HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	気温融雪の野外研究
Author(s)	成瀬, 廉二; 大浦, 浩文; 小島, 賢治
Citation	低温科學. 物理篇, 28, 191-202
Issue Date	1971-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18151
Type	departmental bulletin paper
File Information	28_p191-202.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Renji NARUSE, Hirobumi ÔURA and Kenji KOJIMA 1970 Field Studies on Snow Melt due to Sensible Heat Transfer from the Atmosphere. *Low Temperature Science, Ser. A, 28.* (With English Summary p. 201)

気温融雪の野外研究*

成瀬廉二・大浦浩文・小島賢治
(低温科学研究所)

(昭和45年8月受理)

I. まえがき

融雪をひきおこす熱源を，主として日射によって与えられる輻射熱，雪や氷の表面に接している気層から伝えられる伝達熱，および大気中の水蒸気の凝結によって与えられる潜熱の三成分に大きく分けることができる。ある積雪地域，雪渓，氷河などにおいて，これらの熱がどのような割合で融雪に寄与しているか，ということがしばしば議論される（例えば，Havens[1]，Dibben[2]，Ōnuma[3]，大浦[4]，Streten[5]，Gilbert[6] など)。この割合は，その地域の融雪期における気候的特性を示しており，積雪から万年雪，氷河への移行の条件，また氷河の盛衰を検討する際に重要な問題となる。

接地気層からの伝達熱**によっておこる融雪を一般に気温融雪とよぶ。気温融雪は気層の温度のみではなく，風の強さにも大きな影響を受ける。このような乱流交換によって気層から雪面に伝えられる熱を，直接測定することははなはだ困難である。伝達熱に関して，Prandtl の混合距離理論に由来する理論式がある。筆者らは以前，金山ダム流域および朱鞠内湖付近において，融雪観測と同時におこなった気象観測データからこの理論式を用いて伝達熱量を算出し，これに実測の輻射熱と蒸発・凝結の潜熱を加えた熱量を，実測の融雪量から求めた熱量と比較検討して報告した[4),7)]。その結果，計算値と実測値が大きくかけ離れることがしばしばあった。この理論式には，大気の安定度が中立であることなど，多くの仮定が含まれている。さらに，この理論式を用いて伝達熱量を計算するためには，気温，風速の垂直分布の測定が必要であり，実際にこの式を適用することはあまり有効ではない。

融雪予報，あるいは雪渓や氷河の季節による消耗過程の推定などをおこなう場合，どこででも簡単に測定可能な気象要素から気温融雪量を算出できる経験式があれば大変便利である。このような式を実験的に求める試みを含め，気温融雪に関する研究は古くからおこなわれている（例えば，吉田[8]，小口[9]，孫野[10]，四手井[11]，石井[12]，中村[13] など)。

筆者らは，近年開発された短波長 (0.3 μ) から長波長までほとんど全波長領域にわたって測定可能なネットラジオメーターを使用して，野外における熱収支の観測結果から，気温融雪の経験式を求めた。

* 北海道大学低温科学研究所業績　第1085号

** 顕熱とよぶこともある。

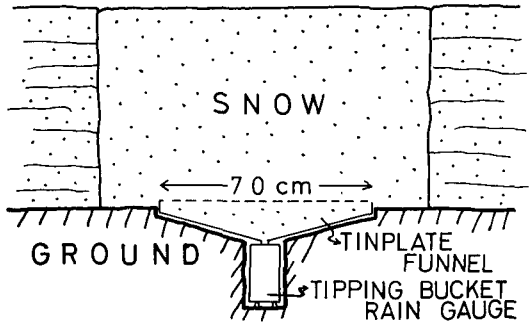
観測は，1968年4月14日から29日まで，北海道雨竜郡母子里においておこなった。

II. 観測方法

1. 融雪量

a) 融雪滲透水を測定する方法

観測開始の前日，深さ約80 cmの積雪をほぼ1.5 m四方にわたり底まで掘りおこし，約70 cm四方の角型の漏斗を置き，それに転倒ます型自記雨量計を接続させた。漏斗の上には，きれいな雪を周囲の積雪とほぼ同様の固さになるようにおおった。測定方法の概略を第1図に示す。積雪中を滲透してくる融雪水の内，漏斗にはいった分は雨量計に自記される。自記雨量計の1カウントは，3.13 $\times 10^{-3}$ g/cm^2 の融雪量に相当する。掘りおこした積雪面は，融雪が進行しほとんど完全に消え去るまで，周囲の自然積雪面とほぼ同じ状態で沈下した*。



第1図 融雪滲透水の測定装置

b) 雪面の沈下を測定する方法

雪面に垂直に立てた二本の杭の間にバネの付いた糸を水平に張り，糸と雪面との距離を測ることによって雪面の沈下速度を求めた。沈下量に表層の密度をかけ，融雪量を算出した（雪面沈下および蒸発量の測定方法の詳細については，文献4)を参照)。

2. 蒸発・凝結量

雪をつめた透明なプラスチック容器（直径14 cm，深さ6 cm）を，その表面が周囲の積雪面と一致するように埋め，1時間ないし2時間の時間間隔で容器を含めた重さを天秤にて測定し，質量の増減からその間の蒸発・凝結量を求めた。

3. 正味輻射吸収量

オーストラリアのC.S.I.R.O.製ネットラジオメーターの感部を，雪面上1 mの高さに水平に設置し，雪面の正味輻射吸収量を連続自記させた。

4. 気温

雪面上，1, 3, 10, 30, 100 cmの各点に，0.2度目盛の水銀棒状温度計を水平にとり付け，日中は1時間毎に読み取った。日射の影響を除去するために，水銀温度計の感部を金属の円管でおおい，数分間円管内を強制吸気させた後測定をおこなった。

5. 風速

雪面上，10, 20, 50, 100, 200 cmの各点に，小型三杯ロビンソン風速計をとり付け，各高さにおける風程の連続自記記録から，1時間毎の平均風速を求めた。

---

* 本報告で用いる「雪面沈下」とは，積雪表面における融雪の進行によって雪面が低下することを意味している。観測期間中は全層ザラメ雪であったので，積雪の沈降圧密による雪面の下がりはほとんど含まれていない。

6. 湿　度

雪面上，100 cm の高さにアスマン湿度計をとり付け，日中は1時間毎に読み取った。日射と雪面の反射の影響を除去するために，アスマン湿度計の感部の上下に二枚の金属円板をとり付けた。

以上の観測のほかに，ゴルチンスキー日射計およびロビッチ日射計による日射量の自記，アネロイドバロメーターによる気圧，ビラム風程計による風向の読み取りを，日中は1時間毎におこなった。

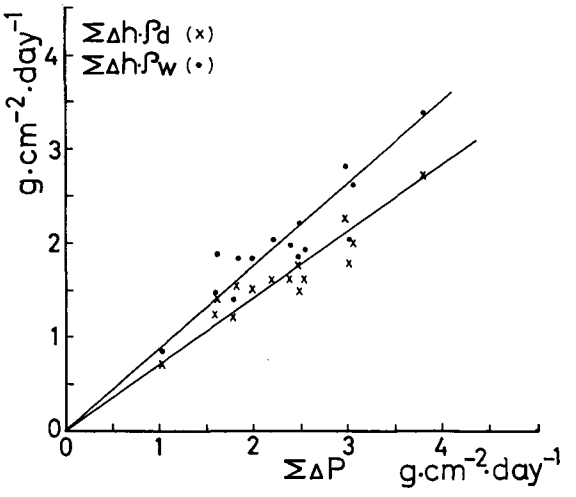
III. 観 測 結 果

1. 融 雪 量

雪面沈下から求めた融雪量（b)の方法）には，日射が積雪内部に透過，吸収されたためにおこる積雪内部の融解量が含まれていないので，積雪下層で滲透水を測定して求めた融雪量(a)の方法）に比べると値が小さい。表層の密度として含水率を考慮に入れた乾き密度を ρ_d，水を含んだぬれ密度を ρ_w，単位時間の表面沈下量を Δh とおいたとき，雪面沈下から求めた一日の総融雪量 $\sum \Delta h \cdot \rho_d$，$\sum \Delta h \cdot \rho_w$ と，滲透水測定から求めた一日の総融雪量 $\sum \Delta P$ との関係を第2図に示す。15日間の観測結果からそれぞれの比を求めると，

$$\sum \Delta h \cdot \rho_d / \sum \Delta P = 0.70$$
$$\sum \Delta h \cdot \rho_w / \sum \Delta P = 0.84$$

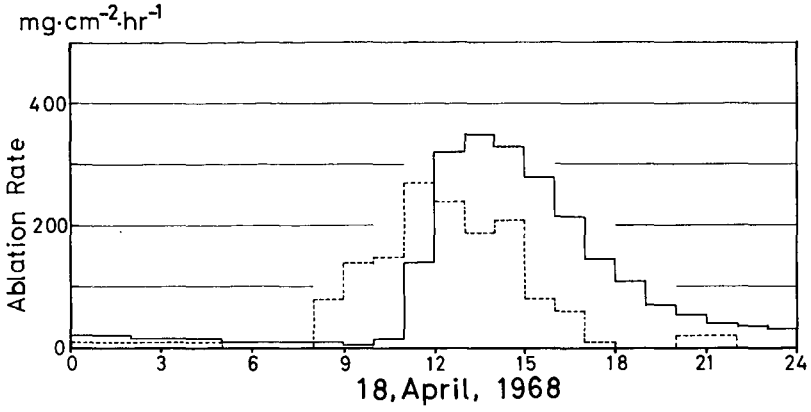
となる。



第2図　表面沈下測定から求めた一日の総融雪量と，滲透水測定から求めたものとの比較
(×)は表面沈下量と乾き密度から，(•)は表面沈下量とぬれ密度から計算した融雪量。1968年4月，15日間の結果

積雪表面付近で融けた水が積雪層中を流下するのにある程度の時間を要するので，a)の方法の結果は，b)の方法の結果に比べて，1～数時間の時間的遅れが現われる。これを示す一例として，第3図で，4月18日の毎時の ΔP と $\Delta h \cdot \rho_d$ を比較した。表面では8時～9時に融雪が始っているが，積雪下部に融雪水が到達するのは11時～12時である。また融雪速度の最大は，表面では11時～12時に，下部では13時～14時に現われている。この時の積雪深は約 65 cm であった。

b)の方法による結果には，積雪内部の融解が含まれないということに加え，日射の強い融雪期には積雪表面にささくれ模様や雪えくぼが生じ，表層の密度測定に若干の誤差が含まれるという欠点がある。一方 a)の方法では時間的な遅れはあるが，一日の総融雪量を求める場合には，極小値の時を境に分離することが可能なので，次章の解析には a)の方法による結果を使用した。



第3図 表面沈下測定から求めた毎時の融雪速度と，滲透水測定から求めたものとの比較の一例（1968年4月18日）
点線は表面沈下量と乾き密度から，実線は滲透水測定から求めた融雪速度。両者の間に，時間的遅れと，一日の総融雪量に差が認められる

(融雪水の流下速度) a), b) 二つの方法による融雪速度の最大値を示す時間差と，その時の積雪深とから，融雪水の積雪層内への平均的流下速度を求めることができる。積雪深が80 cm から 40 cm に至るまでの10日間の測定結果から，流下速度を計算すると，5～13 $\times 10^{-3}$ cm/sec となる。藤野[14]は，電解質を融雪水に含ませて，積雪内部に埋設した電極における極間抵抗の時間的変化から，融雪水塊の流下速度として，$2\sim5\times10^{-3}$ cm/sec を得た。吉田[15]は，融雪水の滲透流下現象について理論的な考察をおこない，皮膜流下速度に関して理論式を与えたが，これを用いると，含水率15%，密度0.5の雪では約 20×10^{-3} cm/sec となる。筆者等の結果は，藤野の結果に近く，吉田の結果より若干低い値を示している。

2. 気象要素

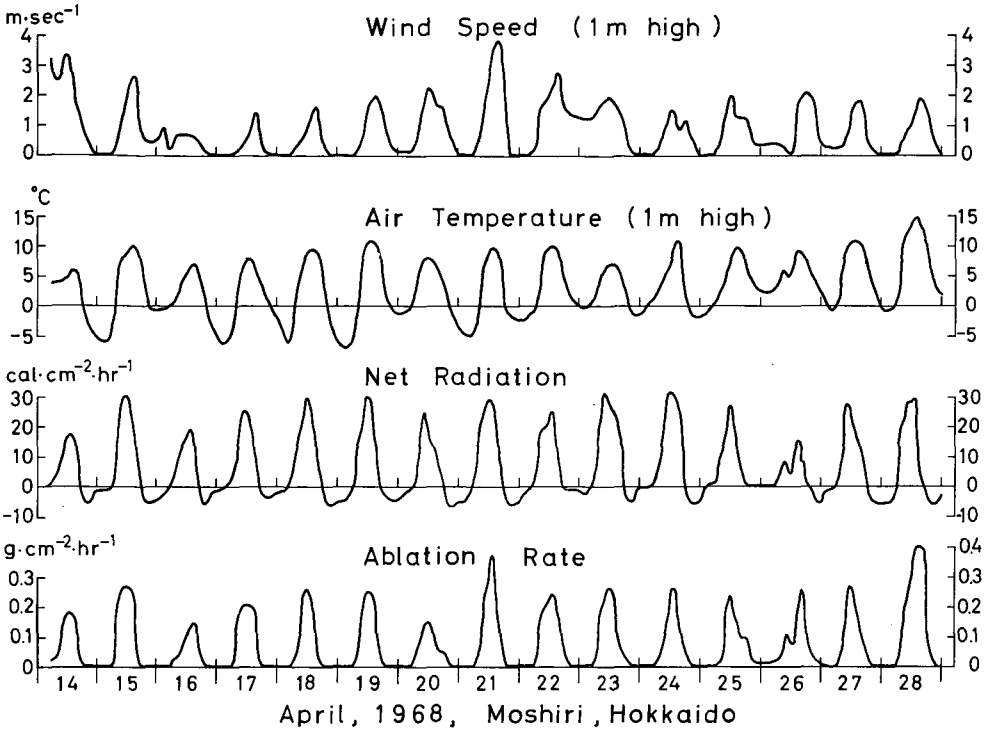
第4図に，雪面上1mの風速，気温，正味輻射吸収量および融雪速度の全観測期間中の時間的変化を示す。風速は風程の自記記録より求めた一時間の平均風速，気温は水銀温度計を日中は一時間毎，夜間は数時間毎に読み取ったものである。融雪速度は表面沈下量と乾き密度から求めたものである。気温，正味輻射吸収量とも夜間にはマイナスになることが多く，表面にクラスト層が生じ，夜間の融雪がおこることはまれであった。

その他の詳細な観測データについては資料集[16]を参照されたい。また結果の一部については既に報告した[17]。

IV. 気温融雪量と風速，気温の関係

雪面の熱収支に関する各要素を，Q_R：正味輻射吸収量，Q_A：乱流伝達熱，Q_M：融雪熱，$\ominus Q_E$：蒸発（凝結）熱，Q_C：積雪内への伝導熱とおくと，雪面における熱の出入りは，

$$Q_R+Q_A = Q_M+Q_E+Q_C \qquad (1)$$



第4図　風速，気温，正味輻射吸収量，融雪速度の観測結果
風速は一時間の平均値。気温は一時間～数時間毎の読み取り値。正味輻射吸収量は一時間の積算値。融雪速度は一時間の融雪量

と表わすことができる。融雪がさかんにおこっているときは，積雪全層が 0°C となり，$Q_C=0$ とおける。Q_M, Q_E はそれぞれ融雪量，蒸発・凝結量の測定から求めることができる。Q_R はネットラジオメーターにより直接測定される。従って，

$$Q_A = Q_M+Q_E-Q_R \qquad (2)$$

により，Q_A は実測値のみの代数和で表わされる。夜間，雪面は冷却してクラスト層ができることが多いので，観測結果から気温融雪の経験式を求めるにあたっては，融雪がさかんにおこっている昼間 (09 時～18 時) のみについて扱う。そのため，滲透水の測定から求めた一日の総融雪量 $\sum \Delta P$ から，凝結量 C_d* および夜間 (18 時～09 時) の融雪量 M_n** を差し引く***。

$$M = \sum \Delta P - M_n - C_d \qquad \mathrm{g/cm^2 \cdot 9hrs.} \qquad (3)$$

により表わされる M が，09 時～18 時の総融雪量である。第 1 表に，1968 年 4 月の 15 日間，1967 年 4 月の 3 日間の母子里における，M, $Q_M(80M)$, Q_E, Q_R, Q_A, $M_A(Q_A/80)$ および $\overline{V_1 \cdot T_1}$

* 降水量を含む。しかし，観測期間中実際には，非常にわずかな降水量しか認められなかったので，本報告では，熱収支の式において「雨による融雪」の項を無視した。

** 夜間の融雪量 M_n は昼間の融雪量 M に比べて小さい (10% 以下) ので，M_n の測定方法の相違による差は非常に小さい。従って，ここでは M_n を雪面沈下測定から求めた。

*** 蒸発量は $\sum \Delta P$ に含まれていないので，この場合考慮に入れる必要はない。

第1表 雪面の熱収支

年月日	融雪量 M	融雪熱 $Q_M=80M$	蒸発熱 Q_E	正味輻射吸収熱 Q_R	乱流伝達熱 $Q_A=Q_M+Q_E-Q_R$	気温融雪量 $M_A=Q_A/80$	(風速)×(気温) $\overline{V_1\cdot T_1}$
	g/cm²·9hr	cal/cm²·9hr	cal/cm²·9hr	cal/cm²·9hr	cal/cm²·9hr	g/cm²·9hr	(m/sec)℃
1968, Apr., 14	1.70	135	− 8	72	55	0.69	12.5
15	1.88	150	+ 6	141	15	0.19	16.9
16	0.99	79	− 4	83	8	−0.10	3.9
17	1.63	130	− 3	113	14	0.18	6.2
18	2.12	169	+ 7	139	37	0.46	9.4
19	2.30	183	+10	144	49	0.61	14.3
20	1.49	119	+28	86	62	0.77	12.8
21	2.88	230	+16	151	95	1.19	26.4
22	2.35	187	+ 9	118	78	0.98	17.8
23	2.99	238	− 2	145	91	1.14	9.6
24	2.97	237	− 3	151	83	1.04	11.2
25	2.43	194	− 3	110	81	1.02	10.5
26	1.47	117	− 8	61	48	0.60	8.7
27	2.47	197	+10	131	76	0.95	14.4
28	3.71	296	+ 4	171	129	1.62	18.8
1967, Apr., 24	1.68	134	+ 6	117	23	0.29	6.4
25	2.91	232	+ 3	172	63	0.79	9.8
26	3.52	281	+13	171	123	1.54	26.3

(注) i) 母子里における1968年4月の15日間，1967年4月の3日間の観測結果。

ii) Mは滲透水の測定より求めた一日の総融雪量から，凝結量，降水量および夜間 (18時～09時) の融雪量を差し引いた値。

iii) M, Q_M, Q_E, Q_R, Q_A, M_A はいずれも昼間 (09時～18時) の積算値。

iv) Q_E は蒸発のときプラス，凝結のときマイナスを示す。

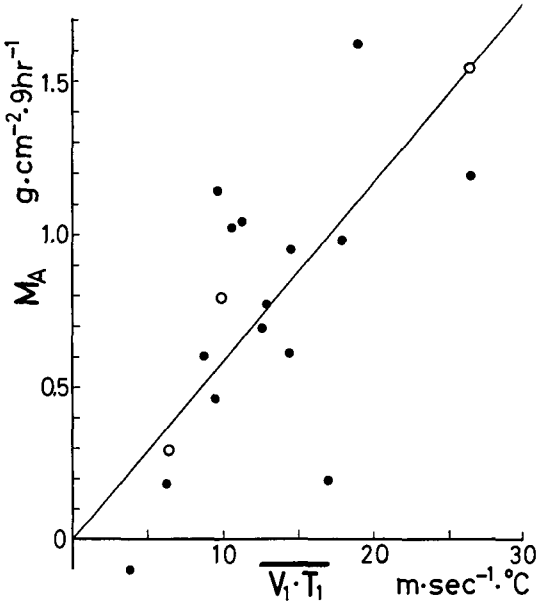
v) $\overline{V_1\cdot T_1}$ は昼間 (09時～18時) 毎時の，1 m の高さにおける風速 V_1 (m/sec)，気温 T_1 (℃) の積を，09時～18時の間についての平均値

の観測結果の一覧表を示す。$\overline{V_1\cdot T_1}$ は雪面上 1 m の高さにおける毎時の風速 V_1 と気温 T_1 の積を09時～18時において平均したもの，その他は09時～18時の間の積算値である。

第5図に，第1表の M_A, $\overline{V_1\cdot T_1}$ の関係を示す。図に示された両者の関係を，原点を通る直線で近似し，その勾配から，1時間の気温融雪量 M_A について，次のような経験式を導いた。

$$M_A = 6.5\times10^{-3}\, V_1\cdot T_1 \quad \mathrm{g/cm^2\cdot hr} \qquad (4)$$

但し，V_1, T_1 はそれぞれ雪面上 1 m の高さにおける風速および気温である。この式の適用範囲は，1時間の平均風速が1～4 m/sec のときである。



第5図 気温融雪量と (風速)×(気温) の関係
● は1968年4月，○ は1967年4月の観測結果によるもの

V. 蒸発量測定結果より導かれる気温融雪の経験式

Prandtl の混合距離理論より導かれる，大気の乱流によって輸送される熱量 Q_A についての理論式は，高さ Z_0 (粗度) における気温が雪面温度 0°C に等しいと仮定すると，次のような簡単な形に表わされる。

$$Q_A = \alpha V_1 \cdot T_1 \tag{5}$$

但し，

$$\alpha = \frac{k^2 \rho_a}{(\ln Z_1/Z_0)^2} C_P \tag{6}$$

ここで，k は Kármán 定数，ρ_a，C_P は空気の密度および定圧比熱，V_1，T_1 は高さ Z_1(1 m) における風速および気温である。

同様に水蒸気輸送量 E_V も，Prandtl の理論より次のように導かれる。

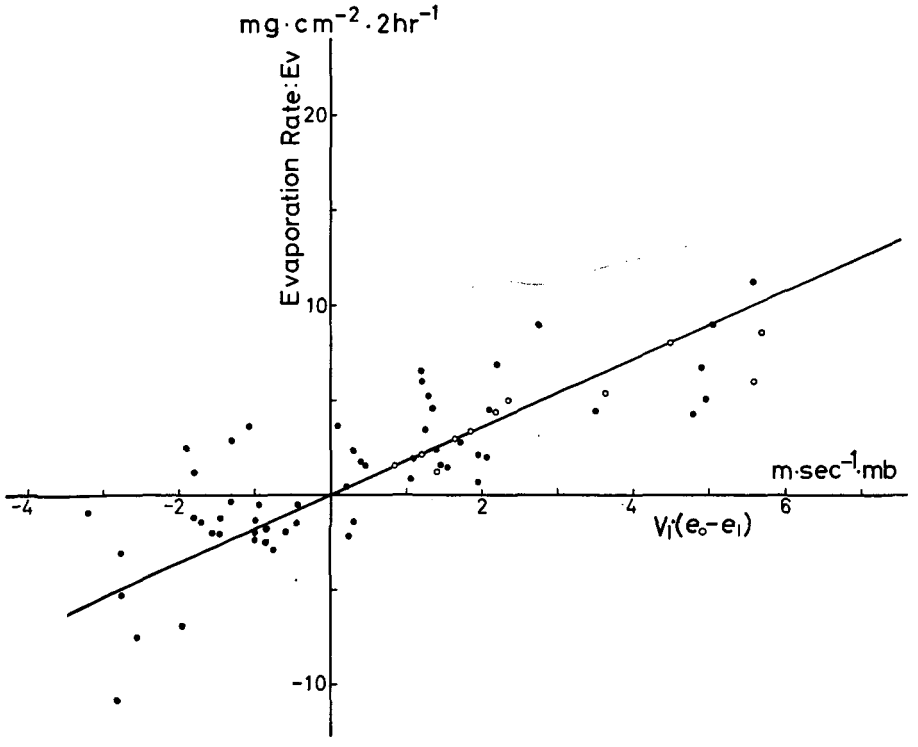
$$E_V = \beta V_1 \cdot (e_0 - e_1) \tag{7}$$

但し，

$$\beta = \frac{k^2 \rho_a}{(\ln Z_1/Z_0)^2} \cdot \frac{0.623}{P} \tag{8}$$

ここで，P は大気圧，e_0，e_1 は高さ Z_0，Z_1 における水蒸気圧である。(6)，(8) 式より，

$$\alpha = \frac{P \cdot C_P}{0.623} \cdot \beta \tag{9}$$



第 6 図　蒸発量と (風速)×(水蒸気圧差) の関係
● は 1968 年 4 月，○ は 1967 年 4 月の観測結果によるもの

を得る。

融雪のおこっている雪面付近の水蒸気圧は，0°C における飽和水蒸気圧にほぼ等しいと考えられるので，$e_0=6.1$ mb とおけば，E_V, V_1, e_1 の実測値から，(7) 式により β が定まり，さらに P, C_P を与えれば (9) 式によって α を求めることができる。

第 6 図に，日中 2 時間毎の蒸発量 (凝結はマイナス) E_V と $V_1(e_0-e_1)$ の関係を示す。図に示された両者の関係を，原点を通る直線で近似し，その勾配から β を定め，さらに母子里における観測期間中の平均気圧 $P=990$ mb, 0°C における理想気体状態の定圧比熱 $C_P=0.24$ cal/g・°C を (9) 式に代入して，1 時間の気温融雪量 M_A について，次のような経験式を導いた。

$$M_A = 4.3\times10^{-3}\, V_1 \cdot T_1 \qquad \mathrm{g/cm^2\cdot hr} \tag{10}$$

VI. 考　　察

IV 章および V 章に，それぞれ別の方法により求められた気温融雪の経験式 ((4), (10)) を示した。二つの方法の大きな相違は，IV 章では熱収支に関係する全ての要素の測定結果を使用して，気温融雪量を実測値のみから求めたのに対し，V 章では大気の乱流による熱量の輸送が水蒸気の輸送と同じ機構であると仮定して，蒸発・凝結量の測定結果のみを使用して式を導いたことである。前者の方法では，融雪量，蒸発・凝結量，正味輻射量それぞれの測定値に含まれる誤差* が累積され，気温融雪量に少なからぬ誤差が含まれていることが考えられる。その点後者の方法では，含まれる誤差が少ないと考えられるが，設定した仮定が実際の大気の状態を近似しているかどうか疑問がある。第 5 図，第 6 図に見られる測定値の大きなバラツキは，以上の原因のほかに，風速，気温，湿度の測定誤差にも起因していることは言うまでもない。

融雪量の測定方法について，筆者等は，一日の総融雪量を求める場合は積雪下層で滲透水の測定による方法が適当であると考え，その結果を使用したが，積雪深に対する漏斗の最も妥当な大きさについて検討の余地がある。坂田[18] は，漏斗受水器の口径の一辺の長さは 1 m 以上あることが望ましいと報告している。

筆者等が導いた二つの経験式には，係数に多少の差がある。これを，他の研究者の結果と比較するために，今まで種々の方法によって求められた気温融雪の経験式を次に整理して記す。M_A は単位時間の気温融雪量 (g/cm²・hr), V は風速 (m/sec), T は気温 (°C) を表わす。

1) 吉田等[8] (1950) は室内実験により次式を導いた。

$$M_A = (4.5+17\,V)\,T\times10^{-3} \tag{11}$$

但し，V, T は雪面上約 5 cm の値である。この実験では，常温の室においた小さな雪の試料に風を当てて風速を含む項の係数を定めているので，広い雪原の融雪にはそのまま適用することができない。

---

* それぞれの測定誤差を正確に見積もることは難しい。蒸発・凝結量の測定誤差は，蒸発計容器のへりの影響を無視できるとすれば，天秤の測定誤差のみであり，±1 mg/cm²・2hr 程度である。ネットラジオメーターの定数は，気象庁観測部測候課で検定された同種の輻射計との同時測定結果にもとずいて定めた値を使用した。

2) 小口[9] (1954) は 1) とほぼ同様の室内実験により次式を導いた。

$$M_A = (8+32\sqrt{V})\,T\times10^{-3} \tag{12}$$

3) 中村[12] (1964) は四手井等[11] (1955) の室内実験の結果を用いて次式を導いた。

$$M_A = (4.5+2.3\,V)\,T\times10^{-3} \tag{13}$$

4) Adkins[19] (1958) は，カナダの Salmon 氷河における風速と気温の垂直分布の観測結果から次式を導いた。

$$M_A = 7.6\,(T_{610}-T_{213})\,V_{213}\times10^{-3} \tag{14}$$

但し，T_{610}, T_{213}, V_{213} は雪面上 610 cm, 213 cm における値である。

5) 石井[13] (1959) は北海道岩見沢における蒸発量の測定結果から次式を導いた。

$$M_A = 5.4\,V_{1.5}\,T_{1.5}\times10^{-3} \tag{15}$$

但し，$V_{1.5}$, $T_{1.5}$ は雪面上 1.5 m における値である。風速が対数分布に従うと仮定して，これを 1 m の高さにおける V, T を用いる場合に換算すると，次式となる。

$$M_A = 6.0\,V_1\,T_1\times10^{-3} \tag{16}$$

6) Havens 等[20] (1965) は，北極の Axel Heiberg Island における風速と気温の垂直分布の観測から，風速が指数分布に従うとして，風速分布の指数を定め，次式を導いた。

$$M_A = 4.5\,V_{0.9}\,T_{0.9}\times10^{-3} \tag{17}$$

但し，$V_{0.9}$, $T_{0.9}$ は雪面上 0.9 m における値である。これを 1 m の高さにおける V, T を用いる場合に換算すると，次式となる。

$$M_A = 4.3\,V_1\,T_1\times10^{-3} \tag{18}$$

7) 大浦等[7] (1969) は，北海道金山ダム流域における蒸発・凝結量の測定結果から，次式を導いた。

$$M_A = 4.0\,V_1\,T_1\times10^{-3} \tag{19}$$

使用した測定値の数が非常に少ないが，筆者等が同様な方法で導いた (10) 式に近い結果となっている。

筆者等の結果を含めて以上の結果をまとめると，雪面上 1 m の高さの風速 V_1, 気温 T_1 を用いて，

$$M_A = 4.0\sim6.5\,V_1\,T_1\times10^{-3} \tag{20}$$

を得る。

熱量輸送の機構について，Prandtl の理論を認めるとすると，上記の式の係数は，Kármán 定数，空気の密度，比熱によって変化することになる。従って，観測する地域，季節など，地理的，気候的な相違によって，気温融雪を表わす式の係数は，多少違ってくることが考えられる。

VII. あとがき

どこででも手軽に測定可能な，雪面上1mの高さの風速と気温から気温融雪量を算出できる簡単な形の式を，野外における熱収支の観測結果にもとづいて導いた。このような研究は古くから試みられているが，筆者等は，輻射量，融雪量，蒸発量などの測定方法について色々検討して観測をおこなったため，従来の研究に比べると信頼度の高い結果が得られたと考える。

観測をおこなうにあたって，北海道大学雨竜地方演習林母子里作業所の方々に，色々便宜をはかっていただいた。また，北大低温科学研究所小林大二助手，小林俊一助手，大学院学生石川信敬君からは，観測に際して多くの協力を得た。以上の諸氏に，厚く感謝する。

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（特定研究）から支出された。

文　献

1) Havens, J. M. 1964 Meteorology and heat balance of the accumulation area, McGill Ice Cap. Jacobsen-McGill Arctic Research Expedition 1959-1962, *Meteorology*, No. **2**, 1-87.
2) Dibben, P. C. 1965 A heat balance study on Sørbreen, Jan Mayen. *J. Glaciol.*, **5**, 793-803.
3) Ōnuma, T. 1967 Studies on heat balance at natural snow surface and promotion of melting of snow. *In* Physics of Snow and Ice, Part **2**, (H. Ôura, *ed.*), Inst. Low Temp. Sci., Sapporo, 785-796.
4) 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付近における融雪の研究. 低温科学, 物理篇, **25**, 99-117.
5) Streten, N. A. and Wendler, G. 1968 The midsummer heat balance of an Alaskan maritime glacier. *J. Glaciol.*, **7**, 431-440.
6) Gilbert, O., Jamieson, D., Lister, H. and Pendlington, A. 1969 Regime of an Afghan glacier. *J. Glaciol.*, **8**, 51-65.
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 1969 幾寅（金山ダム流域）における融雪の研究 II. 低温科学, 物理篇, **27**, 399-403.
8) 吉田順五・小島賢治・青木真一 1950 融雪の実験的研究. 低温科学, 物理篇, **3**, 101-108.
9) 小口八郎 1954 融雪に及ぼす気温及び雪面の影響について. 農業物理研究, **3**, 33-41.
10) 孫野長治・熊井 基 1955 撒土融雪の熱学的研究. 雪氷の研究 No. **2**, 63-79.
11) 四手井綱英・坂 貞雄・槐嘉代子 1955 気温と風と融雪. 雪氷の研究 No. **2**, 97-104.
12) 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, 1-84.
13) 中村千里 1964 融雪時の雪面熱収支に関する研究. 北陸農業試験所報告 **7**, 1-28.
14) 藤野和夫 1968 積雪内部での融雪水の流下速度の測定 (I). 低温科学, 物理篇, **26**, 87-100.
15) 吉田順五 1956 融雪水の積雪内滲透. 低温科学, 物理篇, **23**, 1-16.
16) 小島賢治・小林大二・小林俊一・成瀬廉二・石川信敬 1970 母子里における融雪・気象観測資料 (1968). 低温科学, 物理篇, **28**, 資料集.
17) 小林大二・成瀬廉二・大浦浩文 1968 母子里における融雪量と流出量. 低温科学, 物理篇, **26**, 105-111.
18) 坂田初太郎 1961 融雪実験観測 (1). 雪氷, **23**, No. 4, 124-129.
19) Adkins, C. J. 1958 The summer climate in the accumulation area of the Salmon Glacier. *J. glaciol.*, **3**, 195-206.
20) 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**, 1-68.

Summary

It was attempted, in this paper, to obtain a simple relationship between the ablation rate due to sensible heat transfer and certain meteorological elements which can be observed readily in mountain regions or glaciers, for instance the air temperature and wind speed at a height of 1 m. For this purpose, detailed heat balance studies were carried out from April 14 to 29, 1968, at Moshiri, Hokkaido.

The heat balance at the snow surface may be expressed by the equation,

$$Q_R+Q_A = Q_M+Q_E+Q_C \qquad (1)$$

where Q_R is the radiation absorbed by snow, Q_A is the sensible heat transferred by turbulence from the air to the snow, Q_M is the latent heat of snow melt, Q_E is the latent heat of evaporation (negative for condensation) and Q_C is the heat of downward conduction within the snow cover. When the snow is melting at a considerable rate, Q_C may be elliminated. The amount of Q_A can not be measured directly, but it may be obtained by eq. (1) using the observed data of net radiation, ablation and evaporation (condensation). From the measurements of these elements concerning the heat balance, an empirical formula of ablation rate due to sensible heat transfer may be determined. Assuming that the Prandtl's mixing length theory may be applicable, another empirical formula of the same type can be derived using the results of the evaporation measurements.

Throughout the period of the observations, the radiation absorbed by the snow cover was continuously recorded by a net-radiometer, which had an ability of measurement covering a range from a short wave (0.3 μ) to a long wave, mounted at a height of 1 m above the snow surface. The air temperature, humidity, wind speed and evaporation rate were measured continuously or hourly in the daytime.

Measurements of the ablation rate were made by two different methods: one was carried out by measuring the snow-surface lowering and the other was made by continuous recording of the amount of water percolating through the snow cover. The system is illustrated in Fig. 1. It was found that the daily amount of percolated melt water invariably largely exceeded the water equivalent of the corresponding surface lowering, and it was also found that the maximum ablation rate measured at the bottom of the snow cover appeared at 1~3hrs. after the maximum rate made its appearance at the surface, as shown in Fig. 3. Figure 2 shows the relation between $\sum \Delta h \cdot \rho_w$, $\sum \Delta h \cdot \rho_d$ and $\sum \Delta P$, where Δh is the amount of surface lowering in a unit time, ρ_w is the bulk density, ρ_d is the dry density of the surface snow and ΔP is the amount of percolated water measured at the bottom of the snow cover in a unit time. The subsurface melting of snow caused by absorption of solar radiation in the interior of the snow cover may not be included in the amount of the surface lowering, therefore the method of percolation measurement should be more reliable for the total daily ablation.

Basic data of the meteorological observations are shown in Fig. 4.

Ablation rate in a daytime (09h~18h) is expressed as $M=\sum \Delta P - M_n - C_d$ (g/cm^2·9hrs.), where $\sum \Delta P$ is the total daily ablation measured by percolation, M_n is the ablation rate in a nighttime (18h~09h) and C_d is the amount of water given by condensation

and precipitation. The ablation rate due to sensible heat transfer denoted by M_A was obtained from the measurements of M, evaporation rate and net radiation, each in the daytime. The values of M_A in the daytime for 18 days plotted against $\overline{V_1 \cdot T_1}$ are shown in Fig. 5, where V_1 is the wind speed, T_1 is the air temperature at a height of 1 m above the snow surface. From this relation, an empirical formula was led forth as follows.

$$M_A = 6.5 \times 10^{-3} V_1 \cdot T_1 \quad \text{g/cm}^2 \cdot \text{hr} \qquad (4)$$

The evaporation rate for each 2 hours plotted against $V_1 \cdot (e_0 - e_1)$ are shown in Fig. 6. Where e_0 and e_1 are the water vapour pressure at the snow surface and at a height of 1 m. From this relation, another empirical formula is derived as follows, assuming that the Prandtl's theory of turbulent mass and heat transfer may be applied.

$$M_A = 4.3 \times 10^{-3} V_1 \cdot T_1 \quad \text{g/cm}^2 \cdot \text{hr} \qquad (10)$$

Many investigators hitherto have proposed various empirical formulae of the ablation rate due to sensible heat transfer, based on indoor experiments or field experiments. They are expressed as eq. (11) by Yosida et al[8] (1950), eq. (12) by Oguchi[9] (1954), eq. (13) by Shidei et al[11] (1955), eq. (14) by Adkins[18] (1958), eq. (16) by Ishii[12] (1959), eq. (18) by Havens et al[19] (1965), and eq. (19) by Ôura et al[7] (1969). Summarizing these results, M_A may be written as follows.

$$M_A = 4.0 \sim 6.5 \times 10^{-3} V_1 \cdot T_1 \quad \text{g/cm}^2 \cdot \text{hr} \qquad (20)$$

According to the theoretical formula derived from Prandtl's theory, the numerical value of the coefficient of the above empirical formula should be considered to vary slightly with the difference of the geographical or climatic conditions.