

藻琴山の斜面形と周氷河角礫層

清水 長正

101 東京都千代田区神田駿河台1-1 明治大学大学院博士後期課程

1. まえがき

日本における山地の地形分類の研究は、森林保全研究会 (1954、1957)、羽田野 (1971)、小泉 (1977)、丸山 (1978)、熊本・鈴木 (1982)、大森・相馬 (1983) などによって行われてきた。そのなかで種々の問題点が指摘されているが、今のところ具体的な地形分類の資料は少ない。

本報告は、山地の地形分類の一例として、活動が停止して久しい火山の斜面を、内的営力 (火山活動) を主とした火山地形学的な観点ではなく、外的営力 (侵食作用) を主とした気候地形学的な観点で分類することを目的とした。

山地斜面の侵食形態を詳細に分析した研究として、守屋 (1972) の根尾川上流地域における崩壊地形を最小単位とした斜面分類があげられる。根尾川上流地域は中部日本の標高1600m以下の山地で、気候的には温暖湿潤地域に含まれる。したがって、北海道のような寒冷地域の山地にその斜面分類が適用できるかどうかは不明である。そこで本稿では、北海道内における火山体の侵食形態を主とした斜面分類について、斜里地方の藻琴山山頂周辺の斜面で調査した。

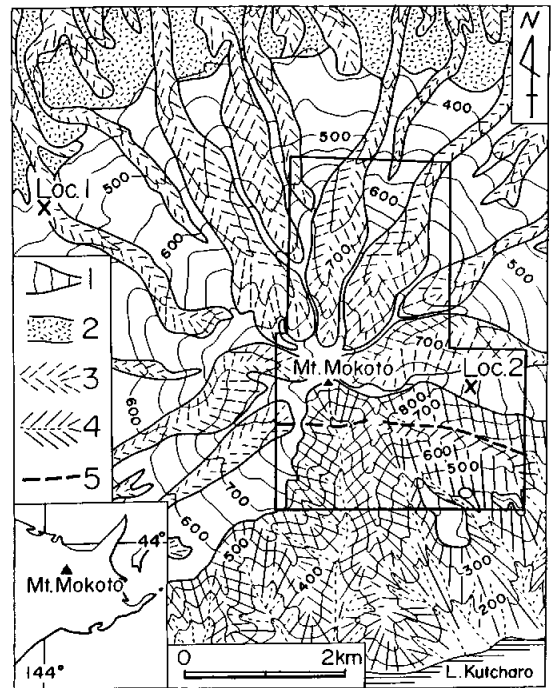
調査方法としては、まず空中写真判読によって斜面形の一般的なものを抽出し、それぞれの斜面に働く侵食様式を考察した。また、一部現地においては、斜面をつくる表層地質を吟味した。それらを総括し、代表的な斜面で斜面発達史を推定した。

2. 藻琴山の地質・地形概観

藻琴山 (999.6 m) は、屈斜路カルデラの北縁に位置する円錐火山で、カルデラ壁の最高峰を形成している。藻琴山の火山形成および地質については、勝井・佐藤 (1963) によって次のようにまとめられている。

藻琴山の山体の大部分を構成する藻琴山溶岩 (輝

石安山岩、橄欖石玄武岩) は、屈斜路カルデラ外輪山の下部を構成する外輪山溶岩の上に噴出したもので、基底直径 8 km、比高 550 m の規模の成層火山を形成している。藻琴山溶岩は、山頂部の標高 900 m 以上に分布する頂上溶岩とそれ以下に分布する本体溶岩に区分される。さらに頂上部には、東西方向に延びる長さ 200 m、幅10数mの安山岩



第1図 藻琴山の火山地形分類

1. 溶岩原面
2. 火砕流堆積面
3. 円錐火山原面を侵食した谷壁斜面
4. カルデラ壁を侵食した谷壁斜面
5. 断層

(5万分の1地質図『藻琴山』(勝井・佐藤、1963)を参考にして、5万分の1地形図読図により作成。)

の岩脈が貫入している。

以上の藻琴山の山体がほぼ形成された後、屈斜路火山は数回にわたって大規模に火山碎屑物を噴出し、それが火砕流となって藻琴山を越えその北麓に広く堆積した。これらの火山碎屑物の放出によって屈斜路カルデラが生じ、藻琴山の山体南部が破壊された。山頂南側の東西に延びる断層（第1図）はカルデラ陥没時に生じたものと考えられ、山頂南東側の平坦面はそれらの動きにもとない円錐火山の原面がブロックとしてカルデラ壁側に滑落したものと考えられる。このように藻琴山は、南半部が欠落した型の円錐火山といえる。

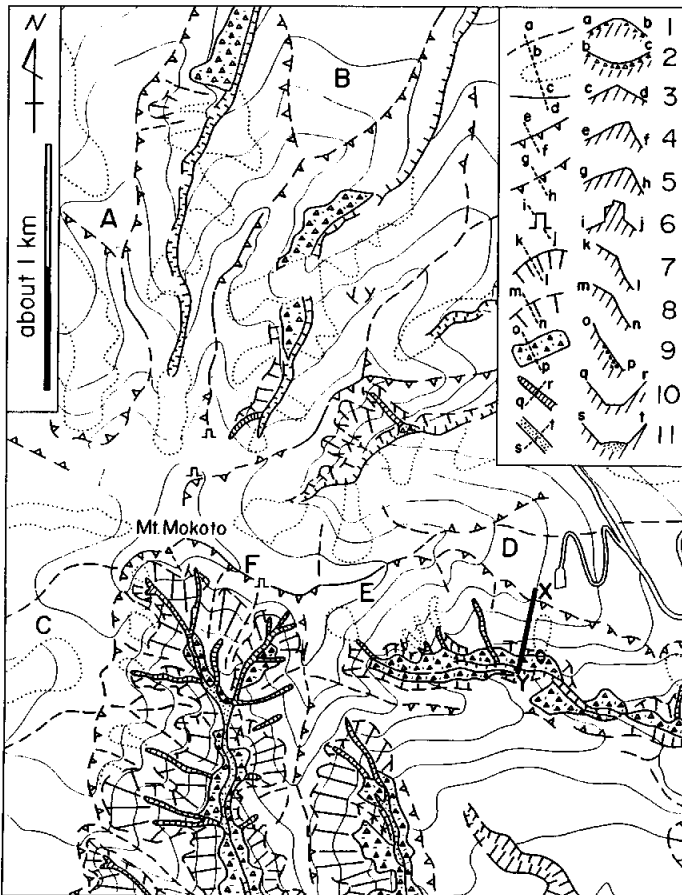
藻琴山の地形を、火山地形の単位で大区分すると、1. 円錐火山の原面、2. 北麓に分布する火砕流堆積面、3. 山体北半部にみられる放射状に延びる侵食谷斜面、4. 山体南半部にみられるカルデラ壁の侵食谷斜面となる（第1図）。

3. 斜面形とその成因

第1図の地形区分は、小地形程度のスケールの火山地形分類といえるが、まえがきで述べたような火山体の種々の侵食様式を考える上では微地形程度のスケールで斜面をみる必要がある。そこで、空中写真によってさらに細かい斜面形の観察を行った。空中写真は、林野庁撮影2万分の1、山698：C21-8~9、C22-7~9を使用し、それらが重複する範囲を判読した。

空中写真判読にあたって、まず最初に、羽田野（1971）が強調した「地形の不連続線」を考慮しながら、普遍的に認められる種々の斜面の断面形を抽出した。断面形は11に区分され、それらの分布を示したものが第2図である。第2図の凡例の各斜面形記号の右側には、それぞれの模式断面を示してある。以下に、第2図の範囲内の各斜面形の記載と成因の考察を行う。

丸味をもった稜線——平滑斜面——ゆるく広い



第2図 藻琴山山頂周辺の地形分類

1. 丸味をもった稜線
2. ゆるく広い谷底
3. やせた稜線
4. 明瞭な非対称山稜
5. 丸味をもった非対称山稜
6. トア
7. 明瞭な遷急線と凹型斜面
8. 丸味をもった遷急線と凹型斜面
9. 崖錐斜面
10. 谷底侵食面
11. 谷底堆積面

（等高線は、視差測定棒を反射実体鏡の平行移動装置に連動させ、100mごとに描いた。写真の歪みは無修正で、距離、等高線標高に誤差を生じている。）

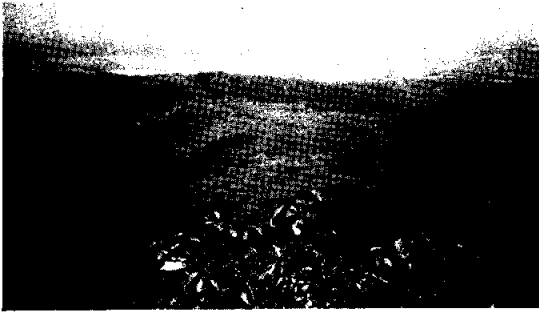


写真1 藻琴山山頂よりの北望

きわめて滑らかな斜面形をもつ周氷河性斜面が見られる。山麓には火砕流堆積面が広がっている。

谷底；第2図の凡例 a - b、b - c 断面や写真1にみられるように、稜線から谷底にかけて微細な凹凸のないきわめて滑らかな斜面を形成する。これらは溶岩原面上に広く分布しているが、侵食谷の斜面にも分布する。斜面の傾斜は、カルデラ壁側では40°前後と急であるが、そのほかではおよそ35°以下である。

第2図のA、B、C、Dの部分は、基本的には溶岩原面とみなされるが、A、C付近では、溶岩原面上に稜線から滑らかに連続するような横断面形のゆるく広い谷が存在する。この形態からは、溶岩原面の表面が面的に侵食をうけて形成されたことが考えられる。

このような斜面形は、周氷河環境下で形成された Debris mantled convexo-concave slope (Clark and Small, 1982) の斜面形とよく相似しており、また後述する表層の角礫層の存在からも周氷河性斜面と推定される。

やせた稜線；第2図のE付近の稜線は、凡例の c - d 断面のように、頂稜部に緩傾斜部をもたないやせた稜線を形成する。一般的には、双方からの谷頭侵食のせり合いによる地形と考えられるが、成因の詳細は不明である。

トア；屹立する岩峰のことで、山頂から北方に延びる稜線上に二箇所、東方に延びる稜線上に一箇所分布する。トアの成因としては、機械的風化をうける環境下で、岩石の節理密度が特に低い場所や硬い岩石が分布するような場所が侵食からとり残されて形成されると考えられている。トアそのものは周氷河作用のみによって形成されるもの



写真2 第2図のF地点の非対称山稜

急斜面側には樹木の生育しない場所が見られる。

ではないが (フレンチ、1984)、周氷河斜面の上部や中腹にしばしば存在している。

非対称山稜；緩・急の傾斜の異なる斜面に挟まれた稜線で、第2図の凡例の e - f 断面のように両側の斜面が明瞭に接するものと、g - h 断面のように滑らかに移行するものがある。

第2図のA、B地点の両側にみられる非対称山稜は、基本的には、溶岩原面の緩斜面とそれを刻む谷壁の急斜面とによって構成されている。しかし、山稜部が丸味をもって滑らかに山腹斜面側に移行していることから、非対称山稜が形成された後に、前述したような周氷河環境下における面的な侵食をうけたものと考えられる。

これに対し、第2図のF地点にみられる非対称山稜 (写真2) は、稜線が比較的明瞭で、前者より新鮮な地形と考えられる。このことは、最近まで (あるいは現在まで) 非対称山稜を形成する作用が存続していることを示唆する。小林 (1956) は、非対称山稜の形成について、稜線の風衝側が積雪が少なくソリフラクションが働いて緩斜面となり、風背側が積雪が多く雪食作用によって急斜面になることを述べた。藻琴山山頂周辺の風や積雪に関する資料は得られていないが、急斜面側には樹木が欠除する部分が認められることから (写真2)、現在なお積雪による地形形成作用が働いている可能性が考えられる。

遷急線；上方からの一定した傾斜の斜面が、それよりも急傾斜な斜面に移行する傾斜変換線で、明瞭なもの (第2図の凡例の k - l 断面) と、丸味をもったもの (同、m - n 断面) とがある。そ

の平面形は、谷頭部の斜面に存在する場合には主谷を中心とした半円形で、平滑斜面に存在する場合にはほぼ直線状になる。

羽田野 (1974) は、遷急線の主な成因として、谷の回春作用かロックコントロールかのいずれかあるいは両者によるものと考え、通常的には遷急線は侵食が進行するにつれ上方の斜面に移動することから、それを侵食前線と呼んだ。k-l、m-nの両断面に示したように、遷急線より下方は縦断形がコンケーブ (凹型) の急峻な斜面であるので、主に崩壊作用によって形成されたものであろう。

藻琴山にみられる遷急線は、上方の周氷河性の平滑斜面と下方の崩壊性の凹型斜面との接線であることが多い。また、丸味をもった遷急線は、崩壊作用が進んで遷急線を形成した後に、そこに周氷河作用等の面的な侵食が行われたものと考えられる。

崖錐斜面；上方からの急斜面がわずかな傾斜交換線をへだてていくぶん傾斜がゆるくなる斜面で、谷底に沿って分布する。崖錐は、急斜面の基部に主に重力によって落下した岩屑が堆積したもので、崖錐斜面は堆積性斜面といえる。国土地理院 (19-82) によれば崖錐斜面は 15° 以上の傾斜をもつことが定義されているが、藻琴山周辺にみられる崖錐斜面はおよそ 30~45° の急斜面である。崖錐斜面の上方はほとんどが崩壊性の凹型斜面であるので (第2図)、崩壊した岩屑が谷底付近に堆積して形成されたものと考えられる。

谷底侵食面：谷の最上流部で第2図の凡例の q-r のような横断面形をもつ幅 5~20m 程度の谷底である。谷底の縦断方向の傾斜は 30~45° と急で、谷底には樹木が生育しないことから、現在も雪崩、積雪等の作用が働いていると考えられるが、詳細は不明である。

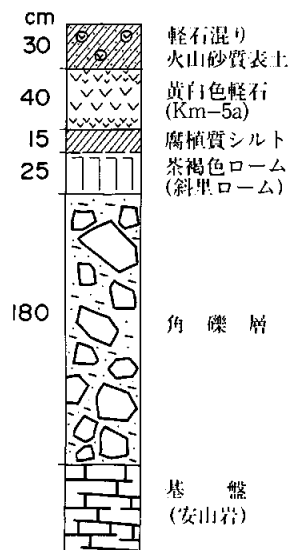
谷底堆積面；谷の中流部で第2図の凡例の s-t 断面のように谷底の表面が若干ふくらむ横断面形をもつ。谷底の幅は 10~30m 程度で、縦断方向の傾斜は 15° 前後である。このような谷底は、斜面から供給された岩屑が土石流などによって運搬され堆積したものと考えられる。

4. 周氷河角礫層

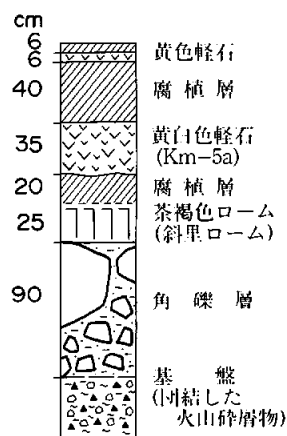
丸味をもった稜線——平滑斜面——ゆるく広い

谷底の一連の滑らかな地形は、形態から周氷河性斜面と推定した。周氷河性斜面は、周氷河作用が面的に働いた結果、凸部を削削し凹部を埋積して形成されたものと考えられている (小泉・柳町、1982、清水、1983)。したがって、このような斜面の表層には、削削された岩屑が少なからず堆積しているはずである。藻琴山では全般に表層堆積物がみられる露頭が少ないが、Loc. 1、2 (第1図) の2地点での観察例を示す。

Loc. 1 は藻琴山北西麓の標高 395 m の林道際の



第3図 Loc. 1の柱状図



第4図 Loc. 2の柱状図

露頭で、滑らかな表面形態をもつ溶岩原面の縁辺部に位置する。そこでは、上位から軽石混りの火山砂質表土、黄白色軽石層、腐植質シルト層、茶褐色ローム層、角礫層の順で基盤の安山岩をおおっている（第3図）。角礫層は厚さ1.8 m、長径50 cm以下の安山岩の角礫を主体とする無層理・無淘汰な堆積物で、マトリックスは砂質シルトである。角礫は扁平な形状を示すものが多く、その長軸方向はおおむね斜面の最大傾斜方向と一致している。

Loc. 2は藻琴山東方の標高750 mの登山口にある駐車場の露頭で（写真3）、稜線上の広く平滑な斜面に位置する。ここでも、Loc. 1とおおよそ同じ層序で火山灰層と角礫層がみられるが、最上位に厚さ6 cmの黄色軽石層が載ること、基盤岩石が固結した火山碎屑物であることがLoc. 1とは異なっている（第4図）。角礫層中の最上部には、一部で長径1 m以上の安山岩の岩塊が存在し、部分的に淘汰がなされたようにみえる（写真4）。また、下位に存在する基盤岩はスコリア混りの火山碎屑物で、角礫層の構成物質とは異なることから、角礫層は上方の斜面から運搬されて堆積したことがわかる。

これら2地点にみられる角礫層は、稜線上に存在すること、礫の長軸方向が最大傾斜方向に一致すること、粗大な礫が上部に載ることなどから、周水河斜面を構成する周水河岩塊層（清水、1983）と同じものと考えられる。また、角礫層が同じ層準に存在することは、その移動が大まかには同時期に行われていたことを示唆する。

Loc. 2で認められた2枚の軽石層のうち下位のものは、斜里付近や川湯付近で認められるKm-5a（500年前、カムイヌプリ起源；北海道火山灰命名委員会、1979）と層序、層相ともに同一であり、Km-5aに対比されよう。Km-5aの下位には腐植層を挟んで厚さ25 cmのローム層が存在する。このローム層は、層序的には斜里ローム層（北海道火山灰命名委員会、1979）と呼ばれるものに相当すると考えられるが、絶対年代はわかっていない。しかし、Km-5aとの間には腐植層が存在することから、Km-5aの時期よりかなりさかのぼりそうである。ところで最近では、Km-5aの年代も1,000年前以前まで古くなる可能性が述べられている（斜里町教育委員会、1981）。これらのことから斜里ロームは、少なくとも数千年前以前に堆積したこと



写真3 Loc.2の露頭全景
表層部に角礫層が存在する様子がわかる。

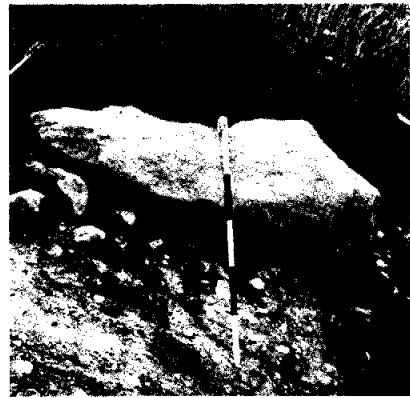


写真4 写真3の矢印部分の拡大
角礫層は上下に淘汰されている。
スケールは1 m。

が考えられる。さらに下位に存在する角礫層の堆積は、斜里ローム以前に行われていたことになる。

一方、藻琴山の斜面は、屈斜路カルデラを最終的に形成した火砕流放出時（32,000年前；佐藤、1968）には、火砕流が山体を越えたため、斜面上の物質はすべてはぎとられたと考えられる。

以上を勘案すると、角礫層の堆積期はおおよそ3万年前から数千年前までの間と推定される。3万年前から1万年前までの期間は、最終氷期の後半期にあたり、北海道内ではその期間内に形成された氷河地形（小野・平川、1975）やアイスウェッジカスト（小嶋ほか、1974）などが知られており、花粉化石にも寒冷化の傾向が示されている（五十嵐・熊野、1981）。

一般に氷期には、気候の寒冷化にともなって垂

直分布帯が降下し、周水河地域（凍結－融解を主とした周水河作用が地形形成営力として卓越する地域）が拡大することが知られている。鈴木（1962）は氷期には北海道の大部分が周水河地域になったことを指摘した。藻琴山にみられる角礫層は、おそらく最終氷期後半期の寒冷期に、周水河環境下での激しい凍結・融解作用によって礫が生産されそれが移動して堆積したものと推定される。

5. 斜面発達

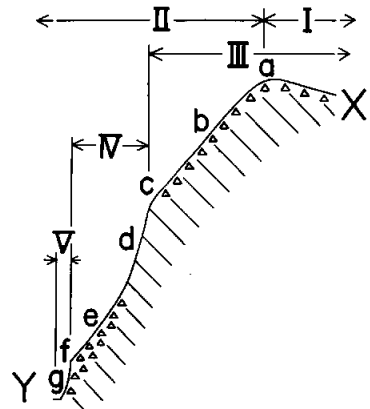
種々の斜面形が形成された時代的な前後関係を探って、その形成順序を組み立てれば、斜面発達史を編むことができる。斜面形は一部を除いてほとんどが侵食地形であるので、周水河角礫層の項で述べたような表層物質の堆積年代から斜面形成期を知るといふ地質学的手法は一般的には使えない。そこで、各斜面形相互の地形的関係（切った切られたの関係）から形成の前後を考察するといった地形的なアプローチを試みる。

その一例として、第2図中のX-Y断面について考察する。第5図はX-Yの地形断面を模式化したもので、XからYへ（稜線部から谷底部へ）a～gの順で各斜面形がみられる。

この断面の基本形は、Iの溶岩原面の緩傾斜部とIIのそれを侵食する谷壁の急傾斜部とによって構成されている。このことから、斜面の基本的な形成順序については、Iの溶岩原面が形成された後にIIの侵食谷斜面が形成されたことがわかる。

このように、2つの斜面形が接する場合、より後まで形成された斜面が他方の斜面を切ったりおったりするはずである。この観点から、斜面表面の微地形を形成するa～gの斜面形の前後関係を以下のように考察した。

a、bはそれぞれ丸味をもった非対称山稜と平滑斜面で、その形態からは、前述したような表層に角礫層が存在する周水河性斜面と推定される。cの遷急線より下方では凹型斜面に変化しており、dが崩壊性斜面、eが崖錐斜面と推定される。dとeとは滑らかに移行するような形態で接していることから、ほぼ同時期の形成と考えられる。a～bとdとの相互関係からは、周水河性斜面が崩壊性斜面によって侵食をうけたものと判断される。したがって、dはa～b以降に形成されたことになる。また、両者が接するcの遷急線が丸味を帯



第5図 第2図のX-Y断面の斜面発達

- a. 丸味をもった非対称山稜
 - b. 平滑斜面 c. 丸味をもった遷急線
 - d. 凹型斜面 e. 崖錐斜面
 - f. 明瞭な遷急線
 - g. 凹型斜面
- (I～Vは斜面の形成順位)

びていることから、dを形成した崩壊作用が停止した後に遷急線の部分が面的に侵食されたことが考えられる。

eの崖錐斜面はfの遷急線より下方でgの凹型斜面に変化する。gは谷底部に連続しているため、eとgの関係は崖錐斜面が溪岸崩壊により侵食されたものと判断される。したがって、gはe以降に形成されたことになる。

以上の考察から、X-Y断面の各斜面形の形成順位を組み立てると次のようになる。なお、このうちI、IIは斜面の原形の形成順位で、III以下は現在みられる表面形態の形成順位である。

- I 火山活動による溶岩原面の形成
- II 侵食谷斜面の形成
- III 丸味をもった非対称山稜と平滑斜面形成
- IV 平滑斜面を侵食する凹型斜面と崖錐斜面の形成
- V 崖錐斜面を侵食する凹型斜面の形成

この形成順位は、IIの侵食谷斜面のような大規模な地形とVの溪岸崩壊による凹型斜面のような小規模な地形を並列させているので、各順位ごとの時間の尺度は著しく不定である。また、各斜面形の形成初期には、斜面の上部と下部で異なる斜面形が同時に形成されていた可能性もあるので、

I～Vの形成順位を時期(ステージ)として置きかえるのは少々困難といえよう。しかし、Ⅲの斜面に限っては、形成営力が周氷河作用と推定され、またLoc. 2の周氷河角礫層が表層に存在する斜面と滑らかに連続していることから、最終氷期後半に形成された周氷河性斜面に同定される。

X-Y断面に沿った斜面発達は、部分的な一例ではあるものの、藻琴山山頂周辺の斜面全般にわたってある程度は一般化できそうである。この斜面発達を第四紀の地史上に位置づけるにはなお多くの資料を必要とするが、Ⅲ～Vの形成順位が、氷期から後氷期にかけての、気候の温暖化による垂直分布帯の上昇や降水量の増加による崩壊・流水等の活発化などの、地形形成環境の変化に大きく支配されている可能性が高い。

6. あとがき

本稿の内容は、基盤岩石の構造的、組織的な条件を全く無視し、主に侵食地形を基本とした斜面分類の考察である。したがって、山地の地形分類としては、いささか片寄った観点に立つものとなっている。しかし、山地そのものは巨視的には侵食地域であるので、山地斜面を調べる場合そのような立場は必ずしも否定できないと思われる。

本稿で分類した斜面の成因については、実証したものがわずかで、推論の域を脱していないものが多い。また、斜面発達史の組み立てについては、まだ試案の段階と思われる。これらを今後の課題としたい。

おわりに本稿の作成にあたって、明治大学の小疇尚先生には御指導をいただいた。金沢大学の守屋以智雄先生、明治大学の下川和夫先生には御意見をあおいだ。斜里町教育委員会の村田良介氏には現地調査で御協力いただいた。以上の方々にお礼を申し上げます。

文 献

- 五十嵐八枝子・熊野純男(1981):北海道における最終氷期の植生変遷。第四紀研究、20、129～141。
- 大森博雄・相馬秀広(1983):山地における地形分類と地形特性値。地図、21-3、1～12。
- 小野有五・平川一臣(1975):ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境。地理学評論、48、1～26。
- 勝井義雄・佐藤博之(1963):5万分の1地質図『藻琴山』および同説明書。北海道開発庁、42 P。
- 熊木洋太・鈴木美和子(1982):山地地域の地形分類に関する一試案。地図、20-2、9～17。
- 小疇尚・野上道男・岩田修二(1974):北海道東部のice-wedge cast。地学雑誌、83、48～60。
- 小泉武栄(1977):山地における地形分類の最近の動向と課題。地学雑誌、86、38～48。
- 小泉武栄・柳町治(1982):木曾山脈主稜部における周氷河性岩屑生産。第四紀研究、20、281～287。
- 小林国夫(1956):日本アルプスの非対称山稜。地理学評論、29、484～492。
- 国土地理院地理調査部(1982):『2万5千分の1土地条件図の地形分類区分、土地条件図の見方・使い方』。9～18。
- 佐藤博之(1968):斜里地域における洪積世後期の火山灰と段丘。地質調査所月報、19、115～126。
- 清水長正(1983):秩父山地の化石周氷河斜面。地理学評論、56、521～534。
- 斜里町教育委員会(1981):『斜里町文化財調査報告I—須藤遺跡・内藤遺跡発掘調査報告書』。266 P。
- 森林保全研究会(1954):『森林保全に関する多摩川水系山地侵食に関する研究』。1～113。
- 森林保全研究会(1959):『森林保全に関する野呂川水系総合調査報告書』。1～118。
- 鈴木秀夫(1962):低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界。地理学評論、35、67～75。
- 羽田野誠一(1971):山地における地形分類と土地分類。地理学評論、44、116～118、404。
- 羽田野誠一(1974):最近の地形学—崩壊性地形(その2)。土と基礎、22-11、85～93。

フレンチ H. M. (1984): 『周氷河環境』 (小野有五訳). 古今書院、411 P.
北海道火山灰命名委員会 (1979): 『北海道の火山灰分布図』 北海石版所
丸山裕一 (1978): 山地における地形分類とその応用. 地図、16-3、32~39.

守屋以智雄 (1972): 崩壊地形を最小単位とした山地斜面の地形分類と斜面発達. 日本地理学会予稿集、2、168~169.
CLARK M. and SMALL J. (1982): "Slopes and weathering". 112 P., Cambridge, New York.

Slope forms and periglacial debris layer around Mt. Mokoto, eastern Hokkaido

Chosei SHIMIZU

正 誤 表

			誤	正
/ ページ				
本文左段下から4行目			自然公布	自然分布
/ 8 ページ		発行年	1982	1985
20	"	"	"	"
36	"	"	"	"
38	"	"	"	"
40	"	"	"	"
42	"	"	"	"
48	"	"	"	"
50	"	"	"	"
52	"	"	"	"
54	"	"	"	"
55	"	"	"	"
56	"	"	"	"
58	"	"	"	"
60	"	"	"	"
62	"	"	"	"
64	"	"	"	"
66	"	"	"	"
68	"	"	"	"
70	"	"	"	"
70	"	写真 / /	(石鏝一頁石、	(石鏝一頁岩、