

非等温不飽和浸透流の定式化へのアプローチ

An Approach to Mathematical Formulation of Non-Isothermal
in the Unsaturated Seepage Flow

さ とう くに あき* にし ばやし きよ しげ**
佐 藤 邦 明* 西 林 清 茂**
す とう けん
須 藤 賢***

1. はじめに

地下における熱を伴う水分移動現象は、低温状態の凍上・凍結現象、常温以上における水の相変化を伴う不飽和浸透流および飽和状態における熱対流の現象に大別することができ、土質工学のみならず水理・水文学においても非常に大切である。中でも、不飽和土の熱を伴う水分移動現象は、地表付近の蒸発、地中ケーブル周辺の水の移動、放射性廃棄物の地中処分(崩壊熱の発生¹⁾)、エネルギー貯蔵といった問題に関与する。しかるに従来の不飽和浸透流の多くは等温状態のそれについてであった^{2),3),4)}。しかし、Philip & De Vries (フィリップとドブリス 1957)⁵⁾が述べているように、熱を伴う不飽和浸透流は等温状態の基礎式によって解析すると、水分移動の理論的追求に決定的な不合理を生む。この事実は佐藤ら(1984)⁶⁾によるカラム実験でも指摘されている。その理由は熱を伴うため水の移動が液状水の形で生じるのみならず気体状でも発生するし、それによって伝熱も影響を受け、水分移動が熱輸送と表裏一体となるからである。この現象の支配方程式を解く困難は、水理、伝熱パラメーターが相互に絡まり合っている点にある。今日、不飽和土や岩石の熱を伴う不飽和現象については、十分研究されているとはいえない。従来、同じ非等温飽和浸透流でも自然対流や強制対流については今日までかなり研究実績があり、物理的に比較的良好に解明されている^{7),8),9)}。凍結・凍上についても古くから研究が蓄積されている^{10),11)}。

本報は、こういった背景を踏まえて、Philip & De Vriesの理論にそって、まず、土の乾燥・蒸発現象に着目して、現象の究明とそれらに係るパラメーターの物理的意味を明らかにする。さらに、熱を伴う岩の不飽和浸透流の基本となる排水過程・蒸発過程の水分特性を把握するため、実験を行い、理論的検討を加えた。この事より、土と岩の熱を伴う不飽和現象の基本的特性の違いを明らかにすることをねらった。

2. 非等温不飽和浸透流と実験

2.1 現象の形態

いま、非等温不飽和浸透流のメカニズムを考えるに当たって、図-1に示したように熱を伴う浸透流場に着目する。本質的にダルシーの移動則(つまり、流体運動による抵抗則)が成立するのは、等温状態でかつ飽和浸透流に限られる。図-1のように、常温以上の熱を伴う不飽和浸透流は液体状と蒸気の形(つまり、液状水と水蒸気)で水が移動するから必然的に伝熱現象と一体化して捉えなければならなくなる。この場合の水分移動に係る量は、空隙率 $n=(\text{空隙体積 } V_f/\text{多孔体体積 } V)$ 、水蒸気体積含水率 $\theta_v=(\text{水蒸気体積 } V_v/\text{多孔体体積 } V)$ 、液状水体積含水率 $\theta_l=(\text{液状水体積 } V_l/\text{多孔体体積 } V)$ 、全体の体積含水率 $\theta=(\theta_v+\theta_l)$ 、体積含空率 $a=(\text{気体の体積 } V_a/\text{多孔体体積 } V)$ に加えて、流体物性、動的水理量および伝熱諸量である。いま一つ大切な事は水蒸気と液状水の相互変換過程で熱移動が発生することである。

非等温浸透流には上述のほかに、ある温度範囲で高温・低温の熱を伴う飽和浸透流があり、これについては強制対流、自然対流に関するものがあって、従来かなり研究が進んでいる。更に、地表付近の凍上現象のような不飽和状態での低温水分移動がある。これについても過去にかなり研究が進んでおり、なじみ深い。そのため本報では触れない。

2.2 実験による非等温不飽和浸透流

(1) 実験装置と内容

上述のような基本的な現象を具体的に把握するため、新たに、砂カラム中の地下水の蒸発実験と熱を伴う岩石の排水・蒸発過程の実験を行った。

まず、蒸発実験について説明する。実験に使用した実験装置は図-2に示すように、装置本体と中性子源と検出装置とから構成されている。図-2中、装置の各部は番号で対応し、①試料モールドは透明板の柱状容器(縦0.1m、

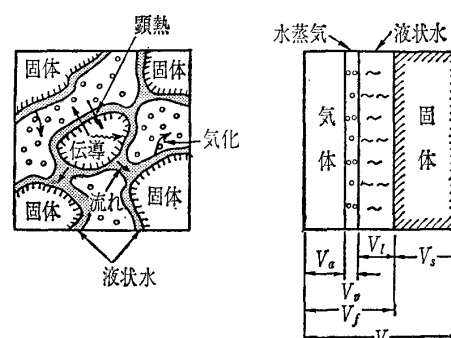


図-1 水の相変化と熱を伴う不飽和浸透流

*埼玉大学助教授 工学部

**韓大林組技術研究所 土木第二研究室室長

***韓大林組技術研究所 土木第二研究室

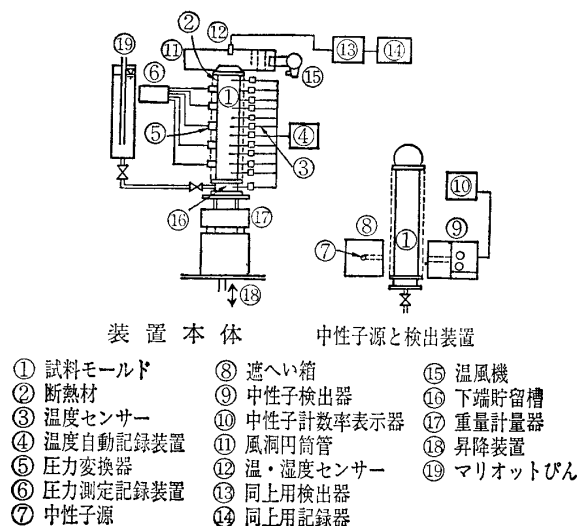


図-2 実験装置の概略

横0.1m、高さ0.6m)で、断熱のために②断熱材で覆っている。試料モールドの上端部には試料上面に温風が送れるように①風洞円筒管を設置してあり、それには風を送る⑮温風機を設置し、その風洞内の温度・湿度を測定するために⑫温・湿度センサーを設置している。また、試料モールドの両側面には③温度センサーと⑤圧力変換器を設置し、経時的な温度、圧力が測定できるようにしている。試料内の体積含水率の測定は、低レベルの⑦中性子源(Cf-252, 100 μ m Ci以下)を使用し、⑨と⑩の検出装置で中性子計数率を測定することにより等価含水量に変換して求める。また、試験中の蒸発量を知るため、試料重量を定時的に測定できるように⑰重量計量器を設置している。また、試料への給水は⑱マリョットびんによる。

蒸発実験は大別して土と岩石試料の2種であり、それぞれ実験方法が違うため別々に説明する。

土の試料は、豊浦標準砂と埼玉県戸田産のシルト質細砂である。標準砂の比重 G_s は2.642、有効径 D_{10} は0.11mm、均等係数 U_c は1.25である。また、砂試料の乾燥密度は1554 kg/m³、湿潤密度は1955 kg/m³で、空隙率が0.401である。この標準砂試料の毛管上昇高さは約27cmである。シルト質細砂は、比重 G_s が2.723で、420 μ mふるい通過分を実験試料とし、その試料の乾燥密度は1378 kg/m³、湿潤密度は1826 kg/m³である。

実験項目は大別して、地下水の供給がない時(つまり、図-2中マリョットびんから水が供給されない場合)と地下水の供給がある場合に分けられる。

実験方法は、まず、飽和させた試料で定水位透水試験を行い、試料の飽和透水係数を求める。その結果、飽和透水係数 k_s は、標準砂で 1.9×10^{-4} m/s、シルト質細砂で 5.9×10^{-7} m/sであった。定水位透水試験終了後、地下水の供給がない場合は下端貯留槽のバルブを閉めて試料モールド上端に風洞円筒管を設置し、温風機により温風を試料上面に送風する。送風条件は、標準砂の場合、平均風速で2.09

m/sはすべて同じとして温度26 $^{\circ}$ Cで湿度18%、温度55 $^{\circ}$ Cで湿度6.5%および温度75 $^{\circ}$ Cで湿度3.5%の3ケースである。シルト質細砂は平均風速2.2m/sで温度57.5 $^{\circ}$ C、湿度6.5%の1ケースのみである。一方、地下水の供給がある場合は、土の試料は標準砂のみで、平均風速2.3m/s、温度60 $^{\circ}$ C、湿度5.5%の送風条件において、地下水位は試料表面より各々0m、-0.25m、-0.5mである。水位条件0mの実験方法は試料を飽和させた後、下端貯留槽に接続しているマリョットびんの水位を試料表面に合わせて蒸発実験を行う。また、水位条件-0.25mの場合の実験方法は、一度試料を飽和させた後に、-0.25mの水位まで重力排水試験を行い、試料内の含水分布が安定した後、蒸発実験を行った。水位条件-0.5mの場合は、水位条件が違うだけで、実験方法は同じである。

他方、岩石の蒸発実験は、地下水の供給がある場合のみで、地下水位が0mと-0.5mの2ケースについて行った。実験方法、送風条件は、標準砂における地下水の供給がある場合と同じである。実験試料は、福島県西白河産、新第三紀の集塊質両輝石安山岩(通称白河凝灰岩)である。その岩石供試体の寸法は、縦0.1m、横0.1m、高さ0.6mで、乾燥密度は1992 kg/m³、湿潤密度は2247 kg/m³、空隙率は0.255である。また、その岩石の飽和透水係数は 1×10^{-8} m/sである。

蒸発実験の測定項目は、試料の深さ方向の温度と圧力、体積含水率、試料全体の重量および風洞円筒管内の温度と湿度である。また、地下水の供給がある場合は、蒸発量を知るためにマリョットびんの減水位を測定した。なお、実験は23 $^{\circ}$ Cの恒温室で行った。

次に熱を伴う岩石の排水過程の実験については、基本的な実験システムは上述したものと同様であるが、試料上端の風洞円筒管が不要となる点と重量計量器のかわりに温度調節水槽を設置し、試料への給水、排水装置を付加している点が異なる。実験試料は、千葉県君津産の房州石(砂質凝灰岩)で、供試体寸法は、縦0.1m、横0.1m、高さ0.55m、その乾燥密度は1597 kg/m³、湿潤密度は1956 kg/m³、空隙率は0.359であった。

実験方法は、温水を試料に通水させ、試料内温度が所定の温度になった時に通水を停止し、上端を大気圧に開放し、鉛直一次元排水させる。温度条件は23 $^{\circ}$ C、60 $^{\circ}$ C、80 $^{\circ}$ Cの3ケースで、越流水槽の水位は試料下端から0.1mとした。測定項目は、排水量、試料内の温度、圧力、体積含水率である。

(2) 実験結果とその性質

実験結果の中で代表的なものを示す。まず、蒸発過程に関する結果であるが、図-3は地下水の供給がない場合における土試料の積算蒸発量の経時変化および標準砂の平均風速2.09 m/sで温度55 $^{\circ}$ C、湿度6.5%の場合における体積含水率、圧力水頭、温度の深度分布の経時変化を示している(図-3(b),(d)中には後述する計算結果も併記し

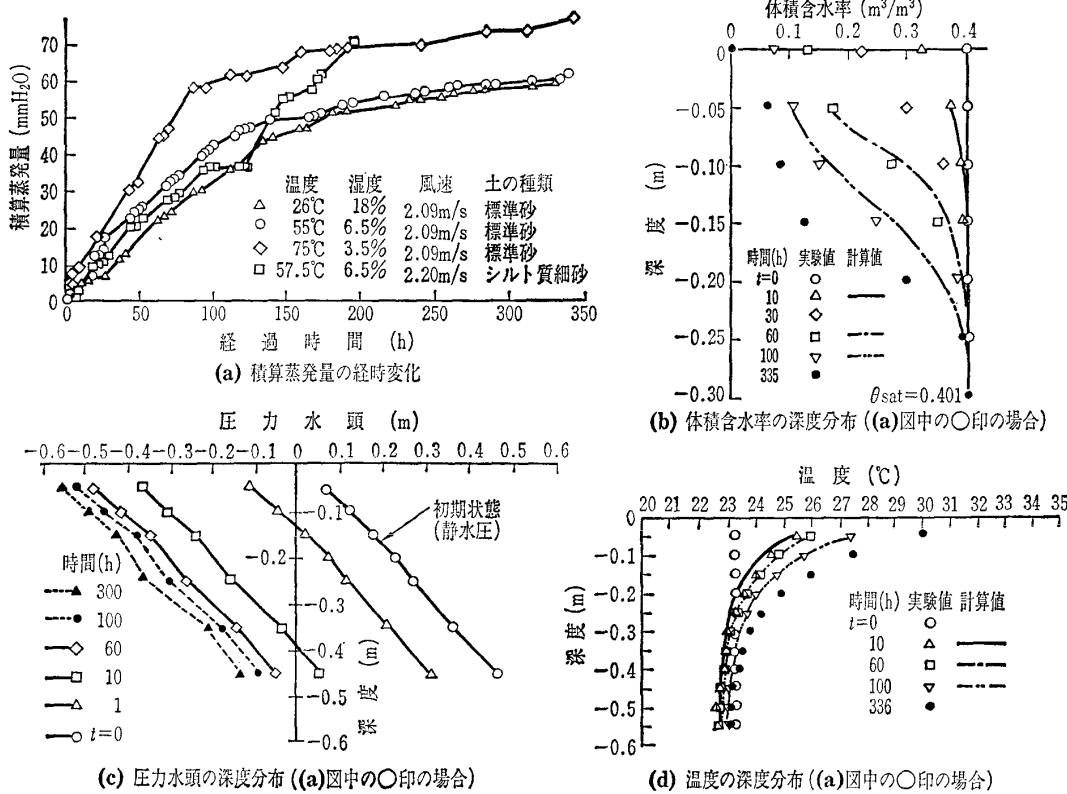


図-3 蒸発過程の実験結果 (地下水の供給がない場合)

ている)。標準砂の場合、図中(a)に示すように、蒸発は初期にほとんど一定の割合で発生し、時間が経過するにつれ少しずつ蒸発量は低下しており、その変化は温度が高く、湿度が低い順から早い時間で生じている。この原因は、毛管上昇高さに関係があり、砂層の乾燥前線が毛管上昇帯に近づく、蒸発による上方への水分補給が減少・制約されるためと考えられる。一方、シルト質細砂の場合は試料表面からの蒸発量が毛管水の流動供給量より大きくなるため、標準砂の場合と異なっている。図中(b)に示す標準砂の体積含水率深度分布の経時変化は、経過時間とともに深度方向へ徐々に低下していき、経過時間100時間あたりから含水率の減少は一層緩やかになる。圧力水頭深度分布は、図中(c)のように、蒸発の進行とともにほぼ直線的に低下している。また、温度深度分布は、図中(d)に見られるように、蒸発とともに気化熱による温度低下が生じ、表面から少しずつ伝熱が進行する。次に、図-4は標準砂における地下水の供給がある場合の積算蒸発量と圧力水頭経時変化を示すが、地下水の供給がある場合の蒸発は一定の割合で進行し、圧力水頭に大きな変化が見られないことが分かる。このように、境界条件の違いによって蒸発率の経時変化に差がでてくるのが明確に知れる。

他方、岩石の蒸発過程における結果であるが、図-5は岩石(白河凝灰岩)の地下水の供給がある場合における積算蒸発量と圧力水頭深度分布の経時変化を示している。境界条件が同じ図-4の標準砂の結果と比較すると、積算蒸発量は地下水位の低いほうが少ないということは同様であるが、その経時変化は異なっている。また、白河凝灰岩の

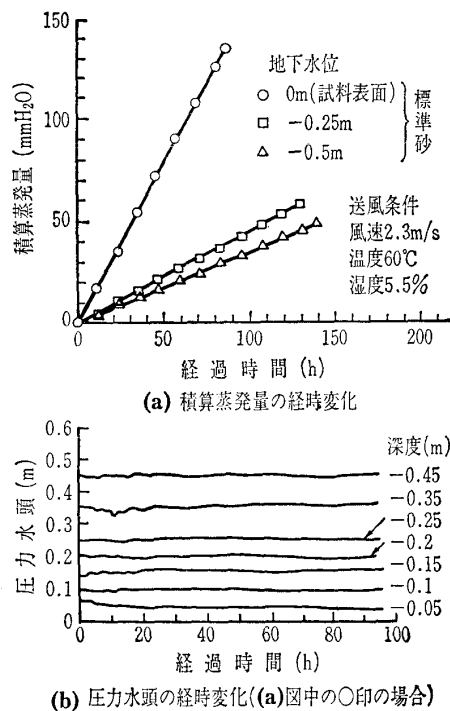
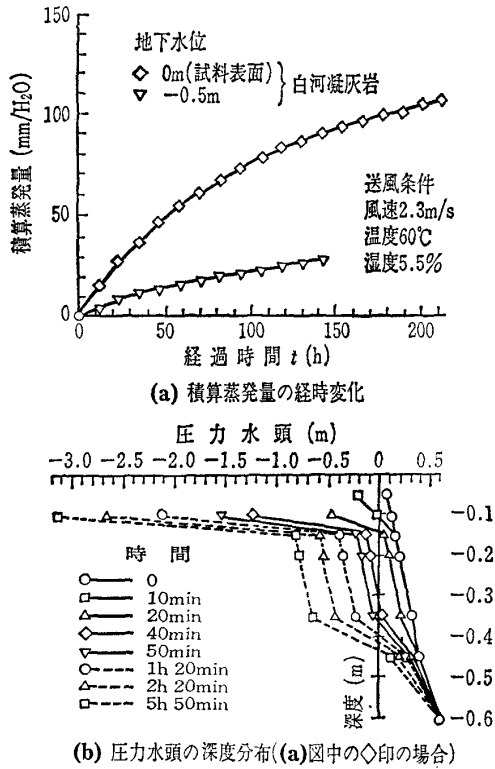


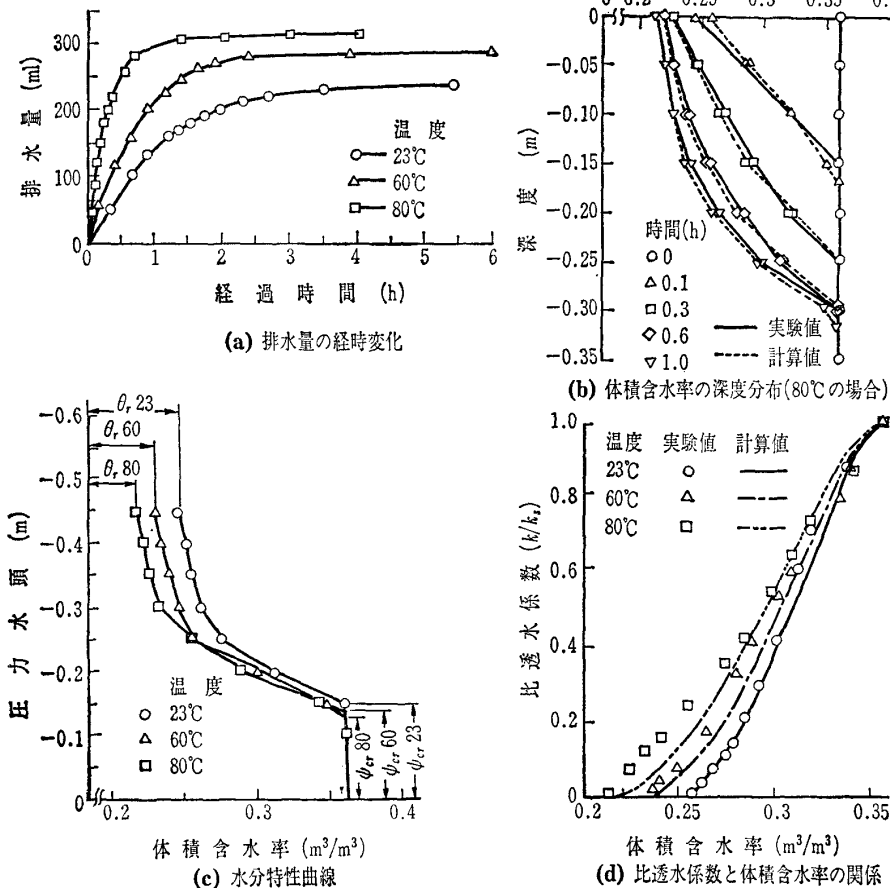
図-4 蒸発過程の積算蒸発量と圧力水頭経時変化 (地下水の供給がある場合)

圧力水頭深度分布は試料表面付近において急激に低下し、徐々に深度方向に向かって低下する。このように、岩石や土の種類によっても蒸発現象が異なることが分かる。

次に、熱を伴う岩石(砂質凝灰岩)の排水過程における実験結果であるが、図-6は、排水量の経時変化、体積含水率の深度分布(80°Cの場合)、水分特性曲線および比透水係数(不飽和透水係数 k /飽和透水係数 k_s)と体積含水率の関係について示している(図-6(b), (d)中には後述



図—5 岩石(白河凝灰岩)の蒸発過程の実験結果 (地下水の供給がある場合)



図—6 熱を伴う岩石(砂質凝灰岩)の排水過程における実験結果

する計算結果も併記している)。図中(a)より、排水量は温度の高いものほど多く、排水速度も早いことが分かる。また、体積含水率の深度分布の変化は、図中(b)に見られるように、初期に急変し、徐々にゆっくりと変化しており、排水量が減少していくことが知れる。図中(c)に示す水分特性曲線に注目すると、最小容水量 θ_r と限界毛管水頭 ψ_{cr} の値は温度の高いほうが小さい傾向にある。これは試験後の体積含水率が温度の高いものほど低下しているためである。また、比透水係数と体積含水率の関係は、図中(d)に示すように、温度の高いほうが比透水係数は大きいことが分かる。

3. 非等温不飽和浸透流の定式化

3.1 熱を伴う不飽和浸透流

(1) 水分移動

上述した図—3~5を参照して、水の移動は水蒸気と液状水に分かれて起こる。Philip & De Vries (1957)⁵⁾ および De Vries (1958)¹²⁾ の考え方に立てば、単位面積・時間当たりの水蒸気と液状水の輸送質量ベクトル q_v , q_l は Fick (フィック) 型の移動法則を用いて、

$$q_v = -D_{atm} \nu \alpha a \nabla \rho_v,$$

$$q_l = -k \nabla \phi \dots \dots \dots (1)$$

と書ける。ここに、 D_{atm} : 空気中の水蒸気拡散係数、 ν : 質量輸送係数、 α : 屈曲係数、 a : 体積含空率 ($n - \theta$)、 k : 不飽和透水係数、 ρ_v : 水蒸気密度、 ϕ : 全ポテンシャルとする。いま、 $\rho_v = \rho_{v0} h$ (ρ_{v0} : 飽和水蒸気密度、 h : 相対湿度) を用いて $\nabla \rho_v = h \nabla \rho_{v0} + \rho_{v0} \nabla h$ とかき、 $\phi = \phi + z$ (ϕ : 毛管ポテンシャル、 z : 高度) が温度 T 、体積含水率 θ の関数であることから、 $\nabla \phi = (d\phi/dT) \nabla T + (d\phi/d\theta) \nabla \theta + \nabla z$ と書けるので、式(1)は、

$$q_v / \rho_l = -(D_{T0} \nabla T + D_{\theta v} \nabla \theta),$$

$$q_l / \rho_l = -(D_{Tl} \nabla T + D_{\theta l} \nabla \theta + k i) \dots \dots \dots (2)$$

と書き換えられる。ここに、 ρ_l : 液状水密度、 $D_{T0} = (D_{atm} / \rho_l) \nu \alpha a h (d\rho_{v0} / dT)$ 、 $D_{\theta v} = (D_{atm} / \rho_l) \nu \alpha a \rho_{v0} (gh / RT) (d\phi / d\theta)$ 、 R : 気体定数、 i : 単位ベクトル、 $D_{Tl} = k (\phi / \sigma) d\sigma / dT$ 、 $D_{\theta l} = k (d\phi / d\theta)$ 、 σ : 水の表面張力である。

次に、質量保存の式は

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} = -\nabla \cdot \left(\frac{q_l}{\rho_l} \right) - E,$$

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = -\nabla \cdot \left(\frac{q_v}{\rho_l} \right) + E \dots \dots (3)$$

である。ここに、 θ_l , θ_v : 液状水、水

蒸気の体積含水率, E : 蒸発率, t : 時間とする。

式(2)を(3)へ代入して, 書き変えると,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla(D_T \nabla T) + \nabla(D_\theta \nabla \theta) + \frac{\partial k}{\partial z} \dots\dots\dots(4)$$

となる。ここに, 熱水分拡散係数 $D_T = D_{Tv} + D_{Ti}$, 等温水分拡散係数 $D_\theta = D_{\theta v} + D_{\theta i}$, 全体積含水率 $\theta = \theta_v + \theta_i$ とする。

(2) 熱の移動

熱を伴う浸透流中の単位面積・時間当りの輸送熱量 q_h は,

$$q_h = -\lambda \nabla T + L_0 q_v + c_v (T - T_0) q_v + c_l (T - T_0) q_l$$

(伝導熱量)(蒸発熱量)(水蒸気輸送熱量)(液状水輸送熱量)

\dots\dots\dots(5)

である。ここに, λ : 不飽和多孔媒体の有効熱伝導率, L_0 : 基準温度 T_0 の蒸発熱, c_v : 定圧水蒸気比熱, c_l : 液状水比熱とする。

一方, 不飽和多孔媒体の単位体積のもつ熱量 Q_h は,

$$Q_h = \rho_s c_s (1-n)(T - T_0) + L_0 \rho_i \theta_i + c_v \rho_v \theta_v (T - T_0) + c_l \rho_l \theta_l (T - T_0) - \rho_l \int_0^{\theta_l} W d\theta_l$$

(固体部分の熱量) (潜熱量) (水蒸気熱量) (液状水熱量) (湿潤熱量)

\dots\dots\dots(6)

となる。ここに, ρ_s : 固体密度, c_s : 固体比熱, n : 空隙率, W : 多孔体の単位体積当たりの湿潤熱である。

次に, 熱の保存式は,

$$\frac{\partial Q_h}{\partial t} = -\nabla q_h \dots\dots\dots(7)$$

であり, 式(7)へ式(5), (6)を代入して式(3)を用い, $\theta_i \gg \theta_v$, $W=0$ とすれば,

$$c \frac{\partial T}{\partial t} - L \rho_i \frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla(\lambda \nabla T) + L \rho_i \nabla \left(\frac{q_l}{\rho_l} \right) - c_l q_l \nabla T$$

\dots\dots\dots(8)

$$c = \rho_s c_s (1-n) + c_l \rho_l \theta_l, \quad L = L_0 + c_l (T - T_0) \dots\dots(9)$$

となる。

結局, 熱を伴う不飽和浸透流は式(4)と(8)を連成させて解くことになるが, そのためにはパラメータ $h(\phi, T)$, $\sigma(T)$, $\rho_{v0}(T)$, $D_{atm}(T)$, $L(T)$, $\lambda(\theta)$ を予め決定しておいて, 実験から $\phi(\theta)$, $k(\theta)$, $D_T(\theta, T)$, $D_\theta(\theta, T)$ を求めておかなければならない。等温不飽和浸透流の場合には $\phi(\theta)$ と $k(\theta)$ のみがパラメータとなるのに比べ, 非等温の場合にはかなり複雑となることが分かる。

3.2 細管モデルによる不飽和浸透流の定式化

図-7 に示すように, 多孔体は細管の集合によってモデル化でき, 一つの細管の流れに注目すると, 運動方程式は, Navier-Stokes(ナビエ・ストークス)の方程式から, $d(r \cdot dv_s/dr)/dr = rF/\mu_T$ で, v_s : 流速, r : 細管の中心軸からの距離, μ_T : 温度 $T^\circ\text{C}$ での粘性係数, F : 外力である。もし, 流れの温度(T)依存性を考えると, 粘性係数と表面張力が変わる。

飽和時の場合には, 流速 v_s および重力排水状態での平均流速 v_{sm} は次のように書ける。

$$v_s = \frac{|F|}{4 \mu_{Ts}} (\delta_w^2 - r^2), \quad v_{sm} = \frac{|F| \delta_e^4}{8 \mu_{Ts} \delta_w^2} \dots\dots\dots(10)$$

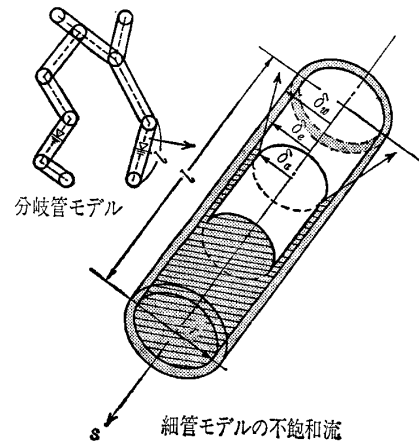


図-7 多孔体の細管モデルと不飽和浸透流

ここに, μ_{Ts} : 飽和時の温度 $T^\circ\text{C}$ での粘性係数, δ_w : 細管の半径, δ_e : 細管の中心軸から最小含水量に相当する部分までの半径である。

一方, 不飽和の場合には, 流速 v_u および見かけ流速 \tilde{v}_{um} は, 条件, $r = \delta_a$, $dv_u/dr = 0$ と $r = \delta_e$, $v_u = 0$ から, 次のように書ける。

$$\left. \begin{aligned} v_u &= \frac{|F|}{4 \mu_{Tu}} \left[(\delta_e^2 - r^2) - 2 \delta_a^2 \log e \left(\frac{\delta_e}{r} \right) \right] \\ \tilde{v}_{um} &= \frac{|E|}{8 \mu_{Tu} \delta_w^2} \left[\delta_e^4 + 3 \delta_a^4 - 4 \delta_a^2 \cdot \delta_e^2 + 4 \delta_a^4 \log e \left(\frac{\delta_e}{\delta_a} \right) \right] \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(11)$$

ここに, μ_{Tu} : 不飽和時の温度 $T^\circ\text{C}$ での粘性係数, δ_a : 細管の中心軸から流体の自由表面までの距離である。

次に, 飽和度 $S(=\theta/n) = (\delta_w^2 - \delta_a^2)/(\delta_w^2)$ および最小含水量(θ_r)に相当する飽和度 $S_c(=\theta_r/n) = (\delta_w^2 - \delta_e^2)/(\delta_w^2)$ の量を導入して書き換え, 比透水係数(不飽和透水係数 k /飽和透水係数 k_s) は次のように書くことができる。

$$\frac{k}{k_s} = \frac{\tilde{v}_{um}}{v_{sm}} = \frac{\mu_{Ts}}{\mu_{Tu}} \cdot \frac{1}{(1-S_c)^2} \left[(S-S_c)^2 + 2(S-S_c)(1-S) - 4(1-S)^2 \log e \sqrt{\frac{S-S_c}{1-S} + 1} \right]$$

\dots\dots\dots(12)

上式で, 飽和度 S は, $S_c \leq S \leq 1$ の範囲にある。式(12)により, 飽和度と比透水係数の関係を求めることができる。

4. 理論の実験結果への適用

図-3 のように得られた蒸発過程における温度と体積含水率の深度分布経時変化を式(4), (8)によって理論的に再現するため, 各パラメータを式(13)のように設定する^{13), 14)}。

$$\left. \begin{aligned} h &= \exp(g\phi/RT) \\ \sigma &= (75.62 - 0.154 T) \times 10^{-8} \text{ (kJ/m)} \\ \rho_{v0} &= 10^{-3} \exp[19.819 - (4975.9/T)] \text{ (kg/m}^3\text{)} \\ D_{atm} &= 2.1 \times 10^{-7} T^{2.3} \text{ (m}^2\text{/T)} \\ L &= 4190 \{597.3 - 0.559(T - 273.15)\} \text{ (J/kg)} \\ \lambda &= (\lambda_{sat} - \lambda^*)(\theta/n) + \lambda^* \text{ (W/(mK))} \end{aligned} \right\} \dots\dots(13)$$

No. 1812

ここに、 h : 相対湿度、 σ : 水の表面張力、 g : 重力加速度、 R : 気体定数 ($=461.37 \text{ J/(kgK)}$)、 ϕ : 毛管ポテンシャル、 ρ_{00} : 飽和水蒸気密度、 D_{atm} : 空気中の水蒸気拡散係数、 L : 温度変化を考慮した蒸発熱、 λ : 不飽和多孔媒体の有効熱伝導率、 λ_{sat} : 飽和時の熱伝導率 ($=1.465 \text{ W/(mK)}$)¹⁵⁾、 λ^* : 土粒子実質部の熱伝導率 ($=0.209 \text{ W/(mK)}$)¹⁵⁾、 n : 空隙率 ($=0.401$) である。また、質量輸送係数 ν と屈曲係数 α は各々 1.02 と 0.67 と設定する^{5), 16)}。

基礎式(4), (8)を境界条件の下で解くわけであるが、解析的に解くことはできないので数値解析による。本報告では基礎式の現場への応用というよりは理論の適応性に注目し、図-3に示す標準砂カラム実験(送風速度2.09m/s, 温度55℃, 湿度6.5%, 地下水の供給がない場合)による体積含水率と温度の経時変化がどの程度説明できるか差分法を用いて検討する^{6), 17)}。

初期・境界条件は長さ l のカラムについて、

$$\left. \begin{array}{l} \partial T / \partial z = 0 \\ \partial \theta / \partial z = 0 \end{array} \right\} z = l, t \geq 0, \\ \left. \begin{array}{l} T = T_0 \\ \theta = \theta_{\text{sat}} \end{array} \right\} 0 \leq z \leq l, t = 0 \dots\dots\dots (4)$$

と、 $z=0$ での体積含水率および温度条件とする。

式(4)と(8)に初期・境界条件と予め実測より算定した $k(\theta)$ と $\phi(\theta)$ および式(13)に示すパラメーターを与えて、実験カラム下の体積含水率と温度の深度方向分布について計算した結果を図-3(b), (d)に併記している。かなり長時間にわたって両者の深度方向分布の経時変化は再現されている。

次に、熱を伴う岩石の排水過程に注目する。排水実験は、液状水の流れが水蒸気輸送に比べて支配的であることから、式(4)の右辺第1項と第2項のうち水蒸気輸送の項を無視し、不飽和透水係数の中に温度の影響を含ませて、80℃の場合における体積含水率の深度分布について計算した結果を図-6(b)に併記している。当然ではあるが、温度の影響を含んだ k を用いているから実験値と計算値の両者は一致している。また、図-6(d)には、細管モデルによる式(12)の適用結果(飽和度 $S(=\theta/n)$ を体積含水率 θ に変換している)を併記している。比透水係数は、温度が高い80℃の場合、体積含水率が低い部分では実験値と計算値とを比較すると実験値が多少大きく、表面張力の温度の影響をうまく説明しているものと思われる。

5. むすび

温度依存に関する水と熱移動現象について非等温浸透流の基本的な性質を述べ、従来の等温水分移動現象と比べいくつか本質的な違いがある事を理論的に示した。本報で得られた結果は以下のように要約される。

まず、非等温不飽和浸透流に関する土の蒸発過程における実験から Philip & De Vries の理論は現象をかなり説明

するもの関与するパラメーターが多く、これをうまく同定する必要がある。現象面では蒸発による気化熱効果が毛管帯で大きいこと、水分特性関係が等温の場合と大きく違ってくるのが分かった。また、蒸発過程は、岩や土の種類、境界条件の違いにより異なることが明らかにされた。さらに、排水過程については、岩石の熱を伴う不飽和浸透における不飽和透水係数、水分特性曲線を実験によって求め、新しく理論的に細管モデルにより検討を加えた。その結果、排水過程における比透水係数と体積含水率の関係は温度をパラメーターとして理論モデルによってある程度説明し得ることが判明した。

本報で述べた内容を今後実用に供するためには、さらに多くの実験的検討が必要となるが、この種の現象究明の第一歩となるものと思う。

参考文献

- 1) 駒田広也・緒方正徳：放射性廃棄物処分のための大深度掘削計画，土と基礎，Vol.35，No.6，pp.13~18，1987.
- 2) Bear, J.: Dynamics of Fluids in Porous Media, Amer. Elsevier, Pub. Comp., 1972.
- 3) De Wiest, R.J.M.: Flow Through Porous Media, Academic Press, 1969.
- 4) Childs, E.C.: Soil Water Phenomena, John Wiley & Sons Ltd., 1969.
- 5) Philip, J.R and D.A. De Vries: Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol.38, No.2, pp.222~232, 1957.
- 6) Sato, K. et al.: Fundamental Study on Unsaturated Flow with Heat Transfer in Drying Process, 5th APD, IAHR, pp.357~374, 1986.
- 7) Combarous, M.A. and S.A. Bories: Hydrothermal Convection in Saturated Porous Media, Advances in Hydroscience, Academic Press, Vol.10, 1975.
- 8) Scheidegger, A.D.: The Physics of Flow Through Porous Media, Univ. Toronto Press, 1957.
- 9) Wooding, R.A.: An Experiment on Free Thermal Convection of Water in Saturated Permeable Material, J. Fluid Mech. Vol.3, pp.582~600, 1958.
- 10) 土質工学会編：土の凍結—その制御と応用—，土質基礎工学ライブラリー，1982.
- 11) 木下誠一：凍土の物理学，森北出版，1982.
- 12) De Vries, D.A.: Simultaneous Transfer of Heat and Moisture in Porous Media, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol.39, No.5, pp.909~916, 1958.
- 13) Geraminegad, M.A. and S.K. Saxena: A Solution of Coupled Heat-Moisture Transfer in Saturated-Unsaturated Media, Proc. 5th Int. Conf. on Numer. Method, Nagoya, pp.567~574, 1985.
- 14) Radhakrishna, H.S. et al.: Coupled Heat and Moisture Flow Through Soils, J. Geotech. Engr., ASCE, Vol.110, No.12, pp.1766~1783, 1984.
- 15) 佐藤邦明：飽和多孔体および温水浸透流における温度伝導率の実験的決定，土木学会論文報告集，第320号，pp.57~65，1982.4.
- 16) 土壌物理研究会編：土の物理学—土質工学の基礎—，森北出版，p.266，1979.
- 17) 佐藤邦明ほか：地表付近の蒸発過程における熱・水分の移動の解析，土木学会第42回年次学術講演会，pp.214~215，1987.9.

(原稿受理 1987.10.26)