

巻 頭 言

現象の原因・機作の解明に迫ろう

小 川 和 夫*

我が国の今日までの土壌物理の研究は主として第二次世界大戦以後の時代背景の流れとともに進展してきた。すなわち、戦後の食糧増産のための開拓—農業機械の導入、基盤整備、野菜・果樹作の振興—海外への技術援助—農耕地をとりまく環境問題の発生—飽食の時代の流れにつれて、土壌物理の研究・技術上の問題では、水食・風食—土壌水、土壌構造、かんがい・排水—土壌の力学性、易耕性、土層改良—土壌空気、通気性、土壌温熱—土壌での物質移動、田畑輪換という流れがみられ、社会的要請によって土壌物理分野の研究課題が選ばれ土壌物理は学問的にも、技術的にも進歩してきた。そして、時代の要請があるかぎり、研究のテーマにも事欠くことがなかったように思われる。

ところで現在はどうであろうか。今なお飽食の時代が当分続くものと思われるが、この時代に当って、研究テーマを見つけることが困難になってきているという声をきく。何故そうなのか。一つには、曾てのきびしい時代背景という牽引力によって土壌物理を研究してきたお陰で、いろいろと成果が出つくしてしまい、新しい知見が出にくい、新しい発見がなされにくくなったという意見がある。もし、これが真実なら大へん結構なことである。

しかし、これまでの研究成果の中には、何故こういう現象が見られるのかという原因・機作の解明までに到らずに終っている課題が数多く残っているのではなからうか。例えば、団粒形成のメカニズムは十分に明らかではない。これが解明されれば団粒を人工的につくる有効な手段が開発され、重粘土のような密な下層土の構造形成と安定を図ることができ、保水力は高まる。また、土壌の力学的挙動を支配する機構は不明確である。土壌の力学性については界面物理化学的側面からの研究が必要であり、とくに、粒子の配列状態（構造）に対応した水膜変化と力学的挙動との関係が明らかにされなければならない。重粘土では砕土・整地された作土で降雨があると、その後長時間にわたって地耐力が劣り、機械による施肥・播種等の作業がいちじるしく困難になる現象がみられる。これを解決する土壌管理法の開発には、力学的挙動に関する基礎的研究が必要であろう。さらに例をあげると、不均一土壌系における水の挙動と物質移動の理論的解明が必要であり、これらが明らかにされた上で、土壌溶液の成分、土壌水分を連続的に測定する方法が開発されると、例えば土壌の窒素栄養診断技術は飛躍的に向上するであろう。

その他、土壌物理分野でこれからやらねばならない課題は研究者仲間で話し合えば沢山出てくると思う。唯、これらの課題には地味ととられるものが多いであろう。地味であるから第三者に研究の必要性を説明しにくいという風潮がみられるようであるが、それは研究者に説得力がないからであり、ある意味では研究者自身の研究能力が低下してきていることによるのかも知れない。土壌物理分野の研究に限ったことではないが、研究テーマは、新しい視点に立つ必要はあるが、目新しいものである必要はない。地味ではあるが、土壌の肥沃度にかかわる重要な問題こそ、食糧を豊かにして、人間の生命を育むもっとも重要な研究であることを自覚する必要がある。

研究のすべてがそうではないが、これまでの成果をもう一度見直して、現象の原因・機作の解明に迫る研究方向の生まれることを期待したい。また、学会、研究会、大学教育等を通じて、研究者の研究能力の向上にも努力をほらいたいものである。

* 北海道農業試験場

転換畑の土壤構造と畑作物の生育反応

前 田 要*

Effect of Soil Structure on Plant Growth in Upland Fields
Converted from Paddy Fields

Kaname MAEDA

Hokkaido Prefectural Central Agricultural Experiment Station

1. はじめに

水田は水稻栽培を目的とした土壤管理、水管理を長年にわたって実施している。そのため、作土の土壤構造は代かきによって破壊され、かつ作土直下には硬くしまったすき床層が存在するなど、圃場の通気・通水性ならびに碎土性をはじめとする一連の土壤物理的な環境条件は、一般畑土壤に比べ著しく劣っている。

例えば、強粘質な排水不良転換畑では圃場の碎土性ならびに排水性が劣るばかりか、畑作物の生育に利用され易い有効水分に不足しており、干害と湿害が同居するという特異な現象が生じる。

したがって、水田を転換畑として利用し畑作物を栽培するにあたっては、圃場の排水性ならびに碎土性を中心とした根圏域土壤の物理的環境要因の改善がその前提条件となる。

以下においては、水田転換畑の特性と畑作物の生育反応を土壤物理的環境要因との関連でのべてみる。

2. 転換畑の土壤物理的環境

1) 土壤断面形態および透水性の変化

水田の畑転換に伴う土壤環境の変化は土壤断面の形態や透水性の面でみられる。表-1には湿田（黒泥土、泥炭土、グライ土）、半湿田（灰色台地土、灰色低地土）および乾田（褐色低地土）の畑転換後の土壤断面形態の変化内容について整理した。

それを見ると、湿田および半湿田では水田時のグライ層が退化もしくは消失して、斑鉄などの酸化沈積物が明らかに増加してくる。また、半湿田の灰色低地土および灰色台地土にあっては土壤の脱水・収縮・乾燥作用によってち密度が増大し、かつ亀裂の発達も顕著となる。一方、排水性良好な乾田型土壤の褐色低地土では湿田ならびに半湿田型土壤に比べると土壤断面の形態変化はきわめて小さい。

つぎに、各土壤型における透水性の変化を転換畑と水田で対比してみると（図-1）、各土壤型とも水田に比べ転換畑の方が透水係数が大きく、しかもその傾向は湿田型土壤より半湿田、乾田型土壤で一層明瞭である。

表-1 転換畑の土壤断面形態変化

土 壤 類 型		断面形態変化の内容
湿田	黒泥土	グライの退化又は消失、斑鉄の増加
	泥炭土	
	グライ土	
半湿田	灰色台地土	グライの消失、ち密度の増大、亀裂の発達
	灰色低地土	ち密度の増大、亀裂の発達顕著
乾田	褐色低地土（中粒）	斑鉄、土色の变化なし、ち密度やや減少
	褐色低地土（粗粒）	

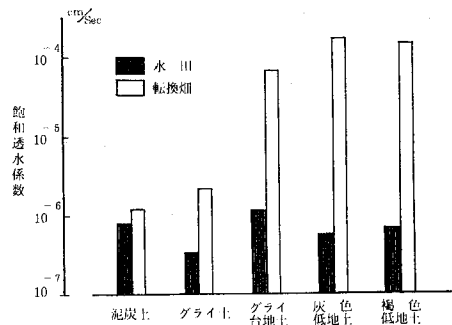


図-1 透水係数の比較

* 北海道中央農業試験場

転換畑の土壌構造と畑作物の生育反応

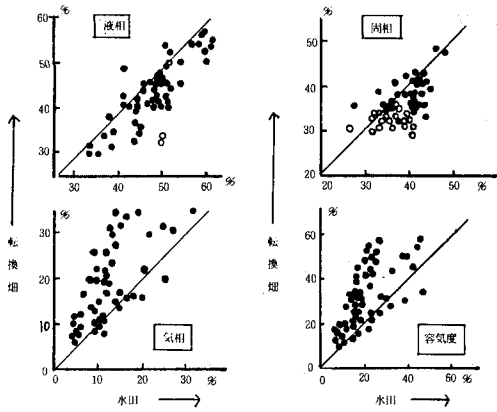


図-2 転換畑と水田の3相分布の関係 (北農試, 1983)

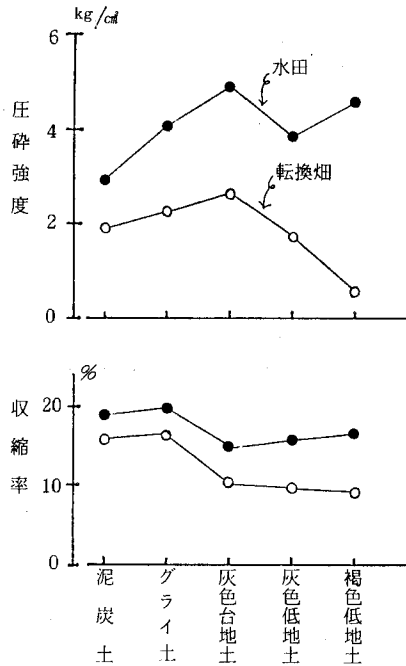


図-4 収縮率および圧砕強度の比較

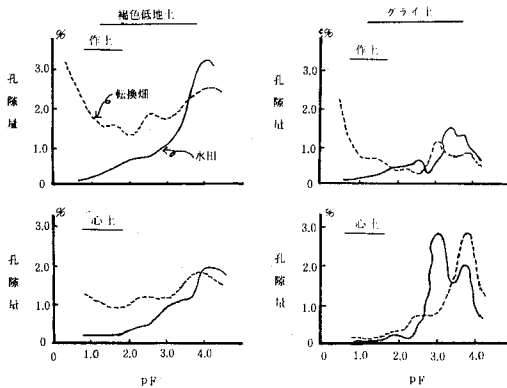


図-3 乾田, 湿田別の孔隙分布特性

このように、水田転換畑はももとの水田に比べると脱水・収縮・乾燥が円滑に進行するため、土層全体が酸化的に転じ、その結果が土壌構造の発達と透水性増大に反映するものと考えられる。

2) 三相分布および孔隙分布特性

転換畑と水田の土壌3相分布について検討した結果をみると(図-2)、転換畑は水田に比べ土壌3相中に占める気相率、容気度の割合が明らかに高い。また、液相率および固相率は逆に水田より転換畑の方がはるかに小さい。これらの結果は、転換畑は水田に比べ土壌が膨軟であり、かつ通気・通水性が勝っている様子を示している。

つぎに、乾田型土壌の褐色低地土と湿田型土壌のグライ土の両土壌間で孔隙分布特性を比較してみる。

図-3から明らかなように、乾田型土壌の褐色低地土では水田に比べ転換畑が作土、心土ともpF1.5以下の粗孔隙量がきわめて大きい特徴が認められる。

一方、粘性の強いグライ土では、作土の粗孔隙量は転換畑の方が水田に勝るが、高pF域ではほとんど差異が

みられず、転換畑の心土では逆に水田に比べ高pF域の孔隙量が増加する傾向にさえある。

以上のように、転換畑の作土の通気・通水性は各土壌型とも水田に比べ全般に好転するが、粘性の強いグライ土のような転換畑の心土にあっては、土壌の脱水・収縮・乾燥によってち密度が増大し、高pF域での孔隙が増大するなどの現象もみられ。

3) 転換畑土壌の工学的性

転換畑土壌の工学特性を水田と対比して検討した結果を図-4および表-2に示した。

まず、各土壌型別の収縮率、圧砕強度をみると、各土壌型とも転換畑は水田に比べ脱水に伴う収縮率ならびに土塊崩壊の指標である圧砕強度がいずれも小さく、かつその程度は湿田型土壌の泥炭土、グライ土より半湿田・乾田型土壌の灰色台地土、灰色低地土および褐色低地土で顕著である。この結果は、地下水位の低い土壌型ほど短期間の中に土壌の脱水・乾燥が進み、土塊がもろくなって、畑地化作用が容易に進行することを暗示している。

一方、強粘質なグライ土のアッターベルグ限界を層位別にみると、転換畑は水田に比べ液性限界、塑性限界および塑性指数がいずれも低下している様子がかがわれ、とくに風乾土より生土で、また下層より上層でその傾向が明瞭である。さらに、液性限界の乾土/生土比をみると、1層および2層に比べ3層では水田と転換畑間の差異が小さい。

このことから、地下水位が高く粘性の強いグライ土では水田の畑地下に伴う土壌工学的性の変化は、比較的表層

表-2 グライ土の土壌工学的な変化

(北陸農試, 1971)

土 壌	層 位	風 乾 別	液性限界 (%)	塑性限界 (%)	塑性指数	液性限界の乾/生比 (%)	塑性指数の乾/生比 (%)
水 田	1	生 土	90.7	38.7	52.0	76.3	57.9
		風 乾 土	69.2	39.1	30.1		
	2	生 土	109.0	35.9	73.1	65.4	47.3
		風 乾 土	71.3	36.7	34.6		
	3	生 土	104.7	34.1	70.6	77.2	64.7
		風 乾 土	80.8	35.1	45.7		
転 換 畑	1	生 土	80.8	39.0	41.8	84.5	66.5
		風 乾 土	68.3	40.5	27.8		
	2	生 土	95.1	41.8	53.3	77.6	62.1
		風 乾 土	73.8	40.7	33.1		
	3	生 土	97.3	36.8	60.5	79.2	67.4
		風 乾 土	77.1	36.3	40.8		

部にとどまり、下層土には及ばないものと思われる。

4) 転換畑土壌の砕土性

転換畑は一般畑に比べ耕起・砕土後の砕土性に難点があるとされている。そこで、乾田型土壌の褐色低地土で一般畑と転換畑間で土塊分布の相違を比較した。結果をみると(表-3)、転換初年目畑は一般畑に比べ土塊組成中に占める2.0 cm以上の大土塊割合が高く、0.5 cm以下の小土塊割合が少ない。この傾向は転換2年目畑においても同様に認められる。

つぎに、各土壌型の粒団分布について検討した結果をみると(表-4)、転換畑は一般畑に比べ粒団組成中に

占める2.0 mm以上の大粒団割合が高く、逆に0.25 mm以下の小粒団割合が少ない。とくに、その傾向は湿田型土壌で明瞭である。

一方、転換畑(褐色低地土)の同一圃場内で砕土性に極端な差異がみられたので、その要因について検討した。結果をみると(表-5)、砕土性良好な個所の土壌は砂含量が高く、土性がSLなのに対し、砕土性不良な個所の土壌は粒土含量が高く、土性もLiCである。さらに、土壌水分条件と土塊の圧碎強度の関係をみると(表-6)土性SLでは低水分より高水分で、また土性LiCでは逆に高水分より低水分で各々圧碎強度が高まる特徴がみられる。なお、耕起・砕土時の土壌水分と砕土率の関係について検討した結果(図-5)、pF1.6の高水分条件下での耕起・砕土では砕土率が著しく劣り、pF1.8で最も良好な砕土率が得られた。

以上の事象から、水田転換畑の砕土性は一般畑に比べるといずれも劣り、たとえ転換後2年を経過した砕土性良好な褐色低地土においても依然として砕土率が劣る傾向にあった。また、砕土性を支配する要因としては土性ならびに耕起・砕土時の土壌水分が複雑に関与しており、

表-3 一般畑、転換畑間の土塊分布の比較
(褐色低地土)

土 壌	土塊組成(耕起前, %)				
	2.0cm<	2.0~1.0cm	1.0~0.5cm	0.5cm>	
一 般 畑	2.1	6.1	20.7	71.1	
転換畑	初年目	27.7	19.7	15.6	37.0
	2年目	11.8	16.5	17.6	54.1

表-4 一般畑、転換畑間の粒団分布の比較

(中央農試, 1972)

土 壌	粒 団 組 成 割 合 (%)					
	5.0~2.0mm	2.0~1.0mm	1.0~0.5mm	0.5~0.25mm	0.25mm>	
転換畑	泥 岸 土	13.9	31.3	37.1	2.5	15.2
	グ ラ イ 土	29.7	34.5	21.3	5.5	9.1
	灰 色 低 地 土	21.4	20.1	19.8	8.0	30.6
	多 湿 ク ロ ボ ク 土	12.4	30.5	34.5	10.1	12.2
一般畑	灰 色 低 地 土	4.1	34.2	19.9	11.4	30.4
	褐 色 森 林 土	6.6	18.6	31.1	12.4	31.3
	多 湿 ク ロ ボ ク 土	2.7	13.4	42.2	17.2	24.5

表一 5 砕土性と土性との関係

(褐色低地土)

砕土性の良否	土塊分布(%)				粒径組成(%)			土性
	>20mm	20~10mm	10~2mm	2mm>	砂合計	シルト	粘土	
良	16.4	10.9	32.7	40.0	67.2	18.6	14.2	SL
不良	31.7	17.8	30.2	20.3	39.0	29.5	31.5	LiC

注) 転換3年目

表一 6 土塊の砕土性と土壌水分の関係

(褐色低地土)

土 壤	土 性	水分条件(%)	含 水 比(%)	20~40mm土塊の圧砕強度(kg/cdf)	2mm風乾細土の圧砕強度(kg/cdf)
砕 土 性 良 好 土	SL	WHC*の30	17.2	4.31	0.03
		" 50	28.6	7.73	0.14
		" 70	40.0	11.30	0.42
砕 土 性 不 良 土	LiC	WHC*の30	19.0	13.72	0.27
		" 50	31.7	6.40	0.75
		" 70	44.3	8.11	1.48

WHC * ; 最大含水量

土性によって耕起・砕土時の適正水分条件が異なることが示唆された。

3. 転換畑における畑作物の生育反応

1) 砕土性と大豆の生育・収量

圃場での砕土性の良否は土性および耕起・砕土時の土壌水分、作業機種などによって支配されるが、水田転換畑ではとくにこれらの影響が大きい。畑作物の生育に及ぼす土塊の影響をみると、1) 地表面に直径3cm以上の大土塊がないこと、2) は種機の操作される土層内に直径2cm以下の土塊が重量比で70%以上であることが一応の基準とされている。

そこで、土壌条件に恵まれた褐色低地土転換畑で砕土法の相違と発芽・苗立ち歩合および収量との関係を見ると(表一7)、普通ロータリー耕のみの砕土では大土塊の細塊化が困難で、直径2cm以上の土塊が50%近くも占めており、大豆の欠株率は15%にも達している。

一方、普通ロータリー耕にワイドロータリー耕を併用すると2cm以下の小土塊が70%以上に増加し、欠株率も2%以下に低下している。また、大豆子実収量もワイドロータリー耕を併用したものの方が明らかに高い。

以上のように、水田転換初年目畑ではかなり条件に恵まれた土壌でも砕土性に難点がみられるため、耕起・砕土にあたっては適切な土壌水分下での作業は勿論のこと、作業機種の選定などにも充分な配慮が必要である。

3) 排水性改善による生産性向上

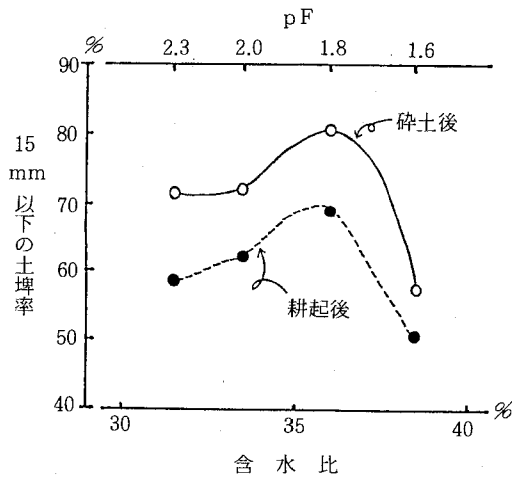
転換畑は一般畑に比べ地下水位が高いばかりか、作土の土壌構造の発達が悪いため作物の生育に必要な有効水分保持能の面で劣っている。そのため、粘性の強いグライ土転換畑などではしばしば干害や湿害が発生する。

図一6および図一7にグライ土転換畑における透水性改善対策について検討した結果を示した。

表一 7 砕土率と大豆の発芽・子実収量の関係

(褐色低地土)

砕 土 法 割	直径2.0cm以上の土塊割合	は種後36日目調査			10a当り収量	
		発芽(本/株)	欠株率(%)	根粒重(mg/株)	子実重(kg)	同 比(%)
普通ロータリー	53.7	1.8	15.0	4.7	295	100
ワイドロータリー	73.1	2.5	1.7	20.7	342	116



図一 5 耕起・砕土時の土壌水分と砕土性の関係(褐色低地土)

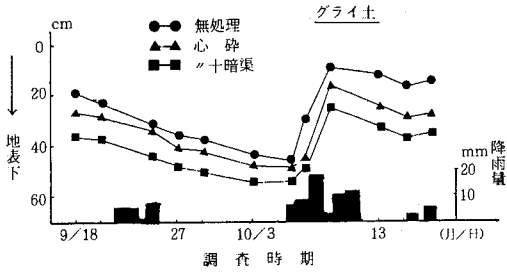


図-6 地下水位の推移 (中央農試, 1981)

それをみると、無処理（既設土管暗渠のみ）に比べ籾殻心破および籾殻心破+籾殻暗渠の両処理では地下水位が終始低く、かつ土壌水分pF値も高く推移し、圃場の乾燥が良好な様子がうかがえる。とくに、籾殻心破と籾殻暗渠の併用処理でその傾向が明瞭である。

つぎに、小麦および大豆の生育・収量に及ぼす透水性改善の影響をみると（表-8、表-9）、小麦の生育ならびに収量は籾殻心破+籾殻暗渠>籾殻暗渠>籾殻心破>無処理の順に子実収量が高く、明らかに透水性改善による増収効果大きい。また、大豆の生育・収量についてもまったく同様な傾向が認められる。

このように、地下水位の高い泥炭土、グライ土や下層土のち密度の高い灰色低地土などの転換畑では、籾殻心破や籾殻暗渠の施工によって圃場の排水性を促進し、土壌の乾燥化を図ることが畑作物導入上の前提条件となる。

さらに、暗渠の施工法も従来の土管暗渠のみでは効果が少なく、土管上に籾殻を埋め込む籾殻暗渠、心土破碎の亀裂部に籾殻を挿入する籾殻心土破碎、あるいはコルゲート管、バイドレンを用いた浅暗渠なども積極的に取り入れるべきであろう。

3) 作物別の地下水位ならびに耕起深に対する反応

転換畑に畑作物を導入する際に問題となる地下水位の影響を数種類の作物を供試して比較検討した。その結果をみると（表-10）、作物の生育・収量に及ぼす地下水位の影響は作物の種類によって異なり、水位40,60cmの2処理の範囲内においては、タマネギ、てん菜、の2作物は低水位（60cm）の方が高水位（40cm）より生育・収量が勝っている。それに対し、小豆では転換初年目では低水位が優位であるが、2年目以降では逆に高水位の方が増収する傾向がうかがえる。さらに、ポット試験でト

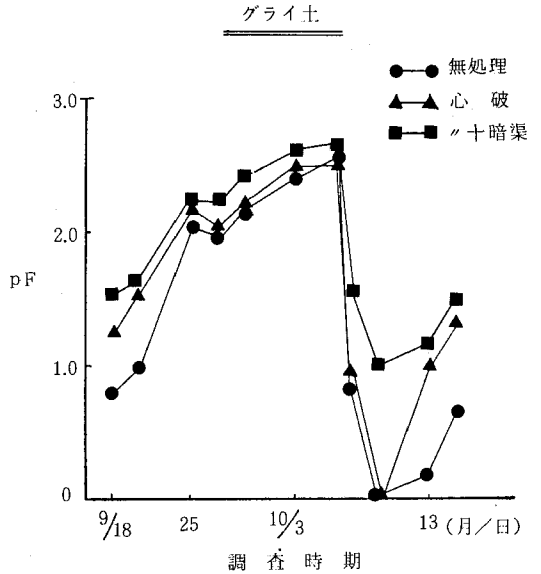


図-7 pF値の推移 (中央農試, 1981)

表-8 小麦の生育・収量に及ぼす透水性改善の影響

(中央農試, 1981)

処 理	生育調査		収量調査 (kg/10a)			
	稈長 (cm)	穂数 (本/m ²)	総重	わら重	子実重	同 比 (%)
無 処 理	91.3	452	721	386	335	100
籾殻心破	94.3	540	905	509	396	118
籾殻暗渠	95.2	571	985	559	426	127
籾殻心破 + 籾殻暗渠	95.0	588	1,016	571	445	133

マト、キュベツについて同様な試験（地下水位20,40,60cm）を行なった結果、トマトは高水位ほど茎葉重、根重および果実収量が増大しているが、キュベツではむしろ低水位ほど根系の発達が良い、かつ結球部重も明らかに高まっている。

一方、耕起法の影響をみると、深根性のてん菜では普通耕（15cm耕深）に比べ深耕（30cm耕深）の方が生育、収量とも上回っているが、他の作物（小豆、タマネギ、トマト、キュベツ）については根系発達の良化が収量増にまで反映していない。このことから、転換畑で深耕処理を実施するにあたっては他の対策（有機物、土壤改良資材、施肥量のバランスなど）も併せて講じる必要がある。

表-9 大豆の生育・収量に及ぼす透水性改善の影響

(グライ土)

処 理	生育調査 (7月30日)			収量調査 (kg/10a)		
	主茎長 (cm)	分枝数 (本/株)	乾物重 (g/m ²)	総重	子実重	同 比 (%)
無 処 理 区	47.7	4.2	234	606	303	100
籾殻心土破碎区	49.7	4.8	276	654	342	112

るものと判断される。

なお、転換畑（褐色低地土）における畑作物の収量性の年次推移を一般畑と対比してみると（図-8）、てん菜、小豆、タマネギ各作物とも終始一般畑に比べ転換畑の方が高レベルの収量を得ている。

したがって、褐色低地土のように立地条件に恵まれている水田転換畑で畑作物を栽培する場合には、転換初年目から高収が期待でき、しかも最低3年程度の連作が可能であると思われる。

4. まとめ

今までのべたように、土壤の立地環境からみた場合、水田転換畑は一般畑地に比べ土壤物理性に大きな欠陥がある。反面、転換畑の土壤肥沃度（とくにN的地力）は一般畑よりはるかに高レベルにあるため、通常は畑地化に伴って生産性が增大する。土壤の種類によっても異なるが、水田転換畑が一般に畑地として最も理想的な条件を備えるのは転換2～3年後であり、かつこの期間は一般畑では問題の多い短期連作も可能である。土壤の物理・化学・生物性などを中心とした根圏域土壤環境の変化、あるいは各作物の生産特性などの面からみて、田畑輪換サイクルをいかに効率良く決定するかが、寒地における汎用農地推進の今後の大きな課題といえよう。

引用文献

- 1) 久津那浩三・宮崎直美：北海道農試研報, 137, 107-124 (1983)
- 2) 前田要・山口正栄・盛時雄・小田切弘一：北農, 34, 32-39 (1969)
- 3) 前田要：北海道土壤肥料研究通信, 第20回シンポジウム, 11-21 (1973)
- 4) 前田要：圃場と土壤, 147, 11-15 (1981)
- 5) 前田要：北海道立農試研報, 42, 1-87 (1983)
- 6) 南松雄・前田要：北海道立農試集報, 29, 72-85 (1974)
- 7) 中野啓三：北陸農試報, 21, 63-94 (1978)
- 8) 中野啓三：土壤の物理性, 51, 17-21 (1985)
- 9) 竹中肇：土壤の物理性, 31, 24-28 (1975)
- 10) 関口明・和田順行・南松雄・前田要：北海道立農試集報, 29, 86-97 (1974)

表-10 収量に及ぼす水位、耕深の影響

作物の種類及び処理内容		年次別収量 (褐色低地土)					
		初年目	2年目	3年目	平均	同 比 (%)	
てん菜 (t/10a)	水位	40 cm	5.01	6.81	5.95	5.92	100
		60 cm	5.59	7.10	6.20	6.30	106
	耕深	普通耕	5.07	6.94	5.61	5.87	100
		深耕	5.53	6.97	6.53	6.34	108
小豆 (kg/10a)	水位	40 cm	288	368	352	336	100
		60 cm	311	330	342	328	101
	耕深	普通耕	288	357	354	333	100
		深耕	310	341	340	330	99
タマネギ (t/10a)	水位	40 cm	319	430	542	430	100
		60 cm	427	398	560	462	107
	耕深	普通耕	398	426	520	448	100
		深耕	347	403	583	444	99

表-11 野菜の生育・収量と地下水位の関係

～その1～

(上川農試, 1968)

処 理	ト マ ト			キ ャ ベ ツ			
	草丈 (cm)	茎葉重 (g)	根 重 (g)	最大外葉長 (cm)	根 重 (g)	同 比 (%)	
地下水位	60cm	181	162	34 (100)	53	334	100
	40cm	180	279	70 (206)	52	283	85
	20cm	187	305	97 (285)	54	256	77

～その2～

処 理	ト マ ト (kg)				キ ャ ベ ツ (kg)				
	上	下	計	同 比 (%)	外葉部重	結球部重	同 比 (%)	硬さ (mm)	
地下水位	60cm	1.7	0.5	2.2	100	1.7	2.5	100	21.0
	40cm	1.8	0.5	2.3	105	1.7	2.2	88	20.3
	20cm	1.9	0.5	2.4	109	1.7	1.2	48	18.0

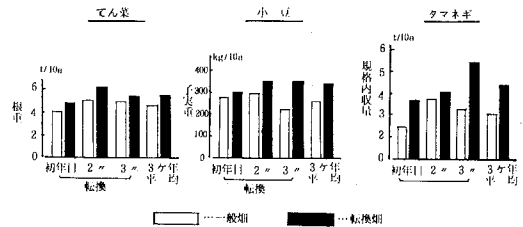


図-8 転換畑における畑作物の収量性 (褐色低地土)

転換畑の通気性と作物の生育

久津那浩三*

Relation between Plant Growth and Air Permeability
in Upland Fields Converted from Paddy Fields
Kozo KUTSUNA
Hokkaido National Agricultural Experiment Station

1. はじめに

水田土壌から畑土壌へ変化しようとする転換畑土壌の特異性から、転換畑における作物生育の不安定性が指摘されている。土地の立地条件、転換歴、土壌理化学性とくに土性や透水性などによって転換の難易がみられるが、転換困難な圃場では農作業が困難であるばかりでなく作物生育にも多くの障害をもたらす。これらの障害のうち透水不良に起因する湿害に関するものはかなり数が多いようである。

土壌の通気性に関する研究はわが国では数が少ないが、作物の湿害と通気性の間には極めて関連が深いとされている。転換畑における湿害問題を通気性の側面から検討する必要がある。

2. 転換畑における土壌理化学性の変化

畑転換により土壌理化学性はもとの水田土壌に対して大きく変化することが認められている⁽¹⁾⁽²⁾。作物の生育と土壌理化学性の関連を検討するためにはこれらの変化した測

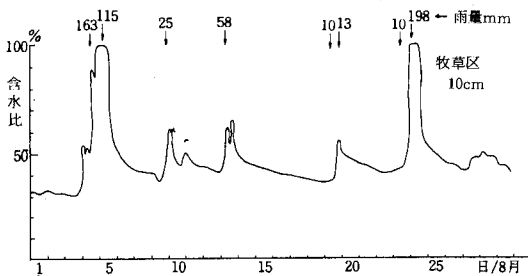


図-1 転換牧草畑の水分の変化 (1981)

定値の量的意義を知ることも重要であるが、作物生育期間中にその測定値の変化を追跡することがむしろ重要な場合がある。転換畑における通気性の変化をみる前に、まず含水比や三相分布などの一般的に測定される物理性の変化をみた。

透水の良い北海道農試転換畑で土壌物理性の変化を追跡した。まず含水比の変化であるが、図-1, 2にみられるように降雨の影響が大きく、降雨により直ちに増加するが、降雨後直ちに減少する。この傾向の現われ方は土層の深さ、圃場管理(耕耘の有無, 作畦状態)などによって異なっている。

つぎに三相分布の変化をみたが、一般に冬季休閑する

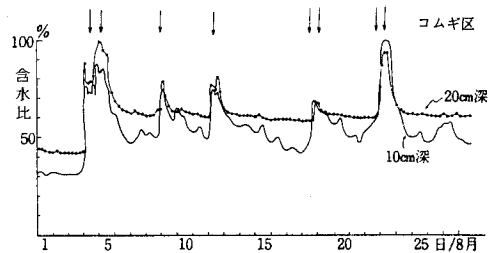


図-2 転換コムギ畑の水分変化 (1981)

注 図1, 2ともに2年目, 牧草畑は不耕起

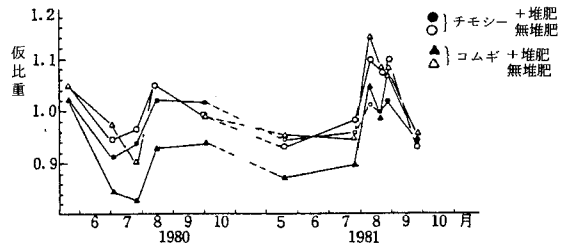


図-3 転換畑の仮比重の変化 (1981)

* 北海道農業試験場 (現 静岡大学農学部)

地域では春、耕起により仮比重は低下し、気相率は増大する。その後農作業など大きな変化のない限り、仮比重にも大きな変化はないと考えられる。いま、仮比重の変化を代表として図-3に示したが、降雨直後に測定すると増加し、その後土壌の乾燥とともに再び低下傾向を示している。測定期間中にたまたま100 mm以上の集中豪雨に遭遇することがあったが、その後仮比重は急激に増大し春の耕起前の数値よりも大となった。しかしこの場合もその後の土壌乾燥とともに仮比重の低下がみられている。

この傾向は土壌型を異にする他の圃場においても同様にみられたが、降雨後仮比重が増大するのは、降雨の状態によって構造破壊が起ったものと考えられる。しかしその後土壌の乾燥と共に仮比重が低下することについては原因がはっきりしない。これらの事実から土壌理化学性変化におよぼす降雨の影響はかなり大きいものと考えられる。仮比重ほど明らかではないが気相率、液相率についても変化がみられた。

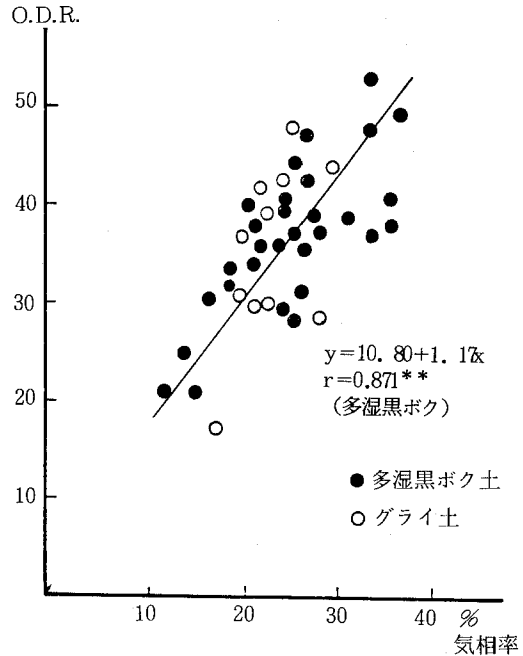


図-6 O.D.R.と気相率の関係

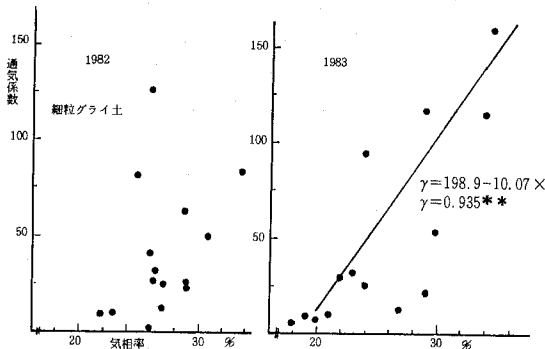


図-4 通気係数と気相率の関係

3. 通気性と土壌三相分布

降雨などにより土壌三相分布の変化することを認めましたが、このことは土壌通気性も変化するものと考えられ、通気性と三相分布の関係について検討した。

土壌の通気性をみるにはいろいろの方法がある。測定法について、それ自体の問題が残されているものもある。また実際に転換畑圃場で測定することについての問題もある。しかし、ここでは通気係数^{注1)}とO. D. R.^{注2)}について検討した。

図-4は透水不良の細粒質圃場の通気係数と気相率の関係のみたものである。転換2年目(1982)は碎土状態も極めて悪かったため両者の間に関連はみられなかったが、3年目には碎土状態も良好となり、両者の間に正の相関がみられている。

降雨前後を中心として通気性と土壌三相分布を並行して測定し、それらの結果を図-5, 6に示した。通気係数と気相率の間には明らかに正の相関がみられた。しかし同一圃場であっても測定年次、作物の相違(圃場管理の相違)などによって相関曲線は必ずしも一つの線にはならないようである。これらの解析は今後データの蓄積によりさらに検討する必要がある。O. D. R.についても同様の結果が得られている。

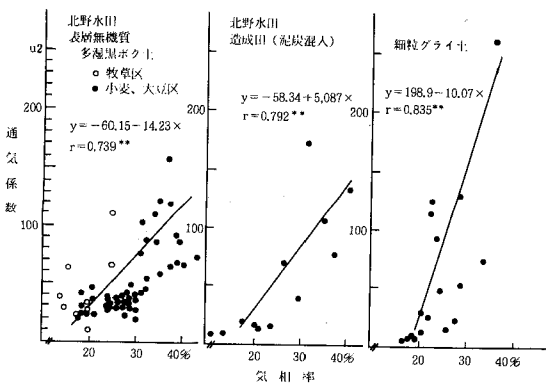


図-5 通気係数と気相率の関係

注1) 市販のガンメーターで測定
本報および図表に表示される単位は $\times 9.8697 \times 10^{-9}$ ボアーズ・センチメートル/秒・ダイン/cm²
注2) 市販のO. D. R. 計で測定、電極は標準銀電極および白金電極
本報および図表に表示される単位は全て $\times 10^{-8}$ g/cm³/min

表-1 降雨後の土壌理化学性の変化とえんばくの生育

項目	土 壌*		有 機 質		無 機 質	
	月 日	湿 部	乾 部	湿 部	乾 部	乾 部
含 水 比 %	7. 4	99.7	84.6	73.8	59.0	
	7. 6	102.0	85.2	82.2	64.7	
	7. 9	105.2	73.6	62.4	62.6	
	7.11	90.3	73.3	61.6	56.1	
気 相 率 %	7. 4	16.8	21.4	14.9	18.6	
	7. 6	11.5	22.9	8.0	17.7	
	7. 9	20.5	39.5	11.7	37.6	
	7.11	25.5	31.2	21.6	30.4	
仮 比 重	7. 4	0.585	0.619	0.870	0.714	
	7. 6	0.613	0.609	0.882	0.662	
	7. 9	0.535	0.528	0.833	0.602	
	7.11	0.566	0.597	0.822	0.686	
通 気 係 数 μ^2	7. 4					
	7. 6	6.9	12.9	7.4	20.6	
	7. 9	66.0	134.0	8.9	78.2	
	7.11	70.0	174.0	15.6	107.0	
O. D. R.	7. 4	13.0	23.8	20.0	17.3	
	7. 6	11.3	19.4	9.2	25.2	
	7. 9	17.8	35.6	21.1	42.2	
	7.11					
地 上 部 乾 物 重 g	7. 6	15.1	18.2	10.9	14.9	
	7. 6	1.3	2.4	1.2	1.8	

注* 造成圃場であり 有機質に富む部分は泥炭土を主としており、無機質部は客土の無機質沖積土を主としている。

4. O. D. R. と作物生育

土壌を非破壊的に、しかも簡便に測定できることから O. D. R. と作物生育との関係を見ようとした。

まず、えんばくを栽培している大型の転換畑圃場（無機質土を客土した多湿黒ボク土圃場）内に著しく生育を異にする部分があり、その両部分の土壌を対比して通気性、三相分布、含水比を測定した結果が表-1である。作物が湿害傾向を示す生育不良の個所は明らかに気相率も低く、通気係数、O. D. R. 値も低い。

転換畑圃場では作物生育の不安定性が指摘されているが、その1つの大きな原因が透水不良などによる通気性の悪化と考えられている。作物の湿害問題と通気性の関係を見るため、O. D. R. と作物生育の関係を見ようとした。

水田圃場内に枠を設け湛水した場合の平均水面（水深5cm）を標準として、枠内の土壌表面が5, 10, 15cm平均

水面より上になるように土壌を充填した。作土の厚さは15cmになるようなるべく充填度を一定にした。作土は黒色火山灰の畑土壌、下層土は火山砂とした。ここに小麦、とうもろこし、てんさい、大豆、小豆を植え付けこれらの出芽状況、約2ヶ月間の生育とO. D. R. の変化とをみた。

生育期間中のO. D. R. および田面水位（水深）の変化を図-7に示した。生育期間中のO. D. R. 値（電極挿入深度5cm）の変化は水位の高い5cm区では5~10であるのに対し10cm区では25~30, 15cm区間では30~35の範囲で変動した。O. D. R. の変化は水田の水位の変化よりは降雨の変化の影響の方が大きく、降雨後低下したO. D. R. 値はその後上昇するが、回復は水位の低い区の方が早くなる傾向がみられた。この場合電極の挿入深度を3cm, 10cmでも測定したが、何れも同一傾向を示した。ただしO. D. R. 値は標準の5cmに対して3cmの場合は高く, 10cmの場合には低い数値となった。

出芽状況は図-8に示したように、水位の低い区ほど出芽速度、出芽率が高く、この傾向はてんさい、とうもろこしで顕著であり、大豆では少なかった。10cm区と15cm区の差はてんさい、とうもろこしを除いてほとんどみられなかった。この出芽苗立率とO. D. R. 値の関係についてみると、出芽に対して好ましい数値は小麦は25以上; とうもろこし、てんさいは30以上、大豆、小豆は25以上と思われた。

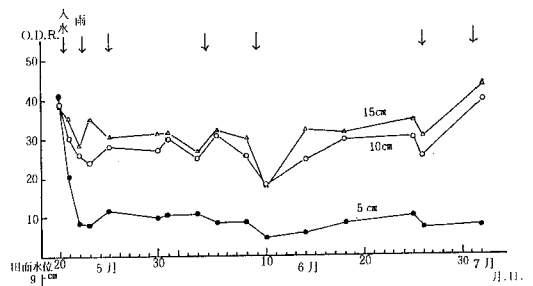


図-7 O. D. R. と田面水位の変化

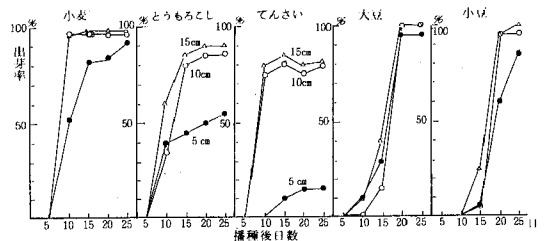


図-8 地下水水位と作物の出芽

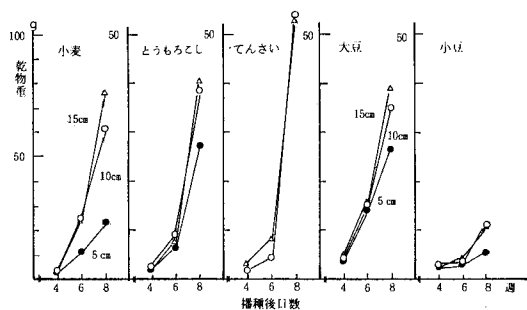


図-9 地下水位と作物の生育

注 調査株数は小麦50, 他は20である

作物の生育状況として草丈、乾物重の推移をみたが、草丈については何れの作物も水位の低い区ほど高くなる傾向を示した。乾物重については図-9に示したとおりであるが、5cm区が他の2区より明らかに低くなったが、他の2区間の差は小麦を除いて明らかではなかった。これらの結果、作物の初期生育に関してとうもろこし、小豆は25以上、小麦は30以上、てんさい、大豆は25~30以上のO. D. R. 値を保つことが必要とみられた。

5. 論議

畑転換により土壌理化学性は大きく変化する。転換当初、畑作の不安定性が指摘されているが、作物生育と土壌の性質との関連を検討する場合には、例えば土壌の理化学性について水田土壌より転換により変化した数値そのものを知ることも重要である。しかし作物生育期間中にその理化学性の変化を知ることの方がむしろ重要な場合が多い。このような観点で作物生育期間中の土壌含水比や三相分布など通気性に関連のある理化学性の変化をまず追究した。

これらの変化は図-1~3にみられるように中耕や除草などの土壌管理、作物の生育状況などの影響を除けば降雨による影響がもっとも大きかった。このことは降雨の前後における土壌理化学性の変化を重点的に追究することにより、圃場の理化学性の動きの概畧をある程度把握できるものと考えた。

またこの試験の過程で仮比重の変化をみたが、降雨直後には増大して、その後土壌の乾燥とともに再び減少することを認めた。このことは異った土壌型の圃場でも同様にもみられた。降雨直後に増加することは構造破壊などが原因として考えられるがその後土壌の乾燥とともに再び減少することについては原因が明らかでなく、さらに検討する積りである。

つぎに土壌通気性と三相分布や含水比などとの関連である。転換畑作の不安定性の1要因が透水性不良ともなう土壌通気性の不良とされているが、通気性を如何なる手法でとらえるかという点については測定方法そのも

のについても論議があると思はれる。ここでは通気係数とO. D. R. を測定することとした。図-4~6にみられる通気係数、O. D. R. とともに気相率と正の相関を示した。このことは作物生育期間中に通気性も変化し、他の理学的性質の変化とも重要な関連を示すものと思はれる。

この場合に問題になるのは図-4にみられるように転換後の経過年数の浅い場合、とくに排水不良の粘質土壌の圃場では通気係数と気相率に相関がみられぬことである。その後年数経過とともに碎土性も良好となるが、その時点で相関はみられるようになる。つまり土壌条件が極めて不均質なための問題と理解される。この点に関して安田は通気係数の測定に際して均質土壌でのみ適用可能であるとしている。しかし転換当初の土壌理化学性を測定するについては通気係数のみでなく、他の測定項目についても程度の差はあっても同じ問題があると考えられる。

このように転換畑のような不均質の条件下での測定を考える場合には、測定点数の増加、測定値の変動係数の推移、あるいは何種類かの測定項目の総合判断などをみないと適確な判断は下せないと考えられる。この時点でO. D. R. は土壌を非破壊の状態、簡便に数多く測定できる点で有利と考えられた。このためO. D. R. を中心として作物生育との関連を追究した。

作物生育とO. D. R. の関係については Stolgy Letey⁵⁾により詳しく述べられているが、本邦においても安田⁶⁾がインゲンにつき、中島田⁷⁾、土屋⁸⁾らはてんさい、阿江⁹⁾は大豆について報告を行ない、O. D. R. の適用の有効なことを述べている。しかし作物の種類や生育時期によって通気性に対する反応は異なり¹⁰⁾、また実際の畑では深さによる通気性の相違、悪化の反復の影響などにより一律の基準値の設定を困難にしている。しかしこれらの問題に関してはデータの蓄積がまず必要であり、作物別、生育時期別のO. D. R. と作物生育の関係を探ることが要求される。

転換畑を想定して地下水位を調節した枠試験での結果は地下水位の高低により、まずO. D. R. の基準数値がきまり、あとは降雨により多少の変動がみられた。この結果から考えれば降雨前後のO. D. R. 値を把握することによって土壌や水管理の指標を得ることは十分可能なものと考えられた。この試験の結果、出芽時に必要とするO. D. R. 値は小麦では25以上、とうもろこし、てんさいは30以上、大豆、小豆では25以上が好ましく、生育初期では小麦30以上、てんさい、大豆は25~30以上、とうもろこし、小豆は25以上が好ましいと考えられた。

6. まとめ

土壌の通気性、とくにO. D. R. の測定については簡便であり、土壌を非破壊的に測定できる点に有利性をもつ。作物生育との間にも関連性がかなり明白に認められ土壌の乾湿問題にかかわる土壌診断などに有力な指標を提供するものと考えられる。

しかし関連データの蓄積は少なく、基準値を設定する段階に至らず、その意味ではO. D. R. の真の評価は困難であるかも知れない。作物生育期間中の乾湿条件を知り、転換畑の湿害を防止する意味でこれら関連データの早急なる蓄積が先決と考えられる。

7. 引用文献

- 1) 久津那浩三・宮崎直美：水田の畑転換による土壌の理学性の変化，北海道農試研報，137,107～125（1983）
- 2) 久津那浩三・関矢信一郎・宮崎直美，古賀野完爾：水田の畑転換による土壌の化学性の変化，北海道農試研報，138, 15～30（1983）
- 3) 久津那浩三・宮崎直美：北海道における水害と水稲被害—土壌肥料面からの問題，北海道農試研資料，22, 11～24（1983）
- 4) 安田環・大崎玄佐雄：土壌空気に関する研究（第2報），東近農試研報，24,94～104（1972）
- 5) Stolgy L. H. and Letey, J. : Measurement of oxygen Diffusion Rate with the Platinum

Microelectrode III. Correlation of Plant Response to Soil Oxygen Diffusion Rates. Hilgardia, 35, 567～576（1964）

- 6) 安田環：土壌空気に関する研究（第3報），土肥誌43,223～229（1972）
- 7) 中島田誠・福原道一・林成周：十勝畑土壌の通気性に関する研究（第1報）—湿性土壌の通気性，土肥学会要旨集，22, 96（1976）
- 8) 土屋一成・塩崎尚郎・中島田誠：地下水位の高さとてん菜の生育，土肥学会要旨集29,223（1983）
- 9) 阿江教治：土壌空気，土壌の物理性，50,81～88（1984）
- 10) 森哲郎・小川和夫：土壌空気と作物の生育，土壌の物理性，19,13～19（1968）

質疑応答

多田（筑波大学）：気相率と通気性の関係の中で、作物によってばらつきがあるということですが、土壌構造との関係はいかがですか。

また、わく試験における田面水上5 cm, 10 cm, 15 cm区の気相率はどの程度違うのですか。

久津那：作物によって耕起法が異なることが最も大きなばらつきの原因だと思います。また根系の違いも関与していると思われます。2つめの御質問については、測定していないのではっきりわかりませんが、田面水上の高さに関連して気相率は変化するでしょう。

転換畑土壌中の水分移動

長谷川 周一*

Soil Water Movement in Upland Fields Converted from Paddy Fields
Shuichi HASEGAWA

National Research Institute of Agricultural Engineering

1. はじめに

農地の好適条件が水田や畑の改善目標としていくつか提案されており、土壌物理に関連する項目もいくつか含まれている。例えば、水田の作土は15cm以上に対し、畑の作土は25cm以上であり、畑の透水性や有効土層厚は水田と比べ約2倍の値が提案されている²⁾。一方、畑のみについても、粗孔隙は5%以上、気相率18%以上、硬度24mm未満等があげられている³⁾。ところで、現在の薄い水田の作土を厚くするためには、一度に深耕してもだめで10年計画でやるべきであると言われている⁴⁾。したがって、畑に転換したとき、深耕によって水田心土が転換畑の作土に急激に変化する訳でもない。

転換畑もしくは田畑輪換が可能な汎用農地については、上記の畑の物理的条件にくわえ、地下水条件、排水条件の整備が要求される。一方、均一な土壌に対して適用されてきた土壌物理を、暗渠施工が行なわれてたり乾燥亀裂の発達した圃場の物理性にそのまま応用出来ないこともある。そのため、現状の転換畑においては、目標値の決定、解釈、達成にはいくつかの問題を含んでいる。

本報告では、乾湿害を受け易い粘土質転換畑土壌と、典型的な畑の1つである関東ローム普通畑とを対比させて、土壌中の水の動きの特徴を実測値を含めて明らかにする。また、この結果をもとに、転換畑に要求される条件、目標値について、2～3の問題点を考察した。

2. 粘土質転換畑土壌と関東ローム普通畑土壌の物理性

粘土質転換畑としては、沖積水田の心土を充填して1977年に造成された、大きさが30×70m、深さが65cmの

有底（ビニール製）ライシメータを用いた。ライシメータ中央には、長辺に沿って本暗渠が施工されており、管上には疎水材としてモミガラが作土直下まで充填されている。1980年2月に弾丸暗渠が本暗渠に直交するように1.2m間隔で施工され、同年夏作よりダイズ畑に転換し、以後、夏作はダイズ、冬は裸地とした。作土層の厚さは、1980年の10月時点で12cmであり、1984年まではほとんど変化しなかった。

関東ローム畑は、農業土木試験場内の普通畑である。ロータリー耕で耕耘しているため、作土の厚さは15cmと薄い。暗渠等の排水改良施設はない。図-1に、粘土質転換畑（以下粘土と略す）と関東ローム畑（以下ロームと略す）の土層断面と物理性を示した。粘土はロームと比較して、pF3.0以下の保水量が少ない。粘土の水分

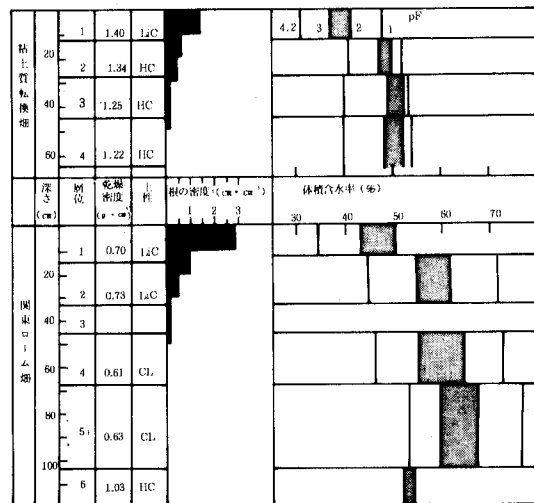


図-1 粘土質転換畑と関東ローム畑の物理性の違い (1982)

* 農業土木試験場

表一 畑の物理性とその改善目標

	地力増進法による改善目標	粘土質転換畑	関東ローム畑
作 土 の 厚 さ(cm)	25以上	12	15
主要根群域の緻密度(mm)	22 "	23	20
主要根群域の粗孔隙量(%)	10 "	1	2
主要根群域の易有効水分保持能(mm)	20 "	11	39

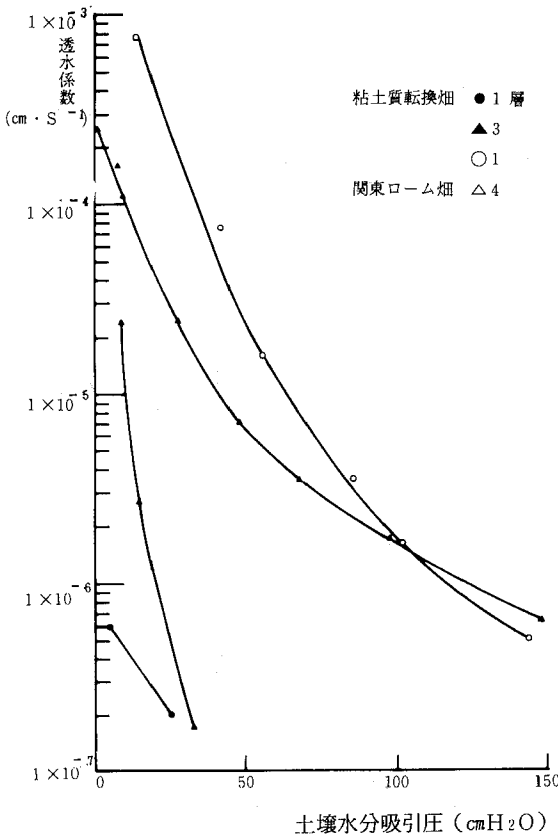


図-2 粘土質転換畑と関東ローム畑の透水係数の違い

保持特性は1980年秋と1982年秋とではほとんど変化がなく、1983年の調査ではビニール底に達する亀裂が発達していた。通常の管理では、転換畑の土壌の変化は耕土層に限定され、転換2年程度では水田の基本的な性格は失なわれなければならないと言われている⁵⁾。表-1は、地力増進法の畑の基本的な改善目標とこれらの土壌とを対比させたものである。粘土ではすべて改善目標以下である。主要根群域は、地力増進法では地表下40cmまでの土層としているが、吸水の観点からは根の密度の限界は $0.5 \text{ cm} \cdot \text{cm}^{-3}$ と考えられており⁶⁾、図-1を参照すると粘土、ロームとも20cmである。粗孔隙量は毛管飽和からpF1.5までの孔隙の割合、易有効水分はpF1.8からpF2.7の水分量差から計算される値である。

図-2に粘土とロームの透水係数と吸引圧の関係を示

す。透水係数はRichardsの定常法⁷⁾により測定した。図には両土壌とも2つの層の値を示しているが、ロームの第6層を除き、両土壌の各層とも図と類似の傾向を示した。つまり、粘土の透水係数は $-30 \text{ cm H}_2\text{O}$ (pF1.5)で $1 \sim 2 \times 10^{-7} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ まで低下するのに対し、ロームのそれは $-100 \text{ cm H}_2\text{O}$ (pF2.0)においてもほぼ $10^{-6} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ のオーダーを維持するという大きな差異が読みとれる。

3. 排水

排水は、土壌への新たな水の供給が絶たれた後の重力による水移動を言う。一方、地下排水は過剰水の排除を意味しており、地下排水には降雨による浸透が加わることもある。そこで、内部排水と地下排水とを分けて考えることにする。

内部排水とは、初期に土層全体が飽和している条件から始まる水の流れである。1例として、地表まであった水面が急激に地表下60cmまで低下したと仮定して、粘土、ロームの排水の特徴を追跡してみよう。内部排水は、考えている水分領域で水分拡散係数は一定、吸引圧と体積含水率は1次の関係で表現されるという仮定のもとでポテンシャル方程式を解くことにより、次式で表わされる⁸⁾。

$$\frac{V}{V_{\infty}} = 1 - \frac{8}{\pi^2} \exp\left(-\frac{D \pi^2 t}{4 L}\right) \quad (1)$$

ここで、Vは排水開始後t時間の間に単位面積の土から排水される水の量、 V_{∞} は無限時間後に排水される全排水量、Dは水分拡散係数、Lは土柱の長さである。図-1に示したように粘土、ローム圃場とも成層化しているが、ここでは両土壌の内部排水の特徴をみるため、粘土の第3層、ロームの第4層に(1)式を適用した。水分拡散係数は透水係数と水分容量から求め、吸引圧が $30 \text{ cm H}_2\text{O}$ の時の値を採用した。水分拡散係数は、粘土で $1.4 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 、ロームで $2.4 \times 10^{-2} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ であった。計算結果を図3に示す。全排水量はロームで 14.0 mm なのに対し、粘土ではわずか 2.7 mm しかなく夏期のダイズの日蒸発散量より少ない。排水速度は、ロームでは排水開始後2日で90%以上の排水が行なわれるのに対し、粘土では50%の排水が行なわれるのに約1週間、90%の排水には約1ヶ月を要する。

転換畑土壌中の水分移動

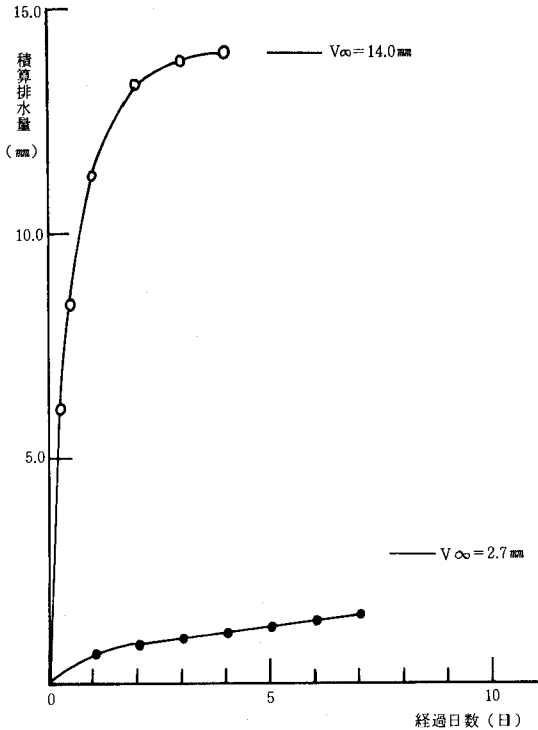


図-3 内部排水による積算排水量の推移
 ・関東ローム畑 ・粘土質転換畑

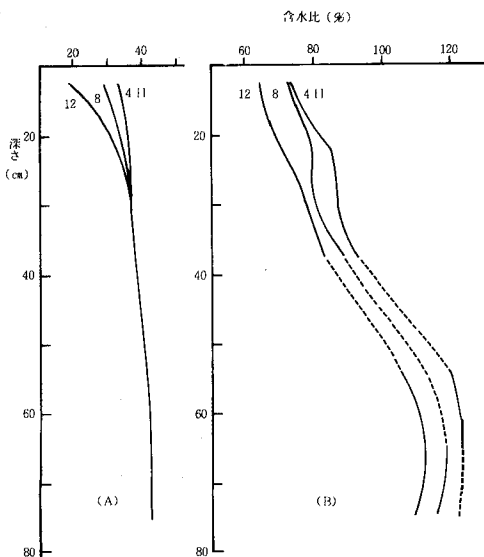


図-4 降雨後の深さ別含水比の変化 (1982)
 (A) : 粘土質転換畑 (B) : 関東ローム畑
 (図中の数字は8月の日付)

図-4は、1982年7月30日から8月3日までの103 mmの降雨後の土壌水分を直接採土法で測定した含水比分布図である。8月7日には5 mmの降雨があった。ロームで

は排水により、また表層は蒸発散の影響で土壌水分が減少するのに対し、粘土では蒸発散により表層の土壌水分が減少するのみで、心土においては排水に伴う含水比の変化は約1週間の間では生じていないとみなされる。なお、ロームの含水比の破線は欠測部分である。

以上のように、内部排水の計算および圃場の測定から明らかなことは、ロームと比較して粘土では土層に保持される排水可能な水分量が極端に少なく、排水速度が非常に遅いことである。したがって、粘土の心土では排水路水位を低下させても気相率の増加は期待出来ない。そのため、畑作物の根は心土に発達した亀裂面を除くとほとんどみられない。

次に、地下排水を粘土を対象として考察してみる。粘土質転換畑の暗渠排水量は、内部排水と比較して非常に大きいことが多い。図-5に、粘土ライシメータにおける降雨-暗渠排水量の関係を示す。ライシメータは有底であるため、地中に入った水はすべて暗渠により排水される。ピーク排水量は $40 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ に達している。このような大きな排水量は、不飽和領域の水移動が主体である内部排水とは別に、地下排水が乾燥亀裂、弾丸暗渠等の粗大孔隙(マクロポア)を主体とした流れであることを意味している。乾燥亀裂が排水に大きく寄与することは、粘土質水田の排水において強調されてきた^{9,10,11)}。しかしながら、亀裂等が含まれる不均一土壌中の水移動の研究は未だ確立しておらず、いくつかの注目すべき研究や総説がみられるもの^{12,13,14)}、土壌物理解分野の残された大きな課題である。

粘土の地下排水が亀裂網を通して行なわれることは疑いが無いが、ここでは、このような水の流れに対してもダルシー流的な取扱いが可能と仮定して、粘土圃場の透水係数を求めることにする。計算には、定常状態で排水が行なわれているとき、暗渠の間隔を決定するために用いられるHooghoudtの式を適用した。この式は、自由水面を持った土層中を暗渠に向けて、水が水平方向に移動すると仮定して導入される。暗渠管が不透水性のビニール上にあるので、Hooghoudtの式は次のように表わされる¹⁵⁾。

$$k = \frac{q S^2}{4 (H_1^2 - H_2^2)} \quad (2)$$

ここで、 k は透水係数、 q は暗渠からの排水量、 S は暗渠の間隔、 H_1 はビニール面から測定した暗渠の中間($S/2$)の水位、 H_2 は暗渠管上の水位である。いま、暗渠の中間の水位が地表面に等しく、暗渠管上の水位がゼロと仮定し、 q 、 S 、 H_1 としてそれぞれ $40 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 30 m 、 65 cm を代入すると、この粘土圃場の透水係数は $2.5 \times 10^{-2} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ となる。透水係数のこの値は砂とほぼ同程度の大きさである。一方、土壌中に入った水が動水勾配1で降下浸

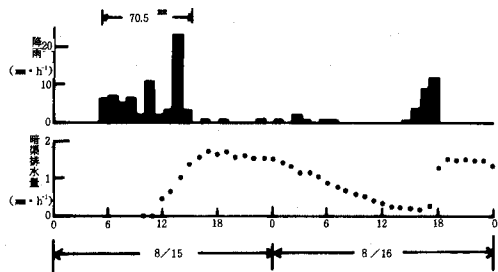


図-5 粘土質転換畑における降雨-暗渠排水量(1983)

透するとみなしたとき、 $40\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ に相当する透水係数は $5 \times 10^{-5} \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ となり、Hooghoudtの式から計算される値に比べて3オーダー小さい。暗渠間隔が30mで、しかも、暗渠が十分機能している事実は、この粘土質転換畑の圃場の透水係数は砂と同程度の 10^{-2} のオーダーであると考えるのが妥当である。

地下の排水が亀裂によって行われると仮定したときの亀裂の巾と間隔を次に推定してみる。土壌を毛管の集合とみなし、土壌水の運動にHagen-Poiseuille式を適用したモデルは多い^{16,17)}。また、マクロポアにHagen-Poiseuille式を適用した例もみられる¹²⁾。そこで、第一近似として亀裂を平板とみなし、平板間のHagen-Poiseuille式を適用して亀裂の巾と間隔を計算した。平板間のHagen-Poiseuille式は(3式)で与えられる¹⁸⁾。

$$Q = \frac{2}{3} \cdot \frac{h^3}{\mu} \left(-\frac{dp}{dx} \right) \quad (3)$$

ここで、 Q は流量、 h は平板間の距離(亀裂の巾)の半分、 μ は水の粘性、 $(-dp/dx)$ は圧力勾配である。暗渠疎水材に向って水が、ビニール底に達する巾2h、間隔 d の垂直亀裂中を水平方向に流れ、暗渠排水量が q であるとき、(3式)は次のように変形される。

$$q = \frac{4}{3} \cdot \frac{h^3 \cdot g}{S^2 d \mu} (H_1^2 - H_2^2) \quad (4)$$

そこで、Hooghoudtの式を適用したときと同様、暗渠管上での水位 $H_2=0$ 、暗渠の中間での水位 $H_1=65\text{cm}$ とし、 $q=40\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ を代入すると、亀裂の間隔が15~100cmの範囲にあるとき、亀裂の巾は0.5~0.9mmとなる。水の流れが亀裂の中でも幅の狭い部分で規定されることと、圃場の亀裂発達状況から、亀裂の幅はオーダー的には妥当と思われる。(4式)では、垂直亀裂は間隔 d で平行に発達し暗渠と直交すると仮定しているが、多くの亀裂は互いに結合し合っており、幅の広い所では乱流も生じていると考えられる。一方、亀裂の中には孤立していて排水に関与しないものも存在する。したがって、上記のHagen-Poiseuille式の適用はあくまで第一近似である。

以上のように、亀裂が発達した粘土質転換畑の地下排水では、典型的な水みち排水が行なわれており、暗渠、弾丸暗渠施工、畑としての利用により、圃場の透水性は砂と同程度になるまで改良されている。そして、対象とする土壌の体積が圃場全体というように大きくなると、流量が圧力勾配の1次関数で表現されるダルシーの法則やHagen-Poiseuilleの式が成り立っているようである。内部排水と地下排水の2つの排水現象の比較より、粘土質水田を畑に転換することで地下排水性の向上は短期間に期待出来るが、内部排水を規定する土壌の保水性、不飽和透水係数のような土壌構造の変化を伴う土壌改良には時間のかかることがわかる。

4. 蒸発散

作物の蒸散が盛んに行なわれるためには、その根が土壌中深くまで発達していること、多くの根が分布する作土中に植物が利用出来る水分が豊富にあること、および心土から作土に向って十分な水が供給されることが必要である。これらのうち、前二者は図1等で触れたので、ここでは三番目の問題に焦点をあてて粘土とロームとを比較してみる。蒸発散に伴う上向き水分の流れはほとんど不飽和状態で生じるため、浸透や地下排水に大きく寄与してうち亀裂等の大孔隙は水の流れに関与しなくなり、代ってより小さな間隙中の水移動の速さが重要となってくる。図-6に、吸引圧が $1,000\text{cmH}_2\text{O}$ ($pF3.0$)までの透水係数を示した。ロームは作土の充填土で、粘土は第3層の不攪乱土で代表させた。低吸引圧側の透水係数はRichardsの定常法⁷⁾、高吸引圧側のそれはDoeringのワンステップ法¹⁹⁾で求めた。両土壌を比較すると、低吸引圧側では透水係数に大きな差異が認められるが、吸引圧が $1,000\text{cmH}_2\text{O}$ では両者の差は小さいことがわかる。しかし、ロームに比べ粘土の飽和度は依然として高い(図-1参照)。

心土から作土に向う水の流れ易さを比較するため、最も単純な例として、土壌面蒸発が定常状態で生じている場合を考えることにする。地表面の土中水分吸引圧 p と地下水面までの距離 Z との関係は、ダルシーの法則を積分することにより次第で与えられる²⁰⁾。

$$Z = \int \frac{1}{1+q/k} dp \quad (5)$$

ここで、 q は蒸発速度、 k は透水係数である。境界条件は、地下水面上($z=0$)で $p=0$ である。図-6に示した粘土とロームの透水係数は、吸引圧の関数としてそれぞれ次のように近似させた。

転換畑土壌中の水分移動

粘土

$$k = \frac{1.8 \times 10^{-4}}{P^2 + 1.8} \quad (\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (6)$$

ローム

$$k = \frac{7}{P^3 + 2300} \quad (\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (7)$$

(6)又は(7)式を(5)式に代入した結果を図-7に示す。例えばロームでは、日蒸発量が6mmのとき、地下水位が地表下100cmの所にあっても地表の土壌水分吸引圧は150cm H₂O程度である。一方、粘土では、日蒸発量が3mmのとき、地下水位がほぼ10cmであっても地表の土壌水分吸引圧は数100cm H₂Oに達する。図-8は、圃場に埋設したテンシオメータの挙動と室内試験より得られた不飽和透水係数を用いて圃場における上昇流を計算した結果である。粘土はロームと比較して、上昇流が吸引圧の増加とともに急激に低下する。

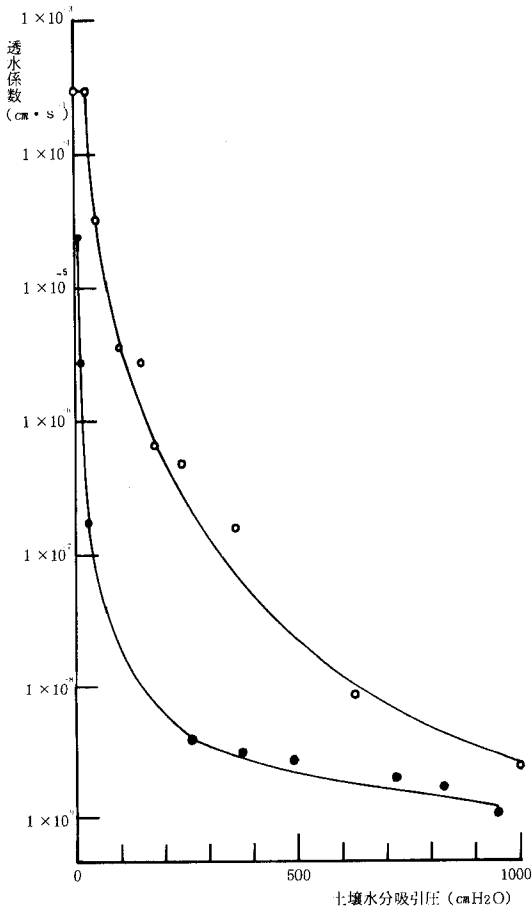


図-6 透水係数と土壌水分吸引圧との関係

- ・関東ローム作土 (充填土)
- ・粘土質転換畑 (不攪乱土)

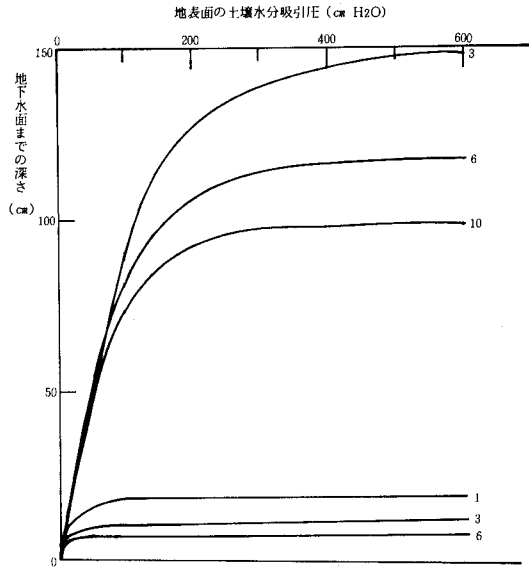


図-7 地表面の土壌水分吸引圧と地下水面までの深さ上の3つは関東ローム作土 (充填土), 下の3つは粘土質転換畑 (不攪乱土)
図中の数字は日蒸発量 (mm)

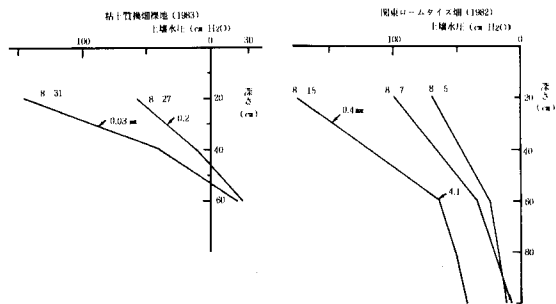


図-8 圃場における土壌水圧と上昇流の速さ

以上の結果から、ロームでは、地下水位を調節することにより根群域内の土壌水分吸引圧を制御出来るのに対し、粘土では、地下水位により土壌水分吸引圧を制御することが出来ず、地表面近くは過剰に乾燥しても、その下は飽和に近いという状態が生じる。また、作土が薄く有効水分が少ないことにくわえ上昇流が小さいことは、粘土質転換畑において干害が起り易いことを意味する。このように、不飽和土壌水の運動理論を蒸発散に適用することにより、実際の農地の水分状態や変動をかなり良く説明することが出来る。

5. 転換畑を推進するにあたっての問題点

保水性、透水性が大きく異なる粘土質転換畑土壌と関東ローム普通畑土壌を用いて、土壌中の水移動の特徴を

明らかにして来た。そこで、これまでの結果をふまえて、転換畑に要求されている地下水位と排水の目標値について若干の考察を加えてみたい。

a. 地下水位目標

地下水位の深さは、根群域の空気量を確保し土壌の過湿化を防止するため、転換畑にとって最も重要な条件の1つとなっている。地下水位の目標値としては、降雨後2～3日で地表面下40～50cm、常時地下水位は地表面下50～60cmや²¹⁾、これと類似した数値が提案されている²²⁾。一方、畑作物根の伸長と土壌空気量との関係より、地下水位を50cm以深とした提案²³⁾もある。しかしながら、転換畑に地下水位の目標値を設定することに問題点も認められる。第1に、地下水位と作物生育に関する試験によると、生育に好ましい地下水位が、例えばダイズの例では20cmから60cm以上と変動し一定してないことである²⁴⁾。第2に、地下水位の目標値は、通常の方法により地下水面の測定が要易な土壌、つまり、地下水位の制御が可能な土壌に対して成り立つ。しかし、今まで述べて来たように、粘土質転換畑の心土では地下水面を考へても根の生育環境にとってほとんど意味がない。第3に、地下水位の目標値はもっぱら根群の土壌水分を過剰にしないという面からとらえられており、作物の干害と関係が深い土壌中に貯留される有効水分についての考慮が払われていないことである。以上のような問題点は、特に、作土、耕盤、心土と成層化した土壌の不飽和状態の水移動が十分に考慮されていなかったこと、転換畑の根群分布の調査が不十分であることに大きな原因がある。地下水位の目標値は一義的に決定出来ないことは今までの議論で明らかであり、土壌によっては、地下水位の目標値そのものが意味を持たないこともある。今後更に検討する必要がある。

b. 排水目標

転換畑の暗渠排水量の目標値としては1日50mmが提案されている²⁵⁾。また、排水路水位については、常時排水路水位は暗渠の吐出口以下であること、降雨時の高水位は圃場面より20cm以上低いこと、最高水位でも圃場面を越えないことが1つの目標値として提案されている²²⁾。暗渠排水量の目標値には、降雨後の地表湛水をどの程度許容するかと言う問題が含まれるため、ここでは触れないことにし、排水路水位と暗渠排水量について若干の検討を行ってみる。

暗渠埋戻し部の水位が排水路水位と等しいと仮定して、地下排水に用いた(2)式を適用してみる。田面から排水路水面までの位高差を h とすると、 $h = H_1 - H_2$ で表わされる。この関係を(2)式に代入すると次式が得られる。

$$q = \frac{4k}{S^2} (2h H_1 - h^2)$$

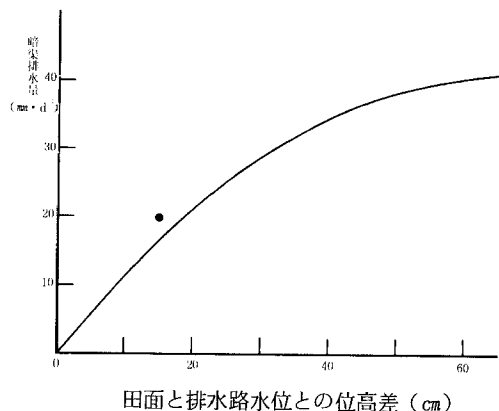


図-9 暗渠排水量と排水路水位との関係
・実測値

粘土ライシメータで得られた数値を(8)式に代入し、図示すると図-9のような2次曲線となる。排水量の増加率は、排水路水位が高いときの方が大きい。粘土ライシメータに浅く湛水し、排水路水位を土直下の15cmに設定したときの暗渠排水量は、図中に黒丸で示すように最大排水量 $40 \text{ mm} \cdot \text{d}$ の約半分であった。暗渠排水量と排水路水位の実測例は少ないが、この関係が1次直線で近似される例も多い²⁶⁾。(8)式は排水現象を単純化しているが、暗渠排水量と排水路水位との関係が2次曲線であるとすれば、降雨時の排水路水位を比較的高く設定してもかなりの排水量が見込めることになり、地区全体の排水計画にも影響を与えるであろう。

6. 今後の課題

粘土質転換畑の土壌中の水移動を関東ローム普通畑と対比させながら検討して来た。作物生育の立場から考えると、粘土の水分環境は劣悪で、ロームの水分環境は非常に良好である。したがって、多くの転換畑土壌の水分挙動はこの両者の間にほぼ入ってくると考えられる。そこで、水分移動の立場から転換畑、汎用農地の生産性、改良方向についての分類を行うことが必要であろう。また、田畑輪換を行った場合の土壌の変化、透水性の変化等の研究も今後十分に行う必要がある。そして、亀裂や弾丸暗渠等を含む不均一な土壌中の水の流れを明らかにすることが、これらの問題の把握や類型化にとって不可欠であろう。

謝 辞

本報告は、農林水産省の「転換畑を主体とする高度畑作技術の確立に関する総合的開発研究」で得られた成果をもとに若干の考察を加えたものである。また、一部には、茨城大学の佐藤泰一郎君(現東京大学)との共同研

究で得られたデータを使用した。記して謝意を表します。

引用文献

- 1) 地力増進法 1984年11月
 - 2) 構造改善局編 1984年. 土地改良事業計画設計基準, 計画・土層改良. 農業土木学会. p24
 - 3) 多田敦・河野英一・駒村正治. 1979. 農業土木技術者のための土壌の知識とその応用(その4). 農土誌 47 : 359 - 366
 - 4) 川田信一郎. 1984. 稲の根. 山崎農業研究所所報 41 : 4 - 11
 - 5) 渡辺春朗. 1979. 田畑輪換に伴う土壌の変化. 土壌の物理性 39 : 18 - 29
 - 6) Passioura, J. B. 1982. The role of root system characteristics in drought resistance of crop plant. *in* Drought resistance in crops with emphasis on rice. The International Rice Research Institute Los Banos Laguna. Philippines. pp71 - 82
 - 7) Richards, L. A. and D. C. Moore. 1952 Influence of capillary conductivity and depth of wetting on moisture retention in soil. *Trans. Amer. Geophysical Union* 33 : 531 - 540
 - 8) Gardner, W. R. 1962. Approximate solution of non-steady state drainage problem. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26 : 129 - 132
 - 9) 山崎不二夫・竹中肇・田淵俊雄・多田敦 1964 粘土質水田の暗渠排水における心土亀裂の役割. 農土研 32 : 151 - 159
 - 10) 田淵俊雄. 1966. 粘土質水田の排水に関する研究. 農土論集 18 : 7 - 11
 - 11) 根岸久雄・多田敦・古木敏也・守屋貢・渋谷勤治郎 菅原和夫・上村春美. 1972. 重粘土地帯水田の土層改良と用排水組織に関する研究(1). 農土試報 10 : 43 - 94
 - 12) Bouma, J. and J. L. Anderson. 1973. Relationships between soil structure characteristics and hydraulic conductivity. *in* Field soil water regime. SSSA Special publication Series. No 5. pp77 - 105
 - 13) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫. 1983. メチレンルートレーザー法による水みちの分布状態. 土肥誌 54 : 490 - 498
 - 14) Beven, K. and P. Germann. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18 : 1311 - 1325
 - 15) 福田仁志. 1965. 排水工学. 養賢堂東京. p181
 - 16) Childs, E. C. and N. Collis - George. 1950. The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc. Ser. A.* 201 : 392 - 405
 - 17) Mualen, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 2 : 513 - 522
 - 18) 高野暲. 1975. 流体力学 岩波書店東京. p195
 - 19) Doering, E. J. 1965. Soil-water diffusivity by the one-step method. *Soil Science* 99 : 322 - 326
 - 20) Gardner, W. R. 1958. Some steady-state solution of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science* 85 : 228 - 232
 - 21) 構造改善局編. 1979. 土地改良事業計画設計基準, 計画・暗きょ排水. 農業土木学会 p13
 - 22) 根岸久雄. 1981. 水田利用再編のための転作技術2. 排水. 農業技術 36 : 529 - 538
 - 23) 大久保隆弘. 1980. 農地の汎用化と土・作物・排水. 農土誌 48 : 647 - 653
 - 24) 農林水産省大臣官房技術審議官室編. 1979. 水田利用再編のための技術資料第2編. 全国農業改良普及協会. 東京. pp22 - 25
 - 25) 農林水産省大臣官房技術審議官室編. 1977. 水田利用再編のための技術資料. 全国農業改良普及協会. 東京. p46
 - 26) 山形県農業試験場. 1984. 高水時における地下水排除機能の保持対策. 昭和59年度農業土木試験研究成績・計画概要集. 農土試. pp199 - 202
- 安富(茨城大) : 暗渠排水量と排水路水位の関係において, 排水路水位の基準面はどこにおとりになったのですか。
- 長谷川 : 排水路水位の基準面は地表面です。

復元田の土壌環境と水稻生育

木村 清*

Soil Physical and Chemical Conditions
of Paddy-upland Rotation Fields on Rice
plant growth

Kiyoshi KIMURA

Hokkaido Prefectural Central Agricultural
Experiment Station

I はじめに

昭和45年に第1次の稲作転換政策がとられた。これを契機に田畑輪換に関する研究が各地で開始された北海道においても昭和47年から48年にかけて多数の研究が行われ、現場に対する転換技術の開発がなされた。

しかし、第1次の転換政策の際には、あくまでも米の生産調整としての対応が中心で、転換畑へ導入された作物も、牧草を主体とし、むしろ、単純休耕が多かった。

ここに述べる報告は、第2次転換政策以降、稲作転換を恒久的な施策と位置づけ、水田転換を推進することは逆に畑から水田へ復元するコースをも推進することであると認識のもとに、道内の道立農試の5研究室⁽¹⁾で実施された田畑輪換関係の試験をとりまとめたものである。なお、用語の使い方として、水田から畑へ転換された後再び水田に戻した場合は復元田、開田以降水田利用が続いている場合を連作田と呼ぶこととした。

II 復元田の発生とその背景

(1) 復元田が発生する理由

水田を畑転換した場合、熟畑化に要する期間は2～3年と言われている。一旦熟畑化した転換畑を復元田に戻すことは、減反面積が固定されている現状では、他方で新たな畑転換を要求されることであり、決して好んで行われていることではない。それにも拘らず復元田が生ぜざるを得ない理由として、①転換畑における畑作物の連

作障害回避、②畑地雑草の蔓延、③転作畑の集団化政策による減反面積の調整や転作割当面積の変動等があげられる。①の場合はある程度前作物の選択の余地があり復元するに当たって計画的に対処することが可能であるが、③の場合は突発的な場合が多く、無理を承知で復元田とすることとなる。復元田として考慮しなければならない基本的な事項として、a. 転換畑期間、b. 前作物の種類と残渣処理法、c. 土壌型(特に泥炭土)の3点があげられる。従って、これらのことを考慮して、連作田に近い生産性と安定性が得られるように土壌の物理化学性を改善し、田畑輪換を行うことが肝要である。

(2) 転換期間と前作物

復元田を扱う場合、転換畑期間と前作物を知ることは、復元初年目の窒素施肥量を決定する際に重要な要素となる。図-1によると、復元田の約3/4は2～3年の畑転換の後水田に復元されていること、また前作物は約7

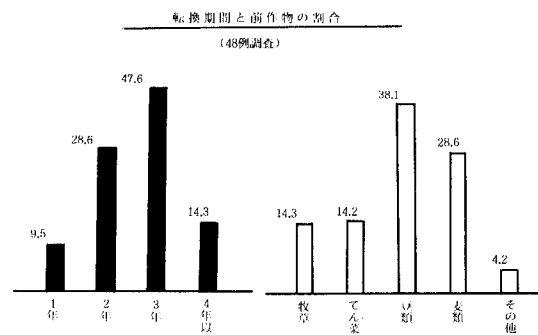


図-1 転換期間と前作物の調査(48例)

* 北海道中央農業試験場

(注)道立中央農業試験場化学部

農水省北海道農業試験場農芸化学部

" " 稲作部

土壌肥料第2研究室

道立上川農業試験場土壌肥料科

" " 泥炭地研究室

割が豆・麦であり、復元田の取り扱いがめんどろな牧草とてん菜はそれぞれ1割強である。復元田の施肥量を決めるに当り、残渣の少ない豆・麦グループと残渣の多いてん菜・牧草グループに分けて考えることが必要である。

(3) 復元田(転換畑)の養分状態

復元田を取り扱う場合、復元直前の養分状態を知るこ

とは重要なことである。表-1, 表-2は、同一土壤型、同一経営内における連作田、1年目転換畑、3年以上の転換畑の養分状態の比較を行った調査事例³⁾である。

各土壌型とも置換性石灰、有効態りん酸の富化が著しく、特に転換1年目で顕著である。これは、畑転換にあたり、多量の石灰・りん酸資材が一挙に投入されているためである。泥炭土においては、更に全炭素の増加が著しい。これは転換畑期間にプラウ耕により下層の泥炭が作土内に混和するためである。この泥炭土における作土中の有機物含量の増加は、復元田の窒素施肥に大きな影響を与える。これらのことから、復元田の養分状態は連作田よりも富化された状態にあると言える。

(4) 復元田における水稲の生育と収量について

表-3は復元田(初年目)と連作田における水稲の乾物生産を比較した。復元田では初期から旺盛な生育を行うことが明らかである。この事例では各生育期節とも復元田水稲の生育が優り、しかも灰色台地土以外では出穂期以前に全乾物生産の約7割を獲得してしまう旺盛な生育を示している。

表-4は復元田と連作田の施肥と収量の実態調査をまとめたものである。復元初年目は窒素減肥が徹底して行われている。土壌型によりその減肥の程度は異なるものの、泥炭土以外の土壌型では復元田の窒素施肥は連作田の70%程度、泥炭土で50%程度である。収量は各土壌型とも連作田より平均値で115%増収している。復元2年目で

表-1 復元田(転換畑)の養分状態

(中央・上川 水田高度利用)

土壌型	水田・畑の別	項目	全炭素(%)	置換性塩基 (mg / 100g)			塩基飽和度(%)	有効態りん酸(mg)	調査点数
				CaO	MgO	K ₂ O			
灰色台地土	水田	田	1.99	194	53	19	45	8.3	12
	1年目畑		2.26	232	55	13	55	13.0	
	3年目畑		1.97	263	55	15	60	19.2	
褐色低地土	水田	田	3.46	221	50	16	49	7.3	19
	1・畑		3.24	254	56	18	58	12.0	
	3・畑		3.38	283	52	23	59	12.0	
灰色低地土	水田	田	2.44	212	103	11	59	10.3	16
	1・畑		2.34	257	104	15	69	12.4	
	3・畑		2.93	276	99	22	67	17.3	
グライ土	水田	田	2.50	213	78	9	55	19.1	19
	1・畑		2.44	238	77	23	59	11.1	
	3・畑		2.35	326	101	27	72	17.6	
泥炭土	水田	田	4.92	276	126	20	63	8.6	28
	1・畑		6.21	277	113	26	59	14.6	
	3・畑		7.04	308	116	28	60	14.5	

表-2 転換畑の養分状態(対連作田比)による分布状況

項目	比率	1年目畑/水田		3年目以上畑/水田		調査数
		比より小	1以上	比より小	1以上	
CaO	18%	82%	16%	84%	70	
MgO	42	58	43	57	67	
K ₂ O	33	67	18	82	74	
塩基飽和度	21	79	20	80	70	
トルソーグ法 P ₂ O ₅	25	75	22	78	51	

水田高度利用対策調査(S53~56)より作成

表-3 乾物生産量の比較(S56年)

土壌型	生育期節	幼形期	止葉期	出穂期	成熟期	g/m ²	
						復/連%	出穂期以降乾物生産(%)
灰色低地土	連作田	72	227	469	1098	7	57
	復元田	117	383	754	1178	107	36
褐色低地土	連作田	44	144	409	788		48
	復元田	70	436	691	994	126	30
灰色台地土	連作田	142	317	621	738		16
	復元田	150	361	684	834	113	18

(上川農試)

表-4 復元田の水稲収量性

土壌型	復元後年数	N施肥割合	玄米重	青米歩合	N吸収量
灰色台地土	1年目	78	106	116	111
	2 "	100	106	98	107
	3 "	100	78	104	83
	1年目実数	6.8 kg	461 kg	20.0%	11.6 g/m ²
褐色低地土	1年目	70	116	87	132
	2 "	100	106	95	102
	3 "	100	119	87	109
	1年目実数	7.8 kg	461 kg	27.3%	16.1 g/m ²
グライ土	1年目	64	118	103	135
	2 "	100	81	108	86
	3 "	100	97	76	108
	1年目実数	6.2 kg	440 kg	38.9%	15.8 g/m ²
泥炭土	1年目	47	117	151	—
	2 "	72	97	101	117
	3 "	79	101	99	103
	1年目実数	4.7 kg	577 kg	52.3%	—

連作田 = 100 とする

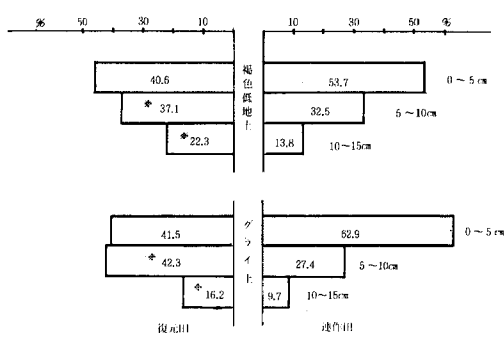


図-2 水稻根の層別分布割合 (S50 上川農試)

表-5 復元田作土中の2価鉄含量

Fe⁺⁺含量 (対連作田%)

項目 土壌型	復元後 年数	湛水期間中のFe ⁺⁺ 含量	
		幼形期	止葉期
灰色台地土	1年目	85	66
	2年目	39	82
	3年目	98	81
褐色低地土	1年目	57	70
	2年目	78	99
	3年目	57	61
灰色低地土	1年目	80	84
	2年目	94	87
	3年目	84	117
グライ土	1年目	48	80
	2年目	100	106
	3年目	84	117
泥炭土	1年目	51	68
	2年目	100	80
	3年目	96	91

中央農試・土改1 (昭56~58)

は、泥炭土以外の復元田で窒素施肥水準は連作田並みに戻っている例が多いが、連作田より幾分増収する傾向にある。

以上のように復元田、特に初年目では、窒素が減肥されているにも拘わらず、初期から生育が旺盛なこと、収量も連作田より優る傾向にあると言える。

(5) 復元田における根圏域土壌と水稻生育

図-2は2つの土壌型における復元田と連作田における水稻の根系の発達状況を比較したものである。連作田は0~5cmに分布する根の割合が多く。復元田では5cm以深に分布する割合が多い。また表-5より、土壤還元の指標となる2価鉄含量が連作田より少なく、根圏域は酸化的条件にあると考えられる。このような条件が根の健全化に反映したものであろう。

次に、旺盛な生育を示す復元田水稻の窒素吸収がどの

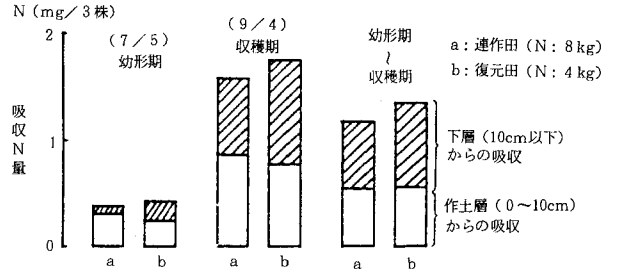


図-3 水稻のN吸収量とその吸収領域 (昭59. 北村 備考) ① 中苗マット苗 (ともひかり), 木框 (30×60 cm) に2本×8株

② 10cmの深さに濾布をひき根の伸長を抑える。無処理との差引きを下層土からの吸収とする。

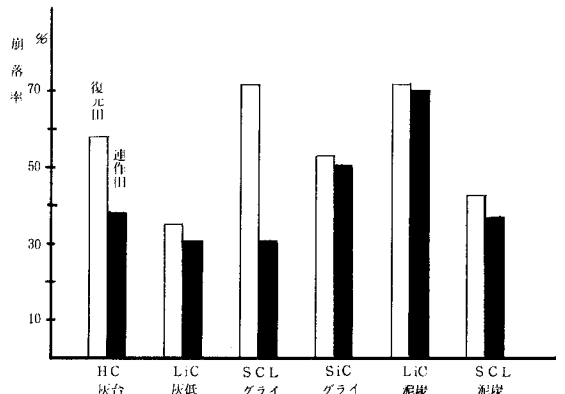


図-4 土壌の水中崩落率 (%)

(供試土塊20~10mm 2年目復元田)

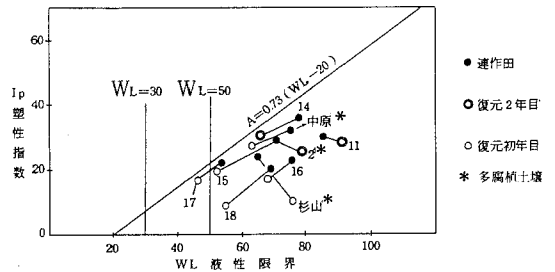


図-5 湿土 (止葉期) の塑性図

(1mm水中ふるい通過土壌)

(S57 上川)

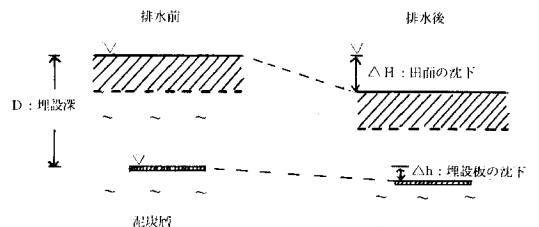


図6 泥炭層収縮の測定法

復元田の土壌環境と水稲生育

層位から行われるかを調査した例が図-3である。すなわち復元田では下層10cm以下からの吸収割合が多く、図-2に示した根の分布位置割合の事実と一致している。

Ⅲ 復元田の物理性

(1) 土壌の乾燥化に伴う影響

転換畑期間中、作土は長期間にわたり乾燥を受ける。この乾燥により土壌の物理性は変化する。図-4は復元田土壌の水中崩落率を測定した例であるが、復元田土壌は水中の崩落性が良好である。図-5は連作田と復元田土壌の塑性図上の位置を示したものである。復元に伴い液性限界が低下し、塑性指数も低下する傾向にある。このような塑性の低下は、復元田土壌が乾燥履歴を持つために、代かきを行っても連作田より“粘り”が減少した感覚で受けとめられる現象と対応している。それゆえ、復元田土壌は代かき時に“いっき現象”を生ずる。

また、復元田土壌は締まり易く、秋期の地耐力増加が期待できる。

(2) 復元田の用水量について

復元田で最も問題となるのは復元初年目における代かき用水量である。表-6は道農務部による調査事例である。復元初年目は、最大4.8倍、最小0.9倍であるが、平均1.5~2.0倍の用水が必要と考えられる。褐色低地土と泥炭土については復元2年目でも1.4倍から2倍の用水が必要となる例もある。特に泥炭土では暗渠へ漏水する量を測定した例では、連作田の14倍もの漏水があり、このことから泥炭土のように基本的には透水性良好な土壌では、復元にあたり暗渠への漏水対策が必要と考えられる。(表-7)

(3) 泥炭土の不等沈下について

泥炭土復元田については畑転換により作土の有機物含量が高まる傾向にあることは先に触れたが、また、泥炭土

は地下水位が変化することにより、泥炭層の収縮が生じ不等沈下が生じる。表-8は低位泥炭土における排水に伴う泥炭層の収縮を調査した例である。排水溝掘削40日間で最大9cmの沈下が生じ、しかもその沈下は地表50cm以内の泥炭層の収縮によることが明らかである。

このように泥炭層の収縮のために、泥炭土水田を長期間畑転換することによる不等沈下は避けられない現象であり、泥炭土復元田を取り扱う場合、作土の均平化はかなり大がかりなものとならざるを得ない。

(4) 復元田による物理性の改善効果

復元田の物理的な変化を連作田と対比して検討してきたが、復元田を作ることにより、透水性の改善、作土の

表-6 復元初年目、2年目の用水量と減水深

土 壌 型	畑作 年数	復 元 初 年 目			回 2 年 目	
		代かき時 用水量	連 作 田 対 比	減 水 深 (21日目)	代かき時 水量 比	減 水 深 (7日目)
褐色低地土	2	698	2.4	42(19)	約2倍	21(8)
“	2	280	3.5	8(6)	—	—
灰色低地土	2	150	0.9	22(6)	—	—
“	2	375	4.8	10(7)	—	—
グライ土	3	123	2.1	8(7)	1.0	7(7)
“	3	213	1.3	4(3)	—	—
泥 炭 土	3	455	1.5	14(5)	—	—
“	2	91	1.5	6(3)	1.4	9(6)

(S49.50 道農務部調査)

()内は連作田減水深

表-7 代かき用水量の調査事例 (泥炭土)

区 別	全流入量 (m^3)	暗きよか らの流失 (m^3)	実流入量 (m^3)	※所 要 時 間
連作田	394	6	388	27
復元田	472	89	383	31

S57復元初年目 中央土改1

表-8 排水による泥炭層の収縮事例

排水の強弱 測定項目	排水無処理	排 水 弱	排 水 中	排 水 強	備 考
D 埋 設 深	55.3 cm	59.3	63.7	55.0	岩見沢市金子 低位泥炭土 区 画 30×120m 排水の強弱 弱：トレンチ2本 15m巾 中： “ 3本 10m巾 強： “ 3本 10m巾切断6条 工事後 40日 (S52.5~7)
△H 田面の沈下	3.3 cm	6.3	10.0	9.0	
△h 埋設板の沈下	1.0 cm	1.3	1.7	0.3	
△H-△h 板より上の収縮	2.3 cm	5.0	8.3	8.7	
$\frac{\Delta H - \Delta h}{D} \times 100$	4.2 %	8.4	13.0	15.8	
$\frac{\Delta H - \Delta h}{\Delta H} \times 100$	70 %	79	77	97	

中央・土改1 (昭52)

厚層化が計れるものと思われる。ここでこれまでの試験を通して各土壌型別に復元田による物理性の改善効果を評価してみると表-9のようになる。

表-9 復元田による物理性の改善効果

項目 土壌型	排水性	易耕性	代かき の難易	代かき 用水量	作土 層厚
灰色台地土	◎	◎	◎	△	◎
褐色低地土	○	○	◎	△	◎
灰色低地土	◎	◎	◎	△	◎
グライ土	◎	◎	◎	△	◎
泥炭土	○	○	◎	△	◎

備考1) 代かき用水量復元初年目の用水量が1.5~2.0倍多く要するため△とした。

2) ◎…改善効果大、○…改善効果中、

表-10 復元田に対する窒素施肥

項目 土壌型	転作物の種類	復元 年数	施肥対策 施肥標準 = 100 N	基肥 分施別	施肥法		
					全層	表層	
半湿ほ場 (グライ土 灰色台地土)	てん菜 (トップすき込み) 牧草、野菜	1年目	40~60	全量	50%	50%	
		2年目	60~70	基肥			
	豆類、麦類 馬鈴しょ	1年目	60~70	N 2 kg	分施	50%	50%
		2年目					
乾燥のよいほ場 (灰色低地土 褐色低地土 黒ボク土)	てん菜 (トップすき込み) 牧草、野菜	1年目	50~70	全量	50%	50%	
		2年目	60~80	基肥			
	豆類、麦類 馬鈴しょ	1年目	70~80	N 2 kg	分施	50%	50%
		2年目					
泥炭土及び泥炭質ほ場 (泥炭土)	てん菜 (トップすき込み) 牧草、野菜	1年目	30~50	全量	50%	50%	
		2年目					
		3年目					
	豆類、麦類 馬鈴しょ	1年目	50~60	基肥			
		2年目					
		3年目					

注) りん酸、カリの施肥量は北海道施肥標準に従うこと。

IV. 総合考察

復元田は転換畑と表裏一体の関係で発生するものである。米の生産調整が恒久的となった現状を踏まえ、近年その性状悪化が著しいと言われる水田土壌の改善策として、復元田の土壌環境変化を利用するという発想のもとに復元田の実態解析を行った。

その結果、復元田水稻の生育、収量は連作田と同等か、逆に優る場合が多くみられた。それらを列挙すると、

- ① 初期から土壌の窒素無機化量が多い。
- ② 土壌環境が良好で水稻生育の健全さが認められる。
- ③ 初期生育が対照連作田より優る場合が多く、玄米収量は同等かむしろ高収である。
- ④ 土壌のりん酸・カリなどの供給能も復元田が連作田よりほとんどの場合高い。
- ⑤ てん菜跡頸葉すきこみ復元田では、無窒素でも施肥された場合と同等の窒素吸収が行われる。

以上の成果を従来からあった復元田に対する施肥管理法をまとめて、北海道では表-10に示すような復元田に対する施肥管理法によって現場の指導に当たっている。

V おわりに

復元田の問題は、その直前に転換畑の問題がある。土壌型、転換期間、前作物の種類、さらに復元田になってからも復元後の年数や水管理の問題等、非常に複雑である。従って、実態調査を多数実施する手法を用いて復元田の一応の概要は把握した積りである。しかし今回の報告は多くの研究室の成果を組み合わせているので十分に整理されていない面もあることをことわっておきたい。資料を提供された各研究室に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 北海道農業試験会議資料：復元田の施肥，土壌管理改善並びに栽培法に関する成績（1979）
- 2) 北海道農業試験会議資料：復元田の土壌環境と施肥対策（1985）
- 3) 土壌保全対策事業資料：水田高度利用総合成績書（1983）各道立農業試験場

八郎潟干拓地へドロ土壤の物理的特性と 田畑輪換による変化

三 浦 昌 司*

Effect of Paddy-upland Rotation on the Physicochemical Properties
of Muddy Soils in Hachirogata Polder

Shoji MIURA

Ohgata Branch, AKita Agricultural Experiment Station

1. はじめに

八郎潟干拓地における現在の営農形態は水田 8.6ha、畑 6.4haの田畑複合経営である。この場合八郎潟干拓地における畑や転換畑が一般の畑と異なる点は、畑6.4haのうちの5haが転作奨励金の対象とならないことである。したがって入植者にとっては、畑作物栽培においても、水稻に匹敵する収益性が要求される。現在のところ八郎潟干拓地で最も多く行われている作付体系は、水稻6年、畑4年の田畑輪換であって、畑作物は主に秋播小麦と大豆が栽培されている。

八郎潟干拓地は干陸後20年を経過し、干陸直後に比較すると乾田化、畑地化は著しく進行した。しかし、干拓地は標高-4.5 mで周囲を調整池、承水路で囲まれ、大部分が重粘なドロ土壤地帯であるため、依然として排水不良圃場が多く田畑輪換の導入に多くの問題を残している。これまでのところ、干陸直後の極端な低湿条件の時期をのぞくと、土壤物理性についての検討結果は少ないが、最近の土壤条件と作物生育との関係について調査した結果の概要について述べてみたい。

2. 田畑輪換と土壤断面の変化

干陸直後の昭和41年に行った第1期調査によれば、八郎潟干拓地の土性は、強粘質土壤 79.8%、粘質ないし壤質土壤 3.8%、砂質土壤 15.9%であって、土壤型別では、強グライ土壤 88.8%、グライ土壤、灰色土壤ともに5.6%であった。これが昭和51年に行った追跡調査では、強グライ土壤 62.0%、灰色土壤 4.8%となっており、土壤の乾燥の進んでいることが認められた。その後、田畑複合経営の導入に伴って、水田、畑の分布が不規則となり、土壤統分布の調査ができないまま現在に至っている。しかし、以下に述べるように、干拓地水田の約60%、畑の約20%が強グライ土壤と思われる、これよりすれば八郎潟干拓地圃場の約2分の1が強グライ土壤と考えられる。

昭和60年度における大潟支場A9圃場で行われている作付体系試験設計を表-1に、その土壤断面を図-1に示した。水稻連作圃場の酸化色土層の厚さは11cmであるが、これを畑に転換すると、大豆1年圃場 22cm、同3年圃場 41cm、大豆連作圃場 51cmであって、大豆栽培

表-1 作付体系試験設計

試験区	年	昭 55	昭 56	昭 57	昭 58	昭 59	昭 60
1. 水稻連作区		水稻	水稻	水稻	水稻	水稻	水稻
2. 水稻跡大豆1年区		水稻	水稻	水稻	水稻	水稻	大豆
3. " 大豆2年区		水稻	水稻	水稻	水稻	大豆	大豆
4. " 大豆3年区		水稻	水稻	水稻	大豆	大豆	大豆
5. 大豆連作区		秋播小麦	大豆	大豆	大豆	大豆	大豆
6. 大豆跡水稻1年区		大豆	大豆	大豆	大豆	大豆	水稻
7. " 水稻2年区		大豆	大豆	大豆	大豆	水稻	水稻
8. " 水稻3年区		大豆	大豆	大豆	水稻	水稻	水稻

* 秋田農試大潟支場 現在国際協力事業団(FIZ)稲作研究開発プロジェクト

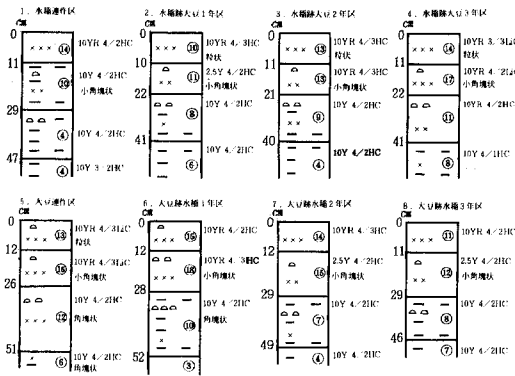


図-1 土壌断面柱状図

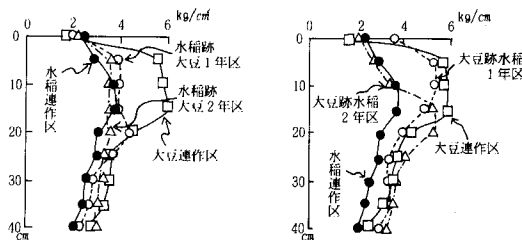


図-2 大円錐貫入抵抗

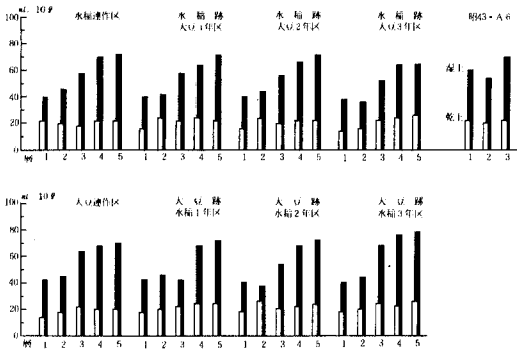


図-3 水中沈定容積

により酸化色土層の厚さは年に約10cmづつ増大することが認められた。しかし一方では水稲栽培により還元型土壌への変化も著しい。このことは昭和51年度土壌調査において、昭和43年から水稲栽培を行っている第1次入植地がすべて強グライ土壌であったことから推定できる。

次に土性についてであるが、干拓地砂土地帯に対して昭和50年頃からサンドポンプによる粘質湖底土の流水客土が行われ、その後も入植農家によって客土が続けられている。このため現在では、作土に関する限り、極端な砂質圃場はほとんどみられなくなった。

田畑輪換による土壌硬度の変化を図-2に示した。このように畑輪換によっていったん増大した土壌硬度は、水田に還元してもなかなか減少しない。このことは、現

在でも連作水田ではトラクターやコンバインの沈車が頻発するのに対し、還元水田ではこれがほとんどみられないことから明らかと考えられる。

3. 土壌物理性の変化

田畑輪換によって土壌物理性も著しく変化する。図-3は湿土と風乾土について測定した水中沈定容積である。昭和43年、現在の試験圃場に隣接するA6圃場の土壌についてみた結果では、湿土では第1層、第2層、第3層とも水中沈定容積が70~80ml/10gで層位間の差が小さいのに対し、昭和60年調査では、第1層、第2層ともに40ml/10gまで低下していた。風乾土についても同様な傾向があり、昭和43年土壌では各層位とも30ml/10gであるのに対し、昭和60年では第1層はいずれも20ml/10g以下に減少している。そして大豆連作区土壌の水中沈定容積は第3層が最も大きく、第4層、第5層が減少しており、乾燥効果が下層まで及んでいることを示している。

図-4、図-5はコンシステンシーについてみた結果である。干陸直後の八郎瀧干拓地土壌の液性限界は各層位とも300%近い値を示し、これが干拓地土壌の特徴とされていた。畑輪換によって液性限界は低下するが、低下の度合は、転換年数、層位によって著しく異なる。すなわち、大豆連作区の場合、第1層、第2層の塑性指数が約50で、第3層180、第5層230と、第3層以下で大となるのに対し、水稲栽培区では、第1層の値が小さいのみで、第2層以下で大となる。このことは、水中沈定容積の測定結果にもみられたように、現在の八郎瀧干拓地でみられる畑輪換による土壌の水分特性の変化は第1層のみに限定されており、第2層以下はその時々栽培条件によって変化し、不安定なものであることを示している。

さらにこのような土壌物理性の変化は、化学性の変化にも関連している。八郎瀧干拓地の下層には極めて塩類濃度の高い地下水が存在しており、土壌の塩類含量について測定した結果でも、コンシステンシーの大きな層位の塩類含量が高い。八郎瀧干拓地土壌の大きな液性限界が、畑輪換によって低下する背景には、この高い塩類含量の影響が予想される。

4. 土壌条件と水稲生育

水稲生育も圃場の土壌条件によって著しく異なる。昭和60年、大豆跡水田でササニシキを用いて栽培試験を行ったところ、施肥区はもちろん、無肥料区でも倒伏がみられた。この場合の水稲根の分布とその活性を図-6に示した。深さ別の水稲根の乾物重割合は、連作水田0

八郎潟干拓地へドロ土壤の物理的持性と田畑輪換による変化

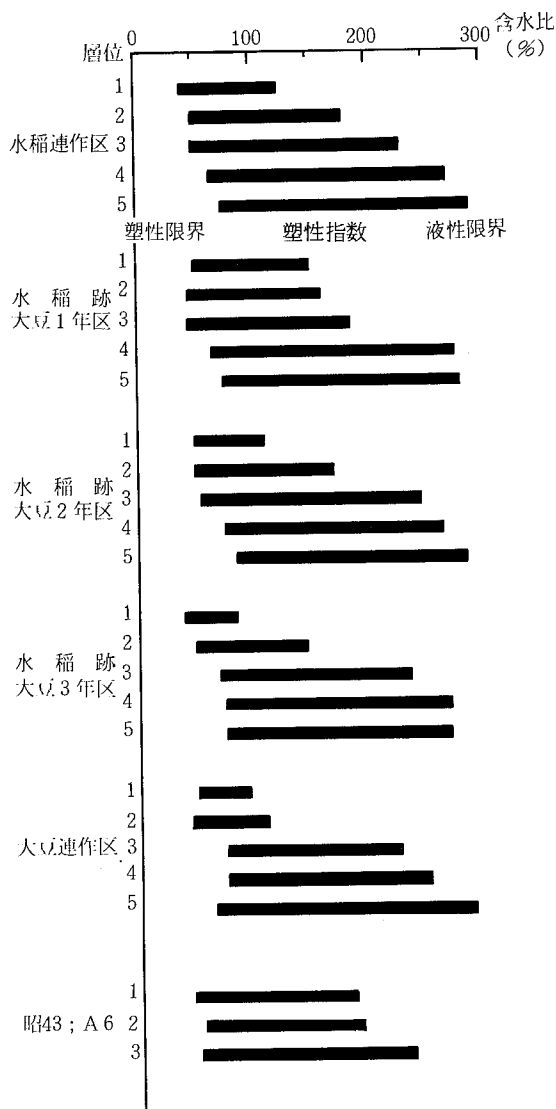


図-4 コンシステンシー (I)

~10cmで93.7%, 10~20cmで5.5%, 20cm以下で0.8%であったのに対し, 大豆跡1年目水田では, 0~10cmで78.8%, 10~20cmで17.7%, 20cm以下で3.5%と, 下層での分布量が大となっていた, また水稲根の α -ナフチルアミン (α -NA) 酸化力も, 連作水田では10cm以下で急激に低下するのに対し, 大豆跡水田では10cm以上と以下の根に差はみられなかった。

養分吸収についてみた結果では, 連作水田における窒素吸収量 8.9 g/m^2 で, その91.9%が0~10cmの層位からであったのに対し, 大豆跡1年目水田での窒素吸収量は 15.5 g/m^2 , その吸収割合は0~10cmで51.0%, 10cm以下で49.0%であった。また磷酸, 加里の吸収にも同様な傾向が認められた。

図-7は還元水田における水稲収量であるが, 畑期間

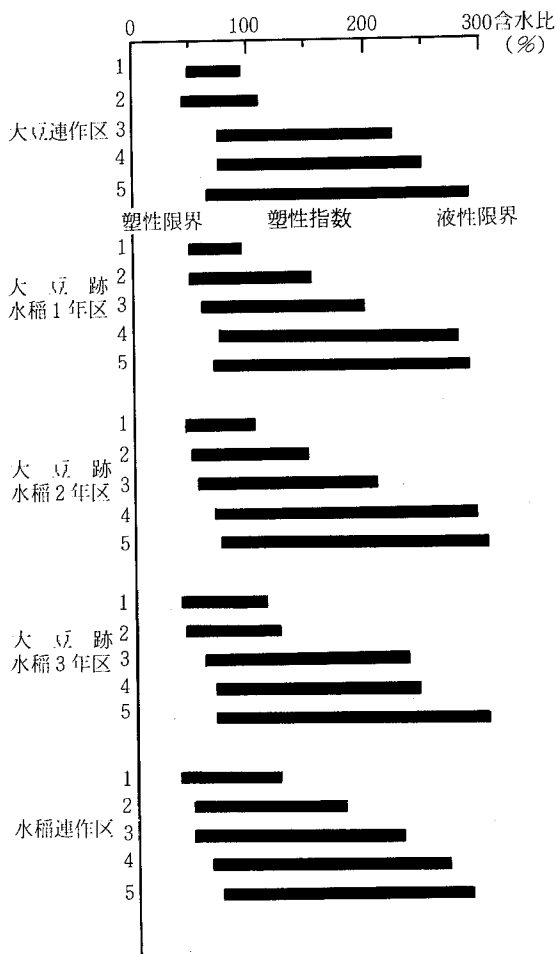


図-5 コンシステンシー (II)

が長いほど, 連作水田に比較して還元1年目水田の収量がまさっている。また還元1年目水田無肥料区の収量は, いずれも連作水田基肥施用区の収量を上まわっている。

このように還元水田の収量が連作水田にまさる理由の一つに, 還元水田における地温上昇がある。昭和56年, 57年の調査によると, 大豆跡水田の5cm地温は, 連作水田に比較して, 5月上旬 3.3°C , 6月上旬 1.7°C でいずれも高く推移していた。八郎潟干拓地水田は透水性が不良で, 周辺地域の水田に比較して移植期の地温が低い。このため分けつが発生がおくれ, 気象不良年次には出来おくれ的生育相となる。しかし田畑輪換の導入に伴って下層に構造が生成し, 透水性が改善され, 地温上昇をもたらしたものと考えられる。

以上の結果は大豆跡水田において得られたものであるが, 秋播小麦跡水田においても類似した結果が得られている。しかし大豆栽培に比較して土壤乾燥の効果は小さく, 秋播小麦跡水田は大豆跡水田に比較して増収効果は小さかった。

5. 八郎瀧干拓地における田畑輪換の意義と問題点

これまで述べてきたように、八郎瀧干拓地における田畑輪換は、現在の農業情勢とは別に、ヘドロ土壌の改善、作物生育の安定と増収、大型機械作業の能率向上などの点で干拓地という立地条件に適応した栽培体系といえる。この場合の問題点として、水稻栽培では秋田県内でも最高の多収性が保証されている反面、低湿条件での畑作物栽培では気象の影響を受けやすいこと、経営面では、水稻収穫後の小麦栽培、小麦収穫後の大豆、小豆栽培にみられるように、畑作物栽培で収益増をはかるための作業が極めて多忙となることなどがあげられる。

さらに最近、八郎瀧調整池の水質汚濁と田畑輪換との関係が指摘されている。すなわち田畑輪換導入により透水性が向上した結果として、干拓地内から調整池への排水量が増加した。このためCODは常時基準値である3 ppmの2倍以上の値で推移するに至った。干拓地圃場はすべてマイナス標高であるため、ここで畑作物を栽培するには、水稻栽培の場合以上に地下水位を低く維持する必要がある。かつて冬期のポンプの稼働時間は短かったが、秋播小麦が作付けされるに及んで、冬期でも常時排水ポンプが運転されている。

調整池水のCOD, T-N, T-Pなど、いわゆる汚濁物質の濃度上昇が、干拓地という立地条件に由来する自然負荷であるか、施肥あるいは生活排水などの人為的負荷によるものであるか現在のところ不明である。しかし調整池水は付近住民の飲料水であると同時に灌漑水であって、その塩類濃度の上昇が土壤理化学性に及ぼす影響が大きい。したがって今後の八郎瀧干拓地における試験では、土壤中の水の動きと土壌成分の溶出、作物生育との関連性などに留意しながら試験を進める必要があると考えられる。

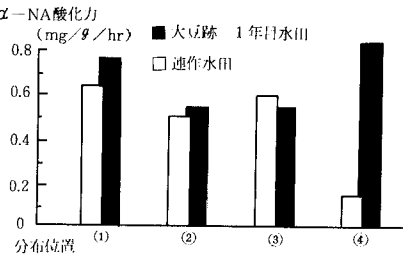
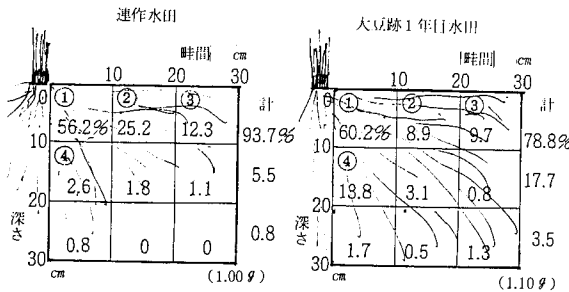


図-6 根の分布とα-NA酸化力

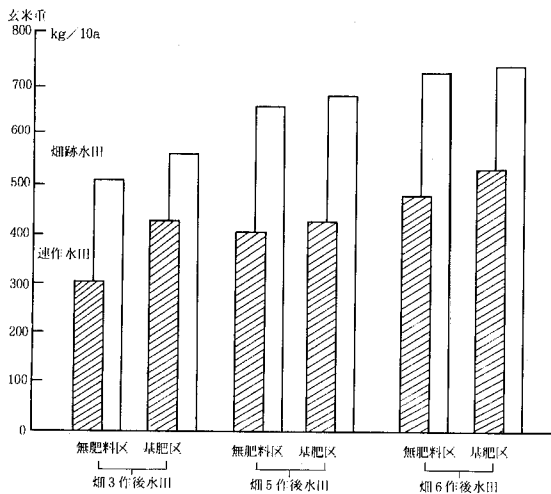


図-7 畑期間の長短と畑跡1年目水田における水稻収量

質疑応答

久津那(北農試)：秋田県で田畑輪換の営農体系として、水稻4年、畑2年とされている理由は何ですか。お話しでは、水田に戻すと土壌的にはよくないということですが、こと営農体系の基準は経営的に出されているのでしょうか。

三浦：確かに畑期間を長くしなければ、その効果は出ません。しかし、水田の作付が少し緩和されてきており、現在、水田に対して畑がちょうど1/2となっています。そのために出された営農体系なのです。

久津那：それからもう1点ですが、復元田では連作田より地温が高い理由は何でしょうか。一応考えられることとしては、透水性が復元田では良いので、表面で暖った水が適度に浸透するので、地温が上昇するということも上げられるのですが、どの程度の透水性が良いかはわからない。そのあたり御説明いただけますか。

三浦：お話しのとおりだと思います。八郎瀧干拓地では、まわりが水で囲まれております。その水温が効いている可能性があります。というのは、冷害の年には干拓地が一番よく取れるのです。

久津那(北農試)：秋田県で田畑輪換の営農体系として、水稻4年、畑2年とされている理由は何ですか。お話しでは、水田に戻すと土壌的にはよくないということですが、こと営農体系の基準は経営的に出されているのでしょうか。

汎用農地の用排水をめぐる諸問題

多 田 敦*

Some Problems on the Management of Irrigation and Drainage in Rotational Paddy Fields
Atsushi TADA

Institute of Agricultural and Forestry Engineering, University of Tsukuba

1. はじめに

農地を水稲作にも畑作にも自由に利用できるように準備する汎用農地化のための基盤整備の方法、また汎用化を可能にする用排水の方法、これらを裏付けする土壤物理学上の諸問題などに関する諸課題は、昭和40年代の中頃の米の生産調整、50年代初めからの水田利用再編事業が実施されるに当たって検討・整理された。本研究会でも1978年、第20回シンポジウムで田畑輪換をめぐる諸問題として検討された。その時点では、当面对処すべき方策に係わる緊急課題に関する研究成果と従来わかっていた研究成果の整理とが中心であり、走りながらの模索期であったともいえる。その後10年の実績をふみ、汎用的農地利用の実績も研究成果も一定の蓄積を持つに至ったものと考えられる。そこで、この時期にこれらを再び整理・検討し、この方面に関する土壤物理学に求められる諸問題を議論することも意義のあることと考える。

今回引用する主な材料は、筆者が数年来調査してきた茨城県稲敷郡河内村の例¹⁾、各地の地下灌漑の諸査例²⁾、農林水産省の「転換畑を主体とする高度畑作技術の確立に関する総合的開発研究」のこれまでの成果³⁾、今後の圃場整備を検討する大規模区画圃場整備モデル調査検討委員会（日本農業土木総合研究所）⁴⁾ などである。

なお、ここでとり上げる用排水に係わる課題は、流域や地域にわたる広域の問題ではなく、圃場が中心となる諸問題、せいぜい広くても農区、あるいはその集まりである数haないし数10ha程度以下の圃場や土壤を対象にしたい。また点の土壤物理より面の土壤物理として考えてみたい。

2. 転作初期に行った問題点の整理、技術の整理（昭和43年～53年頃）（表-1）

①従来の田畑輪換と最近の畑地転・輪換（水田高度利用）との相違は何か……目的・理念・ローテーションの期間・規模・面積などが違う。

②そもそも水田土壌と畑土壌とはどのように相違するののかの整理……土壌生成の機構や土壌物理性の相違、変化の可能性などの検討整理。

③田畑輪換はどのようなローテーションで行われるのか。それに応じた圃場の整備水準の確保や対応技術の整理又は開発……どのような時間間隔で水田と畑とが輪換されるのかの見通しがはっきりしなかった。最も短いもので表作水稲・裏作麦、水田・畑の1年輪作から水稲水稲を考えないか状況が変われば水田に戻したいものまで、米の需給の状況変化に左右されそうで、どのような形になるのか予測不明であった。したがってそれらのどれにでも対応できる圃場の整備水準、適応技術を準備しておくことを目標にしなければならなかった。

④各専門分野のもつ知見・技術とその結合に関する輪換技術の考え方・可能性……例えば湿害にならない許容湛水深の有無と有とすればその時間、排水や作土深を大きくとるためにスキ床を破碎してよいかどうか。もしだめならウネ立てでどこまで補てんできるか。またスキ床は何年でできるのか。これらはいずれも明確な回答はできず、今後の研究が求められたが、緊急の対応策は組み立てられ、営農排水などの体系をとり、また水稲単作の日雨量日排除から4時間雨量4時間排除への排水基準の高水準化などにより緊急の対応を可能とした。

⑤汎用農地に求められる目標及び目標値の設定……排水の基準値はその主なもので、これがないと各分野の論議がかみ合わず、また事業ができない。目標値として物理的にはっきりさせ各分野の共通目標値をつくることが

* 筑波大学 農林工学系

表—1 転換対策と土壌物理学的諸問題

	水 田	畑	転 換 技 術	土壌物理学に係わる諸問題
タン水・排水の必要度	カンガイ期 タン水可能 非カンガイ期 迅速排水 地耐力早期発現	全期タン水回避 迅速排水 許容タン水なし	地表・地下排水促進 〔地下水水位低下, 降雨浸入水〕 〔排除, 土壌水分調節〕 排水路完備, 暗キョ排水 (組合せ暗キョ), 排水溝やウネタテ溝の地下排水組織への連結, 転換圃場の集団化, 横浸透防止, 地区排水, 日雨量日排除→4時間雨量4時間排除の排水能力 (段階的整備の必要がでる。農家の要望が加わる)	水分制御, 水位制御 (灌漑, 排水のみではなく, 適切な水分範囲内にコントロールする技術及理論必要) 通気性・空気間隙量の確保 成層中での水分移動の整理・測定法 スキ床の物理的役割・生成の条件・速度・位置・厚さ (強度・浸透・物質移動・植物生育への役割)
土壌の酸化還元及び地力	作 土 還元 耕 盤 酸化 下層土 酸化 (地下水水位 変位層) 弱還元 (地下水水位 以下) 還元グレイ層 養分カンガイ水により補給	作土 酸化 耕盤 酸化 (なくてもよい) 下層土 酸化 同左深い 養分溶脱により消耗	透水性・通気性増加対策, 地下水水位低下対策 排水, 耕起, 反転, 深根性牧草導入, 必土破碎 耕盤の一部又は全層及び下層土, 水田への還元には地下水水位上昇対策, ていねいな代カキ, 用水確保 有機物の投与, 施肥量の増加	土壌構造の発達・キレツ・構造の役割→透水性・通気性・大間隙の分類・評価 計量法 (限界負圧, air entry value) 植性の役割
よい圃場の土壌条件	作土深 20cm 耕盤深さ20~30cm位に支持力あり透水性をおさえる層が必要 (4 kg/cm ² 以上必要) 下層土 透水よいこと 保水力 畑に比べ問題なし	作土 (有効土層) 30cm以上大・中・微細間ゲキ混合良好, 土壌硬度が高すぎぬ。pF 1.6 以下の粗間ゲキ 5% 以上。気相は18% 以上, 有効保水量 (pF 2.0~3.0 相当水分) 50mm以下, 山中式土壌硬度計 24mm以下 保水性・通気性必要	土層改良, 耕種などの手段による間ゲキの増加, 土壌構造発達促進, 土壌の膨軟化	目標指標・目標値の検討・改訂 有効土層の意味と必要厚さ, 下層土が作土の物理的環境確保の役割
圃場の透水性	20mm / 日前後 (下方への浸透量 10~20mm / 日) 透水係数 10 ⁻⁴ ~10 ⁻⁵ cm / sec	50mm / 日以上 10 ⁻⁴ cm / sec以上	地中の水分移動の迅速化, 通気性の増大 土壌乾燥 (排水) 土層改良 (心土破碎など)	適正浸透量 (物理的内容) 還元田用水量の経年変化
区 画	用排水路, 農道に接する。圃場は平たんにしケイハンで困む。	農道, カンガイ施設に接す (転換畑なら排水路も)。傾斜 8~10° 以下	区画形状の検討 集団化, 農区ごとの転換	汎用化と均平, 田面傾斜, 点から面へ (圃場内での物理学)

必要。

⑥汎用耕地化のための技術指針のとりまとめとそれらの実施……圃場整備の視点からの課題は, ①排水……単作時より一層精度が高い。②用水……還元田の用水量は増大の傾向がある。水田面積が減少した分だけ用水量も減少すると考えてよいのか。畑作時の用水量は。非灌漑期の必要水量はどうか, など。③耕地組織……何を植付けてもほぼ合格するように。④土壌の変化及び速度……水田・畑土壌の特徴の整理と輪換による変化及びその速度の予測などである。

これらはいずれも土壌物理学と深い係わりを持ってお

り, その研究者は役割をなしてきたし, 上記課題は今後とも検討されるべき部分が多い。

3. その後の経過からみた課題

現在の政策がとられている間は目標となる転作面積は確保されてゆくと予想させる。今後は, 輪換畑として低い水準ではなく, 畑作としても高品質, 多収量の確保・向上に目をむけ, これを確保する土壌物理学が求められる。またこのような輪換によって土壌・水・微生物などがどうなってゆくのかの整理・把握も必要である。

汎用農地の用排水をめぐる諸問題

一方、水田単作よりも有利な土地利用としての田畑輪換（汎用耕地化）の成立のための技術が求められ、これにも水管理、土壌管理などを通じて土壌物理学者の力が基礎となる。ここで今後必要と考える3つの課題について述べる。

(1) 土壌水分制御技術の必要性和土壌物理

水田の輪換は、畑作導入時には水分制御、すなわち生育に適する土壌水分の上限と下限の間に水分を保つことが求められる。その手段は、暗渠排水を含めた圃場排水とウネ間灌漑や地下灌漑などの各種灌漑及び排水路水位制御などとの組合せが適用できよう。特に汎用化された圃場では地下排水組織が整備され、土壌管理も強化されるから、これらを利用した地下灌漑やウネ間灌漑方式は土壌物理学的なうらづけによってもっと実用化されてよからう。一方、還元田の浸透量の制御も求められる。また、農区や圃区単位での集団転輪作もなかなかむずかしいことから、程度の差はあってもバラ転作が可能であることが求められる。この場合には、水稻又は畑作の単一栽培の場合に行われる灌漑・排水というどちらか一方を目的とする水操作技術とは異なる。適当な水分環境を保持する技術、土壌水分制御技術が要求される。このよう

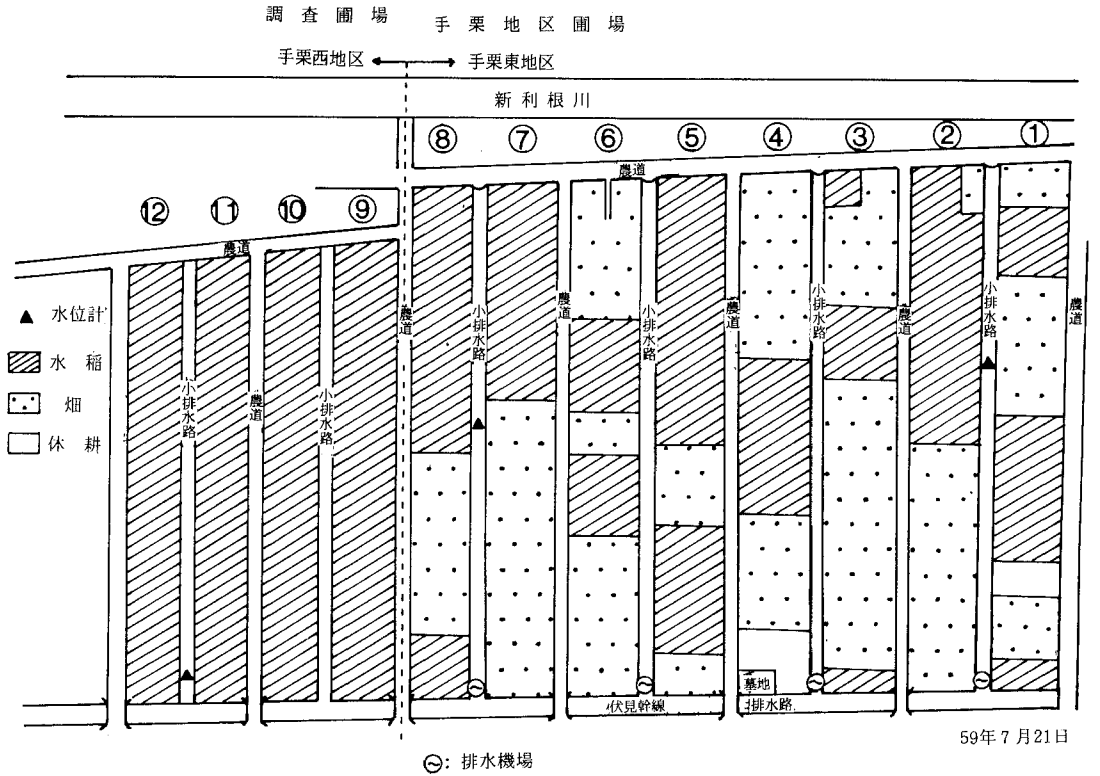
な土壌水分制御が成立するためには、①その目的……田畑混在の中での水分制御、ローテーションの長さによって土壌構造の変化も相違することを考えると輪換のローテーションに応じた水分制御など、②その目標及び目標値、項目及び数値、③土壌条件あるいは圃場条件の確保と維持管理……具体的な手段と変化させるべき方向、④用排水組織の水準向上と維持管理……施工ばかりでなく維持管理が大切、⑤用排水組織を十分利用できる圃場利用方式の開発、⑥農業者側の動向……水管理や農業に使用できる労働時間、農業者の質（専業・兼業など）、後継者の有無など、等を考慮に入れた検討が必要である。このためには、土壌水分制御のための土壌物理学、すなわち基礎理論、物理性や化学性、工学的や生物性的変化の程度とその速度の解明、その手段の開発などが求められる。

これらの水分制御が求められる実例を茨城県稲敷郡河内村手栗地区で示す（表-2）。低平地のため、ブロック排水が行われている地区であるが、これがない手栗西地区では転作畑はほとんど入っていない（図-1）。ブロック排水地区でも集団化はむずかしく、細かな水分制御が必要であることを示している（図-2）。

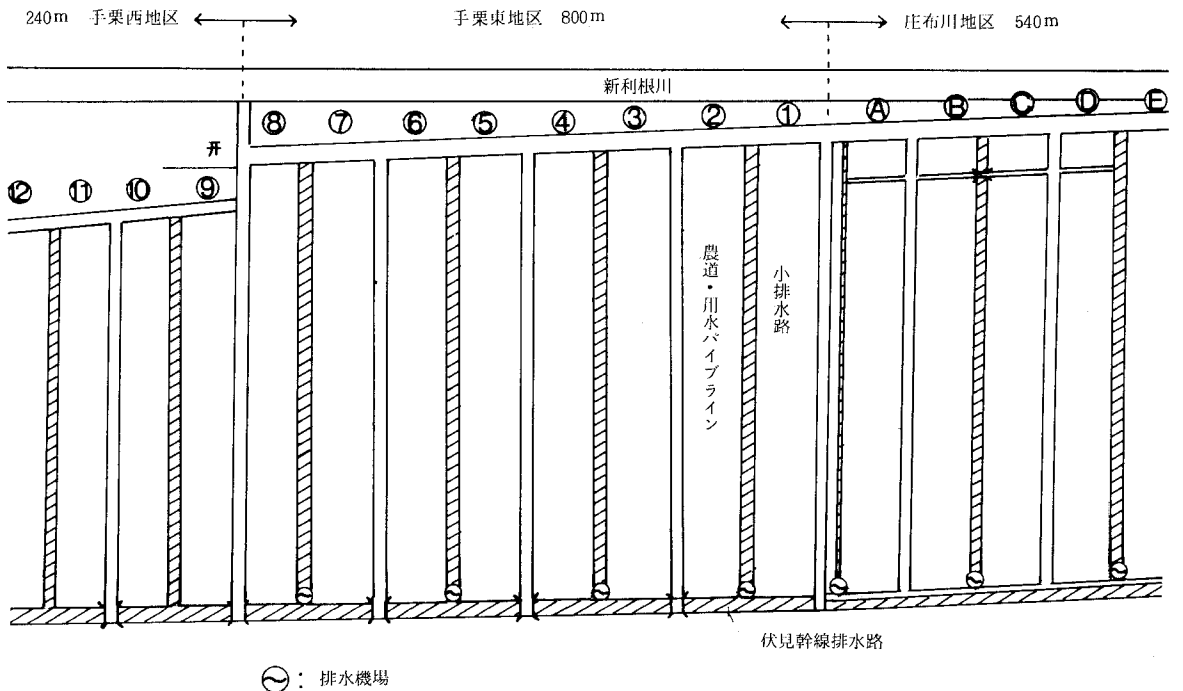
表-2 圃区ごとの転作割合経年変化（手栗地区の例）

(単位 %)

年度	月 / 日	圃区 土地利用区分	農 区		農 区		農 区		農 区		計
			①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	
58	5 / 4	水 稲	69.2	70.5	0	14.8	71.0	17.7	11.2	53.7	39
		畑 麦	6.7	10.0	0	0	0	12.7	1.9	1.8	4
		休 耕	24.1	19.5	100	85.2	29.0	69.5	86.9	44.5	57
		休 耕	6.5	0	0	0	0	0	0	0	0
58	7 / 7	水 稲	75.7	70.5	0	29.3	71.0	27.4	48.3	90.7	52
		畑 麦	17.8	29.5	100	48.4	29.0	72.6	34.5	9.3	43
		休 耕	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		休 耕	6.5	0	0	22.3	0	0	17.2	0	6
59	5 / 4	水 稲	47.7	48.2	18.1	34.7	64.0	40.2	27.1	39.5	40
		畑 麦	32.8	35.2	45.0	1.1	0	35.4	8.9	9.0	22
		休 耕	13.0	16.6	37.0	64.2	36.0	24.4	64.0	51.5	37
		休 耕	6.5	0	0	0	0	0	0	0	1
59	7 / 21	水 稲	47.7	48.2	21.5	34.7	72.6	40.2	45.4	64.5	46
		畑 麦	45.8	51.8	78.6	55.0	27.4	59.8	54.6	35.5	52
		休 耕	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		休 耕	6.5	0	0	10.3	0	0	0	0	2
60	5 / 4	水 稲	44.5	40.7	62.4	43.1	79.5	33.8	0	85.5	49
		畑 麦	35.5	29.9	10.1	21.6	0	0	9.6	0	13
		休 耕	20.0	29.4	25.8	35.3	20.5	66.2	90.4	14.5	38
		休 耕	0	0	1.7	0	0	0	0	0	0
60	7 / 19	水 稲	44.5	40.7	69.1	66.7	79.5	37.4	34.0	100	59
		畑 麦	55.5	59.3	29.2	33.3	20.5	62.6	58.2	0	40
		休 耕	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		休 耕	0	0	1.7	0	0	0	7.8	0	1



図一 各耕区の土地利用状況(手栗地区の例)

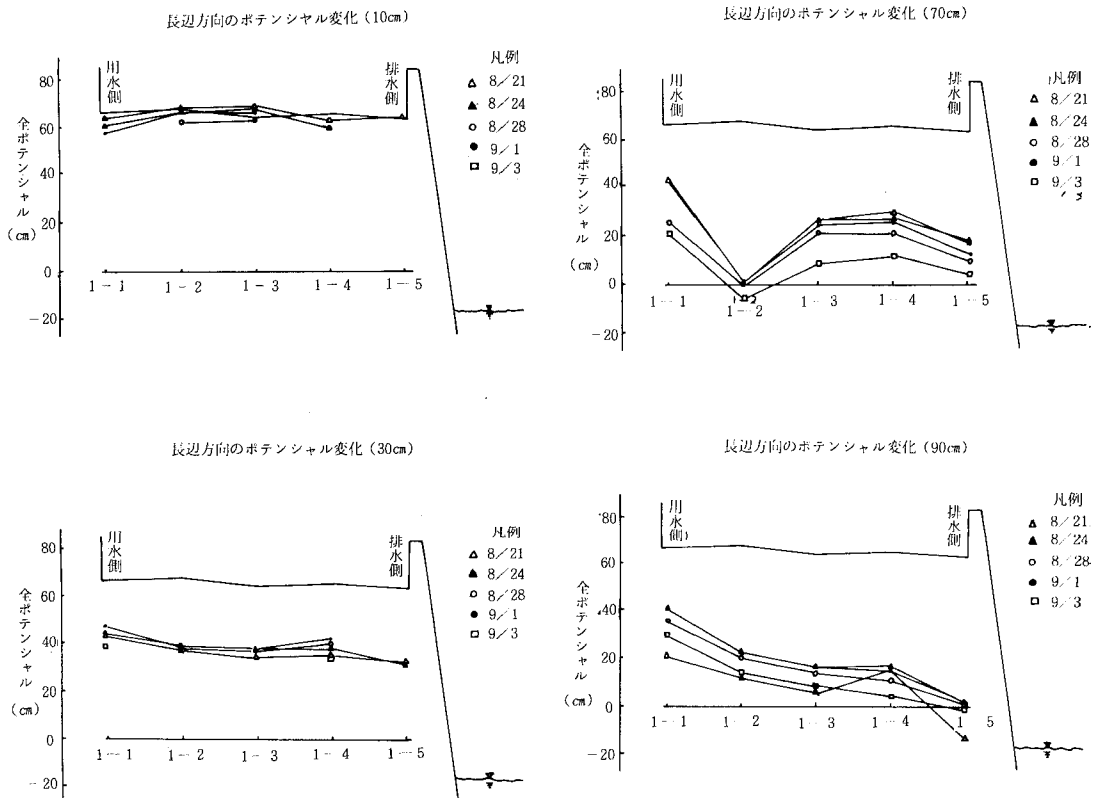


図二 手栗地区の用排水組織

汎用農地の用排水をめぐる諸問題

表一 3 手栗東の土壤断面と物理性の一例 (8-6) - グライ土・楢山統

層位	土性	泥礫	黒炭泥	色	構造	孔隙	斑結文核	ビリジル	ち密度	粘着性	可塑性	湿り	備考	透水係数 cm/s	仮比重 g/cm ³	固相 %
0	Apg	SL	なし	灰 5Y 4/1	角塊状		不鮮明 糸根・膜状 鮮明・鮮明	FeII -	10	弱	弱	半乾 〜 湿	客土	8×10^{-3}	0.85	31
13	Gm	CL	なし	灰 7.5 Y 4/1	弱大角柱状 (クラック)	細孔あり	鮮明 管膜状 含む	+	21	中	強	半乾 〜 湿	沖積 又は 浚渫土	7×10^{-5} 3×10^{-4}	0.18 0.93	37 37
32	P ₁	CL	なし	泥炭層 褐 7.5 YR 4/1			なし	+	12			潤	低集積層 (ヨシ・ハ シ・ハ)	4×10^{-4}	0.18	9
1×10^{-4}														0.16	8	
50	P ₂	CL	なし	泥炭層 灰オリーブ 7.5 Y 4/2			なし	+	11			潤	同上	7×10^{-5}	0.28	13
70	G	LiC	なし	含む オリーブ灰 2.5 GY 5/1	無構造	細小孔あり	なし	+	9	強		潤	海湖層 成沼又は 成泥	6×10^{-4} (2×10^{-3}) 2×10^{-5} (4×10^{-3})	0.75 0.86	29 33



図一 3 一筆圃場の深さ別土中水圧分布 (その1)

(2) 一筆圃場，地区圃場の土壤物理学

(表-3，図-3~5)

圃場における土壤物理学を調査するとき、一般的には用排水路や切・盛土の影響を考えてピット位置を選択し、そのピットで知られる情報からその圃場全体にわたる物理性、物理現象を推定する。しかし、実際に排水路から用水路にむかって方眼状に調査地点をもおけて層位を代表する深さ別に土中水圧を測定したところ、図-3、4のように作土、スキ床下部では一定傾向をもたず、ずいぶん違った現象がでた。バラツキ、測定方法を含めて一筆圃場の特徴をとらえる土壤物理学の研究が求められる。その成果は、農業土木工事、土壤管理、水管理の合理的方法を提起するものと期待できる。

数haないし数10haの広がりをもつ地区についても同じ

目的での研究が求められる。河内村の例ではかなり、狭い範囲での土壤変化がみられた(図-5)。このような土壤の分布・生成・変化の因子を整理することにより対応する手段がより適切になるものと考えており、筆者らは土壤学と工学の結合の基礎となる土壤学をEngineering Pedology, その応用による工学をPedological Engineeringと名づけている。

(3) 区画変化に伴う土壤物理学

将来の農業経営の変化を予測してみると、特に10年余り後の農業を後継者やコストの面から予測すると、今より大区画の圃場が求められるのではあるまいか。一方、従来の区画で精度のよい農業のための基盤も求められよう⁴⁾。均平精度、用排水効果、碎土性など、それぞれの区画に応じた土壤物理学による課題解決が求められる。

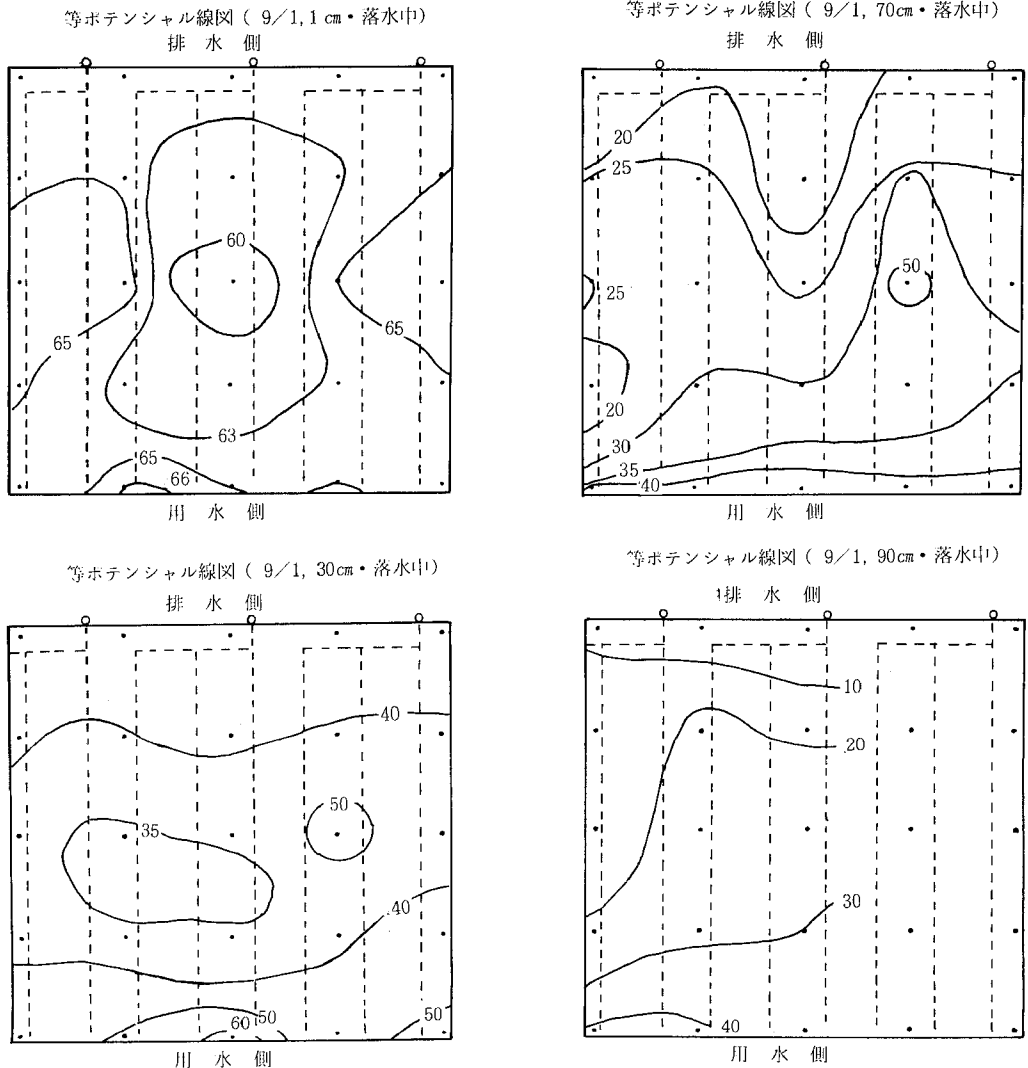
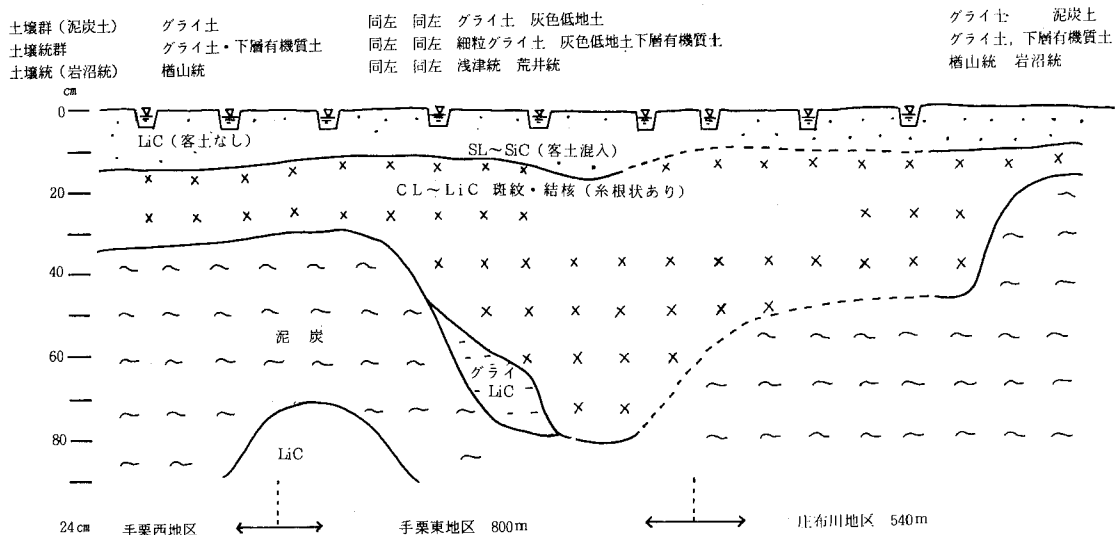


図-4 一筆圃場の深さ別土中水圧分布 (その2)

注: 図中の数字は田面下約70cmを基準とした水頭cm

汎用農地の用排水をめぐる諸問題



図—5 地区の土壤断面 (茨城県河内村)

技術の確立は急に出現するものではなく、すこし早すぎるかもしれないが、しっかりした基礎的研究が先行しなければならない。

謝 辞

本発表の内容は、筆者が参加した諸研究グループ・委員会の成果にもとづく点が多い。また調査に当っては、文部省科学研究費の補助を得、筑波大学農地工学研究室の各位の協力を得た。記して関係各位に感謝する。

- 3) 農水省農林水産技術会議事務局：転換畑を主体とする高度畑作技術の確立に関する総合的開発研究 1～619 (1984)
- 4) 大規模区画圃場整備モデル調査検討委員会：昭和59年度大規模区画圃場整備モデル調査検討業務報告書, 1～173, 日本農業土木総合研究所 (1985)
- 5) 多田敦：基盤整備と用排水, 水田転作, 45～64, 博友社 (1979)

引 用 文 献

- 1) 多田敦：ブロック排水地帯における還元田用水量の変化機構の解明, 関東農政局利根川水系農業水利調査事務所, 1～54 (1983), 1～71 (1983)
- 2) 農林水産省構造改善局資源課：営農技術確立 (地下かんがい) 報告書 那珂地区, 讚岐地区, 長尾地区, 佐賀南部地区, 神出地区, (1978～1983)

総合討論

座長 長堀金造(岡山大)・中野政詩(東京大)

座長(長堀)：ただいまから、総合討論に移りたいと思います。総合討論の司会をおおせつかりました岡山大学の長堀です。

座長(中野)：東京大学の中野です。

座長(長堀)：私共2人で、これから1時間にわたって総合討論の司会をさせていただきます。本日の講演は大変時機に適した課題で、大変立派な御発表をいただきました。講演中は時間もございませんでしたので、御意見、御質問のある方も差し控えていただいたことと思いますが、これからの時間、御質問、御意見をいただいたりして、このシンポジウムの実りある時間を最後に締めくくりたいと思っています。どうぞ、宜しくお願い致します。

座長(中野)：ただいままでの御講演に対して、いくつかの質問が来ています。最初に、予め質問用紙で御質問いただいたものについて、講師の先生方にお答えしていただき、それを中心にして討論を進めて行きたいと思っています。

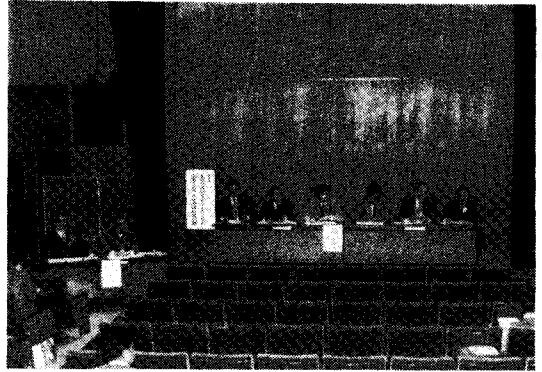
それでは、御講演の順番で整理させていただきましたので、最初は北海道大学の前田先生から前田(要)先生と木村先生への御質問です。

『田畑輪換の周期は、土壌の物理性、および作物生産性から見て、何年位の周期が適当ですか。また、転換畑および復元田はそれぞれ何年位でしょうか。土壌別で異なるでしょうか。』ということです。

前田(要)(道立中央農試)：これは、先程の私の講演の最後にも述べたように、私自身のこれからの検討課題でもあります。土壌の物理化学性を中心とした根圏土壌の環境変化、あるいは各作物の生産性などを総合的に見て、田畑輪換サイクルをいかに効率良く設定するかということが、汎用農地推進における大きな課題であると思います。北海道の場合、過去の実態を見ると、大体、水田からの転作を3~4年、そのあと水田を、3~4作といったローテーションが多くなっています。

これは、その土壌のタイプ、あるいは物理的な環境などを考慮して決定しているかどうかは疑問ですが、やはり御指摘がありましたように、特にその排水の良否、あるいは地力の摩耗程度から見て、土壌のタイプ別に適正サイクルというのは存在すると思います。

ただ、例えば褐色低地土のように、排水の良い所だと3~4年転換畑にすると、地力の減耗も非常に大きくなります。これは作物によっても違いますが、牧草の場合



だと、水田時の地力をかなり保持していますが、深く耕して乾燥が進んで行くと、乾土効果にしても非常に低下してまいります。したがって、私はいわゆる褐色低地土のような乾田型タイプでは3年あるいは4年位が限界ではないかといえ気がしているのです。

もう一つには、その畑作物の連作障害というのがございます。先程お話ししたように、北海道の場合、数年前のデータでは、てんさい、小豆の場合だと2年位連作でき、大豆が3年位、ばれいしょ、秋播き小麦が3ないし4年位連作が可能となっています。しかし、秋播き小麦の場合には、排水の良い所だと3年目位から立ち枯れが出てくる場合もあります。こういうことを考えますと、やはり乾田型タイプの場合は、湿田タイプのものより畑作期間が短いと考えられます。

それとは逆に、粘性の強い土壌だと、畑地化するまで2~3年は最低かかります。それから本当に作物の取れる期間に入るわけです。こういうことを考えると、一番条件の良い時に止めてしまうといけませんから、4~5年あたりになるのではないかと考えています。

ただし、これはあくまでも推論で、具体的なデータはありません。

木村(中央農試)：田畑輪換の期限については、今、前田(要)さんが話されたようなもので十分だと思います。それにつけ加えますと復元田は土が締まります。土が締まるということは、秋の地耐力が非常にあるということの証明ですから、普通連作水田で、稲わらの収集が地耐力のため出来ないような圃場では、地耐力のある復元田の間に、稲わらの収集のうまいサイクルを作りあげてを考えるといいのではないかと思います。そして、地耐力のある間は水田でいいんじゃないかと思います。ただしそれが、何年というのは難しい。

また、前田(要)さんは褐色低地土のことを詳しく話されましたけど、北海道の奈井江町の例ですが、ビート2年、水田2年の、2作物の交互作でかなりやっているという集団もあります。この場合には、畑土壌か水田土壌かわからない、両方とも行けるような土壌が出来上がっております。

座長(長堀)：三浦先生は八郎潟干拓の方で、やっておられたわけですが、何かその辺の関連で一つお話しただければと思います。

三浦(秋田農試)：土壌変化からみると、少なくとも4年は必要だという風に私共は思っています。しかし、今年から干拓地での水稲の作付制限が緩み、水田が2、畑が1という比率になったことで畑の期間が必然的に水田の半分になってしまいました。農家は土壌変化よりも、やはり収益性という点を優先するので、恐らくこれからは2年以上連作する畑は出てこないのではないかと思います。そのために栽培作物についても、例えばダイズの場合でも、普通栽培ではなく、ほとんどが麦との混播になる可能性があると考えています。

座長(中野)：それでは次の質問に進まさせていただきます。

次は前田(要)先生に岩手大学の馬場先生からの質問です。『ベーシックインテークレート I.B.の値の単位はmm/hrで表すとどのようになりますか』、『連続田と還元田での差は土質によってちがう、特徴がありますか』

前田(要)(道立中央農試)：今回の発表で用いたデータは引用データで、これをもとにして述べたわけですが、私自身は詳しくやっていないので正確にはお答え出来ません。

座長(中野)：馬場先生、これはやはり、ベーシックインテークレートの問題ですか。

馬場(岩手大学)：普通mm/hrで値が75とか55というのが頭にありますから、それだとわかりやすいと思っております……。

座長(中野)：どなたか実際にお調べになった方がいれば、御披露いただければ有難いんですが。八郎潟で多田先生おやりになっていませんか。

多田(筑波大学)：八郎潟ではやったのですが、値は忘れました。八郎潟の場合、すき床があり透水性が悪いので、はじめは浸入が早いのですが、そういう形で、そういう所まで水が飽和しますと動かなくなってしまうこともあります。また長谷川氏の調査では転換畑では、クラックと暗きょの連絡の影響が強く、1mm/hr以下のところがある一方で、数100mm/hrをこえるところもあります。

座長(中野)：次は久津那先生に、長堀先生からの質問です。『仮比重が降雨後に大きくなり以後減少するという結果のメカニズムは何でしょうか』

久津那(北農試)：常識的に考えると、耕起すると仮比重は減り、次に雨に会うと、どんどん増加するのではないかと思います。測定してみると逆に減少したりしていて、私自身あわててしまいました。測定方法が100ccコアで大体10cmの深さの所を採取したのですが、限られた所で測っているからそういうことになったのかどうかと、色々考えてみたんですが、私自身わかりません。

座長(中野)：大変興味ある課題で、測定上の問題であるのか本当にそういうことなのか、実際に来た数字はそうなっているということなのですが、どなたか実際お測りになって御経験お持ちの方はいますでしょうか。あるいは、それはこういうことではなかろうかという意見を思いつかれた先生はおいでになりませんか。

安富(茨城大学)：まず、粘土鉱物の影響があるのかどうかということが一つ。それから、もう一つは測定法に関してですが、きれつが網の目のように入る現象が出てくるのかどうか、その2点についてちょっと疑問を持ってお聞きしました。

久津那(北農試)：メインデータは北海道農試圃場のもので、あとは土壌タイプの違った圃場でもやってみているのですが、いずれもほぼ同じ結果が出ています。それと、測定する所は大きなきれつがある所は全部避け、作物のはえている場所から大体20cm位離れた所で測定致しました。ただし、これははっきりした基準をつけたわけではなく、何ヶ所かの測定の前平均値で出しています。

座長(中野)：次は長谷川先生、三浦先生に北海道大学の前田先生からの質問です。『粘土質転換畑や干拓地土壌で干害と湿害が発生し易いことは理解出来たが、どのような対策を施せば干害や湿害が防げるのか聞かせてください』。

長谷川(農士試)：まず、湿害の面ですが、これは大体政策的に決まってしまうのではないかと思います。ただ、私の考えでは暗きょを10m間隔に入れて、それでもだめな場合は弾丸暗きょを引くということはかなり湿害は防げると思います。私はラインメーターで測定したのですが、透水係数が 10^{-5} cm/secのオーダーで湿害は回避されると思います。ただし、出芽期の湿害は、土そのものの排水性が無いため起る可能性があると思います。また、干ばつ害を防ぐには、水をかけてやるしかないと思います。その方法はもともと水田ですから、ウネ間かんがいでいいのではないかと考えております。

三浦(秋田農試)：湿害については今のお話の通り、八郎潟でも全く同じです。今、圃場事業では、こまかく10m間隔まで暗きょが入ることになってはいますが、私共はそれでは足りないと思います。ただ、さらにその間に1本入れると5m間隔になり、これは完全に農家の自己負担になるわけです。しかし、そういう圃場が約2割程出て来ております。これからそういうことがどんどん増

えるとなると、問題は逆に干害、つまり土壌の乾燥です。土が乾く害というのは耕土が薄い場合に起りやすいのです。酸化層である耕土の直下には未風化のへどろ土壌があります。それを、例えばダイズ栽培には培土としてかきよせると、下の未風化の土壌が露出することになります。その結果、下からの水が来なくなり、播種されたダイズの発芽が遅れることになります。このことが八郎潟での干害の具体的な例です。これを防ぐためには、作土、つまり酸化層を深くすることが絶対条件です。そのためにも田畑輪換が必要だと思えます。

座長(長堀)：次は岩手大学の馬場先生から三浦先生に対する質問です。『しろかき用水量は何mmくらいですか。』

三浦(秋田農試)：例えばグライ土では150~280mm程度となっています。

馬場(岩手大学)：しろかき用水量が、少ない場合と多い場合では、非かんがい期における乾燥きれつの発生などがかなり異なるのではないかと思います。

先程の発表では、あぜから逃げるのがその差になっているということだったですね。はたしてそうなのか。それとも、今言ったように、非かんがい期の影響が降下浸透という形で出てこないのかということをお聞きしたいのですが。

三浦(秋田農試)：私共で測定したのは泥炭地の例です。泥炭層自体の透水性は良いのですが、泥炭層は非かんがい期でも乾燥ということはまず無い。そのために泥炭層ではきれつはほとんど入っていないと思います。したがって、あぜの沈下等の田面の乱れによる水の損失がかなり大きいのではないのかというのが、私共の見解です。

座長(長堀)：もう1つ茨城大学の安富先生から三浦先生に質問が来ています。『畑に与える肥料を調整することによって、暗きょによる排水汚染を少なくすることが可能のように思われる。この点について、どうお考えでしょうか。』

三浦(秋田農試)：土壌水については、例へば窒素ですと10~20PPM、リン酸でも3~5 p.p.m.の濃い水が土の中を流れているわけですが、これが肥料から来たものか、干拓地という立地条から来たものかは、その仕分けは今のところ出来ておりません。

そこで、トレーサー実験では深い所に流し込んだ処理と浅い所に流し込んだ処理を作り、流出状態を調査したいと思っています。というのは、土壌の硝酸化性について試験を行ったときに、最初八郎潟の土の方が今まで水の底にあった土だから、硝酸化性力は弱いはずだと思っていたのですが、実際調べてみると、投入した窒素肥料は1週間で、80%以上硝酸態窒素になり、干拓地でも硝酸化性はすぐ起ることがわかりました。そうすると、水田でも畑でも流亡して下層に相当たまっている状況にあ

ると思われれます。

安富(茨城大学)：今の問題については田淵先生(茨城大)が非常に詳しくやられているわけです。私はあまり化学的なことはわかりませんが、全体的な感じとしては有機物が空気に触れることによって、風乾の過程で分解が非常に促進されて、そこで色々な可溶性の物質が流れてしまうということが、一般的に言われているように思われます。そのあたりの栽培の技術と、いまの田畑輪換の土壌物理性ととの関係の研究が必要ではないかと思えます。このことについて今後、やられる可能性はありますか。その辺の展望をちょっとお聞かせください。

三浦(秋田農試)：実は八郎潟の水が非常に汚れて来ているというのは、地元では大きな問題となっております。

これまでの八郎潟の汚れの調査については環境庁関係、秋田県環境保健部等ですでにやられています。農地から汚染物質が地下水へ河川水へ出てくることについては、例えば霞ヶ浦とか児島湾の調査例では畑の場合だと肥料として投入した窒素の3割が、リン酸の場合でも相当量出て来ることが示されています。それを八郎潟にあてはめると、今の八郎潟の水の汚れ、特に地下水の濃度の成分は肥料から出て来たものとみていいんだというようなデータが出ています。ところが、良く考えてみると、今のお話のように八郎潟の場合には、今まで蓄積していた有機物が今さかんに分解している過程にあり、当然窒素とかリン酸が出て来ているわけです。そこでトレーサー実験をやっているわけです。

これは、私共全く初めてで、特に土の下の水の動き、干拓地というような特殊条件でのそれがどういふものかわからないものですから、色々教えていただきたいと思っているわけです。

座長(長堀)：よろしいでしょうか。

それでは次は多田先生に、木村先生からの質問です。『今後の圃場整備に役立てるための土壌調査の縮尺はどの位の精度が必要とお考えですか。現在の土壌図はあまり役に立たないのではないのでしょうか。』

これは大変重要な課題で、木村先生もどのようにお考えになっているのかを後ほど御披露いただいて、少しディスカッションしてみたいと思います。

多田(筑波大学)：私もどの縮尺が適切かというのは、場合によってちがうんじゃないかと思うんです。土地改良を行うべき大すじの方向性をつかんでいくためには、今の土壌図の精度で考えていく必要があると思います。

ところが、先程申し上げましたように、実際には35haとか100ha位とかは、工事していくときには末端の1地区としてやっていくわけですから、その地区の中であれだけ土壌に違いが出て来るといふことは、むしろ精度良くとただけではすまず、いろんな土壌が組み合されて

いるときに、どう考えて、工事をするのかという問題になって来るのではないかと気がしています。そうやって来ると、一般の土壤図ではなくて、土地改良をやるにあたって必要な土壤調査の精度が求められるんじゃないかという感じがします。そして、土地改良では、整備するときには高低差をとるとき縮尺1000分の1にとってやりますが、工事としてやるときも、そういう精度の話がやっぱり出てくるわけです。そのとき、私共は細いことに気を使うよりも、どの性質とどの性質をどう組み合わせ、基本的にはその変化の速度も考えながら、だいたい判定してゆくんだということが、工事のためには必要な気がしています。従いまして、今までよりも小さくしなければならぬということ、あるいは、どこまで小さくみれば良いのかということとはあまり考えない方がいいんじゃないかという気はしています。ただ、暗きょの間隔とか圃場整備においても、どの地区は同一圃場整備方式としてグルーピングするということには、今後土壤区分を考えながら、グルーピングするということが求められるのかも知りませんが、この辺は今のところ、どちらで行けば良いのかということとはわかりません。今後の問題だと思います。

座長（長堀）：これに関連するわけですが、多田先生、先程調査の事例を出されまして、暗きょは深さ60から80cm、あるいは1mということ、土性を見た上で決める必要があると言われましたけれども、先程言われましたように、我々の事業の施工レベルで行くと、とてもそんなものをお考えおられません。ですから、むしろ大事なことは、普通に事業をやっている、営農レベルで暗きょの効率がよくなるように、土壤を見て、例えばクラックが入る土性であるとか、そうではないといった事業レベルに補正を加える判断基準をつくるのがむしろ現実合っているんじゃないかという気がするんですけど、その辺はどうなのでしょう。

多田（筑波大学）：全く同感です。

実は、土壤図を見ても、圃場整備をするということによって変わってしまうわけです。従って、土壤図から私達が一番読み取りたいことは、この土壤はこういうことをやればこっちの方によってゆくだろうということ、例えばライ層が早く下方へ降りていくだろう、クラックが進んでいくだろうという土壤と、これはちょっとやそつでは行かないだろうとか、そういうような判断が出来るような分類がいいんだと思うんです。そうしますと、それによって、これはぐっと間隔を狭めて作っておく、あるいは長堀先生が言われましたように土壤管理で対応してもらいたいという線が出るわけです。これを判定するのに、ある地区に関して、こういう土壤が出てくるから安全側をとって、こちらで行こうとかこういう方がいいだろうという判断になってくるかと思うので、そういう規模での調査でいいんじゃないかという気がしています。

座長（長堀）：どうも有難うございました。

木村先生、色々御苦労なされた御経験がおありじゃないかと思うんですが、こうしたとき、こうやってうまくすり抜けたかというようなことがあれば。

木村（道立中央農試）：長い間調査して来て、5万の精度の地図はかなり作って来たんですが、自分自身が作った5万の地図に基づいて土地改良の調査をやるという場合がよくあります。自分で作ったんだからまちがったとは言わないんですが、この5万の単位の地図が出来たあと、かなり細い土壤図を作るのは、今、多田先生のお話のように、その部分その部分の、目的によって大きく分類したらいいというお話なので、それでいいのかと思います。しかしこれまで調査に関係した者として将来どういう土壤図を社会に提供していったら良いのかということについて、日頃悩んでいたの、質問させていただいたのです。

座長（中野）：どうも有難うございました。

そのあたりをこれからもう少し悩まなければならぬことですので、なんとか早く工夫して、うまく使っていければよいと思います。

次は北海道開発局官房調査課の金川さんから、木村先生への質問です。『泥炭地の田畑輪換利用ということについての良し悪しの判断。先生のお考えはいかがでしょう。』

木村（道立中央農試）：これは、私も一番悩んでいるところで、正直言ってお答え出来ない所です。それで、泥炭地の考え方ですが、泥炭地というのは常に変動していると解釈すれば、田畑輪換して、当然不等沈下が起っても、その手直しは社会的にやっとなければならぬのではないかと思います。といいますのは、田畑輪換をしていなくとも泥炭地の水田については必ず客土の希望が出てくるわけです。客土の工事をすると、必ず、泥炭地は動きますから、何らかの手直しが必要です。

そういうようなことを考えてみると、泥炭地というのは、もう、客土を何回かやったらそれでおしまいだらうと言って離してしまえないんじゃないかと思えます。したがって、かなりあとあとまで、土地改良部門の人達も泥炭地については付き合っていかなければならぬのではないかと考えています。

座長（長堀）：木村先生の関連ですが、先程、泥炭地で、耕すと不等沈下が起きて、大変困ることになるというお話でしたが、一方においては、農家はむしろ転換して耕すことによって、泥炭を分解させる方がいいんだというようにやっているようです。その辺とのからみですが、このように沈下したものをしろかきによって均平化できるのかどうか、もしできるとすれば積極的にやったらいいんじゃないかという気もするんですが、その辺は、どうでしょうか。

木村（道立中央農試）：しろかき段階で均平化するという事は、恒久的にはまず不可能です。それをやろうと思う農家は必ずクローラ型の機械を持っています。これがまだ転換畑を終えて今度初めて水田に複元するというような段階のものならば、高い所をこすり取っても泥炭がどこでもかき出ても出て来るというような所まで行っていないので、今のところはまだ出来ているわけなんです。それと、泥炭地帯の優秀な土地改良区あたりではそういうことを良く知っていて、そうした浮上した所めがけて暗きょを密に入れるというようなことで手直しする技術も知っているようです。

座長（中野）：他にどなたか関連していかがでしょう。

座長（長堀）：前田（要）先生にお聞きします。心土破碎をして、もみがらを入れていくのは、水田に戻す場合の対策を考えているのかということなのですが、また、どういうふうにもみがら暗きょを切っていたのか。そして、水田に戻す場合は何か漏水対策を考えておられるのかどうか。その辺をおうかがいしたいんですが。

前田（要）（道立中央農試）：北海道の場合もともと排水不良田でこういう暗きょというのが出来たのです。40年の後半から中央農試と上川農試でやりまして、かなり強粘質層の排水不良田ではもみら暗きょの効果は高いということがわかりました。特に基盤整備をやったあとですと、普通の土管暗きょですと、その土管まで行く水みちが無くて、うまくいかなかったのですがそこにもみがらを入れますと、もみがらは疎水的にフィルター的な役目をしてくまうきます。転換畑においては、特に排水の悪い所ではこれをやらないと、停滞水ができて耕起が出来ないんですね。

今のところもみがらを充填する深さは、私のやった範囲では1m暗きょを掘り、その上に60cm位埋設しています。そういう場合でも上の部分は土がかぶりますから、特別に漏水過多になって困るという現象はありません。ですから転換畑自体にやったものは当然そういう問題はあまり無いと思います。ただ水門を閉じている場合があると、もみがら暗きょの上を検土杖などでつつくと、水がジャーと流れることもあります。

一般の農家でみると、水甲は止めてしろかきを行っています。実際たん水期間中だと、漏水過多で困るというようなことは無いようです。

座長（長堀）：三浦先生にお願いしたいんですが、八郎瀨では、3～4年位になると酸化層がずっと進んで来ますね。土層改善としては大変いい状態になって行くと思いますが、その場合にまた戻すと、地耐力の方も戻るといふ説明だったと思うんですが、地耐力そのものが戻っても、土層そのものが深く酸化層まで行って、そういう繰り返しやるといふことによって長い年月かければうまく行くんじゃないかという気もするんですけども、そ

の辺はどんなもんかということです。

三浦（秋田農試）：戻りのことですが、時間の関係で言い足りない点もありましたが、アッターベルグリミットを見ると明らかに、畑期間の効果というのは、そういう理学的な面では残っていると言っていると思います。ですから、同じ表土の液性限界も、最初は200～300%あったものが、ずっと来てますから、それが実際面でまだ出てくるまでには至っていないといった方がいいと思います。ですから、もう何回か繰り返しているうちに、必ずや期待できる。

今あきらめて、例えば畑転換しても、水田に戻せば戻ってしまうからその効果が無いというようなことを決めるのには早計なので、もうちょっと繰り返すまで、結果が出るまで待ってくださいというふうに言っております。

座長（長堀）：それと、大豆では深い所まで酸化層が入って行って、小麦は浅いという説明をされたと思うんですが。

三浦（秋田農試）：これは、実は砕土率を調査したときののですが、9月に麦を播き、良く耕起して砕土します。それが、春見ると、水田とほとんど同じ状態となっている。麦の場合には冬期間に雪の下で土塊がくずれてかたまる現象が起きています。せつかくの耕土の構造が無くなるということで、麦の場合効果が無いというふうに思います。

座長（長堀）：一応3年ないし4年やると、明らかにデータからは酸化層が深く進んでいるということが良くわかりましたのが、先程の質問のお答えの中で、水田が非常に少なく半分位になっているということがありました。そのために畑にするのは今後1～2年位で、ローテーションを変えざるを得ないということになると、転換をすることによって土層改善しながら、干拓地の土層改善を含む形での問題がうまく行かないのではないかという気がします。その辺のかかわりの中で、今後どのようにすれば良いのかお聞かせいただきたい。

三浦（秋田農試）：例えば連作水田だから、その水田にもう土壌の乾燥風化が期待出来ないということは無いと私は思っております。現在のように、非常に透水性の悪いヘドロが作土の下にある状態では、10m間隔で80～90cmの深い所に暗きょを入れているのではまずだめだと思います。暗きょを狭く入れることが不可能ならば、弾丸暗きょとか先程お話がありましたもみがら暗きょ、のような簡易のものをなんとか農家の努力で入れて、水田でも土壌の乾燥風化が進むようなやり方をやってほしいと今言っております。

座長（中野）：そろそろ時間がなくなってまいりましたが、最後に大変重要な質問が1つございます。これは茨城大学の軽部先生からいただいたものです。

これを最後の質問の総まとめとしたいと思います。

『汎用農地として利用することのメリット、デメリットを考えた場合、個々の農地によってその有利性が異なると思われます。今後、積極的に汎用農地として利用していけば有利と思われる農地の条件、例えば土壌、土層条件などがありましたらお教えてください。』

これは講師の先生達全員に一言ずつ、今後汎用農地として積極的に利用してゆく所はこれだ。こういう条件の場合だということを一言ずつ御披露いただきまして、最後のまとめにしたいと思います。

前田(要)(道立中央農試)：私の考えていることを申しますと、やはり畑地化の期間の長い強粘質台地のような所では、むしろデメリットの方が多くて難しいのではないと思うわけです。ですけれど、ある程度単純な改良を行い、2～3年の間に、畑作の収量が水田に勝る所だとかなりメリットがあると思います。ですから、私はむしろ乾田タイプの所で、3～4年畑作物を作っていく方が経営的にはプラスになると思います。しかし、排水不良の所ではこれはかなり難しいという気がしています。ただ、土壌構造を変えたりするメリットは当然あると思います。

三浦(秋田農試)：私は、結局田畑輪換をやる場合のメリットとデメリットということになると思います。けれども恐らく今の技術水準から考えて、金と暇を全然考えなければ何でも出来るんじゃないかと思えます。それで、先程前田(要)さんが言われたように、粘土が多く、透水性の悪いタイプの土壌、例えばグライ土あるいは灰色低地土では、転換する場合に非常に時間がかかるし、経費がかかるのではないかと思います。そして、それが経営に対してプラスになるかマイナスになるかということやはり農家の色々な事情によって変わってくるのではないかと思います。また、先程の泥炭の問題ですが、確かに泥炭の場合転換し易くて、生産性は非常にあがっているわけですが、泥炭の土地利用を考えた場合にこういうやり方がいいのかどうかをはっきり決めてかからなければ、うかつに結論は出ないと思います。例えば、泥炭は非常に水が豊富な状態で安定した状態にあると思います。それを無理に農耕地にするよりも、やはり水田にするのが一番いいことですし、もし、止むを得ず田畑輪換をすれば、出来るだけ短期間に変える方がいいんじゃないかと考えます。これは、やはり泥炭地の土地開発という観点をはっきりさせて考えるべき問題だと思えます。

長谷川(農土試)：非常に難しい問題で、私自身あまり真剣に考えたことは無いんですが、先程の発表では一応、粘土とロームと言いましたが、粘土はやはり水田で使うべきだと私は思います。それで、畑転換後水田に戻すことが出来るのはロームみたいに転換によってまたロームになる土だと思えます。

木村(道立中央農試)：一戸の農家経済の中で考えれば、一番やり易いというか転換し易い褐色低地土の中粒質というような所でおさえおくのが一番経済的だと思います。

けれど、敢て田畑輪換を土地改良、土壌改良に利用するというのであれば、かなり粘質な所にも少面積であれば挑戦してもいいんじゃないかと思えます。

三浦(秋田農試)：八郎潟の場合には、逆説的ですけども排水の悪い所から積極的に入れていくべきだと思います。というのは、今八郎潟干拓地では水稲収量に非常に差が出て来ています。それで、低収地帯はといいますと、畑の経験の無い連作水田の収量が段々下がって来ている現象があります。そういうことで、まず、適宜、田畑輪換を導入することによって、将来の干拓地全体の収量が上がるということです。

多田(筑波大学)：私は農業土木の立場ですから、それでお話すると汎用農地のためには水田のときには水田の好適条件が、畑のときには畑の好適条件が比較的容易に得られることが条件であり、これを圃場整備や土壌管理によって確保できることが大切です。整備水準を色々なレベルに変えることができるようにするバックデータを出してゆくべきだと思います。つまり、土壌の都合の良い所だけを転作することでは済まない農業上の問題があるんじゃないかということです。とすれば、どういう場所ではどれだけ、例えば先程暗きよの間隔を5mにしたというのがありましたが、そういうふうに整備水準を変えることを許容するバックデータを出して、目標値を確保するための技術的方法を考えるべきじゃないかと考えております。

座長(中野)：どうも有難うございました。

私共が土地改良事業の中で水田を転換し、畑地にしていく場合には、やはりもともと水田で水掛りが良く、排水が悪いようなことがあるかも知れません。そういう所を畑にするわけですから、やはり作物が成長生育して、品質の良いものが生まれるような目標値がもう少し検討されて出てくると、非常にいいんじゃないかという気が致します。幸い、本日も試験場の方、先生方も沢山おられますので、そういう成長生育との観点から転換畑のフィジカルな問題の目標値がさらに一層明確になって来ますと、私共が土地改良上それを目標にしてやりますので、今後一層こういった問題に関心を持っていただき、それぞれが研究を進めていただきたいと思います。

これをもって本日の総合討論を終えたいと思います。講師の先生方、大変有難うございました。

また、皆様御協力有難うございました。

遠心法によるpF測定の問題（その1） — 供試体の圧縮の影響と water lodging 対策 —

加 藤 誠*
穴 瀬 真*
竹 本 政 弘**

Some Problems Associated with the Application of Centrifuge
Method for Measurement of pF of Soil Water (I)
Makoto KATO*, Makoto ANASE* and
Masahiro TAKEMOTO**

*Faculty of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology.

**Saitama Prefectural Sugito High School of Agriculture.

1. まえがき

最近、pF試験は農学分野の研究のみならず、飽和、不飽和の状態の水の浸透問題¹⁾²⁾を取扱う工学分野の研究にも応用され、自然災害、地下水文、ダム工学等の分野からもかなり注目され始めている。そこで、妥当なpF水分曲線を求める必要性が増している。

pFの測定において、低pF領域の測定では、吸引法などの方法を用い、土壌構造をほとんど破壊しないように間隙中の土壌水を吸収又は脱水するような方法をとっている。

一方、高pF領域では、遠心法が普及している。この方法は遠心力によって、土壌骨格構造が圧縮されるため、間隙が狭くなり脱水がさまたげられる。したがって、遠心力によって土壌水分が平衡に達するのに、かなり長時間の運転が必要となる。

またこの圧縮のため、water lodgingの状態が発生することもある。

BriggsやMelane³⁾は一定の遠心力の下で水分平衡に達するまで脱水させた土壌の含水量を、その土壌の水分当量と定義した。重力の1000倍に相当することもある。

これを土質工学会では遠心含水当量試験⁴⁾として、JIS1207に規定している。

その後、Thomas⁵⁾は試料の質量と厚さを増せば、水分当量は減少することを見出した。

また、わが国では、最初、美園⁶⁾らによって研究、利用されて以来きわめて広く普及し、現在でも、土壌の物

理的性質を知るうえで有効な手段となっている。

わが国で最も普及している遠心法は土壌供試体に遠心力を与え、水分を振切る方法（ろ過型）がとられている。

遠心法は簡便な方法ではあるが、土壌供試体が遠心力の作用を受け圧縮されてしまうので、いろいろ困難な問題も発生しているように思われる。そこで、water lodgingを起してしまうような土壌に遠心法を適用する場合に脱水を妨げないような水みちを作るよう、2.3の工夫を試みた。このような試みはすでに多くの、研究者によって経験ずみの方法かもしれないが、その結果について議論していただければ有難いと思うものである。

2. 実験の方法

遠心法によって、pF水分曲線を求めようとするとき、供試体が遠心力を受けるため、土が圧縮され、土壌骨格が破壊される。それに対し、低pF領域で使用される吸引法の脱水方法は骨格の破壊を伴う脱水ではない。このような脱水方法の相違が遠心法において困難な問題を起している原因となっている。

そこで、今回、下記の実験（I）、実験（II）により遠心法を持つ問題点を検討した。

実験（I）：脱水作用の相違について考察するために遠心脱水と乾燥脱水を行なって、脱水に伴う収縮について考察した。

実験（II）：Water lodgingが起った粘性土に対し、水みちを作ったり、供試体の厚さを変えて、排水径路を短くしてWater lodging

* 東京農工大学農学部

** 埼玉県立杉戸農業高等学校

遠心法によるpF測定の問題(その1)

を起さないよう工夫し、その効果について考察した。

1) 実験(I) 遠心力による供試体の圧縮について

(1) 試料と供試体

使用した試料は表-1に示す5種類で、それぞれの採取場所は、(1)関東ロームは農工大農場、(2)黒ボクは阿蘇の高遊原、(3)沖積粘土は埼玉県志木、(4)泥炭は青森県木造、(5)砂は埼玉県朝霞である。

それらの物理性を表-1に示した。不攪乱試料は100cm³の採土管にて採取した。

なお、現地で採取できなかった試料については、室内で一定の条件の下で充填して作製した供試体を使用した。

図-1に粒径加積曲線を示す。

(2) 遠心分離機とローター

本研究に使用した遠心分離機はSAKUMA冷却式高速遠心機Model50A-1である。

本機は20,000 r.p.m. までの測定が可能であり、ハンドタコメーターにより所定回転数の±10 r.p.m. まで設定できることを確認した。

遠心槽内の温度は-30℃~+40℃まで任意の温度に設定が可能である。

ローターは100cm³の採土管4個を設置し、最大回転数10,000 r.p.m. の回転まで使用できるSAKUMA H B-R型ローターで、pF2.0~3.9までの測定に使用した。

ローターの採土管を載せる容器は試料下端を自由水面に接した状態で遠心力を与え、遠心分離された濾液がフィルターの小孔を満すとフィルターと同じ高さにある排水口に導かれ、下部の集水器に流入し、回転停止後も分離液が逆流しないような構造となっている。

(3) 実験方法

100cm³の採土管の不攪乱試料を24時間以上水浸飽和させた後、pF試験と収縮試験を行なった。pF試験では低pF領域では吸引法を、高pF領域では遠心法によりpF水分曲線を求めるとともに、各pF段階における供試体の体積をノギスで測って求めた。

なおpF2.0~3.9までの各pFにつき、遠心時間を6時間とした。

一方、収縮試験では、恒温室内(温度20%, 湿度約60%)で乾燥し、飽和状態から風乾状態まで、各乾燥段階の試料の体積をノギスで測って求めた。

表-1 物理的性質

試料		関東ローム	高遊原黒ボク	志木粘土	木造泥炭	朝霞砂
自然含水比(%)		122.03	97.77	65.45	202.59	26.85
比重		2.773	2.415	2.675	2.237	2.748
仮比重(g/cm ³)		0.477	0.503	0.850	0.395	1.417
間隙率(%)		82.8	79.2	68.2	82.3	48.44
液性限界(%)		174.10	128.55	58.50	-	-
塑性限界(%)		98.84	79.58	32.34	-	-
スリ塑性指数		75.26	48.97	26.16	-	-
粒度	粘土(%)	14.3	17.5	43.0	-	4.3
	シルト(%)	23.7	37.5	39.2	-	1.3
	砂(%)	62.0	45.0	17.8	-	94.4
有機物含有量(%)	強熱減量(%)	18.85	36.89	8.04	43.33	1.61
	重クロム酸法(%)	2.08	13.03	3.04	-	0.23

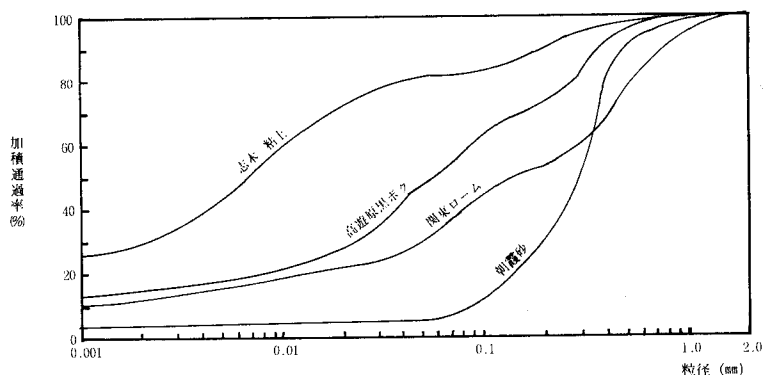


図-1 粒径加積曲線(泥炭はのぞく)

2) .実験(Ⅱ) 粘性土におけるWater lodging対策

(1) 試料と供試体

試料として実験(Ⅰ)に使用した志木粘土を用いた。供試体は100cm³の採土管を使用して得た試料を適当な形状にトリミングして作製した。

(2) 実験方法

粘性土のWater lodging対策として、次の二通りの方法で検討した。

(対策-Ⅰ)

供試体の高さを小さくする。つまり、100cm³の採土管では供試体の高さは約5.1cmである。この供試体の高さを1.5cmになるようトリミングした供試体を使用した。

そして、pF2～3.5までの各pFにつき、遠心時間(T)が30, 60, 180, 360分毎の供試体の含水比を求めた。

(対策-Ⅱ)

供試体の中や底部に脱水しやすいよう水みちを設けるため、石こうを材料とした多孔質体のスポンサー等を入した。

その構造を図-2に示した。従来の方法をA法、供試体の底部に石こう板を敷いた方法をB法、供試体の中央部に石こうの柱を挿入した方法をC法と呼ぶ(写真-1参照)。

石こう柱の挿入にあたっては柱と同径の肉厚の薄い円管で中央部分を抜いた後、石こう柱を注意深く挿入した。

上記のように準備した供試体を3日間水浸飽らさせた後、pF3に相当する回転を与え、T=15, 30, 60, 180, 360分毎の含水比を測定した。

従来の方法(A法)も比較のため、同一条件で含水比を求めた。

3. 実験結果および考察

1) 実験(Ⅰ)について

各試料について、初期体積(V_0)と各pFにおける体積(V)との比(V/V_0)を図-3に示した。

これをChangとWarkentin⁸⁾が提唱したSpecific Pore Volumeを用いてpFとの関係を図-4に示した。

図-5～図-9は遠心脱水による土壌体積の変化と含水比の関係を乾燥収縮の場合と比較したものである。実線は乾燥脱水を、点線は遠心脱水の場合である。

遠心脱水を行なった場合、黒ボクや関東ロームではpF3程度の遠心力を加えると比間隙体積(Specific Pore Volume)が急激に減少することが図-4よりわかる。

一方、砂では体積の減少はほとんどない。そして、関東ロームでは20%、黒ボクや粘土では30%、泥炭では50%の体積の減少が見られる。

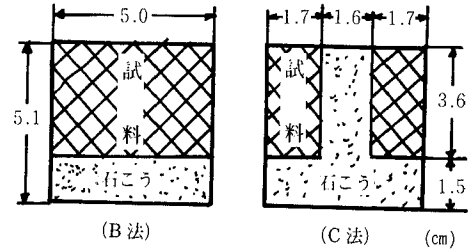


図-2 石こうブロックを挿入した試料

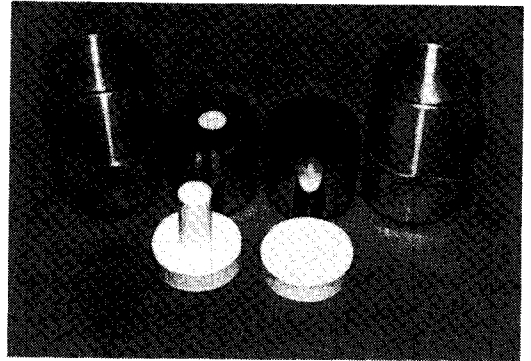


写真-1 石こうブロックと供試体

遠心脱水と乾燥脱水の場合と比較すると、同一量の体積変化(V/V_0)では水分の低下量は乾燥脱水の場合の方が多い。

逆に、同一量の水分量を脱水すると遠心脱水の場合の体積変化が大きい。したがって、乾燥脱水による体積変化を脱水に伴う土壌構造の収縮のみによるものと考えらるならば、遠心法による体積の減少には脱水収縮に遠心力による圧縮作用が加わっていることがわかる。

図-10～図-14に供試体の、pF-飽和度曲線を示した。

pFの変化に対し、土壌間隙体積の減少より脱水量が相対的に多ければ飽和度は低下し、その逆に少なければ飽和度は上昇する。

遠心力による圧縮作用を受けた土壌骨格構造の形態を飽和度の増減によって区別すると、pF測定に遠心法を用いた場合、他の測定方法と同様な脱水形態を行なった方が望ましいと考えられるので、飽和度の増加するpF値に転ずるまでは遠心法を適用できるとしても、それ以上のpF測定では土壌骨格構造の圧縮の影響が現われるので遠心法の適用には問題があると思われる。

2) 実験(Ⅱ)について

対策-Ⅰとして行なった厚さ1.5cmと厚さ5.1cmの供試体の場合を比較するために、pF2.0の回転速度で30分の遠心脱水を行なったときの含水比を0とし、pF3.5で360分の遠心脱水を行なったときの含水比を100とし

遠心法によるpF測定の問題(その1)

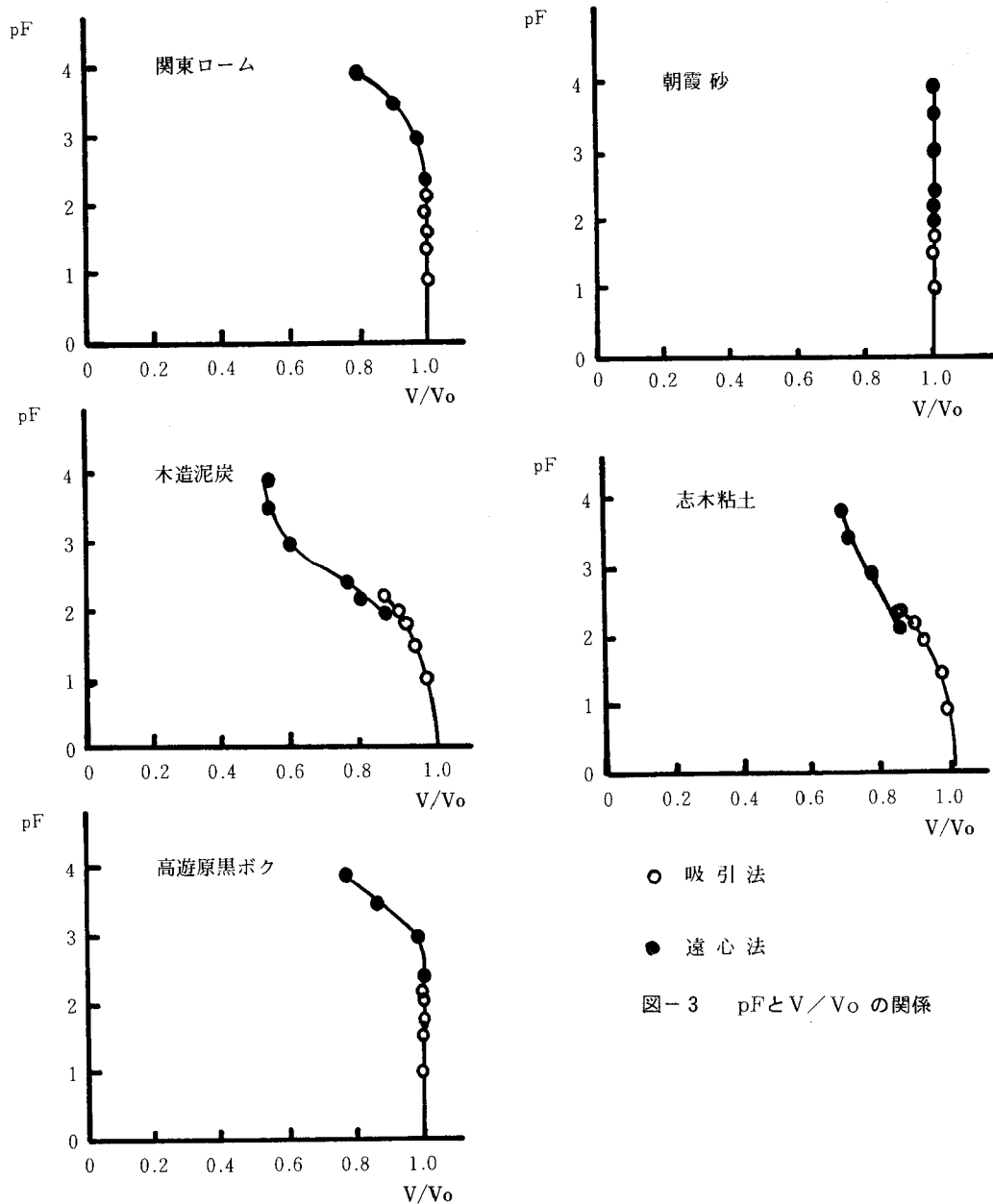


図-3 pFとV/V₀の関係

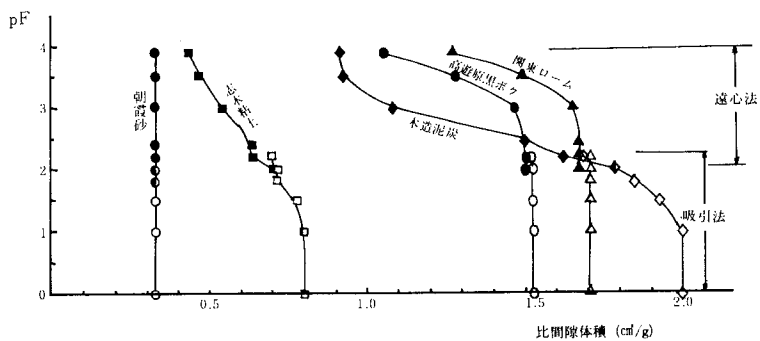


図-4 pFと比間隙体積の関係

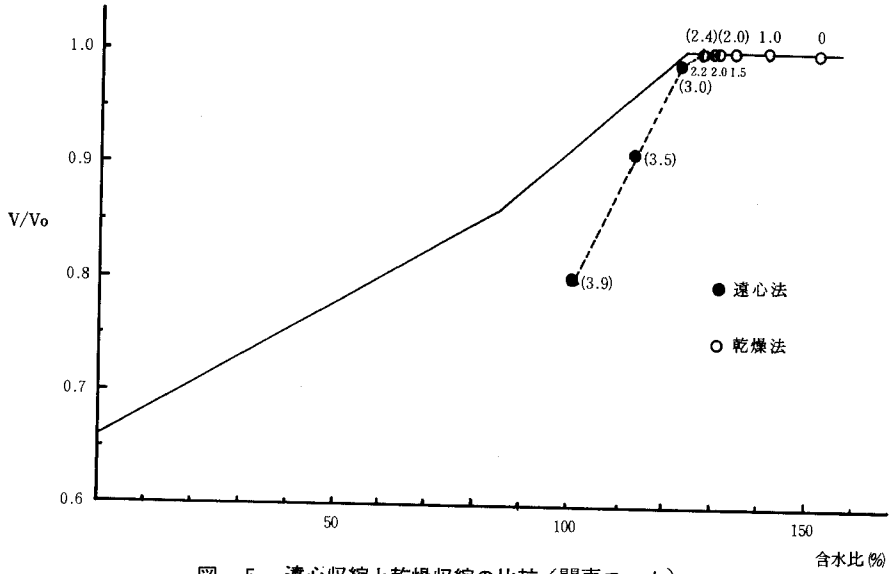


図-5 遠心収縮と乾燥収縮の比較 (関東ローム)

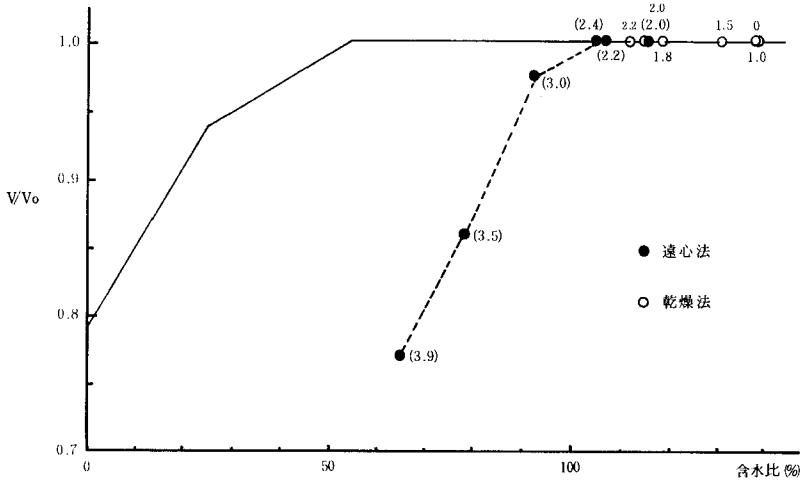


図-6 遠心収縮と乾燥収縮の比較 (高遊原黒ボク)

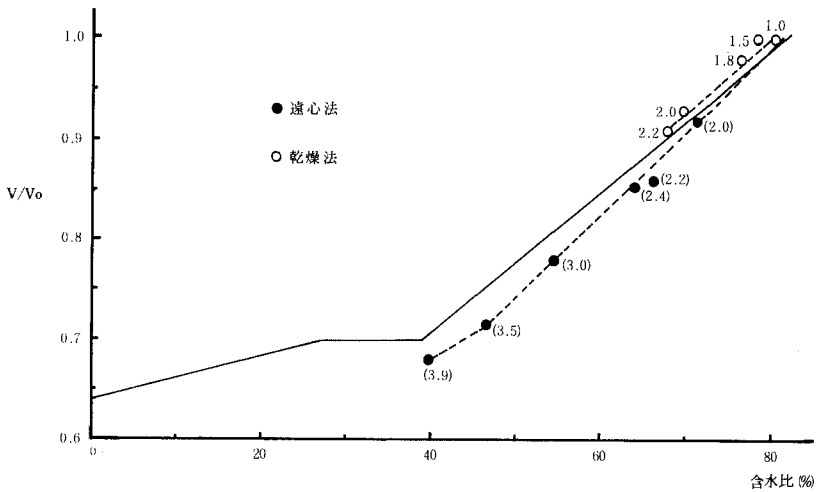


図-7 遠心収縮と乾燥収縮の比較 (志木粘土)

遠心法によるpF測定の問題(その1)

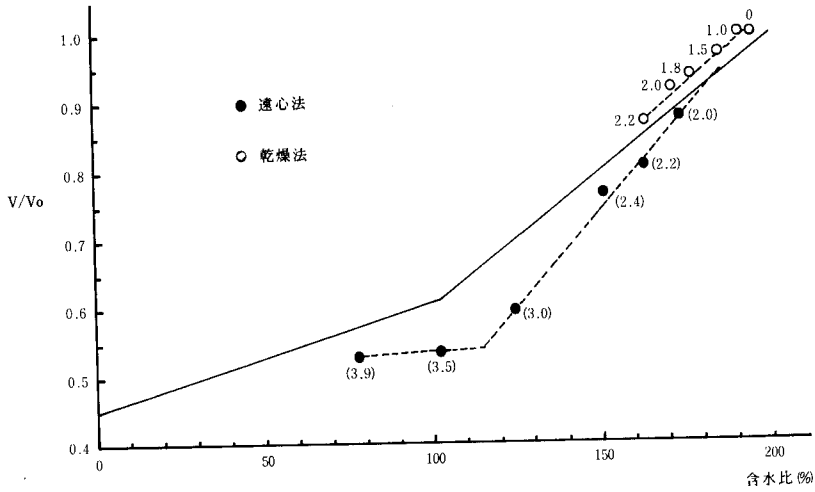


図-8 遠心収縮と乾燥収縮の比較(木造泥炭)

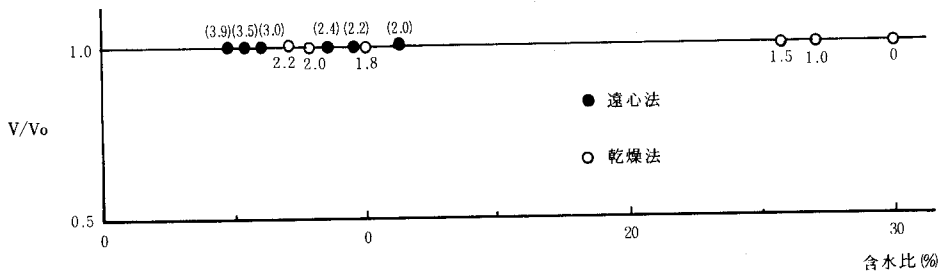


図-9 遠心収縮と乾燥収縮の比較(朝霞砂)

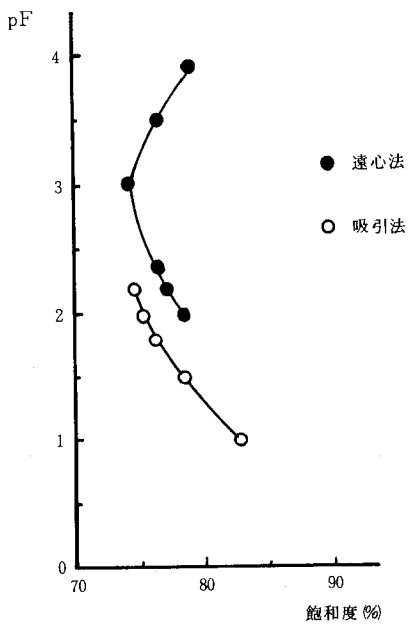


図-10 pFと飽和度の関係(関東ローム)

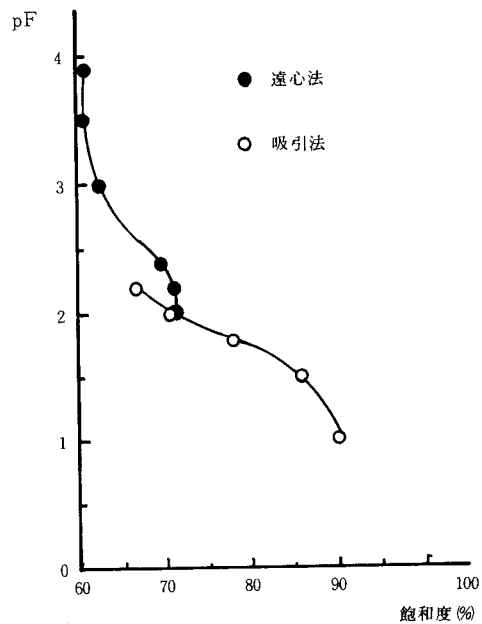


図-11 pFと飽和度の関係(高遊原黒ボク)

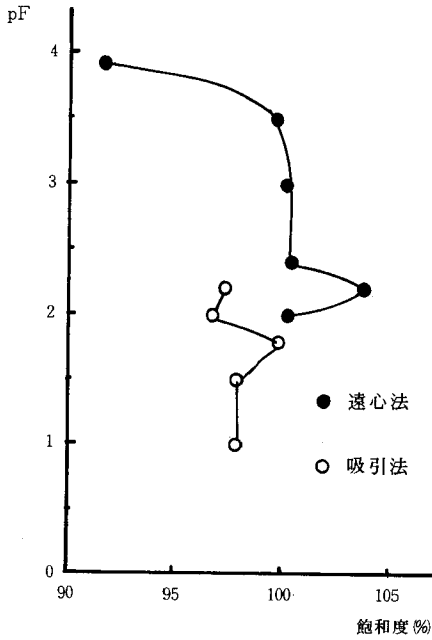


図-12 pFと飽和度の関係 (志木粘土)

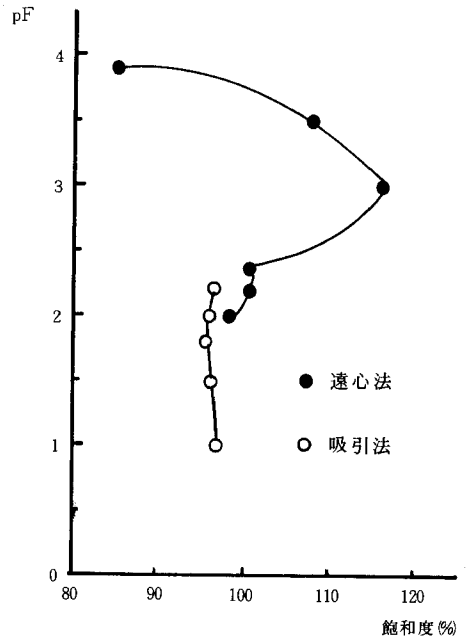


図-13 pFと飽和度の関係 (木造泥炭)

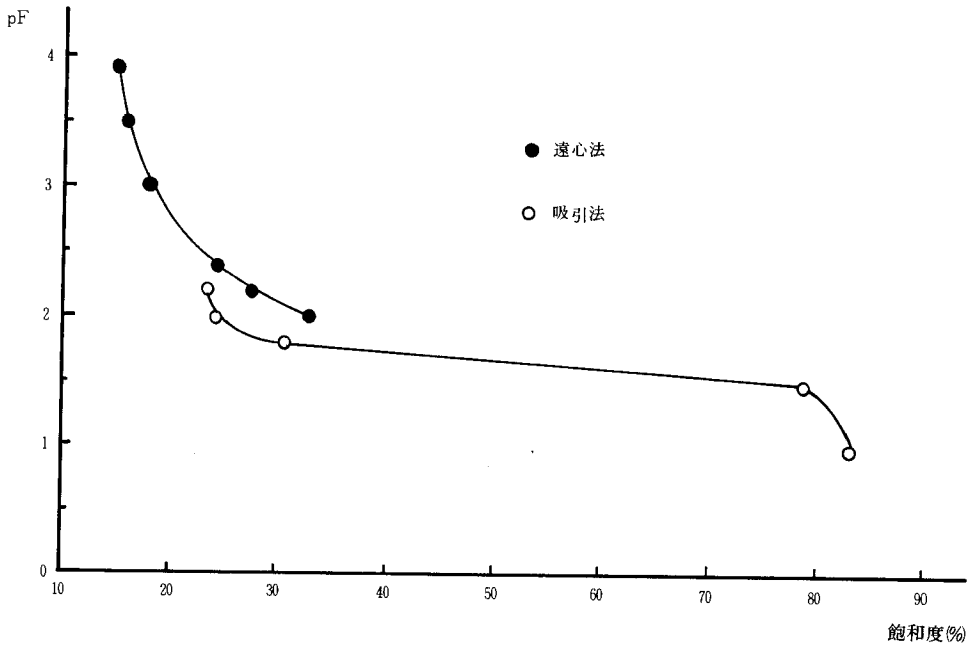


図-14 pFと飽和度の関係 (朝霞砂)

て、各 pF の遠心力を与えた場合の含水比を換算した。その結果を図-15に示した。

一方、対策-Ⅱにより遠心脱水を行なった結果を図-16に示した。

図-15から、薄い供試体は低い pF (pF2.0) で急速

脱水されるが、その後 pF3.0 までは供試体の厚さに関係なく同じ割合で脱水され、pF3.5 では両者は全く同じ含水比となることからわかる。すなわち、pF2.0 で薄い試料における脱水の割合が多く、供試体が厚い試料では pF3.0~3.5 における脱水の割合が高いことを示し

遠心法によるpF測定の問題(その1)

ている。

ここで使用したWater lodgingを起す試料は粘土であるが、供試体の厚さの違いによって土壌内の空隙構造の変化が生じる遠心力の大きさが異なるためと考えられる。

本研究では二種類の厚さの異なる供試体を使用しただけなので供試体の大きさ又は厚さについてはさらに検討しなければならない。

また、供試体が圧縮され、破壊することによる影響のみならず、供試体の場所によって含水比が異なっていることが予想される。

したがって遠心法によるpF測定には困難な問題があることを予じめ考慮する必要がある。

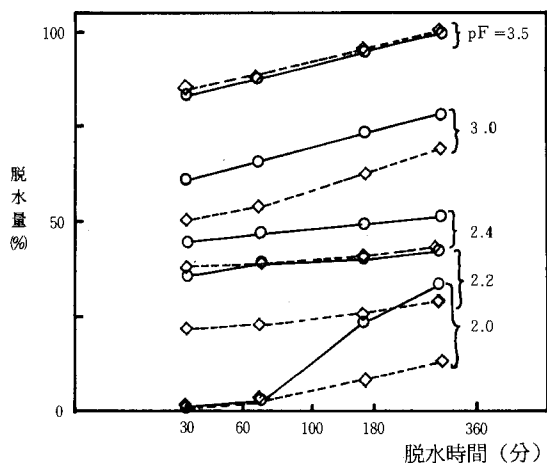
一方、供試体の中に多孔質の石こう柱を挿入し、供試体の脱水を助けるように工夫した場合、図-16からわかるように、water lodgingに対して、かなりの効果が期待できる。

また、水分の平衡に到達する時間も短縮できることがわかった。

4. 結 論

以上のことから

- (1) 遠心法の適用範囲は関東ロームではpF3.0, 高遊原黒ボクはpF3.5附近まで、志木粘土や木造泥炭では飽和度が100%以上となりWater lodgingを起す場合があるので、やや問題があると思われる。荒川砂の場合には十分適応できると思われる。
- (2) 供試体厚を一般的な採土管の1/3 ~ 1/4程度にした場合、Water lodging現象は起さない。しかし供試体厚によりpF水分曲線が異なる可能性がある。
- (3) 供試体の中央部と底部に多孔質体を置いて排水を助長する方法は、water lodgingを起さなくなるのみならず、水分平衡時間が短くなり有効な手段である。



○—○ 試料厚 1.5cm ◇—◇ 試料厚 5.1cm

図-15 供試体厚の違いによる脱水時間の関係

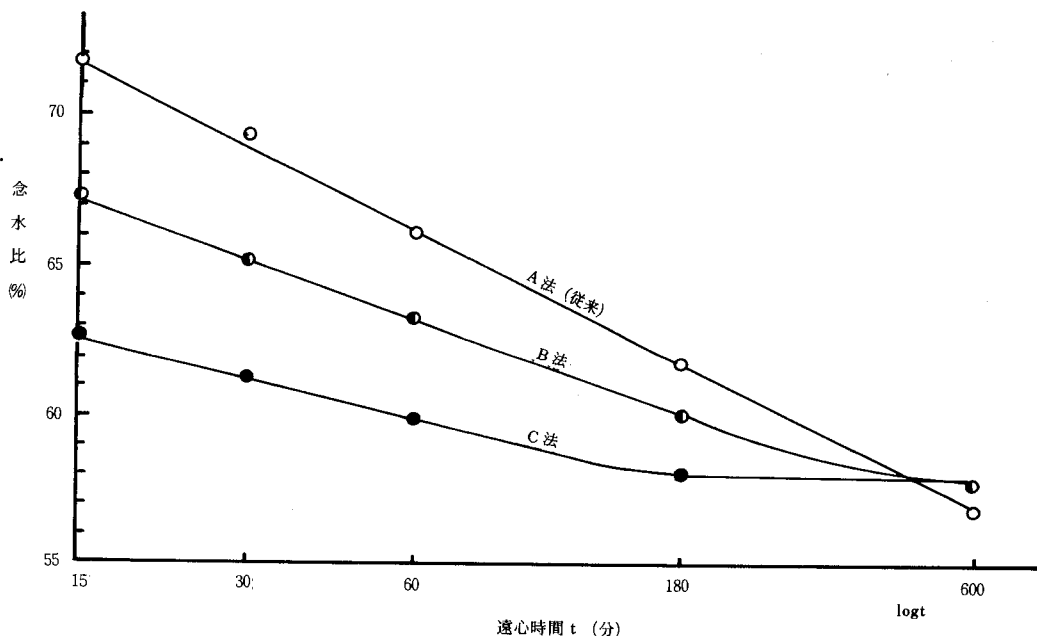


図-16 三種類の脱水状況を示す図(志木粘土)

5. あとがき

pF測定における遠心脱水の方法は、世界的な普及を見ているが、供試体に遠心力が作用することによる問題が発生するため、試料の種類による使い分けが必要であることを痛感した。

なお、試料の採取の際には千葉大の矢橋先生、実験にあたっては、東京農大の田中先生や高橋先生には有益な助言をいただきましたことを御礼申し上げます。

6. 参考文献

- 1) 赤井, 大西, 西垣「有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析」
土木学会論文報告集 264, 87~96 1977.
- 2) 駒田「飽和-不飽和土中の非定常浸透流解析」
電力中央研究所報告No.377015, 1978年.
- 3) Briggs, L. J. and J. W. Mclane
「The moisture equivalents of soils」
U. S. Dept. Agric. Bureau of soils Bull. 45, 1907.
- 4) 土質工学会編「土質試験法」p148~150 土質工学会 1979
- 5) Thomas, M. D「Aqueous vapor pressure of soils」
Soil Science, 11, 409~434 1921.
- 6) 美園ら, 「火山灰土壌の土壌水分系に関する研究」
農技研報告B 2, p95~124 1953
- 7) 軽部 「遠心法pF-水分測定における土壌圧縮の影響」
土壌の物理性31, 14~20 1975.
- 8) Chang, R. K. and Warkentin, B. P.
「Volume change of compacted clay soil aggregates」
Soil Science, 105, 106~111 1968.
(1985. 10. 28受理)

Summary

In this paper, the authors studied various problems concerning the use of the Centrifuge method for measurement of pF-soil moisture relation.

This paper addresses two problems : one concerns the influence of soil compression, the other is about the water lodging phenomenon.

This report describes also a few devices to counteract the water lodging phenomenon.

Concerning soil compression, dehydration by air-drying was compared with centrifugal dehydration by measuring the relative volume vs. moisture content relation.

Consequently, it was found that the difference between the two dehydration was due to the destruction of soil structure which did or did not follow dehydration.

In another problem, water lodging occurred with 5.1cm thick soil sample, was not present when the soil sample was 2.7cm thick.

The pF-soil moisture curve of the former was different from the latter.

The centrifuging time is shortened and water lodging does not occur when porous material(e.g. plaster) is inserted in the soil sample or under its bottom.

遠心法による pF 測定の問題 (その 2) — 遠心法と吸引法による pF 水分曲線の接続性 —

加 藤 誠・穴 瀬 真*
竹 本 政 弘**

Some Problems Associated with the Application of Centrifuge
Method for Measurement of pF of Soil Water (II)
Makoto KATO*, Makoto ANASE* and
Masahiro TAKEMOTO**

* Faculty of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology.

** Saitama Prefectural Sugito High School of Agriculture.

1. まえがき

遠心法で pF 値を理論的に求めようとする場合、Russell や Richards が行なったように、供試体と下部に設けた自由水面を連結し、その自由水面の位置より、供試体に作用する pF 値を計算する方法が最善の方法と思われる。この方法は通常、自由水連結型遠心法と呼ばれる。

一方、わが国では遠心法として、自由水を与えないる過型遠心法が採用されている。

これは試料下端に敷かれたろ紙面が自由水面になっているとみなし、pF 値を計算しているものである。遠心法の研究は中村¹⁾と岩田²⁾³⁾により、測定法の妥当性等が検討されている。

その後、須藤⁴⁾によって、力学的平衡の問題や、水理学的連続の問題、さらに遠心機の型などについて、様々な事柄がすでに検討されている。また、軽部⁵⁾は遠心法における供試体の圧縮性について詳しく実験報告を行なっている。

ろ過型による遠心法の原理は、 f なる遠心力を土壤水に作用させたとき、土壤の中に残った水は $r=2a/f$ の曲率を持っているとし、土壤間隙内の水の形は遠心力の作用している方向に平行な毛管となっている場合、土壤水の化学ポテンシャルは

$$\Delta \mu = \int_0^{-f} v dp = -fv$$

となる。しかし、土壤水はリング状になって存在してい

るだけではなく、いろいろな形をなしていると思われるので、Russell や Richards の方法が提案された。

それは自由水面を回転軸より r_1 、土壤供試体を r_2 に設置し、その間に多孔質体を置いて連絡しうる条件で土壤水を遠心力場にて脱水させる方法である。

自由水面の $\Delta \mu$ は 0 であるから、

$$\Delta \mu = \frac{\omega^2}{2} (r_2^2 - r_1^2)$$

となり、 $\Delta \mu$ を求めることができるというものである。

理論的には自由水面連結型として遠心力を与える方法が他の試験法に比べて良いことは容易に理解できるが、実験的にこれを求めようとする場合、遠心力の作用する場所と含水比を求める場所は厳密には供試体中の一点である。しかし、一点の含水比を求めることは不可能である。

したがって、遠心法による pF 測定において発生する誤差には理論的に生じる誤差と、実験の操作上生じるものがあり、測定においてできるだけ誤差を取除くよう努力し、そして妥協せざるを得ない問題を含んでいると考える⁶⁾⁷⁾。

そこで筆者らは、本報告で Russell と Richards によって提案された自由水連結型遠心法とろ過型遠心法によって得た pF 水分曲線を比較検討するとともに、吸引法等で行なった低 pF 領域における pF 水分曲線との接続性について実験的に考察した。

* 東京農工大学農学部

** 埼玉県立杉戸農業高等学校

2. 実験の方法

1) 実験試料と供試体

実験に供した試料は前報⁹⁾に使用したものと同一である。物理試験の結果と粒度試験の結果をそれぞれ表一1、図一1に示す。

供試体は不攪乱試料を使用した。遠心法の供試体は高さ2.5cm、直径3.4cm、体積22.7ccの採土管にて採取したものをを使用した。

吸引法の供試体は通常の100ccの採土管で採取したものをを使用した。

供試体は24時間以上水浸し飽和させた後、実験に供した。

2) 遠心法による pF測定

(1) 遠心分離機とローター

実験に使用した遠心分離機は前報の装置と同様でSAKUMA冷却式高速遠心分離機Model50A-1である。

ローターは供試体を水平に設置し、遠心力の作用する方向と脱水の方向を一致させるため、スイング型ローターを使用した。使用したスイング型ローターはSAKUMA AHB-C型で100mlの試料容器を4本設置でき、許容最高回転数は4,000 r.p.m.である。

(2) 試料容器の構造と特性

a. ろ過型試料容器

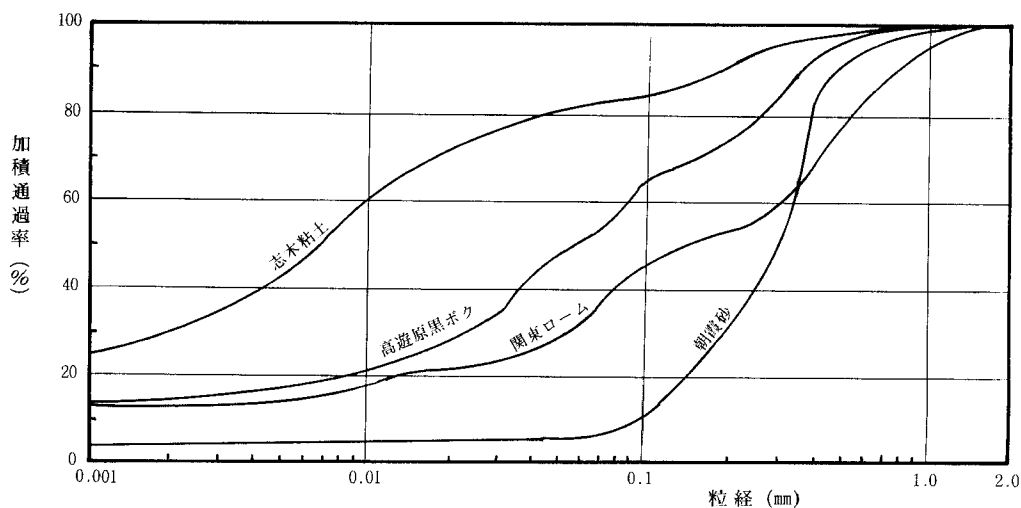
この容器は図一2(a)に示す構造の容器で試料底部の穴よりろ紙を通して脱水される。

形状やその寸法は図一3(a)の通りである。

b. 自由水連結型試料容器

表一1 物理的性質

試料		関東ローム	高遊原黒ボク	志木粘土	木造泥炭	朝霞砂
自然含水比(%)		122.03	97.77	65.45	202.59	26.85
比重		2.773	2.415	2.675	2.237	2.748
仮比重(g/cm ³)		0.477	0.503	0.850	0.395	1.417
間隙率(%)		82.8	79.2	68.2	82.3	48.44
コンシメンス	液性限界(%)	174.10	128.55	58.5	—	—
	塑性限界(%)	98.84	79.58	32.34	—	—
	塑性指数Ip	75.26	48.97	26.16	—	—
粒度	粘土	14.3	17.5	43.0	—	4.3
	シルト	23.7	37.5	39.2	—	1.3
	砂	62.0	45.0	17.8	—	94.4
有機物量(%)	強熱減量(%)	18.85	36.89	8.04	43.33	1.61
	重クロム酸法	2.08	13.03	3.04	—	0.23



図一1 粒径加積曲線(泥炭はのぞく)

遠心法によるpF測定の問題(その2)

この容器は図-2(b)に示す構造の容器である。供試体の底部に自由水面と連結するための石こう製のカップ状の台が設置されている。

脱水された水が石こうの台を通して下部に移動し、ドレーンホールより排水され、常に自由水面の高さは一定となる。

形状やその寸法は図-3(b)に示した通りである。

石こう製のカップは質量比にして、焼石こう7に対し水を4の割合で練混ぜ、型に流して固めたカップである。

このカップの下部のくびれは、試料容器内の自由水面を作る水が壁面に毛管上昇を起さないためのものであり、カップ状とした理由は、自由水面の下端の面積を少なくして、回転停止後の供試体への水の戻りを少なくするために、このような形状とした。

このような形状にすることによって、石こうカップの台は供試体への水の戻り等の問題はないことを、2, 3の予備的な実験によって確かめた。

(3) pF値の計算方法

図-4に示した形状の関係より濾過筒型や自由水連結型の遠心力は $r\omega^2$ と考えられる。

そこで、(a)では試料の底が自由水面と考えて、 r_0 を基準面としてポテンシャルを φ_0 、試料内の任意の場所のポテンシャルを φ_1 とすれば両者の差は

$$\begin{aligned} \varphi_0 - \varphi_1 &= \int_{r_1}^{r_0} r \omega^2 dr = \frac{1}{2} \omega^2 (r_0^2 - r_1^2) \\ &= \frac{1}{2} \omega^2 (r_0 + r_1) (r_0 - r_1) \\ &= h \left(r_0 - \frac{h}{2} \right) \omega^2 \end{aligned}$$

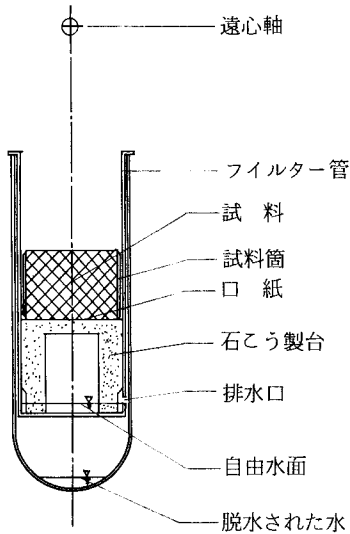


図-2 (a)ろ過型遠心法に使用した遠心管詳細図

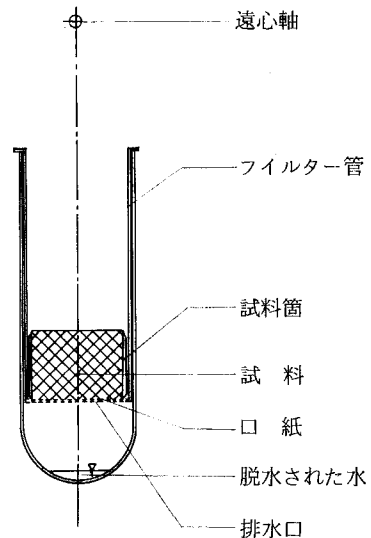


図-2 (b)自由水連結型遠心法に使用した遠心管詳細図

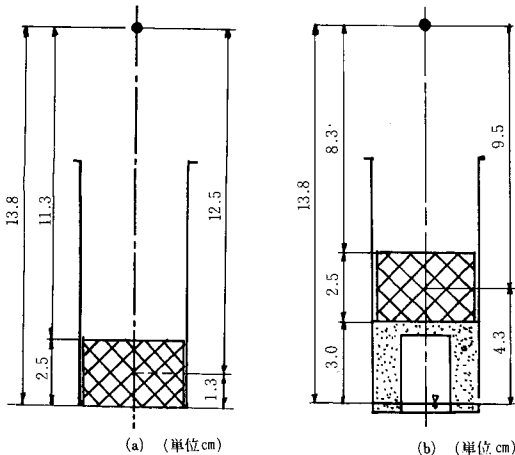


図-3 寸法図

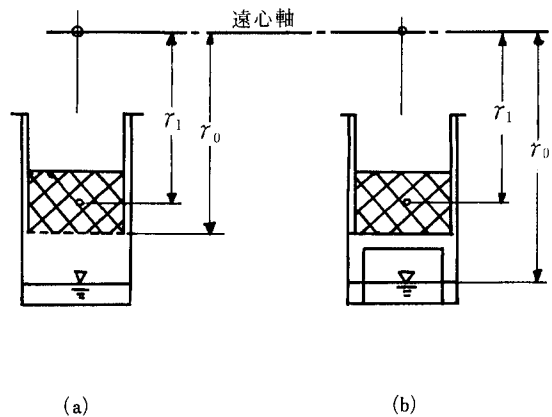


図-4 pFを求めるための説明図

ただし、

r_0 : 基準水面の回転半径 (cm)

r_1 : 基準水面より h の高さにある試料の
回転半径 (cm)

h : $r_0 - r_1$

となる。

このようなポテンシャルを重力場に換算して、

$$\begin{aligned} \rho g H &= \rho h \left(r_0 - \frac{h}{2} \right) \omega^2 \\ \therefore H &= h \left(r_0 - \frac{h}{2} \right) \cdot \omega^2 / g \\ &= h \cdot \left(r_0 - \frac{h}{2} \right) \cdot \frac{\left(\frac{2\pi n}{60} \right)^2}{980} \\ &= n^2 h \left(r_0 - \frac{h}{2} \right) \times 1.118 \times 10^{-5} \end{aligned}$$

ただし

$$\omega = \frac{2\pi r}{rT} = \frac{2\pi}{T} = \frac{2\pi n}{60}$$

T : 周期 (sec)

n : 毎分の回転数 (r.p.m.)

g : 重力の加速度 ($g = 980 \text{ cm/sec}^2$)

すると

$$pF = \log H = 2 \log n + \log h + \log \left(r_0 - \frac{h}{2} \right) - 4.95$$

より、 pF 値を求めた。

(4) 測定の手順

不攪乱試料を24時間以上、水浸飽和させ、所定の pF 回転速度で360分間、遠心分離した後、脱水量を測定した。

測定後の供試体を再びローターに戻して、次の pF 段階の回転速度で遠心分離した。そして、 $pF 2.0 \sim 3.9$ までの含水比を求めた。

このようにして、 pF 水分曲線をろ過型と自由水連結型の両方の供試体について求めた。

3) 吸引法による pF 測定

$pF 0 \sim 2.2$ までは吸引法により pF 水分曲線を求めた。

(1) 吸引法の測定装置

広く普及している吸引法又は水頭法と呼んでいる方法と原理的には同一のものである。

ただし、フィルターにはガラスフィルター又は電解隔膜を使用した。測定範囲は $pF 0$ 附近より $pF 2.2$ 程度の装置である。したがって、遠心法とは $pF 2.0 \sim 2.2$ の範囲で重なっている。

(2) 測定の手順

水浸して、飽和させた供試体を測定容器に設置し、一定の pF 値が得られるよう吸引圧を作用させた。

作用させた吸引圧に対し、脱水が平衡に達したことを確認した後、次の pF 段階の吸引圧を作用させた。そして、 $pF 0 \sim 2.2$ までの各 pF 段階の含水比を測定し、 pF 水分曲線を求めた。

3. 実験の結果

ろ過型と自由水連結型による pF 水分曲線を図-5～図-9に示した。

測定方法の異なった pF 水分曲線の接続性を考察するため、両者の方法より得た曲線と吸引法によって得た pF 水分曲線を重ねたものを図-10～図-14に示した。

図-10～図-14には SAKUMA HB-R 型ローターにより得た pF 水分曲線や加圧板法で得た pF 水分曲線も参考のため示した。

4. 考 察

1) ろ過型と自由水連結型について図-5～図-9の結果をみると、自由水連結型の pF 水分曲線はろ過型のそれより高水分側にある。

このことを詳細に検討するために、ろ過型の含水比を W_a 、自由水連結型の含水比を W_b とし、 pF と $\{ (W_b - W_a) / W_b \}$ との関係を図-15に示した。

図-15で、 $\{ (W_b - W_a) / W_b \}$ をろ過型と自由水連結型を評価する尺度として考えると、関東ロームでは両者の差は無く、志木粘土や木造泥炭では2～10%、荒川砂では0～15%、黒ボクでは14～18%の中で pF 水分曲線がずれていることを示している。

志木粘土や木造泥炭では含水比の測定精度を加味すれば、粘土では多少ずれが大きいと思われるが、この程度ならば両者の差はあまり無いと考えて良いと考える。

黒ボクは14～18%とかなり大きくずれているが、その中は狭く、サンプリング時の試料の不均一性等の初期の

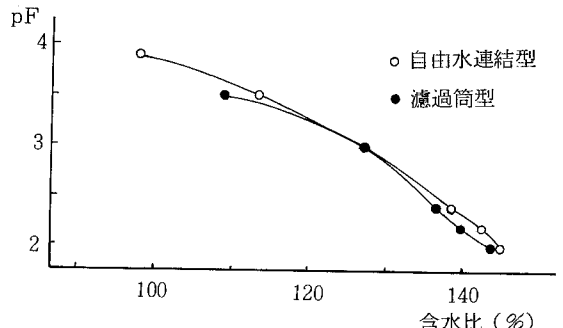


図-5 pF 水分曲線 (関東ローム)

遠心法によるpF測定の問題(その2)

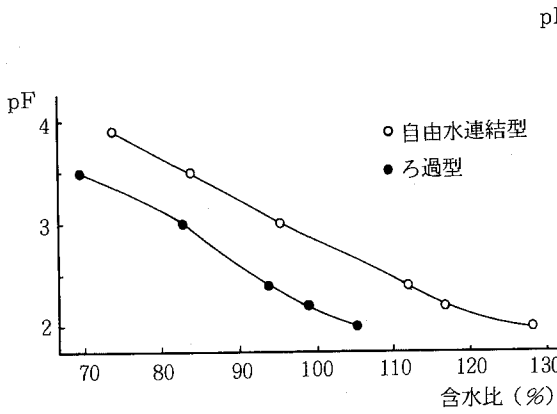


図-6 pF水分曲線(高遊原黒ボク)

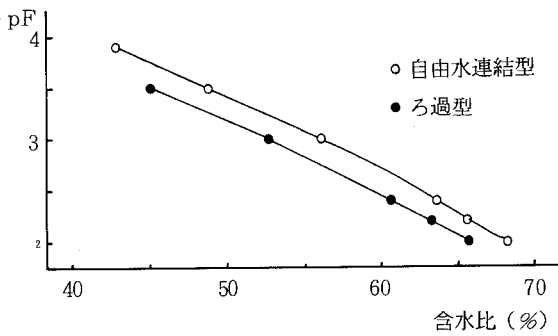


図-7 pF水分曲線(志木粘土)

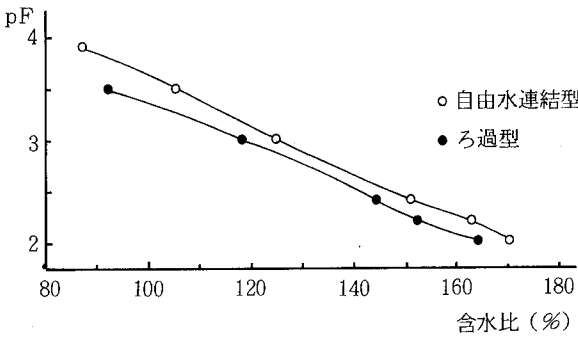


図-8 pF水分曲線(木造泥炭)

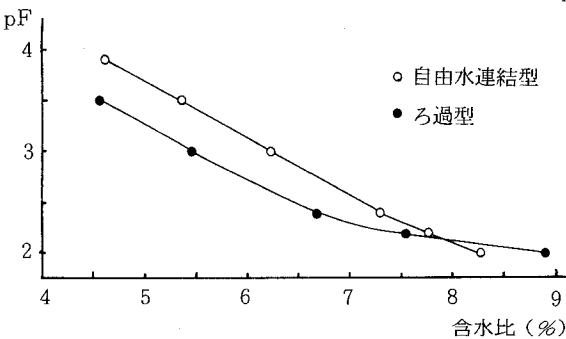


図-9 pF水分曲線(朝霞砂)

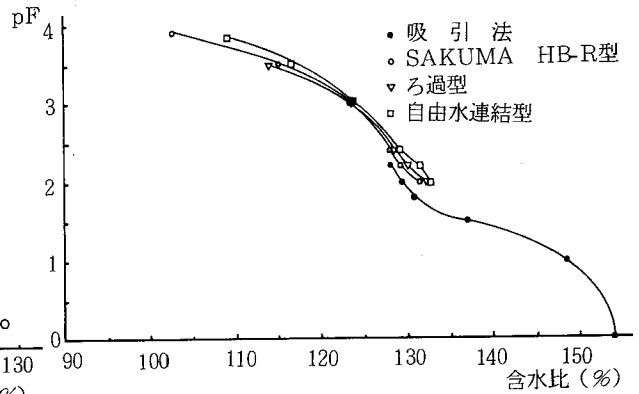


図-10 種々の方法により得たpF水分曲線(関東ローム)

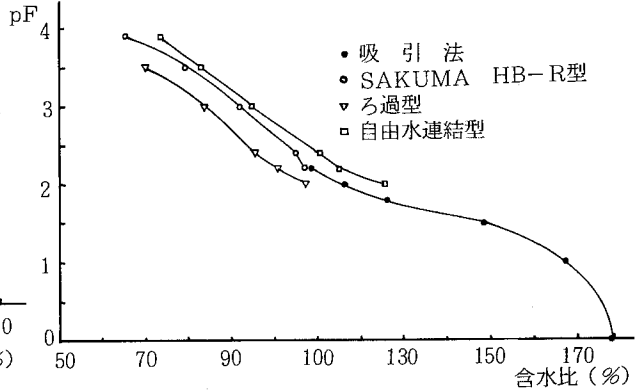


図-11 種々の方法により得たpF水分曲線(高遊原黒ボク)

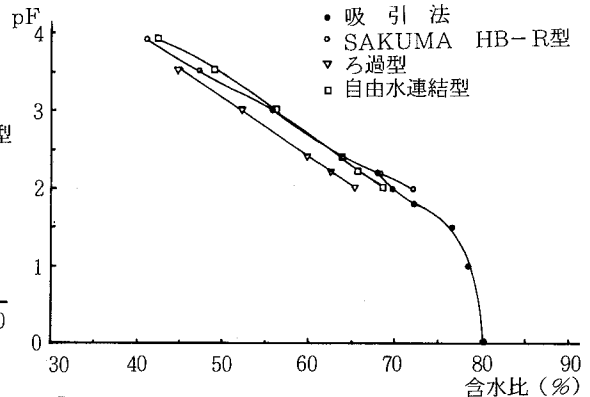


図-12 種々の方法で得た pF水分曲線(志木粘土)

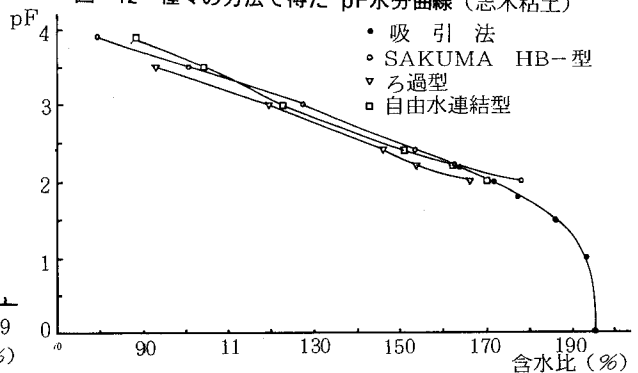


図-13 種々の方法で得た pF水分曲線(木造泥炭)

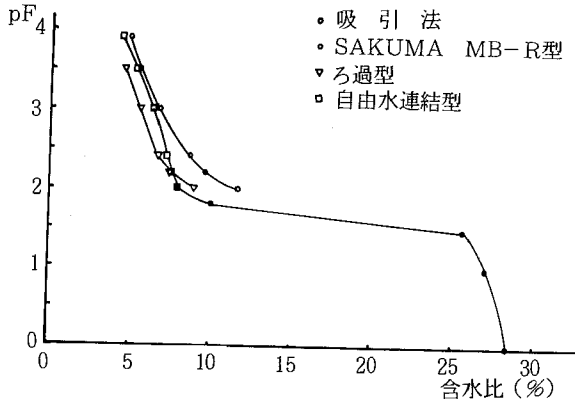


図-14 種々の方法で得た pF水分曲線 (朝霞砂)

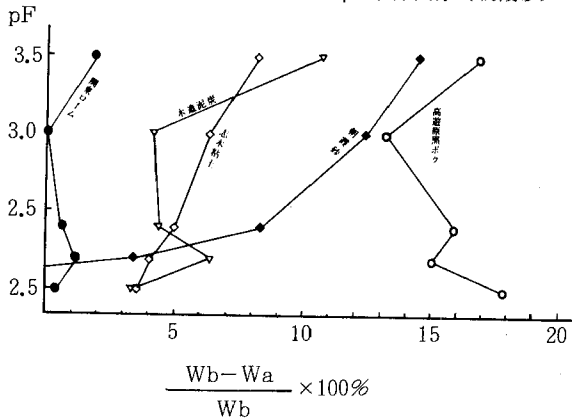


図-15 pFと (Wb-Wa) / Wbの関係

ずれが、そのまま反映されていると考えられる。

一方、荒川砂の大巾なずれは、ろ過型と自由水連結型とのちがいを如実に示しているものと思われる。

それはpF2.5附近において両者は異なった特徴を示していると思われる。

pF2.5附近では土壤中の毛管水の連絡が断れると言われており、砂の場合、両者の遠心作用の違いにより脱水中の水分の移動が異っていることを顕著に示していると思われる。

他の土壤でも、pF2.5附近で、多少、水分移動の様子の違いのため起ったと思われるpF水分曲線上への反映が認められるが、砂はその程度が大きく、自由水連結型の方が含水比は高くなっている。

そのため、次で述べる吸引法を使用したpF水分曲線との接続性等を考えると、粒子の大きい砂のような材料を用いた場合、ろ過型の方が不安定な曲線となりやすいと思われる。

2) 接続性について

飽和状態の供試体を吸引法で脱水し、吸引圧と含水比をプロットしたpF水分曲線と、飽和状態の供試体に遠心力を作用させて求めたpF水分曲線を同一紙面にプロッ

トすると、しばしば、両曲線の接続が困難となる場合が発生する。

これは、脱水された後、土壤間隙中に保持されている水分の形態が違っているためであろうと思われる。

自由水連結型の遠心法は、吸引法で行なわれる脱水方法を遠心力場において、行なう方法で、原理的には同質の方法である。

遠心力場において吸引法を行なえば、相似律の関係より、高pF領域までのpF水分曲線を得ることができる。したがって、pF2.0よりも低い領域の回転速度を十分作用できるの遠心分離機を使用して、現在吸引法で行なわれている領域までのpF水分曲線を求めることができるならば、接続性の問題は発生しないと思われる。しかし低速回転となり、重力の方向と遠心力の方向が異なるための影響が無視できなくなり、遠心分離機でのpF測定には限度があると思われる。

一方、ろ過型においても、供試体底部に自由水面が存在するとして考えられるならば、吸引法と同質であると考えても良い。

しかし、供試体底部で、大気に接触する部分があると、メニスカスを発生させてしまうので、供試体内の水の受ける吸引圧は異ってしまうことになる。

そこで、供試体の底部の含水量をpFに対応する含水量に算入しないで、供試体の底部から1cm以上上部の土壤の含水比を求めるような方法も考えられている。

しかし、供試体の大きさから局所的な含水比を求めるために発生する測定誤差の方が大きくなることも予想される。

したがって、現在広く普及している遠心法の有利な点を生かして、土壤のpF水分曲線を求めようとするとき、供試体全体より含水比を求めることから、高さを低くし、なるべく体積が多くなるような供試体を使用した、自由水連結型の方が適当と思われる。

図-10から図-14に示されるように、試料の種類にかかわらず、接続性は自由水連結型の方が良いようである。

5. 結 論

ろ過型と自由水連結型と比較した場合、自由水連結型より得られる pF水分曲線は高水分側に位置する。

そして、砂では土壤水の毛管連結切断現象が生じると考えられるpF値附近で土壤水は複雑な形態となるため、pF水分曲線は安定しない。

したがって、接続性も困難となると思われるので、試料によっては、ろ過型が適さない場合がある。

ここに使用した5つの試料とも、自由水連結型の遠心方法の方が接続性も良く、原理的にも無理のない方法であると思われる。

6. あとがき

遠心法における自由水連結型や濾過筒型などのpFの定義と測定法の問題については、中村、岩田によって、エネルギー論的な考察もなされ、すでに結論が出されている。

本報告は、代表的な土壌を5種類を使用して、両者を比較した場合についての報告である。

その結果、砂のような粒子の大きい土壌では他の土壌とかなり異ったpF水分曲線を示すことがわかった。

今後、試料に粗粒材を使った場合の供試体の大きさ、粒度等によるpF水分曲線の違い、また粘土のような細かい粒子を使用した場合など、遠心法の適用について、材料の物理化学的な組合せによる検討をさらに行なう必要があると思われる。

7. 参考文献

- 1) 中村：pF測定法，研究の資料と記録，16，24～34，1967.
- 2) 岩田：土壌水のエネルギー概念，土肥誌，32，572～580，1961
- 3) 岩田：遠心法によるpFの測定について，土肥誌，39，177～178，1968
- 4) 須藤：遠心pFとその測定法，土壌の物理性，22，35～39，1970
- 5) 軽部：遠心法pF-水分測定における圧縮の影響，土壌の物理性，31，14～20，1975
- 6) 土の理工学性実験ガイド編集委員会：pF，農業土木学会，p 72～82，1983.
- 7) 中村：実際のpF測定法，農業土木学会誌，37，5～8，1969.
- 8) Russell. M. B. and Richards. L. A : The determination of soil moisture energy relations by centrifugation, Soil Sci. Soc. Amer. Procc. 3, 65～69, 1938.
- 9) 加藤，穴瀬，竹本：遠心法によるpF測定の問題(その1) - 供試体の圧縮の影響とwater lodging対策，土壌の物理性，53，42～50，1986.

Summary

There are two ways of using the Centrifuge method to measure pF of soil water. One is to drain off water from a sample into free-air, and another is to drain off water from linked free water by centrifuging.

Following are the results of using these two methods on five samples - kanto loam, kuroboku soil, clay soil, peat, and sand.

) In sand, when soil water was drained off at pF 2.5, the capillary bonds of soil water was cut off, then water existed in a complicate state in soil pores.

It appears that pF-soil moisture curve derived using the centrifuge method with linked free water is more reliable than the other method. The former had good connection to the pF - moisture curve obtained by the suction method.

) The pF-soil moisture curve from the former method is in higher water content side than that from the latter.

転換畑圃場内における土壌物理性の変動

安 中 武 幸*

Variability of Soil Physical Properties
in Rotational Paddy Fields

Takeyuki ANNAKA

Farm Utilization Division,
Kyushu National Agricultural Experiment Station

1. はじめに

圃場でのかんがい・排水および土層改良を考える時、土壌物理性の調査が不可欠である。しかし、面的広がりをもつ圃場レベルで、その調査結果を評価することは難しいことである。

面的広がりを持つ圃場・農地土壌の物理性の把握に関して、一圃場規模での一斉調査が乾燥密度と自然含水比について実施され、正規分布の適合性、必要標本数、サンプラーサイズ（測定スケール）等の検討が行われている。¹⁾

しかし、それ以外の物理性に関するデータは少なく、また圃場内での変動の実態が十分に明らかにされてはい

ない。そこで、一圃場内での種々の土壌物理性の変動の実態を把握するため、3種類のサンプリング調査を実施した。すなわち、1地点の測定値を評価するための集中サンプリング、圃場全体での変動傾向把握のための方眼サンプリング、および、方眼サンプリングを補足するためのサンプリング間隔と延長を変えた直線サンプリングの3種類である。測定項目は、乾燥密度、飽和透水係数、粗間隙量、正常生育有効水分量、pF 4.2含水比、および、真比重、収縮比、収縮限界、水中沈定容積、 N_2 -比表面積である。そして、得られたデータを作土層と耕盤層および主に構成粒子に支配される項目と主に土壌構造に支配される項目に区分して、圃場内変動を検討した。

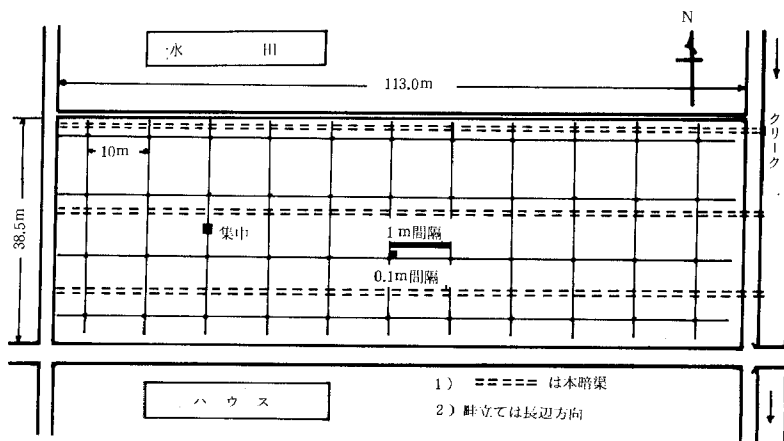


図-1 調査圃場の概要と採土位置

* 九州農業試験場

2. 調査およびデータ処理法

1) 調査圃場の概要

調査圃場(図-1)は佐賀市の西, 小城郡三日月町にあり, 標高3.5mの河海性沖積土地帯に位置する。土壌は細粒灰色低地土(佐賀統)に分類され, 「粘土鉱物の種類はモンモリロナイトを主体とし, これに若干のパーミキュライト, クロライト等が加わっている」²⁾とされている。土性は, 国際土壌学会法によれば, 作土層および耕盤層はLi C, それ以下ではHCである。

調査圃場は1970年に圃場整備が実施され, その後, 暗渠排水が施工され, 短辺方向には深さ30cmに数m間隔の弾丸暗渠が繰返し施工されている。作付けは, 従来水稲-大麦の二毛作体系であったが, 1982年に畑地に転換され, 大豆-大麦の作付けが行われている。採土は, 1982年, 83年の11月大豆刈取り後実施した。

2) 調査方法

① サンプルング

図-1に示した地点で, 集中サンプリング(0.5m×0.5mから25点:作土層), 方眼サンプリング(10m×10mに1点, 計44点:作土層, 耕盤層), 直線サンプリング(0.1m間隔, 1.0m間隔各11点:作土層)を実施した。

集中サンプリングは, 畦間と均平化した後に100cm³円筒を打ち込み実施した。

方眼サンプリングは, 10m×10mの格子点を畦部に統一して実施した。畦を5cm削った状態で作墾層を, 作土層を除き耕盤が現われた深さから耕盤層を各々100cm³円筒とビニール袋に採取した。なお, 採土に3日間を要した。

直線サンプリングは, 畦の作土層について方眼サンプリングと同じ方法で実施した。

なお, 集中サンプリングと方眼サンプリングは1982年11月, 直線サンプリングは1983年11月に行った。

② 測定項目と測定方法

100cm³円筒試料で乾燥密度, 飽和透水係数, 粗間隙量(飽和含水量-pF1.5含水量), 正常生育有効水分量(pF1.5含水量-pF3.0含水量), pF4.2含水量比を, 攪乱試料により真比重, 収縮限界, 水中沈定容積, N₂-比表面積を測定した。なお, 真比重, 水中沈定容積は湿潤土を, N₂-比表面積, 収縮比, 収縮限界は風乾細土(0.42mmフルイ通過分)をそれぞれ用いた。

N₂-比表面積はカウンターソープ表面積測定装置を用いて測定した。これは, N₂ガスをキャリアーガスとして用い, N₂ガスの土粒子表面への吸着によるガス濃度変化を電気伝導度変化として検知するものである。比表面積の計算はB. E. T1点法に基づき, その精度は約10%で

ある。

その他の項目については, 従来法^{3)~7)}によった。なお, 飽和透水係数は変水位法, pF1.5含水量は砂柱法, pF3.0, 4.2含水量は遠心法によった。

3) データ処理方法

不攪乱試料は各地点1連の測定結果を, また攪乱試料は各地点2~3連の測定結果の平均値をもとにして, 以下のデータ処理を行った。

- ① 標本の平均, 分散, 標準偏差の計算
- ② 変動係数(100×標準偏差/平均)の計算
- ③ 分布特性の検討

(a) 畦と畦間の等分散性, 平均の差の検定

集中サンプリングデータについて, F-検定, T-検定により等分散性および平均の差の検定を行い, 母集団の同一性を検討した。

(b) 正規性, 対数正規性等の分布の適合度検定

方眼サンプリングデータについて, ヒストグラムを作成し, 確率紙プロット, χ^2 -検定により分布特性の検討を行った。

④ 自己相関係数⁸⁾の計算

方眼サンプリングデータについて, 土壌物理性の空間的変動の特徴を調べるため, 次式により長辺方向について(図-2)自己相関係数を計算し, 検討を行った。

$$\text{長辺方向 } R(K) = \frac{N-1}{N-4K-1} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{m-K} \sum_{j=1}^n (x_{i,j} - \bar{x})(x_{i+K,j} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (x_{i,j} - \bar{x})^2}$$

$$\text{短辺方向 } R(L) = \frac{N-1}{N-11L-1} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{n-L} \sum_{j=1}^m (x_{i,j} - \bar{x})(x_{i,j+L} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (x_{i,j} - \bar{x})^2}$$

N: 標本数 (N = m × n)

$x_{i,j}$: (i, j) 地点の測定値

$x_{i+K,j}$: (i+K, j) 地点の測定値

$x_{i,j+L}$: (i, j+L) 地点の測定値

\bar{x} : 平均値

K, L: ラグ K, L = 0, 1, 2

なお, ラグは測定値系列において相関をとる間隔を表す。ただし, 圃場での実際の間隔は, これにサンプリング間隔をかけた値となる。

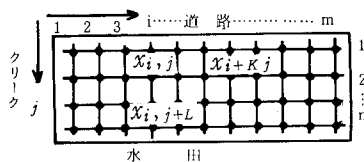


図-2 自己相関数の計算方法

3. 結果および考察

1) 畦と畦間の土壤物理性の相違

集中サンプリングは、作土層について畦と畦間を含む50cm×50cmの領域で実施し、畦から15試料、畦間から10試料を得た。畦は大豆根が残っておりかなり膨軟であったが、畦間は営農作業による転・踏圧のためか土壤構造が密になっているようであった。

採土時含水比は、畦で54.1%、畦間で54.8%とほとんど差はなかったが、畦間の10試料間の変動が大きかった。乾燥密度、粗間隙量、飽和透水係数は、いずれも畦間の土壤構造がより密であることを示した。すなわち、畦間の方が畦よりも乾燥密度が大きく、粗間隙量、飽和透水係数が小さくなっている。しかし、正常生育有効水分量は、畦間の方が大きな値を示し、粗間隙量とは逆になっ

ていた。また、pF4.2含水比にはほとんど差が認められなかった。

図-3は、畦と畦間の土壤物理性に有意な差があるか検定した結果であり、全体の値(25試料についての平均および標準偏差)を1とした時の比で表示してある。正規確率紙プロットによると直線から外れる点がいくつか存在し、正規分布とみなすことが難しい物理性もあるが、ここでは全て正規分布を仮定して、分散および平均の差の検定を行った。

F-検定によれば、分散に $\alpha = 5\%$ で有意差が認められる項目はなく、全て等分散とみなされる。等分散のもとで、平均の差に関するt-検定を行ったところ、 $\alpha = 5\%$ で乾燥密度、粗間隙量、飽和透水係数(対数値)に有意差が認められた。これは、耕起・細土等によって形成される粗構造が、畦間ではその後の営農作業による転・踏圧等のため破壊され、それに関わる物理性に有意差が

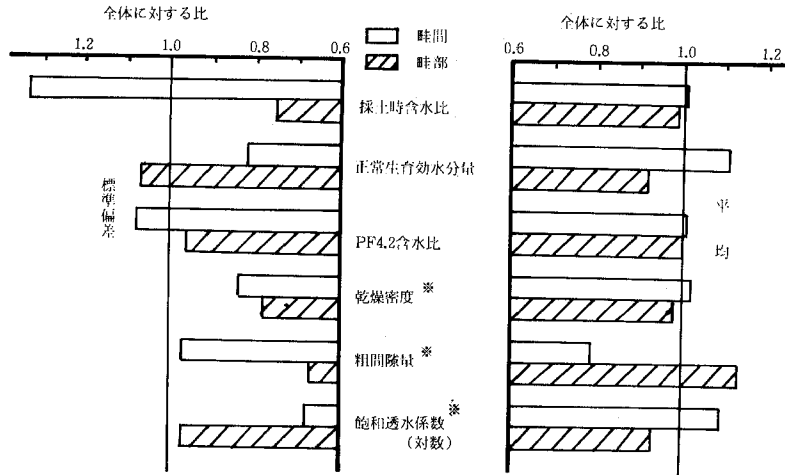


図-3 集中サンプリングにおける畦と畦間の土壤物理性の比較

※ 有意水準5%で平均に差が認められる項目

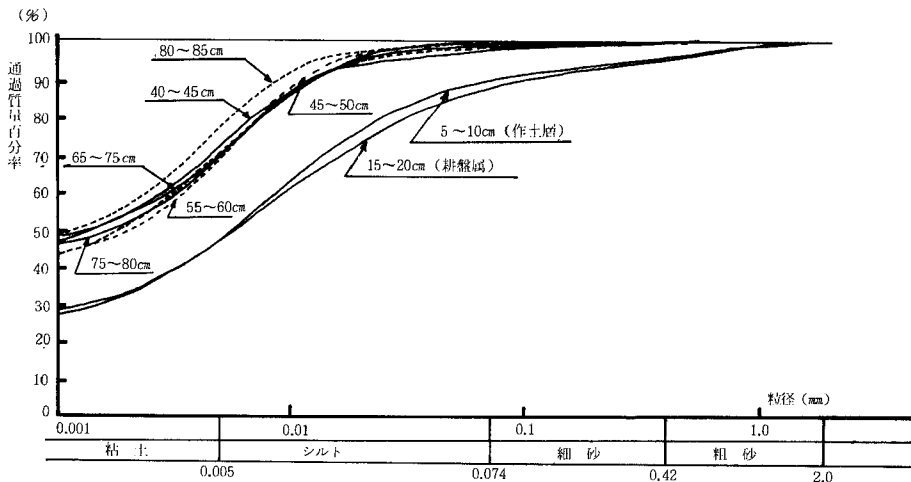


図-4 調査圃場の深さ別粒径加積曲線

転換畑圃場内における土壌物理性の変動

生じることを示している。

一方、正常生育有効水分量は、試料間に変動が大きく、有意なものとは言えなかった。

2) 作土層と耕盤層の土壌物理性の相違

水田土層は自然のおよび人為的に形成されたものであり、本調査圃場においても作土層、耕盤層、心土層への区分が明瞭であった。図-4は調査圃場の深さ別粒径組成を表わしたものである。40cm以下の土性はHCでほぼ同様である。一方、作土層(5~10cm)および耕盤層(15~20cm)はLiCとやや粗粒質になっている。また、作土層と耕盤層には粘土含有量に差はないが、シルト・砂含有量に若干の違いがあり、耕盤層の方がやや砂分が多くなっている。

表-1は方眼サンプリング結果を集計したものである。測定項目を主に構成粒子に支配される項目と主に土壌構造に支配される項目に区分して示してある。表-1から水中沈定容積以外は明らかに作土層と耕盤層の値に差が認められる。まず構成粒らに支配される項目の測定値をみると、真比重、 N_2 -比表面積、収縮比は作土層の方が小さく、pF4.2含水量、収縮限界は耕盤層の方が小さくなっている。これらは、作物遺根等の有機物含水量、物質の移動・集積条件、乾燥・湿潤条件等の違いによるものと思われる。次に土壌構造に支配される項目の測定

結果から、耕盤層が浸透抑制・支持力発現層として機能していることが分かる。これは、作土層が耕起・細土化されるのに対して、耕盤層は乾燥収縮や機械の転圧による圧縮が支配的であることが原因と考えられる。

変動係数については、 N_2 -比表面積と乾燥密度を除いて、土壌構造に関する項目の方が粒子特性に関する項目より大きな値を示している。土壌構造が土粒子の配列によることを考えれば、その物理的性質を発現するために関与する要因が多くなるから、この傾向は当然のことと言えよう。 N_2 -比表面積の大きな変動係数については、後で述べるように圃場内の位置によって大きな変動があったことが原因であると考えられる。また、作土層と耕盤層との比較では、正常生育有効水分量以外の項目で作土層よりも耕盤層の方が大きな値を示しており、特に粗間隙量と飽和透水係数で大きい。

分布特性においても、作土層が飽和透水係数以外で正規分布とみなされるのに対し、耕盤層では収縮限界が対数正規分布を示すことを初め、かなり異なった様相を示している。

3) サンプリング延長・間隔と変動係数

表-2は直線サンプリングの結果と同一直線上にある方眼サンプリングの測定値から変動係数を計算して整理したものである。延長1mと10mの比較では、変動係数

表-1 各物理項目の統計量および分布特性(方眼サンプリングによる)

層位 項目	作 土 層				耕 盤 層				
	平均	標準偏差	変動係数(%)	分布特性	平均	標準偏差	変動係数(%)	分布特性	
主に構成粒子に支配される項目	真比重	2.580	0.038	1.5	正規分布	2.633	0.063	2.4	正規分布
	N_2 -比表面積 m^2/g	12.6	2.6	21	2つの正規分布	16.2	4.2	26	正規分布
	水中沈定容積 cm^3/g	1.90	0.054	2.8	正規分布	1.87	0.151	8.1	3つの値を除くと2つの正規分布
	pF4.2含水量%	41.7	3.8	9.1	正規分布	32.4	3.3	10	1つの値を除くと正規分布
	収縮比 ¹⁾	1.33	0.034	2.6	正規分布	1.45 (1.45)	0.041	2.8	対数正規分布
収縮限界 ¹⁾ %	35.3	2.2	6.1	正規分布	29.6 (29.6)	2.2	7.4	対数正規分布	
主に土壌構造に支配される項目	乾燥密度 g/cm^3	0.972	0.043	4.4	正規分布	1.289	0.063	4.9	正規分布
	粗間隙量 ²⁾ %	10.1	3.3	33	正規分布	0.8	1.1	134	0を除くと2つの正規分布
	正常生育有効水分 ³⁾ %	7.3	2.1	29	正規分布	4.0	0.6	16	正規分布
	飽和透水係数 ¹⁾ cm/s	2.5×10^{-4} (7.8×10^{-5})	3.2×10^{-4}	129	対数正規分布	1.1×10^{-6} (8.8×10^{-7})	2.0×10^{-6}	182	対数正規分布

1) () は対数正規分布を仮定した場合の中央値

2) 飽和含水量-pF1.5含水量

3) pF1.5含水量-pF3.0含水量

表-2 サンプル延長・間隔と変動係数 (作土層)

項目	延長 間隔	1 m	10 m	100 m
		0.1 m	1 m	10 m
主に構成粒子に支配される項目	真 重	—	—	1.7
	N ₂ -比表面積 m ² /g	2.6	2.2	13
	水中沈定容積 cm ³ /g	1.0	1.8	2.3
	pF4.2 含水比 %	14	12	11
	収 縮 比	1.2	2.2	2.4
支配にされぬ項目	収 縮 限 界 %	2.5	3.2	6.4
	乾 燥 密 度 g/cm ³	3.6	3.2	3.8
主に土壌構造に支配される項目	粗 間 隙 量 %	10	14	27
	正常生育有効水分 %	7.2	6.2	22
	飽和透水係数 cm/s	31	60	102

の多少減少する項目もあるが、延長が100mになると、pF4.2含水比以外は全て増大している。すなわち、一般的にはサンプル延長・間隔の増大に伴い変動係数が増大すると言える。N₂-比表面積は、延長1mおよび10mで変動係数2.6%、2.2%を示しながら、延長100mで13%に増大することと、方眼サンプリングの結果から考えて、圃場内の位置による変動が大きいことが推察される。pF4.2含水比の変動係数は延長の増大とともに減少しているが、測定誤差の影響が考えられ、乾燥密度と同様にはば一定の値を持つと考えた方がいいと思われる。

図-5は変動係数の傾向が明らかに異なる乾燥密度と飽和透水係数について、その測定値の変動実態を表わしたものである。横軸は直線上におけるサンプリング地点を表わしており、実際の距離はそれにサンプリング間隔をかければ得られる。乾燥密度ではどの延長・間隔でも同程度の変動幅しか示さないが、飽和透水係数では、延

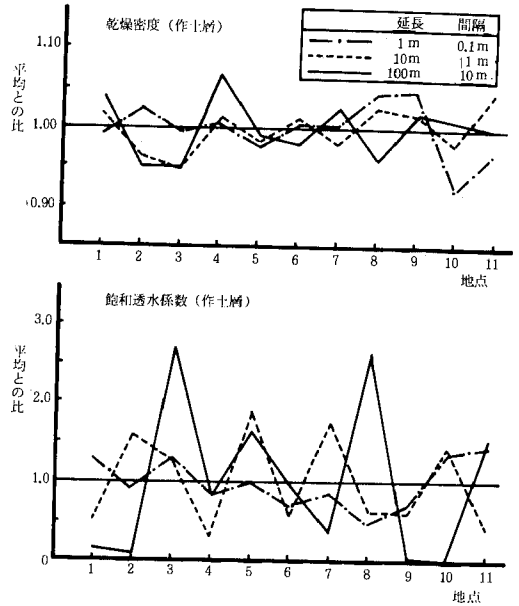


図-5 サンプル延長、間隔と物理性変動

長・間隔が大きくなる程変動幅が大きくなっている様子がよく分かる。

4) 土壌物理性の面的変動

土壌物理性の面的変動を検討するため、図-6にヒストグラム、図-7に平均値による2領域区分、図-8に自己相関係数を示す。ここでは主に構成粒子に支配される項目としてpF4.2含水比、主に土壌構造に支配される項目として、変動係数の小さい乾燥密度と変動係数の大きい飽和透水係数を選んで、これらについて示してある。

pF4.2含水比は、作土層で正規分布、耕盤層では1つの値を除けば正規分布とみなせる。図-7をみると、作土層ではクリーク側から大きな値を示す領域と小さな

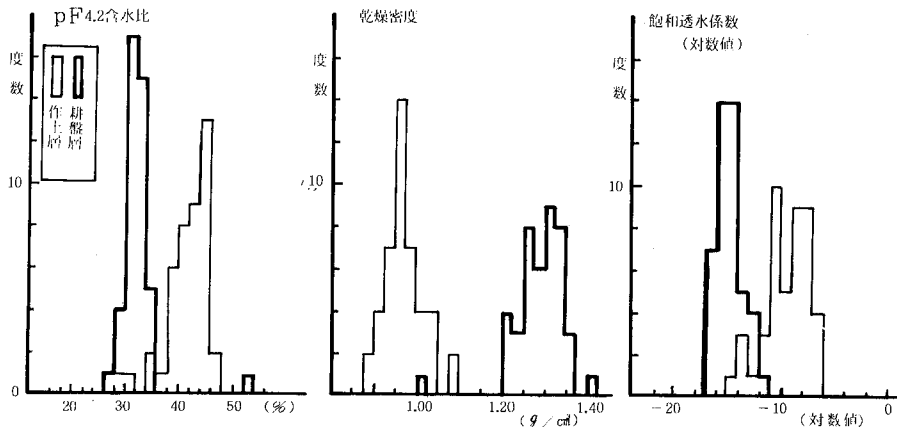


図-6 ヒストグラム

転換畑圃場内における土壌物理性の変動

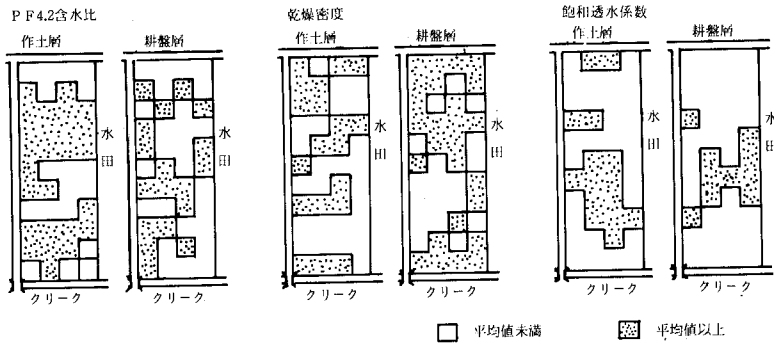


図-7 平均値による2領域区分

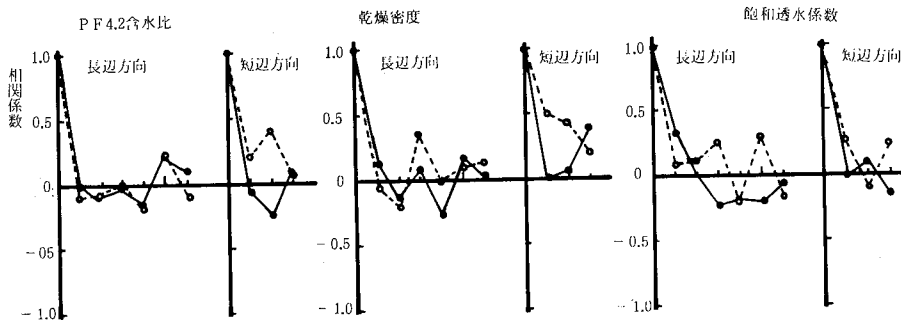


図-8 自己相関係数

値を示す領域が交互に現われている。また、短辺方向に注目すると、作土層では帯状の連続性がみられるが、耕盤層ではそれが弱くなっている。図-8の自己相関係数においても、これらの傾向が現われている。すなわち、長辺方向では作土層、耕盤層ともに同様の傾向をもち、間隔50mで低いながらも正の相関を有している。これは、大きな値を示す領域と小さな値を示す領域が交互に現われることと一致している。また、短辺方向では、作土層が間隔10m, 20m, 30mいずれも正の相関を有するのに対し、耕盤層は10m, 20mで負の相関を示し、この方向の大きな値あるいは小さな値の連続的分布状況と一致している。

乾燥密度は、作土層、耕盤層ともに正規分布とみなし、変動係数は4%程度と小さい。しかし、2領域区分図および自己相関係数によれば、それ程強くはないにしても、圃場内の位置による値の変動が存在する。すなわち、作土層では長辺方向に30m間隔の周期性と短辺方向に帯状の連続性が認められる。また、耕盤層では長辺方向の上・下端で大きな値、中央部で小さな値を示すことが認められる。

飽和透水係数は対数正規分布とみなされ、値の変動が大きく、小さな値の方に歪んでいる。図-7から、作土

層、耕盤層ともに圃場中央付近に大きな値を示す領域が存在することが分る。

以上のことから、土壌の物理性の面的変動が単一の正規分布または対数正規分布とみなせる場合でも、位置に無関係にランダムな分布を示すとは限らないことが分かる。

5) 作土層の N_2 -比表面積の面的変動

作土層の N_2 -比表面積および耕盤層の水中沈定容積、粗間隙量は2つの正規分布の合成とみなされた。そのうち最も明瞭な作土層の N_2 -比表面積について、ヒストグラム、平均値による2領域区分、自己相関係数を示したのが図-9である。自己相関係数は長辺方向に高い正の相関を有し、短辺方向は20m以上で負となる。これは、水田側が小さな値、道路側が大きな値を示し、しかも長辺方向より短辺方向の変動が大きいことをよく表わしている。これらは圃場内の微地形と関連した土壌水分環境の違いを反映するものと思われる。

なお、圃場内におけるこのような土壌物理性の分布の特徴が組合わせ暗渠施工による排水促進、周辺の土地利用の違い、圃場内微地形等の要因とどのように関連するのかについて、今後検討していきたい。

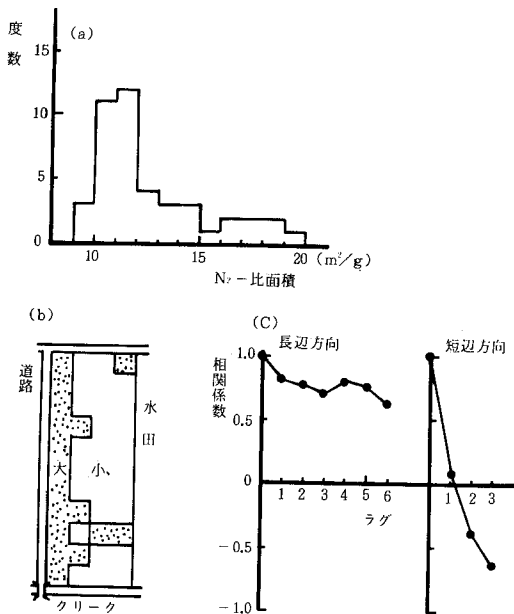


図-9 N_2 -比表面積の圃場内変動

(a) ヒストグラム (b) 平均値による2領域区分
(c) 自己相関係数

4. 摘要

クレーク水田地帯転換畑において、一圃場内での土壌物理性変動の実態調査を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

- ① 作土層において、畦と畦間では土壌構造に関わる乾燥密度、相間隙量、飽和透水係数に有意差が認められた。
- ② 作土層と耕盤について測定したほとんどの物理性項目に明瞭な差が認められた。
- ③ N_2 -比表面積、乾燥密度以外では、土壌構造に支配される項目の方が構成粒子に支配される項目より大きな

変動係数を示した。

- ④ サンプル延長・間隔の拡大により、多くの物理性項目で変動係数が増大した。しかし、乾燥密度、pF 4.2含水比はほぼ一定値を示す。
- ⑤ 多くの物理性項目が正規分布または対数正規分布とみなせた。しかも、これらの測定値の分布には、大きな値を示す領域と小さな値を示す領域の存在が認められた。
- ⑥ 作土層の N_2 -比表面積は2つの正規分布の合成された分布形を示したが、これは、道路側で大きな値、水田側で小さな値を示すためであった。

5. 謝辞

本研究をまとめるにあたり有益な御教示を頂いた九州農業試験場根岸久雄部長、原喬室長、白谷栄作技官、研究実施にあたり多大な御協力を頂いた田中国枝、三根範俊（現在、五洋建設）各氏に心から謝意を表します。

引用文献

- 1) 東山 勇：農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(XII)，農土論集，36，74~77 (1971)
- 2) 農林水産技術会議：稲麦を主体とする合理的作付け体系の確立に関する研究，推進会議資料，pp. 298~302 (1978)
- 3) 土の理工学性実験ガイド編集委員会：土の理工学性実験ガイド，農土学会，pp. 72~76 (1983)
- 4) 土質試験法改訂編集委員会：土質試験法，土質学会，pp. 36~61 (1979)
- 5) 同上 pp. 158~171
- 6) 土壌物理性測定委員会：土壌物理性測定法，養賢堂，pp. 177~182 (1972)
- 7) 同上 pp. 385~391
- 8) Hillel. D: Applications of Soil Physics, Academic Press., pp. 391~341 (1980)
(1985. 5. 13受理)

Summary

The investigation into the variability of ten parameters of soil physical condition was carried out on a rotational paddy field.

The results obtained are as follows:

1. In the plowed soil layer, significant differences existed between ridged and the unridged areas in such parameters as bulk density, macropore percent and hydraulic conductivity.
2. Significant differences existed between plowed soil and subsoil in almost all parameters in spite of similarities of soil textures.
3. Except for specific surface area and bulk density, the CV (the coefficient of variation) concerned with soil structure were larger than those concerned with soil texture.
4. When sampling area was increased, the CV for almost all parameters also increased, but the CV for bulk density and moisture content at pF 4.2 showed nearly constant values.
5. The set of observations for many parameters were normally or log-normally distributed. However the observations for many parameters were not always independent of field position.
6. The set of observations for specific surface area of plowed soil, which showed a synthesized distributions, was evidently divided into two region.

水分子の存在形態からみた低水分領域の pF — 水分特性

三 野 徹*

The Existence Form of Water Molecule
Investigated from Soil Moisture Characteristic
Curve in Low Water Content

Toru MITSUNO

Faculty of Agriculture, Okayama University

1. はじめに

土壌の保水機構は、気液界面に生じる自由エネルギーに基づく間隙保水と、固液界面に発生する自由エネルギーを起源とする表面保水に分類でき、pF 3前後を境とし、それより高 pF においては表面保水が、低 pF では間隙保水が卓越するといわれている¹⁾。

pF は、平衡系の土壌水のエネルギー状態の尺度として最も一般化された概念である。水分子は場所を変えたり相を変えることによって、系全体のエネルギー状態に対応した各部へのエネルギー配分調整に大きな役割を果たす。pF—水分特性曲線はこのエネルギー配分調整の結果の具体的表現の一つであり、その特性曲線の解析を通じて、各部に配分された水分子の状態のイメージを構成することが可能となる。

固液界面にはとくに大きな界面自由エネルギーが発生し、そのために固体表面近傍の水分子は、液状水と異なった状態で存在することがいろいろの実験から明らかにされており^{2,3)} その取扱いは熱力学的エネルギー概念による整理が必要であると考えられる。すなわち、次式で表わされるギブスの比自由エネルギー（化学ポテンシャル）をもとに、このような物性変化を伴う現象を取り扱わなければならない⁴⁾。

$$d\mu = -s \cdot dT + v \cdot dP \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 μ : 化学ポテンシャル、 s : 比エントロピー、 v : 比容積、 T : 温度、 P : 圧力

等温可逆変化を想定する限り、 $dT=0$ であるから、化学ポテンシャルの変化 $d\mu$ は、圧力変化 dP 、すなわち力学的ポテンシャルエネルギーの変化と一対一対応する。そのために、化学ポテンシャルへとエネルギー概念

を拡張することの意義は、理論的整理上はともかくとして、実用上ではあまり見出しえないといえよう。しかしながら、温度変化を伴う現象では $s \cdot dT$ が加わる。この $s \cdot dT$ 項の導入にこそ、力学的ポテンシャルの拡張概念である熱力学的ポテンシャル、すなわち化学ポテンシャルを導入することの意義が生じるといえよう⁵⁾。

従来からも化学ポテンシャルの概念上の重要性は指摘されながらも、それを適用する現象に等温可逆変化を前提とする場合が多いために、基本的には力学的エネルギーの範ちゅうを出ることは少なかった。いくつかの個別現象に関連して比エントロピーの持つ理論上の役割についての論議はあるものの、土壌水の存在状態という理論体系の枠組みの中で、熱力学的エネルギーの意義を論じたものは少ない。

この小論では、固液界面に発生する大きな自由エネルギーによる水分子の相変化と、多相の共存現象としての等温吸着曲線の持つ意味の検討を通して、土壌水の化学ポテンシャルとエントロピーに対する概念整理と、マクロな土壌水のエネルギー指標である pF とミクロな水分子の存在状況を関連付ける概念の整理を試みる。

2. 気液共存系の pF と水蒸気圧

気液界面では、表面を液相側へ引込むような力が働くために、その力に抗して分子を表面へ押し出し、表面を拡

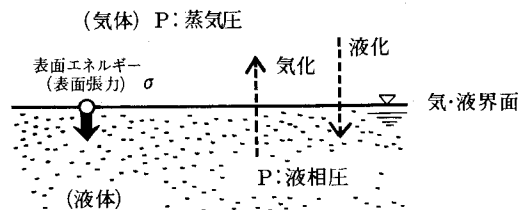


図-1 気液共存と蒸気圧

* 岡山大学農学部

げるには、エネルギーが必要である。単位表面積を拡大するに必要なこのエネルギーが表面エネルギー（表面張力）である（図-1参照）。

このような表面に作用する力に打ち勝って、液相から気相へ飛び出す水分子は、かなり高いエネルギーを持つ分子であり、その数は温度の上昇とともに増加する。一方、気相から液相へ飛び込む水分子は、気相の水分子の数、すなわち水蒸気圧に比例して増加する。その結果温度上昇に伴って、液相から気相へ移る水分子の数と、気相から液相へ移る水分子の数とが等しくなるような温度が存在する。この時の蒸気圧が平衡水蒸気圧で、温度によって定まった値をとる。したがって自由水と平衡する水蒸気圧、すなわち飽和蒸気圧は、このような表面近傍での現象をマクロに評価する尺度になるといえる。液相にストレスがかかる場合、自由エネルギーは小さくなり、そのために表面張力に抗して気相中に飛び出す水分子は少なくなる。すなわちストレスがかかった水面上の平衡蒸気圧は低くなるのである。液相にかかるストレスにより、平衡蒸気圧が P_0 から P に低下するとき、水蒸気を理想気体とすると、1グラムの水分子の持つ自由エネルギーの変化は、次のように計算できる⁶⁾。

$$\int_{P_0}^P v dP = \int_{P_0}^P \frac{RT}{M} dP = \frac{RT}{M} \int_{P_0}^P \frac{dP}{P}$$

$$= \frac{RT}{M} \cdot \ln\left(\frac{P}{P_0}\right) = \Delta\mu \dots\dots\dots (2)$$

このエネルギーは、圧力 P_0 の蒸気圧と平衡する自由水と、圧力 P の蒸気圧と平衡するストレスのかかった水との間の化学ポテンシャルとの差、 $\Delta\mu$ に等しいことになる。この差を pF の定義に従って pF 値に換算整理すると、次のように表わすことができる。

$$pF = \log(-\Delta\mu/g) = 6.51 + \log\left\{\log\left(\frac{P_0}{P}\right)\right\}$$

$$\dots\dots\dots (3)$$

3. 固液共存系の pF と氷点降下

次に氷と水の共存平衡点（氷点）についての検討を行う。

固体（氷）と液体（水）とも温度上昇によって化学ポテンシャルは増加し、その勾配は(1)式からわかるように比エントロピーの符号を変えた値に相当する。エントロピーの絶対値は氷より水の方が大きいので、図-2に示すような系では、図-3に示すような温度と化学ポテンシャルの関係を描くことができる。両者の化学ポテンシャルが等しい点、すなわち図-3に示す交点Aでは、固体と液体の化学ポテンシャルが等しいから、両者は平衡がとれ、共存することができる。しかし、その交点の両側

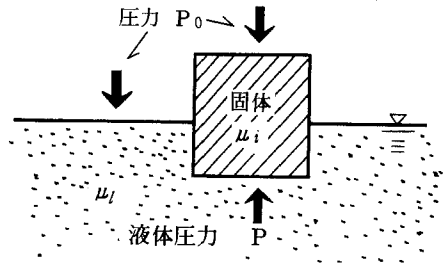


図-2 固・液共存状態（液体表面で相変化）

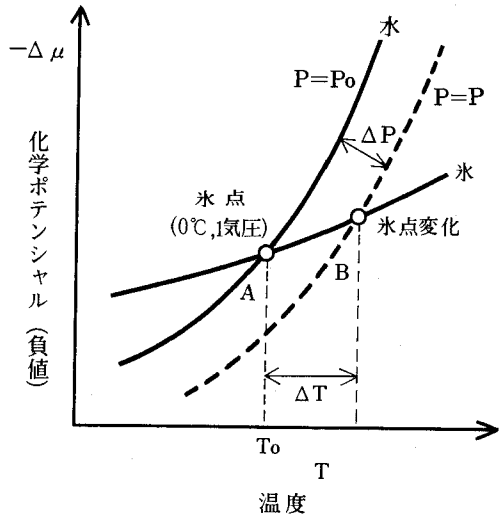


図-3 氷点変化の状況の説明図

ではどちらか一方の化学ポテンシャルが他方より大きくなるために、化学ポテンシャルの大きい方から小さい方へ向けて相変化が進み、ついにはどちらか一方の化学ポテンシャルの小さい相に落ちつく。すなわち両相が共存できるのは、両相の化学ポテンシャルが等しくなる交点のみであり、これが氷点である⁷⁾。

$$\Delta\mu_i = \mu_i - \mu_0, \quad \Delta\mu_l = \mu_l - \mu_0$$

μ_0 : 0°C, 1気圧下の
純水の化学ポテンシャル

大気圧 P_0 下にある水は0°Cの氷点を持つ。この点の水分子の比自由エネルギーを μ_0 とすると、氷、水ともこの比自由エネルギーに等しくなる。今、水に何らかの形で外部から圧力 P がかかったとする。この圧力 P によって氷点がどのように変化するかを見よう。今、氷点が標準状態(0°C, 1気圧)から ΔT °Cだけ上昇し、それに伴って氷及び水の化学ポテンシャルがそれぞれだけ変化したとすると、(1)式から次の(4)、(5)の関係が導ける（図-3の交点B）。

$$\mu_i - \mu_0 = -s_i \cdot \Delta T + v_i \cdot \Delta P \dots\dots\dots (4)$$

$$\mu_l - \mu_0 = -s_l \cdot \Delta T + v_l \cdot (P - P_0) \dots\dots\dots (5)$$

水分子の存在形態からみた低水分領域のpF-水分特性

ここで s_i, s_l は水及び水の比エントロピー, v_i, v_l は比容積である。

今, 氷が気液表面上に形成されるとすると, この系の相変化過程では氷は圧力一定の下で形成されるために体積仕事をしない。すなわち, $vdP = 0$ である。また, 両相が共存するための条件は $v_i = v_l$ であるから, 次の関係が導ける。

$$-(s_i - s_l) \cdot \Delta T - v_l \cdot (P - P_0) = 0$$

あるいは

$$\Delta T = v_l \cdot (P - P_0) / (s_i - s_l) \dots\dots\dots (6)*$$

固相, 液相それぞれの, 温度変化に対する比エントロピー変化は固相と液相間の比エントロピーの差に比して十分小さく無視できるので, エントロピーの定義から氷と水のエントロピー差は次のように与えることができる。

$$s_l - s_i = Q_0 / T = 80 \times 4.12 \times 10^7 / 273 \text{ (erg} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \text{)}$$

ここで Q_0 は水の融解熱で 80 cal/g , T は氷点の絶対温度である。つまり相変化に伴うエントロピーの変化によって, 余剰エネルギーが熱となって放出されることを示している。(6)式にこの値を代入して, 圧力を水頭換算(水の重量ポテンシャル)すると, 氷点の変化と水の圧力水頭との間には次のような関係式が得られる⁸⁾。

$$\Delta h_p = 1.25 \times 10^4 \cdot \Delta T$$

pF値に換算すると,

$$pF = \log(-\Delta h_p) = 4.10 + \log(-\Delta T) \dots\dots (7)$$

ここで, Δh_p : 標準状態の水に対する圧力水頭差, ΔT : 圧力水頭 Δh に対する氷点変化。

表-1に氷点変化に対するpF値のおよその関係を示す。

次に, 氷が液圧を受けて液相中で形成される図-4のような場合を考える。この場合には, 先の場合と異なって氷の形成に伴う体積変化は液圧に逆って仕事をするこ

表-1 氷点とpF値

T (°C)	pF
- 0.1	3.10
- 1.0	4.10
- 10.0	5.10

* E.C.Childは別の観点から氷点降下と吸引圧の関係を示している。⁸⁾

** BET式はいろいろな方向から誘導でき, またいろいろの解釈が行われている。引用文献参照のこと。¹⁰⁾

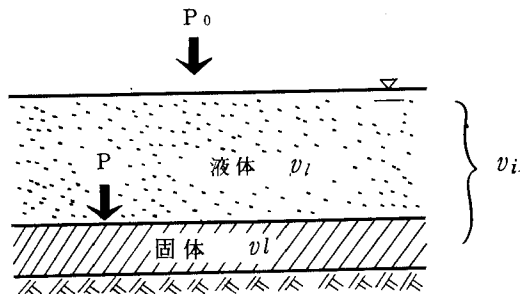


図-4 固・液共存状態(固体表面で相変化)

とになるから, $\Delta P = P - P_0$ と置かねばならない。このような条件の下で先と同様にして固液共存点を求めると,

$$-(s_i - s_l) \Delta T + (v_i - v_l) (P - P_0) = 0$$

0°Cの水及び氷の比容積 $v_l = 1.000 \text{ (cm}^3/\text{g)}$, $v_i = 1.095 \text{ (cm}^3/\text{g)}$ を代入し整理すると, 次の(8)式が得られる。

$$pF = 5.12 + \log(\Delta T) \dots\dots\dots (8)$$

上式が先の(7)式と特徴的に異なる点は, ΔT の変化に対するpF値の変化の方向が異なることである。このような共存状態が室温状態で存在するための水分ストレスをpF値で見ると, 表-2のような値となり, ほぼpF 6.3前後に当たる。

4. BET理論と pF-水分特性曲線

一固・液・気共存系における水分子の自由

エネルギーと共存形態のモデル

a. 吸着水分子の状態とBET理論

BET理論では, 固体表面に発生する大きな自由エネルギーの下での, 気相・液相・固相の三相平衡状態を想定し, 固体表面近傍に液相 固相として濃縮される気体分子の量(吸着量)と気体圧力との関係を導く。すなわち, 固・液・気は常に存在しており, その共存比率が系全体の比自由エネルギーに対応して変化するというモデルから出発する。したがって, 先の気・液・固相の共存がマクロなエネルギーに注目しているのとは異なり, 分子個々の持つ自由エネルギーの確率を考慮する点で全く異なった概念から出発する。固体表面では気体分子は図-5に示すように固相の状態で, 第2層以上では液相の状態が存在するという前提を設け, 両者の間には融解熱 Q_0 に相当するエネルギー障壁があるとして, 次式が導かれる。**

表-2 固・液共存点のpF値

T (°C)	pF
2.5	6.50
1.5	6.29
1.0	6.12
16.6	6.34

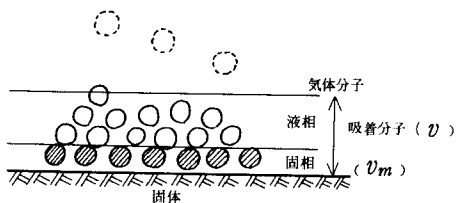


図-5 固体表面での吸着分子の状態の模式図

$$\frac{v}{v_m} = \frac{C \cdot P / P_0}{(1 - P / P_0) \{ 1 + (C - 1) \cdot P / P_0 \}} \quad \dots(9)$$

ここで、 $C = \exp(Q / RT)$ (10)

上式中の v_m は単分子吸着量であるが、理論上では必ずしも単分子層を意味するのではなく、固相吸着量であればよい。固相吸着量が単分子層であるかは別の方向から検討が必要である。とりあえず、ここでは強い固体表面の自由エネルギーの影響の下で、固相状態で吸着される可能性と考える。

BET理論では、(9)式に示すように固体表面に吸着される水分量 v と蒸気圧 P / P_0 の関係が与えられる。平衡蒸気圧 P / P_0 は吸着されている水の化学ポテンシャルと一価の関係にあることは、すでに(2)式の誘導で明らかにしたとおりである。したがって、(9)式で表わされるBET式は、固体表面に発生する表面エネルギーによって個体表面に保持されている水分量と、その水分の化学ポテンシャル、言い換えるならばpF値との関係を示す理論式である。すなわち、表面保水におけるpF-水分特性曲線を理論的に誘導したものといえる。

この理論曲線は二つのパラメータで特性付けられている。一つは水分子の二つの存在状態のエネルギー差 Q_0 から決まる定数 C であり、もう一つはそのうち強く拘束され固体状態で表面に保持され得る水量 v_m である。上述したとおり、BET理論では v_m は単分子層と考えるが、ここでは固体状態で吸着される可能性と考える。

b. 水蒸気吸着のBETプロット⁹⁾

(9)式は次のように変形できる。この関係をBETプロットとよぶ。

$$P / \{ v (P_0 - P) \} =$$

$$1 / (v_m \cdot C) (C - 1) \cdot P / P_0 / (v_m \cdot C) \dots\dots(11)$$

BETプロットでは $p / \{ (P_0 - P) \}$ と P / P_0 とは直線関係が成立する。その勾配は $a = (C - 1) / (v_m \cdot C)$ 切片は

$1 / (v_m \cdot C)$ である。両式から C を消去すると、次の関係が得られる。

$$v_m = 1 / (\alpha + \beta) \dots\dots\dots(12)$$

あるいは、 v_m を消去すると、次のようになる。

$$C = \alpha / \beta + 1 \dots\dots\dots(13)$$

水蒸気吸着のBETプロットの一例を図-6に示す。非常によい直線関係が得られており、BET理論の妥当性を裏付けている。(12),(13)式を適用して、 v_m 、 C を求めると表-3のようになる。 v_m は試料によって大きく異なるが C の値は10~20の一定した値が得られている。

この C をもとに (10) 式から Q_0 の値を逆算すると、

$$Q_0 = RT \cdot \ln C \quad \left\{ \begin{array}{l} C=10, Q_0=1.39 \text{ kcal/mol} \\ C=25, Q_0=1.95 \text{ kcal/mol} \end{array} \right.$$

が得られる。あるいは逆に、氷の融解熱 80cal/g (1.44 kcal/mol) を用いて、(11)式から C の値を求めると、 $C=11.0$ となる。先の実験結果から得られる C は沖積土や二次シラスについては、この値に近くなるが、クロボクでは $C=24$ とかなり大きくなり、水分子がとくに強く表面に吸着されている状況がうかがえる。このように C の値は水分子と表面の親和力を表わす指標となる¹²⁾

以上の実験結果は、吸着水分は氷の状態と水の状態の二つの形で存在しており、BET式により、吸着水分の

表-3 v_m 、 C の計算値

(藤原：1973から整理)

試料	α	β	v_m (g/100g)	C
二次シラス	1.77	0.17	0.515	11.41
一次シラス	1.07	0.07	0.877	16.29
沖積土	0.87	0.08	1.053	11.88
ボラ	0.38	0.02	2.500	20.00
クロボク	0.23	0.01	4.167	24.00
赤ホヤ	0.19	0.01	5.000	80.00

水分子の存在形態からみた低水分領域の pF-水分特性

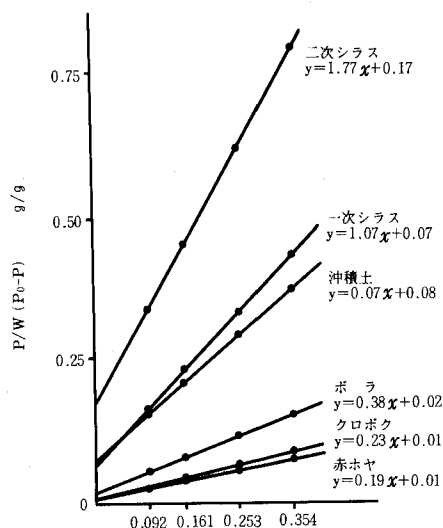


図-6 数種火山灰土壌のBET plot (H₂O)
(藤原ら: 1973)

自由エネルギーと吸着水分量との関係、すなわち pF-水分特性曲線が理論的に導けることを意味している。ここで重要な点は、以上の議論では水分子の状態のみと注目し、固体表面の性質は直接関連していないことである。固体表面の性質は固相として吸着される分子の容量 v_m を介して、間接的に pF-水分特性曲線に関係することになる。結局、表面保水の水分特性曲線は $C=11$ を代入した (11) 式と、水蒸気圧と pF 値の関係を示す (4) 式とによって、理論的に算出でき、土壌の性質は v_m の値を通じてこの曲線に反映されることになる。

c. pF-水分特性曲線の変曲点

BET 理論にもとづく等温吸着曲線は、シグモイド曲線となり、 v_m (固相吸着容量) をパラメータとして表示できることが明らかとなった。この v_m が実際の吸着量 v に等しくなる点は、図-7 に示すように、吸着曲線の直線部への移行点、B 点に対応する。B 点の蒸気圧は BET 式において $v/v_m = 1$ と置くことによって、次のように求められる。

$$P/P_0 = (1 - \sqrt{C}) / (1 + C) \dots\dots\dots (14)$$

C の値として、水の融解熱から得られた 10.98 を代入すると、 $P/P_0 = 0.231$ が得られる。先の実験結果から得られる $C=10\sim 20$ を用いると、 $P/P_0 = 0.240\sim 0.183$ (平均 0.211) となる。多くの粘土鉱物によって求められた平均値 0.211 によく一致している¹³⁾。この値は pF 換算すると 6.34 となる。

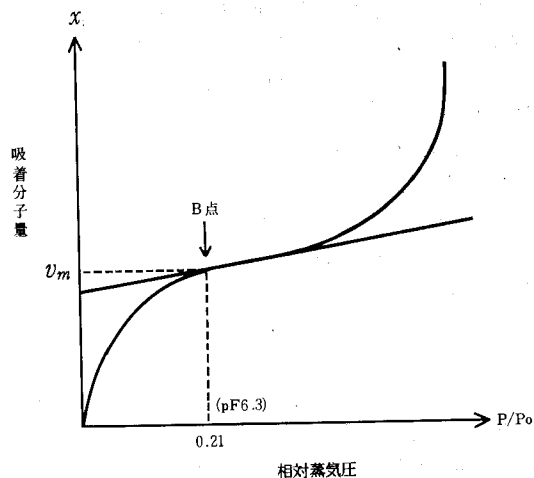


図-7 BET 曲線の変曲点と固相吸着容量

BET 理論の誘導過程から想像されるように、pF 6.34 は吸着水の物性が大きく変化する点の目安を与えるとともに、低水分状態で pF-水分特性曲線の形をきめる v_m 値と対応している。竹中は関東ロームの非自由水の研究において、風乾等により非自由水分量は大きく変化するにもかかわらず、pF 6.34 に対応するいわゆる単分子吸着表面積は、それほど大きく変化しないことを見だしている¹⁴⁾。

d. 水分子の存在形態と pF6.3

BET 理論の展開経過からすると、pF6.3 を単分子吸着の終了点とすることは、明らかに誤りである。pF 6.3 においても固相、液相は共存しており、単分子吸着が完全に終了するのは $P/P_0 = 1$ 、すなわち $pF = -\infty$ でなければならない。固相、液相状態の分子を含めた吸着水分量が、たまたま固相吸着容量である v_m に等しくなる点が pF6.3 であるにすぎない。

先に示した氷点変化との関連を検討しよう。水分子に大きなストレスがかかり、自由エネルギーが低下すると、固相と液相の共存点である氷点に変化する。今、固液界面に固相状態が出現する場合、pF6.34 の化学ポテンシャルに対応する氷点上昇は、表-2 に示すように 16.6°C とはる。10~20°C の室温で、固液両相が共存しうる pF 値は、同表から 6.12~6.50 である。その平均値は pF6.3 となるが、BET 理論の固相吸着容量に対応する水分点 pF6.3 と一致するのは果たして偶然であろうか。

氷点変化、蒸気圧と自由エネルギーとの関係は、いずれも多数の分子が集まった集合体に対して、熱力学理論を基礎に展開されたものである。一方、BET 理論は、個々の分子に対する運動論をもとに組み立てられている。分子運動理論と熱力学とは統計力学によって統一できることを考えるとき、この一致は決して偶然とはいえないであろう。

しかしながら、両理論で想定している水分子の存在状況のイメージには大きな差がある。すなわち、氷点変化から得られる水分子の存在状態のイメージでは、 $pF 6.3$ は固液両相の共存点であり、 $pF 6.3$ より低い pF に対しては全部液相が、それより高い pF では全部固相が現われ、固体表面からの距離による分子の状態に差はないことになる。一方、BET理論では、どのような pF 値に対しても、固相と液相は常に存在しており、両者の割合が変化するにすぎない。たまたま $pF 6.3$ に相当する吸着量が、固相として吸着できる容量(上限値)に等しくなるにすぎない。

これらどちらの状態が正しいかについては、結晶構造の直接観察や、微視的な水分子構造論を背景としたより精ちな理論展開が必要である。岩田はこのような観点に立つ理論展開を試み、カリウムで飽和したモンモリロナイト表面における水の1分子層の吸着エネルギーは $35^{10} 10^8 \text{erg/g}$ ($pF 6.5$)に相当することを計算している。

また、佐藤はNMRによって吸着状態にある水分子の状態を直接把握しようとした¹⁶⁾¹⁷⁾。

いずれにせよ $pF 6.3$ は水分子の土粒子への吸着現象を扱う上で重要な転移点であることは事実である。マクロに見た液体状態の水と固体状態の水分子の相転移に深く関わっている点であることは間違いないといえる。

以上のようにして、BET理論は、表面保水の pF -水分特性曲線を表わす理論式としてうまく適用できるが、その理論で想定しているように、固体表面に単分子の固相吸着層が広がり、その上部に液体状態の水が存在するとする水分子の存在状態に対するイメージは、かならずしも具体的な姿を直接現わすものではないといえよう。しかしながら、吸着水には液状水と固体状の二種類の水があり、そのうちの固体状態をとりうる容量 v_m は、土壤水の性質が大きく変化する点の指標(水分恒数)となり、また種々の土壤の水分特性曲線の特徴付ける共通のパラメータであることは確認できる。この v_m の値を介して、土壤水分特性曲線を土壤特性の係わりが表現できることになる。

5. おわりに

以上の議論を総合する意味で、膨潤現象として従来一括して論じられてきている吸水による体積変化を例として取り上げて、土壤水のエネルギー状態の指標としての pF の持つ意義について検討してみよう。

土壤の膨潤現象には、以上で扱って来たような水分子が液体から固体へ変化する際の体積膨張によるものと、粒子反発ポテンシャルによるものの、全く異なるメカニズムによる二つの種類があることがわかる。後者は電気二重層内に取り込まれた吸着カチオンの熱運動にもとず

くものである。吸着カオチンの濃度分布が生じることは、均一濃度溶液に比較するとエントロピーは低くなっていることになる。

このように全く異なった機構によって体積変化が生じるが、これらの現象は、いずれも土壤水のエントロピーが、ミクロに見るとき土粒子の表面からの距離によって異なるために生じる現象として解釈することができる。すなわち、一定温度の下で平衡を達成するには、土壤水の化学ポテンシャルは至る所で一定でなければならない。しかし、土壤中では水のエントロピーが異なるから、(1)式からわかるように、それを補う圧力変化が生じなければならない。これが膨潤圧であると考えることができる。

このように土壤中では水分子のエントロピー、比容積や圧力は至る所で異なった値を取っている。しかしながら、等温で静止平衡状態にある限り、化学ポテンシャルは至る所で一定でなければならない。そのような平衡を取るための調整役として、容易に相を変えることができ、また、流動可能な水が極めて重要な役割を果たすことになる。そしてこのような現象を理論的に扱う際に、エントロピーは極めて重要な役割を果たすことになる。逆にいえば、エントロピーと深い係わりを持つ自由エネルギー、すなわち化学ポテンシャル、あるいは pF の持つ意味が明らかになってこよう。

本論を通じて、土壤水の化学ポテンシャルおよびエントロピーの持つ意味について、より深い理解が得られれば幸いである。

引 用 文 献

- 1) 例えば、前田隆： pF (土の理工学性実験ガイド)，pp.72~82，農士学会(1983)
三野徹：土の保水(土の物理学)，pp.199~238，森北出版(1979)
- 2) 赤江剛夫：土壤水物性研究の系譜，土壤の物理性，35，pp.15~20(1977)
- 3) H. D. Orchiston：Adsorption of Water Vapor 1，Soil Sci. 73 pp.453~462(1952)
- 4) 岩田進午：土壤水のエネルギー概念について，日土肥 32，pp.572~580(1961)
- 5) 三野徹： pF の基本的意味，土と基礎，投稿中
- 6) 八幡敏雄：土壤の物理，pp. 40~42，東大出版会(1975)
- 7) 岩田進午，前田隆：土の凍結と凍土(土の物理学)，pp.294~310，森北出版(1979)
- 8) E. C. Child：An Introduction of The Physical Basis of Soil Water Phenomena，pp. 106~108，109~112 John Wiley & Sons(1969)
- 9) 例えば，渡辺信淳，渡辺昌，玉井康勝：表面および

水分子の存在形態からみた低水分領域のpF-水分特性

- 界面, pp. 110~119, 共立出版 (1973)
- あるいは, J. R. Goates and C. V. Hatch :
Standard adsorption Potentials of water vapor
on soil colloids, Soil Sci. 95, 275~278
(1952)
- 10) 例えば, 土壤物理性測定法委員会編: 土壤物理性
測定法, pp.71~83, 養賢堂 (1976)
- 11) 藤原宏志, 馬場信幸: 南九州火山灰土壌における水
分保持機構に関する研究, 農土論集 48, 29~33
(1973)
- 12) 岩田進午: 火山灰土壌の水分について, 土壤の物理
性, (18), 18~26 (1968)
- 13) T. J. Marshall : Relation between water
and soil, p. 24 G. A. B. (1959)
- 14) 竹中馨: 関東ロームの非自由水分, 農土研別冊, 7
68~75 (1963)
- 15) S. Iwata: Thermodynamics of soil water IV,
Chemical potential of soil water, Soil Sci.
117, 135~139 (1974)
- 16) 佐藤裕一: 局所磁場から見た吸着水の特性
—土壤吸着水の磁気的研究(II)—, 農土論集, 81
pp. 17~24 (1979)
- 17) 佐藤裕一: 粘土表面に吸着した水分子配向構造の解
析について—土壤吸着水の磁気的研究(IV)—
農土論集, 94, pp. 41~47 (1981)
(1986. 2. 10受理)

Summary

Water molecules in soil are affected by complex forces due to the soil particle and ions in soil solution etc.: it can be considered that its form of existence varies widely from solid to vapor phase.

When considering the state in energy equilibrium, however, the complexity is ordered on some simple and fundamental rules governing the macroscopic phenomena of soil water under the principle that free energy is constant everywhere in equilibrium. The nature of soil water exists not in the microscopic behavior at the molecular level, but in the macroscopic view as above mentioned; this is where the fundamental meaning of pF exists. With this perspective, some examples are investigated in this paper to attempt to a clarification of the fundamental nature of soil water.

This study indicates that the entropy, which is essentially related to free energy, has a very important meaning in the theoretical understanding of soil water. The study indicates that the absorbed water is in a low entropy state and exists as an almost solid phase under the influence of high surface free energy near the soil particle. It should be noted that the freezing point rises to ordinary temperature when the soil particle exhibits strong surface free energy; thus, the freezing depression effect due to pF-value can not always be applied to soil water.

書 評

土 壌 物 理 学 概 論

(Einführung in die Bodenphysik)

K. H. HARTGE 著. 福 士 定 雄 訳
博 友 社 1985. 刊

「土壌学講座に行く(移行すると)と物理やコンピュータやらされるからな、…」のいつのまにか、学生の間でそんなうわさが広がっているらしい。土壌物理と聞くと θ やら f がちらついて、それだけで農芸化学の学生たちと同様に敬遠?したくなる向きが多いのではないのだろうか。もし、そのような印象があって、土壌物理が土壌学の他の分野や農学・林学・園芸等の関連分野から敬遠されるとしたら、それは土壌物理にとってだけではなく、その成果を生物生産の現場に役立てようとしている関連各分野にとっても不幸なことといわねばならない。確かに最近の土壌物理分野の先端研究では数式モデルが氾濫している。物理的に厳密なモデルを志向するほど、また動きを現実の系に近づけようとするほど、モデルは複雑になり、現実ばなれしていく傾向は否めない。また、土壌物理研究者の側にも、それを平易に解説し、どう応用するかについて専門外の人にも解るように説明する努力に欠けていたことも問題である。ここで紹介するHartgeの教授の土壌物理学概論は、この点に焦点を絞った数少ない入門書の一つである。このことは、著者自身のはしがきのなかに「できるだけ広い基礎の上に立って土壌物理学への手引を与へ、専門の文献への接近を容易にする」と明記している。著者のこの意図は全編を通じて一貫しており、また、ある程度成功しているといつてよい。このことは、水の運動や水分状態を扱った5~6章などに明瞭に現れており、複雑な問題を独特といつてよい簡単な図を使って解りやすく解説している。この本のもう一つの特徴は、随所に土壌断面の模式図が顔を出すことである。土壌物理と銘打ちながら、「土壌」が現れない教科書が少なくない。Hartge教授はドイツに多い粘土質土壌の充てん、構造形成、通気性等の研究を数多く発表しておられる。筆者も、重粘土の研究に際して、何度か教授の報文に接したことがあるが、フィールドの土壌物理と言つてよいその研究の進め方にいろいろ教えられるところが多かったことを記憶している。固液界面のメニスカスの挙動の説明や凍結に伴う水移動の説明に現われる一見不思議な絵(模式図?)は、しかし、土壌中の物理現象を理解させる大変よい手掛になっている。

さらに、この入門書のもう一つの重要な特徴は、土壌

研究のあらゆる分野を広く網羅していることにある。これには、独乙人らしい背景がある。すなわち、この本はシェファア・シャハトシャールルのぼう大な教科書を下敷にしている。この教科書は佐々木・長谷川によって訳書が付けにされている(博友社 1980)ので御存知の方が多いと思われるが、土壌学の全分野にわたる構成のしっかりした教科書である。これを基礎にしているだけあって、この概論の解説は考えられるあらゆる分野に及んでいる。それだけに、一部の読者には多少食い足りなさが感ぜられる部分があるかもしれない。ことに、後段9~11章植物生育の場としての土壌、侵食、土壌のろ過機能等については、もう少し詳しい解説が欲しかった。この本の狙いが、土壌物理学を農林業等に応用することを試みる学生のための手引きになることにあることから考えると、9・10章をもう少し強化する必要があるのは筆者だけではないのであろう。しかし、この部分が、最近の土壌物理関係の教科書に共通した欠陥になっていることも事実で、これが他分野の学生や技術者に取っつきにくい印象を与えている場合が少なくない。その意味では9・10章などで扱っている問題は、土壌物理の研究者・専門家が自らの問題として考えていかなければならないことに属するであろう。

(佐久間敏雄)

会 務 報 告

(昭和60年11月1日～昭和61年6月15日)

諸会議開催経過

1. 事務局・編集委員会合同会議 (昭和61.1.24, 於北大)

[出席者] 前田(隆), 小川, 斉藤, 前田(要), 相馬, 長沢, 藤原, 矢沢

 - 1) 次回(第28回)シンポジウムについて
 - ・開催地: 道外で開催することとし, 東京大学に準備をお願いする。
 - ・テーマ: 基礎的事項の順番であり, 評議員の意見を打診する。
 - 2) 昭和60年度第1回評議員会
 - ・土壤肥料学会開催時(4月2日, 筑波大学)を行う。
 - 3) 会誌編集関係
 - ・会誌52号は間もなく発行, 53号はシンポ特集号であり原稿はほぼ受稿している。
 - 4) その他
2. 昭和60年度第1回議員会 (昭和61.4.2, 於筑波大学)

[出席者] 前田, 相馬, 長谷川, 河野, 田淵, 軽部 (安富代理)(以上評議員), 塩崎, 波多野(以上, 事務局)

 - 1) 第28回シンポジウムについて
 - ・開催地及び日程: 道外で開催することが承認され, 東京大学での開催を中野先生(東大, 農工)にお願いすることになった。期日は10月13～20日のいずれか1日とする。
 - ・テーマ: 仮題として「土壌物理性の計測手法の現状と展望」があげられた。また多方面からの話題をお願いするため, 講師を10名程度にしてはとの意見が出され, 事務局で検討することになった。
 - 2) 編集委員会報告
 - ・「土壌の物理性」53号は, シンポジウム6編, 報文3編, 論説1編等の内容で準備中である。
 - ・「同上」54号の原稿締切は8月末とする。
 - 3) 事務報告

評議員選挙の年であり, 現在会員名簿を作製中である。
 - 4) 新入会員の承認(正会員2名)
 - 5) その他

農業土木学会の鬼塚編集委員長から, 本会誌51号掲載論文についての問い合わせ(同一主題の1報と2報が別の雑誌に投稿・掲載されたことに対する疑問)があったが, 本編集委員会としては, 会員から投稿された以上は受けざるを得ないこと, また今後は表題について留意したいとの回答を行った。

会員の動向

1. 会員数 (昭和61年6月15日現在)

地 区	会員数	地 区	会員数
正会員及び学生会員	628	京 都	13
		大 阪	21
北海道	71	兵 庫	13
東 北	74	和 歌 山	1
青 森	16	中国・四国	79
岩 手	20	鳥 取	19
宮 城	10	島 根	8
秋 田	7	岡 山	6
山 形	18	広 島	12
福 島	3	山 口	7
関 東	215	徳 島	1
茨 城	106	香 川	11
栃 木	8	愛 媛	9
群 馬	3	高 知	6
埼 玉	13	九 州	65
千 葉	12	福 岡	15
東 京	44	佐 賀	11
神 奈 川	13	長 崎	4
山 梨	4	大 分	2
新 潟	12	熊 本	4
中 部	69	宮 崎	11
静 岡	11	鹿 児 島	14
愛 知	15	沖 縄	4
三 重	15		
岐 阜	7	海 外	3
長 野	8	賛助会員	3
富 山	6	購読会員	52
石 川	6		
福 井	1		
近 畿	52		
滋 賀	4		
奈 良	0	合 計	683

2. 新入会員

氏 名	会 員 別	連 絡 先
渡辺 隆	(正)	300-04 茨城県稲敷郡美浦村 大字間野スガノ農機研
溝口 勝	(正)	514 津市上浜町1515 三重大学農学部
山本 博	(正)	060 札幌市北区北10条西5 北大大学院環境科学研究科
新井 重光	(正)	464 名古屋市千種区不老町 名古屋大学農学部
上本 哲	(正)	739-01 東広島市八本松原 広島県立農試

氏 名	会 員 別	連 絡 先
石川県立農試 土壌肥料科	(購)	921 石川県石川郡野々市町中林 86
松本 智	(正)	060 札幌市中央区北3条西4 第1合同庁舎北海道開発局農業 調査課
梁井順一郎	(正)	040 函館市大川町1番27号 北海道開発局函館開発建設部 農業開発課

3. 退会者

山崎清功(香川),清水寿美(鳥取),小林茂(北海道),琴寄融(群馬),泉田又蔵(新潟),上山泰(兵庫),土屋功位(山形),松下研二郎(鹿児島),石居企救男(埼玉),西川慶二郎(愛知)

4. 住所変更

氏 名	旧	新しい連絡先
井上喬二郎	茨 城	004 札幌市豊平区羊ヶ丘1 北海道農試
森 哲郎	北海道	064 札幌市中央区南6条西16 (自宅)
安原 正也	茨 城	305 筑波郡谷田部町東1-1-3 工業技術院地質調査所
古閑 孝彦	熊 本	860 熊本市池田1丁目1-81-301 (自宅)
松行 輝夫	宮 崎	880 宮崎市橋通東2丁目10-1 県農政水産部 耕地課
門野 行男	兵 庫	650 神戸市中央区下山手通4丁目 15-3 兵庫県農業共済会館内 兵庫県土地改良事業団体連合会
山下 恒雄	佐 賀	305 筑波郡谷田部観音台2-1-2 農土試造構部
市木 征勝	鹿児島	891-01 鹿児島市上福元町5500 鹿児島農試
高田 勝重	大 分	879-49 大分県玖珠九重町大学田 野大分県農技センター高原農業部
黒川 春一	北海道	062 札幌市豊平区平岸8条13丁目
大垣 昭一	"	041-12 北海道亀田郡大野町本町 680 道立道南農試
長野間 宏	茨 城	010-04 秋田県南秋田郡大瀧村東 1-1 秋田県農試大瀧支場
塩沢 昌	山 形	113 東京都文京区弥生1-1-1 東京大学農学部
森田 浩	青 森	997 鶴岡市大字茅原字屋岸内19-1 5(自宅)
岩間 秀矩	茨 城	305 筑波郡谷田部町観音台3-1-1 農環研
松井 健	東 京	215 川崎市麻生区高石2-37-10

— 編集後記 —

ひしひしと迫りくる農産物自由化の嵐の中で、今年もまた実りの秋を迎える時節となりました。

最近の国内農業情勢の中で、引き下げが濃厚となっていた米価も、一応は据え置きのかたちで終息しましたが、足腰の強い真の稲作経営者を育成するうえでは多少の疑問も残ったような気がします。

さて、本会誌も回を重ね53号になりました。編集委員会一同は常日頃、「一段高い視野で物事を判断する習慣が自らを大きくする」という言葉を肝に銘じ編集作業を進めておりますが、今回もまた若干の遅れでお手許にお届けする羽目になりました。

本号には、昨年10月北大学術交流会館で開催されまし

た第27回シンポジウム『汎用農地の土壌物理的諸問題』を特集しております。また、他にも報文3編と、論説・書評など貴重な情報を掲載いたしました。多忙な中、玉稿を賜った著者の皆様に厚く御礼申し上げる次第です。

世は真にバイオブームですが、今実際の生産現場で問題解決のために求められているのは、土壌のもつ多面的な機能を物理・化学・生物的諸手法のコンビネーションによって解明することにあるのではないのでしょうか。

今後とも、会員皆様方のユニークな発想、研究開発途上の内容などどしどしお寄せ下さい。お待ちしております。

(前田 要)

博友社

土壌物理学概論

K・H・ハルトゲ著 福士定雄訳

土壌学と土壌物理学の教科書間に、ままたギャップが見られる。このギャップを取り除き、広い基礎の上に立った土壌物理学の手引書が、本書の役割りである。

【目次から】 粒度（分類・しばしば見られる粒度とその成因・粒度の空間的分布・土壌中での粒径分布の変化・土壌の他の性質との関係・測定法） 構造、充填の静力学と動力学（土壌構造の形態・充填密度・土壌密度・孔隙体積および孔隙比・孔隙の大きさの分布・安定性と粒子の空間的配置・土壌中の圧力と応力・機械的影響による充填変化） 水と土壌の交互作用（水の吸着・凝集と解膠・膨潤・収縮・安定要因としての静水圧・流動圧・濡れの性質） 土壌水の分布と静水力学（水の分布および起源・土壌水中の力・基準点としての地下水面・土壌水のポテンシャル・ポテンシャル平衡・水分張力と含水量） 土壌中の水の運動（土壌中の水の運動の特色・不飽和流動・非定常流動・土壌の透水系数・水蒸気の形での水の移動） 土壌水分状況（地下水と停滞水・水分張力の動向・水分状況の固有値・浸潤・排水・蒸発） 土壌中の気相（気相の量と分布・気相のエネルギー状態・気相の組成・輸送過程・気体状況） 土壌の熱的挙動（土壌中の熱の分布・熱源・土壌の熱的性質・熱輸送のメカニズム・土壌中の熱状況・水の凍結とその結果） 植物生育の場とその物理的变化（水の供給についての植物の要求・土地改良の可能性・改良技術・灌漑） 侵食（一般的法則・侵食防止対策のための手がかかり・侵食の方程式） 土壌の濾過機能（濾過過程・濾過器の掃除または再生・排出過程・望ましい経過を促進するための推論） さらに前進するための文献

A 5 判・336頁・定価4600円・送料300円

土壌調査ハンドブック ペトロジスト懇談会編 定価1500円 円200

酸性土壌とその農業利用 田中 明編 定価3800円 円300

土のバイオテクノロジー リンチ著 丸本他訳 定価3400円 円300

土壌のバイオマス 日本土肥学会編 定価1800円 円200

有機物研究の新しい展望 日本土肥学会編 定価1600円 円200

植物生産性の生理生化学 日本土肥学会編 定価2000円 円250

中国土壌 中国科学院編 川瀬他訳 定価35000円 円500

ペドロロジー ビュール他著 和田他訳 定価4500円 円300

シエフトーシャール土壌学 佐々木清一他訳 定価8500円 円350

162東京都新宿区揚場町9 / 振替口座東京6-240 / 電話03-268-8271(代)

SPAD[®]

Soil & Plant Analyzer Development

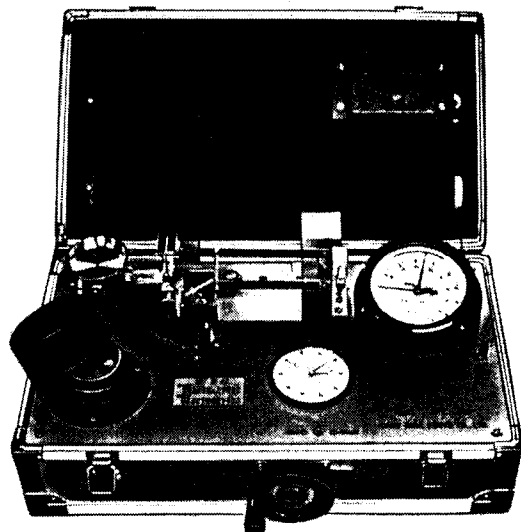
貫入式土壌硬度計

DIK-5520(自動記録型)

コーンを土にさし込むだけで、貫入抵抗が深さ毎に読み取れ、連続記録されます。

特長

- 穴を掘る必要がなく、記録部を手で回転させなくてもよい為、省力化できます。
- 同じ記録紙に重ねて測定できるので、土壌面における貫入抵抗の分布が確認できます。



土壌三相計

MII型 DIK-1100

RII型 DIK-1110

現場で簡単、迅速に土壌の三相分布が測定できます。

特長

- 試料の実容積をダイヤルゲージから直接読み取れます。
- 圧力を加える媒体がシリンダーなので、取り扱いが簡単です。

御用命を
お待ち申し上げます。



大起理化工業株式会社

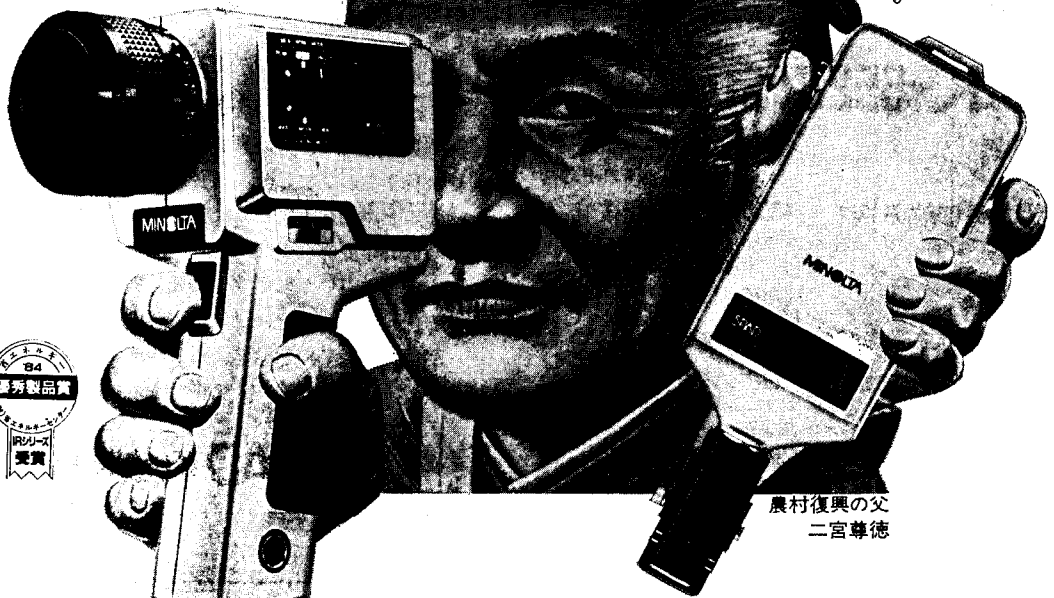
〒116 東京都荒川区西尾久 7-60-3

TEL 03-810-2181(代表)



MINOLTA

確かなデータで作物の育成を管理しよう。



農村復興の父
二宮尊徳

農作物の育成は、
数値で管理する時代。

葉を傷めずに葉緑素をチェック。
追肥量のコントロールに役立ちます。

作物の葉を測定ヘッドに挿入し、ボタンを押すだけで含まれているクロロフィル(葉緑素)量を瞬時に測定。デジタルで表示します。これまでのように、作物を切りとって測定する必要もありません。得られたデータをもとに作物の栄養状態を知ることができ、追肥料のコントロールなどに活用できます。

栄養診断に役立つ
コンパクトな計測器
葉緑素計 **SPAD-501**

本器は、農林水産省農薬部若鳥農産物の土壌作物体分析機器開発事業—Soil & Plant Analyzer Development, 略称 SPAD)による開発製品です。

作物や土壌の表面温度をチェック。
育成温度が管理できます。

-50°C~1000°Cの幅広い温度域を、触れずに測定します。測定値は、ファインダー内にデジタルで表示されますから、測定する箇所を見ながら、同時に読みとれます。お茶や野菜、土壌などの温度管理に幅広くお役にたください。

待望の
非接触ノンタイプ
放射温度計 **IR-0510**

一姉妹品—
IR-630
(600°C~3000°C)
IR-308
(250°C~800°C)

お問い合わせ・ご用命は下記まで

ミノルタカメラ販売株式会社 産業特機部

〒104 東京都中央区銀座4丁目9番5号 TEL (03)542-1269(代)

〒541 大阪府東区備後町2丁目45番地(日本精化ビル) TEL (06)201-5851(代)