



Title	高山帯における夏期の融雪と流出 2 : 雪渓融解水の流出特性
Author(s)	石井, 吉之; 野村, 睦; 小林, 大二
Citation	低温科学. 物理篇, 52, 39-50
Issue Date	1994-03-15
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/18629">http://hdl.handle.net/2115/18629</a>
Type	bulletin (article)
File Information	52_p39-50.pdf



[Instructions for use](#)

## 高山帯における夏期の融雪と流出 II\*

— 雪渓融解水の流出特性 —

石井吉之

(低温科学研究所)

野村睦

(北海道大学大学院理学研究科)

小林大二

(低温科学研究所)

(平成5年11月受理)

**Abstract :** Runoff characteristics of meltwater from a perennial snowpatch in the Daisetsu mountains of central Hokkaido were observed during the summer snowmelt season in 1990. Lag-time of the peak streamflow to the peak surface snowmelt was about 7 hours, and its occurrence time did not change remarkably when the snow depth decreased from 7 m to 2 m. The apparent speed of infiltration in the snowpatch was 58 cm/h, which was estimated from the aquifer level change. The lag-time of 50 % runoff was small and the streamwater temperature was about 0 °C during the active snowmelt in a day. These characteristics were considerably different from those in a forested basin. The difference could be attributed mainly to the shallow pathways of meltwater in the thinner soil mantle in the alpine basin.

**要旨 :** 北海道大雪山系の越年性雪渓において、1990年夏期に、雪渓融解水の流出応答を調べた。雪渓末端の流出河川の流出ピークは融雪ピークよりも約7時間遅れて現れるが、積雪層厚が7mから2mに減少しても、出現時刻に大きな変化は見られなかった。下部氷体上の帯水層水位の変化から見積った融雪水の浸透速度は58 cm/hであった。雪渓流域では融雪流出の遅れ時間が小さい上に、川水温が0 °C付近を維持し、地中流出が卓越する森林流域とは明瞭な相違が認められた。これは、土壌層が未発達なので、融雪水の多くが地表付近を流れて川へ集中するためと結論された。

**Key words :** diurnal change of streamwater temperature, meltwater, perennial snowpatch, runoff lag-time, summer snowmelt

**キーワード :** 越年性雪渓, 夏期融雪, 水温日変化, 融解水, 流出遅れ時間

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第3692号

## I. まえがき

日本では山地の大部分が森林で被われている。このため、山地積雪の分布や堆積消耗過程に関する研究は、主として森林地帯を対象に進められてきた。樹林限界以上の高山帯では、風による削剝や凹地への再堆積により地形に応じた複雑な積雪分布になる<sup>1)</sup>。堆積量の多い場所は夏期或はそれ以降まで積雪が残存する。

高山帯における夏期の融雪は強風・高湿度に加え日射量が大きく、森林地帯における春先の融雪に比べ熱収支条件に顕著な相違があると考えられる。また、融雪初期と末期とでは10 m以上の積雪深差があり、積雪深の減少に伴い融雪水の流出応答時間が著しく変化すると考えられる。こうした点を明らかにする目的で、北海道大雪山系のヒサゴ雪渓において、融雪熱収支観測および雪渓融解水の流出応答観測を行なった。

本研究では、ヒサゴ雪渓のひと夏の雪面低下量が10 m以上に及ぶ点に着目し、積雪層厚の減少に伴う流出応答の変化、特に流出遅れ時間の変化について考察する。また、森林流域における融雪流出応答との差異を明らかにする。

## II. 観測方法

### 1. ヒサゴ雪渓の概要

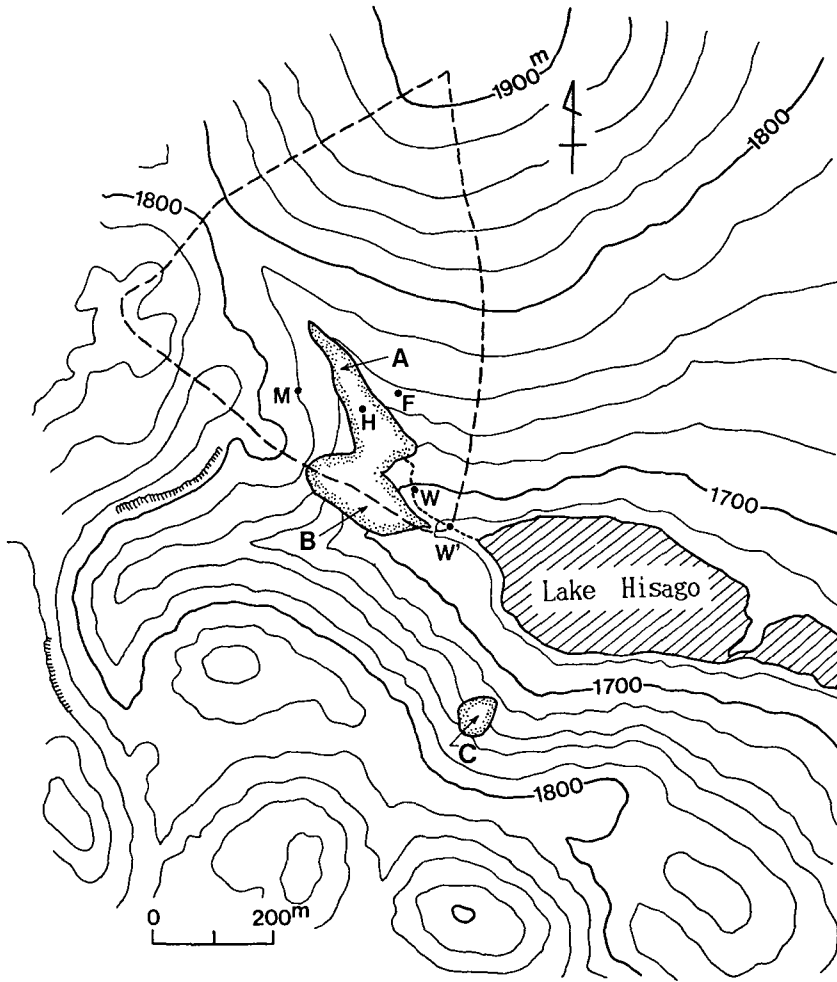
ヒサゴ雪渓は北海道中央部の大雪山系に数多く分布する越年性雪渓の一つで、トムラウシ山の北北東約3 kmのヒサゴ沼(水面標高1670 m)に面した北西～南西斜面に位置する。第1図に示すように、沼の北西側谷地形に形成されたA雪渓(標高1690～1760 m, 平均勾配11°)のほか、西北西および南西斜面の凹地形に形成されたB雪渓(1690～1750 m, 26°)とC雪渓(1710～1750 m, 26°)からなる雪渓群で、いずれも吹き溜り型雪渓に分類される。この地域の樹林限界はおよそ1500 mである。

A雪渓は最も規模が大きい上に勾配も緩やかなため、北海道大学低温科学研究所のヒサゴ雪渓調査グループによる一連調査の当初からdrillingによる内部構造観察が行なわれ、雪渓下部が厚さ10 m以上の氷体(乾き密度830 kg/m<sup>3</sup>以上)からなることが確認されている<sup>2,3)</sup>。氷体が水を通しにくいいため、雪渓表面から浸透した融雪水は氷体直上の積雪層内に滞留し帯水層を形成する。滞留した水は自由水面地下水型の飽和多孔質流として帯水層内を流下し、雪渓末端に流出している。

### 2. 流出応答観測

1990年5～9月に、ヒサゴ雪渓調査グループにより月1回の定常観測が行なわれた。流出応答観測はその中の一環として行なった。

6月下旬にA雪渓末端に流出河川が現れ、観測機器の設置が容易になった。A雪渓はB雪渓と一体化し境界が不明瞭であるが、A雪渓の融雪水のみが流出するW地点において、河床に直径10 cm長さ90 cmのステンレス製円筒を固定し、フロート式水位計により川水位を、サーミ



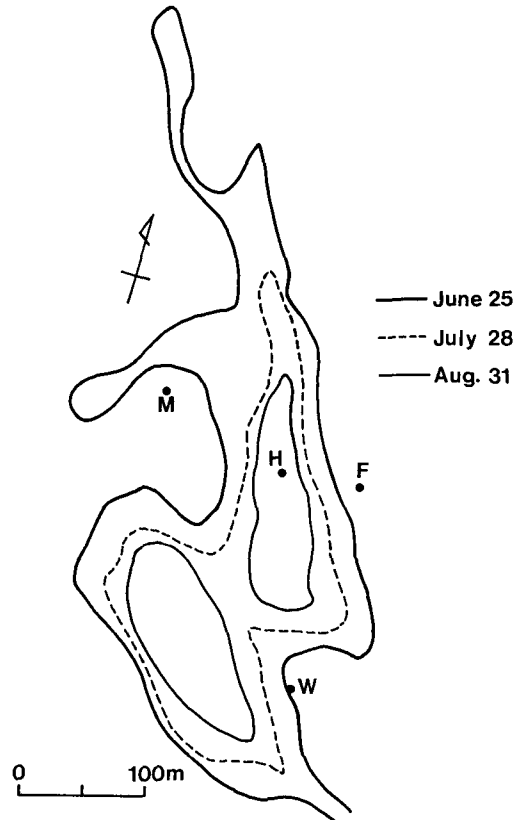
第1図 ヒサゴ雪渓と各観測地点の位置図

W：流出，M：気象，H：帯水層水位，F：測量基準点  
 (破線はA・B雪渓を含むW'地点までの流域界を示す)

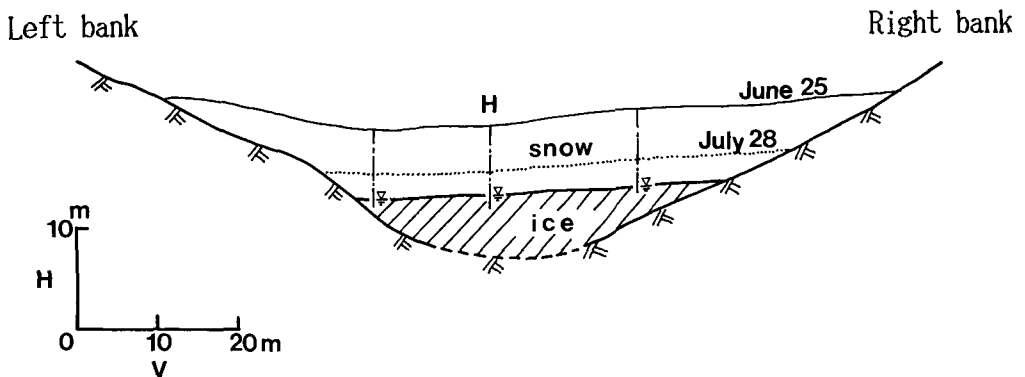
スター温度計により川水温を計測した。A雪渓中央部のH地点では、層厚約7 mの積雪層を貫き下部水体内部まで達する drilling を行ない、孔底から10 cm上に圧力式水位計のセンサー部を固定し帯水層水位を観測した。A・B雪渓間の岩塊斜面上のM地点では、気象要素（気温、湿度、風向風速、日射量、降水量）の定点観測を行なった。測定データはコーナシステム製のデータロガー（KADEC-Uシリーズ）に測定時間間隔10分で収録した。なお、流出河川の流量観測は光学式小型流速計を用いて行い、水位流量曲線を作成した。

### III. 観測結果及び考察

1990年は山田他<sup>3)</sup>が報告した1989年に比べ1ヶ月以上も早く融雪が進み、8月中旬には積雪層が消失し下部水体が露出した。西村他<sup>4)</sup>による測量結果をもとに、6月から8月にかけての雪渓面積の変化を第2図に、H地点を通る雪渓の横断形状を第3図に示した。



第2図 1990年6月から8月にかけての雪渓面積の変化（水平投影図）



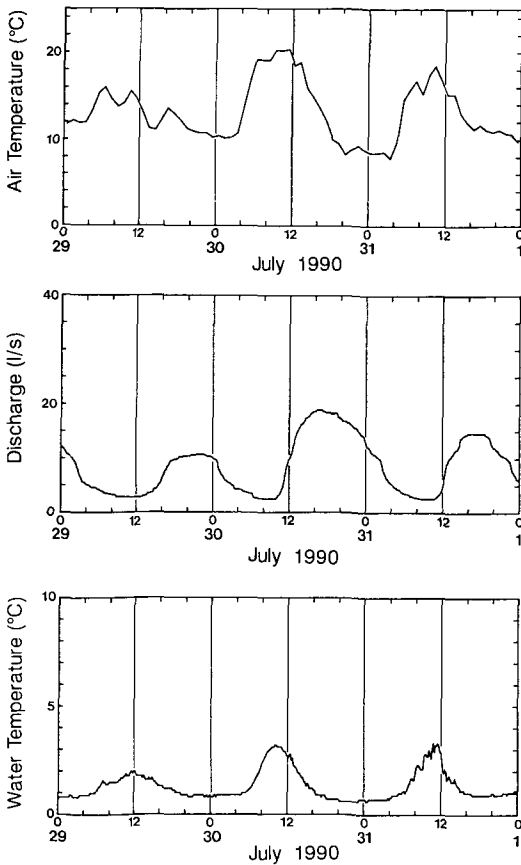
第3図 H地点を通るA雪渓の横断形状（6月25日と7月28日）

1. 晴天日の流出応答

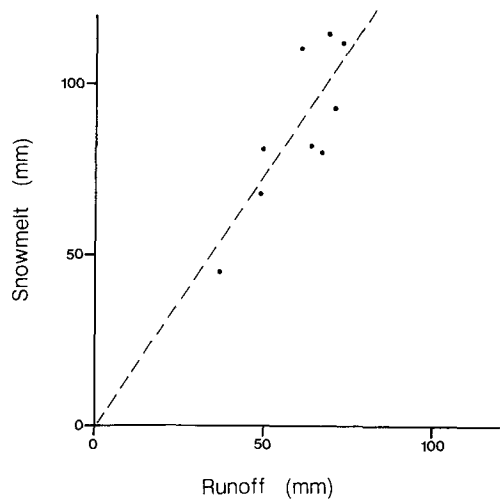
融雪熱量に占める乱流成分の割合が大きいため、雪溪の融雪強度は平地以上に気温と強い相関がある。そこで、融雪強度の変動は気温を指標に考えた。

晴天の続いた1990年7月29日～8月1日の気温・河川流量・水温の日変化を第4図に示す。この時期の水体上の積雪層厚は約2.5mであった。気温からみた融雪のピークが10～11時であるのに対し、流出のピークは17～18時で、遅れは約7時間である。午前中の気温が高い日ほど流出量も多い傾向にある。水温は日射量の増大とともに上昇するが、融雪が進み河川流量が増加し始めると低下に転じる。ピーク流出時には1℃以下の日最低値を示し、夜間もほぼ最低水温を維持している。

比較的良好な観測結果が得られた7月28日から8月9日までの晴天日を選び、日融雪水量と日流出高の関係を第5図に示した。融雪水量は現地測定を行なっている場合は雪面低下法から求め、そうでない場合には兒玉他<sup>5)</sup>による日平均気温からの推定値を用いた。また、日流出高はKobayashi<sup>6)</sup>と同様に算定した。ばらつきはあるが日流出高は日融雪水量と良く比例している。流出高は融雪水量の約7割と小さいが、W地点以外にも小さな流出河川があるためである



第4図 晴天日における気温・河川流出量・川水温の日変化(積雪層がある場合)



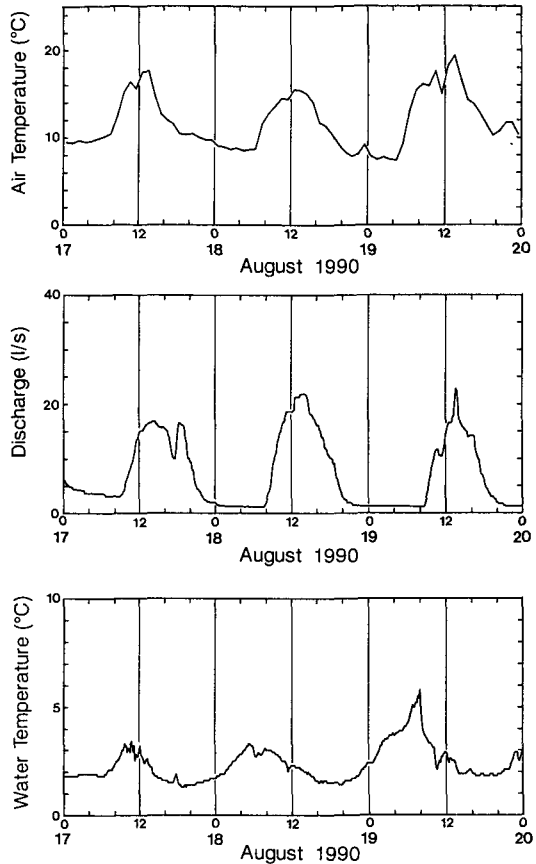
第5図 日融雪量と日流出高の関係

う。

第6図には、下部氷体が露出した8月17~20日の気温・河川流量・水温の日変化を示した。氷体の上では融解水が幾本もの細い水路になって雪渓末端に流出しており、塩流し法による流速測定では水路内の平均流速は30 cm/sであった。融雪のピークが13~14時であるのに対し、流出は著しく早まり、ピーク出現時刻は14~15時であった。氷体が積雪層に覆われていた期間に比べると、ピーク時以降の流量減水が著しく、夜間の流量はほとんど0である。水温は流量が微小な夜間に上昇し、融解水が流出する日中には低下する。

流出河川の水位観測は6月下旬から始めたが、開始直後に断線し、7月下旬までの連続記録は取れなかった。したがって積雪層が厚い時期の水位記録は、

人手による約1時間間隔の半日分の測定値しか得られていない。そこで、山田他<sup>3)</sup>による1989年の観測結果もまじえ、積雪層厚とピーク流量出現時刻の関係をまとめて第1表に示した。積雪層がある場合には、厚さの大小にかかわらずほぼ同じピーク出現時刻となる。この結果は、



第6図 晴天日における気温・河川流出量・川水温の日変化（下部氷体が露出した場合）

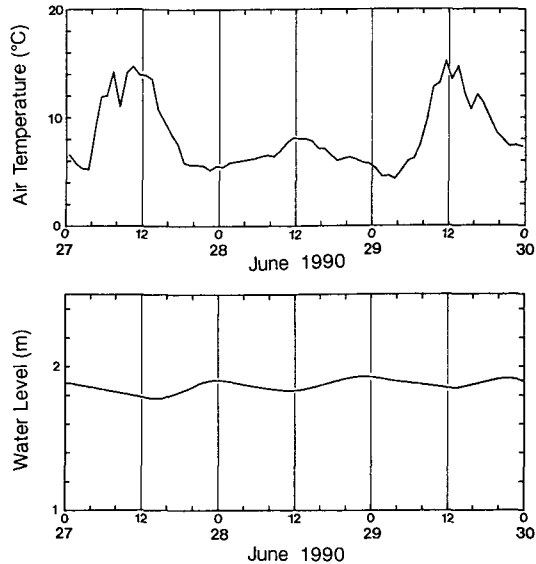
第1表 下部氷体上の積雪層厚とピーク流出量の出現時刻

Date	Depth of snow cover (m)	Occurrence time	
		Maximum	Minimum
12 Aug. 1989	5.5	18 - 19 <sup>h</sup>	9 - 10 <sup>h</sup>
25-26 Aug. 1989	3.5	18 - 19 <sup>h</sup>	10 - 12 <sup>h</sup>
24-27 June 1990	7.0	18 - 19 <sup>h</sup>	9 - 10 <sup>h</sup>
27-31 July 1990	2.5	16 - 18 <sup>h</sup>	10 - 12 <sup>h</sup>
17-19 Aug. 1990	0	13 - 15 <sup>h</sup>	4 - 6 <sup>h</sup>

積雪層内では鉛直方向に比べ水平方向の流れが卓越することを示唆する。積雪層が消失した後のピーク出現時刻は著しく早くなる。

## 2. 積雪層内の浸透速度

H地点では帯水層水位の連続観測を行なったが、測定開始から5日後に、孔底に設置した水位計センサーが凍結し、6月下旬の5日間分のデータしか得られなかった。その時の晴天日(6月27~30日)の気温と帯水層水位の日変化を第7図に示す。この時期の積雪層厚は約7mである。融雪のピークは10~11時であるが、水位のピークは22~24時に現れ、遅れは約12時間である。また、日最低水位となるのは12~14時頃で、水位の日変動幅はおよそ15cmである。層厚と遅れ時間からピーク



第7図 晴天日における気温と帯水層水位の日変化

に関する平均浸透速度を計算すると58 cm/hとなり、野村他<sup>7)</sup>が得た森林流域における積雪深1mの時の浸透速度50~70 cm/hと同程度であった。

帯水層水位の変動が雪渓末端の流出河川の水位変動より4~6時間遅れること、および、第2図から推察される下部水体の分布範囲を考えると、全ての融雪水が帯水層を経て流出するわけではないと判断される。

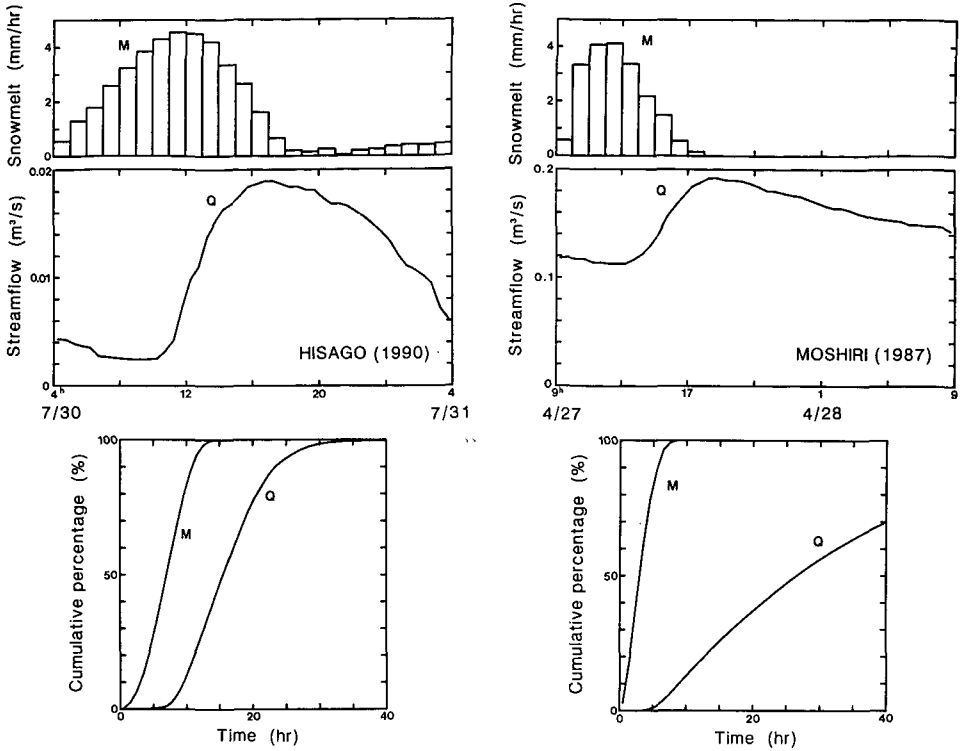
## 3. 森林流域における流出特性との比較

### (1) 流出の遅れ時間

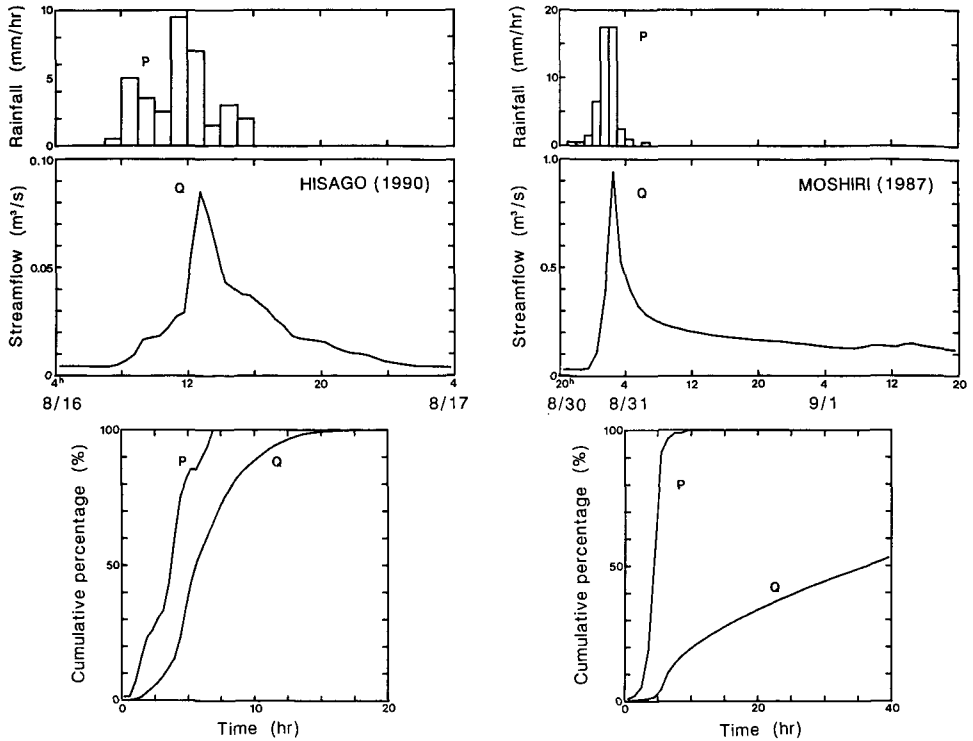
岩塊斜面からなり土壌層が未発達な高山帯流域と、褐色森林土壌の発達した森林流域とでは、融雪水の流出特性に大きな違いがあると考えられる。そこで、ヒサゴ雪渓を含む第1図に破線で示した流域(0.26 km<sup>2</sup>)における融雪水の流出特性を、北海道北部の幌加内町母子里の森林小流域(1.3 km<sup>2</sup>)と比較した。以後、前者をヒサゴ流域、後者を母子里流域と呼ぶ。なお、ヒサゴ流域末端のW地点の河川流量は、流量の大小にかかわらずW地点の流量と良い相関にあるので、W地点の流量値から推算した。

融雪流出に関して両流域を比較した結果を第8図に示す。それぞれの流域について、融雪水量と河川流量の時間変化、ならびに日融雪水量と日流出高をそれぞれ100%とした場合の累積百分率-時間曲線を示している。図中最下段の時間は積算開始時刻からの経過時間である。流





第8図 ヒサゴ流域と母子里流域における融雪流出応答の比較 (左:ヒサゴ流域, 右:母子里流域)

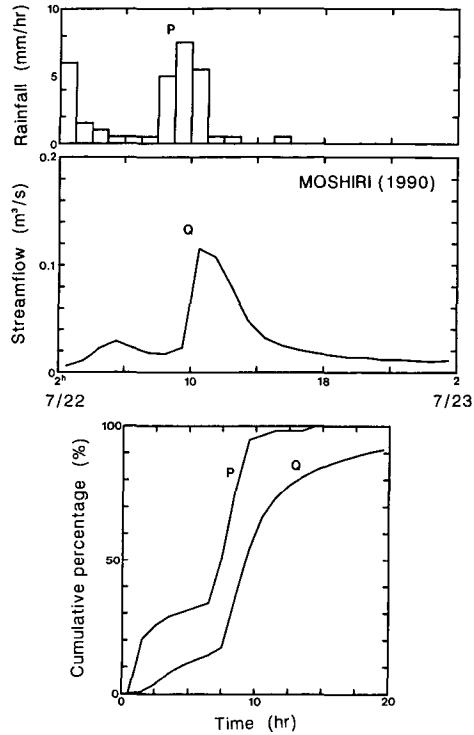


第9図 ヒサゴ流域と母子里流域における降雨流出応答の比較 (左:ヒサゴ流域, 右:母子里流域)

出の遅れをピーク時と重心時（日積算値の50%が流出した時刻）で考える。ピークの遅れは両流域ともほぼ同じ5時間であるが、重心の遅れはヒサゴ流域が6時間、母子里流域が約24時間と著しく異なる。母子里のような森林流域では、ピーク流量は川への集中時間が早い地表付近の流れによって形成されるが、流出水の多くは地中を流れて川へ集中する<sup>6)</sup>。このため、重心の遅れ時間が大きくなる。一方、土壌が未発達なヒサゴ流域では、流出水のほとんどが地中浸透せずに地表付近を流下するため、母子里流域のように著しい重心の遅れが生じにくいと考えられる。

降雨流出の場合について、同様の比較を行なった結果を第9図に示す。ピークの遅れ時間は両流域とも1時間程度で、融雪流出の場合よりも小さい。これに対し重心の遅れは、ヒサゴ流域は2時間と小さいが、母子里流域は32時間と著しく大きくなる。融雪流出と傾向は同じものの、重心の遅れ時間の差異はより顕著になっている。この時期の母子里流域は湿潤な状態にあり、融雪期と同様に、流出水の多くは地中の流れによってもたらされたと考えられる。

さらに、母子里流域が乾燥状態にあった時期の結果を第10図に示す。



第10図 母子里流域における乾燥期の降雨流出応答

第2表 ヒサゴ流域と母子里流域における流出遅れ時間の比較

Location	Date	Snowmelt or rainfall	Total runoff	Runoff ratio	Lag-time	
					Peak	50 %
Snowmelt:						
		mm	mm		hrs.	hrs.
HISAGO	30-31 July 1990	84	69	0.8	5	6
MOSHIRI	27-28 Apr. 1987	20	9.5	0.5	5.5	23.5
Rainfall:						
HISAGO	16-17 Aug. 1990	34.5	20	0.6	1	2
MOSHIRI*1)	31 Aug.-2 Sept.1987	48	42.5	0.9	1	32
MOSHIRI*2)	22-23 July 1990	29.5	2	0.05	0.5	3

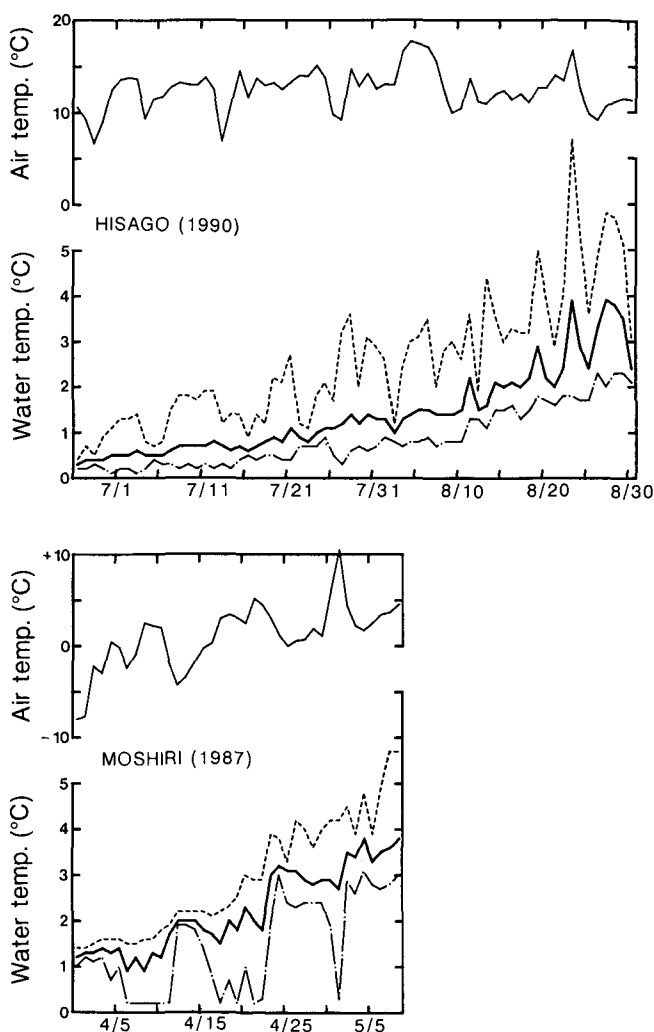
\* 1) : wet condition, \* 2) : dry condition

地中へ浸透した雨水は、多くが土壤中に保持され流出に寄与しない。このため、流出水のほとんどは地表付近を流れてきた水からなり、ちょうどヒサゴ流域と同様な状況にあったとみなされる。したがって、流出の遅れもヒサゴ流域と同じ傾向を示し、ピークで0.5時間、重心で3時間となっている。

第8～10図に示した結果をまとめて第2表に示す。これらの結果より、ヒサゴ流域では融雪流出や降雨流出に対する地中流の寄与が小さいと判断される。また、雪渓末端における流出河川の電気伝導度は  $10 \mu\text{S}/\text{cm}$  以下で<sup>3)</sup>、この結論の妥当性を裏付けている。

## (2) 川水温の日変化

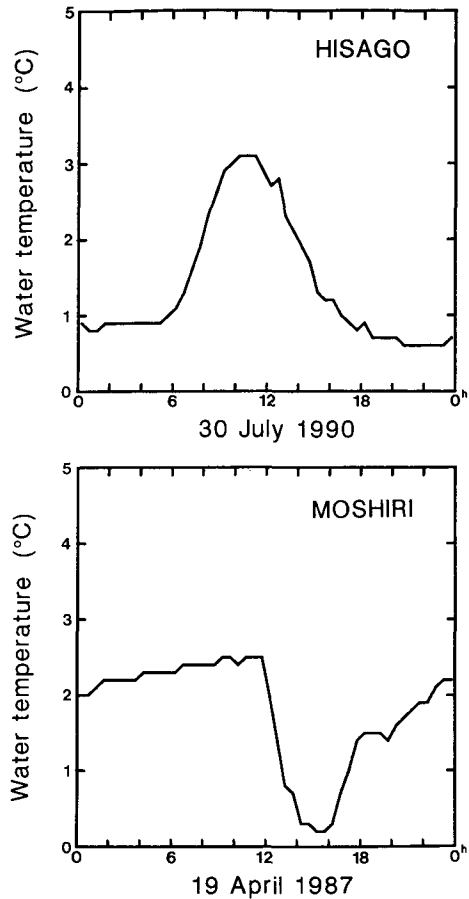
両流域の融雪期における河川水温変化を比較して第11図に示す。ヒサゴ流域も母子里流域



第11図 ヒサゴ流域と母子里流域における融雪期の気温と川水温の変動  
 実線：日平均の気温と水温，点線：日最高水温，一点鎖線：日最低水温

も、日平均気温が上昇し活発な融雪が起きる日には、水温の日較差が大きくなっている。しかし、母子里流域では平均水温が最高水温寄りであるのに対し、ヒサゴ流域では逆に最低水温寄りの傾向を示している。この理由は、河川水温の日変化の差異(第12図)から、次のように説明される。

母子里流域では、融雪水の流出に伴い川水温が急激に低下する。これは集中時間の早い地表付近の流れ(ほぼ0℃)の寄与による。しかし、融雪水の多くは地中を流れ、水温の高い地中水が川へ流出するので、川水温はその後すぐに上昇し高水温を維持する。このため、平均水温が最高水温寄りになる。一方、ヒサゴ流域では、日の出とともに日射を受けて水温が上昇するが、融雪の進行に伴い徐々に低下する。ピーク流出時に水温はほぼ最低となり、その後、夜間から翌朝にかけて低下したままの状態を保つ。このため、平均水温が最低水温寄りになる。低水温が長時間持続する理由は、融雪水が地中で暖められることなしに川へ集中するためと考えられる。このように、川水温の日変化にも、土壌層の未発達さを特徴づけるヒサゴ流域の流出特性が明瞭に現れている。



第12図 ヒサゴ流域と母子里流域における川水温の日周変化

#### IV. ま と め

高山帯の雪渓流域ではひと夏にわたって融雪流出が持続する。北海道大雪山系において雪渓融解水の流出応答の現地観測を行ない、森林流域における春先の融雪流出と比較した結果、次の点が明らかとなった。

- 1) 融雪のピークに対する流出の遅れは約7時間で、積雪層厚が大きく減少しても顕著な変化は認められなかった。この事実より、積雪層内では水平方向の流れが卓越することが示唆される。積雪層が消失し下部氷体のみが融解する場合には、遅れ時間が顕著に小さくなる。
- 2) 積雪層厚が7 mの時期に、下部氷体上の帯水層水位の変動から平均浸透速度を見積ると58 cm/hとなった。これは森林流域における積雪深1 mの時期の浸透速度と同程度である。

3) 雪渓流域と森林流域の流出遅れ時間を比較すると、ピークの遅れ時間は同程度であるが、重心の遅れ時間は森林流域が著しく大きい。これは、雪渓流域では流出水の多くが地表付近を流れてすばやく川へ集中するのに対し、森林流域では地中流出成分の寄与が多い分だけ集中が遅れるためと判断される。

4) 同様に、融雪期における河川水温の日変化を比較すると、どちらの流域でも融雪の進行とともに水温が低下する。しかし、融雪が活発になるにつれ、森林流域では暖かい地中流出成分の寄与が増して水温が上昇するのに対し、雪渓流域では水温は低下したままの状態を続ける。

この研究は、北海道大学低温科学研究所のヒサゴ雪渓調査グループの研究活動の一部として実施された。グループ代表の山田知充・兒玉裕二両氏をはじめ、現地調査や解析にご協力頂いた関係各位に感謝します。なお、研究に要した経費の一部は文部省科学研究費一般研究(B)「雪渓の水循環に関する水文学的研究」(代表、山田知充・兒玉裕二)および重点領域研究(自然災害)「山地豪雪災害の予測と防除、復旧対策に関する研究」(代表、秋田谷英次)から支出された。

#### 文 献

- 1) Yamada, T. 1982 Studies on accumulation-ablation processes and distributions of snow in mountain regions, Hokkaido. *Contrib. Inst. Low Temp. Sci.*, **A**, **31**, 1-33.
- 2) 河島克久・山田知充・若濱五郎 1989 大雪山ヒサゴ雪渓におけるフィルンの圧密氷化過程. 昭和 62-63 年度科研費(一般B)報告書「湿潤積雪の高速圧密氷化過程の研究」(代表、若濱五郎), 37-53.
- 3) 山田知充・河村俊行・西村浩一・兒玉裕二・野村陸 1989 大雪山ヒサゴ雪渓の水文・気象環境(1989), 低温科学, 物理篇, **48**, 資料集, 23-63.
- 4) 西村浩一・福沢卓也・立花義裕 1991 大雪山ヒサゴ雪渓の質量収支とその変動について. 平成元-2年度科研費(一般B)報告書「雪渓の水循環に関する水文学的研究」(代表、山田知充・兒玉裕二), 7-16.
- 5) 兒玉裕二・竹内由香里 1993 高山帯における夏期の融雪と流出 I - 雪渓の融雪過程と季節変化-. 低温科学, 物理篇, **52**, 25-38.
- 6) Kobayashi, D. 1985 Separation of snowmelt hydrograph by stream temperature. *Jour. Hydrology*, **76**, 155-162.
- 7) 野村陸・石井吉之・兒玉裕二・小林大二 1990 融雪流出の遅れ過程 I - 融雪水の積雪内伝播-. 低温科学, 物理篇, **49**, 1-14.