
巻 頭 言

土 地 改 良 と 土 壌 物 理

千 葉 豪

Takeshi CHIBA

以前圃場の造成・整備・改良などについて調査をしていた頃、地力という言葉をも自分なりに「含有量と供給効率」と定義してみた。水、空気、熱、養分などを含めて土壌中に何がどれほど存在し、またそれが作物によってどれほど利用され易い状態にあるかによって地力を計るのはそれほど見当違いではないと思われた。

そこで土地改良を進める手続きとして先ず第一に土地及び土壌条件の理想像を具体的に確定すること、次に現在与えられた地区がこの理想像からどんな項目についてどれだけ隔たっているかを定量すること、そして最後にどのような操作によって改良を達成すべきかを発見することが必要であると考えた。しかし今になってみると自分が関わっていた仕事のせいもあってこれは多分に土木的発想であり、また未熟さの故にかなりスタティックな考え方であるという気がしてきた。

先ず物質と機械力を投入してまたたくうちに目標の状況を作り出すという土木的発想は農地には必ずしもなじまないのではないだろうか。これは暗キョ排水という機械的工法においてさえ既に考慮されていることで、施工によって土壌の排水、乾燥が進行すれば亀裂が発達して透水性の増大が見られるから、そのときの適正な組織容量を予想するため、前もって類似地の調査を行うべきことが設計基準にうたわれている。

次に一度整備された圃場はそのままの状態を保持し続けるものではない。極端な例として心土破砕により膨軟になった粘土層はわずか2年もすれば見掛け上殆んど復元してしまう。しかし亀裂発生に伴って増大した透水性は比較的長期間持続するからその影響は残り、全く元の状態に戻るというわけではない。このような時間的変化に対応するため、多くの事業においてやはり基準には維持管理の項が設けられている。

最後に我々が理想像といい、目標値といったものが、実はそのままの状態を対象（作物、車輛等）に関与しているのではないという事実がある。試験管中の液体に水銀温度計を挿入すればその途端に液体の温度が変わるように、トラクタが圃場に導入されれば前もって測定したものとは違った土壌状態において走行抵抗、けん引力などが発生する。同じように作物根に接する土壌は恐らく圃場の平均的な土壌密度、三相分布、孔隙形態などと異なる状況にあり、しかも刻々変化しているに違いない。

以上のように土地改良における効果の累加性、持続性、および効果の発現機構といった事柄、つまり広い意味での時間との関わりを意識することが、改良技術についてもまた地力という概念を認識するうえでも重要な意味を持つと思われる。幸い土壌物理学には形態変化機能に関する事項（八幡敏雄，土壌物理，農士誌42(2)，P111）が含まれており、土質力学的手法と相まって有力な方法論を提供してくれることが期待される。

沖縄県本島の主要土壌の物理性について

登川 伸*・寺沢 四郎**

*沖縄県共和農建KK **農技研

Physical Properties of the Great Soil Groups
of OKINAWA Island

Shin NOBORIKAWA* and Shiro TERASAWA**

*Kyohwanohken Company of OKINAWA Prefecture

**National Institute of Agricultural Sciences

1 はじめに

沖縄県は、亜熱帯気候であるので、日本本土の温帯気候とは、植相や土壌の形態、性質などが異なる。沖縄県の主な土壌の共通した問題点は、その物理性が劣悪であることと、有機物含量がきわめて少ないことなどがあげられている¹⁾。

沖縄県には古くからその土地の人により呼称されてきた土壌名がある^{1,2)}。この土壌区分は経験的な土の感触によって土壌分類したものであるが、現在おこなわれている専門的な土壌分類とよく適合している点は、おどろかされる。その種類は次のようなものがある¹⁻⁴⁾。

①島尻マージ：この土壌は保水力が弱く、早バツの被害を受け易い。とくに下層土（スキ床）は非常に硬く、作物根は容易に侵入できないといわれる。

②国頭マージ：この土壌は比較的傾斜地に分布し、土壌は侵食をうけ易い。強酸性土壌のため、肥沃度はきわめて低い。下層土がチ密なので排水不良に陥り易く湿害をうける。土層が浅い場合は、早バツをうける。

③ジャーガル：泥灰岩を母材とする土壌で、乾燥すると非常に硬くなるとともに、深い亀裂が発生する。湿ると乾きにくく、粘り気が非常に強くなるので、耕うんは非常に困難である。pHが高いため、ある種の作物養分の吸収が阻害される。これは、鉄・マンガン欠亡とみられている。

以上のように、沖縄本島における土壌は、とくに物理性が劣悪であり、その改良のためには、それぞれの土壌の物理性を正しく把握しておく必要がある⁵⁾。この報文は、沖縄県の代表的な土壌の基本的な物理的特徴を調査した結果である。

2 調査方法

1) 供試土壌：沖縄本島には古世層、玢岩、島尻層群、

琉球石灰岩、国頭礫層、隆起海浜堆積物などの岩石地層が多様に分布しているため、比較的狭い島の中に各種の土壌がみられる。図1は、沖縄県本土復起前の琉球政府時代の経済局農務課によって刊行された琉球諸島地質土壌図である。各地質土壌の記号は地質土壌図に従い、粘板岩土はC、国頭礫層はCg、珊瑚石灰土壌はCL、泥灰土壌はMaで示した。一方、松板ら（1971）の土壌区分に従って、沖縄本島の4つの代表的な土壌群から供試土を採取したが、これらの採取地点を図1に示した。沖縄本島から採取した土壌の断面記載は表1の通りである。土壌群名は地力保全基本調査に準じて命名した。

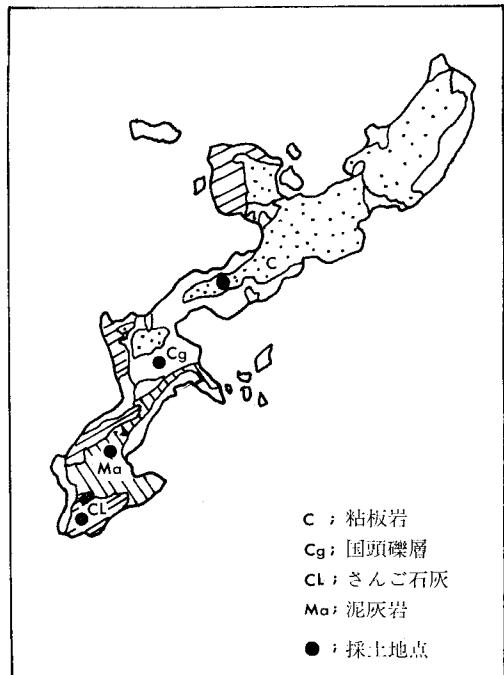


図1 沖縄本島の地質図（琉球政府経済局農務課）

表1-1(1) 土壌断面形態

(1) 岩屑土未耕地

調査地点	名護市字幸喜
地目	原生林
土壌統群名	礫質赤色土
県土壌維名	大里統
断面形態	
第1層 (H)	0~2cm, 腐植富む, 灰褐色(5YR5/2), チャート細小半角礫富む, 中度細粒状構造, 細孔隙含む, 粘着性弱, 可塑性弱, 乾, 層界平坦やや明瞭。
第2層 (A ₂)	2~7cm, 腐植なし, 灰黄色(10YR6/2)のLiC, チャート一小中半角礫あり, 中度細半粒状構造, 小孔隙あり, ち密度28, 粘着性中, 可塑性中, 半乾, pH(H ₂ O) 5.8, 層界平坦やや明瞭。
第3層 (B)	7~35cm, 腐植なし, 橙色(5YR7/6)のHC, チャート小中半角礫含む, 弱度細塊状構造, 細小孔隙含む, ち密度30, 粘着性強, 可塑性強, 半乾, pH(H ₂ O) 5.8, 層界漸変。
第4層 (C)	35cm以下, 腐植なし, 黄橙色(10YR8/8)のHC, チャート小半角礫含む, 千枚岩中半風化・風化礫あり, 中度細塊状構造, 細孔隙含む, ち密度28, 粘着性強, 可塑性強, 半乾, pH(H ₂ O) 5.8。

表1-2

(2) 赤黄色土未耕地

調査地点	沖縄市内喜納
地目	原野
土壌統群名	細粒赤色土
県土壌維名	中川統
断面形態	
第1層 (A ₁)	0~35cm, 腐植あり, 褐色(10YR4/6)のHC, チャート小角礫あり, 強度細粒状~角亜塊状構造, 細小孔隙に富む, ち密度, 21粘着性強, 可塑性極強, 湿, 塑 pH(H ₂ O) 6.5, 層界平坦やや明瞭。
第2層 (A ₂)	35~55cm, 腐植なし, 褐色(7.5YR4/6)のHC, 礫なし, 中度亜角塊状構造, 細孔隙に富む, ち密度22, 粘着性強, 可塑性極強極湿, pH(H ₂ O) 4.9, 層界平坦明瞭。
第3層 (B)	55cm以下, 腐植なし, 明褐色(5YR4/8)のHC, 礫なし, 弱度角塊状構造, 細孔隙あり, マンガン結核あり, ち密度25, 粘着性強, 可塑性極強, 湿, pH(H ₂ O) 4.8。

表1-3

(3) 赤褐色土未耕地

調査地点	糸満市字福地
地目	原野
土壌統群名	細粒暗色土
県土壌維名	多良間統
断面形態	
第1層 (A)	0~25cm腐植含む, 褐色(7.5YR4/4)のHC, 石灰岩小角礫含む, 中半角礫あり, 強度細粒状構造, 細孔隙に富む, マンガン結核あり, ち密度30, 粘着性強, 可塑性極強, 半乾, pH(H ₂ O) 7.3, 層界平坦明瞭。
第2層 (B)	25~60(65)cm, 腐植あり, 褐色(10YR46)のHC, 石灰岩小角礫含む, チャート小円礫あり, 中度細粒状~角塊状構造, 細孔隙に富む, マンガン結核含む, ち密度29, 粘着性強, 可塑性極強, 湿, pH(H ₂ O) 7.8, 層界波状明瞭。
第3層 (C)	60(65)cm以下。腐植あり, 明褐色(7.5YR5/8)のHC, 礫なし, 中度角塊状構造, 細孔隙あり, マンガン班含む, ち密度28, 粘着性強, 可塑性極強, 湿, pH(H ₂ O) 7.8。

表1-4

(4) 石灰質未熟土未耕地

調査地点	那覇市 ^{ナハ} 崎山
地目	原野
土壌統群名	灰色台地土・石灰質
県土壌維名	稲嶺統
断面形態	
第1層 (H)	0~2cm, 腐植に富む, 黒褐色(10YR3/2), 礫なし, 中度塊状構造, 細小孔隙に富む, 粘着性強, 可塑性極強, 乾, 層界平坦やや明瞭。
第2層 (A)	2~25cm, 腐植あり, 灰黄褐色(10YR4/2)のHC, 琉球石灰岩小中角礫あり, 弱度細塊状構造, 細小孔隙に富む, ち密度26, 粘着性強, 可塑性極強, 湿, pH(H ₂ O) 8.0, 層界やや明瞭。
第3層 (B)	25~50cm, 腐植なし, オリーブ褐色(2.5YR4/3)のHC, 琉球石灰岩小半角礫あり弱度細塊状構造, 細孔隙ありち密度, 22, 粘着性強, 可塑性核強, 湿, pH(H ₂ O) 8.2, 層界漸変。
第4層 (C)	50cm以下, 腐植なし, オリーブ褐色+オリーブ褐色(2.5Y4/3+2.5Y4/6) 8:2のHC, 泥灰岩不朽礫に富む, 無構造結状, ち密度25, 粘着性強, 可塑性極強, 湿, pH(H ₂ O) 8.2。

採取土壌を、沖縄方言による分類法に従えば、岩屑土、赤黄色土は国頭マージ、赤褐色土は鳥尻マージ、石灰質未熟土はジャーガルに相当する。

2) 採土方法：前述した4種の土壌を各々対照区として未耕地土壌、及び畑地土壌の2ヶ所を、それに改良畑1ヶ所を加えて全部で9地点から採土した。採土地点には、幅1m、長さ1.5m、深さ1m程度の試坑を掘り、断面調査を行ったのち、攪乱土と不攪乱土を採取した。

未攪乱土壌の採取方法は、各層位から100mlのコアで3個づつ垂直方向に採取した。その都度、攪乱土壌を同一土層から採取した。

3) 物理性測定法：三相分布は実容積法で飽和透水係数は変水位法により測定した。一連のpF-水分曲線は、砂柱法(pF1.0~1.5)、遠心法(pF2.4~4.2)、吸引法(pF1.0~2.0)、圧膜法(pF3.0~4.2)、蒸気圧法(pF4.8~6.3)で測定した。団粒分析は、湿式法で測定し、団粒の安定性の測定はEmersonの方法に準拠した⁸⁾。

3 実験結果と考察

1) 一般物理性

各土壌群の未耕地と既耕地の一般物理性を表-2に示

した。土壌のpHは岩屑土の未耕地はやや酸性側にあるが、既耕地の作土では極端にアルカリ側に変化し土壌改良による変化がみられる。赤黄色土は強い酸性土壌といわれるだけあって、既耕地でも酸性が強い。これに対し、赤褐色土と石灰質未熟土はアルカリ側のpHを示し、とくに石灰未熟土の未耕地でpHは8.0を越える。既耕地のpHは土層改良でやや低下する傾向がみられる。

仮比重は全般に高い値を示している。とくに、既耕地のB₁層の仮比重は石灰質未熟土を除き全般に高く、耕地化によるスキ床層の発達が認められる。また、作土層の仮比重は、赤黄色土で耕地化により著しく減少しているが、その他の土壌では逆に増加している。このことは、未耕地を耕起すると必ずしも土壌が膨軟になるとは限らず、逆にチ密化する土壌もあるということを示している。

未耕地と既耕地の物理性の相違は、粗孔隙(pF0~1.5)量の変化にもみられ、岩屑土と赤黄色土ではA_p層の粗孔隙が顕著に増加し、逆に赤褐色土と石灰質未熟土ではA_pの方が減少する傾向にある。

2) 三相分布

各土壌の三相分布は、図-2に示した。岩屑土の三相

表2 供試土壌の一般物理性

土 壌 名	土地利用	層位	深さ cm	pH (H ₂ O)	仮比重 g/ml	固相率 %	粗孔隙 ¹⁾ %	易有効水 ²⁾ %	飽和透水係数 cm/sec	密度 mm
岩 屑 土	未耕地	A ₂	2-7	5.8	1.39	52.8	5.8	0	7.2×10 ⁻⁴	28
		B	7-35	5.8	1.43	54.0	1.4	0	5.9×10 ⁻⁶	30
		C	35-	5.8	1.46	55.4	4.5	0	2.9×10 ⁻⁵	28
	耕地	A _p	0-15	8.0	1.39	51.3	10.5	6.2	1.4×10 ⁻⁴	22
		B	15-35	6.2	1.57	60.1	0	0	6.4×10 ⁻⁶	27
	赤 黄 色 土	未耕地	A ₁	0-35	6.5	1.32	49.7	10.2	5.5	3.9×10 ⁻³
A ₂			-55	4.9	1.37	51.2	4.0	4.2	1.7×10 ⁻⁶	22
B			55-	4.8	1.35	50.8	1.8	0	1.8×10 ⁻⁷	25
耕地		A _p	0-35	4.1	1.04	37.8	26.5	4.7	2.0×10 ⁻²	11
		B	35-40	4.3	1.39	51.8	1.8	2.1	3.9×10 ⁻⁷	28
赤 褐 色 土		未耕地	A	0-25	7.3	1.22	46.2	13.0	8.1	9.1×10 ⁻⁴
	B		25-60	7.8	1.30	48.6	8.4	3.2	7.7×10 ⁻⁴	30
	C		60-	7.8	1.32	50.0	0.9	1.1	4.7×10 ⁻⁷	28
	耕地	A _p	0-30	7.6	1.37	51.1	8.8	8.5	6.4×10 ⁻⁴	31
		B	30-40	7.4	1.43	53.9	9.6	3.6	2.2×10 ⁻³	30
	石灰質未熟土	未耕地	A ₁	2-25	8.0	1.35	51.3	3.3	0	3.0×10 ⁻³
B			25-50	8.2	1.34	51.3	3.0	0	3.8×10 ⁻⁴	22
C			50-	8.2	1.34	49.3	2.3	0	3.9×10 ⁻⁷	25
耕地		A _p	0-35	7.4	1.40	52.0	2.6	0	1.4×10 ⁻⁵	22
		B	35-50	7.4	1.27	47.6	1.1	5.0	3.4×10 ⁻⁷	21

1) pF 0~1.5

2) pF 1.5~2.7

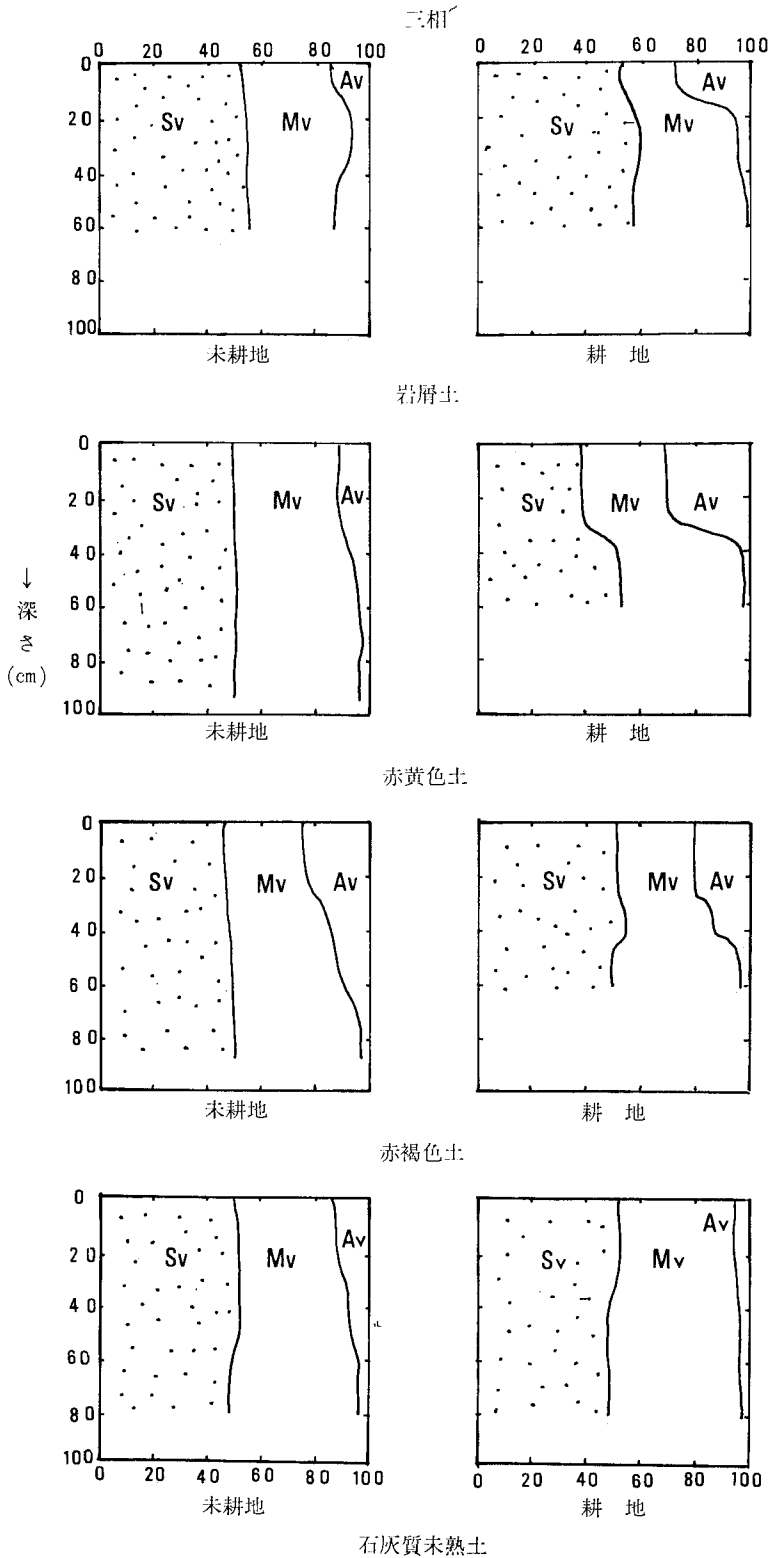


図2 各種土壌の3相分布

分布をみると、未耕地の断面の固相率は50~55%の範囲、空気率は5~15%の範囲で変化している。B層よりC層の方が空気率が高いのは、C層に粘板岩の半風化礫や腐朽礫が多く存在するため粗孔隙が多く保水力が低下したためと思われる。一方既耕地をみると、作土の空気率は28%にも達し、粗孔隙の発達が見られる。しかしスキ床層の固相率が60%と高く、この層は踏圧をうけて非常に硬くなっている。

赤黄色土の未耕地をみると、深さ1mまでの固相率は50%前後で、水分率は不層に向かって徐々に増加している。既耕地では、作土の固相率が38%まで低下しており、その低下分だけ空気率が30%にも増加し、スキ床層に比べて粗孔隙が多く構造の発達が認められる。作土直下のスキ床層では、急激な固相率の増加と空気率の減少がみられ踏圧の影響が推察される。

赤褐色土の未耕地の場合は、下層ほど固相率が増加し、逆に空気率は表土の25%から4%へと激減する。すなわち、固相率が増加すると空気率が減少する。一方、既耕地では踏圧による硬盤の形成が深さ20cmにみられ、Bi層の固相率は54%と高くチ密度は30にも達している。作土の粗孔隙量は耕地化により若干減少している。

石灰質未熟土の場合は、未耕地、既耕地ともに、下層ほど固相率が減少している。これは、下層に腐朽礫が多く存在するためである。この土壌を耕地化すると若干の空気率の減少がみられ、固相率はほとんど変化しない。

以上述べたことから、耕地化による三相分布の変化に2つのタイプが見いだされる。第1は、岩屑土と赤黄色土の作土にみられる耕地化により空気率の増加する普通のタイプ、第2は赤褐色土、石灰質未熟土にみられる耕地化による固相率の増加と空気率の低下するタイプである。

3) 保水性

各土壌の保水性を評価するために、pF-水分曲線を測定した。図-3-1(1)~(4)は、含水比(乾土%)で表示したpF-水分曲線であるが、水分率(容積%)で表示したものととくに相異が認められないので、含水比表示のものだけを掲載した。以下に各土壌の保水性の特徴について述べる。

岩屑土のpF-水分曲線(図-3-1(1))をみると、未耕地土壌の保水力は既耕地に比しやや高い値を示す。いずれの曲線も、pF0~3の間はあまり大きな変化はみられないが、pF3からpF5にかけて急速に曲線は下降し、このpF範囲で毛管水と皮膜水の多いことを示唆している。これをpF-水分分布曲線で見ると、このpF範囲に水分分布ピークを現わすことになる。各土壌の層位別の変化で特徴的なのは、既耕地の作土(Ap)層の重力水

(pF0~2.0)が他の土層に比べて多いことが認められ、粗孔隙量の発達が推察される。土層別の保水力を比較すると、未耕地では $A < B < C$ 、畑地では、 $A_p < B_1 < C$ の順に増大する傾向が認められる。

赤黄色土のpF-水分曲線(図-3-2)の場合は、未耕地と既耕地ではほぼ同じ形の曲線を示すが、既耕地のAp層で重力水の顕著な増加が認められる。これは、畑地化により粗孔隙が多量に生成されたことを示している。層位別の保水力を比較すると、未耕地では $A_1 < A_2 < B$ 、既耕地では $A_p < B_1$ の順に高い傾向にある。また、いずれの曲線も岩屑土の場合と同様、pF3~5の間の水分が多量に保持されている。

一方、赤褐色土のpF-水分曲線(図-3-3)をみると、未耕地と既耕地の違いはA、B層位でみられる。すなわち、未耕地の方が既耕地に比べて保水力が高い上に、pF0~2.5の間の保水力が未耕地でとくに変化量が大きい。このことは、未耕地の方で孔隙がよく発達しており、耕地化によってこれらの孔隙が減少して土壌のチ密化を引き起こすように推察される。下層土のC層ではとくにpF4~5.5附近の給合水の保持力が高く、さんご石灰岩を母材とする土壌の保水力の特徴を示すように思われる。

つぎに石灰質未熟土のpF-水分曲線(図-3-4)をみると、いずれの曲線も、pF0~4の範囲で曲線の変化が少なく毛管水が少ないこと、pF4.0~5.5の範囲では急速に曲線が降下し結合水が多量に保持されていることなどがわかる。また、未耕地のA層は既耕地のAp層に比べてpF0~1.5附近の重力水がやや多いことから、耕地化による粗孔隙の減少が推察される。この土壌は、岩屑土と赤黄色土に比べ比較的保水が高いのは、泥炭岩を母材とするモンモリン質の粘土を含むためと思われる。

以上述べたことから、酸性を示す岩屑土と赤黄色土は、アルカリ性を示す赤褐色土と石灰質未熟土に比べ保水力が比較的低い。酸性側の土壌は耕地化により、重力水が増加するが、アルカリ側の土壌では逆に減少する。アルカリ側の土壌では、高pFの結合水の保持が高い反面、pF0~4.0の間の変化は少なく、構造の発達がみられるようにみえる。

また、表-2に示した各土壌の有効水分の保持力をみると、岩屑土と石灰質未熟土で易有効水(pF1.5~3.0)がゼロのものが多くみられ、逆に難有効水(pF3.0~4.2)の保持力は赤黄色土と赤褐色土よりも高い値を示す傾向がある。全有効水分(pF1.5~4.2)は、各土壌ともほぼ同じ程度の保持力を示すが(3.8~18.1%)、黒ボク土などに比べれば保水力は全般に低いレベルにある^{5,9,10)}。

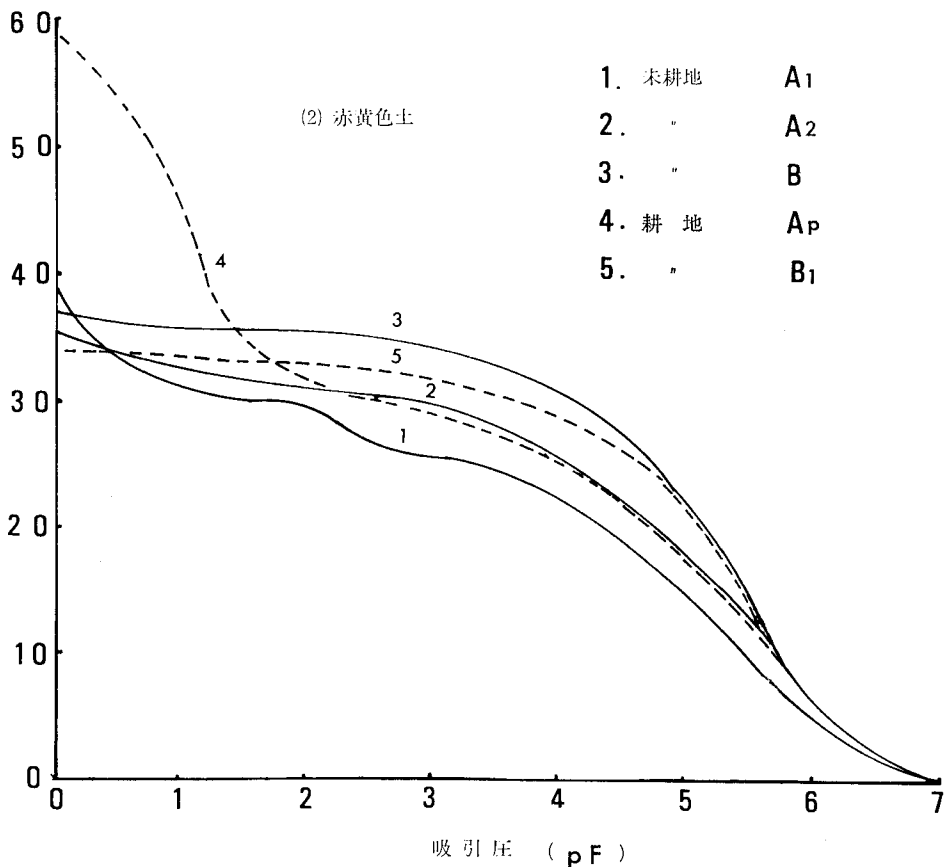
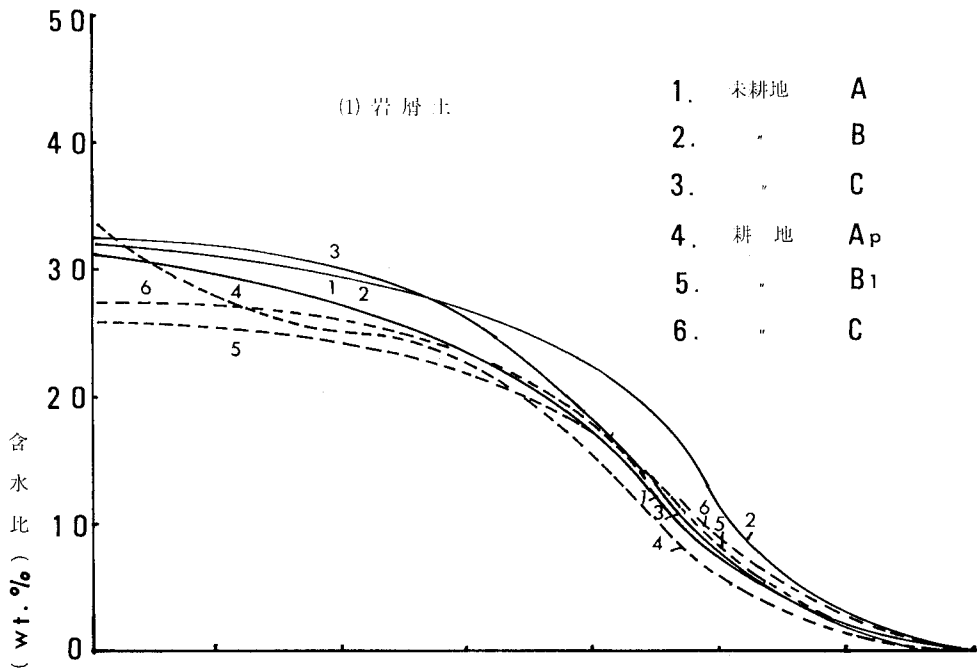
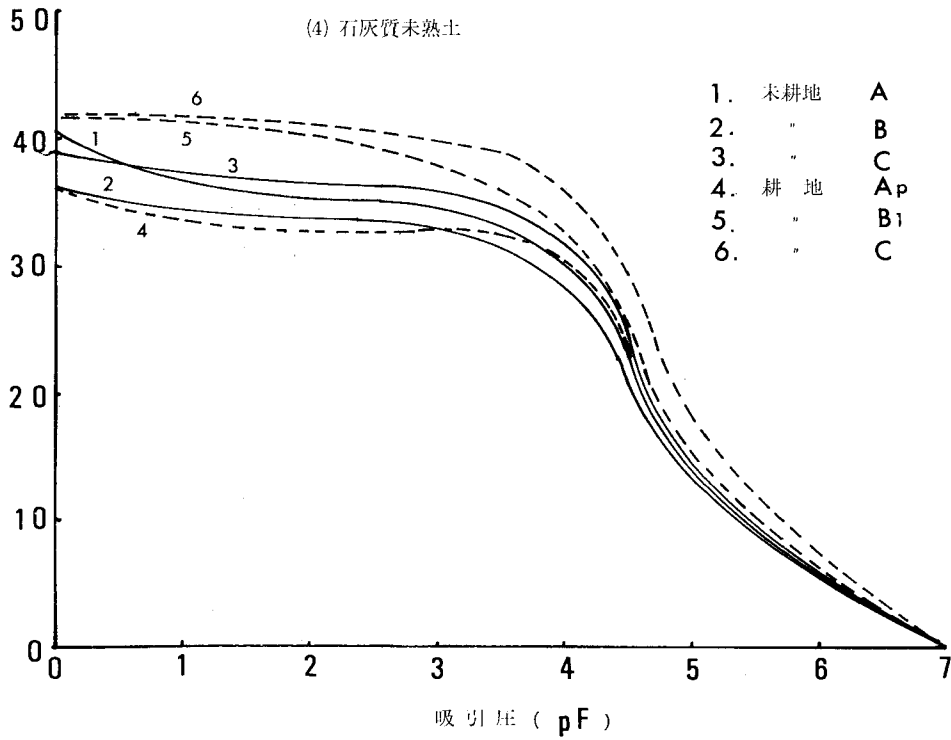
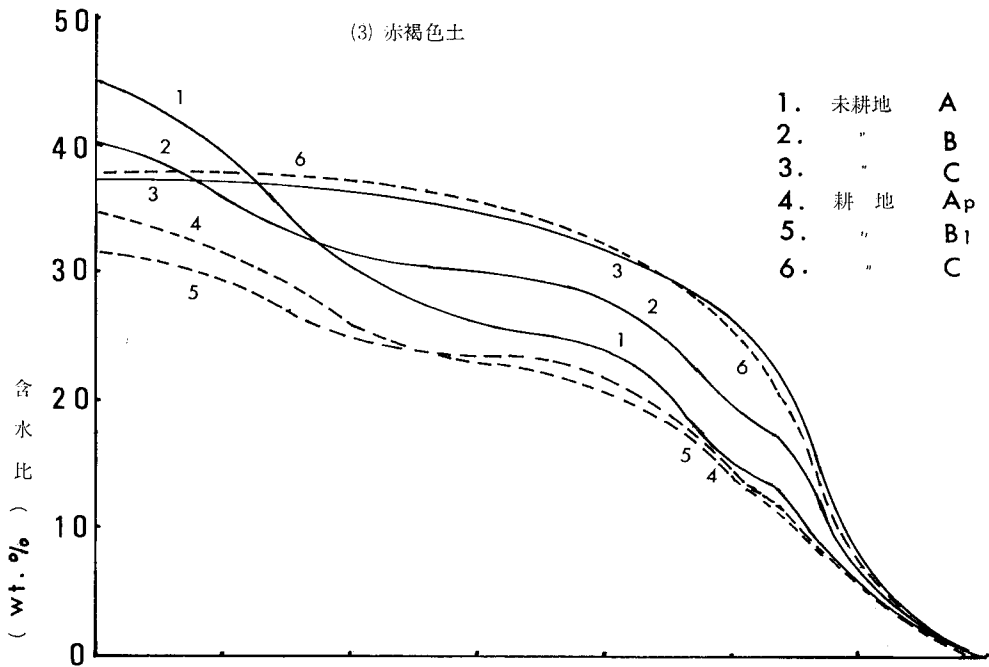
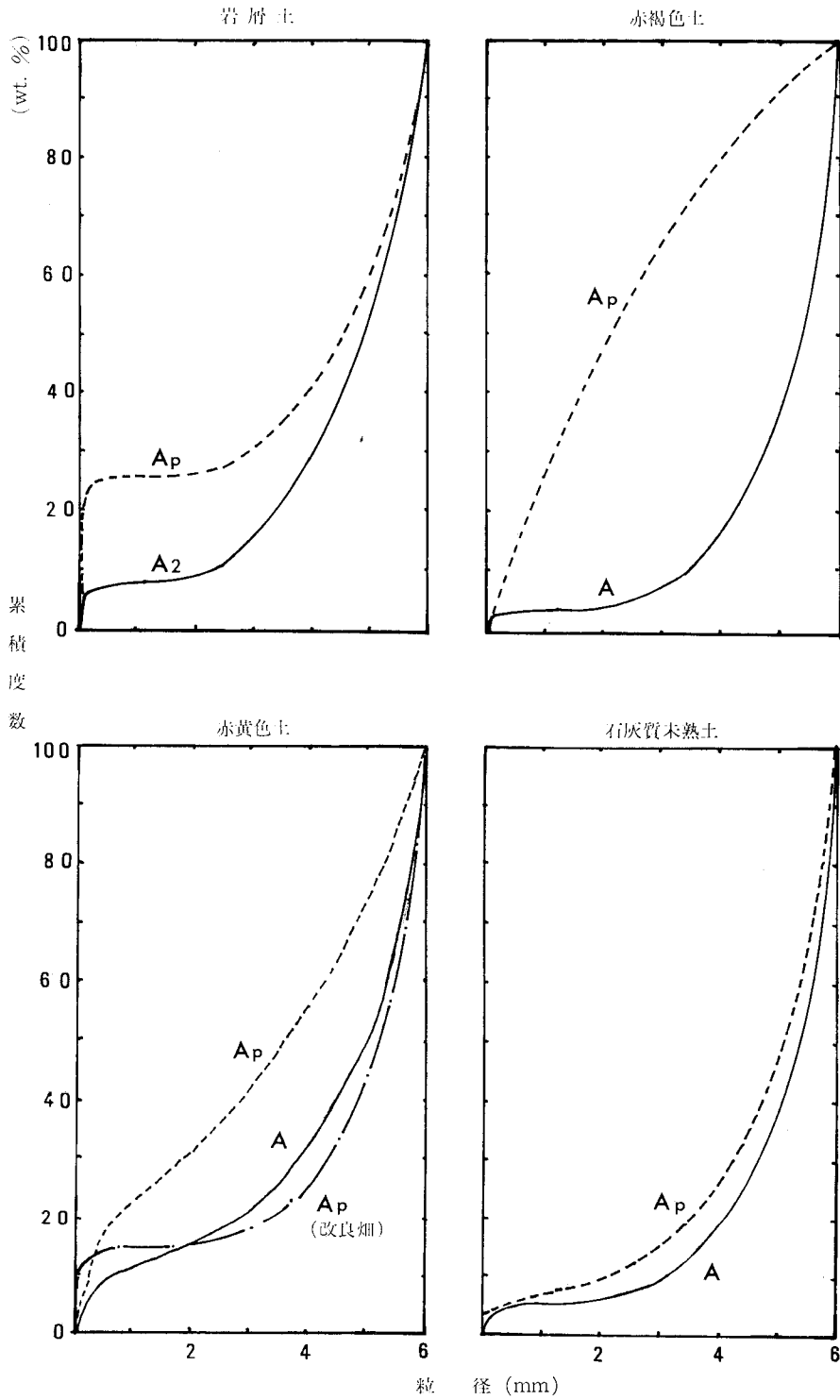


図3 各種土壌の pF - 水分曲線





A : 未耕地 Ap : 耕地

図4 耐水性団粒の累積度数分布

4) 透水性

沖縄県は台風などによる集中強雨が多いにもかかわらず、狭わいな地勢のため雨水がすぐに海に流出してしまい、土壤水の涵養が少ないためしばしば干ばつをうけるといわれている。また、土壤の透水性が悪いため、土壤侵食をうけ農耕地の荒廃をひき起こしている。前の表-2には、各土壤の飽和透水係数 K_{20} と土壤のチ密度を示した¹¹⁾。

これによると岩屑土の未耕地では、B層の K_{20} は、 10^{-6} オーダーで、チ密度も30と高く、粗孔隙も(表-2)この土層で最小値を示す。既耕地でも同じく、スキ床の B_1 の K_{20} は 10^{-6} オーダーで、粗孔隙はゼロで、チ密度は27と高い。

赤黄色土では、いずれの土壤でも下層ほど K_{20} の値は低く、 10^{-7} オーダーの値を示し、チ密度も高い。

赤褐色土の未耕地の K_{20} は、C層で 10^{-7} オーダーと最低値を示し、既耕地でも同じくC層が 10^{-7} オーダーで協低値をとる。いずれのC層も粗孔隙はきわめて少なく、既耕地のスキ床は予想外に K_{20} が良好なのは、小動物による粗孔隙の形成あるいは礫や粗大有機物の混入による水みちの形成などが寄与しているように思われる。

石灰質未熟土では、未耕地、既耕地とも下層にいくほど K_{20} は低い。未耕地のA層の K_{20} が 10^{-3} オーダーと高いのは、小動物による粗孔隙の形成のためと思われる。既耕地のAp層の K_{20} は、 10^{-5} オーダーと低く固相率は最大で粗孔隙も少ない。

全体を一括してみると、B、 B_1 、C層を含む下層土の K_{20} は、 10^{-8} ~ 10^{-7} オーダーであり、透水性がきわめて悪い。一方A、Ap層を含む表土の K_{20} は、 10^{-3} ~ 10^{-4} オーダーで、透水性は普通の状態といえる。表土では小動物による粗孔隙の形成が強く関与しており、これは亜熱帯気候下での物理性の特徴をもたらしものと考えられる。

5) 土壤集合体の状態

団粒の生成・崩壊をうけ易い表層土(A、Ap層)を対象に、水中篩別による団粒分析をおこない、土壤集合体の諸量を求めた。

各土壤の団粒の集合度と団粒化度(基準粒径を0.25mmとした)は、いずれの、土壤でも比較的高い値を示す。団粒の百分率と図-4に示した累積度数曲線からわかるように、2.0mm以上の粗団数の割合が、全体の70%以上を占めるため、高い集合度を示す結果となる。2.0mm以下の細団粒フラクションは、赤褐色土のAp層を除き、いずれの土壤でもきわめて少ない。すなわち、粒径2.0mm以下の累積度数値は、岩屑土の A_2 は9.1%、 A_1 は27%、赤黄色土の A_1 は16.3%、 A_1 は32%、赤褐色土のAは4.1%、 A_1 は47%、石灰質未熟土のAは6.1%、 A_1 は9.6%

である。

このように、2.0mm以上の粗団粒が全体の90%にも及ぶ土壤が多いことから、亜熱帯気候での団粒の生成は、表層で著しく進んでいることを示している。しかも、同じ表層土でも、未耕地のA層が既耕地のAp層に比べて、2.0mm以上の団粒が例外なく高いのは、植物体などの有機物の補給がよく、これらを餌とする土壤小動物の生活が活発となり団粒の生成が盛んにおこなわれたことを示唆している。一方、未耕地を耕地化するとAp層の集合度が低下し、粗団粒の崩壊がひき起こされていることを示している。

つぎに、Emersonの提案した団粒の安定性に関する試験結果を、表3に示した。Emersonの試験方法は、渡辺らの報文¹²⁾にくわしく紹介されているので、参照されたい。以下は沖縄土壤の団粒の安定性の特徴について述べる。

岩屑土の安定性をみると、A、Ap層は階級7に下層土のC層は階級5に属する。階級7はスレーキングはしな

表3 Emerson法による団粒安定性分級

階級	土壤名・層位	Emersonによる附随化学性
1	(八郎瀉ヘドロ)	交換性 Na 17% <
2	(紋別重粘土)	〃 5-17%
3	(脱塩ヘドロ)	〃 3-9% 有機態炭素 2% >
4	*Ca; Ap, C	炭酸塩 20-24% 有機態炭素 3-7%
5	*Li; C R. Y. ; Ap R. B. ; Ap (鴻巣, 無機連用水田土壤)	有機態炭素 2% < pH 6.0-6.6
6	*R. Y. ; Ap, B, C, R. B. ; C (筑波, 火山灰土壤)	交換性Alに富む pH 6.1 >
7	*Li; A ₂ , Ap R. B. ; A ₁ Ca; A ₁ (鴻巣, 有機連用水田)	有機態炭素 3% <
8	*R. Y. ; A ₁ (黒ボク土)	有機態炭素 3% <

(地方名)

* Li : 岩屑土 }国頭マージ
R.Y. : 赤黄色土 }
R.B. : 赤褐色土島尻マージ
Ca : 石灰質未熟土ジャーガル
() 内の土壤名は、代表的な土壤を例示。

いが有機物などの膨潤を起こす土壌で安定性は高い。

赤黄色土では、畑地のA_p層が階級5～6に、B₁A、B、C層は階級6に、未耕地のA₁層は、階級8に含まれる。階級8はスレーキングも膨潤もない最も安定した団粒で、有機物の多い未耕地の表土に現われる。

赤褐色土の安定性は、階級5にA_p層、階級6にC層、階級7にA₁層が含まれる。階級5～6は、スレーキングを起こすが水分散しない土で、機械的に振とうすると分散や架固を起こす土壌であり、安定性は中位にある。

石灰質未熟土の安定性では、階級4にA_p層とC層が含まれ、未耕地のA₁層は階級7に位置する。階級4の特徴はスレーキングを起こすが水分散しない土壌で炭酸塩を多量に含む土壌にみられる。この土壌の場合も、未耕地のpA層は既耕地のA_p層よりも安定性が高い。

上述したごとく、いずれの土壌でも未耕地のA層は既耕地のA_p層よりも明らかに安定性は高い階級にランクされ、耕地化による粗団粒の減少とともに団粒の安定性も同時に低下していることが明らかとなった。下層土のB、C層は未耕地のA層よりも安定性が低く、団粒の生成作用が進みにくいことを示唆している。既耕地のA_p層が比較的安定性が低い状態にあるのは、耕地化による有機物の減耗、機械的な構造の破壊及び土壌小動物による団粒生成の低下などに起因するものと思われる。表一3の右側の附随的化学性は、Emersonがオーストラリアの土壌で調査したときの各階級の化学性を示したものである。日本の土壌とは著しく相違しており、今後これらの附随的化学性を再検討する必要がある¹²⁾。

4 要 約

沖縄本島の主要土壌の未耕地と既耕地の土壌物理性を調査し、つぎの結果を得た。

1) 沖縄土壌には酸性側にある岩屑土と赤黄色土(以下酸性土と呼ぶ)とアルカリ側の赤褐色土と石灰質未熟土(以下アルカリ性土と呼ぶ)がある。

2) 沖縄土壌の仮比重は全般に高い値を示す。

アルカリ性土は耕地化によって作土の仮比重が増加する。

3) 酸性土の保水力はアルカリ性土に比べて低く、耕

地化により重力水(粗孔隙)が増加する。しかしアルカリ性土では逆に重力水が減少する。

4) 全般に下層土の透水性は、きわめて低いが、作土の透水性は比較的良好である。

5) 土壌集合体の分布をみると、2.0mm以上の粗団粒がきわめて多く、耕地化により粗団粒が崩壊する傾向にある。

6) Emerson法による団粒の安定性をみると、未耕地のA層は既耕地のA_p層に比べて、団粒の安定性は高い。

謝辞: この研究に用いた土壌の採集にあたっては、沖縄県農業試験場の大城喜信室長から多大の御指導と御援助をいただいた。また、沖縄土壌について農技研浜崎忠雄主研に有益なご助言をいただいた。さらに、この研究を進めるにあたり農技研土壌物理研究室の方々から御援助をいただいた。これらの方々には、厚く謝意を表する。

引用文献

- 1) 大城喜信(1977): 土壌改良の立場からみた沖縄農業の振興について, 沖縄経済総合雑誌 No.3 時琉, 192~201.
- 2) 松坂泰明・音羽道三・山田 裕・浜崎忠雄(1971): 沖縄本島・久米島の土壌分類について, 農技研報告 B22, 305~404.
- 3) 大城喜信(1973): ジャーガル(石灰質重粘土土壌)の改良に関する研究, 沖縄県農試研究報告第1号.
- 4) Hanzawa S. (1935): Topography and geology of Riukiu Islands. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., XVII. 29.
- 5) 大羽 裕(1976): 植物栄養土壌肥料大辞典, 第II編土壌, 260.
- 6) 農林水産技術会議事務局(1962): 畑土壌の生産力に関する研究.
- 7) 八幡敏雄他(1967): 土壌物理実験, 東京大学出版会.
- 8) 土壌物理性測定法委員会編(1975): 土壌物理測定法, 養賢堂: 1-51, 107~247.
- 9) 寺沢四郎(1963): 畑土壌の水分の運動に関する研究, 農研報告 B13, 5~8.
- 10) 寺沢四郎(1971): 水田土壌群の物理的特性に関する研究, 農技研報告 B22, 95, 96, 120~123.
- 11) 山中金次郎・松尾憲一(1958): 土壌硬度に関する研究. 土肥誌, 29, 104~108.
- 12) 渡辺 実・板川秀雄・寺沢四郎(1982): 山梨県土壌の団粒の安定性について, 土壌の物理性, 45, 48~54.

(昭和57年5月12日受理)

Summary

Some physical properties of the great soil groups of Okinawa Island were studied. The results obtained are as follows.

1) Okinawa Island soils can be divided into acidic soils with a pH of 6 or less, Lithosols and Red yellow soils, and alkaline soils with a pH of 7 or more, Reddish brown soils and Calcareous

soils.

2) Okinawa Island soils show generally high values of bulk density, and bulk density of furrow soil of alkaline soils increases with cultivation.

3) Water retention of acidic soils is lower than that of alkaline soils. The retention power of gravitational water increases with cultivation in the acidic soils, but decreases in the alkaline soils.

4) Permeability of subsoils is very low in all the soil groups, whereas the permeability of furrow soils shows ordinary values.

5) Regarding the distribution of soil aggregates in the Okinawa Island soils, the soils contain a large amount of macro-aggregates of 2.0 mm or more, which undergo degradation by cultivation.

6) The aggregate stability was determined according to the method of Emerson. It was demonstrated that the stability of the A-horizon of uncultivated soils is high compared with that of the Ap-horizon of cultivated soils.

土壌の通気性とテンサイの生育

土屋 一成・塩崎 尚郎・中島田 誠

北海道農業試験場畑作部

Effect of Soil Aeration on the Growth and Yield of Sugar Beets

Kazunari TSUCHIYA, Hisao SHIOZAKI and Makoto NAKASHIMADA

Hokkaido National Agricultural Experiment Station

I 緒 言

生産性の高い農業を確立していくためには、農地の土地改良および基盤整備をはかる必要がある。日本の食糧基地の一つである北海道の十勝地方における土地改良は、その気象条件および土壌の物理的性質からみて、排水問題が非常に重要であると考えられる。実際にも、昭和49, 50および56年の多雨年には、テンサイやバレイショなどが湿害により大幅な減収となり、また、このような湿害を受ける地域は、全耕地面積の約40%に達すると言われている¹⁾。したがって、排水不良地に対しては、従来から広く排水に関わる土地改良が行われ、その達成率は90%にも及んでいる。しかしながら、十勝農協連の暗渠排水に対するアンケート調査²⁾によれば、その効果が「明らかでない」および「認められない」とする農家は60%あり、その理由として暗渠排水の施工上に問題があるとする農家が多く、40%を占めている。さらに、近年、大型機械の導入に伴い、土壌が人為的に圧密を受け、踏圧層を形成し、透水性が不良となり、多雨年には一時的停滞水によって作物が減収するという状況も認められている。

以上のように、十勝地方においては、排水問題が相変わらず重要な検討課題であるといえることができる。このような問題を解決するためには、排水不良土壌の土地改良の再検討が必要であると同時に、作物の側からも、地下水位の高さ、停滞水の持続期間および土壌の通気性と作物生育との関係について明らかにしておく必要がある。

土壌の通気性と作物の生育との関係については、内外

に多くの研究があり³⁾⁻¹⁰⁾、北海道においても泥炭地¹¹⁾、¹²⁾および転換畑¹³⁾について地下水位の問題が論じられている。

しかし、道東畑作地帯では、気候、土壌条件、作物の種類がやや他の地域と異なる点があり、この地域での排水は、地下水位を下げるというよりは、一時的停滞水の排除という観点から研究が行われるべきであると考えられる。林ら¹⁴⁾も、このような考え方に基づいた過湿条件を設定し、菜豆の生育について検討を加えているが、本報告は、この研究の延長線上に位置づけ、輪作体系の中での基幹作物の一つであり、湿害に弱いとされているテンサイを用い、過湿条件に対する反応を明らかにしようとするものである。

II 試験方法

1 試験内容

試験は、丸枠ライシメーター12基を用いた枠試験により実施された。内径84cm (面積0.55m²)、深さ120cmの丸枠には、まず、底に砂利を敷き、その上に北海道農試畑作部圃場内の乾性型火山灰土(褐色火山性土)の下層土(恵庭ローム)を45cmの深さに充填し、さらに表土として、河西郡芽室町上関山の湿性型火山灰土(湿性厚層黒色火山性土)を30cmの深さに充填した。これらの枠について表-2に示すような水位処理を行った。なお、表土の理化学性は表-1に示すとおりである。

施肥量は、枠当たり複合硝加燐安(N:12, P₂O₅:20, K₂O:12, MgO:4, B₂O₃:0.3)100gとし、表層5cmに全層施肥した。なお、施肥前に枠当たり炭カル200gを用い、表層10cmの酸性矯正を行った。

表-1 供試土壌の理化学性

土性	pH		全炭素	全窒素	C/N	CEC	交換性塩基			塩基飽和度	リン酸吸収係数	
	H ₂ O	KCl					Ca	Mg	K			Na
						me/100g						
CL	4.8	4.1	12.1	0.96	12.7	38.7	6.86	0.37	0.25	0.04	19.4	1720

表-2 処 理 区 分 と そ の 内 容

処 理 記 号	処 理 内 容		
	生 育 初 期	茎 葉 繁 茂 期	根 部 肥 大 期
70cm区	水位70cm	水位70cm	水位70cm
50cm区	// 50cm	// 50cm	// 50cm
30cm区	// 30cm	// 30cm	// 30cm
10cm区	// 10cm	// 10cm	// 10cm
70 — 70 — 70	水位70cm	水位70cm	水位70cm
10 (20日) —70—70	水位10cm20日間	//	//
10 (40日) —70—70	// 40日間	//	//
70—10 (20日) —70	水位70cm	水位10cm20日間	//
70—10 (40日) —70	//	// 40日間	//
70—70—10 (20日)	//	水位70cm	水位10cm20日間
70—70—10 (40日)	//	//	// 40日間

供試作物は、テンサイ（ソローベ）を用い、5月初旬（昭和56年は5月8日、昭和57年は5月6日）に6葉の苗を畦幅30cm、株間30cmで枠当り4株、移植した。テンサイの連作障害を回避するため、表土は昭和57年の試験開始前につめかえた。

2 水位処理法

水位処理は、内径5.5cm、長さ1mの側面にスリットのある塩化ビニール管をライシメーターの側壁につけて、75cm埋設し、上から水を入れて水位を調節した。なお、70cm、50cm等の水位は、それぞれ地表からの深さを表わす。水位を生育期間中、一定に保つ試験（以下、水位一定処理という）は昭和56年、生育時期別に過湿処理を行う試験（以下、生育時期別過湿処理という）は昭和57年にそれぞれ実施した。水位一定処理では、移植後38日間は水位処理を行わず畑状態に保ち、6月15日から10月23日まで3連で、それぞれ所定の水位にした。また、生育時期別過湿処理は、移植後25日目から表-2の下段に示すような処理を行った。すなわち、生育初期の20日間処理は6月1日～6月20日、40日間処理は6月1日～7月10日、茎葉繁茂期の20日間処理は7月1日～7月20日、40日間処理は7月1日～8月9日、根部肥大期の20日間処理は8月1日～8月20日、40日間処理は8月1日～9月9日までそれぞれの期間、地下水位を10cmに保ち、それ以外の期間は70cmに保った。さらに対照区として地下水位70cmを保った区（70—70—70）を設けた。

3 調査および分析法

水位一定処理では6月15日から2週間ごとに、生育時期別過湿処理では5月31日から10日ごとにそれぞれ、テンサイの草丈および葉数の調査を行った。さらに収穫期（昭和56年10月23日、昭和57年10月12日）には、根周、根長、頸葉重、根重および根中糖分を測定し、根腐れ程

度を観察によって調査した。

テンサイの分析は、頸葉部と根部について、Nはケルダール法、 P_2O_5 、 K_2O 、CaO、MgOおよび Na_2O については硝酸一過塩素酸混合液による湿式灰化法でそれぞれ分解し、常法により各養分を測定した。

一方、土壌については、生育期間中、深さ10cmにテンシオメーターを設置して、毎日午前9時に土壌水分張力を測定した。また、適宜、土壌通気性の指標となるO.D.R.（酸素拡散速度）を大起式O.D.R.メーターで測定した。さらに、跡地土壌のpF—水分特性、三相分布を調査した。

III 試験結果

1 生育経過からみた水位処理の影響

1) 水位一定処理の影響

各地下水水位に処理したテンサイの草丈および葉数の経時の変化を図-1に示した。同図によれば、処理開始から2週間経過した時点では、葉が黄化するなどの湿害症状はほとんど認められず草丈も他の区とほとんど変わらない値を示した。4週間経過した7月中旬には、水位10cm区において草丈の伸長が停滞し、下葉の明らかな黄化現象が認められた。その後、下葉が枯れ上がり、8月10日に草丈は水位処理開始時に比べ低くなり、この状態が収穫期まで続いた。また、葉数は、生育期間中、10枚前後で推移した。次に、水位30cm、50cmおよび70cm区を比較すると、8月中旬以降、草丈は30cm区<70cm区<50cm区、葉数は30cm区<50cm区<70cm区の順になった。なお、30cm区では、9月下旬以降に下葉の黄化現象が始まり、葉数の減少がみられたが、50cm区および70cm区では、通気性不良に伴う葉の黄化現象は収穫期まで認められなかった。

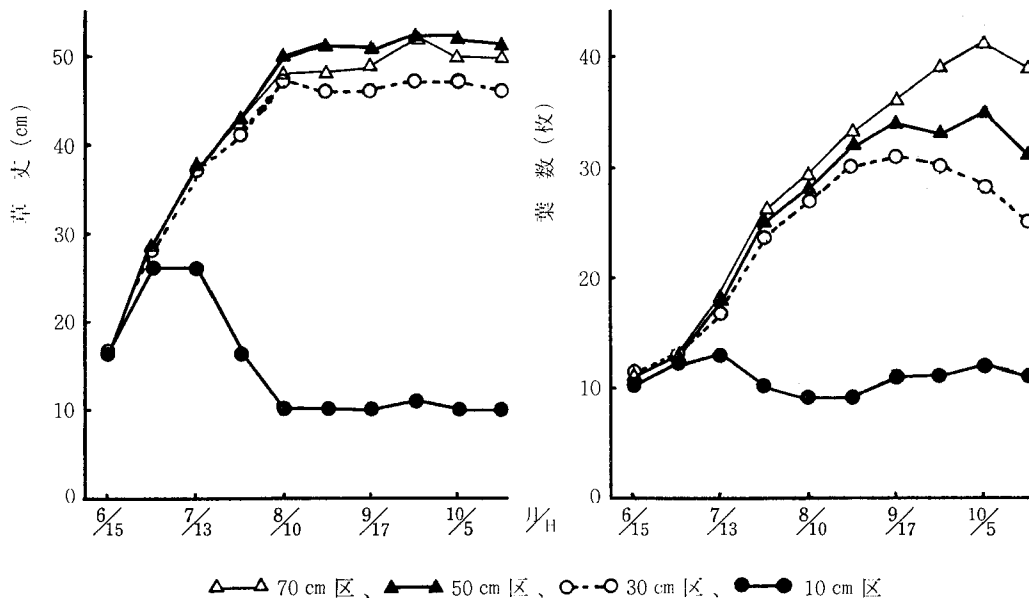


図-1 地下水位の高さとテンサイの生育

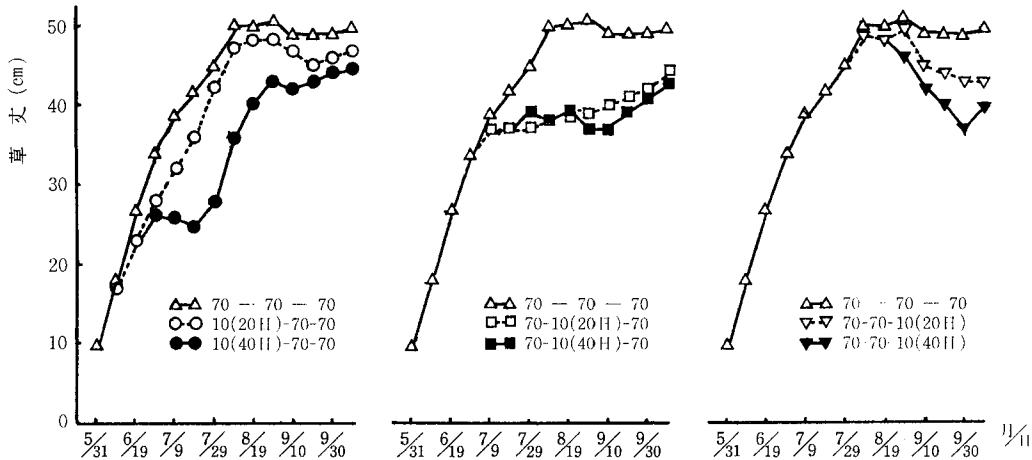


図-2-1 過湿処理の持続とテンサイの草丈の推移

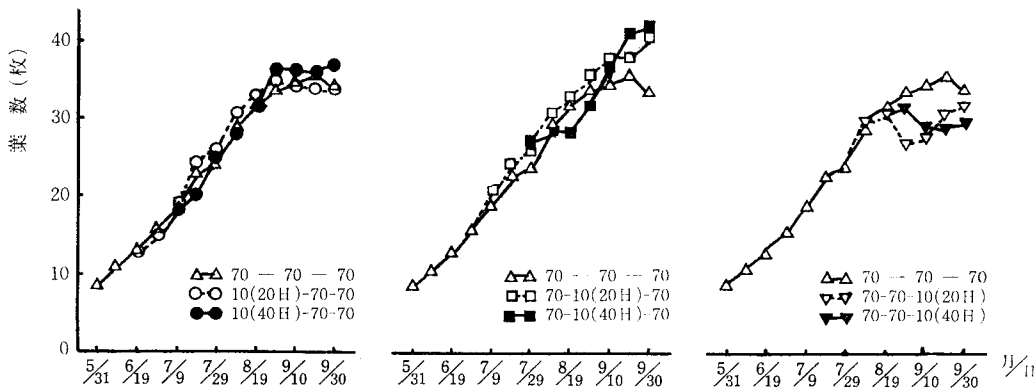


図-2-2 過湿処理の持続とテンサイの葉数の推移

以上の結果、2週間以上の水位10cm処理は、テンサイの生育に大きな影響を及ぼすこと、さらに水位30cm処理においても長期間にわたる場合は湿害の発生が認められることなどが明らかとなった。

2) 生育時期別過湿処理の影響

生育時期別の過湿処理に伴うテンサイの草丈および葉数の経時的変化は、図一2-1および図一2-2にそれぞれ示すとおりである。

生育初期の過湿処理をみると、20日間処理では対照区にくらべ草丈が低く推移した。これに対し40日間処理では、処理開始後30日目頃の7月初めに下葉の黄化現象が認められ、草丈の伸長も停滞した。しかし、過湿処理終了後20日ほど経過して生育が回復し、9月下旬には20日間処理区にはほぼ匹敵するようになった。

茎葉繁茂期の過湿処理では、20日間処理および40日間処理とも、処理開始10日目以降、草丈の伸長が鈍化し、8月30日以降は40日間処理の方が草丈はやや低く推移した。20日間処理では、下葉の黄化現象が、処理終了時にはほとんど認められず、その後、葉腐病が多少みられた。一方、40日間処理では、処理終了時に下葉の黄化現象がみられ、その後、葉腐病が20日間処理にくらべ多く認められた。このことが8月中旬～下旬の葉数の停滞に反映されている。しかし、9月中旬以降、茎葉繁茂期処理では対照区にくらべ、小形の新葉の増加で葉数が多くなった。

根部肥大期の過湿処理では、20日後にすでに葉腐病が多くみられ、40日間処理では処理終了時に枯死葉が著しく多かった。その結果、草丈は8月下旬から減少し、特に40日間処理での減少が著しかった。また、葉数は20日間処理では8月下旬～9月上旬に減少するものの、新葉

の展開で9月中旬以降、再び増加した。しかし、40日間処理では生育の回復が遅れ、葉数の増加はみられなかった。

2 収穫期における調査

水位一定処理試験および生育時期別過湿処理試験の収量調査結果を示すと、表一3のとおりとなる。

根重収量は、水位一定処理では、70cm区にくらべ、50cm区で10%減収、30cm区で30%減収、10cm区ではほとんど収穫皆無となった。さらに、根腐病は70cm区および50cm区では全く認められなかったが、30cm区ではわずかに認められ、10cm区では症状が著しかった。

また、根重収量を生育時期別過湿処理で比較すると、20日間処理では、対照区にくらべ、生育初期で20%、茎葉繁茂期で10%、根部肥大期では30%のそれぞれ減収となった。また、40日間処理でも、生育初期で30%、茎葉繁茂期処理で25%、根部肥大期で20%の減収がそれぞれ認められた。しかし、茎葉繁茂期の40日間処理および根部肥大期の各処理では、根腐病の被害が著しいため、根腐れ部分を除いた実収量はさらに低下するものとみられる。

一方、根中糖分について水位一定処理では、著しい湿害を受けた10cm区で低く、30cm区、50cm区および70cm区では根重収量が高くなるほど減少する傾向を示した。なお、糖量については、70cm区>50cm区>30cm区>10cm区となった。生育時期別過湿処理の比較では、根中糖分は、20日間処理で対照区よりやや高く、40日間処理では対照区より低く、特に根部肥大期処理では10%低下した。糖量については対照区>茎葉繁茂期処理>生育初期処理>根部肥大期処理となり、20日間処理より40日間処理の方が少なかった。

表一3 テンサイの収量調査結果

処 理	草 丈 cm	葉 数 枚	根 周 長 cm	根 長 cm	類葉重 T 生 g/株	根 重 R	T/R	根 中 糖 分 %	糖 量 g/株	根腐れ* 程度
70cm区	51.5	38.9	36.8	12.8	1196	949	1.26	17.7	168	—
50cm区	52.7	31.8	36.0	13.0	879	846	1.04	18.3	155	—
30cm区	48.5	27.3	34.1	10.3	512	636	0.81	18.7	119	±
10cm区	12.8	11.4	12.8	5.1	41	41	1.00	17.4	7	++
70—70—70	49.8	36.2	35.8	17.0	866	1067	0.81	17.2	184	—
10(20日)—70—70	46.9	32.4	34.9	14.2	916	851	1.08	17.4	148	—
10(40日)—70—70	45.2	36.9	30.5	14.4	750	752	1.00	16.9	127	+
70—10(20日)—70	43.4	41.7	37.2	12.4	758	934	0.81	17.5	164	+
70—10(40日)—70	42.8	36.2	37.2	11.7	674	808	0.83	16.8	137	++
70—70—10(20日)	43.3	35.5	37.5	10.1	726	744	0.98	17.7	132	++
70—70—10(40日)	40.0	28.5	36.8	12.9	480	861	0.56	15.6	134	+++

* 根腐れ程度：—：認められない，+：軽，++：中，+++：甚大

なお、生育後期に水位10cmの過湿処理を受けたものほど根周が大きく、根長の短い“ずんぐり型”の根部形態を示し、この傾向は水位一定処理試験でも認められた。すなわち、30cm区は50cm区、70cm区と比較して根周がほぼ同じであるものの根長が短い傾向にあった。また、湿害を受けたものほど根部の表面がなめらかでなく、やや褐色に変色しており、また、主根の先端が下方へ伸長せず、側方ないし上方へ伸びていることも認められた。

このように過湿処理がテンサイの根の生育に大きな影響を及ぼしていることが明らかとなった。

3 土壌水分張力および土壌通気性の経過

一定水位処理における地表下10cmの深さの平均土壌水分張力および三相分布は表-4のとおりである。水位処理後、70cm区ではpF1.8、50cm区ではpF1.6、30cm区ではpF1.2となり、生育期間を通じてほぼこの平均pFに近い値で推移した。水位10cm区では常時マイナスの値(水

表-4 地表下10cmの深さにおける土壌水分張力および三相分布 (水位一定処理試験)

処 理	土壌水分張力 pF	三 相 分 布 (%)		
		固相	液相	気相
70cm区	1.8	19.2	48.8	32.0
50 "	1.6	18.5	53.0	28.5
30 "	1.2	19.9	63.0	17.1
10 "	水柱-8 cm	21.4	78.6	-

柱-8 cm前後)を示した。さらに、このpF値に相当する気相率をpF-水分曲線より求めた結果、70cm区で32%、50cm区で29%、30cm区で17%と推定された。

一方、生育時期別過湿処理試験の場合、対照区はpF 2.0附近を前後し、10cm処理により、深さ10cmの土壌水分張力は負圧で推移した。また、過湿処理終了後、水位を70cmに下げるとpFはすみやかに上昇し、ほぼ理論値(水柱60cm)に近いpF1.8附近の値で推移するようになる。なお、このように、過湿処理終了後のpFが処理前より低くなるのは、脱水過程で軽い圧密を受け、毛管孔隙に変化がみられたためと考えられる。この場合の気相率をみると、対照区では41%、処理終了後は34%となることが認められた。

次に、土壌通気性の直接的な指標となる O.D.R. の深さ別測定結果を示すと図-3のとおりとなる。

同図(左)より、水位一定処理試験では、湿害症状の著しかった10cm区において、深さ10cmの O.D.R. が10と極めて低く、軽い湿害を受けた30cm区では、深さ10cm以下で、作物の正常な生育に必要とされる¹⁵⁾ O.D.R. 40を下回る値が示された。これに対し、湿害症状の現れなかった50cm区および70cm区では、O.D.R. 40以上を示す土層がそれぞれ20cmおよび40cmの深さまで存在した。

図-3(右)より、生育時期別過湿処理試験における通気性についてみると、過湿処理前には深さ10cmから60cmまで60前後の O.D.R. を示したが、水位を70cmに処理すると下層土の O.D.R. は低下し、40以上の値を示す土層は表層から40cmまでとなる。さらに、水位を10cmに上

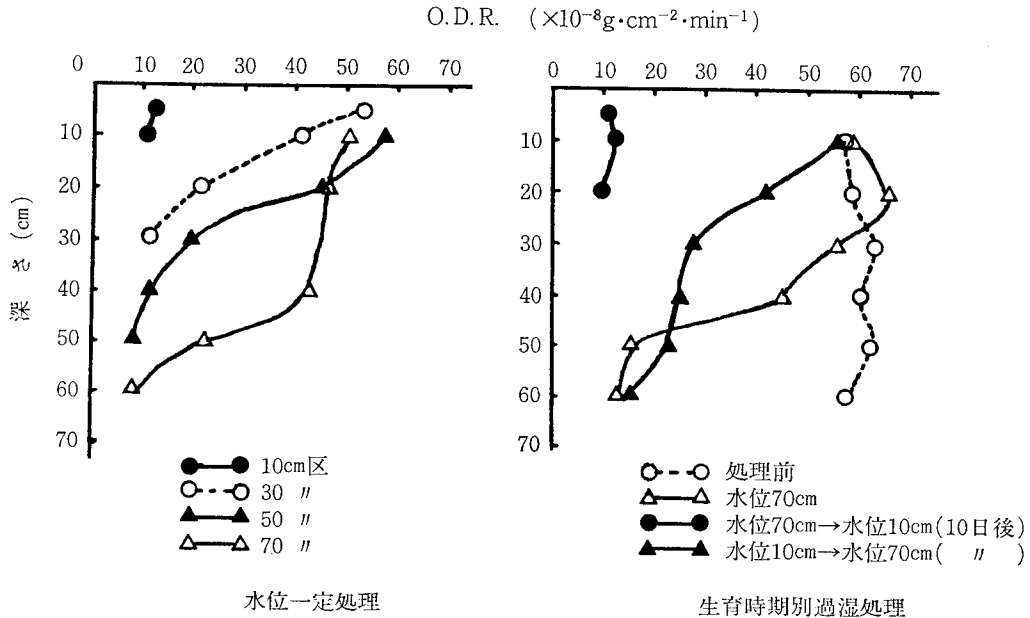


図-3 水位処理による O.D.R. の変化

表—5 テンサイの養分含有率(乾物%)

処 理	部 位	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	MgO	Na ₂ O
70cm区	T	1.82	0.37	2.67	1.87	0.69	1.67
	R	0.72	0.19	0.89	0.34	0.18	0.19
50 "	T	1.68	0.41	2.29	2.18	0.72	1.22
	R	0.68	0.26	0.80	0.33	0.15	0.15
30 "	T	1.44	0.46	2.29	2.21	0.70	1.33
	R	0.65	0.30	0.72	0.38	0.17	0.08
10 "	T	1.90	0.58	1.70	1.24	0.26	0.47
	R	0.89	0.20	0.72	0.35	0.15	0.12
70 — 70 — 70	T	1.69	0.35	2.17	2.21	0.56	1.44
	R	0.67	0.19	0.61	0.57	0.15	0.20
10(20日)—70—70	T	1.51	0.40	2.46	1.96	0.56	1.56
	R	0.60	0.27	0.77	0.52	0.19	0.27
10(40日)—70—70	T	1.54	0.40	2.63	1.76	0.63	1.62
	R	0.70	0.33	1.01	0.48	0.21	0.27
70—10(20日)—70	T	1.88	0.46	1.97	1.58	0.43	1.02
	R	0.76	0.27	0.85	0.39	0.15	0.23
70—10(40日)—70	T	1.70	0.44	2.36	1.82	0.50	1.32
	R	0.73	0.25	0.94	0.49	0.15	0.30
70—70—10(20日)	T	1.89	0.44	2.21	1.60	0.49	1.31
	R	0.78	0.25	0.73	0.54	0.15	0.20
70—70—10(40日)	T	1.99	0.54	2.08	2.55	0.72	1.15
	R	0.93	0.33	0.86	0.43	0.12	0.23

T: 頸葉部 R: 根部

昇させると、深さ5cm以下の層はO.D.R.が10前後の値を示す。水位を10cmから70cmに下げた場合、対照区と同じ値にまではならず、O.D.R.40以上の土層は20cmまでと浅くなり、水位一定処理の水位50cm区のO.D.R.分布と同じになることが認められた。これは、先にも述べたように、脱水過程での土壌構造の変化に起因するものと考えられる。

4 作物体養分含有率

テンサイの頸葉部と根部の無機養分含有率は表—5を示すとおりである。

一定水位処理で比較すると、頸葉部では湿害の被害が甚大であった10cm区において、70cm区よりNおよびP₂O₅の含有率がやや高く、K₂O、CaO、MgOおよびNa₂Oの含有率が低かった。また、軽い湿害を受けた30cm区および50cm区では、P₂O₅、CaOの含有率が高く、N、K₂OおよびNa₂Oの含有率が低かった。一方、根部では、10cm区でNの含有率が高く、10cm区、30cm区でK₂O、Na₂Oの含有率が低かった。

生育時期別過湿処理では、根腐病の被害が著しかった根部肥大期処理で頸葉部、根部ともNおよびP₂O₅の含有率が高く、Na₂Oの含有率が低い傾向が認められた。

IV 考 察

1 土壌の通気性よりみた湿害発生の条件

一般に、畑作物の湿害は、土壌水分の過剰により、通気性が不良となって、作物根への酸素の供給が不足し、根からの養分吸収が妨げられる現象と考えられている。この湿害発生の土壌条件に関する研究は多く、作物の正常な生育に必要な土壌通気性の条件として、気相率20%以上⁹⁾あるいはO.D.R.40以上¹⁵⁾という報告がなされている。

しかしながら、作物の耐湿性は作物の種類および生育段階などにより異なるものと考えられる。本報告では、地下水位を変えて、テンサイを栽培した結果に基づいて、湿害発生の土壌条件について考察する。

まず、テンサイの湿害発生と地下水位の関係をみると、水位70cmおよび50cmにおいては湿害の発生がほとんど認められず、水位30cmおよび10cmで明らかな湿害症状が現われ、著しく減収する。とくに、水位10cm処理では、この状態を2週間以上続けると生育は停滞し、収穫は皆無に近くなる。従って、湿害の発生を防止するための地下水位は、少なくとも50cm以下にする必要があると考え

られる。しかし、水位70cmと50cmを比較した場合、70cm区の収量がより高いことが認められ、テンサイにとって好適な土壤水分環境はさらに、高い水分張力を示すことが推察される。

次に、上記のような地下水位を保った時の土壤条件についてみると、土壌pFは地表下10cmの位置で湿害の発生がみられなかった水位70cmおよび50cmでそれぞれpF 1.8, 1.6を示し、ほぼ24時間容水量に近い値となっている。また、これに対応するO.D.R.は深さ10cmでいずれも50~60の値を示すとともに、O.D.R.40以上となる土層が水位70cmで40cm、水位50cmで20cmの深さにまで存在することが認められた。湿害の症状が現れた水位30cmでのpFは1.2、O.D.R.は40となったが、土層の深さが10cm以下では急速にO.D.R.が低下した。

以上の結果より、テンサイの湿害を回避するための土壤環境として、地下水位50cm以下、深さ10cmの位置でのpFが1.6以上、さらに、O.D.R. 40以上の土層が20cm以上存在する必要があることが示唆された。なお、気相率は水位50cmで28%となったが、pF—水分曲線からの推定値であり、今後実測により検討する必要がある。

2 過湿状態の持続期間と湿害の発生

湿害の発生する土壤条件について検討する場合、過湿状態の持続期間および作物の生育ステージが問題となる。

先に述べたように、十勝地方では、降雨後の一時的停滞水の発生による湿害が主体であり、作物は降水後、湛水状態またはそれに近い状態におかれていることが多い。そこで、林ら¹⁴⁾も行ったように地下水位10cmの状態を過湿条件として、各生育ステージごとの過湿処理の持続期間と湿害の発生について検討を加えた。なお、過湿処理の持続期間を20日間および40日間としたが、これは、ある程度の明らかな湿害症状を発生させ、生育過程における湿害発生状況の解析をも考慮したためである。

過湿処理により、いずれの生育時期でも明らかな湿害症状が現れ、20日間処理よりも40日間処理の湿害程度が著しかった。また、生育時期別にみた場合、根部肥大期、生育初期、莖葉繁茂期の順に湿害の被害が大きく、減収し、生育初期では生育の遅延が、根部肥大期は葉腐病および根腐病による生育阻害が減収の要因となることがうかがわれた。

過湿状態の持続期間は20日間の処理で10~30%減収することから、20日以内にすることが必要だが、現実には、このように長期間にわたって過湿状態が続くことはほとんどないと思われる。一方、一定水位処理試験によれば、水位10cmを2週間以上続けると生育が停滞することが認められている。さらに、菜豆では開花期に過湿状態

が4日間継続することにより、明らかな湿害症状を呈すること¹⁴⁾などが認められている。このようなことから、過湿状態の持続期間とテンサイの湿害発生との関係については、さらに検討する必要があるものと考えられる。

3 被害作物の形質の特徴

テンサイの湿害症状の特徴は、まず、下葉が黄化し、次第に葉腐れを起し下葉は枯死する。従って、葉数の増加は少なく、さらに根部は根腐れを生じ、著しい収量の低下を招く。

また、湿害を受けた根の形態は全体として“ずんぐり型”となることが認められるが、これは、BAVERら¹⁶⁾の観察と一致する。

養分吸収状況では、一般に、土壌の通気性が不足すると作物の養分吸収が阻害され、作物の生育が不良になる^{3), 8)~10), 14)}といわれているが、本報告でも類似の結果が得られている。特に、他の作物にくらべてテンサイで吸収量の多い K_2O および Na_2O については、頸葉部、根部とも含有率が低下する傾向にあった。ただし、湿害を受けると、Nおよび P_2O_5 の含有率が高い傾向がみられたのは、養分供給の不足により、生育量の増大が緩慢であるため、濃度希釈が小さいため¹⁷⁾か、あるいは生育の遅延により、収穫期までにNおよび P_2O_5 の濃度が十分に低下¹⁸⁾しないためと考えられる。

V 要 約

ライシメーターに湿性型火山灰土を充填してテンサイを栽培し、地下水位を調節して、生育期間中の一定水位による影響および生育時期別の過湿処理持続期間の影響について、土壌通気性の面から検討した。

1) 一定水位の場合、テンサイの収量は水位70cm>50cm>30cm>10cmとなり、水位30cmで軽い湿害を受け、水位10cmでは湿害の被害が甚大であった。このことから、本試験では、通気性不良による湿害回避のために、少なくとも地下水位は50cm以下に、O.D.R. 40以上の土層は20cm以上に、それぞれ保つ必要があることを認めた。

2) 生育時期別の過湿処理では、根部肥大期の被害が最も大きく、次いで生育初期、莖葉繁茂期の順になった。また、20日間の過湿処理は、テンサイの生育の停滞、減収をもたらすことが明らかとなった。

3) 湿害を受けた場合、形態的には、下葉が黄化し、葉腐病、根腐病の被害を生じ、根の伸長がおさえられるため、“ずんぐり型”の形状を示すことが認められた。また、養分吸収状況では、Nおよび P_2O_5 の含有率が高く、 K_2O および Na_2O の含有率が低下することが認められた。

引用文献

- 1) 菊地晃二・関谷長昭・横井義雄：十勝地方における土壌の分類とその特性に関する調査研究，道農試集報，**35**，29～41 (1976).
- 2) 菊地晃二・関谷長昭・浦谷孝義・及川 博・稲村裕文・西部 潤：十勝管内における地力実態，北農，**45** (9)，9～41 (1978).
- 3) ALBERT R. GRABLE: Soil Aeration and Plant Growth, Adv. in Agron., **18**, 57～106 (1966).
- 4) 山崎 伝：畑作物の湿害に関する土壌化学的並びに植物生理学的研究，農技研報告 **B1**，1～92 (1952).
- 5) 池田利良・東 駿次・川出武夫：麦の生育時期における土壌過湿の影響，東海近畿農試研報，栽培部，**4**，30～37 (1957).
- 6) 小川和夫：鈣質畑地土壌における地力要因の解析的研究，東海近畿農試研報，**18**，192～352 (1969).
- 7) 位田藤久太郎：蔬菜の根の通気必要度，土壌の物理性，**8**，13～19 (1963).
- 8) 安田 環・荒木浩一：土壌空気に関する研究(第1報)，土肥誌，**41**，413～417 (1970).
- 9) 福井重郎・伊藤隆一・内山泰孝：土壌水分が大豆の生育並びに収量に及ぼす影響に就いて，第III報 地下水位の高低が大豆の生育並びに収量に及ぼす影響，関東東山農試研報，**1**，9～14 (1951).
- 10) 福井重郎・鈴木 寿・内山泰孝：同上 第IV報 生育時期別地下水位の変化が大豆の生育並びに収量に及ぼす影響 同上，**5**，28～32 (1954).
- 11) 石塚喜明・尾形昭逸：泥炭地における排水水位の問題，(第1報～第5報)，土肥誌，**33**，483～488，489～495 (1962). **34**，192～196 (1963). **35**，37～39 (1964). **36**，297～303 (1965).
- 12) 早川康夫：根釧地方泥炭の理化学的特徴と開発に伴う土壌肥科学的諸問題について，第4報，水位の作物生育と泥炭分解に及ぼす影響，北海道立農試集報，**11**，21～51 (1963).
- 13) 北海道立上川農業試験場：昭和45年度水田転換畑への畑作物導入に関する試験成績書 (1976).
- 14) 林 成周・古畑 哲：湿地統火山灰土壌の改良に関する研究，第1報，過湿状態の持続期間が菜豆の生育，収量に及ぼす影響，北海道農試集報，**90**，31～46 (1966).
- 15) STOLZY L. H. and LETEY J.: Characterizing soil oxygen conditions with a Platinum microelectrode, Adv. Agron., **16**，249～279 (1964).
- 16) BABER L. D. and FARNSWORTH R. B.: Soil Structure effects in the growth of sugar beets, Soil Sci. Soc. Proc., **5**，45～48 (1940).
- 17) 西宗 昭・斉藤元也・金野隆光・藤田 勇・宮沢数雄：十勝に分布する肥沃度の異なった土壌におけるテンサイの生育解析，北海道農試研報，**133**，31～60 (1982).
- 18) 串崎光男・安田 環：てん菜の生育過程における物質の消長(第1報)―特にナトリウム栄養を中心にして―，北海道農試集報，**83**，71～77 (1964).

(昭和57年12月6日受理)

Summary

Gleyic Humic Andosols were packed into lysimeters, and sugar beets were planted. The effects of the water table levels kept constant throughout the growth period, and of the duration of excess-moisture treatment during three different growth stages, on the growth and yield of sugar beets were evaluated.

1) Crop yield decreased with the rising of the water table levels in the order of 70 cm, 50 cm, 30 cm and 10 cm. At a level of 10 cm, severe symptoms of wet injury were recognized, whereas mild symptoms appeared at a level of 30 cm. Therefore it was concluded that excess water should be drained below a level of 50 cm for the water table, and that a soil layer of 20 cm with O.D.R. of 40 was needed to avoid wet injury caused by poor soil aeration.

2) When excess moisture conditions were maintained for 20 days during three different growth stages, distinct symptoms of wet injury were also recognized, and the crop yield decreased in the order of root development stage, early growth stage and luxuriant growth stage. From these results it was concluded that excess-moisture conditions should be avoided within 20 days of the growth period.

3) When the sugar beets suffered from wet injury, the leaves of the lower part of the plant turned yellow and fell earlier, the roots became rotten, N and P_2O_5 contents increased whereas K_2O and Na_2O contents decreased.

土壌水分特性曲線に基づく不飽和透水係数の計算

井上 光弘・矢野 友久・吉田 勲

山本 太平・筑紫 二郎

鳥取大学農学部

Determination of Unsaturated Hydraulic Conductivity

from Soil Water Characteristic curve

Mitsuhiro INOUE, Tomohisa YANO, Isao YOSHIDA,

Tahei YAMAMOTO and Jiro CHIKUSHI

Faculty of Agriculture, Tottori University

I まえがき

土壌水分特性曲線や不飽和透水係数、土壌水分拡散係数は、土壌水の流れを理論的に取扱うときや、土壌水分動態のシミュレーションを行うときなどの入力データとして必要であり、それぞれの土壌によって、特有の物理定数と言える。

土壌水分特性曲線は、土柱法、吸引法、遠心法、蒸気圧法などの土壌物理実験によって、比較的容易に得られるが、不飽和透水係数を、室内実験や圃場実験によって、土壌水分量やマトリックサクション水頭の関数として求めるためには、多くの時間や経費が必要である。そこで、近年、飽和透水係数と土壌水分特性曲線から、不飽和透水係数を計算によって推定する方法が検討されてきた。

Brutsaert (1967) は、種々の方法を、(1) 間隙径が均一なモデル、(2) 平行な間隙モデル、(3) 平行間隙の切断と再連結による確率モデル、に大別して総説している³⁾。これらの代表的なモデルは、それぞれ (1) Averjanov モデル、(2) Burdine モデル、(3) Childs-Collis George モデルとして、現在も引用されている⁷⁾。その後、Jackson の式¹²⁾、Campbell の式⁵⁾、Mualem の式²⁰⁾など、より実用的な式が開発された。

本論文では、既往の主な計算方法を取り上げ、それらの特徴と相互関係を明らかにした。また、砂丘砂の土壌水分特性曲線を用いて、種々の方法による不飽和透水係数の計算値を求め、圃場で得た実験値¹¹⁾と相互に比較検討した。

II 不飽和透水係数を推定する計算法

マクロな立場から、有効飽和度 Se と相対透水係数 Kr

との関係は、次の簡単なベキ関数式によって与えられる^{3), 7), 20)}。

$$Kr = Se^{\alpha} \dots\dots\dots (1 a)$$

$$Se = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \dots\dots\dots (1 b)$$

$$Kr = \frac{K}{K_s} \dots\dots\dots (1 c)$$

ここで、 θ は体積含水率、 θ_s は飽和水分量、 θ_r は残留不動水分量 (residual immobile water content)、 K は不飽和透水係数、 K_s は飽和透水係数である。

Averjanov (1950) と Yuster (1951) は、平行で均一な円形断面からなる毛管モデルを用いて、それぞれ、(1 a) 式の係数 α が 3.5 と 2.0 になることを見出した²⁰⁾。また、Irmay (1954) は、不飽和土に Kozeny モデルを適用して、 $\alpha = 3.0$ を導いた³⁾。しかしながら、Mualem (1978) は、 α の値が固定しているのは疑問であると批判し、50種類の土壌を整理することによって、 α の値が 1.0 から 24.5 の範囲にあることを見出した²⁰⁾。そして、飽和から永久シオレ点まで排水するのに必要な土壌の単位体積当りのエネルギーを ω と定義し^{*1)}、次の式を提案した。

$$Kr = Se^{0.015\omega + 3.0} \dots\dots\dots (2 a)$$

$$\omega = \int_{h=0}^{h \rightarrow \infty} \gamma_w \theta dh \dots\dots\dots (2 b)$$

ここで、 h はマトリックサクション水頭、 γ_w は水の比重である。つまり、 α と ω を関係づけることによって、 Kr と Se のベキ関数モデルの柔軟性を増すことになった。

Sinclair ら (1974) は、Kozeny-Carman の式と Burdine (1953) の屈曲率の式⁴⁾、および土壌中の間隙特性長として間隙半径 r を採用した上で、毛管上昇の式を用いて、次の式から不飽和透水係数 K を求める計算

* 1) 原文では、 ψ をマトリックポテンシャルとして、 $\omega = \int_{\psi \rightarrow \infty}^{\psi=0} \gamma_w \psi d\theta$ と定義している²⁰⁾。

プログラムを示した²⁷⁾。

$$K = \frac{\rho g \varepsilon S S e^2 \langle r^2 \rangle}{5 \mu} \dots\dots\dots (3 a)$$

$$\langle r^2 \rangle = \frac{\int_0^r r^2 f(r) dr}{\int_0^\infty f(r) dr} \dots\dots\dots (3 b)$$

$$f(r) = Ch^2 \frac{dS}{d\left(\frac{1}{h}\right)} \dots\dots\dots (3 c)$$

ここで、 ρ は水の密度、 g は重力の加速度、 ε は間隙率、 S は飽和度、 μ は粘性係数、 $f(r)$ は間隙分布密度関数であり、定数 C は(3b)式において消去されて、 r^2 の平均値として $\langle r^2 \rangle$ が計算される。

Laliberte ら (1968) は、一般化された Kozeny 式と Burdine の屈曲率の式を用い、さらに、土壌水分特性曲線が $P_c \leq P_b$ では $Se = 1$ 、 $P_c > P_b$ では $Se = (P_b/P_c)^2$ なる式で与えられるとして、次の式を提案した¹⁷⁾。

$$K = \frac{\rho g \varepsilon_0 \sigma^2}{5 \mu P_b^2} \left(\frac{\lambda}{\lambda + 2} \right) \left(\frac{P_{b1}}{P_c} \right)^2 + 3 \lambda \dots (4 a)$$

$$\varepsilon_0 = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \right) (1 - Sr) \dots\dots\dots (4 b)$$

ここで、 σ は表面張力、 P_b は空気侵入圧、 P_c は毛管圧、 ρ_b は乾燥密度、 ρ_s は土粒子の密度、 ε_0 は有効間隙率である。また、 Sr は残留飽和度 ($=\theta_r/\theta_s$) であり、土壌水分特性曲線の実験データから試行錯誤によって決定される。この方法 (以下 LBC 法という) は、Klute (1972) によると、後述する Millington and Quirk の方法とともに、圃場に充分適用できる方法とされている¹⁵⁾。

Childs and Collis-George (1950) は、①土壌には、ランダムに分布した種々の大きさの間隙が存在すること、②2つに分割された切断面を無作為に連結した場合、その連結面 (以下切断連結面という) に直角な流れは、直接連結した間隙だけが透水性に寄与すること。③2つの間隙半径 γ 、 δ ($\delta < \gamma$) が重複する確率は、単位面積当りの、2つの間隙面積の積に等しいこと、④流れは Poiseuille の法則に従い、流れの抵抗は連結する間隙の小さい方の間隙半径 δ に依存すること、⑤透水性は間隙の連結数に比例する、つまり間隙半径の2乗に反比例すること、を仮定して^{6),10),22)}、次の式^{*2),*3)} (以下 CCG 法という) を提案している。

$$K = F \frac{\rho g}{\mu} \sum_{\gamma=0}^{\Gamma} \sum_{\delta=0}^{\delta=\gamma} \delta^2 f(\gamma) \Delta \gamma f(\delta) \Delta \delta \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 Γ は水で満たされた毛管の最大半径である。 γ と δ ($\delta < \gamma$) は、土壌を切断し、再度無作為に連結した

とき、対となる間隙半径で、 $f(\gamma)$ と $f(\delta)$ は、間隙半径の分布密度関数である。また、 $f(\gamma) \Delta \gamma$ と $f(\delta) \Delta \delta$ は、それぞれ $\gamma - \Delta \gamma/2$ から $\gamma + \Delta \gamma/2$ 、 $\delta - \Delta \delta/2$ から $\delta + \Delta \delta/2$ の間隙半径を有する単位面積当りの間隙面積である。(5)式は、しばしば CCG 法として多くの論文や著書に引用されているが、実際の計算にあたっては、間隙半径の分布密度関数を土壌水分特性曲線から求めるにしても、かなり複雑であり、実用上、他の実験との比較によって、修正係数 (matching factor) F を決定する必要がある。

Marshall (1958) は、Poiseuille の法則と Darcy の法則に基づいて、次の式^{*3)}を導いた¹⁸⁾。

$$K = \frac{\rho g}{8 \mu} \theta^2 N^{-2} [r_1^2 + 3r_2^2 + 5r_3^2 + \dots + (2N-1)r_N^2] \dots\dots(6)$$

ここで、 $r_1, r_2, r_3, \dots, r_N$ は、単位切断連結面を等面積の N 個の領域に分割したときの、各面積に含まれる平均間隙半径 ($r_1 > r_2 > r_3 > \dots > r_N$) である。毛管上昇高の式を(6)式に代入すると、

$$K = \frac{\sigma^2}{2 \rho g \mu} \theta^2 N^{-2} [h_1^{-2} + 3h_2^{-2} + 5h_3^{-2} + \dots + (2N-1)h_N^{-2}] \dots\dots(7)$$

となる^{*3)}。これらの方法 (以下 M 法という) は、CCG 法が間隙半径を独立変数とみなしたのに対し、体積含水率 θ を独立変数とした点が異なる³⁾。

Millington and Quirk (1959) は、M 法と間隙の相互作用の項だけが異なる式、つまり(6)式および(7)式の θ^2 の代りに、 $\theta^{4/3}$ とした式 (以下 MQ 法という) を提案した。これらの M 法や MQ 法について、穴瀬 (1963) は、具体的な計算例を紹介している¹⁾。

M 法も MQ 法も修正係数を必要としないものであった。その後、Jackson ら (1965) は、実験値と CCG 法、M 法、MQ 法を比較し、実験値と計算値とを合致させるために、修正係数の必要性を強調した¹³⁾。また、Green and Corey (1971) は、修正係数を Kunze ら (1968) の式¹⁶⁾と同様に K_{sm} と K_{sc} の比として、次の計算法を提案した。⁹⁾

$$K_i = \frac{K_{sm}}{K_{sc}} \frac{\sigma^2}{2 \rho g \mu} \frac{\theta_1^p}{N^2} \sum_{j=i}^m [2j+1-2i] h_j^{-2} \dots\dots(8)$$

$$(i = 1, 2, 3, \dots, m)$$

ここで、 K_{sm} と K_{sc} は、それぞれ飽和透水係数の測定値と計算値である。 i は、土壌水分特性曲線を全水分量について m 個に分割したとき、 $i = 1$ が飽和水分量に対応するものである。 N は、M 法では、水分量ゼロから計算しようとする水分量 θ_1 までの水分区分の数であるが、

* 2) 式中の $\Delta \gamma$ と $\Delta \delta$ は、原文では dr となっているが、間隙分布密度関数 f の独立変数に対応させた方が適切であり、総和の場合は、 d の代りに Δ を用いた。
 * 3) 原文では、固有浸透能 (intrinsic permeability) を求める式⁶⁾であるが、 $\rho g/\mu$ を乗じて、不飽和透水係数を求める式にした。

MQ法では水分量ゼロから飽和水分量 ($\theta_s = \theta_1$) までの水分区間の総数 m に等しい。指数 p については、M法では2となり、MQ法では4/3となる。また、Kunzeら (1968) は $p = 1$ 、Jacksonら (1965) は $p = 1.33$ 、Sharma (1966) は $p = 2$ とした。Green and Corey (1971) は、既報の実験データと比較検討した結果、 $p = 1$ から $p = 2$ の範囲で実験値と良く一致することを示した⁹⁾。Parkes and Waters (1980) は、(8)式の N の代りに m とした修正MQ法と実験値とを比較し、指数 p や修正係数 F だけでなく、残留不動水分量 θ_r を考慮し、全水分量の代りに、有効水分量 $\theta_e (= \theta - \theta_r)$ による評価が必要であることを強調した²³⁾。

Jackson (1972) は、(8)式において、 $i = 1$ とした飽和状態の式と、(8)式を用いて、修正係数に相当する K_{sm} / K_{sc} と $\sigma^2 / (2\rho g \mu)$ を消去して、次の式 (以下 Jackson の式という) を得た¹²⁾。

$$K_i = K_s \left(\frac{\theta_i}{\theta_s} \right)^\beta \frac{\sum_{j=i}^m [(2j+1-2i)h_j^{-2}]}{\sum_{j=1}^m [(2j-1)h_j^{-2}]} \dots (9)$$

ここで、指数 β は、理想的な毛管モデルに基づいたM法やMQ法では、それぞれ $\beta = 0$ 、 $\beta = 4/3$ となるもので、Kunzeら (1968) は $\beta = 1$ を主張している¹⁰⁾。Jackson (1972) は、実験値と最も良く合致する β の値として、 $\beta = 0.74$ から $\beta = 1.24$ の範囲にあることを示した¹²⁾。最近、Ragabら (1982) は、ガンマ線水分密度計を用いた室内浸潤実験の結果と、土壌水分動態のシミュレーション結果との比較から、 $\beta = 0.5$ が実験と良く一致するという結果を得ている²⁶⁾。(9)式の Jackson の式は、 β の値しだい、M法やMQ法、および Kunzeらの式になり、さらに、 β の値を適切に定めることによって、実験値と良く一致する実用的な式にすることができる^{10), 22)}。

Campbell (1974) は、CCG法やM法の考えに基づき、土壌水分特性曲線が $h = h_b (\theta / \theta_s)^{-B}$ 式で与えられるとき、毛管上昇高の式と間隙相互作用の項 θ^p を考慮して、次の式を提案した⁵⁾。

$$K = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2B+2+p} \dots (10)$$

ここで、この式 (以下 Campbell の式という) は、土壌水分特性曲線が両対数紙上で直線関係にある場合に適用される。Campbell (1974) は、Jackson (1972)¹²⁾ と同様に、指数 p を1として計算している⁵⁾。

Khosla (1980) は、圃場で決定した不飽和透水係数と、Campbellの式で、 $p = 1$ 、 $B = 11.55$ とした計算値とが非常に良く一致することを報告している¹⁴⁾。

Mualem (1976) は、CCG法の考え方に類似しているが、大間隙断面の影響を加味するために、透水係数が間隙の連続性に関連するという仮定から、等価半径 R を導入し、間隙半径 r と δ との偏相関を表わす修正係数 $G(r, \delta, R)$ と、流路の屈曲率を表わす修正係数 $T(r, \delta, R)$ を導入した¹⁹⁾。さらに、 T と G を独立に決定する方法がないので、Burdine法やMQ法のように、 T と G が θ のべき関数で与えられ、等価半径 R ($R^2 = r\delta$) のみの関数であると仮定し、次の式を提案した¹⁹⁾。

$$K_r = S_e^n \left[\int_0^{\theta_e} \frac{d\theta_e}{h} / \int_0^{\theta_{es}} \frac{d\theta_e}{h} \right]^2 \dots (11)$$

ここで、 θ_{es} は有効飽和水分量 ($= \theta_s - \theta_r$) である。(11)式 (以下 Mualem の式という) は簡単な積分形なので、土壌水分特性曲線が、Brooks and Corey (1964) の $S_e = (h/h_b)^{-\lambda}$ や Farrell and Larson (1972) の $h = h_b \exp [B(1 - S_e)]$ などのように積分可能な式で与えられれば容易に K_r の値が求まる特色を有する¹⁹⁾。

Mualem (1976) は、(11)式の n の値について、既報の45種の実験データと比較検討した結果、 $n = 0.5$ のとき実験値と最も適合することを報告した¹⁹⁾。

Mualem and Dagan (1978) は、有効半径 r_e 、有効面積 $A_e d\gamma d\delta$ 、有効水分量 θ_e を導入して、CCG法などの統計モデルを理論的に統一しようと試みた²¹⁾。つまり、 r_e と A_e は r と δ と R の関数であり、それらの従属関係の相違が統計モデルの差異となると解釈した。屈曲率の評価として、 $r_e^2 = \theta^m \gamma^2$ あるいは $r_e^2 = r^{2+b}$ に従うと仮定し、 r と δ の相関因子として、それぞれの透水係数を求める式に、 $\theta_e^{-\gamma}$ を乗ずることによって一般式を誘導した²¹⁾。

流れに対する有効半径が、土壌スラブ^{*4)}の一方の切断面の間隙半径に等しいと仮定し、透水性が、より小さな間隙半径に支配されるというCCG法の仮定を用いると、つまり、 $r < \delta$ では $r_e = r$ 、 $r > \delta$ では $r_e = \delta$ とすると、

$$K_r = S_e^x \int_0^{\theta_e} \frac{(\theta_e - \zeta)}{h^{2+b}} d\zeta / \int_0^{\theta_{es}} \frac{(\theta_{es} - \zeta)}{h^{2+b}} d\zeta \dots (12)$$

となる²¹⁾。これは、CCGの一般式と呼ばれるもので、 ζ は0と θ_{es} の上下限間で、 h の関数として有効水分量を表わす積分変数である。(12)式において、CCG法は $x = 0$ 、 $b = 0$ 、修正MQ法では $p = 1$ としたKunzeら (1968) の式¹⁰⁾ は $x = 1$ 、 $b = 0$ 、MQ法は $x = 4/3$ 、 $b = 0$ 、Sharma (1966) の式は $x = 2$ 、 $b = 0$ に相当する²¹⁾。

間隙半径に有効水分量の平方根を乗じたものが、有効半径に等しいと仮定すると、つまり、 $r_e = r\sqrt{\theta_e}$ とすると、

$$K_r = S_e^x \int_0^{\theta_e} \frac{d\theta_e}{h^{2+b}} / \int_0^{\theta_{es}} \frac{d\theta_e}{h^{2+b}} \dots (13)$$

となり、Burdineの一般式と呼ばれている²¹⁾。

* 4) ここでは、単位体積の土塊を非常に薄く切断した部分を土壌スラブという。

Purcell (1949) は、すべての毛管を円形として、Poiseuille の式と Darcy の法則を用い、

$$K=C_1 \int_0^s \frac{dS}{h^2} \dots\dots\dots(14)$$

なる式を導いた²⁴⁾。これは屈曲率の項を含まないもので、(13式)において、 $x=0, b=0$ とした式に相当する。

Fatt and Dykstra (1951) は、屈曲率が半径のべき関数に反比例すると仮定して、

$$K=C_2 \int_0^s \frac{dS}{h^{2(1+a)}} \dots\dots\dots(15)$$

なる式を導いた⁸⁾。ここで、係数 $a=1/2$ としており、これは、(13式)において、 $x=0, b=1$ とした式に相当する。

Burdine (1953) は屈曲率が飽和度の線形関数となると仮定し、(13式)において、 $x=2, b=0$ に相当する式を導いた⁴⁾。また、(13式)において、 $x=0, b=0$ は、Gates and Lietze(1950)の式に、 $x=2, b=0$ は、Wyllie and Gardner (1958)の式に相当する²¹⁾。

間隙の長さが間隙半径に比例すると仮定して、その毛管部分を束ねたものが有効半径に等しいと仮定すると、つまり、 $r_e^2=r\delta$ とすると、

$$K_r = S_e^x \left[\int_0^{\theta_e} \frac{d\theta_e}{h^{1+b}} / \int_0^{\theta_{e,s}} \frac{d\theta_e}{h^{1+b}} \right]^2 \dots\dots\dots(16)$$

となる。これは、Mualem の一般式と呼ばれているもので、 $x=n, b=0$ とすると、(11式)の Mualem の式となる²¹⁾。

Mualem ら (1978) は、すべての統計モデルを(12)、(13)、(16式)の3つの一般公式に整理したが、使用するにあたっては、あらかじめ、 x と b の値を決定しなくてはならない。

Ragab ら (1981) は、(16式)において、 $x=0.5, b=0.25+0.949\theta$ としたとき、その計算値と瞬時プロファイル計測法 (Instantaneous profile method) で求めた透水係数の実験値とがよく一致することを報告した²⁵⁾。

van Genuchten (1980) は、実験常数を d, u, v として、土壌水分特性曲線が、 $S_e=\{1+(dh)^{-d}\}^{-u}$ なる連続関数で表わされるとき、Mualem (1976) モデルを用いて、

$$\left. \begin{aligned} K_r &= S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{u}} \right)^u \right]^2 \\ u &= 1 - \frac{1}{v} \end{aligned} \right\} \dots\dots(17)$$

$$\left. \begin{aligned} K_r &= S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - u \left(1 - S_e^{\frac{1}{u}} \right)^{u-1} \right. \\ &\quad \left. + (u-1) \left(1 - S_e^{\frac{1}{u}} \right)^u \right]^2 \\ u &= 2 - \frac{1}{v} \end{aligned} \right\} \dots\dots(18)$$

なる式を導いた²⁶⁾。また、Burdine (1953) モデルを用いて

$$\left. \begin{aligned} K_r &= S_e^2 \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{u}} \right)^u \right] \\ u &= 1 - \frac{2}{v} \end{aligned} \right\} \dots\dots(19)$$

なる式を導いている²⁸⁾。(17式)や(18式)は、 $u+1-\frac{1}{v}$ の値が0や1の整数であるとき求まる式であって、 u と v の値が独立で一般的な場合には、解析的な閉形予測式は求まらない。

土壌水分特性曲線が、 $S_e=(h/h_0)^{-\lambda}$ で表わされるとき、Mualem (1976) モデルでは、

$$K_r = S_e^{\frac{5}{2} + \frac{2}{\lambda}} \dots\dots\dots(20)$$

Burdine (1953) モデルでは

$$K_r = S_e^3 + \frac{2}{\lambda} \dots\dots\dots(21)$$

なる式を導いている²⁸⁾。ここで、(20式)は(4a)、(4b)式のLBC法と同じ結果となり、(20式)と(21式)は、(1a)式で $\alpha=5/2+2/\lambda, \alpha=3+2/\lambda$ とした式に相当する。

これらは、いずれも、土壌水分特性曲線が積分可能な連続関数で与えられれば、Mualem and Dagan (1978)が提案した一般式²¹⁾を用いて、不飽和透水係数の閉形予測式を導けることを示したものである。つまり、このことは、対象とする土壌について、土壌水分量とマトリックサクション水頭との関係に最も適合する実験式(曲線回帰式)が、有効水分量の範囲で連続関数として得られれば、容易に不飽和透水係数を計算できることを示唆するものである。

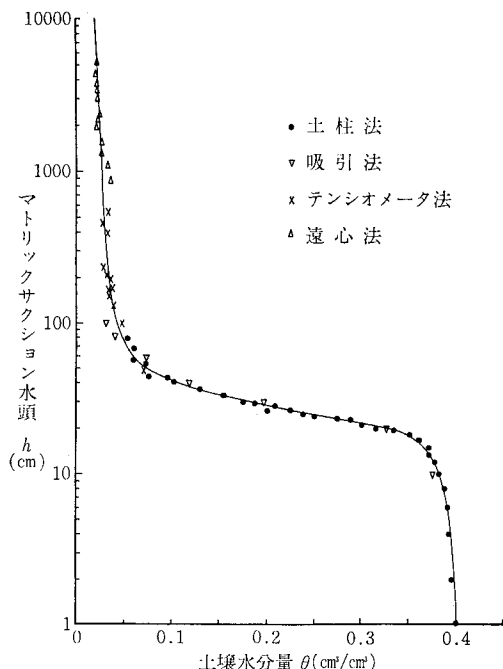
III 不飽和透水係数の計算結果

飽和透水係数と土壌水分特性曲線を用いて不飽和透水係数を求める方法について述べてきたが、ここでは、鳥取大学砂丘利用研究施設のR I 圃場の砂丘砂(乾燥密度1.47g/cm³)について、不飽和透水係数を求めてみよう。

まず、最初に、土柱法、吸引法、テンシオメータ法、遠心法の実験によって、土壌水分量 θ とマトリックサクション水頭 h との関係を求めた。また、蒸気圧法によって、pF4.45では0.0162cm³/cm³、pF5.00では0.0069cm³/cm³、pF5.51では0.0035cm³/cm³が求まり、さらに、水分当量は0.0279cm³/cm³、毛管連絡切断含水量0.0273cm³/cm³が得られた。これらの実験データを参考にして、図-1に示すように、滑らかな土壌水分特性曲線を描いた。一方、定水位透水試験によって、飽和透水係数2.864×10⁻²cm/s、飽和水分量0.4025cm³/cm³を得た。

1) Jacksonの方法

土壌水分特性曲線の分割数 m について、Kunzeら(1968)は、2, 8, 32, 128, 512の分割数で透水係数を計算し、分割数を増すことによって計算結果に大きな変化



図一 砂丘砂の土壌水分特性曲線 (乾燥過程)

はなく、むしろ計算を複雑にするだけであると指摘している¹⁰⁾。また、Hillel (1980) は、分割数は多いほど良いが20個程度あれば充分であるとしている¹⁰⁾。そこで、飽和水分量までの全水分量範囲を、仮に23等分し、分割点のマトリックスサクション水頭 h_i の値を土壌水分特性曲線から読みとり、(9)式を計算した。その計算結果を表一に示した。ここで、 h_j の値は $(h_i + h_{i+1})/2$ の値であ

り、SUMは、(9)式の分子にある総和、つまり、 $m=23$ としたときの $(2j+1-2i)h_j^{-2}$ の $j=i$ から $j=m$ までの和である。

表一に示したJackson法は、 β の値によって種々の方法を含んでいて、同一水分量に対して、不飽和透水係数が、 $\beta=0$ のM法から $\beta=4/3$ のMQ法まで順に小さくなっている。土壌水分量が $0.02\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 程度の乾燥状態になると、不飽和透水係数は非常に小さくなり、計算値の信頼性は低くなると思われる。つまり、Jacksonの式は、修正MQ法(8)式から誘導されたように、毛管仮説が理論の基礎となっているため、Brooks and Corey (1964)²⁾やParkes and Waters (1980)²³⁾が指摘したように、残留不動水分量 θ_r を考慮して、全水分量の代わりに、有効水分量 θ_e を使用することが好ましいとされている^{10),22)}。しかしながら、計算としては非常に理解しやすく、具体的計算例がHillel (1980)¹⁰⁾によっても紹介され、比較の実用的な式と思われる。

2) Campbellの方法

表一に示した土壌水分量 θ とマトリックスサクション水頭 h の値を両対数紙にプロットしてみると、 $i=6$ の $\theta=0.3150\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 、 $h=21.0\text{cm}$ と $i=20$ の $\theta=0.07\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 、 $h=51.3\text{cm}$ の間のデータに直線性が認められる。そこで、この土壌水分量の範囲にCampbellの式(10)式を適用し、 $h = h_b(\theta/\theta_s)^{-B}$ なる式の係数 h_b と B を求めた。 $\theta_s=0.4025\text{cm}^3/\text{cm}^3$ として、最小自乗法によって、 $h_b=18.59\text{cm}$ と $B=0.5907$ が得られた。そのときの相関係数は -0.9984 である。Campbellの式(10)式で p の値が大き

表一 Jackson法による不飽和透水係数の計算値

i	θ_i (cm^3/cm^3)	h_i (cm)	h_j (cm)	SUM (cm^{-2})	Hydraulic conductivity (cm/s)			
					($\beta=0.0$) Marshall	($\beta=0.5$) Ragab	($\beta=1.0$) Kunze	($\beta=4/3$) M-Q method
1	0.4025	0.00E+00	0.41E+01	0.508E+00	0.286E-01	0.286E-01	0.286E-01	0.286E-01
2	0.3850	0.82E+01	0.11E+02	0.380E+00	0.214E-01	0.209E-01	0.205E-01	0.202E-01
3	0.3675	0.14E+02	0.16E+02	0.319E+00	0.180E-01	0.172E-01	0.164E-01	0.159E-01
4	0.3500	0.18E+02	0.19E+02	0.270E+00	0.152E-01	0.142E-01	0.132E-01	0.126E-01
5	0.3325	0.20E+02	0.21E+02	0.227E+00	0.128E-01	0.116E-01	0.106E-01	0.993E-02
6	0.3150	0.21E+02	0.21E+02	0.190E+00	0.107E-01	0.946E-02	0.837E-02	0.772E-02
7	0.2975	0.22E+02	0.22E+02	0.157E+00	0.885E-02	0.760E-02	0.654E-02	0.591E-02
8	0.2800	0.23E+02	0.23E+02	0.128E+00	0.723E-02	0.603E-02	0.503E-02	0.446E-02
9	0.2625	0.24E+02	0.24E+02	0.103E+00	0.583E-02	0.471E-02	0.380E-02	0.330E-02
10	0.2450	0.25E+02	0.26E+02	0.822E-01	0.463E-02	0.361E-02	0.282E-02	0.239E-02
11	0.2275	0.26E+02	0.27E+02	0.641E-01	0.361E-02	0.272E-02	0.204E-02	0.169E-02
12	0.2100	0.28E+02	0.29E+02	0.490E-01	0.276E-02	0.199E-02	0.144E-02	0.116E-02
13	0.1925	0.29E+02	0.30E+02	0.364E-01	0.205E-02	0.142E-02	0.982E-03	0.768E-03
14	0.1750	0.31E+02	0.32E+02	0.262E-01	0.148E-02	0.974E-03	0.642E-03	0.487E-03
15	0.1575	0.33E+02	0.34E+02	0.181E-01	0.102E-02	0.637E-03	0.398E-03	0.291E-03
16	0.1400	0.35E+02	0.36E+02	0.117E-01	0.661E-03	0.390E-03	0.230E-03	0.162E-03
17	0.1225	0.38E+02	0.39E+02	0.703E-02	0.396E-03	0.219E-03	0.121E-03	0.811E-04
18	0.1050	0.41E+02	0.43E+02	0.373E-02	0.210E-03	0.107E-03	0.549E-04	0.351E-04
19	0.0875	0.45E+02	0.48E+02	0.163E-02	0.919E-04	0.429E-04	0.200E-04	0.120E-04
20	0.0700	0.51E+02	0.60E+02	0.499E-03	0.281E-04	0.117E-04	0.489E-05	0.273E-05
21	0.0525	0.69E+02	0.12E+03	0.739E-04	0.416E-05	0.150E-05	0.543E-06	0.275E-06
22	0.0350	0.16E+03	0.80E+04	0.156E-07	0.879E-09	0.259E-09	0.765E-10	0.339E-10
23	0.0175	0.16E+05	0.50E+07	0.399E-13	0.225E-14	0.469E-15	0.977E-16	0.344E-16

くなれば、不飽和透水係数は小さくなるが、 $p = 1$ がしばしば採用されている。そこで、 $p = 1$ と仮定して、不飽和透水係数を計算した。

3) Mualemの方法 (1976)

Mualem (1976) は、有効水分量 θ_e に注目して(1)式を提案したが、残留不動水分量 θ_r の決定が容易でない。Mualem (1976) は、 $S_e = (h/h_b)^{-\lambda}$ なる式が成り立つとき、解析曲線と実測データとの差の平方和が最小となるように θ_r を決定する方法を述べている¹⁹⁾。van Genuchten (1980) は、永久シオレ点 (pF4.2) に相当する土壌水分量を θ_r の値にできることを述べている²⁰⁾。ここでは、砂丘砂の土壌水分特性曲線から、pF4.2に相当する土壌水分量を読みとり、 $\theta_r = 0.0175 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ を採用した。 θ_r の値を決定すると、有効水分量 θ_e や有効飽和度 S_e が計算でき、Mualem (1976) が提案したように、 $n = 0.5$ として、(1)式によって不飽和透水係数が計算できる¹⁹⁾。ここで、(1)式の分子と分母の積分値はSimpsonの積分法によって計算した。

4) Wyllie and Gardnerの方法

Burdineの一般式(13式において、 $x = 2$, $b = 0$ として、Burdine (1953) の式や Wyllie and Gardner (1958) の式が計算できる²¹⁾。ここでは、Mualemが提案したように、土壌水分量が残留不動水分量 θ_r に近い所では、外挿曲線 $S_e = (h/h_b)^{-\lambda}$ を用いて、(13式の積分値を計算し、次の式によって、Wyllie and Gardner の式 (以下WG法という) を計算した²¹⁾。

$$K_r = S_e^2 \left\{ \frac{S_{em} / \left(1 + \frac{2}{\lambda}\right) h_m^2 + \int S_e \frac{dS_e}{h^2}}{S_{em} / \left(1 + \frac{2}{\lambda}\right) h_m^2 + \int_1^1 \frac{dS_e}{h^2}} \right\} \dots\dots\dots (22)$$

ここで、 $S_{em} = 0.0455$, $h_m = 164 \text{ cm}$, $\lambda = 1.427$ とした^{*5)}。

一方、Burdine (1953) の式の計算については、 λ の値が既知となったので、van Genuchten (1980) が Brooks and Corey モデル $S_e = (h/h_b)^{-\lambda}$ を用いて提案した(2)式を用いて計算した。

5) Averjanovの経験的方法

有効飽和度 S_e が計算できると、(1 a) 式によって、それぞれ α の値が異なる Averjanov (1950), Yuster (1951), Irmay (1954) および Mualem (1978) の方法で、不飽和透水係数が計算できる。Mualem (1978) の方法 (2 a), (2 b) 式において、 $h \rightarrow \infty$ は、永久シオレ点の $h = 15850 \text{ cm}$ として、 $\omega = 69.46 \text{ cm}$ を得た。これは、(1 a) 式と (2 a) 式から明らかのように、 $\alpha = 4.042$ に相当した。

IV 種々の方法による不飽和透水係数の比較

Campbellの方法から Averjanovの経験的方法までの8つの方法、および表-1に示したMQ法による計算結果を図-2にプロットした。また、比較のために、土壌を採集した同じ圃場において、井上ら (1978) が内部排水法によって求めた深さ40cmの不飽和透水係数と土壌水分量との関係¹¹⁾を図-2に実験値として示した。

Campbell法は、前節で述べたように $0.07 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ から $0.3150 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ の土壌水分量に対して適用され、Burdine法やWG法は、 $S_e = (h/h_b)^{-\lambda}$ の関係を採用したので、 $h_b = 15.44 \text{ cm}$ に対応する $\theta_b = 0.3625 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ よりも、土壌水分量が少ない範囲で適用される。

種々の方法による計算値を比較してみると、同一水分量に対して、Yuster ($\alpha = 2.0$), Irmay ($\alpha = 3.0$), M法 ($\beta = 0$), Averjanov ($\alpha = 3.5$), Ragab ($\beta = 0.5$), Campbell ($p = 1.0$), Mualem (1978, $\omega = 69.46$) Kunze ($\beta = 1.0$), Burdine ($\lambda = 1.427$), MQ法 ($\beta = 4/3$), Mualem (1976, $n = 0.5$), WG法 ($\lambda = 1.427$) の順で、不飽和透水係数が小さくなる傾向にある。(1)式や(13式の積分を必要とする Mualem (1976, $n = 0.5$) やWG法 ($\lambda = 1.427$) は、有効飽和度 S_e が1に近い所で、他の方法に比べて、不飽和透水係数が急激に減少している。これは、積分値を計算するとき、砂丘砂の土壌水分特性曲線上で、土壌水分量が飽和に近い所になると、 $1/h$ や $1/h^2$ の値が急激に変化するためと考えら

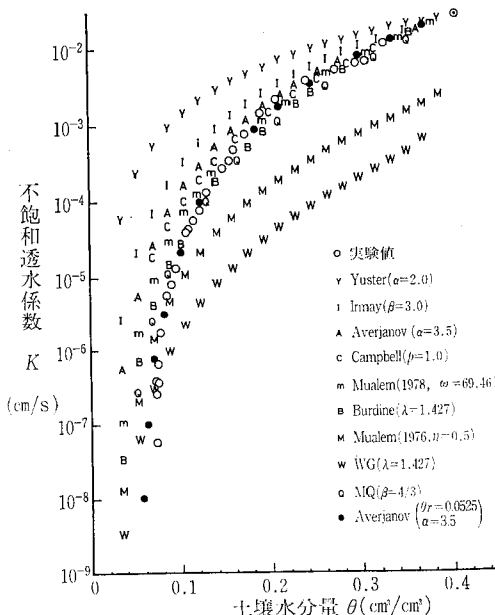


図-2 不飽和透水係数の比較

* 5) h_m はマトリックサクション水頭で不飽和流では正の値となる。原文では、 h_m がマトリックポテンシャル ψ_{min} であり、負の値となる。ここで min は最小を意味する添字である。

れる。

内部排水法による深さ40cmの不飽和透水係数の値と、種々の方法による計算値を比較すると、Campbell ($p=1.0$), Mualem (1978, $\omega=69, 46$), Kunze ($\beta=1.0$), Burdine ($\lambda=1.427$), MQ法 ($\beta=4/3$) の計算値が実験値と比較的良く一致している。しかしながら、実験値と計算値は交差する傾向にあり、いずれの方法も、土壌水分量がおよそ $0.08\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 以下になると、計算値が実験値よりも過大評価となる傾向にある。

そこで、Jackson法の β の値、Campbell法の p の値、Mualem法の n の値、Averjanov法の α の値を変えることによって、あるいは、残留不動水分量の値を、 $\theta_r=0.0175\text{cm}^3/\text{cm}^3$ の代りに、 $\theta_r=0.0350\text{cm}^3/\text{cm}^3$, $\theta_r=0.0525\text{cm}^3/\text{cm}^3$ に換えることによって、実験値に最も適合する式と係数を見い出そうと試みた。その結果、Averjanov法で、 $\theta_r=0.0525\text{cm}^3/\text{cm}^3$, $\alpha=3.5$ とした場合が、実験値と非常に良く一致し、これを図-2に加えてみた。つまり、種々の方法の物理的パラメータをより一層適切に選ぶことによって、実用的な不飽和透水係数の推定式を決定することが可能であることが示唆された。

V ま と め

以上、計算によって不飽和透水係数を求める方法を述べ、砂丘砂の飽和透水係数と土壌水分特性曲線の実験データを用いて、種々の方法による不飽和透水係数の計算値を求め、圃場における実験値や、それぞれの計算結果を相互に比較検討した。

その結果、次のことが明らかになった。

1) 種々の方法による不飽和透水係数の値は、土壌水分特性曲線や飽和透水係数は言うまでもなく、Jackson法の計算結果(表-1)でも明らかのように、式に含まれる物理的パラメータに強く依存する。

2) 同一水分量に対して、砂丘砂の土壌水分特性曲線(乾燥過程)の例では、Yuster ($\alpha=2.0$), Irmay ($\alpha=3.0$), M法 ($\beta=0$), Averjanov ($\alpha=3.5$), Ragab ($\beta=0.5$), Campbell ($p=1.0$), Mualem (1978, $\omega=69.46$), Kunze ($\beta=1.0$), Burdine ($\lambda=1.427$), MQ法 ($\beta=4/3$), Mualem (1976, $n=0.5$), WG法 ($\lambda=1.427$) の順で、不飽和透水係数の計算値が小さくなる傾向にある。

3) Mualem (1976, $n=0.5$) WG法 ($\lambda=1.427$) の計算値は、土壌水分量が飽和に近い所で、急激に不飽和透水係数が減少し、Jackson法の $\beta=0$ から $\beta=4/3$ の値よりも数オーダー低い。

4) Campbell ($p=1.0$), Mualem (1978, $\omega=69.46$),

Jackson (Kunze $\beta=1.0$, MQ法 $\beta=4/3$), Burdine ($\lambda=1.427$) の計算値は、圃場における実験値と比較的よく一致した。

5) 式に含まれる物理的パラメータを変えて、実験値に最も適合する式を見い出そうと試みた結果、Averjanov法で、 $\theta_r=0.0525\text{cm}^3/\text{cm}^3$, $\alpha=3.5$ とした場合、計算値が圃場における実験値と非常に良く一致した。

今後、土壌によって、つまり、土壌水分特性曲線の相違によって、種々の方法による計算値の相互の関係がどのように変わるのか、式中の物理的パラメータが土壌の物理性とのように関連するのか、検討を深めてみたい。実用的には、適切な物理的パラメータと実験式が決定されると、土壌水分動態の予測のために、以上述べてきた不飽和透水係数を推定する計算法が有効な手段となることが示唆された。

最後に、本研究が土壌水分に関するセミナーで培われたものであり、一部、科学研究費の補助によって遂行されたことを付記する。

記 号

- F : 修正係数あるいは K_{sm}/K_{sc} に等しい
- $f(r)$: 間隙分布密度関数
- g : 重力の加速度 [cm/s^2]
- h : マトリックサククション水頭 [cm]
- h_b : 空気侵入水頭 [cm]
- K : 不飽和透水係数 [cm/s]
- K_r : 相対透水係数 ($=K/K_s$)
- K_s : 飽和透水係数 [cm/s]
- K_{sc} : 飽和透水係数の計算値 [cm/s]
- K_{sm} : 飽和透水係数の測定値 [cm/s]
- P_b : 空気侵入圧 [$\text{N}/\text{m}^2 = \text{Pa}$]
- P_e : 毛管圧 [Pa] $1 \text{ Pa} \approx 0.0102 \text{ cm H}_2\text{O}$
- R : 土壌水分量 θ に対応する等価半径 [cm]
- r : 間隙半径 [cm]
- r_e : 間隙の有効半径 [cm]
- S : 飽和度 ($=\theta/\theta_s$)
- S_e : 有効飽和度 ($=\theta_e/\theta_{es}=(\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r)$)
- S_r : 残留飽和度 ($=\theta_r/\theta_s$)
- Γ : 水で満たされた毛管の最大半径 [cm]
- γ : 間隙半径 [cm]*6)
- γ_w : 水の比重
- δ : 間隙半径 [cm]*6)
- ϵ : 間隙率
- ϵ_e : 有効間隙率
- θ : 体積含水率 [cm^3/cm^3]
- θ_e : 有効水分量 [cm^3/cm^3] ($=\theta-\theta_r$)

* 6) CCG法では、 δ と r は切断連結面の間隙半径で $\delta < r$ の関係がある。また、Mualem (1976)の方法やMualem and Dagan (1978)の一般式では、 δ と r は土壌スラブのそれぞれの切断面の間隙半径である。

- θ_{es} : 有効飽和水分量 [cm^3/cm^3] ($=\theta_s-\theta_r$)
 θ_r : 残留不動水分量 [cm^3/cm^3]
 θ_s : 飽和水分量 [cm^3/cm^3]
 μ : 水の粘性係数 [$\text{N}\cdot\text{S}/\text{m}^2$] 20°Cで 1.002×10^{-3}
 $\text{N}\cdot\text{S}/\text{m}^2$
 ρ : 水の密度 [g/cm^3] 20°Cで0.9973 g/cm^3
 ρ_b : 土壌の乾燥密度 [g/cm^3]
 ρ_s : 土粒子の密度 [g/cm^3]
 σ : 水の表面張力 [N/m] 20°Cで0.07276 N/m

引 用 文 献

- 1) 穴瀬 真 (1963) : 間ゲキ分布と透水性 —Marshallのゼミから—, 東大農学部, 研究の資料と記録, 13: 10~15.
- 2) Brooks, R. H. and A. T. Corey (1964) : Hydraulic properties of porous media, Hydrology Papers Colorado State University 3: 1~27.
- 3) Brutsaert, W. (1967) : Some methods of calculating unsaturated permeability, Trans. ASAE 10: 400~404.
- 4) Burdine, N. T. (1953) : Relative permeability calculations from pore size distribution data, Petroleum Transactions AIME 198: 71~78.
- 5) Campbell, G. S. (1974) : A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, Soil Sci. 117: 311~314.
- 6) Childs, E. C. (1969) : An introduction to the physical basis of soil water phenomena, John Wiley & Sons Ltd. 186~188.
- 7) Fairbridge, R. W. and C. W. Finkl (1979) : The encyclopedia of soil science, Part 1, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. 359~369.
- 8) Fatt, I. and H. Dykstra (1951) : Relative permeability studies, petroleum Transactions AIME, 192: 249~256.
- 9) Green, R. E. and J. C. Corey (1971) : Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 35: 3~8.
- 10) Hillel, D. (1980) : Fundamentals of soil physics, Academic Press, 209~232.
- 11) 井上光弘・野村安治 (1978) : 砂丘地圃場の透水係数と水分拡散係数について, 鳥取大砂丘研報, 17: 25~30.
- 12) Jackson, R. D. (1972) : On the calculation of hydraulic conductivity, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 380~382.
- 13) Jackson, R. D., R. J. Reginato and C. H. M. van Bavel (1965) : Comparison of measured and calculated hydraulic conductivities of unsaturated soils, Water Resour. Res. 1: 375~380.
- 14) Khosla, B. K. (1980) : Comparison of calculated and in situ measured unsaturated hydraulic conductivity, J. Hydrol. 47: 325~332.
- 15) Klute, A. (1972) : The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils, Soil Sci. 113: 264~276.
- 16) Kunze, R. J., G. Uehara and K. Graham (1968) : Factors important in the calculation of hydraulic conductivity, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 32: 760~765.
- 17) Laliberte, G. E., R. H. Brooks and A. T. Corey (1968) : Permeability calculated from desaturation data, J. Irrig. and Drainage Div. ASCE 94: 57~71.
- 18) Marshall, T. J. (1958) : A relation between permeability and size distribution of pores, J. Soil Sci. 9: 1~8.
- 19) Mualem, Y. (1976) : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, Water Resour. Res. 12: 513~522.
- 20) Mualem, Y. (1978) : Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: Generalized macroscopic approach, Water Resour. Res. 14: 325~334.
- 21) Mualem, Y. and G. Dagan (1978) : Hydraulic conductivity of soils: Unified approach to the statistical models, Soil Sci. Soc. Am. J. 42: 392~395.
- 22) Nielsen, D. R., R. D. Jackson, J. W. Cary and D. D. Evans (1972) : Soil water, ASA, SSSA 72~74.
- 23) Parkes, M. E. and P. A. Waters (1980) : Comparison of measured and estimated unsaturated hydraulic conductivity, Water Resour. Res. 16: 749~754.
- 24) Purcell, W. R. (1949) : Capillary pressures—their measurement using mercury and the calculation of permeability therefrom, Petroleum Transactions AIME, 186: 39~48.
- 25) Ragab, R., J. Feyen and D. Hillel (1981) : Comparative study of numerical and laboratory methods for determining the hydraulic conductivity function of a sand, Soil Sci. 131: 375~388.
- 26) Ragab, R., J. Feyen and D. Hillel (1982) : Comparison of experimental and simulated infiltration profiles in sand, Soil Sci. 133: 61~64.
- 27) Sinclair, L. R., D. W. Fitzsimmons and G. L. Bloomsburg (1974) : Permeability of unsaturated field soils calculated from laboratory desaturation data, Trans. ASAE 17: 399~405.
- 28) van Genuchten, M. Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 892~898.

(昭和57年12月20日受理)

Summary

In order to estimate the soil water regime by analysis or simulation of soil water movement, it is necessary to determine the soil water characteristic curve ($h-\theta$ relationship) and the hydraulic conductivity ($K-\theta$ or $K-h$ relationship). However, it is difficult to determine the $K-\theta$ relationship only by carrying out laboratory and field experiments.

In this paper, the methods of calculation of the unsaturated hydraulic conductivity from the

soil water characteristic curve and saturated conductivity were reviewed, and the hydraulic conductivity for dune-sand was calculated from the laboratory experimental desaturation data using various methods. The methods used included: Jackson ($\beta = 0, \beta = 0.5, \beta = 1.0, \beta = 4/3$); Campbell ($p = 1.0$); Mualem, 1978 ($\omega = 69.46$); Averjanov ($\alpha = 2.0, \alpha = 3.0, \alpha = 3.5$); Burdine ($\lambda = 1.427$); Wyllie and Gardner ($\lambda = 1.427$); Mualem, 1976 ($n = 0.5$). The experimental values were obtained by applying the internal drainage method in an actual sandy field in 1978. The calculation of hydraulic conductivity by the Campbell, Mualem (1978), Kunze, Millington and Quirk, Burdine methods gave conductivity values very similar to the experimental values. However, the values obtained by the Mualem (1976) and Wyllie and Gardner methods were much smaller than those by the other methods when the water content was high. The calculated values obtained by the Averjanov method with $\theta_r = 0.0525 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ and $\alpha = 3.5$ fitted in closely with the field experimental values. It was shown that the calculated conductivity values depend not only upon the soil water characteristic curve but also upon the physical parameters included in each method.

水田の畑地転換に伴う土壌の コンシステンシーの変化について

服 部 勲

福島県農試

On the Consistency of Soils in the Rotation from Paddy to Upland Farm

Isao HATTORI

Aizu Branch, Fukushima Agricultural Experimental Station

1 はじめに

水田再編により水田の畑地転換が進められている。その様な情勢の中で転換畑の理化学的な目標値の設定や改良対策が確立されつつある³⁾。しかし、排水や透水性が良好で転換畑として適している圃場であっても耕うん、碎土等の面で好適条件と言えない場合もみられる。そこで転換した場合、すみやかに易耕性をもつ畑地に移行出来る土壌(圃場)を選定することは作物栽培において有利なことであろう。そのような面から、土壌の基本的物理性と思われる土壌のコンシステンシーや畑地化との関連を解明し、転換畑選定上の資料とするためにこの研究をおこなった。

2 試験方法

1) 供試土壌

供試土壌には、福島県の代表的な水田地帯に設けられた県農試は場の水田に隣接した転換畑の作土が用いられた。表1には土壌の種類と一般的性質を示した。供試土壌の生土は、10mmの篩を通過させそのまま供試し、風乾土は28℃の恒温室で風乾し420 μ の篩を通過させて供試した。

2) 実験方法

①アッターベルグ限界：液性限界は JIS A 1205及びフォールコーン法、塑性限界は JIS A 1206、収縮限界は JIS A 1209の方法により行なった^{1,2)}。

②pF-水分曲線(脱水過程)：砂柱法(pF1.5)、遠心法(pF2.5~4.2)、蒸気圧法(pF4.8~6.0)により測定した。pF1.5は100ccのコアにサンプルを充てんし測定した。pF0の含水比は全孔隙量から算出した^{1,2)}。

③分散率と水中沈定容積：分散率は次式により算出した。

$$\text{分散率} = \frac{0.02\text{mm以下の水分散量}}{0.02\text{mm以下の完全分散量}}$$

水分散は乾土5gを水500ccで30秒間手で振とうし常法により粘土フラクションを採集した。完全分散はカルゴンを用いて分散させ、常法により粘土分を測定した。

水中沈定容積は乾土20g相当を50ccシリンダーに取り注水して12時間放置後20分間振とうし48時間放置後振とうし24時間後測定した。

3 結果と考察

1) アッターベルグ限界の変化：供試土壌の生土と風

表1 供試土壌の種類と性質

農試名 (土壌名)	所在地	土地利用	畑転換形式	土壌分類	母材	土壌統	土性	腐植	主要粘土鉱物
本場	福島県郡山市富田町	水田		灰色低地土	非固結堆積岩	多々良統	LiC	少	Al-バーミキュ ユライト・メ タハロイサイト
"	"	転換畑	畑-水田-畑				"	"	混合
会津	福島県河沼郡会津坂下町	水田		灰色低地土	非固結堆積岩	善通寺統	CL	富	上同
"	"	転換畑	転換2年目				"	"	
冷試	福島県耶麻郡猪苗代町	水田		灰色低地土	非固結火成岩	金田統	LiC	"	アロフェン
"	"	転換畑	転換2年目				"	"	

乾土のアッターベルグ常数の値を表2に示した。この表によると、本場の土壌は会津、冷試土壌に比べて、アッターベルグ常数の各値が低い。生土の液性限界LL、塑性限界PL、収縮限界SL、塑性指数Ipなどの値は、水田、転換畑をとわず、本場<会津<冷試の順に高い値を示す。各土壌の土性は、いずれもCLであるが、有機物含量は本場は少なく会津、冷試の土壌で富むという状態になっている。

冷試の土壌は火山灰を母材とする保水力の高い土壌であるから、アッターベルグ常数も全般に高い値となる。

生土を風乾細土にした場合のアッターベルグ常数は、いずれも生土に比べて低い値を示す。この場合も、本場<会津<冷試の順にアッターベルグ常数の値が高くなり、生土の場合と同じ傾向を示す。

水田を畑地転換した場合のアッターベルグ常数の変化を表3に示した。それによると生土の液性限界LLは、転換することにより顕著な低下を示し、その低下量は本場

<会津<冷試の順に大きくなっている。その傾向は風乾細土においても同じであるが、LLの低下量は生土に比べて小さかった。

塑性限界PLについては、冷試の転換畑のPLの低下が生土・風乾土ともに約6%と大きいですが、本場、会津の土壌においてはPLの変化は少なかった。SLについては、水田は転換畑に比べてやや高い値をとるが、その差は小さい。上記のように土壌のコンシステンシーは乾燥履歴によって低下するが特に水田土壌の液性限界の低下は寺沢の報告⁴⁾に類似している。

生土を風乾処理した場合のアッターベルグ常数の変化をみたのが表4である。変化の大きいのは各水田土壌を風乾した場合のLLの低下で、その変化量は表3の生土の状態の水田を畑地転換した場合の低下量にほぼ等しい値であった。このことから水田の畑地転換によるLLの減少は、風乾処理による保水力の低下に大きく影響されていることを示唆している。すでに乾燥履歴をうけた転換畑土壌

表2 各土壌のアッターベルグ限界

No.		土 壌 名	液 性 限 界 (L L)	塑 性 限 界 (P L)	収 縮 限 界 (S L)	塑 性 指 数 (P I)
生 土	1	本 場 水 田	52.5	28.4	19.9	24.1
	2	〃 転換畑	46.5	25.9	19.5	20.6
	3	会 津 水 田	75.5	41.0	32.7	34.5
	4	〃 転換畑	61.5	38.5	32.7	23.0
	5	冷 試 水 田	86.0	48.1	38.2	37.9
	6	〃 転換畑	68.0	42.0	35.8	26.0
風 乾 細 土	7	本 場 水 田	47.5	28.0	23.4	19.5
	8	〃 転換畑	46.0	26.4	20.1	19.6
	9	会 津 水 田	61.0	40.7	30.8	20.3
	10	〃 転換畑	59.0	39.9	29.6	19.1
	11	冷 試 水 田	69.5	52.1	36.4	17.4
	12	〃 転換畑	66.5	45.7	34.5	20.8

表3 水田を畑地転換した場合のアッターベルグ限界の変化量

$$(\Delta = \text{水田のアッターベルグ限界} - \text{転換畑のアッターベルグ限界})$$

処理	場 所	ΔLL	ΔPL	ΔSL
生 土	本 場	6.0	2.5	0.4
	会 津	14.0	2.5	0.0
	冷 試	18.0	6.1	2.4
風 乾 土	本 場	1.5	1.6	3.3
	会 津	2.0	0.8	1.2
	冷 試	3.0	6.4	1.9

表4 風乾処理によるアッターベルグ限界の変化量

$$(\Delta = \text{生土のアッターベルグ限界} - \text{風乾細土のアッターベルグ限界})$$

土地利用	場 所	ΔLL	ΔPL	ΔSL
水 田	本 場	5.0	0.4	-3.5
	会 津	14.5	0.3	1.9
	冷 試	16.5	-4.0	1.8
転換畑	本 場	0.5	-0.5	-0.6
	会 津	2.5	-1.4	3.1
	冷 試	1.5	-3.7	1.3

では風乾処理を加えてもLLの変化は微少であり、同様にPL, SLの変化も少なかった。

供試土壌をカサグラndeの塑性図で分類したのが図1である。これによると、本場の沖積土壌(1~2)は有機物を含まないA線上の塑性が中(cm)の側に主に位置する。同じ沖積土壌であっても会津(3~4)は火山灰土壌の冷試(5~6)と同じくA線の下側の有機質土壌の圧縮性大Chの区分の中に位置しといる。本場の土壌は、有機物を少ない粘土からなる塑性中又は圧縮性中の土質であり、会津・冷試の2土壌は、有機質のシルト質粘土で圧縮性大の土質に含まれる。次に水田を畑転換した場合の変化をみると、有機質の少ない本場では変化が少ないが有機物に富む会津・冷試では大きく変化する傾向がみられる。しかし、各土壌とも風乾細土にした場合

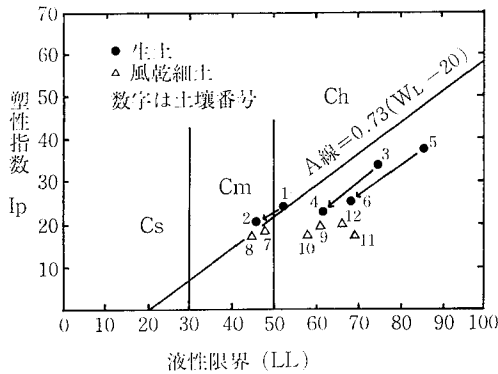


図1 塑性図 (Plasticity chart)

表5 pF値による各土壌のコンシステンシー限界

処理	No.	土 壌 名	土地 利用	LL	PL	SL
生 土	1	本 場	水 田	—	3.6	4.4
	2	〃	転 換 畑	1.0	2.6	3.8
	3	会 津	水 田	—	3.3	3.9
	4	〃	転 換 畑	0.9	2.4	3.3
	5	冷 試	水 田	0.7	3.1	3.8
	6	〃	転 換 畑	0.7	2.4	3.1
風 乾 細 土	7	本 場	水 田	1.7	3.1	3.4
	8	〃	転 換 畑	1.4	3.1	3.8
	9	会 津	水 田	2.1	2.8	3.3
	10	〃	転 換 畑	1.7	2.8	3.4
	11	冷 試	水 田	1.9	2.5	3.2
	12	〃	転 換 畑	1.7	2.7	3.5

は水田と転換畑との変化は少ない。

2) pFからみたアッターベルグ常数の変化: 表5はアッターベルグ常数をpF-水分曲線よりpF値に換算したものである。

生土状態でのアッターベルグ常数のpFをみると、LLのpFは1.0以下の低pFを示す。従来、LLのpFはおよそpF1.0~1.5附近にあるといわれていたが³⁾、それに比べてかなり低いpFにある。この中で、本場と会津の生土のLLのpFは、pF0より高い過飽和の水分状態を示すため、図2 pF-水分曲線からLL対応のpFは求められなかった。このような過飽和の水分状態はLL測定の際の土壌のねり返しによって土粒子がバラバラになり、これらの土粒子のまわりに水和水を吸引してねり返し前の状態よりも高い保水力を示すようになったものと予想される。また、生土の場合、水田のLLのpFは転換畑よりも低いpFにあることから、転換畑の方が液性体の状態で存在しうるpF範囲が水田に比べて広いことを示している。

同様にPLに対応するpFをみると、水田ではpF3.1~3.6で、転換畑のpF2.4~2.6に比べて水田の方が高いpFレベルにある。したがって、前記のLLとPLの間(塑性領域)のpF範囲は、水田の方が転換畑よりも広いことになる。このpFの結果だけからみれば、耕うんし易い塑性領域のpF範囲は、水田の方が転換畑よりも広範囲となるので、耕うんできる適性水分の面では有利な状態にあるといえることができる。しかし、ここでキャリブレーションに使ったpF-水分曲線の値は、とくにLLの場合ねり返し土壌でないため、LLのpFを塑性領域の下限にそのままとれるか否かは、今後の検討課題となろう。

また、SL対応のpFについても、水田の方が、転換畑よりも高いpFにある。SLは土壌水の損失に伴う土壌の収縮停止点なので、水田の方が土粒子がバラバラになって高pFまで収縮しうるような粒子配列になっていることを示唆している。構造が発達している土壌ほど高水分(低pF)レベルで、収縮が停止するので、転換畑の方が構造が生成されていることを示唆している。

3) 保水性について

生土のpF-水分曲線は図-2に示した。これによると、全pF領域における保水力は、本場<会津<冷試の順に大きくなり、アッターベルグ常数の場合と同じ常数の場合と同じ順位で変化することがわかる。とくに、非固結火成岩を母材とする冷試土壌の保水力は、他の土壌に比べて、高いレベルにある。

水田と転換畑の比較では、pFの段階によって水田の方が転換畑よりも保水力が低い場合もある。本場土壌の場合をみると、pF0~2の間では、転換畑の方が水田よりも保水力が高い。これは、畑転換によって粗孔隙量

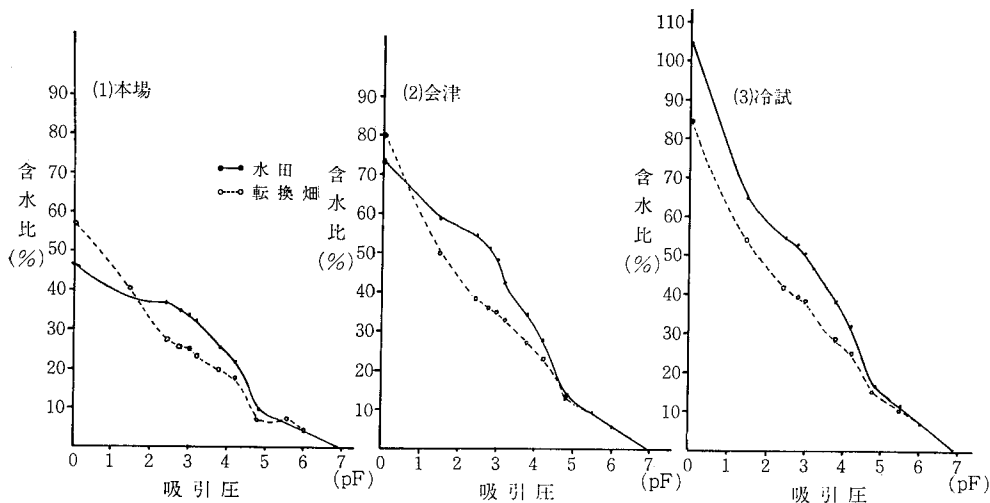


図2 生土の pF 水分曲線

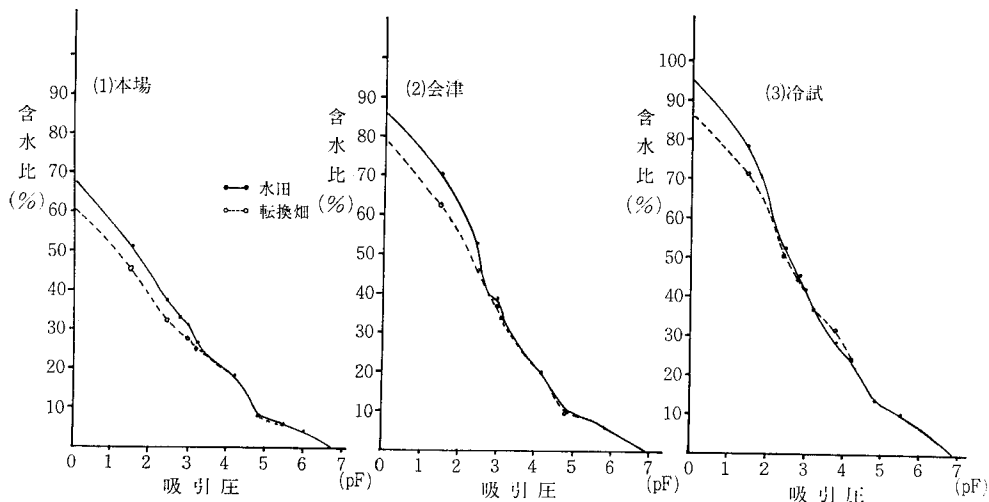


図3 風乾細土の pF-水分曲線

が増大していることを示している。

しかし、pF 2～5 の領域では、転換畑の方が保水力が低く、土壌の脱水と乾燥化によって毛管水と土粒子のまわりの皮膜水が減少していることを示唆している。会津の場合も、pF 0～0.5の間で転換畑の方が保水力が高く、畑地化による粗孔隙の増大を示している。冷試土壌では、pF の全域にわたり転換畑の方が保水力が低い。いずれの土壌でも畑転換による保水力の低下はpF 3～5の間で顕著であり、この附近の水は、高張力の毛管水と皮膜水で占められている。これらの水の減少は土粒子界面が酸化的状態にさらされることによって、親水コロイド (hydrophilic) から疎水コロイド (hydrophobic) に移行しつつあることを示唆している。

一方、風乾細土の状態の pF-水分曲線を示すと図3

の通りである。生土の曲線に比べて、水田、転換畑土壌ともに、単調な曲線で示され、しかも水田の方がどのpFでも高い保水力を示し、両曲線の分岐点はpF 2.2～3.2位と生土の場合に比べて低pFにある。風乾細土の場合は、両者とも前処理として高pFの強い風乾処理をうけているので、弱結合水の保持に関する界面特性はほぼ類似の状態に変化しているものとみられるが、pF 0～3の水は風乾による集合体の生成または崩壊によって毛管水の増減を起こしていることを暗示している。とくにpF 1.5～3.0の間で、水田と転換畑の保水力に開きがでており、このpF範囲に対応する毛管孔隙量が風乾処理で容易に変化することを示している。

以上述べた、全pF領域の保水力の特徴を詳しく示したのが、図4～5のpF-水分分布曲線である。

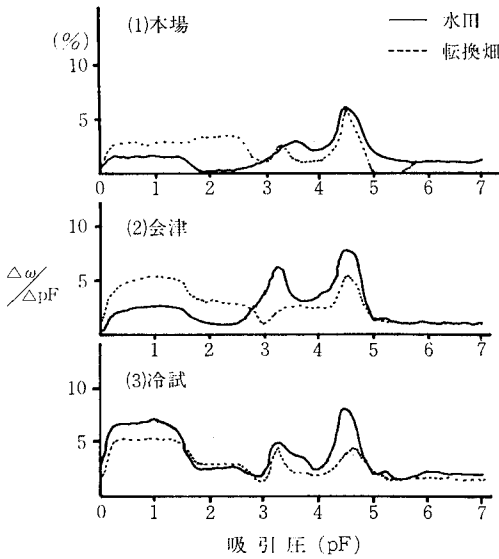


図4 生土のpF—水分分布曲線 ($\Delta pF=0.25$)

まず、図4の生土の場合の分布曲線を見ると、本場、会津ではpF 0～3の保水力は、転換畑の方が高いが、pF 3～5.5附近では逆に水田の方が高い保水力を示すことが認められる。冷試の場合は、全pFにわたって転換畑の方が保水力が低い。いずれの土壌でもpF 4～5の弱結合水が転換畑で低いことから、乾燥履歴がかなり高pFになっていることを示している。

図5の風乾細土の分布曲線の場合は、pF 4.5附近とpF 2.5～3.5附近に水分分布のピークに相違がみられる。

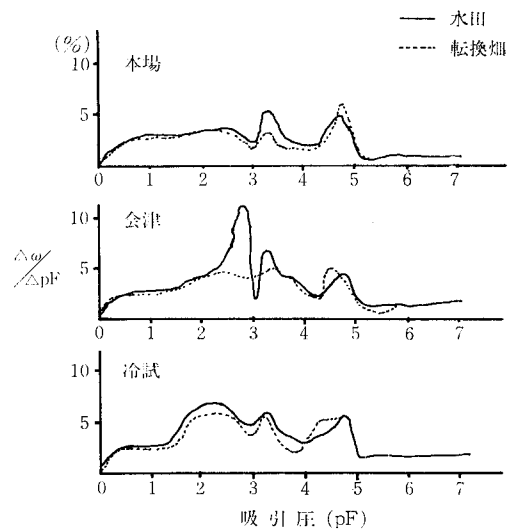


図5 風乾土のpF—水分分布曲線 ($\Delta pF=0.25$)

pF 4.5 附近のピークは風乾処理による影響とみなされるし、pF 3 附近のピークは風乾と碎土処理による集合体の消長に影響されるものと考えられる。図5の転換畑の場合は、比較的低pF (pF 0～3) の影響が大きいのにに対し、風乾細土処理の場合は中pF (pF 2.5～4.5) の変化が特徴的である。

4) その他の物理性

水田転換に伴いアッターベルグ常数や保水性が変化することは土壌粒子や土壌構造と水分との関連に変化が生じたものと思われる。そこで、これらの変化を表わすと思われる、分散率、水中沈定容積、濁度について測定したのが表6である。

生土の分散率は、各土壌とも水田の方が転換畑よりかなり高い値を示す。土壌間の分散率の大きさは、水田では本場>会津>冷試の順であるが、転換畑ではこれらの差異が狭まり冷試=本場>会津の順になる。水分散による濁度は、本場ではかなり分散状態を示すが、会津、冷試では分散しにくい状態にある。土壌の分散率から、水田を畑地下することにより、土粒子が相互に凝集して、微細団粒の生成が進展することを示している。

一方、水中沈定容積をみると、各土壌とも水田の方が転換畑よりも明らかに高い値を示す。このような傾向は、風乾細土の場合にもみられるが、両者の間の差は生土の場合よりも小さくなっている。これは、主として生土状態の水田の沈定容積が、風乾細土で大きく低下することによる。これに対し転換畑の生土を風乾細土してもそれほど沈定容積が低下しない。これらのことから、水田では土粒子がバラバラなうえに親水性コロイドが多いために土粒子のまわりに水膜を多量に保持することが考

表6 分散率及び水中沈定容積

処理	No.	土 壌 名	分散率	水中沈定容積 ml/g	濁 度	
生	1	本 場 水 田	53.1	1.53	++	
	2	〃 転換畑	18.2	1.39	++	
	3	会 津 水 田	40.6	1.80	—	
	4	〃 転換畑	11.9	1.49	—	
	土	5	冷 試 水 田	24.7	1.82	—
		6	〃 転換畑	18.4	1.56	+
風 乾 細 土	7	本 場 水 田	—	1.35	±	
	8	〃 転換畑	—	1.33	+	
	9	会 津 水 田	—	1.50	—	
	10	〃 転換畑	—	1.44	—	
	11	冷 試 水 田	—	1.61	—	
	12	〃 転換畑	—	1.54	—	

えられる。水田を畑地化すると疎水性コロイドが増大して、バラバラの土粒子が凝集し沈定容積の低下をひきおこしているものと思われる。

4 要 約

福島県下の代表的な水田と転換畑の物理性を調査し、次のような結果を得た。

1) 水田を畑地転換することにより液性限界は低下するが、塑性限界、収縮限界の変化は少ない。液性限界は低下は本場<会津<冷試の順に大きい。塑性限界をpF値でみると水田ではpF3.1~3.6であったが、換転畑ではpF2.4~2.6に低下した。

2) 保水性転換することにより例外なく低下する。pF0~3.0程度の範囲では換転畑の保水性が高くpF3以上では水田の方が大きくなる傾向にある。

3) 分散率及び水中沈定容積は水田を畑地転換することにより小さくなる。

4) 以上の結果により、水田が畑地化する過程で、土粒子は親水性から疎水性に変化しながら、微細団粒の生成が進行するものと考えられる。

〔謝 辞〕

この試験は、去る昭和54年9月に農業技術研究所土壌物理研究室で研修したさいに実施した成果である。この試験をすすめるにあたり、御指導・御援助下された寺沢室長はじめ研究室の方々に記して謝意を申し上げる。

引用文献

- 1) 土壌物理性測定法委員会：土壌物理性測定法，養賢堂，113~158 (1972).
- 2) 土質工学会：土質試験法，75~118 (1964).
- 3) 土壌肥料学会：水田転作，23~80 (1979).
- 4) 寺沢四郎：水田土壌群の物理的特性に関する研究，農研報告 B22，123~151 (1971).

(昭和57年5月12日受理)

イタリアの稲作と水田

田 淵 俊 雄

茨城大学農学部

Rice Cultivation and Paddy Field in Italy

Toshio TABUCHI

Faculty of Agriculture, Ibaraki University

昨年、私は文部省在外研究員としてイタリアとオランダに滞在し、灌漑排水や水質問題について研究する機会をえました。イタリアでは湖沼の汚濁や養豚フン尿の処理とともに、水田の灌漑排水についても特別な興味をもち、現地を訪ねてきましたので御紹介しましょう。

1 一般的な状況

イタリアの水田地帯は図1に示したように、北部のポ

ー河流域に限定されています。現在の作付面積は約19万haで、もみ収量は約5 ton/haです(図2)。作付面積は戦後の食糧難時代に増大したものの、一時減少して12万haまで落ちこみましたが、1970年から80年にかけて再び増大しました。ヘクタール当り収量は1960年後半の移植から直播への切り替え時に一時低下しましたが、次第に元の水準に戻りつつあります。昔、イタリア映画で観た田植風景はもう見られません。

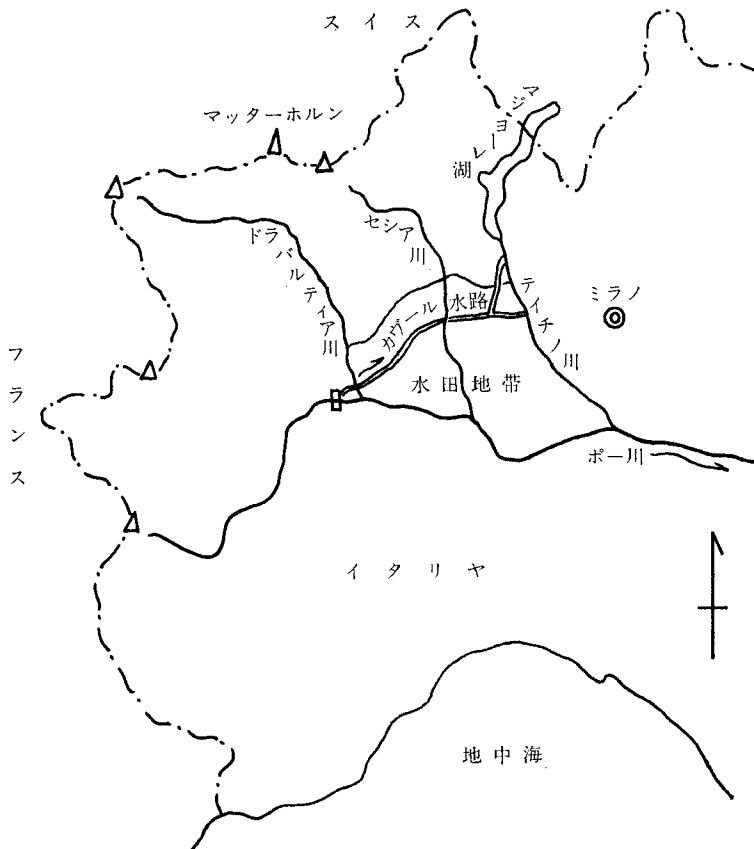
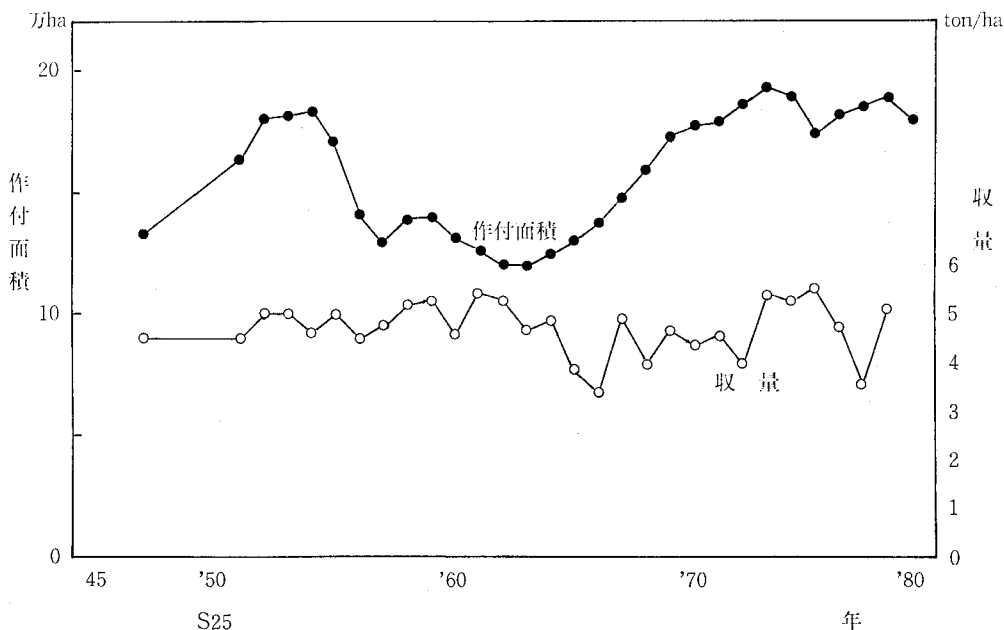
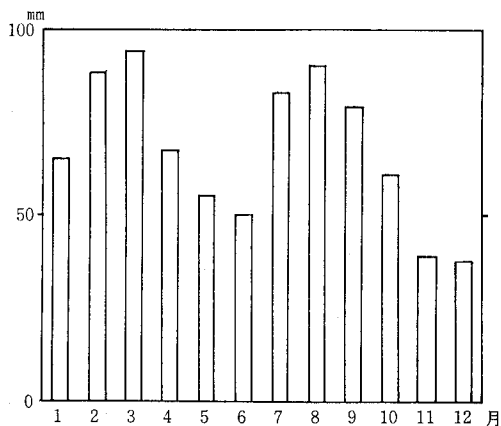


図-1 イタリアの米作地帯



図一 2 イタリアの稲作（作付面積と反収）



図一 3 イタリア米作地帯の月雨量

示したようにスイスアルプスから南下する二本の川（ドラ・バルティア川とティチノ川）によってはさまれています。そしてその中央を南下するセシア川によって東西2つの地区に分割され、水利組合も2つに分かれています。

今から130年前の1853年に水利組合の統合が行なわれ、ポー河から水を引くカヴール運河が堀削されました。地区は北から南へゆるやかな傾斜をしており、運河はその水田地帯の上部を西から東へ横に走る形で通っており、途中支線水路へ分水を行なっています。また上述したスイスアルプスからの3河川からも取水され、それらの水はカヴール運河の水を補充する形で使われています。

ポー河の取水地点には、木と石で出来た400mの長さ

農家の平均所有面積は約18haですが、50haも持っている農家もあります。

気温は年平均が12℃、夏が23℃です。年雨量は820mmで日本よりもかなり少なく、月雨量は100mmをこえません。雨量の年変化は図3に示しましたが、春と秋に多く、冬と夏に少ないのが特徴です。7・8月には月雨量が50mm程度しかなく、この期間の灌漑が稲作にとっては重要です。

2 ポー河流域灌漑システム

水田地帯はポー河の北側に位置していますが、図1に



写真1 ポー河の取水堰

の低いセキがあり(写真1), そこから $110\text{m}^3/\text{S}$ の水が取水されていますが, 夏には濁水になるのでドラ・バルティア川から最大 $70\text{m}^3/\text{S}$ の水が供給されて, 全体の水量は $110\text{m}^3/\text{S}$ に保たれています。ドラ・バルティア川はアルプスの氷河の融解水が水源なので, 雨量と関係なく夏にも十分な水量があるのです。

カヴール運河は土水路で水深2.5m, 幅20~40m(写真2)で, 約88kmあります。西地区だけで主水路長が700km, 支線水路2650km, 末端水路は6000kmにも達します。各水路はゲート操作で合流, 分流がされており, 西地区の800ヶ所に及ぶゲート操作は, センターからの連絡で52人の現場操作員によって行なわれています。自然流下方式でポンプは一切使用していないのが特徴で, 水利組合の技術長はそれを誇りにしていました。

灌漑水量は $1.12\text{l}/\text{S}\cdot\text{ha}$ ですが, 反復利用があるので, 見かけ上は $2\text{l}/\text{S}\cdot\text{ha}$ (17mm/日)になります。土壌は大部分が粘土か壤土ですが, 一部砂質土の地域もあり, そこでは用水量が数倍以上にもなります。作物は水稻が90%で, その他に小麦やメイズが若干あります。移植から直播に大転換したのですが, それにともなって播種時の一斉タン水や除草時の落水後の再タン水が必要になった

ために用水量が増大し, 現在は水が不足気味だそうです。

3 圃場での水管理, 排水問題

水田の区画は1ha以上もあり, 灌漑水は水路から水田に入ると(写真4), 田ごしに何故か灌漑された後に排水路へ落ち, それが再び次の地区の用水になります。

春先にはタン水でシロカキ, 均平が行なわれ(写真5), 直播されます。この均平は極めて重要な作業で, 均平板を用いて, ていねいに行なわれます。6月には中干しが一週間行なわれます。

刈取りはセミクローラ型のコンバインで行なわれ, 一人ですべての作業を行なってしまう。(写真7)。この時排水が悪いとわだち跡が深く残ってしまい(写真8), 後でトラクタ耕起や裏作にさしつかえます。それで, 排水には特別な配慮が必要ですが, 暗キョは使っていません。それは経済的理由からだそうで, もっぱら地表排水方式です。日本より雨が少ないせいでもあるのですが, 日本と違って面白く思いました。

地表排水のために重視しているのは, 第一にシロカキ時の均平, 次に中干し, そして刈取り一ヶ月前の早期落水です。筆者らが十年以上前に日本で主張したことと全

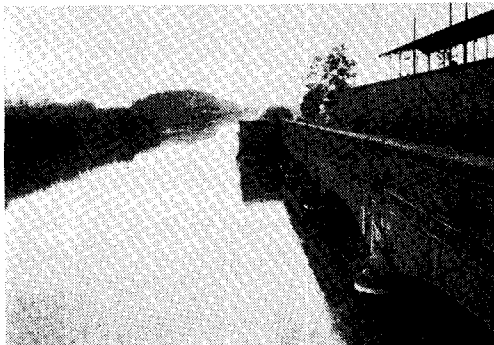


写真2 カヴール水路

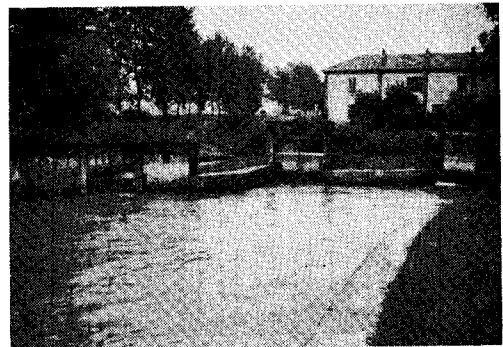


写真3 ゲートによる分水



写真4 末端水路と水田



写真5 シロカキ均平



写真6 均平板の取付けと鉄車輪



写真8 コンバインのわだち跡



写真7 コンバインによる刈取り

く同じなのには、大変驚くとともに、うれしく思いました。記憶されている方もあると思いますが、当時日本では暗キョさえ入れれば排水は大丈夫という暗キョ万能主義が横行していたのです。そして均平や落水期間はなおざりにして、暗キョは入れたけれどもコンバインは使えないという水田が各地に見られたのです。

また、イタリアでは水田内に浅い排水溝を作ることも行っており、これは八郎潟の大区画水田と同じでした。また、試験場では現在「ドライライス」の開発を研究中でした。これは、ほとんどタン水しないで栽培する稲で、節水と排水改良のため研究しているとのことでした。

試験場では品種改良や病虫害の研究が中心でしたが、水質の問題も新しく発生しているとのことでした。工場排水などによる有害物質のほかに、富栄養化の問題もあります。灌漑水が汚れていると水田で藻類が発生しますが、直播なので発芽に支障を来すとのことでした。このように田植から直播への切り替えは、用水量やその他様々な面で大きな影響を与えていることがわかりました。

イタリアとしては、アメリカの大規模稲作に対抗するためには、直播方式でなければ駄目であると判断し、大転換を行ったのですが、現在の労働時間は40～50時間/haで、収量も従前のレベルに戻すことができましたが、それには品種改良を始めとする大変な苦勞があったそうです。

試験場を訪れた時、まだ若い試験場長は水田で稲を調査中でしたが、調査の手を休めて熱っぽく私に語りかけてきました。米の需要と供給や価格、アメリカ稲作との競争、さらに日本の稲作のこと、彼は日本の田植機械のことをミラクルだといってほめた後、何故米が余っているのかと、そして何故輸出したり援助に使わないのかと実に不思議そうにたずねてきました。厳しい条件の下で、米価をにらみつつ、生産を自主調整している彼等にとっては、日本の稲作は理解できないのです。

(昭和57年11月2日受理)

光散乱法による分散粘土の大きさ・形の測定

軽 部 重 太 郎

茨城大学農学部

Light Scattering Method for the Measurement of
the Size and Shape of Dispersed Clay Particles

Jutaro KARUBE

Faculty of Agriculture, Ibaraki University

I はじめに

土の物理・工学的性質は、粘土粒子またはそれが結合してできた超顕微鏡レベルの構造単位（ドメイン）¹⁾の性質によって大きく支配される。このような超顕微鏡レベルの粒子の大きさや形を測定する方法には、電子顕微鏡による直接観察や遠心沈降法をはじめとして、コロイド科学、高分子科学などの分野で用いられている多くの方法があり、いずれも長所と短所をもつ。例えば電子顕微鏡は直接観察できるという点で他の方法にはない長所をもつが、試料を乾燥させることが必要であり、それが土を対象とする場合の短所となる。また遠心沈降法は分散状態で測定できるが、粒径がストークス径として与えられるため、粒子の形状を知ることはできない。

それに対し、光散乱法は、①水に分散した状態で測定できる。②粒径がストークス径ではなく、「広がり」の大きさとして求められる。③粒子量（分子量と同じ基準で計られた質量）、粒子形などをも同時に求められる。④系に光を当てただけで、大きな外力を与えずに測定できる、などの特長をもつ。もちろん短所もあるが、それを知り、他の方法と併用するなどの工夫をすれば、光散乱法は水に分散した粘土の凝集形態を解明するための有効な手段となる。

II 測定の原理²⁾³⁾⁴⁾⁵⁾

希薄溶液中を光が通過するとき、チンダル現象で知られる光散乱が生ずる。一般に液体からの光散乱が観測されるのは、分散粒子の濃度にゆらぎ²⁾がある場合であり、濃度のゆらぎは粒子量（分子量）が大きいほど起り易い。そのため、光散乱を測定、解析することによって粒子量を求めることができる。また、粒子が媒質中の光の波長に対して無視できない大きさ（波長の1/20～1/10以上）になると、散乱光が互いに干渉するので、その効果を利用して粒子の大きさや形を同時に求めることができる。ただし、粒子が光の波長程度よりも大きくなると誤差も大きくなるが、その量は媒質に対する粒子の屈折率の比によって異なる。

これらの理論ははなはだ複雑であるため、ここでは、最も一般的に用いられるZimmプロット法について、測定上必要な部分だけを述べる。

今、コロイド分散体の入射光に対して、ある角度からの散乱光の強さ I_θ を測定した場合、還元散乱強度 R_θ が次のように定義される。

$$R_\theta = \frac{r^2}{V_\theta} \frac{I_\theta}{I_0} \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 r は散乱中心から観測点までの距離、 V_θ は散乱体積、 I_0 は入射光強度である。

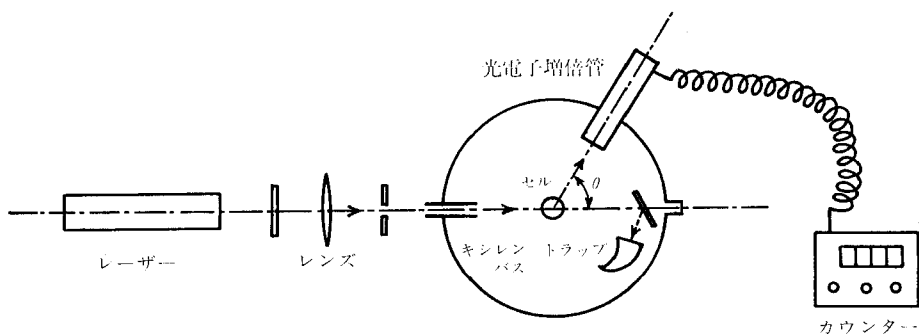


図-1 光散乱光度計概要（平面図）

R_θ は希薄溶液において次の関係をもつ。

$$\frac{Kc}{R_\theta} = \frac{1}{\bar{M}_w P(\theta)} + 2A_2c + \dots \quad (2)$$

ただし、 K は光学定数で次式で表わされる。

$$K = \frac{4\pi^2 n_0^2}{N_A \lambda_0^4} \left(\frac{dn}{dc} \right)^2 \quad (3)$$

ここで、 c は濃度 (g/cm^3)、 \bar{M}_w は重量平均粒子量、 $P(\theta)$ は干渉因子、 A_2 は第2ビリアル係数、 n_0 は溶媒の屈折率、 N_A はアボガドロ数で $6.02 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$ 、 λ_0 は入射光の波長、 dn/dc は屈折率の濃度変化である。

以上が基本式であるが、実験するに当たって(2)式の左辺は次のように変形される¹³⁾。

$$\frac{Kc}{R_\theta} = \frac{K'c}{\varphi \cdot i_\theta \cdot \sin\theta} \quad (4)$$

ただし

$$K' = \frac{4\pi^2}{N_A \lambda_0^4} \cdot \left(\frac{dn}{dc} \right)^2 \quad (5)$$

ここで、 φ は装置定数、 i_θ は角度 θ における散乱強度である。(4)、(5)式で、 N_A と λ_0 は既知であるから、標準物質を用いて φ を求め、 c 、 i_θ 、 θ 、 dn/dc を実測する。

測定結果はZimmプロット(図-3参照)で整理される。横軸に $\sin^2(\theta/2) + kc$ (k は任意の値)、縦軸に Kc/R_θ をとって図示し、 $\theta \rightarrow 0$ 、 $c \rightarrow 0$ に外そうすることによって次の値が求められる。

a. 重量平均粒子量

$$\bar{M}_w = 1 / \left\{ \frac{Kc}{R_\theta} \right\}_{\theta=0, c=0} \quad (6)$$

b. 二乗平均回転半径

$$R_G^2 = \frac{3\lambda^2}{16\pi^2} \left(\frac{c=0 \text{ の initial slope}}{[Kc/R_\theta]_{\theta=0, c=0}} \right) \quad (7)$$

c. 干渉因子

$$P(\theta)^{-1} = \frac{[Kc/R_\theta]_{c=0}}{[Kc/R_\theta]_{\theta=0, c=0}} \quad (8)$$

すなわち、2つの外そう線が縦軸を切る切片の逆数が粒子量を、 $c=0$ の曲線が粒子の大きさ R_G^2 と干渉因子 $P(\theta)^{-1}$ を与える。なお、 $\theta=0$ の曲線は第二ビリアル係数(粒子間相互作用に関係する)を与える。

R_G^2 といろいろな形のモデルの大きさとの関係が求められており⁴⁾、代表的なモデルについて示すと次のようになる。

球の半径 $r = \{(5/3)R_G^2\}^{1/2} \quad (9)$

棒の長さ $l = (12R_G^2)^{1/2} \quad (10)$

ランダムコイルの平均的両端間距離

$$R = (6R_G^2)^{1/2} \quad (11)$$

円板の半径 $a = (2R_G^2)^{1/2} \quad (12)$

次に、こうして得られた大きさの各モデルの干渉因子を、理論的に導かれた下記の式によって求め、実験で得られるものと比較すると粒子の形を知ることができる⁴⁾⁶⁾。

球状粒子

$$P(\theta) = \left[\frac{3}{x^3} (\sin x - x \cos x) \right]^2 \quad (13)$$

ただし、 $x = (4\pi r/\lambda) \cdot \sin(\theta/2)$

棒状粒子

$$P(\theta) = \frac{1}{x} \int_0^{2x} \frac{\sin u}{u} du - \left(\frac{\sin x}{x} \right)^2 \quad (14)$$

ただし、 $x = (2\pi l/\lambda) \cdot \sin(\theta/2)$

ランダムコイル

$$P(\theta) = \frac{2}{x^2} [e^{-x} - (1-x)] \quad (15)$$

ただし、 $x = (8\pi^2 R^2/3\lambda^2) \cdot \sin^2(\theta/2)$

円板状粒子

$$P(\theta) = \frac{2}{x^2} \left\{ 1 - \frac{J_1(2x)}{x} \right\} \quad (16)$$

ただし、 $x = (4\pi a/\lambda) \cdot \sin(\theta/2)$

J_1 はBessel関数

注) 実験するに当り

$$I_\theta = f \times i_\theta \quad (a)$$

ただし、 f は光電子増倍管感度等による変換定数、 i_θ は試料の散乱強度の実測値

$$V_{90} = V_\theta \cdot \sin\theta \quad (b)$$

とし、さらに溶液の屈折率 n_s による散乱体積補正をすると、(1)式は次のようになる。

$$R_\theta = \frac{r^2}{V_{90}} \cdot \frac{f \times i_\theta}{I_0} \cdot \left(\frac{n_s}{n_x} \right)^2 \cdot \sin\theta \quad (c)$$

ここで n_x はキシレンの屈折率。

r 、 V_{90} 、 f 、 I_0 、 n_x は装置等によって決る定数だから、これらをまとめて φ とおくと、

$$R_\theta = \varphi \cdot i_\theta \cdot n_s^2 \cdot \sin\theta \quad (d)$$

となる。

φ を決定するにはベンゼンの R_{90}^{BZ} (11.84×10^{-6})と屈折率 $n_B (=1.4983)$ が既知であることを利用する。すなわち、ベンゼンの散乱強度の実測値を i_{90}^{BZ} とすると、

$$\varphi = \frac{R_{90}^{BZ}}{i_{90}^{BZ} \cdot n_B^2} \quad (e)$$

以上のことから、(2)式の左辺は、

$$\frac{Kc}{R_\theta} = \frac{4\pi^2 \cdot n_0^2}{N_A \lambda_0^4} \cdot \left(\frac{dn}{dc} \right)^2 \cdot c \quad (f)$$

となる。ここで $n_0^2 \approx n_s^2$ とおけば(4)、(5)式が得られる。

III 測定法

1 測定装置

測定装置は光散乱光度計と呼ばれる。図-1にはユニオン技研製光散乱光度計LS-601型の概要を示す。光源には5mWのHe-Neレーザー（波長 $\lambda_0=632.8\text{nm}$ ）が、散乱光の検出にはフォトンカウント用光電子増倍管が用いられている。

測定用セルは、Zimmプロット法では散乱光の角度分布を測定する必要から円筒形セルを用いる。またこのセルによる迷光をなくすため、セル全体をガラスの屈折率に近い液体中（キシレンバス）に浸し、散乱光の受光窓もこれに浸して上方にある光電管に光を導く方式がとられている。キシレンバスはまた、熱媒体として温度調節に利用される。

光電子増倍管は、 $\theta=15^\circ\sim 150^\circ$ の範囲でセルの回りを動き、散乱光の角度分布を測定する。光電子増倍管が捉えた散乱光の信号は、パルスカウンターで単位時間積算され、散乱強度として表示される。最近では、マイコンの導入により操作やデータ処理が自動化されつつあ

る。

以上の装置のほか、屈折率の濃度変化 dn/dc を測定するために専用の示差屈折計が用いられる。

2 試料溶液の調製

光散乱法の実験上の最大の難点は、測定するときの溶液の濃度を極めて低くする必要があるため、わずかなゴミの混入が結果に重大な誤差を招くことである。溶液の濃度は、その散乱強度が溶媒の10~20倍前後（広くとっても5~50倍）になるようにし、その範囲でなるべく等間隔に、数段階に濃度を変えて測定が行われる。

粘土粒子の場合には、その濃度は2~10ppm程度であり、通常の光では溶液は蒸留水と区別がつかない。したがって、溶液の希釈に用いる水の精製と保存、容器の洗浄、実験中の防塵などには特別な注意が必要となる。また、高分子溶液では希釈後さらに精製することも行われているが、粘土粒子の分散系では一度希釈したものの精製は困難である。なお、水の精製には硬質ガラス製蒸留器による蒸留をくり返すのがよいといわれている。

溶液の濃度を調製するには、希釈前に試料の濃度を重量法で測っておき、ピペットを用いた容量法で希釈して

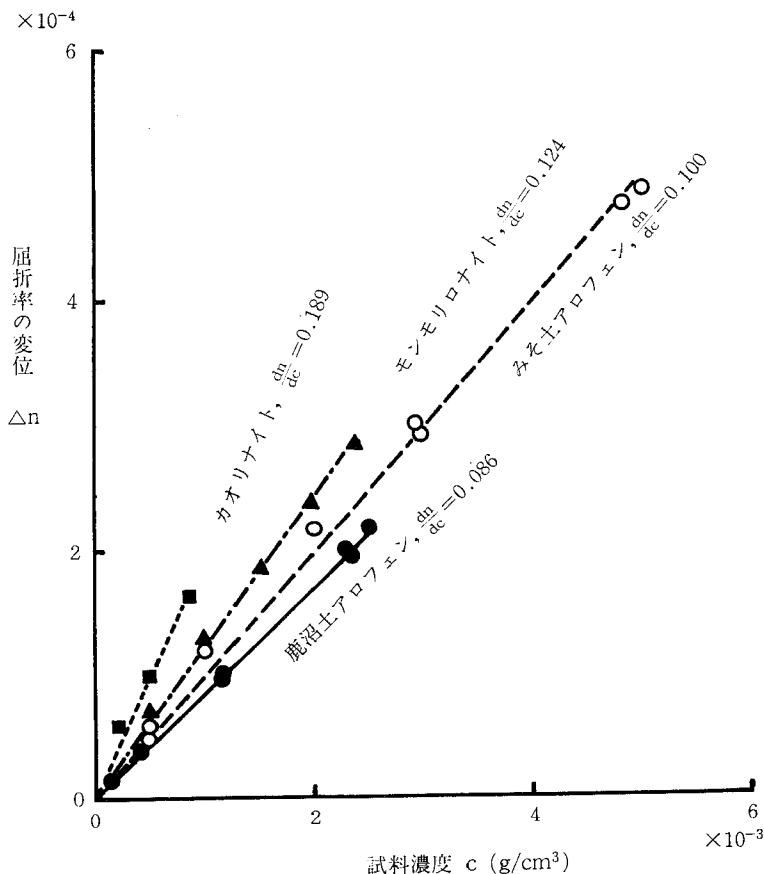


図-2 屈折率の濃度変化¹⁾

いくのがよいと思われる。また、試料の十分薄い溶液について、濃度と散乱強度の関係を求めておけば、比濁法によっても濃度を知ることができる。

3 測定と結果の整理

各濃度の溶液について、角度を変えて散乱強度を測定し、同じ条件で溶媒（水）の散乱強度も測定する。両者の差が試料の散乱強度 i_{θ} となる。また、標準物質を用いて装置定数 ϕ を求め、別に示差屈折計により各試料の dn/dc を求める。

これらの測定結果から Zimm プロットを作成し、IIで述べた計算に従って粒子量、粒子の大きさ、形を求める。この Zimm プロットは、文献⁴⁾によれば試料の性質によって網が歪んだり、 $c=0$ の外そう線と $\theta=0$ の外そう線の位置が逆になったりしているのもあり、かなり

自在に変化するものと思われる。また、実験の手続きを検討するためには標準ポリエチレンオキサイドなどが用いられる。

IV 粘土粒子に対する適用性

光散乱法は、本来±5%程度までの誤差で測定できるものとされている⁴⁾が、粘土粒子は極めて複雑な対象であるため、その適用性が問題になる。

初めに屈折率の濃度変化を図-2に示す。 dn/dc は屈折率に比例する傾向があるが、粘土鉱物の屈折率に幅がある⁷⁾ため、十分注意して測定してもばらつきが避けられない。この屈折率の濃度変化は計算の中で2乗されるので、測定値の誤差の原因になり易い。

次に、カオリナイトの Zimm プロットを図-3に示

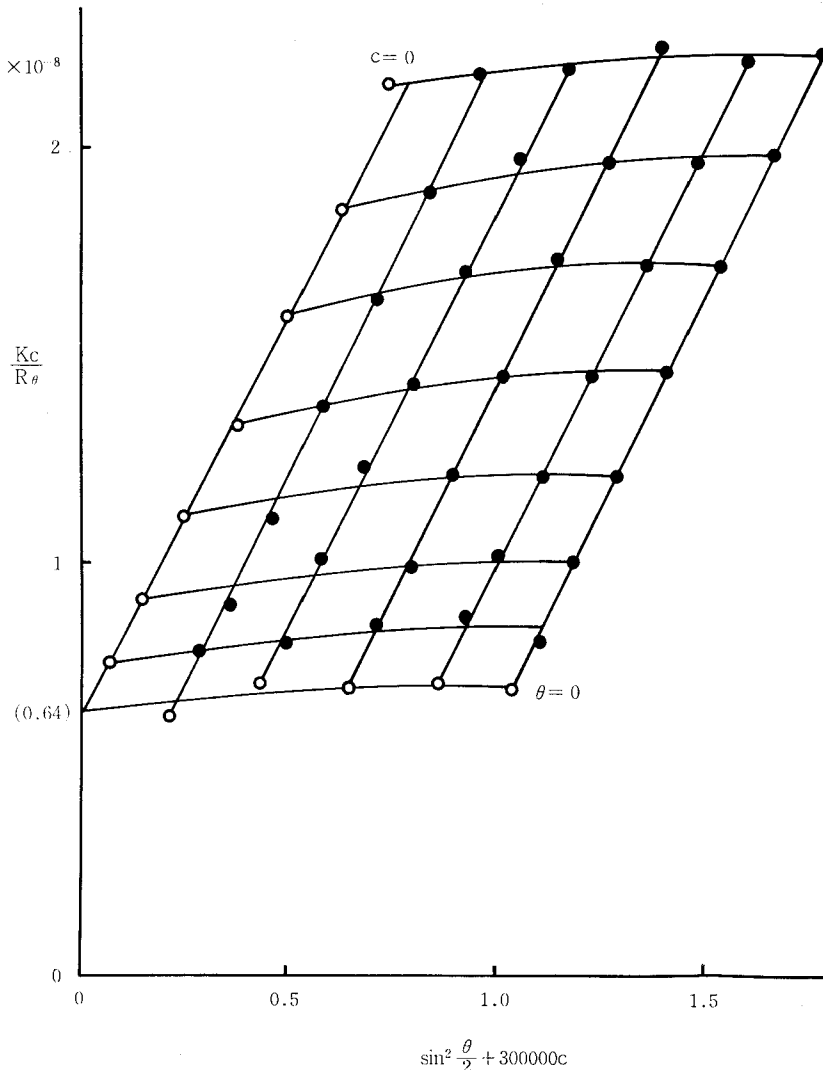


図-3 カオリナイトの Zimm プロット ⁹⁾

す。この図から、重量平均粒子量 \bar{M}_w は 1.6×10^8 、円板状とした場合の直径は 320 nm であることが計算される。一方、電子顕微鏡写真から推定された粒子量は $1 \times 10^8 \sim 5 \times 10^8$ 、板の直径は $100 \sim 300 \text{ nm}$ であった。これらのデータをもとにカオリナイトの粒子量と粒子径を略算した結果、実際の粒子の大きさは、光散乱法によって得られた値の 0.5 倍 ~ 2 倍ぐらいの範囲にあることが分った。同様のことが棒状のメタハロイサイトについてもいえた。

しかし、干渉因子はそれぞれの形と大きさから計算されたものと一致せず、干渉因子にも誤差が含まれていることが分った。これらの誤差は、不純物や粒径分布、屈折率のばらつきなどによるものと思われる。

光散乱法の誤差と適用の範囲について、Heller⁸⁾ は光散乱法で理論的に避けることのできない誤差を、媒質に対する粒子の屈折率の比と、光波長に対する粒子の大きさをパラメーターにとって示した。それによれば、粘

土鉱物の屈折率の場合、50%までの誤差を許せば $2 \mu\text{m}$ 程度までの粒子が適用可能範囲となる。

一方実測例によれば、粒子量や粒径の確からしい値は測定値の $1/2 \sim 2$ 倍までの範囲にあり、干渉因子にも誤差が含まれることが分った。これらの誤差の原因としては、不純物や粒径分布、屈折率のばらつきなどが考えられる。結晶性粘土鉱物の場合には、それに加えて光学的異方性の影響もあると思われる。それらは粘土鉱物の性質の一部でもあるから、粘土鉱物を対象とする場合にはそれに由来する誤差を避けることができない。しかしながら、分散粘土の測定には、ここにあげた程度の誤差は許容されるものと思われる。

V 測定例⁹⁾

測定例として鹿沼土アロフェン（遠心沈降法によりストークス径約 50 nm 以下の粒子を採取したもの）の Zimm プロットを図-4に示す。この図から、 $\bar{M}_w = 3.6 \times 10^8$ 、

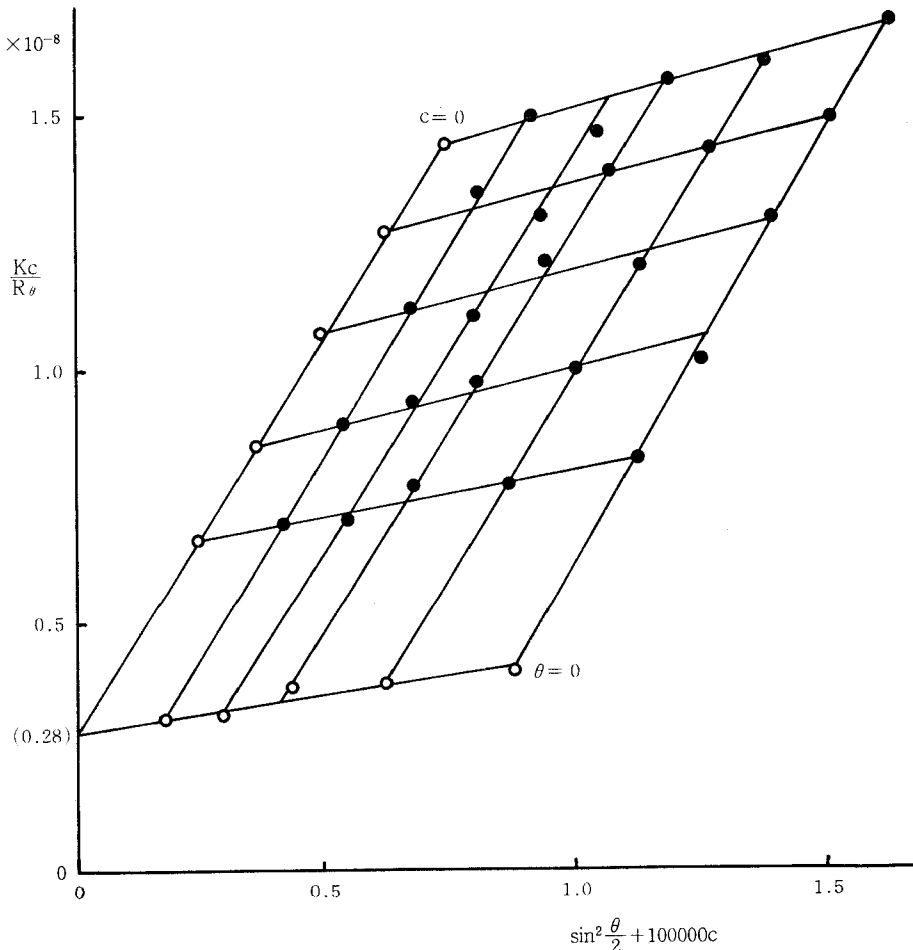


図-4 鹿沼土アロフェン pH6.4 の Zimm プロット⁹⁾

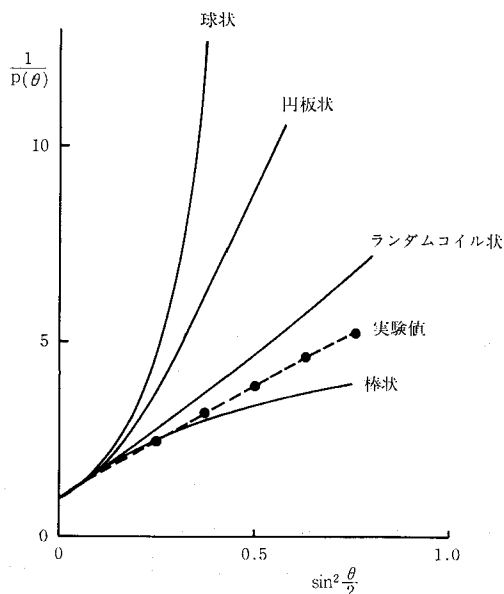


図-5 干渉因子による粒子形の比較⁹⁾
(鹿沼土アロフェンpH6.4)

$RG^2=2.4 \times 10^4 \text{ nm}^2$, 球状としたときの直径 $2r=400 \text{ nm}$, 棒状としたときの長さ $l=540 \text{ nm}$, ランダムコイルとしたときの両端間距離 $R=540 \text{ nm}$, 円板状としたときの直径 $2a=440 \text{ nm}$ が得られる。また $c=0$ の外そう線から干渉因子を求めることができる。

次のこの干渉因子をいろいろなモデルの干渉因子と比較して図-5に示す。この図から、粒子の形はランダムコイルないし棒状という結果になる。しかし、前述したように、干渉因子にも誤差が含まれているので、これだけから粒子形を決めるのは困難である。

そこで、この光散乱法による粒径が粒子の広がりとし

て与えられていることに着目し、これとストークス径が異なる理由について考察した結果、干渉因子とは別の理由から粒子の形はランダムコイルと判断された。

なお、この光散乱法の結果は、メンブレンフィルターを用いた限外ろ過法でも確かめられた¹⁰⁾。そのとき、極めて薄い溶液の濃度を測定する必要が生じたが、それに対しては光散乱光度計を利用した比濁分析法が有効であった。

引用文献

- 1) ヤング, R. N.・ワーケンチン, B. P. (山内, 竹中, 東山, 前田監訳): 新編土質工学の基礎, pp. 7~25, 鹿島出版会 (1978).
- 2) 荻野一善・妹尾 学: 解説高分子物理化学, pp. 203~209, 日刊工業新聞社 (1967).
- 3) 金子元三・荻野一善: 高分子科学, pp. 130~176, 共立出版 (1965).
- 4) 中垣正幸・稲垣 博編: 光散乱実験法 pp. 1~250, 南江堂 (1965).
- 5) Tanford, C.: Physical chemistry of macromolecules, pp. 275~316, John Wiley & Sons (1961).
- 6) Doty, P. and Steiner, R. F.: Light scattering and spectrophotometry of colloidal solutions, J. Chem. Phys, 18, pp. 1211~1220 (1950).
- 7) 日本粘土学会編: 粘土ハンドブック, p. 20, 技報堂 (1967)
- 8) Heller, W., Nakagaki, M. and Wallach, M. L.: Theoretical investigations on the light scattering of colloidal spheres (V), J. Chem. Phys. 30, pp. 444~450 (1959).
- 9) 軽部重太郎: 光散乱法による分散アロフェンの微細構造の研究, 農土論集 (98), pp. 7~13 (1982).
- 10) 軽部重太郎: メンブレンフィルターによる分散アロフェンのドメイン径測定とアロフェン分散系の考察, 農土論集 (99), pp. 17~23 (1982).

(昭和58年1月13日受理)

土 壤 物 理 へ の 期 待

今 井 秀 夫

農 技 研 化 学 部

我が国の土壌学の歴史はまさに土壌化学（分析化学）の発展史であったと言っても過言ではない。土壌酸性に関する論争，秋落ち田の克服，多収穫競争，火山灰土壌に関する一連の研究，有機物の有効性，さらに重金属による環境汚染等全て化学的手法を中心に解決されてきた。残念ながら土壌物理の影がうすいのである。とは云っても専門外の私が個人的にいたく偏見に満ちた土壌物理観においてではあるが……。

我が国の年平均雨量は1,800mm前後もある。そのうえ，年間を通して比較的まんべんなく降るために，土が強度に乾燥をうけることがない。また，火山灰土壌が広く分布しており，土がやわらかく，耕耘も容易である。すなわち，水と構造という土壌物理の中心をなす二大テーマに関して研究の必然性があまり高くないということがこの分野の研究を遅らせてきた要因ではないかと思えてくる。

一方，我が国と同程度の降雨量をもつタイ国では，そのほとんどが雨期に集中しており，11～5月の7ヶ月近くはほとんど雨らしい雨が降らない。ここで作物を栽培しようとするれば，いかにして雨期の最後の水を一日でも長く土壌中にとどめておくかが最も重要なテーマになってくる。ある研究者によれば，今より一週間長く水分を

土壌中に保持できれば一回よけいに作物を作ることができるといふ。これはまさに土壌物理の問題である。乾燥地ではこの思いはもっと切実であろう。

東北タイに広く分布する砂質土壌は粘土含量が5%程度，CECが2～3 meqという文字通りの砂であるが極めて水はけが悪く，しばしば湿害をおこす。さらに，乾燥すると非常に固くなるため，水牛を使って犁起こしをしながら田植えをする風景をしばしば見かける。土壌粒子の均一性と粘土の分散性という土壌物理の重要なテーマがここにも見られる。このような砂質土壌は世界の全耕地の10数%に達する。また，この地帯の重粘土の物理性の劣悪さについては改めて言うまでもない。人間というものはあまり恵まれた環境に長く居るとそれがあたりまえのことになってくる。我々はともすれば水はいくらでもあり，なればどこからかもってくればよい式の発想をしがちである。また，火山灰土壌ばかり相手にしていると土はやわらかいものであるという概念が先行してくる。しかし，我が国のように気候，土壌共に恵まれた国の方がむしろまれである。自分の身の回りだけに気をとられず，土壌物理の根本的問題に正面から取り組んで欲しいものである。

会 務 報 告

(昭和57年7月31日～昭和57年11月26日)

土壌物理研究会関連会議

1, 昭和57年度総会(昭和57, 11, 12, 13:20～13:50, 於筑波大, 議長:中野政詩)

1) 昭和56年度報告及び承認事項

- (1) 事務報告
- (2) 会誌編集委員会報告
- (3) 会計決算報告
- (4) 会計監査報告

2) 協議事項

- 1 昭和57年度事業計画案
- 2 " 予算案

3) 次期役員の紹介

(以上, 事務局提案どおり了承された)

2, 昭和57年度第1回評議員会(新旧合同, 昭57, 11, 12, 12:20～13:20, 於筑波大)

(出席者)横井, 岩田, 石川, 長田, 粕淵, 久保田, 多田, 寺沢, 中野, 中村, 古畑, 前田, 諸遊, 三野, 渡辺(以上評議員)仲谷(事務局)

1) 昭和56年度報告及び承認事項(上記に同じ)

2) 協議事項(上記に同じ)

3) 新入会員(昭57, 4, 1～57, 10, 31)の承認

4) 昭和57, 58年度評議員選挙結果の報告

5) 昭和57, 58年度役員の選出

3, 編集委員会(昭和57, 12, 20 於農技研)

(出席者)古畑, 河野, 平山, 安部, 粕淵, 駒村, 仲谷(幹事)

1) 会誌46号の原稿の査読結果および審査

4, 事務局会議-新旧引継ぎ-(昭和57, 11, 26, 於農士試)

(出席者)岩田, 古田, 長谷川, 前田, 仲谷

5, シンポジウム運営委員会(於筑波大)

(出席者)多田, 安部, 豊満, 前田, 仲谷
シンポジウム実施の細部検討

6, 選挙管理委員会

57年8月27日 投票用紙発送

〃 9月30日 締め切り

〃 10月12日 開票(有効投票154, 無効投票0, 白票1, 計155)

委員長 寺沢四郎, 委員 中山熙之

立合人 仲谷紀男

7, 会計監査

監査委員関谷宏三, 有光一登両氏により, 57年11月10日に行われ, その結果が総会で報告された。

昭和56年度会計決算(昭和56年10月31日現在)

項 目	予算額	決算額	増 減	備 考
繰 越 金	1,657,606	1,657,606	0	
収 入 の 部				
賛 助 会 費	60,000	30,000	△ 30,000	15,000円×2口
購 読 会 費	220,000	235,750	15,750	4,000円×485口, 2,500円×161口
一 般 会 費	2,142,000	1,571,000	△ 571,000	正会員 3,000円×477口, 2,000円×66口 学生会員 2,000円×4口
出 版 物 売 上	10,000	97,840	87,840	バックナンバー, レジメ
雑 収 入	20,000	42,993	22,993	利息, 印税(森北出版)
計	4,109,606	3,635,189	△ 474,417	
支 出 の 部				
会 誌 製 作 費	2,800,000	1,260,000	1,540,000	会誌43, 44号
総 会 費	200,000	193,810	6,190	ポスター, 案内, 資料, シンポジウム運営費
通 信 費	250,000	94,270	155,730	会誌発送(2回), 事務連絡
文 具 費	20,000	5,490	14,510	消耗文具類
賃 金	40,000	17,905	22,095	会誌発送(2回), 事務整理
交 通 費	100,000	15,780	84,220	事務局会議, 評議員会
会 議 費	30,000	25,200	4,800	評議員会
の 幹 事 手 当	16,000	16,000	0	4人
編 集 委 員 会 費	120,000	79,650	40,350	交通費, 査読料, 郵送料
部 選 挙 管 理 委 員 会 費	280,000	152,270	127,730	57, 58年度評議員選挙
予 備 費	253,606	3,000	250,606	会費返還
繰 越 金	—	1,771,814	△1,771,814	
計	4,109,606	3,635,189	474,417	

昭 和 57 年 度 予 算

項 目	予 算	備 考
収 入		
緑 越 金	1,771,814	
賛 助 会 費	60,000	15,000円×4口
購 読 会 費	232,000	4,000円×58口
一 般 会 費	2,144,000	3,000円×708名(正会員)+2,000円×10名(学生会員)
出 版 物 売 上	10,000	バックナンバー, レジメ
部 雑 収 入	20,000	利息, 印税
計	4,237,814	
支 出		
会 誌 製 作 費	2,800,000	45, 46号(各650,000), 47, 48号(各750,000)
総 会 費	250,000	ポスター, 案内, 資料, シンポジウム運営費
通 信 費	250,000	会誌発送(4回), 事務連絡
文 具 類	20,000	消耗文具類
出 賃 金	40,000	会誌発送(4回), 事務整理
交 通 費	100,000	事務局会議, 評議員会
の 会 議 費	30,000	評議員会
幹 事 手 当	16,000	4人
部 編 集 委 員 会 費	150,000	交通費, 査読料, 郵送料
予 備 費	581,814	
計	4,237,814	

第24回シンポジウムについて

昭和57年11月12日(金), 筑波大学学生会館において
前号記載のとおり行われた。参会者82名, 講演と討議
の内容は46号に掲載の予定である。

千 葉	12
東 京	57
神 奈 川	15
山 梨	4
新 潟	13

昭和57年度事業計画

- 1) 会誌「土壌の物理性」の発行 第45, 46, 47, 48号
- 2) 評議員会 昭和58年4月および11月
- 3) 総会およびシンポジウム 昭和57年11月
- 4) 滞納会費の督促および新入会員の勧誘

中 部	84
静 岡	16
愛 知	19
三 重	15
岐 阜	7
長 野	13
富 山	7
石 川	6
福 井	1

会員の動向(昭和57, 4, 1~57, 10, 31)

- 1, 会員数(57, 10, 31)

正会員及び学生会員	718
北 海 道	83
東 北	80
青 森	15
岩 手	22
宮 城	11
秋 田	7
山 形	19
福 島	6
関 東	243
茨 城	109
栃 木	8
群 馬	6
埼 玉	19

近 畿	61
滋 賀	3
奈 良	0
京 都	14
大 阪	25
兵 庫	18
和 歌 山	1
中国・四国	90
鳥 取	21
島 根	6
岡 山	7
広 島	12
山 口	9
徳 島	1
香 川	15
愛 媛	9

高 知	10
九 州	74
福 岡	18
佐 賀	9
長 崎	5
大 分	3
熊 本	6
宮 崎	13
鹿 児 島	17
沖 縄	3
海 外	4
賛助会員	4
購読会員	54
	(58冊)
合 計 (1982.10.31 現 在)	776

2, 新入会員

氏 名	会 員 種 別	連 絡 先
谷 口 真 人	学 生	305 茨城県新治郡桜村天王台 筑波大地球科学研究科
北海道立 地下資源調査所	購	060 札幌市北区北18条12丁目
北海道立 中央農試	〃	069-13 夕張郡長沼町東6線北15号

4, 住所変更者

氏 名	(旧)	新 し い 連 絡 先
今 野 一 男	—	寿都郡黒松内町字黒松内 南後志地区農業改良普及所
石 井 企 枚 男	—	336 浦和市上大久保639-1 浦和公害センター
中 村 秀 夫	—	381-12 長野市松代温泉91
茂 垣 慶 一	—	311-41 水戸市大塚町1863-90 (自宅)
中 野 啓 三	(新 潟)	768 香川県観音寺市吉岡町298
福岡大学工学部道路土質実験室		814 福岡市城南区七隈 8-19-1

昭和57, 58年度役員

会 長	岩 田 進 午 (農 土 試)
副 会 長	久 保 田 徹 (中 国 農 試)
庶 務 幹 事	足 立 一 日 出 (農 土 試)
会 計 幹 事	長 谷 川 周 一 (〃)
編 集 委 員 会	
委 員 長	河 野 広 (農 土 試)
評 議 員	
[北海道]	小 川 和 夫 (北 農 試), 佐 久 間 敏 雄 (北大)

吉 川 省 子 正	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台 3-1-1 農技研
谷 脇 憲 正	305 〃 〃 農研センター
根 岸 久 雄 〃	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台 2-1-2 農土試
坂 西 研 二 〃	〃 〃
足 立 一 日 出 〃	〃 〃
竹 内 睦 雄 〃	〃 〃
村 山 忠 一 〃	〃 〃
奥 山 武 彦 〃	〃 〃
熊本県果樹試 購	869-05 熊本県下益城郡松橋町豊福2566
中 島 啓 亜 正	290 千葉県市原市郡本1319-2 (自宅)
波 多 野 隆 介 正	060 札幌市北区北9条西9丁目北大農学部
白 石 勝 恵 正	833 筑後市和泉九州農試
岩 谷 斉 正	036-03 黒石市牡丹平福民24青森県りんご試
土 屋 一 成 正	082 河西郡芽室町新生北海道農試畑作部

3, 退会者

吉田栄一(宮崎), 中江克己(大分), 五十嵐正次(茨城), 小中俊雄(茨城) 吉沢孝之(三重), 川崎元也(茨城), 小出維夫(青森), 九州共立大(福岡)

[東 北]	東 山 勇 (山 形 大)
[関 東]	岩 田 進 午 (農 土 試), 粕 淵 辰 昭 (農 技 研), 多 田 敦 (筑 波 大), 寺 沢 四 郎 (農 技 研), 中 野 政 詩 (東 大), 古 畑 哲 (農 技 研), 前 田 乾 一 (農 技 研), 諸 遊 英 行 (農 研 セ ン タ ー)
[中 部]	湯 村 義 男 (野 菜 試)
[近 畿]	三 野 徹 (京 大)
[中 四 国]	久 保 田 徹 (中 国 農 試)
[九 州]	古 賀 汎 (九 州 農 試)

— 編 集 後 記 —

またまた、大変遅れてしまいましたが、私たちの任期最後の会誌をお届けします。

古畑編集委員長以下の各委員と、高橋・仲谷両編集幹事も、これにて、やっと、お役御免となりました。

不行届の点多々あったことと思います。この場をお借りして、深くおわび申し上げる次第です。

さて、この2年間の会誌編集を通じて感じましたのは、土壤物理研究が、いま大きな転換期をお迎えているのではないかと、ということです。このことが、良いにつけ悪いにつけ、会誌の内容にも影響を及ぼしてきたのではないかと思われます。あるいは、これは土壤物理分野に限ったことではないのかも知れませんが。

新しい展開期をむかえて、困難な要因は内外ともに多いのですが、新会長のもとで、大きな飛躍をとげてくれることを期待し、また退任する私たちも及ばずながら努力したいと思います。

(柏淵辰昭)