

# マサ土開発農用地の水収支

石倉 一憲\*・山根 忠昭\*\*

## Water Balance in Reclaimed Farm Land of Masa Sandy Soil

Kazunori Ishikura and Tadaaki Yamane

### 目 次

I 緒 言 .....	132	1. 測定方法 .....	145
II 調査圃場の特徴及び降雨の概況 .....	133	2. 結 果 .....	145
III 水分貯留量 .....	134	1) 地表面の流出状況 .....	145
1. 土壌水分ポテンシャル及び体積含水率の測定方法 .....	134	2) 降水量と表面流出量 .....	146
2. 結 果 .....	135	3. 考 察 .....	147
1) 土壌水分ポテンシャル及び体積含水率の変化 .....	135	1) 地表面の流出状況 .....	147
2) 土壌水分ポテンシャルと体積含水率の関係 .....	136	2) 表面流出量と総降水量との関係 .....	147
3. 考 察 .....	137	3) 表面流出を生ずる限界降水量及び表面流出の低下効果 .....	148
1) 有効土層の深さ .....	137	4) 表面流出量と初期損失後の降水量との関係 .....	149
2) 有効土層内水分分布の変動及び圃場容水量に対応する水分ポテンシャル .....	139	5) 降雨強度と表面流出量との関係 .....	149
3) 有効土層内の水分貯留量 .....	140	VI 浸透損失量 .....	149
IV 土壌面蒸発量 .....	141	1. 測定方法 .....	149
1. 測定方法 .....	141	2. 結 果 .....	149
2. 結 果 .....	142	1) 水収支式及び土壌水分変化量による浸透損失量 .....	149
1) 日土壌面蒸発量 .....	142	2) 降水量と浸透損失量 .....	151
2) 土壌水分と土壌面蒸発量 .....	143	3. 考 察 .....	151
3. 考 察 .....	143	1) 水収支式及び土壌水分変化量による浸透損失量 .....	151
1) 土壌面蒸発量 .....	143	2) 浸透損失量と降水量との関係 .....	151
2) 臨界土壌水分量 .....	144	VII 総合考察 .....	152
3) 増加保留水量 .....	144	VIII 摘 要 .....	157
V 表面流出量 .....	145	引用文献 .....	158
		Summary .....	162

## I 緒 言

大規模な農用地の開発は、著しく環境を変ぼうさせ、その周辺に少なからぬ影響を及ぼす。特に1966年頃に体系化された改良山成畑工法による山林の開発は、大量の土を切盛・移動して地形改造を行うため、大雨が降ると、土壤侵食(古賀ら, 1975; 今尾, 1978; 徳留ら, 1981; 北島, 1983; 福島・田中, 1984, 1989; 西田, 1991)や水質汚濁(田淵・高村, 1985)を伴い、問題となることが多い。島根県の国営開発農用地はこの工法により工事が進められているため侵食性の大きいマサ土地帯では、集中豪雨時に斜面や盛土の崩壊を生じ易く(古賀ら, 1975; 徳留ら, 1976, 1978; 福岡ら, 1979; 宮崎ら, 1981; 徳留ら, 1981; 三浦, 1980, 1985, 1987; 徳留, 1988)、農地の損傷と周辺環境への影響が懸念される。

マサ土開発農用地における水文環境の研究では、従来、主として土壤の侵食機構解明の立場に力点が置かれ、降雨要因と表面流出との関係について、川村ら(1963)、太田(1978)、徳留(1988)により詳細な報告がなされてきた。しかし、これらの研究では、土壤水分の変動や地下浸透の影響については明らかにされてこなかった。土壤侵食と水文環境との関係を総合的に解明するためには、表面流出だけでなく浸透損失を考慮した水収支の解明が不可欠である。このような観点から調査した事例としては、山崎ら(1984)が、マサ土を充填したライシメーターで降水量、表面流出量、浸透水を測定し、年間の蒸発散量を推定した報告があるが、長期の水収支であり、土壤水分量の過不足が相殺されるため、土壤水分変化量は無視されている。根圏土壤を対象とした短期間の水収支では土壤水分変化量は無視できず、そのような報告はほとんどない。

土壤水分との関係では、Matuoら(1979)、青柳・横瀬(1983)、青柳(1991)、佐々木(1991)により保水性が、宮崎(1982, 1984 a, 1984 b, 1990, 1991, 1995)、Miyazaki(1988 a, 1988 b, 1990)、宮崎・永石(1984)、宮崎・中野(1987)、Miyazakiら(1993)により透水性及び斜面中の

水移動の基礎理論が明らかにされたが、これらは主として室内実験によるものであり、現地の土壤水分変化量を測定し、水収支を解明した例ではない。

現地における土壤の水分変化量が研究対象とされなかったのは、次に述べるような理由による。マサ土は同じ花崗岩に分類されても土壤の風化程度によって、鉱物組成が著しく異なり(松尾, 1975; 松尾ら, 1988)、粒径や透水性の変動が大きく、土質工学上、特殊土(西田, 1982)とされている。また、この土壤は吸水すると形が崩れ、乾燥すると著しく固まり、物理的性質の定量的取り扱いには困難を伴う(宮崎, 1984 a)からである。

そこで、著者らはマサ土開発農用地を対象として、島根県の横田地区を選び、圃場容水量に相当する水分貯留量、土壤面蒸発量、表面流出量及び浸透損失量を現地で測定し、水収支を明らかにしたので、その概要を報告する。

本報告を取りまとめるに当たり、東京大学農学部助教授宮崎毅博士からは、ご懇篤なご指導とご校閲を賜った。本研究の実施にあたって、農林水産省中国農業試験場前地域プロジェクト長箱石正氏からは研究遂行上のご助言をいただいた。農林水産省果樹試験場前栽培部長長谷嘉臣氏にはご助言と調査上の便宜を図っていただいた。島根県農業試験場園芸部野菜花き科長沢田眞之輔氏には調査に当たり、ご協力をいただいた。同農業試験場作物部長古山光夫氏からは研究遂行上のご援助と有益なご助言をいただいた。同農業試験場環境部土壤環境科長田村明長氏からは取りまとめ上、終始励ましをいただいた。同農業試験場作物部作物科主任研究員高見有一氏には図の作成にご協力いただいた。これらの方々に深く感謝の意を表す。

なお、本研究の一部は、農林水産省地域農業開発に関するプロジェクト研究費の補助及び農業土木学会「昭和59年度研究グループ」(マサ土農地の水分動態、代表者・石倉一憲、共同研究者・宮崎毅・沢田眞之輔)への助成金の交付を受けた。記して謝意を表す。

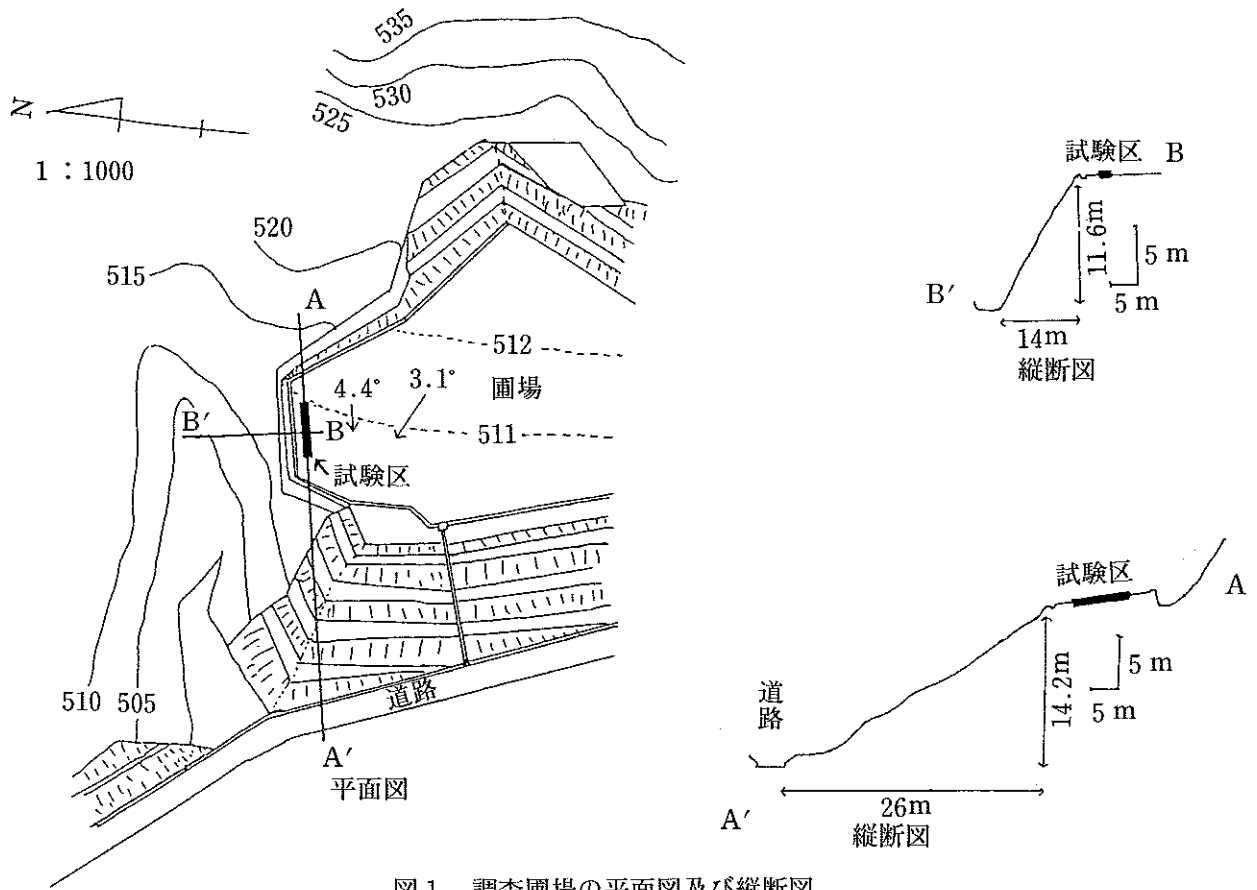


図1 調査圃場の平面図及び縦断図

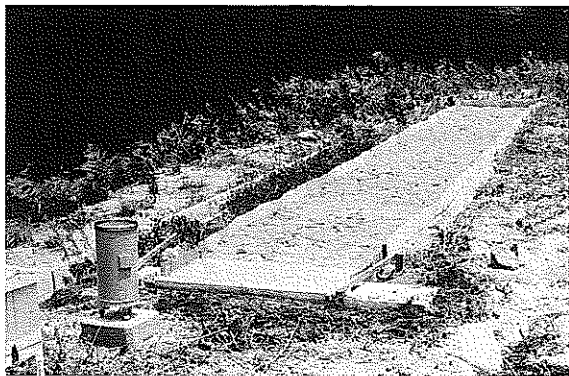


図2 試験区 (裸地)

## II 調査圃場の特徴及び降雨の概況

調査圃場は島根県仁多郡横田町に設置した。図1に試験区の平面図及び縦断図を、図2に試験区(裸地)を写真で示した。本圃場は1979年から1980年にかけて改良山成畑工法で造成され、標高は510m、面積0.42haで西南西に4°傾斜している。圃場の周囲には幅30cm、深さ24cmのU字溝が敷設されており、表面流去水はこれによって取水され、排出される。造成後は1981年

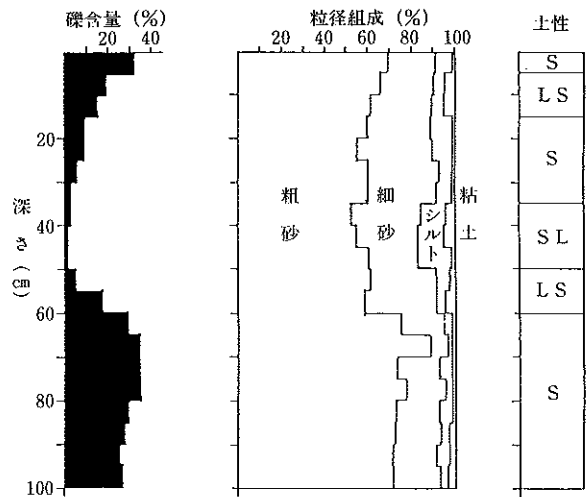


図3 試験区の深さ100cmまでの粒径分布

までイタリアンライグラスやスタックスなどの牧草が栽培された。

土壌は中粗粒褐色森林土で、深さ100cmまでの試験区における粒径分布は図3に示したとおりであり、砂が80~90%を占め、シルト5~15%、粘土含量は5%以下で本地区の典型的なマサ土の圃場である。

この圃場の北端に斜面長10m、幅1.2mの試験

表1 水収支測定期間及び過去5か年における降雨の概況 (年平均)

測定年次	総降水量 (6~9月) (mm)	降雨回数(回)									
		10~20mm/時間					20mm/時間以上				
		6月	7月	8月	9月	合計	6月	7月	8月	9月	合計
1982~1984	1,051.3	7.0	7.0	3.0	4.3	21.3	0.5	1.0	0.7	1.3	3.5
1977~1981 <sup>a)</sup>	602.5	1.6	2.4	3.0	1.2	8.2	0.4	1.6	0.6	1.0	3.6

a) 木次農林振興センター奥出雲国営農地開発室調査

区を設け、周囲を畦畔板で囲んだ。また、試験区の傾斜下端にはコンクリートの砂止めをつけ、更に表面流出量の測定用施設を設置した。畦畔板の外側周囲には、降雨時の雨滴の跳ね返りを防ぐため寒冷紗を敷いた。水収支の測定は、この試験区において1982年と1984年は裸地状態で、1983年はソルガム栽培下で行った。ソルガムの播種は7月4日、収穫は9月16日に行った。

測定期間の降雨の概況を、表1に示した。6月から9月までの総降水量は、測定した1982年から1984年までの3か年平均で見ると、1977年から1981年までの過去5か年よりもかなり多く、1983年の7月と9月には大雨があった。降雨回数は、10mm以上20mm未満の降雨が測定3か年平均で21.3回あり、過去5か年の平均8.2回よりもかなり多かった。20mm以上の降雨は平均が3.5回であり、これは過去5か年の平均とほぼ同程度であった。なお、降雨回数の算定については、1時間以下の単独降雨が少ない場合、通常は2~3時間の短時間降雨を対象とし(金子ら、

1960)、無降水時間3時間をもって、1降雨とみなす(一戸、1956)ので、本報告でもこれに準じた。

水収支の概念図を図4に示した。本報告ではこの概念図に従って、まず、有効土層内の水分貯留量、土壌面蒸発量、表面流出量及び浸透損失量について述べ、次に総合的にマサ土開発農用地の水収支を明らかにする。

### III 水分貯留量

#### 1. 土壌水分ポテンシャル及び体積含水率の測定方法

土壌の水分ポテンシャルは、直管式水銀マンオメーターを装着したテンシオメーターによって測定した。テンシオメーター受感部のポーラスカップは長さ9.8cm、外径8.5mm(内径5.3mm)の素焼製のものを使用した。受感部は横にして用い、土壌表面に平行な位置よりも先端を2cm程度下げ、受感部内に気泡がたまらないようにした。受感部埋設の深さは、5、10、15、20、30、40、60、80、100cmとした。水分特性曲線(脱水過程)の測定には40mlの採土管を用い、水分ポテンシャル-3.1kPa相当以上(pF1.5以下)は砂柱法(寺沢、1975)、-6.2kPa相当以下(pF1.8以上)は加圧板法(竹迫、1986;中野ら、1995)で測定した。なお、飽和体積含水率は、砂柱法における高さ1cm(-98Pa相当)の値を近似させた。採土時の体積含水率は、100mlの採土管を用い、熱乾法(105°C)により測定した。採土は深さ5cm毎に3か所で40cmまで行った。40cm以深の体積含水率はテンシオメーターで測定した値を図5で示した水分特性曲線より換算し、更に $0.07\text{m}^3\text{m}^{-3}$ を差し引き補正した。補正の理由については後述する。

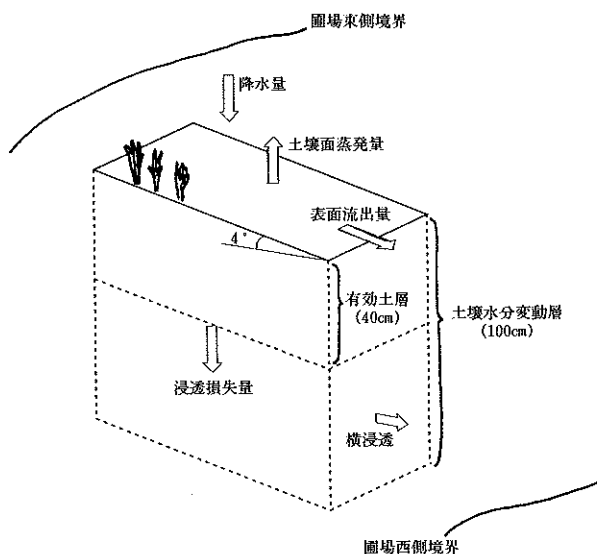


図4 水収支の概念図

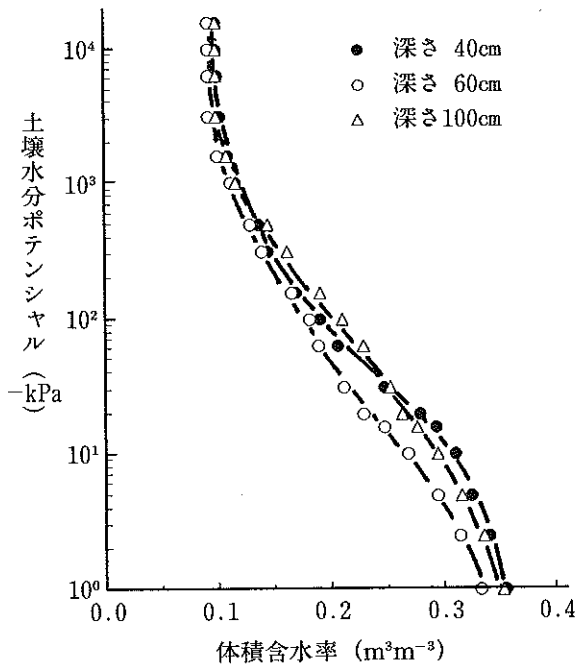


図5 深さ40cm, 60cm, 100cmにおけるマサ土の水分特性曲線(脱水過程)  
注) 曲線は裸地3か所の平均値で表示

2. 結果

1) 土壌水分ポテンシャル及び体積含水率の変化

代表的ないくつかの降雨後における深さ100cmまでの土壌水分ポテンシャルを、裸地について図6に、ソルガム栽培地について図7に示した。また、降雨後の体積含水率を、裸地について図8に、ソルガム栽培地について図9に示した。これらの分布の特徴は、深さが地表から40cmまでの層と、それ以深の層に分けて見ることができる。すなわち、裸地の深さ40cmまでの水分ポテンシャルは、降雨量11~70mm(ほぼ1雨)では、降雨後8時間及び13時間経過後が $-11.5 \sim -2.2$ kPa, 17時間経過が $-10.9 \sim -5.2$ kPa, 降雨後3日目及び5日目が $-25.9 \sim -5.8$ kPaの範囲にあった。このときの体積含水率は8時間及び13時間経過後が $0.124 \sim 0.281$   $m^3 m^{-3}$ , 17時間経過後が $0.152 \sim 0.225$   $m^3 m^{-3}$ , 3日目及び5日目が $0.106 \sim 0.170$   $m^3 m^{-3}$ であり、時間の経過とともに水分ポテンシャルが高まり、体積含水率は低下した。

これに対しソルガム栽培地の深さ40cmまでの水分ポテンシャルは、11mm(1雨)の降雨後13時間経過が $-11.9 \sim -6.2$ kPa, 110mm(1雨)の

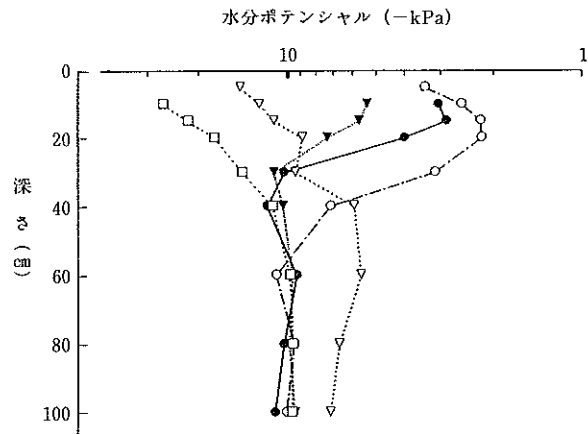


図6 裸地における降雨後の水分ポテンシャル(1984年)

- 7/6 1雨(23.5mm/13時間)後, 8時間経過
- 6/8 1雨(58.0mm/8時間)後, 13時間経過
- ▲ 7/12 1雨(11.5mm/6時間)後, 17時間経過
- ▽ 6/13 1雨(69.5mm/3日)後, 3日経過
- ◇ 8/2 3雨(50.5mm/4日)後, 5日経過

水分ポテンシャルはテンシオメーターで測定し, 3か所平均で表示

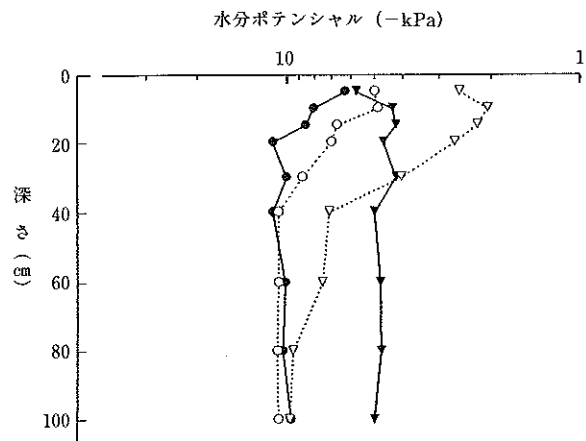


図7 ソルガム栽培地における降雨後の水分ポテンシャル(1983年)

- 9/2 1雨(11.0mm/19時間)後, 13時間経過(ソルガム被覆率99%)
- ▲ 8/26 1雨(109.5mm/12時間)後, 24時間経過(ソルガム被覆率99%)
- ▽ 10/27 2雨(53.5mm/4日)後, 9時間経過(ソルガム収穫後41日目)
- ◇ 10/20 1雨(9.5mm/12時間)後, 20時間経過(ソルガム収穫後34日目)

水分ポテンシャルはテンシオメーターで測定し, 3か所平均で表示

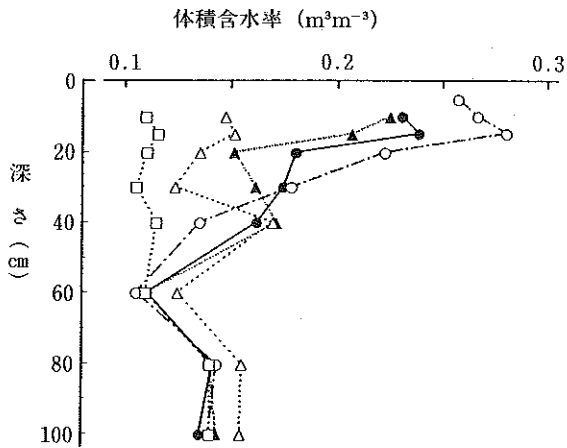


図8 マサ土裸地における降雨後の体積含水率 (1984年)

- 7/6 1雨 (23.5mm/13時間) 後, 8時間経過
- 6/8 1雨 (58.0mm/8時間) 後, 13時間経過
- ▲ 7/12 1雨 (11.5mm/6時間) 後, 17時間経過
- △ 6/13 1雨 (69.5mm/3日) 後, 3日経過
- 8/2 3雨 (50.5mm/4日) 後, 5日経過

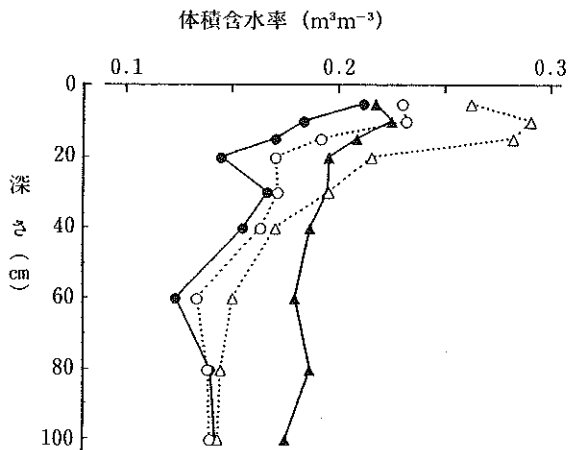


図9 マサ土ソルガム栽培地における降雨後の体積含水率 (1983年)

- 9/2 1雨 (11.0mm/19時間) 後, 13時間経過 (ソルガム被覆率99%)
- ▲ 8/26 1雨 (109.5mm/12時間) 後, 24時間経過 (ソルガム被覆率99%)
- △ 10/27 2雨 (53.5mm/4H) 後, 9時間経過 (ソルガム収穫後41日目)
- 10/20 1雨 (9.5mm/12時間) 後, 20時間経過 (ソルガム収穫後34日目)

降雨後1日目が $-5.7 \sim -4.1$  kPaであり, 体積含水率は13時間経過後が $0.145 \sim 0.212 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , 1日目が $0.187 \sim 0.225 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であった。このように多量の降雨では, 降雨後1日経過しても小雨で半日経過した場合よりも水分ポテンシャルは低く, 体積含水率は高かった。また, ソルガム栽培地と裸地を比較すると, 11mm程度の降雨後では, 13時間経過したソルガム栽培地は, 裸地で17時間経過後の場合よりも水分ポテンシャルが幾分高く, 体積含水率が低かった。

一方, 深さ40~100cmについては, 降水量が58mm以下では降雨後ほぼ半日で裸地, ソルガム栽培地とも水分ポテンシャルが $-10.9 \sim -7.0$  kPa, 体積含水率が $0.106 \sim 0.156 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ を示した。降水量が70mm (1雨) では, 降雨後3日目の裸地で水分ポテンシャルが $-6.9 \sim -5.5$  kPa, 体積含水率が $0.125 \sim 0.170 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であり, 降水量が110mm (1雨) では, 降雨後1日目のソルガム栽培地で水分ポテンシャルが $-4.9 \sim -4.6$  kPa, 体積含水率が $0.176 \sim 0.187 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であった。このように, 70mm以上の多量降雨後における水分ポテンシャル及び体積含水率が, 時間の経過とともに, 58mm以下の少量降雨後の1日目と同程度になるためには3日以上の日数を要するようであった。

これらの結果から, 裸地, ソルガム栽培地とも土層の水分ポテンシャル及び体積含水率は, 地表から深さ40cmまでは時間の経過に伴って著しく変化したが, 深さ40~100cmでは, おおむね降水量や降雨後の時間経過にあまり関係なく, 水分ポテンシャルが $-7 \sim -11$  kPa, 体積含水率が $0.106 \sim 0.156 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の範囲にあり, 深さによる違いが小さいことが明らかとなった。

## 2) 土壌水分ポテンシャルと体積含水率の関係

土壌の水分ポテンシャルと体積含水率との関係を図10に示した。ここで実測値とは, 試験区からの直接採土の後, 熱乾燥で求めた体積含水率を, 室内実験値とは, 室内実験による水分特性曲線 (脱水過程) から読みかえた体積含水率を示す。なお, 深さ20cmまでの水分特性曲線は図11のとおりである。

水分ポテンシャル( $\psi$ )の実測値を見ると,  $-10 \sim -2$  kPaの範囲にあり, この範囲での水分ポ

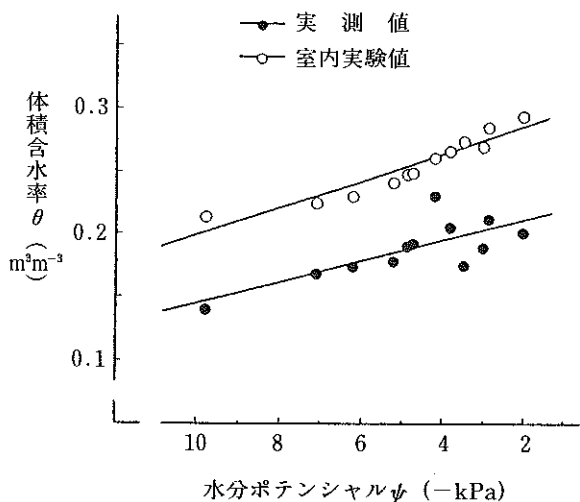


図10 マサ土の水分ポテンシャルと体積含水率との関係 (1982~1984年)

$$\theta = 0.00832\psi + 0.228 \quad (r^2 = 0.570^{**})$$

$$\theta = 0.0108\psi + 0.307 \quad (r^2 = 0.899^{**})$$

\*\* 1%水準で有意

注) 1982年, 1984年は裸地, 1983年はソルガム跡地で, いずれも深さ10cmで測定

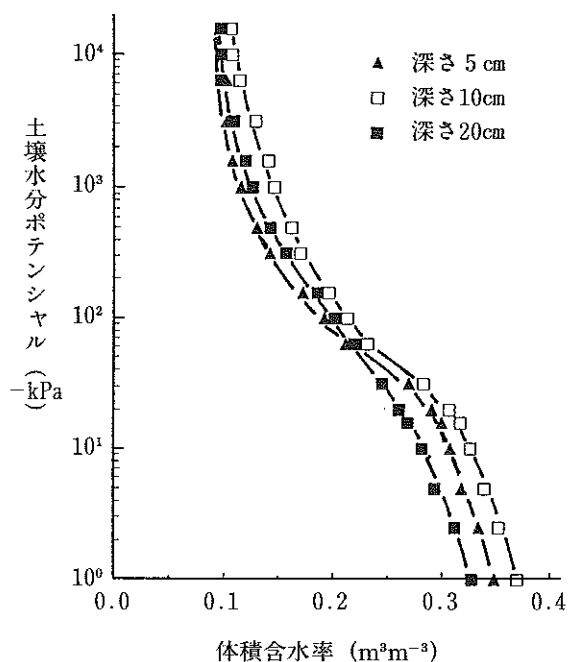


図11 深さ5cm, 10cm, 20cmにおけるマサ土の水分特性曲線 (脱水過程)

注) 曲線は裸地3か所の平均値で表示

テンシャルと体積含水率 ( $\theta$ ) との回帰式は,

$$\theta = 0.00832\psi + 0.228 \quad (r^2 = 0.570^{**}) \quad \text{式1}$$

で示され, 図11の土壤水分特性曲線より求めた室内実験値については, 同じ範囲で

$$\theta = 0.0108\psi + 0.307 \quad (r^2 = 0.899^{**}) \quad \text{式2}$$

で表された. 両式の偏回帰係数は分散分析の結果, 1%水準で有意であった. 次に, 実測値と室内実験値とを比較するため, 式1と式2との勾配の差についてt検定を行うと

$$t = |0.00832 - 0.0108| / 0.00261 = 0.950$$

$$< t(20, 0.05) = 2.086$$

となり有意でなかった. そこで, 共通の勾配 ( $b_0$ ) を求めると

$$b_0 = (0.415 + 0.539) / (49.9 + 49.9) = 0.00956$$

となり, 二つの平行な回帰式は

$$\theta = 0.00956\psi + 0.234 \quad \text{式3}$$

$$\theta = 0.00956\psi + 0.302 \quad \text{式4}$$

で示された. 式3, 式4より実測値の体積含水率は, 水分ポテンシャルが $-10 \sim -2$  kPaでは, 室内実験値よりも約 $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 少ないことがわかった.

次に, 採土時の深さ別乾燥密度, 真比重及びかさ比重を表2に示した. 乾燥密度は裸地, ソルガム栽培地, ソルガム跡地及びソルガム栽培地に隣接した裸地とも, 深さ15cmまでの表層と15~40cmの下層とでは異なり, 表層が下層よりも小さかった. すなわち, 表層の乾燥密度は, 裸地が $1.325 \sim 1.384 \text{ Mgm}^{-3}$ , 平均 $1.367 \text{ Mgm}^{-3}$ , ソルガム栽培地が $1.275 \sim 1.308 \text{ Mgm}^{-3}$ , 平均 $1.291 \text{ Mgm}^{-3}$ , ソルガム跡地が平均 $1.354 \text{ Mgm}^{-3}$ , ソルガム栽培地に隣接した裸地が $1.369 \text{ Mgm}^{-3}$ であり, ソルガム栽培地が他のものより平均で $0.073 \text{ Mgm}^{-3}$ 小さかった. また, これらの表層の値を併せた総採土点数286点の平均は $1.346 \text{ Mgm}^{-3}$ であった. 下層では, 乾燥密度はいずれも $1.434 \sim 1.467 \text{ Mgm}^{-3}$ の範囲にあり, 裸地, ソルガム栽培地などの間に大差なく, これらを併せた総採土点数の334点について平均すると $1.445 \text{ Mgm}^{-3}$ であった.

真比重及びかさ比重はいずれの場合も違いは小さく, 表層と下層を併せた総採土点数620点の平均は真比重が $2.71$ , かさ比重が $2.15$ であった.

### 3. 考 察

#### 1) 有効土層の深さ

土壤水分の貯留量は, 通常は根圏土壤内に保持している土壤水分量のことを表すが, 土壤水文学的には, 地表面から不透水層までの全土層領域で保持している水分量を示す(宮崎, 1993

表2 マサ土の深さ別乾燥密度, 真比重及びかさ比重 (平均値±標準偏差)

試験区等の状況	土層	深さ (cm)	採土点数 (点)	乾燥密度 (Mgm <sup>-3</sup> )	真比重	かさ比重
	表層	0~5	24	1.325±0.051	2.74±0.031	2.08±0.075
		5~10	36	1.384±0.065	2.73±0.043	2.17±0.094
		10~15	24	1.384±0.033	2.75±0.047	2.17±0.064
		平均	84	1.367±0.059	2.74±0.042	2.14±0.092
裸地 <sup>a)</sup>	下層	15~20	24	1.431±0.055	2.73±0.036	2.13±0.071
		20~25	24	1.451±0.076	2.75±0.046	2.17±0.098
		25~30	24	1.438±0.100	2.73±0.041	2.16±0.099
		30~35	36	1.440±0.069	2.74±0.044	2.20±0.100
		35~40	24	1.410±0.052	2.72±0.060	2.18±0.080
		平均	132	1.435±0.073	2.73±0.046	2.17±0.093
	表層	0~5	36	1.275±0.085	2.70±0.034	2.07±0.045
		5~15	36	1.308±0.072	2.71±0.042	2.08±0.056
		平均	72	1.291±0.080	2.71±0.039	2.08±0.050
ソルガム栽培地 <sup>b)</sup>	下層	15~20	36	1.466±0.072	2.70±0.031	2.21±0.075
		20~40	36	1.468±0.103	2.71±0.027	2.15±0.070
		平均	72	1.467±0.088	2.71±0.029	2.18±0.078
	表層	0~5	30	1.343±0.089	2.69±0.018	2.10±0.107
		5~15	28	1.365±0.053	2.70±0.024	2.14±0.068
		平均	58	1.354±0.074	2.70±0.022	2.12±0.091
ソルガム跡地 <sup>b)</sup>	下層	15~20	28	1.410±0.059	2.71±0.028	2.21±0.098
		20~40	30	1.456±0.107	2.71±0.035	2.16±0.120
		平均	58	1.434±0.091	2.71±0.032	2.18±0.111
	表層	0~5	36	1.378±0.141	2.69±0.033	2.15±0.100
		5~15	36	1.361±0.113	2.70±0.028	2.15±0.075
		平均	72	1.369±0.127	2.70±0.031	2.15±0.088
ソルガム栽培地 <sup>b)</sup> に隣接した裸地	下層	15~20	36	1.422±0.092	2.71±0.029	2.17±0.095
		20~40	36	1.479±0.099	2.71±0.035	2.20±0.067
		平均	72	1.451±0.100	2.71±0.032	2.18±0.083

a) 1982年, 1984年

b) 1983年

a) ので, 本報告では, 主として有効土層内に貯留される土壌水分量を水分貯留量とした。

さて, 有効土層内の水分貯留量を求めるためには, まず有効土層の深さを決めなければならない。通常, 畑地かんがいや水収支を取り扱う場合の有効土層とは, 作物の生育が旺盛な時期

に, おおよその間断日数(かんがいの間隔)程度の連続干天時期に土壌水分が減少する深さである(長谷川, 1993), と規定されている。

この規定に従い, 本試験区の有効土層の深さを判定すると, 降雨後の乾燥に伴う水分ポテンシャル及び体積含水率の増加及び減少パターン



(図6～9)から判断して、地表より深さ40cmまでと認められた。有効土層の深さに関する既往の報告について見ると、一般にわが国では有効土層は50～150cmくらいの範囲にあり(山崎, 1977), 花崗岩を母材とする傾斜地の温州ミカン園造成地で30～100cm(古賀, 1966, 1972), 土性がLiCないしHCのダイズ畑(九州大学付属農場)で30～40cm(長ら, 1988)となっており、これらと比較すると、本試験区のそれは、一般の土壌の範囲にあるが、浅い方に属する。

## 2) 有効土層内水分分布の変動及び圃場容水量に対応する土壌水分ポテンシャル

降雨後における土層中水分の下方移動量が大きく低下したときの有効土層内水分分布は、先に示した図6の7月6日及び同月12日における水分ポテンシャル分布, 図7の9月2日及び10月20日の水分ポテンシャル分布, 図8, 図9の体積含水率分布及び表2の乾燥密度分布等の解析により、表層(0～15cm)と下層(15～40cm)に区分された。また、表層の水分ポテンシャルはおおむね $-8 \sim -3$  kPa, 体積含水率は $0.171 \sim 0.239 \text{m}^3 \text{m}^{-3}$ であり、下層が $-11 \sim -7$  kPaで、 $0.152 \sim 0.181 \text{m}^3 \text{m}^{-3}$ であることが認められた。なお、ここでは、現地における幾度かの測定事例から、常法に従い、土中水の下方移動量が大きく低下したときの値を、範囲で表した。

通常、多量の降雨があった後、1～2日たつと、裸地における土中水の下方移動量は大きく低下し、蒸発が抑制されている条件のもとでの土壌水分量はほぼ一定値を保つ。このときの水分量は圃場容水量と呼ばれ(岩田, 1993), 植物生育との関連で、その土壌が保持し得る最大の水分量と見なされている(長谷川, 1993; 岩田, 1993)。この圃場容水量に対応する水分ポテンシャルについて、既往の報告を見ると、次のとおりである。すなわち、Veihmeyerら(1931)は水分当量を、Richardsら(1944)は $1/3$ 気圧水分を室内実験的に求めることを提案した。また、Marshall(1959)は乱されない土壌について、水分ポテンシャル $-10$  kPa (pF2.0)に対応する水分状態を圃場容水量とした。吉良ら(1960)は水分ポテンシャル $-16 \sim -6$  kPa (pF1.8～2.2)を、横井(1965)は武豊洪積土壌(作土SL, 下層土HC)で $-4$  kPa (pF1.6)

付近を圃場容水量に対応させた。一般に畑地かんがいで、圃場容水量に対応する水分ポテンシャルは、 $-10 \sim -3$  kPa (pF1.5～2.0) (椎名, 1965) ないし  $-10 \sim -6$  kPa (pF1.5～1.8) (岩田, 1993) が用いられている。これらの報告の水分ポテンシャルは、いずれも土壌面蒸発が抑制されている条件でない場合が多く、土壌中の水分量がほぼ一定値を保っていない可能性がある。これに対して、岩田(1966)は、先に述べた圃場容水量の定義に基づき、圃場容水量を植物生育との関連で、その土壌が保持し得る最大の水分量と見なし、運動力学的に厳密な物理量(岩田, 1962)としての水分ポテンシャルを測定し、砂質土(愛知県)及び高師ヶ原洪積土壌の圃場容水量に対応する水分ポテンシャルが $-3.1$  kPa (pF1.5) (Iwataら, 1988)であることを示した。

本報告の圃場容水量に対応する水分ポテンシャルの求め方は、土壌面蒸発が抑制されている条件下ではなく、岩田の行った厳密な測定方法とはやや異なる。この点に関しての評価は総合考察で述べる。

さて、マサ土の圃場容水量に対応する水分ポテンシャルは、先の圃場容水量の定義によると、有効土層以深の水分ポテンシャル変化が降水量や降雨後の時間経過にほぼ関係なく、著しく小さくなったときの有効土層内の水分ポテンシャルに相当することになる。従って、深さ40～100cmの水分ポテンシャルの変化が小さくなったとき、すなわち、 $-11 \sim -7$  kPaを示したときの0～40cmの水分ポテンシャルが圃場容水量の水分ポテンシャルに対応する。

更に、前述した降雨後における深さ0～40cmの水分ポテンシャル分布及び体積含水率分布、更には層別乾燥密度分布より総合的に判断し、著者らはマサ土の水分ポテンシャルを次のように規定した。すなわち、マサ土の有効土層を表層(0～15cm)と下層(15～40cm)に区分し、表層で $-8 \sim -3$  kPa, 下層で $-11 \sim -7$  kPaを圃場容水量に対応する水分ポテンシャルとした。これらの水分ポテンシャル値は、表層ではほぼ通常の範囲にあるが、下層では通常の範囲よりもやや高く、吉良ら(1960)の示した値と同程度である。また、これらの値と圃場容水量

表3 マサ土有効土層の水分貯留量

測定 年次	採土 月日	採土前		採土時				水分貯留量 (mm)		作付状況
		降水量 (mm)	無降雨 時間 (時間)	テンシオメーターの水分 ポテンシャル (-kPa)		体積含水率 ( $m^3m^{-3}$ ) <sup>a)</sup>		有効土層 (0~40cm)	平均	
				深さ10cm	深さ30cm	表層 (0~15cm)	下層 (15~40cm)			
1982	8/17	41.5	13	4.22	7.45	0.236	0.157	74.7	74.3	裸地
	8/18	4.5	0	3.85	7.99	0.214	0.139	66.9		
	8/19	2.0	14	3.09	8.34	0.218	0.149	70.0		
	8/20	7.0	21	4.90	7.11	0.198	0.223	85.5		
1983	7/19	138.0	34	-	10.00	0.148	0.157	61.5	64.5	ソルガム <sup>b)</sup>
	9/2	11.0	13	7.87	9.79	0.189	0.156	67.4		
1984	7/6	23.5	8	3.01	10.00	0.227	0.173	77.3	71.4	裸地
	7/12	11.5	17	5.24	10.88	0.207	0.162	71.6		
	9/14	4.0	14	6.22	7.93	0.177	0.155	65.3		

a) 深さ5cm毎に40cmまで採土した値を層別に平均

b) ソルガムの被覆率 7月19日 16%, 9月2日 99%

に相当する水分貯留量を表3にまとめて示した。

なお、降雨後の時間経過に伴って、深さ40cm以深の水分ポテンシャル変化が小さくなったことについて、早坂(1978)は火山灰土壌の桑園に隣接した裸地(土性CL~HC)で深さ500cmまでの水分ポテンシャルを25cm毎に測定し、報告した。これのグラフより読みとると、降雨後の水分ポテンシャル変化が極めて小さくなったときの値は、 $-8.6 \sim -4.9$  kPa (pF1.7~1.9)であった。これと本報告のマサ土とを比較すると、水分ポテンシャルはマサ土が火山灰土壌よりも $-2.1 \sim -2.4$  kPa高く、体積含水率は低い。

### 3) 有効土層内の水分貯留量

表3より、圃場容水量に相当する水分状態の体積含水率は、裸地の表層(0~15cm)が $0.177 \sim 0.236 m^3 m^{-3}$ 、平均 $0.211 m^3 m^{-3}$ 、同下層(15~40cm)が $0.139 \sim 0.223 m^3 m^{-3}$ 、平均 $0.165 m^3 m^{-3}$ であった。ソルガム栽培地は平均で、表層(0~15cm)が $0.169 m^3 m^{-3}$ 、下層(15~40cm)が $0.157 m^3 m^{-3}$ であった。これらの値より、圃場容水量に相当する試験区の水分貯留量は、体積含水率をmmに換算し、有効土層の厚さを乗じて与えられる。その結果、水分貯留量は裸地が $65.3 \sim 85.5$  mm、平均 $73.0$  mmであり、ソルガム栽培地の平均 $64.5$  mmよりも幾分か多かった。

さて、圃場における水分ポテンシャルと水分

量との関係については、同一の水分ポテンシャルであっても、水分量は、採土熱乾法による実測値と水分特性曲線(脱水過程)による室内実験値とでは、著しく異なった。すなわち水分ポテンシャルが $-10 \sim -2$  kPaの範囲では、実測値が室内実験値よりも $0.07 m^3 m^{-3}$ 少ないことが認められた。この差は、例えば土壌の水分ポテンシャルが $-6.2$  kPaの場合、式3から計算した体積含水率は $0.174 m^3 m^{-3}$ で、実測値のほぼ4割に相当することになる。差の生じた理由としては次のことが考えられる。マサ土については著しいヒステリシスのあることが宮崎(1984a)により報告されており、脱水過程と吸水過程の水分特性曲線から、ヒステリシスは著しい場合で $0.10 m^3 m^{-3}$ 程度である。ここで取り扱われたマサ土のかさ比重(Matuo and Nishida, 1970)は2.19、乾燥密度が $1.30 Mgm^{-3}$ 、真比重が $2.71$ で(宮崎, 1984a)、比較的風化の進んだマサ土であった。かさ比重は通常2.0から2.5までの範囲で変化し、風化程度が著しいほどその値は小さくなり(Matuo and Nishida, 1970; 西田, 1982)、また、ヒステリシスが顕著になる(佐々木, 1991)といわれている。著者らの対象としたマサ土のかさ比重は2.15、乾燥密度は表層(0~15cm)が $1.346 Mgm^{-3}$ 、下層が $1.445 Mgm^{-3}$ 、真比重は $2.71$ であり、これらの値は宮崎が研究対象としたマサ土と同程度であり、風化程度は

似ていると判断できる。なお、本報告では下層の乾燥密度が宮崎の場合よりもやや大きい。これは、本報告で用いた土壤試料が、直接採土した乱さない試料であり、宮崎の2mm以上の礫を篩いによって除去した試料と異なることが、両者の差に影響したものと考えられる。これらのことから、今回供試したマサ土における実測値と室内実験値との差は、主として土壤のヒステリシスによって生じたものと推察される。

両値の差は、マサ土の圃場容水量に相当する水分貯留量を求めるときには無視できない。砂丘畑土壤は、水分ポテンシャルが $-12.7 \sim -2.0$  kPa (pF1.3 $\sim$ 2.1) のとき、ヒステリシスが大きい場合で、実測値と室内実験値に約 $0.20\text{m}^3\text{m}^{-3}$ の差があり、圃場容水量を求めるときに室内実験値を用いることは問題である(竹中, 1964)と、報告されている。一方、火山灰土壤では、ヒステリシスが小さく(黒田・国枝, 1983)、水分特性曲線(脱水過程)による室内実験値で圃場容水量を求めた例(長, 1988)がある。また、圃場容水量は、同じような土性でもその土壤の物理性によって値が著しく異なるので、現地で実測すべきものであり、実験室内の測定はやむを得ない場合以外はさけるべきである(吉良ら, 1960; 岩田, 1993)、との指摘もある。マサ土の圃場容水量に相当する水分貯留量についての報告は非常に少なく、また実測値と室内実験値の差を示した例もない。そこで、両値の取り扱いについては、以下のようにした。

水分量を実測値で表示する場合、実測値は試験区から何回となく採土して求めた値であるので、土層の乱れによる値のばらつきが問題となる。この点について、本報告では分散分析の結果、水分ポテンシャルと体積含水率との直線回帰式における相関係数が大きかったことから、測定値のばらつきはおおむね小さいものとみなすことができる。そこで、深さ40cmまでの有効土層の水分貯留量は実測値で表示することにした。

圃場における保水量について既往の報告を見ると、丹原(1969)は、花崗岩地帯における温州ミカン園の保水量を明らかにした。この報告での有効土層は根群域土層を表しているが、調査事例の土性がSLないしSで、深さ40 $\sim$ 50cm

を境として、下方に腐朽岩盤層や礫土層が出現すること及び土壤水分変化からも、ここでの有効土層の厚さは40 $\sim$ 50cmと見なすことができる。この例より土壤水分ポテンシャルが $-3$  kPaのときの体積含水率から、圃場容水量に相当する水分貯留量を求めると、58.5 $\sim$ 86.7mmとなり、平均が74.1mmであった。

また、山崎・川村(1963)は、花崗岩質土壤から成る自然傾斜約 $20^\circ$ の南向き斜面の畑地において、降雨後の土壤水分を測定している。この報告によると、降雨後2日目で、深さ3 $\sim$ 30cmの水分ポテンシャルが $-11$  kPa付近のとき、深さ0 $\sim$ 30cmの水分量は74.1mmであった。この水分量の値は、ほぼ圃場容水量に相当する水分貯留量と見なせる。

著者らの測定したマサ土開発農用地における試験区の圃場容水量に相当する水分貯留量は73.0mmで、既往の報告と同程度である。

#### IV 土壤面蒸発量

##### 1. 測定方法

土壤面蒸発量は、1982年にはビニール(厚さ0.2mm)被覆下と裸地の水分減少量の差から求めた。1983, 1984年はPeby(1968)の方法に準じ、有底の100ml採土管を土壤表面から深さ5cmまで打ち込み、無降雨期間の水分減少量をもって土壤面蒸発量とした。なお、1982年の土壤表面をビニールで被覆した方法には、土壤表面から蒸発した水分が水滴となってビニールの内側に付着し、それが局所的に落下したり、周辺下層からの土中水が毛管上昇によって侵入する可能性があり、土壤面蒸発量を過大に見積もることが懸念された。そこで、1982年8月の19日と24日の両日に、ビニール被覆による方法とPebyに準じた方法で土壤面蒸発量を測定した結果、二つの測定法による値の差が $0.1\text{mm}/\text{日}$ の小差であった。このことから、1982年については、水収支を計算する際、ビニール被覆法による測定値をそのまま採用した。

測定期間の土壤面蒸発量は、日土壤面蒸発量に無降雨経過日数を乗じた。有効土層の増加保水量(山崎, 1977)は、圃場容水量に相当する水分貯留量より、降雨前における地表面から

深さ40cmまでの土層の水分量を差し引いた、水分貯留量の値は、表3より平均値を採用し、1982年及び1984年(裸地)がそれぞれ74.3mm, 71.4mmで、1983年(ソルガム栽培地)が64.5mmとした。土壤面蒸発は、土壤水分がある臨界値を下回ると著しく影響をうけ、土壤水分の減少につれて低下する。この臨界値は臨界土壤水分量(内島, 1964)と呼ばれている。本報告の臨界土壤水分量は、室内実験による土壤水分特性曲線から、水分ポテンシャル-49kPa相当の体積含水率を読みとり、以下のように補正した。

土壤水分特性曲線(脱水過程)から読みとった体積含水率は、水分ポテンシャルが-10~-2kPaの範囲では、図10で示したように、採土熱乾法による実測値よりも $0.07\text{m}^3\text{m}^{-3}$ 多かった。更に、図11で示した土壤水分特性曲線における-49kPaの体積含水率は、-10kPaにおける値のほぼ7割に相当する。そこで、 $0.07\text{m}^3\text{m}^{-3}$ の7割分、すなわち $0.05\text{m}^3\text{m}^{-3}$ を、土壤水分特性曲線から読みとった体積含水率から差し引き、近似的に補正した。

ソルガムの被覆率は、地上3.0mの高さから写真をとり、被覆面積より求めた。

2. 結 果

1) 日土壤面蒸発量

日土壤面蒸発量を表4に示した。裸地の土壤面蒸発量は7, 8月で $1.2\sim 2.6\text{mm}/\text{日}$ 、平均 $1.8\text{mm}$ 、9月で $0.9\text{mm}$ であり、7, 8月が9月よりも多かった。ソルガム栽培地の土壤面蒸発量は、

7, 8月(被覆率38~69%)が $1.1\text{mm}/\text{日}$ 、9月が $0.7\text{mm}$ で、裸地より少なかった。図12には1984年の土壤面蒸発量測定期間におけるマサ土裸地の地温を示した。8月と9月の地表下5cmの地温の差は、土壤水分状態が $0.153\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ないし $0.154\text{m}^3\text{m}^{-3}$ で(表4)、ほぼ同じ場合、最低温度で $8^\circ\text{C}$ 、最高温度で $11^\circ\text{C}$ であった。

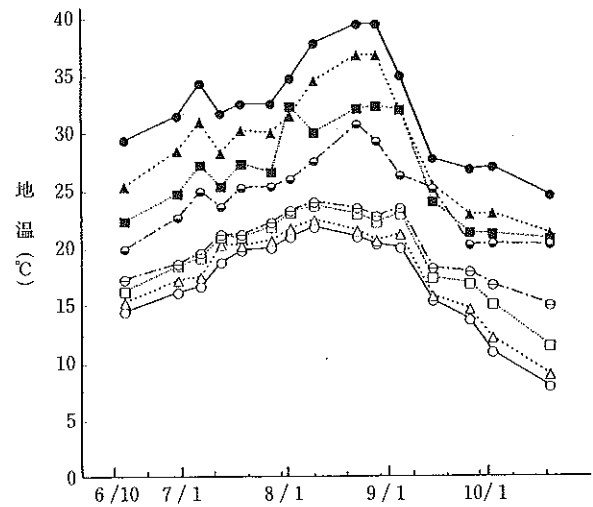


図12 土壤面蒸発量測定期間における裸地の地温 (1984年)

最高地温: ●— 深さ5cm, ▲— 深さ10cm, ■— 深さ20cm, ○— 深さ30cm  
 最低地温: ○— 深さ5cm, △— 深さ10cm, □— 深さ20cm, ◊— 深さ30cm

注) 測定は13時から15時までに行った。

表4 マサ土の土壤面蒸発量

測定期間	経過日数	開始時の体積含水率 (深さ0~5cm) ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )	土壤面蒸発量 ( $\text{mm}/\text{日}$ )	作付状況
年次 月/日	(日)			
1982 8/17-8/18	1.0	0.241	1.2	裸地
8/18-8/19	1.0	0.247	2.0	
8/19-8/20	1.0	0.233	2.6	
8/24-8/26	3.0	0.216	1.6	
1983 7/26-8/3	7.0	0.155	1.1	ソルガム <sup>a)</sup>
9/2-9/9	7.0	0.149	0.7	
1984 7/12-7/18	5.8	0.154	1.7	裸地
8/2-8/9	7.0	0.153	1.6	
9/14-9/25	11.0	0.154	0.9	

a) ソルガムの被覆率は、7月26日~8月3日が38~69%、9月2日~同月9日が99%。

表5 水収支測定期間の土壤面蒸発量及び有効土層の増加保留水量

年次	測定期間		経過 日数 (日)	無降雨 日数 (日)	土壤面 蒸発量 E (mm)	降雨前の 含水量 (mm)	有効土層の 増加保留水量 $\Delta S$ (mm)	ソルガム の被覆率 (%)
	月/日							
1982	8/17-8/18		1.0	0.7	1.3	74.6	-0.3	0
	8/19		0.04	0.02	0.04	69.7	4.6	0
	8/26-9/1		6.0	5.3	10.1	59.0	15.3	0
1983	7/12-7/19		7.0	4.0	4.4	41.2	23.3	3~16
	7/19-7/26		7.0	4.8	5.3	57.4	7.1	16~38
	8/10-9/2		23.0	19.8	21.8	28.2	36.3	93~99
	9/2-9/9		7.0	6.8	4.8	39.1	25.4	99
	9/9-9/16		7.0	6.3	4.4	55.0	9.5	99
1984	7/12-7/18		6.0	5.8	9.9	71.7	-0.3	0
	7/18-7/27		8.9	8.1	13.8	50.7	20.7	0
	8/9-8/22		12.9	12.3	19.7	42.4	29.0	0
	8/28-9/14		17.0	15.6	14.0	51.3	20.1	0

注) 測定期間の総降水量は平均で、裸地66.5mm, ソルガム栽培地142.1mm

## 2) 土壤水分と土壤面蒸発量

水収支測定期間の土壤面蒸発量及び有効土層の増加保留水量を表5に示した。ここでの土壤面蒸発量は、表4より1982年では8月の平均値1.9mm/日に測定期間の無降雨経過日数を乗じた。1983年は7, 8月が1.1mm/日に、9月が0.7mmに無降雨経過日数を、1984年は7月が1.7mm, 8月が1.6mm, 6月, 9月が0.9mmにそれぞれ無降雨経過日数を乗じた。測定期間は23日以内であり、平均で8.6日間であった。測定期間における土壤面蒸発量は裸地が0.04~19.7mm, 平均9.8mm, ソルガム栽培地が4.4~21.8mm, 平均9.0mmであり、平均値では両者の間に大差はなかった。

有効土層の増加保留水量は、正の値では裸地が4.6~29.0mm, 平均17.9mmであり、ソルガム栽培地では4.1~33.3mm, 平均17.5mmであった。裸地, ソルガム栽培地とも増加保留水量の値に幅がみられたが、平均値で比較すると、小差であった。増加保留水量の負の値は-0.3mmであり、裸地で2例あった。

裸地の臨界土壤水分量を表6に示した。裸地の臨界土壤水分量は、体積含水率表示で、0.081~0.113 $m^3m^{-3}$ , 平均0.094 $m^3m^{-3}$ であり、水分量で表すと38.2mmであった。

表6 マサ土裸地の臨界土壤水分量

深さ (cm)	対象 土層	体積含水率 <sup>a)</sup> ( $m^3m^{-3}$ )	臨界土壤水分量(mm)	
			土層別	合計
5	0~5	0.081	4.1	38.2
10	5~15	0.113	11.3	
20	15~30	0.093	14.0	
40	30~40	0.088	8.8	

a) 土壤水分特性曲線(脱水過程)より、-49kPa相当の体積含水率を読み取り、更に0.05 $m^3m^{-3}$ を差し引き、補正した。

## 3. 考 察

### 1) 土壤面蒸発量

裸地における7, 8月の土壤面蒸発量は、表4で示したように、9月よりも0.9mm多かった。この原因は、土壤水分状態が同じであるにもかかわらず、8月の地表下5cmの地温が9月より、最低温度で8℃, 最高温度で11℃高かったためと推察される。

一方、表4及び表5で示したソルガム栽培地の土壤面蒸発量は裸地よりも少なかった。内藤(1969)は、1964年におけるトウモロコシ生育期間中の土壤面蒸発量の蒸発計蒸発量に対する

割合, すなわち蒸発比について, 葉による土壌面の被覆の少ない5月28日が1.14であり, 最も繁茂した7月17日では0.37に低下したことを示した。このことから, 土壌面蒸発量が裸地よりも幾分少なくなったのは, ソルガムの土壌面被覆により, 到達日射量が少なくなったためと推察される。

砂丘地の裸地における土壌面蒸発量について, 矢野(1975)は, 季節による変化は認められず, 年平均の日蒸発量は1972年が $0.7\text{mm}$ , 1973年が $0.4\text{mm}$ であったことを明らかにした。また, 渡辺(1974)は, 火山灰土壌(赤ノッポ)の裸地における1970年10月の調査で, 21時間45分の間に $2.03\text{mm}$ の土壌面蒸発量があったことを報告している。これらの報告と比較すると, 著者らの測定したマサ土の土壌面蒸発量は, 砂丘地の場合よりもやや多いが, 火山灰土壌よりは少ないようである。

## 2) 臨界土壌水分量

一定期間における土壌水分量と土壌面蒸発量との関係については, 土壌が十分に湿っている恒率乾燥過程(樞根, 1987)では, 蒸発速度は一定で推移する(中野, 1980, 1994; 中野ら, 1988)ことが知られている。更に, 恒率乾燥の上限点に相当する臨界土壌水分量は圃場容水量の $0.5\sim 0.6$ (内島, 1964)といわれ, 火山灰土壌では,  $-49\text{kPa}$ ( $\text{pF}2.7$ )のときの水分量である(鈴木, 1973)ことが報告されている。また, 臨界土壌水分量は作物の生長阻害水分点の水分量に相当し, この水分点に対応する土壌水分ポテンシャルは, 畑地かんがいでは $-100\text{kPa}$ ( $\text{pF}3.0$ )(長谷川, 1993)が目安にされているが, 砂壤土では $-49\text{kPa}$ ( $\text{pF}2.7$ )(椎名, 1963), 花崗岩風化物を母材とした土壌で,  $-49\text{kPa}$ 前後との報告(古賀, 1968)があり, 本報告では,  $-49\text{kPa}$ の水分量より臨界土壌水分量を求めた。

マサ土の臨界土壌水分量は, 表6で示したように体積含水率表示で $0.081\sim 0.113\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (平均 $0.094\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ), 水分量が $38.2\text{mm}$ であることが認められた。ここで, 圃場容水量に相当する水分貯留量は表3で示したように平均が $73.0\text{mm}$ (裸地)であるので, 臨界土壌水分量は, 圃場容水量の $0.52$ に相当し, 本報告でも既往の結果

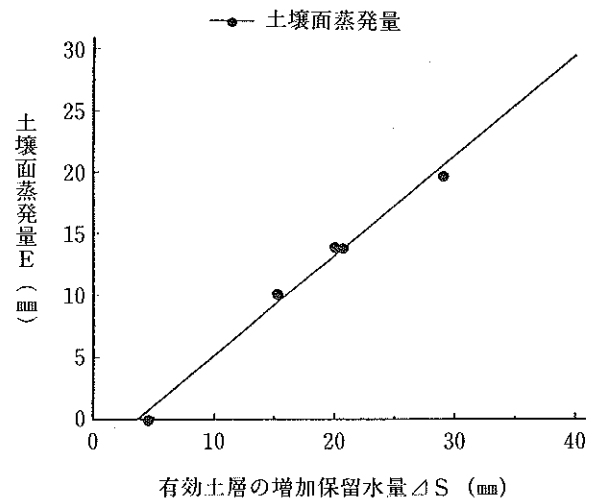


図13 水収支測定期間におけるマサ土裸地の有効土層内増加保有水量と土壌面蒸発量との関係

注) 回帰式:  $E = 0.811 \Delta S - 3.01$

( $r = 0.995^{***}$ ,  $0.1\%$ 水準で有意)

と同様の係数が得られた。既往の臨界土壌水分量については, 平塚砂壤土が $0.15\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (椎名, 1963), 南九州火山灰土が $0.28\sim 0.30\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (鈴木, 1973), 相模原火山灰土が $0.37\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (椎名, 1963)であることが明らかにされている。これらと比較するとマサ土の臨界土壌水分量は, 火山灰土壌よりかなり少なく, また, 平塚砂壤土より幾分少ないことが示された。

## 3) 増加保水量

ここで, 臨界土壌水分量 $38.2\text{mm}$ までは, 先に述べたように恒率乾燥過程であり, 表5で示した裸地における有効土層の増加保水量( $\Delta S$ )の最大値が $29.0\text{mm}$ であったことから, 本測定事例は臨界土壌水分量以下で, 恒率乾燥過程にあると判断できる。そこで, 測定期間(平均9日)における裸地の有効土層の増加保水量( $\Delta S$ , 正の値)と土壌面蒸発量( $E$ )の値を直線回帰にあてはめると, 図13で示したように,

$$E = 0.811 \Delta S - 3.01 \quad (r = 0.995^{***}, 0.1\% \text{水準で有意}) \quad \text{式5}$$

で表された。この5式より, 裸地における増加保水量(正の平均)が $17.9\text{mm}$ の場合の土壌面蒸発量を求めると,  $11.5\text{mm}$ であった。これらの増加保水量及び土壌面蒸発量の総降水量に占める割合については, 総合考察で述べる。

ここでの増加保水量における負の値( $-0.3$

mm)は、地表面貯留量と考えられるが、いずれ、浸透損失するものとみなし、後で述べる浸透損失量に含めた。なお、金子・上村(1967)により、砂質土(平塚砂丘地)における圃場容水量以下に低下する水分は、かなり深くまで乾いた状態で圃場容水量よりも40mm程度少なく、圃場容水量以上に一時的に超過保留できる水分は70mm程度多いと推察されており、これと比較するとマサ土における有効土層の増加保留水量は、砂質土の範囲にあった。

## V 表面流出量

### 1. 測定方法

表面流出量については、1982年は水量計(20mm用)で、1983年、1984年は直角三角堰(水路底面より堰縁までの高さ:0.10m,水路幅:0.44m)とLS-30型簡易自記水位計(ウイジン工業社製)で測定し、表面流出量は、沼地ら(農業土木学会,1981)の式により算出した。降水量は転倒マス型自記雨量計(0.5mm/1転倒,大田計器製作所製)を設置して測定した。なお、表面流出は、水みち流出と地表流出に区分され、地表流出は主として大出水時に水みち流出以外の斜面を薄層をなして流れるものであり、降雨状態によって水みち流出あるいは地表流出主体となる(金子,1981)ことが知られている。本報告では、水みち流出と地表流出の区分はせず、土壌の表面から流出する水量を表面流出量として取り扱った。

測定期間における降水量の合計を本報告では総降水量という。初期損失後の降水量は、総降水量から有効土層の増加保留水量を差し引き、求めた。

## 2. 結果

### 1) 地表面の流出状況

本試験区における10分間最大降水量別の表面流出を生じた降雨回数を表7に示した。雨水の地表面における流出の始まりは、裸地年では降雨強度が10分間最大で3.0mm以上、1時間最大で8.5mm以上のときに認められ、このときの降雨回数は1回であった。ソルガム栽培年ではほとんどの降雨が大雨であり、表面流出を生じた雨は10分間最大が8.0mm以上、1時間最大が17.0mm以上であり、それ以下の降雨はなかった。

表面流出の状況が観察された1回の測定からみると次のとおりであった。すなわち、降雨時間30分、降水量7mm(当初の10分間に6.5mm)の場合、表面流出量は、降雨開始より30分後の降雨終了時点が1.2mm/hr、50分後が0.5mm/hrであり、60分後では表面流出を認めなかった。このように、小雨ながら表面流出が降雨終了後消滅するまでの流出のおくれは30分程度であった。

この結果から、マサ土開発畑における試験区の水みち流出に貢献する面積を算出すると、以下のとおりであった。まず、1時間当たりの概算総流出量(金子,1981)を求めると、ピーク流量は1.2mm、ピーク流量に達するまでの増水時間が0.5時間、ピーク流量に達した以後の減水時間が0.5時間であったので、総流出量は、 $1.2\text{mm} \times (0.50 + 0.50) \div 2 = 0.60\text{mm}$ となった。また、流出量1.2mmと0.5mmからハイドログラフを合成すると、概算総流出量は、 $1.2\text{mm} \times (0.50 + 0.50) \div 2 + 0.5\text{mm} \times (0.83 + 0.17) \div 2 = 0.9\text{mm}$ となった。

一方、総流出量は、総降水量 $\times$ 流出率 $\times$ 流域面積からも算出できる(金子,1981)。この式の流域面積は、降水の集水域(金子,1981)を表している。また、一般にハイドログラフのピー

表7 試験区における10分間最大降水量別の表面流出を生じた降雨回数

降雨の強度及び回数	裸地					ソルガム栽培地	
	3.0mm	5.0mm	6.0~7.0mm	10.0~12.0mm	13.0~15.0mm	8.0~10.0mm	18.5mm
1時間最大降水量(mm)	8.5	20.5	7.0~17.0	18.0~31.0	17.5~30.0	17.0~28.0	24.5
降雨回数(回)	1	1	3	2	3	3	1

注) 測定期間は裸地1982年8月6日~9月30日 84年6月13日~9月14日, ソルガム栽培地1983年7月12日~9月16日。

クを形成している流出成分は、流域内のごく限られた地域だけから発生し、表面流出に寄与する面積は部分的に限定されていることが知られている(樞根, 1987)。そこで、ここでの流域面積は、主として大出水時に斜面を薄層をなして流去する地表流出の面積、すなわち実際の表面流出に寄与する面積とみなし、以下、計算をすすめる。いま、流出率は、測定した総降水量が7.0mm、総流出量が1.7mmで、 $1.7\text{mm} \div 7.0\text{mm} = 0.24$ である。いま、概算総流出量が0.6mmないし0.9mmを示すためには、流域面積は0.4m<sup>2</sup>ないし0.5m<sup>2</sup>でなければならない。ここで、試験区的面積が12m<sup>2</sup>であることから、水みち流出に貢献する面積は実際の面積の3%ないし4%に相当することがわかった。

## 2) 降水量と表面流出量

水収支測定期間の降水量及び表面流出量を表8に示した。総降水量は裸地とした1982年と1984年が、4.5~240.0mmの範囲にあり、平均が96.5mmであった。更に、降水量別に見ると、160~240mmの範囲にある総降水量の平均が200.3mm、100~140mmが117.2mm、20~80mmが51.3mm、

10mm以下が5.8mmであった。ソルガムを栽培した1983年の降水量は、3.5~291.0mmの範囲にあり、平均が142.1mmであった。また、130~300mmの範囲にある総降水量の平均は207.3mmであり、この年のソルガム栽培期間では130mm以上の降水量の頻度が多く、したがって、降水量の全事例の平均はソルガムを栽培した年が裸地とした年よりも多かった。

また、初期損失後の日降水量は、裸地年が2.4~89.0mm(平均57.0mm)、ソルガム栽培年が38.2~129.0mm(平均72.9mm)であり、後者の方が多かった。1時間最大降水量は裸地年が1.0~31.0mm、平均17.3mm、ソルガム栽培年が1.0~28.0mm、平均19.0mmで、両者とも平均が20mm近くあり、降雨強度は大きかった。10分間最大降水量は、平均で裸地年が8.7mm、ソルガム栽培年が9.3mmであり、いずれも9mm前後を示し、多かった。

裸地では総降水量が100~140mmでは、表面流出量は30.5~74.4mmの範囲にあり、平均が50.2mmで42.8%が流出した。総降水量が20~80mmでは、表面流出量は平均が11.4mmで、流出割合が22.2%となり、降水量が多い場合よりも低下し

表8 マサ土開発農用地における水収支測定期間の降水量及び表面流出量

年次	測定期間 月/日	測定期間			1時間最大 降水量P <sub>h</sub> (mm)	10分間最 大降水量 (mm)	初期損失後の降水量(mm)		表面流 出量R (mm)	表面流 出割合 (%)	作付状況
		経過 日数 (日)	降雨 日数 (日)	総降水 量P (mm)			測定期間の 総降水量P <sub>0</sub>	1日当た り <sup>a)</sup> P <sub>d</sub>			
1982	8/6-8/17	11.0	1.0	99.0	30.0	13.0	-	-	57.2	57.8	裸地
	8/17-8/18	1.0	0.3	4.5	1.0	0.5	4.8	4.8	0.0	0.0	
	8/19	0.04	0.02	7.0	7.0	6.5	2.4	2.4	1.7	24.3	
	8/26-9/1	6.0	0.7	74.5	17.0	7.0	59.2	59.2	17.3	23.2	
	9/1-9/21	20.0	2.5	160.5	8.5	3.0	-	-	60.1	37.4	
1983	7/12-7/19	7.0	3.0	138.0	17.0	10.0	114.7	38.2	86.9	63.0	ソルガム
	7/19-7/26	7.0	2.2	291.0	28.0	9.5	283.9	129.0	192.7	66.2	
	8/10-9/2	23.0	3.2	193.0	24.5	8.0	156.7	49.0	113.5	58.8	
	9/2-9/9	7.0	0.2	3.5	1.0	0.5	-	-	0.0	0.0	
	9/9-9/16	7.0	0.7	85.0	24.5	18.5	75.5	75.5	24.1	28.4	
1984	6/13-6/29	16.0	2.8	240.0	18.0	10.0	-	-	78.4	32.7	裸地
	7/12-7/18	6.0	0.2	28.0	13.0	6.0	28.3	28.3	5.4	19.3	
	7/18-7/27	8.9	0.8	101.0	31.0	12.0	80.3	80.3	30.5	30.2	
	8/9-8/22	12.9	0.6	118.0	17.5	15.0	89.0	89.0	45.6	38.6	
	8/28-9/14	17.0	1.4	132.5	29.5	13.5	112.4	80.3	74.4	56.2	

a) 1日以上経過した降雨について、P<sub>0</sub>を降雨日数で除した。



た。降水量が10mm以下になると、流出割合は更に低下し、15.5%を示した。一方、ソルガム栽培地では、総降水量（ほぼ1雨）が130~300mmのとき、表面流出量は平均で131.0mmとなり、63.1%が流出し、降水量が85.0mmになると、流出割合は28.3%に低下した。

総降水量（P）と表面流出量（R）との関係は、図14に示したように、裸地で、

$$R = 0.140 P^{1.20} \quad (r = 0.972^{***}, 0.1\% \text{水準で有意}) \quad \text{式6}$$

ソルガム栽培地で、

$$R = 0.0197 P^{1.64} \quad (r = 0.969^*, 5\% \text{水準で有意}) \quad \text{式7}$$

で表された。1mm以上の表面流出量を生ずる限界降水量を両回帰曲線から読みとると、裸地が5mm、ソルガム栽培地が11mm程度であった。また、裸地とソルガム栽培地の表面流出量は、式6と式7で示された回帰曲線の交差する降水量85mm程度以上では、後者が前者よりも多く、それ以下の降水量では、逆に前者が後者よりも多い傾向にあった。

次に、表8における裸地の6測定事例について、初期損失後の総降水量（ $P_0$ ）、日降水量（ $P_d$ ）及び1時間最大降水量（ $P_h$ ）のそれぞれと表面流出量（R）との関係をベキ乗回帰で見ると、

$$R = 0.546 P_0^{0.924} \quad (r = 0.937^{**}, 1\% \text{水準で有意}) \quad \text{式8}$$

$$R = 0.562 P_d^{0.931} \quad (r = 0.915^*, 5\% \text{水準で有意}) \quad \text{式9}$$

$$R = 0.0217 P_h^{2.33} \quad (r = 0.904^*, 5\% \text{水準で有意}) \quad \text{式10}$$

で示された。ソルガム栽培地については、いずれの場合も有意でなかった。

### 3. 考 察

#### 1) 地表面の流出状況

試験区における裸地の表面流出は、10分間最大降水量が3mm以上で始まり、そのときの1時間最大降水量は8.5mmであった。マサ土の限界降雨強度について、川村・氏家（1995）は裸地において10分間最大降水量が14°の斜面で2.8mm、川村ら（1963）は傾斜10°の小型枠（長さ66cm、幅28cm、深さ32cm）を用いた試験で1.6mm以上のときに表面流出のあったことを明らかにし、ま

た、川村（1966）は限界降雨強度を2.0mmとみなしている。表面流出の始まる1時間降雨強度について、坂西・早瀬（1991）はマサ土を充填した傾斜5°の小型枠（長さ50cm、幅40cm、深さ28cm）を用いた試験で8.3mm、太田（1978）は花崗岩と安山岩土壌の混じった小流域（6.7~15.4ha、傾斜19~26°）では0.8~15.1mmであることを示した。これらから、本報告における表面流出の限界降雨強度は既報の値にほぼ近かった。

小流域における表面流出のおくれ時間は、流出の最大流量に関係し、異常豪雨時の洪水到達時間に影響するが、一般には30分ないし1時間程度である（金子，1981）ことが知られており、試験区における表面流出もこの範囲にあった。

通常の降雨の表面流出は、水みち流出による場合が多く、水みち流出に貢献する面積は、本報告では4%程度であることが推定された。金子（1981）は、林地がほとんどを占める埼玉県逆川流域（358ha）でのハイドログラフから、この水みち流出に貢献する面積は5%程度と指摘している。また、金子（1960，1981）は、洪積台地や河岸段丘の畑地帯の水みち流出面積が約10%で、このうち道路面積率が5%程度であると報告している。畑地帯における圃場の流出面積は5%程度と推察される。これらから、本報告は、金子の示した値に近いものであることがわかる。

#### 2) 表面流出量と総降水量との関係

表面流出量と総降水量との関係については、ベキ乗回帰式  $R = C \cdot P^n$ （R：表面流出量，P：総降水量，C，n：常数，金子ら，1960）で表される。更に、表面流出量を表す数式として、降雨強度及び初期流出を加味した重回帰式（太田，1978）や浸透量及び蒸発散量を考慮したUSDA HL-74モデル式（Kirby，1983）などがある。これらの数式のうち、ベキ乗回帰式は果樹園で近似的に適用でき（徳留ら，1983）、また、果樹園以外でも簡易な近似式として適用可能である（徳留，1988）とされている。本報告の裸地においても式6及び式7に示したベキ乗回帰式の適合性は高かった。このベキ乗回帰式において、Cの値が大きいということは、比較的小雨でも流出しやすいことを表し、降雨直前における土壌の飽水度が高い場合などに起こりやす

いことを示す(徳留, 1988)。Cが小さく、nが比較的大きいものは、降水量が増大すると少ない流出から急に流出の増加割合が増大する場合に相当する(金子ら, 1960)。

### 3) 表面流出を生ずる限界降水量及び表面流出の軽減効果

表面流出を生じる限界降水量について既往の報告を見ると、徳留(1988)は花崗岩由来の下層土(土性SL)を詰めた傾斜15°のライシメーター(長さ3m、幅2m、深さ1.2m)で、日降水量と表面流出量とのベキ乗回帰式から、裸地がおよそ4mm、トールフェスク栽培地が15mm、バーミュダグラス栽培地が13mmであることを示した。本試験区では、表面流出を生じる限界降水量は、裸地が5mm、ソルガム栽培地が11mm程度であり、徳留が示した値に近かった。

作物の土壌面被覆による表面流出との関係について既往の報告をみると、次のとおりである。すなわち、一戸ら(1956a)は、1953年7月18日の降水量が41.2mmのとき、表面流出量は、腐植質火山灰土(傾斜10°)の裸地が5.04mm、大豆栽培地が4.62mm、小麦間作大豆栽培地が1.96mmであることを示した。ここで流出低下量を算出すると、大豆栽培地が0.42mm、小麦間作大豆栽培地が3.08mmとなり、このときの降水量のそれぞれ1.0%、7.5%に相当する。また、伊藤ら(1960)は、粘土含量が30.2%の土壌を充填した、幅1.2m、長さ2.7m、深さ0.6m、傾斜10°の木枠を用い、ヤハズソウ(コンモン種)による表面流出の軽減効果について報告した。これによると、降水量12.8mmでは、表面流出量は裸地が4.5mm(14,630ml)、間作(ヤハズソウ)が1.2mm(3,800ml)であり、流出低下量は3.2mmで、降水量の25.0%に当たる。

更に徳留(1988)は1981年夏期に四国農試土地利用部構内(善通寺市)で、木本性作物等(樹齢8~9年生)による降雨遮断率を測定し、降水量が14.4mmのとき、平均でアカマツ20~22%、コナラ24%、ミカン28%、チャ60%であることを示した。ここでの降雨遮断量は、裸地の降水量と樹木間で測定した降水量との差であり、それは樹木被覆による表面流出量の低下分である。

さて、これらの既往値と本報告におけるベキ

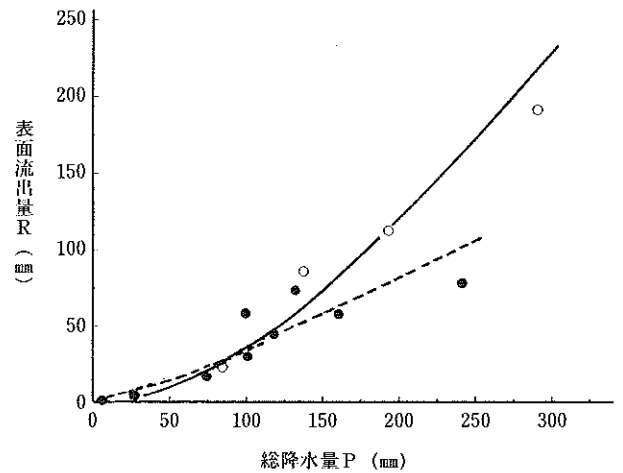


図14 マサ土開発農用地における総降水量と表面流出量との関係

-----●----- 裸地  $R=0.140 P^{1.20}$   
( $r=0.972^{***}$ , 0.1%水準で有意)  
——○—— ソルガム栽培地  $R=0.0197 P^{1.64}$   
( $r=0.969^*$ , 5%水準で有意)

乗回帰式の外挿による推定値とを比較すると、次のようである。すなわち、式6と式7に降水量41.2mm、14.4mm、12.8mmを代入すると、裸地がそれぞれ12.1mm、3.4mm、3.0mmで、ソルガム栽培地が8.8mm、1.6mm、1.3mmであり、流出低下量は3.3mm、1.8mm、1.7mmとなる。これらは、それぞれ降水量の8.0%、12.5%、13.3%に相当し、ソルガム栽培地の流出軽減効果は、小麦間作大豆栽培地と同程度で、大豆栽培地よりも7%大きく、また、ヤハズソウ栽培地よりも13%、ミカン、コナラ、アカマツ植栽地よりも7~15%、チャの植栽地よりも47%小さいといえる。

ソルガム栽培によるこの流出軽減効果は、図14で示したように裸地とソルガム栽培地の曲線が交差する総降水量85mm程度までと推定され、それ以上の降水量では、ソルガム栽培によって表面流出量が逆に増加する。この増加したことについては、次のように考えられる。ここで、表2をみると、ソルガム栽培地の表層(0~15cm)は、乾燥密度が裸地よりも小さく、膨軟化傾向にあり、表層の透水性が裸地よりも比較的良好であると判断される。また、一般に表層付近における透水性の良好な部分を側方へ流れる飽和あるいは不飽和側方浸透流は、流出に寄与することが知られている(樞根, 1987)。これらのことから、ソルガム栽培地では、裸地よりも

水みちが生じやすく、水みちへ降雨の大部分が集水し(金子, 1981), 更に地表面付近の表層で飽和に近い状態で貯留していた土壌水とともに流出し, その結果, 流出量はソルガム栽培地が裸地よりも増大したものと推察される。

#### 4) 表面流出量と初期損失後の総降水量及び日降水量との関係

初期損失後の降水量について, 既往の報告を見ると, 金子ら(1960)は, 小流域(16~358ha)において降雨と流出との関係を求める場合, 流域の乾湿状態による乱れが消去されるため, 降雨の初期損失を除いたものを対象とするのがよいとした。そして初期損失後の総降水量と表面流出量との関係をベキ乗回帰式で表した。また, 徳留(1988)は, 表面流出を生じた場合の日降水量とマサ土の表面流出量との関係をベキ乗回帰式で示し, かなり高い相関のあることを報告した。

本報告においても, 裸地の初期損失後の総降水量( $P_0$ )と表面流出量( $R$ )との関係は, 式8で示され, ベキ乗回帰式の適合性は高かった。また, 裸地の初期損失後の日降水量( $P_d$ )と表面流出量( $R$ )を同様にあてはめた結果, 式9が得られ, 本試験区でも適合性は高かった。ただし, 式8, 式9よりも, 表面流出量と総降水量とのベキ乗回帰式(式6)の場合が相関は高い。この点については, マサ土では土壌表面がち密になりやすく, クラストが形成されやすい(坂西・早瀬, 1991)ことが影響したものと推察される。

なお, ソルガム栽培地では, 初期損失後の総降水量及び日降水量と表面流出量との相関関係は, 見られなかった。これは, 測定事例が少なかったこと, ソルガムの根による吸水などが影響したものと考えられる。

#### 5) 降雨強度と表面流出量との関係

裸地における1時間降雨強度( $P_h$ )と表面流出量( $R$ )との関係については, 有意な相関が認められたが, 総降水量( $P$ )と表面流出量の場合よりも, 相関は低かった。既往の成績では, 表面流出量に対する影響は, 降雨強度よりも総降水量の方が大きい(太田, 1978; 徳留, 1988)と指摘する報告と, 1雨総降水量よりも1時間降雨強度との相関が高いとする報告(久保,

1979)があり, 前者と後者の傾向が異なる点については次のように考えられる。すなわち, 前者における1時間降雨強度は, 15.0mm以下の少ない降雨条件下の測定値であったのに対し, 後者は8.5~53.5mm, 平均21.6mmと多いことや, 土壌は前者がマサ土であるのに対し後者は火山灰土壌であることなどの違いによって, 表面流出量と降雨強度との関係に差を生じたものと考えられる。本試験区では, 測定期間中の1時間最大降水量は, 平均で20mm程度であり, 降雨条件は既往の後者に近く, 土壌はマサ土であることが, 本報告でも表面流出量と降雨強度との関係における適合性に影響したものと考えられる。

## VI 浸透損失量

### 1. 測定方法

浸透損失量は以下の水収支式(山崎, 1977)により裸地, ソルガム栽培地とも算出した。

$$Q_d = \{P - (R + E)\} - \Delta S \quad \text{式11}$$

ここで,  $Q_d$ : 有効土層以下へ浸透した損失水量(mm),  $P$ : 降水量(mm),  $R$ : 表面流出量(mm),  $E$ : 土壌面蒸発量(mm),  $\Delta S$ : 有効土層の増加保水量(mm)である。

更に, 裸地の浸透損失量は, 水分特性曲線(脱水過程)から求めた室内実験値を補正し, 採土熱乾法による実測値として表示した。有効土層以深の水分ポテンシャルは, テンシオメーターを用い, 深さ40, 60, 80, 100cmについて測定した。土壌水分特性曲線の測定は, 40mlの採土管を用い, 水分ポテンシャル-3.1kPa相当以上が砂柱法, -6.2kPa相当以下が加圧板法により, 深さ40, 60, 100cmの土壌試料について脱水過程で行った。なお, 深さ80cmの体積含水率は, 深さ100cmの土壌水分特性曲線より求めた。

### 2. 結果

#### 1) 水収支式及び土壌水分変化量による浸透損失量

水収支式により算出したマサ土開発農用地の浸透損失量を表9に示した。裸地では, 総降水量が100~140mmの場合, 浸透損失量は23.7~36.0mmの範囲にあり, 平均が27.9mmで, これは総降水量の23.8%を占めた。総降水量が20~80mmに減少すると, 浸透損失量は22.4mmとなり,

表9 水収支式によるマサ土開発農用地の浸透損失量

年次	測定期間			浸透損失量 Q <sub>d</sub> (mm)	浸透損失割合 (%)	作付状況	
	月/日	経過 日数 (日)	降雨 日数 (日)				総降水 量P (mm)
1982	8/17-8/18	1.0	0.3	4.5	3.2	71.1	裸地
	8/19	0.04	0.02	7.0	0.66	9.4	
	8/26-9/1	6.0	0.7	74.5	31.8	42.7	
1983	7/12-7/19	7.0	3.0	138.0	23.4	17.0	ソルガム
	7/19-7/26	7.0	2.2	291.0	85.9	29.5	
	8/10-9/2	23.0	3.2	193.0	21.4	11.1	
	9/9-9/16	7.0	0.7	85.0	47.0	55.3	
1984	7/12-7/18	6.0	0.2	28.0	13.0	46.4	裸地
	7/18-7/27	8.9	0.8	101.0	36.0	35.6	
	8/9-8/22	12.9	0.6	118.0	23.7	20.1	
	8/28-9/14	17.0	1.4	132.5	24.0	18.1	

表10 土壌水分変化量より求めたマサ土裸地の浸透損失量 (1984年)

測定期間 (月/日)	深さ (cm)		体積含水率 (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )		浸透損失量 (mm)		指数 <sup>a)</sup>
	採土	対象土層	開始時	終了時	土層別	合計	
7/12-7/18	40	40~50	0.172	0.199	2.7	11.3	115
	60	50~70	0.111	0.127	3.2		
	80	70~100	0.141	0.159	5.4		
	100	-	0.144	0.145	0.0		
8/9-8/22	40	40~50	0.163	0.270	10.7	22.8	104
	60	50~70	0.156	0.203	9.4		
	80	70~100	0.191	0.200	2.7		
	100	-	0.195	0.198	0.0		
8/28-9/14	40	40~50	0.164	0.216	5.2	23.8	99
	60	50~70	0.161	0.194	6.6		
	80	70~90	0.193	0.234	8.2		
	100	90~100	0.191	0.229	3.8		

a) 土壌水分変化量より求めた浸透損失量を100とした水収支式の値に対する指数

その損失割合は43.7%で、総降水量の多い場合よりも平均で19.9%増加した。総降水量が10mm以下では、浸透損失割合は34.5%にとどまった。

ソルガム栽培地では、総降水量が100~300mmの多量の場合、浸透損失量は平均で43.6mmであり、損失割合は21.0%で裸地よりも低かった。降水量が85mmに減少すると、浸透損失量は47.0mmとなり、その損失割合は55.3%を示し、総降

水量の多い場合よりもかなり高くなった。

次に、土壌水分変化量より求めた裸地の浸透損失量を表10に示した。ここでの体積含水率は次のように補正した。すなわち、マサ土の土壌水分特性曲線より求めた室内実験値は図10で示したように、採土熱乾法による実測値よりも0.07m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>多かった。そこで、水分量を算出するときに、室内実験値の体積含水率から0.07m<sup>3</sup>

m<sup>-3</sup>を差し引き、実測値として表した。なお、深さ40cm以深の土壤水分特性曲線(脱水過程)は、図5で示した。浸透損失について、7月及び8月22日までの測定では、深さ100cmの体積含水率の測定開始時と終了時の値がほぼ等しかったことから、鉛直降下における土中水の浸潤の先端は、深さ100cm以内であると見なすことができた。そこで、深さ40cmから100cmまでの水分量を浸透損失量とした。8月28日以後の測定では、降水量が多く、浸潤の先端は深さ100cmに達していたが、ここでは深さ100cmまでの水分量を浸透損失量と見なした。

土壤水分変化量より求めた浸透損失量は実測値であり、水収支式から求めた浸透損失量は計算値である。実測値を100とした計算値の指数は、総降水量が118mm以上では、104及び99を示し、実測値と計算値はほぼ等しかった。総降水量の少ない28mmの場合では、浸透損失量の実測値は計算値より1.7mm少なく、実測値の指数は115であった。

### 2) 降水量と浸透損失量

図15に、初期損失後の日降水量(P<sub>d</sub>)と水収支式による浸透損失量(Q<sub>d</sub>)との関係を示した。裸地が、

$$Q_d = 0.327 P_d + 2.84 \quad (r = 0.884^{**}, 1\% \text{水準で有意}) \quad \text{式12}$$

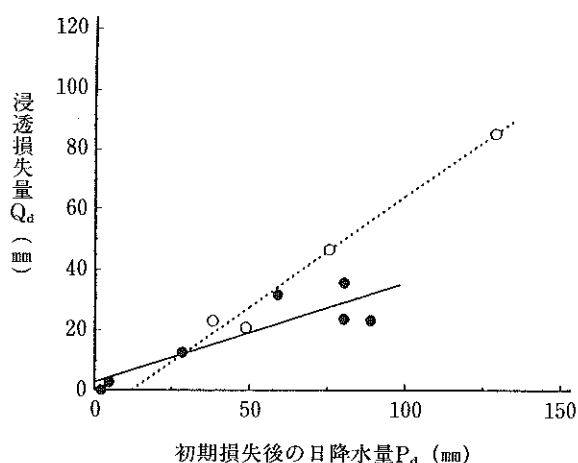


図15 マサ土開発農用地における初期損失後の日降水量と浸透損失量との関係

- 裸地  $Q_d = 0.327 P_d + 2.84$   
( $r = 0.884^{**}$ )
- ソルガム栽培地  $Q_d = 0.733 P_d - 9.03$   
( $r = 0.991^{**}$ )

\*\* 1%水準で有意

で示され、ソルガム栽培地が、

$$Q_d = 0.733 P_d - 9.03 \quad (r = 0.991^{**}, 1\% \text{水準で有意}) \quad \text{式13}$$

で表された。この両回帰式からみると、日降水量が約30mm以上では、裸地の浸透損失量はソルガム栽培地よりも少なかった。

次に、総降水量(P)と水収支式による裸地の浸透損失量(Q<sub>d</sub>)との関係は、表9の7測定事例より求めると、

$$Q_d = 0.208 P + 5.08 \quad (r = 0.813^*, 5\% \text{水準で有意}) \quad \text{式14}$$

で示され、総降水量が増大すれば浸透損失量も増大した。

### 3. 考 察

#### 1) 水収支式及び土壤水分変化量による浸透損失量

マサ土について、現地測定値より浸透損失量を計算し、報告した例はほとんど見られない。そこで、降水量、圃場容水量に相当する水分貯留量、土壤面蒸発量及び表面流出量を測定し、水収支式から浸透損失量を求めた。更に、裸地について、土壤水分の変化量から浸透損失量を測定し、水収支式による値と比較した。その結果、総降水量の少ない場合を除き、水収支式による値と土壤水分変化量から求めた値がほぼ一致した。

測定期間の総降水量が少ない場合、浸透損失量は、水収支式による値が13.0mm、土壤水分変化量による値が11.3mmであった。両者の値の差は、1.7mmであり、後者の前者に対する指数は、115である。この差の理由については、主として以下のように考えられる。試験区は無底のライシメーターのような、コンクリート等の仕切りがなく、深さ40cmから100cmまでの土中水は、幾分横方向(宮崎, 1984a)に浸透したと考えられる。このことが、土壤水分変化量により求めた浸透損失量に影響したようである。このように、総降水量の少ないときの浸透損失量については、土壤水分変化量により算出した値に問題のあることがわかったので、ここでは、水収支式から求めた値(3測定事例)を妥当な値と見なした。

#### 2) 浸透損失量と降水量との関係

水収支式による裸地の浸透損失量は、総降水

量が100~140mmの場合、その23.8%を占め、総降水量が20~80mmと少なくなると、多い場合よりも19.9%増加し、この傾向はソルガム栽培地でも認められる。

総降水量と浸透損失量との関係については、火山灰土壌で直線回帰で表され、高い相関のある(小川ら, 1979)ことが報告されている。そこで、マサ土の裸地について総降水量(P)と浸透損失量( $Q_d$ )との関係を直線回帰でみると、式14が得られた。マサ土でも総降水量と浸透損失量とは相関があり、総降水量が増大すれば浸透損失量も増大する傾向が認められる。山崎ら(1984)は、マサ土を充填したライシメーター(傾斜15°)で、1976年から1982年までの裸地の平均降下浸透量が232mmであり、年平均降水量1,166mmの19.9%に当たることを示した。この年平均降水量の値を本報告の式14に代入すると、浸透損失量は247.6mmとなり、年降水量の21.2%に相当し、山崎らの測定結果とほぼ一致した。

初期損失後の日降水量( $P_d$ )と水収支式による浸透損失量( $Q_d$ )との関係は、図15で示したように、裸地(式12)及びソルガム栽培地(式13)において相関があることが認められる。この両回帰式からみると、式12と式13の交差する点の日降水量はほぼ30mmであり、これ以上では、裸地の浸透損失量はソルガム栽培地よりも少なく、またこれ以下ではやや多いことがうかがえた。これらのことについて既往の報告をみると、前述の山崎ら(1984)は、牧草地の降下浸透量は7か年の年平均で394mmであることを示した。これは年平均降水量の33.8%を占め、このときの裸地が19.9%であり、牧草地が13.9%高い。ここで、山崎らは、1年間の長期的水収支を対象としており、本報告は、23日以内の短期的水収支を取り扱っているため、既往の場合との比較のため、山崎らが調査した6~9月の総降水量を計算すると、1979~1981年の3か年平均が564.4mm/122日であり、本報告のソルガム栽培地の測定期間が平均10日であるので、換算すると、564.4mmは46.3mm/10日となる。ここで、長期的水収支では、土壤水分量の過不足は相殺される(宮崎, 1993)ことが知られており、この10日間の換算降水量は初期損失後の降水量とみなすことができ、30mmよりも多い。したがって、

本報告も山崎らと同様の傾向を示していることが認められる。なお、長期的水収支における土壤水分量の過不足が相殺されることについての評価は、総合考察で述べる。

次に、マサ土とは異なる土壌における植生の有無と浸透損失量の相違について既往の報告をみると、次のとおりである。すなわち、上村ら(1973)は、関東ロームのローム土壌及び砂土において、植生(牧草)のある場合が裸地よりも、浸透損失量が少ないことを示した。また、矢野(1975)は、砂丘地では、総降水量とかん水量の含量に対する浸透損失量の割合が、裸地で90%、植生地(オーチャードグラスとケンタッキー31フェスクの混播)で50~60%であり、著しい違いのあることを明らかにした。

これらの報告と試験区におけるマサ土の浸透損失量を比較すると、初期損失後の日降水量30mm程度以上では、裸地がソルガム栽培地よりも少なく、関東ロームや砂丘地とは異なっている。この点については、マサ土では、裸地表面で密なクラストが形成されやすく(坂西・早瀬, 1991)、このことが裸地の浸透損失量に影響したものと推察される。

## VII 総合考察

マサ土開発農用地における根圏土壌を対象とした短期的水収支を解明するため、横田地区で圃場容水量に相当する水分貯留量、有効土層の増加保留水量( $\Delta S$ )、土壌面蒸発量(E)、表面流出量(R)及び総降水量(P)を測定し、山崎(1977)の水収支式(式11)より浸透損失量( $Q_d$ )を算出した。一方、水収支式による浸透損失量については、土壤水分変化量より算定した値と比較し、更に既往のライシメーター試験による結果とも比較し、妥当な値であることを認めた。水収支を構成するこれらの要因を現地で測定した報告はほとんどないので、マサ土圃場の水収支を明らかにするなかで、この土壌の特性を既往の報告における土壌と比較し、考察する。

### 1. マサ土の水分貯留量

マサ土の圃場容水量に相当する水分貯留量を明らかにするために、まず、体積含水率を求め

た。すなわち、圃場容水量に相当する体積含水率は、裸地の表層で平均 $0.21\text{m}^3\text{m}^{-3}$ 、同下層で平均 $0.17\text{m}^3\text{m}^{-3}$ であり、これらの値から圃場容水量に相当する水分貯留量は $73.0\text{mm}$ であることが明らかとなった。マサ土の水分貯留量については、ほとんど報告されていなかったため、この値を得るために、本報告では、常法にしたがい、有効土層の深さを判定し、マサ土の圃場容水量に対応する水分ポテンシャルを土層の水分状態より規定した。既往の圃場容水量の定義について見ると、Роде (1968) は、圃場容水量を、土が成層していないときに保持できる懸垂水の最大量と定義した。圃場容水量に対応する水分ポテンシャルについては、先に述べたように、Veihmeyerら (1931)、Richardsら (1944)、Marshall (1959)、吉良ら (1960) などの報告がある。一方、岩田 (1966) は、圃場容水量の定義に、運動学的な意味で定量的な規定を導入する必要があるとし、圃場容水量を以下のように再定義した。すなわち、圃場容水量は、裸地状態でかつ土壤面蒸発が抑制されている条件のもとで、植物の根が分布する深さに対応する土層から排水される水の量が、その時期の植物の蒸発散量以下になるときの水分状態、と定義することができるとした。岩田の再定義は、対象とする土層が根群域として明確になっており、また、圃場容水量を運動力学的に明確にしたのみならず、蒸発散との関連で定量的な把握を試みた点等で一般に評価されている(竹中, 1969)。

ここで、岩田の再定義に従って本試験区の圃場容水量を推定すると以下ようになる。植物の根が分布する深さに対応する土層は、試験区では、深さ $0\sim 40\text{cm}$ であった。裸地状態でかつ土壤面蒸発の抑制されている測定事例は、1982年8月19日の場合である。8月19日の土壤面蒸発量は、 $0.04\text{mm}$ で少なく、これを無視できる。ソルガムの蒸発散量は測定しなかったため、既往の報告を見ると、次のようである。すなわち、1963年8月中旬に愛知県で測定されたソルガムの消費水量は、 $4.1\text{mm}/\text{日}$ (表土の土性CL、農林水産技術会議事務局, 1982)であった。また、牧草の蒸発散量は、鳥取砂丘で、1952年から1974年までの23か年の平均が約 $3.7\text{mm}/\text{日}$ (矢野ら, 1977)、1971年及び1972年の最大値が $11\text{mm}$ 程度

(矢野ら, 1973, 1974)、洪積土壌で平均 $6\text{mm}$ (志村ら, 1966)であった。これらの報告から、ソルガム等の牧草の蒸発散量の下限は $3.7\text{mm}/\text{日}$ 程度であると見ることができる。ここで、本試験区のソルガム栽培地における8月の土壤面蒸発量は、 $1.1\text{mm}/\text{日}$ であり、既往の蒸発散量よりも少ないので、蒸発散量の下限は $1.1\sim 3.7\text{mm}/\text{日}$ と見なすことができる。土層からの排水量は浸透損失量に相当するので、試験区の排水量は $0.66\text{mm}$ となり、これはソルガムの蒸発散量以下である。8月19日の深さ $0\sim 40\text{cm}$ における土壤水分貯留量は $70.0\text{mm}$ であり、この値が岩田の再定義による圃場容水量となる。著者らの方法による圃場容水量に相当する水分貯留量の値は平均で $73.0\text{mm}$ であり、岩田の再定義にしたがって求めた値と同程度であった。このことから、著者らの得た土壤水分貯留量は妥当であると判断される。

圃場容水量に相当する体積含水率は、既往の報告についてみると、砂丘砂が $0.068\text{m}^3\text{m}^{-3}$ 又は $0.080\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (長, 1954)、あるいは $0.0851\pm 0.0057\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (井上・野村, 1983)、島根県海岸砂地が $0.116\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ないし $0.130\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (村上・沢田, 1975)、武豊洪積土壌で土性SLが $0.19\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (横井, 1965)、土性SCが $0.337\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (湯村・石原, 1971)、高師ヶ原洪積土壌が $0.22\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (寺沢, 1961)、小金井火山灰土壌が $0.46\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (寺沢, 1961)、南九州火山灰土壌が $0.55\text{m}^3\text{m}^{-3}$ (鈴木, 1973)であった。これらの値とマサ土の圃場容水量に相当する体積含水率を比較すると、マサ土は洪積土壌(土性SL)に近く、また、砂丘砂や海岸砂より高く、火山灰土壌より低い。

降水量が1雨ないし2雨で、 $10\sim 70\text{mm}$ の場合、土層が圃場容水量に相当する水分貯留の状態に達する日数は、マサ土では1日程度であることが認められた。圃場容水量の水分状態に達する日数は、既往の報告によると、砂丘砂が1~2日(長, 1954)、磐田原火山灰土壌(赤ノッポ)が3~4日(岩田, 1966)、関東ロームにおけるミカン畑が6日(竹中, 1974)であった。マサ土の圃場容水量に相当する水分貯留に達する日数は、砂丘砂の場合に近い。吉良ら(1960)は、圃場容水量を、かなりの降雨があってから24時間経過したときの土壤水分量である、と定義し

た方が实际的であると指摘した。圃場容水量の水分状態に達する日数は、土性によって異なるが、マサ土では、降雨後24時間経過した土壤水分量を圃場容水量に相当する水分貯留量としても、吉良らの指摘したように、実際には差し支えないと考えられる。

## 2. マサ土の土壤面蒸発量及び有効土層内増加保留水量

水収支測定期間における裸地の土壤面蒸発量の推定値は、11.5mmであり、このときの総降水量(平均)の13.3%に相当する。これは、土壤が十分に湿っており、土壤水分量が臨界土壤水分量に達するまでの恒率乾燥過程における平均土壤面蒸発量の推定値である。

以上の水収支を構成する要因をまとめて示すと表11のとおりである。この表より、裸地の土壤面蒸発量を降水量別に見ると、測定期間が平均で6日以上の場合、総降水量が100~140mmでは、平均が13.5%であり、これは前述の推定土壤面蒸発量と同程度で、恒率乾燥過程における土壤面蒸発量であると推察される。総降水量が20~80mmに減少すると、土壤面蒸発量の割合は増加し、19.5%を示している。ここで、既往のマサ土の土壤面蒸発量について見ると、次のとおりである。

山崎ら(1984)は、四国農試構内(普通寺市)で花崗岩の風化土を充填した傾斜(15°)ライシメーターによる7か年の水収支結果から、裸地の土壤面蒸発率が平均31%であることを示し

た。ここでは、土壤面蒸発量は測定せず、降水量から表面流出量及び浸透水量を差し引き、1年間当たりの土壤面蒸発量を推定している。また、測定期間が長期であるため、土壤水分変化量は相殺される(宮崎, 1993)ので測定されていない。この長期的水収支における値と本報告の短期的水収支の場合とを比較すると、横田地区での土壤面蒸発率は15%低く、この差が生じた理由については、主として気象条件による違いのように考えられる。すなわち、横田地区で測定を行った6~9月の総降水量は、1,051.3mmである。一方、普通寺地区の6~9月の総降水量は、前述したように564.4mmであり、横田地区の1/2程度である。ここで、総降水量が減少すると、土壤面蒸発量が増加することから、横田地区が普通寺地区のように降水量の少ない地区であると仮定すると、本地区における有効土層の増加保留水量は、そのかなりの量が土壤面蒸発量となることが推察される。そこで、土壤面蒸発量と増加保留水量を併せると、本地区裸地では総降水量が100~140mmで33.4%、20~80mmで34.1%となり、山崎らが示した土壤面蒸発量に近い値となる。この値と山崎らの報告との差は、2.4%ないし3.1%で小さく、これが、山崎らの水収支における増加保留水量を無視した場合の土壤面蒸発量の誤差と推察され、年間の長期水収支では、すでに宮崎(1993)が指摘しているように、土壤水分変化によるその増減量は相殺されることが確認された。

表11 マサ土開発農用地における短期水収支

試験区 の状況	測定状況				総降水量 P (mm)	1時間最 大降水量 P <sub>h</sub> (mm)	表面流 出量 R (mm)	土壤面 蒸発量 E (mm)	有効土層の増 加保留水量 △S (mm)	浸透損 失量 Q <sub>d</sub> (mm)	Pに占める割合(%)			
	降水量 (mm)	測定 回数 (回)	期間 (日)	降雨 日数 (日)							R	E	△S	Q <sub>d</sub>
裸地 <sup>a)</sup>	100~140	3	17.0	1.4	117.2	26.0	50.2	15.8	23.3	27.9	42.8	13.5	19.9	23.8
	91 <sup>c)</sup>	5	10.2	0.7	90.8	24.2	34.6	13.5	17.0	25.7	38.1	14.9	18.7	28.3
	20~80	2	6.0	0.5	51.3	15.0	11.4	10.0	7.5	22.4	22.2	19.5	14.6	43.7
	10以下	2	0.5	0.2	5.8	4.0	0.9	0.7	2.2	2.0	15.5	12.1	37.9	34.5
ソルガム <sup>b)</sup> 栽培地	100~300	3	12.3	2.8	207.3	23.2	131.0	10.5	22.3	43.6	63.1	5.1	10.8	21.0
	85	1	7.0	0.7	85.0	24.5	24.1	4.4	9.5	47.0	28.3	5.2	11.2	55.3

a) 1982, 1984年

b) 1983年

c) 降水量20~140mmの平均



一方、砂丘地の裸地の土壤面蒸発量について、年降水量とかん水量の合量に対する割合を、矢野(1975)の報告より計算すると、1972年で平均8%、1973年で6%であった。また、関東ローム(深さ35cmまでは黒土、以深1mまでは赤土)の裸地について、土壤面蒸発量の年降水量に対する割合を、上村ら(1973)の報告より計算すると、1966~1971年で39~54%(平均45%)であった。年降水量に占めるこれらの土壤面蒸発量の値はマサ土のそれと比較すると、マサ土が砂丘砂よりも高く、関東ロームよりかなり低いようである。

### 3. マサ土の表面流出

マサ土開発農用地における裸地の表面流出は、10分間最大降水量が3mm以上で始まることが認められた。限界降雨強度について、一戸(1962)は降雨強度と土壤の流亡量を明らかにするなかで、限界降雨強度は火山灰土で3mm/10分(傾斜10°及び23°)、重粘土(傾斜20°)で2mm/10分前後であることを明らかにし、土壤の流亡を生じる危険降雨を3mm/10分以上とみなしている。マサ土の限界降雨強度は、火山灰土壤等の既往の値と同程度である。

初期損失後の降水量( $P_0$ )と表面流出量( $R$ )との関係について、金子ら(1960)は、 $R = C \cdot P_0^n$  ( $C, n$ : 常数)で表し、全国10カ所の小流域(16~358ha)における流出機構の調査を行い、 $C$ は0.0023~0.023、 $n$ は1.51~2.05であることを示した。更に、この報告によると、関東ロームの埼玉県逆川(358ha)で $C$ が0.0048、 $n$ が1.85であり、火山灰土壤の熊本県南宮原(16.2ha)で $C$ が0.0037、 $n$ が1.77であった。また、一戸ら(1956a)の土壤侵食防止に関する報告より、東北地方の腐植質火山灰土壤の裸地(傾斜10°)におけるベキ乗回帰式の常数を計算すると、 $C$ が0.00945、 $n$ が1.450( $r = 0.755^*$ , 5%水準で有意)であった。ここでの一戸らの調査対象規模は、幅2.7m、長さ10.9mであり、計算に用いた8測定事例の表面流出量は0.08~6.53mm(平均2.40mm)、降水量は7.6~72.0mm(平均35.5mm)であった。なお、この降水量は、1953年6月30日から同年9月26日までの雨で、降雨経過後1日以内の再降雨であるので、このときの降水量はほぼ初期損失後の降水量と見なせ

る。これらの計算値と比較すると、著者らの $C$ は0.546と大きく、 $n$ は0.924であり、小さかった。このことから、通常の降水量があった場合、マサ土は火山灰土壤よりも表面流出量が多くなると推察される。

次に、日降水量( $P_0$ )と表面流出量( $R$ )との関係について、徳留(1988)は、花崗岩に由来する土壤(土性SL)を充填したライシメーター(傾斜15°)を用い、四国農試土地利用部構内で、1976年から1981年まで、表面流出を生じた雨の日降水量と表面流出量を測定し、 $R = C \cdot P_0^n$  ( $C, n$ : 常数)で表されることを明らかにした。これによると、裸地の $C$ は0.03~0.282(平均0.151)、 $n$ は1.27~1.70(平均1.42)であった。この報告の値と本試験区の裸地とを比較すると、本横田地区では $C$ が0.563、 $n$ が0.931であったことから、 $C$ は本地区が大きく、逆に $n$ は小さいことが分かり、本地区は比較的小雨でも表面流出しやすいと判断される。

### 4. マサ土の浸透損失及び水収支

横田地区におけるマサ土の浸透損失及び表面流出については、表11より、裸地で降水量が100~140mmの場合、平均で23.8%が浸透損失し、42.8%が表面流出している。総降水量が20~80mmに減少すると、浸透損失割合が43.7%に増加し、逆に表面流出割合は22.2%に減少している。この点については、次のようである。測定期間が6日以上では、土壤面蒸発量及び有効土層の増加保留水量の総降水量に占める割合は両者の合計が降水量の多少に関係なく、33.4%ないし34.1%であり、その割合はほぼ一定している。総降水量がほぼ1/2に減少しても、浸透損失量は27.9mmから22.4mmに減少し、降雨の多少による差は5.5mmと、その差は小さい。そのため、総降水量が少なくなると、表面流出量が低下しただけ浸透損失割合が相対的に増加することになる。ここで、降水量が20~140mmの5回の測定について平均すると、総降水量は90.8mmであり、100mm以上の場合と比較すると、表面流出割合が4.7%低下し、この低下相当分だけ浸透損失割合が増加している。総降水量が10mm以下に減少すると、総降水量の大半が有効土層内に保留されるため、増加保留水量の割合が相対的に高まり、表面流出割合が15.5%に低下した。

ソルガム栽培地では、総降水量が<sup>3</sup>100~300mm及び85mmの場合とも、降雨の多少に関係なく浸透損失量は裸地よりも20mm程度多い。このことについては、次のように考えられる。通常、裸地の土壌表面は、ち密なクラストが形成されやすく、透水性の低下することが、マサ土については坂西・早瀬(1991)、火山灰土の風化した褐色森林土は西村ら(1990)、砂土及び黒ボク土は坂西・早瀬(1994)によって報告されている。本報告のソルガム栽培地におけるクラストの形成は、表2で示した表層(0~15cm)の乾燥密度が裸地よりも小さいことから、裸地よりも妨げられたと判断される。このことが、地表面下への浸透を速やかにし、浸透損失量を増加させたものと考えられる。

次に、浸透損失割合について既往の報告と比較すると、以下のとおりである。すなわち、先で述べたように山崎ら(1984)は普通寺地区で年降水量が1,166mmのときのマサ土(傾斜15°)の降下浸透量は裸地が232mm、牧草地(トールフェスク)が394mmでそれぞれの割合は、19.9%、33.8%であり、それらの差は13.9%であることを示した。このときの6~9月(122日)の総降水量は564.4mmであり、本報告との比較のため、10日間の短期総降水量を推定すると、 $564.4\text{mm} \times (10\text{日} \div 122\text{日}) = 46.3\text{mm}$ となり、これは本報告の降水量20~80mm(裸地)の範囲にある。そこで、裸地は20~80mm(総降水量、平均51.3mm)、ソルガム栽培地は総降水量85.0mmと比較すると、本報告におけるソルガム栽培地の浸透損失割合は55.3%であり、裸地よりも11.6%高く、この差は、山崎らの差と同程度である。

なお、浸透損失割合は普通寺地区よりも23.8%高いが、このことについては、本報告の横田地区における表面流出割合が26.8%低く、この低下分が浸透損失割合に加算されたものと解釈される。また、今尾(1978)は、マサ土裸地の傾斜が大きくなると、それに伴って雨滴エネルギーが高まり、表面流出量が高まることを報告している。このことから、横田地区の表面流出割合が低かったのは、本地区の傾斜が4°であり、普通寺地区よりも11°小さかったことによると考えられる。一方、ソルガム栽培地の表面

流出割合が普通寺地区よりも17.6%高かったのは、本地区で総降水量が多量になると、表面流出割合が高まることと、横田地区の総降水量(85.0mm)が普通寺地区(推定46.3mm)よりも多かったことによると推察される。

##### 5. マサ土の水収支の特徴

マサ土の水収支の特徴を示すため、水収支を構成する要因のうち、比較的大きな割合を占める表面流出及び浸透損失について、マサ土とは異なる土壌を扱った既往の報告を見ると、次のとおりである。すなわち、砂丘畑では砂丘砂の浸透能が大きいので表面流出はほとんどなく蒸発散以外は重力浸透するとされている(矢野, 1975)。また、流紋岩ないし凝灰岩に由来する土壌(土性LiCないしHC)の緩傾斜のブドウ・カキ園(2.5ha)で、4か年平均の年降水量1,377.0mmに対する表面流出量の割合は20.2%であり、暗きょ流出量は25.2%であることが長谷ら(1976)により示された。上村ら(1973)による勾配1/5(約11°)の斜面ライシメーターを用いた報告では、関東ロームの表面流出量は年降水量が1,158mm以上のとき26%であり、地下浸出量はローム土壌、砂土で年降水量がそれぞれ493mm、522mm以上のとき、ローム土壌68%、砂土96%であった。また、東北地方の腐植質火山灰土裸地(傾斜10°)の表面流出割合を、一戸ら(1956a)の報告より計算すると、33測定事例が0.6~21.4%の範囲にあり、平均が7.6%であった。浸透損失割合は、鹿児島県の火山灰土畑地が夏作期間で60~75%であった(松下ら, 1969)。三原(1951)は土壌侵食に対する雨滴の役割を解明する中で傾斜15°の場合、普通の降雨(0.6~18.8時間で2.8~45.7mm)では、花崗岩土壌の表面流出は火山灰土壌よりも常に多いことを認めた。

これらの報告とマサ土開発農用地の場合を比較すると、緩傾斜地(4°)でも表面流出量は火山灰土、関東ローム及び強粘質土壌の樹園地よりも多いことが明らかである。しかし、浸透損失量は表面流出量の場合とは逆にマサ土の方が火山灰土畑地や関東ローム、砂土よりも少ないようである。

以上から、マサ土開発農用地の水収支は総降水量の多少によって収支を構成する要因の割合

が異なることを認めた。すなわち、総降水量がおおむね100mm以上では、表面流出割合が43～63%、浸透損失割合が21～24%を示し、降水量が少なくなると、表面流出割合が16～38%に低下し、逆に浸透損失割合が28～55%に高まることが明らかとなった。更に、マサ土の表面流出量は、火山灰土や砂丘砂よりも多く、また、浸透損失量は少ないことが特徴的であった。

なお、本報告では、横田地区の代表的なマサ土開発農用地の圃場容水量に相当する水分貯留量、土壌面蒸発量、表面流出量及び浸透損失量等を把握し、水収支を明らかにしたが、土中水の移動と中間流出や地下水流出との関係については、今後の課題とした。

## VIII 摘 要

マサ土開発農用地の水収支を解明するため、高根県仁多郡横田町の標高510m、傾斜4°の圃場において1982年から1984年まで圃場容水量に相当する水分貯留量、土壌面蒸発量、表面流出量及び浸透損失量を測定し、次の結果を得た。

### 1. マサ土の土壌水分ポテンシャル及び有効土層内水分貯留量

1) 試験圃場の有効土層は地表より深さ40cmであり、この深さ以内では蒸発による損失、降雨による貯留などによって水分ポテンシャル分布は著しく変化した。一方、40cm以深では、-11～-7kPaを示し、降雨や蒸発による水分ポテンシャルの変化は極めて小さく、かなり強い降雨の直後のみ水分ポテンシャル低下が見られた。

2) 水分ポテンシャルが-10.0～-2.0kPaの範囲では、採土熱乾法によるマサ土の体積含水率は土壌水分特性曲線(脱水法)より求めた値よりも約0.07m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>少なかった。

3) マサ土の圃場容水量に相当する水分ポテンシャルは表層(0～15cm)が-8～-3kPa、下層(15～40cm)が-11～-7kPaであり、このときの体積含水率は裸地表層が平均0.21m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>、同下層が平均0.17m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>であった。裸地の圃場容水量に相当する水分貯留量は73.0mmであり、ソルガム栽培地では幾分少なかった。

### 2. マサ土の土壌面蒸発量

1) 裸地の土壌面蒸発量は7、8月で平均1.8mm/日、9月で0.9mmであり、7、8月が9月よりも多かった。

2) ソルガム栽培地では7、8月が1.1mm/日、9月が0.7mmであり、裸地より少なかった。

### 3. 降雨による表面流出

1) 裸地の表面流出の始まりは10分間最大降水量が3.0mm以上の場合から認められた。表面流出に寄与する面積は調査した地表総面積の4%程度と推察された。

2) ソルガムの被覆による表面流出の低下効果は総降水量が約85mmまで若干認められ、それ以上の降水量では低下効果は期待できなかった。

### 4. 降水量と浸透損失量との関係

1) 初期損失後の日降水量( $P_d$ )と浸透損失量( $Q_d$ )との関係は裸地が $Q_d = 0.327 P_d + 2.84$  ( $r = 0.884^{**}$ )、ソルガム栽培地が $Q_d = 0.733 P_d - 9.03$  ( $r = 0.991^{**}$ )で表された。

2) 日降水量がほぼ30mm以上では、裸地の浸透損失量はソルガム栽培地よりも少なかった。

### 5. マサ土裸地の水収支

1) 裸地の水収支は、測定期間が23日以内で、総降水量が100～140mmの場合、総降水量に占める要因の割合は、表面流出量( $R$ )が42.8%、土壌面蒸発量( $E$ )が13.5%、有効土層の増加保留水量( $\Delta S$ )が19.9%、浸透損失量( $Q_d$ )が23.8%であった。

2) 総降水量が20～80mmに減少すると、裸地では、 $R$ が22.2%、 $E$ が19.5%、 $\Delta S$ が14.6%、 $Q_d$ が43.7%を示し、 $R$ が低下し、 $Q_d$ が高まった。総降水量10mm以下では、 $R$ が15.5%、 $E$ が12.1%、 $\Delta S$ が37.9%、 $Q_d$ が34.5%を示し、 $R$ が更に低下し、 $\Delta S$ が増加した。

### 6. マサ土ソルガム栽培地の水収支

1) 総降水量が100～300mmでは、 $R$ が63.1%、 $E$ が5.1%、 $\Delta S$ が10.8%、 $Q_d$ が21.0%であり、総降水量が85mmに減少すると、 $R$ が28.3%、 $E$ が5.2%、 $\Delta S$ が11.2%、 $Q_d$ が55.3%を示し、総降水量の多い場合よりも $R$ が低下し、逆に $Q_d$ が増加した。

2) ソルガム栽培地の $E$ は、総降水量の多少に関係なく裸地よりも低下し、総降水量が85mm

に低下すると、 $Q_d$ は増加した。

#### 7. マサ土開発農用地の水収支の一般的特徴

総降水量の多少によって収支を構成する要因の割合が異なった。すなわち、総降水量がおおむね100mm以上では、表面流出割合が43~63%、浸透損失割合が21~24%を示し、降水量が少なくなると、表面流出割合が16~38%に低下し、逆に浸透損失割合が28~55%に高まることが認められた。

#### 引用文献

- 坂西研二・早瀬吉雄 (1991) マサ土裸地面の降雨流出におけるクラストの影響に関する実験的研究。農土論集152, 47-54.
- 坂西研二・早瀬吉雄 (1994) ライシメータ裸地斜面を用いた降雨流出と侵食に関する研究—掃流砂式を応用した流出土砂量の解析—。農土論集173, 11-20.
- 長 智男 (1954) 砂丘地の灌漑及び客土に関する研究。鳥取農学会報10 (3), 59-66.
- 長 智男・黒田正治・中野芳輔 (1988) 畦間土壌面蒸発量を考慮した蒸発散量の定量化モデル。農土論集133, 19-28.
- 福岡喜弘・宮崎 毅・井上久義 (1979) 集中豪雨による改良山成畑の崩壊について。農土論集81, 9-16.
- 福島 晟・田中礼次郎 (1984) 昭和58年7月豪雨による益田開拓農地造成域の降雨・流出特性。島根大農研報18, 120-131.
- 福島 晟・田中礼次郎 (1989) 昭和63年7月豪雨時の降水量に対する確立評価。島根大農研報23, 103-112.
- 長谷嘉臣・町田 裕・間苧谷徹 (1976) 水収支法による傾斜地落葉果樹園の実況蒸散量の推定。果樹試報E 1, 59-85.
- 長谷川周一 (1993) 畑地かんがい, 土壌の事典 (久馬一剛・佐久間敏雄・庄子貞雄・鈴木 皓・服部 勉・三土正則・和田光史編, 初版1刷)。朝倉書店, 385.
- 早坂 猛 (1978) 火山灰台地における水分変動, 土壌の物理性37, 17-21.
- 今尾昭夫 (1978) 傾斜農地の侵食に関する研究 (I)。島根大農研報12, 131-136.
- 井上光弘・野村安治 (1983) 砂丘砂の水分恒数と乾燥過程における土壌水分特性曲線の決定。砂丘研究30 (1), 15-25.
- 一戸貞光 (1962) 北海道の土壤侵食, 土壌の物理性5, 9-24.
- 一戸貞光・島田晃雄・工藤健一 (1956a) 土壌侵蝕防止に関する研究 (第1報) 作物の種類及び作付体系と土壌侵蝕。東北農試研報8, 1-28.
- 一戸貞光・工藤健一 (1956b) 土壌侵蝕防止に関する研究 (第2報) 作物被覆による降雨遮断作用と土壌侵蝕。東北農試研報8, 29-39.
- 伊藤健次・丸岡 詮・岩田文男・野田 博 (1960) 土壌保全用牧草を畦間栽培した場合の傾斜畑の水分収支について。四国農試報5, 131-140.
- 岩田進午 (1962) 圃場容水量についての考察。土肥要旨集8, 1.
- 岩田進午 (1966) 排水過程の水分運動の特質と圃場容水量。農技研報B16, 149-176.
- 岩田進午 (1993) ほ場容水量, 土壌の事典 (久馬一剛・佐久間敏雄・庄子貞雄・鈴木 皓・服部 勉・三土正則・和田光史編, 初版1刷)。朝倉書店, 452.
- Iwata, S., T. Tabuchi, and B. P. Warkentin (1988) Soil-Water interactions. Marcel Dekker Inc., 343-346.
- 金子 良 (1981) 農業水門学 (初版5刷)。共立出版, 38-45.
- 金子 良・五十嵐正次・上村春美 (1960) 小流域における流出機構の研究。農技研報F12, 211-343.
- 金子 良・上村春美 (1967) 砂質地における蒸発と地下水流動の水門学的考察。農土試報5, 1-29.
- 川村秋夫 (1966) 瀬戸内鉾質土壌の侵蝕性とその保全に関する研究。四国農業の新技術3, 113-230.
- 川村秋夫・氏家 勉 (1955) 傾斜地における敷草についての一考察。農及園30, 1039-1042.
- 川村秋夫・山崎清功・氏家 勉 (1963) 寡雨条件における侵蝕機作に関する研究—土壌水分系と鉾質土壌の侵蝕性—。四国農試報8, 171-184.

- 榎根 勇 (1987) 水門学 (初版 2 刷). 大明堂, 114-116, 245-252.
- Kirkby, M.J. (1983) 新しい水門学 (日野幹雄・榎根 勇・尾田栄章・高山茂美・玉光弘明・塚本良則・山田正共訳, 初版 1 刷). 朝倉書店, 276-277.
- 北島 知 (1983) 火山灰傾斜地の牧草地造成にともなう土壌流出量及び侵食様式の変化. 九州農試報, 205-234.
- 吉良芳夫・椎名乾治・竹中 肇・豊田久承 (1960) 畑地灌漑の研究 (第 5 報). 農技研報 F12, 117-210.
- 古賀 汎 (1966) 傾斜地果樹園造成地における土壌の生産力的特性 (第 1 報) 微地形条件と果樹園造成による土壌変化. 四国農試報15, 1-30.
- 古賀 汎 (1968) 傾斜地果樹園造成地における土壌の生産力的特性 (第 2 報) 土壌区の土壌水分特性, 地下水位変動ならびに土壌水分の動態. 四国農試報18, 69-99.
- 古賀 汎 (1972) 温州ミカン園における下層土の物理性に関する研究. 四国農試報25, 119-232.
- 古賀 汎・氏家 勉・山崎清功・川村秋男 (1975) 農地開発に伴う土壌侵食とくに崩壊侵食の実態. 土肥要旨集21, 4.
- 久保祐雄 (1979) 草地の環境保全的水収支機構の解明. 「農林漁業における環境保全的技術に関する総合研究」 (第 3 集), 189-190.
- 黒田正治・国枝 正 (1983) クロボク土の不飽和透水係数とその測定上の問題点. 土壌の物理性48, 17-25.
- Marshall, T.J. (1959) Relation between water and soil. Technical Communication 50, 43-45.
- 松尾新一郎 (1975) マサ土の特性と問題点. 土と基礎23 (2), 1-8.
- Matuo, S. and K.Nishida (1970) The properties of decomposed granite soils and their influence on permeability. Soils and Foundation 10 (1), 93-105.
- Matuo, S., K.Nishida and S.Sasaki (1979) Physical properties of weathered granite soil particles and their effect on permeability. Soils and Foundation 19 (1), 13-22.
- 松尾新一郎・澤 孝平・西田一彦・福田 護・星野出雲 (1988) マサ土, 日本の特殊土 (土質工学会編, 5 刷). 土質工学会, 85-140.
- 松下研二郎・藤島哲男・宇田川義夫 (1969) 鹿児島県における火山灰土壌畑地の生産力と各種成分の溶脱について—ライシメーター試験— (第 1 報) 浸透水量と各種成分の溶出量. 土肥誌40, 337-343.
- 三原義秋 (1951) 雨滴と土壌侵蝕. 農技研報 A 1, 1-59.
- 三浦 清 (1980) 軟岩をめぐる諸問題—花崗岩の風化とその力学特性—. 土と基礎28 (7), 11-20.
- 三浦 清 (1985) 昭和58年 7 月石見豪雨による斜面崩壊の特性. 島根大教育学部紀要 (自然科学) 19, 17-27.
- 三浦 清 (1987) 山陰地方の二, 三のボーリングコアに見る深成岩類の風化. 島根大教育学部紀要 (自然科学) 21, 1-70.
- 宮崎 毅 (1982) 土中水の不飽和流動7. 斜面における不飽和流. 土と基礎30 (2), 55-62.
- 宮崎 毅 (1984 a) マサ土の保水性・透水性について. 四国農試報44, 186-199.
- 宮崎 毅 (1984 b) 斜面中の水移動. 土壌の物理性49, 40-47.
- Miyazaki, T. (1988 a) Water infiltration into layered soil slopes. 農土論集133, 1-9.
- Miyazaki, T. (1988 b) Water flow in unsaturated soil in layered slopes. J. Hydrol. 102, 201-204.
- Miyazaki, T. (1990) Visualization of preferential water flow in layered soils. Soil Sci. 149 (5), 317-319.
- 宮崎 毅 (1991) 成層土における定常浸透流の屈折現象について. 農土論集152, 75-82.
- 宮崎 毅 (1993) 土壌水分貯留量変化, 土壌の事典 (久馬一剛・佐久間敏雄・庄子貞雄・鈴木皓・服部 勉・三土正則・和田光史編, 初版 1 刷). 朝倉書店, 317.
- 宮崎 毅 (1995) 傾斜キャピラリーバリアの限界長に関する研究. 農土論集179, 49-56.
- 宮崎 毅・井上久義・福岡喜弘 (1981) 傾斜地の農地防災に関する研究 (第 1 報) 集中豪雨

- による造成農地災害の実態. 四国農試報36, 97-112.
- 宮崎 毅・永石義隆 (1984) 傾斜地の農地防災に関する研究 (第2報) 成層斜面における降雨侵入について. 四国農試報44, 200-213.
- 宮崎 毅・中野政詩 (1987) pFの原理と応用11. 浸透流の基礎とpF-最近の話題と解釈-. 土と基礎35 (8), 83-89.
- Miyazaki, T., S. Hasegawa and T. Kasubuti (1993) Water Flow in Soils. Marcel Dekker Inc., 123-167.
- 村上英行・沢田真之輔 (1975) 島根県海岸砂地帯におけるデラウェアブドウの栄養診断に関する研究 (第1報) 砂地ブドウ園土壌の理化学性について. 島根農試研報13, 68-79.
- 中野政詩 (1980) 蒸発中の水分移動, 土の物理学-土質工学の基礎- (土壌物理研究会編, 初版2刷). 森北出版, 260-265.
- 中野政詩 (1994) 蒸発と土中の水移動, 土の物質移動学 (初版2刷). 東大出版会, 107-118.
- 中野政詩・宮崎 毅・前田志伸 (1988) 蒸発に伴う土壌の水分・塩分・熱の移動. 土壌の物理性58, 30-39.
- 中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓 (1995) 水分測定法-加圧板法-, 土壌物理環境測定法 (初版1刷). 東大出版会, 79-81.
- 内藤文男 (1969) 作物の蒸散量および蒸発散量に関する研究. 東近農試研報18, 49-151.
- 西田一彦 (1982) マサ土の分類と特性, 風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用 (土質工学会編, 改訂2刷). 土質工学会, 176-183.
- 西田一彦 (1991) 風化残積土の特性と工学的問題. 土と基礎39 (6), 1-8.
- 西村 拓・中野政詩・宮崎 毅 (1990) 室内人工降雨装置による土壌クラストの形成と侵食との関連性. 農土論集146, 101-107.
- 農業土木学会編 (1981) 農業土木ハンドブック (改訂4版). 丸善, 1024.
- 農林水産技術会議事務局 (1982) 農業用水量データブック. 畑地農業振興会, 138-139.
- 太田弘毅 (1978) 傾斜小流域における降雨流出に関する研究 (第1報) 降雨, 植生, 地形ならびに土壌要因と流出の関係. 四国農試報31, 1-24.
- 小川吉雄・石川 実・吉原 貢・石川昌男 (1979) 畑地からの窒素の流出に関する研究. 茨城農試特別研報4, 1-71.
- Pebyl, И. Б. (1968) 土壌物理 (松田 宏訳, 農林水産技術会議事務局編). 技術会議調査資料54-海外-, 206.
- Ролд, А. А. (1968) 土壌と水 (山崎不二夫監訳, 永田昇・田淵俊雄訳, 3版). 東大出版会, 47-56.
- Richards, L. A. and L. R. Weaver (1944) Moisture retention by some irrigated soils as related to soil moisture tension. J. Agr. Res. 69, 215-235.
- 佐々木清一 (1991) 乱さないまさ土の土構造と工学的性質. 土と基礎39 (6), 29-34.
- 椎名乾治 (1963) 蒸発散による畑地水分の減少機構に関する研究. 農土試報1, 83-156.
- 椎名乾治 (1965) 畑地カンガイ調査計画法 (その1). 農土誌33, 24-29.
- 志村 清・川竹基弘・石田良作・西村 剛 (1966) 鉦質土壌畑における飼料作物・牧草のかんがい栽培に関する研究 (第I報) アルファアルファのかんがい栽培法に関する研究. 東近農試研報15, 136-154.
- 鈴木義則 (1973) 畑地土壌水分に関する研究. 九州農試報16, 383-591.
- 田淵俊夫・高村義親 (1985) 集水域からの窒素・リンの流出. 東大出版会 (初版1刷), 48-74.
- 竹中 肇 (1964) 畑地における土壌水分張力と含水量の関係-畑地水分の動態についての考察-. 土肥誌35, 260-264.
- 竹中 肇 (1969) 畑地水分, 土壌物理 (山崎不二夫監修, 初版1刷). 養賢堂, 285-304.
- 竹迫 紘 (1986) 保水性, 土壌標準分析・測定法 (土壌標準分析・測定法委員会編, 日本土壌肥料学会監修, 初版1刷). 博友社, 36-54.
- 丹原一寛 (1969) 愛媛県における柑橘園土壌の物理的性質にかんする研究. 愛媛農試研報9, 1-108.
- 寺沢四郎 (1961) 畑土壌の土壌水分の運動に関する研究 (第2報) -土壌水分の損失過程による浸透圧および土壌水分応力の変化-. 土肥誌32, 266-269.
- 寺沢四郎 (1975) 保水性, 土壌物理測定法 (土

- 壤物理性測定法委員会編, 改訂2版), 養賢堂, 137-141.
- 徳留昭一 (1988) 四国地方傾斜地における主要土壌の受食性と土壌侵食(水食)発生予察法に関する研究. 四国農試報50, 1-148.
- 徳留昭一・山崎清功・氏家勉 (1976) 大規模開発農地の豪雨による斜面崩壊の実態. 土肥要旨集22, 7.
- 徳留昭一・古賀 汎・山崎清功・氏家 勉・川村秋夫 (1978) 傾斜地の大規模農地開発に伴う土壌侵食の変動に関する調査. 「農林漁業における環境保全的技術に関する総合研究」(第1集); 493-497.
- 徳留昭一・山崎清功・氏家 勉 (1981) 傾斜地における土地利用方式に伴う土壌保全機能の変動(第1報) 大規模造成農地における土壌侵食, 崩壊の実態と土壌的特性. 四国農試報37, 1-33.
- 徳留昭一・山崎清功・氏家 勉 (1983) 傾斜地における土地利用方式に伴う土壌保全機能の変動(第2報) 傾斜地果樹園の降雨流出とそれに伴う肥料成分の流出. 四国農試報41, 64-83.
- 上村春美・五十嵐正次・渋谷勤治郎 (1973) 斜面ライシメーターにおける水収支の研究-土湿変化量を考慮した水収支-. 農土誌技報A9, 1-17.
- 内島善兵衛 (1964) 技術者のための農業気象学講座 (11). 農業技術19, 582-587.
- Veihmeyer, F.J. and A.H. Hendrickson (1931) The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. Soil Sci. 32, 181-193.
- 渡辺春朗 (1974) 地下水位一定条件下における土壌水分の運動について. 土肥誌45, 253-258.
- 矢野友久 (1975) 砂丘地の水収支. 土壌の物理性32, 24-28.
- 矢野友久・高塚孝教・長 智男 (1973) 砂丘地における蒸発散量と気象要因について. 鳥取大農研報25, 109-117.
- 矢野友久・塩見文明・長 智男 (1974) 砂丘地における蒸発散について-熱収支報による蒸発散量の推定-. 鳥取大農研報26, 100-106.
- 矢野友久・長 智男・林 泰弘 (1977) 砂丘地における蒸発散について-一般気象観測資料による蒸発散位の推定-. 鳥取大砂丘研報16, 1-7.
- 山崎不二夫 (1977) 農地工学(下). 東大出版会(初版3刷), 408-409.
- 山崎清功・川村秋男 (1963) 傾斜地における土壌水分の行動に関する研究(第1報) 降雨後における水分の減少過程について. 四国農試報8, 185-204.
- 山崎清功・徳留昭一・氏家 勉 (1984) 傾斜地における土地利用方式が物質の動態に及ぼす影響(第1報) ライシメーターにおける水の動態と収支. 四国農試報43, 38-74.
- 湯村義男・石原 暁 (1971) 心土破碎および深耕が土壌水の動態と作物の生育に及ぼす影響畑の排水に関する土壌学的研究(3). 東近農試研報22, 84-97.
- 横井 肇 (1965) 鈹質土壌畑地かんがい栽培における土壌水分に関する研究. 東近農試研報12, 1-25.

## Summary

Water balance in reclaimed farm land is very important in the study of hydrologic cycles. The object of this paper was to clarify the water balance in reclaimed farm land of Masa sandy soil in terms of surface runoffs, evaporations from soil surface, storages of soil moisture in available depth and seepage losses. The amounts of these factors, between 1982 and 1984, were investigated on the bare field and sorghum field along a natural slope of 4°, 510m above the sea level, in Yokota-cho, Simane prefecture, southwestern Japan.

The results of the investigations are summarized as follows:

1 The water potential in Masa sandy soil and the storage of moisture within the effective depth.  
1) The effective depth of the test field was 40cm, in which the water potential changed remarkably by evaporations and natural rainfalls. On the other hand, the water potential of 40 to 100 cm deep were -11 to -7 kPa and changed only a little when the water potential decreased after heavy rainstorms.

2) When the water potential was -10.0 to -2.0 kPa, the volumetric water content measured with the oven-dry method were less about  $0.07 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  than the values estimated from drying soil moisture characteristic curve.

3) The volumetric water content corresponding to the field capacity, in the top soils of 0 to 15 cm deep on the bare field, were  $0.21 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  on the average with the water potential of -8 to -3 kPa. In subsoils 15 to 40 cm deep, the volumetric water content corresponding to the field capacity were  $0.17 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  with the water potential of -11 to -7 kPa. The storage of soil moisture corresponding to field capacity in the bare field were about 70mm, which were somewhat larger than in the sorghum field.

2 The evaporation from soil surface of Masa sandy soil

1) On the bare field, the evaporation rates from the soil surface were  $1.8 \text{ mm day}^{-1}$  in July and August, and  $0.9 \text{ mm day}^{-1}$  in October.

2) On the sorghum field, the evaporation rates from the soil surface were  $1.1 \text{ mm day}^{-1}$  in July and August, and  $0.7 \text{ mm day}^{-1}$  in October, which were less than the measured values on the bare field.

3 The surface runoff by a rain

1) The surface runoff on the bare field were generated when exceeded  $3 \text{ mm}$  : tenth minutery maximum rainfall intensity. The area contributing to the direct surface runoff were estimated to be about 4% of the total bare field.

2) The quantity of surface runoff on the sorghum field, were slightly less than the bare runoff under the amount of precipitation of approximately 85mm.

4 The relation between the precipitation and the seepage loss

1) After the initial loss, the relation between the daily precipitation ( $P_d$ ) and the seepage loss ( $Q_d$ ) were expressed in terms of linear function  $Q_d = 0.327 P_d + 2.84$ , on the bare field, and  $Q_d = 0.733 P_d - 9.03$ , on the sorghum field.

2) When a daily precipitation exceeded about 30mm, the seepage loss from the bare field was



less than that from the sorghum field.

5 The water balance in reclaimed farm land of bare Masa sandy soil

1) When the precipitation were 100 to 140mm within 23 days, the average rate of surface runoff (R) was 42.8%, the evaporation (E) was 13.5%, the storage of soil moisture in the effective depth ( $\Delta S$ ) was 19.9%, and the seepage loss ( $Q_d$ ) was 23.8%.

2) When the amount of precipitation were decreased 20 to 80mm, the values of R, E,  $\Delta S$  and  $Q_d$  were 22.2, 19.5, 14.6, and 43.7%, respectively. Generally speaking, R decreased and  $Q_d$  increased due to the decrease of precipitation. When the precipitation decreased to 10 mm, the value of them were 15.5, 12.1, 37.9, and 34.5%, respectively. It is noted that R decreased and  $\Delta S$  increased due to the small precipitation.

6 The water balance in the sorghum field.

1) When the precipitation were 100 to 300mm, the values of R, E,  $\Delta S$  and  $Q_d$  were 63.1, 5.1, 10.8, and 21.0%, respectively. When the amount of precipitation decreased to 85mm, these values changed to 28.3, 5.2, 11.2, and 55.3%, respectively. The value of decreased and the value of  $Q_d$  increased due to the decrease of precipitation.

2) Regardless of the precipitation, E on the sorghum field were less than the values of bare field. When the precipitation decreased to 85mm,  $Q_d$  increased.

7 The general feature of water balance in the reclaimed farm land of Masa sandy soil

The water balance were remarkably affected by the amount of precipitation. In the case when the precipitation was above 100mm, the average rates of surface runoff were 43 to 63%, and the seepage losses were 21 to 24%. When the precipitation was less than 100mm, the surface runoff were as small as 16 to 38%, and the seepage losses were as high as 28 to 55%.