

沙流川流域の融雪流出について

正員 室蘭工業大学 境 隆 雄

1. 概 説

積雪寒冷地河川の春先における融雪流出は、融雪洪水の原因ともなり、あるいは発電用水、水道用水、灌漑用水などの給水源ともなるので、その流出量を把握することは、これらの対策上重要な問題である。融雪流出については、既に Wilson その他の研究¹⁾があり、わが国でも最近この方面の調査あるいは研究²⁾が盛んに行われるようになった。

著者は、昭和32年4月初めに日高の沙流川流域において積雪調査を行い、更にその後の融雪流出について考察を試みたので、以下その概要について述べる。

2. 沙流川流域の積雪調査

平取より上流の沙流川流域は図-1に示すごとくである。著者は昭和32年4月4、5両日にわたり、本流域の上流部において、代表的な2本のコースを選び、積雪測量を行った。

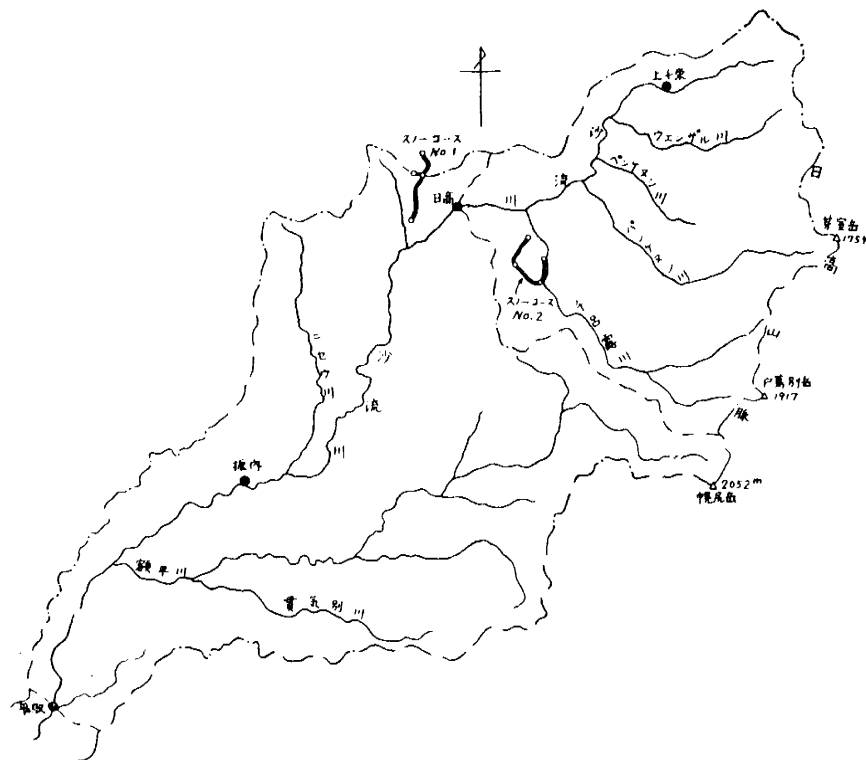
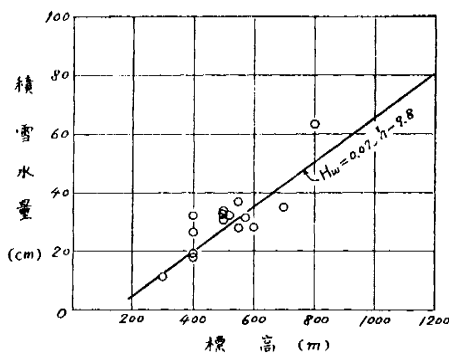


図-1 沙流川流域図

測定には、刃先内径 30 mm の Duralumin 製 Snow sampler を用いた。Snow sampler は1本の長さ 80~75 cm で、積雪深大なる時は何本でも継足すことができるが、今回の測定では、2本継足しが最大であつた。この sampler を積雪中に垂直に地面まで押込んで雪を管内に採取し、Spring balance で重さを測り、それから sam-

pler の自重を差引いて正味の積雪水量を求めた。測定は一箇所について3回行い、その平均値をとつた。

測定の結果は、図-2に示すごとくであつて、多少点バラつくようであるが、標高と積雪水量との関係は、大体において次の直線式をもつてあらわすことができる。



図—2 沙流川流域積雪水量と標高との関係

$$H_w = 0.075 h - 9.8 \dots\dots\dots (1)$$

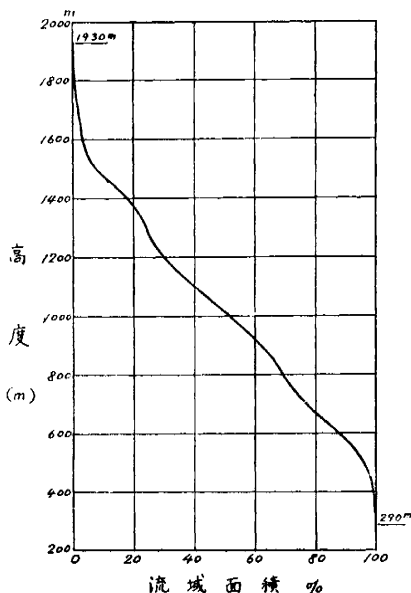
ここで H_w は積雪水量 (cm), h は標高 (m) である。

なお、積雪深 d と積雪水量 H_w との関係を求めた結果、次式を得た。

$$H_w = 0.35 d \dots\dots\dots (2)$$

次に開発局の日高観測所より上流の流域について、積雪水量の全体量を推定すれば次のごとくである。

先ず日高観測所より上流の流域面積は 420 km^2 で、その内訳の高度別面積は、地形図の等高線により、Planimeter を用いて測ることもできるが、今回は 20 万分の 1 並びに 5 万分の 1 地形図の上に 2 km 間隔の方眼線を引き、交点法により高度面積分布の % を求めた。その結果は 図—3 のとおりである。これにより任意の高度帯における積雪水量は、(1) 式によつて容易に求められるから



図—3 沙流川日高観測所より上流の高度流域面積分布曲線

それらを合計すれば全積雪水量が求められる。しかしそのような手数をかけなくても、全積雪水量だけならば、流域の中位高度 (Median elevation) を用いることにより簡単に求められる。中位高度は 図—3 において、流域面積 50% に相当する高度であるから、図より直ちに見出され、

$$h_m = 1,015 \text{ m}$$

この中位高度における積雪水量 $\bar{H}_w$ は (1) 式より

$$\bar{H}_w = 0.075 h_m - 9.8 = 66.3 \text{ cm}$$

流域面積 $A = 420 \text{ km}^2$ であるから、流域内の全積雪水量 V_s は

$$\begin{aligned} V_s &= \bar{H}_w A = 0.663 \times 420 \times 10^6 \\ &= 278.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

となる。

3. 融雪量の算定法についての概説

融雪の原因としては、1) 温かい空気よりの伝導熱、2) 水蒸気の雪面における凝結熱、3) 太陽の輻射熱、4) 温かい降雨よりの熱、5) 地面よりの伝導熱などがあげられる。このうち 1) と 2) は何れも風によつて促進される。3) は緯度、雲量、地被および雪の反射率によつて左右される。積雪自身も輻射熱を放散するが、3. 4 月頃には太陽輻射熱とはほぼ等しく、互いに相殺される。4) の効果は一般に考えられているよりは案外に小さなものであるが、降雨の際に融雪が促進されるのは、実は降雨に伴うところの暖かい空気、高い湿度および強い風が原因をなしているのである。5) は以上の諸要素に比べるとはるかに小さい。

以上のような諸要素から理論的に融雪量を算定する研究は、既に Wilson その他によつて行われている。しかしこれらの諸要素は自然条件によつて大幅に変動するものであるから、これを実際の河川流域に適用して、融雪流出量を算定することは困難である。

実際的な方法として従来米国で用いられているのは、Degree-day factor による方法である。Degree day とは一日の平均気温が融雪の始まる平均気温を超過する度数に一日という時間乗じた量であつて、融雪の始まる平均気温は 0°C より少し低いはずであるが、普通には 0°C を用いている。また Degree-day factor とは 1 degree day によつて起る融雪流出量を水当量 (cm) であらわしたものである。

Degree-day factor は融雪の原因となる諸要素を、気温を中心として総合的に織込んだもので、簡単でしかも巧妙な方法である。ただこの方法の欠点とするところは、

一日の平均気温をもつて計算するので、やや粗略なるを免れないことである。より正確を期するには、 0°C 以上の気温積算量をもつてすべきである。この意味において著者は、Degree-hour factor による方法を提案するものである。

4. 気温積算量の算定

融雪の原因となる 0°C 以上の気温積算量は、自記温度計の記録があれば求められるが、軽便な観測所では、毎日の最高および最低気温のみを記録するのが普通であるから、直ちには求められない。これを求める著者の方法は次のごとくである。

毎日の気温変化の状況を調べてみると、その変化は週期的ではあるが、sine curve とは異なり、上昇期は短く、下降期は長くて、むしろ洪水曲線に似ているところがある。上昇期は太陽熱の吸収による一種の強制現象であり、下降期は吸収熱の放散による減衰現象と考えられる。

そこで予備研究の結果、気温の変化を次式であらわすことにした。

$$T = Cte^{-\alpha t^2} \dots\dots\dots (4)$$

ここに T は最低気温を基準とする気温 ($^{\circ}\text{C}$)、 t は最低気温時を起点とする時間、 C および α は常数である。

この形の式をえらんだのは、上昇時と下降時との時間長が異なる変化を一つの函数であらわすのに便利でありまた下降時の減衰現象をあらわすのに適しているからである。指数の t を 2 次の形にしたのは、実際の気温変化に近く、しかも積分可能な形としたわけである。もつともこの函数が実際の気温変化をあらわすのに理想的というのではないが、気温積算量を求めるための近似式としては適当と考えた。

さてこの式は当日の最低気温時より翌日の最低気温時までを一区間として適用する。融雪期における最低気温時は北海道では大体午前 5 時頃、最高気温時は午後 1 時頃で、その間の時差は 8 時間である。しかしこの式を用いると、起点付近に実際存在する反向曲線をあらわせないで、その点を考慮し、曲線全体を調整するために、時差を 1 時間短縮し 7 時間として、式中の常数を求めることにした。

最高気温時には、 $dT/dt = 0$ であるから

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dt} &= C \left\{ e^{-\alpha t^2} + t(-2\alpha t) e^{-\alpha t^2} \right\} \\ &= Ce^{-\alpha t^2} (1 - 2\alpha t^2) = 0 \\ \therefore \alpha &= 1/2t^2 \end{aligned}$$

$t = 7$ であるから

$$\alpha = 1/98$$

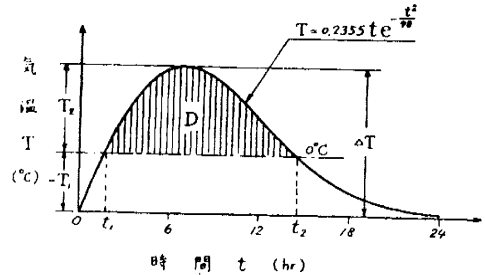
最高気温と最低気温との差を ΔT とすれば

$$C = \frac{\Delta T}{t} e^{\alpha t^2} = \frac{\Delta T}{7} e^{\frac{1}{2}} = 0.2355 \Delta T$$

故に次式を得る。

$$T = 0.2355 \Delta T t e^{-\frac{t^2}{98}} \dots\dots\dots (5)$$

この式により T の曲線を描けば、図—4 となる。



図—4 気温変化曲線と気温積算量

今最低気温を T_1 、最高気温を T_2 とすれば、日較差 ΔT は

$$\Delta T = T_2 - T_1$$

である。 $T_2 > 0^{\circ}\text{C}$ ならば融雪がおこるので、 T_2 は必ず (+) の値とするが、 T_1 は (+) あるいは (-) 何れの値をもとり得る。 T_1 が (-) の場合には、 0°C の位置は図—4 のように T_1 と T_2 との中間にあり、この線が気温曲線を切る時間長およびその時刻 t_1 および t_2 は、 $T_2/\Delta T$ の比によつてきまる。そこで t_1 より t_2 まで T の函数を積分すれば、気温積算量が求められる。

今

$$\begin{aligned} m &= T_2/\Delta T \\ C &= k\Delta T \end{aligned} \dots\dots\dots (6)$$

とおけば、時刻 t_1 および t_2 においては

$$\begin{aligned} T &= \Delta T - T_2 \\ &= (1-m) \Delta T = k\Delta T t e^{-\alpha t^2} \\ \therefore t e^{-\alpha t^2} - \frac{1-m}{k} &= 0 \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

(7) 式を解けば t_1 および t_2 が求められるが、図式的に近似値を求め、然る後に漸近法によつて求めることができる。

然る時は 0°C より以上の気温積算量 D (Degree hour) は

$$\begin{aligned} D &= \int_{t_1}^{t_2} T dt - (\Delta T - T_2) (t_2 - t_1) \\ &= \int_{t_1}^{t_2} T dt - \Delta T (1-m) (t_2 - t_1) \end{aligned}$$

然るに

$$\int_{t_1}^{t_2} T dt = \int_{t_1}^{t_2} k \Delta T t e^{-\alpha t^2} dt$$

$$= \left[-\frac{k \Delta T}{2\alpha} e^{-\alpha t^2} + C \right]_{t_1}^{t_2} = -\frac{k \Delta T}{2\alpha} \left[e^{-\alpha t_2^2} - e^{-\alpha t_1^2} \right]$$

であるから

$$D = \Delta T \left\{ \frac{k}{2\alpha} \left(e^{-\alpha t_2^2} - e^{-\alpha t_1^2} \right) - (1-m)(t_2 - t_1) \right\} \quad \dots\dots\dots (8)$$

(8) 式中の常数に数値を入れ、また計算に便利な形に書直せば

$$D = \Delta T \left\{ 11.54 \left(10^{-0.00443t_2^2} - 10^{-0.00443t_1^2} \right) - (1-m)(t_2 - t_1) \right\} = \xi \Delta T \quad \dots\dots\dots (9)$$

上式において ξ は結局 m のみの函数であり、任意の m (1 よりも小さい) に対して計算することができる。

$T_1 = 0^\circ\text{C}$ の時には、 $m = 1$ であり、この時の D を D_0 とすれば、計算の結果

$$D_0 = 11.50 \Delta T$$

次に、 $T_1 > 0^\circ\text{C}$ の時には、 $m > 1$ となり、

$$\begin{aligned} D &= D_0 + 24 T_1 \\ &= D_0 + 24 (m-1) \Delta T \\ &= 24 (m-0.521) \Delta T \\ &= \xi \Delta T \quad \dots\dots\dots (10) \end{aligned}$$

すなわち、この場合には ξ は m の一次式であるから、直線変化となる。

m の色々の値に対し ξ の値を計算すれば、図-5 に示すごとくなる。

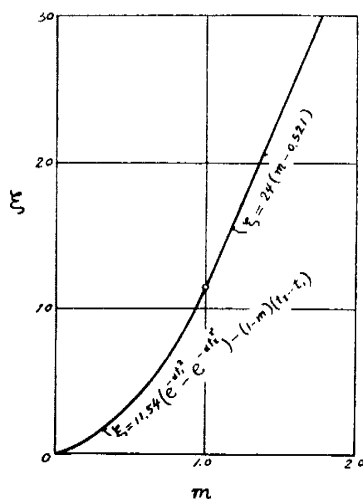


図-5 $\xi - m$ 曲線

以上により、任意の日において、最高および最低気温が与えられるならば、図-5 より ξ の値を求め、これよ

り当日の 0°C 以上の気温積算量を直ちに求めることができる。その関係式を一括すれば次のごとくである。

$$\left. \begin{aligned} \Delta T &= T_2 - T_1 \\ m &= T_2 / \Delta T \\ D &= \xi \Delta T \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (11)$$

ここに T_1 および T_2 はそれぞれその日の最低および最高気温 ($^\circ\text{C}$)、 D は 0°C 以上の気温積算量 (Degree hour) である。

5. 沙流川流域の融雪期における流出量

日高観測所 (量水標零位高 287 m) における水位流量曲線は、図-6 に示す通りで、流量を対数目盛とすれば直線となるが、これを用いて、同所の自記水位記録より、

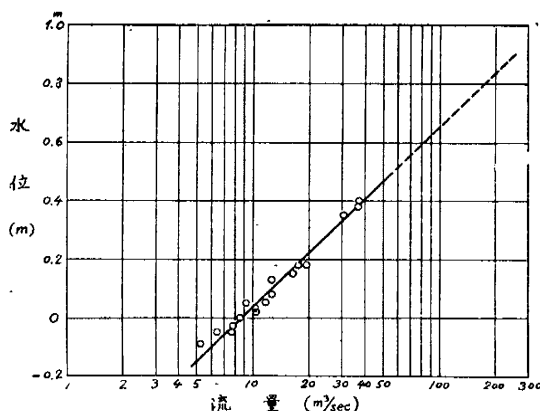


図-6 日高観測所水位流量曲線

4~6 月の毎日の流量を求めると、図-9 に示すごとくなる。本流域の融雪は後述するごとく、大体 6 月 17 日をもって完了したと推定されるので、4 月 6 日より 6 月 17 日までの全流出量を求めると

$$\begin{aligned} \int Q dt &= 2,835 \text{ m}^3/\text{sec} \cdot \text{day} \\ &= 2,835 \times 3,600 \times 24 \\ &= 245.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

次にこの期間の雨量は、日高観測所 (標高 290 m) の資料を主として用い、これを日高村営の上千栄観測所 (標高 600 m) および振内営林署 (標高 87 m) の資料を参考として修正すれば、図-9 に示すごとくで、合計雨量は 172.2 mm であり、これに流域面積を乗じて降雨水量 V_r を求めると、

$$V_r = 0.1722 \times 420 \times 10^5 = 72.3 \times 10^6 \text{ m}^3$$

故に前に求めた 4 月 5 日現在の積雪水量 V_s と降雨水量 V_r との合計は、

$$\begin{aligned} V_s + V_r &= (278.5 + 72.3) \times 10^6 \\ &= 350.8 \times 10^6 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

故にこの期間の平均流出率は

$$f = \frac{\int Q dt}{V_s + V_r} = \frac{245.0}{350.8} = 0.699 \approx 0.70$$

となる。これは案外に小さい値のようであるが、結局融雪水はこの期間中には全部流出することなく、一部蒸発により失われるものの外は、地下水となつて更にこの期間以後において徐々に流出するものと考えられる。

6. 沙流川流域における融雪流出量の算定

積雪零の地点を連ねる線を雪線とし、日最高気温が 0°C となる線を凍結線とすれば、融雪現象はこれら両者にはさまれた地域において起る。今雪線高度を h_1 、凍結線高度を h_2 とすれば、その各々に対する流域面積の % p_1 および p_2 は、図-3 の高度面積分布曲線より直ちに找出される。

今 $\Delta p = p_1 - p_2$ とし、流域面積を A_0 とすれば、融雪区域の面積 A は

$$A = \Delta p \cdot A_0 = (p_1 - p_2) A_0 \quad \dots\dots\dots(12)$$

然るに雪線は、融雪期においては月日により移動し一定しない。沙流川流域において観測した結果は、図-7のごとくで、ほぼ直線になつたが、参考のため室蘭付近における観測の結果を入れてみると、殆んどこの直線上にのることがわかつた。なお、流域内最大高度は 1930 m であるから、大体 6 月 17 日で流域内の融雪が完了したことになる。

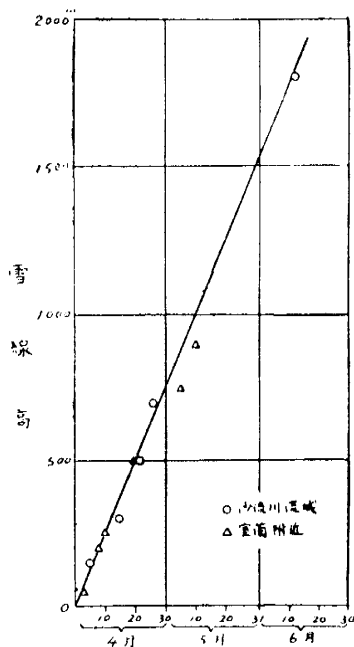


図-7 雪線高と月日との関係

次に凍結線標高については、気温の遞減率を高度 100 m につき 0.6°C と仮定し、観測所の標高を h_0 とすれば、

これと T' ($^{\circ}\text{C}$) なる気温差を有する標高 h は

$$h = h_0 + \frac{100}{0.6} T' \quad \dots\dots\dots(13)$$

日高観測所の標高 $h_0 = 290 \text{ m}$ であるから

$$h = 290 + \frac{100}{0.6} T' \quad \dots\dots\dots(13a)$$

そこで日高観測所の日最高気温を T' にとれば、これに対する h は気温 0°C の高度即ち凍結線高度を与える。上式は直線をあらわすが、これを図にしておけば、任意の T' に対する凍結線高度を求めるのに便利である。

融雪区域の気温は、その区域の中位高度 h_m における気温で代表される。この h_m は前記 p_1 と p_2 との中点 p_m に対する高度で、図より直ちに求められる。この h_m と観測所の気温差は (13a) 式を用いて求められるから、任意の h_m における毎日の最高および最低気温は容易に求められる。然る時は (11) 式により毎日の Degree hour D を求めることができ、更にこれを融雪面積 A に乗すれば、毎日の Degree-hour area DA を得る。

著者は以上の方法により、本流域についてこの融雪期間における毎日の DA を求め、これと毎日の流出量とを比較検討した。その結果、先ず降雨の影響の殆んどない日において DA と流出量とを比較してみると、両者の Peak は同日には対応せず、流出量の Peak は 2 日おきて起ることを発見した。本流域においては、水源より観測地点までの洪水到達時間は約 4 時間と推定されるので、降雨の影響は直ちに当日あらわれて流出量の Peak を生ぜしめるのであるが、これに反し、融雪による流出がこのような著しくおくれるのは何故であろうか。これは疑問の存するところであるが、結局融雪流出が普通の表面流出とは異なり、中間地下流出 (Subsurface runoff) の性質を帯びているためではないかと考えられる。

流出の解析にあたり、地下水流出による基底流 (Base flow) としては、図-9 に示すごとく、本融雪期間の初期においては、冬期間の湧水流量をとり、 $Q_0 = 6 \text{ m}^3/\text{sec}$ とし、中期においては $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、後期においては $30 \text{ m}^3/\text{sec}$ と漸次増加せしめ、終りは融雪完了期における流量をとり、 $20 \text{ m}^3/\text{sec}$ とした。

さてこの期間中において、降雨の影響の殆んどない連続 4~5 日間を各所にえらび、その毎日の平均流量を Q' 、基底流量を Q_0 、融雪による正味の流量を Q 、正味の流出量を V とすれば、合計量は、

$$\begin{aligned} \Sigma Q &= \Sigma Q' - \Sigma Q_0 \quad (\text{m}^3/\text{sec}) \\ \Sigma V &= 3600 \times 24 \times \Sigma Q \\ &= 0.0864 \times 10^6 \Sigma Q \quad (\text{m}^3) \end{aligned}$$

またこれより 2 日さかのぼり、同じ連続日数間における DA の和を ΣDA とすれば、融雪流出係数 (Degree-

hour factor) f は

$$f = \Sigma V / \Sigma DA \quad \dots\dots\dots(14)$$

この式により計算した結果、図-8を得た。これを見ると、5月より6月に向い急増しているが、これは主として太陽輻射熱の増加によるものとおもわれる。

この係数 f を用いれば、これと DA との積により、融雪流出量を計算することができる。

すなわち、 f の単位を mm/deg hr とし、 DA の単位を deg hr km^2 とすれば、融雪流出量 V_s は次式で算出される。

$$V_s = 1000 f DA \quad (\text{m}^3) \quad \dots\dots\dots(15)$$

ただし前述のごとく、融雪流出の Peak は本流域では2日おくらせて起るから、 fDA の値は2日おくらせて適用する。またこの流出は1日間に全部起るわけではなく、数日間にわたるものであり、更にそれ以後は Base flow となつて長く尾を引くものと考えられるが、今は計算の便宜上これを3日間に分布せしめ、中心の日において50%、その前後の日においてそれぞれ25%の割合で流出するものと仮定した。

なお日流出量 V は次式により流量 Q に換算される。

$$Q = V / 3600 \times 24 = V / 0.0864 \times 10^6 \quad (\text{m}^3/\text{sec})$$

次に降雨流出については、Unit graph の考え方を応用する。出水の遅れ t_d は約4時間と推定されるので、流出時間 $T = 10 t_d = 40 \text{ hr}$ と仮定して近似的な Unit graph を作り、1日雨量に対してこれを合成してみると、大部分の流出は始めの2日間におこり、あとは長く尾を引くことになるが、この際5日目までの分をとり、各日

の流出量の配分を次のごとく仮定した。

日	1	2	3	4	5
流出量 (%)	43	37	9	6	5

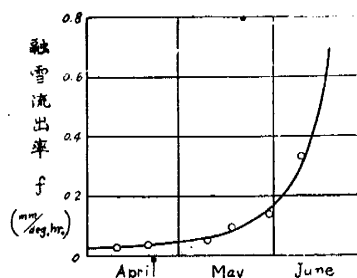


図-8 融雪流出率と月日との関係

有効雨量は、融雪によつて土地が湿潤になつていることを考慮し、また流域の大部分が急峻な山地であることから、流出率を0.8と仮定して計算する。然る時は流域面積 $= 420 \text{ km}^2$ であるから、雨量 R (mm) は次式により流量に換算され、

$$Q_r = \frac{0.8 \times 0.420 R \times 10^6}{0.0864 \times 10^3} = 3.89 R \quad (\text{m}^3/\text{sec})$$

更にこれを前述のごとく5日間に配分する。

以上のごとく計算した融雪流量を Q_s 、降雨流量を Q_r 、基底流量を Q_0 とすれば、合計流量 Q は次式によつて与えられる。

$$Q = Q_s + Q_r + Q_0 \quad \dots\dots\dots(16)$$

このように計算した毎日の合計流量 Q を図-9に記入すれば破線のごとくなる。実際の観測流量と計算流量

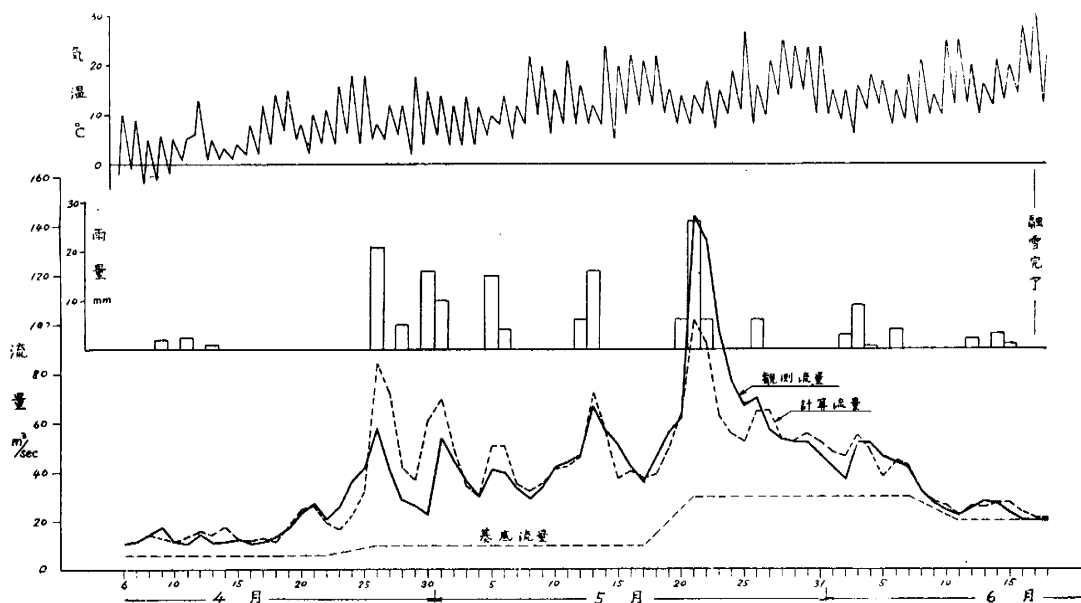


図-9 沙流川日高観測所における毎日の流量、雨量および気温

とを比較すれば、大体において一致していることがみとめられる。ただし降雨の付近においては、誤差が比較的大きいようであるが、これは雨量観測所の位置が偏しているのと、日雨量をとつたので、資料不十分なためとおもわれる。降雨の影響が微少で、融雪が主体をなしている日においては、大体よく一致しているので、少なくとも融雪流出に関する限り、この方法の適合性を証明しているようにおもわれる。

7. 結 び

以上により次の結論を得る。

- (1) 沙流川流域の昭和32年春の融雪期における平均流出率は約0.70であつた。
- (2) 最高および最低気温のみによつて、その日の Degree hour を容易に求め得る。
- (3) 本流域の融雪流出率 (Degree hour factor) は図-8のごとくであり、これによる毎日の計算流量は、実際の観測流量とよく一致する。

- (4) 気象の適当な予報が得られるならば、融雪流出の予報も可能である。

終りに、この積雪調査の実施ならびに水文資料の提供につき御協力を賜つた室蘭開発建設部、室蘭地方気象台、日高村、振内営林署その他の関係各位に厚き謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) Houk : Irrigation Engineering, Vol. I. Chap. 8. Linsley and others : Applied Hydrology, p. 427-432.
- 2) 菅谷重二, 棟方一彦 : 北上川流域における積雪水量について ; (昭 25), 水害の総合的研究, 第 3 輯.
石原健二, 外 : 融雪洪水予報の研究 ; (昭 26), 洪水予報研究論文集.
大坪喜久太郎, 鈴木洋二 : 石狩川流域の融雪量算定に関する考察 ; (昭 32), 技術資料, 第 13 号.