土の凍結過程での熱と水の流れの数値解析

福田 正己*・中川 茂**

要 旨

土の凍結過程で、熱と水とは関連して流れる。凍土中の不凍水の存在と、その不凍水の凍土内での流れという新しい実験事実を導入して、熱と水とが結合して流れるという凍上のモデルが提示された。それは凍土中の不凍水分量が温度の関数として決められることから、凍土内の不凍水の動水勾配が温度勾配に依存する点で、熱と水の流れを結合している。

このモデルを検証するため、熱と水の流れの式を適切な初期および境界条件下で数値解析手法で解いた。結果の比較は、ガンマー線水分計を用いて行われた実験結果に基づいている。凍土および未凍土の熱伝導率、水分拡散係数というパラメーターは、実測と適切な推定によって得られた。結合に必要な不凍水分量も、実測による温度を関数とする実験式で決定された。数値解析の結果は実測結果とよい一致がみられた。ここで提示したモデルは、不飽和無載荷重状態の土の凍結現象に適用可能なことが検証された。

1. はじめに

凍上現象は、土の凍結過程で未凍結水が凍土内へ輸送・集積することによって生ずる。集積した過剰の水は氷レンズを形成し、凍土の体積増となって地表面を隆起させる。従って凍上機構を研究する上で、土の凍結時の熱移動とそれに関連した水分移動の機構を解明することが重要となる。ところで1960年代後半から1970年代にかけて凍上機構研究で新しい事実の発見とそれに基づく概念が確立された。それは 0°C 以下の温度範囲内にある凍土中に、未凍結状態の水が存在すること (Anderson and Morgenstern, 1973), そして凍土内の温度勾配に応じて水分移動が生じていること (Hoekstra, 1966) である。これらの実験事実によって、従来の凍上機構論は書き換えの必要が生じた。

この新旧の考え方の相違を模式概念図に示したのが図1である。図で左側は土中の温度分布を表わしている。右側は不飽和状態の間げき水圧分布を示している。Everett (1961) は、土中の間げきに形成される曲率 r を持つ氷-水界面エネルギーによって、水を吸い上げる駆動力を $P=2\sigma_{iw}/r$ として規定した。ここで σ_{iw} は氷-水界面エネルギーである。これがいわゆる毛管力理論と呼ばれた凍上機構論である。すなわち図中で点線で示すように、凍結面直下に P という水分移動のための駆

動力を想定し、下方から水分が凍結面に移動・集積するとした。この考え方では、凍土中では氷のみが存在し凍上を引き起す水分流は不凍土層のみに存在することになる。また凍結面は温度の上で 0°C に一致することになる。したがって図中の温度プロファイルと水分張力プロファイルでは、凍結面が同一の深さに存在することになる。水が流れる動水勾配は図中右の点線で示されている。

ところが前述のように、新しい実験事実として凍土内の不凍水の存在と凍土内の水分移動が認められたため、水流のおよぶ範囲を凍土層内にまで拡張する必要が生じた。凍土内の不凍水分量は、各々の土質ごとに温度の関数として表わされることが Anderson ら (1973) によって示された。その関係式は、温度が低下する程不凍水分量も減少する傾向を示している。温度が低下するにつれ

図1 凍上機構の概念図

* 北大低温科学研究所

** 日本鋼管(株)技術研究所

て、不凍水状態にある水の化学ポテンシャルも低くなる。ことが Low ら (1968) によって示された。不飽和の凍土にあっては、空隙中の圧空気と水の圧力とは共に大気圧に等しい。すると不凍水のみが土粒子の吸着場によって作用を受けている。温度が低くなって水分量が減少するという事は、吸着される水膜が薄くなることを意味している。これが化学ポテンシャルの低下として表現される。温度条件と水蒸気による水分移動が小さいことを考慮し、化学ポテンシャル分布を水分移動にかかわる間げき水圧へ変換することは、Groenevelt and Kay (1977) によって詳しく検討されている。

これを図中に模式的に示したのが右側の水分張力プロファイルの実線である。温度の低い程不凍水の水分張力は減少する。あるいは水の晶出する温度条件にある深さを凍結面と定義すると、この水分張力プロファイルは、この位置にかかわらず凍土から未凍土へ増加傾向を示すことになる。従って古典的な凍土機構で考えられていた凍結面とは一致しない。この意味での凍結面は次のように規定されよう。In-situ の含水量で決定される水分張力と平衡する氷-水の共存温度条件を定める。この場合、不飽和の仮定から氷の圧力は大気圧に等しいので、水分張力と温度との間には、修正されたクラウジウス-クラペイロンの式が成り立つ。この温度条件よりもより低温度側では、氷-水が共存しうる。そこで、この限界温度位置を凍結面と定義できるであろう。氷-水への相変化は凍土側のすべての点で生ずることになる。それは外界からの熱流に依存することになる。

Harlan (1973) は以上の考え方に立って、水流を凍土内にまで拡張する新しい凍土機構論を提案した。その考え方は、熱と水の結合した流れモデル (coupled heat and moisture transfer model) として要約された。これは凍土および未凍土を通じた不飽和水分流と熱流とを、不凍水分量が温度の関数であることで結びつけるという試みであった。このモデルに類似する考え方を発展させる研究が引続いて報告された。Guymon and Luthin (1974), Taylor and Luthin (1978), Sheppard, Kay and Loch (1978), 高野, 井上, 中川 (1979) といった報告がなされた。ところでこのモデルの妥当性を判定するためには、実験結果との比較による検証が必要である。しかし凍結しつつある土中の水分移動を測定する方法がなく、とくに凍土内水分移動を直接に測定した実験結果が得られていなかった。近年、土の水分を非破壊で連続測定することを可能とするガンマー線水分計が開発された。この手法を応用した土の凍結実験が、Jame and Norum (1976), Loch and Kay (1978), Fukuda, Orhun

and Luthin (1980) らによって行われた。これらの実験結果と結合モデルの数値解析とを比較検討することは、Jame ら (1976) の結果を用いた Taylor and Luthin (1978) そして Jame and Norum (1980) らによって行われた。そして彼らは、モデルの適用が有効であることを示した。

本報告では、結合モデルの数値解析を適切な諸条件と土質定数によって解き、Fukuda et al (1980a) らの実測結果と比較してモデルの妥当性を検討する。

2. 結合モデルの基本式と数値解

(1) 基本式

解析に用いられる基本式は次のように与えられる。

熱移動

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + L \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = C \frac{\partial T}{\partial t} \quad \dots\dots\dots (1)$$

水分移動

$$\frac{\partial x}{\partial} \left(D \frac{\partial \theta_w}{\partial x} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial \theta_w}{\partial t} \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに x : 位置を表わす座標 (cm) t : 時間 (sec)

λ : 土の熱伝導率 (cal/cm²·sec·°C) L : 水の凍結潜熱 (cal/cm³) C : 土の容積比熱 (cal/cm³·°C) θ_w : 容積含水率 (cm³/cm³) θ_i : 容積含氷率 (cm³/cm³) ρ_w : 水の密度 (g/cm³) ρ_i : 氷の密度 (g/cm³) D : 水分拡散係数 (cm²/sec)

(1)式において左辺第1項は、単位体積の凍土内での単位時間の貯熱量で、第2項は氷から氷への相変化による発熱量を表わす。(2)式の左辺第1項は含水比勾配、第2項は含水率の変化による単位体積の凍土内に、単位時間にそれぞれ滞留する不凍水容積及び不凍水が氷に変わる容積である。温度が凍結点以下となった場合には、不凍水分量と温度の関数として

$$\theta_w = \theta_w(T) \quad \dots\dots\dots (3)$$

のように与えることにより、凍土内の熱移動と水分移動を結合させる。

(1), (2)式に対する初期条件・境界条件は、比較する実測例の実験条件を考慮すると次のように表わされる。

初期条件

$$T = T_0(x) \quad 0 \leq x \leq l \quad t = 0 \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\theta = \theta_{w0} \quad 0 \leq x \leq l \quad t = 0$$

境界条件

$$T = T_1(t) \quad x = 0 \quad t > 0 \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$T = T_2(t) \quad x = l \quad t > 0 \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial x} = 0 \quad x = 0, l \quad t > 0 \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここに $T_0(x)$ は初期温度分布、 θ_{w0} は初期体積含水率分

布, $T_1(t)$, $T_2(t)$ は試料両端において与えられる経時温度変化である。(7)式は実験が閉式で行われたこと, すなわち試料両端において水の出入がないことを意味している。

(2) 土質の諸定数

a) 熱定数

熱伝導率はサーマルプローブ法による測定結果を用いる。未凍土は $+10^{\circ}\text{C}$, 凍土は -10°C の温度条件にて測定された。熱伝導率を体積含水率をパラメーターとして表わす実験式を, 最小二乗法によって以下のように得た。図中の黒点は実測値であり, 実線はこの実験式曲線を表わしている(図2, 図3)。

図2 未凍土の熱伝導率と体積含水率との関係

図3 凍土の熱伝導率と体積含水率との関係

$$\lambda_u = (A_0 + A_1 \cdot \theta + A_2 \cdot \theta^2 + A_3 \cdot \theta^3) \times 10^{-3} \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$\lambda_f = (B_0 + B_1 \cdot \theta + B_2 \cdot \theta^2 + B_3 \cdot \theta^3) \times 10^{-3} \quad \dots\dots\dots (9)$$

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

θ : 体積含水率(cm^3/cm^3) 凍土に対してはすべて氷とみなすので含水率

$$A_0=0.353 \quad A_1=2.49 \quad A_2=2.624 \quad A_3=-3.653$$

$$B_0=0.314 \quad B_1=-0.0012 \quad B_2=15.4 \quad B_3=-8.725$$

容積比熱は未凍土, 凍土を構成する水, 氷, 土粒子の容積比に, 各々の容積比熱を乗ずることによって簡単に求められる。

b) 不凍水分量の温度依存

先に述べたように, 凍土内に不飽和水流の式(2)を適用させるためには, 凍土内の含水率が各点の温度条件で定まる必要があった。凍土中の不凍水分量の測定は, 比熱測定法(Williams, 1964), 凍結点降下法(Jame and Norum, 1972), NMR法(Tice et al., 1978), TDR法(Patterson and Smith, 1981)などによってなされている。数値解析と比較する実験で用いられた苫小牧シルトについては, 石崎ら(1980)が凍結点降下測定法によって実験式を得ている。その結果を図4に示す。また実験式を次に示す。

$$\theta_w = 0.198 \cdot T_a^{-0.305} \quad \dots\dots\dots (10)$$

ここに θ_w : 不凍水分量(cm^3/cm^3)

T_a : 凍土の温度の絶対値($^{\circ}\text{C}$)

c) 凍土・未凍土の水分拡散係数

土中の水分移動の式(2)は, 不飽和水流に拡張したダ

図4 凍土中の不凍水分量と温度の関係

ルシー則に基づいている。そこで水分拡散係数は一定ではなく、含水率の関数として定められる非線型の式となっている。従って(2)式を解くにあたっては、あらかじめ水分拡散係数が含水率に依存する関係式を決めておく必要がある。ところで、水分移動の式に用いられる透水係数と水分拡散係数には次の関係がある。

$$K = D \cdot \frac{1}{S} \quad \dots\dots\dots (11)$$

ここに K : 透水係数(cm/sec) $S = \frac{\partial \theta_w}{\partial \phi}$: 比水分容量(1/cm) ϕ : マトリックポテンシャル(cm)

一般に拡散係数は直接測定が容易でないために、この関係によって透水係数と比水分容量から推定されている。福田(1979)は、苫小牧シルトの未凍土不飽和透水係数の実験式を Klute (1965) の方法ですでに得ている。比水分容量はこの土質の PF-水分特性曲線が実測で得られていれば概当する含水率前後の間げき水圧の増分率から得ることができる。苫小牧シルトの特性曲線は図5に示すようにすでに実測で得ている (Fukuda and Luthin, 1980)。これらの結果を用いて、未凍土の水分拡散係数を次のように決めた。

$$D = (4.9 + 55 \theta_w) \times 10^{-4} \quad \dots\dots\dots (12)$$

凍土の水分拡散係数は、以下の手順によって推定することができる。苫小牧シルトを用いて凍土の透水係数を実測で求める試みが、ガンマー線水分計による実験結果によってなされた (福田, 1981)。

凍土中の不飽和水流は、氷が共存しない場合と比較すると氷粒子が水流を阻止する効果を持つことになる。福田(1982)は凍土と未凍土の透水係数を比較して、氷の流れを阻止する効果 (ice-impeding factor) が未凍土不飽和透水係数を 1/100 まで減少させることを示した。つまり同じ不飽和度 (含水率) であれば、凍土の透水係数は、未凍土のそれを 1/100 倍して推定される。Taylor ら

(1978) は、この氷の流れ阻止効果を次のように評価している。凍土中の含水率が $0.2 \sim 0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ のオーダーである場合、流れ阻止効果は $I = 10^{10} \theta_i$ として表わされるという。 θ_i が含水率であるのでこの I の値は 100 ~ 1000 の範囲をとる。この I で未凍土不飽和水分拡散係数を除することで凍土の値を推定する。

福田(1982)と Taylor ら(1978)とを比較すると、(12)式で示したように透水係数と水分拡散係数は比例関係にある。比水分容量は土に固有の値で一定値とみなせるからである。したがって、氷の流れ阻止効果が未凍土の 1/100 程度となる推定は、この両者でほぼ一致している。氷が多くなると Taylor ら(1978)は 1/1000 オーダーまで小さくしている。今回の解析では、Taylor らの推定法を用いている。

(3) 解析手法

数値解法としては差分法を用いた。(1),(2)式を Crank-Nicholson 法によって差分化すると次式のようになる。

$$\begin{aligned} & \frac{2 \lambda_{n+1/2}}{(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \frac{T_{n+1} - T_n}{\Delta x_2} \right\} \\ & + \frac{2 \lambda_{n+1/2}^\circ}{(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \frac{T_n^\circ - T_{n-1}^\circ}{\Delta x_2} \right\} \\ & - \frac{2 \lambda_{n-1/2}}{(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \frac{T_n - T_{n-1}}{\Delta x_1} \right\} \\ & - \frac{2 \lambda_{n-1/2}^\circ}{(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \frac{T_{n-1}^\circ - T_{n-2}^\circ}{\Delta x_1} \right\} \\ & + 2L \left\{ \frac{\theta_{in}^\circ - \theta_{in}}{\Delta t} \right\} \\ & = (C_n + C_n^\circ) \left\{ \frac{T_n - T_n^\circ}{\Delta t} \right\} \quad \dots\dots\dots (13) \\ & \frac{D_{n+1/2}}{(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \frac{\theta_{wn+1} - \theta_{wn}}{\Delta x_2} \right\} \\ & + \frac{D_{n+1/2}^\circ}{(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \frac{\theta_{wn+1}^\circ - \theta_{wn}^\circ}{\Delta x_2} \right\} \\ & - \frac{D_{n-1/2}}{(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \frac{\theta_{wn} - \theta_{wn-1}}{\Delta x_1} \right\} \\ & - \frac{D_{n-1/2}^\circ}{(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \frac{\theta_{wn}^\circ - \theta_{wn-1}^\circ}{\Delta x_1} \right\} \\ & - \frac{\rho_i}{\rho_w} \left\{ \frac{\theta_{in}^\circ - \theta_{in}}{\Delta t} \right\} = \left\{ \frac{\theta_{wn} - \theta_{wn}^\circ}{\Delta t} \right\} \\ & \dots\dots\dots (14) \end{aligned}$$

ここに図6を参照して、下添字 n は節点番号、 Δt を時間間隔として上添字。 $\circ$ は時刻 t 、 $\circ$ は時刻 $t - \Delta t$ 、上添字のないものはこれから計算される時刻 $t + \Delta t$ を表わす。また Δx_1 は節点 $n-1$ と節点 n との間の、 Δx_2 は節点 n と $n+1$ との間の節点間隔を表わし、 $\lambda_{n+1/2}$ 、 $D_{n+1/2}$ は

図5 PF-水分特性曲線

図6 差分法のための分割と節点の模式図

図7 数値解のフローチャート

それぞれ節点 n と節点 $n+1$ の節点間における熱伝導率, 水分拡散係数である。

解析のフローチャートを図7に示す。凍土内における熱・水分移動は次のように計算する。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 θ_i を, 熱流差から次式によって求める。

$$\theta^{\circ}_{in} = \theta^{\circ}_{in} - \frac{2R\Delta t}{L\rho_i(\Delta x_1 + \Delta x_2)} \left\{ \lambda^{\circ}_{n+1/2} \left(\frac{T^{\circ}_{n+1} - T^{\circ}_n}{\Delta t} \right) - \lambda^{\circ}_{n-1/2} \left(\frac{T^{\circ}_n - T^{\circ}_{n-1}}{\Delta t} \right) \right\} \quad \dots\dots\dots (15)$$

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する。次にこの θ_i を (13), (14) 式に代入して現段階の T と θ_w を得る。そしてこの θ_w と, 凍結点以下の温度と不凍水分量の関係から与えられる θ'_w とを比較して, 両者が一致しない場合には (15) 式の R を修正して θ_i を計算し直し, 凍結したすべての節点において θ_x と θ'_w とが一致するまで収束計算を繰返す。

凍上量は体積含水率 θ_i が全間げきの大きさの85%を越えた時に土を膨張させることによって計算する。また膨張する間に土の各成分比が変化するので, 土を凍上させた後でおのおのの成分容積比を凍上量に応じて修正する。

3. 結果と考察

2で詳しく検討した結合モデルの妥当性を検証するために, 数値解を求めるにあたっては Fukuda ら (1980) の実測事例に適合するような初期条件と境界条件を成り立たせた。初期条件として, 温度に対しては凍結開始前の土試料内温度分布を用いた。また含水率に対しては全層が約35%であった実験事例に従って35%均一とした。次に境界条件としては, 実験事例での試料両端の温度変化から両端温度変化を時系列データとして用いた。そして実験事例として, Fukuda ら (1980) の報告にある実験番号4, 5を選んだ。この事例の実測両端面温度変化を図8, 図9に示す。実験No.4では冷却速度も大きく冷却温度も低い。このNo.5のために比べると凍結深の進行速度が大きい。

まず凍結速度の遅い事例 No.5 についての比較を行

図8 試料両端面温度の経時変化 (No.4)

図9 試料両端面温度の経時変化 (No.5)

図10 試料内温度分布の実測結果 (No. 5)

図11 試料内温度分布の計算結果 (No. 5)

う。図10は凍結過程での土試料内温度分布の実測結果で、図11は同一条件の数値解である。両者を比較すると各経過時間ごとの温度分布はほぼ一致しており、数値解が妥当であることが示されている。次に含水率変化の実測結果を図12に示す。この事例での特徴は、1 cm～3 cm

深までは含水率が経過時間に従って増加しているのに対して、4 cm 以深では含水率は減少し続た。3 cm と 4 cm 深の間で増加から減少へと変わっている。これは凍土内の水分の集積が、この区間よりも低い温度領域で生じていることを示している。数値解の結果を図13に示す。実測例と比較すると表面での含水率変化に相違が認められる。これは主として、実験の際の凍結開始直後の過渡現象によるものと考えられる。つまり冷却面に接する土中水が過冷却した後には凍結するからである。数値解析ではこうした過渡現象を取り扱うことはできない。1～3 cm 深では、実測結果と同様に含水率は経過時間に従って増加している。温度分布から示唆されるように、ここでは水と氷は共存していることになる。3～4 cm 深の間で含水率変化は増加から減少に転じており、実測とよい対応がみられる。各深さでの含水率の増加傾向は、表面と 3 cm 深を除いて実測例とよく類似している。次に凍土の水分拡散係数をより小さくした条件での数値解を図14に示す。凍土内の水分移動が減少するために、図13に比べ

図12 試料内体積含水率分布の実測結果 (No. 5)

図13 試料内体積含水率分布の計算結果 (No. 5)

図14 凍土の水分拡散係数を小さくした場合 (No. 5)

図 15 試料内体積含水率分布の実測結果 (No. 4)

図 16 試料内体積含水率分布の計算結果 (No. 4)

ると凍土側の含水率の増加のしかたが少なくなっている。しかし全体の含水率分布は図13とよく類似している。

凍結進行速度の速い実測事例 No. 4 を図15に示す。No. 5 とほぼ同じ初期含水率であったが、この結果では凍土内の水の集積は、表面から 6 cm 深まで広い範囲で生じている。また各深さでの含水率の増加分も No. 5 に比べて少ない。3~4 cm 深にかけて含水率の最も大きく増加する範囲がみられる。図16に数値解の結果を示す。実測例と比較すると、数値解の結果では含水率の増加分はより大きく示されている。また増加の生ずる範囲も実測に比べて狭くなっている。これらの点を No. 5 の場合と比較すると、実測と数値解の一致度は少し悪くなっているといえる。3~4 cm 深にかけて含水率の増加量が大きい点は実測例とよく対応づけられる。凍結進行速度の大きい場合には、実測結果と数値解析結果を一致させるために、例えば時間きざみの変更といった手直しの必要があろう。

以上二つの比較事例から、今回筆者らが試みた結合モデルによる数値解析結果は、若干の改善の余地は残されているものの、実測結果とある程度の一致がみられた。従って Taylor ら(1978)および Jame ら(1980)の結果に付け加えて結合モデルの妥当性が検証されたと考える。

今後は、不飽和状態で無載荷重の条件を、飽和上載荷重の条件を取り扱うモデルへと発展させる予定である。

4. 結語

Harlan (1973) によって提示された熱と水の結合した流れモデルは、水分不飽和で無載荷状態の土の凍上現象を取り扱っている。その考え方は、凍土内の不凍水の存在と凍土内の水分移動という実験事実に基づいている。このモデルでは、熱と水の流れについて各々の連続式を成り立たせ、凍土内の不凍水分量は温度によって決定さ

れることで二つの連続の式を結合させている。そして土に関する諸性質と定数が与えられ、適切な初期および境界条件を置くことで数値解析を行うことが可能となる。このモデルの妥当性の判定には、ガンマー線水分計を用いた凍結実験結果と比較する必要がある。しかし従来までは Jame and Norum (1976) の実験結果を数値解析と比較し、モデルの妥当性を検討した報告がなされているのみである。

筆者らは、Taylor らによって開発された結合モデルの解析手法を用い、Fukuda ら (1980) の実測結果と比較することで、土の凍結過程への適用が妥当であることを示した。ところで結合モデルによる解析結果が実測と合致するかどうかは、解析手法の適合性と同様に、土質についての諸性質をどれだけ正確に把握するかに依存する。今回の解析においては検討に先だって苦小牧シルトの諸性質についての実験がなされ、熱と水流に関わる性質が適切な関数による実験式として与えられていた。

今回取り扱った不飽和、無載荷重という条件を、飽和上載荷重にまで拡張してこのモデルを適用させるには、いくつかの問題が残されている。

本解析方法が適用可能な条件は次の通りである。

- 1) 土は不飽和であり、土中空隙中の空気圧は大気圧に等しい。
- 2) この空気と接触している凍土中の氷も大気圧に等しい。
- 3) 土中の水は不凍水状態であっても、土粒子による吸着などの作用を受けている。
- 4) 土全体は剛体などで周辺をかこまれ拘束されていない。

さて、取り扱う条件を飽和でかつ上載荷重条件にまで拡張する場合、上記した 1)~4) の条件との相違とどう

変更するかが重要である。1)と2)から飽和では氷の圧力は大気圧に等しくなく、上載荷重のある分を氷がささえることになる。3)にあっては、水は土粒子による作用だけでなく、上載荷重のある分が分配されて作用している。こうした条件の変更を可能とする方法は、飽和上載荷重下での氷の受ける圧力と水の受ける圧力を適切なパラメーターで決める実験結果に基づくであろう。凍上となって体積が増加するには4)の条件に抵触する。これについては、復氷現象で氷が流動するといった考え方が適用されうであろう。これらの点については今後の研究課題として残された。

本研究を行うにあたっては、オハイオ州立大学の G. S. Taylor 教授から原解析プログラムの提供を受けた。またカルフォルニア大学ディビス校、J. N. Luthin 教授から実測データ使用の許可を得た。ここに記して感謝の意を表します。木下誠一教授をはじめとする北大、低温科学研究所の方々には、内容について検討していただく機会を得た。あわせて感謝の意を表します。なお解析のための計算は、北大・大型計算機センターを利用して行った。

文 献

- Anderson, D. M. and Morgenstern, N. R., 1973: Physics, Chemistry, and Mechanics of Frozen Ground' A Review, Proceedings of 2nd International Conference of Permafrost, North American Contribution, 257-288.
- Everett, D. H., 1961: The thermodynamics of frost damage to porous solids, Transaction of Faraday Society, **57**, 1541-1551.
- 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, **3**, **38**, 193-195.
- Fukuda, M., Orhun, A. and Luthin, J. N., 1980a: Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing, Cold Regions Science and Technology, **3**, 223-232.
- Fukuda, M. and Luthin, J. N., 1980b: Pore water pressure profiles of a freezing soil, Frost I Jord, NR. **21**, 31-36.
- 福田正己, 1982: ガンマー線水分計による凍上中の水分, 移動の測定, 雪氷, **44**, 1-11.
- Guymon, G. L. and Luthin, J. N., 1974: A coupled heat and moisture transport model for arctic soils, Water Resources Research, **10**, 995-1001.
- Groenevelt, P. H. and Kay, B. D., 1977: Water and ice potentials in frozen soils, Water Resources Research, **13**, 445-449.
- Harlan, R. L., 1973: Analysis of heat-fluid transport in partially frozen soil, Water Resources Research, **9**, 1314-1322.
- Hockstra, P., 1966: Moisture movement in soils under temperature gradients with cold-side temperature below freezing, Water Resources Research, **2**, 241-250.
- 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.
- Jame, Y. W. and Norum, D. I., 1972: Phase composition of a partially frozen soil, Research Paper No. 11, Division of Hydrology, Univ. of Saskatchewan, 17pp.
- Jame, Y. W. and Norum, D. I., 1976: Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil in a closed system, Proceedings, 2nd Conference on Soil Water Problems in Cold Regions, Edmonton, Alta., 46-62.
- Jame, Y. W. and Norum, D. I., 1980: Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium, Water Resources Research, **16**, 811-819.
- Loch, J. P. G. and Kay, B. D., 1978: Water redistribution in partially frozen, saturated silt under several temperature gradients and overburden loads, Soil Science Society of America, Journal, **42**, 400-406.
- Low, P. F., Anderson, D. M. and Hockstra, 1968: Some thermodynamic relationships for soils at or below the freezing point. 1. Freezing point depression and heat capacity, Water Resources Research, **4**, 379-394.
- Patterson, D. E. and Smith, M. W., 1981: The measurement of unfrozen water content by time domain reflectometry, results from laboratory tests, Canadian Geotechnical Journal, **18**, 131-144.
- 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, Proceedings of 3rd International Conference of Permafrost, 75-81.
- 高野護国, 井上正則, 中川 茂, 1979: 凍結地盤と凍上に関する研究, 日本鋼管技報, **83**, 1-12.
- Taylor, G. S. and Luthin, J. N., 1976: Numeric results of coupled heat-mass flow during freezing and

- thawing, Proceedings, 2nd Conference on Soil Water Problems in Cold Regions, Edmonton, Alta., 155-172.
- 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.
- Tice, A. R., Burrous, C. M. and Anderson, D. M., 1978: Determination of unfrozen water in frozen soil by pulsed nuclear magnetic resonance, Proceedings of 3rd International Conference of Permafrost, 150-155.
- Williams, P. J., 1964: Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction, Geotechnique, **14**, 213-246.

Numerical analysis of heat-moisture flow during soil freezing

Masami FUKUDA* and Shigeru NAKAGAWA**

**Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo*

***Nippon Kokan Technical Research Center, Kawasaki*

A simulation model for heat and moisture transfer is presented in this paper. The proposed model was developed based upon the recent evidences of soil freezing experiments; unfrozen water in frozen soil exists in equilibrium with ice at temperatures below 0°C, and the unfrozen water content is dependent upon temperature. Unfrozen water moves under the temperature gradients in frozen soil, which is analogous to the flow in unfrozen soils.

The moisture flow equation for both frozen and unfrozen soil layers was derived from the modified Darcy's law. The phase change condition was involved in the heat flow equation. These two flow equations were coupled by the boundary condition, which is expressed as the functional relations between temperature and unfrozen water content in frozen layer. These mathematical equations were solved by the numerical simulation technique.

The major limitation to the numerical simulation of the presented model for heat and moisture flow is the lack of quantitative information to verify the model. The appropriate data were selected from the report of Fukuda et al (1980a). The model is solved numerically by the finite difference method. The required physical properties of the soil material were either measured directly or estimated with appropriate accuracy in this study. These properties were input into the model as parameters; thermal conductivities and water diffusivities of unfrozen and frozen soils, and empirical equation for unfrozen water content. The numerical results obtained from the model were compared to the experimental data from Fukuda et al (1980a). The proposed model is verified by the coincidences of both experimental and numerical results.

(1981年 8 月24日受付, 10月 2 日受理)