

多孔ホースを用いたマイクロ灌漑による土壌水分動態

中川進平*・相馬尅之*・柏木淳一*・鈴木伸治*

Soil water movement under micro-irrigation using a perforated tube

Shinpei NAKAGAWA*, Katsuyuki SOMA*, Jun'ichi KASHIWAGI* and Shinji SUZUKI*

*Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

Abstract

Effects of different initial moisture conditions on the formation of wetted soil volume under micro-irrigation were investigated in a layered soil having a plow layer and a subsoil layer with macropores. Water was applied at a constant rate of $100\text{ cm}^3\text{ min}^{-1}$ for 720 minutes using a perforated tube covered with vinyl mulch. Water application efficiency was also evaluated from soil water storage and infiltration loss caused by bypass flow.

In the case of initially dry condition, the wetting front was spread in an elliptical shape with the major axis in the downward direction. In the case of wet condition, however, the horizontal boundary between the plow layer having high saturated hydraulic conductivity and the subsoil layer having low one affected infiltration. Water reached to the boundary flowed horizontally and infiltrated into the plow layer from the bottom. The amount of water infiltrated vertically was more than that of horizontally infiltration in an imaginary main root zone. Infiltration loss beyond the root zone due to bypass flow was accounted for 89% in dry condition and 75% in wet condition for 720 min respectively. After 70 min irrigation, the rate of storage was unchanged in both the dry and the wet conditions. In view of water application efficiency, irrigation period exceeding about 70 minutes is inadequate.

Key words : Micro irrigation, Perforated tube, Wetted soil volume, Bypass flow, Water application efficiency

1. はじめに

作物の根群域へ少量ずつ頻りに供給する方法であるマイクロ灌漑は、灌漑によって水分が増加する湿潤域と水分が増加しない非湿潤域が形成されるため、従来の全面灌漑と異なる灌漑計画が必要となる。湿潤域は供給条件（供給量、供給強度）や土壌条件（土層構成、初期土壌水分量）等の影響を受けて形成され、形状や大きさ、水分分布から特徴づけられている。

マイクロ灌漑に関する既往の研究は灌漑強度の小さい点滴灌漑を扱ったものがほとんどである。点滴灌漑による湿潤域の形成については解析解法（Philip, 1971; Warrick, 1974）や数値解法（Brandt, *et al.*, 1971; Lafolie, *et al.*, 1989; 田中ら, 1992）によって解析されて

いる。数値解法では対象とする土壌の任意の物理条件を組み入れることが可能であり、再現性および適用性の高い方法である。Bresler, *et al.* (1971) は点滴灌漑による2次元、3次元の水分移動を数値解法によって予測し、実測値との比較を行った。その結果、大きな灌漑強度の場合を除いて良く一致したと報告している。しかし、これらの研究では灌漑強度の小さな点滴灌漑を想定したものがほとんどであり、多孔ホースのような強度が大きいものはない。

冬期にビニールハウスを解体する北海道のような積雪地域では、期間定置式で敷設や撤収が容易な多孔ホースが適しており、施設園芸において広く用いられている。多孔ホースを用いたマイクロ灌漑は供給源の水圧によって散水から点滴まで灌水形態が変化する。マルチ被覆下

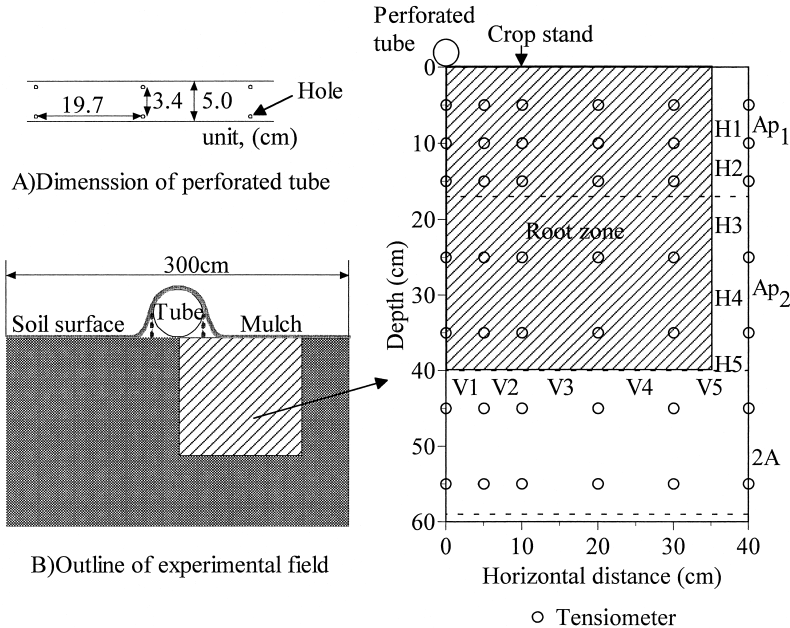


図-1 調査断面内に設定した仮想根群域

Fig. 1 Imaginary root zone at the experimental soil profile.

ではホース付近にのみ水を供給する部分灌漑のように用いられており、通常、点滴灌漑に比べて灌漑強度は大きい。

したがって、多孔ホースにより適正な水管理を行うためには湿潤域の形成を十分に把握する必要がある。本論文では点滴灌漑のように湿潤状態で灌水制御した場合、乾燥時の灌水と比較して、灌漑効率がどのように変化するかについて検証した。耕耘管理によって形成された膨軟な作土をもつ成層土壌において、マルチ被覆下で多孔ホースを用いた灌漑を行った場合に、灌漑前の初期水分が湿潤域の形成に与える影響について検討した。また、主根群域から鉛直下方と側方への浸透損失を見積ることで灌漑効率に対する初期土壌水分の影響についても検討を試みた。

2. 実験方法

2.1 調査地の概要と測定項目

試験は北海道大学北方生物圏フィールド科学センターの生物生産研究農場内のガラスハウスにおいて行った。土壌は豊平川由来の堆積物を母材とする褐色低地土で、層序は Ap₁、Ap₂ 層と 2A 層から成り、腐植に富む。ガラスハウスでは毎年、春から夏にセルリを栽培しており、試験はセルリを収穫後にロータリ攪拌耕起された裸地状態で行った。

試験圃場の土壌物理性については、耕耘直後のハウス耕土から各層につき 5 個の試料を 100 cm³ 円筒容器に採取し、室内において飽和透水試験および基本的な物理性を測定した。また、保水性は 50 cm³ の円筒容器を用いて各層から 2 個の不攪乱土壌試料を採取し、吸引法および加圧板法により -98.1 kPa まで測定した。さらに、直径 10 cm、高さ 4 cm の不攪乱試料を採取し、飽和透水試験のほか加圧型定常法により、-6.7 kPa までの不飽和透水試験を行った。飽和および不飽和透水試験に供した土壌は、いずれも鉛直方向で採取したものをを用いた。浸入現象に対して保水性および透水試験は湿潤過程から考える必要があるが、ヒステリシスを考慮せず、いずれも脱水過程についてのみ行った。また、保水性の試験に先立ち、マクロポアの分布状況を確認するため、成岡 (1987) の方法に従い、造影剤を用いずに土壌の軟 X 線撮影を行った。

2.2 灌水試験の概要

多孔ホースを用いた灌漑方式による湿潤域の形成はホースにかけられた滴下孔の個数、配列様式に影響を受ける。多孔ホースはビニール製のホースに並列や千鳥格子で任意の間隔で滴下孔を配列してある。図 1 に示すように、本試験で用いた多孔ホースは折りたたみ時の幅が 5 cm、滴下孔は半面に並列 2 孔が約 20 cm 間隔に配列してある。試験では滴下孔が上向きになるよう土壌表面に

表-1 試験圃場の土壌物理性

Table 1 Soil physical properties at experimental field

Depth cm	Horizon	Texture	Porosity $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	Dry bulk density g cm^{-3}	Saturated hydraulic conductivity* cm s^{-1}	Unsaturated hydraulic conductivity at -2.9 kPa cm^{-1}
0-17	Ap ₁	L	0.73	0.69	$9.6 \times 10^{-3} \pm 2.0 \times 10^{-3}$	1.3×10^{-5}
17-40	Ap ₂	L	0.60	0.03	$1.4 \times 10^{-3} \pm 1.1 \times 10^{-3}$	3.7×10^{-7}
40-59	2A	CL	0.60	1.03	$8.8 \times 10^{-4} \pm 3.3 \times 10^{-3}$	5.4×10^{-7}
59-76	2AC	SL	0.60	1.09	$4.1 \times 10^{-4} \pm 6.1 \times 10^{-4}$	—

* Geomean \pm standard deviation

ホースを敷設し、幅 300 cm のビニールマルチで覆った。この被覆により灌漑水はホース付近に集中した。

多孔ホース灌漑による土壌水分の変化を追跡するために、テンシオメータを埋設し、マトリックポテンシャルを測定した。図 1 にテンシオメータ設置地点を示す。湿潤域が土壌断面内でホースを中心に形成されると想定し、土壌水分の測定は滴下孔下の鉛直土壌断面を対象とし、ホースから水平方向に 40 cm、鉛直方向に 55 cm の範囲においてテンシオメータを格子状に設置した。なお、テンシオメータの設置にあたっては調査断面から 30 cm 離れた場所に観測抗を設け、水平方向に挿入した。テンシオメータによるマトリックポテンシャルの測定は圧力トランスデューサを用い、データロガーに接続して 2 分毎に自動計測した。また、灌漑は水道からホースに接続し、蛇口を最大に開いて供給した。この供給方法による灌漑量は流量計により測定したところ 1 孔からの流量が $50 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$ 、すなわち一地点に $100 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$ の一定強度であった。野菜類へのドリップ灌漑の強度は $2 \sim 4 \text{ Lhr}^{-1}$ が適用されているのに対して、今回の試験の $100 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$ (6 Lh r^{-1}) はそれよりも大きな強度である。灌水時間は $100 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$ で供給した場合の定常状態の湿潤域について検討するため 720 分間行った。

試験は深さ 5 cm のマトリックポテンシャルが -49.1 kPa の乾燥状態と -4.9 kPa の湿潤状態である 2 種の初期水分条件で行った。 -4.9 kPa は圃場含水量に相当することからも湿潤状態の限界として設定した。乾燥状態の試験は耕耘直後の水分状態で、湿潤状態の試験は乾燥状態の灌水試験から一週間後に対象領域がほぼ飽和になるまで全面に散水してから供給を停止し、ビニールマルチで土壌表面を覆った。その後、深さ 5 cm のマトリックポテンシャルが約 -4.9 kPa になった時に同一地点で行った。

3. 結果および考察

3.1 圃場の土壌物理環境

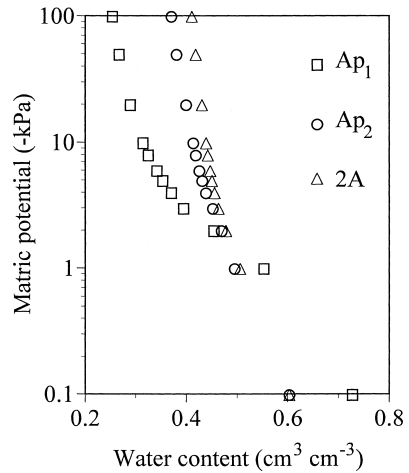


図-2 ハウス耕土の水分特性曲線

Fig. 2 Water retention curves of the surface soils.

試験圃場の土壌物理性を表 1 に示す。調査地はローム質土壌である。試料採取が耕耘直後であるため、ロータリ耕により膨軟化した Ap₁ 層は下層と比較して間隙率が大きく、飽和透水係数は $9.6 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ で、透水性も良好であった。下層の Ap₂ 層と 2A 層は異なる土性であるが、間隙率、乾燥密度は良く似た値を示した。飽和透水係数は Ap₂ 層が 1.4×10^{-3} 、2A 層が $8.8 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ で下部ほど小さくなった。さらに、軟 X 線撮影画像から Ap₁ 層は約 5 mm の団粒が主体であり、その中に 10 mm 程度の団粒も含まれていた。また Ap₂、2A 層は前作のセルリの根跡と推察される鉛直方向への管状孔隙が確認された。また図 2 より脱水過程の保水性については、Ap₁ 層は他の 2 層と比較して -98.1 kPa までの脱水量が大きく、特に -4.9 kPa より大きいマトリックポテンシャルに相当する間隙量が多いことが判る。Ap₂、2A 層は良く似た形状を示した。圃場含水量である -4.9

kPa から生長阻害水分点の -98.1 kPa までを有効水分とした場合の各層の有効水分量は Ap_1 が 0.10 , Ap_2 が 0.06 , $2A$ が $0.04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ であった。

3.2 灌水による湿潤域の形成

テンシオメータによるポテンシャル測定値が初期値よりも増加した時点で、浸潤前線が到達したとみなした。対象領域内において、これらのテンシオメータが反応するまでの時間分布に関して、浸潤前線の経時変化として図 3 に示した。初期水分が乾燥状態の場合、浸潤前線は灌水開始から 10 分後には土壌表面付近で水平方向に広がるが、ホース直下は鉛直方向への伸長が卓越していた。その後、浸潤前線は時間とともに鉛直方向に長軸を持つような楕円形状となった。灌水終了時点の 720 分後においてもホースから水平方向に 40 cm 離れた土壌表面付近は前線が到達していなかった。これに対して湿潤

状態の場合、灌水開始から 15 分までは表面付近で水平方向へ拡大し、ホース直下で鉛直方向に長い形状であったが、 Ap_1 と Ap_2 層の層界に前線が到達した 15 分以降は層界に沿って水平方向へ拡大した。その結果、 Ap_1 層では水平方向への前線の伸長が見られた。それ以降では、鉛直方向に対して水平方向への前線の拡大速度は小さいものの、120 分後には観測断面内全てに前線が到達した。

この様な土壌の乾湿が湿潤域の形成に与える影響をさらに詳細に検討するため、灌水期間中のマトリックポテンシャル分布の経時変化について、乾燥状態の場合を図 4、湿潤状態の場合を図 5 に示した。乾燥状態の場合、ホース直下 (4a) は土壌表面からマトリックポテンシャルが増加し、ポテンシャルが増加する領域が時間とともに深くなる。そして、60 分後に深さ 55 cm までの全深度で -1 kPa 以上の値を示し、灌水試験終了時まで維持した。ホースから離れた地点ほどポテンシャルの変化が見られる時間が遅くなることに加え、変化が始まる深さも異なることが認められた。すなわちホースから水平方向に 10 cm 離れた地点では層界付近の深さ 15 cm において最も早くポテンシャルが増加し、時間の経過に伴い上下ともポテンシャルが増大した (4b)。 20 cm 離れた地点 (4c) では深さ 55 cm から順次水分が増加した。ホースから 40 cm 離れた地点 (4d) では灌水終了時点の 720 分後もポテンシャルの増加はほとんどなかった。

これに対して湿潤条件の場合、ホース直下 (5a) におけるポテンシャル分布は乾燥状態の場合と同じく土壌表面からポテンシャルが増加した。ホースから 10 cm 離れた地点 (5b) では、18 分後には土壌表面付近の深さ 5 cm および層界付近である 15 cm のそれぞれの深さから水分が増加し、それ以後は 2 方向からの浸潤が重なるように前線が水平方向に拡大した。さらに 24 分後には深さ 35 cm において周囲の測定地点よりも早く水分ポテ

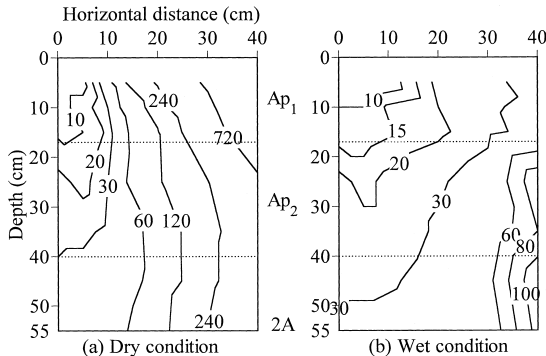


図-3 浸潤前線の分布 (図中の数字は前線到達時間(分), 点線は層境界を表す)

Fig. 3 Advance of wetting front (numbers in the lines show minutes after the start of irrigation, dashed lines show the boundary of the horizons).

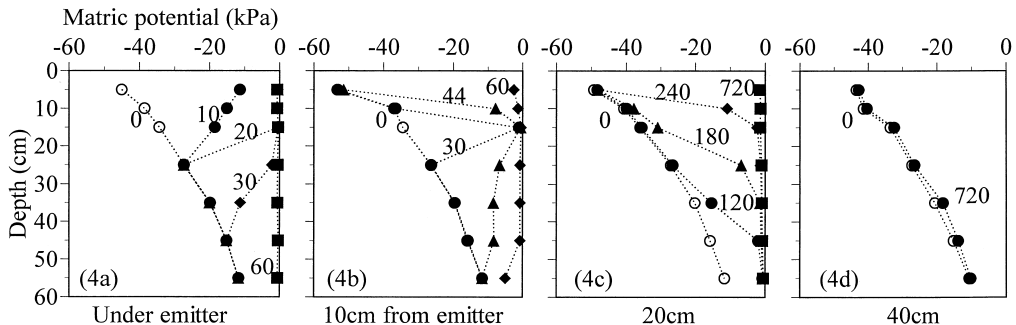


図-4 乾燥状態の灌水期間中の水分分布 (図中の数字は時間, min)

Fig. 4 Matric potential distributions at several times (min) during the irrigation (dry condition).

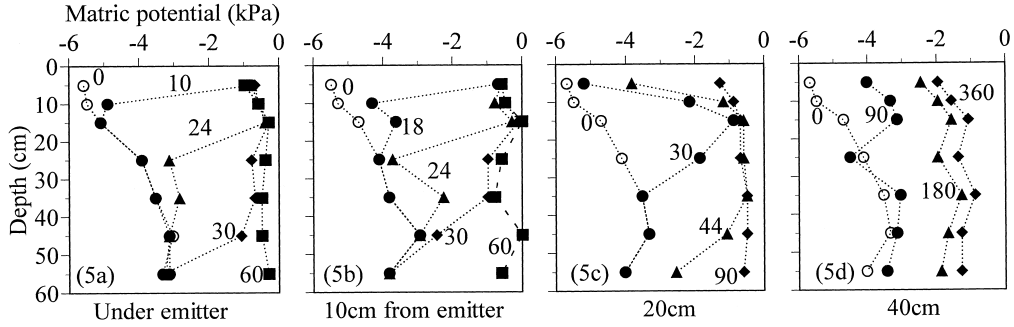


図-5 湿潤状態の灌水期間中の水分分布 (図中の数字は時間, min)

Fig. 5 Matric potential distributions at several times (min) during the irrigation (wet condition).

ンシャルの増加が現れた。20 cm 離れた地点 (5c) では層界付近である深さ 15 cm のポテンシャル増加が最も早く、層界から上下方向に水分ポテンシャルが増加した。40 cm 離れた地点 (5d) において、 A_{p1} 層の水分増加に始まり、360 分後には全深度で -2 kPa 以下の値を示し、灌水終了時まで継続した。

以上のような土壌の乾湿による浸潤形態の相違を、土層の透水性から考察すると次のようになる。初期水分が乾燥状態にある場合、均質な土壌への浸入は拡散的な水分移動が卓越するため、浸潤初期においては等方向に拡大することが知られているが、本試験の結果は乾燥状態よりも湿潤状態の方が等方向に拡大し、異なる傾向となって現れた (図 3)。これは灌水初期においては湿潤状態にあるほど土壌の浸入能がより小さく、 $100 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$ の強度で供給した場合では供給地点から土壌表面の飽和の薄膜が拡大したためと考えられる。

また、両水分状態ともに層界において水平方向の浸潤が顕著となることは (図 4, 5)、 A_{p1} と A_{p2} 層の飽和透水係数は A_{p2} 層のほうが小さいため、層界において A_{p2} 層への浸入が抑制されることが原因と考えられる。乾燥状態の場合、 A_{p1} と A_{p2} 層の層界の影響はホースから 10 cm 離れた地点で顕著に現れたが、さらに水平方向に離れた地点においてほとんど現れなかった。これは供給源から離れるに従い前線到達時の水分ポテンシャルが小さく、両層の透水係数に大きな差がなかったため、 A_{p2} 層の浸入が抑制されなかったと推察される。これに対して、湿潤状態の場合は前線および浸潤部分の水分ポテンシャルが大きいため飽和透水係数の違いにより A_{p2} 層への浸入が抑制され、鉛直方向よりも層界を水平方向に進行したと考えられる。

さらに、乾燥状態の場合、 A_{p2} と 2A 層の層界 (40 cm) は、湿潤域の形成に顕著な影響を及ぼさなかった。これ

は表 1 から判断されるとおり両層の土壌物理性が良く似ているためである。しかし、2A と 2AC 層の層界 (59 cm) については、図 4c に見られるように下部からのポテンシャル増加として層界の影響が現れた。60 分以降、ホース直下および 10 cm 離れた地点において、深さ 55 cm までのマトリックポテンシャルが飽和に近い状態になり、水は 2AC 層にも到達した。しかし、2AC 層の飽和透水係数が 2A 層よりも小さいことから、浸入が抑制され 2A と 2AC 層の層界を水平方向へ移動し、その結果 20 cm 離れた地点では下部から上部に向かって水分が増加したと解釈できる。一方、湿潤状態の図 5b において深さ 35 cm である A_{p2} 層下部の水分ポテンシャルの上昇が早かったのも、 A_{p2} 層 (17~40 cm) を水がバイパスして 2A 層に到達し、 A_{p2} と 2A 層との境界から湿潤域が広がったと考えられる。

3.3 主根群域境界を通過するマトリック流の経時変化

設置したテンシオメータの測定値から土壌水分ポテンシャル勾配を求め、多孔ホースによって供給された水の主根群域を通るマトリック流の経時変化を考えた。ホースから水平方向に 10 cm 離れた地点に作物の株が存在するものとして、主根群域をホースから水平方向に 35 cm、鉛直方向に 40 cm の境界で囲まれる領域とした (図 1)。

土壌中の水分移動は Darcy 則に従うとして、正方形格子の 4 点で囲まれた領域のポテンシャル勾配を 4 点の土壌水分ポテンシャル値によって形成される面の勾配として考えた場合、地形の勾配 (野上, 1986) を求める場合と同様に求めることができる。隣接する 4 点の測定地点で囲まれる領域 P の対角線を座標軸とし、 i_x および i_y はそれぞれ X, Y 軸上のポテンシャル勾配を表す (図 6 (a))。領域 P における X 軸に対して角度 θ の方向のポ

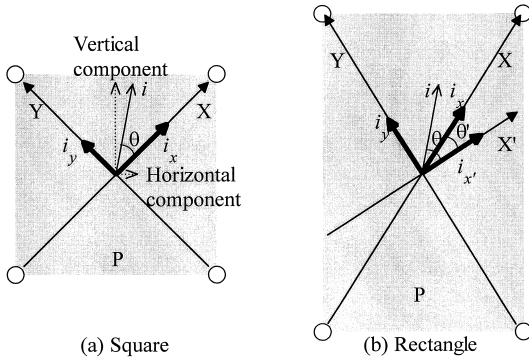


図-6 領域Pのポテンシャル勾配と座標軸

Fig. 6 Matrix potential gradient and axis of coordinate at area P for a grid system.

テンシャル勾配 i は,

$$i = i_x \cos\theta + i_y \sin\theta \tag{1}$$

として表すことができる。したがって、ポテンシャル勾配は方向により変化するが、この最大値を得るのは、(1)式を θ の関数として微分し、極値をとる θ を求めることで、格子で決定される領域の土壤水分ポテンシャル勾配の方向を得ることができる。

$$\theta = \tan^{-1}(i_y/i_x), -\frac{\pi}{2} \leq \theta \leq \frac{\pi}{2} \tag{2}$$

ここで得られた θ は $\theta + \pi$ も極値であり、それぞれが最大・最小値に対応している。ポテンシャル勾配の大きさは(2)式で得られた θ を(1)式に代入することにより求められる。また、領域Pが長方形の場合(図1, H1, H2, V1, V2)は対角線が直行しないため、一方の対角線を直交座標系のY軸として直交するX'軸を設けた(図6(b))。X'軸とX軸がなす角度を θ' 、X'軸のポテンシャル勾配を $i_{x'}$ とすると、

$$i_x = i_{x'} \cos\theta' + i_y \sin\theta' \tag{3}$$

で表される。ここで、 θ' は既知であるから $i_{x'}$ が求まる。直交するX'Y座標のポテンシャル勾配が得られたことにより、領域Pが長方形である場合のポテンシャル勾配の最大値と方向は正方形の場合と同様の手順で求めることができる。

図1に示すテンシオメータの設置状況において、隣接する4点で囲まれる最小の領域を一つの要素として、各要素のフラックスをポテンシャル勾配と不飽和透水係数から計算した。移動方向を表す角度は鉛直上方を0度の時計方向とした。すなわち、根群域外に通過するフラックスは側面では $0 \sim 180^\circ$ の範囲、底面は $90 \sim 270^\circ$ の角度を示す時である。各要素の透水係数は4点のマトリックスポテンシャルの平均値から算出した。

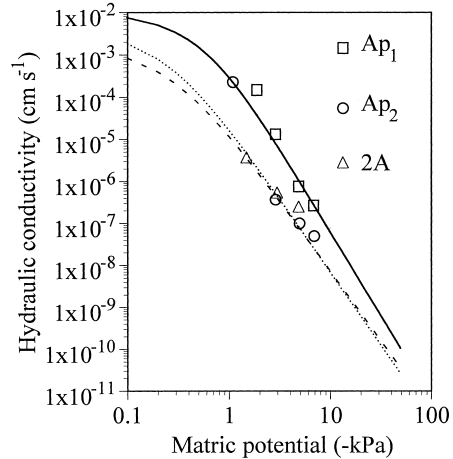


図-7 不飽和透水係数とマトリックスポテンシャルの関係(線は推定曲線)

Fig. 7 Relationship between hydraulic conductivity and matric potential (Lines indicate van Genuchten's model).

灌漑による土壤中の水分移動は脱水過程の水分特性曲線と不飽和透水係数を採用した。室内試験によって得られた不飽和透水係数は -6.7 kPa までしか実測していないため、乾燥状態のフラックスを計算するために、不飽和透水係数を van Genuchten (1980) の式から推定した。図7に透水係数とマトリックスポテンシャルの関係を示す。室内試験によって得られた不飽和透水係数の実測値と推定値は A_{p2} 層の高水分を除き良く一致していた。主根群域の境界面を通過するフラックスを下端および側面の部分ごとに見積もり、その経時変化を図8, 9に示した。H1~H5, V1~V5は図1に示す面である。初期土壤水分が乾燥状態にある場合、試験前のフラックスは全測定点で上向きであった。灌水によって境界を水平方向に通過するフラックスは最表層のH1を除き、240分以降に下層(H5)から順次緩慢に増加した。灌水期間中にホースから最も離れた土壤表面(H1)のフラックスは増加しなかった。また、境界を鉛直方向に通過するフラックスはホース直下(V1)とホースから水平方向に7.5 cm離れた領域(V2)が同様の変化を示し、60分以降は定常状態になった。ホースから離れるに従い、フラックスの増加が始まる時間は遅くなり、ホースから35 cm離れた地点(V5)は灌水期間中に鉛直方向の移動はなかった。これに対して、図9の湿潤状態の場合、初期水分状態では全測定点でフラックスの方向は下向きであった。境界側面のフラックスは灌水試験開始から20分後に表層(H1, H2)から急激に増加し、120分後には変化がな

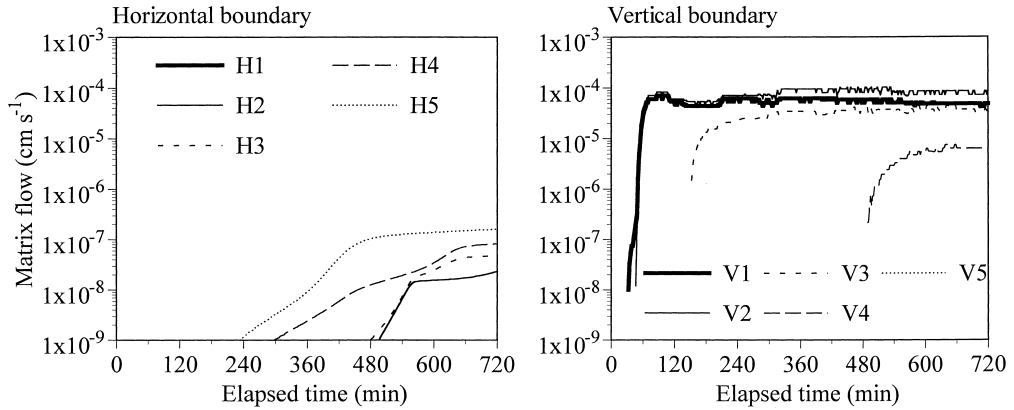


図-8 主根群域の境界断面を通過するフラックスの経時変化 (乾燥状態)

Fig. 8 Matrix flow passing the horizontal and vertical boundaries of the major root zone (dry condition).

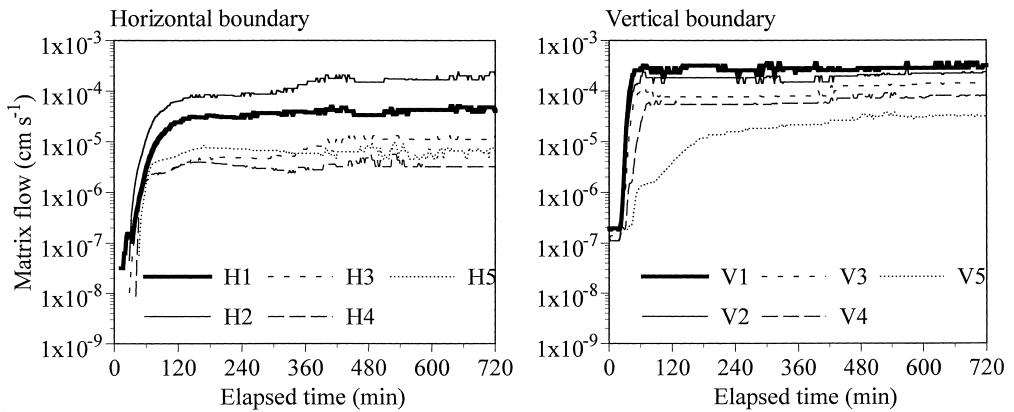


図-9 主根群域の境界断面を通過するフラックスの経時変化 (湿潤状態)

Fig. 9 Matrix flow passing the horizontal and vertical boundaries of the major root zone (wet condition).

くなった。フラックスは表層の方が下層 (H3, H4, H5) よりも大きく、 Ap_1 と Ap_2 層の層界付近である H2 が最も大きな値を示した。境界底面を通過するフラックスはホース直下から水平方向に 15 cm 離れた領域 (V1, V2, V3) ままで試験開始から 20 分後に同時に急激に増加し、その他の領域 (V4, V5) も順次増加した。供給源から最も離れた V5 の地点を除いて 70 分後には定常状態になった。

両水分状態での水分移動の傾向は大きく異なる結果となった。つまり、図 3 の浸潤前線の経時変化からもわかるように、乾燥状態では水平方向よりも鉛直方向の方が

大きかった。浸潤前線は楕円状に拡大したが、前線到達後の水分の移動は特にホース近傍の V1 と V2 での鉛直下方への水分移動が支配的であった。これに対して、湿潤状態の場合、境界側面と底面をフラックスの通過が始まる時間と定常状態に到達するまでの時間にほとんど差がなく、供給源から同心円状に水分が移動していることが判る。特に定常状態のときに境界側面を通過するフラックスは層界付近の水平方向の移動 (H2) が支配的で、層界の影響が大きく現れた。

3.4 灌水による損失水量の算出

本試験の結果から多孔ホースを用いて灌漑を行った場

表-2 灌水期間中の浸透損失質量の比較

Table 2 Horizontal, vertical and total amount of water lost beyond the major zone

Initial moisture condition	Applied water cm ³	HI cm ³	VI cm ³	VI/VI	S cm ³	Pm cm ³	Pm/Applied water
Dry	72,000	1	1,508	1,591	6,587	63,904	0.89
Wet	72,000	1,852	6,811	4	9,042	54,295	0.75

HI ; Horizontal infiltration, VI ; Vertical infiltration, S ; Storage water, Pm ; Bypass flow

合に主根群域から深部および側方への損失水量の推定を試みた。マイクロ灌漑の土地改良事業指針 (1994) によればマイクロ灌漑による湿潤パターンを独立円分布と帯状分布に分類している。本試験の場合、灌水初期において隣り合う滴下孔の湿潤域の影響を受けない期間の湿潤パターンは独立円分布であるが、図 4, 5 より数 10 分間の後には両水分状態ともホースから 10 cm 離れた地点の水分ポテンシャルは一定となった。試験で用いた多孔ホースの滴下孔が約 20 cm 間隔で配列していることから、湿潤パターンは帯状分布である。

灌水初期から湿潤パターンが帯状分布であると仮定し、一地点の滴下孔から供給される水が形成する湿潤域の影響範囲として、滴下孔を中心としてホースと平行する方向に幅が±10 cm、ホースと直行する水平方向に長さ±35 cm、深さが 40 cm の直方体の領域を設定した。灌水試験ではバイパス流の発現を示すようなポテンシャル変化が認められており (図 5b)、領域内の水収支を考える場合にはバイパス流を考慮する必要があることから、浸透量はマトリックス流とバイパス流の和とした。マイクロ灌漑による水収支は従来の圃場の水収支に、根群域と根群域外への鉛直および水平方向の水分移動を考慮する必要がある。さらに、バイパス流による移動を加え、この領域の水収支を次式で表した。

$$Q = S + E_p + P_v + P_h + P_m \quad (4)$$

ここで、 Q ; 灌水量 (cm³)、 S ; 領域内の貯留量 (cm³)、 E_p ; 蒸発散量 (cm³)、 P ; 浸透損失量 (cm³) で、添え字の v, h, m はそれぞれ鉛直方向のマトリックス流、水平方向のマトリックス流およびバイパス流による浸透を表す。

各項の求め方は次のとおりである。蒸発散による損失は植生がなく、ビニールマルチにより土壌表面を被覆していることから、無視した。境界を通過する浸透損失量のうちマトリックス流は Darcy 則に従うとし、先に求めたフラックスに境界断面積を乗じ、底面を通過するフラックスから深部浸透損失水量、側面を通過するフラックスから側方損失水量を求めた。通過断面積は底面が 1,400 cm²、側面が 1,600 cm² である。また、貯留量は灌水

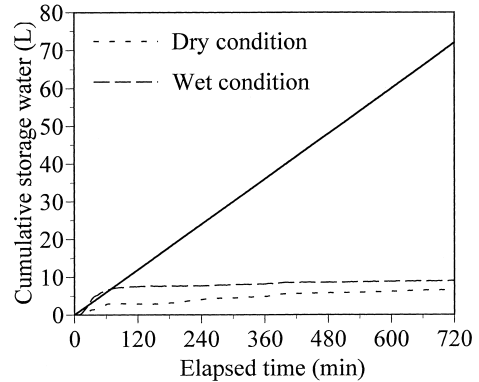


図-10 主根群域内の貯留量の経時変化

Fig. 10 Cumulative water storage of the major root zone during the irrigation (solid line shows cumulative amount of applied water).

前の水分状態との水分ポテンシャルの差を体積含水率に変換して各要素の体積を乗じて求めた。バイパス流による損失は直接求めることが不可能であることから、バイパス流を除く各項を求め、供給量の差として求めた。表 2 に水平・鉛直方向、バイパス流による浸透損失量、および灌水量に対する割合を示した。乾燥条件では灌水終了時の水平方向への損失量は 1 cm³ と著しく少なかった。両水分状態とも鉛直下方への浸入量が水平方向よりも卓越していた。本試験において設定した根群域からの鉛直方向と水平方向の浸透損失の比は、灌水終了時の 720 分後の時点で湿潤状態の 4 に対して乾燥状態が 1.591 となり、乾燥状態の方が鉛直方向の浸入が卓越するという結果になった。また、720 分間の灌水によるバイパス流による浸透損失量は乾燥状態の場合に 89%、湿潤状態の場合で 75% にも及び、灌漑によるほとんどの水がバイパス流として流出した。

図 10 に灌水期間中の貯留量の変化を示す。試験開始から 70 分以降、乾燥・湿潤状態とも増加割合は小さくなった。乾燥状態の方は 70 分以降も緩やかに増加した

が、湿潤状態の方はほとんど変化しなかった。初期水分が少ない乾燥状態の方が、灌水により貯留量が大きくなると考えたが結果は逆転した。この様に乾燥状態の貯留量が少なくなったのは、 $100 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$ という灌漑強度ではバイパス流により根群域外への損失が大きく、貯留にかかわるマトリックス流が小さかったために灌水により形成される湿潤域が小さかったこと、つまり、ホース近傍に限定されたことと、設定した乾燥状態 (-49.1 kPa) と湿潤状態 (-4.9 kPa) の体積含水率の差がほとんどなかったためである。

本試験の土壌では多孔ホースを用いて長時間の灌水により形成される湿潤域を720分まで観察した結果、灌漑の効率を考えた場合、灌水時間は主根群域内の水分貯留量の変化が小さくなる70分までで十分であると判断された。70分の灌漑により形成される湿潤域は、灌漑前の土壌水分により大きく異なり、浸潤前線の分布とポテンシャル分布から、湿潤状態の場合では設定した主根群域の全域におよぶものの、乾燥状態の場合ではホースから水平方向に10 cm程度であり、主根群域への水分補給は十分でなく、70分以内においても鉛直方向への損失が甚大である。したがって、このような乾燥状態で多孔ホースを用いた灌漑を行う場合、ホースと作物の間隔を狭くし、湿潤域と主根群域が重複するように作付けする必要がある。また、乾燥状態での水分管理は長時間の灌漑により湿潤域は拡大するものの、バイパス流による浸透損失が増大し、節水効果というマイクロ灌漑の利点は失われることから、灌漑時間には十分留意すべきである。

4. ま と め

初期土壌水分が異なる条件で多孔ホースを用いてマイクロ灌漑を行った場合の湿潤域の形状と水分分布を検討した。乾燥条件の場合、長時間の灌水による湿潤域は鉛直方向へすみやかに拡大するのに対し、水平方向では、前線の到達および水分の増加はホースから離れるに伴い長時間を要した。湿潤条件の場合は乾燥状態と比較すると等方向的な湿潤域の拡大が認められたが、透水性が異なる A_{p1} と A_{p2} 層の層界が湿潤域の形成に大きく影響し、表層の湿潤域は層界を中心に水平方向に拡大した。

根群域からの灌水の損失を検討したところ、初期水分にかかわらず、ホース近傍の鉛直下方への浸入が卓越していた。湿潤状態では長時間の灌漑により側方および底部の浸透損失が大きかった。また、Darcy 則に従わない土壌中の水分移動としてバイパス流による浸透損失量を求めた。灌漑効率の面から考慮した場合、根群域内の水分貯留量がほとんど変化しなくなる70分までで十分であると考えられる。

ここでは灌漑強度の大きい多孔ホースを用いた場合の湿潤域の形成について、初期土壌水分が湿潤域の形状と水分分布に与える影響を野外実験の結果により検証を行った。多孔ホースのような強度が大きい場合の研究例は少ないことから、マクロポアの有無など異なる土壌物理環境で実験を行い、さらに検証を行う必要がある。

謝 辞

本報をとりまとめるにあたり、多くのご指摘をいただいた長谷川教授に感謝を申し上げます。

引用文献

- Brandt, A., E. Bresler, N. Diner, I. Ben-Asher, J. Heller and D. Goldberg. (1971): Infiltration from a trickle source, 1. Mathematical models. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **35**: 675-682.
- Bresler, E., J. Heller, N. Diner, I. Ben-Asher, A. Brandt and D. Goldberg. (1971): Infiltration from a trickle source, 2. Experimental data and theoretical predictions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **35**: 683-689.
- Lafolie, F., R. Guennelon and M. Th. van Genuchten. (1989): Analysis of water flow under trickle irrigation. 1. Theory and numerical solution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **53**: 1310-1318.
- 成岡 市 (1987): 軟 X 線影像による土壌孔隙の立体計測法, *農土誌*, **55** (9): 29-35.
- 野上道男・杉浦芳夫 (1986): パソコンによる数理地理学演習, 古今書院, 37-39.
- 農林水産省構造改善局計画部 (1994): 土地改良事業計画指針, マイクロかんがい, 農業土木学会
- Philip, J. R. (1971): General theorem on steady infiltration from surface sources with application to point and line sources. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **35**: 867-871.
- 田中 明・山本太平・成岡道男 (1992): 点滴灌漑下における土壌水分動態-有限要素法による解析-, 土壌の物理性, **66**: 39-45.
- van Genuchten, M. Th (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**: 892-898.
- Warrick, A. W. (1974): Time dependent linearized infiltration, 1. Point sources. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **38**: 383-386.

受稿年月日: 2001年7月23日

受理年月日: 2002年5月16日