

II—24 サロベツ川流域における融雪流出について

開発局推内開発 正員 西村 豊
(株)水王リカーチ 正員 岡田 操

1. まえがき

サロベツ川は、宗谷丘陵にその源を遡し清明川、下エベコロベツ川などと合流させ、天塩川に軒橋11.8 km付近で合流している。(図-1) 流路延長70 kmあまり流域面積約650 km²のうち、下流部は程度が標高10 m以下のサロベツ原野である。この原野に隣接する河川改修は殆ど手が付けられていない為、融雪期にしばしば氾濫している現状である。またサロベツ川下流部では天塩川の背水及び日本海の潮汐の影響を受けることが多く水位の記録から自流量を推定することが困難である。

ここでは、この流域のうちは豊橋大橋が流域の融雪機構と気象台から入手し得る毎時の気象資料を用いて熱収支法で解析する。さらにこれに得られた融雪量とともに貯留関数法で流出解析を行い、同時に水収支の定量的な検討を行う。

2. 積雪量の推定計算

流域を一定間隔のメッシュに分割しこのメッシュ交点の地形因子をいくつか選び、これによる多重相関回帰方程式により推定する方法に依った。これは、石原¹⁾、磯原²⁾らによって開発された手法で、山口・長谷川³⁾によってもその信頼性が確認されている。ここで使用した地形因子は地高座標 X, Y と $X^2, Y^2, X \cdot Y$ の他に表-1の12種である。

ここでF14～F17の求め方は以下の通りである。メッシュ間隔を D 、各メッシュ交点の標高を H 、添字 x, y をメッシュ交点の座標とし、 $\bar{H}, \bar{H}_x, \bar{H}_y$ を次のように定義する。

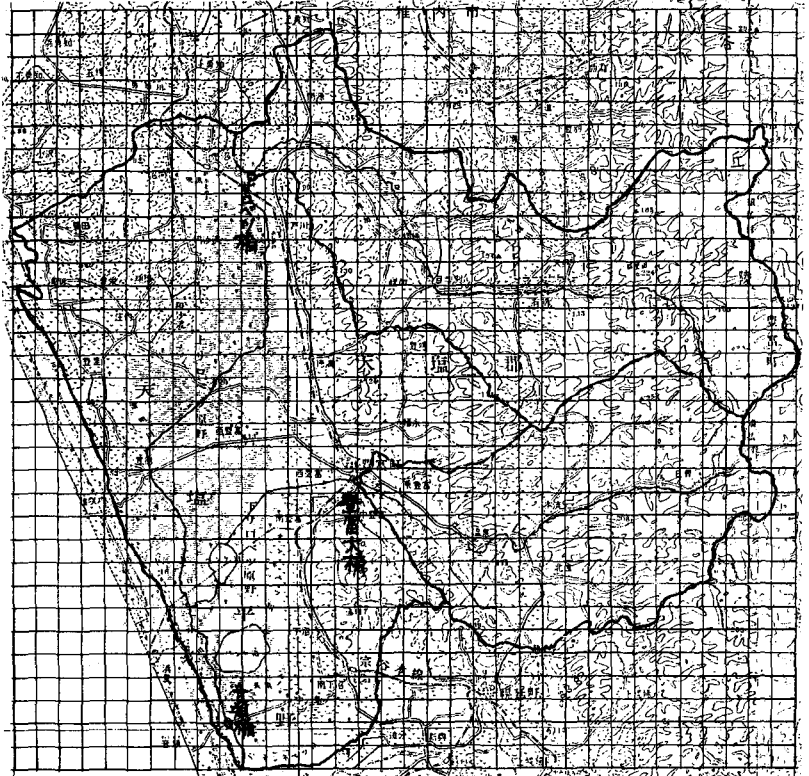


図-1. 流域図 (メッシュ間隔は1.0 km)

記号	因子	意味
F6	標高	地高の標高(m)
F7	2km起伏度	2km以内の最高点と地高との標高差(m)
F8	5km起伏度	5km以内の最高点と地高との標高差(m)
F9	10km起伏度	10km以内の最高点と地高との標高差(m)
F10	南北勾配	南北に隣接するメッシュ交点の標高差(m)
F11	東西勾配	東西に隣接するメッシュ交点の標高差(m)
F12	南北曲率	南北に隣接する交点と地高との3点によって決まる三角形に外接する円の曲率半径(km)
F13	東西曲率	東西に隣接する交点と地高との3点によって決まる三角形に外接する円の曲率半径(km)
F14	長波長勾配1	メッシュ間隔の波長の地形を消去した地形勾配(m/km)
F15	長波長勾配2	メッシュ間隔の2倍の波長の地形を消去した地形勾配
F16	長波長勾配3	メッシュ間隔の4倍の波長の地形を消去した地形勾配
F17	長波長勾配4	上記3つの波長の地形を消去した地形勾配(m/km)

表-1. 地形因子

$$\left. \begin{aligned} \bar{H}_{x,y} &= \frac{1}{4} (H_{x+1,y} + H_{x-1,y} + H_{x,y+1} + H_{x,y-1}) \\ \bar{\bar{H}}_{x,y} &= \frac{1}{4} (\bar{H}_{x+2,y} + \bar{H}_{x-2,y} + \bar{H}_{x,y+2} + \bar{H}_{x,y-2}) \\ \bar{\bar{\bar{H}}}_{x,y} &= \frac{1}{4} (\bar{\bar{H}}_{x+4,y} + \bar{\bar{H}}_{x-4,y} + \bar{\bar{H}}_{x,y+4} + \bar{\bar{H}}_{x,y-4}) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (1)$$

$\bar{H}$ はメッシュ間隔 D だけ離れた周囲の4交点における H の平均値である。同様に $\bar{\bar{H}}$ はメッシュ間隔 $2D$ だけ離れた周囲の4交点における $\bar{H}$ の平均値で、言い換えると D 及び $3D$ 離れた周囲16交点の H の平均値である。 $\bar{\bar{\bar{H}}}$ は $4D$ だけ離れた周囲4交点の $\bar{\bar{H}}$ の平均値で、 $D, 3D, 5D, 7D$ 離れた周囲64交点の H の平均値である。これに $F14 \sim F17$ を表現すると (2) 式のようになる。

$$\left. \begin{aligned} F14_{x,y} &= \frac{(H - \bar{H})_{x,y} - (H - \bar{H})_{x-1,y}}{D} \\ F15_{x,y} &= \frac{(\bar{H} - \bar{\bar{H}})_{x,y} - (\bar{H} - \bar{\bar{H}})_{x-1,y}}{D} \\ F16_{x,y} &= \frac{(\bar{\bar{H}} - \bar{\bar{\bar{H}}})_{x,y} - (\bar{\bar{H}} - \bar{\bar{\bar{H}}})_{x-1,y}}{D} \\ F17_{x,y} &= \frac{\bar{\bar{\bar{H}}}_{x,y} - \bar{\bar{\bar{H}}}_{x-1,y}}{D} \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (2)$$

(2) 式のかき子2項の添字 $(x-1, y)$ は積雪期の卓越風向を西とした場合で、北風ならば $(x, y-1)$ となり、北西風ならば添字を $(x-1, y-1)$ とし、かつ分母を $\sqrt{2}D$ とする。

これらの地形因子により積雪深と積雪密度を推定する方程式を次式とする。ここで H_s は積雪深、 D_s は積雪密度である。

$$H_s = A_0 + A_1X + A_2Y + A_3X^2 + A_4Y^2 + A_5XY + A_6F6 + \dots + A_{17}F17 \dots \dots \dots (3)$$

$$D_s = a_0 + a_1X + a_2Y + a_3X^2 + a_4Y^2 + a_5XY + a_6F6 + \dots + a_{17}F17 + a_{18}H_s \dots \dots \dots (4)$$

昭和53年、54年に50奥及び55年に61奥実施した積雪調査の元々元々の結果と各地奥の地形因子との重相関関係と求め (3), (4) 式の常数と回帰係数を決定する。この常数と係数の値は表-2, 3の通りである。またこれらの重相

因子 年	A ₀	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄	A ₅	A ₆	A ₇	A ₈	A ₉	A ₁₀	A ₁₁	A ₁₂	A ₁₃	A ₁₄	A ₁₅	A ₁₆	A ₁₇
53	17224	-624	-514	5	7	28	35	-9	-5	1	7	-12	-12	1	7	-73	-128	145
54	6089	30	-131	-7	3	11	82	-5	1	-1	6	-32	-2	6	-78	-141	-67	-157
55	6262	155	73	-7	-7	16	4	6	-4	-4	-20	27	-10	7	42	2	99	-57

表-2 積雪深推定重相関回帰方程式の常数と係数 ($\times 10^{-4}$)

因子 年	a ₀	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈	a ₉	a ₁₀	a ₁₁	a ₁₂	a ₁₃	a ₁₄	a ₁₅	a ₁₆	a ₁₇	a ₁₈
53	2959	-38	5	-0	-2	3	-6	2	1	1	-3	6	-0	-2	11	19	-30	-46	125
54	4180	-86	-153	-2	5	1	16	2	7	3	-1	2	-0	-2	3	1	-15	-42	-146
55	4019	-118	195	6	-5	-2	-18	2	5	-4	6	8	0	5	18	25	30	2	-284

表-3 密度推定重相関回帰方程式の常数と係数 ($\times 10^{-4}$)

因子 年	X	Y	X ²	Y ²	XY	H	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13	F14	F15	F16	F17
53	27.40	26.16	3.59	6.38	20.33	3.75	2.02	1.75	0.80	0.31	0.72	1.47	0.12	0.21	1.62	1.45	1.71
54	3.68	14.67	11.96	5.75	16.98	19.33	2.35	0.45	0.68	0.51	4.26	0.46	1.38	5.15	6.81	1.60	3.98
55	14.74	7.35	12.44	12.95	24.77	1.19	3.07	2.93	4.98	1.83	3.39	2.21	1.43	3.02	0.10	2.13	1.46

表-5 積雪深に対する地形因子の影響 (%)

年	積雪深	密度
53	0.71121	0.66929
54	0.83199	0.74166
55	0.71732	0.70337

表-4 重相関係数

因子 年	X	Y	X ²	Y ²	XY	H	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13	F14	F15	F16	F17	H _s
53	15.54	2.13	1.43	17.50	19.14	5.85	3.45	3.14	6.03	1.15	3.48	0.04	1.78	3.17	3.87	3.12	5.07	4.17
54	14.02	27.02	5.92	19.08	2.11	6.41	1.64	8.93	6.91	0.13	0.42	0.21	0.87	0.29	0.12	0.40	1.77	1.49
55	14.73	25.83	13.83	12.70	4.97	6.30	1.17	4.92	6.10	0.67	1.25	0.03	1.18	1.70	1.56	0.84	0.08	2.07

表-6 密度に対する地形因子の影響 (%)

関係数は表-4である。これらの地形因子が推定量全体にどの程度の影響を及ぼしているかと積雪調査地奥の各因

子と(3),(4)式に代入して比較する。常数項を除いた各項の積の絶対値の和と百分率として表わしたのが表5,6である。これらによれば積雪深と密度に影響を及ぼす因子は各年多少異なっているが、東に高く西に低い流域の比較的単純な地形と反映して、

年月日	外流域 アロベツ橋	豊富大橋	浜里(内流域)
53.3.20	25.02	33.02	28.97
54.3.21	40.08	49.08	29.16
55.3.23	—	32.93	—

表-7 流域の貯留高 (cm)

座標値の因子の比重が大きいうたである。なおこの推定計算の結果各年の流域内平均貯留高(氷に換算した値)は表-7の通りである。これは融雪計算の水量の初期値となり、全流域に亘ってこの値か0になるまで融雪計算と続ける。

3. 融雪計算の方法

融雪量の推算に従来多く用いられてきた方法は、容易に測定できる気温をファクターとするものである。一方種々の気象因子を用いる熱収支法があるが、これはこれらの気象資料の入手が困難であることと融雪現象が複雑になることなどで実用された例は多くない。

当流域ではほぼ中央に位置する豊富町市街で気象観測が行われているが、気温、風向風速、降水量、日照時間のいわゆる四要素にだけである。熱収支法で使用する気象因子は、気温、気圧、相対湿度、風速、密度、降水量、日射量の7つの要素である。この7つの要素のうち日射量と密度とに相関関係がある日照時間について豊富と推内の観測値の比較を行ったのが図-2である。これによると特に融雪を促進されると考えられる日照時間の長い日は、ほとんど同じ値をとっている。この理由で要素の不足分を30kmほど離れた推内地方気象台の観測資料とともに補完することにした。

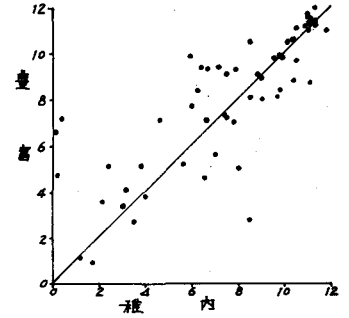


図-2 日照時間の比較 (hr)

今回の解析に用いた熱収支方程式は(5)式である。

$$Q_M = Q_R + Q_A + Q_E + Q_D + Q_P + Q_H \quad (5)$$

各項について以下に簡単に述べる。 Q_M は融雪熱量である。 Q_R は放射吸収量であり次式のように短波放射と長波(赤外)放射の上下向き四成分の和として決定される。

$$Q_R = S - \alpha S + I_d - I_u \quad (6)$$

ここで S は日射量、 α は積雪面の反射能 Albedo である。表面温度が T_s (°K) の雪面からの放射フラックス I_u は Stefan-Boltzmann の法則に従って(7)式で表わす。

$$I_u = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (7)$$

ここで σ は Stefan の定数 (8.132×10^{-11} cal/cm²·min·°K⁴) であり、 ϵ は黒体放射に対する地表面の赤外放射の比で、赤外放射率と呼ばれる。一方大気は短波放射に対してほとんど透明であるが赤外放射はよく吸収する。したがって地表面からの赤外放射 I_u のうち一部を逆放射として下向きに再放射する。大気の逆放射 I_d は Brunt の式と空気の有る場合に修正した経験式を用いる。

$$I_d = \epsilon \sigma T_a^4 \{1 - (0.49 - 0.066 \sqrt{\bar{e}_a}) \bar{k}\} \quad (8)$$

T_a は気温、 $\bar{e}_a$ は水蒸気圧の平均値、 $\bar{k}$ は空気の平均値 $\bar{n}$ によって次式で表わされる。

$$\bar{k} = 1 - 0.53(1 - 0.0095 \bar{e}_a)(\bar{n} + 0.5 \bar{n}^2) \quad (9)$$

顕熱伝達量 Q_A は、気温 T_a と積雪面温度 T_s 及び風速 V で表わす次の経験式を用いる。

$$Q_A = \alpha_1 (T_a - T_s) V \quad (10)$$

ここで α_1 は小島³⁾が求めた値 $\alpha_1 = 0.38$ (cal/cm²·hr·°C·m·s⁻¹) である。

潜熱伝達量 Q_E は次式で表わされる。

$$Q_E = -L \cdot E \quad (11)$$

L は蒸発の潜熱に雪の融解熱を加え 680 (cal/g) を用いた。積雪面からの蒸発量 E は空気中の水蒸気圧 e_a (mb)。

と積雪面温度における飽和水蒸気圧 e_0 (mb)、風速 V により次の経験式で与えられる。

$$E = \beta_1 (e_0 - e_a) V \quad (12)$$

この β_1 の値については $0.83 \times 10^{-3} \sim 1.28 \times 10^{-3} \text{ (g/cm}^2 \cdot \text{hr} \cdot \text{mb} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1})$ 程度の値をとることが知られている⁴⁾。ここでは 0.90×10^{-3} を用いた。この E が正のとき積雪面から昇華蒸発が起こり熱が奪われる。また負のとき昇華凝結が起こり $-L \cdot E$ に相当する熱量が供給される。

積雪がある程度以上に存在する場合、地中温度はほぼ定常値となり、温度の垂直傾度 $\partial T_e / \partial z$ はほとんど一定となる。地面から積雪内にはいる熱量 Q_D は次式で表わされる。

$$Q_D = -K_e \partial T_e / \partial z \quad (13)$$

K_e は土壌の熱伝達率 $\approx 0.001 \text{ (cal/cm} \cdot \text{s} \cdot \text{C}^{-1})$ である。 $\partial T_e / \partial z$ は積雪期間中の観測値から 0.04 (C/cm) であることが知られている⁵⁾。また秋田谷が北大天塩演習場で実測した値を考慮して $Q_D = 0.144 \text{ (cal/cm}^2 \cdot \text{hr})$ と決めた。

降水から供給される熱量 Q_P は次式で表わされる。

$$Q_P = C_s \cdot T_P \cdot R \quad (14)$$

$$Q_P = C_P \cdot (T_P + 80) \cdot R \quad (15)$$

T_P は降雨あるいは降雪の温度で各メッシュの気温と湿度から算出する湿球温度に等しいものとした。この T_P がマイナスで降雪のとき(14)式を、またプラスで降雨のとき(15)式を用いる。ここで C_s , C_P は雪及び雨の比熱、 R (cm)は降水量である。

Q_H は凍結層昇温熱量で、藤田ら⁷⁾がCold-contentとして定義したものの微分量で次式で表わす。

$$Q_H = -C_s \cdot H_s \cdot D_s \cdot d\bar{T}_s / dt \quad (16)$$

ここで H_s は積雪深、 D_s は密度、 $\bar{T}_s$ は平均雪温である。積雪内の含水凍結層の温度が 0°C までの範囲で上昇するとき、 Q_H は負となり、また下降するとき正となる。

4. Albedo α の決定

放射吸収量の計算で各メッシュの気温は高度100mについて 0.6°C の遞減率とした。また日射量については時刻の太陽高度と各地の地面の傾斜とを考慮して、その入射角を計算している。(6)式の中で最も不確定な要素はAlbedo α であるが、この値は一定の遞減率で日毎に減少するものとして豊富観測所における実測積雪深と比較して最適係数を求める。(図-3) Albedo算出式の第1項の係数は3月1日のAlbedo値であり第2項の係数は1日当りの遞減率である。計算は熱収支から直接積雪相当水量の水収支を求めているので、密度の変化を考慮していない。このため図では計算値に比較して実測値の凹凸が目立つ結果になっているものと思われる。この図や急流

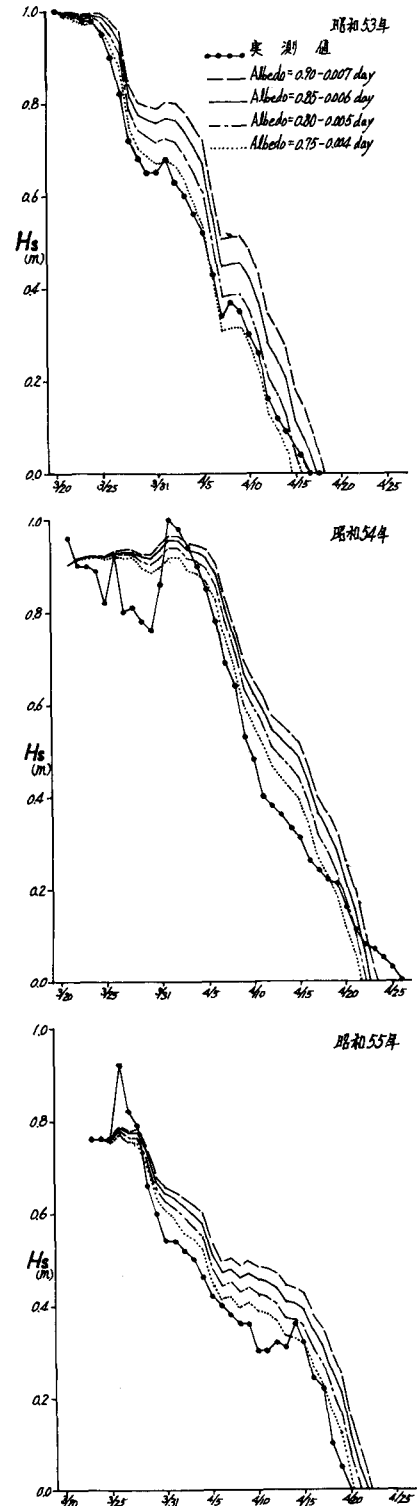


図-3 残雪深の比較 (豊富観測所)

域の計算消雪日などから考えると $\alpha=0.85-0.006\text{day}$ が最も適切なものとして採用した。これは3ヶ年に亘って同じ傾向である。

5.融雪計算結果

図-4は以上の方法で毎時間各メッシュごとに計算した熱収支項のうち代表値として豊富観測所地奥の一日ごとの総量と示したものである。また表-8は同地奥の融雪期間と通じての熱収支の総量である。()内は総融雪熱量に対する百分率である。これらによれば放射吸収量 QR と顕熱伝達量 QA とで全体の90%前後と占めており、他の項は量的に少なく年によ、このバラツキも大きい。特に潜熱伝達量 QE は曇天が多く気温のみより上ることの少なかった55年にはマイナスに転じている。また降雨による熱供給が大きいように思われるが QP が占める割合は5%前後である。図からわかるように降雨に伴う暖気の進入によって QA がまた温度の上昇によって QE が大きくなるなど同時に起る別な要因で

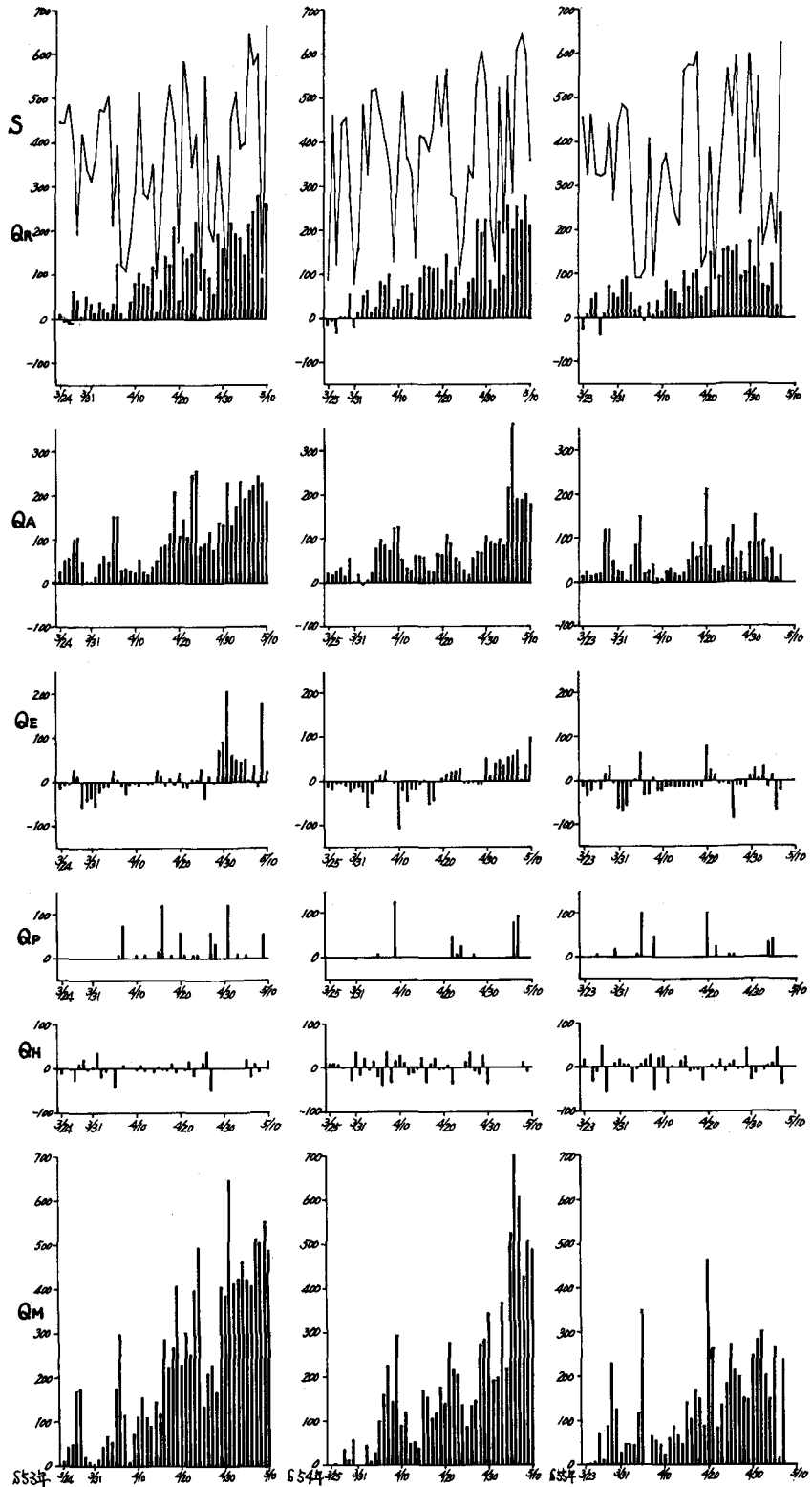


図-4 豊富観測所地奥の熱収支 (cal/cm²·day)

期 間	S	QR	QA	QE	QD	QP	QH	QM
53.3/24~5/10	17407.0	4770.820 (42.21)	5233.271 (46.30)	555.680 (4.92)	165.888 (1.47)	603.109 (5.34)	-26.742 (-0.24)	11302.026
54.3/25~5/10	17291.0	4460.913 (51.41)	3613.026 (41.64)	50.494 (0.58)	162.432 (1.87)	394.898 (4.55)	-4.561 (-0.05)	8677.196
55.3/23~5/7	16007.0	3457.677 (56.57)	2584.677 (42.29)	-402.133 (-7.89)	158.976 (2.60)	398.282 (6.42)	0.892 (0.01)	6112.371

表-8 豊富観測所地奥の熱収支総量 (cal/cm²)

見かけ融雪が進行する。

以上の熱収支計算に伴って算出される

豊富大橋地奥分流域全体の水収支は表-9

のようになる。このうち
蒸発量と凝結量は豊富観
測所地奥の値であるので
収支は正確に0にはなら
ないが、融雪量のほとん
どが積雪と降水によっ
てまかなわれていること
になる。

年	積雪量	降水量	昇華蒸発量	昇華凝結量	融雪量
53	33.02	9.90	-0.922	1.739	42.45
54	49.08	8.40	-1.044	1.120	56.57
55	32.93	8.80	-1.085	0.349	40.98

表-9 豊富大橋分流域の水収支 (cm)

6. 流出計算と考察

以上のように計算され

た融雪量を入力して流出
計算を行った。方法は融

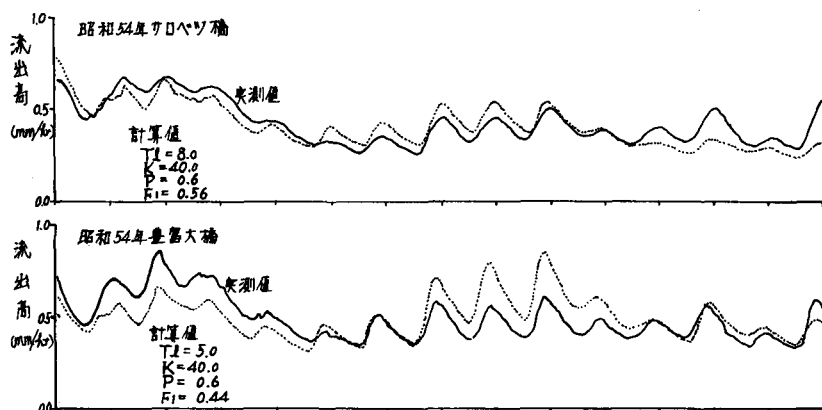


図-5 実測流出高と計算値の比較

雪水の移動を考えた貯留関数法における降雨量に融雪量置き換えたものである。実測流量は水位から換算して
いるが融雪初期には両地奥とも融け出した氷とスノーシヤムが河道を塞ぎ、水位の上昇する。このため流出解
析の期間は限定されてしまう。図-5に昭和54年のサロベツ橋と豊富大橋のハイドログラフを示す。この図のう
ちサロベツ橋の適合性は比較的良好であるが、豊富大橋はややずれが大きい。2地奥の実測値と計算値のずれを見
ると、同じ時期には同じ向きに下れる傾向をみせている。このことから考えられるのは、両地奥のふたつの融雪
要因の差よりも、気象データを代用した稚内との気象条件の差のほうが大きいということである。

以上のように融雪出水を全く計算だけで解析する方法では、積雪、融雪、流出の3つのステップを経て最後の
ハイドログラフでしか、その正否が判断できない。方法にこのような欠点があるにもかかわらず、ある程度の適
合性を得られたと考える。

今後は流域内での気象因子の実測や積雪期の Albedo 値変化の測定など、さらに検討をすすみたい。

参 考 文 献

- 1) 石原健二；水文気象の誌(XIII) 水温の研究オ12巻オ1号 (1968)
- 2) 山口・長谷川；融雪流出の予知に関する研究 エ不試験報告オ64号 (1975)
- 3) 小島・小林・小森油川；母子里の小流域における融雪、流出および熱収支の研究I,II,III 低温科学物理篇オ28-29-31輯 (1970~1973)
- 4) 小島賢治；融雪期における積雪表面の蒸発係数について 低温科学物理篇オ27輯 (1969)
- 5) 石原健二；水文気象の誌(XIV) 水温の研究オ12巻オ2号 (1968)
- 6) 秋田谷英次；地中から積雪内へ流れる熱流の測定 低温科学物理篇オ27輯 (1969)
- 7) 藤田・山崎；小流域における融雪流出の実験並びに解析 エ不学論文部論文報告集 (1974)