

## 地中灌漑圃場における蒸発散量と土壌水分動態

大塚, 早余子

九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座灌漑利水学研究室

弓削, こずえ

九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座灌漑利水学研究室

中野, 芳輔

九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座灌漑利水学研究室

舟越, 保

九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座灌漑利水学研究室

他

<https://doi.org/10.15017/21109>

---

出版情報：九州大学大学院農学研究院学芸雑誌. 56 (2), pp.187-196, 2002-02. 九州大学大学院農学研  
究院

バージョン：

権利関係：

## 地中灌漑圃場における蒸発散量と土壌水分動態

大塚 早余子\*・弓削 こずえ\*・中野 芳輔\*\*\*  
舟越 保・原口 智和\*\*

九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座灌漑利水学研究室  
(2001年10月31日受付, 2001年11月20日受理)

## Evapotranspiration and Soil Water Movement in a Subsurface Irrigation Field

Sayoko OHTSUKA\*, Kozue YUGE\*, Yoshisuke NAKANO\*\*\*,  
Tamotsu FUNAKOSHI and Tomokazu HARAGUCHI\*\*

Laboratory of Irrigation and Water Utilization, Division of Regional Environment Science,  
Department of Bioproduction Environmental Science, Faculty of Agriculture,  
Kyushu University, Fukuoka 812-8581

### 緒 言

近年, 気象要因による渇水, 都市化や営農形態の変化に伴う水不足の影響から節水灌漑へのニーズが高まっている。全国各地でマルチ栽培やマイクロ灌漑などのような様々な節水への取り組みが行われているが, より効率的な灌漑計画を行うためには蒸発散量や土壌中における水分の分布状況を予測する必要がある。節水灌漑法の一つである地中灌漑は, 地中に小孔をあけたパイプを埋設し, その中に水を通して地中から灌漑する方法である。

スプリンクラー灌漑と比較すると, 根群域に直接灌漑することができるため, 散布水滴の飛散蒸発や葉面付着などにより生じる灌漑損失を防ぐことができる。

これまで米国, オーストラリア, イスラエル等で利用されているが, わが国では事例が少なく, 水消費機構については十分解明されていない。本研究では沖縄県の宮古島で試験的利用が行われている地中灌漑を事

例とし, Bowen 比法によって蒸発散量の定量化を行った。さらに, 土壌中の水分および熱輸送の数値解析を行って, 灌漑に伴う土壌中の水分分布の把握を試みた。

### 対象地区の概要

八つの島から成る宮古群島は琉球弧(九州から台湾まで弧状につながる島弧)のほぼ中間にあり, 北緯24~25度, 東経125~126度に位置している。東京から南西に約2000km, 沖縄本島から南西に326km, 石垣島から東北東に156kmの距離にある(図1)。

宮古島は宮古群島の中心をなし, 総面積の70%を占める最も大きい島で, 周囲は102.9kmである。島全体の平均標高は60mでおおむね平坦をなし, 宮古本島東部の横竹山地が最も高く海拔114.5mである。また, 河川は存在しない。

本地域の土壌は, 琉球石灰岩を母材とする暗赤色を呈する弱アルカリ性の島尻マージがほとんどを占めるが, カルスト台地上の浅い谷の集中する比較的広い谷

\* 九州大学大学院生物資源環境科学府生産環境科学専攻地域環境科学講座灌漑利水学研究室

\*\* 九州大学熱帯農学研究センター

\* Laboratory of Irrigation and Water Utilization, Division of Regional Environment Science, Department of Bioproduction Environmental Science, Graduate School of Bioresource and Bioenvironmental Science, Kyushu University

\*\* Institute of Tropical Agriculture, Kyushu University

\*\*\* Corresponding Author (E-mail: ynakano@agr.kyushu-u.ac.jp)

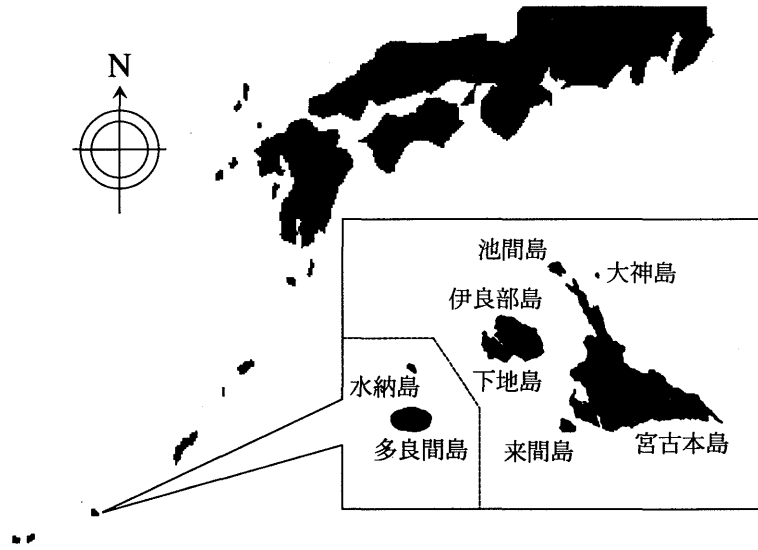


図1 宮古島位置図

底低地では、ジャーガルがわずかに分布している。降雨量は年間約2,200mmあるが、その大部分は梅雨と台風によってもたらされるため雨量の分布は時期的に片寄っていること、島全体が透水性の高い琉球石灰岩でできているために降雨の40%は土壌面からただちに浸透して地下水となるため、干害に見舞われやすい。

農業生産は、サトウキビを基幹作物とし、肉用牛との複合経営を基本に展開している。近年は、冬春期出荷用としての野菜や熱帯果樹の生産が高まってきており、作物の多様化が進展している。しかし、農業生産は台風や干ばつ等気象条件に大きく左右されて不安定である。特に干ばつの被害が著しく、効果的灌漑法が期待されている。

## 実験の方法

### 1. 圃場の概要

沖縄県農業試験場宮古支場内の39m×30mの圃場において実験を行った。図2は、地中灌漑の一般的なシステムを示したものである。地中灌漑装置は点滴方式の開放型（チューブ下に不透水膜が無いタイプ）が採用されている。本圃場の概要は図3および図4に示したとおりである。畝の間隔は1.4m、深さ50cmに直径15mmの灌水チューブがあり、チューブには50cmおきに小孔があいている。

作付作物は、夏期はソルゴ、冬期はトウモロコシである。ソルゴは飼料作物で、宮古島においてはしば

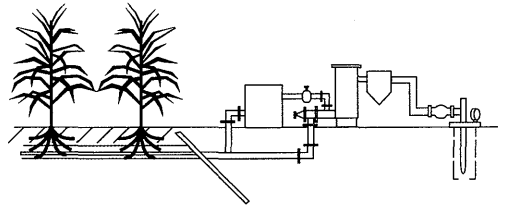


図2 地中灌漑システム

しば栽培されている。

灌漑は深さ20cmの土壌水分がpF2.0となったときに $24\text{m}^3/8\text{h}$ 、水深に換算すると60mmを灌漑した。7月に3回、12月に2回、1月に1回行った。

測定項目は乾球および湿球温度、土壌水分、純放射量、日射量、蒸発量および地中熱伝達量であり、それぞれ乾湿計、TDR土壌水分計、純放射計、日射計、蒸発計および地中熱流計を用いて測定した。データは1分毎にスキミングし、10分毎に平均値を記録した。乾湿計は土壌面上10cm、作物群落直上、および直上から40cmの高度に設置した。TDR土壌水分計は、灌水チューブの滴下点に深さ15cmから10cmおきに55cmまで計5点を埋設した。測定はデータロガーを用いて10分間隔で測定した。

### 2. 蒸発散量の算定

地中灌漑を行った圃場において、Bowen比法を用いて蒸発散量を測定した。またPenman法により蒸

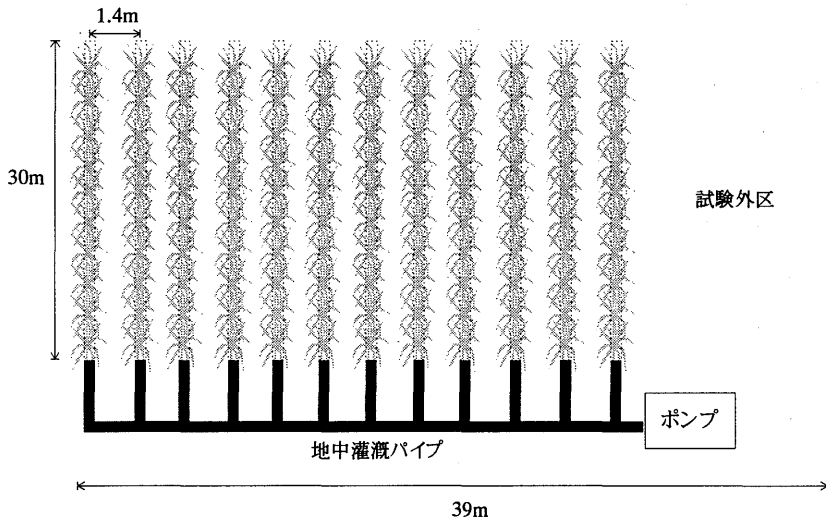


図3 圃場の平面図

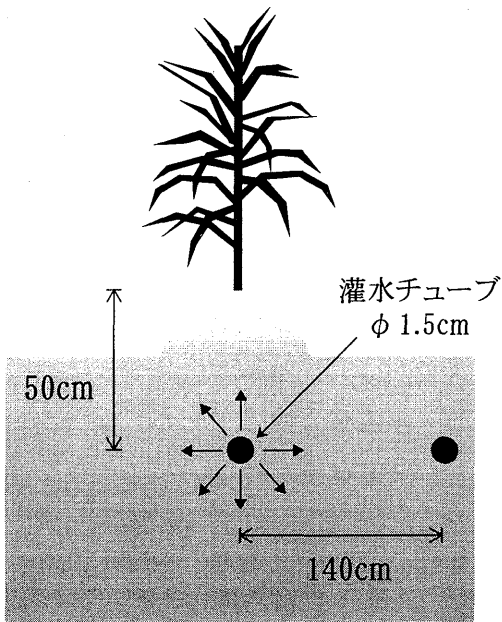


図4 圃場の断面図

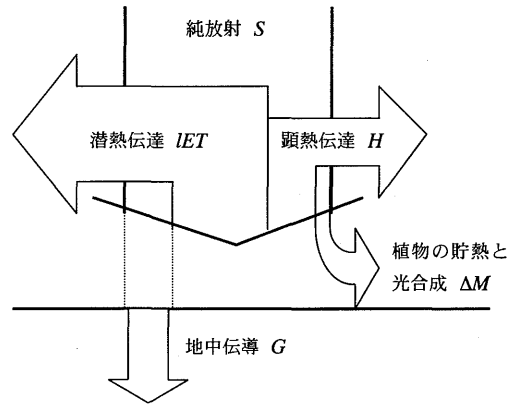


図5 地表面における熱配分

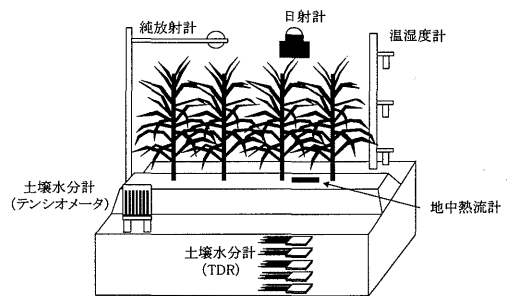


図6 気象観測装置の設置状況

発散位を求めた (三浦, 1992).

Bowen 比法は、作物群落上の温度・湿度の高度分布を計測し、蒸発散量を間接的に測定する方法である。灌漑圃場のような湿潤な植物群落では測定精度が良く、現場での測定に最も適している。

地表面における熱収支式は、次式のように表され、図5のように模式化することができる。

$$S = lET + H + G + \Delta M \quad (1)$$

$S$ : 純放射量

$lET$ : 潜熱伝達量 ( $ET$ : 蒸発散量,  $l$ : 蒸発潜熱)

$H$ : 顕熱伝達量

$G$ : 地中熱伝導量

$\Delta M$ : 植物体における貯熱と光合成に用いられる熱量

ここで $\Delta M$ は、 $S$ に占める割合が非常に小さいので、一般に省略される。潜熱伝達量に対する顕熱伝達量の比 ( $H/lET$ ) は、ボーエン比 $\beta$ と呼ばれる。潜熱および顕熱伝達は、各々水蒸気圧と気温の勾配により生じており、その比である $\beta$ は、次式のように2高度の温湿度差から計算することができる。

$$\beta = \frac{H}{lET} = \gamma \cdot \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (2)$$

$e_1, e_2, T_1, T_2$ : 高度1, 2での水蒸気圧 (mb), 気温 (°C)

$\gamma$ : 乾湿計定数

それぞれの高度における水蒸気圧 $e$ は、乾球・湿球温度を用いて次のように求めることができる。

$$e = \exp\left(\frac{17.4 \cdot T_w}{239.0 + T_w}\right) \cdot 6.11 - \gamma \cdot (T_d - T_w) \quad (3)$$

$T_w$ : 湿球温度 (°C)

$T_d$ : 乾球温度 (°C)

$\beta$ を用いて、 $\Delta M = 0$ として(1)式を変形すると、

次のような式になる。

$$lET = \frac{S - G}{1 + \beta} \quad (4)$$

純放射量 $S$ は純放射計で、地中熱伝導量 $G$ は地中熱流計で容易に測定できるので、(3)(2)式から $\beta$ が分かれば、潜熱伝達量 $lET$ したがって蒸発散量 $ET$ を(4)式から計算することができる。

Penman式は、気象台で観測されている日平均気温、湿度、風速、日射量または日照時間等をデータとして蒸発散位を計算することができる。

$$ET_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{S}{l} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(u_2)(e_{sa} - e_a) \quad (5)$$

$ET_p$ : 蒸発散位 (mm)

$\Delta = (e_s - e_{sa}) / (T_s - T_a)$ : 温度飽和水蒸気圧曲線の勾配

$f(u_2) = 0.26(1 + 0.54u_2)$

$u_2$ : 2 mの高さでの日平均風速 ( $m \cdot s^{-1}$ )

## 実験の結果と考察

### 1. 土壌水分動態

TDR土壌水分計を用いて測定した土壌水分の時間変化の一部を図7および図8に示す。

降雨による土壌水分の変化(図7)と地中灌漑による土壌水分の変化(図8)を比較すると、降雨の場合は深さ15cmから25cm, 35cm, 45cm, 55cmの順に水分が増加していくが、地中灌漑の場合は深さ50cmの所から灌漑するために、55cmから45cm, 35cmの順に土壌水分が増加し、15cm, 25cmはほとんど水

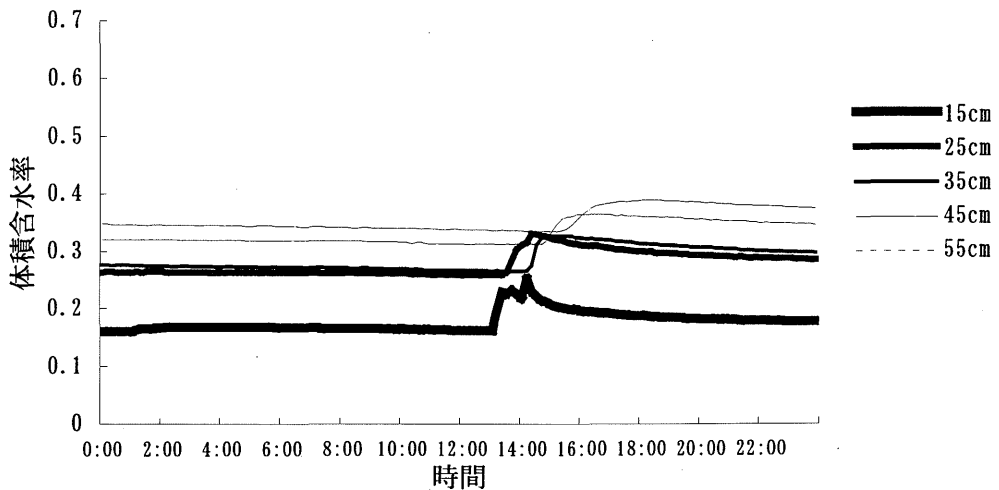


図7 降雨による土壌水分の時間変化

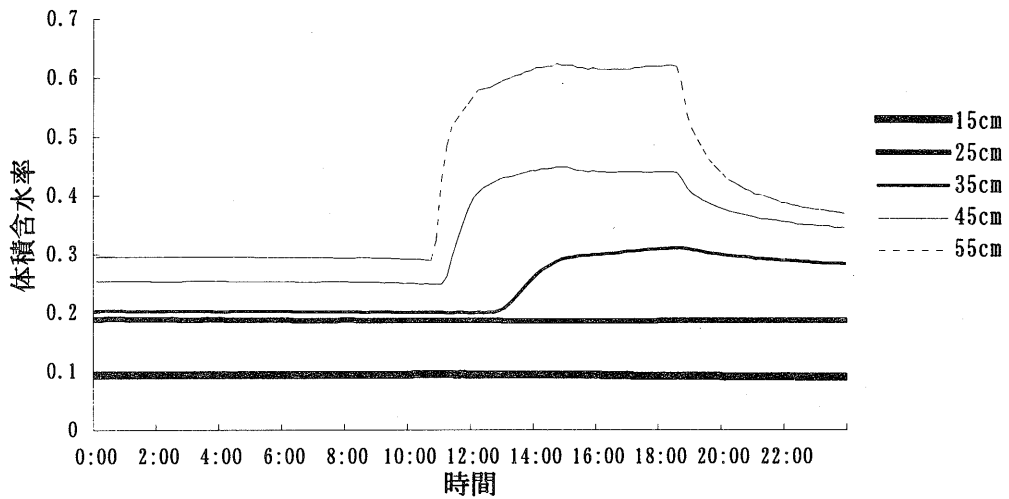


図8 地中灌漑による土壌水分の時間変化

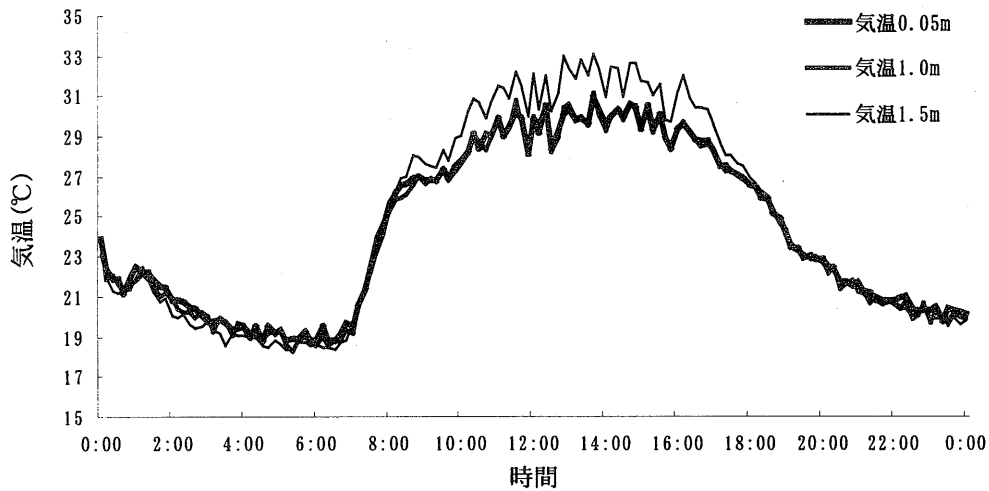


図9 気温

分の変化がない。このことにより、地中灌漑によって土壌面に湿潤面が形成されることがなく、土壌面蒸発損失がないことがわかる。

一方、地中に灌漑された水は、45cm、および55cmにおいて灌漑停止後、急速に減少している。これは重力水による降下浸透または側方浸透によって再分配が生じたためであると思われる。

したがって、地中灌漑では、土壌面蒸発損失は生じないが、灌水量によっては降下浸透損失が生じると思われる。

## 2. 蒸発散量

実験圃場において観測した気温、湿度、純放射量、地中熱伝達量のうち、晴天日における24時間データを図9～図12に示す。気温は、日中は1.0mの方が高く、夜間はその逆になっている。湿度については1.0mの方が高い。純放射量および地中熱伝達量の最大値は $0.63\text{kW/m}^2$ および $0.20\text{kW/m}^2$ 、最小値は $-0.08\text{kW/m}^2$ および $-0.04\text{kW/m}^2$ であった。

以上のデータに風速を気象データとして加え、(4)、(5)の基礎式を用いて求めた蒸発散量および蒸発散位

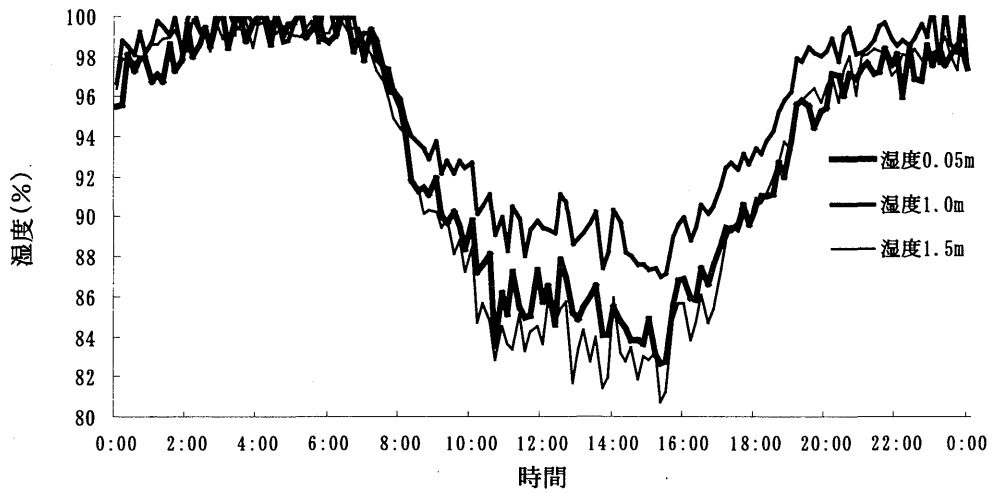


図10 湿度

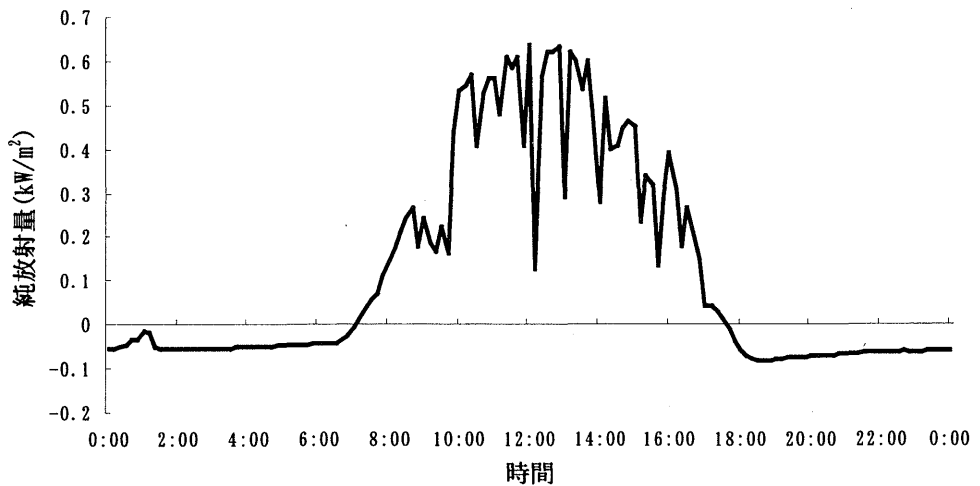


図11 純放射量

を図13に示す。

ソルゴ(夏期), およびトウモロコシ(冬期)の作物高は, 7/18, 7/24, 7/31, 8/7, 8/15, 12/28および12/31において, それぞれ114cm, 175cm, 186cm, 252cm, 300cm, 15cm および16cmであった。

期間中における蒸発散量および蒸発散位の平均はソルゴ栽培期で3.8mm および4.1mm, 裸地期で2.7mm および2.7mm, トウモロコシ栽培期で2.3mm および2.2mmであった。

蒸発散位に対する蒸発散量の比を作物係数という。ソルゴでは0.85から0.94, 裸地では0.79から1.08, トウモロコシでは1.01となった。

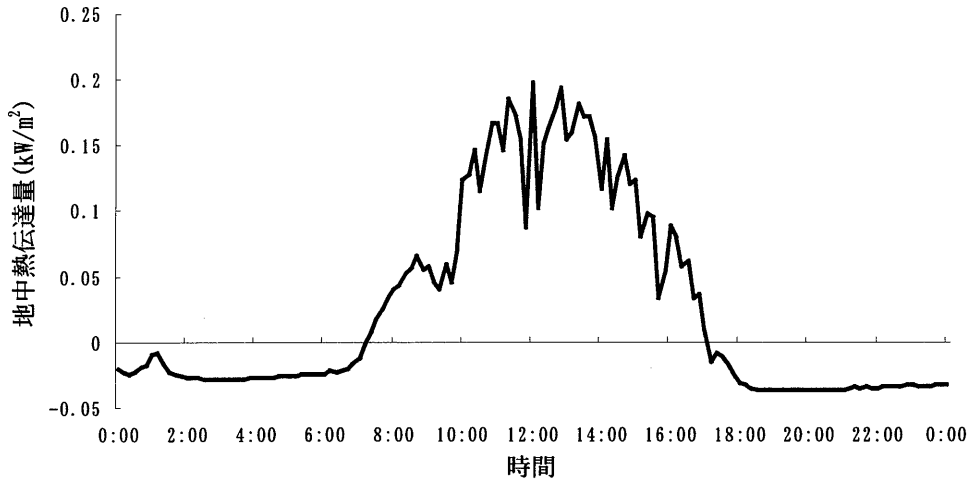


図12 地中熱伝達量

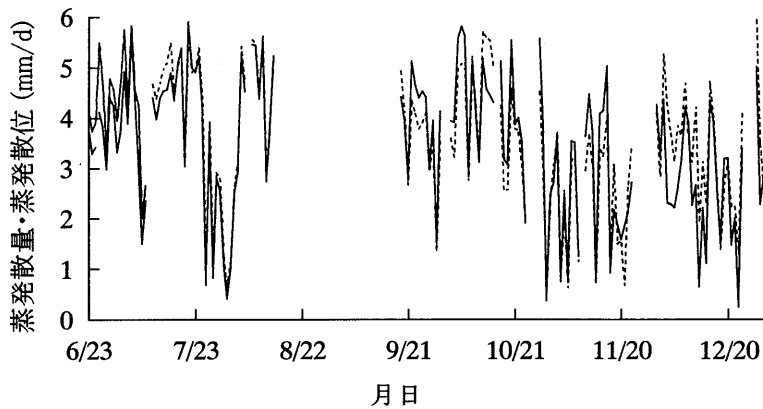


図13 蒸発散量（実線）と蒸発散位（破線）

### 地中灌漑圃場における土壌水分分布の推定

#### 1. 土壌中における熱および水分輸送の数値解析手法

土壌中の液状水および水蒸気の輸送量  $q_l$ ,  $q_v$  は、それぞれ次式で与えられる。

$$\frac{q_l}{\rho_w} = -D_{\theta l} \nabla \theta - D_{Tl} \nabla T - K_i \quad (6)$$

$$\frac{q_v}{\rho_w} = -D_{\theta v} \nabla \theta - D_{Tv} \nabla T \quad (7)$$

$D_{\theta l}$ : 土壌水分勾配に関わる液状水の拡散係数

$\theta$ : 体積含水率

$D_{Tl}$ : 温度勾配に関わる液状水の拡散係数

$T$ : 地温

$K_i$ : 透水係数

$\rho_w$ : 水の密度

$D_{\theta v}$ : 土壌水分勾配に関わる水蒸気の拡散係数

$D_{Tv}$ : 温度勾配に関わる水蒸気の拡散係数

式(6), (7)を合成すれば、土壌水の総輸送量  $q$  が得られる。

$$\frac{q}{\rho_w} = -D_{\theta} \nabla \theta - D_T \nabla T - K_i \quad (8)$$

ここで、 $q$ ,  $D_{\theta}$ ,  $D_T$  は、次式で表される。



$$\begin{aligned}
 q &= q_w + q_v \\
 D_\theta &= D_{\theta l} + D_{\theta v} \\
 D_T &= D_{Tl} + D_{Tv}
 \end{aligned}
 \tag{9}$$

式(8)に連続の式を適用すれば次式となる.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \frac{q}{\rho_w} = \nabla \cdot (D_\theta \nabla \theta) + \nabla \cdot (D_T \nabla T) + \frac{\partial K}{\partial z}
 \tag{10}$$

つまり,

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial x} \left( D_\theta \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_\theta \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \\
 &+ \frac{\partial}{\partial x} \left( D_T \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_T \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{11}$$

また, 土壌における熱エネルギー保存式は, 次式で表される.

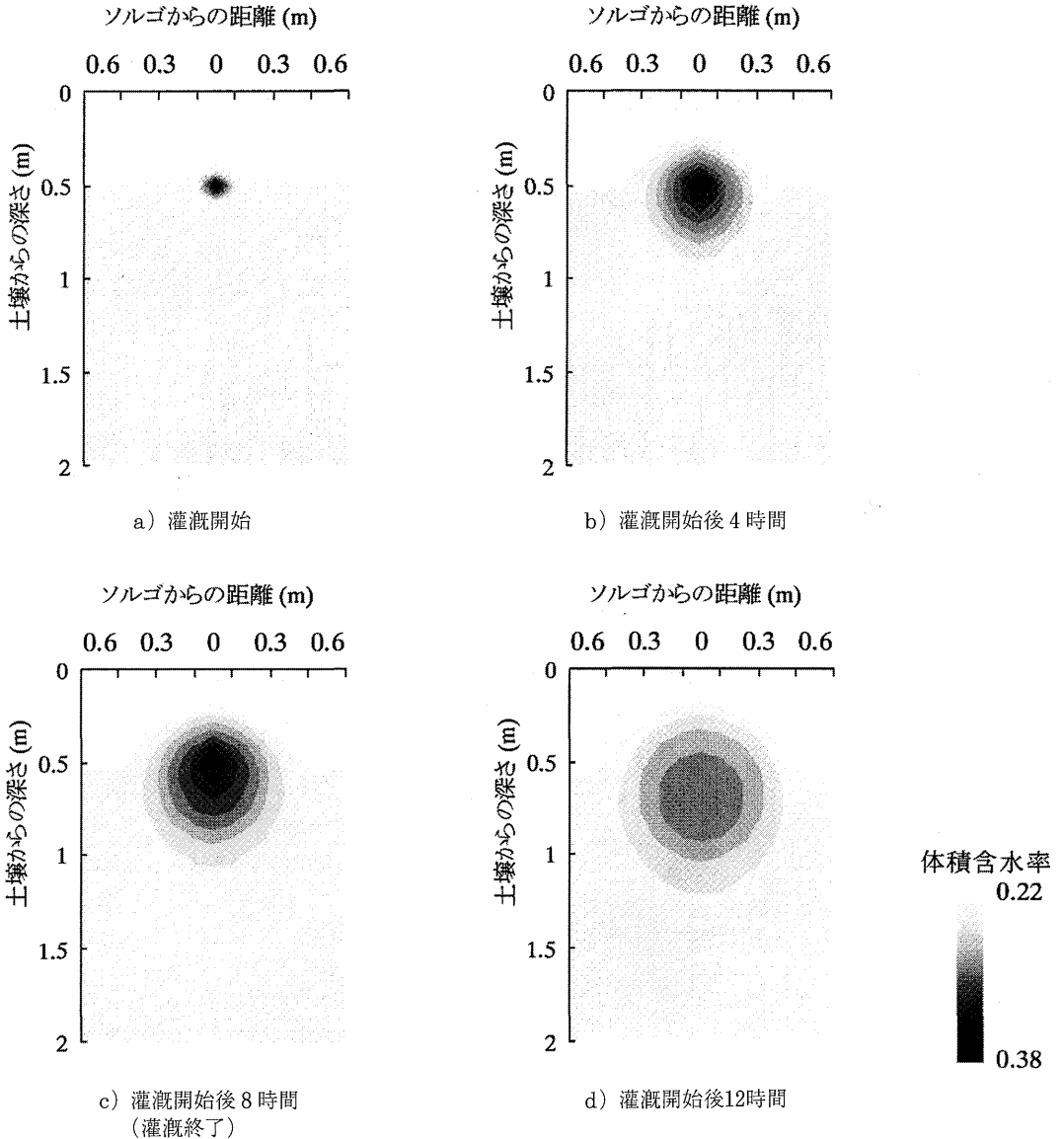


図14 体積含水率の時間変化

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(C_v T) &= \nabla q_h = \nabla \cdot (\lambda^* \nabla T + \ell \rho_w D_{\theta v} \nabla \theta) \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda^* \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \lambda^* \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda^* \frac{\partial T}{\partial z} \right) \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial x} \left( \ell \rho_w D_{\theta v} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \ell \rho_w D_{\theta v} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \ell \rho_w D_{\theta v} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \end{aligned} \tag{12}$$

$\lambda^*$  : 見かけの熱伝導率

$\ell$  : 水の蒸発潜熱

$C_v$  : 体積熱容量

式(12)を差分展開し、各時間ステップで交互に解くことにより解を得ることができる(Philip, 1957).

## 2. 土壌水分分布のシミュレーション

図14は灌漑日(7/18)の前日から灌漑翌日の3日間において計算した土壌水分の変化の一部を表している。計算には実験圃場において観測した地中熱伝達量、実蒸発散量を用いた。灌漑は7/18の9:00から8時間行われたとし、その時間は灌水チューブの設置点(深さ50cm)の土壌は飽和含水率(0.37)であると仮定した。また、地表面から降雨、および土壌面蒸発の水分の出入りが行われているとして計算を行った。根による吸水は考えず、計算には砂質壤土の諸物理係数を用いた。図より灌水チューブの設置点から体積含水率が飽和状態に達し、楕円状に含水率の分布が形成されていること、また、灌漑を終了すると、次第に楕円の中心が深くなっている様子が分かる。これをみると、灌水は土壌面に到達せずに、土壌面蒸発の損失は生じていない。一方、地中では下方浸透によって、1m付近まで水が到達している。また、横方向の広がりには60

cmに達し、根群域に集中的に灌漑していることがわかる。今回は砂質壤土の諸物理係数を用いたが、現地での鳥尻マージは重粘土であるため、根群域内の土壌が乾燥している場合、楕円はより水平方向に広がり、浸透損失量が減少するであろうと予測される。

## 摘 要

地中灌漑圃場において、Bowen比法を適用し6ヶ月間の蒸発散量を求めた。この間の作物状態はソルゴ、裸地、トウモロコシであった。さらに数値実験により、地中灌漑を適用した際の土壌水分および熱の移動の傾向を表すことができた。本研究で用いた土壌水分移動モデルは、圃場における水消費の傾向を捉える上で有効であり、気象条件や作物の異なる場合においても応用が可能であると考えられる。

宮古島のみならず、日本の他の地域においても農業用水の確保はますます困難になってきており、今後はさらに節水灌漑が求められることがあると予測される。このような状況下においては、本研究の土壌水分移動モデルにより水消費機構を把握・予測することは、適正な節水灌漑に大きく寄与するものと思われる。

## 文 献

- 三浦健志 1992 消費水量と蒸発散. 丸山ら編:畑地灌漑の新展開. 畑地農業振興会, 東京, 140-142頁  
 Philip, J.R. 1957 Evaporation, and heat fields in the soil. *J. Met.*, 14: 354-366

## Summary

The experiment was conducted to clarify the characteristic of soil water movement and evapotranspiration in a subsurface irrigated field. The sorgo and maize were planted in the field and was irrigated by tubes berried at the depth of 50 cm. The actual evapotranspiration rate and potential evaporation rate were estimated by the Bowen ratio method and the Penman method, respectively, using micro-meteorological data obtained in the field. The amount of actual evaporation and the crop coefficient changed due to the growing season. The volumetric water contents were measured by TDR method at five depths, i.e. 15, 25, 35, 45 and 55 cm. The time courses of volumetric water contents were apparently different in cases of rainfall period and irrigation period. The fact that the soil water contents near the soil surface were not influenced by irrigation demonstrates that the evaporation loss didn't occur at soil surface. While the soil water contents at the depths of 45 and 55 cm decreased rapidly after irrigation stopped. This indicates that the soil water loss due to drainage might occur. In addition the soil water movement was simulated numerically using the simple model, which didn't include crop elements. The results of simulation showed the changes of soil moisture distribution on the soil profile. This simulation model would be available for the planning of subsurface irrigation if this model modified by comprising the crop elements.