室蘭工業大学
学術資源アーカイブ
Muroran Institute of Technology Academic Resources Archive

河川流域における融雪流出量の算定について

メタデータ	言語: jpn 出版者: 室蘭工業大学 公開日: 2014-05-26 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 境, 隆雄 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10258/3118

河川流域における融雪流出量の算定について

境　　隆　雄

On the Computation of Snow-melt Runoff in River Basin

Takao Sakai

Abstract

Estimating or predicting snow-melt runoff is one of the fundamental problems for flood control as well as for water utilization.

In this paper, the author has developed a method of computing snow-melt runoff using the degree-hour factor. Through analysis of the daily variation curve of the air temperature, an easy method of determining the degree-hours only from daily maximum and minimum air temperatures was developed.

He applied this method for the Saru River basin of Hokkaido. Analyzing the area-elevation curve of the basin and using the meteorological data, the area of snow-melting zone and the values of degree-hours were computed. Then, through analysis of the hydrograph at the station, the values of degree-hour factor were determined. The runoff computed by this method agrees well with the observed runoff.

I. 緒　　論

積雪寒冷地の河川においては，春先に融雪流出の現象が起る。すなわち冬季間の積雪が融けて流出するために，時としては融雪洪水を起すこともあり，そうでなくても相当長い期間にわたり，比較的に多い流量と高い水位を持続する。河川におけるこのような季節的異常現象は一面においては治水上対処すべき問題である。他面において利水上より見れば，冬季間の広大な河川流域における積雪は，天然の巨大な貯水池ともいうべく，水資源の活用すなわち水力発電，水道あるいは灌漑等のためには，融雪期における豊富な河川流量の持続はむしろ望ましいことである。何れにしても，これらの対策上基本的な問題として，融雪流出量を把握することが要求される。融雪流出については，既に Wilson, Light, Clyde, Linsley 等の諸家[1] により米

1) Linsley and others: Applied Hydrology, p. 126–143, p. 427–432.
Houk: Irrigation Engineering, Vol, I. Chap. 8.

国において研究されたが，わが国でも近年この方面の調査あるいは研究[2]が盛んに行なわれるようになつた。著者はこの問題について若干の考察を試み，特にその実例として，北海道の沙流川流域について融雪流出量の算定を行なつたので，その概要について述べることとしたい。

II. 融雪量の算定についての概説

融雪の原因となるものを，大体重要性の順にあげてみると，次のごとくである。

1) 温かい空気よりの熱伝達

2) 空気中の水蒸気の凝結熱

3) 太陽輻射熱

4) 温かい降雨よりの熱

5) 地面よりの熱伝導

先ず1)については，空気自身の熱伝導率は小さいので，静止している空気からの伝導熱は小さいものであるが，地表面近くの空気の流動による伝達熱は，はるかに大きなものである。この伝達熱は気温の高いほど，また風速の大なるほど大である。

2)の因子は往々にして看過されがちであるが，空気中の水蒸気が雪面に接触して凝結する時に発生する熱が雪に伝えられるもので，大体1)と同程度に大きな要素である。凝結の潜熱は600 cal/gr であり，雪の融解熱はわずかに80 cal/gr に過ぎないから，1 gr の水蒸気が凝結すると，7.5 gr の雪が融けるわけである。この凝結熱の雪に伝えられる大きさは，水蒸気圧の大なるほど，また1)と同じく風速の大なるほど大である。

3)の太陽輻射熱は融雪のための重要な因子の一つであり，ある条件の下では主要な因子となる。これは季節および緯度の函数であると共に，雲量，地被および雪の反射率によつて左右される。清浄な新雪の反射率は90%にも達するが，汚れた古雪では60%位である。積雪が薄い時には，日射は地面まで貫通し，熱の吸収が大であるために，融雪を促進する。太陽輻射の効果は，夜間における積雪面よりの逆輻射によつて，ある程度相殺される。

4)の温い降雨は，一般に融雪上きわめて重要な因子と考えられているが，熱量計算をしてみると，これの効果は案外に小さなものである。降雨の際に融雪が促進されるのは，実は降雨に伴なうところ高い気温，高い湿度および強い風によるのである。更にまた降雨は積雪を叩きその中に貯溜された水分を放出せしめる作用がある。

---

2) 菅谷重二： 大雪山積雪水量及び流出調査，(1949).
石原健二，外： 融雪洪水予報の研究，洪水予報研究論文集 (資源調査会資料)，(1951).
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，土木学会北海道支部技術資料，第13号，(1957).

5) は以上の諸因子に比べるとはるかに小さく，無視しても差支ない。

以上のような諸因子から理論的に融雪量を算定する研究は，すでに Wilson, Light その他によつて行なわれた。しかしこれらの諸因子の組合せはきわめて複雑であり，しかも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といわねばならない。

実際的な方法として，Clyde, Linsley, Horton 等の諸家により，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。これは短期間の融雪を決定する最も重要な因子として気温をとりあげ，これを以て代表せしめる方法である。Degree-day とは1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1日という時間を乗じた量であつて，融雪の始まる日平均気温は 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である。

Clyde は Gooseberry Creek の degree-day factor として，約 0.09 inch/deg. day という値を見出した。また U. S. Weather Bureau の研究によれば，degree-day factor の値は，0.05～0.15 inch/deg. day の間に変化している。

Degree-day factor は融雪の原因となる諸因子を気温を以て代表せしめたもので，簡単でしかも巧妙な実用的方法である。ただこの方法の欠点とするところは，1日の平均気温を以て計算するので，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 以上の積算気温を用いるべきであろう。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。

III. 積算気温の算定法

融雪量を支配する主な要素である 0°C 以上の積算気温は，自記温度計の記録があれば求められるが，軽易な観測所では，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。著者はこれを次の方法によつて求めた。

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，むしろ洪水曲線と似ているところがある。これは上昇期が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であるためと考えられる。

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。

$$T = Cte^{-\alpha t^2} \qquad (1)$$

ここに T は最低気温を基準とする気温 (0°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相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であるというわけではなく，上昇起点附近には実際には反向曲線が存在するのに，この函数ではそこに反向曲線がなく，厳密にいえばその他にも多少の欠点は存する。しかしこの際は主たる目的が積算気温を求めるのにあるのであるから，そのための近似式としては適当なものと考えた。

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，前述のごとく起点附近に実際存在する反向曲線をあらわせないので，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。

最高気温時においては，$dT/dt=0$ であるから

$$\frac{dT}{dt}=C\left\{e^{-\alpha t^2}+t(-2\alpha t)e^{-\alpha t^2}\right\}$$

$$=Ce^{-\alpha t^2}(1-2\alpha t^2)=0$$

$$\therefore\quad 1-2\alpha t^2=0$$

$$\alpha=1/2\,t^2 \tag{2}$$

$t=7$ とすれば

$$\alpha=1/98 \tag{2'}$$

最高気温と最低気温との差すなわち日較差を ΔT とすれば

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

$$=\frac{\Delta T}{7}\times 1.649=0.2355\,\Delta T \tag{3}$$

故に次式を得る。

$$T=0.2355\,\Delta T t e^{-\frac{t^2}{98}} \tag{4}$$

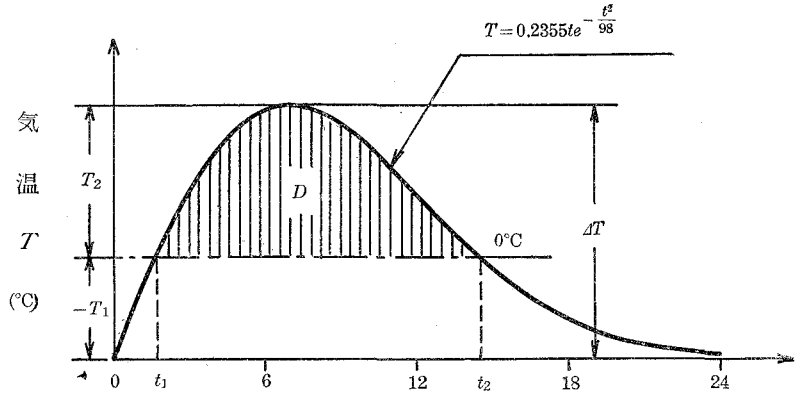
数値計算のために便利な形に書直せば

$$e^{-\frac{t^2}{98}}=10^{-\frac{0.4343}{98}t^2}=10^{-0.00443t^2}=1/10^{0.00443t^2}$$

であるから

$$T=0.2355\,\Delta T t/10^{0.00443t^2} \tag{5}$$

この式により T の曲線を描けば，図-1となる。



図—1　気温変化曲線と積算気温

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_1 および T_2 は観測資料として毎日与えられるものとする。融雪がおこるためには

$$T_2 > 0°C$$

であるが，しかし T_1 の方はこれと異なり

$$T_1 \leqq 0°C$$

であつて，(+) (−) あるいは 0 何れの値をとつても差支ない。

i)　$T_1 < 0°C$ の場合

この場合には 0°C の位置は図-1 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刻，換言すれば気温が 0°C となる時刻 t_1 および t_2 ならびにその間の時間長は，$T_2/\Delta T$ 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，積算気温が求められる。今

$$\left.\begin{aligned} m &= T_2/\Delta T \\ C &= k\,\Delta T \end{aligned}\right\} \qquad (6)$$

とおけば，時刻 t_1 および t_2 においては

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

数値計算に便利な形に書直せば

$$t/10^{0.00443t^2}-\frac{1-m}{0.2355}=0 \qquad (8)$$

この函数方程式を解けば t_1 および t_2 が求められるが，それには m の色々な値に対し，図式的に t の近似値を求め，しかる後に漸近法によつて真正値を求めることができる。

しかる時は，図-1 において，0℃ より以上の積算気温 D (Degree hour) は

$$D=\int_{t_1}^{t_2}T\,dt-(\Delta T-T_2)(t_2-t_1)$$

$$=\int_{t_1}^{t_2}T\,dt-\Delta T(1-m)(t_2-t_1)$$

しかるに

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

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

であるから

$$D=\Delta T\left\{\frac{k}{2a}(e^{-\alpha t_1^2}-e^{-\alpha t_2^2})-(1-m)(t_2-t_1)\right\} \qquad (9)$$

(9) 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

$$\frac{k}{2a}=\frac{0.2355}{2\times 1/98}=11.54$$

であるから

$$D=\Delta T\{11.54\,(10^{-0.00443t_1^2}-10^{-0.00443t_2^2})-(1-m)(t_2-t_1)\}$$

$$=\xi\,\Delta T \qquad (10)$$

上式において ξ は結局 m のみの函数であり，任意の m (この場合 1 よりも小さい) に対して計算することができる。すなわちこれを計算すれば，表-1 のごとくなる。

表—1 m に対する ξ の計算 $(a=0.00443)$

m	t_1	t_2	$10^{at_1^2}$	$10^{at_2^2}$	$11.54\,(1/10^{at_1^2}-1/10^{at_2^2})$	$(1-m)(t_2-t_1)$	ξ
0.1	4.8	9.4	1.264	2.460	4.43	4.14	0.29
0.2	4.0	10.6	1.177	3.140	6.14	5.28	0.86
0.3	3.3	11.5	1.117	3.856	7.34	5.74	1.60
0.4	2.8	12.5	1.083	4.920	8.31	5.82	2.49
0.5	2.2	13.5	1.050	6.40	9.20	5.65	3.55
0.6	1.8	14.5	1.033	8.53	9.82	5.08	4.74
0.7	1.3	15.6	1.017	11.96	10.37	4.29	6.08
0.8	0.9	17.1	1.003	19.73	10.86	3.24	7.62
0.9	0.4	19.3	1.002	44.6	11.26	1.89	9.37
1.0	0	24.0	1.000	355.0	11.50	0	11.50

ii) $T_1=0$℃ **の場合**

これはすなわち $m=1$ の場合であつて，この時の D を D_0 とすれば，表-1 にあるように

$$\xi = 11.50$$
$$D_0 = 11.50\,\Delta T \qquad (11)$$

iii) $T_1 > 0$℃ **の場合**

この場合には $m>1$ となり，

$$\begin{aligned} D &= D_0+24\,T_1 \\ &= D_0+24\,(T_2-\Delta T) \\ &= D_0+24\,(m-1)\,\Delta T \\ &= \{11.50+24\,(m-1)\}\,\Delta T \\ &= 24\,(m-0.521)\,\Delta T = \xi\,\Delta T \end{aligned} \qquad (12)$$

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。

以上の (10)～(12) 式における m と ξ との関係曲線を示せば，図-2 のごとくなる。

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-2 の m-ξ 曲線より ξ の値を求め，これより当日の 0℃ 以上の積算気温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。

$$\left.\begin{aligned} \Delta T &= T_2-T_1 \\ m &= T_2/\Delta T \\ D &= \xi\,\Delta T \end{aligned}\right\} \qquad (13)$$

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 (℃)，D は 0℃ 以上の積算気温 (Degree hour) である。

計 算 例：——

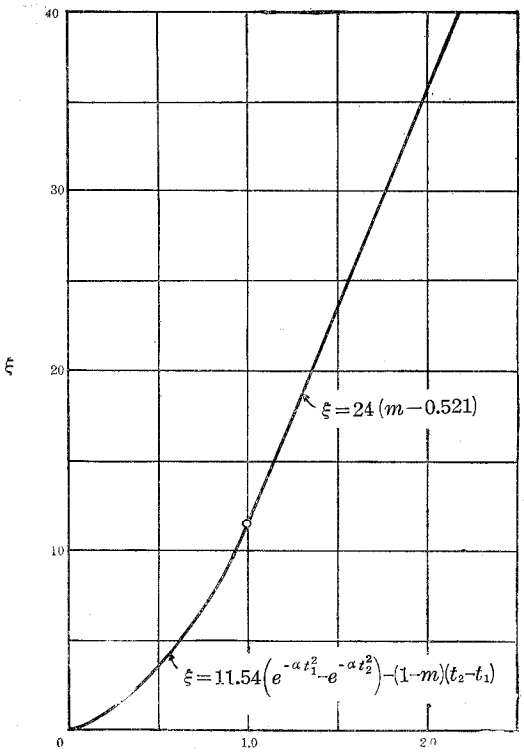
$T_1 = -2$℃　　$T_2 = 7$℃

$\Delta T = 7-(-2) = 7+2 = 9$

$m = 7/9 = 0.778$

図-2 より　　$\xi = 7.1$

$D = 7.1\times 9 = 63.9$　　deg. hr.



図—2　m-ξ 曲　線

IV. 融雪流出量の算定法

河川流域において，積雪区域の下端すなわち積雪零の地点を連ねる線を雪線とし，日最高気温が0℃となる地点を連ね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帯において起る。

今図-3において，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，流域の高度面積分布曲線より直ちに見出される。従つて全流域面積を A_0 とすれば，融雪区域の面積 A は次式で求められる。

$$A=(p_1-p_2)A_0/100 \qquad (14)$$

しかるに雪線は，融雪期においては月日の進行と共に移動し一定しない。また雪線は必ずしも等高線とは一致せず，一般に北向および森林のある斜面において低く，南向および裸の斜面において高い傾向があるが，流域全体としての平均雪線高を求めることは可能であり，また月日の進行による移動を知ることも可能である。

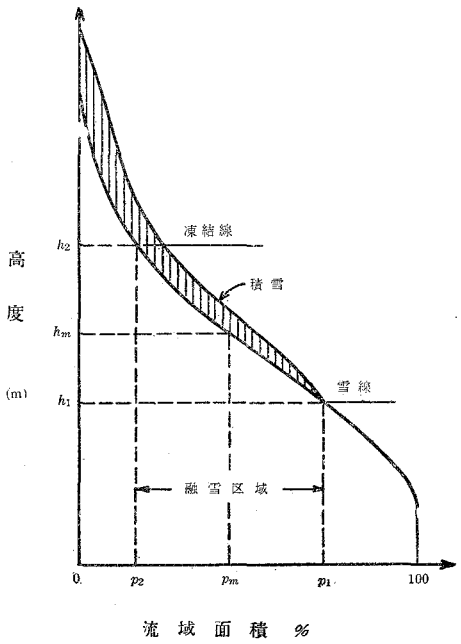


図-3 融雪区域の面積と高度との関係

次に凍結線標高は，気温の高度による逓減率を知れば，観測所の気温から求めることができる。この逓減率は一般に年平均では100 mについて0.6℃であるといわれる。ただし季節により異なり，夏に大であり冬に小であるが，融雪期には中間すなわち平均に近いものと考えてよいであろう。実際の気温は高度のみならず，地形や森林などの影響をうけるために，複雑な分布を示す筈であるが゜流域全体の平均値として，気温の逓減率を高度100 mにつき0.6℃と仮定する。そこで観測所の標高を h_0，同所の日最高気温を T_2 とすれば，凍結線高度 h_2 は次式で与えられる。

$$h_2=h_0+\frac{100}{0.6}T_2 \qquad (15)$$

上式は直線関係をあらわすが，予めこれを図にしておけば，任意の T_2 に対する凍結線高度を求めるのに便利である。

次に融雪区域の気温は，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，高度面積分布曲線より直ちに見出される。この中位

高度と観測所との気温差を T' とすれば，h_m と T' との間には次式の関係がある。

$$h_m = h_0 + \frac{100}{0.6} T' \tag{16}$$

上式は前の(15)式と全く同形であるから，前と同じ図を利用して，任意の h_m に対する気温差 T' を求め，従つて h_m における毎日の最高および最低気温を求めることができる。しかる時は(13)式により毎日の Degree hour D を求めることができるから，更にこれを融雪面積 A に乗ずれば，毎日の積算気温面積 (Degree-hour area) DA を得る。この DA はすなわち河川の融雪流出量を左右する主たる要素を数量的に表現したものである。

さて他方においては，河川の流出量を解析しなければならない。

河川の毎日の測水資料は一般に水位の記録であるから，先ずこれを流量に換算することが必要である。そのためには観測地点の流量曲線を作成することが要求される。水位観測は毎日朝夕2回定時に行なうのが普通であるが，水位の変動ある場合には，観測時の流量が当日の平均流量を示すとは限らず，むしろそうでないことが多い。当日の平均流量が何時におこるかは一定せず，その時刻を押えることは困難である。定時観測の資料より当日の平均流量を推定することは，水位の変動が大なるほど，誤差は大となるであろう。結局定時観測の資料だけでは不充分であつて，自記水位計による記録が望ましいのである。これがあれば，平均流量は確実に求められる。

さて融雪期における河川流量には，融雪による流量の外，基底流量が含まれ，更に時として降雨の直接流出による流量が含まれる。従つて融雪流出の関係を求めるには，河川流量から後二者を差引き，正味の融雪流量を考えなければならない。この場合，なるべく降雨の影響を無視し得る日を選ぶならば，解析に便である。

一般に融雪の原因となる事象と，その結果たる河川流出との間には，時間のずれが存在する。その時間のずれの大きさは，流域の特性によつて異なるものとおもわれる。

今融雪の主たる原因として，毎日の Degree-hour area DA をとり，これがある時間おくれて，融雪流出量となるものと考える。実際方法としては，降雨の影響を無視し得る連続数日間を適当に選び，その毎日の平均流量を Q，基底流量を Q_0，融雪による流量を Q_s，融雪による毎日の流出量を V_s とすれば，その数日間の合計量は

$$\begin{aligned} \sum Q_s &= \sum Q - \sum Q_0 \qquad (\mathrm{m^3/sec}) \\ \sum V_s &= \int Q_s\, dt \\ &= 3600 \times 24 \times \sum Q_s \\ &= 0.0864 \times 10^6 \sum Q_s \quad (\mathrm{m^3}) \end{aligned} \tag{17}$$

またこれより前記時間のずれだけさかのぼり，同じ連続日数間における DA の和を $\sum DA$

とすれば，融雪流出率 (Degree-hour factor) f は次式で求められる。

$$f = \sum V_s / \sum DA \tag{18}$$

この f は流域に特有な値であるが，一般に季節により変化することが予想される。この 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。

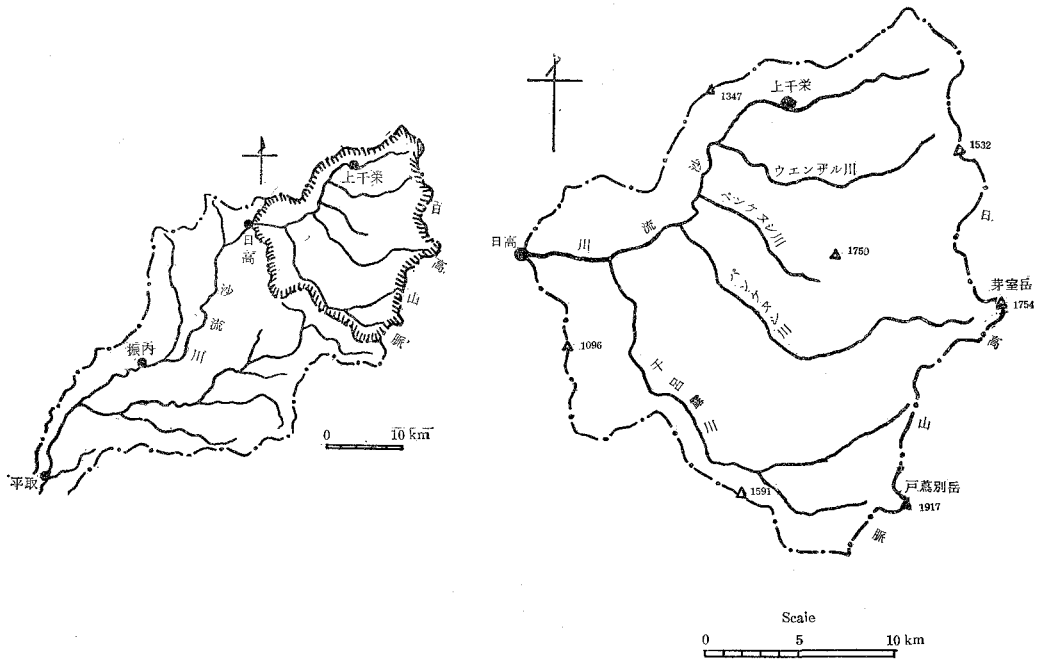
$$V_s = 1000 f DA \quad (\mathrm{m}^3) \tag{19}$$

V. 沙流川流域における融雪流出量の算定

前節までに述べた方法を，北海道日高の沙流川流域に適用してみると，次のごとくである。

沙流川流域は図-4 に示すごとくで，その上流水源地は北海道の脊骨ともいうべき急峻な日高山脈である。今，日高観測所より上流の流域について考察すれば，東方境界線上には，標高 1,300～1,900 m 位の急峻な日高山脈が連なり，北西境界線は 1,000 m 内外で比較的低いが，南方境界線は 1,500～1,900 m で比較的高い。全体的にみて，南東に高く，北西に低い地勢であり，沙流川本川および支川ウエンザル川は概ね西流し，その他の支川は北西に向つて流れている。

この流域面積は 420 km^2 で，その高度面積分布は地形図上から交点法によつて求めること



図—4　沙流川流域図

ができる。すなわち，20万分の1および5万分の1地形図の上に2km間隔の方眼線を引き，交点法により各高度に対する流域面積の%を求めた結果は，図-5に示す通りである。

次に日高観測所（量水標零位高287m）における水位流量曲線は，室蘭開発建設部沙流川改修事業所の流量測定資料（昭31.8～昭32.6）よりこれを作成すれば，図-6に示す通りで，半対数方眼紙に流量を対数目盛として記入すれば直線となる。これを用いて，同所の自記水位記録より，毎日の平均流量を求めることができるが，期間としては，昭和32年4月4，5両日にわたり，本流域の積雪測量を行なつたのと，また後述するように，本流域の融雪は大体6月17日を以て完了したと推定されるので，4月6日より6月17日までをとつた。

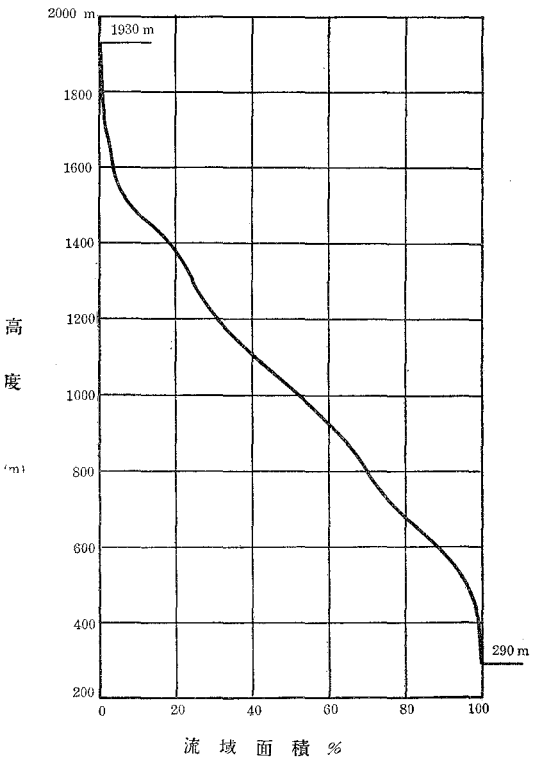


図-5　沙流川日高観測所より上流の高度流域面積分布曲線

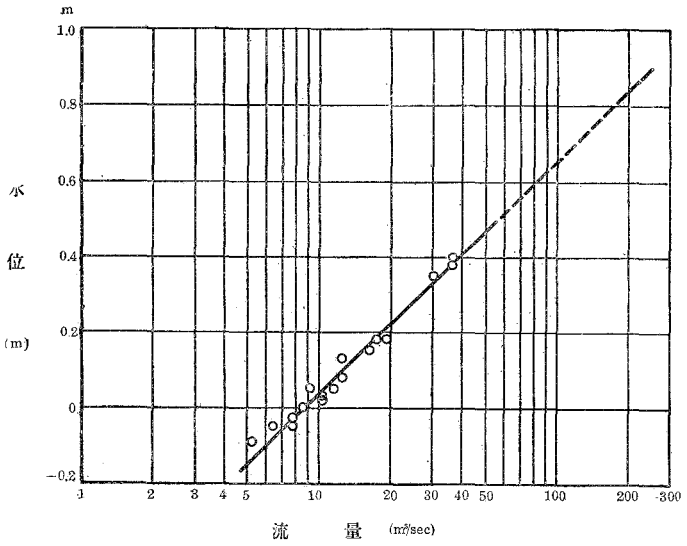


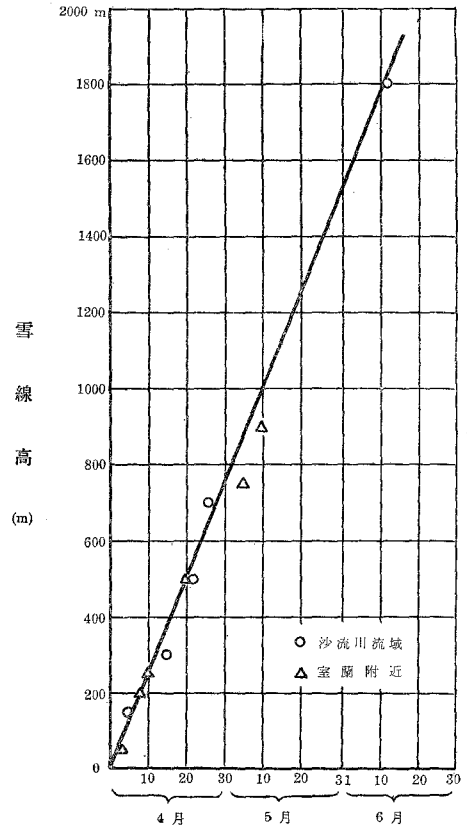
図-6　日高観測所水位流量曲線

一般に水位の変動ある場合に，平均流量は平均水位に対する流量よりも若干大となるのが普通であるが，水位一定なる時は両者の比は1であり，水位の変動大となるに従つて1よりも大となる。

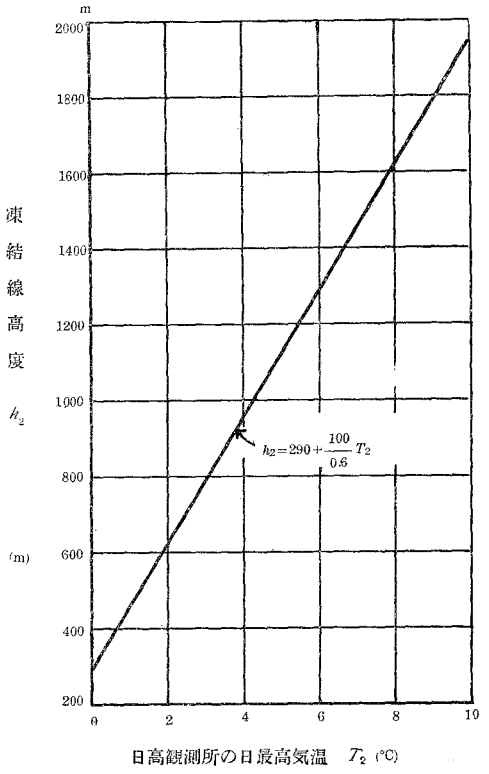
日高観測所の自記水位記録につき，試みに，水位変化小さく，かつまたその変化がほぼ直線的な5月2日について，平均水位に対する流量 Q'_m と平均流量 Q_m とを求め，両者の比をとれば，$Q_m/Q'_m=1.02$ となつた。また水位変化やや大きく，かつまたその変化が曲線的な5月21日について求めてみると，$Q_m/Q'_m=1.11$ となつた。この結果に基づき，毎日の水位変化の状況により，それぞれ適宜修正率を推定して，毎日の平均流量を算出した。

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）および振内営林署観測所（標高87 m）の資料を参考として修正した。

次に雪線高は既述のごとく月日の進行と共に移動するが，本流域において観測調査した結果は，図-7のごとくで，ほぼ直線になつたが，参考のため室蘭附近における観測の結果を入れ



図—7　月日の進行による雪線高の変化



図—8　凍結線高度と観測所気温との関係

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。4月より6月までの任意の日における雪線高 h_1 は，この図から直ちに求めることができる。

次に凍結線高度 h_2 は，日高観測所の標高 $h_0=290$ m であるから，(15)式より

$$h_2 = 290 + \frac{100}{0.6} T_2 \qquad (20)$$

これを図示すれば，図-8のごとくである。これらの関係を用いて，4月6日より6月17日

表—2　融雪区域の面積および中位高度の計算

月日	観測所最高気温 (℃)	観測所最低気温 (℃)	雪線高 h_1 (m)	凍結線高 h_2 (m)	p_1 (%)	p_2 (%)	p_1-p_2 (%)	融雪面積 A (km^2)	$p_m=\frac{p_1+p_2}{7}$ (%)	中位高度 h_m (m)
4- 6	10	−2	150		100	0	100	420	50.0	1015
7	9	−1	175	1780	100	1	99	416	50.5	1010
8	5	−4	200	1120	100	38	62	260	69.0	805
9	6	−3	225	1280	100	25	75	315	62.5	895
10	5	−2	250	1120	100	38	62	260	69.0	805
11	5	1	275	1120	100	38	62	260	69.0	805
12	13	6	300		100	0	100	420	50.0	1015
13	5	1	325	1120	100	38	62	260	69.0	805
14	3	1	350	785	100	71	29	122	85.5	625
15	4	1	375	950	99	57	42	176	78.0	690
16	8	2	400	1620	99	3	96	403	51.0	1005
17	12	2	425		99	0	99	416	49.5	1020
18	14	4	450		98	0	98	412	49.0	1025
19	15	7	475		97	0	97	408	48.5	1030
20	8	5	500	1620	96	3	96	403	49.5	1020
21	10	2	525		94	0	94	395	47.0	1040
22	11	4	550		93	0	93	391	46.5	1045
23	16	4	575		90	0	90	378	45.0	1055
24	18	6	600		88	0	88	370	44.0	1065
25	18	4	625		86	0	86	361	43.0	1070
26	8	5	650	1620	83	3	80	336	43.0	1070
27	12	5	675		80	0	80	336	40.0	1100
28	12	6	700		77	0	77	323	38.5	1115
29	18	2	725		75	0	75	315	37.5	1125
30	15	4	750		73	0	73	307	36.5	1135
5- 1	14	6	775		71	0	71	298	35.5	1145
2	12	4	800		69	0	69	290	34.5	1155
3	14	4	825		68	0	68	286	34.0	1160
4	12	4	850		66	0	66	277	33.0	1170
5	10	6	875		64	0	64	269	32.0	1180
6	14	8	900		62	0	62	261	31.0	1190

月日	観測所最高気温 (℃)	観測所最低気温 (℃)	雪線高 h_1 (m)	凍結線高 h_2 (m)	p_1 (%)	p_2 (%)	p_1-p_2 (%)	融雪面積 A (km²)	$p_m=\frac{p_1+p_2}{7}$ (%)	中位高度 h_m (m)
5- 7	12	5	925		60	0	60	252	30.0	1200
8	22	8	950		57	0	57	239	28.5	1225
9	20	10	975		54	0	54	227	27.0	1240
10	15	6	1000		52	0	52	218	26.0	1260
11	21	8	1025		49	0	49	206	24.5	1290
12	16	8	1050		46	0	46	193	23.0	1320
13	12	8	1075		43	0	43	181	21.5	1350
14	24	8	1100		40	0	40	168	20.0	1370
15	20	5	1125		38	0	38	160	19.0	1380
16	22	10	1150		35	0	35	147	17.5	1405
17	21	12	1175		32	0	32	134	16.0	1420
18	22	12	1200		30	0	30	126	15.0	1430
19	15	10	1225		28	0	28	118	14.0	1440
20	14	8	1250		26	0	26	109	13.0	1450
21	14	8	1275		25	0	25	105	12.5	1455
22	17	10	1300		24	0	24	101	12.0	1460
23	15	7	1325		23	0	23	96.6	11.5	1465
24	19	10	1350		22	0	22	92.4	11.0	1470
25	27	11	1375		20	0	20	84.0	10.0	1475
26	16	8	1400		18	0	18	75.6	9.0	1485
27	21	10	1425		16	0	16	67.2	8.0	1495
28	25	14	1450		13	0	13	54.6	6.5	1520
29	24	15	1475		10	0	10	42.0	5.0	1550
30	24	15	1500		8	0	8	33.6	4.0	1570
31	24	10	1525		6	0	6	25.2	3.0	1630
6- 1	15	10	1550		5	0	5	21.0	2.5	1675
2	15	9	1575		4	0	4	16.8	2.0	1690
3	16	6	1600		3.5	0	3.5	14.7	1.8	1700
4	18	11	1625		3.0	0	3.0	12.6	1.5	1720
5	17	12	1650		2.8	0	2.8	11.8	1.4	1725
6	15	8	1675		2.5	0	2.5	10.5	1.3	1730
7	18	9	1700		1.8	0	1.8	7.6	0.9	1760
8	21	8	1725		1.4	0	1.4	5.9	0.7	1790
9	14	10	1750		1.0	0	1.0	4.2	0.5	1810
10	25	10	1775		0.8	0	0.8	3.4	0.4	1825
11	25	12	1800		0.6	0	0.6	2.5	0.3	1850
12	20	12	1825		0.4	0	0.4	1.7	0.2	1875
13	16	10	1850		0.3	0	0.3	1.3	0.15	1885
14	21	12	1875		0.2	0	0.2	0.8	0.10	1900
15	20	13	1900		0.1	0	0.1	0.4	0.05	1915
16	28	14	1925		0.02	0	0.02	0.1	0.01	1930
17	32	18	1950		0	0	0	0	0	

に至る毎日の日高観測所における最高および最低気温から流域の融雪面積およびその中位高度を求めると，表-2 の通りとなる。

次に融雪区域の中位高度 h_m における毎日の最高および最低気温を(16)式より求め，以下(13)式により D を求め，更にこれを融雪面積 A に乗じて DA を求めると，表-3 のごとくなる。

表—3　積算気温面積 DA の計算

月日	h_m (m)	気温差 T' (℃)	T_2 (℃)	T_1 (℃)	ΔT (℃)	$m = T_2/\Delta T$	ξ	$D = \xi \Delta T$ (deg. hr)	DA (deg. hr. km²)
4- 6	1015	4.4	5.6	−6.4	12	0.465	3.1	37.2	15620
7	1010	4.3	4.7	−5.3	10	0.470	3.2	32.0	13310
8	805	3.1	1.9	−7.1	9	0.210	0.9	8.1	2105
9	895	3.6	5.4	−6.6	9	0.600	4.7	42.3	13320
10	805	3.1	1.9	−5.1	7	0.270	1.4	9.8	2550
11	805	3.1	1.9	−2.1	4	0.475	3.2	12.8	3330
12	1015	4.4	8.6	1.6	7	1.230	17.0	119.0	50000
13	805	3.1	1.9	−2.1	4	0.475	3.2	12.8	3330
14	625	2.0	1.0	−1.0	2	0.500	3.6	7.2	878
15	690	2.4	1.6	−1.4	3	0.535	3.9	11.7	2060
16	1005	4.3	3.7	−2.3	6	0.615	5.0	30.0	12080
17	1020	4.4	7.6	−2.4	10	0.760	6.9	69.0	28700
18	1025	4.4	9.6	−0.4	10	0.960	10.6	106.0	43700
19	1030	4.4	10.6	2.6	8	1.325	19.3	154.4	63000
20	1020	4.4	3.6	0.6	3	1.200	16.3	48.9	19700
21	1040	4.5	5.5	−2.5	8	0.690	5.9	47.2	18650
22	1045	4.5	6.5	−0.5	7	0.930	10.0	70.0	27370
23	1055	4.6	11.4	−0.6	12	0.950	10.4	124.8	47180
24	1065	4.7	13.3	1.3	12	1.110	14.2	170.4	63030
25	1070	4.7	13.3	−0.7	14	0.950	10.4	145.6	52500
26	1070	4.7	3.3	0.3	3	1.100	13.9	41.7	14000
27	1100	4.9	7.1	0.1	7	10.15	11.9	83.3	28000
28	1115	5.0	7.0	1.0	6	1.165	15.5	93.0	30030
29	1125	5.0	13.0	−3.0	16	0.815	7.8	124.8	39300
30	1135	5.1	9.9	−1.1	11	0.900	9.4	103.4	31740
5- 1	1145	5.1	8.9	0.9	8	1.110	14.2	113.6	33840
2	1155	5.2	6.8	−1.2	8	0.850	8.4	67.2	19480
3	1160	5.2	8.8	−1.2	10	0.880	9.0	90.0	25740
4	1170	5.3	6.7	−1.3	8	0.880	8.3	66.4	18390
5	1180	5.3	4.7	0.7	4	1.175	15.7	62.8	16900
6	1190	5.4	8.6	2.6	6	1.430	21.8	130.7	34100

月日	h_m (m)	気温差 T' (℃)	T_2 (℃)	T_1 (℃)	ΔT (℃)	$m = T_2/\Delta T$	ξ	$D = \xi\Delta T$ (deg. hr)	DA (deg, hr. km²)
5- 7	1200	5.5	6.5	−0.5	7	0.930	10.0	70.7	17640
8	1225	5.6	16.4	2.4	14	1.170	15.6	218.4	52200
9	1240	5.7	14.3	4.3	10	1.430	21.8	218.0	49500
10	1260	5.8	9.2	0.2	9	1.020	12.0	108.0	23540
11	1290	6.0	15.0	2.0	13	1.155	15.2	197.6	40700
12	1320	6.2	9.8	1.8	8	1.225	16.9	135.2	26080
13	1350	6.4	5.6	1.6	4	1.400	21.1	84.4	15270
14	1370	6.5	17.5	1.5	16	1.095	13.8	220.8	37100
15	1380	6.6	13.4	−1.6	15	0.895	9.2	138.0	22100
16	1405	6.7	15.3	3.3	12	1.275	13.1	157.2	23100
17	1420	6.8	14.2	5.2	9	1.580	25.4	228.6	30620
18	1430	6.8	15.2	5.2	10	1.520	24.0	240.0	30240
19	1440	6.9	8.1	3.1	5	1.620	26.3	131.5	15520
20	1450	7.0	7.0	1.0	6	1.165	15.5	93.0	10140
21	1455	7.0	7.0	1.0	6	1.165	15.5	93.0	9770
22	1460	7.0	10.0	3.0	7	1.430	21.8	152.6	15410
23	1465	7.1	7.9	−0.1	8	0.990	11.3	90.4	8730
24	1470	7.1	11.9	2.9	9	1.320	19.2	172.8	15970
25	1475	7.1	19.9	3.9	16	1.245	17.4	278.4	23400
26	1485	7.2	8.8	0.8	8	1.100	13.9	111.2	8400
27	1495	7.3	13.7	2.7	11	1.245	17.4	191.4	12860
28	1520	7.4	17.6	6.6	11	1.600	26.0	286.0	15620
29	1550	7.6	16.4	7.4	9	1.825	31.2	280.8	11800
30	1570	7.7	16.3	7.3	9	1.810	30.9	278.1	9340
31	1630	8.1	15.9	1.9	14	1.135	14.8	207.2	5220
6- 1	1675	8.3	6.7	1.7	5	1.340	19.7	98.5	2070
2	1690	8.4	6.6	0.6	6	1.100	13.9	83.4	1400
3	1700	8.5	7.5	−2.5	10	0.750	6.8	68.0	1000
4	1720	8.6	9.4	2.4	7	1.345	19.8	138.6	1746
5	1725	8.6	8.4	3.4	5	1.680	27.8	139.0	1640
6	1730	8.7	6.3	1.3	7	0.900	9.4	65.8	714
7	1760	8.8	9.2	0.2	9	1.020	12.0	108.0	821
8	1790	9.0	12.0	−1.0	13	0.925	9.9	128.7	759
9	1810	9.1	4.9	0.9	4	1.225	16.9	67.6	284
10	1825	9.2	15.8	0.8	15	1.055	12.8	192.0	653
11	1850	9.4	15.6	2.6	13	1.200	16.3	211.9	530
12	1875	9.5	10.5	2.5	8	1.310	19.0	152.0	258
13	1885	9.6	6.4	0.4	6	1.065	13.1	78.6	102
14	1900	9.7	11.3	2.3	9	1.255	17.7	159.3	127
15	1915	9.8	10.2	3.2	7	1.455	22.4	156.8	63
16	1930	9.9	18.1	4.1	14	1.295	13.6	190.4	19
17									0

以上のごとくして求めた毎日の平均流量，雨量，気温および DA を図示すれば，図-10 のごとくである。

この結果について考察してみると，先ず Hydrograph には所々に Peak があるが，これらは何れも殆んど当日の降雨に対応しているので，降雨の直接流出によるものと断定して差支えないであろう。本流域の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，上のことは充分首肯されることである。

しかるに，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 日おくれて起ることが見出された。このように融雪による流出が若干おくれるのは何故であろうか。

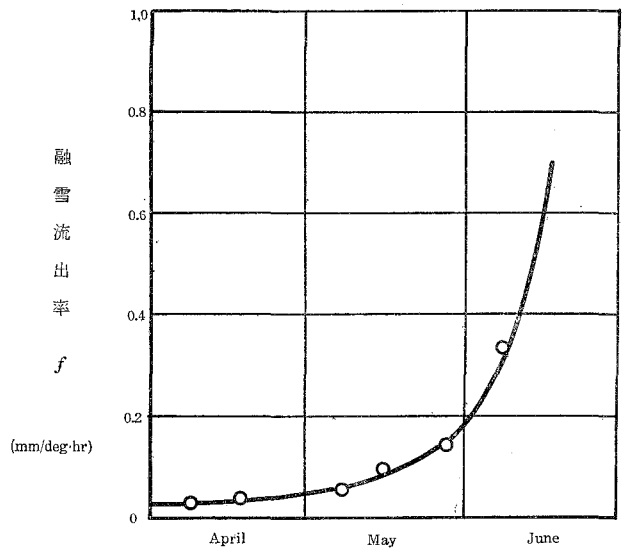
多くの調査によれば，積雪は多量の水分を保留し，急にそれを放出することが知られている。古雪の場合には重量 5% 程度の水分を保有し得るといわれている。これは積雪の毛管作用によるが，積雪中に形成されるいくつもの氷板が，融雪水分の下降を妨げおくらせる作用のあることも見逃せない。積雪の下底と地面との間には，雪水の層が形成されるが，積雪自身やその他の抵抗により，普通の表面流出のような急速な流出は阻まれる。結局地面の特性，融雪の割合その他の要素により，かなりの水分がある期間貯溜されることになるのであつて，融雪流出が中間地下流出 (Subsurface runoff) あるいはある程度地下水流出の性質を帯びているともいえるであろう。

さて流出量の解析にあたり，地下水流出による基底流としては，図-10 に示すごとく，本融雪期間の初期においては，冬期間の渇水流量をとり，$Q_0=6\ m^3/sec$ とし，中期においては 10 m^3/sec，後期においては 30 m^3/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 m^3/sec とした。

この期間中において，降雨の影響を無視し得る連続 4～5 日間を所々にえらび，基底流を差引いた正味の融雪流出量 $\sum V_s$ を (17) より求め，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 の和を求め，(18) 式により f を求めれば，図-9 を得る。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，これを DA に乗じ，(19) 式により融雪流出量を求めることができる。ただし前述のごとく，融雪流出の Peak は本流域では 2 日おくれて起るから，それだけずらして計算することが必要である。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_s は次式により流量 Q_s に換算される。



図—9 融雪流出率と月日との関係

$$Q_s = V_s/3600\times 24 = V_s/0.0864\times 10^6 \ (\mathrm{m^3/sec})$$

次に降雨については，次の三つに分けて考えることができる。

1) 雪線以下の無雪地帯における降雨

2) 雪線と凍結線との間の融雪地帯における降雨

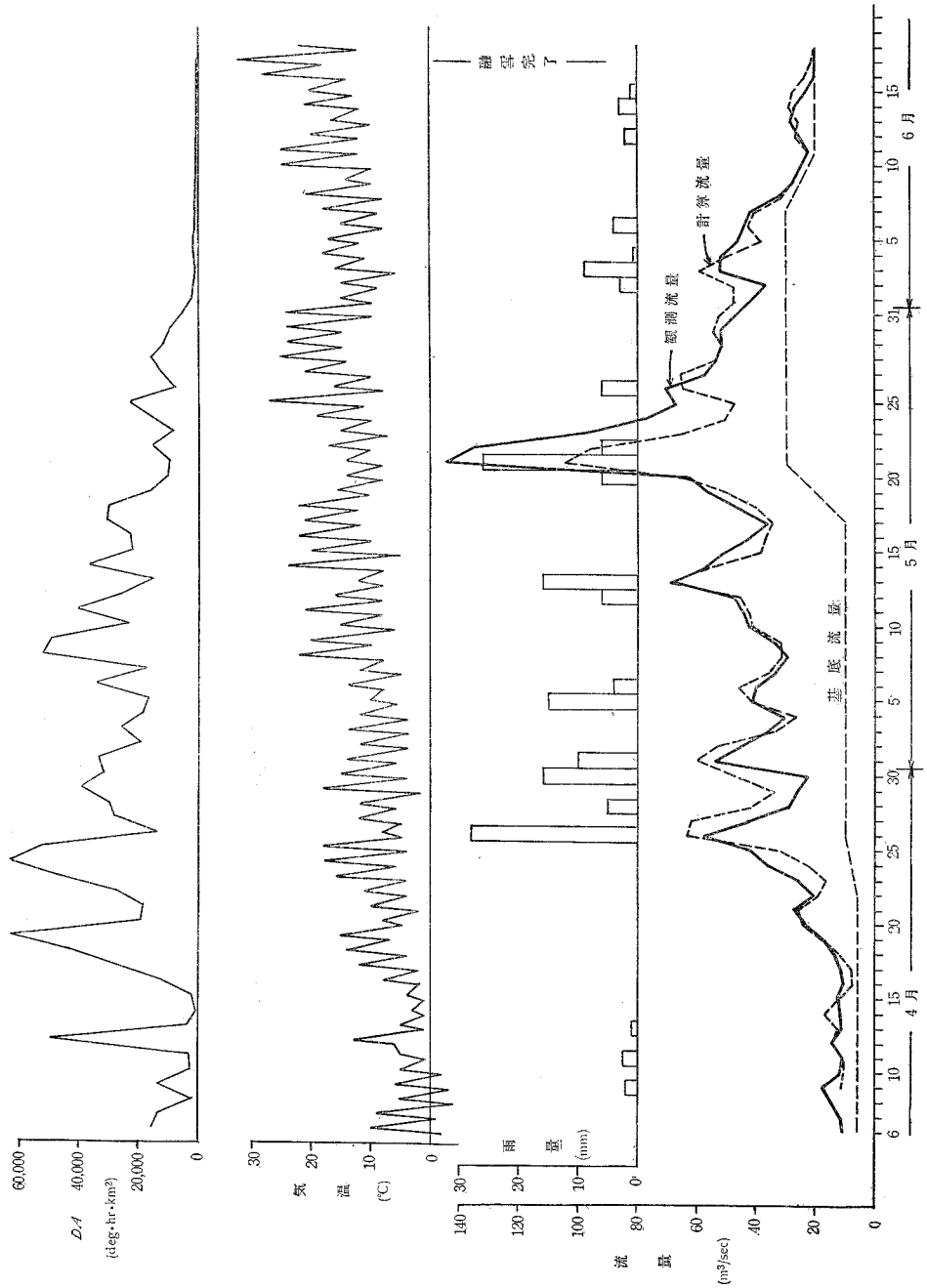
3) 凍結線以上における降雪

以上のうち，2) の降雨と 3) の降雪との境界線は，厳密にいえば必ずしも凍結線とは一致しないであろうが，近似的には凍結線と考えて差支えないであろう。3) の降雪は積雪となつて止まるから，直ちに流出することはないと見なすことができる。

先ず雪線以下の降雨流出については，Unit graph の考え方を応用する。雪線は既述のごとく，月日の進行と共に高所へ移動するが，融雪期の中心である 5 月初め頃には 800 m 前後でこれ以下の区域の出水の遅れ t_g は約 3 時間と推定される。そこで流出時間 $T=10\,t_g=30$ hr と仮定して近似的な Unit graph を作り，1 日雨量に対して合成してみた結果から，直接流出として 3 日目までの分をとり，各日の流出量配分を次のごとく仮定した。

日	1	2	3
流出量 (%)	50	40	10

有効雨量としては，融雪によつて土地が湿潤になつていることと，流域の大部分が急峻な山地であることから，流出率を 0.85 と仮定して計算する。しかる時は雪線以下の流域面積 A_1 は



図—10　沙流川日高観測所における毎日の流量雨量および気温ならびに流域の DA

$$A_1=\frac{100-p_1}{100}A_0=\frac{100-p_1}{100}\times 420 \quad (\mathrm{km}^2)$$

雨量 R (mm) は次式により流量 Q_r (m^3/sec) に換算される。

$$Q_r=\frac{0.85\times R\times 10^{-3}\times A_1\times 10^6}{0.0864\times 10^6}=0.00983\,RA_1 \tag{21}$$

更にこれを前述のごとく 3 日間に配分する。

次に雪線以上の融雪地帯における降雨について考察すれば，積雪上に降つた雨は，積雪中に水分としてかなりの時間保留され，ある程度融雪流出と同様の傾向をもつので，直接流出は比較的少ないと考えられる。故に流出率を 0.5 と仮定して計算する。これの流出日数および毎日の流出量%を推定することは困難であるが，無雪地の流出よりは遅れの大なるべきことからここでは次の如く仮定した。

日	1	2	3	4
流出量 (%)	30	40	20	10

そこで融雪区域の面積を A_2 (km^2) とすれば，雨量 R (mm) は次式により流量 Q'_r (m^3/sec) に換算される。

$$Q'_r=\frac{0.5\times R\times 10^{-3}\times A_2\times 10^6}{0.0866\times 10^6}=0.0058\,RA_2 \tag{22}$$

更にこれを前述のごとく 4 日間に配分する。

以上のごとく計算して得た毎日の融雪流量を Q_s，雪線以下の無雪地帯の降雨による流量を Q_r，雪線以上の融雪地帯の降雨による流量を Q'_r，基底流量を Q_0 とすれば，合計流量 Q は次式によつて求められる。

$$Q=Q_s+Q_r+Q'_r+Q_0 \tag{23}$$

このように計算した毎日の合計流量 Q を，図-10 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。ただし降雨の附近においては，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，資料不充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。

VI. 結 び

以上により次の結論を得る。

1) 河川流域の融雪流出量の算定法としては，融雪流出率 (Degree-hour factor) による方

法が実用的である。

2) 最高および最低気温のみによつて，任意の日の Degree hour を容易に求め得る。

3) 沙流川流域の融雪流出率は図-9 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) 適当な気象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，本研究につき水文資料の提供など御協力を賜わ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深き謝意を表する次第である。

(昭和 33 年 4 月 30 日受理)