HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	非定常法による凍土の熱伝導率の測定
Author(s)	福田, 正己
Citation	低温科學. 物理篇, 34, 249-252
Issue Date	1977-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18320
Type	departmental bulletin paper
File Information	34_p249-252.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

短　　報

Masami FUKUDA 1976 Short Report: Measurements of Thermal Conductivity of Frozen Soils by the Thermal Probe Method. *Low Temperature Science, Ser. A, 34.*

非定常法による凍土の熱伝導率の測定*

福　田　正　己
(低温科学研究所)

(昭和51年10月受理)

凍上や土壌の凍結過程を考える上で，凍土の熱的性質とくに熱伝導率は重要な物理量といえる。凍土の熱伝導率が，土の種類と含水条件に依存することについては，すでに報告した[1]。前回の測定では，温度拡散率を実測し，含水比と密度から熱容量を算出して，間接的に熱伝導率を得た。今回は，線状熱源（サーマルプローブ）を用いた非定常法で，熱伝導率を直接測定した。この方法による凍土の熱伝導率の測定例としては，Penner[2], Slusarchuk *et al.*[3], Penner *et al.*[4] がある。今回の筆者の測定結果では，同一の土質の凍土の熱伝導率が大きく含水比に依存する関係にあることがわかった。

熱伝導率を測定する方法で，定常法を用いる場合には，試料上下面の温度を一定に保つ必要がある。この温度条件も変動を極力小さくし，試料内の熱流束を一様にするため，測定時間を長くする必要がある。これと比べて，非定常法とくに線状熱源（サーマルプローブ）法は，測定試料の形状と大きさが適切なものであれば，測定時間も短かく温度条件も容易に設定することができる。

次に測定法と原理についてのべる。温度一様な無限の大きさをもつ試料中に，線状の熱源（サーマルプローブ）を挿入しておく。この熱源に一定の熱量（Q cal/sec·cm）を連続的に加える。加熱過程で，時間 t_1 から t_2 までの，熱源中心点の温度上昇を ΔT°C とすると，試料の熱伝導率 K は次式から求めることができる[5]。

$$K=\frac{Q}{4\pi\Delta T}(\ln t_2/t_1) \qquad (1)$$

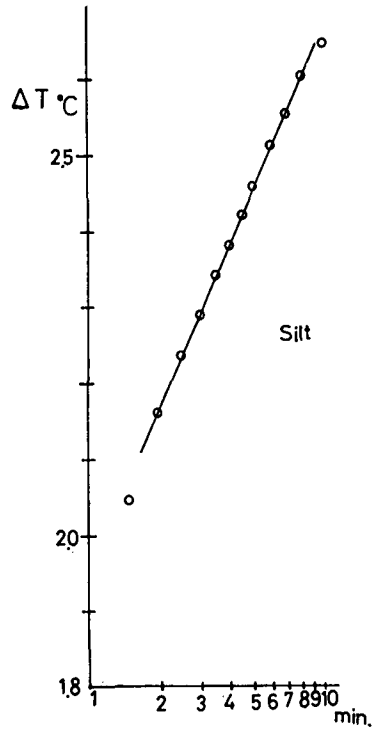
この式では，熱流は半径方向に向う一次元の流れの場合になりたつ。熱源の長さは近似的に無限と考えられるものである必要がある。それには，熱源の長さと半径の関係式(2)をみたせば良い[6]。

$$\frac{L}{a}\geqq\sqrt{\frac{\kappa_2 t}{0.0632a^2}} \qquad (2)$$

κ_2：試料の温度拡散率
t：測定時間
a：線状熱源の半径 (cm)
L：線状熱源の長さ (cm)

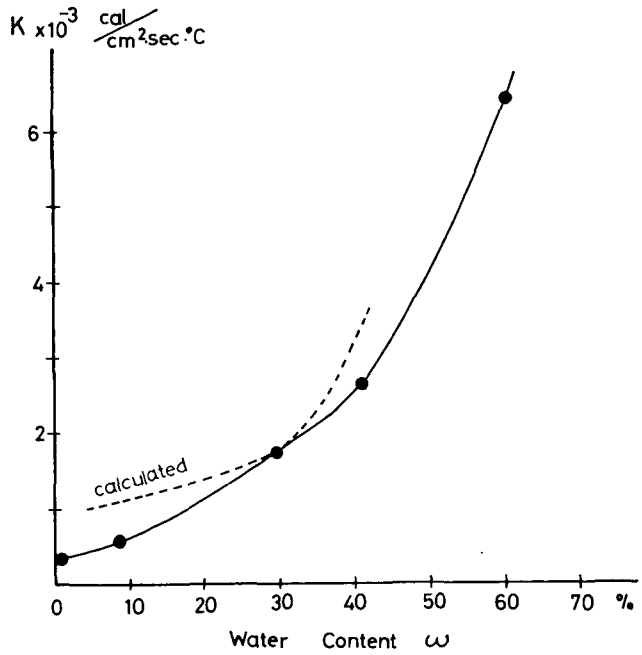
* 北海道大学低温科学研究所業績　第1802号

たとえば，半径1.5 mmのプローブを用い，凍土の温度拡散率を1.0×10^{-3} cm²/sec程度とし測定時間を10分間とすると，プローブの長さは$L\geqq20.57a$となる。つまり半径1.5 mmの場合には4 cm以上の長さをもつプローブをもちいれば，熱源両端での熱流の2次元流による誤差は無視しうる。試料の大きさと形状は，Penner[4]の事例に従って，直径10 cm以上の円筒形とした。今回の測定では直径15 cm，高さ30 cmの塩化ビニールパイプで測定用容器を作成した。斎藤[6]らによれば，プローブの半径が4 mmの場合，砂を被試料とすると，試料の直径は5 cm以上であればよいとしている。線状熱源（サーマルプローブ）としては，直径3 mm，有効長さ15.6 cmのものを用いた。この場合，$L/a\geqq100$で(2)の条件を満している。熱源は内部抵抗約1 Ωのニクロム線で，そのほぼ中心部に銅-コンスタンタン熱電対を埋め込んでおく。加える直流電源は，電流電圧とも安定化してあり，測定する試料に応じて，電流電圧を変えて3.2×10^{-2}～1.14×10^{-1} w/cmと可変させることができる。凍土を測定する場合には，温度上昇を2～3°C以内にするためには，1.24×10^{-1} w/cm程度が適当であった。試料は所定の含水比の土を，円筒容器につきかためて入れ，−30°Cの低温室で急冷させた。24時間放置後所定の温度の低温室へ移してさらに24時間経過してから測定した。凍土試料のほぼ中心部に直径3.2 mm，長さ25 cmのドリル刃で穴をあけ，プローブと穴の間に空隙を生じないようにプローブ表面にグリスをわずかにぬって挿入する。内部温度が一定になったことを確認してから，所定の直流電圧を加え，30秒ごとに中心点の温度上昇を記録する。第1図はその一例を示している。時間を対数目盛軸にとって，温度上昇をたて軸にして，30秒ごとの温度上昇をプロットすると，ほぼ直線にのる。この直線から傾きを読みとって$\frac{1}{\Delta T}\ln(t_2/t_1)$を算出し，(1)に代入して熱伝導率$K$が得られる。1つの試料について，3回測定したが，再現精度は全測定例で5%以内であった。測定後，凍土試料から直径8 mmのコアービット各5 cmごとの試料を採取し，みかけ密度，含水比を測定した。今回測定した土試料は，苫小牧凍上観測室試験土槽から採取したローム質シルトである。



第1図 試料中心部の温度上昇線（乾燥状態）発生熱量 0.013 w/cm

第2図に測定結果を示す。たて軸は熱伝導率で，横軸は重量含水比である。各含水条件の測定は，3回測定値の平均値である。前回の報告では含水比は20%までであったが，今回は飽和状態までの範囲を測定した。すでに報告したように，含水比(w)と熱伝導率(K)の間には，$K=be^{aw}$, a, b; 定数という実験式が得られている[7]。今回の実験結果でも，ほぼこれと一致する関係式が得られた($a=0.046$, $b=0.00041$)。Kersten[8]が含水比と熱伝導率とは直線関係にあることを指摘しているが，これは含水比の小さい範囲内にのみ適用されるのであろう。凍土の



第2図 熱伝導率-含水比の変化曲線
点線は直列・並列混合モデルによる計算値

熱伝導率は，土粘子，氷，空隙の配列や結合状態に依存している。この3つの構成物質をいくつかの単純な配列モデルに置きかえて含水比と伝導率の関係式を導く試みもある[9]。土粒子，氷，空気の3相が，それぞれ直列，並列して熱流を伝えるとする，いわゆる混合モデルについて，今回の実測と比較検討してみる[10]。3相が直列している場合の熱伝導率 K_{I} は，

$$K_{\mathrm{I}}=\frac{1}{\frac{\alpha}{K_{\mathrm{s}}}+\frac{\beta}{K_{\mathrm{i}}}+\frac{\gamma}{K_{\mathrm{w}}}}$$

$K_{\mathrm{s}}, K_{\mathrm{i}}, K_{\mathrm{w}}$；土粒子，氷，空気の熱伝導率

α, β, γ；土，氷，空気の各体積比 $(\alpha+\beta+\gamma=1)$

3相が並列している場合には，

$$K_{\mathrm{II}}=\alpha K_{\mathrm{s}}+\beta K_{\mathrm{i}}+\gamma K_{\mathrm{w}}$$

として表わせる。この直列群と並列群がさらに直列に配列するとして，全体の熱伝導率 K_{III} は，

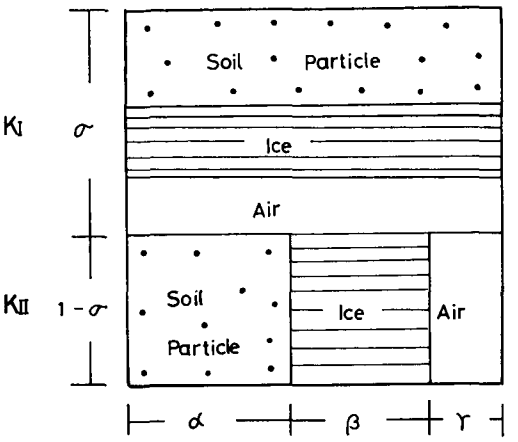
$$K_{\mathrm{III}}=\frac{1}{\frac{\sigma}{K_{\mathrm{I}}}+\frac{1-\sigma}{K_{\mathrm{II}}}}$$

となる。

ここで σ は，直列群と並列群が直列に並ぶときの体積比を示す（第3図）。

含水比30%のときの凍土の3相比は，土粒子42%，氷（ないし不凍水）37%，空気21%であった。土壌が火山灰質であるので，構成土粒子としては石英と長石が卓越する。そこで石英砂の熱伝導率 4.7×10^{-3} cal/cm² sec °C を土粒子分（K_{s}）にあてる。氷の熱伝導率（K_{i}）は

5.2×10^{-3} cal/cm² sec °C を，また空気 (K_w) には，0.06×10^{-3} cal/cm² sec °C をあてはめる。不凍水分は一応無視する。直列・並列の割り合い σ の値としては，斎藤[6]らの 0.15 を用いる。以上の諸量と仮定にもとずいて，混合モデルによる理論値を求めると，$K_{III}=1.42\times10^{-3}$ cal/cm² sec °C が得られた。これは，実測値 1.73×10^{-3} cal/cm² sec °C よりも小さい値となる。しかし，単純な直列モデル (K_I, 0.286×10^{-3})，並列モデル (K_{II}, 2.96×10^{-3}) に比べて実測に近いと言える。理論値が実測値に等しいと仮定して，その場合の直列・並列配分比 (σ) を算出すると，0.076 となる。この値が，他の含水条件でも成りたつとして，含水比ごとの熱伝導率を算出したのが第2図の点線である。実測値よりも大きい値を示しているが，含水比-熱伝導率の関係をみると，含水比の増加に従って熱伝導率は指数曲線状に増加する傾向を示す。理論値と実測値の不一致は，σ が各含水比ごとに異なるからであろう。今回はローム質シルトについて，$w-K$ の間の実験式を得たが，さらに今後さまざまな土質についてこうした実験式を得る必要がある。



第3図 凍土の熱伝導の配列モデル
K_I: 直列群の熱伝導率
K_{II}: 並列群の熱伝導率
α,β,γ: 土粒子，氷，空気の体積比
σ: 直列群と並列群の体積比

本研究は文部省科学研究費補助金自然災害科学特別研究費によって行なわれた。

文　献

1) 福田正己・先川信一郎 1975 凍土の熱伝導率の測定. 低温科学, 物理篇, **33**, 259-263.
2) Penner, E. 1970 Thermal conductivity of frozen soils. *Canad. J. Earth Sci.*, **7**, 982-987.
3) Slusarchuk, W. A. and Watson, G. H. 1975 Thermal conductivity of some ice-rich permafrost soils. *Canad. Geotech. J.* **12**, 413-424.
4) Penner, E., Johnston, G. H. and Goodrich, L. E. 1975 Thermal conductivity, laboratory studies of some MacKenzie highway soils. *Canad. Geotech. J.* **12**, 271-288.
5) Carslaw, H. S. and Jager, J. C. 1948 Conduction of Heat in Solids. Oxford Univ. Press. 221 pp.
6) 斎藤 武・岡垣 理 1955 不定常熱流による熱伝導率の迅速測定について. 北大工学部研究報告, **14**, 83-102.
7) Higashi, A. 1953 On the thermal conductivity of soil, with special reference to that of frozen soil. *Trans. Amer. Geophy. Union*, **34**, 737-748.
8) Kersten, M. S. 1963 Thermal properties of frozen ground. *In* Proc. 1st Internat. Conf. on Permafrost, 301-305, N.S.F.
9) 片山功蔵・服部 賢・池田 考・三井和彦 1969 湿った土壌の凍結前後における熱物性測定法. 冷凍, **44**, 12-19.
10) 粕淵辰昭 1973 土壌の熱伝導機構に関する諸問題. 農業気象, **29**, 45-51.