HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	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
Author(s)	若浜, 五郎; WAKAHAMA, Gorow; 黒岩, 大助 他
Citation	低温科學. 物理篇, 32, 143-159
Issue Date	1974-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18253
Type	departmental bulletin paper
File Information	32_p143-159.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Gorow WAKAHAMA, Daisuke KUROIWA and Carl S. Benson 1974 Field Studies on the Transformation Processes of Snow into Glacier Ice in the Accumulation Area of McCall Glacier, Alaska. *Low Temperature Science, Ser. A, 32.* (With English Summary p. 158)

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*

若浜五郎・黒岩大助
(低温科学研究所)

Carl S. Benson
(アラスカ大学地球物理学研究所)

(昭和49年10月受理)

I. まえがき

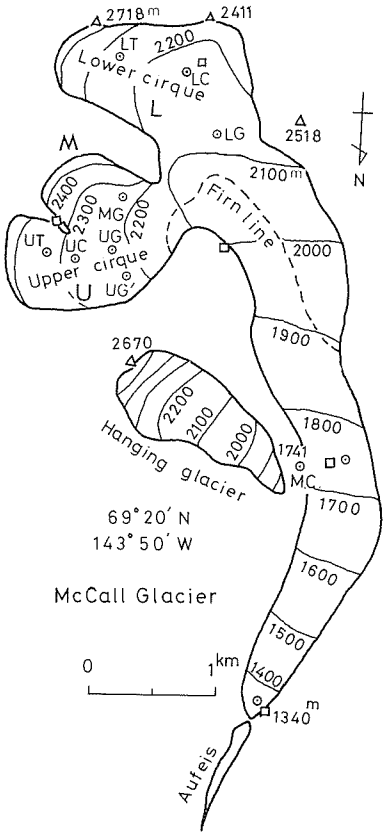
氷河源流域で毎年蓄積される雪は，その上に積み重なった雪の圧力によって圧密化をうけ，ついには氷河氷に転化する。圧密速度や雪が氷に転化する深さは，源流域の気温や降雪量などによって異なるので，氷河によって異なる。例えばアラスカ南部の温暖氷河の源流域では冬期10 m以上に達する大量の降雪があり，夏期のはげしい融解で生じた大量の融け水が積雪内の深くまで滲透する[1]。大きな荷重を受ける下層の雪は水を含むと容易に圧密し，深さ20～30 mで雪が氷に転化する[2]。一方，南極内陸部やグリンランド中央部の高緯度極地氷河では降雪量が少なく，融け水が滲透することがなく，雪温が低いので圧密速度が小さく，雪が氷化する深さは50～150 mといわれる。

これに対して，アラスカ・カナダ北極圏などに数多く分布する亜極地寒冷氷河では降雪量は少なく，平均気温は低いが夏期かなりはげしい融解がおこるので，圧密・氷化速度は温暖氷河と高緯度極地氷河の中間に位すると考えられる。しかし，このような亜極地寒冷氷河源流部で，雪の変態や圧密氷化過程を詳しく調べた例はほとんどない。そこで，我々は1971年8月，1972年7月，アラスカ大学地球物理学研究所と協力しつつ，北極圏アラスカの寒冷氷河マッコール氷河源流部で積雪の氷化過程を調査した。また，比較のため，南東アラスカの温暖氷河の源流域であるジューノー氷原でも，ミシガン州立大学北極山岳氷河研究所と協力して，同様の調査を行なった。これらの調査は，日米科学協力事業4R 007「北極圏および太平洋地域における積雪の変態ならびに積雪の氷河氷への転化過程に関する研究」(日本側代表者，北海道大学低温科学研究所，黒岩大助教授，アメリカ側代表者，アラスカ大学地球物理学研究所，カール・ベンソン教授) のもとに行なわれ，費用は日本学術振興会から支出された。

マッコール氷河は，北緯69°20′，西経143°20′の北極圏に位し，源流部の高度は2,100～2,400 m，末端は1,350 m，ブルックス山脈の狭い谷を北に向って流れる長さ8 km，幅500 m

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1345号

第1図　マッコール氷河の中流域上空から上流域を望む (1972年7月1日)



第2図　マッコール氷河の略図。北を図の下向きにとってある。L; 下流源流域, M: 中部源流域, U; 上部源流域。LT, LC などの記号を付した⊙印が断面観測, ボーリングの地点。M.C.; キャンプ, □印; 米国隊の気象観測点。氷河上の細い実線は等高線

の氷河である (第1, 第2図)。同氷河の中流部 1,740 m 地点における年平均気温は −10°C であるが, 夏期は融解がはげしく, 典型的な亜極地寒冷氷河である。このため, 1956〜57年の国際地球観測年の際には, 亜極地寒冷氷河の代表として, はじめて科学調査が行なわれた[3]。その後, 1969〜1972年の4年間, アラスカ大学地球物理学研究所の G. ウェンドラー博士らが, 氷河全体の熱収支, 質量収支の調査を行なった[4]。われわれの隊はウェンドラー隊に合流, 協力しつつ調査を実施した。本報告では, 同氷河源流域で行なった調査のうち, 積雪から氷河氷への転化過程について主にのべる。なお, 日米科学協力事業の下で氷河上の諸観測に参加した隊員は次の通りである。

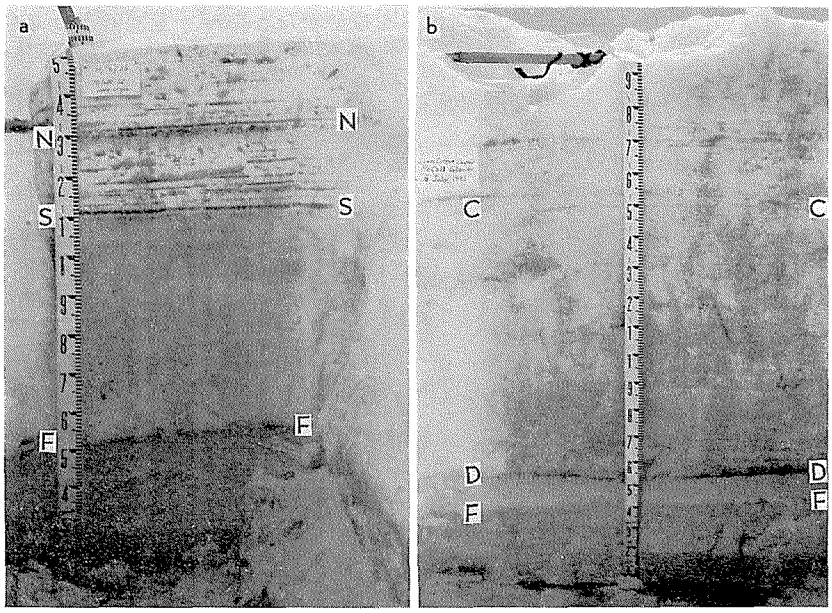
1971年; 若浜五郎, 小林大二, 遠藤八十一, 小林俊一 (以上北大低温研), C. Benson, D. Trabant (以上アラスカ大学)

1972年; 黒岩大助, 若浜五郎, 田沼邦雄, 遠藤八十一, 水野悠紀子 (以上北大低温研), C. Benson, G.Wendler, C. Fahl, D. Trabant (以上アラスカ大学)。

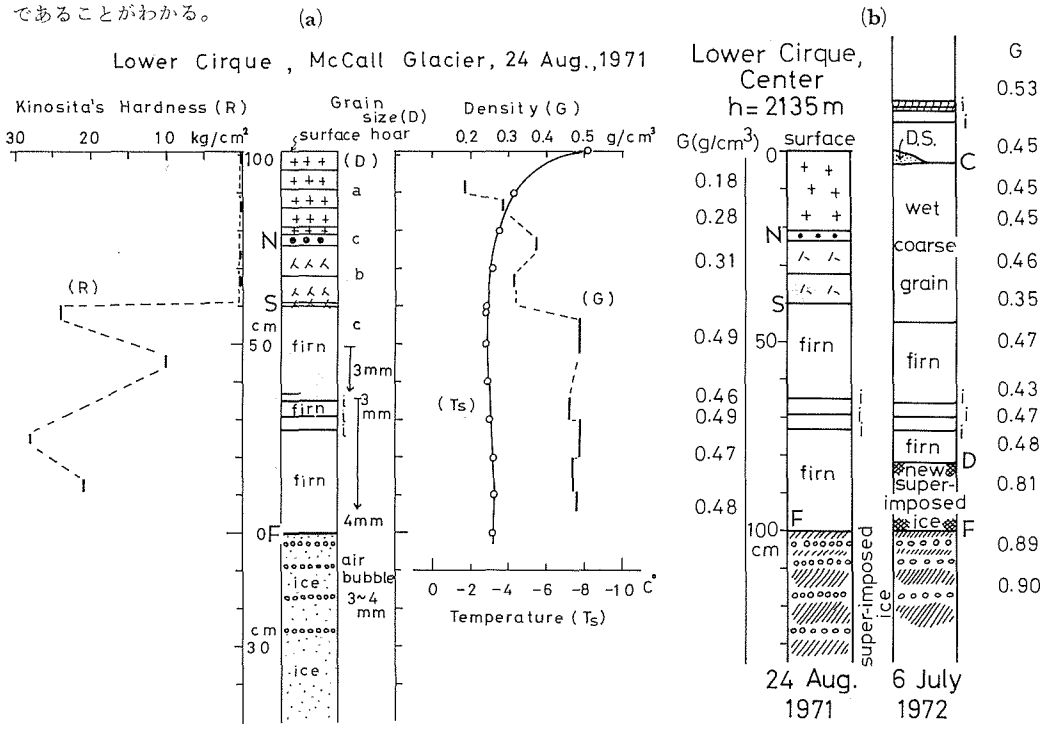
II. 1971年8月24日, 下部源流域 LC 点で行なった断面観測結果

第2図はマッコール氷河とその周辺地域の略図である。図に U, M, L と記した3つの源流域, それぞれ, 上部, 中部, 下部源流域から流れ出した氷が合流し, 狭い谷をほぼ真北に向って流れ, 海抜1350 m の末端で消滅している。とけ水は, 氷河末端からジャゴ河となって北極海に注ぐ。

1971年8月24日, 下部源流域の中央, 図の LC 点 (海抜 2,135 m) で雪に穴を掘ったところ, 雪の深さは僅か1 m で, その下は連続氷体になっていた。そこで深さ 1.5 m の雪穴の底で



第3図　マッコール氷河下部源流域LC点での雪・フイルン・氷河氷の断面写真。(a); 1971年8月24日の断面。線NN, SS, FFで境された3つの部分に分けられる。NNから上の雪は71年8月中旬に積った新雪，NNとSSの間は1年雪，SSとFFの間は極めて硬いフイルソン層，FFから下が上積氷の連続氷体。(b) 1972年7月6日の断面。71年8月24日の成層と対比させると，図(a)のFFが図(b)のFFには対応している。従って，この図のFFとDDの間の白っぽい氷の層は，72年に入ってから形成された新らしい上積氷の層であることがわかる。



第4図　(a) 下部源流域LC点における1971年8月24日の断面観測結果。成層構造図の左に付けたN, S, Fの記号は，第3図(a)の断面写真に印した層境界に対応する。(b) LC点の同一地点において1972年7月6日に観測した層構造を前年のそれと並置した。1972年の融雪開始以来7月6日までに，D, Fで印した厚さ18 cmの新らしい上積氷が形成された。

ボーリングを行ない，深さ 3.5 m までのコア試料を採取したところ，全層が氷でできていることが確認された。

第 3 図 (a) に深さ 1.5 m までの断面の写真を，また，第 4 図 (a) にその断面観測結果を示した。観測時の気温は −8°C，雪温は図に T_s で示したように，表面で −8 °C，30 cm 以深でほぼ −3°C であった。

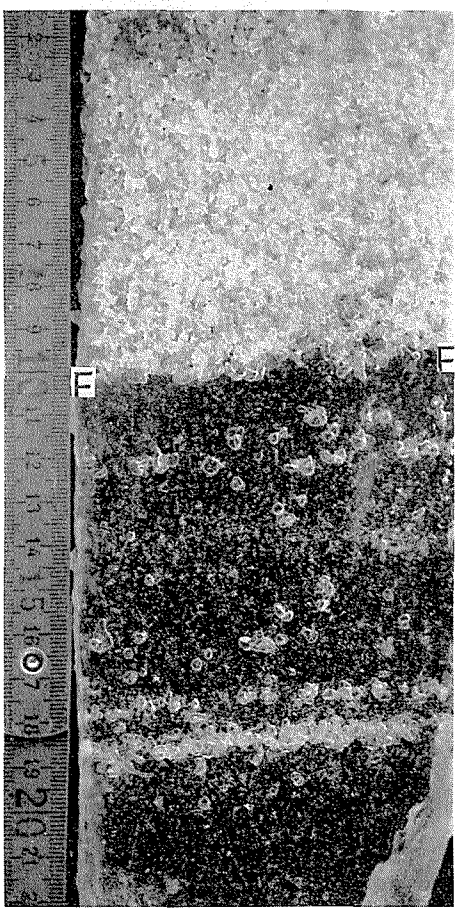
写真に見られるように，断面は線 NN，SS および FF で境された 3 つの部分に分けられた。表面から深さ 21 cm の NN までの雪は，1971 年 8 月中旬に積った新雪である。その下，NN と SS の間は，密度 0.3 g/cm³ 以下，木下式硬度 1 kg/cm² 以下の，ざらめ雪と霜ざらめ雪であった。この雪は，1970～1971 年の冬に積った雪のうち，1971 年の夏に融け残った分，すなわち 1970～71 水収支年の正味蓄積量であり，水換算で 61 mm になる。

表面下 40 cm (図の SS) には極めて顕著な層境界が認められ，その下，深さ 100 cm (図の FF) まで，密度が 0.45～0.5 g/cm³，木下式硬度 20～30 kg/cm²，粒径 3～4 mm の非常に硬いフイルン（多年雪）が続いていた。第 5 図の写真上半分に見られるように，このフイルン層には鉛直方向の連結が発達した組織が見られた。もともとこの層は霜ざらめ雪でできていたのが，夏期，水を含んで温暖変態を起してざらめ化し，さらに 8 月下旬に入ってからの寒気で融け水が凍結したために，上下方向に連結の良い硬い大粒ざらめ雪の層に変ったものと思われる。

フイルン層の中央附近に 3 枚の薄い氷板が見られ，これを境にしてフイルン全体が 2 年分の蓄積でできていることがわかった。水に換算した蓄積量は 1969～70 水収支年で 120 mm，1968～69 収支年で 168 mm であった。

フイルンは，表面下 100 cm（第 3 図の FF）で，突然，氷に変っている。第 5 図の写真の中央に見られる不連続境界面 FF が，それである。氷の層には分散した気泡と共に，7～10 cm 間隔で，水平な気泡面が認められる。氷を構成する結晶粒の粒径は 3～4 mm で，偏光下で観察すると，鉛直方向にのびた組織をもっている。

このような組織，構造などから，この氷が Superimposed ice であることは確実である (Superimposed ice に対応する日本語がないので，ここでは仮に**上積氷**と呼ぶことにする)。融解水が



第 5 図 1971 年 8 月 24 日の断面のうち，フイルン・上積氷の境界面 FF を含む鉛直断面。上半部のフイルンに鉛直方向の連結が発達した組織が見られる。下半分が上積氷で，白い気泡の列が水平に並んでいる

フイルン層内に浸透し，古い氷の層の上に停滞する間に，下の氷に冷やされ凍結してできた氷である。この上積氷の層は，ボーリングで調べた結果，厚さが少なくとも2m以上は連続しており，単なる氷板でないことが確認された。決定的なことは，もっと深くまでボーリングしないといえないが，上積氷の層がそのまま氷河の底まで連続している可能性が強い。換言すればマッコール氷河の氷河氷はほとんどすべて，もともとこのようにして形成された上積氷であることが予想された。

この事を更に確かめるため，1972年7月，上述と同様の調査を上，中，下部源流部において行なった。

III. 1972年7月，マッコール氷河源流域で行なった積雪および上積氷の調査結果

1. 下部源流域LC点での再調査

7月2日から6日にかけて，前述のLC点と全く同一地点で積雪，フイルン及び上積氷の断面観測，ボーリング・コアーによる雪氷の観測を行なった。前年，観測地点に竿を立てておいたので，前年度の断面観測地点は容易に発見された。穴を掘ると，前年の断面や当時掘り起して排出した雪が積雪中に見出された。

第3図(b)の写真に7月6日の断面を示した。表面下49 cmの成層の乱れた部分（第3図(b)のCC）が，前年にこの地点で断面観測用の穴を掘るときに排出し，当時の積雪表面上に堆積した雪である（第4図(b)のD.S.と印したところ）。従って，この雪の下面CCが，前年の8月24日における積雪表面に当る。ここから表面下92 cmまでの層は大粒のざらめ雪で，前年8月24日に観測された雪の上部，表面から40 cmまでの層に当る。表面下92 cmから130 cmまでは厚さ38 cmの硬いフイルンが認められ，その下には厚さ18 cmの白っぽい氷の層（第4図(b)のDDとFFとの間）が，更にその下には青氷の層が続いているのが見られた。穴の底でボーリングを行ない，青氷の層が更に2m以上連続していることを確認した。

フイルン層と青氷とにはさまれた厚さ18 cmの白い氷の層は，前年8月24日には見られなかった。この白い氷の層は，前年8月から今年観測した時点までの間に形成されたことが予想される。白氷も青氷も，共に，第5図に示したような水平の気泡列を含み，現場での諸状況を考え併せると上積氷であることに間違いない。

第4図(b)に，1971年，1972年の両年に得られた層構造を並置した。これら両図は，フイルン層中央部に見られた3枚の氷板の高さを一致させて並べてある。フイルン層の上面は，72年の方が前年より約4 cm低いが，71年のフイルン層の下面つまり上積氷の上面（第3図(a)のFF）は，72年の青氷の上面（第3図(b)のFF）と一致している。そして，72年のフイルン・氷の境界面が，71年のフイルン・氷の境界面より約18 cm高くなっている。1年間における氷の増加分は，第3図(b)のDDとFFとに挟まれた白っぽく見える上積氷の最上層部に対応している。この事から，この白い氷が，71年8月24日から72年7月6日の間のいつかに形成されたと考えることができよう。白氷の下の青氷の層内にみられる顕著な気泡層のレベルが，第4図(a), (b)に示したように一致していること，および，71年8月24日の表面と，72年7月6日

に発見された排雪の下面がほぼ一致していることは，上記の白氷が71年8月から72年7月の間のいつかに形成された上積氷であることを裏付けている。この新しい上積氷が形成された時期については，後の第4章でのべる。

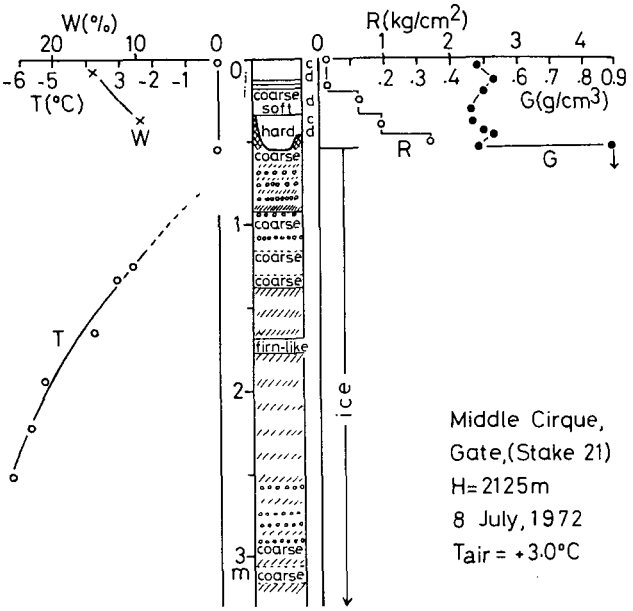
2. 源流域各所での断面観測結果

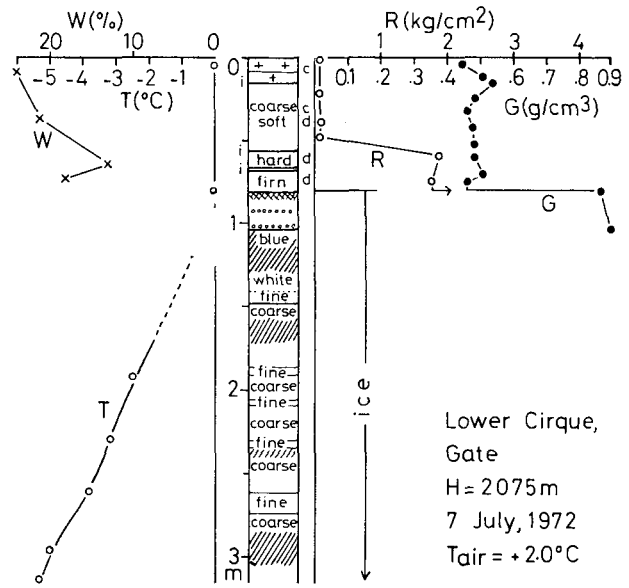
LC点におけると同様な断面観測とボーリング・コアによる観測が，下部源流域の上部と下部の代表点に選んだ第2図のLT点，LG点，中部源流域のMG点，および上部源流域のUG点，UC点，UT点でも行なわれた。観測結果の例を第6図に，成層構造を第10図にまとめて示した。

下部源流域の中央部LC点で見出された白い氷の層は，上部源流域のUT, UC点をのぞくと，他のいずれの地点でも見出された。白い氷の層の厚さを，第2表の第4列にまとめて示した。

白い氷の層が発見された地点での断面構造は，いずれも，上から，積雪・フイルン・白氷・青氷という成層を示している。一方，白氷の層が見出せなかった上部源流域UG点では，第10図に示したように，上から，積雪・フイルン，何層かの氷板を含むフイルン，それ以下は厚い氷板とフイルンとが交互に現われたのち，深さ242 cmで連続氷の層となっている。UC点では，深さ8.5 mまでボーリング・コアが調べられたが，氷の連続層は見出されなかった。厚い氷板とフイルンとが交互に現われる点はUH点と同じであるが，氷板の厚さは更に厚く，最大80 cmの氷板も観測された。

UC点の更に上部，海抜2,375 mのUT点では，米国隊が1969

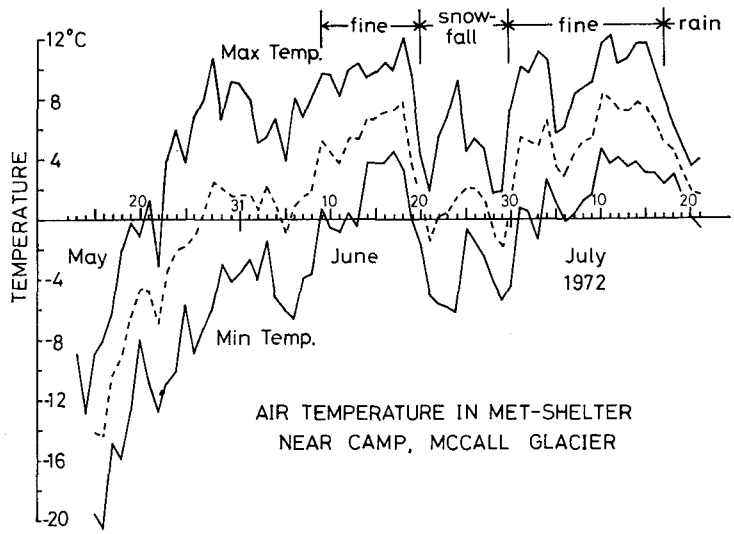




第6図 1972年7月上旬，マッコール氷河源流域で行なった断面観測結果の例。
上図 MG点，**下図** LG点

年以来，毎年，断面およびボーリング観測を続けて来た。それによると，表面下 11 m まではフィルン，厚氷板の互層で，それ以下，深さ 17 m まで連続氷であることが確認されている。UC 点でも約 10 m 以下は連続氷になっていると考えられる。

UG, UC, UT 点以外の源流域の比較的低い高度で白い氷，つまり新らしい上積氷が観測されたのに，UG, UC HT 点ではそれが見出されなかった。これについては，後の第 VI 節でのべる。

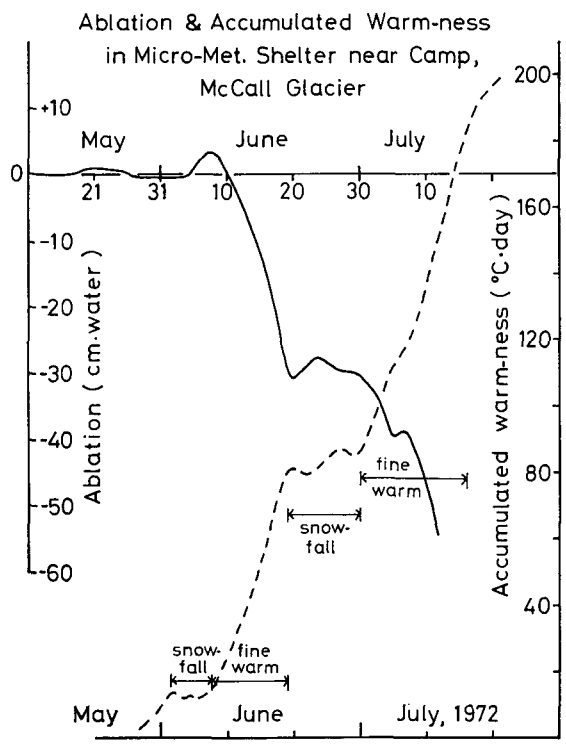


第 7 図 マッコール氷河中流域 MM 点で米国隊が観測した 1972 年 5 月 13 日から，7 月 21 日までの気温。上下の実線はそれぞれ，日最高気温と日最低気温，破線が日平均気温を示す

IV. 上積氷の形成時期

マッコール氷河の源流域で発見された上積氷の新しい層は，一体いつ形成されたのだろうか。上積氷は融解・再凍結によってできるので，氷河上で融解が盛んにおこった時期に形成されたに違いない。そこで，氷河上で観測された氷の消耗速度，気温などについて調べてみよう。

第 7 図に，氷河中流域，海抜 1,720 m の MM 点で観測された 1972 年 5 月 13 日から 7 月 21 日までの気温を示した。実線は最高，最低気温，破線は最高・最低の平均値である。一般に融雪量は積算温度とよい相関関係にあることが知られている。そこで，平均気温の積算を求め，第 8 図の下方に破線で示した。これらの気温の資料によると，融雪が始まったの



第 8 図 マッコール氷河中流域 MM 点で米国隊が観測した 1972 年夏における積算温度（破線）と積算の蓄積・消耗量（実線）

は5月27日以降であるが，本格的な融雪が始まったのは積算気温が急増した6月8日以降と推定される。事実，米国隊の観測によると，氷河源流域で今年度の第1回目の本格的な融雪をみたのは6月8日から6月19日の間であった。その間は連日快晴で，日中の気温が＋10°Cに達し，急斜面の到るところで雪崩が起り，その一部は雪泥流 (Slush flow) となって氷河上を流れ下り，中流域にまで達した。

氷河中流域の MM 点で米国隊が観測した正味の蓄積・消耗量を第8図の上方に実線で示した。6月はじめは悪天候が続き，降雪があったため，蓄積が増したが，6月7日から本格的な融雪・消耗が始まっている。これは源流域での観測結果とよく一致している。

その後，6月20日から同29日まで悪天が続き，源流部で新積雪40 cmを観測した。これが7月2日，下部源流域 LC 点の表面で観測された厚さ16.5 cmの新雪層に対応する（第4図(b)）。第2回目の大規模な融雪は，われわれが氷河に入る前日の6月30日に始まり，7月7日から同17日の間，最盛期に達した。

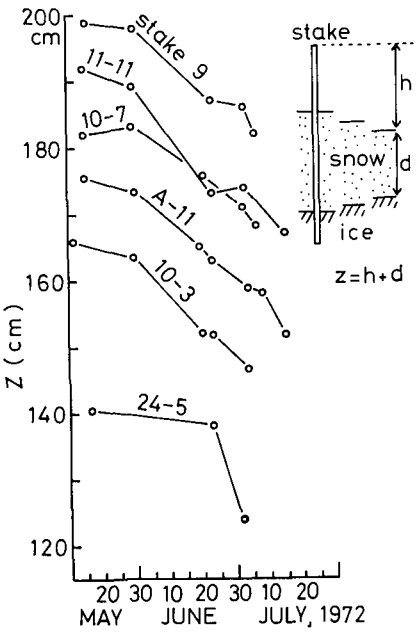
以上のことから，融雪氷が積雪・フイルン層に滲透流下し，ついにはそれ以上滲透を許さない冷えた氷体の上面に達して上積氷の形成が始まったのは，6月8日からと考えられる。

下部源流域で5月12日に米国隊が観測した氷層上面の温度は－12°Cであった。氷に蓄えられた寒気のため，氷の上面に到達した融け水の一部は急速に凍結し，融解潜熱の放出によって氷体の温度を高める。一部の融け水は最大傾斜の方向に向って流出し，ついには川をなして氷河表面上を流れる。

以上のべた上積氷形成の時期についての推論を支持する観測が米国隊によってなされているので，それについて簡単にのべる[5]。

氷河上各所に，長さ約3 mの木の棒を立て，棒の下端が少なくとも氷河氷内部に入るようにする。この棒について，積雪表面上，棒の上端までの高さ h と，棒の周辺の積雪深 d が，毎月数回の割で測定された。積雪深 d は，棒の周囲8ヵ所で，先の尖った鉄棒を鉛直に打ち込み，氷の層に達するまでの深さの平均値である。

前述のように源流域のほとんど全域にわたり，積雪・フイルン層の厚さ d は，せいぜい150 cmていどで，その直下から連続氷となる。従って，鉄棒を打ち込んで d を求めても誤差は少なく，たやすく d が求められる。しかし，上部源流域の上部のように，氷板，フイルンの互層が見られる部分では，どの氷板までの深さを測定したかによって d が大幅に異なり，誤差が大きい。このような誤差が入る可能性はあるが，h と d との和 z は，氷の層の上面から棒の上端までの高さを与える。もとの氷の面上に上積氷が形成されなけれ



第9図 マッコール氷河の各所で米国隊が観測した z の値の時間変化。z の変化速度が上積氷の成長速度に当る

ば，z の値は常に一定である。ところが実際には z の値は5月から7月にかけて一般に減少している。氷河源流域で得られた z の値が，5月以降，時間と共にどう変化したかの例を第9図に示した。例えば下部源流域11-11番の棒における z の値は，72年5月15日から7月15日までの2カ月の間に25 cm減少した。棒の下部は，厚い氷の層ないし連続した氷体内に深く埋めてあるので，蓄積・消耗に無関係に埋め込んだ氷の層に対して不動である。従って，z が減少した原因として，(1)積雪・フイルン内に新たな氷板が形成されたため，d が過小に測られたこと，または(2)，元来の氷の面上に上積氷が形成され，d の測定の基準面である氷の面自身が上昇したこと，のふたつが考えられる。積雪，フイルンは通水度がよく，その内部に水がたまって厚さ10 cmを越すような厚い氷板が形成されることは考え難いし，実際にも，上部源流域上部を除いて，このような例は観測されてない。一方，上積氷が形成されたために z が減少することは，前節で述べたように，可能性が極めて高い。また実際にも上積氷が発見されている。従って，z の減少は主に，上積氷が形成されたため，d の基準面としてとった氷の面自身が上昇したために起ったと考えるのが至当と考えられる。

第9図の各折線の傾斜は，上積氷の形成速度を与える。観測回数が少ないので正確なことは言えないが，上積氷の形成速度 dz/dt の値が大きいのは，6月上～中旬，および7月上旬である。5月および6月下旬は dz/dt が小さい。これは，上積氷が急速に形成されたのが，6月上～中旬，および7月上旬だとする前節の主張を裏付けるものである。なお，以上の議論を裏付けるために，上積氷の形成・生成過程に関する室内実験が行なわれた。これについては別に報告する[6]。

V. 上積氷生成の氷河の水収支に及ぼす影響

氷河の水収支は，氷河各所で1年間の雪，氷の蓄積量と消耗量を測定するか，または，正味の蓄積量（消耗量）を直接測定して求める。しかし，この氷河では融け水が積雪下層部で再凍結し，上積氷として氷河内部に蓄積されるので，表面で観測した融雪量そのものが直ちにその場所での真の消耗量とはならない。また，融け水の一部は自由水として積雪（フイルン）内に保持されるが，これは次の冬が来ると共に凍結して雪の密度を高め，源流部に蓄積される。そこで，この節では，表面で観測された消耗量のうち，どの位が上積氷となり，どの位が自由水として氷河源流域内に蓄えられ，何割位が氷河外に流出して真の消耗量になるかを調べよう。次に例をあげて概算でこれらの値を求めてみよう。

1972年7月6日，下部源流中央のLC点で行なった断面観測結果は第4図(b)に示した。この地点のすぐ近くで同年5月15日に米国隊は断面観測を実施し，雪温分布，密度分布などを観測，引き続き，同日以降における雪面の低下，降雪水量等を観測している。これらの資料を総合すると，下部源流域では5月末に融解が始まり，前述のように6月8日～18日の間に融雪の第1最盛期に達した。その後，6月30日までは気温が0°Cに近く，また，降雪が続いて40 cmの新積雪を観測した。7月1日から同16日の間，第2の融雪最盛期となった。

5月15日での積雪深は160 cm，積雪・氷の境界面の温度は −12°C，積雪の平均密度 $\bar{\rho}_1$ は0.30 g/cm^{3}であった。この積雪表面は7月6日までに79 cm低下し，また当日測定した積雪の

平均密度 $\bar{\rho}_2$ は 0.45 g/cm^3，平均含水率 $\bar{w}$ は 8% であった。

雪面の低下は，5月15日～7月6日の間における融雪による低下だけでなく，その間の新積雪による上昇と雪の圧密による低下が含まれる。今，融雪が始まる直前の積雪層の厚さ（硬いフイルン層を除く）を d_1，平均密度を $\bar{\rho}_1$，融雪期に断面観測した時点（7月6日）までの新積雪の厚さを d_n，その平均密度を $\bar{\rho}_n$，断面観測時の雪の厚さを d_2，平均密度を $\bar{\rho}_2$，平均含水率を $\bar{w}$ とする。

新積雪を加えた厚さ (d_1+d_n) の積雪層が，圧密によって厚さ d'，平均密度 $\bar{\rho}'$ の積雪となり，さらに融雪によって厚さ d_2，平均密度 $\bar{\rho}_2$ の積雪になったと考えることができる。

今，融雪だけによる積雪面の低下を h_m とすると，融雪量 Q_s は，$Q_s=\bar{\rho}'\cdot h_m=\bar{\rho}'\cdot(d'-d_2)$。積雪の質量が保存されることから，$\bar{\rho}_1\cdot\bar{d}_1+\bar{\rho}_n\cdot d_n=\bar{\rho}\cdot d'$。これを前式と組み合わせると融雪量 Q_s は，$Q_s=\bar{\rho}_1\cdot d_1+\bar{\rho}_n\cdot d_n-\bar{\rho}'\cdot d_2$ となる。さらに ρ_2, ρ' の間には，$\rho'=(1-\bar{w})\cdot\bar{\rho}_2$ なる関係があるから Q_s は，

$$Q_s=\bar{\rho}_1\cdot d_1+\bar{\rho}_n\cdot d_n-(1-\bar{w})\,\bar{\rho}_2\cdot d_2 \qquad (1)$$

この式で，右辺の各項はすべて既知量だから，7月6日までの全融雪水量 Q_s が求められる。

この融雪水量 Q_s のうち，一部は自由水として積雪およびフイルン内に保持され，一部は再凍結して上積氷となって源流域に蓄積され，残りは源流域の外に流出する。

今，フイルン層の初めの厚さを d_f，平均密度を $\bar{\rho}_f$，観測時における平均含水率を $\bar{w}_f$ とし，生成された上積氷の厚さを d_s，平均密度を $\bar{\rho}_s$ とすると，自由水として積雪・フイルン内に保たれる水の量 Q_f は，

$$Q_f=\bar{w}\cdot\bar{\rho}_2\cdot d_2+(\bar{\rho}_f/1-\bar{w}_f)\cdot w_f\cdot(d_s-d_f) \qquad (2)$$

また，生成された上積氷の量 Q_i は，

$$Q_i=(\bar{\rho}_s-\bar{\rho}_f)\cdot d_s \qquad (3)$$

である。これら Q_f, Q_i の右辺の各項は観測によって求められる量だから Q_f, Q_i が求められる。融雪水量 Q_s は，

$$Q_s=Q_f+Q_i+Q_r \qquad (4)$$

この式で，Q_s, Q_f, Q_i が求められるから，残りの Q_r（流出量）も求められる。従って，全融雪量 Q_s に対する Q_f, Q_i, Q_r の比が得られる。

一例として下部源流域の LC 点における観測値を用いて Q_f, Q_i, Q_r の比を求めてみよう。72年，融雪の始まる前の5月15日，LC 点で米国隊が得た結果によると，$\bar{\rho}_1=0.30$ g/cm^3，$d_1=170$ cm，また，われわれが観測した7月6日には，$\bar{\rho}_2=0.45$ g/cm^3，$\bar{w}=0.08$，$d_2=90$ cm であった。5月15日から7月6日の間の新積雪水量 $\bar{\rho}_n\cdot d_n$ は 8 cm，また，$\bar{\rho}_f=0.48$ g/cm^3，$w_f=0.1$，$d_s=18$ cm，$d_f=60$ cm だったから，これらの値を (1), (2), (3) 式に代入して Q_s, Q_f, Q_i, Q_r の値を求め，第1表にまとめた。

これによると，上積氷に転化してその場に蓄積される量は，融雪全水量の 37% に達し，また，自由水として積雪内に保持される分が 18%，結局，単純に流出する水量は全体の半分にも

達しない。ただし，これらの値は5月15日から7月6日までの期間について得られたものである。7月中旬以降になると，氷体の温度が上昇するため上積氷の生成速度が鈍化し，全融雪量に対する上積氷の生成量の比が低下する。従って，全消耗期間を通じていえば，上積氷の全融雪量に対する比率は，第1表の値よりやや小さいと考えられる。

LC点以外の観測点（LT, LG, MG点など）では，融解直前の積雪の状態が不明なので，LC点のようにしてQ_f, Q_i, Q_rの比を求めることはできない。そこで，米国隊が1971年の夏に観測で得た消耗量を用いて，これら各点における$Q_f:Q_i:Q_r$を推定してみよう。第2表の第5列は，Wendlerらが1971年6月17日から7月22日の間に，この氷河で得た海抜高度別の消

第1表 下部源流域LC点において，1972年5月末から7月6日に至る間の全融雪量Q_sに対する自由含水量Q_f，上積氷の生成量Q_i，流出量Q_rの比率

全融雪量 Q_s	自由含水量 Q_f	上積氷量 Q_i	流出量 Q_r
19.5 g/cm²	3.5 g/cm²	7.2 g/cm²	8.8 g/cm²
比率 100%	比率 18%	比率 37%	比率 45%

第2表 源流域各点において1972年5月末から7月中旬にかけて生成した上積氷の厚さ，およびそれらの資料から推定で求めた全消耗量Q'_sに対する上積氷生成量Q_i，自由含水量Q_f，流出量Q_rの比率

観測点	観測日 海抜 (m)	全積雪深 平均密度 平均含水率	新しい上積氷の厚さ	1971年6月17日～7月22日の消耗量	推定消耗量 Q'_s	上積氷 Q_i Q_i/Q'_s (%)	自由含水 Q_f Q_f/Q'_s (%)	流出量 Q_r Q_r/Q'_s (%)
	1972年	80 cm	cm	g/cm²	g/cm²	g/cm²	g/cm²	g/cm²
LG	7月7日	0.48 g/cm³	23.5	24.0	27.7	10.35	7.3	10.0
	2,075	19%				37%	25%	37%
		130						
LC	7月6日	0.45	18.0	20.0	22.3	7.92	3.5	10.9
	2,135	6.0				36%	16%	48%
		108						
LT	7月4日	0.40	15.0	15.5	16.3	6.6	1.73	8.0
	2,230	4.0				40.5%	10.5%	49%
		55						
MG	7月8日	0.49	36.0	21.0	25.3	15.8	3.24	6.3
	2,125	12.0				62.5%	13%	24.5%
		52						
UG′ (TC・4)	7月10日	0.5	24.0	14.0	18.8	10.55	1.81	6.4
	2,260	7.0				56%	10%	34%
		214						
UG (23.5)	7月12日	0.45	—	13.5	19.1	—	—	—
	2,270	—						
		196						
UC (24.5)	7月11日	0.42	—	10.5	15.0	—	—	—
	2,335	6.0						

耗量である。この期間の氷河中流域の MM 点における積算温度は +103°C・day である。消耗量がその点の積算温度に比例すると仮定すると，氷河上各点でわれわれが断面観測を行なった日までの 1972 年 5 月以降の MM 点における積算温度を用いることにより，各点での消耗量を推定することができる。このようにして求めた消耗量 Q'_s を表の第 6 列に示した。

表の第 3 列には，72 年 7 月にわれわれが観測で得た積雪深，雪の平均密度，平均含水率を示し，これらの値を用いて得られる自由含水量およびその全消耗量 Q'_s に対する比 Q_f を第 8 列に示した。第 4 列の値は，同年 5 月以降に生成された上積氷の層の厚さである。LC 点におけると同様，上積氷の平均密度が 0.89 g/cm^3，上積氷が形成される直前の雪の乾き密度を 0.41 g/cm^3 として得られる各点での上積氷の生成量 Q_i およびその Q'_s に対する比を第 7 列に示した。$Q'_s=Q_i+Q_f+Q_r$ の関係から，その点での流出量 Q_r を求め，Q'_s に対する比と共に第 9 列に示した。

以上求めた $Q_f:Q_i:Q_r$ は，極めて粗い計算で得た値である。しかし，LC 点での実測で得られた比 18 : 37 : 45 (**第 1 表**) に対し，今の計算では 16 : 36 : 48 とよい一致を示しているので，他の地点の値も一応の目安を与えているものと考えられる。

下部源流域では上積氷の生成量 Q_i の絶対値は，上流部ほど少なく下流部ほど大きいが，全消耗量に対する比は，下部源流域全体を通じて 35～40% で，ほぼ一定である。これに対して自由含水量 Q_f の Q'_s に対する比は下流ほど大きく，LT 点での 11% に対して LG 点では 25% になっている。表の第 7, 8 列に見られるように，全消耗量の 50～60% が上積氷や自由水の形で氷河蓄積部に蓄えられており，氷河の外に流出するのは僅か 40～50% にしか過ぎないのである。

以上の結果は，5 月下旬の融雪のはじまりから，7 月中旬の第 2 融雪期が終るまでの話であって，融雪期全体にわたってのことではない。1972 年には 7 月 22～31 日までの第 3 融雪期 (MM 点での積算気温；+36.7°C・day)，8 月 15～20 日の第 4 融雪期 (同，+21.6°C・day) があった。この時期に生成した融解水の一部が上積氷に転化したことは確かであるが，同年夏の終りまでにどの位の上積氷が生成されたかは明らかでない。しかし，7 月下旬以降になると，氷河氷体の温度が上昇し，上積氷の生成前面における温度勾配が小さくなるため，上積氷生成速度が鈍化する。マッコール氷河源流域全体で，この年の夏の全期間にわたり，どの位の上積氷が生成され，それが水収支にどのていどの寄与をしたかについては，熱伝導論から計算で求めることができる。これについては別の機会にのべる[6]。

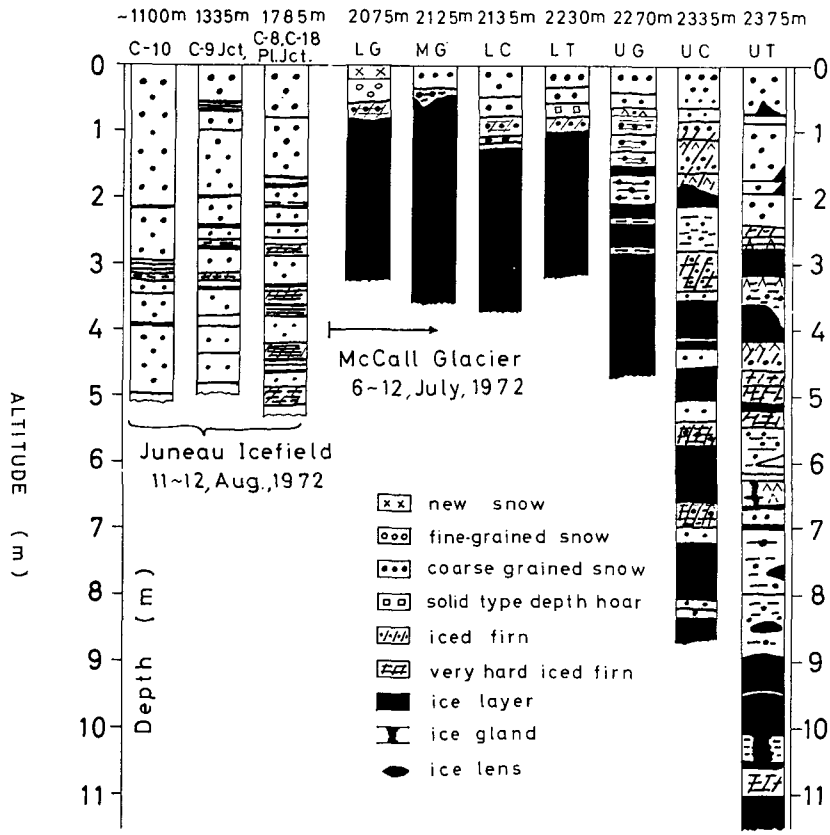
マッコール氷河では，上部源流域の UC 点以下の高度では，積雪・フイルン層の厚さがたかだか 2 m なので，圧密による氷化は事実上ないと考えられる。従って，マッコール氷河の下部源流域，中部源流域および上部源流域の一部で生成される上積氷が，マッコール氷河の氷河氷の源である。逆にいえば，この氷河の氷河氷の大部分は，もともと源流部で生成された上積氷なのである。

UC 点より高度の高い上部源流域では，第 10 図の UC, UT と印した成層構造図に示したように，表面下 8～11 m から連続氷体が始まっている。その上のフイルン層内には何枚もの厚い氷板が見出されるが，毎年，その厚さが増加していることが米国隊の観測によって確認され

ている。これは，毎夏，それぞれの氷板の上面に上積氷が形成された証拠である。

一方，フイルン線以下の氷河消耗域においても，夏の初めに上積氷が生成される。この上積氷は融解期が進むにつれて結局は融け去り，さらにその下の氷河氷も消耗する。ある地点で生成された上積氷の厚さを h_i，その密度を ρ_i，上積氷が生成される前の雪の密度を ρ_s とすると，その地点から実際に消滅した雪・氷の量は，その地点の表面で観測された消耗量よりも $(\rho_i-\rho_s)\cdot h_i$ だけ少ない。氷河の水収支を論ずるときに，このことを計算に入れなければならない。

以上のべた氷河源流域，消耗域における上積氷の生成およびその水収支に及ぼす影響は，単にマッコール氷河だけの問題ではなく，ひろく北極圏や南極大陸周縁部に存在するすべての亜極地寒冷氷河についても成り立つことである。氷河表面でいかに正確に消耗量を測定しても，実はそれが直ちに消耗量になるのではない。その一部は上積氷や自由水として氷河内部に蓄積されるので，真の消耗量は観測で得た消耗量よりもずっと少ないのである。それどころか，上積氷の生成こそはこの種の氷河の氷河氷形成の主要な機構であり，大部分の氷河氷の源になっているのである。



第10図 南東アラスカのジュノー氷原各地で観測した積雪・フイルンの成層構造と，マッコール氷河源流域各所で観測した積雪・フイルン・上積氷の成層構造を，気候が温暖な順に左から右に並べた。氷板，上積氷の形成による雪の氷河氷への転化に対する融雪水の役割りが，亜極地寒冷氷河のフイルン線附近で最も大きくなることがわかる。

VI. 氷河源流域における雪の氷化深度と気候との関係

以上のべたように，毎年，夏のはじめに，氷河源流域の積雪・フイルン層内に，上積氷を含む氷板，氷柱などの融解・再凍結氷が形成される。**第10図**に，1972年7月4～12日の間，マッコール氷河源流域で，また，同年8月11～12日に南東アラスカのジュノー氷原で得られた雪・氷の成層構造図をまとめて示した。ジュノー氷原，マッコール氷河とも，図の右側のものほど海抜高度が高くなっている。

温暖氷河の源流域のジュノー氷原では，海抜高度が低いところほど，温暖な海洋性気候を反映して，氷板の数も量も少ない。例えば図の左端のC-10点（海抜1,100 m）では，冬期の降雪量が非常に多く，また，夏期の融解が激しいが，寒気の蓄積が少ないので融け水の大部分は氷板を形成することなくそのまま浸透流下，流出してしまう。このような場所では単にぬれ雪が圧密化することによって氷化がおこる。C-10点の雪の平均密度は表面から2 m深までが0.57 g/cm^3，2 mから4 mまでが0.67 g/cm^3，4 m以深では0.7をこえ5 mで0.78 g/cm^{3}を観測した。海抜高度がC-9の1,335 m，C-8・C-18の1,785 mと高度が高くなるにつれて，次第に内陸性の亜極地気候に移行するが，それに対応して，氷板の数が増し，再凍結氷の氷河氷への転化に占める役割が増大する。それでも荷重による圧密が強く，C-9 Jct.点では雪の密度が表面下2 mで0.7 g/cm^{3}をこえ，それ以下の深さで漸増している。これに対してC8-C18点では，深さ4 mまでの平均密度が0.62 g/cm^3，4.2 m以下の氷フイルン層では0.8 g/cm^{3}で再凍結氷の密度増加に果す役割が増大しているのが見られる。さらに内陸部のカナダ側に入ると降雪量が少なくなり，加えて冬の寒気が厳しくなるので亜極地寒冷氷河型に移行する。事実，ジュノー氷原北方，ユーコン州のキャセドラル氷河では上積氷が盛に生成され，マッコール氷河に近い状態という。この状態が典型的に現われたのがマッコール氷河のLG, MG, LC, LT点などである。融解水の再凍結による上積氷の形成が極めて能率よく進み，雪はその場で氷河氷に転化する。しかし，さらに上流に進むにつれて，融解水の量が減少するため上積氷形成の能率が落ち，UC点，UT点に見られるように，積雪・フイルン内に不連続的に分布する厚い氷板となる。

気候がさらに寒冷な地域になると，融雪量が減少するため氷板の生成量は益々低下する。さらに，南極内陸部やグリンランド氷床中央部などの高緯度寒冷氷河になると，も早，一年中融解することがなくなるため雪は常に乾燥状態にあり，純粋な寒冷変態しか起らなくなる。寒冷変態による圧密・氷化速度は，ぬれ雪のそれに比べてずっとおそいので，氷化深度は50～100 m，深いところでは150 mにも達する。

このように，亜極地寒冷氷河における氷化深度は，温暖氷河と高緯度寒冷氷河の氷化深度の中間にあるのではない。源流域で上積氷が盛に形成されるため，雪は表面下1～2 mという非常に浅いところで氷化してしまうのである。

VII. ま と め

1971年8月，1972年7月の2回にわたり，アラスカ北部の亜極地性寒冷氷河であるマッ

コール氷河の源流域で，積雪から氷河氷への転化過程を調べた。得られた結果をまとめると次のようになる。

(1) 源流部の8カ所で断面観測を行なった結果，源流域の大部分の面積で，フイルンの厚さは1～2mしかなく，その下には完全に氷化した氷体が現われた。ボーリングコアの所見によると，この氷体は氷河の底まで連続していると考えられる。

(2) フイルンから氷河氷への転化は，第3図の雪・氷境界面SSに見られるように，全く不連続的に起っている。これは，氷が圧密によってできたのではなく，フイルン層下部に停滞した融雪滲透水がその場で再凍結してできた上積氷であることを示している。

(3) このことは雪・氷の境界面から切り出した薄片の観察によっても確かめられた。第5図の写真に見られる気泡の状態などは，この氷が凍結氷であることを示している。

(4) この氷が上積氷であることは，1971年，1972年の2回，下部源流域の同一地点（LC点）で断面観測して確かめられた。

(5) ひと夏の間に生成される上積氷の厚さは源流域の場所によって異なるが，フイルン線に近い比較的低高度の場所で30～40 cm，上部源流域で20 cmのていどである。

(6) 上積氷が最も効率よく生成される時期は，その年の融雪の初期すなわち5月末から7月上旬にかけてである。この時期には，氷河全体の寒気の蓄積がまだ充分に大きいので，滲透した融雪水の再凍結が効率よく行なわれるからである。7月中旬以降になると氷体の温度が上昇するため，上積氷の生成速度が低下する。

(7) 積雪量が多い上部源流域の上部では，氷体温度が比較的高い（−2°～−3°C）ので，上積氷の生成量が相対的に少ない。

(8) フイルン線以下の高度，つまり消耗域でも融雪初期に上積氷が生成される。これは消耗末期までに完全に融けてしまうが，氷河全体の水収支を論ずる際に考慮に入れる必要がある。

(9) 5～7月上旬の間に生成される上積氷の全融雪量に対する比は下部源流域で35～40%，中部，上部源流域の下手では60%にも達する。融解水として氷河の外に流出する水量は全融雪量の約半分にすぎない（**第2表**）。氷河内に蓄積された上積氷はそのまま氷河氷としてやがて源流域から下流に向って流出する。

(10) 以上のべたことは，マッコール氷河だけでなく，他のすべての亜極地寒冷氷河にも通用することで，この種の氷河の水収支を論ずる際に極めて重要である。

(11) 南東アラスカのジュノー氷原各所で観測した積雪・フイルンの成層構造をマッコール氷河の源流域各地で得た積雪・フイルン・氷河氷の成層構造と比較した。気候が比較的温暖なジュノー氷原では温暖変態による圧密・氷化が著しいが，寒冷な場所など融雪水の再凍結による氷板，上積氷の形成が顕著になる。最も顕著になるのが亜極地寒冷氷河のフイルン線附近で，より寒冷になると，融解・再凍結氷の氷化に対する役割りが減少する（第10図）。

(12) 上積氷が形成される時の詳細な過程や熱収支については，室内実験および計算によって調べている。これについては別の機会に発表する。

謝辞；この研究を行なうに当り，氷河観測に参加した当研究所の小林大二助教授，田沼邦

雄, 遠藤八十一, 小林俊一, 水野悠紀子の各助手, アラスカ大学地球物理学研究所の D. Trabant, C. Fahl の各氏の御協力に深く感謝します。また, アラスカ大学地球物理学研究所のマッコール氷河熱収支・質量収支調査隊 (主研究者: G. Wendler 博士) の方々および当研究所大学院生・石川信敬君に多大の協力をいただいた。ジュノー氷原での観測には, ミシガン州立大学北極山岳氷河研究所長 M. M. Miller 博士夫妻とその協同研究者および当研究所大学院生西尾文彦君に多大の協力をいただいた。

この研究に要した大部分の費用は日本学術振興会から支出された。同会からはこの研究を実施する上で多大の御配慮をいただいた。

以上の方々に厚く御礼を申し上げる。

文　　献

1) Miller, M. M. 1953 Juneau ice field research project 1951 winter season. J.I.R.P. Report **8**, American Geographical Society.
2) Wakahama, G. 1967 The metamorphism of wet snow. Proc. I.U.G.G. General Assembly of Bern, Sept.-Oct. 1967, 370-379.
3) Keller, C. M. 1959 Notes on the geology of the McCall Valley area. *Arctic*, **12**, 87-97.
4) Wendler, G., Fahl, C. and Corbin, S. 1972 Mass balance studies on McCall Glacier, Brooks Range, Alaska. *Arctic and Alpine Research*, **4**, 211-222.
5) Wendler, G. and Ishikawa, N. 1974 The combined heat, ice and water balance of McCall Glacier, Alaska: a contributin to the International Hydrological Decade. *J. Glaciol.* **13**, 227-241.
6) 若浜五郎・長谷美達雄 1974 亜極地寒冷氷河における上積氷の生成について. 低温科学, 物理篇, **32**, 161-174.

Summary

The transformation process of snow into glacier ice was investigated in McCall Glacier, Brooks Range, Alaska. As McCall Glacier belongs to the category of the sub-polar glacier, the mechanism of transformation of snow into glacier ice may be more complicated than that occurring in high-polar glaciers where the transformation mainly proceeds by mechanical densification of snow without any experience of melting phenomena. The main purpose of this work is to clarify the transformation process of snow into glacier ice in McCall Glacier and to compare it with that occurring in polar or temperate glaciers. This work was conducted as one of the Japan-U.S. Scientific Cooperative Research Projects. The project number approved by Japan Society for Promotion of Science was 4R-007, and the counterpart research organization was Geophysical Institute, University of Alaska.

In the summers of 1971 and 1972, many pit works and ice-core drillings were made at various sites (labelled with LG, MG, in Fig. 2) in three accumulation areas of McCall Glacier; Upper, Middle and Lower Cirques, in cooperation with glaciologists of Geophysical Institute. Vertical distributions of stratigraphy, density, hardness, grain size and shape, free water content and temperature of snow and ice were measured as shown in Fig. 4. As seen in Fig. 3, the thickness of firn-snow was only 1～2 m and superimposed ice was developed immediately underneath the firn-snow. The transformation

from firn-snow to the superimposed ice was discontinuous as seen in Fig. 5. This discontinuous structure suggests that melt water formed at the surface of snow penetrates into firn but its penetration is stopped by underlying ice. Since the temperature of underlying superimposed ice is maintained well below the melting point of ice, water staying on the surface of ice begins to freeze there increasing the thickness of ice. This mechanism of formation of the superimposed ice was ensured by the pit work made at the same place in Lower Cirque (Site-LC) on 24 August, 1971 and 6 July, 1972. The observed stratigraphy indicated that the superimposed ice was newly developed by 18 cm in thickness throughout this period.

Though the superimposed ice is formed by refreezing of melt water which permeates through snow, the rate of formation may be predominant in the melting season, June～July. According to our observation, the approximate thickness of superimposed ice formed in a whole summar was 20 cm at the upper region and 30～40 cm at the lower region of the accumulation area of the glacier. This difference in thickness may be attributed to the difference of the temperature of underlying ice and the rate of supply of melt water. In the upper region of the accumulation area, the thickness of deposited snow was larger than that in the lower region. The temperature lowering of underlying ice in winter is inversely proportional to the thickness of deposited snow. The temperature of superimposed ice observed in the summer season was −2°C～−3°C at the higher region and −10°C～−12°C at the lower region of the accumulation area. The rate of supply of melt water is larger in the lower region than that in the higher region, because the air temperature is higher in the lower altitude. Besides, the amount of run-off water supplied from the higher region increases with the lowering of altitude. Therefore, it may be assumed that these two factors, the comparatively high temperature of ice and the low rate of supply of melt water, reduced the augmentation of superimposed ice at the higher region of the accumulation area. In fact, the structure of superimposed ice found at the higher region of the accumulation area was not continuous but composed of several thick ice slabs (Fig. 10).

The ratio of amount of superimposed ice formed at various sites of the accumulation area in May～July of 1972 against the total amount of ablation are listed in Table 2. As seen in this Table, the value of ratio was 35～40% for Lower Cirque and 60% for lower regions of Middle and Upper Cirques. This means that approximately 50% of the total amount of ablation was discharged from the glacier as "run-off" water and the remainder contributed to the formation of superimposed ice. It may be argued, therefore, that the main part of the ice body which constitutes McCall Glacier is superimposed ice formed by refreezing of melt water in accumulation area. This argument may be applicable for the consideration of mass balance of glaciers existing in sub-polar regions.

The authors are indebted to Dr. G. Wendler and his colleagues of Geophysical Institute, University of Alaska for their kind cooperation in this work, and to Japan Society for Promotion of Science for a financial support to the project. They also wish to express their deep appreciation to Dr. M. M. Miller and his colleagues of Michigan State University for their kind cooperation in the snow studies in Juneau Icefield.