

土質工学における雪と氷

3. 雪氷の物理・力学的性質

ふく え まさ はる
福 江 正 治*

3.1 はじめに

雪氷に関する工学上の問題は数多いが、我が国においては雪崩、雪荷重による建造物の破損等の災害、除雪あるいは土の凍上等が特に重要である。56年豪雪の被害統計によると、豪雪のための死者は119名、負傷者885名、建物被害4513棟を数える¹⁾。また、道路、鉄道、空港における除雪、防雪費用は巨額である²⁾。

外国の積雪地域においても、雪氷災害や除雪の問題は重要であるが、雪氷上での輸送や仮建造物の築造、あるいは雪上飛行機用滑走路の建設等、雪氷を材料として扱っている。また、極めて軟らかいピート地帯においては、その凍結を待って大型トラックで木材を運搬する方法もとられている³⁾。

我が国でも最近になって、寒地工学や雪氷工学等の用語が聞かれるようになってきたが、その体系化はまだ行われていない。ただ、56年豪雪を契機にして、雪氷に対する関心が高まったのは事実である^{4),5)}。

本章では、ほかの章の雪と氷の工学に関連して、最も基本的な雪氷の物理・力学的性質について述べる。

3.2 雪氷と土

雪も土も結晶粒子（土においては有機物、非晶鉱物を含む）、水、空気の三相で構成され、それらの間隙の量は、雪においては新雪から氷まで、土においては粘土（あるいはピート）から岩まで、極めて近い値で対応する。しかしながら、これら二つの物質の根本的な相違は、熱力学的に土が安定しているのに対し、雪氷は自然界において、その融点（0℃）近くにあるため極めて不安定であるという点である。換言すれば、極めて低温では、ざらざらしたつづ雪は砂と似た力学挙動を示し、氷は岩に似た挙動を示すであろう。

これから述べる雪氷の特異な力学特性は、雪氷粒子の粘性とその結晶中の水分子間の結合が壊れやすいというぜい性に基づく。そして、粘性とぜい性のどちらの性質が卓越するかは、雪質、温度、応力（または载荷）条件に依存する。

3.3 雪氷の物理的性質

3.3.1 雪粒子の形状と大きさ

空から降ってくる雪を降雪、地表面に積もった雪を積雪と呼ぶ。降ったすぐの積雪は新雪と呼ばれ、大別して針状、角柱状、板状、平板角柱組合せ、六花型等の形状を有する⁶⁾。このような複雑な形状を有する結晶は、その表面エネルギーが高く、熱力学的に不安定である。そのため時間とともに表面エネルギーの低い球形に近づく。この過程を雪の変態と呼ぶ。

工学的に雪粒子の大きさを表すには、一般にふるい分けにより、土と同様、粒径加積曲線で表す。しかし、この方法はかわき雪（0℃以下）にのみ使用可能である。また雪粒子は互いに結合しているのが普通であり、そのときには雪塊と雪塊を擦り合わせることによって個々の粒子を分離する方法がとられるので、雪粒子の破碎を伴い、測定結果に対する個人差は大きい。このような欠点があるにもかかわらず、ほかに実用的方法がないため、一般にふるい分け法が使われている。また、正確な雪粒子の大きさを求めるには、顕微鏡観察を行う。

顕微鏡を使用した測定によれば、降雪や新雪の粒径は結晶の種類により異なり、また風などの影響で粒子破碎が生じるのでかなり小さいものもある。その大きさは、0.1mm程度のものから2～3mmくらいの範囲である。新雪の大きな結晶は、その枝が個々の粒子として分離し、一度はその大きさが減少する。その後、結晶成長が起こり、粒子は2～4mm程度の大きさに達する。現在使用されている積雪の分類は、このような雪の変態に基づいており、新雪、こしまり雪、しまり雪、しもざらめ雪、ざらめ雪等の名で呼ばれている。

3.3.2 雪氷の物理量

雪氷は土と同様、固相、液相、気相の三相から構成される。したがって、雪氷の重要な物理量は、やはり土と同様に密度、間隙率、含水率等である。

雪氷の密度 ρ は、土の密度と同様、単位体積当たりの質量(g/cm³)で表される。その値は、かわき雪では0.05～0.92 g/cm³、しめり雪では0.08～0.96 g/cm³の範囲にある。なお、雪温が0℃以下であればかわき雪とするのが普通である。またしめり雪については、含水率（土の含水率と同様

*東海大学海洋学部海洋土木学科

講 座

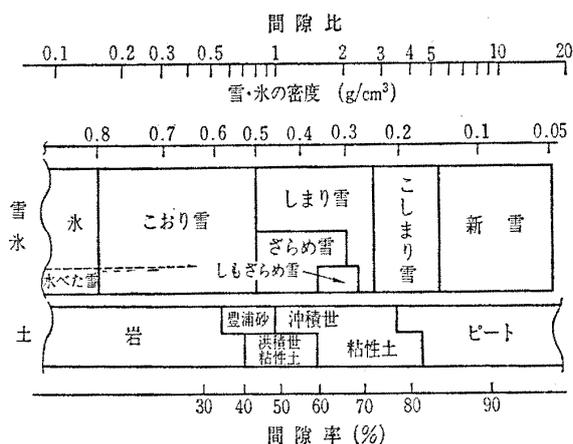


図-3.1 種々の雪氷および土のおおよその間隙量

に定義) が分かればその乾燥密度が求まる。このとき固相(氷)の比重を0.917とする。

積雪の密度測定において、体積の測定方法、供試体の形状や大きさ等に基準はないが、雪質、試料採取深度に応じて、サンプラーやサンプリング方法を選ぶ必要がある。また含水率測定としては、氷の融解熱を利用する比較的精度の高い熱量計による方法⁹⁾と遠心力によって雪氷粒子と水を分離する遠心法が考案されている¹⁰⁾。しかし前者は実用的ではなく、後者は測定中に含水率が変化しないように試料を0℃に保つ必要があり、また付属品が多く、操作に熟練を要する。現在のところ、雪氷の物理量測定のうちで最もやっかいなものがこの含水率測定である。

図-3.1は種々の雪氷の密度と間隙の量を示したものである。雪氷の間隙率や間隙比は、氷の比重を0.917と考えて計算し、土の間隙率や間隙比を計算する式と同じものを用いる。また、雪と氷はその密度によって区別されているが、その値として、0.8 g/cm³または0.9 g/cm³が使われている。しかし、雪と氷を区別しない場合もある。なお、図に示してある雪氷についての分類は、粒子を顕微鏡で観察した結果に基づいており、雪氷の工学的性質を必ずしも反映しないことを記しておく。

図-3.1には、参考のために種々の土の間隙量を示してあるが、雪氷の間隙量がこれら種々の土と同程度の幅広い値を取ることがよく分かる。

3.3.3 雪氷粒子間に働く力

雪や氷(単結晶氷を除く)は、個々の粒子から構成され、ある応力下でそれら粒子間に働く相互作用は、雪氷の力学的性質に直接関係する。雪氷の粒子相互作用は図-3.2に示す四つの形態に大別される。

図-3.2(d)に示す粒子間の分子の結合は、積雪の変態過程において普通にみられるもので、粉体にみられる焼結作用と同様、分子の移動の結果生じる。雪の場合、粒子中の水分子の拡散あるいは昇華-凝結の結果として起こるもので、雪の焼結と呼ばれる¹⁰⁾。この過程は、一般に体積減

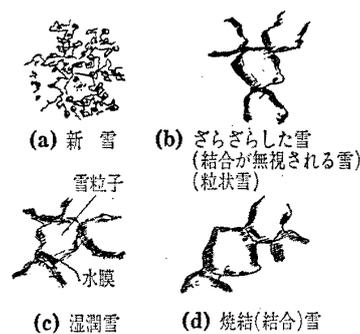


図-3.2 雪の粒子間の相互作用

少を伴う。もし、積雪中に構造物が埋没していれば、雪の焼結による体積減少と自重圧密によって、その構造物には莫大な力加わる。積雪のこのような体積減少の過程を沈降、それによって埋没物に加わる力を沈降力という。この沈降力は鉄棒、ガードレール、植林樹等を折り曲げる力を有する。なお、沈降力についてはほかの章で触れることになっている。

積雪の強さや硬さは焼結によって増す。そして、焼結作用そのものは、0℃以下で温度が高いほど速い。しかし同じ焼結の強さの場合には、温度の低い方が雪粒子間の結合は強い。

3.4 雪氷の力学的性質

3.4.1 雪氷の強度と変形

雪氷は温度と時間に対して極めて不安定であるので、雪氷の強度測定において、土のようにサンプリング-運搬-室内試験という手順を踏むことができない。したがって雪氷の工学に関する強度測定は、あくまで原位置測定によらなければならない。しかし、原位置試験の適応性あるいは雪氷の基本的な力学特性を調べるには、温度一定条件が得られる冷凍室での研究が必要である。また大型や精密な実験装置を使用する場合は、フィールドでは困難となる。

雪氷の強度は土以上に試験法の影響を受け、しかも土とは全く異なる挙動を示す¹¹⁾。例えば、土を含めてほとんどの材料において、ひずみ速度が増すと、その強度は増大する。しかし、雪の破壊強度はひずみ速度に対してほかの材料とは逆の傾向を示す。このような雪の力学挙動を理解するには、微視的な雪粒子および粒子相互の変形機構を考える必要がある。

(1) 微視的変形機構 図-3.3にひずみ速度に対する雪の微視的変形形態を示す¹²⁾。雪が破壊するのは、変形速度が速い場合で、ゆっくりと変形する場合は粒子の粘性変形が起こり破壊には至らない。したがって、雪の力学挙動は、ひずみ速度の影響によって、ぜい性と粘性に分けられる。

雪の粘性変形が生じると、粒子接触面積や密度が増大するので、極めて大きなひずみ硬化を生じる。この場合には変形に対する抵抗力は増大し続け、その強度は定義できな

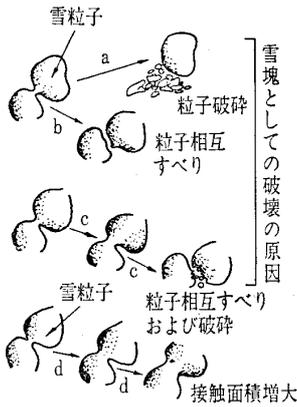


図-3.3 微視的な雪の変形および破壊

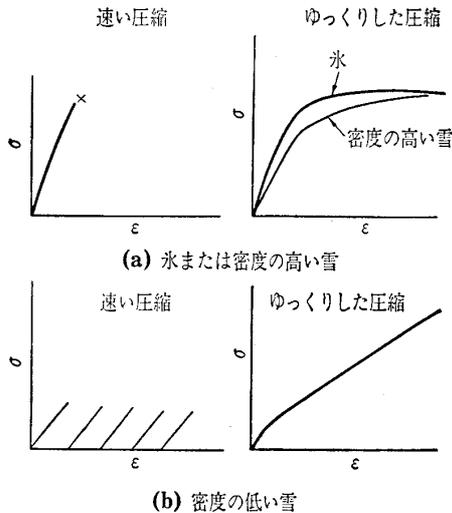


図-3.4 雪氷の応力～ひずみ関係

い。したがって、現在雪の強度という用語が使用されるのは、比較的速い変形速度のもとで雪粒子の破砕および粒子相互のすべりが起こる場合である(図-3.3 a, b, c)。また雪がこのようなぜい性破壊を生じて、そのわずかな変形のうちに粘性変形を含むのが普通で、このわずかな粘性変形によってひずみ硬化が生じる。その結果、ひずみ速度が速いほどひずみ硬化は少なく、その強度は低くなる¹³⁾。このような雪独特の力学挙動は、ひずみ速度のほか温度や雪質に依存するので極めて複雑である。

(2) 応力-ひずみ関係 雪氷の応力(抵抗力)-ひずみ関係は、図-3.3 に示した微視的変形機構のそれぞれに対応する(図-3.4)。すなわち、緩い雪のぜい性圧縮(破壊圧縮と呼ばれる)では、幾つもの破壊が順次起こり、一般にのこぎり歯形の応力-ひずみ曲線となる。そして氷のように密な雪氷においては、一度の破壊で供試体は完全に壊れてしまう。一方粘性(塑性)圧縮では、雪はひずみ硬化を生じ、氷はある応力に達するとほとんどひずみ硬化を生じない。

雪氷のせん断についても圧縮の場合と同じで、微視的変形に基づくのこぎり歯形あるいは粘性的な応力-ひずみ関

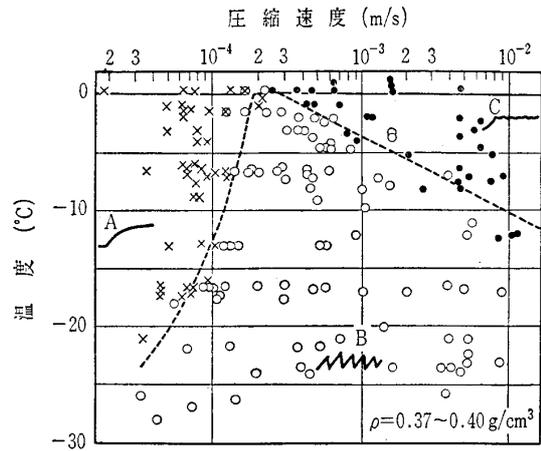


図-3.5 圧縮速度、温度に関した雪の変形形態¹⁴⁾
×-粘性変形 ○●破壊圧縮

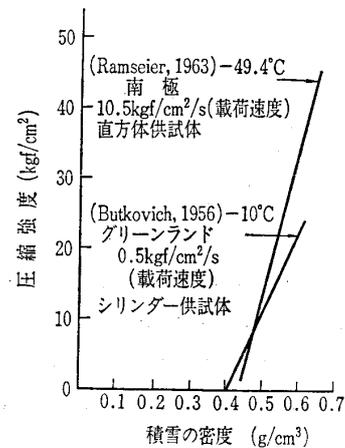


図-3.6 密度の高い雪の圧縮強度～密度の関係^{15), 16)}

係となる。したがって、雪氷の強度は上述のぜい性破壊のときの応力-ひずみ曲線における最大応力として定義される。

(3) 圧縮強度(圧縮破壊強度) 雪氷の圧縮強度は支持力の推定に必要な力学定数であり、土の一軸圧縮強度と同様最も簡単に求められる強度である。しかし、圧縮試験におけるひずみ速度または載荷速度、および供試体の形状や大きさは、測定者により異なる値が使用されている。これは雪氷のひずみ硬化の影響が温度に依存することや、雪質の違いによって供試体の作成の難易度が変わるためである。

図-3.5 は密度が $0.37 \sim 0.40 \text{ g/cm}^3$ の雪の変形形態を圧縮速度と温度に対してプロットしたものである¹⁴⁾。この図より、圧縮速度が速くなるほど、また温度が低くなるほど、雪はぜい性に近づくことが分かる。最初このような圧縮変形の各形態の境界が圧縮速度によるもので、圧縮ひずみ速度によらないと考えられていたが、後にひずみ速度の方が正しいことが確認された。

原位置試験としての圧縮試験は、力計を用いて手によって圧縮する簡単な器具を用いることが多い。図-3.6 は極

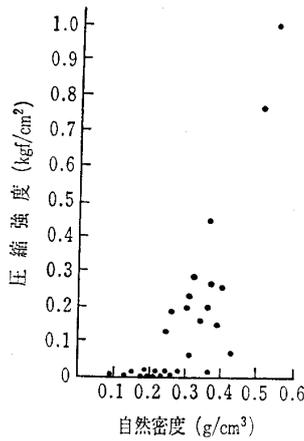


図-3.7 富士山ろくの積雪の圧縮強度 (0°~-10℃)

地における積雪の圧縮強度と密度の関係を示したものである^{15),16)}。実際には、図-3.6を得るために相当数の試料について圧縮強度を求めており、そのばらつきも比較的少ない。したがって、密度が高い積雪(約0.5 g/cm³以上)については、密度からその圧縮強度が推定できる。しかし、密度の低い積雪については、雪粒子間の結合の強さが必ずしも密度と相関性をもたないので、密度からその圧縮強度の推定はできない。例えば、図-3.7は富士山ろくの積雪の圧縮強度を密度に対してプロットしたものであるが、密度の低い積雪においていかにそのばらつきが大きいことを示している。一方市販されている氷の圧縮強度は、20 kgf/cm²(0℃)、40 kgf/cm²(-10℃)、70 kgf/cm²(-50℃)程度である。

(4) 圧縮性 雪の圧縮は粘性変形またはぜい性破壊のいずれの結果によっても生じる。ただし、圧縮後の雪質は、粘性圧縮かぜい性圧縮の違いにより全く異なる。また、雪の変形機構は、荷重条件によっては粘性・ぜい性の組合せもあるので極めて複雑となる。

土の圧密試験と同様の手順で雪を圧縮したとき、その特性は次のように記される。

①ある一定の死荷重下で、最も密度変化が大きいのは死荷重を一度に荷重したときである。またいくら大きな荷重を載せてもぜい性破壊による密度変化はある一定の値(限界密度)を越えない。またぜい性破壊の直後クリープ変形が生じる。このクリープは側方拘束条件で起こり、粒子の粘性変形による。この結果ひずみ硬化が生じ、大きな死荷重下では限界密度を越えて、氷に近づく。

②雪の限界密度は、粒形、粒径分布によって異なり、かわき新雪において約0.35 g/cm³、かわき結合雪において最大0.6前後である。

③荷重段階が大きいほど、すなわち一つの荷重が大きいほど、雪の密度変化は大きい(図-3.8)。

④同一荷重段階ならば、荷重時間間隔の短い方がその密度変化は大きい。すなわち、クリープ変形によるひずみ硬

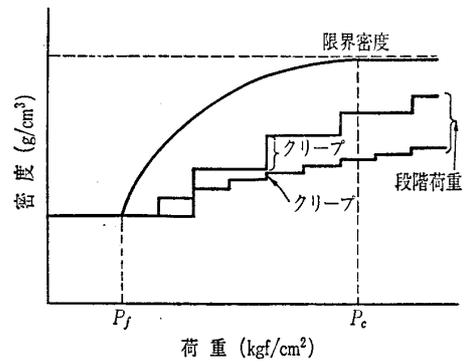


図-3.8 シリンダー中の雪の圧縮荷重方法と密度変化

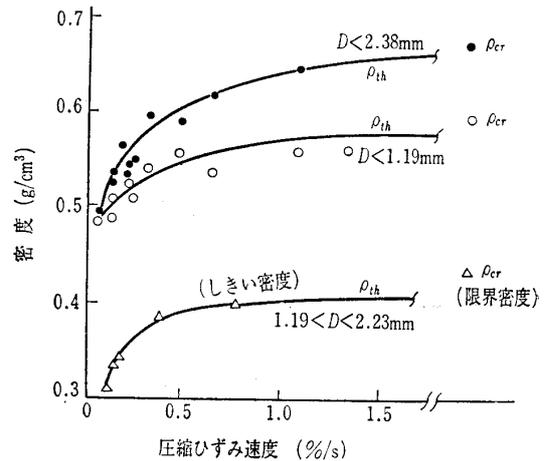


図-3.9 シリンダー中の雪をひずみ制御で圧縮するときの破壊を生じなくなるしきい密度と限界密度(ρ_{cr}:限界密度、Dはふるい分けによる粒径)

化が少ないほど、次の段階荷重による密度変化は大きい。一方、シリンダー内の雪をひずみ制御で圧縮した場合、その圧縮性は次のように記される。

①ひずみ速度が速ければ、雪の局部破壊(ぜい性破壊)が生じ、ひずみ速度が遅いと粘性的変形を生じる。すなわち、この二つの領域を2分する臨界ひずみ速度が存在する。

②局部破壊が生じなくなる密度(しきい密度)が存在し、その値はひずみ速度が速いほど大きい。また、しきい密度は雪質、温度に依存する。

③最大のしきい密度は、死荷重荷重によって得られる限界密度を越えない(図-3.9)。

④臨界ひずみ速度以下では、応力はひずみ速度にほぼ比例し、臨界ひずみ速度以上では同一密度においてその応力は低い(図-3.10)。

以上のことは、積雪層上への荷重の問題においても同様であるが、図-3.11に示すようにその境界条件は複雑となる。すなわち、ゆっくりと荷重すると、積雪表面は圧縮板に引っ張られ、また圧縮領域は側方へ広がる(図-3.11(a))。このとき圧縮抵抗はひずみ硬化によって極めて大きい。

一方、速い荷重では圧縮板の縁でせん断が起こり、荷重板下では圧縮変位に伴って局部破壊が順次生じる(図-3.11(b))。このような破壊様式は従来使用されているせん

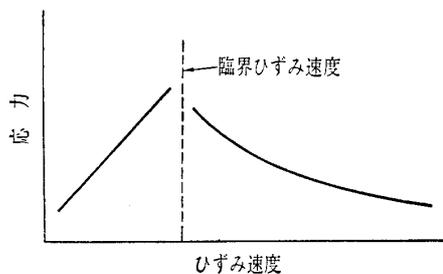
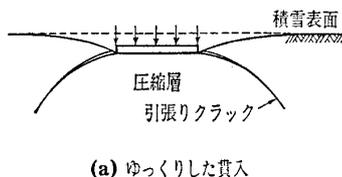
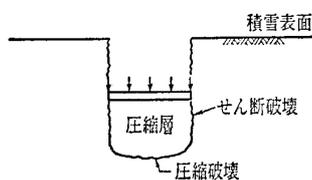


図-3.10 シリンダー中の雪をひずみ制御で圧縮するときの応力-ひずみ速度の関係



(a) ゆっくりした貫入



(b) 速い貫入

図-3.11 積雪中への板貫入による積雪の変形

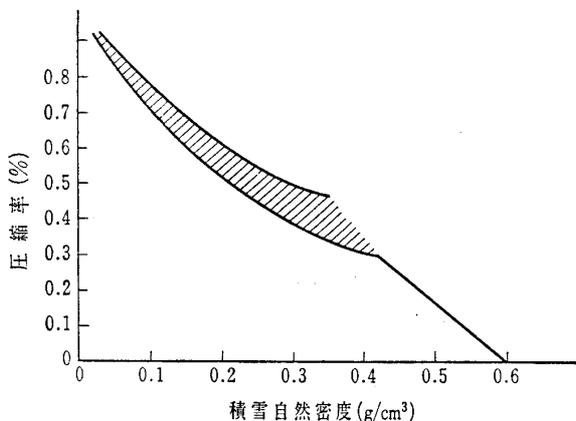


図-3.12 限界密度-自然密度の関係から得られた圧縮率と自然密度の関係

断応力による破壊理論から説明できない。

積雪の圧縮性は、自然密度、雪粒形、粒径分布、含水率等に影響される。例えば、富士山ろくの積雪における自然密度と限界密度の関係を 사용하면、死荷重による雪の圧縮率は図-3.12のように示される。すなわち 0.1 g/cm^3 の新雪の圧縮率は約70%であり、密度 0.6 g/cm^3 を越えると圧縮性は無視できる。

(5) せん断 雪氷のせん断特性は、雪崩解析、除雪車や雪上車の機能性に関連して重要と考えられるが、せん断強度（または抗せん力）を工学的に応用した例は多くはない。これは雪氷のせん断特性が、温度、载荷条件、境界条件等多くの要因に支配されることにもよるが、雪崩に関し

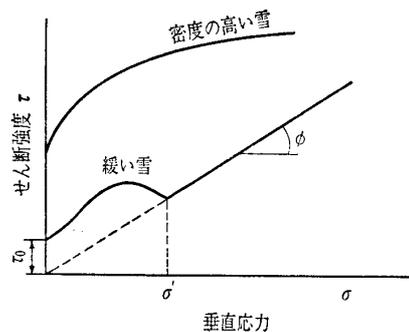


図-3.13 緩い雪のせん断強度-垂直応力の関係

ては、力学的要素よりも気象学的要素を、除雪車や雪上車の機能性に関しては経験的なものを重要視してきたことにもよる。

雪氷のせん断強度 τ は土質力学におけると同様、垂直応力 σ の関数として表されるが、一般に τ - σ 関係は非線型である。例えば正方形断面をもつ箱型直接せん断試験の結果によれば、限界密度以下の雪の τ - σ 関係は図-3.13のように示される。すなわち、 σ' 以下の垂直応力で τ - σ 関係は非線型であり、 σ' を越えると線型となる。また垂直応力がゼロのときのせん断強度 τ_0 と σ' の値は、粒子間の結合の強さが増すとそれぞれ増大する。 τ_0 の値は新雪において $3\sim 4 \text{ gf/cm}^2$ と非常に弱く、密度が 0.6 g/cm^3 の積雪において約 7 kgf/cm^2 である。

雪粒子間の結合が無視されるほど弱い場合は、 τ - σ 関係は、 $\tau=0, \sigma=0$ を通る直線とみなしてよい。このとき、その直線の傾き $\tan \phi$ は、せん断ひずみ速度が速いほど小さい値となる。この理由については、3.4.1 (1) 微視的変形機構で述べたとおりである。すなわち、氷粒そのものの摩擦は極めて小さいが¹⁷⁾、粒子の粘性変形から生じる凝着力が見かけの摩擦として働く。したがって、実測した ϕ はひずみ速度約 $0.9\%/s$ において、 45° 以上にもなる¹¹⁾。

一方、密度の高い雪においては、せん断箱中の供試体が σ によって破壊することはないので、 τ は σ の増加に伴い増大する。その τ - σ 関係は岩石のせん断強度-垂直応力関係に類似する (図-3.13)。

せん断強度測定のための器具としては、箱型直接せん断、シリンダー型二面せん断、ベーンせん断、あるいはベーンコーンやその他の簡易的なものを使用されている (図-3.14)。しかし、サンプリングの問題を含めて、载荷条件、ひずみ速度の問題等技術的に改良すべき点は残っている。またシリンダー型供試体を用いて三軸圧縮試験を行った例はあるが、緩い雪については側圧の加え方によりそのせん断特性が全く異なってしまうことが考えられる。また今後の課題として、雪氷の圧縮強度同様せん断強度をいかに工学的に応用していくかが重要な問題として残る。

(6) 引張り強度(または抗張力) 雪氷の引張り強度は雪氷粒子の結合力の指標となる値である。また雪崩発生前

講座

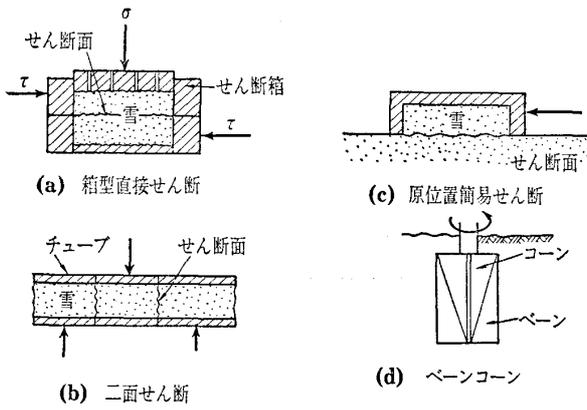


図-3.14 種々のせん断試験の概略図

に積雪斜面に引張りき裂が生じることを考えれば、雪崩の力学的解析に雪の引張り強度が重要な要素となる。しかし、圧縮強度やせん断強度に比べて、引張り強度の測定例は少ない。

密度が高い積雪の引張り強度は密度の関数として表され得る。その値は密度 0.5 g/cm^3 の雪において約 4 kgf/cm^2 、密度 0.6 g/cm^3 の雪において約 9 kgf/cm^2 である¹⁵⁾。この値はせん断強度に比べてわずかに高い。また密度の低い雪の引張り強度は、圧縮強度同様、密度にあまり依存しない。

雪氷の引張り強度の測定方法には、シリンダー型供試体を一軸的に直接引っ張ってその破壊強度を求める方法、雪氷ビームの曲げ破壊試験による方法、あるいは割裂試験による方法があるが、せん断試験と同様、技術的に改良すべき点は残る。

(7) 硬度 圧縮試験やせん断試験を行うには、サンプリング、あるいは供試体の作成を行わなければならない。これらの技術を原位置試験として使用することには難しい点がある。また、雪氷の物理・力学的性質が時間と温度に対して極めて鋭敏であることを考えれば、簡易原位置試験が当然必要となる。

現在使用されている原位置試験方法は、円板やコーンを積雪中に貫入させてその抵抗や貫入量を測定するものである^{18),19)}。すなわち土質工学における N 値型か q_c 型のどちらかに類似するが、いずれの方法も簡便さにおいてすぐれているものの、精密調査に不向きである。また雪氷の力学挙動が良く理解されていない現状において、応力-ひずみ関係が得られないというのは最大の欠点である。

3.4.2 雪氷の粘性的性質

(1) 粘性変形

雪氷が荷重条件によって粘性的変形を生じることは既に述べた。積雪は自重や焼結によって圧密(沈降)を生じ、また積雪斜面はゆっくりと流動している。これらの現象は雪氷の粘性的性質と直接関係している。また、荷重下にある雪氷の時間的変形の問題、あるいは斜面における雪圧の問題を解くにあたっては、雪氷の粘性的性質をいかに考え

るかが重要なかぎになる。

応力が低い場合、雪氷の応力-ひずみ速度の関係はほぼ線型となり、ニュートン流体として取り扱える。しかし高い応力レベルにおいては、応力-ひずみ速度の関係は非線型となる。一般には金属のクリープ変形を表現するのに使用されている双曲線型の式で表され得る。すなわち

$$\dot{\epsilon} = \sigma_0 / \eta \sin h(\sigma / \sigma_0)$$

ここに、 $\dot{\epsilon}$ はひずみ速度、 σ は応力、 σ_0 は応力の次元を持つ定数、そして η は粘性係数である。実験結果の示すところでは、圧縮において、 $-3 \sim -14^\circ\text{C}$ の温度条件で、密度 0.4 g/cm^3 の雪に対して、 σ_0 は約 700 gf/cm^2 である。また、応力が約 600 gf/cm^2 程度以下であれば、 $\sigma \sim \dot{\epsilon}$ 関係はほぼ線型とみなされる²⁰⁾。

雪の粘性流動を考えるさい、常に問題となるのが雪の圧縮性である。このときの圧縮は粘性変形によるもので、雪はひずみ硬化を起こす。そして、このひずみ硬化によって雪の物理・力学的性質は変化することになるが、このような雪の圧縮性を考慮に入れて、その粘性流動を考えるのは極めて難しい。したがって、斜面における積雪の流動については、積雪を非圧縮性ニュートン流体とみなしたり²¹⁾、あるいは種々の仮定²²⁾を用いざるを得ないのが現状である。

(2) 粘性係数

雪氷の流れやすさは粘性係数で表される。雪氷の粘性係数は、測定法が簡単な一軸圧縮クリープ試験から得られる場合が多い。例えば、ある一定圧縮応力 σ のもとでの雪氷のひずみ速度を $\dot{\epsilon}$ とすると、その圧縮粘性係数 η は、次のように表される。

$$\eta_c = \sigma / \dot{\epsilon}$$

ただし、普通はクリープひずみ~時間曲線において、その勾配が一定となる二次クリープの領域で定義される(図-3.15)。また、雪氷の粘弾性変形は、Maxwell 模型と Voigt 模型を直列につないだレオロジーモデルで表されることが経験的に分かっている。

図-3.16は、雪の圧縮粘性係数と密度の関係である^{20),23)}。積雪の圧縮粘性係数は、密度の増加とともに増大するようである。しかし、自然積雪においては、密度が粒子骨格構造特性をある程度代表しているということを忘れてはなら

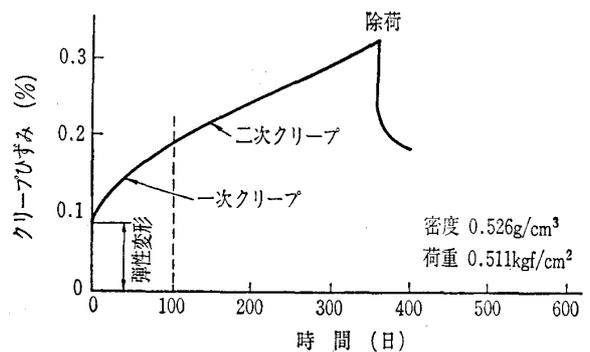


図-3.15 積雪のクリープ変形

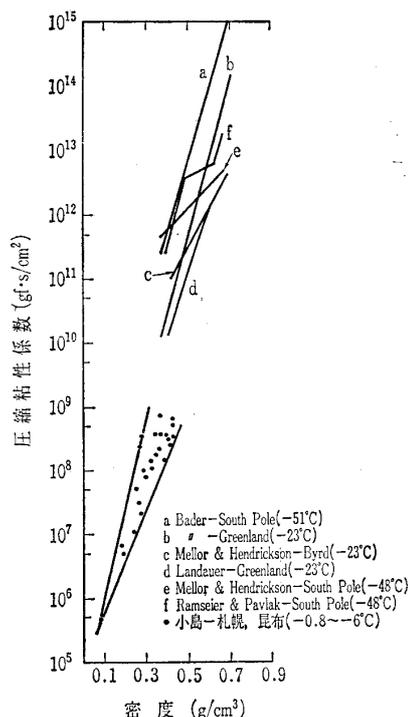


図-3.16 積雪の圧縮粘性係数^{20), 23)}

ない。したがって、実験室で再堆積させた雪の場合は、図-3.16に示したデータとは相当異なる値になるであろう。

斜面に沿って雪氷が流動するときのせん断粘性係数は、圧縮粘性係数の約30~70%であることが報告されている²³⁾。また、粘性係数は温度の関数であり、温度が高くなるほどその値は減少する。このような温度依存性を表すのに、化学反応速度を表す式を使用する場合もある。また、温度が0.5℃低下すると粘性係数が約7%増すことが知られている。

3.5 雪氷、凍土の熱的性質

積雪中の熱伝達や、積雪地域の地温分布、あるいは土の凍上、凍結の問題に関連して、雪や氷の熱的性質は重要である。雪氷中や地中の熱の伝達は、次のうちのいずれか、あるいはその組み合わせによって行われる。

(a) 熱伝導 熱伝導とは物質の移動なしに、温度勾配による熱伝達のことをさし、対流や放射による熱伝達と比較して重要である。実際には、熱伝達として熱伝導のみを考える場合が少なくない。

(b) 間隙中の水蒸気の拡散および対流 風や人工的要因により、積雪上層の間隙中の空気の対流が生じ熱伝達が起こる。また、積雪や地中内の温度勾配によって、間隙物質の対流や水蒸気の拡散が起こる。

(c) 放射 太陽熱放射が雪氷や土に吸収され、温度が上昇するが、このエネルギーを放射熱という。積雪の場合、熱放射の影響があるのは、積雪深度1m程度と考えられている。

表-3.1 雪氷、土および構成相の熱伝導率と比熱

	熱伝導率 (cal/cm·s·°C)	温度 (°C)	比熱 (cal/g·°C)	温度 (°C)
空気	5.3×10^{-5}	0	0.24	20
水	1.4×10^{-3}	20	1.0	15
氷	5.0×10^{-3}	0	0.43~0.52	-40~0
雪氷	$(0.5 \sim 50) \times 10^{-4}$	0以下	0.43~0.52	-40~0
土	$(2.8 \sim 8.3) \times 10^{-3}$	0~20	0.3	0以下
凍土	$(5.5 \sim 9.7) \times 10^{-3}$	-20~0	0.25	0以下
砂岩	$(8 \sim 20) \times 10^{-3}$	—	—	—

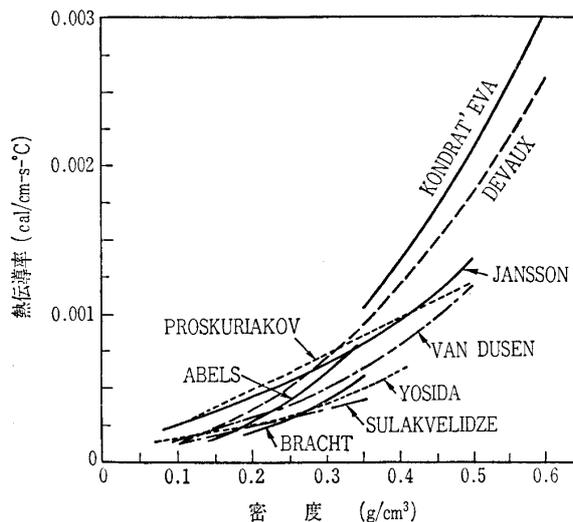


図-3.17 積雪の熱伝導率²⁰⁾

積雪や地中の熱伝達については、熱伝導のみを考える場合が多く、一般に熱伝導の式を、雪氷や土の熱伝導率 k 、比熱 C 、密度 ρ の値を使用して解くことに帰着する。

表-3.1に雪氷および土と、それらを構成する各相の k 、 c の値を示す。かわき積雪の熱伝導率は、空気と氷の熱伝導率の間の値を示し、一般に雪の密度が高いほどその値は大きい。しかし、熱伝導は、熱伝導率の高い雪氷粒子を通して起こるので、粒子骨格構造がその熱伝導率に影響し、同じ密度でもその構造が異なれば、伝導率も異なる。したがって、積雪の熱伝導率~密度の関係²⁰⁾は、雪質によって若干異なる(図-3.17)。また含水率によっても、熱伝導率の値は異なることが考えられるが、雪氷の含水率がその熱伝導率に及ぼす影響については測定結果が見当たらない。一般に、しめり雪の熱伝導率はかわき雪の2~3倍の値と考えられている。

一方、土の熱伝導率は、間隙率²⁴⁾、含水比²⁵⁾に強く影響され、温度²⁶⁾にわずかに影響される。一般に間隙比が高いほど、また含水比が低いほど、土の熱伝導率は低い値を示す。これは、表-3.1に示した各相の熱伝導率の比較からも明らかである。また水より氷の熱伝導率の方がわずかに高いので、土が凍結すれば、その熱伝導率もわずかに高い値を示す。しかし、その程度は含水比(氷の量)に依存する。

各相の比熱は、空気において0.2 cal/g·°Cと最も低く、

講座

水において $1.0 \text{ cal/g}\cdot\text{C}$ と最大である。また、氷や土の比熱は空気と水の間の値をとる。

3.6 おわりに

現在においては、雪氷の力学と工学の間にギャップがあるというのが著者の感想である。これは雪氷の力学がまだ良く理解されていないためでもあろうが、雪氷を材料科学の対象として扱ってきたことにもよる。したがって、今後は雪氷を工学の対象材料として積極的に取り扱っていくことが必要である。

参考文献

- 1) 吉越治雄：56豪雪の被害統計，土木技術，Vol. 36, No. 10, pp. 124-131, 1981.
- 2) 例えば 千葉喜味夫・増沢光男：56豪雪と東北地建の除雪，土木技術，Vol. 36, No. 10, pp. 62-68, 1981.
- 3) Saarihahti, M. and Tiuri, M.: Rader-technique in detecting the trafficability of frozen peatlands, Proc. 7th International Conference, ISTVS, Vol. III, pp. 1017-1043, 1981.
- 4) たとえば 土木学会誌：特集・雪／生活／技術，Vol. 66, No. 11, 1981.
- 5) 土木技術：特集・雪・氷対策，Vol. 36, No. 10, 1981.
- 6) 例えば 中谷吉一郎：雪，岩波新書，8, 1971.
- 7) 例えば 日本建設機械化協会編：新防雪工学ハンドブック，森北出版，pp. 8-9, 1977.
- 8) 吉田順五：積雪含水率測定用熱量計，低温科学，物理篇18，北海道大学，pp. 19-28, 1959.
- 9) 吉田順五：遠心分離器による積雪含水量の測定について，低温科学，物理篇14，pp. 55-75, 1955.
- 10) 黒岩大助：雪の科学，共立出版，pp. 52-61, 1977.
- 11) Fukue, M.: Mechanical Performance of snow under loading, Tokai University Press, pp. 1-136, 1979.
- 12) 例えば 福江正治：ゆるい乾燥雪の変形機構と強度特性，土と基礎，Vol. 26, No. 5, pp. 31-36, 1978.
- 13) 福江正治：クリープ特性をもつ固体粒子で構成される集合体のせん断，第14回土質工学研究発表会，pp. 501-504, 1978.
- 14) Kinoshita, S.: Compression of snow at constant speed, Physics of Snow and Ice, Proc. the International Conference on Low Temperature Science, Part 2, pp. 911-927, 1967.
- 15) Butkovich, T.R.: Strength study of high density snow, USA SIPRE Research Report 18, 1956.
- 16) Ramiseier, R.O.: Some physical and mechanical properties of Polar Snow, J. of Glaciology, Vol. 4, No. 36, pp. 573-769, 1963.
- 17) 対馬勝年：氷の摩擦，雪氷，41巻，4号，pp. 245-251, 1979.
- 18) 前掲7)，pp. 30-33.
- 19) 木下誠一：積雪の硬度I，低温科学，物理篇19，pp. 119-134, 1960.
- 20) Mellor, M: Properties of snow, Cold Regions Science and Engineering, Ed. by F.J. Sanger, CRREL, pp. 1-82, 1964.
- 21) 例えば 吉田順五：斜面積雪の内部応力および粘性流動I，低温科学，物理篇22，pp. 83-100, 1964.
- 22) 前掲7)，pp. 46-55.
- 23) 小島賢治：斜面積雪の粘性流動I，低温科学，物理篇19，pp. 147-164, 1960.
- 24) Woodside, W. and Messmer, J.H. Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sands. J. of Applied physics, Vol. 32, No. 9, pp. 1688-1706, 1961.
- 25) 福田正己：非常法による凍土の熱伝導率の測定，低温科学，物理篇34，pp. 249-252, 1976.
- 26) 片山功蔵・服部 賢・池田 孝・三井和彦：湿った土壌の凍結前後における熱物性値測定法，冷凍 44-504, pp. 12-19, 1969.

土質工学会新刊案内

土質工学会編

構造物基礎の設計計算演習

B5判 本文 368ページ

定価 6,200円 会員特価 4,800円 送料1冊 350円

当学会では「土と基礎の設計計算演習」をテキストとした講習会を毎年行ってきましたが、今回、テキストを新たに書き直し「構造物基礎の設計計算演習」として発刊いたしました。

構造物基礎の設計を行うにあたっての設計計画，調査，および基礎の選定手法を平易に解説してあります。また、都市における近接工事，地震時の液化化など今日の問題もとりあげており，設計ならびに現場の技術者の知識普及，技術向上に大いに役立つものと考えます。

申込み・問合せ先：社団法人 土質工学会 図書販売係 電話 03-251-7661