



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	幾寅（金山ダム流域）における融雪の研究 II
Author(s)	大浦, 浩文; OURA, Hirobumi; 小島, 賢治 他
Citation	低温科学. 物理篇, 27, 143-162
Issue Date	1970-03-31
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18109">https://hdl.handle.net/2115/18109</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	27_p143-162.pdf



## 幾寅 (金山ダム流域) における融雪の研究 II\*

大浦浩文\*\*・小島賢治・小林大二

小林俊一・成瀬廉二

(低温科学研究所)

石川信敬

(北海道大学大学院 理学研究科)

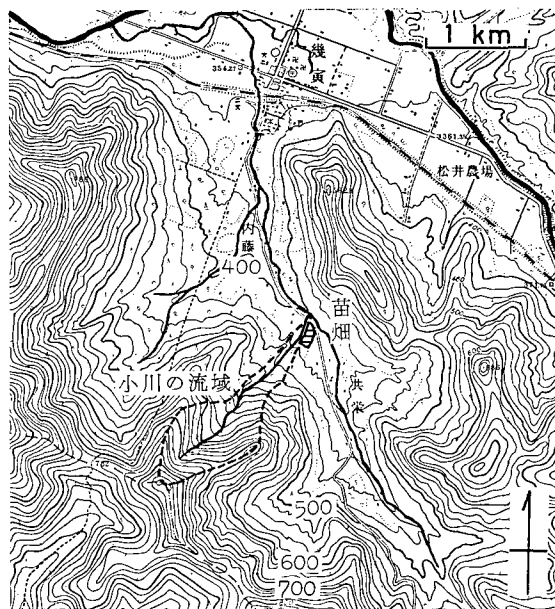
(昭和44年8月受理)

### I. 緒 言

IHD 計画に協力する意味で北海道大学が取り上げた石狩川の研究の一部とし、昭和41年度から始められた空知川、特に金山ダム流域の研究に、低温科学研究所気象学部門は融雪の研究を課題として参加した。この報告はその第2年度の研究成果の報告である。

気象要素を知って融雪量を予報するために従来屢々用いられてきた理論式、あるいは他の地域での観測結果に基づく既存の経験式が、空知川流域の融雪に対してどの程度の精度で適用出来るかを確かめ、又、小さな流域につき、融雪量と流出量の両方を実測してこれら両者の関係にこの地域の特徴といったようなものがあるか否かを調べるのを目的とした。

観測地点は第1年度と同じく、幾寅管林署の苗畑の一部で、ここは北東にきわめて僅か(勾配5/1000)に傾斜した平坦な雪原で、海拔420mの高さにある。融雪と流出の観測の対称とした流域の規模は意識的に極めて小さなものを選んだ。それは、(1)苗畑の中央道路の側溝の周囲100×200mと、(2)苗畑の境界を



第1図 融雪観測地点(幾寅管林署苗畑)附近の地図(5万分の1地図より複写)。破線で囲んだ区域は流量測定を行なった小川の流域、地図上部の太い川は空知川

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第988号

\*\* 昭和44年3月11日死去

流れる小さい川の流域約 1000×2000 m (第 1 図の地図に点線で囲んだ部分) とである。

現地で融雪観測を行なったのは、昭和 43 年 3 月 27 日から 4 月 1 日 10 時 30 分までであるが、総ての観測装置の設置を終ってデータを取り始めたのは 3 月 28 日正午からである。前年度は 3 月中旬に現地に赴いたところ、その後の融雪量が余りに少な過ぎたので、2 年度は前回より 10 日時期をおくらせて観測を行なうことにしたわけである。

## II. 観測方法

### 1. 気象要素の観測

a) 日射量 ゴルチンスキー型日射計を昭和 43 年 3 月 1 日に苗畑事務所前に設置し、4 月 12 日迄水平面日射量を自動記録した。ただし 3 月 16 日から 27 日の間は記録計の故障で欠測となったので、毎日 2 回の読取値だけがこの間の資料となった。

b) 正味吸収輻射量 オーストラリアの C.S.I.R.O. 製ネットラジオメーターで受けた正味輻射量を自記した。これと似た型式の英弘精機製 CN-2 の片側をアダプターで覆い、上下各方向からの輻射を交互に受け、その比からおよその雪面反射率を求めた。

c) 気温 雪面上 2, 4, 10, 30 および 100 cm の各点にサーミスター温度計を取りつけ、1 時間ごとに指示計によりこれらの高さでの気温を読みとった。サーミスターの感温部は水平に開口した金属円筒内に収め、測温時には各円筒内を強制通風するようにした。これとは別に、バイメタル自記温度計を簡易百葉箱内 (高さ 1 m) においた。

d) 湿度 アスマン通風乾湿計を雪面上 1 m と 10 cm とに空気吸入口が位置するように吊した。

e) 風速 理工研式小型 3 杯ロビンソン風速計を雪面上 10, 18, 40 cm, および 1 m の高さにおき、各高さにおける 30 分ないし 1 時間の風程を測定し、この間の平均風速を求めるとともに、大型 4 杯風速計を (初めの) 高さ 1 m に設置して、風速を常時自記した。

### 2. 融雪量および蒸発量の測定

第 1 報<sup>1)</sup>に述べたように、直径 14 cm、深さ 6 cm の透明なビニール板で円筒形のかごを作り、その底を金網として融雪水が下へ抜けるようにし、かごに丁度収まるような試料を雪面からとって中に入れ、試料の表面が積雪面と同じ高さになるような穴を雪面に作って、試料を入れたかごをそこに収めた。適当な時間間隔ごとにかごに入れたまま試料の質量を測定して、その減少から融雪流下量を測定した。この流下水量の中には、試料の融け去った表面層中に、ぬれ雪のまま採取した当初から存在した水の一部が含まれているが、その割合は流下水量の 17% とした。これはこの期間中の晴天時の表面下 2~6 cm の平均含水率である。また、試料の質量減少  $\Delta w$  には蒸発による減量  $\Delta v$  も含まれているから、 $(\Delta w - \Delta v)(1 - 0.17) = \Delta m'$  をもって、厚さ 6 cm の表面層の融解量とみなした。蒸発計用の籠は底もプラスチック板で水がもらぬようにして、中に入れた試料の質量の増減が水蒸気の雪面への凝結あるいは蒸発だけに依るようにした。

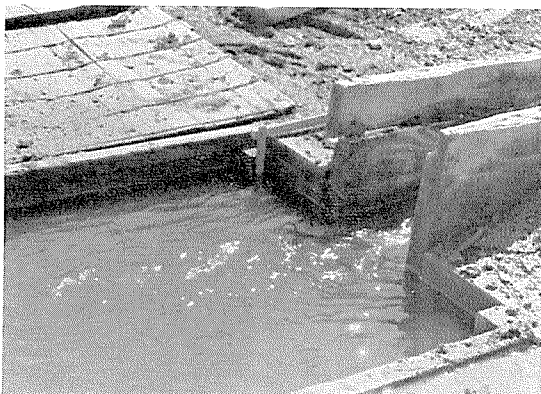
これとともに、融雪による雪面の低下速度を測定し、積雪表面層の乾き密度を乗じて、表面融雪速度とした。しかし、こうして求めた昼間の短時間内の融雪量には、積雪内部における

日射の吸収による融雪量が入らないので、更に 1/0.8 を乗じて内部融解を含めた融雪量と考えることにした。これは成瀬<sup>2)</sup>が雨竜郡母子里において、積雪の底においた 70×70 cm の漏斗に受けた融雪水を自記雨量計に自記させて得た日融雪量と雪面低下から求めた日融雪量との比、あるいは上記のかごによる融雪量との比等を考慮して決めたもので、更に検討を要する数値と思われる。

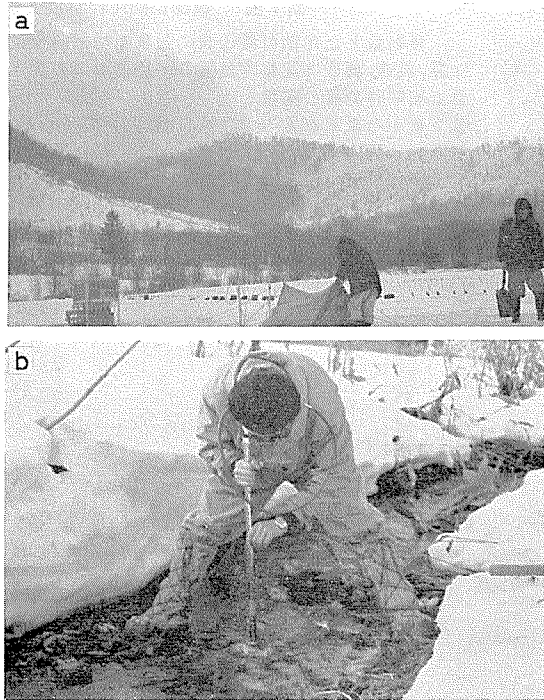
一方、小川の流域となっている山の斜面(第2図(a)の正面の山)には、苗畑から 1.5 km にわたる 7カ所に竹の旗竿を立て、雪面上に出ている部分の長さを 1日1回測定し、その変化から各地点における融雪量を求めた。

### 3. 流出量の測定

a) 苗畑の道路の側溝を流れる水の流量 苗畑の道路に沿った長さ 200 m の直線状の側溝を流れる融雪水が、苗畑の下端で、地面に埋込んだ長方形の桶に一旦溜るようになっている(第3図)。流量を測るには、この桶の水を一度に汲み出しておき、その後の桶の水位の変化を 1分毎に読んで、再び桶の水が下流に溢れて流れるまでの間の平均流量を算出した。この側溝は融雪期以外には水が流れていない。



第3図 苗畑の道路に沿う側溝を流れる融雪水の流量を測るのに利用した貯水槽。水は更に左手の木の手から下流へ流れている。この貯水槽は苗畑の下端にある



第2図 a) 融雪観測地点(苗畑)から小川の流域をなす山の斜面を望む。融雪量の流域内の分布を測ったのは中央より右側の区域。(右端の人物は故大浦教授)  
b) 苗畑附近で小川の流速を測っている光景

b) 小川の流量 羽根車式流速計(既製品)を用いて流速を測り(第2図(b)), 同時にその場所の川のおよその断面積を測った。

## III. 観測結果

### 1. 気象要素と融雪量ならびに蒸発量

第1表に3月27日から4月1日11時までの間の水平面日射量, 吸収輻射量, 雪面上 1 m での気温, 風速, 湿度等の平均値とともに, 融雪量, 蒸発量, 雪面低下量等の測定値を示した。7時から10時までの3時間量, 10時から17時または

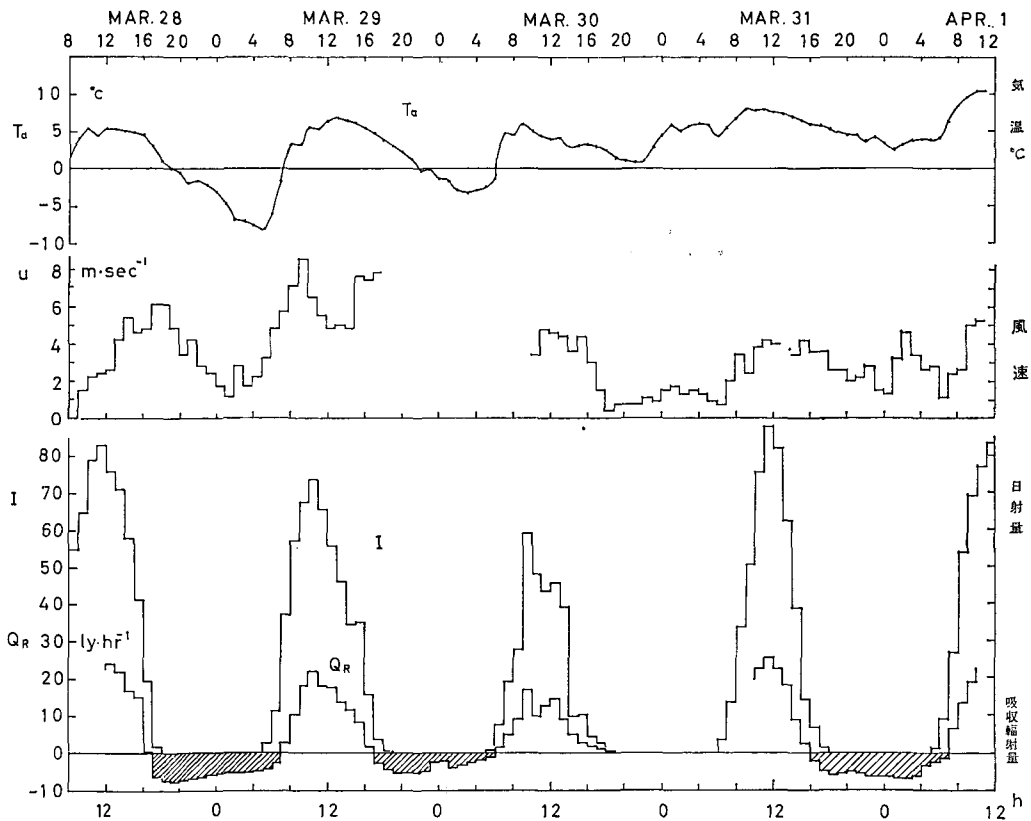
第1表 観測期間中の気象要素, 蒸発量, および融雪量

日射量と正味輻射量は表に記載の時刻間の積算量(例えば7~10時には3時間の総量)。気温, 風速, 湿度は記載時刻間の平均値を示し測定位置は雪面上約1mの高さ。蒸発及び融雪量も記載時刻間の総量を示す。方法(1)とは「かご」に入れた試料の融雪量, 方法(2)は雪面低下量から求めたもので,  $\rho_a$ は積雪表面層の乾き密度。×印: 欠測, ( )内は疑わしい値あるいは推定値

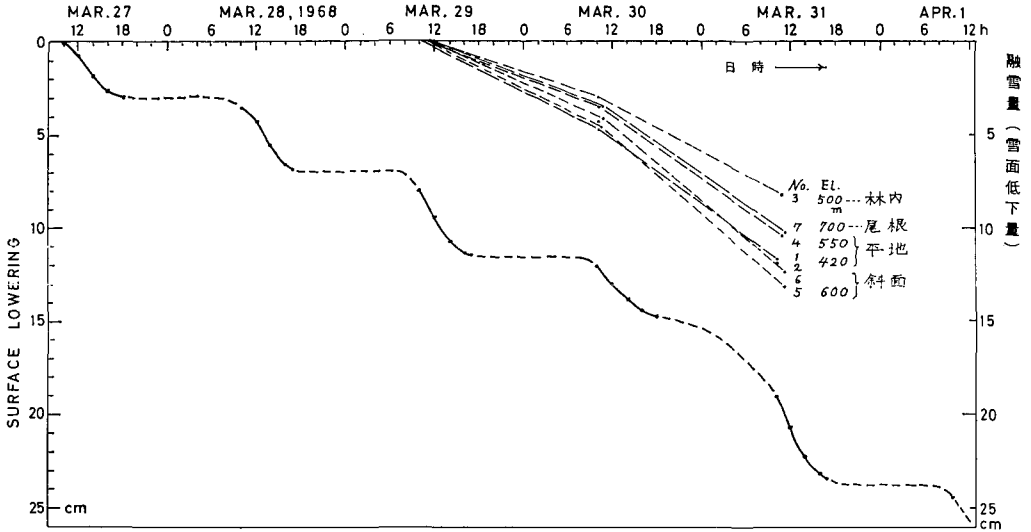
年月日	時刻	日射量 I ly	正味輻射量 Q <sub>R</sub> ly	気温 T <sup>a</sup> °C	風速 v̄ m·sec <sup>-1</sup>	湿度 H̄ %	時刻	蒸発量 Δv g·cm <sup>-2</sup>	融雪量			
									方法(1) Δm' g·cm <sup>-2</sup>	雪面低下 Δs cm	方法(2) ρ <sub>a</sub> Δs/0.8 g·cm <sup>-2</sup>	
(1968) III-27	7	147					10					
	10	77					11			0.2	0.07	
	11	81					12			0.5	0.18	
	12	77					13			0.65	0.22	
	13	67					14			0.5	0.18	
	14	54					15			0.4	0.14	
	15	38		4.0	2.2		16			0.35	0.13	
	16	15		2.6	2.0		17			0.2	0.08	
	17	1		0.1	0.9		18			0.2	0.06	
	18											
	III-28	7	14		-4.5	0.6					0.5	(0.17)
		10	150		2.0	1.5						
		11	79		5.0	2.2	52	10			0.3	0.10
		12	83		4.9	2.4	65	11			0.5	0.18
		13	77	24	5.3	2.6	62	12	0.8×10 <sup>-2</sup>	0.18	0.7	0.25
		14	71	22	5.2	4.1	52	13	0.8	0.17	0.65	0.22
		15	58	17	5.1	5.3	50	14	0.6	0.15	0.55	0.20
		16	41	15	4.9	4.5	45	15	0.6	0.12	0.45	0.16
17		19	0.4	4.0	4.7	47	16	0.5	0.07	0.25	0.10	
17							17					
III-29	7	14	-82	-3.0	3.3			2.7	0.18	0.8	(0.30)	
	10	162	31	2.7	6.9		10	0.8	0.25	0.75	0.26	
	11	74	22	5.6	6.3	58	11	0.8	0.21	0.7	0.25	
	12	66	18	5.9	5.4	66	12	0.8	0.20	0.7	0.25	
	13	55	18	6.6	4.7	68	13	1.0	0.16	0.6	0.21	
	14	46	14	6.2	4.9	58	14	0.8	0.13	0.4	0.14	
	15	35	12	6.0	4.7	46	15	0.4	0.11	0.25	0.09	
	16	35	8.1	5.9	(7.4)	43	16	0.4	0.08	0.1	0.04	
	17	4	1.8	5.7	(7.2)	47	17	0.4	0.08	0.1	0.04	
	17											
III-30	7	8	-44	0.0				2.7	0.20	0.5	(0.17)	
	10	106	31	5.1			10	0.3	0.12	0.4	0.12	
	11	48	9.8	4.7	3.4	72	11	0.4	0.16	0.55	0.19	
	12	43	12	4.3	4.4	75	12	0.5	0.22	0.5	0.18	
	13	46	15	4.1	4.0	78	13	0.3	0.16	0.3	0.11	
	14	39	9.0	3.5	5.0	87	14	-0.1	0.11	0.35	0.12	
	15	10	5.0	3.0	3.3	91	15	-0.2	0.08	0.25	0.10	
	16	10	2.8	3.3	3.9	93	16	-0.2	0.06	0.15	0.05	
	17	5	1.8	3.2	2.9	95	17	-0.3	0.06	0.1	0.04	
	18	3	0.9	2.8	1.7	95	18					
III-31	7	0	×	3.8	1.1			×	1.23	4.2	1.26	
	10	98	×	7.0	2.6		10	0.2	(0.30)	0.8	0.30	
	11	75	23	7.9	3.4	64	11	0.3	0.46	0.85	0.31	
	12	88	26	7.8	3.9	58	12	0.2	0.44	0.9	0.34	
	13	82	23	7.6	3.3	53	13	0.3	0.25	0.75	0.27	
	14	63	18	7.3	4.5	52	14	0.3	0.19	0.6	0.22	
	15	39	9.0	6.9	3.4	53	15	0.2	0.11	0.3	0.11	
	16	14	2.3	6.3	4.3	54	16	0.2	0.04	0.15	0.06	
	17	7	-1.9	5.9	3.3	54	17					
	17											
IV-1	7	11	-67	4.3	2.6			2.0	0.33	1.0	(0.37)	
	10	151	40	8.7	3.2		9 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>	1.3	0.36	1.0	0.37	
	11	77		10.4	5.0	24	10 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>					

18時までは1時間量, それから翌朝7時あるいは10時までの総量または平均値を示してある。気温, 風速, 湿度はいずれも表中の当該時間間隔中の平均値であり, 他の量は当該時刻間の総量(積算量)である。第4図には, 気温の自記結果, 風速の毎正時間平均値(高さ1.2~1.4 m), 水平面日射量および正味吸収放射量の1時間量等の時間的变化を示した。第5図は3月27日11時以後の融雪による雪面低下の過程を示した。観測は9時30分から17時30分ころまでしか行なうことが出来なかったため, その間は実線で示し, それ以外の時間の変化は点線で示した。一般に夜間は17時から翌朝7時までの間, 有効放射量が負となり, その間融雪が止るため, 18時から翌朝10時までの融雪量は雪の厚さで0.5ないし0.8 cmであり, 水量にして1.5~2.5 mmであるが, 3月30日18時から31日10時までの融雪量は3月29日の昼間の総融雪量に相当し, 4.2 cmの雪面低下(融雪水量13 mm)を見た。

この夜間は, この融雪水量に加えて9 mmの降雨があり, 夕方一度 $0^{\circ}\text{C}$ 近くまで下った気温が夜間再び上昇して $+6^{\circ}\text{C}$ にもなった。この異常な夜間融雪には, 雨滴との熱交換が直接原因となって融けた分も多少はあるが, その割合は前記融雪量のおよそ7%に過ぎない筈である。この夜間だけネットラジオメーターの記録計が故障したので正確な熱収支は判明しない



第4図 観測期間中の気象要素(湿度は省く)の時間的变化。 $T_a$ は百葉箱内において自記温度計で測った気温(雪面上約1 m),  $u$ は高さ120~140 cmでの風速の1時間平均値,  $I$ は水平面日射量,  $Q_R$ は正味吸収放射量(ネットラジオメーターによる)



**第5図** 観測地点(苗畑)における融雪による雪面低下量。  
 縦軸は3月27日11時以後の低下量, 横軸は月日と時刻をあらわす。上部に破線であらわした直線は小川の流域の中, 苗畑から1.5 km, 高度差280 mの地区内7カ所における雪面低下量(3月29日11~12時から2日間)をあらわす。700 m 尾根とは第2図 a)の正面右肩

が、気温も高く、湿度も100%に近く、有効輻射も正に経過した筈であるから、大気からの熱伝達、輻射、水蒸気の凝結潜熱等いずれも融雪を促すように作用したものである。この夜間の融雪と降雨とによって、翌日、川への流出量が特別に増大したが、これについては後に述べる。3月27日から4月1日の午前までの間、30日だけが曇天で、他は昼間晴天であった。

第5図には小川の流域に沿う7カ所の3月29日11時前後からの融雪量(雪面低下量)を示した。竹竿を設置しに行った時を含めて、3回しか調査に行くことが出来なかつたので31日11時頃までの2日間の融雪量を測定しただけである。調査した斜面は南東向きの斜面であるため、苗畑より200 m高い地点でも、かえって下の平地より融雪量が大きく、又、高さ500 mの地点での林の中の融雪量は、その附近の開けた平地の79%であり、高さ420 mの苗畑附近の平地の67%であった。海拔700 mの尾根(写真2(a)の正面右より)の上を含めた7カ所における雪面低下量の平均は11.2 cm(2日間で)であったが、苗畑で同じ時間内にはほぼ同じ方法で測定した雪面低下量は11.3 cmであった。つまり、この小さい川の流域の北半分(東~南東向き斜面)の融雪量は、平均すると下流の平地の融雪量と単位面積については同じであるということが出来よう。しかし、反対側の北西向き斜面では恐らく平地より少ない融雪が起っていたのではないかと想像される。

**2. 観測期間中の熱収支**

第2表に3月28日正午から3月31日までの昼間および4月1日の9時30分から10時30分の間の熱収支を示した。当時、観測地点における積雪表面の反射率 $\gamma$ は(ガラスを透過する光に対し)およそ0.65であったから、表の $Q_R$ の値は、曇天であった3月30日の14時以降を除いて、常に $I(1-\gamma)$ の値より小さいことになる。これは晴天時に、長波長の天空輻射と雪面

第2表 融雪面における熱収支，熱収支から計算した融雪量と直接測定した融雪量の比較

年月日	時刻	日射量 $I$ ly	吸収放射熱 $Q_R$ ly	大気伝達量 $Q_{Acalc.}$ ly	蒸発熱 $-Q_E$ ly	融雪熱量 $Q_M$ ly	融雪量 計算値 $Q_M/80$ $g \cdot cm^{-2}$	融雪量測定値		
								かご試料 $\Delta m'_{obs.}$ $g \cdot cm^{-2}$	雪面低下 $\Delta s$ cm	$1/0.8 \rho_a \Delta s$ $g \cdot cm^{-2}$
1968 III-28	12h~17h	268	78	30	23	85	1.1	0.70	2.6	0.94
III-29	10h~14h	241	71	25	24	72	0.90	0.82	2.65	0.97
	14h~17h	85	21	26	11	36	0.45	0.32	0.75	0.27
	10h~17h	326	92	51	35	108	1.35	1.14	3.4	1.24
III-30	10h~14h	177	45	15	10.2	51	0.64	0.66	1.75	0.60
	14h~18h	27	10	8.9	-4.8*	24	0.30	0.32	0.85	0.32
	10h~18h	204	56	24	5.4	75	0.94	0.98	2.6	0.92
III-31	10h~17h	368	98	27	11	114	1.43	1.67	4.3	1.62
IV-1	9h30m~10h30m	75	23	13	9	27	0.34	0.36	×	×

(註)  $Q_{Acalc.}$ : 気温と風速の垂直分布測定値を用いて理論式で計算した値

$Q_E$ : 各時間帯の間の蒸発量測定値  $\Delta v$  を用い  $Q_E = -680 \Delta v$  とした。\*印(凝結)の場合は  $Q_E = -600 \Delta v$  とした

$$Q_M = Q_R + Q_{Acalc.} + Q_E$$

$\Delta m'_{obs.}$ : 厚さ 6 cm の積雪上層内での融雪に相当

雪面低下量から融雪量を求める際の係数 (1/0.8) は積雪の内部融解が表面低下にあらわれないことに対する補正の意味で、およその見当に過ぎない

が出す  $0^\circ C$  の輻射の差引が負であったことによるものと思われる。ちなみに、夜間の有効輻射は晴天の時 4 時間で  $-10 \sim -30 ly$  であった。

大気の乱流によって単位時間に単位面積の雪面に大気から伝達される熱量  $Q_A$  は、第 1 報と同様次の式によって計算したものである。

$$Q_A = \frac{k^2 \rho_a c_p (u_2 - u_1) (T_{a2} - T_{a1})}{(\ln z_2 - \ln z_1)^2} \quad (1)$$

ここで、 $u_1, u_2, T_{a1}, T_{a2}$  は高さ  $z_1$  と  $z_2$  での風速と気温をあらわし、 $\rho_a, c_p$  はそれぞれ空気密度と定圧比熱、 $k$  は Kármán 定数である。 $z_2, z_1$  はそれぞれ 100 cm と 10 cm とし、風速、気温の垂直分布測定値を対数分布直線で近似して、高さ 100 および 10 cm でこれらの分布直線が与える風速、気温の値をグラフ上で読みとった。 $T_a, u$  とともに各正時間 (1 時間) の平均値を用い、 $k$  の値はひと先ず 0.4 とし  $Q_A$  の 1 時間ごとの平均値を算出した。

第 2 表の  $Q_{Acalc.}$  の値は、こうして求めた  $Q_A$  の値を 4 時間あるいは 7 時間にわたって加えたものである。

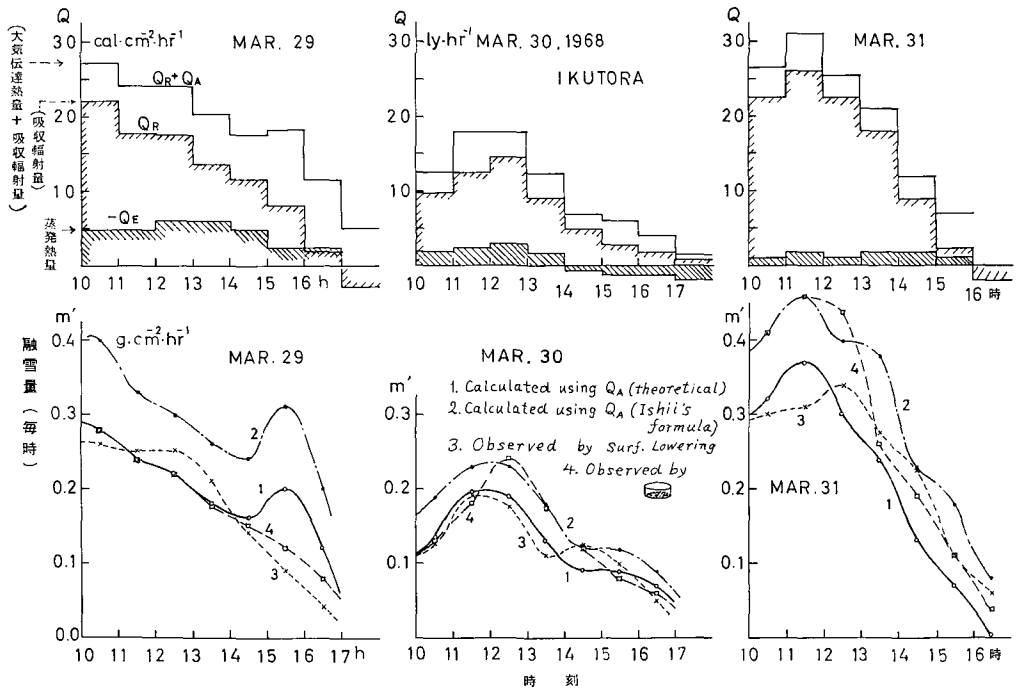
雪が表面で融けつつあるときの雪面からの蒸発は雪粒を包む水の蒸発によると考えると、或る時刻間の蒸発量を  $\Delta v g \cdot cm^{-2}$  とし、蒸発熱は  $600 \Delta v cal \cdot cm^{-2}$  であるが、その水はもともと雪がとけたものであり、しかもこの融雪は前記の融雪流下量の方には入らない。

従って、熱収支の計算にあたっては、蒸発熱として  $Q_E = -680 \Delta v cal \cdot cm^{-2}$  をとり、

$$Q_R + Q_{Acalc.} + Q_E = Q_M \quad (2)$$

をもって融雪熱量とし、その値を第 2 表に示した。

第2表では蒸発熱を正の値であらわしたので上の方の記号の欄には  $-Q_E$  とかき、凝結量の数値には負符号をつけた。この観測期間中の昼間10時から17時までの7時間の大気からの伝達熱量  $Q_A$  は雪面が吸収した輻射  $Q_R$  より常に少なく、 $Q_R$  のおよそ30~50%であった。夕方14時過ぎの3時間量では  $Q_A \approx Q_R$  のことがあるが、10時~14時では、輻射の役割の方がはるかに大きい。雨竜川源流域にある母子里のように風が弱い所では、一層この傾向が顕著である。第6図に3月29、30日、および31日の  $Q_R + Q_{Acalc.}$ 、 $Q_R$ 、 $-Q_E$  の1時間量の日中における変化を示した。ただし、この  $Q_E$  は600  $\Delta v$  の値である。観測期間は僅かであったが、ここに示した例は、この地方の融雪最盛期が3月下旬である場合の典型とってよいであろう。



第6図(上) 1968年3月29、30日、および31日の10時から17時または18時までの熱収支(1時間量)の変化。 $Q_A$ は本文中の理論式(1)で計算した値。 $(Q_R + Q_A)$ のグラフと $-Q_E$ のグラフとの縦の間隔が融雪熱に相当。30日に $-Q_E$ が負になっているのは雪積に水蒸気の凝結が起っているためである。 $(Q$ は雪面が受ける場合を正とした)

(下) 融雪量計算値と測定値の時間的变化。曲線1.は理論式(1)で $Q_A$ を計算した場合、2.は $Q_A$ を石井の式(6)で計算して融雪量を算定したものの、3.は雪面低下量測定値から求めた融雪量、4.はかごに入れた試料の減量で計った融雪量(何れも1時間量)の変化

### 3. 融雪量の計算値と測定値の比較

a) 理論式によって大気伝達熱量を計算した場合 大気から雪面に伝達される熱量は前節に述べたように、式(1)により計算されるが、水蒸気の凝結あるいは蒸発に伴う潜熱の大気から雪面への伝達熱量  $Q_E$  も、単位時間、単位面積あたりの蒸発量  $\Delta v/\Delta t$  を次式で計算して求める方法もある。すなわち、

$$\frac{4v}{dt} = -\frac{0.623}{P} \cdot \frac{k^2 \rho_a (e_2 - e_1) (u_2 - u_1)}{(\ln z_2 - \ln z_1)} \quad (3)$$

ここで、 $e_2, e_1$  は高さ  $z_2$  と  $z_1$  とにおける水蒸気圧、 $P$  は気圧である。(この式も式(1)につき大浦<sup>1)</sup>が第1報付録で解説したのと同様に導かれる。)しかし、ここでは式(3)を用いずに、 $4v$  の実測値を用い、 $Q_A$  のみ式(1)で計算した値により、式(2)で与えられる融雪熱量  $Q_M$  から、 $Q_M/80 = \Delta m_{\text{calc.}}$  によって融雪量の計算値を求めた。第2表には、熱収支量とともにこの方法で求めた融雪量  $\Delta m_{\text{calc.}}$  を示して実測値と比較した。また、3月29, 30日、および31日の昼における毎1時間融雪量の時間的変化を、第6図下半部に曲線1で示した。同図の曲線3と4とはそれぞれ、雪面低下速度とかごに入れた試料の質量減少から求めた融雪量実測値の時間的変化を示す。これらの曲線を比較すると、1~2時間量については計算値と測定値は時に大きくかけはなれることがある。しかし、第2表の4~7時間量を比較すると、大体において両者の差は10%以内にとどまっている。

b) 大気熱伝達に関する経験式を用いる場合 式(1)および(3)のかわりに、風速、温度、水蒸気圧等の雪面からの高さとの関係に関する対数分布則における雪面粗度  $z_0$  を  $z_1$  の代りに用い、高さ  $z_0$  で  $u=0, T_a = T_{a0} \doteq$  雪面温度  $T_0 = 0^\circ\text{C}, e = e_0$  (温度  $T_0$  における飽和水蒸気圧) とすれば、 $\alpha, \beta$  を定数として、単位時間、単位面積あたりの伝達熱量、蒸発量は

$$Q_A = \alpha T_2 u_2 \quad (4)$$

$$\frac{4v}{dt} = -\beta (e_2 - e_0) u_2 \quad (5)$$

の形の式であらわされることになる。これまでに何人かの研究者が  $\alpha$  と  $\beta$  の値を経験的に求めて報告している。例えば、石井<sup>3)</sup>は  $z_2 = 1.5 \text{ m}$  として

$$Q_A = 0.43 T_{1.5} u_{1.5} \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1} \quad (6)$$

$$4v/dt = 1.12 \times 10^{-3} (e_0 - e_{1.5}) u_{1.5} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1} \quad (7)$$

を得た。ただし  $e$  と  $u$  の単位は  $\text{mb}$  および  $\text{m}\cdot\text{sec}^{-1}$  である。式(6)の係数0.43を、 $z_2$  として高さ1mを採用した場合の値に変え、 $Q_A = 0.47 T_{1.0} u_{1.0}$  としてこれによって  $Q_A$  と  $Q_M$  の各1時間量を計算してみた。 $Q_A$  は式(1)による値の1.5~2倍となり、そのためこれを用いて融雪量を計算すると、その時間的変化を図示した第6図の曲線2にみられるように、幾寅における測定値のおよそ1.2~1.8倍の融雪量を与える。

小島<sup>4),5)</sup>は1967年に幾寅と母子里で観測した蒸発量と高さ1mにおける水蒸気圧および風速とから式(7)と同じ型の式を求めた。それは、風速の単位を  $\text{cm}\cdot\text{sec}^{-1}$  として

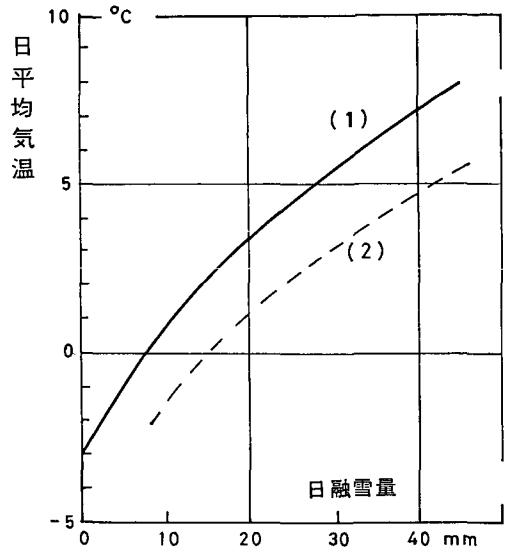
$$4v/dt = 0.84 \times 10^{-5} (e_0 - e_{1.0}) u_{1.0} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1} \quad (8)$$

であらわされ、この係数はMcGill大学のグループ<sup>6)</sup>が北極地方の氷河の融雪観測の際求めた経験式の係数ともほぼ一致している。式(1), (3)および(4), (5)とから、式(4)と(5)の係数  $\alpha$  と  $\beta$  との比は、 $\alpha/\beta = c_p P/0.623$  となるので、 $P$  に幾寅での当時の気圧の平均980mbを入れて、式(8)に基づき(4)の形の式を作ると、風速を  $\text{cm}\cdot\text{sec}^{-1}$  であらわして

$$Q_A = 3.2 \times 10^{-3} T_{a1.0} u_{1.0} \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1} \quad (9)$$

となる。金山ダム流域の気温融雪量に対しては、石井の式(6)よりは、型式は全く同じであるけれども係数が幾分小さい式(9)の方が適しているように思われる。その後、成瀬<sup>2)</sup>は更に多くの蒸発、凝結量の観測値を用いて、この形の式の係数を決めなおしたが、その値は式(8)、(9)の係数に近い。

c) 長期間の融雪量を日平均気温またはその積算値より求める石井の方法 気温は山間の地でも多くの場所で測定されていて資料が豊富なためか、融雪量を気温だけの関数として扱われることが屢々ある。そして長期の融雪量算定には積算温度が用いられる。石井はそのための基礎資料として、日融雪量と日平均気温との関係を多くの地点での実測値によって調べ、第7図のような曲線を得た。曲線(1)は山岳地帯(主に長流川流域と留萌峠



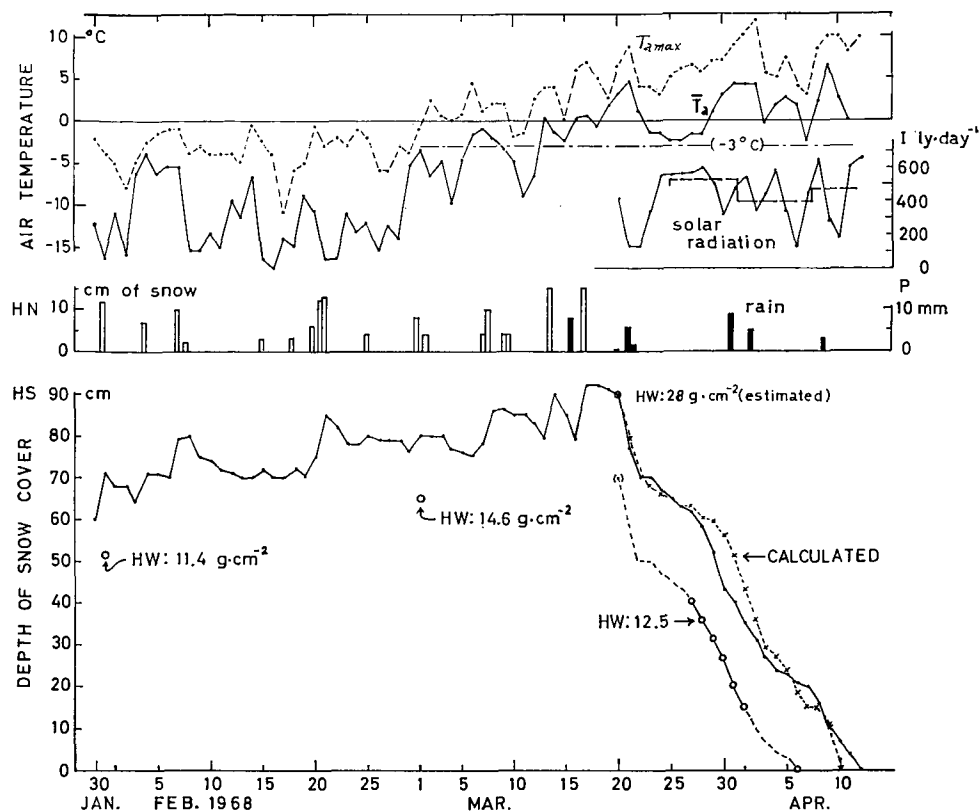
第7図 日平均気温と日融雪量との関係(石井の論文付図から曲線だけ転写した)

曲線(1)は山岳地帯の融雪、曲線(2)は都市の汚れた雪

下附近)の測定値を代表する関係で、曲線(2)は都市(札幌と岩見沢)の測定値の平均的關係をあらわす。曲線(1)は日平均気温が $-3^{\circ}\text{C}$ より高い時に融雪が起ることを示している。そこで石井は、日平均気温の $-3^{\circ}\text{C}$ より高い部分についての積算値と融雪量の関係をあらわす曲線を得た。これは融雪量  $M$  と積算温度との直線関係:

$$M = 0.345 \sum (\bar{T}_a + 3.0) \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2} \quad (10)$$

で近似される。筆者はこれらの関係(第7図曲線(2)を除く)を利用し、幾寅宮林署苗畑事務所でも常時観測されていた日平均気温から予想される積雪深の減少曲線を書いて、同所で測定されていた積雪深の融雪期における時間的変化と比較してみた。第8図の上部に $\bar{T}_a$ と印をつけた実線のグラフは、1968年1月30日から根雪終日までの毎日の平均気温(最高・最低気温の平均)を示す。同図下方の実線は、苗畑事務所わきの気象観測露場の積雪柱の読み(毎日9時)である。積雪深が急に減少し始めた3月20日を融雪期の始まりとし、その時の積雪水量を $28 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ とした。これは露場の積雪水量の実測値ではないが、ここから250 m離れた吾々の融雪観測地点(露場より常に雪が少ない)で1月31日、3月1日、3月28日に積雪断面測定を行なって得た積雪水量  $HW$ 、事務所わきの露場と融雪観測点の積雪深  $HS$ (後者は図に○印で示す)の差、1月31日から3月20日までの間の新積雪  $HN$ 等を考慮して見積った値で、誤差は5%以内と思われる。上記平均気温と第7図の曲線(1)により毎日の融雪量を求め、それを逐次 $28 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ から差引いて行き、積雪の平均密度を始め $0.3/\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 、次第に増加して28日以後は $0.35/\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ として毎日の積雪深を計算した。計算結果は図に×印とそれらを結ぶ点線で示した。3月28日~4月2日の間に測定値の変化から多少ずれているが、根雪終日の計算値は実際の終日より2日早いだけであった。○印を実線で結んだのは筆者(小島)が測定した値である。



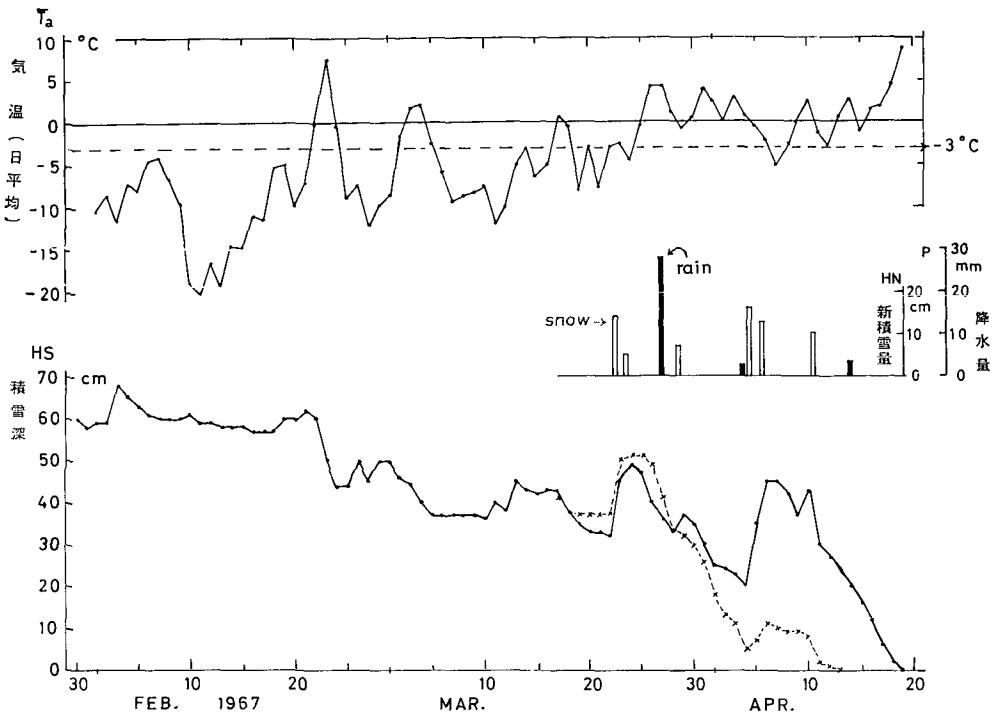
第8図 幾寅営林署苗畑で観測されていた積雪深変化曲線と、日平均気温(第7図)による石井の方法で計算した融雪曲線との比較(その1, 1968年)

$T_a$ : 日平均気温,  $T_{a,max}$ : 日最高気温,  $I$ : 水平面日射量(ゴルチンスキー日射計による),  $HN$ : 新積雪深,  $P$ : 降雨量,  $HS$ : 全積雪深,  $HW$ : 積雪当水量, ○印は筆者が融雪観測点(苗畑ルーチン気象観測露場から250m)で測定した積雪深

なお細かく見ると3月23~31日の間のように日射量大きい(主に晴天)期間内については、気温のみから求めた融雪量計算値の方が実際より小さくなっているが曇天期間では逆にっている。

次に気象条件、積雪条件が異なる1967年春および1966年春の融雪量を日平均気温のみから計算してみた。1967年は融雪期の始まりがはっきりせず、とりあえず筆者等が現地でも観測を始めた3月17日からの融雪量を計算した。

当時の積雪水量は17 g·cm<sup>-2</sup>ときわめて少なく、積雪深も僅かに41 cmであった。その後の新積雪による積雪深、積雪水量、平均密度等の変化を考慮しながら計算しても、結果は第9図に×印を結ぶ点線のように、実際の積雪深変化と大いにくい違い、根雪終日も実際と約1週間の開きが出た。次の第10図には、1966年の融雪につき、融雪期始日を4月1日とし、石井による式(10)により-3°C以上の積算気温を用いて計算した結果を×印と破線で、測定値を実線で示した。融雪期間全体を通じて見ると計算結果は実際の融雪を誠によくあらわして居り、



第9図 幾寅営林署苗畑で観測されていた積雪深変化曲線と日平均気温による石井の方法で計算した融雪曲線との比較 (その2, 1967)  
説明は第8図を参照。これは計算値が実際の融雪にあわない例

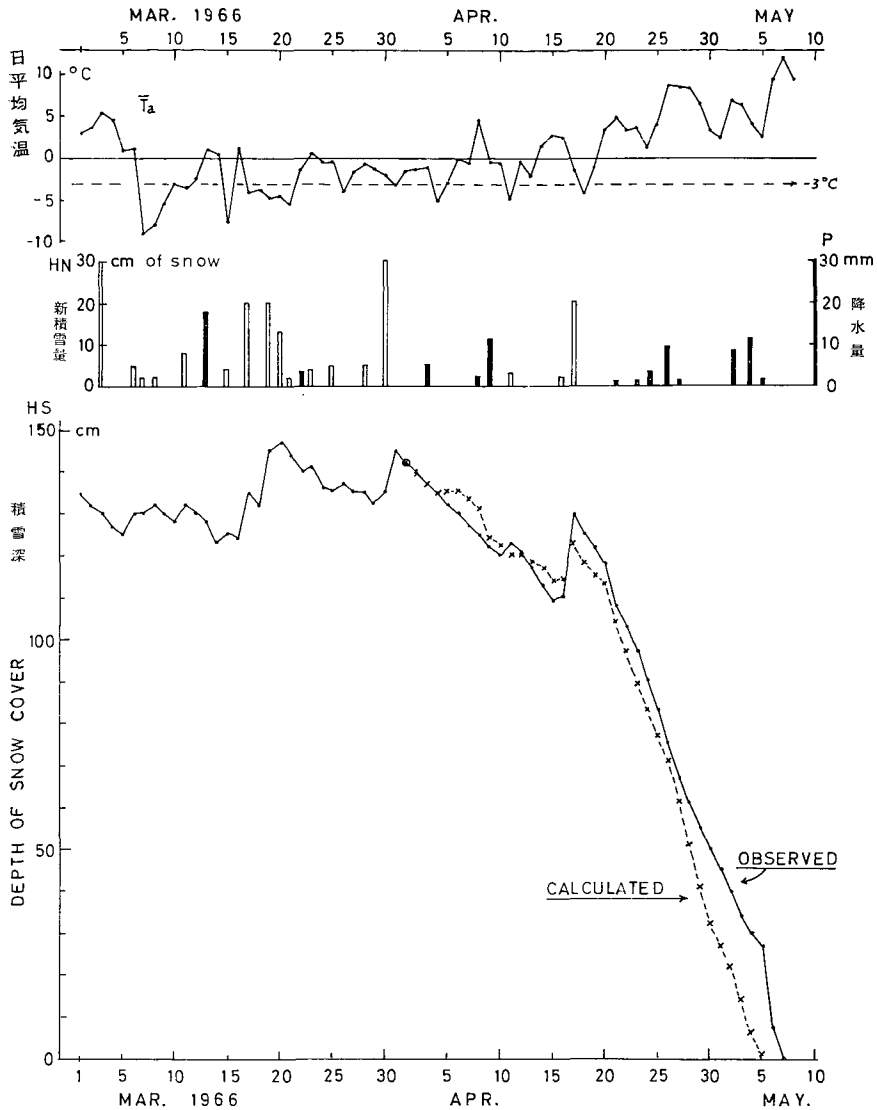
根雪終日の誤差は僅か2日である。4月1日における平均密度はそれ以前の積雪深の推移から  $0.40 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$  と推定した。

第11図はこれら3カ年の上記融雪期日から根雪終日までの  $-3^\circ\text{C}$  以上の日平均気温積算 (degree-day) 値の増加の経過をあらわしたものである。1967年と1968年の積算気温は算え始めの日から14日後に同じ値であるが、その間の実際の融雪量は積雪深の変化であらわすと、1967年が11cmであるのに1968年では63cmに及んだ。

第6図からもあきらかなように、大気からの伝達熱によるいわゆる気温融雪は、春の融雪期における融雪量全体の半分以下である。従って気温だけによって融雪量を予報しても常により結果を得るとは限らないのは当然であるが、長期間の融雪に対しては、融雪期に入ってから天候が順調に経過する場合に限り、積算気温から融雪を予報する石井の方法は実用的にかなり良い結果を与えるといつてよいであろう。しかし、1967年春のように、融雪期に入ってから新積雪が度々あるような場合に適用すると、融雪を過大に見積り過ぎることになる。

第12図には以上の3カ年における3月1日以降の半旬平均気温の変化を図示した。これで見ると、1967年の融雪期の始めを3月17日ととったのは早すぎたかも知れない。しかし、この日に、空知川に近い国道附近の平坦地には積雪は(とけてしまって)無い所があった。

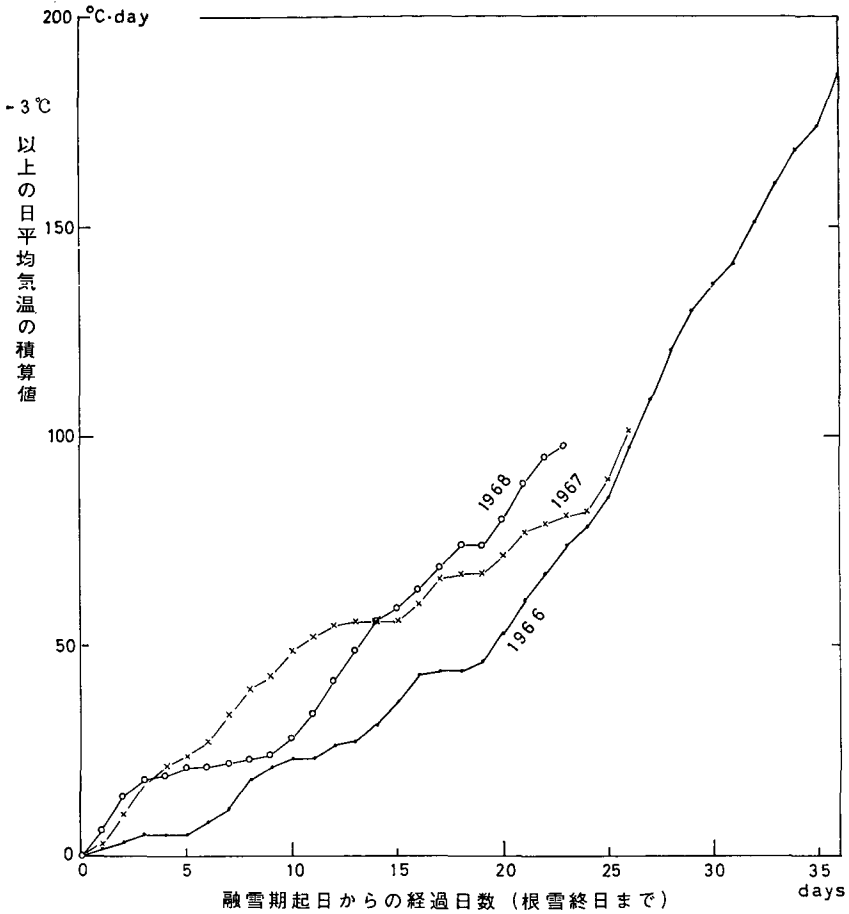
d) 幾寅附近の融雪・蒸発の特徴 石狩川の他の支流、例えば雨竜川上流の朱鞠内湖北部(母子里)の融雪と比較すると、海拔高度は幾寅の観測地点の方が140m高いが、積雪量の



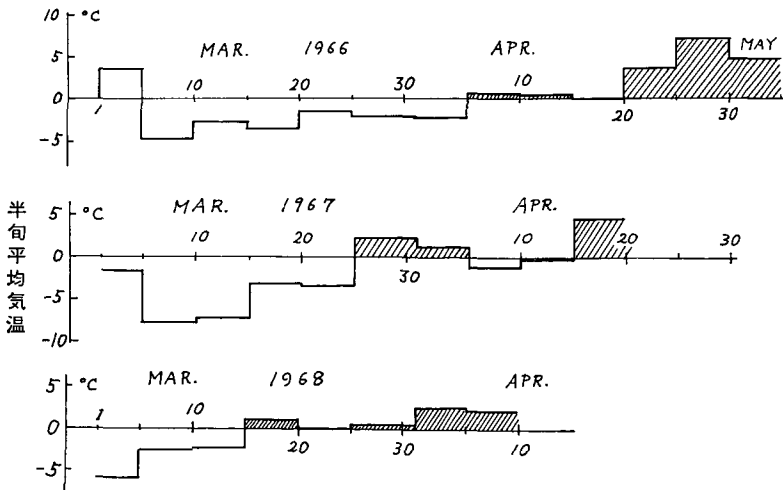
第10図 幾寅管林署の苗畑のルーチン観測による積雪深変化曲線と、積算温度 ( $-3^{\circ}\text{C}$  以上) による石井の方法で計算した融雪曲線との比較 (その3, 1966年)。第8図の説明参照

年による差異が大きく、1967, 68年の最大積雪水量は母子里の1/3程度で、融雪最盛期も20~30日ほど早くあらわれた。この2冬期間のように寡雪の年には、雪の粒子構造が著しく粗大で密度が小さいのがこの地方の特徴で、融雪水の滲透の様子も多雪地域のしまり雪内のそれとは異なるであろう。

母子里の4月中旬にくらべると、幾寅の3月下旬の雪の蒸発速度は著しく大きい。これは湿度が小さいためではなく、風速が大であることによる。第3表には幾寅の1967年と1968年の観測期間中(4日前後)の蒸発量と融雪量ならびに1968年4月の母子里における8日間の蒸



第11図 1966, 67, および1968年の融雪期における月平均気温の $-3^{\circ}\text{C}$ を越える分についての積算値( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$ )の変化。時間の原点は、1968年は3月20日、1967年は3月17日、1966年は4月1日とした。各年のグラフの終点はこれらの日から根雪終日までの日数と積算温度を表わす



第12図 1966, 67, および1968年の3月1日から根雪終日までの間の半月平均気温の推移。幾寅営林署苗畑事務所のルーチン観測資料による

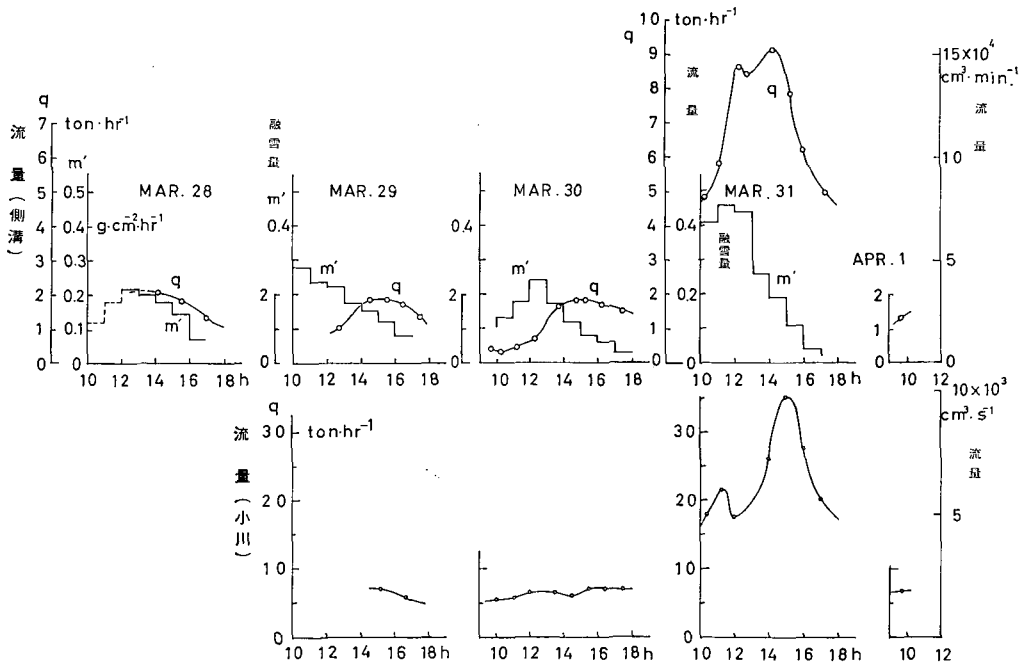
第3表 観測期間中の総蒸発量と総融雪量

場所	年	月日時	時間 day	蒸発量 $\sum \Delta v$ kg·m <sup>-2</sup> 又は mm	融雪量 $\sum \Delta m$ kg·m <sup>-2</sup> 又は mm	正味の正味 放射積算値 $\sum Q_{\text{net}}$ cal·cm <sup>-2</sup> =ly	正味の毎時 気温積算値 $\sum T_a^+$ °C·hr	最高気温 の平均 $T_{\text{amax}}$ °C
いくとら	1967	III-18, 10h~ III-22, 15h	4.2	2.3	5.0	210	40	+1.2
	1968	III-28, 12h~ IV-1, 10h30m	3.9	1.7	72.0	476	352	+7.3
もしり	1968	IV-15, 7h~ IV-23, 7h	8.0	1.2	183.	1360		+8.9

発・融雪量を比較した。幾寅では2日間あたり平均1 kg/m<sup>2</sup>の蒸発量を観測したが、母子里ではその1/3程度の蒸発量しかなく、4日間で差引き0.3 kg/m<sup>2</sup>の凝結量を観測したこともある。

4. 融雪水の小さい流れへの流出

苗畑の中央道路に沿う側溝の流量と毎1時間融雪量の時間的変化を第13図の上半に図示した。qと印をつけた曲線は流量をあらわしm'と印をつけた階段グラフが融雪量である。流量の極大は融雪量の極大より約3時間遅れてあらわれている。この側溝の水の流速はおよそ20 cm·sec<sup>-1</sup>であったから、融雪水が200 mの側溝全長を流れるのにも17分程度しかかからない。従って流量変化の融雪量変化に対する3時間の位相のおくれは、主として融雪流下量の極大が雪の表面層から積雪下面に及び更に側溝に達するのに要する時間である。3月28日の流



第13図 観測期間中の昼間における融雪量 m' と流出量 q の比較

上の図の曲線 q は融雪観測地(苗畑)の中央道路に沿う側溝を流れる融雪水の流量。下の図は苗畑の境界を流れる小川(第2図b)の流量。(縦軸の目盛幅は側溝の流量図の対応する流量目盛幅の1/5)

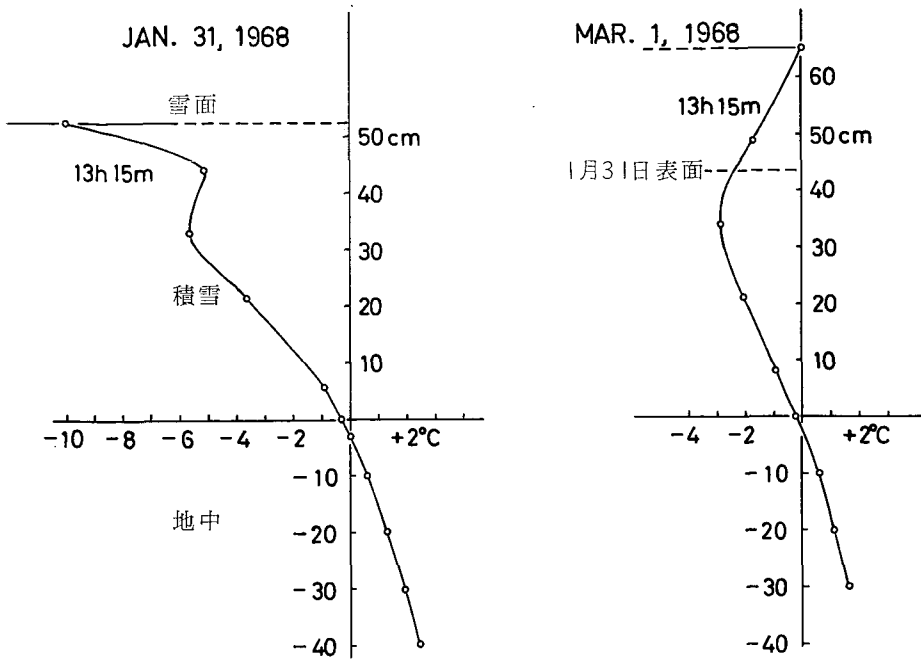
量極大値と融雪量極大値を比較すると約 1000 m<sup>2</sup> の面積からの融雪水が側溝に流れ込んだことになるが、一方、17時から翌日17時までの総融雪量(30~31日にはこれに雨量を加える)と同時刻間の流量推定値とを比較すると、側溝の集水面積は、3月29日には1250 m<sup>2</sup>、30日は2000 m<sup>2</sup>、31日には2500 m<sup>2</sup>と計算された。これから、集水域の幅が側溝をはさんで6mから10mに増したとも考えられるが、あるいはまた、集水面積は変わらずに、土の含水率が増したために流量の融雪量に対する割合が増したのかも知れない。何れにしても、3月31日の融雪量の極大値は前日のその2倍であるのに、流量の極大値は前日の5倍にも達したことが注目される。これとほぼ同じくらいの割合の流量の増加は、苗畑の境界を流れる天然の小川(第2図)についても観測された。(第13図下半)。この川の流速は30日には3 cm·sec<sup>-1</sup>以上7 cm·sec<sup>-1</sup>以下であったのが、31日には50 cm·sec<sup>-1</sup>に達した。このような流出量の急激な増加は、同日0時から5時の間に特に強く起ったと思われる融雪と、降雨の影響が未だ残っている上に、31日の強い融雪が加わったために起ったのであろう。

小川の流れについて今ひとつ注意を引かれることは、3月30日の昼間には流量のあきらかな極大があらわれなかったのに、31日には明瞭な極大があらわれたことである。これは次のように説明してはどうであろうか。30日の流速は苗畑附近では正確に測れないくらい小さかったが、仮に5 cm·sec<sup>-1</sup>とすると、流域の中、傾斜が小さい下流部分の1 kmを流れるのにも数時間かかることになる。従って流域の全長2 kmの各点での流出が融雪に対して3時間ずつ位相のおくれがあったとしても、それら各点での川への流出量の極大が下流の観測点に時刻を異にして到達する結果、観測点での流量は時間的にならされてしまう。ところが31日には、川の流速が前日の10倍となったので、全長2 kmを流れるのに1時間程しかかからない。その結果、流れに沿う各点での流出の極大がまとまって下流の観測点に達し、第13図右下の曲線が示すようなあきらかな流量極大があらわれた。

## 5. 積雪下面における冬期間の融雪

土地が凍結しない時は、特に平坦にならした地面上の積雪の断面測定をくりかえすことによって、冬期間における積雪下面での地熱による融雪量を測定することが出来る。

昭和42年11月に観測地の一部を平らにならしておき、43年1月31日と3月1日に積雪の断面測定を行なって、積雪最下層の重量変化から融雪量を求めようとした。しかし、この間雪の下の土は凍結したままで、積雪が下面で融けた形跡は全く見られなかった。ただ、1月31日における土の凍結深度は約3 cmであったのが、3月1日には2 cmであった。この間、凍土の厚さ1 cm中に含まれていた氷は融けたのであろうが、その質量を明らかにすることは出来なかった。3回目の断面測定は3月28日に行なったが、この時には凍土は完全に凍けて居り、積雪も昼間は全層0°Cになったから、地面融雪は幾分進行した筈である。しかし、積雪が粗大な組織の霜ざらめ雪となったところに水が多量に滲み込んで成層構造が不明瞭となり、3月に入ってからの地面融雪量の判定も困難であった。第14図には1月31日と3月1日に測定した積雪ならびに地中の温度分布を示した。温度測定は0.2°C目盛のサーミスター温度計によった。



第 14 図 越冬期 (1 月 31 日) および 3 月 1 日に春の融雪観測地点で測定した積雪ならびに地中温度の垂直分布。地面上 30 cm までの積雪平均密度は両日も 0.26 g·cm<sup>-3</sup>、雪質は典型的な「しもざらめ雪」、土は表面近くだけ凍結していた

#### IV. 摘 要

融雪に際して雪面に入出入りする熱量のうち、直接測定することが出来ない大気伝達熱量  $Q_A$  を、理論式 (1) と石井の経験式 (6) に幾箇の観測地で測定した気温、風速等の資料の数値を入れて計算し、これに吸収放射量  $Q_R$  と蒸発熱  $Q_E (< 0)$  の測定値を加えて得られる融雪熱量  $Q_M$  によって計算された融雪量が、現地の実際の融雪にどの程度適合するかを検討した。理論式 (1) によって計算した 1~2 時間の融雪量は測定値と大きくかけ離れることが屢々あるが、4~8 時間量については 10% 程度の誤差で一致することが多い。しかし、この理論式はもともと大気の安定度が中立のとき、 $k=0.4$  として大気中の垂直熱輸送量を与えるものであるが、融雪面に接した気層と雪面との熱交換を論ずる際には、式の適用のしかたになお検討の余地がある。

実用的な融雪予報にはむしろ (4), (5) のような簡単な形の経験式を用いることが出来れば、その方が便利であり、多くの人により係数  $\alpha, \beta$  の値が報告されているが、その値が人によって色々である。試みに、石井の式 (6), (7) を用いて計算したところ、金山ダム流域の平坦地の気温融雪量、蒸発量を過大に見積ることになった。小島が同地方と母子里とでの測定にもとづいて得た蒸発量と (水蒸気圧) × (風速) との関係式 (8) から導かれる  $Q_A$  に関する式 (9) の方が、この地方の融雪の実際に近い結果を与えるものと思われる。

南斜面はもとより、平坦地でも気温融雪量より放射融雪量の方がはるかに大きい。それに

も拘らず、長期間(20日以上)にわたる総融雪量の推定には、III.-c)で述べた積算気温による石井の方法が金山ダム流域に対しても非常に有効である。ただし、融雪期の最中にしばしば新積雪を見た1967年春期のような天候下では大きな誤差を生ずる。

空知川流域は石狩川の他の支流例えば雨竜川の流域にくらべて積雪量が少なく、その年による変動も大きいようであるが、1967, 1968年のように寡雪の年は、3月初旬ないし中旬まで地面が凍結して積雪は底では融けない。そして積雪は下から2/3くらいの高さまで粗大な構造で密度が小さい「しもざらめ雪」となり、その発達過程で多量の水蒸気が積雪内部を下から上方へ移動する。これはまた、相当量の熱の流れをも意味する。雪面から大気中への蒸発散量も、この地方では特に大きいことが注意を引いた。

金山ダム流域での筆者等のグループによる融雪の研究はこれで中止することになったが、札幌と母子里附近での融雪と流出の観測は当分続ける予定である。

本論文は、故大浦浩文教授が執筆された予報<sup>7)</sup>を一部参考にして、小島がまとめたものである。

この研究調査にあたっては、旭川営林局幾寅営林署から2冬期間にわたり、観測地として苗畑の一部400m<sup>2</sup>の使用を許可され、その他種々便宜を計って頂いた。同営林署関係者の方々に対し、ここに厚く感謝の意を表わす次第である。なお、研究費の一部は北海道開発局委託研究費によった。

## 文 献

- 1) 大浦浩文・小島賢治・小林大二・小林俊一 1967 金山ダムおよび朱鞠内湖附近における融雪の研究. 低温科学, 物理篇, **25**, 99-117.
- 2) 成瀬廉二・大浦浩文 1968 気温融雪に関する野外研究. 日本雪水学会昭和43年度全国研究発表会(口頭発表).
- 3) 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, 札幌管区气象台, 84 pp.
- 4) 小島賢治・小林大二・小林俊一 1967 融雪時における雪面からの蒸発に関する測定と実験. 日本雪水学会昭和42年度全国研究発表会(口頭発表).
- 5) 小島賢治 1969 融雪期における積雪表面の蒸発係数について. 低温科学, 物理篇, **27**, 399-404.
- 6) Havens, J. M., Müller, F. and Wilmot, G. C. 1965 Comparative Meteorological Survey and a Short-term Heat Balance Study of the White Glacier. Jacobsen-McGill Arctic Research Expedition 1959-1962, Meteorology, No. **4**, 1-21.
- 7) 大浦浩文・小島賢治・小林大二・小林俊一・成瀬廉二・石川信敬 1968 金山ダム流域における融雪流出(幾寅における融雪の研究). 石狩川の流出解析と流砂に関する研究, 昭和42年度報告, 北大IHD研究グループ, 71-93.

## Summary

A study of snow melt and run off of melt water has been carried out since 1966-67 in Ikutora, which is located in the drainage basin of Kanayama Dam intercepting the Sorachi River, in connection with an IHD project at the Hokkaido University. This paper is the second report of the results.

Observations of micrometeorological elements, the rate of melting and evaporation

of snow, and the flow rates of small streams in the observation site were made on a flat snow field of  $200 \times 200$  m during a period from March 27 to April 1, 1968. The data were analyzed partly to examine whether the hitherto reported formulae for calculating the amount of snow melt caused, especially, by turbulent heat exchange between a warm atmosphere and snow surface could be applied to predict the snow melt in this area.

Ishii (1959) reported that the amount of long term snow melt could be calculated by using his empirical relation between daily snow melt and the excess of daily mean air temperature over  $-3^\circ\text{C}$ . It was also attempted, in this report, to apply the Ishii's relationship to a computation of long term ablation of the snow cover in this area. It was found that this method gives results which are fairly in good agreement between calculated and observed ablation for a period longer than 20 days except in the case of frequent new snowfalls in the melting season (Fig. 8-Fig. 10).

The heat energy balance at the snow surface may be expressed as  $Q_R + Q_A + Q_E + Q_P = Q_M$ , where  $Q_R$  is the radiation absorbed by snow,  $Q_A$  is the sensible heat transfer from the air to snow,  $Q_E$  is the latent heat of evaporation or condensation of water vapor,  $Q_P$  is the heat transferred from warm rain drops to the snow, and  $Q_M$  is the heat for melting of snow. Heat conduction within the snow cover is eliminated here, since the snow temperature was uniformly  $0^\circ\text{C}$  during the daytime when the heat balance was observed.  $Q_R$  and  $Q_E$  are obtained by measuring the net-radiation at a height of 1 m above the snow and the rate of evaporation respectively, and  $Q_P$  is not applicable except for rainy weather.

The amount of  $Q_A$  for a one hour period is first calculated by a theoretical formula, which is derived from Prandtl's mixing-length theory, using the vertical distributions of air temperature and wind speed observed during four days from March 28. Next,  $Q_A$  is also calculated by an empirical formula proposed by Ishii (1959),

$$Q_A = 0.43 V_{1.5} T_{a1.5} \quad (\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1}), \quad (1)$$

where  $T_{a1.5}$  and  $V_{1.5}$  are the air temperature in  $^\circ\text{C}$  and the wind speed in  $\text{m}\cdot\text{sec}^{-1}$  at a height of 1.5 m above snow surface. He derived this from an empirical relation for the rate of evaporation:

$$E = -1.12 \times 10^{-3} (e_{1.5} - e_0) V_{1.5} \quad (\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1}), \quad (2)$$

where  $e_{1.5}$  and  $e_0$  are the water vapor pressure in mb at a height of 1.5 m and at the snow surface.

Thus calculated  $Q_{A\text{calc}}$  is added to the observed value of  $Q_R + Q_E$  and then a melting rate is computed by  $(Q_R + Q_{A\text{calc}} + Q_E)/80$ , where  $Q_E$  is negative for evaporation. The variations of calculated and observed melting rates with time are compared for March 29, March 30, and March 31. As shown in Fig. 6 in the text, it is found that Ichii's formula (1) gives too large values of rate in snow melt, and hourly values calculated by the theoretical formula based on logarithmic profiles of wind and temperature also gives values, at times, quite different from the observed rates of melting but seems to be better than those by eq. (1). The observed values of snow melt for 4-7 hours during the daytime are found to agree approximately with those calculated theoretically within an error of 10% as shown in Table 2. Another similar formula:

$$Q_A = 0.32 T_{a1.0} V_{1.0} \quad (\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1}), \quad (3)$$

which is based on an empirical relation for the rate in evaporation :

$$E = -0.84 \times 10^{-3} (e_{1.0} - e_0) V_{1.0} \quad (\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hr}^{-1}), \quad (4)$$

is expected to give a better fit to our observed data. The latter formula was reported by Kojima (1967) and is nearly same as that reported by Havens and others (1964).

The contribution of  $Q_A$  for the total heat of melting  $Q_M$  for seven hours during the daytime was found to be 24–48% and the role of radiation was most significant. A comparatively strong sublimation or evaporation of snow seems to be one of the characteristic conditions of this area. The daily amount of evaporation was  $0.43 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$  when snow melt was observed as  $19 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$  on an average for four days in March, 1968 and  $0.55 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$  in the same season in 1967, although the melting rate was as small as only  $1.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ .

Melting at the bottom of snow cover during the cold season was also measured by pit-wall observations on Jan. 31 and March 1, 1969. No melting was observed at the bottom during February. But the thickness of frozen soil was diminished from 3 cm on Jan. 31 to 2 cm on Mar. 1. The depths of snow were 53 cm and 65 cm on these days.

A part of melt water produced in the snow field was seen flowing along a small open channel along a road in the center of the field. The maximum flow rate in this small channel was found to appear approximately three hours after the maximum rate of snow melt. Considering that it took only 17 minutes for the water to run the whole length of the channel, this phase lag of flow rate seemed to be related to time for the maximum of rate in flowing down of melt water at the snow surface to reach the bottom of snow cover and further the channel. The width of the catchment area of this channel is computed as only 6–10 m considering the daily amount of snow melt and that of flowing water in the channel with a length of 200 m. The depth of snow cover, which was composed of very coarse depth hoar crystals, was 41 cm on March 27 and only 15 cm on April 1.

The diurnal variation of a flow rate of another small natural stream (Fig. 2), the drainage area of which is estimated as  $2 \times 1 \text{ km}$ , was very small until March 30 but was very large on March 31 as shown in Fig. 13. The reason may be attributed to a very small flow velocity,  $5 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ , on March 30 and a sudden increase to  $50 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$  on March 31. This change was caused by considerable melting by unfavorable weather with a rainfall of 9 mm during the night between these days and, in addition, a high rate of melting on March 31.

This paper was prepared by Kojima and his colleagues with reference to the preliminary report written by late Prof. Ôura and others. (1968).