

畑利用淡色黒ボク土と沖積水田土における 排水性粗孔隙の異方性について

岩田幸良*・成岡 市**

Anisotropy of Drainable Macropores in Andosols and Alluvial Soils

Yukiyoshi IWATA* and Hajime NARIOKA**

* National Agricultural Research Center for Hokkaido Region,
Shinsei, Memuro-chou, Kasai-gun, Hokkaido 082-0071, Japan

** Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University,
3-1-1 Tsushima-naka, Okayama 700-8530, Japan

Abstract

Since macropores significantly influence the movement of water and air in the soil, it seems that the structure of macropores should determine the processes of drainage. A study was conducted to investigate the structure of macropores and the associated drainage process. The drainage characteristics of volcanic ash and paddy field soils were investigated, and the following results were obtained.

(i) The structure of entry pores depended on the direction of sampling. We constructed a model of entry pore structure, and found that this phenomenon is thought to reflect the shape of drainage macropores, especially the joints of tubular pores that have different diameters.

(ii) The results of drainage experiments using a 100 cm³ cylindrical sampler were thought to have been greatly affected by the inner wall of the sampler. Nevertheless, it could be said that wall-affected results show soil drainage characteristics better than non-wall-affected results. We constructed a model of drainable macropores structure to explain this phenomenon. The shapes of pF-distribution curves were different depending on the direction of sampling when soil was sampled using a 100 cm³ cylindrical sampler. This could be explained by assuming that large tubular pores in the network of macropores were in a vertical direction and smaller tubular pores were in a horizontal direction.

Key words : macropore structure, drainability, anisotropy, soft X-ray imaging method, sampling scale

1. はじめに

土壌粗孔隙の存在が土壌の排水特性に大きく影響していることは周知のことである。この粗孔隙をめぐる研究は、バイパスフローの議論とともに、たとえば土壌薄片や軟 X 線影像による観察（たとえば Bouma, 1981；徳

永ら, 1984；成岡, 1989）、トレーサーを利用した野外での水みちの観測（たとえば波多野ら, 1983）などの成果としてまとめられている。

粗孔隙（macropore）の構造を把握するには軟 X 線映像法や軟 X 線立体計測法（成岡, 1989）が有効である。造影剤を媒体として粗孔隙の立体構造を連続的に捉える

* 北海道農業研究センター 〒082-0071 北海道河西郡芽室町新生

** 岡山大学環境理工学部 〒700-8530 岡山県岡山市津島中 3-1-1

キーワード：粗孔隙構造, 排水特性, 異方性, 軟 X 線映像法, サンプリングスケール

ことが可能であり、低粘性造影剤を流し込むことにより粗孔隙の透水性や排水特性への役割を調べる研究もなされている(たとえば Mori *et al.*, 1999 a, b; 佐藤, 1995)。

また、成岡ら(2000)および成岡・駒村(2000 a, b)は、関東ローム土壌に関する一連の論議の中で、

(1) 管状孔隙群(粗孔隙群)は各土層ごとに構造が異なり、浸透経路または排水経路としての物理的機能が分化(水と空気の通り道が異なる)している。

(2) 表層黒ボク土は、団粒が発達しているため、微細間隙と粗孔隙の分化が大きく、透水経路の屈曲度が小さい。また乾燥密度や間隙率の大小にかかわらず、粗孔隙が飽和透水の主要経路になり得ている。

(3) 下層土においては、粗孔隙と微細間隙の境界が pF 1.8 付近にあり、飽和透水係数が[水平方向] > [鉛直方向]の傾向にある。これは鉛直方向に延びる大径粗孔隙(径 1~2 mm の管状孔隙)の屈曲度が高く、水平方向に延びる径 300 μ m 以下の孔隙がネットワーク構造を成し、透水性に大きな影響を与えていることによる。

(4) 粗孔隙の透水、通気、排水機能は分化しており、限界間隙の構造は透水・通気性に強い影響を及ぼしている。

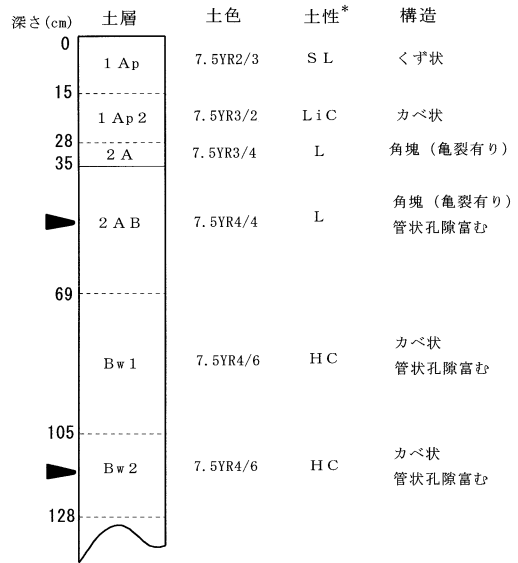
などの知見を得ている。しかし、粗孔隙の構造と排水性との関係については十分明らかにされておらず、排水性を論ずる際には土壌をブラックボックスとして扱うことしかできなかった。

そこで本論は、畑および水田の各土層から 100 cm³円筒を用いて水平・鉛直方向に試料を採取し、それらについて透過・排水性の測定を行い、土壌の排水特性(排水過程における土壌の水・空気の移動特性)に異方性が生じることを示した。さらに、これらの異方性と排水に関与する粗孔隙の構造との関係について考察することで、100 cm³円筒で排水特性試験を行うことの意味について言及した。

2. 供試土および測定方法

2.1 供試土

農業環境技術研究所(つくば市)の淡色黒ボク土畑圃場(D1 圃場)下層から火山灰土壌(以下、火山灰畑土)を、静岡県袋井市の湿田および乾田から沖積土壌(以下、沖積水田土)を各々採取した。採取時期は、火山灰畑土が 1996 年 5 月 17 日、沖積水田土が 1995 年 10 月 21 日であった。いずれも降雨量の比較的小さい時期であり、火山灰畑土では 150 cm、沖積水田土は 50 cm の深さまで試抗を掘ったが、いずれも地下水位は観察されなかった。また、火山灰畑土、沖積水田土ともに採取時は裸地であった。



* 圃場にて触診で判断したもの

図-1 火山灰畑土の土壌断面

Fig. 1 Soil profiles of volcanic ash soil in upland field.

火山灰畑土を採取した土壌断面を図-1 に、沖積水田土のそれを図-2 に示す。図中矢印で示した層位から攪乱土、不攪乱土、軟 X 線撮影用土塊を各々採取した。不攪乱土は 100 cm³定容量円筒により、水平方向と鉛直方向に各々 3~5 個採取した。軟 X 線撮影用土塊は現位置の上下方向をマークした後に適当な大きさに切り取り、内部構造を壊さないように実験室に持ち帰り、100 cm³相当の直方体(30~40 mm 厚; X 線の透過距離)に切削整形した。試料の表面には円孔開口部がみられ、管状孔隙の实在を前もって確認した。以下、火山灰畑土をその採取層位に基づき 2AB, Bw2 と呼び、沖積水田土を圃場の立地条件および層位に基づき乾田耕盤、乾田心土、湿田耕盤、湿田心土と呼ぶことにする。

2.2 土壌物理性の測定

2.2.1 基本的物理性

供試土の基本的物理性については、真比重(Gs; ピクノメータ法)、土性(ピペット法; 判定は国際法に準拠)、含水比(ω)、間隙率(n)、乾燥密度(ρ_d)、三相割合などを測定した。

2.2.2 透過特性(飽和透水係数 Ks, 通気係数 Ka)

円筒採取の火山灰畑土は定水位法、沖積水田土は変水位法を適用し、飽和透水係数 Ks を毛管飽和後に測定した。その後、加圧板法により pF 1.8 の水分状態に調整し、Tanner and Kirkham の装置(土壌物理測定委員

会, 1978) の改良型 (DIK-5001) を用いて通気係数 K_a を測定した。

なお K_s は, 同一試料に同じ流向 (とくに鉛直方向では現位置の上向き) で測定値が安定するまで通水し, 三反復の測定を行った。 K_a は長時間の通気を避け, 供試土の乾燥収縮が起こらないようにしながら三反復の測定

を行った。

2.2.3 限界間隙特性

田淵 (1963) の方法に準拠して, 前節 (2.2.2) の処理後, 限界間隙試験を行った。限界間隙は, 飽和土から最初に水が排出される孔隙であり, その状態の水分ポテンシャルを水柱高で表したものを限界負圧 (cm), 限界間隙の体積を試料の全体積で除したものを限界間隙量 (cm^3/cm^3), 限界間隙の体積を限界負圧で除したものを脱水勾配 (cm^3/cm ; [限界間隙の体積, cm^3] / [限界負圧, cm]) とし, この3種類の値を排水特性の指標 (成岡, 1992) として考察を進めた。

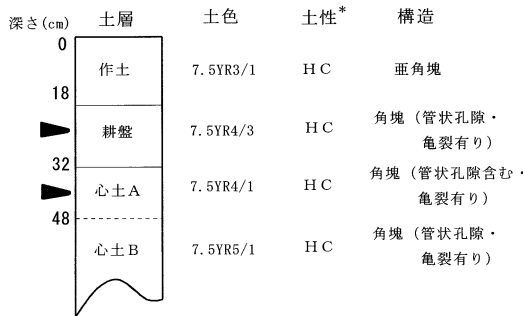
2.2.4 pF 水分特性

前節 (2.2.3) 処理後の不攪乱土を再び毛管飽和して, pF 1.0~1.3 の範囲で砂柱法, pF 1.5~pF 2.7 の範囲で加圧板法, pF 3.0~4.0 の範囲で遠心法を適用し, 排水過程における pF 水分分布曲線を求めた。

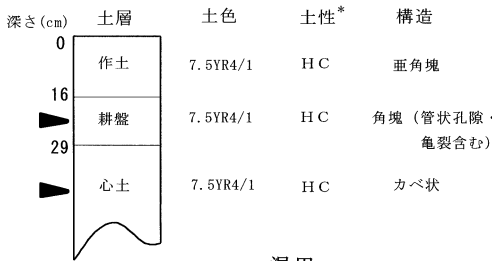
2.2.5 軟 X 線影像

切削整形した直方体 (試料厚 30~40 mm ; X 線透過方向) の撮影 (装置 ; SOFTEX, DCTS-7003 型) を行った。撮影条件は, 管電圧 60 kV, 管電流 3 mA, 焦点・フィルム間距離 (FFD) 655 mm を固定条件として, 照射時間を調整することにした。また現位置の鉛直方向と実寸法が確認できる鉄針を直方体上端部に挿入した。

なお, 造影剤の試料土への浸入方法について, 「圧入法 (成岡, 1989)」は大径 (直径 0.3 mm 程度以上) の粗孔隙の形状の把握や径の異なる管状孔隙のネットワークの把握に優れた方法である。しかし, とくに小径 (直径 0.3 mm 程度未満) の管状孔隙が卓越する場合, 存在する管状孔隙を造影する能力は「乾燥法 (徳永ら, 1984)」の方が高い。そこで本論では, 大径管状孔隙が卓越する火山灰畑土では圧入法により, 小径管状孔隙が卓越する沖積水田土では乾燥法により, それぞれ造影剤を試料の孔隙



乾田



湿田

* 圖場にて触診で判断したもの

図-2 沖積水田土の土壌断面

Fig. 2 Soil profiles of paddy field soil (alluvial soil).

表-1 供試土の基本的物理性

Table 1 Physical properties of soil sample

土 層	火山灰土壌		乾田土壌		湿田土壌	
	2AB	Bw2	耕盤層	心土層	耕盤層	心土層
深 度 (cm)	35~69	105~128	18~32	32~48	16~29	29~43
土 性*	HC	CL	L	L	LiC	CL
自然含水比 (kg/kg)	1.21	1.13	0.22	0.27	0.24	0.23
乾燥密度 (g/cm^3)	0.54	0.58	1.42	1.32	1.40	1.42
間 隙 率 (cm^3/cm^3)	0.80	0.78	0.47	0.50	0.47	0.47
粗間隙率 (cm^3/cm^3)**	0.07	0.10	0.05	0.04	0.03	0.05
土壤構造	角塊状	カベ状	角塊状	角塊状	角塊状	カベ状

* ピペット法による

** 粗間隙 = pF 1.8 以下相当

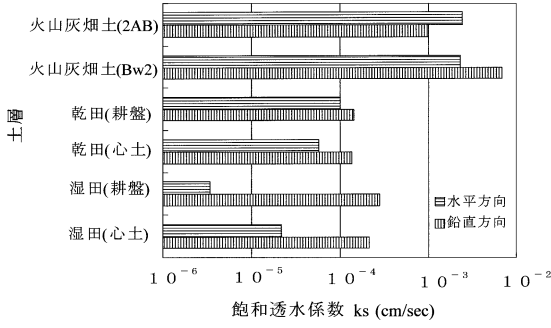


図-3 飽和透水係数

Fig. 3 Hydraulic conductivity at saturated condition.

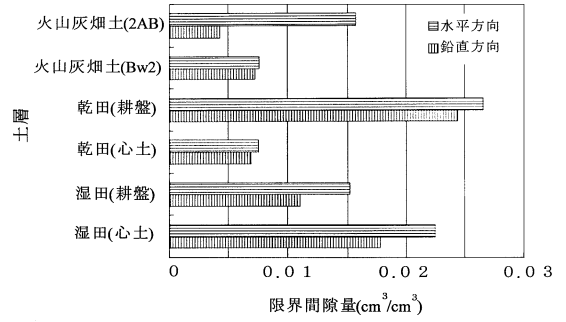


図-5 限界間隙量の異方性

Fig. 5 Anisotropy of the entry-pore volume.

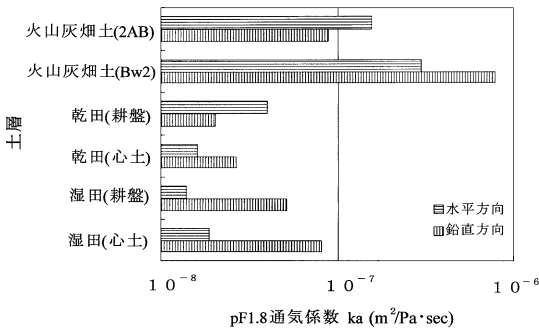


図-4 pF 1.8 における通気係数

Fig. 4 Air permeability at pF 1.8.

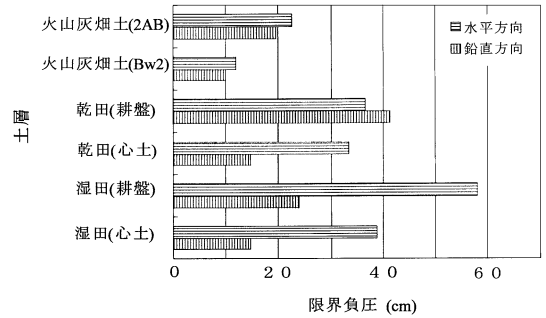


図-6 限界負圧の異方性

Fig. 6 Anisotropy of the entry-pore pressure.

内に入れた。なお、圧入法は粘性剤（主成分として塩基性炭酸鉛と亜鉛を含有している油絵の具（シルバー・ホワイト）にスピンドル油を加えて適度な粘性に調整した）を、沖積水田土では低粘性剤（1, 1, 2, 2-テトラプロモエタン）をそれぞれ造影剤として用いた。

3. 実験結果

3.1 基本的物理性

測定した供試土の基本的物理性の結果を表-1にまとめて示す。ピペット法により粒度分析を行った結果、火山灰畑土の土性はHCとCLであり、沖積水田土の土性はL~LiCであった。沖積水田土より火山灰畑土の方が微細粒子の割合が多いが、間隙率から粗間隙率を引いた値で評価される微細間隙の量は、火山灰畑土が沖積水田土に比べはるかに多い。しかし、土壌構造は角塊状からカベ状であるため、微細間隙部分の透過特性が良いとは考えにくい。

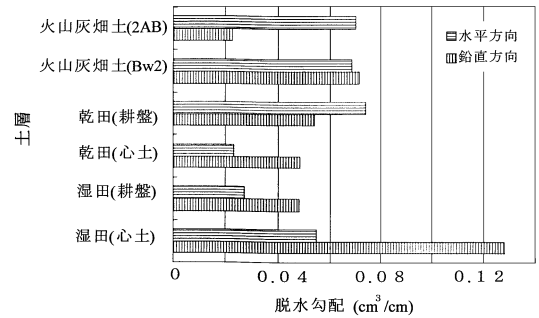
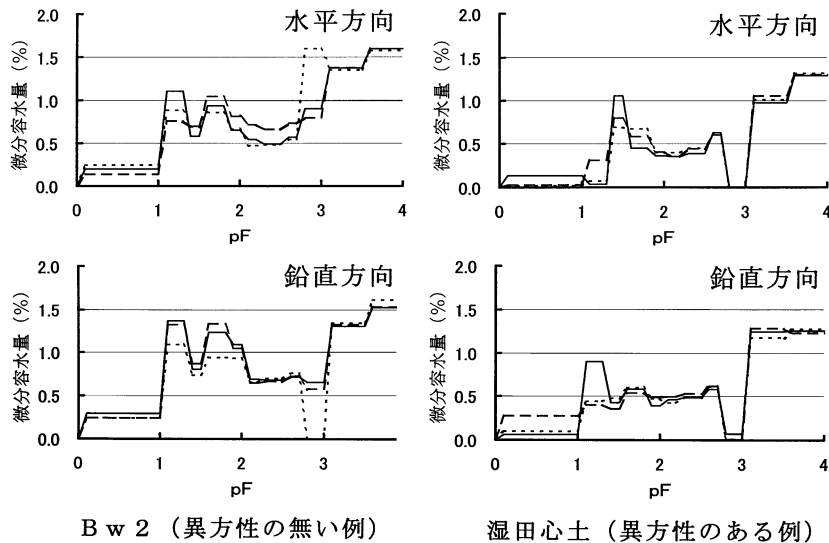


図-7 脱水勾配の異方性

Fig. 7 Anisotropy of the drain gradient.

自然含水比は、火山灰畑土・沖積水田土ともに低く、比較的乾燥した時期に試料の採取が行われたことが反映されている。



* 実線・点線等の線種の違いは、サンプルの個体差を表している。

図-8 Bw2 および湿田心土の pF 水分分布曲線

Fig. 8 pF-moisture distribution curves of Bw2 and ill-drained paddy field.

3.2 透過特性（飽和透水係数，通気係数）

各層の飽和透水係数，通気係数の結果を図-3，4に示す。

飽和透水係数（ K_s ）は火山灰畑土が 10^{-3} cm/s，沖積水田土が $10^{-4} \sim 10^{-6}$ cm/s のオーダーであった。 K_s は湿田耕盤および心土で鉛直方向に明らかに大きいが，それ以外の層では明瞭な異方性はみられなかった。

pF 1.8 における通気係数は，水平・鉛直方向の異方性が K_s よりも明確に現れる傾向にあった。しかし，沖積水田土より火山灰畑土で値が大きく，湿田耕盤・心土で特に強い異方性がみられるという点では K_s と同様の傾向を示した。乾田耕盤において K_s に異方性はみられないが， K_a は水平方向に若干大きかった。このことは，乾田耕盤の粗孔隙構造が水平方向にわずかに卓越していることが反映されていると推定される。

3.3 限界間隙特性

測定した限界間隙量，限界負圧，脱水勾配を図-5～7にまとめて示す。

限界間隙量は，全ての層で水平方向に大きかった。

限界負圧は，乾田耕盤を除く全ての層で水平方向に大きかった。限界負圧がほとんどの層で水平方向に大きいということは，大気開放間隙，すなわち試料上端から下端まで連続した最も大きな粗孔隙の最小径が鉛直方向に大きいということを意味している。これは，水田・火山灰畑土における粗孔隙が鉛直方向に卓越して多いという

既往の成果（徳永，1985；成岡，1989）と一致していた。

脱水勾配は，2AB および乾田耕盤で水平方向に大きく，Bw2 でほとんど差がなく，乾田心土および湿田耕盤・心土で鉛直方向に大きかった。

3.4 pF 水分特性

Bw2 および湿田心土の pF 水分分布曲線を図-8に示す。

同図は，各層の供試土を水平・鉛直方向にまとめて示したもので，上が水平方向，下が鉛直方向の試料に対応している。Bw2 では水平・鉛直方向に同様な形状の曲線が描かれているのに対し，湿田心土は水平方向の pF 1.3～1.5 に大きなピーク，鉛直方向の pF 1.0～1.3 および pF 1.5～1.8 に小さなピークがあり，試料の採取方向によって曲線形は明らかに異なっていた。

ここで，とくに低 pF 段階における pF 水分分布曲線が供試土の土壤構造を量的に反映したものであると考えるならば，採取方向により曲線形状に異方性が存在することは，水平・鉛直方向で排水孔隙の構造が異なっていることを意味する。図-8の湿田心土のように，同一条件で測定したにもかかわらず採取方向の違う試料の曲線形状が全て異なる場合，この現象が測定の際に起こった誤差に起因しているとは考えにくい。そこで，この結果に関する論議を後（4.2）で詳述する。

3.5 軟 X 線映像

図-9～12に供試土の軟 X 線映像を示す（ここで，

図-9~12 火山灰畑土と沖積水田土の管状孔隙の軟 X 線影像

Figs. 9~12 Soft X-ray radiographs of tubular-pore (macropore) of upland field (volcanic ash soil) and paddy field.

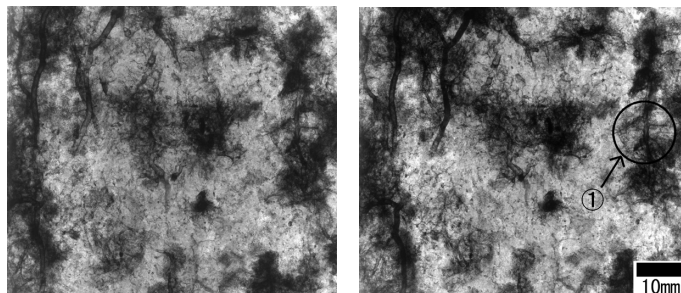


図-9 2AB層 (35~69 cm 深)

Fig. 9 Volcanic ash soil, 2AB layer (35~69 cm depth), Film No. N96259.

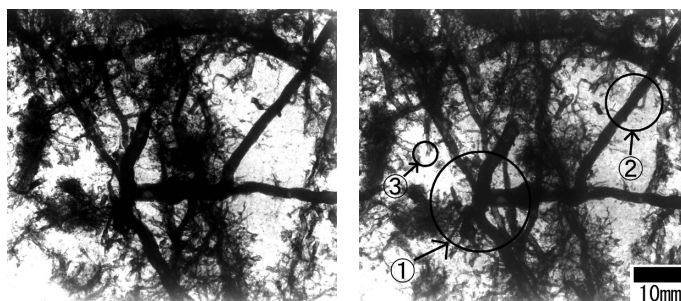


図-10 Bw2層 (105~128 cm 深)

Fig. 10 Volcanic ash soil, Bw2 layer (105~128 cm depth), Film No. N96237.

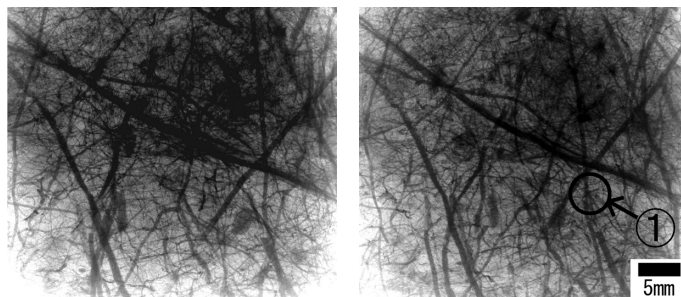


図-11 湿田耕盤 (16~29 cm 深)

Fig. 11 Ill-drained paddy field, plowsole (16~29 cm depth), Film No. N95265.

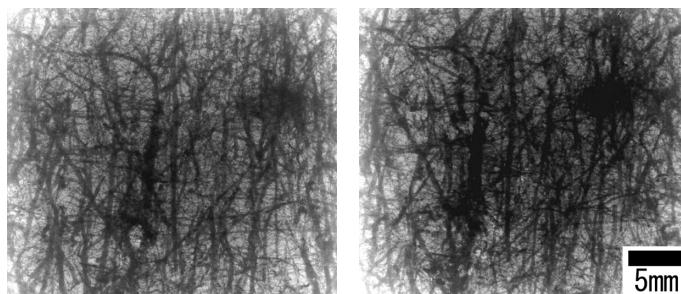


図-12 湿田心土 (>29 cm 深)

Fig. 12 Ill-drained paddy field, subsoil (>29cm depth), Film No. N95269.

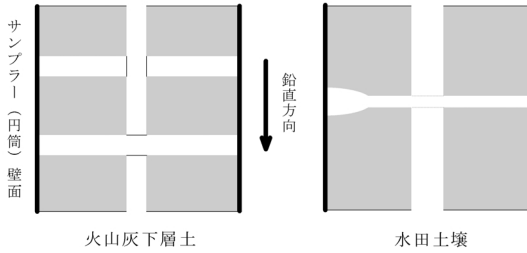


図-13 供試土の限界間隙の模式的モデル

Fig. 13 Soil structure model of the entry-pore in each soil types.

フィルム影像を「影像」と呼ぶことにする)。

火山灰畑土では「屈曲度が高く(図-10①)、分岐するほど径が細くなる(図-10②)」などの条件をもつ粗孔隙形状(成岡, 1989)を示していた。また、径0.3mm以上の比較的径の大きな粗孔隙(以下、「大径粗孔隙」とする)は2ABよりBw2の方で多く観察された。その屈曲度はBw2で大きく、大径粗孔隙は2ABで鉛直方向に卓越する傾向にあった。

沖積水田土は大径粗孔隙が鉛直方向に伸び、それと接続した径の小さな粗孔隙(以下、「小径粗孔隙」とする)が水平方向に卓越する(図-11①)という条件をもつ水田土粗孔隙形状(徳永ら, 1985)を示し、耕盤より心土でその傾向が強かった。しかし、乾田と湿田とでは影像上明瞭な差異はみられなかった。

4. 考 察

4.1 脱水勾配が示す限界間隙の異方性

脱水勾配については、Bw2を除く全ての層で異方性が見られた。これは試料の採取方向によって排水特性に及ぼす限界間隙の役割が異なっていることを示唆している。さらに、それぞれの土壌に対して限界負圧と限界間隙量等を検討し、脱水勾配に異方性を生じさせる原因が火山灰畑土と沖積水田土で異なることがわかった。そこで、これらの現象に関する理解を深めるため、粗孔隙形状とサンプリングスケールから考察される供試土の限界間隙構造を図-13に模式化し、次節4.1.1、4.1.2で論議することにした。

4.1.1 火山灰畑土の脱水勾配の異方性

脱水勾配に異方性がみられた火山灰畑土2ABでは、限界負圧が同程度であり、限界間隙量は水平方向に大きく、この結果水平方向の脱水勾配が大きくなっていた。間隙量が採取方向で異なる現象は一般的には理解しがたいが、

① 限界負圧が試料上端から下端まで連続した孔隙の

径の大きさに依存する

② 限界間隙量は限界負圧の水分状態における空気間隙量である

などから、限界間隙量はそれぞれポテンシャルの異なる水分状態における間隙量であると考えられる。

「限界負圧が水平・鉛直両方向に同程度である」ということは、試料の上端面から下端面に連続した最大径を有する粗孔隙群中のネックにあたる最小径が同程度であることを意味する。また、「限界間隙量が水平方向に大きい」ということは、水平方向に採取した円筒試料の限界間隙量が多いことを意味している。

以上のことから、火山灰畑土2ABにおける限界間隙の構造は図-13(左)のように模式化される。すなわち、

① 「限界間隙の大きさ」: 水平・鉛直方向ともに限界負圧が同程度であることから、鉛直方向に寄与する限界間隙も水平方向に寄与する限界間隙もその最小径は同程度である。

② 「限界間隙の量」: 水平方向に採取した試料の限界間隙量が多いことから、限界間隙は水平方向に卓越する。

③ 「水平・鉛直方向の限界間隙の連結」: 水平・鉛直方向に寄与する孔隙間に十分な連結があれば、限界間隙量に異方性は見られない。しかし、実測した限界間隙量に異方性がみられたことから、水平・鉛直方向の限界間隙の連結はそれほど高くないことがわかる。

このモデルは、限界間隙特性試験から得られた各種物理量から推定される孔隙形状の特徴を図式化したものである。

それでは、なぜ限界間隙の構造が採取方向によってこのように異なるのだろうか。軟X線影像から、限界間隙量に異方性がみられた2ABは、異方性のみみられなかったBw2に比べて大径粗孔隙が少なく、それらは鉛直方向に卓越していることがわかる。一方、2ABの通気係数は水平方向に若干卓越しており、大径粗孔隙が鉛直方向に卓越することと矛盾する。しかし、水平方向に卓越した小径粗孔隙が通気経路として機能すると考えると、通気係数の異方性を説明することができる。また、2ABの限界負圧は20cm前後であり、これを等価毛管直径に換算すると0.15mmになる。これらを考慮すると、2ABの限界間隙が大径粗孔隙のみで構成されるとは考えられない。さらに、2ABの限界負圧は水平・鉛直方向に採取した試料でほとんど同じ値であったが、このことは限界間隙の最小径が採取方向に依存しないことを示している。

これらのことから、図-9①に示すような大径粗孔隙と接続あるいは独立した直径0.15~0.3mmの孔隙が、限界間隙として機能していると推定できる。すなわち、

これら小径粗孔隙群は採取方向によらず限界間隙の最小径となる。しかし、小径粗孔隙が水平方向に卓越するため、その結果として水平方向の限界間隙量を多くしていると考えられる。

また、Bw2 において限界間隙量および限界負圧の異方性がみられなかった理由として、「小径粗孔隙の形状が 2AB と異なる」、「屈曲度の高い大径粗孔隙が多く存在する」などが挙げられる。

4.1.2 沖積水田土の脱水勾配の異方性

上述 (4.1.1) のとおり、火山灰畑土の限界間隙の異方性については、直径 0.3 mm 以下の小径粗孔隙の量および形状に起因すると考えた。しかし、沖積水田土の場合は異なった状況にあると思われる。

沖積水田土の限界間隙量は、2AB に比べるとその差は小さく、水平方向に若干大きな傾向にある。しかし、限界負圧は乾田耕盤を除き水平方向に大きい。脱水勾配は、乾田耕盤を除いて鉛直方向に大きくなっている。

軟 X 線影像 (前出図-11, 12) から、沖積水田土の粗孔隙は径変化が少なく、屈曲度が低いことが判断できる。また、直径 0.3 mm 以上の大径粗孔隙が鉛直方向に卓越し、それと接続した径の小さな粗孔隙が水平方向に卓越した構造となっている。

以上のことを考慮して、沖積水田土における限界間隙の構造は図-13 (右) のように模式化することができる。すなわち、

① 「限界間隙の大きさ」: 水平方向の限界間隙の最小径が鉛直方向に比べて小さく、鉛直方向に卓越した孔隙の径変化は少ない。

② 「限界間隙の量」: 限界間隙量が同じか水平方向に若干大きい傾向にある。

③ 「水平・鉛直方向の限界間隙の連結」: 水平方向の限界間隙は鉛直方向の限界間隙に接続している。

孔隙の径変化は異径粗孔隙の連結によって起こる。水平方向に採取した試料では、鉛直方向の大径粗孔隙の屈曲度が低いいため試料壁面で閉鎖され、円筒試料内に閉じこめられる。そして、それと接続した径の小さな粗孔隙から大気が入ることによって大気に開放することになる。そのため、水平方向と鉛直方向の粗孔隙の連結が多くなると、径の大きな粗孔隙も十分に大気開放されるので、結果として水平方向に採取した試料の限界間隙量が大きくなると考えられる。

以上のことから、沖積水田土の場合、鉛直方向に採取した試料では、鉛直方向に卓越する大径粗孔隙が限界間隙の主たる構成要素となる。一方、水平方向に採取した試料では、大径粗孔隙とそれに接続した小径粗孔隙が限界間隙の主たる構成要素となっていると考えられる。

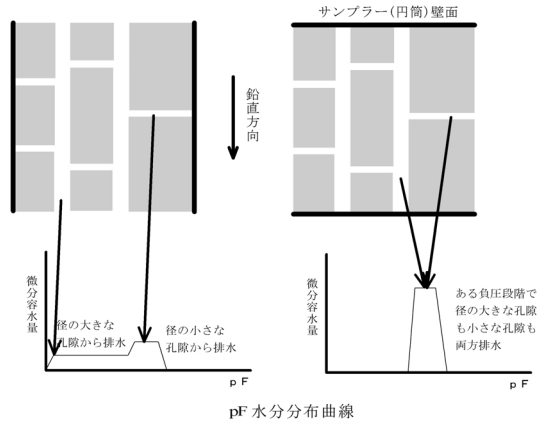


図-14 pF 水分分布曲線に異方性が存在する土壌の孔隙構造

Fig. 14 Soil structure of samples which have anisotropy in pF-distribution curve.

4.2 100 cm³ 円筒内壁面が pF 水分分布曲線の形状に与える影響

美園ら (1952) は、pF 含水率曲線を微分して得られる曲線を pF 水分分布曲線と名づけ、これにより火山灰畑土の排水特性が把握できることを示した。また成岡 (1989) は土壌孔隙を直管の集まりと仮定することで、pF 値からジュレンの式で等価毛管直径に換算し、pF 水分分布曲線を粗孔隙径とそれに対応する粗孔隙量を表すものであるとした。しかし、これらの論議は「土壌粗孔隙は排水粗孔隙として量的に評価することができる」という示唆ではあるが、pF 水分分布曲線に出現する異方性問題や、それから推定される粗孔隙の立体構造、あるいは 100 cm³ 円筒が排水試験に適切なサイズであるかどうかなどの論議はなされていない。

前出図-8 で、試料の採取方向により pF 水分分布曲線が異なる場合があることが確認されている。そこで各層から採取された試料から得られた pF 水分分布曲線を採取方向別に分け、曲線型の類似度を考慮して、各土層の異方性の程度を判断した。その結果、

湿田心土 >> 湿田耕盤 > 2AB > 乾田耕盤 > 乾田心土 >> Bw2

の順であった。

上述のように、pF 水分分布曲線を各 pF 段階における量的な間隙量を表す曲線であるとするならば、その採取方向で粗孔隙量が異なることはあり得ず、曲線に異方性が生じることも考えられない。そこで、図-14 のような模式的モデルを考えた。

鉛直方向の大径粗孔隙とそれに接続した水平方向の小径粗孔隙が存在する土層から円筒試料を採取する場合、鉛直方向に採取した試料では大径粗孔隙から排水がおり、次に小径粗孔隙の排水が発生する。これに対して、水平方向に採取した試料では、大径粗孔隙が円筒内壁面で閉鎖されて空気侵入が妨げられるために排水が起こらず、小径粗孔隙から先に排水されることになる。そしてこれが pF 水分分布曲線に異方性を生じさせている原因と考えることができる。

実際、明瞭な異方性がみられた湿田心土の軟 X 線影像 (図-12) では、鉛直方向に大径粗孔隙が卓越し、それに接続した小径粗孔隙は径 $0.1 \sim 0.2 \text{ mm}$ であった。また、水平方向の pF 水分分布曲線のピークは pF 1.3~1.5 (等価毛管径 $0.10 \sim 0.15 \text{ mm}$) にあり、軟 X 線影像から得られた水平方向の小径粗孔隙の径と同程度である。このことから、水平方向の小径粗孔隙が高水分領域の pF 水分分布曲線の形を決定する鍵となっていることが示唆され、径の異なる粗孔隙の連結構造が pF 水分分布曲線の異方性を引き起こす要因であることを裏付けていると考えることができる。

以上のことから、沖積水田土のように粗孔隙構造の異方性が明瞭な土壌の場合、 100 cm^3 円筒を用いた pF 水分特性曲線の測定結果には円筒内壁面の影響が強く現れると考えることができる。

4.3 100 cm^3 円筒で排水特性を測定することの意味

土壌の透水性を評価する際、その異方性や試料のサンプリングスケールが問題とされる (たとえば増島, 1970; 原口, 2000)。しかし、排水特性を測定する際、試料の採取方向による孔隙構造の変化や、排水特性に異方性が生じること、あるいはそれらと深い関係にあるサンプリングスケールの問題については特に議論がなされていなかった。前述のように、 100 cm^3 円筒で採取された試料の排水特性は、その壁面の影響を強く受けていることが考えられ、これらの諸問題について議論する必要がある。そこで、試料 (100 cm^3 円筒) の内壁面が閉鎖された状態で測定された排水特性の意味を考察する。

火山灰畑土に造影剤を入れる際、注射器で試料表面の円孔断面から粘性の高い剤を圧入したが、表面の円孔開口部が大きい場合でも注射器に伝わる注入抵抗が大きくなり、途中で造影剤が入らなくなる場合があった。また軟 X 線影像から、造影剤が粗孔隙内の途中で止まり、前進メナスが生じることも確認された (図-10③)。火山灰土の管状孔隙群は主として長期間のうちに形成された根跡であることはよく知られている。これを考慮すると、圃場規模で分布する管状孔隙の連続性は、異径管状

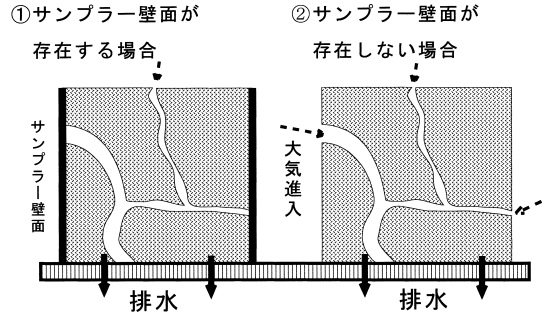


図-15 サンプラー壁面が排水試験に与える影響

Fig. 15 Effect of sampler-wall to drainage experiment.

孔隙が相互に接続していることにより成り立っていると考えることができる。

沖積水田土の場合も、作土・耕盤・心土という土層の分化がみられ、その境界域で粗孔隙の連続性が絶たれたり、すでに形成されていた管状孔隙の連続性が代かき等で分断される場合もあるだろう。

これらのことから、管状孔隙の存在形態は、均質な径の粗孔隙が長く伸びているのではなく、異径粗孔隙が相互に結びつき、あるいは途中で行き止まりになったように分布するという構造を連想することができる。そして、このような孔隙形態の存在を仮定すると、圃場の排水特性は、排水粗孔隙の連結構造に起因していると考えることができる。

ここで、試料壁面が存在せず、試料側面が大気開放されているような実験系を仮定してみよう (図-15②)。試料側面からも大気が侵入するため、このような系においては、大径粗孔隙が直接大気と接続する確率が高くなり、前節 4.1 および 4.2 で考察された採取方向による排水特性の相違は生じないと考えられる。すなわち、粗孔隙と大気との連絡が良くなることによって、排水過程では径の大きな孔隙から排水がおこる。そのため、限界間隙は大径粗孔隙が構成要素の主体となる。また pF 水分分布曲線は、従来からいわれているように、各圧力段階に相当する大きさの間隙がどれだけ試料内に存在するかを表す曲線となる。このように、試料壁面が存在しない実験系においては、孔隙のネットワーク構造が実験結果に反映されないと考えられる。

一方、 100 cm^3 円筒で測定された排水特性には、図-15 ①に示すように大径粗孔隙が壁面で閉鎖されるため、大径粗孔隙と小径粗孔隙の連結構造 (粗孔隙のネットワーク構造) が強く反映される。圃場レベルの排水過程では、一般に大気は地表面から侵入する。したがって、大気侵

入は、地表面からの孔隙の連続性が重要となる。地表面から対象土層まで、大径粗孔隙のみで連続性が保たれているならば、その土層における排水は大径粗孔隙から起こるため、円筒壁面の存在しない系で測定された排水特性がその土層内での排水の実体を良く表しているといえる。しかし、実際には大径粗孔隙と小径粗孔隙が連結することで地表面から対象土層までの連続性が保たれていると考えられるため、100 cm³円筒で測定された排水特性は、壁面によって大径粗孔隙が閉鎖されることで粗孔隙のネットワーク構造を強く反映し、より圃場の排水特性を表現していると考察される。

5. おわりに

本論では、火山灰畑土および沖積水田土を用いて100 cm³円筒採取土壌の物理特性の測定および軟X線撮影を行い、排水特性に関与する粗孔隙について考察した。

火山灰畑土の排水性粗孔隙は、屈曲度の高い大径粗孔隙と、それと連結あるいは独立した小径粗孔隙からなる。また沖積水田土のそれは、屈曲度の低い大径粗孔隙が鉛直方向に卓越し、それと連結した小径粗孔隙が水平方向に卓越する構造をもつ。これらの孔隙は、100 cm³円筒の壁面の存在により、火山灰畑土においては水平方向に限界間隙量を多くし、沖積水田土においてはpF水分分布曲線の曲線形が採取方向により異なるという現象を引き起こしていた。このような排水特性は、粗孔隙のネットワーク構造が反映された結果であると考えられ、排水特性試験から得られる粗孔隙のネットワーク構造と亀裂等粗大粗孔隙の連結性を考えることで、圃場における排水のメカニズムが明らかにされる可能性が示唆される。

最後に、本論文をまとめるにあたり北海道大学の長谷川周一教授から試料の採取ならびに分析について、また東京農業大学の駒村正治教授から火山灰畑土全般について、貴重なご教示を賜った。ここに記して深謝申し上げます。

引用文献

Bouma, J (1981): Comment on "Micro-, Meso-, and Macroporosity of Soil". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45**: 1244-1245.
 土壌物理性測定法委員会編 (1978): 土壌物理性測定法. p. 272, 養賢堂, 東京.
 原口暢朗 (2000): 土壌水分特性曲線に基づく水田耕盤層における土壌物理性の実測分布のサンプル断面積依存性に関する考察. *農業土木学会論文集*, **209**: 1-13.

波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫 (1983): メチレンブルートレーサー法による水みちの分布状態. *日本土壤肥料学雑誌*, **54**: 490-498.
 増島 博 (1970): 水田下層土における飽和透水係数の異方性. *日本土壤肥料学雑誌*, **41**: 119-120.
 美園 繁・寺沢四郎・木下 彰・須藤清次 (1952): 火山灰土壌の土壌水分系に関する研究. *農業技術研究所報告 B*, **2**: 97-122.
 Mori, Y., Iwama, K., Maruyama, T. and Mitsuno, T. (1999 a): Discriminating the Influence of Soil Texture and Management-Induced Changes in Macropore Flow Using Soft X-Rays. *Soil Science*, **164**: 467-482.
 Mori, Y., Maruyama, T. and Mitsuno, T. (1999 b): Soft X-ray Radiography of Drainage Patterns of Structured Soils. *Soil. Soc. Am. J.*, **63**: 733-740.
 成岡 市 (1989): 土壌の孔隙の計測法とその物理機能に関する研究. *東京農業大学総合研究所紀要*, **1**: 1-56.
 成岡 市 (1992): 飽和した火山灰下層土の脱水による開放経路に関する一考察. *東京農業大学総合研究所紀要*, **4**: 35-43.
 成岡 市 (1993): 土壌粗孔隙の形態とその計測法. *日本土壤肥料学雑誌*, **64**: 90-97.
 成岡 市・岩田幸良・駒村正治 (2000): 関東ローム下層土における粗孔隙の透水, 通気および排水機能. *農業土木学会論文集*, **208**: 63-71.
 成岡 市・駒村正治 (2000 a): 武蔵野台地関東ローム層の深さ方向に発達している管状孔隙について. *農業土木学会論文集*, **208**: 99-105.
 成岡 市・駒村正治 (2000 b): 固相配列と排水特性からみた関東ローム表層黒ボク土の粗間隙の特徴. *農業土木学会論文集*, **210**: 19-27.
 佐藤照男 (1995): 干拓地土壌における間隙構造の発達と物理性の改善に関する研究. *秋田県立農業短期大学研究報告*, **21**: 1-69.
 田淵俊雄 (1963): 土の限界間隙と飽和透水係数の関係. *農業土木研究別冊*, **7**: 32-37.
 徳永光一・成岡 市・深谷高俊 (1984): 重液浸入法の開発とそれによる土壌間隙の軟X線映像についての考察. *農業土木学会論文集*, **114**: 61-74.
 徳永光一・佐藤照男・菊地 宏・今 和則 (1985): 粘質水田土の粗孔隙の実体と透水性について. *土壌の物理性*, **51**: 49-62.

受稿年月日: 2001年2月23日

受理年月日: 2001年12月13日