

III 土壌の性質

1. 理学的性質 (Physical property)

植物の生長や土壌生物の生存に密接な関連のある土壌の水分状態や通気性、及びそれらを左右する粒径組成、土壌構造、三相組成、孔隙組成などを、一般に土壌の理学的性質と呼ぶ。次ぎに述べる化学的性質とともに、地力を構成する重要な要素である。

一般に樹木は、農作物の10分の1以下の濃度の養分でも生育が可能であるといわれており、森林土壌ではそれだけ理学的性質が樹木の成長に及ぼす影響が大きいと考えられる。

自然土壌においては、一般に森林下に発達している土壌の理学的性質が最も良好であり、森林が伐採されると、その良好な理学的性は急速に劣化する。従って、森林をなんらかのために利用する場合には、その良好な理学的性、特に土壌構造を劣化させないような取り扱いをすることか、特に重要である。

1) 土壌水

(1) 土壌水の存在状態

土壌中に存在する水は、いろいろな力で孔隙内や土壌粒子に保持されており、その負圧は0～1万気圧あるいはそれ以上にまで及ぶといわれている。

そこで、それらの水が保持されている力を水柱高 (cm) に換算し、次式のように常用対数で表す方法が一般に用いられている (Schofield, R K, 1935)。

$$pF = 10 \lg [\text{水柱高 (cm)}]$$

土壌中に保持されている水分の負圧 (気圧及び水柱高) と pF 値の関

係は、表12のとおりである。

表12 土壤水と負圧及びpFの関係

負圧(atm)	水柱高 (cm)	pF	土壤の水湿状態	土壤水の区分
0.001	1	0		
			過湿	重力水
0.05	50	1.7 → 圃場容水量	湿	
0.1	100	2.0	潤	
0.3	316	2.5	↑ (粗孔隙)	
0.5	500	2.7 → 孔隙区分点	弱乾	毛管水
			(細孔隙)	
1	1,000	3.0	↓	
10	10,000	4.0	乾	
15	15,849	4.2		
31	31,623	4.5	萎凋点 (Wilting coefficient)	膨潤水
100	100,000	5.0		
316	316,227	5.5 → 風乾状態(大気の水蒸気圧と平衡)		
1,000	1,000,000	6.0		吸湿水
10,000	10,000,000	7.0 → 絶乾状態(105℃・24h脱水乾燥)		

圃場容水量とは、雨か止んでから1昼夜位経過し、土壤中の極く弱い力で保持されている水か、重力で流亡した時の水分状態で、 $pF=1.7$ である。また、萎凋点とは、生育している植物が土壌水分の欠乏によって萎れ始め、灌水しなければ元に戻らない水分状態であり、通常は $pF=4.2$ とされている。従って、植物に利用可能な、いわゆる有効水とは、圃場容水量と萎凋点との間、即ち、 $pF=1.7\sim 4.2$ の力で保持されている水分ということになる。

因みにわか国のスキ (*Cryptomeria japonica*) の最適 pF 値は $1.7\sim 2.2$ であり、ヒノキ (*Chamaecyparis obtusa*) のそれは $2.0\sim 2.5$ といわれている。

(2) 土壌水の分類

土壌中の水分は、その存在状態や保持されている力の大きさにより、一般に次のように区分される。

① 重力水 (Gravitational water)

粗大孔隙内に存在する水で、 $pF=1.7$ 以下の非常に弱い力で保持されているに過ぎないため、重力によって土粒間を自由に移動し、容易に下層に流亡する。そのため、植物には利用し難い種類の水である。

② 毛管水 (Capillary water)

水の表面張力に起因する毛細管現象により、土壌粒子や土壌構造によって形成される孔隙内に保持されている水である。 $pF=1.7\sim 4.2$ の力で保持されており、植物に利用可能な、いわゆる有効水である。

③ 膨潤水 (Water of imbibition)

膠質粒子の表面の、解離イオンの浸透圧によって吸収保持されている水で、吸着イオンの種類によって水量は異なる。 $pF=4.2\sim 5.5$ の力で保持されているため、普通の植物には利用できない。

④ 吸湿水 (Hygroscopic water)

土壌粒子の分子間引力によってその表面に凝縮し、水蒸気として保持

されている水で、一般に大気中の水蒸気と平衡状態を保っている。pF 5.5～7.0の力で保持されているため、普通の植物には全く利用できない。

⑤ 化合水(Combined water)

化学結合によりpF 7.0以上の力で保持されている水である。100～110℃で24時間加熱しても、蒸発分離することはない。

2) 土性(Texture)

土壌の鉱質土層部分は、いろいろと形や大きさの異なる粒子からなるか、それら粒径の異なる無機質粒子の配合の状態を土性という。一般に土性は、土壌の理学性を支配する重要な要因の一つであり、自然状態下においては短期間ではほとんど変化しないため、土壌に固有の性質と考えられている。

(1) 粒径区分(Particle size distribution)

土壌粒子を区分する粒径範囲は、国によって異なるか、表13に示したものは、わか国でも採用している国際法による粒径区分である。

表13 粒径区分 (国際法、Atterberg, 1912)

粒径区分	粒 径	区分の根拠
礫	> 2 mm	水をほとんど保持しない
砂 (a)粗砂	2 ~ 0.2 mm	毛管孔隙に水が保持される
(b)細砂	0.2 ~ 0.02 mm	同上、肉眼で見える限界
微砂 (シルト)	0.02 ~ 0.002 mm	凝集して土塊を形成する
粘土	< 0.002 mm	コロイド的性格を持つ

(2) 碎片化による粒子の表面積変化

表13の方法により区分された各粒径画分の、単位重量当りのおよその粒子数と表面積は、表14のとおりである。

表14 粒子の表面積変化(H. D. Foth, L. M. Turk, 1972)

粒径区分	粒径画分	粒子数(1g当り)	表面積(cm ² /g)
粗 砂	2 00~0 25	6500	80
細 砂	0 25~0 05	768,000	320
微 砂	0 05~0 002	5,776,000	450
粘 土	0 002未満	90,260,853,3000	8,000,000

このように粒径の減少に伴って、土壤粒子の単位重量当りの表面積は幾何級数的に増大する。そのため、粒径0.002mm以下の粘土画分は、その表面活性度が急激に高まりコロイド的性格を持つようになるので、土壤中でいろいろと重要な働きをする。

(3) 土性区分

土性は一般に、土壤中の礫、砂、微砂、粘土画分の重量%に基づいて区分される。その方式は国によって異なるが、わが国で一般に用いられている日本農学会法を、表15に示す。同法に基づいて、フィールドで土性を区分する場合には、土壤を適度に湿らせて指でこねて、その手触りで土性を判定する方法が一般的である。

表15 土性区分（日本農学会法）

土 性	礫・砂画分	粘土画分
石礫土	礫が50%以上	殆どなし
砂 土	砂が2/3以上	1/8以下
砂壤土	砂が1/3~2/3	1/8~2/8
壤 土	砂が1/3以下	2/8~3/8
埴壤土	砂を少し感じ、粘り気もある	3/8~4/8
埴 土	粘りのある粘土が大部分	4/8以上
(微砂質壤土 砂は殆どないか、粘り気も殆どないもの)		
(腐埴土…腐埴の含量が20%以上のもの)		

また、正確に土性を決める必要がある場合には、実験室で粒径組成分析を行い、得られた砂、微砂、粘土画分含有率に基づいて、図5のような粒径組成区分図（土性三角図表とも呼ばれる）によって土性を決定する。

一般に、各種植物の成長に最も適している土性は、埴壤土といわれている。

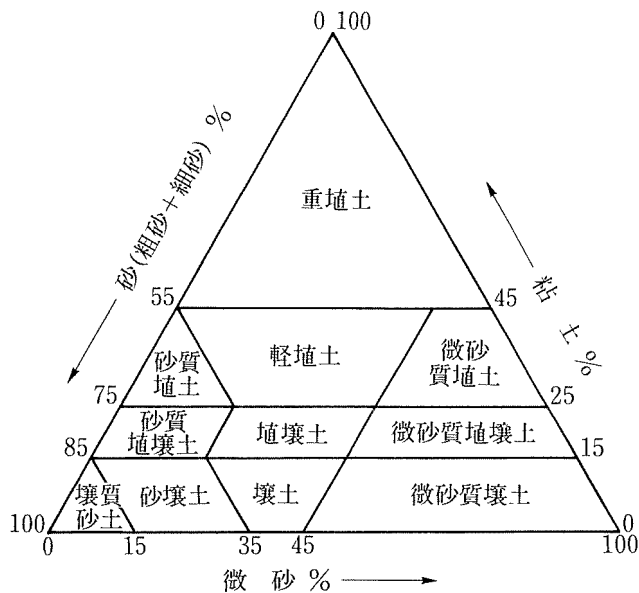


図6 土性三角図表
(E C トメラップ氏による)

3) 土壤構造(Structure)

土壤内には、形や大きさの類似した粒団が存在する。それらは自然的土壤集合体(Ped)であり、一般に土壤構造と呼ばれている。土壤生成作用の産物で、生成環境を反映してそれぞれ特有の形態や性質を持ち、土

壤の通気性、透水性、水分保持能力、浸蝕抵抗性などと密接な関係がある。集合体の形と大きさ、表面や内部の状態、及び稜角の特徴などにより、次のような分類される。

(1) 形態による構造の分類

① 薄く平たい形 (Plate-like)

- a. 板状 (Platy) 構造・水平方向に薄くのびたもの。
- b. 鱗状 (Squamose) 構造 小型でやや湾曲した表面の平らな薄片状のもの

② 縦長の形 (Prism-like)

- c. 角柱状 (Prismatic) 構造 滑らかな表面と鋭い稜角を持ち、頭頂部が平らなもの。
- d. 円頭柱状 (Columnar) 構造…縦の構造面がかなり明瞭で、頭頂部が円いもの。

③ 立方体のような形 (Cube-like)

- e. 角塊状 (Angular-blocky) 構造…径 5－10mm で、構造面も稜角も明瞭で、内部は比較的緻密で固いくるみの実を角張らせた形をしたもの。
- f. 亜角塊状 (Sub-angular blocky) 構造…径 5－10mm で、稜角が丸みを帯びた、比較的緻密な大形のかたまり状のもの。

④ 球状の形 (Spheroidal)

- g. 粒状 (Granular) 構造…径 10mm 以下のほぼ球状の外観をしており、内部は比較的緻密なもの。
- h. 団粒状 (Crumb) 構造・径 5 mm 以下の小さな球状で、多孔質で膨

軟なもの。

1. 細粒状(Loose-granular)構造 微粒状ないし粉状の粒子が菌糸束でつつられた状態のもの。

⑤ 無構造

- j. 単粒状(Single grain)構造 粒子が単独で独立しており、凝集していないもの。河原・砂丘・粘土のない砂などにみられる。
- k. 壁状(Massive)構造 粒子が均質に凝集し、土層全体が堅密で、壁のようなもので、一定の構造が認められないもの。常時湿潤な土壌の下層土で良くみられる。

(2) 構造の成因

土壌構造の生成過程には、個々の土壌粒子の凝集作用により集合体が生成される場合と、それとは逆に、全体的に堅密な土壌物質が分割されて、個々の集合体が生成される場合とがある。いずれの場合においても、植物や動物による作用、あるいは乾燥や湿潤の繰り返し、構造生成に大きな役割りを果たしている。

① 個々の粒子の凝集作用

土壌に、植物根や土壌動物、あるいは乾燥湿潤や凍結融解の繰り返しなどによる応力がかわると、その部分の脱水収縮が進行し、類似の大きさや形、及び内部組織などをもった自然的土壌集合体が生成される。この集合体の結合物質としては、粘土、腐植、あるいは遊離酸化物などが一般的である。このような過程によって生成される構造としては、粒状、細粒状、団粒状構造などがある。

② 堅密な堆積物の分割作用

堅密な土壌堆積物か、乾燥湿潤や凍結融解の繰り返し、あるいは植物

根や動物などの作用により生じた亀裂などにより、分割されることによって、類似の大きさや形などをもった自然的土壌集合体が生成される。

このような過程によって生成される構造としては、板状、柱状、角塊状構造などがある。

(3) 土壌構造の働きと維持増進

構造の発達した土壌では、一般に構造の内部に、土壌粒子の充填に由来する細孔隙か、また、構造と構造の間に粗大孔隙が生成され、主として前者が水分や養分の貯蔵庫として、また、後者が空気や水分の流通路として機能する。そのため、そのような土壌では養分保持、保水、排水、通気性などの理化学性が一般に良好である。

また、そのような良好な理化学性を保持するために必要不可欠な土壌構造を維持増進するためには、構造の生成された表層土の侵蝕流亡を抑制するA₀層の発達、構造の新生や再生を促進する各種土壌生物の活発な活動、及びそれをサポートする有機物の添加、特に腐植の持続的供給などが必要である。そのためには森林植生の維持増進が最適かつ最良の方策であり、自然状態下では、森林土壌の理化学性が最良である所以である。

4) 三相組成と孔隙組成

一定の土壌容積内における固相(Solid phase)、液相(Liquid phase)、及び気相(Gaseous phase)の占める割合を三相組成という。また、固相以外の部分、即ち、液相と気相の占めている部分が孔隙であり、その中に占める粗孔隙と細孔隙の割合を孔隙組成という。

(1) 三相組成(Three phase composition)

土壌においては、粒径2mm未満の細土、粒径2mm以上の礫、及び植物の根などからなる固相と、比較的細かい孔隙などに保持されている水が

らなる液相、及び比較的粗大な孔隙などを満たしている空気からなる気相が、それぞれ全容積に対してどの程度の割合を占めているか、即ち、三相組成を調べることによって、土性の精粗や構造の発達程度などを反映する、理学的性質の善し悪しを窺い知ることができる。

一般に構造が発達した森林土壌においては、固相率は35～45％程度が普通であるが、構造の発達不良で堅密な土壌では、固相率が50～60％に達することも珍しくない。孔隙内に占める液相と気相の自然状態における割合は、一般に両者が同じ程度かやや液相率が高い程度か、一般の植生にとってベターといわれている。

図7に、土壌の三相組成の一般的特徴を模式的に示す。

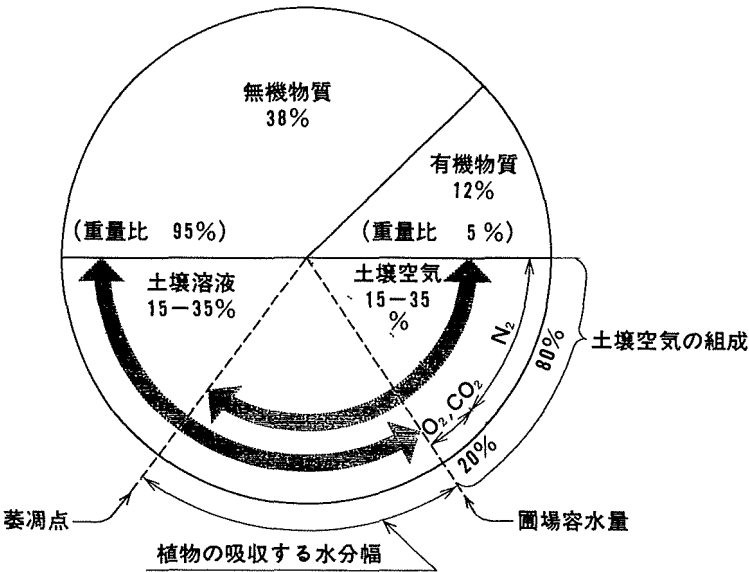


図7 土壌の三相組成（容積百分率）模式図
 (M. L. ジャクソン氏による)

(2) 孔隙組成(Porosity composition)

三相組成か同じ土壌でも、孔隙の精粗、即ち、孔隙組成によって通気透水性や水分保持機能が大きく異なる。それは、一般に粗孔隙は透水性や通気性が大きい、水保持機能が小さい、また、細孔隙は水保持機能は大きい、透水性・通気性が小さいからである。

そのため、全孔隙の中で細孔隙が占める割合が大きい土壌では、全体的に強い力で保持されている水分が多いことを意味し、植物に利用され易い有効水は必ずしも多くなく、また、通気透水性も不良である場合が多い。

わが国では、 $pF=2.7$ より大きい力で水分を保持する孔隙を細孔隙、それより保持力が小さいものを粗孔隙として区分する。

2. 化学的性質(Chemical property)

植物体中には一般に60種前後の元素が含まれているが、植物の生育に必要な元素はおおよそ16種といわれている。そのうち比較的多量に必要とされるN, P, K, Ca, Mg, Sなどは多量要素(Macronutrient)、また、植物の生育に不可欠であるが、極く微量で済むFe, Zn, Mn, Cu, B, Mo, Clなどは微量元素(Micronutrient)と呼ばれている。

それらの各種養分の保持や可給性に関わる土壌中の諸現象や諸反応を、土壌の化学的性質と総称する。

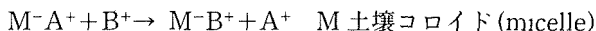
1) イオン交換と塩基交換容量

土壌中では、プラスあるいはマイナスに帯電した有機及び無機コロイドが、多量のイオンを電気的に吸着保持しており、必要に応じて土壌水中の他のイオンと交換する。陽イオン交換と陰イオン交換があるが、実際の土壌中では前者が後者より圧倒的に多く、かつ重要な働きをしてい

る。

(1) イオン交換(ion exchange)の原理

陽イオン交換は、簡単に次の式で表わされる。



(2) イオン交換に関与する土壌中のイオンの種類

一般に土壌溶液中に存在し、陽イオン交換あるいは陰イオン交換に関与する主なイオンとしては、次のようなものがある。

陽イオン Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^{+} 、 K^{+} 、 Al^{3+} 、 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 、 NH_4^{+} 、 H^{+}

陰イオン PO_4^{3-} 、 NO_3^{-} 、 SO_4^{2-} 、 OH^{-}

(3) イオン交換能をもつ主な物質

土壌の中で陽イオン交換を行う主なものは、無機コロイドでは粘土鉱物であり、有機コロイドでは腐植である。いずれもマイナス荷電を多量にもつ。また、陰イオン交換能をもつ主なものは、非晶質のアロフェン、及びAlやFeの遊離酸化物である。前者は火山灰土壌に、後者は熱帯地域に分布の広い風化の進んだ赤黄褐色を呈する酸性土壌で比較的富む。

(4) コロイド(Colloid)の特徴

一般にコロイドは直径 2μ より小さく、分子よりは大きい微細粒子である。従って、セロファン、硫酸紙、膀胱膜などの半透膜を通過することはできないが、普通の顕微鏡で識別することは困難である。

溶媒中では容易に凝集・沈殿せず、いつまでも分散した状態を保つ。これは単位重量当たりの表面積が極めて大きいため、表面活性度が非常に高いからである。

(5) マイナス荷電(交換基)の発現機構

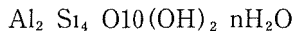
土壌中でマイナスの荷電をもつ主なコロイトは粘土鉱物と腐植であるか、それらの荷電の発現機構はそれぞれ以下のとおりである。

① 同形置換 (Isomorphous substitution) によるマイナス荷電

モンモリロナイトなどの 2 : 1 型の粘土鉱物においては、結晶を構成する Al 八面体層内の Al^{3+} の一部か、大ききの類似した Fe^{2+} や Mg^{2+} に、また、珪酸四面体層内の Si^{4+} の一部か、大ききの類似した Al^{3+} などに、それぞれ置換されていることがある。これは、ある特定の鉱物の結晶内の格子位置を、本来のものと異なる原子が占めている一種の同形現象であるので、同形置換と呼ばれている。同形置換が行われている粘土鉱物では、プラス電荷が不足するため全体としてマイナスに帯電する。そのような同形置換によるマイナス荷電の発現を、モンモリロナイトの構造式で示すと以下のとおりである。

モンモリロナイトの構造式

原型 (同形置換のないもの)



同形置換 [$\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$ (0.33 単位)、 $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ (0.1 単位)] が進行したモンモリロナイトの構造式



その結果、モンモリロナイトの結晶には、 $0.33 + 0.1 = 0.43$ 単位のマイナス荷電、即ち、陽イオン交換容量が生成される。

② 結晶の破壊端におけるマイナス荷電

1 : 1 型や 2 : 1 型の粘土鉱物では、結晶の破壊端において、未飽和のマイナス荷電 ($\text{Si}-\text{O}^-$, $\text{Al}-\text{O}^-$) が露出しており、陽イオン交換座となる。

このような結晶の破壊端におけるマイナス荷電は、前述の同形置換によるものに比べると、一般に遙かに少量である。

③ 各種交換基の解離によるマイナス荷電

暗色不定形の、高分子の環状有機化合物である腐植は、カルボキシル基(-COOH)やフェノール基(-OH)などの反応基を多量に保有しており、それらの反応基から水素イオンが解離することによって、マイナス荷電が生じる。

(6) 塩基交換容量(CEC Cation exchange capacity)

前述のようなメカニズムによって、土壌中の有機・無機コロイドに生じたマイナス荷電による、陽イオンを吸着保持し他の陽イオンと交換する能力を、塩基（あるいは陽イオン）交換容量と呼び、一般に土壌 1 kg 当たりの cmol(+) で表示する。各種粘土鉱物や腐植の塩基交換容量は、表16のとおりである。

表16 粘土鉱物と腐植の塩基交換容量(cmol(+)/kg, pH=7)(FitzPatrick)

Clay mineral	CEC	Clay mineral & Humus	CEC
Kaolinite	3~15	Montmorillonite	80~150
Halloysite	10~50	Vermiculite	100~150
Illite	10~40	Allophane	30~200
Chlorite	10~40	Humus	200~500

カオリナイトやハロイサイトなどのように、破壊端でのみ陽イオン交換を行うものは、概して交換容量が小さいか、モンモリロナイトやヴァーミキュライトなどのように、同形置換によるマイナス荷電をもつものは交換容量が大きい。また、反応基の解離による大量のマイナス荷電をもつ腐植では、交換容量が非常に大きい。

2) 交換性塩基および塩基飽和度

(1) 交換性塩基(Exchangeable base)

前述の各種粘土鉱物や腐植による、陽イオン交換に関与する主なカチオンとしては、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Al^{3+} 、および H^+ がある。それらのうち前の四つは交換性塩基と呼ばれており、土壤肥沃度と密接な関係を有するために重要視されている。

(2) 塩基飽和度(Base Saturation)

土壤中の各種粘土鉱物や腐植による塩基交換容量(CEC)に対して、前述の四つの交換性塩基が占めている割合を塩基飽和度と呼び、次の式で表わされる。

$$\text{塩基飽和度} = (\text{交換性塩基総量} / \text{塩基交換容量}) \times 100\%$$

一般に肥沃な土壤では、交換性塩基、特に交換性Caの含有率が高く、瘠悪な土壤では低い傾向がある。しかし、土壤中の交換性塩基の活性状態は、交換性塩基の絶対量よりも塩基飽和度の方により良く反映されている場合が多い。そのため塩基飽和度か、土壤肥沃度の指標として良く用いられる。

3) 土壤反応

土壤の酸性あるいはアルカリ性の度合を表す土壤反応は、土壤中の化学性を反映する指標の一つであり、土壤中で進行している各種反応や、各種土壤生物の活動と密接な関わり合いを持っている。

(1) 表示法

土壤反応は、一般に次式のように、水素イオン濃度（溶液1リットル中にある水素のグラムイオン数）の逆数の常用対数による値、即ちpH値で表わされる。

$$\text{pH} = \log(1/[\text{H}^+])$$

水の解離定数Kは $[\text{H}_2\text{O}] = [\text{H}^+] [\text{OH}^-] = 10^{-14} (25^\circ\text{C})$ であるから、上の式に $[\text{H}^+] = 10^{-7}$ を代入して得られる $\text{pH} = 7$ が中性で、それ

より小さい場合か酸性、大きい場合かアルカリ性である。

(2) 測定法

今日では、リトマス試験紙（酸性で赤色に、アルカリ性で青色に変色する）など、各種のpH試験紙が市販されているので、目的に合わせて購入すれば、土壌のpHはラフな測定から比較的細かいものまで、かなり簡単に測定することかてきる。

しかし、土壌のpHを正確に知るためには、実験室においてガラス電極pHメーターなどを用いて、一定の測定方法に従って測定する必要がある。

(3) 活酸性(Active acidity)と置換酸性(Exchange acidity)

活酸性とは、土壌溶液の酸性、即ち、土壌中の水溶性酸性物質による酸性であり、真酸性とも呼ばれている。それら土壌溶液中に解離している酸性イオンは、土壌コロイドに吸着されている水素イオンなどと平衡関係を保っているのか普通である。

また置換酸性とは、土壌にKCl溶液などを加えた時土壌コロイドから置換放出される H^+ や Al^{3+} による酸性のことであり、潜酸性 (Potential acidity) とも呼ばれている。

(4) $pH(H_2O)$ と $pH(KCl)$

土壌のpHを測定する場合には、一般に活酸性と置換酸性に相当するものを測定する。前者に関しては、一定量の土壌に一定量の純水を加えた懸濁液のpHを測定し、 $pH(H_2O)$ とする。後者に関しては、一定量の土壌に一定量の1規定KCl溶液を加えた懸濁液のpHを測定し、 $pH(KCl)$ とする。

前者は土壌溶液の酸性を直接指標するものであり、季節変動などを受け易い欠点がある。それに対して後者は、置換放出された H^+ や Al^{3+} の酸性度を測定しているので、比較的季節変動は少ない。一般に前者より

後者の方が0.5～1.0程度低い値を示すか、一部の火山灰土壌のように、土壌によっては後者の方が高い値を示すこともある。

このように、土壌のpHにはpH(H₂O)とpH(KCl)の2種類あり、ほとんどの場合両者の値は異なるので、pH値を云々する場合には、測定した方法をはっきりさせておくことも大切である。

一般に、日本では前者が、欧米では後者が使用されていると言われている。

(5) 置換酸度と加水酸度(Hydrolytic acidity)

一定量の土壌に一定量の中性塩の溶液を加えて、土壌コロイトから置換放出されるH⁺やAl³⁺をNaOHで滴定して算出した値を、酸度と呼ぶ。一般に、土壌50 g当りの0.1規定NaOHの消費量(ml)で表示し、1回目の滴定値をy₁とする。

中性塩として、1規定のKClを用いたものを置換酸度、醋酸Caを用いたものを加水酸度と呼び、後者は土壌酸性化の初期のものと考えられている。

全酸度は、一般の土壌ではy₁の3倍程度といわれているか、腐植質のものでは10倍以上となることもある。

4) C/N比(C/N ratio)

土壌有機物や植物体などの炭素と窒素の含有率(%)の比を、C/N比という。一般に、新鮮な有機物では高いか、分解腐朽の進んだものでは低い。

(1) 各種有機物のC/N比

針葉樹や広葉樹の新鮮な落葉落枝、及び土壌各層の平均的なC/N比は、次のとおりである。

表17 各種有機物や土壌のC/N比

有 機 物		C/N比
針葉樹の落葉落枝		50～120
広葉樹の落葉落枝		40～ 70
森林土壌	F層	30～ 40
	H層	20～ 30
	A層	10～ 25

(2) C/N比の低下

一般に、新鮮な落葉落枝などでは、窒素に比較して炭素含有率が非常に高いので、C/N比が大きい。それらの有機物か、土壤動物や微生物の働きによって分解無機化されるに際しては、主として炭素はエネルギー源に、窒素は生物体の合成に使用される。そのため分解無機化作用の進行に伴い、炭素の一部は炭酸ガスとして大気中に放出されるか、窒素は主として蛋白質として生物体内に取り込まれる。その結果、土壤有機物全体のC/N比は徐々に低下し、最終的には微生物体のC/N比である10前後で安定する。

(3) C/N比の意義

以上のように土壤有機物のC/N比は、新鮮なものでは高く、分解腐朽即ち、腐植化が進むに連れて10に向かって低下するところから、C/N比の大きさに、土壤有機物の分解の難易や、腐植化の進行程度を推定することか可能である。

また、土壤有機物のC/N比が大きく、従って窒素量が相対的に少ない場合には、分解によって生成された窒素化合物のほとんどは微生物などに同化吸収されてしまい、植物に対してはほとんど供給されないことから、土壌のC/N比の大小は窒素の可給性の指標としても有効である。

(4) 堆肥製造とC/N比

一般に、堆肥の原料とされるおかくすや稲藁などの新鮮有機物のC/N比は、前者が400、後者が60－80と非常に大きいのが普通である。そのため、そのまま土壌に施用したのでは、前述のように、放出される僅かな窒素は全て土壌動物や微生物に利用されてしまうので、植物は窒素欠乏の状態に陥る。

そこで、先ず庭先などにそれらを積み上げ、油粕、魚粕、汚泥、家畜糞尿などのC/N比の小さいもの、即ち、窒素含有率の高いものを混入する。すると、微生物の働きによる醗酵分解が活性化され、余剰の炭素の大气中への放出が促進される。これを「堆肥の熟成」と呼ぶ。この過程によって有機質堆積物のC/N比が低下し、同比が20前後に低下したものを堆肥として使用することによって、土壌の理化学的ならびに生物の性質の向上、ひいては生産力の増大が促進される。

5) 磷酸(Phosphate)

磷酸は、窒素やカリウムとともに、三要素の一つに数えられるほど植物にとって重要な要素である。しかし、土壌中の磷酸のうちで、植物に利用可能な状態にあるものはほんの一部に過ぎず、その他はほとんどか土壌中の特定の成分(Fe, Al)と強く結合して、不可給態化しているといわれている。そのため、それらの有効利用技術の開発が急がれている。

(1) 土壌中の磷酸の存在形態

土壌中の磷酸は、先ず結合物質の違いにより、有機態磷酸と無機態磷酸に区分され、更に、金属と結合している無機態磷酸は、Ca型、Al型、Fe型、及び難溶型に区分される。

(2) 可給態リン酸(Available phosphate)

そのうち、有機態リン酸やCa型リン酸は、普通の植物に利用可能な可給態リン酸であり、Al型やFe型も一部は可給態リン酸であるが、それ以外のものは、普通の植物には利用するのが困難な不可給態リン酸と考えられている。

土壤中で可溶性リン酸が不可給態の難溶性リン酸に変化する反応は、一般にリン酸固定(Phosphate fixation)と呼ばれている。火山灰土壌や、熱帯に広く分布する赤黄色味の強い風化の進んだ強酸性土壌では、リン酸の固定が進み易く、それらの土壌では難溶性リン酸の占める割合が特に高いといわれている。

一部のマメ科植物は、細根から有機酸を分泌し、Alとキレートを形成することによって、Alと結合していたリン酸を吸収利用する能力をもつ。

特に、マメ科植物の1種であるピージョンピー(Pigeon pea)は、Al型やFe型のリン酸を可給態にする能力があるといわれている。



写真27 トウモロコシ収穫後のピージョンピーの栽培（ケニア）

3. 生物的性質(Biological property)

土壤中に生息する多種多様な動物や微生物は、その生活活動をとおり、土壌のいろいろな性質に影響を及ぼしている。

特に土壌動物は、土壌の理化学性を向上させ、また微生物は、土壌の化学性を向上させる働きが大きい。その他、糸状菌や担子菌などの微生物は、植物の根に共生して菌根を形成し、植物の根の働きを助けるなど、植物の瘠悪地耐性を高める働きもする。

1) 菌根(Mycorrhiza)

(1) 一般的特徴

糸状菌や担子菌などのいわゆるかびやきのこの仲間は、種子植物や羊歯植物などの高等植物の根に侵入し、無機物などを土壌から吸収して植物にそれらを供給する代わりに、植物から炭水化物を得て共生する。そのように菌類が共生している植物の根を菌根という。

養分や水分が少ない痩せた土地に生成するほとんど全ての植物には、菌根が発達しているといわれている。

(2) 菌根の根への侵入形態による区分

菌根は、一般に菌類の根への侵入の仕方で、外生菌根と内生菌根に分けられる。

① 外生菌根(Ectotrophic mycorrhiza)

発達した菌糸が根を覆い、その一部が表皮や皮層の細胞間隙に侵入して共生するもので、菌糸は根の細胞内へは入らない。このようなタイプのもんとしては、マツタケ、ホンシメシ、ショウロなどの菌根性きのこがあり、マツ科、ブナ科、カハノキ科、ヤナキ科などの植物の根に共生

する。

② 内生菌根(Endotrophic mycorrhiza)

菌糸が植物細胞の中に侵入して共生するものであり、このようなタイプのものとしては、ランの菌根、ツツジ類の菌根、VA菌根などがある。

そのうち、VA菌根は、囊（袋）状体(Vesicule)と樹枝状体(Arbuscule)を持ち、前者は細胞の間に形成された貯蔵器官として機能し、後者は細胞内にまで侵入し、土壌からの燐酸塩や養分及び水分の吸収を促進をするなどの機能をもっていると考えられている。

主な農作物、栗以外の果樹、スギ科、ヒノキ科、茶、花木、竹類などにおいては、このVA菌根の働きが重要であるといわれている。