多孔質媒体凍結時の間隙水移動のモデル化と それによる霜柱発生条件の検討

MODELING PORE WATER MIGRATION UNDER FREEZING CONDITION AND CONSIDERATION OF ITS EFFECT ON NEEDLE ICE GROWTH

泉山寛明¹・堤大三²・藤田正治³ Hiroaki IZUMIYAMA, Daizo TSUTSUMI and Masaharu FUJITA

 ¹学生会員 工修 京都大学大学院工学研究科(〒615-8540 京都府京都市西京区京都大学桂)
 ²正会員 農博 京都大学准教授 防災研究所流域災害研究センター (〒506-1422 岐阜県高山市奥飛騨温泉郷中尾 436-13)
 ³正会員 工博 京都大学教授 防災研究所流域災害研究センター (〒612-8235 京都府京都市伏見区横大路下三栖東ノロ)

During the bedrock freezing and thawing, pore water flow within bedrock is important for needle ice growth as well as bedrock weathering. To simulate saturated-unsaturated pore water flow in freezing media, a mathematical model is developed. In the model, water retentiveness and hydraulic conductivity of freezing porous media are hypothetically decided from that of non-freezing porous media considering change of effective pore size distribution due to pore water freezing. The model is applied to decomposed granite soil in Tanakami Mountain, Shiga Prefecture, and the effects of pore water freezing rate and saturating condition on the water flow from unfrozen zone to frozen one were investigated. Results indicate that pore water flows more rapidly when pore water freezing rate is slower and groundwater level is higher. Under this condition of slower pore water freezing in bedrock with higher water content, needle ice development can easily occurs and sediment may be actively produced.

Key Words: Freeze and thaw action, rock breakdown, water migration, needle ice, pore structure

1.はじめに

凍結融解による風化基岩の土砂化が日本において多く みられる.それは,日本は気温が0 付近で変動する地 域が多いためである.なお,ここでいう風化基岩とは硬 岩が風化により軟質になった岩石のことであり,最近の 研究では土壌と同様に水が浸透することが明らかとなっ ている¹⁾.凍結融解による土砂生産は恒常的にみられ, 長期的にみれば無視し得ない生産量となる.

そこで凍結融解による土砂生産量を正確に把握できる ようにすることは砂防工学で重要となる.しかし堤ら¹⁾ が指摘しているように既往の研究で開発された予測モデ ルは経験的なものであり,予測精度に限界があった.

以上のことから, 我々の研究グループはより物理的な 土砂生産量予測モデルを構築することを目的として研究 を行っている.現在は堤ら²⁾により熱伝導解析モデルが 既に開発され, 地中温度分布が推定可能となっている. ただし,このモデルでは凍結時の水分移動が考慮され ていない.水分量は凍結時における潜熱の発生量を左右 し,地中温度の正確な推定のためには考慮しなければな らない.また基岩は間隙水の凍結膨張によって徐々に破 壊され,最終的に霜柱により基岩から土粒子が剥離する と既往の研究によって予想されている³³.これらより, 凍結時の水分移動を明らかにすることは重要となる.

凍結融解時における水分移動を解析するモデルは, Harlan⁴⁾によって既に熱移動も同時に考慮したモデルが 土壌を対象に開発されている.その後,このモデルを基 にして研究が行われ^{5,6,7)},実験室や野外での凍上現象な どの検証の結果,モデルの有効性が確認されている.

ただし,水分移動解析においては不飽和透水係数*K* や水分拡散係数*D* が未凍土だけでなく凍土についても 必要となる.これは間隙氷が水流を妨げる機能を持つと 考えられるためである.既往の研究ではこれらを実験か ら,あるいは含氷率を関数として経験的に未凍土の*K*, *D* から決定している.しかし土壌ごとに実験を行うに

は多大な労力を要するし,また本来ならば凍結による間 隙構造の変化を物理的に考慮する必要がある.

そこで小杉⁸⁾が土壌を対象に開発した対数正規分布モ デルを用いることを考える、これを用いれば、飽和透水 係数と間隙構造から不飽和透水係数と比水分容量が決定 されるため,凍結によって変化した間隙構造から凍土の 不飽和透水係数と比水分容量を決定することができる. そして風化基岩も土壌と同様に間隙構造を有するため, 風化基岩に対しても適用可能であると考える.

以上より筆者らは,未凍土の飽和透水係数と間隙の分 布から出発して凍土の透水係数と比水分容量を決定し, 凍結時における水分移動を解析する手法を新たに提案す る.未凍土の飽和透水係数と間隙の分布の2つという, 既往の研究と比較してより少ない情報で解析でき、また 凍結による間隙構造の変化を物理的に考慮している点に 特色があると考える.そして凍結速度,地下水の位置の 違いを考慮して水分移動解析を行い、諸条件の違いによ る水分移動の特徴と霜柱の発生条件を考察した.

2. 凍結時における間隙水の移動の解析方法

(1) 間隙水の凍結による間隙構造の変化

間隙水が一部凍結した場合、その部分は一時的に間隙 では無くなる.これは凍結によって間隙構造が変化する ことを表す.間隙構造は水分移動解析に重要であるから, まずこれを数式で表現することを考える.ただし本研究 では凍結に伴う土壌または風化基岩の構造破壊・変形は 簡単のため無視する.これは今後の検討課題としている.

図-1a)は間隙径分布の概形を表す,基岩や土壌はこの 様な間隙構造を有すると考えられ,未凍結時には通常は 図のように連続関数となる.間隙径分布は,以下の対数 正規分布で表せることが小杉⁸により示されている.

$$g_0(r) \equiv \frac{d\theta}{dr} \frac{1}{(\theta_r - \theta_r)} = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma r}} \exp\left[-\frac{\left[\ln(r/r_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right] \quad (1)$$

ここに, g₀(r):未凍結時の間隙径分布, θ₃: 飽和含水率, θ: 残留体積含水率, r: 間隙半径, rm: 間隙径の幾何平 均, σ: 標準偏差である. θ は水分移動に寄与しない微 小な間隙の存在割合を表す.水は毛管力により間隙に保 持され,これは水頭表示では式(2)のようになる.

$$\psi = A/r \tag{2}$$

ここに,ψ:圧力水頭,A:表面張力,接触角,水の密 度,重力加速度により決まる定数であり,およそA = -0.15 cm²となる⁸⁾. 式(2)から, 毛管力は間隙半径 r に反 比例するために水は小さな間隙から充填し,不飽和の場 合は図-1a)のように水が充填していることとなる.

次に凍結による間隙構造の変化を考える場合、どのよ うに間隙水が凍結するのかが問題となる.ここでは, Black & Tice⁹らが粘性土について行った実験結果を参考 にして大きな間隙に入っている水から凍結すると考える.



図-1 a)未凍結時,b)凍結時の間隙径分布

これは温度T と不凍水含有率 θ の関係($\theta - T$ 関係)と, 水分特性曲線 ($\theta - \psi$ 関係)を比較した結果,両者がほ ぼ一致したことから導かれたものである.そしてこの性 質は土壌や風化基岩にも適用できると仮定する.よって 図-1a)のようにr2 からr1 までの間隙水が凍結したとす ると,凍結時の間隙径分布gl(r)は図-1b)のように不連 続となる.式で表わせば式(3)となる.なお式(3)中のαは 式(4)で表され, $g_1(r)$ を $-\infty < r < \infty$ の範囲で積分したも のが1となるようにする補正係数である.

0

ſ

$$g_{1}(r) = \begin{cases} 0 & (r_{2} \le r \le r_{1}) \\ \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma^{r}} \exp\left[-\frac{\left[\ln(r/r_{m})\right]^{2}}{2\sigma^{2}}\right] & (r < r_{2}, r_{1} < r) \end{cases}$$
(3)

$$\alpha = 1 / \left(1 - \int_{r_1}^{r_2} g_0(r) dr \right)$$
 (4)

なお,未凍結時の含水率θは間隙径分布の関数として

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \int_0^{r_1} g_0(r) dr + \theta_r$$
 (5)

と表されるから,凍結時の含水率は式(3)のg1(r)を式(5) のgo(r) に代入し,式(2)より圧力水頭ψの関数として

$$\left[\alpha(\theta_s - \theta_r) \cdot \mathcal{Q}\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r \qquad (\psi < \psi_2) \right]$$

$$\theta = \begin{cases} \alpha(\theta_s - \theta_r) \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + Q\left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}\right) - Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right) \right) + \theta_r & (\psi_1 < \psi) \end{cases}$$
(6)

となる.ここに,
$$Q$$
は以下の余正規分布関数である.

$$Q(x) = \int_{x}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du$$
(7)

(2) 凍結時の水分移動解析モデル

凍結時の水分移動解析に用いたモデルは以下の

Richards式に含氷率の時間変化項を加えたものである.

$$C\frac{\partial\psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1 \right) \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial\phi}{\partial t}$$
(8)

ここに, ϕ : 体積含氷率,C: 比水分容量,K: 不飽和透 水係数, ρ_i : 氷の密度, ρ_w : 水の密度,t: 時間,z: 地 表面からの距離である.C は式(9)で定義され,K は式 (10)のMualem¹⁰⁾が提示したモデルで表すことができる.

$$C \equiv \frac{d\theta}{d\psi} \tag{9}$$

$$K = K_{sat} \cdot \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{1/2} \left(\int_0^\theta \frac{1}{\psi} d\theta \middle/ \int_0^{\theta_s} \frac{1}{\psi} d\theta \right)^2 \quad (10)$$

ここに, K_{sat} : 飽和透水係数である.C はその定義式から,式(1)の間隙径分布において間隙半径rを圧力水頭 ψ へ変数変換して($\theta_i - \theta_i$)を乗じれば求まり,またK は含水率 θ の関数つまり間隙径分布の関数であるため,どちらも間隙径分布を出発点として導出できる点が特徴である.

よって,凍結時のC,Kは式(2),式(3),式(6),式(9), 式(10)を用いてそれぞれ以下のように表される.

$$C = \alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right\}$$
(11)
$$(\psi \le \psi_2, \psi_1 \le \psi)$$

$$K = \begin{cases} K_{sat} \cdot \left(\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \left(\mathcal{Q} \left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} \right) \right)^{1/2} \\ \times \left(\mathcal{Q} \left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right)^2 \qquad (\psi < \psi_2) \\ \\ K = \int_{-\infty}^{\infty} \left(-\theta_r - \phi_r - \theta_r \right)^2 \left(-\left(\ln(\psi/\psi_r) \right) \right)^{1/2} \\ \end{array}$$

$$K_{sat} \cdot \left(\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) \left(\mathcal{Q} \left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} \right) \right)$$

$$\times \left(\mathcal{Q} \left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) + \mathcal{Q} \left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right)$$

$$- \mathcal{Q} \left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right)^2 \qquad (\psi_1 < \psi)$$

$$(12)$$

ここに , $\psi_1 = A / r_1$, $\psi_2 = A / r_2$ である . 未凍結時 , 凍結時 の θ , C , K を図-2に示す . 凍結した部分で θ は一定 , Cは0 , K は一定となり , 凍結の前後で変化する .

以上で凍結時の水分移動解析が理論的には行えること になった.しかしながら,実際に数値計算を行うと解が 発散してしまう場合が生じた.これはC が不連続とな る点で値が急変することと,凍結区間でC=0m⁻¹となる ことに起因すると考えられた.そこで以下に記すように C を連続曲線に近似するという修正を行った.

まず不連続な間隙径分布g1(r)を曲線近似することを考える.そこで平均μ,分散 σ²の正規分布の累積分布関数

$$B = \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_x}} \exp\left\{-\frac{(r-\mu)}{2\sigma_x^2}\right\} dr$$
(13)

を用いる.ここでは $\sigma_x = 10^5$ mとした. r_a を不連続点 r_1 と r_2 の中間点とし, $r \leq r_a$ のときは式(13)中の μ に不連続 点 r_2 を, $r_a < r$ のときは μ に r_1 を代入し,それぞれの



図-2 未凍結時,凍結時のa)水分特性曲線,b)比水分容量-圧 力水頭関係,c)透水係数-圧力水頭関係

累積分布関数をB₂, B₁とする.r_a を境としてB₂, B₁を式 (4)に乗じれば,曲線近似した間隙径分布g₂(r) が式(14)の ように表される.さらに式(14)を用いて式(11)を導いた のと同様に計算すると曲線近似した比水分容量C が式 (15)で表される.

$$C = \begin{cases} \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma^{r}} \exp\left[-\frac{\left[\ln\left(r/r_{m}\right)\right]^{2}}{2\sigma^{2}}\right] \times \left[1-\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{x}} \exp\left\{-\frac{\left(r-r_{2}\right)}{2\sigma_{x}^{2}}\right\} dr\right] \\ \left[\frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}\sigma_{x}} \exp\left\{-\frac{\left(r-r_{2}\right)}{2\sigma_{x}^{2}}\right] \\ \times \int_{0}^{r} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{x}} \exp\left\{-\frac{\left[\ln\left(r/r_{m}\right)\right]^{2}}{2\sigma^{2}}\right] \\ \times \int_{0}^{r} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{x}} \exp\left\{-\frac{\left(r-r_{1}\right)}{2\sigma_{x}^{2}}\right\} dr \\ \left[\frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{\left[\ln\left(\psi/\psi_{m}\right)\right]^{2}}{2\sigma^{2}}\right\} \\ \times \left[1-\int_{\frac{A}{\sigma,\psi_{1}}}^{u} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^{2}}{2}\right\} du\right] \quad (\psi \leq \psi_{a}) \\ \alpha \frac{\theta_{s}-\phi-\theta_{r}}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{\left[\ln\left(\psi/\psi_{m}\right)\right]^{2}}{2\sigma^{2}}\right\} \\ \times \left[\frac{1-\int_{\frac{A}{\sigma,\psi_{1}}}^{u} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^{2}}{2}\right\} du \right] \quad (\psi \leq \psi_{a}) \end{cases}$$
(15)

ここに, $\psi_a = A / r_a$ である.曲線近似した比水分容量を 図で表すと図-2b)の赤線で示すようになり,不連続点で 連続的に値が変化するようになる.

なお,圧力水頭 $\psi_1 < \psi < \psi_2$ の凍結区間では $C = 0 \text{ m}^{-1}$ として取り扱ってきたが,計算が収束しないことと,圧力水頭がこの区間に到達した場合もある間隙を通じて水がわずかながらも移動すると考えられるため,この範囲でもCが微小な値(= 10^{-7} m^{-1})をとると仮定する.

さらに凍結が進行して間隙径分布の不連続となる区間 が複数生じる場合も,区間ごとに上の議論を適用すれば 良い.ただし,間隙径分布を曲線近似する場合には注意 を要する.それは確率変数が平均 μ ,分散 σ_{c}^{2} の正規分 布に従う時,確率変数は $\mu \pm 3\alpha$ の範囲にほぼ存在する という性質があることから,隣り合う不連続区間の端と 端の距離が 6α 程度では曲線が重なってしまうからであ る(図-3).このような場合は隣り合う2つの不連続区 間を1つに統合し,再度この場合の間隙径分布を求めた.

(3) 計算手順と条件

以上の解析手法を用いて計算を行う.本計算により, 地下水の位置や凍結時間など諸条件の違いによる水分移 動の特徴を考察する.

計算は鉛直一次元,有限要素法により行った.有限要素法における要素の分割間隔は0.01 mとした.計算に用いた間隙径分布のパラメータは, $\theta_s=0.48$, $\theta_r=0.12$, ψ_m = -0.218 m, σ = 2.14で,これらは田上山地の裸地斜面に堆積していた土砂を不攪乱で採取し,その土砂をpF試験にかけて得られたものである.土砂は風化基岩表面に堆積していたものである.初期圧力水頭分布は式(16)に示す,水分移動がない平衡状態とした.

$$\psi = z - d$$
 (d=1 m) (16)
ま 西からの 5 酸 で ま る ま た 側 亡 地 志

ここに, z: 地表面からの距離である.また側方, 地表面での流入・流出は無いとした.

計算条件を表-1に示す.地下水面の位置 z_{gw} と凍結時間 T_{freeee} を変え,Case1~Case4の4条件を設定した.まず地 下水の位置により凍結層への水分供給量が異なると考え られるため,地下水面の位置 z_{gw} が地表面から0.11 m,1 mの2ケースを考えた.また,凍結速度が異なれば水分 移動に違いが表れると予想されるため,凍結時間 T_{freeee} が1時間と6時間の2ケースを考えた.なお結氷率F なる ものを式(17)のように新たに定義し,これにより間隙水 の凍結を表現することとした.

$$F \equiv \frac{\phi}{\theta - \theta_r + \phi} \tag{17}$$

結氷率F は0~1の値をとり, 例えばF = 0は $\theta > \theta$, かつ ϕ = 0の時で, 未凍結状態を表す. F = 1は $\theta = \theta$, かつ ϕ > 0の時であり, $\theta = \theta$, では毛管作用により移動できる水 分は無いことになるため, 計算上この時を完全に凍結し た場合とした.また結氷率は,

$$F = \frac{1}{T_{freeze}} t - \frac{z}{z_0}$$
(18)

と時間はと地表面からの距離の関数で表されると仮定し



図-3 2つの不連続区間a, b が密接して存在する間隙径分布を 曲線近似し,曲線が重なった場合の概要図



図-4 計算で与えた結氷率F の時間変化の様子

表-1 計算条件

	Goundwater level z_{gw} [m]	Freezing time T_{freeze} [hr]
Case1	0.11	1
Case2	0.11	6
Case3	1	1
Case4	1	6

た.ここに, T_{freece} :凍結時間である. z_0 は最大凍結深さで, $z_0 = 0.10$ mとした.F は図-4のように地表面から徐々に大きくなるように変化する.ただし,同じ温度(< 0)でも凍結する間隙水と凍結しない間隙水があるために,本来のFは温度Tと間隙 2^r の関数となって値は式(18)と異なる.これは今後の検討課題である.

3.結果と考察

図-5~8はそれぞれ表-1のCasel~Case4の計算条件で 水分移動解析を行った結果を示す.図-5a)はCase1の, 地下水面が地表面下0.11 m,凍結時間が1時間の場合で 計算を行ったときに得られる圧力水頭の時系列変化を, また図-5b)は同条件で計算を行ったときに得られる含水 率の時系列変化を示す.

図-5a)を見ると,計算開始から1時間後の凍結が終了 した瞬間,凍結層である地表面から0.1 mの間で圧力水 頭が大幅に減少していることが分かる.これは図-5b)の 計算開始から1時間経過したときの含水率の分布形状か らも分かるように,間隙水の一部凍結によって液体状の 水分量が減少したためである.

また図-5a)から,計算開始から1時間経過して凍結が



図-7 地下水面が地表面下1.0 m, 凍結時間が1時間のときの a) 圧力水頭およびb) 含水率の時系列変化(Case3)

完了した後は上向きの水の流れにより圧力水頭が回復し, 16時間後にはz=0.01 m~0.11 mの範囲で圧力水頭はほぼ 静水圧状態までに,20時間後には全領域にわたって静水 圧状態となっていることが分かる.このことから,凍結 が完了した後,19時間ほどかけて圧力水頭が回復したこ とが分かる.図-5b)の含水率の時系列変化を見ると,例 えば地表面では含水率は計算開始から1時間後は約0.12 であったが,20時間後には約0.15となっていて,徐々に 凍結層内で含水率が増加していることが分かる.これは 地下水から水分供給があったためであると考えられる.

図-6はCase2で地下水面が地表面下0.11 m, 凍結時間 が6時間とCase1よりも凍結時間が長い場合の結果である. 図-6a)の圧力水頭の時系列変化を見ると,計算開始



図-8 地下水面が地表面下1.0 m, 凍結時間が6時間のときの a) 圧力水頭およびb) 含水率の時系列変化(Case4)

から6時間後までは圧力水頭が減少していることが分か り,また図-6b)の含水率の時系列変化から含水率が低下 していることから,凍結が進行中であることが分かる.

さらに,計算開始から6時間後の凍結が完了した後は 圧力水頭が徐々に回復し,計算開始から16時間後には静 水圧状態に近い状態となっていることが分かる.同様に 図-6b)を見ると,凍結が完了した後は含水率が増加して いる.

しかし増加しているのはz = 0.0 m ~ 0.025 mの範囲だけ でCase1と違いz > 0.025 m以降は含水率がほとんど増加し ていない.その理由は,例えばz = 0.05 mでの圧力水頭 を見てみると,凍結が完了した瞬間,Case1では約-0.55 m,Case2では約-0.25 mとCase2の方の圧力水頭が大きく

5

なっている.これより, Case2の方ではゆっくりと凍結 が進行するために凍結中の未凍結層からの凍結層へ水分 供給量が多く,凍結完了時の含水率はCase2の方が大き くなったと考えられる.

注目する点は凍結が完了してからほぼ静水圧状態にな るまでの時間であり, Case1では凍結完了から19時間ほ どかけて静水圧状態となっているが, Case2では10時間 ほどで静水圧状態となっている.両者の違いは凍結時間 のみであるから,凍結時間が長いほど凍結が完了した後 の圧力水頭の回復が速くなることが推察される.

図-7はCase3の地下水面が地表面下1 m,凍結時間が1 時間の場合の結果である.図-7a)の圧力水頭の時系列変 化を見るとCase1と同様に計算開始から1時間後には凍結 により圧力水頭が減少,凍結完了後は時間の経過に伴い 凍結層で圧力水頭が回復し,未凍結層から凍結層へ水分 が供給されていることが分かる.この場合も図-7b)の含 水率変化にも見られるように,地表面付近では含水率は 計算開始から1時間後は約0.12であったが,860時間後に は約0.15となっていて,凍結層で含水率が増加している.

ただしCase1, Case2と違い凍結完了後の圧力水頭の回 復は非常に遅い.これは地下水面が凍結層から離れた位 置にあり,水分供給量が小さいためと考えられる.例え ば田上山地の裸地斜面では氷点下となって風化基岩の凍 結が始まってから数時間経過すれば霜柱が発生すること, このように長時間凍結が続くということは我が国では考 えられないことから, Case3のような条件では霜柱は発 生しないと考えられる.

図-8はCase4の地下水面が地表面下1 m,凍結時間が6時間の場合の計算結果である.Case3と同様に凍結完了後,非常に長い時間をかけて圧力水頭が回復し,計算開始から740時間後に圧力水頭はほぼ静水圧状態となっている.Case3では凍結完了から860時間ほど経過してから静水圧状態となっており,Case3よりもCase4の方が静水圧となるまでに必要な時間が短い.よってCase1,Case2で得られたことと同様に凍結時間が長いほど,凍結完了後の未凍結層から凍結層へ水分供給が速く発生することが分かる.

4.おわりに

本研究では間隙水の凍結による間隙構造変化を考慮し た水分移動解析手法を提案した.具体的には,間隙構造 の変化に伴ってRichards式中の比水分容量Cと透水係数K が変化することを数式により表現した.今までは経験的 にこれらのパラメータを決定していたが,本研究で提案 した方法によってより厳密な解析が可能となり,かつ未 凍結時の飽和透水係数と水分特性曲線から凍結時のCと Kを決定できるため,汎用性が高まったと考えられる.

凍結時の水分移動を解析した結果,凍結により含水率

が減少すること,未凍結層から凍結層へ水分が移動して いることが表現できた.また,地下水の位置が高いほど, 凍結時間が長くなるほど凍結層での含水率が速く増加す ることが分かった.霜柱の発生には十分な水分供給と適 度な凍結時間が必要と考えられるため,霜柱の発生しや すくなる水分移動の条件を確認することができた.

しかしながら,本研究で提案した水分移動解析モデル は仮説の段階である.モデルの妥当性を検証する必要が ある.現在,土壌を対象とした凍結融解実験を行ってお り,これにより検証することを考えている.同時に,実 際の気温変化によって凍結する場合の水分移動の検討や 土壌および風化基岩の凍結に伴う間隙構造の破壊・変形 を考慮することも必要となる.そしてさらに霜柱の発生 メカニズムの解明が十分でないため,検討を進めていく 予定である.

参考文献

- Kosugi K., Katsura S., Katsuyama M., and Mizuyama T.: Water flow processes in weathered granite bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment, Water Resources Research, 42, W02414, doi:10.1029/2005WR004275, 2006.
- 2) 堤大三,藤田正治,伊藤元洋,手島宏之,澤田豊明,小杉賢一朗,水山高久:凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究 田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション,砂防学会誌59(6), pp.3-13, 2007.
- 3) 泉山寛明,堤大三,藤田正治:風化基岩の凍結融解による土 砂化に関する実験的検討,平成20年度砂防学会研究発表会概 要集,pp.310-311,2008.
- Harlan H. L.: Analysis of coupled heat fluid transport in partially frozen soil, Water Resources Research 9, pp.1314-1323, 1973.
- 5) 福田正巳,木下誠一,中川茂: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45,pp.249-252, 1986.
- 6)陳暁飛,三野徹,堀野治彦,丸山利輔: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),土壌の物理性78, pp.25-34, 1998.
- Chuangchid P., Ihm P., and Krarti M.: Analysis of heat and moisture transfer beneath freezer foundations Part I, ASME JSEE Journal 126(2), pp. 716-725, 2003.
- 8) 小杉賢一朗:森林の水源涵養・洪水緩和機能と土壌孔隙特性 森林土壌の孔隙特性が雨水流出に及ぼす影響 ,水利科学 250, pp.29-59, 1999.
- Black, P.B. and Tice, A.R.: Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam, U.S.A. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report88-16, 1976.
- Mualem, Y.: A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, Water Resour. Res. 12, pp.513-522, 1976.

(2009.9.30受付)