

白山山頂の階状土

今井典子 金沢大学文学部地理学教室

GELIFLUCTION STEPS IN THE SUMMIT OF MT. HAKUSAN

Noriko IMAI, *Department of Geography, Faculty of Letters, Kanazawa University*

はじめに

氷河に被われていない寒冷気候地域では凍結・融解、雪、風、流水などの営力が働くが、表層では特に凍結・融解作用が主要な営力となって周氷河 (periglacial) 現象が生じている。凍結・融解作用には岩石中の節理や孔隙中の水が凍結・融解を繰り返すことによって岩石が破碎される凍結破碎作用 (congelifraction) と、凍結・融解の反復によって物質を変位変形させる融凍かく拌作用 (cryoturbation) とがある (小疇, 1974)。

融凍かく拌作用で形成されるもののうちに構造土 (patterned ground) がある。構造土はその模様や形態によって、さらに円形土 (環状土, circle), 網状土 (砂礫網, net), 多角形土 (亀甲土, polygon), 条線土 (縞状土, stripe), 階状土 (流土階段, step) に分けられる (WASHBURN, 1956)。この階状土が1982年夏、白山山頂部で発見された (山本ほか, 1983)。階状土は斜面上にあたかも人工的につくられたかのように見える階段状の地形で、平坦部と急崖部からなる。その分布は一部を除いて雪渓周辺に限られる。

階状土はこれまで日本では大雪山 (小疇, 1965), 秋田駒ヶ岳 (井上ほか, 1978), 南八甲田山 (川村, 1973), 月山 (田淵ほか, 1969), 磐梯・赤埴山間の沼の平 (若生ほか, 1963), 鳥海山, 霧ヶ峰 (田淵, 1974), 鉢ヶ岳, 白馬岳 (岩田, 1974; 小疇ほか, 1974), 南アルプス薬師岳 (小疇, 1964), 木曾駒ヶ岳 (岩田, 1974), 立山, 空木岳などで発見され、報告されている。しかし、それらの記載の多くは簡単で、詳細な形態・規模・形成年代・形成過程などに関してはほとんど触れられていない。そこで白山山頂付近の4ヶ所において測量などを含む階状土の調査を、形態・規模などを出来るだけ詳細に記載することを目的として行なった。本報告では紙面の都合により水屋尻雪渓周辺の階状土のみについて述べ、その形成年代・形成過程について考察する。なお残りの3ヶ所の階状土については別の機会に報告したい。

白山山頂付近の概要

白山山頂部の標高2,000~2,700 m付近は主として傾斜10°~20°の緩斜面からなる。この緩斜面はおよそ数万年前に噴出したと考えられる新白山火山形成期〔御前峰の活動を中心とする別名御前期 (山崎ほか, 1968) で、数万年前から始まり、最も新しい噴火は約300年前の江戸時代に記録がある〕の熔岩流・火砕流・火山泥流の堆積物で形成されており、熔岩上には堤防が見られるなど極めて新鮮な地形を残している。ここでは冬季の気温が-20°C以下まで下がり、室堂付近の積雪は10 m以上にも及び、夏季でも気温が20°C以上の日は数える程しかない寒冷な気候下にある。このような山頂付近の緩

斜面（面積およそ10 km²）上において室堂近辺の雪渓周辺や大汝峰頂上とその北西斜面など14ヶ所で階状土が発達する（図1の1～14）。これらの緩斜面上の階状土のほとんどは緩やかな凹地に形成される雪渓（雪田）周辺の残雪砂礫地に分布している。この緩斜面は地すべり、崩壊により形成された急斜面によって限られている。この急斜面は基盤岩の手取層から成り、傾斜はおよそ30°であるが、ここにおいても3ヶ所で階状土が見られる（図1中の15, 16, 17）。その他白山山頂御前峰北西の七倉山南西斜面上や四塚山北東斜面上においても階状土が分布している（図1中の1, 2）。

白山山頂付近では階状土の他にも幾つかの周氷河現象が見られる。水屋尻雪渓の北西（後述の水屋尻雪渓南西部の計測地の西側、即ち図5の左外側）には階状土がロープ状に著しく発達した場合と思われるジェリフラクションロープが見られ、その末端崖の高さは約2 m、長さ20 m以上にも達している。また大汝峰と四塚山間の稜線は非対称山稜となっており、この西向緩斜面上にも階状土が発達している。

山頂の緩斜面上には岩塊が散在している。斜面上に散在する岩塊は径1 mないし2 mの巨大岩塊であり、重力による移動と考えるよりは凍結・融解作用によって流動している土壌の上に岩塊がのって移動していると考えた方がよいと思われる。これらについてはさらに検討が必要である。

調査方法

調査地は室堂北西400 m、標高約2,480 m、平均傾斜22°の水屋尻雪渓西部の残雪砂礫地の一部である。調査はまず地形・植生などの概括的観察、崖高（末端崖の高さ）や礫径、最大傾斜とその方向などのハンドレベルなどによる簡単な計測を行ない、平面形と断面形を観察し、さらにくわしい測量を行なった。

測量方法はトランシットで測量し、計測範囲に5 m四方のメッシュをかけ、個々のメッシュ毎に階状土の分布を目測で記入し、平面図を作成した。また平坦部の幅（最大幅）と奥行（長さ；最大幅に直交する最大奥行）は平面上で計測した。断面図はほぼ最大傾斜方向で作成した。調査は主に1983年の不凍期、即ち8月初旬と9月初旬に行なったが、凍結中の6月末と7月中旬にも水屋尻雪渓下の凍土層の観察を行なった。なお1982年の8月初旬と9月初旬に同雪渓の南西に近接した標高約2,430 m、平均傾斜12°の地点をすでに前述のような方法で調査している（山本ほか、1983）ので、その調査結果も合わせて述べる。

水屋尻雪渓周辺の階状土の形態・規模など

御前峰（標高2,702 m）から南西に流下した厚い熔岩流の南東側面に広がる緩やかな凹地に水屋尻

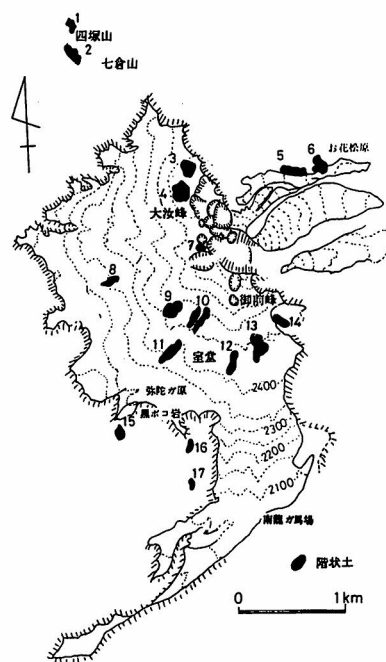


図1 白山山頂付近の階状土の分布図

雪溪があり、その周囲に階状土が発達している（図1中の9）。雪溪の長径は1982年9月初旬の不凍期で100m位であった（図2）のに対して、1983年8月初旬の調査では80m位であり、9月初旬ではほとんど解けてしまっていた。階状土は雪溪の下半分あたりから見られるが、一部雪溪北東のハイマツ帯の中でも見られ、雪溪周辺の階状土も固定に向かっていていることが予想される。

雪溪周辺の植生は雪溪からその外側に向かって順にアオノツガザクラ優占群落、ミヤマキンバイ優占群落、コバイケイソウ優占群落、ハイマツ帯と同心円状の分布パターンを示す（図2）。階状土は雪溪に最も近いアオノツガザクラ優占群落中に最も良く発達しており、その中でも下方にあって雪溪により近い階状土の方が大型であり、平坦部の末端崖は急崖で鱗状や時にロープ状の明瞭な形態をもって密に配列している（図3）。そのような階状土では平坦部の礫が比較的良好に淘汰されており、中には亀甲土への漸移形態と思われるものもある。また階状土の上段から下段へ礫が流れる形態も見られる（図4）。以上のような特徴は他地域の雪溪周辺の階状土にもほぼ共通して見られる。

このような雪溪に近接した緩斜面上に見られる大型鱗状の平面形を示す礫質階状土は、概して雪溪から遠ざかり傾斜や植生が発達するに従って小型鱗状の土質階状土へ漸移し、また連続的な鱗状の配列も徐々に不連続となり、点在して分布するようになる。

測量は雪溪の南西と北西の二ヶ所で行なった。それぞれについて分けて述べる。

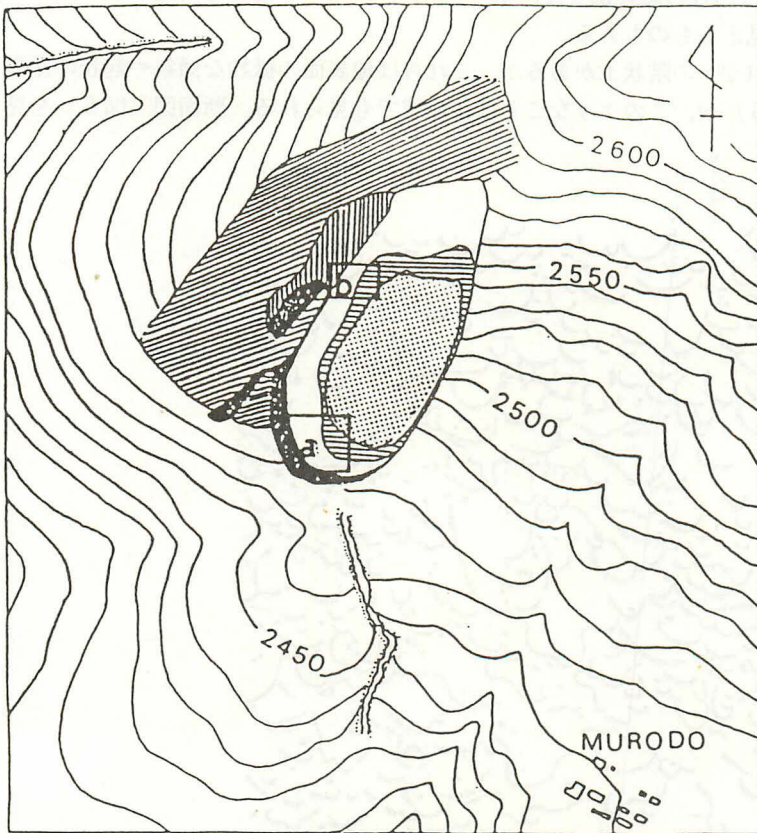


図2 水屋尻雪溪付近（図3中の9）の植生分布図

1. 雪溪 2. アオノツガザクラ
3. ミヤマキンバイ
4. オオヒゲガリヤス
5. コバイケイソウ 6. ハイマツ

aは図8の範囲、bは図13の範囲（1982. 9. 3. 松下・辻氏による調査と空中写真による）

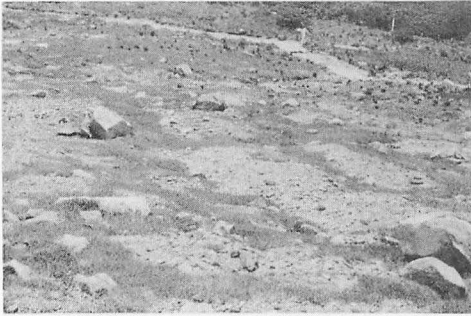


図3 水屋尻雪溪南西部の階状土

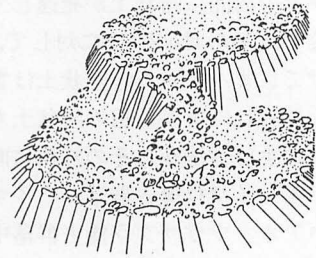


図4 上の階段から下の階段へ流下する礫の流れ

1 水屋尻雪溪南西部の階状土

1982年8月初旬に測量・調査した範囲は雪溪のほぼ南西に近接する標高2,430 m付近にあり、50 m×50 mの広さを持ち(図2中のa)、北西から南東に $10^{\circ}\sim 14^{\circ}$ (平均傾斜 12°)で傾き、両端で15 m余りの落差がある。ここに見られる階状土の急崖部は一般にアオノツガザクラによって被われており、裸地となっている平坦部は末端に比較的粗粒(径10~15 m)の角礫が集まり、内側になるほど細粒になる傾向がある(図3)。一部には円径の細粒部(長径40~50 cm)の周りを粗粒な角礫が取り囲み、亀甲土が形成されつつあるかに見えるものもある。

計測範囲内には417個(重複14個)の階状土があるが、これらは地表面の微妙な傾斜や起状の差異によってその大小が異なる(図5)が、このようなことは他地域でも見られる。断面図(図6)を見

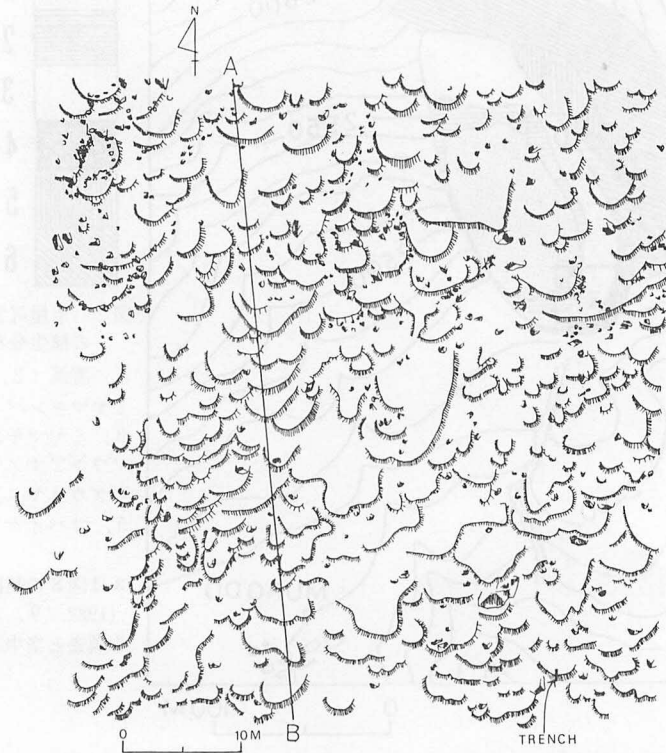


図5 水屋尻雪溪南西部の階状土平面図(図1中の9、図2中のa参照)

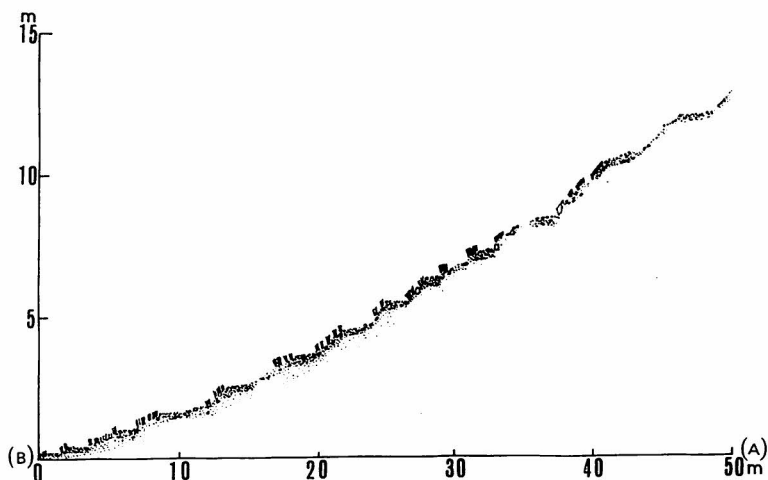


図6 水屋尻雪溪南西部の階状土断面図
(図8の断面線A-B参照)

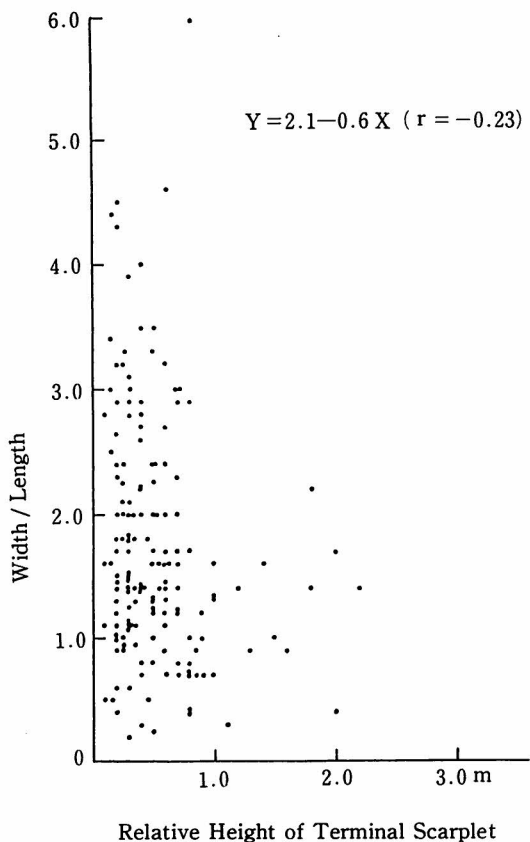


図7-A 水屋尻雪溪南西部の階状土における崖高と幅／奥行の相関図

ると階状土は50mの断面線(図5のA-B)上に18段あり、傾斜は上方で14°、下方で10°程度であり、上方の階状土ほど崖高が大きく、裸地は広く、下方のものほど植生が密になっている。

これら417個の階状土を計測した結果、平坦部の幅は0.7~8.6mで、その平均は1.89m、奥行は0.2~13.6mで平均1.48m、面積は0.07~56.07m²で平均3.225m²となり、また末端崖の高さは計測出来た131個について0.1~2.2mで、平均55cmという数値が得られた。幅／奥行は0.2~5.0とかなり散らばっており、その形態は最大傾斜方向に舌状に伸びるジェリフラクションロープへの漸移形のようなものから、逆に等高線に平行に棚状に伸びるものまで様々あるが、幅／奥行の平均は1.3であり、やや横に広がる鱗状というのがこの階状土の平均的な姿と考えられる。なお崖高と奥行／幅との相関図(図7-A)から平坦部は崖高が大きいほど横に広がる棚状となり、崖高が小さいほど細長く舌状になるように見えるが、点がかかなりばらついているのではっきりしたことは言えない。

崖高に対する幅・奥行のそれぞれの相関図(図7-B, C)では、いずれも分布がX軸とY軸に沿って二方向に枝分かれして伸びている。これは幅・奥行が大きく(面積が大きく)崖高が低い平らな型と、幅・奥行が小さく(面積が小

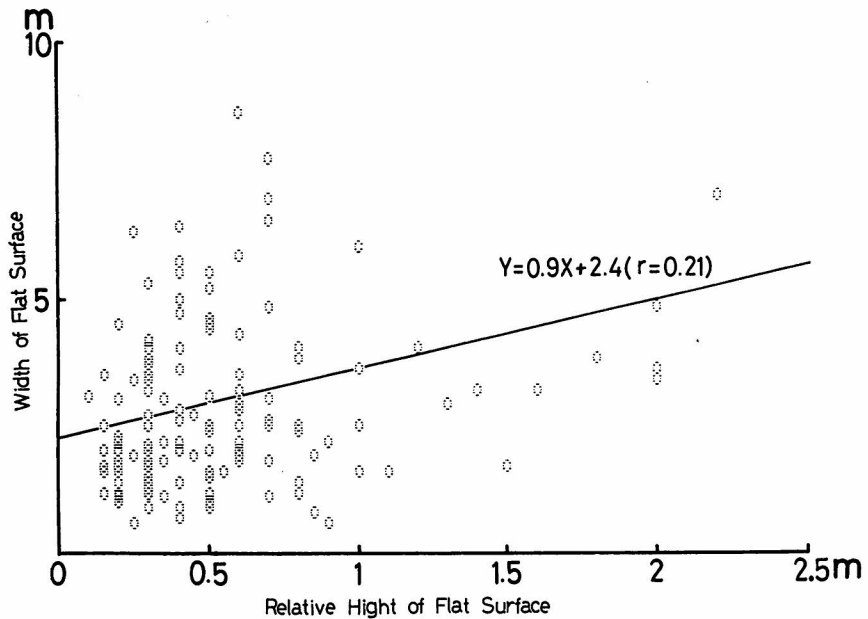


図7-B 水屋尻雪溪南西部の階状土における崖高と幅の相関図

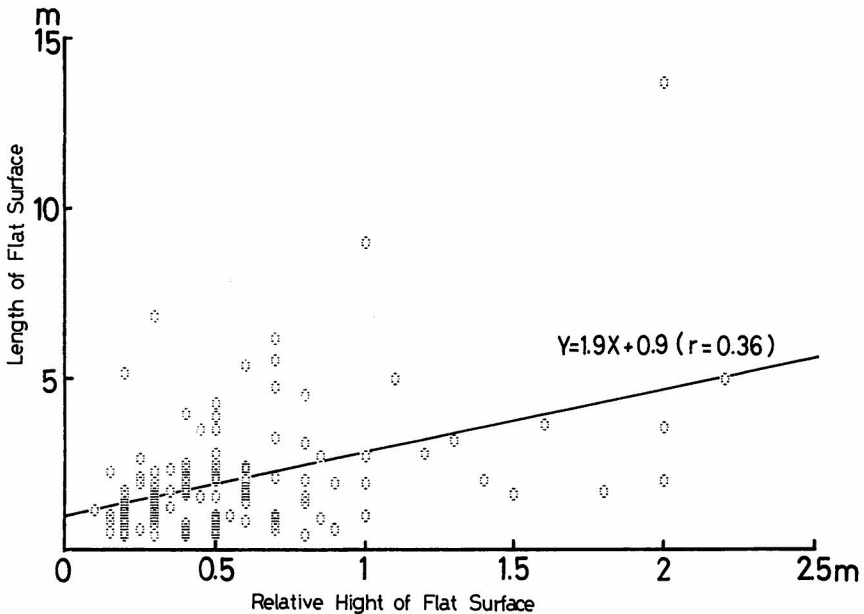


図7-C 水屋尻雪溪南西部の階状土における崖高と奥行の相関図

さく) 崖高が高い型との階状土が混在していることを示すものと思われる (したがって図7-B, C中に引かれた回帰直線はあまり意味を持たない)。前者の階状土は比較的傾斜が緩やかな、計測範囲の下方に密に分布し、連続して分布する場合には上段から下段への礫の流下がよく見られる。これに対して後者の階状土の崖高が1m以上のものは計測範囲上方の比較的急斜面上にあり、そこでは分散した分布を示す。孤立した階状土の一個一個は明瞭な形態をもち、礫の流下はほとんど見られない。

今井：白山山頂の階状土

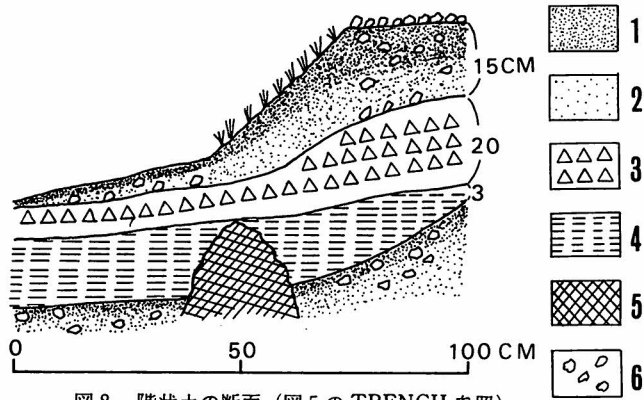


図8 階状土の断面 (図5のTRENCH 参照)
 1. 泥炭 2. 腐植質シルト 3. 降下褐色火山礫
 4. 降下細粒白色火山灰 5. 巨大火山岩塊
 6. 角礫

水屋尻雪溪周辺の階状土の構成物質はおよそ数百年前の噴火による火砕流堆積物や爆発飛散物を起源とする角礫や細粒物質の雑然とした混合物であり、階状土の平坦部中央付近では表層 10 cm ほどは細粒物質が多く、角礫はあまり見られない。なお計測地南東端にトレンチを掘り(図4中の右下)、その断面を観察した結果、上部より角礫層(厚さ 15 cm)、褐色降下火山礫層(20 cm)、白色降下火山灰層(3~20 cm)、さらに下方に礫交りの埋没腐植土層と階状土と思われる角礫層が見られた(図8)。

2 水屋尻雪溪北西部の階状土

この調査地はハイマツ帯に近い標高 2,480 m 付近にある 20 m×30 m の斜面で、アオノツガザクラ優占群落からミヤマキンバイ優占群落への漸移帯にあり、北西の高所ではコバイケイソウが目立ち始めている(図2中のb)。ここは北から南へ 18°~24°(平均傾斜 22°)で傾き、比較的起伏の激しい急斜面となっており、計測範囲の南西側と南東側の傾斜が緩やかな部分に階状土が集中している(図9)。ここに見られる階状土は水屋尻雪溪南西部のそれに比べ小型で礫がより細粒である土質階状土と呼んで良いようなもので、粗粒な角礫(径 5~10 cm)は雪溪寄りの南東側の平坦部を縁取ってわずかに見られるに過ぎない。土質階状土の中には斜面がえぐられて、あるいは地すべりのように斜面がすべって、平坦部が形成されたと思われるものがある(図10)が、そのようなものは比較的小型の、不連続で孤立した階状土に多く見られる。このような階状土の平坦部の背後の急崖部は平坦部に対して凹の曲面をもち、基部に火山灰層が露出することがある。そしてこのような階状土が連続してある場合には下段の階状土のえぐられた急崖部が上段の階状土の崖を成す。断面図(図11)を見ると断面線 20 m(図9のA-B)上に階状土が 16 段あり、そのうち上方の比較的急な斜面上の小型階状土にこの種の斜面がえぐられた型のもが見られ、このような階状土の急崖部は下段の階状土のえぐれ部分である場合や、あるいはそのまま下の斜面に続いている場合が見られる。

計測範囲内には階状土が 164 個(重複 1 個)あり、その各階状土について計測した結果、幅は 0.2~3.8 m で平均 1.02 m、奥行は 0.1~2.1 m で平均 0.59 m、面積は 0.03~4.43 m² で平均 0.50 m² となった。また崖高は計測出来た 46 個について 8~100 cm で、その平均は 23.5 cm となり、斜面のえぐれによって生じた急崖部の高さ(斜面のえぐれ部分の高さ)は計測した 44 個について 5~50 cm で、その平均は 13 cm となった。幅/奥行は 0.3~10.0 で雪溪に近い雪溪南西部の計測地と比べて、ばらつきはかなり小さくなっているが、比の平均は 1.5 で、ここの階状土の平均的形態も雪溪南西部の計測地と同様、やや横広りの鱗状と言える。

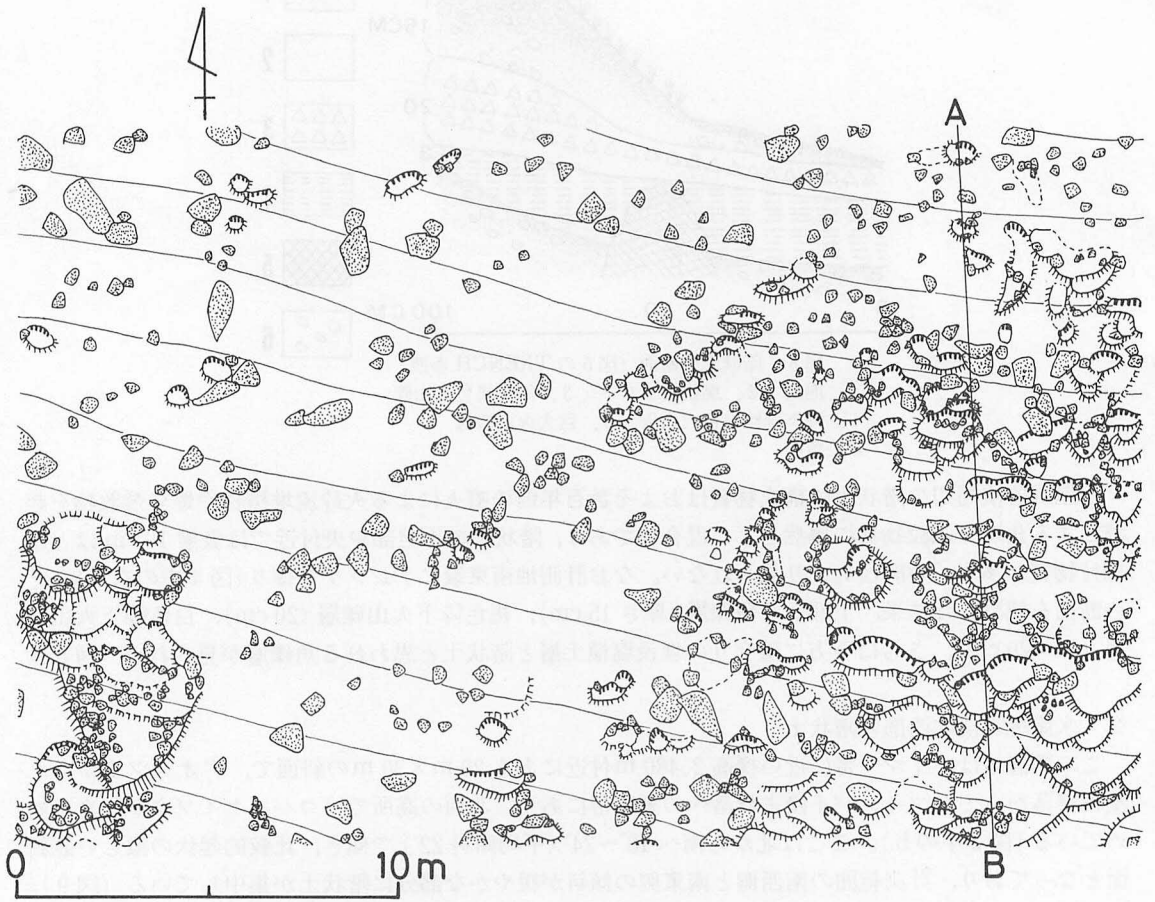


図9 水屋尻雪溪西部の階状土平面図 (図1中の9, 図2中のb参照)



図10 斜面がえぐられて形成されたとされる階状土 (全景 (左) とクローズアップ (右))

今井：白山山頂の階状土

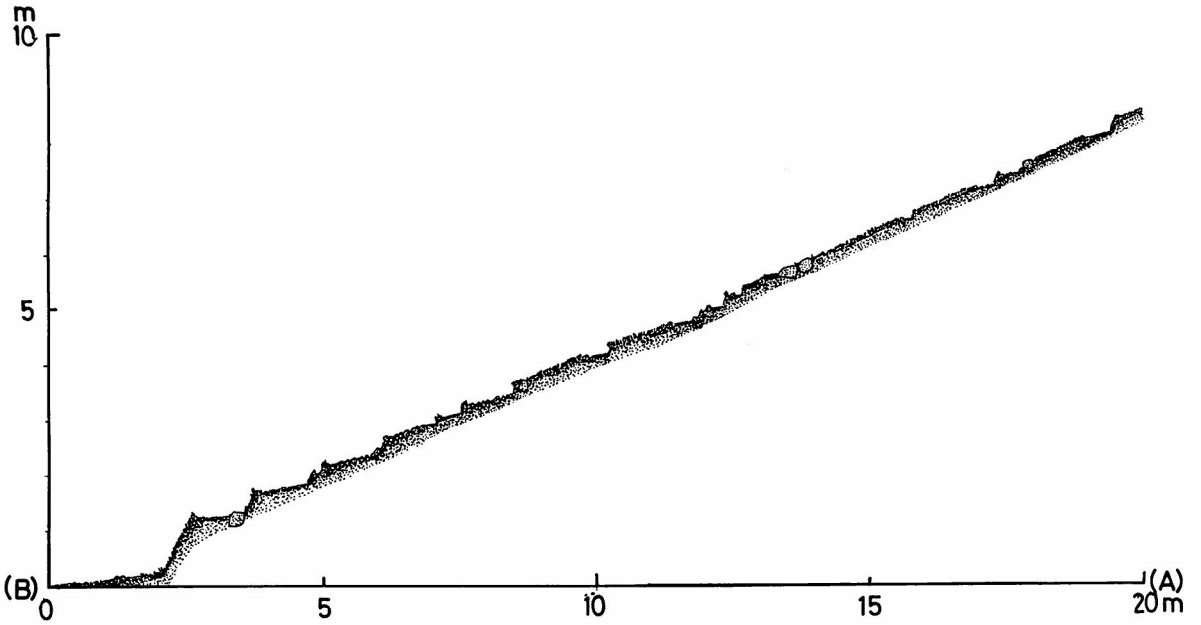


図 11 水屋尻雪溪西部の階状土断面図 (図 9 A-B)

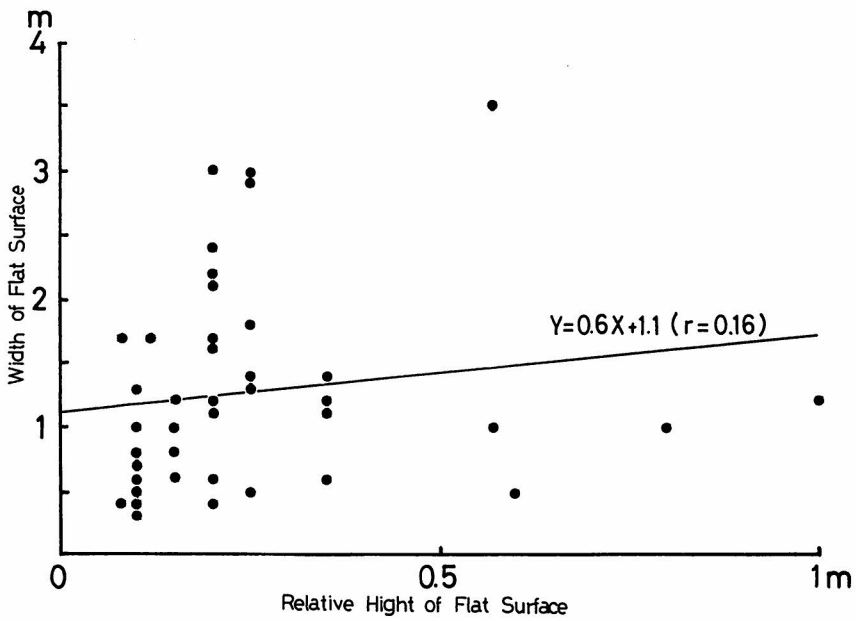


図 12-A 水屋尻雪溪西部の階状土における崖高と幅の相関図

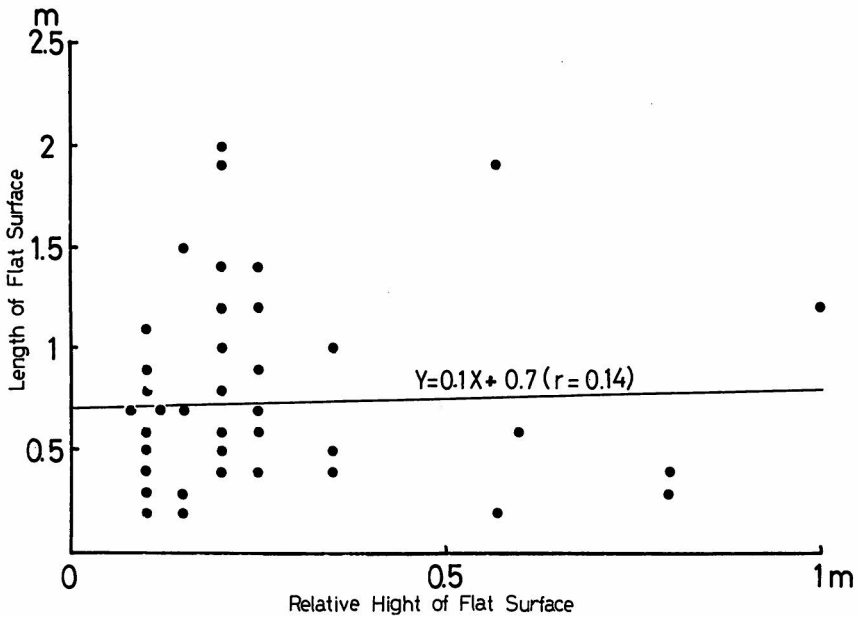


図 12-B 水屋尻雪溪西部の階状土における崖高と奥行の相関図

崖高に対する幅・奥行のそれぞれの相関図(図 12-A, B)では、ここでも雪溪南西部の計測地と同様にいずれの分布も X 軸方向と Y 軸方向に分かれて伸びており、やはり平坦部が比較的広く(1m²以上)崖高が低い平らな型と、平坦部は小さいが崖高は比較的高い(0.5m以上)型とが混在しているようであるが、後者については4個のみなのではっきりしたことは言えない。ここでも前者は計測範囲下方の比較的緩やかな斜面上にあり、そこでは階状土が密集し、礫の流下が見られる。これに対して後者の階状土は前者の比較的平坦部の広い階状土の下や横に分布している。

以上二つの調査・測量の結果を考え合わせると、水屋尻雪溪周辺では階状土が密集した比較的緩やかな斜面上では平坦部が広く崖高が低い階状土が多く、礫の流下がよく見られる。一方、上方の急斜面にいくにしたがい分布はまばらになり、平坦部が狭く、崖高が大きい階状土が多く見られるようになる、という傾向が認められる。

階状土の形成年代

水屋尻雪溪周辺の階状土はIV-1で述べたように、およそ数百年前の火砕流堆積物や爆発飛散物起源の角礫や細粒物質より成り、階状土より下層は上部より褐色降下火山礫、白色降下火山灰、礫交り埋没腐植土、角礫によって構成されている(図8)。この褐色降下火山礫と白色降下火山灰はおよそ数百年前~数千年前のものと考えられ、従ってこの火山灰上にある階状土はここ数百年~数千年以降に形成されたもので、少なくとも氷期の遺物ではなく温暖化した完新世の、現在とはほぼ同じ気候下で形成されたもの、すなわち広い意味で現成のものと考えられる。また白色降下火山灰層下の礫交りの腐植土層は噴火休止期および階状土休止期を示し、さらに下の角礫層は過去の階状土の存在を示唆するも

のと思われる。このことは階状土の形成が断続的に繰り返し起こったことを示している。

階状土の形成過程

1983年の6月末と7月中旬の二度にわたり、雪渓消耗期における雪渓下の凍土層を調査した。5月中旬頃から外気は 0°C 以上になっている(1983年、木下道雄氏のデータによる)が、雪渓下の凍土層は雪渓により外気が遮断されるため保存されていた。つるはしを使って雪渓および周辺を掘って凍土層の有無を確かめた。凍土層が存在する範囲は梅雨入り前の6月末の調査では雪渓から外側1m以内に限られ、地表面下20cm~40cmの深さに、20~30cmの厚さで見出された。

梅雨末期の豪雨の翌日の7月15日には雪渓の外側10m程の範囲まで凍土層が存在した。一般に雪渓が解けると下の凍土層は急速に解け両者の範囲はほぼ一致しているが、この時は雪渓がより急速に解けたため凍土層の融解がなかったことを示している。この結果、凍土層を下にもち降雨、凍土層、雪渓からの水の供給によって、水で飽和した土壌(流動層)が、雪渓周辺に比較的広い範囲で生じることになる。その結果、水に飽和した融解層が凍土層(氷盤)の上をすべり始める。それが大礫や植生に止められるなど、何らかの原因によって階状土が形成されると考えられる。

このように考えると階状土の形成期間は梅雨期の1カ月弱以内となり、この短い雪渓融解期にのみ形成されていることになる。雪渓が解けてしまっている秋には雪渓周辺に水の供給が特別多いということはなく、従って階状土が形成されるような凍結・融解作用が特に雪渓付近に起きるとは思われないので、雪渓周辺の階状土(雪田階状土)の形成は初夏の融雪期に限られると考えられる。

以上のように雪渓周辺の階状土は梅雨明けの豪雨時に急激に雪渓が解け、下の凍土層が完全に消失しない短い期間に主に雨水で飽和した凍土層上の土壌が流動して形成されると考えられる。気温が 0°C を前後して凍結・融解作用が盛んに行なわれる時期には白山山頂付近は雪に被われていて、凍結・融解作用を受けないまま保たれていると考えられる。

しかし1983年の6、7月の調査ではそのような過程で形成されつつある雪田階状土を見ることは出来ず、6月にはなかったが7月には見られた斜面がえぐられて生じた形態の階状土が観察されただけであった。従って前章で述べたように階状土は現在でも毎年梅雨期末に形成されるものでなく、噴火直後、斜面に火山灰が堆積した時に形成されるものと考えた方がよいのかも知れない。

一般に火山灰は保水性が高く、融凍かく拌作用に大きな役割を果していると考えられている(小疇, 1970・1974)が、ここでも火山灰は階状土の形成過程に重要な働きをしているようである。火山灰降下により植生が一時的に消失し、火山灰起源でクリオターベーションを受け易い土壌が形成され、これが表層の細粒物質とともに礫の流動を促したと考えられる。このように階状土は火山灰の降下(火山の噴火)を節目に形成期と安定期を繰り返すような、火山事象と深いかわりをもつものと言えるかも知れない。

階状土の形成過程については残された課題は多く、今後の調査が期待される。

おわりに

以上、階状土の形態・構造・規模、形成年代、形成過程などについて調査した結果を述べたが、形成過程を始め、また十分に明らかにされていない課題が残った。他地域との比較などを含め、今後さらに調査が行なわれる必要がある。

本報告は金沢大学文学部史学科地理学教室昭和58年度卒業論文の一部である。

本報告の作成にあたり御指導頂いた同教室の守屋以智雄先生、助言を頂いた斎藤晃吉先生、金崎肇先生、ならびに調査に御協力頂いた白山自然保護センターの東野外志男氏、室堂センター主任の木下道雄氏、明治大学文学部地理学教室院生の清水長正氏、金沢大学文学部史学科地理学教室院生の山本憲志郎氏を始めとする学生諸氏に厚くお礼申し上げます。

なお本研究においては白山調査研究委員会の費用を一部使用した。

文 献

- 井上克弘・富岡成悦・千葉斐子・吉田 稔 (1978) : 秋田駒ヶ岳の植被構造土, 東北地理 30-4, 215 P.
岩田修二 (1974) : 白馬岳山頂付近の地形-地形と残雪・氷河とのかかわりあい-, 地理 19-2, pp. 28-37.
川村 正 (1973) : 南八甲田の雪蝕地形・周氷河現象, 東北地理 25-3, pp. 153-156.
小崎 尚 (1964) : 鳳凰山における構造土の観察と実験, 駿台史学 15, pp. 53-75.
小崎 尚 (1965) : 大雪火山群の構造土, 地理評 38, pp. 179-199.
小崎 尚 (1974) : 凍結・融解作用がつくる微地形-日本の構造土-, 科学, pp. 708-712.
小崎 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡沢修一 (1974) : 白馬岳の地形学的研究, 駿台史学 35, pp. 1-86.
田淵 洋・上田茂春 (1969) : 月山の現成および化石周氷河地形, 東北地理 21-4, pp. 216-221.
田淵 洋 (1974) : 亜高山帯の周氷河地形-霧ヶ峰を例にとって-, 地理 19-10, pp. 40-50.
山崎正雄・中西信弘・松原幹夫 (1968) : 白山火山の形成史, 火山第2集 13-1, pp. 32-43.
山本憲志郎・今井典子・守屋以智雄・東野外志男 (1983) : 白山の現成階状土, 日本地理子, pp. 58-59.
若生達夫・菅野国雄・越田捷子・中島 暎・細川幸也・三浦 修 (1963) : 沼の平の Patterned Grounds, 東北地理 16-3, 147 P.
WASHBURN, A. L. (1956) : Classification of Patterned Ground and Review of Suggested Origins, Geol. Soc. America Bull. 67, pp. 823-866.

Summary

In the summer of 1982 small-scaled steps (0.5-2m wide, 0.3-5m long and 0.2-2m high) were found around snowpatches on the gentle slopes in the summit of Mt. Hakusan composed of lava flows and pyroclastic materials. The steps have been studied by measurement with transit instruments and by geomorphological and geological surveys.

Larger steps (1-2m wide and long) prevail on the gentle slopes (10°-20° in gradient), while only smaller steps (0.3m wide and long) are dispersely present on the steep slopes (20°-30° in gradient). These steps are composed of a chaotic mixture of breccias and fine materials derived mainly from pyroclastic products of recent eruptions of Mt. Hakusan. The chaotic deposit is underlain by volcanic ash and lapilli layers erupted several hundred-thousand years ago. Some stripes of the breccias creeping down on the scarplets of the steps from the upper surfaces to the lower ones are recognized. The facts indicate that the steps are not relics in Würm Ice Age but they were formed in recent time.

In June and July of 1983 when the temperatures in minimum were always more than 0°C even on the summit of Mt. Hakusan, a frozen soil layer 20cm thick was recognized under the snow-patch. According to the result described above, the origin of the steps may be considered as follows:

The frozen soil is preserved under the snow-patch for the adiabatic effect in spite of

temperature rising. But rapid dissolution of the snow-patch by heavy rains exposes the frozen soil layer around the residual snow-patch only in short time. The upper part of the frozen soil layer dissolves in a short period, resulting in formation of water-saturated soil layer. The loose soil slithers on the lower part of the frozen soil layer and is stopped by a big breccia or a mass of *Phyllocladus aleutica* to form the step. But the creeping of the soil has not yet been witnessed. So it also may be considered that the formation of the steps occurred only just after eruptions because of availability of volcanic ashes for cryoturbation and the disappearance of the vegetation.