

①

平成5年度学位論文

雪崩の動態に関する実験的研究

指導教官 小林俊一教授

平成6年3月

上 石 勲

新潟大学大学院自然科学研究科

生産科学専攻

目 次

第1章 研究目的	1
第2章 雪崩の動態に関する基礎的事項	4
2-1 雪崩の運動形態	4
(1) 運動形態とその分類	4
(2) 雪崩の速度	6
(3) 雪崩の密度	7
(4) 雪崩の粒径	7
(5) 雪崩の衝撃力	9
2-2 雪崩の運動シミュレーション	10
2-3 雪崩観測と模型実験	15
(1) 自然発生雪崩観測	15
(2) 人工雪崩観測	15
(3) 模型実験	16
2-4 まとめ	17
第3章 密度流による雪崩の運動に関する模型実験	18
3-1 はじめに	18
3-2 実験方法	20
(1) 実験装置	20
(2) 測定項目と測定器具	21
(3) 実験条件	21

3-3	相似則	2 2
3-4	実験結果	2 4
(1)	流下形状	2 4
(2)	流下速度	3 1
(3)	ヘッドの高さ	3 4
(4)	密度変化	3 7
3-5	流れ本体の前方での水の動きに関する実験	4 2
(1)	実験方法	4 2
(2)	実験結果	4 2
3-6	まとめ	4 4
第4章 雪粒の流動状態の実験		4 5
4-1	はじめに	4 5
4-2	強制送風による流動状態実験	4 5
(1)	実験方法	4 5
(2)	実験結果	4 6
4-3	雪粒落下による流動状態の実験	5 3
(1)	実験方法	5 3
(2)	実験結果	5 3
4-4	雪粒の運動に関する考察	5 9
4-5	まとめ	6 2
第5章 人工発生による自然界の雪崩の動態に関する実験的研究		
		6 3
5-1	はじめに	6 3
5-2	ガゼックスの装置について	6 5

5-3 実験箇所	68
5-4 空気圧測定による雪崩誘発効果実験	70
(1) 実験目的	70
(2) 実験方法	70
(3) 実験結果および考察	73
5-5 人工雪崩発生実験	79
5-6 大規模雪崩発生事例の実験結果および雪崩の動態の解析	83
(1) 雪崩流下状況と流下速度	84
(2) 積雪状況	87
(3) 気象・降積雪状況	89
(4) シミュレーションによる運動解析	90
(5) 地形状況による雪崩停止位置解析	91
5-7 まとめ	93
 第6章 雪泥流災害と雪泥の性質	 95
6-1 はじめに	95
6-2 わが国で発生した雪泥流災害の事例	95
6-3 雪泥の物理的性質	101
(1) 雪泥の密度	101
(2) 雪泥の力学的性質	102
(3) 雪泥流の流体特性(粘性係数)	104
(4) 雪泥流の衝撃力	110
6-4 まとめ	114

第7章 結語	115
--------	-----

参考文献	118
------	-----

謝 辞	125
-----	-----



第1章 研究目的

雪崩は大別して(1)表層雪崩、(2)全層雪崩、(3)雪泥雪崩がある(図1-1)。このうち、全層雪崩については、主に融雪期の日中に発生するので、前兆現象や運動の実態については研究が進展しているが、表層雪崩と雪泥雪崩については、主に悪天候下で発生し、観測が困難なためにそれらの動態については不明な点が多く残されている。表層雪崩は雪質の水分がなく乾燥したもので煙状の運動をすることで知られているが、その内部の状態はよくわかっていない。全層雪崩の場合は、雪質は含水率が20%前後で流れ型の運動をする。雪泥雪崩は最近注目されたばかりで、水で飽和した積雪が突然流動化して、一瞬のうちに流れ去ってしまい痕跡をほとんど残さないという特徴を有する。したがって、本研究は、自然界で観察が困難で動態がよく分かっていない表層雪崩と雪泥雪崩の運動について実験により明らかにした。

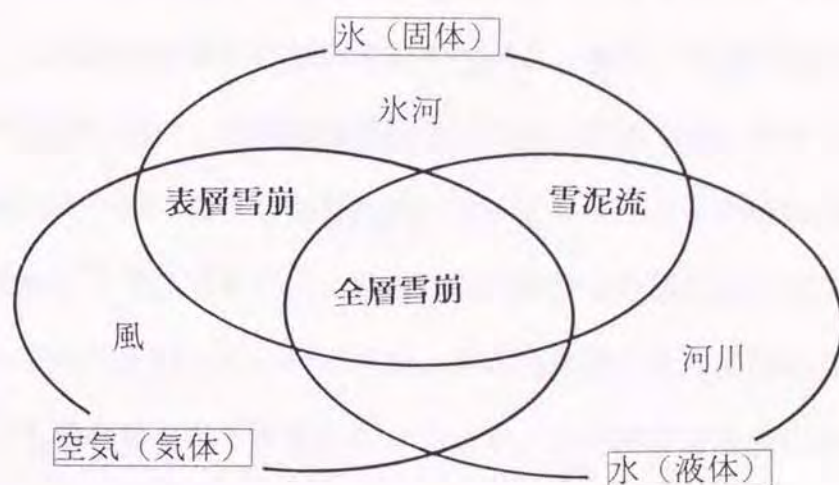


図1-1 混相流として雪崩の分類

日本国内でもっとも大きな雪崩災害は1918年に新潟県南魚沼郡三俣村で発生したものである。記録によると幅400m、長さ300mの雪崩が集落を襲い、死者158人を出した。1930年代以降から雪崩の本格的研究が開始し、斜面積雪の移動、雪圧論、人工雪崩などの研究によって、人的、物的な被害が抑えられてきた。しかし、雪崩災害は毎年のように発生し、犠牲者が後を絶たない。

1938年に発生した黒部峡谷志合谷の雪崩事故などの災害は、新雪の煙型雪崩によるものと言われている。この種の雪崩は、予想もつかないところまで到達するため、大きな災害となることがあり、古くから春先の全層雪崩と区別され、恐れられてきている。このような新雪の雪崩災害は最近でも、1986年の新潟県能町柵口地区で発生して13人の死者を出した事故などがある。また、最近はスキー場が山岳地へ建設され、これに伴った雪崩事故も今後増加すると予想される。このような新雪の表層雪崩に関しては、その動態や発生機構など未解明な点が多い。

また、雪泥流という、雪と水の混ざり合った雪崩による事故も多い。このスラッシュでは、富士山で春先に発生する「ゆきしろ」が最も規模も大きく、山岳道路や森林に被害を与えている。また、最近の暖冬がつづくなかでも雪泥流による事故は多発しており、最近では1991年に長野県栂池スキー場で発生した雪泥流によってスキーヤーが犠牲になっている。また、1993年には、富山県黒部峡谷で全層雪崩のデブリのダムによってせき止められた河川水が、ダムの決壊によって雪泥流となり、ここでも犠牲者を出す事故となっている。この種の雪泥流についても、痕跡を残さないためその性質や運動などについては、まだ未解明な点が多い。

このように、雪崩の中にもいろいろな種類があり、動態も異なる。特

に表層雪崩と雪泥流に関しては、突発的に発生し、一過性的な現象で実際に見る機会が少ない。また、山岳地の厳しい気象条件下で発生することが多いので、自然発生の発生を待って観測、研究することは多くの困難が伴う。

雪崩の速度や衝撃力などの雪崩の動態は、雪崩防護施設の雪崩防護施設の設計など雪崩対策に最も必要な要素であり、これらの解明は防災面からも非常に重要である。また、雪崩の速度や停止位置は雪崩災害のゾーニングにも応用されるものである。このように、雪崩の動態を知ることとは防災対策など工学的にも非常に重要性が高い。

本論文では、動態の分かっていない、雪崩の種類としては両極端の表層雪崩と雪泥流の動態を解明するために、大きく分けて4つの実験的研究を行った。1番目は表層雪崩の動態を観察するために、密度流の模型実験で煙型雪崩を再現し、その速度などの運動特性を調べた（第3章）。2番目は、よく分かっていない表層雪崩の内部構造について実験的に調べるために、流動化した雪の性質とその落下に伴う動的現象を観察した。（第4章）。3番目には、ガゼックスという人工雪崩誘発装置で実際の雪崩を発生させ、自然界の雪崩の動態を観測し、模型実験との対応を行った（第5章）。以上3つの実験は表層雪崩を対象としたものである。4番目の実験は、雪泥流に関する研究であり、雪泥の性質と運動、衝撃力などを実験解析した（第6章）。

第2章 雪崩の動態に関する基礎的事項

2-1 雪崩の運動形態

(1) 運動形態とその分類

雪崩の分類は、発生区の形態で分類する方法と運動形態で分類する方法がある。このうち、発生区の形態で分類する方法は、日本雪氷学会で定めたもので、発生位置（面・点）、（乾雪・湿雪）、滑り面の位置（表層、全層）の組み合わせによって6種類に分類される（表2-1）。

また、運動形態では、図2-1に示すように煙型と流れ型、混合型の3種類に分類される。煙型は外見が雪煙状で、数10mの高さに達するものがあり、空気流を伴う。流れ型は外見が水流状で、雪面に沿って流下する。

気温が充分低いとき、降雪中あるいは降雪直後に発生する雪崩は、煙型運動となることが多い。この場合、雪崩走路表面の積雪はまだ、変態が進行せず、降り積もったときに近い状態を保つので、雪結晶あるいは、粒同士の結合がきわめて弱く、容易に舞い上がって雪煙を形成する。その雪煙内部には、雪粒や雪塊からなる高密度の流れが共存していると考えられるが、未解明な点も多い。これと異なり、気温が0度以上に上昇したときに起こる湿雪全層雪崩などの場合は、雪煙を伴わずに純粹の流れ型運動となる。この流れ型運動はぬれざらめ雪の氷粒や小雪塊から成っている。また、雪泥流は水と氷が主となる流れで、水自体の運動に近い。

表2-1 雪崩の分類（日本雪氷学会）

雪崩分類の要素	区分名	定義
雪崩発生の形	点発生	一点からくさび状に動き出す。一般に小規模。
	面発生	かなり広い面積にわたりいっせいに動き出す。一般に大規模。
雪崩層の雪質	乾雪	雪崩層が水気を含まない。
	湿雪	雪崩層が水気を含む。
すべり面の位置	表層	すべり面が積雪内部
	全層	すべり面が地面

		雪崩発生の形		
		点発生	面発生	
雪崩層の雪質	乾雪	点発生 乾雪表層雪崩	面発生 乾雪表層雪崩	面発生 乾雪全層雪崩
	湿雪	点発生 湿雪表層雪崩	面発生 湿雪表層雪崩	面発生 湿雪全層雪崩
		表層		全層
		すべり面の位置		

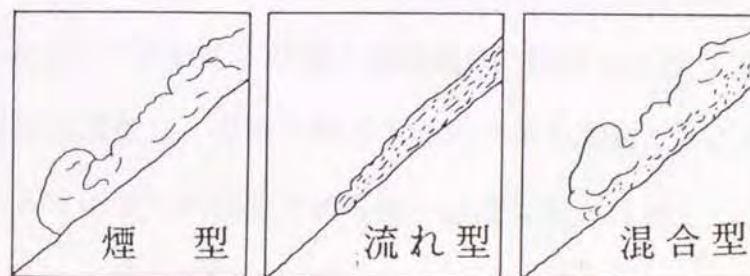
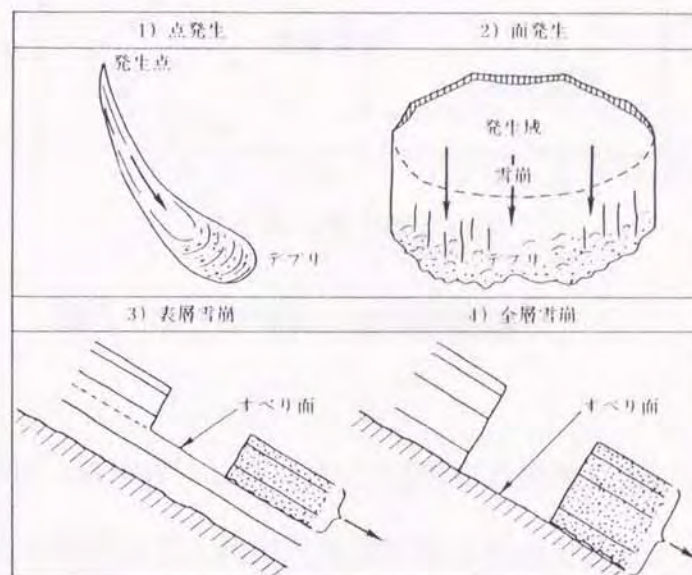


図2-1 雪崩の運動の型

(2) 雪崩の速度

雪崩は発生直後速度ゼロの状態から地形条件によって次第に加速し、50 m程度流下後等速の状態になるといわれている。その後、地形の変化や障害物の影響で、減速、停止する。この等速になる現象は径深の小さい水流の状態に類似している。

図2-2は、雪崩の速度の観測事例である。¹⁾ これによれば、煙型雪崩の場合、100 m/secという速度が観測されている。流水の径深が大きくなると速度を増すことと同様に、雪崩の厚さが増せば速度も増加する傾向がある。

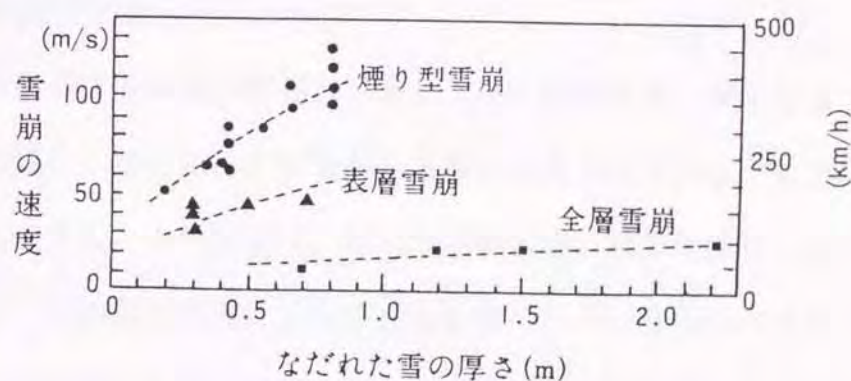


図2-2 雪崩の速度の測定例¹⁾

Schaerer and Salway²⁾、Shimizu³⁾は雪崩の走路上に圧力変換器をとりつけ衝撃力を測定した。川田⁴⁾は黒部峡谷で測定された表層雪崩の衝撃力の詳細な波形解析から速度と雪崩雪塊の大きさを推定している。Dent and Lang^{5) 6)}は小さな雪崩の通過地点に設置したガラス窓を通して雪の流れを写真撮影し、速度の深さ方向の分布を求めた。これによれば、底面から5 cm以下の部分にのみ強い速度勾配が存在し、これより上方(5-35 cm)では速度は一定であった。

(3) 雪崩の密度

流れる雪の密度測定は非常に困難である。Eybert-Benard⁷⁾は流れる雪の密度をガンマ線を用いて、乾雪雪崩で $60 - 90 \text{ kg/m}^3$ 、湿雪雪崩で $300 - 400 \text{ kg/m}^3$ と測定した。Schaerer and Salway²⁾は圧力測定結果から発達した乾雪雪崩は、下方から低密度の流れる層と、最上部の粉雪、それに挟まれた軽い中層部の3つからなると推定した。このうち、高密度の低層部は深さ $0.5 - 1.2 \text{ m}$ で雪崩の主要部を形成し、中層部は高密度層の $10 \sim 30\%$ の平均密度で、 6 cm 以下の雪塊を含んだ粉雪から成っているとした。

(4) 雪崩の粒径

雪崩を構成する雪塊の粒径は運動に大きく影響する。発生区では固い積雪が崩壊し、動き始めた直後から各種の大きさのブロックに分かれて走路を加速する。この現象は、雪崩の運動形態、積雪の性質、雪崩の規模、距離、地形状況などによって左右されている。雪崩の堆積物である、デブリの内部には 10 cm 程度の大きさの塊が観察されている例がある(図2-3)。⁸⁾

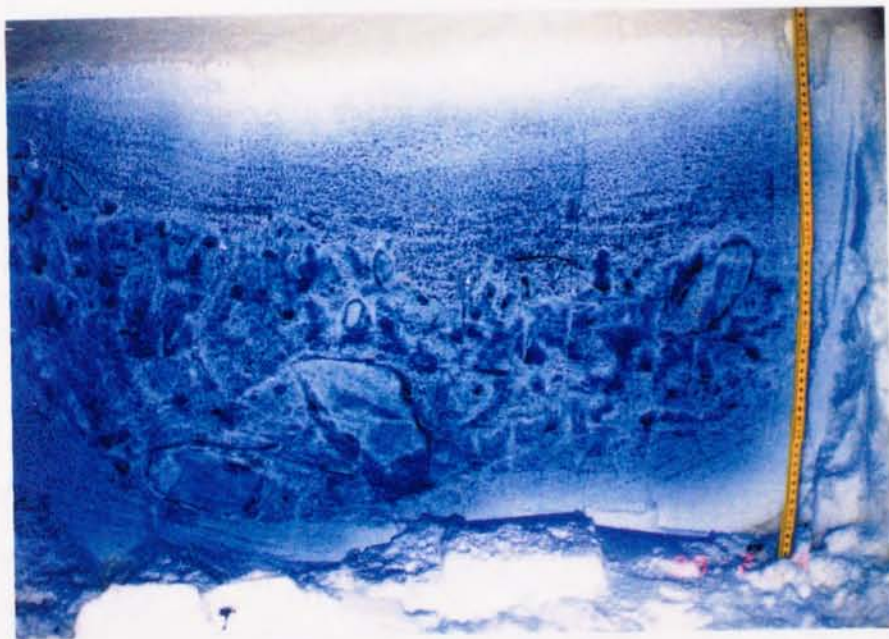


図 2 - 3 デブリの内部の雪塊
 上は雪崩の堆積区での積雪断面（富山県黒部峡谷）
 下はデブリの中に含まれた雪塊（カナダ）

(5) 雪崩の衝撃力

雪崩の衝撃力は、雪崩の種類、運動の形態によりその速度や流れの密度が異なる。日本で行われた人工雪崩実験では煙型で 10 tf/m^2 、流れ型で 60 tf/m^2 程度の衝撃力が測定された。^{9) 10)} また特殊な例では黒部峡谷志合谷では自然発生の雪崩で 135 tf/m^2 、スイスで 100 tf/m^2 の大きな衝撃力も記録されている。¹¹⁾

図2-4(1)は煙型雪崩を小さな受圧体で測定した衝撃力の測定結果である。¹²⁾ 衝撃力は0.01~0.1秒の周期をもつ鋭い波形が断続的に現れる。また、図2-4(2)は擁壁で測定した流れ型雪崩の衝撃力で、比較的なだらかな圧力変化である。⁹⁾

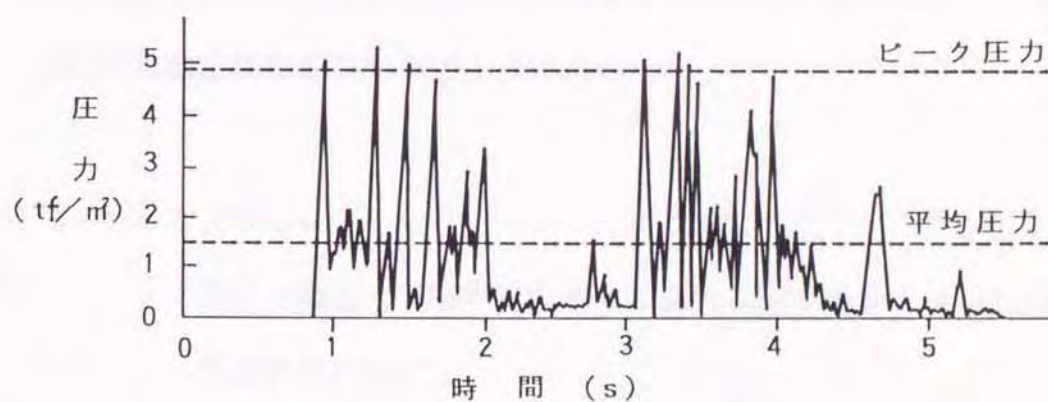


図2-4(1) 煙型雪崩の衝撃力波形¹²⁾

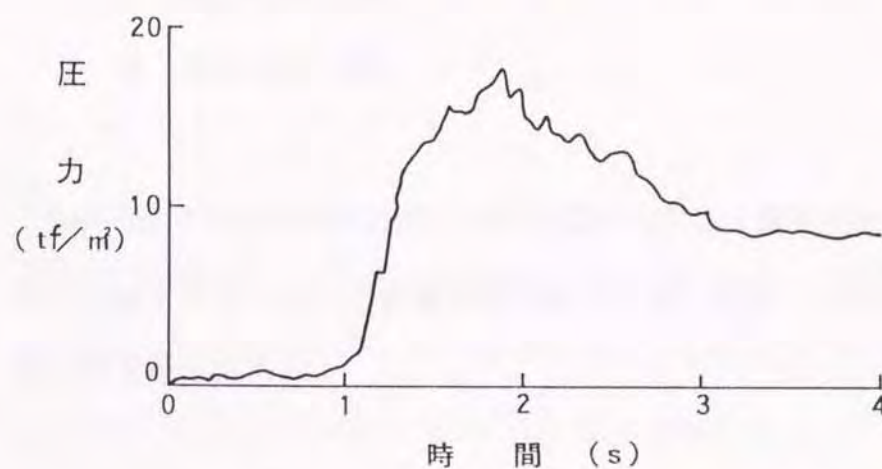


図2-4(2) 流れ型雪崩の衝撃力波形⁹⁾

2-2 雪崩の運動シミュレーション

雪崩の運動シミュレーションによって雪崩の速度や経路を推定する方法も最近盛んに行われてきた。シミュレーションは雪崩を流体とみるか、質点の集合とみるか大きく2つに分かれる。

①Voellmyの流体モデル

雪崩の運動をはじめて運動学的に分析したのはA. Voellmyである。¹³⁾ Voellmyは雪崩を定常開水路流として理論を拡張した。雪の流れが流体の流れと類似し、速やかに定常的になると仮定した。つまり、流れを連続、一様、かつ非圧縮性の流体とし、しかも運動に時間依存性がないとしている。これは、雪崩が一定斜面で急速に加速して終速度に達し、その後定常運動になるとしている。平均流速を求めるために斜面に対して直交方向の運動量保存則をつぎのように求めた。

$$\tau = \rho g h \sin \theta \quad \cdots (2-1)$$

τ : 流体と地表との境界に作用する運動に対するせん断抵抗力

ρ : 雪の密度(kg/m³)

g : 重力加速度(m/s²)

h : 雪崩の厚さ(m)

θ : 斜面角度(度)

Voellmyはせん断抵抗力が二つの効果からなると仮定した。一つは地表面に作用するクーロンの乾燥摩擦効果であり、もう一つは流体の乱流運動に伴う抵抗である。

$$\tau = k_1 v^2 + \mu g h \rho \cos \theta \quad \dots (2-2)$$

k_1 : 定数

v : 速度(m/s)

μ : 摩擦係数

(2-1) 式と (2-2) 式から定常部の流速として次の式が得られる。

$$v = \{ \xi h (\sin \theta - \mu \cos \theta) \}^{0.5} \quad \dots (2-3)$$

ξ : 抵抗係数(m/s²)

この式では、流速 v は μ と ξ の 2 つの係数と角度 θ の斜面で雪崩が急速に達する最終的な定常的な速度を表している。

Voellmyの式によって到達距離を計算するときは、雪崩の経路を加速区間、定常区間、斜面の勾配が小さく減速する区間の 3 つに分割する必要がある。到達距離 S は平均勾配が一定として、運動エネルギーと位置エネルギーの収支を考慮することによってつぎのように求められる。

$$S = v^2 / \{ 2 g (\mu \cos \theta - \tan \theta) + v^2 g / \xi h m \} \quad \dots (2-4)$$

hm : 堆雪厚さの平均(m)

このVoellmyの係数 μ と ξ については多くの研究がなされており、雪の条件、斜面の大きさ形状によって広い範囲がとられている。現実的な雪崩を再現するには、係数をどうとるかが雪崩の経路の分割などと同様に十分な経験と判断が必要である。

流れ型の雪崩の速度は地形勾配と雪崩の厚さ、運動中の摩擦係数については、多くの研究者が測定してきた。Schaerer¹⁴⁾は運動中の摩擦係数とその速度に反比例するという結果を導いている ($\mu = 5/u$)。また、Voellmyは煙型の雪崩は空気を巻き込み、圧縮性流体として振る舞うとし、地形勾配には次式のように無関係であるとしている。

$$U_{fm} = \{2gh \Delta \rho / (\rho_a + \Delta \rho)\}^{1/2} \quad \dots (2-5)$$

U_{fm} : 煙型雪崩の流下速度(m/s)

g : 重力加速度(9.8m/s^2)

h : 自然積雪の厚さ(m)

$\Delta \rho$: 流れと空気の密度差(kg/m^3)

ρ_a : 空気の密度(kg/m^3)

スイスなどでは、現在でもVoellmyの式は雪崩の危険度マップを作成する時や、日本でも雪崩対策工へ雪崩が衝突した場合の衝撃力を推定する場合などに使用されている。

②ニュートン流体としてのモデル化

Voellmy以後、Perla¹⁵⁾, Salm¹⁶⁾らがこの理論を発展させてきている。

1970年代の後半には新しい雪崩の力学モデルが登場した。これは、雪崩をニュートン流体で非圧縮性としてとらえたものである (Lang and Dent⁵⁾, Lang and Brown¹⁷⁾, Brugnot¹⁸⁾)。

この運動方程式は差分法によって解くことができる。流れる物質の上部表面ではせん断力が作用せず、底面でのせん断力は摩擦係数を仮定することによって決定される。このなかでは、流体の動粘性係数、密度、底面の摩擦係数が重要な要素となる。このモデルを使用することによ

て、障害物への荷重の時間的な変化などを求めることが可能となった (Lang and Brown¹⁷⁾)。この理論では、Voellmyの式と異なり、雪崩の初期状態から停止までの変化する地形勾配に沿った速度や、雪崩内部の速度分布を求めることができる。

このモデルは、雪崩を非圧縮性の層流として仮定している。雪崩の内部の速度を底面からの距離が大きくなるにしたがって速度勾配が急激に減少し、ゼロに近づくことを示した (Dent and Lang⁵⁾)。雪崩の規模や雪質に対する、適切な動粘性係数 ν と摩擦係数 μ を与えることによって速度と到達距離に関して再現できることが示された (Martinelli et. al.¹⁹⁾)。

③非ニュートン流体としてのモデル化

その後、雪崩をバイビスカスモデルとしたモデルが発表された (Dent and Lang²⁰⁾)。このモデルでは底面でのすべりが無いものとして仮定しているので、摩擦係数を導入する必要はない。この結果は理論と実験結果とがきわめてよく一致することを示した。

また、このモデルではパラメータを正しく選択すれば流れの垂直分布を表現することが可能で、デブリの堆積形状と到達距離に関しても一致する結果となった。この結果に示す流れは、ほとんどの部分にわたって層流であり、底面付近ではせん断運動のため乱流になっていると推定された。

④離散粒子状モデル

離散粒子状モデルは雪崩を有限な非粘着性の粒子に置き換え、モデル化する方法である。これらの粒子の運動中の粒子同士が衝突することに

よって相互に作用する。これらの粒子は適当な質量、大きさ、慣性による質量モーメントをもつ球として表現される。粒子の運動はニュートンの運動法則にしたがうものとしている。粒子の相互作用は非弾性的な反発と接点での摩擦力である。したがって、それぞれの粒子の運動は質量中心の速度ベクトルと角速度で表され、二次元の運動では3つの自由度を持つ。このモデルは膨大な計算時間と記憶容量を必要とするため、簡便にはできないが、最近になっていくつかの成果が得られている。

⑤その他

その他、福島等²¹⁾は粉雪崩の解析を斜面上のサーマルの解析を発展させ、積雪層からの雪粒子の削剥と堆積を考慮した質量保存の関係式、乱れのエネルギーの収支式、連続式、運動量保存式を用いた。また、納口²²⁾は、地形による拘束力を厳密に取り入れた質点モデルの方程式を解析力学の方法を用いて導いた。

さらに、Bakkehoi, Domaas, and Lied等²³⁾は地形的ファクターを統計的に関係づけて雪崩の到達距離を予測している。

2-3 雪崩観測と模型実験

雪崩の内部構造や密度、速度などの運動の解明のために、自然雪崩の観測や人工雪崩のような自然界の雪崩の観測や、各種の模型実験による試みがなされてきた。

(1) 自然発生雪崩観測

自然発生雪崩の観測は、カナダやスイス、日本などで行われている。スイスでは、ドップラーレーダーを用いた速度観測が行われている。日本では、富山県黒部峡谷志合谷で煙型の乾雪表層雪崩の観測がなされている。ここでは、雪崩の運動形態のビデオ撮影と風速、気圧、衝撃力などが測定され、最高 100 tf/m^2 以上の衝撃力が記録された。この観測点は、冬期でもトンネルを通して行くことが可能で、各種の測定機器を設置する安全なスペースや電源なども揃っている。しかし、このような条件の整った観測点は少なく、自然発生の雪崩を観測することは難しい。また、自然雪崩観測は、いつ発生するか分からない雪崩の発生を受け身で待つために、各種の測定は限定される。

(2) 人工雪崩観測

人工雪崩はとくに欧米の雪崩対策として日常的に行われている。日本では、国鉄と建設省によって、ダイナマイトを使用した人工雪崩実験が実施され、速度や施設に対する影響などが測定された。この成果はスノーシェッドなどの対策に活かされてきた。また、フランスで開発されたガス爆発によって雪崩を発生させる装置が、最近になって日本のスキー場でも設置され研究が開始された。²⁴⁾

人工的に発生させた雪崩の観測によって、雪崩の動態を解析する研究も行われてきた。最近ノルウェーとアメリカでは日本の研究者が人工雪

崩実験による雪崩観測を実施し、速度や衝撃力などの測定を行っている。これらの実験によって、雪崩の内部構造を把握し、運動の解明を目的としている。²⁵⁾

人工雪崩は積雪の条件によって発生する場合としない場合があり、気象条件によっても観測が左右されるため、定常的な観測は難しい。

(3) 模型実験

定常的な観測を行うために、各種の模型実験も行われてきた。模型実験は、野外で実際の雪を流す場合と、低温室で実際の雪を流す場合、雪の代わりに他の物質を流す場合に分かれる。

野外で実際の雪を流す方式は、海外ではスイス、カナダなど、日本では、科学技術庁や建設省で行われてきた。スイスでは、スイス雪・雪崩研究所において野外のすべり台式の実験装置に実際の雪を流下させて各種の測定をしている。カナダでは、長さ70mの斜面に雪を流下させ、雪崩の内部の速度などを測定している。⁶⁾ 科学技術庁国立防災科学技術研究所新庄雪氷防災支所では幅1m、長さ20mの実験斜面を備えた装置によって、雪崩の底面摩擦や衝撃力などが測定されている。^{26) 27)} 建設省土木研究所では、幅1m、長さ10mの実験斜面で雪を流下させ、とくに雪崩防護工の施設効果について検証してきた。²⁸⁾

低温室で実際の雪粒を流す実験は、日本国内では北海道大学と建設省などにおいて行われてきた。北海道大学では幅0.3m、長さ9mの斜面に流動化させた雪を流し、雪崩の内部構造や速度分布、デブリの堆雪状況などを測定している。²⁹⁾ また、建設省土木研究所では、幅0.3m、長さ7mの実験装置を低温室内に設置し、雪崩防護工の効果を実験的に求めている。²⁸⁾

雪の代わりの物質を流す実験は、フランス、スイス、ドイツ、日本などで実施されてきた。これは水槽中に密度流を流すもので、雪崩の高さや速度が測定されている（第3章 参照）。³⁰⁾ また、フランスでは、実際のスキー場の模型に流した食塩水の挙動から、リフトなどの設置位置などを決める上での資料としている。また、最近日本でピンポン玉などを雪の代わりに用いて、運動を把握しようとする試みもなされてきている。³¹⁾

2-4 まとめ

以上のように、雪崩の動態に関して様々な研究機関で観測、実験、理論的研究がなされてきた。しかし、表層雪崩や雪泥流など大きな災害を伴う雪崩に関して、その物理的性質、動態など未解明な点が多い。そのため、第3章以降のこれらの解明のための実験的研究を行うこととした。

第3章 密度流による雪崩の運動に関する模型実験

3-1 はじめに

雪崩は一瞬の現象であり、これを現実を観察する機会は少ない。とくに煙型の雪崩は厳冬期の山間部で発生することが多く、その運動には未解明な点が多い。しかし、流下中の速度や密度、層厚の変化など、雪崩の運動に関する情報は雪崩災害の防止には不可欠である。野外では、カナダ、アメリカや日本などで人工雪崩や自然発生の雪崩を観測している例があるが、簡単に多くの雪崩の観測を行うことは困難が多く不可能である。

そこで、水槽中に食塩水を流すことによって得られる密度流による模型実験を行い、煙型雪崩の運動形態の再現を試みた。過去には、Tochon-Dauguy & Hopfinger^{3.2)}、Beghin & Brugnot^{3.3)}、Beghin & Olagne^{3.4)}、Hermann & Hutter^{3.5)}、福島等^{3.6)}などによっても試みられている。このうち、Beghin等のグループと福島等は、水槽に食塩水を流し、雪崩のフロント速度、フロント部の成長率などを実験的に求め、運動の2次元から3次元への理論的な展開を行っている。また、Hermann等は、水槽にポリスチレンの粒子を流下させ、流れの中の密度や速度プロファイルなどを測定し、さらに、傾斜が急激に変化する斜面での流れの挙動について実験を行っている。

雪崩の運動には流下する体積や密度が大きく関係していると考えられる。たとえば、和泉は、雪崩は発生量が大いほど、雪崩の等価摩擦係数は小さくなると報告している。^{3.7)} また、Voellmyによれば、煙型雪崩の速度は、自然積雪の密度の $1/2$ 乗に比例するとしている。^{1.3)} しかし、これまで行われた各種実験では、食塩水の初期の体積や密度を実験

条件としたものがない。本実験では食塩水の初期の体積と密度を変化させて実験を行い、フロント部の流下速度やフロント部の高さの成長率、流れの流下中の密度差との関係を求めた。また、流れの前方の水との移動速度を測定することによって、表層雪崩での先端部の雪崩風の存在を裏付けるための実験も行い³⁸⁾、流れ前方の流体の移動速度と流れの高さの関係を求めた。

3-2 実験方法

(1) 実験装置

実験装置は図3-1に示すように、水槽の中に斜面を設置したものを使用した。水槽は縦1m、横1m、幅0.4mの亚克力製のもので、その中に、長さ1m、幅0.3mの木製の斜面を設置した。斜面には高さ0.25m、幅0.15mのガイドを取り付けることによって、流れを2次元的にとらえ、観察しやすくした。この斜面は傾斜を 20° 、 30° 、 40° 、 50° に変えることができる。斜面の上部には、食塩水を入れる容器を取り付け、食塩水を入れた後、前面のゲートを開くことによって食塩水が斜面上に流れ出る仕組みである。この開口部の高さは0.05mである。流す食塩水の密度は、 $1,010 \sim 1,150 \text{ kg/m}^3$ の範囲である。その食塩水の中に可視化のために極く少量のメチレンブルーを加えた。

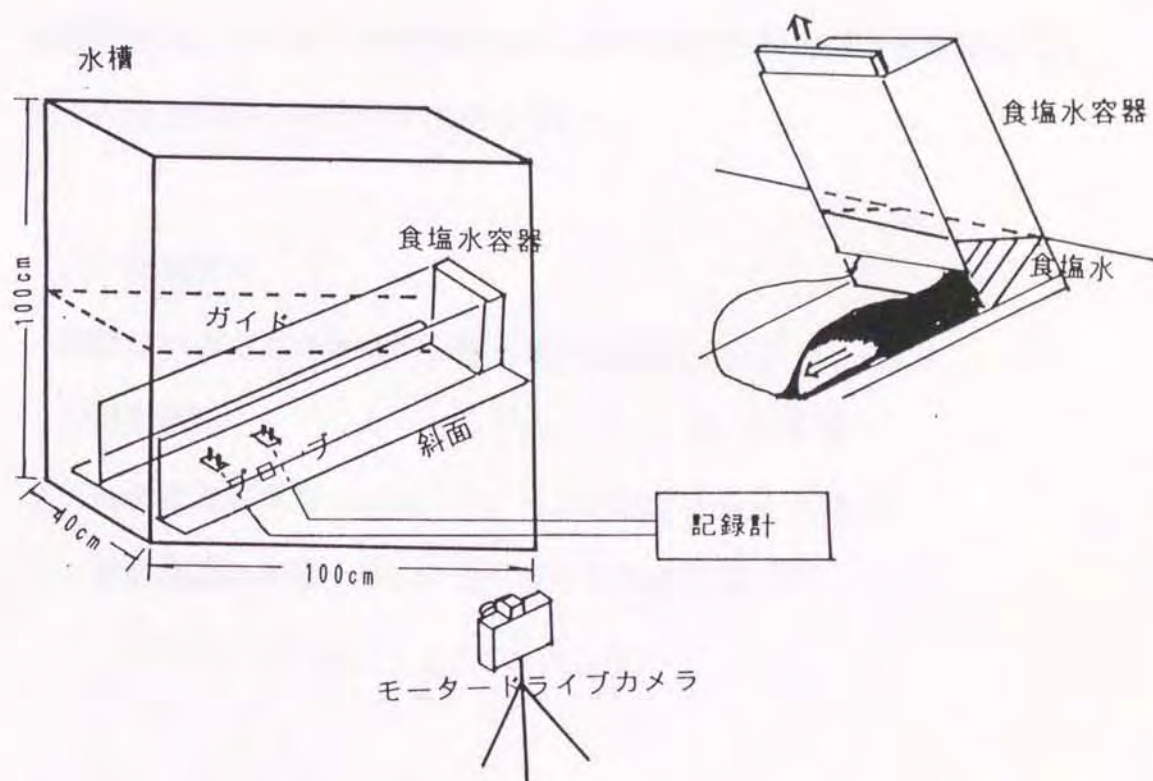


図3-1 実験装置

(2) 測定項目と測定器具

実験では、流下形状、流下速度、食塩水の密度変化の各項目について測定した。このうち、流下形状、流下速度については、モータードライブカメラによる連続写真撮影装置を用いて流下中の状況を撮影し、実験後解析した。また、食塩水の密度は、水中の電気伝導度の変化を電氣的に検出する装置を開発して測定した。このセンサーは、直径1 mm、高さ10 mmの電極が幅10 mmの間隔に2本並んだプローブで、この間を流れる食塩水の濃度を測定するものである。また、電極は流れを大きく乱すものではない。プローブは、斜面の中心線上の斜面上端からの距離0.4 m、0.6 m、0.8 mの3箇所に取り付ける場合と、斜面の垂直方向に斜面から0.004 m、0.025 m、0.05 mの3箇所に取り付ける場合の2通りの方法を用いた。このセンサーからの電圧信号をさらに増幅してデータレコーダーに記録し、実験後再生して食塩水の密度に換算した。この換算には、あらかじめ密度の分かった食塩水の電圧出力を測定して作成した検量線から推定する方法を用いた。

(3) 実験条件

実験はつぎの3つの条件を組み合わせで行った。

- ・ 斜面傾斜 α : 20、30、40、50度
- ・ 初期食塩水密度 ρ_0 : 1.010 ~ 1.150 kg/m³
- ・ 初期食塩水体積 Q_0 : 50 ~ 500 $\times 10^{-6}$ m³

3-3 相似則

模型実験では、実物と模型の相似性が問題となる。自然の雪崩と模型の幾何学的相似、運動学的相似を合わせるためには、レイノルズ数（慣性力と粘性力の比）とフルード数（慣性力と重力の比）が考えられるが、この2つを同時にあわせることは不可能である（表3-1）。一般的に粘性力が優越するような現象ではレイノルズ数、重力が大きく作用するような現象ではフルード数を用いる。ここでは、水槽の中の食塩水の流れは非圧縮性の重力流とみなせるため、フルード数を検討することとする。

今回の実験では、とくに流れる物質と周囲の物質との密度差を問題とするので、（3-1）式に示す内部フルード数を用いる。

$$\text{Frd}^2 = U^2 (\Delta \rho / \rho_0 g H) \quad \dots (3-1)$$

Fr_d : 内部フルード数

U : 速度 (m/s)

$\Delta \rho$: 流れと周囲の密度差 $\rho_0 - \rho_a$ (kg/m³)

ρ_0 : 流れの密度 (kg/m³)

ρ_a : 周囲の密度 (kg/m³)

g : 重力加速度 (m/s²)

H : 高さ (m)

同様に自然雪崩と模型のレイノルズ数も（3-2）式によって計算した。ここで、模型（塩水）の μ は水と同じと仮定し、自然雪崩の μ は第4章の雪粒の流動状態の測定結果を参考にした。

$$\text{Re} = \rho U H / \mu \quad \dots (3-2)$$

Re : レイノルズ数

表3-1は自然雪崩と模型実験の値を代入したものである。実際の雪崩については乾雪表層雪崩の観測例を参考として、速度=100m/s、高さ=100m、流れの密度差=10kg/m³とした。また、模型については実験結果を参考に、速度=0.1m/s、高さ=0.1m、流れの密度差=1kg/m³とした。ここで、周囲の密度（空気の密度、水の密度）、および重力加速度はあらかじめ決まっている値である。自然雪崩と模型の内部フルード数の2乗は双方とも10¹となり、一致する結果となった。

但し、模型実験での密度流では $\rho_0 \approx \rho_a$ 、自然雪崩では $\rho_0 \gg \rho_a$ であるので、自然雪崩の場合、ブーシネスク近似は成り立たない。^{3,7)} しかし、次に示すように、密度流の運動形態はこれまで観測されている煙型雪崩の運動形態に非常によく類似していることから、密度流の実験結果は、ある程度自然雪崩の現象を再現しているものと考えられる。

表3-1 内部フルード数の自然と模型の比較

係 数	自然雪崩	模型
U m/s	10 ²	10 ⁻¹
ρ_a kg/m ³	10 ⁰	10 ³
ρ_0 kg/m ³	10 ¹	1.001×10 ³
$\Delta\rho$ kg/m ³	10 ¹	10 ⁰
H m	10 ²	10 ⁻¹
g m/s ²	10 ¹	10 ¹
Fr d ²	10 ¹	10 ¹
μ N·S/m ²	10 ⁰ ~10 ¹	1.8×10 ⁻³
Re	10 ⁵ ~10 ⁶	5600

3-4 実験結果

(1) 流下形状

食塩水容器のゲートを開くと同時に流れ出た食塩水は、斜面の下方に向かって煙型の形状を形作り流れ下っていく。流れは斜面上方に盛り上がったフロント部分の流れと、後続の比較的平坦な流れの部分の2つに大きく分かれる。この二つの部分は、図3-2に示すようにヘッド部とボディ部と呼ばれている。^{3.3)}

ヘッド部での流れは、先端部での斜面との境界から上方への巻き上げ運動と、ヘッド部後方での斜面下方に流れを取り込む運動との連続した回転運動を行いながら流下している。ヘッド後方のボディの流れはヘッドよりも速度が遅く、全体の長さが延びながら流下する。これは、実際の煙型雪崩でも先端部は雪煙が高く舞い上がり、後半部は定常流になっていることに類似している

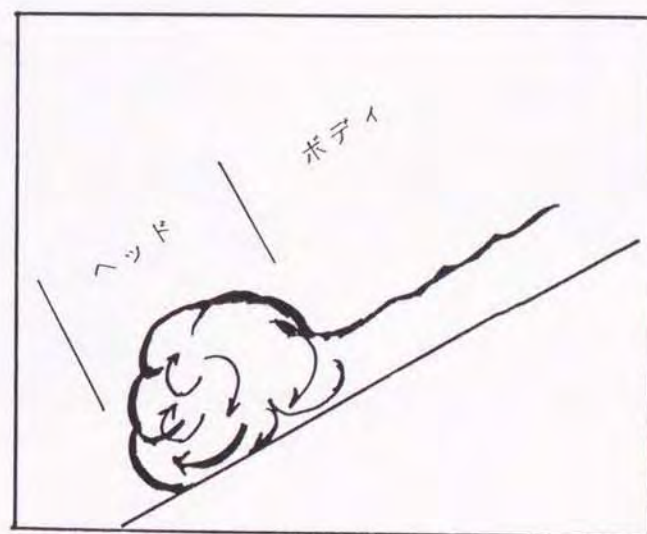


図3-2 密度流の一般的な運動形態

図3-3は、 ρ_0 と Q_0 が異なる実験での連続撮影写真である。流下形状は ρ_0 や Q_0 の条件によって大きく異なる。 $\rho_0 = 1, 010 \text{ kg/m}^3$ の場合、斜面途中で食塩水が拡散してヘッド部の形が不明瞭になるが、 $\rho_0 = 1, 050 \text{ kg/m}^3$ と大きい場合には、ヘッド部の形は最後まで変化せずに流下する。また、初期食塩水体積が $50 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ と少ない場合にはヘッド部の発達小さいが、体積が $300 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ と多い場合には、ヘッド部の中にさらに細かい回転しているセルが見られ、ヘッド部の高さの成長の割合も大きい。

ガイド有

$\rho_0 = 1.010 \text{ kg/m}^3$ $Q_0 = 200 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ $\alpha = 20^\circ$ 経過時間 (秒)

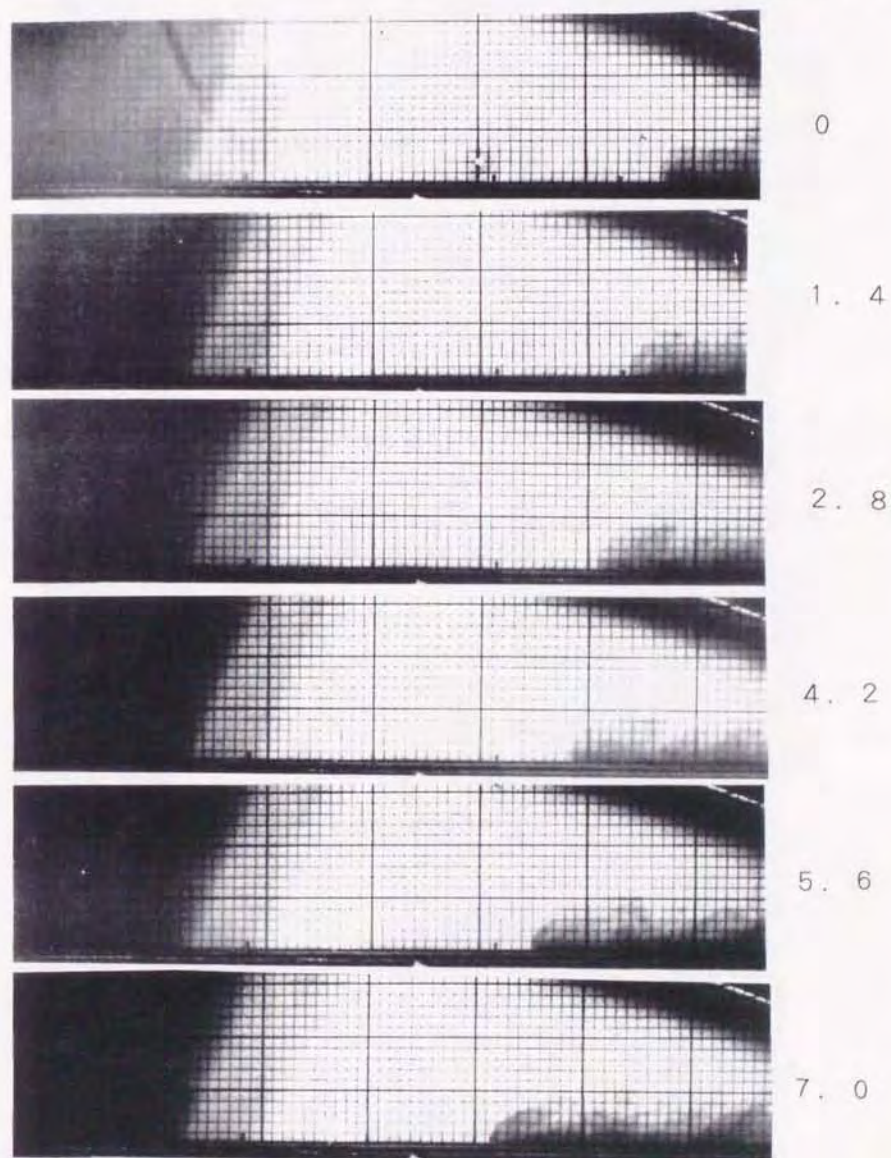
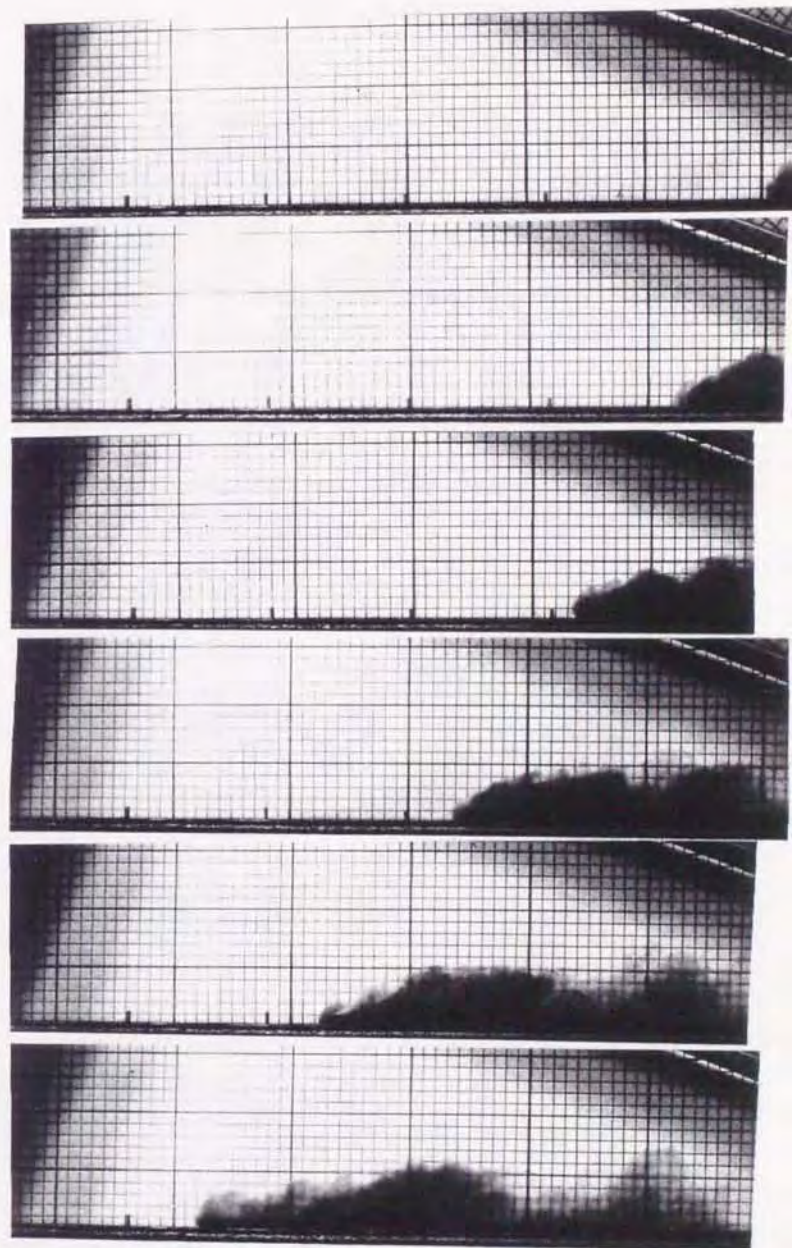


図 3-3(a) 密度流の運動形態の時間的变化

ガイド有

$\rho_0 = 1.050 \text{ kg/m}^3$ $Q_0 = 200 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ $\alpha = 20^\circ$

経過時間 (秒)



0

1.4

2.8

4.2

5.6

7.0

図 3-3(b) 密度流の運動形態の時間的变化

ガイド有
 $\rho_0 = 1.050 \text{ kg/m}^3$ $Q_0 = 50 \times 10^{-8} \text{ m}^3$ $\alpha = 20^\circ$
 経過時間 (秒)

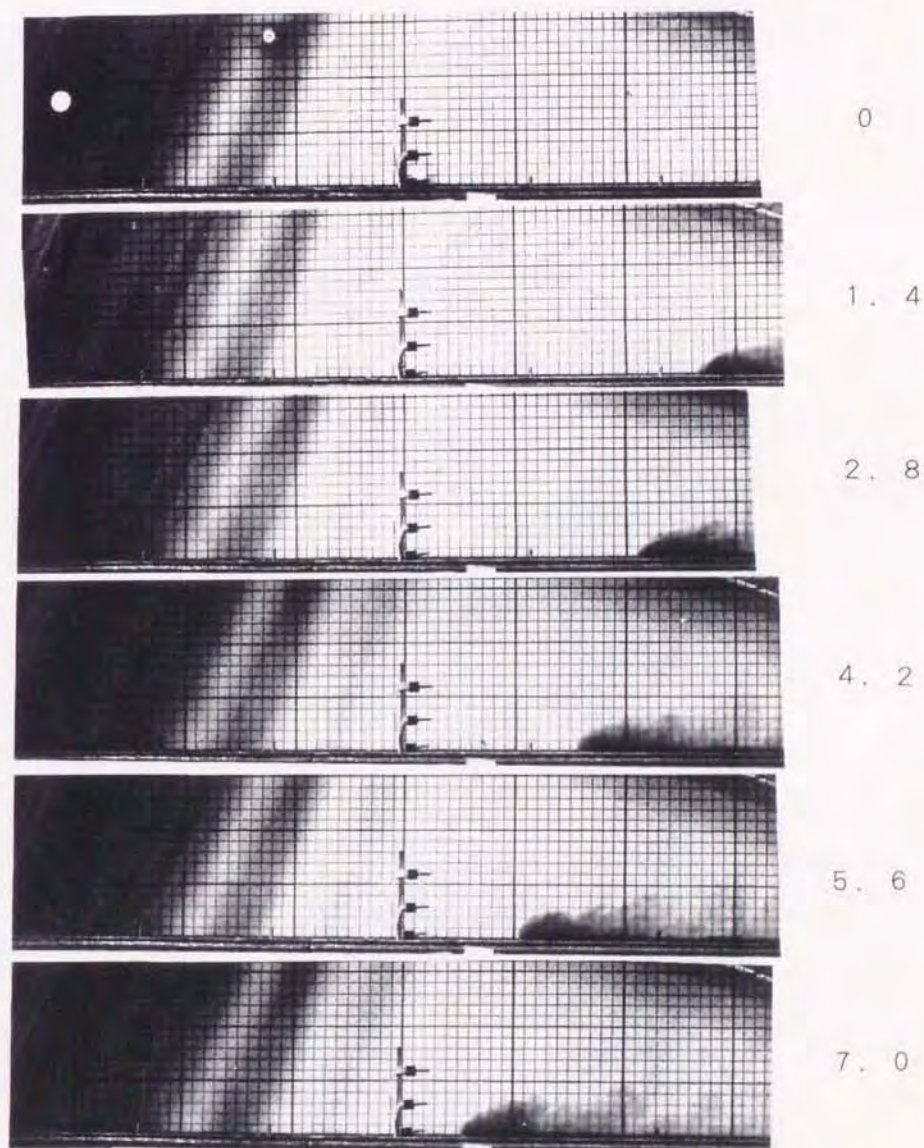


図 3-3(c) 密度流の運動形態の時間的变化

ガイド有
 $\rho_0 = 1.050 \text{ kg/m}^3$ $Q_0 = 300 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ $\alpha = 20^\circ$
 経過時間 (秒)

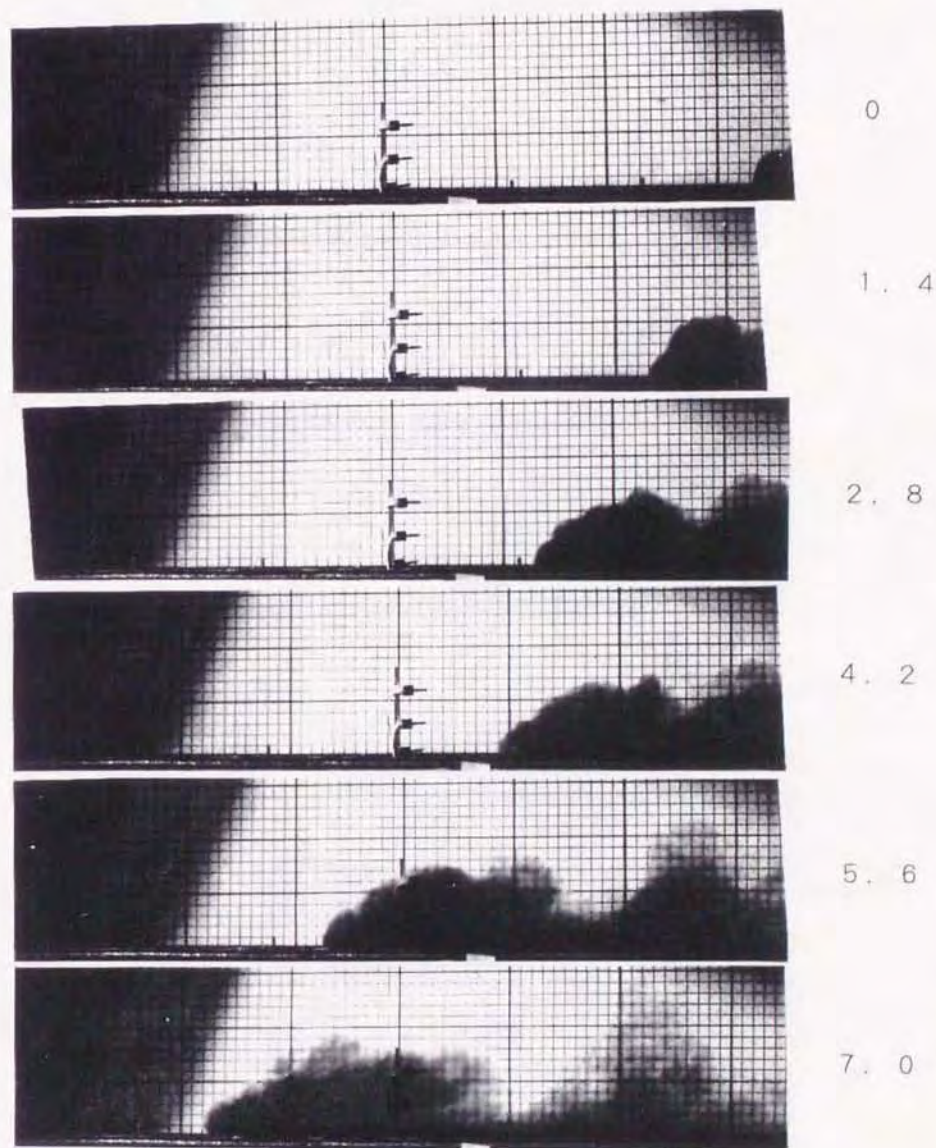


図 3-3(d) 密度流の運動形態の時間的变化

ガイド有
 $\rho_0 = 1,050 \text{ kg/m}^3$ $Q_0 = 200 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ $\alpha = 50^\circ$
 経過時間 (秒)

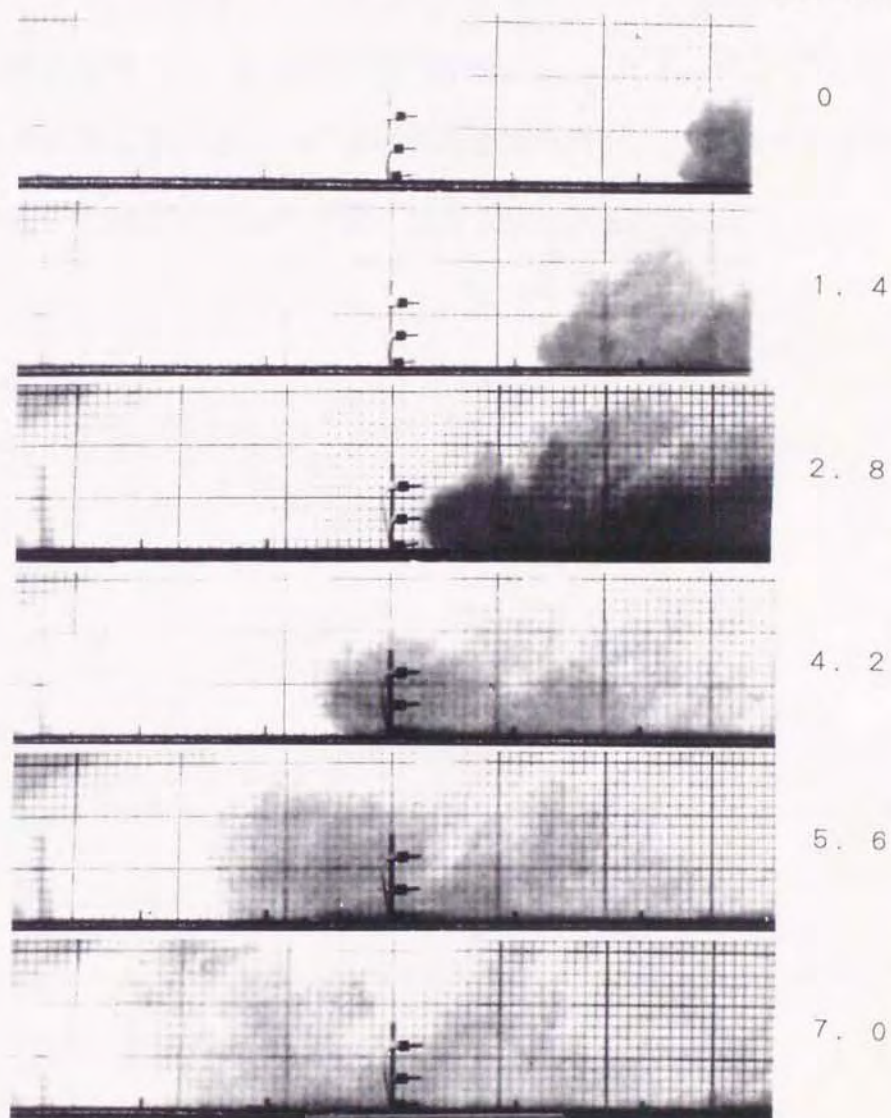


図 3-3(e) 密度流の運動形態の時間的变化

(2) 流下速度

流下速度は連続撮影装置の撮影結果から解析した。図3-4は $\rho_0 = 1, 050 \text{ kg/m}^3$ 、 $Q_0 = 200 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ 、 $\alpha = 20^\circ$ の実験条件でのヘッド先端部の速度の変化を示したものである。また、2次元と3次元の流れの比較をするために、ガイドがある場合と無い場合の結果を示してある。ガイドをとりつけた実験では、流下距離(X)が0.4m~0.8mでは流下速度(U_f)がほぼ一定であった。これは、ヘッドの部分の前面抵抗と重力が釣り合っているものと推定される。 ρ_0 が1,050 kg/m³以上でガイドがある場合に、この様な傾向が見られた。同様の条件でガイドがない場合では、0.4m流下後に減速する結果となった。

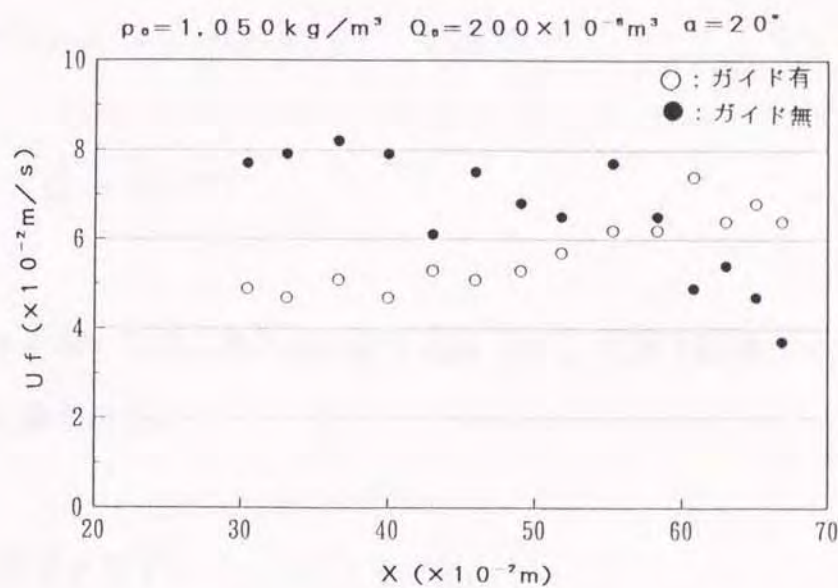


図3-4 流下速度(U_f)の流下中の変化

実験結果の解釈のためにデータの無次元化を以下のように行った。³⁹⁾

初期食塩水体積 (Q_0)、初期相対密度差 ($\Delta \rho_0 / \rho_0$)₀、流下速度 (U_f) を用いた次元解析により次に示す関係を得ることができる。

$$Q_0 / B = [L^2]$$

$$(\Delta \rho_0 / \rho_0)_0 \cdot \sin \alpha \cdot g = [L T^{-2}] \quad \dots (3-3)$$

$$U_f = [L T^{-1}]$$

$$X = [L]$$

B : 水路幅 (m)

g : 重力加速度 (m / s^2)

ここで $[L]$ は長さの次元、 $[T]$ は時間の次元を表す。これにより代表速度 (U_*)、代表長さ (X_*) は次のように表される。

$$U_* = \{(\Delta \rho / \rho_0)_0 \cdot \sin \alpha \cdot g\}^{1/2} (Q_0 / B)^{1/4} \quad \dots (3-4)$$

$$X_* = (Q_0 / B)^{1/2} \quad \dots (3-5)$$

これらを用いると、無次元の流下速度 (u^*) と流下距離 (x^*) は次のように表される。

$$u^* = U_f / U_*, \quad x^* = X / X_* \quad \dots (3-6)$$

図 3-5 はこれらを用いて、ガイドを取り付けて行った実験での流下速度と流下距離を無次元化し、 ρ_0 をパラメータにして表したものである。

$\rho_0 = 1, 0.10 \text{ kg/m}^3$ の場合には、実験結果にばらつきがあるものの、

u^* は ρ_0 に依らずほぼ同様の値 ($0.7 \sim 1.0$) を示した。

図3-6は同様に縦軸に u^* 、横軸に x^* をとったもので Q_0 をパラメータにしたものである。初期密度と無次元速度との関係と同様に u^* は Q_0 に依らずほぼ一定の値を示した(0.7~1.0)。

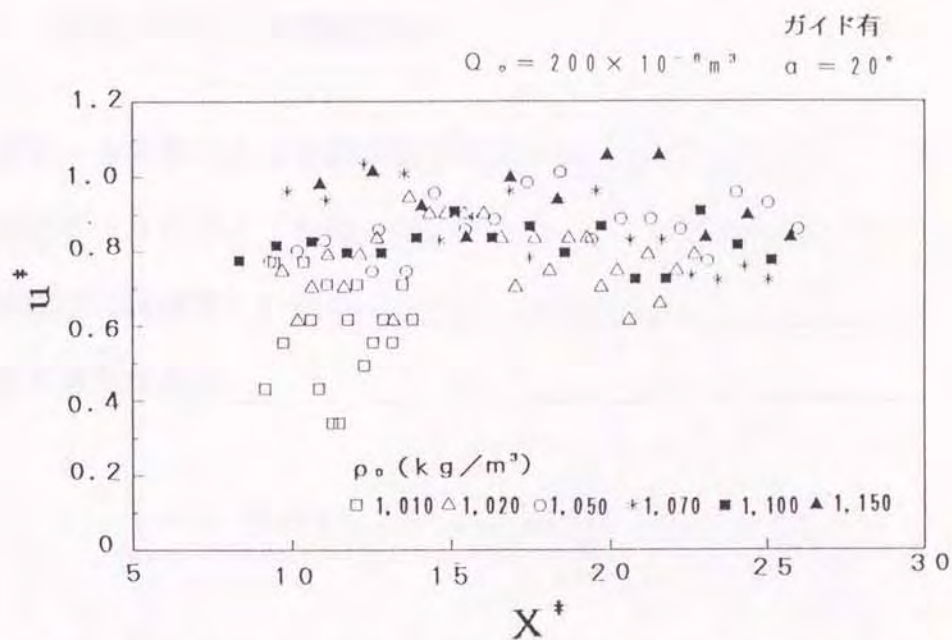


図3-5 無次元化流下距離(x^*)と無次元化流下速度(u^*)との関係
初期食塩水密度(ρ_0)をパラメータとしたもの

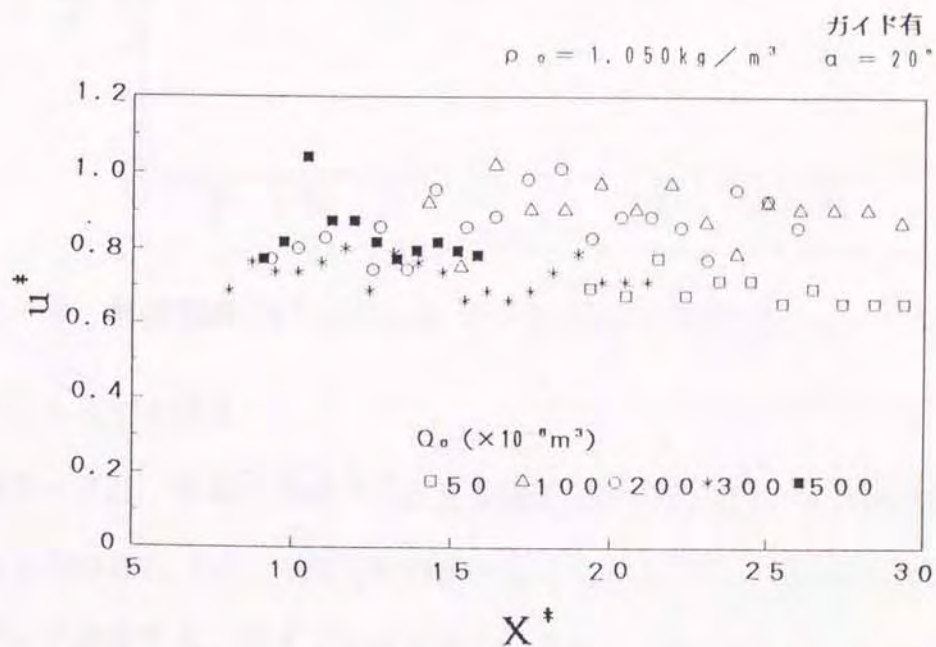


図3-6 無次元化流下距離(x^*)と無次元化流下速度(u^*)との関係
初期食塩水体积(Q_0)をパラメータとしたもの

このことから、(3-6)式のように、流下速度は初期相対密度差の $1/2$ 乗、初期体積の $1/4$ 乗に比例することが実験的に明らかになった。

$$U_f = \text{const} \{ (\Delta \rho / \rho_0)_0 \cdot \sin \alpha \cdot g \}^{1/2} (Q_0 / B)^{1/4} \quad \dots (3-7)$$

const: 定数 (本実験では0.7~1.0)

また、本実験のような流下延長が短い等の限られた条件では、図3-7に示すようにガイドを取り付けた場合、 U_f は斜面傾斜 $20 \sim 50^\circ$ の範囲ではほぼ等しい値を示した。ここでの U_f は $X = 0.4 \sim 0.6 \text{ m}$ での流下速度である。

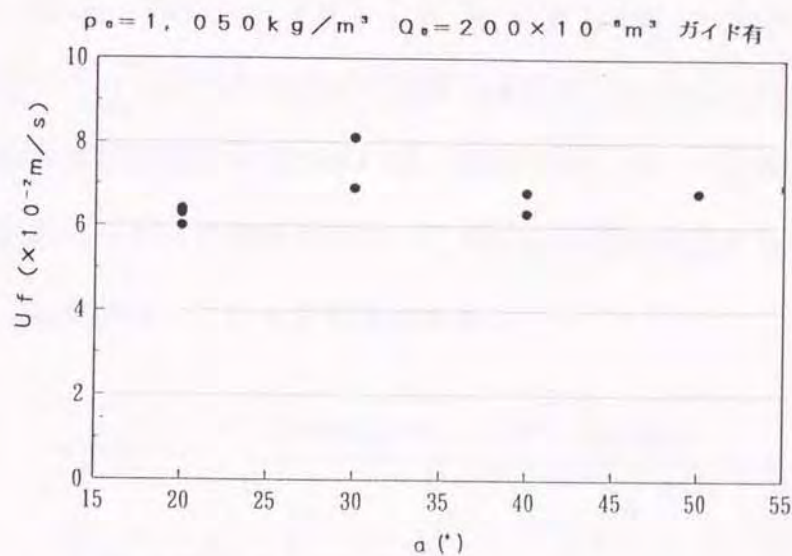


図3-7 斜面傾斜(α)と $X = 0.4 \sim 0.6 \text{ m}$ での流下速度(U_f)の関係

(3) ヘッドの高さ

図3-8は、斜面上のガイドがある場合とない場合の、流れの先端部のヘッドの高さ(H)の流下中の変化を示したもので、 H は流れるにしたがって成長する。ガイドがある場合、 $X = 0.3 \text{ m}$ で $H = 0.06 \text{ m}$ が、 $X = 0.7 \text{ m}$ では $H = 0.1 \text{ m}$ 以上になる。この成長率はガイドがある場合

の方がガイドがない場合の方より大きく、約1.5倍程度になっている。

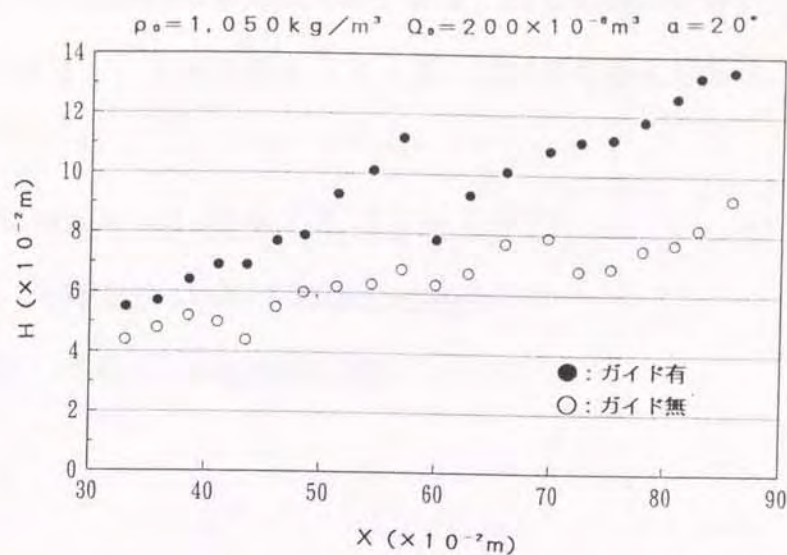


図3-8 ヘッドの高さ(H)の流下中の変化

また、図3-9は $Q_0 = 50 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ の場合と $Q_0 = 300 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ の場合のヘッドの高さの流下中の変化を比較したものである。これに示すとおり初期食塩水体積が多いほど成長率は大きい。流量が少ない場合、流れのヘッドへの供給が少ないためにその発達の程度も小さくなっていることが図3-3からも観察される。

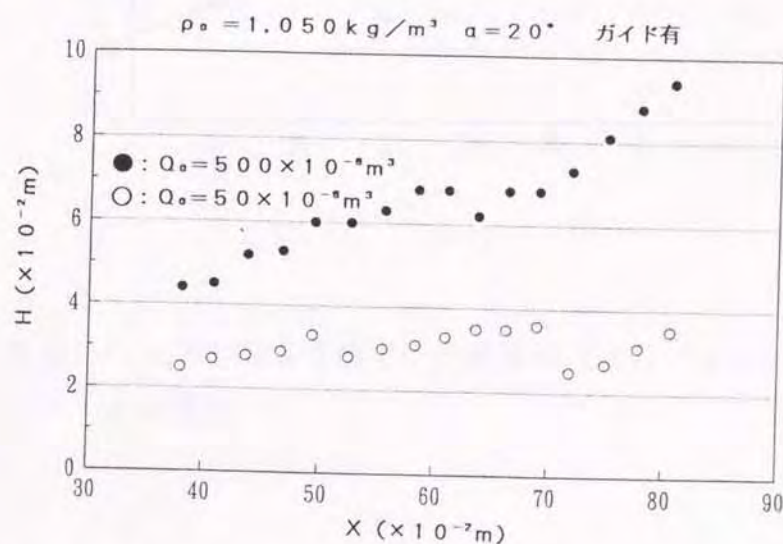


図3-9 ヘッドの高さ(H)の流下中の成長過程の初期食塩水体積(Q_0)の違いによる比較

図3-10は、ガイドを取り付けた場合のヘッドの高さの成長率（ dH/dX ）を斜面傾斜別に示したものである。斜面傾斜が大きいほど高さの成長率も大きく、その関係は（3-8）式に示す通りである。

$$dH/dX = (4.2\alpha - 3.2) \times 10^{-3} \quad \dots (3-8)$$

dH/dX : ヘッドの高さの成長率

α : 斜面傾斜（度）

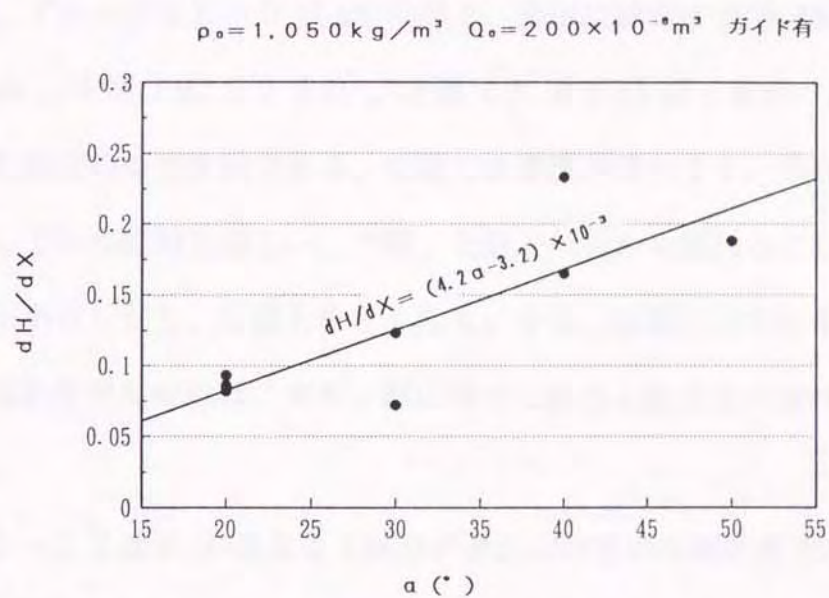


図3-10 ヘッドの高さの流下中の成長率（ dH/dX ）と斜面傾斜との関係

(4) 密度変化

斜面に取り付けたプローブで測定した密度の時間的变化は、 Q_0 、 ρ_0 、 α の条件によって異なる結果となった。

典型的な密度変化はつぎの2段階に分かれる。

①急激な立ち上がりとそれに続く周期の短かな変動部分

②変動周期が徐々に長くなりながらの減衰部分

この①の部分は、流れのヘッド部の通過時に対応し、2秒から10秒間継続する。また、②の部分は後方のボディ部の通過時に対応する。

図3-11は、 $Q_0 = 200 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ 、 $\rho_0 = 1,050 \text{ kg/m}^3$ の流れ中で、プローブを $X = 0.6 \text{ m}$ の位置で、斜面に垂直に底層（斜面上0.004 m）、中層（0.025 m）、上層（0.05 m）の3箇所に設置して記録した密度の時間変化である。底層では密度が最大で $1,003 \text{ kg/m}^3$ を記録しており変動も激しい。中層、上層と斜面から離れるにしたがって密度が小さくなり、変動も小さくなる。なお、底層に見られる15秒後の規則的な密度変化は、ボディ部の後ろに流れる段波状の流れの記録である。

図3-12は ρ_0 が異なる2種類の流れの密度の時間的变化を示したもので、 $X = 0.4 \text{ m}$ での底層の記録である。 $\rho_0 = 1,150 \text{ kg/m}^3$ と大きい場合には、①部分の最大値（ ρ_{max} ）が $1,020 \text{ kg/m}^3$ と大きくしかも変動が激しい。逆に、 $\rho_0 = 1,010 \text{ kg/m}^3$ の場合、緩やかな立ち上がり後、変動の少ない状態が続き、①と②の境界が不明瞭である。

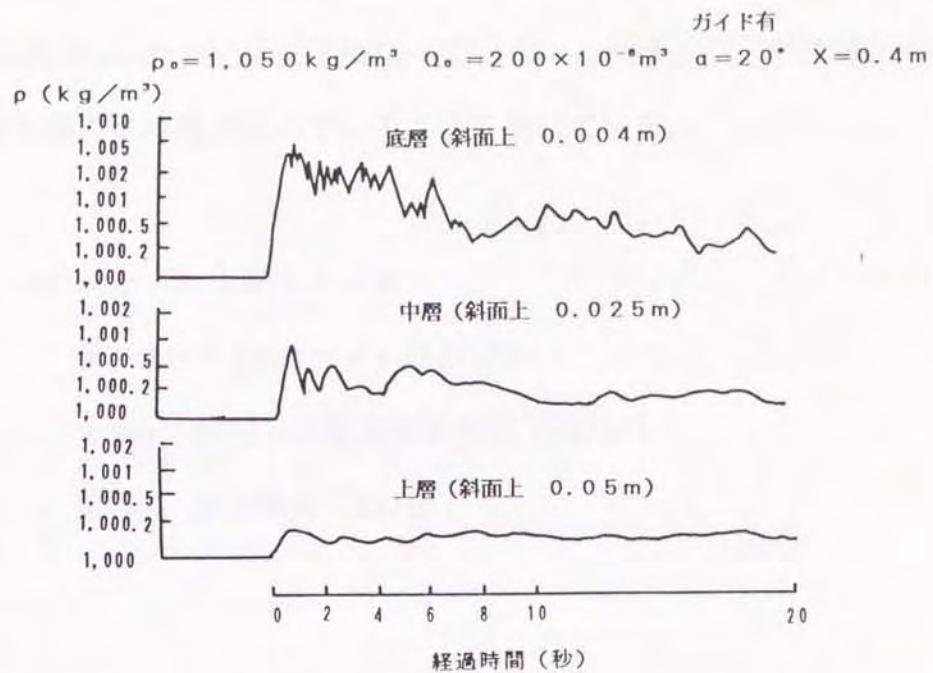


図 3 - 1 1 流下中の流れの底層、中層、上層での密度の時間変化

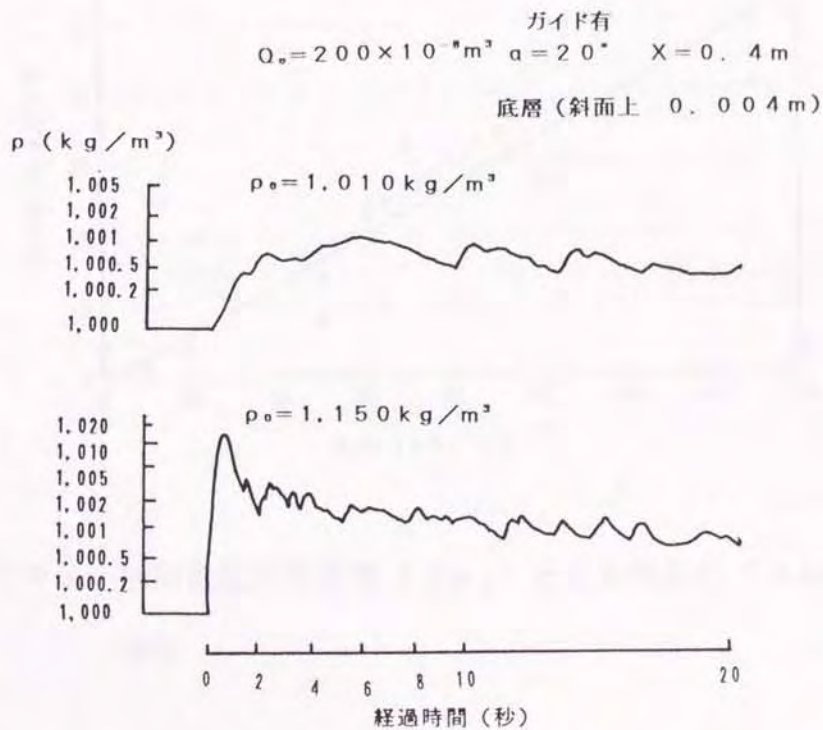


図 3 - 1 2 初期食塩水密度 (ρ_0) の違いによる密度の時間変化の比較

図3-13は $\Delta\rho_0$ と $X=0.6\text{m}$ で記録された最大密度差($\Delta\rho_{\text{max}}$)との関係である。ある程度ばらつきはあるものの、 0.4m 流下後には $\Delta\rho_{\text{max}}$ は $\Delta\rho_0$ の $1/5$ 以下になっている。これは、流下中に周囲の水から相当量の水を取り込んでいることを表している。

$$\Delta\rho_{\text{max}} = 0.167 \cdot \Delta\rho_0 \quad \dots (3-9)$$

$$\Delta\rho_{\text{max}} = \rho_{\text{max}} - \rho_w \text{ (kg/m}^3\text{)}$$

ρ_{max} : 測定した密度の最高値 (kg/m³)

ρ_w : 水の密度 (kg/m³)

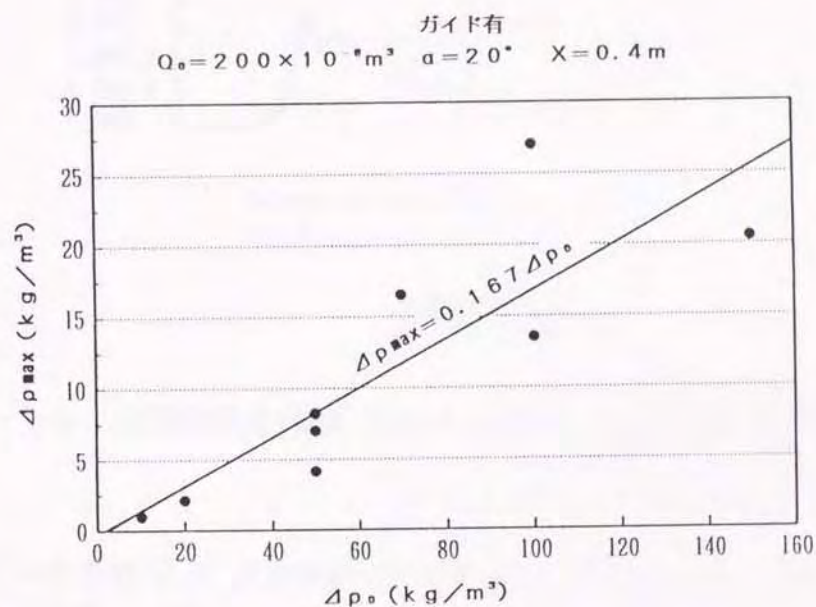


図3-13 初期食塩水密度差($\Delta\rho_0$)と最大密度差($\Delta\rho_{\text{max}}$)との関係

図3-14は Q_0 が異なった場合の $X = 0.4\text{ m}$ で測定した密度の時間的変化を比較したものである。 $Q_0 = 5.0 \times 10^{-6}\text{ m}^3$ の場合より $Q_0 = 5.00 \times 10^{-6}\text{ m}^3$ の方が流下中の密度は大きく、①の継続時間も長い。

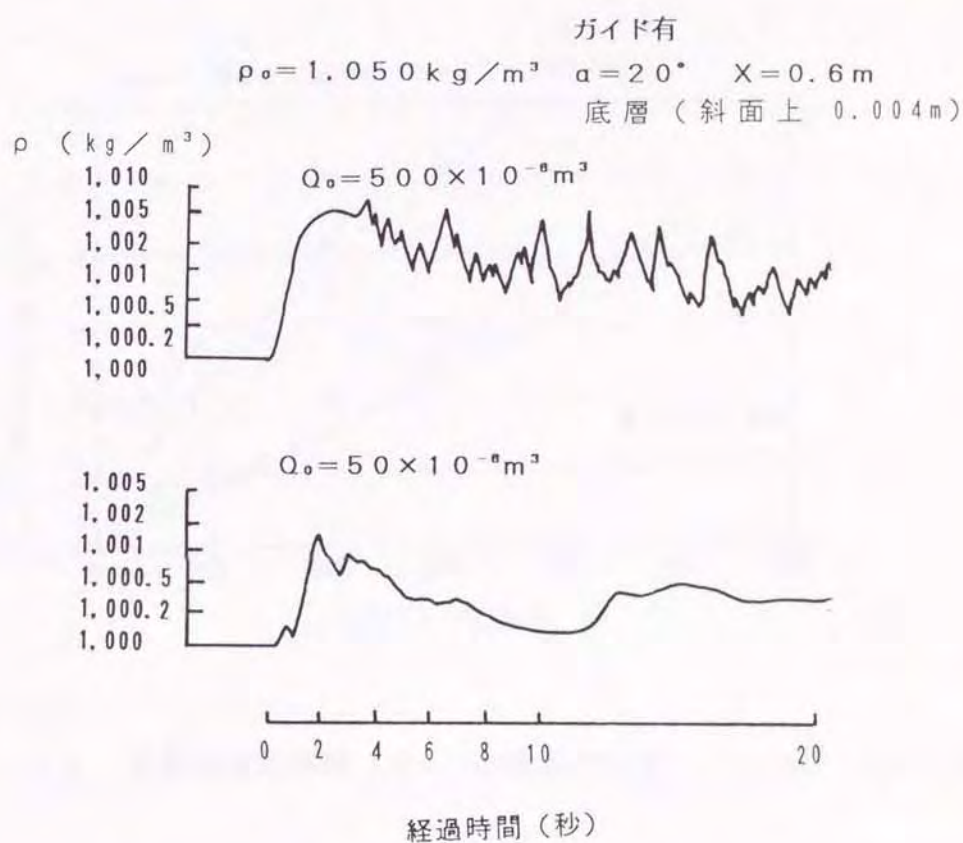


図3-14 初期食塩水体积 (Q_0) の違いによる密度の時間変化の比較

図3-15は Q_0 と $\Delta\rho_{\max}$ ($X = 0.4\text{ m}$, $X = 0.6\text{ m}$) の関係を示したもので、(3-10)式、(3-11)式に示すように両者は1次式で表される。

$X = 0.4\text{ m}$ の場合

$$\Delta\rho_{\max} = 3.22 \times 10^{-8} \cdot Q_0 \quad \dots (3-10)$$

$X = 0.6 \text{ m}$ の場合

$$\Delta \rho_{\max} = 1.53 \times 10^{-8} \cdot Q_0 \quad \dots (3-11)$$

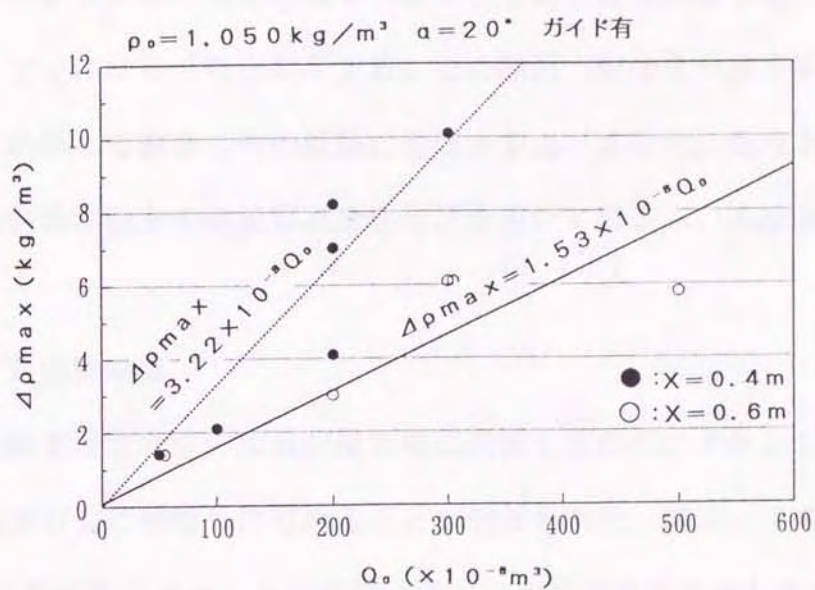


図 3 - 1 5 初期食塩水体積 (Q_0) と最大密度差 ($\Delta \rho_{\max}$) との関係

3-5 流れ本体の前方での水の動きに関する実験

大規模な表層雪崩では、雪崩の到達の前や本流停止前方に強風が吹く場合があると言われている。本実験ではこのような現象を確認するために、食塩水の流れの前方の動きをつぎのような方法を用いてとらえた。

(1) 実験方法

メチレンブルー粒を水槽中に落とすと青色の染料線を描きながらほぼまっすぐにゆっくりと落下する。この鉛直方向の染料線を斜面上にあらかじめ作っておき、その直後に食塩水を流下させた。食塩水の流下状況と染料線の動きを連続写真撮影装置を用いて撮影し、実験後解析した。

(2) 実験結果

実験では食塩水の流れが染料線に到達する前に、メチレンブルーの染料線は前方に移動しはじめることが確認された。図3-16は食塩水の0.9秒ごとのフロントの移動と染料線の移動状況を示したものである。食塩水のフロントが染料線の0.15m手前に達した同時刻に、前方の染料線が移動し始めた。流れの本体が染料線に到達する直前の0.9秒間には、食塩水の流れが約0.1m移動する間に、染料線も0.05m移動する結果が観測された。Mellorは、雪崩前方の風の存在を空気力学的に求め、流れの前面からの距離と前方の空気の風速との関係を求めた。⁴⁰⁾ 図3-17は、横軸に雪崩の前面からの距離とヘッドの高さ(H)との比で表したもの、縦軸に染料線の移動距離から求めた流れの前方の水の移動速度(U_a)を流れの速度(U_f)との比で表したものをプロットした結果である。このように、今回の実験から得られたカーブとMellorが理論的に求めた結果³⁸⁾とはほぼ一致する結果となった。この実験で得られた関係は、たとえば、実際の雪崩の高さが50m、流下速度100m/sであ

れば、雪崩の前方25mでおおよそ30m/sの強風が吹くことになる。

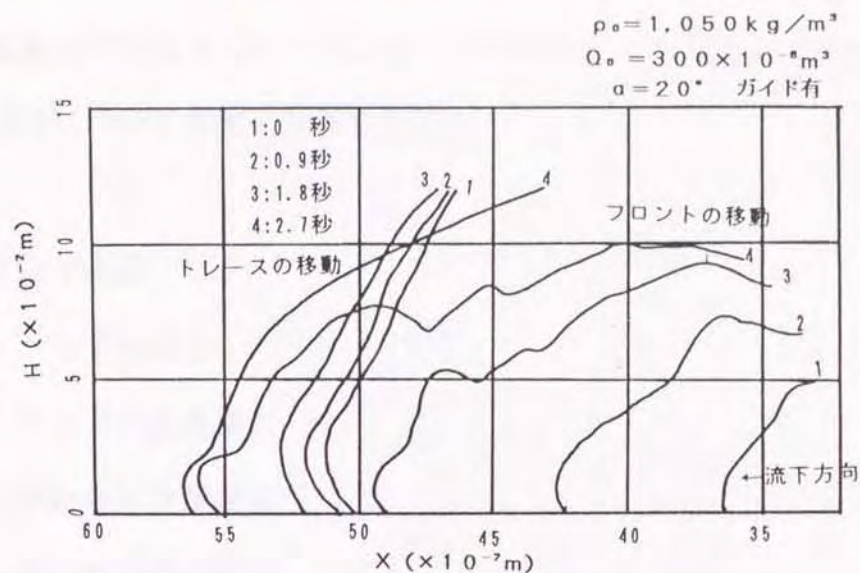


図3-16 フロントの移動とメチレンブルーの染料線の時間的变化
 フロント移動と染料線の同じ1~4は同時刻であることを意味している

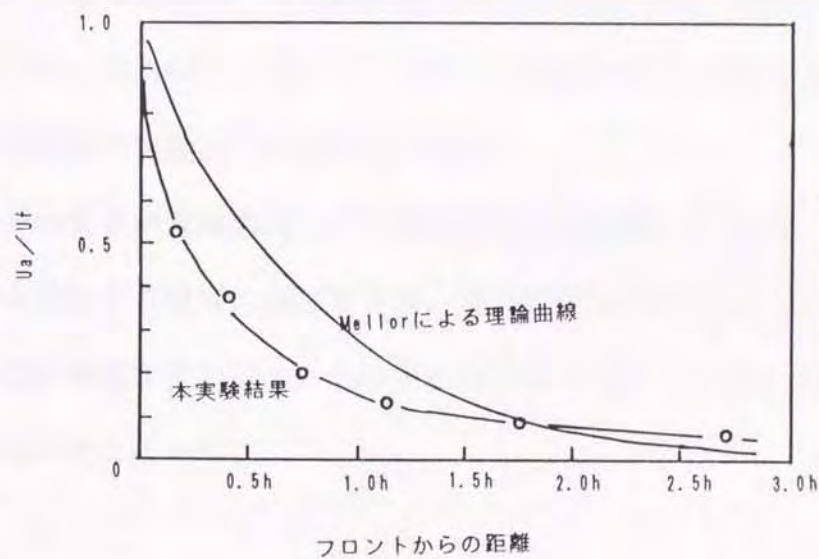


図3-17 フロントからの距離と前方の流体の速度 (U_a) との関係
 フロントからの距離は高さとの比、速度は流れのフロント速度 (U_f) との比で表している

3-6 まとめ

今回の実験では、実験条件として、初期食塩水体積、初期食塩水密度、斜面傾斜を変化させて行った。また、つぎのような雪崩の運動形態に関する項目について測定と解析を行った。

- ・ 流下速度
- ・ ヘッドの高さ
- ・ ヘッドの成長率
- ・ 流れ中の密度変化
- ・ 流れ中の最大密度

次元解析から予想されたように流れの流下速度は初期食塩水体積の $1/4$ 乗、初期相対密度差の $1/2$ 乗に比例することが実験的に証明された。また、流下速度は、本実験条件下では斜面傾斜には無関係である結果となった。これは、(2-5) 式に示す Voellmy が求めたつぎの煙型雪崩の流下速度の理論式⁷⁾ の関係と一致する。

ヘッドの高さや雪崩の流下中の密度は雪崩の衝撃力を考慮して各種の構造物を設計する場合に必要である。今回の実験で得られた結果では、初期食塩水体積が多いほど、ヘッドの成長率と流下中の最大密度差が大きくなる傾向となった。

第4章 雪粒の流動状態の実験

4-1 はじめに

表層雪崩は乾いた雪が塊や粒状にがばらばらになって空気とともに運動している流動状態にある。第2章で述べたように、雪崩の衝撃力は非常に大きな破壊力をもっており、単なる重力による駆動力と雪面との摩擦だけでの運動機構だけでは説明でない。これは、運動中に取り込まれた空気の影響があるものと予想されが、表層雪崩の内部構造についてはよくわかっていない。

ここでは、西村らが行った雪粒に空気を強制的に送るという方法と²⁹⁾、雪粒を落下させるという2つの方法で流動状態を作り出して、その性質と形態を調べ、表層雪崩の内部構造についての実験的研究を行った。

4-2 強制送風による流動状態実験

(1) 実験方法

実験装置は粉体工学の分野で一般的に用いられているものと同様で、雪粒に強制定期に空気を流し流動化させるものである。図4-1に示すように、内径4.32cmのアクリルの円筒に厚さ5mmのスポンジ状の支持板をとりつけ、その上にふるいによって粒径を揃えた雪粒を入れ、さらに、円筒の上方から排風機によって円筒中に気流を発生させた。実験では雪粒の上下の圧力差と円筒内部の空気の流速について測定した。圧力差はストレーンゲージを用いた差圧計、流速は熱線式の風速計を用いて測定した。ふるいにかけた雪粒の粒径は代表値で $d = 0.55\text{ mm}$ 、 0.88 mm 、 1.22 mm 、 1.3 mm 、 1.55 mm である。実験は -10°C と -20°C の低温室内で行った。

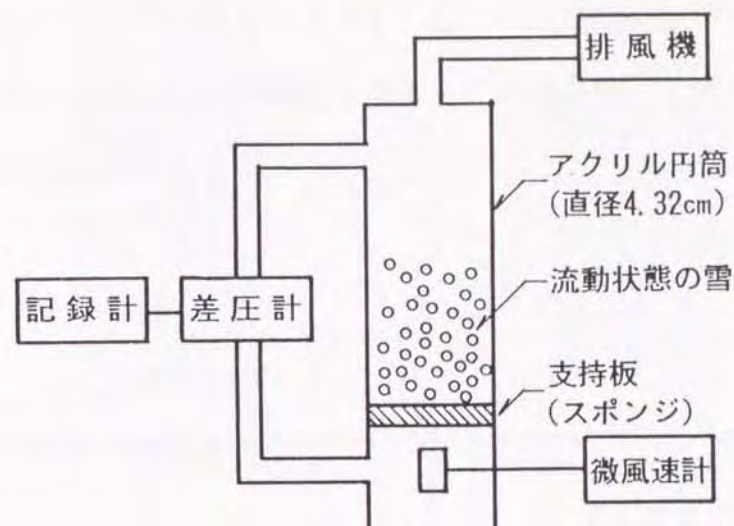


図 4 - 1 強制送風による雪粒の流動状態実験装置

(2) 実験結果

1) 流動状態の流速と圧力との関係

一般に円筒内に粉体を入れて空気を流すと、ある一定の流速に達した場合に流動状態が始まる。しかし、雪では粒同士の付着力などによって、かならずしも一定ではない。図 4 - 2 (a) は、 -10°C 、 $d = 0.88\text{ mm}$ 、雪粒の重量 $W = 30\text{ g}$ での流速 u と差圧 Δp の変化を示したものである。この Δp は、あらかじめ測定した流速ごとの支持板による圧力損失を差し引いて示している。 u を上げていくと Δp も増加するが、雪粒は停止した状態である (図中 A \rightarrow C)。C 点で装置自体に力学的な衝撃を与えると雪粒は一瞬にして流動状態になり、 Δp は減少し、 u は上昇し D 点に達する。その後、 u をあげても流動状態を継続したままであるが Δp は変化しない (D \rightarrow E)。さらに、 u を下げると、ある流速で

流動状態が停止し（F）、 Δp も減少する（F→G）。この流動状態が停止するときの流速を最小流動化速度 u_{mf} とした。³⁹⁾ この場合の u_{mf} は 1.03 m/s であった。図4-2（b）は、 -20°C 、 $d = 1.88 \text{ mm}$ 、 $W = 40 \text{ g}$ での u と Δp との関係である。この場合は、上記の場合よりも流動状態になりやすかった。

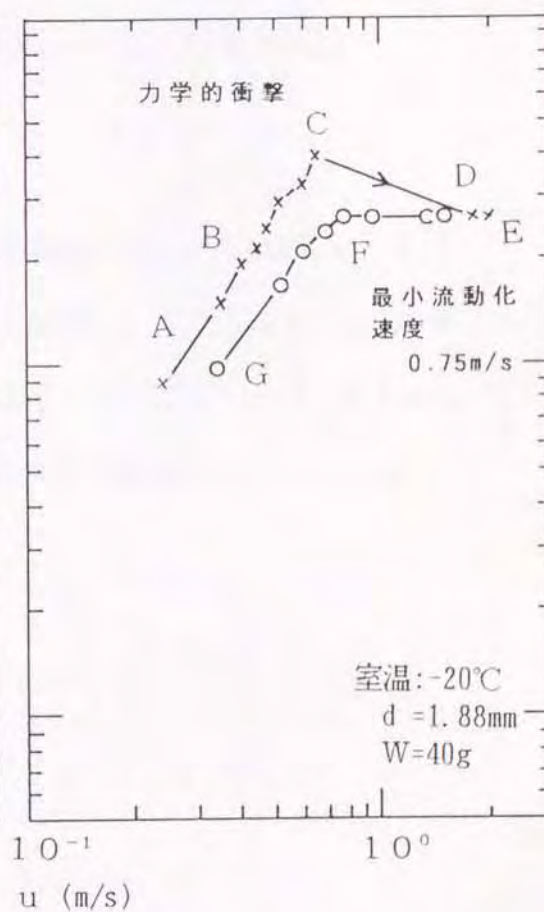
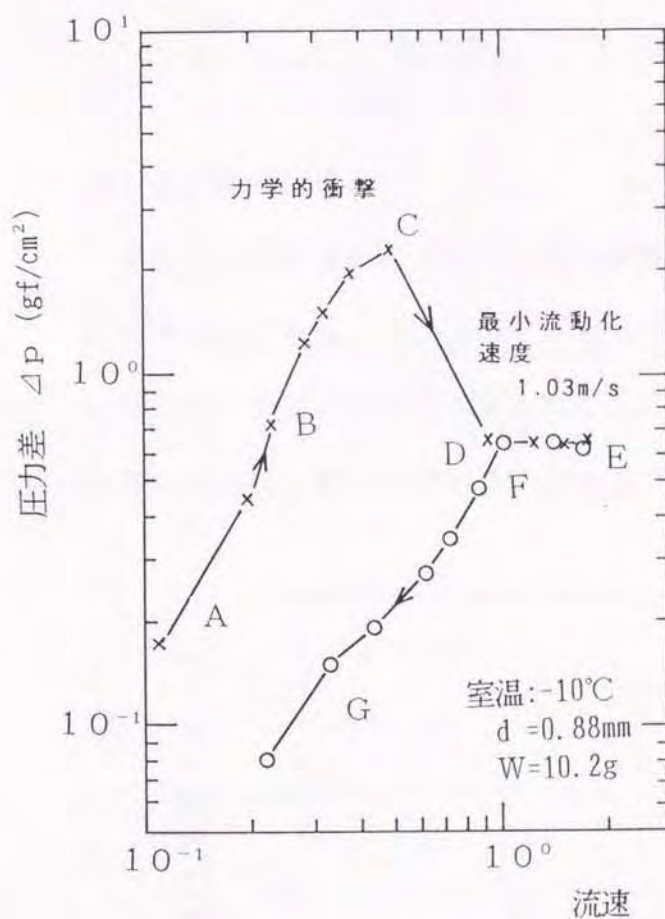


図4-2(a)

図4-2(b)

強制送風による流動状態実験での流速と差圧の変化

図4-3(a)は雪粒が停止した、流動状態が始まる前の状態、図4-4(b)は、雪粒が上に舞い上がった流動状態中の写真である。



図 4 - 3 (a) 流動状態前



図 4 - 3 (b) 流動状況中

2) 最小流動化速度

以上のように求めた粒径 d と最小流動化速度 u_{mf} の関係は図 4 - 3 に示すとおりである。 d が大きいほど u_{mf} も大きい。これは、粒径が大きいほど粒子の受ける抵抗も大きいことによる。ただし、 $d = 0.88 \text{ mm}$ と小さい場合は、粒同士の付着力が大きく流動状態になりにくかった。

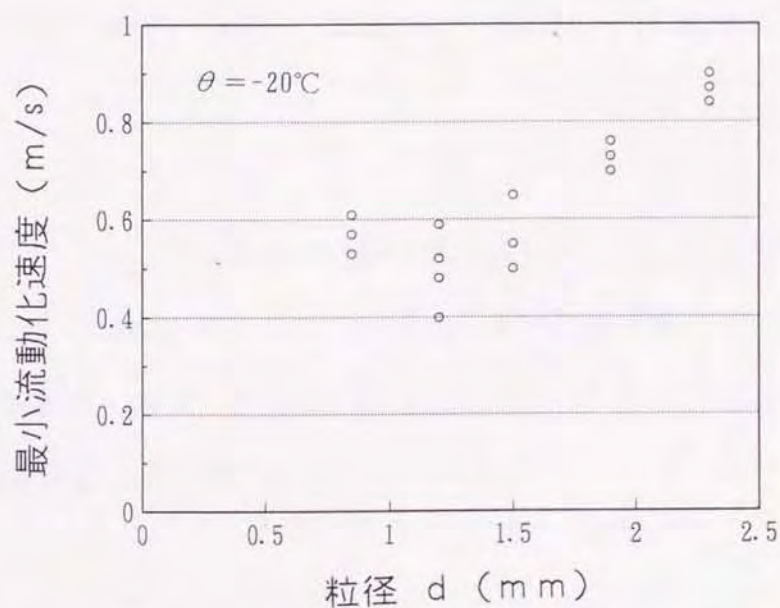


図 4 - 3 粒径と最小流動化速度との関係

図4-4(a)は、粒子が0.88mmでの流動状態の写真である。雪粒の運動にむらが見られる。図4-4(b)は、ふるいにかけない新雪を試料として用いて、強制送風したもので、流動状態にはならず、二つに分裂して浮き上がっている状態である。

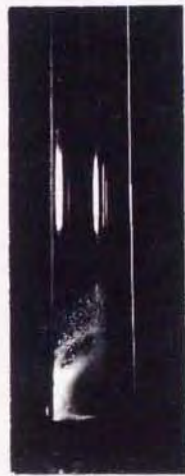


図4-4(a)一部だけの流動化 図4-4(b)新雪による実験

図4-5は、雪の重量 w と最小流動化速度 u_{mf} との関係で、 $w = 30$ gの場合が u_{mf} が最も小さい。それ以下では積雪層の中に空気の通り道ができるチャネリング現象が発生して流動化しにくくなっているため u_{mf} は大きな値を示した。

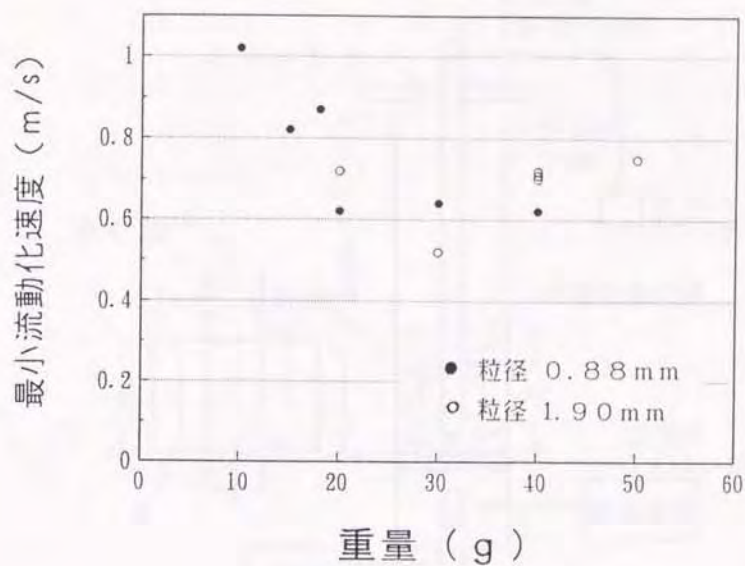


図 4 - 5 雪の重量と最小流動化速度との関係

3) 粘性係数

図 4 - 6 に示す簡易型のストマー型粘度計によって粘性係数を測定した。²⁹⁾ これは、粘性係数の分かっている数種類の流体の、単位時間当たりの回転数と粘性係数を測定しておき、その関係と流動状態での単位時間当たりの回転数の測定から粘性係数を求める装置である。この場合のずり応力は 6.25 Pa である。図 4 - 7 は空気の流速と粘性係数の関係である。最小流動化速度である $u = 0.8 \text{ m/s}$ から 1 m/s の間で粘性係数は急激に減少することがわかった。

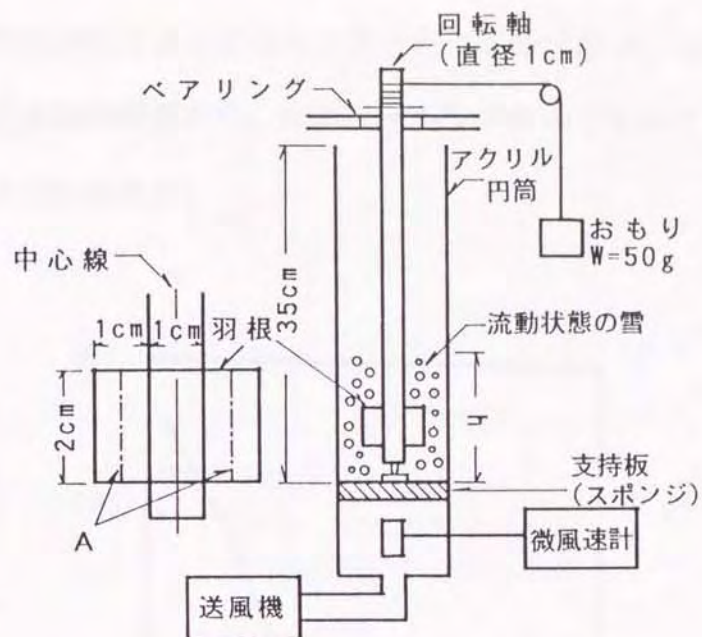


図4-6 粘性係数の測定方法

羽の回転数によって粘性係数を求める

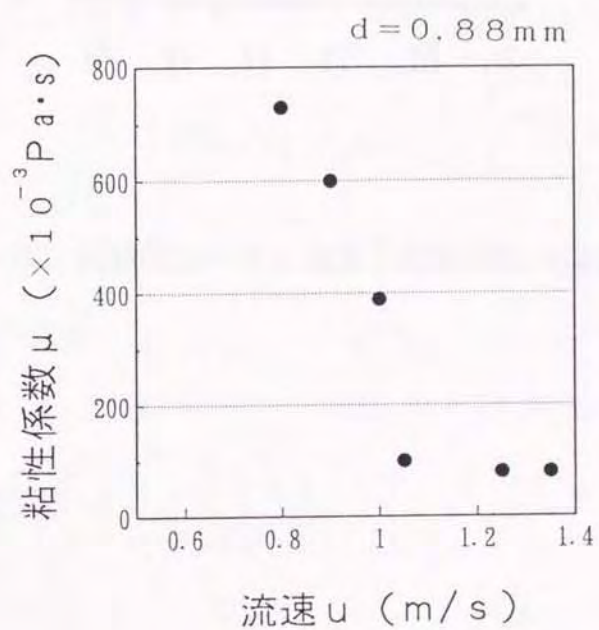


図4-7 空気の流速と粘性係数の関係

粘度計の羽根の回転速度から求めたずり速度と粘度の関係を図4-8に示す。ずり速度が20 (1/s) 以下で急激に粘性係数が増加する結果となった。強制送風によってつくり出された流動状態は、このようなずり速度と粘性係数の関係から、非ニュートン流体のうちのビンガム塑性流体であると推定される。

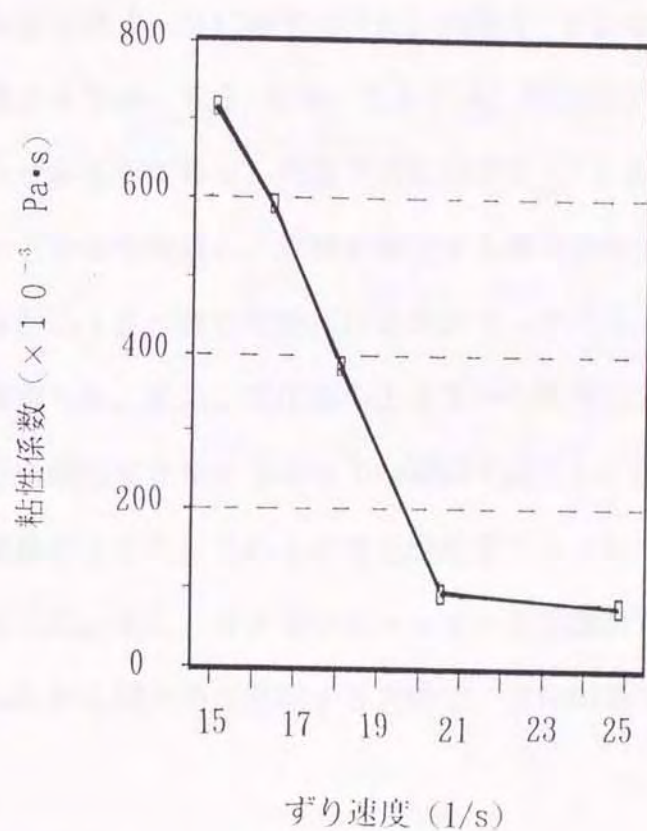


図4-8 流動状態のずり速度と粘性係数の関係

4-3 雪粒落下による流動状態の実験

4-2に示した流動状態の実験は、強制的に空気を送風したものである。ここでは、雪粒を円筒内に落下させることにより流動状態をつくりだし、その運動形態と衝撃力を測定した。

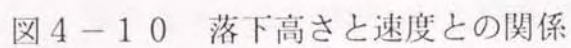
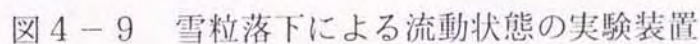
(1) 実験方法

実験装置は図4-9に示すように、内径4.32cmの透明なアクリルの円筒（長さ40cm、81.5cm、183cm）の上部にふるいにかけた雪粒を落下させるものである。円筒下部には直径2.53cmの受圧板を取り付けたロードセルを設置し、雪粒が衝突する際の衝撃力を測定した。また、円筒下端から15cm離れた箇所に差圧計センサーをとりつけ、大気圧との差を測定した。また、受圧板の上方5cmの箇所に光源とフォトトランジスタを対向してさせたものを7cm間隔で設置し、光線を切る時間差から落下速度を求めた。これらの電気信号をデータレコーダで記録し、実験後解析した。また、カメラのシャッターを開放した状態でフィルムを巻き込みながら間欠的に照明する方法で、雪粒の落下状態を撮影した。

(2) 実験結果

1) 落下速度

図4-10は落下高さ h と雪粒の落下速度 v との関係である。 v はばらつきがあるが、自然落下の $v = (2gh)^{0.5}$ とほぼ同様の値を示し、高さ183cmでは、約500cm/sの落下速度が得られた。



2) 落下状況と衝撃力

図4-11は、粒径 $d = 1.88 \text{ mm}$ 、雪の重量 $w = 450 \text{ g}$ を高さ $h = 185 \text{ cm}$ で落下させた場合の流下状況と衝撃力ならびに差圧計の記録である。流動状態の雪粒は比較的一様の状態を継続している。これと対応するように、衝撃力 p は雪粒が衝突直後から雪粒が通過するまで衝撃力が記録された。この場合、小さな変動があるものの、ほぼ一定の値 $p = 8 \text{ gf/cm}^2$ が継続して示された。差圧 Δp も雪粒通過中負圧を記録した。

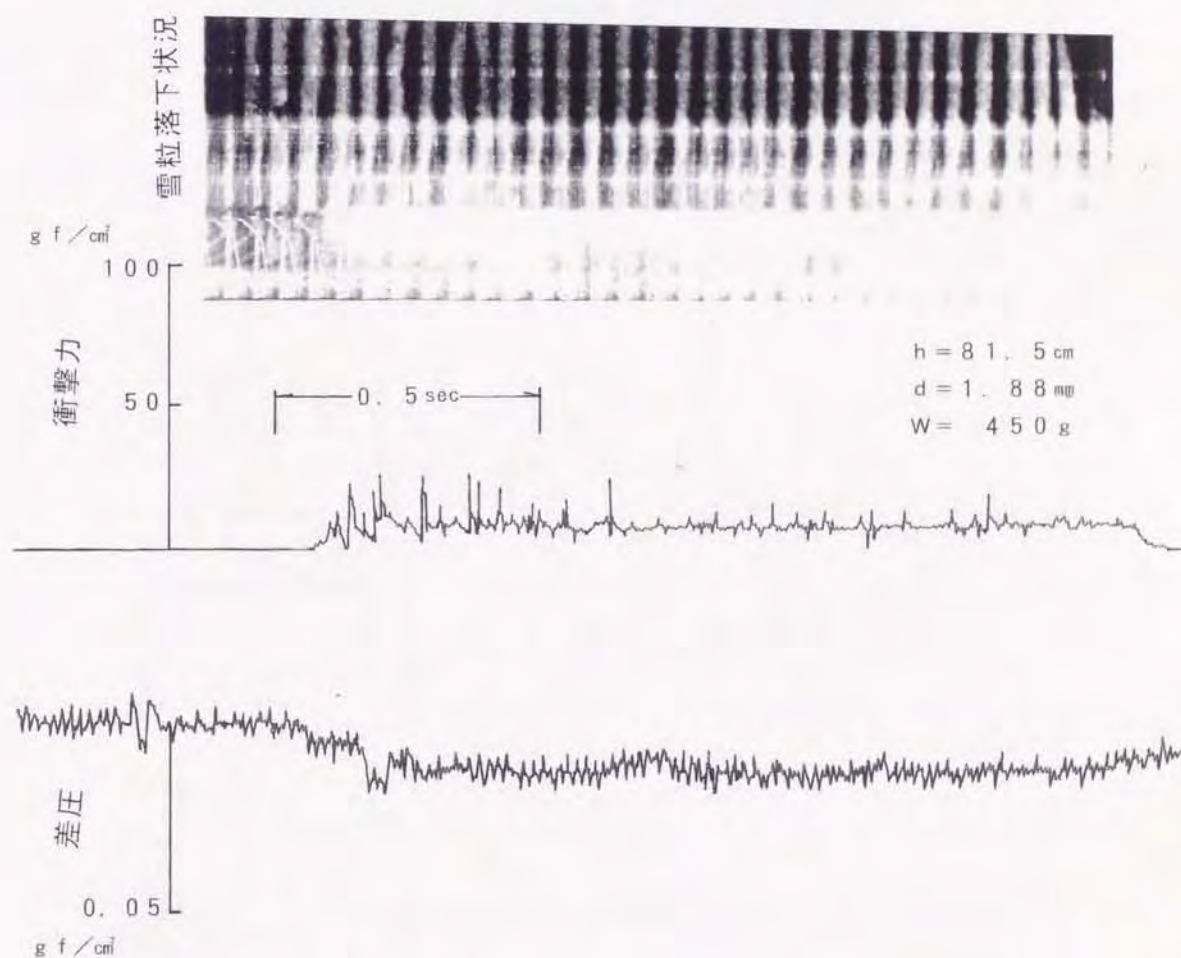


図4-11 雪粒落下状況と衝撃力および差圧の記録

図4-12は、 $d = 1.22 \text{ mm}$ の雪粒を落下させたものである。図4-11の流動状態と比較して、落下中の雪粒の凝集塊が見られる。そのため、凝集塊が衝突する際に衝撃力もこれに対応したピークがあり、最大で $p = 100 \text{ gf/cm}^2$ が記録された。

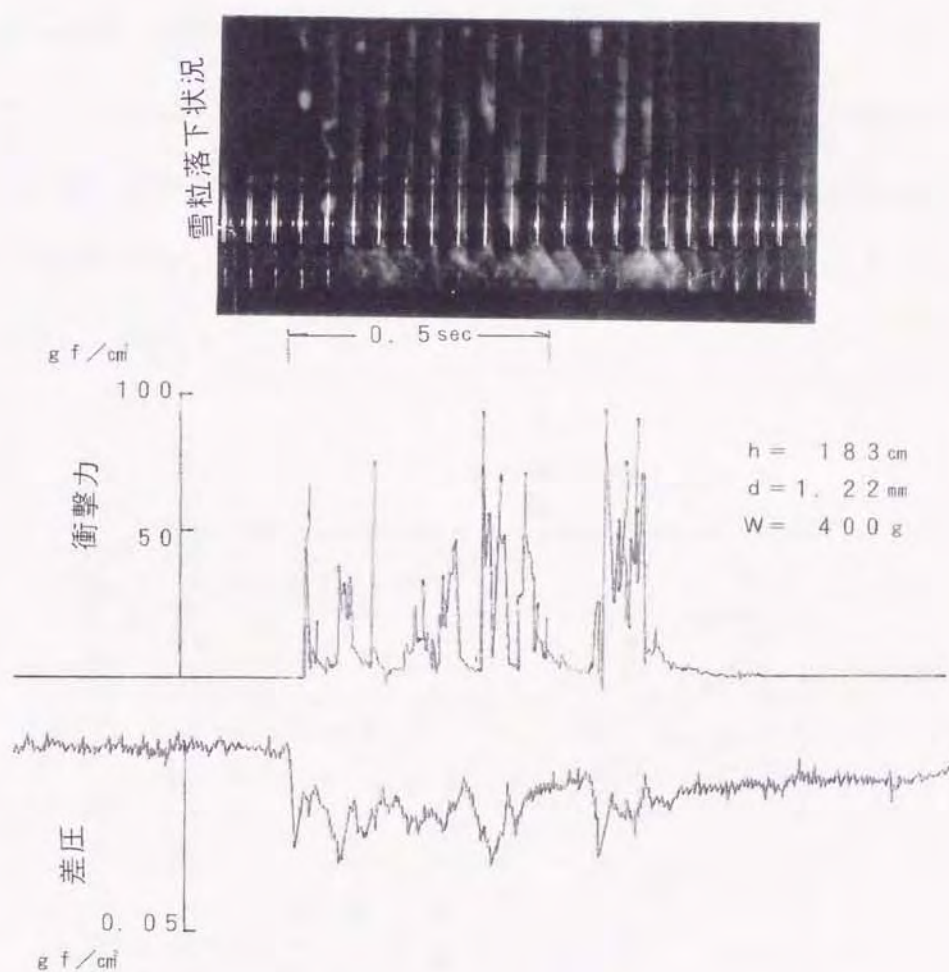


図4-12 雪粒落下状況と衝撃力および差圧の記録

流体の衝撃力は(4-1)式に示すように、一般的に流体の密度と速度の2乗に比例する。

$$p = k \rho v^2 \quad \dots (4-1)$$

p : 衝撃力 (gf/cm²)

ρ : 流体の密度 (g/cm³)

v : 流下速度 (cm/s)

k : 係数

k の値は受圧板の形状などにより種々の値をとる。⁴¹⁾ 受圧板が無限に広い平板で理想流体の場合は $k = 0.5$ をとる。

図4-13は ρv^2 と測定した衝撃力の作用中の平均値との関係である。ここで流体の密度 ρ は、落下時間と最初に流した雪粒の重量から求めた見かけの密度で、 $0.03 \sim 0.1$ g/cm³ がある。これに示されるように、 k は平均してほぼ1を示した。

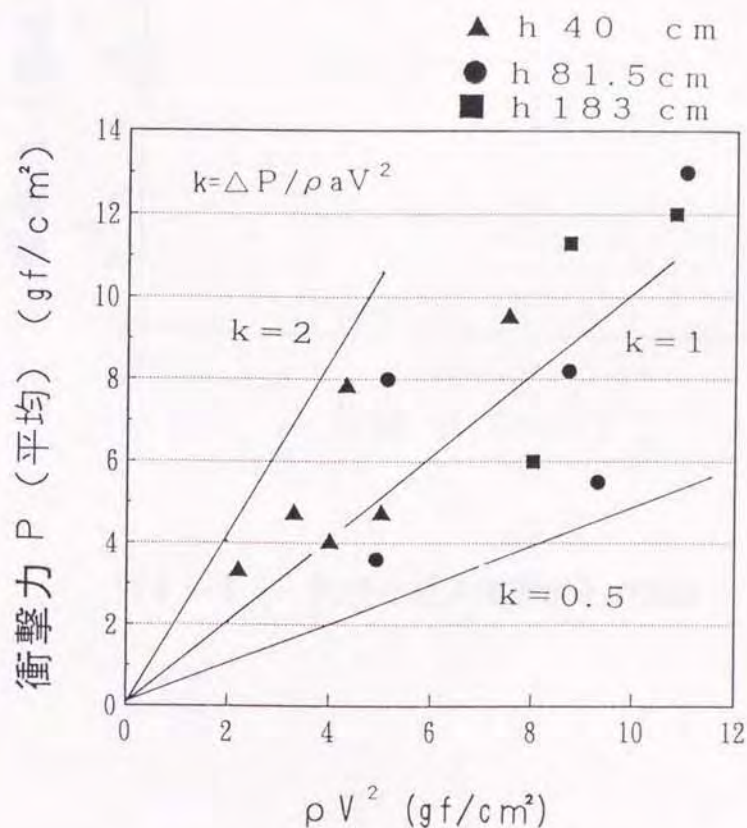


図4-13 ρv^2 と衝撃力との関係

また、落下中の最大衝撃力 p_{\max} と粒径との関係を図 4-14 に示した。
 $d = 1.88 \text{ mm}$ では、 p_{\max} は比較的一定の値であったが、粒径が小さいと、ばらつきも測定値も大きな値を示し、平均衝撃力の 10 倍以上であった。これは図 4-12 に示すように、流動状態中にいくつかの凝集塊の衝突による影響であると考えられる。

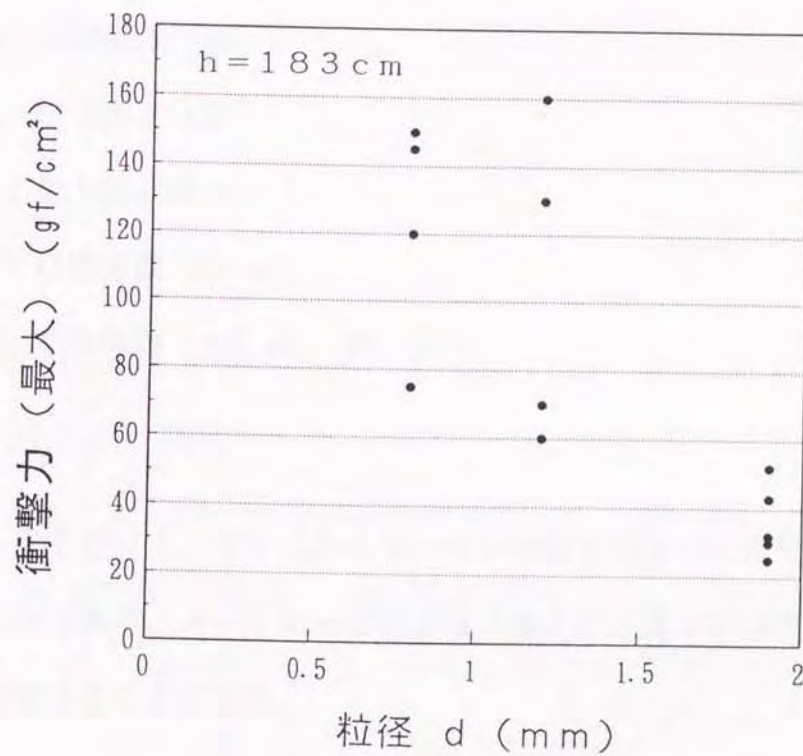


図 4-15 粒径と最大衝撃圧との関係

4-4 雪粒の運動に関する考察

静止した空气中を落下する球形粒子の運動は(4-2)式のように表される。⁴²⁾

$$\frac{dv}{dt} = - \frac{3}{4} \frac{C_D \rho v^2}{\rho_p d_p} + \frac{(\rho_0 - \rho_f) g}{\rho_p} \quad \dots (4-2)$$

v : 粒子落下速度(m/s)

d_p : 粒子径 (m)

ρ_f : 流体密度(t/m³)

ρ_p : 粒子密度(t/m³)

g : 重力加速度(m/s²)

μ : 粘性係数 (Pa・s)

C_D : 抵抗係数 (=0.44 Re > 500)

図4-16は(4-2)式から単一粒子の落下速度の変化を近似的に求めたものである。 $d = 1 \text{ mm}$ の場合落下後1秒未満でほぼ終末速度3 m/sに達することになる。

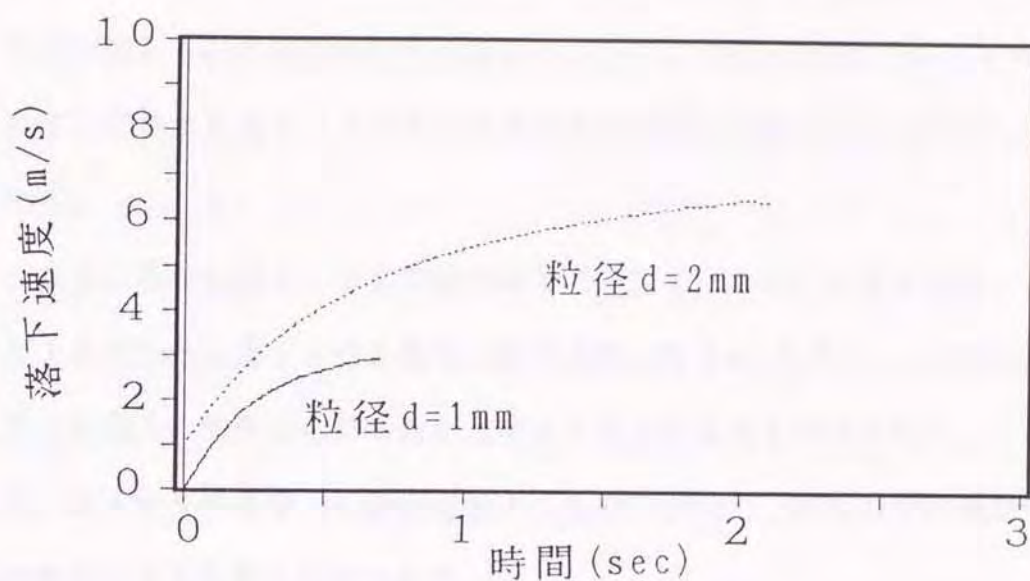


図 4-16 球形単一粒子の理論的落下速度

さらに、粒子群の落下速度はその空隙率の関数であり、粒子濃度が大きくなるほど遅くなる。⁴²⁾ (4-3) 式に示す粒子群落下速度と空隙率関数の関係を用いて、流動状態の見かけの密度と速度減率（粒子群落下速度／単一粒子落下速度）を求めたのが図 4-17 である。これは、見かけの密度 0.1 g/cm^3 の粒子群の落下速度は、同じ粒径の単一粒子よりも約 70% の速度が遅くなることを示している。

$$v_{ta}/v = \varepsilon f(\varepsilon) \quad \dots (4-3)$$

$$f(\varepsilon) = \varepsilon^{n-2}$$

$$n = 2.39 \quad (\text{Re} > 500)$$

v_{ta} : 粒子群落下速度

v : 単一粒子落下速度

ε : 空隙率

本実験で試料として用いたのは粒径が1～2 mmである。上記の抵抗力と駆動力の関係から、単一粒子として見た場合の落下速度は約3～6 m/s、粒子群と見た場合の落下速度は約2～4 m/sとなる。強制送風による実験で測定された最小流動化速度は0.4～1.0 m/s（図4-3）であるので、これよりも1/4程度の空気速度で流動化が始まることを示している。

また、雪粒の落下による流動実験では、図4-10に示すように、高さ183 cmから落下させる場合の落下速度は約5 m/sであり、上記の抵抗力と駆動力の関係から得られた速度よりも大きな速度が得られた。これは、落下状況や衝撃力の測定結果からも確認された、流れの中の凝集体の存在による影響と推定される。

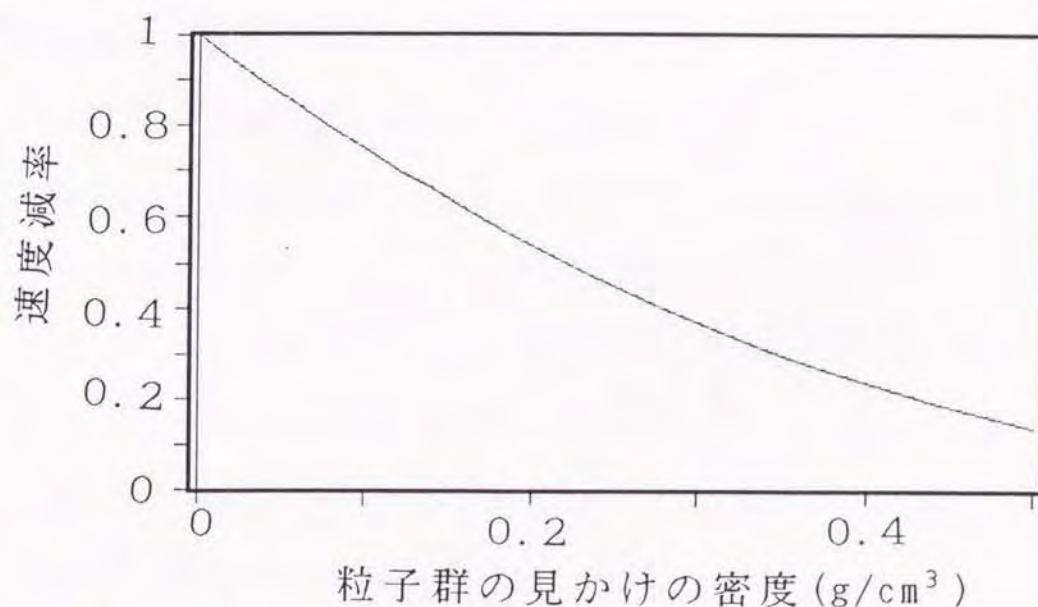


図4-17 粒子群密度と速度減率（粒子群／単一粒子）

4-5 まとめ

以上の実験から、雪の場合粒同士の付着力の影響のため、通常の粉体と異なり、流動状態になりにくいことがわかった。また、流動状態の粘性係数は、ずり速度が約20 (1/S) 以上で大きく変化するビンガム塑性流体であると推定された。さらに、小さな受圧板で測定した流動状態の雪粒の平均衝撃力は $p = k \rho v^2$ で $k = 1$ の値をとるが、雪粒同士の凝集による塊の作用により、これの10倍程度の最大衝撃力をとる場合もあることがわかった。この凝集体の存在は、図2-3のような自然発生雪崩のデブリの中に塊が見られる事実を説明している。

また、雪粒の受ける抵抗力と駆動力との関係から得られる、群をなす粉体の通常の落下運動よりも、大きな落下速度が得られることが分かった。

第5章 人工発生による自然界の雪崩の動態 に関する実験的研究

5-1 はじめに

自然の雪崩の発生を待って、雪崩の動態を観測するには、制約が多い。特に、表層雪崩は、降雪時の悪天候時に山奥で発生することが多いので、その動態を観測することは非常に難しい。そこで、ここでは、人工的に雪崩を発生させ、その動態を観測した。また、本実験に用いた人工雪崩発生装置は日本ではじめて使用されるものであり、その雪崩誘発効果についても研究を行った。

一般に雪崩災害防止対策は、雪崩危険地を避ける方法、雪崩を災害が起きる前に発生させてしまう方法、構造物によって雪崩を抑止する3種類の方法がある。このうちわが国において最近では、構造物によるハード的な雪崩対策がもっとも一般的となり、道路と集落を対象としたものが重点的に実施されてきているのが現状である。⁴³⁾

欧米のスキー場の雪崩対策では、災害が起きる前に、あらかじめ雪崩を発生させる人工雪崩の手法が発達普及している。わが国においても、近年、急峻な山岳地へのスキー場の建設が拡大している。そのため、単に道路沿いだけでなく、山中でも雪崩に遭遇する危険性が増すにつれ、新たな人工雪崩などの手法の検討が必要となってきた。しかし、日本国内には爆薬に対する各種の法的な制限があるため、人工雪崩による雪崩対策が積極的に実施されていない。

新潟県新井市の大毛無山（標高1,429m）の新井スキー場では、爆薬を使用しない雪崩誘発装置で、フランスで開発された「ガゼックス

(G A Z. E X)」を設置している。本装置は、ガスの爆発によって人工雪崩を発生させるものであるので、わが国においても普及可能な装置である。

しかし、ガゼックスは、寒冷で乾雪の欧米の山岳地帯での実績はあるが、日本の本州のような、気候が比較的温暖で大量の湿雪での雪崩誘発に対する有効性は実績が無い。そこで、新井スキー場に設置されたガゼックスを使用して、どのような規模の雪崩を発生させ得るのかを明らかにし、その基本的な性能を調べるための実験を行った。

Gublerら⁴⁴⁾によれば、爆発物の爆破による人工雪崩はつぎのようなメカニズムであるとしている。

爆発点からの距離が増すにつれて爆発による衝撃波は振幅の大きい弾性波に発達し、最後に小振幅の弾性波である音波となる。積雪内部では、地面内と同様にこれらの擾乱はさまざまな変位波（縦波、横波、表面波）として伝播する。仮に変位スピードの振幅が十分に大きければ、積雪組織の粒子間構造は壊れるか少なくとも永久変形する。積雪の内部、上方、下方の変位波と圧力波の振幅はおもに雪面に対する爆発物の位置によって決まる。積雪は衝撃波エネルギーの効率的な吸収体である。爆発物 1 kgの装填によって生じる永久変形の範囲はわずか 1 mである。雪中を通過して伝播する縦波と横波の圧力波の減衰は空気、岩石、または充填した砂と比べると大きい。圧力波は雪中、地下、空中で全く異なったスピードで伝播することが観測されている。減衰は波の種類と雪質、爆破点の位置に依存する。雪の中での爆発の場合は周辺雪への影響は大きい、減衰の割合は大きい。空中での爆発の場合、減衰傾向は雪中の場合よりも小さいので、雪中の爆発よりも効果的である。また、湿雪は乾雪に比較して減衰傾向が大きいという結果が観測されている。

5-2 ガゼックスの装置について

ガゼックスはフランス（シッパーズ社）で開発された人工雪崩誘発装置である。鋼鉄性の管内で、混合した酸素とプロパンガスを爆発させて、その爆発力で雪崩を誘発させるものである。衝撃波は一点に集中せず、広範囲の積雪層に及ぶので、雪崩発生効果はダイナマイトよりも大きいと言われている。

図5-1に示すように、ガゼックスはガスを爆発させるキャノン部とガスを供給するシェルター部からなり、両者はガス管で結ばれている。図5-2は爆発直後のキャノン部の付近の状況写真である。このキャノン部は内部容積 3 m^3 、長さ約 5 m 、直径 0.5 m の曲がった鋼鉄製（肉厚 1 cm ）のパイプであり、雪崩を発生させたい斜面上部の地盤に固定される。図5-3に示すように、シェルター部にはプロパンガスと酸素の各ボンベと、それぞれのガスを使用量分だけ一時的に貯めておく補助タンクが設置されている。電磁バルブの開閉時間を制御する発火装置（図5-4）が、シェルターから導線を経て接続されている。発火装置にはタイマーがついており、設定した時間（数秒）分だけ電磁バルブが開くように制御されている。この発火ボタンを押すことによって、シェルター内の補助タンクからキャノン部へガス管を通してガスが導かれ、設定時間後、電磁バルブが閉じて、キャノン部についているプラグが点火し、発火する。

最大の爆発力を得るためのプロパンガスと酸素および空気の混合比はプロパン：酸素：空気＝ $1 : 4.7 : 0.35$ とされている。

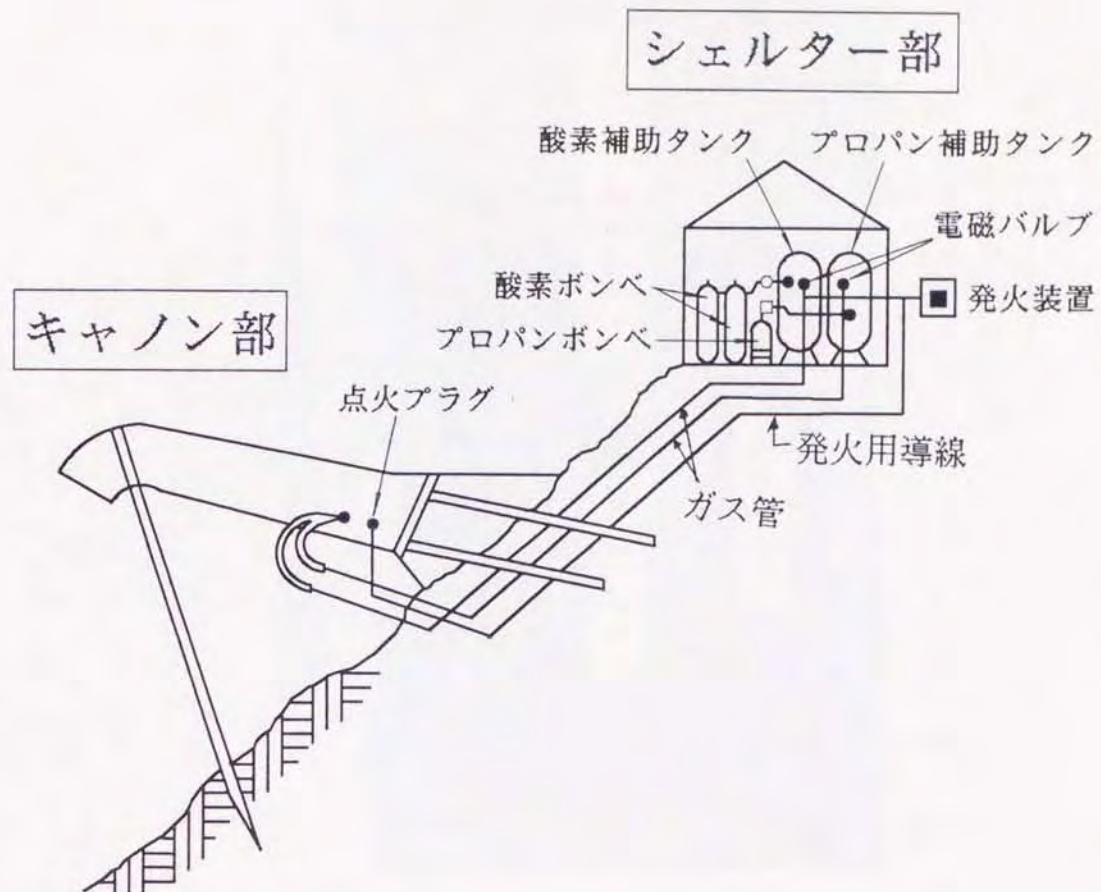


図5-1 ガゼックスの仕組み



図5-2 ガゼックスキャノン部
爆発直後の状況写真、爆発によるキャノン部直下に雪煙が上がっている状況がわかる

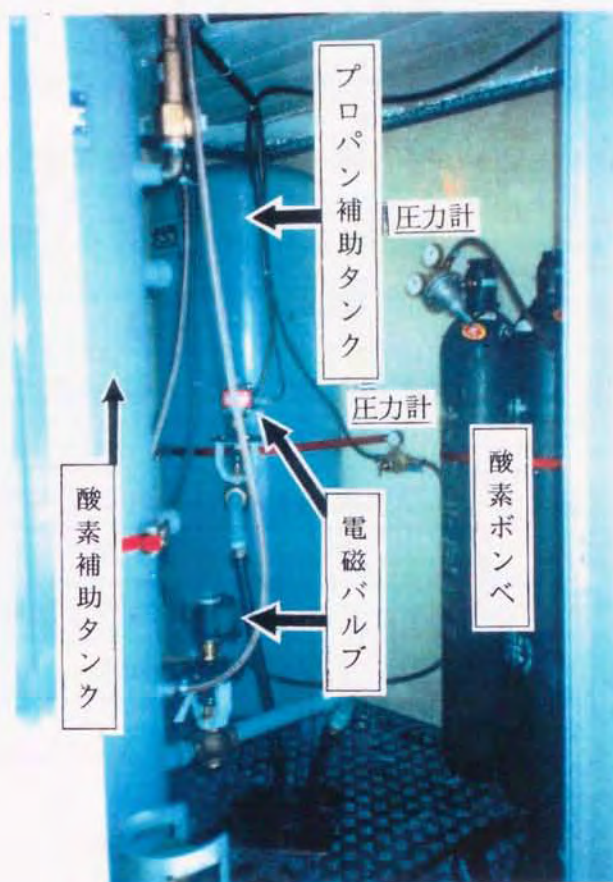


図 5 - 3 シェルター部の内部



図 5 - 4 発火装置

ガゼックスにガスを送る時間を制御する機能を有している

5-3 実験箇所

実験では、新井スキー場エリアに4台設置されているガゼックスを使用した。その設置位置を図5-5示す。各ガゼックスのキャノン部内の容積と設置標高は表5-1に示す通りである。

表5-1 ガゼックスの設置標高とキャノン部内部容量

設置箇所	キャノン部容積 m ³	設置点標高 m
A-1 地点	3.0	1,175
A-2 地点	2.6	1,150
B 地点	2.6	1,035
C 地点	1.5	825

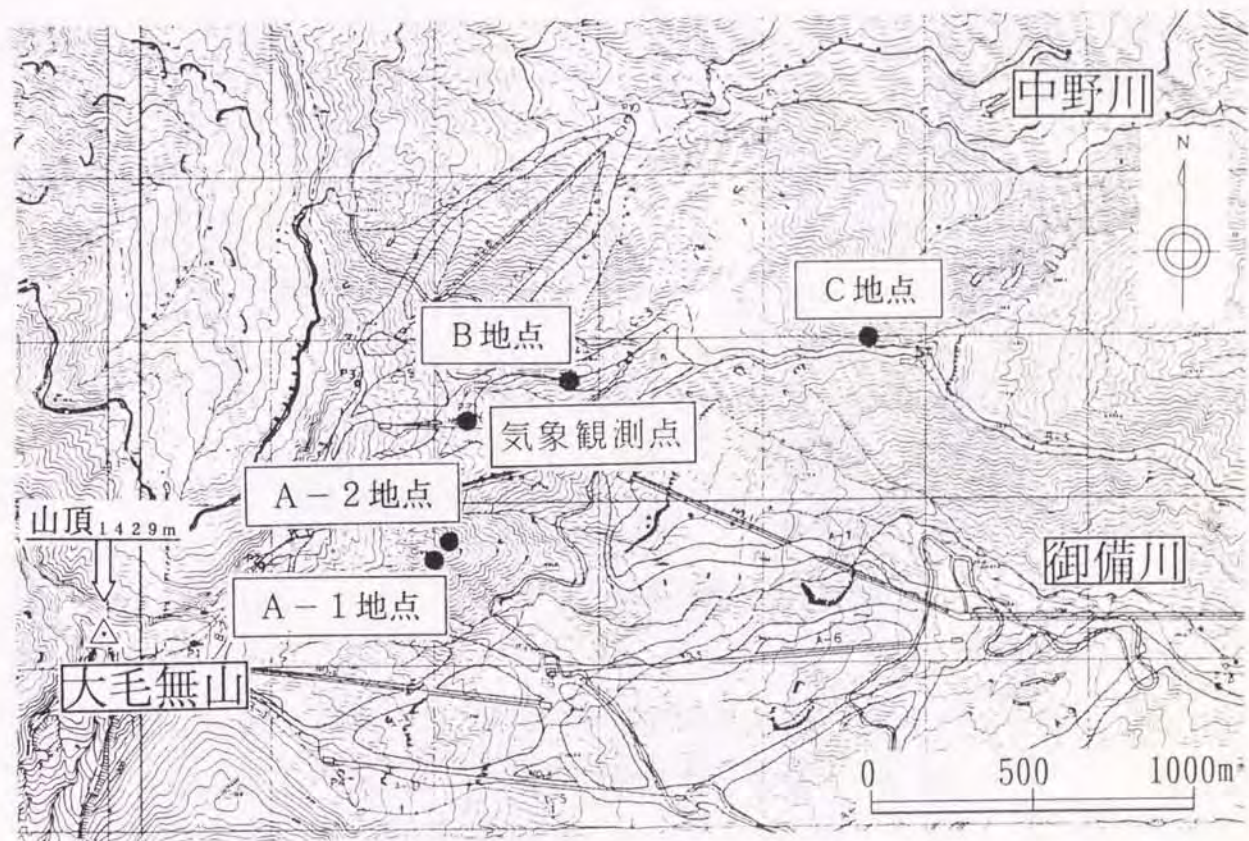


図5-5 ガゼックス設置箇所

図5-6は、A-1地点、およびA-2地点における縦断図である。
 キャノン部設置箇所の斜面傾斜角は 40° である。

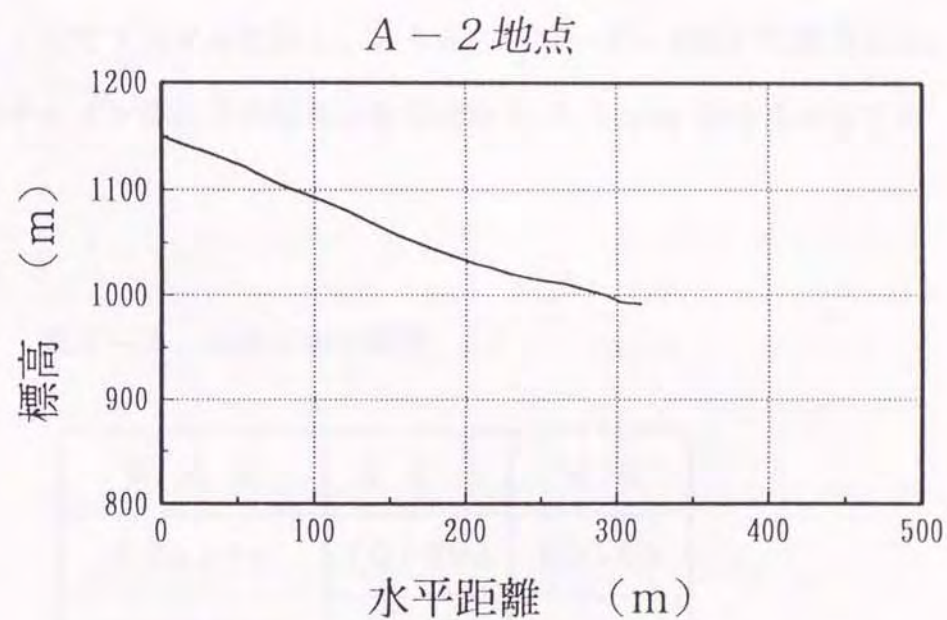
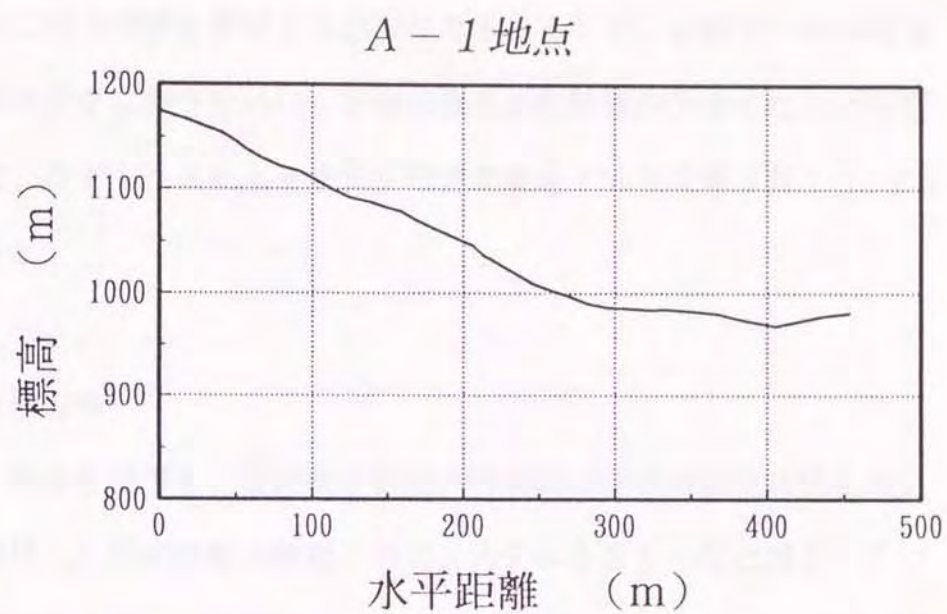


図5-6 ガゼックス設置斜面縦断図
 ガゼックス設置点は縦断図の最高点である。

5-4 空気圧測定による雪崩誘発効果実験

(1) 実験目的

ガゼックスを効果的に使用するには、その雪面に与える力学的効果と雪崩発生に至る機構を解明する必要がある。そこで、斜面上への実験装置の設置を安全に行うために、雪崩の発生の危険性が少なくなった時期を選んで、ガゼックスによる空気圧測定実験を1993年5月11, 12日に行った。

(2) 実験方法

A-1地点を使用し、雪面及び雪層内の爆風による増加空気圧を測定した。使用した測定機器の種類と測定システムを表5-2と図5-7に示す。圧力センサーの容量は30 hpaであり、データレコーダーに10 kHzのサイクルでデジタル記録し、メモリハイコーダーを用いて解析した。実験時のキャノン部直下の雪質は積雪密度 0.55 g/cm^3 のざらめ雪であった。

表5-2 空気圧測定機器

器具名	会社名	型式
圧力センサー	TOYODA	PD104
動ひずみ測定器	日本電気三栄	AS2302
データレコーダー	SONY	PC204
メモリハイコーダー	HIOKI	8850

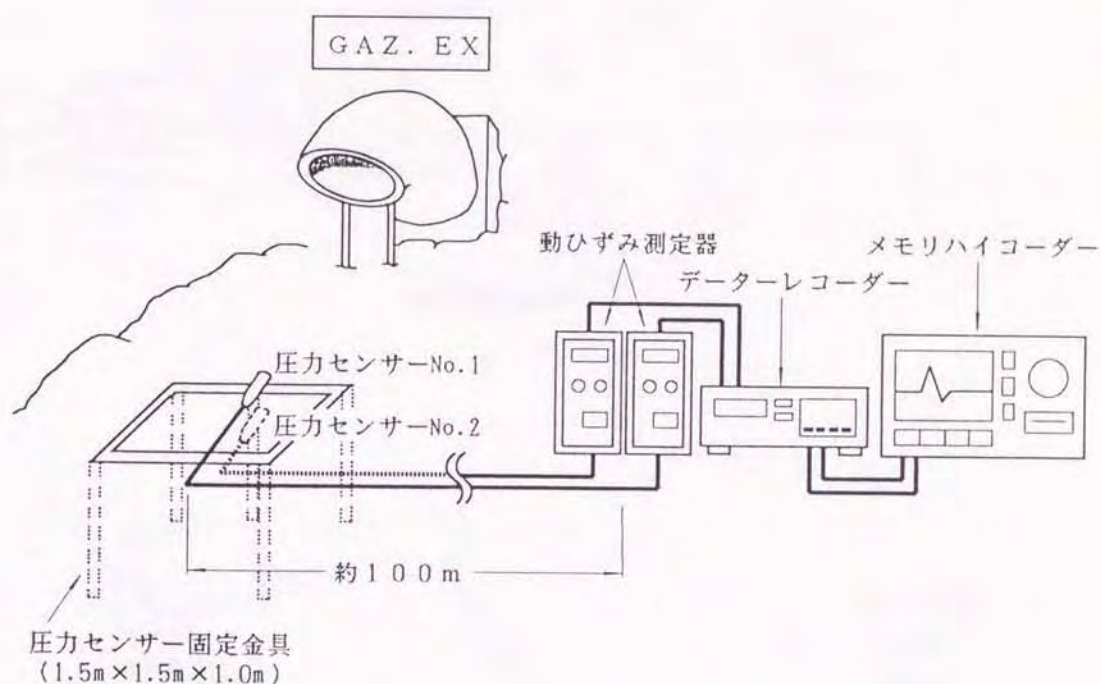


図5-7 空気圧測定機器のシステム図

測定したデータは動ひずみ測定器を通してデータレコーダーに記録される

図5-8は圧力センサーの設置位置を示したものである。圧力センサーは、P1～P5までの5地点の積雪表面と積雪内部に設置した。このうち、センサー設置点P2～P5の4点は、キャノン部から斜面の最大傾斜方向（キャノン部からの爆風の吐出方向に一致）に位置したものであり、P1は、最大傾斜方向から40度斜めに振った方向に設置したものである。

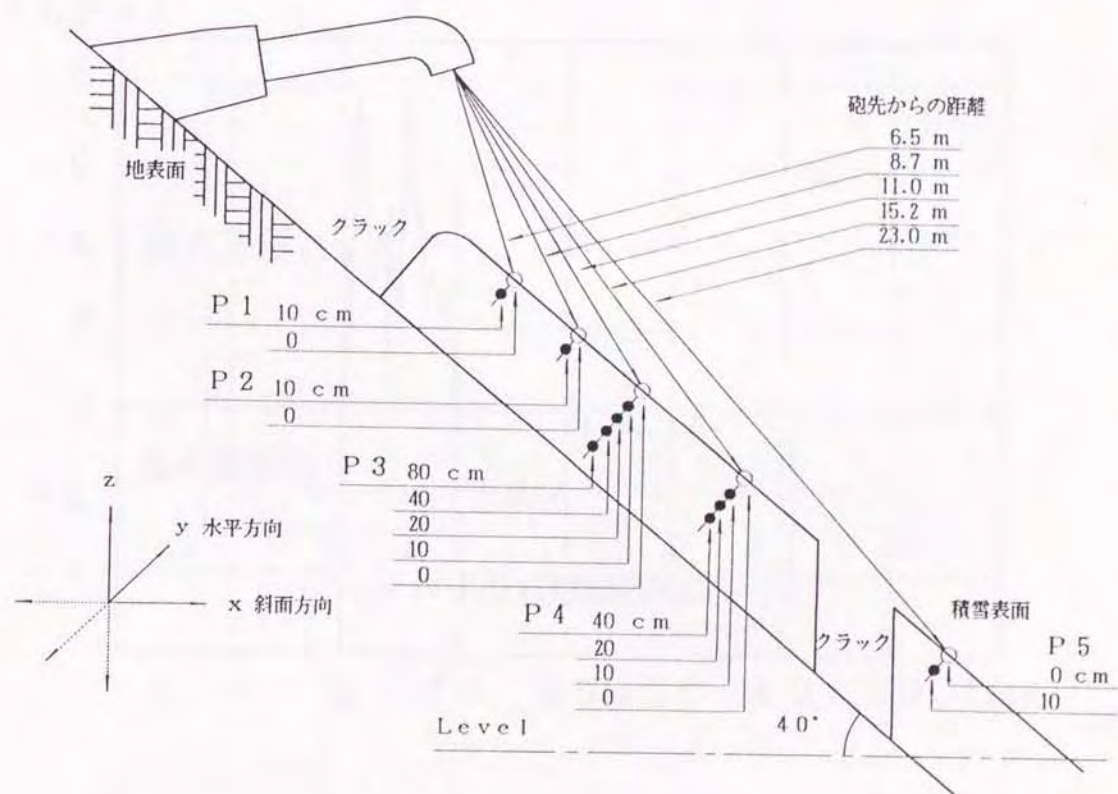
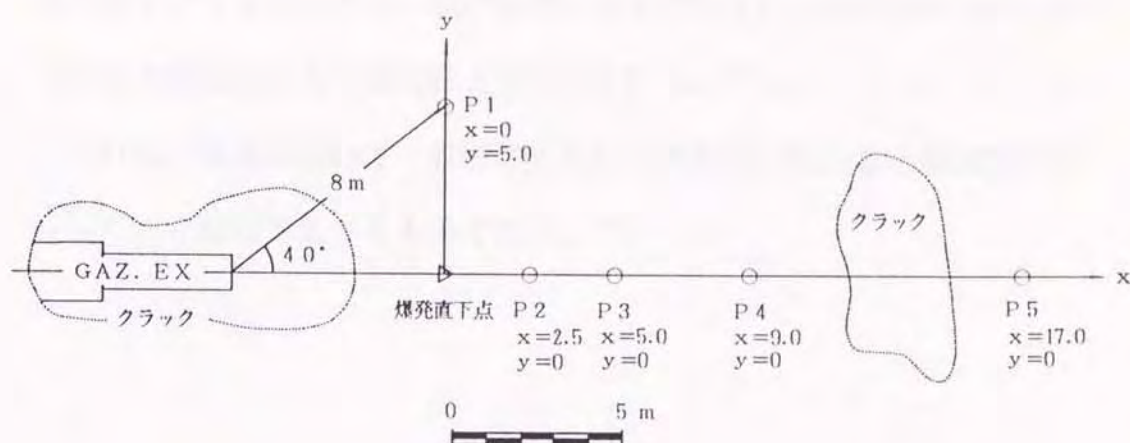


図5-8 ガゼックスと圧力センサーの位置関係
 上図は上から見たもの、下図は横から見たものである

(3) 実験結果および考察

典型的な測定波形を図5-9に示す。空気圧変化は、爆発と同時に雪面を押すような正圧力と、次の瞬間、雪を持ち上げる負圧力を記録した。このような波形はN字型波形と呼ばれている。⁴⁴⁾

これは、爆風において一般的に見られる現象で、圧縮波と希薄波が進行していく過程で生じるものである。⁴⁵⁾

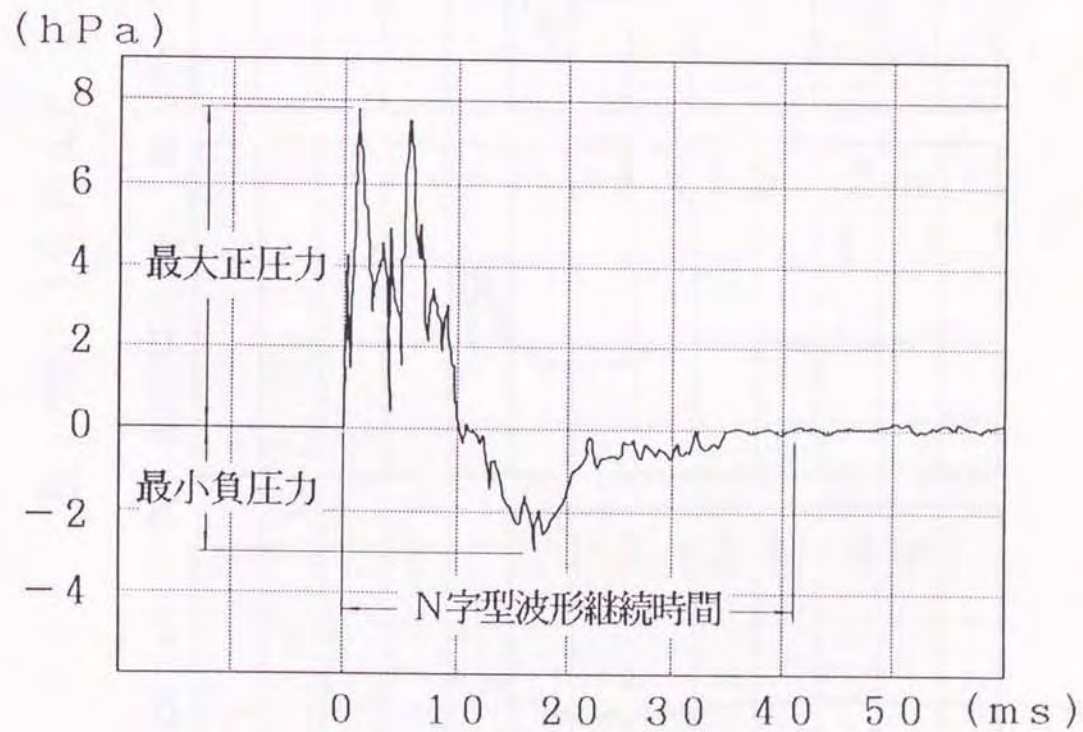


図5-9 測定した空気圧波形
測定箇所はP3である。典型的な空気圧波形はN字型を示す

図5-10はセンサー設置点P3（砲先からの距離11.0m）、P4（15.2m）、P5（23.0m）での積雪表面の測定波形を比較したものである。23m離れた地点でも波形はN字型を示しているが、キャノン部から離れるに従ってN字型の立ち上がりが小さくなっていることがわかる。図5-11はセンサー設置点P3での表面から積雪内部80cmまでの測定波形である。

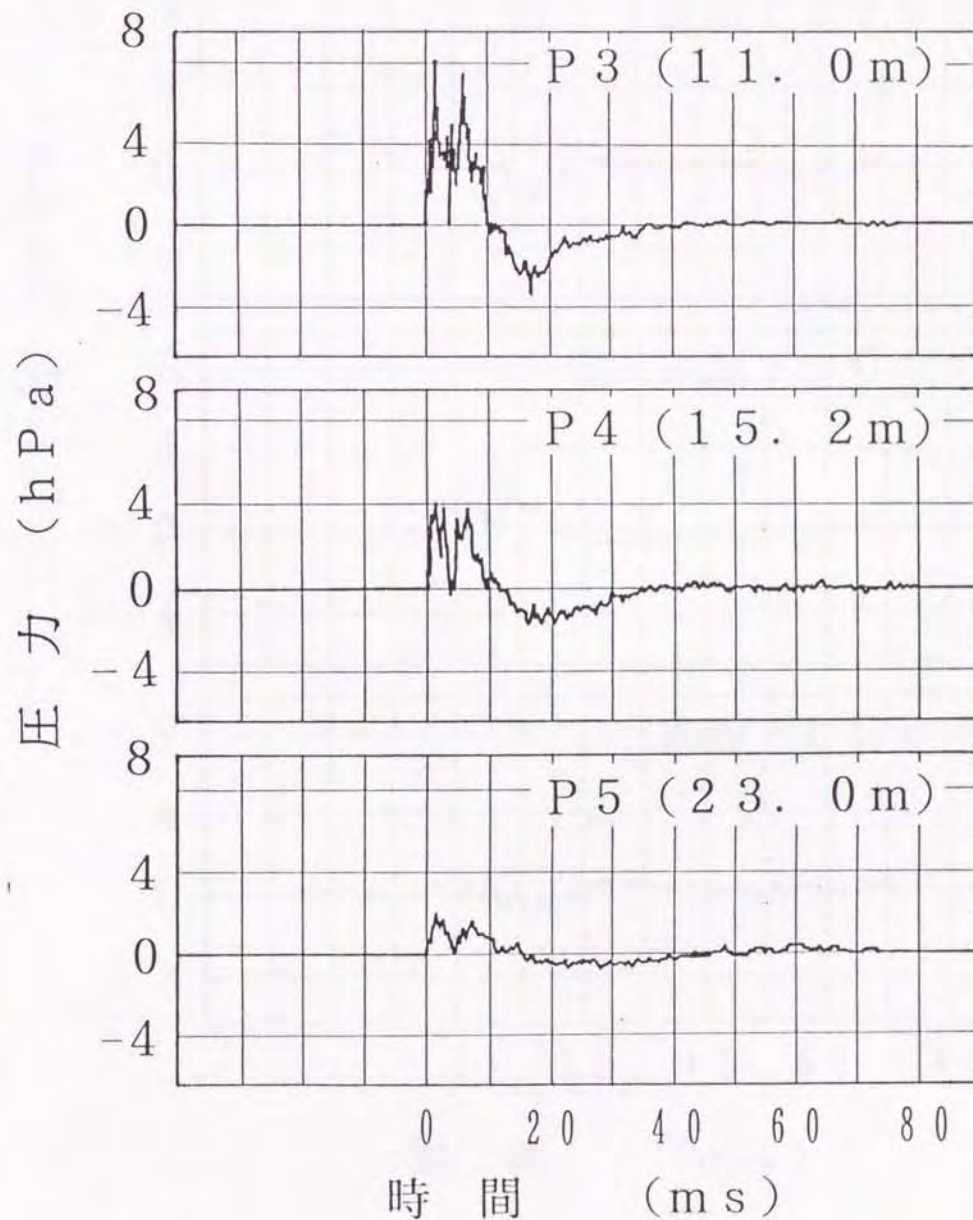


図5-10 各設置点の積雪表面での空気圧波形変化とその比較

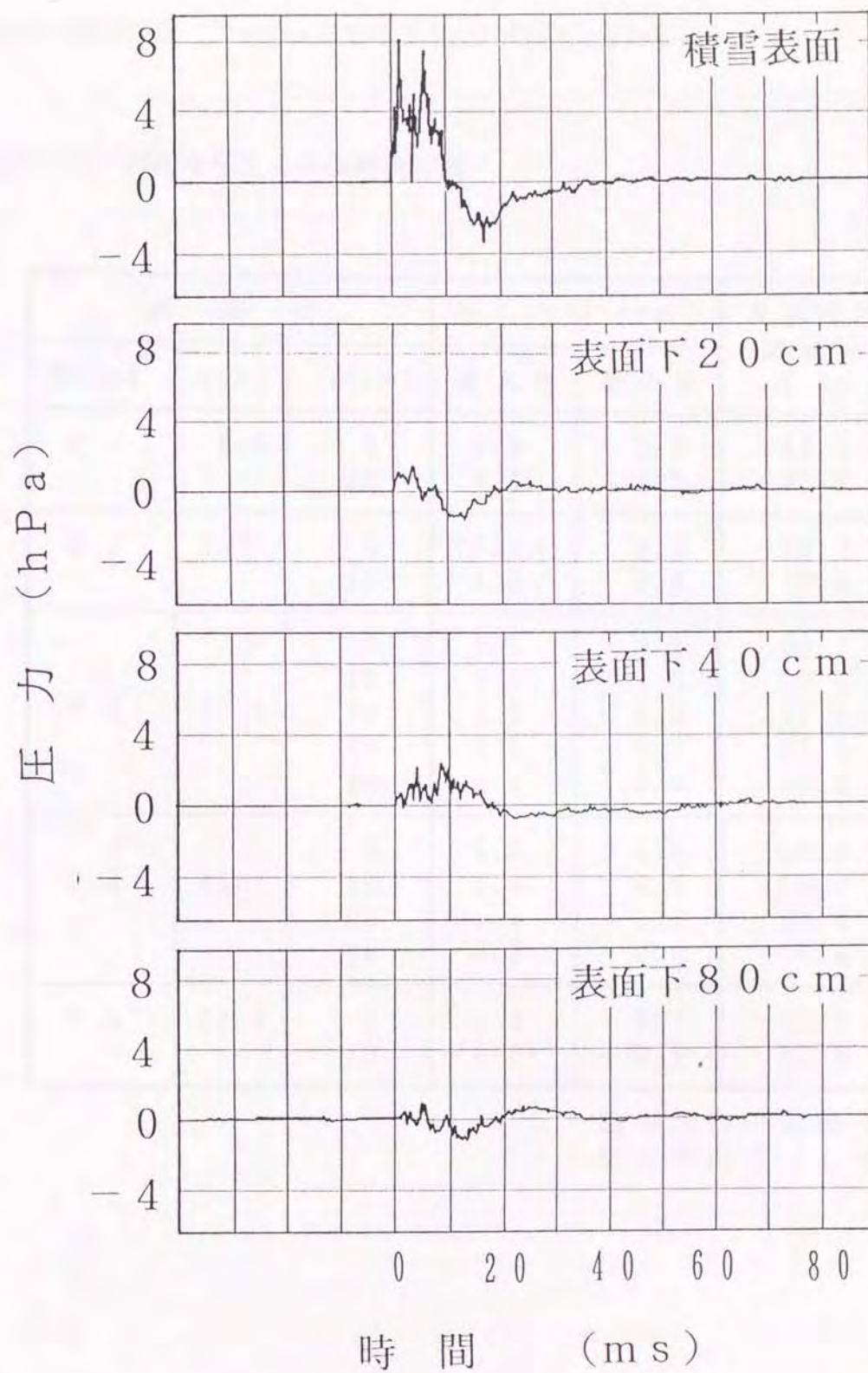


図 5 - 1 1 積雪表面下での空気圧波形変化とその比較

表5-3はこの波形から読みとった空気圧とN波継続時間である。ガゼックスによる最大空気圧Pは砲先から8.7m（爆発到達点から2.5m）離れた積雪表面（Z=0cm）では10.0hPa以上である。

表5-3 測定空気圧とN波継続時間

測 定 点			圧 力 (hPa)		N 字 型 波 形 継 続 時 間 (ms)
Point	L(m)	Z(cm)	最 大 値	最 小 値	
P 1	6.5	0	9.9	- 3.8	57.2
		10	3.5	- 1.5	33.2
P 2	8.7	0	10.0 +	- 3.9	79.2
		10	4.3	- 2.5	45.6
P 3	11.0	0	8.2	- 3.5	40.2
		10	2.1	- 1.6	27.6
		20	1.2	- 1.2	37.6
		40	2.3	- 0.7	67.0
		80	0.7	- 0.9	80.0
P 4	15.2	0	4.0	- 1.6	36.4
		10	1.4	- 0.8	20.0
		20	1.4	- 1.1	34.4
		40	0.3	- 0.6	18.8
P 5	23.0	0	1.8	- 0.7	43.6
		10	1.0	- 0.5	23.6

L : 砲先からの距離 (m)

z : 積雪表面下 (c m)

空気圧 P と砲先からの距離 L の関係は図 5-12 に示すように、 P は L の 2 乗で減衰することが判った。図 5-12 より爆発到達点（砲先から 6.5 m）での積雪表面での正圧は約 20 hPa、負圧は約 10 hPa と推定できる。この正圧の値は体重 70 kg のスキーヤー 1 人が積雪表面に与える静圧力に匹敵する。

また、 P_1 はキャノン部の向き（最大傾斜方向）から 40° 振ってあるため、砲先からの距離に近い割には、測定空気圧は小さくなったものと考えられる。

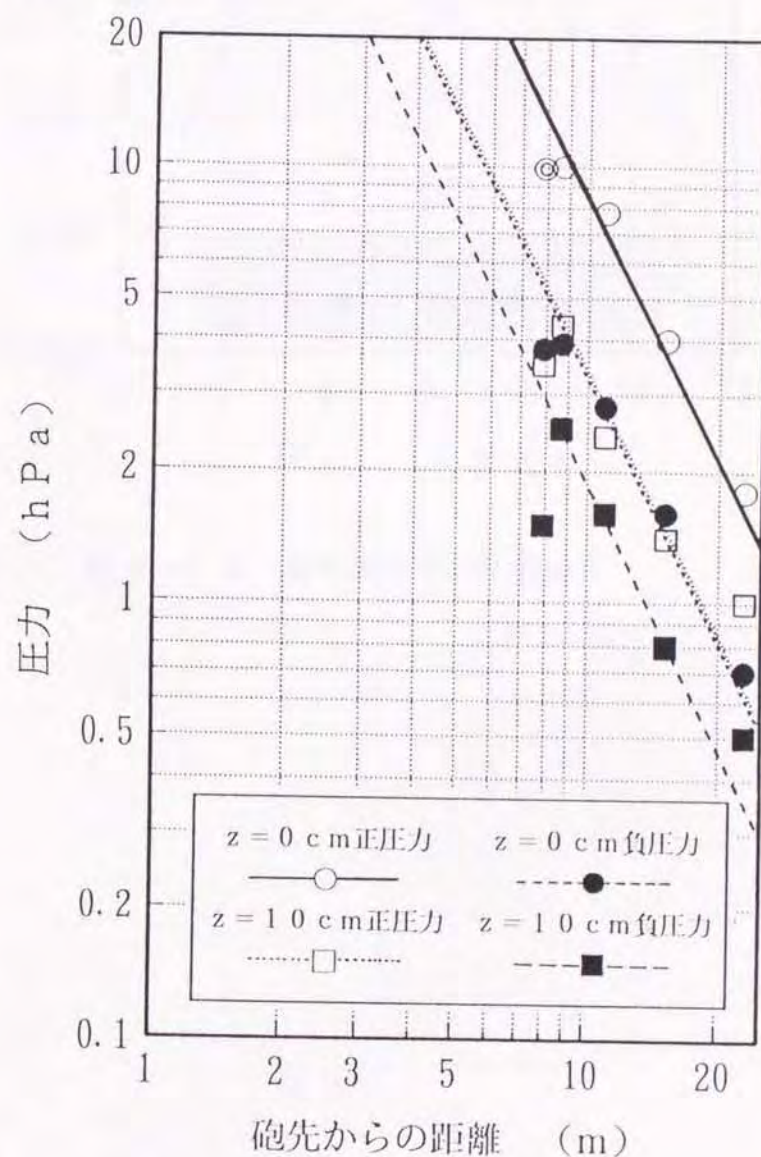


図 5-12 空気圧と砲先からの距離との関係

◎は P_1 の積雪表面での測定空気圧である

図5-13に各観測点での積雪表面下の空気圧分布を示す。積雪表面下80cmの深さでは空気圧は表面での1/10程度に減衰していることが判った。

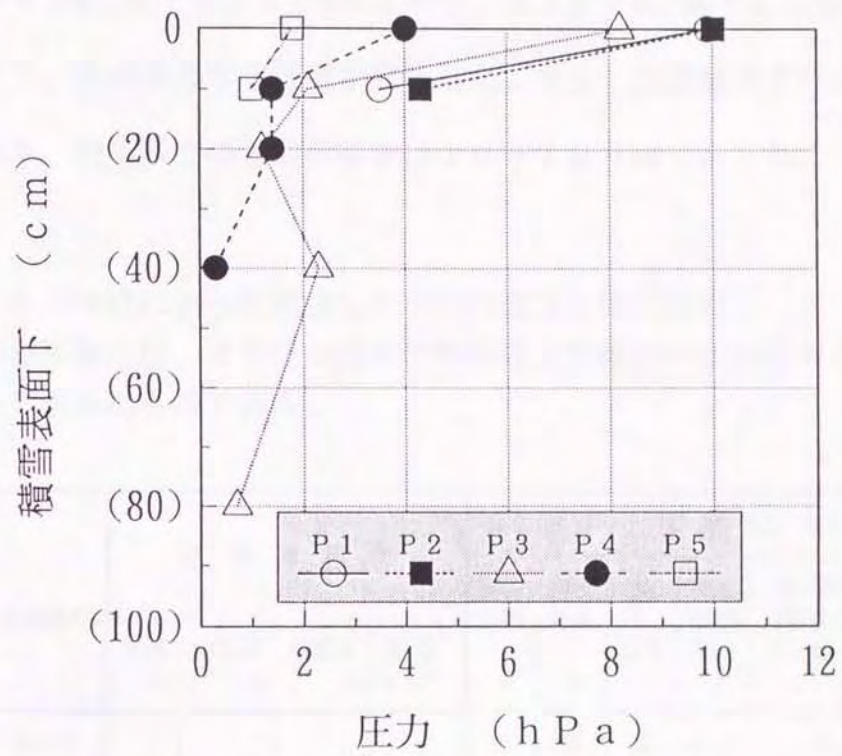


図5-13 積雪表面下の圧力分布

5-5 人工雪崩発生実験

1992年1～3月にかけて数回の実験を行い、雪崩を発生させることに成功した。表5-5に雪崩が発生した場合の、実験箇所での積雪層構造と発生した雪崩の規模を示す。これに示すように、人工雪崩実験では、幅20m、流下延長50m程度から、幅100m、流下延長600mのものまで、規模の異なる雪崩が発生した。発生した雪崩はすべて表層雪崩であり、発生区での雪崩の厚さは10～120cmであった。

表5-5 実験によって発生した雪崩の規模と積雪構造

(重心落差とは、雪崩発生区の平均標高と堆積区の平均標高の差として求めたものである)

実施期間	実験箇所	積雪層構造				雪崩規模							
		気温 °C	積雪深 m	新雪深 m	密度 g/cm ³	発生 区幅 m	流下 延長 m	発生 区 延長 m	発生 雪崩 厚 m	雪崩 発生 質量 t	重心 落差 m	M.M.	P.M.
92.1.21	A-1	-3	2.5	0.3	0.10	20	120	40	0.15	12	80	1.1	4.0
	A-2					15	80	30	0.10	5	50	0.7	3.3
92.1.24	A-1	-5	3.5	0.9	0.08	30	50	20	0.30	10	40	1.0	3.6
92.2.6	A-1	-3	4.0	0.2	0.08	20	80	30	0.25	12	50	1.1	3.8
	A-2					30	80	30	0.10	7	40	0.9	3.5
92.2.27	A-1	-5	5.5	1.2	0.20	100	600	200	1.20	4,800	180	3.7	6.9
	A-2					50	300	100	0.40	400	120	2.6	5.7
92.2.28	B	-5	4.0	0.3	0.25	100	300	100	1.00	2,500	100	3.4	6.4
	C					20	50	20	0.15	15	30	1.2	3.6
92.3.7	B	-4	6.0	0.3	0.20	30	70	20	0.20	24	40	1.4	4.0

発生した雪崩について、雪崩の長さ、幅を雪崩の規模を表している要素として、発生点でのなだれた雪の厚さと発生量との関係を解析した。すべり面上の雪の量と、雪崩の長さや幅について、相関をとってみると、雪崩幅と単位面積当たりの質量との間には、図5-14のような良い相関が認められた。

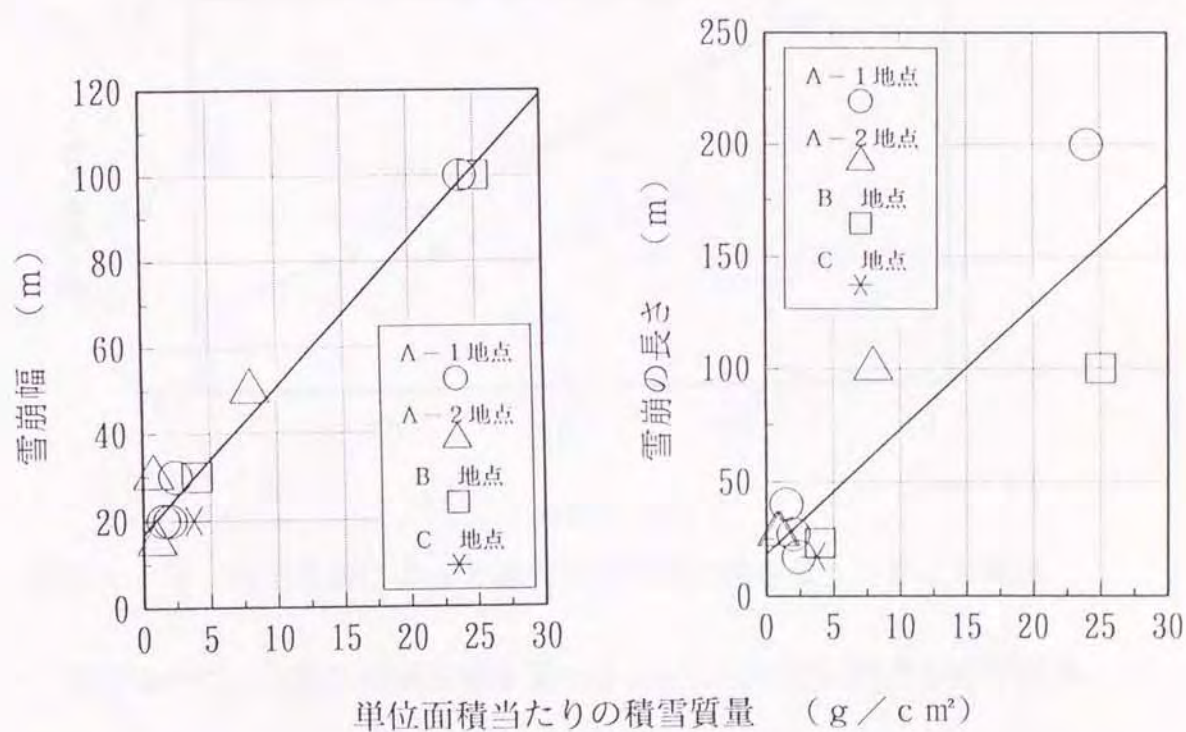


図5-14 人工雪崩によって発生した雪崩の
単位面積当たりの積雪質量と雪崩幅および長さとの関係

また、雪崩の流下延長と雪崩発生量との間にも同様に良い相関が得られた（図5-15）。雪崩の流下延長は次のように雪崩発生量の0.36乗に比例するという関係が得られた。これは、第3章の密度流の実験から得られた、流下速度が体積の1/4乗に比例した結果と類似している。

$$L = 14.4 \times Q^{0.36} \quad \dots (5-1)$$

Q : 発生量(m³)

L : 流下延長(m)

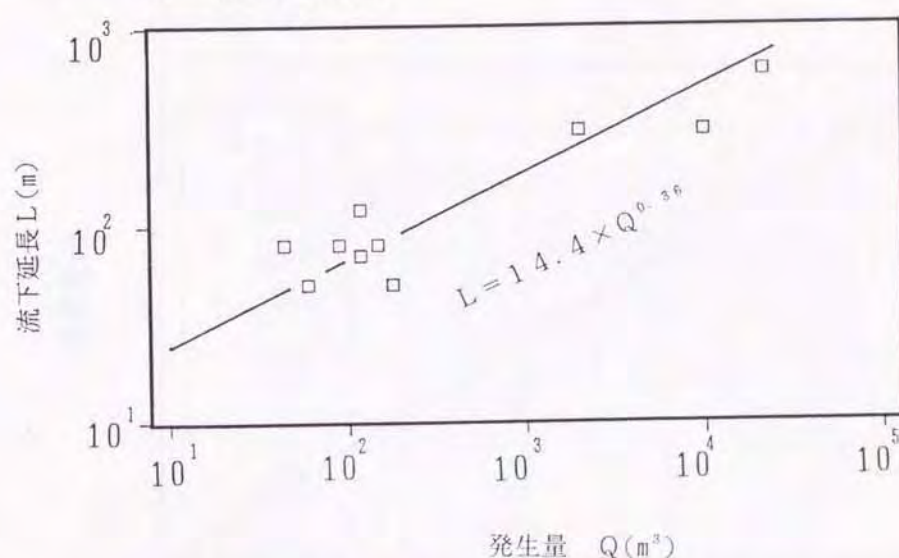


図5-15 人工雪崩によって発生した雪崩の発生量と長さとの関係

このほかに、雪崩の規模を表す量には、なだれた雪の質量を表す質量階級 (Mass Magnitude) と、なだれた雪が自己の位置エネルギーを消費してなした総仕事量を表すポテンシャル階級 (Potential Magnitude) がある。これらは以下のように定義される⁴⁶⁾。

$$M.M. = \log m \quad \dots (5-2)$$

m : なだれた雪の質量 (ton)

$$P.M. = \log mgh \quad \dots (5-3)$$

g : 重力加速度 (9.8 m/s²)

h : 重心落差 (m)

これまでの観測では、日本国内の雪崩は $M.M. < 6$ 、 $P.M. < 10$ の範囲にあった⁴⁷⁾。本実験での最大雪崩規模は $M.M. = 3.7$ 、 $P.M. = 6.9$ であったので、ガゼックスでは比較的大規模な雪崩を誘発することができたと言える。また、単位面積当たりの積雪の質量と $M.M.$ 、 $P.M.$ の関係を図 5-16 に示す。

以上の解析より単位面積当たりの積雪の質量が大きいほど、雪崩は大規模になることが判った。

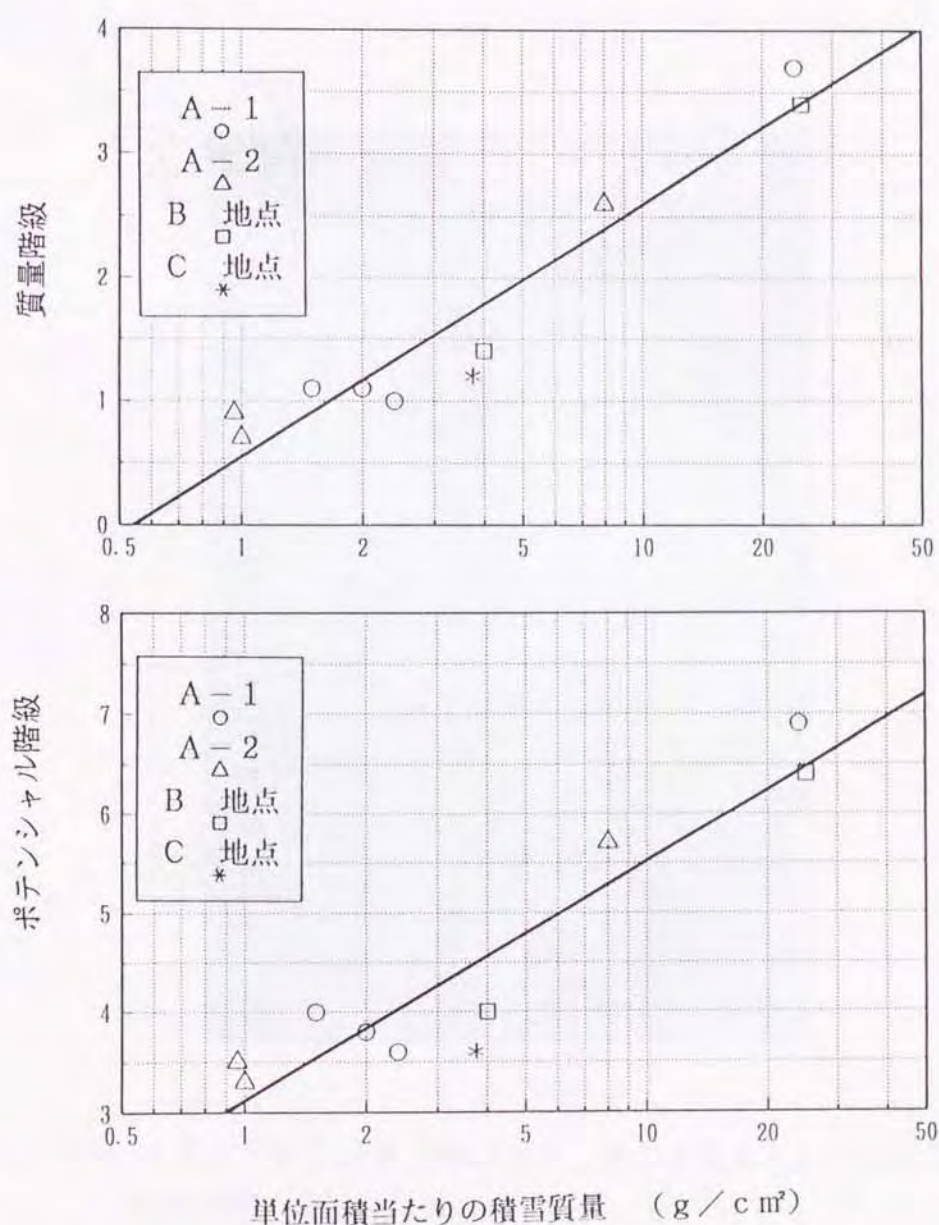


図 5-16 単位面積当たりの積雪質量と質量階級 (Mass. Magnitude)、ポテンシャル階級 (Potential. Magnitude) の関係

5-6 大規模雪崩発生事例の実験結果および雪崩の動態の解析

人工雪崩実験のうち、1992年2月27日午前9時にA-1地点において実施した実験では、最大幅100m、流下延長600m、キャノン部直下での雪崩厚1.2mの大規模な雪崩が発生した(図5-17)。雪崩の流下状況、積雪状況、気象・降積雪状況について次のような調査、解析を行った。



図5-17 1992年2月27日にA-1地点で発生した大規模な雪崩
実験直後に撮影したもの
斜面上部のキャノン部設置地点から水平方向に約100m、斜
面方向に約300mの破断面が確認される

(1) 雪崩流下状況と流下速度

現地の雪崩観測とビデオ撮影から次のような雪崩の流下状況が判明した。ガゼックスの爆発直後は、図5-18に示した範囲が一斉に動き出し流下を開始した。雪崩の先端部が100m程度流下する間では、雪崩の先端部は、10m/sの速度（斜面沿いの流下速度）まで加速しながら、流れ型の流下形態で流下した。その後、雪崩は先端部の流下速度約20m/sで対岸に乗り上げ、雪煙を上方に巻き上げた。最終的に雪崩は、沢の下流部で収束するように停止した（図5-19）。この運動は表5-6のように形態を変化させながら流下した。

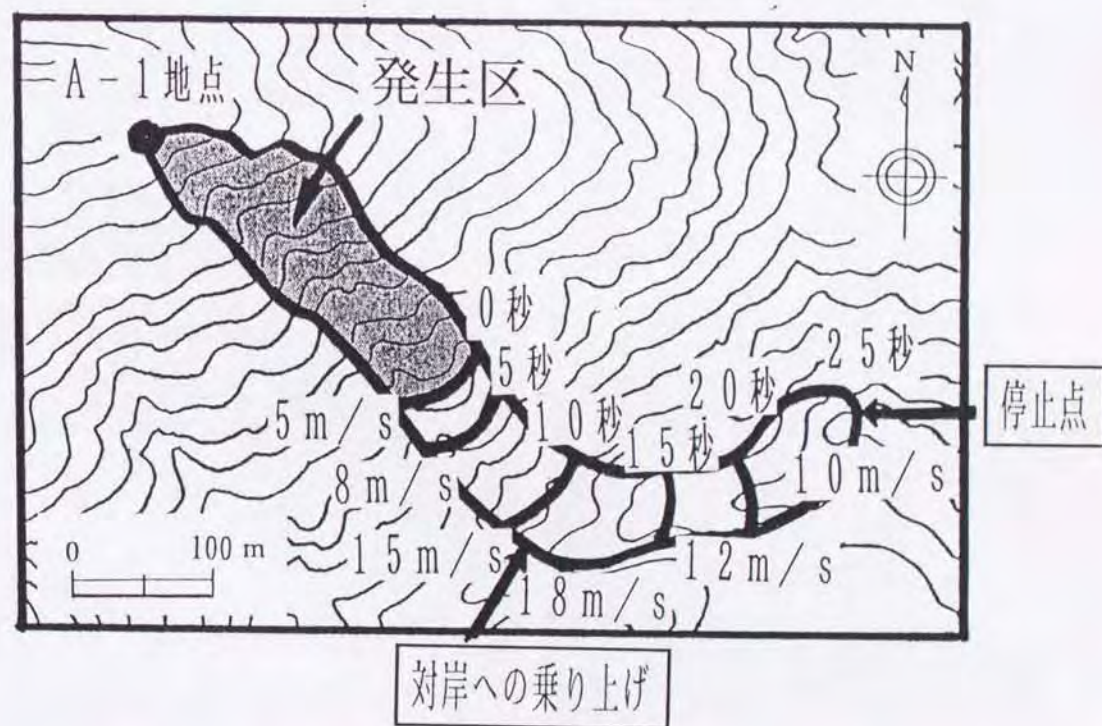


図5-18 1992年2月27日にA-1地点で発生した大規模な雪崩跡と、雪崩先端部の発生後の経過時間と試算して求めた速度の水平分布図
発生区は黒く塗りつぶして示してある

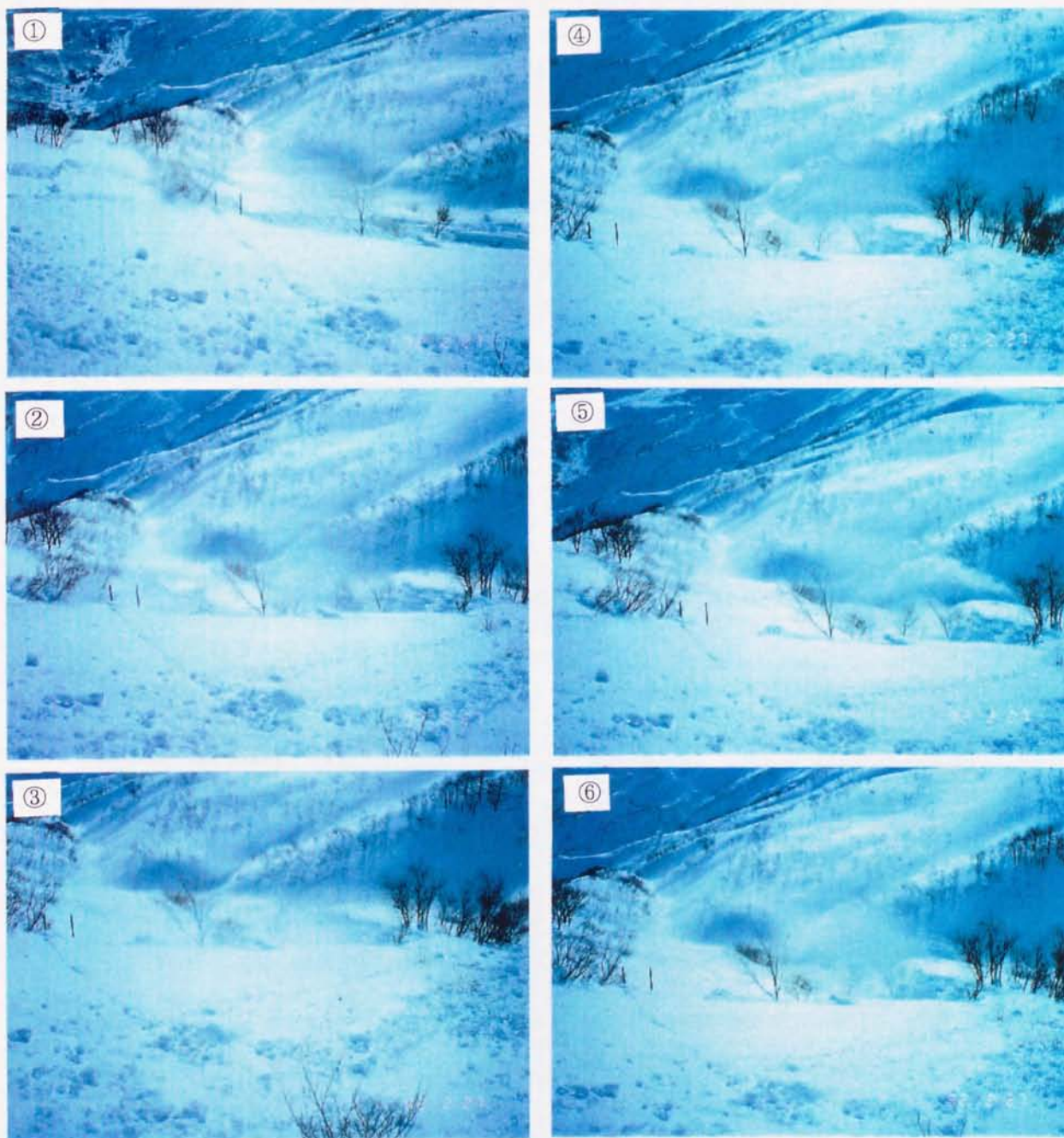


図5-19 大規模雪崩の発生から停止までの動態
 ①から⑥まで、約5秒間隔で斜面上部から撮影したものである
 ①から⑥の状況説明は表5-5を参照

表 5 - 5 発生した雪崩の発生から停止までの運動形態

段階	運動形態
1	弱層を境にした上部積雪の移動（剛体のすべり運動）
2	上部積雪とすべり面での摩擦による雪塊化
3	崩れた雪塊の破壊、流動化
4	まわりから、積雪からの空気を取り込みによる流動状態の増進
5	乗り上げによる前面からの空気を取り込みによる雪煙化
6	流動状態の停止

また、A - 2 地点で同日に発生させた雪崩は、発生した層の厚さが薄く、流下速度も小さかった（図 5 - 20）。

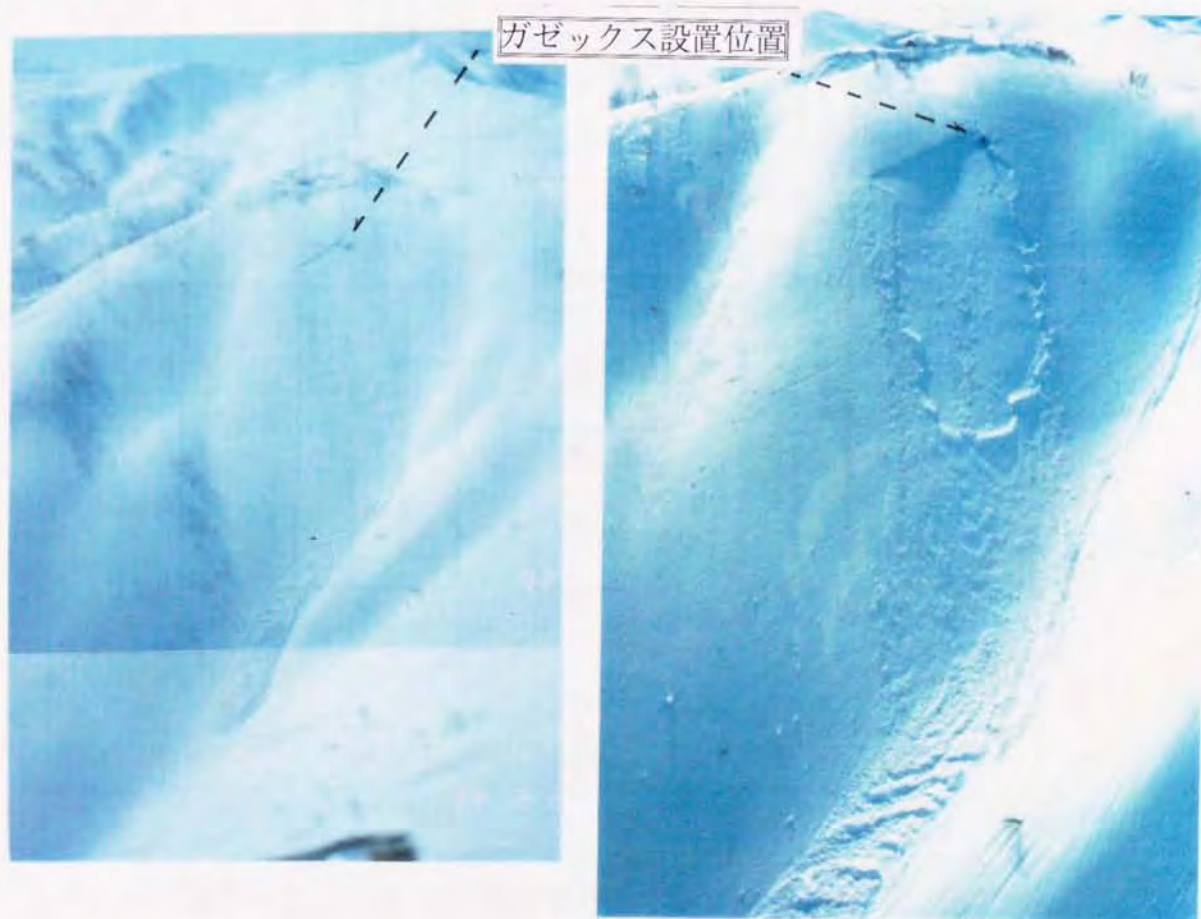


図 5 - 20 A - 2 での雪崩の発生状況

(2) 積雪状況

図5-21は、A-1地点の雪崩発生直後に行った、破断面箇所の積雪断面観測結果を示したものである。積雪表面から120cmまでは、密度 0.2 g/cm^3 、雪温 -4°C のこしまり雪で、その下に厚さ2cmのこしもざらめ雪が観察された。雪崩はこの層をすべり層として発生していた。

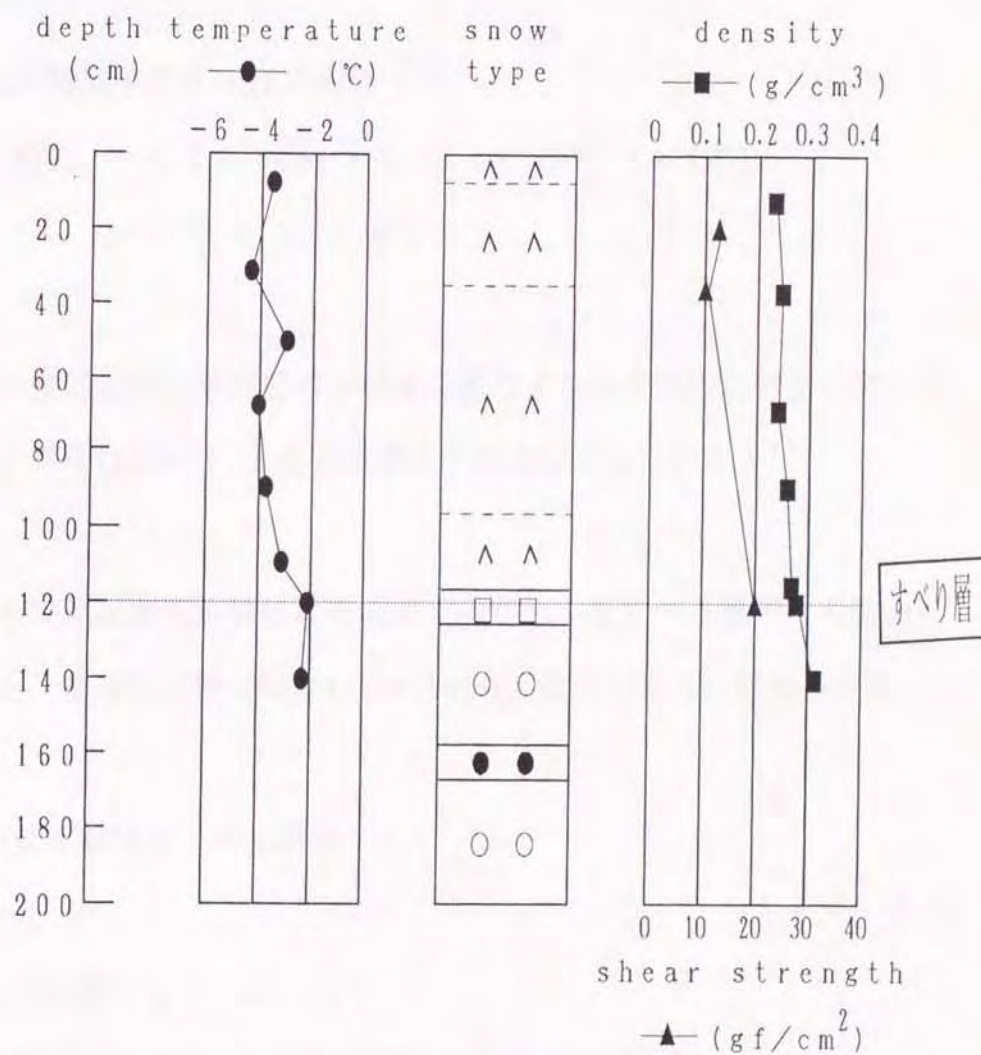


図5-21 A-1地点での積雪断面観測結果
測定箇所は雪崩の破断面部である

この層でのせん断強度をシアーフレーム⁴⁸⁾を用いて測定した。弱層上の単位面積当たりの積雪荷重の斜面分力をせん断力として、弱層上の積雪の安定度 (Stability Index) は (5-4) 式のように定義され計算された。

$$\begin{aligned} \text{SI} &= \text{せん断強度} / \text{せん断力} \\ &= 1.3 \qquad \qquad \qquad \dots (5-4) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{せん断強度} &= 20 \text{ (gf/cm}^2\text{)} \\ \text{せん断力} &= 120 \text{ (cm)} \times 0.2 \text{ (gf/cm}^3\text{)} \times \sin 40^\circ \\ &= 15.4 \text{ (gf/cm}^2\text{)} \end{aligned}$$

このように、せん断強度の方がせん断力よりも大きい。なお、アメリカ、カナダでは $\text{SI} = 1.5$ を雪崩発生予想基準としている。⁴⁹⁾

前記の空気圧測定実験による雪面での空気圧をすべり層のせん断力に加えると、積雪安定度 (Stability Index) は次のように計算される。

$$\begin{aligned} \text{SI} &= \text{せん断強度} / \text{せん断力} \\ &= 0.5 \qquad \qquad \qquad \dots (5-5) \\ \text{せん断強度} &= 20 \text{ (gf/cm}^2\text{)} \\ \text{せん断力} &= 15.4 \text{ (gf/cm}^2\text{)} + 22 \text{ (gf/cm}^2\text{)} \end{aligned}$$

これは、ガゼックスの爆発によって積雪安定度が1以下となることによって、すべり層での安定が崩れたことを示している。

(3) 気象・降積雪状況

図5-22は1992年2月17日～29日の気象観測点（図5-5参照）での積雪深・気温・天候状況を示したものである。ここに示す積雪深は超音波積雪深計で連続的に測定したものである。

この気象状況と実験時の積雪断面観測から、2月27日の大規模雪崩のすべり層となったこしもざらめ雪は、2月20日～21日にかけて形成されたものと推定される。2月20日～21日には、一時的に冬型気圧配置が崩れ、放射冷却によって積雪表面に霜が形成され、その後の -10°C 前後の比較的低温時の降雪によって、表面霜がこしもざらめ雪として成長したと考えられる。

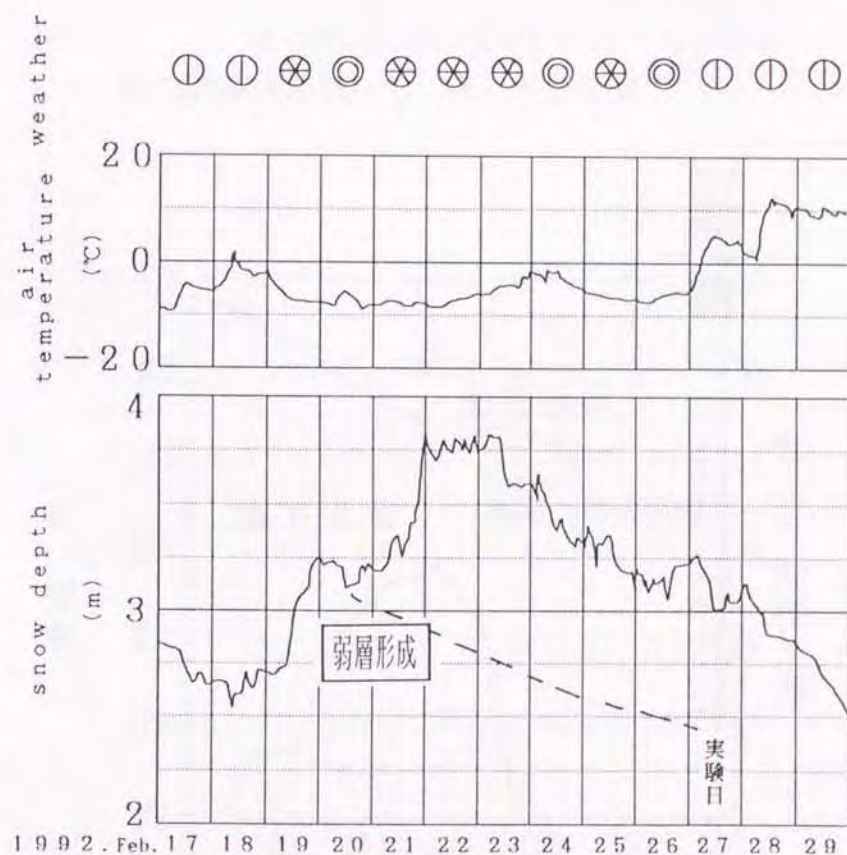


図5-22 1992年2月17日から29日までの天気、気温及び積雪深の変化
測定箇所は図5-5に示す地点である

(4) シミュレーションによる運動解析

このように1992年2月27日にA-1地点で発生させた雪崩は、発生区での雪崩の厚さや幅が大きく、流下距離も長くなった。

ここでは、発生した雪崩の経路の縦断形状を基に、Voellmyが提唱した雪崩の運動方程式(2-3)式を用いて雪崩の速度と停止位置を求めた。発生区での雪崩の厚さは実際の観測に基づき1.2mとし、100m流下するにしたがって50cmずつ増加するものとした。図5-23に示すように動摩擦係数と乱流摩擦係数をつぎの値とした場合に、実際の雪崩の速度と停止位置が再現できた。

μ : 動摩擦係数

$$\mu = 5/V \quad (V \geq 10 \text{ m/s})$$

$$\mu = 0.6 - 0.01V \quad (V < 10 \text{ m/s})$$

ξ : 乱流摩擦係数(m/s^2) = 1500

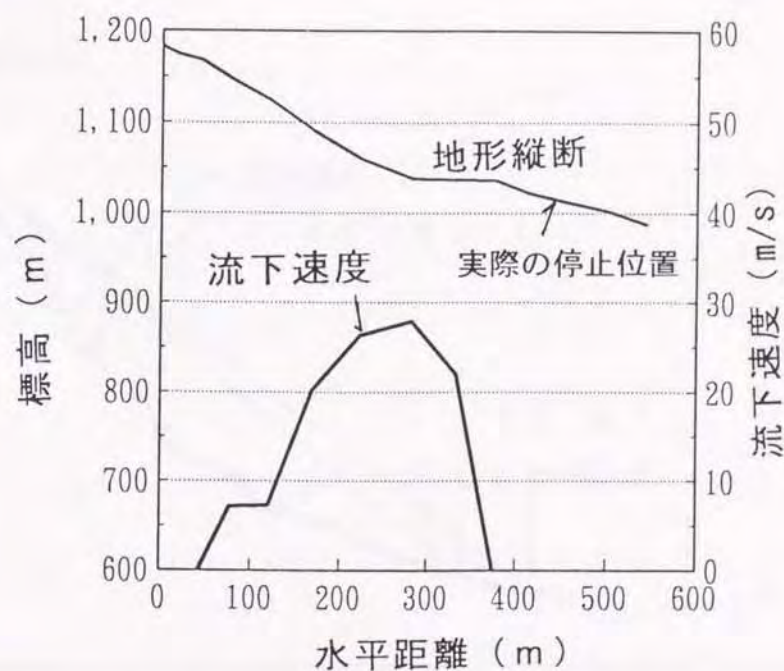


図5-23 速度再現モデル結果

(5) 地形状況による雪崩停止位置解析

Fujisawa et.alは、雪崩の到達範囲を求める新たな手法として、過去の雪崩の地形情報と停止位置の関係を解析した。⁵⁰⁾ 日本国内で発生した過去の66の雪崩発生データの解析から、地形縦断形状を2次式に近似し(図5-24)、これらの各種係数と発生点と停止点の位置からつぎのような変数増減法によって次のような重回帰分析結果を得た。

$$\alpha = 0.498\beta + 0.353\theta - 1.04 \quad \dots (5-6)$$

α : 雪崩の到達点と発生点を結んだ角度

β : 雪崩の発生点と走路上(2次近似式上)の勾配が 10° になる角度を結んだ角度

θ : 雪崩の発生点(2次近似式上)の角度

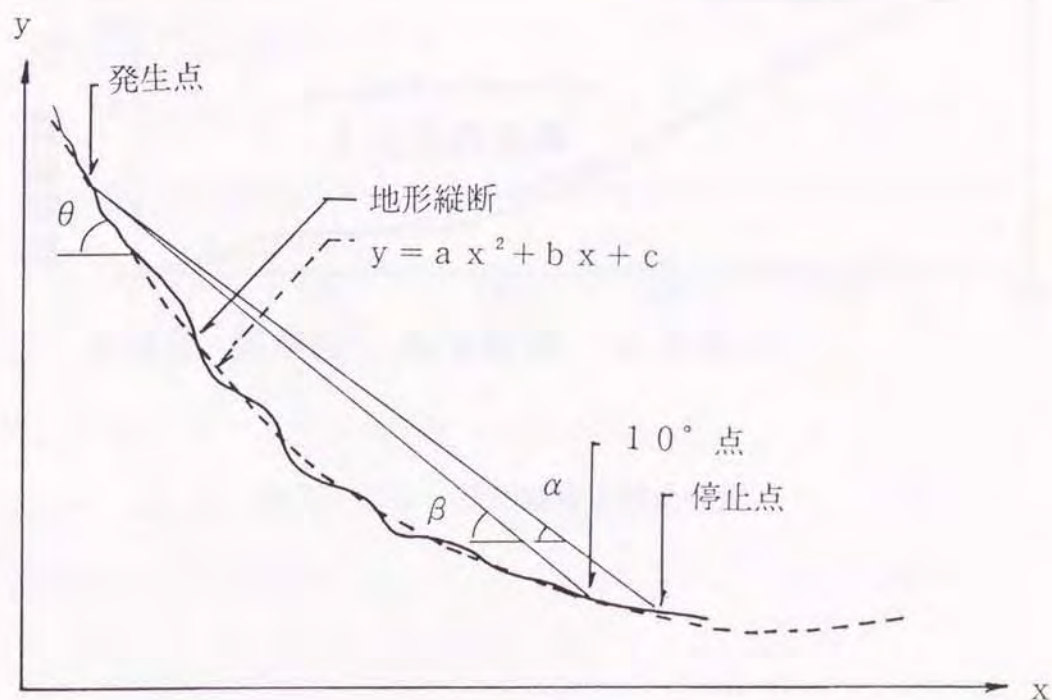


図5-24 地形縦断形状を表すと各種係数

この関係を用いれば、地形縦断形状と発生点の座標が分かれば、雪崩停止箇所が推定できる。

A-1 地点の地形縦断形状を 2 次式に近似するとつぎのようになる。

$$y = 0.000678x^2 + 0.0703x + 3.89 \quad \dots (5-7)$$

これから θ と β を求め、(5-6) 式に代入して雪崩の停止位置を推定するしたのが、図 5-25 である。これに示すように、1992 年 2 月 26 日の A-1 地点での人工雪崩の停止位置とほぼ同位置になることが確認された。

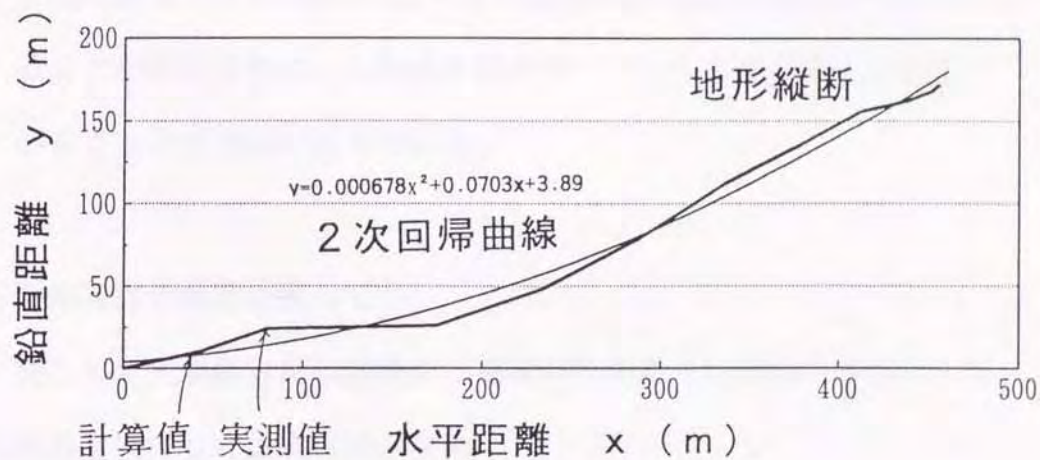


図 5-25 地形縦断と停止位置

5-6 まとめ

ガゼックスが本州山地の如く気候穏やかで多量の湿雪のある場合の効果と発生した雪崩の規模や動態について次のようにまとめることができた。

I ガゼックスの雪崩誘発効果に関して

1. 日本のような比較的重たい雪でも雪崩の発生が可能であることが実験的に証明された。
2. ガゼックスによって発生した雪崩は全て表層雪崩であった。したがって、確実に人工雪崩を発生させるには、弱層形成と降雪に留意し弱層形成条件の地域特性を把握しておく必要であることが分かった。
3. ガゼックスが雪面に与える圧力はN型波形を示した。キャノン部直下では最大で20 hpaの正圧と10 hpa程度の負圧が積雪表面にかかることが推定された。この正圧はスキーヤー1人が積雪上に載っていることとほぼ同じ圧力である。

II 自然雪崩の動態に関して

1. 発生した大規模雪崩の流動化へ過程が次のように観察された。
 - ①弱層を境にした上部積雪の移動
 - ②上部積雪とすべり面での摩擦による雪塊化
 - ③崩れた雪塊の破壊、流動化
 - ④まわりから、積雪からの空気を取り込みによる流動状態の増進
 - ⑤乗り上げによる前面からの空気を取り込みによる雪煙化
 - ⑥流動状態の停止

2. すべり面での単位面積当たりの積雪荷重や発生量が大きいほど発生する雪崩の規模も大きかった。
3. 人工雪崩によって発生した雪崩の流下速度は最高 20 m/s であった。
4. 発生した雪崩の流下速度と停止位置は、雪崩の運動シミュレーションや地形縦断情報によって再現できた。これによって、人工雪崩を行う場合あらかじめ停止位置を推定することが可能であることがわかった。

第6章 雪泥流災害と雪泥の性質

6-1 はじめに

最近の暖冬少雪の中で注目された雪氷災害で、水で飽和した積雪の流動による、いわゆる雪泥流災害がある。これまでこの種の災害は、わが国では富士山にのみ融雪期に度々発生し、「雪代（ゆきしろ）」という名前で古くから記録が残されている。これについては最近、(財)日本雪氷学会関東・中部・西日本支部の第11回雪氷フォーラム「富士山の雪代雪崩」で新田⁵¹⁾、小岩⁵²⁾、安間⁵³⁾、三木⁵⁴⁾によって興味ある報告がなされた。富士山の中腹より高い斜面は、冬には土壌が凍結して不透水層を形成する。そのために春先に融雪水や雨が地面に浸透せず積雪の中に溜り、積雪の中に地下水が形成される。その結果、水を含んだ雪は強度が急に減少して流動化を起し雪泥流となる。したがって、世界的にはこの種の災害は、ノルウエーの永久凍土の山岳地帯やグリーンランドのような氷河地帯で多く報告されてきた。^{55) 56)} わが国では、富士山以外で発生した雪泥流災害はこれまで融雪による鉄砲水として報道され、そのまま片付けられてきたためにその実態については不明な点が多いのが現状であった。本研究ではその実態を報告し、さらに雪泥の力学的性質や衝撃力及び粘性係数の測定から雪泥の特性をいくつか明らかにすることができた。

6-2 わが国で発生した雪泥流災害の事例

わが国における雪泥流災害は、古くは越後塩沢の住人、鈴木牧之が著した江戸時代の書「北越雪譜」⁵⁷⁾の中の一雪中の洪水一なる記載で知ら

れている。岡田武松の名著「雨」⁵⁸⁾の中では、富士山の雪代や「北越雪譜」の雪中の洪水は「雪汁（ユキシル）」と表現され「ユキシロ」は「ユキシル」のなまったものとしている。また、これらの現象について学会誌などで公表されているものとしては、新潟県南魚沼郡湯沢町字三俣の清津川水系水無沢流域下流部で昭和41年3月3～4日に発生した雪泥流の痕跡写真⁵⁹⁾や青森県八甲田山系にある東北電力管内の上松沢発電所で毎年発生する雪泥の詳しい報告⁶⁰⁾がある。発電所では「スノージャム」と呼んでいるが「スラッシュ（雪泥）」という言葉が国際的に通用している。新潟県を中心に新聞記事から拾い挙げた事例を表6-1に掲げた。この中で雪泥流により死者を出した災害の学術的な報告としては、昭和56年（1981年）3月14日新潟県牧村棚広の飯田川で橋の上にいた一名が雪泥流に襲われて死亡した事例がある。⁶¹⁾ これらの災害の原因は容易に確認されないためにそれほど明かではないが、水路の中の雪の吹き溜りや雪崩のデブリが河川を堰止め、いわゆる雪ダムが形成されてそれが融雪水や雨で決壊して下流に災害をもたらしたものである。時には小川や用水路に人為的に雪が投入れたために水路が塞がれ、水が行き場を失い溢れ出て浸水被害を引き起こすこともある。日本国内における雪泥流災害の最大のものは、昭和20年（1945年）3月22日青森県鰺ヶ沢町大然（おおじかり）の明石川から雪をまじえた洪水が襲い死者87人を出したものである。この災害は終戦直前に発生したもので当時は詳しく知らされなかった。最近になって、東奥日報が「消えた村」と題して1987年3月16日から26日にかけて9回のシリーズで夕刊に詳しく連載したり、町の郷土史家により単行本⁶²⁾として発行されたりして世の中に知られるようになった。以上の2件の事例はいずれも豪雪の年に発生したものであるが、最近の暖冬少雪の続く年にも

この種の災害が発生しているのは注目に値する。例えば、平成2年（1990年）2月11日午後2時40分頃、長野県栂池スキー場のから沢にかかっていた仮橋が雪泥流に流され、ちょうど橋を渡っていた若いスキーヤー2名が事故に遭い死亡した。このから沢は川幅も3m位で狭く、勾配もただか7度位のゆるやかな小川である（図6-1）。上流には全く雪崩の危険もないので、川の中に1m程度堆積していた雪が雪泥化して急に流動したものと考えられる。当時の気象状況は、10日には移動性高気圧が東に抜け、前線に伴う低気圧が日本海に出て、11日は全国的に4月並の暖かさとなり春一番が吹き荒れた。この日、富士山御殿場口では雪代雪崩が発生して山小屋やスキーリフトが破壊され、中央アルプス駒ヶ岳千畳カールでは雪崩により2名が行方不明、八ヶ岳連峰中岳沢では雪崩で1名が死亡、南アルプス甲斐駒ヶ岳五丈の滝では全層雪崩で1名が死亡等の事故が多発した。栂池でも11日午前10時には気温が4度に上昇し、午前4時頃からは雨となり最大時間雨量が11mm（7時～8時）となり午後2時までの累計は78mmに達した。この流域内の多量の雨と融雪水が川の中に堆積していた積雪へ集中して雪が雪泥化したと考えられる。流失した雪の量は推定によると、約3,000m³であった。^{6.3)}

更に、同じ年の12月4日午前10時半頃、岩手県松尾村八幡平の赤川で水路の除雪作業をしていた男性2名が雪水の鉄砲水（報道による）に流されて死亡した。岸の上で作業して難を免れた同僚は「ゴーという山鳴りのような音とともに、目の前を7mの川幅いっぱい雪水の鉄砲水が数十秒間いっきに流れていった」と話している。原因は現場から約900m上流の左岸部で土砂崩れの跡があり、この土砂が川を堰止め水を含んだ雪が貯ってダムとなり、それが決壊したのではないかと考えられる

と新聞では報道している。しかし、現場調査では、痕跡は洗い流されているのではっきりした原因はわからないが、川の中に堆積した雪の吹き溜りが雪泥化したのではないかと考えている。12月の初めなので兩岸の積雪はたかだか20cm位であったが、岩手県内では、4日には上空の寒気が抜けて午後3時には全域に出されていた風雪注意報は解除されたことから川の中に吹雪による吹き溜りが形成されたことが当然考えられる。

以上述べた2件の事例は比較的小さな河川での雪泥流災害であったが、平成4年(1992年)3月1日には、大きな河川である黒部溪谷を雪崩が堰止めたいくつかの雪ダムが決壊して大規模な雪泥流となって黒部川第三発電所仙人谷ダムを直撃し、1名の死者と1名の重傷者を出すとともに発電所施設にも多大の被害を与えた。この時の気温は8℃、連続雨量は244mmで、雪泥流がダムに直撃した際の最高ダム水位は約14mにも達し、これより計算した最大流入量は $478\text{ m}^3/\text{s}$ であった。また2箇所水位計による洪水波のデータから雪泥流の速度は約10m/sと推定された。^{64) 65)}

雪泥流の発生機構については、氷河や富士山のような凍土地帯ではモデルが確立されているが^{66) 67)}、梅池のように川底が蛇かご(図6-2)のような透水性のある場合には明かでない。また、運動や停止機構についても観察の機会がまれなことと、雪崩のようにはっきりしたデブリを残さないために不明な点が多い。そこではじめに、雪泥の物性を明らかにするために以下に述べる実験室における研究を行った。



図 6 - 1 雪泥流が発生した直後の長野県栂池スキー場・から沢



図 6 - 2 長野県栂池スキー場・から沢の雪泥流発生域の蛇籠

表6-1 東北・北陸地方に発生した雪崩災害の事例

年月日	場所・河川名	原因	被害
M33. 12. 13	新潟県犀潟村渋柿浜	吹き溜り	床上浸水十数戸
M33. 12. 14	新潟県湯之谷村芋川・用水路	雪の堆積	浸水7戸
S 9. 3. 19	新潟県高柳町岡野町・大瀧川	雪崩・土砂崩壊	床上浸水
S 9. 3. 23	新潟県広神村滝之又・和田川	雪崩	床上浸水
S11. 1. 17	福島県会津若松市内・小川	雪捨て・雪の堆積	床下浸水
S20. 3. 22	青森県鯉ヶ沢町大然・明石川	雪土崩壊・鉄砲水	死者87名、流失20戸
S20. 3.	新潟県松代町室野・濁川		床上浸水
S41. 3. 3	新潟県湯沢町三俣・清津川	吹き溜り・鉄砲水	造林地被害
S45. 1. 30	新潟県塩沢町片田・鎌倉沢川		床上13戸、床下19戸
S55. 1.	福島県西会津町・融雪溝	雪詰まり	床上浸水
S56. 3. 14	新潟県牧村柵広・飯田川	雪崩・雪捨て・ 雪の堆積・鉄砲水	死者1名、重傷1名
S56. 3. 15	新潟県松代町田沢他近隣町村 で6カ所・渋海川		床上・床下浸水、橋で 流出、国道通行止め
S59. 3. 15	新潟県糸魚川市新鉄・ 奴奈川用水	雪詰まり	床上1戸、床下3戸 道路通行止め
S59. 2. 6	新潟県糸魚川市内・下水溝	雪詰まり	床上3戸、床下28戸 道路通行止め
S59. 3. 18	新潟県大島村太平・保倉川		床下9戸、 県道通行止め
S60. 2. 9	新潟県塩沢町吉里・鎌倉沢川	雪崩・雪捨て	床上1戸、床下2戸 道路通行止め
S60. 2. 9	新潟県新井市小出雲・片貝川	雪捨て・雪の堆積	床上・床下浸水40戸
S60. 2. 9	新潟県上越市中ノ俣・中ノ俣川	雪捨て・雪の堆積	床上2戸、床下4戸
S60. 2. 10	新潟県新井市猿橋他・長沢川 新井市下濁川・馬場川 妙高村豊葦・土路川 板倉町・大熊川	雪捨て・雪の堆積	住宅床上・床下浸水 17戸、工場等床上・ 床下浸水3戸、 車5台水没
H 2. 2. 11	長野県梅池スキー場・から沢	雪の堆積・鉄砲水	死者2名
H 2. 12. 4	岩手県松尾村赤川山林・赤川	吹き溜り・鉄砲水	死者2名
H 3. 2. 15	山形県尾花沢市・小藤川	雪の堆積	床上2戸、床下8戸
H 4. 3. 1	富山県黒部峡谷仙人谷ダム・ 黒部川	雪崩雪ダム・鉄砲水	死者1名・重傷1名 発電施設破損
H 4. 5.	新潟県新発田市赤谷・湯の平	雪崩雪ダム・土石流	露天ぶろ破壊

6-3 雪泥の物理的性質

(1) 雪泥の密度

雪泥は水で飽和した積雪とここでは定義する。積雪は氷粒子が網目構造になっている。その空隙に水を満たしたものが雪泥である。したがって雪泥のとりうる密度範囲は、空隙がなく全部氷で満たされた場合は 917 kg/m^3 、すべての空隙が水の場合は 1000 kg/m^3 の狭い範囲にあるということになる。このことは、雪泥の密度をパラメーターとして何かを議論するには不便である。そこで雪泥は水と雪の体積比か重量比で示したほうがとりうる範囲が大きく便利である。図6-3は横軸に積雪の乾き密度をとり、空隙に水を満たしていった場合の水と雪の重量比を左側の縦軸に示した。本研究では、雪泥の基本量として密度の他に重量比でも表すものとする。

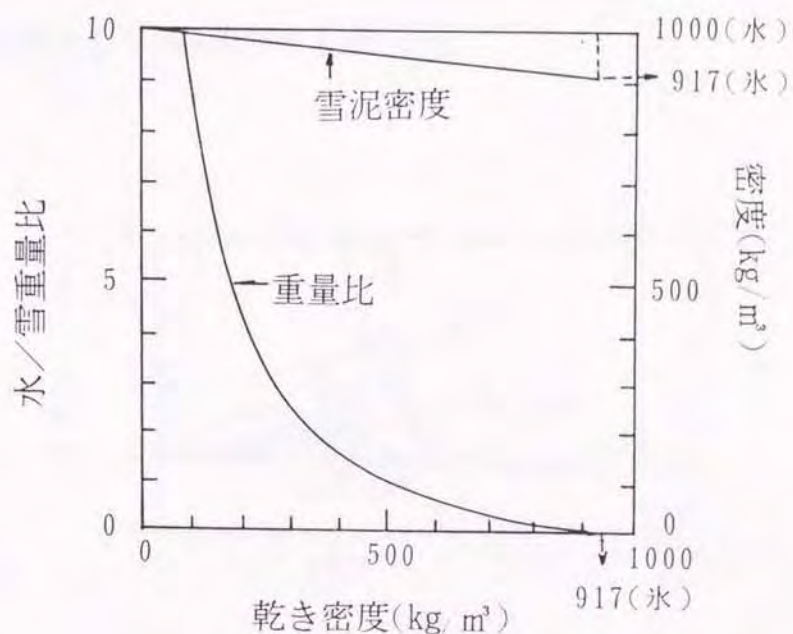


図6-3 雪泥のとりうる密度範囲と積雪の乾き密度と積雪の空隙に水を満たした場合の水／雪の重量比の関係

(2) 雪泥の力学的性質

積雪は水を含むと急に雪粒子の形状を変え、丸く大きな粒子に変化していく⁽⁶⁸⁾⁽⁶⁹⁾⁽⁷⁰⁾とともに粒子間の結合点が少なくなり、積雪の強度を急に減少させる⁽²¹⁾。雪泥流の発生には、水を含んだ場合の積雪の強度低下は重要である。積雪の強度を示す引っ張りとせん断の実験は難しいので、ここでは一軸の圧縮実験結果を示す。用いた一軸圧縮試験機は、低温環境実験室に納められたTCM-5000CR 型万能試験機（ミネベア株式会社製）である。雪試料の大きさは直径6.5 cm（断面積33 cm²に相当）、高さ13.1 cmの円柱で、0℃の水を試料に含ませて定速度圧縮試験を行った。圧縮速度は2 cm/min（歪速度 2.54×10^{-4} /secに相当）に固定して行い、圧縮量が3 cm になった時点で圧縮を中止し応力が自然に緩和するまで100 kg のロードセルを使って反抗力曲線を描かせた。図6-4は新雪試料の場合の時間－反抗力曲線の例である。図中の数字は水と雪の重量比を示してある。これらの実験から圧縮歪量が15%の時の反抗力を雪の圧縮強度として実験結果を比較した。

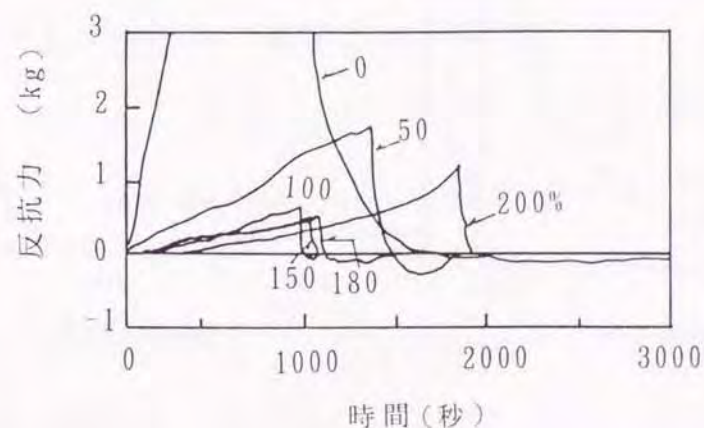


図6-4 雪泥試料の時間－反抗力曲線（新雪の場合）

図中の数字は水／雪の重量比（%）

また、圧縮粘性係数については次の(6-1)式から求めた。

$$\eta = \sigma \rho / (d\rho/dt) \quad \dots (6-1)$$

η : 積雪の圧縮粘性係数 (kPa・s)

σ : 圧縮応力 (kg/m²)

ρ : 雪の密度 (kg/m³)

t : 時間 (sec)

図6-5には新雪としまり雪についての圧縮強度を示した。横軸には密度を目盛っているが含水量の増加に対応している。いずれも水の量が増えると急に強度は減少し流動化の危険を示唆している。図6-6には同じように圧縮粘性係数を示したがいずれも水を含むと急に値は小さくなり、雪は変形して流動しやすくなることを示している。一般に乾き雪の場合には密度の増加とともに粘性係数は指数関数的に増加することが知られているので^{7,2)}、高含水雪の場合と全く逆の傾向を示す。

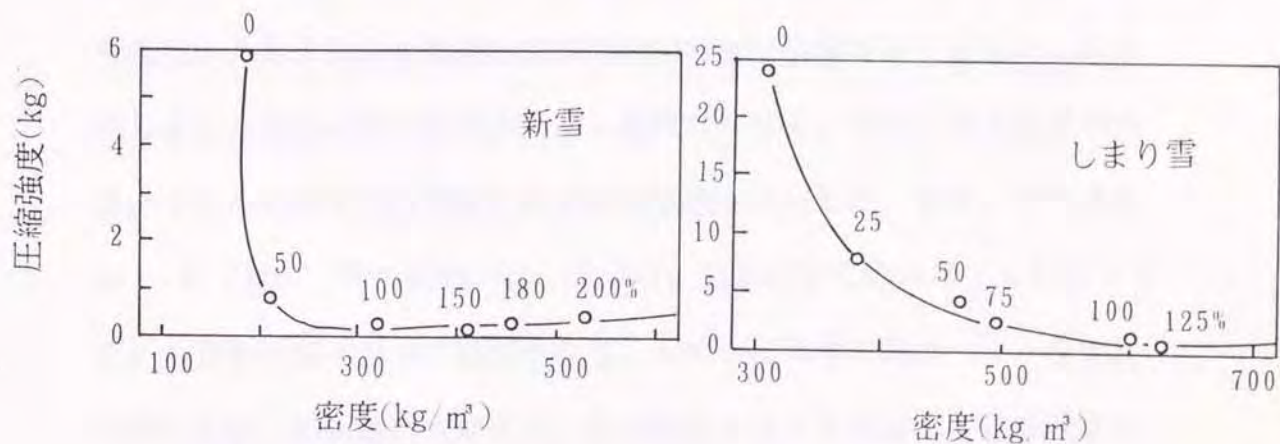


図6-5 雪泥の圧縮強度と密度の関係
図中の数字は水／雪の重量比

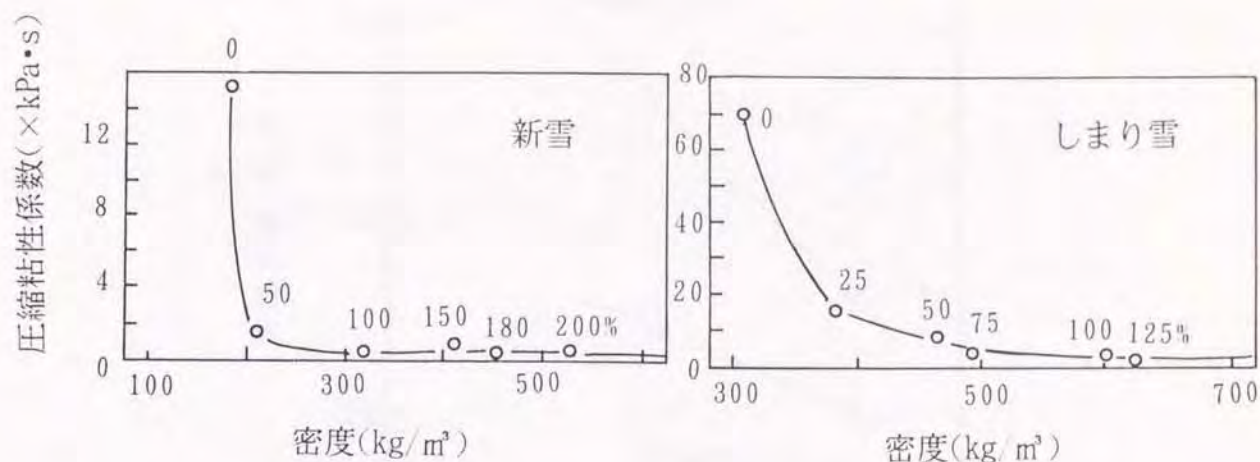


図 6 - 6 雪泥の圧縮粘性係数と密度の関係
図中の数字は水／雪の重量比 (%)

(3) 雪泥流の流体特性 (粘性係数)

雪泥流の流動特性を表す代表的な物理量としては、粘性係数がある。粘性係数の測定には市販の共軸円筒形回転粘度計を用いたが、円筒のずり速度が大きくなると雪泥と円筒の間のわずかな隙間ができてそこに水がしみこみ雪泥の粘性係数が正確に測れなくなる。そこでずり速度の大きいところの測定には雪泥の斜面流の実験を利用した。まず、ずり速度が $1.0 (1/S)$ での範囲では、 $500g$ 前後の $0^{\circ}C$ の水に 10 から $100g$ の雪を均質に混ぜて雪泥を作り、その中に粘度計のローターを雪泥の中に沈め、回転速度を変えて、その都度トルクを測定して粘性係数を求めた。ずり速度が $0.36 (1/S)$ と $0.73 (1/S)$ の場合に水と雪の重量比を変えながら粘性係数を求めた結果を図 6 - 7 に示した。

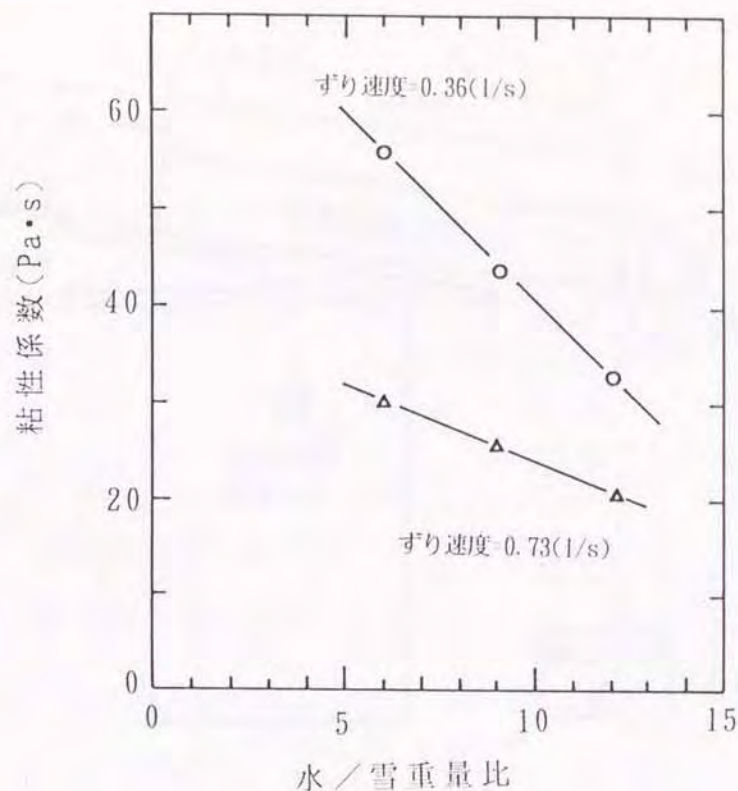


図 6 - 7 雪泥流の粘性係数と水／雪の重量比の関係

ずり速度の大きいところの実験は、図 6 - 8 に示したような傾斜台の上に透明なアクリル板で作った水路を載せて、その中に 5 kg の水に 1 kg の雪をまぜた雪泥を流下させてビデオカメラで撮影して表面流速や雪泥流の厚さを読み取り、流れの厚さが薄い定常的層流を仮定した次の (6 - 2) 式^{6.3)} から計算で粘性係数を求めた。

$$\eta = \rho g \delta^2 \sin \alpha / 2V_{\max} \quad \dots (6-2)$$

η : 雪泥の見かけの粘性係数 (Pa · s)

ρ : 雪泥の密度 (kg/m³)

g : 重力加速度 (m/s²)

δ : 雪泥流の厚さ (m)

α : 水平からの斜面の角度

V_{\max} : 雪泥流の表面流速 (m/s)

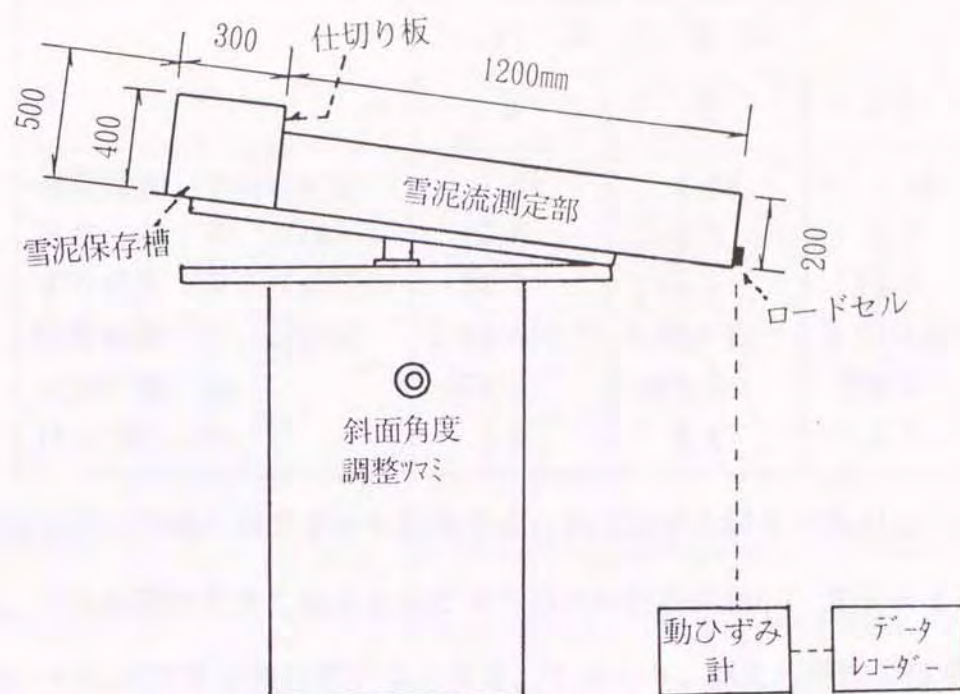


図 6 - 8 斜面を利用した雪泥流の実験装置

斜面の角度を変えて行った実験結果を表 6 - 2 に掲げた。この実験からは、ずり速度が 30 (1/S) から 80 (1/S) の範囲の粘性係数の値が得られた。ここではずり速度 D (1/S)、ずり応力 S (Pa)、レイノルズ数 Re 、フルード数 Fr は次の (6 - 3) ~ (6 - 6) 式より計算した。

$$D = V_{max} / \delta \quad \dots (6-3)$$

$$S = \rho g \delta \sin \alpha \quad \dots (6-4)$$

$$Re = 8 \delta \rho V_{max} / 3 \eta \quad \dots (6-5)$$

$$Fr = 4 V_{max}^2 / 9 \delta g \quad \dots (6-6)$$

表 6 - 2 雪泥の斜面流による粘性係数の測定結果

		斜 面 角 度 (α)		
		3°	5°	10°
表面速度	$V_{\max}(\text{m/s})$	1.04	1.24	1.41
厚さ	δ (cm)	3.0	2.5	1.9
ずり速度	D (s^{-1})	34.7	49.6	74.2
粘性係数	η ($\text{Pa}\cdot\text{s}$)	2.14×10^{-3}	2.04×10^{-3}	2.07×10^{-3}
レイノルズ数	Re	374.0	385.0	328.0
フルード数	Fr	1.6	2.8	4.8

以上の二つの方法で求めた結果をまとめて示すと図 6 - 9 のようになる。ずり速度が大きくなると急に 0℃の水の粘性係数(1.79×10^{-3} Pa·s)に近ずき流動状態がよくなる。すなわち、発生の瞬間では雪泥は粘ばっこいが、運動状態になると急に水に近い運動状態になる。一般に、ずり速度の変化に対して粘性係数の値が一定な流体はニュートン流体と呼ばれ、図 6 - 9 のような場合には非ニュートン流体と呼ばれる。

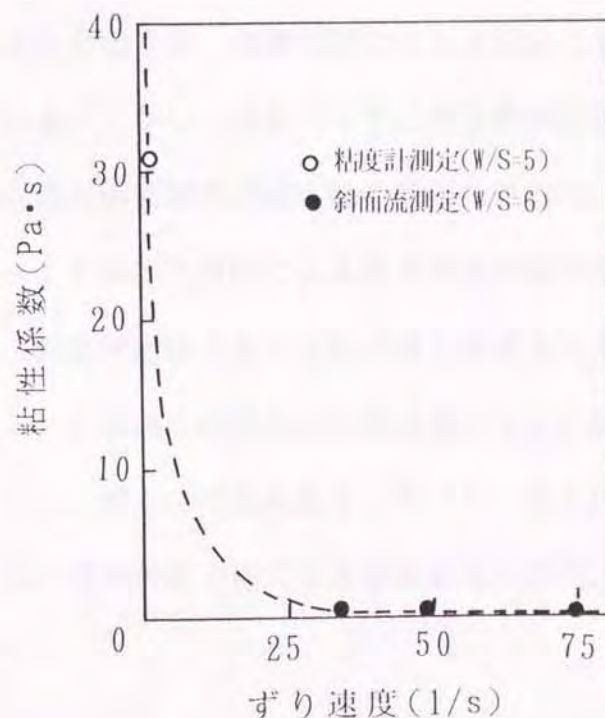


図 6 - 9 雪泥流の粘性係数とずり速度の関係
W/S:雪泥流の水／雪の重量比

さらに、これら二つの方法で求めた結果を、ずり応力とずり速度の関係を両対数グラフで表すと図6-10のごとく直線関係になる。一般にこの関係は次の流動方程式と呼ばれる(6-7)式のべき乗法則の関係を満足する。

$$S = \eta D^n \quad \cdots (6-7)$$

ここで n は非ニュートン粘性指数と呼ばれ、 $n=1$ の場合がニュートン流体で、 $1 > n > 0$ の場合は擬塑性流体(pseudoplastic)と呼ばれる。

⁶⁴⁾ 擬塑性流体の場合は、ずり速度が大きくなると粘性係数が急に小さくなるので構造が壊れるためだと考えられる。したがって、擬塑性流体の粘性係数は別に、構造粘性係数とも呼ばれる。ここで言う構造的とは流体の凝集性を意味している。すなわち、 n が小さいほど流体の凝集構造が弱いことを示す。静止状態の雪泥は凝集性の構造をもって雪粒子はお互いに集合しようとするが、運動状態になると幾分この性質が弱まることを示唆している。しかし、運動中でもこの凝集性が保存されていることが次に述べる雪泥の衝撃力測定実験で明かにされた。

また、図6-11は斜面角度による流下速度の変化を示したものである。これから、斜面角度が大きくなれば流下速度も大きくなるが、雪泥流 ($W/S = 5$) と水のみの流れとの差は無いことが確認された。また、雪の割合を多くし、雪と水の重量比を (W/S) を3以下にした場合は、水だけが流下し、雪が斜面上部に残る現象が見られた。

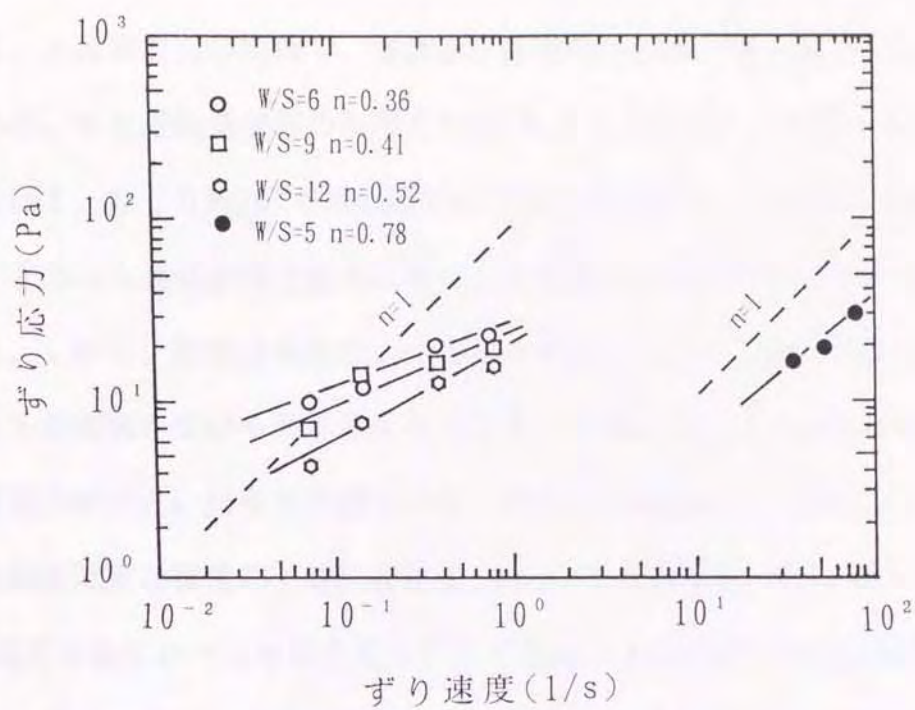


図6-10 雪泥流のずり応力とずり速度の関係
n: 非ニュートン粘性指数

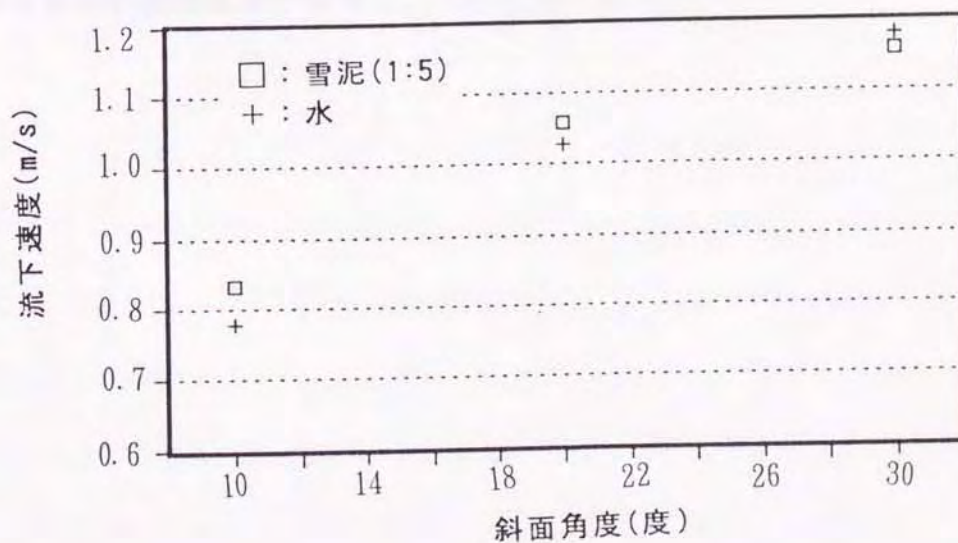


図6-11 斜面角度と流下速度の関係

(4) 雪泥流の衝撃力

一般に、流体が物体に衝突した場合の衝撃力は(4-1)式であらわされる。 k は無次元の定数で、流体が非圧縮性と仮定できれば $k = 1/2$ である。また運動量保存のみ考えれば $k = 1$ となる。したがって、水の密度は $1,000 \text{ kg/m}^3$ で本実験での雪泥の密度は 950 kg/m^3 であるから、どちらも速度が同じ場合には水の方が衝撃力は大きいことが予測される。しかし、雪泥は凝集性という構造を持っているのでその構造のスケールが衝突を受ける物体のスケールよりも大きいと雪泥の方が水よりも衝撃力が大きい結果が予想される。そこで実験は図6-8に示した雪泥の斜面流実験装置の下端に直径 1.1 cm (受圧面積 0.95 cm^2) で 500 g 測定可能なロードセルを取り付けて雪泥と水の衝撃力の比較測定を行った。図6-12には斜面角度が 10 度の時の水と雪泥(水と雪の重量比が 4.55 で総重量が 6 kg) の衝撃力の結果が示されている。明かに水の方が衝撃力が小さく、さらに雪泥の衝撃力には瞬間的にいくつかの大きな力がパルス状に現れている。これはロードセルの受圧面積よりも大きな雪泥の凝集構造が衝突したためと考えられる。

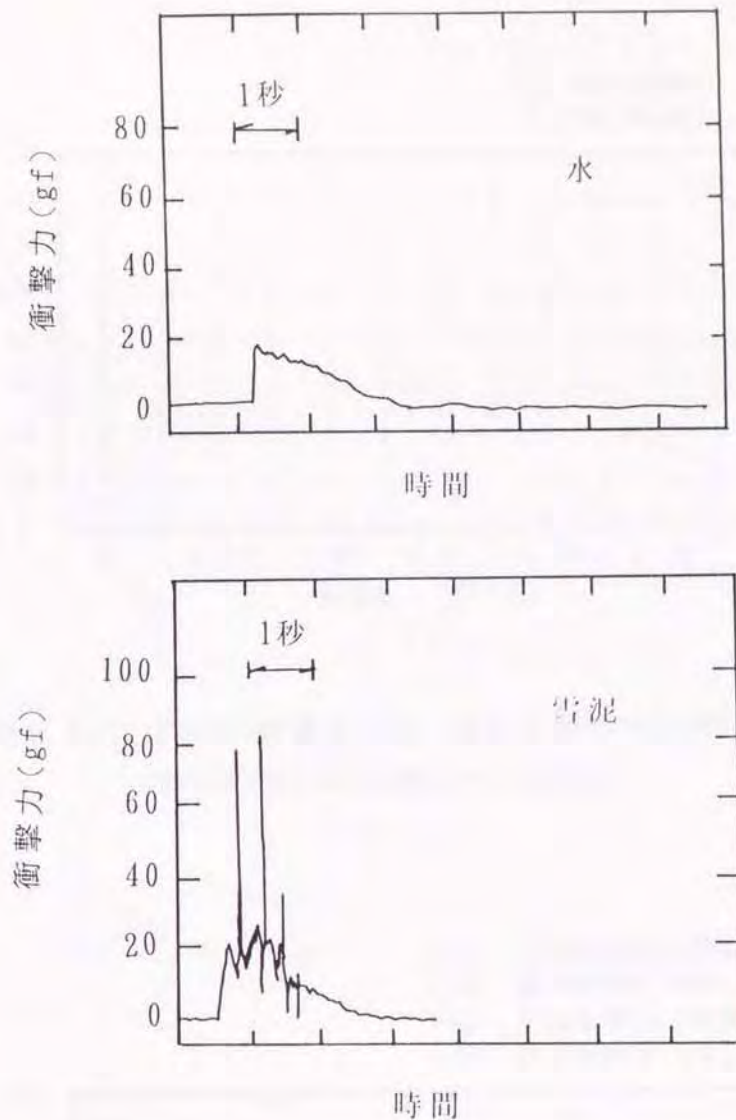


図6-12 水流と雪泥流の衝撃力の比較
上図：水流合、下図：雪泥流

図6-13は、雪の水に対する重量比と（水だけの場合が0となる）衝撃力の関係を示したものである。ここに示す最大衝撃力とは衝撃力のピーク値であり、平均衝撃力は、流れがロードセルに衝突している間の衝撃力の平均値を求めたものである。水だけの場合、衝撃力の変化が少ないので衝撃力の最大値と平均値の差は小さいが、雪の量が大きくなるほど最大値も大きくなった。図6-14に最大衝撃力と流速の関係を示した。平均衝撃力は（4-1）式に示す係数 k は1～2であるが、雪泥流での最大衝撃力は k は10以上となった。

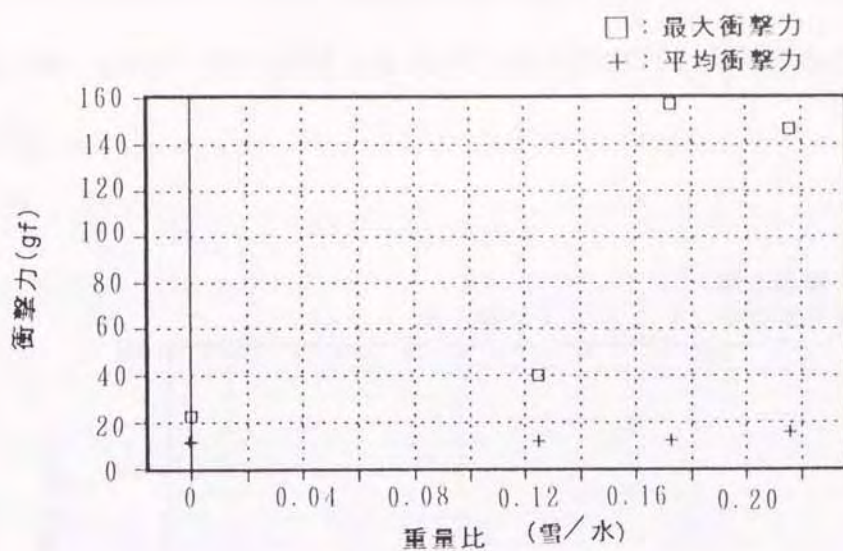


図 6 - 1 3 雪水の重量比 (雪/水) と衝撃力の関係
横軸の水のみの場合が 0 である

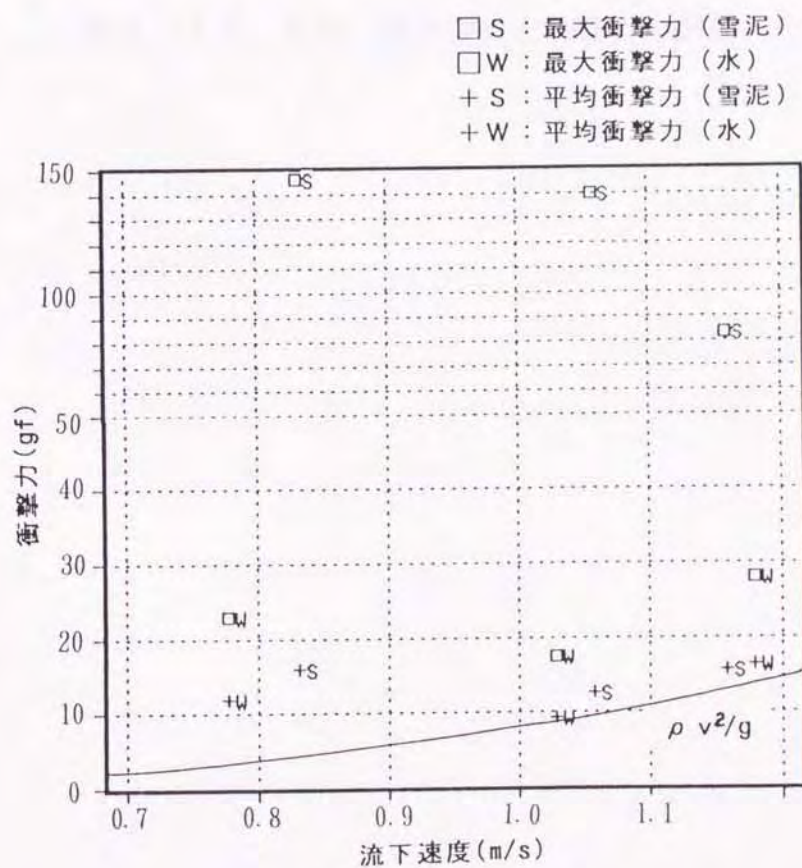


図 6 - 1 4 流下速度と衝撃力の関係

また、図6-15は、雪泥流の全体量と衝撃力を示したもので、全体量が多いほど、平均衝撃力ならびに最大衝撃力も大きくなる傾向が見られた。

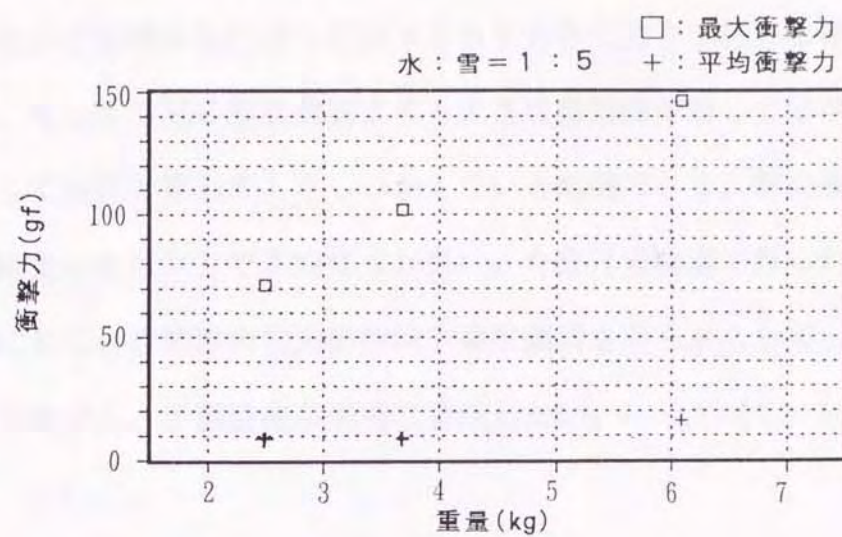


図6-15 重量（水+雪）と衝撃力の関係

6-4 まとめ

本研究では、最近注目された雪泥流 (slushflow) 災害の実態を述べるとともに雪泥のいくつかの物理的性質を実験的に明かにした。特に、雪泥流の衝撃力を評価する際には雪泥の凝縮性のために、人体や橋桁のような小さな構造物に対しては水よりも大きな力を予想しなければならない。そして雪泥の凝集構造よりも大きな構造物に対しては水が衝突するとして強度計算してもさしつかえないと結論できる。雪泥流の研究はまだ始まったばかりで不明な点が多い。今後は実験室で得られた結果を参考にして、自然界の雪泥の物性や発生機構を明らかにして、観測方法などを確立し、予測技術の発展に貢献したい。

第7章 結語

本研究は、自然界で観察が困難で動態がよく分かっていない表層雪崩と雪泥雪崩の運動について実験的研究により明らかにした。

本研究ではつぎのような表層雪崩に関しての3つの異なった種類の実験と雪泥流に関する実験の計4種類の実験的研究を行った。

- ・密度流によって表層雪崩の動態を再現した実験
- ・表層雪崩の内部の状態を把握するための雪の流動化実験
- ・自然界の表層雪崩の動態を観測するための人工雪崩実験
- ・雪泥流に関しての性質を調べる実験

それぞれの実験的研究で明らかになったことはつぎの通りである。

「密度流による雪崩の運動に関する模型実験」では、食塩水を用いた密度流の模型実験によって雪崩の運動形態について研究した。

実験方法は、水槽の中に食塩水を流して密度流を作り、その運動特性を調べた。実験条件として、最初に流す食塩水の密度、最初に流す食塩水の量、斜面角度を変化させて行い、流下速度、ヘッドの高さ、ヘッドの成長率、流れ中の密度変化などについて観察、測定した。測定された結果から、無次元化した流下速度は、初期食塩水体積の $1/4$ 乗、初期食塩水密度の $1/2$ 乗に比例すること、斜面角度と流下速度は無関係であることが実験的に判明した。このことは、雪崩の発生量が多いと雪崩の規模も大きいことや、雪崩シミュレーションとして一般的に使用され

ているVoellmyの流下速度の理論式の関係と一致した。雪崩対策の構造物を設計する場合に必要であるヘッドの高さや雪崩の流下中の密度についても、初期食塩水体積が多いほど大きい傾向となった。このことから、実際の雪崩災害の痕跡から推定されていたいくつかの雪崩の動態について実証できた。

「雪粒の流動状態の実験」は、表層雪崩の内部の状態を研究するために行った。これは、円筒中の雪粒に空気を送風する方法と円筒中に雪粒を落下させる方法の2通りの手段によって雪粒の流動状態を作り出しその性質を調べた。これから、雪の場合、通常の粉体と異なり粒同士の付着力の影響のため流動状態になりにくいことがわかった。また、ずり速度が20 (1/S)で流動状態の粘性係数が変化するビンガム塑性流体であると推定された。

さらに、小さな受圧板で測定した流動状態の雪粒の平均衝撃力は $p = k \rho v^2$ で $k = 1$ の値をとるが、雪粒同士の凝集による塊の作用によりこれの10倍程度のピークをとる場合もあることがわかった。また、この凝集性のために、群をなす粉体の通常の落下運動よりも、大きな落下速度が得られることが分かった。このことは実際の表層雪崩の堆積物（デブリ）の中に雪塊が多く含まれている事実をよく説明できた。

「人工発生による自然界の雪崩の動態に関する実験」では、人工雪崩発生実験によって発生した自然界の雪崩の動態について研究した。これは、日本ではじめてフランスで開発されたガゼックスという人工雪崩の誘発装置を用いて実験を行い、積雪の空気圧の増加、測定積雪層構造、雪崩発生状況などを観測、測定した。その結果、ガゼックスによって発

生可能な雪崩は表層雪崩で、日本のような比較的重たい雪でも雪崩の発生が可能であることがわかった。また、自然界の雪崩の動態として、その流動化の過程を観測し、さらに流下速度を測定した。発生したいくつかの雪崩の解析から、すべり面での単位面積当たりの積雪荷重が大きく、雪崩の発生量が大きいほど発生する雪崩の規模も大きいことが明らかにされた。

「雪泥流災害と雪泥の性質」では、これまでの災害事例と雪泥の物理的性質を研究した。

ここでは、まず、これまで発生した雪泥流災害についてまとめた。この種の災害は、最近の暖冬少雪の続く年にもこの種の災害が発生していることが特徴的であった。

さらに、雪泥の物性を明かにするために実験室における研究を行った。回転粘度計と雪泥の斜面流実験から粘性係数をもとめ、雪泥は、雪粒子がお互いに集合しようとする凝集性の構造を持つ擬塑性流体であることを明らかにした。また、雪泥流と水流の衝撃力を測定し比較した結果、雪泥流では、その凝集構造が衝突したためと考えられるパルス状の大きな力を記録するなど新しい知見を得ることができた。

参考文献

- 1)雪崩対策研究会, 1992: 改訂 雪崩とその対策, 55-56p
- 2)Schaerer, P. A. and A. A. Salway., 1980: Seismic and impact Pressure monitering of flowing avalanches, Journal of Glaciology, Vol.26, No.94, p.179-187
- 3)Simizu, H. and others., 1980: A study on high speed avalanches in the Kurobe canyon Japan, Journal of Glaciology, Vol.26, No.94, p.141-151
- 4)川田邦夫 1986: 黒部峡谷における大規模雪崩の特性, 昭和61年度日本雪氷学会秋季大会予稿集
- 5)Dent, J. D. and T. E. Lang., 1980: Modeling of snow flow, Jurnal of Glaciology, Vol.26, No.94, p.131-140
- 6)Dent, J. D. and T. E. Lang., 1982: Experiments on the mechanics of flowing snow, Cold Region Science Tecnology, Vol.5, p.253-258
- 7)Eybert-berard, A., and others., 1978: Measures dynamiques dans l'avalanche, in Comptes Rendus, Deuxieme Rencontre International sur la Neige at les Avalanches, Glenoble, France
- 8)佐藤和秀他 1986: 柵口表層雪崩の構造と規模, 自然災害特別研究突発災害研究成果 No. b-60-8, p.23-28
- 9)齊藤茂吉他 1962: なだれ防止工に関する研究, 日本鋼管技報, 3号, 57-66p
- 10)日本建設機械化協会, 1977: 新防雪工学ハンドブック

- 11)清水弘他, 1972~77: 黒部峡谷の高速なだれの研究 I ~ V, 低温科学, 第30~35卷
- 12)Schaerer, P. A., 1973: Observation of avalanche impact pressures., U. S. Dept. of Agriculture. Forest Service. General Technical Report RM-3, p. 51-54
- 13)Voellmy, A., 1955: Über die Zerschönerungskraft von Lawinen. Schweizerische Bauzeitung 73, Vol. 12, pp. 159-165; Vol. 15, pp. 212-217; Vol. 17, pp. 246-249; Vol. 19, pp. 280-285
- 14)Schaerer, P. A., 1975: Friction Coefficients and speed of flowing avalanches, IASH AISH Publ., Vol. 114., p. 179-187
- 15)Perla, R. I. and others, 1980: A two parameter model of snow avalanche motion, Journal of Glaciology, Vol. 26, No. 94, p. 197-207
- 16)Salm, B., 1966: Contribution to avalanche dynamics IAHS AISH publication, Vol. 69, p. 199-214
- 17)Lang, T. E. and R. L. Brown., 1980: Numerical solution of snow avalanche impact on structures, Research Report RM-216, USDA Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Ft. Collins, Co, USA, p. 21
- 18)Brugnot, G., Pochat, R., 1979: Numerical simulation study of avalanches, Journal of Glaciology, Vol. 27, No. 95, p. 77-88
- 19)Maritnelli M., Jr., T. E. Lang and A. Mears., 1980: Calculation of avalanche friction coefficients from field data, Journal of Glaciology, Vol. 26, No. 94, p. 109-120
- 20)Dent, J. D. and T. E. Lang., 1983: A biviscous modified Bingham

- model of snow avalanche motion, *Annals of Glaciology*, Vol. 4,
p. 42-46
- 21) 福島祐介 1987: 新潟県柵口地区表層雪崩の流動解析, 雪氷, 第49巻,
第1号, p. 1-8
- 22) 納口恭明 1983: モデル地形における雪崩の運動走路, 国立防災科学
技術センター研究報告, 第9号
- 23) Bakkehoi, Domaas, and Lied., 1983: Calculation of snow avalanche
runout distance, *Annals of Glaciology*, Vol. 4, p. 24-29
- 24) 上石 勲, 早川典生, 川田邦夫, 千葉京衛, ガゼックスを用いた雪崩発
生法に関する研究, 1994, 雪氷第56巻2号掲載予定
- 25) 前野紀一, ノルウェー、リグフォーンにおける人工雪崩実験, 1991:
日本雪氷学会講演予稿集, p. 16
- 26) Nakamura T., Nakamura H., Abe O., Sato A. and Numano N., 1987:
A newly designed chute for snow avalanche experiments. *IAHS Publ.*
Vol. 162, p. 441-451
- 27) 阿部 修, 中村秀臣, 中村 勉, 佐藤篤司, 沼野夏生, 1991: 大型野
外シュートを用いた雪崩実験, その1. -雪塊と杭の衝撃現象-, 雪氷
53巻1号, p. 11-20
- 28) 浅井涌太郎他, 1987: 雪崩減勢工に関する模型実験(1), 1987,
土木研究所資料2468号
- 29) 西村浩一, 1990: *Studies on the Fluidized Snow Dynamics*,
北海道大学低温科学研究所欧文報告, NO. 37, p. 1-55
- 30) 上石 勲, 川田邦夫, :1994, 密度流による雪崩の運動に関する模型実
験, 雪氷第56巻2号掲載予定
- 31) 納口恭明, 1993: 雪崩現象における相似則と集団の力学, 平成5年度

日本雪氷学会全国大会講演予稿集, p. 181

- 32) Hopfinger, E. J. & Tochon Dauguy, J. C., 1977: A model study of powder-snow avalanches, *Journal of Glaciology*, Vol. 19, No. 81, p. 343-356
- 33) Beghin, P. & Brugnot, G., 1982: Contribution of theoretical and experimental results to powder-snow avalanche dynamics, *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 8, p. 67-73
- 34) Beghin, P. & Olagne, X., 1991: Experimental and theoretical study of the dynamics of powder snow avalanches, *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 19, p. 317-326
- 35) Hermann, F. and Hutter, K., 1991: Laboratory Experiments on the dynamics of powder-snow avalanches in the run-out zone. *Journal of Glaciology*, Vol. 37, No. 126, p. 281-295
- 36) 福嶋祐介, 1986: 粉雪雪崩の流動機構の解析, 雪氷, 第48巻2号, p. 189-197
- 37) 和泉薫, 1985: 大規模雪崩の流動性, 新潟大学災害研年報, 第7号, p. 187-194
- 38) Tochon-Dauguy, J. C & Hopfinger, E. J.: 1975. Simulation of the dynamics of powder avalanches, *IAHS AISH Publication*, Vol. 114, p. 369-380
- 39) 福嶋祐介、早川典夫、備前亨, 1993: 三次元傾斜サーマルの流動特性, 土木学会論文集, 第473号, p. 17-24
- 40) Mellor, M., 1968: Avalanche dynamics. *Cold Regions Science and Engineering*, p. 73-75
- 41) 川田邦夫, 1983: 小さな円形受圧板に対する雪塊の衝撃力, 雪氷, 第

45巻2号, pp. 65-72

42) 森 滋勝, 1992: 固・気2相流および気系流動層, 輸送現象論, 裳華房, 87-109p

43) 日本建設機械化協会, 1988: 新編防雪工学ハンドブック, 1-527p

44) Gubler, H., 1977: Artificial release of avalanches by explosives, *Journal of Glaciology*, Vol. 18, No. 19

45) 平野敏右, 圧縮波の発生と伝播: ガス爆発予防技術, 海文堂, 125-131p

46) 清水 弘, 1966: 雪崩の階級, 低温科学, 第24巻, p. 211-220

47) 清水 弘, 1990: 雪崩規模, 雪氷辞典, 日本雪氷学会, 87p

48) 和泉 薫, 1991: 雪崩の調査, 雪氷調査法, 日本雪氷学会北海道支部編, 47-62p

49) Summerfield, R. A., 1984: Instruction for using the 250 cm² shear frame to evaluate the strength of a buried snow surface, US Dept. Agr. Forest Service Res. Note, RM-446, p. 6

50) Fujisawa, K., Tsunaki, R., I. Kamiishi, 1994: Method of estimating snow avalanche runout distances with topographic data, *Annals of Glaciology*

51) 新田隆三, 1993: スラッシュ雪崩概説, 雪氷, 第55巻2号, p. 140-141

52) 小岩清水, 1993: 雪代災害をどのように把握するか, 雪氷, 第55巻2号, p. 141-142

53) 安間荘, 1993: 富士山におけるスラッシュ雪崩発生の初期条件と流れの動態, 雪氷, 第55巻2号, p. 142-144

54) 三木洋一, 1993: 富士山のスラッシュ雪崩に起因する土砂流出, 雪氷,

第55巻2号, p. 144-146

- 55) Hestnes, E. and Sandersen, F., 1987: Slushflow activity in the Rana district, North Norway, IAHS Publ., No. 162, p. 317-330
- 56) Nobles, L. H., 1965: Slush avalanches in Northern Greenland and the classification of rapid mass movements, IUGG Publ., No. 69, p. 267-272
- 57) 鈴木牧之, 1922: 北越雪譜, 岩波書店, 317p
- 58) 岡田武松, 1951: 雨, 岩波書店, 351p
- 59) 佐伯正夫, 1967: 積雪期の異常出水, 雪氷, 第29巻4号, p. 96
- 60) 釜范宏, 1969: スノージャムの予知と気象, 雪氷, 第31巻2号, p. 30-36
- 61) 小出嵩, 1981: 東頸城郡牧村に発生した鉄砲水, 56 豪雪の記録, 土木学会新潟会, p. 96-102
- 62) 鶴田要一郎, 1988: 岸壁(くら), 青沼社, 175p
- 63) 小林俊一, 和泉薫, 長沢武, 丸山雅隆, 1990: 平成2年月11日の柵池スキー場における融雪災害について, 雪氷北信越, 5号, p. 26
- 64) 小林俊一: なだれ研究の問題点, 月刊地球, 第15巻8号, p. 459-465
- 65) 川田邦夫, 広川強士, 1993: 黒部峡谷の融雪鉄砲水災害, 雪氷, 第55巻2号, p. 147
- 66) Onesti, L. J., 1987: Slushflow release mechanism, A first approximation, IAHS Publ., No. 162, p. 331-336
- 67) Anma, S., Fukue, M. and Yamashita, K., 1988: Deforestation by slush avalanches and vegetation recovery on the eastern slope of Mt. Fuji, International Symp., Interpraevent 1988-Graz, p. 133-156

- 68)若濱五郎, 1965: 水を含んだ積雪の変態, 低温科学, 物理篇, 第23卷,
p. 51-66
- 69)対馬勝年, 1978: 水に浸った雪の粗大化, 雪氷, 第40巻4号, p. 1-11
- 70)Raymond, C. F. and Tusima, K., 1979: Grain coarsening of water-saturated snow, Journal of Glaciology, Vol. 22, p. 83-105
- 71)木下誠一, 1963: 0 °Cの水に浸した雪の圧縮 1, 低温科学, 物理篇,
第21巻, p. 13-22
- 72)小島賢治, 1954: 積雪の粘弾性, 低温科学, 物理篇, 第12巻, p. 1-1
2
- 73)Bird, R. B., Stewart, W. E. and Lighfood, E. N., 1960: Transport
Phenomena. John Wilwy & Sons, Inc., New York, London, Sydney, 7
80pp

謝 辞

本論文は新潟大学大学院自然科学研究科において行った研究をまとめたものであり、全般にご指導をいただいた積雪地域災害センター小林俊一教授にこころより感謝申し上げます。

論文の作成に当たって、新潟大学工学部長谷川富市教授、原利昭教授、積雪地域災害研究センター青木滋教授、丸井英明助教授、長岡技術科学大学早川典夫教授に貴重なご助言を賜り、ここに厚くお礼申し上げます。

また、本研究をまとめるにあたり援助をいただいた新潟大学 和泉薫助教授、富山大学対馬教授、川田助教授、新潟大学自然科学研究科 長谷美達夫氏、石坂雅昭氏に深く感謝いたします。

人工雪崩実験に際しては、新井スキー場を建設・運営している新井リゾート株式会社佐藤董社長、岡田副社長、飯吉章通氏、宮崎正人氏他の方々と長岡技術科学大学大学院生千葉京衛氏他多くの方々に援助を得た。ここに深く感謝いたします。

さらに、在学中にいろいろと御迷惑をかけ、さらに論文を作り上げる過程でいろいろとお手伝いいただいた古川征夫社長はじめ株式会社アルゴスの職員諸氏に感謝いたします。