

## 熱と水の同時移動モデルによる土壌 凍結・融解過程の数値実験法

—土壌凍結・融解過程の解析に関する研究 (I)—

陳 曉飛\*・三野 徹\*・堀野治彦\*・丸山利輔\*

Numerical Experiment Method of the Soil Freezing and Thawing  
Processes by Coupled Heat and Water Transfer Model

—Studies on the analysis of the freezing and thawing processes of soils (I)—

Xiaofei CHEN\*, Toru MITUNO\*, Haruhiko HORINO\* and Toshisuke MARUYAMA\*

\* Graduate School of Agricultural Science, Kyoto University

### Abstract

It is very important to elucidate the mechanism or mysteries in soil freezing and thawing processes, such as the actual situation of freezing or thawing fringe, the effect of initial water content on the maximum frozen depth, the role of each terms of heat balance under different conditions or different periods etc., for the correct understanding and prediction of freezing and thawing phenomena, the prevention of freeze injury, the use of freezing method, and the explication and control of mass transfer in soils as an environmental problem. However it is difficult to be practiced only by measurement method. Herein a numerical experiment method was made by the coupled heat and water transfer model to simulate both the freezing and thawing processes of soil under in situ boundary conditions for a long period and large scale.

The dealing method of the ice formation and ice thawing plays a very important role in the simulation, because it affects the convergence and precision principally. Therefore a new method following the mechanism closely (without using any unreasonable or unrealistic assumption) was presented here, which made us possible to simulate especially the thawing process as well as the freezing process more sensitively and reasonably than any previous approach. The frozen or thawed depth was determined due to the definition of frozen soil but not the 0°C line. All the numerical experiment results of freezing and thawing penetration, frost heave, temperature, liquid water content, ice content and soil particle content profiles at different time responded the mechanism of freezing and thawing processes of soil very well.

**Key words:** Numerical experiment method, Dealing method of ice formation and thawing, Mechanism of the freezing and thawing processes, Determination of frozen or thawed depth, Freezing point and thawing point

### 1. はじめに

寒冷地における土壌の凍結・融解過程のメカニズムと一連の謎を解明することは、凍結・融解現象への正確な

理解や予測、凍害の防止、凍結工法の利用、及び地盤浅層部における土中水や溶質の移動の制御に関する環境問題等にはきわめて重要である。しかし、例えば凍結フリッジや融解フリッジの実態、初期含水率が最大凍結深に

\* 京都大学大学院農学研究科 〒606-8224 京都市左京区北白川追分町

キーワード: 数値実験法, 氷生成と氷融解の対処法, 凍結・融解過程のメカニズム, 凍結・融解深の確定法, 凍結点や融解点

与える影響、潜熱や顕熱などの熱収支各項が違う段階で占める割合などは、計測法のみでその説明は困難である。そこで、ここでは熱と水の結合した流れモデルによる数値実験法を提案し、数値実験を行った。

熱と水を結合した流れモデルはHarlan (1973) によって提案され、多くの研究者に利用されている (TaylorとLuthin (1978), JameとNorum (1980), Georgeら (1981), 福田ら (1982, 1986), Pikulら (1989), Flerchingerら (1989), 溝口 (1990), 西垣ら (1993), Guymonら (1993), Sally (1997) 等)。しかし、実験室で単純な境界条件を対象としたものが多く、現地複雑な境界条件を考慮し、長期間にわたって、大規模に対する例 (例えば、福田ら (1986) は少ない。特に融解過程も対処した実用例はきわめて少なく、Flerchingerら (1989), Guymonら (1993), Sally (1997) などの例に限られている。Flerchingerら (1989) に基づく彼らの一連の研究では、雪や残留物が凍結・融解深に与える影響に注目して、土壌凍結・融解メカニズム上の対処法について具体的に記述していない。Guymonら (1993), Sally (1997) の方法では凍結しつつあるや融解しつつある土層 (即ち、凍結フリッジや融解フリッジ) の温度を一定にする等の仮定を用いている。これらの仮定は実際の状況と乖離しているため、凍結・融解過程のメカニズムを反映しているとはいえない。本論文では、凍結・融解過程のメカニズムをできるだけ考慮した数値実験法を提案し、現地境界条件を用いて、数値実験を行い、その結果の合理性や現地測定結果との対応性について検討し、本数値実験法の有効性を検証した。

## 2. モデルの詳細と計算手順

### 2.1 数値モデル

土壌凍結・融解過程の基本メカニズムを解明するために、ここでは上載荷重や塩分の存在なしに除雪した裸地の一次元閉式系を対象としている。用いるモデルはHarlan (1973) に基づくものであり、次の三つの式からなる。

$$\text{熱の流れ式: } \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + L \frac{\partial \phi}{\partial t} = C \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \text{水の流れ式: } \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \phi}{\partial t} \\ = \frac{\partial \theta}{\partial t} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\text{水と温度の結合式 } \theta = \theta(T) \quad (3)$$

ここに、 $\lambda$  は土壌の熱伝導率 (W/m/K),  $\phi$  は含水率 ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ),  $T$  は地温 (K),  $C$  は土壌の熱容量 ( $\text{J}/\text{m}^3/\text{K}$ ),

$L$  は水の凍結潜熱 ( $\text{J}/\text{m}^3$ ),  $z$  は位置座標 (m),  $D$  は水分拡散係数 ( $\text{m}^2/\text{sec}$ ),  $K$  は不飽和透水係数 (m/sec),  $\rho_i$  は水の密度 ( $10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ ),  $t$  は時間 (sec),  $\theta$  は液状水の含水率 ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ),  $\rho_w$  は水の密度 ( $10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ ) である。

熱と水の流れモデルは (1) と (2) 式で与えられ、凍結温度以下における熱と水の流れは (3) 式によって結合される。すなわち、凍結中や融解中の土層に対して、(1) 式で計算した温度は (2) 式から計算した液体含水率を (3) 式により得られる温度と一致させねばならない。(1) 式の左辺第一項は温度勾配による熱伝導であり、第二項は水-氷相変化による熱源である。蒸気の熱輸送部分は本文の解析する温度範囲に対しては無視できる。また水の流れによる熱の輸送は、一般的に熱伝導による熱の輸送量の 1/100 ~ 1/1000 に限られるとされており (TaylorとLuthin, 1978), その部分も無視できると考えた。

### 2.2 数値解析手順

本研究ではクランク-ニコルソン法を用いて、差分法によりシミュレーションを行なっている。計算手順は次のようである。

- ① 含水率のプロファイルを計算する。その詳細は 3.4 で述べる。
- ② 地温のプロファイルを計算する (3.4 を参照)。
- ③ 液状水プロファイルを計算する (3.4 を参照)。
- ④ 凍上量の計算、固相率、含水率、含水率及び節点座標の修正を行う。その詳細は 2.3 で記述する。
- ⑤ 凍結深や融解深の確定。その詳細は 2.4 で紹介する。

### 2.3 凍上量の計算と固相率などの修正

地表面から下の境界面までの節点座標は、 $z(i)$  ( $i=1, 2, \dots, M-1, M$ ),  $\Delta z(i) = (z(i+1) - z(i))/2$ , 含水率は  $\phi(i)$ , 液状水の含水率は  $\theta(i)$ , 固相率は  $X(i)$  にし、下付き "o" と "m" はそれぞれ初期値と前の時間ステップの値を意味する。

$$G(i) = \phi(i) + \theta(i) + X(i) - 1 \quad (4)$$

もし  $G(i) > 0$  ならば、本時間ステップ  $\Delta t$  において節点  $i$  で生じる凍上量を

$$H\nu(i) = G(i) \times \Delta z_m(i) \quad (5)$$

$$\Delta z(i) = \Delta z_m(i) + H\nu(i) \quad (6)$$

とする。

もし  $G(i) < 0$  ならば、まず、式 (5) と (6) で計算をする。もし式 (6) で計算した結果  $\Delta z(i) < \Delta z_o(i)$  ならば、

$$\Delta z(i) = \Delta z_o(i), H\nu(i) = \Delta z_o(i) - \Delta z_m(i) \quad (7)$$

とする。

本時間ステップまでの全システムの凍上総量は

$$Heave = Heave_m + \sum_1^M H\nu(i) \quad (8)$$

で計算する。

凍上量の計算をしてから、固相率、液状水含水率、含水率、及び位置座標を次のように修正する。

$$X(i) = (\Delta z_m(i) / \Delta z(i)) \times X_m(i) \quad (9)$$

$$\theta(i) = (\Delta z_m(i) / \Delta z(i)) \times \theta_m(i) \quad (10)$$

$$\phi(i) = (\Delta z_m(i) / \Delta z(i)) \times \phi_m(i) \quad (11)$$

$$z(i) = z(i+1) - \left( \Delta z(i) \times \frac{z_o(i+1) - z_o(i)}{z_o(i+1) - z_o(i-1)} + \Delta z(i+1) \times \frac{z_o(i+1) - z_o(i)}{z_o(i+2) - z_o(i)} \right) \quad (12)$$

ここでは拘束応力が考えていない。

#### 2.4 凍結深と融解深の確定

今まで多くの文献では凍結深や融解深の確定に、0°C面を用いている。すなわち、0°C面を凍結面や融解面であるとされている。しかし、土壤水は土粒子表面に吸着され、ポテンシャルがバルクの水よりも低下しているために、凍結点や融解点は0°Cにならない。なお、融解過程において、凍土・未凍土界面での温度勾配は小さいため、温度の値に僅かの誤差でも0°C線の計算に大きな誤差を生じる(陳ら, 1996)。そこで、ここでは氷の存在している土は凍土であるという定義に従って次のように凍結・融解深を計算する。

1) 凍結過程：地表面から*i*番目の節点まで氷が生成したとしたら、凍結深 $H_f(t)$ は次のように計算する。

$$H_f(t) = z(i) + \Delta z(i) \times \frac{z_o(i+1) - z_o(i)}{z_o(i+1) - z_o(i-1)} \quad (13)$$

2) 融解過程：氷が全部融解した節点が上から*i*番目までとしたら、上の融解面の深度を

$$H_{ut}(t) = z(i) + \Delta z(i) \times \frac{z_o(i+1) - z_o(i)}{z_o(i+1) - z_o(i-1)} \quad (14)$$

で計算し、下から*i*番目までとしたら、下の融解面の位置を

$$H_{ub}(t) = z(i) - \Delta z(i) \times \frac{z_o(i) - z_o(i-1)}{z_o(i+1) - z_o(i-1)} \quad (15)$$

で計算する。

### 3. 氷の生成・融解への対処法について

凍結・融解に関する解析において最も重要なのは、氷の生成と融解への対処法である。この対処法の妥当性は、計算結果の精度にだけでなくモデルの収束性にも大きく影響を及ぼす。すなわち、水と氷の相転換にかかる潜熱は熱容量よりかなり大きく、土壤の場合は160倍程度になるので(TaylorとLuthin, 1978)、氷の生成量あるいは融解量の僅かな計算誤差でも土壤温度、また不

凍水の計算結果に大きな変動を生じ、さらに凍結・融解深及び凍上量などの計算結果に影響を及ぼす。氷の生成・融解の対処法については、これまでいくつかの方法が提案されてきた。ここでは、以下に三つの例を挙げ、最後に本論での方法を示す。

#### 3.1 熱流差による方法

TaylorとLuthin(1978)を始め、木下ら(1982)、福田ら(1986)等は、ある節点における熱流差がすべて氷の生成に寄与すると仮定して、次の式によって計算を行った。

$$\phi(i) = \phi_m(i) - \frac{2R\Delta t}{L(z_m(i+1) - z_m(i-1))} \times \left\{ \lambda_m(i+1/2) \left[ \frac{T_m(i+1) - T_m(i)}{z_m(i+1) - z_m(i)} \right] - \lambda_m(i-1/2) \left[ \frac{T_m(i) - T_m(i-1)}{z_m(i) - z_m(i-1)} \right] \right\} \quad (16)$$

ここで、 $\Delta t$ は時間ステップ、 $R$ は調整係数である。この $R$ は温度が凍結温度以上でかつ氷が存在しないときに、自動的に0にセットされる。他の状態では、まず $R$ を1にセットしておいて、(16)式で今の時間ステップの含水率を計算し、この含水率を水の流れ(2)式に代入して含水率 $\theta_1(i)$ を計算する。別途、同じ含水率を熱の流れ(1)式に代入して計算した温度 $T(i)$ により、(3)式から得られる不凍水 $\theta_2(i)$ と先の $\theta_1(i)$ を比べ、その差がある許容範囲内になれば、次の時間ステップに進む。許容範囲外であれば、 $R$ の値を1の前後に変化させて、改めて(16)式で含水率から計算する。この方法では前の時間ステップの熱流差が非常に小さい場合などは計算回数が無限に増えることがあり、不安定となる。それゆえ、温度勾配の小さい融解過程に対しては適切ではないと考えられる。実際、この方法を用いた例はすべて凍結過程だけを対象としている。

#### 3.2 温度回復法

西垣・梅田(1993)は、氷の生成に温度回復法を用いた。温度回復法は金属の凝固解析に対して提案された方法で、潜熱放出の代わりに含水率の割合の増加を考え、含水率の割合が1となった時点で領域の相変化が終了するとみなすものである。不飽和土に対する温度回復法は次のようになる。氷生成率が $\Delta g_i$ 増大とすると、潜熱放出量 $\Delta Q$ は次式で示される。

$$\Delta Q = \rho_w \times V \times \omega \times \Delta g_i \times L \quad (17)$$

ここに、 $\omega$ は全含水率(氷+水)、 $V$ は土壤の体積、潜熱の放出を考えずに温度解析を行い、 $\Delta t$ 間の相変化開始温度 $T_L$ からの温度低下量 $\Delta T$ を求める。 $\Delta T > 0$ ならば相変化が生じ、潜熱の放出によって温度は $T_L$ に

回復する。

したがって、

$$\Delta Q = \rho \times V \times C \times \Delta T \quad (18)$$

$\rho$  は土壌の総合密度である。(17) 式と (18) 式は等しいことから、次式を得る。

$$\Delta g_i \times \omega = (\rho / \rho_w) C \times \Delta T / L \quad (19)$$

これより、氷生成率  $g_i$  と  $T$  の関係がわかれば、生成する氷の量が計算できる。西垣・梅田 (1993) は次のようにを確定した。

$$g_i = \frac{T - T_L}{T_n - T_L} \quad T_n < T < T_L \quad (20)$$

$$g_i = 0.99 \quad T < T_n \quad (21)$$

ここで、 $T_L$  は相変化開始温度、 $T_n$  は相変化終了温度。彼らは  $T_L$  と  $T_n$  には、それぞれ  $0^\circ\text{C}$  と  $-0.6^\circ\text{C}$  を用いて凍結過程の解析を行った。この方法には二つの問題がある。

1) 実際の土壌の相変化する温度は土壌水のポテンシャルにより変化するので、各時間ステップや各節点において同じ値にならない。たとえ初期含水率が均一に飽和状態であったとしても、地表面からの凍結の侵入によって、凍土層の液状水含水率は温度とともに降下する一方、下層の未凍土層の水分が凍土層に移動するので、未凍土層の含水率はどんどん減少し、不飽和状態になる (Fig. 4 を参照)。それ故、この方法では凍結点をいつでもどこでも  $0^\circ\text{C}$ 、或いはほかの一定値にすることは、非現実である。

2) もし全含水率  $\omega$  が時間と共に変化せずに、一定の値にすれば、式 (20) により求める液状水と温度の関係 ( $\theta = (1 - g_i) \times \omega$ ) は線形になる。しかし、金属の凝固と違って、土粒子の存在によって、凍土の不凍水分量と温度の関係は線形ではない (Fig. 1 を参照)。なお、実際に同じ負温に置いても  $\omega$  は場所や時間によって異なるので (Fig. 4 を参照)、同じ氷生成率で取り扱うことは適切とは言えない。

### 3.3 等温アプローチ (isothermal approach) 法

Guymon ら (1993) をはじめ、Sally と Susan (1997) は有限要素法を用いて熱と水の結合したモデルにより、凍結・融解過程をシミュレートした。そこでは氷の生成を等温アプローチという方法で取り扱った。すなわち、凍結或いは融解しつつあるすべての要素は等温で、所定の氷点降下  $T_L$  と同じであると仮定して (Guymon ら (1993) は  $0^\circ\text{C}$  にセットした)、凍結しつつある土層や融解しつつある土層の温度が相変化に必要な潜熱が満足されるまで続けて  $T_L$  にリセットされる。時間ステップ  $\Delta t$  の間に単位体積の土壌から引き出される熱量は次式のように計算される。

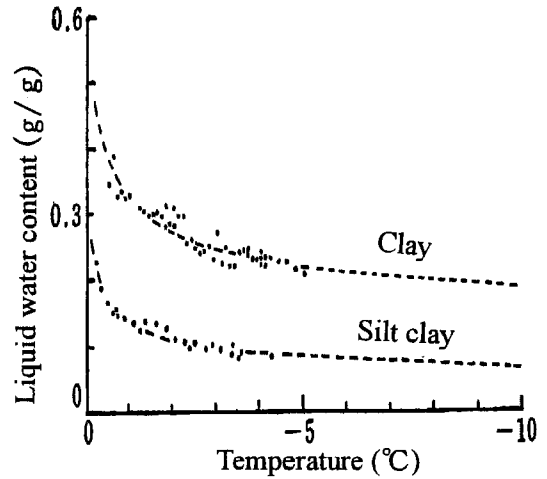


図-1 粘土とシルト質粘土の不凍水量と温度の関係 (木下, 1982)

Fig. 1 Relationship between temperature and liquid water content.

$$\Delta Q_1 = C \{T(i, t) - T_L\} \quad (22)$$

この量を完全に凍結する前に単位体積の土壌に残る (まだ引き出されてない) 熱量  $\Delta Q_2$  と比較する。

$$\Delta Q_2 = L \{\theta(i, t) - \theta_n\} \quad (23)$$

ここで、 $\theta_n$  は最小体積不凍水含水率である。 $\Delta Q_1 \geq Q_2$  の場合は計算された温度を  $T_L$  にリセットする。 $\Delta Q_1 < Q_2$  の場合は、計算された温度がマイナスになり、そのままにしておく。

この方法は凍結過程だけではなく、融解過程に対しても対処している点では良いと考えられるが、実際には、含水率プロファイルは深さによって異なるので、土壌の凍結や融解し始める温度も変わる。また、凍結開始してから完全凍結までに氷の生成及び水の移動により液体水の含水率が続けて変化する。対応する凍結点や融解点も絶えずに変化する。それゆえ、凍結しつつある土層や融解しつつあるすべての要素の温度を常に一定の値  $T_L$  に設定することは非現実的であり (Fig. 6 a を参照)、凍結・融解過程のメカニズムを反映できるとは言えない。温度プロファイルの非現実性は、熱や水分移動の計算、また凍結・融解深及び凍上の計算に大きく影響を及ぼす。特に  $0 \sim -1^\circ\text{C}$  の付近では (Fig. 1 を参照) 温度の僅かの誤差で液状水の量が大きく変化する。

### 3.4 ここで提案する方法

本研究では、今までの方法の欠点を考慮して、土壌の凍結点や融解点 (相変化開始後さらに相変化する温度も含む) は時間と節点の変化に伴って絶えずに変化することに着目して、次のような凍結・融解過程のメカニズム

をできるだけ反映する方法を提案した。すなわち、

① 各時間ステップにおいて、まず生成あるいは融解する氷の量  $\Delta\phi(i, t)$  を0にして、(1)式で各節点における地温  $T(i, t)$  を計算する。ここで、 $i$ と $t$ は節点と時間を表す変数である。

② ある時間ステップにおける凍結点や融解点  $T_L(i, t)$  はその節点とその時の不凍水含水率  $\theta(i, t)$  に依存(塩分と圧力のない場合)し、不凍水と温度の関係式(3)から求める。

③ 凍結過程に対して、 $T(i, t) < T_L(i, t)$  かつ液体水の含水率  $\theta(i, t) > \theta_n(i)$  (最小不凍水含水率)ならば、(2)式で  $\Delta\phi(i, t)$  を計算する。融解過程に対しては、 $T(i, t) > T_L(i, t)$  かつ含水率  $\phi_m(i, t) > 0$  ならば、 $\Delta\phi(i, t)$  を計算する。 $\Delta\phi(i, t)$  の計算は(融解する氷の値は負になる)氷点よりさらに降温や昇温させる熱量が氷の生成や融解に費すことで計算する。

$$\Delta\phi(i, t) = C \times \{T_L(i, t) - T(i, t)\} / L / 0.92 \quad (2)$$

④  $\Delta\phi(i, t)$  を熱の流れ式(1)に代入して改めて各節点での  $T(i, t)$  を計算する； $\Delta\phi(i, t)$  を水の流れ式(2)に代入して各節点での液体水の含水率  $\theta(i, t)$  を計算する。

⑤ この新しい  $\theta(i, t)$  を(3)式に代入して計算した温度と④で計算した  $T(i, t)$  の差がある許容値(ここでは $\pm 0.001$ を用いた)以内になれば、氷生成の計算が正しいと考え、次の時間ステップに進む。違うならば  $\Delta\phi(i, t)$  を修正して④からもう一度計算する。

## 4. 数値実験

### 4.1 境界条件, 初期条件及び土の特性

以上で述べた本論で提案した数値実験法の有効性を検証するために、北海道深川市での1994年12月10日～1995年4月25日の4ヶ月半にわたって、除雪した畑における0 cmと100 cmでの境界面温度の実測値(Fig. 2)を用いて、数値実験を行った。境界面での水分フラックスは0にしている。用いている土はシリカ粉末であり、中間粒径は#40、72%が#325(0.044 mm)を通過する。固相率は65%、飽和含水率は0.35 (m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>)である。初期温度は5°C、初期含水率は0.30 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>である。

### 4.2 土壌の熱と水分パラメータ

#### 1) 凍土の水分拡散係数の計算

今まで凍土の水分拡散係数を求めるには様々な方法(Burtら(1976), Nakanoら(1982), Blackら(1990)等)が提案された。一般的には、未凍土の拡散係数と含水率の関係式に、含水率を考慮するインピーダンス因子をかける操作が行われている(溝口, 1990)。ここではTaylor(1978)に従い、次の式を用いた。

$$D = 3.84 \times 10^{-5} \times 10^{(5\theta_s - 10\phi)} \quad (\theta \geq \theta_s)$$

$$3.84 \times 10^{-5} \times 10^{(5\theta - 10\phi)} \quad (\theta_s \geq \theta \geq 0.1) \quad (25)$$

$$1.361 \times 10^{-5} \times 10^{(19.5\theta - 10\phi)} \quad (0.1 \geq \theta \geq 0)$$

ここで、 $\theta_s$ は飽和含水率である。凍結の進行に伴って下層の水分は上層に移動しながら氷に変化する。融解過程では、下の凍土層の透水係数が極小さいので、上層の融解した水の多くはそのまま溜まり、液状水 $\theta$ が初期飽和含水率 $\theta_s$ を越えることもある。こういう場合の水分拡

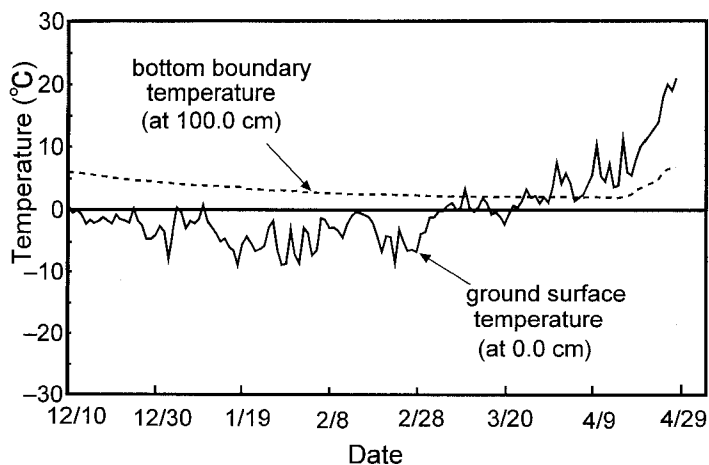


図-2 凍結・融解過程における境界温度(深川, 1994-1995)  
Fig. 2 Boundary temperatures used here.

散係数は固相率の関数になるべきと考えられる。データが欠乏するので、凍結開始前の飽和含水率の場合と同じ値にすることにした。

2) 凍土の熱伝導率

凍土の熱伝導率は周知の DeVries (1963) のモデルに水の項を加えたものをはじめ (例えば, Vlodek ら (1993)), 様々なモデルが提案されている (例えば溝口 (1987), Zhang (1995))。ここでは, 福田 (1976) によって提案された完全に凍った凍土に対するモデルに液状水の項を加えたものを用いている。

すなわち, 土粒子, 氷, 空気, 液状水の4相が直列している場合は, 熱伝導率は次式で計算する。

$$K_1 = \frac{1}{\frac{X}{\lambda_s} + \frac{\phi}{\lambda_i} + \frac{A}{\lambda_a} + \frac{\theta}{\lambda_w}} \quad \phi + \theta < \theta_s \quad (26)$$

$$= \frac{1}{\frac{X}{\lambda_s} + \frac{\phi}{\lambda_i} + \frac{\theta}{\lambda_w}} \quad \phi + \theta \geq \theta_s$$

ここでは,  $X, \phi, A, \theta$  と  $\lambda_s, \lambda_i, \lambda_a, \lambda_w$  はそれぞれ土粒子, 氷, 気, 液状水の体積割合と熱伝導率である。

一方, 4相が並列している場合の凍土の熱伝導率は次のように計算する:

$$K_2 = X\lambda_s + \phi\lambda_i + A\lambda_a + \theta\lambda_w \quad \phi + \theta < \theta_s \quad (27)$$

$$= X\lambda_s + \phi\lambda_i + \theta\lambda_w \quad \phi + \theta \geq \theta_s$$

全体としての熱伝導率は次式で与えている。

$$\lambda = \frac{1}{\frac{\sigma}{K_1} + \frac{1-\sigma}{K_2}} \quad (28)$$

$\sigma$  は直列群と並列群の体積比であり, ここでは 0.5 に

した。

3) 液状水と温度の関係曲線

土壌の凍結・融解に関する解析には, 不凍水と温度の関係曲線は最も重要であり, それを得るための計測法や推測法が様々開発されてきた。計測法には従来の膨張計法, カロリメートル法, 先進的なのは TDR (Patterson ら (1980, 1981) 等) 法と NMR (石崎ら, 1991 等) 法等が挙げられる。また, 推測方法やアナログ法も数多くある。ここで用いたのは Jame と Norum (1980) がカロリメートル法による実測値に基づく式で, 次のようである。

$$T = 0 \quad \theta \geq 0.35$$

$$T = (\theta - 0.35) / 0.6 \quad 0.05 \leq \theta < 0.35 \quad (29)$$

$$T = (\theta - 0.0583) \times 60 \quad 0.025 \leq \theta < 0.05$$

$$T = -2 \quad \theta < 0.025$$

融解過程に対する実測はないので, 同式を用いている。

4.3 結果及び考察

凍結・融解深及び凍上の計算結果は Fig. 3 に示す。地表面温度の積算寒度の増加につれて凍結深が大きくなって行き, 12月30日から暫く地表面温度の上昇により, 対応する凍結深も停滞している。同じように1月19日, 2月8日の直後にも暫くの温度上昇と対応する凍結深の停止が現れた。2月28日から地表面温度は上昇し続け, 凍結深は暫く停滞の傾向にあり, その後地表面温度がより安定に0°C以上になると, 地表面と下の凍結面両方から融解し始めた。地表面温度が0°C以上の範囲での増減に呼応して, 融解の進行速度も変化している。凍上量の変化は凍結深が0 cm から 30 cm ほどになるまでに増加

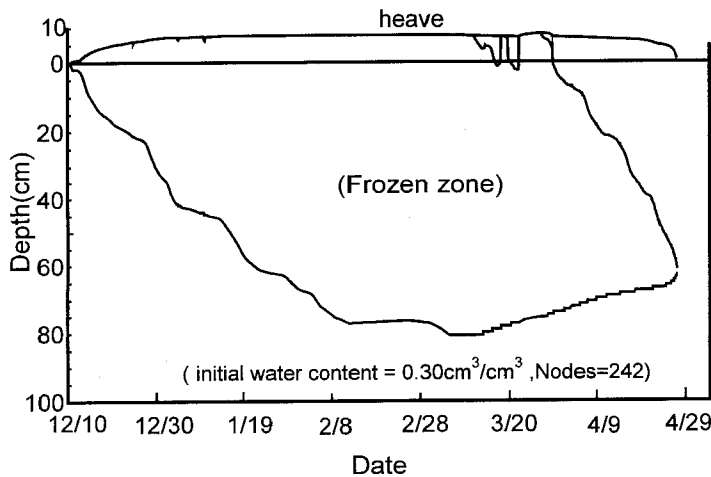


図-3 計算された凍結・融解深及び凍上の進行曲線

Fig. 3 Simulated frost-thaw penetration and frost heave.

し、それ以後から融解過程に安定に入るまでにほとんど変わらなく、融解過程では徐々に減少し、凍土が全部消失するときに0に戻る。

Fig. 4には凍結過程における(1月29日)全含水率、含水率及び液状水含水率のプロファイルを示した。実線は全含水率(水+氷)の値、点線と実線の間に挟んでいる部分は氷の値である。氷のある土層は凍土層であり、Fig. 4での凍結深は64 cmである。下層水分の多くは凍土層に移動し、凍土層での全含水率は初期含水率よりかなり大きい値を示す。特に凍結過程の初期で、液状水含水率が大きいである一方、地表面温度の絶対値がより小さく、凍結速度が小さいため、多くの水が凍土層に移動して、地表面の近くで全含水率のかなり大きい値を示した(Fig. 2とFig. 3を参照)。同じように深さ40-50 cmでの全含水率のピーク、及びその下にある60-70 cmでのピークと対応する地温の(Fig. 2とFig. 3を参照)上昇もよく呼応している。凍土層への水の移動より下層の未凍土層の含水率は約 $0.1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ になり、初期含水率の $0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ よりかなり小さい値を示している。凍結しつつある部分(或いは凍結フリンジ)は56 cm~64 cmの間となり、液状水の含水率は0.025から0.1に増加し、対応する温度(Fig. 5)は $-2^\circ\text{C}$ ~ $-0.4^\circ\text{C}$ まで変化した。温度と液状水の関係式(2)によく合っている。もし、Guymonら(1993)の方法を適用するならば、このような凍結しつつある土層の温度はすべて $0^\circ\text{C}$  或いは別の一定の負温となることになり(Fig. 6 aを参照)、Fig. 6 bに示す対応する液状水の結果と矛盾である。なお、同じ

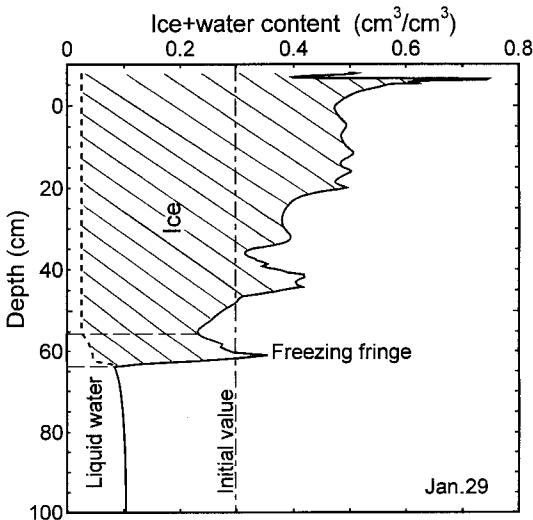


図-4 凍結過程における全含水率のプロファイル  
Fig. 4 Moisture content profile during freezing process.

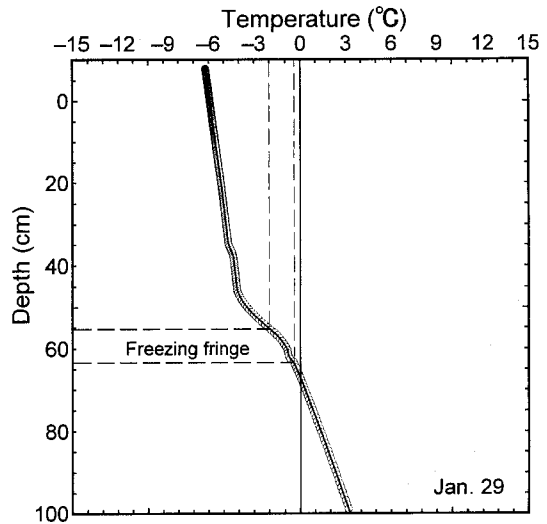


図-5 凍結過程における地温のプロファイル  
Fig. 5 Temperature profile during freezing process.

境界条件下での凍結過程の温度プロファイルの実測値はFig. 7(a)に示す。この実測値とFig. 5に示された計算結果も、傾向的に良い一致を示しており、本数値実験法は実態をうまく反映していると考えられる。

Fig. 8には融解過程の結果を示す。上の融解面は7 cm, 下のは72.5 cmである。氷のインピーダンス効果によって凍土層の透水係数は極めて小さいため上部の融解した土層の水分は多く溜まっていて、液状水の含水率は約0.46の大きい値を示した。明らかに融解しつつある土層(融解フリンジ)は上部が7~20 cm, 下部は65~72.5 cmになり、液状水の変化は上部が $0.46-0.14 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , 下部が $0.06-0.08 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , 対応する温度(Fig. 9に示す)は上部が $0.0\sim-0.35^\circ\text{C}$ , 下部が $-0.48\sim-0.45^\circ\text{C}$ になり、式(2)にうまく従っている。この二つの図からわかるように、融解過程では凍土層全層的に同時に相変化する傾向であり、融解過程における凍土層の温度も均一に $0^\circ\text{C}$ の近くになっている。何故ならば、凍土層の熱伝導率は大きいため、融解過程では凍土層の上下の融解した土層から移動してきた熱量で全層的に温度が上昇し、均一化するからである。

Fig. 7(b)には同境界条件下での融解過程における温度プロファイルの実測値を示した。Fig. 9の数値実験による結果と一致している。同じことは竹内(1983)にも報告されている。

本数値実験法を用いた数値実験から、凍結・融解過程のメカニズムに従う、矛盾のない結果を安定して得ることができた。条件を様々に変えて、数値実験を行うこと

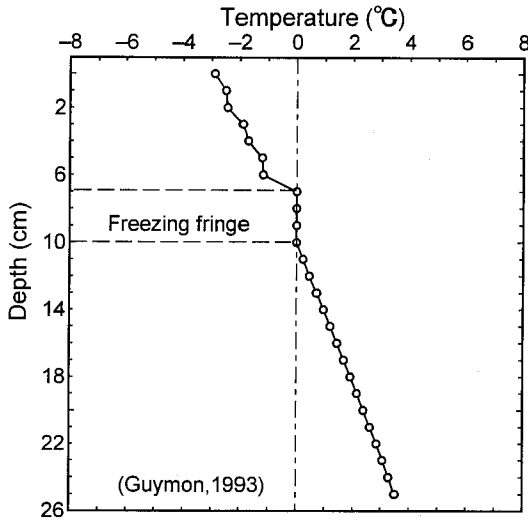


図-6 a 凍結過程における地温のプロファイル  
 Fig. 6 a Temperature profile during freezing process.

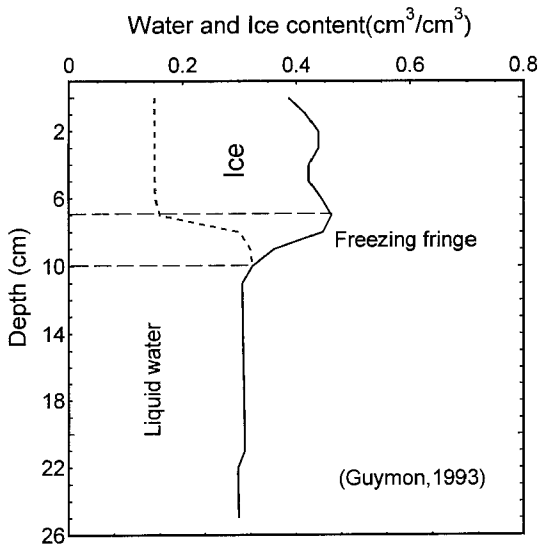


図-6 b 凍結過程における全含水率のプロファイル  
 Fig. 6 b Ice and water profile during freezing process.

によって、土の凍結・融解のメカニズム及び一連の計測のみで解明できない謎を解明することができると考えられる。

5. 結 論

本論では現実と乖離する仮定を用いることなく、現場の境界条件下で長期間にわたって、除雪した大規模の閉

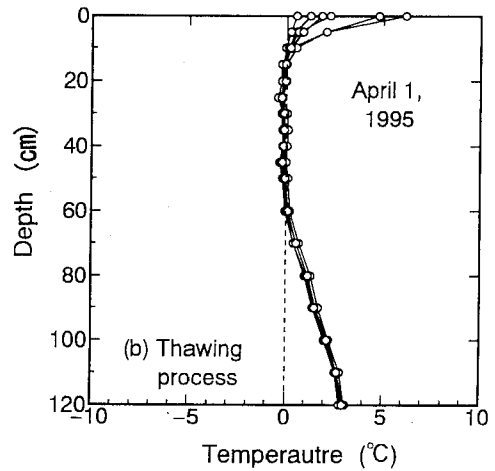
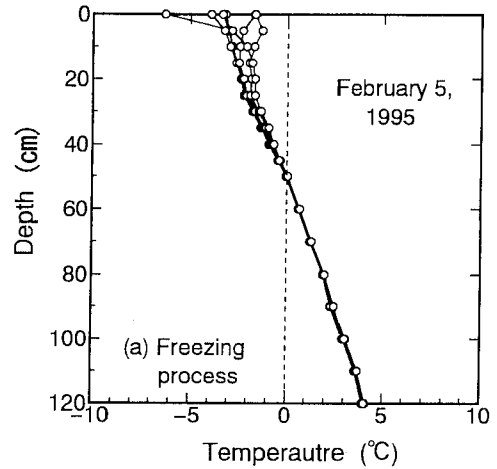


図-7 凍結・融解過程における地温プロファイルの計測値  
 Fig. 7 Measured profiles of soil temperature in the field.

式システムの土壌凍結・融解過程に対して、数値実験法を提案した。それを用いた数値実験から現実と矛盾無く、合理的なシミュレーション結果を得た。凍結・融解深、凍上の進行曲線、特に地温プロファイル、含水率と含水率のプロファイルはすべて凍結・融解過程のメカニズムに従うと思われる良い結果を示した。

様々な非現実的な仮定に基づく解法でパラメータの調整によって実測値と合わせるよりは、このような実際のメカニズムを反映できる数値解法を組み立てることは、凍結・融解現象への正確な理解、メカニズムの解明、及び精度良く凍結・融解深、凍上量、物質の移動などの予測や制御には意味深いと考えられる。

今後は本数値実験法を用いて、初期含水率が最大凍結



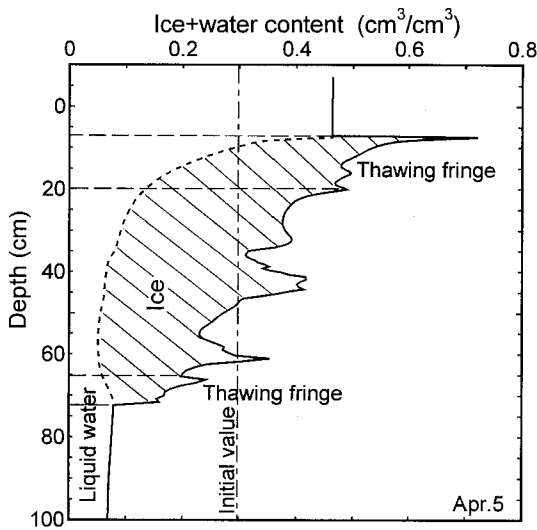


図-8 融解過程における全含水率のプロファイル  
 Fig. 8 Moisture content profiles during thawing process.

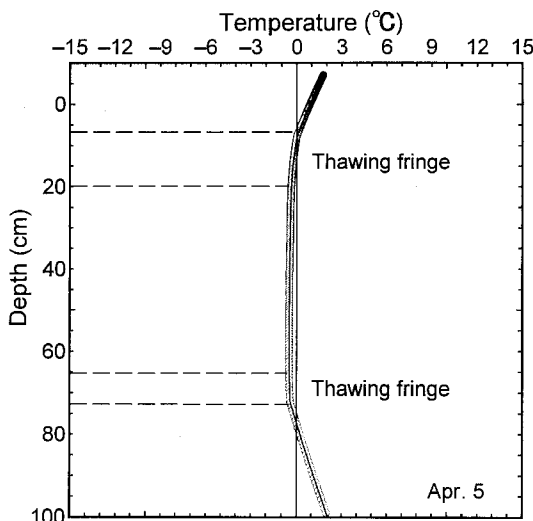


図-9 融解過程における地温のプロファイル  
 Fig. 9 Temperature profile during thawing process.

深、及び土壌凍結・融解過程における熱収支に及ぼす影響に関する説明、凍結・融解フリンジに関する説明、凍結・融解深の進行を簡易に推測する方法について検討する。また現場土壌の諸特性を加味した数値解析を行い、別途現場において測定した凍結深、融解深、凍上、温度と水分のプロファイルなどとの定量的な比較について検討する。さらに、塩分、上載荷重、地下水、降雨、蒸発、雪など様々な条件を加えた本数値実験法の展開を行い、

その汎用性を広げる予定もある。

引用文献

Burt, T.P. and P. J. Williams (1976): Hydraulic conductivity in frozen soils, *Earth surface processes*, Vol. 1, pp. 349-360

Black, P.B. (1990): Three functions that model empirically measured unfrozen water content data and predict relative hydraulic conductivity, CRREL report

陳 曉飛, 堀野治彦, 丸山利輔, 半澤幸博 (1996): 寒冷地における土壌の凍結・融解深計測への TDR の適用, *水文・水資源学会誌*, 9 (2), pp.128-135.

陳 曉飛 (1998): 土壌凍結・融解過程の計測とその解析に関する研究, 博士論文, 京都大学大学院

De Vries, D.A. (1963): *Thermal Properties of soils*, *Physics of Plant Environment*, edited by Van Wijk, W.R. North-Holland Pub. Co. pp. 210-235

Flerchinger, G.N. and K.E. Saxton (1989): Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil-surface I. Theory and development. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 32 (2), pp. 565-571

福田正己, 中川 茂 (1982): 土壌の凍結過程での熱と水の流れの数値解析, *雪氷* 44 巻 1 号, pp. 13-21.

福田正己, 木下誠一, 中川 茂 (1986): 熱と水の結合した流れモデルによる野外凍上の予測, *低温科学物理* 編第 45, pp. 83-97

福田正己 (1976): 非定常法による凍土の熱伝導率の測定, *低温科学物理* 編 34, pp. 249-252

Guymon, G.L., L.B. Richard, and V. Hromadka (1993): *Mathematical Model of frost heave and thaw settlement in pavements*, CRREL Report, 93-2

Harlan, R.L. (1973): Analysis of coupled heat-flute transport in partially frozen soil, *Water Resources Research*, 9, pp. 1314-1323

石崎武志, 福田正己 (1991): パルス型 NMR (核磁気共鳴) 装置を用いた不凍水量の測定, *低温科学物理* 編, 50, pp. 69-75.

Jame, Y.W., D.I. Norum (1980): Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium, *Water Resources Research*, 16, pp. 811-819

木下 誠一 (1982): 凍土の物理学, 森北出版株式会社

溝口 勝 (1987): 凍土の融解過程における温度伝導率の測定, *農業土木学会論文集* (138), pp. 63-68

- 溝口 勝 (1990) : 土壌凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象に関する研究, 博士論文, 東京大学農学部.
- Nakano, Yoshisuke, Allen. Tice, *et. al* (1982) : Transport of water in frozen soil : Experimental determination of soil-water diffusivity under isothermal conditions, *Advance in water resources*, Vol. 5, December.
- 西垣 誠, 梅田 美彦 (1993) : 地盤浅層部における土中水の移動の定量的な評価とその制御手法に関する研究, 岡山大学工学部土木化学科
- Patterson, D.E. and M.W. Smith (1980) : The use of time domain reflectometry for the measurement of unfrozen water content in frozen water, *Cold Regions Science and technology*, 3, pp. 205-210.
- Patterson, D.E. and M.W. Smith (1981) : The measurement of unfrozen water content by time domain reflectometry. Results from laboratory tests, *Can. Geotech. J.*, 18, pp. 131-144.
- Pikul, J.L., Jr., L. Boersma and R.W. Rickman (1989) : Temperature and water profiles during diurnal soil freezing and thawing : Field measurement and simulation, *Soil Science and Society of America Journal* 53, pp. 3-10
- Sally A.S., R.B. Susan (1997) : Moisture migration during freeze and thaw of unsaturated soils : Modeling and large scale experiments, *Cold Regions Science and Technology* 25, pp. 33-45
- 竹内典之 (1983) : 東北海道における火山灰土の凍結・融解—IV. 土の凍結深度及び土の融解深度の推定—, *京大演報*, 55, pp.128-144
- Taylor G.S., J.N. Luthin (1978) : A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing, *Can.Geotech. J.*Vol. 15, pp.548-555
- Vlodek R, Tarnawski and Bernhard Wagner (1993) : Modeling the thermal conductivity of frozen soils, *Cold Regions Science and Technology* (22), pp.19-31
- Zhang, T, T.E. Osterkamp (1995) : Consideration in determining thermal diffusivity from temperature time series using finite difference methods, *Cold Regions Science and Technology* (23), pp. 333-341

受稿年月日 : 1997年12月10日  
受理年月日 : 1998年6月4日