

土壌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*

Recent Aspect of Physico-chemical Results relating Physical and Engineering
Properties of Soils and Future Problems (especially on Volcanic Ash Soils)

Takashi MAEDA

Faculty of Agriculture, Hokkaido University

I はじめに

最初に標題に関する物理化学，土壌の物理化学，土壌の理工学性に関連する物理化学などの筆者の見解を述べついで土壌の物理化学がどのように土壌物理学と土質工学にかかわりあっているかということ論述する。

1 物理化学と土壌の物理化学

物理化学は，物質の特性についての物理学的な理論や実験方法を取り入れて，物質の構造，化学的性質，化学反応など，物理学と化学の境界領域を研究する一分野である。しかし，物理化学とよばれるものは，時代とともに変遷しており，今日では自然科学の全分野で物理学的，化学的研究が行われているので，物理化学の対象とする分野は非常に広く，他の境界領域の学問と同様に，その定義も研究方法も明確にできる現状にはないと考えられる。

物理化学は広義には土壌学の全分野に関与するが，狭義には土壌物理，土壌有機および無機成分（土壌化学），土壌鉱物および膠質複合体（粘土鉱物学）の三部門で，主として物理化学的研究が行われていると思われる。

2 土壌の理工学性に関連する物理化学

上述のように考えると，土壌の物理性，工学性に関与する物理化学は極めて広いものである。しかしここでは土壌の理工学性に関連する物理化学的研究のうち，

- 1 土粒子の結合様式に関するもの。
- 2 土粒子間力に関するもの。
- 3 土粒子の相互作用に関するもの。
- 4 粘土の物理化学的特性に関するもの。
- 5 土壌構造に関するもの。
- 6 土壌水に関するもの。
- 7 土壌の熱的性質に関するもの。
- 8 土壌のコンシステンシーに関するもの。

9 土壌の工学性に関するもの。

10 粘土・腐植複合体と土壌の物理性，工学性との関係。

11 土壌のこね返しに関するもの。

などについて取り上げ，火山灰土を中心として，得られた成果の現状と今後の問題について述べ，農耕地での実用問題についても若干触れたい。

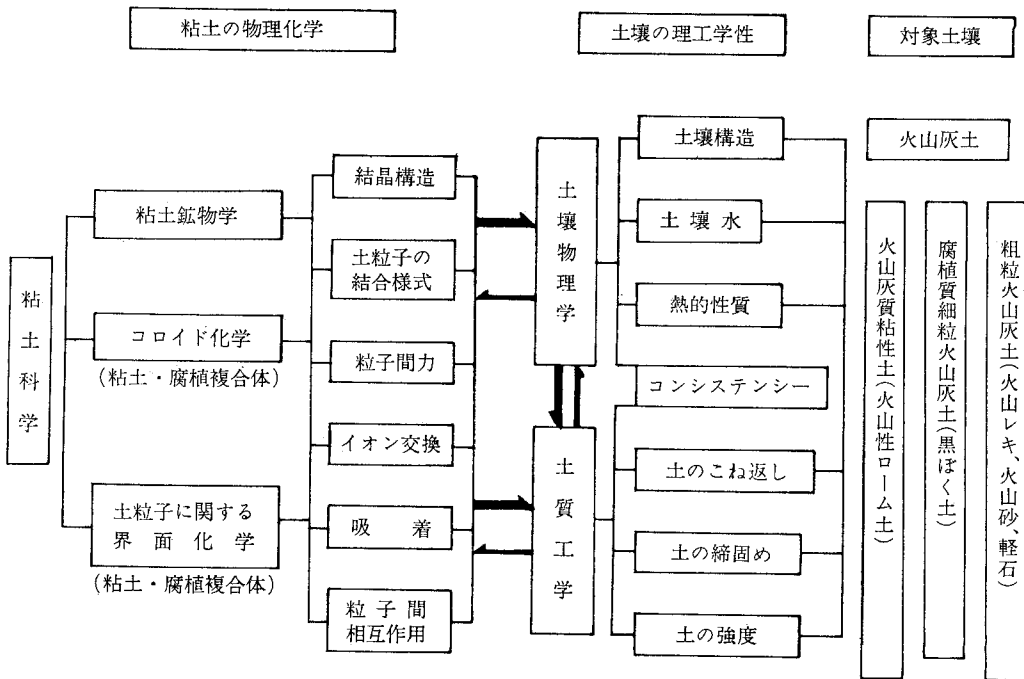
3 土壌の物理化学と土壌物理学，土質工学の相互関連性

ここで土壌の物理化学と，土壌物理学，土質工学との相互関連性について私見を述べる。これら三者の関係をフローチャートのような形で示したのが図-1である。土壌の構成粒子のうち物理化学に関与する粒子は，粘土粒子であるから，土壌の物理化学は粘土の物理化学と同義語となる。これは粘土科学に属し，図-1にかかげた三大分野の各項目を通じて，土壌物理学，土質工学にその成果が利用されている。

また土壌物理学，土質工学で得られた成果が粘土科学に利用されることもあるが，矢印の太さで示すように，土壌物理学，土質工学が粘土科学の成果を利用することの方が遙かに多い。また土壌物理学と土質工学もまたお互いにその成果を利用し合うが，応用学である土質工学が，どちらかといえば基礎学である土壌物理学を生かすことの方が多い。図-1にあげた土壌の理工学性と対象土壌は，本報で取り上げようとする項目のみをかかげたが，他の分野，他の土壌も，同じく粘土の物理化学の恩恵を受けていることはいうまでもない。

以上述べたような考え方には異論もあろうし，筆者のような物理化学の知識に乏しいものには，標題に関して総説を述べる力を持たないので，この報文では種々の誤りや，重要な項目の欠落を起こしているかもしれない。また勉強不足のため貴重な研究成果を見落しているかも

*北海道大学農学部



図一 土壌の物理化学と土壌物理学、土質工学との相互関連性

しれない。予めこれらの点をお断りし、読者諸兄の寛容と叱声をお願いしたい。

Ⅱ 対象土壌としての火山灰土

火山灰土を対象とした理由は次のようなものである。一つはスメクタイト（モンモリロナイト鉱物）、カオリナイト、ハロイサイト、メタハロイサイト（加水ハロイサイト）などの粘土鉱物が、その結晶構造、粒度などが明確にされており、吸着、イオン交換、膨潤などの水との相互作用に関する界面化学的成果が明確にされ、それらを主要粘土鉱物とする土の物理的、工学的特性は、上記のような物理化学的特性に依存することが明らかになっている。これに対し、火山灰土の主要粘土鉱物とされるアロフェンおよび他の粘土鉱物は、その長い研究史にも拘らず、最近になってやっとその粘土科学的成果に貴重な貢献や変化が見られるようになってきたからである。他の理由として筆者が火山灰土の理工学性を主として研究しており、その物理化学的成果に多少の理解を持ち、また大いにそれを勉強しなければならぬからである。

わが国に広く分布する火山灰土壌とその主要粘土鉱物であるアロフェンについては、関¹⁾、塩入²⁾以来、さまざまな分野で非常に多くの研究がなされてきた。すなわち火山灰土壌が高いpH土性やリン酸固定能、腐植を集積する性質、低い養分保持力などの性質を持ち、沖積土壌や非火山灰土壌とその理化学性が著しく異なり、これらは火山灰土の主要粘土鉱物であるアロフェンに起因す

ることが明らかにされてきている。また理工学性に関しても、風乾による不可逆的脱水や粗粒化、自然含水比が高いが、非自由水分も多いこと、特異な土壌構造に起因する透水性や締固め特性の特異性、土のこね返しによる土工の困難性など多くの貴重な成果が得られた。次に粘土科学の面からは、近年の機器分析の進歩と相俟って、火山灰土壌粘土の構造や生成に関してさまざまな成果が得られ、またイオン吸着性や界面化学などの物理化学的研究にも貴重な成果があげられてきた。

火山灰土壌は、火山灰質粘性土（火山性ローム土）、腐植質細粒火山灰土（黒ぼく土）および粗粒火山灰土（火山レキ、火山砂、軽石）のように大別され、これらが単一層または累層状態で存在する。シラスも粗粒火山灰土に属するが、本報では紙面の関係で省略した。また関東ロームで新しい火山灰層がアロフェンを主要粘土鉱物とするのに対し、古い火山灰層はメタハロイサイトを主体とすることが明らかにされたように、一般に新しい火山灰から古い火山灰への粘土化に一連の風化系列が認められている。それゆえ、一口に火山灰土といっても、降灰年代、堆積環境などを反映したこの風化程度、粘土化の進行と、火山灰土の種類の違いが、その粘土科学的性質、化学性、物理的および工学的性質に相違をもたらす主要な原因となっている。

本報では紙面の都合でこれらの細部にわたって述べる余裕はないので、最初に火山灰土の粘土科学的成果につ

いて触れ、ついで火山灰土の種類別にみたその理工学性と物理化学的成果の関連性を中心として論及する。

Ⅲ 火山灰土の粘土科学における成果

ここでは火山灰土の理工学性に関連すると思われる主要な粘土科学的成果のみをとり上げる。

1 アロフェンの構造と比表面積

Ross & Kerr⁹⁾が「アロフェンは定まった原子配列または化学組成を持たず、ケイ酸、アルミナ、水および少量の塩基からなる相互溶解状態物質である」と定義して以来、アロフェンはX線に対して非晶質であり、電子顕微鏡によって不定形の粒子が観察されることから、一定の構造および形態を示さないと考えられていた。しかし近年になってアロフェンは、ある一定の構造を持つという見解が支配的になりつつある。

すなわち Birrell & Fieldes⁵⁾がニュージーランドのアロフェン試料の電子顕微鏡写真で直径50Åまたはそれ以下の粒子の存在を認め、江川と渡辺⁶⁾は電子顕微鏡観察によって、アロフェンは「ブドウの房」状の直径約10μの大きさの粒団からなり、それが数多くの細孔と大きな表面積を持ち、アロフェンの特異的な物理的・化学的諸性質発現の要因となっていると報告した。しかし近年、北

川⁷⁾および和田⁸⁾、逸見ら⁹⁾によって、アロフェンの最も基本的な構造単位は、直径35~55Å、壁の厚さ7~8Åの中空球状粒子であり、これらが集合体を形成していることが報告され、和田ら¹⁰⁾はアロフェンの基本構造単位を図-2のように無数の微細孔隙を有する中空球状粒子であることを決定した。なお球の内部にも、水分子の出入の可能なことが、重水を用いた実験で和田¹¹⁾ Russell¹²⁾によって確かめられている。そして北川¹²⁾はこれらアロフェンの基本単位の集合体としての微細粒団を図-3のように描いた。この説明は土壤構造の項で述べる。

なおアロフェンの近辺粘土鉱物のイモゴライドの同定および構造は吉永ら¹³⁾、和田ら¹⁴⁾によって、長さ数μ、直径100~300Åの繊維よりなり、この繊維はさらにほぼ平行に配列した外径20Å、内径10Åの中空管状粒子より構成されていると報告され、和田¹¹⁾、Russell¹⁵⁾によって管内に水の出入可能なことが明確にされた。

なおアロフェンの基本単位粒子の大きさが、他の粘土鉱物に比べていかに小さいかは表-1²²⁾をみれば理解で

表-1 粘土鉱物の種類と大きさ²²⁾
(ただしアロフェン⁷⁾¹⁰⁾、イモゴライト¹³⁾¹⁴⁾)

粘土鉱物の種類	分散状態における単位粒子の大きさ
アロフェン	中空球状、孔隙3Å以上 外径：35~55Å 壁の厚さ：7~8Å
イモゴライト	中空管状 長さ：100~300Å 管の外径：20Å、内径10Å
カオリナイト	六角板状 大きさ：500~20000Å 厚さ：100Å
メタハロイサイト	中空管状 長さ：十数Å 外径：400~2000Å
ハロイサイト	中空管状 長さ、外径：不定
モンモリロナイト	板状 大きさ：200~2000Å 厚さ：20Å
パーミキュライト	板状 大きさ：20000Å以下 厚さ：数十Å以上
イライト	板状 大きさ：1000~10000Å 厚さ：30Å

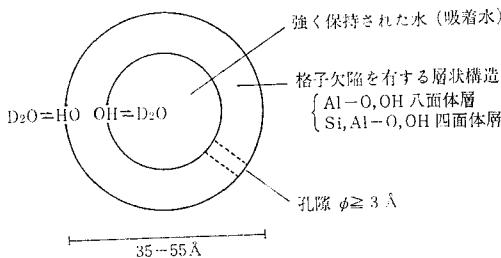


図-2 アロフェンの基本単位粒子の構造¹⁰⁾

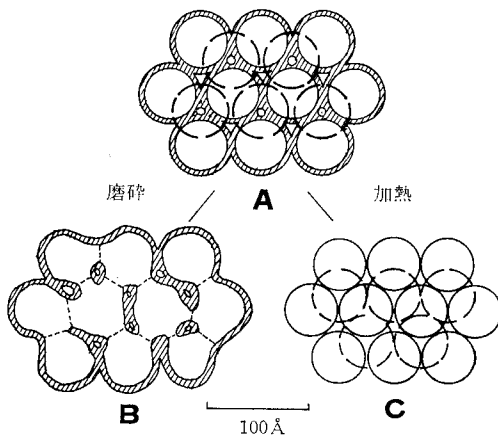


図-3 アロフェンの微細形態モデル、(A)室温風乾物、(B)磨砕処理物、(C)110°C乾燥処理物 (北川)¹²⁾

きよう。

次にアロフェンの比表面積について述べる。竹中¹⁶⁾は関東ロームの吸着表面積を測定し、320~380^{m²/g}の値を提出したが、これは最近久保田¹⁷⁾¹⁸⁾によって測定された鹿沼土アロフェンの値とほぼ同様である。また飯村¹⁹⁾²⁰⁾はアロフェンから合成したシリカゲルの表面積として274^{m²/g}、鹿沼土、味噌土の60~300℃で除去される水の占有面積を520^{m²/g}であると報告し、北川⁷⁾はアロフェンの風乾試料での比表面積600^{m²/g}が磨砕処理により440^{m²/g}、110℃炉乾で380^{m²/g}に変化するとしている。しかし藤原²¹⁾は南九州の黒ぼく、アカホヤの比表面積として107~180^{m²/g}のやや小さい値を提出している。

いずれにしても、吸着比表面積測定でアロフェンの生土を用いた場合でも、測定中に試料が風乾状態に変化しアロフェンの構造も変化するため、アロフェンの生土状態ではもっと大きい比表面積をもつと思われる。しかしこれらを総括して、アロフェンの外比表面積が、他の粘土鉱物に比べて、いかに大きい値をもっているかが判ろう(表-2)¹⁷⁾。これは上述のアロフェンの基本単位粒子が他の粘土鉱物に比べて微細であることおよび単位粒子の無数の孔隙から水の出入可能なことを反映しているからである(図-2)。またアロフェンの近辺粘土鉱物であるイモゴライトの比表面積は、江頭²²⁾により、エチレングリコール吸着で900~1,100^{m²/g}と示され、アロフェンの700~900^{m²/g}より大きい。なお黒ぼく土や粗粒火山灰土の比表面積については、土壌構造のところで触れる。

表-2 粘土の外比表面積 (1976久保田)

試料	主要粘土鉱物	外比表面積
指宿カオリン	カオリン	5.7 ^{m²/g}
国峰ベントナイト	モンモリロナイト	83.8
鹿沼土アロフェン	アロフェン	328.0

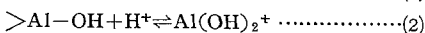
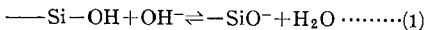
2 アロフェンの界面化学的特性

(1) アロフェンの電気化学的特性と分散

岩田²⁴⁾は飯村¹⁹⁾と和田¹¹⁾などによって得られた貴重な成果を次のようにまとめている。

火山灰質粘性土の物理・化学的性質と関連して重要な事実は、アロフェンの中のSi, Alが、結合OHを表面に露出させている点である。

なおこのOHは、水の中で次の反応によって解離し、アロフェンは、両性コロイドとして機能する。



すなわちpHが高くなるとOH⁻の濃度が増大するので、

(1)式の反応が進み、アロフェンは陰性コロイドとしての性格をもつ。逆にpHが低下すると、H⁺の濃度が高まり(2)式の反応が優位となり、アロフェンは陽性コロイドとして振舞う。なおアロフェンの等電点(負荷電と正荷電が量的に等しくなる点)は、pH6~7の範囲にある。

なお山根²⁵⁾が吉田²⁶⁾、青峰²⁷⁾、逸見ら⁹⁾の成果をもとに作成した負荷電の種類および粘土の種類別にみたCEC(陽イオン交換容量)と荷電の種類は表-3、4の通りで、アロフェンと腐植が他の粘土鉱物と比較して、負荷電の種類も異なり、CECも大きいことが判ろう。

表-3 荷電の種類

種類	マイナス荷電の起源	選択性	pHの変化に対して
永久荷電 i-charge	2:1型粘土鉱物の同型置換によるもの	NH ₄ ⁺ とK ⁺ を選択的に吸着2:1型に特有	pHにかかわらず同じ
附加的荷電 o-charge	腐植、アロフェン/粘土のこわれた部分にあらわれるHによるもの	選択性がなくイオン交換樹脂と同じ	高pHになると荷電がふえる

表-4 粘土と腐植のマイナス荷電

種類	結晶性	CEC※	荷電の種類
カオリン	1:1型結晶	3~15	o-charge
メタハロイサイト		5~10	
ハロイサイト		20~30	
イライト	2:1型結晶	10~40	i-charge と o-charge
パーミキュライト		100~150	
モンモリロナイト		80~150	
アロフェン	非晶質	30~200	o-charge
腐植酸		200~600	

※腸イオン交換容量、すなわちマイナス荷電の数である。通常pH7で測定する。

火山灰土の粒度分析を行う場合、一次粒子の分散が容易に得られないが、これはアロフェンが上述のように両性コロイドであり、表面荷電密度が小さいためである。多田²⁸⁾は関東ロームの分散がIN塩酸を加えてpH2.0~4.0の酸性側で良分散を得ることを報告したが、久保田¹⁷⁾はpH2~12の酸性からアルカリ性にわたって関東ロームの分散性を調べ、やはりpH2~4の酸性側で良分散をうるとしている。前田²⁹⁾³⁰⁾は西インド諸島と北海道の火山灰土についてその分散性を測定したが、酸性分散するものが多いが、時にはアルカリ性で良分散するものがあることを報告した。これらの結果を総合するとアロフェンは、他の粘土鉱物が陰性コロイドであるのに対し、両性コロイドであるが、陽性コロイドの性格が強いと結論できる。

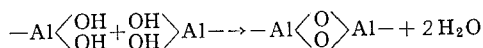
なお大羽・弘法^{31) 32)}は超音波処理により pH の調整にかかわりなく、火山灰土は良分散し、酸性分散よりも粘土含量の増大をみることを報告し、馬場³³⁾もまた同様の結果を得ているが、アロフェンの構造が集合体であり、この集合体が行動単位となって多くの特異的性質を発現しているのであるから、超音波処理によりこの集合体の破壊をまねかないようにすることが必要である。久保田¹⁷⁾はこの粘土集合体の特性を解明している。なお粒度分析の意義は、細粒土の物理性、工学性に関しては、最近はその重要性がうすれ、むしろコンシステンシー測定に重きをおくようになり³⁴⁾、火山灰土ではとくにその傾向が強い³⁵⁾。

(2) アロフェンと水の相互作用および風乾による不可逆的凝集

アロフェンの上記の構造および電気化学的特性を反映して、アロフェンと水分子の相互作用には大きな特徴がある。久保田¹⁷⁾はアロフェンの吸着実験から、第1層吸着水は AlOH 群との配位結合、水素結合による表面化合物の水であり、第2層以下の水は凝縮しているのみで結合力は弱く、アロフェンの大部分の表面は拡散二重層を発達させ得ないと述べている。しかし飯村¹⁹⁾はアロフェンのイオン交換の研究から、陽イオン吸着はアロフェン表面の SiOH 基からの H⁺の解離にもとづくものであり、アロフェンの陽イオン交換容量は 100meq/100g のオーダーの大きさに達することを認めている。

また Wells ら³⁶⁾は、アロフェンの微細孔隙の水は、水分子同志またはアロフェンと強い水素結合をしているとした。いずれにしても、粘土の水蒸気第1層吸着量はコンシステンシーと密接な関係を持っているから、アロフェンの第1層吸着水が強く結合していることは重要な事実である。これは飯村²⁰⁾の 110℃ 炉乾による吸着水の残存試験で、カオリナイト、ハロイサイト、モンモリロナイトでは 110℃ 炉乾で吸着水が全量なくなるのに対し、アロフェン、ギブサイトでは一部残存することでも確かめられている。

また久保田¹⁷⁾は、アロフェンの風乾による不可逆的凝集が、アロフェン表面の多量の AlOH 基に起因すると報告し、風乾による pF 4.2 以上の高 pF 値の水の脱水に伴い、次の変化が生じて、不可逆的な安定した凝集体が生ずるとした。



なお風乾による不可逆的脱水については土壤水の項で触れる。

(3) アロフェンの腐植集積作用

火山灰に由来する黒ぼく土でもアロフェンの存在が認められないことがあり³⁷⁾、また東海地方の黒ぼく土は非

火山性であるとされている³⁸⁾。しかしアロフェンが長い年代の後にメタハロイサイトに変化するとの考えに立てば、これらの土壤もかつてはアロフェン、イロゴライトを含有していたのではないかと思われる。そして黒ぼく土が多量の腐植を集積している原因としては従来からアロフェンの活性 Al の存在が強調されているが、多量の腐植の供給源としては、山根³⁹⁾はススキのような長草型草本であろうとしている。

和田⁴⁰⁾は腐植はアロフェンと結合し、あるいはアロフェンに由来する Al, Fe と結合して難溶性の塩の形で存在する可能性が大きいとし、和田ら⁴¹⁾、井上ら^{42) 43)}はアロフェンの腐植吸収能も大きいことが、イモゴライトのそれはアロフェンよりなお大きいことを示し、腐植がイモゴライトの管状構造、アロフェンの中空球状構造の中に入り込む様相を示した⁴⁴⁾。

いずれにしても腐植はアロフェンやイモゴライトの構造内にとり込まれるだけでなく、アロフェン集合体の間隙に集積し、更にアロフェン集合体を被膜するような形で、この集合体同志を結合していると考えられる⁴⁵⁾ (図-4)。

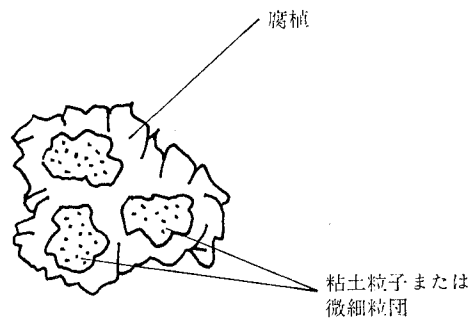


図-4 粘土・腐植複合体のモデル

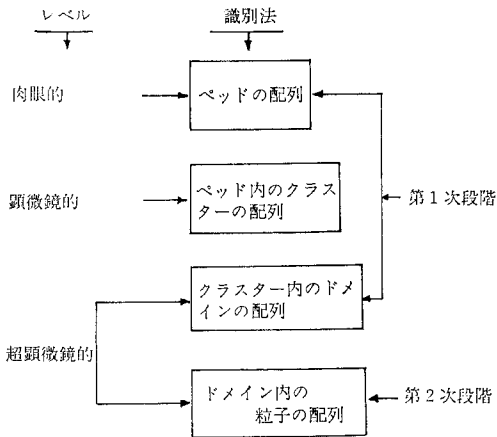
以上、アロフェンの構造、粒子の結合様式、粒子間力、土粒子と水の相互作用、イオン交換、吸着などの物理化学的特性について簡単に概説した。

IV 火山灰土の理工学性とその物理化学的解釈

1 火山灰土の土壤構造

(1) 火山灰質粘性土

土壤構造は従来、粒団の形状と大小により分類されてきたが、粒団内における粒子配列と粒子の集合密度についても十分考慮する必要があり、最近ではペッド (ped)、クラスター (cluster)、ドメイン (domain) という分類⁴⁶⁾が行われ、肉眼レベルから電子顕微鏡レベルに至る一連のつながりがある (図-5)。ここで筆者は粒子集合体としてのアグリゲート (aggregate) を粒団とよび、球状粒子集合体を固粒として区別する。



図一五 段階的ファブリーク系の説明模式図⁴⁰⁾

またベッドを粒団、クラスターを小粒団、ドメインを微細粒団と名付けるが、アロフェンの場合、図一三の集合体が微細粒団で、これについて北川¹²⁾は次のように説明している。図一三は「電子顕微鏡写真から見て、アロフェンの単位粒子が中空の球形をなし、それがマイクロアグリゲート（微粒粒団）中で最密充填していると仮定して組立てたモデルである。図一三のうちAは通常の風乾状態、Bは磨砕処理物、Cは110℃加熱処理物を示している。AとBで粒子の周囲に斜線で示した部分は吸着水を示し、それは吸着水の含量などから1層の水分子層からなっていると考えられた。磨砕および加熱処理によって単位粒子が相互に結合する様子は図示したとおりである。さて未処理試料において微細粒団中で直径約55Åの単位粒子が最密充填していると仮定した場合、粒子間には大小2種類の間隙が生じ、それらの大きさはそれぞれ径約23Åと12Åである。このアロフェンの微細形態モデルは、アロフェンの特異的な分散、脱水吸水間のヒステリシス、表面積が大きいなどの現象を定性的によく説明できる。しかしこれらは風乾、加熱や磨砕処理後のアロフェン集合体モデルであり、前述の風乾による不可逆的凝集が起っており、筆者は自然状態の試料では、和田¹⁰⁾が確定したように単位粒子がもっと多数の微細孔隙をもち、それら単位粒子がゆるく結合して集合体（微細粒団）を作り、集合体内の間隙量はもっと多いものと想定している。いずれにしてもこれらの微細粒団が行動単位となって物理化学性のみならず理工学性の特異性の支配因子となっていることを再び強調したい。そしてこの微細粒団が集合して小粒団、小粒団が集合して肉眼で見られる粒団を形成している。したがって火山灰質粘性土では微細粒団内外の間隙量が非常に多く、その大きさは微小なものであり、それらが集合した小粒団および粒団内外の間隙量も多い。

これが火山灰質粘性土の間隙量が80%にも達する理由である。なお藤原²¹⁾は南九州のアカホヤの微細間隙（50Å以下）が非常に多く、黒ぼくは微細間隙が少ないと報告したが、N₂吸着では試料を300℃炉乾するので、黒ぼくの腐植が焼失したり変質したりして、黒ぼくのN₂吸着が異常に小さくなると思われ、実際には黒ぼくは粗大間隙も微細間隙もともに多量に有していると考えられる。

間隙構造は、粒団の大きさや安定性によっても規制されるが、土壌の物理化学性および理工学性を考える場合に重要な因子であり、Warkenton⁴⁷⁾は、土壌構造の大きさと、それらの間隙および間隙の機能を表一五のように分類したが、今後は土壌構造を粒団構造と間隙構造の両者だけでなく、それらの機能をも考えて研究していく必要がある。

表一五 The sizes of structure units or voids of importance in soils (土壌にとって重要な構造単位または間隙の大きさ)

Size (大きさ)	Name (間隙の名称)	Processes (過程と作用力)
10 —100 A	Intergrain (粒子間)	Particle forces (粒子間力)
100 —1000 A	Interdomain (微細粒団間)	Particle forces (粒子間力)
0.1 —10 u	Intercluster (小粒団間)	available water (有効水分)
0.01—0.1 mm	Interped (粒団間)	fluxes (水分移動)
0.1 —1 mm	Interped (粒子間)	cracks (亀裂)

さて関東ロームの表土で固粒構造が発達するのは⁴⁸⁾、表土が腐植の多い黒ぼく土（次項で解説）であって、乾湿の履歴や耕耘の影響を受けて、徐々に久保田¹⁷⁾による不可逆的凝集を起して粒団が発達してきたためであり、心土が壁状構造であるのは⁴⁸⁾、構造発達程度が弱いだけであって、粒団、小粒団および微細粒団はそれぞれ肉眼では見え難くても、存在している筈である。

(2) 黒ぼく土の土壌構造

既に腐植の集積作用で述べたような理由で、火山灰土の表層は、多量の腐植をもつ黒ぼく土が多い。また北海道や南九州ではかつて表土であった黒ぼく土が埋没層として粗粒火山灰土や火山灰質粘性土と累層状態で存在する。黒ぼく土の構造モデルは既に図一四で示したが、腐植そのものまたは粘土・腐植複合体の構造は未だ明確にされていない。しかし多分腐植は海绵状の微細間隙に富む被膜コロイドとしてアロフェンやイモゴライトの微細

粒団をおおって粘土・腐植複合体を形成していると考えられる。この粒団の形態は粒子間力の釣合い状態からみて、力学的強度が最も強く安定した形は球状であるので、粘土・腐植複合体としての黒ぼく土の構造が団粒構造をとると思われ、事実多くの黒ぼく土では団粒構造が発達している。しかし古畑⁴⁹⁾は、北海道十勝地方の黒ぼく土の耐水性団粒を測定し、母材の違いにより団粒量に大きな差異があり、すべての黒ぼく土が団粒構造が発達しているとはいえないことを示した。

Spycher⁵⁰⁾⁵¹⁾らは火山灰土の団粒を密度の違いによって区分し、団粒の密度が異なると、腐植含有量、窒素、非晶質酸化物の含有量に大きな差異があることを示した(表-6)。表-6によれば、団粒密度の高いものすなわち団粒を構成する粒子の集合数が多いものほど腐植含量も少く、非晶質酸化物も少ないが、団粒密度1.9以下のものは腐植および非晶質酸化物が多い。このことは逆に腐植が非晶質酸化物とともにアロフェン微細粒団を結合し、多孔質の粘土・腐植複合体を作ること示しているといえる。

表-6 Properties of mineral-organic particles separated from soil on the basis of density (Spycher, 1977)

(密度をもとにして土壤から分離された粘土・腐植複合体の性質)

Density (密度)	Organic (腐植含有量)	Nitrogen (窒素含有量)	Amorphous Oxides (非晶質酸化物)	
			Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %
g/cm ³	C%	%		
—1.7	24	2.3	13.4	20.4
1.7—1.8	36	1.7	15.1	16.0
1.8—1.9	30	1.4	17.7	8.5
1.9—	11	0.8	12.1	6.1

一方、長田⁵²⁾、新垣⁵³⁾は非火山性とされる東海地方の黒ぼく土について、団粒の粒径区分により含水比、乾燥密度、三相分布に差異があることを示したが、団粒の粒径別による腐植含有量の差異はほとんどないとした。今後はSpycherが示唆したように、土壤構造を考える場合、黒ぼく土の団粒のみならず、火山灰質粘性土でも、粒団の密度別による化学性、物理性および工学的性の差異を追求する必要がある。

黒ぼく土の比表面積は、主要な構成粘土粒子であるアロフェンの比表面積が大きい上に、腐植の比面積もまた非常に大きい⁵⁴⁾ために、火山灰質粘性土より大きいと思われる。またアロフェンが上述したように微細間隙が大きいし、腐植もまた多孔質な粘土・腐植複合体として存在するため、黒ぼく土は団粒間の粗大間隙量が多いだけ

でなく、団粒、小団粒および微細団粒内の微細間隙も多いと思われる。

(3) 粗粒火山灰土の土壤構造

佐々木⁵⁵⁾は以前に未風化軽石の孔隙モデルを示し、閉鎖、活性、一次活性および二次活性孔隙の測定法および測定値を提出したが、前田⁵⁶⁾⁵⁷⁾はその後の約10年におわたる粗粒火山灰土の表面物性的および理工学的研究を通じて軽石のモデルを未風化軽石と風化軽石の二種に

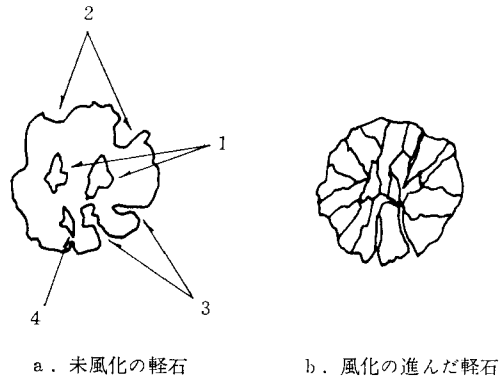


図-6 軽石の孔隙モデル

(1;閉鎖孔隙 2;活性孔隙, 3;半活性孔隙, 4;二次活性孔隙)

分類した。それを図-6に示す。すなわち未風化の軽石は、①閉鎖孔隙(軽石の中に存在し外界と続いていない孔隙)、②活性孔隙(粒子の外面に存在し水の出入が容易な孔隙)、③半活性孔隙(粒子の外界にあるが水の出入は②よりも孔隙直径が細いという理由から制約を受けるもの)、④二次活性孔隙(①のように軽石中に閉じこめられた孔隙であるが薄膜をもって②または③と接し、僅かな圧の加減操作で両者の間に連絡通路が生ずるもの)からなり、これらは図-6-aに示したが、母材、噴出年代などの相違によりそれらの量や質を異にするが、③④は量的に微量であり、風化が進むにつれて増加するものと思われる。しかし風化の進んだ軽石は、図-6-bに示すように、すべての孔隙が連通し、外部と連絡するようになる。

粗粒火山灰土には軽石のみでなく、砂の粒径部分には多量の重鉱物が含まれるものがあるが、2mm以上の粒径では軽石がほとんどを占め、軽石が表面特性や理工学性を支配する。軽石の比表面積は風化の進んだものでは600 m²/gにも達し、未風化のものは10m²/gのオーダーである⁶³⁾。また閉鎖孔隙量は風化の進んだものではほとんどなく、未風化のものでは軽石粒子全体積にしめる割合が10~30%にも達する⁵⁵⁾⁶⁴⁾。

2 火山灰土の土壌水と土壌構造の関連

(1) 保水性と土壌構造

関東ロームの保水性が大きいことが美園・寺沢ら⁶⁶⁾によって示されて以来、竹中ら^{67) 68)}によって更に詳しく説明された。すなわち自由水 (pF4.2以下の低pF値の水) は図-7のようなくびれのある孔隙内に保持され、くびれの部分の大きさによって支配されていて、粒子との相互作用も弱い。関東ロームはこの自由水だけではなく、非自由水 (pF4.2以上の高pF値の水) も非常に多く、これは上述のⅣ-1-(1)で説明したように、アロフェンの微細粒団内外に存在する多量の水が高pFの力を受けても脱水できないことを示している。このように高pF値の多量の水の存在は、植物の有効水分が比較的少ないことを示している。



図-7 火山灰質粘性土の間隙モデル (岩田²⁴⁾が竹中ら⁶⁷⁾の図を模式化したもの)

黒ぼく土では図-4およびⅣ-1-(2)の土壌構造から判るように、自由水および非自由水がともに非常に多い^{66) 69)}。竹中ら^{69) 70)}、前田ら⁴⁵⁾は腐植含有量の多い黒ぼくほど、保水性も高いことを明確にしたが、前田ら⁷¹⁾は有効水分量は、腐植含有量が增大しても、ほとんど増大しないことを示した。これは腐植含有量の増大につれて、低pF値の水も高pF値の水もともに増大するためである。これらは腐植の保水機能がアロフェンの保水機能との相乗作用により高まっていることを表している。また前田ら^{45) 71)}は原土からH₂O₂処理により腐植を除去した土と原土との保水性の違いから、腐植の保水機能の高さを証明した。粗粒火山灰土の保水性は、それが未風化であるか否かによって大きく異なる。図-8⁶⁵⁾は未風化の駒ヶ岳dと風化の進んだ樽前dの保水性を示したものであるが、図-6の土壌構造からも判るように、風化の進んだ軽石は粒子内に多量の水を保持し、しかも軽石以外の鉱物も風化が進んで粒子間隙もくずれ細くなり、この粒子間隙にも多量の水を保持できるのに対し、未風化のものは粒子自体に水をほとんど持たず、粒子間隙も大きくて、水を保持できないからである。

軽石の吸着水量は風化の進んだものでは非常に多く、未風化のものでは少ない (図-9)。また粒径別では風化の進んだ粗粒火山灰土でも0.84~0.42mm部分の吸着水量が少なく、この部分に未風化の重鉱物が残存している

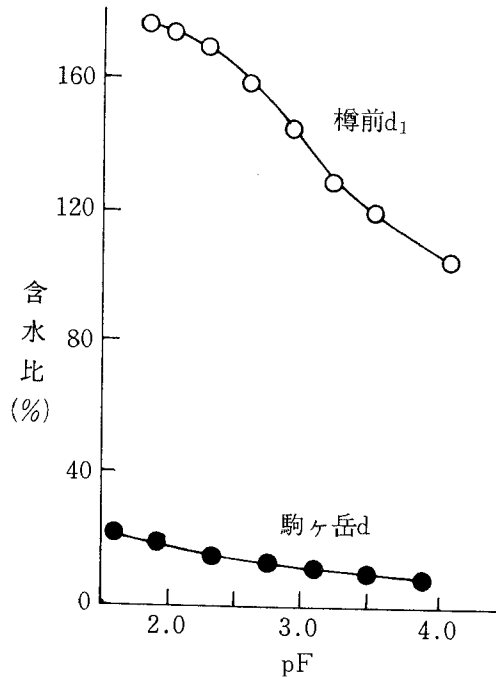


図-8 乱さない軽石層の水分保持曲線

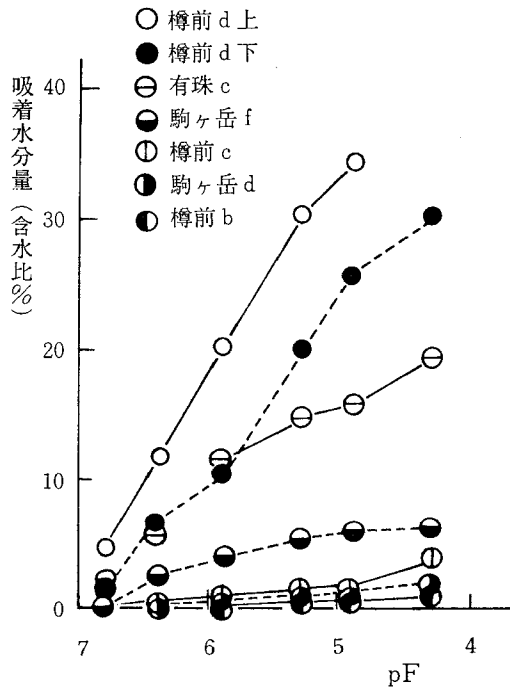


図-9 軽石の吸着水分 (9.52~19.1mmの軽石)

(図-10)。重液分離によって選別した鉱物別の吸着水量は、風化の進んだ粗粒火山灰土の軽石のそれが、長石、輝石、岩片類の10倍から20倍に達するのに対し、未風化

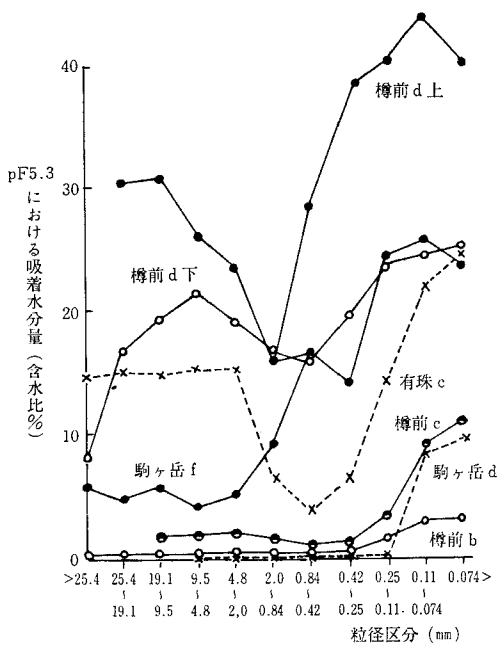


図-10 粗粒火山灰土の吸着水分

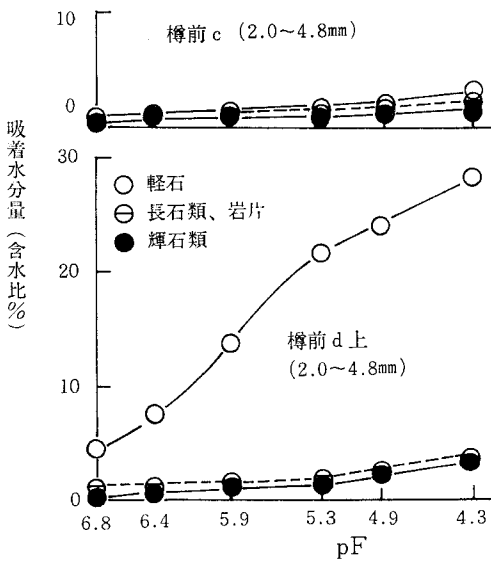


図-11 鉱物別吸着水分量の一例

の粗粒火山灰土では、吸着水量は軽石も他の重鉱物もほとんど同じように少ない(図-11)。

(2) 透水性と土壌構造

田淵ら⁷²⁾⁷³⁾は関東ロームの表土と心土の透水性を調査し、それらが $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/secのオーダーで透水性の良好なことを示し、表土では団粒間隙が、心土では壁状構造の中に発達した安定な管状間隙が透水性を支配する

とした。これらの間隙構造は田淵⁴³⁾の土壌薄片の顕微鏡による研究で証明されている。

黒ぼく土は団粒構造が発達しているのに、その透水性は良好で $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/secのオーダーを示す⁷³⁾⁷⁴⁾。

粗粒火山灰土の透水性の測定は、田淵ら⁷²⁾⁷³⁾、前田ら⁵⁰⁾を除いてほとんどなされていないものと思われるが、未風化のものでは 10^{-2} cm/secより大きく、風化が進むにつれて透水性が低下していくものと考えられる。

(3) 風乾による土壌水と土壌構造の変化

火山灰質粘性土を風乾すると、保水性が非可逆的に減少することを美園⁶⁰⁾が示して以来(表-7)、この現象は非自由水(拘束水)の非可逆的脱水⁶⁰⁾⁶⁷⁾、粒子の粗粒化⁷⁵⁾⁷⁶⁾⁷⁷⁾などによって起こるとされて来たが、■-2-1(2)で示した久保田¹⁷⁾の界面化学的研究によって得られたAlOH基にもとづく不可逆的凝集体の形成の研究が、この風乾作用を決定的に証明できる(表-8)。すなわち風乾処理により、図-7のくびれ状の孔隙内の水が脱

表-7 西ヶ原火山灰土壌の生土・風乾土水分 (1953美園・寺沢等)

処理	pF		
	2.0~4.2	4.2~5.5	5.5~7.0
下層土			
生土	43.3%	47.5%	25.2%
風乾土	27.7	10.3	21.8

表-8 乾燥および超音波処理による粒径の変化(注)(大沼土壌B₂層, 1976久保田)

処理	粘土	微砂	細砂	粗砂
生土	31.0%	35.6%	19.6%	12.8%
風乾	5.2	5.8	7.7	80.3
超音波処理	55.9	33.6	8.8	0.7

(注) 生土、風乾に対しては、0.02NHCl 処理による分散法を用いた。

水した後、先に述べたアロフェンの微細粒団内外の水が脱水し、不可逆的凝集体が形成され、粒団配列が密状態に変化し、粗間隙を減じて低pF値の水が減少してしまうとともに、アロフェン微細粒団の不可逆的結合により、微細粒団内外の水の侵入しうる微細間隙が減るのである。前田ら²⁰⁾⁷⁸⁾は原土と乾燥処理した土のpF~水分曲線から間隙の大きさの分布を計算し(表-9)、乾燥の程度が大きくなるに従い、粗間隙量が増大し、微細間隙量が減少することを示した。

また飯村²⁰⁾はアロフェンは60℃炉乾で残留する水分が他の粘土鉱物より異常に多いことを示したが(表10)、前田ら²⁰⁾³⁰⁾もアロフェン量の多い土ほど風乾土の含水比

表-9 火山灰質粘性土の孔隙分布 (%)

孔隙直径(μ)		>300 μ (>pF1.0)	300-95 μ (pF1.0-1.5)	95-30 μ (pF1.5-2.0)	30-9.5 μ (pF2.0-2.5)	9.5-1.7 μ (pF2.5-3.2)	1.7-0.19 μ (pF3.2-4.2)	<0.19 μ (<pF4.2)
ドミニカ表土 乾燥密度0.65 に充填したサ ンプル	生 土	8.0	5.0	8.0	7.0	6.0	5.0	61.0
	凍結乾燥土	9.0	7.0	10.0	9.0	10.0	10.0	45.0
	風 乾 土	25.0	8.0	8.0	7.0	7.0	6.0	39.0
	炉 乾 土	28.0	8.0	9.0	8.0	8.0	7.0	32.0
ドミニカ表土 乾燥密度1.00 に充填したサ ンプル	生 土	4.0	2.0	3.0	4.0	7.0	10.0	70.0
	凍結乾燥土	4.0	2.5	3.5	6.0	19.0	17.0	51.0
	風 乾 土	7.0	2.5	4.5	10.0	11.0	12.0	49.0
	炉 乾 土	6.0	4.0	17.5	11.5	12.0	8.0	41.0
芽室心土 乾燥密度0.65 に充填したサ ンプル	生 土	3.5	4.5	17.0	11.5	13.0	6.5	44.0
	風 乾 土	5.0	5.0	30.0	14.0	7.0	5.0	34.0
	炉 乾 土	4.5	5.5	30.5	15.5	9.0	3.0	33.0
芽室心土 乾燥密度1.0 に充填したサ ンプル	生 土	6.5	5.0	6.5	7.5	8.0	6.5	58.5
	風 乾 土	6.5	3.5	8.0	12.0	15.0	12.0	43.0
	炉 乾 土	6.5	3.5	8.0	13.0	21.0	9.0	39.0

(注) 1. 水分量を飽和度で表わしたpF-水分曲線から計算した。
2. 乾燥密度0.65のサンプルは自然状態に近く、1.0のサンプルは油圧充填機で強制的に最密充填したものである。

表-10 60~300℃で除去される粘土の水分含量とその占有面積

粘 土	脱水量 %	面 積 m ² /g
モンモリロナイト (Wyoming Bentnite)	0.97	30
カオリナイト (Georgia Kaolin)	0.72	21
ハロイサイト (沼野井)	2.90	87
アロフェン (鹿沼土, 味噌土)	17.0	520

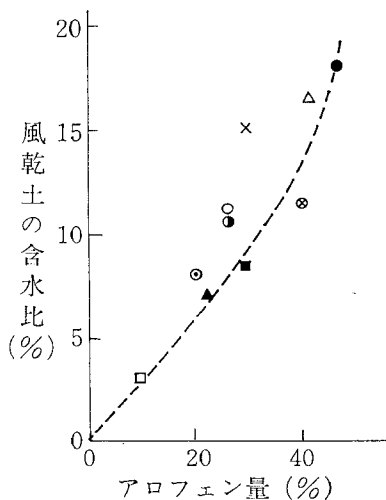


図-12 風乾土の水分量とアロフェン量の関係

が高いことを示した(図-12)。この現象もアロフェンの微細粒団構造および第1層吸着水の強結合状態から説明できる。

なお足立ら⁷⁰⁾は風乾処理の程度を変えて関東ロームの保水性を調査し、受ける乾燥程度が大きいほど保水性の低下も著しいことを示し、前田ら²⁰⁾⁷⁸⁾もまた生土、凍結乾燥、風乾、炉乾土の保水性を測定し、保水性がこの順序で低下することを示した。

黒ぼくは、その土壌構造から考えて、風乾による不可逆的脱水と不可逆的凝集体の形成が著しく起こると思われ、風乾による保水性の低下は著しい⁷⁰⁾⁴⁵⁾¹⁷²⁾。

粗粒火山灰土でも炉乾による軽石の構造変化が生じ

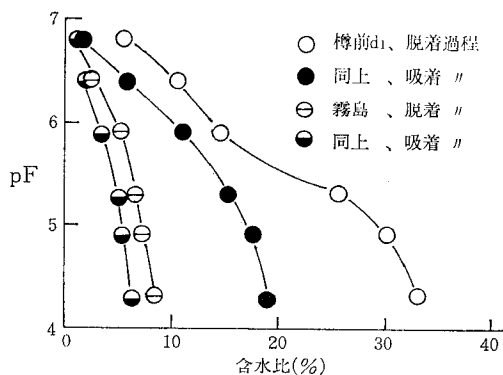


図-13 炉乾燥処理(110℃)による吸着水分の変化(粒径5~7mm)

る。すなわち前田ら⁶⁴⁾⁶⁵⁾は吸着水分量の調査により、未風化軽石では炉乾による構造変化はほとんどないが、風化の進んだ軽石では、炉乾により外部に連通していた軽石の微細間隙が縮小したり、閉じられるために、炉乾により吸着水が減少すると説明している(図-13)。

3 火山灰土の熱的性質

地温は作物の生育、土壤水および土壤空気の移動、微生物活動に大きな影響を与える。地温を支配する因子として太陽光線、気温、湿度などの受熱表面の熱交換に関与する因子と、土壤の熱伝導率、熱容量など土壤内部の熱交換すなわち主として熱伝導率に関するものがある。いま前者については本報に関係がないので省略し、後者について述べるが、本項に関する研究は比較的少ない。すなわち八鍬⁸⁰⁾が地温の研究で熱伝導率、熱拡散係数の測定値を示した中で軽石砂を主体とする火山灰土の測定値を示し、東⁸¹⁾⁸²⁾が芽室火山灰土の未凍結土や凍結土の熱的性質を発表して以来、約25年間、みるべき研究がなかったといつて過言でない。その間、前田⁸³⁾が黒ぼく土の熱拡散係数が、沖積土より少ないこと、軽石を主体とする土がこれらの土より熱拡散係数が大きいことを示したが、最近になって粕淵⁸⁴⁾⁸⁵⁾がprobe法による火山灰土の熱的性質の解明に大きな成果をあげ、宮沢ら⁸⁶⁾もまた黒ぼく土と火山灰土の熱的性質の比較をした。すなわち粕淵⁸⁵⁾は火山灰土の熱伝導率と土壤水分の関係を、沖積土および洪積土と比較し、火山灰土が他に比べて低い熱伝導率をもつことを示した(図-14)。また宮沢⁸⁶⁾らは同じ火山灰でも黒ぼく土が火山灰質粘性土より低い熱伝導率を有することを示した。

土壤の熱伝導作用は固相、液相、気相の三相の相互作用のもとで行われる。一般にこれらの熱伝導率は固相>

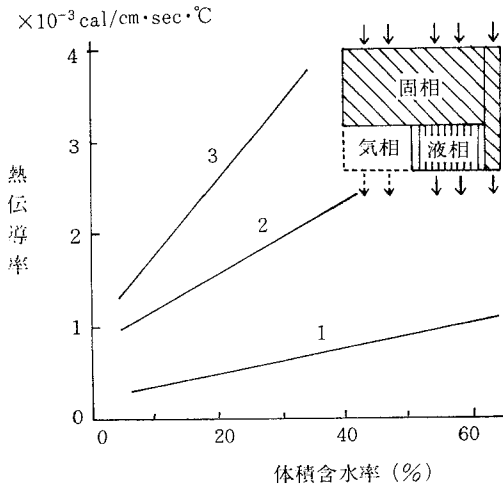


図-14 熱伝導率と土壤水分との関係⁸⁵⁾
(1; 火山灰土壌, 2; 沖積土壌, 3; 洪積土壌)

液相>気相の順であり、気相の熱伝導率 ($5.8 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot\text{°C}$, 0°C) は固相、液相のそれより非常に小さいから、土の熱伝導に關与しているのはおもに固相と液相である。さて火山灰土はその土壤構造からみて、多孔質で水分量も多く、粒団同志の接続は粒団内の水を通じて行われるから、その熱伝導率は水の熱伝導率に大きく左右され、他の土壤では粒団密度が大で、粒団同志の接続も密であるから、それらの熱伝導率は固相の熱伝導率に支配されることが大きい。これが火山灰土の熱伝導率が低い理由である。

前田ら⁸⁷⁾は、黒ぼく土と火山灰質粘性土および非火山性土の熱伝導率を、土の乾燥密度との関係で粕淵の測定法⁸⁴⁾により調査した(図-15~17)。

これは粒団間の接続を密にすると、これらの熱伝導率が、固相に支配される要因が増大すると考えたためであるが、火山灰質粘性土が乾燥密度の増大により非火山性土とその熱伝導率がほとんど同じ値になるのに対し、黒ぼく土では、乾燥密度を増大しても、液相の熱伝導率より大きくなり得ないことを示した。

すなわち黒ぼく土の熱伝導率はその多孔質な団粒構造によって多量の水を保持し、しかも水より低い熱伝導率 ($0.6 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot\text{°C}$)⁸⁸⁾の腐植を多量に有することに支配されることを示す。しかし黒ぼく土および火山灰質粘性土は、現場での乾燥密度は0.8以下が普通であり、乾燥密度を増大させることは、粒団を圧縮し、粒団内外の水を排除することにつながる。したがってこれらの結果を総合すると、自然状態では火山灰質粘性土の熱伝導率は非火山性土のそれより低く、黒ぼく土はさらに小さく、水のそれより小さいと結論できる。

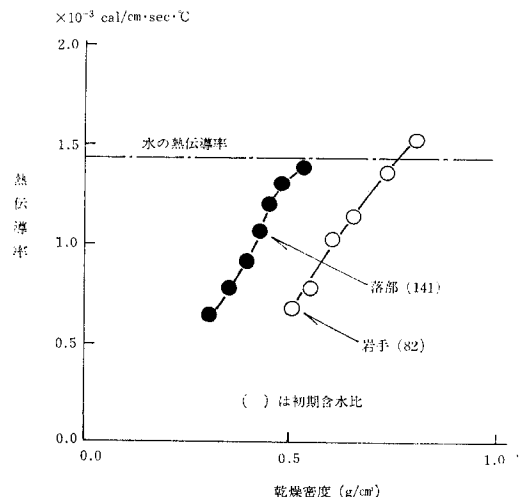


図-15 熱伝導率と乾燥密度の関係(黒ぼく土)

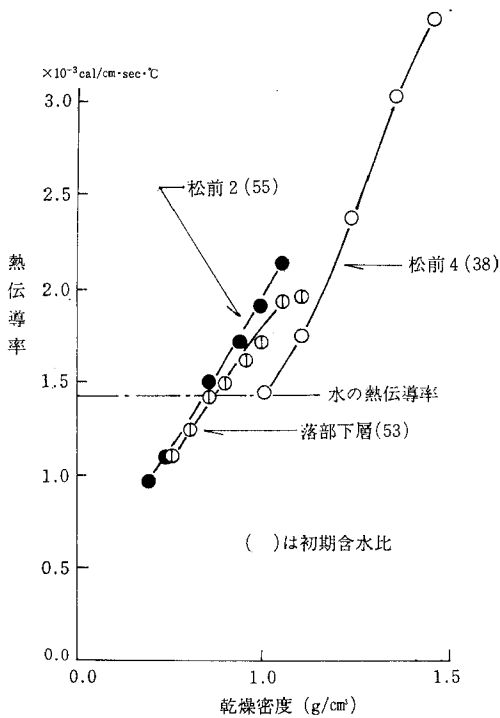


図-16 熱伝導率と乾燥密度の関係 (火山灰質粘性土)

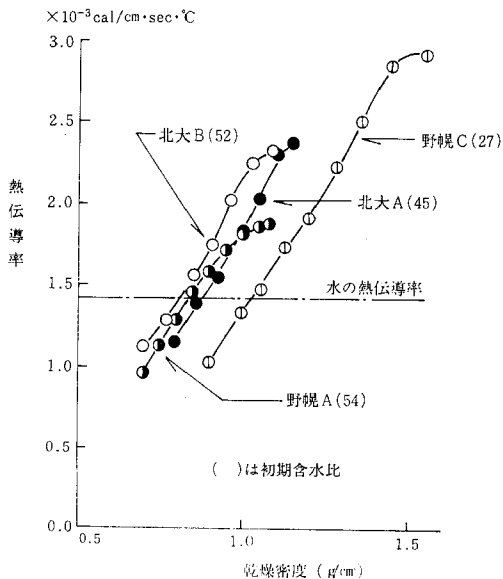


図-17 熱伝導率と乾燥密度の関係 (非火山灰土)

4 火山灰土のコンシステンシー

Birrellら⁸⁹⁾によりアロフェン土のコンシステンシーが風乾により大きく変化することを示して以来、約10年間はこの方面の研究であまり新しい展開は見られなかつ

た。しかし山崎・竹中⁹⁰⁾が関東ロームのコンシステンシーを詳細に研究し、風乾による塑性図上の変化を示して以来、新たな成果が盛んにえられるようになった。すなわち神山⁷⁵⁾、茨木⁹¹⁾らの研究をえて、相馬⁷⁷⁾らは火山灰土の液性限界 (LL) が二段階を有し、試料の初期含水比を生土からある含水比まで減じて LL が一定の値を示す段階と、このある含水比以下に風乾すると、LL も減少する二段階を有することを示し、このある含水比を限界初期含水比と名付けた。前者は生土状態で後者は風乾状態となる。相馬⁹²⁾はまた塑性限界 (PL) もこの二段階を有するが、LL の変化状態より PL のそれは小さいことを示し、PL の限界初期含水比を第 2 限界初期含水比と名付けた。これらの LL および PL の初期含水比の低下に伴う変化は火山灰質粘性土、黒ぼく土のみでなく、非火山性土でも起こるが、黒ぼく土、火山灰質粘性土で著しい。また塑性指数も上述の変化のため、初期含水比の変化につれて三段階がある (図-18)。また山崎・竹中⁹⁰⁾の描いた塑性図は直線であるが実際には図-19 のように、折れ点を有する二直線の変化で表わされることを相馬⁹²⁾は示した。また限界初期含水比はおおよそ pF4.2、第 2 限界初期含水比はおおよそ pF4.8 付近に相当し⁹²⁾、これらの変化は久保田¹⁷⁾の示した pF4.2 以上の水が脱水するときに行ける火山灰質粘性土、黒ぼく土の不可逆的凝集体の形成で決定的に説明できる。また東

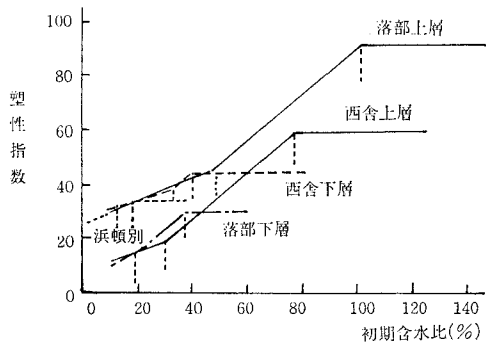


図-18(a) 初期含水比と塑性指数の関係

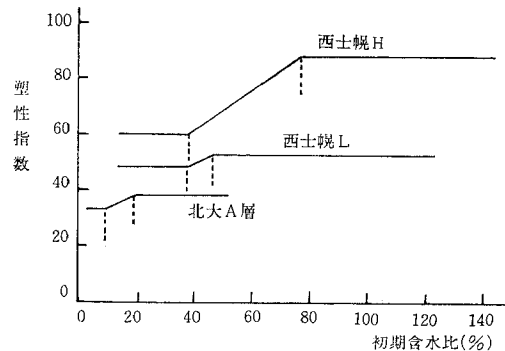
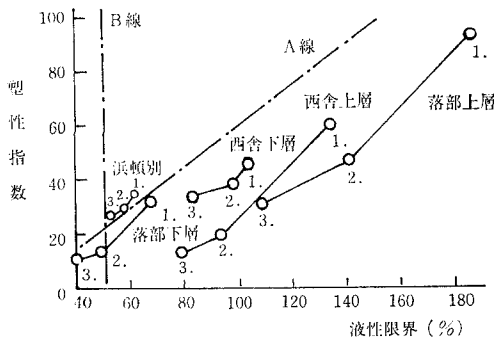
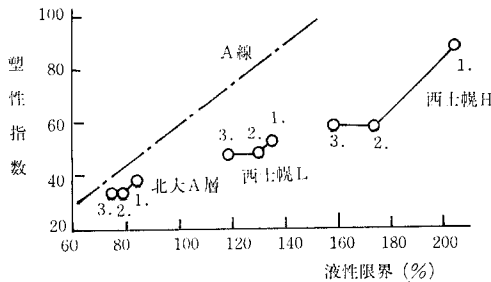


図-18(b) 初期含水比と塑性指数の関係



図一19(a) 供試土の塑性図 (1.初期含水比が限界初期含水比のときおよびそれより高いとき, 2:初期含水比が第2限界初期含水比のとき, 3:初期含水比が第2限界初期含水比より低い風乾土のとき)



図一19(b) 供試土の塑性図 (同上)

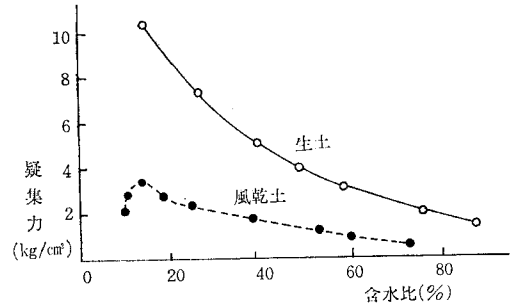
山⁹³⁾が述べたように塑性限界は土が飽和から不飽和へ移る転移点であり, また収縮曲線の収縮限界もまた飽和から不飽和への変移点であるから, 塑性限界と収縮限界の含水比は一致するはずである。

前田⁹⁴⁾は J I S で定義される収縮限界を, この変曲点含水比 (S L) に変える必要があることを提案した。相馬⁹²⁾は先に S L と L L の限界初期含水比が一致することを示したが, 前田⁹⁴⁾はこれらがまた P L に一致することを示し, L L, P L, 塑性図などの初期含水比に伴う変化図を描くための簡易測定法を提案した。

なお練り返した火山灰質粘性土の収縮曲線では, 残収縮量が異常に大きい⁹⁵⁾のは, S L 以後の試料の風乾につれて, 前述のアロフェンの微細粒団内の水の脱水に伴う第二次の構造収縮を示すからである。

土のコンシステンシーの支配要素は, 土の比表面積の大きさであり⁹⁶⁾¹⁷³⁾¹⁷⁴⁾¹⁷⁵⁾, アロフェンは比表面積が大きいため, L L, P L などが大きい。また葛上¹⁷⁵⁾¹⁷⁶⁾¹⁷⁷⁾は土の比表面積は力学性も支配することを示した。

また凝集力はねり返し土では風乾に伴い増加するが, 風乾土のねり返し土でも, 風乾前歴以上の乾燥を受けると, 久保田¹⁷⁾のいう不可逆的凝集体の再度の形成が, ね



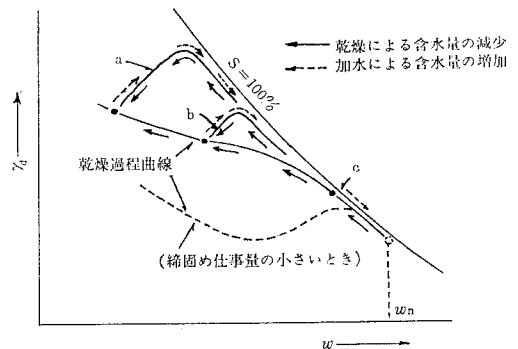
図一20 練り返し土の凝集力と水分の関係 (根崎, 黒ぼく土)

り返し凝集体の内部で行われ, ねり返し凝集体が崩壊するようになって凝集力が低下する (図一20)⁹⁵⁾⁹⁶⁾。

黒ぼく土の L L, P L などが腐植含有量の多少によって大きく影響をうけることは, 小谷⁹⁷⁾, 前田⁴⁵⁾, 堤¹⁷²⁾によって示され, 竹中⁷⁰⁾⁹⁸⁾, 前田⁹⁹⁾がこれらに関して総括した。

5 火山灰土の工学的性質

非火山灰土の締固めでは, 最適含水比と, それに対応する最大乾燥密度が存在し, 土の強さは最適含水比よりやや乾燥側で最大となり, 透水係数はやや湿潤側で最小となる¹⁰⁰⁾。これに対し, 火山灰質粘性土では, 自然含水比の試料の乾燥過程では上述の明瞭なピークを持たず, ある程度以上乾燥した試料の湿潤過程で始めて, このピークが現われ, 乾燥程度が大きいかほどこのピークも大きいことが示されて以来 (図一21), 多数の同様な成果が得られた。多田¹⁰¹⁾¹⁰²⁾は関東ロームの締固めと透水係数の関係について詳細に研究した。これらの結果は, 乾燥過程の締固めでは, アロフェンを主とする火山灰質粘性土の構造が締固め力に対して抵抗して, 粒団配列を変化させる前に, 粒団内外の水が締固め効果を減殺させるためであり, 含水比が低下するにつれて, 締固め乾燥密度が増大するのは, 不可逆的凝集体の形成が進んで粒



図一21 関東ロームなどの乾燥過程曲線の性状 (久野)¹⁰⁰⁾

団配列も変化するためであり、湿潤過程では、乾燥が進んだ試料を用いて締固めると久保田¹⁷⁾の示した安定した不可逆的凝集体が形成されており、この不可逆的凝集体はもとのアロフェンより粒団内外の水はずっと少くなっており、非火山灰土と同様な締固め曲線を得るということと説明できる。

その他の強度特性に関しては紙面の関係でありあまり述べ得ないが、石川・徳永¹⁰³⁾¹⁰⁴⁾が、火山灰質粘性土の水田造成工法を確立したことを除外する訳にはいかない。すなわち石川・徳永¹⁰³⁾は火山灰漏水田の透水係数を調べたところ、切土側が盛土側より遙かに漏水が烈しく、非火山性土とは全く逆であることから、徳永¹⁰⁴⁾は切土側の地面を転圧しても、漏水性が減少しないことすなわち転圧によっても間隙構造が変化しないことを確かめ、

火山灰質粘性土が乱されることによって強度を大幅に低下する（いわゆる鋭敏比が高い）ことから、切土側の地面を乱して転圧すると漏水性を大幅に改善できることを、種々の理工学性の詳細なる研究により実証し、火山灰質粘性土の水田造成工法として、いわゆる破砕転圧工法を確立した。この成果は、火山灰質粘性土の構造の安定性、乱すことによる構造の変化を理工学性の面から、非常にたくみに利用した貴重な成果である。

また関東ロームについて土のレオロジー的構造の研究¹⁰⁷⁾⁻¹¹⁰⁾がなされているが、竹中¹¹¹⁾は収縮挙動よりみた工学性の研究をしている。黒ぼく土の強度特性については竹中⁶⁹⁾、足立¹⁰⁵⁾¹⁰⁶⁾の研究があり、また三輪¹¹²⁾の圧縮による団粒破砕と間隙構造の変化、山内・安原¹¹³⁾、鈴木¹¹⁴⁾による圧密および小谷¹¹⁵⁾の締固めの研究があり、非火山性黒ぼく土では新垣¹¹⁶⁾の団粒の強度の研究があるが、これらは安原¹¹⁷⁾、足立¹⁰⁶⁾が総括しているので詳しくはこれらを見られたい。ただ最近、相馬¹¹⁸⁾によって北海道の黒ぼく土ではある程度以上風乾した試料を用いると締固め不能になることが示されたが、これも久保田¹⁷⁾のいう安定した不可逆的凝集体の形成が烈しく起こり、黒ぼく土がほとんどシルト化、砂粒化することを表しているものといえよう。

粗粒火山灰土の強度については、森¹¹⁹⁾¹²⁰⁾、大平¹²¹⁾らが締固め特性と締固めによる粒子破砕の影響を示して以来、北郷¹²²⁾⁻¹²⁵⁾、坂上¹²⁶⁾¹²⁷⁾、池浦¹²⁸⁾¹²⁹⁾、鈴木¹³⁰⁾¹³¹⁾の種々の力学的特性の成果が得られている。ここでは筆者ら⁶⁵⁾の圧砕試験の結果を示す(図-22, 23)。すなわち比表面積の小さい軽石（未風化のもの）は、破壊に至る圧砕荷重大きい、すなわち強度が大きい(図-22)。また閉鎖孔隙が大きい未風化の軽石は強度も大きいことが判る(図-23)。

また、軽石のスリ減り減量をみると、未風化軽石ではスリ減り減量が少なく、風化の進んだ軽石では、スリ減

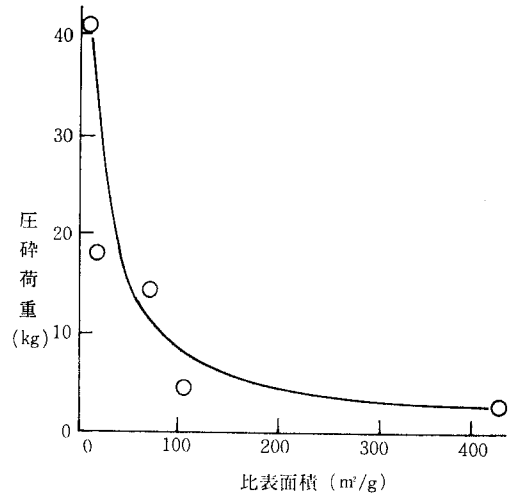


図-22 比表面積と圧砕荷重の関係

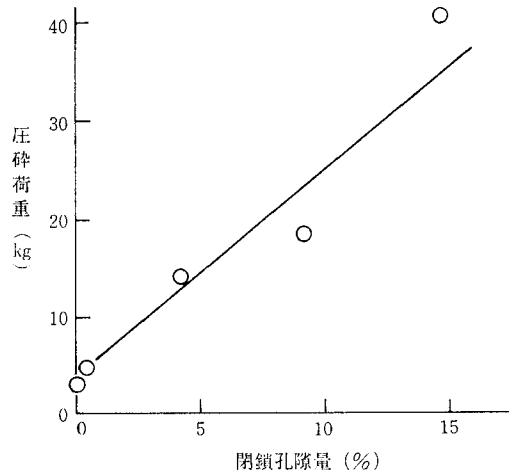


図-23 閉鎖孔隙量と圧砕荷重の関係

り減量が多いが、両者とも試料の水分が多いほどスリ減り減量は小さく、スリ減りに対して粒子の水分が抵抗することを示す(図-24)。

なお締固めに対して、粒子破砕が起こり、締固め効果が小さいことは、締固め時の粒子破砕が表層に集中して粒子破砕層が締固め力に対してクッション層として働かし、下層が充分締まらないことを言及したい。

なお筆者らは土の強度は土壤構造によって支配されると考えており、火山灰土の強度特性は、その特異な土壤構造にもとづくものとも思考する。

6 粘土・腐植複合体と土壌の理工学性との関係

これらについては長田¹²²⁾、加藤¹³³⁾が生成分類を総括し、竹中⁹⁸⁾¹¹⁷⁾、足立¹⁰⁶⁾、前田⁹⁹⁾が理工学性を総括している。また、これまで個別的に触れてきたので、ここでは省略する。ただ粘土・腐植複合体の構造が物理化学的に確立しておらず、この面の研究の進展が待たれる。

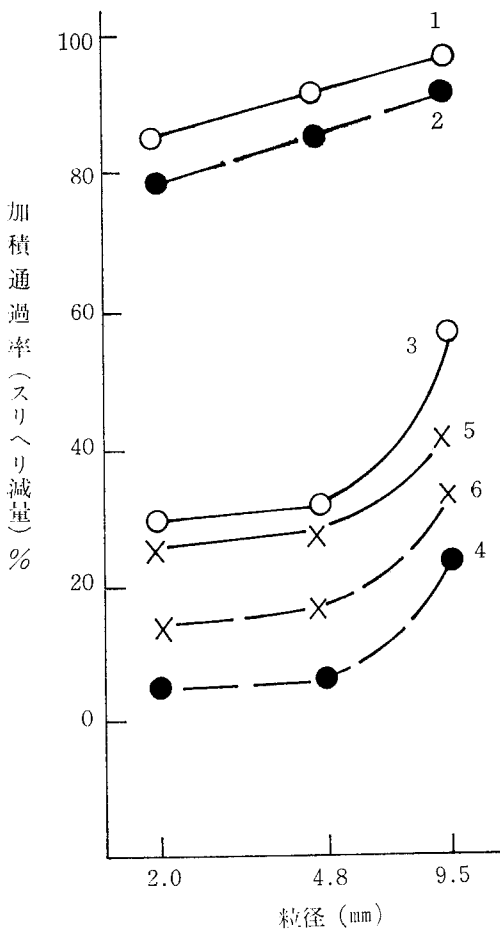


図-24 初期含水比の差異による軽石(19.1~9.52 mm)のスリヘリ減量の相違

1.	樽前d ₁ : 初期含水比	19.4%
2.	" : "	53.9%
3.	樽前b : "	0.3%
4.	" : "	50.0%
5.	恵庭 : "	7.9%
6.	" : "	47.4%

7 火山灰土のこね返しについて

関東ロームの土工において、自然含水比状態で土工機械が走行すると、土が泥ねい化して、作業が困難になることは、須藤ら¹³⁴⁾が非自由水がかくらんによって自由化するためであると説明し、妹尾¹³⁵⁾は低pF値の水が土壌構造内に拘束されて高pF値になったものが、土のこね返しにより自由化するとした。しかし、これらの説も前述したアロフェンの特異な構造の微細粒団内外の水がこね返しにより自由化することで説明できる。東名高速道路駅の火山灰土地帯の土工において、土を乾燥させることにより盛土施工を成功させたのは、久野¹⁰⁰⁾の締固めや山崎¹³⁶⁾¹³⁷⁾を代表者とする関東ロームの物理性、工学

性に関する研究グループの業績に負うところが多大である。なおこれらも乾燥による安定した不可逆的凝集体の形成による物理性、工学性の変化で説明できる。

なお、竹中ら¹³⁸⁾は軟化、硬化とpF値との関係を研究したが、前田ら⁹⁰⁾は、ねり返しにより、火山灰質粘性土はすべての土が軟化するものではなくて、硬化するものもあることを示した。清水¹³⁹⁾は関東ロームのねり返しによる工学的指標の変化と安定処理方法について研究した。

黒ぼく土のこね返しについては、堤¹⁴⁰⁾、前田ら⁹⁰⁾の研究があり、土のこね返しにより粒団が細分化していくこと、保水性が低下することが示されている。

粗粒火山灰土は、未風化の軽石を主体とするものでは土のこね返しに関する問題はあまりないが、風化の進んだ軽石を主体とする水分の非常に多い土層では、こね返しの影響を考慮する必要がある。

8 土工機械による火山灰土の付着

農地造成や道路建設などにおいて、自然含水比の高い火山灰質粘性土や黒ぼく土が、他の土に比べて土工機械や農地造成用機械の作業部分にとくに多く付着する問題がある。

藍¹⁴¹⁾は耕耘機による土の付着について詳細に研究し、秋山ら^{142)~144)}も土壌の付着性について研究しているが、上述の問題について明確な解答は与えていないと思われる。

筆者はこの問題は飯村¹⁰⁾が示したアロフェンが両性コロイドであり、多田ら²⁸⁾、久保田¹⁷⁾、前田ら²⁰⁾³⁰⁾の分散実験の結果による、アロフェンが自然状態で陽性コロイドの性質を示し、他の土壌が陰性コロイドとして機械に作用していることと本質的に異なることが原因と考えているが、目下のところ充分なる説明をすることができない。今後は火山灰土の界面化学的研究から上述の問題の解明がなされるべきであると考えられる。

ただ耕耘や土工における土の付着の実際の解決は排水により土壌水分を減少させて作業を行うことによってもなされている。

9 その他の問題

(1) 火山灰土の不飽和透水係数

土壌水の運動に関して、不飽和流は非常に重要な問題であり、岩田¹⁴⁵⁾、長谷川ら¹⁴⁶⁾¹⁴⁷⁾が火山灰土の不飽和透水係数を測定している。また中野ら¹⁴⁸⁾¹⁴⁹⁾による成層火山灰の水分移動の研究、宮崎^{150)~152)}による温度勾配下の水分移動の研究などがあるが、紙面の関係で省略する。ただ火山灰土は土壌構造から考えて、粒団間の粗大間隙や独立した粗大間隙中の水がなくなり空気が侵入しても、微細粒団内外の間隙水が多く存在するため、不飽和流による水の移動は、その速度は非常に遅くても長期間

続くと思われる。

(2) 火山灰土の通気性の問題

土壌の通気性の問題は、作物生育にとって極めて重要な問題であるが、長田¹⁵³⁾-¹⁵⁵⁾の研究、木下¹⁵⁶⁾の研究および伊藤¹⁵⁷⁾-¹⁶⁰⁾の気相環境の研究があることを言及するにとどめる。

(3) 火山灰土の排水の問題

この問題も極めて重要な問題であるが、紙面の関係で次のことだけを述べたい。すなわち火山灰土地帯の土層は、地域により大きく異なり、一律的な排水工法を行うことができず、土層状態によって最良の方法をとることが肝要である。

(4) 火山灰土の土壌侵食の問題

土壌侵食のうち寒冷地の凍結土の融解による土壌侵食を除いて、水食は火山灰質粘性土、黒ぼく土および粗粒火山灰土にとって、極めて重大な問題であり、風食は火山灰質粘性土と黒ぼく土に発生し易い非常に重要な事項である。これらの火山灰土では、土は大粒団や土塊を作る力が弱く、水食、風食に対して、小粒団や微細粒団が抵抗力が弱い点に問題が存在する。風食は乾燥時に起るが、不可逆的凝集体の形成も小粒団や微細粒団の大きさとどまり、大粒団や土塊が形成できないためであり、今後この観点からの研究も必要であろう。

V 今後の問題点

1 火山灰土の凍結と凍上

関東ロームの霜柱で見られるように、また北海道の十勝地方で見られるように火山灰土は凍結し易く凍上もまた大きいのではないと思われる。しかし寒冷気候下での他土壌との比較例を筆者は知らないで、火山灰土の水分の多い特殊な土壌構造が、果して他土壌に比較して利害得失がどうなるかということ詳しく検討する余裕がない。岩田¹⁶¹⁾が凍結、凍上に関してまとめているが、今後は、凍結工法や冷凍貯蔵およびLNGガスの貯蔵などの土の人工凍結が盛んになるので、この問題の今後の研究が待たれる。

2 火山灰土の膨潤と潤熱

美園¹⁶²⁾は関東ロームは膨潤水が多いと述べており、また前田⁴⁵⁾⁶¹⁾は黒ぼく土と粗粒火山灰土の潤熱を測定しているが、膨潤や潤熱の発生機構については不明である。和田¹⁶³⁾による粘土と水の相互作用の総説でも、火山灰土の膨潤や潤熱の発生機構に関して触れるところがない。これはこの方面の研究が世界的にほとんどないことを示しており、今後の研究の進展の待たれる分野である。

3 土壌の理工学性に関連する物理化学的成果

筆者は誠に不十分ながら、火山灰土の理工学性に関す

る物理化学的成果の解明を試みた。

今後は物理化学と土壌物理学、土質工学の三分野に明るい研究者がこの問題を完全なものとしていくことを期待するし、他のすべての土壌でも最近の物理化学の進歩を取り入れて、理工学性との関連を解明して行く必要性を感じる。

4 粘土・腐植複合体の物理化学的成果

これについては今まで述べてきたが、なお一層の進展が待たれる。

VI あとがき

限られた紙面と時間的制約のためもあり、多くの貴重な成果について触れる余裕がなかった。とくに土質工学の分野の研究成果を割愛せざるを得なかった。また勉強不足のため、誤った引用や解釈をしているところもあると思われる。

また最近の物理化学の和田¹⁶³⁾-¹⁶⁴⁾、江頭¹⁶⁵⁾-¹⁶⁸⁾の成果について時間的制約のために割愛せざるを得なかった。

また本稿は重要なものを除き、我が国の研究成果を中心として述べたが、世界のアロフェン土の物理化学の成果は和田¹⁶⁹⁾¹⁷⁰⁾により、理工学性の成果は前田、竹中、Warkentin¹⁷¹⁾により最近取りまとめられたので、関心のある方はこれらを読んでいただきたい。

謝辞

本稿を取りまとめるに当たり、佐々木清一教授から粘土鉱物の一部の名称について御教示をうけ、矢沢正土助手、相馬尅之助手には文献の検索に関して多大の協力をわざわざらわした。

とくに相馬氏にはシンポジウム当日のスライドの作成および本報の図表の作成に御協力いただいた。以上の方に深く感謝の意を表する。

引用文献

- 1) 関 豊太郎 (1925): 農化誌, 1, 253-269
- 2) 関 豊太郎 (1936): 土肥誌, 8, 245-256
- 3) 塩入松三郎 (1930): 土肥誌, 4, 40-42
- 4) Ross, C.S. and Kerr, P.F. (1934): U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 185G, 135-148
- 5) Birrell, K.S. and Fieldes, M. (1952): J. Soil Sci., 3, 156-166
- 6) Egawa, T. and Watanabe, Y. (1964): Bull. Nat. Inst. Agr. Sci., B14, 173-182
- 7) Kitagawa, Y. (1971): Amer. Miner., 56, 465-475
- 8) 和田光史 (1971): 鉱物総合研究, 層状ケイ酸塩鉱物の産状と物性, 第2回討論会発表論文集, 22-25
- 9) Henmi, T. and Wada, K. (1976): Am. Mineral 61, 379-390

- 10) Wada, Shi, and Wada, K. (1977) : Clay Minerals 12, 289~298
- 11) Wada, K. (1966) : Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo), 12, 176~182
- 12) 北川靖夫 (1976) : 土壌の物理性, 34, 32~36
- 13) Yoshinaga, N. and Aomine, S. (1962) : Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo) 8(3), 22~29
- 14) Wada, K., Henmi, T., Yoshinaga, N. and Patterson, S.H. (1972) : Clays Clay Miner. 20, 375~380
- 15) Russell, J. D. et al. (1969) : Clay Minerals, 8, 87~99
- 16) 竹中 肇 (1963) : 農土研別冊(農土論集), 7, 68~75
- 17) 久保田 徹 (1976) : 農技研報告, B28, 1~74
- 18) 久保田 徹 (1973) : 近代農業における土壌肥料の研究(第4集), 37~45, 養賢堂
- 19) 飯村康二 (1965) : 農技研報告, B17, 101~157
- 20) 飯村康二 (1971) : 近代農業における土壌肥料の研究(第2集), 56~61, 養賢堂
- 21) 藤原宏志・馬場信幸 (1973) : 農土論集, 48, 29~33
- 22) 高橋 浩 (1967) : 粘土ハンドブック, 48~49, 技報堂
- 23) Egashira, K. and Aomine, S. (1974) : Clay Sci. 4, 231~242
- 24) 岩田進午 (1978) : 土質工学における化学の基礎と応用, 86~90, 土質工学会
- 25) 山根一郎 (1980) : 未発表
- 26) 吉田 稔 (1957) : 土肥誌, 28, 5, 23~26
- 27) 吉峰重範 (1974) : 改訂新版土壌学, 103, 朝倉書店
- 28) 多田 敦・山崎不二夫 : 農土研別冊(農土論集), 5, 17~23
- 29) 前田 隆・Warkentin, B. P. (1972) : 近代農業における土壌肥料の研究(第3集), 5~13, 養賢堂
- 30) Warkentin, B. P. and Maeda (1974) : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 38, 2, 372~377
- 31) 大羽 裕・弘法健三 (1965) : 土肥誌, 36, 7, 203~206
- 32) 弘法健三・大羽 裕 (1965) : 同上, 207~210
- 33) Baba, H. (1971) : J. Fac. Agric. Iwate Univ. 10, 4, 283~298
- 34) 神山光男 (1970) : 土質試験法, 84, 土質工学会
- 35) Warkentin, B. P. (1972) : Can. J. Soil Sci. 52, 457~464
- 36) Wells, N. and Furkert, R. J. (1972) : Soil Sci., 113, 110~115
- 37) 山根一郎 (1973) : ベドロジスト, 17, 112~129
- 38) 加藤芳朗 (1962) : 土肥誌, 33, 517~520
- 39) 山根一郎 (1973) : ベドロジスト, 17, 84~94
- 40) 和田光史 (1970) : 粘土科学, 10, 1, 21~28 . .
- 41) Wada, K. and Inoue, T. (1967) : Soil Sci. and Plant Nutrition (Japan), 13, 1, 9~16
- 42) Inoue, T. and Wada, K. (1971) : Clay Sci, 4, 61~70
- 43) 同 上 著 者 (1971) : 同 上 4, 71~80
- 44) 井上隆弘 (1975) : パネルディスカッション「アロフエン質土壌の物理化学」アロフエンと有機物の相互作用, 1~4
- 45) 前田 隆・相馬魁之・佐々木清一 (1976) : 農土論集, 61, 9~17
- 46) Yong, R. N. and Warkentin, B. P. (1975) : Soil Properties and Behaviour, Elsevier Sci. Pub. Co. または上記訳本, 山内・竹中・東山・前田監訳「新編土質工学の基礎」(1978).
- 47) Warkentin, B. P. (1978) : 土壌の物理性, 37, 9~13
- 48) 田淵公子 (1963) : 農土研別冊(農土論集), 7, 21~31
- 49) 古畑 哲 (1973) : 近代農業における土壌肥料の研究(第4集), 1~12, 養賢堂
- 50) Spycher, G. and Young, J. L. (1977) : Commun. in Soil science and plant analysis, 8(1), 37~48, Marcel Dekker Inc.
- 51) 同上著者 (1979) : Soil Sci. Soc. Amer. J., 43, 328~332
- 52) 長田 昇・新垣雅裕・伴 一男 (1977) : 三重大学農学部学術報告, 45, 99~107
- 53) 新垣雅裕・長田 昇 (1977) : 農土論集, 71, 16~20
- 54) Bower, C. A. and Gschwend, F. B. (1952) : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 16, 342~345
- 55) 佐々木竜男・前田 隆・佐々木清一 (1969) : 農土論集, 27, 57~60
- 56) 前田 隆・佐々木清一・佐々木竜男 (1970) : 農土論集, 31, 25~28
- 57) 前田 隆・佐々木清一 (1973) : 農土大会講演要旨集, 200~201
- 58) 前田 隆・佐々木清一 (1974) : 農土大会講演要旨集, 284~285
- 59) 前田 隆・佐々木清一 (1975) : 農土大会講演要旨集, 280~281
- 60) 前田 隆・相馬魁之・小林義広 (1976) : 農土大会講演要旨集, 204~205
- 61) 前田 隆・相馬魁之 (1977) : 農土大会講演要旨集, 180~181
- 62) 前田 隆・相馬魁之 (1977) : 農土大会講演要旨集, 208~209
- 63) 前田 隆・相馬魁之 (1978) : 農土大会講演要旨集, 204~205
- 64) 前田 隆・相馬魁之・藤原幸彦 (1979) : 農土大会講演要旨集, 182~183
- 65) 前田 隆・相馬魁之 (1980) : 技術報告集, 20, 1~8 (土質工学会北海道支部)
- 66) 美園 繁・寺沢四郎・木下 彰・須藤清次 (1953) : 農技研報告, B2, 95~124
- 67) 竹中 肇・田淵俊雄・田淵公子・多田 敦 (1963) : 農土研別冊(農土論集), 7, 61~67
- 68) 竹中 肇 (1963) : 農土研別冊(農土論集), 7, 68~75
- 69) 竹中 肇 (1973) : 土と基礎, 21, 2, 13~19
- 70) 竹中 肇・尾立忠司・堤 聡・長田 昇・河野 洋・小谷

- 佳人・三輪晃一(1977):農土論集, 71, 1~7
- 71) 前田 隆・堤 聡・相馬尅之(1978):農土誌, 46, 12, 877~883
- 72) 田淵俊雄(1963):農土研別冊, 7, 32~36
- 73) 田淵俊雄・田淵公子・長田 昇(1963):農土研別冊, 7, 53~60
- 74) 竹中 肇(1968):第4紀研究, 7(3), 109~115
- 75) 神山光男(1959):土と基礎, 7, 44~47
- 76) 伊藤 実(1964):農土研別冊, 9, 1~4
- 77) 相馬尅之・前田 隆(1974):農土論集, 49, 27~34
- 78) Maeda, T. and Warkentin, B. P. (1975): Soil Sci Soc. Amer. Proc. 39(3), 398~403
- 79) 足立忠司・竹中 肇(1973):農土論集, 43, 26~32
- 80) 八鐵利助(1943):北海道気象要報, 2, 2, 41~76
- 81) Higashi, A. (1951): J. Fac. Sci., Hokkaido Univ, Japan, Ser. II, IV, 1, 21~28. IV, 2, 95~106
- 82) Higashi, A. (1952):同上誌
- 83) 前田 隆(1969):北海道の農業気象, 19, 67~72
- 84) Kasubuchi, T. (1977): Soil Sci. 124, 5, 255~258
- 85) 粕淵辰昭(1977):土壌の物理性, 35, 29~34
- 86) 宮沢数雄・金野隆光(1976):北農試研究報告, 114, 89~118
- 87) 前田 隆・池端克則・相馬尅之(1979):農土大会講演要旨, 184~185
- 88) de Vries, D. A. and Peck, A. J. (1958): Australian J. Physics, 11, 255~270
- 89) Birrell, K. S. (1962): Applied Clay Mineralogy, New York, McGraw-Hill, 30~34
- 90) 山崎不二夫・竹中 肇(1965):農土論集, 14, 46~48
- 91) 茨木龍雄(1969):中央大学工学部紀要, 10, 32~41
- 92) 相馬尅之(1978):土壌の物理性, 38, 16~22
- 93) 東山 勇(1974):土壌の物理性, 30, 23~28
- 94) 前田 隆・相馬尅之(1979):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), 31~36
- 95) 前田 隆・相馬尅之(1974):土壌の物理性, 30, 15~22
- 96) Maeda, T. Soma, S. and Warkentin, B. P. (1978): 11th ISSS Presentation Paper, 1~16
- 97) 小谷佳人・河野 洋・内田勝利(1975):農土論集, 60, 7~13
- 98) 竹中 肇・安原一哉(1977):土と基礎, 25, 1, 85~91
- 99) 前田 隆・堤 聡・相馬尅之(1977):前出71)
- 100) 久野祐郎(1967):土の締固め, 47~74, 技報堂
- 101) 多田 敦(1965):農土論集, 14, 36~40
- 102) 多田 敦(1965):農土論集, 14, 41~45
- 103) 石川武男・徳永光一・月館光三(1963):農土学会誌, 31, 2, 22~30
- 104) 徳永光一(1969):土壌物理, 248~260, 養賢堂
- 105) 足立忠司・堤 聡・竹中 肇(1977):農土論集, 71, 39~43
- 106) 足立忠司・三輪晃一・新垣雅裕・堤 聡(1978):農土学会誌, 46, 12, 27~32
- 107) 須藤清次・安富六郎(1965):農土論集, 14, 16~20
- 108) 須藤清次・東山 勇・山崎不二夫(1965):農土論集, 14, 21~26
- 109) 東山 勇・須藤清次(1965):農土論集, 14, 27~31
- 110) 須藤清次・東山 勇・安富六郎(1965):農土論集, 14, 60~66
- 111) 竹中 肇(1965):農土論集, 14, 32~35
- 112) 三輪晃一(1977):農土論集, 71, 27~30
- 113) Yamanouchi, T. and Yasuhara, K. (1975): Soils and Foundations 15, 2, 69~79
- 114) 鈴木敦己(1973):土質工学会論文報告集, 13, 2, 99~108
- 115) 小谷佳人・河野 洋(1975):農土論集, 71, 31~38
- 116) 新垣雅裕・長田 昇(1975):農土論集, 71, 21~26
- 117) 安原一哉・竹中 肇(1977):土と基礎, 25(2), 77~83
- 118) 相馬尅之・前田 隆(1979):第14回土質工学会研究発表会講演集, 169~172
- 119) 森 満雄(1965):土と基礎, 13, 6, 19~26
- 120) 森 満雄(1965):土と基礎, 13, 7, 3~10
- 121) 大平至徳・小山 明(1965):土質工学会第10回シンポジウム発表論文集, 15~22
- 122) 北郷 繁・高岩 勝・表 次雄・滝沢正人(1972):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 12, 1~8
- 123) 北郷 繁・高岩 勝・川島崇則・藤波岳臣(1973):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 13, 1~6
- 124) 北郷 繁・神谷光彦・浅利勝秀・福留 学(1974):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 14, 1~8
- 125) 北郷 繁・神谷光彦・石橋洋一・石丸幸一(1976):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 16, 125~134
- 126) 坂上孝幸(1971):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 11, 7~12
- 127) 坂上孝幸(1972):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 12, 15~22
- 128) 池浦 勲(1971):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 11, 13~16
- 129) 池浦 勲・山田洋石(1972):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 12, 9~14
- 130) 鈴木輝之(1974):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 14, 9~18
- 131) 鈴木輝之(1975):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 15, 69~74
- 132) 長田 昇(1976):土と基礎, 24(11), 72~78
- 133) 加藤芳朗(1978):農業土木学会誌, 46(12), 869~876
- 134) 須藤清次・安富六郎(1963):農土研別冊, 7, 98~103
- 135) 妹尾 学(1965):農土論集, 14, 11~15
- 136) 山崎不二夫・八幡敏雄・須藤清次(1963):農土研別冊(農土

- 論集)7, 1~13
- 137) 山崎不二夫・須藤清次(1965):農土論集, 14, 1~10
- 138) 竹中 肇・安富六郎(1965):農土論集, 14, 54~59
- 139) 清水英治(1965):農土論集, 14, 77~83
- 140) 堤 聡・竹中 肇(1979):有機質土の試験方法シンポジウム発表論文集, 37~42, 土質工学会
- 141) 藍 房和(1968):土壌の物理性, 18, 27~35
- 142) 秋山 豊・横井 肇(1968):土肥誌, 39(11), 491~498
- 143) 秋山 豊・横井 肇(1972):土肥誌, 43(8), 271~277
- 144) 秋山 豊・横井 肇(1972):土肥誌, 43(9), 315~320
- 145) 岩田進午(1966):農技研報告, B16, 149~176
- 146) 長谷川周一・前田 隆(1977):農土論集, 70, 13~19
- 147) 長谷川周一・前田 隆(1977):農土論集, 72, 22~29
- 148) 中野政詩(1970):農土論集, 31, 10~16
- 149) 中野政詩・田淵俊雄・八幡敏雄(1970):農土論集, 31, 17~24
- 150) 宮崎 毅(1976):農土論集, 61, 1~8
- 151) 宮崎 毅(1977):農土論集, 70, 20~26
- 152) 宮崎 毅(1976):土壌の物理性, 34, 21~31
- 153) 長田 昇(1963):農土研別冊, 7, 37~42
- 154) 長田 昇(1963):農土研別冊, 7, 43~47
- 155) 長田 昇(1963):農土研別冊, 7, 48~52
- 156) 木下 彰・竹内 豊(1971):北農試, 特別研究, 昭和45年度成績書
- 157) 伊藤 実(1976):生物環境調節, 14(4), 99~106
- 158) 伊藤 実(1977):生物環境調節, 15(4), 79~88
- 159) 伊藤 実(1979):生物環境調節, 17(1), 35~40
- 160) 伊藤 実(1979):生物環境調節, 17(2), 89~95
- 161) 岩田進午・前田 隆(1979):土の物理学, 294~310, 森北出版
- 162) 和田光史(1971):近代農業における土壌肥料の研究, 第2集, 49~55
- 163) K. Wada and T. Kawano (1978): Geoderma, 20, 215~224, Elsevier Sci. Pub. Co.
- 164) Shi. Wada, A. Eto and K. Wada (1979): J. Soil Sci. 30, 347~355
- 165) 江頭和彦(1978):粘土科学, 18(1), 16~19
- 166) K. Egashira (1976): Clay Science 5, 87~95
- 167) 江頭和彦(1978):粘土科学, 18(2), 63~67
- 168) 江頭和彦・梶山忠男・有水尚文(1977):粘土科学, 17(2), 38~47
- 169) K. Wada and M.E. Harward (1974): Advances in Agronomy, 26, 211~260, Academic Press Inc.
- 170) K. Wada (1977): Minerals in Soil Environments, 603~637, Soil Sci Soc. Amer.
- 171) T. Maeda, H. Takenaka and B.P. Warkentin (1977): Advances in Agronomy, 29, 229~263, Academic Press Inc.
- 172) 堤 聡・足立忠司・竹中 肇(1977):農土論集, 71, 8~15
- 173) 前田 隆・相馬尅之(1977):有機質土に関するシンポジウム発表論文集, 1~4, (土質工学会)
- 174) 葛上 久・尾崎敏司・中谷三男(1971):農土論集, 37, 61~67
- 175) 葛上 久・中谷三男(1977):農土論集, 67, 23~29
- 176) 葛上 久・中谷三男(1977):農土論集, 72, 7~14
- 177) 葛上 久・永井啓一・中谷三男(1978):農土論集, 73, 69~77

〔1980. 2 .20受稿〕