

土壌の物理性

第40号

昭和54年10月

巻頭言	溶液土壌学から構造土壌学へ—分析から総合へ—	加藤芳朗	1
報文			
	土壌の水収支機能についての2, 3の考察	木村 悟・仲谷紀男	3
	泥岩構成土の物理的性質に関する実験的研究—富山県氷見地区—	荒井 涼	10
	傾斜開畑地の微地形条件とガリ侵食の関係について	松本康夫・五十崎 恒	18
	電気抵抗式土壌水分計に関する基礎的検討	矢部 勝彦	26
	—キャリブレーション方法の再検討—		
総説			
	繰返し载荷による粘性土の挙動	宮内 定基	32
	ペースト状態の粘性土における粘土粒子の配列と力学的性質	藤井克己・中野政詩	42
解説			
	土粒子間に作用する力の測定について	安富六郎・軽部重太郎	50
土粒子			
	無題	横井 肇	54
	土壌の物理性と作物生産力について	高橋 和司	55
会務報告			56

(1977・10・17改正)

土壤物理研究会会則

- 第1条 本会は土壤物理研究会 (Research Association of Soil Physics, Japan) と称する。
- 第2条 本会は土壤の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行なう。
- 1 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - 2 土壤の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 並びにその他の印刷物の発行
 - 3 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - 4 その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには評議員会の承認を受けなければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|-------|---------|
| 正会員 | 年 額 | 2,000円 |
| 学生会員 | 〃 | 1,500円 |
| (大学院生を含む) | | |
| 賛助会員 | 1 口年額 | 10,000円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 2,500円 |

広告料 賛助会員 実費
賛助会員以外実費の5割増

- 第6条 本会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は別に定める。
- (1) 会長1名、副会長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員から互選する。
ロ 3名以内 会長が委嘱する。
 - (3) 会計監査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹事 若干名
会長委嘱
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- 第8条 本会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる
- 第10条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。

(1979・2・7改正)

「土壤の物理性」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はない。
- 2) 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会には要すれば文章の加除修正を行う。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) 原稿の枚数は、刷り上がり6ページ以内(図表を含めて32枚程度)を規準とする。超過ページならびに写真、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がい、その内容は土壤の物理性に主体をおくものとする。なお、題名、著者名、所属には英文を併記するものとし、とくに報文については、300語以内の英文要約をつけるものとする。「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」土壤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。

「その他」土粒子、書評などを含む。

- 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書校正とし、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 枚 図 枚
表 題		図 表 数	表 枚 図 枚
著 者 名		写 真 数	葉
所 属		別 刷	30部+ 部

- 7) 別刷は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
津市上浜町(〒514)

三重大学農学部土地利用学研究室
土壤物理研究会編集委員会

(なお、原稿執筆規定は裏表紙に従うこと)

 卷 頭 言

溶液土壌学から構造土壌学へ—分析から総合へ—

加 藤 芳 朗*

Yoshiro KATO

土壌の種類が異なるごとにその物理性もまた違うにもかかわらず、土壌の分類基準として物理性を使用する例が意外にも少ないのはなぜであろうか。物理性は土壌生成にも、農地造成や植物の生育にも重要なことはよく理解されているのに。これが筆者が感じていた疑問である。例外的によく使われている基準として土色と土性とがあるが、それ以外にどんなものがあるか、試みに日本の現行のいくつかの土壌分類体系の中から探してみると、わずかに次のものしかない。すなわち、林業試験場の林野土壌の分類(1976)での黒色土壌群(BJ)の規定の中に「一般に容積重は小さく、保水力…は大きい」とあるが具体的な数字は示されていない。経済企画庁(現国土庁)の土地分類1/20万県別土壌図では厚層黒ボク土壌、黒ボク土壌が「腐植土層の容積重0.90以下」とされ、また淡色黒ボク土壌では「容積重は軽い」で片付けられている。農技研を中心とした農耕地土壌分類では土壌統の規定(第2次案, 1977)では、盤層が「ち密度29以上、……」とあるだけである。北海道の農牧地土壌分類(1979)の中分類では黒色火山性土と褐色火山性土とをそれぞれ「軽しょう」と「ローム質」と、コンシステンシーをとり入れて、分けている。アメリカの新分類体系(Soil Taxonomy, 1975)中の基準でもCOLE(線伸張係数, vertic subgroupの区分に適用), n -value(圃場含水量と粘土・腐植含量との比)ぐらいで、それに、土壌の水分レジーム, 温度レジームを広くとり入れていること、日本と同じく火山灰土壌(Andepts)で15パール(pF4.2)の水分や細土のかさ比重が用いられているのが目立つ程度である。ではなぜこういうことになったのだろうか、やや飛躍的な部分もあるが筆者の雑感を述べることにする。

それは、土壌研究の発生が農芸化学にあって化学的手法が重視されたという歴史的な事情もあるだろうが、複雑な土壌の世界を単純化してその本質を見きわめようとした態度が大きく響いているのではないか、ということである。単純化は土壌を基本粒子(コロイド)、さらには原子、分子として見る分析的な立場である。J. Soil Sci. Vol. 28, No. 3 (1977)の「Unifying principleの探求」と題するP. W. Arnoldの論文も粒子界面の現象を土壌の本質とみなすものであった。このような見方は土壌を単粒子の集まり、あるいはそれと水との懸濁物とする、いわば単粒子土壌学であり、溶液土壌学である。研究の手法は化学、物理化学が主流である。現実の土壌は構造を持ち、土層を持ち、断面形態を持つ。イオン交換容量の実験は風乾細土をピーカーにとり多量の塩溶液とまぜて行う。やりながら思うことは、実際の土壌では土粒子と微細孔隙とが錯雑して一体このようなイオン交換がどのように起るのだろうか、である。以前に液性、そ性限界の測定をやったことがあったが、まず前処理として土粒子を十分につぶすねり返しをやらなければならないことを知って驚いた経験がある。粘土や砂の堆積物ならいざ知らず、構造をもつ土壌にとって塑性図がどのような意味をもつのか疑問に思う。また、土壌断面を通じての物質の移動、例えば塩分溶液の毛管上昇、粘土や腐植・酸化鉄の溶脱(レンパージュやポドゾル化作用)、鉱物表面から遊離した成分の拡散など、はすべて土壌孔隙に沿って起こる。溶液や懸濁液と孔隙面とでどんな相互作用があるだろうか。これらは土壌生成学にも農林業の実際面にも関心と呼ぶところである。どうしても土壌構造の理解—土壌物理の助け—を借りなければならない。いわば、単粒子(溶液)土壌学から構造(固体)土壌学への転換であり、分析から総合への第一歩であろう。

ある書評で「これは総合を重んずるヨーロッパの伝統が生きていることを示したものだ」という意味のものを読んだことがある。その肝心な本の名前、著者は忘れてしまったが、それから浮んだ連想は憶えている。それはチェコスロバキアの鉱物学者Dr. Kontaのimbibometryである。これは粘土塊表面に水・溶液を落としたときの液のしみこみの速さ、広がり粘土・鉱物種・飽和イオンとの関係を論じたものである(International Clay Conference, Vol. 1, 1963, Pergamon)。そのメカニズムはともかく、外に現われた形に注目したのがこれだと感じたわけである。ひるがえって土壌では、土壌断面の土層配列、土色、土壌構造、コンシステンシー、土性などがこれに当たるのではなかろうか。これはまさしく土壌形態といわれるものと関係する。

*静岡大学農学部

土色は土壌の構成物の種類、量を反映し、これらはさらに土壌の状態や生成環境と結びつくので土壌名として広く使われて来た。この意味では総合化にもっともふさわしいものの1つであろう（逆に、意外と発色物質がよくわかっていない）。

土壌のコンシステンシー（手ざわり）はスコップや指先で力を加えたときの土壌の変形挙動を呼ぶと理解されるが、これは土壌構成物（粘土鉱物、粒径組成）、水分、土壌構造などと関係した、まさに総合性の高いものである。ところが本に出てくるのは、土壌調査法関係だけであって（土壌物理の専門書ではどうであろうか）、それも、軟、堅、易碎、粗、密…といった味気のない名前のら列である。ハワイでの火山灰土壌で“smearly”と呼ばれるものがある。これは土塊をとって指先でこねるようにすると、最初は硬度を示すが次第に軟化して最後にはぬるぬるになる性質を指している。日本の火山灰土壌でも例が多い。鹿沼土の軽石粒もそうである。アロフェン質の土壌で含水量が高くかつ乾燥履歴がないことを示すとのことである。この土壌はアメリカの旧分類名で Hydrol Humic Latosols、新分類では Hydrandepts と呼ばれている。新分類の“thixotropic”がこれに相当する。日本では黒ボク土の「ボク」というのがある。これはスコップで掘ってゆくと、堅密な粘土層のように堅くも重くもなく、かといって砂のようにざらざらと崩れずに、土塊として切りとれるものである。土壌構造からいえば、粒状、角塊状構造が構造単位に分離しやすいのに対して、屑粒状構造が連続して三次元配置をとっているのではないかと思われる（食パンの内部と似ている）。これは黒ボク土A層の特徴として広く認められるが、時には新しい火山灰土（数千年以降）の褐色土層にもある（例、伊東市、大室山噴出）。前記した北海道の農牧地土壌分類での「軽しょう」がこれに相当するようであるがもう一つびったり来ない感じである。最近、有機質土（クロボク土）の物理的、工学的特性が注目されているが、「ボク」の土壌物理的表現はどうなるであろうか。静岡県西部から愛知県東部にかけてのさく井業者や採土業者の間では軟かい細かい砂層を「ボカ砂」（色は不問）という。これは、スコップや鍬で崩すときの感じから来たものと思われるが黒ボク土と一脈通ずるものがある。その他これに類するものが多かろうと思う。とくに土俗的な名称は暗示的である（赤ホヤ、マサ、オンヂ、ゴロタ、ノッポのような）。適格な表現はないが、粘土質の湿田に入ったときのぬるっとした感じ、また、足が土から離れず長靴をとられてしまうとか逆に湿った砂の上を歩くときのダイラタンシー（硬化）現象など、土壌にはコンシステンシー（手ざわり）といった総合的な顔をもっている。農具や車輪も土壌と接触するとき、われわれ人間と同じく総合的に土壌を感じているに相違ない。こういった面のコンシステンシーの整理・分類があってもよいのではなかろうか。ここで蛇足を加えると、科学には、漠然と総称されているものに分析的なメスを入れて基本要素に分解整理するといった側面がある。上述のことは、これがかかなり進行した現段階でもう一度元にもどって見直したらということである。

土性（粒径組成）は、土壌構造、水分状態、有機物とは独立して、無機物の基本粒子の粒径を表示するものである。花こう岩壤土、古生層埴壤土とか、土性調査（=土壌調査）からわかるように昔は土性が土壌を表現する主要な総合的指標だった。通気透水性、保水性などの情報も含んでいるためであろう。作土だけを問題とする場合はこれでよいが、下層土も含めた断面全体が重視される現在では構成土層の一特性にとどまっている。粒径（機械）分析には、土壌の本性に逆らう構造破壊・完全分散処理があり、土壌はこれを嫌って反抗するのだが、 H_2O_2 、脱鉄、HCl（ $CaCO_3$ 溶解）、 Na_2CO_3 、音波などの化学的、物理的処理による破壊法が考案され、一部の硬盤層を除いてはほとんど問題ないようである。とくに難物だった（西洋式の直輸入では）火山灰土（アロフェン質）も、わが国研究者の創意工夫の結果、音波処理とHCl分散または脱鉄- Na_2CO_3 処理などでほぼ完全な分散状態（粘土の回収率）が得られるようになった——と筆者は見ている。余談になるが、アメリカやニュージーランドでは火山灰土の粒径分析に不信感があって（再現性がない）、それに代る方法をとっている。例えば、粗粒火山灰土（Vitrandepts）と成熟火山灰（その他の Andepts）との区別として、15パールの水分含量（ $>20\%$ ）や細土のかさ比重（ <0.85 ）を取っている。このような物理量をもってきたところに興味がある。これを含めて、火山灰土の粒径分析に関する土壌物理研究者の方々の意見はどうであろうか。なお、粒径分析では、粒子を球形と仮定してストークス式やふるい目を使っているが、これで何か不都合なことはいないだろうか。土木用骨材の分野では粒子形を表現する種々の研究があるようだが、

始めの方でふれたアメリカ新分類での水分レジーム、温度レジームも土壌状態の総合化の一つとみなされている。が、これを分類基準に導入するには問題がある。それは、調査地点1つ1つについて年間を通じての水分量や温度の変化を測定しなければならぬことである。付近の観測所のdataで間に合わせればよいというかもしれないが、凹地と凸地では水分状況は全くちがうし、温度も日向と日蔭では異なる。それに新分類の大義名分の一つとして、土壌はその性質（状態）を基準として分類されるべきである、というのをうたい上げているので、近まわりの観測dataで代用するわけにはゆかないのではなかろうか。むしろ、土壌の断面の中から、水分や温度を指示するものを見つけ出すべきではなかろうか。林野土壌では、土壌構造、堆積腐植などを指標として水分レジームを7つに区分して、これを分類にまた造林の指針として活用している。

[1979.10.2.受稿]

土壌の水収支機能についての2・3の考察

—八ッ岳山麓のアンド土壌の例—

本 村 悟*・仲 谷 紀 男*

Some Aspects on Role of Soils in Hydrological Cycle

—An Example of Ando Soils in Yatsugatake—

Satoru MOTOMURA and Norio NAKAYA

National Institute of Agricultural Sciences

1. はじめに

地上に降った雨の一部は地表面を流去し、一部は土壌中へ浸透し、また一部は地表面に到達する間に蒸発する。土壌中へ浸透した水の一部は土壌孔隙中に貯留され、一部は中間流出あるいは地下水へ流出する。土壌孔隙中に貯留された水は植物の根を通しての蒸散と地表面からの蒸発によって再び大気中に放出されるので絶えず変化している。このようにして、水収支が成り立っている¹⁾。

水収支に関する一般式において、降水量、蒸発散量を除く水収支項はいずれも土壌の要因とくにその物理性に著しく影響されるものと考えられるが、その実態については不明な点も多い。本研究は水収支の各項目について土壌の物理性との関係を土壌の立地条件、土地利用形態との関連で解明し、水収支に果す土壌の機能を明らかにしようとするものである。

2. 試験の方法

1) 調査地域および供試土壌

本研究の対象とした地域は山梨県北巨摩郡大泉村にある開拓連実験農場および隣接の農地約2 haである。

土地利用形態および土壌断面形態の相違を考慮して、水収支項に関連する物理性として次の各項目について現地および室内において測定した。

2) 現地試験

(1) 浸潤能測定：直径約30cm、高さ約35cmのステンレス製円筒を打ち込み、水位を15~20cmに保ち、積算浸入量を時間の関数として測定し、パーシク・インテーク・レート(IB)を算出した²⁾。

(2) 現地土壌水分の経時変化：6月から11月までの6ヶ月間にわたって、毎月1回、深さ100cmまで5cm毎に採土して熱乾法によって土壌水分を測定。

3) 室内実験

(1) 腐植含量・粒径組成：2mm篩別の風乾細土につい

て常法により測定³⁾。

(2) 三相分布・仮比重：土壌断面の各層位から採取した試料について、熱乾法によって測定³⁾。

(3) pF—水分値：現地構造を保持したままの試料を土壌断面の各層位から採取し、pF1.5~2.7までは吸引法により、pF3.0、pF4.2は遠心分離法によって測定²⁾。

(4) 透水性：土壌断面の各層位から垂直方向に採土し、飽和透水係数を測定³⁾。

3. 試験結果および考察

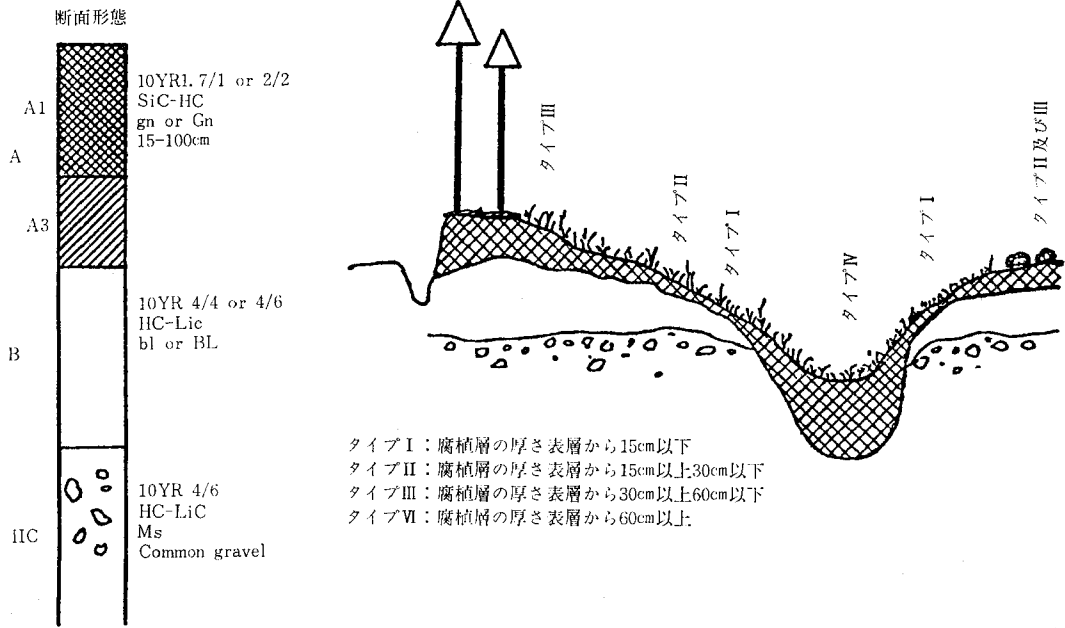
1) 調査地域の土壌概況

調査地域は4~6°の緩傾斜面をもち、洪積世の火山灰を母材とした表層多腐植層の土壌で、山梨県農試の地力保全事業調査³⁾によれば、表層多腐植、粘質な念場統に属しているが、腐植層の厚さは地形によって著しく異なっている。本圃場は主として牧草畑として利用されているが、一部普通畑としても利用されている。また周辺の一部は雑木林が残されている。試坑による本圃場の基本的な土壌断面形態の特徴は次のとおりである。(図1参照)

A層の厚さは15~80cmで腐植含量はきわめて高く(20%以上)、黒色(10YR^{1.7/1}ないし^{2/6})を呈し、土性はSiCないしHCで、発達中程度の細ないし中粒状構造がみられる。B層は腐植を僅かに含み(5%以下)、褐色(10YR^{4/4}ないし^{4/6})を呈し、土性はHCないしLiCで、発達程度弱ないし中程度の細塊状構造がみられる。I C層は腐植を僅かに含み(5%以下)、褐色(10YR^{4/6})を呈し、未風化および半風化の小中半角礫を含み、土性はHCないしLiCで、ち密なマツシブ構造である。

このような基本型を中心として、腐植含量の高いA層の厚さは、図—1に模式的に示したように地形の相違によって著しく異なるので、これに基づいて土壌を次の4つのタイプに区分した。

タイプI：腐植層の厚さ表層から15cm以下。



図一 地形と腐植層の厚さとの関係

表一 気象データから計算した水分不足量あるいは水分過剰量

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
昭和49年度(大泉村)													
月平均気温℃	-4.6	-3.2	0.6	10.2	14.7	18.5	20.6	20.3	16.8	10.6	5.6	0.2	
蒸発散位mm	0	0	1.6	48.6	81.1	108.6	124.6	115.8	80.3	44.6	18.7	0.4	624.3
降水量mm	15.0	33.1	104.0	84.5	76.5	210.4	468.1	224.2	201.8	46.3	17.5	51.0	1532.4
差 mm	15.0	33.1	102.4	35.9	-4.6	101.8	343.5	108.4	121.5	1.7	-1.2	50.6	
土壌水分貯留量mm	330	330	330	330	325.4	330	330	330	330	330	328.2	330	
土壌水分変化mm	0	0	0	0	-4.6	+4.6	0	0	0	0	-1.2	+1.2	
水分不足量mm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
水分過剰量mm	15.0	33.1	102.4	35.9	0	97.2	343.5	108.4	121.5	1.7	0	49.4	908.1
昭和29年～昭和48年の20か年平均(小淵沢)													
月平均気温℃	-0.6	-0.1	3.1	9.9	14.5	17.7	22.0	23.2	18.7	12.5	7.5	2.6	
蒸発散位mm	0	0	13.2	42.4	78.7	103.1	138.9	141.5	87.6	51.9	24.1	6.0	687.4
降水量mm	53.9	62.8	81.5	115.3	137.0	199.7	150.6	139.0	175.6	104.2	54.2	38.3	1312.1
差 mm	53.9	62.8	68.3	72.9	58.3	96.6	11.7	-2.5	88.0	52.3	30.1	32.3	
土壌水分貯留量mm	330	330	330	330	330	330	330	327.5	330	330	330	330	
土壌水分変化mm	0	0	0	0	0	0	0	-2.5	+2.5	0	0	0	
水分不足量mm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
水分過剰量mm	53.9	62.8	68.3	72.9	58.3	96.6	11.7	0	85.5	52.3	30.1	32.3	624.7

タイプI：腐植層の厚さ表層から15cm以上30cm以下。
 タイプIII：腐植層の厚さ表層から30cm以上60cm以下。
 タイプIV：腐植層の厚さ表層から60cm以上。
 林地には主として土壌タイプIIIが、普通畑にはタイプIおよびIIIが、草地にはタイプI～IVがみられるが、タ

イプIVは凹地に分布し、タイプIは斜面の肩に分布しているが、分布割合はきわめて僅少である。

2) 調査地域の気象概況

ある地域での水収支を考える場合、その地域の降雨状況を的確に把握する必要がある。表一は調査地域の若

干の気象データおよびそれより計算される水分不足量あるいは水分過剰量を示した。昭和29年から昭和48年までのデータは蚕糸試験場小沢分室で観測されたものであり、昭和49年度のデータは調査地区に隣接した農家圃場で観測されたものである。年平均降雨量は1300mm程度であるが、昭和49年度は1500mmで若干多い。表から明らかのように、6～7月の梅雨時、10月の台風時に雨量は多く、また日雨量から推定される降雨強度もこの時期に高いことがうかがわれる。

Thorntwaite の式から計算される蒸発散位⁴⁾は平年時687mm、多雨時624mmとなり、流出量は平年時625mm、多雨時では908mmとなる。この余剰水量は地表状態、土壌条件などに応じて、表面流去水となって流出し、また土壌を浸潤して行く過程で中間流出あるいは地下水流入となって究極的には流出し、ある地域での水収支が成りたつものと考えられる。

3) 表面流去水の発生と土壌の浸潤能

一般に雨は速やかに土壌に吸収されて、土壌孔隙内で一時的に飽和状態となるが、さらに下層へと浸潤していき、雨は引き続き土壌に吸収される。しかしながら、浸透速度以上の雨が降ったりあるいは降雨が長時間に及ぶと、地表に達した雨はその全量を土壌中に浸入させることが出来なくなり、一時的に地表面に貯留されるかあるいは表面流去水が発生するようになる⁵⁾。

水が単位時間に地表面から土壌中に浸透していく割合は降雨の継続時間に伴って次第に小さくなり、また土層の成層状態や地表状態によって著しく異なる。したがって、表面流去水発生は降雨状況、地形、地被、土壌条件など多くの要因に強く影響されるので、表面流去水の発生を正確に予測することは極めて困難であるが、土壌の浸潤能と密接に関係していることは明らかである。

表一2に土地利用形態、地形別にシリンダー法による積算浸入量実験式、浸入速度曲線式、ベーンツク・イン

表一2 浸潤能の特性

土地利用 地形地 形態	積算浸入量 (mm)	浸入速度曲線 mm/hr	ベーンツク インテ ーク・レ ート mm/hr	
林地 斜面上部	$D = 5.7T^{0.84}$	$I = 287T^{-0.16}$	138	
草地	斜面上部	$D = 5.2T^{0.83}$	$I = 259T^{-0.17}$	118
	斜面中部	$D = 7.6T^{0.84}$	$I = 383T^{-0.16}$	185
	斜面下部	$D = 4.2T^{0.86}$	$I = 217T^{-0.14}$	117
	凹地上部	$D = 3.7T^{0.88}$	$I = 195T^{-0.12}$	117
	凹地下部	$D = 1.3T^{0.82}$	$I = 64T^{-0.18}$	28
畑地	斜面上部	$D = 6.1T^{0.85}$	$I = 311T^{-0.15}$	158
	斜面下部	$D = 4.5T^{0.85}$	$I = 230T^{-0.15}$	117

テーク・レート (IB) など土壌の浸潤能特性を示した。積算浸入量の実験式における常数 C, n のうち、n の値は 0.82～0.88 で測定地点による若干の差はあるが、他の火山灰土壌と比較して大きな差異は認められない。これに対して、C の値は次項で述べるように粗孔隙が多いにも拘らず、いずれの地点においても比較的小さい。IB は常時水分含量の高い凹地の下部で 28mm/hr と著しく低い値を示すほかは 117～185mm/hr の値で土地利用形態別には大きな差は認められなかった。

シリンダー法による浸潤能の測定に際してはある一定の水圧がかかっており、また雨滴の打撃によって土壌構造は破壊され、土壌粒子は分散して、浸潤能は降雨の継続とともに著しく低下するが、降雨の休止によって再び回復するなど絶えず変化していることが知られている。したがって、シリンダー法から求められるベーンツク・インテーク・レートのみから降雨による表面流去水の発生を評価することはきわめて困難であるが、本地区のように比較的高い浸潤能を示すところでは、常時多湿な環境下にある凹地の一部を除いては表面流去水発生の危険性は梅雨期あるいは台風時以外はきわめて少ないと考えられる。したがって、降雨の大部分は土壌中に貯留され、また土壌をとおして中間流出あるいは地下水へ流出するものと推定される。

4) 保水量、中間流出および地下水流出と土壌の孔隙特性

土壌中に浸潤あるいは浸透した水は土壌孔隙を允たし土壌を完全に飽和する。そして一部は土壌孔隙中に安定して保水されるが、過剰の水はさらに下層へ浸透されると下層への浸透量を超える水が連続して地表に注がれると余剰水となって表面流去が発生するのは前述のとおりである。土壌孔隙中への貯留量、下層への浸透速度を規制する主な要因は土層中の孔隙特性である。

表一3に土地利用形態、地形との関連で、各土壌の孔隙特性を示した。全孔隙量は林地で最も多く、草地、畑地の順に少なく、林地、草地では下層に向かって減少しているが、畑地では下層で僅かに増加する傾向がみられた。表層土についてみると林地においては、全孔隙量に対する pF1.5 以下の非毛管孔隙量、pF1.5～4.2 の毛管孔隙量の割合はそれぞれ 45%、37% で、非毛管孔隙の占める割合が大きいものに対して、草地ではそれぞれ 10～36% 42～57% で、毛管孔隙量の占める割合が多くなり、畑地では、それぞれ 10～12%、54～58% で毛管孔隙量の占める割合が著しく大きくなっているのが特徴的である。

これらの土壌孔隙分布を基礎として、土地利用形態、土壌タイプごとに土層 100cm までに保持されうる水の量を水深で示したのが表一4 である。pF1.5～4.2 の毛管孔隙内に貯留されうる量は林地で 320mm、草地で 294～

表-3 土 壌 孔 隙 特 性

土 地 利 用	地 形	土 壌 タイプ	層 位	全孔隙量 (%)	非毛管孔隙量 (%) (pF 1.5以下)	粗毛管孔隙量 (%) (pF1.5~2.7)	細毛管孔隙量 (%) (pF2.7~4.2)	不 動 水 量 (%) (pF4.2以上)
林 地	傾斜面上部	■	A ₁₁	86.4	38.9	14.7	17.1	15.7
			A ₁₂	82.9	26.1	11.6	20.1	25.1
			A ₁₃	79.1	8.1	11.6	24.3	35.1
			B	—	—	—	—	—
草 地	傾斜面上部	■	A _p	81.8	29.4	17.7	16.5	18.2
			A _s	85.4	25.8	24.5	11.0	24.1
			B	84.1	20.0	18.4	15.2	30.5
	傾斜面中部	■	A _p	81.7	27.4	16.2	21.8	16.3
			A _s	80.5	13.9	15.0	24.9	26.7
			B	80.3	14.4	11.3	24.4	30.2
			■ C	81.3	16.0	8.1	21.0	36.2
	傾斜面下部	■	A _p	81.2	19.6	18.1	22.8	20.7
			A _s	81.6	18.4	13.1	19.6	30.5
			B	83.8	19.8	11.1	20.3	32.6
			■ C	73.4	8.2	10.3	17.8	37.1
	凹 地 上 部	IV	A ₁₁	75.7	7.9	20.9	22.5	24.4
			A ₁₂	77.1	9.1	20.7	23.2	24.1
			■ A ₁₁	79.5	9.3	24.8	19.2	26.2
			■ A ₁₃	77.0	13.7	20.8	17.5	25.0
			■ A ₁₁	79.6	8.2	19.2	19.4	32.8
凹 地 下 部	IV	A ₁₁	82.5	24.7	15.5	21.8	20.5	
		A ₁₂	82.2	8.0	14.5	29.7	30.0	
		A ₁₃	83.6	15.2	10.4	29.2	28.8	
畑 地	傾斜面上部	■	A _p	77.8	9.5	22.0	20.0	26.3
			A _s	77.4	10.2	12.0	22.3	32.9
			B	77.1	4.7	11.1	22.2	39.1
	傾斜面下部	■	A _p	74.0	7.6	16.3	26.3	23.8
			A _s	79.3	13.9	13.0	22.0	30.4
			B	78.0	14.1	10.5	19.0	34.4
			■ C	76.6	1.2	7.9	22.6	44.9

404mm, 畑地では352~355mmとなる。

しかしながら、この量は降雨前の土壌水分状態によって著しく異なるので、年間を通じての土層内の水分変化を明らかにする必要がある。図-2に昭和49年6月から11月にかけて現地水分変化を測定した結果を示した。林地では最乾時、0~70cmまでの土壌水分はpF2.2~2.7の間に、70cm以下の土層ではpF1.6~1.0の間に分布し多湿時にはそれぞれpF2.0前後、pF1.0以下の値を示した。草地の斜面上部では、最乾時表層でpF2.0前後、下層ではpF2.7~3.0であったが、多湿時にはそれぞれpF1.5、2.0前後の値を示した。斜面下部においては、最乾

時表層でpF2.3前後、下層ではpF3.0前後であったが、多湿時には全層を通じてpF1.5~2.0となった。凹地においては、最乾時表層でpF2.2~3.0、下層では2.0前後であったが、多湿時にはそれぞれpF2.0、1.0以下となった。pF4.2以上の不動水を除いた土層100cmまでの水分量は、多湿時林地で302mm、草地の斜面上部で269mm、下部では307mm、凹地では342mmとなり、最乾時の水分量はそれぞれ226mm、200mm、232mm、216mmで、その差はそれぞれ76mm、69mm、75mm、126mmと計算される。現地の土壌水分はこの程度の幅で気象条件に応じて変動しているものと推定される。

表-4 土壌タイプごとの貯水量

土地利用	土壌タイプ	pF 4.2以下の孔際の貯水量 mm	pF 1.5以下の孔際の貯水量 mm	pF 1.5~4.2の孔際の貯水量 mm	不動水量 mm
林地	Ⅲ	577	257	320	257
草地	I	444	164	310	339
	Ⅱ	472	178	294	320
	Ⅲ	510	194	316	294
	Ⅳ	530	126	404	276
畑地	Ⅱ	421	69	352	349
	Ⅲ	442	87	355	328

土壌タイプ I 腐植層の厚さ表層から15cm以下
 // Ⅱ // 30cm以下
 // Ⅲ // 60cm以下
 // Ⅳ // 60cm以上

以上の現地土壌水分の変化を考慮すると、降雨によって土層内に貯留される量は土壌が最も乾いている時、林地で94mm、草地斜面上部で116mm、下部で100mm、凹地で188mmとなり、多湿時においては、それぞれ18mm、47mm、0mm、62mmとなる。

土壌水分を補った後も降雨が続く場合には、表層は水で飽和されるようになり、非毛管孔隙に沿って下降運動し、地下水流出となる。しかしながら、下層に不透水層が存在すれば、水は下降することが出来ず、不透水層に沿って運動し、中間流出するものと考えられる。

土層内での水の移動を知る一つの手段として、土壌断面の各層位から現地構造を保持したままの試料について飽和透水係数を測定した結果を表-5に示した。飽和透水係数はいずれの地点においても 10^{-4} のオーダーで大差はないが、同一断面内では、下層とくに小中半角礫を含むⅢC層で若干小さい値を示した。したがって、土壌中に浸

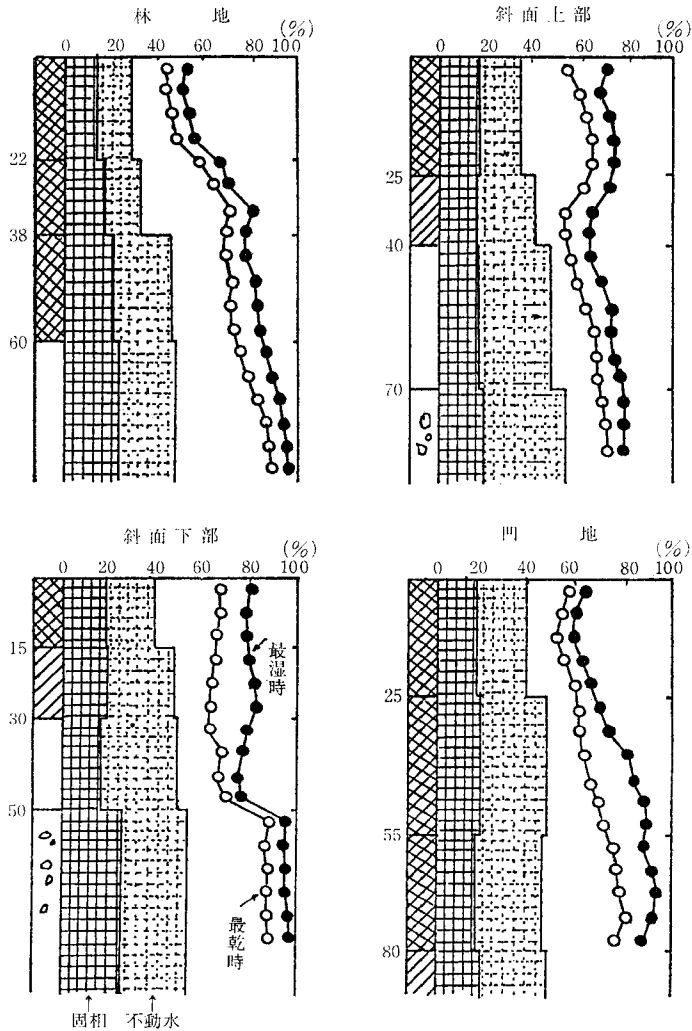


図-2 現地水分の変化

表-5 飽和透水係数

土地利用地	層位	深さ cm	飽和透水係数 cm/sec
林地 傾斜面上部	A ₁₁	0-22	9.2×10^{-4}
	A ₁₂	22-38	7.0×10^{-4}
	A ₁₃	38-60	7.2×10^{-4}
	B	60+	1.3×10^{-4}
草地 傾斜面上部	Ap	0-25	2.5×10^{-4}
	A ₃	25-38	5.5×10^{-4}
	B	38-72	1.8×10^{-4}
草地 傾斜面中部	A ₁₁	0-20/30	4.9×10^{-4}
	A ₁₃	20/30-30/40	1.4×10^{-4}
	B	30/40-50/60	4.6×10^{-4}
	I C	50/60+	3.8×10^{-4}
草地 傾斜面下部	Ap	0-25	2.1×10^{-4}
	A ₃	25-28	3.4×10^{-4}
	B	28-60	3.6×10^{-4}
	I C	60+	2.1×10^{-4}
草地 凹地	A ₁₁	0-27	5.1×10^{-4}
	A ₁₂	27-57	2.5×10^{-4}
	A ₁₃	57-80	1.5×10^{-4}
普通畑 傾斜面中部	Ap	0-25	5.4×10^{-4}
	A ₃	25-35	2.0×10^{-4}
	B	35-60	1.8×10^{-4}
	I C	60+	1.8×10^{-4}

透した水はこの層位で若干の横移動が考えられるが、大部分は下降運動して地下水流出に向けられるものと推定される。

〔謝辞〕本研究の実施にあたって、山梨県農業技術研究所の夜久所長、山県科長に大変お世話になった。また、農業技術研究所土壤第2科横井科長、秋山技官にはいろいろ御教示いただいた。ここに厚く深謝の意を表する。

4. ま と め

水収支と密接な関係にある土壤の要因として、土壤の浸潤能、孔隙特性、飽和透水係数をとりあげ、表面流去水の発生、土壤中の貯留量、中間流出および地下水流出との関係を考察した。調査対象にした地域は表層多腐植層をもつ黒ボク土壤で、一般に非毛管孔隙量が多く、土壤の浸潤能から推定される表面流去水発生の危険性は、常時多湿な条件下にある凹地の一部を除いて、梅雨期あるいは台風シーズン以外はきわめて少ないものと考えられる。したがって、降雨の大部分は土壤中に容易に浸潤浸透することになるが、このうち土層100cmまでに貯留される量は最乾時94~188mm、多湿時0~62mmである。この量は土地利用形態あるいは地形によって著しく異なる。土壤中に貯留される以外の水は中間流出あるいは地下流出することになるが、本地区では土壤断面の飽和透水係数の測定結果から、若干の横浸透による中間流出があるものの、大部分は地下水流出になるものと推定される。

以上のように、水収支に対する土壤の機能は土壤の物理性とくに土壤の孔隙特性を通じて、表面流去水の発生、土壤中の水分貯留、中間流出および地下水流出と密接に関係している。したがって、孔隙特性を支配する土壤構造の生成、発達その安定性について、土壤の立地条件、肥培管理との関係で体系的に研究する必要がある。

引用文献

- 1) 内嶋善兵衛：耕地の水収支、新編気象ハンドブック、pp. 183-202 養賢堂(1974)
- 2) 土壤物理測定法委員会編：土壤物理性測定法、養賢堂、(1972)
- 3) 山梨県農業技術研究所：昭和40年度地力保全成績書(1966)
- 4) 岩崎尚：蒸発散の計算法、新編気象ハンドブック、pp.802~812 養賢堂(1974)
- 5) 金子良：水文学的循環における土壤の効果、農技研報告F9、63-191(1956)

Some Aspects on Role of Soils in Hydrological Cycle

—An Example of Ando Soils in Yatsugatake—

Satoru MOTOMURA and Norio NAKAYA
National Institute of Agricultural Sciences

Summary

In order to clarify soil factors affecting hydrological cycle, some physical properties such as infiltration capacity, permeability and pore size distribution were measured in

relation to soil types and land utilization. The area investigated is located at the foot of Yatsugatake in Yamanashi Prefecture. The soils are Ando Soils rich in humus, but the thickness of humus layer greatly differs from topographic position.

It was inferred from the infiltration capacity of the soil that the surface runoff of rain water would take place unfrequently at this area exclusive of rainy season in June to July or typhoon season. Accordingly a large portion of rain water was considered to be readily infiltrated into the soil. On the basis of the pore size distribution, water retained up to 100 cm deep of soil profile amounted to 94 mm in forest, 116 mm at upper part of slope in grassland, 100 mm at lower part of slope in grassland and 188 mm at the depression at the driest condition, while these figures were calculated at 18 mm, 47 mm, 0 mm and 62mm at the wettest condition, respectively. The rain water over the water retention capacity will move down to the deeper part of profile to result in interflow and/or groundwater flow.

In short, soil physical properties, especially the characteristics of pore distribution are concluded to be closely related to surface runoff, water storage of rain water in soil profile and rate of interflow and/or groundwater flow.

[1979. 3. 10. 受稿]

泥岩構成土の物理的性質に関する実験的研究

— 富山県氷見地区 —

荒 井 涼*

Experiment studies on the physical properties of soils for the mudstone material

—Himi Landslide-area in Toyama—

Riyuu ARAI

Toyama college of technology

I は し が き

泥岩構成土は膨潤性粘土を多量に含みスレーキング現象、吸水膨潤性が著しく他の土質とは顕著な相違性をもつと考えられる¹⁾。この事から土(岩)塊は容易に軟弱化しよく土壌生成化への活発な要素を持つ事が考えられ従来物理的見地から軟弱化機構解明の種々の実験研究^{1), 2), 3), 4)}が行なわれてきた。これは我が国の社会活動の基盤として泥岩の分布面積はかなりのウェイトを占める事からその物性に関する研究は地盤関係の工学的技術の要請に基づき最近になってクローズ・アップされてきた課題である。現状として泥岩の理工学的性質の究明は充分とはいえない。本報告では主に泥岩構成土の物理的性質について次の観点から考察を加えたものである。はじめに泥岩構成土の液性・塑性限界値(LL, PL)の意義を検討し、次に泥岩 ped の乾湿履歴を伴った物理的性質の推移をLLと関連づけると、土の疎水化は乾湿繰返しにより漸次大きくなる事を見出した。以上の事は物理的見解から泥岩の経時変化に伴う軟弱化機構の解明ならびに泥岩構成土の性状について一般的認識を得る重要な指標になるものと考えるのでここに報告する。

II 試料ならびに実験項目

i) 試験試料土：試料土は富山県氷見市郊外に分布す

る第三紀鮮新世軟岩地帯での地割れ面、地すべり直後の露頭、ブルドーザで掘削中の現場などから新鮮とみなされる土(岩)塊(ここでは泥岩を意味する)を採取後、直ちに室内で水中静置したものである。Table 1 は各試料の物理的性質を示したものである。

ii) 液性限界、塑性限界試験法：試料は2000 μ 通過土であり新鮮とみなされる泥岩をナイフで切り削ったものである(以後の文ではこれを生土と呼ぶ)。またそれを気乾させた420 μ 通過土をも使用した。本文では2000 μ 通過土を対象としたばあいの液性、塑性限界試験法を[JIS法]、420 μ 気乾通過土を対象としたばあいのそれをJIS法と表記した。

iii) 塑性限界値の充テン密度測定法：塑性限界値付近での若干の含水比段階で試料土を手の平でまわしながら径7~8mmほどのボールをすりガラス上で作成し、それをHg中で体積測定したものである。iv) 湿式摩砕試験法：泥岩 ped を微粒化するため、手ですりつぶす回転数とその力(回転数は70r.p.m.すりつぶし力250g程度)がほぼ等しいとみなされる自動乳鉢機を用い、含水状態はペースト状で微粒化したものである。これは泥岩 ped の微粒化に基づく物理的性質の推移を追跡する事を目的とする。

v) 乾湿繰返し試験：試料は2000 μ 通過土である。乾

Table 1 Physical properties of each mudstone

Material Number	Locality	w %	rt g/cm ³	LL % JIS. M. air dried soil	LL % [JIS. M.] fresh soil	PL % [JIS. M.] fresh soil
①	Nakataura	60.2	1.62	93	103	37
②	"	45.5	1.71	97	110	37
③	"	23.7	1.95	75	87	30
④	Igatani	65.6	1.55	108	110	38
⑤	Dotsubono	30.0	2.01	80	78	28
⑥	Bushoji	55.5	1.63	87	110	37

*富山県立技術短期大学

乾燥処理は各々相対湿度 (R.H.) 20, 65% 付近であり, それらの水分点に達した後 1 日浸水させたものを 1 サイクルとみなした。本文では乾湿繰返し回数に伴う土性変化を [JIS法], 湿式摩砕実験法に基づく LL から追求したものである。

③相対湿度 20% 付近での乾燥処理法: 乾土 50g 相当の試料土を過飽和状態にして 60℃ の循環送風乾燥機内で 3 日ほど乾燥処理をすると重量精度は $\pm 0.05\text{g}$ になる。その時の R.H. は 20% 付近であり, これを R.H. 20% 乾燥処理での恒量状態とみなした。

④相対湿度 65% 付近での乾燥処理法: 乾土 50g 相当を過飽和状態にして 36℃ 循環送風乾燥機内で 3 日ほど乾燥すると重量精度は $\pm 0.05\text{g}$ になり, その時の R.H. は 65% 付近である。これを R.H. 65% 乾燥処理での恒量状態とみなした。なお実験室の経時変化に伴う温度, 湿度の差異などにより相対湿度は $\pm 5\%$ ほど変動した。

vi) 水中沈定容積: 試料は生土, 乾燥土をすりつぶしたものである。本測定法には統一された方法はないのでここでは乾土 2.0g 相当の試料に 2 millimol* の NH_4Cl と蒸留水を加え泥状として真空デシケーター内で吸引操作をし, 次にその内容物を 100ml のメスシリンダーに移し蒸留水を加え全体容積を 50ml にして 2 週間経過後の容積を測定したものである。

III 結果と考察

1 泥岩構成土の液性限界値特性について

Fig 1 は湿式摩砕実験法に基づく Nakataura① の生土, 気乾試料土 (各々 2000 μ 通過土である) の摩砕時間

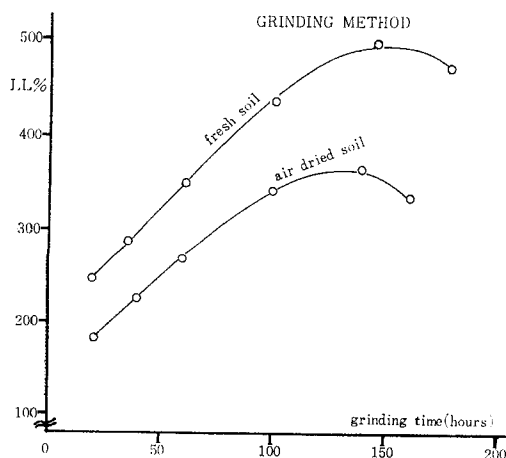


Fig 1 Relationship between grinding time and liquid limit (LL) of Nakataura ①

と LL 特性 (以降 G~LL 特性値と略記する) の関係を示したものである。LL はある摩砕時間迄は顕著に増加傾向を示すがピーク後減少傾向を示し, 結局 G~LL 特性値は山形状を呈する。この事から泥岩構成土はすりつぶしによる ped の微粒化の相違が LL に顕著に影響をもたらす事が分かる。ここで LL 増加の程度を JIS 法のそれと比較してみると, 2000 μ 気乾通過上の湿式摩砕実験法による LLmax は JIS 法 LL に対し 4 倍に及ぶ。また他の数種の試料について同様な実験を試みたが, いずれも G~LL 特性は山形状を呈し, JIS 法 LL に対する湿式摩砕法による LLmax は 2~4 倍の範囲に存在した。ここで再確認する事は従来種々の報告中に表記されている泥岩の LL は, その実験操作法 (試料の乾燥程度, 試料のねり返し時間など) に基づく任意の微粒化された泥岩 ped の物理性を示すものである。一般に粘性土では活性的性質の index を LL で表示し得るものと考えられるが泥岩構成土のばあい, たんに JIS 法 LL 因子のみでは統一的に活性の程度を比較検討する事は困しいものとする。

2 泥岩構成土の塑性限界値特性について

i) Fig 2 は生土, 気乾土 (いずれも 2000 μ 通過土) の各摩砕時間における PL 特性を示したものである。生土では ped の微粒化にかかわらず PL は一定とみなせるが, 一方気乾土では ped の微粒化に伴い PL は増加傾向を示す。

ii) Fig 3 は実験法 I-iii) に準じて各試料の塑性限界値の充テン密度 (r_a), 飽和度 (Sr), 含水比 (w) の関係を求めたものである。生土は ped の微粒化に関係な

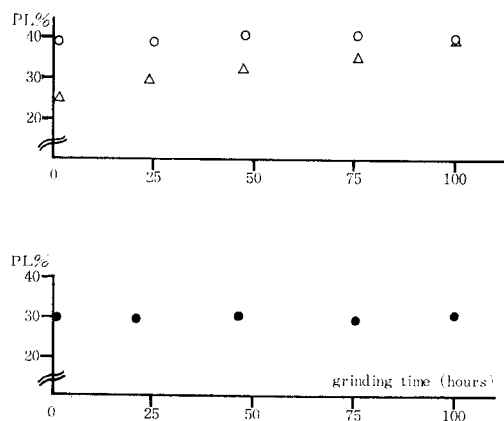


Fig 2 Relationship between grinding time and plastic limic (PL) due to grinding fresh soil or air dried soil. upper (Igatani) lower (Nakataura③)

*本実験では懸濁液と上澄液の鮮明な境界を保つために最低 NH_4Cl 2 millimol を必要とした。

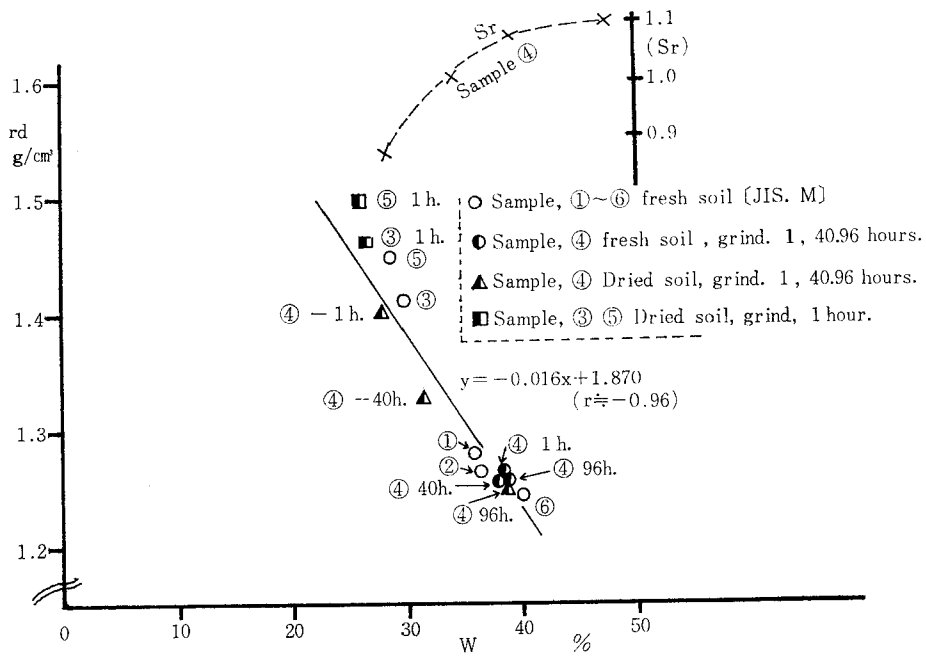


Fig 3 Relationship between PL and PL's dry density (rd) Upper:···×···×
 ···degree of saturation of fresh soil ④

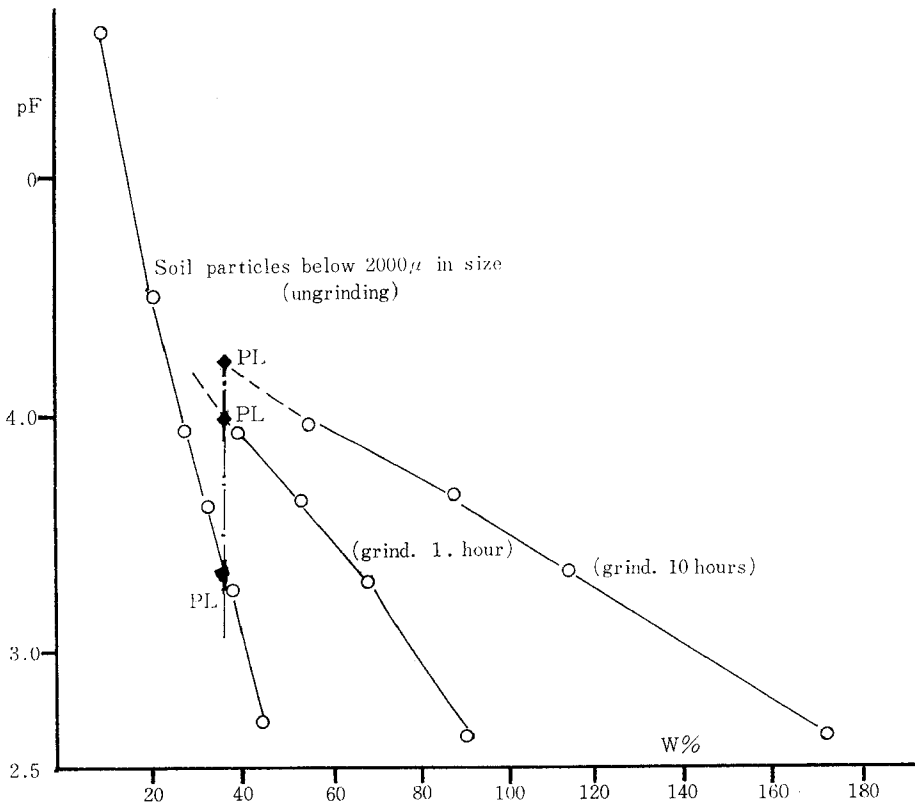


Fig 4 pF soil moisture characteristic curve of each grinding time, Nakataura①

くPLのrdは一定とみなせる。またFig 3の飽和度(×記号)は摩砕1時間(生土)試料のボールを塑性限界値前後の若干の含水比段階において作成したものから算出した。なお塑性限界値より低含水比領域になると、その値が急激に低下した。本文では前述i), ii)の結果に基づき泥岩構成土の生土、気乾土のPLの特性について述べる。

a) 生土のばあい: Fig 2から生土では微粒化のプロセスを踏むped自体の構成土粒子には性状変化はないものと考えられ、pedの微粒化に応じた分割表面積の増大は吸着水分量を増し、それがG~LL特性(Fig 1)に反映したが、一方G~PL特性(Fig 2)は一定であるので、その事は塑性限界の低水分領域には関与されない事が分かる。またPLのpFは3.0⁹⁾、3.3⁹⁾といわれるが層間水を含むベントナイトではPLとpF3.0の含水比差は大きく、その差を層間水量とみなしている例⁷⁾もある。Fig 4からNakataura①の生土、その摩砕時間別の試料土のPLは一定であり、これをpF表示するならばpF3.3から4.0以上の範囲に存在している。この事は吉田等⁷⁾の結果と同じくするものであろう。なおNakataura①は熱測定試験結果⁹⁾ベントナイト曲線に一致するので組成的に層間水量を含むものとみなせる。PL、pF試験法は前者は動的状態、後者は静的状態の試験法であり、その試験法の相違が層間水を含む本試料においてPLとpF3.0付近の含水比差をもたらしたものと考ええる。この事から試料によってPLをpF表示するばあいpF=3.0からかなりの変動幅が生じる恐れがある。一方各試料のPLを充テン密度から考察する。Fig 3は生土①~⑤の[JIS法]によるPLと実験法Ⅱ-iii)に準じたPLときのraを示したものである。なお試料③、④、⑤については摩砕時間別の生土、気乾土試料のそれらも表記した。本実験結果からPLとPLときのra関係はPLが減少(増加)するとPLときのraは増加(減少)を示す回帰直線が成立し負の相関(r=-0.96)が強い。これはあたかも締固め最大乾燥密度(ramax)は粗粒土(比表面積が小)ほど大きく、最適含水比(Wopt)は細粒土(比表面積が大)ほど大きい⁹⁾といわれること、ならびに多くの研究に見られるようにPLはWopt付近に存在する事を考え合わせると、これらの見解からPLとramaxの関係はFig 3の実験結果を示唆しているものと考ええる。なお前述での見解比表面積の大、小の意味はあくまで粘土鉱物の種類などによるものであり、自然含水比泥岩のpedの微粒化による水分子の吸着表面積の大、小を意味するものではない。以上のようにPLとPLときのra間に相関関係の認められること、ならびにPLは飽和度100%ときのramaxである¹⁰⁾事を考え合わせるとPLをpFと関連づけるより充テン密度面からとらえた方がそ

の意義を適確に判断出来得るものと考ええる。

b) 気乾土のばあい: 生土の乾燥化に伴い粗粒状をなしたpedに浸水困難な空ゲキ部分が存在するといわれ⁹⁾、さらにpedが微粒化するとその空ゲキ部分は減少しマイクロpedはより親水的な性格をおびるものと考えられる。その事は生土とは異なるped自体の微粒化に応じた性状変化をもたらし、結局Fig 2の摩砕時間別気乾試料(△記号)からpedの微粒化はPL増加を生じさせたものと考ええる。またFig 3の摩砕時間別気乾試料(▲記号)のPL~PLのra関係において、pedの微粒化に伴い、すなわちPL増加はra減少を示している。この事は2-a項で述べた如く比表面積とPL⁹⁾、PLとPLのrd間に相関関係がある本結果に準ずるものと考ええる。但し気乾土のばあいは生土とは異なりpedの微粒化は性状変化をもたらすものと考えられPL増加を示す事が特徴である。以上2-a), b) 頂から泥岩構成土の生土のPLはpedの微粒化にかかわらずほぼ一定値を取るのでは物理的性質を表す重要な指標になるものと考ええる。

3 初期含水比別(乾燥程度の大きさ)試料の液性限界値特性について

生土に乾燥処理を施すとLL減少を伴う事は幾多の報告¹¹⁾¹²⁾で認められている。しかしその定かな理由は明らかにされていないようであり、最近土粒子の集合化説¹¹⁾などが最も合理的であると言われる。本文では乾燥に伴う土の疎水化理由を土粒子の集合化説で表わしたものである。泥岩構成土の乾燥に伴うLL特性は土の疎水化面だけではなく、スレーキング現象が著しい事もありpedの微粒化による塑性増加の相互作用面から考察する必要がある。本文ではそれらのいずれかの作用が顕著に現われる典型的な二試料をとって初期含水比別のLL特性を[JIS法]、湿式摩砕実験法から求めてみたものである。なお両試料とも相対湿度20%処理でのスレーキング様相は土砕化しよく粗砂程度であった。Fig 5からDotsubono試料のばあい初期含水比にかかわらず[JIS法]LLの増減はほとんど見られない。一方湿式摩砕実験法では初期含水比が低いほど初期摩砕時間(24, 48時間)のLLが大きくなっている。これは土の乾燥程度が大きいと疎水化も大きくなる従来の見解から逸脱するようであるが、本試料ではスレーキング現象などによるpedの微粒化が顕著に現われる事による塑性増加作用が著しかったものと考えられ、結局この事が初期含水比に関係なくLL変化を生じさせなかった理由と考えられる。一方、Fig 6のNakataura①試料のばあい[JIS法]、湿式摩砕実験法のLLは初期含水比が高いほど大きく、かつG~LL特性は上側に描かれている。これは従来の見解に準じ乾燥に伴う土の疎水化は初期含水比が高

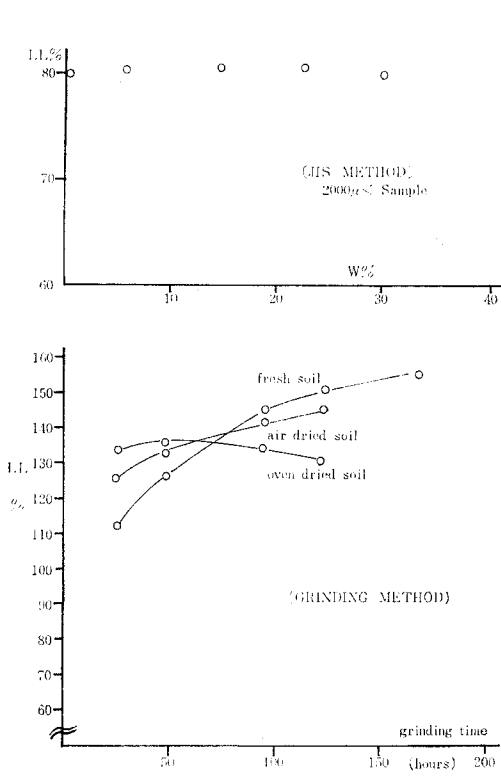


Fig 5 Liquid limit (LL) characteristic by [JIS method] or Grinding method due to initial water content or a few drying stage, sample Dotsubono

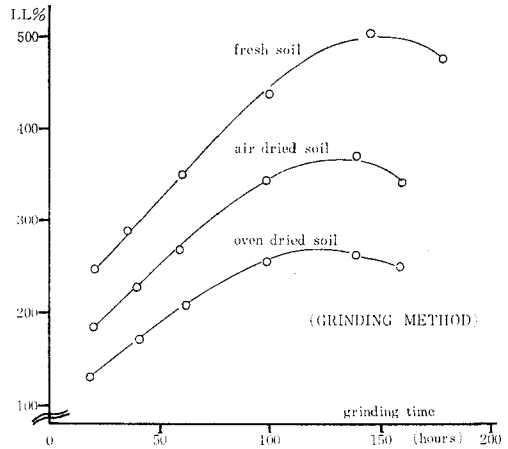
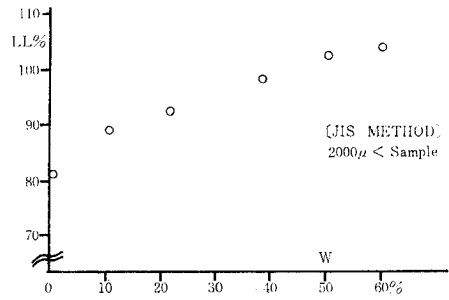


Fig 6 Liquid limit characteristic due to initial water content (a few drying stage) of Nakataura ① by JIS method (Grinding method)

いほど大きいものと考えられるが、スレーキングによる ped の微粒化による塑性増加作用も同時に働きそれらの相互作用の結果、土粒子の集合化などによる疎水化の影響が顕著であったため、それが LL に反映されたものと考ええる。

4 泥岩構成土の水中沈定容積

■一3) の泥岩構成土の LL 特性結果から、乾燥土のその値は ped の微粒化に伴う塑性増加と土の疎水化の相互作用が同時に働き、いずれの性状が顕著に現われるかは泥岩により異なる事を述べた。ここでは泥岩構成土の生土、気乾土の ped の微粒化のしよさを水中沈定容積結果から再確認したものである。本実験試料は [JIS法] LL において初期含水比にかかわらず、ほとんど LL 増減のみられない Dotsubono 試料である。実験結果を Table 2 に示す。ここでの記号 Vsed は水中沈定容積、 ϕ_0 はそのときの濃度ならびに ϕ_L は液性限界値のときの濃度を表わす。

a) 各摩砕時間別の生土、気乾土試料のいずれも摩砕時間の大きな試料ほど Vsed は大きくなる。逆に ϕ_0 は小

Table 2 Sedimentation volume (Vsed) and volume fraction(ϕ_0)sediment, Dotsubono

sample	grinding time			
	1 hour	24hours	48hours	
fresh soil	Vsed	4.13	7.13	8.13cc/g
	ϕ_0	0.091	0.052	0.047
air dried soil	Vsed	3.99	7.78	10.45cc/g
	ϕ_0	0.094	0.049	0.036

Volume fraction ϕ_L (LL)

sample	grinding time		
	1 hour	24hours	48hours
fresh soil	0.315	0.255	0.233
air dried soil	0.309	0.232	0.222

さくなる。この事は ped の微粒化により凝集単位の floc がマイクロ化して、その floc 間に多量の水分を内包するよ

うになりその充テン状態は疎になるものとする。従って V_{sed} は大になり、逆に ϕ_0 は小になるものと解釈される。

b) 各摩砕時間別の生土、気乾土試料の ϕ_0 , ϕ_L を比較すると初期摩砕時間 (1時間) 試料の ϕ_0 は気乾土の方が生土よりわずかに小であり ϕ_L はその逆を示している。ここで $\phi_{0,air}$ (fresh) 24 (48) を気乾 (生土) 試料 24 (48) 時間摩砕したものの水中沈定容積濃度、 $\phi_{L,air}$ (fresh) 24 (48) を気乾 (生土) 試料を 24 (48) 時間摩砕したものの LL ときの濃度と表記したばあい、 $\phi_{0,air}24 < \phi_{0,fresh}24$, $\phi_{0,air}48 < \phi_{0,fresh}48$ であり、それに対応するように $\phi_{L,air}24 < \phi_{L,fresh}24$, $\phi_{L,air}48 < \phi_{L,fresh}$ になっている。気乾 ped は生土のそれよりも微粒化しよいため (Fig 5 の G~LL 特性から推察可能) ミクロな floc が形成され生土よりも和が大きくなったものとする。なお ϕ_L は ϕ_0 と同様に気乾 ped の微粒化のしよさが反映したものとする。

5 乾湿繰返し回数に伴う液性限界値特性

Fig 7-1), 2) は Iगतani, Nakataura ② 試料の [JIS

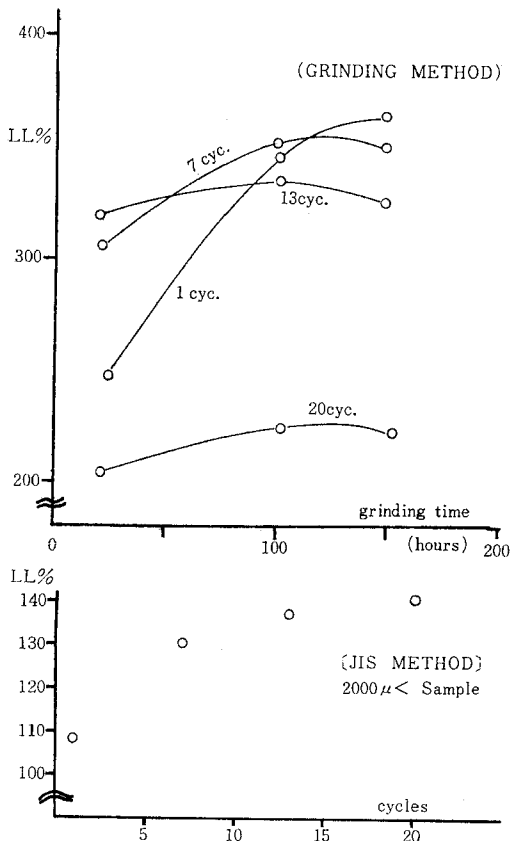


Fig 7-1) Liquid limit (LL) characteristic by JIS method or Grinding method due to the repetition of drying and wetting, sample Iगतani

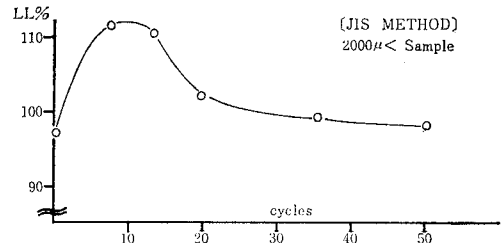
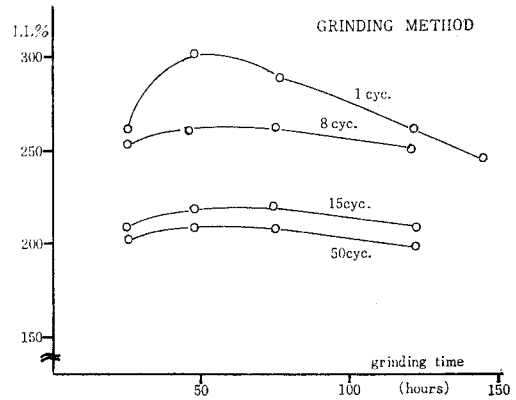


Fig 7-2) Liquid limit (LL) characteristic by JIS METHOD or GRINDING METHOD due to the repetition of drying and wetting, sample Nakataura ②

法], 湿式摩砕実験法に準じた乾湿繰返し回数に伴う LL 特性結果を示すものである。なお実験法は II-v) に準ずる。Iगतani 試料の乾燥処理は R.H. 20 ± 5% であり、乾湿繰返し回数は 20cyc. 迄行ったものである。本試料の G~LL 特性値は初期摩砕時間をみると、13cyc. 迄は乾湿サイクルが多いほどグラフは上側に描かれ、塑性的性質の増加を示す。その後摩砕時間とともにグラフは逆転するので土性は疎水化をおびていく事が分かる。これは Dotsubono 試料の初期含水比別の G~LL 特性値 (Fig 5) と類似する。また Nakataura ② 試料の乾燥処理は R.H. 65 ± 5% であり、乾湿 50 サイクル 迄行ったものである。本試料の G~LL 特性値から乾湿サイクルとともにマクロ ped からミクロ ped に至る迄の性状は疎水化傾向をおびる事が分かる。これは Nakataura ① の初期含水比別の G~LL 特性に類似する (Fig 6)。以上により乾燥程度の大きさに伴い土の疎水化は変化し、その事が G~LL 特性値に影響を与えるように乾湿繰返し回数もまた土に同じような性状を与える事が分かった。従来乾燥に伴う土の疎水化理由として土粒子の集合化説¹³⁾があげられているが、その見解を適用すると、ある乾燥状態下での乾湿繰返し回数は一時的に ped を微粒化にして

塑性増加を表わすものもあるが土性そのものは漸次疎水的性格をおび、いわば「土粒子の集合化発達」が存在するものと考え。次に乾湿繰返し回数に伴う〔JIS法〕LLとG~LL特性を関連づけてみる。先に述べたようにIgatani試料のG~LL特性から、本試料は初期サイクルにおけるpedの微粒化が著しく、それを反映するかのよう〔JIS法〕LL増加も同時に著しい。またNakataura②のG~LL特性から本試料は疎水的性格が顕著に現われよいため初期サイクルにおける〔JIS法〕LLは一時的にpedの微粒化による塑性増加はあるにせよ、むしろ疎水的性格の発現によってIgatani試料ほどLL増加は顕著に現われず、直ちにLL低下の傾向を呈した。以上から乾湿繰返し試験においてpedの微粒化による塑性増加、ならびにそれに伴う疎水的性格の発現の強さには各種泥岩により程度差が存在し、結局各試料の〔JIS法〕LLはそれらの相互作用の影響が現われるものである。またその事はⅢの3で述べた初期含水比別の泥岩pedのそれと同様な結果を示唆するものでもある。

Ⅳ 要 約

泥岩構成上の物理的性質について検討した結果次のように要約される。

- i) 泥岩構成上のLLはpedの微粒化に応じて著しく変化する。
- ii) 泥岩構成土の生土のPLはpedの微粒化にかかわらず、ほぼ一定値をとるので物理的性質を表わす重要な指

標になるものと考え。

iii) 泥岩構成上の乾燥土のPLはpedの微粒化に応じて変化を呈する。この事から乾燥pedは微粒化に応じた性状変化があるものと考え。

iv) 泥岩構成土のLLはpedに微粒化による塑性増加と乾燥に伴う塑性低下の相互作用の影響が現われたものであり、一般に土でいわれる乾燥程度が大きいほどLL低下をきたす認識は泥岩構成上には適用し難い。

v) 泥岩構成土のpedに乾湿繰返し処理を与えると、pedは漸次疎水的性格が強まる。本文ではこの性質を「土粒子の集合化発達」と名づけた。

引 用 文 献

- 1) たとえば仲野良紀：土と基礎 Vol. 11~12 (1964)
- 2) たとえば村山朔郎等：京大防災研 17-B (1974)
- 3) Norbert, R. Morgenstem et al：ASCE. Geotec. Eng. Div. Vol. 100 (1974)
- 4) 土質工学会編：土と基礎(小特集号) Vol. 22 (1974)
- 5) 山崎不二夫監修：土壤物理 特に3章, (1969)
- 6) 鈴木敦巳：土質工学会論文集, Vol. 12 (1972)
- 7) 吉田昭治等：第33回農土学会京都支部講演要旨集, (1976)
- 8) 荒井涼：第35回農土学会京都支部講演要旨集, (1978)
- 9) 葛上久等：農土論集 37号 (1971), 67号 (1977)
- 10) 東山勇：土壤の物理性 30号 (1974)
- 11) たとえば葛上久等：農土論集 69号 (1977)
- 12) 相馬勉之：農土論集 49号 (1974)

Experimental studies on the physical properties of soils for the mudstone material

— Himi Landslide-area in Toyama —

Riyou ARAI

Toyama college of technology

Summary

The author studied the physical properties of soils for the mudstone material. The results obtained are as follows ;

- 1) Liquid limit of soils for the mudstone material varies remarkable with the size of the ped.
- 2) Plastic limit of fresh soils for the mudstone material is nearly constant in spite of the size of the ped, and so it can be considered to be one important index of physical properties.

3) In the case of dried soils for the mudstone material, plastic limit varies due to the size of the ped.

4) The value of liquid limit of dried soils for the mudstone material is brought by the effect of the interaction between the increase in plasticity due to dividing macro peds into micro ones and the decrease in plasticity due to drying, and so the usual viewpoint of the decrease in liquid limit due to drying soils does not necessarily hold appropriate.

5) Peds for the mudstone material are brought gradually to the decrease in plasticity by the hysteresis effect of drying and wetting. In this paper, this physical property is called "the development of individual and massive soil particles.

[1979. 3. 25. 受稿]

土壌物理研究会20周年記念出版物の発刊と 会員割引のお知らせ

標記の記念出版については、かねてからそれぞれ編集委員会を設けて刊行の準備を進めて参りましたが、このたび、当研究会編として下記の2書がそれぞれ発売されました。

つきましては、編集委員会及び出版社の御尽力と御好意により、当研究会会員には定価の10%割引で販売することになりましたのでお知らせいたします。

申込要領は下記の通りです。土壌物理研究会会員と明記して直接お申込み下さい。

記

「土の物理学—土質工学の基礎—」

土壌物理研究会編，森北出版刊，A 5，365 ページ，1979年10月31日発行，定価4,000円

内容：1 序論，2 土の構成とその成分，3 土の物理化学的性質，4 土の構造，5 収縮と膨潤，6 圧縮と圧密，7 レオロジーと塑性，8 土の保水，9 水分移動，10 温度と熱移動，11 土の凍結と凍上，12 特殊土の物理的性質

会員割引の申込要領

会員価格 3,600円 (定価×0.9)
ただし5部以上まとめた申込みには、さらに1部について100円を割引く
郵送料 無料(発行所で負担)
申込先 102 東京都千代田区富士見1-4-11
森北出版(株)開発部 (Tel・03-265-8341)
申込期限 昭和55年2月29日
その他 会員であることを明記する

「土壌の物理性と植物生育」

土壌物理研究会編，養賢堂刊，A 5，420ページ，1979年11月15日発行，定価3,500円

内容：1 土壌の物理性と土壌肥沃度，2 耕地における主要な土壌の物理性，3 水田作と土壌の物理性，4 畑地における物理性と植生，5 樹園地における物理性と植生，6 草地の物理性，7 林地における物理性と植生，8 施設栽培における物理性と植生，9 土壌保全と物理性，10 環境保全と物理性

会員割引の申込要領

会員価格 3,150円 (定価×0.9)
郵送料 実費(ただし5部以上まとめた申込みは、発行所で負担します)
申込先 113 東京都文京区本郷5-30-15
養賢堂(株) (Tel・03-814-0911)
申込期限 昭和55年2月29日
その他 会員であることを明記する

傾斜開畑地の微地形条件とガリ侵食の関係について

松本 康夫*・五十崎 恒*

On Gully Erosion in Sloping Reclaimed Lands with Micro-relief after Tillage

Yasuo MATSUMOTO and Hisashi ISOZAKI

Faculty of Agriculture, Gifu University

Abstract

Morphological properties of gully erosion were surveyed using air-photograph, in two sloping reclaimed lands of similar soil and topographical conditions but different slopes of furrows, after tillage.

Then, based on the difference of gully patterns, cross-sections and longitudinal profiles, relations of gully development and micro-relief conditions were discussed to consider the control methods of sediment yields.

As a result, total sediment yields from gully were similar. But from the viewpoint of sediment control, as the process of gully development in steep furrow slope was easy to estimate and the sediment yields from each gully were dispersed along intercepting drains, tillage in steep slope direction was superior to in gentle slope direction. Moreover, the slope of intercepting drains was major factor to control sediment yields.

I はじめに

山間、丘陵地域へと農地の開発が進むにつれて、長大な傾斜畑からなる一大畑作地帯が形成されつつある。その反面では、傾斜畑の造成が、土壌侵食現象に関する十分な知識のないまま短期間に進められた結果、①地表水によるホ場面の洗掘（ガリ侵食）、②上下流に位置するホ場間での土砂の流出入、③地区外への土砂流出が顕発し、工事費の増加をもたらしているのみでなく、耕作農家に与える不安やホ場の維持管理に要する労力負担が高まり¹⁾、下流住民との対立さえ現われ始めている。そのような傾斜畑を保全するにあたっては、

- 1) ガリ侵食の発生、発達過程とそれからの流亡土砂の移動過程の分析、
- 2) 要因分析を踏まえた流亡土砂量の推定、
- 3) 合理的なガリ侵食と流亡土砂のコントロール技術の開発、

が必要であり、どの分野を欠いても農地保全の目的を達成することはむずかしいと思われる。

本報は上記 1) に主眼をおいて、ホ場内の微地形条件

とガリ侵食、滞砂の形態の関係を具体的な事例をもとに調査、分析したものである。従来の農地保全研究では、この分野に関する知識が十分であるとは言えない。特に上記①～③の諸問題を現象面から整理すると、ガリ侵食の発達に伴って流亡土砂が生じ、その移動過程で道・排水路に沿ってタイ積し、地表水が道路面、ノリ面を流下するようになって、道路の寸断、ノリ面崩壊、さらに営農時ではウネ上の作物の流失、冠砂をもたらすケースがきわめて多い²⁾。これらは、1ホ場からの流亡土砂の移動が集中的に起こるか、分散的に起こるかを決定づけるホ場面の微地形要素に強く依存していると思われる。

そこで本報では、開畑工事に伴う耕起を終了して、ほぼ同様の土層条件、造成形態にあるホ場を選定し、主として耕起に伴う起伏の方向が等高線方向に近い場合と傾斜方向に近い場合におけるガリ侵食と滞砂の実態の相違を整理することとした。そして、その結果をもとに流亡土砂のコントロールに際して留意すべきホ場の微地形条件を考察した。これは、開畑に関わる多くの現場技術者にとって重大な関心事であり、それらの人々の問いかけに対する1つの見解を示そうとしたものである。

*岐阜大学農学部

Ⅱ 調査、分析の方法

1. ホ場条件

対象ホ場は三重県上野市青蓮寺開拓建設事業地区内の上出団地に設けた。対象ホ場には、昭和51年度に基盤造成を終え、昭和52年6月、リッパーにより耕起を終了したホ場の中から、ほぼ同じ造成形態をもち、しかも耕起によって形成された地表面の起伏方向が等高線方向に近いものと傾斜方向に近いものの2ホ区を選定した。各ホ場とも、地質的には第三紀鮮新統、古琵琶湖層群、伊賀累層³⁾を基盤とし、ホ区内縦横にリッパー耕起がなされているため、表層約30cmは膨軟な土層からなる。表層土の乾燥密度は、当初1.3~1.4 g/cm³、下層土のそれは1.6~1.7 g/cm³程度であったが、基盤土層が砂層とシルト層の互層からなり、複雑であるため、さらに若干の変動が加わるとと思われる。土性はシルト層の露出ヶ所を除き、砂土ないし砂質ロームであった。

対象ホ場の地形と切盛条件を図-1に示した。対象ホ場は中央の道路をはさんで北西と南東に位置し、ホ区内

には、幅、深さとも約1 m弱掘削して承水溝が設けられさらにその掘削土砂を下位に築堤して土砂の流出を防いでいる。北西部のホ場は幹線道路と直角方向、南東部のホ場は平行方向に耕起による縞状の起伏(間かく、約50cm高低差、約20cm)が残されている。各ホ場の耕起方向、主傾斜方向、承水溝の勾配を図-1に合わせて示した。各ホ場とも主傾斜は下流に向かって漸減し、承水溝の勾配は、北西部のホ場では下流に向かってわずかに増加し、南東部のホ場では、逆に減少している。以下では、道路と平行な2方向の相対的な勾配の緩、急によって、北西部のホ場を急傾斜方向、南東部のそれを緩傾斜方向に耕起されたホ場として区別した。両者ともホ区は幅100m×長さ140m、承水溝で斜面の上、下位に100m×95m、100m×45mの2つのホ場に細分されている。

2. ガリの測定方法

本報では、地表面の洗掘された明瞭な痕跡を全て“ガリ”と総称した⁴⁾。耕起後のホ場では地表面の起伏は波板状と考えられ、その低位部に沿って雨水が集中し、そ

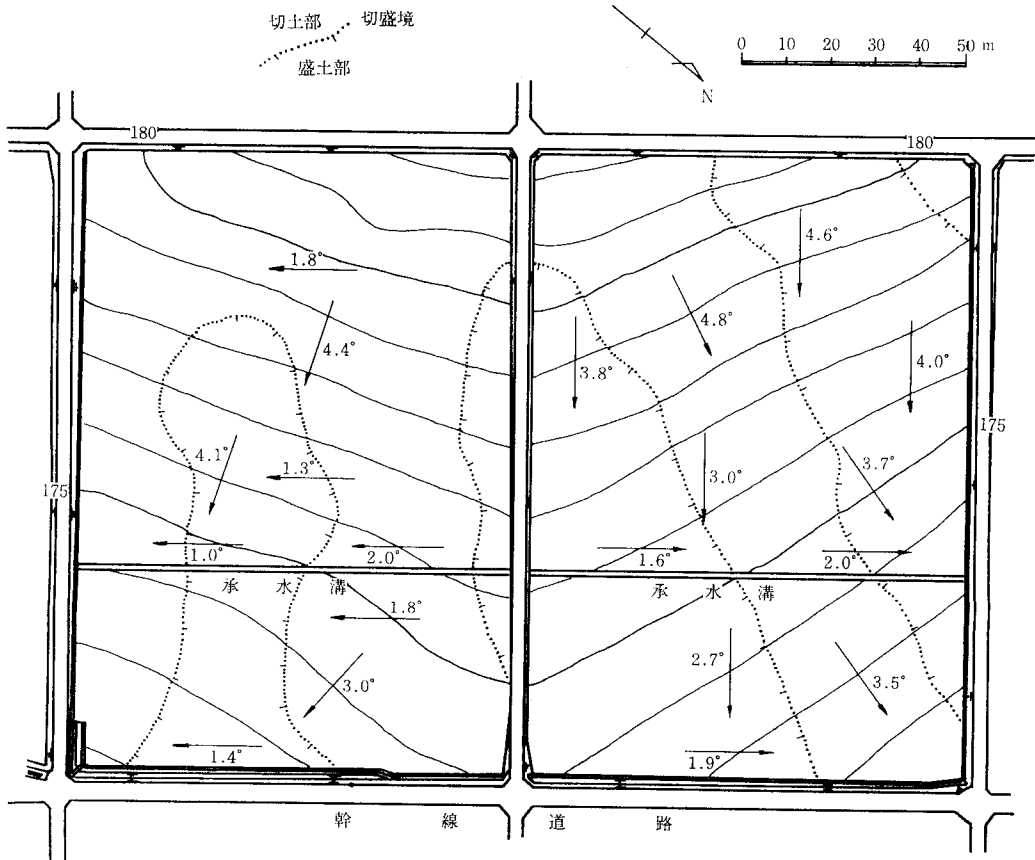


図-1 対象ホ場の地形と切盛条件

の時、高位部から低位部へ向かう土砂移動とその低位部でのタイ積および降雨による表土層の沈下に伴って、時間が経つにつれて相対的な起伏量は減少すると思われる。そのため、現地調査においては、ガリの横断面を測定するに際し、未洗掘の地表面の基準がきわめてあいまいである。とくに起伏の低位部に沿って発生したガリの深さを過大に測定しがちである。しかも現地調査の時間的、労力的な制約が強いため、本報のガリの計測には航空写真を用いることとした。明瞭に洗掘されたガリは垂直に近い側壁をもつので、ガリ幅を始め、ガリ内に投げられた影の長さを測定することによってガリ深さの概略値を得ることができる。しかも広域の相対的なガリ断面規模の差を、ほぼ同一精度で、同時に比較することができる。個々のガリ相互の関係を客観的、有機的に捕えることができる。しかし、ガリの発達には地表水の流路の変化によるガリの統廃合が必ず起こっているため、その過程を推定するためには現地に残されたわずかな流路痕跡にたよるしか方法がなく、そのような詳細な痕跡を航空写真上で見つけることは容易でないため、ガリの連絡状態を誤まることなく少なくない。この誤まりを少なくするために、できる限り大縮尺の航空写真を用意し、現地で

確認する方法をとった。本報では、昭和53年8月23日午後2時、対地高度約500mで撮影した航空写真を縮尺1/500に引き伸ばして使用した。写真上で約0.2mmのガリは約10cmであり、肉眼ではこれ以下の細かいガリを識別することはむずかしい。現地踏査ではガリ幅はほぼこれ以上であったので、ガリ発生の大略を見るにはこの程度の精度で十分であると思われる。ガリの深さは、太陽高度を計算し、さらに太陽方位の平均ホ場勾配を補正して相対太陽高度を求め、ガリ内の影の長さから逆算した。影の測定に1/10mm直読型のマグニファイヤーを用いたが、この方法でも5cm以下のガリ深さの差を識別することはむずかしく、ガリ深さの値は5cm単位で求めた。

ガリの測定に用いた航空写真を写真-1に示した。リッパ-耕起の痕跡を所々に認めることができ、砂土が移動、集積した部分は相対的に白っぽく見える。ガリの直下に広がる灰色部は比較的土壤水分の高い部分であり⁵⁾、黒点部は植生である。緩傾斜方向に耕起されたホ場では、中央部の切盛境線に沿って植生が繁茂し、これは主に道路ノリ面に吹きつけられた種子が移動、集積して、適度の土壤水分のもとで発芽したものである。写真の濃度、植生を指標として見ると、緩傾斜方向に耕起され



写真-1 対象地域の航空写真

たホ場では従前地形の影響が見られ、盛土部で土壌水分が高くなっていると思われる。

Ⅲ ガリ侵食，滞砂形態の相違

1. 平面形状

航空写真からガリと滞砂域の部分を取り出して図-2に示した。ガリの下流に扇状に広がる打点部は航空写真および現地踏査により確認した滞砂域の痕跡である。耕起が急，緩両傾斜方向のホ場でガリと流亡土砂の滞砂状況は次のとおりである。まず，急傾斜方向に耕起されたホ場では，

- 1) 斜面の上流部で耕起方向にあったガリが斜面上端から50~70m下方では主傾斜方向に変化している。
- 2) 下流部のガリの方向が変化した地点には滞砂域の痕跡を伴う。
- 3) 耕起方向に発生したガリは流下するに従って，面的に，階段状を呈して，主傾斜方向に下位のガリと合流している。
- 4) 斜面上流部でのガリ方向の変化は，写真-1との対

比のとおり，ダンブカーの走行跡に沿ったものであり，走行跡でも等高線方向に近い場合には影響が小さい。

- 5) 承水溝沿いの滞砂はその上流端に近い部分を除き，承水溝内に限られている。
 - 6) ガリ密度（単位面積あたりの平均的なガリ延長）は承水溝より上位のホ場で0.20m/m²，下位のホ場で0.11m/m²であった。
- 以上に対し緩傾斜方向に耕起されたホ場では，
- 7) 主要なガリは主傾斜方向に発生して，そのガリに耕起方向の短いガリが合流している。
 - 8) 滞砂の痕跡はホ場面全域に及び，7)の短いガリの発生域では比較的滞砂が少なく，耕起の跡が残っている程である。
 - 9) 斜面，上，中流部では，急傾斜方向に耕起された場合に比べて短い周期でのガリの屈曲が目立つが，下流部で滞砂域が形成されるとともにガリが減少している。
 - 10) 承水溝に沿って滞砂が進み，承水溝は閉そくされて

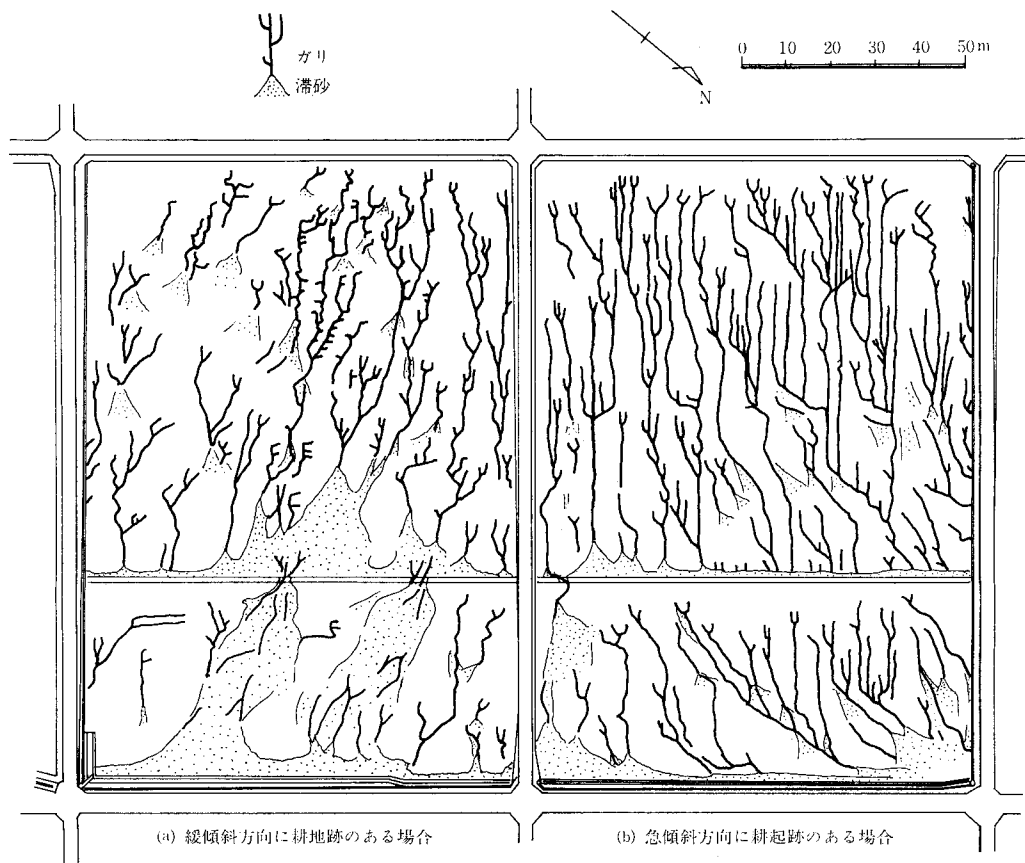


図-2 対象ホ場のガリおよび滞砂状況

いる。特に承水溝に至る10~30m上流から形成された扇状滞砂域によって承水溝下流への土砂移動が低下するとともに下位の小堤の決壊を招いている。

- 11) ガリ密度は承水溝上位のホ場で $0.11\text{m}^2/\text{m}^2$ 下位のホ場では上位のホ場からの影響があるため、その部分を除いて、 $0.04\text{m}^2/\text{m}^2$ であった。

2. ガリの縦横断形状

各ホ場の下流端辺から斜面上方5mの測線を基準として、10m間かくでガリの横断面を計測して図-3に示した。図-1, 2と比較対照することによってガリの上下流にわたる縦断形状をもはあくできる。まずガリの横断面規模について両者の特徴をみると、

- 1) 急傾斜方向の場合の方が、緩傾斜方向の場合より横断面規模の場所的な変動が少ない。
- 2) 横断面規模の増加はガリの合流点から下流部で顕著にみられ、その傾向は緩傾斜方向の場合の方が大きい。
- 3) 滞砂域へ移行するガリは幅が大きく、深さの小さい形態をとっている。

さらに縦断形状についてみると、

- 4) 急傾斜の場合には斜面上下流にわたってガリ底勾配の変化が少なく、図-1と対照すると、ガリ方向の変化した地点はホ場勾配の低下した位置にあたる。
- 5) 緩傾斜方向の場合には斜面途中に滞砂域を残し、ガリ底勾配は上流側から急→緩をくり返している。
- 6) 緩傾斜方向の場合、耕起方向の分枝ガリの発生はガリの深い部分に多い。

さらに、ガリ深さの分布をみると、ガリ発達は膨軟な表土層に限られ、この土層が洗掘されているのみで、下層土の洗掘が進んでいないのが特徴である。

3. ガリの発達過程

耕起後、航空写真の撮影時まで約1年3ヶ月を経たガリの発生形態の相違は上述のとおりである。それらの特徴からガリの発達過程を推察してみよう。筆者の1人は、既に裸地斜面でのガリ発達過程を調べるために人工降雨のもとで現地試験を行なっている⁴⁾。その結果を概説すると、散水後、地表面に貯留された雨水が次第に集

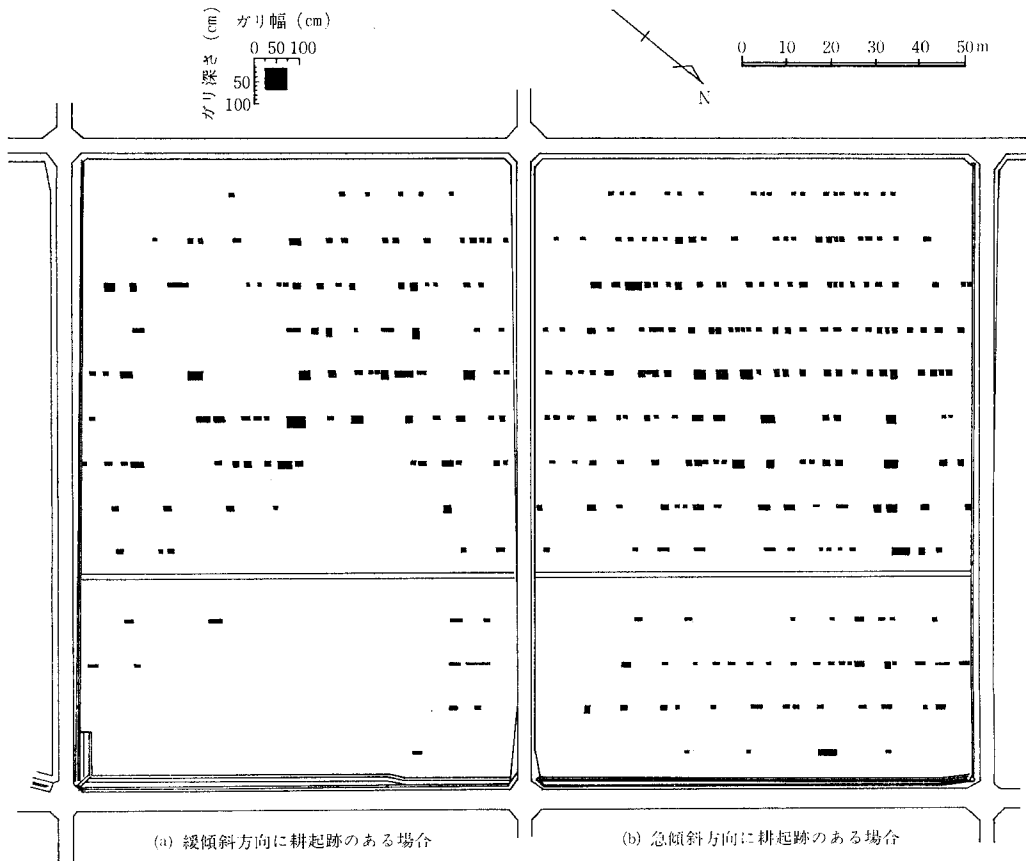


図-3 対象ホ場で発生したガリの横断面

中し、その部分から洗掘されてガリからの流亡土砂が斜面途中に滞砂域を形成し、洗掘（ガリ）、滞砂が交互に現われる。一方で下流側のガリが次第に上流側の滞砂域を貫通して上流に伸長し、斜面上下流に連絡したガリへと発達していく。ガリ断面はガリの伸長に応じて増加するとともにガリ底の縦断形は下流の滞砂域に向かって漸減する形態をとることを明らかにした。

この過程は本報の条件下でも再現されていると思われる、むしろ上述した発達過程を否定する事実は発見されない。

緩傾斜方向に耕起された場合には、降雨に応じて起伏低位部に雨水が貯留され始め、同時に起伏高位部の土砂が低位部に移動して相対的な起伏量が減少し、加えて流下勾配が小さいため、地表水はその通水容量を超えていっ水するようになって起伏高位部の決壊を招く。決壊地点にはそれまでに貯留されていた雨水が集中するようになるから、流下量が急増し、大規模なガリを形成する。ガリが形成され始めると流亡土砂は多量に及び、下流の起伏低位部に分散してタイ積すると同時に地表水は薄層流→網状流となって分散し、改めて地表水の集中する下流で同様の過程をくり返すと思われる。地表水の流下経路に沿って勾配の緩、急が形成されるとその後の流亡土砂は急→緩に至る部分でタイ積しやすく、下流側からのガリ発達が遅い程、次第に滞砂が進み、ガリと滞砂域が明瞭に区別されるようになる。下流端で滞砂域が形成されている場合には、これに流入するガリが上流に向かって伸長して、さらに上流の滞砂域を貫通するようになるから、上下流に連絡したガリになるには長時間を要すると思われる。

ガリの伸長は流下水量の履歴（例えば過去にある流量が流下して形成されたガリは、それ以後、それ以上の流量が流下した場合に急激に発達する）に左右されると思われる⁴⁾、降雨の地表面貯留能力が大きければ大きい程、決壊に伴う集中流下量は増加するから、初期のガリ発達は突発的に進行するが、ガリが形成され、次第に地表面の貯留能力が低下するようになるとガリ発達は鈍くなり、改めてガリが発達するのはさらに高強度の降雨時であり、そのような高強度降雨の出現頻度は時間が経つにつれて少なくなるから、緩傾斜方向に耕起した場合にはガリ発達は初期に急激に進み、時間が経つにつれて急激に遅くなると考えてよいと思われる。

以上に対し、急傾斜方向に耕起された場合には、流下勾配が大きいため、起伏高位部から低位部に移動した土砂も運搬されやすく、斜面上流部では特に起伏高位部から地表水がいっ水する程に至らない。流下水量が徐々に増加して斜面下流に至って、始めてその現象がおこると思われる。斜面上、中流部で地表水のいっ水が起こると

すれば局所的に相対的な起伏量の減少した部分であり、これには起伏の外部的な破壊が大きい。もちろん耕起による起伏は斜面上下面にわたって一様ではありえないので、起伏の大小、起伏低位部に沿った勾配変化があれば、以上の現象をもたらす原因になると思われる。斜面下流になるにつれて地表水と上流のガリ発達に伴う流亡土砂が増加し、起伏低位部での滞砂と地表水のいっ水が起こり、地表水は分散して斜面主傾斜方向に流下する。本報の条件下では耕起方向に勾配の低下する地点でこの現象が進んだと思われる。しかし、承水溝の勾配が下流に向かって大きいために下流端辺での滞砂が進まず、しかも承水溝の水路床から上流に向かってガリが発達したために、これに地表水が集中して、この滞砂域を貫通してガリが伸長し、結果的に上下流に連絡したガリに発達したと思われる。ガリが平面的に階段状を呈して形成されている状況は、この過程のくり返されたことを実証している。合わせて耕起が急傾斜方向になされたために、地表面の雨水貯留能力はきわめて小さく、ガリの発生に伴う貯留能力の低下も少ない。そのためガリ発達は降雨履歴に左右されながらも、降雨強度の大きい降雨時に滞砂の再移動をくり返しながら上流へと進んでいったと思われる。特に下流域では、主傾斜方向のガリに耕起方向のガリが合流し、流下水量の増加に伴ってガリ発達が加速され、上述の現象が促進されたと思われる。

以上のようにガリの発生形態は下流端辺での滞砂の有無や起伏高位部の決壊条件と密接な関係があると思われる。特に後者の決壊条件を左右する耕起方向の差は起伏低位部の耕起方向の勾配の差に外ならない。滞砂の累積する緩勾配では決壊が起こりやすく、逆の場合には起こりにくい。換言すれば、滞砂と勾配の関係によってガリ形態の差が説明できるといっても過言ではないと思われる。

IV 流亡土砂のコントロール

ガリの横断面積を積算してその支配長（10m）を乗じてガリからの流亡土砂量を試算してみると、急傾斜方向に耕起した場合、承水溝上位のホ場で62m²、下位のホ場で15m²、緩傾斜方向の場合、それぞれ約60m²、5.6m²であった。土砂収支の観点から、この土砂は滞砂域とホ場外に流出した成分に分けられるので、滞砂域の少ない急傾斜方向の場合、ほとんどホ場外へ流出したと思われる。各ホ区からの流出水が流入する下流の排水路および土砂だめの滞砂状況を見ると、急傾斜方向のホ場ではほぼ満杯で、緩傾斜方向のホ場の場合、ほとんど滞砂が見られなかった。後者の場合、上記の土砂の大半がホ場内に留まっていることを示している。承水溝の勾配が上流から急→緩に変化する場合、これに沿った方向の滞砂によ

てホ区外への土砂流出が少なくなったと思われる。この滞砂域が前述したガリ発達の抑制効果をも果たすので、ホ区外への土砂流出の抑制には承水溝の勾配設定がいかに重要であるかを示している。しかし緩傾斜方向の場合には承水溝に沿った小堤の決壊がおこり、下位のホ場に土砂が流入するようになって、ホ場の上、下流間での土砂の流出入、さらに道路の寸断に至る危険をはらんでいる。承水溝に沿った滞砂が承水溝下流方向に移動し、分散的に滞砂するような勾配設定が要求される。そのためには、承水溝を同一勾配(2°程度)にした方が好ましい。逆に急傾斜方向に耕起されたホ場のように下流に向かって勾配の増加するような承水溝の設定では滞砂効率が低下するからである。

さらに、深く掘削された承水溝では、ガリ発生が助長されるのに加えてホ場からの流出水が集中して流下し、滞砂が進行しにくいから、この部分の地表水も分散して流下させた方が得策である。それには承水溝を掘削する代わりに、上位の土砂を浅く、幅広くけずり取って、その土砂で築堤する“仮ケイハン”^{7),8)}が有利であると思われる。その詳細は別稿に譲るとして、仮ケイハンによってホ区外への土砂流出はある程度抑制できると思われる。しかしその決壊を防止する上から、ある程度の土砂流出は許容されなければならない。そしてこの土砂成分は各ホ区内に土砂ダムを設けて滞砂させる以外、適当な手段はないと思われる。

次に承水溝ないし仮ケイハンの設定が適性であると仮定して、ホ場内の保全について考えてみよう。下流端辺で滞砂域が分散化されると、本報の緩傾斜方向の場合にはさらにガリ発達が進み、逆に急傾斜方向の場合にはガリ発達が抑制されると思われる。結果として、流亡土砂量の差はそれ程大きくないと思われる。むしろ、緩傾斜方向の場合の方が増加するかも知れない。流亡土砂量に大差がなければホ場面の管理の観点から、ガリ発生の予知、下流端辺への流亡土砂の分散的な流入を期待できる。急傾斜方向に耕起した方が安全である。本報のホ場のようにホ場勾配が下流に向かって漸減する場合には、特に斜面長が増加すると下流域で主傾斜方向に発生するガリによって、発生の予知、分散滞砂を望めない。このようなホ場では、耕起の方向はどちらでも大差ないことになり、やはり下流端辺の勾配と同様、単一勾配のホ場で、斜面長は50m以下に抑えておく必要がある。このようなホ場でも長年月を経るうちに、斜面上部からの流亡土砂が下流でタイ積し、ホ場面は下流に向かって漸減するように変化していくであろうと思われる。

最終的な耕起の方向によって形成される起伏は原則的に急傾斜方向に地表水を導くように設ければよい。しかし、ホ場がきわめて緩傾斜の場合には、ホ場内で滞砂域

が形成され、ガリ発達が遅いと予想されるので、どちらでもよいと思われる。この上限勾配は、耕起による起伏低下部の断面の大小や斜面長によって変化すると思われるが、筆者らの過去の経験から4~5°位ではないかと思われる⁷⁾⁸⁾。下流端辺への流入土砂の負荷を減少させる上で、ホ場内で分散滞砂を期待できる、この勾配以下のホ場では、むしろ緩傾斜方向の耕起が優れているかも知れない。逆にこの勾配以上のホ場では急傾斜方向を原則とするのがよいと思われる。

V お わ り に

以上の結論として、開畑直後の畑面の保全、流亡土砂のホ区外への流出抑制には、そのコントロールの容易さから急傾斜方向に耕起跡を残した方がよいと思われる。緩傾斜畑ではどちらでもよい。いずれの場合であっても下流端辺の勾配設定、ホ区内の土砂ダムの設定の方が格段に重要である。また現在の造成形態のもとでは、流亡土砂は一度に地区外に流去してしまう程、移動速度の大きいものではないと思われる。必ず、緩勾配の部分に滞砂して、徐々に流去すると思われる。地区外に流出する土砂は、多くの場合、そのような滞砂によって排水機能が消失して地区境に近いノリ面、畑面から生じている。流亡土砂の滞砂管理が十分であれば、地表水とともに浮遊して流出するシルト以下の粒径成分を除いて、地区内の流亡土砂を地区内に留めることは困難なことではないと思われる。

さらに営農を開始してから発生する災害の位置やパターンを見ると、開畑直後に集中する災害がくり返されると考えて大きな間違いはないと思われる。例えば、野菜畑では、機械化営農に伴って道路に沿ったウネ立て、ウネの規格化、ウネ間管理の省力化が進み、管理の手薄となったホ場では、本報で検討した現象と同様のことがおこり得る。開畑直後の保全が可能であれば、営農に入ってからでも可能である。その意味で、造成形態と開畑直後の保全管理の研究が是非とも要求されると考えられる。滞砂現象を扱うことの少なかった従来の研究のように営農中の1ホ場面の保全だけ考えるのであれば、むしろ縦ウネ耕作によって分散的にホ場外に土砂を流去せしめて、心土耕作と多肥によって営農を続けることの方が、土壤侵食から作物を守るためには、はるかに容易である。ウネ間の滞砂によって横ウネ耕作を維持できない現実を直視して、新たな造成形態を模索しなければならない。

最後に、本研究にあたり、終始、御指導、ごべんたついただいた京都大学農学部丸山利輔教授、本論を書く契機を与えて下さり、御便宜いただいた岐阜大学農学部足立忠司助教授に心から感謝の意を表する。調査、分析の

資料は青蓮寺開拓建設事業所河合芳郎工務官始め関係諸氏の御協力を賜った。航空写真の撮影には玉野技術研究所張中氏のお手をわずらわした。記して心から感謝の意を表す。

引用文献

- 1) 松本康夫・佐藤彰芳・五十崎恒：新規開こん畑における農地保全とその実態，岐阜大農研報(40)，pp.157～169 (1977)
- 2) 松本康夫・荻野芳彦・五十崎恒：青蓮寺開拓地における土壌侵食の研究(2)，造成工事の諸問題，岐阜大農研報(38)，pp.231～238 (1975)
- 3) 近藤善教：伊賀構造盆地の構造地質学的研究，地質調査所報告(231)，pp.1～29 (1968)
- 4) 松本康夫・丸山利輔・長堀金造・高橋強・今尾昭夫・福桜盛一：ガリ発達過程と流亡土砂量，傾斜地における開

発農地の侵食機構と保全に関する実証的研究(II)，農土学会論文集(77)，pp.53～60 (1978)

- 5) 五十崎恒・松本康夫・張中：リモートセンシングによる開こん畑の土壌水分分布調査，リモートセンシングの農業土木への応用に関する研究(1)，農土学会論文集(62)，pp.1～8 (1976)
- 6) 松本康夫・五十崎恒：ガリ侵食土砂量の推定と仮ケイハンの設定について，農土学会京都支部講演要旨(33)，pp.99～100 (1976)
- 7) 松本康夫・五十崎恒：仮ケイハンの現地試験，農土学会大会講演要旨 pp.58～59 (1978)
- 8) 松本康夫・五十崎恒：仮ケイハンによる滞砂の進行過程，農土学会大会講演要旨 pp.416～417 (1979)

[1979.9.25.受稿]

投稿

土 壤 と 土

「土壌学」として体系化されてきた学問が、「土」学となっては坐りがわるいかな。坐りがわるいばかりでなく、やはり「土壌」と「土」の間にはかなりの距離があるようにも思える。

「壤」の字は、字典によると「ツチ，柔き土，土地，肥ユ，ユタカ，肥土」「耕種に適する柔き土のこと。故に土扁，転じて土地の義」(上田萬年 大字典)とある。「壤」の字をとってしまおうと、ひとつには何となく農業から離れてしまうような淋しさが伴うし。また何とな

く学問としての「きめの細かさ・豊かさ」が乏しくなり、ぎすぎすした感じになるようでもある。

しかし、そんなに細かいことにこだわらなくてもよいではないか。目ざすところが明らかで、同じであれば「土壌」でも「土」でも、といった議論もありそうだ。

いずれにしても、いまのところ「土壌」にはロシア語の Почва, 土層あるいは層序を重視した、比較的表面に近い、深くても1mまでの、豊かな構造に富む土の像が浮かぶ。一方、「土」にはロシア語の Гурнт, あるいは基礎, 基質, 材料としての土といった概念のひびきがあるように感じられる。

すこしみんなて討議してみる値打ちがあるようにも思えるが……。(兜)

電気抵抗式土壌水分計に関する基礎的検討

— キャリブレーション方法の再検討 —

矢 部 勝 彦*

Fundamental Investigations the Electrical Resistance Soil Moisture Meter

— Re-examination of calibration method —

Katsuhiko YABE*

Faculty of Agriculture, University of Osaka Prefecture

Abstract

The fundamental investigations on the calibration of electrical resistance soil moisture, namely glass filter block soil moisture meter, were conducted in order to clear the influences of drying speed, the apparent specific gravity, the soil volume, and the method of knowing soil moisture content each drying stage. The results observed were as follow.

Firstly, the soil in the metal net basket should be dried as slow as possible on account of being apt to appear the differences of soil moisture content.

Secondly, as the difference of apparent specific gravity of soil influences the relationships between soil moisture and the electrical resistance, the apparent specific gravity at the calibration should be nearly equal to it in the actual field.

Thirdly, soil moisture content both of soil surface and inside of soil each drying stage are influenced by the difference of soil volume, the speed of drying soil, and so on, so the calibration should be conducted over drying slowly after soil were packed much more.

Lastly, if the conventional method of method of measuring the basket weight is utilized to know soil moisture each drying stage. the correct should be necessary to get more accurate soil moisture on account of being different from the real.

1. ま え が き

野外で土壌水分の変化を正確にとらえることは非常に難しさを伴うが重要なことである。そのため、これまで種々の土壌水分計の開発、改良及びそれらの基礎的研究^{1), 2), 3), 4)} がなされてきたが、実用上、完全とは言い難い点も多々残されている。そこで、筆者は野外でよく使用されてきた土壌水分計測法のうちから特に電気抵抗式土壌水分計に関して、計測値の誤差要因にキャリブレーション方法が十分でないことをつきとめ、より精度の高い計測ができるよう実験的に再検討を行った。

本研究では、キャリブレーションにおける土壌の温度変化の影響については海田ら⁴⁾ が報告済みのため、他の要因として、土壌の乾燥速度⁵⁾、乾燥密度⁶⁾ および土壌の各乾燥段階における水分の算出方法につき報告し、土壌溶液濃度の影響については別途報告させていただく

のとする。

2. 実 験 方 法

実験に使用した供試土壌は大府大ホ場表土で、その物理性は表-1のとおりである。またキャリブレーション時の土壌乾燥は図-1に示すファン付乾燥炉を用いた。土壌は金網製バスケット(内容積 $V=9.5 \times 9.5 \times 11.5$)

表-1 大府大ホ場表土の物理性

項 目		機械的組織	%
真 比 重	2.60	(農学会法) レキ 2mm以上	2.9
液 性 限 界(%)	30.2	粗砂 2~0.25	17.4
塑 性 限 界(%)	23.8	細砂 0.25~0.05	30.1
ホ 場 容 水 量(%)	29.8	微砂 0.05~0.01	19.8
遠心水分当量(%)	19.3	粘土 0.01以下	26.8
土 性(農学会法)	壤土		

*大阪府立大学農学部

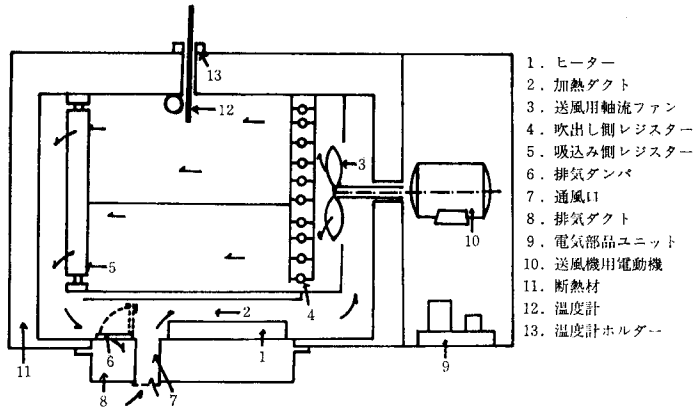


図-1 ファン付乾燥炉の模式図

(cm^3), $9.5 \times 9.5 \times 49.0$ (cm^3) に充てんし、一昼夜浸漬した。さらに、電気抵抗値は島津製作所製 S.M-3 A型 Soil Moisture Meter を使用し計測した。埋設した抵抗値検出部の吸収体はガラスフィルタ・ブロックであり、その数は、小さいバスケットには各2個を5バスケットに、大きいバスケットには10個埋設した。最後に電気抵抗値の計測時の土壌内温度は 25 ± 1 °Cと条件を一定にした。まず、土壌の乾燥速度の違いに関しては、

まず、土壌の乾燥速度の違いに関しては、 $1.0 \pm 0.3\%$ hourと $1.5 \pm 0.3\%$ hourについて比較検討をし、土壌の乾燥密度($\gamma_d = \text{仮比重}$)に関しては、 $\gamma_d = 1.34 \pm 0.02$ と 1.27 ± 0.02 との比較および $\gamma_d = 1.27 \pm 0.02$ と 1.13 ± 0.02 について比較検討をし、土壌水分量の算出方法に関しては、従来の方法(予め乾土重を知っておき、各乾燥段階の水分量を算出)と吸収体埋設地点の水分をサンプリングにより算出する方法との比較検討を行った。

なお、土壌水分量の算出方法以外の実験結果は吸収体

10個のうち代表的なものを示すことにする。また、各実験条件の違いには、キャリブレーション・カーブより土壌水分値の差を3%前後以上ある場合、キャリブレーションを行う際に注意しなければならないという考え方をとることにした。

3. 実験結果および若干の考察

まず、土壌の乾燥速度の違いに関して、土壌容積 $9.0 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3) で $\gamma_d = 1.26 \pm 0.02$ と $6.0 \times 9.5 \times 49.0$ (cm^3) で $\gamma_d = 1.27 \pm 0.02$ については図-2、土壌容積 $4.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3) で $\gamma_d = 1.28 \pm 0.02$ と $6.5 \times 9.5 \times 1.15$ (cm^3) で $\gamma_d = 1.43 \pm 0.02$ については図-3、土壌容積 $9.0 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3) で $\gamma_d = 1.33 \pm 0.02$ と $6.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3) で $\gamma_d = 1.26 \pm 0.02$ については図-4のとおりである。

図-2に関して、 $V = 9.0 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3) で $\gamma_d = 1.26 \pm 0.02$ の場合の乾燥速度の違いについて電気抵抗値

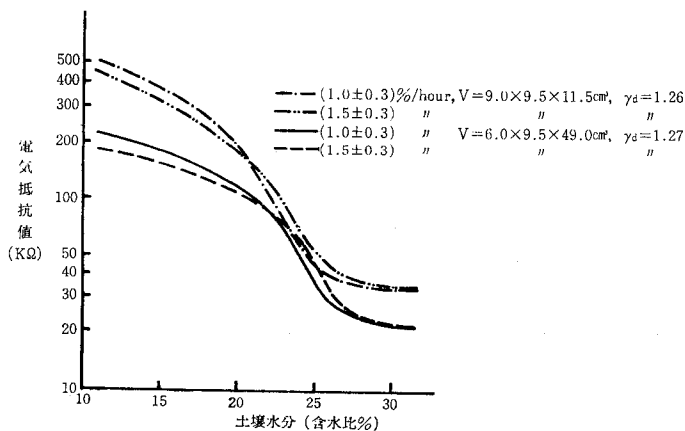


図-2 土壌の乾燥速度の違いによる土壌水分—電気抵抗の関係

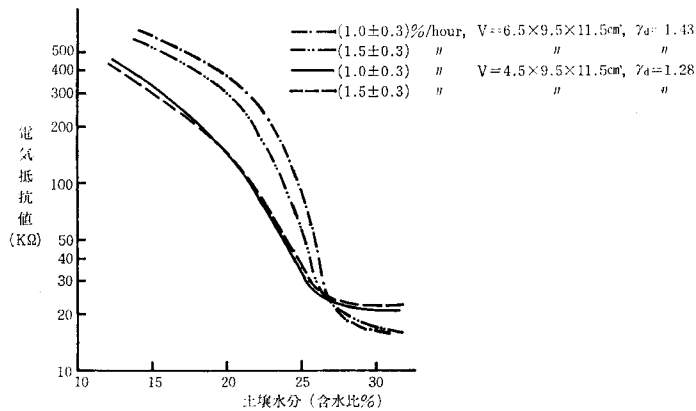


図-3 土壤の乾燥速度の違いによる土壌水分—電気抵抗の関係

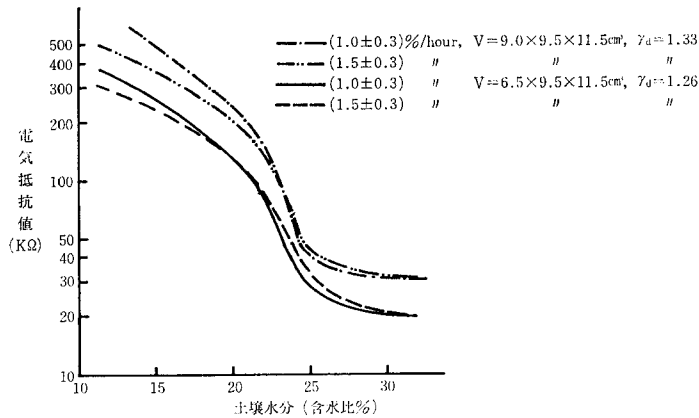


図-4 土壤の乾燥速度の違いによる土壌水分—電気抵抗の関係

一水分量曲線において、高い土壌水分領域の約30%までは $1.0 \pm 0.3\%$ /hour と $1.5 \pm 0.3\%$ /hour 両曲線間に抵抗値の差は見られないが、土壌水分が約27.0~30.0%間で両曲線間に差違が見られる。すなわち、27.0、28.0%の地点を境に両曲線間に一時的に差異を生じ、そして約21.0%地点で両曲線が交差する。その後は、低い土壌水分領域になるに従い乾燥速度の遅い方が同じ土壌水分量に対して大きな電気抵抗値を示し、その差は約3~4%も生じる。一方、 $V=6.0 \times 9.5 \times 49.0$ (cm³) で $\gamma_d=1.27 \pm 0.02$ の場合の乾燥速度の違いについてみると、同様に約26%以上の高い土壌水分領域では両曲線はほとんど同じ水分量の値に対し同じ電気抵抗値を示しているが、約26.0%付近の地点を境に両曲線は一度は離れるものの、約23.0%付近の地点で両曲線は交差し、その後、低い土壌水分領域に進むに従い両曲線間に差を生じ、乾燥速度の遅い方が同じ電気抵抗値に対して高い土壌水分値を示している。

図-3 に関しては、 $V=6.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm³) で $\gamma_d=1.43 \pm 0.02$ の場合、図-2 の場合と同様高い土壌水分領域では、乾燥速度の違いによる両曲線間の電気抵抗値にはほとんど差が見られないが約27.0%付近で両曲線が交差して、その後は同じ土壌水分量に対する電気抵抗値に差を生じ、同じ電気抵抗値に対して約2%の土壌水分の差が示される。一方、 $V=4.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm³) で $\gamma_d=1.28 \pm 0.02$ の場合も同様に高い土壌水分領域ではほとんど差は見られないが、低い土壌水分領域に進むに従い同じ電気抵抗値に対して土壌水分量に差が生じる傾向を示している。

図-4 に関しても、 $V=9.0 \times 9.5 \times 11.5$ (cm³) で $\gamma_d=1.33 \pm 0.02$ の場合、図-2、3 と同様高い土壌水分領域ではほぼ同じ電気抵抗値—土壌水分量の関係を示しているが、約23.0%付近で両曲線が交差し、その後両曲線は低い土壌水分領域に進むに従い離れて行き約4~5%の土壌水分量の差が認められ、乾燥速度の遅い方が同じ

電気抵抗値に対して大きな土壌水分値を示す。一方、 $V=6.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm³) で $\gamma_a=1.26 \pm 0.02$ の場合も同様に、約18%付近で両曲線が交差し、その後低い土壌水分領域に進むに従い乾燥速度の遅い方が同じ電気抵抗値に対して高い土壌水分量を示すことがわかる。

以上の乾燥速度の違いに関する実験結果から検討して、土壌水分の高い領域では土壌の乾燥速度の違いによる影響は小さいと言えよう。しかし、高い土壌水分領域から土壌水分の低い領域へと土壌が乾燥してゆくに従い乾燥速度の違いによる影響が生じ、土壌の乾燥速度の遅い方が同じ電気抵抗値に対して高い土壌水分値を示す傾向があると言える。この事は、高い土壌水分領域では比較的土壌水分の移動がスムーズに行われるが低い土壌水分領域になるに従いバスケット内の土壌の乾燥が内部と外部で速度は異なり、そのため土壌内に水分勾配を生じその影響で土壌の乾燥速度の違いによる電気抵抗値—土壌水分量の関係が異なってくるものと考えられる。

次に、金網バスケットに充てんされた土壌の乾燥密度(仮比重 = γ_a)の違いに関する実験結果は図-5のとおりである。

図-5に関して、土壌容積が $V=6.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm³) と同じ容積の場合、 $\gamma_a=1.27 \pm 0.02$ と $\gamma_a=1.42 \pm 0.02$ とを比較検討すると、図より明らかなように、両曲線は高い土壌水分領域ではほとんど等しい状態にあるが、約26%付近で両曲線は線交差し、その後低い土壌水分領域に土壌の乾燥が進むに従い両曲線は離れてゆく。その時の差は土壌水分量が約15~20%の間で同じ電気抵抗値に対して γ_a の大きい方が約4~5%も高い土壌水分値を示している。また、土壌容積 $V=9.0 \times 9.5 \times 11.5$ (cm³)

の場合、 $\gamma_a=1.34 \pm$ と $\gamma_a=1.27 \pm$ とを比較検討すると高い土壌水分領域ではほとんど等しい電気抵抗値—土壌水分量の関係を示しているが、この場合も約26%付近で両曲線は交差し、その後低い土壌水分領域へと土壌の乾燥が進むに従い両曲線は離れてゆく。その差は γ_a の大きい方が小さい方に比較して約5%も同じ電気抵抗値に対して高い土壌水分量を示している。さらに、土壌容積 $V=6.0 \times 9.5 \times 49.0$ (cm³) の場合、 $\gamma_a=1.27 \pm 0.02$ と $\gamma_a=1.13 \pm 0.02$ とを比較検討すると、前2例と同様の傾向を示している。すなわち高い土壌水分領域では両曲線はほとんど同じ電気抵抗値—土壌水分量の関係にあるが、土壌の乾燥が進むにしたがい両曲線は離れて行く。その差は γ_a の大きい方が同じ電気抵抗値に対して約4%ほど土壌水分量が高くなっている。

以上の γ_a の違いによる影響に関する実験結果から判断して、高い土壌水分領域ではほとんど γ_a の違いに関係なく、電気抵抗値—土壌水分量の関係は同様の傾向を示すが、一方、土壌の乾燥が進むにしたがい γ_a の大小によって同じ電気抵抗値に対して、 γ_a の大きい方が小さい方に比較して高い土壌水分量を示すことが明らかとなった。この理由としては、土壌水分の高い領域では土壌の乾燥に対して水分移動が容易に行われるからと推測される。しかし、土壌の乾燥がさらに進み、土壌水分の低い領域では土壌の間隙を移動する水の移動に影響が生じ、バスケット内の土壌に関して内部と外表面との間に乾燥に伴う水分勾配が生じるため γ_a の大小によって両キャリブレーション・カーブが異なるものと推測される。

また、金網バスケット内の土壌容積の違いに関する実験結果は図-6のとおりである。

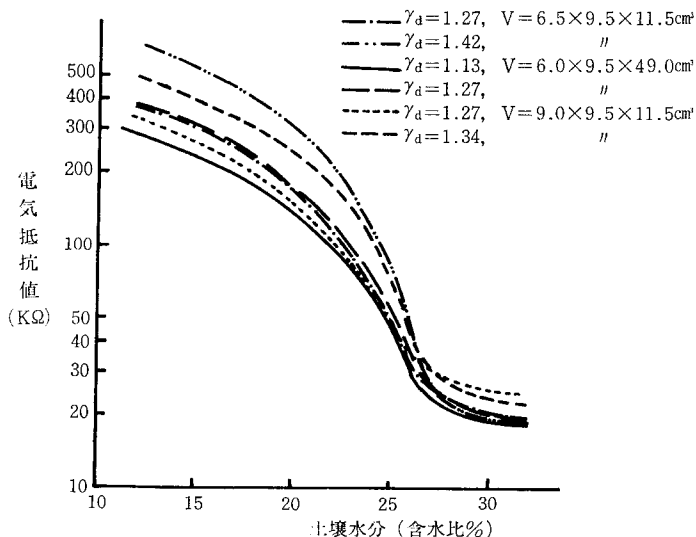


図-5 土壌の仮比重の違いによる土壌水分—電気抵抗の関係

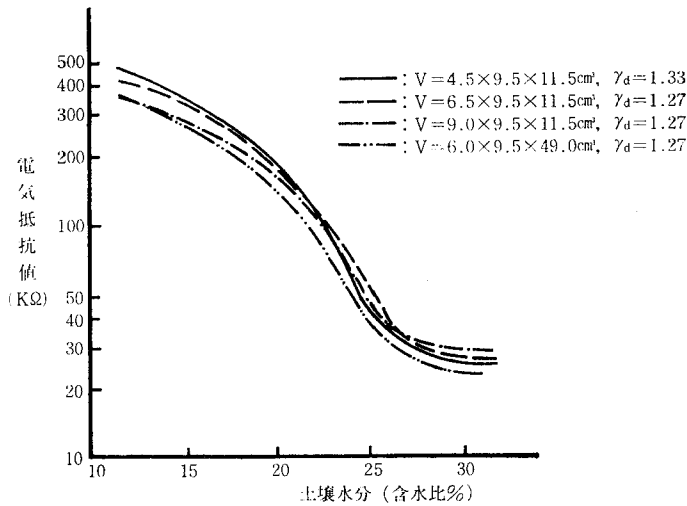


図-6 土壌容積の違いによる土壌水分-電気抵抗の関係

図-6に関して、土壌容積としては $9.0 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3)、 $6.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3)と $4.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3)の場合と $6.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3)と $6.0 \times 9.5 \times 49.0$ (cm^3)の2種の容積について検討した。この結果、まず、前者の場合と同容積の金網バスケットに土壌深さを変えた条件の結果であるが、明らかに容積の大小の違いに関して湿度状態では中の場合に抵抗値は大きい。大小では小の方が電気抵抗値は小さい。一方、低水分状態になるに従って、小の電気抵抗値は同じ土壌水分量に対して大きくなる傾向を示す。同様には中は大よりも電気抵抗値は大きい。次に土壌容器の大小に関しては土壌容器の小さい場合における吸収体の電気抵抗値が大きい。

以上の結果から、土壌容積が異なれば、キャリブレーション・カーブが異なるので注意が必要となる。この理由については土壌を浸漬する際の塩類濃度や土壌の乾燥に伴う水分勾配の発生により異なった曲線が得られるものと推測される。

なお、以上の実験結果は他の吸収体についても同様の傾向を示していた。

最後に、上述の結果において土壌の乾燥に伴う土壌内

の水分分布について若干ふれたので、ここではバスケット法によるキャリブレーション時における土壌水分量の算出方法に関して、検討を行い、実態についてその結果を表-2、表-3に示す。

土壌水分量の算出方法に関しては、バスケット重秤量法(従来法)、吸収体埋設地点の土壌サンプリングによる補正法(吸収体地点サンプリング法)および土壌サンプリングによる平均土壌水分からの補正法(平均土壌水分法)の3方法によって各乾燥段階の土壌水分量を算出することにした。また、土壌容積は $V = 4.5 \times 9.5 \times 11.5$ (cm^3)の場合についてのみ検討した。その結果は土壌が約10%、20%および27%付近まで乾燥した状態で算出した。まず、土壌が約27%付近まで乾燥した状態に対して、従来法と他の算出法との間には僅かであるが差が認められ、従来法は他の算出法よりもやや大き目に土壌水分量を算出する傾向がある。つぎに土壌が約20%付近まで乾燥した状態に対して、従来法は他の算出法よりも小さい土壌水分量を算出している。これを分散分析した結果、有意差が認められ、さらに最小有意差の推定値(=l.s.d.)を計算すると $l.s.d. = 1.43$ であり、従来法は

表-2 乾燥過程における土壌水分算出結果

土壌水分* バスケット 水分算出法	10% 近傍						20% 近傍						27% 近傍						
	番号	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	平均	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	平均	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	平均
バスケット重秤量法		8.8	9.0	9.4	10.2	8.9	9.3	20.2	19.2	17.6	17.6	18.9	18.7	28.3	27.4	27.2	28.6	27.4	27.8
吸収体地点 サンプリング法		12.2	12.9	13.2	12.4	11.0	12.3	20.8	19.9	19.9	20.3	19.1	20.0	27.8	27.2	26.8	27.5	27.4	27.3
平均土壌水分量法		11.2	10.1	11.3	10.5	9.2	10.5	20.7	19.7	18.9	19.2	18.9	19.5	27.3	27.1	26.8	28.0	26.9	27.1

* 土壌水分は重量パーセント表示

表-3 乾燥土壌の土壌水分算出結果 (10%近傍)

土壌体積 バスケット 番号	6.0×9.5×11.5 (cm ³)						9.0×9.5×11.5 (cm ³)					
	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	平均	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	平均
水分算出法												
バスケット重秤量法	10.7	9.7	8.7	9.4	9.3	9.4	10.0	9.1	9.2	9.1	10.0	9.5
吸収体地点サンプリング法	12.1	11.2	10.8	11.5	11.9	11.5	11.0	10.5	9.8	10.0	11.2	10.5
平均土壌水分量法	10.9	10.2	9.7	10.1	10.9	10.4	10.5	9.4	9.0	9.2	10.5	9.7

(注) 単位は重量パーセント表示

実際の吸収体埋設地点の水分を少な目に算出する傾向にあると言える。さらに、土壌が約10%付近まで乾燥した状態に対して、従来法による土壌水分量の算出値が最も少な目になっており、他の2方法と比較し、最大で約4%の差が認められる。これらを分散分析すると有意差が認められ、最小有意差の推定値を求めると $t.s.d.=1.06$ であり、明らかに従来法と他の2方法間には有意差が認められる。次に、土壌容積を $V=6.0 \times 9.5 \times 11.5$ (cm³) と $9.0 \times 9.5 \times 11.5$ (cm³) に大きくした場合について検討を行った。その結果、土壌容積が大きくなるにしたがい従来法と他の2方法間の土壌水分量の算出法法に対しては差が小さくなる傾向が認められる。この理由としては土壌容積が小さい場合周辺の乾燥の影響を受け易いため少水分側に従来法では算出されるが、土壌容積が大きいと周辺の土壌の乾燥に対する影響が全体に対して小さくなるため従来法と他の2方法間における土壌水分量の算出値に差が少なくなるものと推測される。

4. 考察およびまとめ

一般に野外で土壌水分を計測するにあたっては、現場の土壌水分をできる限り精度を上げた方法で計測することが必であり、そのため種々の工夫がなされるが複雑な要素が多く存在する。したがってキャリブレーションにおいては直接現地で行うのがよいが、種々の制約条件も加わり、非常に困難なため室内で行うことが多い。それ故に、室内でキャリブレーションを行うにあたってはでき得る限りキャリブレーション誤差を小さくするよう留意しなければならない。ここでは、キャリブレーションを行う際に留意すべき問題点として、土壌の乾燥速度、仮比重、土壌容量の問題、さらに土壌水分量の算出法について検討を加えたので、その結果をまとめ、若干の提案を行うことにする。以上の問題の他にも土壌中の塩類の影響もあるが、これははじめに述べたように別の機会に報告する。

まず、キャリブレーションにおいて、土壌の乾燥速度に関しては、土壌の乾燥速度の違いからみて、乾燥むら、すなわち不均一な乾燥状態を避けるためでき得る限りゆっくりと土壌を乾燥する必要があると考える。

次に、土壌の乾燥密度、すなわち仮比重に関しては、前項で述べたように高い土壌水分領域では仮比重の違いによる影響は小さいが、乾燥が進み低い土壌水分領域になると仮比重の違いによる影響が認められるので、現地の仮比重を十分知った上でキャリブレーションを行う必要がある。したがってキャリブレーションはできる限り現地の状態を再現する仮比重のもとで行わなければならないだろう。

また、土壌容積の大小に関しては、土壌容積が小さいと周辺の影響が全体に対して占める割合が大きくなるため、土壌水分量の算出法でも明らかにされたように、実際の土壌水分量よりも少な目に算出されるが、大きい場合は周辺の影響が全体に対して占める割合が小さくなるため土壌容積はあまり小さくしない方が良好と考えられる。

さらに、土壌水分量の算出に関しては、従来法を採用する場合は若干の補正が必要と考えられる。

5. あとがき

本実験結果の検討では、土壌温度に関しては既に報告されているので省略した。今回はキャリブレーションの重要性を提案するにとどめた。

最後に、今回の電気抵抗法による土壌水分計測に関する基礎的検討を遂行するにあたり、いろいろとご教示と助言をいただきました大阪府立大学農学部、手島三三教授に心から謝意を表する。

引用文献

- 1) 小野本光司・小林一 (1956) : 畑地土壌水分の電気的測定法に関する研究, 岐阜農紀要 6, 7.
- 2) 小林一 (1957~1961) 畑地土壌水分の電気的測定法に関する研究, 岐阜大農紀要(3),(4),(5),(6).
- 3) 富士岡義一・西出勤 (1964) : 土壌水分測定用ガラス・フィルターブロックとその自記記録計について, 農土研別 9.
- 4) 富士岡義一・海田能宏 (1968) : 圃場で使用する土壌水分計に対する温度の影響について, 農土学会大会講演要旨.
- 5) 矢部勝彦 (1972) : 土壌水分の測定方法, 農土学誌40巻12号.

[1979. 9. 27. 受稿]

繰返し载荷による粘性土の挙動

宮内定基*

Behavior in Cohesive Soil Subjected to Repeated Loading

Sadaki MIYAUCHI

Faculty of Agriculture, Ehime University

I はじめに

土への繰返し载荷状態は、道路での自動車荷重や締固め時のローラの繰返し通過をはじめとして、現場においてもしばしば発生する。このような繰返し载荷条件下にある土の挙動を解明することは、土木工学の分野のみならず、基礎的な土の動的性質に関する研究の一環としても興味ある内容である。この種の研究が軌道に乗り始めたのは、1950年代の Seed ら¹⁾の研究からであろう。その後、多くの研究者によって興味深い研究が進められてきている。繰返し载荷試験とは、一般に2~5 Hz以下の振動数で、数パーセント以上のヒズミを対象とする場合を指す。現在までのところ、これに対応する普遍的な応答理論が確立されていないために²⁾、この分野では実験的研究が主流を占めている。

これらの実験的研究から、主として変形特性をはじめとする巨視的挙動に、いわゆる繰返し効果の現れることが数多く報告されている。これらの巨視的な繰返し効果を、微視的な繰返し効果との関連で統一的に理解することは、土の動的性質の一般化のみならず、土壌物理学的にも非常に有益なことであると考えられる。しかし、現状では統一的な理解をするには至っていない。

本拙論では、繰返し载荷時の巨視的挙動と微視的挙動の関連性の解明に主眼を置きながら、研究の発展経過と現状を概観し、今後の研究方向を模索しようとするものである。

II 巨視的挙動

1. 変形特性

粘性土への繰返し载荷に関する研究経過の概要を、表-1にまとめて示した。この表から、この研究課題が取り上げられて以来、変形特性等の巨視的挙動の解明に主眼の置かれてきたことがわかる。そこで、本章では巨視的挙動を変形特性と強度特性に大別して、年代順にそれらの概要を調べてみたい。

Seed ら^{1)~5)}は、一連の研究から以下のことを明らかにしている。

まず最初に、改正A.A.S.H.O.締固め試験で約90%密度

に締め固めたシルト質粘土に、28~100PSIの各種軸応力で1分間に1~20回の周期で10,000~100,000回繰返し载荷した。その結果、軸ヒズミは含水比、载荷ひん度、軸応力等の実験条件の違いに拘わらず、载荷回数を増すに従って増加し、その変形量は、同じ大きさの持続応力を受けた場合よりもかなり大きいことを明らかにしている。

続いて、応力履歴が変形特性に及ぼす影響に関する実験の一例を示したのが図-1である。この図から、7.1PSIの応力を繰返し载荷される場合に、以前に5.6PSIの応力を数多く受けた供試体ほど、硬化という形で現れる質変化の程度も大きくなる傾向のあることがわかる。しかし、1,000回程度の繰返し载荷による応力履歴の影響は一時的であり、顕著な硬化を発生させる回数は10,000回以上であることもわかる。

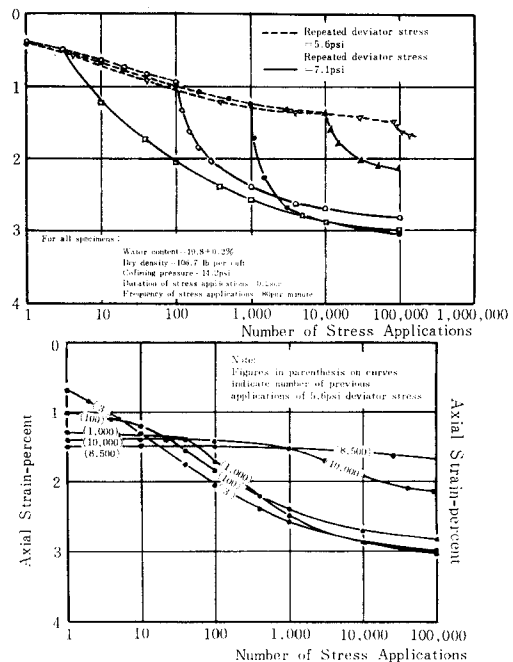


図-1 以前に加えた载荷回数が続く繰返し応力下での変形に及ぼす影響(シルト質粘土)

* 愛媛大学農学部

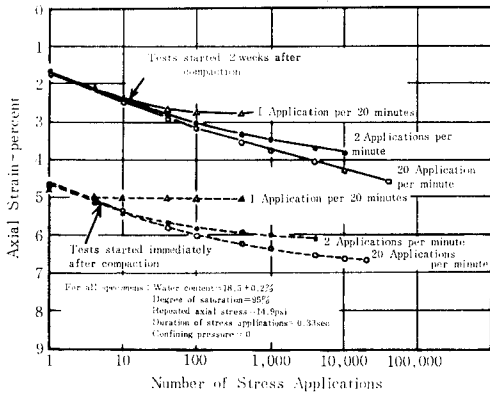
表一 粘性土への繰返し載荷に関する研究経過の概要

研究者	供試土	載荷方式	研究の主目的
Seed, Chan & Monismith (1955) ¹⁾	シルト質粘土	三軸, 最多 載荷回数 100,000	繰返し載荷回数と載荷重が強度と変形に及ぼす影響の解明
Seed & McNeill (1956) ²⁾	シルト質粘土, シルト	三軸, 同上 1,000	繰返し載荷が応力へヒズミ特性に及ぼす影響の解明
Seed & Chan (1958) ³⁾	シルト質粘土	三軸, 同上 100,000	繰返し載荷条件下の変形に関する応力履歴と載荷回数の効果の解明
Seed, McNeill & Guenin (1958) ⁴⁾	シルト質粘土	三軸, 同上 180,000	繰返し載荷による性質変化に対する応力履歴の影響とその原因の考察
Seed & Chan (1961) ⁵⁾	シルト質粘土, 粘土質砂	三軸, 同上 180,000	繰返し載荷時の持続時間と休止時間の長短が変形に及ぼす影響の解明
Larew & Leonards (1962) ⁶⁾	シルト, 粘土, 砂質粘土	三軸, 同上 400,000	繰返し載荷を受けた粘性土の強度規準の確立
Johanson & Yoder (1963) ⁷⁾	砂とシルト(粘土35%)の混合土	三軸, 同上 100,000	繰返し載荷条件下の砂とシルトの混合土の間ゲキ水圧と体積変化の解明
河上, 小川 (1963) ⁸⁾	ローム	一軸, 同上 100,000	繰返し載荷による残留ヒズミや弾性変位係数等の力学的性質の変化の解明
河上, 小川 (1965) ⁹⁾	シルト質ローム, 粘土, 砂と粘土の混合土	一軸と三軸, 同上 100,000	繰返し載荷時の挙動のモデル化とそれによる弾性係数, 降伏応力の求め方
Kawakami & Ogawa (1965) ¹⁰⁾	シルト質ローム, 粘土, 砂と粘土の混合土	一軸と三軸, 同上 10,000	繰返し載荷時の挙動のモデル化と弾性係数や軸ヒズミの変化の解明
山内, 羅 (196) ¹¹⁾	砂質ローム	一軸, 同上 3,000	繰返し載荷の荷重条件を土構造物の設計に直接的に取り入れる方法の確立
山内, 羅 (1965) ¹²⁾	砂質粘土ローム	三軸, 同上 6,000	上記 ¹¹⁾ の方法を三軸繰返し載荷試験に適用すること
Sangrey, Henkel & Esrig (1969) ¹³⁾	粘土	三軸, 同上 100	繰返し載荷条件下にある飽和粘土の有効応力の反応の解明
Glynn & Kirwan (1969) ¹⁴⁾	粘土	現地, 同上 1,000,000	繰返し載荷を受ける粘性土の応力へヒズミ関係に関するEyring理論の適用性の検討
Tanimoto & Nishi (1970) ¹⁵⁾	シルト質粘土, 砂	三軸, 同上 30,000	繰返し載荷条件下にある締固め土の弾性挙動の解明
Luo (1973) ¹⁶⁾	砂質ローム, 砂質粘土ローム	一軸と三軸, 同上 6,000	繰返し載荷を受けた土の特性を明らかにし現地の設計への応用
Brown, Lashine & Hyde (1975) ¹⁷⁾	シルト質粘土	三軸, 同上 1,000,000	繰返し載荷を受ける応力履歴の異なる粘性土の力学的性質の解明
Hyde & Brown (1976) ¹⁸⁾	シルト質粘土	三軸, 同上 1,000,000	繰返し載荷とクリープ条件下における塑性変形に関する関係の定量化
松井, 小原, 伊藤 (1977) ¹⁹⁾	粘土	三軸, 同上 50,000	繰返し載荷による飽和粘土の力学性(過剰間ゲキ水圧)変化の解明
France & Sangrey (1977) ²⁰⁾	粘土	三軸, 同上 100	繰返し載荷時に排水を伴う場合の粘土の反応に関するモデル化
柴田, Soelarno (1978) ²¹⁾	粘性土	三軸, 同上 (81)	繰返し載荷を受ける粘性土の応力・ヒズミ特性のモデル化と実験による検証
宮内 (1978) ²²⁾	粘土, シルト質ローム	半無限土層, 同上 100	繰返し載荷を受けた半無限土層内部の沈下と応力伝バ特性の解明
宮内 (1978) ²³⁾	粘土, シルト質ローム	半無限土層, 同上 100	上記 ²¹⁾ で得られた現象をレオロジーモデルによりエネルギー的に考察すること
宮内 (1978) ²⁴⁾	粘土, シルト質ローム	半無限土層, 同上 100	繰返し載荷時の休止時間が半無限土層内部の沈下現象に及ぼす影響の解明
宮内 (1978) ²⁵⁾	粘土, シルト質ローム	半無限土層, 同上 100	繰返し載荷を受けた半無限粘性土層内部のマクロな挙動とミクロな挙動の関連性の解明

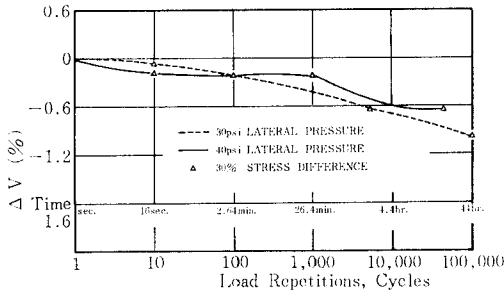
次に、繰返し周期が変形特性に及ぼす影響に関する実験の一例を示したのが図一2である。この図から、供試体成形後の静置時間の違いに拘わらず、周期が長くなるに従って軸ヒズミが減少し、載荷休止時間中にシキソトロピーによる強度回復の存在することがわかる。又、2

週間という静置時間中にも顕著な強度回復をすることがわかる。更には飽和度の影響を調べ、飽和度が63%, 71%の場合には、周期の影響がほとんど存在しないことを確認している。

最後に、載荷休止時間を一定に保って、荷重の持続時



図一 繰返し荷重下における試料の養生と応力荷重周期が変形に及ぼす影響 (シルト質粘土)

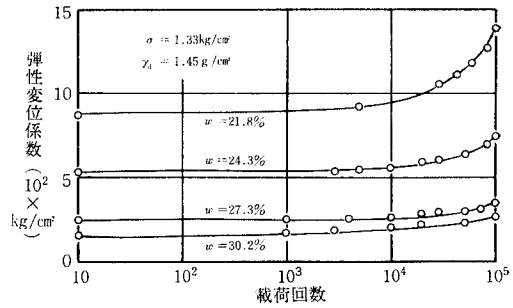


図一三 繰返し荷重に伴う容積変化の変動 (バインダー19%)

間を変化させた場合の変形特性についても研究し、荷重の持続時間が変形特性に及ぼす影響は一様ではなく、供試土によって異なることが報告されている。

Johnsonら⁷⁾は、締め固められた砂とシルトの混合土に繰返し荷重した場合の変形特性を、容積変化でとらえている。その一例を示したのが図一三である。この図から、繰返し荷重に伴う容積変化の傾向は、Seedら^{11)~5)}が報告している軸ヒズミに見られる傾向と定性的に類似していることがわかる。

河上ら^{8)~10)}は、風乾ロームを供試土として用いながら、主として含水比、荷重応力度、締め固め密度の影響の解明に主眼を置いて100,000回の繰返し荷重試験を行っている。その中で、Seedら^{11)~5)}の研究には見られなかった弾性変位係数なる概念を導入して結果を整理している。弾性変位係数は、ある荷重回数時の応力と弾性ヒズミ(荷重中の最大変位と除荷後の最小変化との差)との比で定義している。含水比をパラメータとした弾性変位係数と荷重回数との関係を図一四に示した。この図から含水比が低いと弾性変位係数が大きく、100,000回を越



図一四 荷重回数、含水比と弾性変位係数

えたときの増加率も顕著であることがわかる。ちなみにこの供試土の塑性限界を示すと、26.2%である。次に、締め固め密度一定の供試土で、繰返し応力度をパラメータとすると、弾性変位係数は繰返し応力度が小さいほど大きく、その値は荷重回数が10,000回を越えると急に増大する。しかし、供試体の密度の変化によっては弾性変位係数はあまり変化しないことも報告している。

山内ら^{11), 12)}は、土構造物の設計に繰返し荷重の荷重条件を直接的に取り入れるることを、金属材料におけるMinerの考えを導入して試みている。すなわち、土供試体について、荷重強さとある一定のヒズミに到達するまでの繰返し荷重回数Nの関係を実験的に求める。そして、Nより小さい実際の繰返し荷重回数をnとして、ある一定の時間 t_0 における1つの予想荷重群によって与えられる $\sum(n/N)^a$ を計算する。そうすれば、この荷重群が繰返し加えられることによって、先の一定ヒズミに到達するまでの時間は、 $t_0 \times C / \sum(n/N)^a$ として予測できることを報告している。この報告の中で次の事も示している。繰返し荷重初期に相対的に小さい荷重強さを多数回繰り返すと、土の変形に対する抵抗の効果がより大きくなるので、Cの値は1.0よりも大きくなる。これに反し、相対的に初期に最大の荷重強さを多数回繰り返すと、土の変形に対する抵抗が減少するからCの値は1.0よりも小さくなる。この結果は、Seedら^{11)~5)}が導いた定性的結論に定量的表現を加えたことになるとしている。

Glynnら¹⁴⁾は、Eyringの理論を特殊化して、繰返し荷重を受ける粘土の変形に適用した。その結果、A.A.S.H.O.道路試験におけるわだち深さの測定値と理論値が、十分な一致を示したことを報告している。

Tanimotoら¹⁵⁾は、舗装の最適設計を日ごしながら路盤材料への繰返し荷重試験を、弾性ヒズミの変化に着目して行っている。結果の一例を図一五に示した。この図の上部から、含水比をパラメータとした場合には、弾性ヒズミが1~100回荷重の範囲で著しく変化し、その後徐々に減少するグループと、比較的小さい変動で、荷重

回数が増すに従ってヒズミがゆるやかに減少するグループに分離できる。これらの境界は、ほぼ最適含水比（17%）に対応していると考えられる。一方、同図下部に示した不カク乱土の挙動は、最適含水比以上で締め固められた供試土の曲線に類似しているが、変化幅は比較的小さい。この原因は、現地での交通による繰返し荷重を以前に受けていたことに一因があるとしている。一方、偏差応力0.51kg/cm²の場合には、外の場合に比較して大きな変化が生じている。これは、サンプリング深さの垂直応力が一般にこの値より小さかったことを意味している。

又、最適含水比（17%）と異なる含水比（13.1%、22.2%）で締め固められた供試体では、繰返し載荷時の弾性軸ヒズミに30日間の静置時間の及ぼす影響が見られないのに対し、最適含水比付近（19.9%）で締め固めた場合には、その影響が顕著に現れることを報告している。更には、同じ締め固め力で得た供試体を30,000回繰返し載荷した時の弾性ヒズミは、最適含水比付近で締め固めた供試体に特に顕著に増加した。この原因は土壌構造変化にあるとしているが、その内容については触れていない。

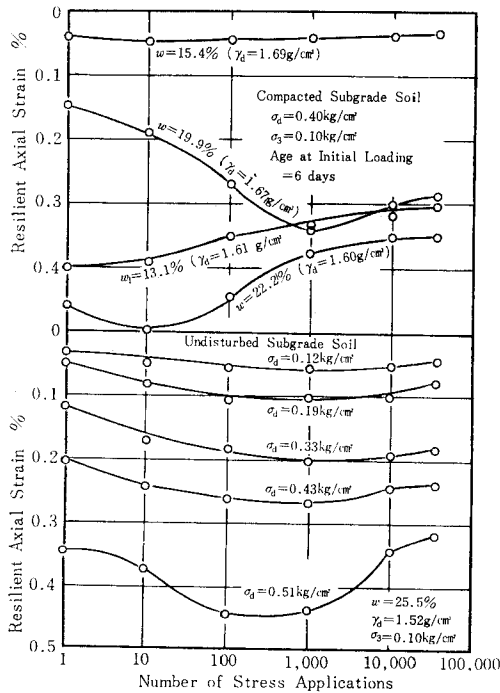


図-5 路盤材料の弾性特性に関する載荷回数の影響

Brownら¹⁷⁾は、過圧密比が2, 4, 10, 20の供試体で繰返し載荷試験を行って永久ヒズミを測定している。結果の一例を図-6に示した。この図から、10⁶載荷後

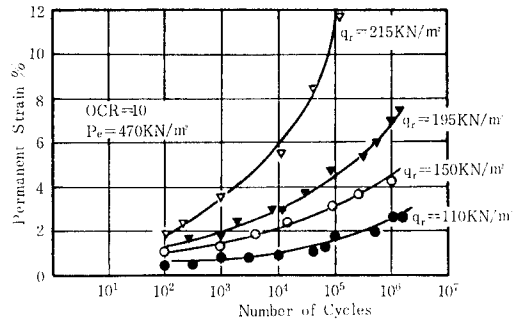


図-6 繰返し載荷試験中の永久ヒズミの増加 (OCR=10)

でさえ永久ヒズミが発生し続け、最高の応力レベル (q_u = 215 kN/m²) の場合のみに破壊が発生していることがわかる。破壊が発生したのは、この場合も含めて3つの場合 (OCRが4と10の各々最高応力レベル) のみである。以前の正規圧密土に関するLashin²⁷⁾ (1971)の研究では、ヒズミ速度が増加し始める点を破壊と定義した場合、破壊が10⁶サイクル以内で発生しており、ずいぶん異なる現象であることを報告している。更には、載荷応力に匹敵する条件下で永久ヒズミを比較すると、繰返し載荷試験で得られた永久ヒズミは、単純載荷試験で得られたそれよりもかなり大きいとしている。

Hydeら¹⁸⁾は、過圧密比2, 4, 10, 20の供試体で繰返し載荷試験とクリープ試験を並行して行い、変形に関する定式化を試み、以下の方式で両者を関連づけられるとしている。

$$\log \dot{\epsilon} = \alpha - \lambda \log T$$

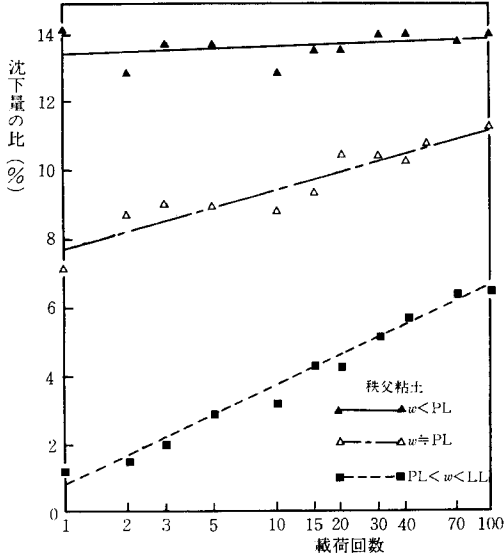
ここで $\dot{\epsilon}$ はヒズミ速度、Tは秒で表示した時間、 λ は $\log T$ に対する $\log \dot{\epsilon}$ のコウ配であり、同じ応力履歴をもつ供試体についてはクリープと繰返し載荷共一定で、クリープ試験から得ることができる。 α は載荷応力、応力履歴、載荷のタイプに依存するパラメータで、次式で得られる。

$$\alpha = B + C \cdot q$$

ここでBは物質と応力履歴に依存し、Cはコウ配で実験から求め、qは適用された偏差応力である。

宮内^{22)~25)}は、従来の研究が系全体 (例えば三軸試験用供試体) に着目していたのに対し、半無限土層に繰返し載荷した場合の土層内部の沈下 (残留ヒズミ) を、応力伝バも同時に実測しながら扱っている。結果の一例を図-7に示した。この図から、含水比がほぼ塑性限界以上の場合には、載荷回数を増すに従って次第に土層内部の沈下割合が増すのに対して、塑性限界以下の場合には直線のコウ配が極端に小さくなるのがわかる。更には、沈下領域と非沈下領域との境界線が、供試体成形荷重以

下の応力が伝バされる領域において、載荷回数を増すと従って次第に土層深部へと進行することを実験的に確認している。そして、同時に実測した伝バ応力が数回載荷まで減少し、その後ほぼ一定であることから、これらの沈下現象は応力伝バの面からは直接的には理解し得ず、レオロジーモデルを採用し、伝バ応力に基づくエネルギー面から考察すれば理解し得るとしている。

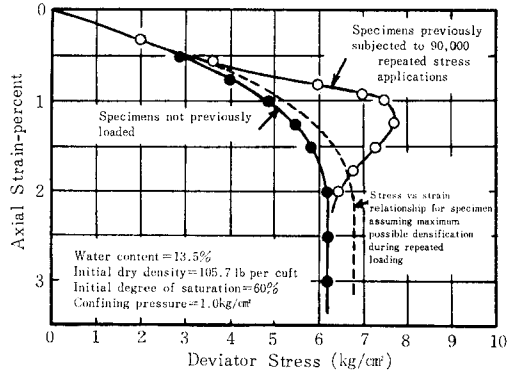


図一七 表面累積沈下量に対する5cm深さの累積沈下量の比と載荷回数との関係(0.5kg/cm²→3.0kg/cm²)

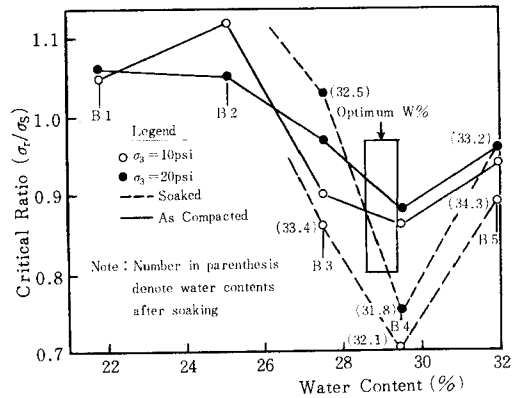
2. 強度特性

Seedら^{11,4)}は、繰返し載荷が強度特性に及ぼす影響に関する研究も行っている。その一例を図一八に示した。これは、以前に偏差応力3.65kg/cm²を9,000回加えた供試体と、以前に荷重を受けていない供試体との三軸試験結果を示したものである。この図から、後者が6.2kg/cm²の強度を有するのに対し、前者は7.75kg/cm²もの強度を有し、更には応力～ヒズミ曲線のコウ配も大きくなることわかる。この繰返し載荷による変化は、ヒズミが4%に達すると消滅することもわかる。このような強度増加は、繰返し載荷回数と、載荷中の軸方向圧縮が増すに従って大きくなった。しかし、飽和度が86%の場合には強度増加が認められなかったことも報告されている。

Larewら⁶⁾は、一定条件の供試体に偏差応力を変化させて、所定の回数繰返し載荷した場合の、累積軸変形量と載荷回数(普通目盛)との関係図において、曲線が上に凸から下に凸に移行する限界の偏差応力を、繰返し載荷時の強度と定義することを提案している。そして、



図一八 標準強度試験における応力～ヒズミ曲線の比較

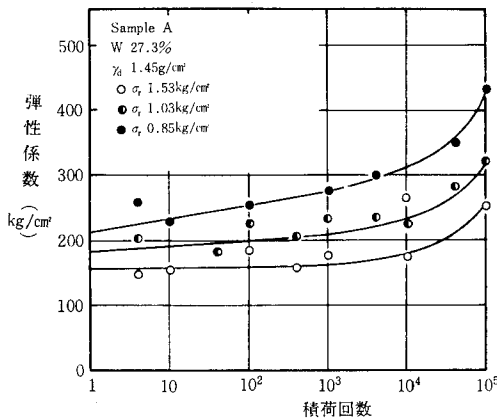


図一九 限界比, σ_r/σ_s 対含水比 (供試土B)

それと標準三軸試験の破壊時偏差応力(σ_s)との比を求め、含水比との関係の一例(粘土)を図一九に示した。この図から、供試体成形後の処理の違いに拘わらず、締め固め時の最適含水比付近で限界比が相当に減少していることがわかる。又、所定の含水比での限界比と乾燥密度との関係を求めてみると、含水比の違いに拘わらず乾燥密度が増すに従って、その値は有意な減少を示した。しかし、砂質粘土ではこのような変化を示さなかったことも報告されている。

河上ら^{8)~10)}は、繰返し載荷時の挙動を表すレオロジーモデルを選び、このモデルの性質に基づいて、繰返し応力を受けた後の圧縮応力とヒズミ速度との関係を示す曲線から、弾性係数を求める方法を提案している。その結果の一例を図一十に示した。この図から、弾性係数も先に示した弾性変位係数と同様に繰返し応力度が小さいほど、又、載荷回数が増すと従って大きくなることわかる。又、一軸圧縮強度は前もって載荷する繰返し応力度が高く、繰返し回数が多いほど高くなるSeedら^{11,4)}の結果と類似した結果を得たとしている。

Sangreyら¹³⁾は、繰返し載荷時の応力を有効応力で表示しながら、圧密履歴の異なる各供試土の繰返し載荷時

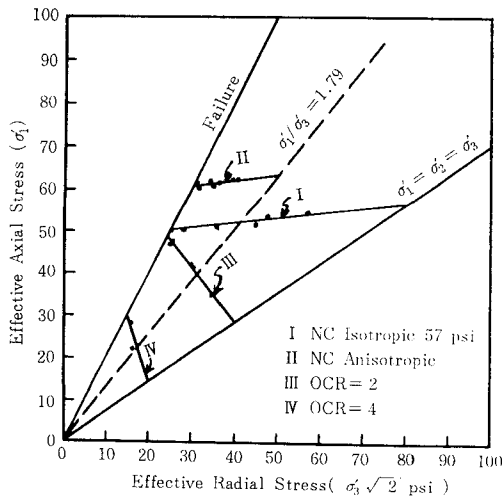


図一〇 載荷回数による弾性係数の変化

の限界水準の存在を確認している。その結果をまとめて示したのが図一十一である。この図の σ_1' は軸応力、 σ_3' は放射応力を示し、破壊包絡線と単純破壊試験の応力経路を表示する線とを結ぶ直線 I, II, III, IV を平衡線と呼んでいる。そして、破壊包絡線との交点に対応する軸応力が、繰返し載荷条件下で破壊へ導かない載荷応力の上限を表す。したがって、この応力レベル以上での繰返し載荷では必ず破壊が発生し、以下の場合には非破壊平衡が成立することになる。この応力レベルは、Larewら⁶⁾が述べている繰返し載荷の限界レベルと類似している。なお、I は 4 kg/cm² の等方圧下で正規圧密、II は有効主応力比 (σ_1'/σ_3') 1.79 で正規圧密、III と IV は 4 kg/cm² の等方圧下で圧密後、有効静水圧 2 kg/cm² と 1 kg/cm² で膨潤をした供試体の試験結果である。

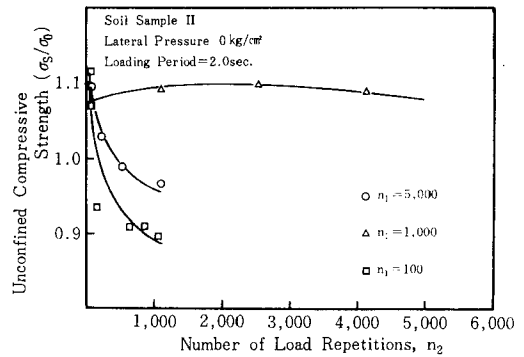
その後、ここで述べられている平衡線が排水によって位置移動することを Franceら²⁰⁾ が確認している。

Luo¹⁰⁾ は、繰返し載荷時の挙動には 3 つの過程が存在



図一十一 種々の圧密履歴に対する平衡線

すると仮定し、強度特性の面から検証している。その一例を図一十二に示した。この図は、まず繰返し応力 $\sigma_r = 0.75\sigma_0$ (σ_0 は載荷前の非拘束圧縮強度) を 100, 1,000, 5,000 回載荷した後、 $\sigma_r = 1.10\sigma_0$ を繰返し載荷した場合の、強度と 1.10 σ_0 載荷時の載荷回数との関係を示したものである。この図から、 $n_1 = 100$ の場合にはそれほど強度増加せず、 $n_1 = 1,000$ では硬化現象が顕著であるが、 $n_1 = 5,000$ となると $n_1 = 1,000$ で発生した硬化現象が消滅していることがわかる。更には、応力～ヒズミ関係においても、繰返し載荷回数の違いに拘わらず 3 つの過程が存在することを検証している。



図一十二 圧縮強度対混成応力下の繰返し載荷回数 n_2

Brownら¹⁷⁾ は、弾性係数は繰返し載荷に伴って減少し、10⁵ サイクル後はほぼ一定値になることを報告し、その減少傾向は過圧密比が大きくなるに従って顕著に見られなくなるとしている。そして、10⁵ サイクル後の弾性係数は、振動偏差応力と初期有効拘束応力との比の関数であるとしている。

松井ら¹⁹⁾ は、動的応力履歴を受ける飽和粘土の挙動は、飽和粘土のクリープ挙動と現象的に類似する点が多く、又、両者の本質的な機構が同じである可能性が指摘されるとしている。又、動態時に破壊が生じない場合、動的応力履歴を受けた飽和粘土の強度は、通常の圧密履歴の圧密・強度特性から近似的に推定できるとしている。

3. まとめ

以上で述べた研究成果は実験的研究であるが故に、その目的に応じて、供試土をはじめとする実験条件が異なる。しかし、繰返し載荷時の巨視的挙動を定性的に見ると共通点が幾点がある。そこで、それらをまとめると以下のごとくなる。

1) ヒズミ (永久変形) は繰返し載荷に伴って次第に増加し、定性的な現象においては静的なクリープ等の挙

動と類似している。

2) 載荷回数と軸方向圧縮が増すに従って、飽和度が60%程度の低い段階では顕著に強度増加する。

3) 繰返し載荷時の強度に関しては、破壊と平衡の限界レベルが存在する。

4) 繰返し載荷時の強度変化、応力～ヒズミ関係の変化等の挙動には3つの過程が存在する。

5) 繰返し載荷時の強度変化や弾性ヒズミ挙動には、応力履歴の影響が顕著に現れる。

6) 繰返し載荷時の弾性変位係数、弾性ヒズミ、限界比 (σ_r/σ_s)、層別沈下割合等の挙動は、塑性限界もしくは最適含水比を境にして変化し、これらの含水量において力学的転移点を示している。

7) シキソトロピー効果は飽和度95%の供試体、もしくは最適含水比付近で締め固めた供試体で、繰返し載荷時の軸ヒズミや弾性ヒズミ挙動に現れた。

8) 弾性変位係数や限界比 (σ_r/σ_s) は、乾燥密度の違いによっても変化する。

Ⅲ 微 視 的 挙 動

1. 有効応力と間ゲキ水圧

粘性土の動的間ゲキ水圧は、その測定上の困難性もあって数少ない研究例しか見当たらない。

Johansonら¹⁷⁾は、分類上では砂になる砂混合土で繰返し載荷時の間ゲキ水圧を測定している。その結果の一例として、サイクル当たりの間ゲキ水圧変化量と載荷回数との関係を図-13に示した。この図から、顕著な間ゲキ水圧の変化は最初の10回載荷程度までに発生し、その値は、拘束圧が小さく、応力差が大きいほど大きくなり、1個の例外を除いて10⁴サイクル前にゼロになっている。更には、間ゲキ水圧の大きさは初期の飽和度、混合量、試験前の初期容積変化、載荷された偏差応力によって変化することが示されている。

Sangreyら¹⁸⁾は、先述した平衡線(図-11)から推定

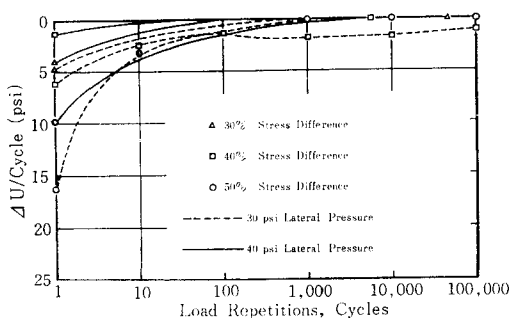


図-13 サイクル当たりの間ゲキ水圧変化、バインダー29%

し得ることはあるが、非破壊状態での平衡繰返し載荷時における、最大間ゲキ水圧と繰返し応力レベルとの間には直線関係の存在することを示している。

松井ら¹⁹⁾は、飽和粘土の動的挙動を有効応力の立場から解明するために、特に繰返し載荷により発生する過剰間ゲキ水圧に着目し、おおそ以下のことを明らかにしている。結果の一例として、過剰間ゲキ水圧 Δu と繰返し回数 N との関係を、セン断応力振幅 τ_a をパラメータとして図-14に示した。この図から、 τ_a の大小に拘わらず、載荷回数を増すに従って Δu は蓄積累加する傾向のあることが明らかである。これは柴田ら²⁰⁾も認めていることである。この蓄積累加傾向は τ_a が大きいほど顕著であり τ_a が0.52, 0.49 kg/cm² の場合には、10³ 載荷以前において破壊が生じていることもわかる。次に、同じセン断応力振幅に対する動態時過剰間ゲキ水圧は、同じ繰返し回数に対しては載荷速度が遅いほど、同じ載荷時間に対しては載荷速度が速いほど大きい値になることを示している。又、動態時過剰間ゲキ水圧の増加速度に関して、セン断応力振幅に動的上限降伏値と動的下限降伏値が存在する。この動的上限降伏値以上のセン断応力振幅で繰返し載荷すると、次第に有効応力が減少し破壊が生じ、この限界値以下では破壊に至らず、次第に平衡状態に移行する。動的下限降伏値以下では、動的応力履歴を受けても過剰間ゲキ水圧が発生しないことも報告している。更には、動態時の過剰間ゲキ水圧挙動は、次式によって近似的に推定できるとしている。

$$\Delta u = A e a \tau_a (t_1)^a \left(\frac{1}{1-m} \right) t^{(1-m)} + \text{constant} (m \neq 1)$$

但し、 Δu : 過剰間ゲキ水圧, $m \cdot a \cdot A$: 2種以上の τ_a に対する繰返し載荷試験から求め得る定数, t_1 : 単位時間, t : 時間

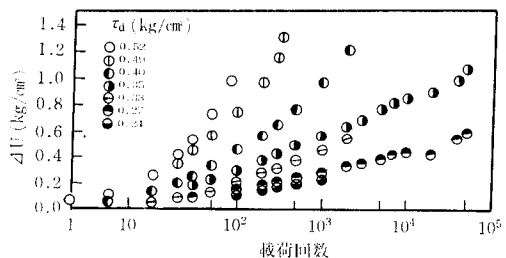


図-14 過剰間ゲキ水圧に及ぼすセン断応力振幅の影響

Franceら²⁰⁾は、先述の Sangreyら¹⁸⁾ の有効応力モデルと実験結果を基礎とし、繰返し載荷時に排水を伴う粘土の挙動の中で間ゲキ水圧を測定しながら、安定した繰返し載荷挙動の限界を示している。その中で、排水を伴う場合には、10~12回載荷以内で残留間ゲキ水圧はほとんどゼロ近くに減衰し、最大間ゲキ水圧はほぼ一定値に

減衰することを示している。又、5回載荷程度で80%以上の累積ヒズミと、70%以上の累積容積変化が生じることも示している。そして、プラスの残留間ゲキ水圧が生じる場合には、水分移動に伴い安定した繰返し載荷挙動の限界を示す平衡線が、より高い平均有効応力の位置へ移動し、マイナスの残留間ゲキ水圧が生じる場合には、その平衡線がより低い平均有効応力の位置へ移動することを示している。

2. 土壌構造とpF値

宮内²⁵⁾は、繰返し載荷時の微視的挙動を、実体顕微鏡観察とpF値の面から追究し、おおよそ以下のことを明らかにしている。図-15に繰返し載荷に伴うpF値の変化に関する実験結果を示した。この図から、繰返し載荷に伴って次第にpF値は低下する傾向のあることがわかる。一方、供試体成形期の荷重を変化させると、2.0~2.5kg/cm²載荷まではpF値が上昇し、それ以上に荷重が大きくなるとpF値が低下する実験結果を得ている。そこで、繰返し載荷時の乾燥密度変化幅を後者のそれと対比することによって、同一含水比、同一乾燥密度であっても、繰返し載荷時の場合にはpF値が減少過程、供試体形時には上昇過程にあることから、土一水系にも繰返し効果が現れることを示している。更には、実体顕微鏡写真から1~100×10⁻⁴cm²程度の微小間ゲキ分布を測定し、その加積曲線の75%間ゲキ面積とpF値の面から、モデル的にaggregateが構造変化することなく間ゲキ

を充填する圧縮型沈下と、aggregateの構造変化に起因する構造破壊型の沈下の境界になる間ゲキ面積の存在することを示している。

3. まとめ

繰返し載荷時の微視的挙動を定性的にまとめると次のごとくなる。

- 1) 繰返し載荷時の間ゲキ水圧挙動の顕著な変化は、10回載荷前後のごく初期に発生する。
- 2) 間ゲキ水圧は、載荷回数、拘束圧、載荷応力、載荷速度、セン断応力振幅、飽和度、容積変化の程度等に依存して変化する。
- 3) 過剰間ゲキ水圧挙動の面からも、繰返し載荷時に破壊しないで平衡状態を保つ限界値が存在する。又、残留間ゲキ水圧の存在形態によって、限界値を示す平衡線の位置が移動する。
- 4) pF値から見た土一水系の状態にも、密度の変化に由来しない繰返し効果が存在する。

IV 巨視的挙動と微視的挙動の関連

Seedら⁴⁾は、繰返し載荷に伴って強度と応力~ヒズミ曲線のコウ配が増加する硬化現象に関し、次のような考察を加えている。

第1の要因として、繰返し載荷に伴う密度の増加の影響を取り上げ、実験的に検証している。その結果、密度の増加が硬化現象に影響を及ぼしてはいるが、それがすべてではないことを明らかにしている。第2の要因として、拘束圧を長期間一定に保っておくことの影響を取り上げ、やはり実験的に検証している。その結果、低ヒズミ領域ではその効果が現れるが、高ヒズミ領域になるに従ってその効果がなくなることを示している。上記の2要因だけでは硬化現象を説明しきれない。そこで、繰返し載荷中の水分分布の微視的变化、シキソトロビー、土粒子の再配列が相互に関連しながら硬化現象に関与しているものと推察している。

河上ら^{8),9)}は、繰返し載荷による密度の増加がごく初期で起こるのに対し、弾性変位係数等に見られる硬化現象は10,000回載荷程度で顕著に見られることから、硬化現象が単なる密度の増加に起因するものではないとしている。硬化現象の主因はLambe^{32),33)}の主張する、土粒子間に働く電位エネルギーや、土粒子の配列の変化等に基づくものであろうとしている。

宮内²⁵⁾は、半無限土層へ繰返し載荷した場合の土層内部の沈下の進行現象を、巨視的には粘弾性的な立場から考察している。そして、同一含水比、同一乾燥密度の供試体における微視的な土一水系の状態をpF値の面から実験的にとらえ、繰返し載荷を受けると低pF領域へ顕著に状態変化することを明らかにしている。そこで沈下

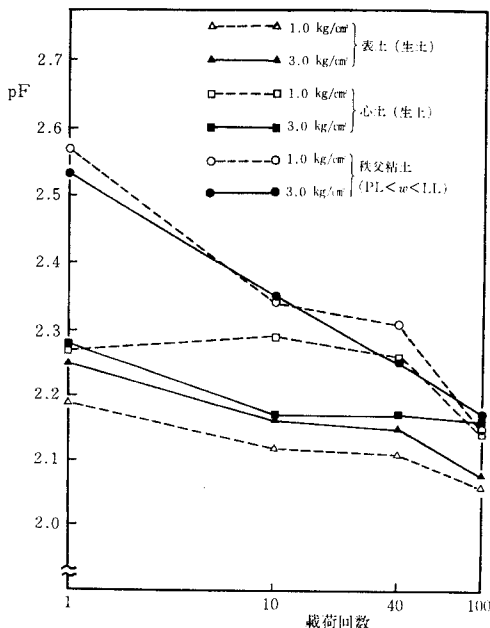


図-15 pFと載荷回数との関係

領域、並びに沈下領域近くの非沈下領域においても、微視的にも遅延弾性変形を繰り返しており、それによってより顕著に構造変化が進行し、これが繰返し載荷時の沈下の進行現象の微視的内容であるとしている。

これらの研究成果から、巨視的挙動に見られる繰返し効果が、微視的に見た場合、単に密度の増加に伴う土粒子の接近のみ起因しているものでないことが明らかであろう。それ以外の原因としては、 pF 値の変化から推察し得るごとく、土壤構造の変化も含めた土-水系の状態変化が考えられる。しかし、この点に関しては未だ推察の域から脱し得ない。

以上に示したごとく、現時点における繰返し載荷時の巨視的挙動と微視的挙動の関連付けはまだ不十分である。微視的な物現的内容を明確化し、両者の関連付けをすることは、今後の課題といっても過言ではないと考える。

従来から、巨視的挙動の微視的な物理的意味については、その挙動を説明し得る土壤モデルを考え、それに頼るのが一般的であった。しかし、この方法は微視的な土壤構造の実態を十分に考慮しておらず、不備と考えられる。

最近では、電子顕微鏡をはじめとした高度な技術が土壤構造の研究にも取り入れられるようになり、急速の進歩を遂げつつある。そうした中で、嘉門^{28), 29)}が、粘性土の構造のは握と表現方法、並びに変形・強度特性と土壤構造との関連に関する取りまとめを行っている。その中で、圧密のような静的な荷重を受けた粘性土の力学的挙動と微視的構造変化の関係においてさえ、未だ統一的理解をするには至っていないことを示すと共に、土質力学全般について、微視的構造の定量的モデル化の必要性を説いている。

モデル化にあたっては、ラリオノフの分類³⁰⁾による超ミクロ構造からマクロ構造に渡る広い範囲で、3相に着目しながらその実態をは握し、それに即した形で行うことが大切であろう。この点に関し、現状の電子顕微鏡観察においては、50倍程度の低倍率の場合には水分を氷結状態で観察することが可能である³¹⁾が、それ以上の倍率の場合には固相部分の観察しかできない欠点がある。この点に関する技術開発をはじめとして、土壤構造の統一的な評価方法の確立に関しては、今後の研究を待たねばならない。

Seed⁴⁾ や河上ら^{8), 9)} が、硬化現象を考察する過程で引用している Lambe の研究^{32), 33)} は、無機性粘性土を板状体でモデル化し、コロイド化学と結晶化学的手法で土壤構造を論じ、吸着水や締固めに伴う配向配列化についても言及しているものである。

その後の研究で、粘性土においては土粒子が単体とし

ては挙動せず、ある数の土粒子が集合した集合体が単体になることが報告され、認められている²⁹⁾。その単位については、研究者によって $peds^{28), 29)}$ 、 $aggregate^{25)}$ 、 $行動単位^{34)}$ 等の種々の名称が与えられ、その内容についても統一の見解は得られていない。今後、土壤構造の実態をとらえモデル化する場合には、これらの土粒子が集合した単位の組成的内容や挙動形式を分類し、明確化することも是非必要であると考え。又、これらの土壤構造を繰返し載荷との関連で追究する場合には、載荷後だけではなく、載荷時の圧縮過程と除荷時の回復過程を分離して、動態的な構造変化をとらえることができれば、その物理的意味をより明確にし得ると考える。

巨視的挙動に関しては、各種実験条件下での定性的挙動特性がほぼ明らかになっている。今後は、試験法の確立と、すべての条件を包含した形での定量化の方向へ研究を進める必要がある。

V あ と が き

繰返し載荷による粘性土の挙動に関する研究の発展過程と現状を概観した。その結果、巨視的挙動に見られる繰返し効果の微視的な物理的内容を明確化することが、今後の主要な課題であることが明らかとなった。

研究結果を示す過程で、主として各研究の実験条件が異なるために、ラ列的にならざるを得なかった。もう少し工夫する余地があったのではないかと反省している。

最後に本拙論を取りまとめるに当たり、何かとご援助下さった愛媛大学の中村忠春先生と、図表等の整理にご協力下さった井上桂子嬢に深謝の意を表します。

引用文献

- 1) Seed, H.B., Chan, C.K. & Monismith, C.L.: Effects of Repeated Loading on the Strength and Deformation of Compacted Clay, Proc. Highway Research Board, Vol. 34, pp. 541~558 (1955)
- 2) Seed, H.B. & McNeill, R.L.: Soil Deformations in Normal Compression and Repeated Loading Tests, Highway Research Bulletin, Vol. 141, pp. 44~53 (1956)
- 3) Seed, H.B. & Chan, C.K.: Effect of Stress History and Frequency of Stress Application on Deformation of Clay Subgrades under Repeated Loading, Proc. Highway Research Board, Vol. 37, pp. 555~575 (1958)
- 4) Seed, H.B., McNeill, R.L. & Guenin, J. de: Increased Resistance to Deformation of Clay Caused by Repeated Loading, Proc. A. S. C. E., SM2, pp. 1645-1~28 (1958)
- 5) Seed, H.B. & Chan, C.K.: Effect of Duration of Stress Application on Soil Deformation under Repeated Loading, Proc. 5th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engrg., Vol.

- 1, pp.341~345 (1961)
- 6) Larew, H.G. & Leonards, G.A. : A Strength Criterion for Repeated Loads, Highway Research Board, Vol. 41, pp.529~556 (1962)
- 7) Johnson, R.W. & Yoder, E.J. : Pore Pressure and Strength Characteristics of Sand-Soil Mixtures under Repeated Dynamic Loads, Proc. 2nd Asian Regional Conf. on Soil Mech. and Found. Engrg., pp.141~151 (1963)
- 8) 河上房義, 小川正二 : くり返し応力を受けた締固め土の力学的性質, 土木論集, No. 96, pp.8~14 (1963)
- 9) 河上房義, 小川正二 : くり返し応力を受けた締固め土の弾性係数および降伏応力について, 土木論集, No. 114, pp. 8~16 (1965)
- 10) Kawakami, F. & Ogawa, S. : Strength and Deformation of Compacted Soil Subjected to Repeated Stress Applications, Proc. 6th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engrg., Vol. 1, pp.264~268 (1965)
- 11) 山内豊聰, 羅文鶴 : 土供試体に対する繰返し荷重条件と変形を関係づける方法, 土と基礎, Vol. 13, No. 8, pp.21~25 (1965)
- 12) 山内豊聰, 羅文鶴 : 三軸的繰返し荷重を受ける土の荷重と変形の関係, 土と基礎, Vol. 13, No. 11, pp.17~21 (1965)
- 13) Sangrey, D.A., Henkel, D.J. & Esrig, M.I. : The Effective Stress Response of a Saturated Clay Soil to Repeated Loading, Canadian Geotechnical Journal, Vol. 6, No. 3, pp.241~252 (1969)
- 14) Glynn, T.E. & Kirwan, R.W. : A Stress-Strain Relationship for Clays Subjected to Repeated Loading, Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech. Found., Engrg., Vol. 1, pp.159~163 (1969)
- 15) Tanimoto, K. & Nishi, M. : On Resilience Characteristics of Some Soils under Repeated Loading, Soils and Foundations, Vol. 10, No. 1, pp.75~92 (1970)
- 16) Luo, W-K. : The Characteristics of Soils Subjected to Repeated Loads and their Applications to Engineering Practice, Soils and Foundations, Vol. 13, No. 1, pp.11~27 (1973)
- 17) Brown, S.F., Lashine, A.K.F. & Hyde, A.F.L. : Repeated Load Triaxial Testing of a Silty Clay, Geotechnique, Vol. 25, No. 1, pp.95~114 (1975)
- 18) Hyde, A.F.L. & Brown, S.F. : The Plastic Deformation of a Silty Clay under Creep and Repeated Loading, Geotechnique, Vol. 26, No. 1, pp.173~184 (1976)
- 19) 松井保, 小原秀夫, 伊藤富雄 : 飽和粘土の力学的特性に及ぼす動的応力履歴の影響, 土木論集, No.257, pp.41~51 (1977)
- 20) France, J.W. and Sangrey, D.A. : Effects of Drainage in Repeated Loading, Proc. A. S. C. E., GT7, pp.769~785 (1977)
- 21) 柴田徹, Soelarno, D.S. : 繰返し載荷を受ける粘性土の応力・ひずみ特性, 土木論集, No.276, pp.101~110 (1978)
- 22) 宮内定基 : 繰返し載荷時の沈下現象と応力伝達について——半無限粘性土層への繰返し載荷に関する基礎的研究(I)——, 農土論集, No.76, pp.76~82 (1978)
- 23) 宮内定基 : 繰返し載荷時の沈下現象に関するレオロジー的考察——半無限粘性土層への繰返し載荷に関する基礎的研究(II)——, 農土論集, No.77, pp.32~38 (1978)
- 24) 宮内定基 : 繰返し載荷時の休止時間が沈下現象に及ぼす影響について——半無限粘性土層への繰返し載荷に関する基礎的研究(III)——, 農土論集, No.78, pp.40~44 (1978)
- 25) 宮内定基 : 繰返し載荷による粘性土の挙動とその工学的性質に関する研究——主として沈下の進行現象について——, 学位論文, 東京大学 (1978)
- 26) 石原研而 : 土質動力学の基礎, 鹿島出版会, pp.91~92, 115 (1976)
- 27) Lashine, A.K. : Some Aspects of the Characteristics of Keuper Marl under Repeated Loading, Ph.D. Thesis, University of Nottingham, (1971)
- 28) 嘉門雅史 : 粘性土の構造と力学的特性, 土壌の物理性, No.35, pp.21~28 (1977)
- 29) 嘉門雅史 : 土の構成式に関する現況総括 2. 粘性土の微視的構造について, 土質工學論文報告集, Vol.18, No.2, pp. 73~79 (1978)
- 30) アー.カー.ラリオノフ著・松尾新一郎訳 : 土の構造, 山海堂, pp.15~16 (1973)
- 31) 中村忠春, 宮内定基 : シラス地帯における土の特性と水の動態, VII.土の構造と水分保有形態, 農土学会大会講演要旨集, pp.220~221 (1979)
- 32) Lambe, T.W. : The Structure of Compacted Clay, Jour. Soil Mech. Div. ASCE, Vol. 84, SM2, pp.1654-1~34 (1958)
- 33) Lambe, T.W. : The Engineering Behavior of Compacted Clay, Jour. Soil Mech. Div. ASCE, Vol. 84, SM2, pp.1655-1~35 (1958)
- 34) 堤聰, 足立忠司, 竹中肇 : 乾燥条件からみた有機質土の理工学的性質の変化——とくにコンシステンシーおよび水分保持特性について——, 農土論集, No.71, pp.8~15 (1977)

[1979. 7. 21. 受稿]

ペースト状態の粘性土における 粘土粒子の配列と力学的性質

藤井克己*・中野政詩*

Particle Arrangement of Clay Soils in the Paste
and its Influences on Engineering Properties

Katsumi FUJII, Masashi NAKANO

Faculty of Agriculture University of Tokyo

I はじめに

粘性土はクリープ、応力緩和、二次圧密、膨潤、チキソトロピーなど特徴的な性質を示すことが知られている。これら時間に依存した応力-ヒズミ関係を正確に把握することは重要な課題といえるだろう。一般に、これらの現象は粘土粒子の形成する構造と粒子間に作用する物理化学的な力に基づいて解明されるものとされている。しかし構造と応力-ヒズミ関係との関連性についての理解は未だに不十分であり、また粒子間の物理化学的作用力から応力-ヒズミ関係を理解する試みは、主に粘土粒子の配列を理想化して行なわれている。

ここでは粘性土の構造（特に粘土粒子の配列）と粘土粒子間の物理化学的作用力、さらにこれらの影響を受けて生ずる力学的性質に関する研究を概観し、その問題点を述べるとともに今後の課題を明らかにしてみたい。なお有機物を含まず、板状の粘土鉱物から成る飽和土に問題を限定した。

II 粘性土の構造

粘性土の構造は、その研究の初期において Casagrande (1932)¹⁾ のいうように、単に粒径の組成と粒子の配列のしかたを表現したもの [Fabric] にすぎなかった。しかし、同種、同粒径の粘土でも粒子間の作用力が異なっていれば、粒子配列は変化し、力学的性質も異なってくる。さらに粒子配列は粘性土の過去の応力履歴や粒子間作用力によって変化する。こうしたことが明らかになるにつれて、“構造”は粒子間の物理化学的作用力も含めた概念 [Structure] として理解されるようになった。

今日までの粘性土の構造に関する研究は、第一は微視的な粒子配列を観察し、これを定量的に把握しようとする

ものである。近年、走査型電子顕微鏡の発達によって微視的な粒子配列を実体的に観察することがかなりすすみ^{2,3)}、これらの結果から粘土粒子がそれ自身で集合体⁴⁾を形成していることが確認され、これら粒子集合体の大きさが物理化学的作用力の及ぶ最大範囲と考えられた⁵⁾。さらに圧密・三軸圧縮など外力が作用したとき生ずる粒子配列の変化を走査型電子顕微鏡を用いて観察する試みがなされ、圧密時は圧密の方向と直角に、三軸圧縮時は破壊面と平行に粒子が配向するという、これまでの概念的な理解を裏付ける結果が得られている^{4),5)}。しかし、これらの研究は粒子配列を定量的に把握するという点で多くの課題を残している⁶⁾。

第二は、巨視的な応力-ヒズミ関係を求めることを終局の目的にして、力学モデルを構築するにあたり、微視的

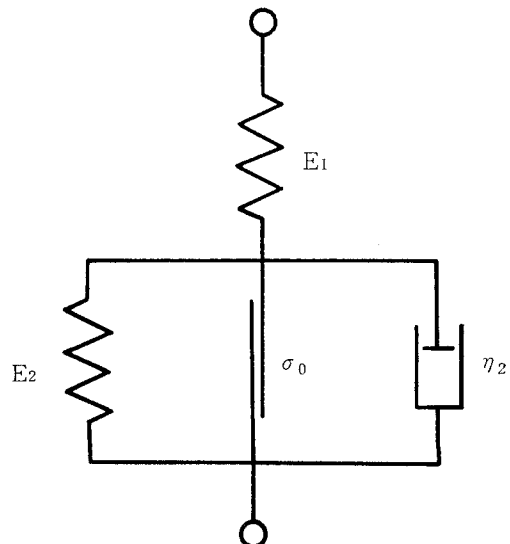


図-1 村山・柴田の粘性土の力学モデル

注 1) これら粘土粒子集合体の名称に関して、松尾ら⁸⁾の整理がある。

* 東京大学農学部

な粒子間の力学的関係を構造の概念で仮想したものである。村山と柴田(1956)⁷⁾は、粘土粒子集合体間の相互作用は砂粒子間のそれと同様であると仮定して、図-1のような粘性土の力学模型を提唱し、クリープと圧密挙動を現象論的に説明した。ここで図-1において、 E_1 は粘土粒子集合体や砂粒子間の弾性であり、 E_2, η_2, σ_0 は各々、集合体内の弾性、粘性、下限降伏値である。このモデルの特徴は、粘性土の粘性としてNewton粘性ではなく、応力と速度勾配が非線型なEyring粘性⁹⁾を導入したことであり、これはその後のひとつの研究の流れを方向づけるものとなった。しかし、粒子間の位置関係を力学モデルに導入することはなされず¹⁰⁾、粒子の配列状態(等方的であるかないかなど)と上記定数との対応性は、今日においても十分把握されていないといえよう。

粘性土における粒子配列の観察、さらに村山らのモデルの結果から、ある程度の大きさをもつ粘土粒子集合体間の関係は砂粒子と同様に考えることが許されよう。しかし最初に述べた粘性土の特徴的性質は、主に集合体内の粘土粒子の配列と物理化学的作用力のどちらかにかたよるものではなく、双方に同じウェイトで依存すると考えられ、これを共に併せて明らかにすることは今後の重要な課題と考えられる。このためには粘土粒子のみを抽出した試料に対してその力学的性質を調べ、集合体自身の性質を系全体の性質との関連で明らかにする必要があるだろう。

また粒子配列の変化を実験室内で時間的な変化としてとらえるには、ある程度水分の多い液性限界付近のペースト状態がよいと思われる。もう一つの因子である物理化学的作用力に関する理論はある大きさ以上の粒子間距離において適合性が良いといわれているが、ペースト状態は丁度それにうまく合致するような状態であるらしいことを考えれば、これはなおさら望ましく思えよう。

III 粘土粒子間の物理化学的作用力

1. Derjagin-Landau, Verwey-Overbeekの理論 (D.L.V.O.理論)

粘土や高分子のようなコロイドが溶液中に存在するとき、粒子間には各粒子をとりまく拡散電気二重層の干渉による反発力と van der Waals 引力が作用する。この拮抗関係とコロイド粒子の熱運動とからコロイド粒子系の挙動を解析するのがD.L.V.O.理論である。

二枚の無限に広い平板が平行に間隔 x で並ぶとき、相互に作用する反発エネルギー V_R は Gouy-Chapmann の拡散電気二重層の理論を用いて、VerweyとOverbeek(1948)¹¹⁾により次のように求められた。

$$V_R = \frac{64CRT\gamma^2}{\kappa} \cdot \exp(-\kappa x) \quad \dots\dots(1)$$

ただし

$$\gamma = \frac{\exp\left(\frac{e\phi_0}{2kT}\right) - 1}{\exp\left(\frac{e\phi_0}{2kT}\right) + 1}, \quad \kappa^2 = \frac{8\pi Ce^2}{\epsilon kT}$$

ここで、 C : 一価の塩濃度、 R : 気体定数、 k : ボルツマン定数、 T : 絶対温度、 ϕ_0 : 粒子表面の電位、 ϵ : 水の誘電率、 e : 電荷素量であり、 $\kappa x \gg 1$ 、つまり粒子の濃度が低く、粒子間の相互作用が小さいときに成り立つ。式から見られるように、 V_R は粒子間距離の増加とともに指数関数的に減少し、その減少率は κ が大きいほど、つまり塩の濃度が大きいほど急激である。また V_R は表面電位の2乗にほぼ比例する。

2原子間に働く van der Waals 引力は近達力で、そのポテンシャルエネルギーは原子間距離の6乗に反比例して減少する。しかし、コロイド粒子には多くの原子が存在するので、これらの力を加え合わせると遠くまで作用するようになる。Hamaker(1937)¹²⁾は、厚さ δ 、粒子間距離 x の2枚の平行平板間の吸引ポテンシャルエネルギー V_A を計算し、次式を得た。

$$V_A = -\frac{A}{12\pi} \left\{ \frac{1}{x^2} + \frac{1}{(x+2\delta)^2} - \frac{1}{x+\delta} \right\} \dots\dots(2)$$

ここで、 A は Hamaker 定数とよばれ、物質固有の正数であり普通 10^{-12} erg ほどである。

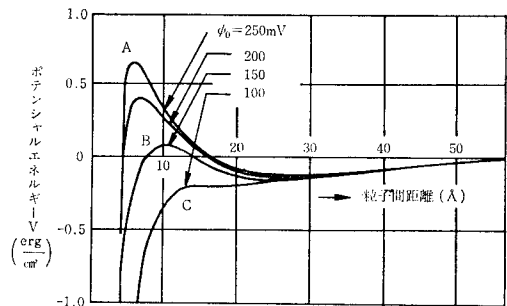


図-2 粒子間距離とポテンシャルエネルギー ($\kappa = 10^7$, $A = 2 \times 10^{-12}$ の場合) [VerweyとOverbeek(1948)による]

(1)・(2)式をもとに、2枚の平行平板について、ポテンシャルエネルギー ($V_R + V_A$) と粒子間距離 (x) の関係を粒子の表面電位 ϕ_0 をパラメータとして求めると、図-2のようになる¹¹⁾。粘土粒子が溶液中に分散した系について、これを検証するには、粘土鉱物と間隙溶液中の溶質の種類と量が既知の試料について、膨潤圧を測定すればよい。ここで、膨潤圧は粒子間に作用するエネルギーを距離で微分したものに対応する。

Warkentinら(1957)¹³⁾は、Naイオンで飽和したモンモリロナイトについて膨潤圧を測定し、粒子がかなり接近しても、理論値と実測値が良く対応することを示し

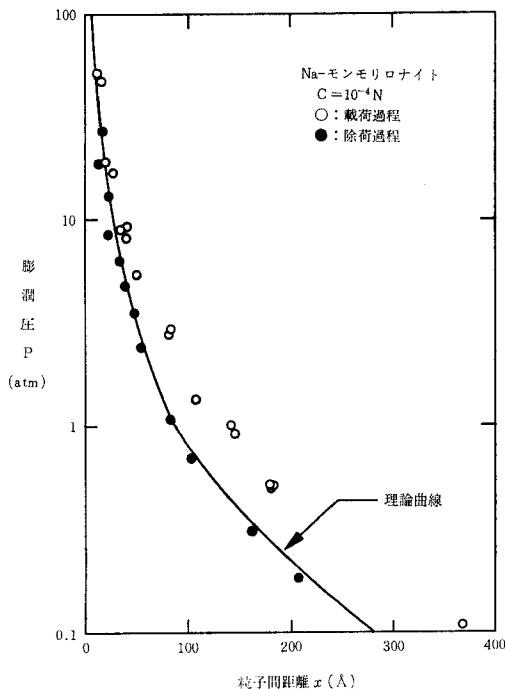


図-3 粒子間距離と膨潤圧 [Warkentinら (1957) による]

た(図-3)。D.L.V.O.理論は粒子の平行配列を前提としたものであり、粒子がランダムな向きで配列している場合にそのまま適用することは難しいと思われる。図-3においても、載荷過程より除荷過程の方で理論値と実測値の一致が良いことは、載荷により粒子配列の平行化が進むことによって、その結果がえられることを示しているといえるだろう。

2. Onsager 理論 (1949)

Langmuir (1938)¹⁴⁾は、モンモリロナイトのサスペンションの濃度を变化させて光散乱強度を測定し、粒子の配列状態を観察した結果、濃度増加に伴って粒子配列が等方的(isotropic)な状態から異方的(anisotropic)な状態へと変化することを明らかにした。このような配列の変化を理解するためには、粒子の配列も加味して系のエネルギーを把握する必要があるだろう。

Onsager (1949)¹⁵⁾は、さまざまな向きをもつコロイド粒子の分散した系について、不完全気体と同様の取り扱いによって自由エネルギーを求めた。ここで彼は、コロイド粒子の形状を円板で近似し、粒子の濃度は希薄であり、粒子間の相互作用として反発力のみが働くことと仮定した。このとき絶対温度T、体積Vにコロイド粒子をN個含む系のヘルムホルツ自由エネルギーFは、

$$F(N, V, T) = N\mu_0(T) - kT \log B(N, V, T) \dots (3)$$

で表わされる。ここで、 $\mu_0(T)$: 化学ポテンシャル、

$B(N, V, T)$: ビリアル係数であり、 $B(N, V, T)$ は粒子間の相互作用のポテンシャルエネルギー ω から次のように計算される。

$$B(N, V, T) = \int \exp\left(-\frac{\omega}{kT}\right) d\tau / N! \dots (4)$$

ここで、 $d\tau$: 体積要素である。

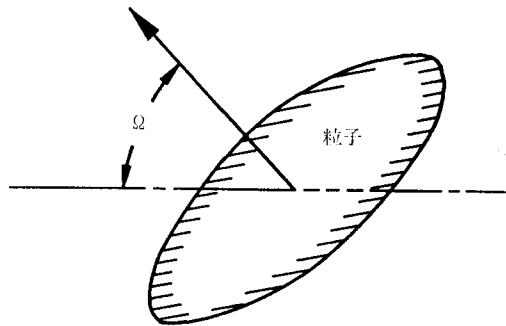


図-4 円板状粒子の配向角

さらにコロイド粒子の向きを粒子面に対する法線と、ある特定の座標軸とのなす角(配向角) Ω で定義する(図-4)。角 $\Omega \sim \Omega + d\Omega$ 内の向きをもつ粒子の単位体積あたりの数を $\rho(\Omega)$ とすれば、配向角の確率分布関数 $f(\Omega)$ は、

$$\rho(\Omega) = \frac{N}{V} \cdot f(\Omega) d\Omega, \int f(\Omega) d\Omega = 1 \dots (5)$$

で定義される。このとき、配向角 Ω と Ω' の2粒子間の相対的な位置関係から相互作用のエネルギーを計算し、さらに配向角 Ω'' の粒子を加えたときの3粒子間の相互作用のエネルギー……を全てのN個の粒子について順次計算すれば、(4)式は次式で表わされる。

$$B(N, V, T) = 1 - \log \frac{N}{V} - \int f(\Omega) \cdot \log [4\pi f(\Omega)] d\Omega - \frac{N}{2V} \iint \beta_1(\Omega, \Omega') f(\Omega) f(\Omega') d\Omega d\Omega' - \frac{N}{3V} \iiint \beta_2(\Omega, \Omega', \Omega'') f(\Omega) f(\Omega') f(\Omega'') d\Omega d\Omega' d\Omega'' - \dots \dots (6)$$

ここで $\beta_1(\Omega, \Omega')$ は、配向角 Ω の粒子と Ω' の粒子が相互に排除する体積に比例する量であり、幾何学的に計算される。 $\beta_2(\Omega, \Omega', \Omega'')$ も同様である。さて配向角 $\Omega, \Omega', \Omega''$ の3つの粒子が排除する体積は、粒子濃度 N/V が小さい系では確率的に小さいとして β_2, β_3, \dots を無視すれば、

$$\frac{F(N, V, T)}{NkT} = \frac{\mu_0(T)}{kT} - 1 + \log \frac{N}{V} + \int f(\Omega) \cdot \log [4\pi f(\Omega)] d\Omega + \frac{N}{2V} \iint \beta_1(\Omega, \Omega') \cdot f(\Omega) f(\Omega') d\Omega d\Omega' \dots (7)$$

粒子配列が等方的(isotropic)であるとき、粒子は全くランダムな向きで分布し、 $f(\Omega)$ は(5)式より明らかに

$f(\Omega) = 1/4\pi$ となる。また異方的 (anisotropic) であれば、粒子はある座標軸方向に多く並んで配列するため、 $f(\Omega)$ はこの方向を中心にピークをもつ分布を形成するだろう。このような粒子配列の等方性の有無、つまり $f(\Omega)$ の変化に対応して系の自由エネルギー F は変化することが、(7)式から推察される。

Forsythら (1978)¹⁰⁾は、円板状粒子の分散した系に対して、(7)式の統計力学的計算を数値解法を用いて行ない、 $f(\Omega)$ と F との関係を求めた。先ず彼らは粒子の有効厚さ t を計算した。前のD.L.V.O.理論から示唆されるように、粒子の有効な厚さ t は溶液の濃度や粒子表面電位の影響をうけて変化する。そこで反発エネルギー V_R が $\frac{kT}{2}$ 以上の範囲までを有効な厚さ t と考えて、(1)式より

$$t = \frac{2 \ln \left(\frac{128C\gamma^2 A'}{\kappa} \right)}{\kappa} \dots\dots(8)$$

とした。ここで、 A' はアボガドロ数である。このとき、絶対温度 T 、体積 V 中に有効厚さ t 、直径 d の円板粒子が N 存在する系について、自由エネルギー F を最小とするような配向角の分布 $f(\Omega)$ を計算し、このときの F を平衡状態における系の自由エネルギーとした。

こうしてある粒子濃度 N/V 、有効厚さ t に対応して得られた $f(\Omega)$ を等方状態、異方状態と表現して図示すれば図-5のようになる^{注2)}。図-5は、縦軸に N/V を横軸に t を無次元化して用い、表わしたものである。図-5において、粒子濃度 N/V を一定に保ちながら、 t を減少させると系は等方状態から異方状態へと変化する。これは一定の粒子濃度において、溶液の濃度を増加させ

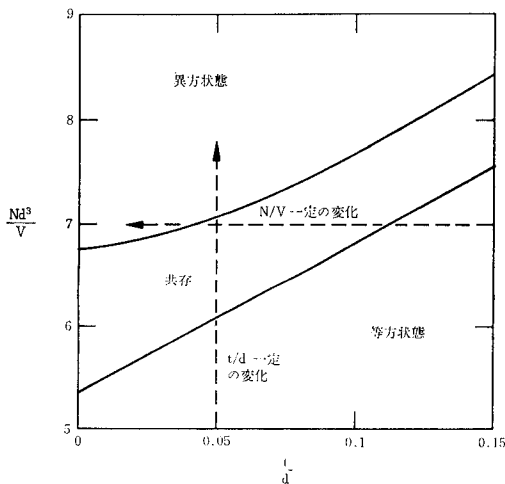


図-5 有効厚さ・粒子濃度と配列状態 [Forsythら (1978) による]

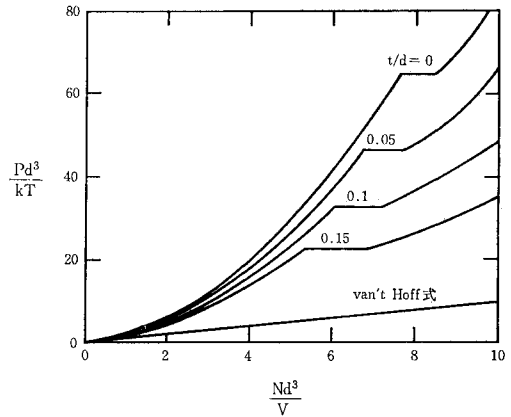


図-6 粒子濃度と膨潤圧 [Forsythら (1978)による]

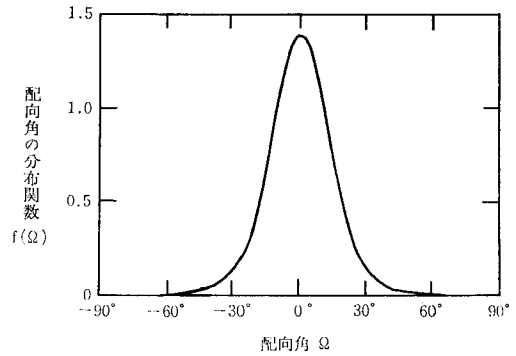


図-7 異方状態における粒子配列 ($t/d=0$ の場合) [Forsythら (1978) による]

たり、粒子表面電位を減少させるとき、粒子配列はランダムでなくなることを示している。また有効厚さ t を一定のまま、粒子濃度 N/V が増加すると、系は等方状態から異方状態へ変化する。これは前の Langmuir の実験結果を支持するものである。

膨潤圧 P は自由エネルギー F の値から次式より計算できる。

$$P = - \left(\frac{\delta F}{\delta V} \right)_{N,T} = kT \left(\frac{\delta \log B}{\delta V} \right) \dots\dots(9)$$

これと粒子濃度 N/V との関係をも有効厚さ t をパラメーターとして図-6に示した。ここで縦軸は P を、横軸は N/V を無次元化して表わした。粒子濃度 N/V の増加によって、等方から異方への状態変化をともしつつ、膨潤圧 P は増加する。理想溶液について得られる van't Hoff の式 $PV = NkT$ の関係を併記すれば、Onsager 理論による計算値はこれよりも大きく、その程度は粒子濃度の増加により一層著しい。これは van't Hoff 式の導出にあたって無視した粒子間相互作用の因子を Onsager

注 2) Forsythらは disordered, ordered の語を用いているが、ここでは用語の統一を考慮して、各々等方状態、異方状態とした。

理論では考慮に入れて取り扱っているためと思われる。さらに異方状態における配向角の分布 $f(\Omega)$ の一例を図-7に示した。一定の方向に、多くの粒子が集中的に偏って並んでいることがうかがえる。

Onsager 理論による Forsyth らの膨潤圧の計算値(図-6)を、Warkentin らの実測値(図-3)と比較してみよう。実測値のうち除荷過程の2点A、Bについて、膨潤圧 P (atm) と粒子間距離 x (Å) を図-3から読み取れば、A ($P=0.19$, $x=200$), B ($P=26$, $x=18$) となる。このとき、 $d=1000\text{Å}$, $T=298.16\text{K}$ (註3) として $\frac{Nd^3}{V}$ と $\frac{Pd^3}{kT}$ の値を計算すれば、A点からB点への変化は、 $\frac{Nd^3}{V}$ で6.1→42.4の変化に対応する。また $\frac{Pd^3}{kT}$ は $4.68 \times 10^3 \rightarrow 6.40 \times 10^5$ へと変化する。膨潤圧の実測値は、図-6から推量されるOnsager理論による計算値より、けた違いに大きな値である。これはOnsager理論の(7)式を導くに当たって、3粒子以上の相互作用を無視したため、膨潤圧を小さめに評価したものと思われる。このようにOnsager理論はD.L.V.O.理論に比べて、粒子間距離の小さい、つまり粒子濃度の大きい系に適用するのは難しいといえよう。しかし、等方・異方という粒子配列の変化を系全体のエネルギーに反映させている点では評価されるだろう。

IV 粒子配列と巨視的な力学的性質との関連性 (チキソトロピーを中心として)

粘土粒子の配列と粒子間の物理化学的作用力について、これまで行なってきた理解をもとに、粘性土の巨視的な力学的性質のうち特にチキソトロピーを中心として考察を加えていきたい。ここでチキソトロピーをとり上げるのは、これがペースト状態の粘土において顕著にみられる現象であり、比較的短時間における粒子配列の変化を反映するものと、従来から解釈されているからである。

チキソトロピーを最初に発見したのは Freundlich (1935)¹⁷⁾ であり、彼は粘土などのサスペンションが振とうやせん断などの作用によって系の状態がゲルからゾルへと変化し、これに対応して力学的強度が低下すること、さらにこれを静置すると再びゲル状態へと変化することによって強度が回復し、これらが等温可逆的な変化であることを観察した。またこれを粒子間に作用する力のバランスから論じた。

1. D.L.V.O.理論に基づく理解

Lambe (1958)¹⁸⁾ はD.L.V.O.理論の知見から粘土粒子間の作用力を把握し、さらにこの吸引・反発のつり

あいによって粒子の分散・凝集を考察することにより、チキソトロピックな挙動を次のように定性的に理解した。図-2において、粒子間の吸引・反発ポテンシャルがAのように反発ポテンシャルの高いピークをもつとき、粒子は分散状態のまま安定となり、またCのように全ての距離にわたって吸引力が作用するとき、分散粒子は急速に凝集するものと考えられる。これらの場合、粒子配列は各々安定な分散・凝集状態をとるため、これらが振とうなどの外力によって変化することは想定し難い。しかし、Bのように粒子表面からある距離を隔ててエネルギーの極小値をもつとき、この極小値の位置で粒子は安定となり仮の凝集状態となるが、吸引エネルギーはさほど大きくなく、外力によって簡単に再分散する。Lambeはこの変化をチキソトロピーと関係づけ、チキソトロピックな挙動を示す試料の粒子間相互作用がBのようなパターンをもつものと推測した。

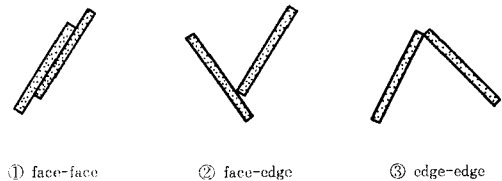


図-8 粘土粒子間の結合様式

van Olphen (1956)¹⁹⁾ は、外力の作用しない静置状態において粘土粒子はランダムな向きで配列し、リンク結合していること、さらに同種・同量の粘土鉱物を含む試料についても間隙溶液の濃度が変化するとき、チキソトロピックな挙動も変化することを示した。一般にこれらの変化は、粘土粒子間に生ずる ① face-face, ② face-edge, ③ edge-edge の結合(図-8)の数の変化によって説明されている。

前述のようにD.L.V.O.理論は粒子の平行配列を仮定したものであり、ランダムな配列や粒子間結合の存在しうる系に対して、図-2に基づいた理解をそのまま適用することは、信頼性を欠くものになると思われる。この課題を明らかにするためには、2枚の粘土粒子が様々な角度で接近するときの粒子間のポテンシャルエネルギー分布を計算し、これに基づいて図-8の3種類の粒子間結合の数と割合を確率的に求めていく必要があるだろう。

2. Onsager理論に基づく理解

Onsager理論は粒子配列と系全体のエネルギーとを関連づける理論であり、これに基づいてチキソトロピーを

注 3) Warkentin らの文献には測定温度に関する記述はないが、ここでは一応25.0°Cとした。

理解するためには、系のエネルギー変化を把握することが必要である。チキソトロピーは、ゲル状態にあった試料がせん断などの外力によって瞬時に強度低下しゾル状態となり、これを静置すると徐々に強度回復してゲル状態に戻る現象とされている。ここでゾルからゲルへの変化は、系の状態が平衡状態へと向かって時間をかけて変化する緩和現象と考えられる。なぜならせん断直後に平衡状態に達しておれば、その後の変化は生じないからである。このとき系の自由エネルギーはゆるやかに減少して一定となったとき平衡状態となり、等温・等積の系でこれら自由エネルギーの減少は圧力減少となって現われるだろう。

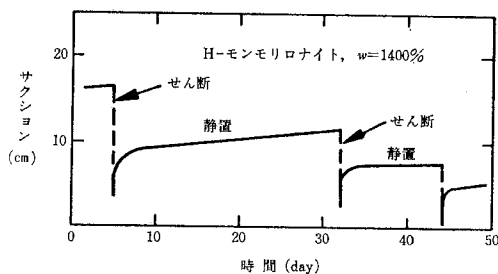


図-9 せん断・静置によるサクシヨン変化
[Day and Ripple (1966) による]

Day and Ripple (1966)²⁰⁾は、液性限界付近の粘土をせん断したときの圧力変化を観察し、せん断によってサクシヨンが減少(間ゲキ水圧が増加)し、その後の静置に伴なって徐々にサクシヨンが増加(間ゲキ水圧が減少)することを示した(図-9)。この事実は前の考え方を支持するものである。

ではこのような静置による自由エネルギー減少という過程は、微視的にみるとどのような粒子配列変化に対応しているのだろうか。Ray and Rippleの試料(H-モンモリロナイト、含水比1400%)についてみると、これは $t/d=0.01$, $Nd^3/V=3.40$ に対応し、この値を図-5で見ると、粒子配列は等方状態にあるものと推測できる。すなわち、この状態で自由エネルギー最小となっている。したがって静置による自由エネルギーの減少に対応して、粒子配列は異方状態から等方状態へと変化するものと考えられる。Langmuir(前出)はせん断、及びその後の粒子配列の変化を光散乱強度の変化から観察し、せん断により粒子はせん断方向に多く並び、せん断停止後ゆっくりとランダムな配列に回復することを明らかにした。したがって、せん断後の静置による強度回復過程はMitchel (1960)²¹⁾の推測(図-10)をほぼ裏付けるものと考えられる。

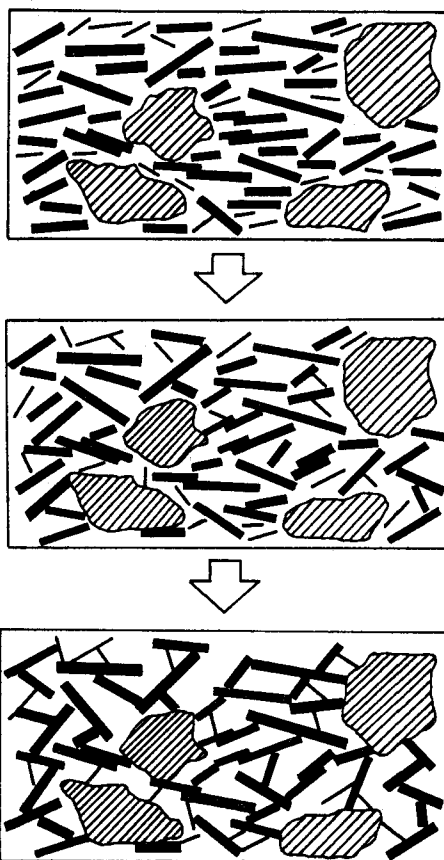


図-10 せん断後静置時における粒子配列変化の模式図 [Mitchel (1960) による]

今日まで、外力によるかく乱後の強度回復過程については、一般に次の3つの因子から理解されている²¹⁾²²⁾。

- (1) 粘土粒子の再配列と粒子間結合の形成
- (2) 粘土粒子表面の水分子の再結晶化
- (3) 間ゲキ溶液中イオン分布の変化

ここで、(2)については通常の水は氷的構造の生成・消滅を 10^{-12} 秒のオーダーで行なうこと²³⁾、(3)については粘土サスペンションの陽イオン交換反応が瞬時に行なわれることと、サクシヨン変化が十数日にも及ぶという事実とを比較すると、(2)・(3)の因子の及ぼす影響は相対的に小さいと考えられる。

これらの点を明らかにするには、各因子が系の巨視的な状態量に与える影響を定量的に把握する必要がある。特に粒子配列変化の影響をみるには、(7)式によって異方→等方の状態変化に対応した圧力変化を計算し、図-9の実験値と比較することが有効であろう。

またこれはチキソトロピックな現象におけるOnsager理論の適用性をみることに対応するものである。しかしForsythらの計算結果には異方→等方にもなる圧力変

化は示されておらず、現段階でこれを定量的に論じることは難しい。

さらに粒子配列の変化と強度変化の関係を論ずるには、粒子の向きの変化ばかりでなく、分散・凝集という粒子間結合の生成・消滅も合わせて考慮しなければならない²⁴⁾。残念ながら、各種の粒子間結合(図-8)における力学的関係についてはD.L.V.O.理論では十分カバーしきれていないし、ここには他の力学法則の存在の可能性が考えられてもよいような段限である。それゆえ現時点ではチキソトロピックな現象における粒子配列の時間的変化を確率過程的に取り扱うことは、なかなか困難と思われる。したがって、先ず完全な分散・完全な凝集という各状態について、粒子の向きを考慮に入れた応力-ヒズミ関係を微視的な粒子間の力学的関係から導き出すことが重要だろう。

V ま と め

粘土粒子の配列、特に粒子の向きの影響を中心として粘性土の構造研究・粒子間の物理化学的作用力の研究・チキソトロピックな現象について概括的に論じた。これらを以下に要約する。

(1) 粘性土における粒子配列は定性的には観察されているが、応力-ヒズミ-時間の関係式に対するこれらの導入は十分ではないことを示し、粘土粒子集合体の力学特性の把握が重要であることを指摘した。

(2) 粘土粒子間の物理化学的相互作用としてD.L.V.O.理論を紹介し、これが粒子の平行配列を想定しうる系については有用であること、しかしランダムな配列をとる系に対しては、さらに確率的な取り扱いが必要であることを示した。

(3) 物理化学的相互作用を粒子配列も含めて、巨視的な状態量として表現するOnsager理論を紹介した。これは粒子濃度の濃い系に対する適用は難しいが、粒子の配列変化に伴う状態量変化を把握できる特徴をもつ。

(4) チキソトロピックな挙動のうち、剪断後の静置による状態変化を緩和現象として理解し、自由エネルギーの減少、圧力減少という事実から、静置によって生ずる粒子の配列変化をOnsager理論に基づいて考え、異方状態から等方状態への変化としてとらえた。

粘性土の剪断特性において、力学的強度の異方性と粒子配列の異方性、さらにダイレイタンス挙動との関連は未だに十分把握されていない問題である。これらを考えるとき、微視的な粒子配列に基づいて応力-ヒズミ関係を普遍的な形で確立していくことは、今後の重要な課題と考えられる。

引用文献

- 1) Casagrande, A. (1932): The structure of clay and its importance in foundation engineering. Jour. Boston Soc. Civil Eng. **19**, 168-208
- 2) Tovey, N.K. (1971): A selection of scanning electron micrographs of clays. CUED/C-SOILS/TR5a, Univ. of Cambridge, Dept. of Eng.
- 3) Collins, K and McGown, A. (1974): The form and function of microfabric features in a variety of natural soils. Geotechnique, **24**, No.2, 223-254
- 4) McConnachie, I. (1974): Fabric changes in consolidated kaolin. Geotechnique, **24**, No.2, 207-222
- 5) Yong, R.N. and McKyes, E. (1971): Yield and failure of a clay under triaxial stresses. Amer. Soc. Civil Engrs., Proc. Jour. Soil Mech. Foud. Div., **97**, SM1, 159-176
- 6) 嘉門雅史(1977): 粘性土の構造と力学的特性. 土壌の物理性, No.35, 21-28
- 7) 村山朝郎・柴田徹(1956): 粘土のレオロジー的特性について. 土木学会論文集, 第40号, 1-31
- 8) 松尾新一郎・嘉門雅史(1976): 粘土の構造に関する用語について. 土と基礎, **24**, No.1, 59-64
- 9) Eyring, H. (1936): Viscosity, Plasticity and Diffusion as examples of absolute reaction rates. Jour. Chem. Phys. **4**, No.4, 283-291
- 10) 松井保(1978): 土の構成式に関する現況総括3. ミクロレオロジー. 土質工学会論文報告集, **18**, No.2, 80-87
- 11) Verwey, E.J. and Overbeek, J.Th. G (1948): Theory of stability of lyophobic colloids. Elsevier, New York.
- 12) Hamaker, H.C. (1937): The London-van der Waals attraction between spherical particles. Physica, **4**, 1058
- 13) Warkentin, B.P., Bolt, G.H. and R.D. Miller (1957): Swelling pressure of montmorillonite. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **21**, 495-497
- 14) Langmuir, I. (1938): The role of attractive and repulsive forces in the formation of tactoids, thixotropic gels, protein crystals and coacervates. Jour. Chem. Phys. **6**, 873-896
- 15) Onsager, L. (1949): The effects of the shape on the interaction of colloidal particles. Annals, New York, Acad. Sci. **51**, 627-659
- 16) Forsyth, R., Marcelja, S., Mitchell, D.J. and Ninham, B.W. (1978): Stability of clay dispersions. "Modification of soil structure" (edited by Emerson, W.W. et al.) Wiley Interscience, 17-25
- 17) Freundlich, H. (1935): "Thixotropy" Herman et Cie, Paris.
- 18) Lambe, T.W. (1953): The structure of inorganic soils. Amer. Soc. Civil Eng. Separate No.315, October
- 19) van Olphen, H. (1963): "An introduction to clay colloid

- chemistry" Wiley Interscience.
- 20) Day, P.R. and Ripple, C.D. (1966): Effect of shear on suction in saturated clay. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **30**, 675-679
- 21) Mitchel, J.K. (1960): Fundamental aspects of thixotropic soils, Proc. Amer. Soc. Civil Eng. **86**, No. SM3 19-52
- 22) Yong, R.N. and Warkentin, B.P. (1975): "新編・土質工学の基礎" (山内・竹中ら監訳) 鹿島出版会, 45-47
- 23) 荒川 泓 (1974): 水の分子構造と物性 "水の構造と物性" (中垣正幸編) 南江堂, 15-29
- 24) 藤井克己・中野政詩 (1978): ペースト状態におけるモンモリロナイトの粘弾性について. 農業土木学会論文集, No. 73, 13-19

[1979. 7. 30. 受稿]

お 知 ら せ

第21回土壌物理研究会シンポジウム

土壌物理の境界領域と今後の方向

と き: 昭和54年11月24日(土) 9:30~17:00

と ころ: 東京大学農学部2号館化学第1講義室

講 演

午 前

1. 土壌微生物の住み場所をめぐる物理的諸問題.....服 部 勉(東北大農研)
2. 土壌中の生物活性と温度.....金 野 隆 光(東北農試)
3. 営農排水と土壌物理性.....佐 藤 清 美(全 農)

午 後

4. 土壌中のイオン移動現象への化学的接近法と物理的諸問題.....井 上 隆 弘(農 技 研)
三 輪 睿 太 郎(農 水 省)
5. 土の理工学性に関連する物理化学的成果の現状と今後の問題(火山灰土を中心として)
.....前 田 隆(北 大 農)
座 長.....古 畑 哲(農 技 研)
岩 田 進 午(農 技 研)

総 合 討 論 (15:20~17:00)

昭和54年度総会 (11:50~12:30)

創立20周年記念兼「土の物理学」「土壌の物理性と植物生育」出版披露パーティー

(17:00~18:30 於 東大農4号館)

粘土粒子間に作用する力の測定について

安 富 六 郎*・軽 部 重 太 郎*

A Measurement Method of Forces Between
Clay Particles in Disperse System
Rokuro YASUTOMI and Jutarō KARUBE

I はじめに

土の物理性の最も基本となる土壌水分のエネルギー測定方法およびその理論的解析はここ10年間に飛躍的に進歩した¹⁻⁶⁾。一方、力学的視点に立てば、水分子が土粒子にどのように吸引されているかよりも粒子間にどの程度の力またはエネルギーが作用しているかが重要であろう。これらの研究は主に粘土の膨潤圧測定によって進められてきたが⁷⁾、ここで述べようとする粒子間作用力は必ずしも膨潤圧と同じ意味ではない。膨潤圧は内圧の増加を外力と平衡させて測られるから、これは拡張力の測定といえる。これに対し、粒子間作用力は外圧増加を粒子およびその構造系によって支えられる反力であるからこれは粒子構造の変形・流動、および崩壊を含む圧縮力の測定である。

ここではアロフェン粒子間作用力がどのように測定されるか、実験手法を中心に述べる。

II 反撓・吸引力の理論

反撓・吸引力の考えを土粒子へ適用するには粒子のスケールをどの程度にとるかが問題である。粒子径が1 μ 以下は粘土として区分されるが、ここでは、粒子はさらに1/10以下のものを扱う。したがって試料はコロイド分散系であると言った方がよいであろう。

一般に分散した粒子は系全体の比表面積をできるだけ少くする方向に向う。これはエネルギーレベルをより安定な低い状態に移行させることであり、凝集に他ならない。しかし粒子に N_0^+ のようなものを添加してやると系はエネルギーの高い状態でもかなり安定となり、容易に凝集しない。これは粒子のブラウン運動によるが、粒子間に電気的反撓力が作用しているためである。粒子間の電気二重層が重なると反撓力は強くなる。

土の粒子は一般にマクロには電氣的に中性であるが、ミクロには中性でない。これは粒子が接近すると、粒子表面の分極電荷が無視できなくなるためである。さらに

接近すると電荷による反撓力クーロン力のほかにファンデルワールス力が吸引力として作用してくると言われている。この吸引力圏に入ったものは結合しようとするが、反撓力がこれよりも大きいか、小さいかで、系の安定性が論じられる。(これをD.L.V.O.の理論という。)⁸⁾ 粒子を平板状と仮定すれば、反撓ポテンシャル PR は粒子間の距離 $2h$ として、平板相互間の作用力が小さいとき

$$PR(2h) = 2 \int_h^{\infty} RT(\Delta C) dh \quad \dots\dots(1)$$

但し RT を溶液のエネルギー、 ΔC バルク相の電解質濃度(mol/l)

二球形(半径 a)に相互に作用するエネルギーは

$$PR = 4.62 \times 10^{-6} \left(\frac{a\psi^2}{z^2} \right) \exp(-2h_0\kappa) \quad \dots\dots(2)$$

但し $2h_0$: 2粒子間の最短距離

κ : イオン半径の逆数

$\left(\frac{\psi}{z} \right)$: 電荷当りのエネルギーの状態を示す係数

また、ファンデルワールス力については次のような計算式が与えられている。

厚さ δ で表面間距離が $2h_0$ の板間の引力ポテンシャル PA は、

$$PA = \frac{-A}{48\pi} \left(\frac{1}{h_0^2} + \frac{1}{(h_0+\delta)^2} + \frac{2}{(h_0+\delta/2)^2} \right) \dots\dots(3)$$

2球形(半径 a)間では

$$PA = -\frac{A}{6} \left(\frac{2}{\xi(\xi+A)} + \frac{2}{(\xi+2)^2} + 1 \frac{\xi(\xi+A)}{(\xi+2)^2} \right) \dots\dots(4)$$

但し A : 常数で 10^{-12} erg (HAMAKER常数)

$$\xi = \left(\frac{2h_0}{a} \right)$$

以上の PR と PA の和は全ポテンシャル曲線 P であり、この曲線はD.L.V.O.による引力・反撓ポテンシャル曲線と呼ばれている。

$$P = PR + PA \quad \dots\dots(5)$$

* 茨城大学農学部

実際には外力による内部ポテンシャル変化は構造の変化によっても生ずるからこの構造変化のポテンシャルPsを加えたものと平衡が保たれると考えられる。PA, PRは以上の式からそれぞれの条件に応じて求めることができる。

Ⅲ 測定

(1) 装置について

装置の構造は図1に示すようである^{9,10}。加圧セル(C)に加えられる油圧系統図では、ハンドル(H)をまわすと油圧ピストン(P)が動き、(C)内に外圧が作用する。セルの内部構造は図1のFに示されるようである。圧力はゴム膜(M)を通して試料を圧縮する。試料の圧縮による脱水は、試料上面にあるミリポアフィルタ(F)から、焼結板を通して上方に送られ垂直に立ったガラス管を上昇する。脱水の変化量はガラス管内の水柱高さから求められる。

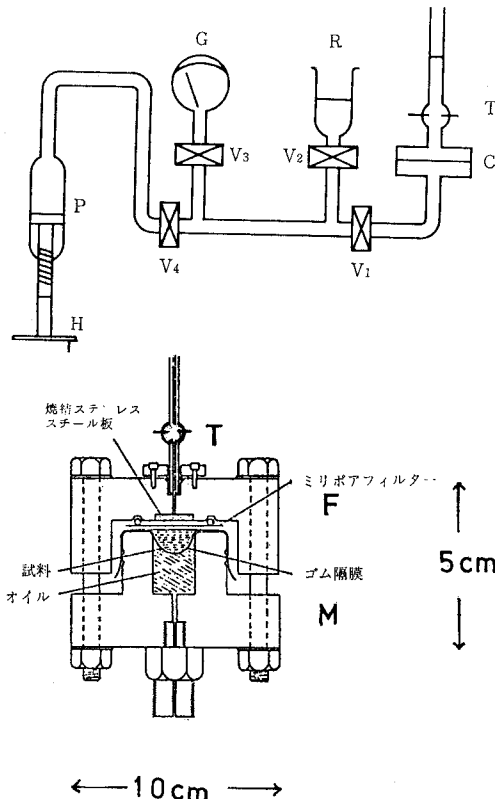


図-1 圧縮試験による粒子間力測定装置

(2) 試料作成

試料は理論的な解析を望むなら、できるだけ均一球状粒子、または板状のものがよい。粒子の均一性は遠心器利用で得られる。

関東ロームと過酸化水素水で有機物分解したのち、1

規定のNaClを加え1週間放置する。塩酸でpH3.3にしたのちよくかくはんし、遠心器で約500~1000 G程度で粒子を沈殿させ、水で洗じょうをくりかえす。洗じょうが進むと上ずみは白濁するから、この上ずみを集め試料とする。さらに調整し、(1)水素結合を弱める目的から濃厚な尿素溶液(5 Mol溶液)に浸し約3週間放置したもの、(2)脱鉄処理を行ったものを試料とした。脱鉄はクエン酸ナトリウム、炭酸水素ナトリウム、ナトリウムヒドロサルファイトによった。処理した試料はさらに高速遠心分離器によって 3.5×10^4 Gを1時間かけ、上ずみを集める。上ずみをセロハンチューブに入れ、空气中に放置し、濃度が1~2%程度になるまで乾燥させる(数日間かかる)。

得られた試料のpH調整は適当な塩酸溶液に透析させて行う。ここでは尿素処理したものpH6.7、脱鉄処理したもの5.6とした。

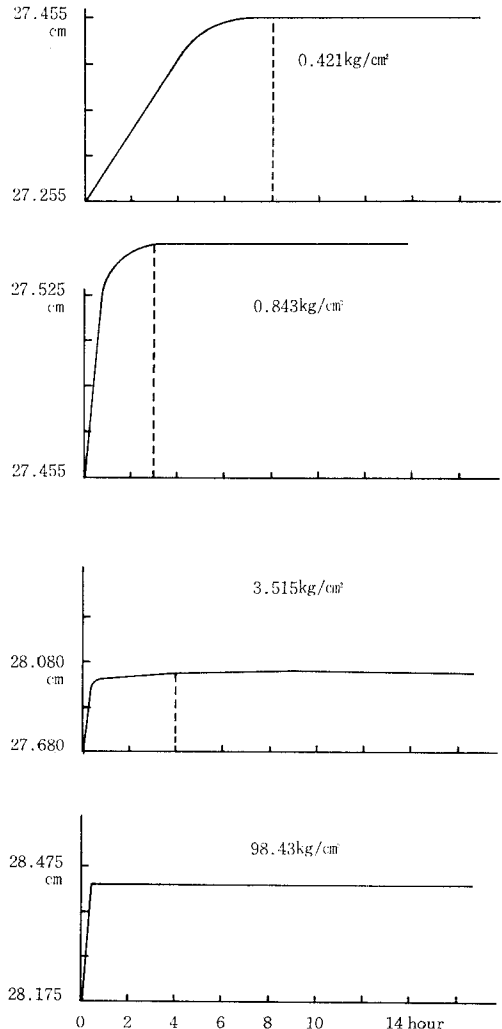


図-2 測定時間による水柱高さの変化

(3) 装置への試料充填

試料約10~15ccを図1のMに入れ、その上にフィルタF (250Åメッシュ) を空気の入らぬように覆い、密べいする。試料充填後、ハンドル(H)によって圧力を急変させ、セル内の空気を追い出す。追い出された気泡はガラス管のトラップ(T)で消え去る。この際(H)を減圧方向に急激にまわすとフィルタ(F)が破損するので注意を要する。セル内圧力を大気へ開放し、数時間放置し再び内部空気の追い出しを試みる。(バルブV₀のみ閉) 加圧に先立ち、オイルタンク(R)からポンプ(P)に給油する。Rを閉めた後セル(C)に加圧する。加圧には0.1~100気圧まで適当な幅で行う。低圧ではセル系外への水分移動量が大きく、平衡になるまでの時間はかかるが、高圧では数分程度の短時間で完了する。図2に加圧による平衡到達時間の1例を示す。

圧力平衡はガラス管内の水位変動が完全に停止するのを確かめて判断する。加圧を最大100気圧まで順次行いが、再び最大圧力から順次低圧へ平衡を保たせながら減圧する。この1行程を終えるには少なくとも1週間は必要であろう。水位測定にはカセットメータを用い1/10mmまで読む。

温度変化はできるだけ少ないのが望ましい。温度コントロールは尿素処理試料については1℃以内の精度であった。脱鉄処理試料については1~3℃の範囲の精度にとどまった。

(4) 試料のセル内からの取出し作業

測定を終えた直後はセル内は100気圧に保たれている。試料セルを減圧した直後、水分が試料へ吸収されないよう、速かに取出さねばならない。まずセルの圧力を保つためバルブ(V₁)を閉める。ガラス管をセルからはずし内部の水を容器に入れ、管とセルの接合部分にある水を拭き取る。直ちにセルを開ける。すばやく内部のフィルタ(F)に密着している試料をはがし取り、容器に入れ密べいする。残りの試料については時間をかけ、取り残しのないようにする。水を加えて溶かしスポイトで吸引するのもよい。(ガラス管から取り出した溶液のpHと電導度を測定しておく)と種々の計算に利用できる)

IV 計 算

(1) 試料の含水比の計算

セル内の試料は外圧による圧縮で脱水が進む。外圧と試料の水分変化の関係を求めるため、次のような計算を行う。

最も強く圧縮を受けた試料の含水量を求める。これをV₀とする

測定*i*の各圧力に相当する含水量V_iは

$$V_i = (X_0 - X_i)\pi r^2 + V_0 \quad \dots\dots(6)$$

但し *r* はガラス管の内半径

X₀ は V₀ に相当するガラス管の水位

X_i は V_i に相当する水位

(2) 平均粒子間隙の計算

粒子間隙はモンモリロナイトのような板状粒子の平均間隙距離(2*h*)では次のようである

$$2h = \frac{2V\rho}{SW} \quad \dots\dots(7)$$

但し *S* : 試料の比表面積 (cm²/g)

W : 試料の乾燥重量 (g)

V : 試料の含水量 (cm³)

ρ : 水の比重 1

試料が球形の場合もほぼ同様である。但し不整形の充填では補正が必要である。

外圧力(P)を気圧(P₀)を単位とし log P/P₀ とそのときの試料の平均粒子間距離の関係を求める。(図3)

V 結果および2, 3の考察

(1) 粒子の形状について

電子顕微鏡によってこの試料は球形状の粒子を多数含むことを確かめた。半径の平均は100~50nm (nm=10Å)程度であり団粒化した粒子とも考えられる。

(2) 粒子間に作用するポテンシャル

ここでかりに試料が単一の球形状粒子とし、外力の作用で粒子間距離の接近によるポテンシャルPRとPAを求めてみる。弁(2)および弁(4)から、仮定として電気2重層の厚さを10⁻⁸cm

粒子の半径 $a = 50 \times 10^{-4}$ cm とすれば

ϕ/a を変化させたとき図4のような曲線 *a* が求められる。

但し粒子の充填の状態は水平方向は圧縮初期の濃度から求められる粒子間距離(垂直方向には圧縮に対応した粒子間距離)とした。cm²当りに存在する粒子数は以上の充填を想定した。

一方、実験から求められた曲線 (log P/P₀ ~ 2*h*) について、圧縮による内部エネルギー増加*W*は次式で求められる。

$$W = 2 \int_{\infty}^{2h_0} P(dh_0) \quad \dots\dots(8)$$

各充填層間に蓄えられたエネルギーは二つの充填層間に単位面積当りに作用するエネルギー (erg) として求めることができる。1層の厚さは圧縮された試料の厚さと平均粒子径から計算できる。ここでは690層および圧力の基準を1気圧P₀として計算した。(図4の曲線*b*)

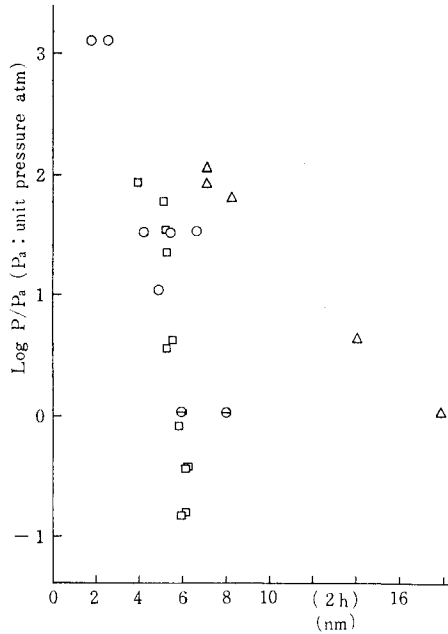


図-3 圧力と粒子間距離
 □ 尿素処理 (pH6.7) △ 脱鉄処理 (pH5.6)
 ○ 尿素処理アロフェンの蒸気圧

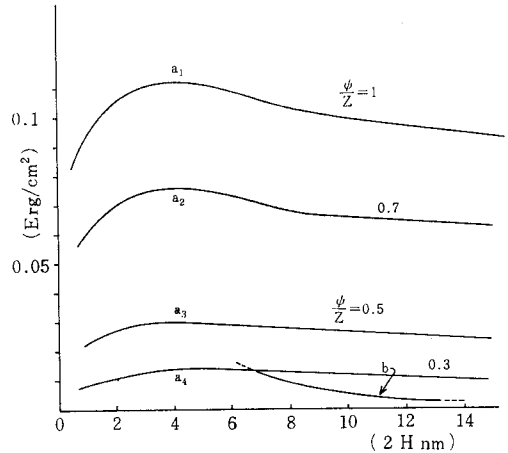


図-4 ポテンシャル曲線
 a : 計算値 b : 実測値

Ⅵ ま と め

このような圧縮装置によって得られる曲線は粒子の電氣的反撥力のほか、コロイド粒子が形成する構造的変形によって生じた力の合成されたものであろう。実測値と理論値の差は粒形の不整形充填によるもの、および理論値の常数のとりかたの不備によるものであろう。これらの差の是正には粒径の分布と圧縮された後の試料の粒子排列の顕微鏡的観察が役立つ。

アロフェンの場合に粒子相互が網目構造によって粒子間反撥力以外の作用が加わるであろう。網目構造は顕微鏡的には脱鉄処理により除去できるが、この網目構造が粘土挙動にどのような影響を与えているか今後の課題である。アロフェンの力学的構造解析には粒子間反撥力のほか水素結合の役割りについても明らかにされる必要がある。図3の○印で示された蒸気圧は圧縮試験結果に近い値を示すことは、水分蒸気圧 pF と粒子ポテンシャル反撥・吸引エネルギーとの相関があることを暗示していると思われる。

ここで扱った粘土分散系の力学性が実際の土の挙動とどのように対応するかは明らかでないが、少なくとも粘土系の力学的特徴と密接であると考えられる。

引用文献

- 1) IWATA, S. : Thermodynamics of Soil Water (1). Soil Sci. **113**, 3, 162--166 (1972)
- 2) IWATA, S. : Do. (2) Soil Sci. **113**, 5, 313--316 (1972)
- 3) IWATA, S. : Do. (3) Soil Sci. **117**, 2, 87--93 (1974)
- 4) IWATA, S. : Do. (4) Soil Sci. **117**, 3, 135--139 (1974)
- 5) 中村忠春 : 吸引法による毛管ポテンシャルの測定, 研資記, No.14,51-58 (1965)
- 6) 岩田進午・古賀潔 : 粘性土の土壤物理学的把握, 土と基礎 (土質工学会) **22**, 9, 11-18 (1974)
- 7) 古賀潔・河野英一・岩田進午 : 土の膨潤について, 土と基礎 (土質工学会) **21**, 12, 61-66 (1973)
- 8) 北原文雄・渡辺昌編 : 界面電気現象, 共立 (1972)
- 9) L.M. Barclay and R.H. Ottewill : measurement of forces between colloidal particles. Special Disc. of Faraday soc. 1970 No.1, 138-146 (1970)
- 10) I.C. Callaghan and R.H. Ottewill : Interparticle forces in montmorillonite gels. Faraday Discussion of Chem. Soc. No. 57, 110--118 (1974)

[1979.9.3.受稿]

無 題

横 井 肇*

戦後、わが国の科学技術の進歩には目をみはるものがあり、それを支えてきた活力の一つは、技術研究の専門化であったと思われる。今後とも、いい意味での専門化細分化は必然的に進行するのであろう。土壌の物理性の研究もかなり専門化された中で発展してきたことは疑いない。しかし、物事には必ず表裏があり、長所の裏は短所である。それに時間的な経過の起伏の要素がかかわりあって、率直に言って、現状はやや沈滞ぎみと感じられる。

一方、技術あるいは技術研究の発展は、社会経済からの必要性和深く関連している。農業に関する試験研究もその時代の要請がいい意味での刺激として発展してきたことは、過去の事実として否定できない。よく「外国では土壌物理の研究が重要視されているが、日本では…」といった他人任せの甘えた意見が述べられるが、ただそういっただけではもう説得力はない。農業がその国や地方の風土と深くかかわりあっていることは広く認識されてきて、「外国は外国、日本ではどのような必然性があるのですか」と反論された時に、答に窮することのないよう、各自が自分の意見を確めておく必要がある。

わが国の畑土壌について、物理性が注目されたのは、やはり畑作の振興が問題になった時であった。干ばつは稀であっても、被害が大きいため、土壌の保水性が検討されたが、それが根域の深さと関連するので、同時に気相あるいは孔隙が問題にされた。このような点は多雨地帯の土壌物理性の検討の特色であろう。侵蝕の研究についても、わが国独特の問題が明らかにされてきた。

水田土壌については、生産性の向上を目標に、湿地での重労働を解消すべく、機械化を前提にした基盤整備のための要請が大きな刺激であったと思われる。試験研究の方法は先進国のそれを参照できても、それを適用する場が全く未経験であったので、試行錯誤の繰り返しによって、独特の技術が開発された。

以上の土壌物理性研究の経験は、いずれも専門内で解明すべき問題が主であった。土壌の肥沃性、作物の特性など他の必要な知識は十分な状態での研究であったた

め、専門化の利点が発揮できるものであったと考えられる。極端にいい方をすれば、肥沃度も作物も知らない専門家でも重宝がられるという不思議な一時期があったようである。正に、われわれがお手本にしてきた先進国では考えられないことである。

さて、土壌物理性が問題にされる農業上の要望は次々と起ってくるであろう。しかしながら、今後の提起される問題には今までのような甘えた対応では、本質的な土壌物理性の意義を見失ってしまう危険性が感じられる。土壌の物理性は、化学性はもちろん生物性、作物種および栽培法など、農業に関連する全ての要因と強く結びついている。そういった諸要因を除外した考え方は無意味といっている。よく土壌の3相分布の測定結果を拝見するが、どんな時期にどんな条件下で測定されたかが明記されていない例も少なくない。折角のデータの利用価値が著しく低められている。あまりよい例ではないが、土壌物理の研究全体について反省してみるよい機会であろう。

最近時折、畑利用水田の現場を見る機会があるが、作物のできが悪く、雑草に埋もれていることもしばしばである。土壌物理性の改良が大きな柱であるが、排水不良の改善でさえ土地によってはそんなに簡単なことではない。限られた農家経営の中で、作物の組み合わせを合理化することが、いかに大切かを思いしらされることがほとんどである。田畑輪換にしても、水田期間中の土壌管理が畑期間の物理性に影響するし、畑期間の長短と作付体系は物理性にとって重大問題である。わが国農業にとって土地利用の変更という新しい事態に直面し、土壌物理に関心のある一人として、画期的な飛躍の場になることが望まれる。

「まず腕より始めよ」といった気持で、土壌物理性の研究を少し反省してみたわけであるが、他の専門化された科学技術の分野でも、大なり小なり専門化の矛盾に遭遇しているであろう。この峠をいかにのり越えるかは現代研究者の性であり、それを裏返してみれば、一種の生き甲斐ともいえよう。 [1979. 9. 22.受稿]

*農技研化学部

土壌の物理性と作物生産力について

高橋 和 司*

土壌の物理性と農業とのかかわりを考えると、土木学的な面、農作業の面、作物生育の面があり、全体としては極めて大きなかかわりがあるといえるが、作物生育との直接的なかわりという点では、その寄与率に関して、極めて曖昧模糊としているのが、多くのは場試験担当者の実感ではないだろうか。たしかに、土壌の改良を目的とする試験で、物理性の改良が大きな効果をあげたと結論され得る事例は極めて多し、逆に不良な物理性が生産を阻害している事例は数限りなくあることも事実である。物理性の改良が、化学性とか、その他の土壌の特性の改良と全く同じように、作物の生産を高める上に重要であることを疑うものはいないだろう。それにもかかわらず、物理性の評価が、いまひとつはっきりしないのはなぜだろうか。

この理由の1つは、土壌の物理性の変化について、何かどの程度変わったかを、特に耕地としてのレベルで的確に把握することがむづかしいこと、つまり、測定方法の困難性、不的確性にあると思われるが、その前に、測定項目自体が、生物生育とのかかわりをあらわす上で、適当なものであるかどうかの問題がある。また、これが把握できたとしても、その値がどの位のものであればよいかという判断の基準が明らかでないことも大きな理由であろう。

さらにもう1つの理由として、物理性自体の作物生産へのかかわりの仕方が考えられる。作物の生育収量とのかかわりの上で、土壌の物理性とは一体何だろうかを考えると、根の伸長に係る土密度の問題、作物体の支持の問題、温度の問題、その他細かい問題はいろいろあるが、大きくは、水と空気の供給機能にほぼ尽くされるように思われる。そして、空気の供給機能に関しては、粗孔隙の量とか、耕地としての透水性の問題となろうが、とにかく排水が良好に行われる畑では、作物生産に対して、それほど微量的な影響を及ぼすものではないし、水の問題と表裏をなす場合が多いと思われるので、ここでは水の問題を中心にもう少し考えてみよう。

水の供給機能については、単純に考えれば保水力の問題であり、もちろん大きければ大きいほど良いはずであ

るが、空気の方の機能と競合し合うし、両方を増やすにも限界があるので、如何に改良したとしてもそれほど大きくはなり得ないものである。これに対して、作物の1作期間中の水の消費量、要求量は極めて大きいので、土壌の保水量だけでは到底間に合わないのは明らかであり作物の生育を保障するためには、どうしても降雨や灌水に頼らざるを得ないのである。つまり、土壌の少々の保水力の差は、必要量に対して全く足りないということに関しては、50歩100歩ということであり、外からの供給が大巾に不足すれば、いずれも生育不能となるが、逆に外からの供給が十分な条件の場合も、保水力の差は大して影響を及ぼさないことになろう。しかし、外からの供給の仕方は、たとえ灌水を行うにしても、不規則であり間断があつて、この間断がある程度を越えるある範囲内においては、土壌の保水力のわずかの差が、大きく影響を及ぼすことが考えられる。すなわち、保水力の差というのは、多くの場合、気象条件が不良のときに大きく影響があらわれるように思われ、適当な降雨が適当な間隔であるような条件のもとではあらわれないのではなからうか。そして、このような気象条件がらみの影響の仕方が、物理性の作物生育とのかかわりにおける評価をはっきりさせない1つの要因と思われる。

したがって、保水力に関しては、それがどれだけ大きくなったから、それに応じて生産がどれだけ増大するかというような評価の仕方ではなく、保水力がどれだけ大きくなったから、水不足による生産低下の確率がどれだけ減少するかというようなとらえ方で、評価の仕方を考えるべきではないだろうか。また、そのためには、耕地における保水力を的確に把握することが第一で、その方法が問題となろうし、一方、降雨の量だけでなく、頻度間隔などのデータを統計的に整理して、これらに関連させて評価する方法が必要となろう。

鉱質土壌畑の生産力増強上、透水性はもちろんであるが、下層土の物理性改良による保水力の増大が極めて大きな意義をもつものと思われ、目下の関心事なので、保水力にかたよった一文となったような気がしますが、雑感を述べてみました。 [1979.9.25.受稿]

* 愛知県農業総合試験場

会 務 報 告

(昭和54年 4 月 5 日～昭和54年10月15日)

昭和53, 54年度役員及び事務局構成 (一部既報)

(任期: 昭53.11.1～55.10.31)

事務局

会 長 湯村 義男(野菜試・土壌)
副会長 西出 勤(岐阜大・農業土木)
幹事(庶務) 吉田 堯(野菜試・土壌)
〃 (会計) 西宗 昭(野菜試・土壌)昭54.4.1から
〃 (〃) 伊藤 純雄(野菜試・土壌)昭54.3.31まで
〃 (編集) 新垣 雅裕(三重大・農業土木)
〃 (〃) 新庄 彬(三重大・農業土木)

編集委員会

委員長 長田 昇(三重大・農業土木)
委 員 足立 忠司(岐阜大・農業土木)
〃 金田 雄二(静岡農試・土壌)
〃 高橋 和司(愛知農総試・土壌)
〃 穂波 信雄(大阪府大・農業機械)
〃 三野 徹(京大・農業土木)

選挙管理委員会

委員長 古谷 正(野菜試・農業機械)
委 員 古田 力(岐阜大・農業土木)
〃 吉川 重彦(三重農機セ・土壌)

会計監査

委 員 荒木 浩一(野菜試・土壌)
〃 丸山 利輔(京大・農業土木)

評議員

岩田 進午(関東; 農技研・土壌)
木下 彰(東北; 東北農試・土壌)
黒田 正治(九州; 九大・農業土木)
国分 欣一(中四国; 四国農試・土壌)
須藤 清次(関東; 茨城大・農業土木)
竹中 肇(関東; 東大・農業土木)
田淵 俊雄(関東; 茨城大・農業土木)
手島 三二(近畿; 大阪府大・農業土木)
寺沢 二郎(関東; 農技研・土壌)
長田 昇(中部; 三重大・農業土木)
前田 隆(北海道; 北大・農業土木)
丸山 利輔(近畿; 京大・農業土木)
美園 繁(関東; 土壌)
湯村 義男(中部; 野菜試・土壌)
横井 肇(関東; 農技研・土壌)
伊佐 務(委嘱; 三重大・農業機械)
加藤 芳朗(委嘱; 静岡大・土壌)
高橋 和司(委嘱; 愛知農総試・土壌)

昭和54年度総会及び第21回シンポジウムについて

(1 部会誌39号既報)

日時 昭和54年11月24日 (土) 9時30分～17時

会場 東京大学農学部 2 号館

総会 (議長: 未定)

1. 事務及び編集委員会報告
2. 53年度会計決算報告
3. 53年度会計監査報告
4. 54年度事業及び予算審議

シンポジウム (土壌物理の境界領域と今後の方向 (座長: 古畑哲・岩田進午))

1. 土壌微生物の住み場所をめぐる物理的諸問題 (服部勉)
 2. 土壌中の生物活性と温度 (金野隆光)
 3. 営農排水と土壌物理性 (佐藤清美)
 4. 土壌中のイオン移動現象への化学的接近法と物理的諸問題 (井上隆弘・三輪睿太郎)
 5. 土の理工学性に関連する物理化学的成果の現状と今後の問題—火山灰土を中心として—(前田隆)
- 終了後、当会創立20周年記念兼「土の物理学」「土壌の物理性と植物生育」出版披露パーティを行う。

第4回事務局会議 54.5.21 於 野菜試

[出席者] 湯村, 長田, 吉田, 西宗

[議 題]

1. 会費納入状況について
2. 編集 (No.39) の進行状況について
3. シンポジウムの件
4. 20周年記念出版物の件
5. ISSNの件

ISSN (International Standard Series Number) について

「土壌の物理性」第39号より表紙の右肩に ISSN の登録番号0387-6012を付けることになりました。また、国会図書館に会誌を1部ずつ送付いたします。

第2回編集委員会 54.9.27 於 三重大農

[出席者] 長田, 足立, 金田, 高橋, 新垣, 新庄, 湯村

[議 題]

1. 会誌No.39発行に関する反省
2. 会誌No.40編集について
3. 今後の編集方針
4. 投稿依頼について

第21回シンポジウム運営委員の委嘱について

次の7氏にお願いしました。

竹中 肇 (東 大)
中野 政詩 (〃)
雨宮 悠 (〃)

堤 聡(東 大)
 駒村 正治(東京農大)
 白岩 隆己(日 大)
 粕淵 辰昭(農 技 研)

第21回シンポジウム運営委員会 54.10.13 於 東大農
 [出席者] 竹中, 中野, 雨宮, 堤, 駒村, 白岩, 寺
 沢(粕淵の代理), 湯村(本部事務局)

[議 題]

1. 運営委員長(竹中)の選出
2. 会場(東大農学部)の選定
3. 運営に関する事務及び概算経費等の打合わせ

日本学術会議会員の有権者登録について

日本学術会議第12期会員選挙が明年11月25日に行なわれます。表記の事項に関し、日本学術会議中央選挙管理委員会委員長より、昭和54年8月20日付で、本研究会に別記事項の連絡依頼がありました。内容を熟読の上、御協力願います。

(別 記)

1. 前回(第11期, 昭和52年)の選挙の有権者の方へ

前回の選挙の有権者については、前回提出のカードにより、本年資格審査が行われました。

これに関し、日本学術会議中央選挙管理会から登録用カードを再提出されるよう通知のあった方以外の方は、すべて引き続き、有権者名簿に登録されますから改めて登録用カードを提出する必要はありません。

なお、提出されているカードの記載事項に変更があった場合は、「4. 有権者等の異動の届出について」「5. 異動届の記入について」によりすみやかに異動届を提出してください。

また、前回の登録における所属以外の部又は専門で今回の登録を求めようとする方は、登録のしなおしをする必要がありますから、様式第2の「所属部又は専門変更届」により、登録用カード用紙を請求してください。

2. 今回(第12期, 昭和55年)の選挙に有権者となることを希望される方へ

(1) 今回の選挙に新たに有権者となることを希望される方で、大学・研究機関等に所属される方は、中央選挙管理委員会から大学・研究機関等に対して「登録用カード用紙請求者名簿」の提出方を依頼いたしましたから、なるべく所属の大学・研究機関等から提出の名簿によって登録用カード用紙を請求してください。

なお、名簿によって請求される場合は個人からの請求は不必要ですから、大学・研究機関等と個人の両方から重複して請求しないように、特に注意してください。

(2) 新たに有権者となることを希望される方で、大学・研究機関等に所属しているが大学・研究機関等から提出した「登録用カード用紙請求者名簿」にカード用紙請求者として氏名を記載されなかった方は、様式第1により個人で登録用カード用紙を請求してください。

3. 登録用カード用紙の送付及び提出について

登録用カード用紙は、請求あり次第「登録用カード用紙請求者名簿」提出の大学・研究機関等に対して、一括して送付します。また、個人で請求の場合は、直接、請求人あてに送付します。

その際、第12期会員選挙説明書及び登録用カード用紙提出用の封筒を同封いたします。登録用カード用紙に所要の事項を記入の際は、選挙説明書の「登録用カード記載上の注意」を十分お読みになったうえで記入してください。(認印のもれ、記入もれ、「口頭による業績報告」の資料のないもの等は受付られませんから、注意してください。)また、登録用カード提出の場合は、提出用の封筒を使用してください。

第12期会員選挙のための登録用カードの受付期限は昭和55年3月31日ですが、なるべく早く中央選挙管理会に提出してください。

なお、昭和55年4月1日以降に到着した登録用カードは、次回(第13期, 昭和58年)会員選挙の登録用カードとして中央選挙管理会で保管します。

4. 有権者等の異動の届出について

有権者は氏名、本籍、住所(住居表示の変更を含む)、勤務機関及び職名、勤務地等のいずれかに異動があったとき、又は博士の学位を取得したり名誉教授の称号を授与された場合にはそのつどすみやかに、様式第3により、「有権者異動届」を中央選挙管理会に提出してください。これを怠ると有権者の権利を行使できないことがあります。

また、新たに有権者となることを希望される方で、登録用カードを提出し、その後上記の異動があった場合も、異動の届を励行してください。(この場合、有権者登録申請中と明記して、異動届を提出してください。)

なお、有権者が死亡した場合は、その旨を遺族又は関係者から届け出てください。

5. 異動届の記入について

「異動届」が提出されると、保管されているカードの中から該当カードを取り出して訂正しますから、「異動届」の部、専門、地方区及び氏名(必ずふりがなをふってください)は、登録されているカードに記載されたものを記入してください。また、異動された事項の一部のみを記入されると、保管されている該当カ

ードの他の記載事項と関連しないことが、まま生じますから(例えば、住所と勤務地が異動した場合に、誤って住所のみの異動を記入した場合等)、様式第3の「注」を十分お読みになったうえで記入してください。

様式第1 (B5判)

登録用カード用紙請求書	
(ふりがな) 氏 名	㊦
住 所 (郵便番号)	

様式第2 (B5判)

所属部又は専門変更届	
昭和 年 月 日	
日本学術会議中央選挙管理会 御中	
(現登録の所属) 第 部 学 地方区	
(ふりがな) 氏 名	㊦
私は、現在の専門を変更したいので登録用カード用紙を請求します。	

様式第3 (B5判)

有 権 者 異 動 届		
昭和 年 月 日		
日本学術会議中央選挙管理会 御中		
第 部 学 地方区		} ※
(ふりがな) 氏 名		
㊦		
下記のとおり異動がありましたからお届けします。		
事 項	(新)	(旧) ※
1 (ふりがな) ※ 氏 名 ※		
2 本 籍		
3 住所 (郵便番号)		
4 勤務機関及び職名		
5 勤務地 (郵便番号)		
6 博士の学位	①学位の種類 ③授与年 昭和 年	②授与大学
7 名 誉 教 授	大学 所属 高専 学会	8

(注)

- ※印は登録用カード記載のものを記入すること。
- ※※印は改姓、改名のときのみ記入すること。
- ※印※※印以外の欄は現状を記入する。ただし、旧と同一の場合は「同右」と記入すること。

備考 様式第1, 第2, 第3とも用紙は「はがき」を用いても差し支えありません。

— 編 集 後 記 —

第40号をおとどけ致します。

農業土木学会50周年, 土質工学会30周年...等。土壌物理研究会も生誕20年, 一つの区切りの年を迎えました。

本号は、編集の任に当たりに際しての方針に沿って編集しており、20周年を記念する特別の企画は行なってはおりませんが、多くの会員の執筆による「土の物理学」, 「土壌の物理性と植物生育」の2冊が、土壌物理研究会編として記念出版されます。

また、11月24日には、「土壌物理の境界領域と今後の方向」と題して、第21回シンポジウムが開かれます。

このように、個々の研究の進展にあわせ、土壌の物理の体系化も進み、さらに発展を計る現状において、本誌の果す役割もますます重みを増すものと思われま。

今後とも、編集委員一同、本誌の新たな発展・充実に努力致す所存です。

会員の皆様の貴重な原稿・御意見をぜひお願い致します。

(足立忠司)

編集後記は委員が交代しながら担当しておりますが、今回は編集幹事も業務のことについて何か述べたらどうかということになりましたので、あえて一言書き加えます。

投稿された原稿が本誌に掲載されるまでの過程は報文原稿を例にとりますと、原稿受理・閲読・閲読結果の処理・印刷(初刷)・校正(著者による校正を含めて数回)・掲載の順です。掲載の可否等の判断やその他の決定は編集委員会によってなされ、幹事はその間投稿者や印刷所との連絡・交渉に当たっています。

編集幹事として雑多な業務のスピードアップにつとめたつもりではありますが、結果として前号、本号とも発行が予定より遅れてしまい、投稿者をはじめ会員の皆様にご迷惑をおかけしました。研究の成果は先を争うといいますが、時間的にも先行することの大切さは科学史の教えるところです。掲載が決まった原稿はなるべく早く活字にする必要があります。業務を能率よくスムーズに進める上で、些細なことですが投稿される方のご協力もまた必要です。執筆規定に従った書き方をするだけでも、その後の扱いで助かるのは事実です。たとえば規定7)の紛らわしい文字に対する指示記入や規定12)などがなされていれば、かなりのロスが省けます。投稿規定や原稿の書き方は会誌によって若干異なり、いくつもの学会に所属されている方はついうっかりなさる場合もあるようです。

ご投稿下さる方に注文をつけるような大変失礼なことを書きましたが、編集幹事としての業務により一層の努力を致したいと思ひます。(新垣 記)

原稿執筆規定

(1979・2・7改正)

- 1) 文体 平かな漢字混じりの横書き口語文として、できるだけわかりやすい表現にする。
- 2) 術語以外はなるべく当用漢字を用い、かなは現代かなづかいとする。
- 3) 句読点、括弧、ハイフンには一画を与える。数字、ローマ字は一画に一字を充てる。
- 4) 数字 アラビア数字を用い、漢数字は普通の字句についてのみ用いる。
- 5) 外国人名は欧字とする。最初の文字のみ大文字とする。
- 6) 外国地名はカタカナを原則とするが、必要に応じて欧字を用いる。
- 7) 字体の指定は、ゴシック、イタリック——のように鉛筆で下線を書く。紛らわしい文字は誤植防止のための指示を鉛筆で記入する。(例: l-エル, 1-イチ, I-アイなど)
- 8) 術語 原則として文部省編: 学術用語集による。普通に用いられる外国語の術語、物質名などはカタカナで書く。
- 9) 略字、略号を使うときは、はじめにそれが出る個所で正式の名称とともに記す。例: 液性限界 (LL)
- 10) 数量の単位は原則としてCGS制を用いる。
- 11) 表・図・写真などは必要最小限とし、同一事項を表と図に重複して示すことは避ける。
- 12) 表・図・写真は本文のあとに1枚ごとに原稿用紙あるいはこれとほぼ同大の別紙に書き、またははり付ける。
1枚ごとに著者および表題を鉛筆で略記して事故の発生を避ける。本文中欄外に挿入位置を指定し空白はあけない。ただし指定の位置にはならないことがある。
- 13) 空欄の多い表は避け、注を使うなどして紙面の節約をはかる。
- 14) 図は上質白紙または淡青色方眼紙に黒インキで明確に書く。トレースに適しない図は書き直しを要求することがある。図中の文字は鉛筆でうすく記入することにとどめる。図の番号は「図-1」のようにし、説明とともに図の下に鉛筆で記入する。
- 15) 図は刷り上がりの大きさを指定し、1.5~2倍長ぐらい大きく書く。ただし必ずしも指定の大きさにならないことがある。図中の字の大きさおよび線の太さは刷り上がりを考慮して定める。
- 16) 表の番号は「表-1」のようにし、説明とともに表の上に記入する。
- 17) 地図には定尺をつけ、何万分の1などの縮尺を指定しない。
- 18) 文献は本文のあとにまとめて通し番号順に書く。通し番号は引用の順序または著者名のABC順とする。本文の引用個所の右肩に番号を片括弧で小さく入れる。論文名は記載しなくてもよい。

土壤物理研究会

事務局構成	会長 湯村義男
	副会長 西出 勤
	庶務幹事 吉田 堯 ・ 会計幹事 西宗 昭 ・ 編集幹事 新垣雅裕, 新庄 彬
編集委員	長田 昇 (委員長), 足立忠司, 金田雄二, 高橋和司, 穂波信雄, 三野 徹

土壤の物理性 第40号 (会員配布) 1979年10月31日発行

発行 土壤物理研究会 (〒514-01) 津市一身田大古曾670 農林水産省野菜試験場土壤肥料研究室

電話 0592-32-3531 (内線26) 振替口座 東京 5-17794 銀行口座 第一勧業銀行津支店

口座番号 (総合口座) 464-1119224

印刷 オリエンタル印刷 (〒510-03) 安芸郡河芸町上野2100

Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No. 40

October 1979

Contents

Foreword	Y. KATO	1
Originals		
Some Aspects on Role of Soils in Hydrological Cycle —An Example of Ando Soils in Yatsugatake—	S. MOTOMURA and N. NAKAYA	3
Experimental Studies on the Physical Properties of Soils for the Mudstone Material —Himi Landslide-Area in Toyama—	R. ARAI	10
On Gully Erosion in Sloping Reclaimed Lands with Micro-relief after Tillage	Y. MATSUMOTO and H. ISOZAKI	18
Fundamental Investigations on the Electrical Resistance Soil Moisture Meter —Re-examination of Calibration Method—	K. YABE	26
Review		
Behavior in Cohesive Soil Subjected to Repeated Loading	S. MIYAUCHI	32
Particle Arrangement of Clay Soils in the Paste and its Influences on Engineering Properties	K. FUJII and M. NAKANO	42
Explanation		
A Measurement Method of Forces Between Clay Particles in Disperse System	R. YASUTOMI and J. KARUBE	50
Reader's Column	H. YOKOI	54
	K. TAKAHASHI	55
Announcement		56

Research Association of Soil Physics, Japan
c/o Vegetable and Ornamental Crops Research Station
Ishinden-Ogoso, Tsu, 514-01 Japan
President Yoshio Yumura