



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	積雪の内部昇温
Author(s)	深見, 浩司; FUKAMI, Hiroshi; 小島, 賢治 他
Citation	低温科学. 物理篇, 39, 109-117
Issue Date	1981-03-18
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18419
Type	departmental bulletin paper
File Information	39_p109-117.pdf



積雪の内部昇温*

深見浩司

(北海道大学大学院 理学研究科)

小島賢治

(低温科学研究所)

(昭和55年10月受理)

I. ま え が き

日射は積雪内部に透過し、その過程で吸収される。その結果、ある条件下では、積雪内部に温度の極大値が生じ(内部昇温)、ついには表面が融解していなくても、内部で融解することになる。これを積雪の内部融解という。南極の海氷上にみられるパドルなどはその顕著な例である^{1,2)}。内部昇温や内部融解は興味ある現象としてしばしば指摘されているが³⁾、詳しい研究は少ない。

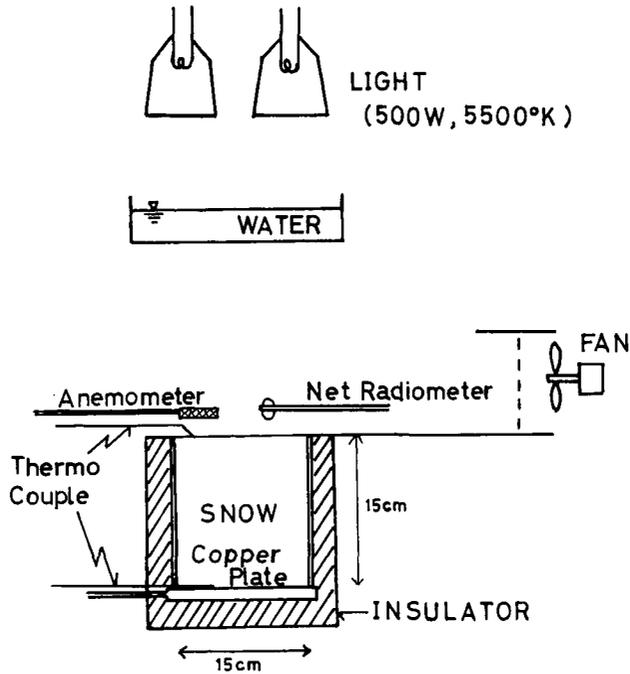
内部昇温や内部融解が生じる定性的な条件は、晴天でかつ風があり、気温が 0°C を大きく越えないことである⁴⁾。そこで筆者らは、低温室内において、ランプ・小型送風機などを用いて上記のような実験条件を作り出し、積雪内部の温度分布を測定して、内部昇温がどのように進行するかを実験的に調べた。内部昇温の場合、積雪の性質が大きく変化しないため取り扱いやすく、積雪内の温度分布は短波長放射(日射)吸収項を含む熱伝導方程式を用いて計算で求めることができる⁵⁾。そこで、実測された温度と計算値を比較した。これらの結果から、積雪の性質が内部昇温に及ぼす影響について調べた。

II. 実験方法

実験装置を第1図に示す。試料の積雪は、白く塗った厚さ1.5 cmのアクリル板で作った $15\text{ cm} \times 15\text{ cm} \times 15\text{ cm}$ の大きさの箱に入れ、側面を厚さ5.0 cmの断熱材で覆った。底面には銅板を敷き、恒温槽からエチレングリコールを循環させて温度制御できるようにした。試料表面には40 cmほど離れた所から小型送風機により風を送った。また、波長特性が日射に近い光源として⁶⁾、100 V, 500 W, 色温度 $5,500^{\circ}\text{K}$ の写真用光源ランプ(フォトリフレクタランプ、デイトライトカラー用)2個を用い、水フィルターを通して長波長放射を取り除いた。水フィルターと試料表面との距離は30 cm程度とった。

温度の測定には直径が0.32 mmの銅-コンスタンタン熱電対を用いた。この熱電対を基準温度計と比較した結果、 $0 \sim -6^{\circ}\text{C}$ の間で $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ の精度で温度を測定できた。短波長放射の影響

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2278号



第1図 実験装置

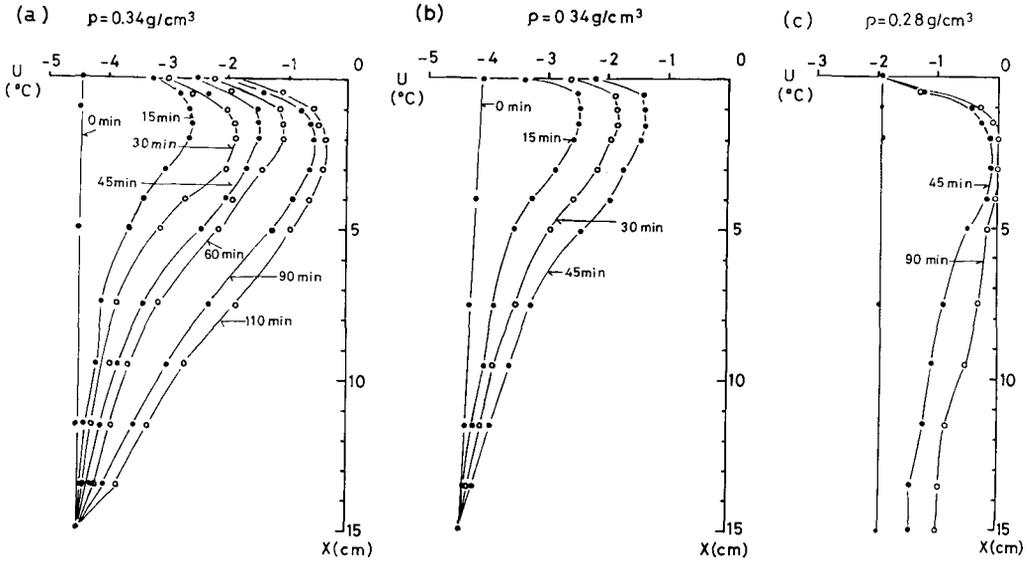
響が大きいところでの雪温の連続測定は困難である。そこで積雪内部の温度は任意の時間に熱電対を差し込んで測定した。表面近くの測定の際には、光源との間におおいを取り付けた。雪面上2 cmの気温、積雪表面温度、底面温度、室温は連続記録した。気温、および表面温度を測定する熱電対はアルミ箔とステンレス製パイプを用いて二重に覆った。また実験中、アスマン通風乾湿計により湿球温度を求めた。風速はサーミスタ風速計を用いて測定した。試料表面に入射する短波長放射量は実験の前後に日射計 (EKO社, MS-12) により測定し、正味放射量は小型示差放射計 (EKO社, CN-6) で測定した。

風速は雪面上2 cmの高さで3~4 m/secとした。短波長放射入射量は $0.5 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ 程度で、札幌では1月中旬から2月上旬の晴天時によく観測される値である。このようにして、実験条件は内部昇温や内部融解が生じやすい状態となった。また、試料の側面が断熱され、短波長放射入射量や風速の試料表面上での場所による差が小さかったので、積雪内部での熱の移動は上下方向のみに起こると考えられる。

内部昇温は積雪内部の短波長放射の吸収に関連した現象である。そこで、フォトセルを用いた測定装置⁶⁾で、積雪による短波長放射の減衰係数 μ とアルベド R を各試料ごとに測定した。

III. 実験結果

短波長放射入射量と風速は全ての実験でほぼ同じであったが、実験開始前の雪温の垂直分布や気温などは実験ごとに变化させた。しかし、実験条件を内部昇温や内部融解が生じやすいようにした結果、全ての実験において内部昇温が観測され、そのうち内部融解が生じたものもあった。第2図に実験結果を3例ほど示す。



第2図 雪温分布の時間変化 (U : 雪温, X : 深さ)

- (a) しまり雪 ($\rho = 0.34 \text{ g/cm}^3$ $R = 0.70$ $\mu = 0.52 \text{ cm}^{-1}$) $I_0 = 9.2 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$
 ($0.55 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$) $V = 3.4 \text{ m/sec}$ $T_a = -4.5 \sim -0.8^{\circ}\text{C}$
- (b) しまり雪 ($\rho = 0.34 \text{ g/cm}^3$ $R = 0.69$ $\mu = 0.63 \text{ cm}^{-1}$) $I_0 = 9.2 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$
 ($0.55 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$) $V = 3.3 \text{ m/sec}$ $T_a = -4.0 \sim -1.2^{\circ}\text{C}$
- (c) しもざらめ雪 ($\rho = 0.28 \text{ g/cm}^3$ $R = 0.67$ $\mu = 0.53 \text{ cm}^{-1}$) $I_0 = 8.8 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$
 ($0.53 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$) $V = 3.4 \text{ m/sec}$ $T_a = -1.9 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$

(a) は密度 ρ が 0.34 g/cm^3 のしまり雪の実験例である。短波長放射入射量 I_0 は $9.2 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ ($0.55 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$)、雪面上 2 cm の平均風速 V は 3.4 m/sec であり、同じ位置での気温 T_a は実験中 -4.5 から -0.8°C に変化した。実験開始後 15 分の測定では、深さ 1.5 cm のところに雪温の極大値をもつ内部昇温が生じていた。時間がたつにつれ、極大値をとる深さが増し、表面との温度差も大きくなった。110 分後には極大値をとる深さは $2 \sim 3 \text{ cm}$ で、そのところの雪温と表面温度の差は約 1.2°C になった。

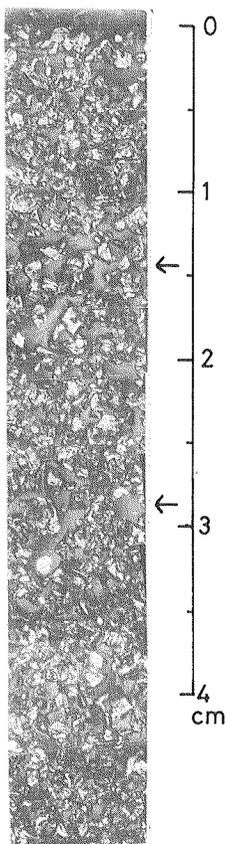
(b) は、(a) と同じ密度のしまり雪で、実験条件もほぼ同じであった。しかしこの場合、内部昇温の極大値をとる深さは、(a) よりも浅く、15 分後に 0.5 cm 、45 分後に 1 cm 程度のところに見られた。

(c) は密度 0.28 g/cm^3 のしもざらめ雪である。初期雪温分布を (a), (b) よりも高く約 -2°C にした結果、90 分後には、 $2 \sim 4 \text{ cm}$ にわたり雪温が 0°C となった。実験後、この試料を低温室内に保存し、アニリン法⁷⁾により薄片とした。その薄片写真を第3図に示す。雪温分布に対応するように 1.5 cm と 3 cm のところに構造の変化が見うけられる。即ち、この実験では内部融解が生じたものと解される。

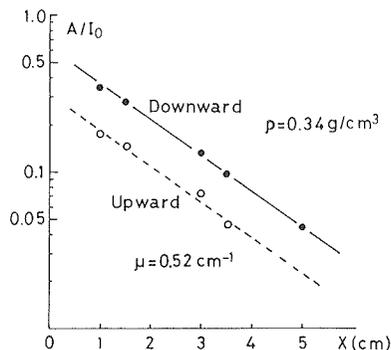
IV. 考 察

1. 積雪内部における短波長放射の吸収

第4図に積雪内部での短波長放射フラックスと深さの関係の測定例を示す(第2図(a)の積



第3図 第2図(c)の実験後の薄片写真。矢印のところに構造の変化が見られる



第4図 積雪内部の短波長フラックスと深さ X の関係

実線：下向きフラックス 破線：上向きフラックス
密度 $\rho=0.34 \text{ g/cm}^3$ 減衰係数 $\mu=0.52 \text{ cm}^{-1}$

雪)。実線が下向きフラックス、破線が上向きフラックスを示すが、いずれも表面への入射量 I_0 (cal/cm²・sec) で規格化してある。積雪内部の短波長放射フラックスは深さに関して指数関数的に減少している。ここで、積雪内部の深さ X (cm) における下向きフラックスを A 、上向きフラックスを B とすると、深さ X の単位体積に単位時間当り吸収される熱量 q (cal/cm³・sec) は

$$q = \mu(A - B) \tag{1}$$

と表わされる。ただしここで μ (cm⁻¹) は積雪による短波長放射の減衰係数である。

一方、斎藤⁸⁾、Dunkel and Bevans⁹⁾、Liljequist¹⁰⁾ らによると、

$$q = \mu(1 - R) I_0 \exp(-\mu X) \tag{2}$$

(R : アルベド)

で求められる。積雪内部での短波長放射の減衰の測定⁶⁾により、吸収熱量はほぼ(2)式で表わされることがわかった。

2. 積雪内部の温度分布の変化

吉田⁵⁾は、内部に熱源がある半無限物質に関する熱伝導方程式の解を利用して、積雪に日射が照射され始めてからの積雪内部の温度分布の時間変化を理論的に調べた。しかし、実験では雪の深さは有限であるし、吉田⁵⁾が境界条件で用いたように、表面温度が一定になるのはまれにしかおこらなかった。そこで今回は、境界条件を実験に合わせて決定し、有限な深さで熱伝導方程式を解くことにした。雪温を U (°C)、時間を T (sec) とすると、方程式は

$$c\rho \frac{\partial U}{\partial T} = k \frac{\partial^2 U}{\partial X^2} + \mu(1 - R) I_0 \exp(-\mu X) \tag{3}$$

となる。ただし、 c (0.50 cal/g) は氷の比熱、 ρ (g/cm³) は積雪の密度、 k (cal/cm²·sec·°C) は積雪の熱伝導率である。実験では、表面温度が時間とともに上昇する場合が多かったので、そのような境界条件の時の解を求めておく。条件は

$$\begin{cases} U_{x=0} = U_0 + MT \\ U_{x=l} = U_0 \\ U_{t=0} = U_0 \end{cases} \quad (4)$$

とした。ここで U_0 (°C) は初期温度であり、表面温度は時間の一次関数として上昇させた。

$$\frac{\mu^2 k}{c\rho} T = t \quad \mu X = x \quad \frac{\mu k}{(1-R) I_0} (U - U_0) = u \quad (5)$$

として変数を無次元化すると、(3)式および(4)はそれぞれ

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \exp(-x) \quad (6)$$

$$\begin{cases} u_{x=0} = Nt \\ u_{x=l} = 0 \\ u_{t=0} = 0 \end{cases} \quad (7)$$

と変形できる。ただし、 $l=15\mu$ 、 $N = \frac{c\rho}{\mu(1-R) I_0} M$ である。(6)式を(7)の条件で解くと、

$$\begin{aligned} u = & 1 - \exp(-x) + \frac{\exp(-l)-1}{l} \cdot x \\ & + \sum_{n=1}^{\infty} \sin \frac{n\pi x}{l} \exp\left(-\frac{n^2\pi^2 t}{l^2}\right) (\exp(-l) \cdot \cos n\pi - 1) \cdot \frac{2l^2}{n\pi(l^2 + n^2\pi^2)} \\ & + \frac{2N}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \sin \frac{n\pi x}{l} \left[t + \frac{l^2}{n^2\pi^2} \left\{ \exp\left(-\frac{n^2\pi^2 t}{l^2}\right) - 1 \right\} \right] \end{aligned} \quad (8)$$

となる。従って U は(5)および(8)式を用いて

$$U = \frac{(1-R) I_0}{\mu k} u + U_0 \quad (9)$$

となる。実験では短波長放射量は一定に保たれた。内部昇温時は融解が生じず、アルベド、減衰係数、熱伝導率などは変化しない。従ってこれらの値がわかっているならば、表面温度の測定から積雪内部の温度分布が計算できる。

これらの値のうち、筆者らは熱伝導率 k を測定していない。そこで Akitaya¹¹⁾ と吉田・岩井¹²⁾ の式を用いて計算することにした。 k の値は Akitaya によれば

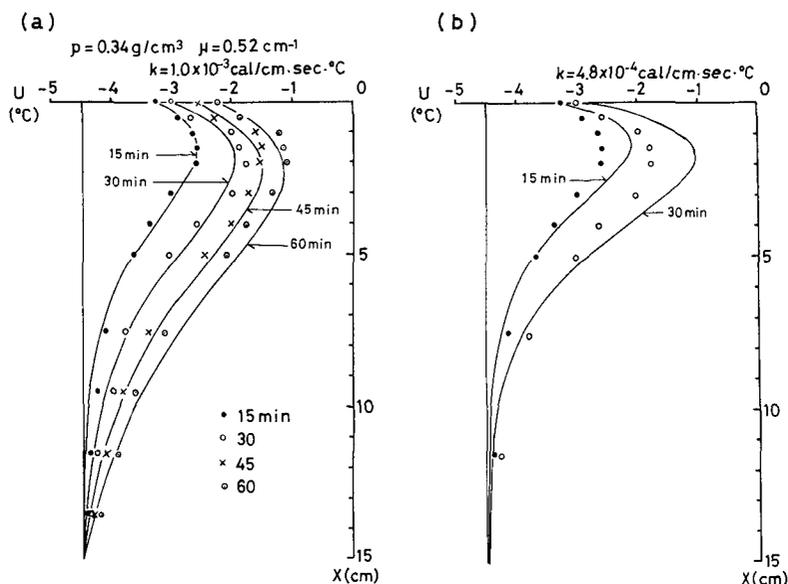
$$\log k = -3.6 + 1.8 \rho \quad (10)$$

吉田・岩井によると

$$\log k = -4 + 2 \rho \quad (11)$$

と密度 ρ の関数で表わされている。それらを用いて第2図(a)の実験について計算した雪温分布曲線を第5図に示す。(a)が(10)式を用いた場合、(b)が(11)式を用いた場合である。この図の比較から、熱伝導率に関しては(10)式を使ったほうがよいことがわかる。また、熱伝導率が違

っても、内部昇温の極大値をとる深さはほとんど変化しない。第6図には、 $U-U_0$ (温度上昇)の計算値と測定値の比較を示す。実線が両者が等しい場合である。熱伝導率を(11)式で計算すると大きくずれてくることははっきりとわかる。第7図には減衰係数の値を変えて計算した例を示す。 $\mu=0.38\text{ cm}^{-1}$ とした¹³⁾。減衰係数を小さくしたところ、実測値と計算値のずれは大きくなり、内部昇温の極大値をとる深さが深くなった。以上のことから、積雪の熱伝導率は内部

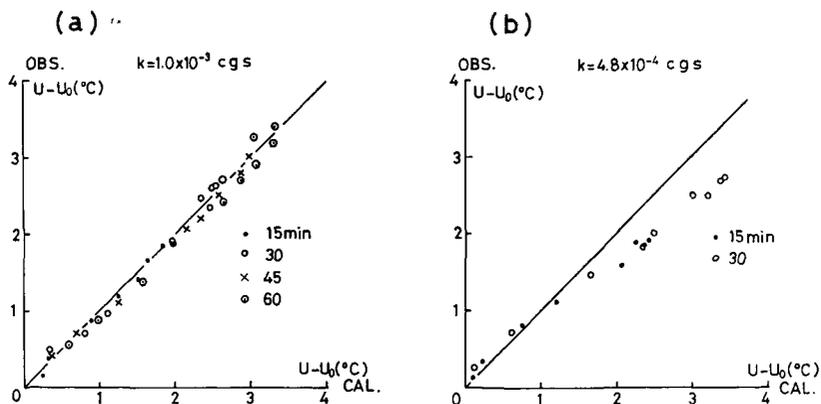


第5図 計算された雪温分布と測定値の比較(第2図(a)の場合)

(a) $k = 1.0 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^{\circ}\text{C}$: (10)式

(b) $k = 4.8 \times 10^{-4} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^{\circ}\text{C}$: (11)式

測定値は15分を(●), 30分を(O), 45分を(x), 60分を(⊙)で示す



第6図 計算値と測定値の比較(第2図(a)の場合)

(a) $k = 1.0 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^{\circ}\text{C}$: (10)式

(b) $k = 4.8 \times 10^{-4} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^{\circ}\text{C}$: (11)式

横軸: 計算値 縦軸: 実測値

15分を(●), 30分を(O), 45分を(x), 60分を(⊙)で示す

昇温の極大値の大きさに関係し、熱伝導率が小さくなるほど極大値は大きくなるといえる。一方、減衰係数は極大値をとる深さに大きく関係し、減衰係数が小さいほど極大値の位置が深くなるといえる。

第2図(b)は(a)に比べて内部昇温の極大値をとる深さが浅くなっていた。これは減衰係数が 0.63 cm^{-1} と測定されたことに対応している。この場合の $U-U_0$ の計算値と測定値を比較してみると、第8図に示すように極端なずれはなかった。このような結果から、筆者らが試作した測定装置⁶⁾による減衰係数の測定が正確であることが裏付けられたといえるであろう。

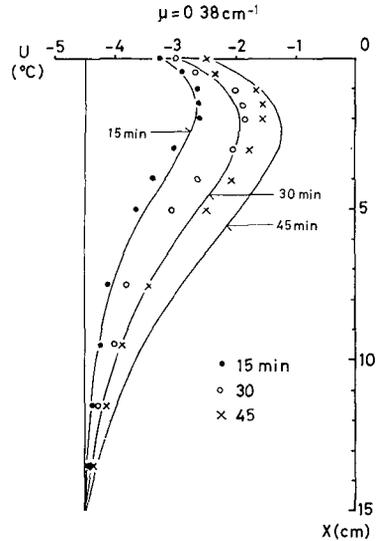
また、減衰係数が正確に測定できれば、逆に熱伝導率も求められることになる。第2図(c)のようなしもざらめ雪の場合、正確な熱伝導率はよくわからない。しかし、45分後に測定された雪温分布は、 $k=1.4\times 10^{-3}\text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C}$ とすれば計算値が合うことがわかった。これは同密度のしまり雪の(10)式による計算値の約1.7倍となった。和泉・藤岡¹⁴⁾は、しまり雪を同密度のしもざらめ雪に変態させたら熱伝導率が1.4~1.5倍になったと報告している。従って、計算から求められた熱伝導率は妥当な値といえ、このような方法で熱伝導率の推定が可能であると考えられる。

以上の考察から、内部昇温に及ぼす積雪の性質の影響がわかった。しかし、内部昇温や内部融解は気象条件に大きく影響を受ける¹⁵⁾。今回の実験結果から積雪と大気との熱交換を概算すると、昇華蒸発により積雪表面から熱放出が行なわれていることがわかった。今後はこのような積雪表面上の条件との関係を詳細に調べる必要がある。

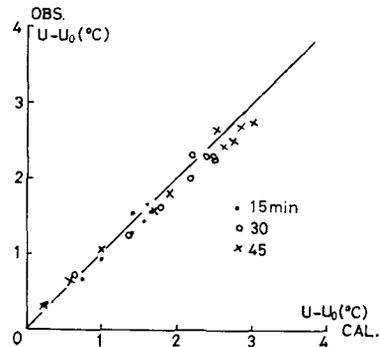
V. あとがき

真冬の晴天でかつ風があるという実験条件で内部昇温の室内実験を行なった。その結果全ての実験で内部昇温が観測された。内部昇温時の雪温分布の測定および熱伝導方程式による計算から、積雪の性質が内部昇温に及ぼす影響がわかった。即ち、

- (1) 熱伝導率が小さいほど内部昇温の極大値の温度上昇が大きくなる。
- (2) 内部昇温の極大値をとる深さは主に減衰係数によって決まる。減衰係数が小さいほどその位置は深くなる。



第7図 $\rho=0.34\text{ g/cm}^3$, $k=1.0\times 10^{-3}\text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C}$, $\mu=0.38\text{ cm}^{-1}$ としての計算された雪温分布と測定値の比較



第8図 第2図(b)の場合の計算値と測定値の比較
 $\mu=0.63\text{ cm}^{-1}$ $k=1.0\times 10^{-3}\text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C}$
横軸：計算値 縦軸：実測値

また、この実験から、筆者らが試作した測定装置⁶⁾により、積雪内部の短波長放射(日射)の減衰係数を正確に測定できることが明らかとなった。そして、その際には、熱伝導率の推定も可能であると考えられる。

この報告は筆者の一人、深見の北海道大学大学院理学研究科地球物理学専攻修士課程の修了研究の後半部分である(前半は別の表題で本誌に報告した)。

本研究を行なうに当たり、有益な助言と協力をいただいた融雪科学部門の方々に感謝いたします。

文 献

- 1) Takahashi, Y. 1960 On the Puddles of Lützow-Holm Bay. *In Antarctic Meteorology, Proceeding of the Symposium held in Melbourne, February 1959*, Pergamon Press, Oxford, 321-332.
- 2) Paige, R. A. 1968 Sub-surface melt pools in McMurdo Ice Shelf. *J. Glaciol.*, **7**, 511-517.
- 3) Hoeck, E. 1958 Influence of radiation and temperature on the melting process of the snow cover. *SIPRE Transration*, **49**, 60 pp.
- 4) 小島賢治 1978 融雪機構と熱収支. 気象研究ノート, **136**, 1-38.
- 5) 吉田順五 1960 日射による積雪の内部融解. 低温科学, 物理篇, **19**, 97-107.
- 6) 深見浩司・小島賢治 1980 積雪内部における日射の減衰. 低温科学, 物理篇, **39**, 119-126.
- 7) 木下誠一・若浜五郎 1959 アニリン固定法による積雪の薄片. 低温科学, 物理篇, **18**, 77-96.
- 8) 斎藤鎌一 1948 散乱媒質中の輻射の減衰(積雪の輻射に対する性質 1). 気象集誌, **26**, 208-215.
- 9) Dunkel, R. and Bevans, J. 1956 An approximate analysis of solar reflectance and transmittance of a snow. *J. Meteor.*, **13**, 212-216.
- 10) Liljequist, G. H. 1956 Short wave radiation. Norwegian-British-Swedish Antarctic Exped. 1949-52. *Sci. Results*, II, Part A, 82-108.
- 11) Akitaya, E. 1972 Studies on Depth Hoar. *Contr. Inst. Low Temp. Sci.*, **A**, **26**, 67 pp.
- 12) 吉田順五・岩井 裕 1950 積雪塊の熱伝導率の測定. 低温科学, **3**, 79-87.
- 13) 大浦浩文・小林大二 1965 積雪の光に対する散乱, 吸収係数測定法試案. 低温科学, 物理篇, **23**, 87-98.
- 14) 和泉 薫・藤岡敏夫 1975 積雪の変態と熱伝導率の研究 I. 低温科学, 物理篇, **33**, 91-102.
- 15) 石川信敬・石田 完 1970 氷及び雪の内部昇温 I. 低温科学, 物理篇, **28**, 165-173.

Summary

While penetrating to the snow cover, short-wave solar radiation is absorbed in it. As a result the temperature in the snow cover increases locally any mad lead to internal melting. Remarkable examples are seen in ice shelves or sea ice in Antarctica, as are generally referred to as subsurface melt pools or puddles.

Qualitative conditions of local temperature increase or internal melting are as follows: the weather is fine, the wind is blowing and the air temperature does not much exceed 0°C. Simulating the conditions experimentally, a study was made of the local temperature increase. By supplying an artificial short-wave radiation and a wind on the upper surface of a snow sample block, temperatures at various depths within each sample were measured. The experimental apparatus is as shown in Fig. 1. In all the experiments local temperature increases were observed, three examples of which are shown in Fig. 2. In some instances internal

melting took place (Figs. 2(c) and 3).

The local temperature increase is largely related to the absorption of short-wave radiation within the snow cover. For the reason the extinction of short-wave radiation within the snow cover was measured by the device which authors developed. An example of the measurement is shown in Fig. 4. It followed from the measurement that q (cal/cm³·sec), the amount of short-wave radiation absorbed by a unit volume of snow, in a unit time and at depth X (cm) from the snow surface is expressed as

$$q = \mu(1 - R) I_0 \exp(-\mu X)$$

where μ (cm⁻¹), R and I_0 (cal/cm³·sec) are the extinction coefficient, albedo and incoming short-wave radiation at the snow surface respectively. Therefore, the temperature profile within the snow cover is calculated by solving the equation of heat conduction which includes the term of q . The equation is

$$c\rho \frac{\partial U}{\partial T} = k \frac{\partial^2 U}{\partial X^2} + \mu(1 - R) I_0 \exp(-\mu X)$$

where U (°C) is the temperature of snow, T (sec) is the time elapsing since the beginning of insolation, c (0.50 cal/g) is the specific heat of ice, ρ (g/cm³) is the density of snow, and k (cal/cm·sec·°C) is the thermal conductivity of snow. This equation was solved with the initial and boundary conditions which were derived from the experimental result.

Then, in the case of Fig. 2(a), a good agreement between measured and calculated values was seen in Figs. 5(a) and 6(a), if we use the value of k which was calculated from the experimental formula presented by Akitaya (1972). When the smaller value of k was used, a temperature increase in the maximal value of local temperature increase became larger but the depth of the maximal value of local temperature increase did not almost change in the calculation, and a disagreement between measured and calculated values was seen as shown in Figs. 5(b) and 6(b). In turn when smaller value of μ was used, the depth of the maximal value of local temperature increase became deeper in the calculation, and disagreement between measured and calculated values was also seen in Fig. 7. The measurement of the extinction coefficient which was gained from the developed device should be considered to be accurate from these results.

The influences of snow properties on local temperature increase were found from the experiments and the calculations as follows:

- 1) With a decrease in k , an temperature increase in the maximal value of local temperature increase shows an increase.
- 2) The depth of maximal value on local temperature increase is mainly determined by μ . With a decrease in μ , the depth of the maximal value of local temperature increase lowers.