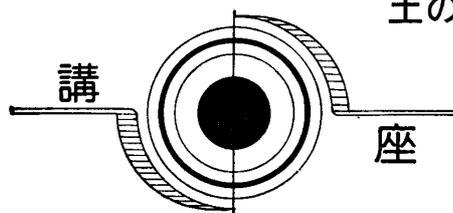


土の物理化学と土質工学への応用



5. 土の指数的性質

まえ

田

たかし
隆*

5.1 はじめに

土の指数的性質 (index properties) とは何かという明確な定義はない。本章では土の指数的性質を物理化学的作用力が主たる支配因子であり、土の工学的性質を予測する基本的性質と定義する。種々の粒径の粒子からなる現実の土で物理化学的作用力を持っているものは粘土粒子のみである。粘土含量の多い細粒土では、土の挙動すべてに物理化学的作用が働いているとよいであろう。ここでは細粒土で、物理化学的作用力が最も大きな支配要因であるコンシステンシーを主に解説し、ほかに鋭敏比、練返しの影響、 pF と透水係数も土の指数的性質としてとりあげ、これらの性質に物理化学的作用力がいかなる影響を及ぼすかについて解説する。

5.2 コンシステンシー限界と諸指数

コンシステンシーとは土の流動、変形に対する抵抗をいい、土粒子間の力によって決定される。

土は固相 (土粒子)、液相 (土中水)、気相 (土中の空気) よりなり、土の物理化学的作用力は、固・液界面 (土粒子・土中水系) または固・液・気界面 (土粒子・土中水・空気系) において土中水を通じて土の挙動に影響を及ぼす。土は含水量の多少により液体→(液性限界)→塑性体→(塑性限界)→半固体→(収縮限界)→固体の4つの状態をとる。これらの状態の境界の含水比が括弧付で表示したコンシステンシー限界である。またコンシステンシー諸指数はコンシステンシー限界から導かれたものである。日本のような多雨気候下における細粒土は、一般に塑性体領域にあることが多い。コンシステンシー限界のうち、物理化学的作用力が最も鋭敏に働いているものは、土の塑性体の上限であり、最大の含水比を有している液性限界である。

5.2.1 コンシステンシー限界に影響を及ぼす物理化学的要因

細粒土は一般に土粒子が単粒で存在するのではなく、砂のような大粒子の周りに粘土粒子が結合物質によって集合したり、あるいは粘土粒子と粘土粒子が結合物質の有無にかかわらず集合体 (団粒) を作っている。コンシステンシー限界試験の試料には 0.42 mm ふるい通過試料を用いる

*北海道大学教授 農学部農業工学科

が、この試料においても粒子は単粒状態ではなく、微細な集合体で存在する。

さらにこの試験では土を練返すことによって細粒化していくが、粒子は依然として微細な集合体で存在する。また練返した土の塑性体領域では、土は土・水系 (飽和) であるから、粘土粒子と土中水 (溶液) との間の物理化学的な相互作用力が支配的な粒子間力となる。ここでいう物理化学的作用の内容は、本講座 3 章の土の界面科学と 2 章の粘土鉱物と土粒子の物理化学的性質に記載されている。

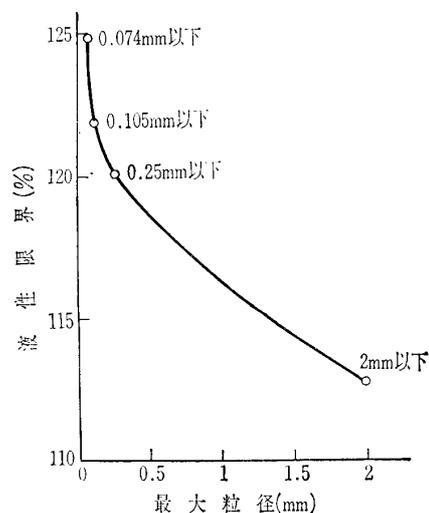
5.2.1.1 液性限界に影響を及ぼす因子

1) 液性限界と粒度組成

液性限界は練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含水量である¹⁾。いいかえれば、土が流動状態になるまでにどれ程の水を保持できるかということであり、上述のように粒子間力に關係する。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。自然含水比の火山灰土の最大粒径と液性限界の關係を示すと図-5.1²⁾ 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分かる。粒度組成の細粒側への移行は比表面積の増加につながる (後述)。

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

図-5.1 液性限界と最大粒径との関係²⁾

講座

表—5.1 粘土の液性塑性限界³⁾

試料の種類	膨潤性	塑性限界 (%)	液性限界 (%)	備考
カオリナイト—Na	小	26	52	White, 1949
—Ca	小	36	73	"
イライト—Na	小	34	61	"
—Ca	小	40	90	"
モンモリロナイト—Na	大	97	700	"
—Ca	中	63	177	"
アロフェン				
—自然含水比	中	136	231	Birrell, 1952
—風乾	小	78	85	"
Na—モンモリロナイト				
—水	大	—	950	Warkentin, 1961
—0.01N NaCl	大	—	870	"
—1.0N NaCl	中	—	350	"
Ca—モンモリロナイト				
—水	中	—	360	"
—1.0N CaCl ₂	中	—	310	"
カオリナイト pH 4				
—水	小	—	54	"
—0.01N CaCl ₂	小	—	46	"
—1.0N CaCl ₂	小	—	39	"
Na—カオリナイト pH 10				
—水	小	—	36	"
—0.01N NaCl	小	—	34	"
—1.0N NaCl	小	—	40	"

表—5.2 粘土粒子の大きさと膨潤性³⁾

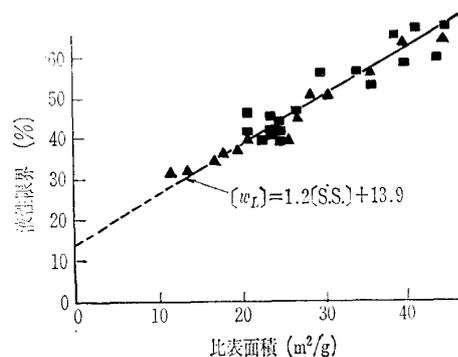
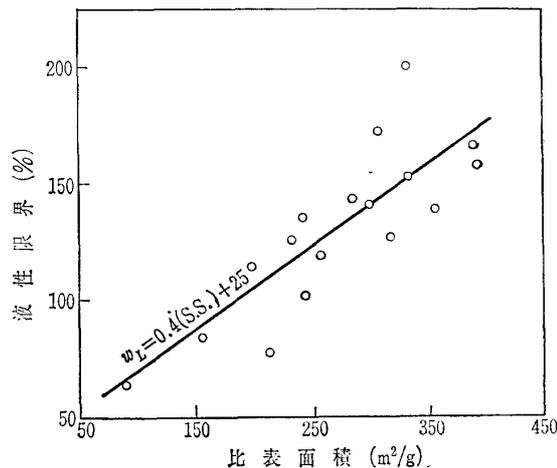
粘土鉱物	概略の厚さ (Å)	最大比表面積 (m ² /g)	観察される体積変化
モンモリロナイト	20	800	大きい
イライト	200	80	普通
カオリナイト	1000	15	小さい

粘土では液性限界は小さい(表—5.1)³⁾。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。もしほか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—5.2³⁾のように, モンモリロナイトの薄い粒子に比べ, 厚い粒子のカオリナイトでは比表面積は減少する。

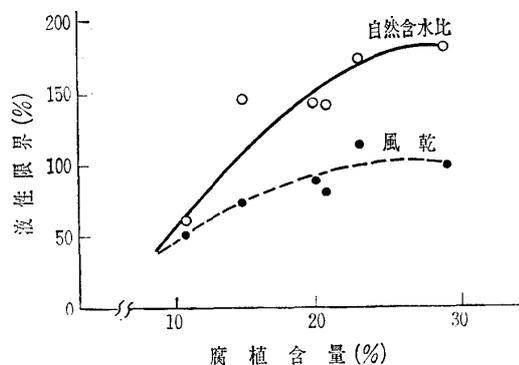
したがって2:1型, 高膨潤性のモンモリロナイトのような比表面積の大きい粘土は, 1:1型, 低膨潤性のカオリナイトのような比表面積の小さい粘土より粒子間力が強く, 液性限界は高くなる。

3) 液性限界と粘土の交換性陽イオン

粘土の交換性陽イオンが液性限界に及ぼす影響は, 交換性陽イオンの種類およびイオン価と塩類溶液の濃度によるものであり, 表—5.1に示すように, 同じ粘土で交換性陽イオンが一価の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粒子と土中水との間に形成されている電気二重層の厚さを減少させ

図—5.2 液性限界と比表面積の関係⁴⁾
(非火山灰土, カオリン系粘土)

図—5.3 火山灰土の液性限界と比表面積の関係

図—5.4 液性限界と腐植含量との関係²⁾

(2, 3章参照), 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, カオリナイト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る。粒子の比表面積と液性限界の関係を図—5.2⁴⁾, 図—5.3に表わす。

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⁵⁾、腐植含量が増大するほど、土の比表面積は増加するから、液性限界の値も大きくなる(図-5.4)²⁾。図-5.4の自然含水比の土と風乾土では、腐植含量が多くなると液性限界の値に大きな差が存在する。すなわち腐植含量の多い土ほど風乾効果(空気乾燥による液性限界の低下度合)は大きい。これは腐植含量の多い土では、土粒子の風乾効果のほかに腐植の大きい風乾効果が加わるからであり、風乾により、土・水系の界面状態が変化し、比表面積が減少(粗粒化)¹⁾するため、粒子間力(物理化学的作用力)が小さくなる。

6) 液性限界と試料の初期含水比

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)によって変化し^{1),6),7)}、風乾土の液性限界は自然含水比の土より低くなる。種々の土の液性限界と初期含水比の関係を図-5.5⁷⁾に示したが、初期含水比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伴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^{1),7)}と呼ぶ。風乾による液性限界の低下は有機質火山灰土と火山灰質粘性土で著しい。これは本講座4章(土の構造)の火山灰質粘性土の構造変化のところで記述したごとく、風乾による土粒子の不可逆的凝集^{1),8)}が原因である。

5.2.1.2 塑性限界に影響を及ぼす因子

塑性限界は、土・水系(飽和)の最小含水比の状態であるから、液性限界に比べて、上述の種々の物理化学的作用が及ぼす影響は小さい(表-5.1)。また風乾による塑性限界の低下も液性限界に比べて小さい(図-5.6)⁷⁾。

5.2.1.3 収縮挙動に影響を及ぼす因子

土の収縮は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。

一般的に練返し土の収縮曲線は図-5.7のようになる。すなわち収縮過程は正規収縮、残留収縮の2段階から成り、正規収縮段階では土は飽和状態で、脱水量と収縮量は等しい。しかし含水量が減少し残留収縮段階になると、土は不飽和状態になり、脱水量に比べて収縮量が小さくなる。

また、構造が発達した土の乱さない試料の収縮では、最初に構造収縮段階が存在し、その後、残留収縮段階に移行する。構造収縮段階では、脱水量に比べて収縮量が極端に小さく、ほとんど収縮が起こらないこともある。この段階は大間隙中の土中水の脱水過程であり、収縮を引起す粒子間力の作用が小さいために収縮量が非常に小さくなる。残留収縮段階の様相は練返し試料の場合と同様である。それゆえ、構造が発達した土の収縮量は、練返し試料に比べて小さい(図-5.7)。

粘土含量の多い土は少ない土よりも全収縮量は大きく、高膨潤性粘土は低膨潤性粘土より収縮量は大きい。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

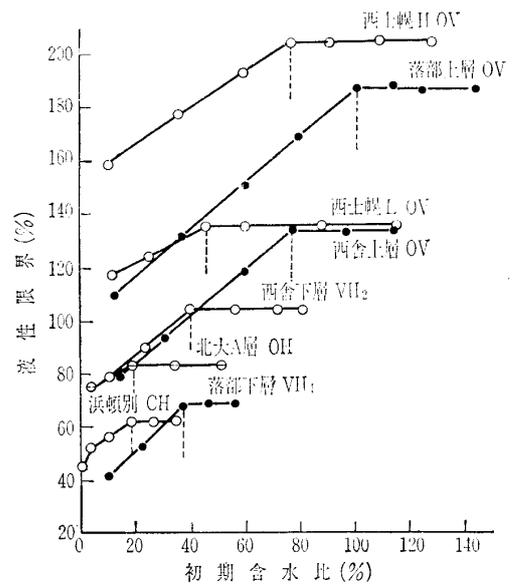


図-5.5 初期含水比と液性限界の関係⁷⁾

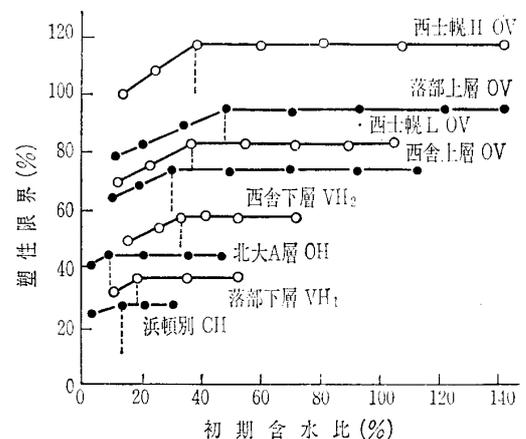


図-5.6 初期含水比と塑性限界の関係⁷⁾

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。

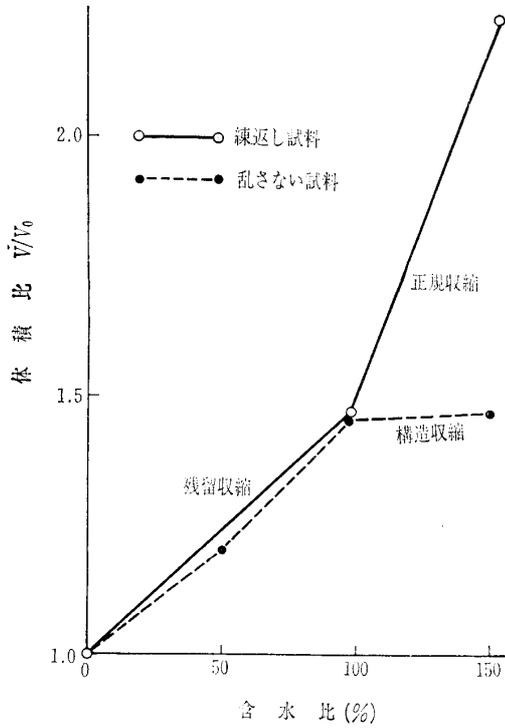
1) 収縮と土粒子の配向配列(構造)

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-5.8⁹⁾に示す。この図は収縮量を乾燥密度で表しており、乾燥密度の大きい方が収縮量も大きいことを意味している。粒子間力は面-面の方が、端-端よりも大きく、したがって面-面の平行配向の収縮量は、面-端および端-端のランダム配向よりも大きくなる。

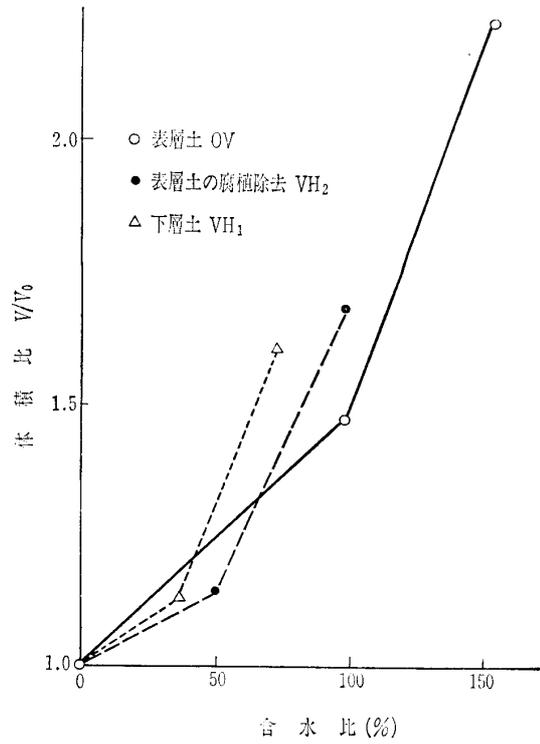
2) 収縮と腐植含量

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-5.9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、腐植含量の少ない土の収縮曲線であるが、腐植含量の高い表土は下層土よりも大きい収縮を示している。また腐植除去により表土の収縮量

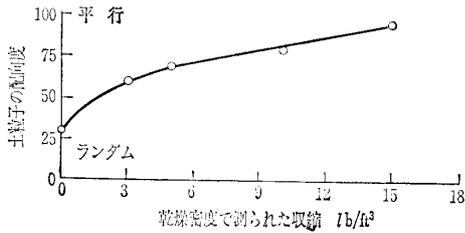
講座



図—5.7 練返し試料と乱さない試料の収縮曲線 (根崎 OV)



図—5.9 練返し試料の収縮曲線 (根崎)



図—5.8 土粒子の配向よりみた Boston 粘土の収縮⁹⁾ (平行配列を 100% 配向, ランダムを 0 とする)

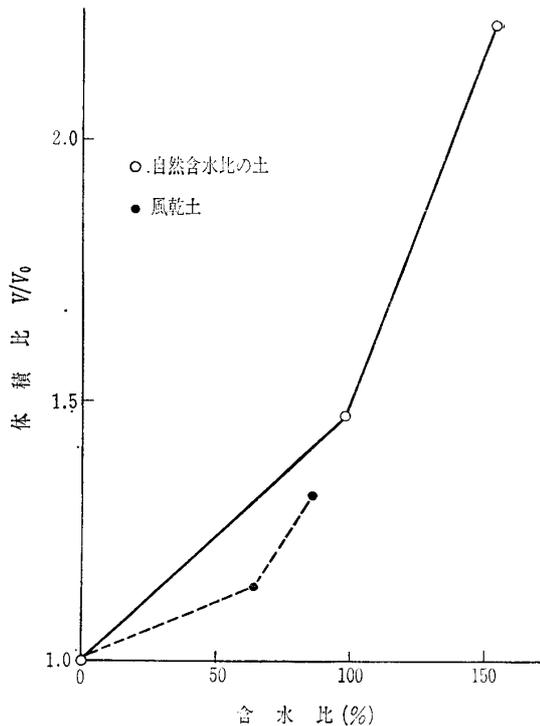
は低下し、腐植除去の影響（比表面積，粒子間力の減少）が現れている。

3) 収縮と初期含水比

自然含水比の土と風乾土の収縮曲線を図—5.10 に示す。風乾土の収縮量は自然含水比のものよりも低下する。これは液性限界と初期含水比の関係の所(5.2.1.1の6)) で述べたように、風乾土では粒子の粗粒化（不可逆的凝集）が起こるためである。

4) 収縮限界と収縮曲線

練返し土の収縮曲線と試料の飽和度を図—5.11 に示す。前述のように、練返し土の収縮過程は正規収縮段階と残留収縮段階から成る。正規収縮段階から残留収縮段階へ移行する変曲点は、試料が飽和状態から不飽和状態に変わる点であり、物理的重要さをもつ収縮限界 SL はこの変曲点の含水比 w_l である¹⁰⁾。しかし、JIS では全収縮を示す点(w_s)を SL としている。残留収縮量が小さな土では、 w_s と w_l の差は少ないが、残留収縮量の大きい火山灰土ではその差が非常に大であり (表—5.3¹¹⁾)、JIS の w_s は収縮限界を



図—5.10 自然含水比の土と風乾土の収縮曲線 (根崎 OV)

過小に評価することになる。

したがって SL によって土工の適性判定などを行うときには、土の物理的状态を反映した w_l を用いる方が適當である。しかも w_l は PL とほぼ一致し^{8), 13)}、また火山灰土の場合には前述の限界初期含水比にも一致する。ここで SL を $w_l (=PL)$ とすると、土の物理的状态は、従来いわれている 4 つの状態ではなく、液体—(LL)—塑性体—(PL)—

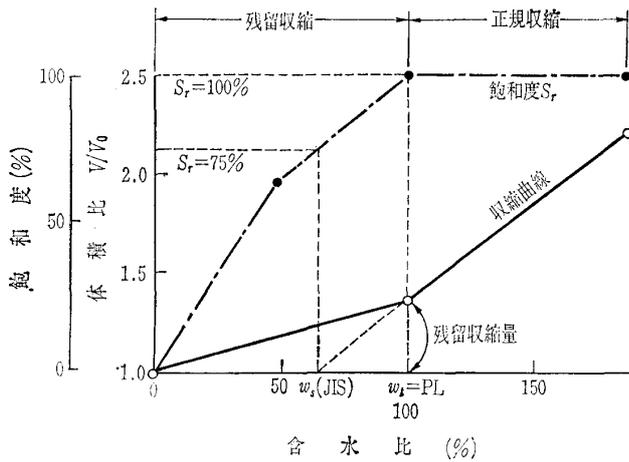


図-5.11 練返し土の収縮曲線と試料の飽和度 (落部 OV)

表-5.3 収縮限界としての w_s および w_l の比較¹¹⁾

試料	w_s (%)	w_l (%)	$w_l - w_s$ (%)
落部	65	100	35
根崎	48	91	43
西舎	48	77	29
西士幌	55	81	26
Laplaire 表土	43	78	35
同心土	55	102	47
Dominica	55	94	39
北大	36	45	9
落部下層	31	38	7
根崎下層	27	37	10
西舎下層	45	56	11
北大下層	32	37	5

半固体 (固体) の 3 つの状態に統一される。

5.2.2 コンシステンシーの諸指数に影響を及ぼす物理化学的要因

5.2.2.1 塑性指数

塑性指数は液性限界と塑性限界の差として導かれる指数であるから、前述の物理化学的作用をうけることはいうまでもない。

ここでは塑性指数に及ぼす初期含水比、腐植含量の影響について記述する。

塑性指数 (PI) と初期含水比の関係は 図-5.12⁷⁾ のようになり、LL, PL の変化様相の差異から、三つの段階を持つ。そして火山灰土では初期含水比の低下による LL の変化が大で、しかも PL の変化は小さいために PI の変化が大きくなる。

PI と腐植含量の関係は 図-5.13¹²⁾ のようであり、腐植含量の多い土は比表面積が大きく、LL も大であるために PI も大きい。

5.2.2.2 ほかのコンシステンシー諸指数

タフネス指数、コンシステンシー指数、液性指数および塑性比などは、LL, PL の値から導かれるものであるから、物理化学的作用は LL, PL の所で述べたものと同じである。

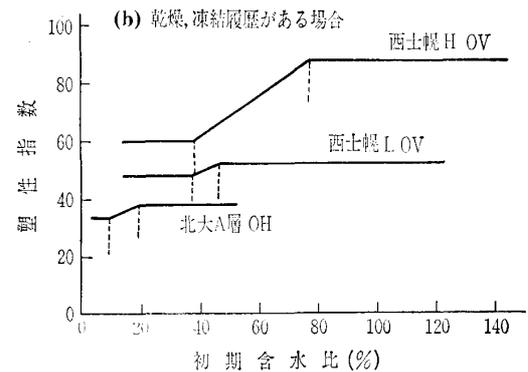
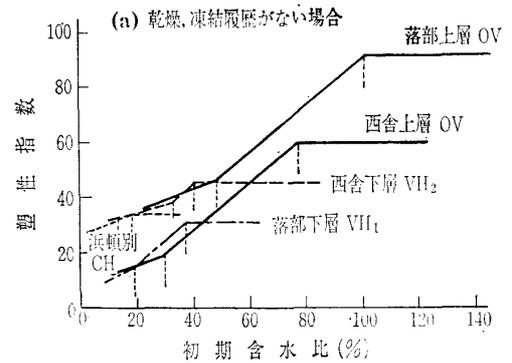


図-5.12 初期含水比と塑性指数の関係⁷⁾

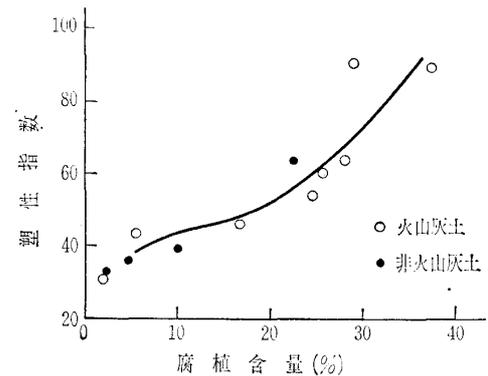


図-5.13 腐植含量と塑性指数の関係¹²⁾

5.3 土の構造に及ぼす練返しの影響

土の構造の安定性は強度で示されることが多いが、練返しによる構造破壊の様相は通常、鋭敏比や土の軟化の程度などで評価できる。したがって、土の構造に及ぼす練返しの影響は工学的性質を予測する上で、土の指数的性質の一つとして考えることができる。

5.3.1 鋭敏比とクイッククレイ

多くの粘性土では、試料を練返すと、自然状態で堆積したときに生成された構造が破壊され、せん断強さが減少する。このせん断強さの減少の割合を鋭敏比 (sensitivity ratio) という。この値は自然状態の乱さない試料と練返した試料とについて行った一軸圧縮強さの比で表される。

$$S_t = \frac{q_u}{q_r}$$

ここに S_t : 鋭敏比

講座

q_u : 乱さない試料の一軸圧縮強さ

q_r : 練返した試料の一軸圧縮強さ

ふつう粘性土の鋭敏比は2~4ぐらいであるが、鋭敏な粘土では4~8である。とくに、綿毛構造をもつような粘土では鋭敏比が10以上であることもある。このような粘土の自然含水比は液性限界に近いが、あるいは液性限界以上のこともあり、これを練返すと容易に流動化し、再び成形できないようなこともある(クイッククレイ, quick clay)。火山灰質粘性土は一般に鋭敏比が大きく、練返しの影響により土工作业が困難になることがある。

クイッククレイの成因について、浅川¹³⁾は物理化学的に、塩の溶脱と土粒子表面における H^+ イオン交換作用によるクイッククレイ化を述べているが、ここでは詳細は省略して、その概説のみを述べる。

海成粘土の地盤中を絶えず地下水が浸透していると、堆積時に粘土の間隙中に含まれていた塩類はだんだんに流出し、長い時間を経るとついにほとんどの塩類はなくなり、清純な水で飽和された状態となる。

このように清純な水の浸透によって既存の塩類が流出していくことをリーチング(leaching, 溶脱)という。

間隙中の塩類濃度が低くなっていくに従って粘土の表面に拡散的に吸着されている陽イオンの濃度もだんだんに低下していく。

粘土表面に吸着している陽イオンの濃度が低下すると、固相の表面の対イオン(カウンターイオン)に不足が起こり、別の陽イオンを固相表面に引き寄せ、粘土表面でイオン交換作用が起こる。この場合、液中に存在する陽イオンは遊離した水素イオンのみであるから、 H^+ イオンが粘土表面に吸着されることになる。

すなわち清純な水の浸透によるリーチング作用はある種の陽イオンで飽和されていた粘土が H^+ イオンで飽和された粘土へ移行する過程であるともいえる。

いまのところリーチングの機構が十分わかっているとはいえないが、土粒子・水系の界面を理想化した二重層モデルで考え、二重層内外におけるイオン交換現象の問題として取り扱おうと、そのメカニズムを一応説明できる。

リーチングが十分進んだ粘土はわずかに乱すだけで流動化する(超鋭敏な粘土)。このような超鋭敏な粘土をクイッククレイと呼んでいる。

クイッククレイは、乱した土の強度が極端に低くなるというだけでなく、自然堆積状態の土の強度も低く、圧縮性がきわめて高い。クイッククレイ地盤では、わずか2~3mの開削でヒービングを起こしたり、ゆるい自然斜面でも突然に地すべりを起こすことがある。通常の粘土地盤の圧密沈下に比べ、わずかの荷重増加で大きい沈下を生じ、沈下は長期にわたって継続する。

日本では、クイッククレイに遭遇する機会はほとんどないが、ノルウェーなど北欧地域やカナダの沖積地に多く、

土質工学上種々のトラブルを起こしている。

5.3.2 土の軟化, 硬化

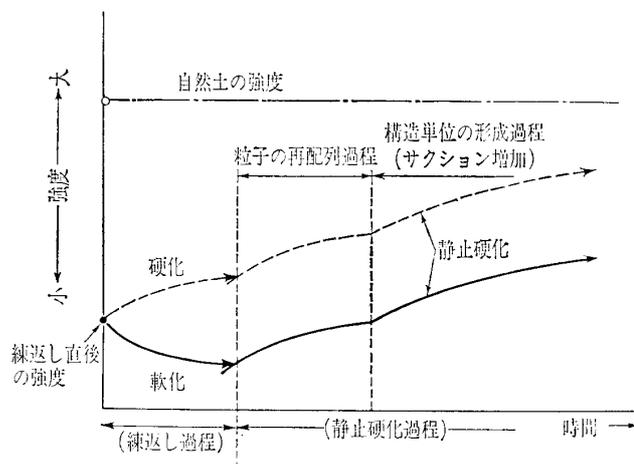
土の軟化, 硬化には、粒子間力や土粒子と水の相互作用などの物理化学的作用が時間依存性を伴って関与しており、挙動の概要は図—5.14のように模式化できる。

土を練返すと強度が減少すること(軟化)は前項で述べたが、さらに練返しを継続すると、土が一層軟化する場合と逆に硬化する場合とがある。

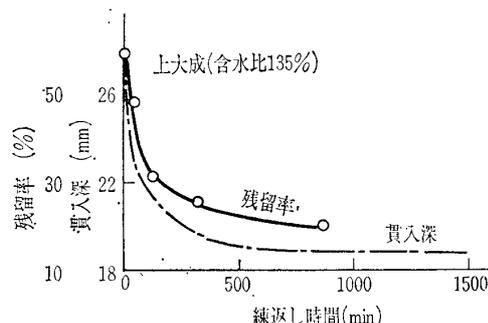
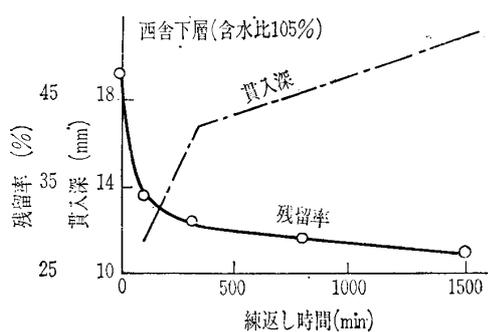
図—5.15¹⁴⁾はフォールコーン法によるコーン貫入深と練返し土の0.037mmふるい残留率の練返し時間ごとの変化を示したものである。

コーン貫入深の増加は土の軟化を、またコーン貫入深の減少は土の硬化を意味する。

練返し直後の軟化は前項で記述したように、構造破壊に起因する。さらに練返しが継続する場合に生ずる軟化は、粒子集合体内部の拘束水が自由水化することに起因し、硬化は粒子集合体の細粒化によって比表面積、粒子間力が増



図—5.14 土の軟化, 硬化の模式図



図—5.15 練返しによる土の軟化, 硬化¹⁴⁾

加し、粒子周囲の自由水が拘束されることによると考えられる。

一方、練返し土は、水分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。これを静止硬化(養生硬化)という。

この静止硬化は、練返しにより供給されたせん断エネルギーが、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の物理化学的作用を通して消散していく過程としてとらえられている¹⁵⁾。

硬化量を支配する因子としては、練返し土の初期水分、初期構造などがあげられている³⁾。

5.4 pF と透水係数

pF は土中水のエネルギー状態を表す表示法の一つであり、また土の水分保持力の指標でもある。すなわち、pF は土質の異なる土中水の量的および質の状態を比較するための共通的な指数的性質として位置づけることができる。土中水のエネルギー状態は一般に水分ポテンシャル(化学ポテンシャル)で表し、水分ポテンシャルは圧力ポテンシャル、浸透ポテンシャル、毛管ポテンシャル(マトリックポテンシャル)および温度ポテンシャルの総和である。我が国ではこれを pF で表すことが多い。この水分ポテンシャルは土粒子と土中水の間、および土粒子間に働く種々の物理化学的作用力によって大きく変化する。したがって、土中水の保持は物理化学的作用の影響を強く受けることになる。

高濃度の塩類溶液に遭遇したとき(例えば海岸近くの海水が地下水に入る深層地盤など)、土中水の保持がどうかは、不明な点も多いが、pF(水分ポテンシャル)のうち、圧力、浸透、温度の各ポテンシャルは増大し、毛管ポテンシャルは塩類溶液の影響による粒子配列ならびに、間隙構造の変化に応じて変わることが予想される。

地盤や土層の透水性の指標である透水係数は、土の間隙

構造に支配されるが、間隙構造に影響する物理化学的作用は4章で述べられている。また上述の高濃度塩類溶液下の透水係数がどうなるかは、未だ十分に解明されていない。

なお、飽和および不飽和透水係数については6章の土中水の移動で述べる。

参 考 文 献

- 1) 相馬尅之・前田 隆：火山性ローム土の初期含水比が液性限界におよぼす影響，農土論集，49，pp. 27~34，1974.
- 2) 前田 隆・相馬尅之：土のコンシステンシーに影響をおよぼす因子について，土壤の物理性，30，pp. 15~22，1974.
- 3) Yong, R.N. and Warkentin, B.P. (山崎不二夫・山内豊聡監訳)：土質工学の基礎，鹿島出版，p. 89，91~94，149，151，1972.
- 4) 葛上 久・尾崎敬司・中谷三男：比表面と液性限界の関係—細粒土の工学的性質に関与する比表面(S.S.)について(1)，農土論集，37，pp. 61~67，1971.
- 5) Bower, C.A. and Gschwend, F.B.: Ethylene Glycol Retention by Soils as a Measure of Surface Area and Interlayer Swelling, Soil Sci. Soc. Am. Proc. 16, pp. 342~345, 1952.
- 6) 山崎不二夫・竹中 肇：風乾がアッターベルグ限界に及ぼす影響，農土論集，14，pp. 46~48，1965.
- 7) 相馬尅之：初期含水比が土の液性、塑性限界に及ぼす影響—土の塑性に関する研究(1)，土壤の物理性，38，pp. 16~22，1978.
- 8) 久保田徹：火山灰土の界面化学的研究—脱水に伴う土の不可逆的凝集の現象と機構を中心として，農技研報，B28，pp. 1~74，1976.
- 9) Lambe, T.W.: Compacted Clay, Trans. Am. Soc. Civil Engrs. Vol. 125, p. 681, 1960.
- 10) 前田 隆・相馬尅之：低有機質土のコンシステンシー及びpF試験における測定上の問題点，有機質土の試験方法シンポジウム発表論文集，土質工学会，pp. 31~36，1979.
- 11) 前田 隆・相馬尅之・足立忠司・竹中 肇・堤 聡：クロボク土の物理性の特徴と問題点，農土論集，103，pp. 1~12，1983.
- 12) 前田 隆・堤 聡・相馬尅之：農地基盤としてのクロボク土の物理的特徴，農土誌，46，pp. 877~883，1978.
- 13) 浅川美利：クイッククレイ，土質工学における化学の基礎と応用，土質工学会，pp. 127~138，1978.
- 14) 相馬尅之・前田 隆・丹野義明：土の軟化および硬化におよぼす2，3の要因について，技術報告資料，16，pp. 1~8，1976.
- 15) Mitchell, J.K.: Fundamental Aspects of Thixotropy in Soils, Proc. ASCE. 86(SM3), pp. 19~52, 1960.