



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	母子里の小流域における融雪，流出および熱収支の研究 III（特に悪天候の影響について）
Author(s)	小島，賢治； KOJIMA, Kenji； 小林，大二 他
Citation	低温科学．物理篇， 31， 159-177
Issue Date	1973-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18227
Type	departmental bulletin paper
File Information	31_p159-177.pdf



Kenji KOJIMA, Daiji KOBAYASHI, Hideaki ABURAKAWA, Keishi ISHIMOTO, Shuhei TAKAHASHI and Toshishige FUJII 1973 Studies of Snow Melt, Runoff, and Heat Balance in a Small Drainage Area in Moshiri, Hokkaido. III (The Influence of Rainy Weather). *Low Temperature Science, Ser. A, 31*. (With English Summary p. 175)

母子里の小流域における融雪, 流出, および熱収支の研究 III*

(特に悪天候の影響について)

小島賢治

小林大二・油川英明・石本敬志**

(低温科学研究所)

高橋修平・藤井俊茂

(北海道大学大学院 理学研究科)

(昭和48年10月受理)

I. 緒言

北大雨竜地方演習林母子里の盆地を流れる川の流域を対象に、流域内の融雪量の分布、特に標高と斜面の向きによる融雪量の差異、その気象条件による変化、ならびに融雪流出高との関係等を1970年以来毎年4月中旬から下旬にかけて調査し、また流域末端の平地観測点(標高290 m)と山頂雪原(標高540 m)とにおける融雪量の差異を両地点での融雪面熱収支の観測結果から説明した。第1報¹⁾(1970)では高所ほど融雪量が大きい(融雪量の逆転)という異常分布に着目し、第2報²⁾とそれに次ぐ報告(短報^{3),4)}では、融雪量の逆転が無い場合でも晴天が多い時は、気温がそのまま関与する大気から雪への顕熱伝達量は山頂の方が風が強いためにかえって平地より大きい、それ以上に雪の蒸発による熱損失も山頂の方が大きいため、山頂の融雪量が低地より若干小さくなる場合が多いことを報告した。

今年(1973)も同じ流域で同様の観測を行なったが、4月22日から29日までの8日間の観測期間中降雨を見なかったのは24日だけという例年になく悪天候であった。そこで、そのような状況の下での融雪量の分布、これと盆地上空の温湿度ならびに風速の垂直分布、流域内の平地と高所における熱収支の特徴、平地での雨の融雪効果等に主眼をおいて観測結果を報告する。

II. 測定方法

1) 融雪量の分布

流域の境界尾根に沿う33カ所と平地観測点の2カ所に1.5 cm角、長さ160 cmの雪尺を

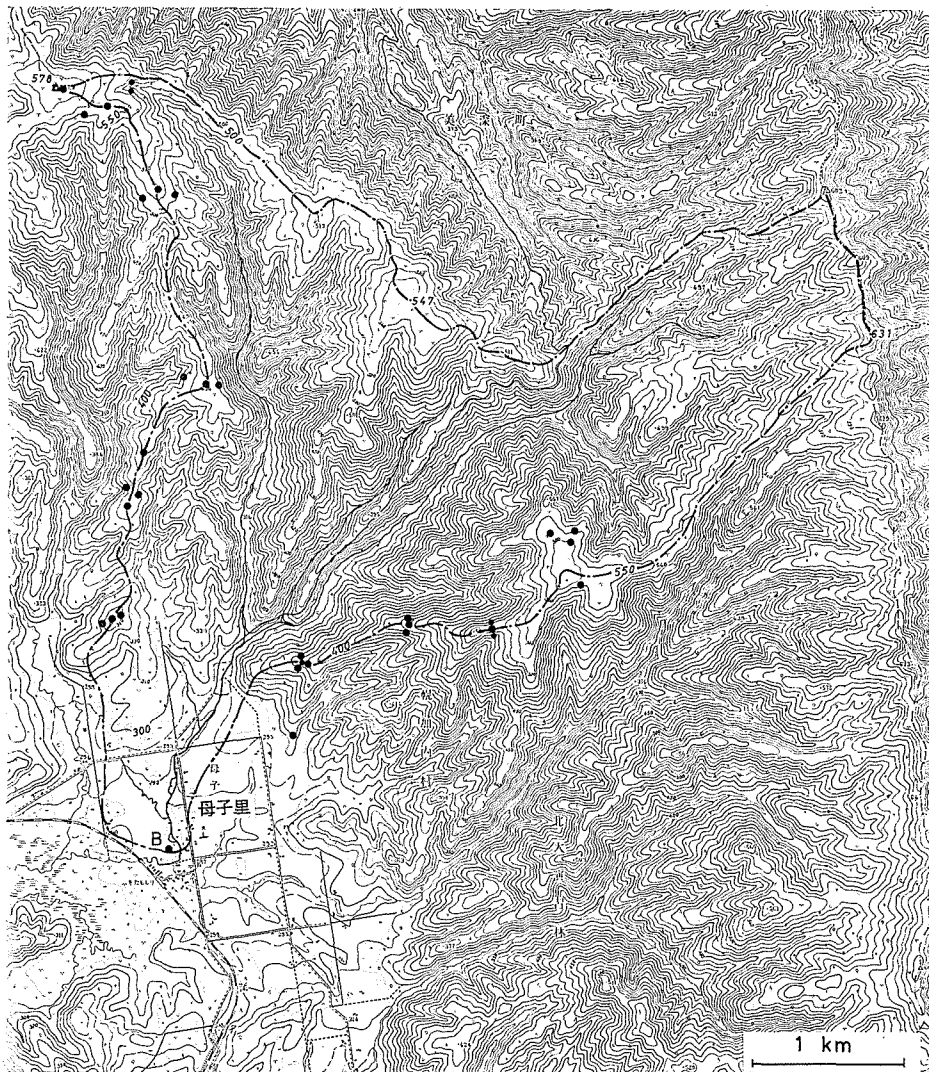
* 北海道大学低温科学研究所業績 第1282号

** 現在北海道開発局土木試験所

鉛直にたて、毎日ほぼ決った時間に融雪による雪面の鉛直低下量を測定した。流域の地形図に融雪観測点の位置を黒丸印で示したのが第1図である。Bと記号をつけたのは平地観測点で、そこでは融雪量と気象要素の観測のほか、川の流量と水温の測定、気球による気象要素の垂直分布の観測等を行なった。

平地観測点の雪尺は3時間おきに1日に5~6回、山の尾根沿いの雪尺は毎日1回原則として16~18時に読取りを行なったが、およそ同じ時刻間の総ての雪尺の測定値を比較できるのは4月23日の夕方以後の6日間である。

西側尾根の19本の雪尺のうち7本は標高の異なる尾根水平部分に、10本を東西斜面に、



第1図 流域の地形図

黒丸印は融雪量観測地点。Bは北大演習林母子里作業所構内の融雪、気象、川の流量等の観測点。左上の山頂(578 m)は融雪および気象観測点。一点鎖線で囲んだ扇形部分が調査流域。

残りの2本を頂上近くの南北斜面に設置した。

東側尾根沿いには6本を尾根水平部分に，8本を南および北斜面に立てた。雪尺をたてた斜面の傾きは $8\sim 22^\circ$ である。

2) 平地の融雪量と蒸発量

第II報に述べたのと同じように，(1) 80 cm 角の浅い漏斗を積雪中に埋めて自記雨量計に接続する方法と(2) 前記雪尺による方法，ならびに(3) 積雪の断面測定による方法等を併用して融雪量を測定した。蒸発量の測定法も従来と同じで，直径14 cm，深さ6 cmの容器内の雪試料の質量の増減から水蒸気の雪面への凝結量あるいは雪の蒸発量を測定したが，降雨が頻繁にあったため雨量との和を測定したことが多い。試みに雪面上約40 cmの高さに 60×90 cmの白色ラッカー塗りベニヤ板の屋根を設け，その下にも蒸発凝結量測定用の試料を別においたが，風が強い時には雨を完全に防ぐことが出来なかった。そこで，凝結量 E は高さ1 mの風速 V_1 ($m\cdot s^{-1}$)と水蒸気圧 e_1 mbの毎正時間平均値とから，経験式： $E=1.0 \bar{V}_1 (\bar{e}_1 - \bar{e}_0) mg\cdot cm^{-2}\cdot hr^{-1}$ を用いて全期間にわたり計算により求めて測定値と併用した。 e_0 は雪面での水蒸気圧であるが，雪面温度での飽和水蒸気圧を用いた。 $e_1 < e_0$ 従って $E < 0$ のときは E は蒸発量をあらわす。

3) 川の流量と流出量

流量の測定方法と流出量の算定法は第II報で述べたのと同じであるが，今回は流速の分布の測定にプロベラ式電流速計を用いた。ハイドログラフ上で流量 $1.37 m^3\cdot s^{-1}$ 以下の減水は毎日同一の減水曲線にのると仮定して毎日の流出量を算定したが，降雨流出量と融雪流出量を正確に分離することは出来なかった。

4) 気象要素

気象要素の測定方法も大体第II報と同じであるが，平地での風速測定にプロベラ式微風向風速計($10 m\cdot s^{-1}$ フルスケール)で高さ1.7→2.1 mの10分間平均風速・風向を自記する方法を採用した。また，サーミスタ温度計の乾・湿球感部のまわりの通風を従来の断続通風にかえて常時連続通風とした。温度計の検出端の位置が雪面上1 mおよび10 cmになるよう時折調整した。雪面温度の測定には赤外放射温度計を用いた。

西側尾根の最高点(標高578 m)でも気象観測を行なった。小型の組立式百葉箱内においた7日巻自記温湿度計で気温と湿度を，高さ1.2→1.4 mにおいた小型ロビンソン風速計で風速を，また，示差放射計で吸収放射量を測定した。山頂では雪の温度の測定と蒸発凝結量の実測は行なわなかった。

5) 盆地上空300 mまでの気温，湿度，風速の垂直分布

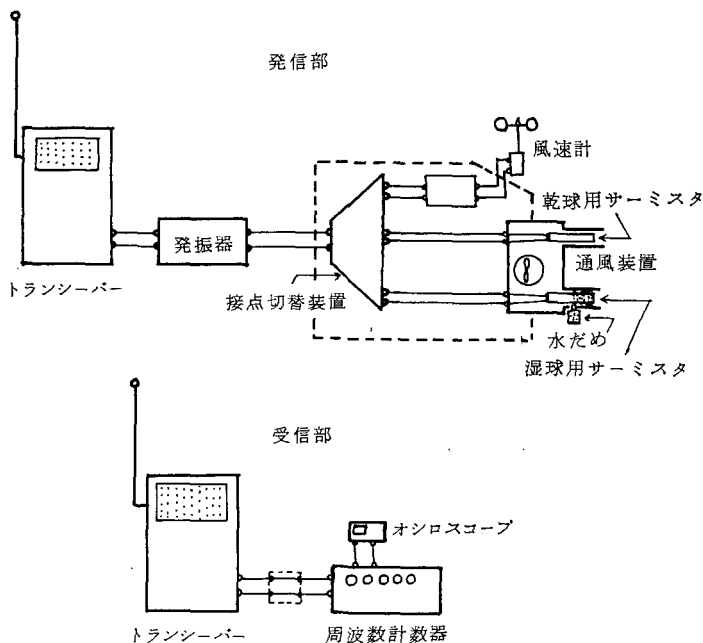
係留気球に無線気象観測器をとりつけ，気球を昇降させることによって，地上から高度約300 mまで，50 m毎に気温，湿度，風速を観測した。気球の高度の測定は係留索の長さで決めたので，実際の高度は50 m以下では問題ないが⁵⁾，それ以上の高度になると，風速と気球の浮力に依り，10～15 m程の誤差があるものと判断された。

第2図は無線気象観測器の原理図である。係留気球にとりつけた発信部は，乾球用サーミスタ，湿球用サーミスタ，通風装置，3杯小型ロビンソン型風速計，接点切換装置，CR発信器，トランシーバー，電源用乾電池等，また地上の受信部は，トランシーバー，周波数計数器，

モニター用オシロスコープ等で構成されている。

観測器の作動原理は、乾球用サーミスタ及び湿球用サーミスタの電気抵抗と、風速計の中に組み込んだ固定抵抗の3つの抵抗が接点切換装置によって自動的に各々20~25秒間づつ順次発振器の抵抗部に接続される。その抵抗値により発振周波数が決まり、その信号はトランシーバー(27.144 MHz)によって搬送され、地上のトランシーバーで受信される。受信された信号の周波数を計数器で読みとり、それぞれ乾球温度、湿球温度に換算する。また、風速測定の場合は、風速計の風杯が5回転する毎に風速計の接点が接触し、ある定まった周波数の発振が起るように風速計に固定抵抗を組み込んだので、一定時間内の信号の数を数えることによって風速が求められる。なお、秋山・矢島⁶⁾の平均風速測定に関する報告によれば風速の10分平均と1分平均との差は10~20%程度で、これより、1分間平均でもおおよそその風速の平均値としては実用出来るという結果を示している。このことから、最大25秒間程度の風速測定では妥当な風速の平均値を求めることが出来ないので、今回の観測の場合は、瞬間風速の測定と見なした。また、風速の測定には問題にならないが、乾球、湿球の温度測定には、発振器自体の、周囲の温度に依る発振周波数の変動の影響が考えられる。しかし、この変動の値を調べたところサーミスタの温度変化による周波数変化に対して1/100以下であったから、無視できるものとした。

今回使用した観測器は市販のトランシーバーを利用したことによって、野外への持ち運びが簡単で、安定性もあり、安価で操作も容易であった。



第2図 係留気球にとりつけた気象観測器の原理図。発信部は係留気球とともに昇降させ、地上の受信部で周波数を読みとることにより、地上から約300 mまで50 m毎に気温、湿度、風速を測定した。

6) 顕熱伝達量の算定

前報におけると同様に，顕熱伝達量 Q_A を

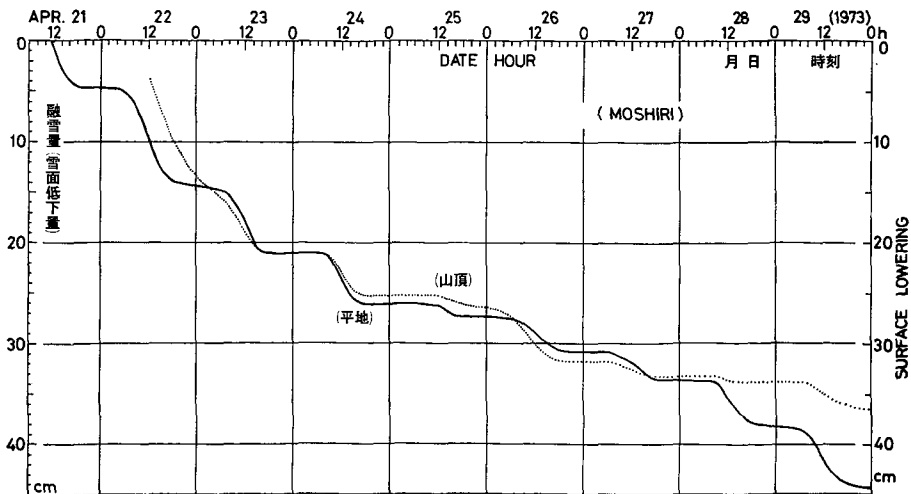
$$Q_A = 0.38(T_{a1} - T_0) V_1 \quad \text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hr}^{-1}$$

で計算した。但し， T_{a1} と T_0 はそれぞれ，雪面上 1 m での気温と雪面温度である。

III. 測定結果

1) 平地と山頂の融雪による雪面低下

平地観測点における積雪表面の 4 月 21 日，11 時 15 分以後の融雪による低下量を第 3 図に実線で示した。21，22 日の両日はよく晴れて融雪による雪面低下量（以後，融雪深と云うことにする）は 22 日だけで約 10 cm に達したが，その後の融雪深は 6~2 cm/day であった。第 3 図の破線で示したグラフは，西側尾根山頂の融雪深の時間的変化をあらわしたもので，測定開始が 22 日 12 時であるため，23 日 17 時の位置に対する相対変化を，平地の同時刻の値に加えて得た点を曲線で結んだ。4 月 23 日 17 時から 6 日間の融雪深は平地で 22.8 cm，西側尾根山頂では 15.0 cm，東側尾根山頂（標高 550 m）では 16.0 cm であったから，山頂の融雪深は平地のその 0.66~0.70 倍にすぎなかったわけである。この流域では，晴天が多い 1 週間の融雪深は山頂雪原では平地（290 m）の 0.9~1.0 倍が普通で，稀に 1970 年 4 月 22~29 日のように 1.2 倍（逆転）になることさえある。従って 0.7 倍という値は悪天候時に特有のもので，1972 年の観測期間前半の曇りまたは小雨が続いた時の比に近い。しかし，4 月 22~23 日朝にかけてと 26 日だけは山頂の融雪深の方が大きく，特に 22 日夜は平地で 2.4 mm の降雨があったにも拘わらず融雪深の逆転が特に著しかった。以上のような融雪量の平地と山頂とでの差異あるいは日による違いの原因は後の節で熱収支の観測結果により考察を加える。



第 3 図 融雪による雪面低下量の時間的変化。実線：平地観測点，1973 年 4 月 21 日 11 時 15 分以後の低下量。破線：山頂の雪面低下（4 月 23 日 17 時の位置を平地のグラフに一致させて画いた）

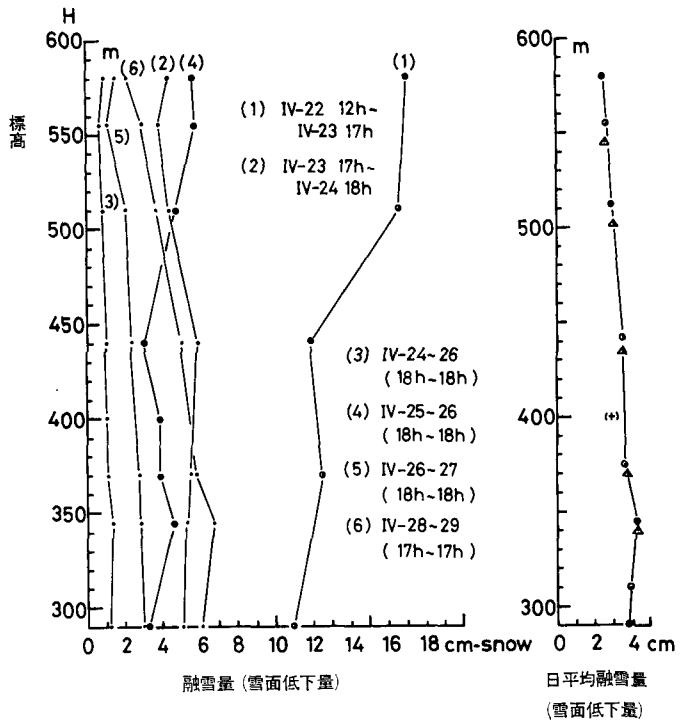
2) 流域内の融雪量の分布

(1) 尾根上の水平部分の融雪深の高度分布

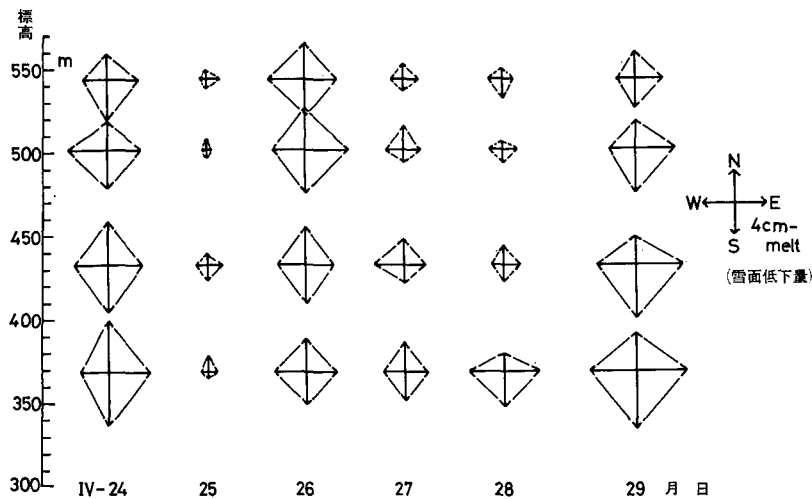
西側尾根水平部の1日毎の融雪深と標高との関係を示したのが第4図a)である。グラフ(2)~(6)は24~29日の毎日の前日の17時または18時から24ないし25時間の融雪深の高度分布である。22日の夕方の測定値はないので、グラフ(1)は4月22日12時から23日17時までの29時間の融雪深の高度分布である。平地の融雪深はその日の山頂と同じ測定時刻間の値を第3図から読みとったものである。

(1) 4月22~23日と(4) 25~26日には高所ほど融雪深が増す傾向がみられるが、他の5日間はいずれも高さと共に融雪深が減少する傾向が明らかであった。

同図(b)の黒丸印とそれらを結んだ実線は尾根水平部分の4月23日17時~29日17時の間の平均1日当りの融雪深の高度分布で、東西尾根の平均を用いた。この平均分布にもあらわれて



第4図 a) 水平な場所の雪面低下量の高度分布
 b) ○印と実線：4月23日17時~4月29日17時の平均日融雪深の高度分布、△印：同期間内の東西南北斜面の日融雪深(斜面垂直方向成分)の4方向平均値の高度分布

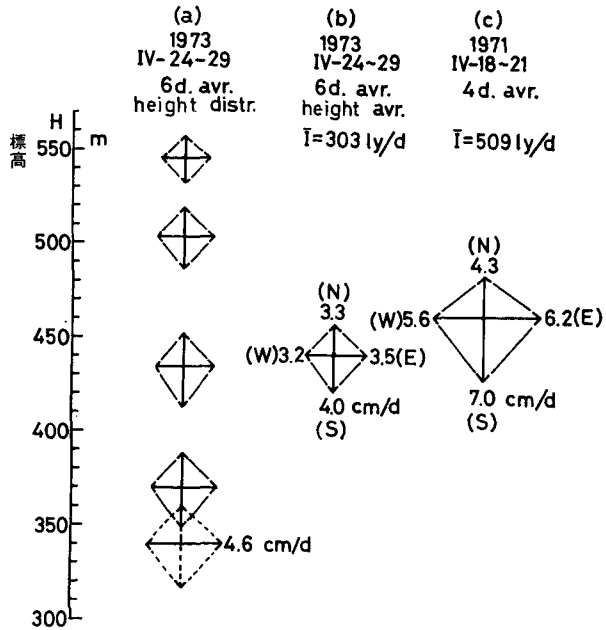


第5図 4月24~29日毎日の東西南北各方向の日融雪深の高度分布(前日の17時または18時から24または25時間の雪面鉛直低下量を矢印の長さであらわす)

いるが，平地より 50 m 高い尾根上で最大融雪深が見られることがしばしばあった。

(2) 斜面の融雪深

第 5 図は 4 月 24～29 日の毎日の 17 時または 18 時より前 24 ないし 25 時間の東西南北斜面の鉛直融雪深の高度分布を示したもので，各高度ごとに 4 方向の矢印の長さでそれぞれの向きの斜面の 1 日の融雪深をあらわした。斜面の融雪深も 26 日の逆転を除いて高所ほど小さく，方向による融雪量の差異が小さいのは悪天候が続いたこの期間の特徴である。第 6 図(a)は各方向ごとの 6 日間の平均融雪深の高度分布をあらわす。更にこれを高さについても平均して 4 方向の平均融雪深を矢印であらわすと第 6 図(b)のようになる。矢印の起点を観測点の平均の高さにおいて図示した。同様の方法で 1971



第 6 図 (a) 4 月 23 日 17 時～29 日 17 時の 6 日間の各方向斜面の平均日融雪深の高度分布 (各高度各方向毎の時間平均)。(b) 斜面の方向別に高さについても平均した日融雪深 (雪面鉛直低下量)。(c) 1971 年 4 月 18～21 日 (4 日間) の各方向斜面の平均日融雪深 (鉛直方向雪面低下量)。晴天が多くて比較的融雪量が多い場合の例。Īは平地観測点における平均 1 日当りの全天日射量

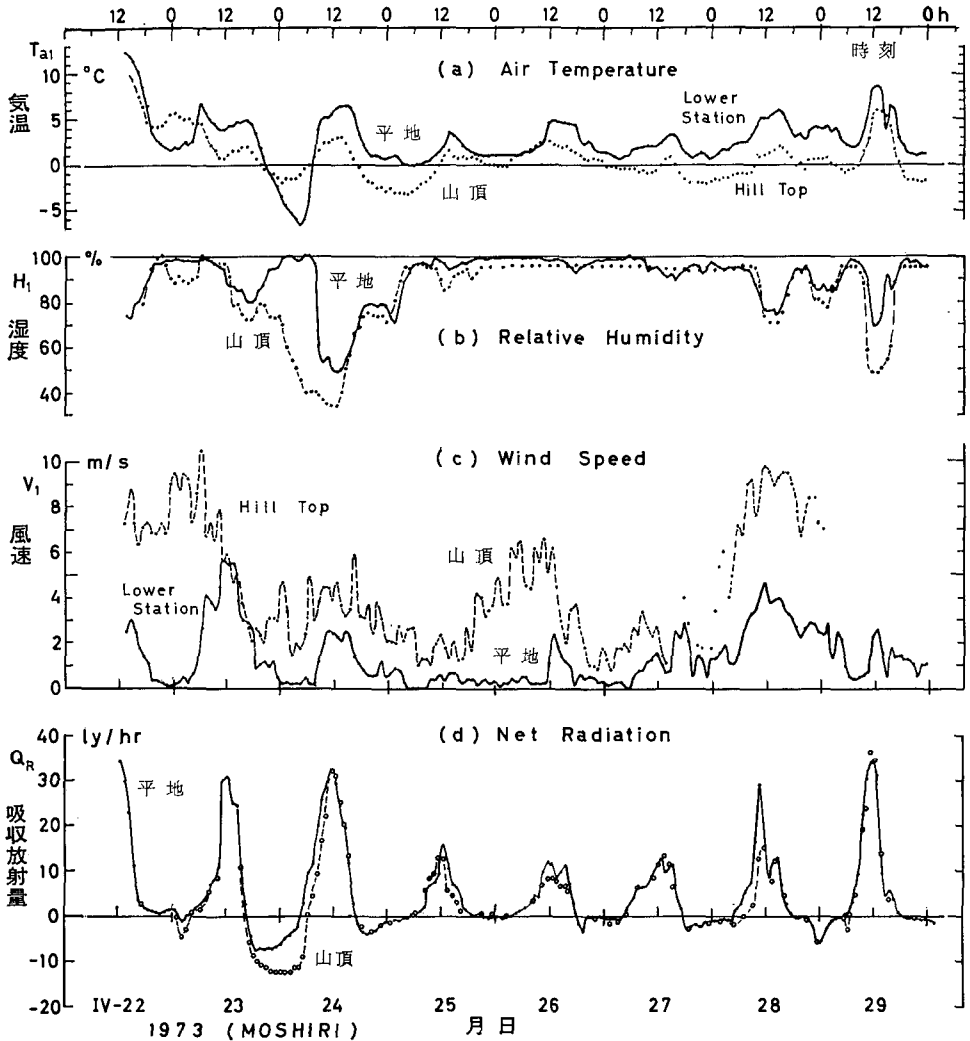
年 4 月 18 日から 4 日間の斜面鉛直平均融雪深をあらわしたのが同図(c)である。この 4 日間は晴れであったから各方向の融雪深とも今回のものより大きい，特に南斜面と北斜面の融雪深の比 1.6 は，今期間の南北斜面融雪比 1.2 よりはるかに大きい。なお，東西斜面の融雪深の比は何れも東が西の 1.1 倍であった。次に各高さ毎に斜面の鉛直融雪深の垂直方向の成分を 4 方向平均したものを観測点の平均高度に対してプロットすると第 4 図(b)の△印のようになりほぼ尾根の水平部分の融雪深の高度分布と一致した。

3) 平地と山頂とにおける気象要素と融雪面熱収支の比較

(1) 気象要素の比較

第 1 図に示したような平地と山頂とにおける融雪量の差異の原因を検討するために，まず，両地点で観測した気象要素すなわち，気温，湿度，風速および吸収放射量を比較する。第 7 図はこれらの量の毎正時間平均値 (放射量は積算値) の時間的变化を示すもので，測点を実線で結んだグラフが平地の観測値である。この観測期間中は 4 月 22 日を除き昼間の気温が平地，山頂ともに例年の同じ時期よりかなり低く，夜間の気温は平地では例年より高いが山頂では低かった。特に山頂の気温が 0°C 以下であった時間が非常に長かった。また，湿度が特に平地で非常に高く経過した。これらは云うまでも無く安定した晴天がほとんど無かったことによる。

平地と山頂との間の気温の逆転は普通晴天の夜間に著しいが，降雨があったにも拘わらず



第7図 平地および山頂観測点における気象要素の時間的变化。平地での測定値を表わす点を実線で結び、山頂の測点の一部を破線で結んだ。

(a) 雪面上1mの気温の毎正時間平均値, (b) 雪面上1mでの相対湿度毎正時間平均値, (c) 雪面上1mの毎正時間平均風速, (d) 毎正時間放射収支量 (山頂の測定値が平地と一致している時は山頂の測点を一部省略した)

4月22~23日の夜間および4月26日午前中には気温の逆転をみた。その他の日、特に27~29日にかけては山頂の気温は平地より2~4°C低かった。第1表(a)に4月22~29日の間に雪面上1mの気温 T_1 が0°C以下であった時間数, 1日の最低気温が0°C以下であった日数の割合, 最低気温の平均等を1970年と1973年の平地と山頂とについて比較した。第1表(b)は7日6時間のうちで1mの高さでの相対湿度が70%以下であった時間数を1970年, 1971年, 1973年の観測期間につき比較したものである。1970年のこの期間中、雨天は1日だけで、その他の日はおおむね晴れであった。

第1表 (a) 1970 および 1973 年 4 月 22~29 日に高さ 1 m の気温 T_1 が 0°C 以下であった時間数， 0°C 以下の日最低気温があった日数頻度，日最低気温の平均等の平地と山頂の比較
 (b) 1970 年，1973 年 4 月 22 日 12 時~29 日 18 時および 1971 年 4 月 15 日 12 時~22 日 9 時の間に高さ 1 m の湿度が 70% 以下であった時間数 (平地および山頂)

(a)

	1970			1973		
	$T_1 < 0^{\circ}\text{C}$		$T_{1\text{min}}$	$T_1 < 0^{\circ}\text{C}$		$T_{1\text{min}}$
	時間 hrs	日数頻度	$^{\circ}\text{C}$	時間 hrs	日数頻度	$^{\circ}\text{C}$
平地	68	7/7	-4.8	16	2/7	-0.4
山頂	0	0	+3.3	77	7/7	-1.3

(b) 湿度 $H_1 < 70\%$

	1970 IV-22~29 hrs	1971 IV-15~22 hrs	1973 IV-22~29 hrs
平地	43	56	10
山頂	×	98	18

第2表 平地と山頂の融雪面における熱収支の比較および融雪熱量の山頂対平地の比

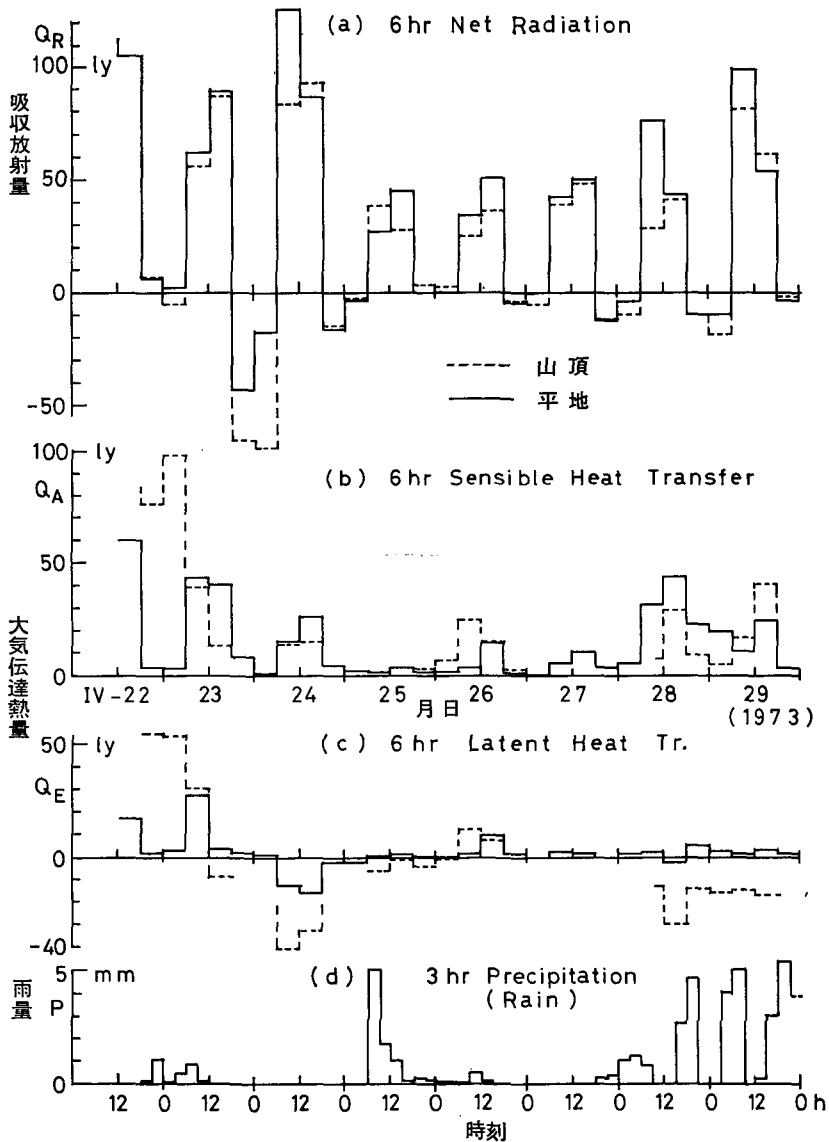
Q_R : 吸収放射量, Q_A : 顕熱伝達量, Q_E : 潜熱伝達量, 負号は雪の蒸発による熱損失, Q_r : 雨滴から雪に与えられる熱量, Q_M : 融雪熱量 = $Q_R + Q_A + Q_E + Q_r$
 ()……疑わしい値

場 所 月 日 時刻	平 地					山 頂					山頂/ 平地 比
	放射 Q_R ly	顕熱 Q_A ly	潜熱 Q_E ly	雨 Q_r ly	融雪 Q_M ly	放射 Q_R ly	顕熱 Q_A ly	潜熱 Q_E ly	雨 Q_r ly	融雪 Q_M ly	
IV-22 18h	13.6	23.0	15.7	0.7	53.0	6.3	199.8	128.6	0.84	335.5	6.71
VI-23 8	144.6	67.4	18.5	0.05	230.5	139	27.1	0.0	0.01	166	0.72
IV-24 8	190.9	41.4	-29.2	—	203.1	172.4	29.1	-66.4	—	135.1	0.67
IV-25 12	44.9	3.0	1.3	0.25	49.5	27.5	3.5	-1.3		29.7	0.60
IV-26 8	4.2	1.8	1.0	0.06	7.1	8.4	14.5	-1.0	0.01	21.9	3.08
IV-26 18	80.1	16.5	11.1	0.07	107.8	58.6	34.6	16.4	0.05	109.7	1.02
IV-28 8	111.5	69.2	-2.3	0.8	179.2	70.5	35.2	-43.1	0.16	62.8	0.35
IV-29 8	-16.5	41.3	8.0	2.4	35.2	-31.6	14.4	(-35)	0.0	(-52)	—
IV-29 18	149.4	33.3	3.6	1.5	187.8	144.3	56.0	-26.8	0.06	173.6	0.92
8~18h 計 (25日のみ12~18h)	721.4	230.8	3.0	2.6	957.8	612.3	185.5	-121.2	0.28	676.9	0.71

風速は一般に山頂の方が大きいですが、特に平地の風速が $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下であるのに、山頂の風速が $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ を越え、気温が山頂でも 0°C 以上であるときに融雪量の逆転が起った。放射量は昼間若干山頂の方が小さかったが、夜間は23~24日以外は大差がなかった。これは曇っていたためである。雨量は平地で測っただけである。

(2) 両地点での融雪面熱収支と融雪

山頂で融雪が起っていたと思われる時間帯につき、平地と山頂での雪面の熱収支の内容を



第8図 平地および山頂における6時間毎(0~6~12~18~24時)の(a)放射吸収量, (b)大気から雪への顕熱伝達量, (c)大気中の水蒸気の雪面への凝結または雪の蒸発による潜熱伝達量。平地と山頂をそれぞれ実線と破線で区別し、雪が熱を得る場合を正にとってある。(d)3時間毎(0, 3, 6, ..., 24時)の雨量

比較して第2表に示した。山頂では雪面温度の観測値がなく，温度も風速も一点ずつの観測しかないので，雪面凍結時の顕熱および潜熱伝達量の推定が出来なかった。表の各時間帯は8～18時の10時間と18～8時の14時間とにわけたが，25日の昼間は山頂の気温が 0°C 以上であった12～18時の6時間量を示し，27日は山頂の気温が低く，融雪があった時間帯がはっきりしないので除外した。18～8時の夜の熱収支は22～23日，25～26日の2回だけ算定した。融雪熱量 Q_M を放射吸収 Q_R ，顕熱と潜熱伝達量 Q_A ， Q_E ，雨からの熱伝熱量 Q_r および凍結層昇温熱量 Q_H の代数和として求め，表の最後の欄に Q_M の山頂対平地の比を示した。山頂での雨から雪への伝熱量の推定にあたっては，雨量は平地と同じと仮定し，温度は気温と湿度とから算出した湿球湿度に等しいとみなした。凍結層昇温熱量は，上記の時間区分については24日の8時以後僅かに $0.1\text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}$ あっただけであるから，第2表では Q_H の頃は省略した(平地の8時以前の Q_H については第3表に示す)。

山頂の方が平地より大きい融雪熱量を得たのは4月22日18時～23日8時，および25日18時～26日18時の間であるが，これは融雪量の逆転を観測した期間と一致する。どちらの場合にも顕熱伝達と水蒸気の雪面への凝結による潜熱伝達量とともに山頂の方が大きかったことによるもので，特に22～23日の夜間はその傾向がはげしかった。

その他の期間は何れも山頂の融雪熱量の方が小さく，平地の融雪熱量に対する比は0.60～0.92が4例，0.35が1例あった(28日)。これらは何れの場合も各熱量とも山頂の方が小さく，特に悪天候であったにも拘わらず雪の蒸発による熱損失が山頂で大きいことが注目される。第2表に記載した4月23～29日の8～18時の融雪熱量の和を比較すると，山頂では平地の0.71倍となり，この間の融雪量実測値の比とほぼ一致する。悪天候のため平地では蒸発よりも水蒸気の凝結による潜熱伝達が卓越して放射融雪の割合が例年より小さく，一方山頂では放射吸収量は平地より少なかったが，気温が低いことと蒸発が卓越したことにより放射融雪の割合はかえって例年より大きくなった。

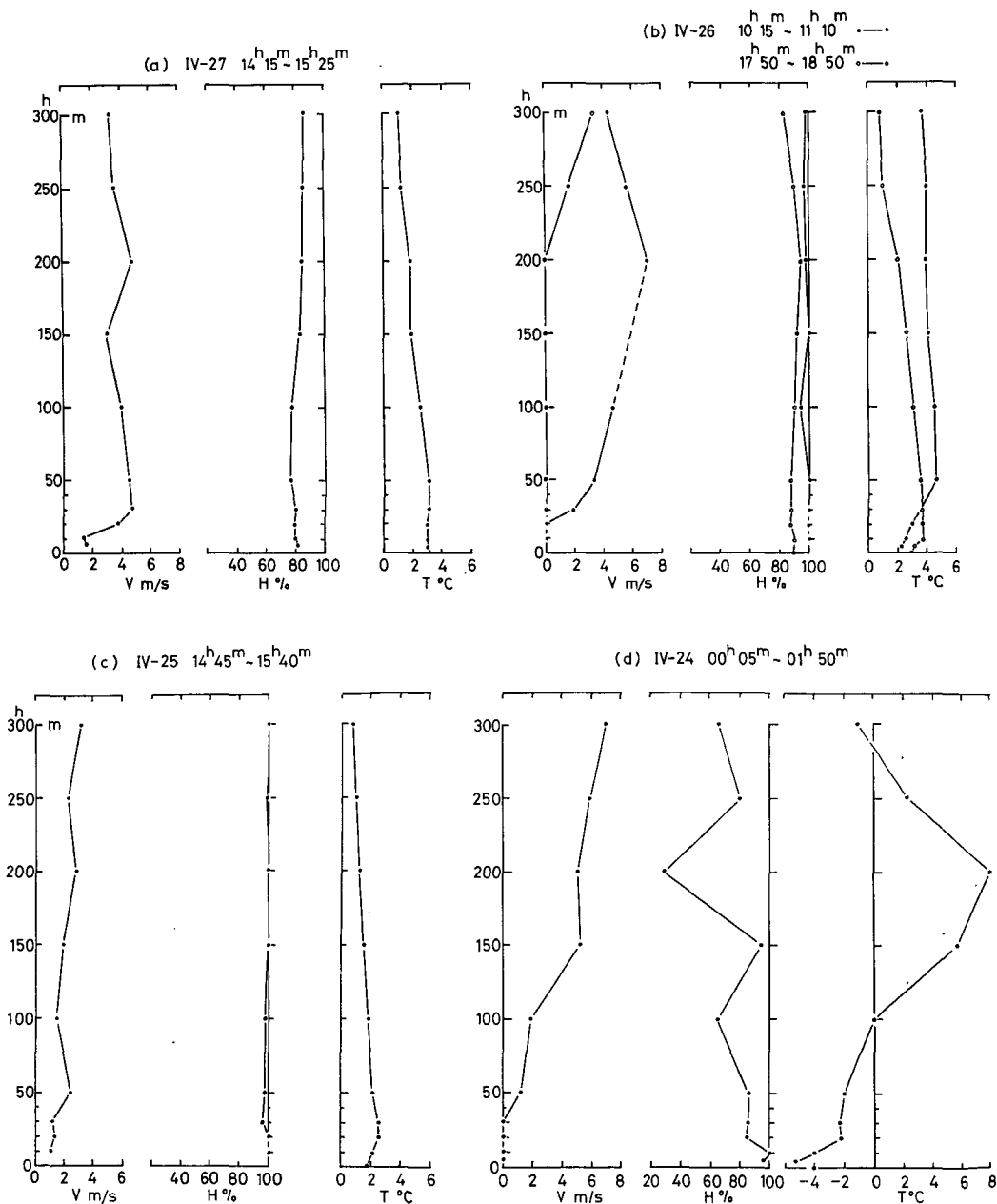
第8図は6時間毎の(a)放射吸収，(b)顕熱伝達量，および(c)潜熱伝達量を示したもので，平地は実線，山頂の値は破線で示した。ただし山頂の6～12時の Q_A と Q_E とは6～8時の推測値が含まれていることがある。(d)は平地における3時間毎の雨量である。この雨からの伝達熱量は図(a)～(c)と同じ熱量の目盛であらわすには小さすぎるのと，山頂の雨量実測値がないので第8図には省き，第10図により5節で述べる。

4) 盆地上空300 mまでの気温・湿度および風速の垂直分布

第9図(a)～(d)に4月27，26，25日の昼間および24日0～2時に気球で観測した盆地上空の風速 V ，湿度 H ，気温 T の垂直分布を示す。

第4図に示した融雪深の高度分布によると，4月27日には平地から50 mの高さまでは変化がなく，それから山頂にかけて次第に融雪量が減少し，25日にも全体に融雪量が少ないけれども高さによる変化の傾向は27日と似ていて若干変化率が小さいし，50 m上でごく僅かに平地より融雪量が多い。そして26日には逆に高所ほど融雪量が多いことは前にも述べた通りである。一方，気球観測による気温のてい減にもこれに対応する傾向が見られる。27日には，高さ50 mより上の平均の温度でてい減率は $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ，25日には湿度が殆んど100%で $0.5^{\circ}\text{C}/$

100 m であるのに対し、26日の11時には湿度が上空で未飽和であるのに気温のてい減は $0.3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ であった。更に風速も26日には高さ20 mまでは無風であるのに対し、200 m 上空では 7 m/s に達していたが、27日と25日にはこのように極端な差はなかった。また、25日と26日



第9図 気象観測用気球で観測した盆地の上空300 mまでの風速，湿度，および気温の垂直分布。高さHは平地観測点（標高290 m）から測った高度
 (a) 1973年4月27日，(b) 4月26日，(c) 4月25日。以上の3例は空が完全に雲で被われていた。(d) 4月24日0~2時，晴れた夜間の放射冷却による気温逆転の顕著な例

にはそれぞれ高さ 20 m と 50 m とに気温の最高がみられるが, 融雪量の高度分布にも同じ高さ
に極大があらわれた。このように気温と融雪量の高度分布の間に対応がみられたのは, この 3
日間曇天で放射融雪量が少なかったことにもよると思われる。23 日夜から 24 日朝にかけて
はよく晴れて, 第 7 図 (a) に見られるように, 山頂の気温は平地の気温よりかなり高く経過した
が, 24 日 0~2 時の気球観測によると, 高さ 200 m まで 13°C に及ぶ大きな気温の逆転があり,
その上にはまた急な急な減があった。なぜ高さ 200 m に, このような高温低湿度の気層があっ
たのかは明らかではないが, 23~24 日の融雪深の高度分布で, 高さ 150 m (標高 440 m) に極大
があったのは, 風速と湿度の分布も含めて第 9 図 (d) のような大気の状態に関係があったかも
知れない。

5) 平地観測点における熱収支の特徴と雨の融雪効果

4 月 22 日 12 時から 18 時まで, およびそれ以後 29 日 18 時までの夜間 18~6 時と昼間 6~
18 時の各 12 時間ずつの平地観測点における熱収支を第 3 表に示した。表中の I は全天日射量
で, 18~6 時の数値は云うまでもなく 18~19 時と 5~6 時の値の和である。 Q_R , Q_E , Q_r , Q_H
等は 3 節 (2) で, 第 2 表の説明に述べた通りである。負の Q_E は雪の蒸発熱, 正の Q_E は空気中

第 3 表 平地観測点における積雪表面層の昼夜 12 時間ずつの熱収支

月 日	時刻	全天日射量 I ly	放射収支量 Q_R ly	顕熱伝達量 Q_A ly	潜熱伝達量 Q_E ly	雨→雪 伝達熱 Q_r ly	凍結層 昇温熱量 Q_H ly	融雪熱量 Q_M ly	融雪量 (計 算) $M_{calc.}$ $g \cdot cm^{-2}$
IV-22	18h								
	6	1.4	7.4	7.3	3.9	0.28	—	18.9	0.24
23	18	397.5	150.8	83.1	30.3	0.51	—	264.7	3.32
	6	11.7	-61.5	9.4	2.5	—	9.9	-39.7	-0.50
24	18	588.0	211.7	41.4	-29.2	—	-9.9	214.0	2.69
	6	1.4	-20.8	6.1	-4.5	—	0.1	-19.1	-0.24
25	18	186.0	72.2	3.5	1.5	0.45	-0.1	77.6	0.97
	6	2.1	-0.5	1.4	0.8	0.05	—	1.7	0.02
26	18	169.8	84.8	16.9	11.3	0.08	—	113.1	1.42
	6	4.2	-6.6	2.5	1.2	0.01	—	(-2.9)	(-0.04)
27	18	202.1	92.1	14.6	3.1	0.05	—	109.8	1.38
	6	4.1	-16.7	8.8	1.0	0.26	—	-6.7	-0.08
28	18	277.1	119.5	74.1	-0.8	0.88	—	193.7	2.43
	6	2.1	-20.5	40.6	7.6	1.8	—	(29.6)	(0.37)
29	18	370.7	153.4	34.0	4.0	2.0	—	193.4	2.43
合 計		2218.2	765.3	343.7	32.7	6.4	0.0	1148.1	14.4
百分率 (%)			66.6	29.9	2.8	0.5		100.	
6~18h 計			884.5	267.6	20.2	4.0		1176.3	14.8
百分率 (%)			75.2	22.7	1.7	0.3		100.	

(注) $Q_M = Q_R + Q_A + Q_E + Q_r + Q_H$, $M_{calc.} = Q_M / 79.7$

() は疑わしい値

きにこの地域で普通観測される 80~90% にくらべればよほど小さいことになる。

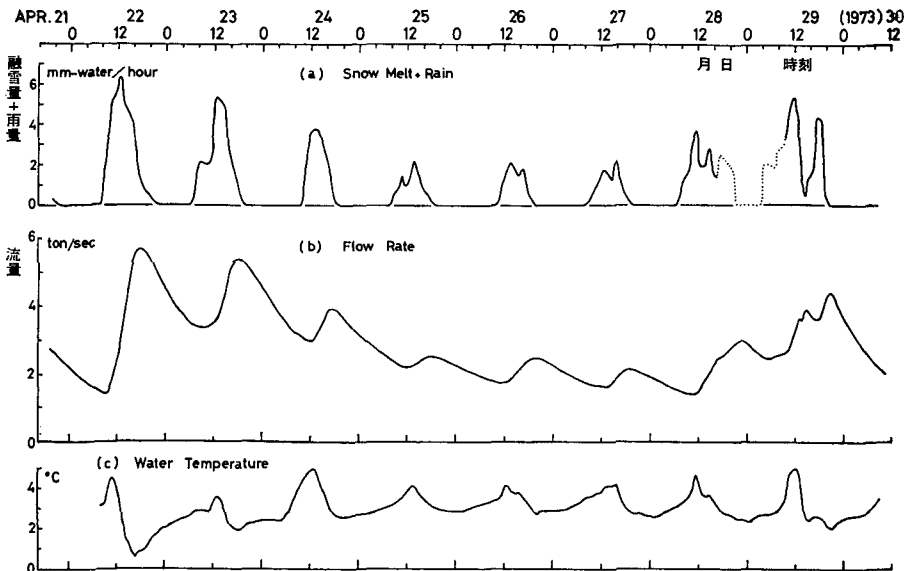
第 10 図には、6 時間毎の雨から雪に伝達された熱量を図示した。雨の温度は、高さ 1 m のサーミスタ湿球温度の平均値に等しいとみなし、これと雨量とから交換熱量を計算した。この期間の雨の平均温度が $+1.9^{\circ}\text{C}$ と低かったこともあって、約 40 mm の降雨量があったにも拘わらず、この雨から雪へ伝達された熱量は、雨が降っていた間の水蒸気の雪面への凝結 (1.0 mm) による潜熱伝達量の僅か 1/9 にすぎなかった。従って 22 日 12 時~29 日 24 時までの全融雪熱量に対し、雨自身の融雪熱量は 0.5%、夜間の 6 時間量についても 2% 以下の寄与をしたにすぎない。しかし前に述べたような 2 次的効果は大きく、降雨の時刻と雨量、温度等の条件により、一般に晴天時より 1 日の融雪量を小さくすることもあればまた倍増することもある。

6) 融雪・降雨流出量と平地融雪量

第 11 図 (b) は流域末端の平地で測定した水位と流量にもとづくハイドログラフで、同図 (a) は平地で観測した 1 時間融雪降雨流出水量の時間的変化である。このハイドログラフから推定した降雨・融雪流出高は 22~29 日の総量では 17.9 cm であるが、一方、平地観測点での自記融雪計の記録による融雪・降雨量のこの間の総量は 20.6 cm-water であった。高所の融雪量が少なかった傾向を反映しているように思われる。特にこの傾向が著しかった 27~29 日の 3 日間の流出高 5.8 cm に対し、平地の降雨・融雪量は 9.0 cm-water であった。悪天候のため、流量の時間的変化は 1970, 71 年に観測された結果とくらべて大きな差異がある。

7) 川の水温について

第 11 図 (c) に川の水温の時間的変化を示す。これはサーミスタ温度計の感部の 1 本を川の



第 11 図 (a) 自記融雪計 (受水漏斗の位置は雪面下 40→10 cm) による毎正時間融雪および降雨流出水量
 (b) 平地観測点における川の流量の時間的変化
 (c) 川の水温の時間的変化

水中に吊して測定したものである。川の水温は 1.4~3.9°C の較差をもって日変化をくりかえし、4 月 22~29 日の間では日最高水温は 3.6~5.0°C、日最低水温は 0.6~2.8°C の間にあった。最高水温はほとんどの場合日射量が最大となった時刻の近くで起き、最低水温は最大流量時に起きることが多かった。最低水温は流量が少ないほど高く、最低水温の最低 (0.6°C) は最も融雪流出量が多かった 22 日の夕方に観測された。最高水温は日射量と融雪流出量とに左右され、気温の直接の影響は小さい。

IV. 結 語

同じ流域で 1970 年から行なった従来の観測結果では、0.5~1.0°C/100 m という普通の気温でい減に対応する形の融雪量の高度分布は得られなかったが、今回の観測期間中は悪天候で日射による融雪量が少なかった為か、高さと共に融雪量が減少するあきらかな傾向がみられた。しかし悪天候のもとでも、気温のてい減率が非常に小さいか、または盆地の底から 100 m 以上の厚さにわたって気温の逆転があり、しかも、盆地の底だけ風が極端に弱い場合には融雪量の高度分布にも逆転がみられ、顕熱のみならず潜熱の大気から雪への伝達量の大小正負が融雪量の高度分布に大きく影響することを確かめた。高度差 200~300 m 程度の山の上下での熱収支の差異については、特に気温の逆転と風速差に着目した Wendler⁷⁾ の報告がある。筆者等が 1970 年に融雪量の特異な高度分布を観測したときは、電源のない山頂での気象観測の不備から熱収支による十分な説明が出来なかった。その後、山頂でも気象要素の自記を行なうようになってからは、当時のように長期にわたる融雪量の逆転には遭遇する機会がない。

悪天候が続いたことにより、雨の融雪効果ならびに高温高湿の大気中の水蒸気の雪面への凝結による潜熱伝達の融雪効果が相当の量になる観測例を得ることを期待したが、潜熱伝達が最大の融雪熱源になったことはなかったし、特に 23 日以後は気温が低下したため、顕熱・潜熱の伝達による融雪効果はともにさほど大きくなり、特に昼間は放射吸収の効果にくらべてはるかに小さいものとなった。雨自身の融雪効果は前述の通り取るに足らぬ程度であった。

冬期間の融雪流出の観測も続けているが、これについては別に報告する予定である。

この観測にあたり、昭和 48 年新入の北大大学院修士課程地球物理専攻の学生諸君 7 名の助力を得た。また北大雨竜地方演習林ならびに同演習林母子里作業所から種々観測上の便宜を与えられたことに対し深く謝意を呈する。研究に要した費用の一部は文部省科学研究費補助金(自然災害特別研究)によった。

文 献

- 1) 小島賢治・小林大二・小林俊一・油川英明・石川信敬 1970 母子里の小流域における融雪、流出および熱収支の研究 I. 低温科学, 物理篇, **28**, 175-190.
- 2) 小島賢治・小林大二・油川英明・成瀬廉二・石本敬志・石川信敬・高橋修平 1971 母子里の小流域における融雪, 流出および熱収支の研究 II. 低温科学, 物理篇, **29**, 159-176.
- 3) 小島賢治・小林大二・油川英明・石川信敬・高橋修平・石本敬志・藤井俊茂・坂木洋和 1972 盆地周辺の小流域における融雪量の高度差について. 一付: 盆地上空の気温垂直分布一, 低温科学, 物理篇, **30**, 216-219.

- 4) 小島賢治 1972 盆地周辺における融雪面熱収支の高度差と, その融雪および融雪流出への影響. 第9回 災害科学総合シンポジウム論文集 (1972, 仙台), 97-98.
- 5) 中島正一 1967 係留気球による低層気象観測について. 気象時報, **34**, 第1~3号, 48.
- 6) 秋山泰三・矢島幸雄 1972 CR 回路を用いた平均風速測定の実験報告. 天気, **19**, No. 2, 19.
- 7) Wendler, G. 1971 An estimate of the heat balance of a valley and hill station in central Alaska. *J. Appl. Meteorol.*, **10**, 684-693.

Summary

An areal variation of the rate of snow melt in a drainage area of 11.4 km² in Moshiri, Hokkaido, has been studied every late April since 1970 in connection with snow melt run-off and heat balance at the snow surface.

In the first report (1970) it was pointed out that the greater rates of snow melt were observed at the higher altitude under a condition of continuous fine weather and strong inversion of the air temperature with a considerable difference between wind speeds at the higher and lower places. This is similar to the phenomena observed by Wendler (1971) at Fairbanks, Alaska. The second report (1971) indicated the effect of energy loss due to greater rates of snow evaporation at higher places during fine days. However, no consistent variation of melting rate with elevation was found in 1971 and 1972.

Similar observations were made during a week starting Apr. 22, 1973. The weather condition was characterized by unusually frequent rainfalls and continuous overcast. The influence of such a condition upon the melting rate of snow and its areal variation in the drainage area is reported here.

Thirty-five snow stakes were set at various places with different altitudes mainly along the two boundary ridges of the drainage area as shown by solid circles in Fig. 1. Some of them were on the slopes along the east-west or north-south directions. Two stakes at the lower base (Site B), which is on a level snow field near the outlet of the drainage area and has an elevation of 290 m, were read several times a day and other stakes were read once a day at about 1700~1800 hours. The radiative energy absorbed by snow, the air temperature, the vapor pressure, and the wind speed at a height of 1 m above the snow surface were observed at Site B and also on a flat field near the top of the west ridge, which had an elevation of 580 m.

The results of stake measurements show a clear tendency of decreasing melting rate with increasing altitude except for two periods: that is, (a) 1200, Apr. 22~1700, Apr. 23 and (b) 1800, Apr. 25~1800, Apr. 26, during which inverse distributions of melting rate were observed as shown in Fig. 4(a). The total amount of surface lowering of snow due to melting during 6 days after 1700 h, Apr. 23 was 22.8 cm at Site B and 15 cm at the highest observation site. The ratio $15/22.8=0.66$ is much smaller than generally observed values, 0.9~1.0 for fine weather during this season. The melting rates of snow on the slopes are found to have the similar variation with altitude to those at the level places on the ridges (Fig. 6(a)). The average melting rate on the east slopes was about 1.1 times that on the west slopes and the melting rate on the south slopes was 1.2 times that on the north slopes. The ratio of the melting rate of the south slopes to that of the north slopes is compared with that observed for clear

days in 1971, which had the much greater value of 1.6. The angles of inclination of the slopes, where the stakes were set, were $8\sim 22^\circ$ and averaged 13.9° .

Comparing the meteorological data observed at Site B with those at the highest site as shown in Fig. 7, the following characteristics are found: (1) The air temperatures at Site B were lower than usual during the daytime but higher at night, and this made rare freezing of free water in the snow at night. The air temperatures at a height of 1 m above the snow surface at the highest site were mostly lower by $2\sim 4^\circ\text{C}$ than those at the lower base except for the short periods of inversion; (2) The air humidities were always comparatively high at the lower base except on Apr. 24; (3) The wind speeds were mostly much higher at the highest site than at Site B, but in a different way from the case of lasting fine weather; (4) The radiation balance at Site B was nearly the same or slightly higher than that at the highest site except at the clear night of Apr. 23~24, and the diurnal radiation was generally smaller than usual.

From these data, the heat for snow melt Q_M is calculated by adding the amounts: sensible heat transfer Q_A , latent heat transfer Q_E , net radiation Q_R , and heat transfer from rain to snow Q_r . The amounts of Q_A and Q_E are estimated by empirical formulae relating with air temperature, vapor pressure, wind speed at a height of 1 m and surface temperature of snow. Thus the calculated heat balance at Site B is compared with that at the top, where the estimation of Q_A and Q_E can be made only for the periods when snow is apparently melting because of the lack of the data about surface temperatures. Every 6 hour amounts of Q_R , Q_A , and Q_E at both sites are compared in Fig. 8. The latent heat transfer is found to be mostly positive at the lower base because condensation occurred more frequently than evaporation. The positive amounts of Q_E and Q_A at the top are specially greater than those at Site B during the first night of the period. This is related to a warm humid wind blow with a velocity of $7\sim 10\text{ m/s}$ at the top and a very weak wind at the lower base and also a temperature inversion. A similar condition is found to exist during another period, Apr. 25~26, though the inversion is not very remarkable. These two periods agree with those of inverse profiles of melting rate. On the other hand, the heat loss by a comparatively large amount of evaporation of snow at the top on Apr. 24, 28 and 29 seems to be related to the decreasing rate of snow melt with height observed on these days.

The contribution of heat transfer from rain to snow to the total melting energy is found to be very small and 2.2% in maximum for the 6 hour amount. The amount of snow melt directly due to a total rainfall of 40 mm from Apr. 22 to 29 is approximately 1/9 times as small as that caused by condensation of water vapor of 0.10 g/cm^2 during the rainfalls. The percentages of Q_R , Q_A , Q_E and Q_r against Q_M at Site B during the daytime, 0600~1800, are 75.2, 22.8, 1.7 and 0.3 respectively on the average of 7 days. The contribution of Q_R is smaller than that usually observed in the area during the same season, namely, 80~90%, but is still much larger than other energy sources in spite of bad weather.

The vertical profiles of the wind speed, humidity, and air temperature were occasionally observed by a balloon covering a height range of $2\sim 300\text{ m}$ above the snow surface at the basin. In the case of decreasing melting rate with increasing altitude, a normal lapse rate of air temperature, $0.5\sim 0.8^\circ\text{C}/100\text{ m}$, and the roughly homogeneous

wind speed were observed, while in the case of inversion of melting rate we found a smaller lapse rate of temperature and a high wind speed zone on a stagnant lowest layer with a thickness of 20 m. The most remarkable inversion of air temperature was observed at the clear night of Apr. 24, when its thickness was 200 m and the temperature difference between the top and the bottom of the layer amounted to 13°C.