

白山のローブ状地形に関する基礎的研究—堆積構造, 表面礫の移動, 地中温度—

山 本 憲志郎 筑波大学水理実験センター
小 川 弘 司 石川県白山自然保護センター

FUNDAMENTAL STUDY ON THE LOBES OF MT. HAKUSAN —SEDIMENTARY STRUCTURE, STONE MOVEMENT AND GROUND TEMPERATURE—

Kenshiro YAMAMOTO, *Environmental Research Center, Tsukuba University*
Hiroshi OGAWA, *Hakusan Nature Conservation Center, Ishikawa*

はじめに

白山山頂部周辺には、完新世に降下した火山灰を挟在する階状土やローブ状地形が発達している。そこでこれらの地形のいくつかの部位の現在の地温, および物質移動量などを計測することによって, 多雪高山域である白山山頂部周辺において現在の物質移動プロセスの復元を目的に, 種々の計測を行った。

ところで調査の対象としたローブ状地形が化石化している可能性も考えられる。その場合, 何に注目して斜面プロセスを推定したらよいのだろうか。例えば非周氷河性の営力と周氷河性の営力が同時に作用する環境下において, 斜面物質の現在の運搬営力を推定するには精度の高い実測が望ましいのは確かである。しかし, 過去に同様の環境下にあったと推定される地域において, 化石化した斜面物質の主たる運搬営力を推定するには, こうした手法をとることはできない。おそらく堆積物の傾斜と堆積構造から判断しなくてはならないと思われる。乾燥岩屑流, 不飽和岩屑流, 飽和岩屑流, 土石流あるいは掃流状集合流動および掃流はその流動と斜面傾斜との間に密接な関係があることが知られている。また, 転・落石はその堆積勾配が構成物質によって決定されることが知られている。こうした指摘は, ある種の斜面プロセスとそれによって造られる斜面の傾斜との間には明瞭な関係があることを示唆している。

また堆積構造には粒度組成や円磨度などの様々な指標が含まれる。そうした指標の中で, 山本(1992)は周氷河性斜面堆積物と非周氷河性斜面堆積物を礫のファブリックによって区分できることを示した。

本稿では, 最初に調査地点と計測方法の概要を示し, 次に斜面プロセスと斜面傾斜の関係について概

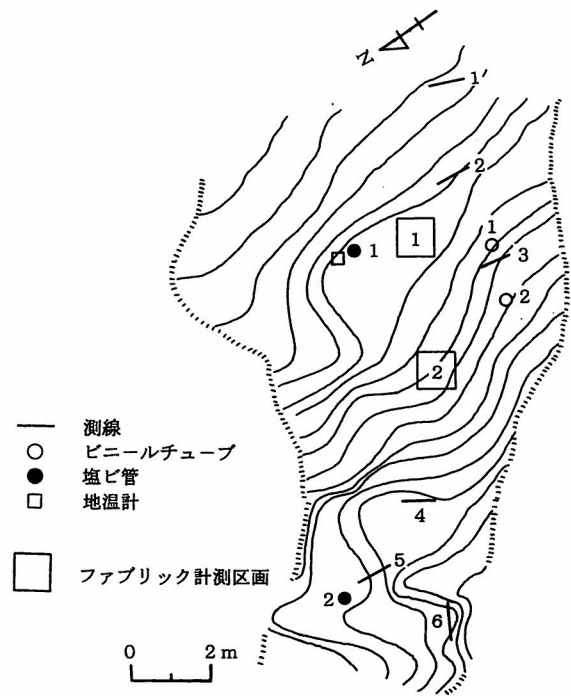


図1 計測ローブと機器設置場所
(コンター間隔は10cm)

略的にまとめ, 調査の対象とした白山のローブ状地形の斜面傾斜を検討する。さらに斜面プロセスと堆積構造に関する従来の礫のファブリック解析データに, 白山のローブ状地形のデータを加えて検討することにした。また, 現在の物質移動環境に関するデータを提示し, 斜面傾斜角および堆積構造との関係について若干の考察を行う。斜面プロセスと斜面傾斜および堆積構造の関係について理解を深めることは, より精度の高い斜面プロセスの復元に必要であ

と思われる。

調査地点と計測方法

石川県白峰村内の白山室堂の北西に広がる通称、水屋尻雪溪の南西部に発達するロープ状地形（標高2,465m付近）において、種々の計測を行った（図1）。このロープ状地形は、時計廻り方向で 240° の方位に 8° の平均傾斜を示す斜面上に発達している。長さは斜面長で約23m、幅は平均で1.2mあり、堆積物の厚さは末端部で1.2m、最大で2.7m認められ、周辺とは比較的明瞭な急崖によって分けられている。この崖はアオノツガザクラを主とする植生によって部分的に覆われている（写真1）。

このロープの末端から、斜面上方に向かって5mの地点（地点2）と8.5mの地点（地点1）の地表面に $1\text{m} \times 1\text{m}$ のグリッドを設けた。地点2は斜面傾斜が 18° あり、表層部には平均粒径7～8cmの礫が密集している（写真2）。地点1の斜面傾斜は 6° で、表層には径1cm程度の礫が多い。周辺に比較的大きい礫が多いことから、礫質円形土を造るような垂直方向への淘汰作用も受けている可能性のある地点と思われる（写真3）。

両地点のグリッド内の表層付近から、長軸5cm以上の礫を無作為に抽出し、それぞれ100個の礫の長軸の方位と傾斜角、長・中・短軸の長さを計測した。またグリッドを垂直方向に掘り進み、深さ20～25cmの層準においても、地表面と同様の計測を行った。こうして得られたデータを3次元ベクトル解析法によって解析し、Logarithmic Ratio Plot上にプロットして、すでに報告されているデータと比較した。またペンキ塗布測線による表層物質の移動量の計測、ビニールチューブの埋設による水平方向の物質移動量の計測、塩ビ管の埋設による凍上量の測定、各種深度における地温（地表面、地中15cm、30cm、45cm、55cm）および気温（地上30cm）の測定を行った（図1）。

斜面プロセスと斜面傾斜

先述したように斜面傾斜と運搬営力の間には密接な関係が認められている。そこで従来の知見から、斜面傾斜と運搬営力の関係について簡略に記載する。一般に岩屑からなる約 30° 以上の斜面は、転・落石による安息角に等しいとされている。この安息角は岩屑からなる斜面が安定する最大の角度（＝限界安息角）のことで、その岩屑の内部摩擦角に等しい



写真1 計測したロープ状地形
周辺とは明瞭な崖によって区分されている。

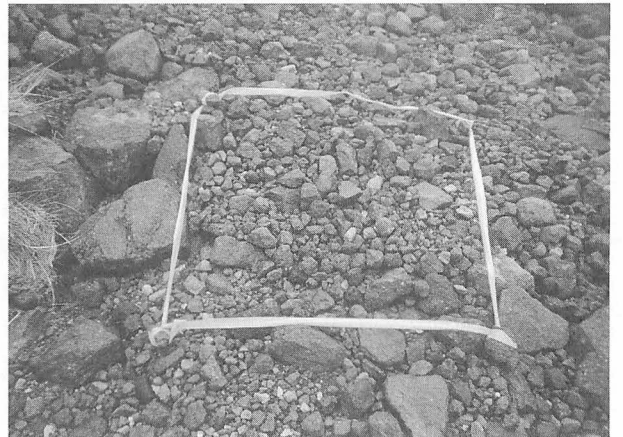


写真2 ファブリック計測区画2

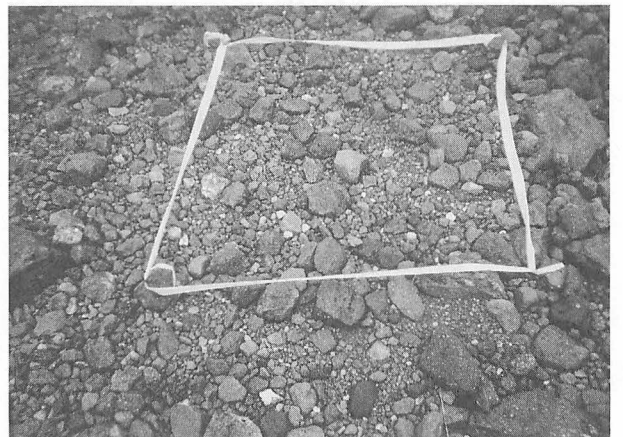


写真3 ファブリック計測区画1

(例えば, Carson and Kirkby, 1972) とされている。限界安息角, 内部摩擦角は実験やせん断試験によって求められるもので, 構成物質の粒径が大きくなったり, 粒形が角ばるほど大きな値となる。こうした斜面傾斜をもった斜面は崖錐斜面と呼ばれ, 特に転・落石堆積物の粒径分布は水平方向では斜面下方向に向かって, また垂直方向では表層に向かって大きくなるという特徴がある (例えば, Gardner, 1971)。

転・落石の他に崖錐斜面上で崖錐を発達させる移動様式に乾燥岩屑流がある。これは限界安息角となって安定している斜面が, 例えば風などによって構成物質の一部が除かれ, 結果的にその部分が限界安息角を越える傾斜をもつことによって物質が流動する現象である。普通, 礫以下の粒径からなる斜面において発生しやすい。流動時に相対的に粒径の小さい物質が粒径の大きい物質の間隙を通過するパーコレーション現象が発生するため, 堆積物は逆級化層理構造を示す(石井, 1988)。なお, 限界安息角と内部摩擦角は異なるメカニズムにコントロールされている, 異なる物理量である(Onda and Matsukura, 1991)が, 便宜上, 本論では同一のものとして議論した。

斜面傾斜 $26^{\circ}\sim 28^{\circ}$ の岩屑からなる平滑な斜面の存在は従来から指摘されており, 表層物質の滑動によって造られた可能性が指摘されていた(Melton, 1965)。山本ほか(1997)は下層物質が造る間隙より明らかに大きい表層物質が, ちょうど滑り出す傾斜角(=下層物質と表層物質の限界安息角)を材料を変えて実験によって求めた。その結果, 自然界の岩屑を用いた場合, その傾斜角は $26^{\circ}\sim 28^{\circ}$ になることを示し, そうした斜面を滑動限界斜面と呼称した。実験の詳細については別に報告する予定である。

せん断時に粘着力を考慮しなくてもよい砂礫の流動機構を検討した江頭(1988)や, 実験水路を用いて流動勾配と砂礫と水の混合比を検討した渡部(1994)によれば, おおよそ斜面傾斜に対応して浸透流による集合流動様式が決定されるという。

すなわち勾配 θ の堆積物に浸透流が形成されている状態において, 堆積物の体積濃度: C^* , 水の実質密度: ρ , 粒子の実質密度: σ , 内部摩擦角: ϕS , 仮想的な破壊面までの深さ: D , 破壊面を基準とした浸透流水深: h とした時,

$h < D$ (表面流なし)の時の斜面傾斜 θ は,

$$\tan\theta = \frac{C^* (\sigma/\rho - h/D)}{C^* (\sigma/\rho - h/D) + h/D} \tan\phi S \quad (1)$$

$h \geq D$ (表面流あり)の時の斜面傾斜 θ は,

$$\tan\theta = \frac{C^* (\sigma/\rho - 1)}{C^* (\sigma/\rho - 1) + h/D} \tan\phi S \quad (2)$$

となる。

この h/D は斜面傾斜 θ によって決定するもので, 浸透流の流量が変化しても一定の値となる。内部摩擦角は構成物質によって異なるので一概には言えないが, このことは内部摩擦角が $35^{\circ}\sim 40^{\circ}$ の物質が, 勾配の大きいところ(約 20° >)に分布する場合は飽和される前に不飽和で流動し, 逆に勾配の緩いところ(約 20° <)に分布する場合は過飽和にならないと流動できないことを意味する。しかし, 自然界では土石流(通常定義では過飽和で流動する)が 20° 以上の勾配で発生している。これは降雨時に土層の下部から次第に飽和され, 表面流が発生して土石流となるタイプの他に, 土層が不飽和でも表面流が発生してしまい土石流となるタイプがあることを示す(諏訪, 1988)。なお, 不飽和岩屑流が発生可能な限界傾斜について渡部(1994)は, PLUG層の浸水率: Sp を用いて

$$\tan\theta = \frac{C^* (\sigma/\rho - Sp)}{C^* (\sigma/\rho - Sp) + Sp} \tan\phi S \quad (3)$$

という関係式を提出している。同じ堆積物の不飽和岩屑流の場合, (3)式の斜面傾斜 θ は(2)式のそれより若干小さくなる。また渡部(1994)によれば, 表面流がない不飽和岩屑流は侵食傾向の流動であるのに対し, 表面流がある飽和および過飽和岩屑流は堆積傾向の流動である。これらのことから, 浸透流が関与した流動はその浸水率によって下記の3つに分けられる。

- a) 不飽和岩屑流 ($h/D < 1.0$: 斜面傾斜約 20° 以上, 侵食傾向の流動)
- b) 飽和岩屑流 ($h/D = 1.0$: 斜面傾斜約 20° , 堆積傾向の流動)
- c) 過飽和岩屑流 ($h/D > 1.0$: 斜面傾斜約 20° 以下, 堆積傾向の流動。掃流状集合流動, あるいは土石流)

こうした浸透流による各種の集合流動様式と斜面傾斜の関係を, 池田ほか(1993)は詳細な測量による沖積錐およびその上流の河床の傾斜変化から実証

斜面の階層性：卓越する営力—斜面勾配 (堆積, 侵食)

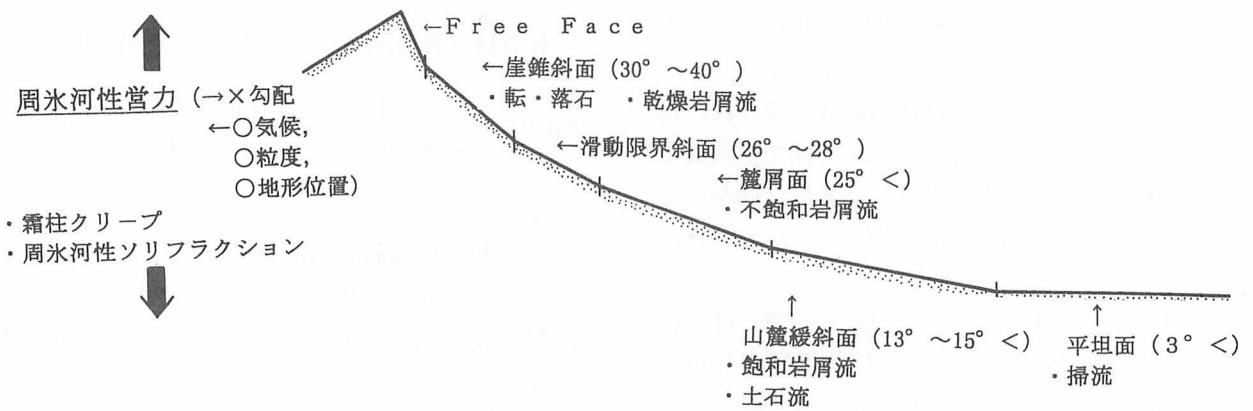


図2 斜面傾斜と斜面プロセスの関係

している。このように、主に砂礫からなる岩屑斜面において非周氷河性の斜面プロセス (転・落石, 乾燥岩屑流, 滑動, 不飽和岩屑流, 飽和岩屑流, 過飽和岩屑流) が作用した場合には, そのプロセスに対応して一定の斜面傾斜になると考えられる。

ところで筆者の知る限りでは, 周氷河性プロセスとそれが作用して造る斜面の傾斜との間に明瞭な関係を認めた報告例はない。それは周氷河性ソリフラクションが勾配にかかわらず流動する現象であるためと考えられる。これはHarrisほか (1995) が指摘するように, この移動は融解時の液性限界を越える高い含水率と間隙水圧の上昇, およびそれに伴う低いせん断抵抗力のために生ずる粘性流動と塑性変形の中間的な流動であり, 浸透流による流動ではないためであると思われる。またフロスト・クリープも斜面傾斜に規定されない営力であると思われる。周氷河性の営力は凍結—融解の頻度と深度, 析出氷の量などを規定する気候環境や構成物質の粒度組成, あるいは積雪深などを規定する地形の位置 (= 標高, 斜面の向き) に大きく影響される。ただしフロスト・クリープが卓越する平滑な岩屑斜面の傾斜が滑动限界斜面と同じ $26^{\circ}\sim 28^{\circ}$ になっている事例の報告 (岩田, 1980) がある。この斜面も滑动限界斜面と同様に, 下層物質に比較して表層に相対的に大きい岩屑が集合した斜面である。このことは周氷河環境下におけるフロスト・クリープ卓越斜面の一部には, 表層岩屑の滑動によって形成されたものが含まれていることを示唆している。今後, 周氷河性プロセスと斜面傾斜の関係を詳細に検討していく必要があると思われるが, 本論では周氷河性プロセスと斜面傾斜には, 物理的に説明できるような密接な関係はない

ものとした。

また, 従来から山頂部—山麓部にかけての斜面傾斜は連続的に漸減するのではなく, むしろ非連続的に階層性をもって減少することが指摘されている (例えば, Carson and Kirkby, 1972)。羽田野・田中 (1989) も同様の見解を示し, 日本の山地斜面は傾斜の違いによって平坦面 ($< 3^{\circ}$), 山麓斜面 ($< 13^{\circ}\sim 15^{\circ}$), 麓斜面 (= 中間斜面, $< 25^{\circ}$), 急傾斜面 ($< 35^{\circ}$) に区分されるとしている。こうした斜面の階層性はそれぞれ傾斜がほぼ一定の斜面 (= セグメント) によって構成され, また各セグメントはそれに対応した斜面プロセスによって造られていることを示唆している。これらの営力は凍結—融解に直接関係しない非周氷河性の営力であり, 周氷河環境下でも作用する。これらの斜面プロセス (= 岩屑の移動様式) と斜面傾斜の関係を図2に概念的に示した。なお, 掃流は 3° 以上の斜面においても作用するが, 本図では羽田野・田中 (1989) が指摘した平坦面の主プロセスに対応させた。

さて, 計測の対象としたローブ状地形の斜面傾斜角は $2^{\circ}\sim 18^{\circ}$ である。前述したように, この斜面傾斜で生じうる (あるいは堆積勾配がこの傾斜になる) 非周氷河性の営力は過飽和岩屑流 (= 土石流) ある

表1 計測ローブのファブリック解析結果

| 地点, 表層 | S1 | S2 | C | K | $\Delta\theta_H$ | $\Delta\theta_P$ |
|--------|------|------|-------|-------|------------------|------------------|
| 1—表層 | .661 | .070 | 2.245 | 0.668 | +43.1° | -7.2° |
| 1—地中 | .570 | .059 | 2.268 | 0.233 | +36.7° | -6.3° |
| 2—表層 | .577 | .141 | 1.409 | 1.033 | +72.6° | -11.2° |
| 2—地中 | .720 | .054 | 2.590 | 0.809 | +27.8° | -8.2° |

地点1の斜面傾斜： 6° , 地点2の斜面傾斜： 18°

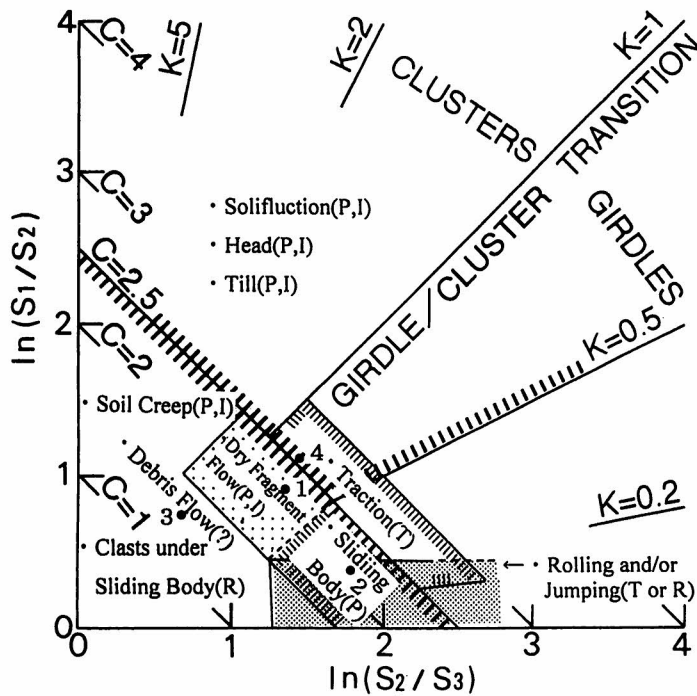


図3 Logarithmic Ratio Plot上における様々なプロセスの分布域と計測ローブの分布
 P：平行配列型，R：ランダム配列型，T：直交配列型，I：斜面上方へのインプリケーション
 ●1：地点1の表層，●2：地点1の地中，●3：地点2の表層，●4：地点2の地中

いは掃流である。もちろん、周氷河性ソリフラクションあるいは霜柱クリープが作用した可能性もあるが、斜面傾斜だけではその主要プロセスを決定できない。

斜面に階層性を与える非周氷河性の営力と、斜面傾斜に関係なく作用する周氷河性の営力が過去に同時に作用した山地斜面では、山地斜面の階層性がmodifiedされて不明瞭になっているものと思われる。しかし、個々の斜面堆積物の堆積勾配を調べることによって、作用した可能性のある斜面プロセスを推定することがある程度まで可能であると考えられる。今後、こうした視点からも斜面堆積物の運搬営力を考察する必要があると思われる。

様々な斜面プロセスと礫のファブリック

今回、白山で計測された結果を表1に示す。なお、地点1、2とも、深さ25~37cm付近に、完新世に降下したと考えられる白色火山灰が挟在した。筆者は、すでに報告されている様々な営力によって運搬・堆積された岩層のファブリックのLogarithmic Ratio Plot上の分布域をすでに報告している(山本, 1992の第1図)。この分布図をもとに、各営力の分布域と白山の調査結果をプロットしたのが図3である。ファブリック解析は固有値ベクトル解析法(Scheidegger,

1965; Mark, 1974)を用いて行なった。この方法によってS1, S2, S3, C値, K値などを算出すると同時に、Logarithmic Ratio Plot(Woodcock, 1977)上の分布も検討した。ここでS1は、算出された平均方向へ個々の礫の長軸方向がどの程度集中しているのかを示す指標で、高い数値ほど平均方向への集中度が高いことを示す。C値は、Logarithmic Ratio Plot上における原点からの距離を表し、数値が大きくなれば平均方向へ向かって、個々の礫の長軸方向が集中していることを示す。K値は同プロット上における傾きを表し、個々の礫の方位と傾斜角を等面積ネットに投影した際の分布の形を示す。長軸の方位及び傾斜の少なくとも一方のばらつきが大きいと、Kの値は小さくなり、方位及び傾斜の両方のばらつきが小さいとKは大きな値となる。また平均方向と流向との方位の偏差角を $\Delta\theta H$ 、平均傾斜と斜面の傾斜との偏差角を $\Delta\theta P$ として算出した。 $\Delta\theta H$ は大きく3つに分類した。すなわち時計回り方向に+を、反時計回り方向に-をつけて偏差角を表した場合、 $0^\circ \sim \pm 30^\circ$, $\pm 150^\circ \sim 180^\circ$ を平行型、 $\pm 30^\circ \sim 60^\circ$, $\pm 120^\circ \sim 150^\circ$ をランダム型、 $\pm 60^\circ \sim 120^\circ$ を直交型とした。

Logarithmic Ratio Plot上で、原点付近に分布する場合は計測された礫の長軸に方向性が殆どないこ

とを意味し、原点から離れて分布する場合は方向性が顕著になり、計算で求められた平均方向への集中度が高くなることを意味する。また原点から離れているプロットは、X軸に近接する場合は長軸の方位もしくは傾斜角のどちらか一方が、Y軸に近接する場合は長軸の方位および傾斜角の両方に方向性が顕著に認められることを意味する。しかし、長軸の配列型は分布域だけでは分らないので、各斜面プロセスに長軸の配列型を記号で付した。ソリフラクション堆積物は $C > 2.5$, $K > 0.5$ のレンジに分布し、長軸の配列は平行型で斜面上方へのインプリケーションを示す。このレンジは原点からの距離が遠く、平均方向への集中度が高い。この分布域にはheadとtillも分布し、長軸の配列の特徴も同じである(山本, 1992)。headは主にソリフラクションによって運搬された堆積物(Mottershead, 1976),あるいはslope washを除く周氷河性の様々なマスマーブメントによって運搬された堆積物(Harris, 1987)と推定されている周氷河性斜面堆積物である。したがって、氷河性および周氷河性斜面堆積物の多くはこのレンジに特徴的な配列型をもって分布すると考えられる。なお周氷河性斜面堆積物のファブリックは、礫径が大きくなると平均方向への集中度が高くなる(山本, 1991)という特徴をもっており、ここで示した分布域は堆積物を構成する礫の中から大きいものを選定して計測した場合のものである。

乾燥岩屑流堆積物および転・落石の分布域と配列型は山本(1996)によった。すなわち前者のファブリックは、長軸長が十分に大きい礫を選定した場合、C値が最大で2.5位、K値が最大で0.5位になり、長軸の配列は平行型で斜面上方へのインプリケーションを示す。後者のファブリックは、長軸長が十分に大きい礫を選定した場合、C値が2.0前後、K値が0.2以下のレンジに分布し、長軸の配列は直交型を示す。なお、長軸長を考慮せずに転・落石のファブリックを計測した場合、長軸の配列がランダム型になることがあるので、本図では直交型にランダム型の配列型を加えた。土壌匍行堆積物と土石流堆積物のファブリックは山本(1992)に記載したデータによった。前者は $C < 2.5$ のレンジに分布し、長軸の配列は平行型で斜面上方へのインプリケーションを示す。後者も $C < 2.5$ のレンジに分布するが、長軸の配列は平行型(Mills, 1986)やランダム型(Mills, 1984)と報告されており、一定していない。したがって、本図では配列型を不明とした。おそらく土石流堆積物は

計測部位によって、配列型が異なっている(小橋ほか, 1981)ためであると思われる。

掃流堆積物および滑動限界斜面を構成する滑動体の分布域と配列型は山本(1998)によった。掃流堆積物のファブリックは、 $C > 2.5$, $0.1 < K < 1.0$ のレンジに分布し、長軸の配列は直交型を示す。ただし、この分布域は平均方向への集中度が最も高くなるようにDisc型やSphere型の礫だけを選定して計測された結果ではない。滑動限界斜面を構成する滑動体のファブリックは、 $C > 1.5$, $0.05 < K < 0.5$ のレンジに分布する。現在、C値が2.5以上の周氷河性斜面堆積物のレンジと重複する滑動体のデータは得られていないので、本図では $1.5 < C < 2.5$ のレンジを表した。長軸の配列は平行型である。

本図は分布域と配列型の違いによって、周氷河性斜面堆積物と掃流堆積物を除く他の斜面堆積物を区分することが可能であることを示している。周氷河性斜面堆積物と掃流堆積物のレンジが重複することは、両堆積物の平均方向への集中度が同じ程度になることがあることを示しているので、ファブリックによる両者の区分は配列型によらなければならない。掃流堆積物の長軸の配列は流向に対して直交型であり、周氷河性斜面堆積物のそれは斜面の最大傾斜方向に対して平行型である(山本, 1998)。したがって、斜面の最大傾斜方向と流向が一致する場合は両堆積物の区分は可能である。しかし、砂礫堆表層の最大傾斜方向と流向が一致する事例は、必ずしも多くはないと思われる。両者の区分には礫の円磨度の違いを判断材料に加えた方がよいと考えられる。

白山で計測された地点2の表層部のファブリック(図3の●3)は、礫の長軸方向の一定性が低く、泥流や土石流のファブリックと分布点が似ている。しかし、地中のファブリックは周氷河性斜面堆積物のゾーンに分布している(図3の●4)。これは、この地点の堆積物が周氷河性ソリフラクションなどによって移動してきたが、表層部ではそれに加えて、移動速度の大きいマス・ムーブメントが関与したことを示していると思われる。おそらく、融雪水などによるoutwashやalpine debris flow状の移動が関与したものであると思われる。白山山頂部が多雪寒冷地域であることに起因しよう。

地点1の表層部のファブリックは、周氷河性ソリフラクションのゾーン近くに分布する(図3の●1)。しかし、長軸の配列型はランダム型で、明らかに周氷河性ソリフラクションのファブリックとは異

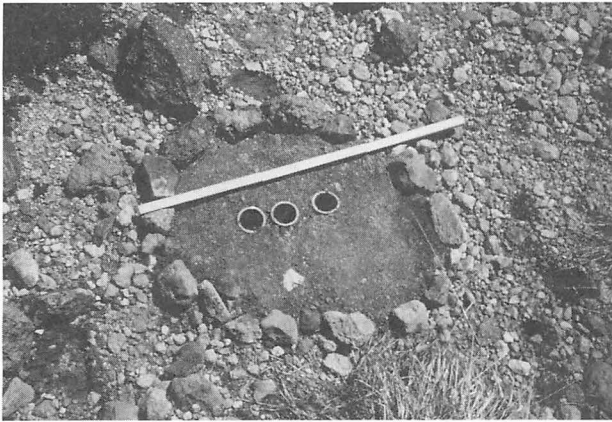


写真4 埋設した塩ビ管（地点2）



写真5 凍着上昇した塩ビ管（地点2）
左より埋設10cm深，20cm深，30cm深

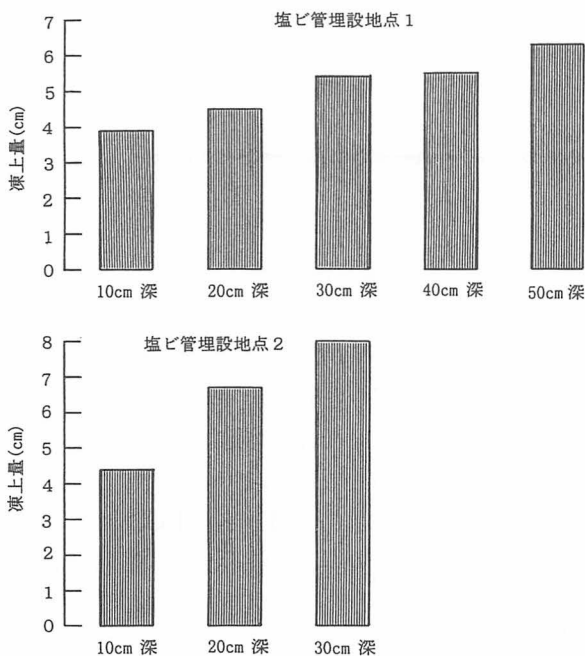


図4 埋設した塩ビ管の凍着上昇量

なっている。また地中の礫のファブリックは崖錐の地点近くに分布しており(図3の●2)，算出された礫の平均方向はランダム配列となっている(表1)。このことは地点1では非周氷河性の斜面物質移動が卓越したことを示していると思われる。おそらく alpine debris flow 状の移動によって，このような堆積構造が生じたのではなかろうか。このように地点2の地中において周氷河性ソリフラクションによると思われる堆積構造が認められるが，少なくとも表層部では alpine debris flow によって岩屑が移動している可能性が高いと考えられる。

本研究で Logarithmic Ratio Plot 上の分布域と配列型を検討した堆積物には，そのデータ数が少ないものも多い。また，ファブリックに影響を与える諸

因子とその影響の程度を検討していないデータも多いため，平均方向への集中度が最も高い分布域によって比較・検討されているとは必ずしもいえない。今後，砂礫斜面を形成する斜面プロセスで，まだファブリックデータが得られていない不飽和岩屑流や飽和岩屑流，およびデータが不十分であると思われる過飽和岩屑流の詳細なデータの収集と解析を行い，比較・検討する必要があると考えられる。

現在の物質移動環境

計測ロープの2地点において，深度別に塩ビ管を埋設し，地中の析出氷の量を推定した(図1)。塩ビ管の埋設は1996年8月25日(写真4)に，また計測は約1年後の1997年8月26日(写真5)に行った。その結果を図4に示す。埋設地点1および2の両地点とも，深く埋設された塩ビ管の方がより凍着上昇量が大きくなっている。従って，各地点において，より大きい深度の塩ビ管の凍着上昇量からより小さい深度の塩ビ管の凍着上昇量を引いた値が，両深度間の析出氷の量となる。析出氷の量は地表面から10cm深までが最も多く，両地点とも厚さ約4cmの析出氷の形成が認められる。また地点1においては，地中50cmから40cmまでの間に析出氷の形成が認められる。このことから，本計測ロープは少なくとも地中50cmまで凍結するものと考えられる。

この推定は地温観測によって実証された。計測ロープ上における1地点(図1)において深度別に計測された地温データを図5に示す。観測は通年で行われたが，特に地中での凍結と融解に着目して，1996年12月1日から1997年7月16日までのデータを示した。その結果によれば，地中55cm深まで凍結す

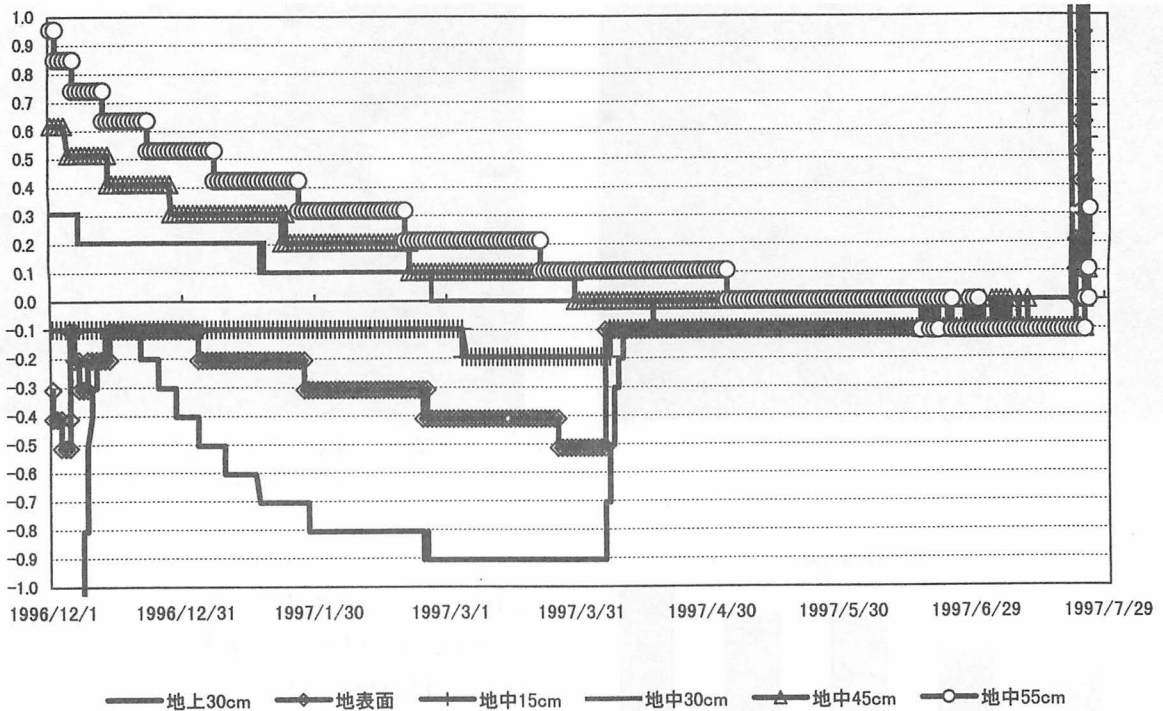


図5 地中温度

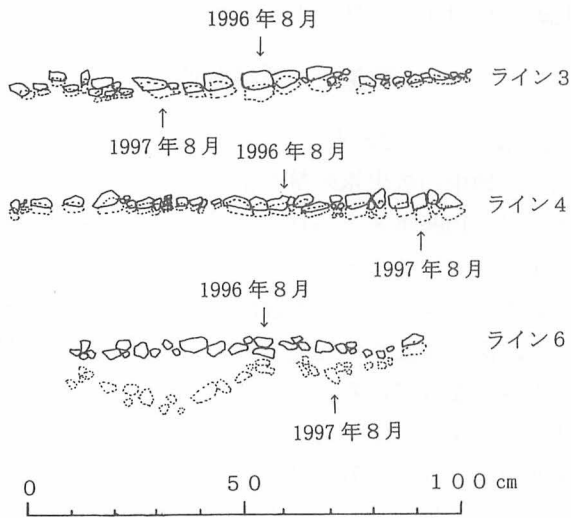


図6 ペンキ塗布礫の移動量

るのは4月下旬であり、7月の下旬以降、急激に融解が進んでいる。これらのことから、冬季から融雪期にかけて地中55cm以上まで凍結すること、また地中に析出水が形成されるのはほぼ確実と思われる。しかし、凍結-融解の繰り返しは地表面付近で秋に認められたが、地中では殆ど認められなかった。これらのことから、現在の環境下において可能性のある周氷河性の物質移動様式として、1)地表面付近における秋季のフロスト・クリープ、2)地中における

融雪期のいわゆる周氷河性ソリフラクション、が考えられる。

特に地表面における物質移動様式はペンキ塗布礫のラインの変形からも指示される。計測ロープの6地点(図1)において、斜面の最大傾斜と直交するように長さ1mにわたって表面礫にペンキを塗布(1996年8月25日)し、約1年後(1997年8月26日)に変形量を測定した結果を図6に示す。移動計測は1年後に行われたもので、その間は計測していない。そのため澤口(1987)や鈴木(1992)のように地表面温度と複数回の計測から、周氷河性の移動(地表面温度が0°Cを上下する期間の移動)と非周氷河性の移動(前述の期間以外の移動)を分けて求めることはできない。したがって、澤口(前出)や鈴木(前出)が報告している1年間以上経過した後の変形パターンと比較することにする。なお、図中に示した各ラインの地表面傾斜は、ライン3が18°、ライン4が2°、ライン6が14°である。

ライン1、2および5の変形はライン3、4の変形に似ていた。すなわち、各礫は斜面下方向にほぼ平行に移動しており、移動量は数cmであった。こうした平行移動はフロスト・クリープによる移動を連想させる。それに対して、ライン6は不均等な移動を示し、2個所で中央部の移動量が大きくなっている。こうした移動は流動性の高い移動、例えばalpine debris flowのような移動によるものと思われる。こ

のように、計測ロープの多くの地点でフロスト・クリープによると思われる礫の移動が認められた。しかし、礫のファブリック解析がこうした移動を支持しないのは、ライン6で生じたような移動が数十年に一度でも起きると、フロスト・クリープによって生じたファブリックを改変してしまうためであると考えられる。一度alpine debris flowによって改変されたファブリックは、ライン3、4の礫の移動から分かるように、そのままの配列構造を保って斜面下方に移動するため、容易にフロスト・クリープ本来のファブリックに戻らないのではなかろうか。

これらのことから、少なくとも地表面において周氷河性営力による物質移動（フロスト・クリープ）が生じているが、その配列構造はalpine debris flowによって改変されていると考えられる。また、地中では周氷河性ソリフラクションが生起しており、ロープの一部にその堆積構造が保持されているものと思われる。なお、alpine debris flowの発生頻度と規模は不明であり、本ロープの主たる形成プロセスがフロスト・クリープや周氷河性ソリフラクションなのか、あるいはalpine debris flowなのかを現在のデータから判断することは難しい。

ところで埋設したビニールチューブ（図1）は、埋設深度が凍結深度より浅かったため、生じた変形を解釈することができなかった。また、本ロープで計測された地中の凍結は、積雪深が数mあると予想される時期にも進行しており、大変興味深い。今後、精度の高いロープの移動実測と積雪および地温観測の継続が望まれよう。

まとめ

白山、水屋尻雪溪の近くに分布するロープ状地形において、その表層斜面傾斜角、表層および地中の礫の堆積構造、地温測定、析出水の計測、ペンキ塗布礫の移動観測などを行った結果、以下の知見を得た。

本ロープは地中55cm以上まで凍結し、析出水が形成される環境下にある。また、秋季には地表面付近で凍結—融解が生じている。そのため、フロスト・クリープおよび周氷河性ソリフラクションが生起していると推定されるが、融雪水あるいは梅雨期や台風などによる強雨によってalpine debris flowなどによる物質移動も生じていると考えられる。今後、両プロセスによる岩屑の移動期と移動量をより精密に計測していくことは、大きくは日本各地の多雪高

山域の自然環境を保全する上で、局所的には白山の登山道や人工建造物を保全する上で基礎的な資料になるとと思われる。今後も継続した調査が望まれよう。

謝辞 本研究は、環境庁委託業務「生態系多様性地域調査（白山地区）」（平成8～9年度）の一貫として行われたものである。

文献

- Carson, M. A. and Kirkby, M. J. (1972) Hillslope Form and Process. London, Cambridge Univ. Press, 475p.
- Drake, L. D. (1974) Till fabric control by clast shape. Geological Society of America Bulletin, **85**, 247-250.
- 江頭進治 (1988) 土石流の流動機構。「災害地形最前線」, 奥田節夫教授退官記念事業会, 63-82.
- Gardner, J. (1971) Morphology and sediment characteristics of mountain debris slope in Lake Louise District (Canadian Rockies). Zeitschrift fur Geomorphology, **13**, 317-323.
- Harris, C. (1987) Solifluction and related periglacial deposits in England Wales. Boardman, J. ed.: Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland, Cambridge University Press, Cambridge, 209-223.
- Harris, C., Davies, M.C.R. and Coutard, J-E. (1995) Laboratory simulation of periglacial solifluction: Significance of porewater pressures, moisture contents and undrained shear strengths during soil thawing. Permafrost and Periglacial Processes, **6**, 293-311.
- 羽田野誠一・田中耕平 (1989) 対談・筑波山のプロファイル。筑波応用地学談話会10周年誌, 66-75.
- 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移動・堆積。筑波大学農林技術センター演習林報告, **9**, 149-173.
- 石井孝行 (1988) 乾燥岩屑流とテラス斜面。大阪教育大学地理学報, **26**, 1-15.
- 岩田修二 (1980) 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—。地学雑誌, **69**, 1-17.
- 小橋澄次・中山政一・今村遼平 (1981) 土砂移動現象の実態。「地すべり・崩壊・土石流」, 鹿島出版会, 28-63.
- Mark, D.H. (1974) On the interpretation of till fabrics. Geology, **2**, 101-104.
- Melton, M. A. (1965) Debris-covered hillslopes of the southern Arizona desert—consideration of their stability and sediment contribution—. Journal of Geology, **73**, 715-729.
- Mills, H.H. (1984) Clast orientation in Mount St. Helens debris-flow deposits, North Fork Toutle River, Washington. Journal of Sedimentary Petrology, **54**, 626-634.
- Mills, H. H. (1986) Piedmont-cove deposits of Dellwood quadrangle, Great Smoky Mountains, North Carolina,

- U. S.A.: Some aspect of sedimentology and weathering. *Biuletyn Peryglacjalny*, **30**, 91-109.
- 森山昭雄・中西 勉 (1991) 沖積河川における河床礫の粒形特性とオリエンテーション. *地形*, **12**, 335-355.
- Mottershead, D. N. (1976) Quantitative aspects of periglacial slope deposits in Southwest England. *Biuletyn Peryglacjalny*, **25**, 35-57.
- Onda, Y and Matsukura, Y. (1991) Is the maximum stable angle of slope of granular assemblies comparable to the angle of shearing resistance?. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **12-2**, 99-116.
- Rapp, A. (1960) Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. *Skrifter Norsk Polarinstittutt*, **119**, 1-96.
- Scheidegger, A. E. (1965) On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes, and similar sedimentological data. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **525-C**, 164-167.
- 澤口晋一 (1987) 北上山地山稜部の荒廃裸地における凍結・融解による斜面物質移動. *地理学評論*, **60**, 795-813.
- 鈴木郁夫 (1992) 谷川連峰の強風砂礫地における表面礫の移動—周氷河作用と非周氷河作用のかかわりについて—. *地理学評論*, **65**, 75-91.
- 諏訪 浩 (1988) 土石流の発生と谷地形の変化. 「災害地形最前線」, 奥田節夫教授退官記念事業会, 83-104.
- 渡部 真 (1994) 岩屑の流動勾配に及ぼす砂礫と水の混合比の影響に関する実験的研究. *地形*, **15**, 349-369.
- Woodcock, N. H. (1977) Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Bulletin of the Geological Society of America*, **88**, 1231-1236.
- 山本憲志郎 (1991) 周氷河性斜面堆積物における礫径および礫の形態とファブリックストレングスの関係. *地形*, **12**, 135-146.
- 山本憲志郎 (1992) 周氷河性斜面堆積物におけるマクロ・ファブリック. *地理学評論*, **65**, 114-123.
- 山本憲志郎 (1996) 有珠オガリ山における転・落石および乾燥岩屑流のファブリック. *地理学評論*, **69**, 165-183.
- 山本憲志郎 (1998) 斜面傾斜および礫のファブリックと斜面プロセスの関係. *地形*, **19**, 243-260.
- 山本憲志郎・加藤裕章・池田 宏 (1997) 傾斜角26°の斜面の成因. *地形*, **18**, 406.
- Zingg, Th. (1935) Beitrag zur schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **15**, 39-140.