

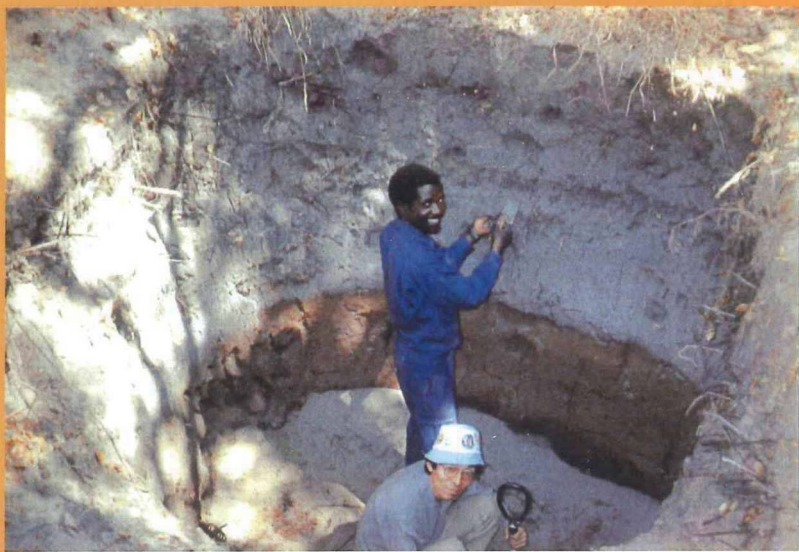
熱帯林造成技術
テキスト No 4

東京大学助教授

八木久義 著

熱帯の土壌

— その保全と再生を目的として —



財団法人

国際緑化推進センター

熱帯林造成技術テキストの発刊にあたって

毎年 1,540 万ヘクタールにも及ぶ熱帯林が消滅し、地球規模での環境問題として早急な対策が必要とされております。

このような中で、今後わが国には多くの国よりこれまで以上に林業協力の要請が増大するものと予想され、これに対処するためには国際林業協力に従事する人材の育成等の国内支援体制の強化が必要とのことから、1991年春、財団法人 国際緑化推進センターが設立されました。

当センターでは事業の一環として、企業やNGO等の民間機関による林業協力に従事する人々やこれからの林業協力を担うであろう青少年を対象にして、熱帯林の造成技術についての研修会を開催いたしております。

この熱帯林造成技術テキストはこれら当センターで行う研修の教材として使用するとともに、林業協力に従事する人達にも活用頂ければと作成致すものであります。

本テキストは熱帯林など海外の森林・林業に関してシリーズでの発刊を考えており、著者につきましても現地での実地経験豊かな方をお願いし、現場での手引き書としても直ちに使えるようなものを作成して参りたいと考えております。

本テキストが今後、わが国の国際林業協力に従事する人々に少しでも役立ち国際林業協力の推進に些かでも貢献出来ればと願いつつ本テキストを発刊致すものであります。

1994年 3 月

(財)国際緑化推進センター

理事長 秋 山 智 英

目 次

I. は じ め に	1
1. 土壌とは？	5
1) 一般的特徴	5
2) 土壌の主な働き	6
II. 土壌生成要因 (Soil forming factor)	7
1. 母材 (Parent material)	8
1) 地殻 (Earth crust) の組成	8
2) 主な一次鉱物 (Primary mineral)	9
3) 岩石の分類	10
(1) 火成岩 (Igneous rock)	10
(2) 水成岩 (Sedimentary rock)	13
(3) 変成岩 (Metamorphic rock)	18
(4) 火成岩、水成岩、変成岩か地殻や地表に占める割合	19
4) 岩石や鉱物の風化 (Weathering)	20
(1) 物理的風化作用 (Physical weathering)	20
(2) 化学的風化作用 (Chemical weathering)	25
(3) 生物的風化作用 (Biological weathering)	28
(4) 二次鉱物 (Secondary mineral) の生成	28
(5) 風化による各種元素の可動率	30
2. 気候 (Climate)	32
1) 基本的な土壌水分環境	32
(1) 洗浄型土壌水分環境	32
(2) 非洗浄型土壌水分環境	32
(3) 滲出型土壌水分環境	33
3. 地形 (Topography)	33
1) 山地 (Mountain)	33

(1) 地殻運動によるもの	33
(2) 火山活動によるもの	34
(3) 地形輪廻 (Geomorphic cycle)	34
2) 丘陵地 (Hill)	35
3) 高原 (Plateau)	36
4) 段丘 (Terrace)	36
5) 平地 (Plain)	37
4. 生物 (Biology)	38
1) 窒素固定 (Nitrogen fixation)	38
(1) 窒素固定菌 (Nitrogen-fixing bacteria)	38
(2) 窒素集積の意義	40
2) 有機物層 (Organic matter layer, Ao-horizon) の発達	41
(1) Ao層の区分	41
(2) Ao層の分類	42
3) 有機物の分解・無機化	43
(1) 土壤動物 (Soil fauna) の働き	43
(2) 微生物 (Microorganism) の働き	45
4) 腐植 (Humus) の生成	47
(1) 腐植生成作用 (Humification)	47
(2) 腐植の働き	47
(3) 腐植の分類	48
5) 生態的循環による炭素及び窒素の蓄積	49
5. 時間 (Time)	50
III. 土壌の性質	54
1. 理学的性質 (Physical property)	54
1) 土壌水	54
(1) 土壌水の存在状態	54
(2) 土壌水の分類	56

2) 土性 (Texture)	57
(1) 粒径区分 (Particle size distribution)	57
(2) 碎片化による粒子の表面積変化	57
(3) 土性区分	58
3) 土壌構造 (Structure)	59
(1) 形態による構造の分類	60
(2) 構造の成因	61
(3) 土壌構造の働きと維持増進	62
4) 三相組成と孔隙組成	62
(1) 三相組成 (Three phase composition)	62
(2) 孔隙組成 (Porosity composition)	64
2. 化学的性質 (Chemical property)	64
1) イオン交換と塩基交換容量	64
(1) イオン交換 (Ion exchange) の原理	65
(2) イオン交換に関与する土壌中のイオンの種類	65
(3) イオン交換能をもつ主な物質	65
(4) コロイド (Colloid) の特徴	65
(5) マイナス荷電 (交換基) の発現機構	65
(6) 塩基交換容量 (CEC Cation exchange capacity)	67
2) 交換性塩基および塩基飽和度	67
(1) 交換性塩基 (Exchangeable base)	67
(2) 塩基飽和度 (Base saturation)	68
3) 土壌反応 (Soil reaction)	68
(1) 表示法	68
(2) 測定法	69
(3) 活酸性 (Active acidity) と 置換酸性 (Exchange acidity)	69
(4) pH (H ₂ O) と pH (KCl)	69

(5) 置換酸度と加水酸度 (Hydrolytic acidity)	70
4) C/N比 (C/N ratio)	70
(1) 各種有機物のC/N比	70
(2) C/N比の低下	71
(3) C/N比の意義	71
(4) 堆肥製造とC/N比	72
5) 燐酸 (Phosphate)	72
(1) 土壌中の燐酸の存在形態	72
(2) 可給態燐酸 (Available phosphate)	73
3. 生物学的性質 (Biological property)	74
1) 菌根 (Mycorrhiza)	74
(1) 一般的特徴	74
(2) 菌根の根への侵入形態による区分	74
IV. 土壌の調べ方	76
1. 土壌調査	76
1) 土壌調査のために準備するもの	76
2) 試孔点の選定と土壌断面の作り方	76
(1) 試孔点の選定	76
(2) 試孔の掘り方	77
(3) 土壌断面の整え方	78
3) 土壌の断面の調べ方	78
(1) Ao層 (有機物層) の区分	78
(2) 鉱質土壌の区分	79
(3) 層界 (Horizon boundary)	79
(4) 土色 (Soil color)	80
(5) 腐植含有量 (Humus content)	82
(6) 土壌構造 (Structure)	82
(7) 堅密度 (Hardness)	84

(8) 孔隙 (Porosity)	84
(9) 土性 (Texture)	85
(10) 石礫 (Gravel)	86
(11) 溶脱・集積 (Eluviation, Illuviation)	87
(12) 水湿状態 (Moisture)	89
(13) 根系 (Root system)	89
(14) 菌根菌糸 (Mycorrhiza, Mycelium)	91
(15) 母材の堆積様式	91
(16) 浸蝕 (Erosion)	92
2. 環境要因調査	94
1) 調査地点の概況	94
2) 気候	94
3) 地形	94
4) 植生 (Vegetation)	94
V. 土壌生成作用及び分類	96
1. 基本的な土壌生成作用 (Soil forming process)	96
1) 塩類集積作用 (Salinization)	96
2) シアライト化作用 (Siallitic weathering)	97
3) 粘土の移動集積作用 (レシベ化作用, Lessivage, Illuvialization)	97
4) アリット化作用 (Altitic or Ferrallitic weathering)	99
5) クライ化作用 (Gleization)	100
6) ポトゾル化作用 (Podzolization)	101
7) 泥炭集積作用 (Peat accumulation)	102
2. 土壌分類の歴史	102
3. 包括的土壌分類体系 (Soil Taxonomy, 1975)	104

1) Soil Taxonomyの特徴	104
2) 分類基準の定義	104
(1) 特徴表層 (Diagnostic horizon)	105
(2) 診断特徴 (Diagnostic soil characteristics)	110
3) 土壌目 (Soil order)	115
4) 土壌亜目 (Soil suborder)	
及び土壌大群 (Great group)	117
(1) Histosols	118
(2) Spodosols	119
(3) Andisols	121
(4) Oxisols	123
(5) Vertisols	126
(6) Aridisols	129
(7) Ultisols	131
(8) Mollisols	136
(9) Alfisols	139
(10) Inceptisols	143
(11) Entisols	146
4. FAO/UNESCOの世界土壌図	149
1) 主要土壌を細分するための識別特性	150
2) 主要土壌の主な特徴と細分	151
(1) Ferralsols (鉄礫土化土壌)	151
(2) Acrisols (粘土集積低飽和赤色土壌)	152
(3) Nitrosols (厚層赤色土壌)	153
(4) Luvisols (粘土集積高飽和赤褐色土壌)	153
(5) Vertisols (反転土壌)	154
(6) Cambisols (淡黄色変成土壌)	155
(7) Regosols (非固結浅層土壌)	155

(8) Rankers (岩盤上浅層土壤)	・ ・ ・ ・	156
(9) Lithosols (岩上浅層土壤)	・ ・ ・ ・	156
(10) Fluvisols (流積土壤)	・ ・ ・ ・	156
(11) Gleysols (地下水成土壤)	・ ・ ・	157
(13) Histsols (有機質土壤)	・ ・ ・ ・	157
(14) Xerosols (乾燥土壤)	・ ・ ・	158
(15) Yermosols (沙漠土壤)	・ ・	158
3) 主要土壌群の分布特徴	・ ・ ・ ・	159

熱帯の土壌

－基本的性質と調査および分類方法－

I. はじめに

熱帯とは、一般に赤道を中心にして、南北両回帰線に挟まれた両半球にまたがる地帯のことである。気候的には、年平均気温が 20°C 以上、または最寒月の月平均気温が 18°C 以上であるなど、年間を通して高温で気温差も少ない。しかし、降水量は、赤道直下では概して多いのに対して、亜熱帯寄りの地方で少なくなるなど、量的な変化が大きい。そのため、降雨林、雨緑林、サバンナ、及び沙漠など変化に富んだ植生タイプが存在する。

また、地質的には、過去の火山活動や地殻変動及び長期にわたる大規模な浸蝕・運搬・堆積作用などの影響により、いろいろな種類の堆積物や岩石類が複雑に入り組んで分布しており、しかもそれらの風化・変質の程度がそれぞれいろいろと異なる。そのため、土壌の母材としての地質が非常に複雑である。また、地形も一般にそれ程急峻ではないが、微地形的には変化に富んでいる場合が多い。

そのように複雑な土壌生成環境を反映して、熱帯地域には、極めて多種多様な土壌が生成・分布している。それらの土壌は、一般に森林伐採や山火事及び放牧などの外部からのインパクトに対して比較的脆弱であり、特に裸地化すると容易に理化学的および生物的性質が劣化し、土壌浸蝕などを誘発して荒廃する。

FAOの発表(1993)によると、近年森林破壊、不適切な土壌の管理や利用、及び過放牧などが原因で、世界全体で年々700万haもの土地が荒廃している。これは、20年間でアラスカに匹敵する面積の土地が不毛化していることを意味しており、しかもそのほとんどが、アフリカ、アジア、中南米などの熱帯地域で進行しているといわれている。

土壌は、地球上の各種陸上生態系の成立基盤として重要な働きをしていると同時に、非常に数少ない貴重な再利用可能資源でもある。従って、一旦土壌の理化学性が退化し浸蝕荒廃すると、周囲の環境、ひいては地球環境に及ぼす影響は計り知れない程大きいのみならず、人類の存亡にも関わる重大事でもある。しかも、それを再生するには、1 cmの土層の再形成に100～400年を要すると推定される程、大変な時間とエネルギーを必要とする。

従って、限りある土壌資源を保全しつつ効率良く利用し、できるだけ良好な状態で次の世代に引き継ぐためには、その肥沃度や立地環境に応じて、自然の地力を損なわないような、自然と調和した適切な維持管理を進めることが大切である。また、既に世界各地、特に熱帯地域に広大に存在する荒廃地に森林を造成して、その生態的な力をうまく利用して物理的、化学的、生物的に生き返らせることも極めて大切である。



写真1 森林破壊により禿山となった地帯を搬送されるラワンの大木
(フィリピン、ルソン島)



写真2 焼畑のための山焼き（インドネシア、東カリマンタン）



写真3 焼畑で栽培される胡椒（向うの杭だけの所は放棄された焼畑）
（インドネシア、東カリマンタン）



写真4 地力を使い果たし放棄された荒廃地
(フィリピン、パンタパンガン)

熱帯地域における健全な土壌の維持増進が、円滑な生物生産や陸上生態系の保全、ひいては地球環境の保全にもつながる。

そこで本冊子では、そのような熱帯の土壌を理解するために基本的に必要な事柄、即ち、土壌はどのように生成され、いかなる性質を持っているか、及びそれらの調べ方や分類方法などについて、熱帯の土壌を中心に述べてみたい。

1. 土壌とは？

1) 一般的特徴

土壌とは、地殻の表面を構成する各種岩石の碎屑物や、その風化変質物などの無機鉱質物からなる骨格に、植物や動物などの生物の遺体によって、地球の最表層に生成されたものであり、そこには多種多様の生物が無数に生息している。

しかも、それら無機物、有機物及び生物は互いに影響を及ぼしあっており、それら相互のバランスの上に有機的に統合された土壌の世界が形成されている。そのため、土壌は大気や水などと同様に自然史的生成物の一つとされている。

そのようにして生成された土壌は、下図のような地表に平行な幾つかの層位 (Horizon) からなるのが普通である。

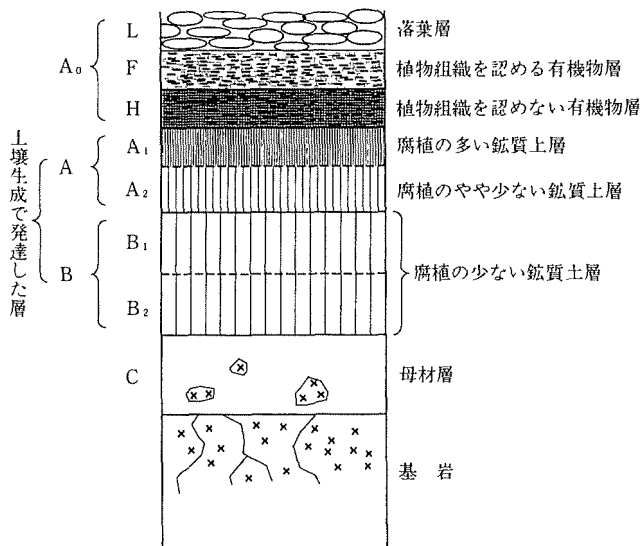


図1 土壌断面模式図

2) 土壌の主な働き

土壌は、植物に利用可能な各種養分、水分、及び空気を貯蔵しており、必要に応じてそれらを植物の根に供給する。一般に、このような能力は地力（Fertility）と呼ばれ、土壌の最も重要な性質の一つとされている。植物はそれら養分や水分を吸収し、太陽エネルギーを利用して光合成を行い、炭水化物などの有機物を生産する。このようにして生産された有機物か、直接あるいは間接的に、陸上のほとんど全ての生物のエネルギー源として利用され、それらの生存を支えている。

また土壌は、多数の土壌動物や無数の微生物の快適な住家であると同時に、活動の場でもあり、それらの共同作業により、土壌表面に還元された植物や動物に由来する有機質遺体の分解・無機化が絶えることなく行われている。その結果生成される各種の有機ならびに無機化合物が土壌中に蓄積され、それらは再び養分として植物に利用される。

このように、植物や動物の遺体、即ち、有機性廃棄物の分解処理、いわゆる天然のネグントロピー作用が土壌で絶えず行われているおかげで、陸上生態系の崩壊が防かれ、緑の地球が保たれているのである。

以上のように、土壌は陸上生態系における物質やエネルギーの流れの場であるとともに、地下の岩石圏と地上の生物圏とをつなぐパイプの役割りも担っているなど、各種陸上生物の生存ならびに地球環境の保全のために基本的に重要な働きを果たしている。

II. 土壤生成要因 (Soil forming factor)

土壤生成要因としては、一般に母材、気候、地形、生物、時間、人為などが上げられるが、自然土壤においては前の五つが特に重要とされ、五大土壤生成要因と呼ばれている。

それらが土壤生成において果たす主な役割りは、次のとおりである。

1. 母材 (Parent material)

母材とは、土壌の出発物質であり、その骨格となる物質である。地殻を構成する各種岩石や堆積物などの風化碎屑物に由来する。そのため、土壌の基本的性質は、当然のことながら、元の岩石や堆積物の性質を強く反映している。

1) 地殻 (Earth crust) の組成

地殻は、地球表面の厚さ10～50kmを占めている部分であり、各種岩石や堆積物からなる。その深さ16kmまでの平均組成は、クラークの研究によると表1のとおりである。

表1 地殻の表層深さ16kmまでの地層の平均組成 (Clarke, 1924)

Element	Weight%	Volume%	Oxides	Weight%
O	46.6	93.8	SiO ₂	59.1
Si	27.7	0.9	Al ₂ O ₃	15.2
Al	8.1	0.5	Fe ₂ O ₃	3.1
Fe	5.0	0.4	FeO	3.7
Ca	3.6	1.0	CaO	5.1
Na	2.8	1.3	MgO	3.5
K	2.6	1.8	Na ₂ O	3.7
Mg	2.1	0.3	K ₂ O	3.1
Ti	0.62		TiO ₂	1.0
P	0.12		MnO	0.12
Mn	0.09		H ₂ O	1.3
C	0.09		P ₂ O ₅	0.29
S	0.06		CO ₂	0.35
Cl	0.05		SO ₂	0.03
H	0.14			

このように、地殻を構成する岩石に含まれている元素の種類は多種多

様であるか、その主なものはO, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mgの八元素であり、それらだけで全体の98.5重量%を占めている。そのためそれらは、「岩石の八大元素」と呼ばれている。

2) 主な一次鉱物 (Primary mineral) の晶出順序

前述のように、岩石は化学的には主として八元素からなるか、鉱物学的にはいろいろな一次鉱物あるいは造岩鉱物 (Rock forming mineral) の集合体でもある。

それらの一次鉱物は、SiとAlを骨格とする珪酸塩鉱物と、Siの酸化物である珪酸鉱物に大別される。そのうち主なものを、マグマ (Magma) の冷却に伴い晶出する順序に並へると、図2のとおりである。

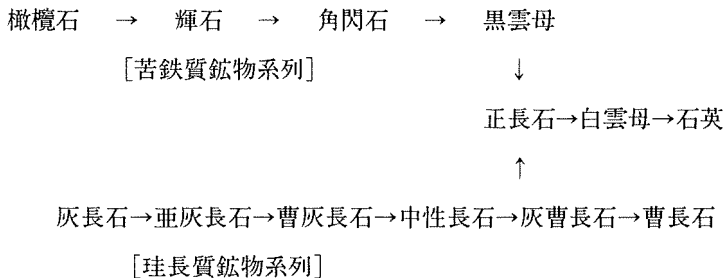


図2 マグマからの一次鉱物の晶出順序

上段の橄欖石から黒雲母に至る系列の一次鉱物は、いずれもFeやMgの含有量が多く、一般に暗色を呈するので有色（あるいは苦鉄質）鉱物 (Mafic mineral) とよばれる。また、下段の灰長石から曹長石に至る系列の鉱物は、一括して斜長石 (Plagioclase) と呼ばれるが、いずれもFeやMgに乏しく明るい色を呈するので、正長石や石英も含めて、優白質（あるいは珪長質）鉱物 (Felsic mineral) とよばれる。

それらの晶出順序は、地表のような環境条件下における、それらの鉱物の安定性が増大する順序でもあることから、それら鉱物の化学的風化作用に対する抵抗性も、この順序に従って増大する。

3) 岩石の分類

土壌母材の最大の源である岩石は、一般に成因の違いに基づいて火成岩、水成岩、及び変成岩に大別される。

(1) 火成岩 (Igneous rock)

マグマから直接生成される火成岩は、産状や組織、及び化学組成、特に珪酸の含有率によって、次のように分類される。

① 産状や組織による分類

火成岩は生成された位置、即ち、マグマの冷却速度の違いにより、構成鉱物の発達程度や配列状態などが異なるので、それらに應じて次のように区分する。

a. 深成岩 (Plutonic rock)

地下深い所でマグマが極めてゆっくりと冷却して生成されたもので、個々の構成鉱物の発達が良好であり、完晶質粒状組織を呈する。岩石をハンマーなどで割って出した新鮮な面においては、肉眼あるいはルーペでも構成鉱物の識別が可能である場合が多い。代表的なものとしては花崗岩 (Granite)、閃緑岩 (Diorite)、斑禰岩 (Gabbro) などがある。

b. 半深成岩 (Hypabyssal rock)

マグマが地下浅い所で、比較的急激に冷却して生成されたもので、極めて微晶質あるいは非晶質な鉱物からなる基質 (Matrix) 中に、斑点状に一部の鉱物の結晶が発達する。深成岩と次に述べる火山岩の

中間的な産状及び組織を呈する。石英斑岩 (Quartz porphyry)、ひん岩 (Porphyrite)、輝緑岩 (Diabase) などがある。

c. 火山岩 (Volcanic rock)

マクマが噴出し、地上あるいは地表近くで急冷固結して生成されたもので、極めて微晶質あるいは非晶質な鉱物から成る。一般に、顕微鏡下でも構成鉱物の判別は困難である。流紋岩 (Rhyolite)、安山岩 (Andesite)、玄武岩 (Basalt) などがある。

このような組織の違いは、風化に対する抵抗性にも良く反映され、一般に微晶質あるいは非晶質の火山岩に比較して、構成鉱物が粗粒質である深成岩の方が、物理的な風化作用に対する抵抗性は小さい。

② 化学組織や鉱物組成による分類

また火成岩は、その出発物質であるマグマに由来する化学組成の違いや、それを反映する鉱物組成の違いに応じて、次のように区分する。

a. 酸性岩 (Acidic rock)

珪酸分を66%以上含むもので、主な構成鉱物は石英 (Quartz)、正長石 (Orthoclase)、雲母 (Mica) などである。流紋岩、石英斑岩、花崗岩などがある。一般にFe, Mgに乏しく、優白質である。

b. 中性岩 (Intermediate rock)

珪酸分を65～52%含むもので、主な構成鉱物は曹灰長石 (Labradorite) ～中性長石 (Andesine) 及び角閃石 (Amphibole) などである。安山岩、ひん岩、閃緑岩などがある。酸性岩と次に述べる塩基性岩との中間的な性質を有する。

c. 塩基性岩 (Basic rock)

珪酸分の含有率が51～46%のもので、主な構成鉱物は灰長石 (Anorthite) ～垂灰長石 (Bytownite)、輝石 (Pyroxene)、橄欖石 (Olivine) などである。玄武岩、輝緑岩、斑禰岩などがある。一般にFe, Mgに富むので暗色を呈する。

d. 超塩基性岩 (Ultra-basic rock)

珪酸分が45%以下のもので、橄欖石、輝石、角閃石などの苦鉄質鉱物を主とする。橄欖岩 (Peridotite)、輝岩 (Pyroxenite)、角閃石岩 (Hornblendite) などがある。

以上のような産状や組織による分類と、化学組成や鉱物組成による分類を組み合わせたものか、次の表2である。

表2 主な火成岩の分類

色 調		白っぽい ————— 黒っぽい			
化学組成 (SiO ₂)		酸性岩 (66%以上)	中性岩 (65~52%)	塩基性岩 (51~46%)	超塩基性岩 (45%以下)
組織	産 状	石英、正長石 斜長石、黒雲母	曹灰~中性長石 角閃石	灰~亜灰長石 輝石、橄欖石	橄欖石、輝石 角閃石、蛇紋石
細粒	火山岩	流紋岩	安山岩	玄武岩	橄欖岩 輝岩 角閃石岩 蛇紋岩
	半深成岩	石英斑岩	ひん岩	輝緑岩	
粗粒	深成岩	花崗岩	閃緑岩	斑禰岩	

実際の地殻中には極めて多種多様の鉱物が存在し、それらの組み合わせから構成される岩石もまた多種多様であるか、地殻上部に比較的多く分布し、土壌の母岩として実際に重要なものは、そう多くはない。

表2にあけたものは、その代表的なものである。

一般に、酸性岩ほど珪酸含有量が高く、化学的な風化作用に対する抵抗性が大きいのにに対して、塩基性岩ほどFeやMgの含有量が高くなり、化学的な風化作用に対する抵抗性が小さい。また、塩基性岩ほど無機養分の含有量が高いので、概して肥沃な土壌を生成する傾向にあるか、超塩基性岩では逆にMgなどを過剰に含み、NiやCoなどの重金属を含むことが多いので、必ずしも植物の成育に適した土壌が生成されるとは限らない。また、岩石を構成する鉱物の種類や風化の程度か、生成される土壌の基本的な性質、例えば土性、塩基含有量、遊離酸化物量などを大きく規定していることが多い。そのため、野外での土壌調査に際して、母岩の違いや風化の程度を識別することは、土壌の基本的な性質を把握する上で極めて有益な情報を提供する。

(2) 水成岩 (Sedimentary rock)

水成岩とは、既存の岩石などから風化作用により生成された碎屑物質などか、主として流水により運搬され海底や湖底に堆積し固結したものである。一般に構成物質や堆積年代の相違により分類される。その主なものは、次のとおりである。

① 構成物質による分類

a. 碎屑岩 (Clastic rock)

既存の岩石の風化碎屑物からなるもので、碎屑物の粒径の違いにより表3のように、礫岩 (Conglomerate)、砂岩 (Sandstone)、シルト岩 (Siltstone)、粘土岩 (Clay stone) などに分類される。

表 3 砕屑岩の分類と砕屑物の粒径区分 (Wentworth, 1922)

砕屑岩		砕屑物の種類	粒径区分 (mm)
礫		巨礫	256
		大礫	64
		中礫	4
岩		細礫	2
		極粗粒砂	1
砂		粗粒砂	1/2
		中粒砂	1/4
		細粒砂	1/8
岩		極細粒砂	1/16
		シルト	1/256
泥	シルト岩	シルト	
岩	粘土岩	粘土	

b. 火山砕屑岩 (Pyroclastic rock)

火山活動により放出された、火山灰や火山礫などの火山砕屑物が堆積・固結して生じた岩石で、凝灰岩 (Tuff)、凝灰角礫岩 (Tuf-

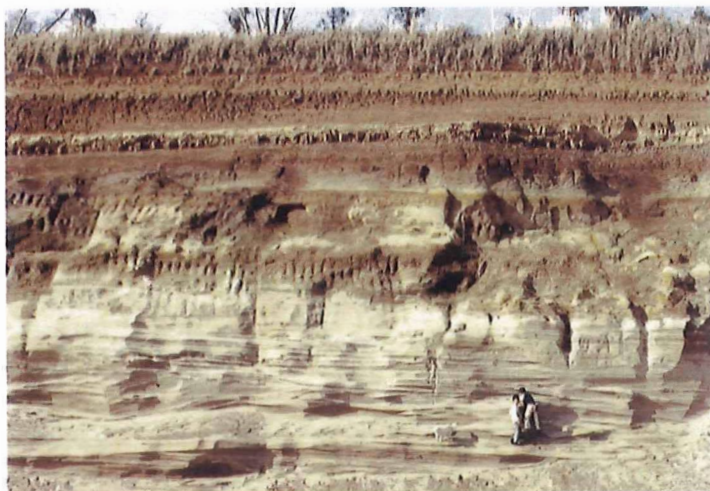


写真 5 砕屑物及び火山砕屑物の累層

c. 生物岩 (Organic sediment)

生物の遺骸やその生成物が堆積・固結したもので、主なものとしては、放散虫や珪藻類などの珪酸質生物の遺骸からなるチャート (Chert) や、石灰質生物の遺骸からなる石灰岩 (Limestone) などがある。

② 地質時代区分による分類

この地球上では46億年前の生誕以来、実にさまざまな生物が繁栄・滅亡を繰り返し、今日に至っている。それら植物や動物の進化に対応した時代区分が、いわゆる地質時代区分である。地質時代区分と、各時代の主なできごとは表4のとおりである。

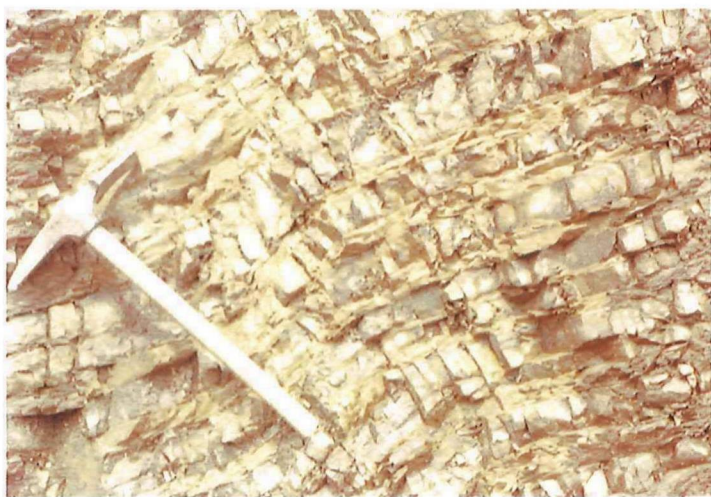


写真6 層状をなすチャート

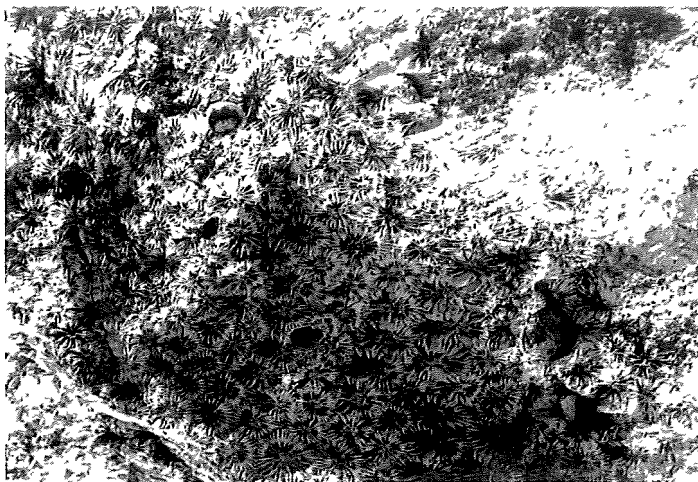


写真7 珊瑚石灰岩

表 4 地質時代区分と主なできごと

年代 ×10 ⁴	代	紀	世	主 な で き こ と
0 0 1	新 生 代	第四紀 Quaternary	完新世 Holocene	人類による環境破壊 人類時代
1 7			更新世 Pleistocene	氷河時代、関東ローム堆積、クロマニヨン人 ネアンデルタール人
5		第三紀 Neogene	鮮新世 Pliocene	哺乳類・被子植物時代
2 2 5			中新世 Miocene	
4 0		古第三紀 Paleogene	漸新世 Oligocene	日本列島の誕生
5 5			始新世 Eocene	
6 5			晩新世 Paleocene	
1 4 0	中生 代	白亜紀 Cretaceous	後期	気候帯完成
1 9 5			前期	鳥類の出現
2 3 0		ジュラ紀 Jurassic	後期	爬虫類・裸子植物時代
2 8 0			中期	アンモナイト時代（イチョウ、針葉樹類）
3 4 5		三畳紀 Triassic	前期	動物、陸に上がる
3 9 5			後期	
4 3 5	古 生 代	二畳紀 Permian	後期	現在とおおよそ同じ大気となる
5 0 0			前期	ゴントワナ大陸
5 7 0		石炭紀 Carboniferous	後期	テーチス海（大地中海）
			前期	両生類・陸上ノダ植物時代（ソテツ、ノダ、鱗木）
		デボン紀 Devonian	後期	魚類時代
			前期	昆虫・多足類発生
	先 カン ブリア 時代	シルル紀 Silurian	後期	植物、陸に上がる（ブクロフィトン）
			前期	
		オルトビス紀 Ordovician	後期	オゾン大気中に蓄積し、紫外線の害なくなる
			前期	三葉虫時代
		カンブリア紀 Cambrian	後期	無脊椎動物
			前期	
	先 カン ブリア 時代	原 生 代 （アルゴン代） Proterozoic Algonkian		大気中の酸素が増え、オゾン層がつくられる
		始 生 代 Archaean(Archaeozoic)		水の中でラン藻が酸素をつくる、堆積作用始まる 炭酸ガスができる

〔佐藤 正, 1981を改変〕

アフリカなどの大陸では、古生代以前の地層、いわゆるプレカンブリア時代の地層が広く分布しており、所によっては極めて風化が進み塩基類の流亡した古い瘠せた土壌か、ゆるやかに波打つ準平原上に分布する。一方、わか国のような地質学的に新しい地域に比較的広く分布する、新第三系や更新統のような堆積物は、それ程固結が進んでいないため崩壊をおこしやすい。このように、岩石が生成された地質時代や風化の程度か、地形や土壌生成に大きな影響を及ぼしていることか多く、岩石の時代区分の把握も、土壌の基本的な性質を把握するのに大変有益である

(3) 変成岩 (Metamorphic rock)

変成岩とは、既存の岩石が高温や高圧により溶融・再結晶し、構成鉱物の組成や配列に変化を生じたものである。変成要因の違いにより、次のように三大別される。

① 変成要因による分類

a. 熱変成岩 (Thermal metamorphic rock)

既存の岩石内に貫入したマグマの熱により、周囲の岩石が溶融・再結晶することにより生成されたもので、接触変成岩 (Contact metamorphic rock) とも呼ばれる。

一般に、泥岩や頁岩からホルンフェルス (Hornfels) か、砂質岩から珪岩 (Quartzite) か、また、石灰岩から大理石 (Marble) が生成される。それらの変成岩はいずれも細粒、緻密であり、一般に物理的風化作用に対する抵抗性が非常に大きい。

b. 動力熱変成岩 (Dynamothermal metamorphic rock)

地殻変動に伴う褶曲運動により、強い圧力と高熱を受け、広い範囲にわたり岩石が溶融・再結晶することにより生成されたもので、広域変成岩 (Regional metamorphic rock) とも呼ばれる。高圧下で生成されるため、鉱物が再結晶する際圧力に垂直な方向に成長するので、

一般に片状構造を呈する。主たる構成鉱物の違いにより、黒雲母片岩 (Biotite schist)、石英片岩 (Quartz shist)、緑色片岩 (Greenschist) などと呼ばれる。

それらの変成岩の再結晶が更に進むと、苦鉄質鉱物による黒色縞と珪長質鉱物による白色縞からなる縞状構造が発達し、片麻岩 (Gneiss) が生成されるといわれている。



写真 8 片麻岩の縞状構造

C. 動力変成岩 (Dynamo-metamorphic rock)

断層運動などによる剪断的な強い圧砕作用を受けて生成された岩石で、その代表的なものとしては圧砕岩 (Mylonite) がある。原岩の構成鉱物が破砕されてできた微粒集合体であり、細粒緻密な岩石である。

そのような岩石が生成分布するところでは、断層粘土や大きさの異なる礫が不規則に混合した断層角礫が見られる場合が多い。

(4) 火成岩、水成岩、変成岩が地殻や地表に占める割合

以上に述べた火成岩、水成岩および変成岩が地殻中に占める割合では、火成岩が圧倒的に多く、水成岩や変成岩が占める割合はわずかに過ぎないといわれている。しかし、それらが地表に露出している割合では、一般に水成岩が61%と、火成岩の35%や変成岩の4%をはるかに凌いでおり、土壌の出発物質としての重要性は水成岩が最も大きい。

4) 岩石や鉱物の風化 (Weathering)

風化とは、岩石あるいはそれを構成する鉱物が、地表の温度や水分条件下において、ルースな含水物質へ形態的・組成的に変化することである。そのような変化をもたらす風化作用は、次のように物理的及び化学的風化作用に二大別される。

(1) 物理的風化作用 (Physical weathering)

一般に、岩石あるいは鉱物の組成の変化を伴わない、機械的・形態的な碎片化作用であり、主なものとしては次のようなものがある。

① 除荷作用 (Unloading)

地殻の隆起に伴う厚い表層物質の剝削などのため、上位層の荷重の圧力か除かれ、岩石塊が膨張し、割れ目 (Joint, 節理) が形成されるなどして、岩石が碎片化するものである。

一般に花崗岩からは方状節理 (飛騨川の寝覚めの床など)、玄武岩からは柱状節理 (城崎温泉近くの玄武洞など)、堆積岩からは板状節理が形成されることが多い。



写真9 柱状節理



写真10 板状節理

② 膨張・収縮作用

日射や火事などにより岩石の表面が強く熱せられると、表層部と内部の温度差に基づく体積増加率の違いにより、表層が薄片状にはがれて壊

変する。一般にタマネギ風化 (Onion weathering) とも呼ばれる。花崗岩、安山岩、玄武岩などの火成岩に良くみられる。



写真11 タマネギ風化

③ 磨耗削剝作用

水流、風、氷河などにより、岩石の表面が削りとられて碎片化する作用であり、粘土、シルト、砂、礫などが生成される。

南北アメリカ、アフリカ、アジア、ヨーロッパ大陸に分布する、概して肥沃なレス地帯は、このような風化作用により生成されたシルト画分が、また、アフリカ南部のザンビア、ザイール、ボツワナにかけて広く分布するカラハリサンド (Kalahari sand) は、砂質な風食生成物が厚く堆積したものといわれている。



写真12 かめ穴 (Pot hole)

(磨耗削剝作用によりできた川底の窪みに入り込んだ小石が、渦流のため中を転がりできた円形の穴)

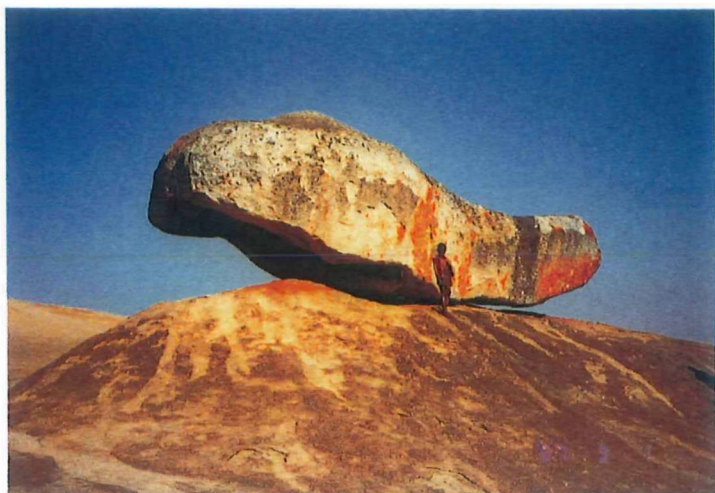


写真13 磨耗削剝作用による台座岩（Pedestal rock）（ジンバブエ）

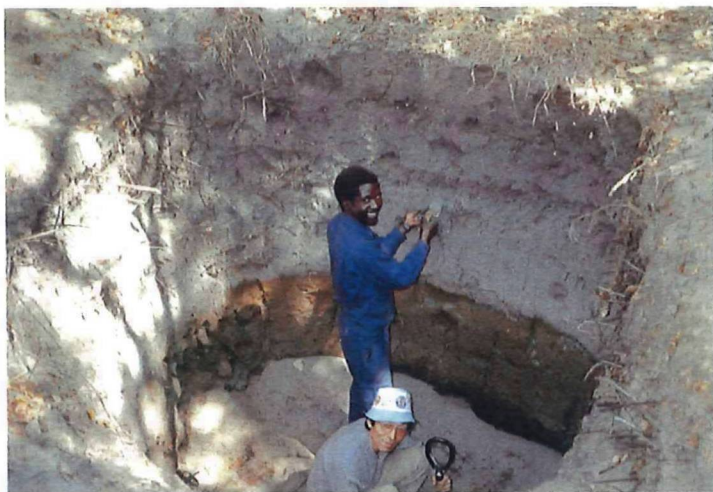


写真14 カラハリサンドの厚い堆積物（ザンビア）

以上のような物理的風化作用により機械的な碎片化が進むと、岩石や鉱物の表面積が幾何級数的に増大する。そのため、次に述べる化学的風化作用がおおいに促進される。

(2) 化学的風化作用 (Chemical weathering)

岩石あるいは鉱物の、主として水を媒体とする化学的な変質作用であり、この作用によって、粘土鉱物 (Clay mineral) や、Fe, Al, Si の遊離酸化物 (Free oxide) などの、いわゆる二次鉱物 (Secondary mineral) が生成される。化学的風化作用の主なものとしては、次のようなものがある。

① 酸化作用 (Oxidation)

鉱物の酸化による変質作用であり、黄鉄鉱 (Pyrite) の酸化作用による水酸化鉄と硫酸の生成が有名である。マングローブ林下の土壌や、第三系堆積岩などには黄鉄鉱を含むものがあり、それらが干拓や土木工事などにより地表に露出し酸化状態に置かれると、黄鉄鉱の酸化により多量の硫酸が生成され極めて強い酸性土壌、いわゆる酸性硫酸塩土壌 (Acid sulphate soil) が生成される。そのため、各地でいろいろと深刻な問題を提起している。



写真15 黄鉄鉱を含む新第三堆積物
(インドネシア, 東カリマンタン)

土壤中に黄鉄鉱が含まれているかどうか簡単に調べる方法としては、土壤試料を過酸化水素（濃度が高い程反応が早い）で強制酸化し、リトマス試験紙で硫酸の生成によるpHの低下の程度をチェックする方法が一般的である。



写真16 過酸化水素と反応し白煙を上げる黄鉄鉱を含む土壤

② 溶解作用 (Solution)

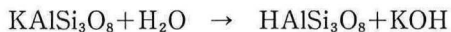
岩石や鉱物の成分が浸透水などに溶解するために起こる変質作用で、特に炭酸ガスを溶かした雨水による石灰岩の風化が有名である。この作用によって鍾乳洞 (Limestone cave)、ドリーネ (Doline)、ウバーレ (Uvala) などの、いわゆるカルスト地形 (Karst topography) が形成される。ドリーネやウバーレの下には、広大な地底湖が形成されていることが多い。



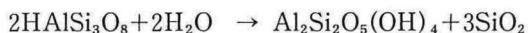
写真17 鍾乳洞から流れ出る清水（フィリピン、ミンダナオ）

③ 加水分解作用（Hydrolysis）

一般に弱酸と強塩基よりなる一次鉱物が、水の働きにより化学的に分解する作用である。この作用により主として粘土鉱物が生成されるので、化学的風化作用の中で最も重要なものとされている。例えば、次のような反応により、正長石からカオリナイト（Kaolinite）という粘土鉱物が生成される。



（正長石）



（カオリナイト）

以上のような化学的風化作用により、各種一次鉱物の分解変質が進行することによって、土壌中でいろいろな働きをし、その活性度を高める粘土鉱物やFe, Al, Siの遊離酸化物、及び植物の生育に必要不可欠な各

種無機元素イオンが生成される。

(3) 生物的風化作用 (Biological weathering)

植物あるいは動物の作用によって行われる風化作用である。

植物根の作用としては、根圧による岩石の機械的な碎片化、及び分泌物による化学的な変質がある。また、動物の作用としては、摂取の際の物理的破碎と、体内通過による化学的風化作用が複合したものであり、比較的風化の初期の段階で重要と考えられている。

(4) 二次鉱物 (Secondary mineral) の生成

前述のような物理的ならびに化学的風化作用により一次鉱物が分解変質し、新たに生成される鉱物を二次鉱物と総称する。次のような各種粘土鉱物や、Al, Fe, Siなどの遊離酸化物がその主なものである。

① 粘土鉱物 (Clay mineral)

二次鉱物のうちで、一定の結晶構造を持つ層状アルミノ珪酸塩 (Aluminosilicate mineral) を粘土鉱物と呼ぶ。その主な基本単位は、珪酸四面体が横に広がった珪酸四面体層と、Al八面体が横に広がったAl八面体層である。それら珪酸四面体層とAl八面体層の組み合わせによって、粘土鉱物は次のように分類される。

a. 結晶しているもの

1 : 1 型鉱物 (1 : 1 Type mineral)

珪酸四面体層一層とAl八面体層一層とからなる単位を基本構造とするもので、2層型粘土鉱物とも呼ばれ、カオリナイトやハロイサイト (Halloysite) がその主なものである。後述するように、化学的活性度はそれ程高くない。両者をまとめてカオリン鉱物 (Kaoline group) と総称する。

2 : 1 型鉱物 (2 : 1 Type mineral)

珪酸四面体層二層の間にAl八面体層一層が挟まれた単位を基本構造とするもので、3層型粘土鉱物とも呼ばれ、モンモリロナイト (Mont morillonite) などがある。格子面間隔が乾燥や湿潤の繰り返しに応じて膨潤収縮するなど、土壌中における化学的活性度が高いか、そのような性質を持たないものもある。

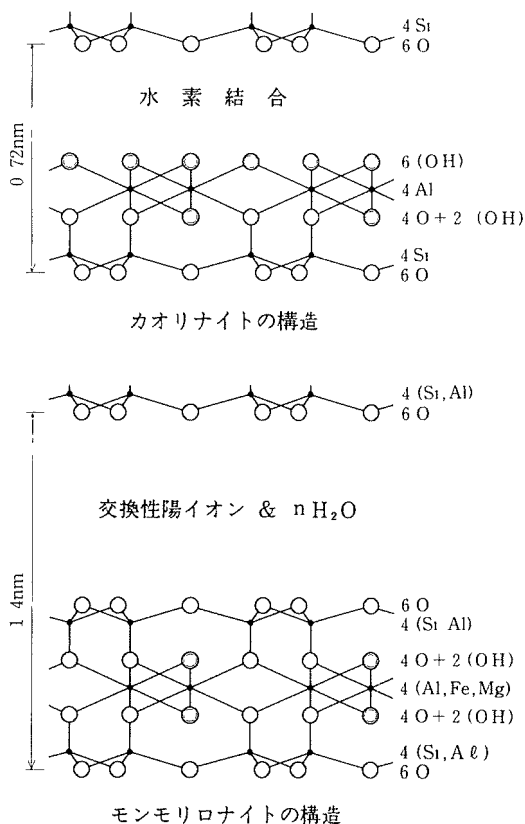


図3 カオリナイトとモンモリロナイト

混層型 (Mixed-layer mineral)

2層型と3層型のものが繰り返し積み重なってできているもので、クロライト (Chlorite) がその代表的なものである。

b. 無定形のもの

一定の結晶形をもたない特殊な粘土鉱物で、アロフェン (Al-lophane, $1-2 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) かその代表的なものである。非晶質あるいはそれに近いシリカ・アルミナ鉱物で、火山カラスの風化によって主に生成される。陰陽両荷電を持つなど、前述の粘土鉱物と比へて特異な性質を持つ。

② 遊離酸化物 (Free oxide)

一次鉱物や層状アルミノ珪酸塩粘土鉱物などから風化分解によって遊離され、他の元素とともに結晶格子を形成していない、Al, Fe, Siなどの酸化物の総称である。含水量の多い非晶態から、脱水結晶化の進んだ結晶態まで、いろいろな程度の含水量のものか存在する。土壌中では、土壌粒子を被覆したり、膠結したりしていることか多い。そのうちFeの遊離酸化物は、黄褐色～赤褐色の土色の主たる原因物質でもある。

それらの主なものは、表5のとおりである。

表5 土壌中の主な遊離酸化物とその性質

遊離酸化物	化 学 式	結 晶 状 態	色
褐鉄鉱 (limonite)	$2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	非 晶 質	褐 色
針鉄鉱 (goethite)	$\alpha\text{-FeO(OH)}$	結 晶 質	黄～赤褐色
鱗纖石 (lepidochrocite)	$\gamma\text{-FeO(OH)}$	結 晶 質	黄～赤褐色
赤鉄鉱 (hematite)	Fe_2O_3	結 晶 質	赤 色
水酸化Al (Al-hydroxide)	Al(OH)_3	非 晶 質	無 色
ギブサイト (gibbsite)	$\gamma\text{-Al(OH)}_3$	結 晶 質	無 色
ヘーマイト (boemite)	$\gamma\text{-AlO(OH)}$	結 晶 質	無 色
蛋白石 (opal)	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	非 晶 質	無 色
クリストバル石 (cristobalite)	SiO_2	結 晶 質	無 色

(5) 風化による各種元素の可動率

以上のような化学的風化作用による鉱物の分解変質により、土壌中へ放出された各種元素は、大なり小なり浸透水に溶解して系外へ流亡する。

それら各種元素の岩石中での含有割合と、河川水中に含まれている含有割合とから、岩石を構成する主な元素の動き易さ、即ち、可動率を計算した結果は、表6のとおりである。

表6 各種元素の可動率 (Polynov, 1944)

動き易さ の順序	元 素 (イオン)	塩素を100と した動き易さ
I	Cl	100
	SO ₄	60
II a	Ca	3 0
	Na	2 5
II b	Mg	1 3
	K	1 3
III	Si (珪酸塩中のもの)	0 2
IV	Fe	0 04
	Al	0 02
	Si (石英)	0 00

このように岩石や鉱物の化学的風化作用の進行に際しては、一般に塩素や硫酸イオンなどの陰イオンが先ず失われ、ついでCa, Mg, Na, Kなどの塩基性カチオンの流亡が進行する。更に風化作用が進行すると、珪酸塩中のSiが流亡するため、最終的に石英とともにFe, Alの水酸化物が残留する。

熱帯地方において分布の広い、1・1型のカオリン粘土やFeやAlの遊離酸化物に富む赤褐色土壌においては、鉱物の風化作用か、珪酸が流亡する程までに進行していることを示している。

また、主としてFeやAlの水酸化物の膠結物であるラテライト (Laterite) や、Alの原料として採掘されているボーキサイト (Bauxite) は、このような一連の化学的風化作用の最終産物であり、いわゆる土壌の死骸ともいうべきものである。

2. 気候 (Climate)

気候要因の中で土壌生成に大きな影響を及ぼすものとしては、温度と降水量があるが、特に熱帯地域では、土壌中での水の動きを支配する降水量が重要である。

1) 基本的な土壌水分環境

土壌中の水分の基本的な動態は、主に降水量と蒸発散量の大小関係、及び地下水位の高低などに基ついて、次のように区分される。

(1) 洗浄型土壌水分環境

降水量が蒸発散量よりも多い場合にみられる土壌水分環境である。土壌水は年間をとおしてほとんど常に、表層から下層に向かって移動しているので、土壌中の水溶性物質の流亡が進行する。

主に湿潤熱帯にみられる水分環境で、塩基類さらには珪酸の流亡が進行するので、このような所では一般に塩基に乏しい風化の進んだ土壌が生成分布する。

(2) 非洗浄型土壌水分環境

降水量よりも蒸発散量が多く、しかも地下水面が深い水分環境である。雨水は土壌内に浸透することもあるが、それ程深くまでは浸透しないため、地下水面からの毛細管上昇面に達することなく、蒸発散作用により再び地表から空中へ失われる。そのため、雨水浸透面と毛細管上昇面との間に、常時乾燥した、いわゆる植物にとって「死んだ層位」が形成される。

乾燥～半乾燥地域にみられる水分環境である。

(3) 滲出型土壌水分環境

降水量よりも蒸発散量は多いか、比較的浅い地下水面から土壌水が毛細管上昇し、地表から蒸発する水分環境である。このような所では、地下水中に溶けていた塩類などが土壌表層へ残留し集積するため、地表に塩類皮殻 (Salt crust) が形成されている場合が多い。

3. 地形 (Topography)

地形は、地殻運動や火山活動などの地球の内部エネルギーに起因する、内的営力 (Endogenic process) によって引き起こされた地表面の変動か、太陽エネルギーや重力に起因する風、雨、流水、氷河、波浪などの、外的営力 (Exogenous process) により変化したものである。一般に山地、丘陵地、高原、段丘、平地などに大別される。

1) 山地 (Mountain)

(1) 一般に数百m以上の起伏をもった地表面上の凸部をいい、成因によって次のように大別される。

(1) 地殻運動によるもの

褶曲・断層・曲隆などの地殻運動により形成された山地で、一般に大山脈を形成する。



写真18 褶曲を受けた地層（中央部右側に断層が見られる）

(2) 火山活動によるもの

火山活動により形成された山地。熱帯地方では、火山山地の方が、その他の山地におけるよりも土壌が若く、そのため易分解性鉱物を比較的多く含むので、概して肥沃度が高い傾向がある。

(3) 地形輪廻 (Geomorphic cycle)

W.M.Davisが提唱した浸蝕作用による地形変化の循環系列を、地形輪廻と呼ぶ。その概略は以下のとおりである。

地盤の隆起→原地形→幼年期地形→壮年期地形



老年期地形→終地形（終末準平原）

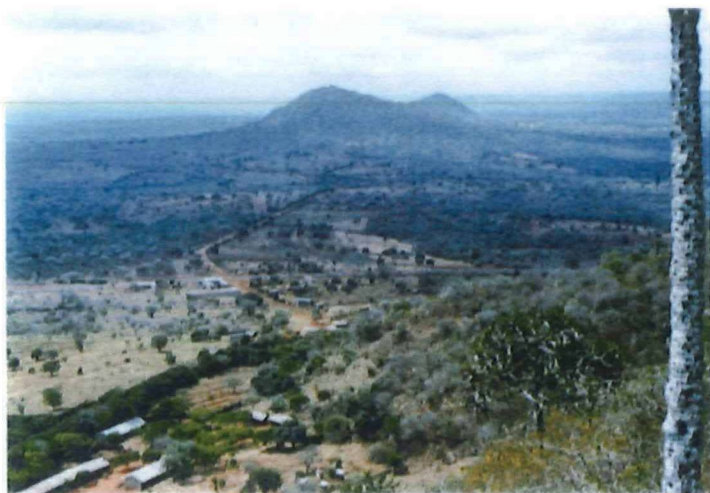


写真19 準平原上の残丘（ケニア）

2) 丘陵地 (Hill)

一般に、山地と次に述べる段丘や平地との中間地帯に位置し、標高500m以下で、比高 (Relative height: 近接した山頂と谷底との間の高度差) が150mくらいまでの地形を丘陵と呼ぶ。山地に比較して起伏が小さく、地質構造も比較的単純であるが、概して解析が進んでおり、斜面と谷底が入り組んでいる場合が多い。丸みのある尾根には定高性 (Accordance of summit level: 山頂がほぼ一定の高さで連なること) が認められることが多い。一般に基盤は第三紀層であるが、尾根部には更新世前期ないし中期の堆積物が分布していることが多い。



写真20 丘陵地の尾根に認められる定高性(フィリピン, パンタバンガン)

3) 高原(Plateau)

周辺地域より海拔高度が高く、表面起伏の小さい広い台地をいう。チベット高原のように、大きな山脈に挟まれた山間高原(Inter-montane plateau)、山脈と平野との中間にある山麓高原(Piedmont plateau)、デカン高原のように、周辺の低地との間に急崖をもつ卓状高原(Table plateau)などがある。

4) 段丘(Terrace)

一般に川、海、湖などに接していて、平坦面と急崖が階段状に配列している地形である。平坦な段丘面は浸蝕面あるいは堆積面で、かつての河床、浅い海底、ないしは湖底であり、急崖は段丘崖と呼ばれる。河岸段丘、海岸段丘、湖岸段丘などがある。



写真21 段丘地形

5) 平地 (Plain)

扇状地、三角州、海岸平野、谷底平野などの、地質構造の単純な平坦地形で、ほとんど上流の地質を反映した完新世の堆積物からなる。地球上で人間の活動が最も盛んな所であり、人為の影響を強く受けた土壤の分布が広い。

以上のような地形の違いは、浸蝕、運搬、堆積作用などをとおして、土壤母材の形成や土壤の発達程度に、また、傾斜の違いによる雨水の表面流去や浸透割合などにより土壤水分環境に、さらに、傾斜や方位の違いによる日射量や風衝の程度などにより局所気候などに、それぞれ大きな影響を及ぼす。

またそれら各種地形の分布、起伏、標高、堆積物などを調べることによって、過去の環境変遷、地殻運動、火山活動、及びそれらに伴う地形や土壤の形成史などを研究する重要な情報が得られる。

4. 生物 (Biology)

土壌生成に関する生物要因としては、植物、動物、微生物などの作用が重要である。

中でも、植物の落葉落枝やその腐朽物質からなる有機物層 (Ao層) の発達、土壌動物や微生物などによるそれらの分解・無機化、その途中で生成される、腐植と呼ばれる暗色不定形の高分子有機化合物群の土壌表層への浸透集積、土壌微生物による空中窒素の固定、及び土壌生物による土壌孔隙や構造の形成などは、養分的、構造的に優れた土壌が生成されるための必須条件である。

1) 窒素固定 (Nitrogen fixation)

動物、植物に限らず、あらゆる生物にとって必須元素の一つである窒素は、地殻内に全く存在しない。そのため、その供給源は空中窒素に限られるか、そのような分子状の窒素を直接利用できるのは、極く一部の微生物に限られている。それらは、大気中の分子状窒素を細胞内に取り込んで、還元してアミノ酸などの窒素化合物をつくる。このような作用を、窒素固定という。

また、雷などの空中放電によって、空中窒素から硝酸塩などの窒素化合物が生成されるのも、窒素固定と呼ばれる。

一般の生物が吸収同化している窒素は、全てそのようにして固定された窒素化合物に由来する。

(1) 窒素固定菌 (Nitrogen-fixing bacteria)

植物や動物が利用できる窒素化合物として空中窒素を固定することは、今日では触媒を用いて人工的にも行なわれているが、自然界で空中窒素を固定する能力のある生物は、一部の細菌、放射菌、及び藻類などの微生物にのみ限られている。それらのうち前二者は、一般に空中窒素固定

菌と呼ばれ、高等植物の根と共生するか、あるいは単独で生活し、空中窒素固定を行う。

① 共生窒素固定菌 (Symbiotic nitrogen fixer)

空中窒素を還元して窒素化合物をつくる能力を持っている空中窒素固定菌のうち、Rhizobium属の細菌は、アカシア、ハギ、フシ、エニシタ、サイカチ、シャケツイバラ、ネムノキなどの、マメ科植物 (Leguminous plant) の根に侵入して瘤状の塊 (根瘤) (Root nodule) を形成し、植物に窒素化合物を供給する代わりに、植物から炭水化物をもらうことによって共生生活を行う。

また、放線菌の一部も、ハンノキ、ヤシャブシ、グミ、イヌマキ、モクマオウ、ヤマモモなどの、非マメ科植物の根に根瘤を形成し、やはり空中窒素を固定しつつ、それらの植物と共生生活をする。

このように、いずれも植物の根に根瘤を形成し、空中窒素を固定しつつ共生生活を行うので、それらは共生窒素固定菌と呼ばれている。それらのマメ科及び非マメ科の植物は、いずれも根に発達する根瘤により窒素化合物を供給されるので、窒素養分に乏しい痩せた所でも生育可能であり、また、それらの落葉落枝などは、概して窒素含有率が高く、土壌を肥沃にする能力が比較的大きいので、一般に肥料木 (Soil improving tree) とも呼ばれている。

また、熱帯地方の森林では、そのようなマメ科の樹木がフタハカキ科やキョウチクトウ科の樹木とともに、主要な構成種となっている場合が多い。

② 非共生窒素固定菌 (Asymbiotic nitrogen fixer)

土壌中には、単独で生活し空中窒素を固定するアゾトバクテリア (Azotobacter) やクロストリジウム (Clostridium) などの、いわゆる非共生窒素固定菌も存在する。前者は好気的な、また、後者は嫌気的を環境条件下で一般に生育する。

③ その他

藻類の中にも空中窒素を固定する能力を供えたものが存在する。それらは一般に菌類と共生し、地衣類（Lichens）と呼ばれる生活共同体を形成する。地表に露出した岩石の表面などに良く発達するところから、最も初期の土壌生成において重要であると考えられている。



写真22 岩石上の地衣類（中国、重慶）

以上のように、自然界においては、いろいろなメカニズムにより土壌内への空中窒素の固定が行われているが、一般に森林の土壌における1年間の空中窒素の固定量は、共生窒素固定菌によるものが数百kg/ha、非共生窒素固定菌によるものが数十kg/ha、雷などの空中放電によって生成された窒素化合物が雨によって土壌にもたらされるものが数kg/ha程度と推定されており、土壌肥沃度の面からは共生窒素固定菌の働きが最も重要視されている。

(2) 窒素集積の意義

一般に亜湿潤ないし湿潤気候下では、露出した基岩が地衣類に覆われ

ているなど土壌が未熟な所から、岩石の風化による土層の形成や、生物遺体から生成される腐植の集積により、土壌の性質が養分的・構造的に向上した所に行くにつれて、植生も

地衣類→1年生草本→多年生草本→陽性高木→陰性高木
のように変化する。

このように、土壌生成の進行による肥沃度の向上と、植生遷移との間には極めて密接な関係が存在することか知られている。

この肥沃度の向上を最も良く指標する元素の一つか、前述のように、もともと土壌中には存在せず、微生物の働きで固定され、徐々に腐植に含まれて土壌中に集積するに至った窒素である。そのため、未熟土壌が発達していく過程においては、窒素即ち腐植の集積量が植生遷移を支配するともいわれている。

このように腐植として集積された土壌中の窒素は、植物や土壌生物のみならず、地球上の全生物の生存にとって不可欠な存在であり、その保全無くして地球環境の保全を考えることはできない。

2) 有機物層 (Organic matter layer, Ao-horizon)の発達

森林土壌の最表部には、落葉落枝に由来する有機物層、いわゆるAo層が発達する。これは、土壌表層の急激な乾燥を防ぐことによって、土壌動物や微生物に快適な棲息の場を提供したり、土壌構造の保全や侵食防止作用があるなど、土壌の庇護物として重要である。また、それ自身が分解して腐植や可給態養分となるなど、植物のための養分の貯蔵庫でもあるなど、いろいろと重要な機能を果たしている。

(1) Ao層の区分

Ao層は、新鮮な落葉落枝からなる落葉層 (L層: Leaves)、ある程度腐朽が進み、落葉落枝の原形は認められないが、元の組織が認められる腐

朽層（F層 Fermentation）、及び元の組織の判別が不可能なまでに分解した腐植層（H層：Humus）に区分される。

従って、L,F,H層の有無や発達程度を調へることにより、有機物の分解、即ち、無機化作用の進行状態を推定することが可能である。

(1) Ao層の分類

Ao層は、一般にその発達程度により、L,F及びH層が発達したモル型腐植（Mor）、L及びF層が発達したモダー型腐植（Moder）、及びL層の下に腐植が浸透した暗色のA層が発達したムル型腐植（Mull）に分類される。

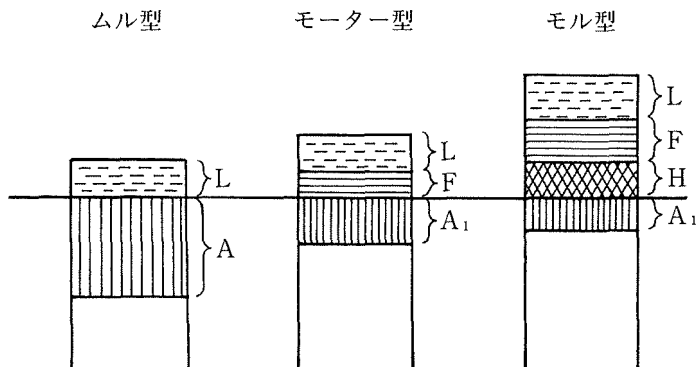


図4 モル、モダー、ムル型腐植の模式図

一般に、乾燥、過湿、寒冷などのために有機物の分解が不良な所では、Ao層が厚くなりモル型腐植が発達する。しかも、乾燥し易い所ではF層が、また、過湿になり易い所ではH層が厚く発達する傾向がある。また、分解良好な所では、F及びH層はほとんど認められず、L層のみかみられるムル型腐植が発達する。

3) 有機物の分解・無機化

地表に堆積した落葉落枝や土壌中の枯死根などの有機物は、土壌動物や微生物の働きにより徐々に分解変質し、最終的には炭酸ガス、水、アンモニア、およびミネラルなどの無機物にまで分解され、その一部は再び植物により吸収利用される。

(1) 土壌動物 (Soil fauna) の働き

土壌に還元された植物や動物の遺骸は、先ず土壌動物の咀嚼によって破碎されるとともに、消化管を通過する際に弱度の分解を受け、フンとして排泄される。土壌に棲息する動物の一般的な分類は次のとおりであり、それらの森林土壌での棲息数の一例は、表7のとおりである。

① 土壌動物の分類

哺乳動物…ネズミ、モグラ

大型土壌動物 (体長 2 mm以上の無脊椎動物)・ ミミズ、ヤスデ、

ムカデ、ダンコムシ、クモ、セミ、甲虫

小型土壌動物 (体長 2 ～0.2 mm) ・ダニ、トビムシ、ヒメミミズ、

線虫

微小土壌動物 (体長0.2 mm以下)・ 原生動物、ワムシ

表7 豊かな森林土壌中の土壌動物（青木淳一，1987）

土壌動物	生息数 (m^{-2})	
線虫	1,000,000～ 6,000,000	
ダニ	70,000～	100,000
トビムシ	50,000～	70,000
ヒメミミズ	30,000～	80,000
陸貝	1,000～	3,000
カニムシ	200～	1,000
ミミズ	150～	500



写真23 ミミズの糞塊（フィリピン、パンタバンガン）

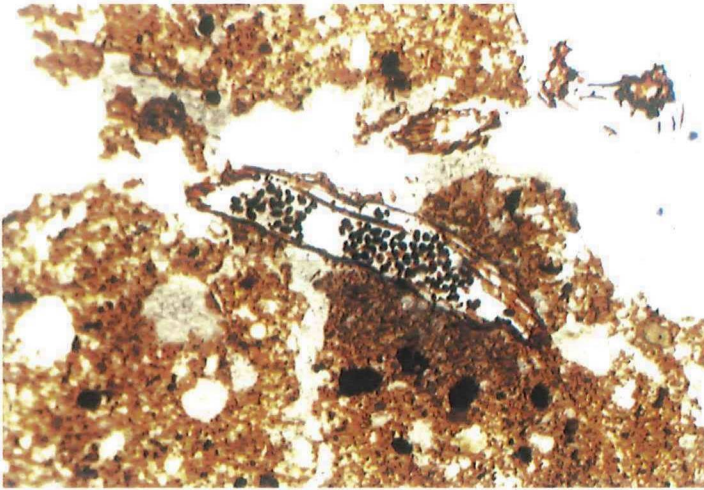


写真24 小形土壌動物のフン（中央部の黒色粒状物、×25）

そのような土壌動物の働きによる落葉落枝などの碎片化、及び消化管通過に伴う多少の化学変化は、次に述べる微生物による分解・無機化作用の前処理効果として非常に重要である。また、土壌動物の攪拌作用による土壌の耕耘は、土壌の孔隙量を増加させ理化学性を向上させる働きもある。

(2) 微生物 (Microorganism) の働き

微生物とは、顕微鏡でなければ見えないような極めて小さい生物の総称である。その地球上での出現は35億年前といわれており、地球上で最も古い生物である。現在では、大気、水、土壌、生物の体内など、地球上のあらゆる所に多量に棲息し、その生命活動をととして、絶えず有機物の分解、即ち、無機化作用を行っている。その適温は、一般に25～30℃といわれる。

土壌に棲息し、各種生物の廃棄物である有機物を分解・無機化する主な微生物の分類は、次のとおりであり、それら微生物の測定例は、表8

に示すとおりである。

① 土壤中に棲息する主な微生物

a. 細菌 (Bacteria)

一般に0.2~2.0 μ mの大きさの単細胞の微生物で、生態系内の炭素循環や窒素循環に重要な役割りを果たしている。無機物を栄養源とする独立栄養 (Autotrophs) のものと、有機物を栄養源とする従属栄養 (Heterotrophs) のものとに分けられる。前者には、硝酸化成菌 (硝酸菌及び亜硝酸菌)、鉄細菌、硫黄細菌などがあり、後者には、根瘤菌、アンモニア化成菌、非共生窒素固定菌などがある。

b. 真菌類 (Fungus)

糸状菌 (Mould)

糸状の菌糸をもつ菌類の総称で、俗にかひと呼ばれる。

炭素化合物を分解する力が強く、難分解性のリグニンも分解する。酸性を好むので、森林土壤中に多く、腐植生成において大きな役割りを果たしている。

担子菌類 (Basidiomycete)

大部分かきのこであり、難分解性のリグニンやセルロースなどを分解する。

シイタケ、エノキタケ、マッシュルームなどの腐朽性きのこ、マツタケ、ホンシメジ、キシメジ、ショウロなどの菌根性きのこに区分される。

c. 放線菌 (Actinomycete)

分類上、糸状菌と細菌との中間にある微生物で、細胞かつかつてしゅうす状や螺旋状になっている。痩せた土壌や乾燥地に多く、有機物を分解する能力が高い。

d. 藻類 (Algae)

葉緑素を持った独立栄養の単細胞植物で、光合成能力があり、空

中窒素を固定するものもある。森林土壌を初め、地球上のどこにでも棲息する。

表 8 土壌中の微生物数 (Burgess)

微生物	土壌 1 g 当りの生息数
細菌	16,900,000
放線菌	1,340,000
嫌気性細菌	1,000,000
糸状菌	205,000
嫌気性糸状菌	1,326
藻類	500

4) 腐植 (Humus) の生成

(1) 腐植生成作用 (Humification)

植物や動物などの生物遺体か、前述のような土壌動物や微生物の働きで分解され無機化する一連の分解過程の途中においては、各種低分子の有機化合物が生成される。土壌ではそれらが再び重合（同一の化合物の結合）や縮合（簡単な化合物の分離を伴う結合）を繰り返し、高分子の環状有機化合物群が生成され、土壌に集積する。このような複雑な構造を持った、非晶質の暗色の有機化合物群を、腐植と呼ぶ。

(2) 腐植の働き

腐植は、土壌中の無機物質と結合して、各種の有機無機複合体を形成するなど、後述する土壌構造の安定性を高める働きが大きいとともに、水分や養分を保持したり、各種土壌生物のエネルギー源となったり、分

解されて可給態養分を生成するなど、土壌の理化学性の維持・向上に極めて大きな働きをしている。

(3) 腐植の分類

前述のように、腐植はいろいろな高分子の有機化合物の集合したものであるから、その明確な分類は容易ではなく、実にいろいろな分類法が提唱されている。そのうちで最も一般的なものとしては、次のようなものがある。

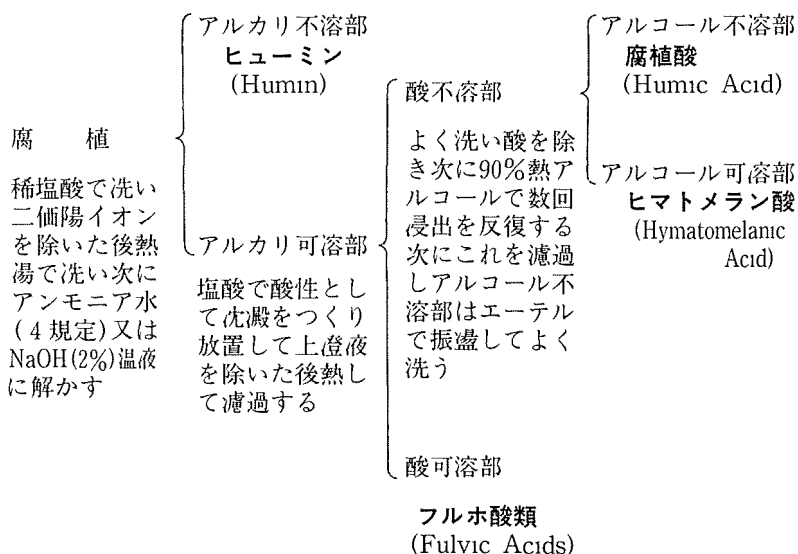


図 5 腐植の分類 (川村一水・船引眞吾, 1969から引用)

5) 生態的循環による炭素及び窒素の蓄積

土壌や生物からなる生態系内に存在する炭素及び窒素は、いずれも大気中にガス体として存在していたものが、生物の働きによって化合物として固定され、生態的循環系 (Ecocyclihg system) へ取り込まれたものである。それらは分解無機化されると、一部はガス体として再び大気中へ放出される。

そのような生態的循環により、生物体や土壌中に蓄積された炭素や窒素の推定量は、表 9、10のとおりである。

表 9 大気、生物体、及び土壌中の炭素量

存在形態	炭素量
大気中の炭酸ガス	7,000億t
生物体	6,000億t
年間に土壌に添加あるいは放出される炭素量	600億t
土壌有機物	3兆t
石油・石炭	10兆t

表10 大気、生物体、及び土壌中の窒素量

存在形態	窒素量
大気中のN ₂ ガス	3,900兆t
生物体	130億t
土壌有機物	3,000億t

このように窒素の場合、生物体あるいは土壌有機物の中に含まれている量は、大気中にガス状で存在する膨大な量と比較すると微々たるもの

に過ぎない。これに対して、炭素の場合には、大気中の賦存量に比較して、生物体や土壌中への蓄積量が大きく、特に土壌中に蓄積されている多量の炭素量は、地球上の炭素ハランスを保つ上で、極めて重要な働きをしていることか想定される。

近年、大気中の炭酸ガス濃度が上昇し、地球の温暖化が進行していると危惧され、化石燃料の消費の抑制が強く提唱されているが、腐植に富んだ森林土壌の維持・造成も、大気中の炭酸ガス濃度の上昇を抑制する有効な対策の一つであろう。

5. 時間(Time)

土壌生成を考える場合、時間の概念は重要である。土壌生成の進行程度は、母材の組織や組成、気候条件、水分環境などいろいろな要因によって影響を受ける。そのため、必ずしも経過時間、即ち、土壌の年齢と生成発達とは一定の平行関係にあるとは限らない。しかし、非常に長い目でみれば、多くの場合、両者の間にはある程度の相関関係が認められる。

例えば、全く同一の母材から出発した土壌でも、非常に若い段階では、発達が未熟で土壌としての体面や能力を備えていないか、発達が進んだいわゆる壮年期の土壌では、活性度の高い粘土鉱物や、各種塩基を含む易風化性の一次鉱物などに富み、一般に肥沃である。そして、風化が十分進んだ非常に古い老年期の土壌では、1 : 1型の活性度の低い粘土鉱物やFeやAlの遊離酸化物に富み、易風化性の鉱物に乏しく、肥沃度が低い。このように、時間の経過に伴う発達段階に応じて、土壌の性質や特徴が大きく変化する。しかし、そのような変化は、通常地質学的な長時間を経て極めて徐々に進行するものであり、現在のような気候環境条件下で、一朝一夕に起こるものではない。

鹿児島県の桜島の溶岩流上の植生を調査した例によると、噴出年代の

異なる溶岩流上の植生には、以下のような一定の傾向、即ち、植生遷移か認められるという。

表11 桜島の溶岩流上における植生遷移（田川、1964）

溶岩噴出後の経過年数	溶岩流上の植生
20年後	コケ類、地衣類
50年後	イタドリ、ススキなどの草本類
100年後	ヤシャブシなどの先駆性低木林
150～200年後	アラカシ林
500～700年後	タブ林

このように、新鮮な溶岩流上にはコケや地衣類が先ず侵入し、溶岩の風化による土層の形成や、植物遺体由来する腐植の集積により土壌が発達するにつれて、草本類、低木林と植生遷移が進行する。そして、桜島が位置する地域の極盛相樹種であるタブによる林が成立できるまでには、少なくとも500年以上の歳月が必要であるとしている。

しかも、このタブ林が成立しているところの土壌母材は、必ずしも溶岩のその場（in-situ）における風化物だけでなく、桜島火山からの火山灰や、周囲から運ばれてきた風化碎屑物も混入しているとのことであるから、実際にタブ林が成立できるような成熟した土壌か、その場での溶岩の風化物からのみ生成されるためには、それより遙かに長い年月が必要であることが推定される。

また、アメリカの穀倉地帯では、土壌浸蝕による肥沃度の低下が近年非常に深刻な問題となっている。そのため、米国農務省では、風蝕や水蝕による肥沃な表土の流亡を、年間0.5mm以内に抑えるよう指導しているという。これは、アメリカのような気候風土では、年間0.5mm位の土

壤の生成発達か期待できるということを示しているものと思われる。

この数値を借用して、単純に厚さ1mの土層か生成される時間を計算してみると、2000年となる。この数値は、生成された土壌かその間、風蝕や水蝕によってほとんど流亡しないことを前提条件にしたものである。

従って実際には、そのような厚さの土壌か生成されるために要する時間は、その数倍になるのではないかと推定される。また、もし風蝕や水蝕か年間0.5mm以上の速さで進む場合には、土壌の発達か極めて困難となることはいうまでもないことである。

また、近年焼畑による土地の荒廃が、熱帯地方で大きな問題になっている。一般に伝統的な焼畑は、土壌保全の面からは問題か少ないとされているか、それは、斜面上部の緩斜面などにおいて、森林を伐採後焼き払い、無耕起の農作を2～3年行い、土壌をそれ程劣化させない段階で、その後長期間休閑するからである。そのため、焼畑跡地には容易に樹木か侵入し、15～20年で土壌の理化学的性質か元の状態近くまで回復するといわれている。

これに対して、傾斜のより急な斜面とか、収量を上げるために耕作を行うなどにより肥沃な表土の浸蝕流亡を引き起こしたり、あるいは地力を徹底的に使いきるまで農作を続けるなどして、土壌を完全に劣化させてしまうと、跡地に樹木か侵入し生育することか困難となるため一般に草地化し、土壌浸蝕の進行により土壌はますます荒廃するといわれている（写真4）。

このように、近年問題となっている土壌を荒廃させる焼畑、いわゆる使い捨て焼畑は、土壌肥沃度の保全を全く考慮していないところに最大の問題かある。

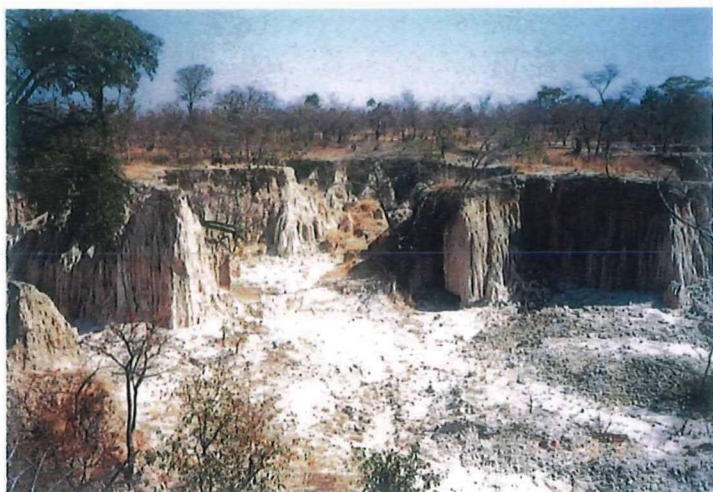


写真25 土壌浸蝕による荒廃地（ケニア）



写真26 上流の土壌浸蝕による海の汚染（サラワク）

森林の成立基盤であり、しかも繰り返し利用できる数少ない資源の一つである土壌の生成発達には、地質学的長時間を要するところから、現存する土壌の保全は、現在の我々の、次世代の人々に対する最低限の義務でもある。

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pF7.0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 ~ 0.2mm	毛管孔隙に水が保持される
(b)細砂	0.2 ~ 0.02mm	同上、肉眼で見える限界
微砂 (シルト)	0.02 ~ 0.002mm	凝集して土塊を形成する
粘土	< 0.002mm	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ト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。

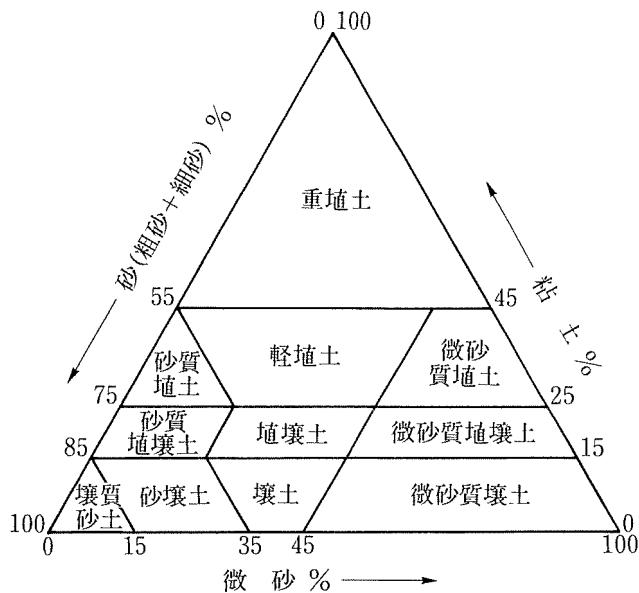


図6 土性三角図表
(E C トメラップ氏による)

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加わると、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壤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) 土壤構造の働きと維持増進

構造の発達した土壤では、一般に構造の内部に、土壤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、そのような土壤では養分保持、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壤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壤生物の活発な活動、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、森林土壤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

一定の土壤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)

土壤においては、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、構造の発達か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。

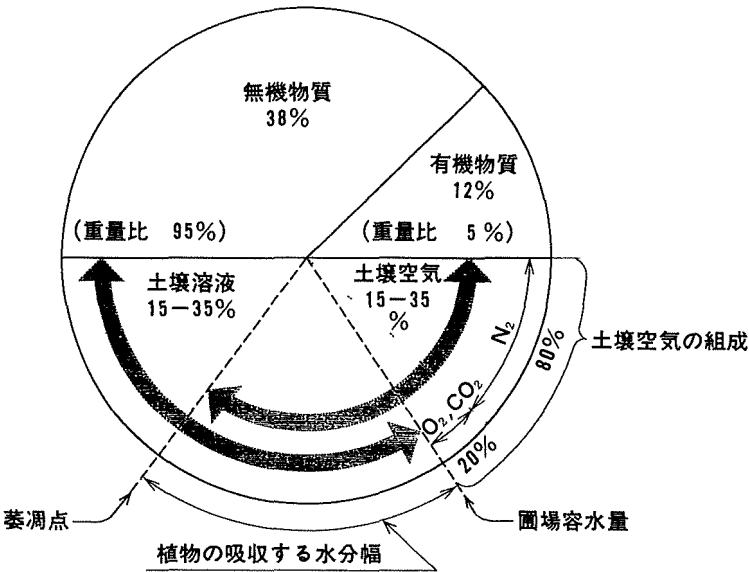


図7 土壌の三相組成（容積百分率）模式図

（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。

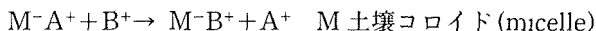
1) イオン交換と塩基交換容量

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

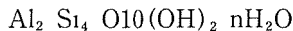
土壌中でマイナスの荷電をもつ主なコロイトは粘土鉱物と腐植であるか、それらの荷電の発現機構はそれぞれ以下のとおりである。

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比の大きさと、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) 燐酸(Phosphate)

燐酸は、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、土壌中の燐酸のうちで、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) 土壌中の燐酸の存在形態

土壌中の燐酸は、先ず結合物質の違いにより、有機態燐酸と無機態燐酸に区分され、更に、金属と結合している無機態燐酸は、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、土壤のいろいろな性質に影響を及ぼしている。

特に土壤動物は、土壤の理化学性を向上させ、また微生物は、土壤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、無機物などを土壤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。

IV．土壌の調べ方

以上、土壌のいろいろな性質や特徴について述べてきたが、実際の土壌かどのような性質や特徴をもつか明らかにするためには、フイールトにおいて試孔 (Soil pit) を掘り、土壌断面 (Soil profile) を作成し、その形態的特徴などを調べるとともに、必要に応じて試料を採取し、実験室で各種理化学性などについて分析する必要がある。以下フイールトでの調査方法について、簡単に解説する。

1．土壌調査

1) 土壌調査のために準備するもの

土壌調査に出掛けるに当たって準備する必要があるものとしては、おおよそ次のようなものか上げられる。

鍬、スコップ、土壌コテ、なた、剪定鋏、スケール、ルーペ、記載用紙、筆記用具、カメラ、フィルム、地質図、地形図、植生図、土地利用図、空中写真、雨具など。

2) 試孔点の選定と土壌断面の作り方

(1) 試孔点の選定

試孔点の選定は、基本的には土壌の生成や分布と関係の深い、地形、地質、植生などの生成環境条件を勘案して選定するか、調査の目的に応じて、選定のポイントが多少異なることもある。

例えば、土壌図作製のためには、ある範囲の調査地に分布する全ての土壌の種類と、その分布状態を知ることが大切であるか、植栽予定地の土壌調査においては、造林阻害要因を持つ土壌など、分布する土壌の特性

などを明らかにすることか大切である。また、土壌の生成分類などの研究のためには、研究目的とする土壌の典型的なものにできるだけ近いものを、選ぶ必要がある。

いすれにしても、経費や時間の点から、試孔を幾つも掘る訳にはいかないし、調査・研究を効率的に進めるためにも、試孔の選定には慎重を期し、できるだけ数を絞ることも大切である。そのためには、検土杖 (Soil auger) の使用も、礫質土以外では、土壌の概況を調へるのに有効である。

(2) 試孔の掘り方

先ず、試孔予定地の地表植生を刈り払うか、断面設定予定線の先の地表植生は、断面調査や写真撮影に必要であるから、できるだけ自然状態を荒らさないで保存しなければならない。

根、特に大きな根は掘削の際、断面を乱す恐れがあるので、鋸か剪定鋏で早めに切り取る。最終的に幅 1 m、深さ 1 ~ 1.5 m、あるいは基岩までの深さの断面を作るか、断面記載や試料採取などの作業を容易にするために、縦方向を少し長めの穴にし、断面の対面に階段を作っておくと便利である。

これら一連の断面作成作業に際して、土壌の硬軟、粘り具合、石礫や根の分布状態などについて概略を把握しておくと、後の断面調査の際に大変役に立つ。



写真28 土壌断面調査

(3) 土壌断面の整え方

素掘りが終わったら、先ず、Ao層の表面を片手で軽く押さえながら、剪定鋏で断面に沿ってAo層を切り揃える。次に、土壌層位の特徴や変化が観察しやすいように、断面内の鍬やスコップの跡を土壌コテで削りとり滑らかにすると共に、植物の根を切り揃える。

多少突出した程度の礫は、無理に取り除くと断面が乱れるので、そのまま残しておく方がよい。

3) 土壌断面の調べ方

断面を整えたら、以下の手順に従って、先ずAo層や層位を区分し、次に各層位毎にいろいろな性質や特徴について調べ、それらを断面記載用紙などに記録する。

(1) Ao層（有機物層）の区分

Ao層を、分解・腐巧の程度に応じて以下のように区分する。

L層 新鮮な落葉落枝層

F層・腐朽層（原形が識別できない程腐朽が進んでいるか、植物組織はまだ認められるもの。きのこ類や糸状菌の菌糸束が発達していることが多い）

H層・腐植層（植物組織が認められない程分解が進んだもの）

一般に、Ao層は乾燥、過湿、寒冷などの、有機物の分解作用を阻害する要因のある所で厚く発達し、乾燥した所ではF層か、過湿な所ではH層が良く発達する傾向がある。

(2) 鉱質土層の区分

鉱質土層は、先ず腐植の集積により暗色を呈するようになったA層、一般に遊離酸化鉄による黄褐色～赤褐色を呈するB層、及び母岩の風化碎屑物からなる母材層である淡色のC層に区分する。更に、必要に応じて、それらを色、堅さ、土性、根の分布、構造の発達程度、礫含量などの違いに基づいて、 A_1 ・ A_2 層、 B_1 ・ B_2 層、 C_1 ・ C_2 層などに細分する。

基岩はD層とすることが多い。

(3) 層界(Horizon boundary)

層位の境界、即ち、層界については、推移状態と形状を調へる。

① 層界の推移状態

層界の推移状態は、一般に、ある層位が次の層位に変化するまでの幅によって、以下のように区分する。

3 cm未満・明瞭（記載では実線を用いる）

3 ～ 5 cm 判然（記載では一点鎖線を用いる）

5 cm以上 漸変（記載では点線を用いる）

② 層界の形状

層界の形状については、平坦（比較的）、波状、不規則、不連続など

の特徴を記載する。

層界の推移状態や形状は、腐植集積作用、水分環境、内部透水性、及び母材の堆積様式などの違いや、母材の不均一性、及び人間活動の結果などを反映していることが多い。



写真29 森林下に発達した自然土壌（層界が判然～渐变）

(4) 土色(Soil color)

各層位の土色の記載には、マンセル表色法(A. H. Munusell, 1905)に基づいて作成された、土色帳を用いると便利である。

これは、三属性（色相、明度、彩度）による色の表示方法であり、言

葉で表現し難い土色を、極めて客観的に表現でき、再現性も高いので、土壌学のみならず、いろいろな分野で国際的に採用されている。

土色を調べるに際しては、調べようとする層位の土塊と、土色帳の各ページの色片とを対比しつつ、先ず色相のページを決定する。次いで、そのページのY軸に沿って明度を、また、X軸に沿って彩度を決定し、〔色相 明度/彩度〕の順で7.5YR4/6のように記載する。

そのようにして調べた土色のうち、暗色系統の色は腐植含有量に、黄褐色～赤褐色系統の色は遊離酸化鉄の含有量や脱水結晶化の程度に、また、灰色系統の色は遊離酸化鉄の溶脱の程度などに、それぞれある程度対応する。そのため、土色を詳しく検討することによって、それまでその土壌が受けてきた、あるいは現在受けつつある各種生成過程を解明する手掛かりが得られる。



写真30 茶畑の人工土壌（機械耕耘による明瞭な層界が認められる）
（ソ連、グルジア）

(5) 腐植含有量(Humus content)

各層位の腐植含有量を、主として黒色の程度に基づいて区分する。区分の基準は国によって異なるか、わか国で一般に用いられているものは、次のとおりである。

表18 腐植含有量区分と判定のめやす

腐植含有量区分	腐植含有率	土色（明度）
あり	2 %以下	明色（5 ～ 7）
含む	2 ～ 5 %	やや暗色（4 ～ 5）
富む	5 ～ 10 %	黒色（2 ～ 3）
すこふる富む	10 ～ 20 %	著しく黒色（1 ～ 2）
腐植土	20 %以上	軽鬆で真黒色（2 以下）

腐植含有量判定に際しては、砂質な土壤では実際の含有率より高めに、また埴質な土壤では低めに見えることか多いので、注意が必要である。また、砂礫そのものの色は除外する。

腐植含有量は、植生の種類、Ao層の発達状態、水分環境、母材の種類などと密接な関連をもっている。

(6) 土壤構造(Structure)

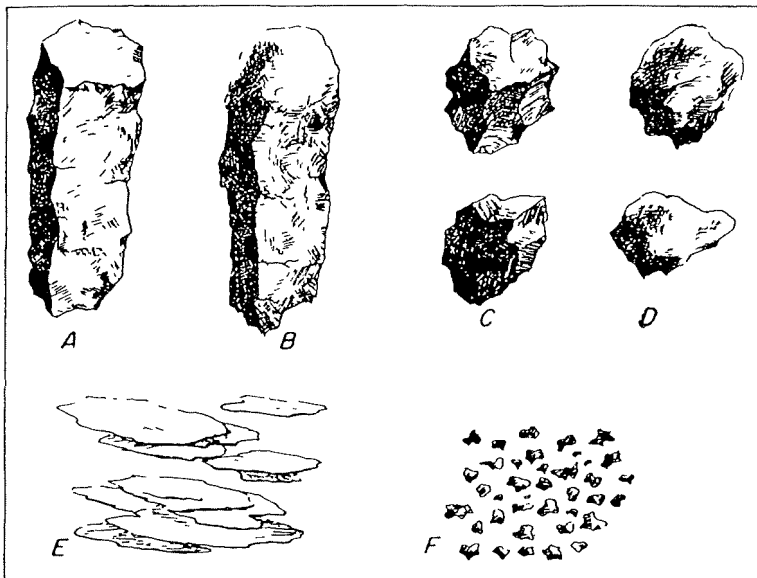
土壤構造を調べるには、目的とする層位からやや大きめの土塊を取りだし、両手でそれを揉みほくしていきながら、生じた小土塊を良く観察する。それらの中に形、大きさ、内部の緻密度などの特徴が類似したグループが存在するならば、それらが土壤構造である。揉みほくすのに抵抗が大で、不規則な大きさ、形になるものは構造ではない。

土壤構造の形態による大まかな分類は、次のとおりである。

表19 土壌構造の形態による分類

土壌構造の形態	構造の種類
薄く平たい形状のもの	板状構造、鱗状構造
縦長の形状のもの	角柱状構造、円頭柱状構造
立方体のような形状のもの	角塊状構造、歪角塊状構造
球状のもの	粒状構造、団粒状構造、細粒状構造
無構造のもの	単粒状構造、壁状構造

また、一般の土壌にみられる主な構造の形、大きさ、外面などの特徴は、図8のとおりである。



A：角柱状 B：円柱状 C：角塊状
D：歪角塊状 E 板状 F：粒状

図8 土壌構造の形状(Soil Survey Staff, 1951)

一般に、内部が堅密で、外形がシャープな構造は、強く乾燥する時期がある環境を、多孔質で軟らかく外形が不明瞭な構造は、常時湿潤であるような環境を指標する。また、土壌構造の種類や発達程度は、土壌の理学的性質全般に大きく影響する。

(7) 堅密度(Hardness)

堅密度は、一般には指や土壌コテで判定するか、正確に計る場合には、硬度計などを用いて測定する。

① 一般的な区分と判定のめやす

すこふる 鬆・土粒が単独で分離していて、ほとんど結合力のないもの。
しょう・土粒の結合が弱いので、指が土層内に容易に深く入るもの。
軟 土粒は比較的密に結合しているか、深い指の跡が容易にできるもの。

堅・土粒が密に結合していて、指の跡かわすかしか残らないもの。

すこふる堅 土粒が非常に密に結合していて、指の跡が残らないもの。

固結 土粒が極めて密に結合していて、土壌コテがほとんど入らないもの。

② 山中式硬度計と堅密度

山中式硬度計の指標硬度（単位mm）と、上述の堅密度区分との関係は、おおよそ次のとおりである。

しょう 5～10、軟 10～20、堅・ 20～25、すこふる堅 25以上

堅密度は、根系の発達の難易（一般に硬度25以上では、植物の根は伸長阻害を受ける）や、通気透水性の良否と密接に関連する。

(8) 孔隙(Porosity)

孔隙とは、土壌粒子間の隙間、根の腐朽跡、動物の通過跡、亀裂、土

壤構造間の隙間などである。そのうち、亀裂や構造間の隙間のような大きな孔隙は、その形態を空間的に区分するの困難であるし、土壤粒子間の隙間のような微細な孔隙は、肉眼による観察では識別が困難である。そのためフィールドでは、土塊を割った面における、肉眼で識別できる範囲の孔隙を観察して記載する。

① 大きさの区分

細 1 mm未満、小 1～2 mm、中 2～5 mm、大 5 mm以上

② 量の区分 (2.5 cm²平方当りの個数)

有り 1～3、含む 4～14、富む 15以上

孔隙の大きさや量は、土壤生物の活性度や、水分や空気の貯蔵、及び補給能力の判定に重要である。

(9) 土性(Texture)

一般に野外で用いる土性区分は次のとおりであり、各層位から採取した小土塊をよく湿らせ、触感によって土性を判定する。

① 土性区分

砂土 ほとんど砂ばかりのもの

砂壤土 …ほぼ1/3～2/3の砂があるもの

壤土…砂が少し (1/3以下) 感じられるもの

埴壤土 …粘りのある粘土に砂を少し感ずるもの

埴土・粘りのある粘土が大部分のもの

微砂質壤土…砂はほとんど無く、粘りの無い粘土が大部分を占めるもの

石礫土…大部分が礫からなるもの

土性は、母材の種類や風化の程度、及び通気透水性、水分や養分の保

持能力などの、土壌の理学性と密接な関連をもつ。

(10) 石礫(Gravel)

石礫については、形状、大きさ、含有量、及び風化の程度などを調べる。

① 形状による区分

角礫 鋭い稜角のあるもの

半角礫 やや角ばった稜角を持つもの

円礫 丸みを帯びたもの

② 大きさによる区分

細礫 2～10mm

小礫 10～50mm

中礫 50～100mm

大礫 100～200mm

巨礫 200mm以上のもの

③ 含有量（面積比率）

あり 5%未満

含む 5～10%

富む 10～30%

すこぶる富む 10～30%

礫土 50%以上

④ 風化の程度

未風化…新鮮なもの

半腐朽 明らかに風化変質しているか、また堅さが残っているもの

腐朽…コテなどで切れる程完全に腐朽しているか、原形を保っていない

るもの

石礫の種類や風化の程度の識別は、母岩の種類、母材の堆積様式、母材の風化の程度、通気透水性など、土壌の基本的な性質を明らかにするために重要な情報を提供する。

(11) 溶脱・集積(Eluviation, Illuviation)

土壌中では、成分の一部が溶脱あるいは集積を受けていることがあるので、それらの物質の種類、溶脱あるいは集積の形状、その鮮明度、及び量などについて調べる。

① 溶脱・集積に関与する物質

粘土、Fe・Al・Mnなどの遊離酸化物、腐植、及び塩類などの溶脱あるいは集積について調べる。

② 溶脱の形状

周囲の土壌基質より彩度が低く、一般に灰白色を呈する部分か、層状であるかあるいは斑紋状であるかを調べる。

斑紋(mottle)の形状には、膜状、糸状、点状、雲状、管状などがある。

③ 集積の形状

周囲の基質より一般に彩度が高い部分の、形状を調べる。

集積の形状には、層状、被膜状、斑紋状、結核状、盤層などがある。

④ 溶脱斑・集積斑の鮮明度の区分

溶脱斑や集積斑と周囲の土壌基質の色とのコントラストについて、不鮮明、鮮明、非常に鮮明を、肉眼で判定する。

⑤ 斑紋の量的区分

斑紋の発達程度を、各層位におけるその面積比率によって、次のように区分する。

あり：認められる程度のもの

含む：10%未満

富む：10～30%

すこぶる富む：30%以上

溶脱・集積による各種生成物は、土壤の生成環境、特に水分環境を指標する重要な特徴であるが、過去に生成され、現在まで保存されてきた化石的なものもあるので、現在のみならず過去の立地環境条件も考慮に入れた慎重な取り扱いが必要である。

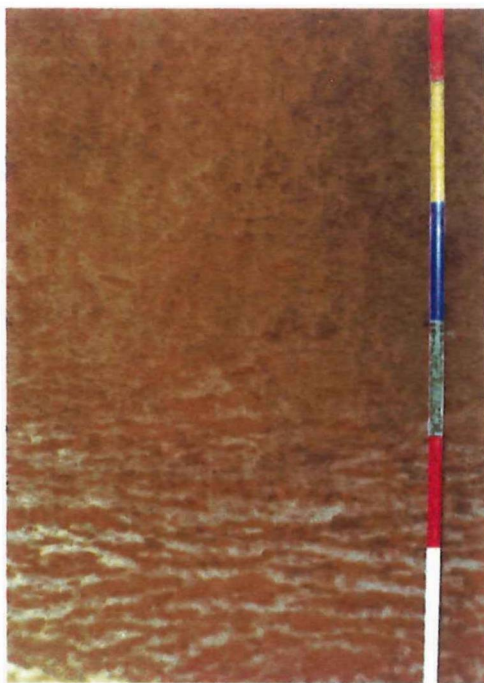


写真31 森林土壌の下層に見られる化石的斑紋
(ソ連、コーカサス)

(12) 水湿状態 (Moisture)

土壤の水湿状態の区分は、水か土壤にとの程度の負圧で保持されているかを、手や指を使って判定することによって行うか、一般的な判定基準は次のとおりである。

① 水湿状態の区分と判定のめやす

乾 土塊を強く握っても、手のひらに全然湿り気が残らないもの

潤：土塊を強く握ると、手のひらに湿り気が残るもの

湿・土塊を強く握っても水滴が落ちず、親指と人差指の間で強く押すと水のにしみ出るもの

多湿：土塊を手のひらで強く握ると、水滴が滲みでるもの

過湿：土塊を手のひらに乗せると、自然に水滴が落ちるもの

土壤の水湿状態は、調査前の降雨などの影響を強く受けていることもあるので、調査に際しては、それらの影響を十分に考慮に入れておくことも大切である。

(13) 根系 (Root system)

根系については、太さや分布量について調べる。

① 太さの区分

径20mm以上 . 太

20～10mm : 中

10～2 mm . 小

2 mm未満 ' 細

② 量的区分

分布量については、各層位内における根の切り口の面積比率の合計に

基づいて、次のように区分する。

20%以上：すこぶる富む

10～20%：富む

5～10%：含む

5%未満：あり

根系の分布状態は、土壤断面内の化学的及び理学的性質を良く反映する。特に、生理活動が最も盛んな2mm未満の細根は、土壤条件に非常に敏感であり、その特徴を強く反映する。調査に際して、もし可能な場合には、根系を木本類と草本類に区分し、それぞれの太さや量を調べる。



写真32 ヒノキ風倒木の根(下層が堅密・過湿なため、盤状になっている)

(長野県、三浦国有林)

(14) 菌根・菌糸(Mycorrhiza, Mycelium)

菌根菌のうち、外生菌根を形成する、糸状菌や担子菌などから発達する菌糸束、菌糸塊、及び菌糸網層などの、有無や発達程度を調査する。一般に菌糸は、乾燥系の土壌で良く発達し、特に強く乾燥するところでは、菌糸塊や菌糸網層が形成される。菌糸塊や菌糸網層は強い疎水性を示すところから、それらの発達した土壌では、益々乾燥化する。



写真33 松林下の土壌に発達した白色の菌糸塊
(フィリピン、バギオ)

(15) 母材の堆積様式

土壌の出発物資である母材が、どのようにしてそこに堆積したかを堆積様式という。堆積様式による土壌の区分は、次のとおりである。

残積土…基岩の風化生成物がその場で堆積したものを、母材として発達した土壌。

搬运土…土壌の断面上部は斜面上部から移動堆積したものからなるが、断面下部は基岩の風化物からなるもの。

崩積土…土壌母材全体が斜面上部から崩れてきたものからなるもの。

運積土…他所で風化されたものが、運搬されてきて堆積したものを母材としたもの。

一般に、残積土は土層が堅密で塩基類に乏しいなど、理化学性が不良であるが、崩積土は膨軟で水分・養分に富むなど、理化学性が良好であることが多い。

(16) 浸蝕(Erosion)

土壌浸蝕の要因としては、雨滴の衝撃、表面流去水、土粒の分散作用などがあるが、それらの作用は、地形、傾斜、植生、土壌母材の種類や堆積様式などによって異なる。土壌の浸蝕を、その形状に基づいて、以下のように区分する。



写真34 肥沃な表層土壌の局所的な面状浸蝕によるトウモロコシの不均一な作柄
(フィリピン、ミンダナオ)

面状浸蝕 (Sheet erosion) …地表流によって表層土壌が面状に流亡するもの。

雨溝浸蝕 (Rill erosion) …地表流水が集まって何本かの細流路を形成しているもの。

地隙浸蝕 (Gully erosion) …地表流水が集まって比較的大きな溝（幅45cm、深さ25cm以上）を形成しているもの。

一般に森林土壌では、最も肥沃な表層土壌が最も浸蝕で失われ易く、しかもその再生には大変なエネルギーと長時間を必要とするところから、土壌浸蝕がその肥沃度に及ぼす影響は極めて大きい。



写真35 地隙浸蝕（ケニア）

2. 環境要因調査

1) 調査地点の概況

地図上で調査地点の位置を確認するとともに、地名、地番、所有者、林分の林班名などを調べる。

2) 気候(Climate)

気候に関しては、調査地点付近の年降水量やその月別分布、年平均や月平均気温、相対湿度、日照時間、風速・風向などについて、理科年表や最寄りの観測施設などで、できるだけ詳しく調べる。

3) 地形(Topography)

地形に関しては、調査地周辺の大地形や小地形、及び試孔周辺の微地形を調べるとともに、クリノメーターで傾斜度や斜面の向きを計測する。また、地形図、空中写真、高度計などで海拔高を判定し、記載する。

4) 植生(Vegetation)

植生に関しては、調査地の自然林、二次林の別、周辺地域の植生、山林の利用の歴史などを調査する。また、試孔を中心にして10m四方位程度の範囲について、超高木階、高木階、低木階、草本階、地床階のそれぞれの階層毎に、全植物種の優占度を、下記の表19のような基準によって調べる。さらに、超高木や高木階については、樹種、樹高、胸高直径、及び樹齢なども記載する。

表20 植生の優占度区分

優占度	植物体が地表を覆う割合	固 体 数
5	75%以上	任 意
4	75%～50%	任 意
3	50%～25%	任 意
2	25%～5 %	任 意
	5 %未満	非常に多数
1	5 %未満で比較的大きいもの	比較的少数
	5 %未満で比較的小さいもの	比較的多数
+	非常に少い	非常に少数

また、植物の病虫害や風水害などの被害状況や、それらに関する経歴などについてもできるだけ調査し記録する。

V．土壤生成作用及び分類

前述のように、土壤は気候、地形、母材、生物、時間などの生成要因の、総合的な作用によって生成されるか、それらの質的あるいは量的な相違によって、極めて多種多様な土壤が生成される。そのような土壤を生成する化学的、物理的、生物的作用を総合したものを、土壤生成作用という。従って、その実態は極めて複雑多岐にわたるか、そのうち、熱帯地方に関係の深い基本的な土壤生成作用は、次のとおりである。

1．基本的な土壤生成作用(Soil Forming Process)

1) 塩類集積作用(Salinization)

塩類集積作用とは、降水量より蒸発散量が多い気候下において、比較的浅い地下水が毛管上昇し地表から蒸発する、いわゆる滲出型水分環境下で、上昇水に溶解していた塩類か、 NaCl , NaNO_3 , CaSO_3 , CaCl_2 などとして表層内や地表に析出し集積する作用である。

地表には、土壤コロイトが凝固して細かい構造が発達する。

この作用により生成される塩類土は、乾燥地帯(年平均降水量：300mm未満)や半乾燥地帯(年平均降水量：300～700mm)などの、地下水位が高いか地下水が停滞している所などに分布する。高い塩類濃度のため一般の植物は成育が困難であり、オカヒシキ属などの好塩性草本や低木か、まばらに生えているに過ぎないところが多い。



写真36 乾燥地の塩類集積土壌（ケニア）

2) シアライト化作用(Siallitic weathering)

一次鉱物の化学的風化作用により、層状アルミノ珪酸塩鉱物、即ち、2 : 1 型や 1 : 1 型の粘土鉱物が生成される作用である。粘土化作用(Argillization)とも呼ばれる。一般に表 6 のポリノフの可動率による、II あるいは III の初期の段階の風化が行われているような地域で主として進行する。熱帯地方では、亜湿潤ないし湿潤気候下の洗浄型水分環境にある比較的若い地形面などでみられる。III の段階の風化が進み珪酸の流亡が本格的に始まると、次項で述べるアリット化作用に移行する。

3) 粘土の移動集積作用

(レシベ化作用, Lessivage, Illimerization)

土壌表層に含まれている粘土分が、浸透水に懸濁して次表層に運搬され、その土壌構造の表面や孔隙内に沈澱・集積する作用である。こ

のような作用が進行するためには、一般に粘土が分散し易いことや、乾燥と湿潤が繰り返すような気候条件が、必要といわれている。

この作用によって粘土の集積した次層層は、粘土集積層 (Argillichorizon) と呼ばれ、FAO/UNESCOやアメリカの土壌分類においては、熱帯地方の土壌を分類するために大変重要な特徴層位 (Diagnostic horizon) の一つとされている。

野外でこの粘土集積層を識別するには、構造の表面や孔隙内の壁面に形成されている、光沢のある粘土皮膜 (Clay coating, Argillan) の有無を、ルーペなどで確認する方法が一般的である。しかし、発達が十分でないなど、粘土皮膜の有無が分かり難いことも多い。そのため実際には、実験室において表層と次表層の粒径分析を行い、それらの粘土含有率の差を求めたり、あるいは、次表層から採取した未攪乱の土壌試料を、合成樹脂で固めて土壌薄片を作り、偏光顕微鏡下で粘土皮膜の生成を確認するなどの方法により、粘土集積層の識別を行う。

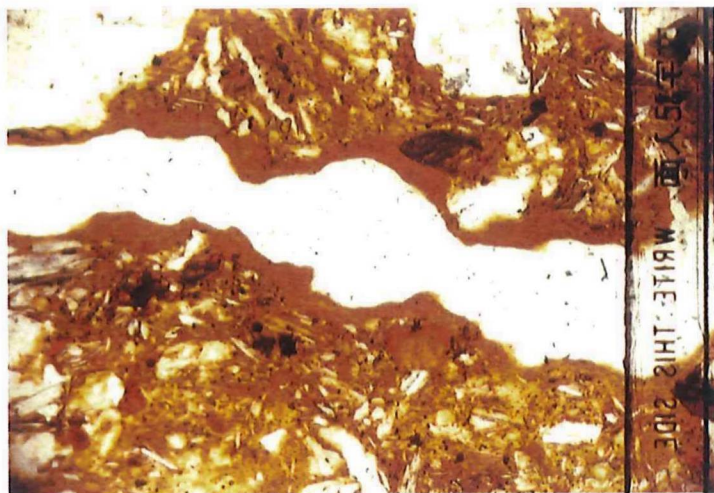


写真37 孔隙壁面上の粘土皮膜 (中央部上下の滑らかな壁部, ×25)

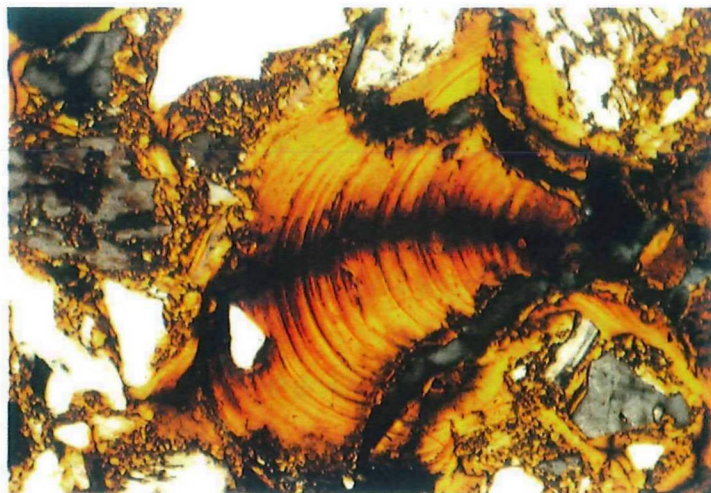


写真38 強度に発達した粘土皮膜（中央の層状構造を持つもの、×25）

4) アリット化作用(Allitic or Ferrallitic Weathering)

高温・多湿の熱帯地方では、一般に造岩一次鉱物や二次粘土鉱物などの、珪酸塩鉱物の風化分解が他地域よりも比較的早く進むため、分解生成物である塩類や塩基類に伴われて、珪酸も土壤系外へ流亡し、FeやAlが含水酸化物として残留富化する（表6を参照）。このような作用をアリット化作用あるいはラテライト化作用(Laterization)という。

この作用によって、易分解性鉱物に乏しく、1：1型のカオリン粘土やFe及びAlの遊離酸化物に富む土壤が生成される。そのような土壤では、酸性度が強く、塩基交換容量が小さく、かつ塩基含量に乏しいのが普通である。

そのような土壤の生成には、一般に地質学的な長時間を必要とするので、それらの分布は、二次堆積物は別として、更新世あるいはそれ以前の非常に古い安定した地形面に限られている。

5) グライ化作用(Gleization)

川沿いの低地や水はけが不良な平坦地などの、地下水が滞留しやすいような所では、常時水に浸されている下層部分が酸素欠乏となり、強い還元状態となる。そのためFeやMnなどが還元・溶脱され、灰白色や青灰色の土層、いわゆるグライ層が形成される。このような層位を形成する一連の過程をグライ化作用という。停滞水に水溶性有機物などが添加されると、嫌気性微生物の活動が高まり、還元状態が強くなるので、グライ化作用が促進される。

このような、グライ化作用による灰白色や青灰色の土層を下層にもつものを、グライ土壌と呼ぶ。



写真39 グライ土壌（30cm以深がグライ層）

6) ポドゾル化作用(Podzolization)

過湿、乾燥などのため分解が阻害され、厚く堆積した有機物層(Ao層)では、一般にフルボ酸などの有機酸の生成が進行する。それらの有機酸により、表層土内の粘土が破壊されるとともに、Fe及びAlなどの遊離酸化物が溶脱され、それらが下層に移動集積する。そのような過程をポドゾル化作用という。その結果、灰白色の溶脱層(Albic horizon)と、暗赤褐色の集積層(Spodic horizon)をもった、いわゆるポドゾル土壌(Podzol)が生成される。



写真40 ポドゾル土壌（溶脱層：20～30cm、集積層：30～45cm）

熱帯地方では、尾根筋や風衝地などの、乾燥の影響を強く受け易いところに、厚いAo層、即ち、モル型腐植(Mor)が発達し、ポトソル土壌が生成される。

有機酸による粘土の破壊を伴う点で、この作用は粘土の移動集積作用とは本質的に異なる。

7) 泥炭集積作用(Peat accumulation)

沼、湖、沿岸低湿地などの湿地においては、樹木、草本類及び藻類・苔類などの遺体は、嫌気的な環境下でほとんど未分解のまま堆積する。それらか、時間の経過につれて、ある程度生化学的な分解作用を受け、幾分炭化変質することによって、泥炭が生成され集積する作用をいう。そのような泥炭形成の途中で、メタンや硫化水素なども生成される。さらに、熱帯地方の沿岸低湿地などでは、泥炭とともに黄鉄鉱(Pyrite)も生成されることが多い。そのような堆積物を干拓すると、黄鉄鉱の酸化により硫酸が生成され、酸性硫酸塩土壌が生成されるので、その取扱いには十分な注意が必要である。

2. 土壌分類の歴史

人類と土壌との付き合いは極めて古く、その発端は原始時代の農耕発生時にまで遡ることかできる。それ以来人類は、主に農作物の収穫量を増やすために、土壌に対して実にいろいろな働きかけを行ってきた。

しかし、その働きかけは、専ら農作物の成長を促進するための、いわゆる実用的な土壌生産力に関するものかほとんどであり、養分や水分を植物に供給する母体である、土壌自身の生成や形態及び分類に関しては、それ程注意が払われなかった。

土壌か一つの独立した自然体(Natural body)であり、それはどのよ

うな過程により生成し、どのような種類があり、どのような性質を持ち、どのように分布するかなど、土壌の生成、分類、性状、分布などを総合的に研究する、いわゆる近代的な生成分類学的土壌学が自然科学の一分野として体系化されたのは、19世紀末から20世紀初頭にかけての、トクチャイエフ(Dokuchaief)を初めとする、ロシア土壌生成学派によるところが大きい。

このロシア学派は、各種土壌生成要因のうち、特に気候と植生要因の影響を重視することによって、土壌成帯性(Soil zonality)理論を打ち立てるなど、一時は全世界の土壌分類を風靡するに至った。

しかし、同派による土壌分類体系は、どちらかという土壌生成環境要因や仮定の土壌生成過程による分類体系であり、分類に際しては非常に恣意に入りやすいなど、客観性に乏しい欠点があった。また、ヨーロッパやアメリカ大陸、特に熱帯地域における土壌の調査研究が進むにつれ、ソ連土壌学を初めとする、それまでの土壌成帯性を柱とする土壌分類体系では、いろいろと矛盾や混乱が生じ、とても対応仕切れないことが明らかになり、新分類体系の必要性が高まった。

そこでアメリカの農務省では、外的環境要因や仮定された土壌生成過程ではなく、土壌自身の性質で分類する新しい分類体系を目指し検討を開始した。そして、膨大なデータと多数の土壌学者を動員し、何年もの歳月を費やして、遂にそれまでのものと全く異なった包括的な分類体系、即ち、Soil Taxonomy(1975)を完成させた。

また、FAOもUNESCOと共同のもとに、各国の主な土壌学者を総動員して、世界の土壌資源を明らかにするとともに、土壌を世界的レベルで比較・対比できるようにすることによって、土地利用や管理技術の移転ならびにそれらの向上を図るため、世界の土壌を106の主要土壌(Majorsoils)に分類し、それらの土壌群域(Soil associations)で表した「500万分の1の世界土壌図(Soil Map of the World)」を作成した(1971~1978)。

今日では、ほとんど全ての熱帯諸国では、アメリカの土壌分類がFAO/UNESCOの世界土壌図方式の、とちらかを用いて自国の土壌分類を行っている現状に鑑み、それらの基本構造や分類について、熱帯地域に関係ある項目にできるだけ絞って簡単に解説する。

3. 包括的土壌分類体系(Soil Taxonomy, 1975)

1) Soil Taxonomy の特徴

この土壌分類体系は、目(Order)、土壌亜目(Suborder)、大群(Greatgroup)、亜群(Subgroup)、ファミリー(Family)、統(Series)の六つのカテゴリーよりなる、下降式の分類体系である。その基本的な考え方は、測定・観察できる土壌自身の性質により、特徴層位(Diagnostic horizons)や診断特徴(Diagnostic soil characteristics)などの識別特徴(Differentiating characteristics)を定義し、それらの種類や組み合わせによって土壌を分類するものである。従って分類・命名に際しては、従来の分類体系と異なり、格段に客観性が向上し、再現性も非常に高まったが、その反面、いくつかの土壌の性質に関する分析値を必要とすることから、実験室での土壌分析が必須となるなど、現地における土壌断面の調査により即分類・命名することか困難な場合も生じている。

2) 分類基準の定義

各種土壌の、亜群以上のカテゴリーを検索する際に用いられる分類基準としては、以下のような特徴層位、診断特徴などが定量的に定義されている。

(1) 特徴表層(Diagnostic horizon)

① 特徴的表層(Diagnostic surface horizon)

土壌表層に生成され、腐植の集積により暗色を呈するか、あるいは腐植に乏しく淡色を呈するか、いずれにしても土壌生成作用の進行により、岩石構造や堆積層理が認められない表層位である。7つの特徴的表層(Epipedon)が定義されているが、そのうち熱帯地域に分布する土壌に関係深いものは、次のとおりである。

a. ウムブリック表層 (Umbric epipedon)

腐植の集積により暗色を呈し、柔らかい構造の発達した、塩基含量の比較的低い表層である。18cmの深さまで混合したものの有機物含有率が1%(有機炭素で0.6%)以上で、塩基飽和度が50%未満、明度は乾土で5.5、湿土で3.5より暗色であり、1%のクエン酸可溶のP₂O₅は250ppm未満である。

b. モリック表層 (Mollic epipedon)

塩基飽和度が50%以上と高いこと以外の性状は、ウムブリック表層に準じる。

c. ヒスティック表層 (Histic epipedon)

人為的に排水されなければ、年間に連続して30日以上水で飽和された状態にある。有機質土壌物質(後述の診断特徴を参照)からなる表層である。有機質土壌物質が未分解状態の場合は20-60cm、分解が進んだ状態の場合は20-40cmの厚さがある。

d. メラニック表層 (Melanic epipedon)

イネ科草本に由来する大量の腐植か、非晶質物あるいはアルミナと結合して集積しているため、有機炭素の含量が高く、暗色を呈する厚い表層である。アンディック土壌特徴(後述の診断特徴を参照)をもち、湿土の明度・彩度が2以下であり、重量平均で6%以上の有機炭素含量があり、30cm以上の厚さがある。

e. オクリック表層 (Ochric epipedon)

上述のa、b、c、dのいずれにも入らない表層である。腐植に乏しく淡色であるか、岩石構造や堆積層理を持たない。

② 特徴的次表層 (Diagnostic subsurface horizon)

各種土壤生成作用によって、いろいろな性状を持った特徴的次表層か土壤表層の下位に生成されるか、それらは表層の浸蝕により土壤表面の落葉落枝等の有機物層の直下に出現することもある。それらのうち、熱帯地域に分布する土壤に関係深いものは、次のとおりである。

a. アルシリック層 (Argillic horizon)

層状珪酸塩粘土の集積した次表層である。表層に含まれていた層状珪酸塩粘土（粒径0.002mm以下の画分）か、浸透水に懸濁して下方に運ばれ沈澱堆積して生成される。この集積層は、粘土が失われた上位の溶脱層よりも、30cm以内の垂直距離で、砂質土壤（粘土含量15%以下）では3%以上、埴質土壤（粘土含量40%以上）では8%以上、そして、それらの中間の土性の土壤では、溶脱層の1.2倍以上の粘土を含み、かつその厚さか、砂質土壤では15cm以上、その他の土性の土壤では（A+B）層の1/10の厚さか、或いは7.5cmのどちらか厚い方以上である。また、集積層内の土壤構造の表面や孔隙の壁面に、粘土皮膜（Clay coating）と呼ばれる粘土集積物が生成されていることも、必須条件とされている。

このような粘土集積層は、一般に下層土まで乾燥するような季節と、分散粘土を運搬しうるに足る浸透水が下降するような、湿潤な季節とをあわせもつ気候下の、安定な地形面に発達する。

b. カンディック層 (Kandic horizon)

粗粒質表層下の、層状珪酸塩粘土の集積した次表層である。この集積層は、通常厚さは30cm以上あり、粘土が流亡した上位の溶脱層よりも、15cm以内の垂直距離で、砂質土壤（粘土含量20%以下）では4%以上、埴質土壤（粘土含量40%以上）では8%以上、そして、それらの中間の

土性の土壤では、溶脱層の1.2倍以上の粘土を含む。しかも、同層の陽イオン交換容量(CEC)は $16\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であり、有効CEC(交換性塩基+Alイオン)も $12\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下である。また、有機炭素含有率が深さとともになたらかに減少することも必要である。

c. ナトリック層(Natric horizon)

この層位は、アルシリック層に必要な全ての性状を持ち、かつ、その上に交換性ナトリウムの飽和度が15%以上のものである。一般に半乾燥地域の土壤に生成される。この層位には、かなり緻密で明瞭な、角柱状ないしは円柱状構造が発達していることが多い。

d. グロシック層(Glossic horizon)

前述のアルシリック層、カンティック層、あるいはナトリック層の退化により生成される次表層である。粘土や遊離酸化鉄の洗脱あるいは溶脱の進行により、外側が灰白色を呈するベットが形成されるため、断面形態的には斑紋状を呈する。通常5 cm以上の厚さをもつ。

c. カムビック層(Cambic horizon)

ある程度土壌生成作用の影響を受けた次表層である。従ってこの層位は、極細砂土あるいは壤質極細砂土より細粒質で、易風化性鉱物を3%以上含み、粘土の陽イオン交換容量が $16\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以上であり、下層土より粘土含量が高いかあるいは赤黄褐色味が強く、塊状ないし亜角塊状構造が発達している。

f. アルビック層(Albic horizon)

粘土ないしは遊離酸化鉄が洗脱あるいは溶脱されたため、ほとんど被膜のない砂及び微砂粒子からなる、極めて明るい色(帯白色または明灰色)の砂質漂白層である。この層位は、スポティック層、アルシリック層、ナトリック層、あるいはほとんど不透水性の粘土層の上に発達する。一般に、湿った土壤では明度4、乾いた土壤では明度5以上で、彩度は3以下である。

g. プラシック層(Placic horizon)

通常 2～10mmの厚さの、黒色、暗赤色、あるいは赤褐色を呈する盤層である。Fe、Mn、あるいはFe-有機物複合物により膠結されており、表層から50cm以内に出現する。

h. スポティック層 (Spodic horizon)

有機物、遊離酸化鉄あるいは遊離酸化アルミニウムによって接着された次表層であり、2.5cm以上の厚さを持つ。熱帯においては、珪酸鋁物に富む瘠悪な砂質の土壌によく出現する。

1. オキシック層 (Oxic horizon)

熱帯地域の高温・湿潤な気候条件下において、非常な長期にわたる風化と激しい洗脱作用によって生成された層位である。厚さは30cm以上、易風化性鋁物類は痕跡程度、粘土含量は15%以上、粘土のCECは16cmol(+)/kg以下である。

1. カルシック層 (Calcic horizon)

乾燥ないしは半乾燥地域の土壌に発達する、炭酸石灰の集積した層位である。その厚さは15cm以上で、石灰含量は15%以上、しかもその下位層よりも常に5%以上高い値を呈する。

更に炭酸石灰の集積が進み、根が貫入できない程に固結したものはペトロカルシック層 (Petrocalcic horizon) と呼ばれる。

k. シプシック層 (Gypsic horizon)

乾燥ないしは半乾燥地域の土壌に発達する、石膏（硫酸石灰）の集積した層位である。その厚さは15cm以上で、石膏含量は15%以上、しかもその下位層よりも常に5%以上高い値を呈する。

更に石膏の集積が進み、根が貫入できない程に固結したものはペトロシプシック層 (Petrogypsic horizon) と呼ばれる。

1. サリック層 (Salic horizon)

厚さ15cm以上で、二次的に富化された塩類を2%以上含む層位である。

m. サルヒュアリック層 (Sulphuric horizon)

極めて低いpH (3.5未満)、及び土壌物質が酸化状態にある場合には、シャロサイト (Jarosite) の帯黄色斑紋によって特徴つけられる層位である。これは、汽水または海水中の非石灰質堆積物のうち、硫化物の含量の高いもの (0.75%以上) から典型的に発達する。

n. ソムフリック層 (Sombic horizon)

集積した腐植により、上位層より暗色を示す、塩基飽和度の低い (50%未満) 次表層である。一般に熱帯や亜熱帯の高海拔地における、冷涼・湿潤な地域の土壌に生成されるか、アルビック層の下位にあるものは含まれない。

o. テュリパン (Duripan)

主に珪酸、及び少量含まれる遊離酸化鉄や炭酸カルシウムによって膠結された次表層である。乾いたときは硬く、湿ったときは脆い。この層は、わずかなからでも水は浸透するか、植物根はほとんど貫入できない。半乾燥から乾燥気候条件下の、火山地帯に特徴的に発達する。

p. フラシパン (Fragipan)

通常アルビック層、アルシリック層、カムビック層、あるいはスポティック層の下位に発達する、壤土質時には砂土質の次表層である。有機物含有量が非常に低く、上位層より容積重が大きく、乾燥時には非常に堅密であるか、湿ると砕けやすくなる。乾燥土塊は水に浸けると崩壊する。典型的なフラシパンの透水性は不良ないし極めて不良であり、同パン内の大きな塊状あるいは角柱状構造の垂直に近い表面は、一般に漂白されている。

q. アグリック層 (Agric horizon)

長期にわたる農耕の影響により、シルト、粘土、及び腐植が多量に集積した次表層である。耕作層直下のミミスなどの孔、根の跡、土壌構造の表面などに、シルト、粘土、及び腐植などからなる暗色混合物が被膜状に集積しているのか認められる。

(2) 診断特徴(Diagnostic soil characteristics)

特徴層位の他に、幾つかの土壌性状か土壌を分類するための診断特徴として定量的に定義されている。それらのうち、熱帯地域に分布する土壌に関係深いものは、次のとおりである。

a. 無機質及び有機質土壌物質(Inorganic & Organic soil material)

土壌物質が数日間以上水に漬ることかない場合は、有機炭素量が20%以下で、長期間水に漬る場合には、その粘土含量が60%以上の場合には有機炭素量が18%以下であり、粘土含量が0%の場合には12%以下で、粘土含量が0～60%の場合には $[12 + (0.1 \times \text{粘土含量}\%)]\%$ 以下であるものか、無機質土壌物質であり、上記以外のものか有機質土壌物質である。

b. キルガイ (Gilgai)

平坦ないし緩傾斜地における、微小な窪地と微小な丘からなる微地形である。明瞭な乾季と雨季が交代する気候下において、膨潤・収縮する粘土鉱物の含有量の高い土壌で典型的に発達する。

c. 土性の急変(Abrupt textural change)

アルシリク層への粘土の移動集積の過度の進行により、表層とアルシリク層との間でみられる、土性の急激な変化である。表層の粘土含量が20%未満の場合には、垂直距離7.5cm以内でアルシリク層の粘土含量が表層の2倍以上に、また、表層の粘土含量が20%以上の場合には、垂直距離7.5cm以内でアルシリク層の粘土含量が表層より20%以上多くなり、かつアルシリク層内の一部で、表層の2倍以上の粘土含量を示す場合に用いられる。

d. 高塩分濃度(High salinity)

電気伝導度か、砂質土壌では深さ125cmの範囲内で、また、埴質土壌では深さ75cmの範囲内で、15mS/cm以上を示す塩分濃度である。

e. 基盤岩層接触面(Lithic contact)

連続した堅硬な基盤岩層と土壌層との接触面である。もし基盤岩層か

泥岩などのような堅硬な岩石でない場合には、基盤固結層接触面 (Paralithic contact) と呼ばれる。

f. 含鉄盤層接触面 (Petroferric contact)

連続した含鉄膠結層と土壤層との接触面である。

g. プリンサイト (Plinthite)

カオリン粘土、及び鉄やアルミニウムの遊離酸化物を主体とし、腐植に乏しく、石英などの風化抵抗性の高い鉱物を含むなど、極めて風化が進んだ、赤色斑紋の発達した、粘土質物質である。土壤中では未固結状態にあるか、乾燥・湿潤の繰り返しにより不可逆的に固結して、盤層 (Hardpan) あるいは鉄石 (Iron stone) となる。

h. スリックケンサイト (Slickenside)

土塊の移動に伴う摩擦のために、その表面に生成された光沢のある面である。明瞭な乾季と雨季のある気候条件下において、モンモリロナイトなどの膨潤・収縮性のある粘土鉱物に富む土壤内に生成される。

i. 斑紋 (Mottle)

人為的に排水されない限り、年間のある時期、水で飽和状態になる土壤にみられる、周囲の基質と異なった色を呈するまたら模様である。

j. サルファイティック物質 (Sulfidic material)

可酸化性の硫黄化合物を含み、pHが3.5以上の有機あるいは無機上壤物質である。室温・圃場容水量の酸化状態で培養すると、8週間以内にpHが0.5以上の低下を示し、4.0以下になる。

この物質は、一般に汽水性の還元状態下での堆積物であるか、水中に硫黄が含まれていれば、淡水性低湿地でも生成される。

高地に分布するサルファイティック物質は、地質学的過去に、同様な過程で生成されるものである。

この物質が酸化されると、含まれている硫黄化合物から硫酸やシャロサイトが生成され、サルフュアリック層となる。

k. 易風化性鉱物 (Weatherable mineral)

地表環境条件下において、比較的風化変質し易い鉱物のこと。一次鉱物としては、長石類、準長石類、かんらん石類や輝石類及び角閃石類などの鉄苦土鉱物類、火山ガラス、雲母類などが、また、二次鉱物としては、モンモリロナイトやハーミキュライトなどの、層間Alをもつクロライト (Chlorite) 以外の 2 : 1 型粘土鉱物などがある。これらの鉱物群は、可給態植物養分の貯蔵庫として、土壤肥沃度と密接な関係を有する。

1. アンディック的土壤特性 (Andic soil properties)

有機炭素含有率が25%以下であり、土壤の0.02~2.0mm画分の火山ガラス含有率が5%以上の場合にはシュウ酸アンモニウム可溶の ($Al+1/2Fe$) 含有率が2.0%以上で、同ガラス含有率が30%以上の場合にはシュウ酸アンモニウム可溶の ($Al+1/2Fe$) 含有率が0.4%以上であり、同ガラスが5%と30%の間にある場合は、同ガラスの含有率に対応した2.0%と0.4%の間のシュウ酸アンモニウム可溶の ($Al+1/2Fe$) 含有率の値以上あるような、土壤特性である。

m. 表層飽水状態 (Episaturation)

鉱質土層の表面から200cm以内に、飽水層と、その下位にある不飽水層の上部境界をもつもの。飽水層は、透水性の不良な土層の上部に発達する。

n. 土壤温度レシーム (Soil temperature regime)

植物の生育にとり重要である地表下50cmのところ、あるいは土層の厚さが50cm未満の場合には基盤岩層接触面での年平均土壤温度と、夏季平均土壤温度と冬季平均土壤温度との差異との組み合わせによって、以下のように土壤の温度レシームを区分する。

・メシク温度レシーム (Mesic temperature regime)

年平均土壤温度が8℃以上15℃未満で、夏季平均土壤温度と冬季平均土壤温度との差異が5℃以上である。

・アイソメシク温度レシーム (Isomesic temperature regime)

年平均土壤温度が8℃以上15℃未満で、夏季平均土壤温度と冬季平

均土壌温度との差異が5℃未満である。

- ・ターミック温度レシーム (Thermic temperature regime)

年平均土壌温度が15℃以上22℃未満で、夏季平均土壌温度と冬季平均土壌温度との差異が5℃以上である。

- ・アイソターミック温度レシーム (Isothermic temperature regime)

年平均土壌温度が15℃以上22℃未満で、夏季平均土壌温度と冬季平均土壌温度との差異が5℃未満である。

- ・ハイパーターミック温度レシーム (Hyperthermic temperature regime)

年平均土壌温度が22℃以上で、夏季平均土壌温度と冬季平均土壌温度との差異が5℃以上である。

- ・アイソハイパーターミック温度レシーム (Isohyperthermic temperature regime)

年平均土壌温度が22℃以上で、夏季平均土壌温度と冬季平均土壌温度との差異が5℃未満である。

- o. 土壌水分レシーム (Soil moisture regime)

地下水あるいは15ハール以下の張力で保持されている土壌水（植物に利用可能な水）か、以下に定義する土壌水分制御部位に存在するか否かによって、以下のように土壌水分レジームを区分する。

- ・土壌水分制御部位 (Soil moisture control section)

土壌層の厚さが36cm以下の場合には、土壌表層から基盤岩層あるいは基盤固結層接触面までの間であり、土壌層の厚さが36cm以上で基盤岩層あるいは基盤固結層接触面が深さ100cm以内の場合には、深さ25cmから同接触面までの間である。また、土壌層の厚さが100cm以上の場合には、深さ25cmから各種特徴層位の下部境界と深さ100cmとどちらか深い方までの間である。

- ・アクイック水分レシーム (Aquic moisture regime)

地下水位が高く、年間数日以上土壌水分制御部位が水で飽和され、

還元状態になるような水分レシームである。飽和状態のある時期に、土壤温度が生物の活動できる温度（5℃以上）になることも必要条件である。

そのうち、特に地下水が常時地表面あるいはその直く近くにあるような水分レシームは、パーアクイック水分レシーム (Peraquic moisture regime)とする。

- ・ユーディック水分レシーム (Udic moisture regime)

土壤水分制御部位が年間90日以上乾燥すること（15ハール以下の張力で保持されている土壤水が存在しない状態）のない水分レシームである。

また、年平均土壤温度が22℃以下で、夏季平均土壤温度と冬季平均土壤温度との差異が5℃以上であるような土壤温度レシームでは、夏至後4ヶ月以内に、制御部位が連続して45日以上乾燥することはない。そのうち、年間の全ての月において降水量>蒸発散量であって、制御部位の水分張力が1ハールになることか減多にないような土壤水分レシームは、パーユーティック水分レシーム (Perudic moisture regime)である。

- ・ウスティック水分レシーム (Ustic moisture regime)

ユーティック水分レシームと次きに述べるアリディック水分レシームとの中間的な土壤水分レシームである。

土壤水分制御部位は年間180日以上湿っている（15バール以下の張力で保持されている土壤水が存在する状態）か、年間90日以上は乾燥するような土壤水分レシームである。

また、年平均土壤温度が22℃以下で、夏季平均土壤温度と冬季平均土壤温度との差異が5℃以上であるような土壤温度レシームにおいて、もし冬至後4ヶ月以内に制御部位が連続して45日以上湿った状態にあるならば、夏至後4ヶ月以内に制御部位が連続して45日以上乾燥することはない。

- ・アリティック水分レシーム (Aridic moisture regime)

制御部位が年間180日以上乾燥するような土壌水分レシームである。乾燥あるいは半乾燥地域に分布する。

- ・ゼリック水分レシーム (Xeric moisture regime)

制御部位は年間180日以上湿っているか、夏季の高温時に連続45日以上乾燥するような土壌水分レシームである。一般に、乾燥・温暖な夏季と、湿潤・冷涼な冬季を持つ地中海性気候下に分布する。

3) 土壌目 (Soil order) の検索

Soil Taxonomyは、下降式の多階層カテゴリー系分類体系である。

従って、土壌を分類する場合には、先ず最高位のカテゴリーである土壌目の検索表に従って、その土壌が属する目を決定する。次いで、その目の土壌亜目の検索表に従って亜目を決定し、更に必要に応じて、大群、亜群をそれぞれの検索表に従って決定する。

土壌の検索に際しては、各検索表の最初の項目から順番に、そこに述べられている特徴と分類しようとしている土壌の特徴とを比較していき、それらが互いに合致する最初の分類単位か、その土壌の目、亜目、大群、あるいは亜群名である。

以下に、目、亜目、及び大群の検索法について概略を紹介する。

先ず土壌目は、以下のような検索表により、11の目に分類される。

[土壌目の検索表]

- ・通常、年に6ヶ月以上水で飽和された状態にある有機質の土壌で、分解不良の苔類などからなる場合には60cm以上、また、分解がある程度進んだ有機物からなる場合には40cm以上の厚さをもつもの

Histsols(1)

- ・上記以外の土壌で、土壌表面から50cm以内、あるいは表層か砂質な場合には土壌表面から200cm以内に、スピティック層の上部境界を持つもの Spodosols(2)
- ・上記以外の土壌で、土壌表面から60cmの深さのところ、基盤岩層あるいは基盤固結層接触面、あるいはテュリパンなどのうち、最も浅いところまでの土層の60%以上がアンティック的土壌特性をもつもの Andisols(3)
- ・上記以外の土壌で、土壌表面から150cm以内にオキシック層の上部境界を持つか、あるいは表層18cm内の細土の粘土含量が40%以上で、土壌表面から100cm以内に、0.05-0.2mm画分の易風化性鉱物含量が10%以下のカンティック層の上部境界をもつもの Oxisols(4)
- ・上記以外の土壌で、土壌表面から100cm以内に、スリッケンサイトあるいはくさひ型構造の発達した25cm以上の厚さの土層の上部境界をもち、同土層の細土画分の粘土含量が30%以上であり、定期的に開閉する亀裂を持つもの Vertisols(5)
- ・上記以外の土壌で、アリティック水分レシーム下にあり、乾燥しても堅密にならないオクリック表層とアルシリック層あるいはナトリック層をもつか、あるいはオクリック表層と土壌表面から100cm以内にカルシック層、シブシック層、カムヒック層、あるいはテュリパンの上部境界をもつか、あるいは土壌表面から100cm以内の土層が年に1ヶ月以上水で飽和され、土壌表面から75cm以内にサリック層の上部境界をもつもの Aridisols(6)
- ・上記以外の土壌で、アルシリック層あるいはカンディック層を持ち、同層の上部境界から125cmの深さのところ、土壌表面から180cmの深さのところ、あるいは基盤岩層

- あるいは基盤固結層接触面のうちで、最も浅いところにおける塩基飽和度が35%以下であるか、あるいは、特徴表層が全体的に砂質な場合には、アルシリク層の上部境界から125cmの深さのところ、土壌表面から180cmのところのどちらか深い方、あるいはそれより浅い基盤岩層あるいは基盤固結層接触面における塩基飽和度が35%以下であるもの
- Ultisols(7)
- ・上記以外の土壌で：モリク表層をもち、アルシリク層、カンティック層、あるいはナトリク層の上部境界から125cmの深さのところまで、鈹質土層の表面から深さ180cmのところまで、あるいは鈹質土層の表面から基盤岩層あるいは基盤固結層接触面までの、いずれか最も薄い土層の塩基飽和度が50%以上であるもの
- Mollisols(8)
- ・上記以外の土壌で アルシリク層、カンティック層、あるいはナトリク層を持つか、あるいは厚さ1mm以上の粘土被膜のあるフラシパンをもつもの
- Alfisols(9)
- ・上記以外の土壌で：カムヒク層をもつか、土壌表面から100cm以内にカルシク層、シプシク層、プラシク層、あるいはテュリパンの上部境界をもつか、土壌表面から200cm以内にフラシパンあるいはオキシク層の上部境界をもつか、あるいは土壌表面から150cm以内にサルヒュアリク層の上部境界をもつもの
- Inceptisols(10)
- ・上記以外の土壌
- Entisols(11)

4) 土壌亜目(Soil suborder)及び土壌大群(Great group)

土壌亜目を命名するには、属する目の名称の中の形成素(Formative element)の前に、その亜目の識別特徴の形成素を付けて亜目名とする。

また、土壤大群の場合には、属する亜目名の前に、その土壤大群の識別特徴の形成素を付けて土壤大群名とする。

(1) Histosols(ヒストソル)

11の土壤目の中で、唯一の有機質土壤である。ヒスティック表層の存在、即ち、厚さ30cm以上、年間少なくとも連続30日以上飽水、及び20%以上の炭素含有率によって特徴付けられる。

有機物生産か有機物の無機化を上回るところならば、どこにでも生成される可能性のある土壤であるか、通常は、ほとんど水に飽和され酸素の循環が妨げられるようなところで生成される。熱帯では、沿岸低湿地や地下水面下にある凹地など、有機物の集積に適した過湿なところに生成分布する。

この有機物が集積する過程は湿地有機物集積作用(Paludization)とも呼ばれ、同作用の進行により、ヒストソルは他の鉱質土壤と異なり、下から上へ発達する。

乾燥すると著しく収縮するし、不可逆的に硬化すると、水の浸透や根の浸入を妨げることもある。また、乾燥時に火事が発生すると抑制が難しく、数か月も燃え続けることもある。従って、このような土地帯の環境保全のためには、雨の多い季節には地表排水を心掛け、乾季には地下水位をできるだけ高く保つような水管理が、基本的に大切と思われる。土壤水分レシーム、給源植物の違いに由来する集積有機物の質的相違、及びそれらの分解程度などにより、次のような亜目に分類される。

① 土壤亜目の検索 (Histosolsの形成素: -ist)

- ・ Histosolsで：年間数日以上は水で飽和されず、ミズコ
ケ起源の繊維質物が3/4以下である碎
屑状の有機物か、土壤表面から100cm以内
にある基盤岩層あるいは基盤固結層接触
面上にのるもの

Folists

- ・他のHistosolsで：次表層部が主として繊維質物からなるもの Fibrists
- ・他のHistosolsで：次表層部の繊維質物と腐朽質物の割合かほぼ等しいもの Hemists
- ・他のHistosolsで：次表層部が主として腐朽質物からなるもの Saprists

以上の土壌亜目は、主としてサルフュアリック層やサルファイティック物質の有無及び土壌温度レシームなどにより、土壌大群に分類される。

(2) Spodosols(スポトソル)

特徴層位として、非晶質のFe, Al, 及び腐植などが集積した濃暗赤褐色を呈するスポディック層をもつ土壌である。湿潤気候下の砂質土壌に良く発達する。

土層全体が強酸性で、一般に塩基飽和度が低く（通常10%以下）、水もちも悪いなど、比較的瘠悪である。

地表に厚く堆積した酸性の有機物層に由来する有機酸によって、粘土が破壊されるとともに、FeやAlの遊離酸化物の溶脱が進行して、生成された土壌である。乾燥、寒冷、過湿、あるいは難分解性の落葉落枝などか、その主な生成要因と考えられている。

放牧地、乾草用地、農作地などに用いられるか、農用地として肥沃度を高めるには、耕作による有機物層と溶脱層の混合やスポディック層の破壊、及び施肥が必要である。環境保全や野生生物保護のため、森林状態のまま保護区とするのも得策であろう。

水分レシームや非晶質物質の集積状態などにより、次のように分類される。

① 土壌亜目の検索 (Spodosolsの形成素 -od)

- ・Spodosolsで 鉍質土層の表面から50cm以内の部分が、
年間のある時期飽水され還元状態となる

もの	Aquods
・他のSpodosolsで スポティック層内において、6%以上 の有機炭素含有率をもつ部分か10cm以上 あるもの	Humods
・その他のSpodosols	Orthods
② 土壌大群の検索	
a. Aquodsの土壌大群	
・Aquodsで：ブラシック層をもつもの	Placaquods
・他のAquodsで：フラシパンをもつもの	Fragiaquods
・他のAquodsで：風乾すると水に浸けても崩れない程固結 した層をもつもの	Duraquods
・他のAquodsで：表層飽水状態をもつもの	Epiaquods
・その他のAquods	Endoaquods
b. Humodsの土壌大群	
・Humodsで：ブラシック層をもつもの	Placohumods
・他のHumodsで フラシパンをもつもの	Fragihumods
・他のHumodsで：風乾すると水に浸けても崩れない程固結 した層をもつもの	Durihumods
・その他のHumods	Haplohumods
c. Orthods の土壌大群	
・Orthodsで：ブラシック層をもつもの	Placorthods
・他のOrthodsで：風乾すると水に浸けても崩れない程固結 した層をもつもの	Durorthods
・他のOrthodsで フラシパンをもつもの	Fragiorthods
・他のOrthodsで：スポティック層の75%以上で、シュウ 酸アンモニウム液可溶の鉄含有率が 0.1%以下であるもの	Alorthods
・その他のOrthods	Haplorthods

(3) Andisols (アンティソル)

火山灰を母材とし、腐植化の進んだ多量の腐植の集積（15～30％に達する）により、黒色を呈する厚いA層の発達した土壌である。火山ガラスの風化により生成された、多量のアロフェンやアルミナなどの非晶質物か、それらの腐植の集積の主な原因と考えられている。また、それらの非晶質物は、リン酸と結合して難溶性とする能力が高いので、リン酸吸収係数も一般に1000mg／100g以上と大きい。概して細孔隙率が高いので、容積重が小さく、容水量が大きい。粘土や有機物の移動集積現象は認められない。

環太平洋火山帯の火山山麓などに広く分布するのと、一般に平坦面や緩斜面に分布する。熱帯地域では、他の土壌に比較して易分解性鉱物の含量が高いので、概して肥沃であるといわれている。放牧地、乾草用地、農作地などに広く利用されている。施肥に際しては、リン酸含量の高いものが適している。

水分レジームや容水量などの違いに基づいて、次のように分類される。

① 土壌亜目の検索 (Andisolsの形成素：-and)

- ・ Andisolsで、土壌の表面から40cmと50cmの間の土層か、
年間のある時期飽水され還元状態となるもの
Aquands
- ・ 他のAndisolsで、アリティック水分レジームをもつもの
Torrandis
- ・ 他のAndisolsで：15バールの負圧によって保持されている
水分量か、風乾土壌では15％以下で、未
風乾土壌では30％以下であるもの
Vitrandis
- ・ 他のAndisolsで、ウスティック水分レジームをもつもの
Ustandis
- ・ 他のAndisolsで ユーティック水分レジームをもつもの
Udands

② 土壌大群の検索

- a. Aquandsの土壌大群

- ・ Aquandsで 風乾すると水に浸けても崩れない程固結した層をもつもの Duraquands
- ・ 他のAquandsで：15ハールの負圧によって保持されている水分量か、風乾土壌では15%以下で、未風乾土壌では30%以下であるもの Vitraquands
- ・ 他のAquandsで：メラニック表層をもつもの Melanaquands
- ・ 他のAquandsで：表層飽水状態をもつもの Epiquands
- ・ 他のAquandsで：全ての土層か水で飽和されるもの Endoaquands
- b. Torrandsの土壌大群
- ・ 全てのTorrands： Vitritorrands
- c. Vitrandの土壌大群
- ・ Vitrandで ウスティック水分レシームをもつもの Ustivitrands
- ・ その他のVitrand Udivitrands
- d. Ustandの土壌大群
- ・ Ustandで 風乾すると水に浸けても崩れない程固結した層をもつもの Durustands
- その他のUstand： Haplustands
- e. Udandの土壌大群
- ・ Udandで：鉍質土層の表面から100cm以内にプラシック層をもつもの Placudands
- ・ 他のUdandで：風乾すると水に浸けても崩れない程固結した層をもつもの Durudands
- ・ 他のUdandで：メラニック表層をもつもの Melanudands
- ・ 他のUdandで：他の性質はメラニック表層のそれに合致するか、湿土の明度や彩度が3以下であるもの Fulvudands
- ・ 他のUdandで：未風乾土壌の15ハールの負圧で保持されている水分量か100%以上であるもの Hydrudands

(4) Oxisols (オキシソル)

11の土壌目のうちで、最も風化や溶脱の進んだものである。

従って、脱塩基とともに脱珪酸作用が進んでおり、易風化性鉱物や2・1型のアルミノ珪酸塩粘土鉱物はほとんど完全に分解消失し、代わりに1：1型のカオリン鉱物、石英、及びFeやAlの遊離酸化物などが相対集積している。

このように、オキシソルの主要な生成作用は脱珪酸作用であるか、そのかなりの部分は、地球化学的なものではないかと考えられている。

また、難風化性鉱物の相対集積の際に、特に遊離酸化鉄の集積が多いものは、鉄集積作用 (Ferritization) とも呼ばれている。

地下水位が比較的土壌表面の近くで変動する場合には、一部の鉄の断面内移動により鉄の分離析出が進行し、赤色と灰色の斑紋をもつ柔らかい物質、即ち、プリンサイトが生成される。このプリンサイトが上部堆積物の剝削などにより地表に露出し、乾燥と湿潤の繰り返しにより不可逆的に固化すると、鉄瘤状物の集合体に富む層を形成する。

いすれにしても、土層内では遊離酸化鉄により粘土が膠結されているので、その安定度が高く、粘土の移動集積作用が進まないのも、アルシリク層は発達しない。

また、オキシソルでは、ある程度の腐植の集積が進んでいても、同程度の有機物を含有する他の土壌程黒くならないので、有機物含有量をその色から判断することは困難である。そのため、層位の発達は外見的には不明瞭である。台地の頂部、古い沖積段丘、ペディメント、高標高の古い浸蝕面など、古い地形面に生成分布する。花崗岩や堆積岩から生成されたと考えられるものもあるか、塩基性岩から生成されたものがほとんどである。

広い範囲の気候条件及び植生景観のもとに分布するか、そのうちのー

部は、過去の、より湿潤な気候時代に生成された遺物であると考えられている。

一般に排水良好で、土壤動物の活性度が比較的高く、土層内に土壤攪乱 (Pedoturbation) が認められることが多い。しかし、前述のように化学性の面からの肥沃度は低いので、原始的な農業による人口支持力は低いか、熱帯地域において今後開発され得る未耕地土壤の大きな部分を占めているところから、その有効利用に関する研究が急がれている。

主として水分レシームの違いにより、次のように分類される。

① 土壤亜目の検索 (Oxisolsの形成素・-ox)

- ・ Oxisolsで 鉍質土層の表面から50cm以内の部分か、年
間のある時期飽水され還元状態となるもの Aquox
- ・ 他のOxisolsで：アリティック水分レシームをもつもの Torrox
- ・ 他のOxisolsで：ウスティック水分レシームをもつもの Ustox
- ・ 他のOxisolsで：パーユーティック水分レシームをもつ
もの Perox
- ・ その他のOxisols： Udox

② 土壤大群の検索

a. Aquoxの土壤大群

- ・ Aquoxで、土壤表面より150cm以内の粘土のECECが
1 50cmol(+)/kg以下で、pH(KCl) が5 0
以上であるもの Acraquox
- ・ 他のAquoxで、土壤表面より125cm以内にプリンサイ
トをもつもの Plinthaquox
- ・ 他のAquoxで、鉍質土層の表面から125cm以内の塩基
飽和度か35%以上であるもの Eutraquox
- ・ その他のAquox Haplaquox

b. Torroxの土壤大群

- Torroxで、土壤表面より150cm以内の粘土のECECが
1 50cmol(+)/kg以下で、pH(KCl) が5.0
以上であるもの Acrotorrox
- 他のTorroxで、鉍質土層の表面から125cm以内の塩基
飽和度が35%以上であるもの Eutrotorrox
- その他のTorrox Haplotorrox

c. Ustoxの土壤大群

- Ustoxで 鉍質土層の表面から150cm以内にソムブリ
ック層をもつもの Sombrustox
- 他のUstoxで、粘土のECECが1 50cmol(+)/kg以下で、
pH(KCl) が5.0以上であるもの Acrustox
- 他のUstoxで：鉍質土層の表面から125cm以内の塩基
飽和度が35%以上であるもの Eustrustox
- 他のUstoxで、表層18cmの細土画分の粘土含量が40%以
上で、鉍質土層の表面から150cm以内にカ
ンティック層の上部境界をもつもの Kandustox
- その他のUstox： Haplustox

d. Perox土壤大群

- Peroxで 鉍質土層の表面から150cm以内にソムフリッ
ク層をもつもの Sombrperox
- 他のPeroxで：粘土のECECが1 50cmol(+)/kg以下で、
pH(KCl) が5.0以上であるもの Acroperox
- 他のPeroxで：鉍質土層の表面から125cm以内の塩基
飽和度が35%以上であるもの Eutroperox
- 他のPeroxで、表層18cmの細土画分の粘土含量が40%以
上で、鉍質土層の表面から150cm以内にカン
ティック層の上部境界を持つもの Kandiperox

- ・その他のPeroxe, Udox土壤大群 Haploperox
- ・Udoxで、鉍質土層の表面から150cm以内にソムブリック層をもつもの Sombrudox
- ・他のUdoxで、粘土のECECが150cmol(+)/kg以下で、pH (KCL)が5.0以上であるもの Acrudox
- ・他のUdoxで、鉍質土層の表面から125cm以内の塩基飽和度が35%以上であるもの Eutrudox
- ・他のUdoxで：表層18cmの細土画分の粘土含量が40%以上で、鉍質土層の表面から150cm以内にカンディック層の上部境界をもつもの Kandudox
- ・その他のUdox： Hapludox

(5) Vertisols(ヴァーティソル)

微細な凹凸地形の入り組んだ特異な微地形であるギルカイ (Gilgai) や、表面にスリッケンサイトと呼ばれる光沢をもった凸レンズ状の角張った構造の発達する、粘土質土壤である。

1年のある時期強く乾燥する気候下で、石灰質堆積岩、塩基性火成岩、塩基性火山灰、及びそれらの沖積性堆積物から生成され、2:1型の膨潤性粘土鉍物に富む。一般に、平坦地や緩斜面に分布し、起伏に富んだ山岳地帯には発達しない。

ギルカイ地形は、その凹凸に応じて、格子状、樹枝状、波状などのパターンを示す。

雨期には粘土の膨潤により土層が極めて堅密となり、通気・透水性が極端に不良となり、また乾期には粘土の収縮によりクラックが発達し、土層深くまで強く乾燥するなど、理化学性が極めて不良であるため、樹林地としては一般に不適である。

しかし、塩基類に極めて富むなど、一般に化学性が良好であるので、

農耕地や牧草地などに主として使用されているか、湛水農業にも適しているものと思われる。雨期には降雨がほとんど100%表面流去水となるので、土壌浸蝕に留意する必要がある。

この土壌は、乾湿の繰り返しにより膨潤収縮し、極めてわすかつつではあるか移動するので、高速道路、建物、パイプラインなどを建設する際には、十分な配慮が必要である。

土壌の水分状態を反映するクラックの発達具合により、次のように分類される。

① 土壌垂目の検索 (Vertisolsの形成素：-ert)

- ・ Vertisolsで：鉍質土層の表面から40cmと50cmの間の土層か、年間ある時期飽水され還元状態となるもの Aquerts
- ・ 他のVertisolsで：土層全体が通常乾いており、灌漑されない限りクラックが年間連続して60日以上閉していることかないもの Torrerts
- ・ 他のVertisolsで：クラックが年間積算して90日以上開いているもの Usterts
- ・ 他のVertisolsで：クラックが年間90日以上開いていることかないもの Uderts

② 土壌垂目の検索

a. Aquertsの土壌大群

- ・ Aquertsで：鉍質土層の表面から100cm以内に、サリック層の上部境界をもつもの Salaquerts
- ・ 他のAquertsで：鉍質土層の表面から100cm以内に、テュリパンの上部境界をもつもの Duraquerts
- ・ 他のAquertsで：ナトリック層をもつもの Natraquerts
- ・ 他のAquertsで：鉍質土層の表面から100cm以内に、

- カルシウム層の上部境界をもつもの Calciaquerts
- ・他のAquertsで：鉍質土層の表面から50cm以内の厚さ
25cm以上の土層において、飽和抽出
液の電気伝導度が4 0dS/m (25℃) 以
下であり、pH (0.01M CaCl_2) が4.5以
下であるもの Dystraquerts
 - ・他のAquertsで：表層飽水状態をもつもの Epiquerts
 - ・その他のAquerts： Endoquerts
 - b. Torrertsの土壌大群
 - ・Torrertsで：土壌の表面から100cm以内に、サリウム
層の上部境界をもつもの Salitorrerts
 - ・他のTorrertsで：土壌の表面から100cm以内に、シプ
シウム層の上部境界をもつもの Gypsitorrerts
 - ・他のTorrertsで：土壌の表面から100cm以内に、カル
シウム層の上部境界をもつもの Calcitorrerts
 - ・その他のTorrerts Haplotorrerts
 - c. Ustertsの土壌大群
 - ・Ustertsで：鉍質土層の表面から50cm以内の厚さ25cm以
上の土層において、飽和抽出液の電気伝導
度が4 0dS/m (25℃) 以下であり、pH
(0.01M CaCl_2) が4.5以下であるもの Dystrusterts
 - ・他のUstertsで：鉍質土層の表面から100cm以内に、
サリウム層の上部境界をもつもの Salusterts
 - ・他のUstertsで：鉍質土層の表面から100cm以内に、
シプシウム層の上部境界をもつもの Gypsiusters
 - ・他のUstertsで：鉍質土層の表面から100cm以内に、
カルシウム層の上部境界をもつもの Calciusters
 - ・その他のUsterts： Haplusterts

d. Udertsの土壌大群

- ・ Udertsで、鉍質土層の表面から50cm以内の厚さ25cm以上の土層において、飽和抽出液の電気伝導度か
4 0dS/m(25°C)以下であり、pH(0.01M CaCl_2)
か4.5以下であるもの Dystruderts
- ・ その他のUderts. Hapluderts

(6) Aridisols(アリティソル)

乾燥ないし半乾燥気候下の、年間の大部分において最大蒸発散量が降水量を上回る地域に発達する、植生かまばらに生えた土壌である。土壌内を水かそれほど浸透しないため、土壌は年間の大部分水に欠乏する状態にあるか、その分洗脱が少ないので塩基状態は一般に良好である。

普通に見られる植生は、サホテン(Cactaceae)、メスキート(Prosopis)、クレオソート・フッシュ(Larrea)、ユッカ(Yucca)、セイシブラッシュ(Artemisia)などである。

より湿潤な地域に発達するモリソル、アルフィソル、ヴァーティソルなどと境を接する。

表土の有機物含量は一般に低いか、沙漠土壌の表面では、窒素固定能をもつ藍藻かクラスト(Crust)を形成していることもある。

古い安定な地形面のものでは、アルシリック層が発達していることもあるか、それらは過去におけるその場での粘土生成と粘土移動集積作用によるものと考えられている。

また、地表に敷き石(Pavement)が形成されていることも多い。これは、湿潤・乾燥の繰り返しによって、土層内部の礫が地表に持ち上げられたものである。礫層中にある石の上部の面は、MnやFeの酸化物で黒く染められていることもある。

乾燥地域の多くの土壌に最も著しい特徴は、可溶性塩類あるいは炭酸塩集積層(Calcic horizon, Caliche)の存在である。浸透水による運搬・

沈澱作用によるもので、浸透水量が増えるにつれて、それらは深くなる。しかし、その古いもの (Petrocalcic horizon) については、そのような傾向が認められない。そのためそれらは古い地形面の遺物で、現在の土壌断面とは生成的に無関係と考えられている。

無機養分含有量は比較的高く、微量元素も一般に含まれているか、農林業的利用にとっては、一にも二にも水不足が最大のネックである。

一般に、季節的放牧に広く利用されている。

食料とサーヒスそれに冷蔵が保証されるならば、乾燥地は都会化に大変適している。

アルシリク層の有無により、次のように分類される。

① 土壌亜目の検索 (Aridisolsの形成素・-id)

- ・ Aridisolsで・アルシリク層あるいはナトリク層をもつもの Argids
- ・ その他のAridisols Odrthids

② 土壌大群の検索

a. Argidsの土壌大群

- ・ Argidsで：ナトリク層をもち、土壌の表面から100cm以内にデュリパンの上部境界をもつもの Nadurargids
- ・ 他のArgidsで：土壌の表面から100cm以内にデュリパンの上部境界をもつもの Durargids
- ・ 他のArgidsで ナトリク層をもつもの Natrargids
- ・ 他のArgidsで：土壌の表面から50cm以内に基盤岩層あるいは基盤固結層接触面をもたず、土壌の表面から100cm以内にペトロカルシク層の上部境界をもつか、あるいはアルシリク層の細土画分の粘土含量が35%以上であるもの Paleargids

- ・その他のArgids： Haplargids
 - b. Orthidsの土壤大群
- ・ Orthidsで：土壤の表面から75cm以内にサリック層の上部境界をもち、土壤の表面から100cm以内の土層か、年に1ヶ月以上水で飽和されるもの Salorthids
- ・ 他のOrthidsで：土壤の表面から100cm以内にペトロカルシック層の上部境界をもつもの Paleorthids
- ・ 他のOrthidsで：土壤の表面から100cm以内にデュリパンの上部境界をもつもの Durorthids
- ・ 他のOrthidsで：土壤の表面から100cm以内にシプシック層あるいはペトロシプシック層の上部境界をもつもの Gypsiorthids
- ・ 他のOrthidsで：土壤の表面から100cm以内にカルシック層をもち、その上位の土層は全て石灰質であるか、あるいは壤質細砂土より粗い土性であるもの Calciorthids
- ・ その他のOrthids： Camborthids

(7) Ultisols (ウルティソル)

地質学的に古い地域に分布する、アルビック層やアルシリック層の発達した土壤である。非常に長期にわたる風化と洗脱作用によって生成されたものである。

そのため、易風化性鉱物は風化によりほとんど完全に、二次鉱物、特に、1：1型のカオリン鉱物、ギブサイト、遊離酸化鉄などに変質し、塩基類の洗脱も進んでおり、概して土層は深く赤褐色を呈する。

アルシリック層の発達に関しては、粘土の移動集積作用も重要であるが、この土壤の場合には、その場での粘土生成も重要であると考えられ

ている。

さらにこの土壤の場合には、アルビック層の遊離酸化鉄含量もアルシリック層のそれより低く、アルビック層とアルシリック層での遊離酸化鉄対粘土比が同してあるなど、粘土の移動集積作用とともにポトソル化もかなり広汎に進行していることが想定されている。

地形的に最も安定な、従って、最も古い所に発達したウルティソルの下層には、プリンサイトが生成されていることが多い。その出現し始める深さは、地下水面の季節的な変動を受ける部位にある。プリンサイトの前駆物質は、主として網状のパターンをもった赤色斑紋であると考えられている。

土壤の全般的な塩基含量は低いか、森林では、深根性の樹木による養分の再循環により、表土の肥沃度が維持されている。森林を伐採すると、この養分の再循環が乱され、塩基類は草本や灌木の根の届かない深さまで洗脱されるため、土壤肥沃度が急速に低下する。熱帯地域の広大なサハナは、かつてウルティソルに発達した森林の伐採によって生成されたと考えられている。

堆肥や無機肥料及び灌漑などを用いた地力の維持増進を図ることによって、優良な農地に変えることも可能と思われる。

主として水分レシームやいくつかの識別特徴により、次のように分類される。

① 土壤亜目の検索 (Ultisolsの形成素 -ult)

- ・ Ultisolsで：鉍質土層の表面から50cm以内の部分か、年間のある時期飽水され還元状態となるもの Aquults
- ・ 他のUltisolsで：アルシリック層あるいはカンディック層の上部15cmにおける有機炭素含有率が0.9%以上であるか、鉍質土層の上部100cmにおける有機炭素量が12kg/m²

- | | |
|--------------------------------|---------|
| 以上であるもの | Humults |
| ・他のUltisolsで：ユーティック水分レシームをもつもの | Udults |
| ・他のUltisolsで：ウスティック水分レシームをもつもの | Ustults |

② 土壌大群の検索

a. Aquultsの土壌大群

- ・ Aquultsで 鉍質土層の表面から150cm以内にプリン
サイトをもつもの Plinthaquults
- ・ 他のAquultsで：鉍質土層の表面から200cm以内に、
フラシパンの上部境界をもつもの Fraguaquults
- ・ 他のAquultsで：アルヒック層と透水性の不良なアルシ
リック層あるいはカンティック層をもつもの
Albaquults
- ・ 他のAquultsで：下層まで粘土含量の高い鉍質土質の厚さ
か150cm以上あり、アルジリック層あるい
はカンティック層の50%以上において、粘
土のCECか16cmol(+) /kg以下であり、
ECECか12cmol(+) /kg以下であるもの Kandiaquults
- ・ 他のAquultsで：アルシリック層あるいはカンティック
層の50%以上において、粘土のCECか16cm
ol(+) /kg以下であり、ECECか12cmol
(+) /kg以下であるもの Kanhaplaquults
- ・ 他のAquultsで：下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚
さか150cm以上あるもの Paleaquults
- ・ 他のAquultsで：ウムブリック表層あるいはモリック表
層をもつもの Umbrarquults
- ・ 他のAquultsで：表層飽水状態をもつもの Epiaquults
- ・ その他のAquults Endoaquults

b. Humultsの土壌大群

- Humultsで：鉍質土層の表面から100cm以内にソムブリック層をもつもの Sombrihumults
- 他のHumultsで 鉍質土層の表面から150cm以内にプリンサイトをもつもの Plinthohumults
- 他のHumultsで：下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚さが150cm以上あり、アルシリック層あるいはカンディック層の50%以上において、粘土のCECが $16\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であり、ECECが $12\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であるもの Kandihumults
- 他のHumultsで アルシリック層あるいはカンディック層の50%以上において、粘土のCECが $16\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であり、ECECが $12\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であるもの Kanhaplohumults
- 他のHumultsで：下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚さが150cm以上あるもの Palehumults
- その他のHumults Haplohumults

c. Ustultsの土壌大群

- Ustultsで：鉍質土層の表面から150cm以内にプリンサイトをもちつもの Plinthustults
- 他のUstultsで：下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚さが150cm以上あり、アルシリック層あるいはカンディック層の50%以上において、粘土のCECが $16\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であり、ECECが $12\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であるもの Kandiestults
- 他のUstultsで：アルシリック層あるいはカンディック層の50%以上において、粘土のCECが $16\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であり、ECECが $12\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であり、ECECが $12\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であるもの

- (+)/kg以下であるもの Kanhaplustults
- ・他のUstultsで 下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚さか150cm以上あるもの Paleustults
 - ・他のUstultsで 特徴的表層の湿土の明度か3以下で、アルシリク層の乾土の明度か4以下、また湿土の明度か乾土のそれより1以上低くないもの Rhodustults
 - ・その他のUstults Haplustults
 - d. Udultsの土壤大群
 - ・Udultsで 鉍質土層の表面から150cm以内にプリンサイトをもつもの Plinthudults
 - ・他のUdultsで アルシリク層あるいはカンティック層の内部もしくはその下位にフラジパンをもつもの Fragiudults
 - ・他のUdultsで 下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚さか150cm以上あり、アルシリク層あるいはカンティック層の50%以上において、粘土のCECか16cmol(+)/kg以下であり、ECECか12cmol(+)/kg以下であるもの Kandiuults
 - ・他のUdultsで アルシリク層あるいはカンティック層の50%以上において、粘土のCECか16cmol(+)/kg以下であり、ECECか12cmol(+)/kg以下であるもの Kanhapluults
 - ・他のUdultsで 下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚さか150cm以上あるもの Paleuults
 - ・他のUdultsで 特徴的表層の湿度の明度が3以下で、アルシリク層の乾土の明度か4以下、また湿土の明度か乾土のそれより1以上低くない

もの	Rhodudults
・その他のUdults・	Hapludults

(8) Mollisols(モリソル)

有機物含量と塩基飽和度の高い、厚い軟らかい暗色土層をもつ土壤であり、湿潤～亜湿潤～半乾燥地域の、低山地帯～広大な平原に分布する。

石灰質～塩基性の出発物質に由来する、炭酸塩に富む土壤である。

主要な生成過程は有機物集積作用 (Melanization) であり、有機無機複合体の生成が進み、塩基類に富むため、土壤動物の活性度も高く、クロートヒナ(Krotovina) と呼ばれる、ケッ菌類の穴か黒色の土壤物質で充填されたものが見られることもある。また、草原に分布するモリソルの上部60cmは、アリ、ミミス、ケッ菌類により、100年に一度は耕転されているといわれている。

塩基の溶脱が少なく、食料生産に最適の土壤であるか、乾燥し易いところは水不足に、また低地では周期的な洪水に見舞われる恐れがある。主として水分レシームや母材に基づいて、次のように分類される。

① 土壤亜目の検索 (Mollisolsの形成素 -oll)

- ・ Mollisolsで 彩度か2以下で、厚さか25cm以上のアルビック層の下位に、アルシリック層あるいはナトリック層をもち、鉍質土層の表面から100cm以内の部分か、年間のある時期飽水され還元状態となるもの Albolls
- ・ 他のMollisolsで 鉍質土表の表面から40cmと50cmの間の土層か、年間のある時期飽水され還元状態となるもの Aquolls
- ・ 他のMollisolsで 主としてウスティック水分レシームをもつもの Ustolls

- ・他のMollisolsで ユティ ムク水分レシームをもつもの Udolls

② 土壌大群の検索

a. Albollsの土壌大群

- ・Albollsで：ナトリック層をもつもの Natralbolls
- ・その他のAlbolls： Argialbolls

b. Aquollsの土壌大群

- ・Aquollsで：鉍質土層の表面から100cm以内にデュリパン
の上部境界をもつもの Duraquolls
- ・他のAquollsで：ナトリック層をもつもの Natraqolls
- ・他のAquollsで：鉍質土層の表面から40cm以内にカルシ
ック層あるいはシプシック層の上部境界かあ
り、アルシリック層をもたないもの Calciaquolls
- ・他のAquollsで：アルシリック層をもつもの Argiaquolls
- ・他のAquollsで：表層飽水状態をもつもの Epiquolls
- ・その他のAquolls. Endoaquolls

c. Ustollsの土壌大群

- ・Ustollsで 鉍質土層の表面から100cm以内にデュリパン
の上部境界をもつもの Durustolls
- ・他のUstollsで ナトリック層をもつもの Natrustolls
- ・他のUstollsで：鉍質土層の表面から150cm以内にペトロ
カルシック層の上部境界をもち、かつ同層の
上部にアルシリック層か非石灰質土層をもつ
か、あるいは粘土含量が最大値から20%以上
減少することがないような粘土分布をもつ強
度に発達したアルシリック層をもつもの Paleustolls
- ・他のUstollsで：土壌の表面から100cm以内にカルシック
層あるいはシプシック層の上部境界をもつか、

- あるいは鈹質土層の表面から150cm以内にペ
トロカルシク層の上部境界をもち、かつそ
れらの層の上部は石灰質であり、アルシリッ
ク層をもたないもの Calciustolls
- ・他のUstollsで・アルシリク層をもつもの Arguatolls
 - ・他のUstollsで・表層18cm以深の部分か、ミミズの穴や
排泄物、および動物の巣穴か土壌物質で充填
されたものなどによって、容積比で50%以上
占められているモリック表層をもつもの Vermustolls
 - ・その他のUstolls：
d, Udollsの土壌大群 Haplustolls
 - ・Udollsで・鈹質土層の表面から150cm以内にペトロカル
シク層の上部境界をもつか、あるいは同
150cm以内に基盤岩層あるいは基盤固結層接
触面をもたす、かつ粘土含量か最大値から
20%以上減少することかないような粘土分布
をもつ強度に発達したアルシリク層をもち、
同層の色相か7.5YRより赤味が強く、彩度
か5以上であるもの Paleudolls
 - ・他のUdollsで・鈹質土層の表面から100cm以内にカルシ
ク層の上部境界をもち、かつ同層の上部は
石灰質であり、アルシリク層をもたないも
の Calciudolls
 - ・他のUdollsで・アルシリク層をもつもの Agriudolls
 - ・他のUdollsで・表層18cm以深の部分か、ミミズの穴や排
泄物、および動物の巣穴か土壌物質で充填さ
れたものなどによって、容積比で50%以上占
められているモリック表層をもつもの Vermudolls

(9) Alfisols (アルフィソル)

湿潤ないし亜湿潤地域の、比較的若い平坦ないし丘陵性の地形面に分布する、粘土集積層（Bt層）の発達した土壌である。易風化性鉱物、層状アルミノ珪酸塩粘土鉱物、塩基類などに富む比較的肥沃な土壌である。この土壌の主たる生成作用である、粘土の表層から次表層への移動集積作用が進行するには、表層からの炭酸塩の洗脱と次表層での褐色化(Braunification)か、あらかじめ行われている必要かあると考えられている。それは、前者は粘土の強力な凝固剤である炭酸塩を取り除き、後者は遊離酸化鉄の生成により次表層での粘土の沈着を促進するからである。また、雨の多い時期と、それに続き長期間乾燥するような時期をあわせもつ気候か、粘土被膜の形成に適しているといわれている。表層から流亡した粘土の次表層への集積は、同層の未攪乱試料から作製した土壌薄片中に、光学的に配向した粘土被膜を認めることによって、一般に確認される。

下層に粘土盤などがあり内部排水性が悪い場合には、土層が季節的に還元状態に陥るため、停滞水面が変動する部位に、褐色と灰色からなる斑紋が形成され、小粒の鉄結核なども生成されていることがある。

また、灰白色のアルビック層の物質か、Bt層の亀裂に沿って舌状に侵入(Tongung)していることもあるか、これはアルフィソルの退化現象の一部と考えられている。

植生は森林か高草原であるか、前述のように塩基類に富みpHが比較的高いので、Alの毒性の恐れもなく、牧場や農耕地に適している。その場合表面浸蝕に注意しないと、肥沃な表層土の流亡による地力低下と、Bt層が相対的に浅くなるため、同層の透水性不良と植物への成育阻害が発現する恐れがある。

主として水分レシームの違いにより、次のように分類される。

① 土壤亜目の検索 (Alfisolsの形成素 -alf)

- ・ Alfisolsで：鉍質土層の表面から50cm以内の部分か、年
間のある時期飽水され還元状態となるもの Aqualfs
- ・ 他のAlfisolsで ウスティック水分レシームをもつもの Ustalfs
- ・ 他のAlfisolsで ユーティック水分レシームをもつもの Udalfs

② 土壤大群の検索

a. Aqualfsの土壤大群

- ・ Aqualfsで：鉍質土層の表面から30cmと150cmの間にプ
リンサイトをもつもの Plinthaqualfs
- ・ 他のAqualfsで：デュリパンをもつもの Duraqualfs
- ・ 他のAqualfsで：ナトリック層をもつもの Natraqualfs
- ・ 他のAqualfsで：フラジパンをもつもの Fraguaqualfs
- ・ 他のAqualfsで：アルジリック層あるいはカンディック
層の50%以上において、粘土のCECが16cmol
(+)/kg以下であり、ECECが12cmol(+)/kg
以下であるもの Kandiaqualfs
- ・ 他のAqualfsで：グロシク層をもつもの Glossaqualfs
- ・ 他のAqualfsで：アルビク層と、透水性の不良なアル
シリク層をもつもの Albaqualfs
- ・ 他のAqualfsで：ウムブリク表層をもつもの Umbraqualfs
- ・ 他のAqualfsで：表層飽水状態をもつもの Epiaqualfs
- ・ その他のAqualfs： Endoaqualfs

b. Ustalfsの土壤大群

- ・ Ustalfsで：鉍質土層の表面から100cm以内にデュリパン
の上部境界をもつもの Durustalfs

- ・他のUstalfsで：鉍質土層の表面から150cm以内にプリン
サイトをもつもの Plinthustalfs
- ・他のUstalfsで：ナトリック層をもつもの Natrustalfs
- ・他のUstalfsで 下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚
さか150cm以上あり、アルシリック層あるいは
カンティック層の50%以上において、粘土
のCECか $16\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であり、ECEC
か $12\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 以下であるもの Kandustalfs
- ・他のUstalfsで：アルシリック層あるいはカンティック
層の50%以上において、粘土のCECか 16cmol
 $(+)/\text{kg}$ 以下であり、ECECか $12\text{cmol}(+)/\text{kg}$
以下であるもの Kanhaplustalfs
- ・他のUstalfsで：鉍質土層の表面から150cm以内にペトロ
カルシック層の上部境界をもつか、あるいは、
同150cm以内に基盤岩層あるいは基盤固結層
接触面がなく、同150cm以内に粘土含量か最
大値から20%以上減少することかないような
粘土分布をもつ強度に発達したアルシリック
層をもつか、または基盤岩層あるいは基盤
固結層接触面か鉍質土層の表面から50cm以内
になく、上部境界の粘土含量か7.5cm以内に
20%あるいは2.5cm以内に15%以上増加する
ような塩質のアルシリック層をもつもの Paleustalfs
- ・他のUstalfsで：2.5YRより赤味の強い色相をもち、湿
土の明度か3以下で、乾土の明度が湿土のそ
れより1以上高くないアルシリック層をもつ
もの Rhodustalfs
- ・その他のUstalfs： Haplustalfs

c. Udalfsの土壤大群

- ・ Udalfsで：アクリック層をもつもの Agrudalfs
- ・ 他のUdalfsで：ナトリック層をもつもの Natrudalfs
- ・ 他のUdalfsで 水平的に不連続なアルシリック層内に、
2 5cmから30cmの大きさの、外部が酸化鉄で
被覆され内部より赤味の強い瘤状物か認めれ
るもの Ferrudalfs
- ・ 他のUdalfsで：クロシッ層とフラシパンをもつもの Fraglossudalfs
- ・ 他のUdalfsで：クロシッ層をもつもの Glossudalfs
- ・ 他のUdalfsで：フラシパンをもつもの Fragiudalfs
- ・ 他のUdalfsで：下層まで粘土含量の高い鉍質土層の厚
さか150cm以上あり、アルシリッ層あるい
はカンティッ層の50%以上において、粘土
のCECか16cmol(+)/kg以下であり、ECEC
が12cmol(+)/kg以下であるもの Kandiudalfs
- ・ 他のUdalfsで：アルシリッ層あるいはカンティッ
層の50%以上において、粘土のCECか16cmol
(+)/kg以下であり、ECECか12cmol(+)/kg
以下であるもの Kanhapludalfs
- ・ 他のUdalfsで：鉍質土層の表面から150cm以内に基盤岩
層あるいは基盤固結層接触面がなく、同
150cm以内に、粘土含量か最大値から20%以
上減少することかないような粘土分布をもち、
基質の50%以上において、2 5YRより赤味
の強い色相をもち、湿土の明度が3以下で乾
土の明度か4以下であるようなアルシリッ
層をもつもの Paleudalfs

- ・他のUdalfsで 土層全体にわたって2 5YRより赤味の強い色相をもち、湿土の明度が3以下で、乾土の明度が湿土のそれより1以上高くないアルシリック層をもつもの Rhodudalfs
- ・その他のUdalfs： Hapludalfs

(10) Inceptisols(インセプティソル)

他の目に分類されうるに足る識別特徴を十分に発達させるに至らなかった、湿潤ないし亜湿潤地域の発達不十分な土壤である。

成熟土壤に比へて、比較的土壤断面の特色が不鮮明であり、母材に由来する特徴を多く残している。

風化され難い母材のところ、景観の中での極端なところ（急峻な土地、凹地など）、若い地形面などに、主として分布する。

通常この土壤と連合して分布している他の目の土壤より肥沃度が高いため、農耕地や牧草地に適していると思われるか、傾斜の急なところは、森林、レクリエーション、野生生物保護区などに適している。

水分レジーム、温度レジーム、特徴表層などにより、次のように分類される。

① 土壤亜目の検索（Inceptisolsの形成素：-ept）

- ・Inceptisolsで、鉍質土層の表面から40cmと50cmの間の土層か、年間のある時期飽水され還元状態となるもの Aquepts
- ・他のInceptisolsで、アイソメシク温度レジームあるいはそれより暖かいアイソ温度レジームをもつもの Tropepts
- ・他のInceptisolsで：オクリック表層か、厚さ25cm以下のウムブリックあるいはモリック表層をもち、

- メシノクあるいはそれより暖い温度レシーム
をもつもの Ochrepts
・その他のInceptisols Umbrepts

② 土壌大群の検索

a. Aqueptsの土壌大群

- ・ Aqueptsで： 鈹質土層の表面から50cm以内にサルヒュアリック層の上部境界をもつもの Sulfaquepts
- ・ 他のAqueptsで： 鈹質土層の表面から100cm以内にプラシック層をもつもの Placaquepts
- ・ 他のAqueptsで： 鈹質土層の表面から50cm以内の厚さ25cm以上の部分において、交換性Naの飽和度か15%以上であり、50cm以深では深さとともに同飽和度が減少するもの Halaquepts
- ・ 他のAqueptsで： フラシパンをもつもの Fragiaquepts
- ・ 他のAqueptsで： 鈹質土層の表面より125cm以内にプリンサイトをもちつもの Plinthaquepts
- ・ 他のAqueptsで： 土壌表面から50cmの深さのところ、基盤岩層あるいは基盤固結層接触面のいずれか最も浅いところにおける、夏季および冬季平均土壌温度の差が5℃未満のもの Tropaquepts
- ・ 他のAqueptsで： ヒスティック、モリック、あるいはウムブリック表層をもつもの Humaquepts
- ・ 他のAqueptsで： 表層飽水状態をもつもの Epiaquepts
- ・ その他のAquepts Endoaquepts

b. Tropeptsの土壌大群

- ・ Tropeptsで 鈹質土層の表面から25cmと100cmの間の部分の塩基飽和度か50%以下で、鈹質土層の表

面と、深さ100cmのところ、基盤岩層あるいは
 基盤固結層接触面のいずれか最も浅いところとの間の土層に含まれている有機炭素量が
 12kg以上で、ソムブリック層をもたないもの

Humitropepts

・他のTropeptsで ソムブリック層をもつもの Sombritropepts

・他のTropeptsで：鉍質土層の表面から25cmのところと、
 深さ100cmのところ、基盤岩層あるいは基盤
 固結層接触面のいずれか最も浅いところとの
 間の土層の塩基飽和度が50%以上で、ウステ
 ィック水分レジームをもつもの Ustiropepts

・他のTropeptsで：鉍質土層の表面から25cmのところと、
 深さ100cmのところ、基盤岩層あるいは基盤
 固結層接触面のいずれか最も浅いところとの
 間の土層の塩基飽和度が50%以上であるもの Eutropepts

・その他のTropepts： Dystropepts

c. Ochreptsの土壌大群

・Ochreptsで：鉍質土層の表面から50cm以内にサルフェ
 アリック層をもつもの Sulfochrepts

・他のOchreptsで：フラシパンをもつもの Fragiochrepts

・他のOchreptsで：鉍質土層の表面から100cm以内にデュ
 リパンの上部境界をもつもの Durochrepts

・他のOchreptsで：ウスティック水分レジームをもつもの Ustochrepts

・他のOchreptsで：鉍質土層の表面から25cmと75cmの間
 の土層の塩基飽和度が60%以上であるもの Eutrochrepts

・その他のOchrepts： Dystrochrepts

d. Umbreptsの土壌大群

・Umbreptsで：フラシパンをもつもの Fragiumbrepts

(11) Entisols (エンティソル)

乾燥や過湿などのために土壤生成作用の進行が阻害されるか、土壤母材が堆積してからまた間もないため、土壤生成作用の進行が不十分であるか、あるいは浸蝕や人為により上層が失われたなどのため、土壤断面の発達がほとんどみられない未熟な土壤である。

湿地帯、沖積地、砂地、岩石地、泥流地のような、さまさまの非固結堆積物地帯に分布が認められる。

土壤生成作用(断面分化)の阻害要因としては、乾燥、斜面上の物質流亡(Mass wasting)、新鮮母材(沖積氾濫原、三角洲、火山の周辺、土石流、山崩れ跡地など)、植物の成育を阻害する毒性(蛇紋岩など)、および長期間の水による飽和などがある。

この土壤には、浸蝕や崩壊、洪水やそれに伴う堆積作用などの、土木工学上の問題、また、排水不良地の黄鉄鉱を含む土壤の強酸性の問題など、いろいろな問題を抱えているものがある。

しかし、沖積地や海成堆積物上に発達した土壤の中には、非常に肥沃なものも多い。そのようなところでは、古来から農業が盛んであるが、近年生産力低下の問題に直面しているところもある。

主として母材の種類や堆積様式により、次のように分類される。

① 土壤亜目の検索(Entisolsの形成素:-ent)

- ・ Entisolsで、鉍質土層の表面から50cm以内の部分か、年間のある時期飽水され還元状態となり、サルファイティック物質をもつもの Aquepts
- ・ 他のEntisolsで、鉍質土層の表面から25cmと100cmの間の土層か、容積比で3%以上の特徴層位の破片を不規則に含むもの Arents

- ・ 他のEntisolsで：鉍質土層の表面から25cmの深さのところと、100cmの深さか、基盤岩層あるいは基盤固結層接触面のいずれか最も浅いところとの間の土層の岩片の含有率か、容積比で35%以下であり、その土性か壤土質細砂土より粗いもの Psammments
- ・ 他のEntisolsで 鉍質土層の表面から25cm以内に基盤岩層あるいは基盤固結層接触面をもたず、25%以下の斜面に分布し、鉍質土層の表面から125cmの深さのところの有機炭素含有率が0.2%以上であるか、あるいは25cmの深さのところから、125cmの深さか基盤岩層あるいは基盤固結層接触面のいずれか最も浅いところにかけて、有機炭素含有率が不規則に減少するもの Fluvents
- ・ その他のEntisols Orthents
- ② 土壤大群の検索
 - a. Aqueptsの土壤大群
 - ・ Aqueptsで 鉍質土層の表面から50cm以内にサルファイディック物質をもつもの Sulfaquepts
 - ・ 他のAqueptsで：年平均土壤温度が0℃以上で、鉍質土層の表面から20cmと50cmの間の土層の粘土含有率が8%以上であるもの Hydraquepts
 - ・ 他のAqueptsで 鉍質土層の表面から125cmの深さのところの有機炭素含有率が0.2%以上であるか、あるいは25cmの深さのところから、125cmの深さか基盤岩層あるいは基盤固結層接触面のいずれか最も浅いところにかけて、有機炭素

- 含有率が不規則に減少するもの Fluvaquents
- ・他のAquentsで：鉍質土層の表面から25cmの深さのところと、100cmの深さか基盤岩層あるいは基盤固結層接触面のいずれか最も浅いところとの間の土層の土性が砂質であるもの Psammaquents
 - ・他のAquentsで：表層飽水状態をもつもの Epiaquents
 - ・その他のAquents： Endoaquents
- b. Arentsの土壌大群
- ・Arentsで：ウスティック水分レシームをもつもの Ustarents
 - ・他のArentsで：トリック水分レシームをもつもの Torriarents
 - ・その他のArents： Udarents
- c. Psammentsの土壌大群
- ・Psammentsで：トリック水分レシームを持つもの Torripsamments
 - ・他のPsammentsで：鉍質土質の表面から25cmの深さのところと、100cmの深さか基盤岩層あるいは基盤固結層接触面のいずれか最も浅いところとの間の土層の0.02-2.0mm画分に、90%以上のシリカと難風化性鉍物を含むもの Quartzipsamments
 - ・他のPsammentsで：ユーディック水分レシームをもち、土壌表面から50cmの深さのところの夏季および冬季平均土壌温度の差が5℃未満であるもの Tropopsamments
 - ・他のPsammentsで：ウスティック水分レシームをもつもの Ustipsamments
 - ・他のPsammentsで：ユーディック水分レシームをもつもの Udipsamments

d. Fluventsの土壌大群

- ・ Fluventsで：ウスティック水分レシームをもつもの Ustifluvents
- ・ 他のFluventsで：トリック水分レシームをもつもの Torrifluvents
- ・ 他のFluventsで：アイソメシック温度レシームあるいは
それより暖かいアイソ温度レシームをもつもの
の Tropofluvents
- ・ 他のFluventsで：ユーティック水分レシームをもつもの
の Udifluvents

e. Orthentsの土壌大群

- ・ Orthentsで：トリック水分レシームをもつもの Torriorthents
- ・ 他のOrthentsで ユーティック水分レシームをもち、土
壌表面から50cmの深さのところの夏季および
冬季平均土壌温度の差が 5℃ 未満であるもの
の Troporthents
- ・ 他のOrthentsで：ウスティック水分レシームをもつもの Ustorthents
- ・ 他のOrthentsで：ユーティック水分レシームをもつもの Udorthents

4. FAO/UNESCOの世界土壌図

この世界土壌図で使われている百余にもほる主要土壌は、前述のように、全世界を500万分の1の土壌図でカバーするために、地球の表面を覆っている土壌の生成、性質、分布に関する現在の知識、生産のための資源としての重要性、及び環境因子としての重要性とに基づいて選択された作図単位であり、Soil Taxonomy のように系統的な土壌分類体系として作られたものではない。従って、その命名も、それぞれの主要土壌群が主として分布する地域のお国柄を反映し、ハラエティに富んでいる。しかも、熱帯地域だけに限っても、たくさんの数の主要土壌が設定されており、他の地域にもまたかって分布するものも加えると、大変

な数にのほる。本稿では、そのうち特に熱帯に関係深いものだけを取り上げて、簡単に解説する。なお、各主要土壌名の後ろに、菅原・尾中訳の「続熱帯土壌学提要」(1981)で使用されている訳語を、参考のために付記した。

1) 主要土壌を細分するための識別特性

主要土壌は主として識別特性に基づいて細分される。それら識別特性の主なものは、次のとおりである。

- ・グライック (Gleyic)

地下水の季節的変動によって引き起こされる酸化と還元状態の繰返しによって、土壌表面から50cm以内の灰白色の基質内に、橙色ないし赤褐色の斑紋が生成されていること。

- ・モリック (Mollic)

腐植に富み軟らかく多孔質な団粒状構造 (Crummy structure) をもつこと。

- ・ヒューミック (Humic)

腐植に富んだ厚い暗色のA層をもつこと。

- ・プリンシック (Plinthic)

プリンサイトを土壌表面から125cm以内にもつこと。

- ・ユートリック (Eutric)

塩基飽和度が50%以上であること。

- ・ティストリック (Dystric)

塩基飽和度が50%以下であること。

- ・クロミック (Chromic)

土層が濃い暗赤色ないし赤褐色を呈すること。

- ・フェラリック (Ferralic)

フェリック (Ferric)

- ・ヴァーティック (Vertic)

スリッペンサイトが発達していること。

- ・オーシック (Orthic)

その土壌群の典型的な性質をもっていること。

- ・ハプティック (Haptic)

その土壌群の特徴の軽微な発達かみられること。

熱帯地域に生成分布する主な主要土壌の特徴の概要と、識別特性による細分は、次のとおりである。

a. 主な特徴

- ・湿润熱帯地域の、主として古い地形面に分布する、赤色ないし黄色を呈する厚い土壤である。
- ・非常に長期間にわたる強い風化作用により、塩基類や珪酸の溶脱が進んでおり、化学性が不良である。
- ・3・2酸化物(R_2O_3 、Sesquioxides)とカオリン粘土を主体とする。
- ・易風化性鉱物をほとんど含まない。
- ・FeやAlの遊離酸化物により膠結された多孔質な土壤構造が発達するため、物理性は比較的良好で、浸蝕に対しても強い。
- ・FeやAlの遊離酸化物などによる焼の固定作用が強い。

b. 識別特性による細分

- ・正常のもの

Orthic Ferralsols(正規鉄礫土化土壤)

- ・ 土壌の表面から125cm以内にプリンサイト(赤色粘土斑紋)があるもの

Plinthic Ferralsols(赤色粘土斑性鉄礬土化土壌)

- ・ 有機物含量が高く、標高の高い所に分布するもの

Humic Ferralsols(腐植質性鉄礬土化土壌)

- ・ 塩基交換容量(CEC)が1 5cmol(+)/kg以下のもの

Acric Ferralsols(過風化鉄礬土化土壌)

- ・ 暗赤色のB層をもち、理化学性が最良のもの

Rhodic Ferralsols(暗赤色鉄礬土化土壌)

- ・ 黄色のB層をもつもの

Xanthic Ferralsols(帯黄色鉄礬土化土壌)

(2) Acrisols(粘土集積低飽和赤色土壌)

a. 主な特徴

- ・ 季節風気候地域に主として生成分布する、古い埴質土壌である。
- ・ 主として酸性の母材から発達する。
- ・ 明瞭な粘土集積層をもつ。
- ・ 塩基飽和度が50%未満であり、微量元素も乏しいなど、化学性が不良である。
- ・ 易風化性鉱物に乏しい。
- ・ 浸蝕を受けやすいので、農地よりは森林或いは放牧地に適している。

b. 識別特性による細分

- ・ 正常のもの

Orthic Acrisols(正規粘土集積低飽和赤色土壌)

- ・ 土壌表面から125cm以内にプリンサイト(赤色粘土斑紋) があるもの

Plinthic Acrisols(赤色粘土斑性粘土集積低飽和赤色土壌)

- ・ 土壌表面から50cm以内に地下水の影響による斑紋や斑鉄があるもの

Gleyic Acrisols(水成還元粘土的粘土集積低飽和赤色土壌)

- ・ 腐植に富んだ暗色のA層をもち、塩基飽和度が50%未満であるもの

Humic Acrisols(腐植質粘土集積低飽和赤色土壤)

- ・粘土画分のCECが $24\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 未満で、粗大明瞭な赤色斑紋或いは酸化鉄の固結した 2cm 未満の赤色瘤状物をもつもの

Ferric Acrisols (富鉄的粘土集積低飽和赤色土壤)

(3) Nitosols (厚層赤色土壤)

a. 主な特徴

- ・一般に4ヶ月未満の乾季をもつ気候地帯に分布する。
- ・塩基性の母材から主として発達する。
- ・若干の易風化性鉱物を含む。
- ・粘土集積層をもつか不明瞭である。
- ・粘土画分の塩基交換容量(CEC)は概して低い。
- ・全体的に埴質な土層は深く、急激な土性の変化はない。
- ・安定した角塊状構造ないし亜角塊状構造が発達し、構造の表面には独特の光沢がある。
- ・熱帯地方における最良の土壤のひとつである。

b. 識別特性による細分

- ・塩基飽和度が50%未満であるもの

Dystric Nitosols(貧栄養的厚層赤色土壤)

- ・塩基飽和度が50%以上であるもの

Eutric Nitosols(富栄養的厚層赤色土壤)

- ・塩基飽和度が50%未満で、冷涼な気候下に発達し、腐植に富んだ暗色のA層をもつもの

Humic Nitosols (腐植質厚層赤色土壤)

(4) Luvisols (粘土集積高飽和赤褐色土壤)

a. 主な特徴

- ・亜湿潤気候地帯に生成分布する。
- ・塩基性母材から主として発達する。
- ・粘土集積層をもつ。
- ・塩基飽和度が50%以上である。

b. 識別特性による細分

- ・正常であるもの

Orthic Luvisols (正常粘土集積高飽和赤褐色土壌)

- ・土壌表面から125cm以内にプリンサイト (赤色粘土斑紋) をもつもの

Plinthic Luvisols (赤色粘土斑の粘土集積高飽和赤褐色土壌)

- ・粗大明瞭な赤色斑紋或いは酸化鉄の固結した2cm未満の赤色瘤状物をもつもの

Ferric Luvisols (富鉄性粘土集積高飽和赤褐色土壌)

- ・スリッケンサイト (鏡肌滑面) やギルカイ (小起伏型微地形) をもつもの

Vertic Luvisols (反転性粘土集積高飽和赤褐色土壌)

- ・亜熱帯地域に分布し、褐色ないし赤色味の強い土層を持つもの

Chromic Luvisols (彩色粘土集積高飽和赤褐色土壌)

- ・半乾燥地域に分布し、石灰質の土層をもつもの

Calcic Luvisols (石灰性粘土集積高飽和赤褐色土壌)

- ・アルビック層 (漂白性層位) を持つもの

Albic Luvisols (漂白性粘土集積高飽和赤褐色土壌)

- ・土壌表面から50cm以内に、地下水の影響による斑紋や斑鉄があるもの

Gleyic Luvisols (水成還元性粘土集積高飽和赤褐色土壌)

(5) Vertisols (反転土壌)

a. 主な特徴

- ・乾季の明瞭な気候条件下の、平坦地或いは緩斜地に分布する。
- ・多角形網目模様のクラックが発達する。
- ・膨潤性粘土含有率が30%以上 (50cm以上) であり、乾季に幅1cm以上、深さ50cm以上のクラックが発達する。

- ・地表にキルガイと呼ばれる小起伏微地形が発達する。
- ・土壌構造の表面にスリッケンサイト（鏡肌滑面）が認められる。

b. 識別特性による細分

- ・土層が暗色を呈するもの Pellic Vertisols（暗黒色反転土壌）
- ・土層が帯褐色を呈するもの Chromic Vertisols（彩色反転土壌）

(6) Cambisols（淡黄色変成土壌）

a. 主な特徴

- ・熱帯・亜熱帯地域では、主として山岳性の比較的若い土壌である。
即ち、未熟土壌と成熟土壌との間の遷移的発達段階にある土壌である。
- ・一般にオクリック表層とカムヒック層（変成B層）をもつ。
- ・礫質、急斜面などの制限因子かなければ農業に適する。

b. 識別特性による細分

- ・ウムブリック表層をもつもの Humic Cambisols（腐植質変成土壌）
- ・塩基性母材に由来し、亜湿潤地域に分布し、塩基飽和度が50%以上であるもの Eutric Cambisols（富栄養的変成土壌）
- ・ウァーティック特性を示すもの Vertic Cambisols（反転的変成土壌）
- ・カルシック層或いはシプシック層を持つもの Calcic Cambisols（石灰質変成土壌）
- ・フェラリック特性をもつもの Ferralic Cambisols（鉄礬土化変成土壌）
- ・土層の赤味が強いもの Chromic Cambisols（彩色変成土壌）
- ・塩基飽和度が50%未満であるもの Dystric Cambisols（貧栄養的変成土壌）
- ・土壌表面から100cm以内に、地下水の影響による斑紋や斑鉄があるもの Gleyic Cambisols（地下水成的変成土壌）

(7) Regosols（非固結浅層土壌）

a. 主な特徴

- ・非固結堆積物に由来する極めて若い土壌で、ほとんど土層の発達が認められない。
- ・貧弱なオクリック表層（淡黄色A層）をもつ（砂丘など）。

(8) Rankers(岩盤上浅層土壌)

a. 主な特徴

- ・珪酸質岩母材である。
- ・土層の厚さは25cm未満である。
- ・ウムブリック表層をもつ。

(9) Lithsols（岩上浅層土壌）

a. 主な特徴

- ・硬い岩石上の、厚さ10cm未満の極めて浅い鉾質土壌である。
- ・山岳地方に主として分布する。
- ・貧弱な放牧地であることが多い。

(10) Fluvisols(流積土壌)

a. 主な特徴

- ・沖積平野
- ・三角洲などの沖積性堆積物を母材とすることが多い。
- ・異なる土性の沈積物を母材とした若い土壌である。

b. 識別特性による細分

- ・石灰質物質を含むもの Calcaric Fluvisols（石灰質流積土壌）
- ・塩基飽和度が50%未満であるもの
Dystric Fluvisols（貧栄養的流積土壌）
- ・塩基飽和度が50%以上であるもの
Eutric Fluvisols（富栄養的流積土壌）

- ・汽水地域に分布し、土壌表面から125cm以内にサルファイディック物質を持つもの
Thionic Fluvisols(硫黄性流積土壌)

(11) Gleysols (地下水成土壌)

a. 主な特徴

- ・高い地下水による継続的な還元状態で生成される。
- ・土壌表面から50cm以内に、地下水の影響による斑紋や斑鉄をもつ。

b. 識別特性による細分

- ・土壌表面から125cm以内にプリンサイト（赤色粘土斑紋）があるもの
Plinthit Gleysols(赤色粘土斑的地下水還元粘土性土壌)

- ・モリック表層をもつもの

Mollic Gleysols(軟弱表層位地下水成土壌)

- ・ウムブリック表層をもつもの

Humic Gleysols (腐植表土的地下水還元粘土性土壌)

- ・石灰質であるもの

Calcaric Gleysols (石灰質地下水還元粘土性土壌)

- ・塩基飽和度が50%未満であるもの

Dystic Gleysols (貧栄養的地下水還元粘土性土壌)

- ・塩基飽和度が50%以上であるもの

Eutric Gleysols (富栄養的地下水還元粘土性土壌)

(12) Histsols (有機質土壌)

a. 主な特徴

- ・40cm以上の厚さの有機質堆積物である。
- ・スマトラ、カリマンタンの沿海地方に多い。
- ・サルファイディック物質を含むこともある。
- ・開拓により地盤沈下する。

b. 識別特性による細分

- ・ pH (H₂O) が5.5未満であるもの

Dystric Histosols (貧栄養的有機質土壌)

- ・ pH (H₂O) が5.5以上であるもの

Eutric Histosols (富栄養的有機質土壌)

(13) Xerosols (乾燥土壌)

a. 主な特徴

- ・ 一般に年間200mm未満の降水量で、しかも降雨が不規則な、アリディック水分レジーム (偏乾性土壌水分状態) 下で発達する。
- ・ 雨季に土壌表層だけが湿り、下層土は常に乾いている。
- ・ オクリック表層 (淡黄色A層) をもつ。
- ・ 貧弱な放牧地 (1年生草本類) になっていることが多い。

b. 識別特性による細分

- ・ 石灰質で若干の石灰質の菌糸状物質が認められるもの

Haplic Xerosols (単純性乾燥土壌)

- ・ 石灰質層位 (15cm以上の厚さで炭酸石灰の含有率が15%以上) をもつもの

Calcic Xerosols (石灰質乾燥土壌)

- ・ 石膏質層位 (15cm以上の厚さで石膏の含有率が下層のC層より5%以上多い) をもつもの

Gypsic Xerosols (石膏質乾燥土壌)

- ・ アルジリック層をもつもの

Luvic Xerosols (粘土集積乾燥土壌)

(14) Yermosols (沙漠土壌)

a. 主な特徴

- ・ 真正の沙漠土壌である。
- ・ アリディック水分レジーム (偏乾性土壌水分状態) 下で、Xerosols よりも乾燥した地域に生成分布する。
- ・ 極めて貧弱なオクリック表層をもつ。

b. 識別特性による細分

- ・石灰質で若干の石灰質の菌糸状物質が認められるもの

Haplic Yermosols (単純性沙漠土壤)

- ・石膏質層位 (15cm以上の厚さで石膏の含有率が下層のC層より5%以上多い) をもつもの

Gypsic Yermosols (石膏性沙漠土壤)

- ・アルジリック層をもつもの

Luvic Yermosols (粘土集積性沙漠土壤)

- ・皮殻状の表層 (Cemented layer) と多角形型の割れ目を持ち、重粘性土壤であるもの

Takylic Yermosols (タキール性沙漠土壤)

3) 主要土壌群の分布特徴

前述の主要土壌群のうち、湿潤熱帯地方においては、アンドソル、ニトソル、カムビソル、及びフルビソルが概して肥沃度が高く、フェラルソルがそれらに次いで肥沃であるといわれている。季節風気候帯では、フルビソル、ヴァーティソル、及びアクリソルが一般に広く分布し、ブラノソルがそれに次ぐ。地中海性の気候帯では、ヴァーティソル、ルビソル、及びカムビソルが比較的広く分布する。乾燥及び半乾燥地帯では、熱帯性及び亜熱帯性のいずれの気候下においても、イエルモソル、ゼロソル、ソロネッツ、及びソンチャクが主として分布する。それらの主要土壌群の熱帯地方での分布状態は、次のとおりである。

表21 熱帯地方の主要な土壌の分布状態 (FAO, 1979)

主 要 土 壌	分布面積(100万ha)	分布割合(%)
Ferralsols	1,050	21
Acrisols	800	16
Nitisols	250	5
Luvisols	200	4
Vertisols	200	4
Cambisols	100	2
Regosols	100	2
Lithosols	900	18
Fluvisols	200	4
Gleysols	200	4
Histosols	100	2
Xerosols	400	8
Yermosols	200	4

あ と が き

「地球環境問題の根幹の一つは熱帯林問題である」とは、良く聞く言葉であるが、では「熱帯林問題の根幹は」といえば、取りも直さず「土壌問題」ということになるであろう。

少し乱暴な言い方かも知れないが、森林を伐採したとしても、伐採に際して土壌保全に留意するなり、伐採跡地で農業を行う場合には、森林下で培われた肥沃な土壌をできるだけ健全に保つ努力を払うなり、あるいは跡地で森林再生を行う場合には、できるだけ土壌を保全しつつ適地適施業を実行するならば、多少手間は掛かるかもしれないが、それ程土壌荒廃による環境問題を引き起こすことはないであろう。

問題は、森林伐採に際して全く土壌保全に神経を払わないこと、しかも、ほとんどの場合伐採跡地で無計画に土壌の地力を酷使するか、あるいは跡地を荒れるに任せるなど、土壌保全や森林再生のための適切な手段が全く考慮されていないことに最大の原因がある。

一度土壌荒廃が開始されてしまったならば、その荒廃をストップさせ、自然を回復させるためには、膨大なエネルギーと経費ならびに時間が必要であるばかりでなく、場合によっては不可能である場合も少なくないことは、本文でも再三触れたとおりである。

熱帯諸国では、爆発的に増加しつつある人口を養うための将来の食料増産を憂えるどころか、現在の人口さえ養うことが不可能になるのではないかと憂慮される程、森林土壌や農地土壌の荒廃が着実に進行しており、大きな社会問題となりつつある。

そのため、これから各種技術協力のため熱帯諸国に出掛けていく方々の中には、いずれ森林や土壌がらみの仕事に携わる方々も多いことと思われる。

ところが、土壌学は地形学、地質学、気候学、生物学、物理学、化学などにまたがる学際的な境界領域の科学であり、わが国の小、中、高等

学校で土壌学を教科の一部に取り入れているところはほとんど皆無であるし、また、大学でさえも、カリキュラムに土壌学を取り入れているところは、極く限られているのが現状である。そのため、土壌学は実学中の実学でありながら、どうも取り付き難いと感じておられる方々も多いのではないかと思われる。

そこで、国際緑化推進センターのお薦めにより、これから熱帯の土壌について学ぼうとされている方々にお役に立ちそうなテキストを、「できるだけ分かり易く」をモットーにして書いてみることにした。

しかし、熱帯の土壌をある程度知っていただくためには、どうしても土壌学全般についての基礎、即ち、土壌の生成要因、一般的性質、土壌生成作用、及び調べ方などに関する一般土壌学を述べておかななくてはならない。そのため、肝心の熱帯の土壌を分類するためのSoil TaxonomyあるいはFAO/UNESCO世界土壌図による土壌分類についての解説が、十分でなかったように思われる。

しかし、それらについては十分に解説された専門書が多数出版されていることでもあるし、それらのうちの代表的なものを幾つか参考文献に示しておいたので、必要に応じて、そちらを参照して頂ければ幸いです。もとより浅学非才の身でもあり、至らぬ所が多く、当初の目的を達成するにはほど遠いできればですが、本書がいささかでも読者の皆様のお役にたつことを祈念するとともに、本書の出版に当り、いろいろとお世話になりました国際緑化推進センターの専務理事山口夏郎氏、加藤亮助氏、脇孝介氏、大崎郁次郎氏に心から感謝の意を表します。

文 献

- 応用地質(1)岩石の風化と森林の立地：小出博，古今書院（1953）
- 改訂新版 土壌学の基礎と応用：山根一郎，農山漁村文化協会（1971）
- 岩石：舟橋三男監修，東海大学出版会（1976）
- 原色岩石図鑑：益富壽之助，保育社（1959）
- 鉱物：八木健三監修，東海大学出版会（1976）
- 森林土壌の調べ方とその性質：森林土壌研究会編，林野弘済会（1993）
- 生態学辞典：沼田真編，築地書館（1974）
- 続熱帯土壌学提要：P. プーリング著，菅原道太郎・尾中健二郎訳，日本イリゲーションクラブ（1981）
- 地学事典：地団研地学事典編集委員会編，平凡社（1975）
- 図説日本の土壌：山根一郎ら，朝倉書店（1978）
- 土壌学：佐々木清一・長谷川寿喜訳，博友社（1979）
- 土壌学汎論：森田修二，養賢堂（1970）
- 土壌生成分類学：大羽裕・永塚鎮男，養賢堂（1988）
- 土壌地理学序説：松井健，築地書館（1988）
- 土壌地理学特論：松井健，築地書館（1989）
- 土壌調査ハンドブック：ペトロジスト懇談会編，博友社（1990）
- 土壌調査法：菅野一郎，古今書院（1953）
- 土壌調査法：土壌調査法編集委員会編，博友社（1978）
- 土壌通論：高井康雄・三好洋，朝倉書店（1977）
- 土壌動物学：青木淳一，北隆館（1972）
- 土壌動物による土壌の熟成：新島湊子・八木久義訳監修，博友社（1992）
- 土壌の生成・性質と分類：伊東正夫訳監修，博友社（1973）
- 土壌の世界：高井康雄・西尾道德訳，講談社
- 土壌有機物の化学：熊田恭一，東京大学出版会（1977）
- 土壌養分分析法：土壌養分測定法委員会，養賢堂（1970）

土の科学：大政正隆，日本放送協会（1977）

土のはなし：岩田進午，大月書店（1985）

日本の森林土壌：日本の森林土壌編集委員会編，日本林業技術協会（1983）

農林土壌学：川村一水・船引眞吾，養賢堂（1969）

ペドロジー—土壌学の基礎—：和田秀徳ら訳，博友社（1977）

森の文化史：只木良也，講談社（1982）

Introduction to the Study of Soils in Tropical and Subtropical
Regions：P.Buringh, Center for Agricultural Publishing and
Documentation（1979）

Key to Soil Taxonomy：Soil Survey Staff, USDA（1992）

Properties and Management of Soils in the Tropics: P.A. Sanchez,
John Wiley & Sons Inc.（1976）

Soil Genesis and Classification: S. W. Buol, F. D. Hole & R. J.
McCracken
Iowa State University Press（1980）

Soil Survey Manual：Soil Survey Staff, USDA（1951）

Soils：E.A. FitzPatrick, Longman Scientific & Technical（1983）

Tropical Soils and Soil Survey：A. Young, Cambridge University
Press（1976）

著 者 略 歴

1967年東京大学農学部林学科卒業、同年東大付属愛知演習林、1968年に農林省林業試験場（現農林省森林総合研究所）に入り、1975年ベルギー国ゲント大学国際土壌学研修センターに長期在外研究員として留学、1982年土壌部主任研究官、1983年同場調査部海外林業調査科技術情報室長を経て、1986年東京大学農学部助教授（造林学研究室）に転任、現在に到る。その間、東南アジア、アフリカ等多数の発展途上国に国際協力事業団、熱帯農業研究センター及び文部省海外学術研究などの用務で出張、熱帯の土壌について研究を進めてきた。

熱帯の土壌 テキストNo. 4

平成6年3月20日

著 者 八 木 久 義
編 集 (財)国際緑化推進センター
発 行

〒112 東京都文京区後楽1-7-12(林友ビル)
TEL 03-5689-3450
FAX 03-5689-3360

印 刷 ヨシダ印刷株式会社
〒124 東京都葛飾区奥戸4-21-4
