HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	亜極地寒冷氷河における上積氷の生成について
Author(s)	若浜, 五郎; 長谷美, 達雄
Citation	低温科學. 物理篇, 32, 161-174
Issue Date	1974-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18254
Type	departmental bulletin paper
File Information	32_p161-174.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Gorow WAKAHAMA and Tatsuo HASEMI 1974 Formation of Superimposed Ice in Sub-polar Glaciers. Laboratory Experiments and Numerical Simulations. *Low Temperature Science, Ser. A, 32.* (With English Summary p. 172)

亜極地寒冷氷河における上積氷の生成について*

若浜五郎
(低温科学研究所)
長谷美達雄
(低温科学研究所研究生)

(昭和49年10月受理)

I. まえがき

アラスカ南部などの温暖氷河では，温暖変態による雪の圧密化が，また，南極大陸中央部のような高緯度極地氷河では，寒冷変態による雪の圧密化が雪から氷河氷への主要な転化機構である。これに対し，温暖氷河と高緯度極地氷河の中間に位する北極圏各地の亜極地氷河 (sub-polar glacier) では，融雪水の再凍結による氷化が雪から氷河氷への主要な転化機構といわれる。亜極地寒冷氷河の源流域では，夏期，融雪水が積雪層を滲透・流下し，ついには下流へ流出するが，一部は積雪中の止水面あるいは下層部の連続氷の上面で凍結する。こうしてできた氷が前年の氷層の上に連続して蓄積される氷を上積氷という (英語の super-imposed ice の定訳がないので，ここでは仮に上積氷という)。

若浜ら[1]は，北極圏アラスカの亜極地寒冷氷河であるマッコール氷河を調査し，融雪期の初期から最盛期にかけて同氷河の源流域で上積氷が活発に生成しつつあるのを確認した。彼らの観測によると，マッコール氷河では，フイルン層の下に前年までに形成された上積氷の上面に流下・蓄積された融雪水が，上積氷 (これを台氷とよぶ) に蓄えられた寒気によって凍結し，新らしい上積氷が形成される。結論として彼らは，この氷河を流れる氷河氷の大部分が，もともと上積氷でできていること，上積氷の生成量は，場所によっては全融雪量の50% にも達することなどを報告した。

上積氷は融雪水がすぐその場で再凍結して生成されるので，その地点の表面で測定した消耗量が直ちにその場所の真の消耗量とはならない。従って，上積氷の生成量は氷河の質量収支を論ずる上で重要な因子となる。しかし一方で，水を含んだ雪は上からの荷重によって容易に圧密・氷化する可能性もある。もしそうなら，観測された上積氷の一部は，実は圧密によって氷化したものとなり，その分は質量収支に無関係なものとなる。

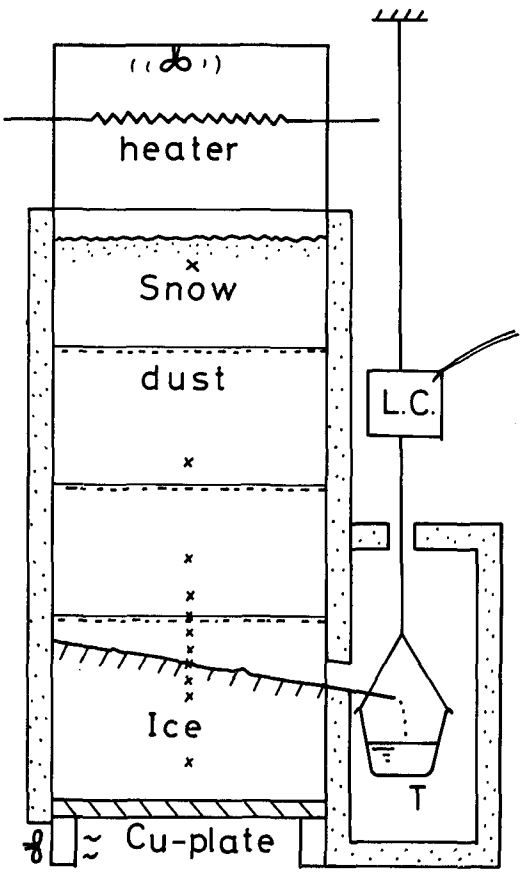
そこで筆者らは低温実験室内で，人工的に上積氷を生成して，圧密・氷化による氷への転化があるか否かを調べると共に，上積氷の生成過程を詳しく調べた。また，この室内実験およびマッコール氷河で観測された上積氷の生成を模して上積氷生成のモデルを作り，上積氷の生

北海道大学低温科学研究所業績　第1336号

成速度，流出速度などを計算し，実際に測定された値と比較した。さらに，任意の亜極地寒冷氷河にも適用できるように，いろいろな融雪速度と温度場を与えた時の上積氷の生成速度，流出速度を求めた。上積氷の生成が，単にマッコール氷河に限らず，北極圏各地に存在する亜極地寒冷氷河や大陸氷床周縁部でも同様に起こっている可能性が大きいからである。

II. 上積氷生成の室内実験

上積氷が生成されるばあい，圧密による雪の氷化が平行して起こっているか否かを調べると共に，上積氷生成初期の雪内部や台氷の温度の移り変り，上積氷の生成速度などを調べるために，低温実験室内で人工的に上積氷を作った。マッコール氷河下部源流域のLC点における上積氷の生成と比較するために，LC点の融雪開始直前の状態とその後の融雪条件に近い状況を再現するように努めた(文献[1]の第2図参照)。



第1図　実験装置の模式図

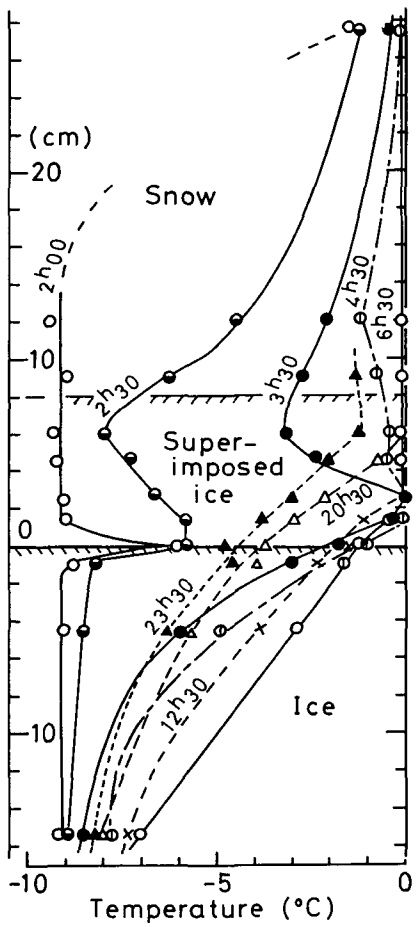
第1図に実験装置を略図で示した。断面30 cm×20 cm，深さ20 cmのアクリル製の枠に，市販氷から切り出した氷のブロックBを入れ，台氷とする。上記LC点の表面斜度と同じ8°の傾斜をつけて切ってある。台氷の下面には厚さ1 cmの銅板を凍着させる。台氷の上には4段のアクリルの枠をのせ，その中に，ふるいでほぐした雪を80～100 cmの厚さに積み上げる。この際，20 cm間隔に薄いおがくずの層を雪の中に水平にはさみ込み，雪の圧密の目印とした。雪の表面にはエオシンの粉を散布した。これは実験中における融雪水の雪内部への滲透状況を知ると共に，台氷上に生成された上積氷を赤く着色させて，雪・台氷の最初の界面を知ろうとするためのものである。雪の平均密度は0.40 g/cm^{3}であった。装置の最上部には，電熱器と扇風機を取り付けたアクリルの蓋を被せる。台氷の表面中央，深さ0 cm (雪・氷の界面)，2 cm，5 cm，15 cm，および界面上方の雪の中，界面から1 cm，2 cm，3.5 cm，5 cm，7.5 cm，10 cmおよび27.5 cmに予め熱電対を埋め込み，実験中の雪，氷内部の温度を刻々と自記させた。

III. 実験経過と結果

装置全体を−10°Cの低温室内に置く。全体が−10°Cに落着くまで約2昼夜放置したのち雪面上の電熱器を熱して，上蓋内部の温度を＋37°Cまたは＋10°Cに保った。雪の表面はやが

て融け始め，融解水は次第に雪内部に滲透・流下し，実験開始後，約11時間で水が台氷上面に達した。この経過は，各深さの熱電対の示す温度が0°Cに上昇することによって知ることができる。平均融雪速度は，雪面上の気温を＋37°Cに保ったときが1.35 g/cm²·h，＋10°Cのときで0.28 gcm²·hであった。

融解水は台氷上面に停滞・蓄積され，雪内部の飽和水層の厚さが8 cmに達するまでは雪の保水能のため流出が起こらなかった。台氷上面に接した水は，台氷に冷やされて上に向って漸次凍結が進む。これは，台氷上面の上方，雪の中に埋め込んだ熱電対の示す温度が0°Cから負の温度に移行することで知ることができる。実験中，台氷の下面の温度を常に－10°Cに保つために，台氷に凍着させた銅板に扇風機からの風をあてた。第2図に，気温を＋37°Cに保ったときの雪・台氷系の内部の温度分布が時間的に変化するようすを示した。



第2図　雪・氷系内温度分布の時間的変化

やがて台氷の一端から融解水の流出が始まりバケツTにたまる。Tにたまった水の量は，張力計L.C.を介して電気的に記録される。こうして融雪を約8時間(気温を＋10°Cに保ったときは36時間)継続した後，雪の上の電熱器を止める。雪の上の空気は短時間で冷却して融解が停止するが，雪の中に含まれた自由水が漸次流下し，その後も流出および上積氷の成長が続く。

流出が完全に止まり，雪台氷内部全体の温度が－10°Cに復した後，アクリルの枠を外して雪・台氷の断面を切る。先ず，目印しに入れたおがくず層の変位，上積氷の生成量，雪の密度，融解水の滲透状況などを調べた。おがくず層は台氷上80 cmの高さで約1 cm下に変位していた。この変位は雪全体が締ったために起こったもので，従って，上積氷の生成中に圧密に

第1表　全融雪量に対する上積氷の生成量，自由含水量および流出量の比率

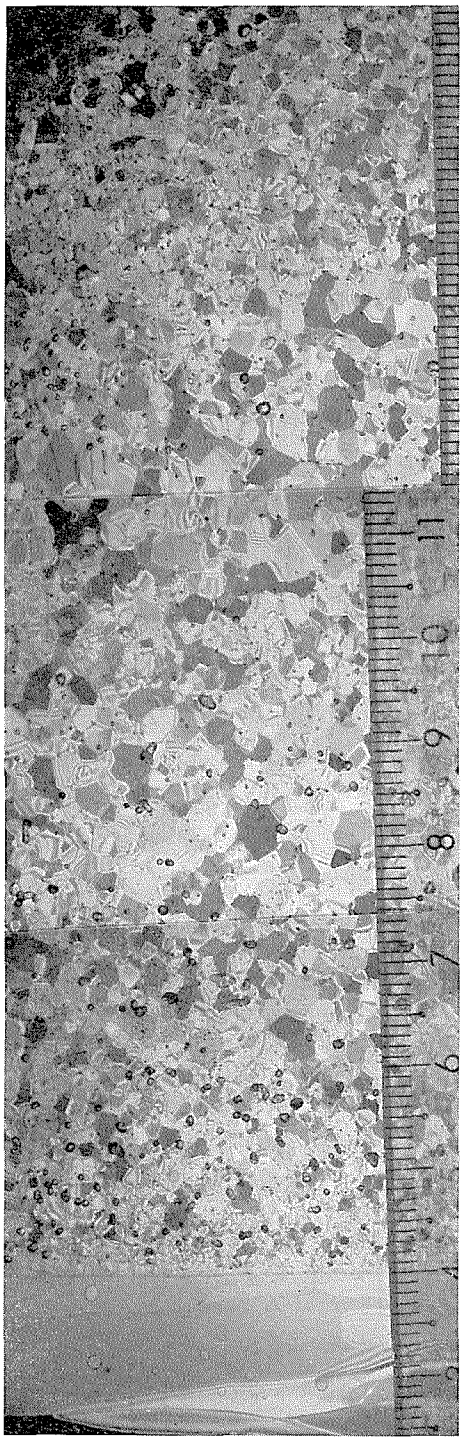
	全融雪量	上積氷量	自由水量	流出量
気温を＋37°Cに保ったとき	6.1 kg 100%	2.4 kg 39%	2.4 kg 39%	1.2 kg 22%
気温を＋10°Cに保ったとき	7.4 kg 100%	1.8 kg 24%	1.7 kg 23%	3.9 kg 53%

よる氷化は事実上ないことがわかった。雪の平均密度は 0.47 g/cm³ に増加していた。台氷上に赤く染った生成した上積氷の平均の厚さは 8.0 cm であった。気温を +10°C に保ったときは平均密度が 0.52 g/cm³ になり，上積氷の厚さは 11.5 cm であった。

以上の実験で融雪速度，全融雪水量，上積氷の生成速度，全生成量，流出速度，全流出量，雪の中に蓄えられた自由含水量などが得られ，従って，全融雪量に対する上積氷の生成量，流出量および自由含水として雪に蓄えられた水量の各比率が求められる。この実験の結果得られたその平均比率を第1表にまとめた。融雪速度の速いときは遅いときに比べて上積氷の生成量が多く，流出量が少ない傾向がみられる。マッコール氷河の源流部でわれわれの得た上積氷の全融雪量に対する比率と必ずしも一致していないが，全融雪量の 20～40% が上積氷として蓄えられることがわかった。

上積氷から薄片を切り出すことにより，上積氷および雪・上積氷の界面の微細な組織を観察した。第3図の写真がそれである。上積氷の成長の初期は結晶粒が小さいが，成長末期には粒径が約1 cm の大きなものが多数観察された。これは，上積氷成長の初期には，台氷の温度が低く，上積氷が急速に成長したのに対し，末期にはゆっくり凍結・成長したためと考えられる。

雪・上積氷界面の顕微鏡写真は，マッコール氷河のフィルン・上積氷界面で観察したものと全く類似のものである。大粒ざらめ雪が界面で突然氷になっている。圧密によって雪が氷へ転化するばあいには，氷化過程は漸進的であり，第3図の写真に示したような不連続な氷化は決して起こらない。



第3図　上積氷および雪・上積氷界面の顕微鏡写真

IV. 上積氷生成の計算モデル

前節でのべた室内実験は，マッコール氷河で観測した上積氷の生成速度や全融雪量に対する上

積氷の生成量の比率の妥当性を験する意味があった。ここで一歩を進め，この室内実験およびマッコール氷河で観測された上積氷の生成を模して上積氷生成のモデルを作り，上積氷の生成速度，融雪水の流出速度などを計算し，実際に得られた測定値と比較した。さらに，北極圏各地に存在する亜極地寒冷氷河にも適用できるように，いろいろな融雪速度と温度場を与えた時の上積氷の生成速度，融雪水の流出度ななどを求めた。以下，計算のモデルのたてかたと計算結果についてのべる。

上積氷の成長速度は，融雪水が雪・台氷の界面で凍結する時に放出される潜熱が，台氷内に熱伝導で奪い去られる速度できまる。氷内の熱伝導は鉛直方向に起こるので，問題は1次元として取扱われるとする。熱伝導の式は

$$\rho_i C_i \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_i \frac{\partial T}{\partial z}\right) \tag{1}$$

境界条件は

$$\left\{\rho_{si} - \rho_{ws}(1-\gamma)\right\} L \frac{dH}{dt} = \left(K_i \frac{\partial T}{\partial z}\right)_0 \tag{2}$$

$$T_0 = 0\mathrm{C}^\circ \tag{3}$$

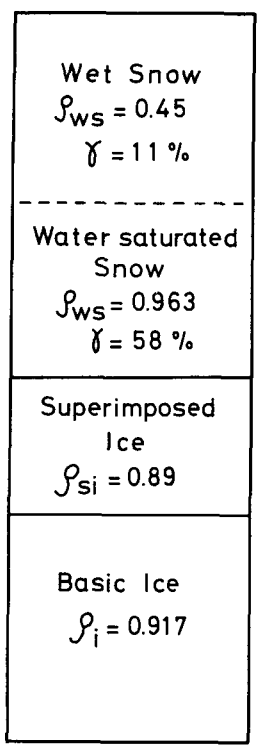
$$T_B = \text{一定} \tag{4}$$

である。ここで ρ_{si}, ρ_{ws}, ρ_i はそれぞれ上積氷，湿雪，台氷の密度，γ は湿雪の含水率，C_i, K_i, T はそれぞれ，台氷もしくは上積氷の比熱，熱伝導率，温度，L は凍結潜熱，H は生成する上積氷の厚さ，t は時間，z は上向きを正とした鉛直座標である。添字の0は雪・氷境界面を表わし，Bは温度が不変の深さを表わしている。

計算モデルには，前節にのべた室内実験とマッコール氷河源流域での観測結果を参考にした。

第4図に室内実験に関するモデルの模式図を示す。実験の条件と同様，融雪水の供給速度 Q_m，雪・氷境界面から 20 cm 下での台氷の温度 T_B を一定とした。室内実験でのべたように，台氷の直上，雪の最下層部に融雪水が保持され，水で飽和した層の厚さが約 8 cm に達するまで水は外部に流出しなかった。計算には，この流出のおくれを考慮に入れた。

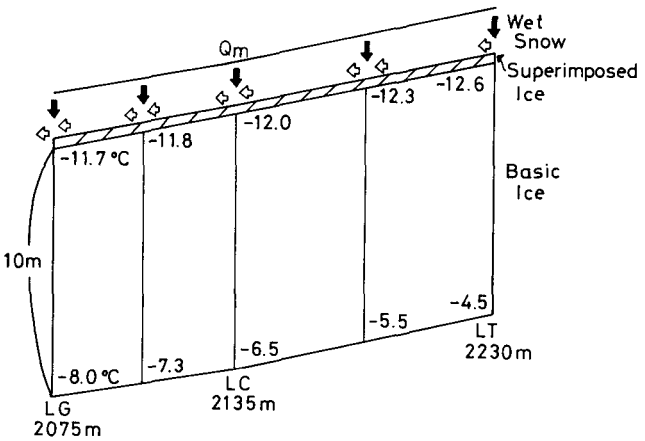
第5図にマッコール氷河における上積氷生成モデルの模式図を示す。若浜らが見出した同氷河源流域での観測値に模すために，同氷河下部源流域の LG, LC, LT 点と，これらの中間点を考えた（第5図）。これらの地点には，それぞれの地点での融雪水の供給のほかに，上流側からの流入がある。ここでは，その地点での融雪水の供給速度は既知量として与え，上流からの流入量は次のようにして求めた。注目する5つの地点のうち，最上流側の LT 点では上流からの流入量は0とした。供給量の一部またはすべてが上積氷となり，



第4図　室内実験に対する計算モデルの模式図

残りが下流側に流出する。LT 点より下流側の 4 点ではその場での融雪水の供給の他に，ひとつ上流側の地点での流出量に等しい流入量があると仮定した。初期温度分布は，温度が深さの 1 次関数であると仮定し，雪・氷境界面の温度は若浜ら[1]の実測値を，10 m 深の温度は Trabant ら[2]の測定値を用いて推定した。

最後に，マッコール氷河についてのと同様のモデルによって，氷河の初期温度分布と融雪水の供給量についてのさまざまの組み合わせに対する上積氷生成量の変化を求めた。すなわち初期温度分布を深さの 1 次関数と考え，雪・氷境界面の温度 T_0 と 10 m 深の温度 T_B を互に独立に変化させ，また融雪水の供給量 Q_m も何段階か変えて，30 日間での上積氷生成量 H をこれらの関数として求めた。



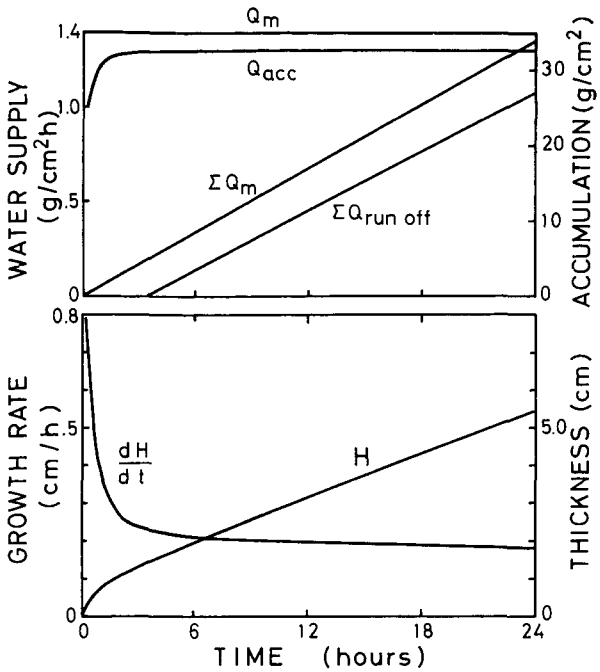
第 5 図　マッコール氷河に対する計算モデルの模式図

V. 計 算 結 果

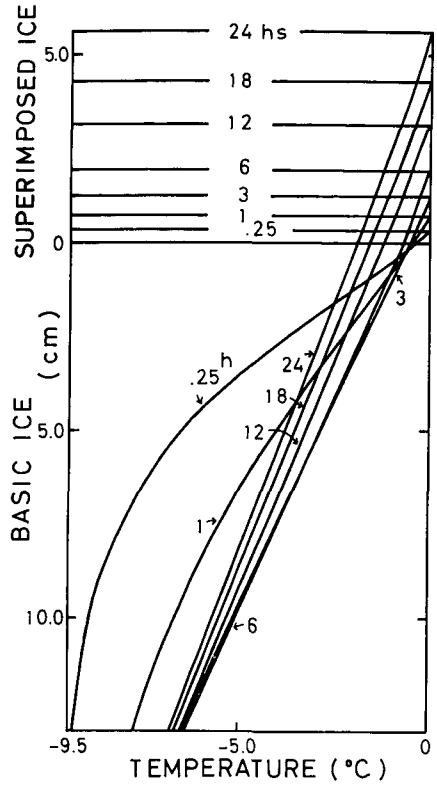
1. 室内実験について

計算に用いた値は次の通りである。$T_B=-9.5$℃, $\rho_i=0.917$ g/cm^3, $\rho_{si}=0.89$ g/cm^3, $\rho_{ws}=0.47$ g/cm^3, $\gamma=15\%$, $Q_m=1.4$ g/cm^2·h, $L=79.68$ cal/g。温度の初期条件として，氷温はどこでも T_B に等しいとした。湿雪は 0℃ である。第 6 図に上積氷の厚さ H と成長速度 dH/dt, 供給速度 Q_m, 上積氷にならない水がたまる速さ Q_{acc} とその積算量 $\sum Q_{acc}$ および流出量の積算量 $\sum Q_{run\text{-}off}$ が時間に対して描かれている。流出は上積氷が生成されてから約 3.5 時間遅れて始まっている。これは先にのべたように，凍結しなかった融雪水が水の表面張力のために雪・氷境界面から約 8 cm 上まで貯えられてからはじめて流出するためである。成長速度は初めの数時間を除いて非常にゆっくりと減少する。このことは第 7 図に示したように，氷中の温度分布が上積氷の成長開始後数時間たってから深さのほぼ 1 次関数となり，その後，雪・氷境界面が上昇するにつれてこの温度勾配がゆるやかになることに対応している。上積氷の生成量は 1 日で 5.4 cm であった。室内実験では，上積氷の生成速度，氷温変化とも単純ではなかったので，この計算と直接較べることは難かしいが，成長の速さと温度分布の変化の傾向はよく似ている。

上積氷の生成は熱的条件，つまり氷中の温度勾配によってきまる熱伝導の大きさの他に，融雪水の供給速度にも依存する。上記の計算に用いられたパラメーターの値のうち，融雪水の

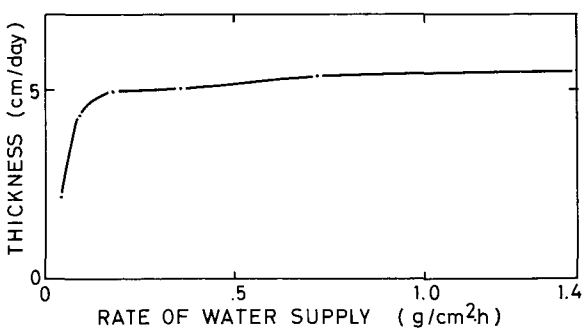


第6図　室内実験を模した計算の結果



第7図　室内実験を模した計算による氷内部の温度分布の時間的変化

供給速度だけを変えて上積氷の生成量を調べた。1日後の上積氷の厚さを供給速度の関数として表わしたものが第8図である。生成量の曲線の勾配は，融雪水の供給速度が0.1 g/cm²·h付近で急激に変っている。このことから，上記の条件下での上積氷の生成は，融雪水の供給速度が約0.1 g/cm·h以上の範囲では主に熱的条件によって，またそれ以下では主に供給速度によってきまることがわかる。



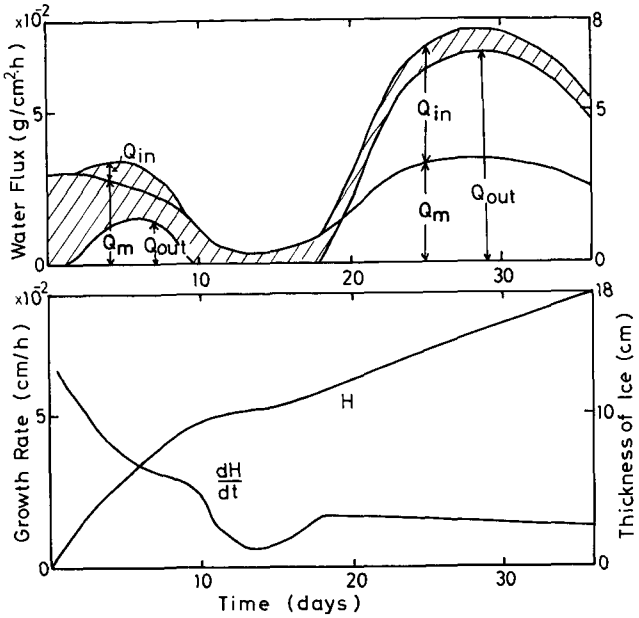
第8図　供給速度の関数としての1日後の上積氷生成量

2. マッコール氷河について

マッコール氷河での上積氷生成を計算するためには，融雪水の供給速度と氷中の温度分布を知らなければならない。

Wendler と Ishikawa[3] は同氷河中流域の MM 点（文献[1]の第2図参照）での流出水量の時間変化を測定し，また氷河上の融雪量を高度別に求めた。そこで，ある地点での総融雪水供給量を融雪量の高度分布から求め，その時間変化は MM 地点の流出水量の変化のパターンと相似であるとして，源流域各点での融雪水供給速度の時間的変化を推定した。

雪・氷境界面の温度は，融雪の始まる前に Benson, C（私信）が LC 地点で測定した値だ



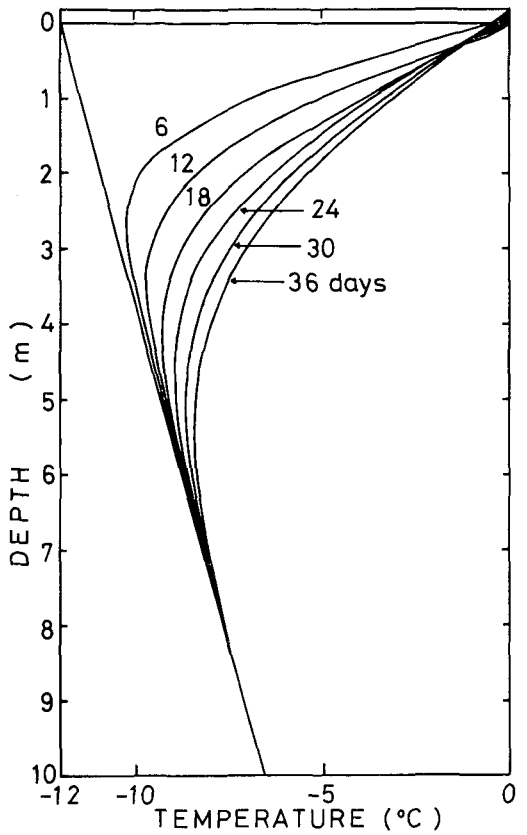
第9図 計算によるLC点での上積氷生成の過程

けが判っている。その他の地点での雪・氷境界の温度はLC地点の温度とLC地点との高度差とから，気温減率（−0.6°C/100 m）を用いて計算した。

一方，Trabantら[2]は冬の始めに源流域の各地点で10 m深の温度を測定し，これらを高度別に表わした。この計算では10 m深の温度が上積氷生成期間を通じてこの測定値に等しいとし，また，初期温度分布を深さの1次関数として与えた。5地点の雪・氷境界面と10 m深の初期温度は第5図に記されている。その他のパラメーターの値は室内実験の計算のときと同じ値とした。

計算結果の一例として，LC点の分を第9図に示す。図の上半分にその場での融雪水供給量Q_m，上流からの流入量Q_{in}，下流への流出量Q_{out}が時間に対して描かれている。図中，斜線の部分の水が上積氷になった。第9図の下半分に上積氷の厚さHと成長速度dH/dtが描かれている。6月27日から7月5日にかけて供給量の少ない時期があり，この期間には成長速度が低下した。生成量は36日後に18 cmとなった。1972年7月6日，マッコール氷河のLC点で，若浜ら[1]は新らしい上積氷の厚さ18 cmを観測した。マッコール氷河でこの年融雪が本格的に始まったのは5月27日で，以来，7月6日まで日平均気温がプラスだった日数は丁度36日間である。従って，上の計算は同氷河のLC点での上積氷の生成量とまさしく一致したことになる。

第10図に氷中の温度分布の時間変化を示した。上積氷生成に伴う潜熱によって氷が次第に暖ためられていく様子がわかる。1972年7月6日，若浜ら[1]がLC点で観測した上積氷内部の温度分布は，この計算で求めた36日目の温度勾配にほぼ一致している。第11図には5地点での計算による上積氷の厚さの変化が3日毎に表わされている。初期の雪・氷境界面の温度が上流側ほど低いにも拘らず，上流側の方が下流側よりも成長量が少ない。これは融雪水が下流



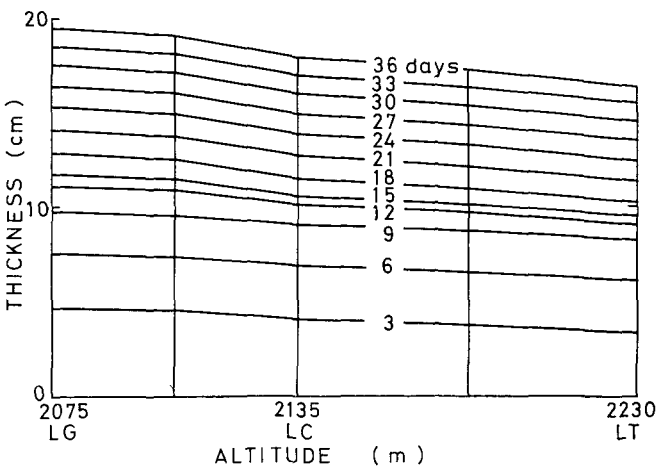
第10図　計算によるLC点での氷体内温度分布の時間的変化

ほど多く供給されたためであると考えられる。このことは若浜ら[1]がマッコール氷河の観測で確かめたことであるが，次の3)でも議論する。

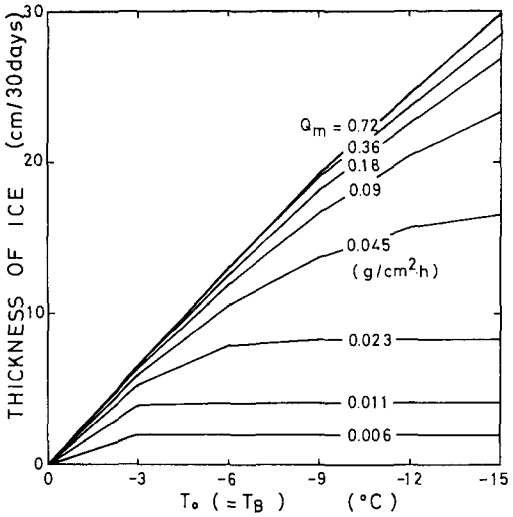
3. 氷体の熱的条件，融雪水供給量と上積氷の生成量について

上積氷の生成量は氷体の冷たさと融雪水の供給量で決められる。この関係を量的に知るために，氷体の初期温度分布を深さの1次関数と仮定し，雪・氷境界面の温度 T_0，界面下10 m深の温度 T_B，および融雪水の供給量 Q_m の関数として30日間における上積氷の生成量を求めた。ここで Q_m と T_B はこの期間中一定不変とした。結果が第12, 13, 14図である。

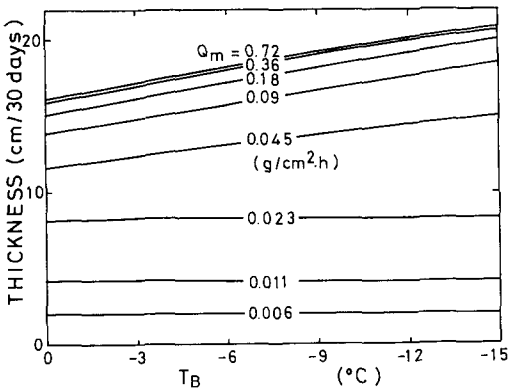
第12図は T_0 と T_B が等しい場合で，横軸に温度，縦軸に30日後の上積氷の生成量が，融雪水供給速度をパラメーターとして描かれている。一番上の曲線はこれ以上供給量を増しても生成量が増えない限界で，それは氷体中の熱伝導の大きさによって決まる。また，氷体温度が低くても，供給量が少ないと生成量も少ない様子が下の方の曲線によって示されている。すなわち，供給量が少ない下の3つの曲線では，氷体温度が低くても上積氷の生成量は増加しない。



第11図　高度別の上積氷生成速度



第 12 図



第 13 図

雪・氷境界面の初期温度 T_0, 10 m 深の温度 T_B, 融雪水供給速度 Q_m の関数として求めた, 30 の日後の上積氷生成量

$T_0=T_B$のとき　　$T_0=-9°C$ のとき

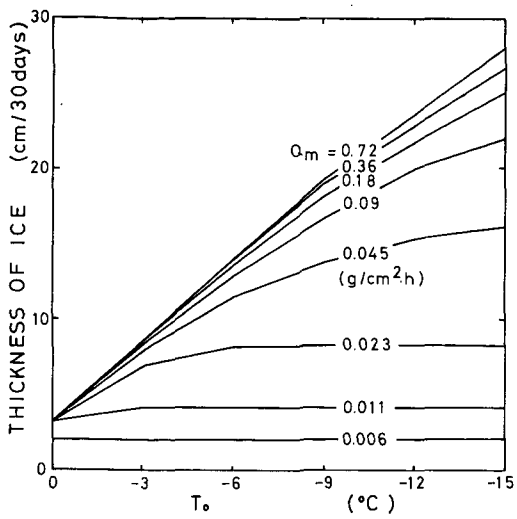
第 2 表　全融雪水供給量に対する上積氷生成量の割合 ($T_0=T_B$ の場合)

$T_0=T_B$	ΣQ_m				
	518 g/30 days	259	130	64.8	32.4
− 3C°	0.6%	1.2	2.5	4.9	9.8
− 6	1.2	2.4	4.9	9.8	18.9
− 9	1.8	3.6	7.3	14.4	27.5
−12	2.3	4.6	9.2	17.9	34.2
−15	2.8	5.6	11.3	21.6	40.6

$T_0=T_B$	ΣQ_m				
	16.2 g/30 days	8.1	4.05	2.03	1.01
− 3°C	19.1%	23.7	64.1	95.8	100.0
− 6	35.9	63.8	95.6	100.0	100.0
− 9	50.5	83.2	100.0	100.0	100.0
−12	62.0	95.1	100.0	100.0	100.0
−15	70.6	99.9	100.0	100.0	100.0

第 13 図は $T_0=-9°C=$一定とし, T_B をいろいろの温度に変えたときの上積氷の生成量である。また, 第 14 図は, $T_B=-9°C=$一定として, T_0 をいろいろ変えたときの生成量である。この 2 つの図を較べると, 後者の方が上積氷の厚さの変化が大きい。すなわち, 上積氷の生成は, 氷体の上部の冷たさに敏感であるが, 10 m 深の温度にはあまり強く影響されない。

30 日間における, 全融雪水供給量に対する上積氷生成量の割合を, $T_0=T_B$ の場合について第 2 表に示す。当然のことであるが, 氷体が冷たく, 融雪水の供給速度が小さい程この割合



第 14 図

$T_B = -9°C$ のとき

は大きく，時にはすべての融雪水が上積氷となってその場に蓄積される。

VI. 議　　論

ここで作られたモデルを用いて計算した上積氷の厚さや氷体の温度分布は，室内実験の結果や氷河での実測値とよい一致をみた。従って，融雪水の供給速度と融雪水が雪・氷境界面に達する直前の氷内の温度分布を観測すれば，それを用いて求めた上積氷の生成量はほぼ正しい値を与えるといってもよいだろう。第 8 図と第 12 図～第 14 図に示したように，上積氷の生成を律するものは氷中の熱伝導の大きさと融雪水の供給速度である。しかし，これらの条件は互に相反することが多い。たとえばマッコール氷河でも，上流域では雪・氷境界面の初期温度は低いが融雪量は少ない。これは下流に向うにつれて逆の傾向となる。この両者が良い関係にある場所で生成量が最大となる。このような場所は，マッコール氷河ではフィルン線に比較的近いところに見出されている。

Müller[4] はカナダのアクセル・ハイバーグ島にあるホワイト氷河で，氷河の構造区分を調べ，上積氷の生成量は氷河全体の年間蓄積量の約 6% であると報告している。マッコール氷河の氷河氷はそのすべてが上積氷からできている。このように，氷河の質量収支の中に占める上積氷の役割は大きいが，その役割の大きさを決めるのに氷体の熱的条件と夏季の融雪量が重要な因子となる。融解初期の氷体の温度分布測定はほとんどなされていないので，ここで行なった上積氷生成量についての計算をすぐ利用することはできない。しかし，融雪直前における氷体内の温度分布と融雪速度を観測すれば，この計算を利用していろいろな氷河における上積氷の生成量を推定することができる。さらに，氷体の熱的条件を融雪水供給量を決めているのは氷河の気候的，地形的因子であり，これらから上積氷の生成量を求めることは興味ある，今後の課題であろう。

謝辞；室内実験に協力してくれた当研究所大学院学生の井上雅之君および高橋　徹君に感謝する。

本研究に要した費用の一部は，日本学術振興会が主催する日米科学協力事業「太平洋，北極地域における雪の変態，および積雪の氷河氷への転化過程」(1971～1973 年，4 R 007，代表者；黒岩大助教授) から支出された。なお，本研究の計算は，北海道大学大型計算機センターの計算機によって行なわれた。

文　献

1) 若浜五郎・黒岩大助・Benson, C. 1974 アラスカ州マッコール氷河源流域における積雪の氷河氷への転化, 低温科学, 物理篇, **32**, 143–159.
2) Trabant, D. *et al.* Thermal regime of McCall Gl., Brooks Range, Northern Alaska (未発表).
3) Wendler, G. and Ishikawa, N. 1973 Experimental study of the amount of ice melt using three different methods: a contribution to the International Hydrological Decade. *J. Glaciol.*, **12**, 399–410.
4) Müller, F. 1962 Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island. *J. Glaciol.*, **4**, 302–311.

Summary

The melt-water produced at the surface of snow in the accumulation area of a glacier percolates down into deeper snow layers to be arrested by an underlying impermeable ice layer. Since the temperature of the underlying ice in a sub-polar glacier is maintained well below the melting point of ice, some amount of the melt-water staying at the snow-ice interface begins to freeze there, forming a new layer of superimposed ice.

The amount of superimposed ice thus formed at the accumulation area of a sub-polar glacier may be an important factor in the mass budget of the glacier, because the total amount of ablation is not dicharged form the glacier as "run-off" water, but a fairly large amount of melt-water is restored in the accumulation area as superimposed ice.

In order to obtain the ratios of superimposed ice against the total amount of ablation, experimental studies were conducted in a cold laboratory, which also allows us to observe detailed processes of the formation of superimposed ice. The apparatus used is schematically shown in Fig. 1. A large block of snow of 80 cm in height was placed on the slightly inclined surface of an ice block. The sides of the snow-ice system were thermally insulated by thick foam-styrene plates, while the bottom surface of the ice block was always exposed to the room temperature of −10°C. The melt-water produced by the heated snow surface percolated down through the snow and soon arrived at the snow-ice interface. Some amount of the melt-water that reached the interface was refrozen there, forming a layer of superimposed ice on the underlying ice block; thus the snow-ice interface rose with time. The reminder of the melt-water was discharged from the snow-ice system as "run-off" water, which was collected by a bucket and was automatically weighed through a load cell. The temperature was measured both in the snow and ice by the thermocouples previously embedded in them at X-mark of locations in Fig. 1, and the vertical distribution of temperature in the whole system was obtained at any time during the experiment as illustrated in Fig. 2. After the heating of the snow surface was stopped and the whole wet snow was refrozen, the snow and ice were cut so that the amount of superimposed ice and the total weight of the snow were measured.

The total amount of the melted snow Q_s, that of the superimposed ice Q_i, that of the run-off water Q_r and that of the free-water Q_f suspending in the snow layers were

thus obtained. The ratios of Q_i, Q_r and Q_f against Q_s are listed in Table 1, which agree fairly well with the values estimated from the field observations at McCall Glacier.[1].

The growth rate of superimposed ice may depend on both the rate of snow melting, hence, the rate of water supply to the snow-ice interface, and the temperature of the underlying ice. To clarify the degree of this dependence, numerical calculations were conducted of the growth rate of superimposed ice as well as the rate of discharge of melt-water from a glacier as a function of both the rate of snow melting and the ice temperature. The calculations were made in reference to both the laboratory experiment and the field observations at McCall Glacier. The results obtained by the calculations are summarized as follows:

(1) The bottom figure of Fig. 6 shows the changes with time in the thickness H and in the growth rate dH/dt of superimposed ice, in which calculations were made at the same initial and boundary conditions as those given in the experiment. The growth rate is large but rapidly decreases with time at the first stage in the formation of superimposed ice, and then decreases slowly in the later stages. The final thickness of superimposed ice is 5.5 cm, which agrees fairly well with the experimental results.

(2) The computed results of temperature profiles in the ice as well as the front of growing superimposed ice at given times are illustrated in Fig. 7. The temperature gradient near the snow-ice interface rapidly decreases with time for 2~3 hours after the beginning of snow melting, which corresponds to a rapid decrease in the growth rate of superimposed ice at the first stage of ice formation. The gradient then becomes gentle and linear with depth, which causes the slow and steady growth of ice in the later stages.

(3) As described before, the growth rate of superimposed ice may be affected by the rate of snow melting or the rate of water supply to the snow-ice interface. In Fig. 8, the thickness of superimposed ice formed in one day is shown against the rate of water supply. As seen in this figure, the growth rate of ice is very sensitive to the rate of water supply when it is less than the critical value of 0.14 g/cm^2·hr, while it is insensitive to the rate of water supply when it is larger than the critical value. This suggests that the rate r_w of water supply is the dominant factor for the growth rate of superimposed ice when r_w is less than 0.14 g/cm^2·hr, while the ice temperature becomes to be a controlling factor for the larger r_w.

(4) Calculations were also made with reference to the field observations at the Lower Cirque of McCall Glacier. Figure 5 shows a model for the numerical calculations. The ice temperatures at the interface (T_0) as well as at the depth of 10 m (T_B) are those observed by C. Benson and D. Trabant[2] immediately before the melting of snow started in 1972, and the rates Q_m's of snow melting used in the present calculations are those observed by G. Wendler[3]. The changes in the thickness H and in the growth rate dH/dt of superimposed ice at the site-LC are illustrated in Fig. 9. The thickness of superimposed ice on the 36th day after the melting began is 18 cm, which agrees very well with the value observed at the site-LC on 6th July, 1972.

(5) In Fig. 11, the thickness of superimposed ice is shown as a function of altitde. It should be noted that the comparatively high temperature of ice and the low rate of supply of melt-water reduce the augmentation of superimposed ice at a higher altitude.

This is in accordance with the observed fact: the newly developed superimposed ice is thicker in a lower altitude in the accumulation area of McCall Glacier.

(6) The changes in the temperature distribution in the ice beneath the snow are illustrated in Fig. 10. The temperature gradient on the 36th day agrees fairly well with that observed in the ice at the Lower Cirque on 6th July, 1972.

(7) The total amount of superimposed ice formed for a period of 30 days was calculated as a function of the rate Q_m of water supply, the temperature T_0 of the snow-ice interface and the temperature T_B of ice at the depth of 10 m. The results are shown in Figs. 12–14 and in Table 2. In Fig. 12, the thickness H of superimposed ice versus T_0 is shown for the various rates Q_m's of water supply. The topmost heavy curve indicates the upper-limit of the formation of superimposed ice; even if the rate Q_m is large enough, superimposed ice cannot be formed any more. When the rate Q_m is less than 0.015 g/cm^2·hr, the thickness of ice remains practically constant at any ice temperature lower than -3°C.

(8) Table 2 lists the ratios of total amount of superimposed ice to the total amount of ablation for different temperature regimes in ice. When the underlying ice is cold enough and the amount of water supply is small, the melt-water is entirely refrozen to form superimposed ice.

(9) These calculations described above may be taken into consideration for application to a study of the mass budget of a glacier existing in sub-polar regions.