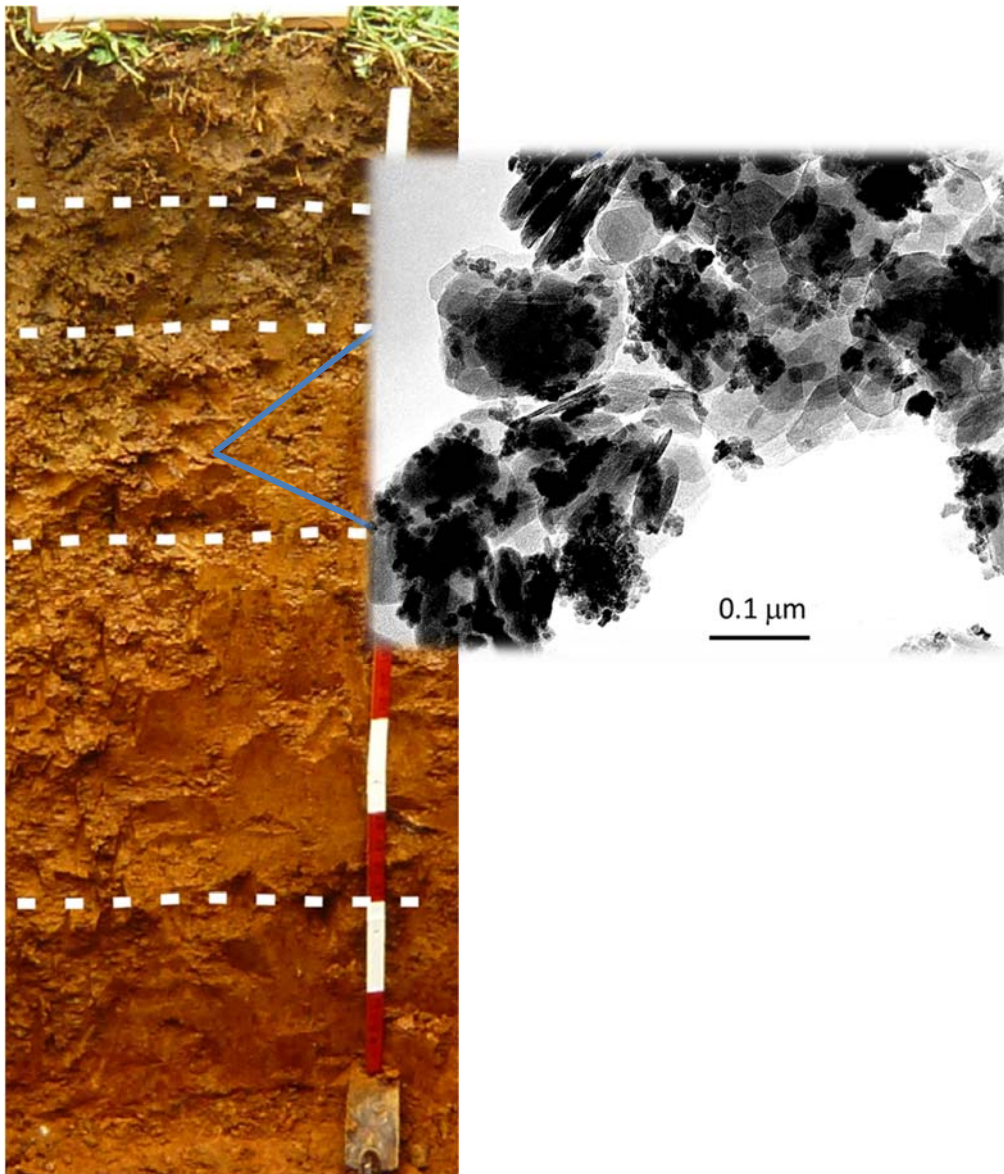


3. 土の成り立ち



土と岩石の最も大きな違いは、大小さまざまな粒子がゆったりと集合してできていること、土を構成する粒子のなかには数ナノメートルサイズの小さなものもあること、岩石には含まれていない物質が多く含まれていることなどである。この章では、土の成り立ちについて説明する。

3.1. 肉眼で見る土の姿

3.1.1. 土壌断面

土は身近な存在であると思われているが、それは錯覚である。我々が土の全体を見ることができる機会はほとんどなく、時折見るのは土の表面だけである。土は、粉状・粒状の物質、その間隙の水や空気、そこに住む生物からなり層をなして地球表層を覆っている。その全体を見渡すことはそもそも不可能であるが、地面に穴を掘り、その穴の壁面を上から下まで観察すると、その場所での土の全体をある程度把握することができる。

工事現場や道路のきり通しなどは、土の姿を観察する良い場所である。しかし、それだけに頼ってはいは観察の機会がごく限られたものになる。土の全体を観察するためには、地面に調査用の穴を掘ってその壁面を観察する。図 3.1 は、調査用試坑の例である。本格的な土壌調査を行うときには、縦横がそれぞれ 2 m、深さも最低 2 m（それより浅いところには岩盤がでてくるところではそこまで）の穴を掘る。図 3.1 はかなり本格的な土壌調査用試坑の例である。



図 3.1 調査用試坑の例。

この図のような土壌調査用試坑の壁面のひとつは、移植ごてなどで表面を滑らかに整形して観察しやすくする。このように整形された試坑面のことを土壌断面 (soil profile) とよぶ。図 3.2 は、そのようにして観察した土壌断面の例である。この調査用試坑の壁面は、土壌の断面 (profile) とよばれる。調査者は、断面を肉眼、場合によってはルーペで観察し、以下のような項目についての記録を作成する。

図 3.2 の断面は左から順に、

- 雑木林の黄褐色の土
- 表面に厚い落葉落枝の層があり、表層に近い部分に白く漂白された層のある森林の土
- 深いところまで黒色で、中間にオレンジ色の層をもつ、火山灰由来の草地の土
- 全体に粘土質で、地表から 140 cm 以深の部分は青灰色をした水田の土である。

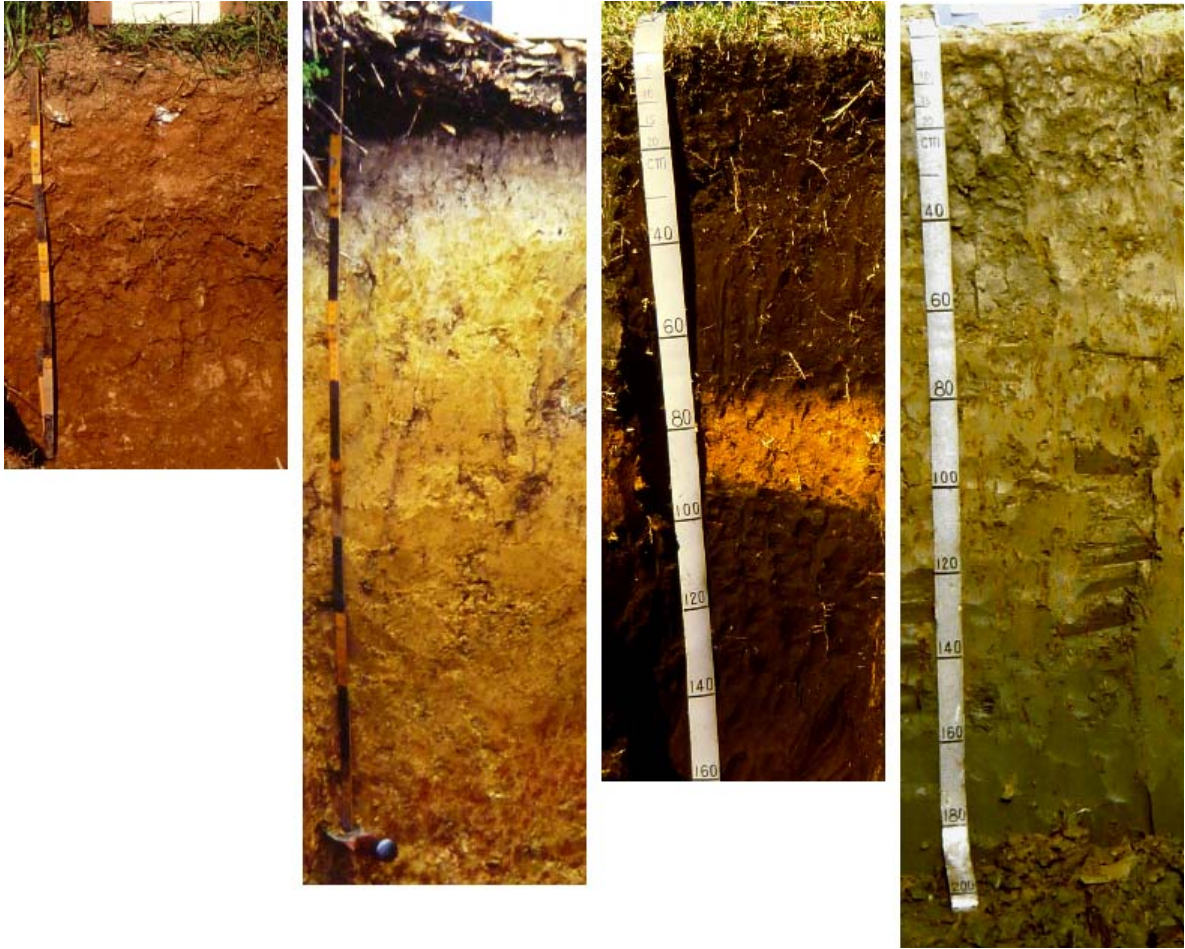


図 3.2 土壌断面の例.

図 3.2 の写真からわかるように、土は上から下まで均質ではない。一番左の雑木林下の土は比較的变化に乏しいが、それでも表層 10 cm とそれ以下では土の色調が違ふ。また左から 2 番目の土では、表層 10 cm 程度は黒色味が強くその下には白色の層があり、下に行くにしたがって黄褐色味が強くなり、最下層には褐色の斑点のようなものがみられる。右の 2 つの断面でも色調が上から下に変化していることは明らかである。

3.1.2. 土壌断面観察

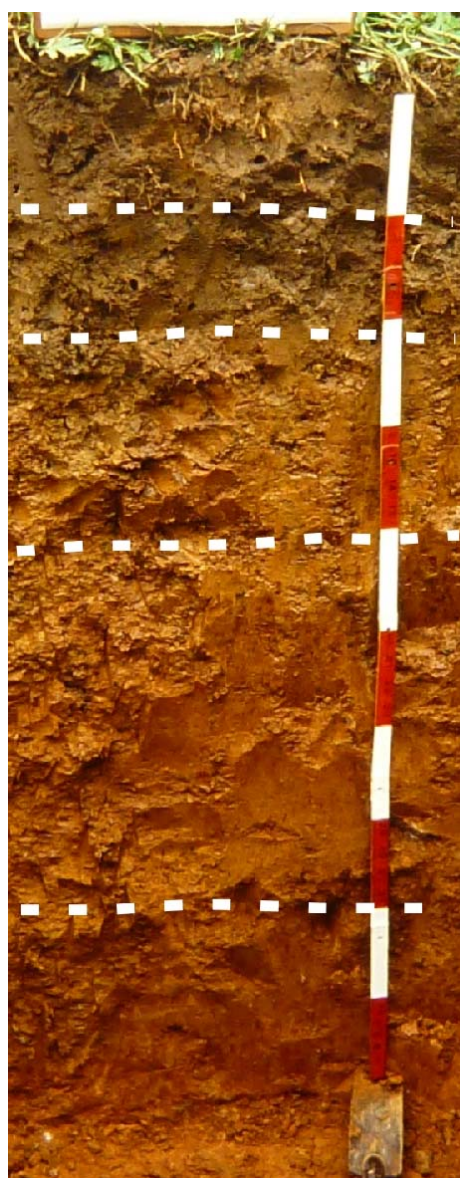
土壌調査においては、土壌断面を肉眼で（時にはルーペで）よく観察し、小さな土塊をとってその硬さや粒度などを調べる。通常、以下のような項目に注目する。

- 1) 有機物の多少
- 2) 土の粒度や石礫の多少
- 3) 土の色
- 4) 土の硬さ、ち密度
- 5) 湿り具合
- 6) 根の分布状況
- 7) 土の微粒子が集合体を形成している場合、その程度や大きさ、形など

まずこれらの項目に着目しながら断面全体を肉眼観察する。次に、土が有機物の多少、土の色、硬さ（あるい

は上記の項目のいずれか) などが異なるいくつかの層に分けることができる場合には、層と層の間におおよその境界線を引く。このようにして肉眼観察によって区切られた層を土壌層位 (soil horizon) とよぶ。そして、各層位ごとに 1)~7)などの項目について調査し、記録をとる。このほか、層位間の境界が明瞭であるかどうか、地表面に沿って平行であるか波打っているかなどについても記載する。層位の区分法や記載の仕方についてはマニュアルがあり (日本ペドロジー学会, 1997) , それにしたがうことによって、記載の個人差を少なくすることができる。場合によっては層位ごとに分析用のサンプルを採取する。

図 3.3 は土壌断面の記載の一例である。



Ap1 : 褐色ないし暗褐色 (7.5YR 4/3) シルト質埴壤土; 暗褐色の斑紋多数; 中程度の亜角塊状構造; 粘着性および可塑性あり; 微細孔隙あり; 細根多数, 境界は平坦, 明瞭

Ap2 : 黄褐色 (10YR 5/6) シルト質埴壤土; 不明瞭な褐色の小斑紋多数; 中程度の亜角塊状構造; 粘着性かつ可塑性あり; 小孔隙あり; 細根多数; 境界は平坦明瞭

B21t : 黄赤色 (5YR 4/6) シルト質埴土; 中程度の大柱状構造, 崩壊して中程度の亜角塊状構造になる; 中程度の厚さの褐色ないし暗褐色の粘土キュータンあり; 少数の軟質マンガン結核あり; 粘着性かつ可塑性あり; 小ないし中孔隙あり; 少数の細根あり, 境界は明瞭かつ波状

B22t : 黄赤色 (5YR 4/6) シルト質埴土; 中程度の大柱状構造, 崩壊して中程度の亜角塊状構造になる; 赤褐色の厚い連続した粘土キュータンあり; 粘着性および可塑性あり; 根なし; 境界は明瞭かつ波状

B3 : 黄赤色 (5YR 5/8) および褐色 (7.5YR 5/6) の斑状シルト質埴壤土; 弱い柱状構造, 崩壊して弱い亜角塊状構造; 軟質 Mn 結核多数, 柱状構造面状に, 薄い連続した粘土キュータンあり; 7%程度の風化花崗岩礫が含まれる

図 3.3 土壌断面の記載例。

土壌層位は、基本的には A 層, B 層, C 層に区分される。それぞれの層位の特徴は次のとおりである。

A 層 : 有機物が集積し, 無機成分は溶脱しつつある層

ただし, 溶脱が特に顕著で, 土の色が灰色, 白色を呈するまでになったような場合には E 層とよび區別

B 層 : A 層から溶脱してきた有機物や無機物が集積している層

C 層： 土状ではあるが、物質の明らかな集積や溶脱などの特徴がみとめられない

A 層, B 層などがさらに細分されるときには 1, 2 等の数字で区別する。また、特に B 層の場合、上層から溶脱してきて B 層に集積している物質が判別できるときにはそれを表す記号（アルファベット）を付す。

3.2. 顕微鏡で見る土の姿

図 3.4 は土を乾燥したのち透明の樹脂を浸みこませて固め、薄片にして顕微鏡観察して撮影した写真である。写真の 1 片は下の写真から順に 5 cm, 5 mm そして 5 μm である。この観察を行った土は細粒質の土（たとえば図 3.2 の 1 番右側の土）である、肉眼で見るとのっぺりとして無構造に見えるが、顕微鏡下では多くの隙間（間隙, 孔隙）があることがわかる。真ん中の写真は 1 番下の写真の小さな四角の部分の拡大であるが、低倍率で固体と見えた部分も、拡大すると微粒子が割とゆるく集合しており、粒子間には多くの間隙があることがわかる。このように、土の特徴（特に岩石と比較した特徴）は、間隙だらけであることである。

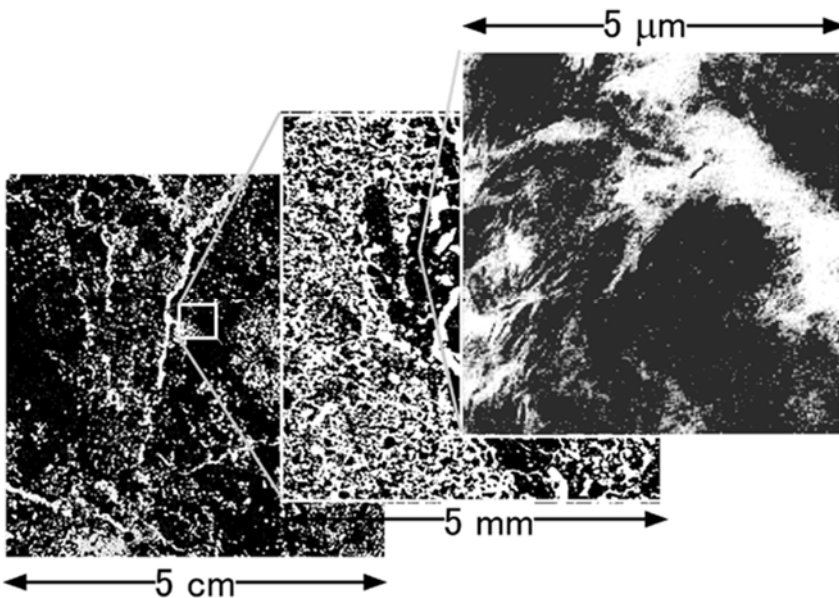


図 3.4 樹脂で固めた土を薄片にして顕微鏡観察した写真。黒い部分は固体、白い部分は孔隙。最上段の 1 枚は電子顕微鏡写真（和田, 2008）。

図 3.4 の最上図は、ダイヤモンドナイフで切りだした超薄片を電子顕微鏡で観察したものである。写真右上斜めに孔隙が走り、全体として数個の粒子が見られる。これらの粒子もまた、粒径 1 μm 以下の微粒子の集合体である。土には肉眼で見えるような鉱物粒子や岩石の破片なども含まれるが、土を土らしくしているのは、粒径 1 μm にも満たない微粒子である。土ではこのような微粒子が集合体を形成し、その集合体がさらに集合体を形成することにより何階層もの孔隙構造が出来上がっている。このため、土は保水力を保ちながら通気性も確保できている。

3.3. 3 相系としての土

3.3.1. 3 相分布

土は3相系としてあつかわれる。この場合の3相とは固相、液相、気相である。3相の体積割合のことを土壌学では3相分布とよぶ。固相、液相、気相の体積割合はそれぞれ固相率、液相率、気相率とよばれる。図3.5は日本に分布するいくつかの土の3相分布を地表から1mの深さまで測定して図示したものである。火山灰由来の土をのぞけば、表層から下層まで固相率は50%程度であることがわかるであろう。この傾向は、火山灰土などのいくつかの例外を除いて世界中の土に共通している。

液相率と気相率は合計すると50%程度ということになるが、その内訳は季節によって、降水後の時間によって、また深さによって異なる。たとえば図3.5下段左の水田土の場合、おそらく地下水面が表面から1mに近いところにあり、1mの深さでは間隙はほとんどすべて水で占められている。地表に近くなるにつれて気相率が増加している。

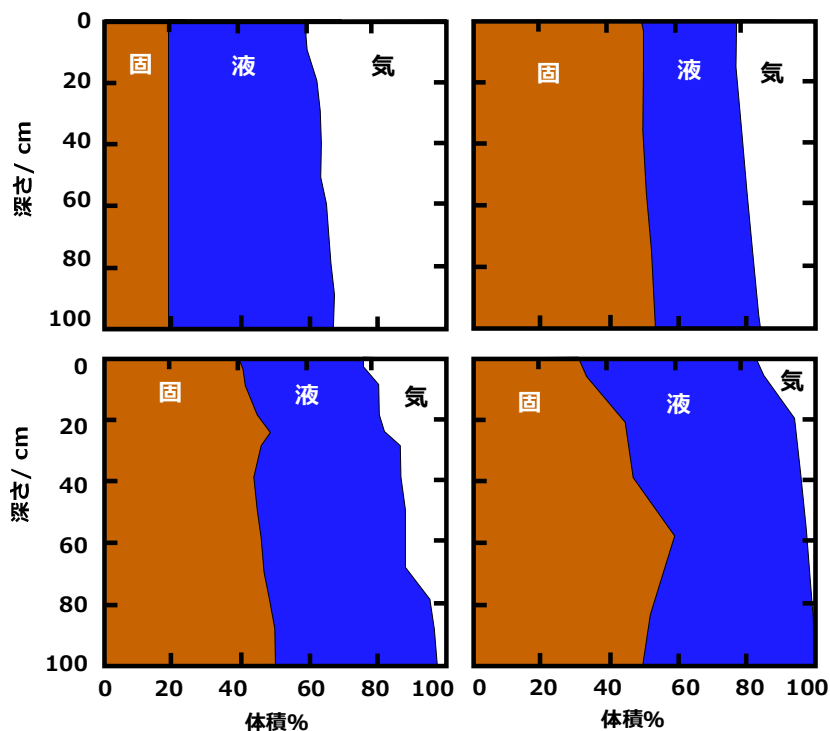


図 3.5 日本に分布するいくつかのタイプの土の三相分布 (川口, 1977) . 上段左 : 火山灰土, 上段右 : 洪積台地上の赤黄色土, 下段左 : 沖積低地の水田土, 下段右 : 低地の地下水位の高い土.

土の3相分布まとめ

- 1) 火山灰土以外では土の固相率は50%に近い。
- 2) 人工的に湛水した水田や、地下水位の高い土を除けば、降雨中および降雨直後を除けば、液相率と気相率はそれぞれ25%程度である。
- 3) 農地の表土では、耕耘のために、固相率が下層土よりもやや低くなる傾向がある。
- 4) 水田では液相率と気相率は年間を通じて大きく変動する。
- 5) 火山灰土（火山灰から生成した土）では固相率が他の土よりも著しく低く、20%ないしそれ以下であることもある。

3.3.2. 間隙率, 密度, 水分含量

ここで, 3 相分布や 3 層の質量割合について, 少し定量的な扱いをしておこう. いま体積 V の土があり, その土における固相, 液相, 気相の体積をそれぞれ V_S, V_L, V_A とすると, 次の自明な関係が成立する.

$$V = V_S + V_L + V_A \quad (3.1)$$

$V_L + V_A$ は間隙の体積に相当するので

$$n = \frac{V_L + V_A}{V} \times 100 \quad (3.2)$$

によって間隙率 n が定義される. 土の間隙体積の割合については, 固相体積に対する間隙体積の比も用いられ, これは間隙比とよばれる. 式で書くと

$$e = \frac{V_L + V_A}{V_S} \quad (3.3)$$

となる. 通常間隙率はパーセント値で表され, 間隙比はそのままの比として表される. もし間隙率が与えられれば間隙比は簡単に計算することができる.

$$e = \frac{n}{100 - n} \quad (3.4)$$

気相率と液相率は降雨や土地利用によって大きく異なり, 時間的な変動も大きい. 間隙のうち液相の占める割合は飽和度 S とよばれ, 次式で表される.

$$S = \frac{V_L}{V_L + V_A} \times 100 \quad (3.5)$$

飽和度も通常パーセント値で表される.

これまで, 固相, 液相, 気相の割合を全て体積で表してきた. しかし, 土のような微粒子の集合体の体積を測定すること, 特に土に保持されている水や間隙の体積を測定することはそれほど簡単ではない. 固相, 液相に関してはむしろ質量を測定することの方がずっとやさしい. そこで次に, 固相, 液相, 気相について体積ではなく質量で表してみよう. いま質量 W の土があり, その中の固相, 液相, 気相の質量をそれぞれ W_S, W_L, W_A とすると, 次の自明な関係が成立する.

$$W = W_S + W_L + W_A \approx W_S + W_L \quad (3.6)$$

土を構成する固体粒子の平均密度は約 2600 kg/m^3 , 液相の密度は約 1000 kg/m^3 , 空気の密度は約 1.2 kg/m^3 であるので, 気相の質量はほとんど無視できる.

一定量の土を採取してすぐに秤量すると $W_S + W_L$ を求めることができる. この土を乾燥機に入れて乾燥し液相の水を蒸発させて再度秤量すると W_S を求めることができる. 前者から後者を差し引くことによって W_L を求めることができる. これらの量を用いて, 土の水分含量を表す量のひとつである含水比 w が

$$w = \frac{W_L}{W_S} \times 100 \quad (3.7)$$

によって定義される. 土の水分含量は体積ベースで表されることもあるが, この場合には土の全体積に占める液相体積の比として示されることが普通で, これは体積含水率とよばれる.

$$\theta_v = \frac{V_L}{V} \times 100 \quad (3.8)$$

土を特徴づける重要な量として密度がある。土の場合、密度は湿潤土の密度、乾燥した土の密度の 2 通りの定義があり、それぞれ湿潤密度 ρ_w 、乾燥密度 ρ_d とよばれる。

$$\rho_w = \frac{W_s + W_L}{V} \quad (3.9)$$

$$\rho_d = \frac{W_s}{V} \quad (3.10)$$

いうまでもなく湿潤密度は土の水分含量によって変化する。しかし、乾燥密度は土の骨格構造が変化しなければ変化しないので、土の性質を特徴づける量としては乾燥密度の方が重視される。乾燥密度は粉体工学分野ではかさ密度 (bulk density) とよばれる。

また、日本の土壌学分野では仮比重という用語がつかわれることもある。このほか、内容積 100 cm³の金属円筒に土を採取し、それを乾燥して測定した土の固相質量を g 単位で表した量を容積重とよぶこともある。仮比重や容積重という用語の使用は現在では推奨されていないが、まだときどき使用されていることがある。

覚えておいてほしい数値

水の密度	約 1000 kg/m ³
土粒子の平均密度	約 2600 kg/m ³
土の乾燥密度	
農地の表土	900~1100 kg/m ³
下層土	1100~1800 kg/m ³
火山灰土	< 1000 kg/m ³

3.4. 土の 3 相の組成

3.4.1. 土の気相

土の気相は土壌空気ともよばれる。土の空気は図 3.4 に示すような微細な間隙内に存在するが、この間隙は屈曲しながらも大気に通じている。このため、土のごく表層の空気の組成は大気の組成に似ている。しかし土の内部では、土壌空気の組成は大気組成とは大きく異なる。その大きな理由は、土壌微生物や植物根の呼吸やその他の生命活動によって様々な気体が生成されることと、土の間隙が微細で屈曲しているため、大気とのガス交換の速度が遅いことである。

表 3.1 清浄な大気の組成と土壤空気の組成 (陽, 1994)

成分	濃度 (体積割合)	
	大気	土壤空気
N ₂	78%	75-90%
O ₂	20.9%	2-21%
Ar	0.93%	0.93-1.1%
CO ₂	0.0345%	0.1-10%
Ne	18ppm	
He	5.2ppm	
CH ₄	1.7ppm	0-50000ppm
N ₂ O	0.3ppm	0-1000ppm

表 3.1 は清浄な大気と土壤空気の気体成分の濃度を対比して示したものである。数値はすべて体積割合である。多量成分は%, 微量成分については ppm で表している。ここで 1% = 10000ppm である。大気でも土壤空気でも最も多いのは窒素であり, 酸素がそれに次ぐ。大気では窒素と酸素の濃度はほぼ一定であるのに対し, 土壤空気では変動が大きい。特に酸素濃度の変動が大きい。この他, 二酸化炭素, メタン, 一酸化二窒素などはいずれも, 大気よりも土壤空気中の濃度ははるかに高い。二酸化炭素は言うまでもなく, 植物の根や微生物の呼吸によって生成されるものであり, メタンや一酸化二窒素は酸素の供給の制限された環境下での微生物活動によって発生するものである。

図 3.6 は, イギリスのある地域の 2 か所の果樹園における表面から 30 cm 下の土壤空気の酸素及び二酸化炭素濃度の年間変動を測定したものである。図中の破線は砂質土, 実線はシルト質土のデータを示す。まずシルト質土をみると, 3 月から 4 月にかけて酸素濃度が低下し, 5 月には再び上昇している。その後夏になるとまた酸素濃度が低下し, 秋から冬にかけてまた上昇している。二酸化炭素濃度は酸素濃度の変化に対応しているが変化の方向は逆である。3 月から 4 月にかけての変動は, この時期に降雨があると同時に気温が上昇するため, 植物根や土壌中の微生物の活動が活発になるため, 酸素が消費され, 二酸化炭素が排出されることによる。5 月の酸素濃度上昇と二酸化炭素濃度の低下は, この地域では 5 月に雨が少ないため土中の生物活動 (植物根を含む) が低下したためである。夏から冬にかけての変動も生物活動によるものである。破線で示した砂質土の場合も, シルト質土と同じような変動をしているが, 変動幅がずっと小さい。これは, 砂質土における微生物の密度がやや低いことと, 砂質土ではシルト質土よりも大きな間隙の割合が多く, 大気とのガス交換が速やかに起こったためである。

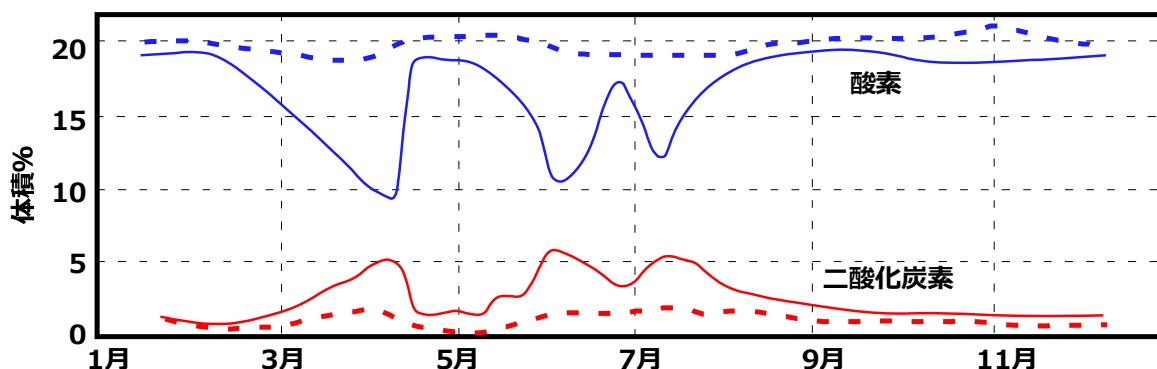


図 3.6 イギリスの果樹園の地表下 30 cm の土壤空気の酸素および二酸化炭素濃度の年間変動の様子。実線はシルト質土, 破線は砂質土のデータ。(Russel, 1973)

土壌空気組成の特徴まとめ

- 1) 二酸化炭素濃度が平均すると3%程度と高い。大気の100倍と覚えておくとよい。
- 2) 窒素濃度はあまり変わらず、二酸化炭素濃度が上がった分酸素濃度が低い。
- 3) メタンや一酸化二窒素の濃度も大気と比較するとはるかに高い。

3.4.2. 土の液相

土の液相は図 3.4 に示すような微細な間隙に保持された水である。この水は、土壌水、土中水、土壌溶液などともよばれる。土壌溶液という用語は、溶存している物質の組成を問題にするときに使用されることが多い。英語では soil moisture, soil water, soil solution などとよばれる。この教科書では土壌水という用語を用いる。

土壌水の量は、土を乾燥するときの質量減から割と簡単に定量することができる。しかし、土壌水の溶質組成、つまりどのような溶質がどのような濃度で溶存しているかを測定するためには、土から土壌水を分離して化学分析が必要がある。河川水や海水などの場合には、水の採取は簡単であり、採取した水をろ過して懸濁粒子を除けばすぐに化学分析することができる。しかし土壌水の場合には、自然に土壌水がしたり落ちるほど含水比が高いような場合を除けば採取が簡単ではない。20 世紀の初頭までは、よほど含水比の高い土以外では土壌水を採取することはほとんど不可能であった。現在では数種類の方法が開発され目的に応じて利用されているが、よく利用されるのは

■遠心分離法

■真空吸引法

の2つの方法である。

遠心分離法では、採取した土をそこに穴の開いた特殊な遠心分離管につめ、高速で遠心分離して採取する（図 3.7 参照）



図 3.7 土壌水採集用の遠心分離器のローターと、土壌試料用の遠心分離管。 (株)コクサン製 (<http://www.kokusan.co.jp/index.html>)

一方真空吸引法では、先端を閉じた多孔質管を土中に埋設し、内部を真空にすることによって土壌水を管の内部に吸い出し、パイプを通じて回収する（図 3.8 参照）。

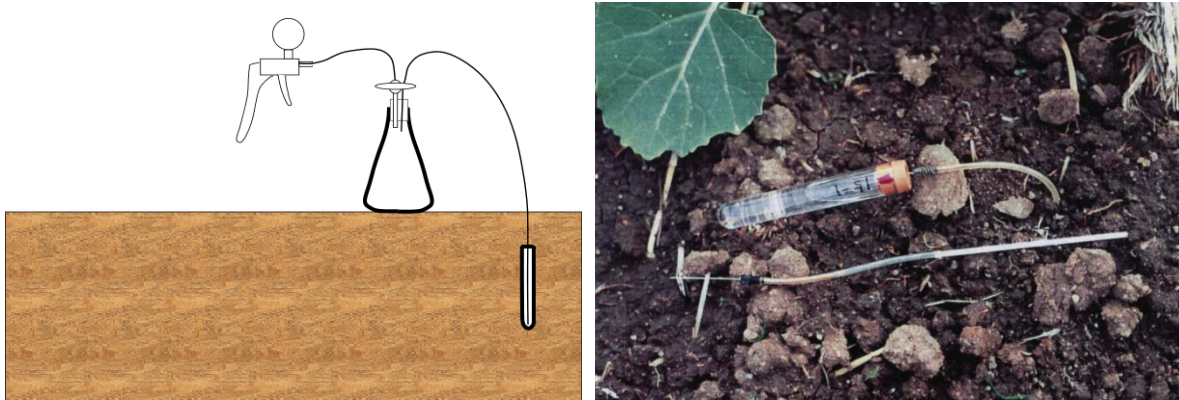


図 3.8 真空吸引法による土壌水の採取。左は手動の真空ポンプで吸引，右の例では埋設した多孔質管につないだチューブを真空採血管に接続して吸引している。右の写真は小田原孝治氏提供。

土壌水の溶質組成は，河川水や地下水の組成と共通していることが多い。つまり，主要な溶質は，陽イオンでは

- カルシウムイオン (Ca^{2+})
 - マグネシウムイオン (Mg^{2+})
 - ナトリウムイオン (Na^+)
 - カリウムイオン (K^+)
- であり，陰イオンでは
- 塩化物イオン (Cl^-)
 - 硫酸イオン (SO_4^{2-})
 - 硝酸イオン (NO_3^-)
 - 炭酸水素イオン (HCO_3^-)

である。これらの溶質の濃度は，0.1~10 mmol/L 程度の範囲にあることが多い。

土壌水の組成は，河川水や地下水と同様，あるいはそれ以上に場所，季節などによって変動する。このような変動の他，植生や土地の利用形態もその組成に大きく影響する。特徴的な傾向としては次のようなものがある。

- 森林土壌では溶質濃度が低いことが多い。
- 畑土壌では，施肥のため，溶質濃度が高く，特に硝酸イオン濃度が高いことが多い。特にビニールハウスの土壌では溶質濃度が，作物に濃度障害が発生する程度まで上昇することもある。
- 茶園の土壌では，ほとんど例外なしにアルミニウムイオン (Al^{3+}) が 0.1~1 mmol/L の濃度で存在する。茶園以外の農地ではアルミニウムイオンはほとんど不検出である。
- 湛水中の水田では，アンモニウムイオン (NH_4^+) と鉄イオン (Fe^{2+}) 濃度が他の陽イオンと匹敵する濃度で含まれる。

3.4.3. 土の固相

土の固相は土の骨格を作っている部分である。土には様々な有機物と無機物とが含まれる。図 3.9 は土の固相を構成する物質をおおざっぱに分類したものである。量的には有機物の割合は質量比でたかだか 5%程度であり，大部分は無機物である。

土の固相を構成する有機物は、大きく分けると生物遺体と腐植物質である。生物遺体のなかには、肉眼でそれとわかる大きなものだけでなく、変質して元の姿が判別しがたくなっているようなものも含む。またここでは、枯死した生物の細胞から流出した蛋白質や核酸などの生体構成物質も含めている。一方腐植物質というのは、生物由来の様々な有機化合物が土の中で変質する過程で生成した一連の有機物群である。腐植物質は糖、脂質、蛋白質など有機化学や生物化学の教科書で解説されている各種有機物のいずれとも異なる複雑な組成の有機化合物群である。量的には、落葉や落枝が堆積した部分を除けば、生物遺体<腐植物質であるので、腐植物質は土壤有機物とよばれることもある。土壤有機物の英語 soil organic matter の頭文字をとって SOM と略称されることもある。

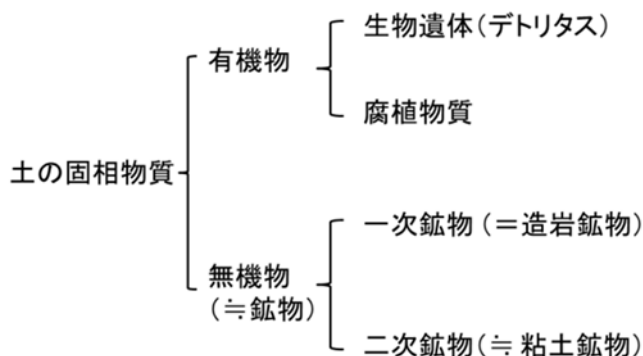


図 3.9 土の固相物質の分類.

土の固相を構成する無機物はすべて鉱物といってよい。土の鉱物は、その由来によって 2 群に分けられる。ひとつは土の材料となった岩石に含まれていた鉱物がそのまま、あるいは少し変質して土に継承されたものであり、一次鉱物とよばれる。もうひとつは一次鉱物が土の生成過程で変質して新たに生成した鉱物であり二次鉱物とよばれる。これらの鉱物の種類や構造、性質などは後述する。

土のいくつかの性質、例えば、透水性、保水性、支持力などは、鉱物の化学組成や鉱物の結晶構造などよりも、粒子の大きさや大きさの分布（粒度分布）によって決まる。このため、古くから、土壌学分野でも土木工学分野でも土を構成する鉱物粒子（以下土粒子という）の粒度分布の測定が行われてきた。野外の土は微細な土粒子は腐植物質などで接着されて集合体を作っていることが多い。そこで、粒度試験では、まず過酸化水素などを用いて有機物を分解し、水を加えて攪拌、振とう、超音波処理などによって個々の土粒子をバラバラにする。そのうち、篩分けや水の中での沈降速度の差などを利用していくつかの粒径画分に分ける。そしてその画分の割合によって土が分類される。このような粒度試験で採用されている粒度区分名は世界的には統一されておらず、分野によって異なる区分名が用いられている。

表 3.2 には土木工学分野、土壌学（日本と合衆国）における土粒子の粒径区分を示す。日本で採用されている粒径区分は国際土壌学会の区分を踏襲したものであり、粒径（粒子直径）10 倍ごとに区切っているので記憶しやすい。この本では基本的に日本土壌肥料学会の区分に従う。

最後に、土の呼び名と粒径区分名の関係について補足しておきたい。粘土というのは、細粒質で、水分含量をうまく調節してこねると任意の形に成形できるような土の一般的な呼称でもある。粘土に含まれる土粒子の粒度分布を調べると粒径が 0.002 mm 以下の粒子が大勢を占めることが多いのである。そこで、土の中の粒径 0.002 mm 以下の粒子の画分を粘土とよぶことにしたのである。シルトや砂についても同様である。このように、粘土、シルト、砂という言葉には 2 重の意味があることになるが、それがどちらを指すかは文脈からわかると思う。

鉱物とミネラル

鉱物とは天然に産する、一定の化学組成を持つ無機結晶性物質のことである。そして結晶とは原子や分子が規則正しく繰り返し配列してできている物質である。土に含まれる無機物の大部分はこの定義に照らして鉱物と言えるものである。しかし例外もある。火山灰由来の土には主要成分として火山ガラスが含まれている。火山ガラスは、マグマが急速に地表に噴出したため、構成成分が液体状態のランダムな配列をしたまま固まったものであり、結晶とはいえない。しかし便宜上火山ガラスも鉱物の中に入れられる。同じような例としては非結晶性のシリカ（二酸化ケイ素）などもある。

ミネラルとは鉱物を意味する英語 mineral をカタカナ書きにしたものである。しかし日常的には「ミネラル」と書いたときには鉱物という意味ではなく、無機物を意味することが多い。実は英語圏でも似た事情があり、mineralは無機結晶性物質という意味と、単なる無機物という意味の両方で用いられている。野菜などの食品に含まれるミネラルというのは、カルシウム、マグネシウム、カリウム、リンなどのことを指している。それはいいのであるが、「ミネラル豊富な有機野菜」とか「天然ミネラル配合の保湿クリーム」などというコマーシャルを聞くと、これを聞いた人は「ミネラル」ということばで何をイメージしているのだろうか、老婆心ながら心配になってしまうことがある。

表 3.2 土木工学，土壌学（日本と合衆国）における土粒子の粒径区分。単位は mm.

土木工学

粘土	シルト	砂			礫	
		細砂	粗砂	細礫	中礫	粗礫
< 0.005	0.005-0.075	0.075-0.425	0.425-2	2-4.75	4.75-19	19-75

土壌学（日本土壌肥料学会）

粘土	シルト	砂		礫
		細砂	粗砂	
< 0.002	0.002-0.02	0.02-0.2	0.2-2	> 2

土壌学（合衆国土壌学会，合衆国農務省）

粘土	シルト	砂					礫	
		極細砂	細砂	中砂	粗砂	極粗砂	細礫	粗礫
<0.002	0.002-0.05	0.05-0.1	0.1-0.25	0.25-0.5	0.5-1.0	1.0-2.0	2.0-13	13-75

3.5. 問題

- 1) 土壌の層位とは何か，簡単に説明しなさい。
- 2) 土壌の層位である A 層，E 層，B 層，C 層とはどのようなものか説明しなさい。
- 3) 図 3.5 の 4 つの土について，表面から 20 cm 深さの固相率，液相率，気相率を読み取り，間隙率，間隙比，飽和度を計算しなさい。
- 4) ある場所では 1 m^3 の土の質量が 1.3 t（1 t = 1000 kg），土粒子の密度は 2650 kg/m^3 であり，含水

比は 28%であった。間隙率、間隙比、飽和度を計算しなさい。

この問題および以下の問題では、必要があれば水の密度としては 1000 kg/m^3 を用いなさい。

- 5) 飽和度 100%の土の含水比が 42%であった。またこの土の土粒子の密度は 2600 kg/m^3 であった。この土の間隙比と間隙率を計算しなさい。
- 6) 湿潤密度 (ρ_w) と乾燥密度 (ρ_d) から土の液相率を計算するための一般式を導きなさい。ただし、土粒子および水の密度はそれぞれ ρ_s および ρ_L としなさい。
- 7) ある農地の表土 (表層から 15 cm の深さまでの土) の乾燥密度は 1150 kg/m^3 であった。この農地の 1 ha の表土の乾燥質量を計算しなさい。また含水比が 30%であったときの表土の湿潤質量を計算しなさい。ただし土粒子の密度は 2600 kg/m^3 である。
- 8) 日本の国土 (37 万 km^2) に年間 200 万トンの黄砂 (一般用語は風成塵) が一様降下し、乾燥密度が 1000 kg/m^3 となるように堆積した場合の堆積厚さを計算しなさい。この黄砂の降下が 5 万年継続したときの堆積厚さを計算しなさい。
- 9) 土壌空気の二酸化炭素濃度が高い理由を 2 つあげなさい。
- 10) 土壌水の溶質組成は地下水や河川水に似ている。土壌水の水質データはあまり一般的には公表されていないので、河川水や地下水、ミネラルウォーターなどの水質をネットなどで調べて一覧表にしなさい。
- 11) 土の固相における一次鉱物と二次鉱物の量比はどのような要因で変化するか考察しなさい。

3.6. 引用文献

川口桂三郎 (1977) 土壌学概論, 養賢堂, 東京.

陽 捷行(編著) (1994) 土壌圏と大気圏 - 土壌生態系のガス代謝と地球環境. 朝倉書店, 東京.

日本ペドロジー学会 (1997) 土壌調査ハンドブック (改訂版), 博友社, 東京.

Russel, E. W. (1973) Soil Condition and Plant Growth. Longman, London.

和田信一郎 (2008) 土とはどのようなものか. 科学 **78**, 148-155.