HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	凍上の際の水分移動と地中熱流量の測定
Author(s)	田沼, 邦雄
Citation	低温科學. 物理篇, 29, 231-237
Issue Date	1972-03-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18186
Type	departmental bulletin paper
File Information	29_p231-237.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Kunio TANUMA 1971 Measurements of Heat Flow During Frost Hearing. *Low Temperature Science, Ser. A, 29.* (With English Summary p. 236)

凍上の際の水分移動と地中熱流量の測定*

田 沼 邦 雄
(低 温 科 学 研 究 所)

(昭和46年8月受理)

I. まえがき

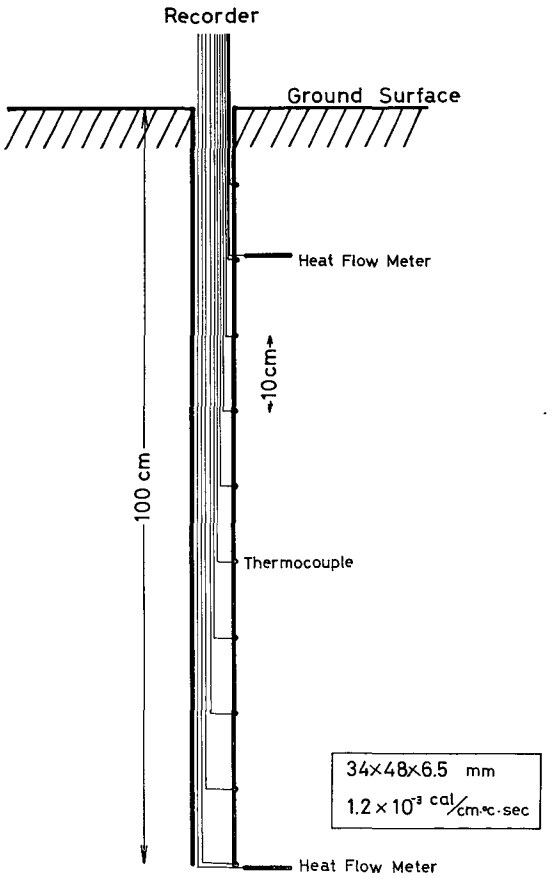
冬に土が凍って地面が隆起する現象が凍上である。凍上が起きているとき，凍結面に向って下の未凍結土から水分の移動が生じる。この凍結面へ移動した水分は氷として析出するため潜熱を発生し，凍結面での熱収支に大きな影響を与える。この関係を検討した報告がこれまでいくつかある[1-4]。

筆者は，冬期間野外に於いて，凍結土及び未凍結土を流れる地中熱流量を地中熱流計を用いて直接測定した。又，同時に地温測定及び断面観測から体積含水率を測定して，この体積含水率を基礎にして凍結面への水分移動量を求めた。そして，これらの測定値を用いて，地中熱収支に検討を加えた。その結果，理論式と測定値の間によい一致が見られた。

II. 測 定 方 法

測定は1970～1971年の冬期間，北見工業大学構内の凍上現場試験地で行なわれた。現場の土質は，砂分 33%，シルト分 26%，粘土分 41% で粘土に分類される。土粒子の真比重は 2.48 である。

地温の測定には，銅―コンスタンタンの熱電対を用いた。熱電対は，地表面下 10 cm から 100 cm までの深さに，10 cm 間隔で塩化ビニール管 (外径 26 mm, 内径 20 mm) に固定して地中に埋めた。



第1図 断 面 図
四角の中の数値は地中熱流計の寸法と熱伝導率である

* 北海道大学低温科学研究所業績 第 1133 号

地中熱流量の測定には，地中熱流計（英弘精機製）を使用した。この地中熱流計を深さ 20 cm と 100 cm の地中 2 ヵ所に設置した。第 1 図に熱電対及び地中熱流計の埋設状況を，第 2 図に観測の現場を示す。地表面に導かれた熱電対は，零接点を通して電子管式記録計に，地中熱流計の導線は直接電子管式記録計に接続された。

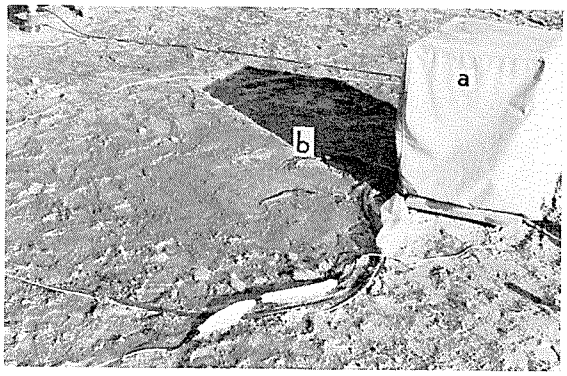
地表面が凍結する前に 1 度，冬期間に 2 度，計 3 度の断面観測により土の密度，体積含水率を測定した。凍結土の密度測定には，ケロシンに浸して秤量する浮力法を用いた。

III. 測定結果と考察

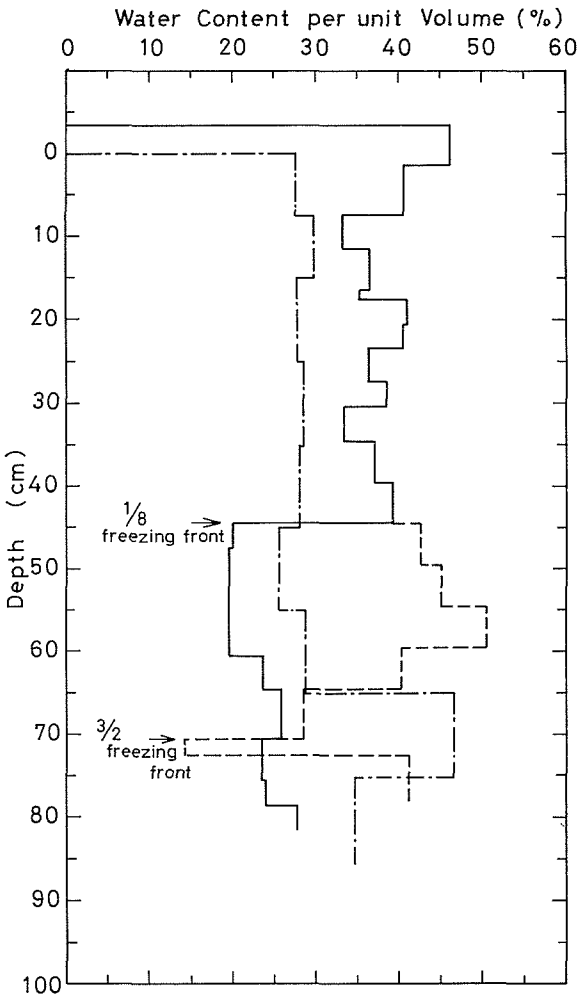
断面観測から得られた体積含水率の鉛直分布を第 3 図に示す。図中の一点鎖線は，土が凍結を始める前の体積含水率である。土が凍結すれば含水率は変化しない。従って，第 1 回目の断面観測で測定した凍結面（第 3 図，凍結深さ 47 cm，1971 年 1 月 8 日の断面観測による実測値）までの体積含水率は，第 2 回目（1971 年 3 月 2 日）の測定値と同じである。しかし，断面を作った場所が少し離れているので，場所による違いがある。そのため，第 1 回目の断面観測で実測した凍結面（第 3 図，1/8）までの体積含水率は，2 回の断面観測から得られた値の平均をとった。破線は，第 2 回目の断面観測から得られた体積含水率である。

(1) 凍結面への水分移動量

観測現場の土質は，前述したように粘土であるが，地表面下 140 cm より深いところは砂地である。従って，



第 2 図 観 測 場 所
a は零点，**b** は熱電対と地中熱流計の導線



第 3 図 体積含水率の鉛直分布
1970 年 11 月 28 日（一点鎖線），1971 年 1 月 8 日（実線），3 月 2 日（上部実線，下部破線）の断面観測より

第 1 表

層 (cm)	凍結後の水分量 (g/cm²)	凍結前の水分量 (g/cm²)	水分移動量 (g/cm²)	水分移動速度 (g/cm²·day)	凍上量 (cm)
25～27	0.89	0.50	0.39	0.13	0.0
27～31	1.46	1.16	0.30	0.10	0.2
31～34	1.16	0.66	0.50	0.10	0.4
36～45	3.18	2.40	0.78	0.10	0.2
45～47	0.79	0.23	0.56	0.14	0.4
70～72	0.57	0.54	0.03	0.02	
72～73	0.29	0.18	0.11	0.04	

凍上による水分移動は粘土層内に含まれる水分だけで起こる。このことから粘土層内に含まれている水分量は，最少容水量[5]と考えられる。

凍結面へ移動する水分量は，体積含水率から次のようにして求めた。土が凍結を始めてから第1回目の断面観測までは，各層とも凍結が始まる前の体積含水率（第3図の一点鎖線）を保持していると考える。更に凍結が進行した場合，第1回目の断面観測で実測した凍結面より下の未凍結土の体積含水率は，凍結後の第1回目の断面観測で得られた体積含水率（第3図の実線）を保持していると考える。従って，凍結後の厚さ x で，凍結前の厚さ $(x-h)$ cm の層（h は凍上量）では，凍上による水の移動は，凍結前の体積含水率 W_u，凍結後の体積含水率 W_f とすると，$W_f x - W_u(x-h)$ で表わされる。このようにして求めた各層での水分移動量を第1表に示す。

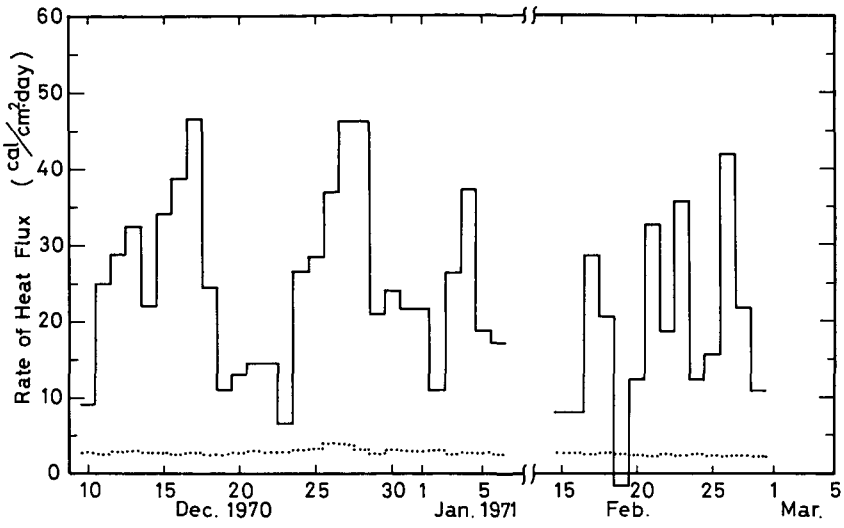
第1表には，地表面で測定した凍上量も示した。土の間隙が完全に水で飽和された状態で凍上が起こるときには，凍上量と水分移動量の1.09倍とが一致することが報告されている[4]。しかし，この現場におけるような未飽和状態（飽和度の平均値56%）の場合には，凍上量は水分移動量よりもかなり小さい。凍結面へ移動した水分と凍結前にその層に含まれていた水分とが凍結しても，それによる体積増がすべて凍上量になるわけではない。かなりの部分が，空隙を埋めたり，不凍水として残るためである[6]。

(2) 地中熱収支

地中熱流計で実測した地中熱流量の値を用いて，凍上が起きている場所での地中熱収支を検討してみる。

第4図に冬期間地中熱流計で実測した地中熱流量を示す。実線は深さ 20 cm，点線は深さ 100 cm の地中を1日当たり，1 cm² を通して伝導で地表面に向って流れる熱量である。冬期間，深さ 100 cm の地中を地表面に向って流れる熱量は数 cal/cm²·day（最大値 3.9 cal/cm²·day）である。

地中熱収支を考えるにあたり，第5図に示される模式図を考えた。即ち，始め地温は，破線で示される分布をしていて，dt 時間後には実線で示される分布になる。そして，冬期間地中熱流は地表面に向う。従って，深さ 20 cm から 100 cm までの地中熱収支は次のようになる。深さ 20 cm の地中を地表面に向って流れる熱量（Q_1）は，凍結土を冷却するために奪われる熱量（Q_{fc}），未凍結土を冷却するために奪われる熱量（Q_{uc}），凍結面に於いて水分の凍結によって生



第4図 地中熱流量の日変化

実線は深さ 20 cm，点線は深さ 100 cm の場所を地表面に向って流れる値を示す

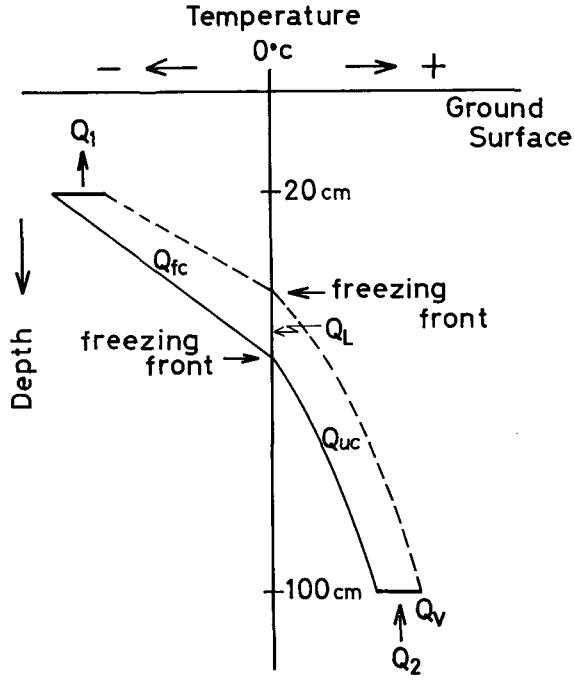
じる潜熱 (Q_L)，未凍結土中を水分が凍面に向って移動するときに，その水分が冷却されるために奪われる熱量 (Q_V) と深さ 100 cm の地中を地表面に向って流れる熱量 (Q_2) の和に等しい。即ち，次の式で表わされる。

$$Q_1 = Q_{fc} + Q_{uc} + Q_L + Q_V + Q_2 \quad (1)$$

Q_1 と Q_2 は地中熱流計で実測される。Q_L は体積含水率から，又，Q_{fc} と Q_{uc} は地温分布から求められる。Q_V は，凍結面へ移動した水分を，すべて 100 cm の下から流入して土中を移動するものとみなして求めた。

Q_{fc} と Q_{uc} を求める際，凍結土及び未凍結土の熱容量を知る必要があるが，これらは M. S. Kersten によると[7]，次の式で表わされる。

未凍結土に対して，



第5図 地中熱収支の模式図

$$C_u = \rho_d\left(0.17 + \frac{W}{100}\right) \quad (2)$$

凍結土に対して，

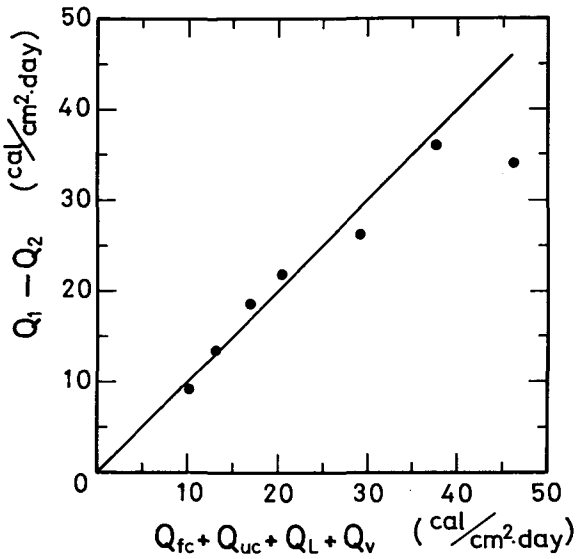
第2表　熱流量の実測値と計算値

期　間	層 (cm)	Q_1 (cal/cm²)	Q_2 (cal/cm²)	Q_{fc} (cal/cm²)	Q_{uc} (cal/cm²)	Q_L (cal/cm²)	Q_V (cal/cm$_z$)	Q_1-Q_2 (cal/cm²·day)	$Q_{fc}+Q_{uc}+Q_L+Q_V$ (cal/cm²·day)
12/11～12/14	25～27	89.0	8.3	1.9	17.1	65.6	3.0	26.9	29.2
12/15～12/18	27～31	110.1	7.7	4.3	15.0	116.5	2.1	34.1	46.0
12/19～12/24	31～34	59.9	13.7	7.1	9.8	30.8	3.1	9.2	10.2
12/25～ 1/ 2	36～45	315.0	25.8	2.8	34.1	263.5	4.6	36.2	38.1
1/ 3～ 1/ 7	45～47	99.6	10.4	1.3	13.8	62.9	2.9	22.3	20.2
2/16～ 2/18	70～72	32.3	5.2	3.7	−1.0	22.9	0.1	13.6	12.9
2/19～ 2/27	72～73	168.0	19.2	40.7	3.2	91.5	0.2	18.6	17.0

$$C_f=\rho_d\left(0.17+\frac{0.5W}{100}\right) \qquad (3)$$

ここで C_u, C_f は未凍結土及び凍結土の熱容量，ρ_d は土の乾燥密度，W は土の重量含水比である。(2), (3) 式は土粒子の比熱を 0.17 cal/g·°C として導かれた式である。計算の結果，C_u(ρ_d=1.05 g/cm³, W=31.5%) は 0.51 cal/cm³·°C, C_f(ρ_d=1.28 g/cm³, W=31.6%) は 0.42 cal/cm³·°C である。

各々の熱流量の計算結果を第2表に示す。最後の2欄は，地中熱流計で実測した値 Q_1 と Q_2 の差と，計算で求めた Q_{fc}, Q_{uc}, Q_L, Q_V の合計の値を1日当たり，1 cm² を通して流れる熱量で示したものである。第6図にこれら2つの量の関係を示す。縦軸は，地中熱流計で実測した値，横軸は，地温及び体積含水率から計算で求めた値を示す。実線は，両者が等しいことを示す(1)式である。計測の誤差を考慮に入れると，両者はほぼ等しいと言える。



第6図　地中熱流量の実測値（縦軸）と計算値（横軸）との関係

水を含んだ土が凍結するとき，水の一部は不凍水として残る[8]。この不凍水分量は，温度の低下と共に減少する。粘土質に於いては −1°C で 15% (重量含水比) 前後であるが，−5°C に下がると 5% 前後にすぎなくなる[9]。従って，(1)式の右辺第2項の Q_L の値は，凍結面で発生する潜熱であるから，第2表に示した値より 15% ほど小さい値を取るはずである。しかし，熱収支を 20 cm まで含めて考えると，凍結後の温度低下で不凍水分は殆んど凍ってしまうので，Q_L の値として第2表をそのまま使っても構わないとみてよい。第2表に於いて，70～72 cm の層の Q_{uc} の値が負になっているのは，この層が凍結するまでの期間に未凍結土の温度が 0.1°C 上昇したためである。

IV. あとがき

野外の凍上観測に於いて，地中熱流計を用いて，凍結土及び未凍結土中を流れる地中熱流量を実測した。そして，その測定値を用いて凍上が起きている場所での地中熱収支に検討を加えた結果，理論式と測定値の間によい一致が得られた。又，冬期間，地中を地表面に向って流れる熱量は，深さ 20 cm で 6.5～46.7 cal/cm²·day，又，深さ 100 cm で 1.7～3.9 cal/cm²·day であることがわかった。

おわりに，本報告を書くにあたり，木下誠一教授，鈴木義男助教授，堀口薫助手に多くの助言をいただいた。又，観測には北見工業大学大野武敏教授の援助を受けた。以上の方々に深く感謝いたします。

なお，この研究に使用した費用の一部は，文部省科学研究費から支出された。

文　献

1) Higashi, A. 1958 Experimental study of frost heaving. *SIPRE Res. Rept.*, **45**, 1-20.
2) Penner, E. 1960 The importance of freezing rate in frost action in soils. *Proc. Amer. Soc. for Testing Materials*, **60**, 1151-1165.
3) Jackson, K. A., Uhlmann, D. R. and Chalmers, B. 1965 Frost heave in soils. *J. Appl. Phys.*, **37**, 848-852.
4) 福尾義昭・北岡豪一・有賀祥夫 1969 凍上量と温度分布・吸水量との関係について．京都大学防災研究所年報第 **12** 号 **B**, 169-176.
5) A. A. ロージェ 1963 土壌と水 (山崎不二夫・長田昇・田淵俊雄訳), 東京大学出版会, 138 pp.
6) 田沼邦雄 1969 凍上の際の土中水分移動と間隙率との関係．低温科学，物理篇，**27**, 359-366.
7) Kersten, M. S. 1952 Thermal properties of soil. *Highway Res. Board, Spec. Rept.*, **2**, 161-166.
8) 堀口　薫 1969 モンモリロナイトの水分脱離．低温科学，物理篇，**27**, 415-418.
9) Williams, P. J. 1963 Specific heats and unfrozen water content of frozen soils. *In* Proc. First Canad. Conf. on Permafrost. Nat. Res. Council Canada, *Tech. Memorandum* **76**, 109-126.

Summary

A heat flow meter had been buried at 20 cm and another at 100 cm below the ground surface at Kitami, Hokkaido, before the winter of 1970～1971, whereby measurements were made throughout the winter (Table 2). The heat balance in a soil layer between the two depths for a given time interval may be expressed by the equation:

$$Q_1 = Q_{fc} + Q_{uc} + Q_L + Q_V + Q_2 , \qquad (1)$$

where Q_1 and Q_2 are the amounts of conductive heat flow for the interval through the upper and lower depths, Q_{fc} and Q_{uc} are the amounts of heat removed in the cooling of frozen and unfrozen parts of soil, Q_L is the amount of the latent heat released by the freezing of water at the freezing front, and Q_V is the amount of the heat brought by migrating water through the under surface (Fig. 5). Q_1 and Q_2 are calculated from the results of the measurements, Q_L can be estimated from the water content of the

layer freezing in the given interval, Q_{fc} and Q_{uc} can be calculated from the temperature distributions at the beginning and end of the interval, and Q_V is estimated from the amount of migrating water, which, in turn, is estimated from water content distributions at the beginning and end of the interval. The relation between the more or less directly measured values Q_1-Q_2 and the sum of estimated values are shown in Fig. 6, where the straight line shows the relation (1).