HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	積雪内における融雪水の移動　II
Author(s)	若浜，五郎；中村，勉；遠藤，八十一
Citation	低温科學. 物理篇，26，53-76
Issue Date	1969-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18078
Type	departmental bulletin paper
File Information	26_p53-76.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Gorow WAKAHAMA, Tsutomu NAKAMURA and Yasoichi ENDO 1968 Infiltration of Melt Water into Snow Cover, II. *Low Temperature Science, Ser. A, 26.* (With English Summary p. 73)

積雪内における融雪水の移動 II*

若浜五郎・中村 勉**・遠藤八十一
(低温科学研究所 応用物理学部門)

(昭和43年 月受理)

I. まえがき

融雪はおもに積雪の表面でおこる。融雪の初期には，とけ水は，積雪の表面層付近に保たれ，その後の寒気で凍結してしまう。水は，積雪内部の深いところには，ほとんど滲透しない。

春が深まって融雪がはげしくなると，とけ水は積雪内部の深くまで流下するようになる。とけ水は，積雪内の空隙をうめながら，水の特に通りやすい道（水みち）を通って急速に流下したり，雪粒の表面を薄膜状に包みながら，積雪内をゆっくり流下する。吉田[1]は，前のばあいを「水路流下」，後のばあいを「皮膜流下」と名づけた。

このように，融雪水は，積雪内を一様に流下しているわけではない。とくに，組織の微細な「しまりゆき」が，粗い「ざらめゆき」の上に積み重なったときは，とけ水は「しまりゆき」層の下面に停滞する[2]。吉田[1]は，このような面を止水面と名づけ，積雪の成層境界面が止水面となる条件を求めた。止水面で止められた水は，そのご，ところどころに水みちを作って急速に流下し，次の止水面で再び止められる。

このように，積雪内を流下，移動する融雪水の挙動は，積雪の成層状態，各層の雪の組織，積雪層のわずかな傾斜などによって，さまざまに変る。

積雪内部における融雪水の移動の問題は，今までも多くの人によって研究されてきた。しかし，積雪内における融雪水の移動，滲透の，時間的空間的な変化をくわしく量的に知ることができるようになったのは，わりあい最近のことである。吉田[3]が結合熱量計式含水率計を考案，完成して以来，この分野の研究が急速に進んだ。この含水率計を用いて，われわれは，数年前から，積雪がどのような過程をへてとけるのかを調べてきた。とくに昭和40年 (1965) 以来，北海道北部，雨竜郡北母子里にある北大農学部附属演習林内で，組織的に融雪の研究をおこなってきた。本報告は，その結果をまとめたものである。

II. 観測および測定方法

さきにのべたように，融雪水は，積雪内のある特定の層に選択的にしみこんだり，ところ

* 北海道大学低温科学研究所業績 第937号

** 現在 科学技術庁 防災センター雪害実験研究所

どころに水路を作りつつ流下することが多い。しかし，ひとつの雪層内の含水率は，水路のところをのぞけば，ほぼ一様であると考えられる。それゆえに，各雪層ごとの含水率を時間的に追求すれば，積雪全体の含水率の分布や，とけ水の滲透のようすを知ることができる。

そこで，積雪に5m角くらいの穴をほり，その壁を利用して，積雪各層ごとの含水率を測定した。それと共に，各層について，密度や，硬度，抗張力などの力学的な性質の変化を調べた。また，一般気象要素を観測し，それらと融雪量との関係を調べた。第1表に，観測項目，測定器械などをまとめた[4]。

第1表 融雪観測の項目と，観測の方法，使用器具

観測項目	観測方法，使用器具など
積雪の層構造	目視，記録
雪層毎の雪質	同上 (国際基準による)
〃 粒径	粒度ゲージ (国際基準)
〃 温度	棒状温度計，熱電対 (自記)
〃 密度	採雪器容量 100 cc
〃 硬度	木下式硬度計
〃 含水率	吉田式結合熱量計
〃 顕微鏡組織	アニリン薄片，偏光顕微鏡
〃 水路流下速度	色水，ストップウオッチ
〃 皮膜流下速度	同上
〃 保水能	ばね秤
一般天候状態	目視
気温	棒状温度計，熱電対 (自記)
風速	小型ロビンソン風速計
日射量	ゴルチンスキー日射計 (自記)
長波長輻射	CSIRO 型示差輻射計 (自記)

このような方法で，平坦地および斜面積雪について融雪の過程，とくに，融雪水の積雪内への滲透，流下をしらべた。また，積雪表面をフォームスチレン製の屋根で蔽って，融雪に対する日射や風の影響を調べてみた。このことについては，後の第V節で詳しくのべる。

平坦地積雪の調査は，前記北母子里，北大演習林看守所構内のテニスコート上の積雪についておこなった。また，斜面融雪の研究は，上記看守所の南方約1.5 kmにある丘陵地の南北両斜面でおこなった。これらの観測は，昭和40年から43年にいたる毎年の春，4月上旬から中旬にかけておこなった。積雪深は，この時期でも，150～200 cmもあった。

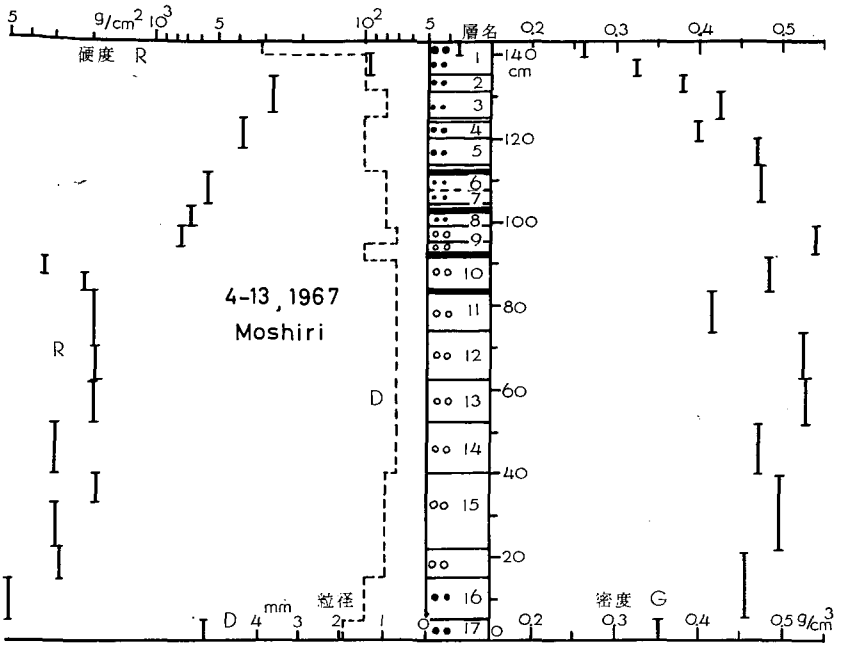
III. 平坦地積雪の融雪観測例

平坦地積雪についておこなった融雪観測の結果のうち，代表的な例を次に示す。

観測期日： 昭和42年 (1967) 4月12～16日。

観測地： 雨竜郡北母子里，北大演習林看守所構内テニスコート上の積雪。

このときの一般的な積雪状態は，積雪深が1 m 45 cm，表面から50 cm下までは氷板まじりのざらめゆき，それ以下の部分は，主にしまりゆきであった (図版 I-1)。第1図に，4月13日の積雪の成層状態，粒径，乾き密度，硬度をまとめた。図の中央，成層状態を示す部分に，上から1, 2, 3, ……とつけた数字は，各層につけた番号で，次の第2図 (**a**) に示した層の番号と一致する。第2図の最上部の図 (**a**) には，4月13日における積雪内の含水率の時間的・空間的変化の状況をまとめた。縦軸は地表面からの高さ，横軸は時刻である。含水率は0-5, 5-10, ……などの数字で，%で示してある。この図をみれば，表面で生じたとけ水が，どのような過



第 1 図 昭和 42 年 4 月 13 日，母子里における平地積雪の成層状態，乾き密度，硬度，粒径をまとめた図。この日におこなった融雪観測の結果を，次の第 2 図に示す

程をへて積雪内を流下，移動したかがわかるであろう。

図 (**b**) には，気温，日射量，輻射量および風速を記入した。気温は雪面上 5 cm，風速は 10 cm の高さで測定した。日射量はゴルチンスキー日射計で測定した。また，輻射量は，実効長波長輻射（入射量から放出量を差し引いた分）で，CSIRO 型示差輻射計で測定した。

図 (**c**) には，各層ごとの含水率の時間的変化を示した。第 1 層（表面層）の曲線が 2 本あるのは，第 1 層を上半分と下半分とに分けて含水率を測定したことによる。融雪がすすむにつれて，この第 1 層は薄くなり，午後 2 時すぎには上半分，下半分の区別がつかなくなった。2 本の曲線が午後 2 時以後，ほとんど 1 本の曲線にまとまっているのは，このためである。

各層の含水率曲線をよくみると，その日表面で生じた融雪水が，その層に到達した時刻が大体わかる。たとえば，第 3 層には 9 時 40 分ころに，その日の新しいとけ水が流入しはじめた。

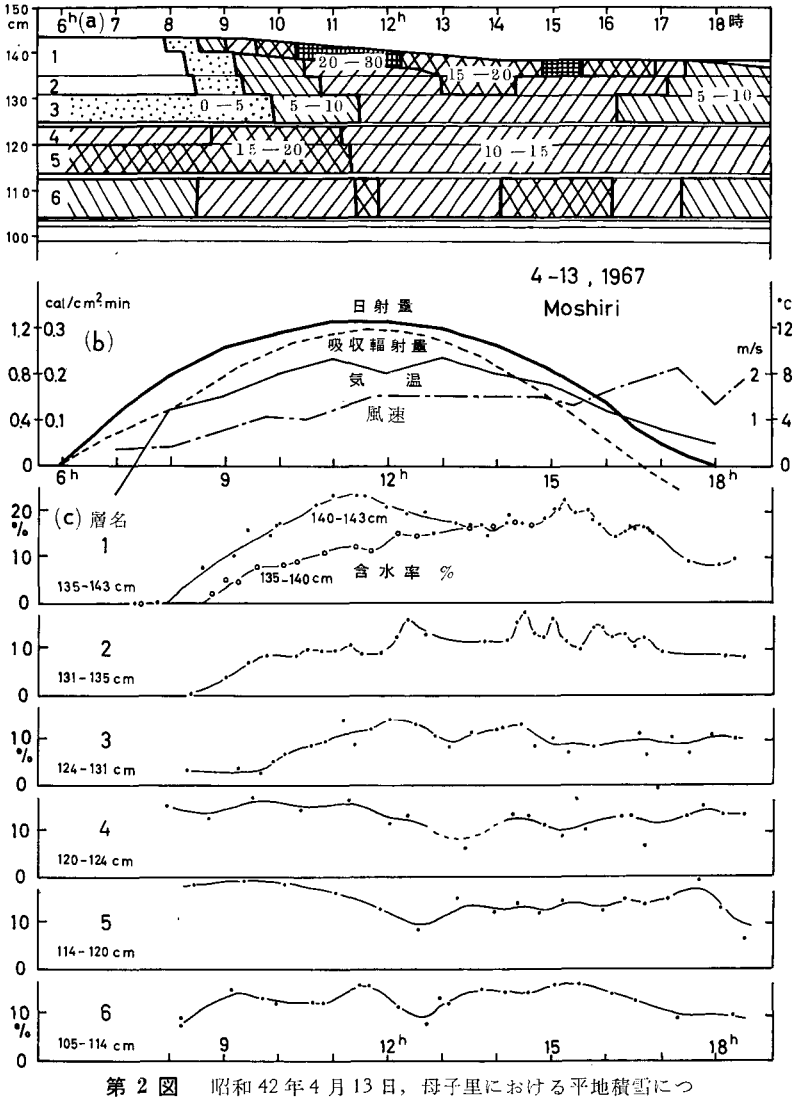
第 3 図は，4 月 15 日の観測結果である。図の記号その他，記入のしかたは前の第 2 図と全く同じである。

以下，これらの図に基づいて，融雪水の滲透，流下のもようを少し詳しくみてみよう。

IV. 平坦地積雪の融雪観測結果の考察

1) 含水率と気温，日射との関係

4 月 13, 15 日の両日とも，早朝には，気温，雪面温度ともかなり低下した。たとえば，4



第 2 図 昭和 42 年 4 月 13 日，母子里における平地積雪について行なった融雪観測の結果をまとめた図

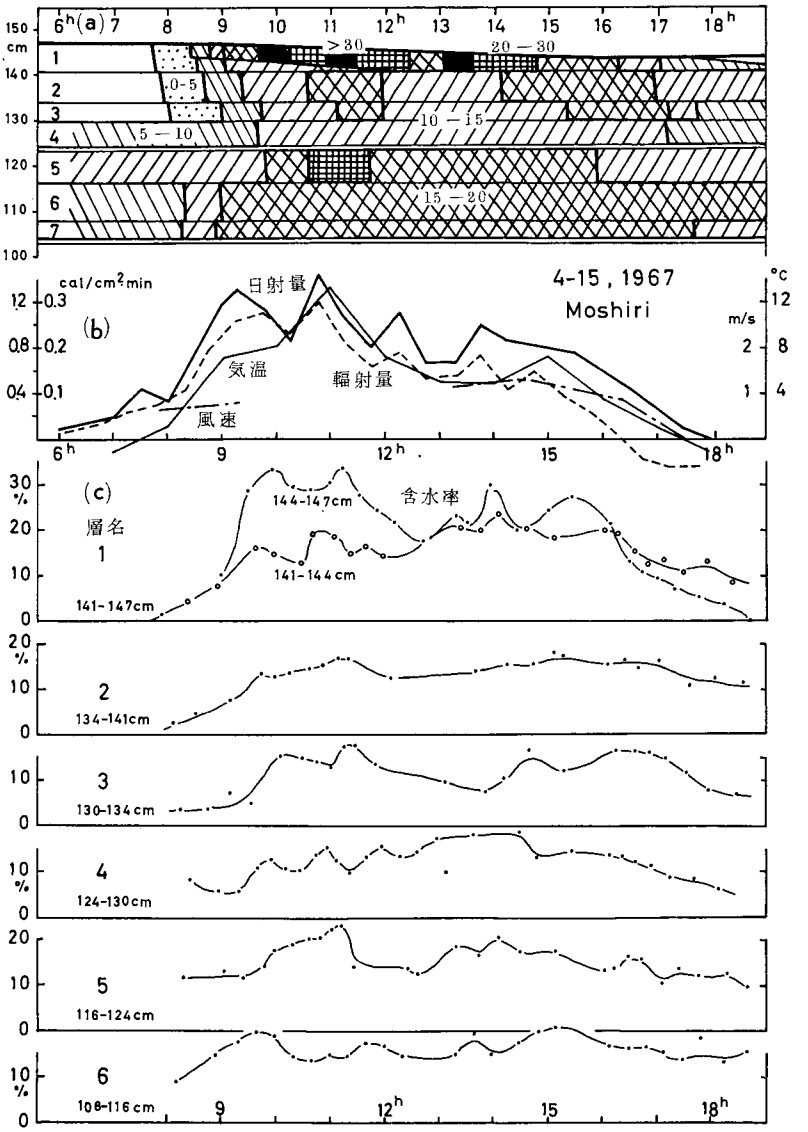
a； 含水率分布の時間的変化を示す。0-5, 5-10 などの数字は，その領域における含水率 (%) である

b； 気象観測の結果

c； 各層ごとにおける含水率の時間的変化

月 13 日には，気温が午前 4 時ころ最低値 −6.9°C に達し，雪面は 4〜5 時にかけてもっとも冷え，−16.6°C の温度を示した。このため 4 月 13 日 7 時には，表面下 15 cm までの，15 日 7 時には同 17 cm までの雪が凍結し，含水率が 0 になった。それより深い部分の雪は，前日のとけ水を含み，ぬれていた。とくに地上 105〜125 cm の層は，前夜来，15% 以上の含水率を持ちつづけた。前日上から流下してきた融雪水がまだ多量に保持されていたわけである。

日射が強まり，気温が上るにつれて雪温は上昇し，4 月 13, 15 の両日とも 7 時 50 分ころ



第 3 図 昭和 42 年 4 月 15 日の例
a, b, c とも第 2 図の説明と同じ

に表面がとけはじめた。このとけ水は，約 25 分後の 8 時 15 分に 10 cm 下の第 2 層に到達した。8 時 30 分には表面の含水率が 5% になったが，第 2 層の含水率が 5% になったのは，45 分後の 9 時 15 分ころである。

9 時少しすぎに表面の含水率が 10% を示したが，それが表面層 (第 1 層) 下部に及ぶのに約 1 時間 30 分も要し，さらに 15 分後に第 2 層に到達している。

15% の等含水率線は，さらにゆっくり降下している。表面で含水率が 15% を示したのが 9 時 35 分，表面層 (第 1 層) 下部では 12 時 25 分ころである。すなわち，厚さが僅か 3 cm の

表面のざらめゆき層の直下で含水率が15%になるまでに，実に3時間近くもかかったのである。以上のことから等含水率線は，含水率の小さいときほど急速に，逆に大きいときほど徐々に下層に及ぶことがわかる。

表面の含水率は，気温，日射がともに最高に達した10時30分～12時に最高値を示した。その後，一時やや減少したが，4月13日には約20%，4月15日には約25%の含水率を保ちつづけた。夕方近く，15時45分ころから，日射量，気温の低下とともに含水率も減少しはじめ，17時すぎには表面が凍結しはじめた。

4月15日の第3図には，日射量および気温の融雪に及ぼす影響が明瞭にあらわれている。この日の融雪は7時45分ころにはじまり，図の第1層の部分に示したように，9時50分に最大含水率33%を示した。その後，11時すぎに再び最大値を示したが，その間は，含水率が低下している。これは，その間におこった日射量の低下によく対応している。11時をすぎてからは，気温も日射量もかなり低下したが，それに応じて含水率も大幅に減少し，12時45分には18%にまで低下した。表面の含水率は，14時ころと15時30分ころに小さな極大を示したが，これらもそれぞれ日射量の極大と対応している。

表面での含水率の増減は，次々に下の層に伝播するであろう。実際に4月15日の第3図(**a**), (**c**)をみると，表面層の含水率の，午前中と午後における極大が，第2層以下第6層まで波及しているのがはっきり認められる。4月13日の第2図では，それほど明瞭でない。しかし，たしかに第3層まではこの波及が認められる。

2) 積雪表面層の高い保水能力

4月13, 15日に共通する特徴は，積雪表面での含水率は時間と共に急激に増加したにも拘らず，同じ表面層の下部には，仲々それが及ばなかったことである。4月13日の第2図(**a**)をみると，地上140 cmに強い止水面があるかに見える。実際に筆者らがこの日の早朝，表面層付近を切って調べた限りでは，この部分を境にした上下で雪の組織に特に顕著な差異は認められなかった。それゆえにこそ，第2図では，表面から8 cmの厚さの層(地上135～143 cm)を，ひとつの層として扱ったのである。4月15日のばあいには，前日にみぞれが10 cmほどつもり，それが表面を蔽っていた。地上141～147 cmの表面層がそれである。従って，止水面があるとすれば，地上141 cm付近のはずであるが，第3図(**a**)にみられるように，地上145 cmに顕著な止水面があるかのようにみえる。

4月13, 15の両日とも，融雪が進行している日中は，表面から20 cmくらい下までは全層ざらめゆきで，とくに目立つ構造はなかった。粒径は表面で2～4 mm，それ以下の層で1～2 mmであった。強い止水面がない限り，このような粒の粗いざらめゆきが20～30%という高い含水率を保持することはむづかしいと考えられる。それで，次に，表面の大粒ざらめ層が何故このような高い保水能力をもつことができるかを考えてみよう。

4月13日11時ころ，表面の含水率が24%を示したときの表面層のぬれ密度は0.36 g/cm^{3}だったので，含水量は0.085 g/cm^{3}である。また，4月15日11時すぎの表面の含水率は34%，ぬれ密度が0.33 g/cm^{3}だったので，含水量は0.11 g/cm^{3}となる。いづれのばあいも，表面ざら

め層の乾き密度は 0.25 g/cm³，含水量が 0.1 g/cm³ のていどである。これだけの量の水が，日中の融雪の最盛期には，つねに表面層に保たれていることになる。このときの融雪水の流下は，ほぼ定常的と考えてよいであろう。つまり，表面から下層に流下した量に等しいだけのとけ水が表面で新たに生じ，表面の含水量がつねに 0.1 g/cm³ になっているのである。このような定常的な水の補給がない限り，表面の含水率が減少することは明らかである。それで次に，融雪最盛時における表面から下層への流下量 Q_1 と，表面での融雪水の発生量 Q_2 とを求めて，それらを比較検討してみよう。

Q_1： 単位時間に単位面積を通って，表面層から下層に流下する融雪水の質量流量。

積雪の表面層内に含まれている水が，すべて同じ厚さ δ の皮膜水で，それが一定の流速 v で屈曲した雪粒の表面にそって定常的に流れていると仮定する。水の密度を ρ とすると，上記の流量 Q_1 は，$Q_1=\rho\cdot\delta\cdot L\cdot v$ で与えられる。ここで L は，雪を任意の表面で切ったとき，その単位面積の切口に現われる氷の粒の周辺の長さの合計である。積雪の比表面積，すなわち，1 cm³ の積雪を構成する氷の骨組の全表面積を S とすると，S と L との間には $S\overline{\sin\theta}=L$ の関係がある。θ は氷の骨組の表面の法線と鉛直線とのあいだの角である。法線は同じ確率ですべての方向をとると考えられるから，$\sin\theta$ の平均値 $\overline{\sin\theta}$ は $\pi/4$ である。従って，上の関係は $L=(\pi/4)S$ となる。

次に，皮膜水の平均の厚さ δ は，雪のぬれ密度を ρ_w，含水率を w とすると，$\delta=\rho_w w/\rho S$ で与えられる。

一方，積雪内を流下するとけ水の，鉛直方向の流下速度の成分を u とすると，$u=v\cos\varphi$ $(=v\sin\theta)$ で与えられる。φ は，氷の骨組の表面の切平面と鉛直線とのあいだの角，θ は表面の法線と鉛直線とのあいだの角である。とけ水の平均流下速度を $\bar{u}$ とすると，$\bar{u}=v\overline{\cos\varphi}$ $(=v\overline{\sin\theta})=(\pi/4)v$ となる。

以上のべた L, δ, v についての 3 つの関係を，はじめの Q_1 の式に入れると，流量 Q_1 は $Q_1=\rho_w\cdot w\cdot\bar{u}$ となる。実測でえた値，$\rho_w=0.4$ g/cm³，$w=20\%$，$\bar{u}\approx 3$ cm/min をこの式に代入すると，$Q_1\approx 0.2\sim 0.3$ g/cm²·min となる。平均流下速度 $\bar{u}$ の求めかたについては，次の報告 III[6] でくわしくのべる。

Q_2： 単位時間，単位面積あたりに積雪表面で生ずる融雪水の質量，つまり融雪速度。

融雪をおこす主要な因子は，日射，気温，風速などである。このうち，まず日射による融雪について考えよう。

4 月 13, 15 の両日とも最大日射量は 1.4 cal/cm²·min のていどであった。表面のざらめゆきの反射率は 0.6 のていどであるから，雪が吸収した正味の日射量は 0.6 cal/cm²·min のていどである。従って，日射による融雪速度は 0.007 g/cm²·min となる。

次に，気温，風による融雪速度であるが，これは，日射による融雪速度と同じていどであることが知られている。事実，後の第 **V** 節でのべるように，筆者らの測定もこのことを示している。

このほかに，融雪に関与する因子として，蒸発，凝結などもあるが，これらによる影響は

日射，気温などに比べて，遙かに小さい。それゆえ，上記の融雪速度 Q_2 は，0.015 g/cm²·min のていどとなる。

以上のべたように，融雪速度 Q_2 は多く見積っても 0.015 g/cm²·min のていどである。一方，表面から下層への融雪水の流下速度 Q_1 は 0.2～0.3 g/cm²·min のていどであった。表面で生ずるとけ水の量よりも，流下量の方が 10～20 倍も多いので，さきにのべた表面の含水量 0.1 g/cm³ を維持することは到底できない。

上にのべた議論では，表面のざらめゆきに保持されている水がすべて皮膜水であると仮定してきた。しかし，これでは，今のべたように，実測された表面層の含水量 0.1 g/cm³ を説明することができない。これは，表面のとけ水がすべて皮膜水であるという仮定が正しくなかったためと考えざるをえない。

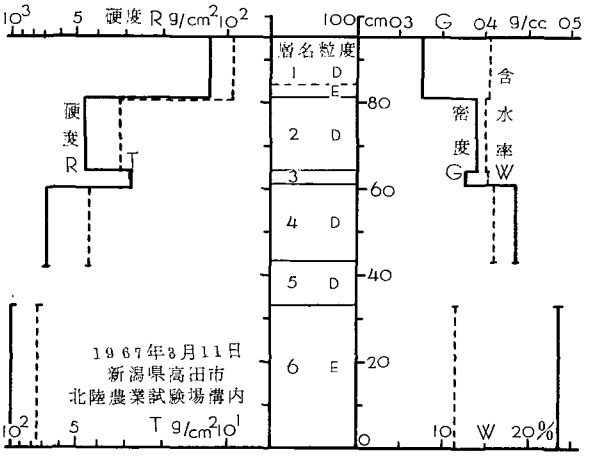
3) 融雪最盛時における積雪表面の組織の変化

融雪が進むにつれて，積雪表面の氷の粒がとけてなくなるため，表面下 5～10 cm にあった層が漸次表面層となる。たとえば，4 月 13 日早朝には，地上 143 cm にあった積雪表面が，13 時ころまでに 3 cm とけて，地上 140 cm になった。この日の朝には，表面下 3～8 cm にあった雪が，午後には表面に顔を出し，表面層となったのである。しかも，表面層になるまでは，含水率がなかなか増加しなかったのが，表面に顔を出した午後には，20% の含水率を保持するようになったのである。これらのことを考えあわせると，融雪が進行中の積雪表面には，組織の変化がおこり，その結果，保水能力が大きくなったと考えざるを得ない。

たとえば，積雪表面のごく近くの組織が日射などによって変化をうけ，元来のざらめゆきよりも保水能力の大きい組織に変化したと考えられる。

積雪表面がざらめゆきのばあい，融雪の進行につれて表面層の雪の強度が非常に小さくなることに気付く。このことは，単に手をふれてみただけで，容易にわかる。前夜の寒気で，とけ水が凍結して硬くなったざらめゆきが，日射をうけ，ぬれはじめると，表面層は直径が 1～2 mm の玉砂利を敷いたようになる。氷の粒同士の結合が切れているので，ほとんど何の抵抗もなく，氷の粒を掻き集めることができる。抗張力，硬度を測定すると，このことが量的にもはっきりわかる。

第 4 図は昭和 42 年 3 月 11 日，新潟県高田市にある農林省北陸農業試験場の構内の積雪について断面観測を行なった結果をまとめたもので



第 4 図 昭和 42 年 3 月 11 日，新潟県高田市，農林省北陸農業試験場構内の積雪について行なった断面観測の結果。G；乾き密度，W；含水率，R；木下式硬度計による硬度，T；黒田式抗張力計による抗張力

第 2 表 昭和 42 年 3 月 12 日，新潟県長岡市雪害実験研究所構内の積雪について行なった断面観測結果

層名	地上高 (cm)	粒径	乾き密度 (g/cm^3)	硬度 (g/cm^2)	抗張力 (g/cm^2)	含水率 (%)
第 1 層 (表面層)	38～47	D	0.34	240	12	18
第 2 層	31～38	D	0.34	360	17	13
第 4 層	17～28	D	0.40	470	33	14
第 5 層	10～17	D	0.40	450	25	13

ある。積雪深が 95 cm，全層が大粒のぬれざらめゆきであった。図の右側のグラフに実線で乾き密度 (G)，破線で含水率 (W) の垂直分布，左側のグラフに実線で木下式硬度計による硬度 (R)，破線で黒田式抗張力計による抗張力 (T) を示した。この日は曇天で日射は弱く，測定時の気温は +5°C 前後であった。第 1 層 (表面層)，第 2 層，第 4 層は，密度，粒径，組織などがよく似たざらめゆきで，含水率もほぼ同じであった。しかし，抗張力は，表面層の 9 g/cm^2 に対し，第 2，第 4 層ではそれぞれ，31，42 g/cm^2 で，表面層の 3～4 倍大きな値を示した。一方，硬度も，第 2 層以下では，表面層の 5～9 倍の値であった。

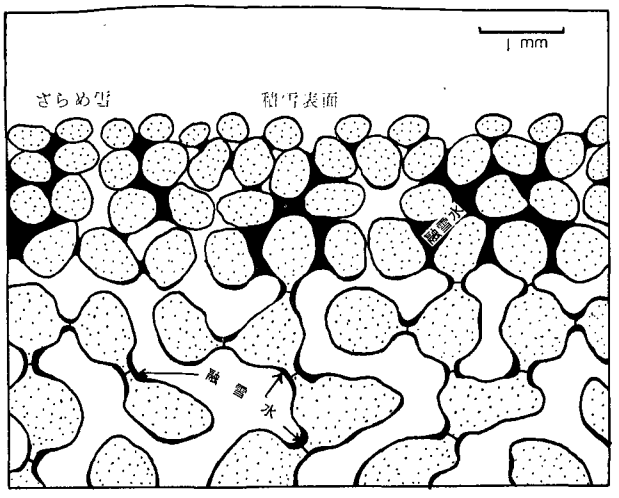
同年 3 月 12 日，新潟県長岡市にある科学技術庁雪害実験研究所構内の積雪についても，ぬれざらめゆきの調査を行なった。積雪深 47 cm の全層が大粒ざらめであった。第 **2** 表に，測定結果の一部を抜萃してまとめた。

これによると，表面層のざらめゆきの抗張力は 10 g/cm^2 のていどである。

表面層および第 2 層のぬれざらめ層から大きな雪の塊を切りだし，−7°C の低温室内に数時間放置したのち，抗張力を測定した。表面層，第 2 層とも，含まれていた水が凍結し，乾き密度がそれぞれ 0.36，0.35 g/cm^3 の乾きざらめゆきになった。抗張力は，表面層の雪で 490 g/cm^2，第 2 層で 175 g/cm^2，また，硬度はそれぞれ 4.0 kg/cm^2，2.8 kg/cm^2 であった。このように，ぬれざらめゆきを凍結させると，抗張力や硬度が，もとの数十倍も大きな値になる。これは主に，氷の粒と粒の間にたまっていた水が凍結して，氷の粒同士の連結が強化されるためにおこることである。夜間の寒気で凍結した表面のざらめゆきは，丁度このような状態にある。ところが，日中，日射を吸収して，まず，氷の粒同士の連結部にある結晶粒界が切れ，氷の粒が互に独立に，ばらばらになる。ざらめゆきの粒は，玉砂利のように，単につみ重なった組織のものに変わってしまう。このような雪は，第 5 図に模式的に示したように，氷の粒同士の間の空隙が狭くなり，毛管作用も大きくなって，水の保持能力が増す。日中，融雪がはげしくおこっているとき，表面のざらめゆきが常に大きな含水率を保っている事実は，このようにして説明できる。

実際に日中とけつつある表面ざらめゆき層から鉛直に切りだした薄片の顕微鏡写真，図版 I-2 を見ると，表面付近 SS にそって多量の水がたまっていたことが認められる。薄片を作る過程で，元来保持されていたとけ水が凍結してしまうので，全体が 1 枚の氷板のように見える。第 5 図に示したような積雪表面層に保たれた水が凍結すれば，図版 I-2 のようになること

が理解されよう。これは前報告 I[2] の図版 IV に掲げたとけつつある表面のざらめゆき層にも認められる。

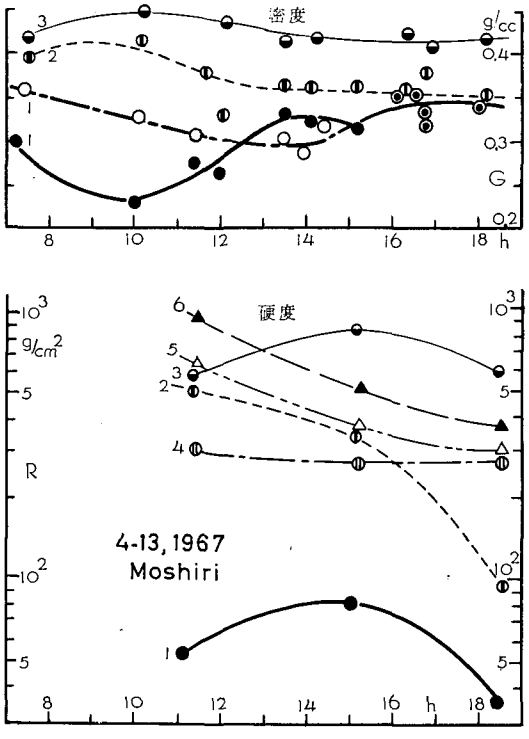


第5図 日射をうけてはげしく融けている積雪表面のざらめゆきの層を模式的に示した図。氷の粒同士の間や，氷の粒の表面の黒い部分がとけ水を示す

4) 融雪の進行に伴う積雪表面層の密度および硬度の変化

積雪の表面層付近は，日中，日射や気温の影響を強くうけるので，乾き密度や機械的強度が時間とともに変化するにちがいない。

まず，乾き密度について考えてみよう。朝，気温が上り，日射が強まると，積雪表面の氷の連結部が切れはじめ，同時に，氷の粒自身もとけ，とけ水として流下する。このため，雪の実質部分の密度，すなわち乾き密度が減少するであろう。しかし，さらに日射が強まると，氷の粒同士の連結部はほとんど切れて，上の 3) でのべたように，表面層は氷の粒が密につまった組織のものに変わる。こうなると，乾き密度が増大するはずである。また，この雪は連結部がほとんど切れているので，機械的強度たとえば硬度は時間とともに減少するであろう。表面層下半部や，それにつづく第2層にも，日射があるていどは透過するので，雪がとけ，乾き密度が減少すると予想される。また，これらの層でも，日射が侵入するため，結晶粒界がとけかかったり，一部は切れたりするので，機械的強度も減少するであろう。



第6図 日中，表面近くの層で，乾き密度，硬度が時間的に変化することを示す図
(a)；乾き密度，(b)；硬度

そこで，4月13, 15日の両日，表面近くのいくつかの層について，乾き密度と硬度の時間的変化を調べてみた。第**6**図に，4月13日の観測結果をまとめた。図(**a**)の黒丸を太い実線でつないだのが，表面層上半部の乾き密度の変化である。早朝には

0.30 g/cm³ だった密度が，融雪がはじまると一時 0.23 g/cm³ に減少し，以後は増加しつづけて，13 時 30 分には 0.33 g/cm³ に達した。表面層下半部の乾き密度は，白丸を鎖線でつないで示した。はじめ，0.36 g/cm³ だった密度は時間とともに減少し，14 時ころには 0.30 g/cm³ のていどになった。このころには表面層上半部はとけてなくなり，表面の下半部だった層が表面に顔を出した。それ以後は密度が上昇して 18 時には 0.34 g/cm³ となった。その下の第 2，第 3 層の乾き密度も，それぞれ破線，細い実線で示してある。一般に僅かではあるが，密度の減少する傾向がみられる。

つぎに硬度である。図 (**b**) にその時間的な変化を各層別に示した。各曲線につけた数字は，第 2 図 (**a**) に示した層の番号である。表面の値は絶対値が小さく，誤差が大きいのではっきりしたことはいえない。しかし，一般に各層とも，日中，時間の経過と共に硬度が減少していることがわかる。

このような表面層付近の乾き密度や硬度の変化は，新潟県長岡市，同塩沢町の積雪についても調べられ，同じような結果を与えた。

以上，はじめに予想した通り，確かに日中は表面の乾き密度が増大し，表面から少しはなれた層では，逆に減少すること，また，硬度は全般的に減少することがわかった。

これらの結果はいずれも，第 2) 項や第 5 図で示した表面層での積雪組織の変化の裏付けとなる。

5) 第 2 層における最大含水率と，その日の最大融雪速度との関係

積雪各層の含水率は，単位時間にその層に流入するとけ水の量 (流入速度) Q_2 と，その層から流出する量 (流出速度) Q_1 とのかねあいできまる。たとえば，$Q_2>Q_1$ ならば，その層の含水率は (Q_2-Q_1) の速度で増加し，逆に $Q_2<Q_1$ ならば (Q_2-Q_1) の速度で減少する。流入量と流出量とが等しいとき，つまり $Q_2=Q_1$ のときは，とけ水の流下が定常状態にあり，その層の含水率は一定に保たれる。

今，例を再び 4 月 13 日 (第 2 図) にとってみよう。日射，気温ともに最高に達した 10 時 30 分内至 12 時の間で，表面層の含水率もまた最高に達した。このとき表面層は，その保持しうる最大量の水を含んでおり，これ以上さらに水が流入しても，も早その分を保持することができない状態にある。従って，この間では，単位時間内にとけた分がそのまま下の層に流下していると考えられる。融雪速度つまり表面層での流入速度 Q_2 と，流出速度 Q_1 とが釣り合っているといえる。

さきに，10 時 30 分から 12 時にかけての最大融雪速度 Q_1 は，$Q_1\sim0.015$ g/cm²·min と見積った。この分が，たえまなく上から下に流れてくると，下の層の含水率がどのていどになるかが計算できる。流下速度 Q_2 が 0.015 g/cm²·min になるのは，皮膜水の厚さ δ が，$\delta\sim15\,\mu$ のときである。これは，乾き密度が 0.4 g/cm³ のざらめゆきの含水率に換算すると，15% となる。つまり，表面での融雪速度が最高に達し，とけ水の移動が定常状態に達した 11 時～12 時ころには，そのすぐ下の第 2 層の含水率が 15% になることが期待される。実測によると，第 2 層の含水率は 12 時すぎに 15% に達した。

以上のべた議論を逆に考えると，表面層のすぐ下の，第2層の含水率を求めることにより，その日の最大融雪速度を知ることができる。たとえば，4月13, 15の両日とも，第2層の最大含水率は15% のていどであった。この含水率を与える皮膜水の平均の厚さ δ は，15 μ のていどである。これから流下速度 Q_2 がえられ，それと釣合っている融雪速度 Q_1 が求められるのである。上の例のばあい，$Q_1=Q_2\sim0.015$ g/cm^2·min がえられる。これは，さきに日射量その他から見積った値，0.015 g/cm^2·min とよく一致している。

6) 水みちと一般積雪層における融雪の比較

昭和40年4月11日，前記北母子里，北大演習林看守所構内には，深さが2 mに近い積雪があり，本格的な融雪はまだ始まってなかった。表面には厚さが15 cm のしんせつ層があり，その下約25 cm は氷板まじりのざらめゆき，さらにその下1 m 近くはしまりゆきであった。積雪に大きな穴をほり，その壁を通常の色水法で浮き彫りにしてみると，ところどころに大きな水みちがみられた。水みちは，積雪表面で生じたとけ水が選択的に積雪内部を流下滲透した部分で，一般にそこの雪はざらめゆきになっている。図版 I-3 にその一例を示した。この写真の左半分では，積雪がきれいな層構造を示しているのに反し，右半分ではそれが不分明である。その部分が水みちで，この例のばあいは，表面から110 cm 下まで，水平方向の幅が90 cm の大きさであった。このように水みちでは，層構造や雪質が，水みちでない一般積雪の部分とかなりちがう。そこで，これら両者における融雪その他の状態を観測，比較し，第7図にそれをまとめた。この図の中央に，成層構造，雪質を比べた。水みちでは，上部の第2層から下の第11層まで，厚さにして約110 cm の雪がすっかりざらめ化しており，粒径が粗大化していることがわかる。

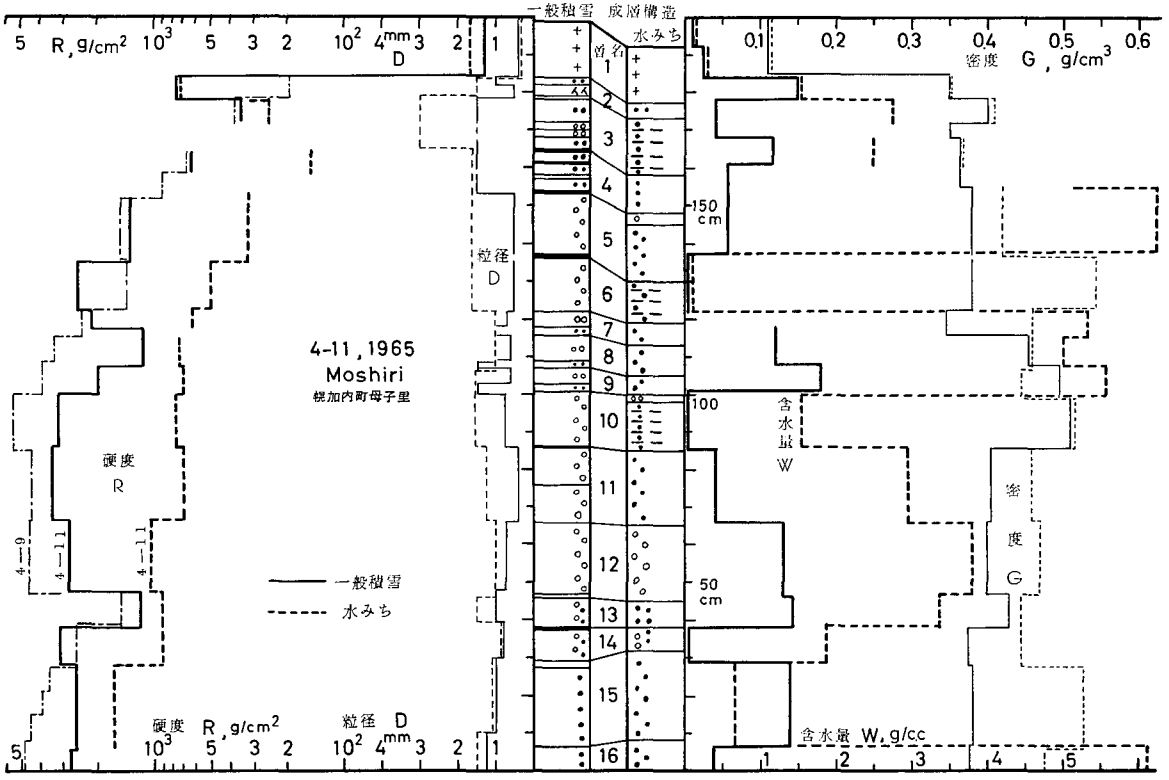
この図の右半分では，各層ごとの乾き密度 (G) と含水量 (W) をそれぞれ比較した。実線が一般積雪，破線が水みちの値である。図の左半分は，木下式硬度 (R) と粒度 (D) との比較である。硬度の図で，4-9 と印した細い鎖線は，2日前の4月9日に一般積雪について測定した硬度の値を参考のため記入したものである。

これらの図をみると，水みちと，水みち以外の一般積雪との間に，次のような顕著なちがいがあることに気付く。

(イ) 水みちでは，積雪深が，他の一般積雪でよりも数%小さい。今の例では，水みちの表面が，周囲よりも7～8 cm 低かった。これは図版 I-3 の写真でもわかる。

融雪期に大量のしんせつがつもると，表面のあちこちが凹み，いわゆる雪えくぼができる。雪えくぼの真下には，つねに水みちができている。今あげた例も，その大規模なばあいにすぎない。

(ロ) 水みちでは，全体にざらめ化がおこり，粒径が大きく組織があらい。これは，雪が水を含んで長時間0℃に保たれていると，氷の粒が粗大体してざらめゆきになることを示している。このため，成層構造がぼやける。しかしながら，第7図の含水率分布図をみると，ざらめ化がすすんだこの水みちでも，もとの止水面が，水みちになったあとでもその性質を保存していることがわかる。



第 7 図　水みちと一般積雪における断面観測結果の比較 (昭和 40 年 4 月 11 日，母子里)。実線が一般積雪，破線が水みちの値を示す。右半分に乾き密度 (G)，含水量 (W)，左半分に木下式硬度 (R)，粒度(D)，中央に成層構造，雪質を示した。なお，硬度を示すもう 1 本の鎖線で，4 月 9 日に一般積雪について測定した値を参考のために記入した

(ハ) 乾き密度は一般に水みちのほうで大きい。もちろん，一般積雪でもすでにざらめ化が進んだ地上 160～180 cm の層では，両者の間にほとんど差がない。

(ニ) 含水量も水みちの方が多く，一般積雪の 2～3 倍もの水を含んでいる。

(ホ) 硬度は水みちにおける値が，一般積雪でよりもはるかに小さく，ほぼ 1/4 ていどの値でしかない。また，4 月 9 日と 11 日における一般積雪での値を比べてみると，全般的に，4 月 11 日の値が 3 割ほど小さくなっていることがわかる。これは，一般積雪内でも，主に皮膜流下による水の補給をうけて，漸進的にではあるがしまりゆきがざらめ化しつつあることを示している。

以上あげた差異が，水みちにあたった部分の積雪が，大量の水の供給をうけて変態をおこしたために生じたことは明らかである[7]。この水みちが，いつ，どのようにして形成されたかは，今のところ明らかでない。われわれが観測をはじめたときには，すでに形成されていたからである。しかし，一般積雪の地上 160～180 cm にみられる厚いざらめゆきの層が形成されたのと同じ時期に，この水みちもできたにちがいない。一般積雪には，地上 153 cm, 137 cm に，厚さが 1 cm の厚い氷板がみられた。これらの氷板は，かって止水面であったところに流下してきたとけ水が停溜し，そのまま氷化してできたものであろう (図版 II-4)。

このような大きな水みちは，どのような場所に形成されるのであろうか。われわれが観測をおこなったのは，テニスコートの上の雪である。テニスコートの表面は，平らな点では理想に近い。しかし，いかに平坦な土地であってもそこに積った雪の成層は，周囲の地形，地物の影響をうけて，決して平らではない。目に見えないていどの傾斜，凹凸がつねに存在する。しかも，同一の場所では，凹凸は積雪の全体にわたっていることが多い。たとえば，ある層の止水面に凹みがあれば，その上下の層の境界にも凹部が形成される。止水面が少しでも凹んでいると，とけ水は凹部に集まってくることが実際に観察される。やがて，止水面上にたまった水の量が，その保水能力をこえると，水は止水面の凹部をぬけて急激に流下し，次の止水面に達する。ところが，その止水面にも凹部があるので，水はそこに集まり，ついにはそこからも流下する。同じようなことを繰返すうちに，深さが 2 m もある積雪の全層を貫くような巨大な水みちが形成されるのである。このような例は，筆者が昭和 42 年 3 月，北陸地方の積雪調査を行なったときにも，高田市郊外の妙高山麓で観察された。

このように，融雪がまだ全層に及ばない時期でも，とけ水は，水みちをへて積雪内の深いところに到達する。その部分の雪温が氷点下であれば，とけ水は一部分凍結し，しまりゆきの粒を粗大化させる。このため，上の (ハ) でのべたように，水みちにおける積雪の密度が一般積雪における値よりも大きくなる傾向が現われる。とけ水は，雪の層をいくつも通過するうちに，少しずつ捕えられ，また，止水面に多量に捕捉されて，流量が先細りになる。そのため，今あげた例では，地上約 60 cm のところで水みちが消失し，それ以下は一般積雪と区別ができなくなっている。

水みちにあたった部分のしまりゆきが，どのような機構と過程をへて粗大化し，ざらめゆきに変わったかということは興味ある問題である。筆者は数年前にこの問題を実験的に研究

し，すでに報告したので，ここでは詳しくはふれない。しかし，自然状態でしまりゆきの粗大化がどのように進むかについての詳細な観測，粗大化の機構など，未解決の問題点が多い。これについては，今後も実験や観測をすすめて行きたい。

以上のべた水みちは，図版 I-3 にみられるような巨大な水みちのことである。しんせつ表面の「雪えくぼ」の下や，しまりゆき内にできる小規程な水みちと巨大水みちとでは，発生の機構や過程にちがいがあると考えさせるようなことがしばしば見つかる。このような小さい水みちも今後詳しく調べて行きたい。

V. 斜面積雪の融雪観測結果

昭和41年の春は，主に，斜面積雪の融雪を調べた。前記北母子里，北大演習林看守所の南方 1～2 km に，ほぼ東西の方向に，ゆるやかな丘陵が走っている。この丘陵の南北両斜面上の積雪について，融雪の観測をおこなった。その観測結果の例を以下にのべる。

北斜面の観測点は N7°W の方向に面した傾斜が 17° の斜面に，南斜面の観測点は S36°E の方向に面した傾斜が同じ 17° の斜面に選んだ。両斜面とも，観測した 4 月 7, 8 日には，積雪深が 240～250 cm で，表面ふきんの 20～30 cm と地面直上層以外は，全層が大部分しまりゆきでできていた。両斜面で，雪に大きな穴を掘り，最大傾斜線にそった壁を用いて含水率の測定その他の観測を行なった。4 月 7 日は，日中薄曇，気温は +6～8°C，同 8 日は，午後 2 時～4 時の間一時曇ったほかは快晴，気温は +5～6°C であった。

第 8 図 (**a**), (**b**) に 4 月 7 日の，第 9 図 (**a**), (**b**) には 4 月 8 日の北，南斜面における観測結果をまとめた。南北両斜面における日射量の割合は，大略 10 : 6 である。それ以外の気象要素，たとえば気温，風速等は両斜面で，そんなにひどくはちがわなかった。

これらの図で，南北両斜面の含水率分布を比べてみよう。4 月 8 日の例 (第 9 図) では，両斜面における受光量の差を反映して，融雪水の滲透も北斜面に比べて，南斜面で優勢である。北斜面では，表面下約 40 cm (地上 185 cm) にある止水面で大部分の水がとめられ，それ以下の層には，皮膜流下で少量の水が滲透しているにすぎない。16～17 時ころ，地上 151 cm の止水面上にかなり多量の水が観測されたが，これは，我々の観測にはかからなかった水みちを通って流下してきたものであろう。これに比べて南斜面では，表面下約 75 cm (地上 165 cm) の強い止水面にまで，多量のとけ水が滲透していた。それ以下の層には皮膜流下でわずかの水が滲透していただけである。

4 月 7 日，8 日の北斜面同士を比べてみると，含水率分布の変化すなわち，とけ水の滲透のしかたがよく似ていることがわかる。しかし，両日の南斜面同士を比べてみると，そんなにはよく似ていない。また，4 月 7 日の南北両斜面を比べると，一見したところ，北斜面での融雪の方が強かったようにすら見える。両斜面における受光量の比は 10 : 6 で南の方が多いから，融雪量もそれに比例して南斜面の方が多いはずである。南斜面では，多量の水が，われわれの観測にはかからなかった水みちを通って，どんどん下の層へと流下したと考えられる。たとえば，4 月 7 日の (**b**) 図でも，地上 161 cm の止水面上に，多量の水がたまっているのがみられ

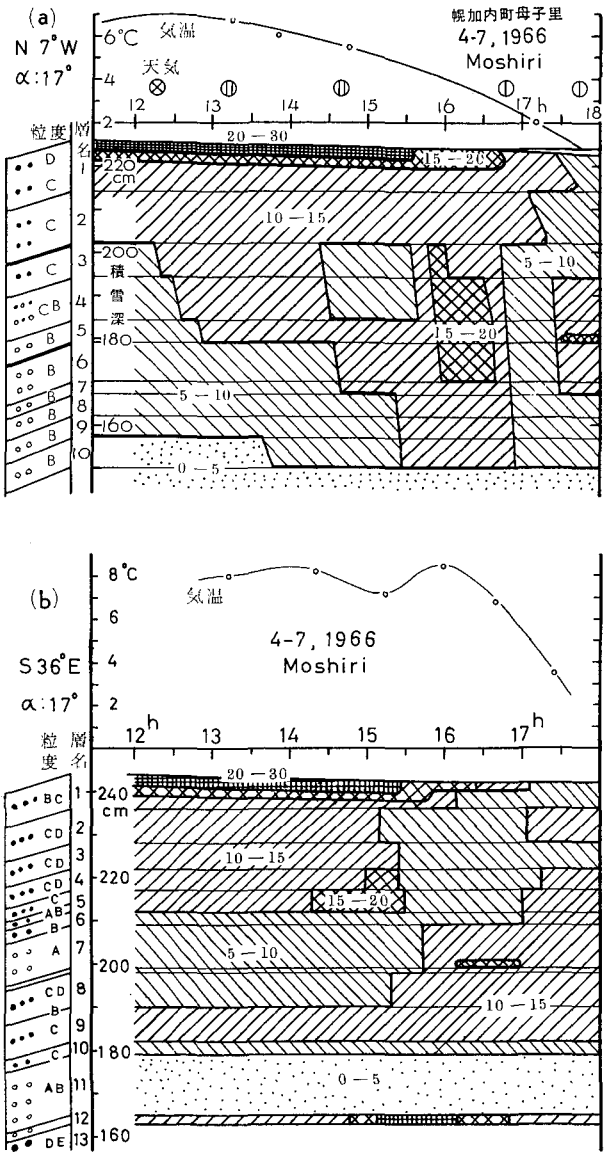
る。この例のように，融雪水の積雪内の分布は，単に融雪速度だけでなく，その滲透流下のしかたによるのである。

つぎに第8図および第9図に示した斜面積雪における含水率変化図と，第2図，第3図の平地積雪における変化図とを比べてみよう。いくつかの類似点と相異点があるのに気がつく。

類似点は，表面のざらめ層の含水率が20～25%にも達し，その厚さがいずれのばあいも2～3 cmに限られていることである。一方，大きな相異点は，高含水率の領域が，斜面では不連続的に出現することが多いことである。

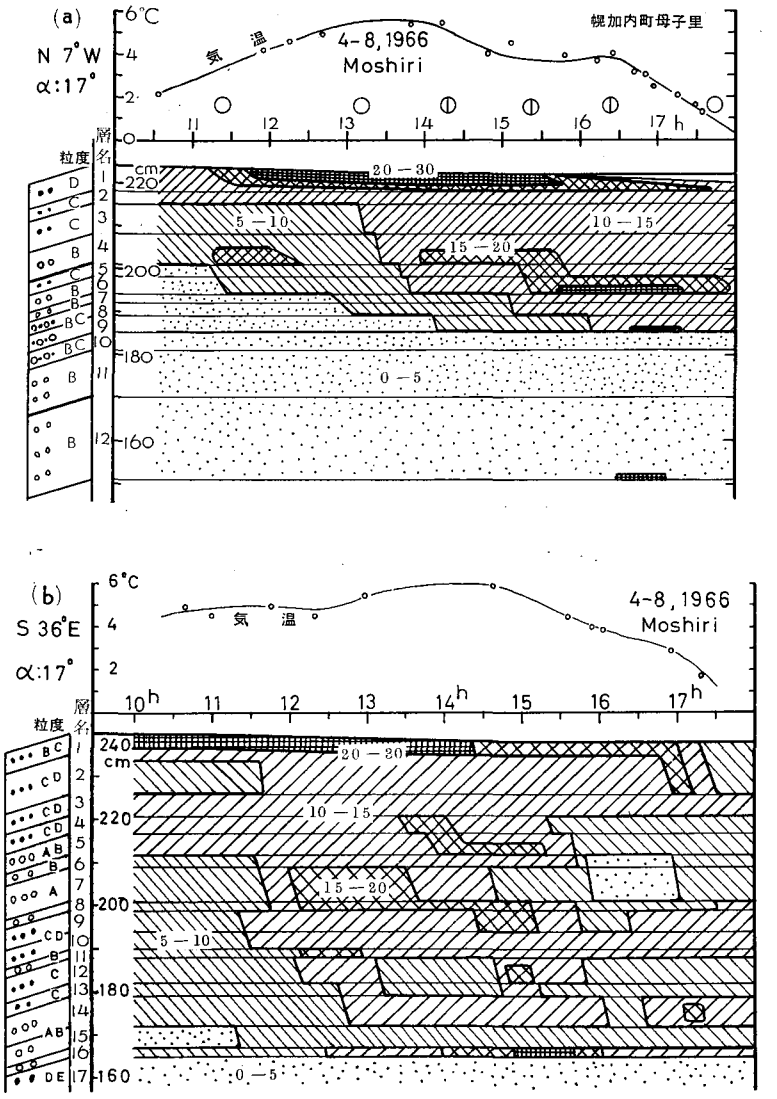
類似点については，平地積雪についてのべたと全く同様のことが斜面積雪の表面でもおこっていると考えられる。

一方，上の相異点については，次のように考えることができる。表面で生じたとけ水は，最初の止水面につき当るまで鉛直に流下する。止水面にぶつかった水は，その面内の最大傾斜方向にそって移動する。この止水面上のある点で止水面をつき破ったとけ水は，再び鉛直に流下し，次の止水面でとめられる。



第8図 斜面積雪の融雪観測結果 I
昭和41年4月7日，北母子里。(a)；北斜面，(b)；南斜面

止水面がある点でつき破られると，その点の山側から止水面にそって流れてきたとけ水は，ほとんどすべてこの突破孔を通って下に流れる。つまり，この突破孔は，その上方にかなり広い集水域をもつことになる。このようなことは，平地積雪のばあいにはおこりにくい。これが，斜面積雪では，含水率の分布が平地積雪におけるよりも，より不連続的に変化する原因のひとつと考えられる。



第 9 図　斜面積雪の融雪観測結果　II
昭和 41 年 4 月 8 日，北母子里。(**a**)；北斜面，(**b**)；南斜面

斜面積雪の表面上最大傾斜線にそって 3 カ所に染料の粉末を散布し，約 4 時間後に断面を切った。図版 II-5 にその状況を示す。とけ水が斜面積雪内，とくに止水面にそって流れるようすがわかる。第 8 図，第 9 図にみられる表面以外の高含水率の領域は，すべてこのような止水面に対応している。

次に，斜面積雪の止水面にそって，とけ水が流れる速さを色水法によって調べてみた。平均斜度 11° の北斜面上，最大傾斜線に垂直な線上，1 m にわたってエオシン粉末を散布した。表面は厚さ 5 cm のしんせつ層で，その下のざらめ化しつつあるしまりゆき層との境界に顕著な止水面があった。エオシンが融雪水にとけてできた色水は，この止水面にそって斜面を流下

するのが，表面上からもみられた。図版 II-6 の写真にそのようすを示す。

エオシン散布後 45 分間の平均の先端流速は 1.2 cm/min，70 分間では 1.0 cm/min であった。これと同様のことを傾斜が 16° の南斜面でおこなったところ，止水面上の水は，平均 4.0 cm/min の速さで斜面を流下した。このような止水面にそって流れるとけ水は，水路流下で移動すると考えられる。水路流下速度は，次の報告 III[6] で詳しくのべるように，しまりゆきで 1 cm/sec のていどである。今のばあいは，ゆるやかな斜面積雪の止水面にそって流れるばあいだから，もちろん，その流下速度がふつうのばあいより小さくなる。報告 III の第 3 節[6] の水路流下速度 v を与える (1) 式；$v=\rho gB$ は，今のばあいは，$v=\rho g\,B\sin\theta$ としなければならない。θ は斜面の傾斜角である。θ が，北斜面のばあいは 11°，南斜面で 16° だったから，上にあげた実測値を，ふつうの鉛直方向の流下速度にひきなおすと，北斜面で v～6 cm/min，南斜面で v～15 cm/min となる。これは，しまりゆきについて得た実測値と比べて，1/10～1/4 のていどで，はるかに小さな値である。この原因が何であるかは，今のところまだよくわからない。

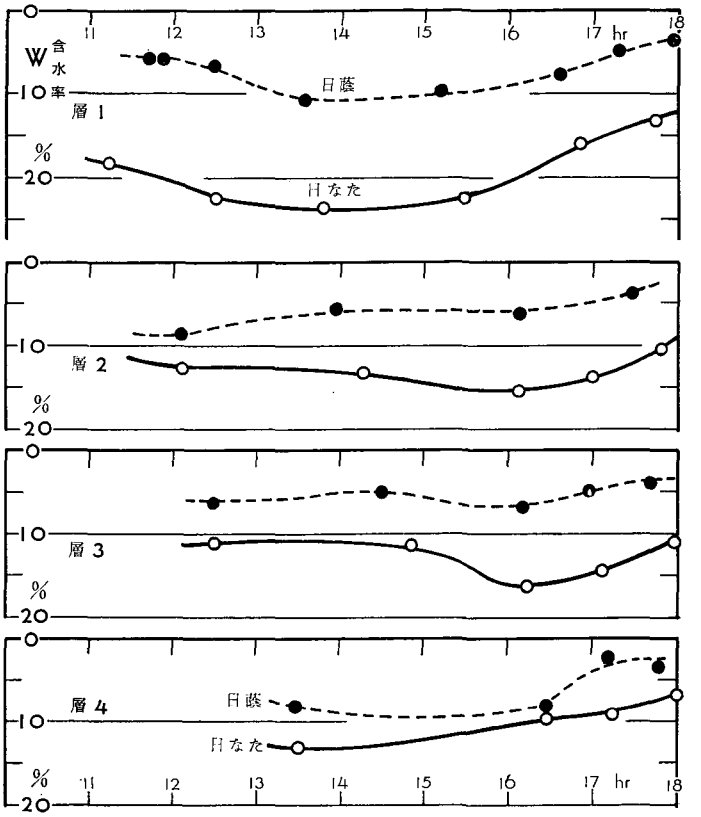
VI. 日射を防いだばあいの融雪

融雪は，いろいろな原因が重なっておこる。日射，長波長輻射，気温，風速，湿度などが融雪速度を支配する主要な因子である。融雪機構をきわめるには，これらの因子を人為的に制御し，ひとつひとつの因子の融雪速度に及ぼす影響を調べるのが常道であろう。しかし，この常道は，ふたつの点で非常にむつかしい。ひとつは，融雪速度を求めること自体がむつかしいことによる。もうひとつは，上にのべた因子を，個々に分離して測定することが技術的に難しいことによる。このため，多くの研究者が，この方法で融雪機構の解明に力を注いだにも拘らず，まだ決定的な結論がえられていない。

従来，融雪速度 Q は，いろいろな方法で求められてきたが，筆者らのように精密な含水率計を用いて時々刻々の含水率を測定し，それから Q を求めるという方法はまだ行なわれていない。筆者らはこの方法で融雪速度を求め，従来の難点のひとつを除去しようと試みた。

次は，気象因子の分離である。よく行なわれる方法であるが，日射の影響を除去するために，積雪表面に日蔭をつくった。大きさが 1 m×2 m，厚さが 5 cm の 2 枚の断熱板（スチロフォーム）の間にアルミ箔をはさんだ屋根を作り，積雪表面上 20 cm の高さに固定した。これで直射日光を完全に遮断できる。風は，この屋根の下を自由に通過できるので，この下でおこる融雪は，おもに気温と風でおこると考えてよかろう。一方，自然積雪の融雪は，おもに，日射，気温，風が関係している。従って，自然積雪と日蔭の積雪との融雪速度の差は，日射による分と考えることができる。融雪速度は上にのべた方法で求められるから，結局，日射だけが融雪に及ぼす影響を知ることができる。自然積雪における融雪速度から，今求めた日射による分を差し引けば，気温，風の分が求められる。

このような考えのもとに，上記の遮光板を昭和 42 年 4 月 12 日夕刻，前記北母子里のテニスコート上の積雪表面上 20 cm の高さに固定した。現場の状況を図版 II-7 の写真に示す。4 日後の 4 月 16 日に，遮光板の下（日蔭）の積雪および，そのすぐ近くの自然積雪（日なた）に



第 10 図 日なたと日蔭の積雪上層部について行なった含水率測定結果。昭和 42 年 4 月 16 日，北母子里

ついて一般断面観測および含水率の測定をおこなった。4 月 12 日からの 4 日の間に，日蔭と日なたとで，積雪状態にかなりの差を生じていた。たとえば，積雪深は日蔭では 156 cm もあったのに，日なたでは 136 cm しかなかった。また，日蔭では表面から第 4 層までしかざらめゆきが見られなかったが，日なたでは，第 8～10 層までざらめ化が進んでいた。これは，日なたと日蔭での含水率の差異に基づくものであろう。事実，4 月 16 日午後に，これら日蔭と日なたの雪について含水率を測定したところ，第 10 図に示すように，かなりの差があることがわかった。この図で，縦軸が含水率，横軸が時間である。日なたの含水率を白丸印，日かげのを黒丸印で記入し，積雪上層部の第 1～第 4 層について含水率の変化を比較した。この図を見ると，日なたでは日蔭の約 2 倍の水を含んでいることがわかる。また，第 1～第 3 層では，とけ水の流下がほぼ定常状態に達していることがわかる。これらの積雪は両方ともざらめ化しているので，とけ水は大部分が皮膜流下していると考えら

第 3 表 日なたと日蔭の融雪速度の比較

	平均含水量 (g/cm³)	皮膜水の厚さ (μ)	融雪速度 (g/cm·min)
日なた (自然積雪)	0.058	19	0.010
日蔭	0.035	12	0.005

れる。そこで，第 III 節の第 5 項でのべたことを利用して，第 2 層の含水量から，融雪速度を求めることができる。両者のばあいについて，平均含水量，それを与える皮膜水の厚さ，それから求められる融雪速度を，第 3 表に示す。

これをみると，日蔭での融雪速度は，日なたの自然積雪での丁度半分になっている。日蔭での融雪は，主に，気温と風に関係がある。従って，日蔭での値 0.005 g/cm²·min は，この日の気温と風による融雪速度と考えて大きなちがいはないであろう。また，自然積雪での融雪速度 Q_n から日蔭での値 Q_s を差し引いた残りの 0.005 g/cm²·min は，主に日射によっておこった融雪速度と考えられる。

この日は天気が快晴で，一日中強い日射がさし，かなりはげしい融雪がおこった。日中の日射量は 1.5 cal/cm²·min だったので，表面のざらめゆきの反射率 0.7 を考慮すると，日射だけによる融雪速度は 0.005 g/cm²·min と期待される。これは，含水率の測定から得た値と一致している。また，日なたの自然積雪面での融雪速度 Q_n～0.010 g/cm²·min は，ほぼ同じ場所で約 1 週間後に，当研究所気象学部門の人々が観測で得た日中の最大融雪速度[8] と一致している。

以上のことから，この日は，日射による融雪量と，気温，風でおこった融雪量とが，丁度あい等しかったといえる。

VII. ま と め

積雪内を流下滲透する融雪水の挙動を知るために，1965～1968 年，毎融雪期に雨竜郡北母子里北大演習林看守所構内で融雪観測を行なった。早朝から夜にいたる間，積雪各層の含水率を繰り返し測定し，含水率の積雪内における変化のようすを明らかにした。第 2 図，第 3 図はその結果をまとめたものである。同様なことを斜面積雪についても行ない，結果を第 8 図と第 9 図にまとめた。平地積雪および斜面積雪について，表面で生じた融雪水が流下滲透して行く有様がはっきりわかる。

観測期間中は積雪の表面層は大粒のざらめゆきでできていた。大粒のざらめゆきは，組織が粗く，一般に大量の水を保持することができない。含水率にして，せいぜい 10～15% ていどである。しかし，これらの図をみると，いずれのばあいも日中の表面はつねに 20～30% という高い含水率を示している。それで，とけつつある表面層の密度や組織の変化，機械的強度の変化などをくわしく調べた。その結果，表面層では氷の粒同士の連結部が日射のために切れ，氷の粒が単に機械的に充填した組織のものに変わっていることがわかった (図版 I-2，第 5 図)。このような組織のざらめゆきは，20～30% という含水率を保持することができる。

つぎに，表面層のすぐ下の第 2 層の含水率を測定すれば，その日の最大融雪速度を知ることができることをのべた。その日の融雪速度を知ることは，実用上も重要なことであるが，このようにすれば非常に簡単にそれが求められる。

融雪水が積雪内を流下滲透するしかたには，水路流下と皮膜流下のふたつがある。それぞれの流下速度については，次の報告 III[6] でのべるが，ここでは，水みちにあたった積雪の組織がうける変化についてのべた。第 7 図に，水みちと，水みち以外の一般積雪とについておこな

った断面観測の結果をまとめて示した。雪が大量の水を含むと，積雪組織に特異な変態がおこり，同時に機械的に弱くなるといわれている。この図には，そのことがよく現われている。

最後に，日射を防いだばあいと，一般の日なたの積雪について含水率を測定し，それに基づいて融雪速度を比較した。その結果，好天で風が弱く，気温が +7～8°C のばあいには，日射融雪量と気温融雪量とがほぼひとしいことがわかった。

おわりに，この研究を行なうに当って，終始，吉田順五教授から御指導をいただいたことに深く感謝致します。また，北大演習林北母子里看守所で観測を行なうに際して，多大の便宜をはかって下さった演習林の関係者の方々に厚く御礼申し上げます。また昭和42年3月中旬，新潟県下で融雪観測を行なった際には，科学技術庁防災センター長岡雪害実験研究所，国鉄技術研究所塩沢雪実験所および農林省北陸農業試験場（高田市）の方々から絶大なる御援助をいただきました。ここに記して感謝の意を表します。

なお，この研究に使用した費用の一部は，文部省科学研究費（災害科学特定研究費及び各個研究科学研究費）から支出された。

文　献

1) 吉田順五 1965 融雪水の積雪内滲透. 低温科学, 物理篇, **23**, 1-16.
2) 若浜五郎 1963 積雪内における融雪水の移動 I. 低温科学, 物理篇, **21**, 45-74.
3) 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.
4) 清水 弘 1967 積雪観測法. 低温科学研究所.
5) 清水 弘 1956 積雪の通気抵抗 III. 低温科学, 物理篇, **15**, 73-79.
6) 若浜五郎 1968 積雪内における融雪水の移動 III. 低温科学, 物理篇, **26**, 77-86.
7) 若浜五郎 1965 水を含んだ積雪の変態. 低温科学, 物理篇, **23**, 51-66.
8) 大浦浩文・小島賢治・小林大二・小林俊一 1967 金山ダム及び朱鞠内湖付近における融雪の研究. 低温科学, 物理篇, **25**, 99-117.

Summary

Snow covers consist of a great number of layers of variously textured snow. Melting of snow begins at the surface of snow cover, and the melt water permeates downwards into the cover. However, permeation does not always occur uniformly in a downward direction. For instance the melt water down flow is often blocked by certain boundaries between the snow layers, which causes a strongly heterogeneous distribution of free water in a snow cover.

In order to study the permeation of melt water, the free water content was measured in each of the snow layers composing the snow cover at constant intervals from morning till late in the evening by the use of the "Combination Calorimeter" designed by Z. Yosida[3]. The majority of the present work was done during the melt seasons of 1965 to 1968 on snow covers in mountainous regions in Hokkaido. In addition to the free water content, general stratigraphy, temperature, density, Kinosita's hardness, tensile strength, grain size of the snow were also measured (Fig. 1). Meteorological observations on air

temperature, wind speed, solar radiation and net long wave radiation were made throughout the period of investigations.

The figure (a) at the top of Fig. 2 is a diagram showing the change in the distribution of free water in the upper half of a snow cover on flat ground. The ordinate gives the height above the ground and abcissa the time. The free water content is shown by the patterned areas with numbers such as 0–5, 5–10, ··· which represent the free water content in weight percentage. In the second figure (b) are drawn the observed values of meteorological elements. The curves in figure (c) show separately the changes in free water content in each snow layer which occurred during the time of observations.

As seen from figure (a), layers 4 and 5 held more water than the layers lying above and below them during the forenoon, while in the afternoon, layer 6 came to contain more water than the layer 5 above. At the bottom of layers 5 and 6 were found ice sheets of 1 cm thickness which prevented the water from flowing down.

Another example on the permeation of melt water into a snow cover on flat ground is illustrated in Fig. 3. From these two figures 2 and 3, it can be seen that the uppermost snow layer of 2–3 cm thickness (upper half of layer 1) always retained a large free water content amounting to 20 to 30% during the daytime.

In the two diagrams of Figs. 8 and 9 are shown, in the same manner as in the top figure of Fig. 2, the results of simultaneous observations made on both sides of a long hill. Both slopes had an angle of 17°, one facing N7°W and the other S36°E. The ratio of the intensity of solar radiation on the north slope to that on the south slope was about 0.6. From these diagrams it may be seen that the snow sustained a stronger melting by sunshine on the southern side than on the northern side and the snow on the former contained more free water than that in the latter. But the amount of water contained in the snow need not always be in parallel with the intensity of melting, because the amount depends not only upon the rate of melting but also upon drainage. Thus, in some cases the snow on the northern side contained more water than on the southern side as shown in Fig. 8.

As seen from figures (b) in Figs. 8 and 9, the free water content remained at less than 5% during the entire day below the level of 165 cm. But there was no ice sheet at the level. The water was held there due to an abrupt change in the texture of snow; snow was fine-grained above the level (layers 15, 16 in Fig. 8 and layers 11, 12 in Fig. 9). Yosida[3] designated such a boundary above which a large amount of free water is retained a "strong water-holding boundary".

The free water content in the uppermost layer at the surface of the snow not only increases very rapidly as compared with that in the lower layers but also maintains a large value for the entire day as shown in Figs. 2 (a), 3 (a), 8 (a), 9 (a) and 9 (b). The thickness of this layer of large water content remains constant at 3 cm throughout the day, in spite of the descent of the surface of snow cover due to melting. This large amount of water seems to be suspended by the melting surface of snow cover (Fig. 5) but is not supported from below, because of the absence of ice sheets or a strong water-holding boundary at a depth of 3 cm.

The melt water is often arrested within the snow cover by certain boundaries

between the snow layers and extends far along the boundaries. The water thus accumulated on the boundaries often breaks through at certain points and flows down into the lower layers, making large "channels of melt water or water-channels" within the snow cover (Fig. 7 and Plate I-3). The texture and mechanical properties of the snow in the water channel differ largely from those of the surrounding snow as illustrated in Fig. 7.

In Fig. 7 are summarized the stratigraphy, grain size, dry density, Kinosita's hardness and free water content of snow (dashed lines) in a large water channel of 1 meter in diameter, side by side with those of the general snow layers (solid lines). It should be noted that the grain size in the water-channel is much larger than that in the general snow layers. This suggests that the melt water, when it soaks into snow, causes the ice grains of snow to grow quickly, changing its fine grained texture into a coarse grained granular texture. In the water-channel the dry density and free water content are larger and the hardness is much smaller than in the general snow layers.

図 版 説 明

I-1; 昭和42年4月13日，北母子里における積雪上層部の断面。表面は地上134 cm，その下に多数の薄い氷板がみられる。

I-2; とけつつある表面ざらめゆき層から切りだした薄片の顕微鏡写真 (鉛直断面)。SSにそって，多量の水が保持されていたことがわかる。

I-3; 昭和41年4月11日，北母子里でみられた巨大な水みち (図の右半分にみえる)。

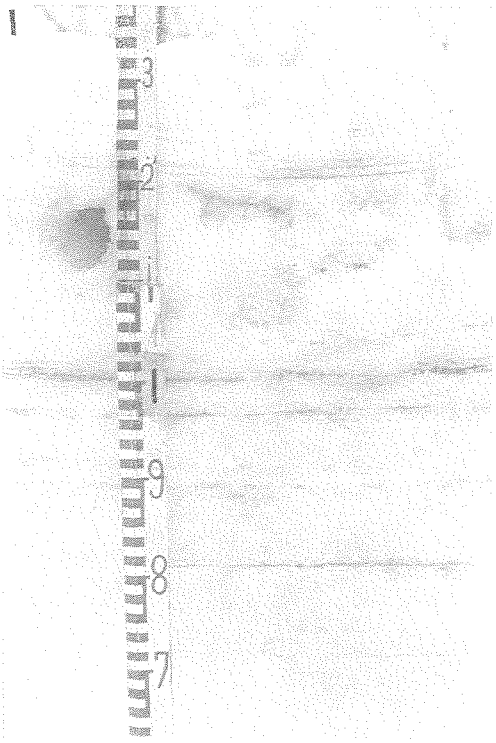
II-4; 氷板の顕微鏡組織 (水平断面)。この氷板は厚さが約1 cmもあったが，それでも空隙を通って水が流下するのが認められた。

II-5; 昭和41年4月7日，北母子里の丘陵地帯北斜面で行なった色水滲透試験。

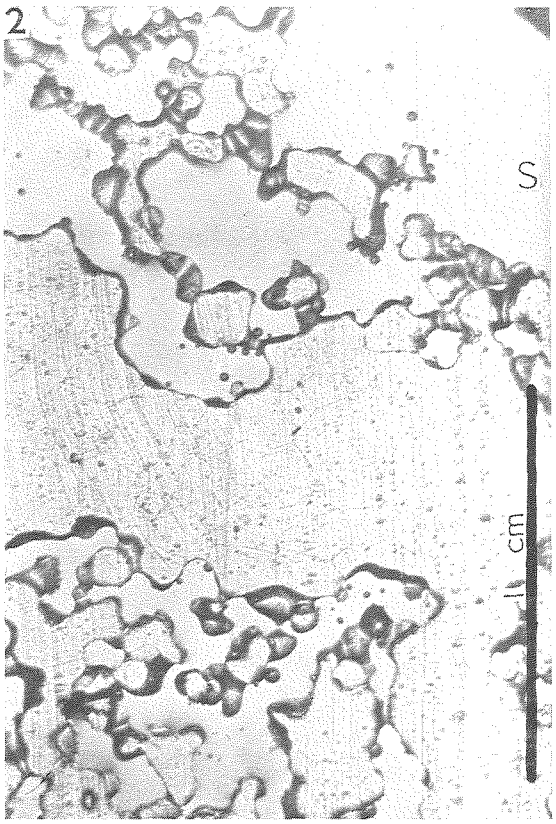
II-6; 昭和41年4月6日，前記北斜面で行なった色水試験。色水が表面下約5 cmの止水面にそって流れている有様がみられる。

II-7; 昭和42年4月中旬，母子里で行なった融雪観測現場の写真。中央に遮光用の屋根がみえる。屋根の下に小型ロビンソン風速計，また，左手前にゴルチンスキー日射計がおかれている。

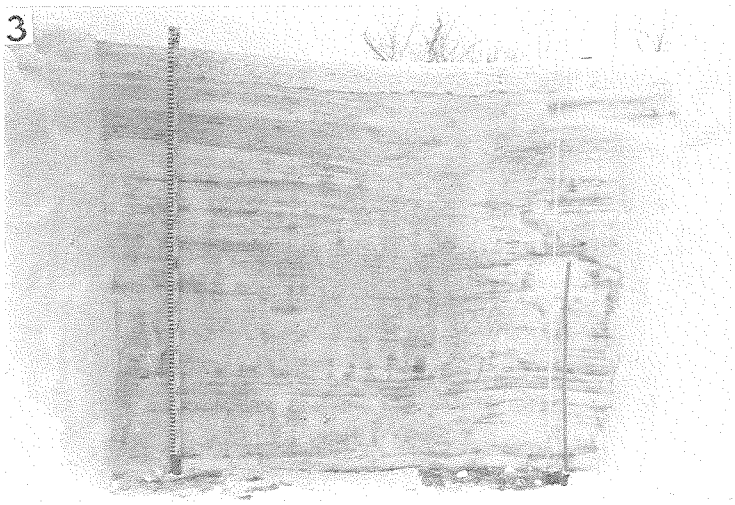
1

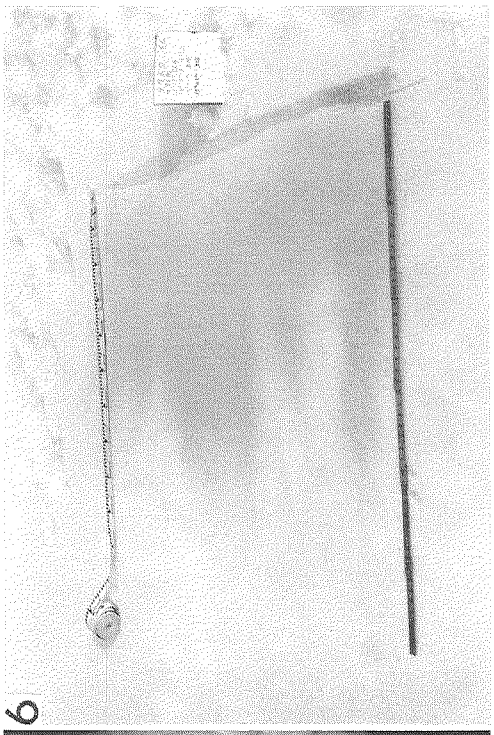


2

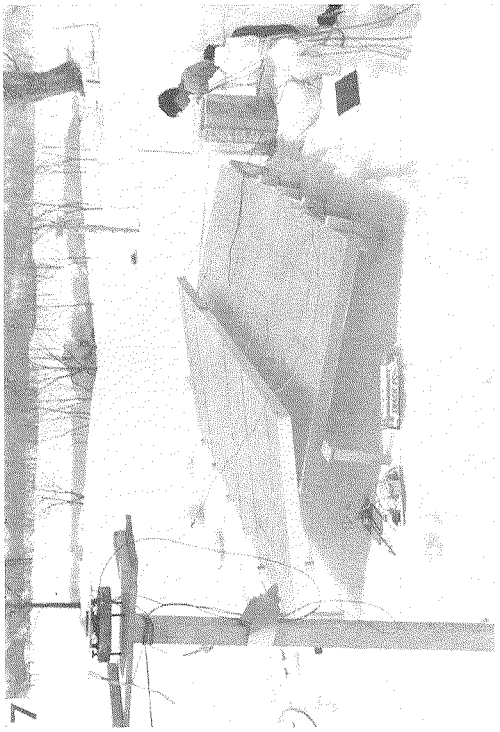


3

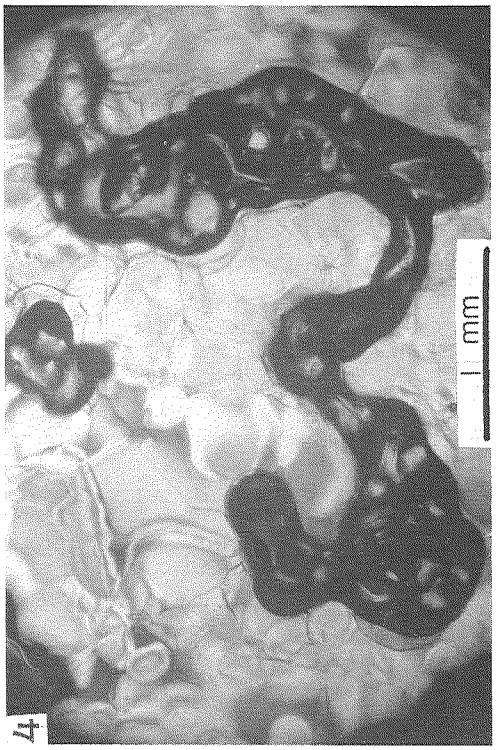




6



7



4

5