

断層の種類と断層の調査

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-08-01 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 吉田, 鎮男 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00025639

—解説—

「断層の種類と断層の調査」*

吉田 鎮 男*

§ 断層とは

一連(一体)であった地層(岩石)が破断してその連続が断たれたとき、そこにできた不連続の境界面を一般に断層と呼ぶ。断層の形状・規模・分布・形成時代は次のように多様である。

断層面の形状： 平坦面ないしはゆるやかな波曲面をなす。一枚の断層面の拡がりとその形については、一般的に云える程研究されていない。普通には、長方形や長(楕)円形又は円形に近似させる。枝分れする断層もしばしばみられる。断層の末端部においてほうき状に枝分れして消滅するものもある。カルデラなどにみられるように円弧(曲面)を成すものもある。

断層の規模： 小さいものは、面のさしわたし1mm以下(顕微鏡スケール)のものから、大きなものは地表に現われた延長距離が1,000kmを越すものまでである。但し、ふつう、断層と呼ぶのは、露頭で直接認められる数十センチ以上の大きさのものである。地質単元を分けるような数十キロメートル以上にわたって走る断層を大断層、露頭規模程度の断層を小断層と呼ぶこともある。

断層に沿うずれの量は、一本の断層においてもその端部と中央部では当然違うわけで、中央部でもっとも大きく端部に向って徐々に小さくなるのが普通である。断層の長さ(長径)とずれの量の関係はよく分っていない。大まかな目安としては、一本の断層の全長(長径)の1~3割程度がその断層沿いの最大ずれの量になるようである。しかし、押しつぶせ断層、巨大な岩塊が重力のためにすべり落ちてできる重力断層、プレートテクトニクスによるトランスフォーム断層などでは、断層の全延長にわたってこの目安よりもはるかに大きくずれ動くことが多い。

断層の分布： 地殻のあらゆるところに分布している。なかでも造山帯においてその分布密度が高い。日本列島は中生代以降くり返し造山運動を受けて形成されたものであり、世界でも分布密度の高い地域である。

断層形成の時代： 先カンブリア時代から現在にいたるまでのあらゆる時代に形成されている。造山期に特に多く形成されたことはもちろんである。又一本の断層であっても、何度かの活動期を持つものがある(後述)。

§ 断層の種類

断層の種類は断層のもっている様々な性質に基づいて行われていて、多種多様である。ここでは、もっとも広く普通に用いられている、断層面上での変位の方向に基づく分類を述べる。

断層面上における変位の方向とは、断層面の両側の岩体が相対的にずれ動いた方向のことで、第1図のA-A'(断層ができる前はAとA'がくっついていた)により示される。A-A'を断層の実移動量(net-slip)という。図1-aにおいて、実移動量の断層面の走向方向の成分はAB, 傾斜方向の成

* 昭和52年6月26日、静岡地学会(於静岡大学)で講演
** 静岡大学理学部地球科学科(地殻物理)

分は BA' である。実移動が走向成分のみであるような断層（図 1-b 1, b 2）を走向すべり断層又は横すべり断層 (strike-slip fault), 実移動が傾斜成分のみの断層（図 1-c 1, c 2）を傾斜すべり断層 (dip-slip fault), 両方の成分がある断層（図 1-a）を斜めすべり断層 (oblique slip fault) と呼ぶ。横（走向）すべり断層はずれの向き（センス）によって更に二つに分けられる；断層によって隔てられた岩体のどちらか一方の上に立って相対する岩体を見たとき、それが左側にずれている場合を左横すべり

断層 (left-lateral fault, 図 1-b 1), 右側にずれている場合を右横すべり断層 (right-lateral fault, 図 1-b 2) と呼ぶ。傾斜すべり断層もずれのセンスによって二つに分けられる；上盤（断層面の上方の岩体）が下盤に対して相対的にずり落ちた場合を正断層 (normal fault, 図 1-c 1), ずり上がった場合を逆断層 (thrust 又は reverse fault, 図 1-c 2) と呼ぶ。

断層の実移動の方向は、ずれ動くときに断層面上に形成されるこすりきず（引っかけきず）即ち条線 (striation) や、ずれ動くときに断層面の両側の地層が引きずられてできる引きずりしゅう曲 (drag fold) などによって推定される。

しかし、条線だけでは横すべり断層であるか傾斜すべり断層であるかは決めることができて、それらが左横すべりであるか右横すべりであるか、又正断層であるか逆断層であるかは必ずしも決めることができない。ある一本の条線の頭部（引っかけ始め）と尾部の形態が異っている場合や、ずれを示す目印になる層が存在する場合には、左か右か、正か逆かを定めることができる。注意すべきことは、前もって傾斜している地層に断層が形成された場合、目印になる層のずれが見えていても、条線がなければ実移動の方向を推定できない、ということである。この場合の目印層のずれは、単に「みかけ」の移動方向

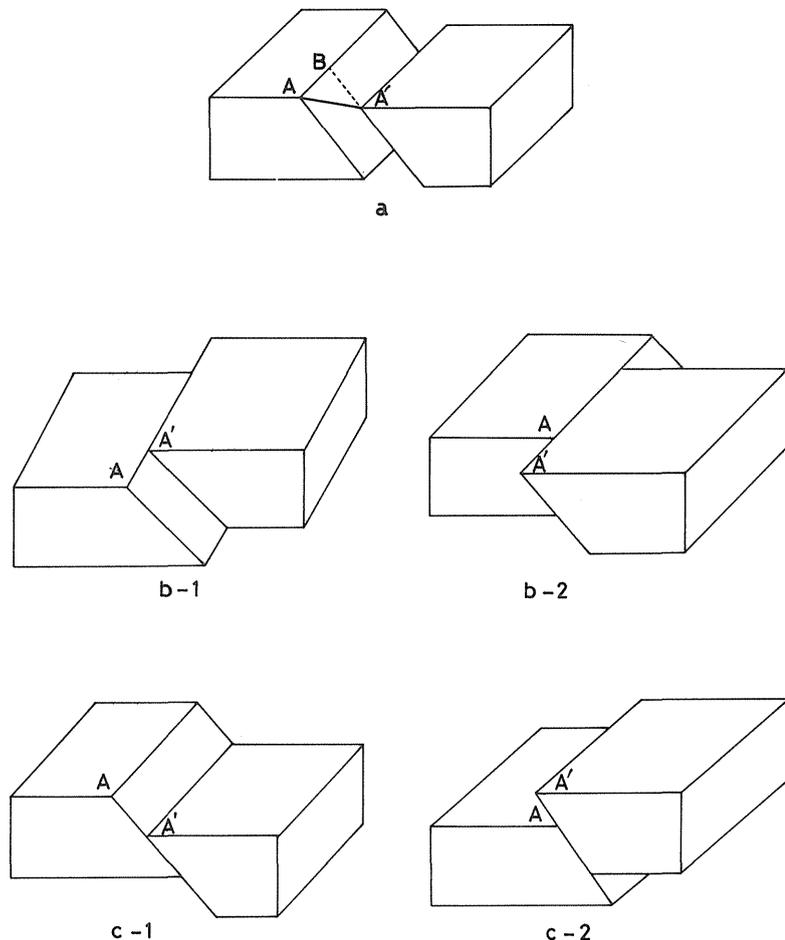


図 1 ずれ方による断層の分類

- a : 斜めすべり断層。A-A' は実移動, A-B は水平成分, B-A' は傾斜方向の成分。
- b-1 : 左横すべり断層。 b-2 : 右横すべり断層。
- c-1 : 正断層。 c-2 : 逆断層。

を示すだけで、実移動を示しているとは限らない（水平か垂直に近い層がずれ動いた場合ならば、そのときのずれはほぼ実移動を示す）。

§ 断層と力（応力）

岩石の破壊強度を越える力が地層に加わったときに断層が形成される。地層（岩石）に働いている力は、最も強く圧縮している方向、最も弱く圧縮（マイナスの圧縮すなわち引張のこともある）している方向、そして両者の中間的な大きさで圧縮（ \parallel ）している方向、の互に直角な三つの方向に分けることができる。一般に、物質に働く力は、力の向きに垂直な単位面積に働く力で表わし、これを応力（stress）と呼ぶ。上の三方向の力も普通はこの応力で表わして、それぞれの方向を、最大主応力軸（ σ_1 ）、最小主応力軸（ σ_3 ）、中間主応力軸（ σ_2 ）、と呼んでいる。

これら三つの主応力軸の配置の仕方と前節の断層の分類とは密接に関連している。ある応力配置のもとで、岩石をずり動かす（断層を起こす）応力（せん断応力）が最も強く働く面は決まっている。このような面は、最大主応力軸（ σ_1 ）から測って $30^\circ \sim 45^\circ$ のところにある面で、かつ中間主応力軸（ σ_2 ）に平行な面であり、2方向の面がある（図2）。ある一つの応力配置に対してこの2方向の断層が形成される場合と、どちらか一方だけが形成される場合がある。このような2方向の断層の組を共役断層（conjugate faults）と呼ぶ。逆に、共役断層が発達している場合には、それに対応する応力配置を決定することができる。図3に横すべり断層、正断層、逆断層に対する応力配置を示す。横すべり断層の場合には、 σ_1 および σ_3 が水平方向、 σ_2 が鉛直方向にある（図3-a）。正断層の場合には、 σ_1 が鉛直方向、 σ_2 および σ_3 が水平方向にある（図3-b）。逆断層の場合には、 σ_1 および σ_2 が水平方向、 σ_3 が鉛直方向にある（図3-c）。

地殻に働く力は、鉛直方向および水平方向に働く場合が多い。前者は重力の作用に関係する力であり、後者は大陸移動などによって知られるプレートの水平移動による力がその主なものであろう。もちろんこれから派生して斜め方向に働く力もときにはありうる。このようなわけで、野外で観察される断層は、多少の応力軸の傾きは普通にみられるが、大まかにいって横すべり断層か、正断層か、逆断層に分けることができる。水平成分のずれと鉛直成分のずれが共に同じ程度であ

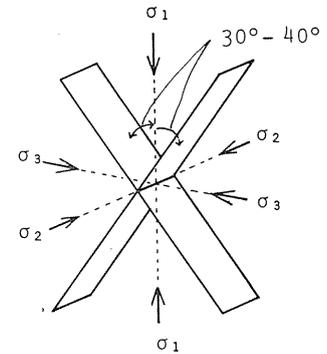


図2 主応力と断層面の関係

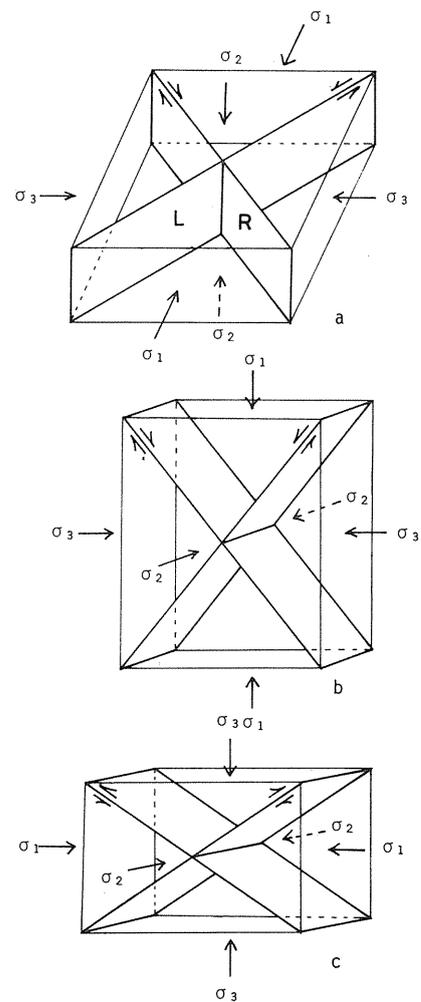


図3 断層の種類と主応力配置

a : 横すべり断層。Lは左横すべり断層。Rは右横すべり断層。
b : 正断層。 c : 逆断層

るような、斜めすべり断層は非常に少ない。

上述のせん断応力による岩石の破断の他に、岩石が引張られるあるいは伸長することによって、その引張りあるいは伸張の方向に垂直な面で破断が生じる場合がある。これらは引張節理(tension joint)あるいは伸張(展張)節理(extension joint)と呼ばれる。この場合ずれは殆どないか、あっても小さい。ただしこの節理を利用してあとでずれ動くことはしばしば起る。

§ 断層の認定

断層の規模、種類、形成時代などにより、何によって断層と認定するかが異なる。例えば、大規模な断層には、地質図や層序学的証拠から断層と認定されても、露頭ではずれや破碎が余り明瞭でないものもある。一方小断層ではずれや破碎を直接観察できるものが多い。

露頭で直接認められる断層の性質(図版 I, II)

条線のついた断層面(slickenside)： 多かれ少かれ磨かれたほぼ平坦な面上に、ほぼ平行に配列した条線(striation)が発達したものである。条線はよくみると、平坦面からわずかに高まった尾根や凹んだ溝からなる。その形状や規模は様々で、例えば条線の長さについていうと数cm~数十cmのものが一般的である。条線のいくつかの例を図版 I に示す。

断層粘土(fault gouge)： 断層運動の際に岩石が粉碎されてできた細粒の物質で、しばしば後の変質作用により粘土化している。断層面と断層面の間が発達し、又断層面に附着している。断層角礫の間を充填しているものもある。ふつう黒色~灰色~白色を呈する。

断層角礫(fault breccia)： 断層運動の際に岩石が破碎し角礫化したもので、こぶし大位のものから砂粒位のものまでが混在していることが多い。やゝ角ばった不規則な形状をしたものや菱形をしたものも多く、それらの長径は断層面に平行に配列することが多い。

断層破碎帯(fault zone, fault brecciated zone)： 平行な小断層が、ある幅の帯に密集して発達したものや、断層角礫や断層粘土が小断層と共に帯状に発達したものなどがある。このような破碎帯の幅はまちまちで、一本の断層に沿っても一定しない。又破碎帯の幅と断層の規模(長さ)も余り関係ない。例えば断層の長さが数km以下であっても、破碎帯の幅が100mを越すものもあれば、一方長さが100kmを越す断層であっても、破碎帯の幅が100mにも満たないものもある。

ミロナイト(マイロナイト, mylonite)： 地下数kmより深いところで断層が形成された場合には、封圧が高いために岩石は粘性的な変形をして、明瞭な破断面を作ることなしに、ある幅の帯の中で岩石を構成している粒子単位ないしは結晶単位で流動的な変位を起し、細粒の結晶粒子が平行配列したり、回転したりして特殊な流理組織や粥状組織などの破碎組織(mylonitic texture)を作る。このようなマイロナイトの幅は数mmくらのものから1kmを越すものまでである。

目印になる層のずれおよび引きずり： 堆積岩のような層状構造の発達している地層中では、断層は層状構造のずれによって認めることができる(図4)。成層している地層が断層に沿ってずれ動くとき、図4-aのように地層が断層で突然にずらされる場合と、図4-b, cのように地層が断層に近づくにつれて徐々に屈曲し、ついにずらされる場合がある。このような断層ひきずり(drag)は、大断層の場合

合、断層に平行に幅数百mの帯にわたって発達する場合があります、断層の規模やずれの量を推定するのに重要である。特に横すべり断層ではこのような引きずり帯の発達が顕著であることが多い。地層に限らず、しゅう曲軸や軸面などの構造要素のずれやひきずりが観察されることもある。

地質図や層序から推定される断層

断層による地層のくり返し又は欠如：断層面の走向・傾斜・ずれの向きと地層の走向・傾斜の幾何学的関係によって、地層が欠如したり重複したりする（図5-a, b）。前節の終りに述べた大断層に伴う地層の引きずり帯は露頭で観察されるものではなく地質図から読み取られるものである。又図6-aに示されるように、しゅう曲軸などの構造要素のずれから断層が推定されることも多い。図6-bのように貫入岩体のずれから断層が推定されることもある。

地形から推定される断層

断層崖（fault scarp）：断層運動で地表が食い違っていて形成された急傾斜の崖で、この崖の面が断層面そのものである。この崖が次第に浸蝕されて後退した崖の面は、もう断層面ではないわけで、従って断層崖と呼ばない。断層の位置を決める際に、この点に十分留意しなければならない。

断層線崖（fault-line scarp）：断層で接している両側の地層の硬さなどが異ったために、差別浸蝕を受けて作られた急斜面である。砂岩と泥岩が断層で接している場合とか、時代の大きく異なる地層が接している場合とか、火成岩と堆積岩が接している場合とかにしばしば発達する。地形図や空中写真だけから断層を推定する際に、前述の断層崖（すなわち活断層）と見誤まることが多いので注意しなければならない。

ケルンコルとケルンバット（kerncol and kernbut）：山地に断層が走っている場合、その破碎帯は周囲の岩石より軟らかく差別浸蝕を受けるために、そこに当る尾根の部分が低くなり、その先の尾根の先端がより高くなることもある。この低くなった部分をケルンコル、先端の高まりをケルンバット

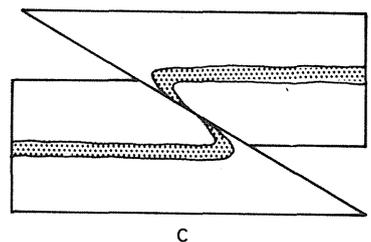
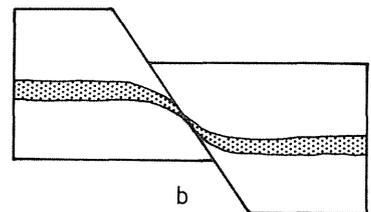
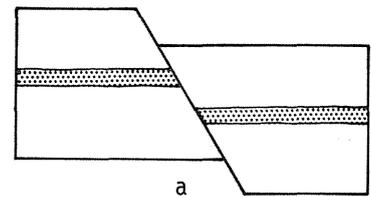


図4 目印になる層の断層によるずれと引きずり

a：引きずりのないずれ。b：正断層による引きずり。c：逆断層による引きずり。横すべり断層の場合は、a, b, cを平面図とみなしたときの三様のずれ方へ引きずり方をする。

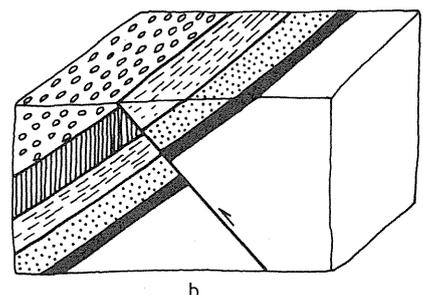
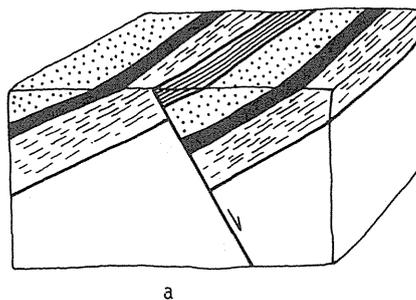


図5 断層による地層のくり返しと欠如

a：地層のくり返し。 b：地層の欠如。

と呼ぶ。ケルンコル・ケルンバットはしばしば断層線に沿ってほぼ直線的に配列するので、断層の位置の推定に役立つ。

活断層に伴う地形：この項の初めに述べた断層崖も活断層に伴って形成されたものが多い。とくに日本の場合は殆どが活断層によって作られたものである。

この他に活断層に伴う地形には

次のようなものがある。断層崖がそれにほぼ直交する何本かの谷によって浸蝕されてゆくと、図7-aのように、山脚の末端が三角形になってゆく。これを三角末端面 (triangular facet) と呼ぶ。この

ような三角末端面が直線的に配列している場合は活断層の可能性が大きい。河川系や尾根がある直線に沿って同一方向に、ほぼ等距離づつずれていることがある (図7-b)。

又や、細長い形の池や湿地が直線状に点々と存在することがある。これらは横すべりの活断層にしばしば伴うものである。海岸段丘や河岸段丘等の平坦面がある直線に沿って食違っている場合も活断層の可能性がある。この場合、食違っている面がか

つては一連の面であったことを地層などから確認する必要がある。なぜなら段丘は異なる時期に異った高さで形成されることがしばしばあるからである。

航空写真にみられる線構造 (lineament) について：航空写真には、大小様々な線構造が現われている。これらの線構造が現われる原因は、地層の層理・節理・片理・断層などによるもの、必従谷などのように浸蝕過程に密接に関連するもの、植生や土壌によるもの、人為によるもの、等々が挙げられる。更に、カラー写真の場合には、岩石磁気や鉱床によるもの、フィルム・フィルター等の撮映方法とその後処理 (重ね合せ等) によって現われるものなどが加わる。このように航空 (空中) 写真に現われるリニアメントは様々な要因がからみ合っているので、野外調査を行わずに航空写真だけから断層の分布や性質を云々することは、多くの誤りをひきおこすことになる。

§ 断層の調査

野外において実際に断層の調査を行う際、何を観察し、どのように記載したらよいか、野外で得た資料を室内でどのように処理し整理するかなどに関して、筆者がふだん行っていることに基づいて以下に述べる。断層調査法といったものが定まっているわけではないので、要はそれぞれのフィールドに応じ

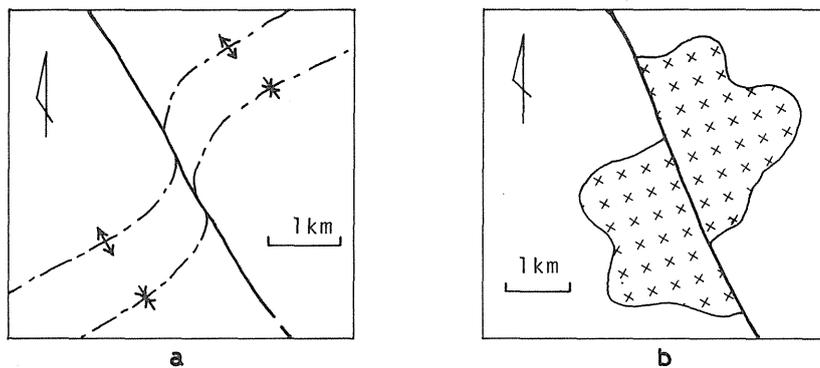


図6 断層による地質構造や岩体のずれ

a : 地質図から読みとれる、断層によるしゅう曲軸のずれと引きずり。 b : 貫入岩体の食違いから推定される断層。

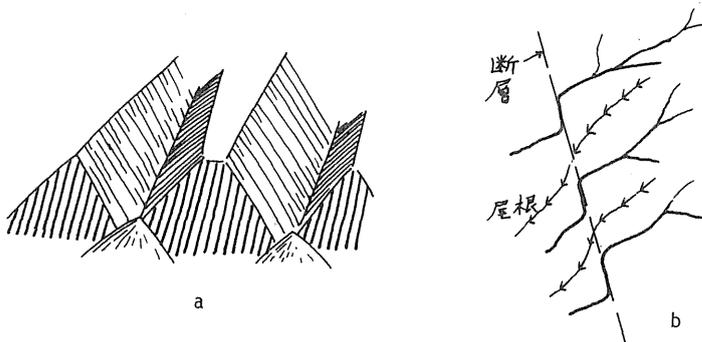


図7 断層地形の例

a : 断層崖が開析されてできる三角末端面。 b : 河川や尾根のずれ。

た方法を工夫することである。

露頭における断層の記載

断層の露頭においてほとんど必ず行う調査・観察項目を以下に列記する。

- * 断層面の走向・傾斜，条線の向き (trend) ・プランジ (plunge)。
- * 断層面の両側の地層の種類，層理や片理などがある地層においてはそれらの走向・傾斜。
- * ひきずりの有無，ひきずりしゅう曲の軸の向き，しゅう曲の程度が弱い場合はその両翼の地層の走向・傾斜を測って，この両面の交線をステレオネットを用いて求める。
- * 断層角礫の有無，大きさ，形状，配列方向，角礫の種類，角礫帯の幅。
- * 断層粘土の発達状況，粘土帯の幅，色。
- * 断層の両側の地層の破壊状況，例えば付随的小断層の発達状況・方向・ずれの向き・共役断層系。
- * 条線や鍵層によるずれの方向と量，条線の形態。
- * 定方位サンプリング。
- * 以上の観察や測定は，先ず露頭全体を離れた位置から見渡し概略をつかんだ後，近づいて詳細に観察し，次にスケッチを行い(場合によってはポラロイド写真などを使う)その上に測定値を書き込む。

測定値などは図8に示す例の如く記号を用いて記入する方が誤りをさけるためにも又視覚的・直感的に考える上にも，文字で記入するより(例えば， $N 30^{\circ} E \cdot 64^{\circ} NW$ など)すぐれている。記号は常にノートの上方を北として記入する。図8は上述の諸観察事項をスケッチした一

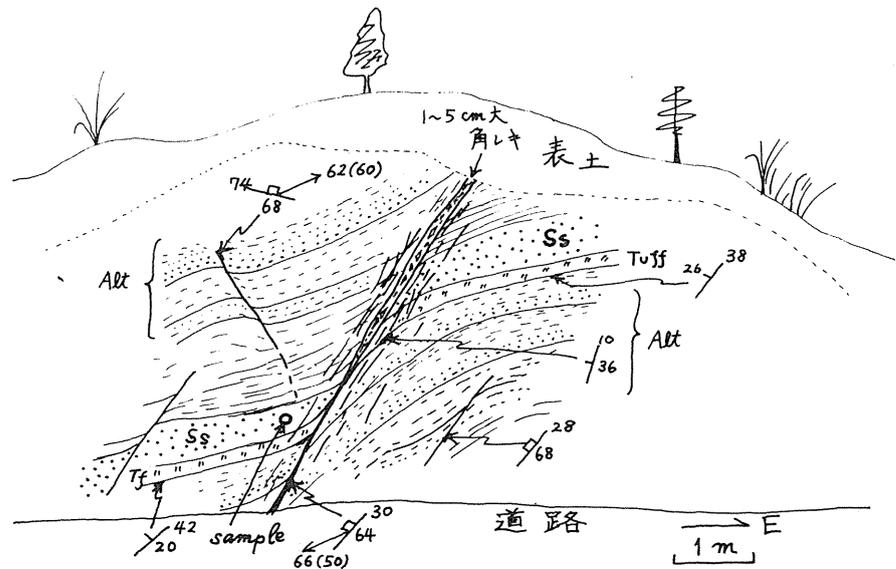


図8 小断層の露頭における記載の一例。(本文参照)

例である。露頭の向きとスケールは必ず記入する。

- * 最後に写真撮影を行う。

主断層と副断層

5万分の1・2万5千分の1程度の地形図に表現され得る規模の断層は，殆どの場合その書き表わした主断層の周辺に副断層を伴う。副断層は，地形図に表現し得る規模のものから一露頭範囲に限られる小さなものまでである。ときには，同程度の規模の断層が平行に(又は共役方向に)何本が発達している。

どれを主断層と特に呼べないこともあるが、この場合でもこの何本かの断層の周辺には副断層が発達する。

主断層は、「断層の認定」の節で述べた事柄を利用して追跡する。一本の断層であっても、その破碎帯の幅、破碎の程度、方向、ずれの量などが変化する。又枝分れしたり、他の断層にずらされたりする。

副断層は、前節で述べた事柄を各露頭で調べると共に、それらの分布、方向、発達密度（頻度）、岩種による発達状況の差などを主断層の周辺地域にわたって調査する。従来主断層の追跡はしばしば行われているが、それに伴う周辺の副断層については、地質図に表わせない規模のものが多いこともあって、余り調査されなかった。しかし副断層は主断層の形成と密接に関係していて、その意味で一種の断層破碎帯を構成しているわけであるから、これらを見捨てて断層の形成過程や性質を論ずるわけにはゆかないのである。

形成時期の異なる断層

ある地域の地層には、形成時期を異にする断層が何種か混在していることがある。これらは当然区別しなければならない。区別する方法は、すでに「露頭における断層の記載」で述べた各項目を忠実に実行すればよいわけで、その結果必然的に区別しなければ仕方なくなるわけである。以下には区別する際にその中でも特に有用と考えられるものを述べる。

- * 堆積時に形成された断層は、堆積物がまだ十分に固結せず水を含んだ状態のもとで形成されるため、層理が乱されて、ときには断層角礫様にちぎれてしまうこともあるが、条線をもつ断層面や、断層粘土をもたないし又小断層で明確に画された角礫をもたない。したがって断層面で剝離することもなく、“面なし断層”と呼ばれたりする。一般に余り長く発達せず、すぐに消滅してしまう。断層ができた後、その上に堆積した地層によって覆われ（切られ）たりする。
- * 横すべり・正・逆・斜のいずれの断層であるか。ある応力系のもとではこの四種のうちどれか一つしかできない。但し、地下で垂直に近い断層面をもつ傾斜すべり断層は、地表近くにおいては正断層および逆断層の両者を同時に形成することがある。
- * 一つの断層によって切らえる断層。一般には切られている断層の方が古いわけであるが、一つの応力系のもとでできる断層といっても、全部が同時に形成されるわけではなく、10万年～1,000万年といったオーダーの期間にわたって形成されるものであるから、地質学的には切った・切られたの関係から一義的に異った断層系であるというわけにはゆかない。とくに共役断層の場合には同時期（地質学的にいう）の断層であってもしばしば切った・切られたの関係がみられる。
- * 断層面の発達状況。断層面周辺の小～微小破断面の発達状況、発達密度（頻度）、断層角礫・粘土の発達状況。これらはとくに断層の形成深度と密接に関連していることが多いようである。
- * 断層面の方向。断層形成後のより新しい断層によるひきずりや、しゅう曲による方向の変化もあることに注意しなければならない。
- * 現在の地すべり、クリープ、風化による節理。これらは大多数の露頭に多かれ少かれ現れるもので、最初に露頭を概観するときに除外してしまわなければならない。とくに林道などのカッティングでよくみられる岩盤クリープは、破碎帯が発達し、断層面や角礫・粘土を伴うことが多いので注意しなければならない。

断層を記載した論文などの記述に、しばしば「複雑に破碎している」といった表現がみられるが、上述によって適格に各種の破断を区別することができれば、多くの断層はむしろ規則的に整然と発達しているものである。

室内作業 資料の整理と解析

これまで述べてきたことは、主に野外で行うことである。これらの野外で得られた資料の整理と解析は次のような方法で行う。

- * 小断層面の走向・傾斜、条線の向きとプランジの地形図への記入。地層の走向・傾斜の場合と同様に記号で記入、種類・性質の異なる断層は色を変えるなどして区別。
 - * 地形図に大きな断層のトレース（断層面と地表面の交線）を記入。地形図の縮尺率と断層の規模（ずれの量・破碎帯の幅・長さ）によって記入する断層を選択する。例えば、5万分の1地形図では1mmが50mに相当するから、規模が50mよりも小さい断層は、そのトレースは記入しにくいことになる。
 - * 測定した小断層の走向・傾斜、条線の向き・プランジのシュミット網又はウルフ網への投影。シュミット網(Schmidt net)やウルフ網(Wulff net)は、空間における面や線の方向を平面に示すための球面投影法の一つで、シュミット網では、球面上で同面積であるような領域は、球の赤道面上に投影したときもやはり同面積をもつように投影される。このためこの投影法は等面積投影(equal-area projection)とも呼ばれる。ウルフ網では、球面上で円形である領域は赤道面上でも円であり、又球面上で交わる二本の曲線の間角度は、それと同じ大きさで赤道面上に投影される。これらのそれぞれの特性のため、シュミットネットは、主に面や線の方向の集中の程度を問題とする構造地質学で用いられ、一方ウルフネットは角度関係を問題とする結晶学で用いられる。両者の投影の方法は異っているものの、ネット上へのプロットのやり方・角度の読み取り方・回転などの作図のし方などは全く共通している。これについては例えば「岩石学I」（共立全書、都城・久城著、1972）をみるとよい。図9にシュミット網を示す。a図はプロット用、b図は大円を描いたり、角度を読み取ったり、回転したりなどの作図用である。
- シュミット網へ断層面や条線をプロットするときには、断層の種類別、地域別、主断層からの距離別、岩質別などそれぞれ別々にプロットし、必要に応じて、それらのいくつかを集めて一つの網にプロットするとよい。又プロットした各点には、たとえば、右横すべりであるか左横すべりであるか、共役のセットであるか等々が分るように記号を付すると活用しやすい。
- * 一つの系統に属する断層について、シュミットネットから、それらの方向の集中度、集中方向を決定する。これにはネット上に投影した点の等密度曲線を描く。又他の方法としては $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 単位ぐらいに方位を区切って、ヒストグラムでこれらを表わす。
 - * 共役断層のセットから、シュミットネットにより σ_1 、 σ_2 、 σ_3 を決定する。このデータがある地域にわたって得られている場合には、地図上に応力分布図(stress trajectories)を描く。余りたくさんデータがないときには、シュミット網に σ_1 、 σ_2 、 σ_3 を投影した簡略化した図を地図上に配する。
 - * 地質図に表わされる規模の断層のずれの量を、層序・地質構造・地形・空中写真などから見積る。
 - * 断層の活動時期を地層の時代にもとずいて推定し、断層の活動史を編む。又他地域の断層系との対比

シュミット網 (Schmidt's net)

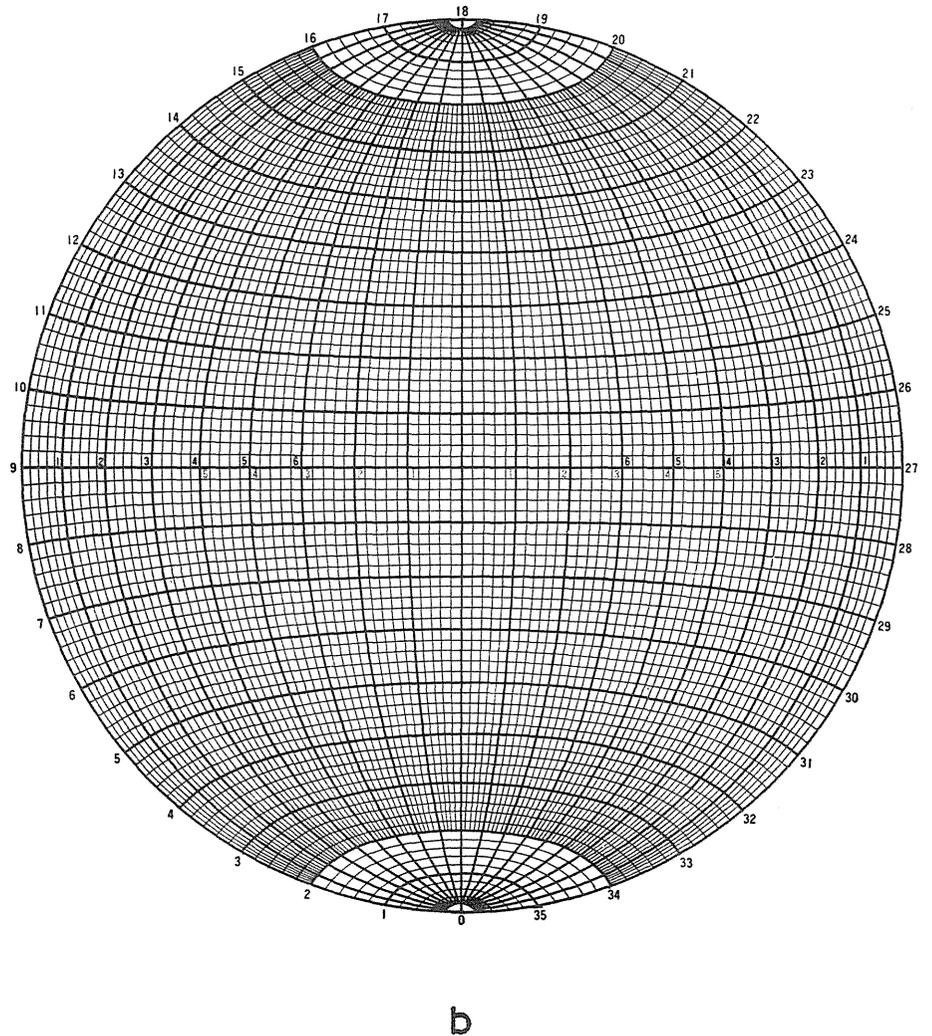
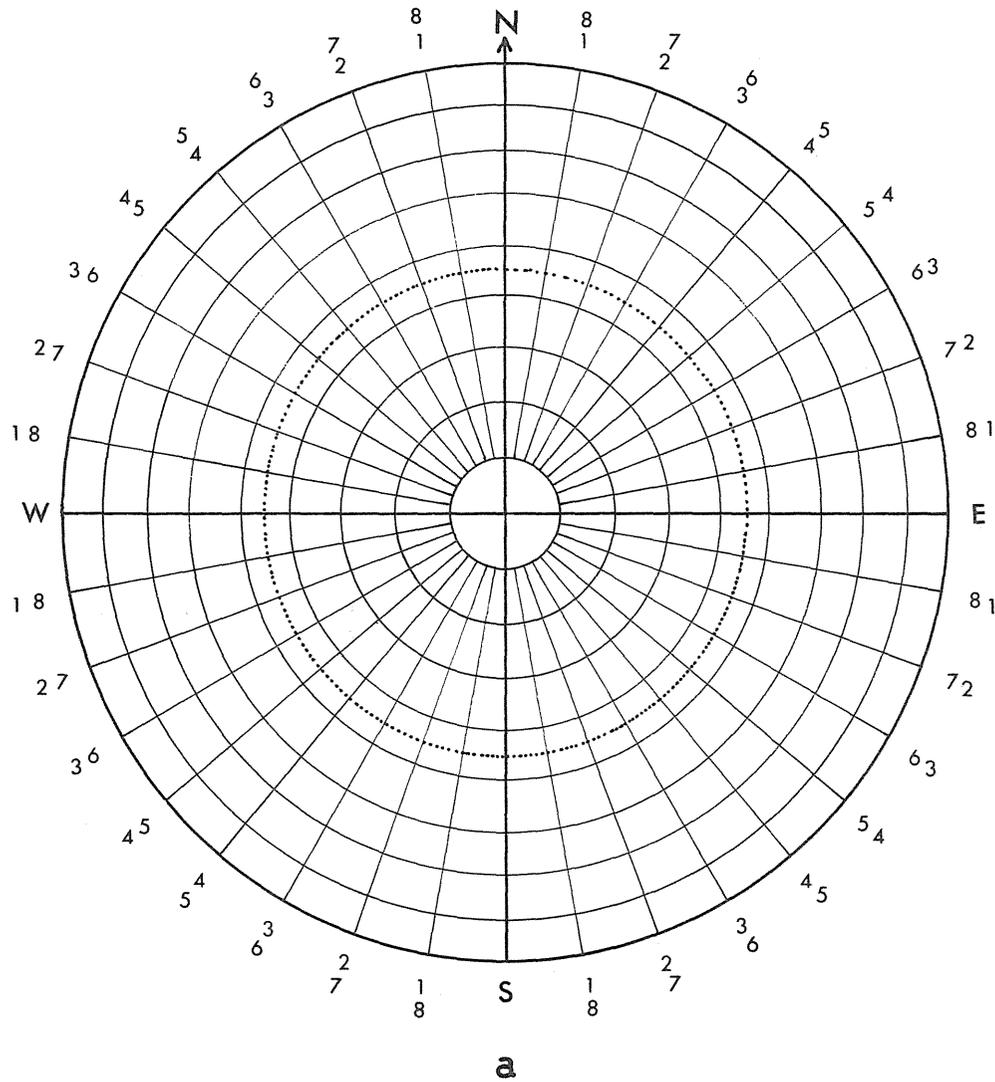


図9 シュミット網 (等面積網)

a : プロット用。これはトレーシングペーパーなどにコピーして用いるとよい。

b : 大円を描いたり、角度関係を求めたり、回転したりする際に用いる。

を行う。

以上の室内作業は特別な器機など使わないので、誰でも、どこでもできるものである。これらに加えて、破碎岩をアラルダイトのような接着剤で固めたのち、切断・研磨して破碎組織を調べたり、薄片を作って顕微鏡で観察したりして破碎の様式・特質を探る。又弾性波の伝播速度・振動特性などを野外および室内で調べるといった方法もある。

§ 静岡県の断層

静岡県には地質学上有名な大きな断層が何本か走っている。すなわち、西から、中央構造線（領家変成帯と三波川変成帯の境）、赤石裂線又は断層（三波川帯と四万十帯～秩父帯の境）、光明断層（秩父～四万十帯と四万十帯の境）、仏像構造線（三宝山帯～秩父帯と四万十帯の境）、笹川構造線（四万十帯と瀬戸川帯の境）、十枚山構造線（瀬戸川帯と竜爪山帯（丹沢帯）の境）、糸魚川静岡構造線（フォッサマグナの西縁を限る断層）などである。これらの断層は、横すべり断層か逆断層かのどちらかの成分を多くもつが、正断層の成分をもつものもいくつかある。一本の断層であっても、例えば赤石裂線は最初に左横すべり断層として形成され、次に逆断層として動き、最後に正断層として動いている。そしてその全活動期間は古第三紀～中新世のおよそ5,000万年におよんでいる。中央構造線はその一部は四国などで現在も動いていると云われ、1億年余りの活動史をもっている。糸魚川静岡構造線は日本の地質区を西南日本と東北日本に分ち、その両側の地質構造や地層に大きな違いがみられる。又この断層は70～80 kmにおよぶ左横すべりの成分をもっていると推定されている。このように、地質学的に重要な意味をもつ大断層が、これだけ多く集まっているのは静岡県だけである。大断層がこれだけあるということは、これらに伴う副断層が無数に発達しているということである。しかしながら赤石裂線や光明断層で一部詳細な断層解析が行われただけで、未だ解析されていない断層が殆どである。これからの研究が待ち望まれる。

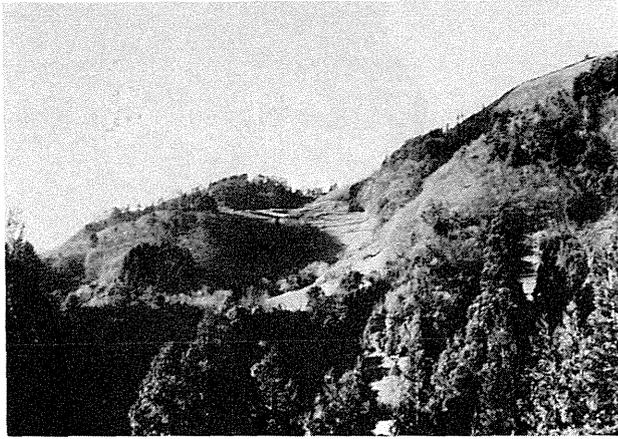
静岡県にはこれだけ多くの地質時代の断層が分布しているのに対し、活断層は少い。活断層という言葉は、第四紀（約200万年前から現在まで）に活動した断層という意味であって、必ずしも現在活動しているという意味ではない。静岡県下で現在（有史以来）活動したという断層は、1930年の北伊豆地震の際に動いた丹那断層とその副次的断層、および1974年の伊豆半島沖地震の際に動いた石廊崎の小さな断層くらいのものである。又、第四紀の地層を切っている断層（即ち活断層）も非常に少い。これは、例えば、古谷泥層、佐浜泥層、日本平に広く分布する久能山礫層、牧ノ原や三方原などを作っている礫層、更には伊豆から富士にかけての第四紀の火山噴出物からなる層等々に、ほとんど顕著な断層が発達しないことから、一寸野外調査をしたことがある人なら簡単に分ることである。断層ができるときに地震を引起すわけであるが、県下の第四系にこのようにわずかしかな断層が発達していないということは、別言すれば、最近はもちろん、200万年この方、県下に震央をもつ浅い地震は少なかった（少くとも大きな地震は）ということにもなる。もっとも第四系の研究者達が断層を見落しているというのなら話は別だが、又現在の地表でみられる第四系に断層が少いからといって、地下数キロメートル～数十キロメートルのところに活断層がないとは云えないが、もし沢山あるのならそのうちの何本かは地表に顔を出してもよさそうに思われる。今夏NHKのテレビで、駿河湾を潜水艇でもぐって、その西側の急な

崖を撮映したフィルムを見た。その崖を作っているほど水平に（見えた）成層している地層（相良層群？）に小断層が一本も発達していなかった。陸上での断層調査の経験によれば、すでに述べたように、大きな断層の近くには必ず副断層が発達している。従って、この崖の近くには大きな断層はないといえる。ところで、そのときのテレビ解説者は、こんなに深いところ（水深300m位）では、このような崖が浸蝕でできるわけではないから、これはもう大断層による崖、断層崖であろうと述べていた。筆者もできることなら一度潜って調べてみたいものである。

参考文献（本文を書くために参考にした主な論文と教科書を挙げる）

- Anderson, E.M. (1972), *The dynamics of faulting*, Hafner, N.Y., 206p.
- Billings, M.P. (1972), *Structural Geology*(3rd ed.), Prentice-Hall, Inc., 606p.
- 岩生周一, 木村敏雄(1973), 一般地質学, 朝倉書店, 264p.
- Kimura, T.(1959), A sharp bent of the median tectonic line and its relation to the Akaishi tectonic line. Tectonic significances yielded by lateral faults, *Japan. Jour. Geol.* **30**, 215-232.
- Kimura, T.(1961), The Akaishi tectonic line, in the eastern part of southwest Japan, *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **32**, 119-136.
- (1966), Tectonic movements in the southern Fossa Magna, Central Japan, analyzed by the minor structures in its southwestern area, *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **37**, 63-85.
- 木村敏雄, 佐藤正, 徳山明, (1966), 小地質構造, 鉾山地質, **16**, 192-203.
- 木村敏雄, 竹内均, 片山信夫, 森本良平(編), (1973), 地学辞典(Ⅲ), 古今書院, 799p.
- 都城秋穂, 久城育夫, (1972), 岩石学(I), 共立全書, 219p.
- 静岡県, (1973), 静岡県地質図(20万分の1), 内外地図.
- 徳山明, (1972a), 糸魚川静岡線沿いの竜爪山帯と大崩海岸地域の地質概説, 静岡大学研究報告, **3**, (1), 7-11.
- (1972b), 静岡地域の基盤地質構造の問題点(I), 静岡大学教育学部研究報告(自然科学編), No.23, 67-86.
- Tokuyama, A. and S. Yoshida,(1974), Kinabalu Fault, a large strike-slip fault in Sabah, East Malaysia, *Geology and Palaeontology of Southeast Asia*, **14**, 171-188, University of Tokyo Press.
- 恒石幸正, (1971), 地塊の境界にみられる主断層の性質および小断層との関係, 地質雑, **77**, 243-247.
- (1976), 岐阜県中部地震に関連した断層, 地質学論集, No.12, 129-137.
- 恒石幸正, 吉田鎮男, (1975), 面構造の走向・傾斜と線構造の走向・傾斜の関係を表わす数表, 地質雑, **81**, 387-388.
- Tsuneishi, Y., S. Yoshida, and T. Kimura,(1975), Fault-forming process of the Komyo fault in Central Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **50**, 415-442.
- 吉田鎮男, (1977), 静岡県水窪ダム周辺の地質と光明断層——断層解析の一方法——, 静岡県地学会資料, No.23, 15p.

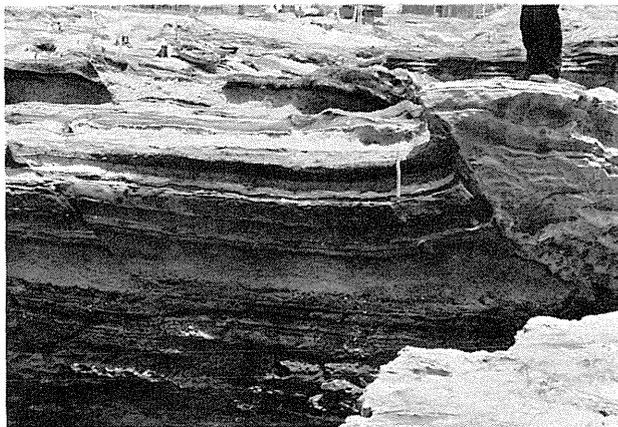
図版 I



1. 鶴川断層のケルンコル・ケルンバット地形。写真中央の凹んでいる部分がケルンコル，その左側の高まりがケルンバット。
(山梨県上野原町柵原)



2. 入山断層に伴う蒲原礫層の破断。礫がずれているのに注目。この断層は第四紀の断層の可能性が強い。
(静岡県蒲原町)



3. 逆断層によるひきずり。三浦層群，スコリアとシルトの互層中の堆積時の断層。
(神奈川県三崎町城ヶ島)

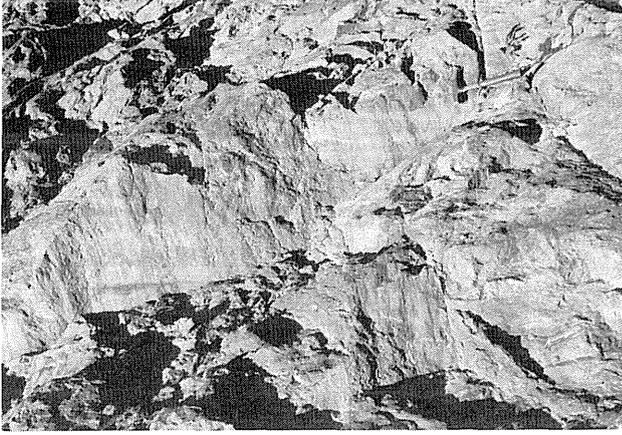


4. 濃飛流紋岩中の断層粘土。色合の違う3〜4層の粘土が発達。阿寺断層にほぼ平行な副断層。
(岐阜県明方村畑佐の東方)

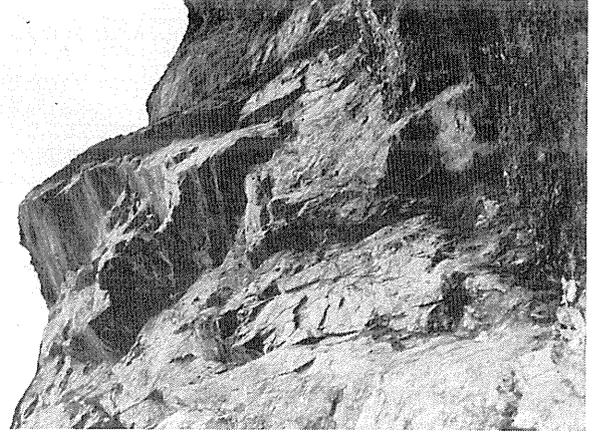


5.6. 断層面に発達する条線。5と6で条線の太さ，間隔などがうことに注意。両者ともに横すべり断層であるが，5ではその向きは分らない。6では条線の非対称な形態から左横すべりであることが分る。
(静岡県水窪町光明断層)

図版 II



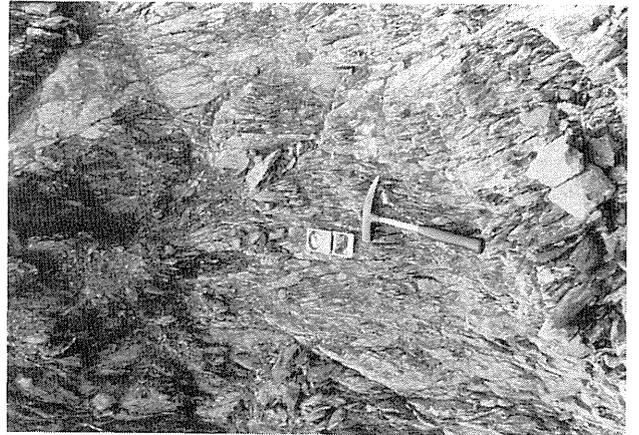
3. 光明断層に伴って多数発達する。条線のついた小断層。写真面にはほぼ直交する小断層は共役系。(同上)



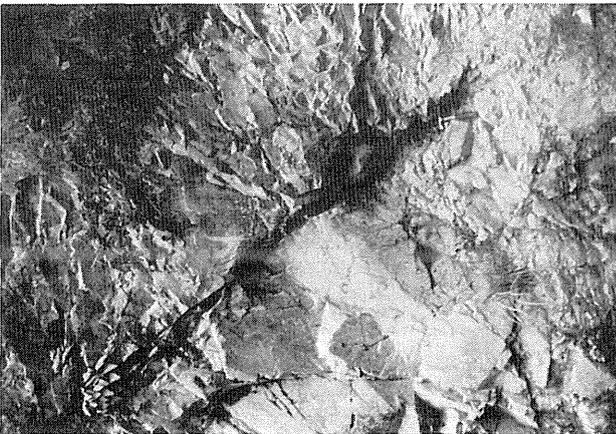
6. 鶴川断層主断層の破碎。条線をもつ小断層もしばしば発達し角礫帯や粉細帯と混在する。小仏層、砂岩・泥岩互層。(神奈川県愛川町平山)



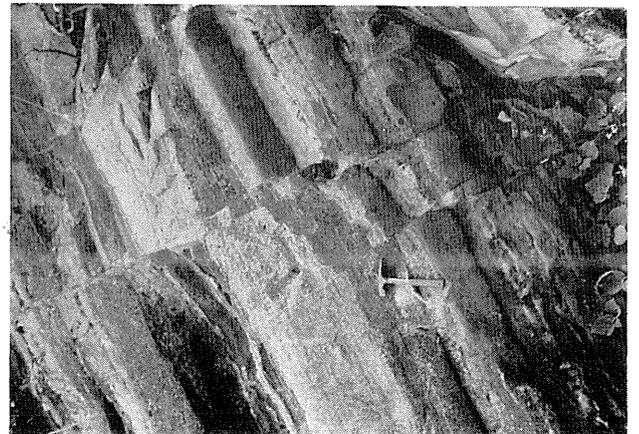
2. 光明断層の主断層の破碎帯。断層角礫の発達がはげしい。(静岡県水窪ダム)



5. 鶴川断層に平行して走る中規模断層の主断層に沿う破碎。規則的に平行、ち密に発達することに注意。角礫や粘土は伴わない。古第三系小仏層の泥岩。(厚木市棚沢)



1. 糸魚川静岡構造線に伴う小断層(主断層から約六〇〇mの地点)。節理の引きずりに注目。瀬戸川層群の砂岩。(山梨県早川中流角瀬)



4. ステップ状に平行に発達する小断層。中新世のシルトとスコリアの互層。(千葉県安房岩井海岸)