

緩斜面の発達とその分布からみた筑波山の開析過程

The Gentle Slope Development and Dissection of Mt. Tsukuba

平野 由佳*・池田 宏**

Yuka HIRANO* and Hiroshi IKEDA**

I はじめに

1. 山麓緩斜面に関する従来の研究

山地の地形変化および山地の開析については、Davis,W.M. (1899) が提唱した侵食輪廻説や、山地の解体を論じた三野 (1942) の研究などをはじめとして、様々な研究がされてきている。斜面の形状や変化発達に関する研究もさかんに行われてきたが、現実の斜面は三次元的な形態をもつのに、従来の多くの研究は斜面の二次元的な縦断面形に着目して行われてきた。例えば斜面発達に関する研究として著名なDavis,W.M. (1930) による減傾斜説とPenck, W. (1924) による平行後退説は、どちらも二次元的な斜面発達モデルである。

山地の開析過程において、小さな谷の発達した急斜面の下に一般に山麓緩斜面がひろがるとされている (吉川, 1973, p. 184) が、その形成営力・気候条件・形成時期・呼称などに関する共通理解は得られていない。従来の山麓緩斜面の研究では現在の山麓緩斜面地形のみが研究対象とされており、緩斜面の分布しない地域までを含めて面的に地形変化を論じることはされていない。

関東平野の北東縁に位置する筑波山地には、緩斜面地形が広く発達している。関東地方の山麓緩斜面を調べた赤木 (1965, 1971) は、筑波山の北方の加波山や東方の難台山の山麓に分布する緩斜面は、山

地の侵食による平坦化の過程で、背後急斜面の後退にともなって下末吉期に形成されたペディメント (侵食緩斜面) であるとした。

一方、鶴見・野上 (1965) は、緩斜面は角礫層からなる土石流 (山津波) による押し出し地形であり、3つの時代にわけられる堆積面であると考えた。またこの堆積物の基底には、深層風化が著しく進行した小起伏侵食面があるとした。そして筑波山中腹にも緩斜面が分布することを指摘した。

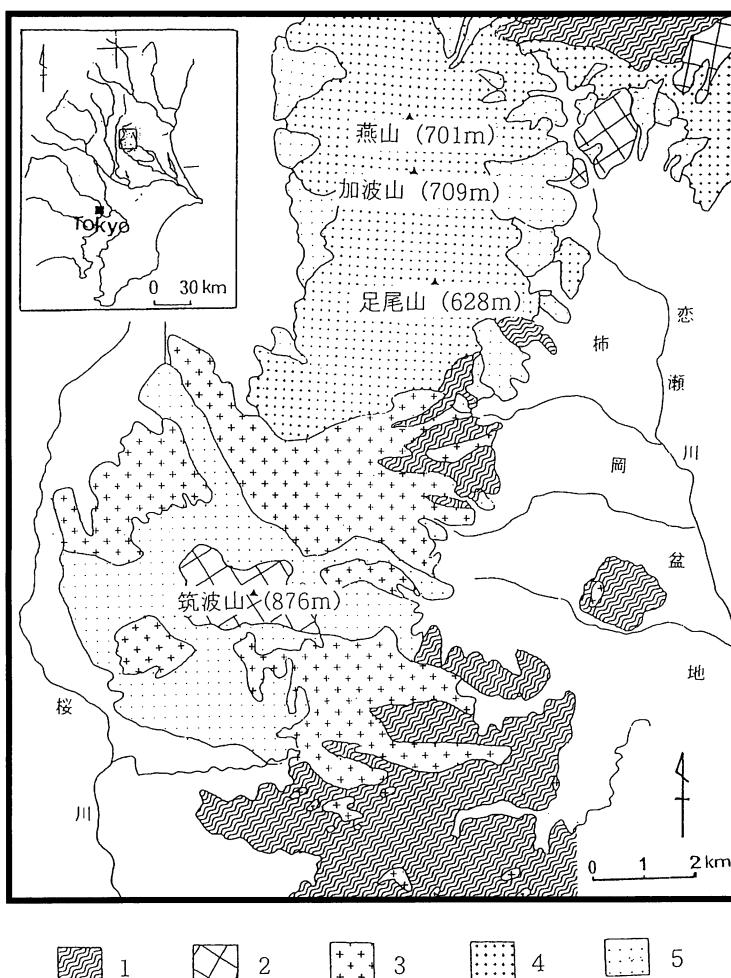
茨城県 (1981) および早川 (1989) は、山麓緩斜面を、分布高度・開析程度・関東ロームの層序などを目安に4面に分類した。そして最高位のものは下末吉期かそれ以前に形成されたとした。

国土地理院 (1989) の土地条件図では、筑波山の山麓緩斜面は分布する位置・形態等によって、尾根型緩斜面、麓肩面、土石流堆、土石流段丘、扇状地、緩扇状地に分類されている。

羽田野・田中 (1989) は、筑波山の山麓緩斜面を日本各地の山麓緩斜面と比較して検討した。そして筑波山では複数の時期にできた地形面が残されているために、その堆積物を調べれば環境変遷史を編むことができる可能性を指摘している。なお、麓肩面の岩屑は、氷期における背後急斜面での凍結破碎によって供給されたと考えた。

これらに対し磯部 (1990) は、山麓緩斜面は深成岩類からなる山地の風化物質が土石流により押し出

*筑波大学第一学群自然科学類 (現 株式会社パスコ) **筑波大学地球科学系



第1図 筑波山とその周辺の地質（高橋, 1982; 宮崎ほか, 1996をもとに作成）

1 : 筑波変成岩類, 2 : はんれい岩類, 3 : 筑波花崗岩, 4 : 加波山花崗岩, 5 : 緩斜面堆積物

され、深層風化した花崗岩の基盤を側方侵食によって緩斜面状に削ると同時に、粗大な角礫を堆積させることによって形成されたものと考え、それらの形成時期は武藏野期と完新世であるとした。

2. 筑波山の緩斜面研究の問題点と本研究の目的

筑波山の山麓緩斜面に関しては、上述したようにいくつもの報告がなされているが、緩斜面の分布やその形成営力、さらには形成時代についても不明な点が多い。また、従来の研究では緩斜面のみが研究対象とされており、緩斜面の発達と筑波山の地形変化との関係までは議論されてはいない。しかし、三

次元的に変化する地形現象を理解するためには、緩斜面が見られない部分にも注目する必要があると考えられる。

そこで本研究では、筑波山（湯袋峠を通る県道より南側の地域）全体を研究対象として、筑波山の地形変化を明らかにすることを目的とした。緩斜面地形および緩斜面堆積物の分布を、現地調査や読図などで調べた。さらに、緩斜面の発達過程および山地の開析過程の問題点を明らかにするために、三次元的な地形模型実験を行った。緩斜面地形の分布から、筑波山の開析過程について考察した。

II 筑波山とその周辺の地形・地質

1. 筑波山周辺の地形・地質の概観

関東平野の北東縁に位置する筑波山地は、筑波山（標高876m）を最高峰とし、北へ足尾山（628m）、加波山（709m）、燕山（701m）が連なる（第1図）。この筑波山地には、白亜紀後期から古第三紀前期にかけて貫入した花崗岩類（53～63Ma）が広く分布する。これらは西南日本内帯の領家帯及び山陽帯の延長と考えられている（高橋、1982）。筑波山周辺は筑波花崗岩からなり、特に斑状黒雲母花崗閃緑岩が広く分布する。それ以北の足尾山から燕山にかけては、加波山花崗岩が分布する。

筑波山の山頂付近は、白亜紀末のはんれい岩類（75Ma）からなる。この岩体は、かんらん石はんれい岩、角閃石はんれい岩、斜長岩、コートランダイト、スペサルタイト岩脈から構成され、筑波花崗岩に貫かれている（宮崎ほか、1996）。

筑波山地の中腹および山麓には、粗大な角礫を主体とする未固結の粗粒堆積物からなる緩斜面が広く発達している。筑波山には大規模で平滑な緩斜面が発達する（写真1）。そしてその緩斜面堆積物には、基盤をなす花崗岩類の礫よりも、はんれい岩の巨礫～大礫が多い（磯部、1990）。

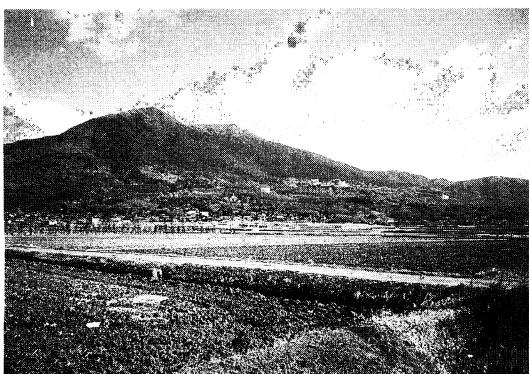


写真1 筑波山と山麓の緩斜面

筑波山の南東へ連なる標高300m前後の山地には、貫入した花崗岩による熱変成を受けて形成された、高温低圧型の筑波変成岩類が分布する。原岩は八溝

層群の泥岩・砂岩であると考えられている。これらの山地には緩斜面は発達していない。

筑波山地の西側の真壁台地と筑波台地および東側の柿岡盆地には、第四系が分布する。

なお筑波山は、赤城・鹿沼パミス（Ag-KP）の分布域の南限に相当する。この年代は、3.1万～3.2万年である（町田・新井、1992、126～129）。筑波山の北～北東斜面では、厚さ15cmほどのAg-KP層が認められる。

2. 筑波山周辺の地形発達

筑波山の東側の柿岡盆地には、盆地であるために丘陵や台地が大河川や海によって侵食されずに残されており、その地形発達が宮本・池田（1987）によつて明らかにされている。盆地内で最高位の段丘（丘陵）の標高は50m～70mあり、今から20万～30万年前頃（多摩面の時代）に波の荒い入り江（古柿岡湾）に堆積した砂によって形成されている。12万～13万年前頃の下末吉海進期には、いったん低下した海面が標高45mまで上昇し、盆地は閉鎖した入り江（古柿岡湖）になった。その後海退とともに、台地の形成と恋瀬川による河成段丘化が生じたと考えられている。

筑波山の西側には桜川が南流しており、桜川低地は今から2万～3万年前に古鬼怒川によって形成された低地であることが知られている（池田ほか、1977）。桜川低地は、鬼怒川の流路変更によって、その後の海進・海退にともなう地形変化を受けることが少なかった。このため筑波山の西～南の山麓の位置は、最終氷期以降あまり変化していないと考えることができる。

さらに筑波山地は、第四紀隆起沈降量図によれば第四紀に0～270m隆起したとされている（羽田野・田中、1989）。また山地周辺に見られる段丘面も、時代の古いものほど高位に分布する。これらのこととは、筑波山周辺は第四紀には隆起傾向にあり、長期的な削剥と風化とともに侵食基準面の低下の影響を受けて山地が開析してきたことを示している。

3. 筑波山の水系分布と起伏量分布

柿岡盆地全体を流域とする恋瀬川は、盆地の南東から霞ヶ浦に流入している。筑波山地の北の鶏足山地の南西部に源を発する桜川は、山地の西側を南流し霞ヶ浦に注いでいる。

筑波山には、山頂付近を中心とする放射状の水系パターンが発達している（第2図）。しかし水系密度には流域によってかなり大きな差が見られる。

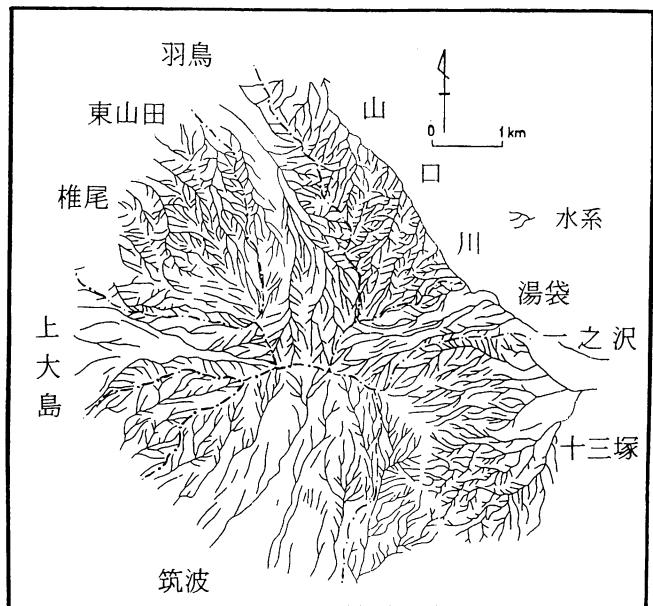
筑波山の東西南北の流域には、山頂直下から発する直線的な谷が発達している。谷の上流部には支流が見られる。しかし、筑波山の中腹から山麓にかけてはそのような谷はほとんど支流を持たず、水系の連続性が悪い。筑波山における接峰面図と接谷面図（いずれも幅300m以下の谷を埋める方法で作成）から求めた起伏量分布図（第3図）は、起伏量が25m以下の部分が、水系が未発達なこの部分にはほぼ一致することを示している。

これらの間に位置する流域の水系密度は高い。流域の集水域は筑波山中腹より下方であり、山頂直下から発するような谷はほとんど見られない。水系はほぼ等間隔に樹枝状に分岐している。そのため流域の起伏量は、平均25m～50mと大きく、山頂直下など部分的には、起伏量は50mを越えている。

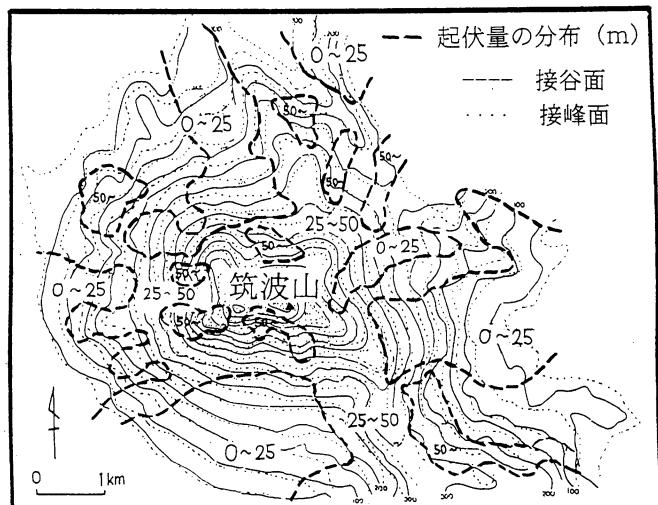
III 筑波山の緩斜面

1. 筑波山の緩斜面の分布

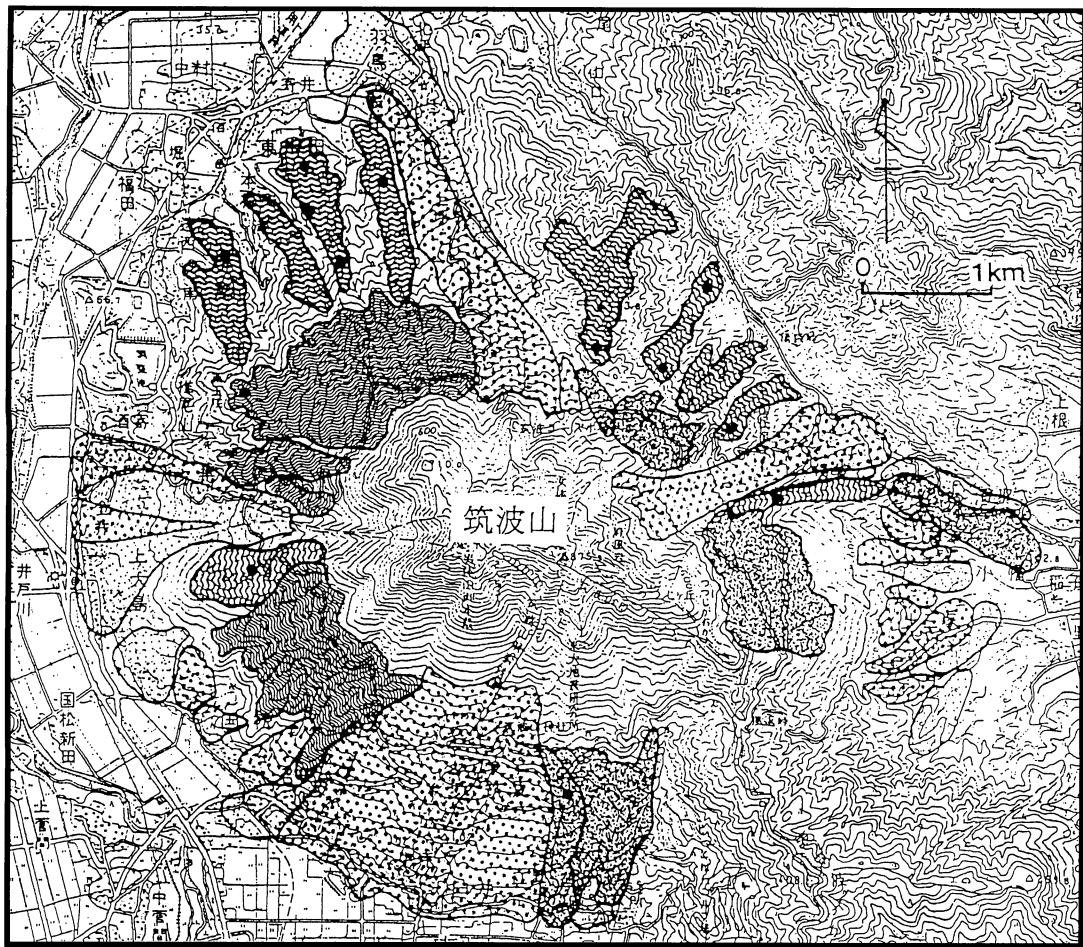
1/2.5万地形図と1/5,000国土基本図の等高線データの読図や空中写真判読により、様々な高度に分布する筑波山の緩斜面の位置関係を調べた。また現地調査を行った。緩斜面堆積物の露頭では、礫の大きさや形、種類、礫の強度、礫の堆積状態や堆積構造、堆積層の厚さ、礫の風化程度や色、火山灰層の有無などを調査した。そして堆積物中の礫の風化の度合いを、土色帖の色との比較、ハンマーでたたいた様子、シュミットロックハンマーの反発値（1つの礫につき3ヶ所を選び、一ヶ



第2図 筑波山の水系図



第3図 筑波山における接峰面図と接谷面図から求めた起伏量の分布図



旧期緩斜面

- D面：開析緩斜面
- 1面：多摩期以前
- 2面：多摩期～下末吉期

新期緩斜面

- 3面：武藏野期～立川期
- 4面：立川期以降

・ 尾根上のはんれい岩礫の分布地点

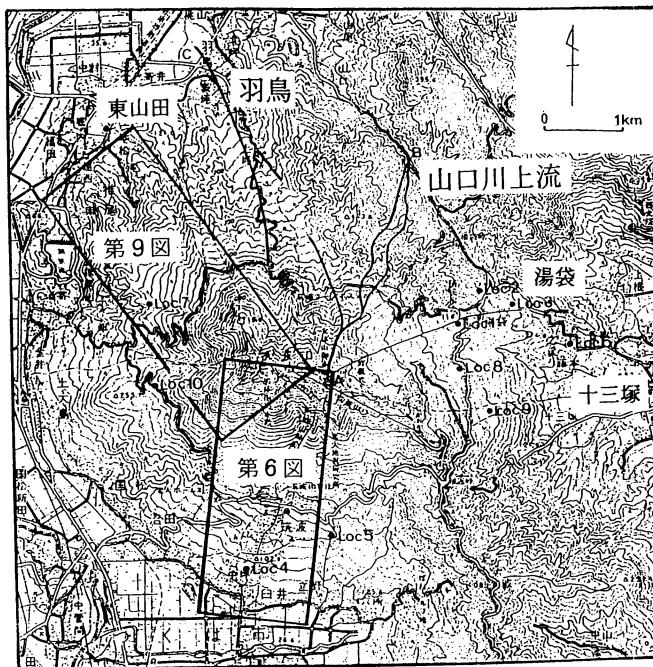
第4図 筑波山の緩斜面分布図

所につき5回以上測定）などから判断して、時代を知る手がかりとした。さらに、はんれい岩礫の分布域の踏査をした。

筑波山の水系網の発達程度には偏りがあり、それは緩斜面の分布と大きく関係している。上述の方法で筑波山の地形を調査し、緩斜面分布図（第4図）を作成した。各緩斜面は形成時期及び形態の異なる5つの地形面に区分されるが、地形と堆積物の状態

から、それらは特に旧期緩斜面と新期緩斜面に大きく分けられる。筑波山は新旧緩斜面によって取り巻かれている。

地形面が開析されていて、堆積物の礫が赤く風化している面を、旧期緩斜面（1面・2面）とした。このうち特に巨礫が原型をとどめないほど風化して粘土化しており尾根状の形態を示す面を、多摩期以前の形成面と考え1面（十三塚中腹、北東斜面中腹、



第5図 露頭観察地点と平面図位置図

筑波の東の尾根、一之沢）とした。それ以外の面は、多摩期から下末吉期の間に形成された2面（南西斜面中腹、北西斜面中腹）と区分した。また、1面や2面に続くような緩傾斜の尾根の部分を、D面（開析緩斜面）（山口川上流、東山田、椎尾、西斜面の高い尾根）と呼んで別に区分し、旧期緩斜面と同時期の形成面であるとした。これらの流域の水系は筑波山の中腹から発達しており、水系密度は高い。つまり開析が進行して起伏が増大しており、従来の研究では緩斜面の分布域として考えられていない。

これらに対し、堆積物中の礫が新鮮で面がきわめて平滑な地形面を、新期緩斜面（3面・4面）とした。武藏野期から立川期の形成面を3面（湯袋、筑波、十三塚山麓、羽鳥、上大島）、立川期以降の形成面を4面（上大島、羽鳥山麓、湯袋山麓、十三塚山麓）と区分した。これらの新期緩斜面は筑波山の東西南北に分布しており、それは山頂付近に発する直線的な谷の分布域に一致することが、第2図から明らかである。つまり、新期緩斜面はほとんど開析されていない状態にあり、第3図から面の起伏も小さいことがわかる。

2. 筑波山の新期緩斜面の形態的特徴と構成物質

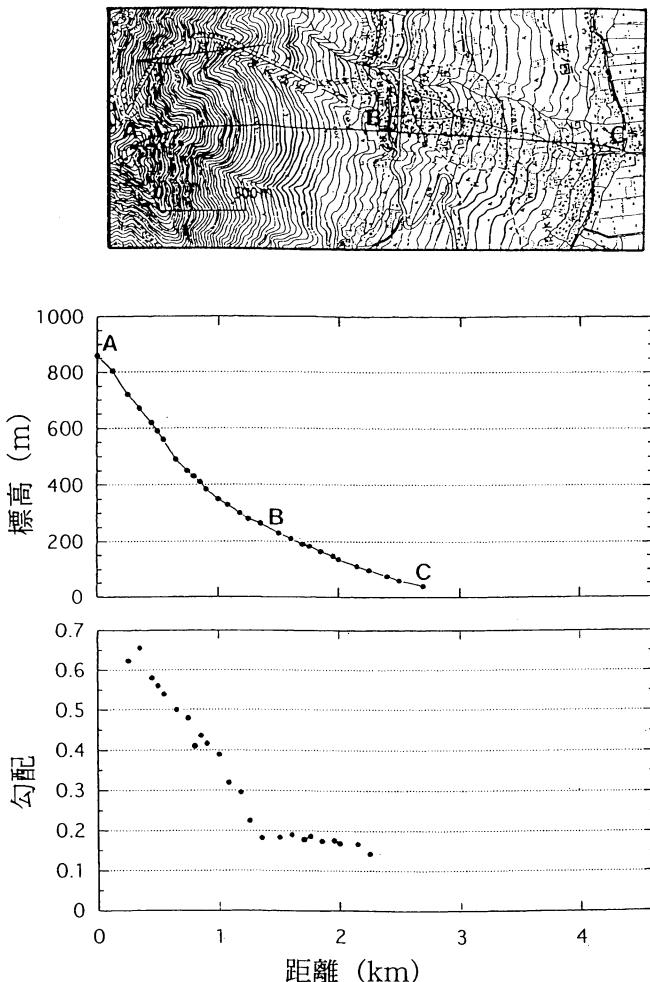
1) 新期緩斜面の縦断形と勾配の縦断変化の特徴

山麓緩斜面の特徴をとらえるために、1/2.5万地形図を用いて、各斜面の縦断形および勾配変化を調べた。縦断図を作成し、勾配は同じ線にそって水平距離に対する比高から算出し、その5高度間の勾配の移動平均を求めた。平面図の位置と露頭の観察地点（Loc. 1～9）を第5図に示す。

筑波山の南側の筑波の斜面は、新期緩斜面に分類される。この縦断図（第6図）より、緩斜面の縦断形は全体として凹型であることがわかる。斜面長や山頂の位置は異なるが、新期緩斜面の縦断形や緩斜面に相当する部分の勾配の変化は互いによく似ている。筑波の斜面には標高300m付近に傾斜の不連続点が存在し、斜面は大きく2つの部分に分けられる。これより下方の傾斜角は9°～12°であり、平滑な緩斜面が山麓の低地まで広く発達している。

このような勾配の不連続な変換点は、他の斜面にも1～3ヶ所存在する。つまり各斜面は、実際には複数の直線状のセグメントからなると考えられる。

日本各地の山地斜面で、このような斜面の不連続性



第6図 筑波の緩斜面の縦断形と勾配の縦断変化

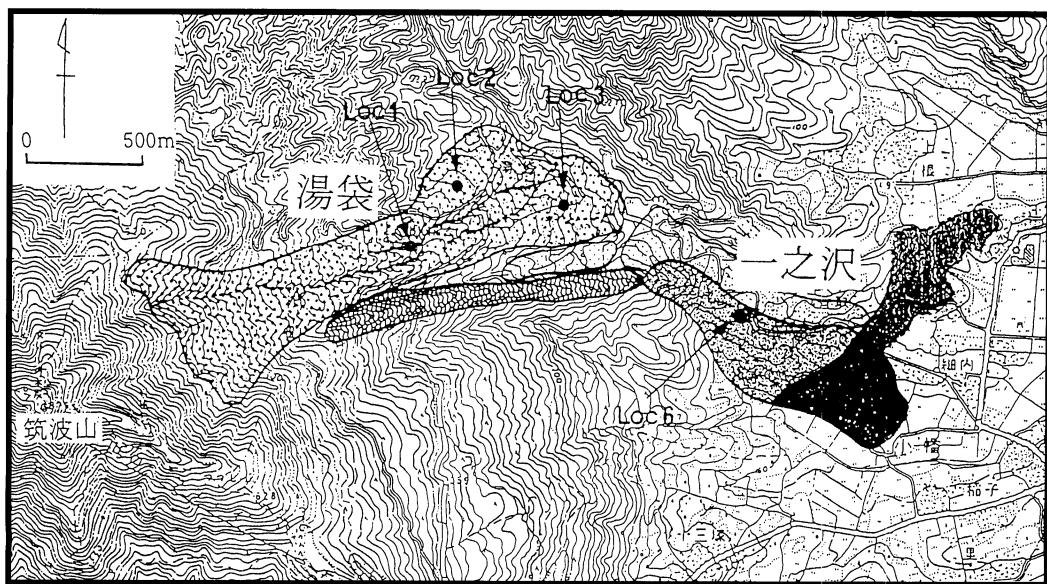
が存在することが知られている（羽田野・田中, 1989）。また、山地河川の谷床の縦断形が勾配の異なる直線的なセグメントからなることが、池田ほか（1993）により明らかにされている。それによると大井川上流の谷では、乾燥岩屑流が卓越する35°程度のセグメントと、水流による12°程度のセグメントとそれらの中間の20°程度の勾配をもつセグメントにわけられる。しかし、各セグメントの形成プロセスや勾配が急変する理由については、今後の課題とされている。筑波山の斜面に見られる勾配の不連続性も、形成プロセスを反映しているものであると思われる。しかし地形的には明らかなものの構造の違いがわからないため、それは今後の課題として残

される。池田ほか（1993）の指摘のように、勾配の変化には細粒物質の効果がきいているのではないだろうか。

2) 新期緩斜面の地形と構成物質

(1) 湯袋（3面）

谷で隔てられた湯袋の緩斜面は、北に位置する面ほど少しづつ面の高度が低くなっている（第7図）。これは、南から北へ緩斜面の形成場が側方移動したことを意味している。緩斜面を大きく2つに分ける谷（Loc. 1）は長径1m大のはんれい岩の岩塊で埋められている（写真2）。谷壁には、長径が最大で5m～6mもあるようなはんれい岩塊が点在している。

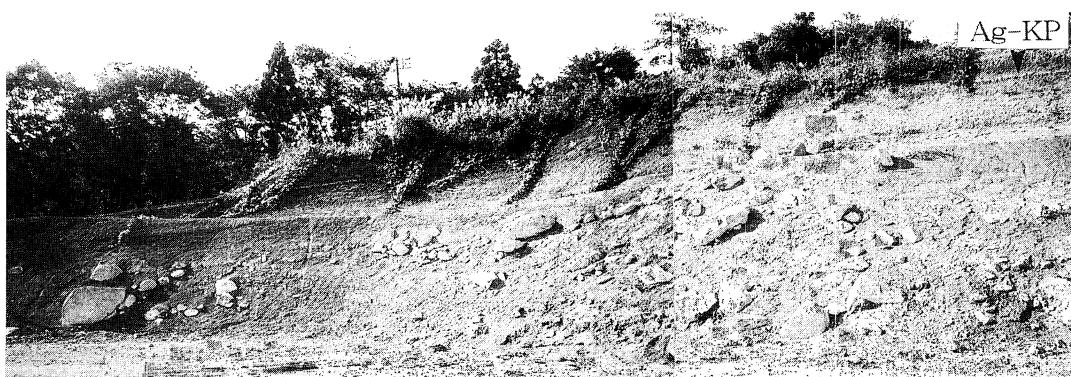


第7図 湯袋と一之沢の緩斜面



◀写真2 はんれい岩の巨礫で埋められている湯袋の緩斜面の谷

▼写真3 湯袋の緩斜面の露頭



谷底にも基盤は見られなかった。水量は比較的多かったが、谷底の巨礫は通常の出水の流れでは全く動かされていないようである。

八郷町湯袋の国民宿舎の北東下方に位置する造成地の露頭（Loc. 2）で、緩斜面の横断面を観察した。緩斜面の平均的な傾斜角は約9°である。露頭の規模は横幅約60mあり、人為的に2段にわかれており、下の段の高さは4.5m～6m程度であり、上の段は4.5m程度であった（写真3）。

横断面には、上から1.5m～2mの位置に、露頭全幅にわたって地表面と平行にわずかに弓なりに厚さ15cmほどのAg-KPが存在する。

Ag-KPをはさんで平均5m前後の厚さでかなり粘土化したロームが堆積している。これは湿潤状態では黄褐色～褐色（10YR5/8～4/6）、乾燥状態ではにぶい黄橙色（10YR 7/4）を呈していた。Ag-KPの下のロームには別の鍵層になるようなパミス層などのテフラは含まれない。ロームはかなり粘土化しており、その下の面は少なくとも武藏野期に形成された面であると考えられる。

ロームの下には、いくつかのかまぼこ状の小起伏を示す堆積面が見られる。これは緩斜面を形成した土石流の初生的な堆積面であり、一つの時代に形成された面であると考えられる。堆積物の下に基盤は見られない。

特に堆積層の上部に礫が集中して見られる。礫は長径が2.5mを越える巨礫も含まれているが、多くは長径1m以下である。礫ははんれい岩であり、非常に粗粒で内部の新鮮な部分が青白く表面には結晶の形の凹凸が見られるものや、より細粒で表面が黒く風化していて風化皮膜がよく発達しているものがある（写真4）。前者には特に粉々に破碎された状態のものがあり、後者はより丸みを帯びた礫の形状を保っている。ただし一つの礫でも位置によって風化の様式には変化があった。礫に対するマトリックスの割合は比較的少なく、マトリックスははんれい岩の礫の風化物であると考えられる粘土状の細粒物質を含み、その色は褐色（7.5YR 4/6）を呈していた。

この面の下方の、湯袋の緩斜面で最も高位に位置

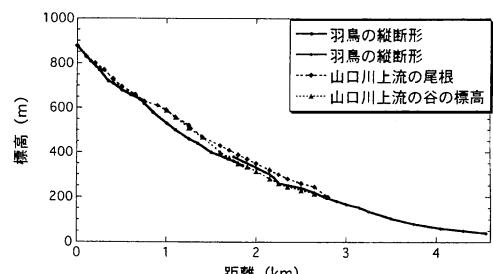


写真4 風化皮膜が発達している湯袋の緩斜面堆積物中のはんれい岩礫

する面の露頭（Loc. 3）では、はんれい岩礫が粘土化していて（橙色～明褐色、7.5YR 6/8～5/8）、シュミットロックハンマーで測定できないほど風化していた。大きく湯袋の緩斜面と区分した面は、前述のようにある幅をもついくつかの面の集まりである。そのためこのような堆積物の風化程度にも差が見られるのであろう。

(2) 羽鳥（3面）

真壁町羽鳥には、幅500m、長さ4kmと細長い緩斜面が分布する。傾斜角は上方では11°～16°であり、その下方では平均6°～9°であり、下端では5°以下と非常に緩くなる（第8図）。



第8図 羽鳥の緩斜面と山口川上流の縦断図

羽鳥の緩斜面には山頂から続く直線的な谷が発達していて、標高300mより上方ではこの支流が緩斜面を分断しているが、下方では緩斜面は比較的平坦であり開析されていない。この谷の水量は多いが、谷底に存在するはんれい岩の巨礫は通常は動いていない。

ないようであり、基盤の花崗岩起源のマサのみ運搬されているようであった。

このうち10°以下の緩斜面上には、厚さ10cm～15cmのAg-KPをはさむロームがのっている。Ag-KPの上の立川ロームの厚さは約1.5mで、下の武藏野ロームは厚さ2m以上ある。ロームに覆われている面の上には礫はみられず、緩斜面堆積物の礫はこの下に埋まっていると考えられる。したがって羽鳥の緩斜面は少なくとも3万年前以前に形成された面であると考えられる。

より低い北東側の面の上には、Ag-KPは認められなかった。地形的にもこの面は、立川期以降の面であると考えられる。

(3) 筑波（3面）

筑波山南斜面には筑波山で最も大規模な緩斜面が発達しており、幅は約2kmある（写真1）。緩斜面はほとんど開析されておらず、山頂直下から発する緩斜面部分に支流をもたない直線的な谷が、わずかに存在するだけである。緩斜面に見られる浅い谷は連続性が悪い。幅広い筑波の緩斜面は、幅の狭い湯袋の緩斜面とは対照的である。大規模な筑波山の緩斜面は、湯袋と同様にある幅をもった緩斜面の集合であると予想されるが、面はきわめて平滑であり、堆積物を直接観察できる場所が少ないために、明らかではない。

緩斜面上には至るところにはんれい岩の巨礫が散在し、その表面には黒い皮膜が発達していて鉱物単位の凹凸がある。最大長径が2m以上の巨礫も存在する。風化している表面の反発値はR15%程度の反発値をもつが、数回打撃後にはR50%といった大きな値を示す。

つくば市筑波の102.9m三角点の200mほど下での緩斜面堆積物の露頭を観察した（Loc.4）。幅約60m、高さ4m前後で、基盤は見えない（写真5）。はんれい岩の巨礫は互いに密に接觸した状態で含まれている。それらの反発値は平均R43%であり、比較的新鮮である。1～2回打撃すると反発値がより高くなかった。礫は長径50cmほどのものを中心に淘汰の悪い状態で存在する。風化して原型をとどめない状態の花崗岩礫も含まれている。礫に対するマト



写真5 筑波の緩斜面の堆積物

リックスの割合は低い。マトリックスは、乾燥状態でにぶい黄橙色（10YR6/3～7/3）のシルトや粘土である。

このような幅広い筑波の緩斜面の東側には、はんれい岩礫をのせる尾根状の、緩斜面より10m～20mほど高い面が存在する（Loc.5）。この堆積物はかなり赤く、最大長径50cmほどのはんれい岩礫とマサ化した花崗岩が含まれていて、マトリックスは軽くもろくなっている。堆積物の色は黄橙色～橙色（7.5YR 7/8～7/6）であった。この面は堆積物の状態から、後述する旧期緩斜面（1面）とした。

(4) 上大島（3面・4面）

つくば市上大島には、上方では幅300m、下方では幅1.5kmほどの扇形に広がる緩斜面が発達している。この平均傾斜角は9°～12°である。緩斜面の上にははんれい岩の巨礫が散在している。畑の土に混ざっている礫の表面は風化していた。

上大島の緩斜面の北端と南端には、男体山の山頂直下から直線的な谷が発達している。水量が多いこ

の谷の底ははんれい岩の礫で埋められている。緩斜面部分はこの谷によって下刻されていないので、緩斜面の発達にはこの谷の働きが関与していると考えられる。

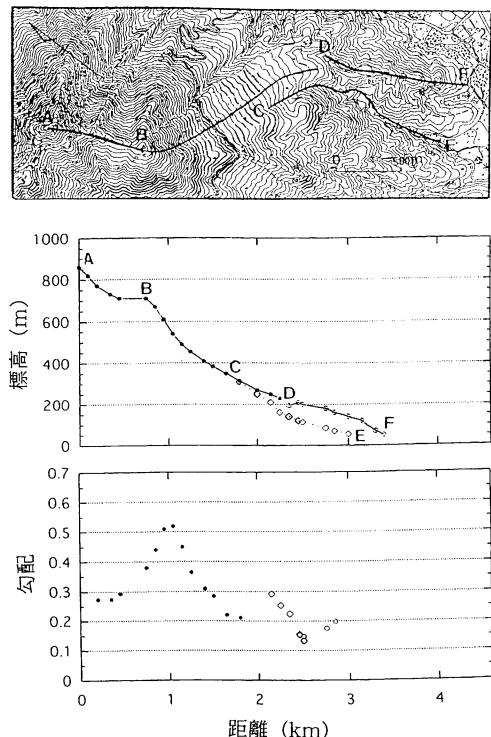
上大島には武蔵野面（小原台面）に相当すると考えられる標高30mほどの筑波台地面が残っていて、その上に集落が立地している。その間から発達している扇状地状の低い面は低地に調和的に続いており、前述のように桜川低地の変化は最終氷期以降きわめて小さかったことから、立川期あるいはそれ以降に形成されたと考えられる。

3. 筑波山の旧期緩斜面の特徴と構成物質

1) 旧期緩斜面の縦断形の特徴

3-2の1)と同様に、旧期緩斜面についても、その縦断形と勾配の縦断変化を調べた。北西斜面に位置する椎尾の尾根と谷の縦断図（第9図）を見ると、標高450m以下の斜面中腹に傾斜角11°～17°の勾配が緩い区間が存在することがわかる。標高250m付近より下方では、尾根と谷の比高が最大70mほどあり、きわめて谷が深いことが読みとれる。しか尾根は7°～11°という緩傾斜で続いている。

標高620mの高い尾根の下に発達している山口川上流の流域は、開析がかなり進行している。尾根の傾斜角は11°～17°である（第8図）。そして尾根と谷の比高は40m程度あり、起伏が大きい状態は、上流から下流の山口川本流との合流点まで続く。この尾根の縦断形は羽鳥の緩斜面の縦断形と酷似している。また西斜面でも同様に、緩傾斜の尾根と緩斜面の縦断形が平行している（写真6）。



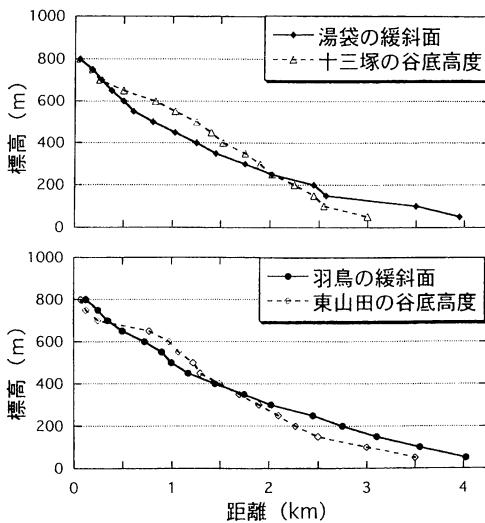
第9図 椎尾の縦断形と勾配の縦断変化

さらに、新期緩斜面（羽鳥、湯袋）の面の高度と、隣接する旧期緩斜面（東山田、十三塚）およびその山麓に発達した谷の谷底高度を、接谷面の縦断図（第10図）を用いてそれぞれ比較した。

どちらの場所でも、中腹では新期緩斜面の高度の方が旧期緩斜面の高度よりも低いことから、新期緩斜面が確かにより新しい面であると判断できる。一方、それより下方では、新期緩斜面の高度よりも旧期（開析）緩斜面の谷底高度が低くなっている。こ



写真6 平行する西斜面の緩傾斜の尾根（Loc. 10から南を望む）



第10図 新期緩斜面の高さと旧期緩斜面の谷底高度の比較

ることは、旧期緩斜面では長期にわたる緩斜面堆積物の風化の進行と侵食基準面の低下にともない下刻が進行して、緩斜面を切る谷が山麓部から発達してきていることを示す。

つまり現在中腹に見られる緩斜面は、かつては山麓まで発達していたと推定されるのである。本研究で開析緩斜面とした緩傾斜の尾根は、かつてそこに形成されていた緩斜面の遺物である。そしてその形成時期は、地形的に、旧期緩斜面（1面・2面）と同時期であると推定される。

2) はんれい岩礫の分布

筑波山の地形に関する従来の研究では、筑波山特に緩斜面が発達することの理由として、傾斜の大きな緩斜面の形成に適したはんれい岩の粗大礫が供給される環境が継続したことを挙げている磯部（1990）以外には、その主要な構成物質であるはんれい岩礫については、ほとんど注目されてこなかつた。

しかし、茨城県（1981）の表層地質図では、山頂部のはんれい岩の分布域を取り囲むように、未固結の旧期および新期緩斜面堆積物が分布するとされている。また宮崎ほか（1996）の地質図では、高位山麓緩斜面堆積物が、北西斜面を取り巻くように分布するとされている。そして本研究の現地調査において

ても、従来の研究で緩斜面と認識されてきた場所以外にも、筑波山の緩斜面堆積物として特徴的なはんれい岩の巨礫が分布することが明らかになった。

現地では、開析されている流域にありながら勾配が緩やかな尾根の周辺を中心に、はんれい岩の巨礫の分布を調べた。調査の結果、第4図に示すように、そのようなやせた尾根の上やその下方の斜面や谷底にははんれい岩の岩塊が存在した。

例えば、筑波山の北西斜面（椎尾～東山田）の標高300m以下、および北東斜面（山口川上流）の標高450m以下の部分の谷壁では、花崗岩の基盤やコアストーンが露出している。尾根の稜線上でも花崗岩の風化した基盤が露出しており、はんれい岩の巨礫が分布する。谷底にも、花崗岩のコアストーンや、はんれい岩の巨礫がある。緩斜面堆積物の風化が進行したために面は開析され、はんれい岩の巨礫は泥となって尾根から除去された。その結果、基盤の花崗岩が露出したと推定される。このような緩傾斜の尾根の部分が、本研究で新たに開析緩斜面と区分した範囲に相当する。

3) 旧期緩斜面の地形と構成物質

(1) 一之沢（1面）

八郷町一之沢の宅地分譲地の背後の緩斜面堆積物の露頭（Loc. 6）を観察した。地形的には、山頂から東に突出する高い尾根の一部で、平均傾斜角は約5°である。東と北向きの二面が観察できた。東面は幅約60m、高さは南から北に向かって約2m～4mと変化している。北面は幅約20m、高さは約4mで一様に続いている。露頭および整地された地面は全体としてかなり赤い。露頭の上部には、50cmほどの褐色（2.5～7.5YR 4/2：湿潤状態）の土壌層が認められた。

露頭には長径1m以上の巨礫も含まれるが、ほとんどは50cm大の風化した粗粒のはんれい岩の巨礫であり、表面には黒色の皮膜が発達している。この皮膜の下は赤褐色～明褐色（2.5YR 4/8～7.5YR 5/6）などの色の粘土になっている。この礫のシュミットロックハンマーによる反発値は、最初はR10%前後の低い値を示すが、数回打撃後には平均

でR35%程度になる。礫を大きく割って露出させた新鮮なコアの部分は、R60%という値を示す。

堆積物中にはさらに、明確な礫の形はもたないものの数10センチ大の丸みを帯びた礫の痕跡が多く認められる。これらは完全に風化してハンマーで容易に崩れるほどもろくなつた、はんれい岩のクサリ礫であると考えられる(写真7)。このような礫が示す反発値は、R10%以下である。その色は乾燥状態で赤色(10R5/8, 10R4/8)であった。



写真7 ハンマーで簡単に切れるほど風化した一之沢の緩斜面堆積物中のはんれい岩礫

またマトリックス中には、マサ化した花崗岩の礫の痕跡も認められた。マンガンの集積も見られた。この堆積物には火山灰は含まれておらず、火山灰で覆われもない。尾根がやせていることから、火山灰は堆積後の侵食作用によって除去されたと考えられる。

この面の延長には、宮本・池田(1987)によって多摩面相当面と区分されている柿岡盆地の標高50mの段丘面が続いている(第7図)。

以上のことから、これは多摩期以前に形成された古い緩斜面であり、数十万年が経過しているために堆積物は極度に風化していると考えられる。そのためはんれい岩礫は赤色に風化して、現在のように粘土化しているのであろう。

(2) 北西斜面(0面・1面)

真壁町の椎尾から東山田にかけての北西斜面中腹には、緩斜面が分布する。この緩斜面は三角点のある710mの尾根の下に位置し、そこから発達した谷

によって複数の面に分断されている。このような緩斜面下方の山麓の開析は特に進行していて、谷は深く、多数の細かい支流が発達している。

小起伏のある緩斜面上にははんれい岩の巨礫が点在する。その下方のやせた尾根の部分では、はんれい岩の岩塊が花崗岩の風化した基盤の上に分布した。中腹の緩斜面の堆積物の供給源として十分な量のはんれい岩は、現在の流域には存在しないようである。

椎尾の谷(Loc. 7)の底は、大きいものでは長径1メートルほどあるはんれい岩の礫で埋められていて、それらは通常の出水時の水流では全く動かされていないようであった。水流はたまっているはんれい岩礫からなる巨礫堆積物の横へ流れ、谷壁の風化した花崗岩の基盤を侵食していた。そして崩れたマサは、普段の水流でも流されていた。大きな土石流などが発生しなくとも、通常の大出水の水流が風化した基盤を側方侵食することによって緩斜面が拡大していく可能性があると考えられる。

(3) 東斜面(2面・3面・4面)

筑波山の東斜面に位置する八郷町小幡(十三塚)の中腹と山麓には緩斜面が分布する。中腹の緩斜面は標高約300m~500mに位置し、幅は最大約1kmである。平均傾斜角は11°~19°である。この面は、つつじヶ丘(標高600m~700m)の下方、あるいは緩斜面の途中から発する深さ20m以下の谷によって刻まれている。標高350m付近の露頭(Loc. 8)では、一之沢の露頭と同程度に風化して明赤褐色(2.5YR 5/8~5YR 5/6)を呈するはんれい岩礫が含まれる。粘土化した礫は、ハンマーで簡単に崩れるほどもろくなっていた。また、尾根の部分には黒い風化皮膜が発達したはんれい岩礫が存在した。

十三塚中腹の標高300m~350m付近には、特に緩傾斜のローブ状の地形が存在する(Loc. 9)。この直下を通る林道には地滑り工法が施されている。面の上にははんれい岩礫が存在し、浅い谷も礫で埋められている。したがってそれは緩斜面形成後、堆積物の風化が進行したために発生した地すべりによる堆積物の再移動によって形成された地形ではないかと考える。

平均傾斜角20°前後の急斜面をはさんだ山麓には、

小規模の緩斜面が複数存在する。傾斜角が9°～11°の面と、それら切るように発達するより緩傾斜の5°～6°以下の扇状地状の緩斜面が存在する。集水域を筑波山中腹の緩斜面とする谷の底は長径1m大のはんれい岩の巨礫で埋められていて、砂防工事が施されている。土石流のロープの前面のような形態で礫がつまっている沢も見られる。また山麓の谷や緩斜面上にも、長径1m大のはんれい岩礫が多数散在する。長径4mほどもある巨礫も存在した。山麓の緩斜面をつくる堆積物の供給源は、これらのことから中腹の緩斜面であると考えられる。中腹の緩斜面の堆積物が大規模出水時に再移動・再堆積して、山麓の緩斜面を形成したのであろう。

十三塚背後の緩斜面地形は、次のような過程を経て形成されたと推定される。

① 現在よりも山体が大きかった時代に、山頂付近のはんれい岩体起源の礫が土石流などの営力で運ばれて、中腹の緩斜面から山麓にまで続く緩斜面を形成した。これは、礫の風化程度や緩斜面の高度関係から、多摩期以前であると考えられる。

② 山体が縮小したために、十三塚の流域には山頂付近からはんれい岩の礫があまり供給されなくなつた。

③ 山麓まで続いていた緩斜面が侵食され、傾斜角20°前後の急な斜面が緩斜面の下に形成されると同時に、中腹の緩斜面堆積物の礫が下方へ移動し、山麓により緩い勾配の扇状地状の緩斜面が新たに形成された。

十三塚の山麓の緩斜面は、このように二次的な物質の移動によって形成された面であり、時代的には新期緩斜面に区分されるが、前述の新期緩斜面とは性質の異なるものであると考えられる。

IV 山地の地形変化に関する地形模型実験

1. 実験目的

筑波山に見られる大規模な緩斜面は、どのように形成されるのだろうか。従来の研究では、筑波山の山麓に緩傾斜の地形を形成する営力として土石流による侵食が考えられてきた（例えば磯部、1990）。しかし例え北西斜面の谷（Loc. 7）では、水流が

花崗岩の風化した基盤を側刻していた。筑波山では下刻とともに側刻によって緩斜面が発達していると考えられる。そして筑波山の緩斜面の形成営力が、土石流そのものによる侵食ではない可能性がある。筑波山の緩斜面の発達に土石流が関与していることは認められるが、緩斜面の発達過程を理解するためには、それがどのような働き（侵食・堆積）をする土石流なのかを明らかにする必要があると思われる。また筑波山の緩斜面の主要な構成物質であり、筑波山全体に広く分布するはんれい岩の巨礫堆積物が、緩斜面の形成過程にどのように関係しているのかを明らかにする必要もあるだろう。

地形学研究における従来の実験的研究は、Ouchi (1996) などの少数の例はあるものの、斜面の縦断面形に着目して二次元的に行われてきたものがほとんどである。しかし、緩斜面の発達および筑波山の開析過程を実験的に再現するためには、二次元的な水路実験などのように横幅が規定されてしまうことによる影響を防ぐ必要があると考えられる。そこで、三次元的に生じる地形変化を地形模型実験という形で三次元的に再現することを試みた。これまで、地形模型実験という形の実験は行われてきていません。

2. 実験方法

1) 実験装置

本実験は侵食地形実験であり、現実の約1/2000というスケールで行った。

幅1.7m、奥行き1.8m、深さ0.9mで一方向が開いている木製の土台の中央にブロックを置き、その上に高さ6cmのブリキの板をつけた直径0.9mの木製の円盤を設置したものを実験装置とした（写真8）。風雨を防ぐために、一部の実験では装置全体をシートで覆った。

降水の異なる二種類の降雨装置を使用した。ホースは直接水道に接続した。

降水条件A：穴を5cmおきにあけた長さ1.8mの塩化ビニルパイプを、細かい穴があいたホース（三井化学製の片面散水型Evaflow）に通したもの4本つないで、円盤の底から高さ約70cmとなる土台の上に置き、四方から散水した。平均降水強度は

第1表 実験1の条件と結果

材 料	降水 条件	材料の 透水性	降水時間 (hours)	砂の移動様式	谷の発達	緩斜面の発達	備 考
CASE 1 砂	A	高	4	飽和岩屑流 (砂の液状化)	×	◎ 地下水侵食 飽和岩屑流で形成 (14~16°)	・幅広い緩斜面 ・緩斜面の勾配は徐々に緩くなった (9~13°)
CASE 2 ペントナイト 5 % 混合砂	B	中	4	開始直後と崩壊時 →表面流による飽和岩屑流 谷・常時→掃流運搬	△	△ 小規模の緩斜面 (10~14°)	・緩斜面は時々発生する飽和岩屑流による
CASE 3 ペントナイト 7.5 % 混合砂	A	低	24	表面流による掃流運搬 →水が集中すると 小規模な土石流が発生	◎ 谷の統合 深く下刻	×	・雨の降る場所に規制された谷が発生する

A : ホース使用, 70mm/hr B : ノズル使用, 250mm/hr

◎ : 明瞭に発達 △ : 不明瞭に発達 × : 未発達

第2表 実験2の条件と結果

材 料	降水 条件	材料の 透水性	降水時間 (hours)	砂の移動様式	礫の 移動様式	谷の発達	緩斜面の発達	備 考
CASE 4 砂 + 小礫 (2.5mm)	A	高	6	飽和岩屑流	動かない	×	○ 砂のみ (13→10°) 礫 (13°)	・礫の移動は風雨による ・サッピングによる砂の緩斜面
CASE 5 ペントナイト 5 %混合砂 + 粗砂 (1.5mm)	B	中	70	表面流による 飽和岩屑流 下刻→掃流	・地すべり 崩壊的に崩れ落ちる ・表面流による掃流	△	○ 飽和岩屑流で動く 砂のみの緩斜面 (16~19°) 礫が散らばった面 (15~18°)	・砂の緩斜面は、形成後川に下刻され12°に ・移動した礫は緩斜面上に残留 ・礫の存在による流路の側方移動
CASE 6 ペントナイト 7.5 %混合砂 + 粗砂 (1.5mm)	B	低	22	表面流による 飽和岩屑流と 掃流	掃流	○ 深い	△ 砂のみ (小規模) (14~18°)	・礫の存在による流路の側方移動

A : ホース使用, 70mm/hr B : ノズル使用, 250mm/hr

○ : 発達 △ : 不明瞭に発達 × : 未発達

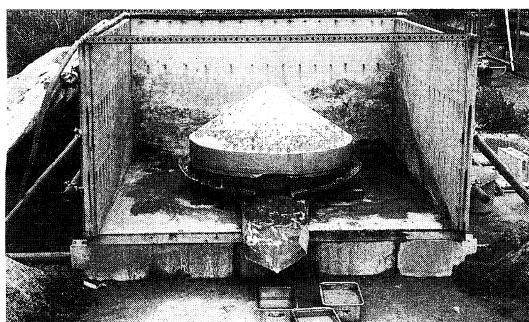


写真 8 実験装置

70mm/hrである。

降水条件B：散水用ノズルを、円盤の底から約3.5mの高さに下向きに設置し、霧状の雨を降らせた。平均降水強度は250mm/hrである。

2) 実験材料

実験材料として、珪砂7号（径0.075~0.15mm；極細砂～細砂）を用いた。また、透水性の異なる砂として、砂に全重量の5%および7.5%のペントナイトをミキサーと手で混合したものを使用した。粒径の異なる材料としては、中央粒径2.5mmの小礫（有効径(d_{10})1.8mm, 均等係数(d_{60}/d_{10})1.4）と、中

央粒径1.5mmの極粗砂（有効径(d_{10})1.2mm, 均等係数(d_{60}/d_{10})1.3）を使用した。以下では細砂を砂と呼び、小礫と極粗砂は細砂に対して礫と呼ぶことにする。

すべての実験において、あらかじめ水締めした材料で円盤の上に傾斜角 $32^{\circ} \sim 35^{\circ}$ の円錐形のモデル山地を作り、初期条件とした。

現実の筑波山の表層の構成物質は、深層風化してマサ化した花崗岩とそれよりも強度が大きいはんれい岩の岩塊であり、粒径が大きく異なる二種類の物質が緩斜面の発達には関係していると推定される。そこでまず実験1として、山地の構成材料である砂の透水性を変えた実験を行い、透水性による山地の開析過程の違いを観察した。また実験2では砂の上に礫を供給した。そして巨礫の存在が緩斜面の発達や山地の開析過程に及ぼす影響について見ることを試みた。

各実験の条件及び結果を、第1表と第2表にまとめて示す。

3. 実験の結果と考察

1) 実験1：構成物質の透水性の違いが山地の地形変化に及ぼす影響

CASE 1：砂のみ（透水性が高い場合）

降水はすべて完全に浸透し、約10分で底面付近が完全に飽和した。すると地下水侵食（サッピング）が生じて馬蹄形の谷が形成されて、山体は全方向にほぼ等間隔に侵食されていった。尾根がある程度侵食されると隣接する谷が連続するようになり、面的に幅広く背後の崖が後退していく。

砂は、馬蹄形の谷が合体する時と谷頭の崖が幅広く地すべり的に崩壊するときに供給されて、飽和岩屑流として集合流動する。飽和岩屑流は傾斜角 $14^{\circ} \sim 16^{\circ}$ の幅広い緩斜面を、山体の全方向に発達させた（写真9a）。その傾斜は実験を終了した4時間後までに、 $9^{\circ} \sim 13^{\circ}$ まで低下した。また実験開始後3～4時間経過すると崖はほとんど後退しなくなり、砂の流出量も著しく減少して、地形は変化しなくなつた。

CASE 2：ベントナイト5%混合砂

サッピングはほとんど生じない。降水は大部分が表面流となり、集中した水流は頂上付近から不明瞭な谷を発達させた。実験開始直後や局所的に谷頭付近で時々発生する小規模の崩壊時に、多くの砂が集合移動した。そのような時には、谷を流れる表面流は砂を飽和岩屑流として運搬する。飽和岩屑流は下流のある地点で停止して、そこに傾斜角 $10^{\circ} \sim 14^{\circ}$ の緩斜面を形成した。しかしこのような緩斜面は、CASE 1のものとは異なり、模型山地の中腹に部分的に形成されたきわめて小規模な面である（写真9b）。

砂が大量に供給されないそれ以外のときには、飽和岩屑流は発生しない。表面流が砂を掃流運搬しながら谷を下刻していく様子が観察された。これら二つのプロセスによって、山体は全体として徐々に低下していった。

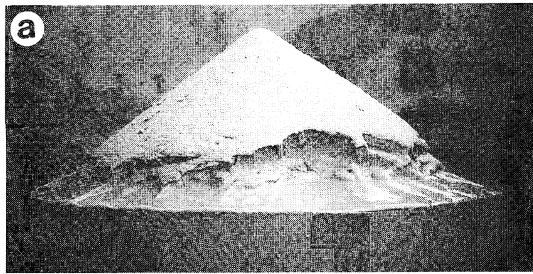
CASE 3：ベントナイト7.5%混合砂（透水性が低い場合）

降水強度250mm/hr以下では、降水はすべて表面流となって模型山地斜面を流下する。実験開始直後、斜面では表面流によって小規模な土石流（飽和岩屑流）が発生し、ロープ状に砂が移動した。それから、細かい流路が頂上から全方向に等間隔で発達していった（写真9c）。流路は徐々に統合して、いくつかの太く深い明瞭な谷になる。その後、雨の不均質な降り方に規制されて谷の位置が固定され、実験開始後24時間で谷は深さ約15cm、幅数cmになり、その時谷底の傾斜角は 10° 以下にまで低下していた（写真9d）。

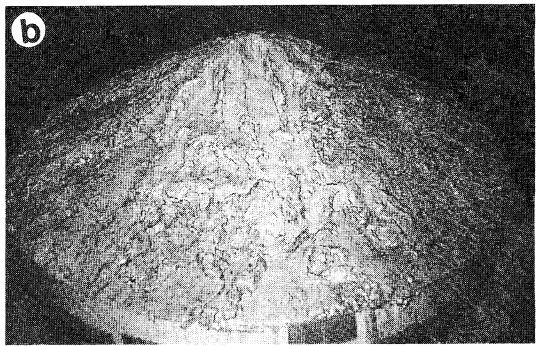
砂は谷壁の崩壊時に一度に供給されることが多く、また、砂が谷を埋めるようにたまって一時的なダムのようになり水が集中すると、それが一気に崩れて土石流が発生する。それ以外の時には、谷を下刻する表面流が砂を掃流運搬する。24時間後には山麓部分がかなり平坦化されたが、その傾斜は 10° 以下と緩く（写真9d）、CASE 1の飽和岩屑流による緩斜面とは形態も形成過程も異なるものである。

2) 実験1に関する考察

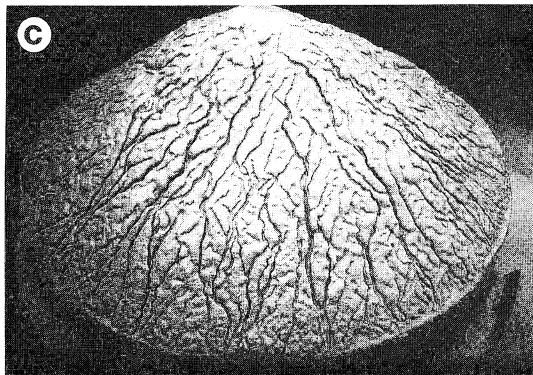
CASE 1やCASE 2では、飽和岩屑流によって砂



a : CASE 1において飽和岩屑流により砂の緩斜面が発達した様子



b : CASE 2 (ベントナイト 5 % 混合砂) の結果



c : CASE 3 (ベントナイト 7.5% 混合砂) において表面流によって谷が発達した様子



d : CASE 3 の実験終了時 (24時間後) の結果

写真 9 実験 1

が移動して、傾斜角が $12^{\circ} \sim 18^{\circ}$ の緩斜面が形成された。表面流や谷を流れる水流がつくる傾斜はこれよりも緩くなる。実際の筑波山の緩斜面は約 19° 以下であり、この $12^{\circ} \sim 18^{\circ}$ という傾斜が卓越している。このことからこのような傾斜の緩斜面の形成プロセスとして、飽和岩屑流または土石流という岩屑の集合移動による緩斜面の形成が推測される。

現実の筑波山の緩斜面堆積物は粗大なはんれい岩礫を主体とする岩屑で構成されており、それが花崗岩の風化基盤にのっている。したがって、材料を砂のみとした本実験の単純条件下で緩斜面が形成されたのとは明らかに条件は異なる。さらに、飽和岩屑流による緩斜面が最も顕著に発達したCASE 1では地下水侵食が原因の崩壊で砂が供給されており、飽和岩屑流を引き起こす水は地下水であって、現実の

岩屑の移動プロセスとは異なると思われる。ただ、材料が容易に削られやすいという条件は、風化している筑波山の基盤が侵食に対する抵抗性をもたないという条件と等しいと考えて問題ないだろう。 $12^{\circ} \sim 18^{\circ}$ といった傾斜角は、粒径が大きい岩屑が集合流動することによって形成され得ることがこの結果から推測される。

飽和岩屑流、あるいは土石流による物質の移動は、短時間の大出水で水が集中することによって発生するであろう。CASE 1では地下水として供給される水量が砂の集合運搬に対して十分であったため、砂が飽和岩屑流として移動して、緩傾斜の斜面が形成されたと考えができるのではないか。これに対し、CASE 2 や CASE 3 では、凝集性のある材料の砂に対して集中する水の量が不十分であったため

に、砂は飽和岩屑流としては移動できずに、ほとんどが各個運搬されたと考えることができる。現実には、谷が一時的にせき止められたりして水が集中するのであろう。そして土石流が引き起こされて、下流に緩斜面が形成されるのではないだろうか。

なお、CASE 3の結果として形成された地形は、筑波山の緩斜面地形には似てもつかないバットランド地形のようなものである。花崗岩山地では、植生が除去されると、崩壊しやすい厚い砂質土壤の存在に基づいてバットランド地形を現出する傾向が著しいことが知られており（辻村、1984, p.71），実験では表面流が発生するような難透水性の砂を用いたために、このような地形が生じたものと思われる。

3) 実験 2：緩斜面の発達に巨礫堆積物が及ぼす影響

CASE 4：砂と小礫

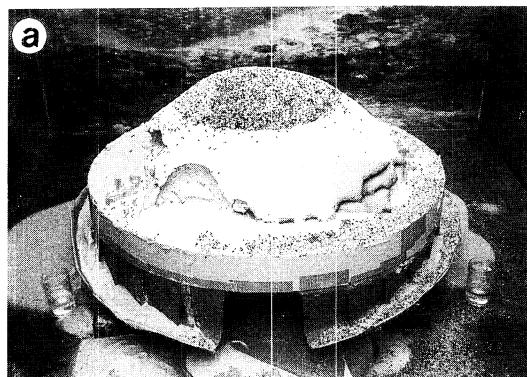
上から1/3を小礫でつくった円錐形の山体を用いて、CASE 1と同じ条件下で実験を行った。実験装置に覆いがなかったため、途中で実験を中断した際に自然の風雨によって礫が移動してしまった。

砂の部分ではCASE 1と全く同様の変化が見られる。地下水侵食が生じて馬蹄形の谷が発達し、砂は飽和岩屑流として移動し、傾斜角が約13°の緩斜面を形成した。実験の降雨強度では小礫は全く移動しない。しかし、自然の風雨では小礫は移動して、砂の緩斜面の一部を覆った（写真10a）。礫も約13°で堆積した。礫に覆われた緩斜面の背後の崖は、それ以上後退しなかった。一方、小礫で覆われなかつた部分では崖の後退と緩斜面上の砂の移動が継続し、傾斜角は約10°まで低下した。

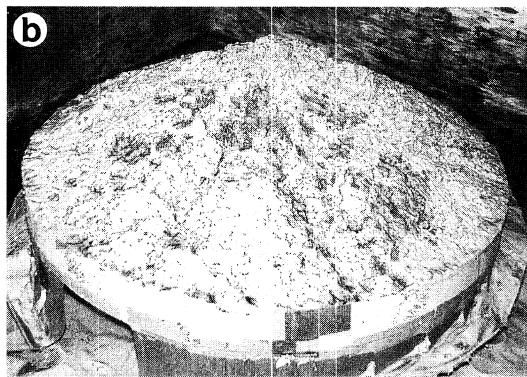
CASE 5：ベントナイト5%混合砂と粗砂

円錐形の山体の頂点付近に、薄く礫（粗砂）をのせて実験を開始した。砂（細砂）の部分では、条件が同じCASE 2と同様の変化が見られる。表面流が発生し、飽和岩屑流によって砂が移動して16°～19°の小規模の緩斜面が形成される（写真10b）。特に水流が集中した緩斜面の部分は徐々に下刻されて、12°～14°の緩傾斜になった。そのような谷は不明瞭で、砂の掃流運搬が卓越する。

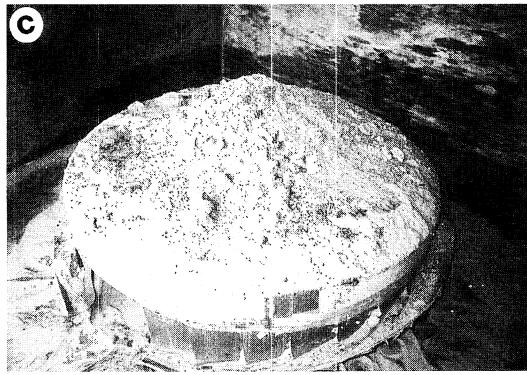
礫は、その下の砂が地すべり崩壊的に崩れると、



a : CASE 4において緩斜面が発達した様子



b : CASE 5において礫で覆われた緩斜面が全面に発達した様子



c : CASE 6 の開析過程

写真10 実験 2

個々に崩れ落ちるよう移动する。始動した礫は、表面流によって砂の緩斜面上の最も低い部分に各個運搬され残る。面がある程度粗砂に覆われると

流路は側方に移動し、水流は側方の砂の部分を削っていく。次に運ばれてきた礫は低くなつたそこに堆積する、という変化が各斜面で繰り返されて、礫が散らばつた $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ の幅広い緩斜面が全方向で発達した。全面的に礫で覆われると、それ以上の山体の形状の変化は見られなくなつた。

CASE 6：ベントナイト7.5%混合砂と粗砂

円錐形の山体の上方約1/3を礫（粗砂）で作り実験を行つた。実験開始直後から、CASE 3と同様に表面流によって山頂付近から明瞭な谷が、ほぼ等間隔に全方向に発達した。谷は徐々に下刻されて深くなつていき、22時間後には深さ5cmほどになつた。その時、谷底の傾斜角は 15° 前後であった。

砂（細砂）の部分では局所的に表面流と谷壁の崩壊により供給される砂からなる飽和岩屑流が発生し、傾斜角 $14^{\circ} \sim 18^{\circ}$ の小規模の緩斜面が形成される。しかしどんどの砂は谷を掃流運搬される。また礫も掃流によって各個運搬されて、斜面の途中で残留する。すると流路が側方のより低い部分や礫がない砂の部分に移動する様子が、CASE 5と同様に観察された。礫を緩斜面上に供給した場合にも、同様の流路の側方移動という現象が観察された（写真10c）。このような変化は砂の緩斜面が全面的に礫で覆われるようになるまで続き、礫で覆われた面が広く全方向に発達すると、それ以上の大きな変化は生じなかつた。

4) 実験2に関する考察

CASE 5とCASE 6では、粒径の異なる材料が存在するために次のようなプロセスによって緩斜面が発達する様子が観察された。まず飽和岩屑流によって運ばれた砂は小規模の緩斜面を形成した。その後いくつかの谷に統合された表面流によって、面は部分的に侵食されていく。礫は侵食されて相対的に低くなつた所を掃流運搬される。砂の面が運ばれてきた礫に覆われると、同時に水流は流路を側方に移し、より削れやすい砂の部分を侵食していく。そして下刻されて相対的に低くなつた部分に、さらに運搬されてきた礫がたまつていく。このような流路の側方移動というプロセスが繰り返されて、薄く礫に覆わ

れた幅広い緩斜面が形成されたのである。粒径の大きい物質は、流路の側方移動および側方侵食を促進するのである。

このような砂と礫の関係と同様の粒径の異なる物質の相互作用という現象は、マサ化した花崗岩と粗大なはんれい岩の巨礫が主要な構成物質である現実の筑波山の地形発達においても見られるのではないだろうか。風化して削られやすい花崗岩の基盤があり、はんれい岩の巨礫堆積物が供給されるということは、筑波山の緩斜面の発達条件であると考えられる。

しかし、現実の筑波山では物質が徐々に風化していくのに対し、実験では風化の効果を取り入れていない。そのため緩斜面は形成されたが、一度巨礫で覆われたところはそれ以上変化しなくなつてしまつたと考えることができる。現実には巨礫堆積物も風化していくために緩斜面にも谷が発達することになり、面は開析されていくのである。

本実験の結果として形成された緩斜面の発達過程と形態は、現実をよく再現しているだろう。しかし、緩斜面堆積物に相当する礫の移動様式は掃流による各個運搬であり、現実のような集合流動ではなかつた。粒径の大きな礫を集合流動させるには、本実験の降水時間と降水強度では不十分であった。CASE 5とCASE 6では材料の透水性が低かったこともあり、砂の緩斜面の下刻がそれほど進行しないうちに緩斜面は礫に覆われてしまったのである。しかしそのため、飽和岩屑流によって移動した砂が形成した緩斜面の勾配は、掃流によって礫が上に供給されても保たれたのだと考えることができる。ただ、平衡状態に達するまで徐々に下刻も進行したため、新しく礫に覆われた緩斜面ほど、相対的に低い位置に発達していったのであろう。また、下刻にともない流路の縦断形が河川の平衡断面に近くなる様子が観察された。

実験では、どのCASEにおいても谷は全方位にはほぼ等間隔に発達して、山体は開析され低下していく。筑波山でも同様に、山体の開析は全体的にまんべんなく行われてきたと推測される。

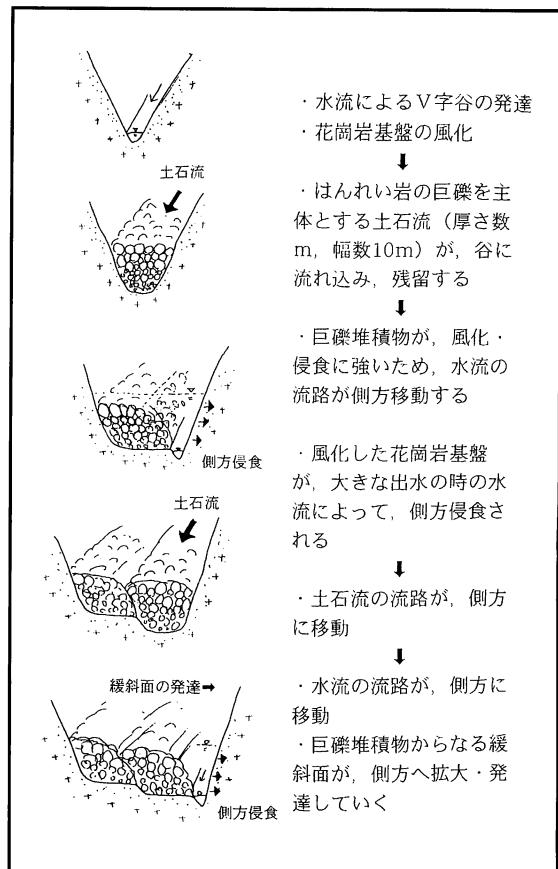
V 筑波山の緩斜面の発達過程におけるはんれい岩の巨礫堆積物の役割

1. 筑波山の緩斜面の形成プロセス

筑波山の緩斜面では、深層風化した花崗岩基盤がはんれい岩の巨礫を含む堆積物によって覆われている。従来の研究では、緩斜面の形成営力としては土石流の侵食力が重視されている。例えば、赤木(1965, 1972, 1975)は筑波山周辺の山麓緩斜面をペディメントであるとして、それらは土石流的布状流のような面状の侵食によって形成されたと考えた。一方、磯部(1990)は、筑波山の緩斜面の形成プロセスは土石流による側方侵食であると考えている。

確かに土石流は、筑波山の緩斜面の発達に関係しているであろう。それは緩斜面堆積物の層相からも推定される。土石流は風化した花崗岩基盤に対してある程度の侵食力を持つと考えられる。それゆえに筑波の露頭(Loc. 4)のように、風化した花崗岩が緩斜面堆積物に含まれているのであろう。筑波山における緩斜面発達の重要な条件の一つとして、基盤が風化しているということが挙げられる。しかしながら筑波山の幅広い緩斜面は、側方侵食にしろ面状侵食にしろ、土石流そのものによって形成されるのではない可能性があることが、本研究の結果明らかになった。

本研究の実験で見られた細砂の上の粗砂の移動様式は土石流ではなかった。しかし実験で観察されたように、現実の緩斜面の発達にも巨礫堆積物は関与しているのであろう。つまり、はんれい岩の巨礫からなる土石流堆積物で覆われた緩斜面は、土石流や水流による侵食作用から保護されるようになり、その結果現地調査と実験からわかるように、出水時の水流はその側方を流下して風化した花崗岩基盤を侵食することになると考えられる。次に発生する土石流は、水流によって侵食された谷を流下するだろう。上流にはんれい岩の供給源が存在し続け、環境などの大変化が生じない限りこのようなプロセスは継続すると考えられる。そして幅広い緩斜面地形が発達するのではないだろうか。緩斜面堆積物の厚さが縦横断的にかなり変化しているのも、このような流路



第11図 筑波山の緩斜面の発達過程の概念図

の側方移動が繰り返された結果として緩斜面が形成されたからであると考えられる。つまり、筑波山の緩斜面は側方侵食地形なのである。第11図にその発達過程の概念図を示す。

もし土石流の侵食力そのものが緩斜面の形成営力であったら、その底面の基盤との境の形態は平滑になると思われる。ところが、詳しい記載はなく縦横断的な広がりもわからないが、鶴見・野上(1965)の指摘や磯部(1990)のボーリングデータが示すように、筑波山の緩斜面堆積物の下には小起伏が存在するようである。また、はんれい岩の巨礫が谷を覆っている湯袋(Loc. 1)では、谷には縦断的に比高1m程度の段状の地形が存在した。土石流による巨礫堆積物を避けて流れる水流は、出水時には風化した花崗岩基盤に対して侵食力を持つであろう。岩盤河床を流下する水流は、step-pool状の段を形成す

ことがわかっており（小山・池田，1998），筑波山における基盤や谷底の起伏も，このような水流の働きによって形成された可能性があると考えられる。

2. 緩斜面地形を保存させるはんれい岩礫

はんれい岩は花崗岩よりも風化の進行程度が遅い傾向があることが知られている（八田ほか，1981）。また，粗大な角礫を主体とする堆積物の地表水の地下への浸透性は良い（磯部，1990）。そのため，はんれい岩礫で覆われた緩斜面は長期間それに保護されることになる。

開析された斜面の尾根の上に存在したはんれい岩の岩塊は，緩斜面堆積物の表面にあって常に大気中にさらされていたものであろう。つまり比較的乾燥した環境下におかれていたために粘土化せずに風化皮膜を発達させて，原型をとどめて残留していたものであると推定される。

尾根の上ではんれい岩の礫が確認されなかつた所にも，かつて礫に覆われた緩斜面が存在していた可能性はある。尾根から流下したと考えられるはんれい岩の岩塊は，中腹から発達している谷を埋めている。例えば，開析されて起伏が増大している山口川上流のような開析緩斜面に相当する流域は，はんれい岩礫の覆いがすべて失われた状態にあると考えられる。その下流の斜面や谷には，上流から運搬されてきたと考えられるはんれい岩礫が存在する。

このようなはんれい岩の巨礫堆積物の働きがあるために，横断的には起伏が増大しても，緩斜面の形状は尾根として筑波山の至る所で顕著に保たれている。はんれい岩礫が残留する尾根の地形は，緩斜面の遺物なのである。それは，花崗岩山地である加波山山麓などに見られる緩斜面よりも長期間保存される可能性がある。そしてそれが，遠方から見た筑波山を火山であるかのように見せているのである。

筑波山の緩斜面をこのように保護しているはんれい岩からなる巨礫堆積物も，数十万年という時間の中では深部まで風化していく。巨礫堆積物のうちでも表面に露出していない部分では，地中の水が存在する条件下にあるために化学的風化が特に活発に進行するであろう。風化が進行すればするほど，堆積

物の保水性が高まることなどにより，それは地下水の影響をより受けやすくなると推定される。つまり風化環境は時間的に変化すると考えられる。地中にあつたはんれい岩の巨礫は，表面に露出していた礫よりも先に，旧期緩斜面の堆積物のように著しく風化して赤い粘土になり，侵食に対する抵抗性を持たなくなる。その結果，形成プロセスが沈静化した緩斜面では，基盤に接するそのように風化した部分や特に堆積物が薄い所から水流による侵食が進行し，谷が発達することになると考えられる。このように開析されていくにしたがって，緩斜面堆積物という覆いが除去されて風化した基盤が露出し，緩斜面は侵食されていくのであろう。国土地理院（1989）や磯部（1990）の「尾根型緩斜面」に相当する地形は，このようにして形成されたのではないだろうか。

このような巨礫堆積物の効果は，筑波山に限られたものなのだろうか。砂漠の斜面の形態が巨礫によって支配されている可能性は，いくつかの研究で指摘されている（Young, 1972）。それによると，巨礫から細粒物質へという不連続な風化過程をもつ岩石からなる礫は，除去されずに斜面に残留するため，斜面を保護する覆いとなる。礫に覆われないところは差別的風化を受けて削剥低下していくが，保護的な役割をもつ礫の層も徐々に風化などによって除去されていく。このようなプロセスによって，斜面の平行後退が引き起こされていると考えられている。このような巨礫による保護作用は，岩質や風化環境によって大きく異なると考えられるが，砂漠に限らず他の地域，すなわち筑波山でも見られる現象であると考えてよいだろう。

VI 緩斜面の形成環境の変遷とともに筑波山の地形変化

1. 筑波山の緩斜面の形成環境

本研究では，面の高度関係，テフラおよび堆積物の状態を指標に，筑波山の緩斜面を区分した。緩斜面の形成時代について磯部（1990）は火山灰の有無などから，更新世後期（武蔵野期・立川期）～完新世であるとしている。磯部が火山灰層に被覆されない緩斜面としている筑波や上大島などの緩斜面は確

かに勾配も緩く、緩斜面の分布や堆積物の風化状態などから見て、立川ローム層相当の火山灰の降下以後形成されたと考えられる。一方、本研究では、開析されている北西斜面や十三塚中腹の緩斜面などは、堆積した火山灰が除去されてしまった状態にあると考えて、より古い時代の面であると区分した。

筑波山には茨城県（1981）の区分のように、下末吉期あるいはそれ以前に形成されたと判断される緩斜面もあると考えられる。その山麓緩斜面の4区分は、本研究で区分した緩斜面の1面～4面にほぼ一致する。しかしながら岩礫の分布や地形的に、緩斜面の分布域は特に1面と2面についてはその地形分類図に示されるよりも広く、1面は多摩期以前に形成された可能性があると判断した。そしてまた、開析されて尾根状になったと考えられる開析緩斜面はそれらの高く古い旧期緩斜面に続くと考え、同程度に形成時期の古い面であると判断した。

1面に相当する一之沢や十三塚中腹では、クサリ礫化したはんれい岩礫や赤色化した緩斜面堆積物が観察された。クサリ礫について松井・加藤（1962）はそれらの大半が先下末吉期の温暖期（間氷期）の風化産物であろうとしており、田中（1987, 1992）もこれを年代資料の一つに用いている。筑波山で観察されたクサリ礫や赤色化した堆積物も、少なくとも最終間氷期以前からそこにあったものであると推定することができる。

羽田野・田中（1989）は、筑波山の背後急斜面は現在の環境条件下では植生に覆われ岩屑の生産は皆無であり、麓表面の岩屑の供給源としては氷期における背後急斜面での凍結破碎しか考えられない、としている。岩屑の生産を氷期の凍結破碎に求める考えは、麓表面を周氷河環境下の地形であると考え、岩屑は岩種を選んで、凍結破碎により生産されているとする田中・野村（1992）の考え方と一致する。

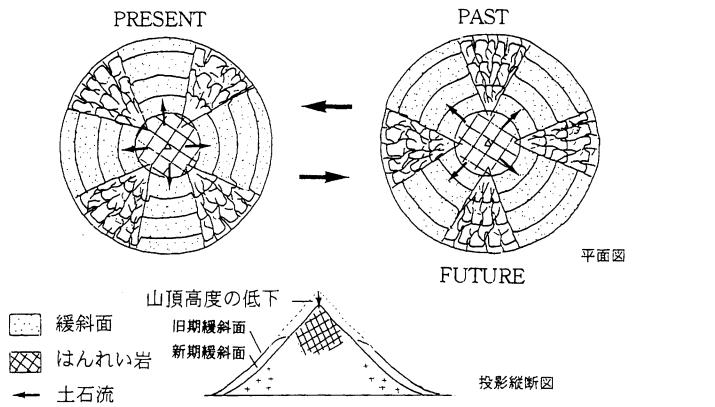
風化には地表で進行するものと、地下で地下水の作用を受けて進行する風化があるだろう。堆積物の地形的位置のわずかな違いによっても風化環境は大きく異なる可能性があり一概には言えないかもしれないが、相対的な温暖期である後氷期の現在は、間氷期と同じくこのような風化の進行期に相当する

のではないかと考える。そして植生に覆われた現在の筑波山においては、植生を欠き、氷期の日本の山地の様相を示す足尾のような山地斜面とは対照的に、機械的風化作用よりも化学的風化作用が卓越しているのではないだろうか。つまり現在の環境のもとで、基盤と緩斜面堆積物の主に地下水などの作用（酸化・還元）による化学的風化作用が活発に進行して、将来的に土石流によって流下する可能性のある岩屑が生産されているのではないだろうか。花崗岩に比べて風化しにくいとはいっても、はんれい岩も数十万年というオーダーの時間の中では徐々に風化する。筑波山における粗大な礫の形成プロセスに関しては、氷期の凍結破碎作用を考える必要はないと思われる。もちろん現在まったく崩壊等が発生していないわけではなく、1937年には筑波山南面の千寺沢の谷底部で崩壊が生じて、それが土石流となって山麓まで流下するなど、小規模な土石流は発生している（水谷、1982）。しかしそのような崩壊が頻繁に発生するような環境条件が後氷期を通して継続しているわけではないのである。現在の山地内における土砂の生産および運搬の量は少ないとされている（水谷、1982）。かつての緩斜面形成期というのは、それ以前の風化（凍結破碎も岩屑生産の一つの作用である可能性はある）によって生産されていた岩屑が特に活発に供給されていた時期に相当すると考えられる。

2. 筑波山の開析過程

筑波山の緩斜面の発達には、第5章で述べたように、はんれい岩の巨礫堆積物がきわめて大きな影響を及ぼしていると考えられる。しかし、そうだとすると、現在山頂付近のはんれい岩の分布域を流域に含まない高位に位置する旧期緩斜面の発達が説明されない。旧期緩斜面を発達させたのはんれい岩の供給源を説明するためには、旧期緩斜面は現在とは異なる条件（流域）のもとで形成された、と考える必要が生じる。筑波山における旧期緩斜面と新期緩斜面の分布から、次のような筑波山の開析過程が推測できる（第12図）。

筑波山が現在よりも高く聳えていたと考えられる数十万～百万年前から、土石流は強固なはんれい岩



第12図 筑波山の開析過程のモデル図

礫を筑波山上方から供給し、大規模な緩斜面を形成してきた。土石流の発生頻度を支配するような大規模な環境変化のきっかけとしては、長期にわたる風化の進行による山体の不安定化による崩壊とともに、気候変化（氷期・間氷期の変化など）などを考えることもできるが、それについては今後の課題である。

土石流によって緩斜面が形成される一方で、山麓部分では花崗岩基盤とともににはんれい岩礫からなる緩斜面堆積物の風化が進行し、徐々に谷が発達して、より古い緩斜面から開析されていったと考えられる。そして、これらの作用によって全体として筑波山は不安定化し、土石流を発生させるような中規模の崩壊等を引き起こすボテンシャルが高まっていたのではないだろうか。

筑波山の大規模な緩斜面の発達には、東西南北方向に顕著な新期緩斜面のように、山頂付近の急斜面のはんれい岩の分布域がその流域に広く位置することが必要であると考えられる。したがって、現在のはんれい岩の分布域をほとんど含まない流域に位置する旧期緩斜面では、侵食と風化が一方的に進行していると推定される。今後さらに筑波山が開析されて流域が大規模に変化して、その上方に再び山頂のはんれい岩の分布域が位置するようになるまで、そのような状態は続くであろう。

現在開析がかなり進行している斜面には、新期の緩斜面の高度よりも谷底高度が低い谷が新たに発達してきている。これは、今後また何らかの環境変化によって現在よりも大きな土石流が発生するように

なった時に、そのように開析されている低所に土石流が流れ込む可能性があることを意味している。そしてそこに新たに平坦な緩斜面が形成される可能性があることを示唆していると考えられる。つまり筑波山は、緩斜面の発達と開析の繰り返しという地形変化をうけながら、開析されてきていると考えられるのである。

コロラド州西部およびユタ州東部の Book Cliffs 沿いでは、多段ペディメントと呼ばれる地形が発達している（大内, 1995, 559–560）。ここでは、ペディメントは軟岩の頁岩層の上に発達しており、不規則なその侵食面が頁岩層の上にのる硬質岩の砂岩層起源の巨礫堆積物に覆われて、比較的平坦な堆積面が形成されている。また、多段ペディメントは、侵食基準面の低下と河川争奪が作用すると同時に、礫層におおわれた部分が保護されて断片的なペディメントとして残留するために生じている地形である。このようなペディメントは河川によって形成されているものであり、筑波山の緩斜面の形成営力とは明らかに異なる。しかし、巨礫による保護と、基盤の起伏を覆って平坦な堆積面が形成されているということと、このようなプロセスによるペディメントの形成が繰り返されてきた結果として、多段ペディメントが形成されているということは、筑波山に共通するのではないだろうか。

筑波山は独立峰であり、第12図に示すように、模型実験の山地の開析過程と同様に全方位に開析されていくと考えられる。したがって、山頂は常に同じ

のような位置に存在してきたと推定することができる。旧期緩斜面の尾根の形状や高度やその構成物質であるはんれい岩礫の供給源は、現在の山体の高さからは説明することができない。筑波山の緩斜面は土石流斜面であるため、勾配は常に一定の範囲になるとと考えられる。したがって、各緩斜面の縦断形は平行になるはずであり、それは第8図にも示されている。接峰面図（第3図）から読みとることができると、旧期と新期の緩斜面の比高は、それらの形成時期の間に筑波山の山頂高度が低下した量を示すだろう。開析緩斜面と新期緩斜面の高度を比較すると、比高は最大75mある。筑波山地の隆起や、断層など地質構造の影響などがあるため正確な筑波山の低下量とは言えないが、筑波山が過去100万年間に低下してきた量の目安としては、これは適当な値なのではないだろうか。つまり言い換えると、旧期緩斜面の形成期には、筑波山の山頂高度は75m程度現在よりも高かったと推定されるのである。

はんれい岩のキャップロックをもつ筑波山は、加波山などほかの筑波山地の山よりも際だって高く残っている。侵食基準面の低下や風化の進行に伴う不安定化、そして環境変化によって、今後も再び筑波山の山麓に新たに緩斜面が形成される可能性は十分あると考えられる。しかしそれでも、開析にともなって筑波山の高度はこのように低下してきている。したがって、将来的には山体は現在よりも縮小して、緩斜面の発達に十分な量のはんれい岩礫が供給されなくなるであろう。すると、土石流によりはんれい岩礫が供給される場所の変移にともなうこのような地形変化の繰り返しには終止符が打たれて、一方的に風化・侵食が進行していくことになると予想される。

緩斜面地形は加波山などの花崗岩のみからなる山にも発達する地形ではあり、形成プロセスなどは類似していると考えられる。花崗岩山地の山麓緩斜面は、性質（粒度組成）の異なる花崗岩が存在することによって形成されている地形なのであろう。しかし、その地形変化の時間スケールは、はんれい岩の礫を供給する筑波山のほうが相対的にかなり長いと考えられる。そのため筑波山の周囲には旧期の緩斜

面が残存しているのであり、旧期緩斜面と新期緩斜面の分布と開析程度から、筑波山そのものの開析過程が、上述のように復元できるのである。

VII 結 論

筑波山における緩斜面の形成プロセスと筑波山の開析過程は、以下のように、はんれい岩の巨礫に強く支配されていることが明らかになった。

1) 筑波山の緩斜面は、はんれい岩の巨礫を主体とする土石流と、水流との相互作用によって形成される側方侵食地形である。

風化・侵食に強いはんれい岩の巨礫が土石流によって供給されて谷を埋めて堆積する。すると流路は土石流堆積物を避けて側方に移動して、風化した花崗岩基盤を側方侵食する。筑波山の緩斜面は土石流による直接的な側刻によって形成されるのではなく、このようなプロセスが繰り返されることによって発達していると考えられる。

2) 筑波山の緩斜面は、山頂付近からはんれい岩の巨礫が供給される範囲に発達する。流域が変化してはんれい岩礫が供給されなくなると、緩斜面堆積物の風化が進み、緩斜面は開析されて低下する。

緩斜面が発達・開析される場所のこのような時間変化にともなって、筑波山は開析されてきていると考えられる。

謝 辞

本研究は、平成9年度筑波大学第一学群自然学類の卒業研究として行われた。本研究を行うに当たり筑波大学地球科学系の地形分野の先生方には、ゼミにおける討論を通じて多くの有益なご助言をいただいた。

水理実験センター技官の飯島英夫さんと山本憲志郎先生には、実験装置の製作などに関して、特にご尽力いただいた。

自然学類地形学専攻4年生の池田雄二君、斎藤健一君、小山力君には、特に実験の手伝いなどのご協力をいただいた。

岐阜教育大学の田中眞吾先生には、兵庫県の麓屑面の巡査をしていただき、それに関する多くの資

料をご提供いただいた。兵庫県の巡検にご同行くださった大阪教育大学教育学部の石井孝行先生には、山地斜面の研究に関する資料をいただいたほか、多くの貴重なご指導をいただいた。中央大学理工学部の大内俊二先生には、降雨実験装置を見せていただき、降雨実験に関するご助言をいただいた。また、福岡教育大学の赤木祥彦先生は、ペディメントに関する文献をはじめ、山麓緩斜面に関する資料を多数送ってくださいました。

ご協力くださった皆様に、厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 赤木祥彦（1965）：関東地方の山麓緩斜面。地理学評論, 38-1, 1-13.
- （1971）：日本における Pediment 地形の研究。福岡教育大学紀要, 第21号第2分冊, 1-63.
- （1972）：「山麓緩斜面」について。地理科学の諸問題, 広島大学地理学教室, 145-150.
- （1975）：気候の乾燥化の証拠としての東アジアの開析 Pediment。地学雑誌, 84-1, 20-35.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ・小玉芳敬（1993）：大井川上流の沖積錐における岩屑の流動・堆積。筑波大学農林技術センター演習林報告, 第9号, 149-173.
- 池田 宏・小野有五・佐倉保夫・増田富士雄・松本栄次（1977）：筑波台地周辺低地の地形発達－鬼怒川の流路変更と霞ヶ浦の成因－。筑波の環境研究, 2, 104-113.
- 磯部一洋（1990）：茨城県筑波山周辺の緩斜面堆積物の形成について。地質調査所月報, 41(7), 357-37.
- 茨城県（1981）：土地分類基本調査「5万分の1 真壁」。
- 大内俊二（1995）：「現代地形学」。古今書院, 692p.
- 国土地理院（1989）：1:25,000土地条件図「真壁」。
- 小山 力・池田 宏（1998）：岩盤河床形状に及ぼす河床勾配の影響に関する実験的研究。筑波大学水理実験センター報告, 23, 25-34.
- 高橋裕平（1982）：筑波地方のカコウ岩類の地質。地質学雑誌, 88, 177-184.
- 田中眞吾（1987）：近畿における地形学的編年に関する覚書（1）。神戸大学文化学年報, 第6号, 1-25.
- （1992）：播磨における麓層面研究史。兵庫地理, 37, 74-79.
- 田中眞吾・野村亮太郎（1992）：中国山地東部における後期更新世の山地堆積地形とその形成環境。地理学評論, 65-2, 180-194.
- 辻村太郎（1984）：「改版日本地形誌」。古今書院, 315p.
- 鶴見英策・野上道男（1965）：筑波山・加波山周辺の山麓緩斜面。地理学評論, 38, 526-530.
- 羽田野誠一・田中耕平（1989）：対談・筑波山のプロフィル。TAGS 筑波応用地学談話会十周年誌, 66-75.
- 八田珠郎・木股三善・松倉公憲・谷津榮壽（1981）：筑波山周辺における深成岩の風化について。鉱物学雑誌, 15, 202-209.
- 早川唯弘（1989）：土地分類基本調査からみた筑波山周辺の地形。TAGS 筑波応用地学談話会十周年誌, 32-36.
- 町田 洋・新井房夫（1992）：「火山灰アトラス－日本列島とその周辺」。東京大学出版会, 276p.
- 松井 健・加藤芳朗（1962）：日本の赤色土壤の生成時期・生成環境に関する二、三の考察。第四紀研究, 2, 161-179.
- 水谷武司（1982）：茨城県南西部、桜川流域の防災地学環境。国立防災科学技術センター研究報告, 第27号, 25-47.
- 三野与吉（1942）：「地形原論－岩石床説より観たる準平原論－」。古今書院, 517p.
- 宮崎一博・笹田政克・吉岡敏和（1996）：真壁地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所, 103p.
- 宮本幸治・池田 宏（1987）：柿岡盆地の地形発達。筑波の環境研究, 10, 97-105.
- 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽子・坂口豊（1973）：「日本地形論」。東京大学出版会, 415p.
- Davis, W.M. (1899): The geographical cycle. Geogr. Jour., XIV, 481-504.

- (1930): Rock floors in arid and in humid climates. *Jour. Geol.*, 38, 1-27, 136-158.
- Ouchi, S (1996): Fractal analysis on the miniature erosion landform generated by artificial rainfall. *Geographical Reports of Tokyo* Metropolitan University, No.31, 97-103.
- Penck, W. (1924): *Die Morphologische Analyse*. Stuttgart, 105-148.
- Young, A (1972): *Slopes*. Oliver & Boyd , Edinburgh, 288p.