

JAERI - M
88-106

鉛直成層通気層土壤の水理特性について

1988年6月

向井 雅之

JAERI-Mレポートは、日本原子力研究所が不定期に公刊している研究報告書です。
入手の問合わせは、日本原子力研究所技術情報部情報資料課（〒319-11茨城県那珂郡東海村）あて、お申しこしください。なお、このほかに財団法人原子力弘済会資料センター（〒319-11茨城県那珂郡東海村日本原子力研究所内）で複写による実費頒布をおこなっております。

JAERI-M reports are issued irregularly.

Inquiries about availability of the reports should be addressed to Information Division
Department of Technical Information, Japan Atomic Energy Research Institute, Tokai-
mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-11, Japan.

©Japan Atomic Energy Research Institute, 1988

編集兼発行 日本原子力研究所
印刷 刷 磯高野高速印刷

鉛直成層通気層土壤の水利特性について

日本原子力研究所東海研究所環境安全研究部

向井雅之

(1988年5月17日受理)

低レベル放射性廃棄物の陸地処分に対する安全性は、人工バリアと天然バリアにより確保する。特に、天然バリアとして機能する通気層および帯水層における放射性核種の移行に関しては、我が国の環境に適合した評価を行うことが重要である。その場合、地中における水の流れは、核種の移動を評価する際に基礎となるべき要因の一つである。

そこで、通気層土壤のうち我が国の丘陵等に最も普遍的に存在するローム土および砂質土により構成される成層土壤を対象として、その透水性および保水性等の水利特性の測定を行った。本報告は、ローム土および砂質土各層の水利特性値より推測される成層土壤の水利特性との比較を行うとともに、水利特性の異なる2種類の土壤が、成層土壤試料全体の透水性、保水性にどのような影響を及ぼしているかを明らかにすることを目的としたものである。

Hydraulic Characteristics
of a Vertically Layered Aerated Soil

Masayuki MUKAI

Department of Environmental Safety Research
Tokai Research Establishment
Japan Atomic Energy Research Institute
Tokai-mura Naka-gun, Ibaraki-ken

(Received May 17, 1988)

Safety for ground disposal of LLW is ensured by means of engineered and natural barriers. It is a matter of great importance to conduct a safety evaluation based on the environmental characteristics of Japan, regarding to the migration of radionuclides through aerated and aquifer soil layers acting as natural barrier particularly. In this case, water flow in the soil layers is one of the most fundamental elements of analysis on the migration of radionuclides.

The layered soil sample used for this experiment is composed of loamy soil and sandy soil which are most common soil as an aerated soil layer in Japanese plateau. In this experiment, hydraulic characteristics of water permeability and water retentivity for the sample were measured with large size column of 30 cm ϕ \times 120 cmh. The measured values were compared with the values calculated from the hydraulic characteristics of two kinds of soils, loamy and sandy soils. The purpose of the paper is to make clear the degree of influences of each soil which has different hydraulic characteristic on water permeability and water retentivity of the whole layered soil sample.

Keywords: Ground Disposal, Safety Assessment, Hydraulic Characteristics, Water Permeability, Water Retentivity, Layered Aerated Soil, Water Flow, Hydraulic Conductivity, Water Content

目 次

1. はじめに	1
2. 実験方法	2
2.1 実験試料	2
2.2 水理特性の測定方法	2
2.2.1 透水係数	2
2.2.2 土壌内部貯留量	3
2.2.3 含水率鉛直分布	4
3. 実験結果および考察	4
3.1 実験試料の土壌物性	4
3.2 成層土壌の透水性	5
3.3 成層土壌の保水性	6
3.4 未攪乱成層土壌の透水係数の推定	6
4. おわりに	7
参考文献	8

Contents

1. Introduction	1
2. Experimental method	2
2.1 Experimental soil samples	2
2.2 Measurement method of hydraulic characteristics	2
2.2.1 Hydraulic conductivity	2
2.2.2 Water storage in soil	3
2.2.3 Vertical profile of water content	4
3. Results and discussions	4
3.1 Properties of experimental soil samples	4
3.2 Water permeability of layered soil	5
3.3 Water retentivity of layered soil	6
3.4 Estimation of hydraulic conductivity of undisturbed layered soil	6
4. Concluding remarks	7
References	8

1. はじめに

原子力発電所等から発生する低レベル放射性廃棄物の処分は、電力エネルギー源の割合の多くを原子力に依存している我が国の当面の重要課題となっている。低レベル放射性廃棄物の処分方法として、陸地処分が浅地中埋設法による処分計画に従って進められている。陸地処分においては、特に、我が国の場合は社会活動地域からの距離が比較的長くとれない状況であるため、安全評価手法の整備が重要になってくる。このため、安全評価を行うにあたり使用される地中移行モデル、被曝モデル等の安全評価モデルが作成されつつある。

安全評価モデルのうち、降水量が多く、地形の起伏が激しい我が国の場合には、水による移動に関する部分は放射性核種の移行の重要な要素となる。したがって、より適切な評価を行うために、水による移動に関する評価モデルおよびデータには、我が国特有な環境状況を反映させる必要がある。

我が国の主な丘陵および平野において地表面を覆っている最も一般的な地層は、火山灰を主要な構成要素とする地層である。火山灰層（各地方により例えば関東地方では特に関東ローム層と称される）は非常に細かい粒径の火山噴出物を起源とする粒子により構成されており、地上および地表面近くの地中における非常に活発な物理的、化学的、生物的影響により構造化され、比較的大きな間隙率を有している¹⁾。さらに、このようなローム層の下部には、噴出物が堆積する直前までに河川等により侵食された土砂が堆積して形成された砂質の地層が堆積している。砂層は、ローム層に比較して粒径が大きく、比較的粒径の揃った粒子により構成されており、間隙率もローム層の半分程度である¹⁾。以上のように性質の異なる2層の組合せが、我が国において最も一般的な地表近くにおける地層構成要素であるため、ローム層あるいは砂層を対象とした土壌水の挙動あるいは水理特性はかなり詳しく研究されている^{2) 3) 4)}。しかしながら、これら2つの代表的な土壌層を成層した状態で取り扱うことは、土壌サンプリングの方法、比較的大きな実験規模を必要とすること等の理由により行われることが少なかった。

本研究においては、水理特性の異なる2つの土壌が、成層土壌試料全体としての透水性、保水性にそれぞれどのような影響を及ぼしているかを明らかにすることを目的としている。このため、ローム土および砂質土から成る成層土壌を未攪乱状態で採取した土壌を試料として使用し、流下実験により比較的規模の大きな成層土壌試料の透水性、保水性に関する水理特性を測定するとともに、土壌試料内部の含水率分布を中性子線を利用した方法により非破壊的に測定する。そして、測定を行った成層土壌の水理特性とローム土および砂質土各層の水理特性値より推測される成層土壌の水理特性との比較を行う。

2. 実験方法

2.1 実験試料

実験試料として使用した土壌は、地下水面より上方に位置し、水分状態が不飽和である通気層から透明アクリル樹脂製土壌カラム（内径30 cm，長さ120 cm）により未攪乱状態のまま採取したものである。土壌採取に際しては、試料の破損，圧密等による攪乱がないように十分留意した。実験終了後カラムを解体し，サンプリングを行って求めた実験試料の水利特性に関する主な土壌物性値は，湿潤密度，乾燥密度，含水率，間隙率，気相率である。また，ローム土および砂質土各層の水利特性（水分特性曲線，不飽和透水係数）は，実験試料と同一地点の通気層より採取した水利特性測定用対照試料（以下対照試料とする）により求めた（Table 1）。

2.2 水利特性の測定方法

実験試料の透水性，保水性等の水利特性を求めるためには，これらの水利特性に関連する測定項目として，①透水係数，②土壌内部貯留量，③含水率鉛直分布の測定を行う必要がある。各項目の測定方法を以下に示す。

2.2.1 透水係数

透水係数は，透水性のある物質（多孔性物質等）中を通過する水の通り易さを示すパラメータであり，土壌中の水の流動を考察するために最も重要な因子の一つである。透水係数の測定方法はパラメータの使用目的，測定場所などに応じて各種の方法が検討されており，野外から採取した土壌を使用して室内で行う方法に限定すると2～3種類の方法がある。本実験に使用する土壌試料は未攪乱状態で採取しており，数種類の流量における透水係数を求める必要があるため，透水係数測定法として極力非破壊で行う方法が望ましい。したがって，以下に説明する方法により測定を行った。

透水性物質に対するダルシーの法則，

$$q = -k \frac{\Delta h}{\Delta z} \quad (1)$$

ここで， q ：カラムを通過する流束（cm/sec）（単位時間あたりに単位断面積を通過する水の体積，したがって， $q = Q/A$ ， Q ：流量， A ：カラムの断面積）

k ：土壌の透水係数（cm/sec）

$\Delta h / \Delta z$ ：動水勾配

において，

$$h = \psi_g + \psi_p \quad (2)$$

ここで， ψ_g ：位置水頭

ψ_p ：圧力水頭

である。鉛直に立てたカラムの場合、位置水頭の勾配は重力加速度と等しいため、

$$\Delta\psi_g / \Delta z = -1 \quad (3)$$

である。吸引、加圧等を行わずに一定の流量で水を供給し、定常状態（流入流量および流出流量が平衡状態になる）に到達したならば、 $\Delta\psi_p / \Delta z = 0$ であるため、

$$\Delta h / \Delta z = -1 \quad (4)$$

となる。したがって、(1)式より

$$k = \frac{Q}{A} \quad (5)$$

となり、流量とカラムの断面積から透水係数を求めることができる⁵⁾。しかしながら、この方法により透水係数を求める際には、圧力水頭に関する各仮定を満足させるために、水の流出が開始してから十分な時間をかけ定常状態に到達させることが必要になる。

本研究において使用した実験装置の概略を Fig. 1 に示す。実験は、20ℓのポリタンクに入れた蒸留水を、電磁定量ポンプ（日機装エイコー（株）製、ND07型）を使用して土壌カラムに流入させて行った。流入流量の経時変化は、ポリタンクの重量を定期的に電子天秤（長計量器（株）製、MF-22K型）を使用して測定した積算流入量の変化量を経過時間で除することにより求めた。実験試料の土壌表面に均一に水を供給させるため、モーターを用いて振動させた注射針により水を滴下供給する散布器を使用した。土壌表面以外に滴下した水は散布器内に溜り、戻りとしてポリタンクに還流されるため、電子天秤による積算流入量の測定値は実際に土壌表面に供給された実液量を示している。

カラムから流出した水の流出流量の経時変化は、土壌カラムの下に取り付けた流出カラムより流出する水を10ℓのポリタンクに直接受け、その重量を電子天秤（長計量器（株）製、ST₂-11K型）により定期的に測定した積算流出量を上記流入流量と同様な方法で計算することにより求めた。

なお、土壌採取地点近傍より採取した対照試料の透水係数は、土壌が水により飽和されているときの透水係数（飽和透水係数）については5 cmφ×20 cmLの大きさの試料を使用する JIS 透水試験法⁶⁾、土壌が完全に飽和されていないときの透水係数（不飽和透水係数）については10 cmφ×4 cmLの大きさの試料を使用する Richards 式不飽和透水試験法⁷⁾によりそれぞれ測定した。

2.2.2 土壌内部貯留量

水の土壌内部貯留量は、ある時点において、対象となる土壌の内部に貯留されている水分量であり、一般的には実験開始時における土壌内部貯留量を基準として表す。実験中における土壌内部貯留量を測定することにより、土壌カラム全体の含水率の変化を算出することができる。

ある時刻における土壌カラム内の土壌内部貯留量 $S(t)$ は、実験開始時点の土壌内部貯留量を基準とすることにより、

$$S(t) = Q_i(t) - Q_o(t) + S(0) \quad (6)$$

ここで、 $Q_i(t)$ ：時刻 t における積算流入量

$Q_o(t)$ ：時刻 t における積算流出量

$S(0)$ ：実験開始時点における土壌内部貯留量

と表すことができる。したがって、積算流入量および積算流出量の経時変化を測定することにより土

壤内部貯留量の経時変化を求めることができる。積算流入量および積算流出量の経時変化は、2.2.1に記述した電子天秤を用いる方法により測定した。

2.2.3 含水率鉛直分布

含水率は、単位体積の土壌内に含まれる水の体積を百分率で表した値であり、完全に乾燥している状態ではゼロを、また、完全に飽和している状態ではその土壌の間隙率に等しい値を示す。含水率と対象となる部分の土壌体積とを掛け合わせることで、対象土壌に含まれる水の体積を求めることができる。

カラム内土壌の含水率を非破壊的に求めるため、中性子線透過計数率の測定を通気層水流速測定装置⁸⁾を利用して行った。水流速測定装置は、 ^{252}Cf ($5.36 \mu\text{Ci}$) を γ 線および中性子線源として使用し、鉛およびパラフィンを用いた照射器でコリメートした放射線を土壌に照射、透過させ、照射器に向かい合わせに配置したNE-213液体シンチレーション検出器により透過係数率を測定するものである (Fig. 2)。放射線の検出パルスはシングルチャンネルアナライザーにより γ 線と中性子線とに波高分別され、各々の計数率の経時変化を求めることができる。照射器および検出器は遠隔操作による昇降装置によって、深度10 cmから100 cm (土壌カラム内の位置はカラム上端を基準とし、基準位置からの深さにより表す、以下同様) までの任意の位置に移動可能である。計数率の鉛直分布を求めるために必要となる測定時間および測定位置は、あらかじめパーソナルコンピュータにより設定可能であり、測定データはCRT画面、プリンターおよびフロッピーディスクに出力できる。

各流下流量における土壌試料の中性子透過計数率の測定は1測定点あたり10分間とし、深度10 cmから10 cmごとに深度100 cmまでの計10点において行った。各測定においては、バックグラウンドとして ^{252}Cf 線源を照射器に装填していない状態で毎回測定し、線源を装填した状態において測定した透過計数率の値から差し引くことにより正味の透過計数率を求めた。

高速中性子線は土壌水の水分子を構成する水素原子により強く散乱され減衰するため、含水率の高低に伴い透過計数率が増減する性質を有している。透過計数率から含水率を求める換算式は、カラム解体直前に測定した透過計数率とサンプリングした土壌試料の含水率より求まる検量線を最小2乗法による1次回帰により直線近似して求めた。

3. 実験結果および考察

3.1 実験試料の土壌物性

実験試料の物性測定用試料のサンプリングのために、水流下終了から十分時間が経過し、土壌内部の水分移動がほとんど完了し平衡状態に到達した後土壌カラムの解体を行った。試料は深度10 cmより深度100 cmまで10 cmごとにサンプル管 (内容積100 cm³) を使用して各深度3本採取し、湿潤密度、乾燥密度、含水率の測定を行った。また、乾燥密度と土壌粒子の真比重により間隙率を求め、気相率 (土壌中に占める気体体積のカラム体積に対する百分率) の計算を行った。以上の土壌物性値の測定結果を Fig. 3に示す。

Fig. 3に見られるように、実験試料は深度60~70 cmで明瞭に物性値が変化しており、土質の

壤内部貯留量の経時変化を求めることができる。積算流入量および積算流出量の経時変化は、2.2.1に記述した電子天秤を用いる方法により測定した。

2.2.3 含水率鉛直分布

含水率は、単位体積の土壌内に含まれる水の体積を百分率で表した値であり、完全に乾燥している状態ではゼロを、また、完全に飽和している状態ではその土壌の間隙率に等しい値を示す。含水率と対象となる部分の土壌体積とを掛け合わせることで、対象土壌に含まれる水の体積を求めることができる。

カラム内土壌の含水率を非破壊的に求めるため、中性子線透過計数率の測定を通気層水流速測定装置⁸⁾を利用して行った。水流速測定装置は、 ^{252}Cf ($536\ \mu\text{Ci}$) を γ 線および中性子線源として使用し、鉛およびパラフィンを用いた照射器でコリメートした放射線を土壌に照射、透過させ、照射器に向かい合わせに配置したNE-213液体シンチレーション検出器により透過係数率を測定するものである (Fig. 2)。放射線の検出パルスはシングルチャンネルアナライザーにより γ 線と中性子線とに波高分別され、各々の計数率の経時変化を求めることができる。照射器および検出器は遠隔操作による昇降装置によって、深度10 cmから100 cm (土壌カラム内の位置はカラム上端を基準とし、基準位置からの深さにより表す、以下同様) までの任意の位置に移動可能である。計数率の鉛直分布を求めるために必要となる測定時間および測定位置は、あらかじめパーソナルコンピュータにより設定可能であり、測定データはCRT画面、プリンターおよびフロッピーディスクに出力できる。

各流下流量における土壌試料の中性子透過計数率の測定は1測定点あたり10分間とし、深度10 cmから10 cmごとに深度100 cmまでの計10点において行った。各測定においては、バックグラウンドとして ^{252}Cf 線源を照射器に装填していない状態で毎回測定し、線源を装填した状態において測定した透過計数率の値から差し引くことにより正味の透過計数率を求めた。

高速中性子線は土壌水の水分子を構成する水素原子により強く散乱され減衰するため、含水率の高低に伴い透過計数率が増減する性質を有している。透過計数率から含水率を求める換算式は、カラム解体直前に測定した透過計数率とサンプリングした土壌試料の含水率より求まる検量線を最小2乗法による1次回帰により直線近似して求めた。

3. 実験結果および考察

3.1 実験試料の土壌物性

実験試料の物性測定用試料のサンプリングのために、水流下終了から十分時間が経過し、土壌内部の水分移動がほとんど完了し平衡状態に到達した後土壌カラムの解体を行った。試料は深度10 cmより深度100 cmまで10 cmごとにサンプル管 (内容積100 cm³) を使用して各深度3本採取し、湿潤密度、乾燥密度、含水率の測定を行った。また、乾燥密度と土壌粒子の真比重により間隙率を求め、気相率 (土壌中に占める気体体積のカラム体積に対する百分率) の計算を行った。以上の土壌物性値の測定結果を Fig. 3 に示す。

Fig. 3に見られるように、実験試料は深度60~70 cmで明瞭に物性値が変化しており、土質の

異なる2層により構成されていることが分かる。この構成状態は、実験試料採取現場より採取した対照試料の目視による地層観察結果および物性測定結果とほぼ一致している。ここで、異なる2つの土壌層のうち、上方のもの（深度0～65 cm）を上層土、下方のもの（深度65～120 cm）を下層土と便宜的に呼ぶことにする。

乾燥密度については、上層土は約0.5 g/cm³の値を示し土壌鉱物の真密度（およそ2.7 g/cm³）の約1/5となっており、非常に緩やかに充填された物質で構成されていることを示している。また、下層土は約1.2 g/cm³であり、上層土のおよそ2.5倍の充填度となっている。湿潤密度についても乾燥密度と同様に、上層土の値に比べ下層土の値が大きくなり、明瞭に境界を形成していることを示している。一方、間隙率については、上層土は平均82%と非常に大きな値であるのに対し、下層土は平均53%と上層土に比較して小さな値を示している。以上の結果は、実験試料の物性値が上層土はローム土、下層土は砂質土の物性値の代表的傾向⁹⁾¹⁰⁾とそれぞれ合致していることを示している。

また、間隙率および含水率より求まる気相率については、下層土においてほぼ一定の値（約4.8%）を示していることが読み取れる。対照的に、上層土においては土壌表面に近付くにつれて値が増加し、反対に含水率が減少していることが分かる。これは、上方の水ほど重力により排水され易いため、土壌表面ほど含水率が低くなるためである。

3.2 成層土壌の透水性

実験試料の透水係数を求めるために、2.2.1において記述した方法により水を供給し、実験試料表面に冠水が生じないようにして流量Qを徐々に増加させて流量の最大値の測定を行った。測定した流量の最大値（249.4 cc/hr）と土壌カラムの断面積（706.9 cm²）を式(5)に代入して求めた透水係数の最大値は 9.80×10^{-5} cm/secであった。

一方、透水係数 K_1 、厚さ D_1 の地層と透水係数 K_2 、厚さ D_2 の地層とにより構成される土壌の鉛直方向の透水係数 K は次式により表される¹¹⁾。

$$K = (D_1 + D_2) / (D_1 / K_1 + D_2 / K_2) \quad (7)$$

実験試料とほぼ同一深度より採取した対照試料による飽和透水係数の測定値および各層の厚さ（上層土の飽和透水係数： 9.49×10^{-5} cm/sec，層の厚さ：65 cm，下層土の飽和透水係数： 2.78×10^{-4} cm/sec，層の厚さ：55 cm）を使用し、土壌カラム全体の透水係数の推定を行った。上記の数値を(7)式に代入すると、

$$\begin{aligned} K &= (65 + 55) / (65 / 9.49 \times 10^{-5} + 55 / 2.78 \times 10^{-4}) \\ &= 1.36 \times 10^{-4} \text{ cm/sec} \end{aligned}$$

となる。推定値が実測値よりも若干大きな値を示した理由として、(7)式に使用した値が、透水試験を行う前に JIS 透水試験法に従って真空ポンプ等により土壌内部の気体を十分吸引脱気し、土壌の含水率を飽和に近い状態にした時に得られる値であったためと考えられる。

一般的に、透水係数は土壌が水で飽和している時の値が最も大きく、含水率が減少するにつれて小さくなり、土壌の種類、構造により変化の傾向が異なる。実験試料を使用して、透水係数の含水率による変化を求めるために、土壌カラムに流入させる流量を変化させ、透水係数に対する土壌内部貯留量の変化を測定した。測定した土壌内部貯留量をカラム体積で除し含水率の変化に変換し、3.1に述べた方法により推定した実験開始時の含水率を基準とした値に換算してまとめた不飽和透水係数の結

果を Fig. 4 に示す。

Fig. 4 から、成層土壌の透水係数は試料全体の含水率の減少に従って低下しており、一般的に採用されている透水係数を対数で表したときの含水率に対する一次式により近似することができる¹²⁾。

3.3 成層土壌の保水性

実験試料の含水率と中性子透過計数率との間の換算式を得るために、土壌物性測定に用いる試料をサンプリングする直前に各深度の中性子透過計数率の測定を行った。より正確な換算式を得るため、2層により構成されている実験試料の上層土および下層土それぞれに対する校正曲線を求めた (Fig. 5)。最小2乗法によりそれぞれの検量線を1次回帰した結果、次式を得た。

$$\text{上層土} : \theta = 141.9 - 1.76 \cdot N_T \quad (8)$$

$$\text{下層土} : \theta = 96.5 - 1.03 \cdot N_T \quad (9)$$

ここで、 θ : 含水率 (%), N_T : 中性子透過計数率 (cpm)

土壌試料全体の土壌内部貯留量の変化に対し上層土および下層土がどのような影響を与えているのかを明らかにするため、各供給流量における実験試料全体の土壌内部貯留量を横軸にとり、各流量における上層土および下層土の透過計数率の平均値を(8)式および(9)式に適用して換算した含水率を縦軸にとりグラフにしたものを Fig. 6 に示す。図から、カラム全体の土壌内部貯留量の増加に対する上層土中および下層土中の含水率の増加量は、上層土および下層土で異なっており、上層土中の含水率の増加分が下層土中の増加分に比較して大きいことが分かる。両者の増加率の比率を求めるために、Fig. 6 に示した上層土および下層土の測定値を最小2乗法により1次回帰し、各勾配の比率を計算した結果、単位土壌内部貯留量増加分の88.5%が上層土に、11.5%が下層土に貯留されることが分かった。これは、上層土と下層土の層厚が等しい場合には、上層土に86.7%、下層土に13.3%が貯留されることに相当する。この結果より、実験試料の土壌内部貯留量の増加は、ほとんどが上層土内の土壌内部貯留量の寄与によるものであることが示される。したがって、3.2に述べた含水率の変化に伴う透水係数の変化は、主に上層土内の含水率が変化したことに起因したものであることが明らかになった。

さらに、上記含水率の変化が上層土のどの深度部分の変化によるかを調べるために、各流下流量において測定した土壌試料各深度における中性子透過係数率を、上記換算式を用いて含水率に変換したものを Fig. 7 に示す。図中の最も右側に示した太線は、各深度における間隙率を示している。Fig. 7 より、上層土はほとんど全深度にわたり流量の変化に対応して含水率が大きく変化しており、特に深度の浅い部分において著しい傾向を示している。また、下層土上部に相当する深度70~80 cm でほとんど含水率に変化がないことが分かる。さらに、実験開始時および小流量時でも上層土と下層土の境界面及びその上部約20 cm にわたる土層の含水率が常に飽和に近い状態に保たれていることが注目される。

3.4 未攪乱成層土壌の透水係数の推定

以上の結果を踏まえ、実験により求めた成層土壌の水理特性を各土層の水理特性値より推測した成層土壌の水理特性と比較した。土壌採取地点近傍より採取した対照試料を使用して求めた上層土およ

び下層土の水分特性曲線および不飽和透水係数を Fig. 8 および Fig. 9 にそれぞれ示す。Fig. 8 の水分特性曲線によれば、上層土は圧力水頭が 0 よりわずかに減少しただけで含水率が低下する傾向を示すのに対し、下層土はおよそ $-10 \text{ cm H}_2\text{O}$ までほとんど含水率に変化がないことが分かる。この傾向は、上層土が流量の変化に対して含水率が比較的大きな変化を示した実験結果 (3.3 参照) と一致する。一方、Fig. 9 の不飽和透水係数によれば、上層土および下層土ともに含水率の変化に非常に敏感に透水係数が変化する傾向を有していることが読み取れる。同図中央の実線は Fig. 4 に示した実験試料の不飽和透水係数、破線は 3.3 で得られた土壌内部貯留量の約 90% が上層土に貯留される結果を考慮し、(7)式を使用して推定した成層土壌全体の不飽和透水係数である。3.2 に述べたように、飽和透水係数の数値自体は実測値と推定値とが概ね一致しているものの、成層試料の含水率の値は、上層土および下層土の間隙率が実験試料をサンプリングして求めた値と対照試料の値とがそれぞれ異なることを反映し、実測値と推定値は異なっている。そこで、含水率の影響を除くために、Fig. 9 の横軸を飽和度 (=含水率/間隙率) に換算した結果を Fig. 10 に示す。この図により、対照試料の上層土および下層土の不飽和透水係数の飽和度に対する減少勾配は、成層実験試料に比較して急激な減少傾向を示している。したがって、急激な減少傾向を示す 2 つの対照試料から比較的緩やかな減少傾向を示す実験試料の透水性を推定することは困難であると考えられる。このような透水性の違いが生じる原因の 1 つとして、土壌試料内の水みちの連続性が土壌試料の大きさに依存することが考えられる。すなわち、大きな土壌試料では屈曲しつつも連続性が確保されていた水みちが、土壌試料が小さくなるに従って寸断される割合が増加するため、透水性が低下するものと解釈することができる。特に、透水性が非常によい水みちが存在している場合には、土壌全体の含水率が低下している状態であっても、水みちの部分の透水性は確保されているため、均一な土壌試料に比較して含水率の減少に対する透水性の低下が非常に少ない結果が得られることが十分に考えられる。

4. お わ り に

低レベル放射性廃棄物陸地処分の安全評価において主要な構成要素となる放射性核種の地中移行という観点から、我が国の丘陵地で最も一般的な地表付近の地層構成であるローム土および砂質土を成層状態で採取し、その水理特性の測定を行った。

その結果、上層土 (ローム土) の含水率が比較的大きく変化するのに対し、下層土 (砂質土) の含水率は変化が少ないこと、特に、2 層の境界層付近の含水率は常時飽和に近い状態に保たれていることが得られた。また、このことを反映して、成層土壌全体の透水性は上層土の不飽和透水係数に支配されること、飽和透水係数が実験試料近傍より小さなカラムによって採取した対照試料の測定値から比較的精度よく推定できたのに対し、不飽和透水係数はかなり小さめに推定される傾向があること、が明らかになった。

成層状態における土壌層の含水率の変化には特徴的な傾向があるため、処分場の地質状態によってはモデルおよび使用するデータの簡略化を行うことができると考えられる。また、不飽和状態において測定された予想以上に良好な透水性は、放射性核種の移行評価に使用する不飽和透水係数の取扱いを慎重に行う必要があることを示唆している。

地中における放射性核種の移行は水中の核種と土壌との接触状態に大きく影響されるため、今後の

び下層土の水分特性曲線および不飽和透水係数を Fig. 8 および Fig. 9 にそれぞれ示す。Fig. 8 の水分特性曲線によれば、上層土は圧力水頭が 0 よりわずかに減少しただけで含水率が低下する傾向を示すのに対し、下層土はおよそ $-10 \text{ cm H}_2\text{O}$ までほとんど含水率に変化がないことが分かる。この傾向は、上層土が流量の変化に対して含水率が比較的大きな変化を示した実験結果 (3.3 参照) と一致する。一方、Fig. 9 の不飽和透水係数によれば、上層土および下層土ともに含水率の変化に非常に敏感に透水係数が変化する傾向を有していることが読み取れる。同図中央の実線は Fig. 4 に示した実験試料の不飽和透水係数、破線は 3.3 で得られた土壌内部貯留量の約 90% が上層土に貯留される結果を考慮し、(7)式を使用して推定した成層土壌全体の不飽和透水係数である。3.2 に述べたように、飽和透水係数の数値自体は実測値と推定値とが概ね一致しているものの、成層試料の含水率の値は、上層土および下層土の間隙率が実験試料をサンプリングして求めた値と対照試料の値とがそれぞれ異なることを反映し、実測値と推定値は異なっている。そこで、含水率の影響を除くために、Fig. 9 の横軸を飽和度 (=含水率/間隙率) に換算した結果を Fig. 10 に示す。この図により、対照試料の上層土および下層土の不飽和透水係数の飽和度に対する減少勾配は、成層実験試料に比較して急激な減少傾向を示している。したがって、急激な減少傾向を示す 2 つの対照試料から比較的緩やかな減少傾向を示す実験試料の透水性を推定することは困難であると考えられる。このような透水性の違いが生じる原因の 1 つとして、土壌試料内の水みちの連続性が土壌試料の大きさに依存することが考えられる。すなわち、大きな土壌試料では屈曲しつつも連続性が確保されていた水みちが、土壌試料が小さくなるに従って寸断される割合が増加するため、透水性が低下するものと解釈することができる。特に、透水性が非常によい水みちが存在している場合には、土壌全体の含水率が低下している状態であっても、水みちの部分の透水性は確保されているため、均一な土壌試料に比較して含水率の減少に対する透水性の低下が非常に少ない結果が得られることが十分に考えられる。

4. おわりに

低レベル放射性廃棄物陸地処分の安全評価において主要な構成要素となる放射性核種の地中移行という観点から、我が国の丘陵地で最も一般的な地表付近の地層構成であるローム土および砂質土を成層状態で採取し、その水理特性の測定を行った。

その結果、上層土 (ローム土) の含水率が比較的大きく変化するのに対し、下層土 (砂質土) の含水率は変化が少ないこと、特に、2 層の境界層付近の含水率は常時飽和に近い状態に保たれていることが得られた。また、このことを反映して、成層土壌全体の透水性は上層土の不飽和透水係数に支配されること、飽和透水係数が実験試料近傍より小さなカラムによって採取した対照試料の測定値から比較的精度よく推定できたのに対し、不飽和透水係数はかなり小さめに推定される傾向があること、が明らかになった。

成層状態における土壌層の含水率の変化には特徴的な傾向があるため、処分場の地質状態によってはモデルおよび使用するデータの簡略化を行うことができると考えられる。また、不飽和状態において測定された予想以上に良好な透水性は、放射性核種の移行評価に使用する不飽和透水係数の取扱いを慎重に行う必要があることを示唆している。

地中における放射性核種の移行は水中の核種と土壌との接触状態に大きく影響されるため、今後の

課題として、予想以上に良好な透水性を有する土壤中で水の流れが実際にどのような流動形態をとっているのかを明らかにして行くことが重要になる。

最後に、本研究の端緒を与えてくださるとともに研究を進めるにあたり有益な御意見をいただいた山本忠利副主任研究員、ならびに報告書をまとめるにあたり貴重な御助言をいただいた和達嘉樹低レベル廃棄物処理処分研究室室長に深く感謝の意を表します。また、流下実験の実施にあたり協力していただいた古宮友和氏に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 山根一郎 他；図説日本の土壌，朝倉書店，p.66-77 (1978)。
- 2) Tominaga, M. ; Report of National Center for Disaster Prevention. No.23, p.141-184 (1980)。
- 3) 開発一郎・佐倉保夫；筑波大学水理実験センター報告，5，p.19-23 (1981)。
- 4) 下垣 久・白砂孝夫；電力中央研究所報告，No.382055 (1983)。
- 5) 榎根 勇；水文学，大明堂，p.150-152，(1980)。
- 6) 土質工学会編；土の試験実習書，土質工学会，p.103-110 (1981)。
- 7) 土壌物理性測定法委員会編；土壌物理性測定法，養賢堂，p.191-197 (1982)。
- 8) 大貫敏彦・山本忠利；JAERI-M 85-096 (1985)。
- 9) 土質工学会編；土の試験実習書，土質工学会，p.17 (1981)。
- 10) 榎根 勇；水文学，大明堂，p.137，(1980)。
- 11) 山本荘毅；新版地下水調査法，古今書院，p.33-36 (1983)。
- 12) Nielsen, D. R. et. al. ; IAEA -SM-267/40 (1983)。

課題として、予想以上に良好な透水性を有する土壤中で水の流れが実際にどのような流動形態をとっているのかを明らかにして行くことが重要になる。

最後に、本研究の端緒を与えてくださるとともに研究を進めるにあたり有益な御意見をいただいた山本忠利副主任研究員，ならびに報告書をまとめるにあたり貴重な御助言をいただいた和達嘉樹低レベル廃棄物処理処分研究室室長に深く感謝の意を表します。また、流下実験の実施にあたり協力していただいた古宮友和氏に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 山根一郎 他；図説日本の土壌，朝倉書店，p.66-77 (1978)。
- 2) Tominaga, M. ; Report of National Center for Disaster Prevention. No 23, p.141-184 (1980)。
- 3) 開発一郎・佐倉保夫；筑波大学水理実験センター報告，5，p.19-23 (1981)。
- 4) 下垣 久・白砂孝夫；電力中央研究所報告，No 382055 (1983)。
- 5) 樞根 勇；水文学，大明堂，p.150-152, (1980)。
- 6) 土質工学会編；土の試験実習書，土質工学会，p.103-110 (1981)。
- 7) 土壌物理性測定法委員会編；土壌物理性測定法，養賢堂，p.191-197 (1982)。
- 8) 大貫敏彦・山本忠利；JAERI-M 85-096 (1985)。
- 9) 土質工学会編；土の試験実習書，土質工学会，p.17 (1981)。
- 10) 樞根 勇；水文学，大明堂，p.137, (1980)。
- 11) 山本荘毅；新版地下水調査法，古今書院，p.33-36 (1983)。
- 12) Nielsen, D. R. et. al. ; IAEA -SM-267/40 (1983)。

Table 1 Hydraulic characteristics of loamy and sandy soil.

L o a m y s o i l	Water characteristic curve	Pressure head (-cmH ₂ O)	0.0	10.0	20.0	50.0	100.0
	Unsaturated hydraulic conductivity	Water content (%)	74.7	70.4	68.4	66.4	64.6
		Water content (%)	74.7	69.6	68.0	67.0	
		Hydraulic conductivity (cm/sec)	9.49×10^{-5}	1.43×10^{-6}	3.66×10^{-7}	2.32×10^{-7}	
S a n d y s o i l	Water characteristic curve	Pressure head (-cmH ₂ O)	0.0	10.0	20.0	50.0	100.0
	Unsaturated hydraulic conductivity	Water content (%)	52.4	51.4	49.3	48.7	48.0
		Water content (%)	52.4	50.7	49.0	48.7	
		Hydraulic conductivity (cm/sec)	2.78×10^{-4}	2.88×10^{-6}	7.61×10^{-7}	3.91×10^{-7}	

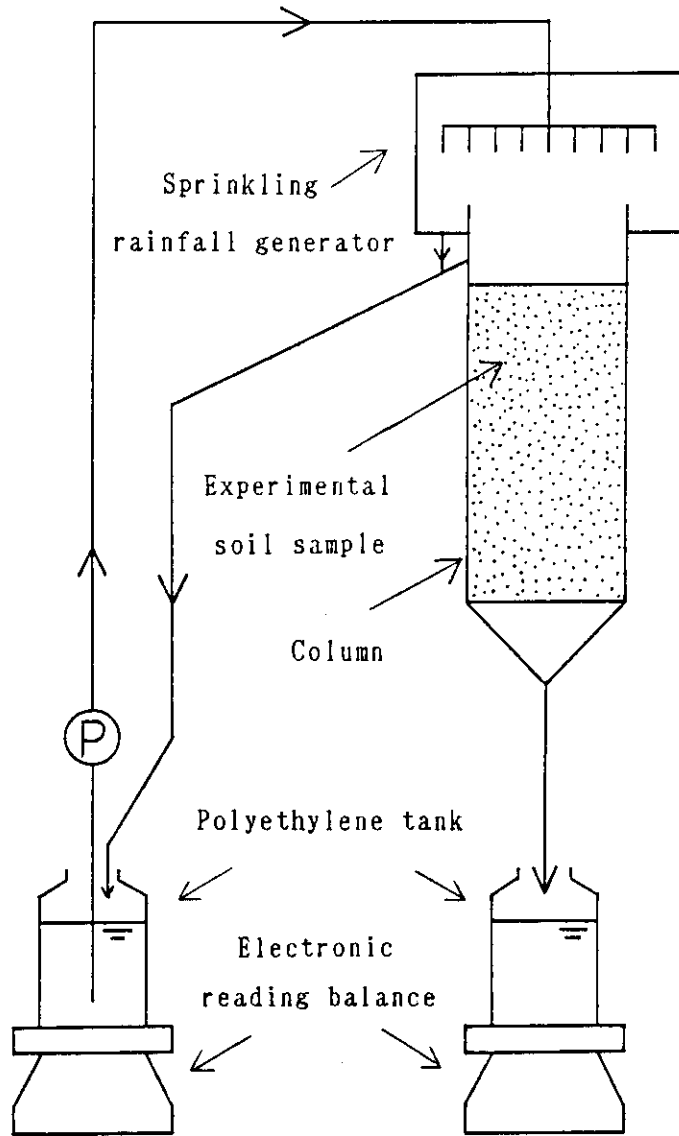


Fig.1 Schematic diagram of experimental apparatus.

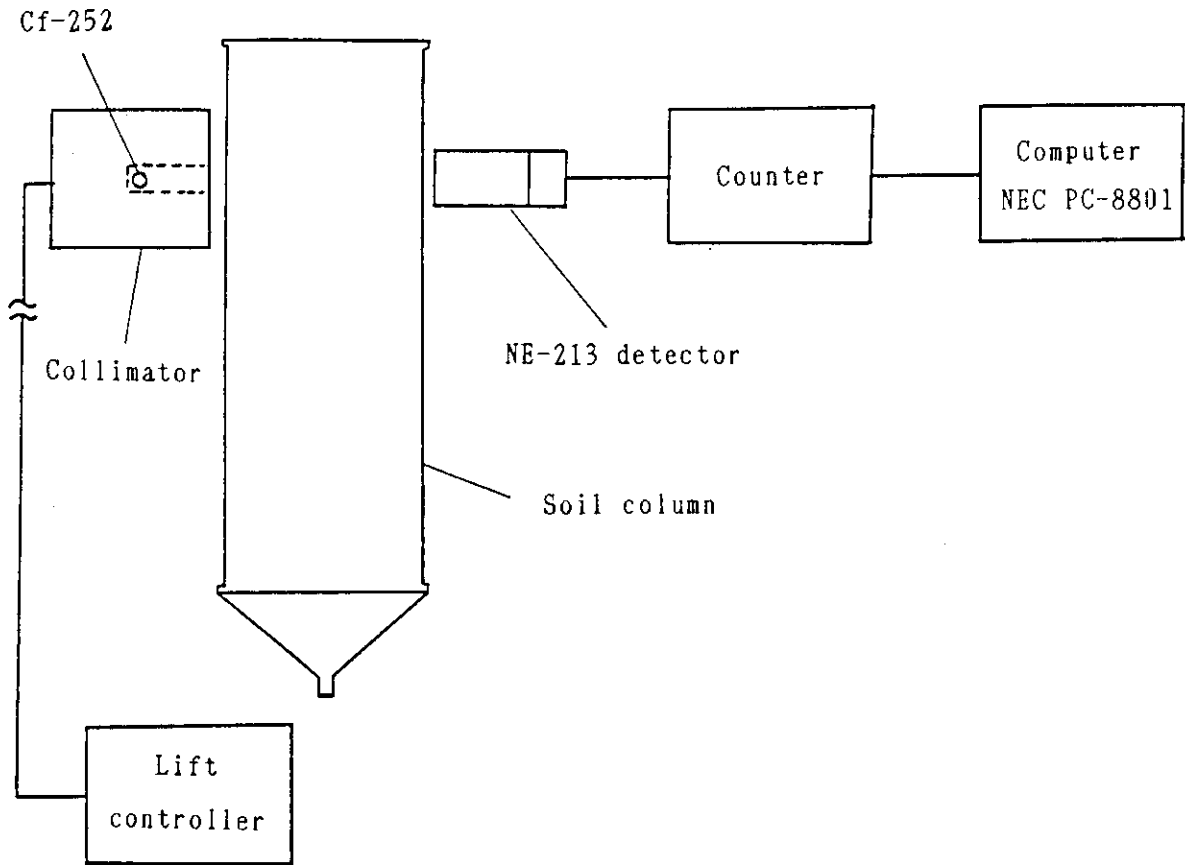


Fig.2 Schematic diagram of water velocity measurement apparatus for aerated soil layer.

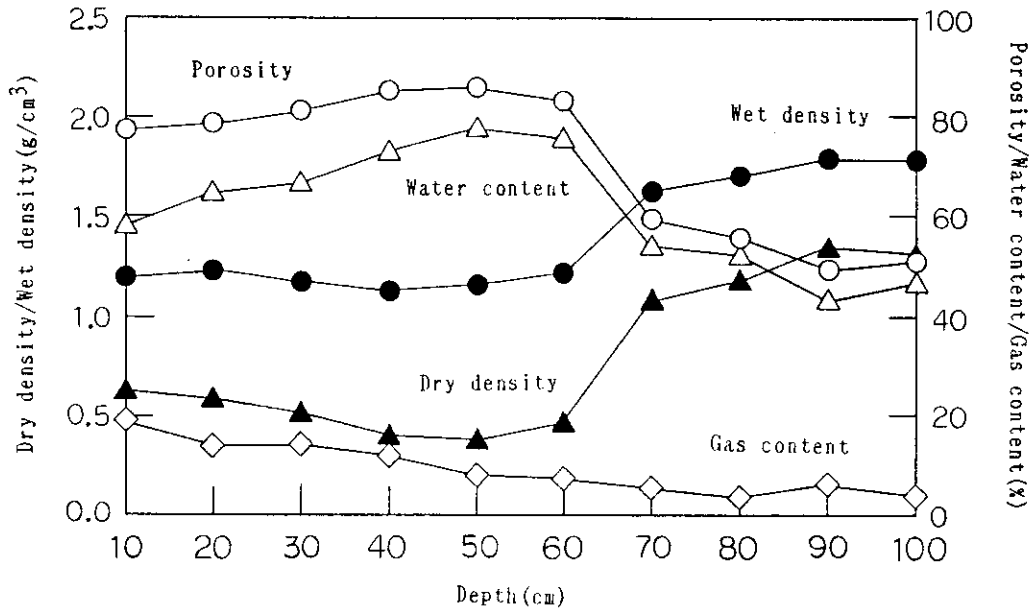


Fig.3 Vertical profiles of soil properties in experimental soil sample.

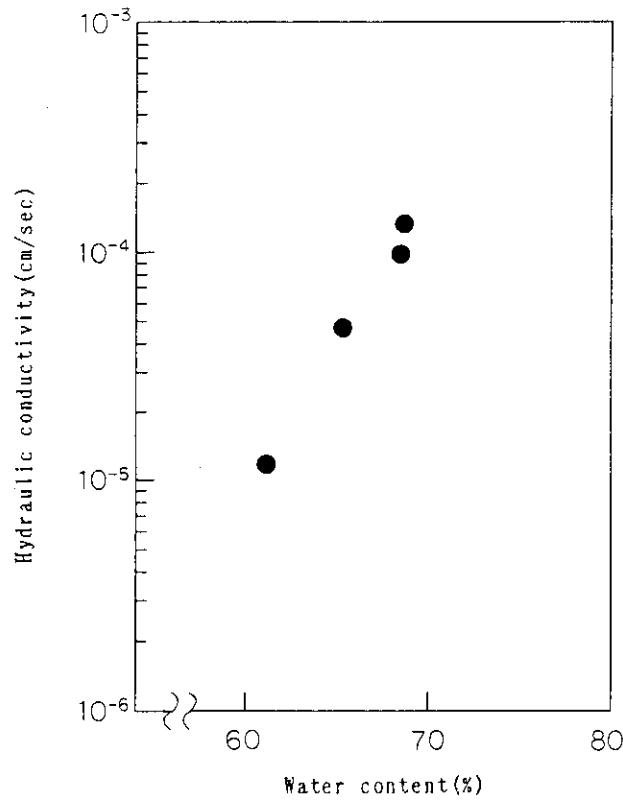


Fig.4 Unsaturated hydraulic conductivity for the experimental soil sample.

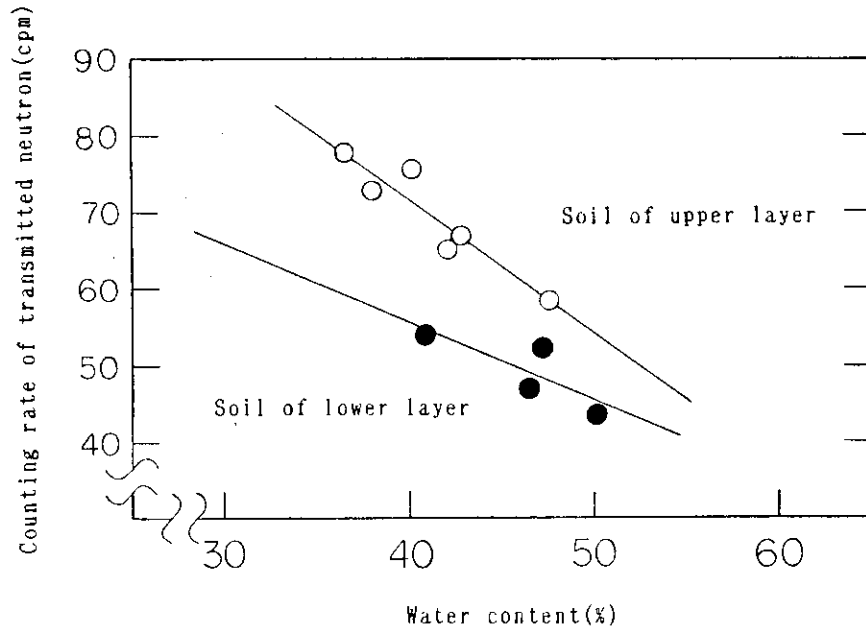


Fig.5 Calibration curves for water content in soil of each layer.

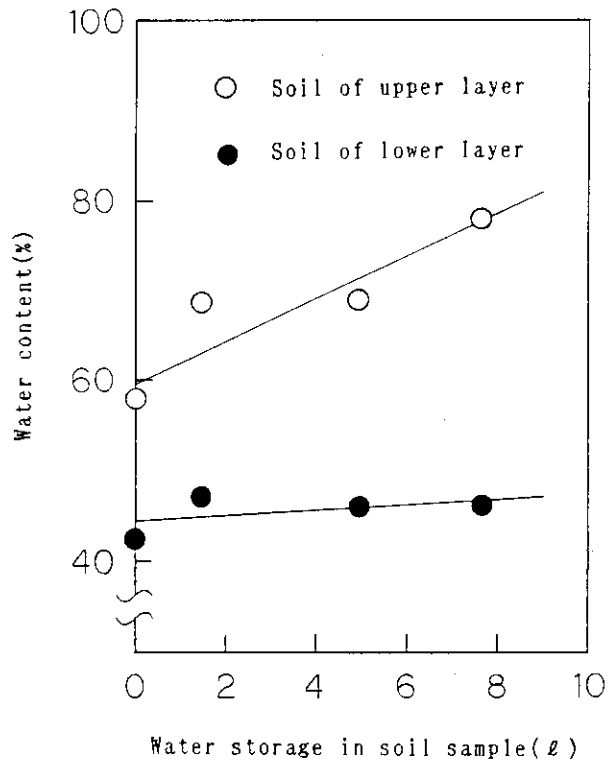


Fig.6 Relationships between water content in each soil layer and water storage in experimental soil sample.

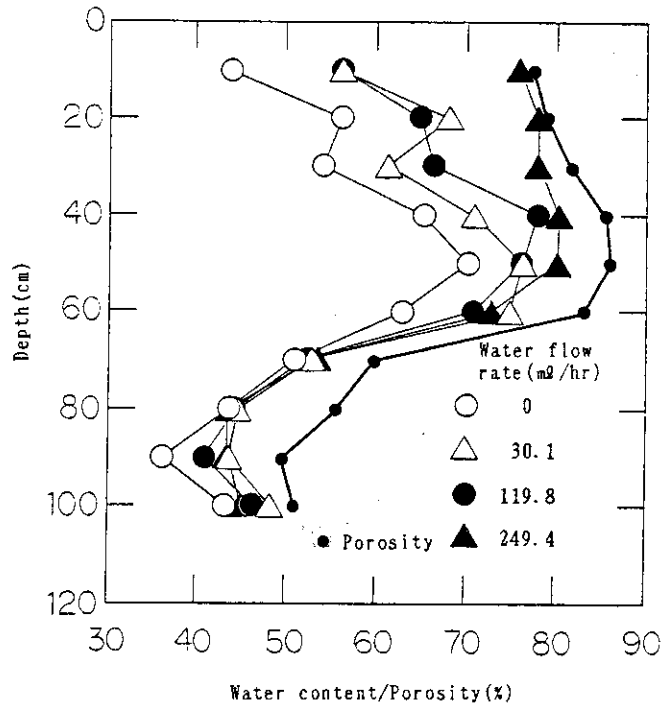


Fig.7 Vertical profiles of water content in experimental soil sample at various water flow rates.

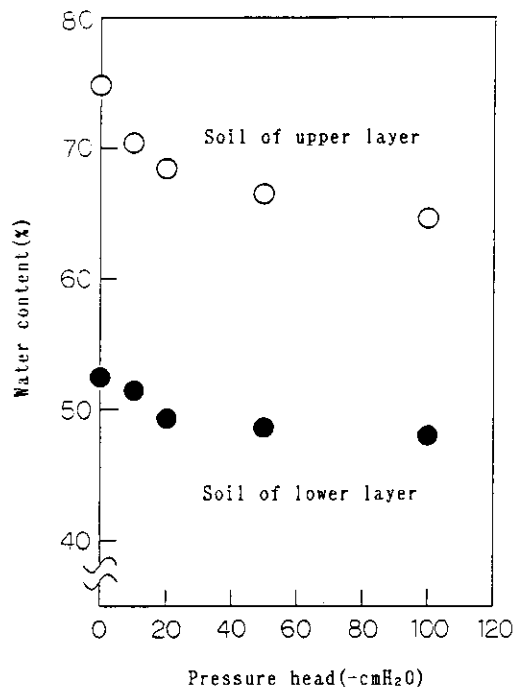


Fig.8 Water characteristic curves of referential soil samples used for hydraulic characteristics measurement.

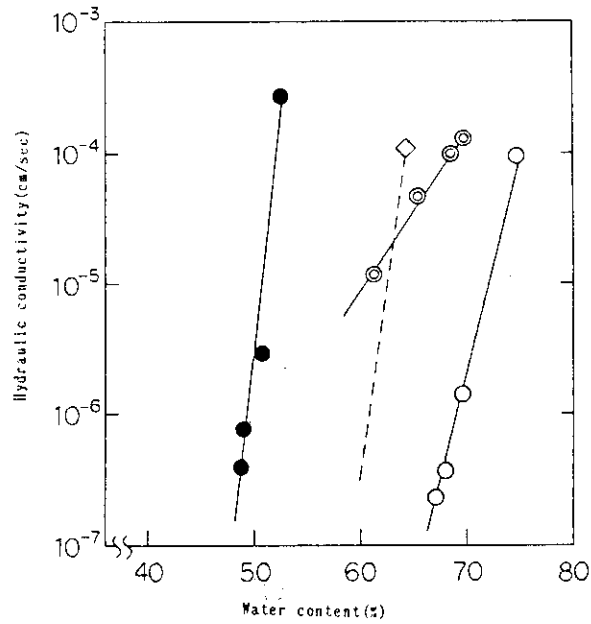


Fig. 9 Measured and estimated values of unsaturated hydraulic conductivity for experimental and referential soil samples. (relation to water content)

- Referential sample(soil of upper layer)
- Referential sample(soil of lower layer)
- ⊙ Experimental sample(measured)
- ◇ Experimental sample(estimated)

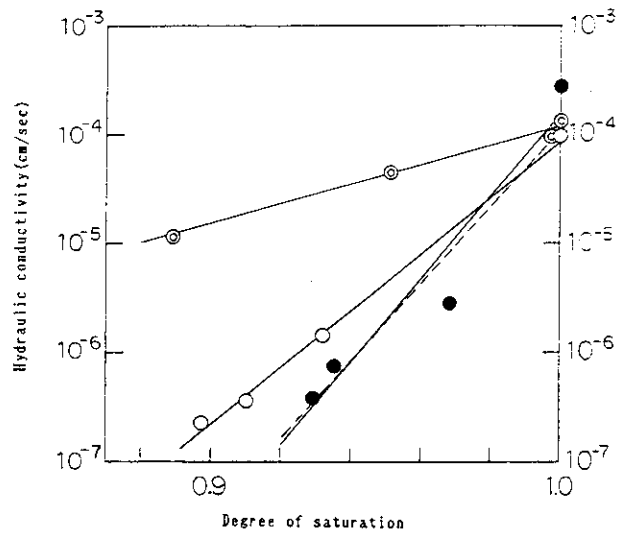


Fig. 10 Measured and estimated values of unsaturated hydraulic conductivity for experimental and referential soil samples. (relation to degree of saturation)

- Referential sample(soil of upper layer)
- Referential sample(soil of lower layer)
- ⊙ Experimental sample(measured)
- Experimental sample(estimated)