



Title	熱と水の結合した流れモデルによる野外凍上の予測
Author(s)	福田, 正己; 木下, 誠一; 中川, 茂
Citation	低温科学. 物理篇, 45, 83-97
Issue Date	1987-03-10
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18539
Type	bulletin (article)
File Information	45_p83-97.pdf



[Instructions for use](#)

熱と水の結合した流れモデルによる野外凍上の予測*

福田正己・木下誠一・中川 茂**

(低温科学研究所)

(昭和61年10月受理)

I. はじめに

最近、凍上機構についての研究の進展に伴い、凍上量を予測する解析モデルが提案されてきた。それらのモデルについての有効性を検証する実験も多くなされている。土の凍結過程では、水が土中を流れてある場所で氷となるが、流れの領域は未凍土層内のみでなく、水と氷の共存する層にも及んでいる。これは凍土中に 0°C 以下の温度でも凍結していない不凍水の存在として、実験的に確認されている。不凍水の存在量は、温度の低下とともに減少する。もし凍土層内に温度勾配があれば、温度の低い領域ほど不凍水分量は減少してくる。

0°C 以下の温度でも水が凍結しないことは、その水の化学ポテンシャルはバルクの水のそれよりも低いことを意味している。凍土層内に温度勾配があれば、低温側の不凍水の化学ポテンシャルは、より高温側の不凍水のそれよりも、低くなっている。こうした、凍土層内の温度勾配によって誘導される不凍水の化学ポテンシャル差で低温側への水分移動が発生する。このような凍上を引き起こす水の流れは、熱の流れと結合しており、実験結果によってその過程が確認されている。

こうした考え方による、凍上機構モデルが Harlan (1973)¹⁾, Guymon and Luthin (1974)²⁾, Taylor and Luthin (1976)³⁾, 同 (1978)⁴⁾, Jame and Norm (1976)⁵⁾, Sheppard and Kay (1978)⁶⁾, Fukuda (1982)⁷⁾ などによって数値解析され、実験結果と比較してモデルの有効性が検証された。しかし、検証に用いた実験はいずれも実験室における小型の試料にかぎられ、その事例は少ない。たとえば Jame and Norm (1980)⁸⁾, Loch and Kay (1978)⁹⁾, Fukuda, Orhun and Luthin (1980)¹⁰⁾ の3例のみが検証に用いられている。とくに野外実験によって得られたデータについては、まだ数値モデル解析はなされていない。それは、野外で凍上しつつある土中の水分移動を、継続してしかも非破壊的に測定出来なかったからである。

福田 (1981)¹¹⁾ は、散乱型中性子水分計を用いて苫小牧の野外凍上実験での水分移動を観察した。そこで本報告では、苫小牧で得られた凍上過程での水と熱の移動現象を用いて、既に提案した熱と水の結合した流れモデルによる凍上の数値解析を行った。また、従来の解析事例では研究対象となった、土の熱的および透水性などの物理的性質を間接的に推定して解析に用い

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2904号

** (日本鋼管中央研究所) 昭和61年度低温科学研究所研究生

ていた。今回の解析では、解析対象となった苦小牧シルトの物性値をすべて実験によって直接得た。

II. 野外と室内実験

2.1 野外実験の概要

野外実験は苦小牧にある凍上観測地で行われた。大きさが5×5 mで深さ2 mの防水コンクリート水槽内に苦小牧シルトを充填しておく。土中および地表面には、温度分布や凍上量、さらに地下水位を計測するための各種センサーが埋設あるいは設置された。地中の水の流れを測定するため、散乱型中性子水分計が設置されている。中性子線源としては100 マイクロキューリーの線源強度をもつ²⁵²Cfを用いた。実験に先だって、基準物質（パラフィン）と既知の含水率の土との計測比を測定し、次の経験式を得た。

$$W = 6.676 + 40.2 \cdot C_r \quad (1)$$

ここで W は土の体積含水率(%), C_r は土による曲散乱中性子の計数値 (cpm) と基準物質 (パラフィン) の計数値 (cpm) との比である。100 回に及ぶ検定試験から、含水率の測定精度は1%以内であることが確認された。地中に垂直に地下2 mまで埋設された直径5 cmの鉄製パイプの中を、線源と検知器の収納されたプローブを昇降させ、各5 cm厚さごとの土の含水率を測定した。こうして土中の温度と水分分布とが、観測期間中(11月末~4月末)各3時間ごとに測定され記録された。また、後に説明する平衡地表面温度の推定のための、気象データは試験地に隣接する苦小牧演習林の観測結果によっている。それらは、気温、風速、気圧、全天日射量、相対湿度である。雲量については、苦小牧気象観測所のデータを用いた。

2.2 室内実験の概要

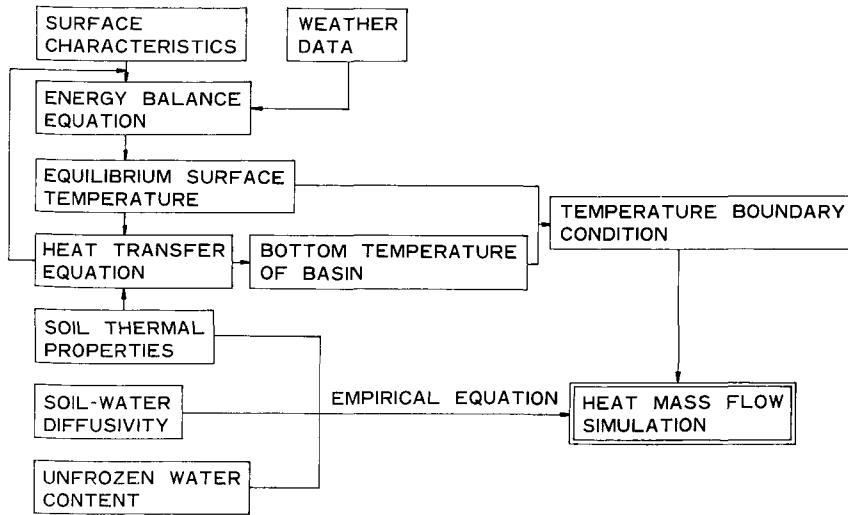
実験に用いた苦小牧シルトについて、各種の熱的及び物理的性質を実験によって得た。まず不飽和透水係数を実験によってもとめ、含水率あるいは水分張力を関数とする実験式を得た。(福田(1979)¹²⁾)。さらに、含水率と水分張力(あるいは pore water pressure) との関係についても、予め実験で関係式を得た。さらに、凍土と未凍土の熱伝導率をサーマルプローブ法によって測定し、含水率を関数とする実験式を得た。

はじめに述べたように、凍土中の不水分量を予め温度の関数として決定しておく必要がある。苦小牧シルトについては、凍結点降下法によって、不凍水分量が定量測定されている。(石崎ほか(1979)¹³⁾)。以上のように、苦小牧シルトの諸性質を予め実験によって可能なかぎり、測定しておき、仮定や推定式によらないようにした。こうして得られた実験式についてはのちに詳しく説明する。

III. 数値解析モデル

3.1 数値解析モデルの構成

本研究で用いた数値解析モデルは、2つの独立したモデルの組合せから成り立っている。まず、土の凍結での熱と水の流れは、いわゆる熱と水の結合した流れモデルによって解析する。



第1図 数値解析のための簡略化した流れ図

この数値解析モデルと計算用プログラムは、Taylor and Luthin (1976, 1978) によって開発された。これを解析するには、時系列的に変化する地表面温度を、その境界条件として与えなければならない。野外の条件では、地表面温度を計測していないので平衡地表面温度の概念に基づいて算出する必要がある。そこで、Smith and Tvede (1977)¹⁴⁾ が、カナダでの道路の凍結深さの推定に用いた数値解析によっておこなった。この2つの数値解析の方法と内容については、各々独立にすでに報告した。(福田正己, 石崎武志 (1980)¹⁵⁾, 福田正己, 中川茂 (1981)¹⁶⁾。

以上のモデルに基づき解析の流れ図を第1図に示す。つまり、気象データと土の熱的性質あるいはアルベードのような地表面情報から、平衡地表面温度を決定する。これを境界条件として、土の凍結過程での熱と水の流れを計算し、時間毎の水分と温度分布を決定する。

3.2 平衡地表面温度の算出

一般に土の凍結過程で、境界条件として地表面温度を用いることは少なく、気温を当てることが多い。しかし、実際には気温と地表面温度とは、表面の状態などで異なる。そこで、地表面での熱収支を考慮し、その結果決定される境界面での温度を平衡地表面温度として、これを土の凍結過程の境界条件とする。小島(1978)¹⁷⁾ による雪面での熱収支との類似性に着目して、つぎの地表面熱収支を考える。

冬季の地表付近の熱収支では、大気を介しての熱伝達に関して次の式が成り立つ。

$$R_n + LE + H + S = 0 \quad (2)$$

ここで R_n は放射収支量、 LE は地表面からの水蒸気輸送による潜熱伝達量、 H は大気と地表面の温度差による顕熱交換量、 S は地中伝導熱流量である。これらの各項を既知の気象要素たとえば気温、日射量、風速、気圧などから順次推定して(2)式の熱収支式を成立させる反復計算を行う。その結果、地表面温度が算出される。これを平衡地表面温度とする。

実際に計算に用いた気象要素を第1表に示す。いずれも現地観測値を用いている。

第1表 平衡地表面温度の推定に用いた気象要素

項目	単位	計算に用いた値
全日射量	ly/day	苫小牧演習林気象観測タワーでの実測値
雲量	0-1	苫小牧地方気象台データ
雲のタイプ	0-1	春 0.63 夏 0.70 秋 0.75 冬 0.78
気温	°C	現場観測値 一日8回観測値から平均する
風速	m/sec	苫小牧演習林気象観測タワーでの実測値
気圧	mmb	苫小牧地方気象台データ

3.3 熱と水の結合した流れモデルの物理的な意味について

土の凍結過程では、熱の流れと水の流れは相互に関連し、また流れの駆動力となる凍結面での不凍水の物理化学的性質を温度や水分張力のみで確定出来ないなどの難しさがある。Gilpin (1982)¹⁸⁾ も指摘しているように、土の凍上性を熱的条件のみで規定することは出来ない。すなわち、凍結の際に表面からの熱の除去の度合（冷却条件）のみで、土の凍上性を決定しようとした、いくつかの実験的研究の不完全さを指摘している。土の凍結と凍上過程では、水の供給と輸送の条件が必ず決定因子となるからである。それは、氷の析出する場への水の補給が、土という媒質を通じてなされるからである。Groenevelt and Kay (1977)¹⁹⁾ はこの状態を、熱的な条件以外に、水流に関わる力学的な流れの場 (hydraulic flow condition) が凍上過程を規定していると述べている。

Iですでに指摘したように、凍土内の不凍水はその温度差によって、化学ポテンシャルが異なっている。土の上載荷重が無視できるほど小さい場合には、荷重はこの不凍水の化学ポテンシャルには影響を与えない。たとえば、苫小牧野外観測の自然凍結のように、凍結深さが60 cm程度のケースを想定する。

すると、地表に近く温度の低い部分と下層のより高温側の凍土層では、大きなポテンシャル勾配が存在する。温度が低い程、ポテンシャルは低くなっているのも、もし水を流すに十分な流路（不凍水の凍結）が存在すれば、水は上に向かって流れるであろう。ところが、途中の凍土層内には、土の粒子間の空隙にあった水（間隙水）がすでに凍結し、氷となっている。不凍水が土粒子表面への吸着場にあつて、このため化学ポテンシャルが低下していると考えられている。ところが、間隙水では、吸着の影響をあまり受けていないため、化学ポテンシャルはバルクな水に近くほぼ0°Cで凍結する。

このように、凍土内の不凍水は、間隙氷と接触しながら流れることになる。この場合の間隙氷と不凍水との相互干渉は次のことから無視する。すなわち、土の上載荷重が十分に小さく、間隙氷には圧力が加わっていない、つまり大気圧下にあり、いたるところで均一であると仮定出来るからである。これはいわば、間隙水を圧力でみると、あたかも氷が充填していない間隙と見なすことができる。むしろ、不凍水は氷の存在する場所を通して流れることはできない。つまり、不凍水の流れから見ると、間隙氷は流れの経路を狭める作用をしているものの、流れに本質的に関わるポテンシャルの変動（液体水と氷との圧力配分）は生じさせていないことに

なる。

この状態は未凍土で不飽和の水の流れに類似している。Harlan (1973) が初めに提案した熱と水の流れモデルで、凍土中の水流に不飽和流を適用したことを、以上のように物理的に説明することが出来る。この点を読み取ることができずに、O'Neill (1983)²⁰⁾ は Harlan 以来の研究成果に物理的説明が欠如するとみなした。このような、現象の物理的な背景を考慮しながら、つぎにその数値解析手法について説明する。

3.4 数値解析の内容

土の凍結過程における熱伝導の式は、次の連続の式としてあらわせる。

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + L \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (3)$$

ただし

λ : 熱伝導率 (W/cm \cdot °C)

T : 温度 (°C)

x : 位置座標 (cm)

t : 時間 (sec)

L : 水の融解潜熱 (erg/g)

ρ_i : 氷の密度 (g/cm 3)

C_s : 土の比熱 (erg/cm \cdot °C)

θ_i : 体積含水率 (cm 3 /cm 3)

式(3)で右辺の第一項は温度勾配下での伝導による熱伝達であり、第二項は水-氷の相変化による発熱あるいは吸熱分である。

水の輸送についての連続の式は、不飽和流であるので次式としてあらわせる。

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_i} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (4)$$

この式に次の2つの関係式 $D = K/C_\theta$ $C_\theta = -\frac{d\theta_i}{d\psi}$ を代入する。すると(5)式が得られる。

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_i} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (5)$$

ここでは

K : 不飽和透水係数 (cm/sec)

D : 水分拡散係数 (cm/sec)

θ_i : 体積含水率 (cm 3 /cm 3)

C : 水分容量 (1/cm)

ψ : 土中水のトータル水分ポテンシャル (cm H $_2$ O 水柱頭単位の圧力)

この(3),(5)式を0°C以下の温度領域で次のように結合させる。ある温度での不凍水分量は、実測により温度の関数としてあらわされている。つまり、

$$\theta_i = a \cdot T^b \quad (6)$$

ここで

θ_1 : 体積不凍水分量 (cm^3/cm^3)

T : 温度の絶対値 ($^{\circ}\text{C}$)

$a=0.1978, b=-0.3046$

凍土内の温度分布が (3) 式を満足させると、各温度場での不凍水分量が (6) から決まる。すると時間ステップの一段前の状態での水分分布では (5) 式が成り立っており、(6) 式ですでに決まっている不凍水分と氷存在量との差が生じる。すると、過剰となる水は相変化して、発熱あるいは吸熱分を (3) 式に付け加えるようになる。つまり (6) 式は (3), (5) 式を結び付ける境界条件の役割をはたしている。

(3) と (5) 式の偏微分方程式を数値解で解くために以下の境界条件を想定する。

$$T = T_1, X = 0 \quad t \geq 0 \quad (7)$$

$$T = T_2, X = L_0 \quad t \geq 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial \theta_1}{\partial x} = 0, X = 0 \quad t \geq 0 \quad (9)$$

$$\frac{\partial \theta_1}{\partial x} = 0, X = L_0 \quad t \geq 0 \quad (10)$$

ここで T_1 と T_2 は地表面温度と土層の下限温度である。 T_2 は本解析では深さ 600 cm を下限境界とし、そこでは年間を通じて温度が一定 (年恒温層) とした。 T_1 はすでに 3.1 で述べたように平衡地表面温度がこれにあたる。(9), (10) 式は凍結する地層への水分の供給がないことを意味している。つまり閉式の凍上条件になっている。これは実験をおこなったコンクリート水槽が防水され、外部からの水の出入りがないことに対応させてある。

次に初期条件を式 (11), (12) としあわす。

$$T = T_0(X) \quad 0 \leq X \leq L_0 \quad t = 0 \quad (11)$$

$$\theta_1 = \theta_0(X) \quad 0 \leq X \leq L_0 \quad t = 0 \quad (12)$$

ここで $T_0(X)$ と $\theta_0(X)$ は $t=0$ のときの、土中の温度と水分分布を既知として与える。また、その値は深さに対して一定かあるいは深さの関数として、与えればよい。

3.5 解析に用いた土の性質

(1) 熱伝導率

サーマルプローブ法によって、未凍土 ($+10^{\circ}\text{C}$) と凍土 (-10°C) の苫小牧シルトの熱伝導率を測定した。その結果次式で示されるような含水率を関数とする実験式が得られ、これを解析に用いた。

$$\lambda_u = A_0 + A_1\theta_1 + A_2\theta_1^2 + A_3\theta_1^3 \quad (13)$$

$$\lambda_f = A'_0 + A'_1\theta_1 + A'_2\theta_1^2 + A'_3\theta_1^3 \quad (14)$$

ここで、

λ_u : 未凍土の熱伝導率 ($\text{mcal}/\text{cm sec} \cdot ^{\circ}\text{C}$)

- λ_f : 凍土の熱伝導率 (mcal/cm sec \cdot °C)
 θ_i, θ_1 : 体積含水率及び体率含水率 (cm³/cm³)
 $A_\theta - A_3$: 定数
 $A'_\theta - A'_3$: 定数

(2) 水分拡散率

実験によって苫小牧シルトの水分拡散率を得ることは難しい。そこで試行錯誤的に他のデータから算出する。つまり、水分拡散率を不飽和透水係数と水分容量から決める。定義によれば水分拡散率と透水係数の関係は (15) 式である。

$$K = D/S \quad (15)$$

ここで、 K : 透水係数, D : 水分拡散率, S : 水分容量である。

すでに福田 (1979) は実測によって、苫小牧シルトの不飽和透水係数を水分張力の関数の実験式としてあらわしている。

$$-\log(K) = A + B/\psi \quad (16)$$

ここで、

- K : 未凍土の不飽和透水係数 (cm/sec)
 ψ : PF 単位であらわした水分張力
 A, B : 定数

また、水分容量は定義により次の式が成り立つ。

$$C_\theta = -\frac{d\theta}{d\psi} \quad (17)$$

つまり体積含水率 (θ) と水分張力 (ψ) の関係が得られていれば、各値毎の水分容量が決定される。水分特性曲線として知られる関係が、実験によって苫小牧シルトについても得られている (第2図)。

以上の経過で水分拡散率を体積含水率の関数とする実験式が (18) 式として得られた。

$$D(\theta) = D'_0 + D'_1 \cdot \theta \quad (18)$$

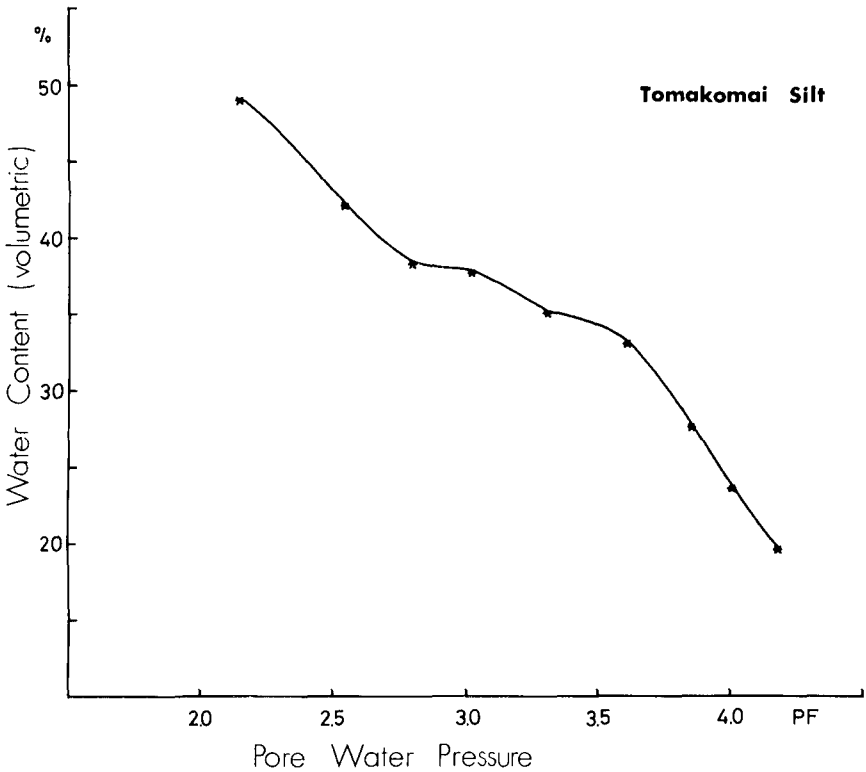
ここで、 $D'_0 = -2.61 \times 10^{-4}$, $D'_1 = 0.0025$ である。

凍土の水分拡散係数は次のようにして推定する。すでに 3.3 で述べたように、凍土中の間隙水は、不凍水の流れに対しては、圧力の分配などに影響を与えず、水の流れる経路を塞ぐ効果をもつ。つまり、空隙を満たす氷で、水の流れが妨げられることになる。

これを Taylor and Luthin (1978) は、間隙水による妨げ効果 (Ice-impeding factor) とし、含水率によって水分拡散率の減少を決めている。本解析においても、凍土の場合つまり間隙水がある水分拡散係数を、Taylor らにならって同じ含水率の未凍土の水分拡散係数の 1/100 であるとして推定した。

3.6 数値解析の手順

(3), (5) 式の 2 つの偏微分方程式を、与えられた境界条件と初期条件で数値解法として解く



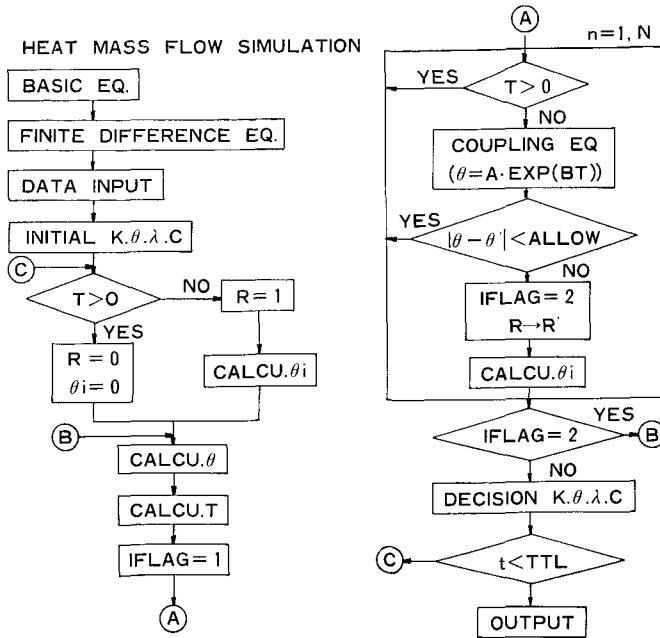
第2図 苫小牧シルトの水分張力(水分ポテンシャル)と含水率
 (水分張力の単位は等価の水頭高の常用対数値 PF)
 (含水率の単位は土と水の体積の比率 cm³/cm³)

ための、全体の流れ図を第3図に示す。これらの偏微分方程式は Crank Nicholson 法で差分化した。図の左側は平衡地表面温度の決定の流れ図で、最終段階で平衡地表面温度が算出される (A)。これを冷却の条件として、水と熱の流れを結合させながら解くのが右側の流れ図である。最初に時間ステップの前段階において凍結点以下の温度となった節点の体積含水率を、熱流差から次の (19) 式によって求める。

$$\theta_i^0 = \theta_i^* - \frac{2R\Delta t}{LP_1(\Delta X_1 + \Delta X_2)} \left\{ \lambda_{n+1/2}^0 \left(\frac{T_{n+1}^0 - T_n^0}{\Delta X_2} \right) - \lambda_{n-1/2}^0 \left(\frac{T_n^0 - T_{n-1}^0}{\Delta X_1} \right) \right\} \quad (19)$$

ここに R は解の収束のための係数であり、初期値として 1 を与える。R が 1 であることは節点における熱流差がすべて水、氷の相変化に費やされていることを意味している。決定された含水率を差分化された (3), (5) 式に代入して現段階の温度と水分分布を得る。そしてこの含水率と (6) 式で温度により決まる不凍水分量とが一致しない場合には、再び (19) 式の R によって含水率を計算し直し、凍結した全ての節点において温度と含水率を決定する。

凍上量は体積含水率が、全間隙の 85% を越えた場合に土を膨張させることで計算される。また膨張する間に土の各成分比が変化するので、土を凍上させた後に各々の成分の容積比を凍上量に応じて修正する。



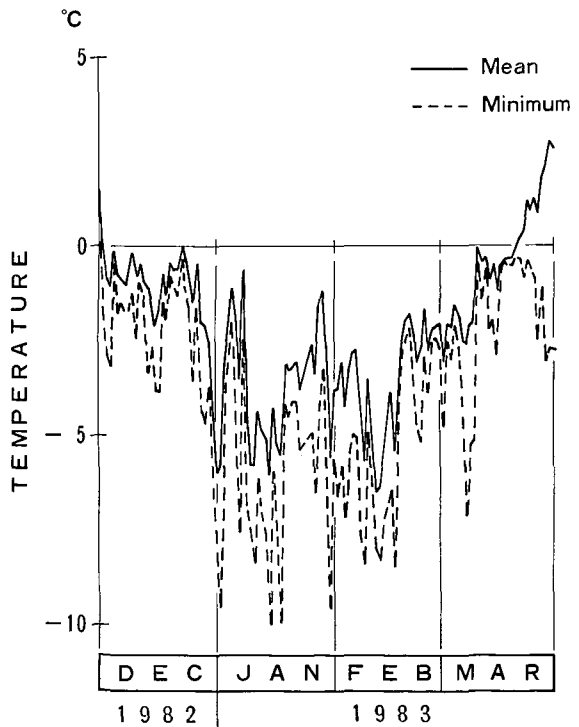
第3図 熱と水の結合した流れモデルによる数値解析の流れ図

IV. 結果と考察

4.1 温度分布とその経時変動

比較のための野外観測は、1982年から1983年の冬季間におこなった。まず、地表面温度について比較し、数値解析の前半分(平衡地表面温度の決定)を検証する。実測では、赤外線表面温度計ではなく、地表に置いた塩化ビニール板の下側に取り付けられた熱電対によって測定した。このため、厳密な意味での表面温度ではなく、やや高めの温度を示すことになった。そこで第4図と第5図に実測と計算結果を示す。全体としては両者の変動傾向は良く類似している。実測の最低温度が計算結果と近いが、これははじめに述べた理由による。

つぎに地中温度分布の経時変化を比較する。第6図は実測による地中温度の変化を示している。12月1日から3月10



第4図 地表面温度の経時変化(実測による)
(苫小牧凍上観測試験地)

日までの毎日の日平均としてあらわしてある。温度分布には途中で明瞭な折れ曲がりが見られる。この分布の不連続点は、ほぼ 0°C に等しくこの点が凍結面である。計算で得られた温度分布の数例を第7図に示す。いずれも実測と類似しているが、分布線が 0°C と交わる点から示される凍結面位置は実測に近いことがわかる。すでに Fukuda (1982²²) がガンマー線水分計の実測と計算との比較から指摘しているが、熱と水の結合した流れモデルによる数値解析では、温度分布はパラメターの値が多少変化しても大きく影響を受けない。この理由はまだ明かでなく、今後の検討課題である。

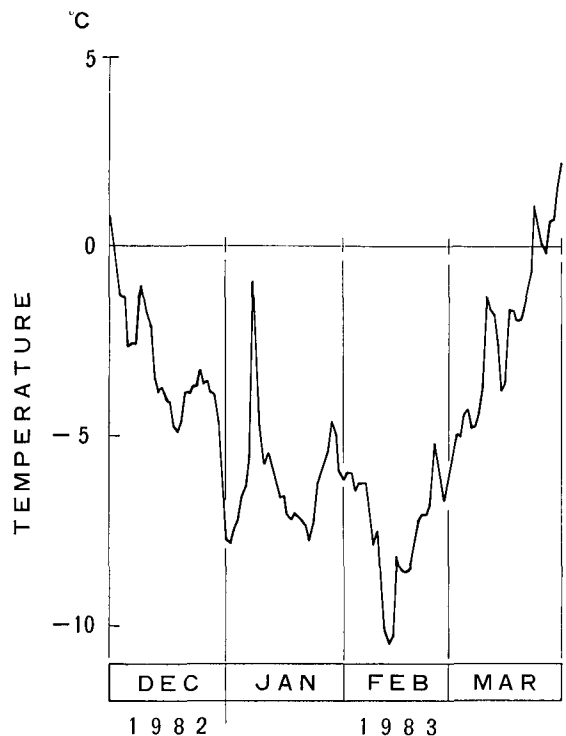
温度分布については、実測と計算結果とは比較的良好に一致していると言えよう。

4.2 水分分布とその経時変動

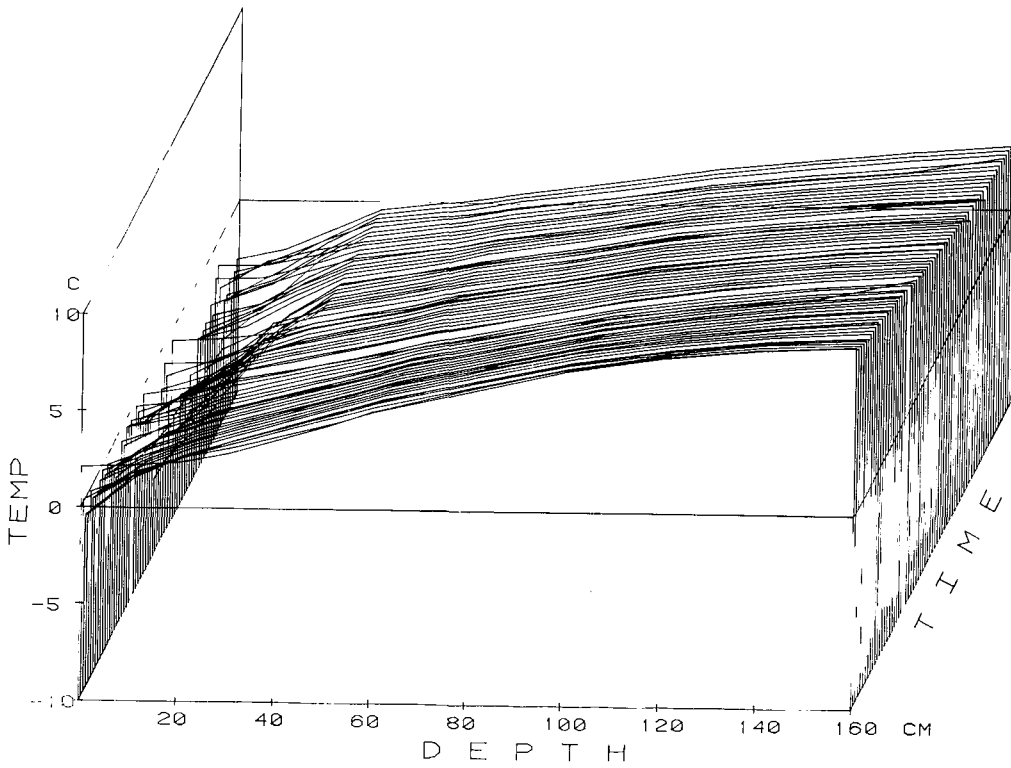
実測では 5 cm 毎の厚さで、土中の水分分布を測定した。経過時間に伴う水分分布を三次元表示として第8図に示す。多くの場合に分布に明瞭な不連続が見られる。ある深さから下では、含水率の変化は見られない。不連続な位置よりも上層では、含水率が増加している。第6図の温度分布から判断すると、そこは凍土層であり、また後のボーリングによる観察からアイスレンズの形成が見られた位置である。一旦増加した含水率は、その下層で減少している。温度分布から判断して、凍結面下の未凍結層では、含水率の低下するゾーンが存在している。Fukuda (1982) は、室内実験から同様の変化を見だしており、閉式凍上過程の特徴であるとした。

次に第9図に計算結果を示す。第8図と比較すると変化傾向に類似性があることがわかる。しかし、表層近くの含水率の増加は、計算結果ではより顕著となっている。この差は次の理由によるのであろう。中性子水分計によって、土中の含水率を測定する場合には、土の密度は一定であると仮定する。未凍土では、圧密の生じないかぎりこの条件が成り立つ。ところが、凍上が著しくアイスレンズがある厚み以上に形成されると、凍土の密度は小さくなる。このために、中性子の散乱量は減少するので、結果として含水率も小さく計測されることになる。第8図の実測ではアイスレンズ層による密度の減少とそのための見かけの含水率の減少が含まれている。中性子とガンマー線を併用して、密度も測定されているなら、補正することが可能となる。

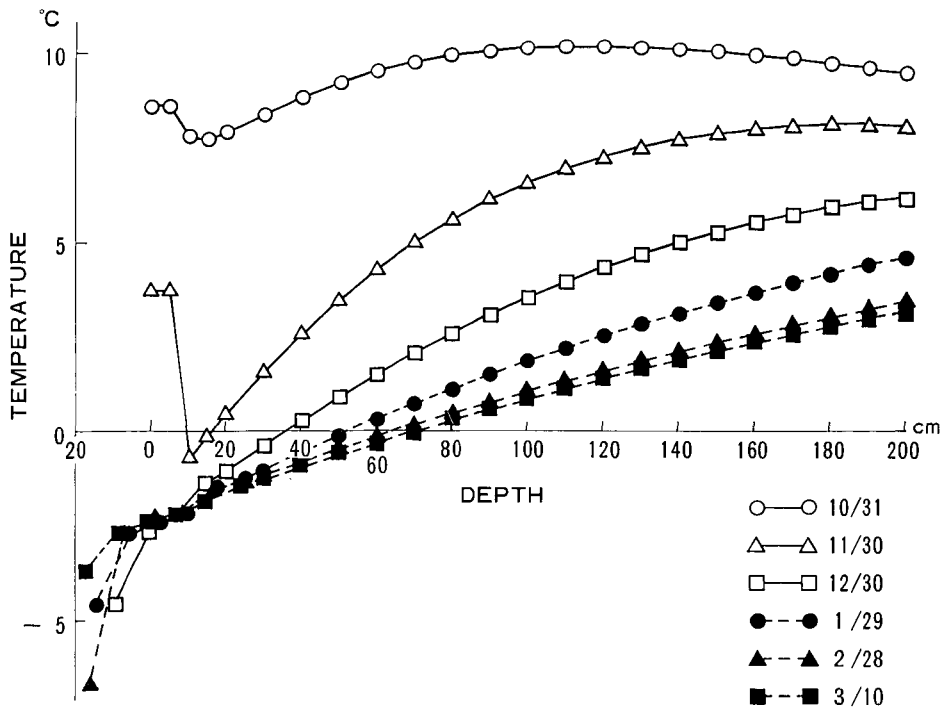
以上のような理由で凍土層内の増加した層部の含水率が、実測と計算とで異なったので



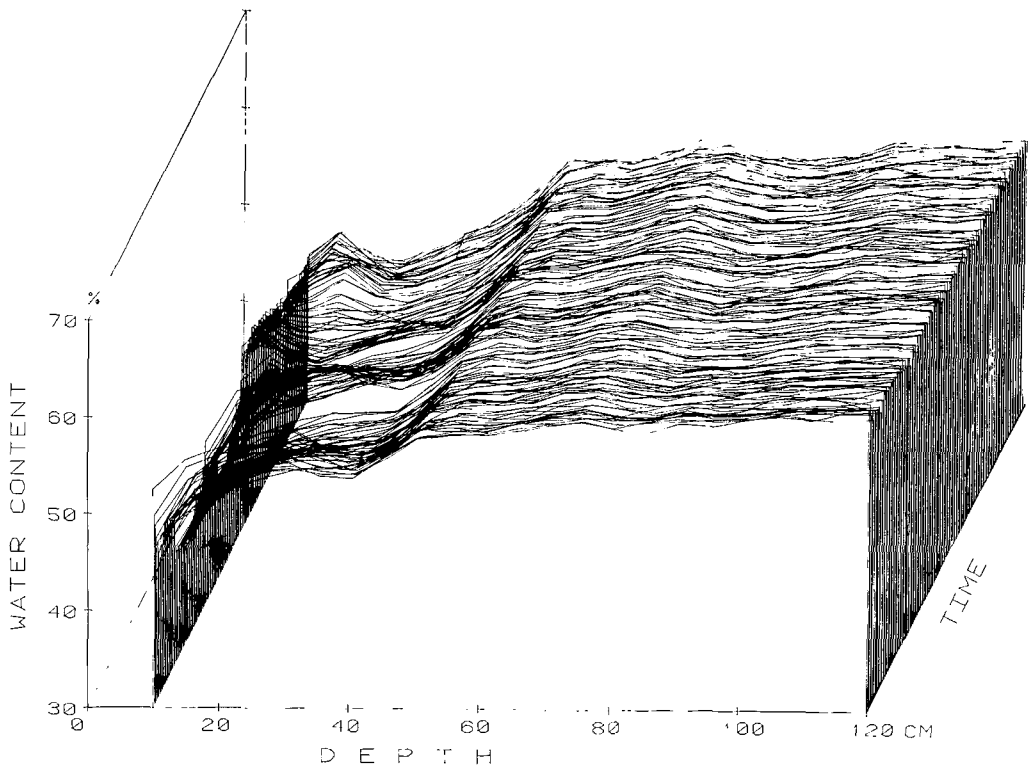
第5図 平衡地表面温度の経時変化 (計算結果)



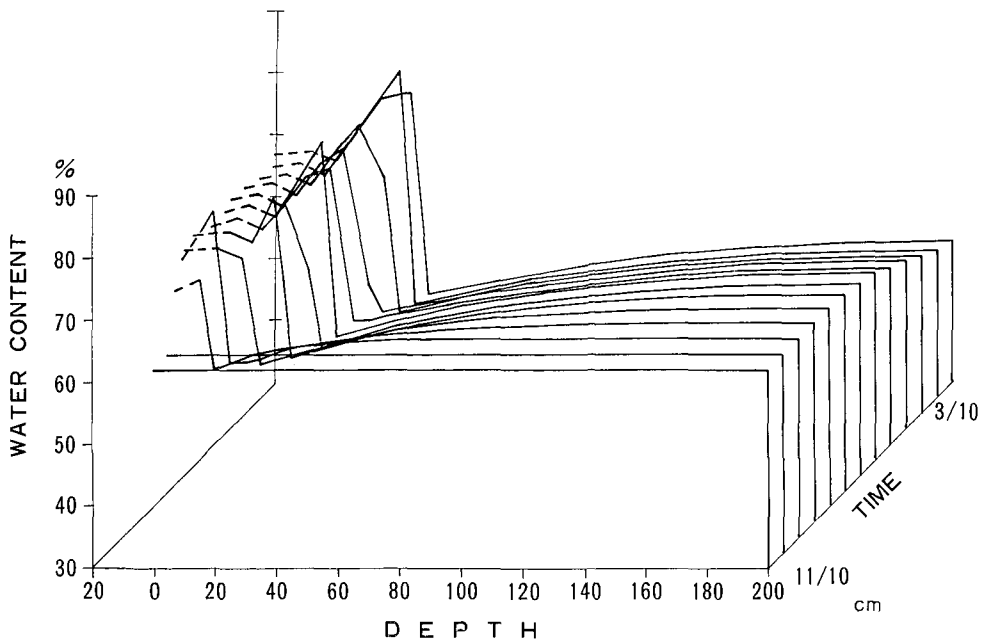
第6図 地中温度分布の経時変化 (実測値)
 (縦軸: 温度 横軸: 深さ) (時間軸は手前から奥に経過する)



第7図 地中温度分布の経時変化 (計算結果)



第8図 含水率分布の経時変化 (中性子水分計による実測値)
 (縦軸: 体積含水率 横軸: 深さ) (時間軸は手前から奥に経過する)



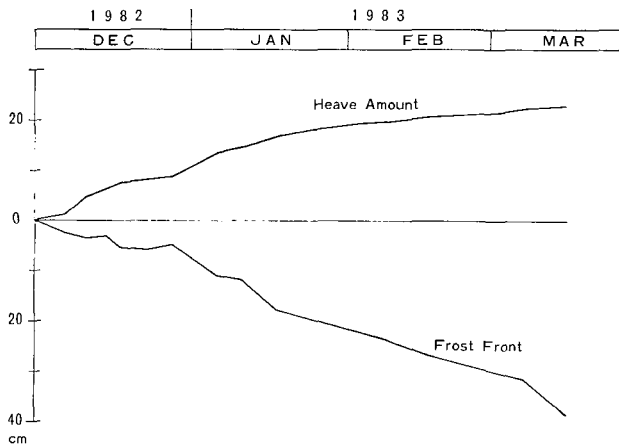
第9図 含水率分布の経時変化 (計算結果)
 (各軸は第8図と同じ)

あろう。ボーリングによる試料採取をおこなって、含水率を実測したところ体積含水率で80%にも達しており、計算結果とほぼ一致した。

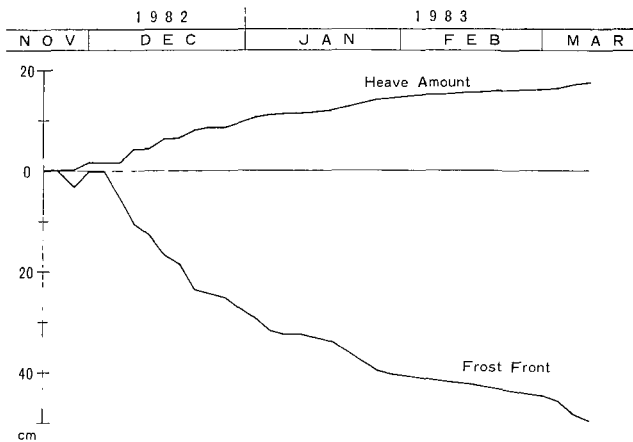
4.3 凍上量の予測

観測期間中の凍上量と凍結深さの変化を第10図に示す。また、計算で得られた結果を第11図に示す。両者を比較すると、変化傾向はよく類似している。しかし、定量的に比較すると、実測による最大凍上量は24.3 cmであったが、計算では16.4 cmとなった。さらに最深凍結深さでは、実測が62 cmに対して計算では69 cmとなり、一致していない。つまり、計算結果は凍上量が少なく、その代わりに凍結が深くなっていた。この差異をもたらす物理的な理由は不明であるが、以下のような可能性が考えれよう。

実際の凍結過程では、氷が析出しアイスレンズを形成する場合、土粒子間の間隙を氷が満たすのみならず、凍土層に水平に連続して析出する。すると、氷はある程度の上載荷重をうけもつことになる。これが本解析では無視しようとした。さらに、凍土中の水分拡散率を、未凍



第10図 凍結面の進行と凍上変位 (実測値)



第11図 凍結面の進行と凍上変位 (計算結果)

土の同じ含水率の値の 1/100 として推定したが、実際には土層内の不均一さのために、1/100 以上になっている可能性がある。つまり、より水が拡散しやすくなっていることを意味する。本解析ではこの 2 点つまり凍土層内の間隙氷の圧力と水分拡散率については、直接的にその物性値を測定によって決定していなかった。このため、全体の変化傾向では、実測と計算結果が類似したものの、定量的比較では、差異が生じたのであろう。

V. 結 言

凍上過程での地中の熱と水の移動について、苫小牧にて野外観測を行った。また、この結果を用いて、土の凍結過程での熱と水の結合した流れモデルとその数値解析を検証した。解析にあたって、必要とされる土のさまざまな物性値を、あらかじめ実測で求めておいた。さらに、地表面の冷却条件は、日射や多くの気象条件によって、平衡地表面温度を計算しこれを用いた。こうした、野外の凍結条件を十分に考慮し、数値解析の境界条件と初期条件に組み込んだ。従来熱と水の結合した流れモデルは、室内実験結果との比較でその有効性を検討し評価してきた。本報告では、野外でのより大規模なそして長期にわたる実験結果と比較をおこなった。その結果、温度分布の経時変化では、実測と計算値がよい一致をみた。水分分布では、変化の傾向は類似したものの、定量的にみて多少の差異が見られた。同様に凍上量も経時変動傾向はよい一致がみられたが、定量的には解析結果がやや少なくなることがわかった。その理由については、未だに明確でないが、凍土内の水分拡散係数の値の決め方によるものと考えられる。

本研究にあたっては、北海道大学苫小牧地方演習林の方々に御協力頂いた。ここに記して感謝の意を表します。本研究を行うにあたっては、その経費の一部を文部省科学研究費自然災害科学特別研究(1)課題番号 60020004 によった。

文 献

- 1) Harlan, R. L. 1973 Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil-water transfer. *Water Resources Research*, **9**, 99-102.
- 2) Guymon, G. L. and Luthin, J. N. 1974 A coupled heat and moisture transport model for arctic soil. *Water Resources Research*, **10**, 995-1003.
- 3) Taylor, G. S. and Luthin, J. N. 1976 Numeric results of coupled heat mass flow during freezing and thawing. Proc. 2nd Conference Soil-Water Problems in Cold Region, 155-172.
- 4) Taylor, G. S. and Luthin, J. N. 1978 A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing. *Canadian Geotechnical Journal*, **15**, 548-555.
- 5) Jame, Y. W. and Norm, D. I. 1976 Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil in a closed system. Proc. 1st Conference Soil-Water Problems in Cold Region, 46-62.
- 6) Sheppard, M. I., Kay, B. D. and Loch, J. P. G. 1978 Development and testing of a computer model for heat and mass flow in freezing soils. Proc. 3rd International Conference of Permafrost. 76-81.
- 7) Fukuda M. 1982 Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing. *Contributions from the Institute of Low Temperature Science, Ser. A*, No. **31**, 35-91.
- 8) Jame, Y. W. and Norm, D. I. 1980 Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous

- medium. *Water Resources Research*, **16**, 811-819.
- 9) Loch, J. P. G. and Kay, B. D. 1978 Water redistribution in partially frozen, saturated silt under several temperature gradients and overburden loads. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **42**, 400-406.
 - 10) Fukuda, M., Orhun, A. and Luthin, J. N. 1980 Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soil during freezing. *Cold Regions Science and Technology*, **3**, 223-232.
 - 11) 福田正己 1981 散乱型中性子水分計による凍上過程での水分移動測定 (その1). 低温科学, 物理篇, **40**, 147-154.
 - 12) 福田正己 1979 苫小牧シルトの不飽和透水係数の測定. 低温科学, 物理篇, **38**, 169-178.
 - 13) 石崎武志・木下誠一 1979 上載荷重条件における凍上について. 低温科学, 物理篇, **38**, 169-178.
 - 14) Smith, M. W. and Treve, A. 1977 The computer simulation of frost penetration beneath highway. *Canadian Geotechnical Journal*, **14**, 167-179.
 - 15) 福田正己・石崎武志 1980 平衡地表面温度による土壤凍結深推定モデル, 雪氷, **42**, 71-80.
 - 16) 福田正己・中川 茂 1981 土の凍結過程での熱と水の流れの数値解析, 雪氷, **44**, 13-21.
 - 17) 小島賢治 1978 融雪機構と熱収支. 気象研究ノート, **136**, 1-38.
 - 18) Gilpin, R. R. 1982 A frost heave interface condition for use in numerical modelling. Proc. 4th Canadian Permafrost Conference, 459-465.
 - 19) Groenevelt, P. H. and Kay, B. D. 1977 Water and ice potentials in frozen soils. *Water Resources Research*, **13**, 445-449.
 - 20) O'Neill, K. 1983 The physics of mathematical frost heave models: A review. *Cold Regions Science and Technology*, **6**, 275-291.

Summary

The numerical analysis of frost heaving was conducted using the computer simulation model proposed and developed by the present authors. The concept of coupled heat and moisture transport in the freezing soil was introduced to develop this model. For verification of the model field experiments of frost heaving were carried out by the authors. Weather data were collected at the test site and used for estimating the equilibrium surface temperature as time-variable boundary conditions. Both hydraulic and thermal properties of a tested soil were directly obtained by experiments. Changes of water content profiles in tested soil layers were measured nondestructively by means of the neutron scattering method at the site. Then simultaneous fluctuations of water content profiles and temperature profiles were obtained during a soil freezing. The results of the simulation were compared with field data, then the validity of the proposed model was discussed.