



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	積雪内に於ける融雪水の移動 I
Author(s)	若浜, 五郎; WAKAHAMA, Gorow
Citation	低温科学. 物理篇, 21, 45-74
Issue Date	1963-03-10
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/17996">https://hdl.handle.net/2115/17996</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	21_p45-74.pdf



## 積雪内における融雪水の移動 I\*

若 浜 五 郎

(低温科学研究所 応用物理学部門)

(昭和 37 年 10 月受理)

### I. ま え が き

融雪は主として積雪の表面ふきんでおこる。融雪の初期には、雪の融解があまり強くおこらないので、とけ水は、ほとんど表面層あるいは表面に近い積雪層内に保たれ、その後の寒気で凍結してしまうことが多い。水は、積雪内部の深いところにはなかなか滲透しない。

春が深まって日射が強くなり、気温も上昇して、1日のうちで気温が $0^{\circ}\text{C}$ 以上の時間の占める割合が大きくなってくると、融雪もはげしくなってくる。こうなると、積雪表面層だけで融雪水を保つことができなくなり、水は積雪層内深くまで流れ下るようになる。しかし、融雪水が積雪層内を一様に流下しないことは、よく知られた事実である。水は、積雪内のある特定のいくつかの層だけに選択的にしみこみ、ところどころに水みちをつくりながら次第に流下するのである。また、水の移動は、積雪層内のごくわずかの傾斜に強く影響される。

このような積雪内部における融雪水の移動の問題は、これまでも多くのひとびとによって実験・研究され、しだいに明らかにされつつある<sup>1)</sup>。筆者らも、1960年以來、積雪がどのような過程をへてとけて行くのかを調べてきた。そのため、毎年冬期間にはほとんど毎日、当研究所構内の積雪に断面を作り、各層ごとに雪質、温度、密度、水量などを観測した。雪が少しでもとけた日には結合熱量計で含水率を測定した<sup>2)</sup>。また、アニリン法で積雪各層の薄片をつくり、とけつつある表面層や融雪水の浸透した層の顕微鏡組織を調べた<sup>3)</sup>。そのほか、着色水、あるいは「エオシン」粉末を積雪表面に散布する方法で、積雪層内における融雪水の移動状況を追跡した。

以上の実験は、吉田順五教授が数年前から実施中の「融雪機構に関する研究」の一助として行なったものである。

### II. 着色水およびエオシン粉末散布実験

#### 1. 実験の場所

さきへのべたように、融雪水の移動は、積雪層のわずかな傾斜によって大きな影響をうける。そこで、実験は平坦地と傾斜地とで行なった。平坦地として、当研究所構内の庭および北

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第 636 号

海道雨竜郡幌加内村母子里にある北海道大学演習林看守所構内の庭をえらんだ。傾斜地としては、当研究所構内にある傾斜角が12度の実験用斜面を用いた。また、地物の影響で積雪成層が傾斜した場所でも実験を行なった。

札幌での実験は、1961年3月、1962年3月に行なったが、当時の積雪深は40~60cmであった。また、1962年4月上旬に母子里で実験した当時の同地の積雪深は、180~200cmのていどであった。

## 2. 着色水およびエオシン粉末の散布実験

従来、積雪内での融雪水の移動状況を追跡するために、着色水あるいはメチレン青、フクシンなどの染料を積雪表面にまく方法がしばしば用いられてきた<sup>9)</sup>。筆者もこの方法をそのまま踏襲した。着色水(青インクを約20倍にうすめた水)は、積雪表面に、園芸用の噴霧器でまいた。着色水をまくと、かなり大量の水を外部から積雪に与えたことになるので、実際の融雪水に着色水が加わることになる。そこで、今年からは着色水のかわりにエオシンの粉末をまくことにした。この方法だと、積雪に外部から水を与えないですむからである。

エオシンは赤色粉末状の染料であって、水によくとける。融解しつつある積雪表面にエオシン粉末をまくと、エオシンは融雪水にとけ、水は鮮やかな赤にそまる(今後、この赤くそまった融雪水を「エオシン水」とよぶことにする)。時間がたつにつれて、エオシン水は漸次積雪内部深くまで滲透して行く。適当な時間がたったのち、エオシン粉末を散布した点の近傍で、積雪に鉛直断面をつくると、エオシン水の通った部分の雪が赤くそまっているのがみられる。このことを利用すれば、積雪内における融雪水の移動を容易に知ることができる。

エオシン粉末を散布して融雪水の移動をしらべるのに、2通りの実験を行なった。第1は、ほぼ同時刻に、積雪表面上数米間隔で10カ所くらいに、約5grづつエオシン粉末をまいておく。第1図は、平坦地の積雪表面にエオシン粉末をまいたときの写真である。散布してから適当な時間が経過するごとに、ひとつの散布点を含む鉛直断面を順次つくる。断面に現われたエオシン水を日印しとして、時間の経過とともに融雪水の滲透状況をしらべるのである(第2図参照)。この方法は約10カ所でのエオシン水が、全く同じように滲透して行くのでなければ、実験の意味が薄れる。後でのべるように、融雪水の移動は積雪成層のわずかの変動に影響されやすく、構造敏感性が強い。実際に、次節でのべるごとく、10カ所での融雪水が全く同じように滲透したことはなかった。しかし、ごく大ざっぱには、この方法で融雪水の移動状況を知ることがで



第1図 平坦地におけるエオシン粉末の散布状況

きる。

第2の方法は、1カ所にやや大量のエオシン粉末をまいておく。数時間たったのちに、散布点の手前から、適当な間隔をおいて順次鉛直断面を作る。断面に現われたエオシン水を目印しにして融雪水の滲透状況を調べるのである。この方法は、第1の方法におけるような懸念はないが、いくつもの鉛直断面を作らなければならないので、作業に時間がかかる。従って、ある瞬間における融雪水の滲透状況をとらえることはむづかしい。しかし、作業を手早くやりさえすれば、このことによる誤差を小さくすることができる。

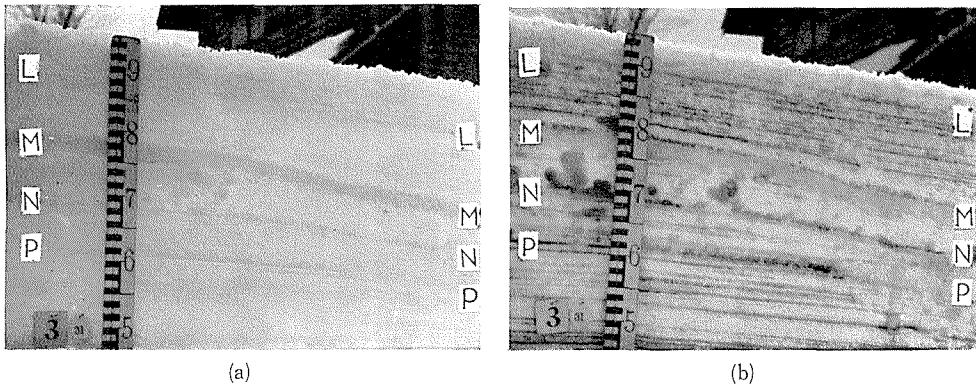
以上いずれのばあいも、ある狭い領域(点源)から出発した融雪水が、時間の経過とともに積雪層内をどのように流れて行くかをしらべる方法である。次節に、それぞれの実験結果を実例によって示す。

### 3. 積雪の密度、含水率などの測定

融雪をおこしつつある積雪の密度、含水率などの積雪基本量の測定は、吉田教授が昨年報告されたのと同じである。詳しいことは文献(5)を参照されたい。

## III. 平坦地における積雪層内への融雪水の滲透

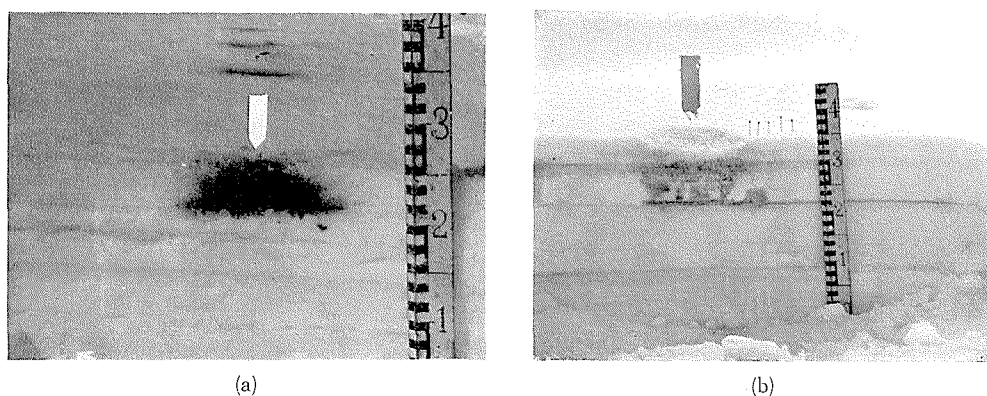
本節では、上にのべたエオシン粉末散布法によって、平坦地積雪内の融雪水の移動状況を調べた結果の一部をのべる。実験は1962年3月31日から4月6日にかけて、前記北母子里の平坦地積雪について行なった。第2図は、3月31日に行なった積雪断面観測時に撮影した、地上150 cm以上の積雪鉛直断面の写真である。図(a)は断面を切ったところ、図(b)は色水をふきかけ、トーチランプであぶったあとを示す。物さしは地表面上の高さを表わしている。積雪表面は丁度200 cmであった。図(a)の断面にうすうす見える数本の水平に走るすじ(図のLL, MM, ……)は、厚さが1~3 cmのざらめゆきの層(密度 $0.3 \text{ gr/cm}^3$ )である。地上170~200 cmの、上記「ざらめゆき」以外の層は、密度が $0.25\sim 0.3 \text{ g/cm}^3$ 、含水率が10%前後の「しんせ



第2図 1962年3月31日、北母子里における積雪の鉛直断面。(a)色水をかける前。LL, MM, ……と印したうすうす見えるすじがざらめゆきの層である。(b)色水をかけて積雪の層構造をはっきり見えるようにしたところ。

つ」又は「こしまりゆき」であった。170 cm 以下の層は密度  $0.4 \text{ g/cm}^3$  以上の「しまりゆき」である。

翌4月1日は天気良好で日射がかなり強かった。朝8時ころ、積雪表面の約10カ所にエオシン粉末を散布した。その状況はすでに第1図に示した。散布時の気温は  $-1.5^\circ\text{C}$  であったが間もなく  $0^\circ\text{C}$  をこえ、そのご午後にかけて  $+5^\circ\sim+6^\circ\text{C}$  に昇温した。散布後、前節でのべた第1の方法によって、各散布点を含む鉛直断面を順次つくり、時間の経過にともなう融雪水の滲透状況をしらべた。第3図(a)は、散布1時間後、同(b)は6時間後のエオシン水の滲透状況である。写真に記入した矢は、各散布点の位置を示す。



第3図 エオシン水の滲透状況

(a) エオシン粉末散布1時間後。(b) 同6時間後。

エオシン水は厚さ約4 cm のしんせつ表面層を流下し、表面下4~5 cm の層に一たん停滞した(図 a)。停滞したのは、ざらめ層(第2図のLLの層)の上面にそってである。散布後3時間たったところから、とけ水はこのざらめ層を突破し、下のこしまりゆき層内を、多数の水みちをつくりつつ流下した。表面下13~14 cm ふきんに明瞭なざらめ層があり(第2図のMMに対応する)、水はその層の上面にそって水平にひろがった。散布4時間後には、水はさらに下の「こしまりゆき」の層内を水みちを形成しながら流下し、表面下26~27 cm のざらめ層(第2図のNN) 上面に到達していた。しかし、散布6時間後に作った断面では第3図(b)に示したように、とけ水はまだ表面下13~14 cm のMM層上面にまでしか滲透していなかった。

そのご、4月2日、3日に行なった実験でも、散布後、1~2時間後に切った断面でよりも、3~4時間後に切った断面における方が、とけ水の到達深度が少ないばかりがしばしばみとめられた。これは前節でもふれたように、積雪成層のわずかの乱れや傾斜が、その場所の融雪水の滲透に大きな影響を及ぼすためにおこるのである(第VI節参照)。しかし、融雪水が積雪内を鉛直方向に、単純に、一様に流下するのではなく、水みちをつくりつつ流下してある特定の層に達すると、その層内を水平にひろがることわがかるであろう。

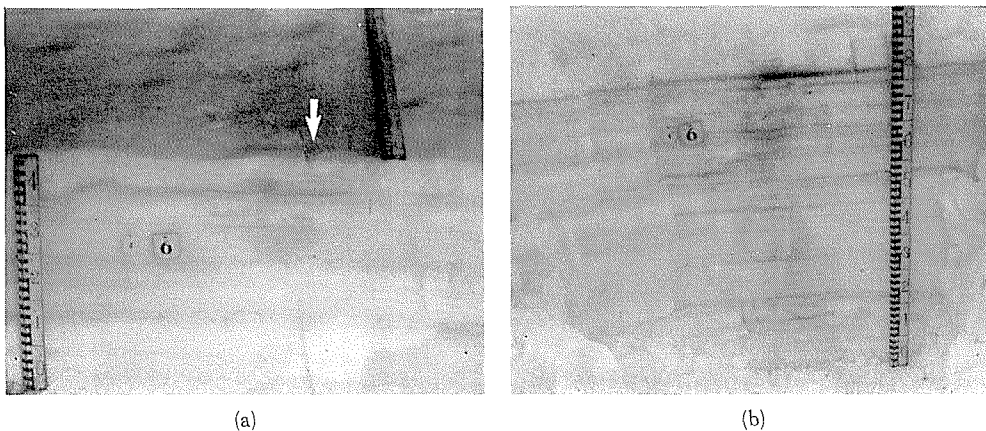
4月5、6日には、前節でのべた第2の方法で実験を行なった。ここでは、そのうちの4月

6日に行なった実験の概況をのべよう。

当日、天気はくもりで、南西の暖かい風がふいてた。気温は11時0分に $+5.7^{\circ}\text{C}$ 、14時12分 $+6.9^{\circ}\text{C}$ 、16時0分 $+6.0^{\circ}\text{C}$ であった。9時40分ころ、前節でのべた要領で積雪表面にエオシン粉末を散布した。当時の積雪表面は、前日に約28 cm つもった雪がややしまり、厚さが17 cm、密度が $0.2\text{ g/cm}^3$ のしんせつ層であった。エオシン粉末を散布したときはすでに融雪がはじまっており、10時0分の測定によるしんせつ層内における含水率は、表面で34%、表面下3~4 cm で7%、15 cm 下で3% であった。エオシンは散布と同時に融雪水にとけこんで、しんせつ層内を流下しはじめた。11時には表面の含水率が28%、表面下3~4 cm のところで14%に達し、このころから積雪表面に多数の「雪えくぼ」ができてはじめた。13時50分には、表面のしんせつ層は厚さが12.5 cm に減少し、雪えくぼは益々顕著となった(第4図(a)参照)。

雪えくぼの直下にはつねに水みちが存在し、積雪表面で生じた融雪水は主としてこの水みちを通過して下に流れていた。水みちの雪の含水率は25%、水みちからはづれたところでは14% であった。

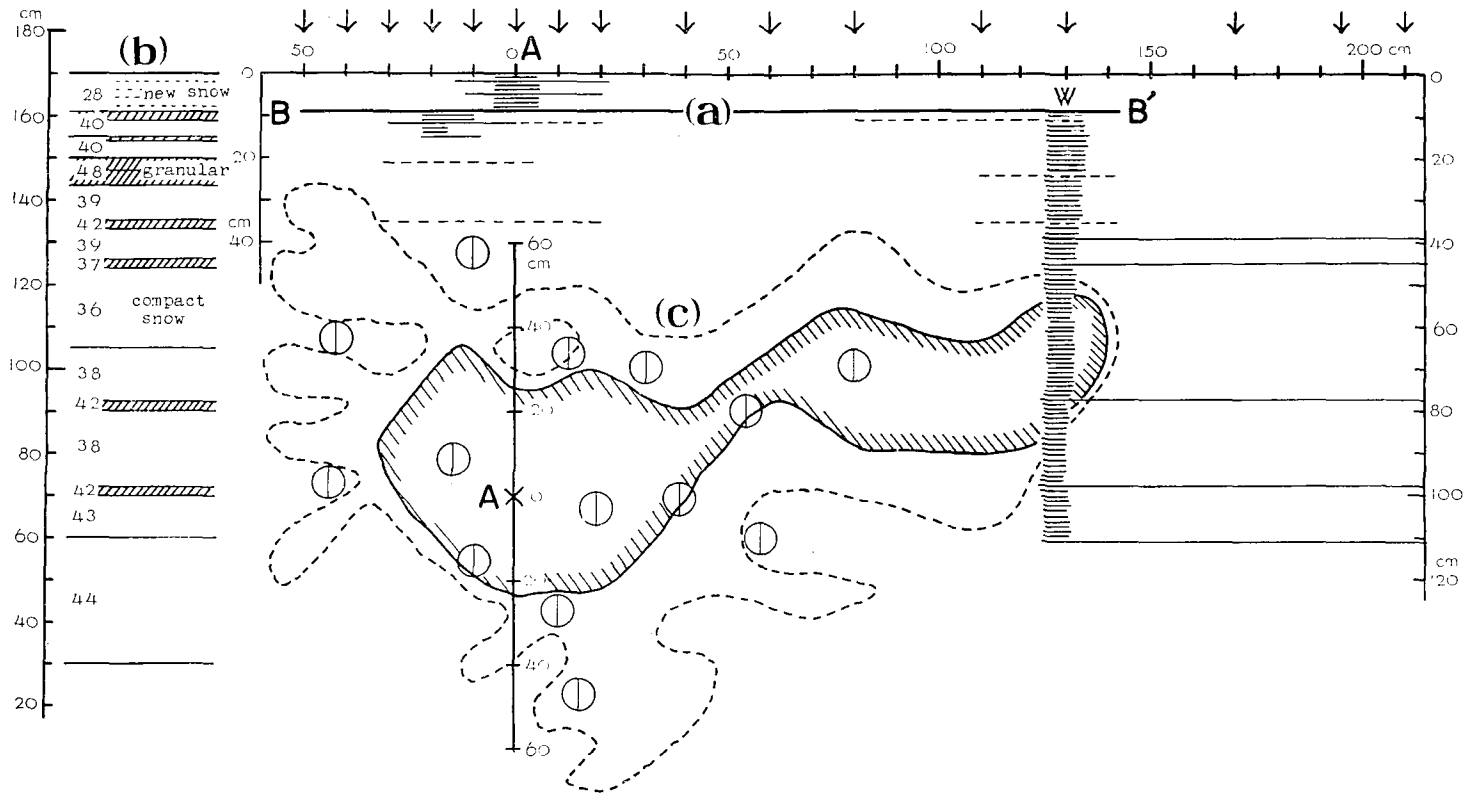
エオシン粉末を散布して約5時間半経過した15時10分ころから散布点附近の断面観測をはじめた。散布点の手前50 cm のところから10~20 cm おきに断面を作り、各断面ごとにエオシン水の滲透状況を観察し、写真をとった。そのうちの例を第4図に示した。図(a)は散布点(写真の矢印のところ)から10 cm 手前の断面、図(b)は130 cm 後方の断面の写真である。



第4図 エオシン粉末散布点附近の積雪断面。

- エオシンを含んだ融雪水の滲透状況がわかる。  
 (a); 散布点の手前約10 cm の断面。積雪表面にできた雪えくぼが見える。  
 (b); 散布点の後方約130 cm の断面。表面下約9 cm のところから下に向けて大きな水みちがみられる。

各断面でとった写真を整理すると、散布点からエオシン水が積雪層内をどのように滲透移動したかがわかる。第5図(a)にその状況を示した。縦軸は積雪表面を基準にしたときの雪の深さ、横軸は散布点からの水平距離である。横軸上に記入した矢印は、断面観察を行なった場



第 5 図 エオシン水の滲透状況を示す図。

- (a); 散布点 A を含む鉛直断面。縦軸は積雪表面を基準にしたときの雪の深さ、横軸は散布点からの水平距離。横軸上に記入した矢は、断面観測を行なった場所を示す。太い実線のところには濃いエオシン水、破線にそってはずいぶん薄いエオシン水が観察された。
- (b); 実験地附近における積雪の層構造、雪質、密度。左端の縦軸は地表面を基準としたときの高さ。積雪表面の破線でうめた層はぬれた「しんせつ」。斜線をほどこした部分は「ざらめゆき」の層。それ以外の白い部分は「しまりゆき」。各層の左側の数字は雪の密度。小数点以下 2 桁だけで示した。
- (c); 表面下 9 cm の BB' 層内におけるエオシン水のひろがりを示す図。A 点が散布点。斜線でふちどった太い曲線の内部の領域で濃いエオシン水が観察された。⊙印は水みちの位置を示す。

所を示したものである。この図の A 点がエオシン粉末の散布点で、水平に引いた太い実線 BB' のところで濃いエオシン水が観察された。また、ごく薄いエオシン水が観察されたところを水平の破線で示した。図 (b) は、実験地附近で観測した積雪の層構造、雪質、密度等を示した図である。

エオシン散布点の雪は、日射の吸収がとくに強いために融雪もはげしくおこる。第 4 図 (a) の写真に見られるように、散布点は凹んで雪えくぼとなり、その下に水みちができる。水みちを流下した融雪水は、しんせつ層とその直下のざらめゆきの層 (今後、単にざらめ層という) との境界の上部、すなわちしんせつ層の最下部に達すると、この境界層にそって水平方向にひろがっていた。図 (a) の表面下 9 cm に BB' と印した水平の層がこの部分に相当する。朝 9 時 40 分に 17 cm の厚さだった積雪層が、15 時すぎには 9 cm になったのである。BB' 部分における含水率は 40% をこえ、この層として保ちうる最大含水率に達したものと考えられる。11 時 20 分に 3~4% だった BB' 層直下のざらめ層 (密度  $0.4 \text{ g/cm}^3$ ) の含水率が、14 時 25 分には 6% に増加していたからである。これは、BB' 層にたまった融雪水が少しづつこのざらめ層にしみこんだのである。事実、第 4 図 (a) の中央付近に見られるように、表面下 12 cm の層にはかなり濃いエオシン水が観察された。しかし、BB' 層にたまった水は、主として水平方向にひろがった。第 5 図 (c) に、この層におけるエオシン水の水平方向へのひろがりを示した。図中の A 点がエオシン粉末の散布点である。斜線でふちどった太い曲線内の領域はエオシン水の濃い部分、また、その外側の破線で書いた曲線は、ごく稀薄なエオシン水が滲透した限界である。図中の ⊕ 印は、積雪表面に雪えくぼが生じ、その直下に水みちができた場所を参考のために示したものである。図 (a)、(c) を見てわかるように、融雪水は主として図の右手に向かって滲透した。元来この実験は、平坦地における融雪水の移動をしらべる目的で行なったのであるが、積雪成層にわずかの乱れがあったために融雪水が非対称に滲透したものと考えられる。

BB' 層内を水平にひろがった水は、散布点から 130 cm はなれたところに大きな水みちを形成しながら積雪層内ふかく滲透した。この水みちを流下したエオシン水は、表面下 39 cm, 45 cm, 77 cm, 97 cm の各層内に選択的に吸収されながら、ついには 111 cm の深さの層にまで達していた。これらの層に吸収された水は、各層内を水平にひろがり、散布点からの水平距離が 2 m 10 cm 以上はなれたところにまで到達していた。散布点から 2 m 10 cm のところに断面を作ったころ夕方となり、薄暗くなったので、エオシン水を見分けることが困難になった。しかし、2 m 10 cm のところでもエオシン水はかなり稀薄になっていたので、これ以上にあまり遠くには達していなかったと考えられる。

第 5 図 (a)、(b) を比較してみると、とけ水が選択的に吸収されたのは、いずれも積雪成層の境界面であることがわかる。事実、観察した結果でも、とけ水をとくによく吸収した表面下 9, 39, 45, 77, 97 cm の各層は、「しんせつ」又は「しまりゆき」と「ざらめゆき」とが上下に重なった境界面のの上側であった。表面下 111 cm の層は「しまりゆき」同士の境界面である。

水みちの部分に見られるように、とけ水は積雪の同一層内では鉛直に流下するのに、ある

特定の境界面に達すると、境界面にそって水平方向に滲透するのはなぜであろうか。それは、境界面において、積雪組織とくに粒子間の間隔、粒子の大きさなどが不連続的に変化することによっておこるにちがいない。そこで、まず、とけつつある雪から鉛直に薄片を切りだして、その組織を顕微鏡的に調べてみた。それにつづいて、境界面の融雪水の移動に及ぼす影響について考えてみたい。次節以下に、それらを順次のべることにする。

#### IV. 「しんせつ」の融解過程

融雪は主として積雪表面層でおこる。自然積雪の表面層は「しんせつ」かあるいは「ざらめゆき」のいずれかであって、「しまりゆき」であることは一般にはない。また、表面の「ざらめゆき」は、日射や暖気によって「しんせつ」がとけ、その後の寒気で再び凍結してできたものである。それゆえ、いかなるばあいにも融雪のはじまりは「しんせつ」層でおこるといえる。そこでまず、積雪表面における「しんせつ」の融解についてのべることにする。

##### 1. 薄片による「しんせつ」の融解過程の観察

「しんせつ」は降ってきた雪の結晶の単なる集合体に近い組織のものである。1個のしんせつ粒子はごく小さく、粒子間の結合部ははなはだ細い<sup>6)</sup>ので、粒子同士の結合が弱く、従って、しんせつの破壊強度は極めて小さい。しんせつの組織が弱いことが、しんせつの融解過程、あるいは融解水のしんせつ層内部における移動に大きな影響を及ぼすであろうことは想像するに難くない。そこで、融雪のおこった日に、しんせつの融解の初期と、融解がかなりすすんだときに、とけつつあるしんせつ層から薄片を切りだして、顕微鏡で観察した。それとともに、その層の含水率を結合熱量計で測定した<sup>7)</sup>。

図版 I, II, IV の写真はいずれも、1961年3月14日夕刻に、当研究所構内の積雪表面から切りだした融解層の薄片の顕微鏡写真である。薄片はすべてアニリン法<sup>8)</sup>で作った。雪に含まれていた水は、薄片作成の際に、雪の組織の中で、そのまま凍結されてしまう。それゆえ、もともと氷の粒であった部分と融雪水であった部分とを正確に区別することはできない。しかし、雪の試料をアニリンでかためるばあい、冷却を急速に行なえば、とけ水の部分は気泡を含んだ微結晶粒の集合体になりやすいので、両者を大ざっぱに区別することは不可能ではない。

3月9日から10日にかけてかなり多量の雪がふった。それ以後も13日ひるころまで断続的に降雪があつて、3月14日11時に日なたで厚さ13cm、日かげで23cmのしんせつ層が観測された。気温は9日から11日の午前中までつねにはば $-2^{\circ}\sim-4^{\circ}\text{C}$ の間であつたが、その後やや昇温した。 $0^{\circ}\text{C}$ 以上になつたのは12日の11時から13時( $+2^{\circ}\text{C}$ くらい)と、13日の12時から16時( $+3^{\circ}\text{C}$ )の間であつた。13日の15時ころから天気が回復して快晴となり、13日の夕刻から14日の朝方にかけて気温は $-6^{\circ}\sim-7^{\circ}\text{C}$ に下つた。14日は、天気は快晴、日射が強く、日中の気温は $+2^{\circ}\sim+3^{\circ}\text{C}$ であつた。日なたの、風通しのよい場所では、13日にも融雪がおこつたが、当研究所中庭の、日あたりのわるい部分では、14日の午後になつても、雪はほとんどとけなかつた。図版 I は、14日夕刻、前記中庭の、1日中ほとんど日蔭にあるしんせつ

層表面から鉛直に切りだした薄片の写真である。積雪表面(写真の上端 SS を結ぶ線)から約 1 cm 下までの組織には、降ってきたときの雪の結晶形がそのままのこっているものが数多くみられる。その下、表面下 1~2 cm のところには、少しとけかかった部分がある。薄片を切りとる前に測定してえられた含水率は、表面下 1 cm までの層で 0%、表面下 1~3 cm の融解層で 3%、それ以下の層で 0% であった。これは、いわゆる内部融解がおこったことを示している<sup>7)</sup>。この融解層には、粒状の氷と、網目組織がまだかなり明瞭にのこっている部分とがみられる。この薄片を切りだした当時のしんせつ層が、融雪のごく初期の段階にあったことがわかるであろう。

一方、日あたりのわりあいよい場所では、融雪がさらに進んでいた。前記中庭の、1 日に 3 時間くらい日のあたる場所のしんせつ表面層から、上述の薄片とほぼ同時刻に切りだした薄片の写真を図版 II に示した。この薄片を切りだす前に測った含水率は、表面から 1 cm までのところで 21%、表面下 1~3 cm の層で 20%、表面下 6 cm 以下のところで 0% であった。ただし、この薄片を切りだしたときには、積雪表面はすでにクラストしはじめていたので、表面層の含水率は 21% 以下に減少していたと思われる。

この写真の上端、SS を結ぶ線が、当時の積雪の表面である。この薄片は、写真の P, P, および Q, Q を結ぶ線を境にして、上中下 3 つの部分に分けることができる。PP から上の層(第 1 層とよぶ)は、直径が約 2 mm 程度の氷の粒からなる層で、粒子間の空隙には、こまかいしんせつ粒子は見られない。これらの氷の粒は、1 個内至数個の比較的少数の単結晶粒が集ってできている。これに反し、PP と QQ との間の層(第 2 層)では、第 1 層におけるよりも大きな氷の粒が、しんせつ粒子と共存している。また、この層の氷の粒は、形が複雑で、かつ、多数の微結晶粒からなり、無数の微小な気泡を含んでいるのがめだつ。QQ より下の層は、多少とけはじめてはいるが、まだ強い融解をおこすには至っていない層である。

図版 II の薄片では、表面層がすでにざらめ化していて、とけかかった状態のしんせつ組織があまりよく見られない。しんせつ表面層が融解中の例として、1961 年 2 月 2 日に、当研究所構内の積雪表面層から切りだした薄片の写真を図版 III に掲げた。1 月 31 日につもった雪が、2 月 2 日の強い日射で内部融解をおこし、含水率が約 10% になったときに切りだした薄片である。写真の上端 SS が当時の積雪表面である。表面下 1~2 cm ぶきにわりあい大きな氷の粒がみられるが、これは、とけ水が水滴状になって、しんせつ組織内に懸垂していたことを示している。その形も非常に複雑で、図版 II の第 2 層における氷の粒に類似している。図版 III-1 の一部を偏光でとった III-2 をみると、これら氷の粒が細かい結晶粒からなっていて、薄片に切った当時、水滴が多数のしんせつ粒子を内に含んでいたことがわかる (III-1, III-2 の写真で、

注) 気温が 0°C 以下でも、積雪がつよい日射をうけると、雪が表面下数 cm のところでとけはじめ、いわゆる内部融解の現象がおこることが知られている<sup>7)</sup>。今のべた薄片は、1 日中ほとんど日蔭にあった積雪表面から切りだしたのであるが、内部融解の現象がみられる。これは、天空からの散乱光や周囲の建物からの反射光、建物からの輻射などによっておこったものであろう。

A, B, Cと印した粒子がそれぞれ対応している)。また、水滴を支えているしんせつ組織は、いたるところぬれていて、写真下部にみられるまだとけてない部分にくらべて、組織がずっと粗くなっていることがわかるであろう。

1日中直射日光をうけ、風通しもよい場所では、しんせつは急速にざらめ化する。図版IVの写真に示す薄片は、図版I, IIに示した薄片とほとんど同じ時刻に、当研究所の南側の庭の積雪表面から切りだしたものである。ここでは、前述の中庭の積雪とちがいで、前日(13日)には表面層がすでにとけていた。それが、13日から14日にかけて、夜間の輻射冷却と寒気のため、いつたん凍結した。14日には、強い日射をうけて再び融解し、この薄片(図版IV)を切りだした同日夕刻には、再度クラストしはじめていた。前日(13日)の朝には、まだほとんどとけてなかったしんせつの表面層が、13日午後から14日にかけてつづいた好天のため、完全にざらめ化したのである。薄片を切りだす前に測った含水率は、表面ふきんで7.5%、表面下2~4cmの層で18%であった。

すでにのべたように、図版I, II, IVの写真は、いずれも、同じ日のほぼ同じ時刻に、元来同一の積雪の表面層から切りだした薄片を示したものである。ただ、薄片を切りだした場所の、日射、風などの気象条件がちがうために、それらの組織に写真にみられるような顕著な差異を生じたのである。日射や風の融雪に及ぼす影響は、多くの人びとによって調べられているので、ここではふれない。しかし、これら3枚の写真をくらべてみると、それら因子の融雪に及ぼす影響がいかに大きいかわかるであろう。

## 2. 「しんせつ」の融解過程と、しんせつ層内における水の移動に関する簡単な考察

「しんせつ」が外部から熱エネルギーを供給されると、まず、表面ふきんのしんせつ粒子がとけはじめる。とけてできた水は、はじめは、図版IIIの融解層の部分に見られるように、薄膜状をなしてしんせつ粒子を包むにすぎない。融解層内で、粒子のとけかたが一樣だとすると、しんせつ組織のうち最も細い部分がまず最初にとけきってしまう。積雪組織の最も細いところは、通常、粒子間の結合部である。粒子間の結合部は一般に結晶粒界なので、他の部分に比べてとくとけやすい。こうして、「しんせつ」は網目組織のいたるところで結合が破れ、急速に粗い組織のものに変って行く。一方、薄膜状に粒子を包んでいたとけ水は、表面張力の作用によって粗くなった組織内の安定なところ(たとえば凹部)にたまってくる。網目にたまった水は、その量がふえると、小さな水滴となる。この際、水滴周辺で結合の切れた組織が、水滴の表面張力によって水滴の内部にとりこまれるので、水滴といっても、水と氷とが混在している滴である。図版I~IIIに見られる水滴の近傍にしんせつ粒子が少なく、大きな空隙を生じたのは、粒子がとけて数がへったこととともに、水滴が表面張力によって、周囲のしんせつ粒子をとりこんだ結果であると考えられる。

このようにして、しんせつ内部のいたるところに小水滴ができる。これらの水滴は、融解がすすむにつれて次第に成長するとともに、2個あるいはそれ以上の水滴が併合して、急速に体積が増大し、全体の水滴の数は減少する。水滴は、図版I~IIIに示したように、粗くなった

残存のしんせつ組織によって保持され、しんせつ層内に懸垂している。写真をよく見ると、融解層内にある水滴が、わりあい少数のしんせつ粒子によって支えられていることに気付くであろう。もちろん、これらの写真は薄片にした雪の組織を撮ったものなので、これから直ちに水滴を支えている粒子の数が少ないと断定するのは危険である。しかし、これらの薄片の厚さは約0.3 mmあるから、直径が1 mmおよび2 mmの水滴の、それぞれ1/3、1/7はこの薄片に含まれているので、水滴を支えている粒子の数が非常に多いとも考えられない。そこで次に、この写真にみられるていどの大きさの水滴をしんせつ組織内に保持するには、最小何個くらいのしんせつ粒子が必要であるかを概算で求めてみよう。

半径  $R$  の水滴が重力によって下に落ちようとする力  $f$  は、 $f = \rho g \times \frac{4}{3} \pi R^3$  である。ここに  $\rho$  は水の密度、 $g$  は重力の加速度である。図版 II の写真にみられる水滴の大きさは、直径 2~3 mm のものが多い。そこで今、半径  $R$  が 1 mm と 2 mm の水滴について考えてみよう。 $R$  が 1 mm の水滴の  $f$  は、 $f \sim 4$  dyne、 $R$  が 2 mm の水滴では  $f \sim 32$  dyne である。この力に対抗して、 $n$  本のしんせつ粒子が水滴を支えているとする。今、1 個のしんせつ粒子を半径が  $r$  の円柱形の氷と考えよう。 $n$  個の粒子がすべて同じ大きさのものとする、表面張力によって水滴を保持しようとする力  $f'$  は、 $f' = n(2\pi r) \cdot \tau$  である。 $0^\circ\text{C}$  の水の表面張力  $\tau$  は、 $\tau \sim 76$  dyne/cm であり、しんせつ粒子の半径  $r$  は、図版 I、II の写真にみられるように、0.05~0.1 mm のていどだから、 $r \sim 0.075$  mm とする。すると、直径が 2 mm の水滴を支える粒子の数  $n$  は、 $n \sim 1$  であり、直径が 4 mm のばあいには、 $n \sim 9$  である。

このように、きわめて少数のしんせつ粒子が、直径 3~4 mm ていどのかなり大きな水滴をしんせつ組織内部に支えることがわかる。しかし、融解がさらにすすむと、水滴の周囲に残って水滴を支えていた組織の少数の粒子もとけて、水滴を支えきれなくなる。すると、水滴は重力によって組織内を下に向って移動しはじめる。下に移動するにつれて、水滴はまだあまり融解の進んでいない組織に入ってくる。そこには、多数のしんせつ粒子があつて、網目組織がのこっているのだから、水滴は表面張力によって、容易にそこにとどまることができる。ただし、水滴が移動する際、組織の弱い部分を水滴内にとりこむので、大きな水滴の近傍あるいは通過してきた近辺の組織は極めて粗なものになる。従つて、しんせつ層の少し深いところまで入りこんできた大水滴は、多数のしんせつ粒子のかけらを包含しているにちがいない。

一般に、 $0^\circ\text{C}$  の水に多数の小さな氷のかけらを混ぜて凍らせると、これらの微小な氷を核として凍結するために、微細な結晶粒からなる多結晶氷ができる。また、結晶粒界にそつて、無数の微小な気泡を含むことが多い。逆に、氷のかけらを入れなかつたか、あるいは、ごく少数 (1~2 個) だけ入れて凍らせたばあいには、気泡を含まない、少数のわりあい大きな結晶粒からなる多結晶氷ができる。図版 II の第 2 層や図版 III の融解層にみられる大きな氷の粒は、ごく小さな結晶粒からなり、かつ、多数の気泡を包含している。これは、水滴が凍結するとき、多数の氷のかけら (しんせつ粒子) を含んでいたことを示している。

一方、日射や暖気に直接さらされる積雪のごく表面ふきんでは、図版 II の薄片の第 1 層や

図版 IV に示したように、氷の粒が少数の単結晶粒からなり、また、形が単純で球形に近い。これは、水滴内にとりこまれた多数のしんせつ粒子がほとんどとけ、純粋な水滴に近い状態で残存の網目組織に懸垂していたことを示すようにみえる。このような水滴が凍結すると、凍結の核が少ないために、一般に少数の単結晶粒からなる氷の粒となるからである。しかし、前述のように、これらのざらめ化した層の含水率は、最大 20% 程度であった。それゆえ、写真にみられる氷の粒の体積の大部分は、薄片に切りだした当時も氷だったことになる。図版 IV に示した薄片では、直径が 1 cm にも及ぶ大きなざらめゆきの粒は、直径が 1 mm 程度の単結晶粒が多数集ってできている。ざらめの粒の構成単位であるひとつの単結晶粒の体積は、しんせつ粒子 1 個の体積の 200~300 倍にも達する。従って、薄片を切りだす直前に、積雪表面ふきんにあった水滴には、まだ多数のとけきらないしんせつ粒子が含まれていたことも予想される。これは、上にのべたことと相反する。積雪がざらめ化すると、何故図版 IV に示したような粒になるかは、まだはっきりしていない。この問題については、さらに実験、検討した上で、別の機会に発表する予定である。

以上のべてきたように、図版 II に示した薄片の第 1 層は、実際に融解が進行している層（融解層）であり、第 2 層は、主として、とけ水が流下しつつある層（滲透層）であるといえよう。その下の第 3 層は、まだあまり融解のすすんでいないしんせつ層である。融解層で生じたとけ水が下に流れるにつれて、融解層上面（すなわち積雪表面）が下に移動し、積雪表面は沈下する。すると、それまで日射や暖気の影響を直接うけていなかった滲透層上部が、その影響を直接うけて融解しはじめ、その結果、融解層下面が下に向ってうごくことになる。滲透層の上面が下にうごくといってもよい。すると、表面で生じた融雪水がさらに下まで滲透することによって、滲透層の前面も下に向ってうごくことになる。実際の「しんせつ」の融解は、このような過程の連続であって、しんせつ層は上の方から順次、水滴を懸垂した組織のものに変わってゆく。このような状態のときに急に寒気が襲ってくると、水滴あるいは水の膜がそのままの状態凍結する。こうしてできた雪は、粒の大きい、粗い組織のもので、「ざらめゆき」とよばれる。

融雪の初期はもちろん、本格的な融雪期に入っても、まだ夜間に冷えてこむことが多いので、雪は融解と凍結とを反復しながら次第にとける。図版 IV に示した薄片は、このような過程をくりかえしている積雪表面から切りだしたものである。

融解がはげしいときには、とけ水は次々に流下して、しんせつ全層は急速にざらめ化する。図版 V の写真は、そのようなときの滲透層の顕微鏡組織である。（ただし、その後の寒気でこの薄片を切りだしたときには、この滲透層は再凍結していた）。ところどころに残存しているしんせつ粒子がみられるが、大部分のものは流下してきた水にとりこまれ、ざらめ化してしまっている。

融雪末期になると、夜間でも気温が  $0^{\circ}\text{C}$  以下になることが少なくなり、ほとんど融解の過程だけとなって雪は急速にとける。

## V. 積雪成層の境界面

積雪表面にごく近い層をのぞき、積雪内部で雪がとけることはない。日射や暖気によって積雪表面がとげると、そこに雪と水とが共存する層(融解層や滲透層)ができる。この層の温度はもちろん $0^{\circ}\text{C}$ であり、外部から積雪内部への熱の伝達をさえぎるので、積雪内部で雪がとけることはないのである。従って、積雪内部の層は融雪それ自体とは直接何の関係もない。ただ、積雪表面層で表じた融雪水の滲透、移動ということと大きな関係があるだけである。

積雪内を移動する水の挙動は、積雪の成層状態、雪質、雪の温度などに支配される。ここでは主として成層状態、雪質と、融雪水の移動との関係について少し考えてみよう。

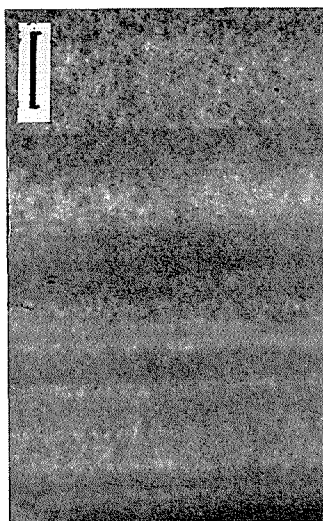
積雪は、大きく分けて「しんせつ」、「しまりゆき」、「ざらめゆき」に分類できる。積雪は、これら三種類の雪が、いろいろな組み合わせで互に上下に重なってできた成層構造のものである。第2図(b)の写真は、ある積雪の成層の状態を示したものである。断面にそって $5\sim 10\text{ mm}$ ていどに薄く切りとった雪を透過光でみると、それがさらにはっきり見える。第6図にその例を示した。これは、1961年2月20日前記母子里に丁度 $200\text{ cm}$ つもっていた積雪の、地上 $180\sim 186\text{ cm}$ のところから切り出した雪のすかし写真である。 $1\text{ cm}$ ていどの幅の縞模様が見える。濃い縞は、雪が密につまっているところ、うすいところは粗な部分である。

積雪は一般に下層ほど密度大で、組織がちみつである。しかし、この写真を細かく見ると、密な部分と粗な部分とが互に重なりつつ、全体として下層ほどしまった組織となるのである。このような組織の粗密のくりかえしは、目にははっきり見ることはできるが、構造が微細なため、通常密度や硬度の測定にはかからない。また、ひとくちに境界層といっても、質的にことなるいろいろな種類のものがある。たとえば、「しんせつ」同士の境界層、「しんせつ」と「しまりゆき」、「しんせつ」と「ざらめゆき」、「しまりゆき」同士間の境界層などである。

第III節に、融雪水が積雪内部に滲透する際に、積雪成層の境界面が水平方向の水の移動に重要な役割を演じていることをのべた。そこで、次に、その境界面の何種類かを薄片によって顕微鏡的にしらべてみよう。

### 薄片による積雪成層の境界面の観察

図版VIの写真に示した薄片は、1961年1月22日に、当研究所構内につもった雪から、1月30日に、鉛直に切りだしたものである。写真のY、YおよびX、Xを結ぶ線を境にして、



第6図 積雪の鉛直断面にそって $5\text{ mm}$ ていどに薄く切った雪を透過光でみたところ。積雪の微細な層構造がよく見える。図の左上の直線の長さが $1\text{ cm}$ である。

雪の組織が急に変化しているのがわかる。XX は、それを下にこえると、組織が急に粗に変化するような境界であり、逆に YY は、それを下にこえると組織が密になるような境界である。便宜上、今後も上から下に向って組織がこのように変化する境界を、XX 境界、YY 境界とよぶことにする。1月30日に測定した雪の密度は、YY境界上方(J22b層)で $0.19 \text{ g/cm}^3$ 、YY境界下方(J22a層)で $0.23 \text{ g/cm}^3$ であった。この上下両層とも同じ1月22日につもったのであるが、J22a層は、22日の11時から14時の間につもり、J22b層は、同日19時から21時までの間につもったものである。J22a層がつもってから、次のJ22b層の雪がふりはじめるまでの5時間の間は、一時天気が回復して日射があり、気温は $-3^{\circ}\sim-5^{\circ}\text{C}$ であった。J22a層の雪がふりおわるころは、その日のうちで気温が最高( $-3^{\circ}\text{C}$ )で、また、つもった直後から3時間以上も日射をうけた。そのため、J22a層の最上層が、その下につづく層よりも沈降がはげしく、また、5時間後に約15cmの新積雪(J22b層)がつもったので、その傾向がさらに強められたものと考えられる。この積雪に鉛直断面を作って、色水をふきかえると、色水はこのXX境界とYY境界との間の層によく吸収されて、濃い縞目ができた。

今のばあい、積雪成層の境界に、組織の密な層ができたのは、その部分がかって積雪表面だったときにうけた日射や、比較的高い気温の影響だと考えた。日射はもとより、 $0^{\circ}\text{C}$ に近い気温が積雪組織の変化におよぼす効果の大きいことはうたがいない。しかし、つぎに示すように、気温が急に下って低い温度になることも、積雪表面ふきんの組織を変える1因子となりうると考えられる。

1961年1月14日から15日にかけて、当研究所構内につもった雪の表面から、17日に、鉛直方向にそって切り出した薄片の写真を図版VIIに示した。図のSSを結ぶ線が当時のしんせつ表面である。薄片作成当時における表面層の密度は $0.12\sim 0.13 \text{ g/cm}^3$ であった。図のXXを結ぶ線を境にして、その上方、表面近くの層では、XXより下の層に比べて、組織がこんでいるのがわかる(XX境界)。これは、1月16日の天気が快晴で日射が強く、日中の気温が $-3^{\circ}\text{C}$ でいどで、わりあい暖かかったこともその原因と考えられる。しかし、写真をよく見ると、しんせつ粒子が、表面に近いところほど大きく、また、形が角ばっていることがわかる。これは、16日から17日にかけての夜間天気が快晴で冷えこみが強く、(最低気温 $-15^{\circ}\text{C}$ )、積雪表面附近の温度勾配が大きかったためにおこったものと考えられる。17日の朝方には、いろいろな地物の上に霜が観察された。強度の温度勾配によって、下層の粒子が水蒸気の形で上に移動し、表面附近で昇華凝活したため、表面附近の雪の密度が増大し、粒子も角ばったのであろう。これは、寒冷地積雪の地表面と接する部分によくみられる「しもざらめ」の成因と同じである。

日射が、積雪表面の組織を粗くしてしまうばあいもある。強い日射で積雪表面層に内部融解がおこると、図版IやIIIに見られるように、表面附近の組織は粗になってしまう。従って、積雪表面が、その後つねに組織の密な部分になるとは限らない。

図版VIIIは、1961年1月26日、同じく当研究所構内の積雪層、地上約30cm附近から鉛

直に切り出した薄片の写真である(偏光顕微鏡の検光板を偏光板に対して約 $60^\circ$ 回転して撮影した)。写真中央やや下に、水平に連なる大きな氷の粒が見える。これは、1月21日当時のしんせつ表面が暖気で融解してできたざらめゆきの層である。直径が数mmでいどのざらめの粒は、10個でいどの小さな結晶粒できているのがみえる。このざらめ層の上のっているしんせつ層は、1月21日の深更につもった雪で、薄片作成当日の密度は $0.18 \text{ g/cm}^3$ であった。また、ざらめ層の下の「しまりゆき」は、1月17日につもったもので、密度は $0.26 \text{ g/cm}^3$ であった。この写真には、「しんせつ」と「ざらめゆき」および「ざらめゆき」と「しまりゆき」の境界面がみられる。しんせつ層がざらめ層に移るXX境界にそって大きな空隙がつらなり、組織が急に粗になっている。第III節でのべたように、積雪表面から流下してきた融雪水は、このような境界面のところでいったんとまり、境界面にそうしんせつ層内を水平にひろがることが多い。

図版IIの薄片では、第2層と第3層との間は、上が「ざらめゆき」、下が「しんせつ」の境界面であった。図版VIIのばあいは、上が「しんせつ」で、下が「ざらめゆき」の境界である。同じ種類の雪の組み合わせでも、上下の順序がちがうと、その境界面が滲透水に及ぼす効果もちがってくる。このことについては、第VI節で再びふれるであろう。

図版IXは、「しまりゆき」同士の境界を示す薄片の写真である。薄片は、1961年3月3日に、当研究所構内地上35cmふきんの「しまりゆき」の層から、鉛直方向に切りだしたものである。この写真の $Y_1Y_1$ 、XX、 $Y_2Y_2$ と印したところを境にして、その上下で雪のつまりかたが少しづつちがうことがわかる。境界面XXは前述のXX境界、境界面 $Y_1Y_1$ 、 $Y_2Y_2$ はYY境界である。 $Y_1Y_1$ から上の「しまりゆき」の密度は、 $0.33 \text{ g/cm}^3$ 、 $Y_2Y_2$ から下の層で $0.37 \text{ g/cm}^3$ であった。 $Y_1Y_1$ とXXとの間の層は、それをささむ上下の層よりも組織が密で、色水をよく吸収する層であった。

以上、積雪成層間の境界のいくつかを、薄片にして顕微鏡的に観察してみた。第III節では、積雪内部に流下滲透してきた融雪水が、これら境界面に到達したとき、境界面にそって水平に移動することを示した。そこで次に、なぜ水が境界面にそって移動するのか、あるいは雪質の様な層内では、水はどのようにして鉛直下方に流れるのかを考えてみよう。

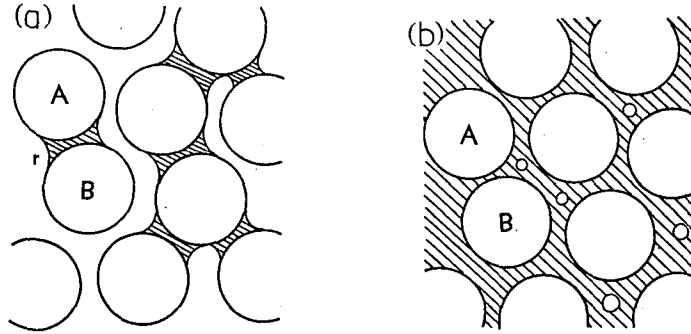
## VI. 積雪内部における融雪水の滲透、移動

第III節で、エオシン散布法により、融雪水は、ある特定の積雪境界面にそって水平方向に移動しやすいことを示した。その理由を知るために、前節でまず、積雪成層の境界面ふきんを薄片によって観察してみた。その結果、境界面を境にして、上下の雪の粒子の大きさ、形、粒子のつまりぐあいなどがちがう、積雪組織に明瞭な不連続のあることがわかった。境界面のうち、それを上から下にこえたとき、組織が密から粗に変わるものを、便宜上、XX境界、その逆のばあいをYY境界と名づけた。これらのうち、鉛直方向の水の移動を阻止するのは、XX境界であった。本節では、まず、境界面における組織の不連続性についてのべ、ついで、その

融雪水の移動に及ぼす影響について議論をすすめることにする。

### 1. 積雪粒子間にたまった水

積雪表面ではげしい融雪がおこると、とけ水は流下して、漸次「しまりゆき」あるいは「ざらめゆき」の層に滲入して行く。先ず「しまりゆき」の組織に入った水について考えよう。「しまりゆき」は直径0.2~0.4 mmでいどの氷の粒が互に連結した組織のもので、「しんせつ」にくらべると、機械的強度ははるかに大きい。たとえば、木下<sup>9)</sup>は積雪の硬度を調べて、「しまりゆき」の硬度は「しんせつ」の硬度の数百倍に達すると報告している。それゆえ、先にのべた「しんせつ」の滲透層におけるように、滲透してきた水が表面張力によって周囲の組織を破壊して、自分自身の内にとりこんでしまうようなことはない。「しまりゆき」の中に入ってきた水は、そのまま粒子間のせまい空隙にたまるだけである。今、その状態を模型的に考えてみよう。第7図の白丸は直径が $R$ の球形の雪粒子、白丸の間の斜線をほどこした部分が水である。飽和率が小さいときは、図(a)のように、水は、氷の粒の間かくがせまくなったところにだけたまるであろう。水はばらばらに分散しており、逆に空気の部分は全部互に連結している。



第7図 しまりゆきの組織に含まれた水

白丸が雪の粒子、その間の斜線をほどこした部分が水である。

(a); 飽和率が小さいばあい。

(b); 飽和率が100%に近いとき。水の中に含まれている小さな白丸は、気泡を表わす。

水は表面張力によって外に凹な自由表面をつくっている。この図の粒子A, Bに着目してみよう。A, B間にはさまれた水の自由表面の曲率半径を $r$ とすると、水内部の圧力 $p'$ は、水の表面張力 $\gamma$ によって、大気圧 $p_0$ よりも小さい。すなわち、

$$p' = p_0 - \gamma/r \quad (1)$$

あるいは

$$p' - p_0 = -\gamma/r \quad (1)$$

である。粒子A, Bはともに周囲から大気圧 $p_0$ をうけているが、そのあいだにはさまれた水の圧力が大気圧よりも $\gamma/r$ だけ小さいので、A, Bは互に引きあう。水の中の圧力 $p'$ は、表面の曲率半径 $r$ が小さければ小さいほど、大気圧 $p_0$ よりも小さくなり、圧力差 $(p' - p_0)$ の値が大

きくなる。圧力差の大きいところほど、エネルギー的に安定なので、水は積雪組織内部の、よりせまいとこへと入って行へ傾向がある。いったん狭い間隙に入りこんだ水は、そこからは容易に外に出ない。

次に、含水率の極限すなわち飽和率が100%になったばあいを考えてみよう。図(b)は飽和率が100%に近いばあいで、水は全体が連結体となり、逆に空気の部分が分散してばらばらとなる。このばあい、粒子A、B間には水の自由表面がなくなるので、A、Bは互にひきあう力を失う。

以上の議論からわかるように、「しまりゆき」の中に水が滲入するばあい、重要な因子となるのは、粒子間の間隔 $a$ である。間隔 $a$ が小さいところほど、そこに入る水の自由表面の曲率半径 $r$ が小さくなり、圧力差( $p'-p_0$ )の値が大きくなるからである。図版VIIIをみてわかるように、積雪成層の境界面では、その上下で空隙の大きさ、あるいは粒子間の距離にはっきりした不連続が存在する。筆者は、滲透水が層の境界面のところで一時停止したり、境界面にそって水平方向にひろがるのは、主としてこのような空隙の大きさの不連続によっておこると考えた。そこで、次に、積雪の空隙あるいは粒子間の距離について考えてみよう。

## 2. 積雪の粒子間の距離

積雪は、不定形の大きささまざまな水の粒が互に乱雑に連結した組織のものである。従って、積雪組織を何らかの方法で量的に表現することは非常に困難である。今のところ、雪粒の形、連結あるいは充填のしかたなどを極端に単純化して考える以外になかなか適当な方法がみつからない。そこで、従来もよく行なわれてきたように、雪はすべて等大の球形あるいは立方体の粒が、空間的に周期性をもって配列しているものと考えよう。

積雪粒子は、従来、何人かの研究者のおこなった研究によって、わりあい粗に充填していることが知られている。たとえば、筆者の報告によれば<sup>9)</sup>、密度が $0.3 \text{ g/cm}^3$ の「しまりゆき」で配位数が4、たとえばダイヤモンド格子型の配列となり、密度が $0.48 \text{ g/cm}^3$ の「かたしまりゆき」で配位数が6の単純立方格子型の配列となる。密度が $0.3 \text{ g/cm}^3$ 以下のやわらかい雪の平均配位数は4以下であろう。しかし、積雪内部における融雪水の移動にとって重要なのは、密度の比較的大きな「しまりゆき」や「ざらめゆき」なので、ここでは配位数が4と6のばあいだけについて考える。

直径が $R$ の球形の雪粒がダイヤモンド型(配位数4)に配列して、密度が $\rho_s$ の積雪を構成しているとすると、雪粒間の最短距離 $a$ と雪粒の直径 $R$ との間には、容易に次の関係が求められる。

$$\frac{a}{R} = \frac{\sqrt{3}}{4} \sqrt{\frac{4\pi\rho_s}{3\rho_s}} - 1 \quad (2)$$

ここに $\rho_s$ は水の密度( $0.917 \text{ g/cm}^3$ )である。

直径 $R$ の球形粒子が単純立方格子型(配位数6)に配列したばあいには、 $R$ と $a$ との関係は次のようになる。

$$\frac{a}{R} = \frac{1}{2} \sqrt[3]{\frac{4\pi\rho_s}{3\rho_s}} - 1 \quad (3)$$

次に、一辺が  $R$  の立方体型の粒子が単純立方格子型に配列したばあいを考えると、 $R$  と  $a$  との関係は

$$\frac{a}{R} = \sqrt[3]{\frac{\rho_s}{\rho_s}} - 1 \quad (4)$$

となる。

式(2), (3), (4)により、いろいろな雪の密度  $\rho_s$  について  $a/R$  を求め、第1表にそれをまとめた。

第1表  $a/R$  と  $\rho_s$  との関係

$\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	$a/R$		
	配位数 4 球形粒子	配位数 6 球形粒子	配位数 6 立方型粒子
0.10	0.46	0.69	1.08
0.15	0.28	0.48	0.83
0.20	0.16	0.34	0.66
0.25	0.08	0.25	0.54
0.30	0.01	0.17	0.45
0.35	—	0.11	0.38
0.40	—	0.065	0.32
0.45	—	0.02	0.27
0.50	—	—	0.22

これらの式からわかるように、粒子間の距離  $a$  は、雪の密度  $\rho_s$  と粒子の大きさ  $R$  が与えられると、一義的にきまってしまう。粒子の大きさが与えられたばあい、密度が大きい雪ほど、粒子間の間隔  $a$  がせまくなる。しかし、 $a$  は  $R$  に比例して大きくなるから、一般に、密度が大きい雪ほど、つねに粒子間の間隔がせまいとは限らない。たとえば、球形粒子、単純立方格子型で考えたばあい、密度が  $0.3 \text{ g/cm}^3$ 、粒子の直径が  $0.4 \text{ mm}$  のしまりゆきと、密度が  $0.4 \text{ g/cm}^3$ 、直径が  $2 \text{ mm}$  のざらめゆきについて  $a$  を求めてみると、しまりゆきの  $a$  が  $0.068 \text{ mm}$  に対し、ざらめゆきでは  $0.13 \text{ mm}$  となる。

### 3. 積雪成層の境界面にそう水の滲透

前項で、積雪の通水性に関係のある量として、雪の密度  $\rho_s$ 、粒子の大きさ  $R$ 、および粒子間の距離  $a$  を採用した。この3つの物理量は、同一の積雪層内では、(2)式 {あるいは(3), (4)式} によって互に関係づけられるので、独立なのは3つのうちのふたつだけである。積雪の、あるひとつの層に着目すると、その層内のいたるところで、 $\rho_s$ 、 $R$ 、 $a$  が平均的にひとしいと考えることができる。組織が均質な層内に入った水は、表面張力の支持によって一時的に停滞することはあっても、上からくる水と合併して、結局はその層内を流下する。ところが、組織が

不連続的に変る層と層との境界面のうち、上から下に向って密から粗に変る XX 境界面に水が到達すると、水の鉛直方向への流下がその境界面で阻止されることが多い。第 III 節で示したように、水は XX 境界面にそって水平方向に移動するのである。そこで、この現象をごく単純に模型化して考えてみよう。問題はすべて二次元としてとり扱うことにする。

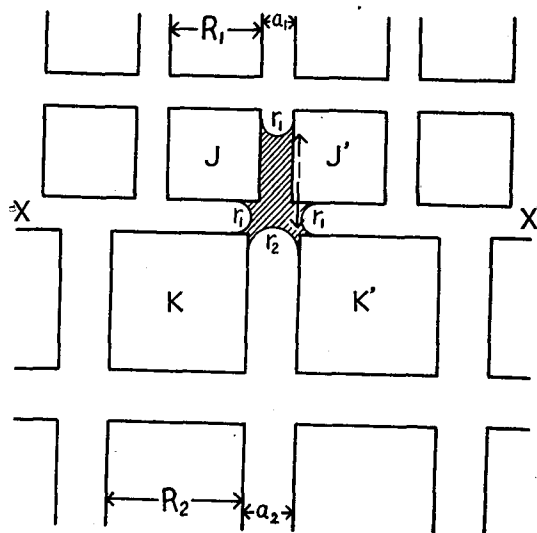
第 8 図の白い四角形は雪粒子、それらの間隙は積雪層内部の空隙をあらわす。XX を結ぶ線の上の層 (第 1 層) の粒子の大きさ、粒子間距離をそれぞれ  $R_1, a_1$ 、下の層 (第 2 層) のを  $R_2, a_2$  とする ( $R_1 < R_2, a_1 < a_2$ )。XX が層の間の境界面で、前記の XX 境界である。上下の層内のいたるところで、それぞれの  $R, a$  はひとしいが、境界面を境にして、これらの値が不連続に変るのである。

雪粒子をこのように立方形と考えるのは、現実の積雪組織からあまりにもかけはなれるのではないか、という異論がおこるかもしれない。しかし、つぎにのべるように、かならずしも雪粒子を立方形と考えなくてもよいのである。積雪における雪粒子と空隙とは、空間的に相補的な関係にあるから、それらのうちのいずれか一方を与えれば、他も一義的にきまってしまう。それゆえ、それらのうちのどちらに主体をおくかは、その時々都合のよい方にきめればよいのである。

積雪内における水の移動を考える際には、本節の第 1 項でも強調したように、「空隙」の方に主体をおいて考えた方が物理的な意味がはっきりするし、また、現象を説明するのにも都合がよい。第 8 図は、実は、雪粒子を四角なものとして考えた模型ではなくて、あるひとつの層内のいたるところで空隙の大きさがほぼ均一であることを強く表わした模型なのである。言い

かえれば、第 8 図は、ある積雪層内における空隙が、その層内のいたるところで均一であるという仮定を示したものである。この条件さえ満足しているならば、この図のように空隙が碁盤の目状に整然と並んでいる必要はなく、従って、雪粒子の形がどうであってもかまわないのである。第 8 図は、簡単のために、同じ大きさの空隙が、直線的にたてよこにつながっているものとして積雪組織を模型化したにすぎないのである。

この模型で表わされるような不連続面 (XX 境界) は、前節でものべたように実際の積雪内のいたるところにみられる。たとえば、図版 VI, VII, VIII, IX の写真に示したそれぞれの XX 境界面が



第 8 図

それである。一般に、XX 境界面を上から下にこえると、 $R$  の値はあまり変わらないこともあるが (図版 VI, VII のばあい)、いずれのばあいでも  $a$  の値だけは、つねに大きくなっているのが、共通した点である。

いま、第 8 図の第 1 層内を流下してきた水が、XX 境界面に到達し、図の斜線をほどこした状態になった瞬間について考えてみよう (どういう過程をへて、水がこのような状態になるのかという問題については、別の機会にのべる予定である)。水の各自由表面は、水の表面張力のため、外に凹の形をとる。このうち、上面および左右の面の曲率半径はすべて  $r_1$  ( $\approx \frac{a_1}{2}$ ) にひとしく、下面の曲率半径は  $r_2$  ( $\approx \frac{a_2}{2}$ ) とする。 $a_1 < a_2$  だから、 $r_1 < r_2$  である。水の、上下、左右の各自由表面は、外から大気圧  $p_0$  をうけているが、本節第 1 項でのべたように、各表面のすぐ内部の水は、表面張力のために圧力降下をおこして、 $p_0$  にひとしくはない。曲率半径が  $r_1$ ,  $r_2$  の表面のすぐ内側における水の圧力  $p_1$ ,  $p_2$  はそれぞれ、 $p_1 = p_0 - \frac{\gamma}{r_1}$ ,  $p_2 = p_0 - \frac{\gamma}{r_2}$  である ( $\gamma$ ; 水の表面張力)。今、左右の自由表面のすぐ内側における水の、大気圧  $p_0$  からの圧力降下をそれぞれ  $\Delta p_l$ ,  $\Delta p_r$  とすると、 $\Delta p_l = \Delta p_r = \frac{\gamma}{r_1}$  である。一方、下面における圧力降下  $\Delta p_a$  は、 $\Delta p_a = \frac{\gamma}{r_2}$ 。 $r_1 < r_2$  だから、 $\Delta p_l - \Delta p_a = \gamma \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) > 0$ 。よって、左右の面における圧力降下分の方が、下面における圧力降下よりも大きい。従って、水は、圧力降下のより大きい左右の面に向かって流れることになる。次に、下面と左右の面との間の圧力差 ( $\Delta p_l - \Delta p_a$ ) が、実際にどのくらいの大きさになるかを求めてみよう。

たとえば、雪の密度  $\rho_s$  が  $0.35 \text{ gr/cm}^3$ 、粒子の直径  $R$  が  $0.4 \text{ mm}$  のしまりゆきの層が、密度は同じだが粒子の直径が  $0.6 \text{ mm}$  のしまりゆきの層の上に重なっているばあいを考えてみる。これは、図版 IX に掲げた薄片の写真にみられる組織の不連続面 XX を境にした上下のしまりゆきの層に対応する。雪の粒子は、形が立方体型、充填形式は単純立方格子型とする。第 1 表により、粒子間距離  $a$  は、上の層で  $0.15 \text{ mm}$ 、下の層で  $0.23 \text{ mm}$ 。よって  $r_1 \sim \frac{0.15}{2} \text{ mm}$ ,  $r_2 \sim \frac{0.23}{2} \text{ mm}$ 。水の表面張力  $\gamma$  は  $76 \text{ dyne/cm}$  だから、下面と左右の面とにおける水の圧力差 ( $\Delta p_l - \Delta p_a$ ) は、 $(\Delta p_l - \Delta p_a) = \gamma \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \sim 3330 \text{ dyne/cm}^2$  となる。これまでの議論では、下面と左右の面との間に、高度差はないものと暗に仮定してきたが、実際には下面の方が左右の面より、わずかではあるが低いにちがいない。その高度差を  $\Delta l$  とすると、下面には、左右の面におけるよりも  $\rho g \cdot \Delta l$  にひとしいだけ大きな静水圧が働き、下面を下に押し下げようとする (ここに、 $\rho$ ; 水の密度、 $g$ ; 重力の加速度)。もし、この  $\rho g \cdot \Delta l$  による圧力が、上記の表面張力によっておこる圧力差 ( $\Delta p_l - \Delta p_a$ ) よりも大きければ、水は XX 境界面にそって滲透しないで、下に流れることになる。そこで、一応この  $\rho g \cdot \Delta l$  の大きさを求めてみよう。今ここで取扱っているしまりゆきの粒子の大きさや空隙の幅などから考えて、上記の高度差  $\Delta l$  は  $0.1 \text{ mm}$  のていどであろう。かりに、それを大きめに見つもって  $\Delta l = 1 \text{ mm}$  としよう。すると、 $\rho g \cdot \Delta l \sim 100 \text{ dyne/cm}^2$  となる。これは、 $(\Delta p_l - \Delta p_a) \sim 3330 \text{ dyne/cm}^2$  にくらべて、はるかに小さな値である。従って、 $\rho g \cdot \Delta l$  は  $(\Delta p_l - \Delta p_a)$  に比して無視でき、水は、左右の面が前進して、XX 境界面にそう水平部

分に漸次流れこむ。

水の上面がさがって、上面と左右の面との高度差が小さくなくても、圧力差 ( $\Delta p_l - \Delta p_a$ ) =  $r \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$  には無関係なので、水はいつまでも水平方向に流入しうる。かくて、ついには水全体が XX 境界面にそった空隙に滲透し、そこで平衡状態となつてとどまる。そのご、上から流下してきた水が、この水に併合すると、今のべたのと全く同じ理由で、その分だけ水はさらに水平部分に滲透する。

境界面のいたるところで、上にのべた過程がくりかえして行なわれるうちに、やがて、境界面の上側には、ある厚さ  $l$  の水が広い範囲にわたって連続体となつてたまるようになる。こうなると、XX 境界面にそう水平方向の圧力差 ( $\Delta p_l - \Delta p_a$ ) がなくなり、水平方向への水の流れはとまる。水は、重力  $\rho g l$  をうけつつも、表面張力による支持  $\left( \frac{r}{r_1} - \frac{r}{r_2} \right)$  によって境界面上に保持される (この式の第 1 項は、もちろん、上面における保持力)。

第 III 節や第 V 節でものべたように、組織の密な層が、粗な層の上に重なっていると、上から滲透してきた水は、それらの境界面 (XX 境界面) のところに停留して、下の層にはなかなかしみこまない。水は組織の密な上の層の最下部にたまる。これは、丁度、今のべてきた第 1 層と第 2 層との関係に相当すると考えることができる。

XX 境界面のう側にして、広い範囲にわたり、連続体となつてたまった水の厚さ  $l$  が増大して、 $\rho g l > r \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$  の関係をみたと、水は下に向つて動きはじめる。

これまでの議論では、第 8 図の模型に示したように、XX 境界面にそう空隙の大きさが、XX より上の層における空隙の大きさと同程度のもつてきた。実際には、たとえば図版 VIII の薄片の、しんせつ層とざらめ層との境界面 XX にみられるように、上下の層の間にはかなり大きな空隙があることも多い。このようなばあいには、第 8 図のとはちがつた模型を考えることが必要であろう。上下の層の間に大きな空隙があるばあいには、上から流下してきた水が、第 8 図に示したような状態をとりうるかが、まず問題となる。また、そのような状態をとりうるとすれば、いかなる条件下で、どういう過程をへてとるのか、あるいは逆に、とりえないとすれば、上からきた水が境界面のうにたまり、さらに、下の層に流下するときの過程、条件などを考えなければならない。このような事柄に関するくわしい議論は次の機会にゆずることとし、ここでは、単純な第 8 図の模型について考慮するだけにとどめた。

これまでのべてきた議論は、積雪組織が上から下に向つて、密から粗に不連続的に変る XX 境界面に水が到達したばあいについてであつた。これとは逆に、粗から密に変る YY 境界面に水が到達したばあいには、XX 境界面で考えたばあいと逆のことがなりたつことは明らかであろう。従つて、とけ水が YY 境界面に達すると、水はその境界面の下の層に急速に吸いこまれてしまう。たとえば、図版 VI の写真に示した薄片の、YY 境界と XX 境界とははさまれた層は吸水性が強いことをのべた。このことは、上にのべた議論で説明することができる。

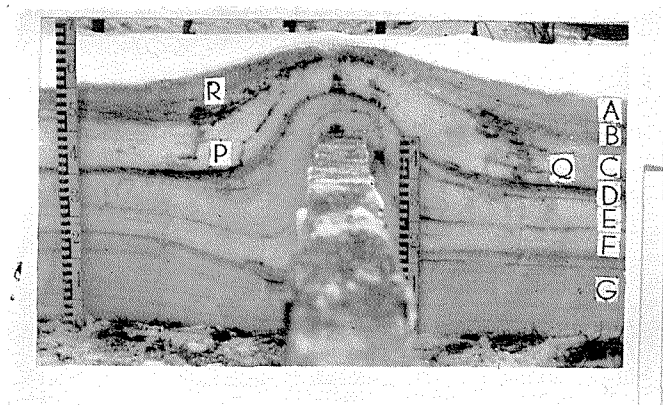
#### 4. 積雪成層に傾斜があるばあい

前項 (3) では、積雪成層が水平であると仮定して議論を進めた。第 III 節でものべたよう

に、積雪成層がある広い範囲にわたって完全に水平であることは、実際にはむしろめづらしい。どんな平坦地につもった雪でも、地物や風の影響をうけて、成層に多少の乱れや傾斜を生ずるのがつねである。ほんのわずかでも傾斜したXX境界面にとけ水が到達すると、水は傾斜にそって低い方へと流れる。これは、傾斜したXX境界面にたまった水に、傾斜角 $\theta$ に応じて重力成分 $\rho g L \sin \theta$ が、斜面の低い方に向って働くからである( $L$ は、最大傾斜線にそった水の連続体の長さ)。

図版 X は、傾斜角が約 $10^\circ$ の、ごくゆるやかな傾斜をもった積雪表面ふきんの成層境界面にそって、とけ水が右から左に向って流れているところを薄片にしたものである。写真の上端が、積雪表面下約1 cmにあたる。写真の中央ふきんを、水が連続体となって流れている状況がわかるであろう。この薄片は、境界面にすでに水が含まれたあとに切りだしたので、境界面ふきんのもともとの組織がどうなっていたのかわからない。しかし、すでに水を含んだ写真の状態では、含水層の組織の方が、その下につづくしんせつ層よりも粗になっている。これらの間の境界は一見すると前述のYY境界に対応しているようにみえる。それなのに、水がしんせつ層に流下、滲透しないで、もともとそこにあった境界面にそって連続体となって流れている。これは、写真にみられるように、含水層としんせつ層との間に、大きな空隙があるためと考えられる。大きな空隙は、極端に粗な積雪組織と等価なので、結局、含水層としんせつ層との境界は、前述のXX境界なのである。

第9図の写真は、地物によって乱された積雪内における水の移動を示したものである。写真の中央、雪の峰にそって、1 mの間に約1  $\ell$ の色水を噴霧器でまき、約30分のちに、雪の峰に垂直に断面を切ってみたところである。おもな積雪の層に、上から順にA, B, C, ……と名づけた。当日観測してえられた各層の雪質、密度 $\rho$ (gr/cm<sup>3</sup>)は次の通りである。A; ぬれざらめゆき、 $\rho=0.44$ , B; かなりざらめ化した層で、 $\rho=0.40$ , C; しまりゆき、 $\rho=0.29$ , D; ざらめ



第9図 地物の影響でできた積雪成層の傾斜した境界面にそって、着色水が流れ、成層の水平部分に達したところで水みちを形成しているのがわかる。

ゆき,  $\rho=0.33$ , E; しまりゆき,  $\rho=0.33$ , F; しまりゆき,  $\rho=0.37$ , G; しまりゆき,  $\rho=0.36$ 。

雪の峰のところでは, A, B 両層の区別はほとんどつかない。散布された色水は, ざらめ層 (A, B) を通って下の C 層に滲透した。C 層では, 色水は明瞭な水みちを形成しつつ流下している。色水は, この C 層と, ざらめゆきの D 層との境界の上方, しまりゆき側にたまり, そこから下には滲透していない。(C 層と D 層の境界が, 前節でのべた XX 境界に対応していることは明らかであろう。C 層最下部にたまった色水は, そこから左右にわかれ, 境界にそって層と平行に下に流れている。結局, 水は C 層の最も低い谷の部分, 図の P, Q にたまっている。散布された色水のうち, C 層の水みちを流下しないで B, C 層の境界附近にたまった水は, その境界面にそって低い方に流れ, 成層の谷 R 附近にたまり, そこから水みちを形成しつつその谷 P に流下している。谷 P, Q にたまった色水はその部分に保持されたまま, D 層以下の層には滲透しなかった。

このように, 表面でとけてできた融雪水は, 主として, 積雪成層境界面および水みちを通過して積雪層内を移動, 滲透する。しかし, とけ水は水みちと境界面だけを通して滲透するのではないことに注意する必要がある。たとえば, 第 9 図の写真をとった直後に, 各層の含水率  $w$  を結合熱量計で測定したところ, 次の値をえた。A;  $w=20\%$ , B;  $11\%$ , C 層上部;  $6\%$ , C 層最下部の D 層との境界面直上;  $27\%$ , F;  $0\%$ 。このうち, 表面の A, B 層および C 層最下部に水が含まれていたのは当然だが, C 層の上から  $1/3$  附近で採取した雪が  $6\%$  の含水率をもっていたことは注目されよう。もちろん, その場所は水みちからはづれたふつうのしまりゆきの層内であった。このことから, とけ水は必ずしも水みちだけを通して流下するのではないことがわかる。どこか層内に水の通りやすい細い通路があれば, 少しずつではあるがそこを伝ってとけ水が流れるものと考えられる。

## VII. ざらめゆき層内の融雪水の移動

前節までは主として「しんせつ」と「しまりゆき」の内部の水の移動についてのべてきた。本節では, 「ざらめゆき」内部におけるとけ水の移動について簡単にのべてみよう。

融雪末期になると, 日射は日に日に強くなり, 気温は益々上昇する。夜間の気温も  $0^{\circ}\text{C}$  以下にさがることが少なくなり, ていどに差はあっても, 昼夜の別なく融雪が進行する。それまでは少数の水みちをへてしまりゆき層内を流下していたとけ水は, 融雪の激化とともにしだいに数をまして無数にできた水みちを流れるようになる。その例を第 10 図に示した。写真にみえる多数のうすぐらい小

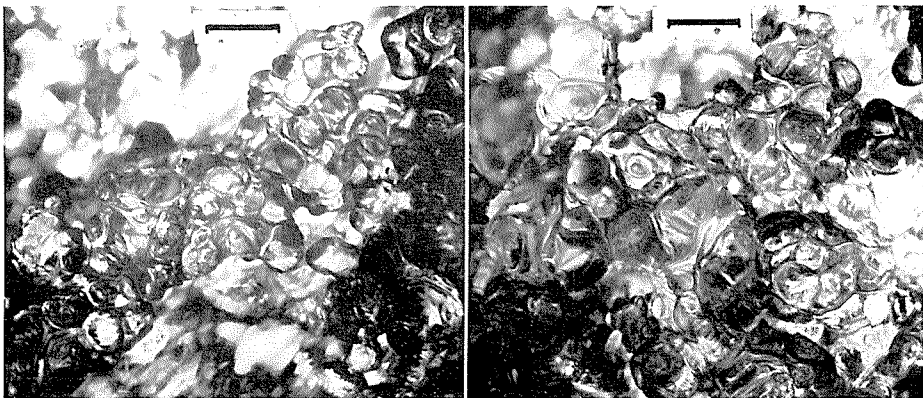


第 10 図 融雪最盛期に, しまりゆき層にできた水みち。写真のうすぐらい斑点がそれである。

さな斑点がしまりゆき層内にできた水みちである。さらに融雪がすすむと、水みちと水みちでない部分の境界が不明瞭になり、ついには全層がぬれざらめ化する。第IV節に、「しんせつ」が「ざらめ」化する過程をのべた。「しんせつ」がとけると、とけ水が集まって水滴状になり、表面張力によって周囲の結合の弱い粒子を水滴内部にとりこむ結果、しんせつが大粒の粗い組織のものに変わりうるのであった。しかし、組織が密で、強度の大きい「しまりゆき」内では、流下してきた水滴が周囲の雪粒子を自分自身の内部にとりこむことは考えにくい。何故、しまりゆきがぬれるとざらめ化するのか、という問題は、目下まだ実験、検討している段階で明らかではない。ただ、丁度氷の融点 $0^{\circ}\text{C}$ で、水と氷とが長時間に亘って共存しているという特殊な事情が全層ざらめ化の大きな原因となっていることは充分考えうることである。氷が融点にあるときは、極めて流動的な性質をもち、粒子間の焼結による結合も急速に進行すると考えられるからである。このことに関しては、近い将来に別の機会でのべることとする。

ざらめ雪の層が水が流下、移動するばあいは、さきにのべた「しんせつ」や「しまりゆき」のばあいとはちがって、水みちを形成しないのが特長的である。このことは、ざらめゆきの組織が粗く、粒が大きいために、たとえ水みちがあっても見えにくいために見落されているのではないかと疑問をもつこともできる。しかし、完全にざらめ化した層の雪の含水率を測ってみると、層内のどこから試料をとってきても、つねにほぼ一定の値がえられる。ざらめゆきでも、粒が比較的小さなうちは15%前後の含水率を示すが、融雪末期の大粒のざらめゆきでは7~8%のことが多い。

「ざらめゆき」の密度はふつう $0.4\sim 0.5\text{ g/cm}^3$ のていどで、粒の大きさは4~6mmのものが多い。粒の配列のしかたが単純立方格子型だとすると、粒子間の平均の最短距離は、第1表により1mm以上となる。これは、図版IVにかかげたざらめゆきの写真からもたしかめられる。また、粒でかこまれた空隙は、「しまりゆき」のばあいよりもはるかに大きい。このため、とけ水がざらめ層を流下するばあいは、一般に、粒子間の空隙を完全にはみたさない。水は、



第11図 含水率8%のざらめゆき層からとり出したざらめの粒。粒の凹部に水がたまっているのが見える。写真上部の黒い直線は1mmを表わす。

粒の表面を薄膜状に包みながら次第に下に向って流れるのである。

第11図は、とけつつある「ざらめゆき」の層(含水率8%)から小さな試料を切り出し、その表面を撮った顕微鏡写真である。大きなざらめゆきの粒子の表面に水が見える。とくに、粒の凹んだ部分に多くの水がたまっているのがわかるであろう。このことは、ぬれざらめ層を直接拡大鏡で眺めてみると、さらにはっきりわかる。粒の表面をとけ水がうごいているのが見えるからである。そこで次に、ざらめゆきの粒の表面を蔽って流れる水膜の厚さを概算で求めてみよう。

すでにのべたように、積雪全層がざらめ化し、表面で融雪が進行しているばあいのざらめ層の含水率は、ほとんど常に10%前後である。このことは、そのときのざらめ層内における水の流れが、ほぼ定常状態に達していることを示す。この値(含水比  $W=0.1$ )を用いて、ざらめの粒の表面を流れる水膜の平均の厚さ  $\delta$  がすぐに求められる。

平均半径が  $\bar{r}$  の球形の水粒からなるざらめゆきの含水比を  $W$  とすると、簡単な計算の結果、水膜の平均の厚さ  $\delta$  は次の式で与えられる。

$$\delta = \{\rho_i W / 3\rho_w(1-W)\} \cdot \bar{r}$$

ここに、 $\rho_i$ 、 $\rho_w$  はそれぞれ氷と水の密度である。ざらめの粒の平均半径  $\bar{r}$  を 1.5 mm とすると、含水比 0.1 のざらめゆきにおける  $\delta$  は、 $\delta \sim 0.05$  mm (= 50  $\mu$ ) である。この値は平均値だから、実際にはもっと厚いところと薄いところがある。ざらめの粒子の凸部では 50  $\mu$  上りもずつと薄く、凹部ではもっと厚いにちがいない。

このように、ざらめゆき層内の水は、粒の表面を蔽いながら流れ、周囲の粒子との関連が少ない。それで、「しんせつ」や「しまりゆき」のばあいより事柄は単純である。極端に言えば、上下につらなつた一次元的な粒子の列の表面を水が伝って流れるばあいを考えればよい。この種の問題については、吉田<sup>10)</sup>がすでにくわしく取扱っているので、ここでは省略する。文献(9)の第VIII節を参照されたい。

## VIII. ま と め

1960年以來、過去数年間、冬期、当研究所構内および北海道北部、母子里にある北大演習林看守所構内につもつた雪について、融雪水の滲透、移動をしらべた。エオシン粉末あるいは着色水を積雪表面に散布して、融雪水の移動状況を追跡した結果を、第II、III節にのべた。それによると、融雪の初期から最盛期にかけて、積雪表面で生じた融雪水は、一般には、積雪層内を一様に流下しない。とけ水は、積雪成層内のある特定の層を水平方向に移動することが多く、ところどころに鉛直方向に水みちを作りながら漸次下の層に移るのである。その一例を、第3~5図に示した。ただし、全層がざらめ化したあとでは、とけ水はほぼ一様に積雪層内を流下する。

次の第IV節では、とけ水が積雪内を一様に流下しないのは、どういう機構でおこるのかを知るために、先ず積雪表面層における融解の過程をしらべてみた。

融雪は主としてしんせつ表面層でおこる。融雪末期になると積雪全層がざらめ化するので、「ざらめゆき」の融解もおこる。しかし、「ざらめゆき」が融雪の過程に大きな役割を演ずるのは、主として、積雪層内におけるとけ水の移動に際してである。それで、第IV節では、融解しつつあるしんせつ表面層から切り出した薄片によって、「しんせつ」の融解過程を調べた結果をのべた。図版I~IVは、そのために作った薄片の顕微鏡写真である。

しんせつ粒子がとけると、組織内部に水滴ができる。水滴は周囲のとけつつある組織を自分自身の中にとりこみながら次第に成長する。はじめは表面張力によって残存している組織に懸垂している水滴は、ついには自身の重量にたえきれなくなって、組織内部を下に向かって動きはじめる。融雪がおこっているしんせつ表面層は、実際にとけつつある「融解層」と、まだとけてないが、水滴状のとけ水が上から滲透してくる「滲透層」、および融解も滲透もしていない部分に分けることができる。図版IIは、その例である。滲透層の水滴は、表面張力によって周囲のしんせつ粒子を自分の中にとりこむので、組織が非常に粗くなる。「しんせつ」が水を含むと急速に縮まるのは、このためにおこると考えた。

とけ水が水平方向に滲透するのは、一般に、上が密で下が粗なふたつの積雪成層間の境界面の上方にそってである（このような境界を、便宜上、XX境界、粗密の関係がこれと逆なばあいをYY境界となづけた）。第V節では、これらの境界面を薄片によって観察し、さらに、その形成過程を論じた。

境界面は積雪組織の不連続面である。積雪内をとけ水が滲透、移動する際に最も大きな役割を演ずるのは、粒子間の距離 $a$ であるとの観点から、境界面における $a$ の不連続性を強調した。それで、第VI節のはじめに、積雪組織をごく単純化して、球形あるいは立方形の粒子が周期的に配列したばあいの $a$ と、粒子の大きさ $R$ との関係を求めた（第1表）。第VI節後半では、とけ水が積雪組織の不連続面のうちの、XX境界面に達したとき、なぜ水平方向に滲透して行くのかを単純な模型（第8図）で考えた。その結果、このような境界面にとけ水が達したとき、とけ水の内部で表面張力による圧力降下に差を生じ、その圧力差によって水が水平方向に移動すると説明した。また、積雪成層に傾斜があるばあいのとけ水の移動について論じ、第9図および図版Xに、その例をかかげた。

融雪末期になると、積雪全層が「ざらめゆき」となる。第VII節には、「ざらめゆき」内部の融雪水の移動にふれ、「しんせつ」、「しまりゆき」内のとけ水の移動とのちがいをのべた。「ざらめゆき」内を流下するとけ水は、ざらめの粒の表面を薄膜状に流れるのだが、その平均の厚さを求めたところ、 $50\mu$ ていどであることがわかった。

おわりに、この研究を行なうにあたって、終始、御指導をいただいた吉田順五教授に厚く感謝いたします。また、有益な助言をして下さった当研究所雪氷研究グループの方々にお礼を申し上げます。

この研究に用いた費用の一部は、文部省科学研究費から支出された。

## 文 献

- 1) たとえば, 石井幸男 1959 積雪基礎調査——融雪の研究. 北海道電力株式会社, 札幌管区気象台.
- 2) 吉田順五 1958 積雪含水率測定用熱量計. 低温科学, 物理篇, **18**, 17-28.
- 3) 木下誠一・若浜五郎 1959 アニリン固定法による積雪の薄片. 低温科学, 物理篇, **19**, 135-146.
- 4) Church, J. E. 1948 The evolution of snow-melt by dyes and drip-pan. International Geodetic and Geophysical Union. Association of Scientific Hydrology (Oslo). pp. 115-117.
- 5) 吉田順五 1962 積雪内の融雪水分布. 低温科学, 物理篇, **20**, 181-186.
- 6) 木下誠一 1960 積雪層の組織の変態過程. 低温科学, 物理篇, **19**, 111-118.
- 7) 吉田順五 1960 日射による積雪の内部融解. 低温科学, 物理篇, **19**, 97-110.
- 8) 木下誠一 1960 積雪の硬度 I. 低温科学, 物理篇, **19**, 119-134.
- 9) 若浜五郎 1960 積雪の薄片を応用した積雪の組織と内部歪の研究 I. 低温科学, 物理篇, **19**, 37-71.
- 10) 吉田順五 1955 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**, 55-75.

註) 一般的な参考として

吉田順五 1960 積雪の物理学 (4). 雪氷, **21**, 24-29.

## Résumé

Melting of snow begins at or near the surface of the snow cover and the melt water moves downwards permeating the cover. But the permeation does not always occur uniformly in the downward direction, because the action of gravity is very often overcome by capillary force. It is well known that the melt water often moves in horizontal direction within a snow cover instead of descending straight downwards.

In order to study the movement of melt water, its courses were traced by the use of eosine powder, a dye-stuff soluble in water (Ref. 4). A small amount of eosine powder put on the surface of melting snow dissolved instantly into the water and, being carried by it, dyed red those parts of snow that were permeated by the water. From the red patterns displayed on the vertical planes cut in the snow cover parallel to one another, the diagrams in Fig. 5 were drawn to show how the melt water had permeated the snow cover. The cuts were made five hours after the eosine powder was put on the snow surface. (Snow cover was 170 cm thick. Diagram (b) on the left edge of Fig. 5 gives its layer structure. Numerical figures attached to each layer are its density multiplied by 100.) Diagram (a) composed of many horizontal straight segments, short and long, shows the side view of the distribution of melt water within the snow. The eosine powder was placed at point A. The melt water got through the uppermost layer 9 cm thick straight downwards and then began to spread horizontally on plane BB', the bottom surface of the uppermost layer. The melt water left that plane at two points located slightly to the left and at a long distance to the right of point A. The water leaving at the left point soon stopped descending but the water starting from the right point went downward a distance as great as 100 cm, spreading sideways in places as indicated by the thin horizontal lines extending to the right edge of the figure. The dotted horizontal lines indicate weak spread. The two closed wavy curves, the one full and with hatched band and the other

broken, show the extents to which the melt water spread on plane BB'. The snow was tinted strongly in the hatched area but weakly within the region bordered by the broken curve.

The horizontal spreads of melt water within the snow cover are seen, by a comparison of the levels of spread with Diagram (b) of layer structure, to have occurred at the boundaries of the layers. In order to see the structure of those boundaries the author cut vertical thin sections for microscopic observation, such as the photographs in Pls. VI, VIII and IX, from the snow at those levels where the boundaries were located. In the photographs one sees clearly that the texture of snow changes at the levels marked XX and YY. XX is a boundary across which downwards the texture becomes coarser while the texture becomes denser at boundary YY. The boundary which checks the downward movement of water and makes it spread sideways is of the nature of XX.

Fig. 8 represents schematically the XX-boundary. Difference between the textures above and below the boundary is indicated by the difference in the size of squares which stand for the ice grains composing snow. The hatched area is the melt water just about to get through the boundary. At this moment the radius of curvature is larger at the bottom meniscus of the water than at the side menisci, which means that the pressure of water is less than the atmospheric pressure respectively by the amounts  $\gamma/r_1$  and  $\gamma/r_2$  just inside the bottom and the side menisci. Here  $\gamma$  is the surface tension of water. It follows then that the pressure is higher at the bottom meniscus than at the side ones, which causes the water to flow sideways. A calculation made under some assumptions shows that the difference in pressure can reach 3000 dyne/cm<sup>2</sup>. The author believes that such a situation is one of the causes for spreading water at the boundary.

The thin sections of Pls. VI, VIII and IX referred to above were made before the snow was wetted with the melt water. Otherwise the difference between the textures above and below the boundaries would not have been shown very clearly. On the contrary the thin sections in Pls. I—V were cut from the surface snow layers which had already become wet with the melt water. They were made in order to observe the early stage of melting at the snow surface. Since the water within the snow was frozen during the process of making the thin sections, they do not give the actual states with the water unfrozen between the ice grains. But the frozen water can be distinguished, though not exactly, from the proper ice grains of snow by their appearance in the thin sections.

The thin sections of Pls. I, II and IV were cut almost simultaneously at 3:30 p.m. on a fine day of March but in different places. Snow fall had stopped in the afternoon of the day before and a layer of fresh snow only one day old covered the snow cover. Air temperature was +2~+3°C. The top of the photographs is the surface of the fresh snow.

Pl. I. This snow was on ground surrounded by houses. They shaded the snow so that no direct sunlight ever fell upon it. In the uppermost layer of 1 cm thick are found some snow crystals maintaining the original form, which indicates that this layer melted only a little if any. But in the next layer also 1 cm in thickness, the snow crystals are grouped into clusters while the snow below that layer has the dry texture of newly fallen

snow. The grouping into clusters must have been due to the internal melting caused to occur in that layer by the diffuse light of the sky penetrating into the snow cover. Free water content  $W$  of that layer was determined to be 3% by the calorimetric method (Ref. 2).

Pl. II. This snow was on the same ground as that of Pl. I but received direct sunlight for three hours. The direct sunlight penetrated deep into the snow and melted it. A comparison of the lower parts of Pl. I and Pl. II indicates that the sunlight would have penetrated 10 cm or more. In the uppermost layer of about 2 cm thick, where the melting occurred rather heavily, the snow crystals gathered together to make clusters. But the long wave radiation given off from the snow surface lowered its temperature and the upper half of the layer had frozen at the time of observation (3:30 p.m.). Since the natural cooling due to the radiation occurred slowly, the clusters in the upper half froze slowly also and became transformed into large ice grains composed of small numbers of single crystals of ice. But, in the lower half, the clusters were chilled quickly in the process of making thin sections and took on such rugged appearances as seen in the photograph.

Pl. IV. This snow was on an open ground where the direct sunlight shone upon it all the day-time. The snow had melted already in the afternoon of the previous day and was changed into granular snow by the cooling due to the radiation and the cold of night. The melting on the day of observation increased the size of the ice grains.

## 図 版 説 明

図版 I, II, IV: 1961年3月9日から13日午前にかけて当研究所構内にふりつもったしんせつ表面層の、3月14日夕刻における顕微鏡組織。いずれもアニリン法で作った薄片。採取した場所の条件の相違が、いかに融雪に影響を及ぼすかがわかるであろう。各写真の上部SSを結ぶ線が積雪表面。

I: 日あたりも風通しもわるい場所から採取した。表面下約1cmの融解層の含水率は3%、それ以外の層で0%。しんせつ融解のごく初期の段階である。

II: 日あたりはあるが風通しのわるい場所から採取した。表面SSとPPとの間の融解層の含水率は21%、PP、QQの間の層(滲透層)で21%であった。

IV: 日あたりも風通しもよい場所から採取した。試料採取時、表面はクラストしはじめ、含水率は7.5%であった。表面下2—4cmで18%。

図版 III: 表面層が融解中の積雪表面附近の顕微鏡組織。1961年1月31日にふりつもつたしんせつ表面層から、2月2日に切り出した。融解層の含水率は10%。図版 III—2は III—1の一部を偏光でとった。写真中、A、B、Cと印した粒子が III—1の粒子A、B、Cに対応する。融解層にみられる大きな氷粒は形が複雑であり、また細かい多数の結晶粒からなっている。これは、とけ水が試料採取時に水滴状になって、しんせつ組織内に懸垂していたことを示している。

図版 V: しんせつ全層が急速にざらめ化しつつあるときの滲透層の顕微鏡組織。まだ、ところどころにしんせつ粒子がみられる。

図版 VI, VII, VIII, IX: 積雪成層の境界面を示す顕微鏡組織。薄片はいずれも1961年の冬季に当研究所構内の積雪から切り出した。

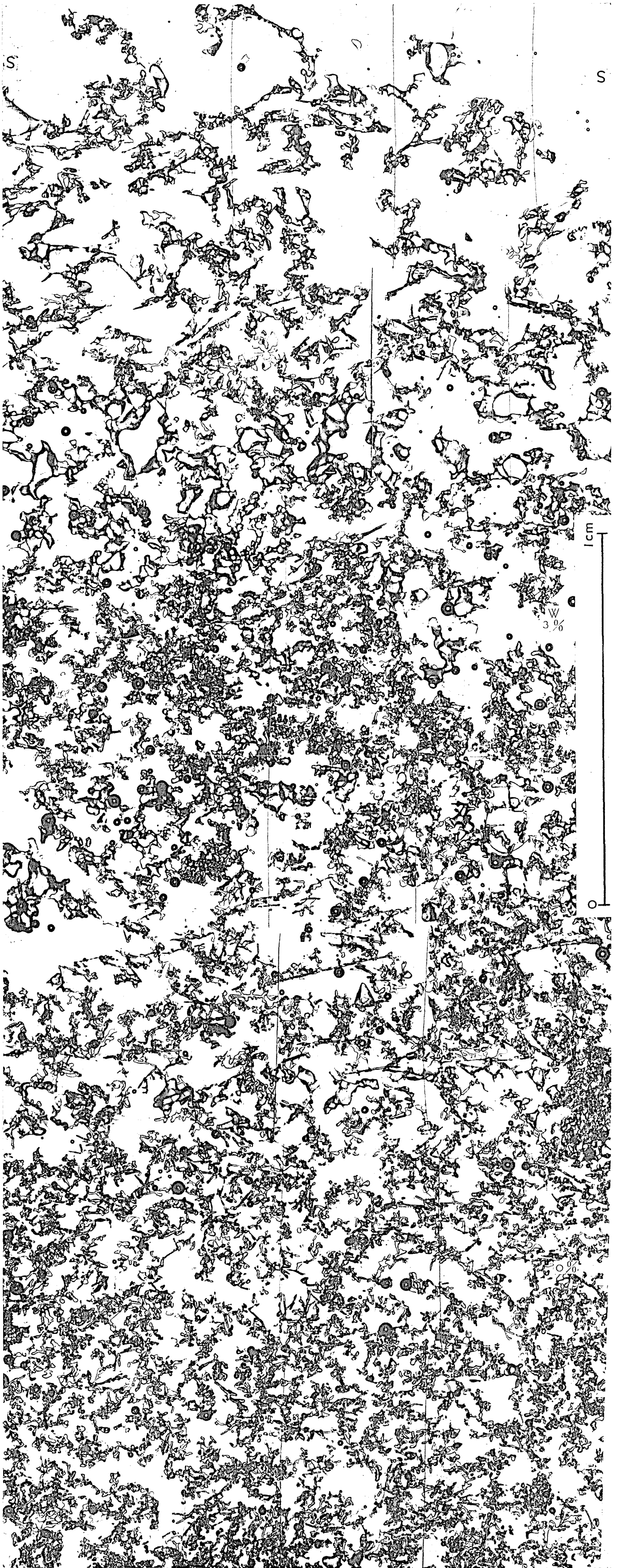
VI: 1月22日につもつた雪を、1月30日に採取した。写真の中央やや下部、YYとXXとの間に雪粒子がつまつた層がみられる。YYより上側の密度は0.19 g/cm<sup>3</sup>、XXより下で0.23 g/cm<sup>3</sup>。

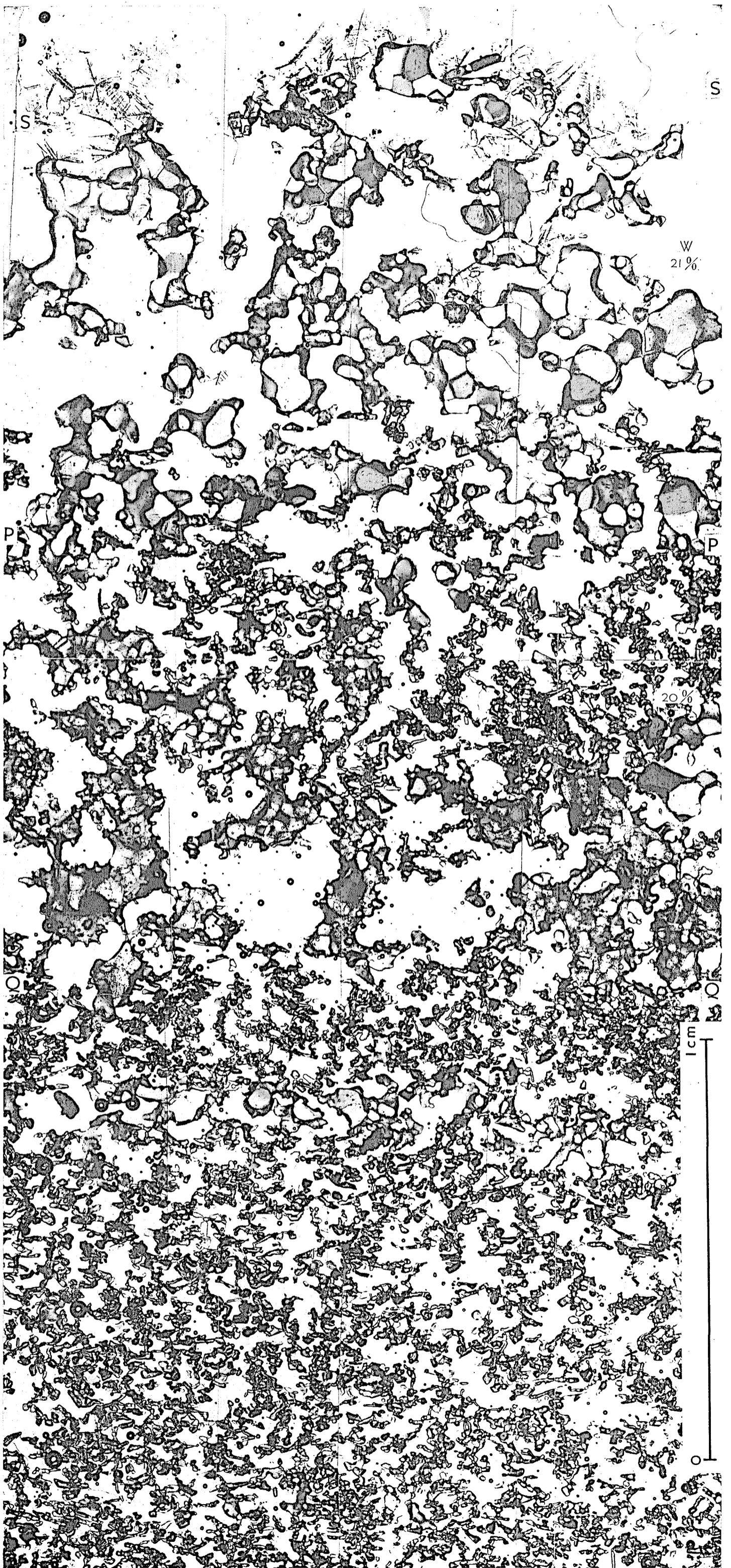
VII: 1月14日から15日にかけてつもつた「しんせつ」の表面ふきんから、17日に切りだした薄片。表面SSと約1cm下のXXとの間の層の組織が、XXより下の層にくらべて、やや密である。

VIII: 「しんせつ」と「ざらめゆき」および「ざらめゆき」と「しまりゆき」との境界を示す薄片。1月26日に採取。写真中央やや下のざらめゆきの層は、1月21日の暖気で融解してできたもの。XX境界より上のしんせつは、薄片作成当時の密度が0.18 g/cm<sup>3</sup>、YY境界より下の「こしまりゆき」の密度が0.26 g/cm<sup>3</sup>。

IX: 「しまりゆき」同士の境界を示す薄片の写真。3月3日に採取。雪の密度は、写真のY<sub>1</sub>Y<sub>1</sub>から上の層で0.33 g/cm<sup>3</sup>、Y<sub>2</sub>Y<sub>2</sub>から下で0.37 g/cm<sup>3</sup>。Y<sub>1</sub>Y<sub>1</sub>とXXとの間の層は、その上下の層よりも組織が密で、着色水をよく吸収する層であった。

図版 X: 傾斜角が約10°の、ごくゆるやかな傾斜をもつた積雪表面附近の境界面にそって、とけ水が右から左に向かって流れているところを薄片にした。写真の上端が表面下約1cmにあたる。写真中央ふきんの層を、水が連続体となって流れているのがわかる。





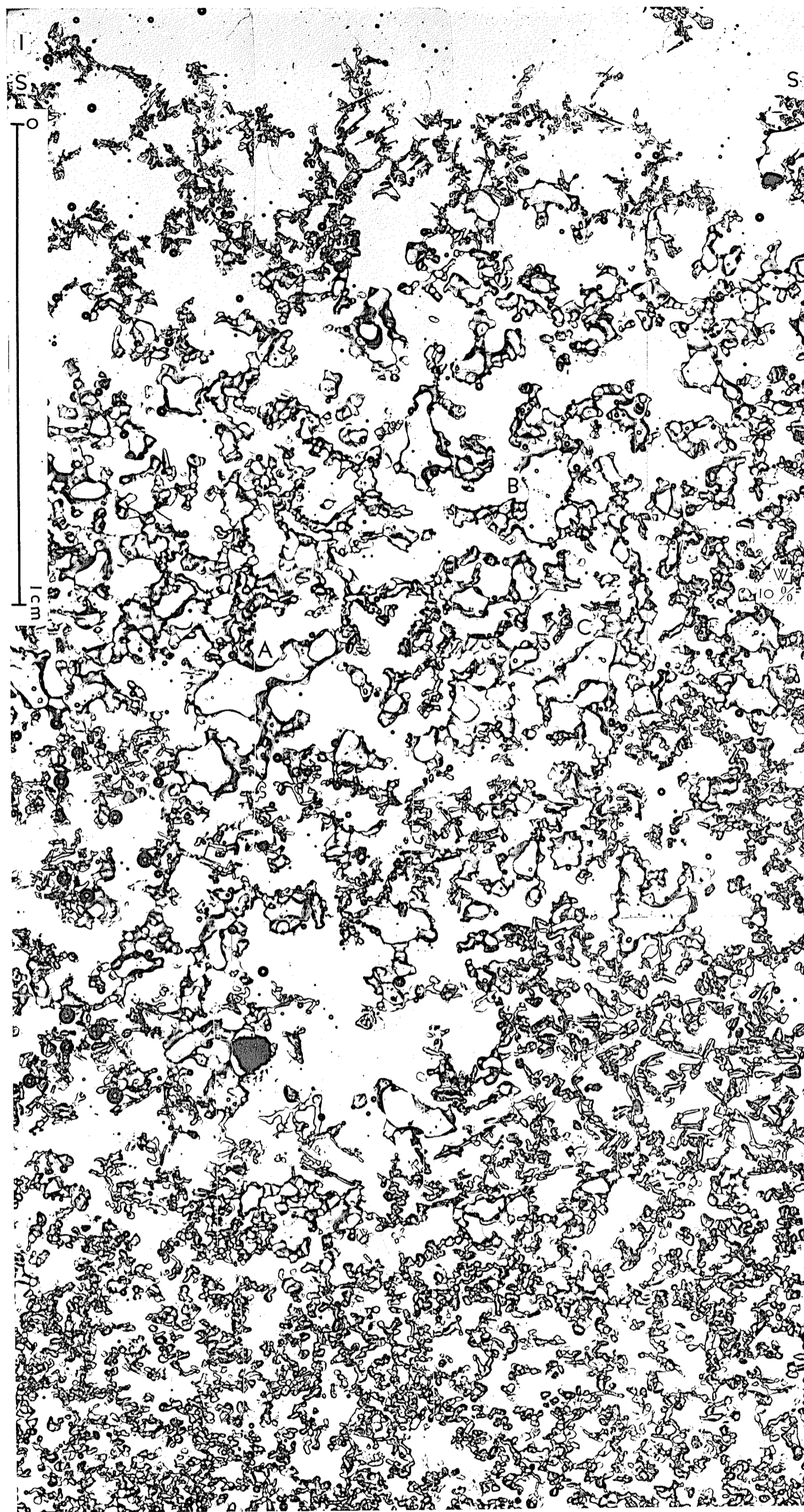


图 版 III-2

