白馬岳の砂礫斜面に働く地形形成作用

——移動様式とその強度——

岩 田 修 二*

**Types and Intensity of the Processes in the High
Mountain Region of Shirouma-dake, the Japan Alps.**

Shuji IWATA*

Abstract

Movement types and intensity of surface processes were investigated on the slopes above the forest line of Mt. Shirouma-dake (2,933 m. a. s. l., 36°45'N, 137°45'E). The slopes studied are vegetation-free or sparsely vegetation covered ones that are mantled with rubble layers (thin layers of rock fragments).

There are six types of slow mass movement operating on the rubble slopes; talus creep, frost creep, needle ice creep, gelifluction, rapid solifluction, and a movement derived from snowpack creep. Rapid mass movement processes such as rockfalls, debris flows, and rolling down of stones often occur, but only a small amount of the materials is moved. Running water, supplied by rainfall and melting of snow and ground ice, carries the debris. While the amount of the materials moved by wash are not so large on the rubble slopes, the channel erosion is one of the important processes on the nivational rubble slopes that are covered by the long lasting snowpatches. The particle movement by wind and the transport in solution are probably insignificant on the study slopes.

Relative vertical mass transfer in unit area that is a geomorphic work of process is estimated for a quantitative comparison of process intensity. The processes acting on the slopes are grouped as following five process sets according to their rates and types of the movements. I) Periglacial process set with low rate. II) Periglacial process set with medial rate. III) Nivational process set with low rate. IV) Nivational process set with medial rate. V) Nivational process set with high rate. The slow mass movements cover over 75 percent of the total mass transfer of the periglacial process set. The value of the slow mass movements of the nivational process set, however, is limited less than 75 percent of the total value and the remainder is mostly comprised in value of channel erosion. While the periglacial process sets occur on the periglacial rubble slopes that are put under the snow free dry conditions throughout the year, the nivational process sets occur on the nivational rubble slopes. The rate of these process sets vary according to the differences of the climatic environments, slope forms and

* 東京都立大学理学部地理学教室
Department Geography, Tokyo Metropolitan University.

gradients, and slope materials; size of the surface material and thickness of the rubble layer. Among them the slope materials perform the important role. The process sets with low rate (less than $3.0 \times 10^3 \text{ m} \cdot \text{t} / \text{Km}^2 \cdot \text{yr.}$) correspond with the processes occurring on the slopes which are mantled by the boulder size debris. The process sets with high rate (over $6.0 \times 10^3 \text{ m} \cdot \text{t} / \text{Km}^2 \cdot \text{yr.}$) occur both on the nivational slope with steep gradients and the nivational slopes covered by fine materials.

I. はじめに

シュヴィンド (1936) や小林国夫 (1956) は、日本アルプスの山頂部の地形形成作用が、東側斜面と西側斜面とで大きく異なることをあきらかにした。稜線の西側斜面には、凍結と関係したクリープが卓越し、稜線の東側斜面にはニベーションが卓越しているという。彼等は、このことを、斜面物質の凍結状態や積雪の状態、斜面の形態や斜面上の微地形などの観察から推定したのであって、作用している地形形成作用そのもののくわしい調査をおこなったわけではない。

一般的にいて、高山には多くの地形形成作用が複雑にからみあって作用している。それゆえ、それらの地形形成作用を総合的に調査しなければ、ある場所における卓越した地形形成作用をあきらかにすることはできない。高山地域に調査域を定めて、その範囲内の地形形成作用のすべてを記載、または計測した例としては、RAPP (1960), SCHWEIZER (1968), CAINE (1974, 1976) などの研究が外国にはある。しかしながら、わが国では、そのような研究はまだおこなわれていない。

この論文では、白馬岳の高山域の、植生のない、あるいは植生のまばらな砂礫斜面において、まず、現在作用している地形形成作用を、地表物質の移動様式別にリストアップし、その分布をのべ、つぎにそれぞれの地形形成作用の強さの見積りをおこなう。そして、それらを通して、日本アルプスの高山の斜面に卓越しているとされる凍結と関係したクリープとニベーションの様態をあきらかにしたい。

調査地域として白馬岳をえらんだ理由は、そこが、砂礫斜面の分布が広いこと、強風・多雪・多雨という気候条件がみだされていることによる。強風・多雪・多雨という気候条件は、世界各地の高山を見わたしても、他の場所ではみられない気候環境である。そこでの地形形成作用をあきらかにすることは、気候地形学的にみても意義深いといえよう。具体的な問題にはいるまえに、地形形成作用についての私の見解をあきらかにしておく必要がある。この論文では、CARSON and KIRKBY (1972, p. 99) にしたがって、地形形成作用 (a geomorphic process) を、地表物質が移動するためのメカニズムあるいはメカニズムのグループと定義する。それゆえ、物質の位置の変化をともしなわれない風化作用は、地形形成作用には含めない。移動の様式によって、地形形成作用は、表層物質がまとまった塊、あるいは一団となって移動するタイプ＝マスマーブメントと、流体の移動にとりこまれて粒子が個別に移動するタイプとに大別される。さらに前者 (マスマーブメント) は、運動速度が視覚でとらえられる程度に大きい急速度タイプと、それより動きがおそい緩速度タイプとに分けられる。

この論文中であつかう緩速度タイプのマスマーブメントとしては、フロストクリープ、霜柱クリープ、ジェリフラクション、ラピッドソリフラクション、テラスクリープ、残雪のひきずりによる移動があげられる。急速度タイプのマスマーブメントとしては、落石、土石流、ローリングダウンがあげられる。流体の移動にともなう粒子の移動としては、雨滴によるもの、ウォッシュ、水路での運搬、溶質としての運搬、風による運搬があげられる。これらの定義は、それぞれの項でのべる。

II. 砂礫斜面の特性と調査の方法

白馬岳の頂上から北側の三国境・鉢ヶ岳にかけての森林限界以上には、植生をほとんどたない砂礫斜面が連続して、あるいはパッチ状に広く分布している (第1図・口絵写真1)。それらの砂礫斜面は、その

微気候環境、形態(プロファイルと傾斜)、斜面表面を構成する礫の大きさによって、第1表の21のタイプに分類される。

周氷河タイプと残雪タイプとの区別は、斜面の微気候環境のちがいによって分けられる(口絵写真2, 3)。周氷河タイプでは、積雪深が小さく、積雪期間もごく短いので、地表は強い風にさらされるうえ、斜面物質は凍結の影響を強くうける。表層部は、10月~11月と3月~5月の期間には凍結・融解をくりかえし、12月~2月は凍結したままである。これに対して、11月ごろから翌年の7月~8月まで積雪におおわれる残雪タイプでは、積雪が斜面物質を凍結・融解と風から保護する。凍結・融解のくりかえしは、雪がつもるまえの10月におこるだけである。積雪におおわれている間は、斜面物質の表層部は凍結したままで、積雪が消滅したのち急速に融解する。

この地域には、前線の活動と台風にとともなってしばしば大量の降雨がある。白馬山荘での7・8月の観測記録(1968~1977年)¹⁾によると、1969年8月の月降水量1103mm、1976年8月の月降水量975mmが記録されている。

砂礫斜面は、ほぼ35°以下の傾斜をもち、25°を境にして緩傾斜タイプと急傾斜タイプとに分けられる。また斜面プロファイルによって、凸型・平滑型・凹型に区分される。周氷河タイプでは凸型・平滑型が、残雪タイプでは凹型・平滑型がほとんどをしめる(口絵写真2, 3)。

砂礫斜面の表層部は、細粒物質をふくまない礫ばかりの薄層から構成されている。これを表面角礫層とよび、下位にある細粒物質層(礫まじり砂質シルト層)とは明瞭に区別できる。第2表に示すように、礫の粒径と層厚によって、表面角礫層は4つの主要なタイプに分けられる、この4つのタイプの分布は、斜面形や地形的位置よりも、基盤岩の岩質の分布とよく対応している。

周氷河砂礫斜面には、草本群落・わい生低木群落の小さなパッチや、まばらな草本が生育している。いっぽう、残雪砂礫斜面の中心部は、地衣類も生育しない完全な無植生地になっている場合が多い。

1970年から78年にかけて、第1図に示した砂礫斜面を対象に調査をおこなった。砂礫斜面における地表物質の移動様式の種類については、斜面の微気候環境と地表面の状態の観察とから推定することができる。また、ローブ(lobe)・リル(rill)・崩壊跡地のような斜面上の微地形の観察からも、作用した地形形成作用を知ることができる。調査地域の砂礫斜面のすべてを対象に、このような観察をおこなった。しかし、移動様式と移動量についてのくわしい調査は、第1図に示した測定斜面のみでおこなった。

微気候環境・斜面形態・表面の状態が異なる11カ所の斜面で、緩速度のマスマーブメントの移動様式と移動速度を調査した。斜面表面に等高線方向にひいたペンキの線の変形と、鉛直(地心方向)に埋設した

第1図 白馬岳の砂礫斜面。点を打った部分が砂礫斜面。A-K は測定斜面。F は測定流域。T はトアの倒壊がおこった場所。等高線間隔は100m。

第1表 白馬岳の高山域にある砂礫斜面のタイプ

略号	微気候環境のタイプ	形態のタイプ		表面角礫層のタイプ
		斜面形	傾斜(平均)	
1	PLsB	平滑型	急(28°)	巨礫型
2	PLsCp			中小礫型
3	PLsVi			薄層淘汰不良型
4	PLsVp			薄層小礫型
5	PXgB	凸型	緩(18°)	巨礫型
6	PXgCp			中小礫型
7	PXgVi			薄層淘汰不良型
8	PXgVp			薄層小礫型
9	NLsB	平滑型	急(32°)	巨礫型
10	NLsCp			中小礫型
11	NLsVi			薄層淘汰不良型
12	NLsVp			薄層小礫型
13	NLgCp	平滑型	緩(14°)	中小礫型
14	NHsB	凹型	急(32°)	巨礫型
15	NHsCp	凹型	緩(14°)	中小礫型
16	NHsVi			薄層淘汰不良型
17	NHsVp			薄層小礫型
18	NHgB			巨礫型
19	NHgCp	凹型	緩(14°)	中小礫型
20	NHgVi			薄層淘汰不良型
21	NHgVp			薄層小礫型

IWATA(1981)による。

第2表 表面角礫層の4つの主要なタイプ

略号	タイプ	表面をおおう主要な礫の長径	表面角礫層の厚さ	岩 質
1 B	巨礫型	25cm 以上	30cm 以上	頁岩・粘板岩花崗斑岩
2 Cp	中小礫型	25cm 以下	30-5cm	流紋岩
3 Vi	薄層淘汰不良型	25cm 以上のものから10cm 以下のものまで各種	5cm 以下	頁岩・粘板岩・珪質緑色千枚岩・未凝固堆積物
4 Vp	薄層小礫型	10cm 以下	5cm 以下	蛇紋岩

ビニールチューブの変形とから、移動様式を区別し移動量をもとめた。そのくわしい方法は岩田ほか(1974)と相馬ほか(1979)を参照されたい。

急速度のマスマーブメントがおこった結果形成された地形の観察から、その移動様式を知ることができた。また、それらの地形の体積または容積を計測することによって移動量をもとめることができた。

ウォッシュ量の測定を、長池付近の小流域Fにおいて、1975年5月~10月におこなった。斜面上の4カ所に Gerlach タイプのトラップ、流域の出口には堰をもうけて流出土砂礫の測定をおこなった(一部は林(1976)に報告されている)。水路での土砂運搬量の測定を、残雪砂礫斜面Aにおいて、リルの深さの変化を計測することによって求めた。

これらの測定は、システムチックにおこなわれたとはいえず、そのため、調査地の砂礫斜面の地表物質

の移動様式と移動量が全面的に高い精度であきらかになったとはいいがたい。しかし、さまざまなタイプの砂礫斜面において、どのような地形形成作用が、どのような強さでおこるかのめやすとしての意味はあると考えている。

III. 地形形成作用の分布と地表物質の移動量

(1) 緩速度のマスマーブメント

白馬岳の砂礫斜面に働く緩速度のマスマーブメントの移動様式と移動速度については、すでに、岩田ほか (1974), 高山地形研究グループ (1978), 相馬ほか (1979), 小泉 (1979) によって報告されている。それらの結果をまとめて第3表に示した。

第3表 砂礫斜面におけるペンキ塗布礫の変位量

測定斜面と 計測ライン	平均 傾斜 (°)	表面角 礫層の タイプ	岩質	平均変位 量 (cm/年)	主要な移動様式
周氷河斜面					
J IV・V	34	B	Gp	1**	テラスクリープ
H III	24	B	Qp	5***	テラスクリープ
J II・III	22	C	Gp	9**	フロストクリープ
C II・III	23	Ps	R	27*	フロストクリープ・霜柱クリープ
C IV	30	C・Pd	R	30*	フロストクリープ・ローリングダウン
C I	11	Ps	R	20*	フロストクリープ・霜柱クリープ
H I・II	27	Vi	Ph	22***	フロストクリープ・霜柱クリープ・ジェリフラクション
K I	24	Vp	S	20****	フロストクリープ・霜柱クリープ・ジェリフラクション
I I	23	Vp	R	27**	フロストクリープ・霜柱クリープ・ジェリフラクション
K II	30	Vp	S	45****	霜柱クリープ・ジェリフラクション・ローリングダウン
残雪斜面					
D III	14	C	R	1*	テラスクリープ
A VII	29	C	R	9*	フロストクリープ
A IV	25	C・Ps	R	33*	ジェリフラクション・フロストクリープ・霜柱クリープ
A V・VI	21	C・Ps	R	20*	ジェリフラクション・フロストクリープ・霜柱クリープ
E I・II	28	Ps・Vp	R	24*	ジェリフラクション・フロストクリープ・霜柱クリープ・ラピッドソリフラクション・ローリングダウン
A I・II	22	Vp	R	41*	フロストクリープ・霜柱クリープ・ジェリフラクション・ラピッドソリフラクション

変位量測定期間：* 1974-77, ** 1975-76, *** 1976-77, **** 1977-8, Gp, 花崗斑岩 Qp, 石英斑岩, R, 流紋岩, S, 蛇紋岩, Ph, 緑色千枚岩, B, 巨礫型, C, 中礫型, Ps, 小礫浅型, Pd, 小礫深型, Vi, 薄層淘汰不良型, Vp, 薄層小礫型。

この表からわかるように、白馬岳の砂礫斜面では、異った移動様式の地形形成作用が重複して作用し、その結果ペンキ線やビニールチューブの変形が生じている。測定ラインごとに平均した斜面表面での移動距離は、場所によって大きく異なる。周氷河砂礫斜面巨礫型の表面角礫層の場所や、残雪砂礫斜面 cobble サイズ表面角礫層の場所では、年間の移動距離が数 cm である。いっぽう、周氷河砂礫斜面の pebble サイズの表面角礫層の場所や、残雪砂礫斜面の薄層小礫型の表面角礫層の場所には、年間の移動量が 30cm を越えるものもある。これに対して、物質の移動が生じている深さは、20~30 cm という測定値が得られており、場所による変化は小さいとみられる。移動様式と移動速度の場所によるちがいはなほだしい原因は、斜面の微気候環境、とくに残雪ののこり方、傾斜、表面角礫層、微地形や植生などの場所に

よるちがいが大きいことによる。

このような複雑さをとくはぐすために、以下では、まず移動の様式ごとにその分布と移動速度をみてゆこう。

a) フロストクリープ (frost creep)

斜面物質の凍結・融解にともなっておこる地表面にごく近い表層物質の斜面下方への移動である。表面に直角に近い方向に砂礫がもちあがり、鉛直に近い方向に落下することのくりかえしで移動がおこる。地表面での移動量は年に数センチメートルで大きくないが、移動が生じる深さは20~30cm に達する。

地面の凍結状態からみて、巨礫型以外の砂礫斜面ではどこでもフロストクリープがおこっているといえる。なかでも、凍結・融解のくりかえしが春と秋にひんぱんにおこる周氷河砂礫斜面では、緩速度のマスムーブメントにしまるフロストクリープの割合は大きい、これに対して、秋にしか凍結・融解がおこらない残雪砂礫斜面では、フロストクリープの重要度はひくい。また、ジェリフラクションやラピッドソリフラクションがおこりにくい中礫型の表面角礫層からなる斜面でも、フロストクリープがしまる割合は大きい。

b) 霜柱クリープ

フロストクリープのうち、霜柱状凍結によっておこるものをとくに区別して霜柱クリープとよぶ。霜柱は、調査地にふつうにみられる。表面の薄い角礫層とその下の細粒物質層との間にひんぱんに形成されるので、霜柱クリープによって効果的に移動するのは表面の薄い礫層である。フロストクリープとくらべて、1回の凍土量は大きく、しかも垂直断面における移動の軌跡はジグザグに近くなるから、移動距離は大きくなる。凍結・融解サイクルの頻度や斜面の傾斜によって場所ごとの移動量は大きく異なるが、1年あたり10~20cm に達することもある。

周氷河砂礫斜面の小礫薄層型の表面角礫層の場所、たとえば、礫質条線上の細粒部分などで典型的なものがみられる。そのような場合、まわりの粗粒部より移動量が大きくなるから、ペンキの線の平面パターンはロープ状になる。

c) ジェリフラクション (Gelifluction)

凍土後の斜面物質が、融解時に重力方向に沈下するだけでなく、地表面に平行に斜面下方へ移動する場合をいう。鉛直方向の速度分布 (velocity profile) が粘性流のものと似ているため、流れの一種であると考えられているが、細かなメカニズムはよくわかっていない。表面での平均的な移動距離はフロストクリープや霜柱クリープより大きく、1年あたり10cm 程度である。移動距離が大きな部分では1年あたり40cm にも達することがあり、その場合ペンキ線はロープ状の平面パターンになる。移動のおこる深さは20~30cm である。ソリフラクションとも呼ばれるが、ここでは WASHBURN (1967, pp. 10~14) の定義にしたがってジェリフラクションをもちいる。

細粒物質層が表面近くにある薄層タイプの表面角礫層の場所で、ジェリフラクションはふつうである。周氷河砂礫斜面でよりも、融雪水に富み、斜面物質の融解が急激におこる残雪砂礫斜面の方で、よりおこりやすい。残雪砂礫斜面の場合、ジェリフラクションがおこるのは、初夏・夏期の残雪が融解する時期である。

d) ラピッドソリフラクション (Rapid solifluction)

斜面物質の融解時におこる水で飽和された細粒物質のゆっくりした移動である。ペンキ線はロープ状に変形し、年間の移動距離は40~50cm にも達するが1m を越えない。表面近くの厚さ1~2cm の部分が明瞭なすべり面をもって移動することで、ジェリフラクションと区別される (相馬ほか, 1979)。

発現する場所の条件はジェリフラクションと似ているが、より湿潤で細粒物質に富む場所で発生する。新鮮な土石流堆積物の表面、細礫サイズの表面角礫層の場所で、とくに融雪水の供給が多い場合にみられる。

e) テーラスクリープ (Talus creep)

巨礫型の表面角礫層の場所でおこる年間数センチメートルから 10cm 以下の移動である。巨礫型の斜面では、礫の間を充てんする細粒物質が深い部分まで欠除しているため、凍上やジェリフラクションなどの他のマスムーブメントがおこらない。テーラスクリープの移動のメカニズムはよくわかっていないが (CARSON and KIRKBY 1972, p. 278), 巨礫型の砂礫斜面での主要な移動様式である。

f) 残雪のひきずりによる移動

急斜面上の残雪がゆっくり斜面下方へすべるのに引きずられておこる斜面表面での砂礫の移動である。急傾斜の残雪砂礫斜面のうち、表面角礫層がうすい場所でおこっている。しかしながら、これまでの調査では、この移動様式による移動速度がどのくらいになるかは、計測されていない。厚い表面角礫層をもつ斜面では、残雪の底が礫に食いこみ透明氷になっており、その下の細粒物質層は凍結している。つまり残雪は斜面に凍りついており、残雪のひきずりによる砂礫の移動はおこっていないと考えられる。

これらの移動様式が、実際の斜面にどのように作用しているかの 2 つの例をみよう。

測定斜面 C (第 2 図): 周氷河砂礫斜面である。傾斜がゆるい斜面上部 (ライン I・II) では、条線土が発達する厚さ 5 cm 前後の表面角礫層がみられる。条線土の粗粒部分ではフロトクリープがおもな移動様式であるのに対して、細礫部分には霜柱クリープやジェリフラクションも作用する。移動距離は 20cm/年程度であるが、傾斜が急になるにつれて大きくなる。

斜面下部 (ライン III・IV) の表面角礫層には、粗大な cobble サイズからなる部分と、細かい pebble サイズの礫が 20cm 以上も積み重なっている部分とがある。粗大部分ではフロストクリープがおもな移動様式なので、傾斜が 30° に達するにもかかわらず移動距離は大きくない。細礫部には、フロストクリープ・霜柱クリープ・ジェリフラクションが重複して作用するうえ、急速度マスムーブメントの項でのべるローリングダウンがおこり、移動距離が大きくなり、その結果、ラインの値が大きくなる。斜面北側に散在する巨礫型の表面角礫層の場所ではテーラスクリープしかおこらず、傾斜にかかわらず移動距離は小さい。

測定斜面 A (第 3 図): 残雪砂礫斜面で傾斜の 21°~25° ではば一定である。斜面の上部ほど早く残雪から解放され、下部が残雪から完全に解放されるのは 8 月上旬である。斜面上部では、表面角礫層は薄層小礫型で、フロストクリープ・霜柱クリープ・ジェリフラクション・ラピッドソリフラクションが作用しており、平均の表面礫の移動距離は 40cm/年以上に達する。これに対して、斜面の中部では表面角礫層が中小礫タイプになり、ラピッドソリフラクションがおこらず、平均の移動距離は上部より小さく 20cm/年である。下部では、礫の移動距離が小さい中礫型の表面角礫層の部分と、ラピッドソリフラクションがひんばんにおこり移動距離が大きい薄層小礫型の部分とがみられ、平均の移動距離はやや大きくなる。

次に場所ごとの卓越する移動様式と移動速度を整理しよう。

周氷河砂礫斜面と残雪砂礫斜面では、卓越する移動様式が異なる。周氷河砂礫斜面ではフロストクリープと霜柱クリープとが卓越しているのに対し、残雪砂礫斜面ではジェリフラクションが卓越し、ラピッドソリフラクションの分布も広い。斜面の傾斜が急になると礫の移動距離は大きくなるが、傾斜による移動様式の変化はあまりみられない。これに対して、表面角礫層のタイプのちがいによる移動様式と移動距離のちがいは大きい。巨礫型の斜面ではテーラスクリープだけしかおこらないから移動距離は最小である。中小礫型のうち、cobble サイズの場所ではテーラスクリープとフロストクリープしかおこらないから移動

第 2 図 測定斜面 C。I・IV は測定用ベンキライン。等高線間隔は 2m。

第3図 測定斜面 A. I-VI は測定用ペンキライン。等高線間隔は 2m.

距離は小さいが、pebble サイズの場所では、これらに加えて霜柱クリープとジェリフラクションが効果的に作用して移動距離は大きくなる。薄層淘汰不良型の場所では、霜柱クリープやジェリフラクションも作用するが、巨礫が多く含まれることと植生の発達がよいことのために移動距離は大きくない。薄層小礫型の場所では、フロストクリープ・霜柱クリープ・ジェリフラクションが効果的におこる。周氷河砂礫斜面の場合、移動距離は、中小礫型の pebble サイズの場合とおなじかやや下まわる程度であるが、残雪砂礫斜面の場合にはラピッドソリフラクションが加わるため移動距離はたいへん大きくなる。

これらの緩速度マスマーブメントをまとめると、やや深い層まで動くおそい動き——テラスクリープ・フロストクリープ・ジェリフラクションと、表面の浅い層だけが動くやや速い動き——霜柱クリープ・ラピッドソリフラクションとの2つに分けることができる。これらのうち、テラスクリープしかおこらない巨礫型の斜面をのぞくと、周氷河砂礫斜面ではフロストクリープと霜柱クリープとの組み合わせが、残雪砂礫斜面ではジェリフラクションとラピッドソリフラクションとの組み合わせが一般的である。

(2) 急速度のマスマーブメント

山地に働く地形形成作用のうち、急速度のマスマーブメントが占める比重は大きい (RAPP 1960; MACHIDA 1966; CAINE 1974)。しかし、35° 以下の傾斜しかない砂礫斜面では、その頻度は小さくとくに重要というほどではない。

a) 落石 (Rock fall)

岩壁や、岩がちの急斜面をつくっている岩石が節理にそってはがれ落下するのを、ここではすべて落石とよぶ。大きな岩塊が落下したり、トア (tor) が倒壊するような slab failure から、岩つぶがパラパラはげ落ちる granular disintegration までをふくめる (CARSON and KIRKBY 1972; p. 111-112)。

急な岩壁やトアの表面からの落石の量は、機械的風化作用によって基盤岩から離脱する岩片の量によって支配される。岩壁の表面にペンキをぬって、年間にはがれおちる岩片の量を計測した結果から (高山地形研究グループ 1978; p. 21-22)、現在の環境下における機械的風化の強さは、流紋岩・蛇紋岩ではげしく、古生界の粘板岩・頁岩や花崗斑岩ではおだやかであることがあきらかになった。このことは、調査地内の露岩の表面や岩壁の脚部に堆積した新鮮な岩屑の量の観察からもうらづけられる。

旭岳東面の岩壁下の崖錐上に位置する砂礫斜面をのぞくと、調査地内の砂礫斜面でおこる落石は、砂礫斜面に露出した小面積の露岩やトアから発生するものばかりで、量は少ない。鉾ヶ岳南東山稜の流紋岩地では、調査期間中にトアの倒壊がおこった (第1図)。体積およそ 0.8m³ のトアがくずれ、岩片はその下方の斜面にそって長さ76.5m (上下端の高度差47.5m) にわたってちらばった。

b) 土石流

台風などによる集中的な降雨時に発生するが、調査地のものは非常に小規模なものである。ガリーと、その下端に舌状の堆積地形とが形成される。第4図に示したのは、1975年8月23日 (白馬山荘での日降水量294.5mm) に測定斜面Fでおこったもので、0.34m³ の物質が7m 流下した。

融雪水にめぐまれている残雪砂礫斜面では、土石流はひんぱんにこり舌状の堆積地形が形成される。

1975年と1976年に測定斜面AとDでおこったものを第4表に示した。測定斜面Dのような、傾斜がゆるく（平均 16° ）、cobble サイズの礫の場所が広い斜面にも数多く形成される。しかし、巨礫型の斜面では、すでにあるリルの内部でおこるもの以外は発生しにくい。薄層型の斜面では、土石流は発生しやすいが、周氷河砂礫斜面の薄層淘汰不良型では、パッチ状または縞状に発達する植生のため移動距離が短くなる。

c) ローリングダウン (Rolling down, 転落)

斜面上の礫が個別に斜面下方へ転落・滑動する作用で、霜柱の崩壊、落石、人や動物の歩行などが衝撃をあたえた結果おこる。周氷河砂礫斜面のうち、測定斜面Cの下部のように、傾斜が急で pebble サイズの表面角礫層が厚い部分では、ローリングダウンはひんぱんに、しかもまとまっておこる。残雪砂礫斜面のうち、急傾斜の薄層型のものでは、秋の霜柱融解時によく観察される。ローリングダウンによる移動量は、緩速度のマスマーブメント測定のためのペンキ塗布礫の移動から知ることができた。その移動距離は、傾斜によって大きく左右されるが、測定斜面Aでの平均の値は 1.26m/年 であった。

(3) 流体の移動にともなう粒子個別の移動

a) 雨滴による移動 (rain splash transport)

雨滴の落下の衝撃によってはねとばされることによる細礫 (granule) や砂粒の移動である。これによって移動する物質は、おもに細粒物質であるから、pebble サイズ以上の表面角礫層におおわれている調査地の砂礫斜面での重要度は低い。緩速度のマスマーブメント測定のためのペンキ塗布は、granule

第4図 測定斜面Fで1975年8月形成された土石流地形。A, 横断プロファイル。B, 平面。C, 縦断プロファイル。1, 礫。2, 溝の側壁。3, 溝の側壁(緩傾斜のもの)。4, 堆積地形

第4表 測定斜面 A・D における土石流による舌状堆積地形 (1975・76年)

測定斜面	長さ	× 幅 (m)	× 厚さ	体積 (m ³)	発生時期
A	12	2.5	0.1	2.6	1976年8月
D	8	2	0.05	0.83	1975年8月23日
	5	1	0.1	0.50	1976年8月
	3	2	0.05	0.30	1975年8月23日
	4	1	0.05	0.20	1976年8月
	3	1	0.05	0.15	1976年8月
	4	1	0.03	0.12	1976年8月
	1	1	0.03	0.03	1976年8月
	1.5	0.5	0.01	0.075	1975年8月

サイズにもおこなわれたが、雨滴による移動とおもわれるランダムな散らばりはごく少なかった。

b) ウォッシュ (wash)

水みち流をつくらず面的に流れる流水による砂礫や細粒物質の移動である。表面角礫層の存在のため、調査地の砂礫斜面を流れる流水を地表流 (overland flow) と、topsoil flow・中間流 (inter flow) など

の地表下流とを区別することは困難である。したがって、表面ウォッシュと地表下ウォッシュとを区別できず、まとめてウォッシュとする。

流水の起源は、降雨・融雪水・融凍土水である。いうまでもなく、降雨起源の流出は降雨時に集中する。それに対して、融雪水起源の流出は継続的におこり流量変化が小さい。しかも、ほとんどの場合透明であることから、融雪水によるウォッシュの運搬力は、雨水にくらべて小さいといえる。(小林 1972; THORN 1976)。凍土から生じる融凍土水は、量が少ないが、周水河砂礫斜面では重要である。条線土の粗粒部分では、4月上旬～5月上旬ごろに表面角礫層と細粒物質層との境界部分を融凍土水が流下するのが観察されることがある。

周水河砂礫斜面では、春から秋までのすべての降雨がウォッシュをひきおこす。これに対して残雪砂礫斜面では、残雪が存在しているあいだは降雨も融雪水も、残雪におおわれた部分に影響をあたえることは少ない。しかし消雪時の降雨は、融雪水ですでに湿潤な状態になっている残雪砂礫斜面にはげしいウォッシュをひきおこす。

表面角礫層に氷がつまって凍結しているような場合をのぞいて、巨礫型と中・小礫型の斜面では地表流

第5図 測定流域F。1-4はウォッシュトラップ。Wは堰。シャドーをかけた部分は植生地。等高線間隔は4m。

はみられない。かなり強い降雨時にも表面まで流水があらわれることはない。おもに表面角礫層とその下位の細粒物質層との境でウォッシュはおこる。このことは、測定斜面D下部の中礫型表面角礫層の下に設置されたトラップでたしかめられた。これに対して、薄層型の場所では、降水量が多い時にはしばしば地表流が観察される。したがって、巨礫型や中小礫型よりも薄層型の斜面でウォッシュによる移動量が多い。しかし、周水河砂礫斜面の薄層型の斜面では、植生によって物質の移動がいくらか阻止されると考えられるので、やや移動量は低くなるであろう。

ウォッシュによる砂礫の移動量は、測定流域F(第5図)に設置した4つのウォッシュトラップによって測定された(第5表)。トラップの上方には捕捉域を限定する枠をもうけなかったし、トレーサーも用いなかったのも、それぞれのトラップごとの捕捉域を明確にすることはできなかった。しかし、トラップ1・2では、2つのトラップを傾斜方向に5mずらしてセットしたことおよび、おなじ性格の表面角礫層の広がりがほぼ5m四方であることから捕捉域の範囲を決めた。トラップ3・

4では、トラップの斜面上方の植生地までの距離から捕捉域の面積を決めた。

白馬岳における降雨量の年ごとの変化は相当はげしいが、観測をおこなった1975年には特にいちじるしい豪雨もなく、逆に少雨でもなく、平均的な降雨量であった。したがってウォッシュによる移動量も平年

第5表 測定流域Fにおける降雨ウォッシュによる砂礫の移動量(1975年の消雪期)

トラップ	表面角礫層 のタイプ	傾斜 (°)	トラップの 捕捉域 (m ²)	砂礫移動量	
				(g)	(g/m ² ・年)
トラップ 1・2	Cp	26	2.5	160.3	64.1
トラップ 3	Vp	25	1.0	104.8	104.8
トラップ 4	Vp	5	4.0	395.3	98.8

幅50cm Gerlach タイプのトラップによる。

なみであるとみることができる。

c) 水路での運搬

水みち流による砂礫や細粒物質の移動で、水路でおこる。蛇紋岩地の薄層小礫型のものを除いて、周氷河砂礫斜面には永続的な水路が形成されていない。土石流がおこったあとの溝も数年のうちに消滅してしまう。これに対して残雪砂礫斜面には、多くのリル (rill) が形成される。なかでも薄層型の表面角礫層の斜面や急傾斜のもの、凹地型のものにいちじるしい。リルの深さは5~30cm、幅は10cm~1mであることが多く、凹地型の斜面にあるものは樹枝状のパターンをもつ。リルの大きさや分布からみて、残雪砂礫斜面の急傾斜型のもの下部や凹地型の斜面の中央部で水路での運搬がさかんであると考えられる。また、おなじ形態の斜面では、斜面の長さが長いものほど運搬量が大きく、とくに薄層型の斜面でいちじるしいと考えられる。

測定斜面Aには大型のリルが形成されている(第3図)。1976年(7・8月の降雨量1328mm)には、このリル底の低下量は平均6.9cmであったのに対し、1977年(7・8月の降雨量506mm)には、ほとんど低下がおこらなかった。1976年には調査地全域で水路での運搬がさかんであった。1975年にはわずかであった測定流域Fの出口での掃流物質の量は、1976年8月13日~16日の降雨(降雨量478mm)では堰が完全に埋められたほどであった。

d) 溶質の運搬

流水中に化学的に溶解した物質の移動である。一般的にいて、石灰岩地域以外の高山の周氷河環境では化学的風化作用はさかんでないから(CAINE 1974)、溶質の運搬量も少ない(KOTARBA 1972)。植生におおわれた斜面にくらべると砂礫斜面での溶質の運搬の重要度はさらに低いと考えられる。化学的風化作用がかなりおこっているとされる残雪砂礫斜面(THORN 1975)でも、溶質の運搬量がとくに多いという結果はでていない(THORN 1976)。それゆえ、ここでは溶質の運搬を無視した。

e) 風による運搬

周氷河斜面では、強風が植物の生育をさまたげる結果砂礫斜面が形成されている。しかし、風による斜面の侵食や細粒物質の運搬がいちじるしいとは考えられない。その理由は、白馬岳の砂礫斜面が表面角礫層におおわれていて細粒物質が露出していないことによる。土石流堆積物の表面のように細粒物質が存在することはあっても、面積はせまく、期間も短い。したがって、ここでは風による運搬を無視した。

IV. 考察(地形形成作用の強度の見積り)

ある砂礫斜面に卓越する地形形成作用をあきらかにすること、あるいは、場所ごとの作用の強度を比較することは、どちらも容易ではない。そのためには、すべての地形形成作用それぞれについての移動量の見積りが必要になる。以下では、観測データの不足の部分を推定でおぎないながら、移動量の見積りをおこない地形形成作用の強度の定量的比較をこころみる。

(1) 作用ごとの強度の見積り

地形形成作用の強度の量的な比較のためには、地形形成作用の地形的仕事量が用いられる。鉛直方向の地形的仕事量は

垂直移動量 (Vertical mass transfer) = 質量 × 鉛直成分

であらわされる (RAPP 1960 ; p. 184)。単位はトンメートルである。

測定値が比較的そろっている測定斜面FとAについての地形形成作用ごとの垂直移動量を第6表、第7表に示した。

測定斜面F; この斜面では、緩速度のマスムーブメントの移動速度測定をおこなわなかったのも、これについては測定斜面Cで得られた値をあてはめた。フロストクリープに代表される深いがゆっくりした動き(平均の移動の深さ20cm、表面移動距離4cm/年)と霜柱クリープに代表される表面でのやや速い動

第6表 周氷河砂礫斜面(測定斜面 F, 面積9,956m², 平均傾斜25°)
における砂礫の移動量(1975年)

移動様式	作用面積 (m ²)	移動の深 さ (m)	平均の移 動距離 (m)	移動重量 (g/m ²)	垂直移動量		
					(m・t)	(%)	(m・t/km ² 年)
フロストクリープとジェ リフラクション ¹⁾	8,992.0	0.20	0.02 ³⁾		27.4	67	2.8
霜柱クリープとラピッド ソリフラクション ¹⁾	7,060.0	0.01	0.20 ³⁾		10.7	26	1.0
ロックフォール ²⁾	77.0		3.50	1,455.0	0.5	1	0.1
	20.0		2.50				
トアの倒壊 ³⁾	0.4	2.00	6.00		1.0	3	0.1
土石流 ⁴⁾	3.4	0.10	3.50		0.5	1	0.1
ウォッシュ	9,956		2.50	70.6	0.7	2	0.1
合 計					40.9	100	4.2

密度の見積り：砂礫 1.8 g/cm³ (Rapp 1960), 岩石 2.5 g/cm³.

1) 測定斜面Cのデータ, 2) 高山地形研究グループのデータ, 3) 鉢ヶ岳南東山稜程度のものが10年に1回倒壊すると仮定, 斜面にちらばるものもふくむ, 4) 2.5年に1回として見積った, 5) 斜面にそって,

第7表 残雪砂礫斜面(測定斜面 A, 面積5701m², 平均傾斜23°)に
おける砂礫の移動量(1975年)

移動様式	作用面積 (m ²)	移動の深 さ (m)	平均の移 動距離 (m)	移動重量 (g/m ²)	垂直移動量		
					(m・t)	(%)	(m・t/km ² 年)
フロストクリープとジェ リフラクション	5,581.0	0.17	0.06 ²⁾		40.0	58	7.0
霜柱クリープとラピッド ソリフラクション	5,350.0	0.01	0.22 ²⁾		8.3	12	1.5
ローリングダウン	5,414.0		1.26 ¹⁾	9.6×10 ⁻⁶	0.1	0	0
土石流 ¹⁾	26.0	0.01	5.00		4.7	7	0.8
降雨ウォッシュ	5,581.0		2.50 ²⁾	108.6	0.6	1	0.2
融雪ウォッシュ	測定せず——降雨ウォッシュの2/3				0.4		
水路での運搬 ¹⁾	33.8	0.07	18.00		15.1	22	2.7
合 計					69.2	100	12.2

密度の見積り：砂礫 1.8 g/cm³ (Rapp 1960), 岩石 2.5 g/cm³.

1) 頻度の仮定, 5年に1回, 2) 斜面にそって, 3) 測定流域Fのトラップ3と4の値から,

き(平均の移動の深さ1 cm, 表面移動距離20 cm/年)とに分けて, 1年あたりの移動した斜面物質の体積をもとめた。作用面積は, 表面角礫層と傾斜の分布からもとめた。

測定斜面Fでは, 落石はトアの壁から発生するだけである。トアの高さと側壁の面積を測定し, それに三国境で測定された流紋岩の面積あたりの岩片剝離重量(高山地形研究グループ 1978, p. 150)をかけてもとめた。測定斜面Fでは調査期間中にトアの倒壊がおこらなかった。移動量を見積るにあたっては, 鉢ヶ岳の南西尾根で発生した規模のものが10年に1回は発生する可能性があるとした。土石流については, 1975年8月に発生した規模のものが, その時の降水量からみて, 5年に1回発生するとして量を見積った。

ウォッシュについては、斜面中央部にあるトラップ1・2で得られた値が測定斜面F全体を代表すると考えた。測定斜面Fでは、ローリングダウンと水路の水流による移動は量が少ないので無視した。

測定斜面 A； 緩速度のマスムーブメントとローリングダウンの値には、この斜面で測定されたものをそのままあてはめた。ローリングダウンによる移動量は、 1 m^2 について 3.9 cm^3 の礫が斜面にそって 1.26 m 移動するという値が得られている。土石流については、1976年8月に形成された 2.6 m^3 程度の大きさの舌状地形が5年に1回形成されるとして見積った。長さ 50 cm 以下の舌状堆積地形（体積 $1 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-4}\text{ m}^3$ 程度）は、毎年5個程度形成されているが、垂直移動量としてはごく小さい。

測定斜面Aではウォッシュの測定はおこなっていない。そこで、測定流域Fのトラップ3・4の測定値によって、斜面 1 m^2 あたり年間 100 g という値を用いた（平面投影した 1 m^2 あたりでは 108.6 g ）。この値は、残雪消失後の降雨によるウォッシュの量しか示していないので、残雪の融解水によるウォッシュの量を別に見積る必要がある。一般に、降雨ウォッシュにくらべて融雪水ウォッシュの量は小さいから、降雨によるものの $\frac{2}{3}$ として見積った。水路での運搬量を求めるためには、水路底の低下量（5年に1度平均 7 cm ガリー底が低下するという値）を用いた。

測定斜面FとAに共通しているのは、移動量全体に占める緩速度マスムーブメントの割合が大きいくところである。測定斜面Fでは、全垂直移動量の93%を緩速度のマスムーブメントが占め、測定斜面Aでも70%を占める。これに対して、ウォッシュが占める割合は両斜面ともすくない。

測定斜面Aでは、測定斜面Fと異なっており、土石流と、水路での運搬が占める割合が大きく、あわせて29%に達する。すなわち、降雨と融雪水が関与する地形形成作用の比重が残雪砂礫斜面で大きいということが量的にもあきらかになった。

(2) 場所ごとの強度の見積り

場所ごとの地形形成作用の強さを比較するためには、単位面積あたりの垂直移動量；相対垂直移動量 (Relative vertical mass transfer, 単位は $\text{トンメートル}/\text{km}^2 \cdot \text{年}$, RAPP, 1960, p. 184) を用いる。

第6表、第7表の右はしには、測定斜面FとAの、地形形成作用それぞれについての相対垂直移動量を示した。測定斜面の比高はFとAの両者ともおよそ 30 m であるから、測定斜面FとAにおける相対垂直移動量の差異は、作用の強さの差異とみなすことができる。測定斜面Aでは、測定斜面Fにくらべてフロストクリープ・ジェリフラクションと水路での運搬の量が大きいため、合計の相対垂直移動量が大きくなっている。

つぎに、調査地に分布する21のタイプの砂礫斜面それぞれについて、地形形成作用ごとの相対垂直移動量を見積ってみよう。斜面の高さを一定にそろえるために、測定斜面FおよびAとおなじ比高 30 m の斜面の場合を考える。斜面の傾斜には、調査地内の急傾斜型斜面・緩傾斜型斜面それぞれの平均値に近い値をあたえた。緩速度のマスムーブメントの一部のように、各測定斜面での測定値が利用できるもの以外は、各砂礫斜面での微気候・植生・表面の状態の観察結果にもとづいて、測定斜面FとAの値を増減して相対垂直移動量とした³⁾。

このような、あらっぱい仮定も、1つのめやすを得るための方法としては意味があると考えた。その結果得られた斜面のタイプごとの相対垂直移動量を第8表に示した。

相対垂直移動量が斜面のタイプごとに变化するのは、斜面ごとの微気候環境、斜面形と傾斜、表面角礫層のちがいによる。微気候環境と斜面形・傾斜がおなじならば、表面角礫層のタイプの巨礫型—薄層淘汰不良型—中小礫型—薄層小礫型という順に値が大きくなる。巨礫型の斜面の値は、微気候環境と斜面・傾斜に関係なく最小である。表面角礫層のタイプがおなじ場合、傾斜の急な方が値は大きくなる。表面角礫層のタイプと傾斜がおなじ場合には、周氷河砂礫斜面より残雪砂礫斜面の方で値が大きくなる。

また、周氷河砂礫斜面とくらべて残雪砂礫斜面では、ウォッシュ、水路での運搬、土石流という、流水が重要な役割をはたす作用の割合が大きいくことが、量的にも（ほぼ30%以上を占める）たしかめら

第8表 砂礫斜面のタイプごとに見積られた相対垂直移動量²⁾

砂礫斜面のタイプ	平均傾斜 (°)	相対垂直移動量($\times 10^3 \text{ m} \cdot \text{ t/km}^2 \cdot \text{ 年}$)				
		緩速度マス ムーブメント	急速度マス ムーブメント	ウォッシュ	水路での運搬	合計
PLsB	28	0.7	0.1	0.1	0	0.9
PLsCp	28	4.4	0.2	0.1	0	4.7
PLsVi	28	2.8	0.1	0.1	0	3.0
PLsVp	28	4.4	0.3	0.1	0.7	5.5
PXgB	18	0.5	0.1	0.0	0	0.6
PXgCp	18	4.1	0.2	0.1	0	4.4
PXgVi	18	2.5	0.1	0.1	0	2.7
PXgVp	18	4.1	0.2	0.1	0.7	5.1
NLsB	32	0.7	0.1	0.1	1.2	2.1
NLsCp	32	8.0	1.2	0.2	3.5	13.0
NLsVi	32	5.6	1.5	0.2	3.5	11.0
NLsVp	32	8.5	1.6	0.2	3.5	13.9
NLgCp	14	2.8	0.5	0.1	1.8	5.3
NHsB	32	0.7	0.1	0.1	1.2	2.1
NHsCp	32	8.0	1.2	0.2	3.5	13.0
NHsVi	32	5.6	1.5	0.2	3.5	11.0
NHsVp	32	8.5	1.6	0.2	3.5	13.9
NHgB	14	0.5	0	0.1	0.9	1.5
NHgCp	14	2.8	0.5	0.1	2.7	6.2
NHgVi	14	1.7	0.7	0.1	2.7	5.2
NHgVp	14	5.2	0.7	0.1	2.7	8.7

斜面は、おなじ比高をもつものとする。測定斜面FとAの値から推定した。

れた。なかでも、水路での運搬がさかんな凹地型と、ウォッシュ以外の地形形成作用が微弱な巨礫型の斜面でいちじるしい。

白馬岳の砂礫斜面での相対垂直移動量を、他の地域のもものと比較してみよう。コロラドの Front Range の緩傾斜の周氷河砂礫斜面の値 ($0.0023 \times 10^3 \text{ t} \cdot \text{ m/km}^2 \cdot \text{ year}$) や残雪砂礫斜面の値 ($0.169 \times 10^3 \text{ t} \cdot \text{ m/km}^2 \cdot \text{ year}$) (THORN 1976) より白馬岳の値が大きい。おなじコロラドの San Juan Mountains の 0.98 km^2 の流域での値 ($2.76 \times 10^3 \text{ t} \cdot \text{ m/km}^2 \cdot \text{ year}$) (CAINE 1976) や、RAPP (1960) が測定したラップランドのかなり広い 15 km^2 の流域の値 ($19 \times 10^3 \text{ t} \cdot \text{ m/km}^2 \cdot \text{ year}$) と同程度の値になっている。しかし日本列島の平均値 ($340 \times 10^3 \text{ t} \cdot \text{ m/km}^2 \cdot \text{ year}$) (貝塚 1969, p. 186) より小さい。

(3) ニベーシオンについての補足的なコメント

MATTHES (1900) によって提唱されてから、「ニベーシオン」という語はたいへん好まれ、広く用いられてきた。白馬岳の残雪砂礫斜面に作用する地形形成作用もニベーシオンとよばれる。それはすでにみてきたように、斜面のタイプによって移動様式も強さもたいへん異っている。これまでに、世界各地でおこなわれたニベーシオンに関する研究においても、その主要な移動様式はさまざまであった。たとえば、砂礫斜面でおこるものだけに限ってみても、MATTHES (1900), LEWIS (1939), THORN (1976) などは融雪水による運搬作用を重視したのに対し、EKBLAW (1918), PATERSON (1951) は、ジェリフラクションを重視した。また、小林 (1969) のように残雪の移動と消雪後の降雨による運搬を重視する見方もある。今西 (1969) や BIRD (1967, p. 228) も、消雪後に加わる作用を重視した。

これらのちがいの原因は、気候環境にもとめられるのがふつうである（たとえば、EMBLETON and KING 1968, p. 547）。ところが、これまでのべてきたように、おなじ微気候環境のもとにある斜面でも、斜面のタイプが異なれば作用する地形形成作用の種類も強さも大きく異なる。とくに、表面角礫層のタイプが異なる場合にいちじるしい、それゆえ、斜面の形態・傾斜や地表面の状態を吟味しないで、移動様式のちがいの原因をただちに気候のちがいに帰すことは危険である。

ニベーションという語が示す地形形成作用の具体的な内容はとぼしい。たいへん便利な語ではあるが、残雪と直接的または間接的に関係ある地形形成作用のグループという意味しか示さないであろう。

V. 結 論

白馬岳にある各タイプの砂礫斜面に働く地形形成作用を列挙し、その地形的仕事量を見積った結果、場所による地形形成作用のちがいをあきらかにすることができた。地表物質の移動様式と移動量（地形的仕事量）は、斜面のタイプに対応して場所ごとに異なる。場所ごとの大ききまかなちがいを理解するために、第8表に示した見積り値を第9表に示すような5つのグループに分類した。周氷河タイプと残雪タイプと

第9表 白馬岳高山域の砂礫斜面に作用する地形形成作用のグループ分け

地形形成作用 の性格	移動の 活動性	上位2番目までの 移動様式	相対垂直 移動量 ($\times 10^3 \text{ m} \cdot$ $\text{t} / \text{km}^2 \cdot \text{年}$)	ウォッシュと 水路での運搬 の割合 (%)	砂礫斜面のタイプ
I 周氷河的作用	不活発型	テラスクリープ・ フロストクリープ	0.6-3.0	2-6	PLsB・PXgB・ PLsVi・PXgVi
II 周氷河的作用	中間型	フロストクリープ・ ジェリフラクション	4.4-5.5	1-15	PLsCp・PXgCp・ PLsVp・PXgVp
III 残雪的作用	不活発型	テラスクリープ・ 水路での運搬	1.4-2.0	62-67	NLsB・NHsB NHgB
IV 残雪的作用	中間型	ジェリフラクション ・フロストクリープ	4.7-5.8	36-54	NLgCp・NHgCp NHgVi
V 残雪的作用	活発型	ジェリフラクション ・フロストクリープ	8.0-12.8	8-13	NLsCp・NLsVi・ NLsVp・NHsCp NHsVi・NHsVp NHgVp

の区分は、流水による移動（ウォッシュと水路での運搬）の地形的仕事量の全仕事量に対する割合いで決めた。ウォッシュと水路での運搬の合計が25%をこえるものを残雪タイプとした。地形的仕事量の小・中・大の境界値は、 $3.0 \times 10^3 \text{ t} \cdot \text{m} / \text{km}^2 \cdot \text{year}$ と $6.0 \times 10^3 \text{ t} \cdot \text{m} / \text{km}^2 \cdot \text{year}$ とした。

グループIには、巨礫型と薄層淘汰不良型の表面角礫層をもつ周氷河砂礫斜面での地形形成作用が属する。グループIIには、中小礫型と薄層小礫型の表面角礫層をもつ周氷河砂礫斜面での地形形成作用が属する。グループIIIには、巨礫型の表面角礫層をもつ残雪砂礫斜面での地形形成作用が属する。グループIVには、巨礫型と薄層小礫型以外の緩傾斜の残雪砂礫斜面での地形形成作用が属する。グループVには、巨礫型以外の急傾斜の残雪砂礫斜面と薄層小礫型の緩傾斜の残雪砂礫斜面での地形形成作用が属する。このような区分をおこなうことによって、ある砂礫斜面のタイプがあたえられれば、そこに作用する地形形成作用（その移動様式と地形的仕事量）を推定することができるようになった。

以上のべてきたところから、シュヴィンド（1936）や小林国夫（1956）が論じた西側斜面と東側斜面の地形形成作用のちがいも明確になった。稜線の西側に多い周氷河砂礫斜面では、地形的仕事量のうち85%以上の部分をテラスクリープまたは、それに加えてフロストクリープ・ジェリフラクションなどの緩速度のマスムーブメントが占める。これに対して、東側に多い残雪砂礫斜面では、地形的仕事量のうち25%以上をウォッシュや水路での運搬のような降雨や融雪水と関係深い作用が占める。のこりの物質移動の大

部分は、周氷河砂礫斜面とおなじように緩速度のマスマーブメントが占め、表面角礫層が巨礫型の斜面以外ではジェリフラクションの比重が大きい。斜面ごとの、トータルの地形的仕事量は、周氷河砂礫斜面でよりも残雪砂礫斜面の方で大きくなるが、気候環境によるちがいよりも、傾斜と表面角礫層のタイプによって生じるちがいの方が大きい。東側の残雪砂礫斜面に働いている地形形成作用をニベーショントよぶことは、もちろん可能であるが、地形的仕事量からみて、緩速度マスマーブメントの重要性を軽視してはいけない。

謝 辞

この研究をすすめるにあたって多くの方がたから御援助をいただいた。明治大学の小嶋 尚教授は、白馬岳で調査をするきっかけをあたえてくださった。野外調査では、高山地形研究グループのメンバー各氏、とくに林 和広氏、相馬秀広氏から絶大な協力を得ることができた。論文にまとめる段階では、東京都立大学の貝塚爽平教授と野上道男助教授からさまざまなコメントをいただいた。あつくお礼をもうしあげます。

注

- 1) 日本気象協会「夏山の気象観測表」(毎年刊行)。
- 2) 第8表に示した係数は、以下の基準によって定めた。土石流、ウォッシュ、水路での運搬のように、傾斜の影響を強くうける移動様式については、急傾斜の場合には1.33、緩傾斜の場合には0.67をかけた。緩速度マスマーブメントは傾斜の影響をあまり受けないが、テラススクリープは傾斜の影響を受けるので、緩傾斜の場合には0.67をかけた。トアの倒壊による移動量には、落下した岩片が斜面上にちらばるのも含めたから、周氷河砂礫斜面の緩傾斜のものには0.50をかけた。残雪砂礫斜面のうち、薄層淘汰不良型と、薄層小礫型の緩傾斜のものでは、大きな礫がまじり緩速度マスマーブメントが減速されるので0.67をかけた。巨礫型の斜面では、ウォッシュと水路での運搬は不活発なので、それぞれ0.50と0.33をかけた。周氷河砂礫斜面の薄層小礫型と残雪砂礫斜面の薄層型では、土石流がひんぱんにおこるのが観察されているので、1.33をかけた。古生界の地質と対応する巨礫型や薄層淘汰不良型の斜面では、落石やトアの倒壊はおこりにくいと考えられるので、0.50をかけた。周氷河砂礫斜面の薄層淘汰不良型には、植生のパッチが発達し砂礫地の面積がせまいので0.67をかけた。周氷河砂礫斜面のうちで、ガリーがみられる薄層小礫型については、残雪砂礫斜面の値に0.25をかけた。

引用文献

- BIRD, J. B. (1967) : *The Physiography of Arctic Canada*. Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore, Md., 336pp.
- CAINE, N. (1974) : The geomorphic processes of the alpine environment. In Ives, J. D., and Barry, R. G., (eds.), *Arctic and Alpine Environments* Methuen, London, 721-748.
- (1976) : A uniform measure of subaerial erosion. *Geological Society of American Bulletin*, 87 : 137-140.
- CARSON, M. A., and KIRKBY, M. J. (1972) : *Hillslope Form and Process*. Cambridge University Press, London, 475pp.
- EKBLAW, W. E. (1918) : The importance of nivation as an erosive factor, and of soil flow as a transporting agency, in Northern Greenland. *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, 4 : 288-293.
- EMBLETON, G., and KING, C. A. M. (1968) : *Glacial and Periglacial Geomorphology*. Edward Arnold, London, 608pp.
- 林 和広 (1976) : 白馬岳・長池周辺の地形形成営力の定量的研究の試み. 1975年度東京都立大学理学部地理学科卒業論文(未発表)。

- 今西錦司 (1933) : 日本アルプスの雪線に就いて. 「山岳」第28年, 193-282.
- IWATA, S. (1981) : Climatic environments, topographies, and materials and their interactions to surface processes of rubble slopes in a high mountain region of the Japan Alps. *in prep.*
- 岩田修二・岡沢修一・小嶋 尚 (1974) : 白馬岳, 長池周辺における solifluction について. 「地理予」**6** : 102-103.
- 貝塚爽平 (1969) : 地形変化の速さ. 西村 (編) 「朝倉地理学講座 6, 自然地理学 II」朝倉書店, 東京, 164-192.
- 小林国夫 (1956) : 日本アルプスの非対称山稜. 「地理評」**29** : 484-492.
- 小林 詢 (1969) : 雪田の融解水による斜面浸食について. 「信州大学志賀自然教育研究施設研究業績」第8号, 1-15.
- (1979) : 残雪と地形. 「地理」**17**, 3 : 19-28.
- 小泉武榮 (1979) : 高山の寒冷気候下における岩屑の生産・移動と植物群落 II. 北アルプス北部鉢ヶ岳付近における蛇紋岩強風地の植物群落. 「日生態会誌」**29** : 281-287.
- KOTARBA, A. (1972) : Comparison of physical weathering and chemical denudation in the Polish Tatra Mts. In Macar, P., et Pissart, A. (eds.), *Processus périglaciaires*. Univ. Liege, Liege, 205-216.
- 高山地形研究グループ (1978) : 「白馬岳高山帯の地形と植生」東京, 163pp.
- LEWIS, W. V. (1939) : Snow-patch erosion in Iceland. *Geogr. Jour.*, **94** : 153-161.
- MACHIDA, H. (1966) : Rapid erosional development of mountain slopes and valleys caused by large landslide in Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **1** : 55-78.
- MATTHES, F. E. (1900) : Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming. *U. S. Geol. Survey 21st Annual Rept., Part II*, 167-190.
- PATERSON, T. T. (1951) : Physiographic studies in north-west Greenland. *Meddel. om Grönland*, **151**, 4 : 1-60.
- RAPP, A. (1960) : Recent developments of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, **42** : 71-200.
- SCHWEIZER, G. (1968) : Der Formenschatz des spät- und Postglazials in den Hohen Seealpen. *Zeit. Geomorph. Suppl.*, **6** : 1-167.
- シュヴィンド, M. (1936) : 笠岳山脈と抜戸岳附近の羊背岩. 「地理評」**12** : 438-446.
- 相馬秀広・岡沢修一・岩田修二 (1979) : 白馬岳高山帯における砂礫の移動プロセスとそれを規定する要因. 「地理評」**52** : 562-579.
- THORN, C. E. (1975) : Influence of late-lying snow on rock-weathering rinds. *Arctic and Alpine Res.*, **7** : 373-378.
- (1976) : Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin*, **87** : 1169-1178.
- WASHBURN, A. L. (1967) : Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. *Meddel. om. Grönland*, **166**, 4 : 1-318.

(1980年7月25日受理)