サトウキビ畑における土壌物理性および地下浸透量の推定に土壌サンプリング時期の違いが及ぼす影響

岡本健¹・酒井一人²・仲村渠将³・後藤慎吉⁴

Effects of Soil Sampling Time on Soil Physical Parameters and Infiltration in Sugarcane Fields

Ken Okamoto¹, Kazuhito Sakai², Tamotsu Nakandakari³ and Shinkichi Goto⁴

Abstract: On the small islands of Okinawa, reliance on groundwater is high. The main land use in areas of groundwater recharge is sugarcane fields. To model groundwater recharge in these fields, it is important to analyze infiltration, so the appropriate choice of soil hydraulic parameters is important. Sugarcane crops can take up to 2 years to mature, so the effects of time on soil physical parameters and groundwater recharge need to be considered. To model groundwater recharge, we collected 49 soil core samples 4 times in 2½ years in 7 fields and measured soil physical parameters. Using cluster analysis, we classified the data and groundwater recharge, which was simulated in Hydrus-1D software. Values of bulk density, saturated hydraulic conductivity, and soil hydraulic parameter n were related to time after planting. Cluster analysis identified 4 clusters according to groundwater recharge rate and soil physical condition, and the results were affected by the time of sampling. These results indicate that it is necessary to take sampling date into account while simulating groundwater recharge in sugarcane fields.

Keywords: Time variation; Bulk density; Mualem-van Genuchten parameters; Infiltration; Cluster analysis

1 はじめに

沖縄県の小離島においては、地下水への依存度が高く、サトウキビ畑は土地利用の多くの割合を占める重要な地下水涵養源である。地下水の水循環においては、表層は大气との境界領域にあたる。気候変動下においては、温暖化による蒸散量の増加・降雨特性の変動による地下浸透量の変化が予測され、表層の水循環の変化による地下水資源量の減少が懸念されている。そのため、宮古島では、気候変動下における将来予測可能な、飽和・不飽和の浸透解析モデルの構築が期待されている。

不飽和浸透解析においては、適切な土壌水分特性のパラメータの推定が求められる。流域規模の解析においては、土壌物理性の空間分布を把握することが重要であり、土壌物理性および土壌構造の空間分布についての研究が進められてきた(例えば、坂本ら, 2003)。一方、土壌物理性、特に土壌構造は時間変動を持つことでも知られている。長谷川・前田(1977)によると、土壌構造は、耕耘といった営農の履歴、乾湿の繰り返しと気象要因によって、時間変動を持つと報告されている。また、渕上ら(1993)の報

告によると、締め固まった土壌の乾燥密度に比べて、耕地土壌の乾燥密度は耕耘の影響により時間変動が大きいことが指摘されている。サトウキビ栽培では、長い植付け期間(1~2年半)を要する。このような圃場においては、土壌サンプリングの時期により土壌構造が変化することが予測され、不飽和浸透解析に用いる土壌のサンプリング時期の違いにより、浸透量の算定に影響を及ぼすことが推定される。

以上のような背景より、サトウキビ畑における不飽和浸透解析に用いる土壌パラメータのサンプリング時期の違いの影響把握という観点から、本研究ではまず、宮古島の白川田地下水流域のサトウキビ栽培を行っていた7圃場より、2011年から2013年の間に49試料の土壌サンプリングを行い、土壌物理試験により求めた水分移動特性関数のパラメータを用いて、不飽和浸透解析を行い、浸透量を推定した。不飽和浸透解析には、Okamoto et al. (2015)により、同流域のサトウキビ栽培圃場の土壌水分動態への適用性が検証されているHYDRUS-1Dを用いた。土壌物理性、水分移動特性関数パラメータ、植付け後からの経過時間および浸透量の推定値を変数として、変数間の相関関係の把握を行った。さらに、クラスター分析を行い土壌サンプルの類型化を行い、浸透量の確率水文量を推定し、類型化されたクラスターの違いが確率水文量の推定に及ぼす影響を検討した。

2 素材および方法

2.1 対象流域および土壌サンプリング

本研究の対象は、宮古島の水道水源流域として指定されている白川田地下水流域とした。既往の白川田地下水流

¹ 琉球大学農学部協力研究員, Cooperative Researcher, Faculty of Agriculture, University of the Ryukyus, 1 Senbaru, Nishihara-cho, Okinawa, 903-0213 Japan (Corresponding Author) E-mail:kenokamoto@afrc.go.jp

² 琉球大学農学部教授, Professor, Faculty of Agriculture, University of the Ryukyus, 1 Senbaru, Nishihara-cho, Okinawa, 903-0213, Japan

³ 琉球大学農学部准教授, Associate Professor, Faculty of Agriculture, University of the Ryukyus, 1 Senbaru, Nishihara-cho, Okinawa 903-0213, Japan

⁴ 国際農林水産業研究センター熱帯・島嶼研究拠点主任研究員, Senior Researcher, Tropical Agriculture Research Front, Japan International Research Center for Agriculture Sciences, 1091-1 Kowarabaru, Maezato, Ishigaki-city, Okinawa 907-0002, Japan

域の調査報告(宮古島上下水道企業団, 1999)によると, 流域面積は10.3km²であり, 主な土地利用は, 耕地:68.7%, 森林:22.7%, その他8.6%(道路, ビニールハウス, 浸透池等)の順で利用されている. また, 耕地の主な植付け作物はサトウキビである. 流域の地質構造は, 多孔質で透水性の高い琉球石灰岩の上に, 透水性の高い土壌層が覆う. 島尻マージ(暗赤色土壌)に分類される土壌が流域に主に分布する. 宮古島における水収支の推定は, 地下ダム建設時に数多く報告されており(例えば, 田中・四ヶ所, 1981:相場ら, 1988:今泉ら, 1988), それらの調査をまとめた黒田・古川(2002)によると, 宮古島の水収支は蒸発散:地下浸透:表面流出=0.5:0.4:0.1である. 図1に, サンプルングを行ったサトウキビ栽培7圃場と宮古島の地下水流域図(宮古島市, 2011)を示す.

土壌サンプルングは2011年から2013年の間に複数回行った. 調査圃場でのサンプルングでは, 表層土(0-10cm)の攪乱土および不攪乱土(100cm³コアサンプラー)を畝間より49試料採取した. 採取した土壌サンプルは, 琉球大学の実験室に持ち帰り, 土壌物理試験に供した. 土壌物理試験では, 粒度分布, 乾燥密度, 飽和透水係数および水分特性曲線の測定を行った. 粒度分布は, 攪乱試料を用いて, JIS法に準拠して測定を行った. また, 不攪乱試料を用いて, 飽和透水係数(定水位法), 水分特性曲線(吸引法, 加圧板法), 乾燥密度(24時間110度炉乾燥)の順で測定を行った. 飽和透水係数および水分特性曲線の測定におけるサンプルの飽和では, 土壌サンプルの崩壊を避けるために24時間毛管飽和を行い, 水分特性曲線は毛管飽

図 1: 宮古島における地下水流域界と土壌サンプルング地点(破線は地下水流域境界)

表 1: 49土壌サンプルの粒度分布, 乾燥密度および飽和透水係数の統計値

		平均値	標準偏差	最大値	最小値
砂	(%)	11.3	5.2	22.0	2.4
シルト	(%)	41.0	8.6	54.3	10.1
粘土	(%)	47.7	12.3	87.5	23.7
乾燥密度	(g cm ⁻³)	1.13	0.13	1.45	0.86
飽和透水係数	(cm d ⁻¹)	1772	2148	9363	11

和から土壌吸引圧-10000cmの範囲で測定を行った. 表1に粒度分布, 乾燥密度および飽和透水係数の統計値, 図2に水分特性曲線のそれぞれの土壌吸引圧の体積含水率の平均値および標準偏差を示す.

2.2 土壌サンプルング時における対象圃場のサトウキビ植付け後経過期間

土壌サンプルング時のサトウキビの生育状況の確認および農家への聞き取りより, それぞれの圃場のサトウキビの栽培型の把握を行い, 耕起後からの経過時間の推定を行った. 栽培型による栽培管理は, 沖縄県のサトウキビ栽培指針(沖縄県農林水産部, 2014)に従い, 夏植え栽培; 8月植付け翌々年1月収穫, 春植え栽培; 2月植付けの翌年1月収穫, 株出し栽培; 前作収穫の翌年1月収穫とした. なお, 株出し栽培とは, 収穫後, 地下株から萌芽する芽を肥培管理し, 再度収穫する作型である. 本調査を行ったサンプルング時期の6, 12月では, 夏植え栽培と他の栽培型は, 植付け時期および植付け期間の違いのため, 茎長の生育状況を目視することにより容易に判別できるが, 春植え栽培および株出し栽培の栽培型の判別は困難である. それぞれの栽培型における耕起は, 春植えおよび夏植え栽培では植付けの1か月前(夏植え栽培=7月, 春植え栽培=1月), 株出し栽培では収穫後1週間以内に行われる. 株出し栽培と春植え栽培では, 同じ時期における苗の植付け後からの間隔は大きく変わるが, 耕起後からの間隔は概ね同じであると言える. したがって, 夏植え栽培とその他の栽培型に分類し, 土壌サンプルング時の植付け後からの経過期間を決定した(表2). なお, 農家への聞き取りより, 2011年1月のサンプルング時の圃場は, 全て夏植え栽培の収穫後の圃場であった.

図 2: 49 土壌サンプルの水分特性曲線(黒丸マーカー; 平均値, エラーバー; 標準偏差)

表 2: 土壌サンプルング時における植付け後経過期間 (*=夏植え栽培, 0か月=耕起後かつ植付け前)

サンプルング地点	サンプルング時期 (年/月)			
	2011/1	2011/12	2012/12	2013/06
1-SC	18か月*	11か月	11か月	5か月
2-SC	18か月*	-	17か月*	-
3-SC	18か月*	4か月*	17か月*	5か月
4-SC	18か月*	4か月*	17か月*	5か月
5-SC	18か月*	0か月	11か月	5か月
6-SC	18か月*	4か月*	17か月*	0か月*
7-SC	18か月*	11か月	11か月	5か月

2.3 長期不飽和浸透解析

長期不飽和浸透解析では、1980年から2009年の30年間を対象として、気象データは宮古島気象台のデータを利用し、HYDRUS-1Dを用いた。

2.3.1 HYDRUS-1Dの概要

HYDRUS-1Dは土壌内の水分、熱および溶質輸送の予測シミュレーションモデルである。土壌内の水分移動の基礎方程式は、式(1)のリチャーズ式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad (1)$$

ここで、 θ は体積含水率($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 t は時間(d)、 z は地表面からの鉛直距離(cm)、 h は土壌吸引圧(cm)、 $K(h)$ は不飽和透水係数(cm d^{-1})、 S は吸水項($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3} \text{d}^{-1}$)である。

水分移動特性関数は、mualem-van Genuchten(Mualem, 1976; van Genuchten, 1980, 以降MVG)モデルを採用した。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(1 + |\alpha h|^n \right)^{-m} \quad (2)$$

$$K(h) = K_s S_e^l \left[1 - S_e \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3)$$

ここで、 S_e は有効飽和度(-)、 θ_r は残留体積含水率($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 θ_s は飽和体積含水率($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 α はフィッティングパラメータ(cm^{-1})、 n 、 m ($=1-1/n$)、 l ($=0.5$)はフィッティングパラメータ(-)、 K_s は飽和透水係数(cm d^{-1})である。式(2)の θ_r 、 θ_s 、 α 、 n は、水分特性曲線の試験結果をRETSCプログラム(USDA Agriculture research service)に適用して求め、 K_s は飽和透水係数の測定値を用いた。表3にRETSCに適用して求めた49の土壌サンプルの θ_r 、 θ_s 、 α および n の統計値を示す。

2.3.2 残留体積含水率 θ_r の設定

残留体積含水率 θ_r は、水分特性曲線の関数の適合性を向上させるのに不可欠なパラメータであるが、その定義や取り扱いについては議論が絶えない(小杉, 2007)。Luckner *et al.* (1989)によると、 θ_r は物理的意味合いをもつパラメータであると定義されているが、Nimmo(1991)によると、 θ_r はフィッティングパラメータの要素が強いと報告されている。本研究の土壌サンプルでは、RETSCの適用により8サンプルの θ_r が $0 \text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ であった。 θ_r の測定はルール化されてはおらず、実用上の観点から永久しおれ点($-h=15000 \text{cm}$)の体積含水率が用いられることがある(van Genuchten, 1980)。図3に $\theta_r=0$ および $\theta_r>0$ 以上にグループ分けを行い、その平均値(a, b)とa, bのフィッティング線(c, d)およびa, bの θ_r に $-h=10000 \text{cm}$ の体積含水率($\theta_r=\theta_{-h=10000 \text{cm}}$)を用いたフィッティング線(e, f)を示す。bの

表 3: 49土壌サンプルの θ_r 、 θ_s 、 α 、 n のフィッティング値の統計値

		平均値	標準偏差	最大値	最小値
θ_r	($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.184	0.104	0.314	0
θ_s	($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.542	0.045	0.626	0.445
α	(cm^{-1})	0.168	0.174	0.700	0.009
n	(-)	1.364	0.276	2.226	1.074

図 3: θ_r のフィッティング値および $\theta_r=\theta_{-h=10000 \text{cm}}$ の違いによる水分特性曲線の推定の影響(N; サンプル数)

水分特性曲線ではS字型の形状を確認することができるが、aの水分特性曲線では土壌吸引圧の低下による急激な体積含水率の低下は起こらず、緩やかに低下し続けた。乾燥密度に着目すると、aのグループの平均値は 1.23g cm^{-3} であったのに対して、bのグループの平均値は 1.10g cm^{-3} であり、aの土壌はよく締め固まっていた。したがって、aのグループの土壌では、微細な間隙が多く、低い土壌吸引圧においても土壌水分の変化量がaに比べて多くなったと考えられた。c～fのフィッティング線は測定を行った土壌吸引圧の範囲で測定値を良好に再現した。 $\theta_r=\theta_{-h=10000 \text{cm}}$ としたeのフィッティング線は、 $-h=10000 \text{cm}$ 近傍から $\theta_r(=0.244 \text{cm}^3 \text{cm}^{-3})$ の漸近線となっているため、緩やかに水分量が減っていくaの水分特性曲線を再現していないと考えられた。本試験では、 $-h=10000 \text{cm}$ より低い土壌吸引圧の水分特性曲線の測定は行っていないが、Okamoto *et al.* (2015)による同一流域内の水分特性曲線のvan Genuchtenモデルのフィッティングでは、 $\theta_r=0 \text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ としても -10000cm より低い土壌吸引圧の水分特性曲線を良く再現した。また、 θ_r の定義からすると、絶乾状態まで液状水の移動が起こっていることを意味するが、宮古島の年降雨は2000mm以上であり、実圃場では、極端な乾燥状態が起こらないと考えられる。不飽和浸透解析では、実測に即したパラメータを用いることが重要であり、より実測の水分特性曲線を再現することができる θ_r のフィッティング値を、HYDRUS-1Dの計算に用いた。

2.3.3 計算条件

本研究では、7圃場の表層土(0-10cm)の土壌サンプリングを行ったが、営農の関係上、深度別のサンプリングを行えなかった。そのため、各圃場の土層厚(計算領域)および深さ方向の水分移動特性関数のパラメータは次のように設定した。翁長・宜保(1984)によると、島尻マージは石灰岩基盤であるため土層が薄い。対象流域内においても、地表面に石灰岩が露出している地点を確認できた。沖縄県の圃場整備事業においては、サトウキビ畑の有効土層は40-60cm確保されているが、流域内の土壌層の厚さは、面的なばらつきがあり、100cm以上の土層厚のある圃場の調査例も報告されている(Okamoto *et al.*, 2015)。また、サトウキビは深根性であり根は下方に伸びるが、土壌水分消費型としては、表層で高く、深さの増加に伴って減少していく表層消費型である(吉永・酒井, 2004)。土壌水分消費型と根群域分布は密接な関係があり、石灰岩土壌地帯では40～50cmの深さまでに根群域の95%が分布している

(山城, 1983). そこで, 計算領域を100cmとして, 根の最大深さ(有効根群域の下端)を60cmとすることにより, 根の最大深さより深い層の上向きの水分移動には十分な層が確保できると判断した. 深さ方向の土壌水分特性は表層土壌に49土壌サンプルのRETCプログラムによるフィッティング値および K_s の測定値を用い, 表層より深い層では既往の調査結果(Okamoto et al., 2015)による θ_r , θ_s , α , n のフィッティング値および K_s の測定値を採用した. 計算土層は6層の土層を設定し, 地表面から0-10cm, 10-20cm, 20-40cm, 40-60cm, 60-80cm, 80-100cmとした(表 4). なお, 表 4の0-10cmの水分移動特性関数パラメータは, それぞれ49土壌サンプルの平均値を示す. このように, 計算領域および表層より深い層の土壌水分特性を同じ条件にすることにより, 表層土壌のサンプリング時期の違いが計算に及ぼす影響を検討する.

上端境界条件には, 可能蒸発量および降雨を与えた. 可能蒸発散量の推定には, 畑地灌漑計画の可能蒸発散量の算定において推奨されている, Penman法を用いた(農林水産省, 1997). 式(4)および式(5)によってサウキビの葉面積指数を用いて, 可能蒸発量および可能蒸散量に分離した(Campbell, 1988).

$$T_p = ET_p [1 - \exp(-8.2LAI)] \quad (4)$$

$$E_p = ET_p - T_p \quad (5)$$

ここで, T_p は日可能蒸散量(cm d^{-1}), ET_p は日可能蒸発散量(cm d^{-1}), E_p は日可能蒸散量(cm d^{-1}), LAI は葉面積指数(-)である. 下端の境界条件は圧力勾配ゼロの自由排水とした.

宮古島では, 冬場の降雨量が少なく, 土壌水分の年変動は小さいと考えられることから, 1979年12月31日の土壌水分状態を土壌水分の初期条件とした. 計算期間の前年1979年の一年分の気象データを用いて, 1979年12月31日の体積含水率を, 裸地条件でHYDRUS-1Dで計算した結果を上記の初期条件の初期値として設定した. なお, この初期値を計算する際の初期条件(1979年1月1日の土壌水分状態)は一般的な土壌吸引圧であり, 具体的には土壌吸引圧-100cmをその初期値とした.

2.3.4 吸水項のモデル化

サウキビの根の吸水項に関する, 吸水モデル, LAI および根の生長関数を表 5に示す. それぞれのパラメータは, 宮古島で最も多い栽培型である, 夏植え栽培(宮古農林水産振興センター, 2011)の調査データを用いて決定した. 吸水量減少モデルはS型関数モデル(van Genuchten, 1987)を適用し, パラメータはOkamoto et al. (2015)で用いた値を採用した. LAI は, 宮里(1986)の調査結果を, Larsbo and Jarvis (2003)の LAI 生長関数に適用した. 根の

表 4: 深さ方向の水分移動特性関数パラメータ

z (cm)	θ_r (cm^3 cm^{-3})	θ_s (cm^3 cm^{-3})	α (cm^{-1})	n (-)	K_s (cm d^{-1})
0-10	0.184	0.542	0.1675	1.364	1771.9
10-20	0	0.493	0.0037	1.193	24.7
20-40	0	0.493	0.0148	1.140	24.3
40-60	0	0.449	0.0117	1.125	21.8
60-80	0	0.462	0.0107	1.147	116.3
80-100	0	0.556	0.0082	1.166	21.9

表 5: 根による吸水モデルおよびサウキビ生長モデル

モデル	出典
吸水量減少モデル	van Genuchten (1987)
LAI	Larsbo and Jarvis (2003)
最大根の深さ	Šimůnek and Suarez (1993)
根群域分布	Hoffman and van Genuchten (1983)

最大深さは, LAI が最大となる日(植付け後経過日数: 372日)に, 60cmと設定した. また, 植付け日を1cm, 植付け日と根の深さが最大となる日の中間の日(植付け後経過日数: 186日)の根の深さを30cmとして, ロジスティック生長関数(Šimůnek and Suarez, 1993)に適用した.

2.4 クラスタ分析による類型化および確率水文学の推定

土壌サンプルの植付け後経過期間, 土壌物理試験結果および計算期間の年浸透量の平均値をクラスタ分析に用いる変数とし, まず変数間の相関関係を検討した. 次に, それぞれの変数はスケールが異なるため, 変数の標準化(平均0, 分散1)を行い, x-means法によるクラスタ分析を行い類型化した. x-means法は, k-means法と同様に非階層的方法の分類方法であるが, k-means法と違い, 最適なクラスタ数を決めるアルゴリズムを持つ. クラスタ分析には統計解析ソフト R version3.3.2を使用し, x-means法のプログラムのソースコードは, 石岡(2000)によって公開されているウェブ上のコードを使用した.

確率水文学として, 用水計画の計画基準年として用いられる10年確率の年雨量および年浸透量を推定した. 非超過確率の計算には次式のワイブルプロット(Weibull plot)を用いた.

$$P(x_i) = \frac{i}{N+1} \quad (6)$$

ここで, N はサンプル数, x_i は小さいほうから数えて i 番目に位置する i 番目順序統計量, $P(x_i)$ は x_i が非超過確率に換算された値である. 非超過確率, 年地下浸透量は対数正規確率紙にプロットし, 最小二乗法を用いて直線回帰を行った.

3 結果と考察

3.1 変数の相関関係

表 6に土壌物理試験結果, MVGパラメータ, 植付け後経過時間および計算期間の年浸透量の平均値の相関関係を示す.

粒度分布では, シルトおよび粘土は θ_s と高い相関関係(シルト: $r=-0.68$, 粘土: $r=0.68$)を示し, 乾燥密度と中位の相関関係(シルト: $r=0.58$, 粘土: $r=-0.57$)を示した. 乾燥密度は θ_s と高い負の相関関係を($r=-0.87$)示した. θ_s は飽和の体積含水率であるため, 完全飽和された試料であれば, 乾燥密度と限りなく相関係数は-1に近づく. 本試験では, 毛管飽和を採用したため, 間隙が完全に飽和されなかったと考えた. α , n および K_s と粒度分布は低い相関関係もしくは無相関であった. 乾燥密度は K_s と負の中位の相関関係($r=-0.57$)を示した. これは, 乾燥密度が大きくなるほどその土壌は固くなり, 透水性は低下するためであると考えられた. MVGパラメータ間では, n と θ_r は高い相関関係を示した.

植付け後経過期間は乾燥密度と高い正の相関($r=0.60$), K_s と中位の負の相関関係($r=-0.58$), n と中位の負の相関関係($r=-0.56$)および年浸透量と高い負の相関関係($r=-0.66$)を示した. 図 4に示すように, それぞれの圃場においてばらつきはあるが, 植付け後の時間経過による乾湿の繰り返し

図 4: 植付け後経過期間と乾燥密度, n , K_s および年浸透量の関係

により, 耕起時に破砕された作土層の土塊が崩壊したため, 大間隙が減少し透水性が低下したと考えられた. MVGパラメータ n は, Carsel and Parrish(1988)らの報告によると, 粘性の土壌は砂質の土壌に比べて小さい値を示す. 粒度分布では, サンプルング時期の違いの影響が確認できないことから, 次の考察を行った. 耕起直後では, 土壌の大間隙が発達していたため, 砂質土壌と同じように間隙での水分保持力が低い特性を示した. そして, 植付け後からの時間経過に伴う乾湿の繰り返しにより大間隙が減少することにより, 粘性土特有の微細な間隙による高い水分保持の特性を示したと考えた. また, 年浸透量は, n と高い正の相関関係($r=0.70$), 乾燥密度と中位の負の相関関係($r=-0.59$), K_s と中位の正の相関関係($r=0.55$)を示した(図 5). Wang

図 5: 年浸透量と乾燥密度, n および K_s の関係

表 6: 各変数の相関表($N=49$, **1%有意, *5%有意)

	砂	シルト	粘土	乾燥 密度	θ_r	θ_s	α	n	K_s	経過期 間	年浸 透量
	(%)	(%)	(%)	(g cm ⁻³)	(cm ³ cm ⁻³)	(cm ³ cm ⁻³)	(cm ⁻¹)	(-)	(cm d ⁻¹)	(月)	(mm y ⁻¹)
シルト	0.56**										
粘土	-0.81**	-0.94**									
乾燥密度	0.39**	0.58**	-0.57**								
θ_r	-0.32*	-0.48**	0.47**	-0.52**							
θ_s	-0.48**	-0.68**	0.68**	-0.87**	0.54**						
α	0.04	-0.12	0.06	-0.08	-0.19	0.19					
n	-0.30*	-0.28	0.32*	-0.48**	0.69**	0.42**	-0.38**				
K_s	-0.16	-0.19	0.20	-0.58**	0.19	0.45**	0.14	0.44**			
経過期間	0.42**	0.44**	-0.49**	0.60**	-0.49**	-0.52*	-0.05	-0.56**	-0.58**		
年浸透量	-0.36*	-0.35*	0.39**	-0.59**	0.47**	0.53**	0.03	0.70**	0.54**	-0.66**	

et al.(2009)は、砂質・砂質ローム土壌におけるHYDRUS-1Dの地下浸透量の推定においては、MVGパラメータ n に強く影響を受けることを報告している。MVGパラメータ n の値が大きくなると、土壌吸引圧の減少に伴い、土壌水分および不飽和透水係数が急激に減少し水分移動は少なくなる。そのため、表層の根の吸水による蒸散量の減少、地表面からの蒸発量の減少により浸透量が増加したと考えられた。

以上の結果より、サトウキビ畑における表層土壌のサンプリング時期の違いは、時間経過に伴い乾燥密度の増加、透水性の低下および n の減少により、浸透量の減少に影響を与えることが示唆された。

3.2 クラスタ分析による土壌サンプルの類型化

植付け後経過期間、土壌物理性、MVGパラメータ、年浸透量の類型化を検討するため、x-means法によるクラスタ分析を行った。なお、変数間の物理的意味合いが近く相関が高い粒度分布では、砂分、シルトを除外し、乾燥密度と θ_r では、 θ_r を除外した。x-means法によるクラスタ数は4に分類され、各クラスタの標準化した変数の平均値をレーダーチャートとして、図6に示した。

クラスタ1では、4つのクラスタの中で、最も付け後の経過期間が短く、 n 、 K_s および年浸透量が大きかった。表7に示す各圃場の代表的クラスタより、クラスタ1は、植付け後経過5か月以内に出現していることより、クラスタ1に分類されたサンプルは、耕起の影響により大間隙が発達し、透水性が高かったと考えられた。クラスタ2では、分類されたサンプルは少なく($N=4$)、 K_s および年浸透量は大きかった。クラスタ3およびクラスタ4においては、植付け後の経過時間は長く、年浸透量は小さかった。クラスタ3では、 K_s が小さく、クラスタ4では、乾燥密度が大きく、 K_s および n が小さかった。また、クラスタ4は、夏植え栽培の2年目に相当する植付け後経過期間17、18だけで出現した。

各圃場における植付け後経過期間とクラスタの関係では、概ねどの圃場も植付け後の時間経過に伴い、地下浸透量が多いクラスタの順(1~4の順)で出現した。また、植付け後経過期間5か月以内では、クラスタ1が出現し、11か月以降ではクラスタ3およびクラスタ4が出現した。実圃場においては、植付け後5~6か月以内では、栽培管理として除草のための中耕や培土が行われる。そのため、表層の土壌は膨軟な状態であると考えられる。それ以降では、台風によるサトウキビの倒伏などにより収穫後まで、表層の土壌構造に影響を与える耕転機が圃場に入ることは稀である。したがって、植付け後期間11か月以降では、時間経過により土

表 7: 各圃場の植付け後経過期間における代表的クラスタ

調査圃場	植付け後経過期間 (月)					
	0	4	5	11	17	18
1-SC			1,2	1,3		3
2-SC					4	4
3-SC		1	1		3,4	3,4
4-SC		1,2	3		3,4	2
5-SC	1		3	3		3
6-SC	1	1			3	3
7-SC			1	3		3,4

壌が締め固まったため、ほとんどの圃場でクラスタ3およびクラスタ4が出現したと考えた。

3.3 確率水文量の推定

計算期間30年間での表面流出および土壌水分の変化量は1%以下であった。これは、土壌の透水性が高く、降雨の長期的な増減傾向は確認できないためである。したがって、降雨、蒸発散、浸透を対象とした。図7に、全ての計算結果の年積算量の箱ひげ図および5年間の移動平均値を示す。

図7より蒸発散量の年変動は小さいことが確認できた。これは、降雨量が十分あり、計算上では作物の吸水の制限要因となっていなかったと考えられた。一方、浸透量は年変動が大きく、長期的な変動傾向では浸透率(浸透量/降雨量)と同じ傾向を示した。ここで、土壌水分の変化と表面流出を除外した水収支式は、浸透率を用いることにより次式で示せる。

$$\text{浸透率} = 1 - \frac{\text{蒸発散}}{\text{降雨}} \quad (7)$$

蒸発散量の年変動が少ないため、浸透率は降雨に依存する。そのため、浸透量、浸透率の長期変動傾向は同じ傾向を示した。地下浸透率の全計算結果の30年間の平均値は0.41であり、宮古島の一般的に用いられている浸透率0.4(黒田・古川, 2002)と概ね同じ値となった。

図8に各クラスタの浸透量と浸透率の中央値、降雨および非超過確率を確率紙にプロットした結果を示す。グラフの目盛は横軸には対数目盛、縦軸は正規確率目盛である。浸透量および浸透率は、全ての非超過確率で右側から左側にクラスタ1~4の順でプロットされた。線形回帰を行った、各クラスタの10年確率(非超過確率10%)の浸透量および浸透率の統計値を表8に示す。

10年確率の浸透率(量)の中央値で比較すると、最大のクラスタ1と最小のクラスタ4では、0.07(浸透量: 114.1mm y⁻¹)の差があることが確認できた。表8から降雨

図 6: 各クラスタにおける標準化した変数の平均値

図 7: 降雨量, 蒸発散量, 地下浸透量, 浸透率の経年変化

(=浸透量/浸透率)を求めると, 全てのクラスターの統計値において1540mm程度である。図 8の降雨の回帰線より10年確率年降雨を求めると1548mmであり, 各クラスターの浸透率と浸透量より算定された値とほぼ同じであった。これは, 式(7)で示したように, 浸透率は浸透量に依存するためであり, 全てのクラスターにおいて, 10年確率の浸透が発生する年降雨は同じ10年確率年降雨であった。

このように, 不飽和浸透解析に用いる土壌のサンプリングの時期の違いによって, サトウキビ畑における浸透量の確率水文量の評価に影響を及ぼすことが確認できた。

4 おわりに

サトウキビ畑における土壌物理性の時間変化および土壌物理性の時間変化が不飽和浸透解析に及ぼす影響を検討した。土壌物理性の時間変化は, 最も耕耘および乾湿の繰り返しの影響を受けることが考えられる表層土壌を対象として, 粒度分布, 乾燥密度およびMVGパラメータの相関を確認した。

植付け後からの時間経過は, 粒度分布には影響がなく, 乾燥密度の増加, n および K_s の減少する結果が得られた。これは耕耘および乾湿の繰り返しの影響により, 表層の土塊が崩壊し土壌が締め固まることにより, 透水性の低下したためと思われる。

計算結果である年浸透量は植付け後からの時間経過

図 8: 非超過確率と各クラスターの浸透量および浸透率の中央値および年降雨の関係

表 8: 10年確率の浸透率および浸透量の統計値 ([]内は浸透量 (mm y⁻¹))

クラスター	サンプル数	中央値	最大値	最小値	標準偏差
1	21	0.31 [482.7]	0.41 [658.0]	0.22 [346.4]	0.05 [82.0]
2	4	0.30 [475.0]	0.42 [590.1]	0.21 [43.0]	0.09 [65.4]
3	13	0.28 [436.1]	0.35 [703.2]	0.22 [518.8]	0.04 [51.0]
4	11	0.24 [368.6]	0.42 [665.6]	0.21 [338.2]	0.07 [111.8]

に伴い減少する傾向を示した。これは, 計算に用いるパラメータ θ_s , n および K_s も年浸透量と相関関係にあり, これらのパラメータの時間変化が不飽和浸透解析に影響をしているといえる。

クラスター分析により分類された4つのクラスターでは, 10年確率の浸透率の中央値は, 最大のクラスター1と最小のクラスター4で0.07の差があることが確認できた。クラスター1に分類される土壌は植付け後から1年以内, クラスター4に分類される土壌は植付け後2年目の土壌であることから, 不飽和浸透解析に用いる土壌のサンプリング時期により浸透量の推定に影響を及ぼすことが示唆された。

引用文献

- [1] 相場瑞夫・黒川睦夫・長田 聡・細谷裕士・吉川 満 (1988): 宮古島における地下ダムの水文挙動, 土と基礎, 31-3(302), pp.17-23.
- [2] Campbell, G.S. (1988): *Soil physics with basics, transport models for models for soil-plant systems*, Dunod, New York, p.144.
- [3] Carsel, R.F., and Parrish, R.S. (1988): Developing joint probability distribution of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.*, 24, pp.755-769.

- [4] 瀧上吾郎・仲江川敏之・沖大幹・虫明功臣 (1993): 土壌サンプリングデータの空間代表性, 37, 水工学論文集, pp.849-852.
- [5] 長谷川周一・前田隆 (1977): 土壌構造の破壊が水分保持特性および不飽和透水係数に及ぼす影響についてー不飽和土壌水の運動に関する研究(Ⅱ)ー, 農土論集, 72, pp.22-29.
- [6] Hoffman, G.J., and Van Genuchten, M.T. (1983): *Soil properties and efficient water use: Water namagement for salinity control*, Limitations and Efficient Water Use in Crop Production, Am. Soc. Of Argon., Madison, WI, pp. 73-85.
- [7] 今泉真之・前川統一郎・長田実也・富田友幸 (1988): 宮古島地下ダム計画の水利計算シミュレーションについて, 地下水学会誌, 30(1), pp.11-23.
- [8] 石岡恒憲 (2000): クラスタ数自動決定するk-meansアルゴリズムの拡張について, 応用統計学, 29(3), pp.141-149, <http://www.rd.dnc.ac.jp/~tunenori/xmeans.html> (2016年12月12日確認).
- [9] 黒田登美男・古川博恭 (2002): サンゴの島の地下水保全-「水危機の世紀を迎えて」, 宮古島地下水水質保全対策協議会・宮古島広域圏事務組合・宮古島上水道企業団, pp.64-65.
- [10] 小杉賢一朗 (2007): 古典を読む: Y. Mualem著「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデルについて」ならびにM. Th. van Genuchten著「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」, 土壌の物理性, 106, pp.105-112.
- [11] Larsbo, M., and Jarvis, N. (2003): *MACRO 5.0: A Model of Water Flow and Solute Transport in Macroporous Soil*, Department of Soil Sciences, Swedish University of Agricultural Sciences: Uppsala, Sweden.
- [12] Luckner, L., van Genuchten, M.Th., and Nielsen, D.R. (1989): A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resour. Res.*, 25, pp.2187-2193.
- [13] 宮古島市 (2011): 第3次宮古島市地下水利用計画, 宮古島市, p.6.
- [14] 宮古島市上下水道企業団 (1999): 平成11年度白川田・東添道・福里流域保全計画策定業務報告書, p.64.
- [15] 宮里清松 (1986): サトウキビとその栽培, 日本分蜜糖工業会, pp.106-107.
- [16] Mualem, Y. (1976): A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12, pp.513-522.
- [17] Nimmo, J.R. (1991): Comment on the treatment of residual water content in “A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface” by L. Luckner et al. *Water Resour. Res.*, 27, pp.661-662.
- [18] 農林水産省構造改善局 (1997): 土地改良事業設計基準計画「農業用水(畑)」基準書・技術書, 農業土木学会, pp.180-181.
- [19] Okamoto, K., Sakai, K., Nakamura, S., Cho, H., Nakandakari, T., and Ootani, S. (2015): Optimal choice of soil hydraulic parameters for simulating the unsaturated flow: a case study on the island of Miyakojima, Japan, *Water*, 7(10), pp.5676-5688.
- [20] 沖縄県宮古農林水産振興センター (2011): 宮古の農林水産業, pp.26-27.
- [21] 沖縄県農林水産部 (2014): さとうきび栽培指針, 沖縄県農林水産部, p.58.
- [22] 翁長謙良・宜保清一 (1984): 日本の特殊土壌(その11)ー沖縄の特殊土壌(マーヅ, ジャーガル)ー, 農土誌, 52, pp.517-524.
- [23] 坂本康・穴水大介・平松公明・熱田洋一・西田継 (2003): 表層不飽和土壌層での溶質移動パラメータの空間分布特性と観測スケールの影響, 水工学論文集, 47, pp.301-306.
- [24] Šimůnek, J., and Suarez, D.L. (1993): Modeling of carbon dioxide transport and production in soil: 1. Modeling development. *Water Resour. Res.*, 29(2), pp.487-497.
- [25] 田中宏平・四ヶ所四男美 (1981): 宮古島の地下水予測に関するシステム理論的研究, 九大農芸誌, 35(3・4), pp.97-103.
- [26] Van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp.892-898.
- [27] Van Genuchten, M.T. (1987): *A numerical model for water and solute movement in and below the root zone*, Resarch report no121, US Salinity Laboratory, Riverside California.
- [28] Wang, T., Zlotnik, V.A., Šimůnek, J., and Schaap, M.G. (2009): Using pedotransfer functions in vadose zone models for estimatin, groundwater recharge in semiarid region. *Water Resour. Res.*, 45, doi:10.1029/2008WR006903.
- [29] 山城三郎 (1983): 沖縄におけるサトウキビのカンガイ用水量決定に関係ある2, 3の要素に関する研究, 琉球大学農学部学術報告, 30, pp.367-488.
- [30] 吉永安俊・酒井一人 (2004): 石灰岩地帯の圃場整備における有効土層深に関する研究ーサトウキビを事例としてー, 農土誌, 72, pp.1-9.

この論文の公開の質疑または討議は2018年6月30日まで受け付けます。