



Title	融雪流出の遅れ過程 : 融雪水の積雪内伝播
Author(s)	野村, 睦; 石井, 吉之; 兒玉, 裕二; 小林, 大二
Citation	低温科学. 物理篇, 49, 1-14
Issue Date	1991-03-01
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18590
Type	bulletin (article)
File Information	49_p1-14.pdf



[Instructions for use](#)

融雪流出の遅れ過程 I*

—融雪水の積雪内伝播—

野村 睦

(北海道大学大学院理学研究科)

石井吉之・兒玉裕二・小林大二

(低温科学研究所)

(平成2年11月受理)

I. 緒 言

融雪流出において積雪は水の供給源であると同時に流出の径路でもある。すなわち、積雪表面で発生した融雪水は雪面から積雪内を浸透し地表に到達、その後地表あるいは地中を通り川に流出する。Kobayashi and Motoyama¹⁾は、雨竜川源流域の11.4 km²の一流域における11年間の融雪期の観測から、積雪深が1 m 増す毎に流出のピークが1.5 ないし4 時間遅れることを報告している。そこで今回、融雪流出の遅れ過程として融雪水の積雪内浸透に注目した。また、Kobayashi and Motoyama¹⁾は、融雪のピークから流出のピークまでの遅れが年毎に違うことも報告している。これは、年毎の積雪の層構造の違いに起因すると考えられ、積雪内浸透の研究には重要な指摘である。

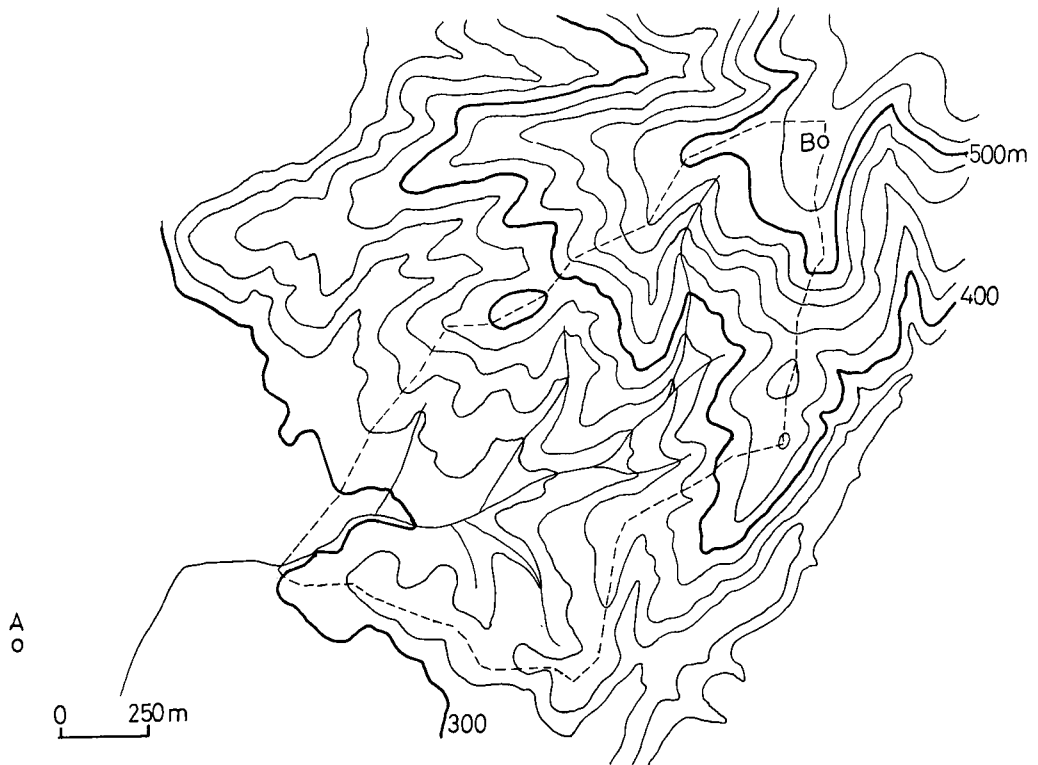
積雪内の浸透に関しては、流下速度の測定^{2,3)}、流下機構を仮定した数値実験⁴⁾などの従来の研究があるが、層構造と流下機構の関係については不明瞭な点が多い。雪面での融雪から積雪下面における流出までの遅れ時間は積雪深と層構造に依存する。また、遅れ時間は融雪強度にも依存すると推察される。本研究では、積雪深と遅れ時間の関係、融雪強度と遅れ時間の関係の年毎の差異を調べることから始め、それらと積雪の層構造との関連を考察し、流下機構の解明のための手がかりとした。

II. 観測の方法

観測は、北海道幌加内町母子里にある試験流域および流域末端付近にある観測露場で行った(第1図)。観測の期間は、

1987年	4月23日～5月10日
1988年	4月19日～5月12日
1989年	4月7日～5月5日
1990年	4月5日～4月27日

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3408号



第1図 試験流域

破線で囲まれた流域が試験流域。Aが観測露場，Bが山頂

である。これらの期間はいずれも積雪の全層が濡れ雪になっている融雪期中期以降の期間である。

1. 融雪量の観測

a) 雪尺法

雪尺により1日二回(朝夕)測定した雪面の低下量に雪面濡れ密度を乗じて融雪量を求めた。この方法によると1日単位の融雪量が求められる。

b) 熱収支法

雪面における熱収支から融雪熱量は次式で表される。

$$Q_M = Q_N + Q_A + Q_E \quad (2-1)$$

上式において、 Q_M は融雪熱量、 Q_N は放射収支量、 Q_A は顕熱伝達量、 Q_E は潜熱伝達量である。 Q_A 、 Q_E は次の実験式⁵⁾により求めた。

$$Q_A = K_A \cdot (T_1 - T_0) \cdot V_1 \quad (2-2)$$

$$Q_E = K_E \cdot (e_1 - e_0) \cdot V_1 \times 680 \quad (2-3)$$

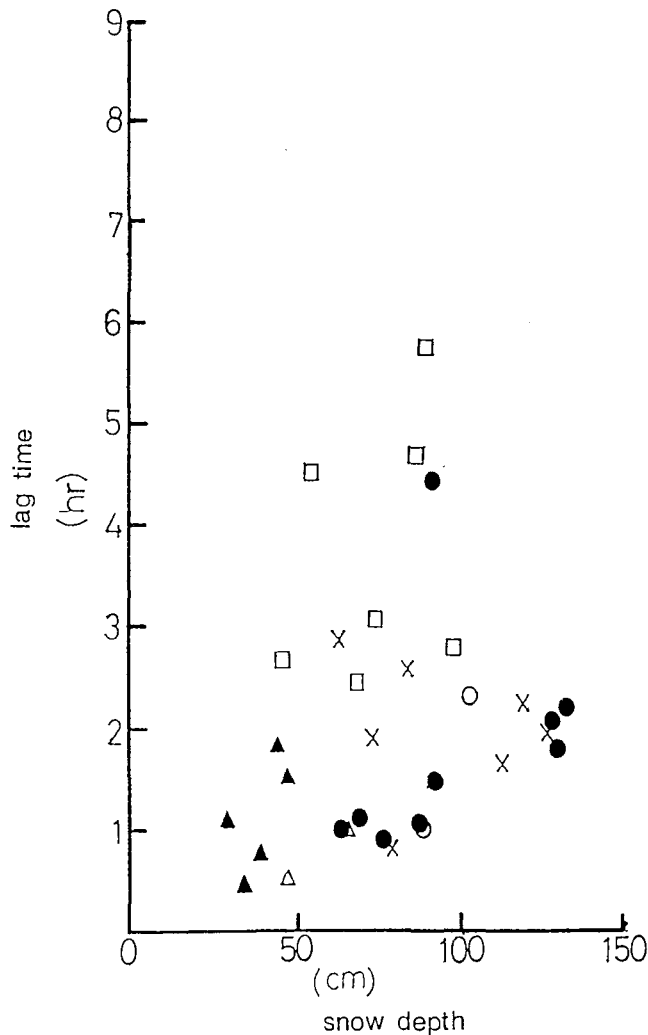
T_1 、 e_1 、 V_1 はそれぞれ雪面上1mの気温(°C)、水蒸気圧(mb)、風速(m/s)であり、 T_0 、 e_0 は雪面の温度、水蒸気圧である。 K_A 、 K_E の値はそれぞれ0.26、 0.69×10^{-3} で、 Q_A 、 Q_E の単位は(ly/hr)である。この方法では1時間単位の融雪量を見積ることができる。

2. 積雪下面からの流出量の観測

積雪下面からの流出量は、観測露場の地面に設置した 3.6×3.6 m の大型のライシメータで測定した。1989 年からは同じ大きさのライシメータを試験流域の最高点(山頂)にも設置した。この程度の大きさのライシメータでは、積雪内における水平方向の流下の不均質さを無視でき、平均的な積雪下面における流出量を測定できると期待される。

III. 観測の結果と考察

融雪から積雪下面における流出までの遅れ時間として浜田他⁶⁾ にならいピークの遅れ時間と重心の遅れ時間を用いた。一日のうちでもっとも融雪強度が強かった時刻、流出量が多かつ



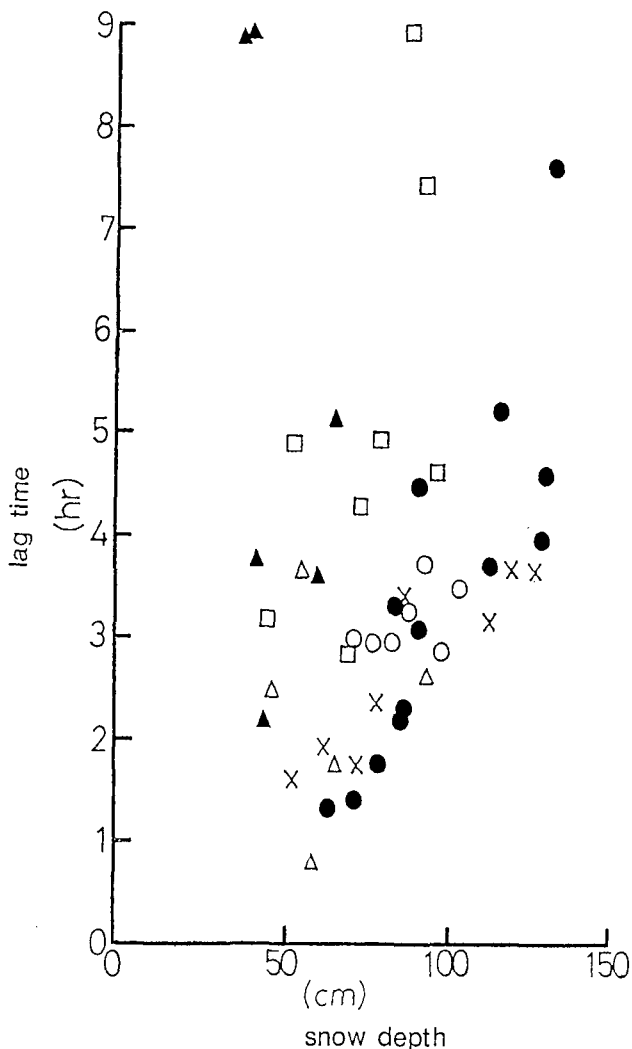
第2図 ピークの遅れと積雪深

●は1987年露場, △は1988年露場, ○は1989年露場,
×は1989年山頂, ▲は1990年露場, □は1990年山頂

た時刻をそれぞれ融雪のピーク・流出のピークとし、その時間差をピークの遅れ時間とする。一方、日融雪量の1/2の融雪が生じた時刻および積雪下面における日流出量の1/2が流出した時刻をそれぞれ融雪の重心・流出の重心とし、その時間差を重心の遅れ時間とする。さらに、この重心の遅れ時間で積雪深を除した値を重心の伝播速度とする。なお、雪面融雪量は熱収支法で求め、日流出量の算定は浜田他にならった。ピークまでの流出量は日流出量の数%から多くても40%程度しか占めないのが重心の遅れの方がその日の平均的な流下速度を反映していると考えられること、およびピークを特定しえない日が少なからずあることから本論文では主として重心の遅れを議論の対象とする。

1. ピークの遅れ時間と積雪深

第2図にピークの遅れ時間と積雪深の関係を示した。比較的広い積雪深の範囲でデータが



第3図 重心の遅れと積雪深

●は1987年露場, △は1988年露場, ○は1989年露場,
×は1989年山頂, ▲は1990年露場, □は1990年山頂

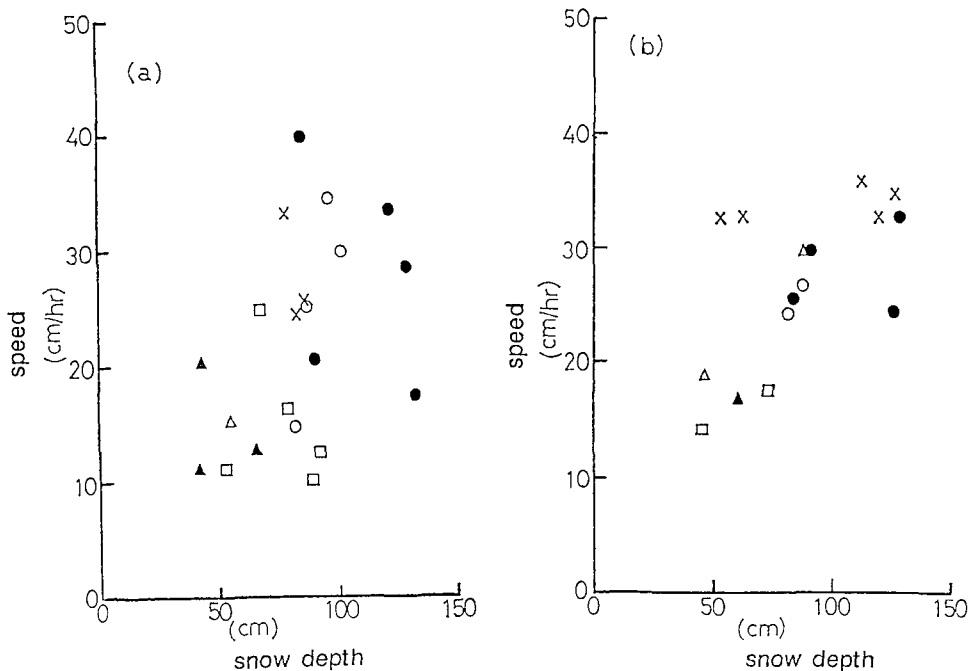
得られた1987年露場、1989年山頂、1990年山頂の遅れを比較すると、1990年山頂の遅れが著しく大きな値をもつ。約75 cmの積雪深に対して、1987年露場は約1時間の遅れであるが、1990年山頂では4.5から6時間の遅れである。一方、積雪深の変化に対する遅れ時間の変化をみると、1987年は積雪深の低下に対して遅れ時間の減少がみられるが、1989年露場、1990年山頂の結果は明瞭でない。このように、積雪下面からの流出におけるピークの遅れには年毎に大きな差異がある。

2. 重心の遅れ時間および伝播速度と積雪深

第3図に重心の遅れ時間と積雪深の関係を示した。まず、その遅れ時間がピークのそれよりも大きいことがわかる。これは、流出ハイドログラフが対称形になっておらず、短時間の立ち上がり部と長時間の減衰部から構成されているからである。

ピークの遅れ時間に比べ、積雪深の低下と重心の遅れ時間の減少の関係は明瞭である。しかしながら、その遅れ時間の大きさにはピークの遅れの場合程ではないが、年毎の差異がある。大きく分けると、1987年露場、1989年山頂、1989年露場の小さな遅れ時間の組と1990年山頂、1990年露場の大きな遅れ時間の組の2つになる。1988年はばらつきが大きくどちらとも言い難い。1987年露場、1990年山頂の遅れ時間の積雪深に対する大小関係はピークのそれと同様だが、1989年山頂の場合は同じとは言えない。

第3図は得られた観測結果をすべて図示したものである。しかし、融雪水の積雪内の伝播



第4図 重心の伝播速度と積雪深

(a) は日融雪量が10以上20 mm未満, (b) は日融雪量が20以上30 mm未満

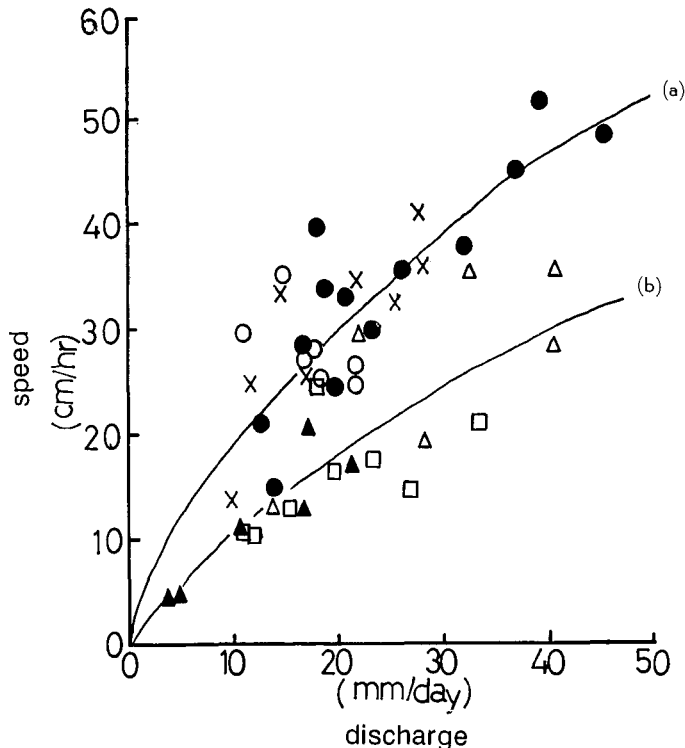
●は1987年露場, △は1988年露場, ○は1989年露場,
×は1989年山頂, ▲は1990年露場, □は1990年山頂

速度は、積雪内の含水状態に依存するものと考えられる。そこで、日融雪量がほぼ同じ日は積雪内の含水状況も類似しているものと考え、重心の伝播速度と積雪深を比べた。第4図(a)(b)は、日融雪量が10 mm以上20 mm未満および20 mm以上30 mm未満の二通りの場合について、伝播速度と積雪深の関係を示したものである。1987年露場、1989年露場、1989年山頂における伝播速度は20~40 (cm/hr) となっており、1990年露場、1990年山頂の10~20 (cm/hr) より明らかに大きい。

また、第4図(a)(b)では、積雪深の減少は融雪期の進行を示しているが、それによる伝播速度の変化は不明瞭である。

3. 重心の伝播速度と融雪強度

重心の伝播速度と融雪強度の関係を第5図に示した。図から明らかなように、日融雪量が多い日には伝播速度が大きい。このことは、遅れ時間を決める因子として融雪強度が重要であることを示している。また、この図においても遅れ時間の大小による区分ができる。すなわち、1987年露場、1989年山頂、1989年露場の伝播速度が大きい組(遅れ時間が小さい)、1990年露場、1990年山頂の伝播速度が小さい組(遅れ時間が大きい)の区分である。図中の曲線は、伝播速度が日融雪量の2/3乗に比例するとして試行錯誤により描いたものである。この仮定は、流下速度が流束の2/3乗に比例するとしたColbeckの仮定に基づくもので、伝播速度を



第5図 重心の伝播速度と日流出高

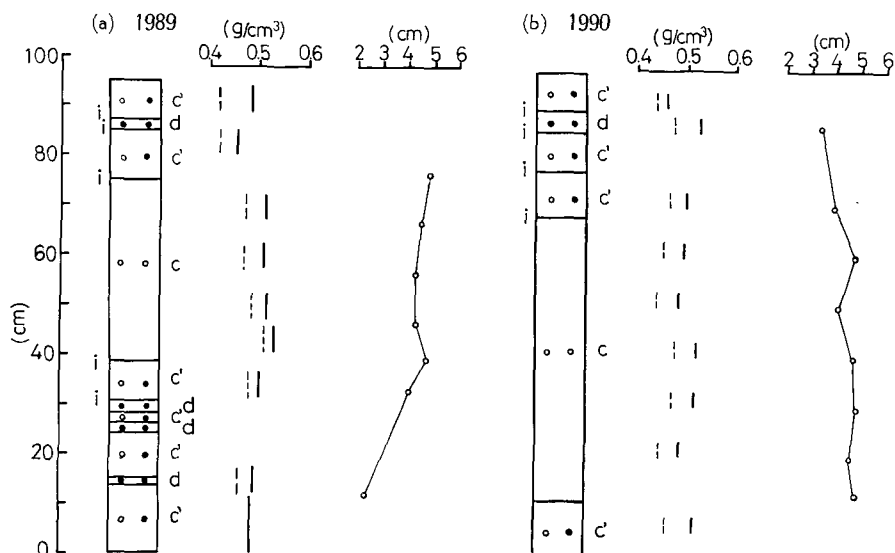
●は1987年露場, △は1988年露場, ○は1989年露場,
×は1989年山頂, ▲は1990年露場, □は1990年山頂

その日を代表する流下速度，日融雪量をその日を代表する融雪強度つまり流束の大きさと考えたことによる。曲線 (a) は，1987 年露場，1989 年露場，1989 年山頂に適合するよう，曲線 (b) は 1990 年露場，1990 年山頂に適合するよう描いてある。

4. 積雪の層構造

融雪水の積雪内伝播の年毎の差異の原因として考えられるのは積雪の層構造の年毎の差異である。積雪の層構造を定量的に表すのは困難なので，定性的な年毎の構造の差異から遅れ時間との関係を考える。

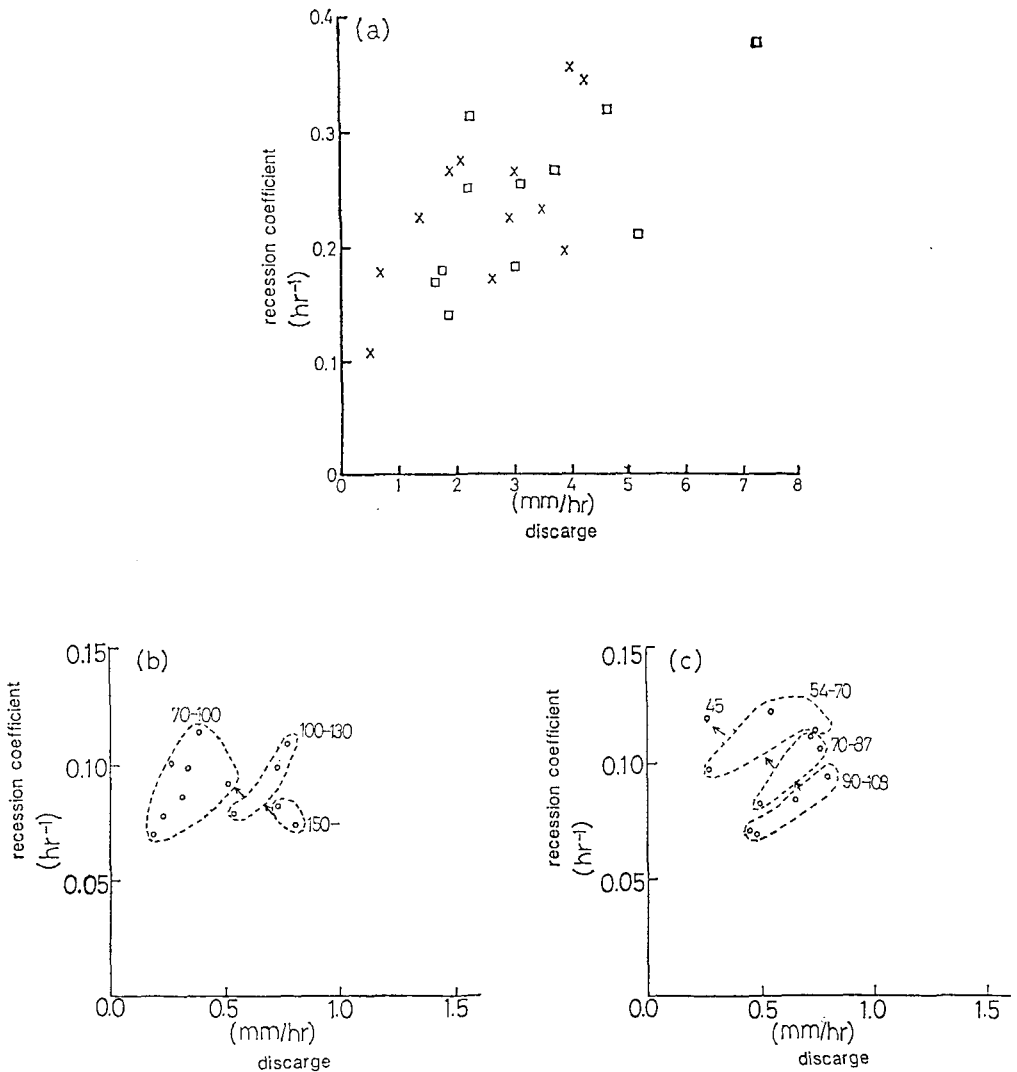
第 6 図に，1989 年山頂，1990 年山頂の積雪断面観測の結果を示した。これまで述べたように 1989 年は遅れ時間が小さかった年，1990 年は大きかった年である。層構造を表す量としては，密度と粒径があるが，密度のみによる層の判別は難しく，今回の場合，主として粒径によった。1990 年の層構造は 1989 年のそれに比べ以下の理由から単純であると言えよう。すなわち，1990 年の積雪と比べると，1989 年の積雪は下部に多数の層をもっている。また，図示はしていないが，1987 年の積雪は上部から下部まで多数の層で形成されている。これらのことから，層構造のより複雑な年は遅れ時間が小さいものと言えよう。この結果は Kobayashi and Motoyama¹⁾ の推論，浜田他⁶⁾ の報告と一致する。流下機構の考察のための手がかりとなるように，密度・粒径の他に積雪のしみ上がり高さを測定した。第 6 図の両年の右の折線は，しみ上がり高さを示している。積雪から雪の円柱を取り出し，水を張った皿に立てると，その雪は毛管力により水を吸い上げる。その高さをここではしみ上がり高さという。この量は，積雪の毛管力の強さあるいは雪粒子の充填状態を表していると考えられる。今回の測定では，直径約 5 cm，高さ 10 から 20 cm 程度の雪の円柱を用いた。第 6 図からわかるように，1989 年山頂の積



第 6 図 積雪の層構造

両年，左から層構造，密度，しみ上がり高さ。層構造の左の i は氷板，右のアルファベットは粒度を意味する。c は粒径が 1.5 mm を超えないとき，c' は 1.5 mm を超えるときに用いてある。密度の実線は濡れ密度，破線は乾き密度

雪では下部の層でこの値が顕著に小さくなっている。また、下部の層は粒径が大きかった。つまり、1989年山頂の積雪の下部には粒径が大きく充填状態の粗い層が形成されていた。若浜⁷⁾によれば、充填状態が密から粗に変わる層境界では、流下してきた水は密な層の毛管力のためにそこで停滞し水平方向に広がる。したがって、流下は妨げられる。しかしながら、そのような成層構造をもつ1989年の方がそうでない1990年よりも遅れ時間が小さい。その理由として、水の水平方向の動きに起因する流下の集中化が考えられる。すなわち、水の停滞後、層境界のどこかの地点かで流下が始まると水平方向の水の動きのためそこに水が集中し流下を促進する。これとは別に、水の集中化を引き起こす可能性として氷板の存在がある。透水性の低い



第7図 減衰係数と減衰が始まる時の流量

(a) は一次減衰係数。×は1989年山頂、□は1990年山頂。

(b) は1989年山頂、(c) は1990年山頂の二次減衰係数。

(b), (c) の図中の数字は積雪深

氷板が積雪の内部に存在するとやはり水は停滞し水平方向に広がる。それらの水は、どこかある地点で流下が始まれば、そこに集中して流下を促進する。これらのことの解明のためには、成層した多孔質媒体中の水の流下の実験的・理論的研究が今後必要である。

5. 減衰係数とタンクモデル

日流出ハイドログラフを片対数で描くと、多くの場合、減衰部を二本の直線で近似することができる。流量の多い部分での減衰を一次減衰、少ない部分での減衰を二次減衰とここでは呼ぶ。すると、各減衰部は、

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (3-1)$$

で表される。(3-1)式において、 Q は流量、 Q_0 は減衰が始まるときの流量、 α は減衰係数、 t は時間である。 α は、媒体である積雪により決まると考えられるので、積雪を表す物理量の一つである積雪深で区分して、 Q_0 と比較した(第7図)。第7図には、遅れ時間が小さかった1989年山頂と大きかった1990年山頂の場合のみ示してある。また、一次の減衰係数は積雪深による違いが不明瞭だったので区分を示していない。図からわかるように、減衰係数は一次・二次とも流量が多いほど大きい。つまり、流出が速やかに起こる。また、二次の減衰係数は、図に矢印で示したように、積雪深の低下とともに大きくなる。減衰係数の増加は流出が速やかに起こることを意味しているから、積雪深の低下に伴う重心の伝播速度の増加が期待されるが、第4図に示したようにそのような関係はみられない。重心の伝播速度は減衰部よりもピーク近傍の流量に左右されるためであろう。なお、減衰係数の値の年毎の差異は不明瞭であった。

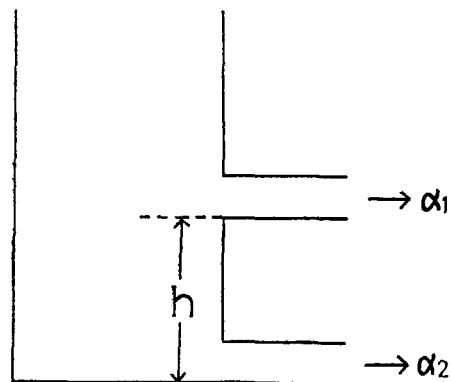
日流出ハイドログラフの減衰部が指数関数で近似できることから、タンクモデルを用いてハイドログラフの再現を試みた。減衰部が一次と二次に分けられるので、計算には第8図のようなモデルを用いた。タンクの上下の口係数 $\alpha_1 \cdot \alpha_2$ と上の口の高さ h を決めることによって、流出量を次式から求めた。

$$\begin{aligned} \frac{dH}{dt} &= M - Q + H \\ Q &= \alpha_1(H-h) + \alpha_2 H \quad (H \geq h) \\ Q &= \alpha_2 H \quad (H < h) \end{aligned} \quad (3-2)$$

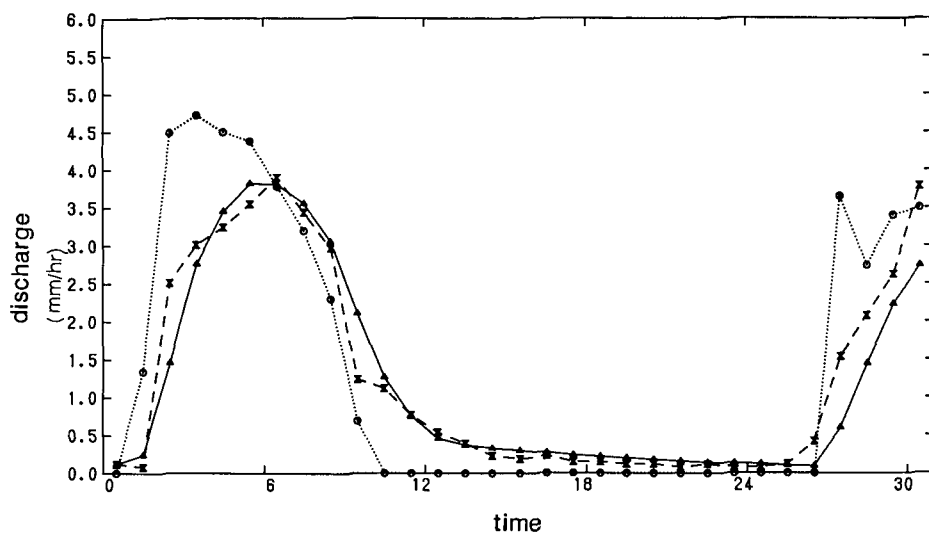
(3-2)式において、 H は貯留深、 t は時間、 M は融雪量、 Q は流量である。 M には熱収支法により求めた融雪量を用いた。係数 $\alpha_1 \cdot \alpha_2 \cdot h$ は試行錯誤により決めた。ハイドログラフの再現は一日単位とした。再現は10例で試みたが、そのうちの一例を第9図に示す。図からわかるように、再現性は非常に良い。しかしながら、その係数は、同じ年の積雪を対象にしても一義的には決定できなかった。

6. 特性曲線法によるハイドログラフの再現

融雪水の流下には積雪の層構造が大きく影響



第8図 タンクモデル



第9図 タンクモデルによる計算結果
 実線は観測値，破線は計算値，点線は融雪量

していることがわかった。しかし、ここでは、積雪全層がザラメ化した融雪期中期以降についてほぼ全層一様であるとみなし、日流出ハイドログラフの再現を試みた。ここで用いた計算法は、洪水波の解析に使われる特性曲線法を積雪内の浸透に適用した Colbeck⁴⁾ の仮定に基づくものである。

積雪内の浸透は多孔質媒体中の不飽和流動現象であり、次式のような不飽和領域に拡張された Darcy 則に従うとする。

$$q = -K \frac{\partial \psi}{\partial z} = -K \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} - 1 \right) \quad (3-3)$$

(3-3) 式において q は流束、 ψ は全水頭、 ϕ は毛管水頭、 z は雪面から下方への長さ、 K は不飽和透水係数である。流束が比較的大きい場合には、毛管力よりも重力による効果の方が卓越すると考え、毛管力の勾配を無視すると、

(3-3) 式は、

$$q = K \quad (3-4)$$

となる。一方積雪内では次式のような連続の式が成り立つ。

$$\phi_0 \frac{\partial S^*}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (3-5)$$

(3-5) 式の ϕ_0 は有効空隙率、 S^* は有効飽和度である。不飽和透水係数 K は多孔質媒体の透水性と水分量で決まるとみなし、飽和透水係数 K_s と有効飽和度 S^* を用いて以下のように与える。

$$K = K_s S^{*3} \quad (3-6)$$

(3-4) と (3-6) 式から、

$$q = K_s S^{*3} \quad (3-7)$$

となり、この (3-7) 式と (3-5) 式から、

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{3K_s^{\frac{1}{3}}}{\phi_e} q^{\frac{2}{3}} \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (3-8)$$

となる。この (3-8) 式から次式が求められる。

$$\left. \frac{dz}{dt} \right|_q = \frac{3K_s^{\frac{1}{3}}}{\phi_e} q^{\frac{2}{3}} \quad (3-9)$$

(3-9) 式の意味するところは、流束 q が q の $2/3$ 乗に比例する速度で伝播するということである。第 5 図では重心の伝播速度が日流出高の $2/3$ 乗に概ね比例することを示した。この結果は、以上のような考え方の妥当性を示唆している。

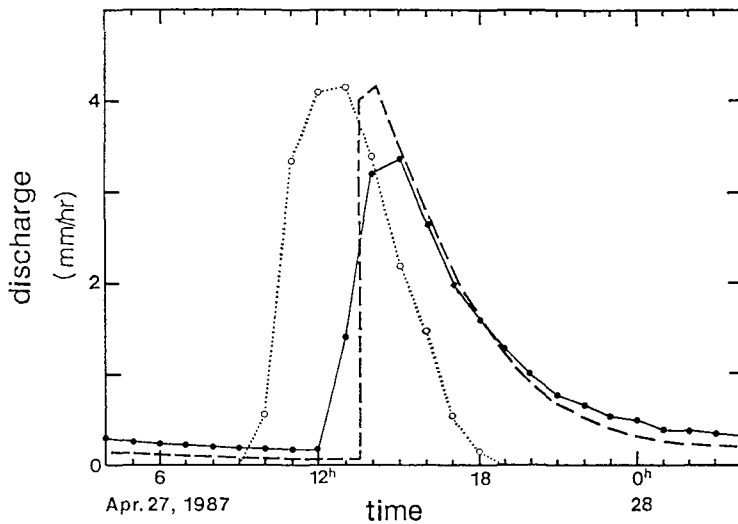
(3-9) 式から次のような問題が生じる場合がある。すなわち、伝播速度が流束の $2/3$ 乗に比例するならば、融雪強度の小さい朝方に発生した流束の進行している位置に融雪強度の大きい正午ごろ発生した流束が到達するという状況である。そのような場合のため、Colbeck⁴⁾ に従い次のような仮定をした。相対的に遅い時間に発生した流束がより早い時間に発生した流束の進行地点に到達するとき、その近傍では以下の連続の式が成り立つ。

$$(q_+ - q_-) \Delta t = (S_+^* - S_-^*) \Delta \xi \quad (3-10)$$

(3-10) 式において、 q_+ 、 q_- はそれぞれ遅い時間・早い時間に発生した流束、 S_+^* 、 S_-^* はこの近傍の上側・下側の有効飽和度である。 q_+ 、 q_- と S_+^* 、 S_-^* の間に (3-7) 式の関係が成り立つとすれば、(3-10) 式から、

$$\frac{d\xi}{dt} = K_s^{\frac{1}{3}} \phi_e^{-1} (q_+^{\frac{2}{3}} + q_+^{\frac{1}{3}} q_-^{-\frac{1}{3}} + q_-^{\frac{2}{3}}) \quad (3-11)$$

となる。Colbeck に従い $\Delta \xi$ を shock front と呼ぶと、遅い時間に発生した流束の到達後は、



第 10 図 特性曲線法による計算結果
実線は観測値、破線は計算値、点線は融雪量

この shock front が (3-11) 式の速度で進行する。

第 10 図が計算結果の一例である。なお、計算の際、(3-9) 式の比例係数 $3K_s^{1/3}/\phi$ は第 5 図の曲線から決めた。第 11 図からわかるように、再現性は概ね良いが、ピークの出現時刻と減衰部の再現性の良さに比べ、ピークの量とハイドログラフの立ち上がりの再現性が悪い。後者の再現性の悪さは shock front の導入に起因するものである。

ここで行った計算は、積雪の全層がザラメ化した融雪期中期以降ならば、全層一様とみなせ積雪の層構造を無視できると考え行ったものである。実際、このような計算であっても日流出ハイドログラフを比較的良好に再現できた。しかしながら、計算に用いた比例係数は、第 5 図の近似曲線から求めたものであり、それが二本描けることからわかるように、積雪の層構造に依存している。

IV. 結 論

融雪流出の一過程として、融雪水の積雪内浸透に注目し、融雪から積雪下面における流出までの遅れ時間の年毎の差異を調べた。そして、それと積雪の層構造との関連を考察した。また、二通りのモデルを用いて日流出ハイドログラフの再現を試みた。研究の対象とした期間は、1987～1990 年の 4 年間の融雪期である。解析には、遅れ時間として重心の遅れ時間およびその伝播速度を用いた。以下に、その結果を述べる。

1. 重心の遅れ時間と積雪深の関係を調べたところ、遅れ時間の大きい（伝播速度の小さい）年と小さい（伝播速度の大きい）年に区分することができた。積雪深約 75 cm で、早い年では約 1 時間の遅れ、遅い年では 4.5 から 6 時間の遅れ時間だった。遅れ時間は融雪強度と関係があると考えられるので、融雪強度が同じような日を選んで同様の比較をしたところ、同じ区分ができることがわかった。さらに、伝播速度と融雪強度との間には、融雪強度が大きければ伝播速度も大きいという関係が見い出されたが、その関係を考慮した場合、年毎による伝播速度（遅れ時間）の差異がより明確になった。

2. 遅れ時間の大きい年と小さい年の積雪の層構造を調べてみると、小さな年の積雪の方が多層構造であることがわかった。層の判別には、氷板や粒径のほか粒子の充填状態も考慮にいった。層構造がより複雑な年の方が単純な年よりも遅れが小さいと推察される。

3. 日流出ハイドログラフの減衰部が指数関数で近似できることから、タンクモデルによるハイドログラフの再現を試みた。再現性は非常に良かった。しかしながら、同じ年の積雪を対象にした計算でも、係数は一義的に決定できなかった。

4. 融雪期中期以降の全層がザラメ化した積雪を全層一様とみなし、Colbeck の仮定に基づく特性曲線法を用いて日流出ハイドログラフの再現を試みた。結果は良好であった。計算では伝播速度が融雪水の流束の $2/3$ 乗に比例すると仮定するが、その比例係数は重心の伝播速度と融雪強度の関係から決めた。しかし、この比例係数は年毎に異なり、積雪の層構造に依存した数値である。

本研究の観測は、北海道大学雨竜地方演習林で行った。多くのご協力をいただきました演

習林の皆様に厚く御礼申し上げます。

なお、この研究は著者の1人、野村睦が北海道大学大学院理学研究科修士課程の修了研究として実施したものに1990年融雪期のデータを加えてまとめたものである。

文 献

- 1) Kobayashi, D. and Motoyama, H. 1985 Effect of Snow Cover on the Lag of Runoff from a Watershed. *Annals of Glaciol.*, **6**, 123-125.
- 2) 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.
- 3) 若浜五郎 1968 積雪内における融雪水の移動 III. 低温科学, 物理篇, **26**, 77-86.
- 4) Colbeck, S. C. 1978 The Physical Aspects of Water Flow through Snow. *Advances in Hydrosience*, **11**, 165-206.
- 5) 石川信敬・小林俊一・小島賢治 1982 融雪期の顕熱フラックス I. 低温科学, 物理篇, **41**, 109-116.
- 6) 浜田和雄・兒玉裕二・小林大二 1988 融雪水の積雪内浸透 I. 低温科学, 物理篇, **47**, 89-101.
- 7) 若浜五郎 1963 積雪内における融雪水の移動 I. 低温科学, 物理篇, **21**, 45-73.

Summary

Meltwater formed at the surface of a snowpack percolates through the snowpack, and then discharges into a river as groundwater or surface flow. In this paper, infiltration of meltwater is studied as a time lag process in the snowmelt runoff. Special attention is given to the yearly difference in travel time for the meltwater to percolate through the snowpack.

Snowmelt observations were made in the front yard of the Snowmelt Observatory at Moshiri in the Experimental Forest of Hokkaido University from 1987~1990. The amount of snowmelt was estimated by the heat balance method, and the discharge of the meltwater at the bottom of the snowpack was measured with a lysimeter. The same measurements were made nearby at the top of the experimental watershed in 1989 and 1990.

In order to define the time lag between snowmelt at the surface and discharge at the bottom of the snowpack, "center of time" is defined as the time at which half of the snowmelt or discharge has occurred. The time difference between the centers of time for snowmelt and for discharge is called the "lag time", and the thickness of the snowpack divided by the lag time is called the "propagation speed." The lag time and the propagation speed for days with similar daily total snowmelt are examined and the years are classified into two groups of long and short lag times.

Snow pit observations show that the stratification of the snowpack is more complex for years with shorter lag times than for those with longer lag times. "Complex" stratification means more noticeable layers and greater inhomogeneity in the vertical distributions of snow density and size of snow particles.

The hydrograph at the bottom of the snowpack is reconstructed by a tank model since the recessional part of the hydrograph is approximately exponential. The model predicts the hydrograph very well. However, the coefficients used in the model are not determined systematically, even for the same year.

The hydrograph is also simulated using the kinematic wave method. The snow-

pack is assumed to be homogeneous following the result of Colbeck (1978). This simulation also represents the hydrograph very well. In the kinematic wave simulation the seed of meltwater flux is assumed to be proportional to the $2/3$ power of the magnitude of meltwater flux, and the proportional coefficient is obtained from the observed relationship between the propagation speed and the daily total snowmelt amount. The proportional coefficient then, must be dependent upon the layered structure of the snowpack.