

間隙径分布が不連続な場合の水分移動の基礎的研究

京都大学大学院 学生会員 ○泉山 寛明
 京都大学防災研究所 正会員 堤 大三
 京都大学防災研究所 正会員 藤田 正治

1 背景と目的

山地域の裸地斜面においては凍結融解による基岩の風化およびそれに引き続く土砂化が多くみられ、その土砂生産量を予測することは重要である。しかし現存する予測モデルは経験的なものであるため、より理論的なモデルを開発することが望まれる。このような背景のもと、堤ら¹⁾は凍結融解現象を考慮した熱伝導解析モデルを開発しているが、このモデルでは水分移動が考慮されていない。しかしながら凍結する水の量が異なれば基岩の破壊の程度が異なるため、凍結時における水分量の把握は重要である。この場合、間隙水の一部凍結により普通は連続と見なされる間隙径分布が不連続になると考えられ、これを水分移動解析に取り入れる必要がある。また本質的に不連続な間隙径分布を持つ基岩や土も実際に存在することが十分に考えられ、この点から見ても検証すべき課題であると言える。そこで本研究では間隙径分布の不連続性を考慮した水分移動の解析方法を提案する。

2 解析方法

凍結により間隙径分布が不連続となる場合の水分移動の解析方法を説明する。間隙水が凍結する場合の基礎式は以下の Richards 式に間隙水の凍結融解を考慮したものとなる。

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (1) \quad F(r) = \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp \left\{ -\frac{(r-r_m)^2}{2\sigma^2} \right\} dr \quad (2)$$

ここに、 C :比水分容量、 ψ :圧力水頭、 t :時間、 K :透水係数、 z :深度、 ρ_i :氷の密度、 ρ_w :水の密度、 ϕ :含水率である。 C と K は間隙径分布を与えれば算出できる。そこで凍結時の間隙径分布の形状を考える。

図-1a)は凍結前の間隙径分布 $g_0(r)$ を示し、同時に不飽和での間隙水の分布、圧力水頭 ψ と間隙径 r の関係式、含水率 θ の式を示す。 θ_r は残留体積含水率で水分移動に寄与しない微小な間隙に入っている水の存在量を表す。不飽和では水は毛管力により間隙に保持されると考えると、毛管力は間隙径 r に反比例するために水は小さな間隙から順に充填する形となる。ここでは r_1 が水の存在する最大径となる。また Black and Tice²⁾の実験から水は大きな間隙に入っているものから順に凍結すると考えられるので、間隙径 $r_2 \sim r_1$ に入っている水が凍結するとき、間隙径分布は図-1b)の $g_1(r)$ のように不連続に変化すると考えられる。

しかし $g_1(r)$ を用いて計算を行うと $r_2 \sim r_1$ で確率密度が 0 となることと r_1 , r_2 で確率密度が不連続となるために解が不安定になってしまう。そこで $r_2 \sim r_1$ では確率密度が 0 ではなく微小な値となるようにし、また式(2)の正規分布の分布関数 $F(r)$ を用いて不連続点 r_1 , r_2 で確率密度が連続的に変化するよう曲線近似した間隙径分布 $g_2(r)$ (図-1b)を用いて計算を行った。ここで r_m :不連続点、 σ :標準偏差である。計算は高さ 1m の基岩を考え、地表面および深度 1m 地点での流入・流出はないとして鉛直一次元、有限要素法により行った。また基岩は不飽和で平衡状態を初期条件とした。

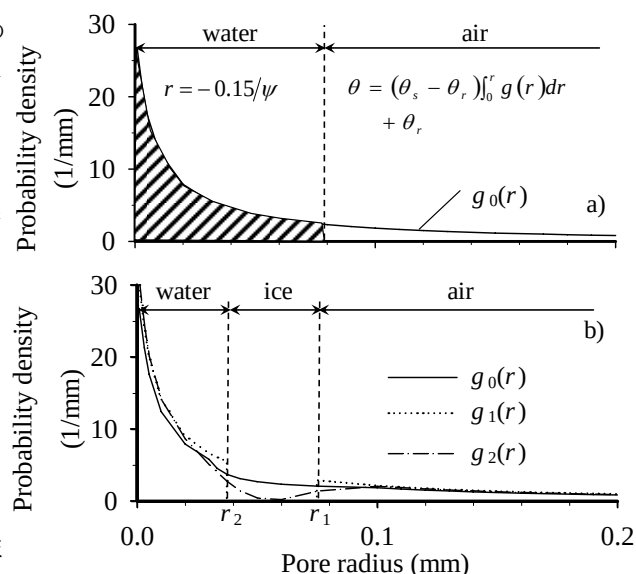


図-1 a) 凍結前の間隙径分布と b) 凍結後の間隙径分布

キーワード 凍結融解 水分移動 間隙径分布 土砂生産

連絡先 〒612-8235 京都市伏見区横大路下三栖東ノ口 宇治川オープンラボラトリー TEL075-611-5264

3 解析結果と考察

図-2a), b)はそれぞれある瞬間に結氷率 F が 0.5 となる場合における圧力水頭 ψ および含水率 θ の深度方向分布の時系列変化を表す。結氷率 F は $F=[\text{氷の体積}]/[\text{水と氷の体積}]$ で定義しており、 $F=1$ では完全に凍結することを表す。図-2a)を見ると凍結 1 分後に間隙水の半分が凍結することで約 2m ほど急激に圧力水頭が減少し、さらに凍結した状態で時間が経過すると凍結層で徐々に圧力水頭が上昇していることが分かる。そして凍結 250 時間後にはほぼ平衡状態に至っている。これは凍結層の最下端 ($z=0.1\text{m}$) で大きな圧力水頭差が生じることで動水勾配が大きくなり、上向きの水分移動が生じたためと考えられる。同様に図-2b)の含水率変化を見ると、凍結 1 分後には間隙水の凍結により θ は急激に 0.05 減少し、凍結した状態で時間が経過すると徐々に凍結層へ未凍結層から水が供給され、凍結 250 時間後には凍結層で含水率が 0.01 ほど増加、未凍結層では 0.01 ほど減少していることが分かる。

図-3a), b)はそれぞれ F が $F=-10z$ と深度に比例して減少し、かつ 1 分ごとに 0.005 ずつ増加していく場合における ψ および θ の深度方向分布の時系列変化を表す。図-3a)を見ると 200 分までの凍結過程では水の凍結により徐々に圧力水頭が減少している。このとき圧力水頭の低下により動水勾配が大きくなり、上向きの水分移動も生じていると考えられるが、移動量が小さいために凍結が進行する形となっている。そして凍結したままで時間が経過すると今度は徐々に圧力水頭が上昇、凍結 250 時間後にはほぼ平衡状態となっている。次に図-3b)を見ると凍結過程では徐々に含水率が低下し、凍結 200 分後には地表面付近では 0.09 ほど低下している。そして凍結した状態のまま時間が経過すると上向きの水分移動により未凍結層から徐々に凍結層へ水が供給されて凍結層の θ が増加していくことが分かる。平衡状態に至る凍結 250 時間後には θ は最大で約 0.025 増加し先の結果よりも大きい。これは凍結層内での不凍水が多く存在し、透水性が高く維持されていたためと考えられる。これらより凍結時には未凍結層から凍結層へ水分が移動することが分かる。

4 結論

本研究により間隙径分布の不連続性を考慮した場合の水分移動を解析することが可能となり、解析の一例として、基岩の凍結時における水分移動を検討した結果、水分が未凍結層から凍結層へ移動し含水率が微増することが分かった。今後は熱伝導と水分移動を同時に解析する予定である。

参考文献

- 1) 堤大三, 藤田正治, 手島宏之: 凍結融解による裸地斜面からの土砂生産量推定法, 平成 20 年度砂防学会研究発表会概要集, pp.90-91, 2008.
- 2) 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.

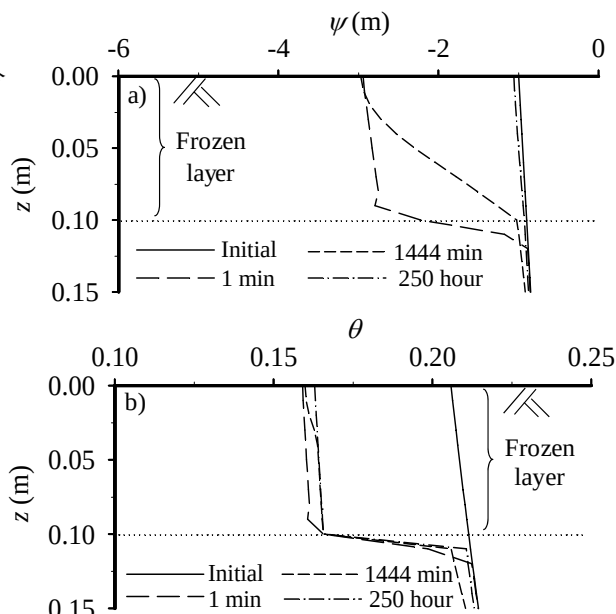


図-2 ある瞬間に基岩が凍結する場合における
a) 圧力水頭と b) 含水率の時系列変化

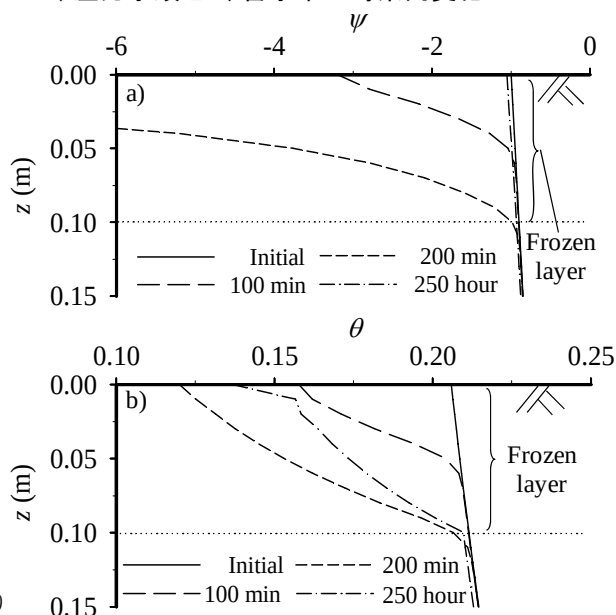


図-3 基岩が地表面から徐々に凍結する場合に
おける a) 圧力水頭と b) 含水率の時系列変化