

土のコンシステンシーに影響をおよぼす因子について

Factors Affecting Consistency of Soil

前田 隆*・相馬 尅之*

I はじめに

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

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

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

II 液性限界に影響をおよぼす因子

1) 液性限界と粒度組成

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

* 北海道大学農学部

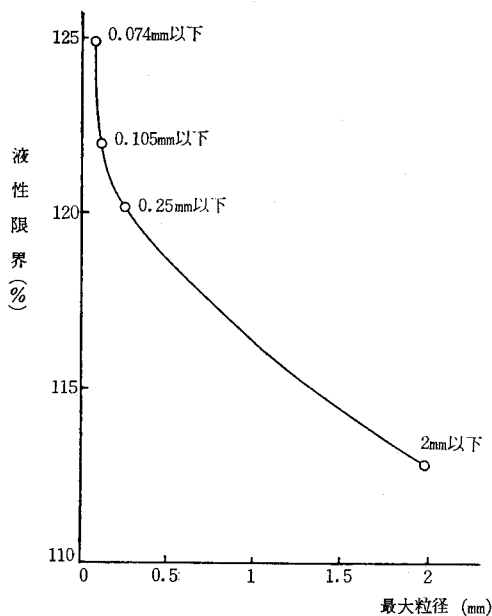


図-1 液性限界と粒度組成との関係

2) 液性限界と粘土鉱物の種類

高い膨潤性を示す粘土では液性限界は大きく、低膨潤性粘土では液性限界は小さい(表-1)⁴⁾。粘土の膨潤量は交換性陽イオンのイオン価、間隙水の塩類濃度、粘土粒子間の結合物質のような物理化学的性質のみならず、粘土鉱物の種類や土粒子の配向配列によっても支配される。もし他のすべての条件が同じなら、膨潤量は粘土鉱物の比表面積の増加と、交換性陽イオンのイオン価の減少により増加する。粘土の比表面積は、板状粒子では他の寸法よりも厚さに左右される。表-2⁴⁾のように、モンモリロナイトの薄い粒子に比べ、もっと厚いカオリナイトの粒子では比表面積は減少する。

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

3) 液性限界と粘土の吸着塩類

粘土の吸着塩類が液性限界におよぼす影響は、吸着塩

表-1 粘土の液性限界 (WARKENTIN)
BIRRELL
WHITE

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

表-2 粘土粒子の大きさと比表面積 (YONG WARKENTIN)

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

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

4) 液性限界と粒子の比表面積

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

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

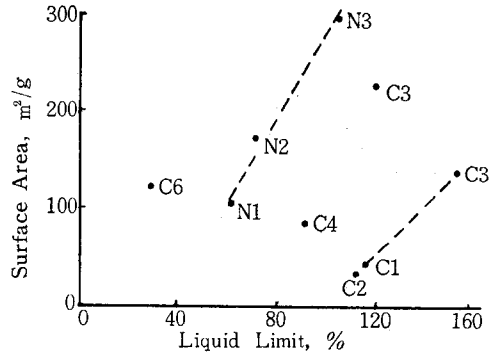


図-2 アロフェン土における比表面と液性限界の関係 (WARKENTIN)

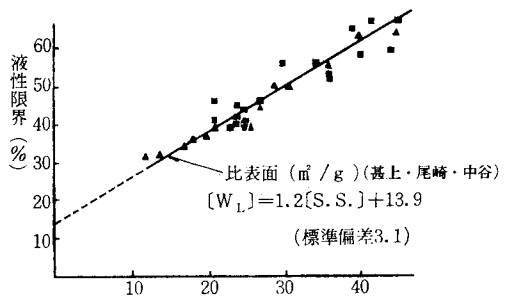


図-3 液性限界と比表面の関係

5) 液性限界と腐植含量

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

腐植が液性限界に大きな影響を与えることを実証する

表-3 試料の腐植含量

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

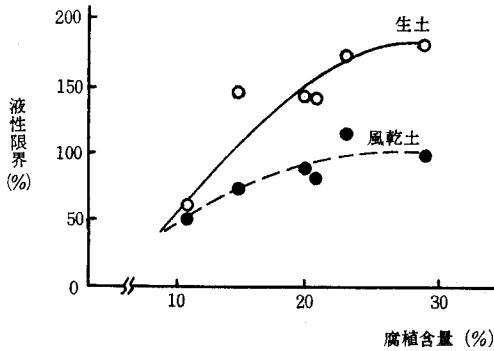


図-4 種々の土の液性限界と腐植含量との関係

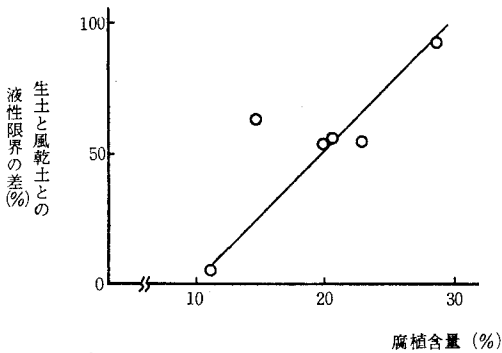


図-5 生土と風乾土との液性限界の差と腐植含量との関係

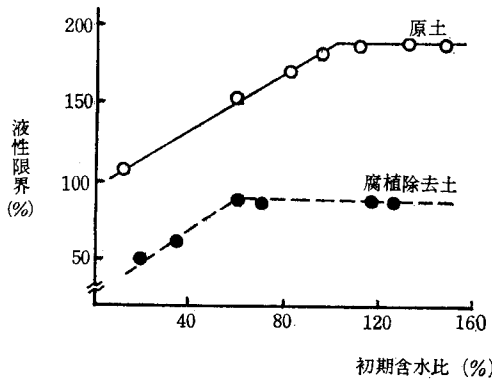


図-6 液性限界におよぼす腐植の影響 (落部)

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

液性限界におよぼす影響の大きさを表わしている⁸⁾。

6) 液性限界と供試土の初期含水比

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

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

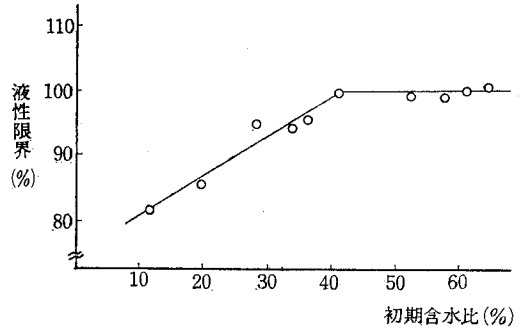


図-7 初期含水比と液性限界の関係 (西舎)

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

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

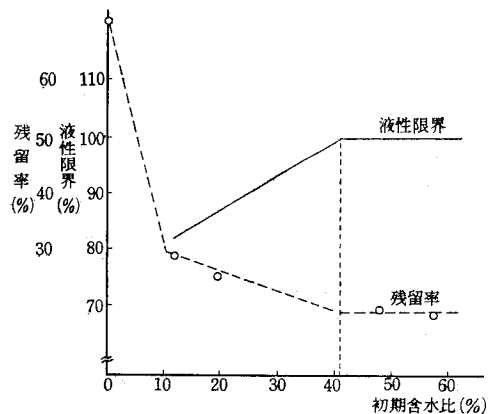


図-8 初期含水比と 0.074 mm 残留率の関係 (西舎)

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

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

III 収縮挙動に影響をおよぼす因子

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

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

1) 収縮と土粒子の配向配列（構造）

土粒子の配列が平行配向をとる場合は、ランダムな場合に比べて収縮量は大きい。その様子を図-9⁹⁾に示す。

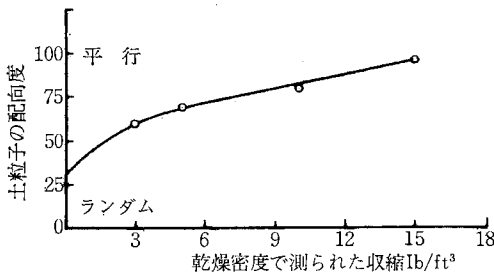


図-9 土粒子の配向よりみた粘土の収縮 (LAMBE)
(平行配列を100%配向, ランダムを0とする)

この図は収縮を乾燥密度で表わしているが、乾燥密度の大きいものが収縮量も大きい。また試料の方向性により収縮量が異なる様子は図-10¹⁰⁾に示されている。この部分配向している水河湖成粘土の不攪乱試料はモンモリロナイトとイライトを含むが、水平方向の長さが鉛直方向の長さよりも長い粘土粒子の場合は、もし水膜が土粒子周囲で一様で平均的な厚さを持つとしても、収縮量は鉛直方向の方が大きいことを示す。これは土粒子に対する

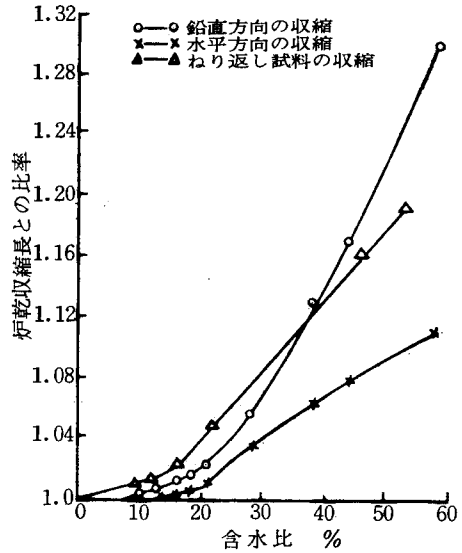


図-10 部分配向した湖成粘土の収縮曲線 (WARKENTLN and BOZOZUK)

水の割合が、鉛直方向の方がより大きいことに起因しており、更に粒子間力は面と面の間の方が、端と端の間よりも大きく、従って平均粒子間距離が大きい値を示すからである。またこの湖成粘土の場合、練り返しを行った場合は土粒子の配列がランダム配向に変わるために、部分配向している不攪乱試料に比べて収縮量は小さい。しかし一般に構造を有する土においては、構造が収縮をさまたげ、練り返し土に比べて収縮量が小さいのが普通である。団粒構造が発達した表土では、最初に構造収縮を示すために全収縮量は、練り返し試料に比べて小さい。団粒構造をもつ土の収縮曲線を図-11¹¹⁾に示す。

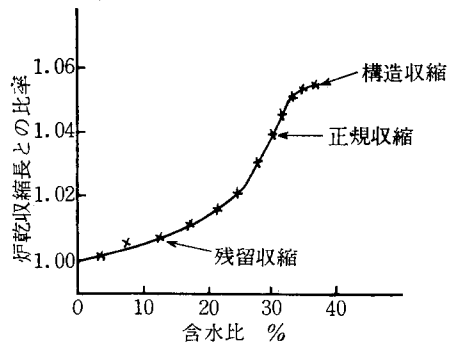


図-11 団粒構造をもつ土の収縮曲線 (WARKENTIN)

2) 収縮と腐植含量

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

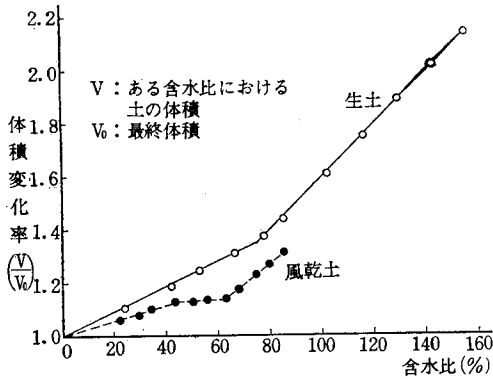


図-12 根崎表層土の収縮曲線(練り返し土)

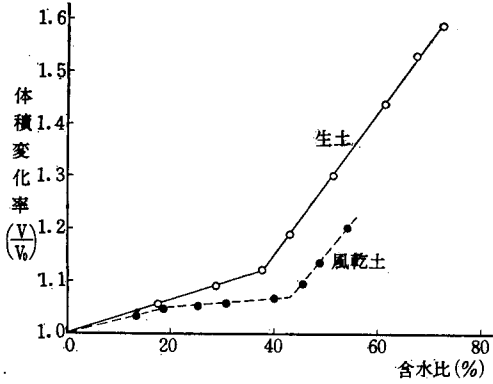


図-13 根崎下層土の収縮曲線(練り返し土)

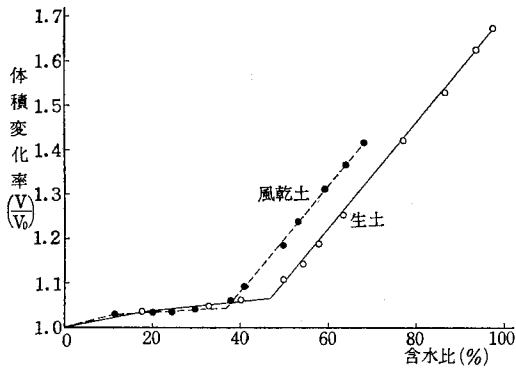


図-14 根崎表層土の腐植除去土の収縮曲線(練り返し土)

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

3) 収縮と初期含水比

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

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

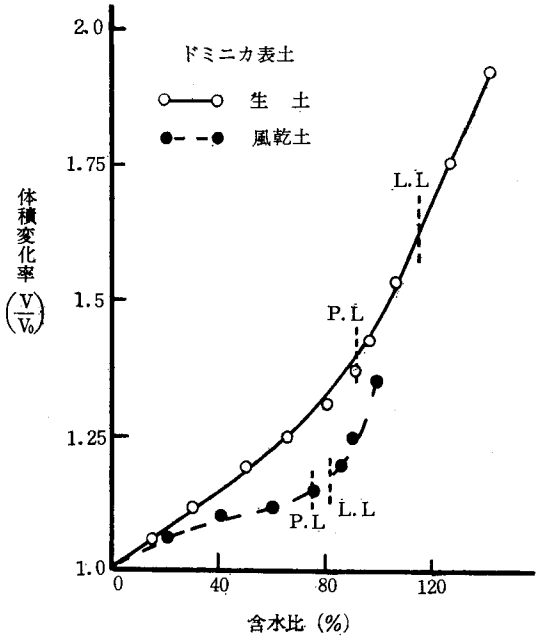


図-15 アロフェン土の収縮曲線

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

4) 収縮曲線の変曲点と液性限界の限界初期含水比

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

表-4 乾燥処理による孔隙分布の変化

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

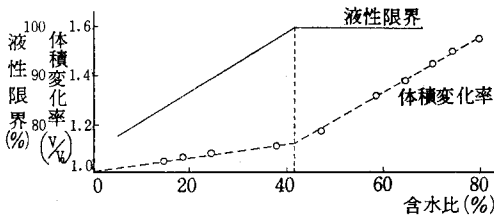


図-16 収縮曲線・初期含水比および液性限界の関係 (西舎)

のである³⁾。

IV 土の硬化

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

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

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

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

置開始時の水分量)が硬化におよぼす影響について述べる。

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

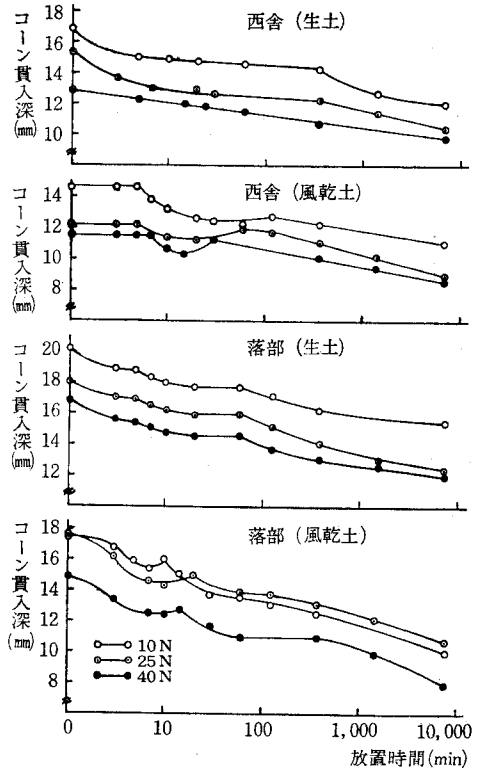


図-17 土の硬化過程

表-5 試料の初期水分

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

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

このように硬化過程に段階が見られるので、硬化量を1時間放置によるコーン貫入深の変化量としての初期硬化と145時間放置による最終硬化として把え、数種の土について練り返し含水比との関係をみたのが図-18である。これによれば、練り返し含水比の増加とともに硬化量も増加しているが、とくに最終硬化に著しい。次に練り返し含水比を液性限界にして試料の初期状態を統一した時の、練り返し含水比（液性限界）と硬化量との関係をみたのが図-19である。ここでも同様のことが見られ、液性限界の高いものほど硬化量、とくに最終硬化の大きいことがわかる¹⁶⁾。

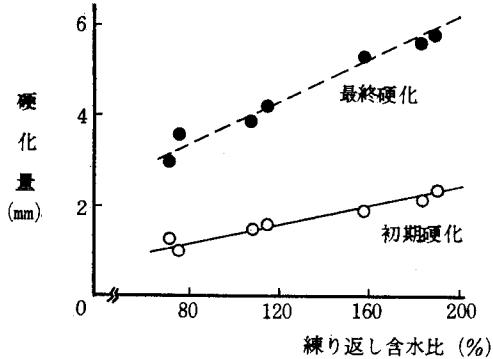


図-18 練り返し含水比と硬化量との関係

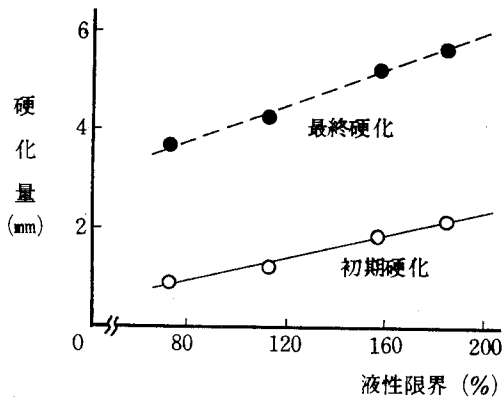


図-19 練り返し含水比（液性限界）と硬化量との関係

V 土の凝集力

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

ここでは、初期含水比の凝集力に与える影響について考察したい。

いま根崎上層の腐植含量の高い土を用い、生土と風乾

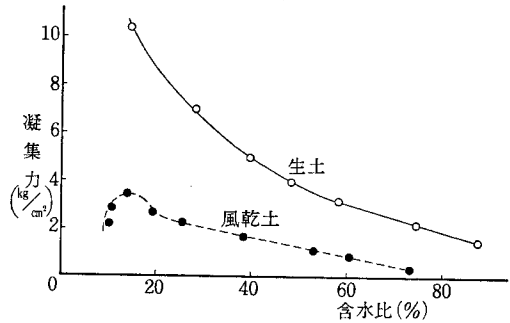


図-20 練り返し土の凝集力と含水比との関係（根崎表層土）

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

VI むすび

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

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

どのような状態にあるかを把握することが最も大切であることを力説したい。

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

引用文献

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