



Title	積雪地帯の山地浸食防止に関する基礎的研究
Author(s)	小野寺, 弘道; ONODERA, Hiromichi
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 36(2), 255-315
Issue Date	1979-07
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/21005">https://hdl.handle.net/2115/21005</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	36(2)_P255-315.pdf



# 積雪地帯の山地浸食防止 に関する基礎的研究\*

小野寺弘道\*\*

## Fundamental Study on Erosion Control in Snowy Mountain Area\*

By

Hiromichi ONODERA\*\*

### 目 次

緒 言 .....	257
I. 研究方法 .....	258
1. 問題の提起 .....	258
2. 研究小史 .....	259
3. 研究方法と調査対象地 .....	260
II. 積雪挙動と浸食の実態 .....	261
1. 積雪挙動 .....	261
1) 斜面積雪の特性 .....	261
2) グライドとなだれ .....	262
2. 積雪挙動と植生 .....	263
1) 積雪斜面の植生 .....	263
2) 積雪挙動の指標 .....	265
3. なだれ多発地の林地破壊 .....	266
1) 当別川流域における事例 .....	266
2) 問寒別川流域における事例 .....	267
4. 積雪挙動と山地浸食 .....	269
1) 火山斜面のガリー浸食 .....	269
i) 羊蹄山ガリーにおける事例 .....	270
ii) 知床半島ラウス岳における事例 .....	271
2) 山腹斜面の浸食 .....	272
i) グライドによる斜面浸食 .....	272
ii) なだれによる斜面浸食 .....	273
iii) 融雪水による表土流出 .....	273

\* 昭和53年7月31日受理

\*\* 北海道大学農学部林学科砂防工学研究室

\*\* Laboratory of Erosion Control Engineering, Faculty of Agriculture, Hokkaido University.

III. 堆積地形の形態と構造	274
1. なだれ堆積地	276
1) 堆積物の種類	276
2) 形態的特徴	276
2. 崖錐堆積地	278
1) 崩壊斜面の構成要素	278
2) 崖錐の形態	279
3) 崖錐の成層構造	280
IV. 崩壊斜面の浸食過程	280
1. 崩壊地の形成	280
1) 積雪挙動による林地の変貌	280
2) 小面積崩壊地	281
3) 板状体移動による崩壊地形成	283
i) クラックの形成	283
ii) クラックの発達	284
iii) 板状体の移動	285
2. 崩壊地の拡大	286
1) 面積的拡大	286
i) 崩落崖の後退	287
ii) 崩壊地の横方行への拡大	287
2) 滑落面の表面浸食	288
i) 基盤岩の風化	288
ii) 表面浸食の量的把握	289
iii) 浸食量と斜面方位	289
iv) 表面浸食の過程	290
3. 崖錐の発達過程	292
1) 層構造の形成過程	292
2) 年間の推移	293
3) 崖錐の浸食	294
V. 林地における崩壊地の推移	294
1. 写真判読	294
1) 時間的尺度の導入	294
2) 判読と測定	295
2. 崩壊地の変化と変化量	296
1) 形態と個数の変化	296
i) 形態的变化	296
ii) 個数変化	298
2) 面積的变化量	299
3) 拡大の規模	299
VI. 積雪地帯の山地浸食と保全	301
1. 土石の生成と流出	301
1) 土石災害	301
2) 山腹と溪床の土石	302
3) 土石の生成と流出過程	302

2. 林地保全 .....	303
1) 林地荒廃の特性 .....	303
2) 保全対策 .....	305
結 言 .....	306
要 約 .....	307
文 献 .....	309
Summary .....	314

## 緒 言

地表面はさまざまな自然的営力を受けてたえず変化し、その形態を変えてゆく。山くずれあるいは地すべりに代表される山地崩壊も、地形学的時間スケールからみれば、この地形形成過程の一コマとしての現象である。それは、人間が地表を改変する以前からくり返し生起していたもので、近年まで単なる自然現象として扱われてきた。

しかし、最近の土地利用のあり方は、より高度な方向へと進展し、奥地開発による流域上流部への土地利用空間の拡大、あるいは、都市への人口の集中化をもたらす傾向にある。そして、それにともない、都市周縁山ろく部の宅地造成による地表改変等が急激に進行し、土地利用形態は、従前の選択的利用という段階から、質的にも量的にもことなる形態へと変貌してきた<sup>117)</sup>。

そして、このような最近の土地利用空間の拡大、あるいは土地の改変という行為は、崩壊現象が本来的に生起する場である山地斜面へ必然的に接近し、侵入することとなった。

その結果、これまで単に自然現象として生起していた山地崩壊現象は、社会現象としての災害を誘発するだけでなく、人為的営力が原因となる崖崩れ災害すらひん発するようになってきた<sup>111)</sup>。

山地斜面における災害には、山くずれ、地すべり、土石流によるものなどがあげられる。これらはいずれも山地災害<sup>139)</sup>と呼ばれているものであり、一般的には、水害、あるいは豪雨災害として河川災害の一部に含められている<sup>22), 46)</sup>。しかし、山地災害は、水よりも土砂石を主体とした物質の移動によってもたらされるところに特徴があるから、最近では、「土砂災害」<sup>139)</sup>あるいは「土石災害」<sup>3)</sup>と呼ばれるようになってきている。

ところで、山腹斜面において生起する崩壊現象は、それ自体が直接的に災害の原因となるだけでなく、一方では、渓床における移動土砂石の一次的供給源として位置づけられ、蓄積された土砂は土石流が発生する場合の材料となる<sup>81)</sup>。上流の土砂は流水により下流へ運搬され、堆積した土砂は貯水池を埋積し、あるいは、渓床の変動をもたらす、天井川を形成して洪水時の被害を拡大させるなど、河川災害の間接的な原因ともなっている<sup>21), 46)</sup>。

したがって、崩壊を単に地形学的観点からとらえるのではなく、災害防止という現実的立場から、災害の予知・予測と、防災技術の確立という視点からとらえることが強く要請されて

いる。これは、砂防工学において当面する最も重要な課題でもある。

この課題にアプローチするためには、現実の現象を客観的に観察することから始めなければならない。土石災害における自然的現象は土石移動現象であり<sup>3)</sup>、崩壊現象は山腹斜面における土石の移動現象である。この土石移動現象に具体的な時間と空間のスケールを設定し、経年的観察のなかから運動に関する法則を帰納的に抽出し、現実の現象を実態的に解明していくならば、災害予知の方法と防災技術の基本を体系的に確立させていくことは可能であろう。

従来、山地の浸食現象は降雨や植生との関連で研究され<sup>50),115)</sup>、わが国ではとくにその傾向が強い。本論文は、積雪、寒冷、寡雨という、北方に位置する北海道の地域的特性をふまえて、流域における災害予知の方法と防災技術の体系化をはかり、合理的な流域開発と土地利用のあり方を提示していくための基礎的研究である。そのために、実地流域に展開される地表変動の実態を、主として、積雪挙動と山地斜面の浸食・崩壊現象との関連でとらえようとするものである。

この研究をすすめるにあたって、終始御指導を賜った北海道大学教授東三郎博士、北海道大学助教授新谷融博士、ならびに貴重な御意見をいただいた北海道大学教授谷口信一博士、北海道大学教授武藤憲由博士に深く謝意を表す。また、野外における調査に御援助いただいた北海道大学農学部附属天塩地方演習林、北海道当別林務署、北海道倶知安林務署の関係各位に深く感謝する。

## I. 研究方法

### 1. 問題の提起

山地の浸食という問題を、自然現象としてマクロ的にみれば、山体がその形態と体積を変えていく過程としてとらえることができ<sup>81)</sup>、一方、ミクロ的にみれば、それは、斜面における風化岩屑の表面浸食を意味する。

前者における最も大きな様式は、山くずれと地すべりに代表される山腹斜面の崩壊現象である。すなわち、山くずれや地すべりは、地形を変化させる主要な要因として位置づけられる<sup>61),81),82)</sup>。後者の意味における様式は、山くずれや地すべりによって形成された崩壊地や、人為的な地表改変によって形成された裸地における表面浸食である。いずれの観点においても、山腹斜面における土砂石の生成と流出が基本的な現象である。

従来、山地斜面における崩壊地形成の要因や表面浸食の営力に関しては、集中豪雨による大雨など、雨水による影響説が中心となっている。このことは、わが国が一般的に多雨であり、また、その時期にしばしば崩壊現象が起こるといった気候的条件によるものである。

しかし、北海道は、北陸や東北地方と同様に、わが国においては台風や集中豪雨に遭遇する頻度の小さい地域である<sup>28)</sup>。したがって、それにとまらぬ土砂害も、他の都府県と比較すれ

ば少ない。反面、北方に位置するという地域的特性は、積雪・寒冷かつ寡雨・乾燥という気候的条件によって特徴づけられる<sup>35),42),53)</sup>。このような地域における浸食の問題を論ずる場合には、雨量との関連のみでとらえた法則性には適用の限界があり、積雪地帯の特性をふまえた浸食論が必要である。

すなわち、積雪、寒冷、寡雨、乾燥という特徴によって条件づけられる具体的特性は、北海道における林地保全技術の展開に対して、少なからぬ制約を与えてきており、とくに、積雪の直接的、間接的作用は、各種工法の適合を妨げる大きな因子の一つとなっている<sup>42),44),45)</sup>。したがって、そのような環境に対応した、合理的な流域保全のあり方を提示していくためには、実地流域における積雪のさまざまな挙動の実態と、それに関連する斜面の浸食、崩壊現象の特性を明らかにしていくことが必要となる。

## 2. 研究小史

わが国における浸食あるいは崩壊についての調査・研究は、これまで多くの研究者によって、さまざまな観点からなされてきており、なかでも、山くずれや地すべりに関する研究は古くから手がけられてきた。

例えば、脇水(1912)<sup>133)</sup>の地質と山くずれとの関連から論じたもの、中村(1934)<sup>82)</sup>の主として地形と山くずれとの関連で論じたもの、小出(1955)<sup>61)</sup>の崩壊の誘因との関連から山崩れを論じたもの、その他、寺田・宮部(1929)<sup>124)</sup>、渡辺(1935)<sup>135)</sup>、市川(1952)<sup>42)</sup>等の研究があり、いずれも地質学や自然地理学系統の研究者によってなされたものである。また、森林や治水との関連から、主として林学系統の研究者によってなされたものとして、石川(1937)<sup>50)</sup>、平田(1938)<sup>43)</sup>、四手井(1954)<sup>115)</sup>等の研究がある。

一方、国外においては A. HEIM (1882)<sup>30)</sup> や C. F. S. SHARPE (1937)<sup>112)</sup> 等の研究が古く、とくに後者による研究は、山くずれのほとんどすべての分野にわたる体系的なものとして、わが国の山地崩壊に関するその後の研究の指針となった。

ところで、積雪の挙動や凍結融解との関連で山くずれや浸食を論じた研究、あるいは積雪寒冷地帯をフィールドにしてなされた研究は主として国外において気候地形学的観点からなされ<sup>8),11),19),67),125),134)</sup>、いわゆる周氷河地形学 (Periglacial geomorphology) として体系化されてきた。わが国においては、この方面の研究は主として自然地理学あるいは地形学の分野でなされ、山岳地帯の雪食現象や化石構造土に関するものが中心である<sup>20),47),73),113)</sup>。

一方、砂防、治山あるいは農業工学の分野においても、林地、畑地あるいは流域の保全を目的とした研究が、現実的な時間スケールのなかでなされてきている。

例えば、農耕地あるいは林地における傾斜地の表面浸食に関するものとしては、東(1950)<sup>31)</sup>、山田(1951)<sup>136)</sup>、村井(1955)<sup>76)</sup>等の研究があり、凍結融解作用が斜面浸食におよぼす影響について論じている。

また、積雪挙動と山地崩壊との関連で論じたものに、小出(1955)<sup>61)</sup>による積雪型山崩れが

ある。これは、崩壊地の形成要因に積雪の移動をとりあげて論じたものとしては、わが国において最初である。その後、遠藤・鶴田 (1963)<sup>14)</sup>、若林・山村・工藤 (1967)<sup>15)</sup>、高橋・小野・川口 (1968)<sup>120)</sup>、高谷 (1968)<sup>122)</sup>、山村 (1968)<sup>137)</sup>、松井・鈴木 (1970)<sup>71)</sup>、大関・渡辺・佐伯 (1974)<sup>102)</sup>、石橋 (1975)<sup>49)</sup>、遠藤 (1976)<sup>12)</sup>、藤原 (1976)<sup>23)</sup> 等によって、なだれ現象を中心とする積雪の挙動が林地を破壊・浸食する事例についての記載・報告がなされてきている。

さらに、積雪地帯の山腹工法との関連で論じたものに、東・村井 (1961)<sup>42)</sup> の研究があり、積雪の滑落と表土の凍結融解による土砂の崩落を問題にしている。また、凍結融解作用が山くずれ現象や復旧過程、あるいは山腹工事におよぼす影響については、石川・鈴木 (1964)<sup>51)</sup> の詳細な調査結果がある。

以上のように、積雪寒冷地帯における浸食あるいは崩壊の問題を論ずる場合には、積雪の挙動や凍結融解作用は重要な意味と役割をもっていることがわかる。これらの営力は、温暖多雨な地帯においても、冬期の短期間に影響をおよぼすもので無視し得ない要素であり、それをとり上げる意義はきわめて大きい。

### 3. 研究方法と調査対象地

研究の対象にした崩壊地は、第三紀層地帯にみられる表層剝落型のものと、火山性荒地にみられるものである。

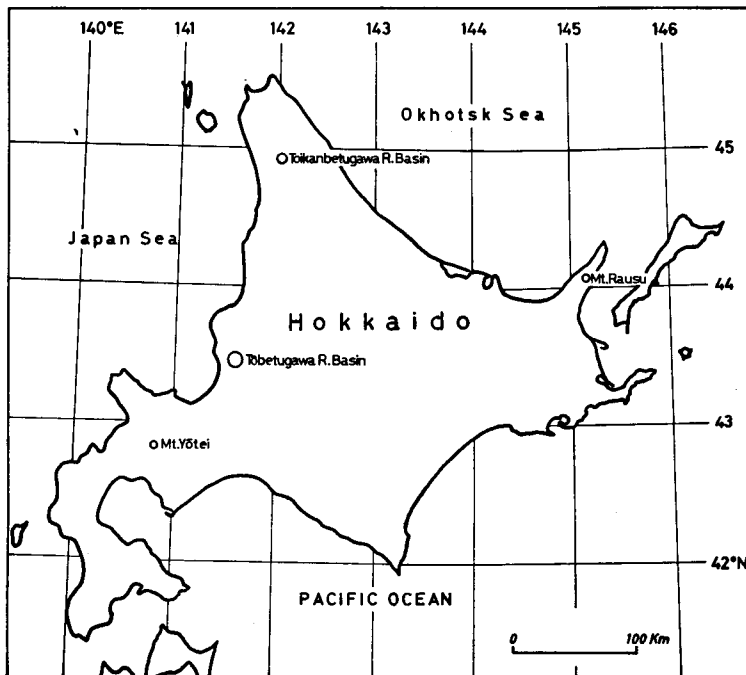


図-1 研究対象地

Fig. 1. Locations of investigated areas.

第三紀層地帯は北海道総面積の約36%を占め<sup>57)</sup>、いわゆる里山とよばれる低山地帯を形成しており、明治初期より開拓の手が入った地帯である。そのため荒廃地が多くみられ、表層剥落型の崩壊地が形成されており、土砂石の生成の場となっている<sup>79)</sup>。

一方、火山性荒廃地は、水に対する抵抗力の弱い噴出岩類より構成された山体が激しく浸食をうけて、V字型のガリーを形成することによるものである。ガリー谷壁は崩壊地となっており、浸食が著しいので崖錐が形成され、それは土石流の材料となっている<sup>80)</sup>。一般に、ガリー内における土砂石の移動は活発であり、火山性荒廃地は下流扇状地への重要な土砂石の供給源である<sup>24)</sup>。

調査は、対象流域に存在する崩壊地の構成要素から、崩壊斜面の浸食過程を把握するという方法を取り、主として、崩壊地下部に存在する堆積地形の外部形態、あるいは内部構造を解析することにより、個別崩壊地の形成、拡大、消滅の過程を明らかにしようとした。

また、風化物質の移動あるいは表面浸食に関する定量的な測定は、現地において継続的に観測することによりおこなった。その他、定性的な記載に関しても、すべて現地における直接観察にもとづくものである。

さらに、マクロ的観点から広域にわたる崩壊地全般の推移を把握する方法として、同一地域における、撮影時期の異なる新旧の航空写真や地上写真を比較することにより、具体的な時間的尺度を設定し、崩壊地の変化量を求めた。

具体的地域として、第三紀層地帯は石狩川水系当別川流域、天塩川水系間寒別川流域を、火山性荒廃地は羊蹄山、知床半島ラウス岳等を研究の対象地とした(図-1)。

## II. 積雪挙動と浸食の実態

### 1. 積雪挙動

#### 1) 斜面積雪の特性

山地斜面上の積雪は、平地における積雪と同様に、無数の雪粒の結合によるものであり、それらは一体となって地表を覆っている。したがって、斜面積雪は尾根筋や沢筋のように比較的緩傾斜であるか、または狭あいな地形の部分に存在する積雪、すなわち動きのきわめて小さな積雪と一体である。

斜面上の積雪は、それ自体の重力でたえず斜面下方へ下降運動をおこなうので、積雪は地表に対して相対的に移動していることになる。そして、このような移動現象は、積雪地帯であれば、積雪期間中毎年くり返される。

従来、斜面積雪の下方への緩やかな移動はクリープ(匍行、あるいは匍匐)<sup>110)</sup>と総称されていた。しかし、現在では積雪を流動する粘性体としてあつかう流動力学的概念が導入されるようになり、積雪の移動現象のなかで積雪層全体が地表面上を緩徐的にすべる現象をグライド(glide)とよび、積雪層内部における積雪の塑性流動はクリープ(creep)とよばれている<sup>48)</sup>。

クリープにより積雪層内部は変形し<sup>1)</sup>、その際に立木に物理的な影響をおよぼす場合があるが、地表面には直接影響をおよぼすことはない。一方、グライド現象は、地表面や地表に生育する樹木等に対して破壊的な作用をおよぼす場合が多い<sup>7),10),72)</sup>。クリープやグライドの自然条件下における移動速度のオーダーは数 mm~数 cm/day である<sup>48)</sup>。

以上のような緩徐的な移動現象に対して、急激で、かつ規模の大きな積雪の移動現象は雪なだれ (snow avalanche)<sup>48)</sup>、あるいは、単になだれ (avalanche) とよばれる<sup>85)</sup>。なだれの場合の移動速度は数 m/sec. のオーダーである<sup>48)</sup>。

avalanche という用語は、これまで積雪以外のマスマーブメント (mass-movement) の形態に対しても用いられてきている。たとえば、SHARP (1938)<sup>112)</sup> は、山地斜面の土層の移動に対して debris avalanche という用語を与えてきており、必ずしも積雪の移動だけにとどまらず、岩石や風化物質等のマスマーブメントに対しても用いられてきた経過がある<sup>106),134)</sup>。

本論文では、積雪を主体とするマスマーブメントに対して、なだれ (avalanche) という語を用いている。

この avalanche に関連して用いられている用語に snow slide<sup>10)</sup> と呼ばれているものがある。この語は移動距離が 50 m 以内の小規模ななだれに対して用いられている<sup>9)</sup>。

## 2) グライドとなだれ

ここでは、各種の積雪挙動のなかで、地表面やそこに生育する樹木等に直接的に影響をおよぼすグライドとなだれの現象について、その実態と特徴について述べる。

### a. グライド

これまで、グライドや斜面積雪の変位に関しては、HAEFELI (1939)<sup>29)</sup>、桜井 (1941)<sup>110)</sup>、in der GAND (1965)<sup>48)</sup> の研究があり、また、北海道においては、山村 (1969)<sup>138)</sup>、秋田谷・川田 (1971)<sup>1)</sup>、藤原・小野寺 (1976)<sup>26)</sup> の調査研究がある。

最近は、積雪の移動を斜面縦方向の 2 次元的空间における移動成分としてのみとらえるのではなく、3 次元空間的移動量把握の方法が試みられている<sup>87)</sup>。

グライドにともなう特徴的な現象はクラック (crack) や雪じわ (fold)<sup>48),94)</sup> を生ずることである。そして、クラックや雪じわが発達する過程で地表面の風化土層が削剝され<sup>94)</sup>、樹根が引き抜かれるという現象がみられる<sup>14),120)</sup>。クラックや雪じわは、グライド量が大きくなるにつれて形成されるもので、とくに雪じわは積雪の密度が大きく、粘性の強い湿雪に多くみられる現象である<sup>137)</sup>。そして、基本的には斜面積雪の次のような性質によるものである。

斜面積雪は地表面を覆う snow cover として連続した一体のものであり、常に斜面下方や横方向に流動する粘性体である。しかし、ある斜面におけるいくつかの地点での、同一時期のグライド量は、それぞれの地点により移動の量はことなっている。さらに、ある地点が常に一定の動きを示すのではなく、時間の経過とともに交互に相対的な移動量の大きさが変化する<sup>138)</sup>。このような交互運動 (時差運動) の結果、積雪は変形による歪を生ずる<sup>1)</sup>。この歪がある程度以

上に大きくなると、伸びの著しい部分にはクラックを生ずることになり、相対的に収縮が著しい部分には雪じわが形成される。積雪斜面上のある地点における線の歪が一日当り $10^{-2}$ 以上になった部分にクラックが生ずるという報告<sup>87)</sup>がある。

### b. なだれ

斜面上の積雪は、以上に述べてきたように、時間的経過とともに複雑な交互運動をしながら、常に斜面下方へ緩徐的に移動する。移動の原動力は、重力の斜面分力である。一方、山腹斜面の積雪は、接地面との摩擦や立木によってその移動がコントロールされているので、崩落は妨げられている。そして、なだれは移動する力とコントロールする力との均衡が破れた時におこる<sup>85)</sup>。

ところで、なだれはその堆積物、すなわちデブリ (debris) の特徴から次の二つに大別することができる<sup>96), 106)</sup>。

- ① 堆積物が積雪のみから構成されるなだれ。
- ② 堆積物が積雪の他に、岩屑、土砂、植物体などから構成されるなだれ。

前者のなだれは、積雪内のすべり面上を移動する、いわゆる表層なだれ (surface avalanche) に多くみられるものである。一方、後者のなだれは、その移動の過程で斜面上の風化物質を浸食し、植物を下方へ運搬したことをあらわすもので、積雪が地表面上を直接移動する全層なだれ (ground avalanche) に多くみられるものである。したがって、この種のなだれは、山地斜面の浸食を論ずる場合に重要な意味をもっているものである。

## 2. 積雪挙動と植生

### 1) 積雪斜面の植生

多雪地帯に生育する植生は、約半年間あるいはそれ以上の積雪期間中、積雪の影響を何らかのかたちで直接的に、あるいは間接的に受けることになる。

これまで、わが国において、積雪と植生との関連においてなされた本格的な研究は、高山植物を中心に八甲田山において生態学的見地からなされた吉井・吉岡 (1948)<sup>140), 141)</sup>、吉岡 (1948)<sup>142)</sup>、石塚 (1950)<sup>55)</sup> 等の研究に始まる。これらは雪田における植物を、主としてその群落の構成からみたものである。また、ブナ林やヒノキ林についての植物群落的研究としては、鈴木 (1949)<sup>116)</sup>、前田 (1951)<sup>68)</sup> の報告がある。

さらに、広域的観点から、日本海側の多雪地帯と表日本の少雪地帯を比較し、積雪分布と植物分布との関連から論じたものに、前川 (1949)<sup>69)</sup>、四手井 (1956)<sup>114)</sup>、高橋 (1960)<sup>119)</sup> らの研究がある。

筆者は、積雪によってもたらされる種々の環境因子が、個別の樹木に何らかのかたちで反映されているものと考え、それを天然生樹木の外部形態、あるいは内部構造にみられる可視的な反応に求め、積雪環境下の樹木の生活型を論じた<sup>89), 101)</sup>。そして、そのなかで、積雪地帯に生育する樹木には共通した特徴がみられることに注目した。

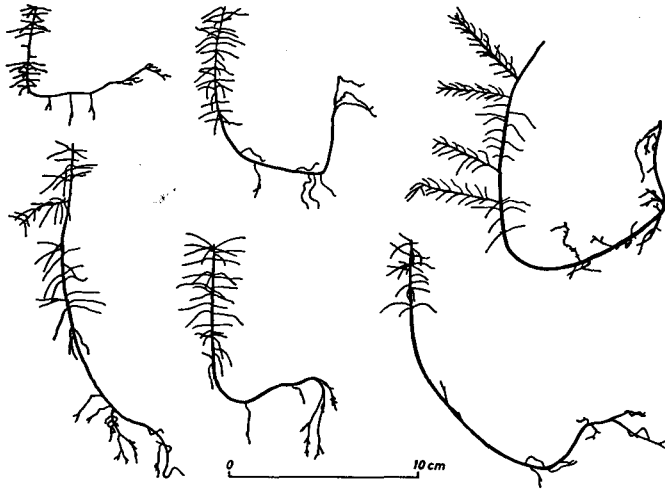


図-2 トドマツ天然生稚樹の形態 (樹齢4~9年)

Fig. 2. Forms of natural young *Abies* (4~9 years old).

その第一の特徴は、外部形態的には、ほとんどの樹木が根元曲りあるいは匍匐形をとっていることである<sup>88),100)</sup>。この形態は、積雪挙動により生ずる雪圧と密接な関連をもつもので、樹木が連年の積雪によって埋雪を余儀なくされ、雪圧、すなわち積雪の移動圧や沈降圧によって倒伏をくり返す結果形成されるものである。これは、雪圧に対する樹木の適応形態であると考えることができるから<sup>100)</sup>、この形態を解析することにより、積雪挙動の実態をある程度把握する指標になり得る可能性をもっている。

第二の特徴は、根元曲りを形成した樹幹の基部の接地部分に不定根(二次根)が形成されている場合が多いことである<sup>88)</sup>。図-2は、樹齢4~9年のあいだにあるトドマツ天然生稚樹の外部形態のスケッチである。すでに根元曲りが形成されており、数本の不定根が発達中であることがわかる。

図-3は、さらに樹齢階の高いトドマツ天然木の樹幹基部の形態を示したもので、不定根の発達が著しく、樹幹基部はこの不定根の発達にともない地面に固定されるようになる。

そして、この種の不定根が形成され発達する前提として、積雪の物理的な圧力により、樹幹が根元曲りや匍匐の形態をとり、樹幹基部が接地することが条件となっている。

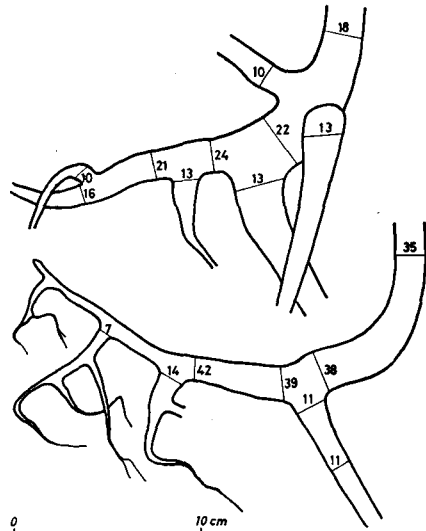


図-3 天然生トドマツ樹幹基部の形態 (数字は年輪数)

Fig. 3. Stem forms of natural *Abies* (figure shows number of tree rings).

2) 積雪挙動の指標

前項で述べたような樹幹基部の形態から、積雪挙動の大小の度合をある程度まで推定することが可能である。例えば図-4に示すように、同一樹種においても、斜面の傾斜や場所により、また積雪量の多少によりかなりことなつた形態をとっている。結果的には、積雪挙動の大きい斜面に生育する樹木ほど幹形は根元曲りから匍匐の形態をとるようになる。さらに積雪挙動の著しい斜面においては矮生化してブッシュ状(叢状)<sup>130)</sup>となる。

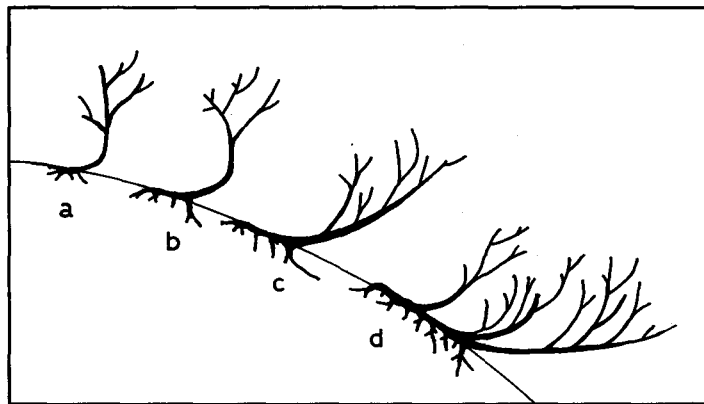


図-4 積雪地斜面における樹木形態 (ヒメヤシャブシ)

Fig. 4. Forms of trees on snowy slope.

また、グライド量が大きく、クラックや雪じわが形成されるような斜面や、なだれが多発するような斜面においては、上述のような単なる樹幹のわん曲や傾斜だけにとどまらず、図-5に示すような、割れ、折れ<sup>27),99)</sup>、樹皮むけ、樹皮巻き込みなどの損傷をともなったり、倒伏、根返りなどの現象がみられるようになる。

萌芽性の強い樹種では上伸枝<sup>128)</sup>を形成し、また、樹皮巻き込みによりカルスを形成するので<sup>126)</sup>、年輪を解析することにより時間的情報を得ることも可能となる<sup>4),103)</sup>。

以上のように、個別の樹木は積雪の物理的な移動圧を受けることにより損傷を受け、その痕跡は樹体に記録されるので、外部形態的にはさまざまな特徴を示すことになる。したがって、これらの樹体に刻まれた痕跡を手がかりとして、現在から過去にいたる積雪挙動の形態を、時間的、空間的に探ることができるのである。

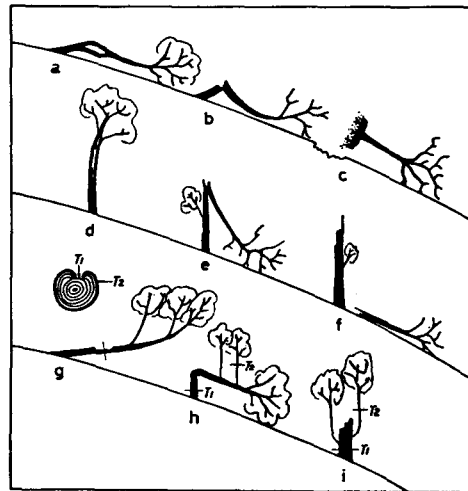


図-5 積雪挙動による樹木損傷の諸形態

Fig. 5. Injury forms of trees due to snow action.

すなわち植物指標を有効な力学的情報として利用することが可能である。

### 3. なだれ多発地の林地破壊

#### 1) 当別川流域における事例

当別川は石狩川最下流の支川で、西部は別狩岳 (666 m)、北部は察来山 (590 m)、東部はチセネシリ山 (1,100 m) に囲まれており、南部の当別町を流下して石狩平野に入り、石狩川に合流する。流域面積は 318.7 km<sup>2</sup> で、流路延長は 72.6 km である。

上流域は古第三紀の隈根尻層群が北西部と北東部にあり、地形は急峻である。両山塊の間には新第三紀の堆積岩類があり、河岸段丘ならびに丘陵地形が発達し、本流はこの地帯を流下する (図-6)。

林相は主として針広混交天然林であるが、過去に強い伐採の経過があり、高木の蓄積量はきわめて少ない。

流域における積雪、気温、降水量に関する資料を図-7に示す。積雪深は年によりことなり、青山中央で 150~200 cm であるが、山間部では 300 cm を越え、積雪水量は 800 mm に達する。

なお、同流域におけるこれまでの日最大雨量で記録されたものは、1961年7月2日の 165 mm である。

図-8は別狩岳を源頭に有する桂の沢と砂金の沢両流域における、なだれ発生カ所と崩壊地の分布を示したものである。

両流域はいずれも北海道有林当別経営区の一部であり、ほぼ N-S 方向に走る主稜線によって日本海側の厚田川と流域を異にしている。

上流部は粘板岩を主体とする古第三紀層で占められ、斜面傾斜はきわめて急である。一方、下流部は砂岩泥岩からなる新第三紀層のなだら

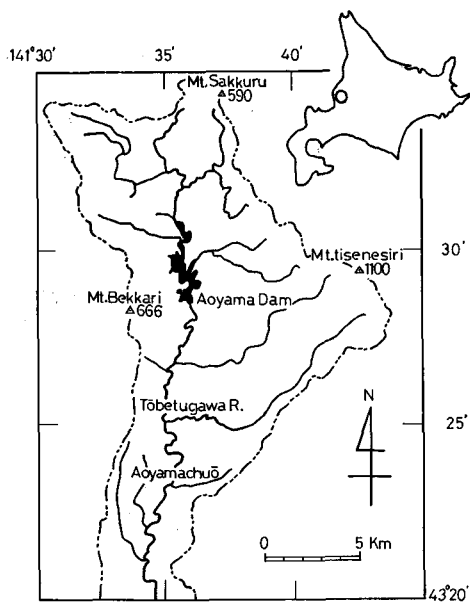


図-6 当別川上流域の位置

Fig. 6. Map of Tōbetugawa river basin.

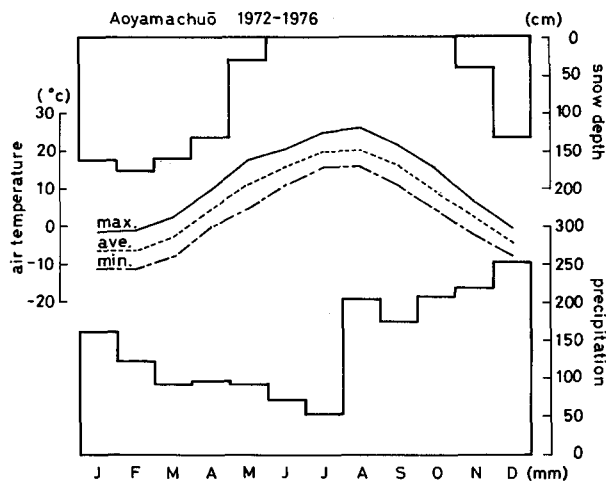


図-7 青山中央における気象

Fig. 7. Meteorological data at Aoyamachuō.

な地形である。そして崩壊地は古第三紀層からなる斜面に多く分布している。図より、なだれ発生カ所は崩壊地とほぼ一致していることが読みとれる。

なだれ発生カ所は、1975年4月18日の現地踏査によって記載されたものである。図中になだれは黒で塗りつぶしてその位置と形態を表現してあるが、これらのなだれのほとんどは湿雪全層なだれである。

なだれ発生区の地表面は露出しており、堆積区に運搬された積雪には岩屑や土砂、植物片が混入している。

沢筋に沿って比較的規模の大きいなだれが発生しているほか、規模の小さななだれであるスノーライドや、グライドによりクラックが大きく開口した形態のものも観察される。

崩壊地は航空写真の判読によってその位置と規模を記載し、現地における踏査で確認した。崩壊地は、消雪直後は航空写真に白っぽく写っているので容易に判読できる。しかし、夏季になると、崩壊裸地斜面上に生育している植物の葉が繁茂するので、地表面は覆われてしまうが、尾根筋の平坦部や傾斜のゆるい斜面上に分布しているササや高木類とは、色調が異なるので容易に区別できる。

図に記載されたような崩壊地は、藤原<sup>23)</sup>により類雪型崩壊地として区分されており、一個の崩壊地面積は0.5~10.0 ha以上におよぶ大規模なものである。

崩壊面は、ヒメヤシヤブとノリウツギを主体とする矮生かん木群落と、オオイタドリ、オニシモツケ、エゾヨモギ等の大型多年生草本群落によって覆われている。

矮生かん木は、主として露岩部の割れ目や層理面に沿って生育しており、一方、大型多年生草本は、岩地上の分解・風化した土層や、それらの物質が運搬されて形成された崖錐堆積地に生育している。しかし、地表面はササ類や草本類が侵入していないので全くの裸地状態である<sup>96)</sup>。

また、流域内には面積が数10 m<sup>2</sup>のオーダーにある小規模な崩壊地が多数点在している。これらの崩壊地は、景観的には上述の大規模な崩壊地と異なり、小円形であり、ほとんど植生の侵入が認められず、地肌が露出している。

## 2) 問寒別川流域における事例

清川は、天塩川支流問寒別川に合流するヌカナン川の支渓で、流域面積は193 haである

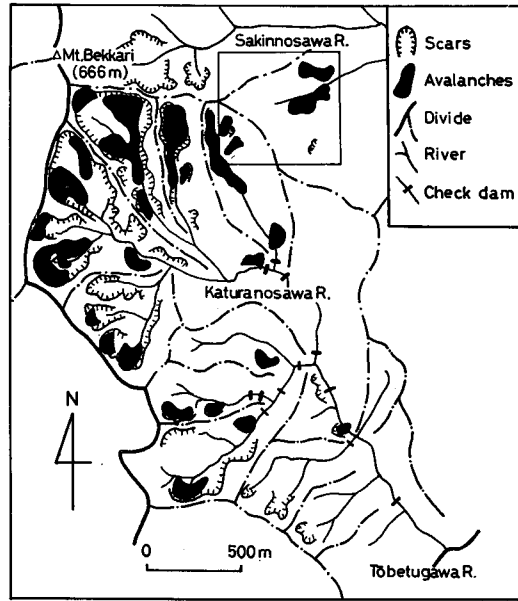


図-8 崩壊地となだれの分布

Fig. 8. Map of scars and snow avalanches in Katuranosawa.

(図-9)。

地質は、新第三紀中新世に属する稚内層からなり立ち、母岩は灰色の緻密均質な泥岩で、硬質の珪質頁岩や泥灰質岩などの薄層を数多くはさんでおり、砂岩と礫岩を伴っている<sup>71)</sup>。

稚内層の分布する地域の地形は、松井<sup>70)</sup>により稚内層型と名づけられており、その特徴は、谷密度が著しく小さく、したがって分枝数が少ないこと、谷は直線状で起伏量が大きく、谷斜面は急傾斜であることなどがあげられている。

研究の対象地は清川の上流域である。標高250m前後のなだらかな丘陵地帯であるが、河谷は深いV字谷を形成しており、溪岸斜面の傾斜は30~45度あり、場所により50度を越すところもある。

この地域は北海道最北部に位置し、冬期は積雪・寒冷で夏期は冷涼・乾燥という気候の特徴をもっている。初積雪は10月下旬~11月中旬で、消雪は4月中~下旬であるが、谷底や北向斜面では低海拔地帯にもかかわらず、5月中旬を過ぎても雪渓がある。これには、融雪期に崩落し堆積したデブリも含まれている。最大積雪深は1~2m程度である<sup>127), 128)</sup>。年間総降水量は平均1,500mm前後であり、月別にみると3月、4月、5月はとくに少なく、平均値は60mm程度である(図-10)。

清川を含む北海道大学天塩地方演習林河西事業区は、大規模な山火事跡地で、明治末期以降数度にわたり山火事に遭遇しており、その後なだれが頻発するようになった<sup>127)</sup>。とくに南斜

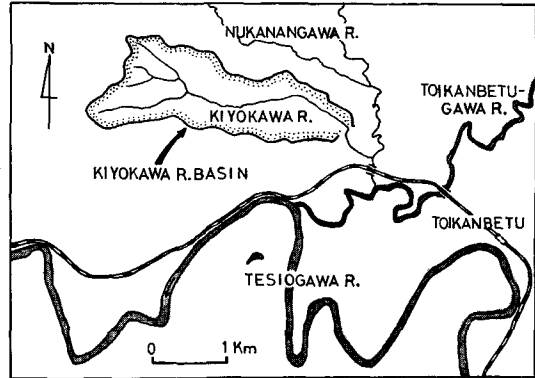


図-9 清川流域の位置

Fig. 9. Location of Kiyokawa river basin.

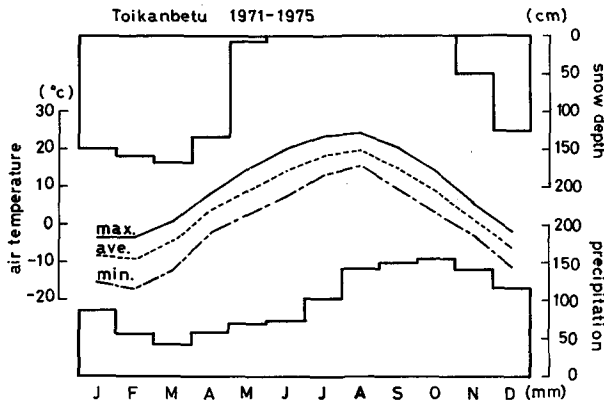


図-10 間寒別における気象

Fig. 10. Meteorological data at Toikanbetu.

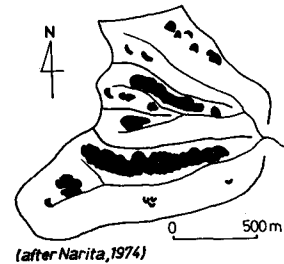


図-11 清川上流域におけるなだれの分布

Fig. 11. Map of snow avalanches in Kiyokawa.

面には大径木が全く存在せず、崩壊地以外は一面稈高 1~2 m のチンマザサで被われている。そのなかにダケカンバ、イタヤカエデ、ハンノキ、ナナカマド、ミズナラ等の小径木が点在し、それらのすべては根元曲りの形態をとっている<sup>130)</sup>。また、幹割れ、幹折れ、樹皮むけ、根抜け等も多数観察される。

図-11は、清川上流域の1974年3月11日~3月28日の期間におけるなだれの発生カ所<sup>84)</sup>を示したものである。

なだれの種類は、ほとんど面発生湿雪全層なだれ<sup>85)</sup>である。なだれは山火事跡地に侵入したササ地に発生区をもち、崩壊裸地斜面上を滑動して谷底に堆積する。デブリの多くは泥岩や頁岩の分解・風化した岩片や、植物の破片を混入している。

なだれは初冬から1月にかけて発生しはじめ、消雪までに同一斜面において数回発生する。そして、3月下旬から4月上旬にかけて、南斜面の積雪はそのほとんどがなだれにより谷底に運搬される<sup>84)</sup>。

一方、同流域にみられる崩壊地は、その発生位置と形態から、斜面下部に位置する、面積が100 m<sup>2</sup>以上の規模の大きな溪岸崩壊地と、斜面の中部から上部にかけて点在する面積が10 m<sup>2</sup>のオーダーにある小規模なものに大別される<sup>2)</sup>。いずれの崩壊地も裸地状態であり、崩壊斜面上に植生はないが、崩壊地下部部の、比較的安定した崖錐堆積地上には、大型草本類が侵入している。また、拡大崩壊の際に、崩壊地周縁部より崩落した板状の根系層が、その上に植生をのせたまま滑落面上に停止している場合もある。

いずれのタイプの崩壊地も、その分布は南向斜面に偏在しており、なだれの分布する斜面と一致している。

#### 4. 積雪挙動と山地浸食

##### 1) 火山斜面のガリー浸食

融雪期は、大小の沢なだれが発生しやすい条件下にある。大規模ななだれが発生した場合、その衝撃力や運搬力は、土石流に類似した規模を持っており、流下する過程で谷壁を浸食・破壊し、斜面や溪床上の土砂を運搬するので、堆積区には多量の土砂石を含んだデブリが形成される<sup>90),95)</sup>。

次に、火山斜面のガリーにおいて観測された大規模ななだれの堆積地の解析事例より、この種のなだれの実態を明らかにする。

なお、ガリー (gully) とは浸食溪のことで<sup>139)</sup>、平常は流水がなく、降雨時には土砂混りの

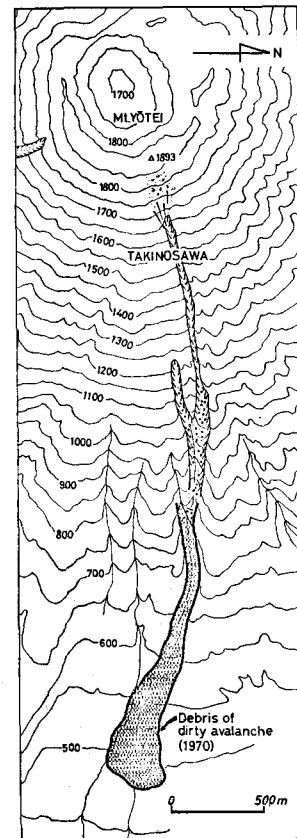


図-12 羊蹄山滝の沢のなだれ堆積地の位置

Fig. 12. Dirty avalanche at Mt. Yōtei.

異常出水をみるのが特徴である<sup>98)</sup>。

#### i) 羊蹄山ガリーにおける事例

1970年春に、羊蹄山滝の沢ガリーにおいて観察されたなだれは、頂上(標高1,893 m)直下の、標高1,700 m付近から発生した大規模なだれである(図-12)。

堆積区域(標高480~750 mの区間)に運搬された土砂石の量はおびただしく、同年7月の調査の時点では、積雪上に平均5~10 cmの厚さで堆積しており、部分的には20~50 cmのところもあった。

堆積物のなかには、直径0.4~2.0 mの岩石や、なだれの衝撃力で破壊された樹木片が多量に含まれていた(写真-1)。

標高680 m付近における渓床の横断面の観測では、表面の土石層の下は、約2 mの厚さで雪と土砂とから構成されたデブリ層があり、その下部は渓床まで約5 mの厚さの自然積雪層であった<sup>90), 92)</sup>。

このなだれによって運搬されたデブリ(土砂と雪)の体積は約640,000 m<sup>3</sup>であり、デブリ中に混入していた土砂のみの体積は約8,000 m<sup>3</sup>であった。

1971年夏期に、羊蹄山真狩墓地の沢において観察されたなだれ堆積地では、ガリー中に設置された治山ダムの天端や、渓床中の巨礫の上面に、5 cm程度の厚さの土砂が覆っており、なかには直径15~20 cmの礫が混入していた。土砂の下部には同年の積雪層が残存しているので、積雪の融解による不等沈下のため、積雪表面をおおっている土砂層が、ヒビ割れやハンモック状を呈している地点もみられた<sup>92)</sup>。



写真-1 羊蹄山滝の沢ガリーに発生したなだれの堆積地(1970. 4. 18写)

Photo 1. Debris of dirty avalanche at Mt. Yōtei.

美蹄山のガリー内では、夏季の降雨で土石流が頻発する。しかし、これまで述べてきたような、大規模ななだれによって運搬される土砂石の量は、通常の土石流によって運搬される土砂石の量をはるかに上回るものである。

## ii) 知床半島ラウス岳における事例

知床半島は、北海道の北東部に位置し、北北東にのびる細長い半島である。標高1,000 m以上の火山が連なり、山体は、新第三紀およびそれ以降の、きわめて浸食を受け易い火山碎屑岩や火山岩で構成されている。

なだれ堆積地の位置は図-13に示した。堆積地の全長は約230 mであり、幅は約20 m、高さは4~6 mの範囲にあった(写真-2)。

堆積物は、表面からの厚さが10~15 cmの部分までが土砂石層となっており、それより内部は全て自然積雪であった。

土砂石層は、ほとんど火山碎屑物に由来する角礫や土砂により構成され、なかに直径20~40 cmの礫をはじめ、ハイマツの小枝が多数混入していた。

このなだれによって運搬された土砂の量は、およそ1,000 m<sup>3</sup>であった<sup>93)</sup>。なお、同なだれの発生から2年後に、やや小規模ではあるが、同様の形態を

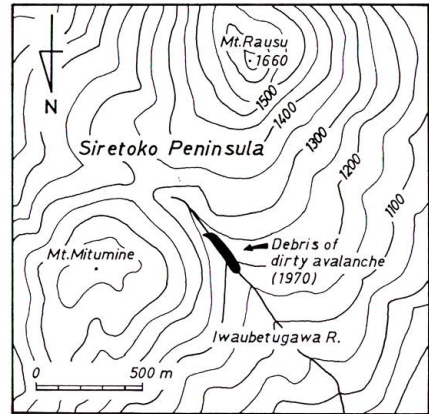


図-13 知床半島ラウス岳のなだれ堆積地

Fig. 13. Location of dirty avalanche on Siretoko peninsula.



写真-2 知床半島ラウス岳のなだれ堆積地 (1970. 7. 26 写)

Photo 2. Debris of dirty avalanche on Siretoko peninsula.

した堆積物が、同地点で筆者以外の者によって観察されている。しかし、それが1970年のものと同一であるかは不明である。

## 2) 山腹斜面の浸食

### i) グライドによる斜面浸食

なだれにまで発展しない緩徐的な積雪の移動はグライドとよばれる。崩壊地のような裸地斜面や、急傾斜地上の積雪は不安定であり、グライドはきわめて活発となり、その過程で雪じわ(圧縮じわ)やクラック(雪割れ)を形成する。

雪じわは、外見的には積雪の小規模な盛り上がりで、主として斜面の中間部から下部において形成される。雪じわは浮き上がったたり、しゅう曲して下方部の積雪上のにり上げたりするので、内部は空洞になっており、雪層の底面には表土が附着し、擦痕が刻み込まれている場合が多い。擦痕は積雪層が地表面上をグライドしたことを裏づけるものである。

雪じわによって持ち上げられ、剝離した表土は、厚さが25~30 cmになるものがあり、その場合、地表面にはその厚さの分だけ小規模の窪地が形成される(図-14-a)。

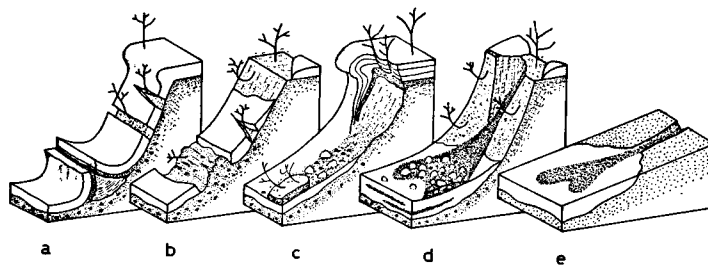


図-14 積雪地斜面における浸食の諸形態

Fig. 14. Some types of erosion on snowy slope.

クラックは、積雪層の不均一な移動の結果形成されるもので、積雪の移動が活発な斜面では各所で観察される現象である。

クラック上縁部の積雪最下層は氷化している場合があり、グライドの際にはブルドーザーの排土板のような効果をもち<sup>6),94),137)</sup>、斜面の表土を削り取り、下方前面に押し出す。当別川上流域における観察例では、押し出された表土が斜面下方から0.5~1.2 mの高さに盛り上がり、その内部はかく乱されていた(図-14-b)。

消雪直後の崩壊斜面上には、スプーンでえぐられたような凹形の微地形(縦5~10 m, 横4~5 m, 深さ0.2~0.4 m)が各所にみられ、凹部のすぐ下方には土砂の盛り上がりが認められる。また、斜面の凸部や尾根型部には、無数の擦痕が傾斜の方向に刻み込まれていたり、あるいは、研磨されて丸味をおびているのが観察される場合もある。

以上のような微地形や痕跡は、連年のグライドにともなう雪じわやクラックの発達過程のなかで形成されるものである。

グライドの地表への影響については、山村<sup>137)</sup>や高谷<sup>122)</sup>によっても報告されている。山村

は、当別川上流桂の沢山腹工場で、グライドによる表土層の押し出し現象を観察しており、積雪による浸食作用の事例を報告している。また、高谷は、雨竜山地の蛇紋岩地帯において観察される凹凸の微地形の成因に雪層の移動をあげている。

### ii) なだれによる斜面浸食

斜面長が50~100 m程度の斜面においては小規模のなだれ、すなわちスノースライドが発生する。積雪の移動距離が短いので、積雪デブリはあまり破碎されていないものが多い。

積雪の挙動が最も活発になる融雪期には、急斜面の各所に、クラックが大きく開口したような形態をしたなだれが多数観察されるようになる。

斜面の上端に発達した巨大な雪庇の崩落時や、全層なだれの際には、崩壊地上縁部や側方が破壊され、斜面下方の積雪上に、厚さ30~60 cm程度の板状の土塊が、上に腐朽した根株や植生をのせたままの状態で見られる(図-14-c)。

斜面上部が沢型地形になっているところでは、なだれが頻発しやすく、通過地点の岩盤は研磨されている。また、このような地形は融雪水が集中する場所となっている。デブリは、堆積直後は雪と土砂の混合物であるが、融雪が進行するにつれて土砂のみが残存し、積雪上に土錐を形成する(図-14-d)。

一般に、崩壊斜面ではなだれが頻発しやすく、次章で詳述するように、当別川上流域に存在する崩壊地では、斜面下部のなだれ堆積地点の積雪断面観測の結果から、2月下旬の時点ですでに5回のなだれの発生が確認され、デブリには土砂の混入が認められている<sup>94)</sup>。このように、崩壊斜面では、積雪期間中に、数回のなだれが同一カ所に発生し、なだれの過程で斜面上の風化物質は運搬される。

また、なだれによる間接的影響として、全層なだれにより、積雪の被覆を失った地表面は、直接外気にさらされることになるので、なだれの多発する2~3月の凍結・融解期には、露出した基盤岩は分解・風化されることになる。火山性荒廃斜面や第三紀層頁岩地帯では、とくにそれによる影響を受けやすい<sup>41),52),54)</sup>。

### iii) 融雪水による表土流出

融雪時期に降雨などがあり、凍結していた地表面が急激に融解する場合、下層部のまだ融解していない凍土層(frozen layer)上を、表層の融解した土層(active layer)が流出するという現象がみられることがある<sup>31),52)</sup>。

羊蹄山滝の沢ガリー内の、火山砂礫からなる斜面における流動跡の観察例は次のようである。

表面から10~20 cm程度の深さに凍結層があり、その上を歩くと、25度前後の緩傾斜にもかかわらず、足もとの融解して十分に水分を含んだ砂礫層は下方へ流動する。

火山砂礫は保水能力が低いので、自然状態の緊密度では飽水含水状態になりにくいですが、急激に融解が生じた場合には、土粒子間の水分は飽和状態になり、表層の融解した土層は流動

する(図-14-e)。

このような流動現象の機構は、次のいくつかの観察事実から説明することができる<sup>90),92)</sup>。  
すなわち、

- ① 斜面上に、表面土層が流水とともに流出した痕跡として、深さ5~10 cmの比較的幅の広い溝が形成されている、
- ② 溝の下方の雪渓上に、傾斜の方向に長形の土錐(dirt cone)が点在する、
- ③ さらに、斜面下方の雪渓末端上流側に、多量の火山砂礫が雪渓上に滞留・堆積し、規模の大きな土錐(長さ15 m, 幅2~4 m, 高さ0.2~0.6 m)を形成している、
- ④ 地表下10~20 cmの深さに凍結層が存在している、

等である。

以上のような現象と同様のものは、第三紀層頁岩地帯の崩壊裸地斜面の風化土表層においてもみられる。それは、小規模の土石流、あるいは泥流にきわめて類似した流動形態をとる。

### III. 堆積地形の形態と構造

前章において積雪の挙動とそれに関連する土砂石の移動の実態について、いくつかの事例をあげて説明してきた。

ところで、斜面下方あるいは渓床中に堆積したデブリ(積雪、土石、植物等の混合物)は、融雪の進行とともに、そのなかに含まれていた土石や植物をその場に残留し、堆積地形を形成するようになる。そして、グライドのような小規模な積雪移動にともなうものは小規模な土砂



写真-3 clean なだれの堆積地(当別川上流, 1975. 4. 18写)

Photo 3. Clean avalanche in Tōbetugawa.

の堆積地形を、なだれのような規模の大きい積雪の移動によるものは大規模な堆積地形を形成する。すなわち、それぞれ、ある規模と形態をもった堆積物は、それをもたらした積雪挙動の規模と形態を反映することになる。

したがって、堆積地形の形態的、構造的特徴を解析することにより、斜面における物質の移動の過程とその形態を把握する手がかりが得られるものと考えられる。

以下、このような観点から、堆積地形の形態と構造について解析した。



写真—4 dirty なだれの堆積地 (当別川上流, 1975. 4. 18 写)

Photo 4. Dirty avalanche in Tōbetugawa.

## 1. なだれ堆積地

### 1) 堆積物の種類

大小さまざまな規模のなだれは、下方にデブリを堆積する。したがって、デブリの規模や形態は多様となるが、デブリの外観と内部構造から、なだれを次の二つに大別することができる。このことについては、前章の第1節においてすでに述べた。

すなわち、

- ① 堆積物が積雪のみから構成されており、外観的には白色を呈するもの、
- ② 堆積物が積雪の他に、土砂や岩石、植物などから構成され、褐色もしくは黒色を呈するもの、

の二つである。

ここでは、前者のようなデブリを形成するなだれを「clean なだれ」、後者を「dirty なだれ」<sup>106)</sup>と呼称してあつかうことにする<sup>96)</sup>。

写真-3は、clean なだれの一例である。このなだれは樹木群直下の笹地より発生しており、途中で停止した部分(左側)と、沢沿いに流下した部分(右側)とに分かれている。clean なだれのデブリはほとんど積雪のみから構成されているので、融解とともに消失し、堆積物を残留しない。

一方、写真-4は dirty なだれの一例である。このなだれは、樹木群直下のササ地より崩落した積雪が、以前から形成されていた崩壊裸地斜面を浸食し、多くの土砂を運搬したものである。流下の過程で斜面に生育していた樹木を破壊し、根元直径40~50cmのマカンバ、ダケカンバ、シナノキ、ヤマハンノキなどを根株ごと引き抜き、あるいは樹幹基部で折損し、堆積区に運搬している。流下区域の斜面側方は40~60cmの厚さでえぐられている部分があり、下方に植物をのせた板状の土塊が散在する。

いずれのなだれにおいても、デブリの形態は、堆積区域の地形に左右されるが、一般に舌状あるいは半円錐形を呈するものが多い。そして、dirty なだれのみが融雪にともない、デブリ中に含まれていた土砂や樹木片を斜面や溪床の表面に残留し、ルーズな密度をもった堆積層を形成する。

### 2) 形態的特徴

clean なだれのデブリは、積雪のみから構成されているので、内部構造的には大小さまざまな積雪塊が乱雑に積み重なっており、これらは融雪の進行とともに融解消滅する。

一方、dirty なだれのデブリの堆積構造は、図-15-①に示すように土砂の混入が認められる。図に示された積雪断面は、傾斜約45度の崩壊裸地斜面において観測されたものである。斜面下方の積雪深は5mあり、すでに5回のなだれの発生がデブリの存在から判断される。

以上のように、崩壊裸地斜面においては、一積雪期間中に数回のなだれが同一カ所に発生し、斜面上の風化物質を運搬・堆積する。

斜面上部や中部における積雪深は斜面下部より小さい。これは、なだれとなって斜面上の積雪が滑落するためである。また、斜面中部にはクラックの痕跡がみられる(図-15-③)ことから、2月下旬までに斜面積雪はすでに活発な挙動を示していたことが明らかである。

一方、比較的規模の大きいなだれのデブリは、例えば、写真-5に示すような断面構造をもっている。溪床から約5mの高さまでは自然積雪であり、その上部を約2mの厚さで土石を混じえたデブリ層が覆っている。

デブリ層の表面部分は、融解のため土石のみの層からなるが、さらに融解が進むと、デブリ中の積雪は全て消失してしまい、溪床内の自然積雪上には土石のみが残留する。

残留した土石が層として、ある程度の厚さで下部の自然積雪を被覆すると、その部分に断熱効果が生じて、周辺の土石におおわれていない積雪部分より融解が遅れることになる。

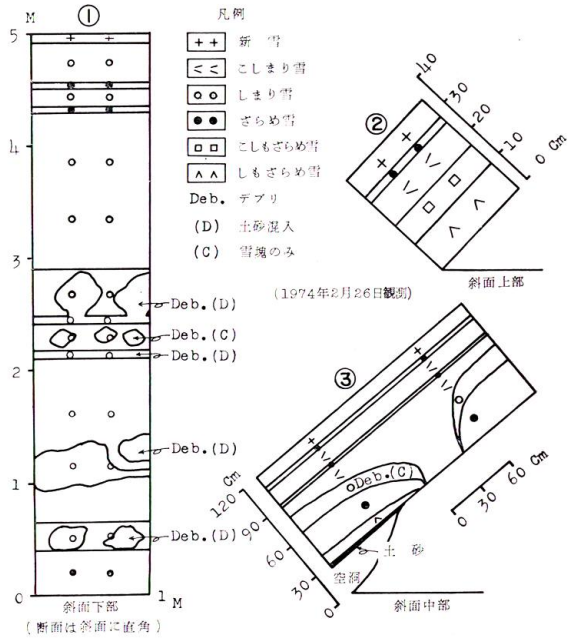


図-15 斜面積雪の断面  
Fig. 15. Vertical section of snow cover on slope.



写真-5 dirty なだれの堆積地の断面 (羊蹄山滝の沢, 標高 680 m, 1970. 7. 10 写)

Photo 5. Vertical section of dirty avalanche at Mt. Yōtei.

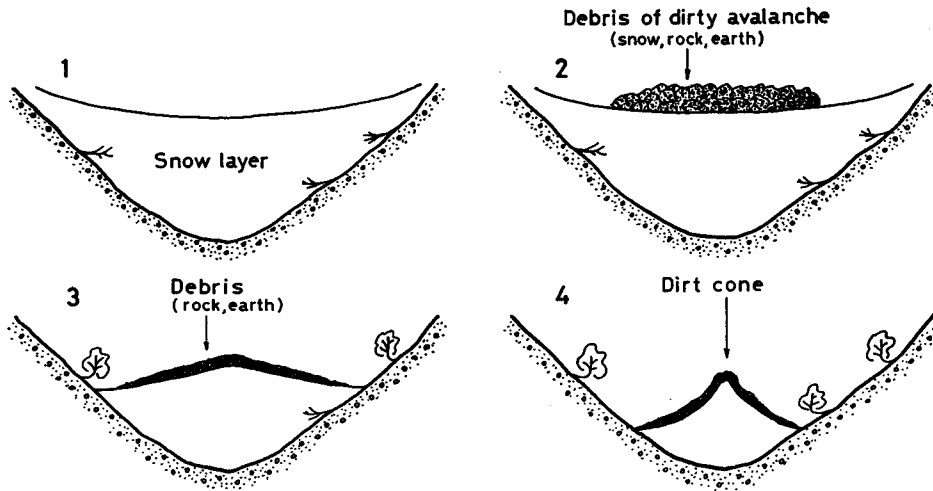


図-16 土錐型堆積地の形成過程

Fig. 16. Process of formation of dirt cone.

その結果、土石におおわれた部分は盛りあがったような形態になり、土錐が次第に形成される<sup>93)</sup>(写真-2参照)。その形成過程を図-16に模式図化して示した。なお、なだれによって形成される土砂の堆積層は、さまざまな粒径もった土砂の乱雑な堆積により構成されている。

## 2. 崖錐堆積地

### 1) 崩壊斜面の構成要素

崖錐は崩壊斜面を構成する重要な要素であり、山腹における土石移動と溪床における土石移動との接点的な性格を有している。

崩壊斜面の区分は、これまで多くの研究者によりなされてきた。

中村(1955)<sup>83)</sup>は、山くずれ地形に関連する語句を次のように説明している。

崩土：山くずれによって崩落堆積した土壌、岩片、岩塊など。

岩屑：風化、あるいは浸食によって生成した土壌、岩片、岩塊など。

滑落面：崩土と基盤との境界面。

崩落崖：滑落面の後縁部。

高橋(1955)<sup>118)</sup>は、崩壊地を土砂移動と植物の生活との関連で、安定地、不安定地、堆積不安定地、受蝕地、崖地の5つに区分している。

東(1964)<sup>34)</sup>は、北海道の第三紀層崩壊地を、崩土、崖錐、滑落面、崩落崖の4部に区分している。

また、遠藤(1966)<sup>18)</sup>は、崩壊斜面を含む山腹斜面を、堆積区、崖錐区、崩落区、崩崖、原斜面の5つの部分に分けた。

さらに、石川(1966)<sup>53)</sup>は、新第三紀層の剥落型の崩壊斜面を、崖錐、崩落面、崩落崖の3部分に分けている。

筆者は、第三紀層地帯の崩壊地を対象にした場合、東による区分が基本的パターンであると考えている(図-17)。ただし、崩壊地によっては、崩土や崩落崖に相当するものがみあたらない場合もある。例えば、古い崩壊地においては、崩土が流出していたり、崖錐の発達によって埋没している場合がある。また、崩落崖と崩落面との区分ができない場合がある、などである。

2) 崖錐の形態

山腹斜面に形成された崩壊地の下部には、崩壊の際の崩土とは別に、半円錐状の堆積地形が形成される。

この堆積地形は、崩壊後、基盤岩が連年的に風化破碎されて生成した岩屑が、重力の直接的あるいは間接的作用により、斜面下方に落下あるいは運搬されることによって形成されるもので崖錐と呼ばれており、その堆積物を崖錐堆積物という。

崖錐の形成には、上述のように重力の間接的な作用、すなわち、運搬媒体が介在する場合があるが、流水による営力が主体となって風化物質が運搬され、崖錐が形成されるということはない。したがって、崖錐を形づくる土砂の供給源と崖錐堆積地とは隣接しており、ほとんどの場合、図-17に示すように上下となりあわせの位置関係にある。

ところで、発達しつつある崖錐の基本的形態は、図-18-aに示すように、いわゆる半円錐形である。これは、上部の斜面すなわち、滑落面自体が平坦面ではなく、凹凸しており、土砂は凹地形に沿って移動するからである。

そして、一般的にはこの基本形態がいくつか複合して、bに示すような形態になり、さらに、それらが横方向に連続して、cに示すような帯状の崖錐が形成される場合が多い。

崖錐の形成は、基盤岩からの風化碎屑物が重力により落下することが基本であるから、崖錐斜面の傾斜角は33~38度の安息角を保っている。しかし、岩屑の粒径が大きいほど、また、礫の混入度が高くその形状が角ばっているほど、傾斜は急になる傾向にある。

崖錐は、それを構成する材料に多様性はあるが、全体として固結した斜面ではなく、容易に崩れ得る可能性をもった不安定な堆積地である。したがって、融雪や豪雨時の集中水により侵食を受け、リルやガリーが形成され易い。しかし、崩落土砂の移動が激しい崩壊地では、これらのリルやガリーは再び埋没してしまう<sup>53)</sup>。このように、崖錐においてはその形成と消滅のくりかえしは著しい。

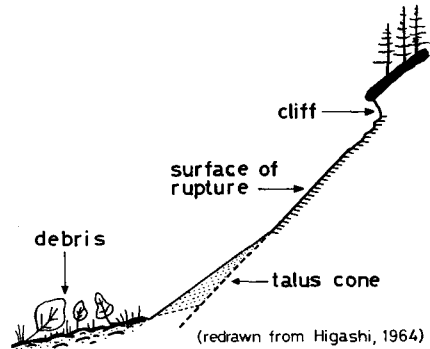


図-17 崩壊斜面を構成する要素

Fig. 17. Profile of slope of scar.

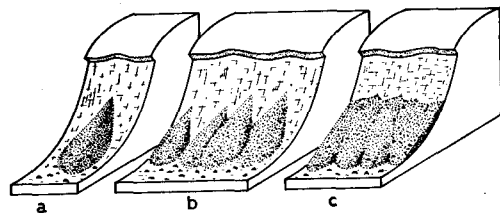


図-18 崖錐の諸形態

Fig. 18. Some types of talus slope.

一般に、発達中の崖錐斜面では、上部より下部の方が相対的に土砂の移動は少ない。したがって、比較的安定した箇所には植生の侵入がみられ、初期侵入植生として、オオイタドリ、エゾヨモギ、オオブキ、オニシモツケ、スギナ、ヒメスイバなどが優占種となっている<sup>13),25),118)</sup>。

### 3) 崖錐の成層構造

崖錐は、日常的な風化・浸食によって生成される土砂が、その場にふさわしく堆積して形成されるもので、成層構造は示さないといわれている<sup>107)</sup>。ただ、崖錐構成物の粒径は、一般に、崖錐斜面頂部には比較的細粒の礫がみられ、崖錐斜面脚部には粗粒の礫が堆積する傾向にある。しかし、このことのみでは必ずしも成層構造を形成する要因にはならない。

筆者は、北海道の積雪地にみられる崩壊地の崖錐断面を観測した結果、図-19に示すような成層構造が明瞭に観察される場合の多いことを明らかにした。

層の厚さは、上部の滑落面の規模や状態により、崖錐ごとに異なり多様であるが、数cm～数10cmの間にある。そして、同一崖錐内においては層の厚さはほぼ一定している。

層構造の特徴は、ほぼ粒径のそろった層からなる部分と、粒径が不ぞろいで、大小さまざまな礫や砂、土、粘土などが一体となって乱雑に堆積した層からなる部分と互層になっていることである。

粒径が不ぞろいの層には、樹木の枝・皮・葉、あるいは、ササの桿・葉・根株など崩壊地上方の斜面に生育している植物の一部が混入しているため、層の境界をより一層明瞭にしている。また、この層に相当する部分が植物片のみで、ほとんど土砂石を含んでいない場合もある。そして、崖錐は上述の2種類よりなる互層が1対となって成層構造をなしている。

清川流域における観測例では、崖錐の表面から4～5対の互層までは確認することが可能であるが、それ以下は層構造が不明である場合が多く、確認が困難である。

以上のような2種類の層は、次章で詳述するように、それぞれ異なる時期に、異なる営力によってもたらされた物質により形成されたものである。したがって、崖錐の層構造を解析することによって、崩壊斜面における浸食の様式とそのプロセスを把握するための、また、崩壊地の推移を明らかにしていくための重要な手がかりが得られるのである。

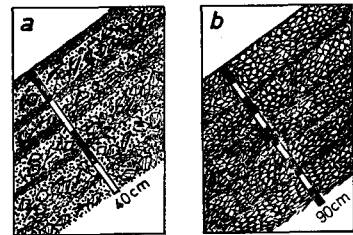


図-19 崖錐内部の構造

Fig. 19. Vertical section of talus cone.

## IV. 崩壊斜面の浸食過程

### 1. 崩壊地の形成

#### 1) 積雪挙動による林地の変貌

なだれを中心とする積雪の挙動が活発な地域は、同時に、無立木地や崩壊地が広範囲にわたって分布する地域でもある。このことについては、第II章第3節において、当別川流域と清

川流域の事例をあげて、その実態を明らかにしてきた。

清川流域の場合は、過去に数度わたる山火事があり、とくに南向斜面の大径木はほとんど焼失したので、その後、全層なだれが頻発するようになったものである。

いわゆる、なだれの常習地帯と呼ばれるところでは、なだれは一冬期間に数回発生し、デブリには雪のほかに土砂石や樹木、ササの根株等が混入している。このことは、なだれにともなう積雪のダイナミックな挙動は、林地を破壊して崩壊地や裸地を形成し、それらを浸食することを示すものである。

このような事例は北海道においてのみならず、山形県あるいは新潟県のような豪雪地帯においてもみられる。

高橋・小野・川口 (1968)<sup>120)</sup> は、山形県釜淵における伐採跡地のなだれ発生経過について報告している。それによると、伐採後5年目に小規模な崩壊が発生しはじめ、なだれの発生面積も拡大してきた。そして、伐採後12年目には流域面積のおよそ半分がなだれ多発地になっている。

大関・渡辺・佐伯 (1974)<sup>102)</sup> は、新潟県六日町のブナ皆伐林地に発生した大規模の全層なだれが樹根を引き抜き、残存立木の樹皮を剥離したのに加えて、斜面を浸食して下方に約360m<sup>3</sup>の土砂を堆積したことを報告している。

以上のように、積雪地帯においては、山火事跡や伐採跡の林地になだれが多発し、林地が破壊される事例は多い。

ところで、なだれ多発地に形成される崩壊地は、その規模、形態、発生機構から、次の二つのタイプに分けることができる。一つは、面積が10m<sup>2</sup>のオーダーにある小面積崩壊地であり、他の一つは、面積が10<sup>2</sup>m<sup>2</sup>以上の比較的規模の大きなものである。いずれも、その生成と発達の過程で、積雪挙動と密接な関連をもっている。以下、それぞれのタイプの崩壊地について、その形成の過程を論ずる。

## 2) 小面積崩壊地

小面積の崩壊地は、景観的には円形あるいはだ円形を呈し、ほとんど植生に覆われておらず、地肌が露出している。

図-20は、当別川支流砂金の沢流域に点在する小規模崩壊地を示したものである。この図に示された範囲は、図-8のなかの方形で囲んである部分に相当し、現地における踏査と航空写真の判読により作図した。

なだれは、1974年4月23日と1975年4月18日に観測したものである。また、消滅した樹木群と新生崩壊地は、経年撮影された航空写真の比較判読により図化した。

1963年6月17日撮影の写真上には、図に示されたような崩壊地は明らかに認められない。しかし、1965年10月3日撮影の写真にはそれが認められ、1971年6月21日撮影の写真には鮮明に写っており、しかも、1963年の時点で樹木群が生育していた位置に形成されていること

が判読される。

以上のことから、これらの小規模崩壊地群は、1963年から1965年の間に消滅した樹木群の跡に形成された新生の崩壊地であると解釈された。

同斜面では、1974年4月に、図に示してあるような大規模ななだれが観測されており、また、同なだれのデブリ末端付近には、以前のなだれによってもたらされたと推定される大径木の流木群が集積していることから、このような大規模ななだれは比較的高い頻度で発生するものと考えられる。

したがって、これらの小規模崩壊地群は、流木群の存在などから、1964年あるいは1965年の春に大規模ななだれが発生した際に、図-21に示すような過程で、樹木が根こそぎ引き抜かれた跡の裸地が、植生の自然的侵入が困難なまま現在に至っているものと解釈される。

積雪挙動は、急斜面あるいは無立木地ほど活発になるので、同地域のように、大面積の無立木地の存在それ自体が大規模な積雪移動圧を発生させる要因となり、残存する樹木群への荷重負担を大きくすることになる。

東ら(1963)<sup>32)</sup>の研究結果からも明らかなように、単木の抜根抵抗力は元来大きなものではないから、なだれ発生時の大規模な移動圧は、山火事、あるいは皆伐跡地の腐朽した根株の根抜けにとどまらず、生きている樹木をも根こそぎ引き抜くほどの規模に達するとみてよい。

以上のように、根系の土壌緊縛効果にはそれ自体に限界があり、とくに、この調査対象区域のように、周縁に大面積の無立木地が存在しているような疎林状態の斜面においては、残存

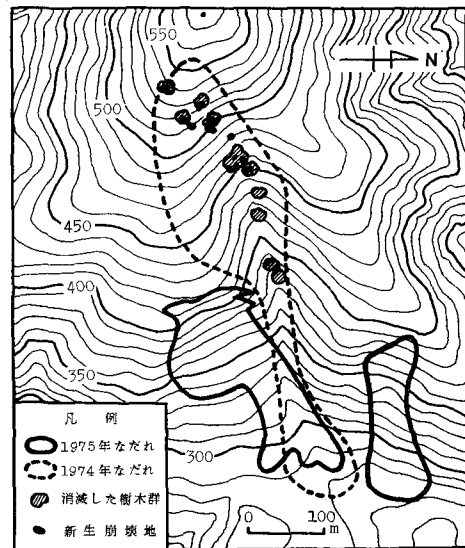


図-20 なだれによる森林破壊と崩壊地の生成(当別川砂金の沢)

Fig. 20. Destruction of woodland caused by snow avalanche in Töbetugawa.

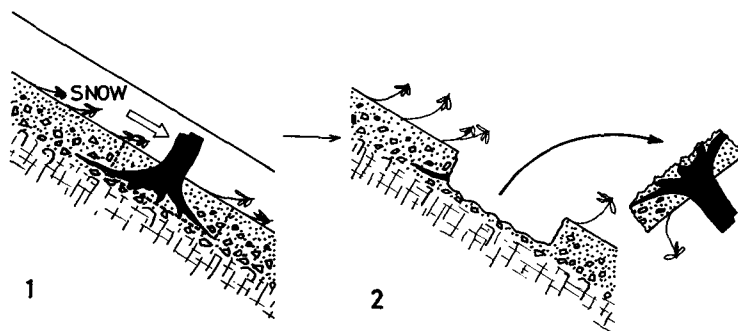


図-21 樹根引抜けによる裸地形成

Fig. 21. Formation of scar after plucking up the root.

する樹木群の立木密度や分布のしかたによっては、樹木の存在自体が崩壊地形成の要因になる場合もある。

積雪地帯の林地に点在する小面積の崩壊地は、多くの場合、上述のような機構によって形成された裸地であるとみてよい。

### 3) 板状体移動による崩壊地形成

#### i) クラックの形成

崩壊地の形成にはなだれの移動圧にともなう樹木根系の引き抜けとは別に、基盤岩上の風化土層が下方へ移動することによる場合がある。

基盤岩上の風化土層の表面は、木本類や草本類に覆われている場合が多く、内部はそれらの根系が発達して、いわゆる根系層を形成している。このような土層は、小出(1955)<sup>61)</sup>により板状体とよばれている。

板状体は、尾根筋付近の緩傾斜面上のものと、山腹の急斜面上のものとは一体であり、ある厚さと広がりをもった被覆体として基盤岩を覆っている。そして、表層剝落型の崩壊は、ほとんどの場合、板状体の移動によるものである。

なだれによる樹木の根抜けの事例から判断されるように、元来、樹木の土層に対する緊縛力は強いものではない<sup>32)</sup>。板状体と基盤岩との関連についても、崩壊直後の露出した基盤岩には根系が全くみられず、板状体と基盤岩との層界は明瞭に区分されることから、両者の間の結合力はそれほど強いものではないとみてよい。また、板状体自体も、斜面の被覆体として一体のものではあるが、根系層相互の結合力は強くはない。したがって、豪雨や融雪によって表層土に十分な水分が供給され、かつ、斜面下方への荷重が増大すれば、両者の層界付近の結合力が減少し、板状体は基盤岩上を滑動する。このような、板状体移動による崩壊地形成の過程は、次のクラックの観測例から、より具体的に説明できよう。

クラックは、清川二の沢右股の北向斜面下部において観察されるもので、その概略の見取図は、図-22に示すようなものである。

クラックの全長は20 m以上あり、開口部の幅は狭い箇所では0.5~1.0 cmで、外見上草本類に覆

れていて識別できない。その他の部分では30~60 cm、あるいは90~100 cmある。クラックの深さは30~40 cmあり、それはほぼ板状体の厚さに等しい。

開口部に露出した滑落面(基盤岩面)は、膨張によってパン皮状を呈しており、小さな割れ目が無数に形成されている部分がみられる事から、ごく最近に形成された新しいクラックであると推定される。

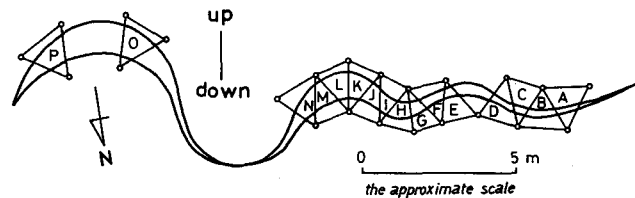


図-22 クラックと三角図形

Fig. 22. Crack and triangular plots.

クラックの周辺には、直径2~3m程度の小崩壊地がいくつか存在しているが、下方には溪岸崩壊地はみられない。

斜面の傾斜は、クラック上部で35度前後あり、下部で40度前後である。そして、クラックは斜面傾斜の変換点付近に位置している。

周辺の植生はササが主体であるが、クラック付近はその密度がきわめて小さくなっており桿高も低い。木本類ではダケカンバ、ナナカマドなどの小径木が散在しており、樹幹は谷側に大きく湾曲していて、ほぼ水平状態になっている。傾斜した樹幹の上面は、積雪移動時に研磨されるので平らになり、樹皮が巻き込んでカルスを形成し、樹幹の断面は半円形、あるいはハート形である(図-5参照)。

このようなクラックは、板状体が下方へ滑動することにより形成されるものであり、崩壊地形成の前段階である。急斜面上の薄い板状体は、十分な水分の供給と斜面下方への荷重が加われば、基盤岩上を容易に滑動する性質をもっているとみてよい。

## ii) クラックの発達

形成されたクラックは、その後、徐々にあるいは急速にその開口部を拡張し、裸地部分を増大するようになる。しかし、板状体の崩落現象、すなわち崩壊現象は、板状体が下方へ移動する力と、崩落面に静止しようとする力とのバランスが崩れて、前者の力が後者の力を上回った時に瞬間的に発生する現象である。したがって、クラックにより区分された下方の板状体は、ある一定の限界、すなわち崩壊現象が発生するまでは徐々に、あるいは短距離間、下降移動する可能性をもっている。

筆者は、形成されたクラックの拡張過程を把握するために、東(1969)<sup>36)</sup>の三点法の原理を適用して、図-22に示すように、クラック開口部周辺に、A~Pまでの合計16個の三角形を設置し、あらかじめ各辺の辺長を測定しておき、一定期間後の三角形の変形度合を測定した。

三角形は、長さ22.5cmのプラスチック製の杭を、積雪挙動による直接的な影響を避けるために、杭の頭が地表面と同じ高さになるように埋設した。

三角形の一辺の長さは、60~200cmの範囲内にある。杭の設定は1976年8月24日におこない、1977年6月16日に変形度合を測定した。

東(前出)は、変形の度合を、杭設定時の三角形面積( $S_1$ )を100とし、それに対する一定期間後の三角形の面積( $S_n$ )の変化から、

$$100 \cdot S_n / S_1 > 100, \quad 100 \cdot S_n / S_1 < 100$$

によって、三角図形の伸・縮を判定している。

筆者は、三角形面積の変化を、三角図形の変形による面的なヒズミとして表現した。

すなわち、 $\varepsilon = (S' - S) / S$ (ただし、 $\varepsilon$ : 面ヒズミ、 $S$ : 設定時の面積、 $S'$ : 一定期間後の面積)としてあらわし、 $\varepsilon$ の正・負の記号から伸・縮を判定し、その絶対値より伸縮の度合を判断するという方法をとった。

以上の方法で、各プロット(三角形)における測定結果をあらわすと、表-1のようになる。表によると、プロットA, Bに面積的な増大が認められ、そのヒズミ量は、プロットAは $7.6 \times 10^{-2}$ 、プロットBは $7.4 \times 10^{-2}$ であった。これらの面積的増大は、その付近のクラックが拡張した事を示すものである。

この拡張は、クラックにより区分された斜面下部の板状体が、上部の板状体よりも相対的に速い速度で下方へ移動したことによるものである。同クラックは、上流側方向(図の右側)にさらに開口部が発達していることが肉眼的観察からも確認された。

以上のように、クラックによって区分された下方部の斜面は、崩壊に至るまでの期間中、部分的に、徐々に、下方へ移動する場合のあることが明らかである。

表-1 面ヒズミ測定結果(清川二の沢)  
Table 1. Deformation of triangular plots

plot	$\epsilon (\times 10^{-2})$	plot	$\epsilon (\times 10^{-2})$	plot	$\epsilon (\times 10^{-2})$	plot	$\epsilon (\times 10^{-2})$
A	7.6	E	0.1	I	0.2	M	—*
B	7.4	F	—*	J	0.6	N	-0.2
C	0.6	G	—*	K	—*	O	-0.1
D	0.3	H	0.6	L	—*	P	0.2

\* 標識離脱のため測定中断

### iii) 板状体の移動

板状体は、ある厚さと広がりをもった被覆体として基盤岩を覆っているものである。しかし、クラックの形成にともなって分離された土塊は、その周囲の板状体とは、相対的に速い速度で斜面下方へ移動する可能性をもったブロック状の板状体となる。

すなわち、クラックによって分離されたブロック状板状体の底面は、すでに基盤岩とはせん断によって分離しており、滑落面を形成しているので移動しやすく、きわめて不安定な土層である。

ここで、分離した板状体が瞬間的に崩落して崩壊地を形成するか、あるいは、クラック形成後の一定期間、そのままの状態を維持、又は緩やかな移動を示しながら開口部を徐々に拡大し、やがて崩落するという様式をとるかは、滑落面において移動しようとする力と、静止しようとする力との関連において決定される。

斜面方向へ移動しようとする力は、主として分離した板状体の荷重の斜面方向の分力である。板状体の荷重は、その厚さや板状体上の積雪荷重(静荷重、移動圧)などによって変化するので、斜面方向へ移動する力は、荷重の増大、斜面傾斜角の増大とともに増大する。

一方、板状体が滑落面上を静止させる力は、荷重の斜面に垂直方向の分力や、滑落面における摩擦抵抗などの他に、斜面下方、すなわち谷底からの支持力が働いている。したがって、クラック下方に既存の崩壊地が存在する場合には、相対的に移動しやすい状態となり、後述す

るように既存崩壊地の拡大の一形態となっている。

このように、いくつかの静止しようとする力の作用のために、基盤岩上の板状体は移動に制限を受けて斜面上にとどまっている。そして、崩壊は、この力が何らかの原因で相対的に小さくなったときに生ずる(図-23)。

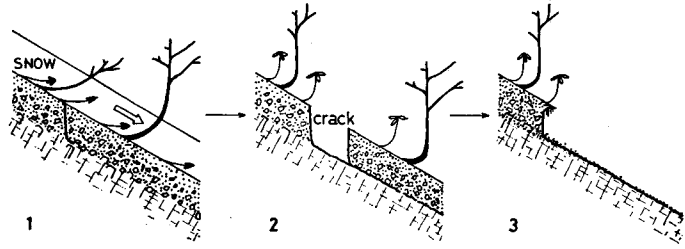


図-23 板状体の移動による崩壊地形成

Fig. 23. Formation of scar after debris slide.

ところで、板状体の移動形態は、形成後まもないいくつかの崩壊地の観察から、その滑落面には板状体が移動する際に刻まれた無数の擦痕の存在が認められているので、滑落面が一種のすべり面となっているすべり運動であるとみられる。

ただ、板状体は地すべり土塊とは異なり、厚さが数10cmの薄いものであり、しかも厚さがほぼ一定である。しかし、滑落面に粘土質の物質が形成されれば、地すべりと類似した運動機構を示すものと考えられる。第三紀層地帯の頁岩は固結度が低く、風化を受けやすい性質をもっており、風化により容易に粘土化する岩石である<sup>(61), (83)</sup>。

板状体と基盤岩との境界は明瞭に区分されており、両者の間の結合力は強いものではない。したがって、一定程度の水分の供給があれば境界面付近の含水比を高め、間げき水圧を増大させることになるので、摩擦抵抗力を著しく弱め、これがすべり運動の誘因になるものと考えられる。

一般に、地すべり発生の誘因には、降水、融雪、地下水変動、地震等があげられている<sup>(139)</sup>。積雪・寡雨地帯では、豪雨によらない崩壊が連年形成されており、それが融雪期において多くみられることから<sup>(108), (120)</sup>、積雪は水分の供給源として、夏季における豪雨と同様の役割をもつものとみられる。

また、積雪は豪雨とは異なり、連年的に確実にもたらされ、融雪による水分は長時間にわたって供給される。しかも、夏期の豪雨時の最大流量に匹敵する流量が融雪期においてみられる<sup>(64), (66)</sup>ことなどの特性を考えると、融雪水による影響は相当なものになるとみてよい。

## 2. 崩壊地の拡大

### 1) 面積的拡大

崩壊地には、それが植生等に被われて崩壊地ではなくなるという過程がある。しかし、自然条件下では、それへの過程は長期間にわたるものであり、その間、崩壊地は一定程度まで拡大して崩壊斜面の発達が見られる。

崩壊斜面の発達過程では、崩壊地の面積的拡大を主とする事象と、崩壊斜面内における表面浸食の深化という二つの側面が見られ、両事象は同時に進行する。

面積的拡大は、主として、崩壊地上縁部の崩落によるもの、崩壊地側方部への崩壊の拡大によるものがある。いずれも、板状体の移動をとまなうものがほとんどである。

#### i) 崩落崖の後退

崩壊地上縁部の崩落による拡大は、崩落崖に発達した、張り出し<sup>53)</sup>の切断によるものと、崩壊地上部の非崩壊斜面が、下方からの支持力を失なって崩落するものがある。いずれも類似した現象であるが、前者の場合は、崩落崖下部の土層が凍結融解や乾燥により浸食を受け、植生の根系を主体とした上層部が、崩落面上にオーバーハングすることが前提にある。オーバーハングした張り出しは、何らかの機会に切断されて落下し、崩落崖は再び崩壊初期と同じような状態になる。

崩落崖は、このような張り出しの形成と切断を何度かくり返し、斜面上方へ前進する。そして、その都度、崩壊地面積は拡大する。

張り出しは、板状体の厚さがある程度以上なければ形成されにくく、例えば、清川流域のように、0.3~0.4 m 程度であれば、崩落崖はほとんどオーバーハングの状態にはならず、形成されてもせいぜい0.1~0.3 m 程度にとどまる。

石川・鈴木(1966<sup>53)</sup>による、厚賀町葉朽の沢における崩壊地での調査例では、崩落崖の高さが0.6~0.9 m、平均0.7 mあり、張り出しの長さは0.2~1.2 m、平均0.6 mである。このように、長い張り出しが形成される要因の一つには、板状体が厚いことがあげられる。また、葉朽の沢の場合は清川と異なり、冬期間に積雪が無いので、積雪の挙動による物理的な力が加わって切断される事がなく、自重と強度のバランスが崩れるまで発達することが可能であるということも、張り出し形成要因の一つにあげられる。

一方、崩壊により下方からの支持を失ない、上部の非崩壊斜面が崩落することによる拡大は、張り出しの切断によるものより、その崩土量は大きい。崩壊の前段階としてクラックを形成し、崩壊地上部の板状体は小ブロックに分離され崩落する。また、積雪地帯では、なだれのデブリ中に、板状体が混入していることがある。それは、板状体が融雪水により水分過剰になり、積雪挙動により切断されるためであろう。

切断された板状体は、必ずしも斜面下部まで一挙に落下せず、滑落面上にしばらくの間停滞している場合もある。

以上のように、崩壊地の拡大過程には、崩落崖が上方へ前進することにより、面積的拡大が進行するという事象がみられる。

#### ii) 崩壊地の横方向への拡大

一定区域内に多数の崩壊地が隣接して存在するような流域においては、隣接する崩壊地が相互に接続することにより、横方向へ拡大するという様式をとるので、崩壊地は面積的に飛躍的に増大することになる。

例えば、清川流域の斜面中~下部に存在する比較的規模の大きい崩壊地は、板状体の移動

により形成されたものであるが、形態的には横に長い帯状を呈している。これは隣接する崩壊地が相互に接続することによって形成されたものである。崩壊地のこのような拡大の過程を模式化すれば、図-24のようになる。接続する際には、新たに

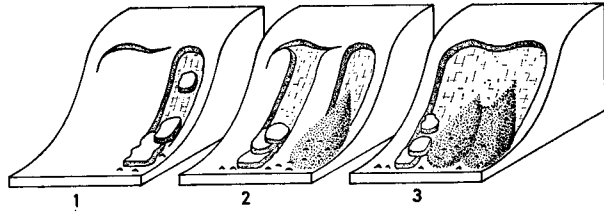


図-24 崩壊裸地の拡大過程

Fig. 24. Process of development of scar.

クラックが形成され、崩壊地間の板状体は一ブロックに分離し、やがて崩落する。この場合の崩土量は、崩壊地上縁部の板状体崩落の場合を大きく上回る。

なお、以上のような崩壊地の面的拡大における具体的な変化量、変化の形態的な特徴などについては次章で詳述する。

## 2) 滑落面の表面浸食

### i) 基盤岩の風化

崩壊斜面の発達過程には、崩壊地の面的拡大と、崩壊地内における表面浸食の深化という二つの事象があり、前者については前項で述べてきた。

板状体の移動により形成された崩壊地は、基盤岩が露出し、裸地状態となる。したがって、乾燥・湿潤、あるいは凍結・融解のくり返しによる基盤岩の風化は、板状体で被われていた時よりも早い速度で進行するようになる。

北海道総面積の約3割を占める第三紀層を構成する岩石の主なものは、頁岩、砂岩、凝灰岩などであるが、なかでも頁岩は固結が不十分なために、風化を受けやすい性質をもっている。したがって、それにより構成される基盤岩は、風化の進行にともなって浸食を受けることになる。

頁岩は水分を吸収しやすく、また放出も速く、飽水と乾燥をくり返すことによって、急速な膨張収縮がおこなわれる。そして、膨張にともなって割れ目が形成され、破壊する。

石川・鈴木(1966)<sup>54)</sup>による室内実験では、1回の乾湿のくり返しによって大半の頁岩は破壊している。

また、東・藤原・村井(1963)<sup>41)</sup>による野外における観察でも、平均直径20~40cmの新鮮な岩塊は、3~5カ月間露天にさらすと破碎がすすむことが報告されている。

さらに、石川ら(前出)の観察では、凍結・融解による頁岩の風化は、積雪量の少ない地域では全冬期間を通じて行なわれ、とくに、南向斜面の風化は、北向斜面よりも激しい。しかし、このような地域においても、地表下10cmの深さになると、南・北両斜面とも風化は急速に弱まり、30~40cm以下の深さでは、冬期間を通じての風化は、ほとんど無視出来る程度になる。

以上のことより、基盤岩を覆う板状体、さらに、それらを覆う冬期間の積雪は、外部から

の風化作用をしゃ断する被覆体として、重要な役割を果たしていることになる。

## ii) 表面浸食の量的把握

崩壊により露出した基盤岩は、先に述べたプロセスにより風化されるので、浸食を受けやすい状態にある。浸食により運搬された土砂は下方に崖錐を形成する。崖錐内には成層構造がみられ、同一崖錐内においては層の厚さがほぼ一定であることから、連年の浸食量には大きな変動はないものとみてよい。

崩壊斜面において、表面浸食量を測定する方法には、崖錐において連年形成される堆積層の深さと長さから、浸食によって運搬された土砂の量を求める方法<sup>53)</sup>と、受食斜面である滑落面の浸食量を直接的に測定することによって求める方法<sup>12)</sup>がある。

溪床に接した崩壊地の崖錐は、流水により洗掘を受けて変形することが多い。その場合は崖錐全体の規模を正確に把握することが不可能になるので、前者の方法は適用できない。

後者の方法は、崩落面に直接杭を打設して地表面の低下量を測定することによって、平均浸食量を求める方法である。後者の方法では、測定値がそのまま、その場所において浸食を受けた表土の深さとしてあつかうことができ、また、崖錐の流出の有無にかかわらず用いることができる。

筆者は、後者の方法で裸地斜面の浸食量を求めた。

具体的な測定方法は、長さ 15 cm の鉄製杭を、滑落面上部に定めた 1 m × 1 m の方形区内に、25 cm 間隔で、縦 5 列、横 5 列、計 25 本を打設して調査区とし、一定期間後に杭が露出した長さを測定して浸食量とした。

## iii) 浸食量と斜面方位

浸食量測定の対象とした裸地斜面は、清川流域二の沢右股上流部に存在する崩壊地である。河道はほぼ東西方向に流れているので、山腹斜面はほぼ北向と南向になっている。

方位による浸食量の差異を比較するため、両者の斜面に存在する崩壊地をそれぞれ一つずつえらび、滑落面に調査区を設定した。

南向斜面の崩壊地は古くより存在するもので、崩落崖から谷底までの距離が約 30 m、傾斜角 41 度である。同崩壊地に 3 カ所の調査区を設定した。

一方、北向斜面の崩壊地は数が少ないが、前者の崩壊地のほぼ真向いに位置しているものを選び、1 カ所の調査区を設定した。同崩壊地は 1975 年春に形成された新しいものである。崩落崖から谷底までの距離は 21 m あり、斜面傾斜角は 48 度である。

測定の結果は、表-2 に示すとうりである。表より浸食の特徴をあげると、

- ① 同一崩壊地内においても、場所ごとに浸食量が異なる。
- ② 同一調査区 (1 m × 1 m 方形) 内においても、最大値と最小値の差は大きく、値にばらつきがあること、などである。

南向斜面の 2 カ所 (調査区 No. 1, 2) における 1975 年 7 月～1976 年 5 月の期間内の浸食量

表—2 頁岩斜面の浸食量(清川二の沢)

Table 2. Amount of eroded soil on shale slope

調査区		測定期間	浸食量 (mm)		
No.	斜面方位		平均	最大	最小
1	S	1975. 7. 23~1976. 5. 14	16	25	4
2	S	"	28	55	7
3	S	1976. 5. 14~1976. 8. 24	32	50	10
4	N	"	0	0	0
3	S	1976. 8. 24~1977. 6. 16	25	38	4
4	N	"	2	13	0

は、最大値 55 mm, 最小値 4 mm, 平均値はそれぞれ 16 mm, 28 mm であった。

斜面方位による差異は顕著であり、調査区 No. 3 と No. 4 との比較で、No. 3 (南向斜面) では 1976 年 5 月~同年 8 月の期間に、平均 32 mm の厚さの浸食を受け、さらに、翌年 6 月までの 13 ヶ月間に、合計 57 mm の浸食を受けたのに対して、No. 4 (北向斜面) の崩壊地においては、年間を通じての浸食量は、最大 13 mm, 平均 2 mm であった。

北斜面において浸食量が少ないことについては、日照量が少なく常に湿潤であるために、乾湿のくりかえしによる風化や乾燥期の風による浸食が少ないこと<sup>54), 60)</sup>、冬期間になだれが発生しない(図-11 参照) ので、積雪に覆われている場合が多く、凍結融解による風化が著しく少ないこと、などがその理由にあげられる。

北斜面は南斜面と異なり、植被の回復した崩壊地跡が各所に存在する(図-25)。これは、上述のような理由で浸食量、すなわち崩壊斜面における土砂の移動が少な

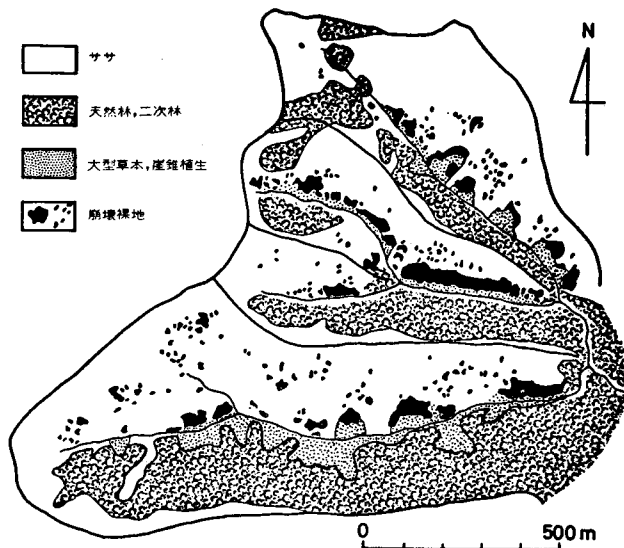


図-25 清川上流域における植生区分と崩壊裸地

Fig. 25. Map of vegetation and scars in Kiyokawa.

いことにより、植生の侵入が容易となり、自然的復旧がすみやかにおこなわれるためである。

このような、北斜面に特有のいくつかの環境条件は、崩壊地や裸地を人為的に復元する際に考慮しなければならない基本的な条件である。

#### iv) 表面浸食の過程

浸食は、斜面に風化物質が準備されていなければ行なわれない。基盤岩の風化は、主とし

て乾湿のくり返しと、凍結融解のくり返しとによってなされる。

浸食の基本的営力は重力であるが、みかけの上では、雨水の集中、積雪の移動、落石、風などによっておこなわれる。とくに急斜面であれば、基盤岩の風化物質は、ただちに自由落下によって下方へ移動するので、乾湿や凍結融解のくりかえしが著しくおこなわれる時期に、年間における浸食の大半がなされるものとみてよい。

寡雨地帯では、消雪後数カ月間は乾燥と潤湿がくりかえされる時期であり、この時期における崖錐の発達は著しい。このことは、例えば表-1において、調査区 No.3 にみられるように、5月～8月の3カ月間の浸食量の、年間の浸食量に占める割合が大きいことから判断される。

一方、基盤岩が冬期間を通じ、積雪による被覆を失なうような急斜面においては、凍結融解期においても浸食は常におこなわれる。

このことを説明する実験的事例として、当別川流域、西野沢合流付近の道々275号線道路法面の、人工切取斜面における観測例がある。

同斜面は、新第三紀層上部層群当別層の細粒砂岩より構成され、最上部は厚さ約1.5mの円礫層で覆われており、平坦な段丘面となっている。斜面長は斜距離で12m、斜面幅は92m、斜面方位はS22°Wである。斜面の傾斜角は法尻から約4mの高さ(斜距離)までは、54～57度であり、それより上部は49～50度と相対的に緩傾斜となり、明らかに斜面には傾斜の変換点が認められる。

斜面脚部には、4月下旬の時点でまだ積雪が帯状に豊富に残存しており、積雪の頂部は例年、傾斜の変換点付近とほぼ一致している。

積雪表面は、5～50cmの厚さの土砂石層によって覆われており、路面上にも多量の土石が転落している。剥片状になって崩落した崩土内には、レンズ状の水が幾層にもなって介在しているのが観察される。

積雪期から4月下旬の時点までに生成される土砂の量は、年によって多少の差異はあるが、同法面において60～80m<sup>3</sup>に達する。

これらの崩土は、堆積地の断面観測の結果より、積雪内には土砂の混入がみられないので、

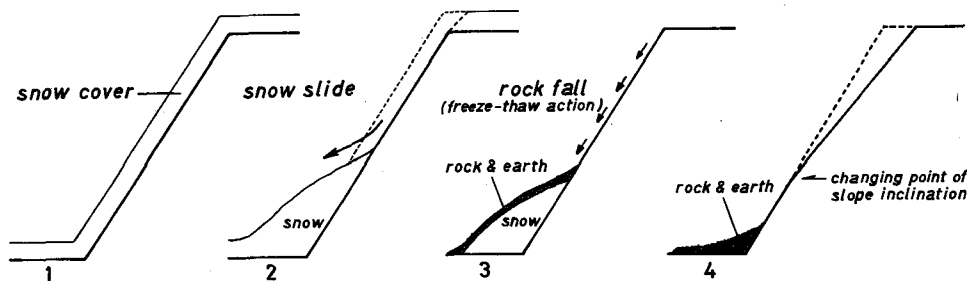


図-26 凍結融解期における裸地斜面の浸食過程

Fig. 26. Erosive process of bare slope by freeze-thaw action.

融雪期に入ってから崩落したものであると判断される。

同斜面における浸食の一連の過程は、図-26に示すようなものである。すなわち、同斜面は急傾斜であるため、降雪期間中でも斜面の中～上部にかけての積雪は滑落し、基盤岩が露出している。一方、斜面下部には、上部からの落雪が堆積しており、基盤岩は多量の積雪により外気からしゃ断されている。

このような状態が毎年くり返されると、風化作用の度合に差異が生じ、それが浸食度合の差となってあらわれ、斜面傾斜に反映されるものとみられる。

同斜面中部における浸食量は、1976年4月30日～1977年4月29日のほぼ1年間で、最大84mm、最小32mm、平均61mmであった。

以上のように、降雪初期より積雪に覆われず、外気に直接さらされる裸地斜面では、冬期間に凍上や凍結融解による激しい風化作用を受け<sup>60)</sup>、融雪期には風化物質が基盤岩から剝落し、土砂が生成される。

### 3. 崖錐の発達過程

#### 1) 層構造の形成過程

前章で述べたように、積雪地に存在する崩壊地に形成された崖錐には成層構造が認められ、ほぼ粒径のそろった層からなる部分と、粒径が不ぞろいで、大小さまざまな礫、砂、土、粘土、さらに植物片等が一体となった層からなる部分とが互層をなしている。

このような、種類の異なる層は、それぞれ異なる時期に、異なる営力によって形成されたものである。

したがって、層構造の形成過程を解析することは、崩壊斜面における浸食の形態や、その過程を明らかにし、崩壊地の推移をとらえていく手がかりとなる。

以下、清川流域における観測結果より、層構造の形成過程を考察する。

3～4月の融雪期になると、溪床中の自然積雪は、多量の土砂石と植物片を混入したなだれのデブリによって覆われている(図-27-1)。

デブリ中に含まれている土砂石は、大小の礫や土砂、粘土などであり、それらが混合して乱雑に堆積している。溪床上の自然積雪は2～4m程度の厚さがあり、その下部には前年までに形成された崖錐(a)が埋没している。

4～6月の乾燥期になると、なだれによって運搬された物質(b)の上部に、滑落面上の風化土石が転落して崖錐(c)を形成するようになる。崖錐は、その表面をほぼ

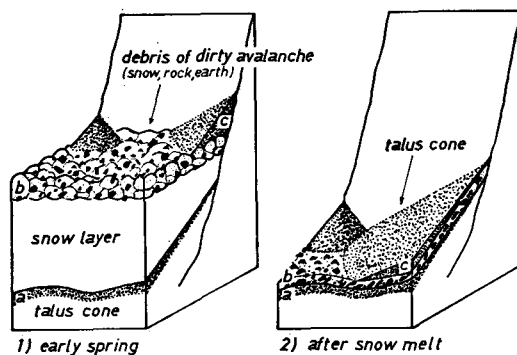


図-27 崖錐における層構造の形成過程  
Fig. 27. Formation of stratified structure in the talus cone.

35度付近の安息角に保ちながら発達し、次第になだれの堆積物を埋没するようになる。ただし、初期の段階の崖錐は、滑落面より落下する土石がなだれ堆積物の頂部を迂回するので、左右に分かれて形成される場合がある。

やがて、溪床中のすべての積雪が融解しつくと、前年までに形成されていた崖錐上をなだれの堆積物が直接覆うことになり、さらに、その上部を、当年新たに発達しつつある崖錐堆積物が覆うようになる(図-27-2)。その結果、全体としては、前年までに形成されていた崖錐をひと回り大きくしたような形態となり、新たな互層が形成されることになる。

以上のように、崖錐における層構造の形成過程は、上方の滑落面における浸食過程と密接不可分であり、それを反映したものである。

## 2) 年間の推移

崖錐における層構造の形成過程は、前項で考察してきたように、一年を単位とするサイクルである。すなわち、個別の崩壊地における浸食の過程は、一年を単位に、滑落面(基盤岩)の風化と浸食の拡大がくり返されるといふ基本的なパターンをもっている。

基盤岩の機械的風化の主な営力は、乾湿や凍結融解のくりかえしであり、また、浸食の直接的営力としては、雨水や融雪水の流水、さらに、なだれを中心とする積雪の挙動などがあげられる。

これらの営力は、一年間のほぼ限られた時期に作用するものである。そこで、年間をいくつかの特徴的な時期に区分すると、おおよそ、降雪期→凍結融解期→融雪期→乾燥期→降雨期→凍結融解期→降雪期、のようになる。

したがって、次に個別崩壊地の年間の推移を、上記の各時期における崩壊地の状態と浸食の特徴から整理すると以下ようになる。

- ① 降雪期：積雪地帯では年間のほぼ半分は積雪寒冷な環境下にある。そのため、積雪層に覆われた崩壊斜面は、厳しい低温や温度変化から保護されており、年間のうちで最も安定した状態にある。
- ② 凍結融解期：積雪期間中は、同時に寒冷期間でもある。なだれにより積雪の被覆を失った地表面や、オーバーハングになっていて積雪の着かない崩落崖などにおいては、凍上、あるいは凍結融解がくり返され、基盤岩が風化され、浸食を受け易い状態になる。
- ③ 融雪期：なだれに代表される積雪の挙動が最も活発化する時期で、加えて、融雪水により地表面は飽水状態になる。したがって、積雪移動圧によって板状体の移動が促がされる。また、樹木の引き抜け、滑落面における表面浸食などがみられる。
- ④ 乾燥期：融雪期と降雨期のあいだには、降雨量がきわめて少なくなる乾燥時期がある。この時期には、浸食の受け易い状態にある滑落面の風化物質が、自由落下や風の影響などにより下方へ移動し、崩壊地脚部に崖錐を形成する。
- ⑤ 降雨期：元来、寡雨地帯においては、年間の降雨量が少なく、台風や前線にともなう

豪雨に遭遇する頻度も小さい。しかし、第三紀層地帯においては、乾燥した頁岩などは、水分が供給されるとひび割れを生じ、岩石は破壊するので、乾燥と湿潤がくり返されれば、基盤岩の風化は深化する。ただし、このことはただちに浸食とは結びつかず、一定程度の雨量がなければ斜面の風化物質は運搬されない。

以上のような年間における推移により、崩壊斜面は、それぞれの時期に、それぞれ異なる営力によって風化され、浸食を受ける。そして、そのことが崖錐の形成過程、さらに、その内部構造に反映される。

### 3) 崖錐の浸食

崖錐は、基盤岩の風化碎屑物が、重力により落下し、堆積することにより形成されるのが基本であるから、崖錐面の傾斜角は、ほぼ33~38度の安息角を保つ。しかし、堆積物は全体として固結したものではないから、人がその上を歩くと容易に崩れるような不安定な斜面である。したがって、豪雨や融雪時の水の集中により雨裂を生ずるが、上方からの土砂の供給が著しい場合には、上述のような浸食による微地形は、再度埋没してしまう。

大規模で、しかも古い時期に形成された崖錐は、クリープ性の地すべりや崩壊を起こす場合がある<sup>30)</sup>が、小規模で新しい崖錐ではそのような現象はみられない。

溪床上、あるいは溪床付近に形成された崖錐は、融雪や豪雨時の洪水により、その一部、あるいは全部が洗掘を受け、溪床下流に流出・堆積し、純然たる溪床土石としての性格をもつようになる。このように、崖錐は、一般的に山腹土石と溪床土石の接点としての性格をもっているが、清川流域上流部のように、V字谷状の溪流においては、崖錐はそのまま溪床上に堆積しており、崖錐がすなわち溪床土石となっている。

寡雨地帯では、崖錐は、数年~数十年間浸食を受けずに堆積しており、年々発達する一方であるから、溪床は上昇することになる。また、崖錐の水はけはきわめて良好であるために、崖錐が溪床を埋めても河道における流水は伏流となり、通常の降雨による浸食はほとんどみられない。

以上のように、溪床における崖錐の浸食は、流心からの距離や流水の量によって、その頻度と規模が決定される。

## V. 林地における崩壊地の推移

### 1. 写真判読

#### 1) 時間的尺度の導入

これまで、前章において、個別の崩壊地について、その浸食の過程を明らかにしてきた。

ところで、一流域、あるいは一定区域内に存在する個別崩壊地の集合が、全体としてどのような状態にあり、時間的、空間的にどのような変化過程をたどっていくのかを把握することは、その流域の性格を知るうえで、また、流域保全対策上重要な課題である。そのためには、

現存する崩壊地が縮少していく傾向にあるのか、あるいは、拡大する傾向にあるのを、まず明らかにする必要がある。そして、その方法としては、新規に発生した崩壊地をも含めて、崩壊地の空間的推移を、単位時間に対する変化量として、マクロ的観点からとらえていくという方法が考えられる。

筆者は、この課題への一つの具体的アプローチとして、経年撮影された航空写真を使用することにより、具体的な時間スケールを導入し、その比較判読を主な手段として、崩壊地の推移を明らかにしようと試みた。

ところで、わが国において、航空写真を利用した調査・研究が本格的になされるようになったのは、1962年に日本写真測量学会が発足してから以降のことである。

航空写真を利用した調査・研究には、位置や角度に関する情報を得る測量を主とする分野と、色調(階調)による判読を主とする分野とに大別される。

当初は、森林資源開発のための測樹や林相調査、土木工事のための地質調査や路線調査など、現地踏査に先だつ予察的調査として利用され、静的にみた地形・地質調査が中心であった。

その後、防災的観点から、山くずれ、地すべり、土石流などの動的現象に関する情報を得ようとする努力がなされ、その方面での研究も数多くなされるようになった。そのなかで、北海道の第三紀層頁岩地帯において、崩壊の発生量や、崩壊地の時間的推移を明らかにしようとしたものには、勝見(1966)<sup>50)</sup>や藤原(1970)<sup>22)</sup>の研究がある。

藤原は、崩壊の発生量、崩壊地の自然的復旧量を明らかにするため、異なる時期に撮影された航空写真を対比する方法をとった。

この方法は、具体的な時間を導入することにより、事象を単位時間に対する変化量としてとらえることができるので有効である。

筆者は、この方法の妥当性を評価し、さらにこれを発展させようと試みた。

## 2) 判読と測定

航空写真上では、裸地は白っぽく写る。しかし、航空写真には、正射投影図とは異なりヒズミがあり、それは写真主点から遠ざかるにつれて次第に大きくなる。ヒズミは、実長を20%前後ゆがめることがある<sup>22)</sup>ので、このことは面積を測定する際には無視できない。

藤原は、密着写真上から直接面積を測定し、それを修正するという方法をとっている。ところが、この方法では精度にばらつきがあり(実測面積比率が±1~50%ある)、大面積の地域を調査するには適当であるが、小面積の地域については誤差が大きくなり不適当となる。

筆者ら(1976)<sup>2)</sup>は、航空写真を実体視しながら、縮尺5,000分の1の地形図上に直接図化する方法をとった。そして、崩壊地の面積はこの図に1mm間隔の点格子板をあてて、その点数(ドット)を数えることにより測定した。

この方法は、図化に熟練を要するが、精度が高いため、小面積の地域について調べるには適している。また、縮尺が等しいため、異なる年代の崩壊地面積を比較する場合、点格子板の

点数をそのまま比較すれば良いという利点がある。

以上のような方法で、問寒別川支流清川流域に存在する崩壊地を対象に、調査を行なった。使用した航空写真は以下の三種類で、すべて2.5倍引伸写真である。

HO-64-IX, C-10 (1964年9月撮影)

HO-70-IX, 2C-9 (1970年8月撮影)

山-678, 74, C-4 (1974年7月撮影)

したがって、1964~1974年の10年間について調べたことになる。

なお、清川流域の概要については、第II章3節2項で詳述してある。

## 2. 崩壊地の変化と変化量

### 1) 形態と個数の変化

#### i) 形態的变化

清川上流域(一の沢、二の沢、三の沢)に存在する崩壊地の分布図を航空写真より作成すると、図-28のようになる。これは、1974年の例である。

判読結果より、同流域において観察される崩壊地は、その発生位置と形態から、ほぼ2つのタイプに大別される。このことについては、現地における踏査においても確認されており、第II章3節2)項で述べた。

Aタイプ: 斜面下部から谷底にかけて形成されているいわゆる溪岸崩壊で、面積 $10^2\text{m}^2$ 以上の規模の大きいものが多い。

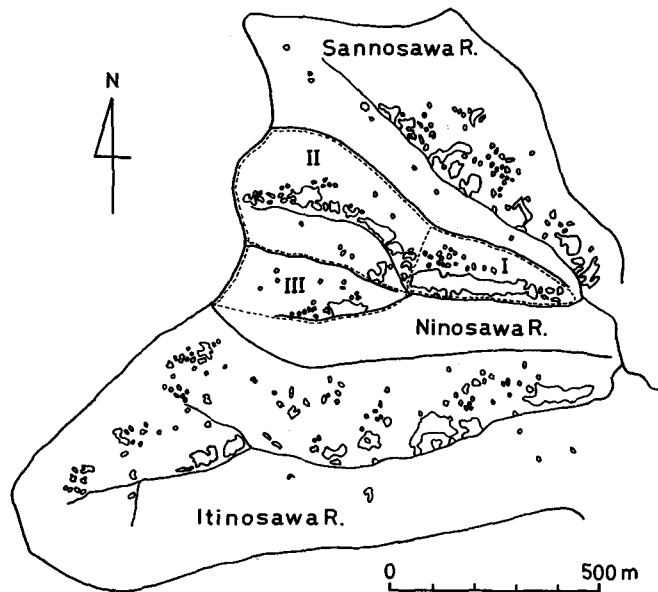


図-28 崩壊地の分布と調査区

Fig. 28. Map of scars and investigated area.

表-3 崩壊地の推移 (清川二の沢)

Table 3. Transition of scars (Kiyokawa)

plot I								
1964			1970			1974		
No.	type	area <sup>*)</sup>	No.	type	area	No.	type	area
1	A	5		A	13		A	26
2	A	6					A	
			001 <sup>70</sup>	A	4			
			002 <sup>70</sup>	A	2			
3	A	4					A	10
			003 <sup>70</sup>	B	2			
4	A	9			16		A	354
5	A	349			351			
6	B	3			2			2
7	B	2			2			1
8	B	2			2			
			004 <sup>70</sup>	B	1		B	4
			005 <sup>70</sup>	B	1			
9	B	3			3			1
			006 <sup>70</sup>	B	1			2
			007 <sup>70</sup>	B	1			2
			008 <sup>70</sup>	B	1			1
10	B	3			3			3
11	B	2			3			4
			009 <sup>70</sup>	B	3			1
						002 <sup>74</sup>	B	1
						003 <sup>74</sup>	B	1
						004 <sup>74</sup>	B	1
						005 <sup>74</sup>	B	1
						006 <sup>74</sup>	B	1
			010 <sup>70</sup>	B	1			1
			011 <sup>70</sup>	B	3			2
						007 <sup>74</sup>		1
			012 <sup>70</sup>	B	1			1
			013 <sup>70</sup>	B	1			1
1) 11	2) 388	1) 23	2) 419	1) 25	2) 429			
	3) —		3) 20		3) 9			
	4) 1426		4) 1421		4) 1421			
	5) 27.2		5) 29.5		5) 30.2			
	6) —		6) 1.4		6) 0.6			

※ 面積 (area) は全て点格子板の点数で表わした。

ただし、1点の実面積は  $25 \pm 0.57 \text{ m}^2$  である。

- 1) 崩壊地個数の合計
- 2) 崩壊地面積の合計 ( $\text{s}^2$ )
- 3) 新規発生の崩壊地面積の合計 ( $\text{s}^2$ )
- 4) 調査区 (plot) の面積 ( $\text{s}$ )
- 5)  $\text{s}^2/\text{s} \times 100 (\%)$
- 6)  $\text{s}^2/\text{s} \times 100 (\%)$

plot II								
1964			1970			1974		
No.	type	area	No.	type	area	No.	type	area
			001 <sup>70</sup>	B	9		B	11
			002 <sup>70</sup>	B	5			5
1	B	2			2			
2	B	2		A	29		A	41
3	A	29						
4	A	39		A	78			
5	A	4					A	91
			003 <sup>70</sup>	A	4			
			004 <sup>70</sup>	B	1			2
						002 <sup>74</sup>	B	2
						003 <sup>74</sup>	B	2
6	A	5		A	9			
7	A	2			2		A	16
8	A	2						
						004 <sup>74</sup>	B	2
9	A	24			31			28
10	A	4			6			7
						005 <sup>74</sup>	B	1
						006 <sup>74</sup>	B	1
11	B	2			1		007 <sup>74</sup>	B
								1
12	A	8			6		A	99
13	A	54			82			
			005 <sup>70</sup>	B	2			7
			006 <sup>70</sup>	A	4			5
						008 <sup>74</sup>	B	2
14	B	4			5			5
						005 <sup>74</sup>	B	1
			007 <sup>70</sup>	A	2		010 <sup>74</sup>	B
					6			2
15	B	5						8
			008 <sup>70</sup>	B	1			3
			009 <sup>70</sup>	A	1			
16	A	6			7		A	15
							011 <sup>74</sup>	A
17	A	44			50			42
18	B	4			7			13
			010 <sup>70</sup>	B	2		012 <sup>74</sup>	B
								4
1) 18	2) 240	1) 25	2) 352	1) 32	2) 427			
	3) —		3) 31		3) 21			
	4) 3426		4) 3420		4) 3419			
	5) 7.0		5) 10.3		5) 12.5			
	6) —		6) 0.9		6) 0.6			

plot III								
1964			1970			1974		
No.	type	area	No.	type	area	No.	type	area
			001 <sup>70</sup>	B	1			1
			002 <sup>70</sup>	B	1			1
			003 <sup>70</sup>	B	2			1
			004 <sup>70</sup>	B	1			1
			005 <sup>70</sup>	B	2			—
			006 <sup>70</sup>	B	1			2
crack		5	007 <sup>70</sup>	A	55			69
1	B	2			3			4
			008 <sup>70</sup>	B	1			1
						001 <sup>74</sup>	B	1
						009 <sup>70</sup>	B	1
						010 <sup>70</sup>	B	1
						002 <sup>74</sup>	A	3
						011 <sup>70</sup>	B	1
						012 <sup>70</sup>	B	1
						013 <sup>70</sup>	B	1
						003 <sup>74</sup>	A	2
						004 <sup>74</sup>	A	2
						005 <sup>74</sup>	A	4
2	A	3			4			2
3	A	2			3			2
						006 <sup>74</sup>	A	2
						007 <sup>74</sup>	B	1
4	B	1			—			1
5	B	1			—			2
						008 <sup>74</sup>	B	1
						009 <sup>74</sup>	B	1
						010 <sup>74</sup>	B	1
1) 5	2) 14	1) 18	2) 76	1) 27	2) 110			
	3) —		3) 69		3) 18			
	4) 1436		4) 1441		4) 1441			
	5) 1.0		5) 5.3		5) 7.6			
	6) —		6) 4.8		6) 1.2			

積雪地帯の山地侵食防止に関する基礎的研究 (小野寺)

Bタイプ：斜面の中部から上部にかけて形成された、面積 $10^1\text{ m}^2$ のオーダーの小規模崩壊地で、写真上では白い斑点、あるいは、小さな円形に写っている。

以上のような崩壊地の推移を明らかにするために、二の沢に調査区 I, II, III を設定 (図-28) し、それぞれの調査区ごとに崩壊地の形態、個数、面積の変化について調査した。

二の沢を調査区に選定した理由は、3つの沢のうち、もっとも変化が著しいと推定されたからである。

表-3は、調査区 I, II, III における測定結果を表わしたものである。全崩壊地には、それぞれ個有の番号がつけられており、しかも、相対的位置関係がわかるようなつけ方をしてある。すなわち、番号は、それぞれの調査区ごとに、下流部から上流部へ順次つけてあり、先に左岸(南向)斜面から始まり、谷頭へ到達したら右岸斜面の下流から上流へつけていくという方法をとってある。

調査区 I と III に関しては、右岸斜面には崩壊地が存在しないので、左岸斜面のみが調査区となっている。

したがって、この方法では、下流は上流より番号が若く、しかも、調査区 II の場合は左岸は右岸よりも番号が若いことになる。

また、1964年以降新規に形成された崩壊地については、それが1964年に既に番号がつけられている崩壊地の何番と何番の間にあるか、また、新規崩壊地のうちで、下流から何番目にあたるのかという位置的關係により番号を決定した。

例えば、1970年に新規に判読された(1964年撮影以降1970年撮影時までには発生した)崩壊地が、1964年のNo. 5とNo. 6の間、すなわち、No. 5より上流でNo. 6より下流側に位置し、また、新しい崩壊地のうち下流から4番目のものだとすれば、その崩壊地は004<sup>70</sup>と表現され、No. 5とNo. 6の間に挿入した。

以上の方法で、調査区面積の最も大きい、調査区 II における崩壊地について、その形態の年代的变化をみていくと、1964年ではAタイプが多くみられ、Bタイプは少なかったが、1970年で新規に判読されるものはBタイプに多く、さらに、1974年にはBタイプが急激に増加している。

崩壊地が拡大する場合、隣接する崩壊地が相互に接続するケースが多い。そして、それはA+B、あるいはA+Aのパターンで、いずれも接続してAタイプになる。すなわち、Aタイプの崩壊地は、隣接する崩壊地が相互に接続することにより拡大するのが特徴である。

## ii) 個数変化

調査区 II を例に、崩壊地個数の年代的变化をみると、1964~1970年(6年間)、1970~1974年(4年間)に新規に形成された崩壊地数は、それぞれ、10個(010<sup>70</sup>)、12個(012<sup>74</sup>)である。1964~1974年の10年間に消滅した崩壊地は皆無であったので、単純計算では、1964年：18(個)、1970年：18+10=28(個)、1974年：28+12=40(個)となる。しかし、実際の個数は、1964年：

18個, 1970年: 25個, 1974年: 32個である。すなわち, 1970年は3個, 1974年は8個, それぞれ減少していることになる。

このような現象が生ずるのは, 先に述べたように, Aタイプの崩壊の拡大のしかたと関連があり, 隣接する崩壊地が合体するためである。したがって, 崩壊地の変化を, 単に個数からのみとらえようとすることは十分ではなく, 次の様な面積的把握が必要である。

## 2) 面積的变化量

表-3より, 調査区IIにおける崩壊地の面積的变化の推移をみると, 崩壊地面積(ドット数)総計 $S'$ は, 1964年は240, 1970年は352, 1974年は427である。また, 1964年以降新規に形成された崩壊地の面積 $S''$ は, 1970年までの6年間に31, 1970~1974年までの4年間に21となっている。

これらの値を, 調査区全体の面積 $S$ に対する比率( $S'/S \times 100$ )の変化でみると, 1964年は7.0%, 1970年は10.3%, 1974年は12.5%となり, 面積はほぼ直線的に拡大しており, 1964~1974年の10年間で, 全体比で5.5%, 崩壊地全面積比で約1.8倍に増大したことになる。

また, 調査区全体の面積 $S$ に対する, 新規崩壊地の面積 $S''$ の比率( $S''/S \times 100$ )は, 1970年は0.9%, 1974年は0.6%の割合となっており, これは, 1964~1970年の6年間に0.9%の増加, 1970~1974年の4年間に0.6%の増加を意味しており, ほぼ直線的に増大する傾向にある。

以上のように, 崩壊地の量的変化として面積変化をみた場合, 調査区IIにおける崩壊地は, いまなお拡大傾向にあることが明らかである。そして, 面積拡大における主要なパターンは, 隣接する崩壊地が相互に接続することによる側方への拡大である。また, 10年間に消滅した崩壊地は皆無であったことから, 自然的復旧が困難なまま今日に至っているものとみられる。

## 3) 拡大の規模

前項では, 調査区IIにおける事例をあげて崩壊地の形態, 個数, 面積の変化についてみてきたが, そこにみられるような拡大の様式は, 調査区IやIIIにおいても共通している。

しかし, 一定時間に対する変化の量, すなわち拡大の規模は, 各調査区ごとに大きく異なっている。

表-4は, 各調査区における崩壊地の変化量等について, 表-3を整理して一らんにしたものである。

この表より特徴的なことは, 下流部の調査区Iは, 上流部の調査区IIIより, 調査区面積に対する崩壊地面積のレートすなわち, 崩壊地面積率は各年ともケタ違いに高いが, 崩壊地面積拡大レートに関しては, 調査区Iはほぼ横ばい傾向にあるのに対して, 調査区IIIでは飛躍的な増大がみられることである。

同流域における崩壊地形成のパターンには, 板状体の移動によるものと, 樹木の引きぬけ等によるものがあることについては, 第IV章で述べたが, Aタイプの崩壊地は主として前者のパターンにより, Bタイプの崩壊地は主として後者のパターンによって形成される。

表-4 崩壊地の推移 (清川二の沢)

Table 4. Transition of scars (Kiyokawa)

調査区 (plot)		崩壊地 個数			崩壊地 面積*			崩壊地面積率 (%)**			崩壊地面積 拡大率 (%)***
No.	面積*	1964年	1970年	1974年	1964年	1970年	1974年	1964年	1970年	1974年	1964~1974年
I	1422.7	11	23	25	388	419	429	27.2	29.5	30.2	111
II	3421.7	18	25	32	240	352	427	7.0	10.3	12.5	179
III	1439.3	5	18	27	9	76	110	0.6	5.3	7.6	1,267

\* 面積は全て点格子板の点数で表わした。1点の実面積は  $25 \pm 0.57 \text{ m}^2$  である。

\*\* 調査区面積に対する崩壊地面積の割合。

\*\*\* 1964年の崩壊地面積を100とする。

調査区 I の斜面下部は、A タイプの崩壊地が接続して横に長い帯状を呈している。崩壊地の  
上縁部はほぼ一定の高さに揃っており、それを境に斜面の傾斜が異なる。この斜面傾斜の変  
換点より上部の斜面傾斜はやや緩やかになり、B タイプの崩壊地が多数点在するようになる。

B タイプの崩壊地は、形成後、単独では大規模に拡大することではなく、表面浸食量もわず  
かであり崖錐を形成することはない。小面積なので、個数の多い割合には崩壊地面積の拡大に  
は大きく結びつかない。

崩壊地の面積が飛躍的に増大するのは、A タイプにみられるような、比較的大面積の崩壊  
地が形成されること、さらに、板状体の移動により、隣接する崩壊地が接続することによっ  
てもたらされる場合である。調査区 III にみられるような崩壊地面積の増大傾向は、まさにその  
ことによるものである。それは調査区 III が浸食の激しいステージにあり、今後の崩壊地面積  
の増大、すなわち、崩壊地の発生と拡大を予想させるものである。

一方、調査区 I の面積拡大レートがほぼ横ばい傾向にあるのは、板状体の移動による崩壊  
地の拡大が斜面傾斜の変換点付近まで到達し、また、横方向への拡大もほぼ一定の限界に近づ  
きつつあるためと推定される。したがって、今後、崩壊地面積に変化があっても、それほど大  
きな拡大は起こり得ない。

調査区 II、あるいは III における、今後の拡大の規模に関しては、斜面下部に存在する A  
タイプの崩壊地が、斜面傾斜の変換点付近まで上昇し、さらに、隣接する崩壊地が相互に接続  
して、横方向に拡大しつくすのを一つの限界として、それより後は、調査区 I にみられるよう  
な傾向を示し、拡大は終了にむかうであろう。したがって、その後、溪床の低下をとまらな  
るような変動がなければ、再度大規模な拡大の現象はみられないであろう。

以上の事から、同一の流域内においても、上流部と下流部とでは浸食の発達段階が異なり、  
崩壊はそれぞれの段階に応じて、それぞれ異なる拡大の規模を示すものと解釈される。したが  
って、ただ単に崩壊地の現存量をもって、崩壊の形成・拡大の指標とすることには無理があり  
それぞれの流域、流域内の各地区における浸食の発達段階をふまえた上での判断が必要になっ  
てくる。

VI. 積雪地帯の山地浸食と保全

1. 土石の生成と流出

1) 土石災害

流域における、土石災害を生起させる自然的現象は、山腹斜面においては山くずれや地すべりに代表される崩壊現象であり、溪床においては土石流等による溪床土石の移動である。いずれの現象も、土砂石礫を主体とした物質の移動によって特徴づけられる。

土石等の物質を移動させる営力は、みかけ上、山腹においては重力が、溪床においては流水が、それぞれ卓越しているようにみられる。しかし、いずれにおいても本質的な営力は重力である。

積雪寒冷地帯においては、降雨に加えて、融雪による流水や、グライド、なだれのような積雪の移動も、土石の運搬媒体となる。したがって、積雪や流水が地表上の風化・分解物質を浸食・運搬する場合、移動する主な材料は、積雪、積雪と土石、土石、土石と水、水、あるいはこれらの混合物である。

災害との関連では、移動材料の相違により、なだれ災害、土石災害、洪水災害などと呼ばれることになる。

以上のような、積雪地流域に展開される土石の移動と、それに関連する現象を要約すると、図-29のようになる。

砂防工学では、以上のような、流域における土石の移動現象に関連する研究が一つの課題となっている。そして、山腹斜面における土石移動現象は土石の生成(生産)、また、溪床における現象は土石の流出という概念でとらえられている。しかし、両者の間の概念規定は必ずしも明確に区分されているものではない。

山腹で生起する土石生成現象は、それ自体が直接的に災害の原因になる場合もあるが、一般に溪床における土石移動現象を生起させる材料の一次的供給源として位置づけられる<sup>46), 81)</sup>。

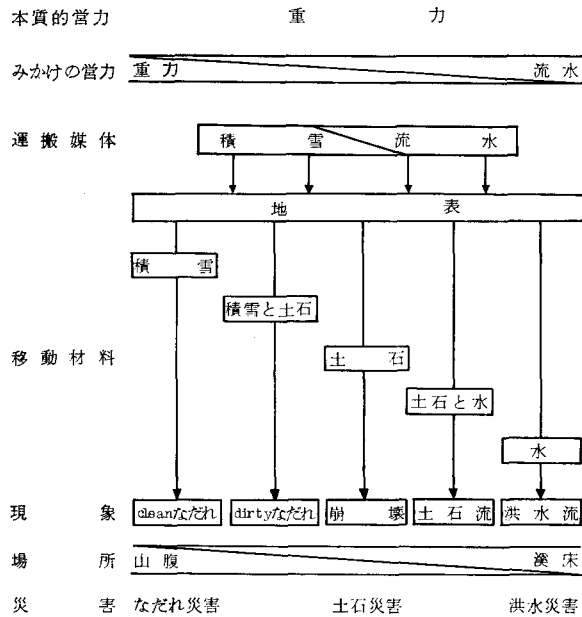


図-29 流域における土石移動とそれに関連する諸現象

Fig. 29. Various types of mass-movements in the basin.

## 2) 山腹と溪床の土石

山腹土石は、山腹において現在移動中、もしくは、将来にわたり移動する可能性のある土石をいう。すなわち、現時点で山腹土石をとらえようとする場合、将来に新規崩壊の可能性をもっている風化土層があり、また、既存の崩壊地において現在くり返されている表面浸食や拡大崩壊による土石があり、さらに、復旧の進んだ旧崩壊地がある。そして溪床土石との関連では、既存崩壊地における表面浸食や拡大崩壊により形成される崖錐や崩土、あるいは、旧崩壊地下部に存在している不安定な堆積土石などがある(図-30)。

このような堆積土石のなかには、そのまま溪床土石として、溪床における土石移動現象に参加し得る条件をもっているものもあり、また、山腹斜面において、いく度かの移動があった後に、溪床へ搬入される場合もある。

しかし、山腹における土石の移動が、その場における災害の原因となる場合はあっても、上流における山腹土石の移動現象が、そのまま、下流の土石災害に直結しない場合が多い。崖錐、あるいは崩土が一定期間存在する理由からも、山腹における土石移動現象と溪床における土石移動現象との間には、時間的、空間的に隔たりがあることに留意しなければならない。

## 3) 土石の生成と流出過程

崩壊地は一般に、裸地面において土砂の移動が著しい段階では、植生の侵入は認められないが、部分的には、下方の崩土あるいは崖錐堆積地に、土砂の移動による埋没に耐え得るオオイトドリ、エゾヨモギ、オオブキ、オニシモツケ、スギナ等の多年生草本が群落を形成する。

さらに、土砂の移動が相対的に少なくなると、ヤナギ類、ハンノキ類、カバノキ類のような陽性のかん木類が侵入するようになる。

土砂の移動がほとんどないところでは、ササやススキなどが密生する場合が多い。そして、時間的経過とともに、侵入していた陽性木本類の稚樹は、樹林や森林としての景観を呈するようになる<sup>118)</sup>。

このように、流出土砂の生産地としての崩壊地には、それが植生等に覆われて崩壊地ではなくなるという、いわゆる復旧していく過程がある。復旧の概念、基準については明確なものはないが、植物の生活との関連からみれば、崩壊地内における土砂の移動が、年間を通じてみられなくなることが前提条件である。

以上のような、崩壊地が生成してから、発達(拡大)、消滅(復旧)するまでの大局的な推移と、そのなかに存在する土砂移動と状態変化のプロセスを整理すると、図-31に示すような

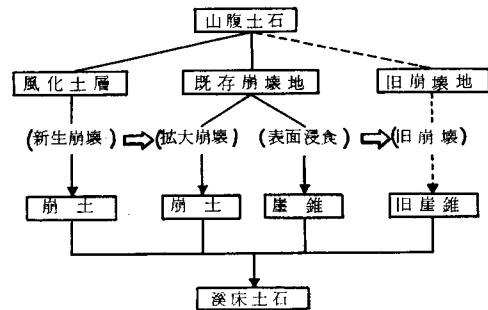


図-30 山腹土石と溪床土石

Fig. 30. Relation between slope and bed road.

ものにまとめることができる。

すなわち山地斜面における土砂の生成過程には、

① 崩壊→滑落面(基盤岩)露出→基盤岩の風化→植生侵入→植生回復→板状体(風化土層, 根系層)の形成→崩壊

というサイクルと、

② 基盤岩露出→基盤岩風化→浸食→基盤岩露出

というサイクルが存在する。

前者のサイクルは、少なくとも10~100年のオーダーの長期的なものであり、崩壊地の生成、拡大、復旧の過程における基本的なパターンである。

一方、後者のサイクルは、凍結・融解や、乾燥・湿潤のくり返しによる露出基盤岩の分解・風化、さらに、それらの物質の運搬(浸食、削剝)という現象が、年単位でくり返されるもので、滑落面における表面浸食の基本的なパターンである。ただし、後者の短期的なサイクルは、基本的には前者の長期的サイクルの体系に組み込まれているものである。

後者のサイクルにおいて生成される土砂の量は、短期間に限った場合、前者のサイクルにおいてみられる崩壊の際の崩土の量に比較すれば多くはない。しかし、後者のサイクルが、長期間にわたってくり返された場合には、連年蓄積される不安定な風化物質、すなわち、崖錐堆積物は、将来の溪床における土石移動現象(土石流)の材料として無視しえない量となる。このことは、積雪、寒冷、かつ寡雨という条件下にあり、しかも、第三紀以降の固結度が弱く、浸食を受け易い地質が分布する地帯における土砂の生成と流出、さらに、災害の危険性を問題にする場合、留意しなければならない重要な点である。

## 2. 林地保全

### 1) 林地荒廃の特性

一般に、山腹斜面における崩壊地の形成には、集中豪雨や地震などの突発的な事変による大規模な外的エネルギーが作用していることが多い。しかし、その発生の予知については、現在の科学・技術の水準で、きわめて大まかな予想ができる程度であり、現実に要請されている精度にはまだ程遠いものがある<sup>21)</sup>。

一方、豪雨や地震によらない崩壊地の形成、あるいは、既存の崩壊地の拡大、さらに、崩壊斜面における表面浸食は、主として、一年単位でくり返される平常的な気象条件の変動が主な要因となっている。したがって、年間における拡大量、あるいは流出土砂量の推定は、時間的スケールを導入し、崩壊地の推移を把握することによって可能である。

もちろん、集中豪雨や地震によって突発的に大量の土砂移動をもたらす崩壊現象と、既存

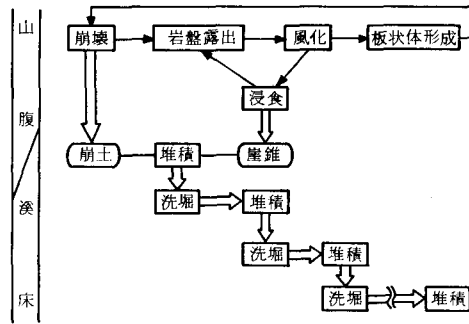


図-31 土砂の生成と流出過程

Fig. 31. Productive process and transportation of the earth.

の崩壊地や人工裸地斜面において、日常的に、長期にわたって徐々におこなわれる表面浸食とは、量的にも質的にも異なる現象なので、両者を同列にして、同じ時間尺度で論ずることはできない。しかし、既存崩壊地の拡大崩壊や表面浸食によって供給された土砂が溪床に累積され、溪床における土石移動の材料になっていることは事実である<sup>46),81)</sup>。

積雪、寒冷、かつ寡雨地帯では、山地斜面や溪床における土石移動の主要な誘因になっている豪雨の頻度が小さいので、降雨量との関連だけで流域における土石移動を論ずることには限界がある。

前節で述べたように、基盤岩露出→風化→浸食→基盤岩露出という、表面浸食における短期的サイクルが、例えば50年ないしは100年近くの長期間継続した場合、その間に定常的に生成され累積される土砂の量は、50年ないしは100年に一度の確率の集中豪雨による崩壊の際に生成される土砂の量に匹敵する量になるであろう。

また、清川流域のように、既存の崩壊地が隣接する崩壊地と接続することによる崩壊地の拡大は、連年の進行しており、そのような拡大のしかたによって生成される土砂の量は多い。

崩壊地は一般に、それが植生に覆われて崩壊地ではなくなるという過程があり、温暖湿潤な地域では、十数年で植被が回復してしまう例が多いので、崩壊後の長期間にわたる影響よりも、一時的な崩壊の作用が問題にされやすく、これまでの調査研究も、そのような傾向のものが多い<sup>25),43),50),115),123),124),133),135)</sup>。

しかし、積雪・寒冷・寡雨地帯には、長期にわたって植生に覆われていない裸地状態のままの崩壊地が各所にみられる<sup>16),23),94)</sup>。このような崩壊地は、前述の短期的サイクルが長期間にわたって継続している状態にある崩壊地であると解釈される。

それが継続している最も大きな要因は、連年の積雪の挙動による地表の浸食や、凍結融解や乾湿のくり返しによる基盤岩の風化等である。もっとも、短期的サイクルの継続する期間は、地質、地形、傾斜、気候などの自然的因子によって規定されるものであるから、それぞれの地域に固有のものである。

植被が回復する条件をもつためには、基盤岩露出→風化→浸食→基盤岩露出、というサイクルが停止しなければならない。山腹工は、人為によるこのサイクルの停止を目的としたものである。

本来、このような、崩壊地の自然的復旧を困難にするような、連年の積雪挙動あるいは凍結融解等の作用は、林地荒廃の間接的、潜在的な営力である。しかし、何らかの要因で植生カバーがはがされ、崩壊裸地が形成されると、上述の作用が顕在化するようになり、それに加えて、融雪や降雨による流水の作用、さらに風の作用があり、いったん形成された崩壊地は、年間を通じて浸食の受け易い条件下におかれることになる<sup>49),74),102),120)</sup>。

以上のような特質は、積雪寒冷地帯の林地荒廃を特徴づける要因のひとつとなっており、同地帯における災害、あるいは流域保全の問題を解く場合に、考慮しなければならない重要な

要素である。

2) 保全対策

北海道の積雪寒冷地帯の林地における浸食過程にみられるいくつかの特質は、豪雨等の雨水によってもたらされる土石の移動現象とは異質のものであり、とくに、積雪期から融雪期にかけて集中的に生起する現象である。

このようなマスムーブメントの過程について、流域の地形的要素を山腹斜面と溪床とに区分してまとめると、図-32 のようになる。

斜面上の積雪は、自然状態のもとで絶えず重力の影響を受けて斜面下方へ移動し、その際に生ずる各種の力は地表を浸食し、土砂を運搬する。そして、積雪の融解による流水は、凍土層上の融解土層を流動させるだけでなく、集中して洪水となり、溪床上の土砂や流木を運搬する場合もある。

また、積雪の滑落により被覆を除去された地表面は、外気の影響を直接受け、凍上や凍結融解作用がくり返されることにより、基盤岩が分解・風化され、浸食を受け易い状態になる。

急斜面では、融雪期あるいは、その後の乾燥期に風化物質が自由落下して、斜面下部に崖錐を形成する。

以上のような過程をへて、溪床あるいは溪床付近に運搬・堆積した土砂は、無雪期の豪雨により土石流等の形態で、さらに下流へ運搬されることになる。しかし、北海道の積雪・寒冷・寡雨地帯では、台風や集中豪雨等ともなう大雨によって土砂が流出する頻度は小さく、土砂は溪床あるいは溪床付近に累積することになる。そのような状態が長期間継続すると相当な量になり、平水時に伏流状態となる溪床が出現する。

現在、集中豪雨発生の時期と場所を予知することは困難である。したがって、いつ、どこに崩壊が発生するかを具体的に予測することは不可能である。このことは、溪床における土石移動に関しても同様である。

しかし、その予測とは別に、50年ないしは100年に一度の確率で遭遇するかも知れない豪雨による土砂の流出に対して、それを未然に防ぐ方法を先行的に講じておくことは、現在の技術である程度まで可能である。

山腹工は、人為によって、基盤岩露出→風化→浸食→基盤岩露出(図-31参照)、というサイクルを停止させ、短期間に植生カバーを再現することを目的としたものである。

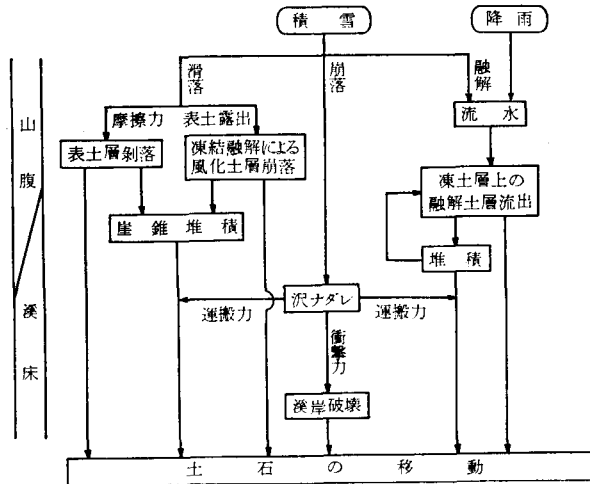


図-32 融雪期の土石移動過程

Fig. 32. Mass-movement in the thawy period.

積雪寒冷地では、積雪期から融雪期にかけての積雪挙動を制止させ、それによる土砂の移動を抑制するような工法が最も合理的である。そして、その事は同時に、積雪の被覆効果により、地表面を凍結による風化・浸食から保護する効果をあわせもつことになる。そして、土砂移動が抑制されることにより、裸地斜面への植生の導入、あるいは自然侵入は容易になる。

一方、崩壊地脚部や溪床に、長期間にわたり徐々に累積した崩土、崖錐堆積物、あるいは溪床堆積物は、数10年ないしは100年近くに一度の豪雨によって、一挙に流出するという可能性を常にもっている<sup>65)</sup>。

このような土砂流出のしかたは、寡雨地帯における土砂流出の基本的なパターンであるから、それに対応した土砂抑制の考え方が必要である。

溪床において、流出土砂を抑制するための代表的な工事はダム工である。この溪流工事は、現溪床の維持をその主な目的とし、豪雨時にみられる規模の大きな土石移動を抑制することを目的としている。したがって、現溪床に堆積している土砂を再移動させないような、あるいは土石流などの大規模な移動エネルギーを弱めるような方法が必要である。

そのためには、現溪床における堆積土砂が流水によって移動しないように、その場に固定する方法が最も合理的である<sup>5),37)</sup>。

東(1970)<sup>37)</sup>の提唱する低ダム群工法は、従来の床固工、あるいは帯工に、群としての機能をもたせたもので、主として上流側のダム群により流下する水と土砂を分離させ、ダム空間に土砂の堆積を促進し、下流側のダム群によって流下水を拡散させ、流水の洗掘力を弱めさせようとするものである。

同工法は、堅固なダムサイトを必要としないので、第三紀層地帯や火山性荒廃地が広く分布する北海道の地質条件に適した工法として、その機能が発揮されている<sup>38),39),40)</sup>。

## 結 言

北海道の山地において、治山事業、あるいは砂防事業が本格的に開始されるようになったのは戦後のことである。

その過程で実施された具体的な工種や工法に関しては、全て本州各地から移入されたものであった。

崩壊地復旧を目的とした山腹工に関しても例外ではなく、例えば、筋工、積苗工、編柵工、茅伏工等が実施され、その後、植生盤張工、植生袋張工等が導入された。

しかし、本州においては一般的だった上記の工法も、北海道の環境に適合しないものが多かった。

その最大の理由は、主としてそれらの工法が、温暖多雨な気候環境下において組み立てられた浸食論にもとづいたものであり、北海道の積雪、寒冷、寡雨、乾燥という環境に特有の浸食現象に対応できなかつたからである。

これまで、積雪寒冷地における浸食現象の実態や特性に関しては不明な点が多く、かつ、その実態解明に関する研究は、現地における調査が困難であることと関連して少なかった。

本研究では、そのような環境下にある北海道の、主として第三紀層地帯を対象に、そこに特有の、いわば積雪寒冷型とでもいべき浸食現象の実態の一端を明らかにし、砂防工学の立場から考察を加えた。

その結果、そこには、本州において一般的に生起する。いわば温暖多雨型とでもいべき浸食現象とは異質のものがあり、積雪の挙動や凍結・融解作用、乾燥と湿潤のくり返し等が、風化や浸食営力の大きな要素であることが明らかにされた。すなわち、両者の浸食現象は、基本的にはそれぞれ別の体系に含まれるものであると考えた方が自然であろう。

もっとも、温暖多雨な地域に特有の現象は、積雪寒冷な地域においても生起し、また、積雪寒冷な地域に特有の現象は、温暖多雨な地域においてもみられる。ただ両地域においては、両タイプの現象の生起する頻度や期間が異なってくるのである。

これまで、積雪寒冷型の浸食現象は、わが国においては、その実態が不明だったこととも関連して、あまり問題にされてこなかった。しかし、北海道そして東北地方を含めて、北方高緯度地域における浸食現象としてとらえた場合、そこにおいては一般的な事象であることが明らかである。

今後、両者における浸食頻度の違いや、積雪寒冷型の浸食現象の実態がさらに明らかにされることによって、北方地域における、より合理的な保全対策が案出され、土地利用と防災計画の策定は、より具体的になってくるであろう。

## 要 約

従来、山地の浸食現象は、降雨や植生との関連で研究され、わが国ではとくにその傾向が強かった。しかし、そのような研究の成果は、積雪・寒冷、かつ、寡雨・乾燥という北海道の環境に適合しないものが多かった。

積雪寒冷な時期における浸食現象の解析は、野外における調査が困難であることとも関連して、これまで断片的にしか試みられておらず、その多くの部分が未知のままにおかれてきたといえる。

本論文では、上述のような北海道の環境に対応した流域保全の合理的な方法を検討するために、現地における野外調査により、まず実地流域における積雪挙動とそれに関連する斜面浸食の実態を明らかにした。また、堆積地の形態と構造を解析することにより、個別崩壊地の浸食過程を時間的空間的にとらえ、さらに、航空写真の判読を併用することにより、広範囲にわたって存在する崩壊地全般の推移を、定性的・定量的変化として表現する方法を明らかにした。そして、その結果より、積雪地帯の林地浸食とその保全対策について論じた。

以下に、本論文の内容を要約する。

1) 山地斜面における浸食現象を、斜面における土砂石の生成と流出の過程として位置づけし、北海道の積雪寒冷な環境に対応する合理的な流域保全のあり方を提示していくための基礎として、実地流域における積雪挙動とそれに関連する浸食の実態を明らかにしようとした (I-1)。

2) わが国において、山地浸食や崩壊に関する研究は、古くから多くの研究者によって、さまざまな観点から手がけられてきた。そのなかには、積雪挙動や凍結・融解作用との関連で論じられたものもあるが、断片的なものが多い。北方・高緯度地域における浸食問題を論ずる場合、この方面での研究は不可欠であり、その発展が望まれている (I-2)。

3) 第三紀層地帯や火山性荒廃地にみられる崩壊地を対象にして、崖錐堆積地の外部形態と内部構造を解析することにより、個別崩壊地の発達過程を明らかにしようとした。

さらに、広域にわたり分布する崩壊地群を経年撮影航空写真を用いることによって、具体的時間尺度を設定し、比較判読によりその推移をとらえようとした (I-3)。

4) 斜面積雪はたえず下方に移動し、クリープやグライドのような緩徐的な挙動を示すだけでなく、急激で大規模ななだれ現象を生ずる。そして、これらの現象のなかで、グライドとなだれが山地浸食に重要な役割を果たすことが論じられた (II-1)。

5) 積雪斜面に生育する樹木の外部形態的特徴として、根元曲りや匍匐形をとること、さらに、樹幹基部接地部分に不定根を形成することが多いことが明らかにされた。また、割れ、折れ、倒伏、樹皮むけ等、樹体の損傷が観察されるが、このような形態的特徴は積雪の挙動によって形成されるものであり、積雪挙動の力学的情報を得る有効な植物指標になりうると考えた (II-2)。

6) なだれ多発地の林地破壊の実態を、当別川流域と間寒別川流域における事例を中心に観測した。なだれ発生地は崩壊地が分布する地区とほぼ一致し、なだれのデブリには、岩片、土砂石、樹木片が混入している。このことから、なだれが林地を破壊し、崩壊地の形成と拡大に関与する場合があると推定した (II-3)。

7) 積雪挙動と山地の浸食との関連を、火山ガリーと山腹斜面における観測から具体的に明らかにした。

① 羊蹄山滝の沢ガリーに発生した大規模なだれは、約 640,000 m<sup>3</sup> のデブリを溪床内に堆積し、そのなかに、約 8,000 m<sup>3</sup> の土砂石が含まれていた。これは通常発生する土石流の規模を大きく上回る。知床半島ラウス岳において観測されたなだれ堆積地 (全長 230 m, 幅 20 m, 厚さ 4~6 m) には、約 1,000 m<sup>3</sup> の土砂が含まれていた。

② 山腹斜面に形成された雪じわやクラックは、その発達過程で地表面を浸食することが明らかにされた。また、小規模のなだれは発生頻度が高く、その堆積物には土砂石が含まれていることが多いこと、融雪時期に融解土が斜面を流動する現象がみられることなどが明らかにされた (II-4)。

8) なだれ堆積地を、堆積物の種類から二つに大別し、さらに内部構造について解析した (III-1)。

9) 崩壊斜面を構成する要素について論じ、崖錐の形態と内部構造の観察より成層構造の存在を明らかにし、それを解析することにより個別崩壊地の推移を明らかにする手がかりになるものと考えた (III-2)。

10) 崩壊地の形成には、積雪の移動圧による樹木の根抜けに由来するものと、板状体が下方へ移動することによるものに大別されることが明らかにされた。後者の過程で形成されたクラックについて、三点法により、その拡張過程を測定し、板状体の移動形態について論じた (IV-1)。

11) 崩壊斜面の発達過程には、崩壊地の面積的拡大と、崩壊地内における表面浸食の深化という両事象が、同時的に進行することが明らかにされた。また、表面浸食は南向斜面においてとくに著しいことが確認され、浸食の時期は、凍結・融解作用や、乾燥・湿潤作用がくり返される融雪期から消雪するまでの期間において最も活発であることが明らかにされた (IV-2)。

12) 崖錐の層構造の解析から、崖錐の形成過程が明らかにされ、個別崩壊地の年間の推移について考察された (IV-3)。

13) 同一地域の崩壊地群を経年的に撮影した航空写真を対比させることにより時間的尺度を設定し、崩壊事象を時間に対する変化量としてとらえた (V-1)。

14) 清川流域で観察される崩壊地は二つのタイプに大別され、それらの崩壊地の形態、個数、面積についてその変化量を求めた。その結果、同流域の崩壊地は自然的復旧がきわめて困難な状態にあること、流域内の各地域によって浸食のステージが異なることが明らかにされ、崩壊地の現存量がそのまま今後の崩壊の拡大の指標とはならないことを論じた (V-2)。

15) 積雪地帯のマスマーブメントを災害との関連で論じ、そのなかで土石災害を重視した。また、土石の生成と流出の過程を、山腹と渓床との関連でとらえ、崩壊斜面における土石の生成過程には二つの基本的なサイクルが認められることを明らかにした (VI-1)。

16) 豪雨による土砂流出の頻度がきわめて小さい積雪寒冷地帯に、合理的な土地利用と防災計画を策定する場合、降雨量との関連のみで論ずることはできないと考えた。自然的復旧の困難な崩壊斜面では、土砂が長期にわたり定常的に生成され、それが渓床に累積し、豪雨の際に流出するというパターンをとるので、具体的な保全対策にあたっては、そのような土石移動の方式に対応した山腹工法や溪流工法がより合理的であることを論じた (VI-2)。

## 文 献

- 1) 秋田谷英次, 川田邦夫, 1971: 斜面積雪の挙動の研究 II, 変位, 歪, 底面すべり. 低温科学, 物理篇, 29, 135-149.
- 2) 安養寺信夫, 小野寺弘道, 1976: 空中写真判読による崩壊地の推移に関する研究. 日林北支講, 25, 90-93.

- 3) 新谷 融, 1971: 荒廃溪流における土石移動に関する基礎的研究. 北大農演研報, 28, 2, 193-258.
- 4) ———, 1972: 溪床土石の移動過程調査の方法. 新砂防, 83, 6-13.
- 5) ———, 1975: 古第三紀層地帯における森林施業に関する調査報告. 北大農学部砂防工学研究室, 1-21.
- 6) BIRNIE, R. V., 1977: A snow bank push mechanism for the formation of some "annual" moraine ridges. Journ. of Glac., 18, 78, 77-85.
- 7) COSTIN, A. B., JENNINGS, J. N., BLACK, H. P. and THOM, B. G., 1964: Snow action on Mount Twynan, snowy mountains, Australia. Journ. of Glac., 5, 219-228.
- 8) DAVIES, J. L., 1969: Landforms of cold climates. The M. I. T. Press, England.
- 9) de QUERVAIN, M. R., 1965: On avalanche classification, a further contribution. IUGG, Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 69, 410-417.
- 10) DYSON, J. L., 1937: Snowslide striations. The Journ. of Geol., 45, 549-557.
- 11) EMBLETON, C. and KING, C. A. M. 1968: Glacial and periglacial geomorphology. Edward Arnold Ltd., London.
- 12) 遠藤治郎, 1976: 雪害としての山崩れについて (III). 日林東北支会誌, 28, 172-173.
- 13) 遠藤泰造, 1961: 樺戸山系南部における崩壊地の植生について. 日林北支講, 10, 149-152.
- 14) ———, 鶴田武雄, 1963: 北海道の頁岩地帯における林地の崩壊機構に関する研究, 雪食による林地の崩壊について. 日林講, 74, 363-366.
- 15) ———, ———, 1964: 火山噴出物をデーターとした過去350余年間の山崩れに関する量的研究. 林試北支年報 1963, 261-282.
- 16) ———, ———, 1965: 樺戸山系南部の山地侵食と流出土砂量に関する研究. 林試北支年報 1964, 184-201.
- 17) ———, ———, 1965: 丘陵山地における谷地形の発達と侵食について. 林試北支年報 1964, 202-217.
- 18) ———, ———, 1966: 植生および侵食からみた崩壊斜面の推移とその緑化に関する研究 (I), (II). 林試北支年報 1965, 187-209.
- 19) FLINT, R. F., 1971: Glacial and quaternary geology. John Wiley and Sons, Inc., U.S.A.
- 20) 藤木忠美, 1975: 大雪山構造土地形研究小史. 北海道自然保護協会誌, 13, 2-7.
- 21) 藤原滉一郎, 1968: 北海道の山崩れについて. 「北海道林業の諸問題」, 266-283, 日本林業調査会.
- 22) ———, 1970: 航空写真による林地崩壊に関する研究. 北大農演研報, 27, 2, 297-346.
- 23) ———, 1976: 当別川流域における地すべり地・崩壊地の推移. 新砂防, 29, 2, 20-25.
- 24) ———, 1977: 石狩川源流部における土砂石の移動に関する研究. 北大農演研報, 34, 1, 43-68.
- 25) ———, 加賀雄一, 1965: 平取周辺崩壊地の侵入植生. 日林北支講, 14, 89-92.
- 26) ———, 小野寺弘道, 1976: 北海道大学中川地方演習林における積雪観測資料 (1969/70~1972/73). 北大農演習林業務資料, 16, 1-50.
- 27) ———, ———, 鈴木義弘, 1970: 中川地方演習林のトドマツ雪害の事例. 日林北支講, 19, 127-129.
- 28) 福井英一郎, 1970: 日本における豪雨の分布. 地理評, 43, 10, 581-593.
- 29) HAEFELI, R., 1939: Schneemechanik mit hinweisen auf die erdbaumechanik. Beiträge zur Geologie der Schweiz Geotechnische Serie Hydrologie, Lieferung, 3, 1-63.
- 30) HEIM, A., 1882: Über bergstürze. Neujahrsblatt, 84, Naturf. Gesell. Zürich.
- 31) 東 晃, 1950: 土壌の凍結及び融解, 其の二. 水害の総合的研究, 3, 87-115.
- 32) 東 三郎, 1963: 低木類の浸食抵抗. 日林北支講, 12, 4-7.
- 33) ———, 1964: 砂防植生工におけるヤナギ類導入に関する研究. 北大農演研報, 23, 2, 151-228.
- 34) ———, 1964: 北海道の第三紀層崩壊地における植生導入について. 日林北支講, 13, 27-29.
- 35) ———, 1965: 第三紀層崩壊地における面状基礎工の効果. 日林北支講, 14, 93-96.
- 36) ———, 1969: 三点法による林地クリーブの判別. 日林北支講, 18, 205-208.
- 37) ———, 1970: 流動土石の分散処理に関する考察. 新砂防, 75, 1-16.
- 38) ———, 1975: 低ダム群工法による土石流制御の実績 (昭和50年災害). 日林北支講, 24, 19-21.

- 39) 東 三郎, 1975: 須部都川治山工事の新工法と評価. 治山, 20, 5, 11-17.
- 40) ———, 1975: 金山川治山工事の成果と展望 (1), (2). 治山, 20, 7, 19-21, 20, 8, 20-24.
- 41) ———, 藤原晃一郎, 村井延雄, 1963: 夏期における頁岩の機械的風化. 新砂防, 49, 8-13.
- 42) ———, 村井延雄, 1961: 積雪地帯の山腹植生工, ヤナギ粗朶を用いた金網張植生工試験. 日林北支講, 10, 168-171.
- 43) 平田徳太郎, 1938: 本邦に於ける山地の荒廃について. 林試場彙報, 47, 67-85.
- 44) 北海道林務部, 1958: 北海道の治山.
- 45) 北海道林務部, 1963: 山地治山事業の実態調査.
- 46) 市川正巳, 1952: 渡良瀬川上流地域の山地崩壊とその諸因子, 並びに河川に与える影響. 地理評, 25, 495-504.
- 47) 今村学郎, 1934: 日本高山地形研究第5報, 白馬岳附近の雪蝕現象. 地質学雑誌, 41, 738-740.
- 48) in der GAND, H. R. and ZUPANČIČ, M., 1965: Snow gliding and avalanches. IUGG, Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 69, 304-315.
- 49) 石橋秀弘, 1975: 雪食に関する研究 (II), 雪庇および雪の匍行による侵食形態. 日林東北支会誌, 27, 85-86.
- 50) 石川利治, 1937: 急激なる降雨の作用に依る林地崩壊の一例. 日林誌, 19, 400-412.
- 51) 石川政幸, 鈴木孝雄, 1964: 凍結作用と斜面土壌の安定 (I), 凍結・融解と土層の移動の観測. 林試北支場年報 1963, 1-23.
- 52) ———, ———, 1965: 凍結作用と斜面土壌の安定 (II), 融解期における斜面土層の移動と降雨. 林試北支場年報 1964, 218-237.
- 53) ———, ———, 1966: 北海道の凍結地帯における崩壊斜面の侵食過程. 林支北支場年報 1965, 144-158.
- 54) ———, ———, 1966: 頁岩の機械的風化に関する実験と観察. 林試北支場年報 1965, 159-177.
- 55) 石塚和雄, 1950: 八甲田山における積雪と植物群落との関係, 特に雪田の植物群落について. 生態学研究, 11, 3-4, 193-203.
- 56) 勝見精一, 1961: 樺戸山系南部における崩壊地について. 日林北支講, 10, 145-149.
- 57) ———, 1963: 北海道における第三紀層地帯の造林地崩壊の研究 (I), 崩壊頻度と斜面土壌について. 林試北支場年報 1962, 109-117.
- 58) ———, 1964: 北海道における第三紀層地帯の造林地崩壊の研究 (II), 崩壊地の規模について. 林試北支場年報 1963, 251-256.
- 59) ———, 1966: 北海道における第三紀層地帯の造林地崩壊の研究 (III), 空中写真からみた崩壊地の推移について. 林試北支場年報 1965, 178-186.
- 60) 高 泰明, 1976: 霜柱, 凍上による山地斜面の破壊と侵食に関する実験. 日林誌, 58, 1, 23-27.
- 61) 小出 博, 1955: 山崩れ. 古今書院, 東京.
- 62) ———, 1955: 日本の水害, 天災か人災か. 東洋経済新報社, 東京.
- 63) ———, 1970: 日本の河川, 自然史と社会史. 東大出版会, 東京.
- 64) 工藤哲也, 村井延雄, 1971: 天塩川流域小支流の融雪流出. 北大農演研報, 28, 2, 325-338.
- 65) ———, ———, 若林 規, 1965: 異常出水による土砂流出, 問寒別川支流清川, 1964-1965. 日林北支講, 14, 101-103.
- 66) ———, ———, ———, 1966: 天塩川流域小支流における融雪増水, 1966年清川. 日林北支講, 15, 47-49.
- 67) LEWIS, W. V., 1939: Snow-patch erosion in Iceland, the Geogr. Journ., 94, 153-161.
- 68) 前田禎三, 1951: ヒノキ林の群落組成と日本海要素について. 東北演研報, 8.
- 69) 前川文夫, 1949: 日本植物系の基礎としてのマキネシア. 植研雑, 24, 12.
- 70) 松井 愈, 1973: 幌延町の地質. 幌延町史, 19-46.
- 71) 松井公平, 鈴木 守, 1970: 幌延町問寒別西方山地のなだれ型崩壊について. 道立地下資源調査所報告, 41, 51-59.
- 72) MCCABE, L. H., 1939: Nivation and corrie erosion in west Spitsbergen, the Geogr. Journ., 94, 447-465.

- 73) 三浦牧男, 1956: 残雪景観の検討による雪蝕地形の解明. 東北地理, 9, 臨増, 8-9.
- 74) ———, 1956: 秋田県の中山地に於ける雪蝕地形. 東北地理, 9, 1, 8-13.
- 75) MORALES, B. 1965: The Huascarán avalanche in the Santa vally, Peru. IUGG, Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 69, 304-315.
- 76) 村井延雄, 1955: 寒冷地方における山地斜面の土壤侵食について. 日林講, 64, 267-269.
- 77) ———, 1955: 斜面の侵食と積雪・凍土について. 北大農演研報, 17, 2, 769-792.
- 78) ———, 1958: 北海道の水源流域における斜面侵食に関する基礎的研究. 北大農演研報, 19, 3, 1-98.
- 79) ———, 藤原澁一郎, 1964, 1966: 第三紀層山地の崩壊について (I, II). 日林講, 75, 77, 451-453, 558-560.
- 80) ———, 東 三郎, 藤原澁一郎, 1965: 間寒別川流域の森林経営と保全に関する基礎的研究. 北大農演業資, 11, 1-22.
- 81) 村野義郎, 1963: 山地における砂石の生産に関する研究. 土木研究所報告, 114, 1-46.
- 82) 中村慶三郎, 1934: 山崩. 岩波書店, 東京.
- 83) ———, 1955: 崩災と国土, 地之・山崩の研究. 古今書院, 東京.
- 84) 成田英器, 清水 弘, 1974: 雪崩観測実験室附近のなだれ分布 I, (昭和48-49冬期). 低温科学, 物理篇, 32, 資料集, 40-54.
- 85) 日本建設機械化協会, 1968: 防雪工学ハンドブック. 文祥堂, 東京.
- 86) NOBLES, L. H., 1965: Slush avalanches in northern Greenland and the classification of rapid mass movements. IUGG, Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 69, 267-272.
- 87) 落合博貴, 若林隆三, 1976: 人工斜面における積雪歪, 釜淵・十日町のデータ解析. 日林北支講, 25, 79-82.
- 88) 小野寺弘道, 1970: 積雪傾斜地の樹木特徴に関する研究 (3), トドマツ天然生稚樹の根元形態. 日林北支講, 19, 91-94.
- 89) ———, 1970: 積雪傾斜地における樹木の耐雪機能. 新砂防, 77, 17-19.
- 90) ———, 1971: 荒廃溪流における融雪期の土石移動. 日林北支講, 20, 227-230.
- 91) ———, 1973: 治山技術の将来を展望する, 第11回森林保全懇話会シンポジウムの報告. 林, 11月, 1-7.
- 92) ———, 1974: 北海道の積雪寒冷山地にみられる土石移動形態の一特徴. 新砂防, 91, 5-8.
- 93) ———, 1974: 北海道知床半島におけるなだれ堆積地の特徴. 雪氷, 36, 2, 21-23.
- 94) ———, 1974: 当別川上流山地における積雪の挙動と崩壊斜面の発達. 日林北支講, 23, 98-100.
- 95) ———, 1975: 雪崩と山地の侵食・崩壊について. 北方林業, 311, 3-6.
- 96) ———, 1975: 当別川上流山地における積雪挙動と崩壊斜面の発達 (II). 日林北支講, 24, 8-10.
- 97) ———, 1976: 積雪地帯における林地荒廃の特性. 日林北支講, 25, 94-96.
- 98) ———, 栗原節夫, 1973: 羊蹄山麓の土石移動と土地利用上の問題点. 日林北支講, 22, 198-201.
- 99) ———, 若林隆三, 1968: 積雪傾斜地の樹木特徴に関する研究 (I), 枝抜け・枝折れの予備実験. 日林北支講, 17, 114-117.
- 100) ———, ———, 1969: 積雪傾斜地の樹木特徴に関する研究 (2), 根元曲りと支持根について. 日林北支講, 18, 174-177.
- 101) ———, ———, 1971: 雪圧に対応する樹木の生活形. 雪氷, 33, 2, 24-27.
- 102) 大関義男, 渡辺成雄, 佐伯正夫, 1974: 全層雪崩による雪食の一例. 治山, 19, 9, 4-6.
- 103) POTTER, N., JR., 1969: Tree-ring dating of snow avalanche tracks and the geomorphic activity of avalanches, northern Absaroka Mountains, Wyoming. U.S. Contributions to Quaternary Research, Special Paper, 123, 141-165.
- 104) PEEV, C. D., 1965: Geomorphic activity of snow avalanches. IUGG, Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 69, 357-368.
- 105) RAPP, A., 1959: Avalanche boulder tongues in Lapland, Descriptions of little known forms of periglacial debris accumulations. Geogr. Annalar, 41, 1, 34-48.
- 106) ———, 1960: Recent development of mountain slopes in Kärkavagge and surroundings, northern Scandinavia. Geogr. Annalar, 42, 2-3, 65-200.

- 107) 砂防学会, 1976: 砂防用語集. 全国治水砂防協会, 東京.
- 108) 佐伯正夫, 1970: 常習的全層なだれ地の雪食. 山脈, 21, 1-6.
- 109) 酒井 昭, 1976: 植物の積雪に対する適応. 低温科学, 生物篇, 34, 47-76.
- 110) 桜井俊輔, 1941: 傾斜面に積った積雪層の移動測定 (特に匍匐と沈降). 雪氷, 3, 429.
- 111) 佐藤武夫, 奥田 譲, 高橋 裕, 1964: 災害論. 勁草書房, 東京.
- 112) SHARPE, C. F. S., 1937: Landslides and related phenomena, A study of mass-movements of soil and rock. New Jersey.
- 113) 志保井利夫, 1975: 北見地方の周水河現象から, 平山の Sorted Polygons とオホーツク海岸の Ice-shove Ridges について. 地学雑誌, 84, 2, 41-52.
- 114) 四手井綱英, 1956: 裏日本の亜高山地帯の一部に針葉樹林帯の欠除する原因についての一つの考え方. 日林誌, 38, 9.
- 115) ———, 檜山徳治, 1954: 森林の豪雨性山崩への影響. 林試研報, 74, 41-55.
- 116) 鈴木時夫, 1949: 北海道松山地方のブナ林について. 日林誌, 31, 5.
- 117) 多田文男, 1964: 自然環境の変貌, 平野を中心として. 東大出版会, 東京.
- 118) 高橋啓二, 1955: 稚内幌加内営林署管内崩壊地植物調査報告. 旭川営林局, 1-20.
- 119) ———, 1960: 植物分布と積雪. 森林立地, 2, 1, 19-24.
- 120) 高橋喜平, 小野茂夫, 川口利次, 1968: 伐採跡地のなだれ発生経過. 雪氷, 30, 1, 20-30.
- 121) ———, 佐藤正平, 片岡健次郎, 1971: 多雪地帯の経済的治山工法の研究 (第1報). 林試研報, 238, 31-75.
- 122) 高谷精二, 1968: 蛇紋岩地帯における山腹斜面の移動. 日林北支講, 17, 127-129.
- 123) 武居有恒, 1961: 山くずれの力学的研究. 京大演研報, 32, 43-97.
- 124) 寺田寅彦, 宮部直己, 1928, 1929: 砂層の崩壊に関する実験 (第1, 2, 3報). 東大震研彙報, 4, 6, 7, 65-93, 109-126, 65-93.
- 125) トリカル, J., 1963: 周水河地形. 照田宥子訳, 創造社, 東京.
- 126) WAKABAYASHI, R., 1971: Beitrag zur untersuchung von lavinen im waldgebiet Hokkaidos (北海道の林地におけるナダレの研究). 北大農演研報, 28, 2, 259-324.
- 127) 若林隆三, 藤原滉一郎, 村井延雄, 1961: 天塩川流域における積雪調査例. 日林北支講, 10, 172-174.
- 128) ———, 木村博久, 小野寺弘道, 1969: 札内川の林地破壊にみるなだれ指標. 日林北支講, 18, 168-173.
- 129) ———, 村井延雄, 藤原滉一郎, 1966: 天塩川小流域における積雪調査 (1961-1964). 日林講, 77, 542-544.
- 130) ———, 斎藤新一郎, 工藤哲也, 1966: 北大天塩演習林なだれ常習地の植生について. 日林北支講, 15, 78-81.
- 131) ———, 山村 勝, 工藤哲也, 1967: なだれによる林地破壊の一観察例. 日林講, 78, 332-334.
- 132) ———, 吉田 燾, 大森俊雄, 1976: 北海道大学松山地方演習林のナダレ常習地における森林造成試験. 北大農演業務資料, 16, 49-61.
- 133) 脇水鉄五郎, 1912: 山地の崩壊に就て. 地学雑, 24.
- 134) WASHBURN, A. L., 1973: Periglacial processes and environments. Edward Arnold (Publishers) Ltd., London.
- 135) 渡辺 貫, 1935: 地質工学. 古今書院, 東京.
- 136) 山田 忍, 1951: 火山性土の凍結並融解作用が土壌と作物に及ぼす影響とこれが対策に関する調査研究. 土壌肥料学会誌, 21, 268-274.
- 137) 山村 勝, 1968: 当別山地における斜面の積雪移動について. 日林北支講, 17, 118-120.
- 138) ———, 1969: 山地斜面の積雪移動に関する研究. 北大修論.
- 139) 矢野勝正, 1971: 水災害の科学. 山海堂, 東京.
- 140) 吉井義次, 1948: 高山積雪地帯の樹木に関する考察, 1. 雪中枝の弾性変化. 生態学研究, 11, 1-2, 31-38.
- 141) ———, 吉岡邦二, 1948: 高山地帯における樹木の生育形. 生態学研究, 10, 2, 66-74.
- 142) 吉岡邦二, 1948: 八甲田山の大型多年生草木群落. 生態学研究, 11, 1-2, 38-45.

### Summary

Formerly in Japan, studies on hillside erosions were disposed to have been done in relation to rainfall or begetation. But the most of the results of the studies were not available in the climatic environments of Hokkaido, such as snowy, cold, rainless and dry.

Until now, the explanations of erosive phenomena in winter have not been done sufficiently, for the reason why the field work was attended with much difficulty, and most of the phenomena in that environments have been left unknown.

In this study, the author clarified the actual conditions of the snow actions and the erosive phenomena in relation to the snow actions by field investigations. And by the analysis of external forms and internal structures of the talus cone depositions or snow avalanche debris, the erosive process of several debris slides could be explained historically and spacially. And further, by the utilization of aerial photographs, the author developed the practical method to seize the qualitative and quantitative changes of debris slide scars covering wide area. The author discussed about the hillside erosions and their control plan on the snowy woodland of Hokkaido.

The contents of this study were summarised as follows.

1) The aim of this study was to explain the actual conditions of the snow actions and the erosive phenomena in relation to the snow actions, for the necessity to found the suitable method of watershed management in the snowy, cold mountain area of Hokkaido (I-1).

2) In Japan, the studies on hillside erosions or landslides have been done by many researchers in various point of view for a long time. Although some of the studies have been carried out in relation to the snow actions or the freeze-thaw action, they have not been done sufficiently. In the case that we discuss about the erosion controll in high latitudes, it is necessary to accumulate the informations for erosive phenomena in relation to the snow and the cold actions (I-2).

3) To explain the developing process of several debris slides, the author took the method of analyzing the external forms and the internal structures of talus cone depositions. And to explain the transition of the scars of debris slides covering wide area, the author took the aerial photographs taken several years apart (I-3).

4) Snowcovers on slopes always move downward, and they cause not only such a slow motion as creep or glide but also develop into the large scale of snow avalanches. In this study, it was discussed that only the snow glide and the snow avalanches of them could participate in the hillside erosions (II-1).

5) It was confirmed by the author that the trees on snowy slopes took the form of the stem-bending near the ground and developed several adventitious roots at stems which touched the ground. And further, such the injuries as the stem splits, the snaps of the branches or the trunks, the falling down of the trees and the peeling off of the bark were observed in snowy woodland. The external characteristics of the trees above mentioned are shaped by the dynamic snow actions, and they can become the available plant-indicators to get the dynamic informations of the snow actions (II-2).

6) The author observed the actual conditions of woodland destructions caused by snow avalanches in the basins of Tōbetugawa river and Toikanbetugawa river. And it was reasoned that snow avalanches could be concerned with the formations and developments of debris slides (II-3).

7) The several examples of hillside erosions due to snow actions are given as follows.

a) The snow avalanche observed in Takinosawa gully at Mt. Yōtei, deposited about 640,000 m<sup>3</sup> of debris on the stream bed, and within the debris, about 8,000 m<sup>3</sup> of rocks and clods could be involved.

b) The snow avalanche observed in Mt. Rausu at Shiretoko peninsula, transported much volume of snow and rocks, and formed the dirt cone deposition (size: 230 m in length, 20 m in width and 4~6 m in height). The volume of the rocks was estimated to be about 1,000 m<sup>3</sup>.

c) It was explained that snow folds and snow cracks on slopes could erode the ground in their developing process (II-4).

8) The author classified avalanches into two types by contents of their deposits, and analyzed the internal structures of deposits (III-1).

9) It was discussed about the elements which constitute bare slopes originated from debris slide. And by the analysis of the internal structures of talus cone depositions, the existence of layer structures was clarified. The author reasoned that the layer structures could become the clue to explain the transition of each individual debris slide (III-2).

10) It became clear that the formations of scars (bare land) result from two types of actions; the one has its origin in plucking up the trees by the roots by snow pressure, and the other in debris slides. The author measured the developing process of the crack by three-point method and argued on the motions of the debris (weathered earth layers covering the bed rock, "banjōtai" in Japanese) (IV-1).

11) In the developing process of the scars, there are two kind of different phenomena, the areal expanding of the scars and sheet erosion of the bed rock. It was confirmed that the sheet erosion was most active on the slope facing the south in the season when the freeze-thaw action and the dry-wet action were repeated (IV-2).

12) The author clarified the forming process of the talus cone deposition by analysis of its layer structure, and examined the annual change of the individual debris slide (IV-3).

13) In comparison with aerial photographs taken several years apart on the same area, the author understood the debris slide-phenomena as the quantity of changes for time (V-1).

14) The scars observed in Kiyokawa river basin could be classified into two types, and by surveying their type, number and area, it became clear that the natural recovery of the vegetation on the scars were exceedingly difficult and that the stage of erosion was various at each area in the basin. And it was discussed that the present quantity of the scars could not become the indicator of the further expanse of the scars (V-2).

15) The author examined the mass-movement on the snowy region in relation to the disaster, and took a serious view of the disaster caused by the movement of earth, rock and soil. And it became clear that there were two way of fundamental cycles in the process of the production of the earth (VI-1).

16) When we project a rational plan of land use and the best way of prevention of disasters in the snowy, cold and rainless region, we must consider the elements such as snow action, freeze-thaw action and dry-wet action. On the slopes where the natural recovery of the vegetation is exceedingly difficult, the earth and the rock are supplied from the ruptured surface for a long time constantly, and are accumulated on the river bed or the foot of the slopes. And since it takes such a pattern as the accumulated earth moves at the time of heavy rain falls, it is necessary for the hillside works or the torrent works to correspond to that pattern, when we project a rational plan of watershed management (VI-2).