飛流紋岩類中の fracture system.



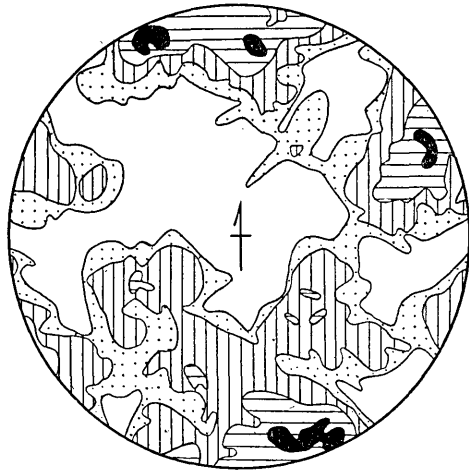
岐阜県郡上郡白鳥町神道で測定した面谷流紋岩中の fracture の極 56 の 2% 図型. (18-14.5)-10.5-7-5.5-3.5-0%.



岐阜県郡上郡白鳥町釜ヶ洞で測定した安山岩中の fracture の極 53 個の 2% 図型. (21-17)-13-9.5-5.5-4-0%.

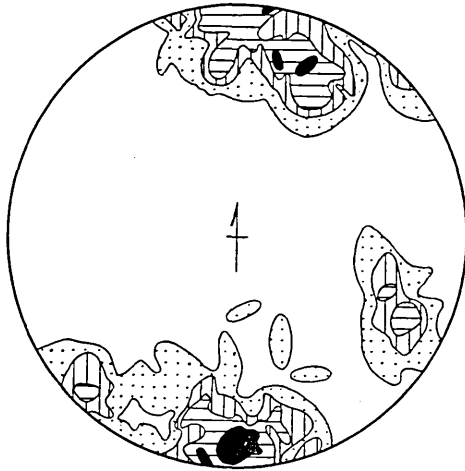


岐阜県郡上郡白鳥町中將で測定した安山岩中の fracture の極 85 個の 2% 図型. (13-10.5)-8-6-4.5-3.5-2-0%.

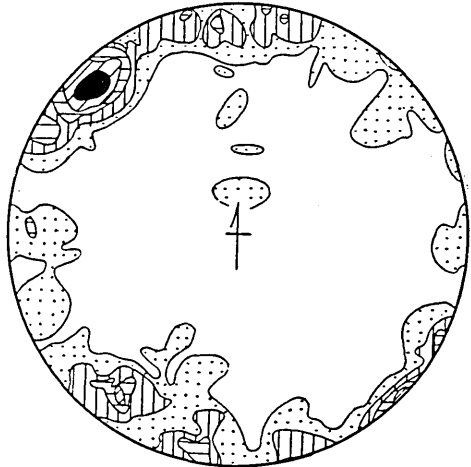


福井県大野市葛原で測定した安山岩中の fracture の極 85 個の 3% 図型. (9.5-8)-6-3.5-2.5-0%.

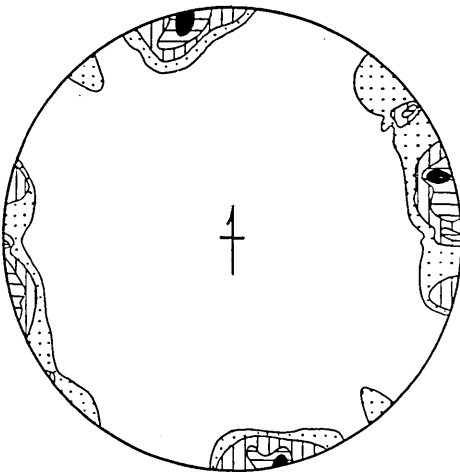
第 10 図 面谷流紋岩, および安山岩類中の fracture system.



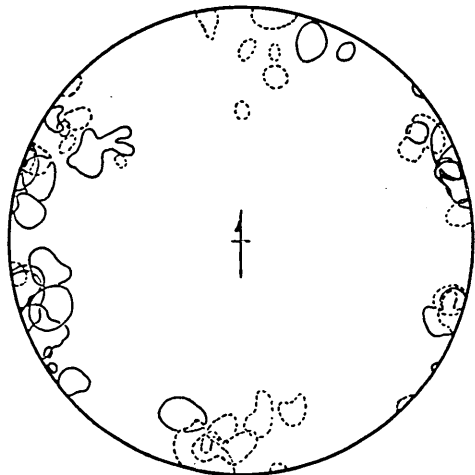
石川県能美郡鶴来町で測定した緑色凝灰岩層中の fracture の極 41 個の 3% 図型。(19.5-14.5)-10-7.5-5-0%.



福島県鯖江市西鯖江で測定した緑色凝灰岩層中の fracture の極 78 個の 2% 図型。(16.5-13)-10-7.5-5-2.5-0%.

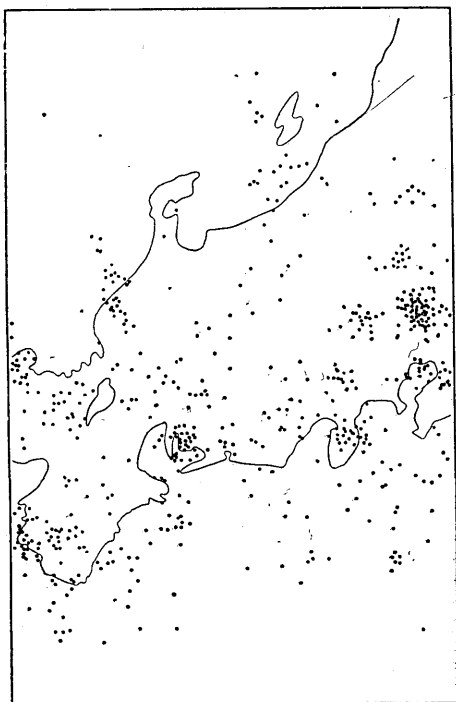


約 阜 県 大 野 郡 荘 川 村 岩 瀬 で 測 定 し た 段 丘 堆 積 層 中 の ひ び わ れ の 極 20 個 の 3% 図 型。(30-25)-20-15-10-0%.



福 井 県 平 野 東 方 山 地 の 第 三 系 中 に 発 達 す る fracture system の 極 大 区, 副 極 大 区 の 複 合 図 型。(村井, 1955)

第 11 図 第三系および第四系中の fracture system.



第 12 図 a 震央分布図

1926-1956 間に発生した地震, 深さ 109km 以浅.



第 12 図 b 震央分布図

1926-1956 間に発生した地震, 深さ 100km 以深.

変成古生層の地域についても認めることができる。さらに北陸の第三系も、これにほぼ平行する階段状の構造配列を示している。美濃・越前山地における NNW-SSE 方向の断層系は、この法線方向の構造に相当する。これらの深成変成岩帯の主要構造および古生層の主要構造は、三畳紀の秋吉造山運動の際に完成されたものと考えられるが、中生代末において再び活動してその特性を明確化し、新生代においても著しい影響を残しているものと解釈される。法線方向の構造は、とくに中生代末以降の地殻変動の際に重要な役割をもつたと考えられ、飛騨変成岩帯の弧状分布を胴切りにして、水平方向に著しいくちがいを生ぜしめたように見られる。特に濃飛流紋岩の分布を境にして、西側が東側に対して 10 数 km 程南に向つて変位しているような構造を示していることは注目に価する。飛騨変成岩の分布する地帯内の唯一の古生層と考えられている石徹白の古生層については多くの議論があ

り、小林貞一(1951)および小西健二(1954)は、飛騨変成岩の“Dach”であると説明した¹⁹⁾。また、藤本(1957)は飛騨変成岩の上に不整合にのついていたものが断層運動の結果現在の位置をとつたものと考えた。これに対し、礫見・野沢(1960)は、飛騨外縁帯が局部的に北方へへこんだ部分に位置するものと考えた。その南部に分布する古生層は構造の乱れを示し、古生層の走向の変化(北方へのへこみ)が、郡上八幡から白鳥にかけての長良川ぞいに発達する断層と関係して分布しているようであり、この断層にそう水平変位により古生層の一部が北方へくいつこんだものと解釈することも可能である。そして、今回の北美濃地震の震央がこの断層の延長上にほぼ位置していることも、はなはだ興味ある事実である(第5図参照)。

以上のように、飛騨・越前・美濃山地の地質構造については、極めて重要な問題があり、この地方の構造を明確にすることは、地質学上ばかりでなく、地震学上からも重要な課題と考えられる。筆者等は、その課題を解くための手がかりを得ようとして、北美濃地域およびその周囲の地域において fracture system の調査を実施した。調査は予察的なもので、十分な成果をあげることはできなかつたが、2, 3の興味ある資料を得ることができた。しかし、その詳しい検討は今後の綿密な調査をまつて行わなければならない(第4図および第6~11図参照)。

古生層の fracture system

飛騨(外縁)構造帯以南に分布する未変成の古生層は、部分的には小規模な褶曲構造を示すが、全体として見れば、構造帯の方向に平行する走向をもち、高角度の傾斜をなして帯状に分布している。この帯状分布が局部的な乱れを見せる場合があり、前述のような階段状の構造を示す。この階段状の走向の変化は、法線方向の断層と密接な関係をもつて分布しているように見られる。根尾断層に沿う地域においても同様な古生層の走向の変化が認められる。この地域では、NNW-SSE, WNW-ESEの2方向(法線方向)の割れ目系の発達が顕著に認められ、この構造は根尾谷にそつて NNW へ延び、南部では水鳥より関へ向つて ESE へ延びている。根尾断層がこのような fracture system の発達状態と密接な関係を有することは明白である。長良川上流においては、前述のように古生層の走向の変化が認められるが、この地域では NNW-SSE, NW-SE の2方向(法線方向)の割れ目系の発達が顕著で、この構造は長良川にそつて NNW へ延びている。古生層が均質な帯状分布を示し、階段状の走向の変化を示さない地域では、単純な様相をもつた fracture system の均質な発達が見られる。このような地域では切線方向と法線方向の顕著な節理系の発達が認められる。飛騨(外縁)構造帯に接する地域では、切線方向の割れ目系の発達が著しく、これは高角衝上断層系を代表するものと解釈される。デッケン構造を示唆するような低角の割れ目系は認めることができなかつた(第7図参照)。

手取層群の fracture system

本地域の手取層群はほぼ W-E 方向の軸をもつ緩かな褶曲構造を示している。白山地区では NE-SW, NW-SE の2方向の構造による地塊化が特徴的で、九頭竜地区では W-E 方

19) 小西健二「福井県石徹白村の古生層」地質学雑誌 60 (1954), 7-17.

向の衝上断層系で切られて地溝状の構造を示す。九頭竜川擾乱帯内の手取層群の fracture system はいく分不規則な発達を示し、衝上断層系の影響が強く表われている。白山地区の手取層群の fracture system では、E-W, NE, NW の 3 組の割れ目系よりなつている。後の 2 つの割れ目系は、前田 (1956, etc.) のいう飛騨方向および白山方向にそれぞれ相当する。このような割れ目系の発達は、九頭竜川擾乱帯内の手取層群についても認められるが、著して擾乱を受けたため、構造の乱れが目立ち、特に衝上断層系の影響を強く示している (第 8 図参照)。

流紋岩類の fracture system

濃飛流紋岩類は顕著な節理系の発達を示し、断層系の発達も目立つ。白鳥町付近の面谷流紋岩の fracture system は、手取層群のそれとほぼ類似している。しかし庄川流域の地区では、やや異つた様相を示し、かつ変化が大きい。この部分は濃流紋岩類の西縁部の断層系の集中する部分に相当するものと考えられ、構造の乱れが多いものと思われる。流紋岩体の中央部では、fracture system は、比較的単純、均質な発達を示すようである (第 9 図参照)。

新生界の fracture system

福井平野の東方地域に分布する第三系は、均質な fracture system の発達を示し、その特徴は、手取層群の fracture system によく類似している。E-W, NW, NE の 3 方向の割れ目が認められ、これらの内 NW, NE の 2 組の割れ目は wrench fault 状の断層構造を反映するものと考えられる。この fracture system の方位は地層の走向、傾斜と密接な関係にあり、その変化につれて fracture system の方位も変化している (村井, 1955)。これらの構造は、基盤の飛騨変成岩帯の構造の反映と考えられる (第 11 図参照)。

安山岩類も顕著な節理系の発達を示し、その大体の傾向は手取層群および第三系の fracture system に類似する (第 10 図参照)。

段丘堆積層中にしばしば著しいひびわれが認められ、断層の存在も期待される。庄川流域において調査した 1 例について見れば、そのひびわれ系は、第三系のそれに共通の特徴を示すようにも見うけられる。この点については今後綿密な調査を行う必要がある。

V. む す び

北美濃地震は、飛騨構造帯および九頭竜擾乱帯に近い位置に起り、かつ濃尾地震、福井地震の震央にも近かつたので、構造地質学上大きな興味がもれた。しかし地震断層と認確できるものは発見されなかつた。ただし、震央付近の根尾断層の北半の方向 (NNW-SSE) に平行する帯上の地区に被害・地変が集中したようにも見うけられたのは注目してよい。この帯はまた、長良川に沿う NNW-SSE 方向の断層系の延長にあたる。震央が飛騨構造帯の北側の変成岩区内にあるか、あるいは南側古成層区にあるかは明らかでない。震央と報告された大日岳付近では、火山噴出物によつて基盤岩類がおおわれてしまつている。石徹白に分布する古生層の構造から、この地区では構造帯の外縁が北方にくい込んでいるとも考えられる。fracture system の調査はこの地域の構造の解明に十分役立つものと期待される。

36. *Some Notes on the Geologic Structure
of the Kita Mino District.*

By Isamu MURAI and Hiromichi TSUYA,
Earthquake Research Institute.

On August 19, 1961, a local but destructive earthquake occurred in the mountains of the Kita Mino district on the borders of Gifu, Fukui and Ishikawa prefectures, Central Japan. The writers carried out a field survey on the damage and topographic changes caused by the earthquake, and at the same time made a reconnaissance on the geologic structure of the district to see its effect, if any, on the earthquake features.

The damage to buildings was rather slight, and no trace of new earthquake-fault could be found anywhere in the epicentral area. But rock falls, land slides, and cracks in the ground occurred on the steep mountain slopes as well as on the road cuttings in many places in the area. Most of these ground disturbances were distributed within a zone extending in the NNW.-SSE. direction from Ichinose in Ishikawa pref. to Shiratori in Gifu pref. and running parallel to the trend of the north wing of the Neo (Midori) fault formed at the time of the great Mino-Owari earthquake of 1891.

The epicentre of the present earthquake was located near the tectonic line (or zone) called the Median Line of the Inner Zone of Southwest Japan, or the Hida Tectonic Zone. It represents the border zone between the Hida metamorphic rocks and the adjoining Paleozoic formations. The main structural framework of the metamorphic formations and the Paleozoic formations near the tectonic zone is a "stepped" combination of two structural trends, tangential and normal to the arc of their distribution. The tangential trend represents the thrust system that predominates in the tectonic zone, while the normal trend represents the fault system having a trend of NNW.-SSE. or NW.-SE. The structural framework is such that the thrust structure and even the arc of the tectonic zone itself have been displaced more or less horizontally by the fault system. The Neo fault represents a fault belonging to this fault system. The zone most severely disturbed by the present earthquake is situated close to the Hida Tectonic Zone and seems to follow the trend of the same fault system, lying on the extension of the NNW.-SSE. faults in the upper course of the river Nagara in Gifu pref.