

表層雪崩の剝削作用について

著者	山田 穰
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	39
ページ	115-131
発行年	1987-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000952

表層雪崩の削剝作用について

山田 穰*

国立防災科学技術センター雪害実験研究所

On the Denudation of Surface Avalanche

By

Yutaka Yamada

*Institute of Snow and Ice Studies,
National Research Center for Disaster Prevention,
Nagaoka, Niigata-ken, 940*

Abstract

Mass denudation, avalanche dynamical information, was derived from a physical snow profile using both the natural snow cover and the sedimentary layer as static information. In addition, a method to calculate the approximate volume denudation only from stratigraphies was also obtained. Then, using the denudation and sedimentation, a kinematic definition for the zone of deposit was proposed.

The distribution and features of the avalanche denudation in the Maseguti surface avalanche, which was the largest avalanche disasters in Japan since the World War II, was actually investigated.

The following sentences were obtained through this investigation.

- (1) Mass denudation is 50-200 kg/m² in the zone of deposit and this qualitatively coincides with the damage distribution. Therefore, denudation appeared to be related to impact force.
- (2) From the stratigraphical analysis of the sediment layer, including the debris, it was determined that the relation between the thickness of the layer under the debris and the volume sedimentation was linear on one cross section in a avalanche track. From this relation, approximate volume denudation was derived.
- (3) From the calculated volume balance, the length of the zone of deposit for the Maseguti surface avalanche was determined to be about 400 m. This length by the kinematic definition was shorter than the length obtained by the morphological definition of the deposit zone.

*第1研究室

1. ま え が き

雪崩は動的な現象であり、この実態を明らかにするためには、自然の雪崩や人工雪崩の現場に居合わせ、観察や観測を行うことが望ましい。しかし、前者の機会に遭遇することは極めて稀であり、後者の人工雪崩も手軽に実施するというわけにはいかない。次善の手段として、我々は雪崩跡の観測を行う。雪崩の現地調査と呼ばれるものは雪崩跡の調査である。雪崩跡から得られるデータは静的な一次情報であり、我々の知りたいのは雪崩の動的な現象である。そのためには、雪崩の静的な一次情報から動的な二次情報をできるだけ引き出さなければならない。表1には雪崩跡から雪崩のどんな情報がこれまで得られているかをまとめた。

表1 雪崩跡から得られる雪崩の情報

Table 1 Avalanche information obtainable from avalanche track.

	雪崩跡 (静的な一次情報)	雪 崩 (動的な二次情報)
発生区	破壊の面積・厚さ	発生機構
	滑り面の位置	発生機構
滑走区	走 路	雪崩の速度、雪崩の運動モデルのパラメーター
	樹木情報	衝撃力、雪崩流密度の鉛直分布
	削剥量・領域	削剥作用、運動状態(速度、衝撃力)
堆積区	沈殿量・領域 (デブリ)	雪崩の規模、横断方向の運動状態分布
	デブリの物理的性質の鉛直分布	雪崩流密度の鉛直分布、発生区・走路の雪質の推定

一次情報としては、滑走区においては地形・走路・樹木情報が主であり、堆積区においては、デブリの量・領域・物理的性質の鉛直分布が主である。ただし、この表に示されている二次情報の中には一次情報からの導出が明確なものばかりでなく、単に可能性を示したに過ぎないものもある。

この論文では、表1中の滑走区で一次情報として観測される削剥量について報告する。ここで、削剥作用の定義と意義を書いておく。

削剥作用の定義：斜面積雪が雪崩の流動によって破碎し、削り取られる作用。積雪も一時的な地表とみなせば雪食の一種。

削剥作用の主として観測される区域は、発生区・滑走区である。削剥作用は流動する雪崩の立場から見ると収入であり、雪崩は斜面上の積雪を“取り込み”ながら発達し流下する。このような扱いは、Perla(1980)、納口(1985)などによってその効果が理論的に議論されている。最近では、サーマル運動で表層雪崩をモデル化した研究がある(福島, 1986a, b)。このモデルでは連行係数が底面の雪の取り込み量すなわち削剥量に関係する係数である。一方、削剥作用を斜面積雪の立場から見ると、この立場がこの論文の立点であるが、支出であり、

雪崩跡から得られる動的な二次情報としては速度や衝撃力などの運動状態を反映しているものと見られる。

削剝作用は上述のような意義を持つが、表層雪崩の削剝量・領域の観測値に関する報告は和泉他(1986)以外にみあたらない。この論文では、削剝量を静的な一次情報である自然積雪と走路上の積雪断面観測値から算出し、雪崩の動的な二次情報として削剝作用について議論する。また、走路*上の積雪層位のみから近似削剝量を算出する方法についても述べる。更に、削剝量と沈殿量から、堆積区の運動論的定義を提出する。ついで、能生町^の柵口^{ませぐち}の表層雪崩の現地調査のデータを用いて実際に削剝量を求め、削剝作用及び雪崩の堆積区の運動論的定義の雪崩跡調査方法としての有効性について検討する。

2. 堆積区の運動論的定義

雪崩の国際分類(de Quervain et. al., 1973)の解説や防雪工学ハンドブック(建設機械化協会, 1977)等では、堆積区はデブリのあるところと説明されている。この定義では堆積区と滑走区の区別が明確とはいえない。滑走区にもデブリが見られるからである。これは雪崩跡を目視で形態上より判断する以上止むを得ないことではある。

雪崩の堆積区は、雪崩の運動とそれによる斜面上の積雪の収支という観点から考察するのがより適切であると考えられる。雪崩はその運動によって斜面上の積雪を削剝し取り込み、地形に応じ自由運動によって流下する。運動が減速状態になると削剝される雪は減少し、沈殿が始まる。雪崩の運動という立場から見ると、沈殿しデブリとして観測される沈殿量**と同様に、削剝された量が重要である。すなわち、走路における削剝量は、雪崩の速度が加速、定常あるいは減速状態のいずれかにあるかによって定まるであろう。

そこで、雪崩の堆積区と滑走区の境界を斜面上の自然積雪相当水量***を基準として、沈殿した相当水量と削剝された相当水量の収支が釣り合う地点とここで新たに定義する。これを雪崩の堆積区の運動論的定義とよび、デブリのある区域という従来の形態学的定義と区別することにする。なお、収支が正となる区域が堆積区であり、負であれば滑走区と約束する。

この定義は、雪崩の走路全体について巨視的に述べたものであり、滑走区で局部的に収支が正となる場所がありうる。例えば、走路が屈曲する場所ではデブリが顕著に見られ、局部的な堆積区を形成する。このような場所には雪崩による埋没者が発見される例が多いので、

*ここで走路とは雪崩跡の全体すなわち発生区、滑走区、堆積区の全体を意味する。滑走区が走路と呼ばれることもある。

**沈殿は普通堆積と呼ばれるが、堆積区を明確にするため、ここでは沈殿という用語を用いた。デブリは沈殿物である。

***場合と目的によっては体積を用いることもあろう。

雪崩救助法でも注意するよう述べられている(新田, 1981)。また, 柵口表層雪崩災害の走路の空中写真から走路上の積雪深分布を求めた結果によると, 緩斜面では急斜面より積雪の深さが大きい(新潟県砂防課, 未発表資料)。福島(1986a)の表層雪崩運動モデルによる能生町柵口表層雪崩走路の数値計算結果によると, 発生点から水平距離800mを過ぎると, 急斜面では取り込みによる洗掘量(ここでいう削剥量に相当する量)が大きく, 緩斜面では少ない。したがって, 滑走区の緩斜面でも局部的に堆積区を形成している可能性がある。

図1は表層雪崩について, 発生区, 滑走区及び堆積区別に沈殿, 削剥の定性的状態を描き, 沈殿量, 削剥量の収支による上述の定義による堆積区の範囲を示した。

まず, 明確な滑り面があり, 破断面の観測されるような面発生乾雪表層雪崩の発生区では斜面積雪の滑り面より上の積雪が削剥され, したがって, 削剥量はほぼ一定で沈殿はほとんどないものと考えられる。点発生乾雪表層雪崩, 強風や雪庇の崩落による雪崩そして積雪層のせん断強度と応力の均衡が破れて発生する乾雪表層雪崩(遠藤八十一, 1986)などでは, 面発生乾雪表層雪崩ほど明確な滑り面がないであろう。しかし, これらの場合にも, 発生区では雪崩は始動状態にあり, 緩やかな速度で運動しているので, 削剥作用は表層の軟らかい一定の厚さで進行するであろう。

滑走区では, 一般に発生区直下の急斜面では加速され, やがて, 定常状態となる, したがって, 削剥量は加速度の増大と共に増し定常状態になると一定となろう。滑走区の緩斜面に移ると, 雪崩は減速し始め, 削剥量は減少し沈殿が始まる。堆積区に入ると減速が激しくな

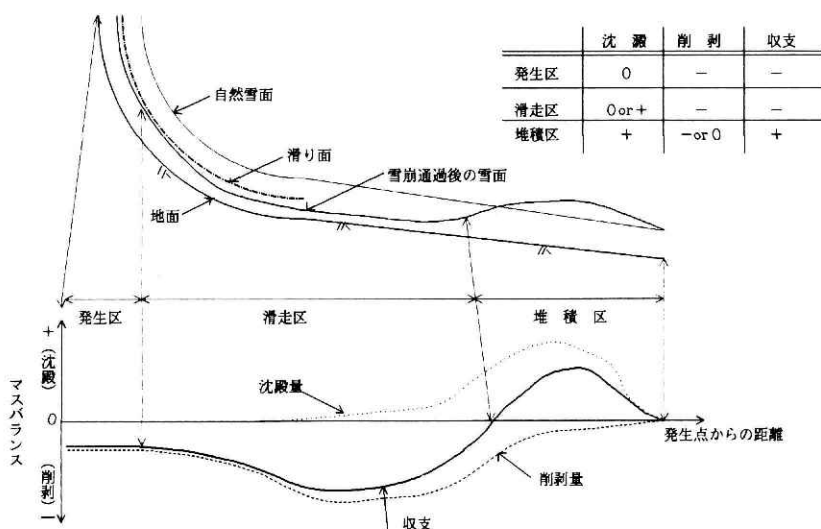


図1 表層雪崩走路上の積雪収支の概念図

Fig. 1 Schematic diagram of the mass balance along surface avalanche track.

り、剝削量は急激に減少し、沈殿が本格的に始まる。

図1に示された各区域のおおよその長さを以下に述べておく。面発生雪崩では発生区の長さは100m程度であり、点発生雪崩では発生区の下限は明確でないといわれている(de Quervain et. al., 前出)。滑走区の長さは日本で災害を民家等に及ぼす比較的規模の大きい面発生乾雪表層雪崩では1kmのオーダーである(和泉, 1985)。堆積区の長さは明らかでないが、上記の滑走区長に対応する堆積区長は100mのオーダーであろう。

結局、各区域での収支は図1内の表に示したように、発生区では沈殿量0、剝削量負で収支は負、滑走区では沈殿量は0または正、剝削量負では収支は負、堆積区では剝削量が負または0で沈殿量の絶対値が剝削量より大きく収支は正となる。すなわち、沈殿領域はいわゆるデブリのある形態学的定義による堆積区であり、運動論的定義による表層雪崩の堆積区の範囲はこれより狭くなるであろう。また、全層雪崩では形態学的堆積区とほぼ一致しよう。

滑走区上の収支は雪崩の速度や衝撃力にも関連しているに違いない。このように収支の観測を走路上で行うことによって、雪崩運動の状態を推定することも可能であろう。次章以下では観測値にもとづき、沈殿・剝削量及びそれらの収支の求め方と結果について述べる。

3. 自然積雪及び走路上の積雪断面観測

1986年1月26日深夜11時頃に新潟県西頸城郡能生町柵口の南西にそびえる権現岳(1,108 m)から大規模な表層雪崩が発生し、民家を襲った雪崩災害として戦後最大の被害をもたらした。この表層雪崩の現地調査を1月28日に行った。雪崩被災地下部直近の自然積雪と被災地域上方のデブリを含む層の積雪断面観測は、雪崩発生後38時間後に実施した(五十嵐, 1986)。また、デブリについては2月1日午後に再測した(山田, 1986b)。自然積雪と走路上の積雪断面観測の詳細についてはこれらの報告を参照されたい。

1月28日観測時の自然積雪の深さは405cm、走路上の積雪の深さは430cmであった。雪崩発生一週間前の1月20日から激しい降雪が続き、この間の積算降雪の深さは320cmに達した。1月20日以前の降雪による積雪は旧雪、以降の降雪による積雪は新雪として明白にみわけられた。

図2には、雪面を基準点にとり、自然積雪層と雪崩による沈殿層すなわちデブリの雪温(T)、密度(G)、硬度(R)の比較を示した。この図中で自然積雪層は添字nでデブリは添字dを用いた。デブリ中の樹枝混入層は雪面下60~150cmにあたり、図中では点線で示してある。これらの観測値の比較、特に密度を比較すると、樹枝混入層の上層数十cmの区間で自然積雪層に較べデブリ層の密度が大きくなっている。このことからデブリの表面を雪面下37cmと推定した。また、樹枝混入層の下層でもデブリの密度が大きいが、デブリの下限は樹枝混入層の下限と一致するものとした。これは、雪崩の通過により剝削作用と同時に圧密作用が走路

面下の積雪に作用した結果と考えられるからである。この結果、デブリ層の厚さは雪面下37cmから150cmまでの113cm、積雪重量は 263kg/m^2 となる。

図2の自然積雪層の雪温 T_n デブリの雪温 T_d を比較すると、デブリの雪温分布は自然積雪に較べ一様で全体に低いことがわかる。このデブリの雪温一様性を平均温度勾配で示すと 0.2°C/m であり、対応自然積雪層の平均温度勾配は 0.7°C/m と $1/3$ である。デブリの平均雪温、最低雪温はおおの- 3.3°C 、 -3.5°C であり、対応自然積雪層では -2.9°C 、 -3.3°C である。デブリの雪温の低さは標高の高い発生区、滑走区の雪温の低さを反映したものではなかろうか。

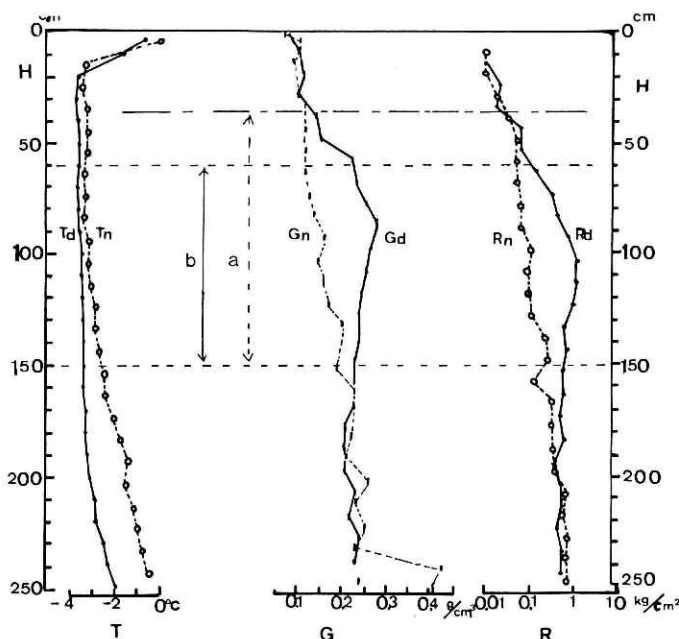


図2 自然積雪と雪崩による沈殿層の雪温(T)、密度(G)及び硬度(R)の比較。Hは雪面を基準とした積雪の深さ、aはデブリ厚さ、bは樹枝混入層。

Fig. 2 Comparison of snow temperature (T), density (G) and hardness (R) of the natural snow cover with that of the sediment layer by avalanche.

つぎに、自然積雪層の密度 G の平均は 120kg/m^3 、デブリのそれは 240kg/m^3 であり、デブリの密度が2倍大きい。また、自然積雪層の密度分布は、一般にそうであるように、下層の密度が上層の密度に較べて大きい、デブリでは中間層で最大密度を持ち、いわゆる密度の逆転層となっている。自然積雪層とデブリの硬度との関係は密度と同様であるが、硬度の違いは密度よりも深部に及んでいる。

デブリ層の積雪水量は 263kg/m^2 であり、樹木の枝折れ高はデブリ観測地点で約5m、着雪高は約7mであった(山田, 1986a)。着雪の高さが表層雪崩の鉛直方向の流高と考えれば、この仮定から表層雪崩の流れの平均密度は 38kg/m^3 となる。

4. 質量削剝量の算出

図3は、観測された自然積雪と走路上のデブリを含む積雪の層構造から削剝量を求める方法を模式的に示したものである。雪崩運動の削剝作用によって削られた自然積雪の積雪水量 ΔW は、自然積雪の基準面から雪崩発生直前の雪面までの積雪水量 HW_n から、走路上の積雪の基準面からデブリ下限までの積雪水量 HW_d を差し引いた量である。

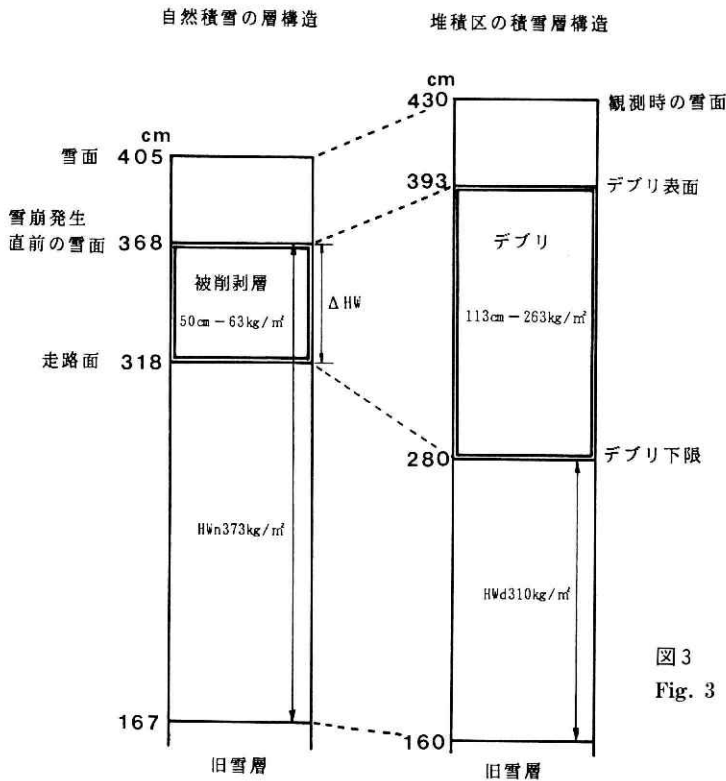


図3 削剝量の求め方と結果
Fig. 3 Calculation method and result of denudation.

1) これを求めるためにはまず、両観測地点の雪崩通過前の積雪の深さ(厳密には相当水量も)がほぼ等しいことが必要であり、前提条件となる。

2) 次に、両積雪層に共通する明確な基準面を設定しなければならない。基準面としては、自然積雪の観測地点と走路上の観測地点の積雪の深さ及び内部層構造が全く等しければ、基準面を地面に取れば良い。しかし実際には多少とも積雪の深さがことなることが普通であろう。この場合には、デブリより直近下層の明確かつ共通な雪層境界を取ることが好ましい。何故なら、基準面を地面に取れば、比較すべき2つの積雪の層(HW_n , HW_d のこと)の降雪期

間が長くなり両層の降雪水量の差が累積されて積雪水量の差が大きくなり、結果として削剝量の誤差も大きくなるからである。

3) 最後に、自然積雪の雪崩発生直前の雪面を決定する。これは、言いかえると、走路上の積雪層のデブリ表面に相当する自然積雪の境界面を決めることである。雪崩発生後から観測時までには降雪・融雪がなければ、観測時の走路脇の自然雪面がそれに当たる。観測時までには降雪があれば、自然積雪の雪面からそれを差し引けばよい。

我々の観測では、前章で示したように、自然積雪と走路上の積雪の深さはほぼ等しい。両積雪層に共通する基準面としてここでは新雪・旧雪の層境界をとった。自然積雪層の雪崩発生時の雪面はデブリを含む層位との比較から観測時で雪面下37cmと決められた(図2)。図4では自然積雪層の新旧層の境界面、すなわち地面から167cmを基準面にとり、両観測地点の密度分布の測定値から、基準面からの積算水量をプロットする方法によった。デブリを含む走路上の基準面160cmからデブリ下限までの積算水量は $31.0\text{g}/\text{cm}^2$ であり、これから横軸に平

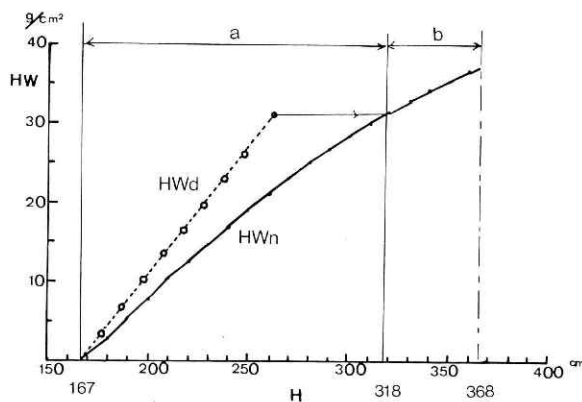


図4 実際の削剝量の算出。HW_dはデブリの積算水量、HW_nは自然積雪の積算水量。ただし、HW_dはデブリ下限まで、HW_nは雪崩発生時の雪面までで、いずれも新・旧雪境界面が基準面。なお、aはデブリ下限までの積雪、bは削剝された積雪である。

Fig. 4 Accumulated water equivalent of natural snow cover (HW_n) and sedimented layer (HW_d).

行に引いた線が、自然積雪の積算水量曲線と交わる点の積雪の深さ318cmが、削剝作用のおよんだ走路上で自然積雪として残された部分である。そこから雪崩発生時の雪面までが削剝量であり、雪崩によって削剝された自然積雪層は318cmから368cmの50cm(後に述べる体積削剝量)、積雪水量にして $6.3\text{g}/\text{cm}^2$ (質量削剝量)である。

なお、被削剝層より下の自然積雪とデブリより下の層の積雪水量は等しいが、厚さは後者の方が薄い。これはデブリの下層では雪崩の通過による衝撃力によって削剝作用と同時に急速な圧密作用が働いた結果である(図3)。これは前章でデブリと自然積雪の密度・硬度の比

較結果でも述べたことである。この衝撃圧密作用による雪崩のエネルギー散逸は、雪上車による雪面への擾乱と同様に、せん断滑りエネルギー、圧縮エネルギー、歪エネルギーなどによるであろう(Yong, 1979)。

5. 表層雪崩の斜面積雪収支例

前章で被削剝層の積雪水量と観測時の厚さを求めた。積雪収支は、前述の定義によれば雪崩発生前の斜面積雪相当水量を基準として定める。すなわち、沈殿量から削剝量を差し引いた量が正であれば堆積区、負であれば滑走区である。

図5は、能生町柵口で観測された沈殿・削剝量とその収支を求めたものである。図中、左の地点Aは前章で求めた地点と同じである。中央の地点Bは新潟県砂防課によって2月1日に観測された観測値(小林, 長谷川, 上石, 1986)、右の地点Cは新潟県能生町雪崩災害文部省研究班(和泉他, 1986)によって1月30日に観測された観測値をもとに算出したものである。各地点での自然積雪と走路上の積雪観測値は、観測方法・器具の違いを考慮して、同一機関での観測値をもちいた。なお、3地点の自然積雪の新雪層の相当水量はほぼ同じであった。

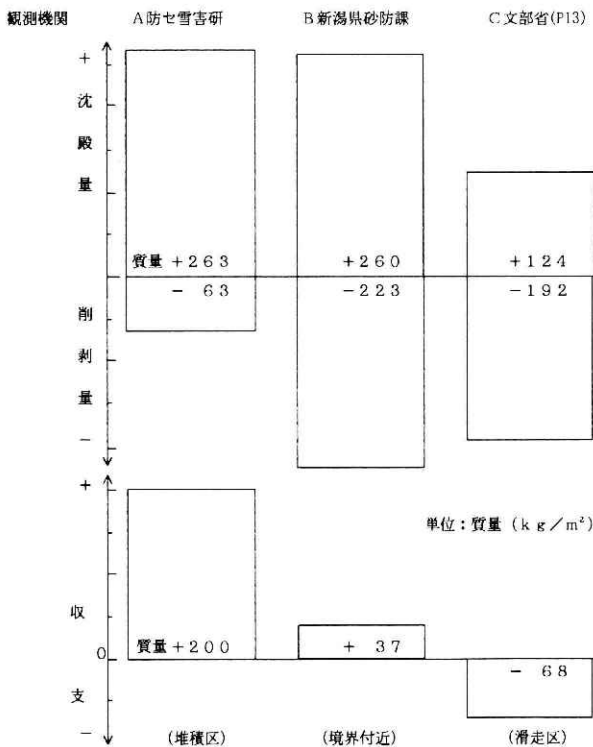


図5 柵口表層雪崩の斜面積雪収支
Fig. 5 Mass balance of Maseguti surface avalanche.

A地点では沈殿量が大きく $263\text{kg}/\text{m}^2$ 、逆にC地点では削剥量が大きく $192\text{kg}/\text{m}^2$ である。中央のB地点では沈殿量も削剥量ともに比較的大きい。収支は、図5に示したようになり、定義によりA地点は堆積区、B地点は堆積区に近い境界付近そしてC地点は滑走区となる。

A, B, Cの各観測地点は図6, 9に示したように、地点Aは右岸沿いのデブリ末端に近い被災家屋第2号の斜左上方約70mの位置、Cは雪崩の中央部で中心流と見られる位置であり被災家屋第5号の上方約20m, BはA, Cの中間的位置で斜め右上方約60mにある。なお、3章の自然積雪観測地点nはデブリ末端から約50m下方である。

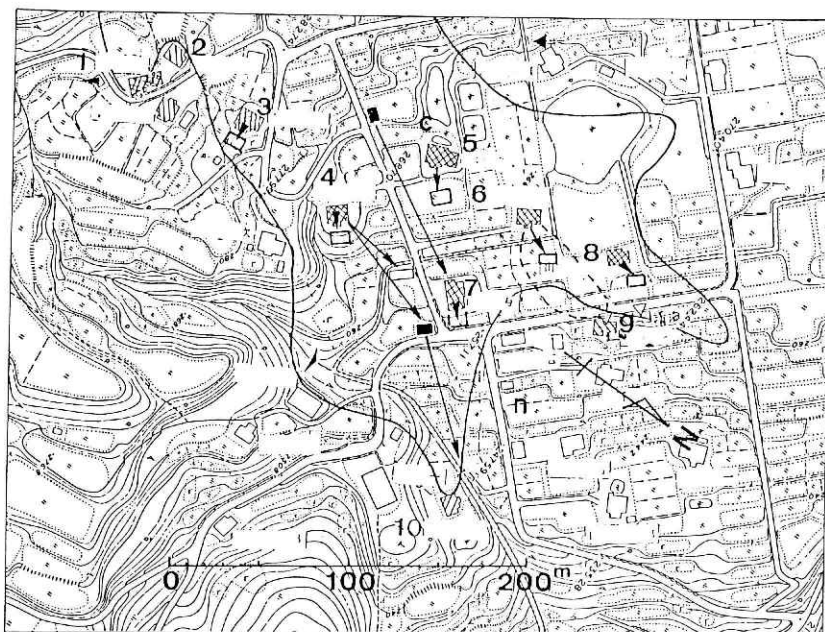


図6 質量削剥量の観測地点と被害分布。地点Cは文部省の観測地点、nは自然積雪観測地点。

Fig. 6 Observation site of mass denudation and damage distribution

6. 体積削剥量の算出と体積収支

前章までは、定義により、斜面積雪の収支を相当水量で求めた。しかし、表層雪崩発生地での詳細な積雪断面観測は困難な作業であり、基準とすべき観測地点は高々数地点しか得られない場合が多い。走路上の積雪層位のみが観測されている場合には、一般に斜面積雪の収支をマスバランスで求めることはできない。しかしながら、ある条件のもとでは積雪層位のみから体積削剥量を求めることができ、走路上での相対的分布の比較が可能である。以下では簡単な層位学的解析により近似的な体積削剥量を求める。

走路上のデブリを含む層位を単純化すれば、地面に接する下部積層 l 、デブリ d そして雪崩発生後の降雪による上部積雪 u の 3 層構造となる。下部積雪は削剝・圧密作用を受けた層であるが、下部積雪を体積で考察するときには、同時に雪崩の衝撃による急速な圧密作用も受けていることに注意しなければならない。この点は、マスバランスによる削剝量が削剝作用のみによるのとは異なる。

ここでは、簡単のため、雪崩発生前の積雪の深さが等しい地点での比較のみを考えることにする。観測時における積雪の深さは、雪崩発生前に同じであっても上述のような現象等により各地点で異なり雪崩発生前の積雪の深さが等しいかどうか分からない。しかし、上部積雪がありその厚さが等しい地点では、雪崩発生前の積雪の深さすなわち下部積雪の削剝以前の厚さも各地点で等しいと考えても良いであろう。それ故、下部積雪の厚さが厚ければ削剝が少なく、薄ければ削剝が多いという関係になる。

表 2 は、能生町柵口の表層雪崩走路上の層位を示した表であり（(新潟県豪雪対策本部, 1986)の積雪断面観測図より作成）、観測は新潟県治山課により 3 月 8 日前後に行われている。No.1, No.3 測線(図 9 参照)では上部積雪の深さがほぼ等しく、上述の前提にあっている。

表 2 柵口表層雪崩走路上の層位(単位m)

Table 2 Stratigraphy of Maseguti surface avalanche track

地 点	深さ	デブリ 上 端	上部 積雪 u	下部積雪 l (デブリ下端)	デブリ d	
No.1 左	4.70	2.60	2.10	1.50	1.10	上部積雪 u
300m 中	5.20	3.05	2.15	2.25	0.80	デ ブ リ d
右	5.40	3.15	2.25	2.75	0.40	
平 均						
No.3 左	4.40	2.50	1.90	2.30	0.20	下部積雪 l
350m 中	5.05	3.20	1.85	1.50	1.70	
右	4.80	3.00	1.80	2.00	1.00	
平 均						

図 7 には、表 2 からデブリ厚さ d と下部積雪の厚さ l との関係を示した。デブリが厚いところでは下部積雪が薄い、すなわち、削剝量が大きいという傾向が全体としてみられる。これはデブリの厚いところは雪崩の中心流であり、その結果削剝量も大きくなっているであろう。

積雪の深さの等しい標高のことなる 2 地点でデブリと下部積雪の厚さが等しければ、その走路区間では雪崩は局部的に準定常状態にある。何故ならば、その 2 地点で収入、支出そして収支の全てが等しいからであり、そのような状態の 2 地点では運動状態が同じと考えるのが自然であろう。このような例は、柵口字横道の民家に被害を与えた表層雪崩の後に、同じ権現岳から 2 月 8 日ないし 10 日にかけて発生した 2 度目の表層雪崩の標高 450m (測線 No.5) と 500m (測線 No.6) の区間で、同じ方法によって解析した結果、認められた。しかし、図 7 で

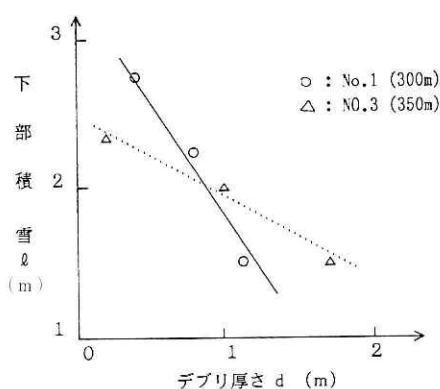


図7 デブリ厚さ d と下部積雪の厚さ l との関係

Fig. 7 Relation between debris thickness and layer under the debris.

は、このような関係になく、定常状態ではないのでこれ以上のことはいえない。以下では、測線ごとに体積削剥量を近似的に算出する。

体積削剥量の計算でも、4章で述べたように、デブリより直近下層の明確かつ共通な雪層境界を基準面にとることが好ましい。図8では、図7と同一地点のデータを用いて、下部積雪厚さ l_1 を新雪・旧雪境界面を基準に決めてある。さらに、体積削剥量の第0近似として、下部積雪 l_1 の一番厚いNo. 3 測線中央地点の1.1mを仮りに雪崩発生前の下部積雪 l_0' として体積削剥量 ($l_0' - l_1$) を求めた。すなわち、No. 3 測線中央地点では、実際には削剥されているが、体積削剥量0と仮定したと同じである。このようにして求めた仮の体積削剥量を O' を原点として縦軸にプロットした。なお、横軸は体積沈殿量すなわちデブリの厚さ d である。

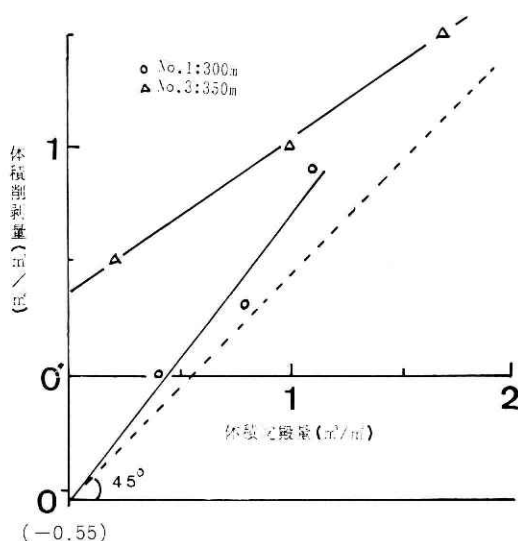


図8 雪崩走路の一つの横断面での修正された体積削剥量と体積沈殿量との関係

Fig. 8 Relation between debris thickness and corrected layer under the debris on a cross section in the avalanche track.

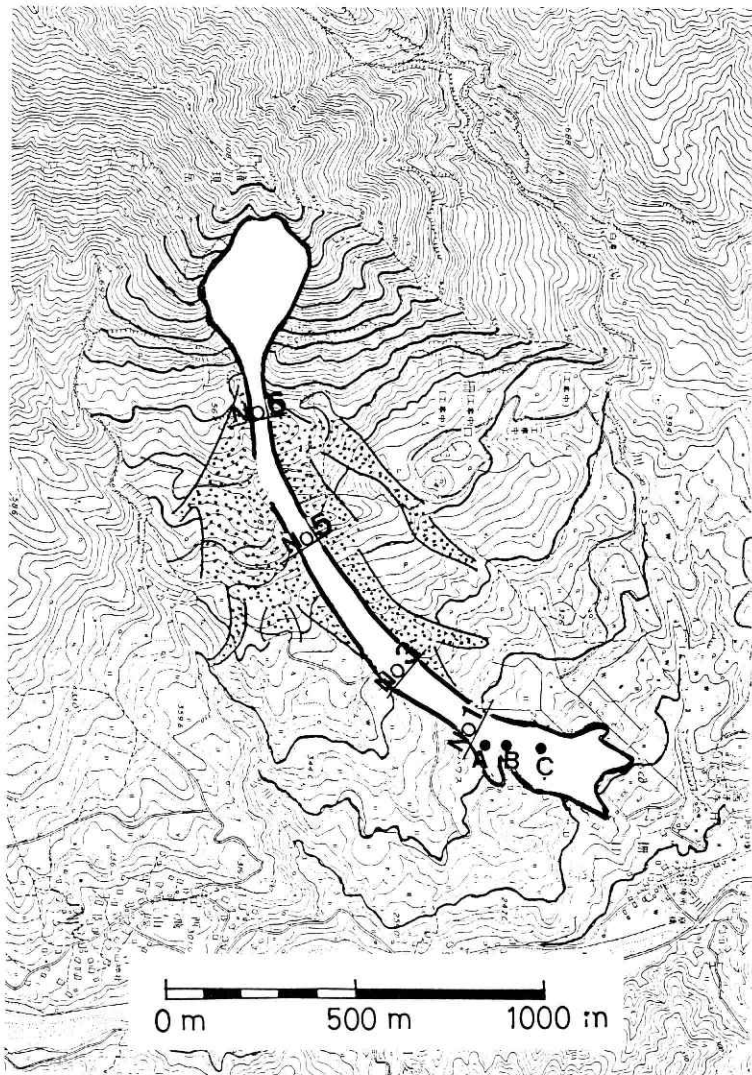


図9 体積削剝量の観測測線。No. 1～No. 6は新潟県砂課による層位観測測線。なお地点A, B, Cは質量削剝量が求められた地点である。

Fig. 9 Observation line of volume denudation.

図8から、No. 1, No. 3 測線とも体積沈殿量すなわちデブリ厚さと体積削剝量との関係は一次比例の関係が認められる。ここで、この直線性を用い、No. 1 測線を外挿し縦軸との交点を求める。この交点と原点間の長さは、形式的にデブリ厚さ0の地点の体積削剝量であり、 -0.55 mである。負の体積削剝量はそこに積雪があったということを意味する。最初、下部積雪を仮りに $l_0' = 1.1$ mと仮定したが、これに負の削剝量の絶対値を加えたものが実際の下部積雪 l_0 ($=1.65$ m)となる。したがって、縦軸の原点 O' をそれだけ下方に移動すると沈殿と削剝との

正しい関係となる。つぎに、この新たな原点から 45° の直線を引くと、これは斜面積雪収支の均衡線である。

このようにして得られた図8から、標高300mのNo.1 測線でほぼ体積積雪収支が釣り合う地点すなわち滑走区・堆積区の境界となり、標高350mのNo.3 測線では削剝量が沈殿量より大きく滑走区と推測される(図9)。No.3 測線の切片は正值となっているが、これはデブリの観測されない場所でも削剝作用があることを示している。柵口表層雪崩の走路上の積雪断面の多点層位観測によるデブリは約1mの厚さで急斜面直下まで観測されている(新潟県, 前出)。1.5 kmにおよぶ緩斜面全体が、形態学的定義によると、堆積区となるが、これは雪崩地形から見て不自然と思われる。

この章の結論として、この表層雪崩の場合高々標高300m付近が滑走区・堆積区の境界であり、堆積区の長さはおよそ400m以下と推測される。

7. 考 察

体積で算出した沈殿量と削剝量とは、一つの測線すなわち横断面では直線の関係にあった。削剝作用は雪崩の雪面通過による衝撃力(剪断力)によって起るが、この力は、表層雪崩では、密度と速度の二乗の積で表される(Perla, 前出)。ある横断面では速度は等しく流れの密度も等しいとすれば、単位面積当りの圧力は等しい。結局、一つの横断面では削剝量は、流れの単位幅当たりの全断面積に相当する体積沈殿量に比例するものと考えられる。このことは逆に、この速度範囲*では、衝撃力は密度と速度の二乗の積で表すことが適切であることを示している。また、図8の切片の値は、その走路横断面の主に速度の違いを示していると解釈される。直線の傾きは密度、地形特に斜面勾配等のパラメーターに関係していると見られるが明らかではない。

この直線性を用い、下部積雪の第0近似 l_0' から下部積雪の近似値 l_0 を導いた。その時、実は、側線No.1では沈殿のないときには削剝もないという仮定をした。しかし、これは自明のことではない。したがって、均衡線を新たな原点から引いた点にも問題が残る。それにもかかわらず、測線No.3では沈殿のないところでも削剝が顕著である。これが事実ならば、雪崩のフロントのいわゆる雪崩風のためであろう。

積雪層位から求めたデブリ・下部積雪は、雪崩発生時より観測時まで粘性圧縮により縮んでいる。したがって、体積積雪収支が釣り合っているとしても、必ずしも質量積雪収支も一致するものでもないが、積雪の深さはほぼ同じだから、地点間の相対的比較は可能であろう。何故なら、デブリ密度とデブリ下層のしまり雪の密度とはほぼ同じであり(図2)、粘性圧縮に

*納口(1986)のシミュレーションによると標高350~350m付近で30m/sec程度である。

よる時間的効果を考慮しても40日後にはほぼ同じになると推定されるからである(本山・小島, 1985)。これらの量の雪崩発生時の厚さ・水量への変換はある時点の積雪断面観測など適当な条件が揃えば、小島の粘性圧縮理論による微分方程式を射的型の解法の要領で雪崩発生時の密度を求めることによって可能ではあるが、ここでは取扱わなかった。

図6, 9で、デブリ範囲と被災家屋との関係を見ると、まず、雪崩は右岸被災家屋第2号の上方で主流から分流している。主流と分流との境界にあたり、デブリ末端に最も近い位置で被害を受けた被災家屋第2号では被害は比較的軽微で半壊である。観測地点Aはこの上方にあたる。観測地点Bは、主流のうちでも外縁に近いが、全壊した被害家屋第3号の上方にあたる。なお、被災家屋第3号の衝撃力は、被災家屋の構造力学的解析から、少なくとも $1,800 \text{ kgf/m}^2$ と推定されている(大川・青山, 1986)。観測地点Cは主流の中心に近い位置で全壊した被災家屋第5～9号の直上にあたる。これらの被害の状況は図5で求めた削剝量と定性的に一致している。ここでの結論として、削剝量が大きければ衝撃力が大きく、小さければ衝撃力は小さい。したがって、最初に述べたように、削剝量は雪崩の運動状態を推定する良い指標である。堆積区の運動論的定義の意義については走路全体についての解析により更に検討する必要がある。

Perla(前出)のレビューによると、雪崩衝撃力(圧力)の鉛直分布は様々であるが、Shoda(1966)の表層雪崩の場合では、地面上1mにピークを有する分布となっている。遠藤治郎(1986)は、柵口表層雪崩の杉小枝の切断状態の分布から雪崩風を推定している。切断枝の直径階別の鉛直分布によると、必ずしも、雪面で雪崩風が強くなく、中間で強い傾向にある。西村・成瀬・前野(1986)の模型実験によると、雪崩速度の鉛直分布は、雪面近くを除いて一定で、ビンガム流体の振舞をしているという。これらの結果を合わせ考察すると、柵口表層雪崩のデブリの密度分布の逆転は、雪崩の密度の鉛直分布の化石化したものと考えて良いように思われる。

ここで求めた斜面積雪収支は、柵口表層雪崩走路の部分的な解析であり、走路全体の観測データの解析により、例えば、堆積区の範囲など修正されることがあっても、この雪崩の実態を示しているものと考えられる。

8. あとがき

この論文では、雪崩の削剝作用を中心テーマとし、これから堆積区の運動論的定義を導き、これらの概念の、雪崩跡調査法としての、方法論的有效性を観測値により実証した。

得られた結果をまとめると、

(1) 削剝量の求め方を質量及び体積で算出する方法を述べた。また、堆積区の運動論的定義を提案した。

- (2) 能生町柵口の表層雪崩跡の自然積雪と走路上の積雪断面観測により求めた質量削剝量は被災区域周辺で $50\sim 200\text{kg/m}^2$ であった。
- (3) 質量削剝量の場所による違いと被害の状況は定性的に一致していた。これから、削剝量は雪崩の衝撃力と関連した量であることが分かった。
- (4) 走路上のデブリを含む積雪層構造の層位学的解析により、一つの横断面では体積削剝量と体積沈殿量は一次比例の関係にある。すなわちデブリの厚いところでは運動も激しい。しかし、縦断面では必ずしもそうとはいえない。この一次比例の関係をを用い、体積削剝量の近似値が得られた。
- (5) 体積斜面積雪収支を求めると、柵口表層雪崩では、高々標高300m前後以下が運動論的定義による堆積区であり、その長さは約400mと推定された。柵口表層雪崩の場合、堆積区の運動論的定義による長さは、形態学的定義による長さよりも短かった。これは表層雪崩については一般的事実であると考えられる。
- (6) そのほか、堆積区におけるデブリ相当水量と被害を受けた樹枝高から、この表層雪崩の流れの観測値点の平均密度は 数十kg/m^3 と推定された。

削剝量と雪崩の衝撃力などとの定量的関係は不明であり、これからの課題であるが、これらとの関係が明らかになれば、将来、積雪観測や樹木情報・被災構造物の力学的解析などと合わせ雪崩の運動状態・規模を雪崩跡から推定する方法が確立されるであろう。このことは雪崩跡の調査が単に雪崩の範囲・規模だけでなく、雪崩運動のシミュレーションとあわせて対策工法の決定、設計にも役立つことになる。また、削剝作用は削剝と同時にデブリの下層を圧密するが、この現象を表層運動を観測するための自然の測定器として利用出来る可能性もある。

これらの概念の有効性を確固たるものにするためには、更に多くの表層雪崩の事例を観測し応用方法を深めるとともに、前述のように定量的な解釈方法の研究を進める必要がある。今後、モデル実験などにより削剝作用の実験を進める予定である。

謝 辞

新潟県砂防課長谷川一成氏には未発表資料である能生町柵口雪崩走路の空中写真による積雪深分布などの資料を閲覧させていただいた。ここに記して感謝の意を表します。最後に、雪害実験研究所内研究発表会などで数々の意見を寄せられた雪害実験研究所の方々に感謝の意を表します。特に、第一研究室五十嵐高志技官は、表層雪崩の雪崩跡からなにが分かるのかという疑問を寄せられた。この論文は、これに対する一つの答えの意味でもある。同技官に深く感謝する次第である。

参 考 文 献

- 1) De Quervain, M. et. al.(Working group on avalanche Classification)(1973) : Hydrol' Sci' Bul', Vol. 18, No. 4, p. 391-402.
- 2) 遠藤治郎(1986) : 樹木被害からの雪崩風の推定—スギ小枝の切断と森林状態。自然災害特別研究突発災害研究成果, NoB-60-8, (以下では, 小林編, 自然災害NoB-60-8と引用する)。40-47.
- 3) 福島祐介(1986a) : 新潟県柵口雪崩の流動シミュレーション。第4回土木学会新潟会研究調査発表論文集, p. 138-145.
- 4) 福島祐介(1986b) : 粉雪雪崩の流動機構の解析。雪氷, 第48巻, 第4号, 189-197.
- 5) 五十嵐高志(1986) : 雪崩災害地の積雪断面観測, 1986年能生町雪崩災害現地調査報告。防災科学技術研究資料, 第117号, 13-26.
- 6) 和泉 薫^{かおる}(1985) : 大規模雪崩の流動性。新潟大学災害研年報, 第7号, 187-194.
- 7) 和泉 薫^{かおる}他(1986) : 柵口表層雪崩の規模・雪氷学的性質。小林編, 自然災害, NoB-60-8, 11-17.
- 8) 小林一三・長谷川一成・上石勲(1986) : 柵口雪崩調査報告(積雪調査)。昭和61年度日本雪氷学会秋季講演予稿集, 149pp.
- 9) 小林俊一他(1986) : 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合研究。小林編, 自然災害NoB-60-8.
- 10) 日本機械化協会編(1977) : 新防雪工学ハンドブック。森北出版, 511pp.
- 11) 新潟県豪雪対策本部(1986) : 61豪雪の概要。新潟県, 26pp.
- 12) 新田隆三(1981) : 雪崩の世界から。古今書院, 215pp.
- 13) 本山秀明・小島賢治(1985) : 積雪深変化の推定法(乾雪の場合)—積雪の粘性を考えて—。低温科学物理篇, 第44輯, 15-25.
- 14) 納口恭明(1986) : 実際の地形上での雪崩の運動走路II。国立防災科学技術センター研究報告第39号, 133-152.
- 15) 納口恭明(1985) : 雪崩の数値モデル。月刊地球, Vol. 7 No. 7, 409-413.
- 16) 西村浩一・成瀬廉二・前野紀一(1986) : 模型雪崩実験による雪氷混相流の内部構造の研究。昭和61年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, 143pp.
- 17) 大川英雄・青山清道(1986) : 柵口表層雪崩による衝撃力の推定。小林編, 自然災害NoB-60-8, 34-39.
- 18) Perla, R.I (1980) : Dynamics of Snow and Ice Masses (ed. S. G. Colbeck). Academic Press, 397-462.
- 19) Shoda, M.(1966) : An Experimental Study on Dynamics of Avalanche Snow. Int. Associ. Sci. Hydrol. Publ., 69, 215-229.
- 20) 山田 穰(1968a) : 能生町雪崩災害の被害・発生状況の概要について, 1986年能生町雪崩災害現地調査報告。防災科学技術研究資料, 第117号, 1-12.
- 21) 山田 穰(1986b) : 表層雪崩の堆積層について, 1986年能生町雪崩災害現地調査報告。防災科学技術研究資料, 第117号, 27-31.
- 22) Yong, R.N.(1979) : Snow Traction Mechanics. CRREL Spec. Rep. 81-16, 3-12.

(1987年1月9日 原稿受理)