HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北極地域の積雪調査（１９７３年３月）
Author(s)	若浜，五郎；秋田谷，英次；田畑，忠司
Citation	低温科學．物理篇，32，175-184
Issue Date	1974-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18255
Type	departmental bulletin paper
File Information	32_p175-184.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Gorow WAKAHAMA, Eizi AKITAYA and Tadashi TABATA 1974 Observations of Snow Covers in Arctic Regions, March 9-18, 1973. *Low Temperature Science, Ser. A, 32.* (With English Summary p. 183)

北極地域の積雪調査 (1973年3月)*,**

若浜五郎・秋田谷英次・田畑忠司
(低温科学研究所)

(昭和49年10月受理)

I. まえがき

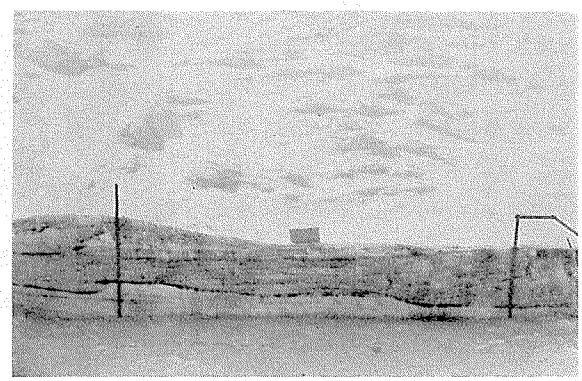
低温科学研究所海氷研究グループは，1973年3月，アラスカ最北端ポイントバロー沖に定着する北極海の海氷上において，海氷内の応力状態，海氷面での熱流量の測定を行なった[1,2]。現場付近の海氷は薄いところで2～3 cm，厚いところで40～50 cmの積雪で蔽われていた。

海氷上の積雪はごく薄いものであっても海氷内の温度分布を大きく変えるので，海氷内の応力状態や海氷面での熱収支に大きな影響を及ぼすことが予想される。事実，筆者らの観測によれば，海氷面上に僅か2.5 cmの積雪があるばあい，海氷内を通る熱流量は，裸の海氷に比べて20%以上も減少した[2]。

海氷内の熱流量に対する積雪の影響は，その厚さと雪質によって異なる。そこで筆者らは海氷上に積った雪の状態を調べた。また，比較のため，陸上や湖氷上の積雪も調査した。以下，その観測結果の概略をのべる。

II. 海氷上の積雪

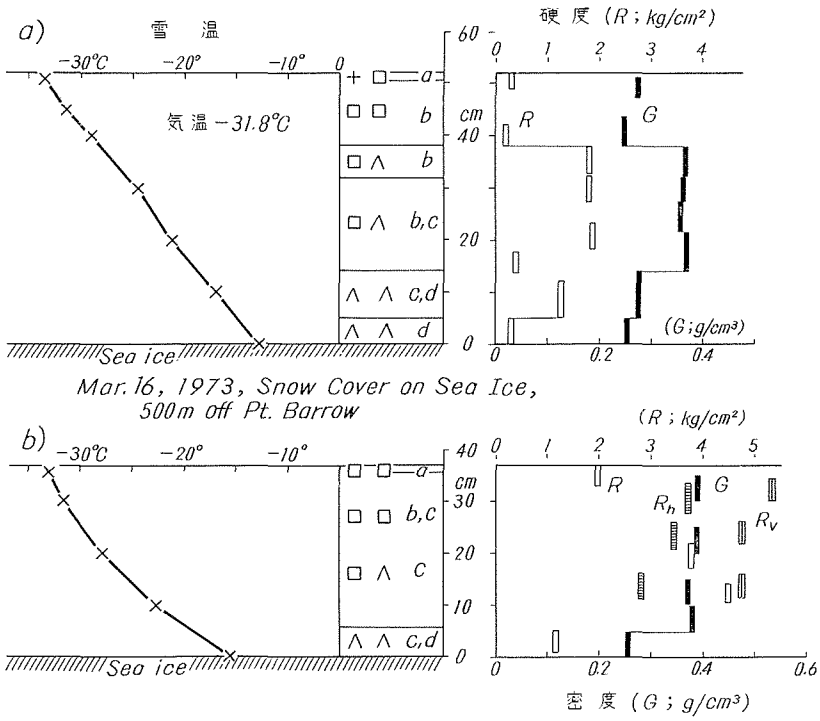
海氷板の応力状態，熱流量などを観測した現場付近の海氷上の積雪を調べた。海氷はいたるところでハンモッキングしているので，その上に積った雪が乱され，積雪状態は決して一様ではない。第1図の写真に見られるように凹凸がはげしく，厚いところで50～60 cm，薄いところでは2～3 cmの雪しかなかった。従って，積雪の代表点を選ぶのは極めて難かしかったが，雪の比較的厚いところと薄いところを選んで断面観測（第1図）を行なった。第2図a，bにその結果を示す。記号はすべて国際記号を用いた。



第1図 海氷上の積雪の断面。積雪表面は凹凸がはげしい

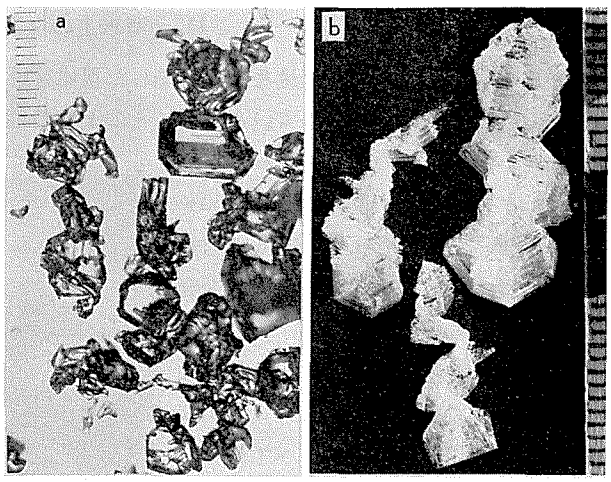
成層状態と雪質；図に示すように，雪の厚さと無関係に，積雪の上半分は

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1335号
** 流氷研究施設 研究報告 第38号



第2図 海氷上の積雪の断面観測結果。a) 雪の厚さ 52 cm の部分，b) 同 36.5 cm の部分。図 b) の R_h, R_v はそれぞれ，3月 19 日の測定で得た水平方向，鉛直方向の木下硬度

締ったムクの結晶のこしもざらめ雪，下半分は骸晶型の大粒のしもざらめ雪であった（第3図）。これらの雪は，北海道の山岳部でみられるしもざらめ雪に比べて，密度，硬度がともに大きく，積雪層の薄いところほどこの傾向が強かった。しかし，厚さが極端に薄くて 10 cm 以下になると，逆に密度も硬度も小さくなる。このことについては後にのべる。



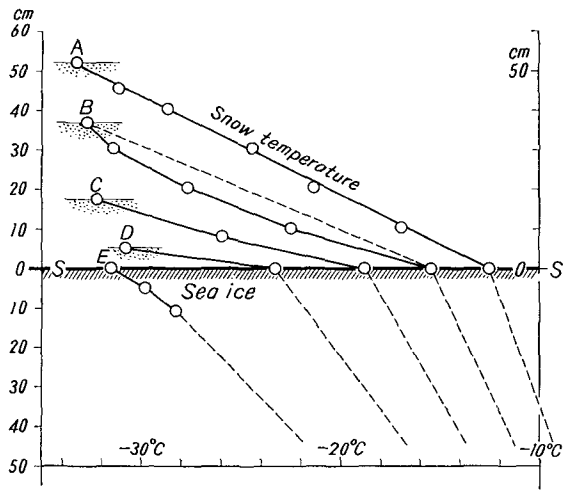
第3図 海氷上の積雪から採取したこしもざらめ雪 (a) と骸晶状のしもざらめ雪 (b) の顕微鏡写真

硬度は積雪の上層部ほど大きく，下層の海氷面に近いところで小さい。この傾向は後述の凍土上の積雪にも見られ，これは北極地域の積雪に共通にみられる特徴である[3]。上層部の硬い層（木下硬度；2～4 kg/cm²）は骸晶化しつつあるこしもざらめ雪であるが，もともとは極地性風成硬化雪である。この雪は，若浜ら[4]が 1968 年の冬，今回とほぼ同じ場所の海氷上で観測したものと同種の雪である。また，北海道の

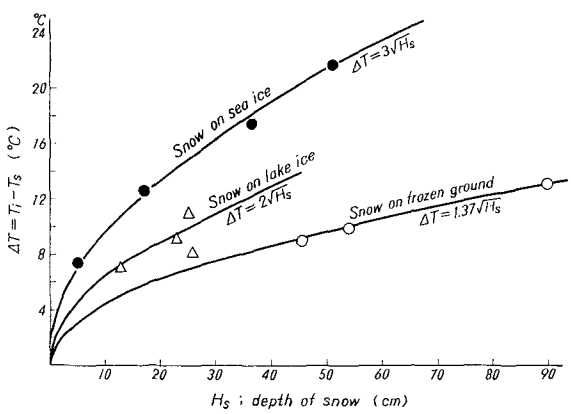
山岳部で見出される硬化雪[5]も，これと類似の雪である。これに対して下層部の雪は完全に骸晶化した大粒のしもざらめ雪で(第3図b)，木下硬度は0.3～1 kg/cm² で上層部の雪の硬度よりも小さい。

第2図に示したように，雪の薄いところ(図b)の硬度は，厚いところ(図a)のそれよりも2～3倍大きい。これら2つの観測点は互に1.5 mしか離れていない。層の追跡からこれらの層がもともと同じ時期に形成された風成硬化雪であることがわかった。それにも拘らず，現時点で薄いところの硬度が厚いところよりずっと大きいのはなぜだろうか。秋田谷[6]は，密度0.35 g/cm³ 以上の雪が温温勾配の下でしもざらめ化するばあい，温度勾配が大きいときほど硬度が大きくなることを実験的に示した。この海氷上の雪内部の平均温度勾配は，薄いところで0.6°C/cmで，これは厚いところの0.4°C/cmより5割も大きい。秋田谷の実験結果に照らして，初期密度が0.4 g/cm³ に近い風成硬化雪の薄いところほど強い温度勾配の下にあったので，より硬いしもざらめになったものと考えられる。

第2図bの観測をした3日後の3月19日にこれと同一のこしもざらめ層の硬度を測定した。僅か3日の間にこの層の硬度がさらに増えて，5 kg/cm² 前後の大きな値になっていた。この同じこしもざらめ層から大きな雪の塊りを切り出し，成層の水平方向の硬度を測ったところ，3～3.5 kg/cm² であった。これは鉛直方向の硬度よりもずっと小さい。しもざらめ化が進むにつれて鉛直方向のつながりが発達するのに対して，水平方向の連結がそれほどは発達しないことの反映と考えられる。



第4図　海氷上，いろいろな厚さの積雪について測定した雪温分布。SSが雪・海氷の界面。海氷(厚さ146 cm)の下面の温度が海水の結氷点 −1.8°C として推定した海氷内の温度分布を破線で示した



第5図　積雪の表面温度 T_s と雪・海氷の界面の温度 T_i との差 $(T_i - T_s) = \Delta T$ と，雪の厚さ H_s との関係

積雪内の温度分布と熱伝導率

海氷上の積雪のいろいろな厚さの部分で積雪内の温度分布を測定した。結果を第4図に示す。横軸が温度，縦軸は雪・海氷の界面SSを基準にした時の雪内部あるいは海氷内の温度測定点までの距離である。実線A, B, C,

D, E はそれぞれ，雪の厚さが 52 cm，36.5 cm，18 cm，5 cm および 0 cm のときの温度分布である。

積雪の表面温度 T_s と積雪・海氷の界面の温度 T_i との差，$T_i-T_s=\Delta T$ は，勿論，雪の厚さ H_s によって異なる。これを図示したのが第 5 図の黒丸印である。これらの点は，H_s を cm で現わしたときの数値を用いると，$\Delta T=3\sqrt{H_s}$ の曲線によくのっている。後に述べる凍土上の雪温（同図の白丸印）についてもこれと同じ傾向がみとめられる。

今，厚さ H_s の一様な雪が，厚さ H_i の一様な海氷上にのっているとすれば，定常状態において ΔT は H_s に比例することが予想される。しかし，実際はこのように ΔT は $\sqrt{H_s}$ に比例するのは，厚い雪と薄い雪の雪質が異なり，薄いところほど雪の熱伝導率が小さいためと考えられる。このことを第 4 図について考えてみると次のようになる。

裸の海氷の表面温度が −33°C のとき，厚さ 52 cm の雪の下にある海氷の表面温度 T_i は −12.6°C であった。雪の中の平均温度勾配は 0.40°C/cm である。この付近の海氷の厚さは 146 cm あり，その下面の温度は海水の結氷点 −1.8°C にあると考えられるので，海氷内の平均温度勾配は 0.074°C/cm である。海氷と雪の熱伝導率をそれぞれ k_i, k_s とすると，k_i/k_s の比は 5.4 となる。k_i は，現場近くで測定した熱流量と海氷内の温度勾配から $4\sim5\times10^{-3}$ cal/°C·cm·s が求められているので[2]，これから雪の熱伝導率 k_s を求めると，$k_s\sim8\times10^{-4}$ cal/°C·cm·s が得られる。

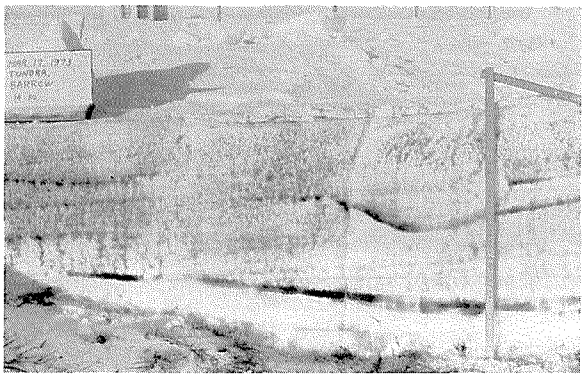
厚さが 36.5 cm，18 cm，および 5 cm の雪内部の平均温度勾配はそれぞれ 0.48°C/cm，0.78°C/cm および 1.4°C/cm であった。上と同様にして k_i/k_s を求めると，それぞれ 5.1，6.5 および 9.0 となる。これからそれぞれの雪の平均熱伝導率を計算すると，8×10^{-4}, 7×10^{-4} および 5×10^{-4} cal/°C·cm·s となる。このように薄い雪ほど熱伝導率が小さくなることは次のように理解することができよう。

たとえ同じ雪質であっても，薄い雪の内部ほど平均温度勾配が大きく，従って，しもざらめ化の進みかたが著しい。とくに厚さが 10 cm 以下の雪は，昇華蒸発によって密度の小さい空隙の多い雪となるから熱伝導率も小さくなるだろう。事実，厚さが 5 cm の雪は，表面に厚さ 5 mm のムクの結晶の層がみられた外は，全層が骸晶状のしもざらめ雪でできていた。このしもざらめ雪の密度は 0.23 g/cm^3，木下硬度が 0.9 kg/cm^2 で，第 2 図に示した厚さ 36.5 cm や 52 cm の雪に比べて，全般的に密度も硬度も小さい，いわばがさがさの雪である。

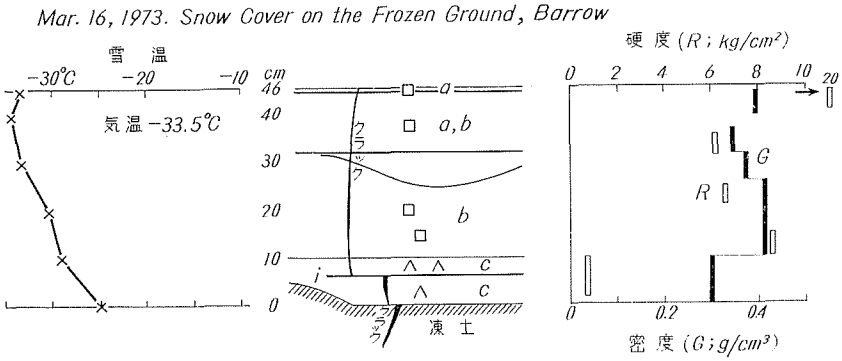
このように薄い雪ほど熱伝導率が小さい事実は，海氷の熱収支にとって極めて重要である。なぜなら，海氷には地ふぶきによって 2〜3 cm ていどの雪がかぶることが屢々とおこる。この薄い雪は短時日の間に熱伝導率の小さい雪に転化し，海氷から大気中への熱の放出を効果的に妨げるからである。

III. 凍土上の積雪

3 月 15, 16 の両日，バロー郊外の凍土上に積った雪の断面観測を行なった。断面を第 6 図に，観測結果を第 7 図に示す。厚さ 46 cm のほぼ全層が非常に硬い，よく締ったこしもざらめ雪で，密度が 0.4 g/cm^3 前後，木下硬度は表面で 20 kg/cm^2，それ以下の層で 6〜8 kg/cm^2 であ



第6図　バロー郊外の凍土上の積雪の断面。写真の中央，縦に走る線がクラック



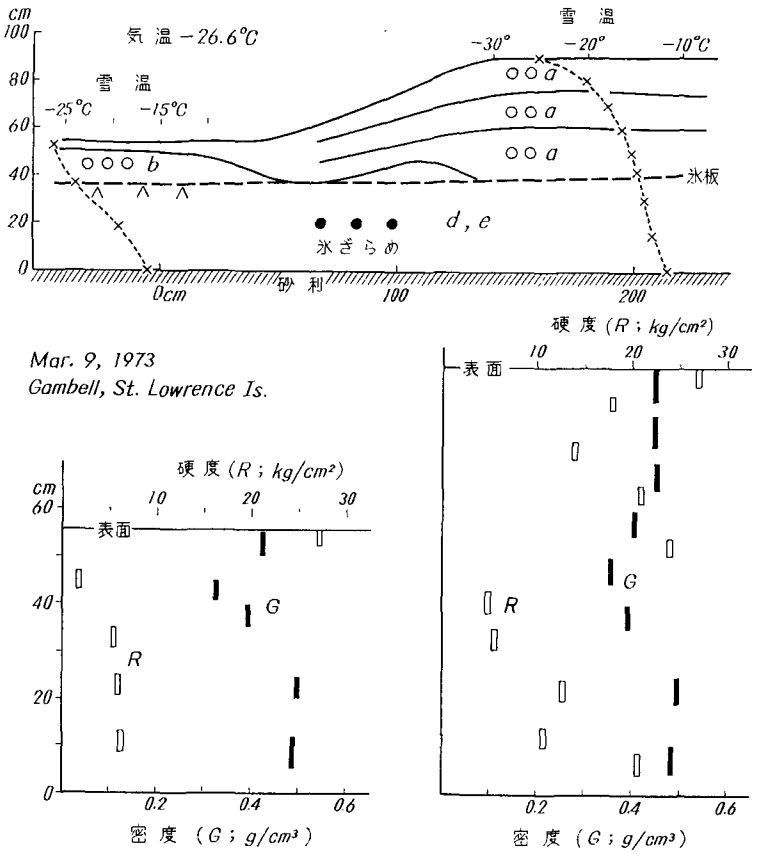
第7図　凍土上の積雪の断面観測結果

った。地表面の直上 10 cm の層だけは極めて弱い，骸晶状のしもざらめ雪で，密度 0.3 g/cm², 木下硬度が 0.4 kg/cm² であった。このように，凍土上の雪のしもざらめ化が海氷上の雪に比べて進行していないのは，雪内部の温度勾配が小さいことによる。こしもざらめ層の平均温度勾配は 0.18°C/cm であった。

凍土上の雪の表面には，さしわたしが 10 m ていどのポリゴン状にクラックが起っているのが観察された。第6図に示したように，これらクラックは雪の中をほぼ鉛直に貫き，地上に達していた。クラックの下端近くの凍土にも，雪の中のクラックと平行して，クラックが走っているのが観察された。このことから，かつて凍土が収縮してクラックが入った時，その上にのっていた雪も凍土と共に割れたものと思われる。

第8図　凍土上の積雪の断面（セントローレンス島ギャンベル）

凍土上の積雪の観測として，今回の北極海氷調査の旅行中，ベーリング



第9図 セントローレンス島ギャンベルの積雪断面観測結果

海のセントローレンス島のギャンベルでも行なった。この島はベーリング海峡の南方，大略63°30′N，170°Wに位し，ギャンベルはその北西端にあるエスキモー部落である。連日のように，対岸のシベリヤ大陸から強い北風が吹きつけるので，雪面は凹凸がはげしく，山の斜面にはスカブラが発達していた。

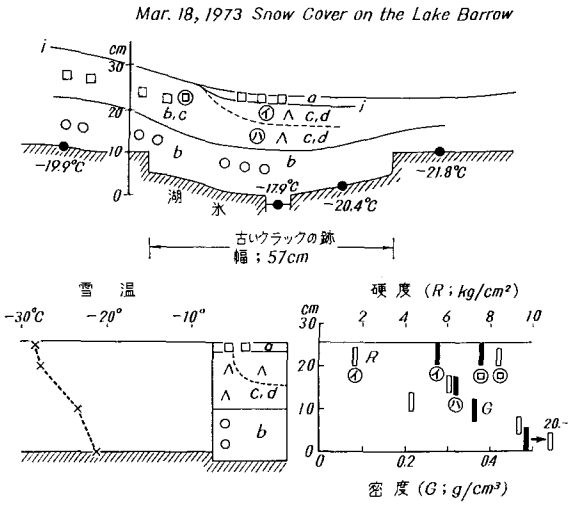
3月9日，平地上の積雪の断面観測を行なった。断面を第8図に，観測結果を第9図に示す。地上40 cmまでの層はすべて粒径が2 mm以上の大粒の氷ざらめ雪で，密度が0.5 g/cm³，硬度が5～20 kg/cm²の極めて硬い雪であった。この層は明らかに融解・再凍結でできたざらめ雪である。地面直上にしもざらめ雪は見られなかった。

この層の上に積った雪は凹凸がはげしく，ある部分では，下の大粒ざらめ層が露出していた。われわれが観測した地点は比較的雪の厚い部分で，第9図に示したように，15～50 cmの緻密な硬い雪が上層部に見られた。この雪は密度が0.45 g/cm³のかたしまり雪で，しもざらめ化はほとんど認められなかった。木下硬度はこの層の全体にわたり15～27 kg/cm²で，典型的な極地型風成硬化雪である。すなわち，この雪は，もともと，地ふぶきで吹送されて来た微細な雪粒が堆積したもので，堆積した時点から密度0.45 g/cm³ていどの緻密な硬雪であったものが，その後焼結が進むにつれて益々硬化したものである。この雪内部の温度勾配は0.12°C/cm

であった。温度勾配が小さいことと，この雪の組織が元来非常に緻密で空隙が小さいことが相まって，しもざらめ化が進行しなかったのである。

IV. 湖氷上の積雪

ポイントバロー付近には大小無数の湖がある。冬期，全面結氷した氷の上に10～30 cmの雪が積っている。そこで3月18日，そのうちのひとつ，バロー湖の湖氷上に積った雪の断面観測を行なった。結果を第10図に示す。観測は，この湖氷にかつて生じた大きなクラックの跡の上に積った雪と，その周辺の雪について行なわれた。



第10図　バロー湖の湖氷上の積雪について得られた断面観測結果

成層図を見てわかるように，この湖氷上の積雪の特徴は，海氷上や凍土上の積雪とは逆に，下層にしまり雪，上層にしもざらめ雪が見出されたことである。下層部は密度が0.5 g/cm³に近く，硬度が20 kg/cm²の非常に硬いしまり雪で，しもざらめ化が認められなかった。しかし，その上層部には骸晶化したしもざらめ雪が見出された。硬度は2 kg/cm²ていどで，この地方のしもざらめ雪としては脆弱な雪である。。

クラック跡の直上でないところにある湖氷上の雪は，下層部はかたしまり雪であったが，上層部は木下硬度が8 kg/cm²ていどの硬いこしもざらめ雪であった。このように，上層部にしもざらめ雪が形成された原因は明らかでない。多分，下層部のしまり雪は元来が密度の非常に大きい風成硬化雪で，これが形成された直後，風が弱まってから，その上に密度の比較的小さい雪が堆積したのだろう。下層の雪はもともとしもざらめ化し難い雪質に加えて，温度勾配が比較的小さかったため，しもざらめ化が進行しなかったのであろう。これに対し，上層の密度の小さい雪は大きな温度勾配をうけ，しもざらめ化が進んだものと考えられる。

V. ま と め

以上，1973年3月，アラスカ最北端ポイントバロー付近の海氷上，陸上，湖氷上ならびにベーリング海のセントローレンス島ギャンベルの陸上で行なった積雪観測の概略をのべた。

海氷上や凍土上の雪は，一般に，上層部ほど密度の大きな硬い雪からなる典型的な極地型構造を示した。上層部の雪は，元来，堆積した時から密度の大きい極地型の風成硬化雪であり，下層部は大きな温度勾配によって骸晶化した大粒のしもざらめ雪だからである。しかし，北極地方のしもざらめ雪は北海道の山地に見られるしもざらめ雪より遙かに硬い丈夫な雪である。秋田谷[6]は室内実験で，密度0.35 g/cm³以上の雪に0.6°C/cm以上の大きな温度勾配を与えると，もとの雪の2～3倍も硬いしもざらめ雪に転化することを見出した（秋田谷効果）。極地に

みられる硬いしもざらめ雪は，もともと密度 0.4 g/cm^3 ていどの風成雪が強い温度勾配の下で秋田谷効果の結果できたものと思われる。

海氷上の積雪の，ごく近接した厚いところや薄いところで積雪の性質を調べた。同一時期に形成された雪でも，薄い部分は厚い部分に比べて一般に，より硬いしもざらめ雪でできていた。これは薄いところほど温度勾配が大きいので，秋田谷効果によって，より硬いしもざらめ雪になったものと理解される。しかし，厚さ 10 cm 以下の非常に薄い部分では，温度勾配が特に強いので，大気中への昇華蒸発が盛なため，密度の減少をもたらし，脆弱化が目立つ。このように，厚さの違いがもたらす雪質の変化が，その雪の熱伝導率に変化をもたらす。厚さが 30 cm 以上の雪では，熱伝導率に大きな変化が起っていないが，厚さ 10 cm 以下のとくに薄い雪では日時とともに密度の減少が顕著になり，熱伝導率が減少する。このように，ごく薄い雪の熱伝導率が小さくなることは，海氷の熱収支に大きな影響を与える。なぜなら，海氷上のふきさらしの場所であっても，地ふぶきで吹送されて来た雪が 2～3 cm の厚さで海氷面を蔽うことが常におこり，海氷面からの熱の放出を妨げるからである。

凍土上の積雪は海氷上の雪内部よりも温度勾配が小さいので，海氷上の雪ほどしもざらめ化が進んでいない。このため，もともと硬い風成硬化雪は益々硬化して，木下硬度が 15～27 kg/cm^2 の硬雪になっている。

以上，北極地域の海上や陸上の積雪の特徴や，その熱収支に及ぼす影響などについてのべた。しかし，今回われわれが調べたのは，ごく限られた地域であり，また観測例も少ない。将来，もっと広範囲かつ長期間にわたってのきめ細かい観測と，雪が海氷や凍土の熱収支に与える影響について調査する必要があろう。

謝辞；ポイントバロー地域での調査に当り，米国海軍研究局 (ONR) 北極計画主任の R. K. マッグレーガー氏が，海軍北極研究所の使用について諸便宜を供与してくれた。また，同研究所長 J. F. シンドラー氏ならびに同研究所職員から多大の協力をいただいた。凍土上の積雪観測にはアラスカ大学地球物理学研究所の C. S. ベンソン博士の協力を得た。セントローレンス島の観測に当っては，ジェームス氏一家の方々，および，ジェネラルモーターズ社海洋監視課長の B. バック氏に多大の協力をいただいた。以上の方々に深甚なる謝意を表する。

なお，この調査に要した費用の大部分は，低温科学研究所流氷研究施設海外調査費から支出された。

文　献

1) 田畑忠司ほか (未発表).
2) 田畑忠司ほか　北極海の海氷板内の熱流量の測定 (未発表).
3) Benson, C. S. 1969　Seasonal snow cover of Arctic Alaska. Arctic Institute of North America, Res. Paper, No. **51**, 1-47.
4) 若浜五郎・高橋　勁 1969　アラスカの雪氷調査．低温科学，物理篇，**27**, 195-212.
5) 黒岩大助・若浜五郎・藤野和夫 1969　大雪山および八方尾根における硬化雪の調査．低温科学，物理篇，**27**, 247-254.
6) Akitaya, E. 1974　Studies on depth hoar. *Contr. Inst. Low Temp. Sci.* **A, 26**, 1-67.

Summary

The sea ice in Arctic regions is generally covered with snow of several to several tens of centimeters in thickness throughout the winter. These snow covers, even as thin as a few centimeters, greatly influence temperature distributions in sea ice beneath the snow, hence, the heat budget of the sea ice and the formation of ice at the bottom of the sea ice.

In March, 1973, observations were made on snow covers on sea ice in Arctic Alaska in conjunction with the Sea Ice Research Project in Arctic regions conducted by the Sea Ice Research Group of our Institute. For a comparative study, snow covers both on lake ice and the frozen ground in this area were also observed.

(1) *Snow covers on sea ice.*

Figure 1 shows the vertical section of a snow cover on the fast sea ice approximately 500 m off Pt. Barrow, Alaska. The surface was very rugged, which was due to the drifting of snow and the formation of sastrugi on the snow surface. The thickness of the snow cover was different from place to place, ranging from only 1 cm to 60 cm. Figure 2 (a) and (b) show the stratigraphy, grain size, temperature, density and Kinosita's hardness of snow observed at two sites with different thicknesses. The snow cover consists of a fine-grained, hard wind-packed slab, which rests on a layer of coarse-grained skeleton-type depth hoar (Fig. 3 b). This is the structure of the typical Arctic snow cover as described by C. Benson[3] and G. Wakahama[4].

The temperature gradient in the snow cover was very steep; the temperature gradient averaged 0.4°C/cm at sites with snow 52 cm thick and 1.4°C/cm at sites with snow 5 cm thick. A fine-grained, wind-packed, high-density snow turned into a coarse-grained skeleton-type depth hoar under these strong temperature gradients.

The depth hoar thus produced in snow covers on the Arctic sea ice is usually fairly hard: more than 10 times harder than the depth hoar commonly found in Hokkaido which is very fragile. Akitaya[6] found in his laboratory experiments that, when a fine-grained snow of more than 0.35 g/cm^3 in density was placed under a strong temperature gradient of more than 0.6°C/cm, it turned into a coarse-grained skeleton-type depth hoar having an increased hardness. The hard depth hoar found in the Arctic regions may result from the metamorphic transformation of high-density snow under similar circumstances to those in Akitaya's experiments.

The thermal conductivity of a snow cover was estimated from the difference between the temperature gradients in the snow cover and in the sea ice underneath. The larger thermal conductivity was obtained for thicker snow covers; 8×10^{-4} cal/°C·cm·sec for a snow cover of 52 cm in thickness and 5×10^{-4} cal/°C·cm·sec for that of 5 cm in thickness. This is important in the heat budget of the sea ice and the further formation of ice at the bottom of the sea ice.

(2) *Snow covers on a frozen ground*

Observations of a snow cover on a frozen ground were made at the experimental site of Tundra-Biometeorology, the Arctic Research Laboratory at Pt. Barrow. Figures 6 and 7 respectively show its vertical section and observational results. The strati-

graphy, the hardness and the density of snow on the frozen ground at this site was similar to those observed in snow covers on the Arctic sea ice. The temperature gradient, however, was not so steep as observed in the snow covers on sea ice, which result in a minor development of skeleton-type depth hoar. The majority of the snow layers were composed of fine-grained solid-type depth hoar.

Observations were also made on a snow cover at a frozen ground in Gambell, St. Lawrence Island in the Bering Sea. Figures 8 and 9 respectively illustrate its vertical section and observational results. The lower part of the snow cover consists of very hard coarse-grained granular snow, which was subjected to wet metamorphism. This reflects a warmer maritime climate in the Bering Sea than in the Arctic Ocean. The temperature gradient in this layer was not very steep (less than 0.1°C/cm), so that the skeleton-type depth hoar was not developed there. The upper layers were composed of very hard fine-grained wind-packed snow.

(3) *Snow covers on lake ice*

A snow cover on lake ice of Lake Barrow was observed and the results obtained were summarized in Fig. 10. The structure of the snow cover was markedly different from those observed on sea ice or the frozen ground; layers of coarse-grained skeleton-type depth hoar were observed in the upper part with layers of hard fine-grained snow underlying. This structure is not common in snow covers in the Arctic regions.