HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	融雪に関する実験的研究
Author(s)	藤田, 睦博
Citation	北海道大學工學部研究報告, 68(1), 181-189
Issue Date	1973-09-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/41136
Type	bulletin (article)
File Information	68(1)_181-190.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

融雪に関する実験的研究

藤田睦博*

(昭和48年3月15日受理)

An Experimental Study of Snowmelt

Mutsuhiro FUJITA

Abstract

The phenomenon of snowmelt may occur at the bottom of a snowpack by heat conducted from the ground and on the surface of a snowpack by radiant heat from the sun, latent heat of vaporization released by condensation of water vapour, and heat conducted from the environment in contact with snow such as air and rainfall.

This paper describes some results of field observations and considerations for both types of snowmelt studied in the drainage of Kanayama dam (470 km^2) and at the campus of Hokkaido University for three years.

For the former snowmelt:

1) The runoff from snowmelt at the bottom of a snowpack occupies a third part of the low streamflow as shown in Fig. 2–7 during the winter season in the drainage of Kanayama dam.

2) This runoff decreases during the winter season and in about 0.3 mm/day on the date of the lowest streamflow.

For the latter snowmelt:

1) The snowmelt on the surface of a snowpack starts at 9 to 10 a.m. and ends at 5 to 6 p.m.. In the night, the temperature near the surface of a snowpack falls below zero by radiation and by conductivity to its environment.

2) The part of snowmelt due to net radiation observed in snowpact occupies 80% or more of the total snowmelt (Fig. 3–3, 3–4).

3) Following experimental equations were obtained:

$$W=(0.28+0.012\,V)\,T \qquad \text{(Kanayama dam)}$$
$$W=(0.35+0.0025\,V)\,T \qquad \text{(Campus of H.U.)}$$

where W: hourly snowmelt on the surface of snowpack (mm/hr)

V: average wind speed during an hour at 1 meter above the snowpack surface (m/sec)

T: average air temperature during an hour at 1.5 meter above the snowpack surface (°C).

* 土木工学科　防災工学研究室

1. まえがき

降雨流出と融雪流出を流出現象の面から比較した結果を Table 1-1 に示す。

到達時間が長いということは，その予測には有利な条件であるが，融雪流出の予測は降雨流出に比較して十分ではない。この原因としては次のような事項を列挙できる。

1) 冬期間の厳しい気象条件のため，到達時間が長いにもかかわらず流域状態の把握が困難である。

2) 現象が複雑で基礎的研究の不足。

Table 1-1. Comparison between runoff from snowmelt and runoff from rainfall

	Period of duration	time of consentraion
runoff from snowmelt	long	long
runoff from rainfall	short	short

1) に関しては，最近航空写真測量を応用した丸安[1] らの研究がある。一方，2) に関しては，特に積雪中の融雪水の移動について吉田[2] らの微視的研究があるが，工学的な目的には応用が困難である。

ここでは，融雪をその生起場によって次のように分類した。

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

前者は，冬期渇水期間中の河川への補給源となり，後者と比較すると微量ではあるが，冬期渇水期間中において無視することができない。

本研究では，前述した両者の融雪について，金山ダム流域内（空知川上流）及び北海道大学構内で行なわれた基礎的実験について報告する。

2. 積雪層の下部における融雪

北海道内における各河川は，一般に3月上旬から中旬にかけて年間の最渇水期を記録する。この期間中ひんぱんに降雪があり，積雪表面は新雪か又は低密度の状態である。したがって積雪表面における融雪水及び降雨のほとんどは，積雪表面近傍に保留され，又夜間にはその保留水が凍結するからほとんど河道流出に至らない。しかし積雪層が地面に接する境界面においては，地温による融雪水が生じて，地中へ浸透していくものと思われる。したがって冬期間の河川渇水流量は，流域内保水量と地温による融雪水により維持されているものと考えられる。この地温による融雪量を金山ダム流域内で1971～1973年の冬期間実測した結果[3] を示す。

2·1 実験の方法及び結果

Fig. 2·1 に示す金山ダム流域内に4～5箇所の地温測定点を設けて，12～3月の期間ほぼ1カ月毎に地温を測定した。使用した計器は，カールソン型抵抗温度計で，Fig. 2·2 に示されるように計器を埋設した。又温度測定時毎に温度計埋設地点近傍の積雪下の土を採集して含水率を測定した。

地表面を単位時間に単位面積を通過する熱量は

$$Q = -\lambda\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)_{z=0} \tag{2·1}$$

ここに Q: 地表面を通過する熱量

λ: 土の熱伝導率 (cal/°C·cm·sec)

U: 地中の温度 (°C)

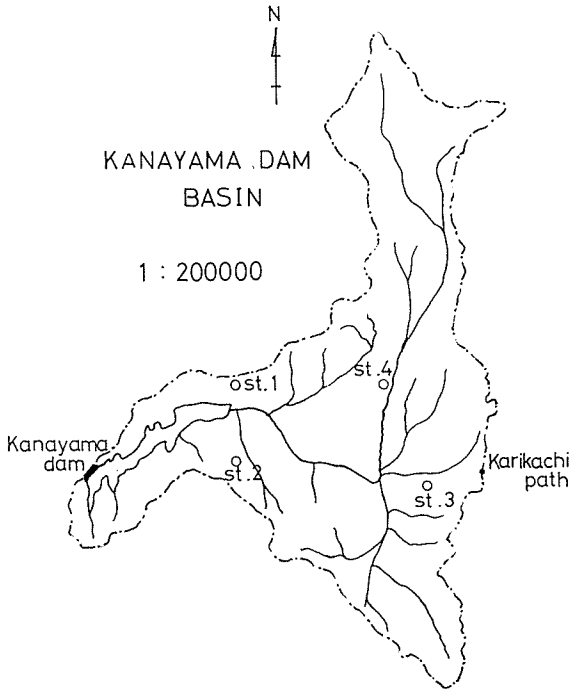

Fig. 2·1. The drainage of Kanayama Dam (470 km²) (upstream of the Sorachi River).

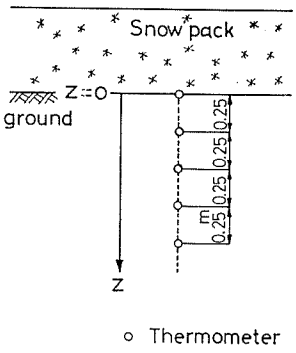

Fig. 2·2.

一方地表面近傍の積雪中では，次式が成立する。

$$Q = M \cdot L + k\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0} \quad (2\cdot2)$$

ここに　M: 融雪量 (gr/sec·cm²)

L: 氷の融解潜熱 (cal/gr)

k: 積雪の熱伝導率 (cal/°C·cm·sec)

T: 積雪の温度 (°C)

(2·1) 式及び (2·3) 式より融雪量は

$$M = \frac{-1}{L}\left\{\lambda\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)_{z=0} + k\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}\right\} \quad (2\cdot3)$$

で与えられる。

Fig. 2·3 に流域の 2 代表地点における地表面の温度勾配を示す。各年ともほぼ同一の傾向で 4 月まで減少していることがわかる。

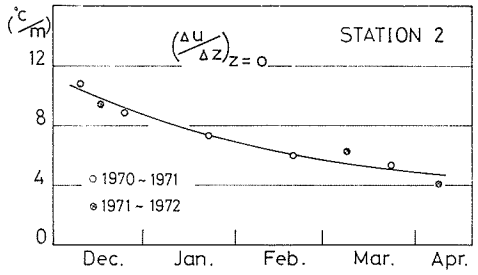

Fig. 2·3 (a). Thermal gradient on the surface of tne ground at Station 2.

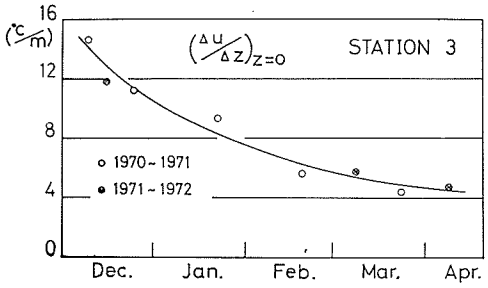

Fig. 2·3 (b). Thermal gradient on the surface of the ground at Station 3.

一方土の熱伝導率は，土の空隙率，含水率及び土を構成する混合比によって変化することが知られている。したがって熱伝導率は，同一の地点であっても気象条件により影響されることを示唆している。熱伝導率は，上述の理由により地温測定時毎に測定するのが望ましいが，冬期間現地でこのような測定は非常に困難である。ここでは，流域内の 1 地点における表土 1 m の平均熱伝導を土の含水率の異なる状態で Probe method[3] により求め，流域の代表値とした。この結

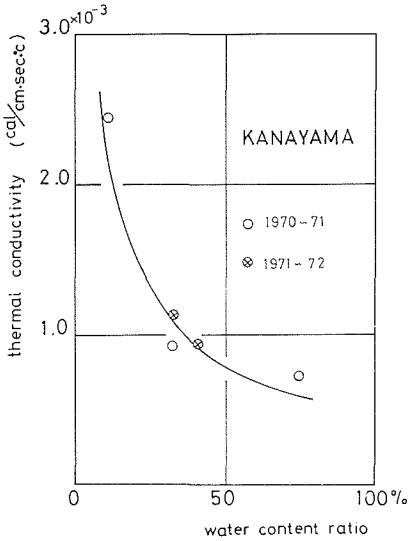

Fig. 2·4. Thermal conductivity of soil in the drainage of Kanayama Dam.

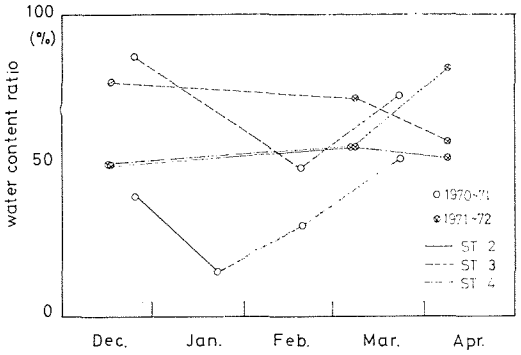

Fig. 2·5.

果を Fig. 2·4 に示す。実測の含水率は，Fig. 2·5 に示されるように 40～70% の範囲で変化しているので，熱伝導率 λ はほぼ 1.0 (cal/cm·sec·°C) 前後の値をとるものと思われる。

(2·3) 式右辺第 2 項すなわち熱伝導により，積雪中に消失する熱量を微小項として無視して得られた融雪量を Fig. 2·6 に示す。ここで注目すべきことは，いずれの場合も 12 月から 3 月にかけて融雪量は減少している。又最渇水量の前後では 0.3 mm/day 前後の値をとっている。Table 2·1 に他の研究者によって求められた地温による融雪量の値を示す。各測定者により値は大きく変

Table 2·1. Snowmelt at the bottom of snowpack

observer	location of ob.	Snowmelt (mm/day)
Hukutomi	Onuma	5.0
Kishi	Tomakomai	1.51
Fujioka	Oze	0.88
Kojima	Sapporo	1.3, 0.8
Akitaya	Teshio	0.43, 0.5

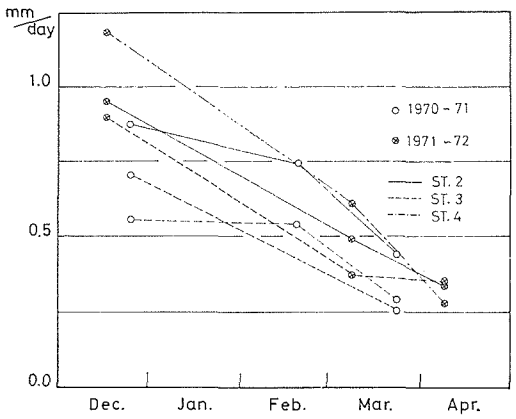

Fig. 2·6. Snowmelt by conduction from the ground. In the drainage of Kanayama Dam.

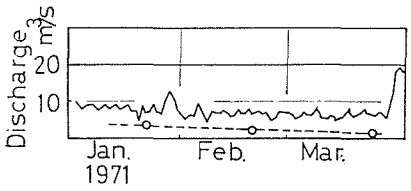

Fig. 2·7 (a).

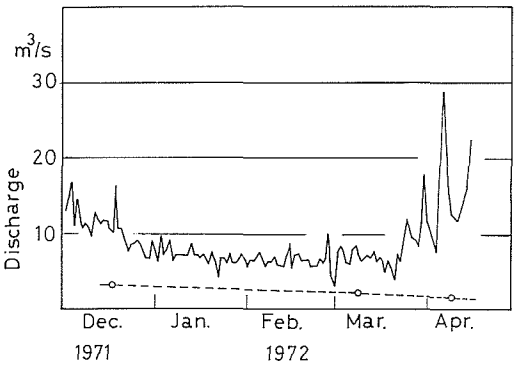

Fig. 2·7 (b). Comparison between observed daily stream flow and daily runoff from Snowmelt by conduction from the ground at Kanayama Dam.
— observed ··· computed

化しているが，この理由の1つには，各測定地の地域特性（例えば福富の測定地は火山地帯に近い）の他，時間の要素を考慮しないで測定値のみを比較しているためと思われる。

一方 Fig. 2·6 の結果を流量に換算して，実測流量と比較した結果を Fig. 2·7 に示す。各時点における計算値は，平均値を示す。地温による融雪量は，冬期渇水流量のほぼ 1/3 を占めていることがわかる。Table 2·2 に過去5年間の金山ダム地点における最小流量を示す。地温融雪量を 0.3 mm/day とすると金山ダム流域の場合流量に換算してほぼ 1.6 m^3/sec だから過去の最小流量をも下回り，この値は妥当と思われる。

Table 2·2. minimum low stream flow during five past years at Kanayama Dam

	Minimum low stream flow
March 12, 1967	4.32 m^3/sec
Feb. 8, 1968	5.05
March 18, 1969	4.14
March 17, 1970	2.59
March 3, 1971	5.36

3. 積雪表面における融雪

Fig. 2·7 に示されるように金山ダムにおける実測流量は，3月下旬頃急激に増大する。この時点から積雪表面で生じた融雪水が河道にまで流出しているものと思われる。従来この期間の融雪量を予測する方法としては，熱収支に基づくもの，気温日数法に基づく経験的な手法がある。前者は理論的ではあるが，実際の融雪量を予測する際，気象条件の厳しい冬期間，広大な流域において必要な諸熱源に関する資料を入手することは困難で，後者の手法を採用する例が多い。一方後者は，気温に関する資料だけを用いるもので，予測の精度の低下は避けられない。又いずれの場合も融雪水の積雪中の移動過程について考慮されていない。

ここでは，従来の解析において不明瞭であった cold content[5] を明らかにし，積雪表面における熱収支を測定して，吉田らの式[6] と比較した。

3·1 測定方法

測定場所としては，北海道大学構内及び金山ダム近傍で測定期間，期間中の積雪深の変化等をまとめて Table 3·1 に示す。

Table 3·1.

location	Period of ob.	Depth of Snowpack	elevation
Campus of H. U.	March 15～18, 1972	70～60 cm	15 m
Kanayama Dam	April 7～12, 1972	52～36 cm	306 m

積雪表面における融雪量の測定については，確定した方法があるわけでなくここでは大浦[7] らの方法を参考にして次に示す2種類の方法を採用した。

先ず Fig. 3·1 に示す内径 12.4 cm，深さ 5 cm の塩化ビニール製の円筒で一方には底蓋をつけ水密性を確める（容器 E）。他方の円筒にはビニール製の網を接着剤でのりづけする（容器 M）。測定法は，予めこれらの容器を雪中に埋めて十分積雪の温度に近くした後，積雪表面から構造をなるべく乱さないように採集した資料を入れ，Fig. 3·1 に示されるように積雪面と同じ高さになるように雪中に埋める。ここでは，白色ペイントを塗布した容器 E，容器 M を各々3個づつ用意し1時間毎に 0.1 gr まで秤量した。この測定法を以後 Method 1 と呼ぶ。Method 1 において単位時間毎の融雪量 ΔW_1 は，次式で表わせる。

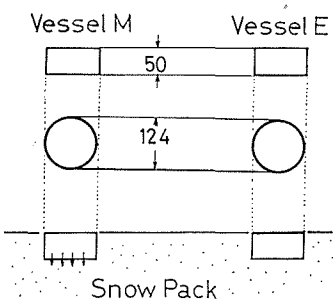

Fig. 3・1.

$$\Delta W_1 = (\Delta W_M - \Delta W_E)(1-\omega) \qquad (3\cdot1)$$

ここに

ΔW_M: 単位時間毎の容器Mの質量の減少量 (gr/hour)

ΔW_E: 単位時間毎の容器Eの質量の減少量 (gr/hour)

ω: 採集した雪に当初から含まれている水量 (含水率)

もう一方の測定法は，Fig. 3・2に示すように3本のポールを約3mの間隔で東西，南北方向に積雪に打込み，ポール間に糸を張る。糸がたるまないように糸の一端にはスプリングをつけた。1本の糸には3カ所の印をつけ，1時間毎に常に印の所で糸と雪面の鉛直距離1mmまで測定した。この測定を以後Method 2と呼ぶ。Method 2における単位時間毎の融雪量 ΔW_2 を(3・2)式に示す。

$$\Delta W_2 = \rho_S \cdot \Delta S \qquad (3\cdot2)$$

ここに $\Delta\rho_S$: 積雪表層の密度 (gr/cm^3)

ΔS: 雪面の沈下量 (cm)

気象要素の測定については，正味吸収放射量を英弘精機(K.K.)製示差輻射計(CN-1)を雪面から1mの高さに設置して雪に吸収される放射量を昼夜連続測定した。又気温について，雪面上10, 30, 50, 100, 150 cmの各点にサーミスタ温度計を設置して昼夜連続測定した。雪温についても雪面より2, 5, 10, 20, 30 cmの各点でサーミスタ温度計で連続測定した。風速については，雪面上50, 100 cmの各点で30分間おきにその風程を記録した。蒸発量については，Method 1の容器Eの値 ΔW_E を代用した。

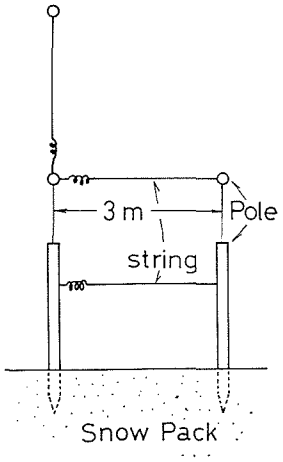

Fig. 3・2.

3・2 測定結果及び考察

Fig. 3・3及びFig. 3・4に金山ダムと北大構内における測定結果の一例を示す。図において Q_A は大気熱伝達による熱量で大浦[7]らが得た実験式(3・3)を用いて求めたものである。

$$Q_A = 3.2\times10^{-3} T_{1.0} V_{1.0} \quad (\mathrm{cal/cm^{-2}\cdot hr}) \qquad (3\cdot3)$$

ここに $T_{1.0}$: 雪面上1mの点における気温 (°C)

$V_{1.0}$: 雪面上1mの点における風速 (cm/sec)

又 Q_R は，示差輻射計より得られた正味吸収放射量を表わし，Q_{M1}, Q_{M2} は，Method 1, 2による測定値 ΔW_1, ΔW_2 に80 cal/grを乗じた値である。Q_E は，Method 1における容器Eから得られた ΔW_E に600 cal/grを乗じた値で蒸発熱を表わす。Q'_M は，(3・4)式から求められる融雪に消費される熱量を表わす。

$$Q'_M = Q_R + Q_A - Q_E \qquad (3\cdot4)$$

Fig. 3・3, Fig. 3・4に示されているように，大気の熱伝達により雪面が受ける熱量と，雪面からの蒸発熱量はほぼバランスしている。又(3・4)式から求められる Q'_M は，雪面の正味吸収放射量にほぼ等しくなっている。

融雪量の測定法に関しては，Method 2の場合糸と雪面間の鉛直距離の測定に誤差を伴いやすく，Method 1の測定法が有利であると思われる。したがって観測データの整理には，Method

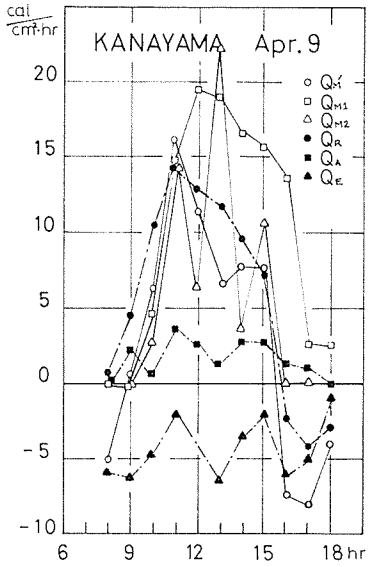

Fig. 3·3 (a). Apr. 9. At Kanayama

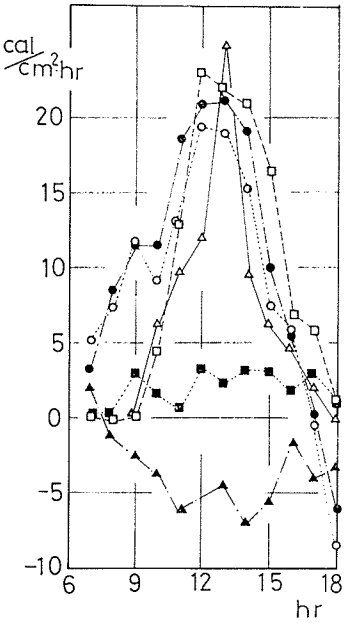

Fig. 3·3 (b). Apr. 10. At Kanayama

1の測定値のみを用いた。北大構内及び金山ダム流域における両観測結果について共通点を列挙すると

1) 雪面での融雪開始時刻は，ほぼ一定していて9～10時頃である。又終了時刻は17～18時頃と一定している。夜間積雪表面近傍は，氷点下の気温，雪面からの熱放射により氷点下になっているが，開始時刻の9～10時には，積雪層内の温度は全層にわたって0°Cとなっており，この時刻までに cold content に相当する熱量が積雪に吸収され，この熱量は全く融雪に関与していない。

2) 正味吸収放射量による融雪量はきわめて多く，全融雪量の80%以上を占めている。

これらの結果と小島ら[8]が1968年4月14～28日にかけて北海道雨竜地方母子里（標高500 m）で行なった観測値及び山元[9]らが1963年3月15～22日にかけて福井県大野市近郊（標高210 m）で行なった結果とも符号し，融雪最盛期の特性を表わしているものと考えられる。したがって積雪の正味吸収放射量のみを測定してもかなりの高精度で雪面における融雪量を推定できる。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がとられる。一般に用いられているように，気温と風速の2因子を用いて融雪量 W を $W=(\alpha+\beta\cdot V)\cdot T$ とおいて係数 α, β を測定値から逆算した結果を次に示す。

$$\begin{aligned} &\text{金山ダム} \quad W=(0.28+0.012\,V)\,T \quad (\text{mm/hr}) \\ &\text{北大構内} \quad W=(0.35+0.0025\,V)\,T \quad (\text{mm/hr}) \end{aligned} \tag{3·5}$$

ここに T: 雪面上1.5 mの気温（°C）

V: 雪面上1 mの風速（m/sec）

(3·5)式の風速 V の係数は，きわめて小さく無視できる程度で，融雪量 W は気温 T に比例し，比例定数は0.3前後である。この値は，吉田らの式[6]に比較し1桁大きく，丸安らが流量資料から逆算して得た値に近い。吉田らの式は，室内実験で得られたもので，雪面の規模が小さく雪面上に起した気流が十分冷えきっておらず，したがって風速の効果が大きく表われているものと思われる。

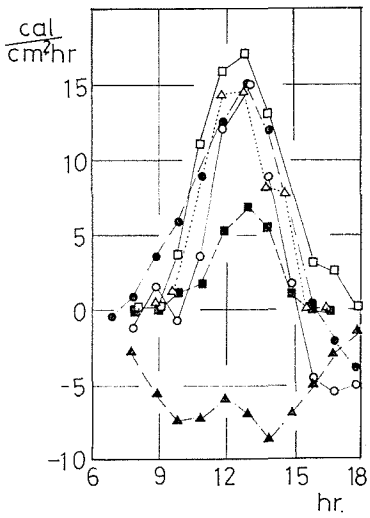

Fig. 3·4 (a). Mar. 18.
At Sapporo.

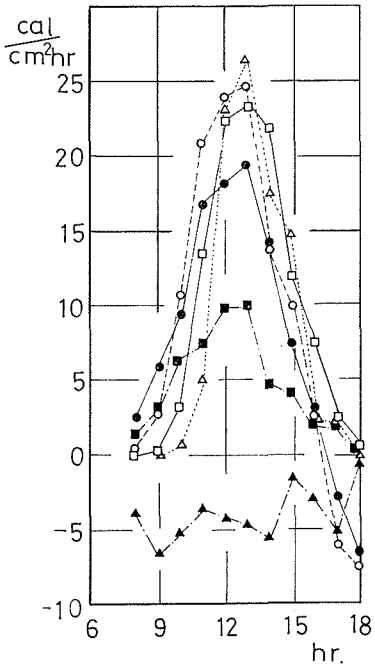

Fig. 3·4 (b). Mar. 18.
At Sapporo.

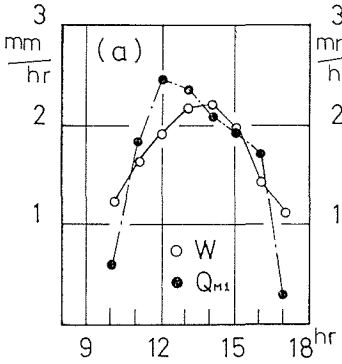

Fig. 3·5 (a). Apr. 9.
At Kanayama.

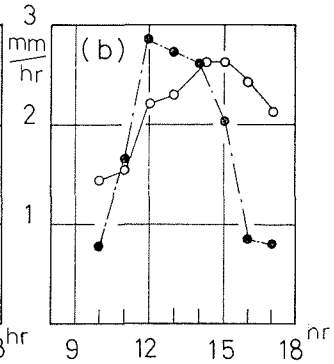

Fig. 3·5 (b). Apr. 10.
At Kanayama.

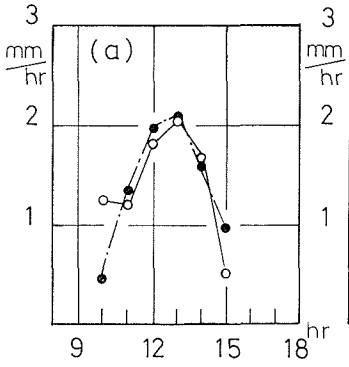

Fig. 3·6 (a). Mar. 16.
At Sapporo.

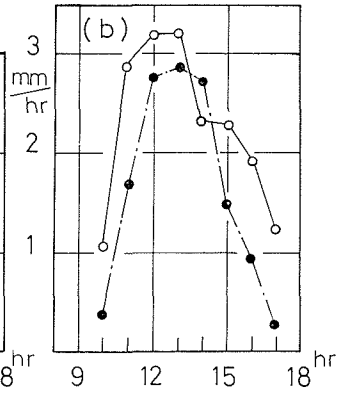

Fig. 3·6 (b). Mar. 17.
At Sapporo.

Fig. 3·5, Fig. 3·6 に (3·5) 式で得られた W と測定値 Q_{M1} を比較した例を示す。融雪の開始，終了時を除けば，適合性は良好で，ほぼ Q_{M1} との相対誤差 20% 以内で推定可能である。

4. 総　　括

積雪下部の融雪について

1) 冬期渇水期間中金山ダム流域における地温融雪量は，ほぼ流量の 1/3 を占めており年毎に大きな変動はみられない。

2) 冬期間中，地温融雪量は減少し続け，最渇水期において約 0.3 mm/day の値をとる。金山ダム流域の場合流量に換算して 1.6 m^3/sec 程度の値となる。

3) したがって他の流域と地温融雪量を比較する場合，流域特性の他に測定時刻をも考慮する必要がある。

積雪表面における融雪について

1) 本測定も含めて，時期，場所も異なる 4 地点の積雪表面における融雪量について，いず

れも積雪の正味吸収放射量が，雪面の融雪熱量の大部を占めることが確められた。

2) 気温と風速の資料のみから融雪量の推定は，20% 程度の誤差範囲内で可能で，次式を得た。

$$\text{金山ダム} \quad W=(0.28+0.012\,V)\cdot T \quad (\text{mm/hr})$$

$$\text{北大構内} \quad W=(0.35+0.0025\,V)\cdot T \quad (\text{mm/hr})$$

これらの式は，吉田らが室内実験で得た実験式と比較し，風速の効果がきわめて少ないことを示している。

3) 融雪は，ほぼ 9～10 時頃から 17～18 時の間に生じていることがわかった。

4) 本測定も含めて，いずれも測定地点は障害物のない平坦な場所で，山腹の傾斜面上の適用する際にはまだ問題点が残されている。

最後に研究を進めるにあたって防災工学講座山岡教授には，終始御指導をいただき，ここに感謝の意を表する。又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，大学院生山崎君に心からお礼申し上げる。

参 考 文 献

1) 丸安隆和，内田正人，田浦秀春：“航空写真による融雪ならびに流出解析”，土木学会論文報告集，No. 164, 1964, p. 55.
2) 吉田順吾：“融雪水の積雪内浸透”，低温科学（物理編），第 23 号，昭和 40 年.
3) 藤田睦博，加島哲雄，山岡　勲：“初期融雪流出の解析について” 土木学会第 26 回年次学術講演会講演集，第 2 部，p. 367.
4) 梶原昌弘：“表土 1 m の平均熱伝導率の測定”.
5) Peter S. Eagleson: “Dynamic Hydrology”, McGraw-Hill Book Company, p. 248.
6) 吉田順吾，小島賢治，青木真一：“融雪の実験的研究”，低温科学（応用物理編），第 53 号，p. 101.
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：“幾寅における融雪の研究 II”，低温科学（物理編），第 28 号，p. 143.
8) 小島賢治，小林大二，小林俊一，成瀬廉二，石川信敬：“母子里における融雪観測資料”，低温科学（物理編），第 28 号，資料編，p. 1.
9) 山元龍三郎，佐橋　謙，光田　寧，水間満郎：“融雪機構に関する気象学的研究”，京大防災研究所年報，第 7 号，p. 218.