

妙義山・朝日岳南斜面の地形と岩石物性

Rock-landform Relationships in the Southern

Slope of Asahi-dake, Myogi Mountains

松倉公憲*・下川健司**

Yukinori MATSUKURA and Kenji SHIMOKAWA

I はじめに

Schumm (1956) が, Dakota Badlands における斜面形の古典的な研究において, 斜面プロファイルや斜面発達に与える岩石物性の重要性を指摘して以来, すでに30年以上が経過した。それにもかかわらず, 岩石物性をもとに, 斜面形, あるいは斜面発達を議論した研究は極めて少ないようである。わずかに, 斜面勾配と岩石強度との対応関係を論じた Selby らの一連の研究 (たとえば, Selby, 1980, 1982 : Augustinus and Selby, 1990 など) や, 丘陵地での差別剝地形や河岸段丘崖の減傾斜過程などを, 岩石物性の定量的把握から議論した鈴木らの研究 (Suzuki, et al., 1985 : Suzuki and Nakanishi, 1990) があるだけである。このように, この分野での研究例がきわめて少ない現状では, 斜面形と岩石物性との定量的データを蓄積することもまた意味であろう。このような観点から, 本研究は, 特異な山容を持つ妙義山を対象に, 岩石物性と地形 (特に斜面形) との関係について若干の調査を行った。研究の最終目的としては, 妙義山の開析 (剝削) 過程 (すなわち, 斜面の発達過程) を明らかにしたいと考えているが, 本研究はその予察的な意味もある。

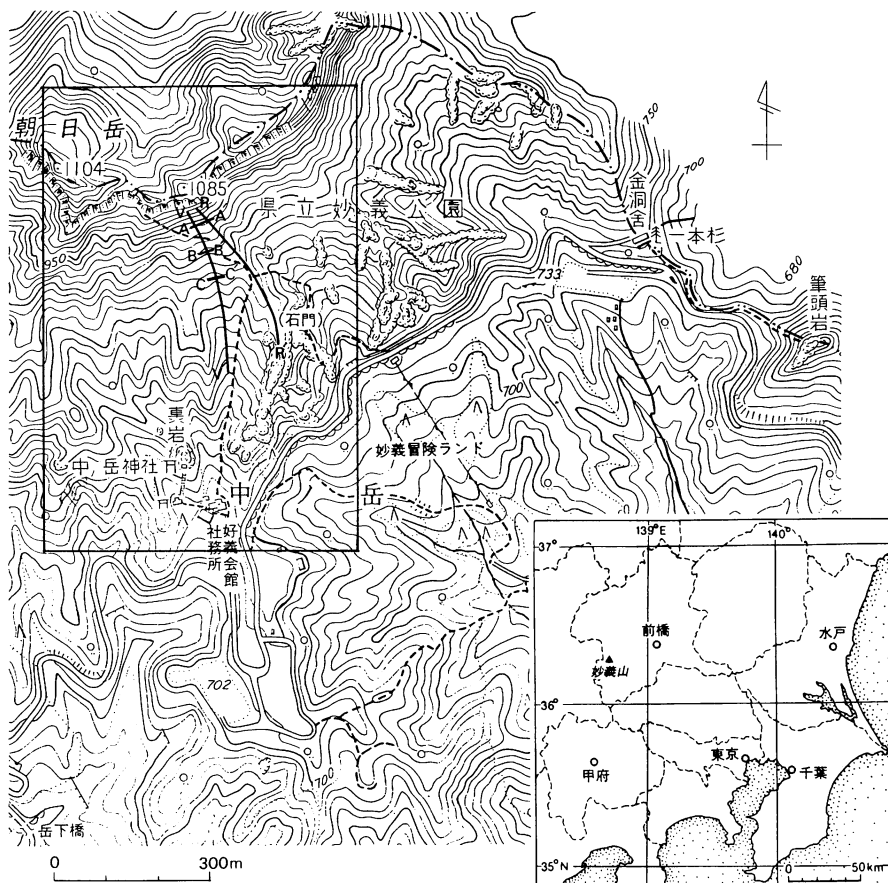
II 地形・地質の概観および妙義山に関する従来の研究

妙義山¹⁾は群馬県の南西部 (第1図参照) (行政区としては, 甘楽郡妙義町・下仁田町および碓氷郡松井田町にまたがる) に位置する山塊である。写真1は山の東側の松井田町から遠望した表妙義の全景である。山頂や山腹の一部には鋸の歯のような裸岩の岩峰が林立し, きわめて特異な山容を示している。このような峨峨たる山容は, 第1図および第2図に示した地形図や空中写真によってもうかがい知ることができる。

妙義山はこのような特異な山容ゆえに, 古くから地質学者の注目を集め, 明治31年にはすでに1/75,000の地質図が佐川 (1897) によってつくられている。また, 佐川 (1897) や小林 (1929, pp. 389-390) などにより, 妙義山は古い²⁾火山体から成り, 風化・侵食 (開析) 作用によって形成された残体であろうと推定された。

また, 最初の岩石学的調査は, 岩崎 (1896) により行われ, 妙義山は全山, 輝石富士岩 (輝石安山岩) で構成される集塊岩より成っていると報告された。それ以来, 多くの著書や論文において, 妙義山を構成する岩石として「集塊岩」という用語が使われてきた。しかし, 久野 (1954, pp. 22-24) によれば, 「従来日本で集塊岩の例としてあげられているもの

*筑波大学地球科学系 **筑波大学第一学群自然科学類 (現 株式会社タダノ)



第1図 妙義山の位置および朝日岳周辺の地形図
 下仁田町役場発行の1/10,000地形図「下仁田町全図その3」の一部を使用。図中の左上の枠は、第2図に示した空中写真の範囲と一致する。なお、V-V'およびR-R'のラインは、地形縦断形の測線の位置を示す。

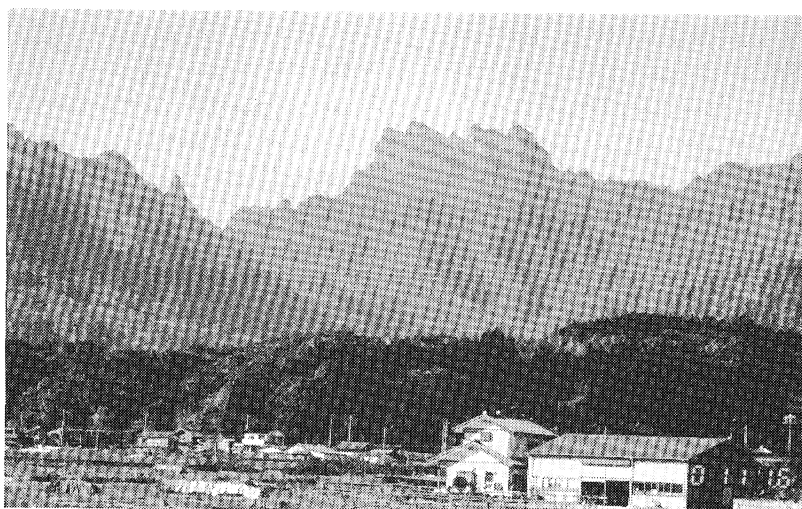
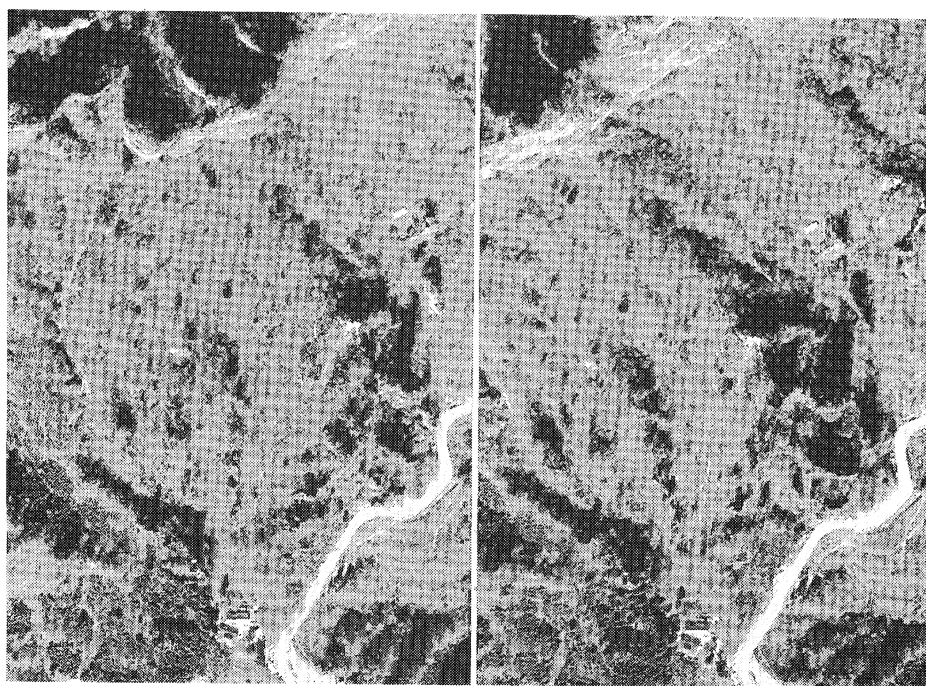


写真1 松井田町から遠望した表妙義の全景



第2図 朝日岳南斜面周辺の空中写真(国土地理院発行の空中写真, CKT-75-12, C12-3 および C12-4)

の大部分は、本質火山角礫岩 (essential volcanic breccia)・本質凝灰角礫岩 (essential tuff breccia) であり、妙義山もこの岩石よりなっている」という。そこで、本稿では「集塊岩」ではなく「凝灰角礫岩」を使用することにする。

一方、妙義山の地形に関する調査は皆無に近い。わずかに、「妙義山は台状の山 (メサ) である」 (例えば、辻村, 1923, p. 593; 藤本, 1928, pp. 110-111) とか、前述したような、地質調査の一環から、山体全体の開析を推定したものがあるにすぎない。また、簗山 (1908) によれば、中之岳神社周辺 (第1図参照) にみられる奇岩群・石門群³⁾ (写真2参照) の成因は、(1)岩質が不斉一であること、(2)集塊岩 (凝灰角礫岩) に直立した節理が発達することが考えられるという。しかし、これらはいずれも定性的記載にとどまり、推論の域をでていない。

本研究の調査の対象としたのは、表妙義・朝日岳の南斜面 (第1図参照) である。この部分は、第1図の地形図や第2図の空中写真、および写真1にも示されているように、上部と下部に奇岩・怪石が林立し、中部に平滑な斜面をもっており、全体的にみると、斜面地形の変化が顕著なところである。

III 地形の調査とその結果

1) 地形の縦断形・横断形の計測

1 m スパンの斜面測量器を用いて、尾根と谷に沿う地形縦断形の計測を行った。尾根沿いの測線としては、第1図に示したように、見晴らし台 (図中の (石門) と書かれているあたり) を通る R-R' を選定

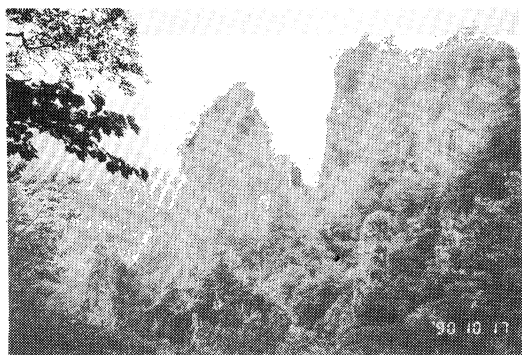


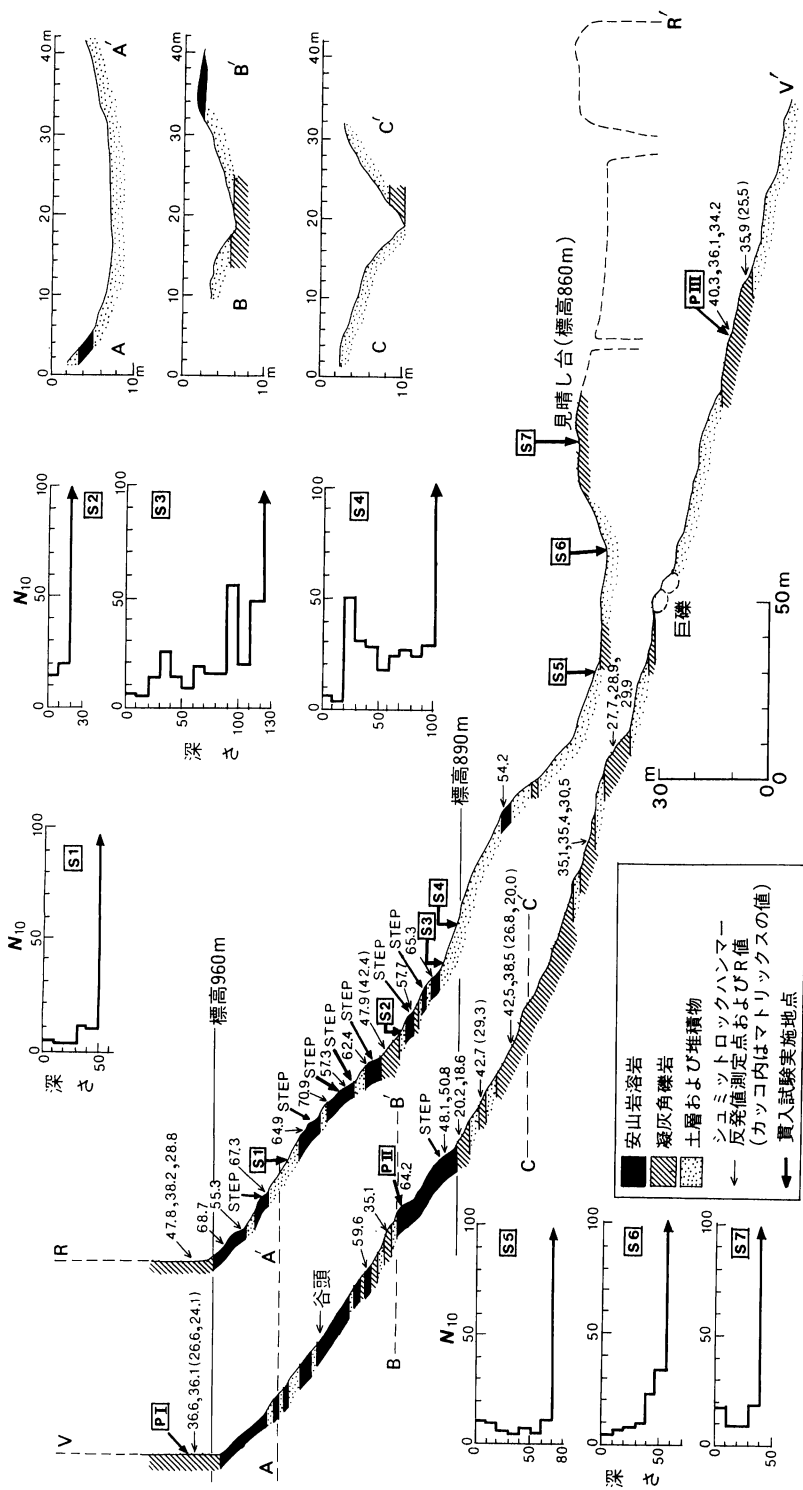
写真2 中之岳神社周辺にみられる奇岩・怪石

した。谷に沿う測線は、V-V' で示してある。得られた縦断プロファイルを第3図に示した。なお、作図にあたっては、見晴らし台の標高を地形図から860mと読みとり、この値を標高の基準とした。そのため、図中の標高については、±10m ほどの誤差があるものと思われる。

尾根のプロファイル (R-R') をみると、まず標高960m より上方はほぼ垂直に近い壁となっている。標高960m より860m までは、ゆるやかな起伏がみられるものの、全体的にみるとおよそ20~40度の斜面となっている。細かくみると、この斜面上の数ヶ所には、比高1~3 m の垂直な懸垂斜面があり、階段状の地形 (本稿では、これをステップ地形と呼ぶことにし、第3図中でSTEP の記号で表現してある) となっている。この斜面の下、標高860m 付近には、やせ尾根ではあるが、定高性のある尾根が水平距離にして100~200m ほど続いている。見晴らし台より先は石柱群となるため測量ができなかった。そこで、野外での目視による観察や、空中写真の判読から得られたおおまかなプロファイルを破線で示してある。

一方、谷に沿う縦断形 (V-V') をみると、標高960m 以上は尾根のプロファイルと同様に垂直な壁となっている。標高960m より下は、35~40度の平滑な斜面となっている。谷頭は、この平滑斜面の標高ほぼ930m のところに位置している。標高890m 付近には比高4~5 m の懸垂斜面 (滝) がかかっている (図中のSTEP の位置に相当)。これより下方では、全体的にみると、標高760m まで、下に凸の緩やかな縦断となっており、勾配は30度から20度へと徐々に緩くなる。この部分の中では、標高890m より840m 程までは、滝や、堆積物の少ない溪床となっているが、840m 付近では、径が70~100cm ほどの巨礫 (最大径のものは300~400cm) からなるロープ状堆積地形がみられる。

同様の方法で、尾根や谷に直交する方向の地形横断形の計測を行った。測線は第1図中に示したようなA-A', B-B', C-C' の三本であり、得られた結果は第3図中に示した (ただし、横断形の縮尺は縦断形よりかなり大きくしてある)。A-A' は谷頭よりも高度で約10m ほど上部に相当する。特に東側にあ



第3図 地形断面・岩石区分・シュミットロックハンマー反発値・貫入試験などの各種野外調査の結果

る尾根との比高が2 m ほどしかなく、盆状の浅い谷地形を示しており、この部分が全体的には平滑な斜面であることを示している。B-B'の測線は、谷頭より高度で20m ほど下流側を横切っている。この地点でも全体的には浅い盆状の形態をとり、現在の谷は、その一部を少しだけ切っているにすぎない。一方、C-C'の横断形をみると、A-A'、B-B'のそれに比較して、尾根との比高が8 m と大きくなり、谷壁の勾配も35~40度と急になっている。このように、谷が斜面を深く切り込むようになるのは標高890m の滝の付近からのように観察される。また、3本の横断形は、いずれも西向き斜面が緩勾配で東向き斜面が急勾配な、いわゆる非対称谷という共通の特徴をもっている。

2) 地形の区分

第1図の地形図や第2図の空中写真の判読、および上述の地形断面の調査などから、この地域は、地形的には以下の三地域に区分できそうである。(1)標高960m 以上の垂直な壁、(2)標高960m から890m ないし860m にかけての、浅い谷しかもたない比較的平滑な斜面、(3)それより標高の低い地域で、そこは深い谷や定高性のある尾根、石柱・石門などの奇岩・怪石によって特徴づけられるゾーン、の三地域である。

IV 岩石の分布および岩石物性の調査とその結果

1) 岩石の分布

尾根沿いおよび谷沿いの縦断プロファイルに沿って、基盤岩石の調査を行った。本地域でみられる岩石は、安山岩溶岩と凝灰角礫岩の2種類であり、これらがそれぞれ数m~数10mの層厚で、何10層とほぼ水平ないし北に緩く傾いて堆積しているようである⁴⁾。安山岩溶岩は、数10cm~数m オーダーの水平・垂直のジョイントをもっているが、一般にマッシュで緻密な固いものである。岩石薄片の偏光顕微鏡観察によると、この岩石は、斑晶・石基ともに斜長石、斜方輝石、単斜輝石、角閃石などからなる両輝石安山岩である。凝灰角礫岩層は、一部にほぼ水平な層理面をもっているが、大部分は無層理・無淘汰であり、主に径が数10cm 程度の角礫—亜角礫からなる礫と、それをとりまくマトリックスより成っている。

礫の部分は緻密で固いところが多いが、マトリックスの部分には、ハンマーで容易に削れるほど軟らかいところもある。凝灰角礫岩中の礫は、安山岩溶岩と同じ両輝石安山岩から成っている。また、マトリックスを構成する鉱物は、斑晶、石基部分ともに礫と全く同様の鉱物組成をもっている。

安山岩溶岩と凝灰角礫岩との分布状態を詳しく調べ、その結果を第3図中に示した。標高960m 付近には凝灰角礫岩が分布し、それより上方は懸垂斜面のため詳しい調査ができなかったが、遠望により、この比高100m ほどの垂直な壁は、安山岩溶岩を挟むものの、主に凝灰角礫岩層よりなっていると観察された。谷のプロファイルにおいて、標高960m より890m の間は、薄い数枚の凝灰角礫岩層を挟むものの、大部分が安山岩溶岩層よりなっている。標高890m 付近の比高4~5 m の滝(滝の部分は硬い安山岩溶岩)の下部から、凝灰角礫岩層の分布が顕著になってくる。両者の分布密度からみて、標高890m が安山岩溶岩の卓越ゾーンと凝灰角礫岩の卓越ゾーンの境界とみなすことができる。この境界は、尾根沿いでは土層の被覆のために明確には確認できなかったが、尾根の東側の斜面において、標高890m より下にかなり厚い凝灰角礫岩層が認められることから、ほぼこの高さに岩石の境界が引けることが確認される。

尾根上では、標高960m と890m の間に何段ものステップ地形がみられることは前に述べた。このステップ地形は、安山岩溶岩の下に凝灰角礫岩層があるようなところで発達が顕著なようである。この地形は、(1)安山岩溶岩が、1~2 m オーダーの水平・垂直ジョイントによって方形に割れていること、(2)安山岩溶岩の下部にある凝灰角礫岩が、勾配の緩やかな斜面を形成していること、によって形成されている。

以上のような岩石分布を基に、標高960m 以上の上部凝灰角礫岩層、960m から890m までの安山岩溶岩層、890m より下部の下部凝灰角礫岩層の3層に区分し、以後それぞれをI域、II域、III域と呼ぶことにする。

2) 土層構造

谷沿いの測線においては、岩石・岩盤が露出して

いるか、あるいは溪床堆積物によって埋積されているかのどちらかで、土層の被覆部分はほとんどない。しかし、尾根部においては、薄いとはいえ、所々に土層の被覆部分が観察される。そこで、土研式貫入試験器を用いて、土層構造の調査を行った。調査地点の位置およびその結果は第3図中にS1～S7として示した。土層区分は、飯田・奥西(1979)の方法に従い、 $N_{10} < 10$ を軟弱層、 $10 < N_{10} < 50$ を漸移層、 $N_{10} > 50$ を基岩層と呼ぶことにする。

II域の上部(たとえば、測点S1)では、軟弱層が50cmの厚さしかなく、その下は $N_{10} > 100$ のきわめて硬い基岩層となっている。また、中部の測点S2では、20cmの厚さの漸移層の下はすぐ基岩層となっている。このことは、上・中部では基盤岩を土層がごく薄く覆っているにすぎないことを示している。一方、II域の下部(S3, S4)では、 N_{10} 値は深度の増加とともに次第に大きくなり、基岩層へと連続しているようである。軟弱層と漸移層とをあわせると、浅いところでも60～70cm、深いところでは1mを超えるところもある。

III域の土層構造(S5～S7)をみると、数10cmの厚さの軟弱層の下にすぐ基岩層がくるという特徴をもっている。ところで、III域においては、谷の横断プロファイルを計測した近くで、表層崩壊の跡が観察された。この表層崩壊は崩壊の斜面長が約15m、幅が約10m、崩壊深は約1mと推定された。崩壊面には、基岩の新鮮な凝灰角礫岩層がみられることから、崩壊は基岩とその上の風化土層との境界で起ったものと思われる。このような崩壊跡地は、見晴らし台周辺にも二、三見られることから、表層崩壊がIII域における主要な侵食プロセスの一つと考えられる。

土層構造の調査結果をまとめると、以下のようなになる。II域の尾根部では、岩石の露出しているところが多いが、斜面下部では、漸移層をもつ比較的厚い(1m)土層が形成されている。一方、III域では、数10cmの薄い軟弱層が基岩の上ののっていることが多く、漸移層をもたないため、軟弱層と基岩層の境界が明瞭である。

3) シュミット・ロックハンマー値

岩石の硬さあるいは強度の分布を知るためにシュ

ミット・ロックハンマー反発値(R値)の計測を行った。凝灰角礫岩層のところでは、礫の部分とマトリックスの部分とに分けて計測した。一地点で10個のデータを取り、その平均をとった。測定地点および測定結果は第3図中に示した。おおまかにみると、II域の安山岩溶岩のR値は48～64%と大きく、I域、III域の凝灰角礫岩層中の礫のそれはほぼ30～50%の値を取り、II域の安山岩溶岩より相対的に小さいことが読み取れる。しかも、凝灰角礫岩層においては、マトリックスの部分が20～40%と、礫の部分に比較してさらに小さいR値をもつことも判る。また、II域におけるR値を尾根部と谷部で比較すると、尾根の部分での安山岩溶岩のR値は60～70%となっており、谷部のそれより大きな値を示している。

4) 岩石物性

それぞれI域、II域、III域での岩石物性を知るために、それぞれのゾーンで代表的と思われる岩石試料を採取し(サンプリング地点は第3図中にP I, P II, P IIIの記号で示してある)、実験室に持ち帰り、空隙率、乾燥単位体積重量、一軸圧縮強度などを測定した。それぞれの測定は、直径2.4cm、高さ約5cmの円筒試料をそれぞれ4、5個づつ作成し、それを用いて行い、それぞれの平均値として求めた。結果として、I域の凝灰角礫岩の礫を代表するサンプルP Iは、空隙率(n)18.8%、乾燥単位体積重量(γ)2.2gf/cm³、一軸圧縮強度(q_u)450kgf/cm²という物性をもつことがわかった。同様に、II域の安山岩溶岩のサンプルP IIは $n=1.0\%$ 、 $\gamma=2.8\text{gf/cm}^3$ 、 $q_u=2,370\text{kgf/cm}^2$ 、III域の凝灰角礫岩の礫の部分のサンプルP IIIは、 $n=9.9\%$ 、 $\gamma=2.5\text{gf/cm}^3$ 、 $q_u=770\text{kgf/cm}^2$ という物性をもつことがわかった。

V 考 察

1) 地形と岩石物性との関係

地形の調査および岩石物性の測定結果をまとめると第1表のようなになる。ここで、シュミット・ロックハンマー反発値は、第3図に示したものを基に、区域ごとに平均したものを示してある。岩石の分布を基に、I域、II域、III域と区分したが、この岩石分布の区分と地形の区分がほぼ対応しているように

思われる。すなわち、凝灰角礫岩のⅠ域は垂直な壁（山の頂部はメサとなっているようであるが、本研究においては山頂までは調査できなかった）、Ⅱ域は平滑斜面⁹⁾、Ⅲ域は石柱・石門に代表されるような起伏の大きいバッドランド地形である。ただし、Ⅲ域の定高性のある尾根の高度が860mであり、岩石分布の境界の890mより約30m低い。この地域には、このような定高性をもつ屏風状のやせ尾根が、南北方向あるいは北西—南東方向に何本か走っている（第1図および第2図参照）が、いずれもその頂部は標高860m±10mほどであり、岩石の境界よりやや低いように思われる。このことは、Ⅲ域の侵食過程を考える上で極めて重要なことと思われるが、その理由については現在のところ不明である。

ところで、上述のような、Ⅰ域、Ⅱ域、Ⅲ域のような地形や土層構造の違いは、それぞれの区域における岩石の風化・侵食に対する抵抗性の違いの反映と考えられる。そこでまず、それぞれの岩石の物性値をもとに、風化と侵食に対する抵抗性を比較してみよう。

この三地域は多少の高度の違いがあるものの、近接していることから、谷や尾根という位置の違いを除くと、風化環境に大きな差異はないと思われる。しかも、凝灰角礫岩も安山岩溶岩もその構成鉱物の種類・組成・粒径などがほとんど同じであることから、鉱物学的な風化速度の差異も考えられない。しかし、これら2つの岩石を比較すると間隙率に大きな違いがあり、このことが風化速度の差異をもたらすことは十分に考えられる。すなわち、Ⅰ域、Ⅲ域の凝灰角礫岩中の礫の間隙率はおよそ10~20%とかなり大きい。鏡下での観察によると、マトリックスの部分は礫よりもさらにポーラスであり、マトリックスの間隙率はさらに大きいと考えられる。それに対し、Ⅱ域の安山岩溶岩の間隙率は約1%ときわめて小さい。岩石の化学的風化を考えると、アタックする水が鉱物と接触するチャンスの方が大きい方が風化が早く進行する。従って、空隙率の大きい凝灰角礫岩の方が、安山岩溶岩よりも風化し易いはずである。実際、鏡下での観察においても、安山岩溶岩中の鉱物はきわめて新鮮であるのに対し、凝灰角礫岩中の

鉱物は黄色から茶色に風化・変質しており、明らかに凝灰角礫岩の方が風化しやすいことを伺わせる。しかも、凍結・融解などの物理的風化作用に対しても、間隙率（保水能力）が大きく、強度の小さい凝灰角礫岩の方が風化を受けやすいであろう。すなわち、凝灰角礫岩のところでは、まず初めにポーラスで強度（固結力）の小さいマトリックスの部分の風化が進行し、そのためにさらに空隙が増加し、さらに風化が進行する。このような風化プロセスは徐々に岩石内部にまで及び、そのため凝灰角礫岩全体の強度を徐々に低下させることになるのであろう。

ところで、Ⅱ域の安山岩溶岩の部分において、尾根に比較して谷沿いの方が岩石のR値が小さいことは既に指摘した。このことは、安山岩溶岩の風化の進行が遅いとはいえ、水のアタックを受け易い谷沿いにおいては、長い時間をかけて徐々に風化が進行していることを示すものなのであろう。

次に、侵食に対する抵抗性を比較してみよう。一般に流水などの侵食に対する抵抗性は、R値や圧縮強度の大きい岩石ほど大きいと考えられる。調査地域においては、写真3に示したように、凝灰角礫岩の壁面で、マトリックスの部分より礫の部分が突出しているのがしばしば観察される。このことは、凝灰角礫岩のなかでは、礫の部分よりも、R値の小さいマトリックスの部分の方が、侵食に対する抵抗性が弱いことを示している。従って、全体的にみれば、強度の大きい裸岩が露出しているⅡ域の安山岩溶岩のところでは、流水などの侵食に対してはきわめて

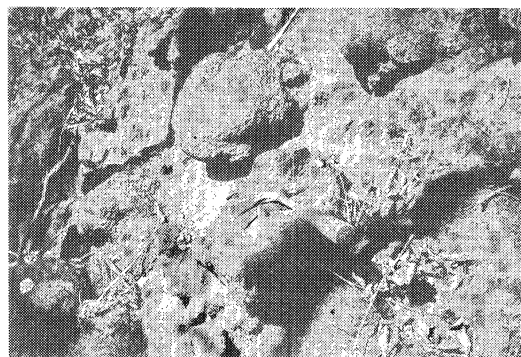


写真3 凝灰角礫岩の層にみられる、マトリックスからの礫の突出

大きな抵抗力を有していることになる。これに対し、I域、III域の凝灰角礫岩のところでは、マトリックスの部分の強度が小さく、そのためII域に比較するとかなり侵食に対する抵抗力は弱いものと思われる。従って、II域の安山岩溶岩部では、谷の下刻はそれほど進行しないのに対し、III域に入ったとたんに谷が深く侵食されることになるのであろう。特にIII域では、谷の侵食が比較的速く、深い谷を刻むことにより起伏が大きくなる⁶⁾。必然的に、谷と尾根との間の谷壁斜面は次第に急勾配となる。それと同時に、斜面では風化土層が形成されるが、土層が1 mほどの厚さになると、斜面が急勾配なため表層崩壊⁷⁾が発生することになる。

また、尾根部のステップ地形も、安山岩溶岩と凝灰角礫岩の風化・侵食に対する抵抗性の大小によって説明されよう。すなわち、安山岩溶岩は、その保有するジョイントに支配された方形のまま、(間隙率が小さく強度が大きいので)風化・侵食に強く抵抗する。しかし、凝灰角礫岩は(その物性から風化し

やすく)、風化により土層を形成し、それが侵食されることにより、緩やかな斜面となる。このような両者の関係は、Selby(1980)などによる岩石強度と斜面勾配の関係と類似のものとも考えることもできる。

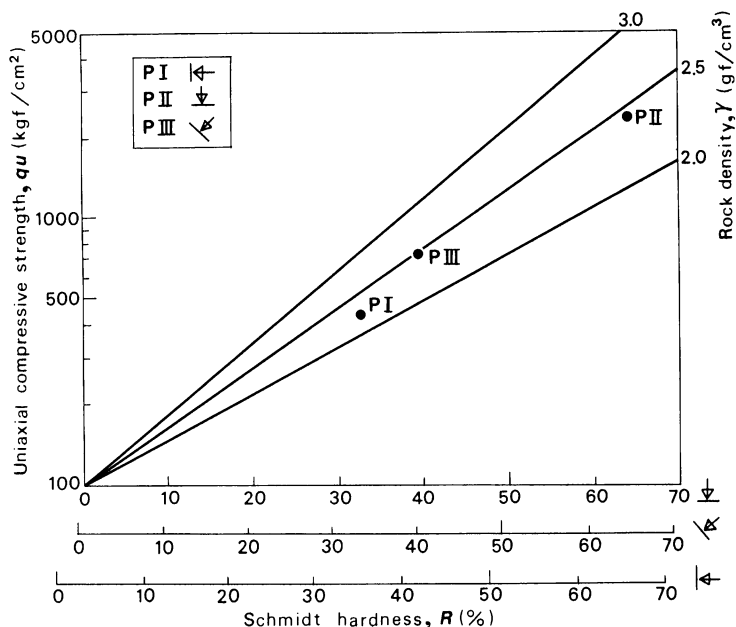
2) I域とIII域における崖の安定性

I域では、比高が約100mにも及ぶほぼ垂直に近い崖がみられる。また、III域における急勾配なやせ尾根は、比高数10mにも達し、尾根が途中で切断されると石柱となる。そこで、ここでは、これらの垂直な崖の安定についての簡単な考察をしてみよう。

PI, PII, PIIIの各点で得られたシュミット・ロックハンマー値(R値)は、36.4%, 64.2%, 40.3%であり、それらの各点で採取された岩石の一軸圧縮強度(q_u)は、450kg/cm², 2,370kg/cm², 770kg/cm²である(第3図および第1表参照)。従来、シュミット・ロックハンマー反発値と一軸圧縮強度の間には高い相関のあることが知られている(たとえば、Deere and Miller, 1966; Yaalon and Singer, 1974)。たとえば、第4図中の3本のラインはDeere

第1表 地形・土層構造および岩石物性の測定結果

岩 石	地形, 土層構造および 地形形成プロセス	シュミットロック ハンマー値(平均) R %	岩石物性		
			空隙率 n %	乾燥密度 γ gf/cm ³	一軸圧縮強度 q_u kgf/cm ²
I域 凝灰角礫岩	垂直な崖	礫 37.5(測定点5) マトリックス 25.4(2)	18.8	2.2	450
II域 安山岩溶岩	平滑斜面 谷部は35~40° 尾根部は20~43° ステップ地形 非対称谷 表土層が薄い	谷沿い 安山岩溶岩 57.5(4) 凝灰角礫岩 35.1(1) 尾根沿い 安山岩溶岩 63.4(9) 凝灰角礫岩 礫 47.9(1) マトリックス 42.2(1)	1.0	2.8	2,370
III域 凝灰角礫岩	定高性のあるやせ尾根 バッドランド、石柱・石門 非対称谷 表層土が厚い 表層崩壊	礫 33.0(15) マトリックス 25.4(4) (安山岩溶岩 54.2(1))	9.9	2.5	770



第4図 シュミットロックハンマー値 (R 値) と一軸圧縮強度 (q_u) との関係
 図中のラインは Deere and Miller (1966) によって得られた q_u と R の関係 (ハンマーのたたく方向と岩石の単位体積重量をパラメータにしている)。

and Miller (1966) によって得られた両者の関係を簡略化して示したものである。彼らは岩石の密度をパラメータにし、しかもハンマーの向きによって R 値に若干の差異のあることを考慮し、横軸の R 値をハンマーの向きによって若干修正することを提案している。この図の中に、本研究で得られた P I, P II, P III の R 値と q_u のデータをプロットしてみた。P II で若干のズレがあるものの⁸⁾、Deere and Miller (1966) の傾向線と本研究で得られたデータとはかなり良く適合しているように思われる。そこで、この図を用いて、凝灰角礫岩のマトリックスの一軸圧縮強度を推定することが可能となる。たとえば、III 域では、マトリックスの R 値は小さいところで約 20% であるので、一軸圧縮強度はおおよそ 200 kgf/cm² 程度と見積もることができる。

Terzaghi (1962) によれば、もし崖の背後に引張り亀裂がある場合には、崖の垂直自立高さ (H_c) は次式で表されるという。

$$H_c = q_u / \gamma \quad (1)$$

ここで、 q_u は一軸圧縮強度、 γ は単位体積重量である。

仮に、III 域のマトリックスの部分の推定一軸圧縮強度 (q_u) を 200 kgf/cm² とし、 γ を P I の礫よりやや小さい 2.0 gf/cm³ と見積り、これらを (1) 式に代入すると、 $H_c \approx 1,000$ m という値が得られる。このように、(1) 式を用いて計算される限界垂直自立高さは、III 域においてすら、100 m という実際の垂直高さが充分安定であることを示している。

VI おわりに

以上のように、調査対象とした朝日岳の南斜面は、岩石の分布によって三地域に区分された。標高 960 m 以上の凝灰角礫岩の部分、960～890 m 安山岩溶岩の部分、890 m 以下の凝灰角礫岩の部分である。一方、地形的には、標高 960 m 以上には垂直な崖、960～890 m では平滑斜面、890 m 以下の大起伏のバッドランド地形 (石柱・石門などを含む) がみられ、岩石の区

分と対応している。野外における種々の観察や、土層構造の測定、岩石物性の計測結果を併せると、岩石の風化・侵食に対する抵抗性は、安山岩溶岩で大きく、凝灰角礫岩で小さいと推定された。このような風化・侵食に対する抵抗性の差異が、II域のステップ地形やIII域のバッドランド地形の形成に重要な役割を果たしていることが予想された。

しかし本稿においては、基本的には、岩石と地形との対応関係のあることが指摘できただけである。具体的に個々の斜面地形がどのようにして形成されたのかについては明らかにできなかった。たとえば、(1)なぜ風化・侵食に対する抵抗力の大きい安山岩溶岩の卓越するII域において、全体として35~40度の斜面が形成されているのか、あるいは、(2)III域の定高性のあるやせ尾根や石柱・石門などはどのようにして形成されたのか、といったような問題にはアプローチできなかった。このような問題を解くためには、岩石・岩盤のジョイントやクラックを考慮した透水性についての調査・考察が是非必要と思われる。今後に残された課題である。また、本研究では、凝灰角礫岩の物性としては、その中に含まれている礫の物性しか計測できなかった。しかし、侵食に対する抵抗性としては、マトリックスの物性あるいは礫とマトリックスを含めた大きなマスとしての物性を知る必要があろう。

さらに、この地域全体の時間的な斜面形成過程(変化過程)を知るためには、現在の地形形成作用の把握をすることはもちろん、それだけにとどまらず、第四紀を通して、どのような地形形成プロセスが作用したかを知る必要があろう。そのためには、II域やIII域でみられた非対称谷の成因を調べることも一つの手がかりになるかもしれない。

謝 辞

野外調査において、地球科学研究科の戸田真夏君、自然学類の松尾 敏君・那須野 功君らの献身的な協力を得た。また、地球科学系の砂村継夫教授からは、シュミット・ロックハンマー反発値に関する文献について御教授いただいた。以上の方々に、記して感謝の意を表します。

注

1) 妙義山という山の名称は、白雲山、金洞山、金鶏山などがそびえる表妙義と御岳、丁須、赤岩、烏帽子岩などが連なる裏妙義からなる山塊の総称である。

2) 野村ほか(1981)によれば、妙義山の凝灰角礫岩は、新第三紀・中新世から鮮新世にかけての本宿・秋間期(約300万年前)のものとされている。

3) このような奇岩絶壁、石柱、石門などが乱立する地形を「妙義式風景」と呼んでいる。

4) この地層は、中村ほか(1986)によって、妙義累層・中之岳部層と名づけられており、安山岩溶岩と火砕岩とからなるとされている。そして、その層厚は1,000mを越えるという。彼らによれば、本部層は山体主部で、N90°~60°Eの走向と30°~45°Nの傾斜をもっているとされている。しかし、本調査対象の朝日岳南斜面では、傾斜はほぼ水平のように観察された。より詳しい調査が必要であろう。

5) この斜面は一見すると崖錐のように見えるが、本文中でも述べたように、基盤岩のつくる地形であり斜面上の岩屑や土層はきわめて薄く、いわゆる clitter slope と呼ばれる地形に近い。

6) 田中(1990)によれば、透水性の高い岩石からなる地域ほど開析谷の深さが大きいという。もし、間隙率の大きいことを透水性が高いと読み代えることができれば、III域で谷の深くなることは、この田中(1990)の説を裏付ける。

7) 1 m ほどの風化土層が形成されると表層崩壊が起こるという剝削過程が繰り返されるのは、花崗岩地域でよく見られるものである。

8) P II は、 $\gamma=2.8\text{gf/cm}^3$ 、 R 値が64.2%という値をもつので、Deere and Miller (1966) の相関図からすると、 q_u は3,000~4,000 kgf/cm^2 程度となる。この値に比較すると、実測された q_u は2,370 kgf/cm^2 とやや小さい。

文 献

飯田智之・奥西一夫(1979): 風化表層土の崩壊による斜面発達について。地理評, 52, 426-438。

- 岩崎重三 (1896) : 集塊岩を論ず. 地質学雑誌, III-32, 199-215.
- 小林房太郎 (1929) : 『火山』南光社, 582p.
- 久野 久 (1954) : 『火山及び火山岩』岩波書店, 255p.
- 佐川栄次郎 (1897) : 妙義山. 地質学雑誌, V-51, 83-96.
- 田中幸哉 (1990) : 北海道噴火湾沿岸地域における海成段丘面開析谷の横断形発達過程. 地形, 11, 97-115.
- 辻村太郎 (1923) : 『地形学』古今書院, 610p.
- 中村正芳・高橋洋一・松村 淳・伊藤公夫・妙義団体研究グループ (1986) : 群馬県西部妙義地域の地質 (その1). 日本地質学会学術大会講演要旨, 160.
- 野村 哲・秋間団体研究グループ (1981) : 関東平野北西縁の地質. 地質学論集, 第20号, 161-167.
- 藤本治義 (1928) : 『関東の地質』中興館, 278p.
- 簗山学人 (1908) : 妙義式風景の起因. 地学雑誌, XX-230号, 128-129.
- Augustinus, P.C. and Selby, M.J. (1990) : Rock slope development in McMurdo Oasis, Antarctica, and implications for interpretations of glacial history. *Geografiska Annaler*, 72A, 55-72.
- Deere, D.U. and Miller, R.P. (1966) : Engineering classification and index properties for intact rock. *Air Force Weapons Lab. Tech. Rep. No. AFWL-TR-65-116*, New Mexico, 300p.
- Schumm, S.A. (1956) : The role of creep and rainwash in the retreat of badland slopes. *Am. J. Sci.*, 254, 693-706.
- Selby, M.J. (1980) : A rock mass strength classification for geomorphological purposes : with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF 24, 31-51.
- Selby, M.J. (1982) : Controls on the stability and inclinations of hillslopes formed on hard rock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 449-467.
- Suzuki, T. and Nakanishi, A. (1990) : Rates of decline of fluvial terrace scarps in the Chichibu Basin, Japan. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, 11, 117-149.
- Suzuki, T., Tokunaga, E., Noda, H. and Arakawa, H. (1985) : Effects of rock strength and permeability on hill morphology. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, 6, 101-130.
- Terzaghi, K. (1962) : Stability of steep slopes on hard unweathered rock. *Géotechnique*, 12, 251-270.
- Yaalon, D.H. and Singer, S. (1974) : Vertical variation in strength and porosity of calcrete (Nari) on chalk, Shefela, Israel and interpretation of its origin. *J. Sedimentary Petrology*, 44, 1016-1023.