



岩石の低圧透水試験への X 線 CT 法の適用*

深堀 大介¹ 菅原 勝彦² 石田 毅³

Application of X-ray CT Method to Permeability Tests of Rock under Low Pressure Condition

by Daisuke FUKAHORI^a, Katsuhiko SUGAWARA^b and Tsuyoshi ISHIDA^c

- a. Assistant Professor, Graduate school of Engineering, Kyoto University, Nishikyo-ku, Kyoto 615-8540, Japan (Corresponding author E-mail: d.fukahori@fx8.ecs.kyoto-u.ac.jp)
b. Professor emeritus, Kumamoto University
c. Professor, Graduate school of Engineering, Kyoto University, Nishikyo-ku, Kyoto 615-8540, Japan

X-ray Computed Tomography (CT) is successfully applied to the visualization of water infiltration into dry rock, and to the quantitative determination of the permeability in rock. A multi-stage pressurization procedure is applied to a one-dimensional horizontal water infiltration test under low pressure conditions, and in which the volumetric water content at each point within a rock specimen is precisely monitored by means of X-ray CT. Case examples make clear that the subtraction of X-ray CT images is an effective procedure available for the flow field analysis dependent on the pore structure. Applying the Green-Ampt model, the coefficient of permeability and water entry pressure was evaluated. The result was consistent with the pore size distribution obtained by the mercury intrusion porosimeter.

KEY WORDS: X-ray CT, Rock, Low Pressure, Permeability, Water Entry Pressure, Pore Size Distribution

1. 緒 言

高レベル放射性廃棄物の地層処分、石油や天然ガスの地下貯蔵、CO₂の地中貯留などの岩盤プロジェクトにおいては、地下岩盤内における流体の移動特性を精密に評価する手法を確立することは重要な課題であると考えられる。岩盤の透水性は岩石の種類や場所によって異なり、地層処分研究開発第2次取りまとめによると、地下深部の健全岩部における平均的な透水係数は概ね 10^{-10} ~ 10^{-8} m/s の範囲にあると報告されており¹⁾、一般に 10^{-9} m/s (10^{-16} m²) に近く、これより小さい透水係数を持つものは低透水性として特徴づけられている²⁾。上述の岩盤プロジェクトでは、岩盤の持つ遮蔽性、隔離性を活用するために、対象となる岩盤は低透水性であることが多い。したがって、低透水性岩石の透水性の評価が不可欠であると考えられる。

低透水性の岩石を対象とした岩石水理試験法としては、トランジェントパルス法³⁾、フローポンプ法⁴⁾、間隙圧オシレーション法⁵⁾などが挙げられ、岩石の異方性、拘束圧や間隙水圧が透水性に及ぼす影響などについて詳細な検討が進められている。

一方、X線CTを用いて岩石内部における流体の移動の実態や密度構造との関係を分析する研究が行われており⁶⁻⁸⁾、とくに油層工学の分野において積極的に活用されている^{9,10)}。しかし、

それらのほとんどが透水性の大きな地下帯水層の岩石を対象としており、低透水性の岩石にX線CT法を適用した事例は少ない。

そこで本論文では、低透水性岩石である来待砂岩に対して低圧力環境下での透水試験を実施し、その過程を産業用X線CTスキャナーにより可視化し、来待砂岩の透水性の分析を試みる。具体的には、乾燥岩石への水平1次元浸潤過程をX線CTにより観測し、画像間差分法に基づく体積含水率、浸透率、水浸入圧を測定する方法について論じる。さらに、水銀圧入式ポロシメーターにより測定した間隙径分布を用いて、来待砂岩の透水特性と間隙径との関係についても考察する。

2. 水平1次元透水実験の概要

2・1 産業用X線CTスキャナーの特徴

本研究で用いた熊本大学所有の産業用X線CTスキャナー(TOSCANER-23200mini, 東芝製)の内部の写真をFig. 1に示す。この装置では照射角度30度の扇状ビームを発生させるX線源(Fig. 1の左のスリットの奥にある)と検出器176個(Fig. 1の右のスリットの奥にある)は上下方向に同時移動が可能で、中央のターンテーブル上に被検体を置いて回転・前後移動させ、種々の方向からの投影を収録する。

この撮影方式では、一般に、1回の撮影で1断層しか撮影できず、複数断層画像を得るためには多くの時間が必要であり、例えば、本研究では1断層当たり5分の撮影時間を要した。したがって、岩石内の透水のような過渡現象を撮影するには、効率的に撮影できる実験方法、装置の工夫が必要である。そこで本研究では、撮影を同一断層に固定し、試験片内の水平1次元流れを観察する実験方法、装置を開発することで撮影時間の短縮を図った。なお、

*2009年8月7日受付 2010年3月15日受理

1. 普通会员 博士(工学) 京都大学大学院 助教 工学研究科 社会基盤工学専攻

2. 普通会员 工博 熊本大学 名誉教授

3. 普通会员 工博 京都大学大学院 教授 工学研究科 社会基盤工学専攻

[著者連絡先] FAX: 075-383-3213

E-mail: d.fukahori@fx8.ecs.kyoto-u.ac.jp

キーワード: X線CT, 岩石, 低圧, 透水, 水浸入圧, 間隙径分布

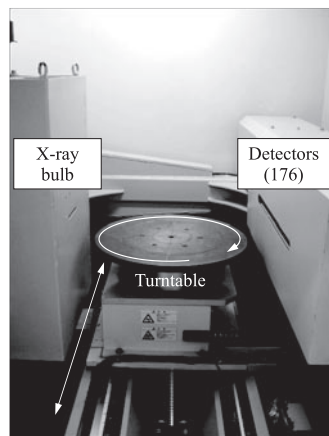


Fig.1 Photograph of the industrial X-ray CT scanner (TOSCANER-23200mini, TOSHIBA Corporation) used in the experiment.

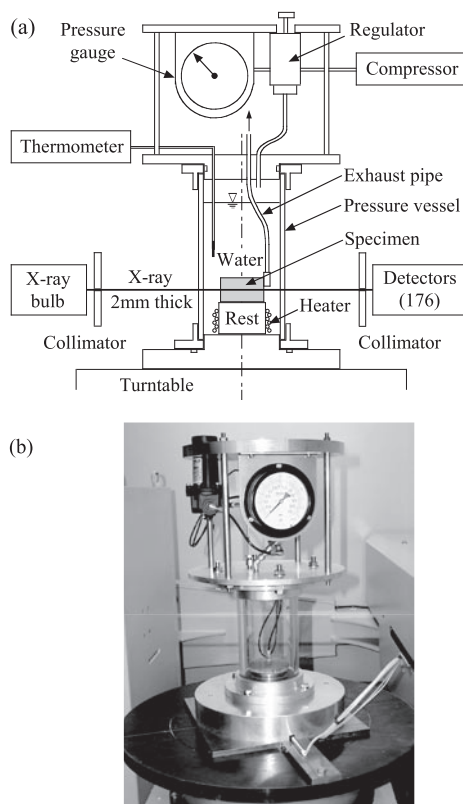


Fig.2 Water pressure cell for the experiment; (a) schematic view of the apparatus; (b) photograph of the apparatus.

撮影条件は種々設定可能¹¹⁾であるが、本実験では、X線発生起電圧 300kV (管電流 2mA)、撮影領域 (直径) 150mm、X線の幅 (撮影する断層の厚さ) 2mm、表示画素数 512 x 512 の撮影条件を設定した。したがって、1画素 (ピクセル, Pixel : pix element) のCT値は 0.293mm x 0.293mm x 2mm のボクセル (Voxel : Volume element) 内の平均値である。

2・2 X線CT用水中加圧実験装置

本研究で用いたX線CT用水中加圧実験装置の模式図と写真をFig. 2に示す。この装置は主に、シリンダーと耐圧フランジから成る圧力容器部とその上部の圧力制御部から構成されている。装置の主な特徴を以下に示す。

(1) シリンダーは、X線の減衰を避けるため密度の低いアクリ

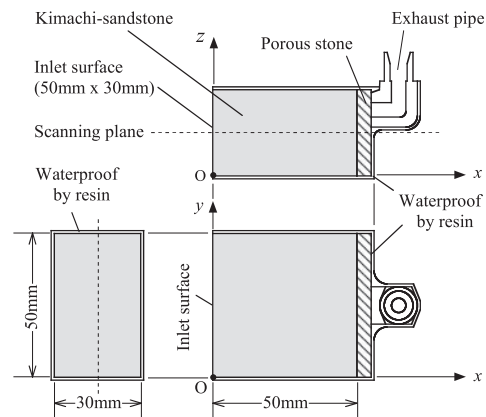


Fig.3 Rectangular specimen and the co-ordinates system.

ル樹脂 (密度 $1.2 \times 10^6 \text{g/m}^3$) を用い、内径は 100mm、外径は 120mm で、肉厚は 10mm である。耐圧フランジおよび圧力制御部は耐食アルミニウム製である。シリンダーと耐圧フランジに直接にねじを切ることによって、両者を接合し、Oリングによって内部からの流体の漏洩を防いでいる。したがって、撮影断層内に、虚像が発生しやすい高密度の金属材料は入り込まない。

- (2) 圧力は最大 400kPa まで負荷できる。試験中、圧力容器内は水で満たされており、圧力制御部のレギュレーターを介して、空気圧により負荷される。したがって、圧力容器内に試験片を設置した場合、試験片全体に静水圧が作用し、流入面での間隙水圧 (流入圧) は静水圧と等しくなる。また、温度は圧力容器下部にあるヒーターと温度センサーにより制御できる。
- (3) 試験片は圧力容器内の試料台に設置され、シリンダーの軸に直交する水平断層撮影が行われる。前述のように、試験片内に水平 1 次元流れを発生させるため、試験片に必要な防水処理などを行うとともに、排出端 (Fig. 2 (a) の試料の右側) に排水パイプを装備し、排水を圧力容器の外に導く。

2・3 岩石試料および試験片

岩石試料には来待砂岩を用いた。この岩石の強制乾燥状態の重量と水飽和状態の重量の差から求めた間隙率 ϕ は 0.221 であった。この来待砂岩を用いて、Fig. 3 のように縦 50mm、横 50mm、厚さ 30mm の直方体試験片を製作した。図のように試験片に固定した直角座標 (x, y, z) を定め、 x 軸方向の水平 1 次元流れを観察する。このために、試験片の一端 (原点 O を含む $y-z$ 面) を流入面として開放するとともに、これと直交する側面からの水の出入りがないように、軟質のエポキシ系樹脂で完全に被覆した。また、排出端には厚さ 5mm のポーラストーンの平板と排出用パイプを取り付け、側面と同じようにエポキシ系樹脂で外側を完全に被覆した。この処理を行った乾燥状態の試験片を、水で満たした圧力容器の水中に水平に設置すると、流入面だけから試験片内に水が浸透する。また、圧力を上げると、試験片全体に水圧が作用した状態で、試験片内の圧力勾配に応じた流速で水が浸透し、透水領域が前進する。このとき、試験片内の空気は水流に押され、ポーラストーンと排出用パイプを介して、圧力容器外部に流れ出る。なお、試験では 105℃ の乾燥炉で約 96 時間かけて、質量が一定になるまで十分乾燥させたものを用いた。X線CTの断層撮影は、断層面を図中の点線で示した試験片中央部 (X線の幅 2mm) に固定し、実験開始から一定の時間間隔で繰り返し行った。

2・4 実験方法

実験には流入圧力を段階的に上昇させる多段階加圧透水実験

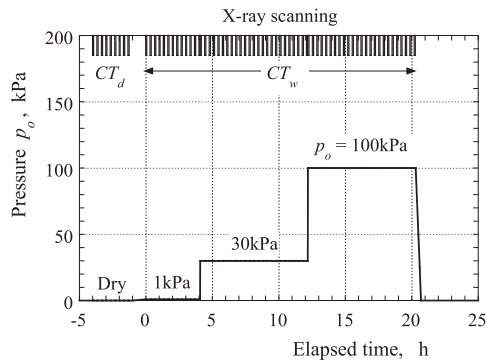


Fig.4 Pressure-time record of the permeability test with the multi-stage pressurization.

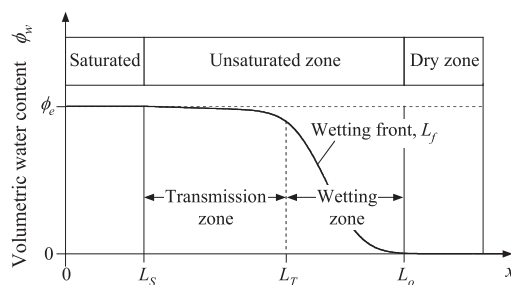


Fig.5 Schematic diagram of saturated region and unsaturated region during the one-dimensional horizontal water infiltration.

法を用いた。流入圧力と透水実験開始からの経過時間との関係、および X 線 CT の断層撮影時間を Fig. 4 に示す。まず、一時的な防水のため、流入面に粘着テープで被覆した乾燥試験片を圧力容器の水の中に置き、乾燥状態の画像を複数回記録する。つぎに、流入面の粘着テープを剥がして、 $p_o = 1 \text{ kPa}$ の流入圧を保ち、水中断層撮影 (1 回 5 分) を約 20 分間隔で繰り返す。つぎに、流入圧を $p_o = 100 \text{ kPa}$ まで上昇させつつ、水中断層撮影を繰り返す。実験中の温度は 30°C である。なお、図中上部の線の数が撮影回数を表す。5 分間の X 線断層撮影の間に透水がある程度進行する。したがって、本実験の CT 画像は瞬間画像ではなく、各断層撮影の開始から終了までの 5 分間の平均的な状態を示している。

3. 水平 1 次元透水の評価理論

3・1 水平 1 次元透水における諸領域の定義

乾燥状態の岩石に水が浸潤する場合の体積含水率分布と間隙水圧分布を概念的に描くと、Fig. 5 のようである。すなわち、間隙が水で飽和されている領域 (飽和領域, $0 < x < L_s$)、間隙に水と空気が混在している領域 (不飽和領域, $L_s < x < L_o$)、および水が浸潤していない領域 (乾燥領域, $x > L_o$) の 3 領域が形成される。また、不飽和領域には、体積含水率 (飽和度) が大きく変化せず、間隙内の空気が大気と接続しない封入気泡として存在している領域があり、その前方には、流れの進行方向に従って飽和度が急激に減少する領域、すなわち間隙内の空気が大気と連続している領域が存在する。本論文では、前者を伝達領域 (Transmission zone)、後者を湿潤領域 (Wetting zone) と呼ぶこととする。また、この湿潤領域には湿潤前線 (Wetting front) が存在し、この湿潤前線をもって岩石内へ水が浸入していく¹²⁾。

伝達領域 ($L_s < x < L_f$) では、封入気泡の影響により完全な飽和状態ではないが、封入気泡を除いた部分は完全に飽和しているため、ダルシー則が成り立つと考えられている。このことから、伝

達領域は擬似的な飽和状態であると考えられている¹³⁾。

湿潤領域 ($L_f < x < L_o$) では各点の体積含水率 ϕ_w は時間とともに増加するが、任意の与えられた時刻では体積含水率 ϕ_w は流れの進行方向に沿って減少し、湿潤前線 ($x = L_f$) に向かって体積含水率の勾配 $d\phi_w/dx$ が急となる。この勾配は間隙構造に依存し、とくに、均一で乾燥している粗粒の土壌においては、急峻な分布となり、明瞭な湿潤前線が形成される。逆に、細粒の土壌や本実験で用いた来待砂岩などでは湿潤前線は明瞭ではなく、湿潤領域での体積含水率 ϕ_w は Fig. 5 のように緩やかに減少する分布である¹²⁾。また、湿潤前線での圧力はマトリックスサクシオンにより負圧であり、既往の研究¹⁴⁾によれば、この圧力は水浸入圧 (Water entry pressure) p_d と呼ばれており、最大間隙への水浸入に対応するマトリックスサクシオンである。

3・2 画像間差分法による体積含水率の評価法

CT 画像のデジタル値 (CT 値) は水の X 線吸収率を基準とした相対値であり、密度にほぼ比例する。一般に、この CT 値は、空気を -1000、水を 0 と表示したものであるが、本論文では負値を取り扱う煩雑さを避けるため、空気を 0、水を 1000 と表示したものを CT 値と呼ぶことにする。

X 線 CT では、この相対値を利用して、湿潤状態の CT 画像 CT_w と乾燥状態の CT 画像 CT_d の差画像 (画像間差分) $\Delta CT_w - d = CT_w - CT_d$ として、間隙を満たす水の画像が得られ、水の CT 値 (1000) で除すことにより、間隙内の水の容積率、すなわち、体積含水率 ϕ_w が各ピクセルで求められる^{6, 15)}。すなわち、

$$\phi_w = \frac{\Delta CT_w - d}{1000} = \frac{CT_w - CT_d}{1000} \quad (1)$$

である。同様に、完全飽和状態の CT 画像 CT_s が得られると、これと乾燥状態の CT 画像 CT_d の差を $\Delta CT_s - d = CT_s - CT_d$ として、水の CT 値で除すことにより各ピクセルでの間隙率 ϕ が評価できる^{6, 15)}。すなわち、

$$\phi = \frac{\Delta CT_s - d}{1000} = \frac{CT_s - CT_d}{1000} \quad (2)$$

である。しかしながら、各ピクセルの CT 値は一般に高周波ノイズに影響されているので、局所的に見ると大きな乱れを有する。このため、安定した測定値を得るために、いくつかのピクセルの平均値を求める局所平滑化などによるノイズ処理が必要である。また、任意方向の投影を求めると、平均化により一定のノイズ除去が可能であり、式 (1) によって投影と直交する方向の 1 次元分布として体積含水率 ϕ_w を求めることができる。

投影による体積含水率 ϕ_w の 1 次元分布が求まると、任意の時刻 t における単位断面積当たりの流入量、累積浸潤水量 F は、各ピクセルの体積含水率 ϕ_w を流入面 ($x=0$) から湿潤領域と乾燥領域との境界 ($x=L_o$) まで積分した値に一致する。すなわち、

$$F = \int_0^{L_o} \phi_w dx \quad (3)$$

である。次節では、この式 (3) より得られた累積浸潤水量 F を用いて、浸透率、水浸入圧を評価する方法について説明する。

3・3 水平 1 次元流れの解析

地盤材料に水が浸潤していく現象について、古くから多くの研究が行われ、種々の経験式、理論式が提案されてきた¹⁶⁾。本論文では、式が物理的意味を持ち、式の形が単純であること、室内実験で信頼性が高いことから、Green-Ampt モデル^{16, 17)}を用いた。

Green と Ampt は毛管中の流れに対する Hagen-Poiseuille の法則を用いて、Fig. 5 に示した分布を湿潤前線 ($x=L_f$) における水分の

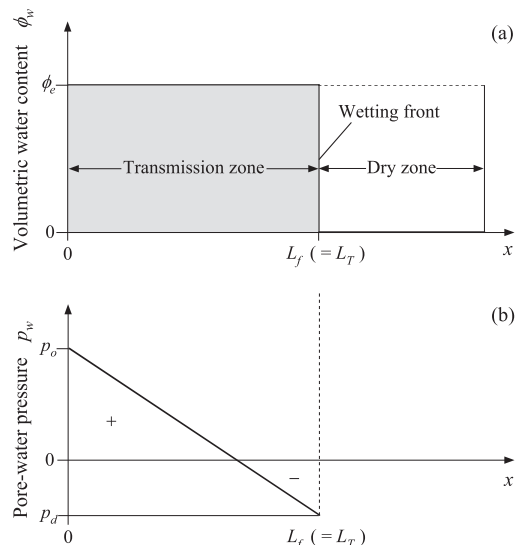


Fig.6 Schematic diagram of the one-dimensional horizontal water infiltration by the Green-Ampt model; (a) the volumetric water content profile; (b) the pore-water pressure profile.

不連続な変化と見做し, Fig. 6 のようなモデルで表した。Fig. 6 は, 完全乾燥状態の岩石に一定の流入圧力 p_o で水を浸潤させた時の Green-Ampt モデルの仮定に基づいた体積含水率分布と間隙水圧分布である。彼らの理論の仮定を整理すると以下の通りである。

- (1) 湿潤前線を境に, 水が浸入している伝達領域 ($0 < x < L_f = L_T$) と全く水が浸入していない乾燥領域 ($x > L_f = L_T$) は, 湿潤前線を境に完全に分離される。湿潤前線 ($x = L_f$) での圧力は水浸入圧 $p_d (< 0)$ であり, 体積含水率 ϕ_w , ダルシー流速 u_o , 後述する伝達領域での浸透率 k_T , 水の粘性係数 μ は, この伝達領域において, 時間・位置に関係なく一定である。
 - (2) 流入面から湿潤前線までの間隙水圧 p_w は, 流入圧力 p_o と水浸入圧 p_d を結ぶ線形な分布である。
- これらの仮定に従うと, 重力の影響を無視できる水平浸潤に対して, 次式のようにダルシー則が適用できる。

$$u_o = -\frac{k_T}{\mu} \cdot \frac{(p_o - p_d)}{L_f} \quad (5)$$

ここに, u_o は伝達領域におけるダルシー流速, k_T は伝達領域の浸透率, μ は水の粘性係数である。また, 仮定 (1) より, ダルシー流速 u_o , 浸透率 k_T , 水の粘性係数 μ , 水浸入圧 p_d は時間・位置に関係なく一定である。なお, 本論文では, 水の粘性係数 μ の値は, 実験温度 30°C での値とし, $0.797 \times 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ とした。

また, 伝達領域での体積含水率 ϕ_w は, 仮定 (1) より一定であるので, 本論文では伝達領域での体積含水率 ϕ_w を有効間隙率 ϕ_e と呼ぶこととする。したがって, 任意の時刻 t における累積浸潤水量 F は, この有効間隙率 ϕ_e と同じ時刻 t における流入面 ($x=0$) から湿潤前線 ($x=L_f$) までの長さ L_f を用いると次式で表される。すなわち,

$$F = L_f \cdot \phi_e \quad (6)$$

である。

また, ダルシー流速 u_o は累積浸潤水量 F の時間変化に等しいので,

$$u_o = \frac{dF}{dt} = \frac{d}{dt}(L_f \cdot \phi_e) = \phi_e \cdot \frac{dL_f}{dt} \quad (7)$$

と表される。

以上より, 式 (7) を式 (5) に代入して,

$$\phi_e \cdot \frac{dL_f}{dt} = \frac{k_T}{\mu} \cdot \frac{(p_o - p_d)}{L_f} \quad (8)$$

を得る。ここに, dL_f/dt は湿潤前線の移動速度である。つぎに, 式 (8) を以下のように変形し, $t=0$ で $L_f=0$ という初期条件のもとで積分すると,

$$\int_0^{L_f} L_f dL_f = \frac{k_T \cdot (p_o - p_d)}{\mu \cdot \phi_e} \cdot \int_0^t dt \quad (9)$$

となり, 以下の関係が得られる。

$$L_f^2 = \frac{2k_T}{\mu \cdot \phi_e} \cdot (p_o - p_d) \cdot t = C \cdot t \quad (10)$$

また, 式 (6) を式 (10) に代入して,

$$F^2 = \frac{2k_T}{\mu} \cdot \phi_e \cdot (p_o - p_d) \cdot t = D \cdot t \quad (11)$$

が得られる。したがって, Green-Ampt モデルでは, 流入面から湿潤前線までの長さ L_f および累積浸潤水量 F が $t^{1/2}$ に比例する。式 (10), 式 (11) において, 浸透率 k_T , 水の粘性係数 μ , 有効間隙率 ϕ_e , 水浸入圧 p_d の値が一定であるから, 流入圧力 p_o を p_{o1} , p_{o2} に変化させる実験を行うことにより, 浸透率 k_T および水浸入圧 p_d を求めることができる^{17, 18)}。すなわち,

$$k_T = \frac{\mu \cdot \phi_e}{2} \cdot \frac{C_1 - C_2}{p_{o1} - p_{o2}}, \quad p_d = \frac{C_1 \cdot p_{o2} - C_2 \cdot p_{o1}}{C_1 - C_2} \quad (12)$$

$$k_T = \frac{\mu}{2\phi_e} \cdot \frac{D_1 - D_2}{p_{o1} - p_{o2}}, \quad p_d = \frac{D_1 \cdot p_{o2} - D_2 \cdot p_{o1}}{D_1 - D_2} \quad (13)$$

である。ここに, C_1 , C_2 は, 式 (10) から分かるように, 流入圧力が, それぞれ p_{o1} , p_{o2} のときの流入面から湿潤前線までの長さの二乗 L_f^2 と時間 t の関係から得られる傾きであり, D_1 , D_2 は, 式 (11) から分かるように, 流入圧力が p_{o1} , p_{o2} のときの累積浸潤水量の二乗 F^2 と時間 t の関係から得られる傾きである。

式 (10), 式 (11) で C_1 , C_2 , D_1 , D_2 を求めるのに必要な流入面から湿潤前線までの長さ L_f , 累積浸潤水量 F は X 線 CT の投影データから評価できる。流入面から湿潤前線までの長さ L_f の値から式 (10), 及び式 (12) を用いて, k_T および p_d を求めることも試みられており^{17, 18)}, 流入面から湿潤前線までの長さ L_f は, 均一で乾燥している粗粒の土壌への浸潤のように明瞭な湿潤前線が観察できる場合や, 不飽和浸透流の間隙水圧勾配 dp_w/dx が既知の場合には比較的容易に決定することが可能である。しかしながら, 本実験で使用した来待砂岩では, 明瞭な湿潤前線は確認できなかった。また, 不飽和状態の岩石の間隙水圧 p_w を測定する実用的な方法がないため, 本実験では間隙水圧 p_w の測定を行っていない。したがって, 本論文では, 流入面から湿潤前線までの長さ L_f の決定は困難であると判断し, 流入面から湿潤前線までの長さ L_f ではなく, 累積浸潤水量 F を用いて, 式 (11) 及び式 (13) に基づいて, 浸透率 k_T および水浸入圧 p_d を評価する方法を採用した。

4. 実験結果の分析と考察

4・1 体積含水率画像による分析

3・2 節で述べたように, 体積含水率画像は, 乾燥状態の CT 画像と湿潤状態の CT 画像を用いた画像間差分により求めることができる。Fig. 7 に体積含水率画像を例示する。これは 13 x 13 ビ

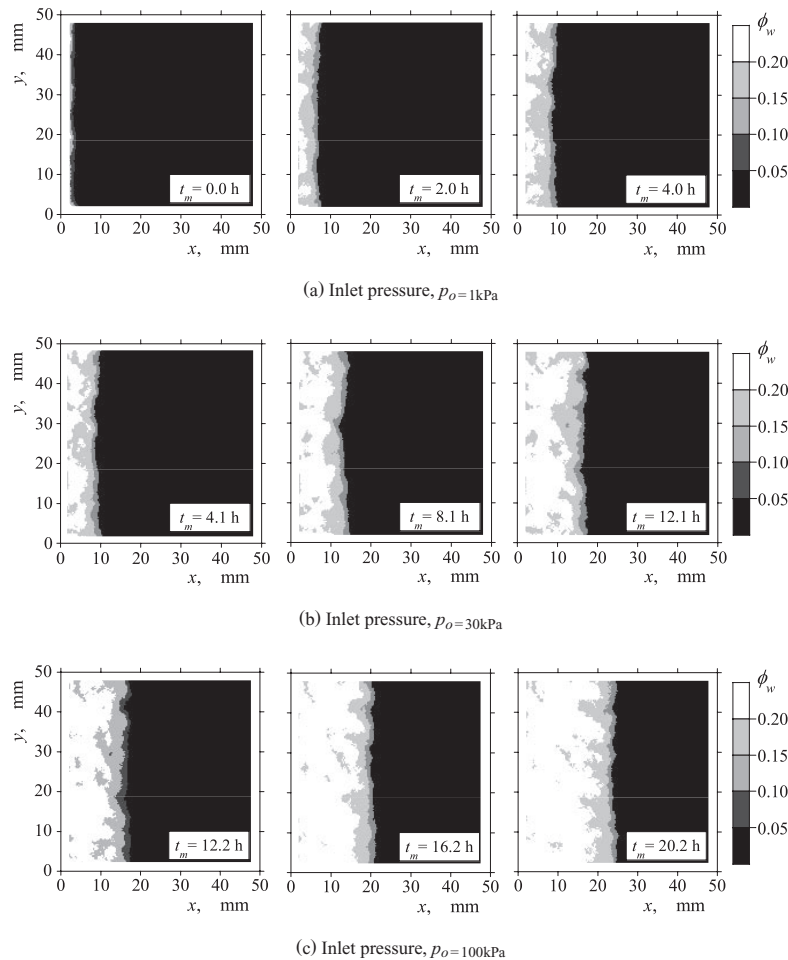


Fig.7 Images of volumetric water content in rock obtained from the CT images subtraction.

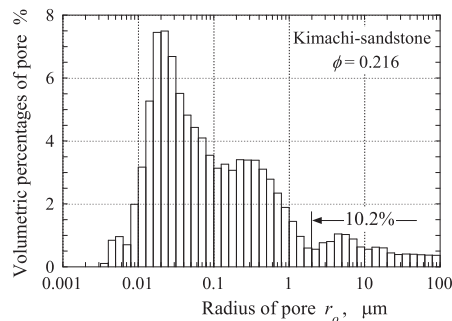


Fig.8 Pore size distribution obtained by using Mercury intrusion porosimetry.

クセルの局所領域平滑化処理を施し、高含水率領域を白く、低含水率領域を黒く表した 5 値化画像である。各画像の左側が流入面 ($x = 0$) であり、右側が排出面である。流入面から排出面に向かって、離散化した値の各値の境界に対応する含水率のフロント、たとえば、Fig. 7 の $\phi_w = 0.05$ の境界あるいは $\phi_w = 0.10$ の境界が時間の経過とともに移動している様子が分かる。また、水が浸潤した領域が拡大するにしたがって、含水率のフロントの移動速度が減少している様子も確認できる。これは、浸潤の進行とともに必然的に生じる圧力勾配の減少によるものと考えられる。さらに、いずれの画像においても、 $\phi_w = 0.05$ や $\phi_w = 0.10$ の低含水率のフロントは直線的であるのに対し、 $\phi_w = 0.15$ や $\phi_w = 0.20$ の高含水率のフロントは、低含水率のフロントに比べ乱れている。この含水率

によるフロントの形状の違いは来待砂岩の間隙構造に起因していると考えられる。

Fig. 8 に水銀圧入式ポロシメーター (Quantachrome 社製, Pore Master33-GT) で測定した来待砂岩の間隙半径と間隙容積率の関係を示す。図のように、間隙の最小半径は約 $0.003\mu\text{m}$ 、最大半径は約 $100\mu\text{m}$ であり、間隙半径は 2 つのグループに分けられる。第 1 グループは、間隙半径が概略 $1\mu\text{m}$ 以下で、約 $0.02\mu\text{m}$ 付近にピークを有し、間隙容積の 89.8% がこのグループに属するのに対し、第 2 グループは概略 $2 \sim 100\mu\text{m}$ であり、間隙容積の 10.2% がこのグループに属している。なお、図中の数値 ($\phi = 0.216$) は、試験片と同一の岩石ブロックから採取した来待砂岩に対して、水銀圧入式ポロシメーターによる測定で得られた間隙率 ϕ である。また、この水銀圧入式ポロシメーターによる測定から次のことが言える。すなわち、低含水率領域では、間隙容積の 89.8% を占める第 1 グループの小さな間隙に起因し、マトリックスサクシジョンにより水が間隙に様に引き込まれて、フロントが平面的に前進する。これに対し、高含水率領域では、第 2 グループの大きな間隙に起因し、大きな間隙に空気 (封入気泡) が留まり水の流れが選択的になることや、閉塞された間隙内の空気が圧縮されて、流入面へ逆流することで、フロントの形状が乱れたと考えられる。

このことから、画像間差分により得られた体積含水率画像の多値化処理は、透水フロントの乱れの可視化、間隙構造に依存した流れ場の分析に有用な方法であることが分かる。

4・2 体積含水率曲線による分析

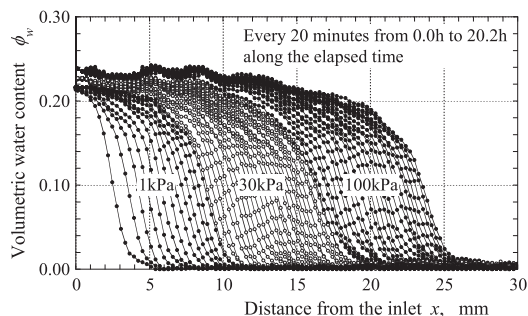


Fig.9 Time-dependent profiles of the volumetric water content.

投影による1次元体積含水率曲線をFig. 9に示す。Fig. 9は20分間隔のX線断層撮影より得られた体積含水率曲線であり、左から流入圧力 p_o が1kPa, 30kPa, 100kPaの順に示している。流入面側での体積含水率 ϕ_w がほぼ一定値で、体積含水率 ϕ_w が大きく変化しない伝達領域が生じていること、その前方には流れ方向に向かって体積含水率 ϕ_w が急激に減少する湿潤領域が生じていること、すなわち、Fig. 5に示した諸領域が生じていることが確認できる。また、岩石の強制乾燥状態の重量と水飽和状態の重量の差から求めた間隙率の測定値 $\phi=0.221$ やFig. 8に示した来待砂岩の間隙率の測定値 $\phi=0.216$ を考慮すると、流入面近傍の体積含水率 $\phi_w=0.216 \sim 0.237$ は、流入面側ではほぼ飽和していることを示していると考えられる。また、昇圧するごとに流入面側の体積含水率 ϕ_w が上昇しており、流入圧を上昇させることで封入気泡が間隙水中に溶解もしくは圧縮されたために、体積含水率 ϕ_w が上昇したと考えられる。

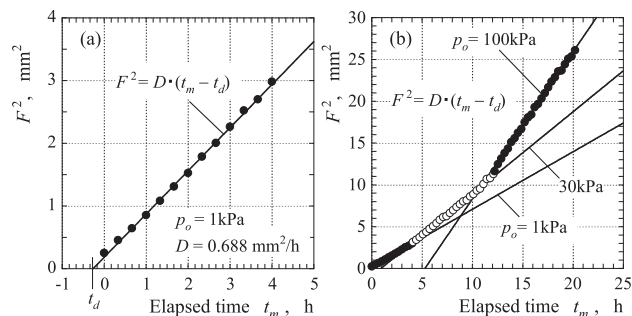
つぎに、この1次元体積含水率曲線を用いて、式(11)に基づく累積浸潤水量の二乗値 F^2 と透水実験開始からの経過時間 t_m との関係をFig. 10に示す。なお、前述したように、累積浸潤水量 F は、湿潤領域を含めた各ピクセルの体積含水率 ϕ_w を流入面($x=0$)から湿潤領域と乾燥領域との境界($x=L_o$)まで積分した値を用いた。

Fig. 10 (a)は流入圧 $p_o=1\text{kPa}$ の場合であり、黒丸がX線CTによる測定値、実線が図中の式で線形近似したものである。ここに、 $F=0$ の時刻が真の浸潤開始時刻 t_d と考えられるから、近似直線の外挿により求めた $F^2=0$ における時刻が t_d となる。

Fig. 10 (b)は各流入圧力での累積浸潤水量の二乗値 F^2 と透水実験開始からの経過時間との関係を示している。黒丸および白丸が測定値、実線が図中の式で線形近似したものであり、昇圧により傾きが增大していることが確認できる。また、各流入圧力で明確な直線関係が得られており、本実験における浸潤現象において、式(13)による浸透率 k_T と水浸入圧 p_d の算定が可能であることが分かる。

4・3 浸透率及び水浸入圧の算定とその考察

Green-Amptモデルを用いた浸透率 k_T の算定では、水が浸潤した領域である伝達領域での体積含水率 ϕ_w 、すなわち有効間隙率 ϕ_e は流入圧に依らず一定と仮定している。そこで、異なる流入圧で得られた流入面での体積含水率 ϕ_w の平均値を有効間隙率 ϕ_e とし、式(13)を用いて浸透率 k_T を算定した。すなわち、Fig. 9の流入面における体積含水率 $\phi_w=0.216 \sim 0.237$ の平均値0.227を有効間隙率 ϕ_e として用いた。その結果、流入圧 $p_o=1\text{kPa}$ と $p_o=30\text{kPa}$ のデータから算定した浸透率 k_T の値は $4.93 \times 10^{-18}\text{m}^2$ 、 $p_o=30\text{kPa}$ と $p_o=100\text{kPa}$ のデータから算定した浸透率 k_T の値は $5.43 \times 10^{-18}\text{m}^2$ であった。また、水浸入圧 p_d は、それぞれ -67kPa 、 -58kPa であった。


 Fig.10 Evaluation of the coefficients D ; (a) definition of the time correction, t_d in the case of $p_o=1\text{kPa}$; (b) evaluation of the coefficients D for each pressure stage.

算定した来待砂岩の浸透率 k_T は 10^{-18}m^2 のオーダーで、値は極めて小さい。これは間隙半径が間隙容積の89.8%を占める第1グループの小さな間隙が透水経路を構成しているためであると考えられる。

算定した浸透率の検証には、等価管路モデルの一つであるKozeny-Carmanの式^{19,20)}を用いた。

さて、岩石の間隙が流れ方向に円筒状の管路が互いに平行に複数存在し、管路半径を r と仮定すると、Hagen-Poiseuilleの法則とダルシー則から固有浸透率 k (Intrinsic permeability) は、

$$k = \frac{\phi \cdot r^2}{8} \quad \dots\dots\dots (14)$$

で表される。

一方、流路の面積(πr^2)を流路の潤辺($2\pi r$)で割った値と定義される動水半径 R (径深, Hydraulic radius)は、単位体積当たりの表面積 S_v (体積基準の比表面積)と間隙率 ϕ を用いると次式で表される。

$$R = \frac{r}{2} = \frac{\phi}{S_v \cdot (1-\phi)} = \frac{\phi}{S_m \cdot \rho \cdot (1-\phi)} \quad \dots\dots\dots (15)$$

ここに、 S_m は単位質量当たりの表面積 (質量基準の比表面積)、 ρ は岩石の密度である。式(15)を式(14)に代入して、

$$k = \frac{\phi^3}{2\{(1-\phi) \cdot S_v\}^2} = \frac{\phi^3}{2\{(1-\phi) \cdot S_m \cdot \rho\}^2} \quad \dots\dots\dots (16)$$

が得られる。また、透水経路の屈曲などを考慮して、式(16)の1/2を係数 c (Kozeny係数)と置くと次式で表される。

$$k = \frac{c \cdot \phi^3}{\{(1-\phi) \cdot S_v\}^2} = \frac{c \cdot \phi^3}{\{(1-\phi) \cdot S_m \cdot \rho\}^2} \quad \dots\dots\dots (17)$$

式(17)はKozeny-Carmanの一般式である。Carmanによると、Kozeny係数は実験的に $c=1/5$ が良いとしている¹⁹⁾。

Kozeny-Carmanの式による固有浸透率 k は、間隙率 ϕ と比表面積 S_v で表され、間隙率 ϕ が同じであっても、比表面積 S_v が異なれば、すなわち間隙径分布が異なれば、固有浸透率の値が異なることを示している。

水銀圧入式ポロシメーターの測定から得られた $\phi=0.216$ 、 $S_m=6.39\text{m}^2/\text{g}$ 、 $\rho=2.52 \times 10^6\text{g}/\text{m}^3$ を用い、 $c=1/5$ とすると、 $k=1.26 \times 10^{-17}\text{m}^2$ を得た。等価管路モデルによる固有浸透率 k の推定値とX線CT法による浸透率の算定値 k_T ($4.93 \times 10^{-18}\text{m}^2$, $5.43 \times 10^{-18}\text{m}^2$)との比は、約2倍となり、概ね一致している。両者の比較についての詳細な検討はここでは避けるが、既往の研究²¹⁾によれば、Kozeny-Carmanの式による浸透率の推定値と透水試験による測定

値は良好な一致を示すことから、本手法で算定した浸透率 k_T の値は概ね妥当な値であると考えられる。

Green-Ampt モデルから算定した水浸入圧 p_d は、毛管上昇高さと同値であるため、水浸入圧 p_d と間隙半径 r_o の関係はラプラスの法則で与えられ、重力の影響が無視できる場合、すなわち毛管が水平におかれている場合は、次式で表される²²⁾。

$$p_d = -\frac{2\sigma \cdot \cos\alpha}{r_o} \dots\dots\dots (18)$$

ここに、 σ は表面張力であり、 α は接触角である。

式 (18) を用いて、表面張力 σ の値を、実験温度 30℃ での値とし、 $71.15 \times 10^{-3} \text{ N} \cdot \text{m}^{-1}$ として、また、接触角 α の値を水が岩石壁面を完全に濡らすとして 0° とし、 p_d を r_o に換算すると、それぞれ $2.12 \mu\text{m}$ 、 $2.45 \mu\text{m}$ であった。得られた間隙半径 r_o は Fig. 8 に示した来待砂岩の間隙半径のグループ 1 とグループ 2 との境界付近にあり、岩石に存在する最大間隙への水浸入に対応する圧力である水浸入圧の定義と一致していない。この原因として、間隙内に封入気泡が残留する現象が関係していると考えられる。すなわち、封入気泡が大きな間隙に残留し、水がこの大きな間隙を迂回して、小さな間隙を選択的に流れたために、間隙半径が小さく評価されたものと思われる。

以上に示した投影曲線を用いた岩石の透水特性の評価は、X 線 CT 法でなくとも、X 線、 γ 線、中性子線などを用いた放射線透過試験法（ラジオグラフィ）でも同様の結果を得ることができる。しかし、X 線 CT 法では、全画像の投影曲線を用いる全体評価だけでなく、任意の部分領域の評価ができるため、4・1 節で述べた間隙構造に依存するフロントの移動現象のような空間的ばらつきが大きな現象の分析もできる利点がある。したがって、X 線 CT を用いた分析を行う場合、間隙率 ϕ の評価が重要であるが、本研究で用いた実験システムでは、岩石の間隙内の残留空気を排除することができず、間隙率画像を取得できなかった。この問題に対して、筆者らは、岩石の間隙内の残留空気を残すことなく、ほぼ完全に飽和することができる水中加圧実験装置を開発している。この装置の適用した事例は、次の機会に報告する予定である。

5. 結 言

本論文では、低透水性岩石である来待砂岩内の水平一元流れを X 線 CT 法により可視化、分析する方法について検討した。具体的には、来待砂岩を用いて、多段階加圧による岩石水平 1 次元透水試験を実施し、その実用性を明らかにした。得られた成果をまとめると次のようである。

(1) 画像間差分により得られた体積含水率画像に多値化処理を施すことにより、透水フロントの乱れを可視化することができた。また、水銀圧入式ポロシメーターの測定結果と比較することで、体積含水率画像の多値化処理が、間隙構造に依存した流れ場の分析に有用な方法であることが分かった。

(2) 投影により得られた 1 次元体積含水率曲線は、昇圧するごとに流入面側の体積含水率が上昇していくことを示した。このことは、流入圧を上昇させることで封入気泡が間隙水中に溶解もしくは圧縮されたために生じると推測される。

(3) Green-Ampt モデルから算定した浸透率は、 10^{-18} m^2 のオーダーであった。これは試験片の間隙容積の 89.8% を占める第 1 グループの小さな間隙が透水経路を構成しているためであると考えられる。またこの算定値は、等価管路モデルの一つである Kozeny-Carman の式で求めた浸透率の推定値と概ね一致した。

(4) Green-Ampt モデルから算定した水浸入圧にラプラス則を適用して間隙半径を評価した結果、その間隙半径は、水銀圧入法により測定された間隙径分布の小さな間隙のグループと大きな間隙のグループの境界付近の値であり、水浸入圧の定義と一致しなかった。これは、封入気泡が大きな間隙に残留する現象が関係していると考えられ、水がこの大きな間隙を迂回して小さな間隙を選択的に流れたためであると論じた。

謝辞 本研究の実施に当たり、間隙径分布測定に際しては独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構にご協力を頂いた。また、京都大学大学院工学研究科・村田澄彦准教授には、本研究に対する貴重なご意見を頂いた。ここに記して謝意を表する。

References

- 1) JNC: JNC-TN1400-99-021, (JNC, Tokai-mura, 1999).
- 2) Domenico, P.A. & Schwartz, F.W.: *Physical and Chemical Hydrogeology* 2nd ed., John Wiley & Sons, Inc., (Wiley, New York, 1997), pp.37-38.
- 3) Brace, W.F., Walsh, J.B. and Frangos, W.T.: *J. Geophys. Res.*, **73**(1968), 2225-2236.
- 4) Olsen, H.W.: *Water Resour. Res.*, **2**(1966), 287-295.
- 5) Kranz, R.L., Saltzman, J.S. and Blacic, J.D.: *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **27**(1990), 345-352.
- 6) Sugawara, K., Sato, A., Obara, Y. and Yanagisako, M.: *Journal of MMIJ*, **115**(1999), 803-808.
- 7) Hirono, T., Takahashi, M. and Nakashima, S.: *Engi. Geol.*, **70**(2003), 37-46.
- 8) Ruiz de Argandona, V.G., Calleja, L., Rodriguez-Rey, A., Suarez del Rio, L.M. and Celorio, C.: *Eng. Geol.*, **103**(2009) 69-75.
- 9) Goodfield, M., Goodyear, S.G. and Townsley, P.H.: *SPE Annual Technical Conf. and Exhibition*, SPE71490, (2001).
- 10) Okabe, H., Tsuchiya, Y., Oseto, K. and Okatsu, K.: *Advances in X-ray Tomography for Geomaterials*, edited by J. Desruets, G. Viggiani and P. Besuelle, ISTE Ltd, (2006) pp.309-314.
- 11) Otani, J.: *X-ray CT for Geomaterials*, edited by J. Otani & Y. Obara, A.A. Balkema, (2004), pp.43-77.
- 12) Daniel, H.: *Environmental Soil Physics* 2nd ed., edited by Daniel, H., (Academic press, London, 1998), pp.389-390.
- 13) Yawata, T.: *Dojyo no buturi*, (Tokyo daigaku shuppankai, Tokyo, 1975), pp.86-96
- 14) Hillel D., Baker R.S.: *Soil Science*, **146**(1988), 51-56.
- 15) Sugawara, K., Fukahori, D., Iwatani, T., Ikutake, T. & Kubota, S.: *X-ray CT for Geomaterials*, edited by J. Otani & Y. Obara, A.A. Balkema, (2004), pp.315-334.
- 16) Daniel, H.: *Environmental Soil Physics* 2nd ed., edited by Daniel, H., (Academic press, London, 1998), pp.391-403.
- 17) Green, W.H. and Ampt, C.A.: *J. Agric. Sci.*, **4**(1911), 1-24.
- 18) Nishigaki, M. and Kanno, Y.: *Journal of JSCE*, **63**(2007), 249-268.
- 19) Bear, J.: *Dynamics of Fluids in Porous Media*, (Dover, New York, 1988), pp.161-182.
- 20) Uno, T., Sugii, T. and Kamiya, K.: *Journal of JSCE*, **469/III-23**(1993), 25-34.
- 21) Lin, W., Takahashi, M., Nishida, K. and Zhang, M.: *J. Japan Soc. Eng. Geol.*, **39**(1999), 533-539.
- 22) Fujinawa, K. and Takahashi, M.: *Journal of JSCE*, **762/VII-31**(2004), 69-81.