

小流域における融雪流出の実験並びに解析

北海道大学 工学部 正員 藤田 睦博
北海道大学 工学部 学生員 ○ 山崎 誠

1. まえがき

1年間の約1/3の期間、雪に囲まれている北海道において降雪又は積雪は我々の生活に極めて密着している。融雪及びその河道流出量もその一つである。融雪水は冬期湯水期の河川を涵養し、時には融雪洪水を引き起こす。

ここでは、融雪をその生起場によって次の様に分類し、両者の融雪現象について熱収支を中心とした基礎的実験を、金山ダム流域及び北大構内で行った。

(1) 地表面附近(積雪層の下部)の融雪。 (2) 積雪表面における融雪

(1)の融雪は量そのものは少ないが、積雪期間にわたるもので冬期の河川を涵養するものである。一方、(2)の融雪はいわゆる春先の雪解けと呼ばれる時期の現象に相当する。

2. 積雪下部における融雪

北海道内の各河川は、一般に3月上旬頃に最湯水期を記録する。この期間中、河川は地温による融雪量と流域内保水量により涵養されている。金山ダムにおいて、筆者らが行った地温による融雪量の測定(1971~1973年)結果について述べる。

地温による融雪量 M は、 z 軸の原点を地表に、その方向を地中の向きにとると、次式で与えられる。

$$M = -\frac{1}{L} \left[\lambda \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)_{z=0} + \kappa \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \right] \quad (2.1)$$

M : 融雪量 ($\frac{\text{cal}}{\text{sec} \cdot \text{cm}^2}$) λ : 土の熱伝導率 ($\frac{\text{cal}}{\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec}}$)

L : 氷の融解潜熱 ($\frac{\text{cal}}{\text{gr}}$) U : 地中の温度 ($^{\circ}\text{C}$)

κ : 積雪の熱伝導率 ($\frac{\text{cal}}{\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec}}$) T : 積雪の温度 ($^{\circ}\text{C}$)

(2.1)式において、右辺第1項は地表面を単位時間に単位面積を通過する熱量を、第2項は熱伝導により積雪内部に導わる熱量を示す。積雪深、積雪密度の小さい期間中は外気温の影響が積雪層全体に及び、第2項を無視することはできない。しかし寒期になると12月以降、積雪深、密度とも大きくなると積雪の上層のみが外気の影響を受け、下層部は常に 0°C に近く温度勾配が小さく、第2項を無視出来る。表土1mの平均熱伝導率の測定結果、流域内の平均値でほぼ $\lambda = 1.0$ ($\frac{\text{cal}}{\text{C} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec}}$)の値が得られた。

Fig. 3に示す金山ダム流域内の4地点で地中の温度分布を測定して、温度勾配に換算した。(2.1)式の右辺第2項を無視して得られた各地点での融雪量をFig. 1に示す。最湯水期の前後で、地温による融雪量は流域平均でほぼ 0.3 (mm/day)である。これを流量に換算すると 1.6 (m^3/sec)で、筆者らが調べた過去の金山ダム流入量の最小値を下回っている。Fig. 2に示すように、地温融雪量は漸減し、ほぼ流量の $1/3$ を占めている。

3. 積雪表面における融雪

融雪最盛期である3~4月に、熱収支法に基づく融雪量の測定、従来定量的に把握されていなかった Cold-Content の測定、また積雪中の融雪水の移動過程についても実験した。一方、Fig. 3の斜線部に示す金山ダム

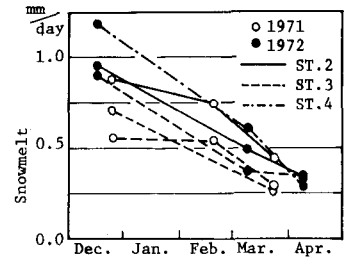


Fig. 1 Snowmelt by conduction from the ground. In the drainage of Kanayama Dam.

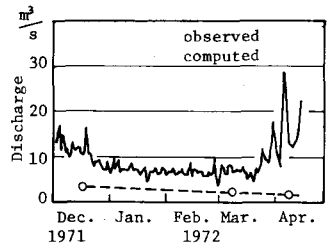


Fig. 2 Comparison between observed daily streamflow and daily runoff from snowmelt by conduction from the ground at Kanayama Dam.

流域内の小流域において、流量を実測し融雪量と照合した。

3.1 測定法

測定場所としては、北海道大学構内及び金山ダム流域内で、測定期間並びに期間中の積雪深の変化等をまとめて Table. 1 に示す。

積雪表面の融雪量の測定法については、大浦らの手法を参考に、2種類の²⁾方法を採用した。第1の方法(Method 1)は容器内の質量の減少量から融雪量を測定するもので、単位時間毎の融雪量 ΔW_1 は次式で表わせる。

$$\Delta W_1 = (\Delta W_M - \Delta W_E)(1 - \omega) \quad (3.1)$$

ここに、 ΔW_M : 単位時間毎の容器の質量の減少量

M : 底にネジを接着させた容器

ΔW_E : 単位時間毎の容器の質量の減少量

E : 底に蓋をつけ水密性を持たせた容器

ω : 採集した雪に当初から含まれている水量

第2の方法(Method.2)は積雪深の低下量から求めるもので、単位時間毎の融雪量は次式で表わせる。

$$\Delta W_2 = \rho_s \cdot \Delta S \quad (3.2)$$

ここに、 ρ_s : 積雪表層の密度

ΔS : 積雪表面の低下量

気象要素の測定については、正味吸収放射量を英弘精機

製示差輻射計(CN-1)を、雪面から1mの高さに設置して、雪面上での輻射量を昼夜連続測定した。又気温については雪面上10, 30, 50, 100, 150cmの各点にサーミスタ温度計を設置し、雪温についても5~40cm間隔に積雪中に設置し連続測定とした。風速については、雪面上50, 100cmの高さで30分、又は1時間毎の風程を記録し平均風速を求めた。蒸発量については、Method 1の容器Eの値 ΔW_E を代用した。

3.2 結果と考察

熱収支に基づく、時間毎の種々の熱量の比較を Fig. 6 に示す。一方、Fig. 7 には日毎の種々の熱量の算算値の比較を示す。図において、 Q_{M1} , Q_{M2} は、それぞれ Method 1, Method 2 による測定値 ΔW_1 , ΔW_2 に 80 cal/gr を乗じた値である。 Q_R は示差輻射計から得られた正味吸収放射量を表わす。 Q_E は Method 1 による測定値 ΔW_E に 600 cal/gr を乗じた値で、蒸発熱を表わす。 Q_A は大気伝達熱量で、ここでは大浦らが金山ダム流域内幾箇で得た実験式(3.3)⁴⁾を用いた。

$$Q_A = 3.2 \times 10^{-3} T_{1.0} V_{1.0} \quad \left(\frac{\text{Cal}}{\text{cm}^2 \text{hr}} \right) \quad (3.3)$$

ここに、 $T_{1.0}$, $V_{1.0}$ は雪面上1mの点における気温($^{\circ}\text{C}$)、風速(cm/sec)である。

Q_M は次式から求められる熱収支による、融雪に消費される熱量を表わす。

$$Q_M' = Q_R + Q_A - Q_E \quad (3.4)$$

これらの結果から、次のことが言える。

1) 積雪表面における融雪はほぼ午前9時~10時頃から生起している。実測によると、9時以前にも気温及び積雪の正味吸収放射量は正で、この間積雪が受けた熱量は、後述する Cold-content の解消に費されるものと思われる。一方、終了時刻は17時~18時頃となっており、積雪の吸収する輻射量はほぼこの時刻を境に、正から負へ逆転している。2) 大気による伝達熱量 Q_A 、及び蒸発熱量 Q_E は測定期間中、大きな変化はなく、お互いにほぼバランスしている。3) 融雪量の大部分は正味吸収放射量によるもので、実測流量と極めてよく対応し

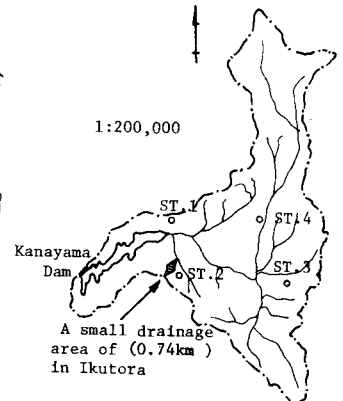


Fig. 3 The drainage area of (470km²) in Kanayama dam (upstream of the Sorachi River)

Table. 1

Location	Date	Elevation	Snow depth
SAPPORO	1972 Mar. 15-18	15 m	70 ~ 60 cm
	1973 Mar. 24-30	15 m	45 ~ 20 cm
KANAYAMA	1972 Apr. 7-12	300 m	52 ~ 36 cm
	1973 Apr. 10-16	420 m	47 ~ 19 cm

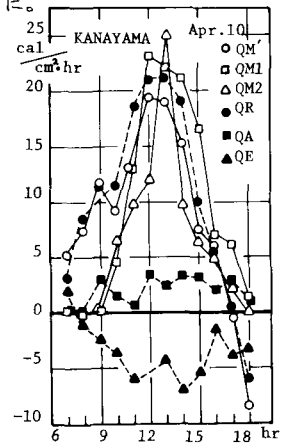


Fig. 6 Comparison of heat factors. (per hour)

ている。特に、単位時間当りの融雪量が大きい時刻には、日射融雪が卓越している。

Fig. 8には、1973 年金山ダム流域内幾寅地点での、測定期間中における積雪深の低下を示す。

3.3 実用的融雪量の推定法

前述した様に、積雪表面における実測融雪量と熱収支に基く融雪量は極めてよく対応している。特に本実験を行なった時期に相当する融雪最盛期には、積雪の正味吸収放射量が卓越する熱源である。しかしながら実際の解析において、常に正味吸収放射量を測定するのは容易でなく、入手可能な資料を用いる手法を取らざるを得ない。一般に気温と風速の二因子を用いて融雪量 M_s を、次式 $M_s = (\alpha + \beta \cdot V) \cdot T$ の様に表現し、係数 α, β を実験的に求めた数多くの実験式が提案されている。

丸安らは第2項を大気からの対流による熱の移動を第1項を太陽からの輻射熱、その他の温暖だけで表わすことのできる熱量と説明している。熱収支の測定結果は第1項が卓越することを示唆している。

1972, 1973 年の測定結果とも、風速の要因は小さく、(但し、実験期間中の風速は1~3 %sec)融雪量を気温1個だけの関数として取り扱うことができる。融雪量と要因間の相関関係を見るために、それぞれの単相関を Table 2 に示す。このことから、近似的に気温1個の要因だけで融雪量を推定しても大差ないと言えよう。

二地点における気温と実測融雪量の関係を Fig. 9 に示す。1972, 1973 年の測定値から次式を得た。

KANAYAMA $M_s = 0.34(Ta + 0.05)$
(3.5)

SAPPORO $M_s = 0.44(Ta + 1.53)$
(3.6)

ここに、 M_s : 融雪量(mm/hr)
 Ta : 雪面上1.5 mの点の気温($^{\circ}C$)
この係数は石井らが金山ダムで得た係数とほとんど同じであり、また前年度求めた係数と比較すると、約20%程大きくなっている。これは今年度の測定期間が前年度より約10日遅く、日射融雪がより卓越していたためと考えられ、また札幌の係数が金山ダムのそれよりも上回っているのは、都市部と山間部では積雪表面の汚れ、すなわち Albedo の減少により正味吸収放射量が多いためと考えられる。Fig. 14(b)に、(3.5)式から求めた融雪量(黒丸)と実測融雪量(白丸)との比較を示す。

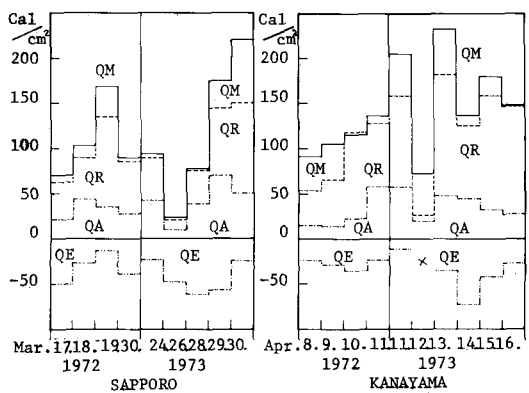


Fig. 7 Comparison of heat factors. (per day)

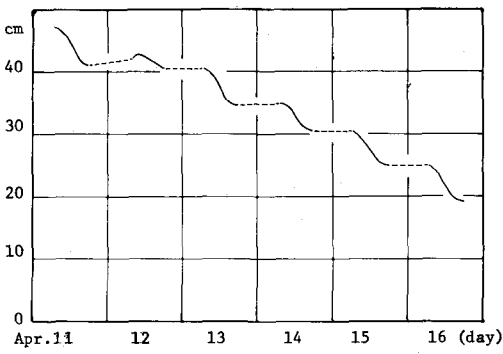


Fig. 8 Surface lowering of a snowpack

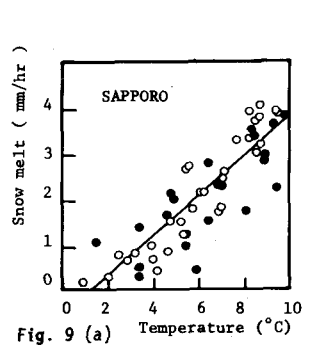


Fig. 9 (a)

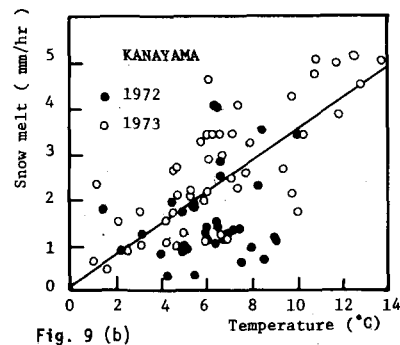


Fig. 9 (b)

Table. 2 Correlation between snow melt and each factor							
	T	TV	R		T	TV	R
M	0.8585	0.6353	0.9207	M	0.7074	0.6148	0.8312
T	1	0.6381	0.8022	T	1	0.6805	0.6625

In Sapporo

In Kanayama

面の汚れ、すなわち Albedo の減少により正味吸収放射量が多いためと考えられる。Fig. 14(b)に、(3.5)式から求めた融雪量(黒丸)と実測融雪量(白丸)との比較を示す。

3.4 Cold-content

融雪期における夜間の氷点下の気温と、雪面から天空への熱輻射によって、積雪層にはマイナスの温度分布が形成される。雪面における融雪は、この負の温度分布が解消されないと生起しない。この種の実測例は従来少なく、筆者らは積雪層に5~10cm間隔に設置した温度計で昼夜連続測定した。Fig.10に札幌における積雪層内温度分布と正味吸収輻射量の測定例を示す。Cold-contentは次式により定義される。すなわち夜間氷点下になった積雪層を0℃に達するまでに要する熱量で、

$$H_{cc} = - \int_0^d \rho_z \cdot C_z \cdot T_z \cdot dz \quad (\text{Cal/cm}^2) \quad (3.7)$$

ここに、 ρ_z : 積雪の密度 T_z : 積雪の温度
 C_z : 積雪の比熱 d : 積雪深

観測結果から、夜気温がマイナスになり、また正味吸収輻射量が負になっている状態が一定時間以上経過すると、積雪の含水率が0となる面は、積雪表面から深さ方向に次第に移行していく。雪面での正味吸収輻射量が負から正になる変わり目の頃、朝6時頃に H_{cc} の値が最大となり、この時刻の積雪中の温度分布をFig.11に示す。実測より平均密度 $\bar{\rho}_z = 0.42$ 、雪の比熱 $C_z = 0.5$ として(3.7)式から得られた H_{cc} の値と、積雪層が全層0℃になるまでの正の正味吸収輻射量の積算値をTable. 3に示す。この結果氷層の解消には早朝の正の正味輻射量が卓越していることがわかった。

3.5 融雪水の移動過程

解析上、積雪表面上での融雪量の推定とともに、融雪水の移動機構も重要な要素である。1973年の実験では、とくに融雪水の流出機構を見るために、小流域を選が、そこで次のような実験を試みた。

- 1) 積雪中の含水率の変化、融雪水の平均移動速度の測定
- 2) 雪の透水係数の測定
- 3) 河道流出量の測定

1) は積雪中に電極を挿入し、その電気抵抗から含水率の変化を見出し、融雪水の流下形態を調べるものである。従来積雪の含水率測定は、結合熱量計によっていたが、連続測定は不可能で、多大の時間と労力を必要とする。筆者らは、積雪の抵抗値を測定することによって間接的に含水率を求めてみた。実験方法は電極として板状電極(25×100×1mmのアルミ板)を用い、5cm間隔に平行に2枚並べ、深さ方向に5cm毎に順次設置した。検出方法は米麦水分計を参考に抵抗式測定器を作製し、記録は電子管式記録計を付属させ連続測定とした。Fig.12に含水率と積雪の抵抗値の関係を示す。多大の労力を要する熱量計の欠点を補いつつ、かつ連続的に変化する含水率を求めることができた。Fig.12で日毎に含水率と抵抗値の関係が大きく変化しているのは、別途の目的の実験で用いたNaClの影響があるものと思われる。上述した結果に基づき積雪の抵抗値より求めた含水率の時間変化、気温、実測融雪量、及び実測流量を併せてFig.13(a)(b)に示す。Fig.13(a)では、地表から15, 20, 25cm

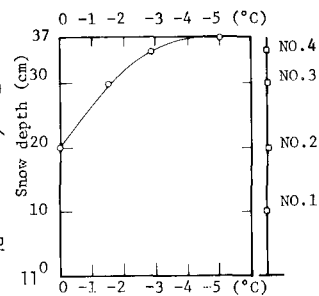
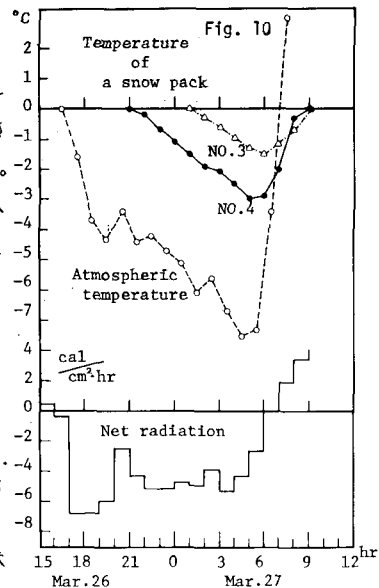
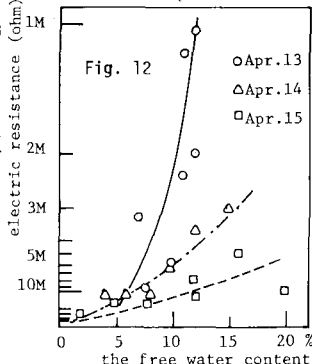


Fig. 11 Temperature distribution of a snowpack.

	Mar. 27	Mar. 28	Mar. 29	Apr. 13
Cold content H_{cc}	5.30	7.69	15.33	11.09
Net radiation Q_r	5.31	4.81	15.57	10.92

Table. 3 Comparison between H_{cc} and Q_r



の点における含水率の変化を示し、(b)では、15
20 cmの点の変化を示す。特に(b)においては、地
表近傍の土の含水比の実測値を示してある。Fig.6
からわかるように、4月14、15日の積雪深は30cm
内外であるため、含水率のピークの違いは顕著には
みられない。含水率の立上り時刻には、ほとんど時
間差が認められず、融雪水の先端移動速度は極めて
大きいものと思われる。一方、積雪表面における、
融雪開始時刻と河道流出量の立上り時刻との時間差
は、Fig. 13 (a), (b), また Fig. 14 (c) に示す
ように、日毎に変化し積雪深の減少とともに遅れ時
間も小さくなる傾向が認められる。実験地点では深
さ方向に移動する融雪水の流下は大きく、その流下
時間は定量的測定はできなかったが、河道流出量と
積雪表面の融雪量の時間変化から、深さ方向に移動
する融雪水の流下時間は、小流域においては無視で
きないと思われる。このことは、後述するモデルを
用いて融雪流出を解析した結果、積雪の減少ととも
に、実測値と計算値の流出の立上り時刻が同一となる傾向と符号している。

4. 解析と考察

融雪水は、積雪層内を水平方向及び垂直方向の拡散をくり返しながら移動し、河道に至る。筆者らは、この間
の複雑な移動現象を、ダルシー則で近似するモデル^{9) 10)}を考案してきた。山腹斜面を流れる側方流れの基礎式で、輸
送項が卓越すると考えると、次式で表わすことができる。

$$Y \frac{\partial H}{\partial t} = -\kappa \sin \theta \frac{\partial H}{\partial x} + Re \quad (4.1)$$

Y: 有効空隙率 κ : 透水係数 H: 水深
Re: 降雨量と融雪量の和 x: 斜面上流端からの距離

吉田らによる積雪中の移動現象は、水路流下と皮膚流下に分類され、前者の流下速度は後者に比べ極めて大き
な値を示している。ここでは、融雪水の河道流出の実測結果から融雪水
が、急速に河道流出する成分(81)と、遅れて流出する成分(82)に分
けて考えた。両者とも(4.1)の基礎式を満足すると考える。81を計算
するのに用いた γ , Kの値は、積雪の実測値から得られたものである。

一方、82の場合は、降雨流出における中間流出の実測値を参考
にして決めた値である。81と82の(4.1)式の係数をまとめて
Table.4に示す。

実際の河道流出量は、(4.1)式において

$$81: Re = 0.2 \text{ Ms} \quad 82: Re = 0.8 \text{ Ms} \quad (4.2)$$

として計算した。上式の係数の仮定については、今後更に吟味する
必要がある。計算にあたって、実験流域を緩勾配斜部部分と急勾配
部分に分けて、モデル化した結果を Table. 5 に示す。

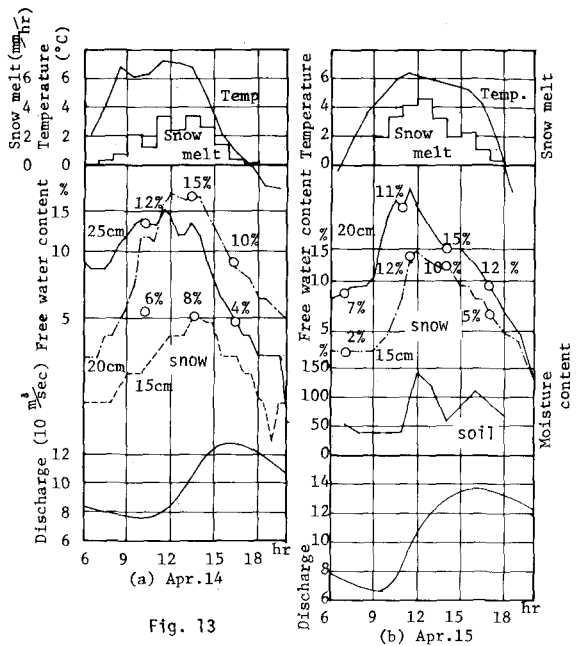


Fig. 13

	81 (fast)	82 (slow)
K	2.0 cm/sec	0.2 cm/sec
γ	0.7	0.4

Table. 4

流域諸元	SUB-BASIN 1	SUB-BASIN 2
斜面勾配	0.137	0.401
河道勾配	0.060	0.300
斜面長	99 m	369 m
河道長	1000 m	1044 m
高度差	60 m	300 m

Table. 5

積雪層下部の融雪における実験結果から、基底流量を $0.01 \text{ (m}^3\text{/sec)}$ とし、Cold-contentの解消に要する時間を考慮して、午前9時以前には融雪が生じていないと考えた。また融雪の終了時刻は、18時とした。したがって、(3-5)式を用いた気温だけによる積雪表面の融雪量を仮定した場合、(Computed 1)、9時以前の気温と18時以降の気温を無視した。(Computed 2)では実測の融雪量を用いた。これらの計算結果と気象要素、実測融雪量と(Computed 1)に用いた気温から推定した融雪量の比較を、併せてFig.14(a)

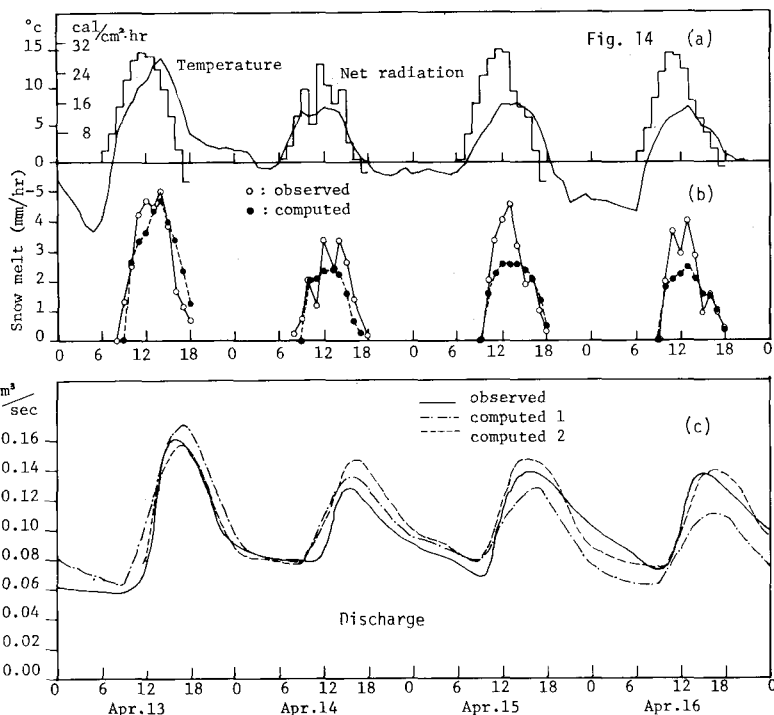


Fig. 14 (a) Temp. & Net radiation, (b) Comparison between the observed snow-melt and the computed snow-melt, (c) Comparison among observed discharge, computed(1) discharge and computed(2) discharge. (from 4.13-16 in 1973) at Ikutora

(b)(c)に示す。(c)において、ピークの生起時刻又ピーク値及びハイドログラフの減滅部の形状は、実測値(実線)とよく適合している。しかし、後半で、Computed 1 の値に若干の誤差を伴うのは、Fig.14(b)に示されるように、積雪表面の融雪量の実測値と計算値との差によるものと思われる。

極めて大胆な仮定を用いたにもかかわらず、実測との適合性は良好と思われる。今後更に実験を重ね、これらの仮定について吟味したい。

最後に、冬期の現地観測に協力された防災工学講座長谷川助手、星助手、そして研究を進めるにあたって、山岡教授には、終始御指導をいただき、ここに感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) 山岡, 藤田, 加島: 初期融雪流出の解析について, 第26回土木学会年報, 昭和46年。
- 2) 藤田勝博: 融雪に関する実験的研究, 北海道大学工学部研究報告書 第68号, 昭和48年。
- 3) 梶原昌弘: 表土1mの平均熱伝導率の測定
- 4) 大浦, 小林, 小林, 小島, 成瀬, 石川: 幾質における融雪の研究Ⅱ, 低温科学(物理篇) 第27輯, 昭和44年。
- 5) 丸守, 内田, 田浦: 航空写真による融雪流出ならびに流出解析, 土木学会論文報告集 No.164, 昭和39年。
- 6) Peter S. Eagleson: Dynamic Hydrology, McGraw-Hill Book company,
- 7) 藤野和夫: 積雪内部での融雪水の流下速度(1), 低温科学(物理篇) 第26輯, 昭和43年。
- 8) 黒岩大助: 積雪の Liquid permeability について, 低温科学(物理篇) 第26輯, 昭和43年。
- 9) 山岡, 藤田, 星, 成田: 金山ダムにおける降雨及び融雪流出, 北大工.H.D 研究グループ 報告書, 昭和47年。
- 10) 藤田, 加島, 山岡: 融雪流出の解析について, 第8回災害科学総合シンポジウム 論文集, 昭和47年。
- 11) 吉田, 中村, 遠藤: 融雪水の積雪内浸透, 低温科学(物理篇), 第23輯, 昭和40年。