HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	融雪流出の遅れ　I
Author(s)	小林, 大二
Citation	低温科學. 物理篇, 40, 61-66
Issue Date	1982-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18438
Type	departmental bulletin paper
File Information	40_p61-66.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Daiji KOBAYASHI 1981 Time Lag Between the Centroid of Snowmelt and the Peak Runoff Rate. I. *Low Temperature Science, Ser. A, 40.* (With English Summary P. 66)

融雪流出の遅れ I*

小林大二
(低温科学研究所)

(昭和56年10月受理)

I. はじめに

融雪期に川を観測していると，川の水位の日変動が，実に規則正しい[1]ことに気がつく。すなわち，午前中には，静かな流れをみせている川も，昼過ぎから夕刻にかけて，みるみるうちに水嵩が増し，17時～19時頃には，水位は，最高を示し，日々くり返す融雪洪水となる。そして又，夜から午前中にかけて，水位は徐々に減じて，午前11時頃最低になる。

一方，融雪は，朝9時頃から始り，日射の強い正午前後に最盛期を迎え，夕刻，日没前には通常終了する。この融雪と流出の応答の遅れを解析することは，融雪流出の機構解明の1つの手がかりとなろう。

ここでは，流出のハイドログラフにあらわれる遅れのうち2つをとりあげる。一つは，流出のハイドログラフのピークの融雪のピークからの遅れであり，もう一つは，ハイドログラフの減衰部の半減時間である。流出の遅れには，積雪量，融雪水量，流域面積，流域の形状等が複雑に関係してくる。

今回は，石狩川支流の雨竜川源頭部の美深越沢川（流域面積11.4 km^2）で調査した1970～1980年の約10年間のデータを中心に，融雪流出のピークの遅れと積雪量，流域面積の関係及び，流出のハイドログラフの半減時間と融雪水量の関係等について報告する。

流出のピークの遅れは，積雪量が減少するにつれ短くなり，その割合は，積雪50 cmにつき1～1.5時間であった。又流域面積が広くなるにつれての，流出のピークの遅れ時間の増加はわずかで，面積が1桁増す毎に，流出のピークの遅れ時間は1.16倍しか長くならない等の結果が，得られた。

II. 流出の遅れ

1. 流出の半減時間

流出の遅れをの1つを示すハイドログラフの半減時間を管原のタンクモデル[2]によって説明する。ここで使用したタンクモデルは，最も基本的なモデルで，第1図の中に示した。流域内の融雪水は，タンクの上部に入り，下の口から川として流出する。時刻 t でのタンク内の貯留高を $X(t)$，流入高を $x(t)$，流出高を $y(t)$ とする。流出高は貯留高の α 倍（α：流出係数）になると仮定すれば，

* 北海道大学低温科学研究所業績　第2388号

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}X(t) = x(t) - y(t)$$

$$y(t) = \alpha \cdot X(t)$$

流出の時系列は

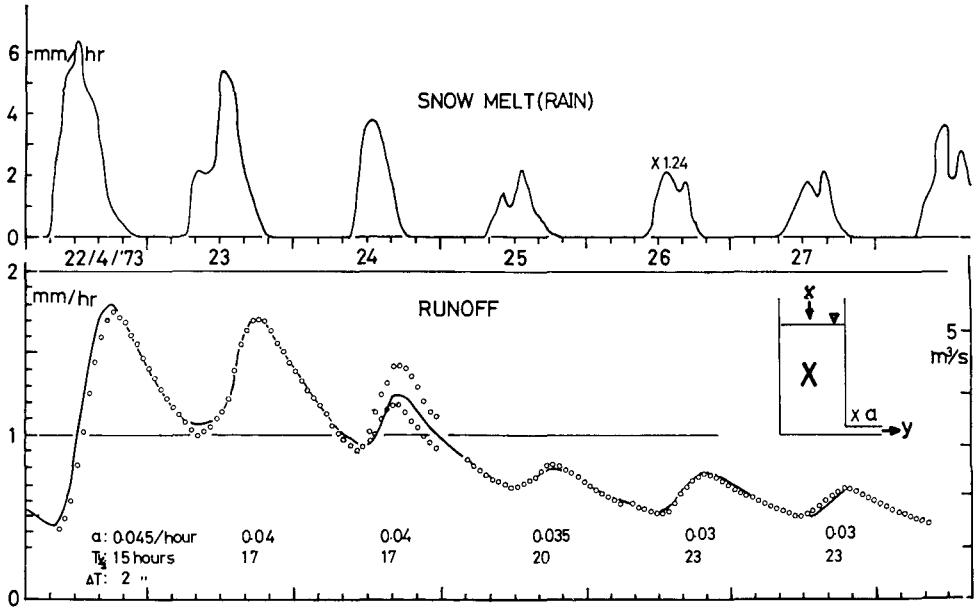
$$y(t) = \int_{-\infty}^{t} x(\tau)\cdot\alpha\cdot \mathrm{e}^{-\alpha(t-\tau)}\,\mathrm{d}\tau$$

となり，時定数を T，流出の半減時間を $T_{1/2}$ とすれば，

$$T_{1/2} = (\ln 2)\,T = \frac{\ln 2}{\alpha}$$

となる。

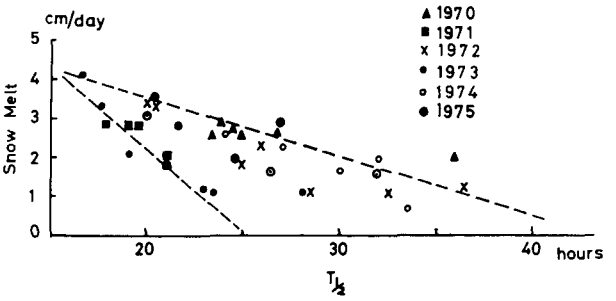
美深越沢川（流域面積 11.4 km²）における，融雪高と流出高の観測例及び，融雪高からタンクモデルを用いて計算した流出高を第1図に示した。融雪高のデータは，流域末端の平地の積雪中の地面から 70cm 上部に埋めた集水弁のデータである。山地では平地より積雪が多いので，集水升から約2時間で，地面に融雪水が到達するものと仮定して，タンクモデルでの応答計算を行った。流出係数 α と $T_{1/2}$ の値は，ハイドログラフの前日より当日にかけての減水部より算出して，図に記入した。また流出高の値は1日更新で計算を行い，実測ハイドログラフ上に○印でプロットした。データは 1973 年4月のものである。4月 24 日の融雪は，流域一様でなく山地には雲がかかっていた。平均して，平地の融雪量の 0.7 倍として計算したものが実測ハイドログラフのやや下のプロットである。26日の場合は気温及び融雪量の高度分布に逆転現象[3]が起こった。平均して，平地の融雪量の 1.24 倍としたら流出の実測値とよくあった。そ



第1図 流出応答の実測結果（実線）とタンクモデルによる計算結果（○印）の比較

の他の日は，流域内ほぼ一様の融雪があり，ここに示した最も単純なタンクモデルで充分に流出応答の計算ができた。

積雪の下面に集水升を置いて，滲出してくる融雪水量の時間経過を調べれば，積雪が増す程滲出の半減時間は長くなる。しかしながら，積雪中の流出の速さは，流下する融雪水の水量に大きく左右される[4~7]。流れる水量の代表として，日融雪高をとり，流域の流出の半減時間と比較した結果を第2図に示す。データは年によって幅をもつが，日融雪高が4 cmから1 cmまで減ずると，流出の半減時間は15時間から30ないし40時間まで長くなる。後述の第3図とあわせてみると，積雪の多い年程，流出の半減時間の長くなる傾向がみられる。

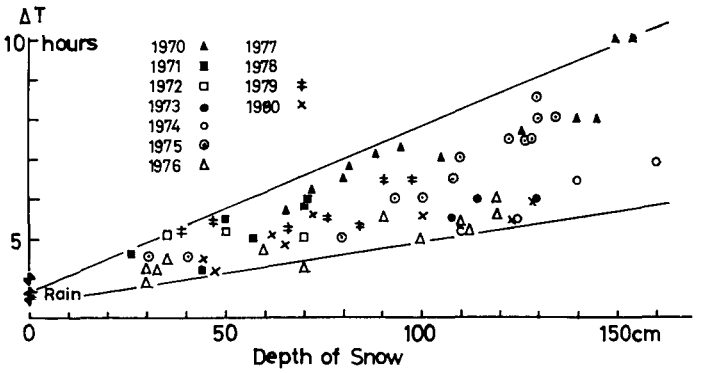


第2図　流出量の半減時間と融雪量の関係

2. 流出のピーク遅れと積雪深

流出のピークの融雪のピークからの遅れ ΔT と積雪深の関係を第3図に示した。調査流域は上述の流域面積11.4 km^{2}の美深越沢川である。流量によっても流出のピークの遅れは変わるので，比流量20~50 m^3/sec·100 km^{2}の範囲のデータを拾った。データは年毎にかなり散らばっているが，積雪深が少くなると流出のピーク遅れも短くなっているのがわかる。積雪50 cmにつき1~1.5時間流出のピークが遅れるものとみてよい。なお室内実験での積雪中の水の垂直流下速度[7]は10~40 cm/hrである。

同じ積雪深でも冬期の気象によって積雪の成層状態は大きく変わる。積雪内の融雪水の滲透の様相も積雪の成層状態によって変わってくるのであろう。地形的には，流域面積の大部分は斜面が占める。斜面積雪中はことに積雪の境界層に沿って融雪水が流れ易い。斜面積雪中の水は，垂直方向と，斜面方向の混合した階段状の経路[8]で移動する。積雪層が厚い程，層の数も，又年によるそのばらつきも，一般に多くなり，水の流下経路は多様化するであろう。第3



第3図　融雪のピークからの流出のピークの遅れ（ΔT）と積雪深の関係

図で，積雪層が厚い程，流出のピーク遅れ時間が分散しているのは，このためであろう。

3. 流出のピークの遅れと流域面積

流域面積と流出のピーク遅れの関係については，角屋[9] (1976) が，雨出水の場合について詳細に扱っている。この報告でも角屋に並ってデータの解析を行った。流出のピークの遅れ時間と，流域面積の関係を整理すると第4図のようになる。調査は前述の流域面積 11.4 km² の美深越沢川とそれに隣接する 0.17 km², 0.34 km² の小流域で行った。又これ等より大きい宇津内川 (流域面積 108 km²) のデータを北海道電力 KK より借用した。いずれも雨竜川源頭部の雨竜湖に流入する河川である。

流出のピークの遅れ時間からは，積雪による流出の遅れ時間を第3図の関係を用いて，約2時間差引いてある。データは 1979 年 4 月末から 5 月初めのもので，比流量は 20～50 m³/sec·100 km² であった。

角屋にならって流出の遅れを T (min)，流域面積を A (km²)，有効雨量を Re (mm/hr) として，経験式を作ると，

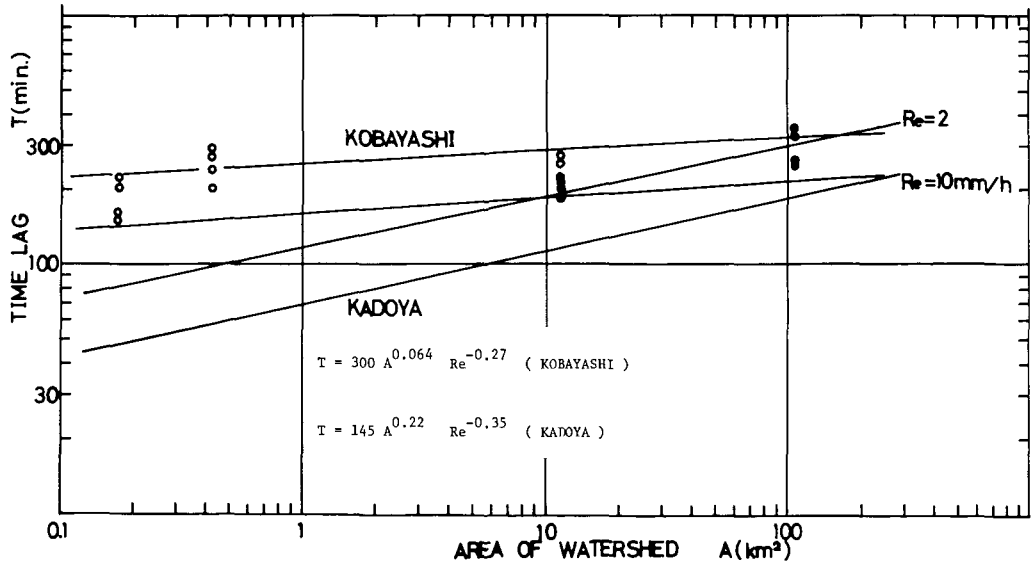
$$T = 300\,A^{0.064}\,Re^{-0.27}$$

となる。角屋が，雨による洪水の場合に求めた式は

$$T = 145\,A^{0.22}\,Re^{-0.35}$$

であるのに比べると，流域面積による流出の遅れ時間の変動は，今回の場合非常に少い。角屋の結果では，流域面積が1桁増えると，流出の遅れ時間は 1.35 倍長くなっているのに比して，今回求めた融雪水の流出の遅れは，1.16 倍長くなっているだけである。

流出の遅れ時間の絶対値で，角屋の雨流出の結果と今回の融雪流出の結果を比較してみると，流域面積 100 km² 付近では，ほぼ同じ 200～300 分の遅れとなっている。しかしながら流域



第4図　流出のピークの遅れと流域面積の関係

面積が小さくなる程，両者の差は大きくなり，1 km² 付近では，角屋の求めた遅れは，70～120 分に対して，小林の求めたそれは，150～250 分と約 2 倍になる。流域面積 0.1 km² では，両者の違いは約 3 倍にもなっている。

III. 融雪流出の遅れにおける問題点

融雪流出の遅れを決める要素には，積雪量，融雪水量，流域面積，流域の形状，植生，土質等種々あろう。これ等の問題の中で，今回の調査で，重要性のはっきりした 1 つの点は，積雪の役割である。すなわち，融雪水の流出のピーク遅れに占める積雪中の流下時間の割合が，積雪 1 m につき 2～3 時間と大きいこと及び，年によるピーク遅れ時間の分散の大きいことである。今回，観測の主対象とした流域面積 11.4 km² の流域の積雪のない時のピーク遅れ時間は，約 3.5～4 時間と見積もられている。この流域における河道の最遠点（約 4.2 km² 上流）からの河道流下時間は，塩を川に投入して，測定した所，約 80 分であった。単純計算すると，ピーク遅れの 4 時間のうち，河道流下時間を差引いた 2～3 時間が融雪水の山腹における地中流下時間ということになる。

このことは，融雪水の山腹における積雪（1～1.5 m）中の流下時間と，山腹の地中の流下時間がほぼ同程度であることを示す。融雪水の流出機構を解明するためには，積雪中の水の滲透流下機構の研究の重要性が改めて強調される。

もう 1 つ明らかになった主要な点は，流出のピーク遅れの流域面積依存性である。すなわち，第 4 図に示したように，流域面積が 1 桁増えても，流出のピーク遅れ時間は，1.16 倍しか長くならない。流域面積が，1 km² から 10 km²，10 km² から 100 km² と増加しても，流出のピークはわずか 30 分ずつ遅くなるだけである。この結果から推察すると，流出の遅れ時間の中に，河道流下時間が，線型的には含まれていないことになろう。

著者は，先に，河川の水温のデータ[10,11]から，融雪期を含む洪水時に地下流出が卓越することを証明した。従来は，洪水時の流出のピークの伝播のモデルとして，表層流出をその流出機構の主要なものと考えていた。しかしながら，今回の融雪洪水時の流出のピーク遅れの流域面積依存性と，先の水温のデータを考えあわせる時，地下流出を主たる流出機構とした，洪水時の流出ピークの伝播モデルを，改めて組み立ててみるべきであろう。

文　献

1) 小林大二・成瀬廉二・大浦浩文 1968 母子里における融雪量と流出量. 低温科学，物理篇，**26**, 105–111.
2) 菅原正己 1972 流出解析法. 共立出版，pp. 257.
3) 小島賢治・小林大二・油川英明・石本敬志・高橋修平・藤井俊茂 1973 母子里の小流域における融雪，流出および熱収支の研究 III. 低温科学，物理篇，**31**, 159–177.
4) 吉田順五 1965 融雪水の積雪内滲透. 低温科学，物理篇，**23**, 1–16.
5) 若浜五郎 1968 積雪内に於ける融雪水の移動 II. 低温科学，物理篇，**26**, 53–76.
6) 藤野和夫 1968 積雪内部での融雪水の流下速度の測定 I. 低温科学，物理篇，**26**, 87–100.
7) 小林大二 1973 積雪中の融雪水の皮膜流下速度 I. 低温科学，物理篇，**31**, 135–142.
8) 藤野和夫 1971 積雪内部での融雪水の流下速度の測定 II. 低温科学，物理篇，**29**, 151–158.
9) 角屋　睦・福島　晟 1976 中小河川の洪水到達時間. 京大防災研究所年報，第 19 号 B, 143–152.

10) 小林大二・植松孝彦 1975 融雪期における河川源流域の水温 II. 低温科学, 物理篇, **33**, 117-124.
11) Kobayashi, D. 1981 Separation of runoff components by stream temperature. Verh. Internat. Verein. Limnol. **21**, 150-154.

Summary

A time lag between the centroid of snowmelt and the peak runoff rate is studied in a source area of the Ishikari River relating to the depth of a snow cover and the area of a watershed.

The time lag is found to be elongated 1 to 1.5 hours for every additional 50 cm of the thickness of the snow cover although the observed data are widely dispersed in each snowmelt period (Fig. 3).

The practical formula for the time lag on the area dependency is proposed as follows:

$$T = 300\, A^{0.064}\, R_e^{-0.27}$$

where T: the time lag in min., A: the area of a watershed in km^2, R_e: the effective snowmelt in mm/hr.

The time lag T increases only 1.16 times when the area of the watershed is widened by ten times (Fig. 4).