



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 Ⅰ
Author(s)	小島，賢治；KOJIMA, Kenji；小林，大二 他
Citation	低温科学．物理篇，29，159-176
Issue Date	1972-03-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18179
Type	departmental bulletin paper
File Information	29_p159-176.pdf



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*

小島賢治・小林大二
油川英明・成瀬廉二
(低温科学研究所)

石本敬志・石川信敬・高橋修平
(北海道大学大学院 理学研究科)
(昭和46年9月受理)

I. 緒 言

雨竜郡母子里(朱鞠内湖の奥)の盆地を流れる小さい川の流域(面積11.4 km²)内の融雪量と気象条件の場所による差異を1970年4月下旬に観測したところ、標高が高い所ほど融雪量が大きく、その影響が川の流出量の観測値にも認められたことを第1報¹⁾で報告した。そして、その原因は、高所特に尾根付近では常に風が強く、雪面上1mの気温を比較すると高所の方が著しく高かったため、いわゆる気温融雪が高い所ほど速く進行したことにありと推論した。しかし、高所で測定した気象要素が気温と風速だけであったため、蒸発潜熱を含めた空気と雪との熱交換量を見積もって、低地のそれと比較することが出来なかった。母子里の盆地内は他の地域にくらべて風が弱いのが普通であるが、このような融雪量の逆転とも言える現象があらわれたのは、その観測期間中の低地の風速が異常に小さかったための特別な場合かもしれないことを付記した。果して、1971年4月15日~22日に同じ流域について同様の観測を行なったところ、低地でもかなり風が強く、融雪量の逆転はみられなかった。しかし低地(標高290 m)と流域内のひとつの最高点(標高547 m)における温・湿度、風速等の気象観測値にもとづき、大気から雪面への顕熱と潜熱の伝達量の計算を試みて興味ある結果を得た。流域内の融雪量観測点の数も約50カ所に増して場所による融雪量の大小を検討する一方、これらの測定値によって、流域の総融雪量を算定して川の融雪流出量と比較した。

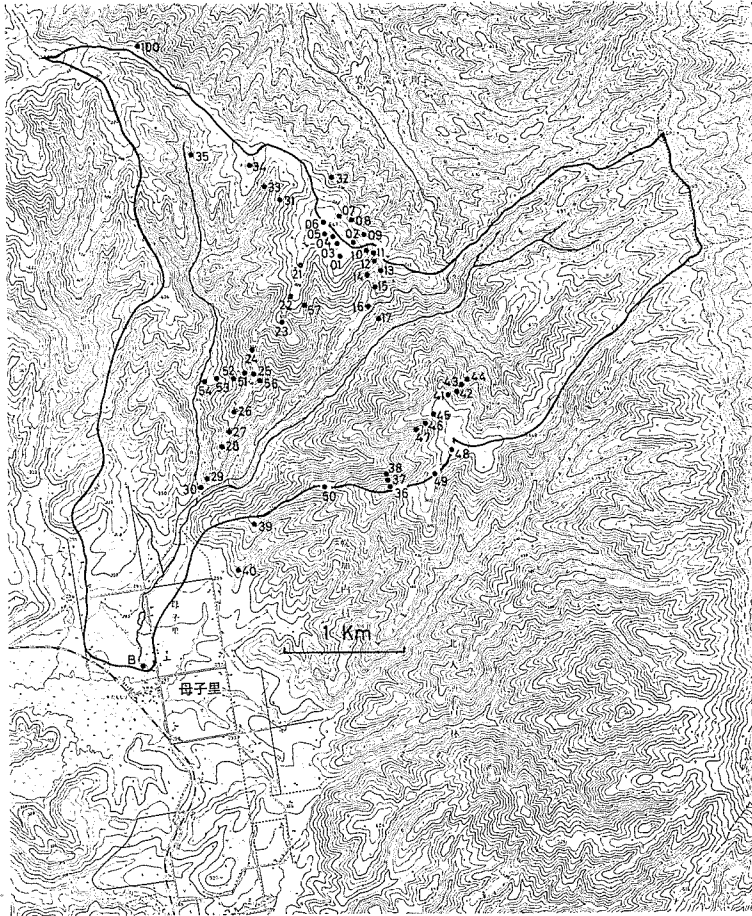
また、前年にひきつづき、冬間期の積雪下面での融雪量を実測して厳冬期における川の流出高の測定値と比較した。

II. 測定方法

1. 測定場所と時期

第1図に調査の対象とした流域付近の地形図を示す。流域の境界は太い実線であらわし、

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1146号



第1図 流域の地形図

黒円印は融雪量観測点。Bは北大演習林母子里作業所構内の融雪，流量，気象観測点。観測点 No. 01は山頂の融雪，気象観測点。太い実線で囲んだ扇形の部分が調査流域

融雪量観測点の位置を黒円印で示した。流域末端にBと記号をつけた観測点は標高290mの平坦な雪原で、北海道大学雨竜地方演習林母子里作業所の構内である。ここで融雪量、蒸発・凝結量その他、日射量、正味吸収放射量、気温、雪温、水蒸気圧、および風速等の気象要素の観測を行ない、また川の水位と流速の測定を行なった。以後「平地」といえばこの地点を指す。第2図は平地観測点の状況である。01と番号



第2図 平地観測点

をつけた観測点は標高 547 m の山頂であるが，平坦な開けた尾根の一部である（第 3 図）。この地点から流域の西北端の最高点（標高 578 m）までの間は同様に広い平坦な尾根が続いている。

測定期間は 1971 年 4 月 14 日から 4 月 23 日までの間であるが，平地ですべての気象観測資料を得たのは 4 月 15 日 8 時から 4 月 22 日 9 時までである。山頂観測点での観測は 4 月 15 日から開始したが，斜面融雪量のすべての観測点の資料を得たのは 4 月 17 日以後である。

2. 融雪量

(1) 角型集水器—雨量計 平地観測点では，融雪量を測定するために 80 cm 角の浅い角型漏斗を積雪内部（地面から 20 cm の高さ）に埋め，これに自記雨量計を接続して，積雪中に浸透する融雪水量を連続記録した。ただし，この方法で測定される融雪水流下強度は，雪面および表面層で起こる融雪の強度に対して時間の遅れがあるので，1 日の総融雪量を求めるためにだけ用いた。

(2) 雪面低下 厚さ 1 cm，幅 3.5 cm，長さ 140 cm，最小目盛 0.5 cm の物指 1 本と，1.5 cm 角，長さ 160 cm の木の細い棒に 1 mm 目盛のビニール製巻尺をはりつけた雪尺 2 本とを平地観測点に立て，原則として 3 時間おきに 1 日 4 回雪面の位置を読みとった。そして，これらの読取り値の平均あるいは代表値を或る時間間隔内の雪面低下量とした。1 日の雪面低下量 ΔH に 9 時頃測定した雪面から ΔH の深さまでの平均ぬれ密度 G_w を掛けた $G_w \Delta H$ を 1 日の融雪流下水量とした。

山の尾根あるいは斜面の融雪量を測るには，一部の地点では上記の 1.5 cm 角の雪尺を，他の大部分の地点では目盛なしの竹竿を斜面に垂直に立て，後者の場合は適当な高さにつけた目印から雪面までの垂直距離を測定した。測定は毎日 1 回ないし 2 日おきに 1 回の割合で行なった。

(3) 積雪断面測定 4 月 15 日 10 時 30 分と 4 月 21 日 17 時とに平地観測点で積雪断面測定を行ない，この間に消失した積雪水量を測定した。その積雪水量の一部は，雪の自由含水量を増す形で積雪中に貯えられるので，吉田式結合型熱量計で含水率垂直分布を測定した。積雪水量または雪の密度の垂直分布を測るには，直径 7 cm 長さ 25 cm の円筒サンプラーを各雪層ごとに鉛直に差込んで採取した雪試料を秤量した。

冬期間の積雪下面における融雪量を知るため，1971 年 2 月 5 日，3 月 10 日，および 4 月 15 日に平地観測点で断面観測を行ない，目印になる雪層境界線から地面までの積雪水量の減少量を測定した。

3. 流量と流出量

第 1 報に記したのと同じ場所で同じ方法により川の水位と流速を測定し，その結果から 1 日毎の融雪流出量を算定した。ただし，半対数ハイドログラフの 1 日毎の減水部分の延長は流量 $1 \text{ m}^3/\text{s}$ までとし，それ以下の減水は毎日同一の減水曲線にのると仮定した。算定方法の詳細は小林等²⁾の 1968 年の報告にある。

4. 気象要素

(1) 気温，湿度，および雪温

a) 平地 6 点サーミスタ記録温度計の感部のうち 2 本を雪面上の高さ 1 m に，他

の1本を高さ10 cmにおき、各感部は2重の金属円筒に収め、6分間ずつ間をおいて9分間ずつ1時間に4回自動通風した。高さ1 mの感部のうちの1本は湿球とした。他の3本の感部のうちの1本には小さい陽除けをつけて雪面によこたえ、残りの2本は毎日17時過ぎに雪面下5および10 cmに水平に埋め、翌朝までの積雪上層部の温度変化を測定した。これらの自記記録から各高さでの毎正時間平均温度および1 m湿球温度の1時間平均値をよみとった。

b) 山 頂 山頂観測点ではバイメタルと毛髪自記温湿度計(過巻)を第3図の写真のような組立式百葉箱内に納めて雪面上約1.5 mの高さに設置した。

(2) 風 速 平地、山頂とも3杯小型ロビンソン風速計を高さ1 mおよび1.6 m(山頂)に設置し自記電接回数器で風速を記録した。

(3) 日射量および吸収放射量 ゴルチンスキー日射計で水平面日射量を、Funk型示差放射計で雪面に吸収される放射量をそれぞれ昼夜連続記録した。

(4) 蒸 発 量 直径14 cm、深さ6 cmの透明塩化ビニール製容器に雪を入れ、その表面が周囲の雪面と同じ高さになるように積雪に作った穴に収め、適当な時間間隔において試料の質量の増減を測定した。しかし、今回は期間の途中で容器2個が破損し、1個は直ちに水漏れ補修を行なったが、実測資料は参考にとどめ、蒸発量は高さ1 mにおける水蒸気圧と風速とから、後に述べる経験式によって計算した。



第3図 山頂観測点の百葉箱と風速計

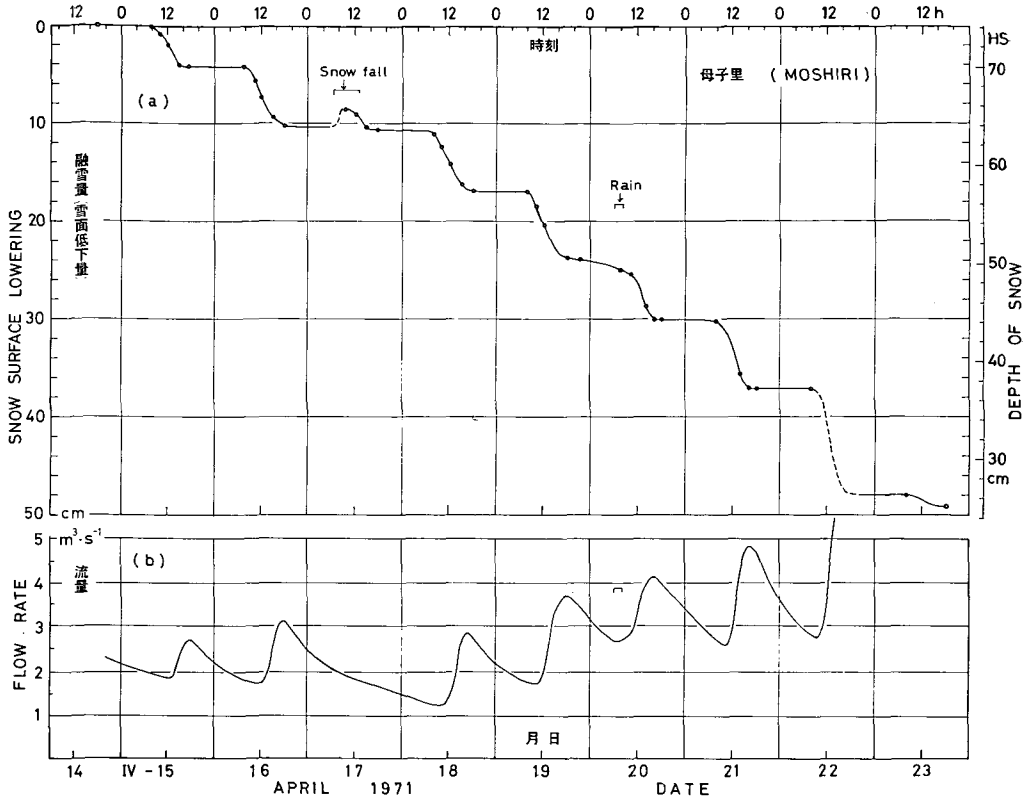
III. 測定結果

1. 流域末端の平地における融雪量と流域の融雪流出高

1971年4月14日18時以後の平地観測点における積雪表面の高さの時間変化を示したのが第4図(a)の曲線である。夜間は通常融雪が全く止まるかまたはきわめて僅かなので曲線は階段状となったが、4月19日から20日早朝にかけては気温が高く、そのための融雪が進行したので曲線は夜間も多少右下がりとなっている。積雪断面測定結果によると、4月15日から4月21日までの間に融け残った雪の層にはこの1週間に圧密が殆んど見られなかったから、第4図(a)にあらわれた雪面低下は、4月17日の新雪層の沈降(約1 cm)を除きすべて融雪によるものである。

このような融雪量の時間的变化に伴い、川の流量は18時ないし16時に極大をもって週期的に変化した。第4図(b)は4月15日から22日までの間の流量の時間変化を示す。前年4月22~30日の流量の変化と比較すると毎日の流量の極大が2~3時間早くあらわれている。

これは今回の観測期間中の積雪深が前年の観測時期よりも80 cm浅かったこと、また藤野³⁾によると、今年の雪質が特に融雪水を速く滲透させるものであったことなどが原因であら



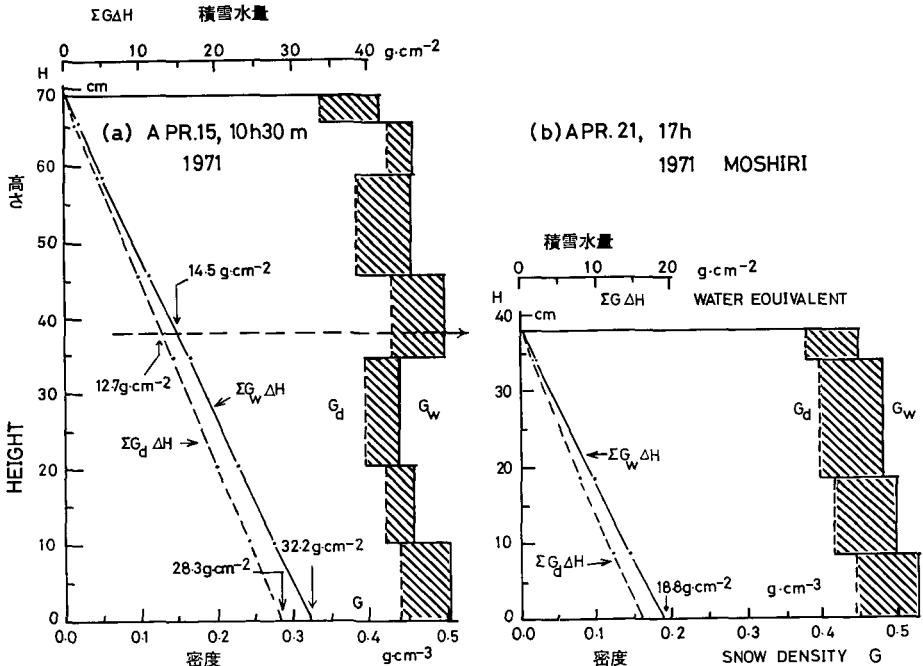
第4図 (a) 平地観測点における雪面の高さの時間的变化。左の縦軸は1971年4月14日18時以後の雪面低下量
(b) 平地観測点における川の流量の時間変化

う。このハイドログラフから1日ごとの流出量を分離し、これを流域面積で除して求めた流出高と、前章で述べた3種類の方法で測定した平地の融雪量とを比較したのが第1表である。日融雪量のうち、雪面低下量から求めた値の左側に記した方は、1日の雪面低下量 ΔH と雪面から深さ 3 cm (角型サンプラーで切取る試料の厚さ) までの最小ぬれ密度 G_{w3} との積であり、右側の大きい方の値は雪面から深さ ΔH までの平均ぬれ密度 $G_{w\Delta H}$ と ΔH との積である。一般に方法 (1) による融雪量より方法 (2) によるものの方が小さいのが普通であるが、今回は逆に方法 (2) による方が幾分大きい傾向がある。集水器を雪の中に設置してから雪面をもとの高さに埋めなおしたあと、雪が周囲より白くなった。そのため集水器の上の融雪量が自然雪面におけるより小さくなったのかもしれない。融雪量の第3は断面測定によるもので、4月15日10時30分の積雪のうち4月21日17時までの間に消失した部分 (第5図 (a) の水平破線より上の層) の自由水を含めた積雪水量、および全積雪水量のこの間の減少量である。この両者の差は21日に残っていた積雪層中の含水量の15日からの増加分と一致する。この全層積雪水量減少から4月15日の分を差引いて16~21日の正味6日間の値になおすと $12.3 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ となる。この補正には15日の10時30分以後の雪面低下量を用いた。一方、この6日間の川の融雪流出高は 12.6 cm である。これは角型集水器による融雪量より約10%大きい、前記の理由による誤差

第1表 川の流出量，流域の平均融雪流出高，および流域末端の平地における融雪水量測定値の比較
 気温は雪面上1 mにおける通風乾球温度。最高気温は8~18時，最低気温は0~8時の極値。日射量は毎日の総量

月 日	川		平地融雪量			最高・低気温		日射量 ly
	流出量 m ³	融雪流出高 cm	方法(1) 角型集水器 cm-water	方法(2) 雪面低下より cm-w (g·cm ⁻²)	方法(3) 断面測定 cm-w (g·cm ⁻²)	高 (昼) °C	低 (朝) °C	
IV-15	×	×	1.13	1.4~1.6		2.9	-7.5	548
IV-16	2.1×10 ⁵	1.9	1.60	1.5~2.1		7.3	-11.5	521
IV-17	1.1	1.0	0.30	0.4~0.5		1.6	-5.0	216
IV-18	2.1	1.8	2.14	2.1~2.5		5.3	0.0	424
IV-19	3.2	2.8	(2.55)	2.4~2.6		9.2	-4.8	500
IV-20	3.3	2.3*	2.05*	2.2~2.3		4.0	2.5	439
IV-21	3.2	2.8	2.55	2.3~2.6		10.1	-5.8	577
IV-22	×	×	3.71	3.7~4.1		(>15)	-4.6	(680)
計					14.4 (消失層積雪水量)			
IV-15~21	×	×	12.3	12.4~14.2	13.5 (全層積雪水量減)			
IV-16~21	15.1×10 ⁵	12.6	11.2	11.0~12.6	(12.3) (全層積雪水量減)			

* 観測値から6時~8時30分の間の降雨量5.7 mmによる分を差し引いてある



第5図 平地観測点における雪の密度の垂直分布と雪面から下向きに積算した積雪水量と深さの関係。G_w, G_dはそれぞれぬれ密度とかわき密度。斜線部分の幅はぬれ密度中の自由含水の割合を表わす。(a) 4月15日, (b) 4月21日

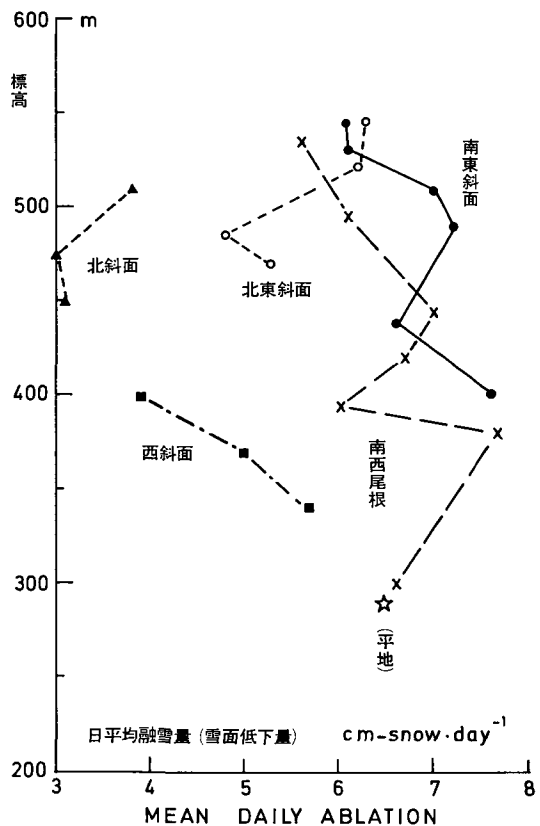
を考えると、今回の測定結果に関しては1968年の小林等²⁾の報告にあるのと同じく、この流域の融雪流出高は流域末端の平地の融雪滲透水量にはほぼ等しかったと言えるであろう。従って前年の観測結果——前者が后者の1.2倍——は、第1報で述べたように、その観測期間の特別な気象条件によるものであったらしい。なお6日間の流出高の合計値の誤差は5%以内と思われる。

第5図は積雪断面測定による積雪密度 G の垂直分布および雪面から下向きに積算した積雪水量 $\sum G \Delta H$ と高さ H との関係を示す。 G_w はぬれ密度、 G_a はかわき密度をあらわし、 G_d は G_w と含水率とから算出した。同図(a)と(b)とにおいて、下層のかわき密度の変化が誤差の範囲内であることから、雪面低下に対する下層の圧密の寄与は無視出来ることがわかる。

2. 流域内の場所による融雪量の差異と流域総融雪量

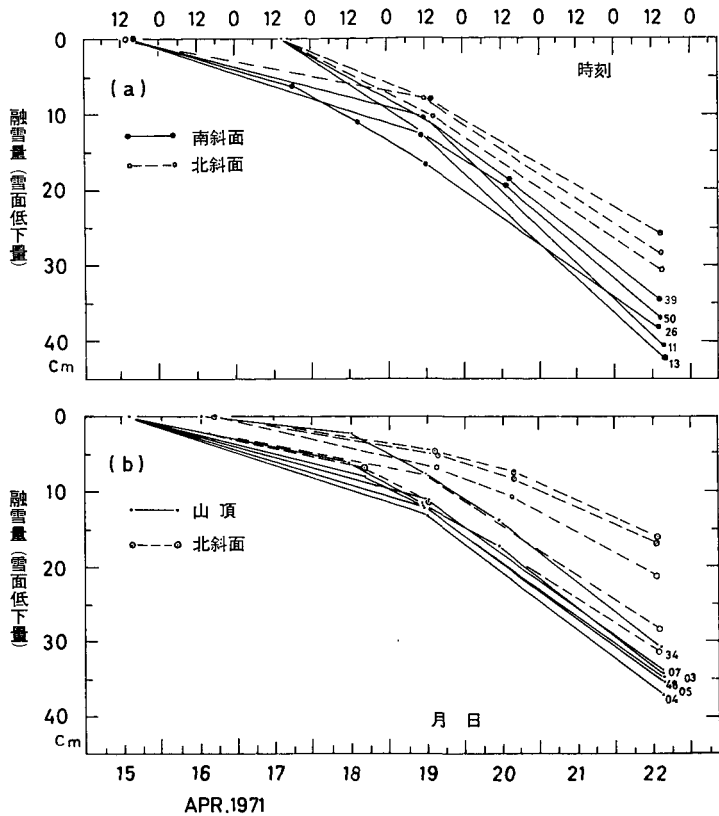
(1) 標高と融雪量 流域の融雪量観測地点の多くは川の本流の両側の2つの尾根の最高点のうち、観測点01と48の周囲ならびにこれらの地点から基地Bへ向かう道筋に沿っている。これらのうちの5方向の観測点列につき、各地点における4日間の平均1日あたりの雪面低下量を横軸に、標高を縦軸にとって両者の関係を図示したのが第6図である。4日間とは4月18日0時から22日0時までであるが、0時に測定したわけではなく、次節2-(2)で述べるようにして決めた値である。第6図にみる通り、融雪量と標高との関係はあきらかではなく、1970年4月下旬のような融雪量の逆転の傾向も明瞭には認められない。南東斜面と南西尾根とをあわせて全体としてみると僅かに高所ほど融雪量が小さい傾向がうかがわれるが、むしろ斜面の向きと傾斜あるいは樹木などの影響の方が大きいようである。

(2) 山頂、東西南北斜面等の融雪量と平地融雪量との比較 斜面や尾根筋における雪尺による雪面低下の測定は1日ないし3日の間隔をおいて行なったし、測定時刻も地点毎に異なるので、流域内の場所による融雪量の差異を次のようにして検討した。第7図(a)に南斜面5地点と北斜面3地点とにおける雪面低下を、横軸に測定日時をとり、各地点毎に測点間を直線で結んで示してある。各地点ごとのグラフと4月18日0時ならびに4月22日0時を



第6図 流域内の24カ所の観測点での日平均融雪量と観測点の標高との関係。融雪量は4日間の平均1日あたりの雪面低下量

と4月22日0時を



第7図 (a) 南斜面と北斜面の観測点における雪面低下の比較
(b) 山頂平坦地と北斜面観測点における雪面低下

(実際の雪面低下は第4図(a)のように階段状に変化するが、測定が1日1回以下なので点の間を直線で結んだ)

あらわす縦の直線との交点の縦座標（雪面低下量）の差をよんで、その地点でのこれらの時刻間（正味4日間）の雪面低下量とした。そして、例えば南斜面については、第7図(a)の5本の実線グラフによる雪面低下量の平均値をとって南斜面におけるこの4日間の融雪による雪面低下量を代表する値とみなすこととした。第7図(b)には山頂の6地点と北斜面地点とにおける雪面低下を比較した。同じ山頂平坦地でも場所により雪面低下に若干の差があり、斜面になると一層差が大きくなる。しかし北斜面、山頂、南斜面の順に平均の雪面低下量が大きくなる傾向はあきらかである。前年度の報告¹⁾で、この流域を末端近くの平地、山頂平坦地、東西南北斜面の6区分にわけて流域全体の融雪量を算定した。これと同じ流域区分に今回の観測点を分配し、それら測点群の平均融雪量を、上に述べた方法によって求めた4日間雪面低下量と各測点群の平均雪密度（表面層）との積として算定した結果を第2表に示した。各測点群ごとにこの算定に用いた測点の数、それらの測点における斜面の向き、平均斜度、平均標高等も記した。流域区分の欄には25000分の1地形図上で測った各区分の面積と平均傾斜ならびに実面積を掲げた。各測点群の平均斜度となるべくそれが属する流域区分の平均傾斜に近いことが望ましいが、南斜面の測定点は緩傾斜にすぎ、北斜面測定点は何れも急過ぎた。南に傾いた尾

第2表 流域を低い平地(盆地)，山頂平坦地，東西南北斜面に分
類した場合の各区分における融雪量および流域全融雪量

流域区分	融雪量観測点群								流域区分			
	観測				融雪量				水平面積 (km ²)	平均傾斜 (°)	実面積 (km ²)	区 域 融 雪 量 (kg)
	数	斜面向き	平均傾斜 (°)	平均標高 (m)	雪面低下 (垂直) (cm)	融雪層平均 密度 (g・cm ⁻³)	融雪量 (g・cm ⁻²)	融雪比				
平地	3	—	0	290	26.0	0.41	10.7	1.00	0.3	0	0.3	3×10 ⁷
山頂平坦地	10	—	0	545	23.6	0.44	10.4	0.97	0.5	0	0.5	5
東斜面	4	SE~NE	18	475	24.9	0.44	11.0	1.03	1.6	14.7	1.6	18
西斜面	13	SW~NW	12	440	22.4	0.39	8.7	0.77	2.2	13.8	2.3	20
南斜面	5	SSW~SSE	10	445	28.0	0.42	11.8	1.10	2.8	13.7	2.9	34
北斜面	6	N~NE	23	486	17.2	0.44	7.6	0.71	4.0	14.1	4.2	32
合計	41								11.4		11.8	112
融雪流出量	*11.2×10 ⁵ m ³ →112×10 ⁷ kg											

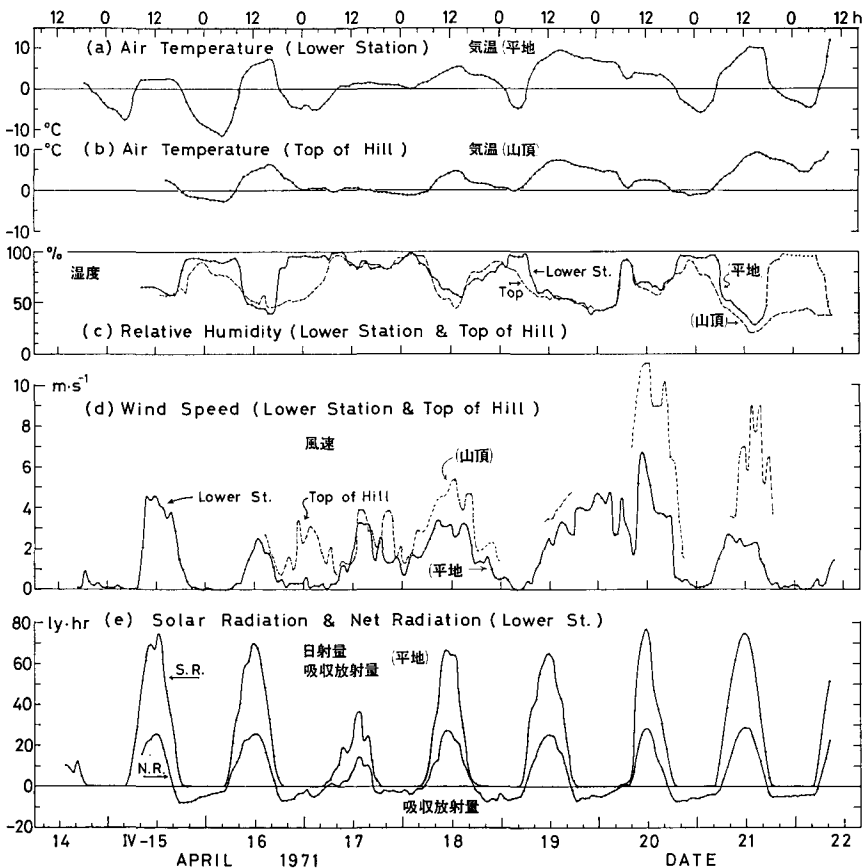
* 第1表の4月18~21日の流出量から4月20日の降雨による分(2日間で100%流出と仮定)を差引いた値

根上の測点は多数あったが傾斜5°以下のものを省いたので，測点が5カ所に止った。測点群欄の最後に，平地の融雪量を1.00としたときの各測点群平均融雪量を示した。前年の観測結果にくらべて山頂，斜面とも小さい値となって居り，山頂では前年の1.2に対し，今回は0.97であった。ただし，平地の融雪量は第4図の雪面低下曲線によるもので，実際に0時から0時までの値である。18日0時~22日0時の間の斜面と山頂の融雪量を求めるのに，第6図によりさきに説明したような方法を用いたための誤差は測定地点ごとに異なるが，第2表の平地以外の測点群ごとの平均値および平地融雪量に対する比に関しては，このための相対誤差は5%またはそれ以上である。こうして求めた各測点群の平均融雪量が，対応する流域区分の融雪量を代表するものとみなし，流域区分の面積との積を加えあわせて流域全体の融雪量を計算したところ，この4日間の総量が112×10⁷ kg (11.2×10⁵ ton)となった。一方この間の流出量は第1表によると11.8×10⁵ m³であるが，4月20日6時から8時の間の降雨量5.7 mm (平地)が22日0時までには殆んど全部流出したと仮定して，その分を流出量から差引いた融雪流出量は11.2×10⁵ m³ (=11.2×10⁵ ton)となり，流域総融雪量と一致する。また，平地融雪量と流域の水平面積との積は122×10⁷ kgであり，流域総融雪量はその0.92倍となる。これは1970年4月下旬の測定結果にもとづく1.14倍より約20%小さい。平地以外の観測点群の融雪量は，流域区分の融雪量代表値としては5~10%の誤差を持ち，流出量の測定誤差も5%程度であることを考えると，以上の結果は第1表の融雪流出高と平地融雪量との比ならびにその前年との差異を誤差の範囲内で一応説明するものとしてよいであろう。

3. 平地と山頂観測点における気象要素と熱収支の比較

(1) 気象要素の比較 前節で述べた通り，1971年4月18日から4日間の融雪量を山頂観測点(No. 01)と平地観測点(B)における測定値について比較すると，雪面低下量では前者は後者の0.91倍，積雪水量になおすと0.97倍であった。これを両地点での気象要素の観測結果

にもとづく融雪面熱収支から説明することを試みた。第8図(a), (b)はそれぞれ平地および山頂における雪面上の高さ1mの気温(毎正時間平均値)の時間的変化である。最高気温は山頂の方が平地より1~2°C低い。この差は山地の融雪量の算定にしばしば用いられる山腹の気温で減率0.7°C/100mに矛盾しない。しかし最低気温は1週間のうち2日だけ山頂の方が1~2°C低かったが、その他の日特に晴れた朝は逆に山頂の方が最大9°Cも高かった。日平均気温も山頂の方が平地より低かったのは7日間のうち2日だけである。第8図(c)には平地と山頂の雪面上1mにおける相対湿度をそれぞれ実線と破線で示した。山頂の方が湿度が若干低いことが多く、特に夜間の差が著しい。第8図(c)は1時間平均風速の時間的変化を平地と山頂につき比較したものである。今回は山頂の風速に欠測が多いが、測定された値に関しては大抵の場合山頂の方が大きい。この傾向は前回(1970年4月下旬)と同じであるが、平地の昼間8~18時の平均風速が前は極端に小さく、8日間の中7日は $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下であったのに、今回の期間中は母子里の盆地としては珍らしく風が強く、7日のうち8~18h平均風速が $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ より小さかったのは僅か1日で、 $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下の日は全くなかった。第8図(e)は平地における日射量と正味放射量の毎正時間積算値の変化である。



第8図 平地(標高290m)と山頂(547m)における雪面上1mの気温、相対湿度、風速等の1時間平均値および平地での水平面日射量と放射収支量の1時間積算値の時間的変化

第3表 平地および山頂平坦地における放射量, 気温, 湿度および風速等の毎日の
総量, 極値, 平均値等 (気温, 湿度, 風速はいずれも1時間平均値)

場 所	月 日	日射量	正味放射量		気温 (雪面上1 m, 山頂では1.5 m)				湿度 (高さ1 m, 1.5 m)			風 速 (高さ1 m)		
		日総量 (ly)	正 0~0 h (ly)	負 0~0 h (ly)	最 高 0~0 h (8~18 h) (°C)	最 低 0~9 h (0~0 h) (°C)	平 均 0~0 h 8回 (°C)	正 積 算 (°C·hr)	最 高 0~0 h (%)	最 低 0~0 h (8~18 h) (%)	平 均 0~0 h 8回 (%)	最 大 0~0 h (m·s ⁻¹)	最 小 0~0 h (m·s ⁻¹)	昼間平均 8~18 h (m·s ⁻¹)
平 地 (盆 地)	IV-15	548	164	×	2.9	-7.5	-1.5	26	93	66	(73)	4.6	0.0	3.6
	16	521	191	-50	7.3	-11.5	-2.0	51.0	96	40	75	2.5	0.0	1.5
	17	216	64	-29	1.6	-5.0	-0.7	16.7	100	83	91	3.3	0.0	2.0
	18	424	176	-43	5.3	0.0	2.6	65.1	100	55	77	3.2	0.5	2.8
	19	500	177	-63	9.2	-4.8	4.2	126.5	98	{ 43 (54)	69	4.7	0.0	{ 2.4 (2.8) [△]
	20	439	150	-57	{ 6.8 (4.0)	{ 2.5 (-4.5)	3.1	78.5	97	{ 43 (62)	69	6.7	0.1	{ 4.3 (3.8) [△]
	21	577	198	-55	10.1	-5.8	2.5	96.5	98	28	69	3.0	0.1	2.0
	22				×	-4.6	×	*(11.0)						
山 頂 平 坦 地	IV-15				(2.9)	×	(0.7)	×	91	57	(66)	×	×	×
	16				6.3	-2.8	1.8	58.7	80	46	62	×	(0.7)	×
	17				0.5	-0.2	0.0	4.2	97	82	80	3.9	0.7	2.2
	18				4.9	-1.1	1.4	41.3	97	44	77	(5.4)	(1.0)	4.2 [△]
	19				7.3	0.0	4.2	104.3	86	{ 42 (52)	72	×	×	4.2 [△]
	20				{ 4.8 (2.6)	{ 0.7 (-1.2)	2.1	48.6	90	{ 42 (58)	67	(11.5)	×	9.2 [△]
	21				9.3	-0.8	4.9	125.8	78	21	47	(9.0)	×	7.1 ^{△△}
	22				×	4.6	×	*(56.0)						

注 *...4月22日0~9時の正の積算気温 (デグリー・アワー)

△...12~18時の平均, △△...10~18時の平均

4月15日から4月22日9時までの毎日の気象要素の代表値を平地と山頂とにつき第3表に比較した。風速は欠測のために毎日の極値はあきらかでないが、測定された値の中の極値を()に入れて示した。昼間の平均風速も12~18時又は10~18時だけ測定値が使える日が多いので、この時間帯平均値には△印を付し、平地の平均風速にも同じ時間帯の平均値を書き加えて8~18h平均値と区別した。

(2) 熱収支から算定した融雪量の比較 以上のような気象条件の差異により、顕熱と潜熱の授受による空気から雪への熱伝達、ならびに放射収支をあわせた融雪熱量が平地と山頂とでどの程度に異なるかを検討した。熱収支の計算は山頂の風速データが利用できる時間帯だけに限った。大気から雪面への顕熱伝達量 Q_A は、雪面上1mの高さにおける気温と風速をそれぞれ $T_{a1}^{\circ}\text{C}$ および $V_1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、雪面温度を $T_0^{\circ}\text{C}$ として、

$$Q_A = \alpha_1(T_{a1} - T_0)V_1 \quad \text{ly}\cdot\text{hr}^{-1} \quad (1)$$

により、また雪の蒸発量 E は高さ1mでの空気中の水蒸気圧を $e_1 \text{ mb}$ 、雪面温度における飽和水蒸気圧を $e_0 \text{ mb}$ として、

$$E = \beta_1(e_0 - e_1)V_1 \quad \text{mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1} \quad (2)$$

により計算した。 α_1 および β_1 は常数で経験的に得た値を用いた。今回の観測期間中の蒸発量の実測値と $(e_0 - e_1)V_1$ の測定値との比から β_1 を求めたところ平均値として $1.0 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1}\cdot(\text{mb}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1})^{-1}$ を得た。この β_1 の値を筆者の以前の報告⁴⁾ に述べた方法で α_1 に変換すると $\alpha_1 = 0.38 \text{ ly}\cdot\text{hr}^{-1}(\text{C}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1})^{-1}$ となる。これは第1報で用いた数値より10%ほど大きいが今回は一応これらの α_1 と β_1 の値を用いて伝達熱量を計算した。第4表に4月16日から21日までの毎日昼間の4ないし9時間の熱収支を平地と山頂とにわけて示した。吸収放射量 Q_R はこの時間帯では山頂と平地とで差がないと仮定した。平地での観測結果によると9~18時の間は雪面温

第4表 平地と山頂における大気→雪伝達熱量および融雪熱量の比較 (放射吸収は平地と山頂で同じと仮定)

(山/平地) 熱量比の合計欄の数値は、上から順に顕熱伝達量合計の比、顕熱と潜熱をあわせた伝熱量合計の比、および融雪熱量合計の比

月日	時刻 h h	低 い 平 地					山 頂 平 坦 地					山/平地 融 雪 熱量比
		放射 吸収 Q_R ly	顕熱 伝達 Q_A ly	潜熱 伝達 Q_E ly	伝達 熱量 $Q_A + Q_E$ ly	融雪 熱量 $Q_R + Q_A + Q_E$ ly	顕熱 伝達 Q_A ly	潜熱 伝達 Q_E ly	伝達 熱量 $Q_A + Q_E$ ly	融雪 熱量 $Q_R + Q_A + Q_E$ ly		
IV-16	14~18	27.5	13.2	- 5.8	7.4	34.9	15.5	- 6.8	8.7	36.2	1.04	
IV-17	09~17	60.3	8.8	- 2.3	6.5	66.8	1.8	- 8.5	- 6.9	53.4	0.80	
IV-18	12~18	69.1	26.3	- 8.8	17.5	86.6	32.4	-25.3	7.1	76.2	0.88	
IV-19	11~18	101.0	64.4	(- 0.2)	64	165	66.0	- 8.6	57.1	158.1	0.96	
IV-20	11~18	95.1	37.1	-17.0	20.1	115	52.5	-70.5	-17.8	77.3	0.67	
IV-21	09~18	166.2	58.5	-22.0	36.5	203	175.6	-122.3	53.4	219.5	1.08	
計			208.3		152	671	343.8		102	621	→1.65 →0.67 →0.93	

度 T_0 は 0°C であったから山頂でも同様であったと思われる。従って $e_0=6.11\text{ mb}$ とした。蒸発潜熱はこの計算では $680\text{ cal}\cdot\text{g}^{-1}$ としたが、蒸発した融雪水はもともと雪であり、雪～水～水蒸気の相変化に必要な熱量を Q_E としたわけである。また、この時間帯には Q_R , Q_A , Q_E 以外の熱交換はないから、この3者の代数和が融雪に費される熱量となる。こうして計算した融雪熱量の総計は山頂で 621 ly 、平地では 671 ly となりその比は 0.93 である。これは前節で述べた融雪量の山頂と平地における測定値の比： $0.91\sim 0.97$ に誤差の範囲内で一致する値である。ただし、ここで注意すべきことは、気温に比例する量は顕熱伝達量だけであり、しかもこれはほとんどの場合山頂における方が大きく、第4表の総計では平地の顕熱伝達量の1.6倍にも達している。昼間の気温は山頂の方が僅かに低かったが、風が山頂の方が強いためである。しかし、一方、蒸発は山頂の方がはるかに激しく、潜熱損失を含めた空気→雪熱伝達量は山頂が平地の0.7倍と小さかった。従って、母子里のような低い山にかこまれた盆地の小流域では低地で極端に風が弱い時は別として普通は高い所の融雪量が低地の融雪量よりたしかに少ないのであるが、これは気温のてい減が直接の原因ではなく、蒸発による熱損失が大きく作用しているためと考えられる。山頂では蒸発量の実測は行なわなかった。

4. 平地観測点における積雪表面層の熱収支

第5表に1971年4月15日8時から4月22日8時までの積雪上層部の熱収支を示した。上層部と言っても夜間雪の中の水が凍結する層という意味で、この期間中は厚さ約25cmである。第5表では8時から翌日の8時までの間を8～18時、18～6時、および6～8時にわけ、それぞれの時間帯ごとに熱収支を求め、最後に7日間の総量について収支を検討した。6～8時という僅か2時間を別に扱ったのは、凍結層の温度上昇が主にこの時間帯で行なわれること、日射量は晴天ならばこの2時間で40～70lyにも達するが、雪面温度が 0°C に達しない場合があることなどの理由による。18～6時の日射量とは、大抵5～6時の量であるが、正味放射は18～6時の有効放射の総量をあらわす。大気から雪への顕熱伝達量 Q_A と、雪の蒸発等による潜熱伝達量 Q_E は前節で述べた方法で計算した。雪面が凍結していてその温度測定値が信頼出来ない場合は(1)式が使えないので、次の理論式で Q_A を計算した。

$$Q_A = c_p \rho_a k^2 \cdot \frac{(T_1 - T_{0.1})}{\ln(100/10)} \cdot \frac{V_1}{\ln(100/z_0)} \quad (3)$$

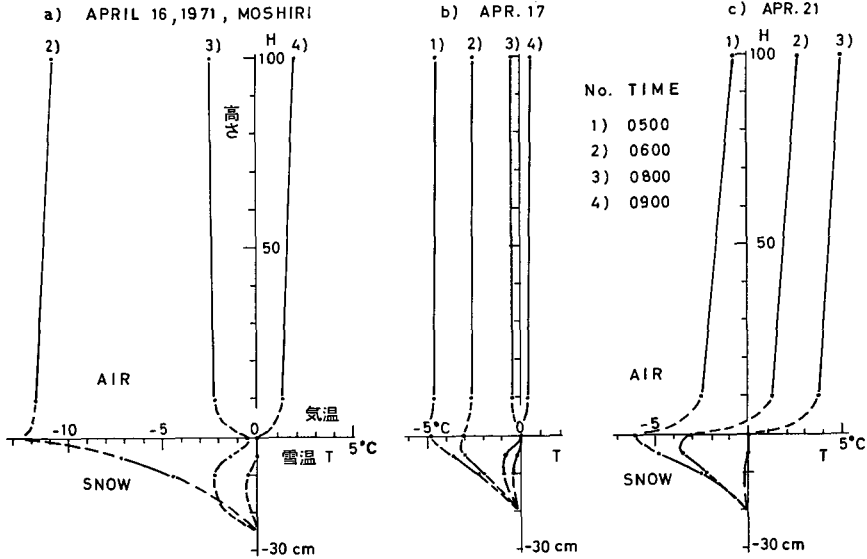
ただし、 c_p , ρ_a , k はそれぞれ空気の定圧比熱、密度、およびカルマン定数で、 $T_{0.1}$ は高さ10cmの気温、 z_0 は雪面粗度であるが $z_0=0.1\text{ cm}$ とした。水蒸気圧は高さ1mでしか測らなかったで、雪面温度が 0°C 以下の場合には、第9図のような気温と雪温の垂直分布から推定した雪面温度における飽和水蒸気圧 e_0 を用い、(2)式で蒸発量を計算した。 Q_E の負の数値は蒸発、正の数値は凝結または昇華凝固の潜熱をあらわす。

凍結層昇温熱量 Q_H は、凍結層の温度が6時から8時の間および8時以後に上昇するのに必要な熱量である。6時以前、前日の18時との間に起こる雪層の温度変化に対しては、6時以後の昇温熱量と同じ絶対値の熱量が同じ層から奪われるわけで、この両者の和は0となる。第9図に雪面上1mと10cmの気温、ならびに雪面、雪面下5および10cmの雪の温度の測定値とこれらから推定して画いた温度分布曲線の6時から9時までの変化の3例を示した。

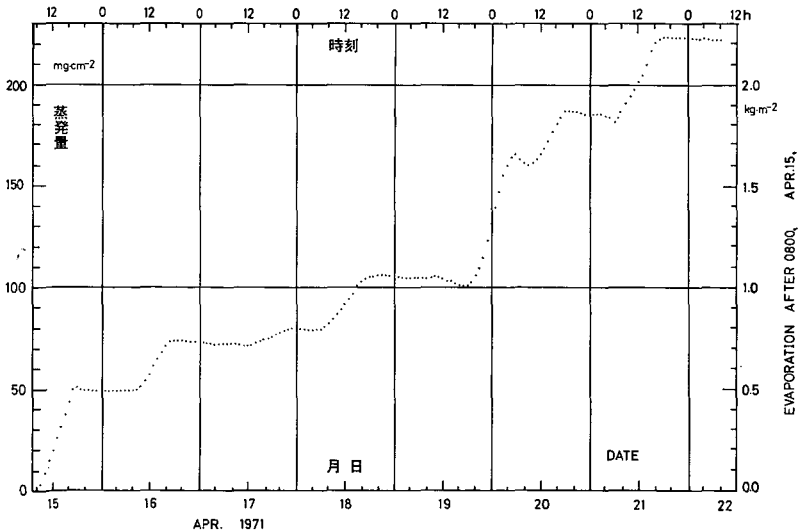
第5表 平地観測点における熱収支, 熱収支から計算した融雪量と測定値の比較, 吸収放射量の融雪熱量に対する比 (6~8時, 8~18時, 18時~翌朝6時の各時間帯ごとの総量。()内は疑わしい数値)

月 日	時刻 (h)	日射量 I (ly)	吸 放 射 量 Q_R (ly)	大気→雪 伝達顕熱 Q_A (ly)	蒸 発 量 E ($\text{mg}\cdot\text{cm}^{-2}$)	蒸発熱 (-) 凝結熱 (+) Q_E (ly)	雪凍結層 昇温熱量 Q_H (ly)	融雪熱量 $Q_{Mest.}$ (ly)	融 雪 量			熱量比 (8~18 h) Q_R/Q_M	備 考 (天 気)
									(熱収支 から $Q_M/80$ ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$))	測定値 (2) (8~18 h) ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$)	測定値 (1) (日量) ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$)		
IV-15	08	494	136.7	34.8	50.4	-34.3	0	137	1.71	1.4~1.6	1.1	1.00	晴, 低温, 強風
	18		7	-51.6	4.5	-1.4	+ 0.9	(22.1)	(-24)	(-0.30)			
IV-16	06	54	20.2	0.0	0.3	- 0.2	-13.7	6.3	0.08				晴
	08		460	164.9	32.5	24.5	-16.7	- 8.4	172	2.15	1.5~2.2	1.6	
IV-17	06	12	-45.8	4.0	-1.9	+ 1.3	(7.6)	(-33)	(-0.41)				雪後曇, 低温
	08		202	58.3	9.6	3.4	- 2.4	- 2.3	63	0.7	0.4~0.5	0.3	
IV-18	06	40	-22.4	7.0	4.1	- 2.8	(0.0)	(-18)	(-0.23)				晴
	08		380	159.1	44.5	22.5	-15.4	0.0	188	2.35	1.9~2.2	2.1	
IV-19	06	61	-61.4	12.6	-0.3	+ 0.2	(15.8)	(-33)	(-0.41)				晴, 高温, 高湿 夜間, 高温, 低湿, 強風
	08		432	161.6	74.6	(-4.0)	(+ 2.3)	0.0	239	2.96	2.3~2.9	2.6	
IV-20	06	4	-46.9	128.2	65.2	-44.4	0.0	37	0.46	0.5~0.6	2.6	0.79	雨 曇後晴, 強風
	08		434	146.1	56.8	25.4	-18.4	0.0	185				
IV-21	06	12	-62.9	9.2	-5.4	+ 3.7	(9.7)	(-40)	(-0.50)				晴, 高温, 低湿
	08		504	182.3	63.9	35.8	-24.3	- 0.4	221	2.77	2.2~2.5	2.5	
IV-22	06	67	-51.0	2.7	-1.4	+ 0.9	(8.8)	(-39)	(-0.48)				晴, 気温上昇 ^ 日融雪量
	08		21.1	0.4	0.0	0.0	- 8.6	13	0.16	0.1	(3.7)^		
IV-15~22 計 比		3,250	754.5 0.68	503.0 0.46	222	-153 -0.14	0.2	1,105 1.00	13.8	12.2~14.8	12.9	0.86*	*平均 (8~18 h, 7日)

融雪熱量 Q_M を $Q_{M\ est.} = Q_R + Q_A + Q_E + Q_H$ で計算し, これを氷の融解熱 $80\text{ cal}\cdot\text{g}^{-1}$ で除して融雪量を求め, 第1表の(1), (2)の方法による融雪量測定値と比較した。夜間の融雪量の計算値が4月19~20日の夜を除いて負になっているが, これは雪の中の自由含水の凍結量 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$) をあらわすことになる。8~18 hの融雪量については, 計算値が5~10% 測定値より大きくなったが, これは双方の誤差によるものである。熱収支に関する誤差のうち重要なのは放射計



第9図 気温と雪温の垂直分布の6時から9時までの変化の測定例
(測定値は雪面上1 m, 10 cm, 雪面下0, 5, 10 cm, においたサーミスタは温度計の記録による)



第10図 平地観測点における蒸発量
(雪面上1 mと雪面との水蒸気圧差および高さ1 mの風速とから計算した1時間蒸発量の1971年4月15日8時以後の積算値)

の定数と熱伝達係数に含まれる誤差であるが、それぞれ10%を越えないと期待している。第5表の終りの熱量比とは毎日8~18時の融雪熱量のうちに占める吸収放射量の割合で、68~100%と変動した。これには蒸発による熱損失の大きさが大きく作用している。昼間だけを7日間につき平均すると86%となり、母子里の平地としては例年より幾分放射の役割が小さい。これは風が例年より強かったことによる。表の下欄には各熱量の7日間昼夜連続の正味総量と、その融雪熱量に対する比を示した。蒸発による損失熱量は顕熱伝達量の1/3に達した。大気から雪への熱伝達量が負になることは7時前後に稀に起こるだけであるのに対し、放射吸収は夜間大幅に負に転ずるので昼夜の総量としては放射の割合が昼間より大分小さい。7日間の正味の蒸発量は融雪量の1.7%にすぎないが、母子里の盆地としては大きい方である。第10図に4月15日8時以後の毎正時間蒸発量の積算値を示した。グラフの右上がり部分は蒸発、右下がり部分は凝結または昇華凝固が起きていることをあらわす。最も急速な蒸発が起ったのは4月19日から20日にかけての夜間で、これは実測値についても認められた。流域内の他の場所の雪の蒸発量も、将来実測を行なう考えである。

5. 冬期間の積雪下面融雪量と川の流量

1971年2月5日と3月10日に平地観測点で積雪断面観測を行ない、この33日間における積雪下面での融雪量を測定した。2月5日に積雪水量 $16.9 \pm 0.5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ であった雪の層が3月10日には積雪水量 $16.0 \pm 0.5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ となった。この変化がすべて積雪下面での融雪によるとすると、平均1日当たり $0.027 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ ($\approx 0.3 \text{ mm} \cdot \text{water} \cdot \text{day}^{-1}$) の地面融雪量となる。一方、3月10日に測定した川の流量は $0.085 \text{ m}^3/\text{s}$ 、流出高にして $0.064 \text{ cm} \cdot \text{day}^{-1}$ であった。1970年冬期の測定値：流出高 $0.10 \text{ cm} \cdot \text{day}^{-1}$ 、地面融雪量 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1}$ と比較すると1970年の冬季流量、地面融雪量ともに前年の0.6倍であることは興味深い。なお、2月5日における積雪深は139 cm、積雪水量は $38.8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ であり、1970年2月6日の積雪水量は $63.2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ であった。つまり、積雪水量も前年の約0.6倍(深さは0.75倍)であったわけである。

IV. 結 語

1970年4月下旬に引きつづき、1971年4月15日から7日間、母子里の盆地の平坦な雪原で融雪と微気象観測を行なうとともに、小さい川の流域 11.4 km^2 内の融雪量の場所による違いと川の融雪流出の観測を行なった。特に流域末端の平地と、これより250 m高い山頂の平坦地とにおける融雪量の違いを両地点での気象観測データにもとづいて熱収支の面から説明した。

第1報では標高が高い所ほど気温が高く、融雪量が大きいという現象を報告したが、これはその観測期間中低地の風が極端に弱い日が続いたため、平地の下層大気と雪との熱交換が異常に小さかったことによることが今回の観測結果と比較して明らかとなった。今回は日中の気温は山頂の方が低く、融雪量も山頂では平地の0.91~0.97倍であり、1969年の観測結果に近い。また流域末端における日融雪量と流域の融雪流出高との関係も、今回は1968年の小林等⁴⁾の報告に近いものとなった。ただし、山頂の融雪量が平地より少ないのは気温が低いために顕熱伝達量が少ないからではなく、少なくとも今回の観測期間の昼間に関する限り、雪の蒸発による熱損失が平地の3~4倍にもなったため、放射吸収、顕熱と潜熱の伝達等の総和として求

められる融雪熱量が, 山頂では平地の 0.93 倍前後になったことによるものである。夜間と早朝の熱収支が高所と平地とでどのように異なるかも興味深い問題であるが, 将来山の上の雪の温度その他の観測資料を充実してからこの問題を検討したい。この流域では標高による融雪量の変化は不明瞭で, それよりは斜面の向きと斜度, 森林密度等の要因の方が支配的であった。

終りにこの調査研究にあたって北大雨竜地方演習林ならびに同母子里作業所から種々便宜を与えられたことに対し, ここに厚く謝意を呈する。観測の一部は低温科学研究所藤野和夫助教授の協力の下に行なわれ, また, 同じ頃母子里で研究を行っていた北大大学院学生井上雅之氏から雪の含水率その他の測定資料を借用して参考にしたことを付記して感謝の印とした。この研究に要した費用の一部は, 文部省科学研究費(特定研究)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.
- 3) 藤野和夫 1971 積雪内部における融雪水の流下速度の測定 II. 一斜面積雪内での融雪水の移動一. 低温科学, 物理篇, **29**, 151-158.
- 4) 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**, 399-403.

Summary

Areal variation of the rate of snow melt in a small drainage area of 11.4 km² in Moshiri, Hokkaido, was observed during a period from Apr. 15 to Apr. 22, 1971 in connection with snow melt runoff of the area. About fifty snow stakes were set at various places in the drainage area which locations are shown by solid circles with site numbers in the topographic map of Fig. 1. The observation site marked B is on a level snow field (Fig. 2) near the outlet of the drainage area and has an elevation of 290 m. Various meteorological elements which are related with melting processes were observed at this site in addition to the melting rate of snow and the flow rate of the river. At Site-1, which is on a flat snow field but on one of the highest ridges of the area and has an elevation of 547 m (Fig. 3), the air temperature, relative humidity, and wind speed were recorded during the observation period.

The whole drainage area was divided into 249 sections, as described in the previous report (1970), and these were separated into six groups, which are north, west, south, and the east slopes, the highest ridges, and the lowest flat field. Forty-one snow stakes were also separated into the same six groups, and the ratios of the average rate of snow melt in each group to that in the lowest field were found to be 0.7, 0.8, 1.1, 1.0, and 0.97 ± 0.05 respectively, and the melting rate was not clearly related with the elevation of the place where the melting was observed. The values of above mentioned ratios are much smaller than those in the observation period in 1970, but the four-day amount of snow melt in each group multiplied by its area and the summation for the whole area gives the total amount of snow melt of the drainage area for four days:

that is, 11.2×10^5 tons, which agrees well the amount of snow melt runoff estimated from the results of observation of flow rate of the river.

A special attention is paid, in this report, in the difference between the melting rates at the lowest and highest observation sites, Site-B and Site-1. A micrometeorological explanation is given comparing the amounts of heat exchange between the air and snow at these two places. The daily maximum air temperature at a height of 1 m above snow surface at Site-1 was usually $1 \sim 2^\circ\text{C}$ lower than that in Site-B, but this may not be the main cause of such a difference in ablation rate. The sensible heat transfer Q_A from air to snow at Site-1 for 31 hours in total during the daytime from Apr. 16 to Apr. 21 was found to be 1.6 times that in the lowest field, Site-B, because of much higher wind speed on the ridge. On the other hand, the loss of heat by evaporation of snow ($-Q_E$) at Site-1 for the same period was estimated to be about 4 times as large as that in Site-B because of smaller water vapor pressures and higher wind speeds at higher places. Assuming that net radiation Q_R was the same at both places, the heat for snow melt, $Q_R + Q_A + Q_E$ at Site-1 was obtained as 0.93 times that at Site-B. The numerical values of each amount of heat exchange, Q_R , Q_A , and Q_E at the two sites are shown in Table 4. The comparison of air temperatures, humidities, and wind speeds at a height of 1 m above the snow surface at both places are shown in Fig. 8 by curves of their variation with time and in Table 3 by some numerical values for each day.

Each hourly amount of Q_A is calculated by a formula (1), using the air temperature T_1 ($^\circ\text{C}$) and the wind speed V_1 (m/s) at a height of 1 m above the snow surface. The formula is derived from an empirical relation (2) between the rate of evaporation E and $(e_0 - e_1)V_1$, where e_0 and e_1 are the water vapor pressures in mb at the snow surface and at a height of 1 m above it respectively. The radiation balance Q_R is observed by a Funk-type net-radiometer but only at Site-B.

In the previous report (1970), it was noticed that the rate of snow melt at Site-1 was 1.2 times the melting rate at Site-B. This was caused by a particular meteorological condition in that extremely low wind speed, 0.7 m/s or under, continued in the lowest field for eight days except on a rainy day and a strong inversion of air temperature along the slopes of the area existed even in the daytime. During the observation period in 1971, the wind speed at Site-B was observed to be higher than 2 m/s on the average of 10 hours from 08:00 to 18:00 of most days and a remarkable inversion of 1 m air temperatures was observed only at night.

The amount of snow which was melted and flowed down to the ground at Site-1 during 7 days from 08:00 Apr. 15, 1971, was about 14 g/cm^2 (Fig. 4(a) and Fig. 5), while the net amount of evaporation from snow was 0.22 g/cm^2 for the same period. The radiative energy as a heat source of ablation during the daytime of these 7 days averaged 86% of the heat for melting. This percentage was a little smaller than that observed in the same season of the previous years, because of much higher wind speed during most daytime and somewhat less amount of solar radiation than usual.