

空中写真地質講座 (8)

松野久也

岩質の判読(つゞき)

貫入岩

貫入岩は 地下の深いところから上昇してきたマグマ(岩漿)が地殻を構成する岩石中に貫入し 地表に噴出しないで地下において固結したものである。したがってわれわれが現在地表で観察することのできる貫入岩体は侵食の結果地表に露出するようになったものである。

写真上でこれらの岩体は 写真の階調および肌理 それらをおおう植物被覆 地形的特徴などの違いから 周囲の岩石と区別することができる。もちろん貫入岩の場合にも判読の対象として それぞれの岩質も可能な限り考慮しなければならないが とくにそれぞれの形態 大きさ それらが貫入した母岩との関係が非常に重要な判読の対象となる。この点 水平的な広がりがばかりでなく 立体的に観察することができる空中写真が偉力を発揮することは容易に想像できるであろう。すなわち写真上では 岩脈 貫入岩床 火山岩頸 餅盤 岩株 底盤などを一望のもとに 区分することができ また周囲の岩石との関係も 同様に判読することができる。

岩脈 は貫入岩のなかでも、もっとも普通にみられるものであって 直線状の形態が その根本的な識別の手がかりとなる。このような直線状の形態は 露岩地帯では 周囲の岩石との階調のコントラストから一見して区別することができ (第59図) 植物被覆のあるところでは 植物被覆の違いによって識別できることがある。しかし わが国のような温暖・湿潤なところでは 植物被覆と岩質との関連がはっきり認められることが少なく 地形的特徴が非常に重要な手がかりとなる(第60図)。すなわち 岩脈が風化・侵食に対して母岩より強い場合には 凸出して山稜となり 逆に弱い場合には 溝状の凹地となる。

岩脈は 一般的に一定の方向性をもっており 平行放射状 輪状 交差状などの型がある 2つ以上の岩脈が互いに交差する場合に そのいずれが新しいかは 地質図学上の読図と全く同様に 容易に判読することができる。

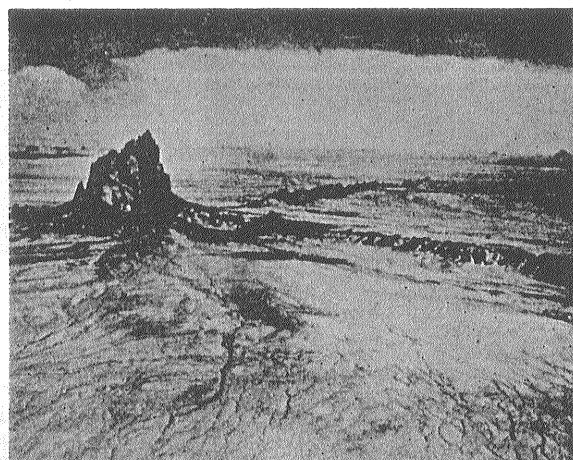
また 岩脈は周囲の岩石と斜交することが その重要な特徴でもある。

貫入岩床 は堆積岩の層面に沿って貫入した板状の火成岩体である。その写真上での判読は 岩脈に比べて非常に困難である。すなわち 周囲の岩石とは 写真の階調および肌理 植物被覆の違いなどから 識別することができても 堆積岩中その層理に平行に貫入するため 非常に抵抗性のある岩石からなる地層と間違いやすい。もし そこに写真上で柱状節理が認められるときには 火成起原のものであることがわかるが なお堆積岩中に夾有される熔岩との区別ができない。

したがって 貫入岩床は写真上その存在を予想することができるだけで 野外調査の結果それが確認されるまで 決定的な結論を下すわけにはいかない。貫入岩床と堆積岩中に調和的に夾有される熔岩との根本的な違いは その岩体の上下に急冷周縁相があることであるが 写真上でこれを認めることは不可能に近い。

火山岩頸 は火道または熔岩栓とも呼ばれる。これは熔岩の通路であったところで 火山体の上部の熔岩および火山砕屑岩が侵食によって取り除かれてはじめて地表にあらわれ その形および内容物が 観察されるのである。その水平断面は円またはだ円形であって その径は数10mから数100mまで 大小さまざまである。

一般に火道をみたま熔岩は 地表に溢れ出て固結した熔岩よりもち密硬硬であって 周囲の岩石が侵食されて



第59.図 放射状岩脈を伴う岩頸(ニューメキシコ) 岩頸および岩脈は周囲の岩石より暗い階調を示し 容易に写真上で識別できるこれらは侵食に耐えて周囲の岩石より突出している (Geology and Man by Landes & Hassey 1949 Prentice-Hall p. 295 fig. 125)

しまっても この部分だけが塔のように突出していることが多い。周囲の岩石との境界はほぼ直立に近いが漏斗状を呈している。このような場合に火山岩頸は周囲の岩石より暗い階調を示し 岩体には柱状節理が認められ また放射状の岩脈がこれから派出していることがある(第59図)。

しかし 凝灰岩や火山角礫岩からなる火山岩頸は 形がやや不規則であり 頂上には複雑な凹凸があり その急斜面には堅溝が認められる。

餅盤 は堆積岩の層理に整合に入り込んだ貫入岩体の一つであって 上盤の地層をドーム状に押し上げている。岩体は均質塊状を呈しているのに対して 周囲の堆積岩は岩体をとりまいて 同心円状に分布し 水系は放射状あるいは年輪状を呈する。また餅盤には岩脈や貫入岩床が伴われることが多い。一般的にいって餅盤は あまり激しい地殻変動を受けていない 大陸地方の地層中に認められるものであって わが国ではその事例がない。

岩株・底盤 は母岩の構造とは無関係に貫入した岩体である。底盤は造山帯の核心部に 造山運動と前後して貫入したものである。したがって 母岩である周囲の地層は 強い褶曲をこうむっているのが普通である。岩株や底盤は周囲の岩石とは 写真の階調および肌理 侵食地形の特徴 水系模様その他の違いなどから 比較的容易に区分することができる。その輪郭はきわめて不規則であり(第61図) 局所的には あたかも周囲の堆積岩の層理に平行であるかのように判断される場合もあるが 大きくみると全く無関係であることがわかる。このような関係は 局部だけの観察では はっきりしないことが多い。底盤の大きさは小縮尺の写真を何枚も集成して はじめて全ぼうを一望のもとに観察することが

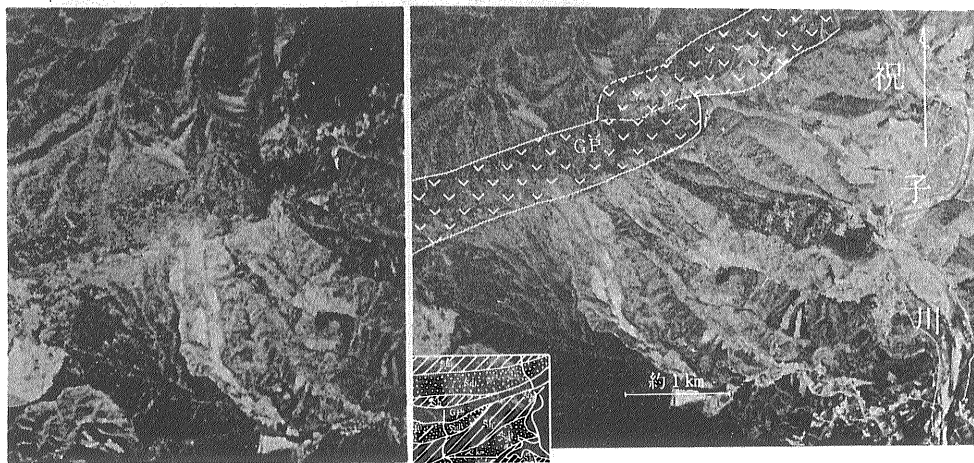
できるほどで 面積にして 100km^2 以上に達する。岩株は 底盤によく似た貫入岩体であるが その規模はずっと小さい。底盤や岩株を作る岩石は 広範囲にわたって均質であり 水系は樹枝状を呈するのが普通である。また このような均質性から 写真上に均一な階調および肌理をもって記録され 植物被覆も高度差やその他の要因によって支配されるような違いは別として 岩全体体を通じて大きな差が認められないのが普通である。さらに 変成岩や堆積岩とは異なり 片理や層理を全く認められないことも 一つの特徴である(第61図)。

地形の特徴とは関係なく このような大きな貫入岩体には 交差する節理系を伴うのが普通である (第61図、第61図)。これらは写真上にいろいろな形の線状の特徴 (photographic lineament という)として 記録されている。すなわち これら節理系の弱線に沿って 風化侵食が進むため 乾燥地帯の露岩地帯では 風化物によって充填された溝として観察され 厚い表土や植物被覆の密な所では 直線状の谷 水系の直線部および稜線の線状配列 植物被覆や表土の違いによって生ずる写真の階調の直線状変化などによって 識別することができる。

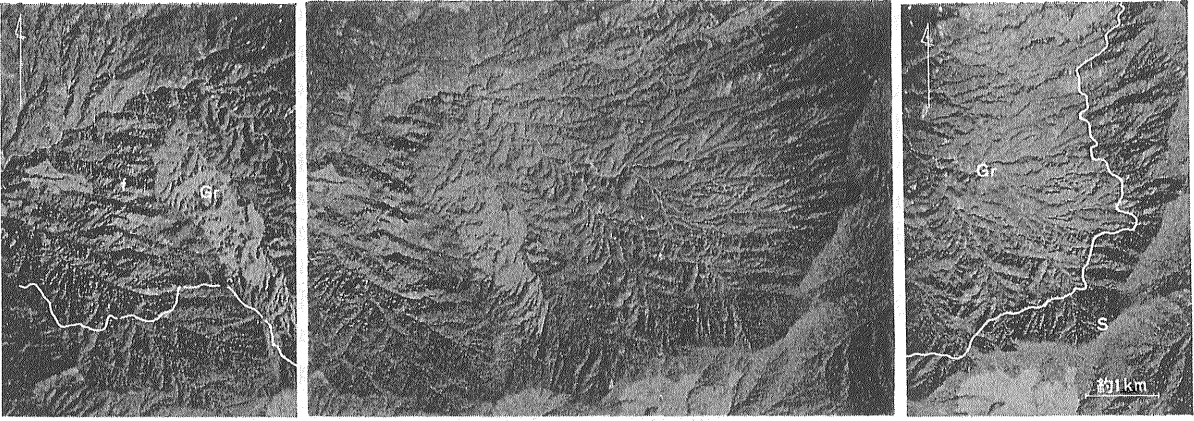
既に述べたように これら節理系の間隔の粗密は 岩石の粒度によって変化する。したがって 同一岩体内において 粒度の細かい所と粗い所を区別することができる(第61図)。また 大きな岩体は 花崗岩 花崗閃緑岩 石英閃緑岩など 種々の深成岩の複合体である場合が多く これらでは岩石の粒度の違いによる地形の特徴の違いばかりでなく 岩質によるいろいろな違いが認められることはもちろんである。

変成岩

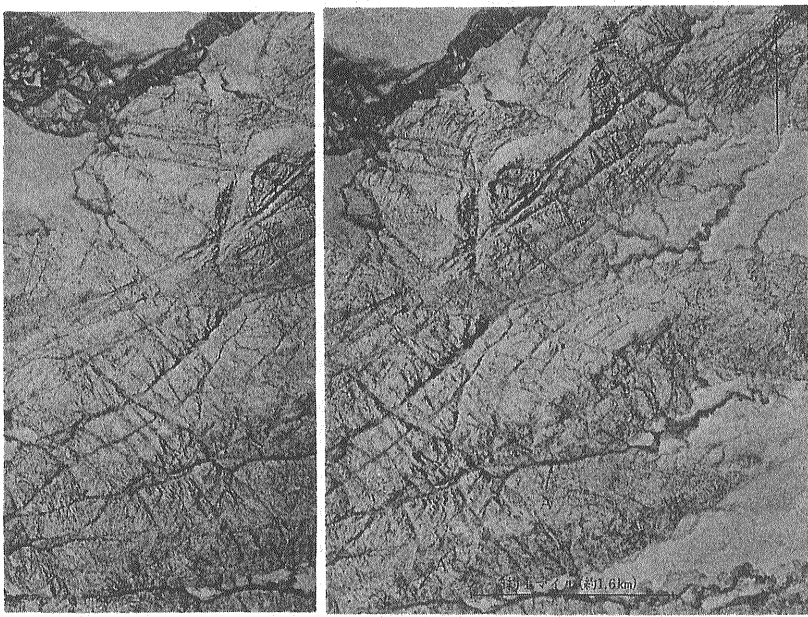
変成岩は それぞれの原岩 受けた変成作用の型 さらに変成の度合によって 著しい違いがある。



第60図
堆積岩中に貫入した花崗斑岩の岩脈(延岡市北方)
この岩脈は 写真の地域の北方の国見山から大崩山にわたる大きな花崗岩の貫入岩体をとりまいて 弧状を呈し 輪状岩脈と考えられているものの一部である この岩脈は 四方斗帯の未代末群中生層に貫入したものであり 周囲の堆積岩より 侵食に対して強く地形的に突出している また植物被覆に起因する写真の肌理は斑状である 岩脈の南東側の未代末群中生層は北東-南西の走向を示すがはっきりしないが写真で線状の模様によって推定でき北西側では 東北東-西南西の走向で北傾斜を示すことがケスタ状の地形から推定できる

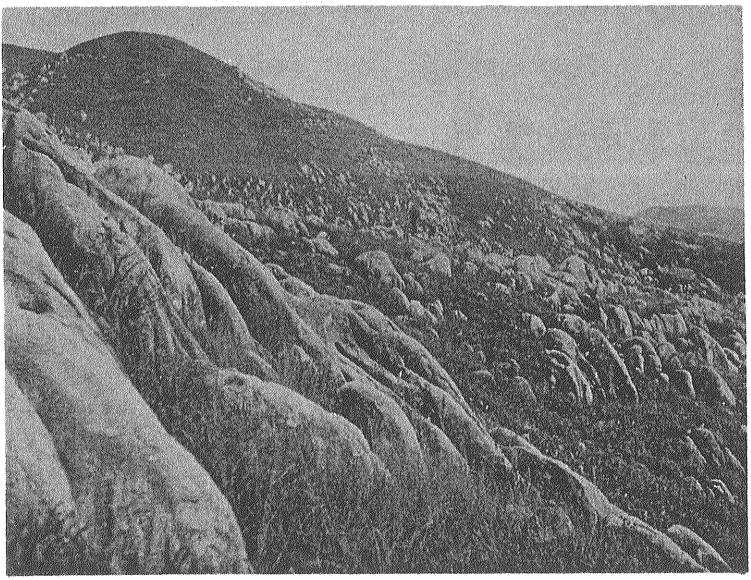


↑ 第 61 図
花崗岩の岩株（鹿児島県隈
山山地）
花崗岩体（Gr）は 周囲と堆
積岩の構造とは無関係に貫入
し その外形は不規則である
花崗岩とその周囲の被貫入時
代未詳堆積岩（S）とは 立
体視すると両者の間には顕著
な侵食地形の差が認められる
花崗岩体の上を流れる水系は
節理に支配されて 西北西—
東南東方向のものが顕著であ
る F 地域では節理の間隔
が比較的細かく 侵食地形が
他に比べてとがった地形を呈
しており 細粒相に当たると
ころである



↑ 第 62 図 花崗岩質貫入岩地域（ワイオミ
ング）

いくつかの方向性と不規則な間隔を示すた
くさんの節理がよく発達している 部分
的には破碎された塊状の砂岩と全たく同じ
ようにみえるが 塊状で層理を欠くことが
貫入火成岩の特徴である 破碎帯は A
地点におけるように暗い階調の植物被覆に
よってあらわされる 直線状のオウ部は
破碎帯である 破碎帯は 侵食されやす
く かつこれに沿って水分の含有量が多く
植物が生育している 水系は非常によく
断層や節理に支配されていることに注意



第 63 図 →
結晶質石灰岩の石灰岩柱（福岡県平尾台・
地上写真）

変成作用を受けない石灰岩柱は一般にち密
で堅く とがっているのたいていして 変成
作用を受けて結晶質となつた石灰岩（大理
石）の石灰岩柱は このように低く丸味を
おびている

したがって 強烈な動力変質を受けた変成岩のような片理の発達するものを除いて 写真上でただちに変成岩と断定する根拠はほとんどない。層理は前述のとおり堆積岩であることのもっとも根本的な要素であり かつ地質構造の判読にも欠くことのできない要素である。しかし堆積岩を原岩とする変成岩の場合 よほど条件がよくなければ 原岩の地質構造を写真上で判読することは難しい。いかえれば 変成岩地域の写真上で識別できる片理は変成作用の結果生じたものであって 原岩の構造とは全く無関係であることが多い。

とくに 岩石の露出が良好であって その原岩が非常に対照的な色彩や岩質をもった岩石の互層からなるように場合以外には 写真上で原岩の層理を識別することは不適当である。一般的に堆積岩の場合 変成作用の結果 岩石の風化侵食に対する強さも変わり 風化侵食に対して全く違った結果を示すようになるのであるが 火成岩を原岩とする場合には 写真上原岩とほとんど変わらないあらわれ方をすることがある。しかし大理石は写真上その原岩である石灰岩とほとんど変わらないあらわれ方をする。つまり 石灰岩とその変成岩である大理石とでは 化学的組成において本質的に違いがなく両者は等しく溶解地形を作っている(第22図、第45図)。しいていえば 大理石の方が石灰岩に比べて 低い丸味をおびた地形を呈することが違いといえよう(第44図第63図)。

このように 変成岩を写真上で 識別することにはいちじるしい制約がある。ことに変成岩の判読一般に通じる公式がないことが 全くの未調査地域の判読を不可能に近いものとしている。しかし 部分的にでも しっかりした変成岩の分帯がなされているところでは これと写真上の特徴を対比することによって一定の基準を作り これを周縁地域に適用してゆくことができる。

構造の判読

これまでに述べてきたように 地形的特徴は 地表面を構成する岩石の物理化学的性質に支配される。しかし こればかりでなく 岩石の地質構造(節理 断層 傾動 撓曲 褶曲などの二次的変形)も 地形的特徴を支配する重要な要素である。したがって 地形的特徴から逆に地質構造を知ることができるのである。

水平層

水平に堆積し 褶曲のような二次的変形を強く受けていない地層は 隆起して台地を形作り これを刻む谷壁にその断面を露出させている(4頁116号 35ページ)。侵

食に対して抵抗性の強い地層は 急斜面あるいは断崖を抵抗性のない地層は 緩斜面あるいはベンチを形作っている。垂直写真では このような地形差(急斜面と緩斜面によって示される)はもちろんのこと 各地層の写真の階調および肌理 あるいは植物被覆の違いなどが 等高線にほぼ平行にあらわれる(第64図)。

水平層あるいはほとんど水平に近い地層が分布する地域では 地層毎に側方侵食に対する抵抗が一樣であるため 一般的に樹枝状水系模様が発達する。しかし 樹枝状水系模様だけでは 水平層とは断定できない。すなわち 花崗岩のような塊状均質な岩石はいずれも流水の側方侵食に対する抵抗力が一樣であって 樹枝状水系模様によって特徴づけられる。

傾斜層

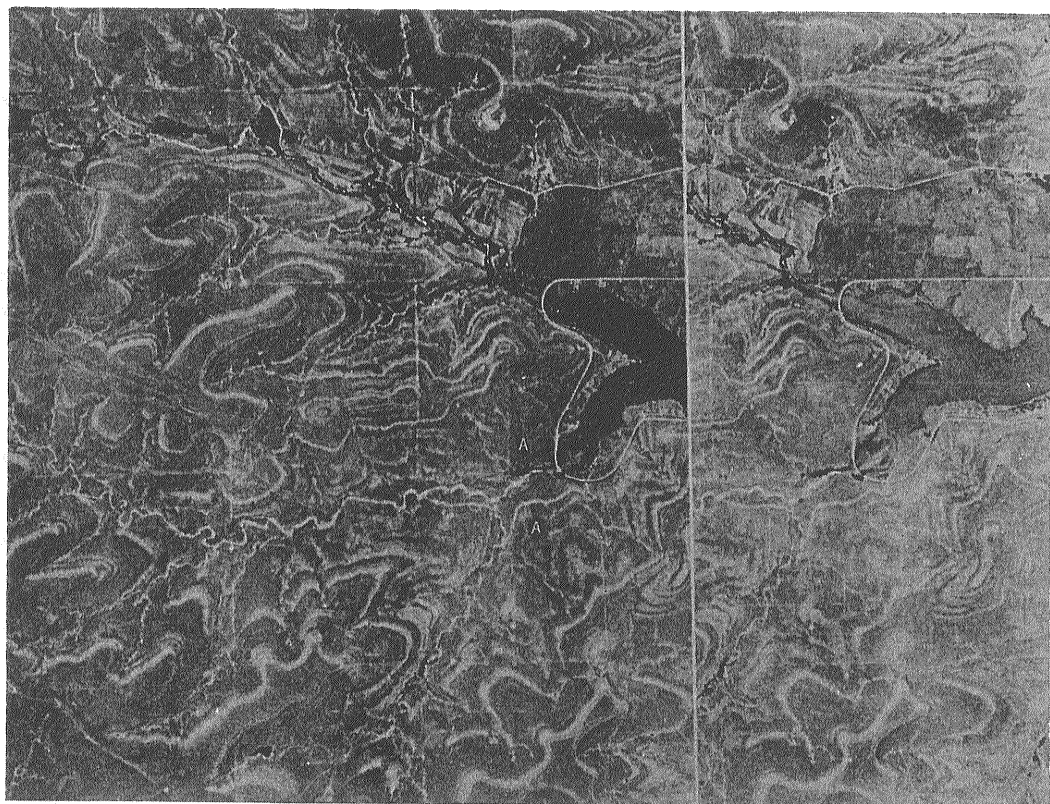
堆積岩が傾斜している場合には その層序断面が地表にあらわれる。そのあらわれ方は 地層の傾斜と地形面の起伏によって変化する(第64図)。

地層面と地形面とが全く一致する場合(第19図)には 傾斜方向の判定はきわめて容易である。厚い表土と植物被覆のあるところでも 地層の傾斜と地表面とがほぼ一致し地層の傾斜と反対側の地表面の傾斜 すなわち断面の現れる側は 急傾斜あるいは急崖をなしており 写真上で容易に傾斜方向を知ることができる(第43図)。地層の傾斜が非常にゆるやかな場合 とくに地層の境界が明りように識別できる場合には 傾斜角の推定に非常に有効である。なぜかという 空中写真の立体模像上では 垂直誇張のために 傾斜が実際より数倍も誇張されて観察され習熟すると中程度の傾斜以下の場合には クリノメーターで測定するよりは はるかに正確な場合があるからである(後述)。

表土あるいは植物被覆のため 地層境界を追跡できないところでは 水系模様を検討することによって 傾斜方向を知ることができる。一般に 傾斜がゆるい場合には 地層の傾斜面に沿って流れる支流は長く 逆層面を流れる支流は短い(第19図第43図)。しかし前にも述べたように地層が 60° 以上の急傾斜をなす場合には しばしばこの関係が逆になる(第65図)。したがって正しい傾斜方向を求めるためには単に支流の長さの違いだけでなく 水系図を作成し野外調査のデータを加え 順層面と逆層面における水系密度の違い 写真の階調ならびに肌理の違いなどを検討することが必要である。

(筆者は地質部)

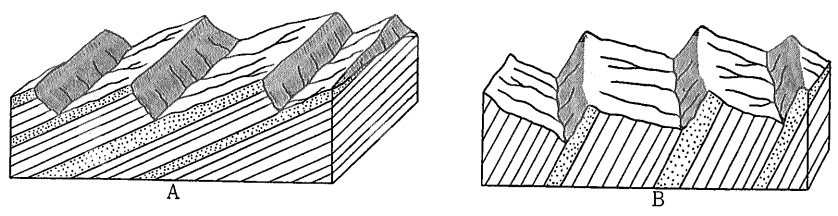
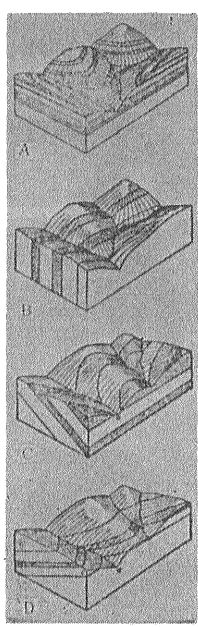
訂正：No. 103の30頁第51図の3. 碎層火山は碎層火山に5.6の説明 熔岩ムードは熔岩ドームに また火山碎層岩は 火山碎層岩に 32頁第52図は 左右入レカエル 第55図6 説明文中2行目の恰多……は 阿多……に 第57図中央写真のスケール約2,000mは 750mにそれぞれ訂正します。



約1マイル

第64図 石灰岩と頁岩の水平層 (カンサス地方)

この地域を構成する地層の岩質の差によって 写真の階調にコントラストがみとめられる すなわち 草におおわれた頁岩は暗い階調を示し 石灰岩は明るい階調を示す 層理は地形の等高線にほぼ一致し 階調によって示される模様がいたるところで環状を呈して 樹枝状水系模様と相まって 水平層であることを示している 薄い石灰岩層には溶解罅穴が認められないが 所によつてはその特徴ある風化侵食の状態から 個々の石灰岩層を区別することができる すなわち 塊状のチャート質石灰岩のベンチの縁は丸味を帯びており 薄い板状の石灰岩のベンチの縁は はっきりとした地形の変換点がある また 部分的に地層の分布に沿つて樹木や灌木林がみられるのは 水分の供給が多いことを示し 地層Aは部分的に水溶性である



↑ 第65図 地層の傾斜の違いによる走向谷の支流の発達状況の差
 A……地層の傾斜がゆるい場合 B……地層の傾斜が急な場合

← 第64図

地層の露頭面—地層と傾斜と地形面との関係
 A…水平層 B…垂直層 C…地層が下流に向かって傾斜する場合 D…地層が上流に向かって傾斜する場合 (淡正雄・小池清：地質調査法 古今書院 第17図)