

Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

# 土 壌 の 物 理 性

第 30 号

昭和 49 年 11 月

---

卷 頭 言.....	前 田 隆
心土破碎の施工法と効果.....	千 葉 豪... 1
重粘性土壌に対する砂客土の易耕性改善効果.....	岩間秀矩・石井和夫... 7
土のコンシステンシーに影響をおよぼす因子について.....	前田 隆・相馬尅之...15
Atterberg Limits の工学的意義.....	東 山 勇...23
質疑応答と総合討論.....	.....29
粗大有機物連用水田土壌の物理特性について.....	前 田 要...33
実容積法について.....	木 内 一 巳...39
会 務 報 告.....	.....

---

## 「土壌の物理性」投稿規定

- 1) 投稿は本会会員に限る。ただし共著者の場合また編集委員会が依頼した場合はこの限りでない。
- 2) 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は要すれば文章の加除修正を行なう。ただし内容については、これを著者に依頼することがある。
- 3) 投稿には400字詰横書きの原稿用紙を用い、本規定および別に定める原稿執筆規定に従って執筆するものとする。
- 4) 枚数は16枚程度、図表を含めて刷り上がり6ページ以内を規準とする。超過ページならび写真、図表など、特に多額の経費を要するときは実費を申し受ける。
- 5) 投稿は以下に示す種別にしたいが、その内容は土壌の物理性に主体をおくものとする。  
 「報文」 他誌に未発表のものに限る。書き方は方法結果、考察ならびに総括（摘要）の体裁をとり、引用文献を明らかにすること。  
 「論説・総説」 土壌の物理性に主眼をおき、広い視野に立って記述したもの。

「資料」 既に発表した報文または発表予定の内容を各分野の参考資料となるよう書き改めたもの。

「解説」 物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介を含む。

- 6) 原稿には下記形式の送り状をつける。報文のみ初刷りは著者校正とし、印刷ずみの原稿は返さない。

発表年月日		受付年月日	
種別		原稿枚数	
表題		図表数	図表、表枚
著者名		写真数	葉
所属		別刷	30部+部

- 7) 印刷は30部を著者に贈呈する。それ以上希望する場合は実費を申し受ける。

付記：投稿及び会誌編集に関する通信は、下記宛のこと

茨城県稲敷郡阿見町（〒300-03）

茨城大学農学部農業工学科

土地改良学教室内

土壌物理研究会編集委員会

## 土 壌 物 理 研 究 会

会 長 木 下 彰                      副 会 長 佐 久 間 敏 雄

### 編 集 委 員 会

委 員 長	前 田 隆		
委 員	梅 田 安 治	石 井 和 夫	
	齋 藤 万 之 助	古 畑 哲	
	山 本 晴 雄		
編 集 幹 事	山 崎 慎 一	桜 田 純 司	

---

---

## 巻 頭 言

---

---

### 土 と 水

前 田 隆

本号はシンポジウム「土のコンシステンシーをめぐる諸問題」の論文、討論要旨が掲載されている。また本号が読者の手に渡るのは16回シンポジウム「農林地の水収支」の終了直後であろう。前者はせまい場所での土・水系の挙動に関する問題であり、後者は広域の土・水系挙動に関連している。この両者の問題だけを見ても、土は水とともに在り、水もまた土と共に存在することを今更ながら認識させられる。また本会が今まで取り上げてきた土壌の物理性に関連する問題は、最終的に土・水系の相互作用の観点に帰着するように思われる。

本会の活動のうち、農業生産性に関連する研究は、農業生産や土地改良事業などの進展に寄与してきており、今後も益々有用な知識を提供すべき責務を有している。

一方基礎研究における活動は農業生産のみならず、土壌学、農業土木学、土質工学などあらゆる学問分野で利用されている。本来基礎研究はそれが有用なものであればあるほど、多方面で利用される運命を担っており、今後も本会誌があらゆる学問分野でリーダーシップをとりうるように益々発展させなければならない。

筆者がこの2年間木下会長から編集委員長をお引受けして以来、会長の九州転任という変則状態で大過なく任務を完了できたのは、会長はもとより、佐久間副会長、竹内会計幹事、山崎編集幹事、吉野庶務幹事、他の役員幹事の方々の非常な努力のたまものである。

28号の編集にとりかかった時、掲載原稿の山積、印刷費の異常高騰という財政的ピンチのため、止むを得ず、会費の値上げをし、会員諸氏に御迷惑をおかけし、また著者に対して原稿の縮小という甚だ不合理なことをお願いした。深くお詫び申上げる次第である。

これを機会に、投稿規定の整備をはかり、論文に英文タイトルをつけ、引用、参考文献のスタイルの統一をはかった。これらの仕事を通じて山崎編集幹事には特に尽力していただいた。記して謝意を表わしたい。

本会の今後の発展は会員の皆様の活動いかににかかっており、皆様のなお一層の御努力を期待して終りの言葉とします。



## 心土破碎の施工法と効果

### Subsoil Breaking Method and Its Effects.

千葉 豪\*

#### I まえがき

重粘地においては土層が堅密なために生じる障害が大きい。すなわち土粒子が小さくて透水不良なため降雨によって上層は過湿、泥濘と化し、また有効水の移動が困難なため乾燥時には土壌が固結して干害を招きがちである。これに対して従来とられた対策は土管暗渠による耕土層の排水であり、地区によりせいぜい砂客土、泥炭客土などによる耕土層の改良であった。

しかし重粘地土壌の水分条件を根本的に改良するには土層の透水性と保水性を改良することが必要であり、このため昭和30年頃より心土破碎の作業機が用いられるようになってきた。その後十数年にわたる調査の結果、さまざまな地形や土壌の条件においてどのような施工方法を採用すればよいか、深さ、間隔はどうかなど、施工能率と効果およびその持続性に関してかなりの知見が得られた。ここでは心土破碎の全般にわたり成果の要約を述べる。

#### II 心土破碎による土壌の変化

##### 1 土層断面の変化

図-1のようなパンブレーカーをトラクタによって土中に引き込むと、チゼルより上の土壌はチゼルの進行にともない順次持ち上げられて破壊をおこす。その破壊の断面は図-2の通りで支柱刃通過部附近が最も盛り上がり土層は膨軟になり、これから離れるにしたがって変化の程度は少なくなる。破碎はチゼル通過部より上方に向ってある角度をもって起きるが、破碎深度が大きいとき破碎角は大きく、深度が小さいときは破碎角も小さい。すなわち深く施工すれば破碎の範囲は狭くなり、浅く施工すれば広くなる傾向を持つ。破碎の程度はチゼル部から上方に行くほど小さくなり、耕土層においては支柱刃通過跡を除きほとんど変化が認められない。チゼル通過部は空洞となって排水機能を持つが、これが明瞭に見られるのはけん引式パンブレーカーを用いたときであり、

\* 北海道農試

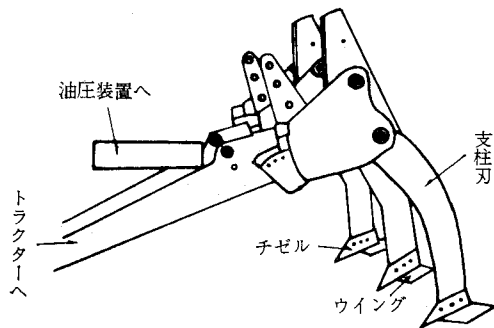


図-1 直装型三連パンブレーカー

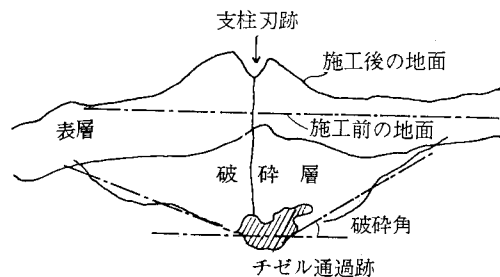


図-2 破碎断面

直装式パンブレーカーを用いたときには破碎状態が良いのに引き換え、水みちは少ない。

##### 2 物理性の変化

良く破碎されて膨張した部分が軟らかいのは当然で、水平方向には支柱刃通過跡から離れるにしたがって硬く、垂直方向にはチゼル跡から上に向って硬くなる傾向が認められた。膨張は密度の減少をきたすが、この密度変化は施工時の土壌水分、土壌の種類などによって異なる。すなわち変化が明瞭に現われる場合と現われない場合があり、変化の及ぶ範囲もチゼル通過部附近に限られるものから全層に及ぶものまでさまざまである。

孔隙の変化は土層的な規模で多様に現われる。最も膨土量の大きい部分是非毛管孔隙の増加が著しくて毛管以下の孔隙は減少しているが、場所によっては有効孔隙の増加が認められるところもある。非毛管孔隙が増加した

部分は透水性を増すが、ここに集まった水は亀裂、排水施設などの水みちによって地区外に排除されない限りむしろ長く保水される。心土破碎の跡または構造的な亀裂部によく見られる湿潤状態はこのようなものである。

### 3 異なる土壌の心土破碎による変化

類似の土壌においては心土破碎の効果がほぼ同様に現われるが、はじめから明確に異なる土壌の場合、物理性の変化にもかなりの差違が認められる。その例として褐色森林土、疑似グライ土という母材、生成過程を異にする土壌の2地区を比較した。前者は固相率30数%、壤土系土壌で中可塑性、透水係数 $10^{-4}$ 以上であるが、後者は固相率50数%、埴土系土壌で強可塑性、透水係数は $10^{-4}$ 以下であった。すなわち疑似グライ土は細粒より成り、堅密で透水不良なのに対し、褐色森林土は比較的排水の良好な土壌である。

心土破碎による膨土率を比較すると、褐色森林土は疑似グライ土の3倍に達し、とくに非毛管孔隙の増加が著しかった。このため透水係数の変化にも差が大きく、前者が施工によって $10^2$ くらい大きくなるのに対し、後者は10倍以下の増加しか示さなかった。また透水性の変化する土層範囲も前者においてはチゼル位置から耕土層まで及んでいるが、後者の場合はチゼル通過附近に限られていた。

## III 土壌の変化、けん引抵抗などの予測

土壌の違いによって心土破碎の効果に差のあることは明らかであるが、この両者を量的に表現して関連させることができれば、土壌調査によって施工効果を予想することが可能なわけである。

まず心土破碎によって土壌の受ける種々な変化は構造が破壊されて膨張することに原因があると思われるので、土壌の変化量として膨土量を用いることにした。次に土壌が膨張した原因を考えて見ると、トラクターがある一定の仕事量を土壌になしたことに由来し、これはけん引抵抗に関するものということができよう。すなわちトラクタのなした仕事量と土壌の受けた変化量の間一定のエネルギー関係が成り立つとすれば、膨土量とけん引抵抗の間にも何等かの関係が成り立つと考えてよいであろう。

まずパンプレーカーが土壌を破碎する際の仕事を考えて第1にチゼルより上の土を持ち上げる作用、第2に土壌構造を破壊する作用、第3に土壌を膨張させる作用で、膨土にあずかるエネルギーは第3の作用に用いられるものである。したがって第1、第2の作用に対する抗力を土壌の重量と凝集力と考えれば、けん引抵抗が受け

持つエネルギーの中で、これらの抗力に打ち勝った残り分だけが膨土にあずかると考えてよいであろう。

土壌の重量としてチゼル深さまでの平均密度 $G$ をとり、凝集性としてはやはりこの範囲の塑性指数 $I_p$ をとることにする。 $G \times I_p$ を仮に破碎抵抗と名付け

けん引抵抗( $K$ )/破碎抵抗( $G \times I_p$ )=破碎指数( $B$ )と置く。破碎指数は単位重量、単位塑性当たりのけん引抵抗を意味し、これはけん引抵抗の中で破碎に要した仕事分が補正されたもので、膨土にあずかった分と対応すると考える。つまり同じけん引抵抗を要した場合でも密度が大で塑性の強い土壌の膨土は少ないということになるわけである。

いま10数地点において行なったけん引試験と土壌調査の結果から破碎指数と膨土量の関係を図示すると図-3のようになる。破碎指数が小さくなると膨土量は0に近づくが、破碎指数が大きくなったからといって膨土量が無限に大きくなることはない。

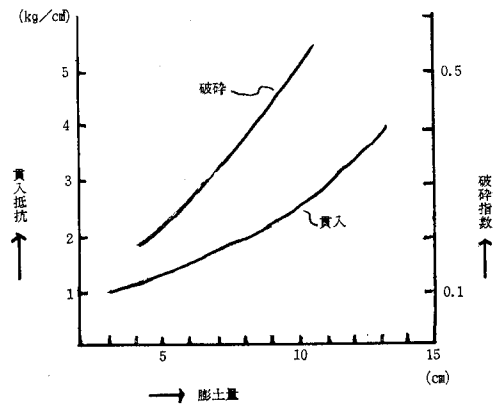


図-3 貫入抵抗、破碎指数と膨土量

一方土壌の貫入抵抗をチゼルの深さまで平均すると膨土量との間に図-3の関係が認められた。つまりコーンは土壌の重みと凝集性に対してはかなり自由に貫入され、ちょうど破碎指数のような性質を持つものと思われる。そこで土壌に対する貫入抵抗を実測して図-3より膨土量を求め、次に同じ図から膨土量に対する破碎指数を読み取れば、これに $G$ と $I_p$ を乗ずることによってけん引抵抗が求められるわけである。以上によって土壌の貫入抵抗、密度、塑性指数を測定すれば、心土破碎における膨土量とトラクタのけん引抵抗を予想できることがわかる。したがって作業上においては圃場の土壌型、土性、水分などの状態に応じて作業時期の選択およびトラクタの選定などに益することができる。

IV 傾斜に対する施工方向と水分の関係

重粘地は透水その他による水の移動が困難なため、下層はいつも飽水に近い状態にあって水分の変化をあまり示さない。表層は下層よりも多くの孔隙を持つのが普通なので、乾燥時を除けば下層よりも多くの水分を持ち、その変化も比較的大きい。図-4は傾斜地に心土破碎を施

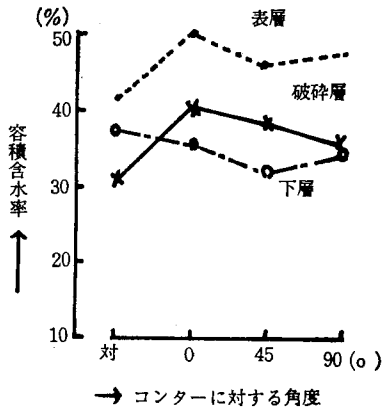


図-4 施工方向と水分

工したときの土壤水分を表層、破碎層、下層に分けて比較した1つの例である。図の中でコンターに対する角度というのは心土破碎の方向を意味し、0°は等高線の方、90°は傾斜の方向である。図によれば各区とも大体において上層ほど水分が多いことがわかる。

次に水分移動が比較的容易に行われる破碎層に着目すると等高線に施工した区(水平区)は水分が多く、傾斜の方向に施工した区(垂直区)は水分が少ないこと、施工区はいずれも未施工区に比べて水分が多いことなどが示されている。すなわち心土破碎によって土層は保水量を増すが、垂直区は水平区よりも排水が良いということになる。

傾斜の上部と下部を比較すれば、水平区は傾斜上部が下部より湿潤であり、垂直区は下部の方が上部よりも湿潤であるから、これによっても水平区はより保水的であり、垂直区は排水的であることがわかる。

V 施工方法と効果およびその持続性

1 施工方法と土壌の変化およびその持続性

心土破碎を能率よく安価に施工し、しかも効果を十分発揮させるためにはどの程度の施工が必要かを調べるため、表-1のような試験区を苦前、剣淵の2地区に設けた。2連40cm区は3連パンプレーカーの中央の支柱刃をはずして施工した区、3連方格区は1方向に深さ

表-1 試験区

項目	チゼル深さ (cm)	チゼル間隔 (cm)
対照区	—	—
2連40cm区	40	150
3連40cm区	40	75
3連60cm区	60	75
3連方格区	40・60	75

40cm、これと直角に深さ60cmに施工した区である。

各区の特徴としては3連方格区は最も膨軟になって透水性も増加したが、2連40cm区は支柱刃通過跡附近のみ膨軟になり、2列の跡の中間部には破碎が及ばなかった。3連40cm区と3連60cm区は前二者の中間に位置したが、3連40cm区の方が浅い部分でよく破碎される傾向を示した。膨土率は3連40cm区が約25%、方格区が15%以上、60cm区7~15%であった。

膨土にともなって土壌の密度、三相分布なども変化した。これら採取試料にもとづく性質は施工直後に比較的明瞭であったのみで、2~3年後にはほとんど施工前の状態に復元した。これに対し土層の規模で変化した事項は変化が明瞭であり、持続性もあった。エマルジョン着色剤を水に溶いて地面から浸透させ、土層断面から浸み出して来る状態を観察すると、対照区においては植物根の跡などから薄くにじみ出ているにすぎないのに対し、施工区においてはチゼル跡および亀裂に沿ってかなりの浸出が認められた。測定結果としては施工区の現場透水試験による透水係数が1~2けた大で5~6年は持続すると見られ、また亀裂部に集まった水のため、湿潤で軟らかい部分が多かった。図-5は施工4年目における剣淵の

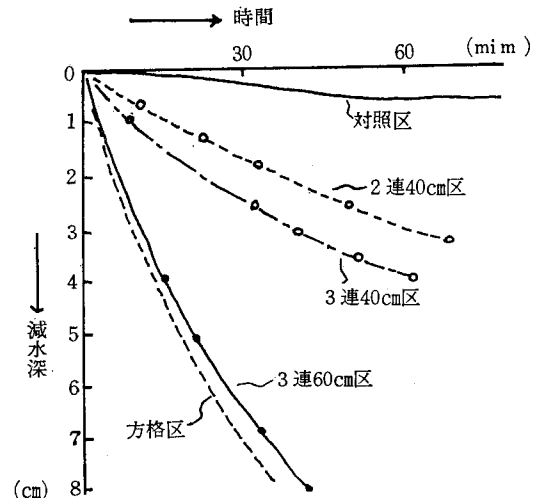


図-5 無底円筒による現場透水試験

試験区に無底円筒を打ち込み、水を注入して減水深を測定した結果であるが、各区の差違、持続性が明らかに認められる。

## 2 栽培調査より見た効果と持続性

心土破碎の牧草生育収量に対する効果は各年度において認められた。図-6は苫前の例であるが未墾地を開墾造成した草地であるため初年度は雑草も多く、掃除刈り後の収量として非常に少なかった。また43年度の減収は干ばつのためであった。

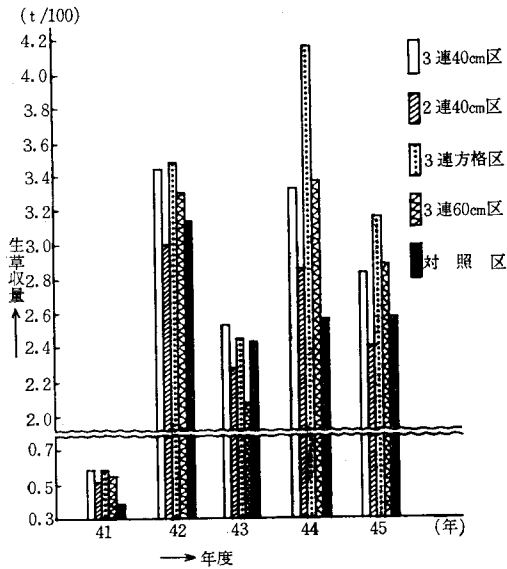


図-6 生草収量の推移

平年の状態を見ると対照区と2連40cm区が悪く、3連方格区がとくに良かった。すなわち心土破碎は密に行なうほど効果が上がるが、牧草に対しては40cmくらいの深さで十分であり、少なくとも5~6年は効果が持続することが認められた。

## VI 施工能率に関する調査

### 1 施工距離と能率

一行程の距離が2倍になればその施工時間が2倍になるというふうに、距離と時間は一般に比例するはずであるが、実際にはパンブレーカーの支柱刃に笹の根その他植物体がかみつき、その除去のために時間を要して比例関係が成り立たなくなることが多い。開墾地においては施工距離が100m以上になるとこの現象が多いようである。

### 2 傾斜と作業能率

傾斜1度から9度までを含む5地区178工程の調査結果によれば傾斜2度で上りは下りの10%増、9度にな

れば上りは下りの2倍近くの時間を要することがわかった。これは走行抵抗、けん引抵抗の増大によるスリップなどのほか、変速ギヤの操作など複雑な要因の結果現われたものである。また回行時間も上りのときは下りよりも大きい傾向があった。

### 3 圃場の形と施工能率

施工能率は実作業に対する回行時間が短いほど良いから、面積が一定のときには長辺に対する短辺の比が小さいほど良いことになる。平坦地において3連式パンブレーカーを使用して実測した結果、1haの圃場につき100m×100m、50m×200m、20m×500m、10m×1,000mの各場合の回行時間はそれぞれ45分、22分、8分、3.5分となった。普通の圃場においては車速が0.5~0.7m/secのことが多いので、圃場の形と面積がわかれば大体の作業時間を計算することができるわけである。

圃場が単純な形である場合には能率的な施工方向をただちに決めることができ、作業時間を予測することも容易であるが、不整形であるときにはこれらが必ずしも簡単でない。そこで心土破碎の能率を対象とした場合の圃場の形状を量的に現わす手段として回行数/施工面積=Kを採用した。これは単位面積あたりの持つ回行数ということになり、圃場の面積、形、施工方向などによって異なる。

図-7はKと回行比（回行時間/総作業時間×100%）の関係を実測して図示したもので、Kの値が小さいほど回行比が小さく作業能率は良いことになる。ただしここでKは1a当たりの回行数である。

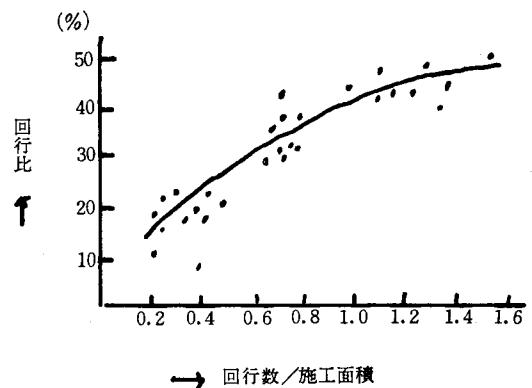


図-7 圃場形状と回行比

いま心土破碎1行程の作業幅を1という長さの単位にとれば、回行数はこの単位によって表現した圃場幅の長さを意味する。したがって単位を普通のmに移せば、Kは圃場幅/施工面積ということになる。1例として不整形



の圃場が与えられた場合、最も回行比を小さくするためには $K$ を小さくすることが必要で、次のようにすれば良いことになる。与えられた圃場は面積が一定であるから、 $K$ を小さくするためには作業幅を小さくすることが必要である。そこである直線をこれに対する圃場の投影が最も短くなる方向に選び、これに直角に作業方向をとることである。この直線が2本以上になっても投影の総和が最小になれば良いわけで、このことは圃場を2つ以上に分割することを意味する。

一方施工予定圃場が与えられ、種々な条件を考慮して施工方向がきまれば、 $K$ を求めることによって回行比を図-7より求め、施工能率の概略を知ることができる。

#### 4 その他

土壌の種類、水分、地被状態などにより能率には差があらわれた。これらについてはけん引抵抗とすべり率およびこれらの土壌状態との関係など、トラフイカビリテイの問題として研究が進められている。

#### 参考文献

- 1) 千葉豪：北農，35，(1)，(昭43)
- 2) 塩崎尚郎，石井和夫，池盛重：農事試験調査資料，129，北農試(昭46)
- 3) 北海道開発局：北海道北部の土壌(1967)
- 4) 佐久間敏雄：土木試験所報告，第55号(昭46)
- 5) 千葉豪，久末勉：農土誌，31，(7)，(昭39)
- 6) 千葉豪，北川芳男，佐久間敏雄：北海道開発局技術研究発表会論文集，第8回，(昭39)
- 7) 山口吉五郎，大山敏明  
同 上



## 重粘性土壌に対する砂客土の易耕性改善効果

## Effect of Sand Dressing on the Physical Properties and Tillage of Heavy Clayey Soil.

岩間 秀 矩\* 石井 和 夫\*\*

## はじめに

北海道北部に分布する疑似グライ土によって代表される重粘性土壌の易耕性の問題点として、i) 排水の不良により過湿状態であることが多く、農作業を困難にし作業機の稼働日数が低下すること、ii) 表土(A層)が浅いため堅密でかつ可塑性の高い下層土が耕耘の障害となり、あるいはこれが作土層に混入して、その物理性を悪化させることなどがあげられている<sup>6,7,13,14</sup>)。このような易耕性の悪い重粘性土壌を改良するためには、過剰水の排水を行なうことが基本的条件となることが指摘され、暗渠排水、心土破碎などの排水促進を主体とした土地改良が顕著な効果をあげている<sup>14,16</sup>)。また、砂客土は重粘な表土の物理性の改良法として古くから提唱されてきたが、昭和40年頃から畑地の総合土地改良事業として前記土地改良工法と組み合わせて大規模に実施されるようになり、改めて土地改良の一環として、その効果を再検討する必要がでてきた。

すでに砂客土による重粘性土壌の改良効果について多くの研究がなされており、千葉<sup>19)</sup>は作物の増収効果に加えて耕作労力の顕著な軽減を認め、森<sup>13)</sup>、深井<sup>4)</sup>らは砂客土の効果として気相の増大、保水性の低下、地温の上昇、硝化能の増大および可塑性、粘着性の低下を明らかにした。佐久間<sup>14)</sup>は土壌の水分系および充填挙動に及ぼす砂混合の影響を検討し、最適客土量の存在と砂客土により増加した粗孔隙の安定性の低いことを指摘した。ま

た、土木の分野においても砂混合土の物理工学的性について詳しい検討がされてきた<sup>10,12)</sup>。しかしながら、これまでのところ耕耘作業に対する砂客土の効果について、現地における土壌の物理性にもとづいた検討は少ない。そこで本報では砂客土の易耕性に関する改善効果を解明するために、トラクター踏圧による土壌圧縮および碎土について圃場における調査を行ない、さらに室内実験によりその解析を試みたのでその結果を報告する。なお、研究の一部は北海道庁耕地課の委託費によって行なわれた。

## I 試験地および供試土壌

供試圃場は北海道における典型的な重粘性土壌(疑似グライ土<sup>6)</sup>)とされている重粘地研究室圃場(紋別市小向)内の未墾地を昭和40年に開墾して造成した総合土地改良試験圃場である。易耕性に関する調査は45年度より行ない、砂客土量0, 30, 45 m<sup>3</sup>/10 aの3区を主に供試した。供試区は砂客土の他に暗渠排水(B=18 m, H=0.75 m)、心土破碎(B=0.8 m, H=0.6 m)の土地改良が施工されている。また、圃場の来歴は、いずれも昭和41年より、馬鈴薯、甜菜等の畑作物の輪作を行なってきた。

供試試験区の土壌の理化学性は表-1に示すとおりで、作土は全区とも深さ30 cmの深耕をしているため下層土が多く混入しており、粘土含量が多く、腐植が少ない。なお、砂客土には粗砂を95%以上含む海砂を使用した。

表-1 供試圃場の土壌の粒径組成およびアッタベルグ限界

供 試 圃 場	粒 径 組 成					腐 植	真 比 重	アッタベルグ 限 界		
	粗 砂	細 砂	シルト	粘 土	LL			PL	IP	
砂客土 0 m <sup>3</sup> 区	1.9	16.7	40.7	41.8	2.69	2,602	52.1	28.4	23.7	
砂客土 30 m <sup>3</sup> 区	9.9	13.7	35.5	39.2	2.17	2,617	44.5	23.0	21.5	
砂客土 45 m <sup>3</sup> 区	17.3	14.9	35.5	31.6	1.88	2,628	33.6	21.5	12.1	

\* 北海道農試 農芸化学部

\*\* 現東北農試 環境部

## II 砂客土が土壤水分に及ぼす影響

前述したように、土壤水分は重粘性土壤の易耕性を基本的に規制しており、ここでは砂客土の影響について作土の孔隙分布および圃場における水分変動を調査した結果を示す。孔隙分布の測定は吸引法により行ない、また、圃場の水分変動は深さ 10 cm に埋設したテンションメーターにより測定した。

図-1に作土の上層(0~20 cm)および下層(20~30 cm)の孔隙分布曲線を示したが、砂客土による粗孔隙の増加が認められ、とくに作土下層においてその差が明らかであった。これは供試圃場の耕耘の来歴が造成当初の2年間は深耕を繰り返し行なったが、調査前の2年間は作土上層(0~20 cm)のみを耕耘してきたことから、作土下層(20~30 cm)は鋤床として圧縮作用を受けてきたと考えられ、そこにおける粗孔隙量の増加は砂客土による土壤の圧縮性の軽減効果を意味すると考えられた。

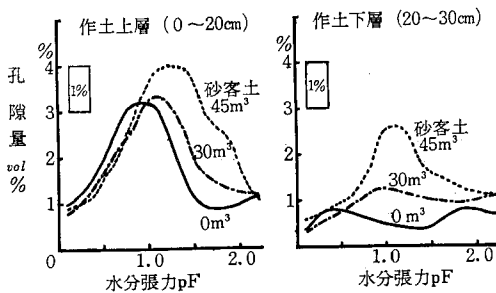


図-1 孔隙分布

図-2に早春融雪後の土壤水分の乾燥過程を示した。その結果をみると、砂客土単独施工区は無改良区と同様に作土の排水が不良であったが、暗渠および心破等の排水施工と砂客土を組み合わせた場合には、砂客土量の増加に伴い作土の排水および乾燥が顕著に促進されること

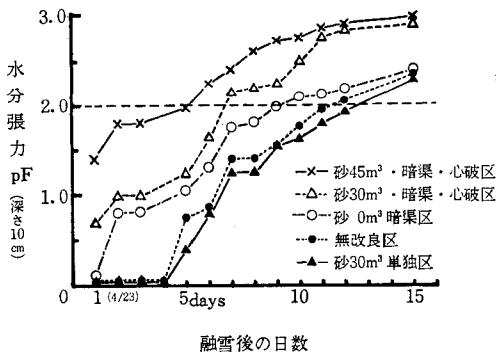


図-2 融雪後の乾燥過程

が認められた。

以上の結果から、砂客土が重粘性土壤の土壤水分に及ぼす影響は粗孔隙を増大させ、保水性を低下させることであり、そのことにより易耕性の改善に寄与していると考えられた。また、粗孔隙の増大は砂客土による圧縮性の軽減と、土中における客入砂の不均一な分布<sup>6)</sup>に起因すると考えられた。

## III 砂客土が土壤圧縮に及ぼす影響

### 1) 試験方法

砂客土量 0, 30, 45 m<sup>3</sup>/10 a の 3 試験区を供試し、碎土整地し、数回の降雨があった後に下記のようなトラクターの走行試験を行なった。

供試トラクター：42馬力ホイール型(ナフィールド製)、重量 2,220 kg, 自走。

走行回数および速度：1~10回, 1 m/sec.

調査項目：走行前後における表土の土壤硬度、密度、三相分布、土壤水分。

### 2) 結果および考察

踏圧に伴う表土の貫入抵抗の変化を図-3に示した。貫入抵抗はSR II型土壤抵抗器により小型コーンを用いて5ヵ所測定を行ない、深さ 0, 2, 5 cm における値を平均に示した。その結果をみると、踏圧回数の増加に伴い貫入抵抗が増大する曲線群と、停滞もしくは低下する曲線群に各区いずれも2分され、その境界となる土壤水分はおおよそ pF 2.0 であることが認められた。これは pF 2.0 より多水分側ではトラクターの走行により土壤が軟化し<sup>17)</sup>、土壤のこね返しや深いわだちの形成など、物理性の悪化や走行性の低下が生じることを意味しており、重粘な畑土壤においてトラクターの走行限界の指標として pF 2.0 が妥当であることを示すと考えた。

次に、踏圧に伴う土壤密度の変化と土壤水分(踏圧前、作土 0~10 cm)の関係を図-4に示した。砂を客土していることから土壤密度の大小による圧縮性の直接的な比較は出来ないが  $\gamma d-\omega$  曲線の型をみると、とくに1回踏圧土壤では圧縮最適水分(各区いずれもほぼ pF 2.0 付近であった。)におけるピークが砂客土量の増加に伴いなだらかとなり、また、多水分側における密度低下の傾向が不明確になるなど、砂客土による土壤の圧縮性の変化が認められた。そこで、さらにこの点を明らかにするために多水分域(pF 2.0 $\geq$ )における踏圧に伴う土壤三相(深さ 0~5 cm)の変化を検討してみると、図-5に示すとおり砂無客土区では踏圧により W-V 相関がなくなり、かつ V<sub>L</sub>-V<sub>S</sub> が負相関になるなど、気相が著しく減少し容易に二相系<sup>18)</sup>となることが示されたが、砂客

土によりその傾向が軽減されることが認められた。また、W-V 相関における回帰係数が砂客土により減少する傾向が認められ、保水性が低下することが示された。

以上、砂客土が重粘性土壌の圧縮性を軽減する効果が認められたが、これは、三相構造の改善と保水性の低下による圃場の水分状態の改善に加えて、後述の可塑性の低下等力学的性の改善もその要因になるものと考えられ

た。

#### IV 砂客土が碎土に及ぼす影響

##### 1) 試験方法

圃場試験：供試試験区は前節と同じく砂客土量 0, 30, 45 m<sup>3</sup>/10 a の3区とし、土壌水分および土壌密度の均一性を考慮して、第2節において述べた作土下層(20

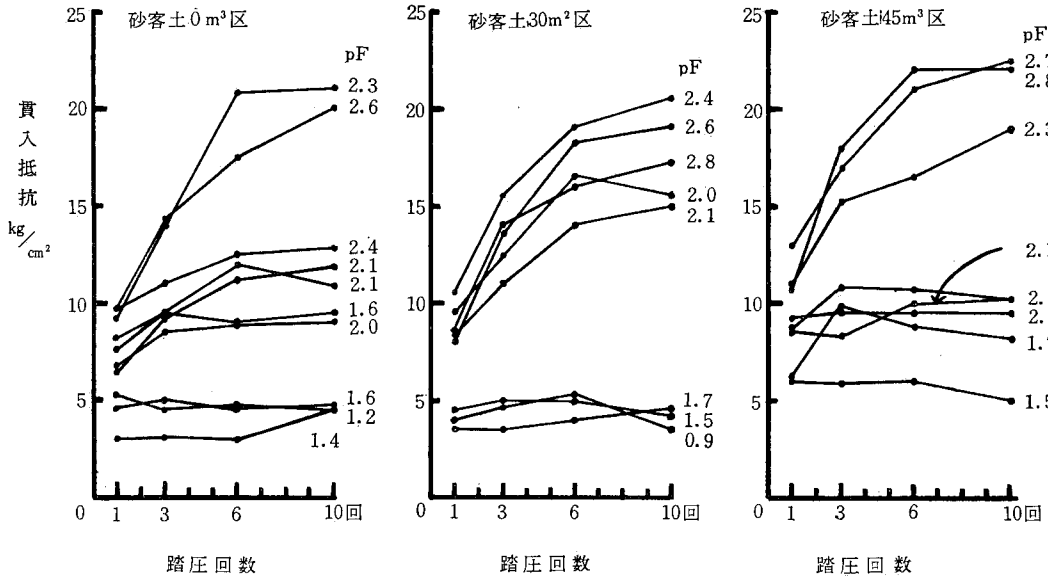


図-3 踏圧による土壌の貫入抵抗 (0~5 cm) の変化

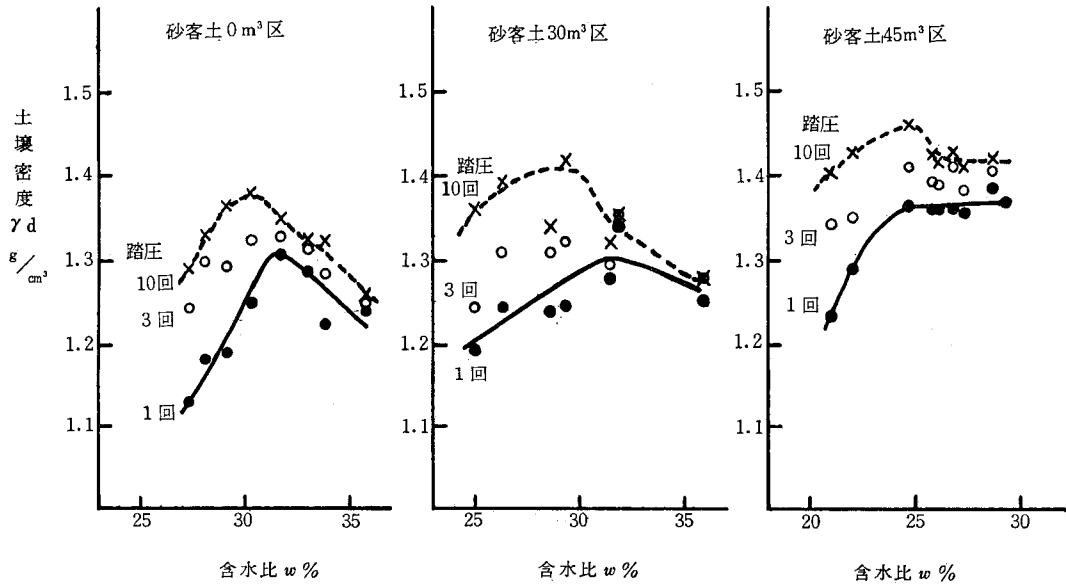
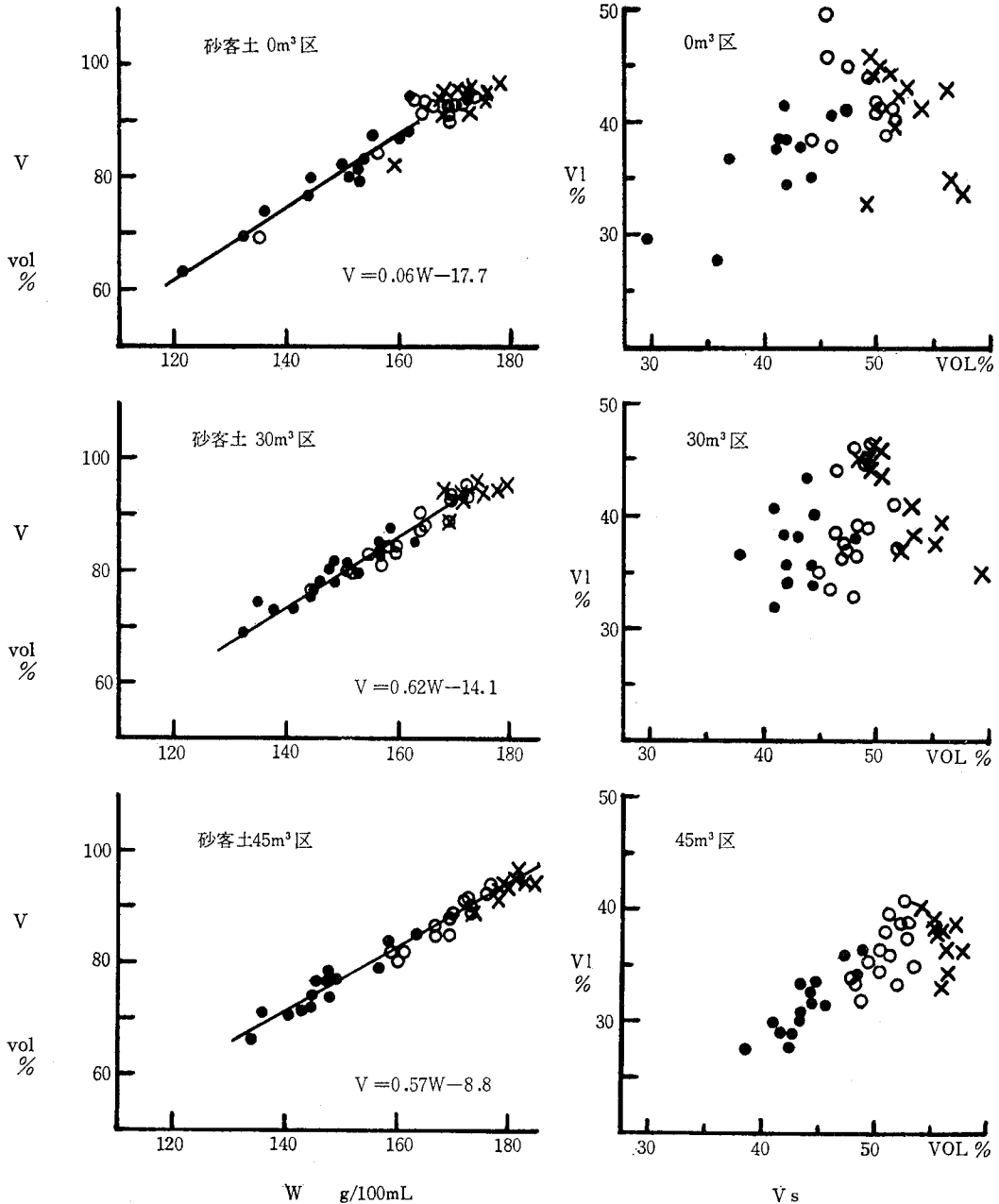


図-4 トラクターの車輪踏圧による土壌密度の増大と土壌水分

全重量(W)－実容積(V)の相関

固相率(Vs)－水分率(VL)の相関



●踏圧前, ○1回走行跡, ×6~10回走行跡

図-5 踏圧に伴う土壌三相の変化

～30 cm) を碎土の対象土層とした。碎土試験の方法は、まず深さ 30 cm の反転耕により作土下層を表層に露出させ、直ちにロータリー耕 1 回掛を行ない、土塊分布および土壌水分を調査した。

不攪乱土の一軸圧縮試験：砂客土が土壌の強度および流動性に及ぼす影響を把握し、碎土試験結果との対比を行なうために、供試区で作土下層より不攪乱土壌を採取し一軸圧縮試験を行なった。これは本試験における深耕

作土のように比較的粗い土塊組成<sup>7)</sup>を持つ土壌の不攪乱状態での力学性の測定に一軸圧縮試験<sup>3,20)</sup>が適当であると考えたことによった。不攪乱土壌の採取は100 cc 採土円筒を用いて行ない、押し出した土柱をデシケーターに入れ、乾燥剤を用いしないで徐々に乾燥させて水分を調整し、土質試験法<sup>3)</sup>に準じて一軸圧縮試験を行なった。供試土柱の高さと径の比はほぼ 1:1 (5 cm) とした。

2) 結果および考察

砕土試験結果を図-6に示した。この結果から、砂客土により砕土適水分範囲が拡大し、かつ、砕土率も良好となることが認められた。ここで砕土適水分範囲をそれぞれの土壌について最も良く砕土が行われる水分範囲(1 cm 大土塊量が最小値より数%増加する範囲内)として図-7に不攪乱土壌の一軸圧縮試験結果との対比を試みた。図-7 上段は一軸圧縮強度  $qu$  と含水比  $w$ 、下段は

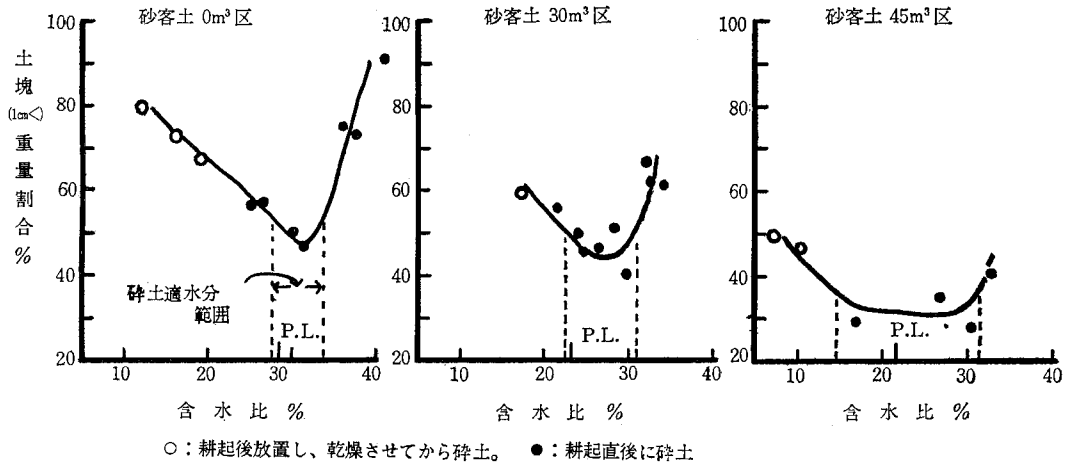


図-6 土壌水分と砕土率

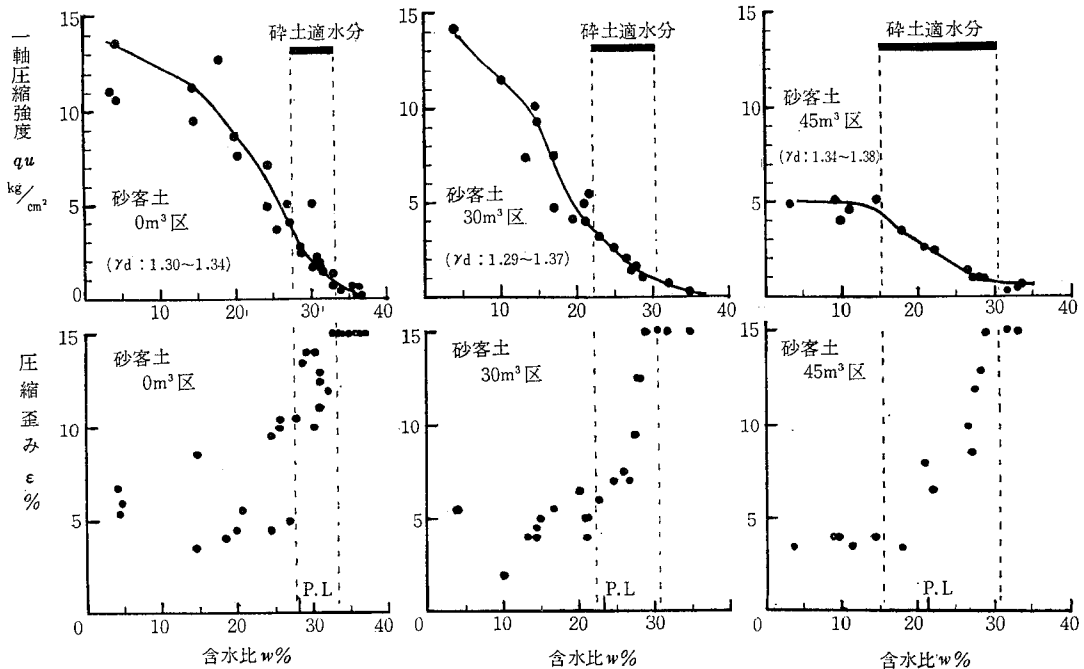


図-7 不攪乱土壌の強度および流動性と砕土適水分範囲

qu に対応する圧縮歪み  $\epsilon$  (%) と含水比  $w$  の関係をそれぞれ示した。一軸圧縮試験は圧縮歪み  $\epsilon=15\%$  まで行ない、その間における圧縮応力の最大値を一軸圧縮強度  $qu$  とした。この結果をみると、まず、碎土適水分の少水分側の限界は各区いずれも  $qu=4\text{ kg/cm}^2$  となる水分点にはほぼ一致することが認められた。碎土適水分の少水分側限界について佐藤<sup>15)</sup> はデスク耕において凝集力(山中式切断強度)  $1\text{ kg/cm}^2$  に相当するとしているが、これは一軸圧縮強度に類似する内容を持つ圧碎強度<sup>5)</sup> について圧碎強度  $=5 \times$  切断強度の関係が認められていることからして、本試験のロータリー耕における結果とほぼ一致すると考えられた。また、碎土適水分の多水分側の限界は一軸圧縮試験における塑性流動水分点<sup>20)</sup> すなわち  $\epsilon=15\%$  に達しても応力にピークが現われなくなる水分点に近似していることが認められた。この不攪乱土壌の塑性流動水分点は塑性限界あるいは一定のコンシステンシー指数値に一致する傾向は認められないが、砂客土による可塑性の低下 ( $I_p$  の低下など) に伴いそのコンシステンシー指数は小さくなる傾向であった。

以上の結果は、一軸圧縮試験による土壌の強度と流動性の測定により、ロータリー耕とは土壌に対する力の作用性がかなり異なるにもかかわらず、ロータリー耕の難易の判定が可能であることを示しているが、耕耘速度が異なれば耕耘適水分も変化する<sup>2)</sup> とされており、今後さらに、土壌の力学性の動的な測定による検討が必要と思われた。

また、上記の結果は3試験区において、碎土率がかなり異なるにもかかわらず碎土適水分範囲の制限要因が一致していることを示しているが、これは碎土適水分範囲がそれぞれの土壌においてロータリー耕が比較的抵抗なく、かつ、土壌のこね返しを生じることなく行われる水分範囲であり、その制限要因として、少水分側では土壌強度を、多水分側では流動性を考えることが適切であることを意味し、また、碎土率はこれら二つの制限因子の相対的な関係に関連していること、すなわち、碎土適水分範囲が狭い土壌は、流動性が大きい範囲内で強度が急増しており、碎土率が低下する傾向にあることを示した。しかし、碎土率(碎易性)については以上の他にも土壌の構造、耕耘の履歴等の複雑な要因が関与しているものと考えられた。

以上、重粘性土壌の碎土を規制する物理的要因とそれに及ぼす砂客土の改善効果について明らかにしてきたが、圃場における砂客土の碎土性改善効果には土性改善による力学性の改善に加えて、土壌水分状態の改善や圧縮性軽減効果などが複合してその要因となっているもの

と考えられた。

## V 圧縮および砂混合による土壌の力学性の変化

前述してきたように、圃場における砂客土の易耕性改善効果には種々の要因が複合して現われているが、ここでは室内実験により重粘性土壌の圧縮と砂混合がその力学性に及ぼす影響を一軸圧縮試験により検討し、砂客土の易耕性改善効果をさらに明らかにしようとした。

### 1) 試験方法

供試土壌は砂無客土区作土でその理化学性は表-1に示した。砂混合土は風乾細土に粒径  $0.5\sim 1.0\text{ mm}$  の海砂を 0, 5, 10, 20, 30, 50, 70 重量% となるようにそれぞれ混合して調製した。一軸圧縮試験に供試した土柱の成形は内径  $30\text{ mm}$ 、高さ  $75\text{ mm}$  の硬質塩ビパイプに風乾土  $50\sim 60\text{ g}$  を軽く詰め、砂柱上にて毛管吸水後、塩ビパイプに摺り合せとなる円柱を差し込み単純圧縮試験器を用いて所定の圧力にて圧縮速度が  $0.1\%/min$  以下となるまで  $10\sim 15$  分間加圧した。その後、土柱を押し出し高さや径の比が  $1:1$  となるように成形した。土柱の水分調整および一軸圧縮試験の方法は前節と同様とした。土壌圧縮の力学性への影響については成形圧力を  $1$  から  $10\text{ kg/cm}^2$  まで段階的に変えて原土壌(砂  $0\%$ ) について検討を行ない、砂混合土の力学性については成形圧力を全て  $2\text{ kg/cm}^2$  として検討した。

### 2) 結果および考察

i) 圧縮土の力学性: 成形圧力を異にする土柱の一軸圧縮強度と土壌水分の関係を図-8に示したが、成形圧力の増大により一軸圧縮強度は増大し、土壌水分の減少に伴いさらにその傾向が顕著となることが認められた。その結果、図中に示すように碎土適水分の少水分側限界が圧縮により多水分側に移動した。他方、成形圧力が塑性流動水分点に及ぼす影響は図-9に示されるように余り明確ではなかった。ただし、成形圧力が  $5\text{ kg/cm}^2$  以上の場合には圧縮により脱水され、飽和状態においても塑性流動水分に達しなかった。

以上の結果は、圧縮応力が比較的小さい範囲では土壌の圧縮は強度を増大させるが流動性には基本的な影響を与えないことを示しており、石井ら<sup>9)</sup> が圃場におけるトラクターの多数回踏圧による土壌圧縮は圧縮応力  $4\text{ kg/cm}^2$  の静的な一軸圧縮に相当するとしていることから、通常の畑地において生じる土壌圧縮は圧力  $4\text{ kg/cm}^2$  以下の圧縮であると考えられ、その碎土に及ぼす影響は主として碎土適水分範囲の少水分側限界を縮小させることであると考えられた。



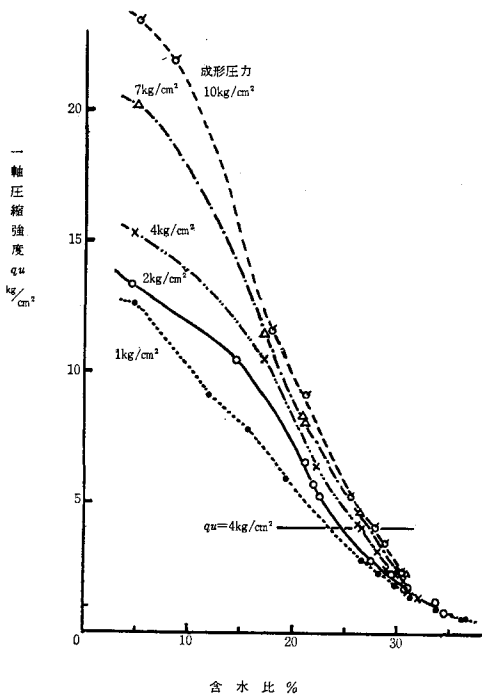


図-8 圧縮土の一軸圧縮強度

しいことが確認されたが、砂混合率 50%では 1.40、70%では 1.29 となり砂混合率が著しく多い場合には圧縮性の軽減は避けられなかった。こうした条件により成形した土柱について i) と同様の検討を行なった。

まず、一軸圧縮強度と土壌水分の関係を 図-10 にみる

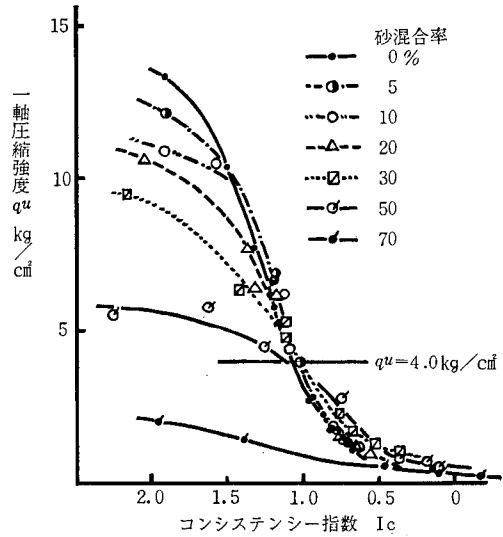


図-10 砂混合土の一軸圧縮強度

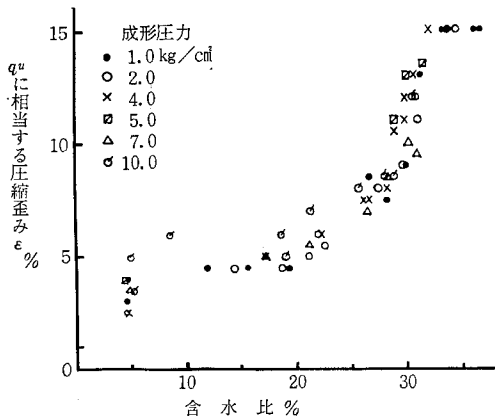


図-9 圧縮の流動性

ii) 砂混合土の力学性：砂混合による重粘性土壌の土性の変化と力学性との関係を明らかにするには、砂混合による圧縮性軽減効果を分離することが必要と考えられ一軸圧縮試験に供試する土柱の成形に際しては多水分状態にて充分に時間をかけて加圧した。なお、供試土柱の圧縮度の比較のために、砂混合土より砂の体積を差し引いて原土壌についての乾燥密度を計算してみると、砂混合率 0~30%では 1.43~1.45 とほぼ一致し圧縮度が等

と（ここで土壌水分は比較のためコンシステンシー指数により表示した。）、砂混合が土壌の強度に及ぼす影響はほぼ塑性限界を境として傾向が異なり、多水分側では強度を増大させ、少水分側では強度を減少させることが認められた。この結果は多水分側における圧縮に対する抵抗性の増大と少水分側における砕土性の改善など砂混合による易耕性改善効果を示しているが、こうした土壌の強度の傾向が土壌水分により異なる理由については、塑性限界付近を境として土壌の変形と強度の内容が異なることが考えられ、多水分側では粗大な砂粒子の土壌への混合は、外力による変形に伴う土粒子の移動に対する抵抗を増大させる結果強度を増大させ、少水分側では土壌の強度の主な要因が細粒質部分の凝集力<sup>5)</sup>であり、砂混合はその量的割合を低下させ、強度を減少させたと考えられた。しかし、実際の砂客土量に相当する砂混合率 0~20%の砂混合土の強度と水分の関係を見ると、少水分域において砂混合による強度の減少が顕著になるのは  $I_c=1.3$ （ほぼ収縮限界に相当する）以上はかなり乾燥した水分域においてであり、実際に問題となる  $qu=4 \text{ kg/cm}^2$  付近の水分域においては砂混合の効果は小さく、砂混合による粘性土の土性の変化に基づく少水分域における砕土性の改善効果は、砂混合率が 20%以下の

場合には比較的小さいものと考えられた。したがって、前節の圃場における少水分域での砂客土の碎土性改善効果は、むしろ砂客土による圧縮性軽減効果等に起因することが推察された。

次に砂混合土の流動性について図-11にみると、砂混

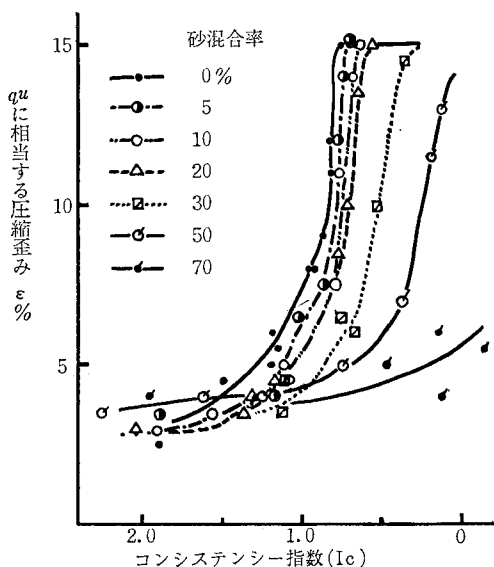


図-11 砂混合土の流動性

合率の増大に伴い塑性流動水分点のコンシステンシー指数は低下し、碎土適水分の多水分側限界はさらに多水分側に拡大される傾向が認められ、碎土に関連した土壌の力学性に及ぼす砂混合の影響は土壌の流動性の低下が最も基本的であると考えられた。

## VI 要 約

重粘性土壌の易耕性に及ぼす砂客土の効果について圃場および室内実験により検討し、その結果、砂客土による重粘性土壌の物理性の基本的な変化と圃場における易耕性改善効果の関連について若干の知見を得た。また、畑土壌におけるトラクターの走行性および碎土に関する土壌の物理的要因についても理解を深めることが出来た。得られた結果の要約は次のとおりである。

1) 砂客土が土壌の三相構造に及ぼす影響は固相および気相(粗孔隙)の増大である。とくに、粗孔隙の増大は重粘性土壌の保水性を改善し、易耕性の改善効果の基本的要因となる。圃場における砂客土による粗孔隙の増大は、圧縮性の軽減効果および客入砂の土壌中での不均一な分布による効果に基づく。

2) 砂の混合が土壌の力学性に及ぼす影響は可塑性

(流動性)の低下と、PLより多水分側における圧縮強度の増大および少水分側における凝集力の減少が基本的である。

3) 砂客土による土壌の圧縮性軽減結果は多水分域における圧縮強度の増大および可塑性の低下に加えて、圃場においては保水性の低下による水分状態の改善がその要因となる。

4) 砂客土による重粘性土壌の碎土性改善効果は、多水分域における流動性の低下と少水分域における凝集力の減少に加えて、圃場においては圧縮性軽減効果および水分状態の改善がその大きな要因となる。

5) 重粘性の畑土壌におけるトラクターの走行限界水分の指標として pF2 が適当である。

6) 一軸圧縮試験による重粘性土壌の強度と流動性の測定は、現地における碎土作業の精度との対応が可能であり、とくに、不攪乱土壌の力学性の測定に有効である。

## 引用文献

- 1) Bayer, L. D.,: Soil Physics (3rd. ed.) (1956)
- 2) パーフテン, P. U. (寺沢四郎訳): 土肥誌, **35**, 220 (1964)
- 3) 土質工学会: 土質試験法, 336 (1969)
- 4) 深井強, 池盛重, 伊東美智男, 増島博, 昆忠男: 北農試彙報, **77**, 56 (1962)
- 5) 福士定雄: 土肥誌, **40**, 49 (1969)
- 6) 重粘地グループ: 北海道北部の土壌(北海道開発局)(1967)
- 7) 箱石正, 赤塚恵: 北農試彙報, **84**, 40 (1964)
- 8) 石井和夫, 岩間秀矩: 農業技術, **27**, 82 (1971)
- 9) 石井和夫, 徳永美治: 土肥誌, **39**, 463 (1968)
- 10) 倉田進, 藤下利男: 運技研報, **11**, 389 (1961)
- 11) 美園繁, 川尻美智子: 農技研報, **B 18**, 49 (1967)
- 12) 宮内定基: 研究の資料と記録, **17**, 56 (1969)
- 13) 森哲郎, 深井強: 北農試彙報, **74**, 30, (1959)
- 14) 佐久間敏雄: 土木試報, **55**, (1971)
- 15) 佐藤雄夫, 湯村義雄: 東近農試研報, **19**, 127 (1970)
- 16) 塩崎尚郎, 石井和夫, 池盛重: 農事試験調査資料(北海道農試), **129** (1971)
- 17) 須藤清次, 安富六郎: 農業土木研究別冊, **7**, 98 (1963)
- 18) 寺沢四郎: 農技研報, **B 22**, 85 (1971)
- 19) 千葉登: 北農, **17**, 169 (1951)
- 20) 山沢新吾: 東教大農紀, **11** (1964)

## 土のコンシステンシーに影響をおよぼす因子について

## Factors Affecting Consistency of Soil

前田 隆\*・相馬 尅之\*

## I はじめに

ある定まった含水量での土の物理的状態はコンシステンシーとよばれる。コンシステンシーとは土の流動に対する抵抗であり、土のレオロジー的挙動の指標である。従ってコンシステンシーは個々の粒子間のまたはこれらの粒子から成る団粒間の力に関係している。土の粒子間力には、土の粒度組成、とくに粘土含量、粘土鉱物の種類、吸着塩類、腐植含量、粒子配列(土の構造)、その土の水分状態などの多数の因子が関与するが、最も大きな影響を与えるものは、その土の有する比表面積である。

また関東ロームでよく知られるように、土は自然含水比状態と風乾状態とでは、土の物理性、力学性が異なるが<sup>1,2)</sup>、このことは、供試土がどのような水分を保持しているかということによって、コンシステンシーも定まってくることを意味する。

本報ではコンシステンシーのうち、主として液性限界、収縮挙動、土の硬化、凝集力を取り上げ、これらに影響をおよぼす因子との関係で論ずることとする。

## II 液性限界に影響をおよぼす因子

## 1) 液性限界と粒度組成

液性限界は繰り返した状態の土粒子・水系が、一定の外部応力に対して一定の流動抵抗を起こすのに必要な水分であり、上述のように粒子間力に関係する。粒子間力は粒度組成が細粒側に移行するほど大きくなるから、一定の流動抵抗を起こすのに要する水分もそれに伴い多くなる。すなわち液性限界は大きくなる。いま北海道黒松内町上大成の第2層(火山性土)(砂9%, シルト38%, 粘土53%)の生土を用い、2mm以下、0.25mm以下、0.105mm以下および0.074mm以下にそれぞれフルイ分けした試料の液性限界をみると、図-1のようになり、粒径が小さくなるにつれて、液性限界が増大することが判る。北海道浦河町西舎の土でも同じことが示されている<sup>3)</sup>。

\* 北海道大学農学部

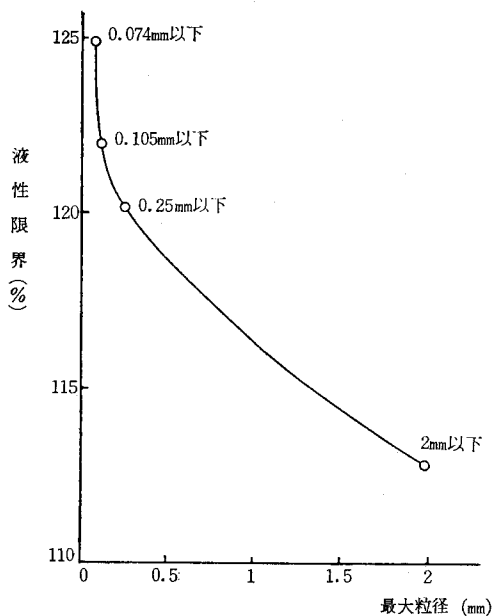


図-1 液性限界と粒度組成との関係

## 2) 液性限界と粘土鉱物の種類

高い膨潤性を示す粘土では液性限界は大きく、低膨潤性粘土では液性限界は小さい(表-1)<sup>4)</sup>。粘土の膨潤量は交換性陽イオンのイオン価、間隙水の塩類濃度、粘土粒子間の結合物質のような物理化学的性質のみならず、粘土鉱物の種類や土粒子の配向配列によっても支配される。もし他のすべての条件が同じなら、膨潤量は粘土鉱物の比表面積の増加と、交換性陽イオンのイオン価の減少により増加する。粘土の比表面積は、板状粒子では他の寸法よりも厚さに左右される。表-2<sup>4)</sup>のように、モンモリロナイトの薄い粒子に比べ、もっと厚いカオリナイトの粒子では比表面積は減少する。

従ってモンモリロナイトのような比表面積の大きい粘土は、カオリナイトのような比表面積の小さい粘土より粒子間力が強く、液性限界は高くなる。

## 3) 液性限界と粘土の吸着塩類

粘土の吸着塩類が液性限界におよぼす影響は、吸着塩

表-1 粘土の液性限界 (WARKENTIN)  
BIRRELL  
WHITE

試 料 の 種 類	液 性 限 界
カオリナイト—Na	52
—Ca	73
イライト—Na	61
—Ca	90
モンモリロナイト—Na	700
—Ca	177
アロフェン	
—生土	231
—風乾	85
Na—モンモリロナイト	
—水	950
—0.01 N NaCl	870
—1.0 N NaCl	350
Ca—モンモリロナイト	
—水	360
—1.0 N CaCl <sub>2</sub>	310
カオリナイト pH 4	
—水	54
—0.01 N CaCl <sub>2</sub>	46
—1.0 N CaCl <sub>2</sub>	39
Na—カオリナイト pH 10	
—水	36
—0.01 N NaCl	34
—1.0 N NaCl	40

表-2 粘土粒子の大きさと比表面積 (YONG WARKENTIN)

粘 土 鉱 物	概 略 の 厚 (Å)	最大比表面積 (m <sup>2</sup> /g)	観測される体積変化
モンモリロナイト	20	800	大きい
イ ラ イ ト	200	80	普通
カ オ リ ナ イ ト	1,000	15	小さい

類の種類および交換性陽イオンのイオン価と塩類溶液の濃度によるものであって、表-1に示すように、同じ粘土で一価のイオンを吸着したものは二価のものより液性限界が高く、また塩類溶液の濃度が薄いものほど液性限界の値は高い。イオン価の増加および塩類溶液の濃度増加は粘土の粒子間力を弱めるために液性限界は低下する。

4) 液性限界と粒子の比表面積

モンモリロナイトやアロフェンのように比表面積の大きい粘土では液性限界は大きく、カオリンのように比表面積の小さい粘土では液性限界の値は小さい。

面積の小さい粘土では液性限界の値は小さい。比表面積の大きいものは、粒子間力が大きく、第1項で定義した液性限界という一定の流動抵抗を発現するのに要する水分が多くなるのであって、前項の粘土の吸着塩類のイオン価や溶液濃度のような物理化学性を除き、上述した因子は結局、比表面積の大小によって液性限界が左右されることを示している。粒子の比表面積と液性限界の関係を図-2、図-3に表わす。

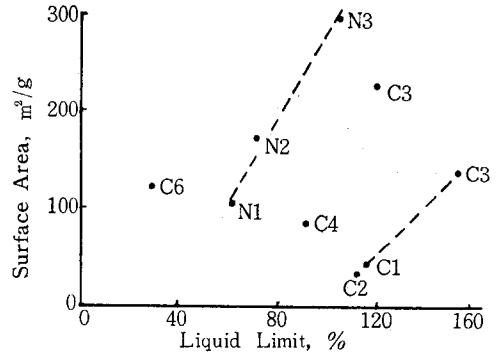


図-2 アロフェン土における比表面と液性限界の関係 (WARKENTIN)

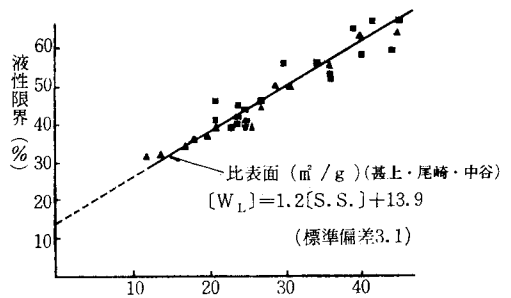


図-3 液性限界と比表面積の関係

5) 液性限界と腐植含量

腐植は土粒子の結合物質としての役割を有するが、腐植そのものは非常に大きな比表面積を有しており、腐植含量が増大するほど、土の比表面積も増加するから、液性限界の値は大きくなる。いま北海道の種々の腐植含量を有する土(表-3参照)と液性限界との関係を見ると図-4の通りであって、腐植含量の大きい土ほど液性限界は高い。図-4で生土と風乾土では液性限界の値に大きな差が存在するが、この両者の液性限界の差と腐植含量の関係を示したのが図-5であり、腐植含量の大きい土ほど風乾効果は大きい。すなわち腐植含量の高い土は、土粒子の風乾効果の他に腐植の大きい風乾効果に加わるからである。

腐植が液性限界に大きな影響を与えることを実証する

表-3 試料の腐植含量

試料	腐植含量 (%)	試料	腐植含量 (%)
落部	28.7	植苗	14.6
根崎上層	20.4	北興	22.8
西舎上層	20.1	北大	10.9

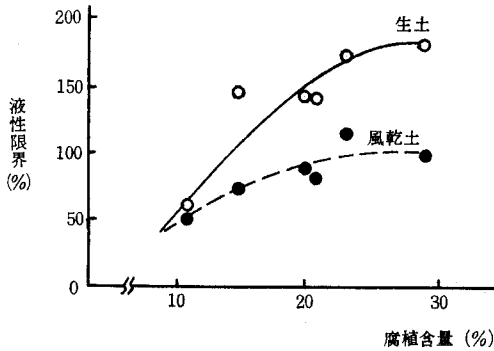


図-4 種々の土の液性限界と腐植含量との関係

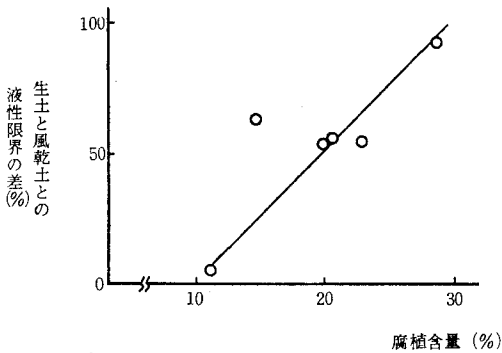


図-5 生土と風乾土との液性限界の差と腐植含量との関係

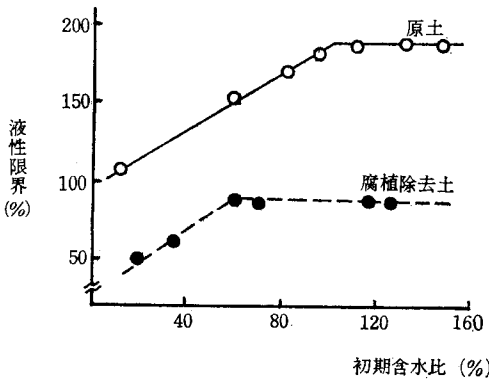


図-6 液性限界におよぼす腐植の影響 (落部)

ために、北海道八雲町落部の埋没腐植質土を用い、原土と腐植除去土の液性限界を示したのが図-6であって、腐植除去土では液性限界が大きく低下しており、腐植の

液性限界におよぼす影響の大きさを表わしている<sup>8)</sup>。

6) 液性限界と供試土の初期含水比

土の液性限界は土の初期含水比 (試験開始時にその土が有している水分) によって変化する。風乾土の液性限界は自然含水比の土より低くなる<sup>3,9)</sup>。

いま北海道浦河町西舎の火山性ローム土 (砂 24%, シルト 37%, 粘土 39%) を用い、土の初期含水比と液性限界の関係を示すと図-7 のようになり、初期含水比

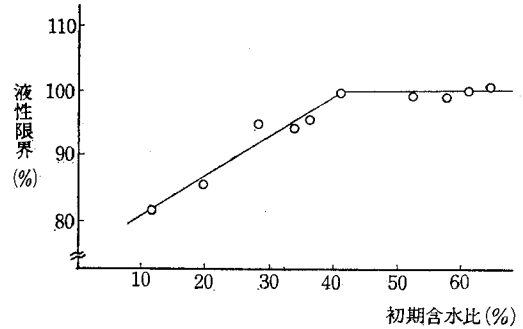


図-7 初期含水比と液性限界の関係 (西舎)

が低下しても液性限界が変化せず一定値をとる段階と、初期含水比の低下にもなって液性限界も低下していく段階とがある。液性限界の低下が始まる初期含水比を限界初期含水比とよぶ。限界初期含水比は、火山性ローム土ではおよそ pF 4.1 前後に相当する。

茨木<sup>10)</sup>によると土の液性限界の低下は拘束水の非可逆的脱水によるとされ、神山<sup>11)</sup>によると土粒子の集合化によるとされているが、筆者らが火山性ローム土を用いた結果では、土粒子の粗粒化による比表面積の減少によって、液性限界の低下を説明できる。すなわち種々の初期含水比 (種々の乾燥段階) の土の 0.074 mm フルイ残留率とその時の液性限界の関係をみると図-8の通りであ

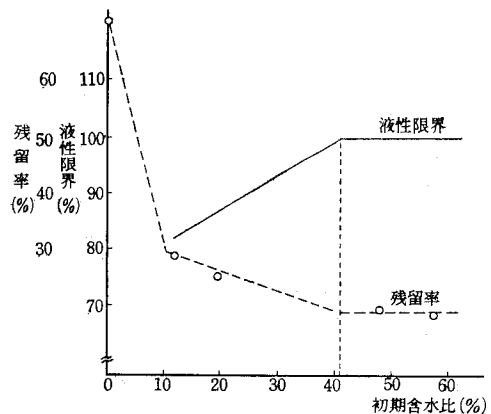


図-8 初期含水比と 0.074 mm 残留率の関係 (西舎)

って、液性限界が一定の段階では、0.074 mm フルイ残留率も一定であるが、限界初期含水比を越えて初期含水比が低下し始めるとともに0.074 mm フルイ残留率も増加し始める。すなわち土粒子の粗粒化が進んでくる。初期含水比が10%以下で残留率が急激に増加しているが、この時には土は塑性を消失しており、液性限界の低下あるいは塑性の消失は土粒子の粗粒化の進行度合によることを示している。

以上、液性限界に影響をおよぼす主なる因子について考察したが、土の物理化学性を別にすると、液性限界を支配する最大の因子は土粒子の比表面積であるとして差しつかえないであろう。

### III 収縮挙動に影響をおよぼす因子

土の収縮も粒子間力に強く支配されるから、液性限界を支配する因子が当然収縮挙動にも関係することになる。粘土含量の多い土は少ない土よりも全収縮量は大きいし、高膨潤性粘土は低膨潤性粘土より収縮量は大きい。吸着塩類の交換性陽イオンが一価の場合は、二価のものに比べて、塩類溶液濃度が薄い場合は濃いものに比べて、いずれも収縮量は大きい。また大きな比表面積を有する土は小さいものに比べて収縮量は大きい。

ここでは土粒子の配向配列（構造）、腐植含量、初期含水比などの因子と収縮挙動との関係を取り上げる。

#### 1) 収縮と土粒子の配向配列（構造）

土粒子の配列が平行配向をとる場合は、ランダムな場合に比べて収縮量は大きい。その様子を図-9<sup>9)</sup>に示す。

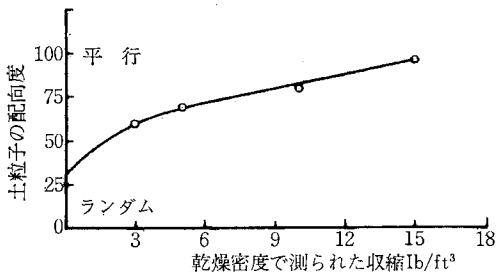


図-9 土粒子の配向よりみた粘土の収縮 (LAMBE)  
(平行配列を100%配向, ランダムを0とする)

この図は収縮を乾燥密度で表わしているが、乾燥密度の大きいものが収縮量も大きい。また試料の方向性により収縮量が異なる様子は図-10<sup>10)</sup>に示されている。この部分配向している水河湖成粘土の不攪乱試料はモンモリロナイトとイライトを含むが、水平方向の長さが鉛直方向の長さよりも長い粘土粒子の場合は、もし水膜が土粒子周囲で一様で平均的な厚さを持つとしても、収縮量は鉛直方向の方が大きいことを示す。これは土粒子に対する

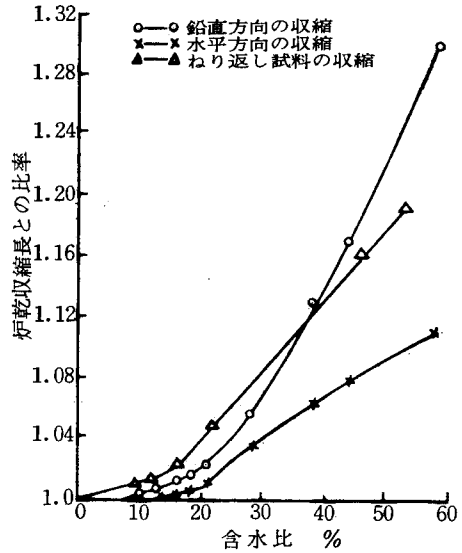


図-10 部分配向した湖成粘土の収縮曲線 (WARKENTLN and BOZOZUK)

水の割合が、鉛直方向の方がより大きいことに起因しており、更に粒子間力は面と面の間の方が、端と端の間よりも大きく、従って平均粒子間距離が大きい値を示すからである。またこの湖成粘土の場合、練り返しを行った場合は土粒子の配列がランダム配向に変わるために、部分配向している不攪乱試料に比べて収縮量は小さい。しかし一般に構造を有する土においては、構造が収縮をさまたげ、練り返し土に比べて収縮量が小さいのが普通である。団粒構造が発達した表土では、最初に構造収縮を示すために全収縮量は、練り返し試料に比べて小さい。団粒構造をもつ土の収縮曲線を図-11<sup>11)</sup>に示す。

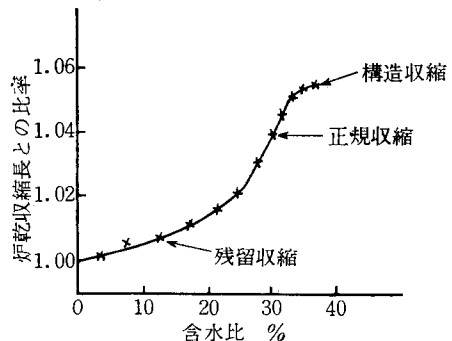


図-11 団粒構造をもつ土の収縮曲線 (WARKENTIN)

#### 2) 収縮と腐植含量

腐植含量の大きい土は比表面積が大きいために収縮量も大きい。図-12、図-13は函館市根崎の表層の腐植含量の高い土と、その下層の同じ母材から成り、腐植を含まない土の収縮曲線であるが、腐植含量の高い表土が下層

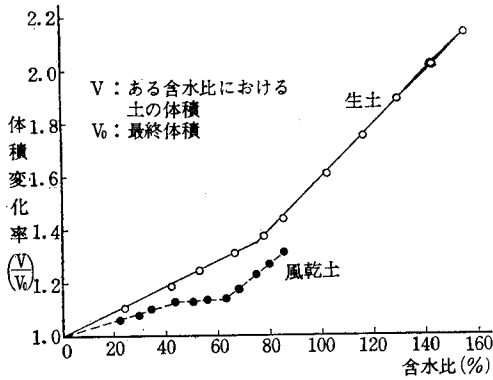


図-12 根崎表層土の収縮曲線(練り返し土)

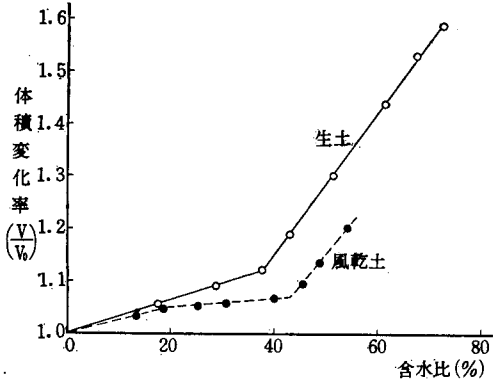


図-13 根崎下層土の収縮曲線(練り返し土)

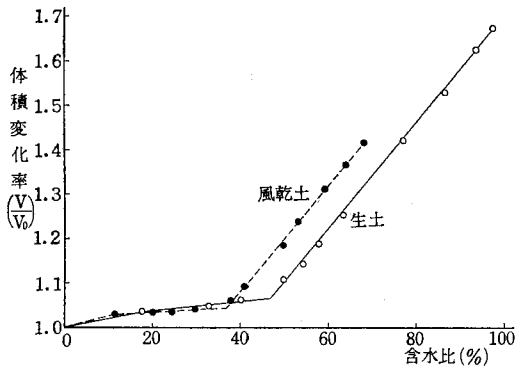


図-14 根崎表層土の腐植除去土の収縮曲線(練り返し土)

土よりも大きい収縮を示している。一般に乾湿の練り返しを受けた表土は、下層土より収縮量が小さいのが普通であるが、図-12、図-13の場合は腐植の影響のため逆の関係を示している。図-14は表土の腐植除去土の収縮曲線であるが、図-12の原土に比べ、収縮量は低下しており、腐植除去の影響が現われている。

3) 収縮と初期含水比

風乾土の収縮量は、自然含水比のものよりも低下する<sup>9)</sup>。図-12、図-13にもそれが示されている。液性限界と初期含水比の関係の所で述べたように、限界初期含水比を境として土粒子の粗粒化が始まるが、風乾土はこの限界初期含水比以下の試料である。

筆者ら<sup>12,13)</sup>は先にアロフェン土の生土の残収縮が異常に大きいことを示し(図-15)、無数の微細孔ゲキを有す

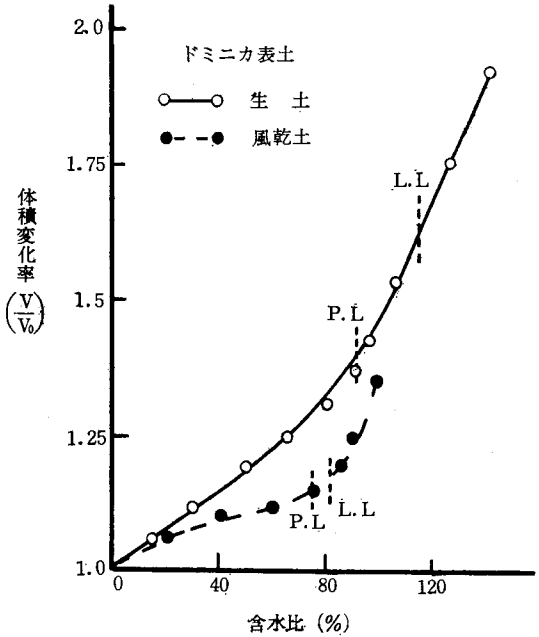


図-15 アロフェン土の収縮曲線

る海綿状構造のアロフェンが、収縮限界より低い含水比まで乾燥を受けたとき、微細孔隙の閉塞に伴うアロフェン粒子の収縮が起こるためであるとした。そして乾燥処理を行なうとこの現象が起こるため、収縮量が生土に比べて減少する。更に同一乾燥密度につめた種々の乾燥処理試料の pF・水分曲線から孔隙分布を計算した結果(表-4)、乾燥処理によって微細孔隙の減少、粗大孔隙の増大をもたらすことも指摘しているが、これらのことは液性限界の項で述べた乾燥処理による土粒子の粗粒化によっても説明できる。

4) 収縮曲線の変曲点と液性限界の限界初期含水比

練り返し土の収縮曲線と液性限界および初期含水比との関係を示したのが図-16であり、液性限界における限界初期含水比と収縮曲線における変曲点とが一致している。収縮曲線の変曲点は、液性限界状態の土が乾燥収縮により凝集構造を形成するために、体積変化が非可逆的になる点であり、この凝集構造の形成点が液性限界における流動単位の乾燥による粗粒化の始まる点と一致する

表-4 乾燥処理による孔隙分布の変化

試 料	乾燥 密度	乾燥処理法	孔 隙 径		
			95 μ 以上	0.19 μ 95 μ	0.19 μ 以下
ドミニカ 表 土	0.65	生 土	(%) 13	(%) 26	(%) 61
		凍結乾燥土	16	39	45
		風 乾 土	33	28	39
		炉 乾 土	36	32	32
	1.00	生 土	6	24	70
		凍結乾燥土	7	46	47
		風 乾 土	10	43	48
		炉 乾 土	10	49	41
芽 室	0.65	生 土	7	49	44
		風 乾 土	10	56	34
		炉 乾 土	10	58	32
	1.00	生 土	12	30	58
		風 乾 土	12	46	42
		炉 乾 土	12	50	38

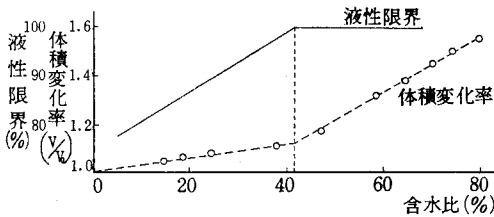


図-16 収縮曲線・初期含水比および液性限界の関係 (西舎)

のである<sup>3)</sup>。

#### IV 土の硬化

練り返しにより外部からセン断エネルギーが加えられ、構造が破壊されたペースト(練り返し土)は、水分量変化が無い状態で放置することにより、粒子間力による結合が形成され、強度が時間とともに増加していく。この過程が硬化(静止硬化)である。

この硬化は、練り返しにより供給されたセン断エネルギーが、粒子配列の変化、吸着水の構造変化、イオン分布の変化などを通して消散していく過程として扱われている<sup>14)</sup>。

硬化量を支配する因子としては、練り返し土の初期水分、初期構造などがあげられている。<sup>4)</sup>

ここでは練り返し土の初期適水比(試料の練り返し開始時の水分量)と練り返し含水比(練り返した試料の放

置開始時の水分量)が硬化におよぼす影響について述べる。

フォールコーン法におけるコーン貫入深を硬化の指標として硬化過程を示したのが図-17である。ここで練り返し含水比は液性限界試験における落下回数(N)で表わしてある(表-5参照)。これをみると、硬化過程には段

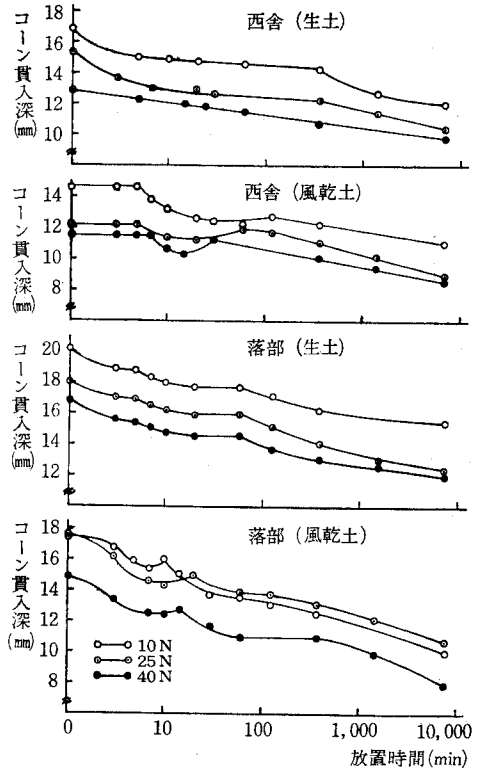


図-17 土の硬化過程

表-5 試料の初期水分

試 料	初 期 含水比	練り返し含水比			
		10 N	25 N	40 N	
西 舎	生 土	66.0 (%)	81.2 (%)	77.6 (%)	71.8 (%)
	風乾土	26.6	71.2	69.3	68.9
落 部	生 土	130.5	189.0	185.3	180.3
	風乾土	28.2	131.0	126.0	121.7

階が存在することがわかる。そこで筆者らは最初の硬化段階を粒子の再配列過程、次の段階を構造単位の形成過程と規定した<sup>15)</sup>。風乾土の場合、最初の段階に一時的に軟化が見られ、試料の初期含水比によって硬化の様相が異なることが判る。すなわち練り返し含水比は硬化量に初期含水比は硬化過程の形態に影響をおよぼしている。



このように硬化過程に段階が見られるので、硬化量を1時間放置によるコーン貫入深の変化量としての初期硬化と145時間放置による最終硬化として把え、数種の土について練り返し含水比との関係をみたのが図-18である。これによれば、練り返し含水比の増加とともに硬化量も増加しているが、とくに最終硬化に著しい。次に練り返し含水比を液性限界にして試料の初期状態を統一した時の、練り返し含水比（液性限界）と硬化量との関係をみたのが図-19である。ここでも同様のことが見られ、液性限界の高いものほど硬化量、とくに最終硬化の大きいことがわかる<sup>15)</sup>。

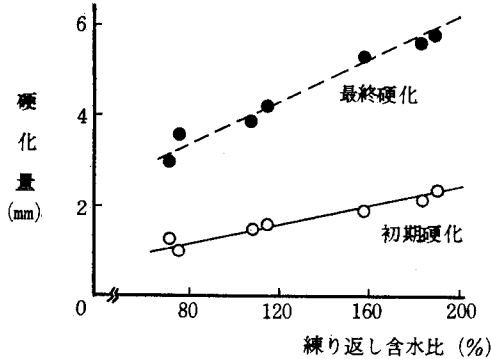


図-18 練り返し含水比と硬化量との関係

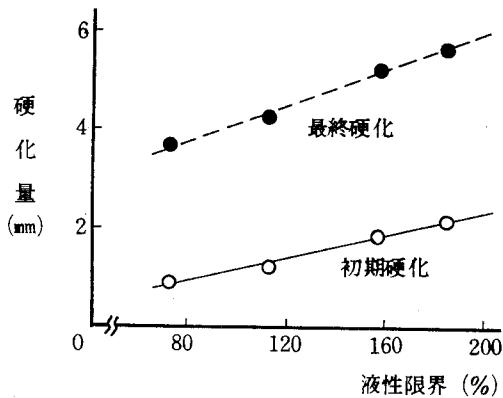


図-19 練り返し含水比（液性限界）と硬化量との関係

### V 土の凝集力

土の凝集力も粒子間力に起因することから、今まで述べてきた因子が当然関係するが、とくに土粒子の比表面積が支配的に働き、比表面積の大きいものは凝集力も大きくなる。

ここでは、初期含水比の凝集力に与える影響について考察したい。

いま根崎上層の腐植含量の高い土を用い、生土と風乾

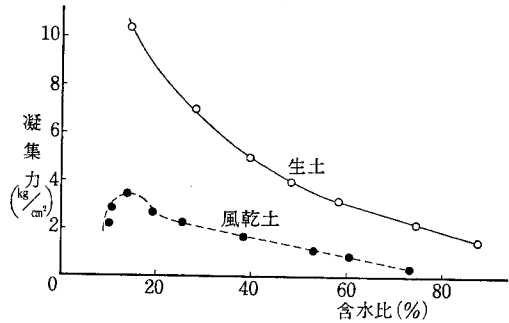


図-20 練り返し土の凝集力と含水比との関係（根崎表層土）

土の練り返し試料の凝集力と含水比との関係をみたのが図-20である。これを見ると、生土では試料の含水比が低下するにつれて凝集力が増大していくが、含水比が50%以下に低下すると凝集力は急激に増加する。このことから凝集力増加過程に段階が存在することがわかる。しかも凝集力が急激に増加し始める点は、収縮曲線における変曲点よりも低含水比側、すなわち残収縮過程にある。従って、練り返し土の乾燥収縮において変曲点以下の凝集構造の形成過程（残収縮過程）には更に、構造の強度が増加する過程が含まれる。風乾土の場合、生土の場合より凝集力が低くなっているが、これは先に述べたように風乾により土粒子の粗粒化が起り、土の比表面積が減少して粒子間力も弱くなるためである。風乾土でも生土の場合と同様な凝集力の増加過程がみられるが、試料の含水比が15%以下になると凝集力が急激に減少している。この現象は、風乾土の初期含水比が15%であることから、凝集構造の形成過程、そして構造の強度増加過程に入った試料が乾燥前歴以上の乾燥を受けたために、構造を形成する土粒子が収縮し（これが土粒子の粗粒化につながる）、構造が破壊され（亀裂の発生）凝集力が低下するものと考えられる<sup>17)</sup>。

### VI むすび

筆者らは、土のコンシステンシーのうち、液性限界、収縮挙動、土の硬化、凝集力を取り上げ、これらに関する主な要因について述べたが、土のコンシステンシーを支配する因子は粒子間力であって、粒子間力に最も大きな影響をおよぼすものは土粒子の比表面積である。

また土の初期含水比が土のコンシステンシーにおよぼす影響は非常に重要で、この論文の主眼点としたつもりである。すなわちその土が有する水分が、液性限界の所で述べた限界初期含水比以上であるか、以下であるかによって土のコンシステンシーはことなるので、我々が土のコンシステンシーを測定する場合に、土の初期水分が

どのような状態にあるかを把握することが最も大切であることを力説したい。

終わりに、実験の一部を担当した当時の学生の平田貞夫君（現間組）、坂倉雅夫君（現奥村組）に謝辞を述べる。

#### 引用文献

- 1) 竹中肇：農土研別冊，7，68（1963）
- 2) 久野悟郎：土の締固め，87，技報堂（1963）
- 3) 相馬尅之・前田隆：農土論集，49，27（1974）
- 4) YONG R. N. and WARKENTIN B. P.: Introduction to Soil Behavior, Macmillan, (1966)  
（山崎不二夫・山内豊聡監訳，土質工学の基礎，89，鹿島出版，1972）
- 5) WARKENTIN B. P.: Can. Jour. Soil Sci., 52, 457（1972）
- 6) 葛上久・尾崎勲司・中谷三男：農土論集，37，61（1971）
- 7) BOWER C. A. and Gschwend F. B.: Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16, 342（1952）
- 8) 前田隆・相馬尅之・平田貞夫：技術報告資料，13, 35（1973）
- 9) 山崎不二夫・竹中肇：農土論集，14，46（1965）
- 10) 茨木竜雄：中央大学理工学部紀要，10，32（1967）
- 11) 神山光男：土と基礎，7，44（1959）
- 12) 前田隆・WARKENTIN B. P.: 近代農業における土壌肥料の研究，第3集，5（1972）
- 13) WARKENTIN B. P. and MAEDA T.: Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 38, 372（1974）
- 14) MITCHELL J. K.: Proc. ASCE, 86 (SM 3), 19（1960）
- 15) 相馬尅之・前田隆・南邦明：昭和48年度農業土木学会講演要旨，206（1973）
- 16) 相馬尅之・前田隆：技術報告資料，14，43（1974）
- 17) 前田隆・相馬尅之・坂倉雅夫：日本土壌肥料学会講演要旨，19，2（1973）

## Atterberg Limits の工学的意義

## Interpretation of Atterberg Limits for Engineering

東 山 勇

## I はじめに

コンシステンシー (consistency) という語は、一般にやわらかい物体が、外力をうけたときの变形または流動に対して、抵抗する性質を評価<sup>1,2)</sup> するもので、物質の種類や目的によって、いろいろな測定法が考えられてきた。それらはいずれも簡便で実用的である反面、その力学的内容、すなわち弾性、粘性、塑性、降伏値、摩擦などの要素が、どのように組合わさっているか、あいまいな場合が多いことや、さらにまた、例えば応力が増大して降伏値をこえ、変形の様式が変わっても、これを同じ尺度で論ずるといった特徴は、実用的ではあっても、それ以上の発展や解析を阻むといった欠点にもなる。コンシステンシーとは、本来このようなものであるという理解と認識が、まず前提とならう。

土のコンシステンシー測定<sup>3)</sup> については、力学的な試験法のかなりの部分をこれに含めて考えることもできるが、普通はコンシステンシー状態を区分する Atterberg limits が中心にならう。ここでは、特にその中で、塑性領域の上下限を決める液性限界と塑性限界に焦点をしばり、一見、全然似ていないこの二つの試験法が、何故に上下限を決めうるのか、試験法の意義や、力学的な内容について検討してみたい。

## II 液性限界

## 1) ビンガムリミット

土-水系を pF スケールに沿って、低 pF から高 pF にみてゆくと、懸濁液の状態から、次第に濃度が濃くなってきて、最初に形を成しはじめるのが水中滞積の状態<sup>4)</sup> で、pF でいえば -1.5 附近といわれている<sup>4)</sup>。液体のときにはみられなかった降伏値が、ここでは弱いながらも現われる。もし定められた方法にしたがって、これを測定すれば、沈降体積 (sedimentation volume) であるが、レオロジー定数が大きく変化する力学的転移点<sup>5)</sup> であるから、ここで、コンシステンシー状態を区分す

\* 山形大学農学部

ば、ビンガムリミット<sup>6)</sup> (Bingham limit) となる。この濃度を  $\phi_0$  とすれば、降伏値  $\theta$  と体積濃度  $\phi$  の間には、

$$\theta = A \exp(\phi - \phi_0) \quad (1)$$

が成り立つ<sup>6,7)</sup>。

この場合行動単位は、一般には凝集した構造であろうが、理想化して単分散の状態とすれば、そこでは、土粒子の電気二重層による斥力と自重の平衡が実現し、 $\frac{1}{2}$  粒子間距離を水和層の厚みと考えるなら粒子間に自由水は存在しない。土粒子の比表面積  $S \text{ m}^2/\text{g}$ 、 $\frac{1}{2}$  粒子間距離  $d \text{ \AA}$ 、含水比  $w \%$  とすると土粒子  $1 \text{ g}$  当りで

$$w = \frac{W_w}{W_s} = \frac{S \cdot d}{1} \times 10^4 \times 10^{-8} \times 10^2 = \frac{S \cdot d}{100} \quad (2)$$

が成り立つ<sup>8)</sup> (図-1)。

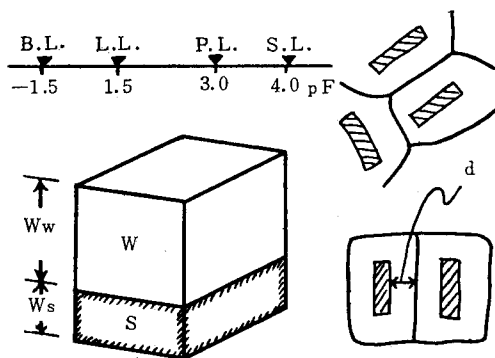


図-1 ビンガムリミットと含水比

実際には、行動単位は、単分散粒子ではなく、ミクロな粒団であるため、(2)式を直ちにビンガムリミットの定量的な計算に用いることはできないにしても、あとでのべるように、液性限界試験の高含水側での流動が、土壌ゲルの降伏による拘束水の自由化であれば、この関係は、定性的にはビンガムリミットはもちろん、液性限界をも支配するといえよう。例えば含まれる粘土鉱物が、モンモリロナイトのとき、カオリナイトよりも圧倒的に液性限界が大きいことや、同じ粘土鉱物でも、交換性陽イオンが1価の場合、2価に比べて大きいとか、その他

液性限界におよぼす塩類濃度の影響、温度の影響など、その理由を定性的には(2)式の中に見出すことができる。

### 2) 落下 25 回の意義

液性限界の意味を文字通り liquid との境とけとるならば、塑性体としての姿を初めてとるビンガムリミットが妥当であろう。しかしその降伏値は非常に小さいから、日常普通に経験する、手でおしたり、足でふんだりする程度の小さな外力で、いつも液化していたのでは実用にならない。そこでもう少し固いところが候補になるが、それに応える次の力学的転移点 (transition point) が液性限界である。pF でいえば 1~2 およそ 1.5 付近となる。落下回数と含水比の関係つまり flow curve を半対数でなく普通目盛にかければ理解しやすいことであるが、10 回以下の高含水グループと 40 回以上の低含水グループでは明らかになちがいがある。低含水側では、4~5 回程度の回数は、みぞのとじかたに対する判断のしかたで増減するが、高含水側ではそれだけちがえば大変なちがいである。この両グループの間で降伏値の飛躍的な増大がおこっているが、その中間をとれば 25 回程度が一応の目安となる。また一般に高含水側ではねり返しによる軟化をおこし易く、低含水側では逆に硬化をおこし易い。軟化は同一含水比で落下回数が増えるから、測点を左に移動させる。硬化はその反対でかたくなるから右に移動する。したがってねり返しすぎるような個人差も、幸い中間点をとることによって相殺され易くなる。25 回は単なるとりきめではなく、このような意味をもっているといえる。

### 3) flow curve の意味

前述の(1)式を少し書きかえてみる。いま、土粒子の体積  $V_s$ 、比重  $G_s$ 、乾燥密度  $\gamma_d$ 、間隙比  $e$ 、含水比  $w$  を用いると、体積濃度  $\phi$  は

$$\phi = \frac{V_s}{V} = \frac{1}{1+e} = \frac{1}{1+w \cdot G_s} = \frac{\gamma_d}{G_s} \quad (3)$$

であるから、降伏値のかわりに外力  $P$  で(1)式を書きかえると

$$\log P = a + b \cdot \gamma_d \quad a, b: \text{定数} \quad (4)$$

(4)式は(1)式の観点をかえて、外力  $P$  による充填系の密度と外力の関係を示すものとも考えられる。

容器にはいった粉末は、底をたたくことによって、より密に充填されることは日常経験することである。液性限界試験の場合も、土壌ゲルが降伏して自由化された水のために粒団間の気液界面のマイクロなメニスカスが変わり、平衡が破れて流動がおこるが、そのさい粒団は密に充填されてゆく。図-2は直径 5 cm のモールドにつめた試料を、一定高さから落下させて、充填の指標である

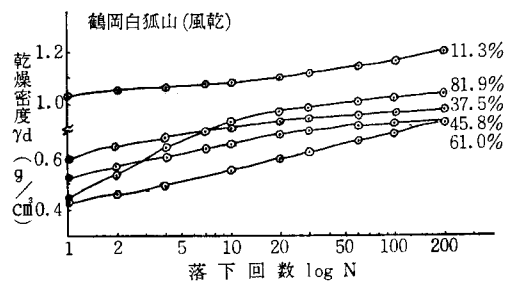


図-2 落下回数と充填

$\gamma_d$  と落下回数  $N$  の関係を示したもので、この例ではモールドは 1,400 g、落下高 5 cm で液性限界試験 (皿は約 180 g、落下高 1 cm) よりは大きな衝撃力を与えて充填効果をみやすくしている。一方同じ試料をジャッキを用いて静的に圧縮した場合の外力  $P$  と  $\gamma_d$  の関係を図-3 に示した。両者を対比すると明らかなように、充填に

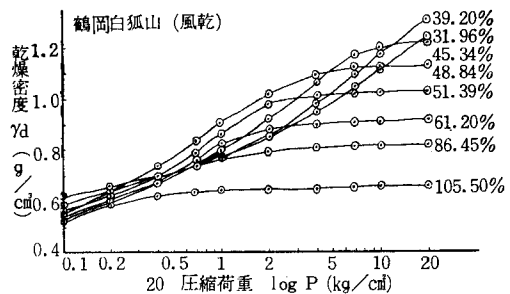


図-3 外力と充填 (一次元圧縮)

およぼす効果としては  $N$  は  $P$  と等価であるといえる。ところで(3)式に示すように  $\gamma_d$  は別の表現でいえば間隙比  $e$  であり、比重で割らざれば含水比  $w$  でもある。結局 flow curve すなわち  $w$ -log  $N$  曲線とは、 $e$ -log  $p$  曲線にはかならない。圧密試験で、ねり返して構造を破壊した試料については、 $e$ -log  $P$  曲線が直線となることは周知の事実である。圧縮指数  $C_c$  と液性限界  $W_L$  の関係についての Skempton の指摘や、圧縮試験との関係<sup>9)</sup>も、flow curve が  $e$ -log  $P$  曲線であるという理解にたてば了解されよう。

### 4) フォールコーンの原理

皿をたたく型式とは随分異なるようにみえるフォールコーンで<sup>10~12)</sup>液性限界がなぜ求まるのかという理由は、すでに前述の説明からも明らかであろう。落下回数の増加が外力の増加になっているのに対して、コーンは自重が定まっているから、貫入部の断面が増すにしたがって外力は減少することになる。こうして降伏値と平衡したところでコーンの貫入は停止する。この場合は貫入深さが外力の指標になっている<sup>13)</sup>。

5) ミゾ 1.5 cm 会合の意味

液性限界試験の落下回数、公定法ではミゾが 1.5 cm 閉じたときの回数となっている。この意味を考えてみたい。皿の中の各微小部分について、 $\gamma_d, w$ , 飽和度を測定してみると最初のうちは隣接点どうしの値のパラッキが非常に大きい。しかしミゾが 1.5 cm 閉じるまで衝撃をくり返しているうちに平均化されて底部の充填は一樣になってくるのがよくわかる。局所的な流動をおこした落下回数をとらないところが、非常にうまい工夫といえよう。フォールコーンでは貫入部分が大きいということが、この点については幸いしているといえる。

III 塑性限界

1) 降伏と破断

物体は外力をうけると変形する。そこで外力をとり去って変形が再びもとにもどれば弾性変形、もどらなければ塑性変形をしたといい、その性質を塑性とよぶ。表現をかえれば、応力が増加して降伏点をすぎると歪だけが增大する性質で、降伏点を境に弾性が消え塑性が現れる。

例えば鉄やコンクリートのように、主に材料の強度を問題にするときは降伏値に着目するが、粘土細工のような塑像を作るときは塑性挙動の方に重点がおかれる。指で押して作った変形が、もとに復したのでは困ることは勿論であるが、この場合、指で押す程度の小さな外力で永久変形を残すような、つまり降伏値が小さいことが第一に必要である。さらに第二に重要なのは、降伏後の挙動である。降伏後すぐ破断するものと、破断の前駆過程としての流動が永く続くものとある。前者が脆性破壊 (brittle fracture)、後者が延性破壊 (ductile fracture) である。塑像を作るには、力をかけるとすぐひび割れるのでなく、どこまでも変形が続くような延性挙動をもつことが大切なことはいうまでもない。

塑性限界試験とは、試料をころがして圧縮引張りのくり返し応力を与えながら、破断にいたらせる破壊試験で、延性破壊をおこしうる最下限の含水比、つまりこれ以下の水分では、脆性破壊ばかり現われて延性破壊を期待できないような限界の含水比を求めるものといえる。一般に材料の脆性、延性は、応力、変形速度、温度により影響をうけるが、塑性限界試験では、手を用いるという最も簡単な方法で、巧みにこれらの影響をおさえ<sup>14)</sup>、そしてここでも、降伏値が飛躍的に増大する力学的転移点であることが、測定を容易にしているといえる。この pF の実測値は少しはばがあるが<sup>15,16)</sup>、pF 3 付近と考えられる。

2) 直径 3 mm の意味

塑性限界試験に用いるスリガラスの板は、表面の微細な凹凸によって吸水の役目を果たすと同時に、後でのべるような充填の促進に寄与している。ここでひもの表面と中心でいちじるしい水分や温度さらには充填の差を生じないためには、ひもの直径はなるべく小さい方がよいことになる。径が大きいと圧密脱水にも時間がかかるであろう。しかし一方、直径が小さければ一回の手の往復の間の回転数は多くなり、変形速度は増大する。歪速度が大きいと脆性破壊であったものも延性破壊にかわる<sup>14)</sup>ので、予定の含水比よりもっと低い値まで、きれることなくひものころがしが続く (表-1)。硬化が顕著に現われる土であれば、その効果も重畳される。その意味では直径は大きい方が望ましい。結局 3 mm は両者の間におちついた適当な値だと思われる。

表-1 塑性限界試験 八郎へドロ (風) 13°C

速さの程度	1分間のころがし速さ	歪速度 %/min	塑性限界 W <sub>P</sub>
おそい	45回	1.3	60.39
標準	80回	2.2	54.12
はやい	150回	5.1	46.07

3) 脆性破壊の機構

塑性限界試験は、ひもすなわち供試体をころがすことにより圧縮引張り応力を与え、圧密排水された水は、どんどん系外に持ち去るのであるから、ひもが細くなるにつれて充填が促進されていくことは容易に想像される。事実その通りで 図-4 に示すように、ころがり回数の増加と共に密度は増大し最密充填に達する。また間隙も、はじめは不飽和であるが、その直前で殆ど飽和度 100% に近いことがわかる。最密充填の系が外力をうけると体積膨張がおこる。いわゆるダイレイタンスーで、海岸の砂をふむと水が吸いこまれる現象は周知の事実である。脆性破壊はダイレイタンスーによる破壊と考えられる。

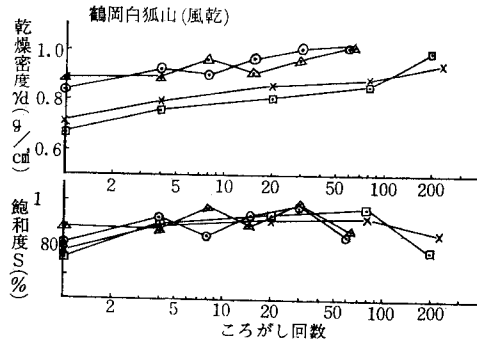


図-4 ころがしと充填 (塑性限界試験)

## 4) 最適含水比との関係

塑性限界の値が、締固め最適含水比に近いといわれている<sup>16,17)</sup>。このことは塑性限界が最密充填の含水比であることを考えると、むしろ当然である。ただしそのためには、締固めのランマーによる衝撃荷重と、塑性限界の手のひらで押しつけてその圧縮力とが、単位当りに換算したとき等しくなければならない。25 kg のランマーが、30 cm の高さから落下する迫力を思いうかべると信じがたいことではあるが、実際図-4の  $\gamma_d$  の値は締固めの最大乾燥密度の値に殆ど近いから、荷重のかけ方はどうあれ、力学的効果がほぼ近いことはまちがいない。手の圧縮力を測定してみると、個人差もあろうが 200~250 g 程度であった。破断時の面積で除すと最小 1.1 kg/cm<sup>2</sup>、最大 8.3 kg/cm<sup>2</sup>、おおよそ 2~5 kg/cm<sup>2</sup> が得られた。締固め試験は、定荷重で行なうから、これだけはあることは都合が悪いように思われる。ところが、実際は図-3で、どの曲線も P の大きい部分で横ばいになっていることからわかるように、飽和度 100% に近づくとつれて、P が増加しても、 $\gamma_d$  の増加はごくわずかであるため、その影響は殆どないことがわかる。図-3は特定の P における  $\gamma_d$  を、含水比軸にプロットしなせば、いわゆる締固め曲線になる。ここで飽和点以下では(4)式の関係<sup>18~21)</sup>が成立していることに注目したい。

## IV 塑性指数

## 1) 液性限界と塑性限界

液性限界では、ミゾキリでほったミゾが、形を保つには粒団間の気液界面のミクロなメニスカスが必要であった。しかし系は殆ど飽和に近く、衝撃によってゲルが降伏して流動がおきるときは、自由化された水でメニスカスの一部は消え、あるいは変化する。粒団間の距離が、せままることに着目すれば充填であり、外力をうけて系内から系外へ水がでる現象は、圧密でもあった。降伏値についていえば、飽和系から不飽和系にかわる状態変化が、その増大に寄与しており、土-水系が、連続体ではあるが、粗粒子系としての性格を強く現わすのもここからといえる。以上の記述は一部を手直しすることによって、そのまま塑性限界にも適用できる。すなわちミクロを消し、衝撃をくり返し応力とよみかえることによって、そのまま塑性限界の説明としてもさしつかえないといえよう。

## 2) 塑性図

土の工学的分類に塑性図が用いられている。よく知られているように縦軸に塑性指数、横軸に液性限界をとると、同じ土層から出た土は Casagrande の A 線に沿

て分布する。また自然土もこれを生土のままです試験した場合に比べて、風乾すると A 線と平行に下降する<sup>22)</sup>。

塑性指数とは液性限界から塑性限界を差し引いた値であるから、塑性挙動に寄与する土粒子 1g 当りの水分量ということになる。A 線は、それが液性限界に比例するという主張であるから、そのこと自体はしごく当然のことであるが、ここで液性限界  $W_L$  そのままでなく、 $W_L-20$  となっている意味を考えてみたい。はじめのべたように液性限界は、もし粒子系が単分散であれば、 $\frac{1}{2}$  粒子間距離で土粒子を包む、土粒子 1g 当りの水分を示すことになるが、実際は粒団としての構造をもつ。そのため液性限界として測定される水量の中には死間隙 (dead volume) の水まではいることになる。次にのべる収縮限界が、ほぼこの死間隙に相当すると考え、しかもその値は施工の対象となるような土であれば大体 20% 程度であると考え、 $W_L-20$  は有効量とみてもよいのではなかろうか。塑性指数については液性、塑性の両方で死間隙が相殺されていることはいうまでもない。なお我が国の火山灰土壌の収縮限界には 50 に近いものも多く、そのことと  $W_L-50$  の D 線<sup>23)</sup>の提案とは暗に符合して興味深い。

## 3) 収縮限界

ここで収縮限界にも若干ふれておきたい。塑性限界で加える力が、もっとはるかに強大な巨人の手であれば、系が飽和から不飽和にうつる点は、さらにもっと低含水側に移るであろう。土壌水の蒸発によって生じた収縮応力とその外力となったとき、これを収縮限界とよぶ。もちろん塑性限界の場合に比べれば、今度は粒団の一部が破壊したり、粒子の配向<sup>24,25)</sup>が一そう顕著になる\* であろうから、同じ飽和系の充填といってもはるかに乾燥密度は大きい<sup>27)</sup>。ここでも変形速度は重要である<sup>28)</sup>。試料が均質でなく一様な応力を期待できなかつたり、急激な温度変化や蒸発をさせたりすれば破断を生ずる。収縮限界を求める実験で、試料をよくねり合わせたり、収縮皿を強くたたいたりするのは、延性的な変形を期待するためになるべく構造をこわしたり、気泡を追いだすことによって一様性をはかろうとする努力と解すべきであろう。

## V 行動単位

## 1) 集合体の形成

収縮限界試験の途中の各水分段階で、鋭い刃のクサビ

\* 塑性限界のところでは特に配向の効果にはふれなかったが、もし試料が板状粒子であれば、それによる効果が大きいことはもちろんいうまでもない<sup>26)</sup>。関東ローム (アロフェン) でも塑性挙動はあるので配向のみによる説明はされた。

により試料を切断すると、切断に要する力はどのようにかわるかということは、破断のコンシステンシーともよぶべき興味深い問題である。周知のようにこれに類した試験が、Atterberg の創始による凝集力の試験で<sup>29)</sup>、圧縮試験が主流のかけにかくれたユニークな試験といえる。この方法では低含水になるにしたがって切断力が増大することはいうまでもない。しかし、もし締固め試験の供試体のようなものであれば、低含水領域では逆に切断力は大へん小さくなるであろう。前者が系全体にわたる連続した集合体を形成しているのに対し、後者は、個々の粒団はそうであっても、粒団間はすでにばらばらで粒団どうしのかみ合いや摩擦力、あるいは部分的な毛管力だけが抗力となっているからである。

乾湿をはじめもろもろの自然条件のもと<sup>30)</sup>で腐植なども含めた土壌の一次構成物質が、どのように集合して高次構造を作りあげているかを、記述することは容易ではない。しかし基本的には土壌の分散・凝集<sup>31,32)</sup>は van der Waals の引力と電気二重層の斥力とによって記述することができる。ところで液性限界など公定法では風乾試料を使うことになっている。土が湿潤から乾燥に向かう過程で、いろいろな問題があろうが、もっとも単純に考えても、電解質濃度の増加は電気二重層を縮退させ、その結果、土が凝集構造をもつにいたることは容易に想像しうる。そしてこれらの凝集構造の一部は、再び注水をうけると膨潤、スレーキングによる崩壊をうけるであろう。乾湿の過程と、水分状態つまり pF と、どのような外力をうけるかによって、その力学的挙動の行動単位がきまると考えられる。

## 2) 膨潤とスレーキング

土塊を水中に浸漬したとき崩壊する現象はスレーキングとして知られている<sup>33~36)</sup>。液性限界試験の公定法では、420 $\mu$  でふるった風乾土を用いる。注水で水の浸潤<sup>37)</sup> (infiltration) がおこるが、最初は粒団間のマクロな空隙に、さらに時間がたてば粒団の内部に水は浸入する。初期段階では浸潤の時間は、浸潤距離の二乗に比例する<sup>38)</sup>。水の浸入により膨潤<sup>39)</sup> (swelling) がおこる。そしてさらにそれによるスレーキングで試料は崩壊し、細粒化されてゆく。膨潤圧の測定では、水の浸入と対応する二つの段階をへるが、さらにそのあとにかなり長期にわたってわずかなずつ増大する第3段階がある。土粒子表面の完全な和水分完了するにはかなり長期間を要するのであろう。しかし第2段階までは、それほど時間を要しないし<sup>40)</sup>、ねり返しはそれを促進する。注水、ねり返し合わせの時間が試験結果に影響を与える<sup>41,42)</sup>理由は、おそらく第2段階の終了をまたないで実験をすすめることと

関係すると思われる。また一度に多量の注水を行なうと、スレーキングで水の進路が閉塞、遮断され水分の不均衡を生じ、これがねり返しの硬化の原因ともなる。噴霧器により特に最初は徐々に注水することが推奨されているのはこのためであろう。

スレーキングとねり返しをうけて、液性限界試験の行動単位<sup>43)</sup>はどのくらいの粒団となっているのであろうか。図-5に試験後の粒径分布を示した。沈降現象を利用して体積%で表示したが、注水、ねり返しでかなり細粒

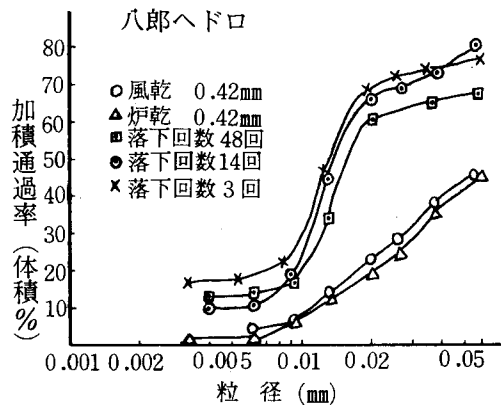


図-5 粒径—加積曲線

化していることがわかる。420 $\mu$  試料を少ししめらせた程度で10分間放置のものは、80%が200 $\mu$ であるのに対し、液性限界試料では50 $\mu$ となり、その行動単位はおおよそ50~5 $\mu$ であることがわかる。このようにみえてくると土粒子界面での土—水系の相互作用に加えて、粒団と水の、あるいは粒団間のマクロな挙動もコンシステンシーには重要であると考えられる。

## VI おわりに

Atterberg limits は、その測定が簡便であること、液性、塑性、固体などコンシステンシー状態の分類に供する規格試験として手順であること、などと相俟って農学、土木、築業など広く土に関する分野で用いられている。しかし半世紀以上もの長い間、これらが用いられてきたのは単なる簡便さだけの理由ではないであろう。Atterberg limits は本来、経験的なものではあるが、土のコンシステンシー状態を pF スケールに沿って整理するとき、これらはそれぞれ等温下での力学的転移点を示すものであるとの認識にたつてとりまとめた。そのため関連する問題<sup>44~47)</sup>のいくつかは割愛することにもなった。

〔謝辞〕これをまとめるにあたり、茨城大学教授、須藤清次氏の有益な示唆をいただいたことを感謝致します。

## 文 献

- 1) Reiner, M, (山田, 柳沢訳): レオロジーの基礎理論, コロナ, 127 (1962)
- 2) 高分子学会: レオロジーハンドブック, 丸善, 112 (1965)
- 3) 東山 勇, 須藤清次: 土肥誌, 37, 1, 18 (1966)
- 4) 須藤清次, 竹中 肇, 安富六郎: 農土研別, 7, 92 (1963)
- 5) 東山 勇, 須藤清次: 農土論, 14, 27 (1965)
- 6) 山崎不二夫 監 修: 土壌物理, 養賢堂, 209, 171 (1969)
- 7) 安富六郎, 須藤清次: 農土研別, 3, 40 (1962)
- 8) Yong, R. N., Warkentin, B. P, (山崎, 山内監訳): 土質工学の基礎, 鹿島出版, 158 (1972)
- 9) 伊藤 実: 農土論, 28, 7 (1969)
- 10) 筋内寛治, 五味貞夫: 土と基礎, 13, (10), 17 (1965)
- 11) 北郷 繁, 益田栄治: 土と基礎, 17, (9), 5 (1969)
- 12) 寺沢四郎: 土肥誌, 41, (6), 249 (1970)
- 13) 東山 勇, 須藤清治: 第11回土質シンポジウム, 57 (1966)
- 14) 東山 勇, 須藤清治, 吉田 力: 農土学会講演誌, 202 (1967)
- 15) 徳永光一: 農土研, 25, (1), 18 (1957)
- 16) 須藤清次, 安富六郎: 農土研別, 7, 98 (1963)
- 17) 文献 6), 90
- 18) 最上武雄編: 土質力学, 技報堂, 998 (1969)
- 19) 吉田 力, : 土壌の物理性, 24, 17 (1971)
- 20) 石井和夫, 徳永美治: 土肥誌, 42, (12), 447(1971)
- 21) 足立忠司, 竹中 肇: 農土論, 43, 26 (1973)
- 22) 山崎不二夫, 竹中 肇: 農土論, 14, 46 (1965)
- 23) 桑原 徹: 粘土科学, 9, (3), 12 (1970)
- 24) 素木洋一: セラミック外論, 技報堂, 62 (1962)
- 25) 素木洋一: 窯業の研究, 技報堂, 289 (1961)
- 26) Bayer, L. D. (野口, 福田訳): 土壌物理学, 朝倉, 120 (1955)
- 27) 東山 勇, 月館光三, 吉田力, 山崎加津子: 山形農林学会, 27, 74 (1970)
- 28) 竹中 肇: 農土論, 14, 32 (1965)
- 29) 土壌物理性測定法委員会: 土壌物理性 測定法, 養賢堂, 366 (1972)
- 30) レポート: 土壌物理, 農林水産技術会議資料, 54, 21 (1968)
- 31) 妹尾 学: 農業技術, 17, (5), 221, (7), 340 (1962)
- 32) 久保田 徹: 土壌肥料の研究第4集, 養賢堂, 37 (1973)
- 33) 八幡敏雄: 農土誌, 42, (2), 111 (1974)
- 34) 山沢新吾: 東京教育大農学部農土研報, 7, 1 (1956)
- 35) 佐藤晃一: 農土論, 28, 12 (1969)
- 36) 東山 勇, 月館光三, 吉田 力: 農土学会講演誌, 208 (1973)
- 37) 八幡敏雄: 農土誌, 41, (9), 615 (1973)
- 38) 前田 隆, Warkentin, B. P, : 土壌肥料の研究第3集, 養賢堂, 5 (1972)
- 39) 古賀 潔, 河野英一, 岩田進午: 土と基礎, 21, (12), 61 (1973)
- 40) 東山 勇, 月館光三: 農土学会講演誌, 250 (1974)
- 41) 土質工学会編: 土質試験法, 土質工学会, 97 (1970)
- 42) 安富六郎: 第11回土質シンポジウム, 69 (1966)
- 43) 東山 勇, 吉田 力: 農土学会講演誌, 262 (1974)
- 44) 久保田 徹: 土肥誌, 42, (1), 7 (1971)
- 45) 木下 彰: 土壌の物理性, 13, 13 (1965)
- 46) 国分欣一: 同 上 21, 21 (1970)
- 47) 吉田 勲: 同 上 21, 3 (1970)



## 質疑応答と総合討論

司会	鬼鞍	豊 (農事試)	石井	和夫 (北農試)
講演者	千葉	豪 (北農試)	岩間	秀矩 (北農試)
	前田	隆 (北大)	東山	勇 (山形大)

石井 (北農試) 心土破碎に関する論議は時間の都合により次の2点にしばって討論したい。① 心土破碎の破碎効果 (透水性などの物理性改善効果), およびその持続効果が土壌によって異なるという内容の説明があったが, この理由は何かを, とくに土壌の面から考えてみたい。これは本日のメインテーマになっている土のコンシステンシーに関連するものと思われるので, できればそういう観点からの討論をお願いする。② 心土破碎の透水性改善効果については異論のないところであるが, 保水効果については土壌によって, また既往のデータをみても異なり不明な点が多い。また保水性に対する考え方も農業土木と土壌肥料関係者によって見解を異にする点もみられる。これらについて十分討議し, 保水効果があるかどうか, またその根拠を明らかにしたい。

山口 (道立中央農試) 心土破碎施行の効果が顕著に認められ, かつ持続性のある土壌と, 効果の持続性がほとんど認められない土壌を一般物理性, 土質試験, 粘土鉱物等から比較検討した結果, 粘土鉱物と凝集力の面から特長的な差異を見出すことができた。すなわち心土破碎効果の持続性が顕著である小向土壌等の粘土鉱物はモンモリロナイトが多く, 凝集力 (含水比 10% における固結力  $10 \text{ kg/cm}^2$  以上) が明らかに高い。他方効果の持続性がほとんど認められない仙美里土壌等の粘土鉱物はカオリン族のメタハロイサイトが優勢であり, かつ凝集力 (含水比 10% における固結度  $5 \text{ kg/cm}^2$  以下) が顕著に低い特異的土壌であることが判明した。

古畑 (北農試) 十勝における灰褐色土層の心土破碎の効果の持続性について試験をおこなっているが, 灰褐色土層の理学的性質は大ざっぱにいて高位の地形面と低位の地形面で  $V_L/V_S$  に差が認められる。乾燥履歴にちがいがあられると思われる。また高位地形面の中では原土水分状態でスレーキングを起こすものも認められる。コンシステンシー指数も相違がある。心土破碎の効果という点ではコンシステンシー指数の低い土層では小さく, また持続性が低いものが多い。コンシステンシー指

数の高い土層では効果は上るが, 持続性でスレーキングを起こす土層では 2~3 年で透水性が施工前と同様になってしまうものがある。これは塑性が低いことにも関係があらう。

千葉 (北農試) 持続性について, 粘土鉱物, 凝集力, スレーキングなどが関係あることにはうなずける。いろいろな事項が関係すると思うが, 持続性と明確に対応する事項を模索している。心土破碎はたしかに保水性を高める。これは流出機構からも水分分布からも言い得る。テンシオメーター法, 部分的な採土法などによって保水性の増大を立証するのは不可能であらう。心土破碎の効果と持続性を上げるには, 亀裂の発生と保持をはかることが第 1 条件で, そのためには亀裂内への他物質の圧入は有効である。

鬼鞍 (農事試) 北海道におけるいくつかの事例をまとめてみると, 土壌粘土鉱物組成の面からみるとモンモリロナイト質のもの, 地形的にみると高位置にあって土壌乾燥履歴が進んだものほど, 心土破碎の効果が出易く, かつ効果が長持ちするし, 逆にカオリン質あるいはアロフェン質のもの, あるいは低位置にあって乾燥履歴が進んでいないものは, そうでないことになるが, これをコンシステンシーの立場からはどのように説明したら妥当なのか。

前田 (北大) コンシステンシーを支配するのは土粒子の粒子間力であり, 粒子間力は粒子の比表面積が最も大きな支配因子であるから, 土の物理性改善 (心土破碎の効果, 持続性も含めて) は結局, コンシステンシーを低下 (安定) させることである。すなわち粒子間力を弱め, 粒子の比表面積を減少させることが必要である。前者の場合はすでにコンシステンシーが低下し安定化している場合であり, 後者の場合はコンシステンシーの改善が見られない場合と考える。

東山 (山形大) 粘土鉱物と乾湿履歴が, 団粒の強度と安定にどのように影響するかの問題だが, 行動単位の大きさとその安定は, 当然コンシステンシーに反映され

るわけであるが、実際的な問題はよくわからない。

**山口** 心土破碎効果の持続性と粘土鉱物の関係は、前述のとおりであるが、心土破碎は人為的に土壌へ亀裂を生成することである。亀裂が生成されると当然ながら通気、通水性が良好となるので、この効果判定には現場において浸透能を測定し、排水機能の評価を試みた。

すなわち、両対数紙に積算浸入量および時間をとり測定をプロットすると

$$D = CT^n$$

D; 積算浸入量。T; 時間 (min),

C;  $D = CT^n$  において  $T = 1 \text{ min}$  時の積算浸入量

D(mm) を意味する, n; 時間の経過による D の増加の割合 (両対数紙上の D-T 曲線の勾配)

であらわされる。浸透速度は上式を微分して  $I = \alpha D / \alpha T = Cn T^{n-1}$  で求められる。C の値は土壌の水分条件に左右され変動が大きい。そのためインテークレートは異なった条件あるいは他土壌との比較に不便である。むしろ n の値が土壌体の本質的な性質、すなわち孔隙内容を反映すると考えられ、n 値の大小により排水の評価をした。

定数 n の値が重粘土壌では一般に最初の 10 分前後とそれ以降とは、ことなつた傾向をとるから実際の評価には浸入状態の安定する 10 分以降の値が妥当であると思われ、n の値が 0.7 以上で透水良好、0.4 以下ではかなり透水不良である。したがって心土破碎効果をインテークレートの n の値 0.7 以上になるよう、そして経年的効果の目安となる。

**佐々木 (北大)** 小向土壌では不活性なモンモリロナイトであるが、ほかに  $\text{SiO}_2$  が多いため、破碎がよく  $\text{Si}(\text{OH})_4$  の脱水があるため持続効果が高いと思う。仙美里の土は 1:1 型と思うが、心土破碎機を入れるときの水分状態が問題である。

**石井** そのようなことは考えられるが、データがないのでなんともいえない。心土破碎の持続効果は土壌自体の物理工学性ばかりでなく、その土地の水分環境、土壌断面における構造の違いが影響しているので、これらの要因を分けて整理する必要がある。

**久保田 (農技研)** 心土破碎の持続性の土壌間差異について土壌酸性が強い土壌 (下層土) で、または施工部位の土壌の酸性が強い時に持続性に高いという傾向はないでしょうか。

**古畑** 調査対象とした灰褐色土層の  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$  は 5.0 ~ 6.5 の範囲にあり、土壌酸性の強い土壌でとくに持続性が高いという (傾向が認められるという) ほどの pH にはなっていない。上記の pH の間ではそのような傾向

は認めがたい。

**東山** 持続性と効果とは、何の持続性か、例えば透水性とか、形状変化とか、そこを教えてください。

**千葉** 密度、三相比などは 2~3 年、透水性は 5~6 年、栽培に対する効果は 5~6 年以上と思われる。つまり土層的な規模の変化はいつまでも残り、栽培に有利に作用する。

**石井** 心土破碎の保水効果について、千葉さんのデータからみると、大孔隙の増大のみで有効水分領域の孔隙の増加はほとんど見られないが、保水効果の根拠は何か。

**千葉** のちほどの寺沢さんの質問と一括して説明したい。

**山口** 心土破碎を一方向に施行した場合に排水の効果はきわめて顕著であったが、それがむしろ干ばつ年では過干の傾向にあった。重粘土壌は衆知のとおり排水不良と反面では孔隙不足からなる保水性に乏しいから、保水性を増すための心土破碎施行法が考えられないだろうか、例えば十字方向心土破碎の施行は排水量が緩慢であった。これが保水性とみなされるか。

**千葉** 十字方向の心土破碎が土壌変化の上からも牧草収量の上からも有利であることはこれまでの試験で明らかである。施工により土壌中にできた大孔隙はいつまでもその状態を保つことはなく次第にバランスのとれた孔隙形態に移行する。冷害年、干ばつ年などにおいては、心土破碎にかぎらず土地改良をおこなった圃場に不利な状態が見られることがあるが、改良は妥当な管理によって効果を発揮するものと思う。心土破碎を一方向に施工した場合の排水性、保水性は傾斜に対する施工方向によってかなり相違がある。

**山口** 心土破碎を施行して生成した亀裂、孔隙が再びもとの壁状で孔隙のほとんど見受けられない土壌へ戻る場合がある。そこで亀裂のなかへ異物を流し込んでふさがらないようにする方法を考えられないか、例えば有機物 (ふん尿、麦稈)、高分子化合物等はその効果が期待できるか。

**千葉** 亀裂の中にもみがらを挿入する試験がすでにおこなわれており、効果が期待できる。また目的はちがうが、ふん尿処理のためパンフレカー下部から土壌中に圧入する方式があり、これも効果があると思われる。ただ見掛け上亀裂、孔隙がもとに戻っても実は透水性およびチゼル跡の状態などはかなり長く残り、とくに栽培効果などは根の伸長の影響なども加わって長期におよぶと推定される。

**後藤 (道立中央農試)** 心土破碎を施行した場合、降

雨があると滝川の重粘地での試験では3~5月は施工区の水分は多いが、乾燥に向った場合はむしろ乾燥を助長している。したがって保水にはならないのではないかと。保水は破碎して二次的に構造が造成されなければ保水につながらないと考えられる。

**寺沢(農技研)** 心土破碎により  $pF$  1.8 以下の粗孔隙量が増加するので、保水性が低下すると思われる。しかし心土破碎処理した土壌は圃場の容積水分では多くなっているのは矛盾しているが、どのように考えるか。また心土破碎処理土壌は、有効水分が多くなるのか。

**千葉** チゼル、支柱刃通過附近は非毛管孔隙の増加が多い。しかしここに集まった水はなんらかの水みちによって地区外に排除されなければ長く保水されることになる。もっともこのような状態を保水性の増大とはいえないが、施工後次第に粗孔隙が崩壊して膨潤になり、保水性が増す状態が認められる。またチゼル通過部よりはなれた位置においては堅密な土壌に細かな亀裂が入り、その周辺に水分の保留が認められる。圃場内からの中間水の流出を測定すると心土破碎を施工した圃場からの流出は徐々におこなわれ、土層全体としての保水性を明瞭に示している。

**佐久間(北大)** 心土破碎の直接的効果が、圧密、硬化した土層の緻密な構造を壊して粗孔隙を増加せしめることにあり、その結果土層の自然排水能が改善されることは指摘のとおりであり、多くのプロジェクトで暗渠排水の補助工法としての心土破碎が重視されている。一方、心土破碎の施工によって土層中に生成する孔隙がきわめて多様であり、その経時の変化にも対象土壌の性状、施工時の水分条件、施工の方法などによって著しい相違が見られることも、千葉さんの資料から明らかである。心土破碎施工跡地土壌の有効水分が施工前に比べて増加するか減少するかは、上記の諸条件が複雑にからみあってくるので一概にはいえない面がある。一般に施工直後の調査では、施工による孔隙量の増加は気相容量の増加にほぼ一致し、増加分はほとんど重力水孔隙とみなされる。しかし、施工後時間を経るにしたがって、破碎層位の孔隙状態は変化(全孔隙量の減少、とくに重力水孔隙の減少とその毛管孔隙への変化)し、結果的に有効水分量を増加せしめると推定される。この推定は、小向、雄武地区における水収支調査や心土破碎施工跡地の追跡調査によって確かめられている。通常、含水率が高く、壁状構造を呈し、施工時可塑性の強い条件にあった土壌では、土層の脆性的破壊が起こらないために、心土破碎は水路造成の域をはずし、したがって排水機能が効果の主体になる。しかし、乾燥、硬化し、角塊状ないし角

柱状の構造を呈する土層が効果的に破碎された場合は、土塊の分布が大きく細粒側に移行し、種々の径の孔隙が造成され、それらが毛管孔隙量の増加につながっていく可能性をもつと思われる。つぎに、排水工法としての暗渠と心土破碎との比較では、前者が高いピーク流量、短時間流出であるのに対して、後者は中間流出が長引く傾向にある。また心土破碎孔は施工技術的にも、地表面の小起伏に平行して造成せざるを得ない現況にある。これらの点は補助排水工法としては好ましくないものであるが、対象地の条件に応じて、施工の方向や施工法を調整していくことによって結果的に圃場全体として有効水分量の高い水準に保つことを可能にする条件であると受取れることもできる。

**鬼鞍** 液性限界と塑性限界の測定に風乾土を供試したのか生土を供試したのか、耕耘作業、走行性などの現場の土の問題を検討しようとするとき、一つの指標としてコンシステンシー指数などがよく用いられるが、その際、生土についての値か、風乾土についての値かによって基準の考え方も違ってくるし、また実際問題を考えるとき、風乾土についての値を利用して差支えないかという問題もある。しばらく、この生土供試か風乾土供試かについて論議したい。

**岩間(北農試)** 砂混合土の水分の比較は含水比では充分にできないのでコンシステンシー指数を用いた。 $pF$  値を用いてもほぼ(碎土適水分範囲は)同様の傾向が得られる。また、碎土適水分範囲は一定のコンシステンシー指数で明確に規定できない。小向の重粘土は元来風乾によるアッターベルク限界の変化は比較的小さく、また本試験では作土層を対象にしているため、アッターベルク限界は風乾細土について測定した。

**寺沢** アッターベルク限界は生土と風乾土とはかわる。どのような試料を用いたらよいかは、風乾により保水力がかわるアロフェン土は問題になるが、ほかの土は、保水力がもどるのであまり問題にはならないと思う。一般論としては、風乾により土壌構成物質の理化学性が極端にかわる場合は、その原因を考えてアッターベルク限界をはかる必要がある。

**国分(農事試)** コンシステンシー測定の場合に生土を用いるか、風乾土を使うかという問題は目的によってことなるのではないかと。風乾土は安定しているので土の基本的性質として見る場合にはよいが、現場の問題を取扱うときには不適当なことが多い。例えばトラクターの走行性の指標としてコンシステンシー指数を使おうとするときには、土壌によって生土と風乾土の差が大きいものがあり、この場合は生土には多少変動があっても、こ

のほうが適していると思われる。水田の場合問題が多い。

**石井** 砂客土による易耕性の改善効果については、トラクターの稼働日数の増大、圧縮性の軽減、砕土率および砕土適水分範囲の拡大など広範囲にわたる説明がなされたが、今日は、メインテーマとなっているコンシステンシーに特に関連すると思われる砕土と砂客土との関係について討論したい。砕土適水分範囲の高水分側の限界を塑性流動水分点、低水分側の限界を一軸圧縮強度  $5 \text{ kg/cm}^2$  とした点について土質関係の方はどう考えるか。

**八幡(東大)** 客土の研究には、不均一性の問題をさけることはできない。一軸圧縮試験や L.L 試験に用いた試料のもつ混合度の均一性は実際の圃場では到底保証されないのではないか。この間の結びつきを今後の研究に期待したい。

**岩間** 重粘土壌に砂客土をおこなう場合、地表に撒布した砂をブラウで反転して、作土の下層に砂がたまっているような極端な事例は論外としても、通常の機械力で攪拌混合しても土塊の存在等により砂は不均質に分布する。したがって、砂が均質に土壌に混合するよりも砂含量の多い部分が部分的に存在することになり、それが土壌のやや大きい単位において、砂が均質に土壌に混合した場合より、排水を促進させ、強度および固結性を低下させると推測されるが、データとして把握することがむずかしい。

**石井** 砕土に関して、東海近畿農試のデータはどうなっていたでしょう。

**森(中央農試)** 砕土作業における適水分を経験的にとらえて、それをコンシステンシーに結びつけていたものであるが、実際の機械運行とコンシステンシーの関係まで実証的検討が不十分であったと思う。

**木下(九州農試)** 砕土率の向上に対する砂客土の効果は、砂の混入による土性の粗への変化の結果として解釈できると思う。しかし透水性のような部面での改良効果は、土塊内に砂がヘテロに混存する結果として認めればよいと思う。

**鬼鞍** 時間もないので、次のコンシステンシーに関する基礎的な問題の方に移りたい。

**久保田** 粒子表面から水膜の厚さにより、塑性限界→液性限界と連続する中で、もし挙動粒子の構造を破壊したり、表面活性を変えたりすることにより、塑性限界と液性限界が同一方向に変化するばかりでなく例えば液性

限界を増加させ、同時に塑性限界を低下させるというようなことが、理論上可能であるでしょうか。

**東山** 液性限界の増加は水膜の厚さをますことであるから、構造破壊や表面活性をかえることにより達せられる。塑性限界は粒子系の最密充填だから、行動単位の大きさや形が関係する。塑性指数は、有機物とか、土壌の処理のしかたで増加するが、普通は両者とくに液性限界が増大する。液性限界が増え、しかも逆に塑性限界がへるのはどうもよくわからない。

**鬼鞍** 液性限界を支配するのは土粒子の比表面積という結論であるが、この場合の比表面積とは、全表面積のことか、外表面積のことか、または相互に強く結びついた微細な数ヶの粒子の場合は、個々の粒子の表面積を考えず1個の粒子とみなしての外表面積を考えるというような、いわば実効的な表面積を考えているのか。

**前田** 基本的には、土粒子の粒子間力を支配するのは土粒子の外表面積である。そして液性限界を考えるときの土粒子としては、単一の粒子ではなく、数個の粒子が集合した微細粒子団を基本単位と考える。したがって、この場合の表面積としては流動抵抗に関与する基本単位の実効的な表面積、すなわち外表面積を考えている。

**中村(愛媛大)** 岩間さん、前田さんの発表中、土一水系での特異点を指摘されているこれらの諸特異点を総合して、東山さんの土一水系についての観点からどのように考えられるか、むしろ大胆な感想ともいえるような解釈をおうかがいしたい。

**東山** あまり(問題が)大きすぎてどうも、土一水系においてアッターベルク限界の意味を、力学的転移点としてみたわけですが、土壌の力学的状態は外力Pと土壌水の状態量pFで定まるわけです。いまの場合はPもかわっているので、Pがかわれば、特異点もかわると思う。

**鬼鞍** 前田さんが考えている比表面積については、具体的にはどのような測定法を適用するのですか。

**前田** 現在の粒子の比表面積測定は風乾土でおこなっているので、風乾によって物理性がかわる試料については真の比表面積測定はできない。試料の乾燥にあたって、凍結乾燥や真空乾燥のように粒子の形態的、質的变化を少なくすれば現在の比表面積測定法でも真の値に近づいた値が得られるものと考えている。

**鬼鞍** 暑い中、熱心なご討論ありがとうございました。ではこのへんで (文責 編集委員会)

## 粗大有機物連用水田土壌の物理特性について

## The Physical Properties of the Paddy Field Soil Treated with the Successive Application of Rice Straw

前 田 要\*

## I はじめに

水田土壌の地力増進を計るため、連年膨大な数にわたる有機物施用の試験が各地で行われている。しかしながら、従来、その効果を判定する場合、大部分が地力窒素発源様式などの解析を中心とした化学的手法による研究が主体をなしており、土壌構造と養分供給能などの相互関係を追研する際に必要と思われる物理・工学的な面に関しての詳細な検討例はきわめて少ない<sup>2,4,5)</sup>。

一方、近年、水田の区画整備ならびに水田の高度利用などの事業が推進されるに及び土壌の物理・工学的な面での研究が急速に進み、かつ、測定法も統一化されたため、その用途も一般化されている。

筆者は、稲わら連用試験を実施する中で、土壌の生産性を解明するためには、単に化学的手法のみによらず、物理-化学的手法の関連から検討する必要性のあることを認識し、現在その見地から研究を進めている。

今回は、その一端として稲わらならびに稲わら堆肥連

用に伴う水田土壌の物理・工学的な変化について検討した結果を報告する。

## II 試験方法

## 1 試験地の土壌条件

本試験の実施場所は上川農業試験場ほ場で、土壌は火山灰を母材とする沖積土であり、その土壌類型は、施肥改善調査要領によれば、黄褐色土壌・壤土マンガン型に属し、透水良好（減水深；30 mm/1日）な乾田タイプの土壌である。土層断面形態についてみると、第1層（0～12 cm）は腐植および糸根状斑に富む灰黒色を呈し、粘着・可塑性中庸できわめて軽しような土壌である。また、第2層（12～19 cm）は鋤床層を形成しており、ち密度 24 mm ときわめて堅い。第3層（19～53 cm）は腐植もほとんどみられず、土性も粗粒化し、53 cm 下には砂礫層が出現する。

なお、試験地土壌の理化学的な特徴については表-1に示した。

表-1 試験地土壌の一般理化学性

層位	層厚 (cm)	容積重 (g)	粒 径 組 成 (%)				土性	pH (H <sub>2</sub> O)	T-N (%)	T-C (%)	C/N	腐植 (%)	CEC (m.e)	塩 基 飽 和 度 (%)	磷酸吸 収係数
			粗砂	細砂	微砂	粘土									
Apg	0~12	78	9.4	41.2	26.1	23.3	CL	5.78	0.49	6.46	13.2	11.1	27.4	35.0	1,820
A12g	12~19	79	6.9	43.8	26.6	22.8	CL	5.85	0.43	5.62	13.1	9.7	28.8	22.4	1,742
Cg	19~53	78	1.9	47.9	32.4	17.8	CL	6.45	0.11	1.28	11.6	2.2	18.2	42.6	1,870

## 2 試験区の構成

本試験は昭和37年に開始し、現在もなお継続中である。

試験区の内容は表-2に示すとおりで、稲わらの切断長は10～15 cm、稲わらの鋤込み時期は秋10月下旬～11月上旬、春4月中旬～下旬であり、耕起および鋤込み方法は攪拌耕（12 cm 耕深）によった。また、供試粗大有機物の成分組成については表-3に示した。

\* 道立上川農業試験場

表-2 試験区の内容

試験区名	有機質資材 施用量 (kg/a)		備 考
	稲わら	稲わら 堆 肥	
無 施 用 区	—	—	共通施肥量； N, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , K <sub>2</sub> O をそれぞれ硫酸 過石、塩加でア ール当り 0.8, 0.7, 0.6 g 連 年施用。
堆 肥 区	—	80	
稲わら春施用区	40	—	
稲わら秋鋤込区	40	—	

表-3 粗大有機物の成分組成

区 分	原物当り(%)			乾物当り(%)		
	水分	T-N	T-C	T-N	T-C	C/N
稲  わ  ら	12.0	0.56	34.6	0.64	39.3	61.4
稲  わ  ら  堆  肥	59.2	0.72	11.6	1.76	28.3	16.1

III 試験結果ならびに考察

1 有機物連用土壌の一般化学的特徴

本論に入る前に、有機物連用土壌の主な化学性の変化

についてその概要をのべる。

なお、以下にのべる資料は、すべて、試験開始後9~13年目に得られた結果である。

表-4で明らかなように、稲わらおよび稲わら堆肥連用土壌は無施用土壌に比べ全炭素および全窒素含量が高く、かつ、塩基置換容量も増大の傾向にあるが、pH、石灰飽和度ならびに鉄、マンガン含量は総体的に低下している。中でも、稲わら春施用区での減少度合が著しい。

このことは、後述するように、透水性がきわめて良好な乾田タイプ土壌では、稲わらなどの粗大有機物の施用

表-4 粗大有機物連用土壌の化学性

試験区名	pH (H <sub>2</sub> O)	T-C (%)	T-N (%)	C/N	腐植 (%)	CEC (m·e)	石灰飽和度 (%)	活性2価鉄 (mg)	遊離酸化鉄 (%)	易還元性マンガン (mg)
無施用区	5.62	4.15	0.32	13.0	7.2	27.6	27.1	263.2	0.85	12.8
稲わら堆肥区	5.56	4.57	0.45	10.2	7.9	29.9	19.5	265.6	0.70	10.7
稲わら春施用区	5.25	5.13	0.44	11.7	8.8	29.0	17.9	231.0	0.79	8.1
稲わら秋鋤込区	5.35	4.70	0.43	10.9	8.1	28.1	21.6	255.9	0.80	11.9

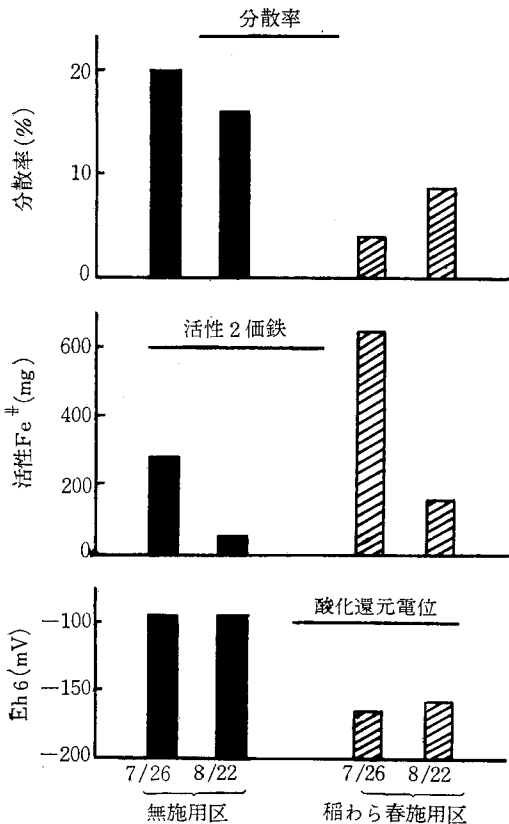


図-1 分散率、活性2価鉄含量ならびに酸化還元電位

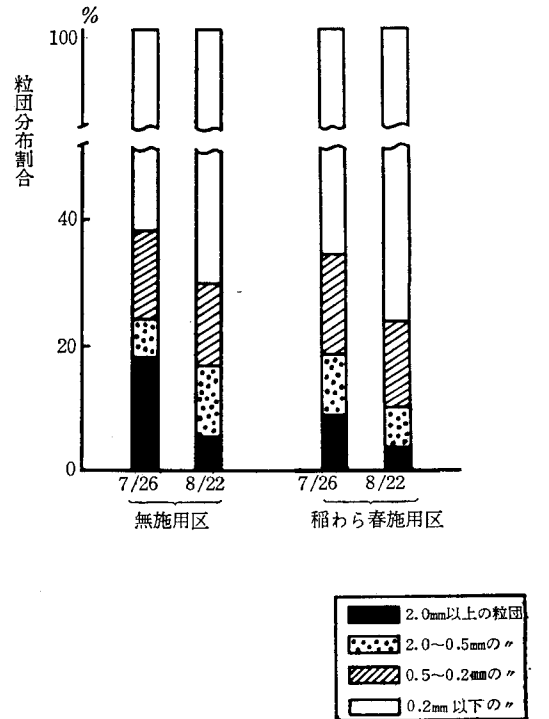


図-2 粒団分布

に伴って土壌の還元化が促進されると、土壌の粒子間結合力が弱化するのために、鉄、マンガン、マグネシウムなどの塩基類が可動性に富み、浸透水とともに下層へ流亡することを示している。

なお、稲わら施用に伴う土壌化学性の詳細な変化については別報を参照されたい。

2 湛水条件下における土粒子の動態

湛水期間中において、土壌の粒団組成、分散率ならびに土壌の還元程度について検討した結果は 図-1 および 図-2 に示すとおりである。図からも明らかなように、活性 2 価鉄溶出量が多く、かつ、 $E_h$  の低下が著しい稲わら春施用区は、土壌還元発達程度の比較的緩慢な無施用

区に比べ、耐水性粒団中に占める 2.0 mm 以上の大粒

表-5 土壌還元発達時における 3 相組成

区 名	容積重(g)		含水比 (%)	3 相組成 (%)		
	湿 土	乾 土		固 相	液 相	気 相
無 施 用 区	152.3	87.1	75.0	29.0	65.2	5.8
稲 わ ら 堆 肥 区	148.7	82.4	80.5	27.2	66.3	6.5
稲 わ ら 春 施 用 区	144.9	75.6	91.8	26.0	69.3	4.7

表-6 落水後の土壌 3 相分布

試 験 区 名	8 月 25 日 (落 水 後)						11 月 1 日 (取 穫 後)					
	容積重	3 相 組 成 (%)			孔隙率	容気度	容積重	3 相 組 成 (%)			孔隙率	容気度
		固 相	液 相	気 相				固 相	液 相	気 相		
無 施 用 区	78.2	28.4	68.4	3.2	71.6	4.5	93.7	36.3	61.2	2.5	63.7	3.9
稲 わ ら 堆 肥 区	71.8	25.9	68.7	5.4	74.1	7.3	89.0	34.7	60.3	5.0	65.3	7.7
稲 わ ら 春 施 用 区	64.0	22.4	70.2	7.4	77.6	9.5	67.9	26.1	54.4	19.5	73.9	26.4
稲 わ ら 秋 鋤 込 区	70.5	26.5	68.3	5.2	73.5	7.1	85.7	32.6	57.4	10.0	67.4	14.8

団割合および 20 μ (シルト) 以下の土粒子の存在量を示す分散率がいずれも低く推移する傾向が認められる。この傾向は、表-5 の土壌 3 相組成面においても明瞭にうかがわれ、稲わら春施用区では土壌 3 相中に占める固相率の割合がきわめて低く、反面、液相率は逆に著しく高い値を示している。

これらの諸事象は、稲わら施用に伴って土壌の還元化が助長されると、土粒子間の結合力が弱化し、作土の土塊が崩壊して、泥状化が著しく促進される姿を物語っている。

なお、湛水条件下における土粒子の動態については、すでに斎藤<sup>9)</sup>により詳細に報告されているが、本実験結果が示すように、稲わら施用によって土壌の分散率が著しく低下した原因としては、土壌還元発達に起因する土粒子自体の活性の高まりがフロックの形成を旺盛にしたためと考えられる。

3 落水後の土壌の物理・工学的

1) 土壌の 3 相組成、透水係数及び孔隙分布

落水後、コアの試料について土壌 3 相組成、透水性ならびに孔隙分布について検討し、結果は表-6、図-3 および 図-4 に示した。

まず、落水後および収穫後における土壌の 3 相組成をみると、各時期とも、稲わらおよび稲わら堆肥施用区が有機物無施用土壌に比べ容積重および土壌 3 相中に占める固相率の割合が少ない。また、孔隙率および容気度も稲わらおよび稲わら堆肥施用により著しく高まる傾向にあるが、その程度は稲わら春施用>稲わら秋鋤込み>稲わら堆肥の順に大きい。また、0.18 mm 以上の粗孔隙

量および飽和透水係数のオーダーも粗大有機物施用によ

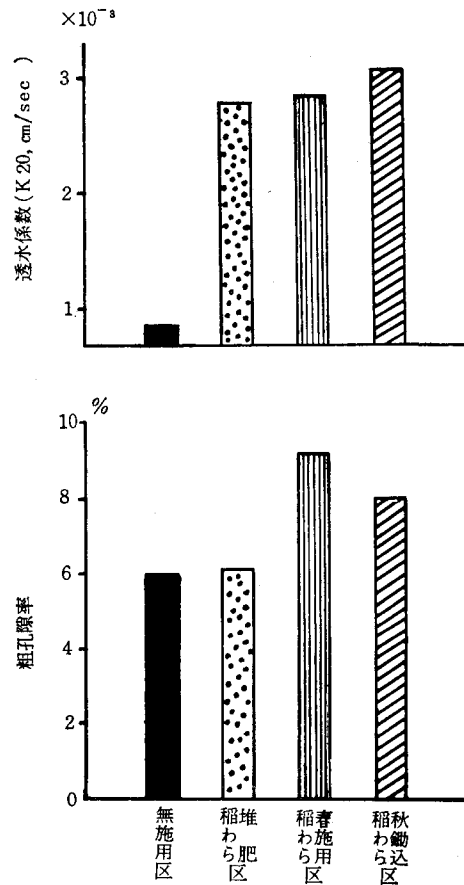


図-3 粗孔隙量および飽和透水係数

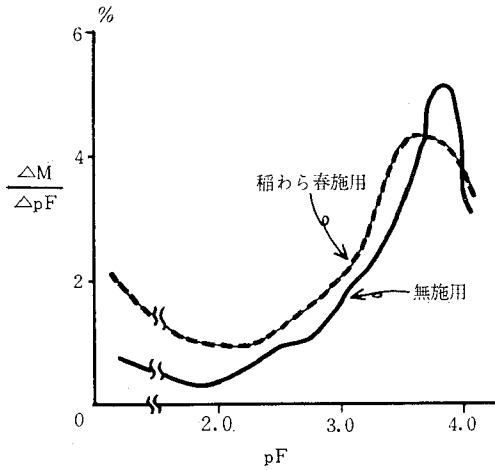


図-4 孔隙分布

って著しく高まっている (図-3)。

つぎに、pF—水分分布曲線を見ると (図-4)、稲わら春施用区では pF 0~1.7 の粗孔隙に相当する部分の変化量が 1%以下できわめて小さく、しかも、pF 4.0 近辺で大きな山がみられるのに対し、稲わら春施用区では pF 0~1.7 の範囲内における変化量は終始 1~2%と比較的高い値で推移し、かつ、0.18~0.1 mm (pF 1.7~3.0) の大きさに相当する孔隙分布量も常に無施用区を上回っている。

以上のことより、湛水条件下にあって泥状で推移した作土の構造は、落水後、再び粒団生成に転じ、とくに、稲わら春施用区では未分解有機物の関与により粗孔隙の多い、いわゆる青峰<sup>3)</sup>が指摘しているようなパン状構造が形成されるものと考えられる。

いずれにしても、粗大有機物の土壌構造形成にはたす役割はきわめて大きく、中でも、稲わら春施用区のような未分解有機物の施用効果をもっとも顕著である。これらに関しては出井<sup>4)</sup>によっても同様なことが照会されている。

#### 4 耐水性粒団組成および土塊の崩壊度

土壌の耐水性粒団組成割合をみると (図-5 参照)、粗大有機物連用土壌は、耐水性粒団中に占める 2.0 mm 以上の大粒団の割合がきわめて高いのに対し、0.5 mm 以下の小粒団の割合は逆に著しく低下している。また、傾向としては稲わら堆肥に比べ稲わら春施用及び稲わら秋鋤込の両区において明瞭である。

つぎに、川口<sup>2)</sup>の方法に準拠し水中振とう法によって粒団の崩壊程度をみたところ (図-6)、大粒団組成割合が高く、粗孔隙量の多い稲わら春施用土壌では、20 mm 以上の大土塊の占める割合が 30%以下で、各土塊群の

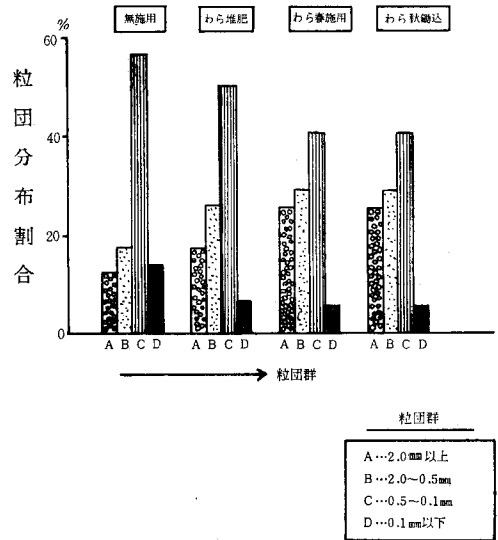


図-5 粒団分布

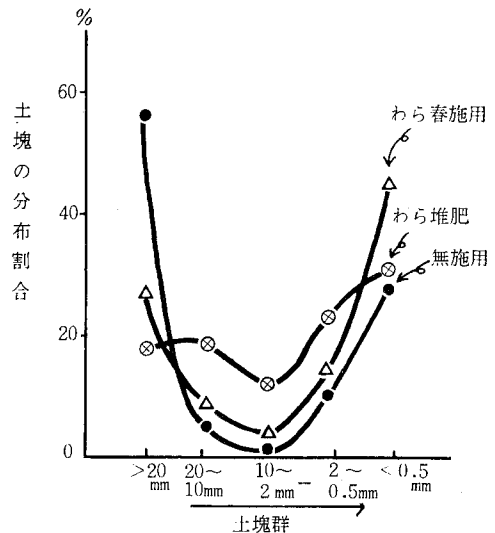


図-6 水中振とう後の土塊分布

分布割合が比較的整一化しているのに対し、有機物無施用土壌では 20 mm 以上の大土塊が依然として 60%前後も残っており、土塊の崩壊が困難な様子がうかがえる。

#### 5 アッターベルグ常数

各土壌のアッターベルグ常数について検討した結果は表-7に示した。

液性限界、塑性限界は稲わら及び稲わら堆肥施用により全体的に高まっており、かつ、湿土では塑性指数も増加の傾向にある。

また、塑性限界における剪断強度を示すタフネス指数



表-7 アッターベルグ常数

区 別	乾燥別	液性 限界 (WL)	塑性 限界 (WP)	塑性 指数 (IP)	流動 指数 (If)	タブ ネス 指数 (It)
無 施 用 区	湿 土	68.9	46.2	22.7	12.8	1.77
	風乾細土	54.9	39.6	15.3	7.2	2.13
稲わら堆肥区	湿 土	79.0	51.7	27.3	19.6	1.30
	風乾細土	59.2	44.3	14.9	7.4	2.01
稲わら春施用区	湿 土	70.2	46.9	23.3	14.7	1.59
	風乾細土	58.0	43.1	14.9	8.0	1.86
稲わら秋鋤込区	湿 土	69.5	46.2	23.3	17.6	1.32
	風乾細土	60.0	43.7	16.3	7.4	1.71

も、粗大有機物施用土壌では明らかに低下しており、傾向としては稲わら春施用及び秋鋤込み土壌の方が稲わら堆肥に比べ顕著である。

久保田<sup>9)</sup>によると、土壌の物理・工学的性に及ぼす堆肥連用の影響は土粒子の表面活性によって支配され、表面活性の大きな土壌では親水的性質を高める効果が小さいのに対し、表面活性の小さな土壌では逆に親水性を高め、そのことが微細構造の増加並びに液性限界、塑性限界及び塑性指数の増大をもたらすと報告している。

したがって、本土壌の様に火山灰を母材とする土壌では表面活性が小さなために後者の特性を示したものと考えられる。

#### 6 収縮限界および圧砕強度

自然構造土壌の収縮特性、圧砕強度、並びに生土、風

表-8 自然構造土壌の収縮常数および圧砕強度

区 別	8 月 25 日 (落水後)						11 月 1 日 (収穫後)					
	含水比	圧強	砕度	収縮比	体積変化	線収縮	含水比	圧強	砕度	収縮比	体積変化	線収縮
	%	kg/cm <sup>2</sup>	%	%	%	%	%	kg/cm <sup>2</sup>	%	%	%	%
無 施 用 区	87.9	2.55	49.2	1.12	43.5	11.3	65.3	7.82	40.9	1.22	29.8	8.4
稲わら堆肥区	97.8	1.16	60.7	0.96	35.0	9.4	67.8	5.14	46.8	1.09	22.9	7.0
稲わら春施用区	113.1	0.87	67.2	0.88	39.5	10.3	80.1	1.42	52.9	0.83	22.6	7.1
稲わら秋鋤込区	97.2	0.85	66.5	0.90	27.5	7.6	67.0	4.60	45.4	1.05	22.7	7.0

表-9 生土および風乾細土の収縮常数

区 別	風乾別	含水 <sup>*</sup> 比 (%)	収縮 限界 (%)	収縮 比	体積 変化 (%)	線収 縮 (%)
無 施 用 区	生 土	80.3	36.7	1.26	54.9	13.6
	風乾土	71.2	41.3	1.18	35.3	9.7
稲わら堆肥区	生 土	87.4	42.4	1.16	52.2	13.1
	風乾土	76.8	44.6	1.16	37.4	10.2
稲わら春施用区	生 土	81.5	39.6	1.24	52.0	13.0
	風乾土	81.6	44.7	1.13	41.8	11.0
稲わら秋鋤込区	生 土	94.2	55.1	1.03	40.3	10.7
	風乾土	72.2	39.2	1.12	40.3	10.6

\* ベースト状試料の値

乾細土の収縮常数について検討した結果は表-8、表-9に示した。

まず、自然構造土壌で得られた結果をみると(表-8)、落水後における収縮限界は先述の孔隙特性面の影響が強く反映し、粗大有機物施用土壌が無施用土壌に比べ著しく高く、かつ、体積変化量並びに線収縮量は逆に低下の傾向にある。また、土塊の崩壊の強弱をあらわす圧砕強度も粗大有機物施用土壌ではきわめて小さな値を示して

いる。これらの関係は表-9の生土および風乾細土についても全く同様ながいえる。

以上の結果より、粗大有機物施用によって形成される土壌の粒団は、脱水・収縮に対してきわめて安定的であり、このことは、粗大有機物施用が土壌構造の発達・維持の面に貢献する度合がきわめて高いことを実証している。

#### IV 要 約

透水性の良好な黄褐色土壌において、粗大有機物連用水田土壌の物理・工学的特性に及ぼす影響について検討した結果を要約するとつぎのとおりである。

1) 湛水期間中における土粒子の動態は、土壌の還元発達程度によって左右される面が強く、稲わら春施用区では強還元化に伴い土粒子間の結合力が弱体化し、粒団の崩壊並びに分散率の著しい低下が認められ、その結果作土の土壌構造は極度に泥状化した。

2) 粗大有機物の施用によって土壌が膨軟化し、かつ、粗孔隙量並びに飽和透水係数のオーダーが高まって、土壌の透水性はきわめて良好化した。また、耐水性粒団形成に寄与する粗大有機物施用の効果はきわめて高く、中でも、稲わら春施用及び秋鋤込みの両区では耐水性粒団組成中に占める 2.0 mm 以上の大粒団割合が 25

%にも達した。

3) 粗大有機物施用土壌では土塊の崩壊度が高まって、タフネス指数及び圧砕強度が著しく低下した。以上の事象より、粗大有機物施用によって土壌の易耕性の高まることが想定された。

4) 自然構造及び風乾細土の収縮限界は粗大有機物施用により何れも高まる傾向にあり、同時に、体積変化量及び線収縮量は逆に低下した。これらのことから、粗大有機物の関与によって形成される粒団は、乾燥・脱水作用に対し安定的であると推論された。

5) 以上のことを総括すると、水田土壌に対する粗大有機物施用が土壌の構造形成面に寄与する度合はきわめて高く、中でも稲わらなどの未分解有機物の施用効果が

最も顕著である。

〔謝辞〕本報告をとりまとめるにあたり、上川農試土壌肥料科長南松雄博士には種々便宜を賜った。記して感謝の意を表する。

#### 引用文献

- 1) 青峰重範：土壌肥料講座2，朝倉書店，144～147（1961）
- 2) 川口桂三郎・喜田大三：土肥誌，27，9（1956）
- 3) 久保田徹：土肥誌，42，1（1971）
- 4) 出井嘉光：土壌の物理性，16，27～32
- 5) 斎藤万之助：土壌の物理性，25，28～32（1971）
- 6) 南松雄・前田要：道農試集，23（1971）

## 実容積法について

—その測定対象のふれと測定手段の誤差を中心に—

### Some Considerations on the Determination of Sample Volume by the Volumetric Method.

—On the Sampling, Selection and Measurement Errors.—

木 内 一 巳\*

#### I はしがき

実容積法を使い始めて10年以上たった。測定の対象が自然状態の土壌であったため、複雑で、つねに対象のふれと測定誤差とを頭においてかかる必要があった。時にふれ疑問になったことをメモしておいたが、やっと一応はまとめられるようになった。実際に圃場でこれを使っておられる方々の参考になれば幸いである。

#### II 測定対象と測定方法および手段

実容積法は、自然状態のままの土壌三相を、容積と質量の関係でとらえる方法と手段の一つである<sup>1,2)</sup>。測定一般がそうであるように、この測定の場合も、測定の対象がどのような状態にあり、どのような変化をしているか、という対象の状態変化の設定からはじめる必要がある。そしていま問題としている測定が、その状態のどこをどのようにとらえようとしているのかを、方法および手段の上からはっきりさせておく必要がある。

土壌物理の対象である土壌は、その変化を起こさせる因子が複雑であり、因子同土入りくみ作用しあっている。そのため、その状態変化のポイントをきちっとつかまえることが困難の場合も多い。対象の複雑さと、それにともなう測定者側の方法、手段の不適當さから、測定の不明確さや、的はずれが作り出される。これについては(1)研究目的が対象からずれている場合(2)方法に制約されてでてくる場合(3)手段に制約されてでてくる場合(4)その他雑多な原因による場合がある。この関係を測定上のあやまりと誤差の形で手際よくまとめたものがある<sup>3)</sup>。古典的には測定誤差だけを問題としてきた。この風習はまだ残っている。

#### III 実容積法のなかみ

ここでは実容積法を使った実録計画でなく、測定のなかみを検討する。実容積法は、採土と実容積測定と計算の3つからなりたっている。

##### 1 採 土

他の容積法が行うのと同様に、採土器を使って自然状態の土壌を一定容積切りとり試料とする。切りとり方が同じであれば、どの容積法であろうと、次の点を注意する必要がある。対象の土壌自身 100 ml 当りの重量実容積とも数%の変位係数をもってふれていることである。これは人為的に制御できない。そのため採土方法に計画が必要になる。そのよしあしが研究のねらい精度に大きくひびいてくる。よく計画された採土試料群では、測定対象のふれと、測定誤差とははっきりわけられる。しかしややもするとこの両者がわけられていない場合もあるので注意を要する。

##### 2 実容積測定

測定に関係したあらゆる誤差は後で述べるとして、ここでは実容積法の原理について検討する。

一般に A B 閉鎖空気系があり同温同圧で両容積が等しいとき、両系の圧縮率は等しい。この原理は両系の器壁が空気と作用しないとみなせるときになりたつ。実容積法はこれを応用したものである。いま A 系には多孔隙を入れその細孔隙壁または空間が空気と作用する場合はどうであろうか。A 系の孔隙空間を含めた全空間が、それのない B 系の空間と同容積の場合、両系の圧縮率は必ずしも同じではない。前系の孔隙径が大きい場合は空気と孔隙との作用が小さいので問題なく成立するとみてよい。しかしその孔隙径が分子オーダーに近づいて行った場合は、両系の圧縮率は異なってくるはずである。このような細孔隙中の気体は、その壁に吸着されるなどして気体の性質から異なってくるからである。土壌は多

\* 長野県松本工業高校

孔質ということに加えて、この孔隙に水の入りこんだ複雑な三相系である。土壌が高水分の場合は、細孔隙は水で満たされて、他の孔隙だけが残されるので、土壌の入った A 系とそれの入らない B 系との圧縮は同じになる。圃場条件の土壌はこの条件とみてよい。しかしより低水分となると、細孔隙壁があらわれ前述の作用があらわれるので、両系の圧縮率は異なってくるはずである。現実に沖積土でも洪積土でも火山灰土でも異なってくる。とくに火山灰土で著しい<sup>4,5)</sup>。土壌の細孔隙と液相気相との相互作用には、孔隙をつくる粘土鉱物や腐植の量や質のちがいが関係するはずである。

3 計 算

土壌の全重量を W gr, その実容積を V ml 真比重を d, 固相容積を Vs ml, 液相容積を Vl ml とすると、実容積 V は

$$V = V_s + V_l \dots\dots\dots(1)$$

である。液相容積 Vl ml が Vl gr であるとする、

$$W = dV_s + V_l \dots\dots\dots(2)$$

がなりたつ。

d は W の乾土重 W' とすると

$$W - W' = V_l$$

$$V - V_l = V - (W - W') = V_s$$

$$\therefore d = W' / \{V - (W - W')\} \dots\dots\dots(3)$$

からもとめられる。

すなわち d がわかっていると、W V の測定から Vs Vl がもとめられ、さらに他の物理量ももとめられる。

d について、松本盆地の沖積土では1年間変らなかつた。試料は約100点である。その変位係数は1.08%であった。また、この圃場に土層断面をつくり、その断面の各層の極めて近い2点間の d のふれをもとめると変位係数が0.1%しかない。土壌の d は圃場の位置により変位係数1%の範囲でふれをもつことになる。この範囲で不均一ということとなる。しかし固相容積、液相容積のそれは松本盆地沖積土では7%程度10%程度である。また松本盆地の西側の扇状地群の一つ烏川扇状地の洪積土でもほぼ同様である<sup>6)</sup>。いままで d は Vs や Vl より変位係数が小さいので、一定とみなして(1)(2)式から Vs Vl を算出していった。しかし前述の沖積土や洪積土では、d と Vs は相関はない。すなわち d と Vs とは、圃場では、無関係に独立にふれていることとなる。するとこの場合は、次のように意味がちがってくる。いま多数の試料を同一圃場からとったとき

$$\left. \begin{aligned} W_1 &= d_1 V_s1 + V_l1 \\ W_2 &= d_2 V_s2 + V_l2 \\ W_3 &= d_3 V_s3 + V_l3 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(4)$$

$$\left. \begin{aligned} V_1 &= V_s1 + V_l1 \\ V_2 &= V_s2 + V_l2 \\ V_3 &= V_s3 + V_l3 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(5)$$

であったとしよう。(4)(5)を左辺は左辺、右辺は右辺で加え合わせ、Σ をつけると

$$\Sigma W = \Sigma d V_s + \Sigma V_l \dots\dots\dots(4')$$

$$\Sigma V = \Sigma V_s + \Sigma V_l \dots\dots\dots(5')$$

ここで d と Vs は独立に分布するので

$$\Sigma W = \Sigma d \Sigma V_s + \Sigma V_l \dots\dots\dots(6)$$

と d と Vs を分離できる。(5)' と(6)より

$$\Sigma V_s = (\Sigma W - \Sigma V_l) / (\Sigma d - 1) \dots\dots\dots(7)$$

$$\Sigma V_l = \Sigma V - \Sigma V_s \dots\dots\dots(8)$$

がなりたつ。Vs Vl d の平均値を  $\bar{V}_s \bar{V}_l \bar{d}$  とおくと(7)(8)は

$$\bar{V}_s = (\bar{W} - \bar{V}_l) / (\bar{d} - 1) \dots\dots\dots(7')$$

$$\bar{V}_l = \bar{V} - \bar{V}_s \dots\dots\dots(8')$$

となる。d は平均値をとった方がよいことになる。d はいままで得られた値の全部を平均して使う方がよいことになる。

真比重の変位係数は非常に小さく、固相容積液相容積とそれは大きくなっている。これは土壌の生成作用の一面を暗示していると考えられる。真比重は非常に永い歴史の中で作りあげられたもので、いくつかの作用で変位が小さくなった。またそのために耕耘など人為作用ではなかなか変りにくいので変位が小さくでる。一方固相容積は人為作用でいくつかの状態が作られるので、変位が大きくなる。すなわち変わりやすいと考えられる。

4 実容積測定にともなう誤差

測定にともなう誤差を検討しよう。

(1) 採土の際の誤差

まず第一に考えられるのは採土器の刃の口径のくろいによる誤差である。

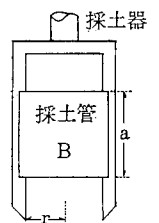
採土には採土器を使うが、これで試料をつくるとき、その容積を決定するのは、刃の口径 2r cm と採土器内の採土管の長さ a cm である。図1のB内の土柱の容積 v cm<sup>3</sup> は

$$v = \pi r^2 a \dots\dots\dots(9)$$

いま r に Δr, a に Δa の個有誤差があると容積 v の相対誤差は

$$\Delta v / v = \Delta a / a + 2 \Delta r / r \dots\dots\dots(10)$$

a の変位係数は18サンプルで0.33%程度であった。刃の口径の方は採土のくり返しで丸くなりくるってくる。刃の口径が1%くると容積では2%くるとなる。多数の試料平均では Δa/a は急速に0に集束する。



しかし  $\Delta r/r$  は偏りであって平均しても消えない。刃の口径が変わりにくい材質の開発と、刃の手入れが必要である。

次に考えられるのは土壌を切りとる際の誤差である。採土器を使って採土管に入った土壌を、管の上下端で切りとって一定容積の土壌試料を作る。この切りとりの際に誤差をとまなう。この誤差は砂を使って測定できる。砂を適当に湿らせて固まりやすくする。採土管の一端にふたをしてビニールテープで固定しその質量を秤る。管の他端から砂を充分につめる。管端の砂を採土用ナイフで切断して秤量する。さらに切断面に砂を盛りふたたび切断秤量する。このさい管内部の砂は変わらないとみなせるので、秤量のふれは砂の切りとりによる誤差である。これを50回くり返したとき、砂の質量の平均値は159.5 gr で  $\sigma$  (シグマ) は 0.414 gr 分布型は正規型であった。両端の切りとりでは  $\sigma$  は確率法則から  $\sqrt{0.414^2 \times 2} \text{ gr} = 0.585 \text{ gr}$  である。変位係数で 0.37% 程度である。多数を平均すれば急速に0に集束しほとんど問題にならない。

もう一つ考慮しなくてはならないのは、水分条件等のちがいによる土壌の物理性の変化である。同じ土壌でも水分条件がちがうと硬さもちがいが非常にちがう。今日たやすく採土できた土壌が次の日には硬くて採土しにくくなる場合もよくおこる。また固相容積もちがうようにみえる場合もある。このように同一土壌でも物理性のちがう場合の採土について、採土側の偏りについては、今後の研究にまきたい。

(2) 実容積測定時の誤差

まず考えられるのは、全重量を 0.1 gr まで、実容積を 0.1 ml までしか測定しないことによる誤差である。この0.1以下の切りすてによる誤差分散は確率法則によると、 $0.1^2/12$  したがって  $\sigma$  は 0.02 程度である。全重量を 126.0 gr 実容積を 65.0 ml 程度とすると、誤差変動係数は 0.023%, 0.044% で他の誤差に比べて問題にならない。したがって無視できる。次に考えられるのは、実容積の測定値が真の実容積を示しているかということである。

いま測定値が 65.0 ml とでたとき、これが真に測定の対象 65.0 ml であるかを疑ってかかる必要がある。いまつぎのような実験計画をたてる。同一圃場から20点の試料を採土し全重量  $W$  と実容積  $V$  を測定する。つぎに採土管のふたを開いて土壌を自然乾燥させる。その過程で毎日  $W$  と  $V$  を測定する。

(1)式と(2)式から

$$W - V = (d - 1)V_s \quad \dots\dots\dots(1)$$

なので、 $d$  と  $V_s$  が変わらないかぎり  $W - V$  は変わらないはずである。この  $W - V$  の値につき、試料のちがいと、水分によるちがいを2つの要因として二元分析をする。自然乾燥をさせて数日間、水分によるちがいは、有為ではない。したがってこの数日間の試料を使うと  $W - V$  のふれは、試料によるちがいと測定誤差の2つになる。この2つを分離できるように分散分析表を作ってみると松本盆地沖積土では表1ようになる。測定

表-1  $W - V$  の分散分析表  
( $J$  試料のちがい  $R(J)$  誤差)

要因	変動	自由度	不偏分散
$J$	1105.7833	19	58.1991
$R(J)$	0.9065	60-19	0.02211

$$\sigma_{RJ} = 0.1487$$

による  $W - V$  の誤差の  $\sigma$  は 0.15 程度である。 $W$  は測定対象のそれに正確に対応するから 0.15 は  $V$  の測定値と測定対象のそれとのちがいがから生ずるものと解釈できる。川砂を熱乾してその  $V$  を測定したときでもこの程度のふれはでる。川砂の場合は測定器と対象の相互作用は無視できると考えてよい。したがって土壌の場合も川砂の測定と同程度に正確に  $V$  の値がでるものとみてよい。

(3) 固相容積、液相容積算出時の誤差

真比重  $d$  がわかっていると、全重量  $W$  gr 実容積  $V$  ml の測定から固相容積  $V_s$  ml 液相容積  $V_l$  ml は式(1)(2)から

$$V_s = (W - V) / (d - 1) \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$V_l = V - V_s \quad \dots\dots\dots(3)$$

として算出できる。4 (2)でのべたように  $W V$  の精度は高く誤差の変動係数で 0.02% 0.1% (あるいはそれ以下)におさえることができる。しかし  $d$  の圃場の位置による変位係数は 1% 程度ある。したがって(2)(3)式で  $V_s V_l$  の精度をきめるのは  $d$  の変位係数である。

いま  $d$  の位置によるふれを  $\Delta d$  それによって引きおこされる  $V_s$  のふれを  $\Delta V_s$  とすると

$$\Delta V_s / V_s = \Delta d / (d - 1) \quad \dots\dots\dots(4)$$

これは

$$\sigma V_s / V_s = \sigma d / (d - 1) \quad \dots\dots\dots(5)$$

と書くこともできる。 $\sigma V_s$  は  $d$  のふれ  $\sigma d$  によって引きおこされる誤差標準偏差である。同じ土壌で  $d = 2.62$   $\sigma d = 0.026$  なので  $\sigma V_s / V_s = 0.016$  約 2% の誤差変動が入りこむこととなる。一方この土壌の  $V_s$  の測定対象の変位係数は 7% もある。そこで次の点をふまえておくことが必要である。

一つは圃場の Vs や V<sub>I</sub> の代表値 (平均値) をだす場合である。このときは、同条件の試料を 10 点とか 20 点とかとり平均してだす。d のふれその他は、Vs V<sub>I</sub> の測定対象のふれより次元が小さいので、平均の操作によって急速に 0 に集束してしまう。Vs V<sub>I</sub> の測定対象のふれだけが問題となる。このふれのある土壌から代表値をある精度で得る手法には川尻<sup>7)</sup>のものがある。

次に個々の試料の測定値を問題とするときがある。このときは d のふれによる Vs の算出誤差は無視できない。Vs の値は(10)式のような変位係数 (松本盆地沖積土では 2%) をもつものとみなくてはならない。もちろんこの変位係数は大きいものではないが、より精度をあげたい場合には、各試料の乾土重 W' を測定して

$$\left. \begin{array}{l} W - W' = V_I \\ V - V_I = V_s \end{array} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

(10)式から Vs V<sub>I</sub> を出す必要がある。

#### IV ま と め

実容積法そのものの誤差と測定対象のふれの主要点を

明らかにした。

測定側の誤差では

- (1) 採土器の刃の口径のくろいによって引き起こされる誤差。
  - (2) 測定対象の真比重がふれをもつために固相容積、液相容積を真比重を使って算出するときの誤差。
- の 2 つが大きいことがわかった。しかし実用的にはほとんど問題とならないこともわかった。むしろ非常に精度の高い測定法である。

#### 文 献

- 1) 美園繁, 土肥誌, **29**, 67 (1958)
- 2) 美園繁, 土肥誌, **33**, 49 (1962)
- 3) 柏木力, nonsampling error, 推計学の化学および生物学への応用, 第 3 集, 現場の推計学, 南江堂 (1959)
- 4) 美園繁, 土肥誌, **29**, 97 (1958)
- 5) 美園繁, 土肥誌, **33**, 53 (1962)
- 6) 木内一己, 美園繁, 中村正治, 土肥誌, **35**, 172 (1964)
- 7) 川尻美智子, 土肥誌, **37**, 401 (1966)

## 会 務 報 告

(昭和49年7月1日～昭和49年10月31日)

### 第2回拡大幹事会 49・7・30 於 北農試

〔出席者〕 木下, 千葉, 佐久間, 梅田, 前田, 斎藤,  
桜田, 山本, 竹内, 山崎, 吉野

〔議 題〕

- 1 経過報告
- 2 49年度第16回シンポジウムの諸準備
- 3 会誌第30号の編集予定について
- 4 49・50年度評議員選挙について
- 5 その他, 15周年記念出版編集委員会報告, 48年度第1回評議員会報告, 次年度本会事務局選考

### 選挙管理委員会報告

49年9月25日開票, 北農試第4研

〔出席者〕 出井, 竹内, 山崎各委員

佐藤, 片山各立会人

#### 第4回評議員選挙開票結果

有効投票数 142票

無効投票数 0票

白 票 1票

計 143票

当 選 佐久間 敏 雄 (北海道)  
徳 永 光 一 (東北)  
寺 沢 四 郎 (関東)  
湯 村 義 男 (中部)  
川 口 桂三郎 (近畿)  
美 園 繁 (中・四国)  
木 下 彰 (九州)  
国 分 欣 一  
竹 中 肇  
岩 田 進 午  
横 井 肇  
須 藤 清 次  
前 田 隆  
黒 田 正 治  
八 幡 敏 雄 以上 15名

第4回評議員選挙開票の結果, 新評議員は上記の通り相違ありません。

昭和49年9月27日

選挙管理委員長 出 井 嘉 光

選挙開票立会人 佐 藤 博

片 山 雅 弘

### 新入会員 (49・7・1～49・10・31)

(購 読)

野菜試験場企画連絡室資料課

514-01 三重県津市一身田大古曾 670

東北農試企画連絡室資料課 020-01 盛岡市下厨川赤平 4

(一般会員)

市 村 匡 央 東大農 156 東京都世田谷区桜丘 1-1-1

大 場 和 彦 九州農試畑作部 885 都城市横浜市 6644

金 泳 鑿 ソウル市特別市麻浦区大興洞 18-25  
退 会 者 (49・7・1～49・10・31)

角 田 三 郎 群馬県庁

渡 辺 光 昭 農技研

福 田 清 香川大農

西 村 藤 市 北炭化成工

奈 良 誠 東大農

大 塚 秀 光 東 京

佐 藤 吉之助 千 葉

橋 本 与 良 林 試

小 穴 岳 夫 野沢北高

清 水 弘 三 静 岡

滝 川 圭 吾 富山県立農

秋 山 喜三郎 道立北見農試

和 田 士 宮城農試

富 安 弥一平 東京農大

林 敬 太 林 試

鳥 巢 諒 九 大

小 出 忠 男 立命館大

瀬 戸 隆 一 岐阜大

相 馬 恒 一 宇都宮大

### 住所変更 (49・7・1～10・31) 新住所のみ記載

北 山 登喜男 県農試大隅支場 893-16 鹿児島県肝属郡串良町

中島田 誠 北農試畑作部 082 北海道河西郡芽室町新生

村 岡 鹿 次 862 熊本市東町 4-18 合同宿舍北住宅 10-21

木 内 知 美 草地試 329-27 栃木県那須郡西那須野町

近 藤 洋 平 嶺北農業改良普及所大豊支所 789-02 高知県長岡郡大豊町舟戸

石 上 忠 県園芸試 344 春日部市大字下蛭田 334-14

塩 崎 尚 郎 九州農試 861-11 熊本県菊池郡西合志町須屋

長 倉 重 遠 宮崎県西都農業改良普及所 811 宮崎県西都市大字右松





## 土壤物理性測定器

実容積測定装置（孔隙率測定装置）

土壤透水性測定装置

土壤団粒分析装置

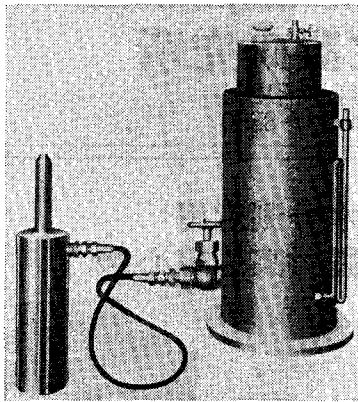
土壤pF測定装置

土壤通気性測定器（Gasometer）

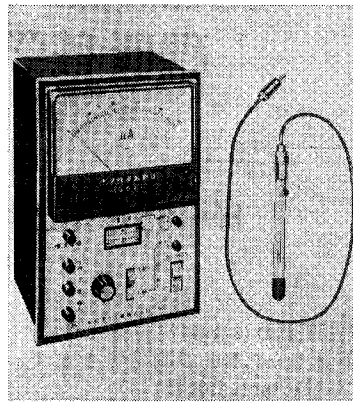
土壤酸素拡散計（Oxygen Diffusion Rate Meter）

土壤圧膜装置

テンシオメーター



土壤通気性測定器



土壤酸素拡散計

その他、土壤物理性測定、土壤水分測定に関する製品を各種取り揃えています。

## 大起理化工業株式会社

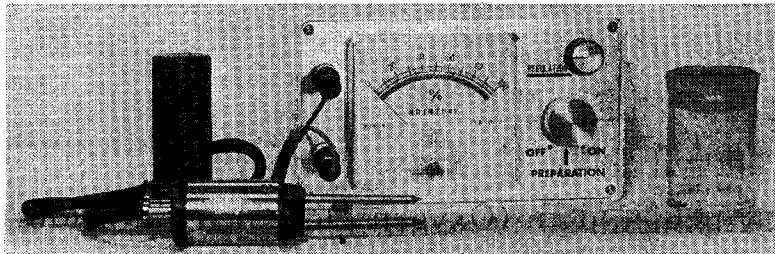
東京都荒川区町屋2～16～2

電話 03 (892) 2191 (代表)

〔水分〕  
理研式簡易水分計

〔pH〕  
理研式簡易 pH 計

土壤調査と農産加工に最適



◎本器は現場的であり、実用向であるので欧米各国にも  
広く輸出され好評を得ております。

◎携帯用で、いつ、どこでも、だれでも利用できます。

理研科学測定器研究所

東京都足立区伊興町前沼1254  
〒121電話899-4874・897-8860

H-65S型土壤 pF 水分測定用  
冷却装置付高速遠心機

特長

1. 自然原土のまま測定できます。
2. pF 2.0~4.2まで測定できます。
3. 大容量100ml, 4本架
4. 土壤水は各資料管ごとに採取出来ます。
5. 自然原土の土壤を採土器に組合せることによつてそのまま連続的に、pF値が測定できます。
6. 資料管を水平に位置して遠心分離するため正確な測定が出来ます。
7. 遠心室使用温度範囲

0℃~+25℃ 仕様 最高回転数 13500 r. p. m.

ローター半径 77mm

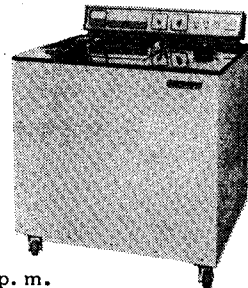
架数 100ml×4本架

電動機 100V 2.2KW 直流複捲式

冷凍機 100V、又は、200V 600W 全密閉型

価格 本体 590,000

ローター 360,000



国産遠心器株式会社

本社 東京都台東区台東2-3-9 TEL 東京03-833-5631

出張所 札幌、京都、北九州

## 第16回シンポジウムと懇親会から

### —土壌物理研究室に立ち寄って—

11月22日に西ヶ原の農業技術研究所において、土壌物理研究会恒例のシンポジウムが開かれ、今年第16回目にあたりテーマは「農林地の水収支」であった。出席者数の傾向をみると、西ヶ原で開かれた場合は最近では毎回100名位集まるが、今回も98名出席した。出席者数を所属別にみると大学関係36名で最も多く、専門場所（草地、果樹、野菜、農土試など）18名、農研、農事で16名、県農試16名、地域農試9名、公団、民間関係3名の順となっており、たまたま保存していた第14回（於農研：テーマ、土壌構造をめぐる諸問題）シンポジウム出席者名簿を所属別に整理してみると、やはり今年と同じく大学関係37名で最も多く、県農試、農研農事、専門場所の順で地域農試からの参加者は少なく、民間関係と同数の4名であった。比較したシンポジウム回数が少ないので立入った論議はできないが、この2回の所属別出席数の割合では大学関係が36～37%を占め、残りが試験場関係と民間関係者である。地域農試や県農試からの出席者数はその年のテーマによって増減がみられる。

今年はシンポジウム終了後農研地下食堂で久しぶりに懇親会を開き約20名参加したが、いつもの顔ぶれで若い人が少ないという声も聞かれたが、それぞれのテーブルで話がはずみ賑やかであった。懇親会解散後、須藤新会長ほか5～6人の方が土壌物理研究室に集り、日中のシンポジウム内容から、土壌物理の後継者問題まで一杯機嫌のマジメな話がかわされた。シンポジウムの講演者や参加者の若返り、つまり後継者としての若者を育てる、論議の一端を紹介させてもらうと、……大学の先生が育てた人をわれわれが受け継いでめんどうをみるということになるのだが、いろいろと年寄りの反省も必要だね（湯村さん）。自分の土俵では勝つがそれではいけないし（新会長の須藤さん）。勿論経験的土俵でやると押えつけることになり、若者は伸びない（岩田さん）。押えつけるようなことはいけないし、指導力にもかかわることだが若い人にバトンを渡していくということが必要でしょう。須藤さんは自信過剰だから（安富さん）……と早くも新会長を中心に土壌物理研究会を発展させるための論議が出され、北海道ではなかば強制的に若者にしゃべらせるなどの山崎（慎）さんからの報告や、今まで若者を育て伸ばした美園さん、山崎不二夫先生は立派だったという諸先輩の指導力が評価されるなど、後継者を育てるための意見が多く出され、これらはこれからの土壌物理研究会の一つの大切な仕事であるように思われた。

（文責 根本）

## お知らせ

新会長の選出にともない、研究会の事務局を下記に移転いたします。今後の事務連絡はすべて新事務局宛にお願いします。

記

茨城県稲敷郡阿見町（〒300-03）

茨城大学農学部農業工学科

農業造構学教室内

土 壌 物 理 研 究 会

電 話 02988-7-1261 番

（振替口座 東京 17794）

**土壌の物理性 第30号**

(会 員 配 布)

1974年11月15日 発行

発 行 **土 壌 物 理 研 究 会**

札幌市豊平区羊ヶ丘1

北海道農業試験場内

電 話 851-9141

振替口座 小樽 19109