HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	大雪山系における多年性雪渓の分布および「雪壁雪渓」の消長について ： 大雪山の雪渓調査　V
Author(s)	成瀬, 廉二; 石本, 敬志; 坂本, 雄三 他
Citation	低温科學. 物理篇, 30, 115-128
Issue Date	1973-03-05
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18204
Type	departmental bulletin paper
File Information	30_p115-128.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Renji NARUSE, Keishi ISHIMOTO, Yūzo SAKAMOTO and Syūhei TAKAHASHI 1972 Studies on the Distribution of Perennial Snowpatches and the Mass Balance of a Snowpatch "Yukikabe" in the Daisetsu Mountain Region, Japan. (Studies of Firn on Mt. Daisetsu in Summer, V.). *Low Temperature Science, Ser. A, 30.* (With English Summary p. 127)

大雪山系における多年性雪渓の分布および「雪壁」雪渓の消長について*

——(大雪山の雪渓調査 V)——

成瀬廉二
(低温科学研究所)

石本敬志・坂本雄三・高橋修平
(北海道大学大学院 理学研究科)

(昭和47年10月受理)

I. まえがき

北海道中央部，大雪山系高根ヶ原の東斜面に夏のおわりでも毎年みられる「雪壁」雪渓について，北海道大学低温科学研究所の雪渓研究グループは1963年の予備調査以来，毎夏雪渓の雪氷学調査を行なってきた。これら一連の調査では，「雪渓の消耗過程」および「多年性積雪の変態過程」を主要な研究項目にしていた。1964年（第1年度）から1968年（第5年度）までの調査の結果は前報告I～IVに述べた[1),2),3),4)]。また，1970年（第7年度）までの調査のうち，「多年雪の変態」については，若浜・成田が既に報告した[5),6)]。

本報告では，1971年の夏に実施した表大雪山系における多年性雪渓の分布に関する調査の結果を述べ，さらに，1964年から1971年までの「雪壁」雪渓の測量結果をまとめ，雪渓の消長について過去8年間の経年変化を考察する。

1971年（第8年度）には，調査地域を「雪壁」雪渓から表大雪山系全域にひろげ，融雪末期に残存する多年性雪渓の分布，およびそれらの形態の特色などについて調査を行なった。本調査の目的は次の三点に要約される。

(1) 大雪山系には高根ヶ原周辺以外にも規模の大きな雪渓が数多くあることが知られているが，融雪末期まで残る雪渓についての正確な記録はない。登山案内書にも，「万年雪」についてしばしば誤った記述が見られる。前年までの調査で，「雪壁」雪渓において6年前の（氷化した）雪が確認されているが，他の地域において実際にどの程度の規模の雪渓が越年しているかを明らかにすること。

(2) 近年，国府谷[7)]によって，白雲岳東側や，凌雲岳と桂月岳の間の谷頭にカール状の氷蝕地形があると報告された。この他にも，高根ヶ原東斜面，化雲岳北側，トムラウシ山北東部などにも氷蝕地形があるとされている。雪渓調査は，これらの地形形成の要因をさぐる一助に

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1218号

なると考えられる。そのため，現在の雪渓がどのような地形のところに残るかということに注目して，多年性雪渓の分布を調べること。

(3) 構造土やハンモックなどの凍結土現象は，温度条件，水分の供給という点で雪渓の存在と関係があると考えられる。現在の雪渓が，これらの凍結土の発達または保存に如何なる影響を与えているかについて手がかりを得ること。

1971年の調査は，7月9日～7月15日（予備調査），9月8日～9月15日（本調査），9月29日～10月3日（補足調査）の3回にわたり，いずれも凍結土調査[8),9)]と共同で行なわれた。

II. 多年性雪渓の分布

1) 調査の概要

9月中旬の本調査では，北鎮岳周辺からトムラウシ山まで表大雪山系のほぼ全域を踏査し，各山頂からの写真撮影により雪渓分布を調べるとともに，28個の大規模な多年性雪渓において

第1表 表大雪山系における主な多年性雪渓（1971年9月）

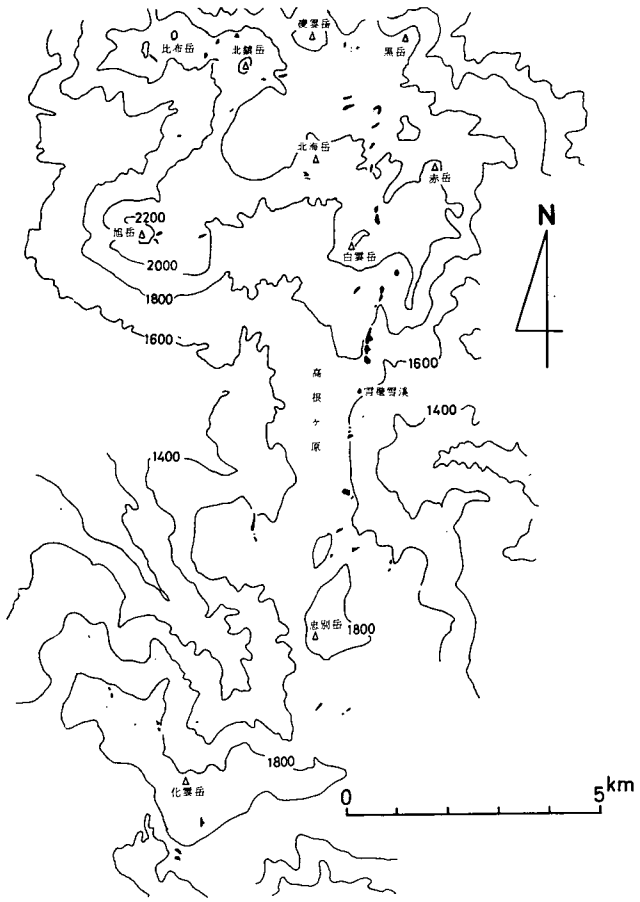
場所	分類	斜面の向き	斜面の傾斜	面積
比布・北鎮・鞍部	C (T)	S 80° E	10°～27°	$4.1\times10^3m^2$
北鎮岳北沢	T (C)	N 25° E	10°～40°	2.7
北鎮岳西斜面	L	N 70° W	11°～19°	1.1
北鎮岳南東斜面上部	C (T)	S 70° E	15°～32°	2.3
北鎮岳南東斜面下部	L (C)	N 60° E～N 80° E	8°～11°	8.5
白水川谷頭凌雲東	C	S 80° E	14°～24°	2.2
白水川谷頭黒岳石室西	C (L)	N	15°～21°	1.0
黒岳・北海岳鞍部第1	L	S 70° E～N 80° E	7°～17°	3.5
黒岳・北海岳鞍部第2	T	S 30° E～S 50° E	5°～54°	11.4
北海岳南沢第1	C (L)	S 50° E	13°～17°	0.7
北海岳南沢第2	C (L)	S 60° E	18°	0.8
旭岳東斜面	C	N 80° E	10°～22°	4.3
旭岳南斜面	C (L)	S 45° E～S 80° E	18°～23°	2.0
白雲岳北U字谷第1	T	N 65° E	10°～58°	7.4
白雲岳北U字谷第2	T	S 55° E	10°～67°	6·4
白雲岳石室雪田	C	S 62° E	18°	7.8
小白雲岳東斜面	C	S 45° E	18°	12.
ヤンベ谷頭第1	T (L)	S 65° E	5°～	12.
ヤンベ谷頭第2	T (C)	S 60° E	10°～45°	4.
高根ケ原東第1	T (C)	S 80° E	17°～42°	0.8
高根ケ原東第2	T	S 55° E～S 75° E	20°～72° (?)	24.
高根ケ原東第3	T	E	18°～?	12.
高根ケ原東第4	T	N 80° E	?	14.
「雪壁」	T (C)	S	15°～38°	1.90
忠別沼	C	E	11°	2.
忠別岳石室	L	S 48° E	17°	4.
ヒサゴ沼西	C	S 62° E	22°～25°	6.
ヒサゴ沼北西	L	S 29° E	4°～17°	4.

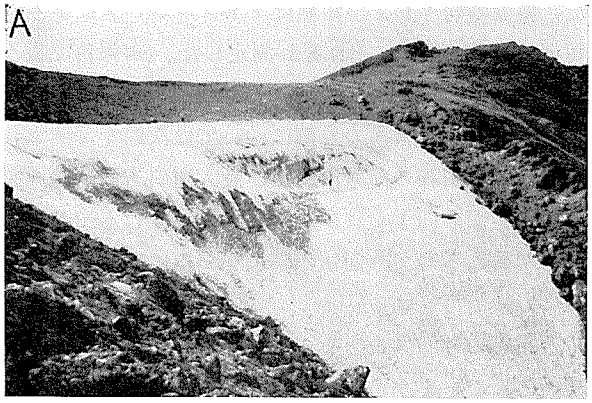
[分類記号] T：横型雪渓，L：縦型雪渓，C：円型雪渓

斜面の向き，傾斜，面積の測定を行なった。斜面の向きおよび傾斜はクリノコンパスにより，面積は簡易トラバース測量または長径と短径の測距により，それぞれ測定した。(本報告で扱う雪渓面積，地表面積は全て水平面投影面積である。) これらの結果を第1表にまとめて示す。調査した雪渓を，おおむね北から南へ順にならべてある。雪渓の分類については次節を参照されたい。斜面の向きおよび傾斜は，雪渓表面の最大傾斜線の向き，および最大傾斜方向に沿う雪渓表面の傾斜を示す。従って，雪渓周辺の地形斜面の向きおよび傾斜とは，必ずしも一致しない。面積の測量方法はそれぞれの雪渓によって異なるので，面積の誤差を一概に述べることはできない。

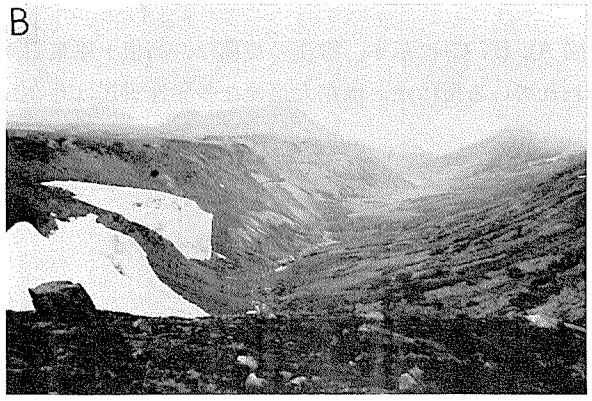
測量結果と写真をもとに作成した多年性雪渓の分布図を，第1図に示す。9月の本調査の際に残存していた雪渓でも，融雪末期には消失してしまうと思われる小規模な雪渓は，第1図に含まれていない。

代表的な多年性雪渓の写真を，第2図 A), B), C) に示す。雪渓の規模は，高根ヶ原東斜面に残るものが最も大きい。氷蝕地形と言われている所には，現在大規模な多年性雪渓は存在し

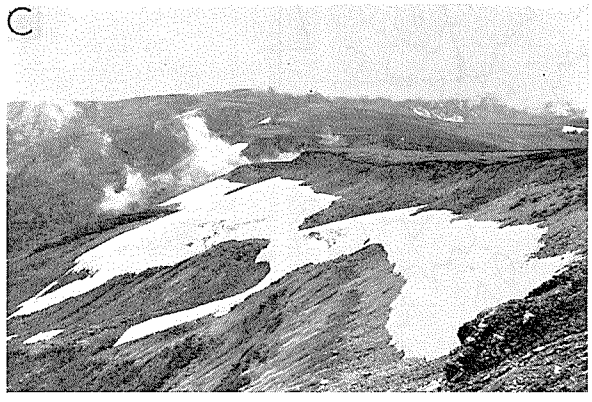

比布岳
北鎮岳
凸
凹
凸
凸
凸



A) 北鎮岳北部谷頭の雪渓 (9月10日): 雪渓上部の傾斜は約10度，下部は約40度で，中央部に大きな凹地がある (写真では，凹地の中に人が見える)。横型 (円型) 雪渓



B) 白雲岳北部U字状谷の雪渓 (9月12日): 白雲岳北部のU字状の氷蝕地形 (といわれている) の谷頭西寄り斜面の窪地に残ったもの。写真手前から，第1および第2雪渓。いずれも，上部の傾斜は約10度，下部は50～70度で，表面にはクレバスがいくつかある。横型雪渓



C) 高根ヶ原東斜面の雪渓 (9月12日): 写真手前から，第2および第3雪渓。大雪山系では，面積，体積とも最も規模の大きな雪渓。いずれも，上部の傾斜は15～20度，中央部では数10度ある。傾斜の変曲点付近にはクレバスが多い。クレバスの断面には，年層と思われる氷層が10層以上見られた。横型雪渓

第2図 大雪山系における代表的な多年性雪渓の写真 (1971年9月)

ていない。

10月初旬の補足調査では，雪壁雪渓の測量と，雪渓表面模様の観察および測定を行なった。

2) 雪渓の分類

今西[10]は，日本アルプスの多年性雪渓を，雪渓が存在する位置に着目して，カールの上端，稜線近くに残る「上位万年雪」と，谷に残る雪渓プロパーの「下位万年雪」とに分類した。樋口[11]は，雪渓を形成機構にもとづいて，「吹きだまり型」，「なだれ型」，「混合型」分類を提唱

した。樋口の「吹きだまり型」は今西の「上位万年雪」に,「なだれ型」は「下位万年雪」に,それぞれほぼ対応する。大雪山の多年性雪渓には,なだれが形成要因と考えられるものはなく,樋口の分類によれば,大雪山の多年性雪渓は全て「吹きだまり型」となる。

一方 Lewis, W. V. は雪蝕地形 (特に nivation hollows) に関連して,雪渓をその形態から「Transverse snowpatches」,「Longitudinal snowpatches」,「Circular snowpatches」に分類した[12]。これらを仮りに「横型雪渓」,「縦型雪渓」,「円型雪渓」と呼ぶことにする。本報告では,以下に記す基準にしたがって大雪山系の多年性雪渓を三種類の型に分類した。

(1) 横型雪渓 (Transverse snowpatch)

山稜の風下側に,稜線に平行に細長く残るもの。稜線に直角な方向の断面は,上半部の緩斜面と下半部の急斜面とに顕著にわかれ,角型を呈する。冬期卓越風の風下側に発達した雪庇または雪堤が,その形態を保って残ったものと考えられる。

(2) 縦型雪渓 (Longitudinal snowpatch)

谷の底を埋め,谷の流路方向に細長く残るもの。

(3) 円型雪渓 (Circular snowpatch)

斜面または平地の窪地などに,斑点状に残るもの。平面の形に円に近い。

融雪初期から中期にかけての頃には,谷を埋める縦型の雪渓が多く見られるが,それらの大部分は9月頃には消失し,越年する大きな規模の雪渓は横型が卓越し,総雪渓面積に対する横型雪渓面積の割合は55% を示した (第2表参照)。しかし,第1表に示した28個の主な雪渓の内,各型の雪渓の「個数」で比べると,円型雪渓が全個数の41% で最も多く,続いて横型雪渓34%,縦型雪渓25% となる。なお以上の算出にあたって,2種類の型の混合した雪渓では,面積,個数とも1/2として処理した。

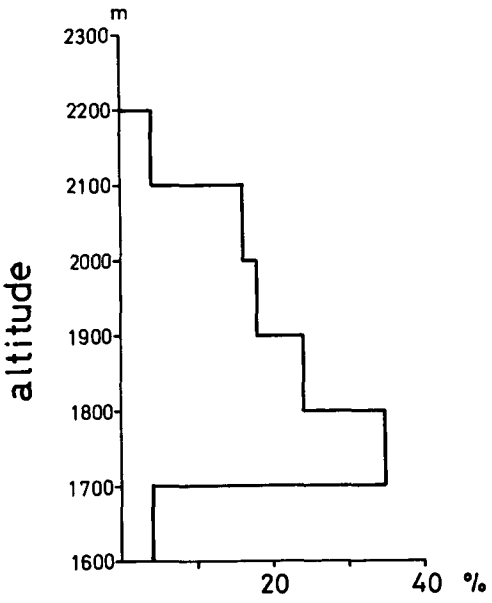
第2表 雪渓の分類別面積比 (1971年9月)

雪渓の型	面積百分率
横型	55%
縦型	15%
円型	30%

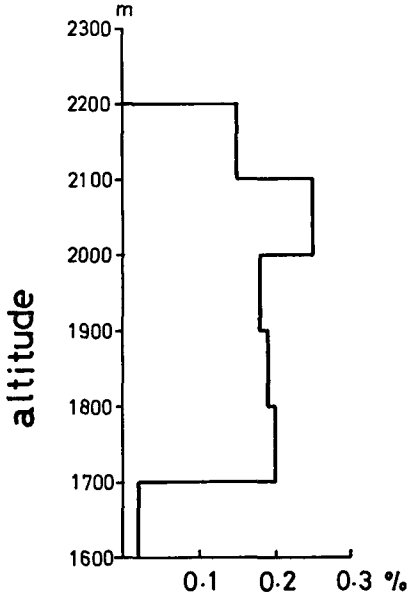
3) 雪渓の分布

総雪渓面積に対する,高度100m間隔毎の雪渓面積の割合を,第3図に示す。海抜1700～1800mの間に雪渓総面積の35% が分布し,最も多く,高度がそれより増すにつれて面積が減少している。このことは,雪渓が吹きだまりによって涵養されやすい場所,特に高根ヶ原東斜面が海抜1700～1900mの範囲にあることに帰因しているわけで,第3図の分布の形は,「雪渓」から見た大雪山系の山体の特徴を表わしているとみなすことができる。

一般に,ある山塊において同一高度範囲を占める地表面積は,高度が低い領域ほど大きいので,それだけ雪渓が存在し得る確率も増すと考えられる。そこで高度による地表面積の相違を標準化するために,高度100m間隔毎において雪渓の占める面積の,同一高度領域の地表面積に対する割合を求め,第4図に示す。地表面積は,五万分の一の地形図を,100m毎の等高線に沿って切り抜き,その紙片を天秤にて秤量して求めた。この結果によると,雪渓面積比は2000～2100mの間がわずかに大きいが,1700～2200mの間では全て約0.2% で,一様な傾向を示した。一般に高度が高い程融雪量が少ないということと,大雪山系では前述のように高度が低い所 (1700～1900m) の方が雪がかたまりやすいということが,お互いに相殺されてこの



第3図 高度別雪渓面積分布図
(1971年9月)

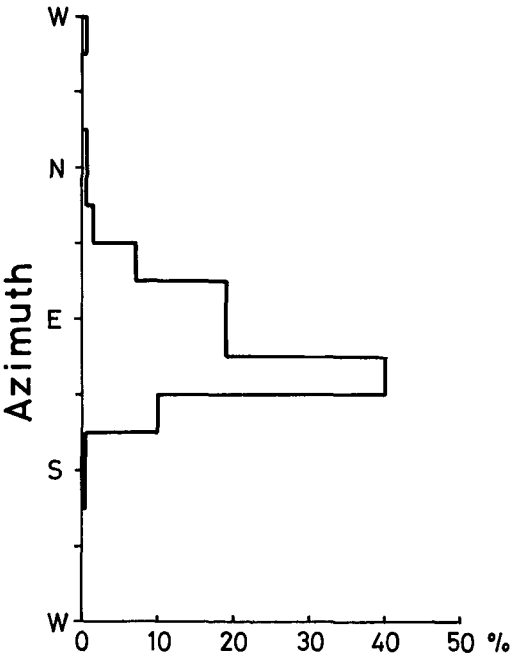


第4図 地表面積に対する雪渓面積の割合の高度別分布図 (1971年9月)

ような一様な分布を示したのであろう。この分布の形も，大雪山系の特徴を表わしているといえる。

一方，第1表に示した28個の主な雪渓の内，高度別の雪渓の「個数」で比べると，1700～1800 m および 2000～2100 m の間にそれぞれ8個の雪渓があって最も多く，続いて，1700～1800 m に5個，1900～2000 m に3個，1600～1700 m および 2100～2200 m にそれぞれ2個となる。

次に，雪渓表面の斜面の向きについて雪渓の分布を調べる。斜面の向きを16方位に区分したとき，それぞれの向きを占める雪渓面積の，総雪渓面積に対する割合を第5図に示す。この結果によると，斜面の向きはほとんど全て北東から南南東の間にあり，西向き斜面にはわずかしかない。特に，東南東から南東向きの斜面が最も多く，約40% を占めている。一般に融雪量は南寄りの斜面で多いが (例えば，小島等[13])，雪渓の方位分布はこのことを裏づける傾向を示してはいない。第5図の結果は，大雪山系の多くの雪渓は



第5図 雪渓斜面の方位別面積分布図
(1971年9月)

冬期西または北西の卓越風によって山稜の風下側に吹きだまって涵養されている，ということを強く示している。

III. 「雪壁」雪渓の消長

1) 雪渓の形態

雪壁雪渓およびその周辺の地形的概観については，前の報告に詳しく述べられているのでここでは説明を省く。雪渓の周囲に数個の基準点を設け，毎夏1～3回簡易測量を行ない雪渓の面積および体積を測定している。既に報告された過去の測量結果をも含め，それらを第3表に示す。本報告であつかう雪渓の面積は，全て水平面投影面積である。

雪壁雪渓の体積と面積の関係を，1964年から1971年までまとめて第6図に示す。雪渓が，融雪の進行とともに初期の形と相似を保ちつつ消耗するもの（例えば，円錐形）であるとすると，雪渓の体積 V と面積 S の間には次式の関係が成り立つ。

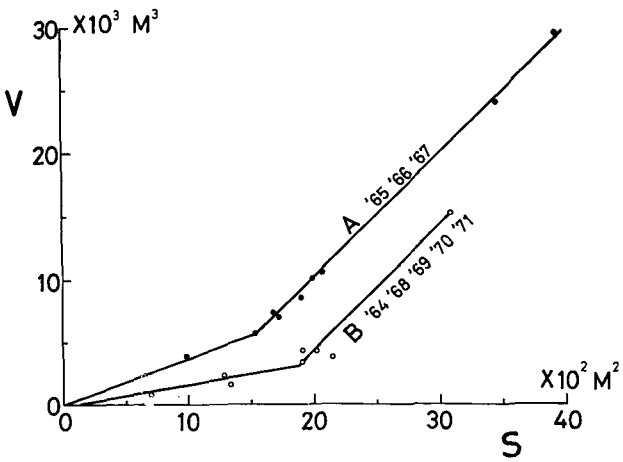
$$V^2 \propto S^3 \qquad (1)$$

雪壁雪渓の容器は小さな圏谷に似ているので，第6図の体積と面積の関係は(1)式に近い曲線で表わされると考えられるが，ここでは近似的に折れ曲る直線にて表わすことにする。この場合，図に黒丸，白丸で示したように，2組の群に分けることが適当である。すなわち，A群は1965, 1966, 1967

第3表 雪型雪渓の規模

年度	年	月日	面積 $\times 10^2 m^2$	体積 $\times 10^3 m^3$
I	1964	8. 27	6.9	0.8
II	1965	8. 27	20.6	10.5
		9. 3	18.9	8.6
		9. 23	15.3	5.7
III	1966	8. 6	39.1	29.4
		6. 13	19.8	10.1
		10. 10	16.7	7.4
IV	1967	7. 27	34.3	24.0
		9. 2	17.2	7.0
		10. 10	9.8	3.9
V	1968	8. 1	30.8	15.2
		8. 29	19.0	4.3
VI	1969	9. 3	20. 1	4.3
VII	1970	9. 4	21.4	3.8
		9. 26	13.3	1.6
VIII	1971	9. 9	19.0	3.4
		10. 3	12.8	2.4

面積は水平面投影面積



第6図 雪壁雪渓の体積 V と面積 S の関係
黒丸がA群（1965, 1966, 1967年），白丸がB群（1964, 1968, 1969, 1970, 1971年）

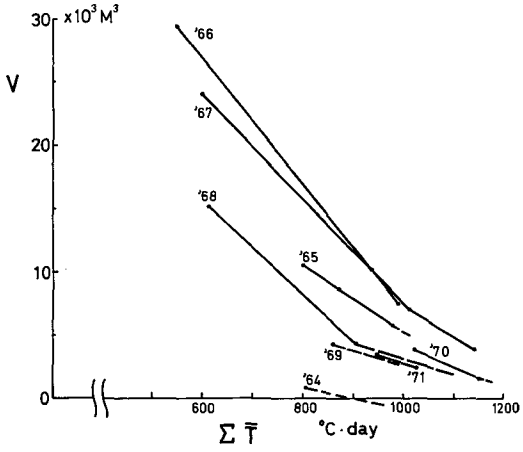
年で，B群は1964, 1968, 1969, 1970, 1971年である。A群の年の方がB群に比べて，同一面積のとき雪渓の平均の厚さが大であったことを示している。雪壁雪渓は，毎年，傾斜の緩い(10～20度)上半部と，急な(35～45度)下半部とからなり，最大傾斜方向の断面の輪郭は，融雪初期の形状を保ちつつ一様に消耗して行く，ということが，今までの調査でわかっている。従って，A群とB群の年とでは，冬期における雪渓への堆積の様子が異なっていたことになる。このことは，例えば1967年と1968年とでは雪渓の最大傾斜線に沿う断面の輪郭の形状がはっきり異なっていた(前報告IV[4])ことからも良くわかる。雪壁雪渓は，前述のように，山稜の風下に発達した「吹きだまり型」・「横型(円型)」雪渓だから，両群の年では雪渓を涵養するような卓越風の構造が少し異なっていたということが想像できる。

以上のことは，後で述べる雪渓の消長に大きな影響をおよぼす。

2) 雪渓の消耗過程

雪渓の質量収支を考察する前に，まずある時期における雪渓の規模を示す「量」を統一する。「量」としては，雪渓の面積，体積，重量，最大の厚さ，平均の厚さなどが考えられるが，ここでは測量から求められている体積を用いる。

1964年から1971年までの各年における雪壁雪渓の消耗の過程を，夏期気温を用いて調べてみる。雪壁雪渓の体積 V とその時までの積算温度 $\sum \bar{T}$ との関係を第7図に示す。積算温度は，旭川地方気象台の日平均気温の値を用い，気温減率を0.6°C/100 m と仮定して雪渓の高度へ換算し，融雪が始まる頃からの日平均気温を0°C以上の値のみ積算したものである。雪壁雪渓の高度において，日平均気温が初めて0°C以上になるのは4月下旬～5月上旬で，0°C以上にならなくなるのは10月上旬である。第7図では，各年の体積実測値を実線で結び，その後融雪末期まで推定して外挿したものを破線にて表わしてある。外挿の方法については後で述べる。



第7図 雪壁雪渓の体積 V (m^3) と積算温度 $\sum \bar{T}$ (°C·day) の関係
破線は，推定により10月10日まで外挿したもの

一般に，長期間の融雪量の総和は積算温度にかなり良く比例するが（例えば，石井[14]，大浦等[15])，雪渓では体積の減少とともに面積も減少するので，体積と積算温度の間に一次の比例関係はない。しかしながら第7図に見られる如く，雪渓がまだあまり小さくならない時期では，1965年および1966年のそれぞれ3回の実測値は，いずれも急な勾配をもつ直線上にある。一方，雪渓の体積が $5\sim7\times10^3 m^3$ より小さくなると，1967年，1970年，1971年の実測値で示されているように，積算温度の増加にともなう体積減少の割合は小さく（直線の勾配は緩く）なる。今ここでは，雪渓の体積 V は面積 S の3/2乗に比例し，積雪の密度は ρ 全層一定，およびある期間の融雪量 M はその期

間の積算温度 $\sum \overline{T}$ に比例すると仮定すれば，以下に導かれるように体積は積算温度の三次式で表わされることになる。すなわち，第7図の両者の関係は，下記の(8)式で表わされる曲線(ただし，V, $\sum \overline{T}$ ともに正の部分)に近いものであると考えられる。ここでは近似的に，体積 $5\sim7\times10^3 m^3$ 付近で一回折れ曲る直線にて表わすことにする。融雪末期の10月上旬に体積の測定を行なっていない年では，直線の勾配が他の年の同体積の時期の勾配と等しくなるように，10月10日の積算温度まで外挿した。本報告では，10月10日を収支年 (balance year) の最終日とする。

(体積と積算温度の関係)

$$\text{仮定}\begin{cases} V^2 \propto S^3 & (1)\\ \rho = \text{const.} & (2)\\ M \propto \sum \overline{T} & (3)\end{cases}$$

微小時間の融雪量 dM は，

$$dM = -\rho \frac{dV}{S} \qquad (4)$$

で表わされ，(4)に仮定(1), (2)を代入すると，

$$dM \propto -\frac{dV}{V^{2/3}} \qquad (5)$$

となり，これを積分すると，

$$V^{1/3} - V_0^{1/3} \propto -M \qquad (6)$$

となる。但し，V_0 は融雪が始まるときの体積。(3), (6)より，

$$V^{1/3} - V_0^{1/3} \propto -\sum \overline{T} \qquad (7)$$

すなわち，

$$V = -a(\sum \overline{T} - b)^3 \qquad (8)$$

となる。但し，a, b は正の定数。

3) 雪渓の消長

雪渓などにおいて年間の質量収支 (mass balance) を調べるためには，冬期における堆積量 (accumulation) と夏期における消耗量 (ablation) をそれぞれ測定し，その差を比較することが普通行なわれる。その結果，実質収支 (net balance) がプラスの時には雪渓は増大し，マイナスの時には縮小することになる。雪壁雪渓では冬期または春期の調査を行なっていないので，年間堆積量の見積りが困難である。そこで，融雪末期 (収支年の最終日) における雪渓の規模 (ここでは体積) を比較し，前年の規模との大小から実質収支を判定することにする。この方法は，雪渓の圧密縮小が無視し得る程度に小さいと仮定すれば正しい。雪渓の底における融雪量も，全体の消耗量に含まれる。

第4表に，1964年～1971年の各年の融雪末期の体積を示す。(*) 印のついたものは第7図から外挿して求めた推定値であり，(*) 印のないものは実測値である。また，第4表には，第

第4表 雪壁雪渓における融雪末期の雪渓の規模および夏期気温，実質収支

年	第7図の群 (A, B)	融雪初期の体積 (大～小)	融雪末期の体積 ($\times 10^3 m^3$)	融雪期の全積算温度 (°C·day)	実質収支 (+～−)
1964	B	甚 小	0*	963	−
1965	A	大	5.0*	1012	++
1966	A	甚 大	7.4	992	++
1967	A	甚 大	3.9	1140	−−
1968	B	小	1.8*	1098	−
1969	B	小	2.7*	988	+
1970	B	小	1.3*	1176	−
1971	B	小	2.4*	1027	+

(注) 体積に (*) の付いた値は推定値，他は実測値

7図から推定した融雪初期の体積を，甚大，大，小，甚小の4階級に分けて示し，さらに各年の融雪期の全積算温度をも示した。融雪末期の体積が，前年のそれより著しく大きい場合には実質収支が (++)，著しく小さい場合には (−−)，やや大きい，やや小さい場合にはそれぞれ (+)，(−)，と判定し，第4表に表わした。

融雪末期の体積および融雪期の全積算温度の年変動を，第8図にまとめて示す。質量収支には冬期の堆積量の多少が大きく影響するが，夏期気温が高い年には越年する雪渓の規模が小さくなる，という大まかな傾向は見られる。

第8図 雪融末期の雪渓体積 V，および融雪期の全積算温度 $\Sigma \bar{T}$ の年変化

以上に述べたことと，すでに報告されているボーリングによる多年雪採取の結果をまとめ，最近8年間の雪壁雪渓の消長について，年をおって眺めてみると次の如くなる。

(1) 1964年の夏には，前年の予備調査のときの同時期の写真と比較して，雪渓の規模はかなり小さかった[1]。この年は，「涼しい夏（全積算温度が小さい）」であったにもかかわらず，第7図の推定によると融雪末期には雪渓は完全に消失した。このことは，翌年以降のボーリングでも1964年の雪が得られなかった[2),3)]ことからも確かめられた。

(2) 1965年の夏には，雪渓の規模は前年に比べ非常に大きく（第7図），1964～65年の冬期に多量の堆積があったと考えられる。前年よりもやや「暑い夏」であったが，融雪末期には多量の雪が残り，越年した。翌年のボーリングでも2年雪が確認された[3)]。

(3) 1966年の夏には，雪渓の規模は前年よりもさらに大きかった。その上「涼しい夏」であったため，前年より多量の雪が残り，越年した。この8年間で，越年する雪渓の規模が最

も大きくなったのはこの年である。

(4) 1967年には，融雪初期の雪渓規模は前年とほぼ同程度であったと思われるが（第7図），「暑い夏」であったため1966～67年に堆積した雪は全て消失し，実算収支は大幅にマイナスとなった。翌年のボーリングの際，2年雪は得られず，3年雪（1965～66年に堆積した雪）および4年雪（1964～65年に堆積した雪）のみ確認された[4]ことと合致する。（第7図または第8図から判断すると，1967年の融雪末期には，1965～66年に堆積した雪も消失したことになるが，雪渓下層における圧密縮小と底部での融雪量が，厚さにして年間約1m程あるので，1965年に越年した雪は1967年には当初の体積よりかなり小さくなっていると考えられるので，1968年に3年雪が確認されたことに矛盾は生じない。）

(5) 1968年の夏には，雪渓上半部に大きな凹部が見られ[4]，堆積の様子は前年と大きく異なっていた。前年の同時期に比べ体積が小さかった上に，比較的「暑い夏」であったため，実質収支は，前年に続きマイナスとなった。翌年のボーリングでも，この年の雪は認められなかった[5),6)]。

(6) 1969年は，堆積の様子は前年とほぼ同様であったと考えられるが，比較的「涼しい夏」であったため，実質収支はややプラスであった。しかし，翌年のボーリングでは，この年越年したと思われる雪は確認されていない[5),6)]。

(7) 1970年は，「暑い夏」であったため，実質収支はややマイナスとなった。ただし，翌1971年にはボーリングを実施していないので確認はされていない。

(8) 1971年は，実質収支はややプラスであったと考えられる。

樋口等[16),17)]は，北アルプス劔沢の雪渓における質量収支の変動について述べているが，それらの要点をまとめると次の通りである。

「黒部川流域における降水量と気温の観測資料から推定すると，1959年まで約10年間収支がプラス，1960～64年がマイナス，1965年以降（1967年まで）が再びプラスであった。はまぐり雪は，氷の年層から推定すると，1964年に消失した。はまぐり雪における1968～70年の観測結果によると，1968年は全域が涵養域，1969年は全域が消耗域，1970は上流部分が涵養域，下流部分が消耗域であった。」

雪壁雪渓とはまぐり雪とで，1968年と1969を除いては，雪渓消長の変動の傾向が一致している。いずれも同じ「吹きだまり型」雪渓とはいえ，両者とも1964年の融雪末期に一時消失し，翌年から再び成長を始めたという事実は興味深いことである。

IV. ま と め

1971年の夏に実施した大雪山系における多年性雪渓の分布の調査結果を第II章に，雪壁雪渓における過去8年間の測量結果から得られた質量収支の年変動についてを第III章に，それぞれ述べた。得られた結果を以下にまとめる。

1) 表大雪山系には多年性雪渓が数多くある。特に，北部高根ヶ原の東斜面，およびヤンベタップ川谷頭には規模の大きな雪渓がある。雪渓の規模を，表面積のみで比較すると，雪壁雪渓は大きい方から約20番目となる。

2) 多年性雪渓の中では，山稜の風下側に稜線に平行に細長く残る「横型雪渓」が多く，全雪渓面積の55%を占めている。

3) 多年性雪渓は，海抜高度1700～1800 mの間に最も多く分布し，全面雪渓面積の35%を占めている。

4) 地表面積に対する，雪渓の占める面積の割合は，2000～2100 mの間がわずかに多いが，1700～2200 mの間では全て約0.2%でほぼ一様である。

5) 多年性雪渓の表面の斜面の向きは，北東から南南東の間にほとんど全てであり（全雪渓面積の95%）特に東南東から南東の向きが最も多い（40%）。

6) 雪壁雪渓の実質収支は，測量の結果から判定すると，1964, 1967, 1968, 1970年がマイナス，1965, 1966, 1969, 1971年がプラスであった。

7) 雪壁雪渓は，1964年の融雪末期には一度消失し，1966年には過去8年間の内で最も規模が増大した。1968年から1971年の間は，雪渓の消長にあまり大きな変動はなかった。

本研究を行なうあたり，低温科学研究所の大雪山雪渓研究グループに参加された数多くの方々から，多大な協力を得ている。特に1971年の調査は，同グループの石川信敬氏，西尾文彦氏，福田正巳氏，川田邦夫氏，高倉裕一氏，田沼邦雄氏，木下誠一教授，若浜五郎教授の助力，助言に負うところが大きい。また，本報告をまとめるにあたっては，北海道大学低温科学研究所石田完教授，名古屋大学理学部水質科学研究施設樋口敬二教授より適切な助言を得た。以上の方々に厚く感謝の意を表します。

なお，本研究に要した費用の一部は，文部省科学研究費（積雪災害に関する特定研究費）から支出された。

文　献

1) 木下誠一・和田昭夫・堀口　薫・若浜五郎・中村　勉・遠藤八十一・藤岡敏夫・清水　弘・成田英器・田畑忠司・小野延雄 1965 大雪山の雪渓調査（第1年度）. 低温科学, 物理篇, **23**, 121–127.

2) 木下誠一・堀口　薫・若浜五郎・中村　勉・清水　弘・秋田谷英次・成田英器・田畑忠司・小野延雄・青田昌秋・牛木久雄・山田知充 1966 大雪山の雪渓調査（第2年度）. 低温科学, 物理篇, **24**, 201–210.

3) 若浜五郎・遠藤八十一・山田知充・牛木久雄・成瀬廉二 1968 大雪山の雪渓調査（第3年度）. 低温科学, 物理篇, **26**, 215–235.

4) 若浜五郎・清水　弘・秋田谷英次・成田英器・田沼邦雄・山田知充・成瀬廉二・北原武道・佐藤尚之・石川信敬・河村俊行 1969 大雪山の雪渓調査 IV（第4, 5年度）. 低温科学, 物理篇, **27**, 181–196.

5) 若浜五郎・成田英器 1971 雪渓に於ける多年雪の変態. 昭和46年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, p. 77.

6) Wakahama, G. and Narita, H. 1971 Metamorphism from snow to firn and ice in a small snow patch in Mt. Daisetsu, Hokkaido, Japan. Symposium on interdisciplinary studies of snow and ice in mountain regions, *IUGG. Intern. Assoc. Sci. Hydrod.*, XV General Assembly, Moscow 1971.

7) 国府谷盛明 1963 大雪山地域の氷蝕地形. 地下資源報告30号.

8) 川田邦夫・福田正己・高倉裕一 1971 大雪山系北海平の凍結土に関して. 昭和46年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, p. 79.

9) 福田正己・田沼邦雄 大雪山系の凍結土現象について（準備中）.

10) 今西錦司 1933 日本アルプスの雪線に就いて. 山岳, **28**, 193-226. (今西著「日本山岳研究」中央公論社, 1969, p. 63-94 に再録).
11) 樋口敬二 1968 日本における雪渓の氷河学的研究. 雪氷, **30**, No. 6, 195-207.
12) Davies, J. L. 1969 Landforms of Cold Climates. Australian National University Press, Canberra, p. 70-72.
13) 小島賢治・小林大二・油川英明・成瀬廉二・石本敬志・石川信敬・高橋修平 1971 母子里の小流域における融雪, 流出, および熱収支の研究 II. 低温科学, 物理篇, **29**, 159-176.
14) 石井幸男 1959 積雪基礎調査—融雪の研究. 北海道電力株式会社・札幌管区気象台, 1-84.
15) 大浦浩文・小島賢治・小林大二・小林俊一・成瀬廉二・石川信敬 1969 幾寅(金山ダム流域)における融雪の研究 II. 低温科学, 物理篇, **27**, 143-162.
16) 樋口敬二・渡辺興亜・牛木久雄・奥平文雄・上田 豊 1970 劔沢における多年性雪渓の研究 (I). 雪氷, **32**, No. 6, 129-146.
17) Higuchi, K. 1971 On the relation between mass balance of perennial snow patches and climatic variation in central Japan. Symposium on interdisciplinary studies of snow and ice in mountain regions, *IUGG. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.*, XV General Assembly, Moscow 1971.

Summary

Studies on the distribution of perennial snowpatches in the Daisetsu Mountain region, Hokkaido, were carried out in mid-July, mid-September, and early October in 1971. A map showing the locations of the snowpatches at the end of the ablation season was obtained for almost the entire range of the Daisetsu Mountains. Measurements were made at 28 large-scale perennial snowpatches as to the size of the surface area of each snowpatch, the inclination of each snow surface, the direction of the slope of each snow surface, and the shape of each snowpatch. These snowpatches were divided into three major groups, namely, transverse, longitudinal, and circular ones, which were classified by Lewis for nivation hollows and their associated snowpatches (Davies: Landforms of Cold Climates).

This report also includes the results of studies on the mass balance of the perennial snowpatch called "Yukikabe" in the Daisetsu Mountains. The surface area and the volume of the "Yukikabe" snowpatch have been surveyed by the geodetic method once or 3 times every summer from 1964 to 1971. By comparing the size of the volume of the snowpatch at the end of the ablation season each year with that of the previous year, the net mass balance of the "Yukikabe" was inferred: that is to say, largely positive (++), slightly positive (+), slightly negative (−), or largely negative (−−).

Results of the studies are summarized as follows:

(1) Several large-scale perennial snowpatches, mostly transverse ones, exist on the leeward slope of the "Takanegahara" plateau. The greatest one of them has 2.4×10^4 m^2 in surface area in mid-September of 1971; while "Yukikabe" snowpatch has 0.19×10^4 m^2.

(2) The total surface area of transverse snowpatches comprises 55% of that of the entire perennial snoswpatches; longitudinal snowpatches 15%; circular snowpatches 30%.

(3) In respect to the surface area of the snowpatch, 58% of the entire perennial snowpatches are distributed in the altitude of 1700–1900 m; the other 42% in 1600–1700 and 1900–2200 m.

(4) Also in respect to the surface area, 59% of the entire perennial snowpatches are distributed on the slope of the direction between the eastward and southeastward. Very few snowpatches were observed on the slope of the westward direction (from north to south) at the end of the ablation season.

(5) The relation between the volume and the surface area of the "Yukikabe" snowpatch showed that the forms of "Yukikabe" (i,e, the mode of accumulation in winter) were clearly different between two groups of years, namely, a group of 1965, 1966 and 1967; another group of 1964, 1968, 1969, 1970 and 1971.

(6) The net mass balance of the "Yukikabe" snowpatch was inferred to be (++) in 1965 and 1966, (+) in 1969 and 1971, (−) in 1964, 1968 and 1970, and (−−) in 1967.

(7) From the relation between the volume of the "Yukikabe" snowpatch and the accumulated air temperature above 0°C, it became evident that the "Yukikabe" had been once extinct at the end of the ablation season in 1964, after the negative net balance mainly due to the small amount of accumulation in the winter of 1963–64. It coincides with the fact that the snow layer deposited in the winter of 1963–64 was not found in the firn cores collected in 1965–1970.

(8) It was also found that the volume of the "Yukikabe" at the end of the ablation season had become the greatest in size in 1966 among these 8 years, as the results of large accumulations in the winter of 1965–66 and fairly low air temperatures in the summer of 1966.