



Title	融雪期における小流域の水収支 I : 短期水収支と長期水収支
Author(s)	本山, 秀明; MOTOYAMA, Hideaki; 小林, 大二 他
Citation	低温科学. 物理篇, 42, 123-133
Issue Date	1984-03-05
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18488
Type	departmental bulletin paper
File Information	42_p123-133.pdf



融雪期における小流域の水収支 I*

—— 短期水収支と長期水収支 ——

本山 秀 明

(北海道大学大学院理学研究科)

小林 大二・小島 賢 治

(低温科学研究所)

(昭和58年10月受理)

I. 緒 言

積雪地帯の河川については、融雪期の流出水の合理的利用や融雪洪水の被害防止のため、融雪期の流出量を推定することが必要である。そのため融雪開始直前の総積雪水量が、多くの人々によって調べられている¹⁻³⁾。さらに融雪流出の予測を試みた論文も多数ある^{4,5)}。しかし最も重要な融雪期の水収支については、現在のところ未知の部分が多い^{6,7)}。信頼出来る観測で流域の総積雪水量および融雪流出量をおさえて、融雪期の水収支を扱っている論文は少ない⁸⁾。雪水文学として、流域全体の総積雪水量の何割が河川で流出されるのか、融雪過程と流出過程の間にはどのような関係があるのか、など融雪期の水収支は興味ある重要な問題である。

そこで北海道中央部に位置する小流域において、1982年および1983年の融雪期に流域内の総積雪水量、融雪量および河川流出量などを観測し、融雪期の水収支の特徴を調べたので報告する。

II. 測定の方法と場所

1. 調査流域の概要

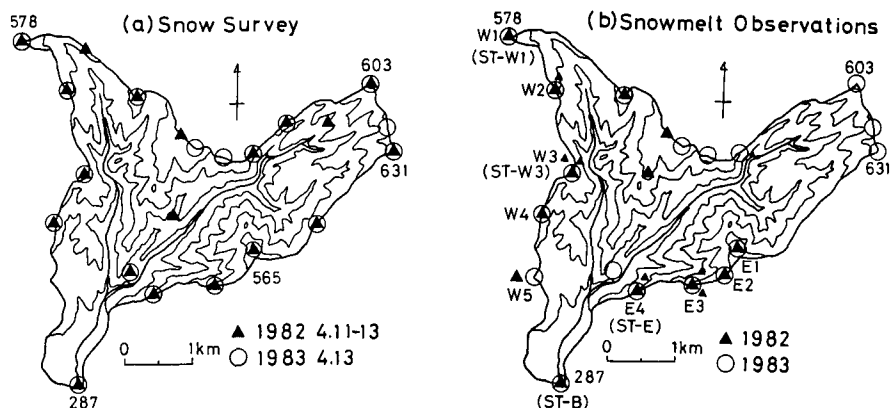
観測地は、北海道石狩川支流雨竜川源流部にあたる幌加内町母子里の北東部に位置し、標高280~630 m、流域面積11.2 km²の美深越沢川流域である。第1図に流域の地形図、第2図に等高度帯面積図を示す。低地において根雪期間は約7カ月におよび、積雪深は2~2.5 mに達する。融雪は4月10日前後に始まり、消雪は5月初旬から中旬である。流域の地形、地質、植生については小島他⁹⁾、小林他¹⁰⁾が詳しく述べている。

観測は、1982年および83年の4月から5月にかけて行った。第1図(a)、(b)に積雪水量調査地点、融雪量および気象観測点の位置を示した。行動上の制約から主な観測点は尾根上にある。

2. 積雪水量調査

第1図(a)に示す地点で、流域内の総積雪水量を定量的に求める目的で、積雪水量調査(ス

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2600号



第1図 (a) 観測流域図と積雪水量調査地点
 (b) 融雪量観測点と気象観測点 (ST の記号)
 三角印は1982年, 白丸印は1983年。数字は標高

ノーサーベイ)を行った。実施日は, 1982年が融雪期直前の4月11~13日, 83年が融雪期前期の4月13日であった。測定方法は, Yamada¹¹⁾の方法を採用した。直径1cm程度の測深棒で10点以上の積雪深を1m間隔で測深し, 平均積雪深 \bar{HS} を求める。次にスノーサンプラーで全層コアを2~3本採雪し, 全層平均密度 $\bar{\rho}$ を測定する。 $HW = \bar{HS} \times \bar{\rho}$ をその地点の積雪水量 HW とした。

3. 融雪量観測

第1図(b)に示す地点で融雪量の観測を行った。各観測点に1.5cm角の雪尺を立て適時に雪面位置を読取った。測定時刻間の雪面低下量 ΔHS に消雪層の平均密度 $\bar{\rho}$ を掛けた量 $m = \Delta HS \times \bar{\rho}$ が融雪量 m である。流域末端の低地観測点 ST-B では, 雪面位置の読取りと積雪表面密度 (0~5, 5~10 cm), 含水率 (0~5, 5~10 cm) の測定を1日に2回 (09~10時, 17~18時) 行った。

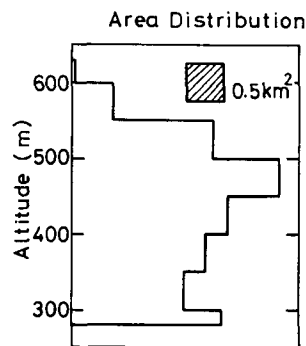
さらに低地観測点では, 次の2種類の方法で融雪量を観測した。

(i) スノーライシメーター 80cm角の浅い角型漏斗を積雪内部に埋め, 自記雨量計を接続して積雪中に浸透する融雪水量を直接連続観測した。

(ii) 積雪断面観測 整地した露場において, 融雪期間中に数回断面観測をした。各期間内に消失した積雪水量が融雪量である。

4. 微気象観測

低地観測点では, 雪面上の熱収支を計算するための微気象観測を行った。項目は気温, 風速, 露点, 日射量, 雪面反射量, 正味放射量, 表面温度, 雪中温度, 顕熱フラックス, 雨量等である。山地観測点では, 1982年に ST-W 1, ST-W 3, ST-E で気温, および ST-W 3, ST-E で風速を連続観測した。1983年には ST-W 1 で気温, 風速, 日射量, 温度を連続観測した。



第2図 観測流域の等高度帯面積。図右上の斜線を入れた正方形の面積が 0.5 km^2 に相当する

5. 融雪流出量の観測

流域末端 ST-B で、河川の水位を水研 62 式長期自記水位計で連続観測した。流量の測定は、幅 50 cm 毎に広井式流速計を水深の 6 割に降して測る一定法とし、原則として観測期間中に毎日 2 回 (11~12 時, 16~17 時) 行い、水位流量曲線を得た。

1 日毎の融雪量に相当する流出量の算出は小林他^りの報告に述べられている方法に拠る。概念図を第 3 図に示す。

III. 観測結果及び考察

A. 短期水収支

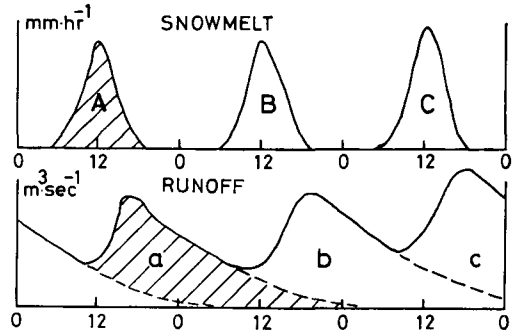
1. 流域総融雪量

a. 1982 年融雪期

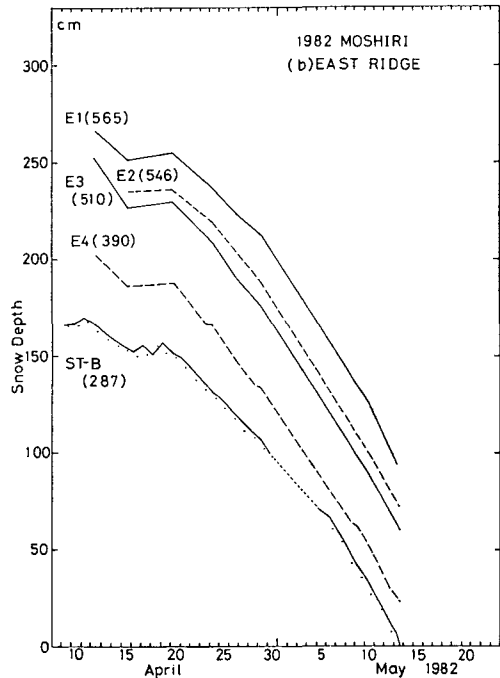
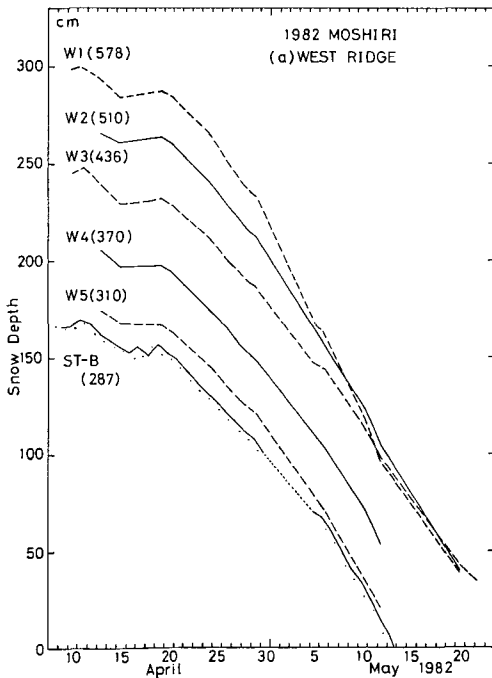
(1) 雪面低下量の観測

第 4 図に尾根上の観測点における積雪深の時間変化を示す。4 月 20 日以降、流域全体で急激な雪面低下が観測された。本格的な融雪期に入ったことがわかる。

流域の場所による融雪量を比較するため、第 5 図に低地観測点と山地観測点の積雪深の差



第 3 図 日融雪相当流出量の概念図。日融雪量 A, B, C によって生じた日流出量を、それぞれ a, b, c と分離する



第 4 図 1982 年における積雪深の時間変化

(a) 西側尾根 (b) 東側尾根

観測点の位置は第 1 図 (b) 参照。括弧内は標高

の時間変化を示した。この差が小さくなる(右下りになる)ことは、平地より山地の方が雪面低下速度が大きいことを意味する。雪面低下は積雪の圧密と融雪によって生ずるが、融雪期間中では圧密がほぼ無視出来る。観測点の位置(標高, 斜面の向き)により、雪面低下速度は異なる。しかし4月25日頃から5月5日頃までは一様に右下りの変化を示し、山地の方が雪面低下量(融雪量)が大きかった。

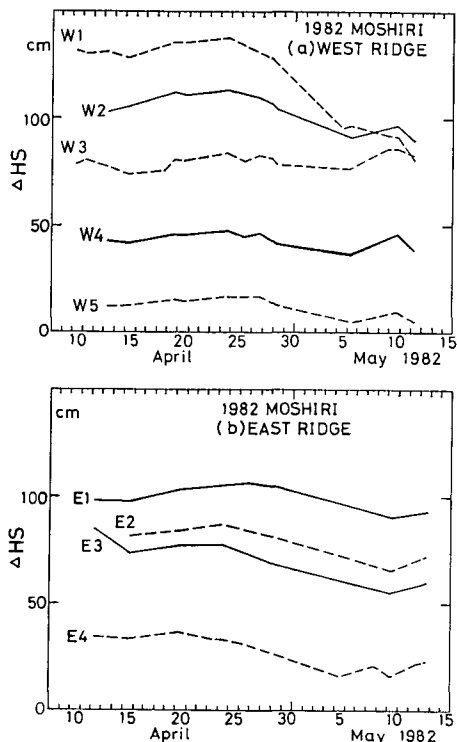
(2) 融雪量の算出

4月24日, 29日, 5月10日に全観測点での雪面位置の読取りを行った。この2期間の流域総融雪量を求める。

各観測点の消雪層の密度を次の方法で推定した。(i)4月24~29日の場合: 第6図にST-Bで測定した積雪表面密度を示すが、この期間の平均は0.46 g/cm³である。第7図に4月26日に東側尾根 E1 観測点で行った断面観測の結果を示す。E1 地点での消雪層密度は0.40 g/cm³である。そこで、ST-B(287 m)とE1(560 m)の間では消雪層密度が標高に一次比例すると仮定し、他の観測点での密度を決めた。(2)4月29日~5月10日の場合: ST-Bでは、消雪層密度が0.48 g/cm³であった。5月

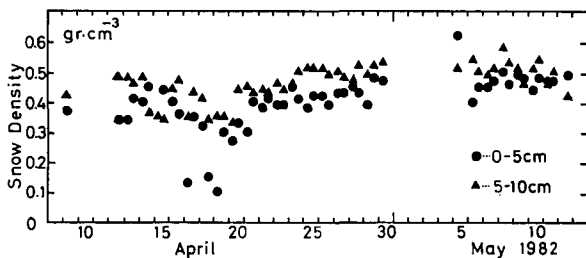
6日に西側尾根 W1-W5の積雪表面密度を測定したが、0.44~0.48 g/cm³の間におさまった。そこで、この期間内での消雪層密度は地点によらず一定と考え、0.48 g/cm³を与えた。

流域の全融雪量を算定するため流域を適当な高度幅で分割し、その高度帯では融雪量が一定と仮定した。すなわち、同一高度帯の観測点での融雪量の平均値をその高度帯の値とした。結果を第8図に示す。4月24日から29日の場合、融雪量は標高によらずほぼ一定であるが、4月29日から5月10日の場合には、高所が大きくなっている。この融雪量の分布と等高度帯

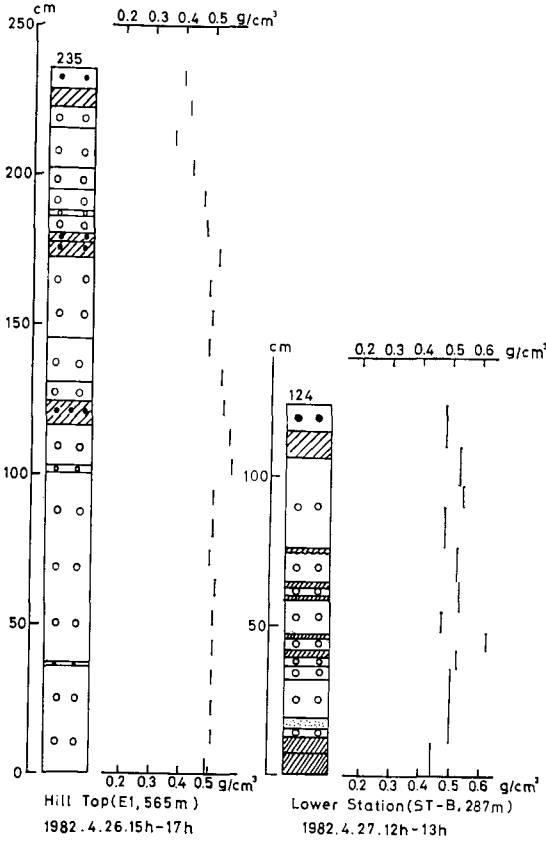


第3図 1982年における低地観測点と山地観測点との積雪深の差 ΔHS の時間変化
(a) 西側尾根 (b) 東側尾根

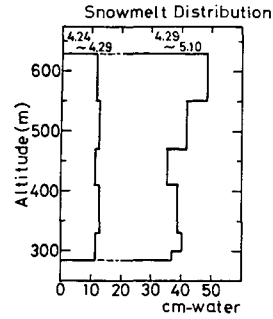
低地より山地の方が雪面低下速度が大きい場合、右下りの時間変化を示す



第6図 1982年における低地観測点の積雪表面層ぬれ密度



第7図 1982年における積雪断面観測による層構造とぬれ密度分布
 (a) 東側尾根 E1 4月26日
 (b) 低地観測点 4月27日



第8図 1982年における融雪量の高度分布

第1表 短期水収支 $M+r=Q+E_v \pm \Delta S_d$ 水収支面は雪面である

	融雪量 M	雨量 r	流出高 Q
1982 4.24~4.29	12.1	0.3	9.6
4.29~5.10	39.4	2.6	40.8
1983 4.16~4.19	11.2	0.3	11.4

	蒸発・ 凝結量 E_v	貯溜高 増減 ΔS_d	流出率 $(Q/M+r)$
1982 4.24~4.29	0.0	2.8	0.77
4.29~5.10	0.3	0.9	0.97
1983 4.16~4.19	-0.2	0.3	0.99

cm-water

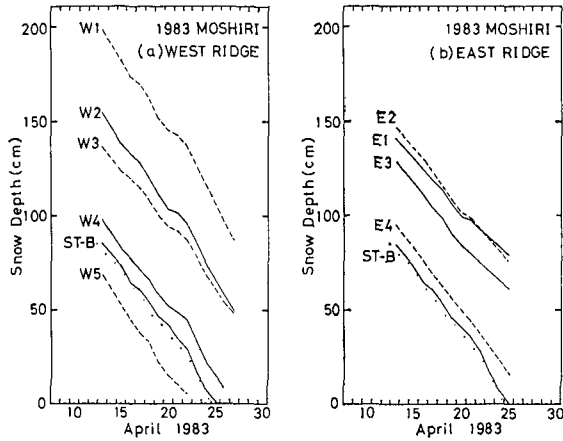
面積図を用いて流域総融雪量を計算した。結果を第1表に示す。

b. 1983年融雪期

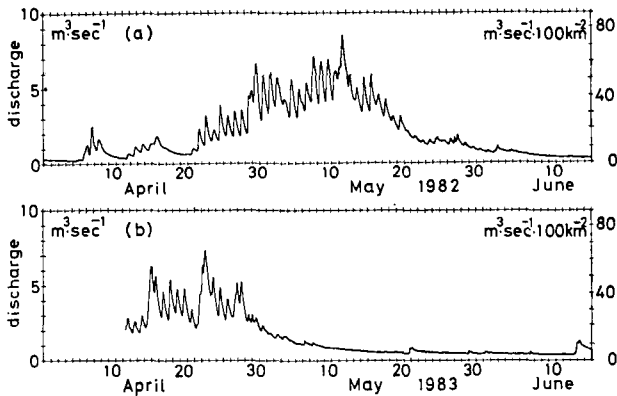
第9図に積雪深変化図を示す。前年より積雪が少なく、消雪は2週間以上早かった。4月16日から19日までの融雪量を1982年の場合と同様に求めた。しかし1983年の場合には流域を3つの領域(西側, 中央, 東側)に分け、それぞれ融雪量の高度分布と等高度帯面積図を用いて流域総融雪量を計算し合計した。なぜなら、3つの領域ではそれぞれ融雪量が一次式で近似出来たからである。結果を第1表に示す。

2. 融雪相当流出高

第10図に、1982年および1983年の流出ハイドログラフを示す。83年は82年と比べて流域全体の総積雪水量が少なく、さらに融雪開始日および消雪日が早かった。それゆえ流出ハイドログラフの形は、両年度で大きく異っている。前章で述べた方法で日融雪量に相当する流出量を分離し、融雪量の観測期間に相当する流出量を求めた。結果を第1表に示す。



第9図 1983年における積雪深の時間変化
(a) 西側尾根 (b) 東側尾根



第10図 流出ハイドログラフ
(a) 1982年 (b) 1983年

縦軸は右が観測流量, 左が比流量。1983年は4月12日に自記水位計を設置したため, それ以前の記録はない

3. 融雪期の短期水収支

水収支面を積雪表面にとると, 次の水収支式が成立する。

$$M+r=Q+E_v \pm \Delta S_d \tag{1}$$

ここで M は流域総融雪量, r は雨量, Q は融雪流出量, E_v は雪面上の蒸発および凝結量 ΔS_d は積雪表面より下の流域貯留量変化である。 M, r, Q は観測量である。 E_v は本山他¹²⁾ が報告した次の経験式で推定した。

$$E_v = 0.69 \times 10^{-3} (E_1 - E_0) V_1 \quad \text{g/cm}^2 \tag{2}$$

ここで E_1 と V_1 は雪面上1 m での水蒸気圧 (mb) と風速 (m/sec), E_0 は雪面の水蒸気圧 (mb) である。 ΔS_d は各項目を代入した後の残差として求まる。それぞれの値を第1表に示す。

4. 考 察

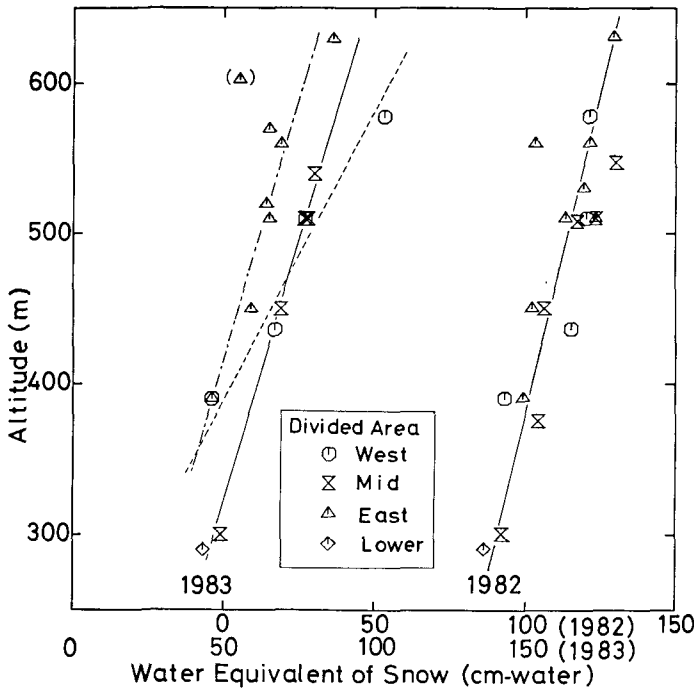
融雪期を前期（表面融雪水の一部が積雪中に保溜される）、最盛期、後期（流域に消雪域が生じる）に分けると、期間1：1982年4月24日～29日は融雪期前期、期間2：1982年4月29日～5月10日と期間3：1983年4月16日～19日は融雪最盛期にあたる。期間1では流域貯溜量変化 ΔS_a が $+2.8 \text{ g/cm}^2$ であり、流域への収入量（融雪量 M +雨量 r ）の20%以上が積雪中の含水量の増加ならびに地中の保溜水分の増加に使われた。しかし期間2,3では積雪および地中の含水量が平衡に達している。それゆえ ΔS_a は流域収入量の5%未満に過ぎず、測定誤差の範囲内である。この期間には、流域への収入量と同じ量だけ流域外へ流出されており、流出率 $Q/(M+r)$ は1に近い。融雪と流出の量的応答の良さが、融雪最盛期における融雪流出の特徴である。なお雪面上の蒸発および凝結量は収入量の1%にも満たず、水収支を考える上では無視出来る。

B. 長期水収支

流域内の総積雪水量が、最終的に河川で何割流出されるかを考える。

1. 総積雪水量

1982年4月11～13日および1983年4月13日に行った積雪水量調査の結果を第11図に示す。観測点の積雪水量と標高を座標にとり、流域を西側、中央、東側、低地に分類して観測値を区別している。Yamada¹¹⁾は、積雪水量の分布が標高に対して直線的に変化することを詳しい観測結果から得ている。1982年の場合は調査時期が融雪期直前であったが、図で示されるよ



第11図 積雪水量の高度分布。右が1982年、左が1983年の場合。流域を4つに分割して観測値を区別している

うに明瞭に標高と積雪水量が一次式で近似出来る。標高を h , 積雪水量を $HW(h)$ とすると,

$$HW(h) = 0.118(h - 280) + 88.2 \text{ cm-water} \quad (3)$$

の関係式が得られた (相関係数 $r=0.86$)。そこで第2図の等高度帯面積図を用いて, 流域の総積雪水量を求めた。結果は $1.21 \times 10^7 \text{ m}^3\text{-water}$ であり, 流域平均では, 106 cm-water であった。

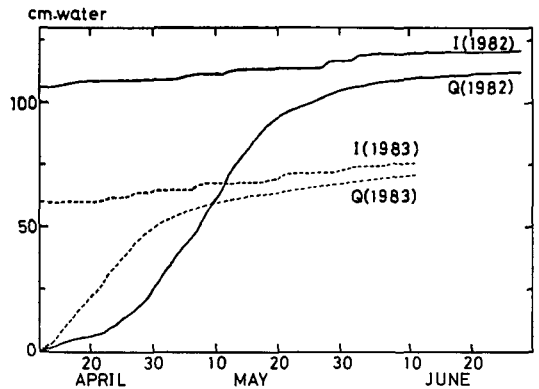
1983 年は, 調査時期がすでに融雪期に入っていた。そのため標高に対する積雪水量のばらつきが大きい。しかし4つに分けた分割流域においては一次式で近似出来る。そこで分割流域でそれぞれ $HW(h)$ の関係式と等高度帯面積図を用いて, 1982 年の場合と同様に積雪水量を計算した。結果は $6.7 \times 10^6 \text{ m}^3\text{-water}$ であり, 流域平均では 60 cm-water であった。

2. 水収支

兩年ともに4月13日を始点とし, 流域消雪日を終点とする期間の水収支を考える。収支面を地表面とすると, 次の水収支式が成立する。

$$H + r = Q + E_v + E_t \pm \Delta S_d \quad (4)$$

ここで H は4月13日の流域総積雪水量, r は4月13日以後の降水量, Q は河川流出量, E_v は雪面での蒸発および凝結量, E_t は消雪地域からの蒸発散量, ΔS_d は流域貯溜量変化である。流域消雪日を流出ハイドログラフの日変化がなくなる時と仮定すれば, 1982年は6月中旬であり1983年は5月下旬であった。第12図に流域への収入量である $I = H + r$ と河川からの流出量 Q を, 4月13日からの積算量の時間変化で示した。水収支の終了日によって流出率 Q/I は変化する。一般には流域消雪日で水収支の期間を区切る。第2表に積雪水量調査日から流域消雪日までの水収支の各項目を示す。 H, r, Q は観測量である。 E_v は既出の(2)式を用いて



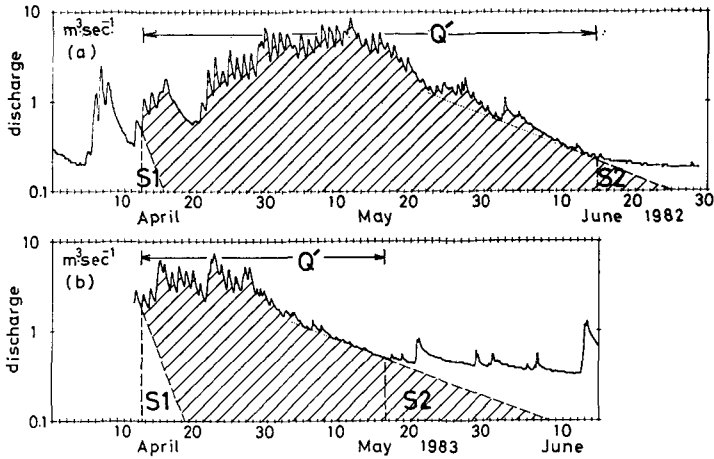
第12図 4月13日の流域平均積雪水量にその後の降水量を加えた積算量 (I) と, 4月13日からの流出高の積算量 (Q)。流域消雪日は, 1982年が6月中旬, 1983年が5月下旬であった

推定した。蒸発散量 E_t は, 新井の報告¹³⁾ と観測地が低温地帯であることを考慮して, 低地消雪日の一週間後から毎日1mm蒸発散されると考えて計算した。 ΔS_d は他の収支項を代入した

第2表 長期水収支 $H + r = Q + E_v + E_t \pm \Delta S_d$ 水収支面は地表面である

	総積雪水量 H	降水量 r	流出高 Q	雪面上蒸発・凝結量 E_v	無積雪地域蒸発散量 E_t	貯溜高増減 ΔS_d	流出率 $Q/(H+r)$
1982 4.13~6.15	106	14	110	1	2	7	0.92
1983 4.13~5.30	60	13	68	0	2	3	0.93

cm-water



第13図 4月14日以降の総融雪量(+雨量)に相当する流出量 Q を斜線部分と考える。 $Q=Q'+S2-S1$ である
(a) 1982年 (b) 1983年

第3表 積雪の最終流出率 $S1, S2, Q'$ は第13図を参照

	$S1$	$S2$	Q'	融雪流出量 $Q=Q'+S2-S1$	流域収入量 $I=H+r$	流出率 Q/I
1982	1	2	110 (4.13 ~6.15)	111	120	0.93
1983	3	5	62 (4.13 ~5.17)	64	68	0.94

cm-water

あとの残差である。結果は流出率 $Q/(H+r)$ が、0.92 および 0.93 とそれぞれ求まった。これは小野他⁹⁾が発表している流出率 0.92 と観測誤差の範囲で一致する。水収支期間内に流域貯溜量は総積雪水量の 5~7% 増加したにすぎない。

ところで積雪からの融雪水が最終的に何割流出されるかという問題を知るためには、流出ハイドログラフから4月13日以降の流域への収入量 I による流出量を分離しなければならない。1982年および1983年の4月13日以降の積雪からの総融雪量(+雨量)による流出量が、流出ハイドログラフを片対数グラフに描いた第13図の斜線部分に相当すると考えた。流域への収入量がない場合、流量 $Q(t)$ が減衰率 α で減少すると仮定する。ある時点 ($t=0$) からの全流出量 S は、次式で計算出来る。

$$Q(t) = Q(0) \exp(-\alpha t) \tag{5}$$

$$S = \int_0^{\infty} Q(t) dt = Q(0)/\alpha \tag{6}$$

第3表に結果を示す。流出率は 0.93 および 0.94 とそれぞれ求まった。

3. 考 察

第2表と第3表の流出率の意味は異なる。しかし流出率はどちらにしても 0.92~0.94 とい

う大きな値を示している。なぜなら融雪期には雪面が地表面であるからである。すなわち雪面での蒸発および凝結量は、雪面との熱交換量として融雪熱量に占める割合は数%から数10%にも達するが、水収支(質量収支)としては第1表および第2表に示されるように無視し得る量である。さらに融雪期は、雪面へ入る熱量がすべて融雪に使われ、毎日20~40mmの融雪水が流域へ入力されている。土壌水分は常に満たされた状態にある。よって流出率は0.9以上の大きな値となる。一方無積雪地域では、降雨の一部が土壌水分不足の補充に使われ、さらに流域からの蒸発散が加わるため、流出率は洪水時でも0.8以下である¹⁴⁾。

山形県釜淵の試験地(1号沢, 約0.03 km²)に関して小野他⁸⁾が発表している融雪期の流出率は、14年間の平均で0.92である。両試験地とも融雪期の流出率が0.93前後であるのは興味深い。

IV. 結 論

1982年および1983年の融雪期に、石狩川源流部の11.2 km²の小流域で水収支の観測を行ったところ、次のことが判明した。

1. 1982年および1983年ともに、流域総積雪水量の90~95%が河川で流出された。
2. 融雪最盛期において、融雪水量と流出量が良く一致した。
3. 雪面上の蒸発および凝結量は、融雪期の水収支の要素としては無視し得る量である。

今後、別の流域において融雪期の水収支の観測を行い、今回の結果と比較して、流域の流出特性について研究する予定でいる。

この報告は筆者の1人、本山の北海道大学大学院理学研究科地球物理学専攻修士課程の修了研究として行ったものである。

最後に、北海道大学雨竜地方演習林母子里作業所の皆様には、観測期間中いろいろ便宜をはかっていただき、また貴重な気象観測資料を頂いた。北大低温科学研究所大学院山田芳則君には観測にあたり多くの協力を得た。北大低温科学研究所石川信敬助手、山田知充助手、北海道教育大学岩見沢分校油川英明助教授には、観測の際お世話になり、さらに有益な示唆を頂いた。北大理学部中尾欣四郎教授には有益な助言を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。

文 献

- 1) Leat, C. F. 1971 Areal Snow Cover and Disposition of Snowmelt Runoff in Central Colorado. USDA For. Serv. Res. Pap. RM-66, Rocky Mt. For. and Range Exp. Sth., Fort Collins, Colo. 19 pp.
- 2) 東 晃・樋口敬二 1952 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査. 北大地球物理学報告, **2**, 1-13.
- 3) 吉田義信 1974 米沢湖進水域の積雪水量と、融雪流出期間における同湖への流入水量の予測. 水温の研究, **18**, 2-15.
- 4) 山口 甲・長谷川茂 1975 融雪流出の予知に関する研究. 北海道開発局土木試験所, 174 pp.
- 5) 山岡 勲 1971 融雪流出の解析例(金山ダム流域). 雪氷, **33**, 270-275.
- 6) 新井 正 1976 日本の水収支一概要と問題点一. 立正大文論叢, **56**, 95-125.
- 7) 榎根 勇・竹内 浩 1971 本邦における河川の年流出率について. 地理学評論, **44**, 347-355.

- 8) 小野茂夫・川口利次 1974 小流域における貯雪量推定と「森林の影響」の解析. 林業試験場東北支場年報, 114-119.
- 9) 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.
- 10) 小林大二・植松孝彦 1977 融雪期における河川源流域の水温 III. 低温科学, 物理篇, **35**, 167-178.
- 11) Yamada, T. 1982 Studies on Accumulation-Ablation Processes and Distribution of Snow in Mountain Regions, Hokkaido. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, **A**, **31**, 1-33.
- 12) 本山秀明・小林大二・小島賢治 1983 融雪期における小流域の水収支 II. 一流出解析一, 低温科学, 物理篇, **42**, 135-146.
- 13) 新井 正 1980 日本の水 その風土の科学. 三省堂, 278 pp.
- 14) 金子 良 1973 農業水文学. 水文学講座 12, 共立出版, 286 pp.

Summary

It is necessary to preestimate the amount of snowmelt runoff in a snowy regions during the melting period, because we should make efficient use of runoff water and forestal damage due to a snowmelt flood. A vital prerequisite for it is to clarify the water balance of a watershed, but to do so is confronted with many unknown factors at present.

In a small watershed (11.2 km²) in the central part of Hokkaido, the total amount of water equivalent of a snow cover, snowmelt and runoff were mainly observed during the snowmelt period in 1982 and 1983. Some characteristics of the water balance were found, and the following results were obtained :

1. The sites of observation of water equivalent of snow cover (*HW*) are shown in Fig. 1 (a). The total amount of snow in the watershed was estimated using a linear relation between altitude and *HW* (Fig. 11) and observed data at some places in the area. The water balance was calculated from the day of beginning a snow survey operation to the day of complete disappearance of snow from the watershed (Tables 2, 3). It is found that, in both years, 90~95% of the total amount of *HW* in the watershed ran off as stream water.

2. Snowmelt was observed at the places indicated in Fig. 1 (b). The total amounts of snowmelt in the watershed during some suitable subperiods were obtained and were compared to the amounts of snowmelt runoff during the same subperiods. It is found that, in the middle of the snowmelt period, the amount of snowmelt equals the snowmelt runoff without a change in water storage of the watershed (Table 1). This is a fairly simple relationship indicating that the runoff coefficient is nearly 1.

3. The rate of evaporation and that of condensation at the surface of the snow cover were observed or calculated using an experimental formula. The values obtained less than 1% of the total input to the watershed, hence making no contribution to the water balance during the snowmelt period.