II. 土壌生成要因 (Soil forming factor)

土壌生成要因としては、一般に母材、気候、地形、生物、時間、人為などが上けられるか、自然土壌においては前の五つか特に重要とされ、 五大土壌生成要因と呼ばれている。

それらか土壌生成において果たす主な役割りは、次のとおりてある。

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との風化砕屑物に由来する。そのため、土壌の基本的性質は、当然のことなから、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のとおりてある。

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	S_1O_2	59 1
Sı	27 7	0 9	Al_2O_3	15 2
Al	8 1	0 5	$\mathrm{Fe_2O_3}$	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	Na2O	3 7
Mg	2 1	0 3	K_2O	3 1
Tı	0 62		$\mathrm{TiO_2}$	1 0
P	0 12		MnO	0 12
Mn	0 09		H_2O	1 3
С	0 09		P_2O_5	0 29
S	0 06		CO_2	0 35
C1	0 05		SO_2	0 03
Н	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、 それらたけで全体の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。

橄欖石 → 輝石 → 角閃石 → 黒雲母[苦鉄質鉱物系列] ↓正長石→白雲母→石英↑

灰長石→亜灰長石→曹灰長石→中性長石→灰曹長石→曹長石 [珪長質鉱物系列]

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、いすれもFeやMgの含有量か多く、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、いすれも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)とも呼ばれる。

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

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

(1) 火成岩 (Igneous rock)

マク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、それらに応して次のよ うに区分する。

a. 深成岩 (Plutonic rock)

地下深い所でマグマか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か良好であり、完晶質粒状組織を呈する。岩石をハンマーなと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か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)、斑糲岩(Gabbro)なとかある。

b. 半深成岩 (Hypabysal rock)

マクマか地下浅い所で、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か発達する。深成岩と次に述へる火山岩の 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)なとかある。

c. 火山岩 (Volcanic rock)

マクマか噴出し、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)などかある。

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か、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して、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、 花崗岩なとかある。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、閃緑岩などかある。酸性岩と次に述へる塩基性岩との中間的な性質を有する。

c. 塩基性岩 (Basic rock)

珪酸分の含有率か51~46%のもので、主な構成鉱物は灰長石 (Anorthite)~亜灰長石 (Bytownite)、輝石 (Pyroxene)、橄欖石 (Olivine) などである。玄武岩、輝緑岩、斑糲岩などがある。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)

珪酸分か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 (Hornbendite)なとかある。

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

3	色 調	白っぽい			黒っぽい
	化学組成 (S ₁ O 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 針長石、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
	半深成岩	石英斑岩	ひん岩	海緑岩	輝岩 角閃石岩
粗粒	深成岩	花崗岩	閃緑岩	斑糲岩	蛇紋岩

実際の地殻中には極めて多種多様の鉱物か存在し、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、酸性岩ほと珪酸含有量か高く、化学的な風化作用に対する抵抗性か大きいのに対して、塩基性岩ほどFeやMgの含有量か高くなり、化学的な風化作用に対する抵抗性か小さい。また、塩基性岩ほと無機養分の含有量か高いので、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なとを過剰に含み、NiやCoなとの重金属を含むことか多いので、必すしも植物の成育に適した土壌か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、遊離酸化物量なとを大きく規定していることか多い。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、既存の岩石なとから風化作用により生成された砕屑物質なとか、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. 砕屑岩 (Clastic rock)

既存の岩石の風化砕屑物からなるもので、砕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	블	砕屑物	粒径区分
		の種類	(mm)
		巨礫	050
礫		大礫	256
		中礫	64
岩		細礫	4
		極粗粒砂	2
砂		粗粒砂	1
		中粒砂	1/2
岩		細粒砂	1/4
		極細粒砂	1/8
泥	シルト岩	シルト	1/16
岩	粘土岩	粘土	1/256

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

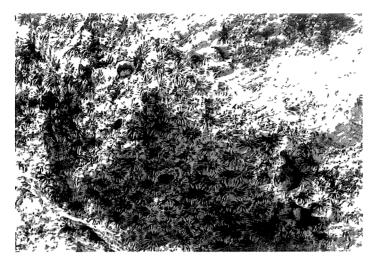


写真 7 珊瑚石灰岩

表 4 地質時代区分と主なできごと

年代	H	5\$		 U		主 な で き こ と
×10'	10	āL,				I 4 (8 C C
0 0 1-		第四 Quaterna		完新世 Holocene		人類による環境破壊 人類時代
1 7-	新	Quatern	aly	更新世 Pleistocene		外河時代、関東ローム堆積、クロマニヨン人 ネアンデルタール人
		親	Neogene	鲜新世 Pliocene		
5-	生	第二新	Neo	中新世 Miocene		哺乳類・被子植物時代
2 2 5-		三世	- e	新新世 Oligocene		
4 0 -	1		Paleogene	始 新 世 Eocene		
5 5 -		*i	2 42	暁 新 世 Paleocene	1 ↑ →	日本列島の誕生
6 5 -		白 亜 Cretace	紀	後期	猩	気候帯完成
140-	,th	Cretace	ous	前期	え選	鳥類の出現
1 4 0	-			後期		爬虫類・裸子植物時代
	生	ノュラ Jurass	紀	中期	勤心	アンモナイト時代(イチョウ、針葉樹類)
195	1			前期	ļ ¥	7 - 7 - 7 - 7 - 7 - 7 - 7 - 7 - 7 - 7 -
	It		ļ	後期		
	``	三 畳 Triass	紀	中期	4//0	動物、陸に上がる
2 3 0	ļ			前期	リ本	
		二畳	紀	後期	カ造	現在とおおよそ同し大気となる
280	-	Permia	n	前期	- 塩選	ゴントワナ大陸
	古	石、炭	紀	後期	動	テーチス毎(大地中毎)
3 4 5		Carbonif	erous	前期	-	両生類・陸上レダ植物時代(ソテノ、レダ、鯖木)
			A	後期	A	As Wernte ()
	1	デホノ Devoni	an an	中期	-	魚類時代
3 9 5	生			前期	1 2	昆虫・多足類発生
		ノルル	紀	後期	117	植物、陸に上がる(プレロフィトレ)
4 3 5	1	Siluri	an	前期	一元	
		オルトヒ	ス紀	後期 前期	カレトニア造山運動	オゾン大気中に蓄積し、紫外線の害なくなる
500	代	Ordov1c	ıan	前期 後期	一	三葉虫時代
1		カンブリ	7 43	中期	1	無脊椎動物
		Cambri	an AC	前期	1 4	代刊作形列が
5 7 0		原生(4	アルゴン代)		
	罗	Proterozo		lhonkian		大気中の酸素が増え、オゾン層がつくられる
_	先カンブリ	始生作		THOURISH		水の中でラン藻が酸素をつくる、堆積作用始まる
	持ア代	Archaean(•	03016)		次の中 C フン深が 政系を フィる、 症債 F 用始まる 炭酸ガスができる
		AT CHACAN	vi cuae	02010)		次段ハヘルできる

〔佐藤 正, 1981を改変〕

アフリカなとの大陸では、古生代以前の地層、いわゆるプレカンブリア時代の地層か広く分布しており、所によっては極めて風化か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、それ程固結か進んでいないため崩壊をおこしやすい。このように、岩石か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ほ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、既存の岩石か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したものである。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、周囲の岩石か溶融・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)か生成される。それらの変成岩はいすれも細粒、緻密であり、一般に物理的風化作用に対する抵抗性か非常に大きい。

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か溶融・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、鉱物か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 (Greenshist) 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

以上に述へた火成岩、水成岩および変成岩か地殻中に占める割合では、 火成岩か圧倒的に多く、水成岩や変成岩か占める割合はわすかに過きないといわれている。しかし、それらか地表に露出している割合では、一般に水成岩か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件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 な砕片化作用であり、主なものとしては次のようなものかある。

① 除荷作用 (Unloading)

地殻の隆起に伴う厚い表層物質の削剝などのため、上位層の荷重の圧力か除かれ、岩石塊か膨張し、割れ目(Joint,節理)か形成されるなどして、岩石か砕片化するものである。

一般に花崗岩からは方状節理 (飛驒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か 形成されることか多い。



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砕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、ボッ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)

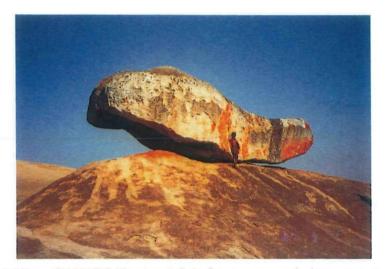


写真13 磨耗削剝作用による台座岩 (Pedestal rock) (ジンバブエ)



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砕片化が進むと、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,AI,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)

土壌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、 土壌試料を過酸化水素(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壌

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。

KAlSi $_3O_8+H_2O$ → HAlSi $_3O_8+KOH$ (正長石) 2HAlSi $_3O_8+2H_2O$ → Al $_2$ Si $_2O_5(OH)_4+3SiO_2$ (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

種無機元素イオンか生成される。

(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砕片化、及ひ分泌物による化学的な変質かある。また、動物の作用としては、摂取の際の物理的破砕と、体内通過による化学的風化作用か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か分解変質し、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などの遊離酸化物かその主なものである。

① 粘土鉱物 (Clav 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 (Alu-minosilicate mineral) を粘土鉱物と呼ふ。その主な基本単位は、 珪酸四面体か横に広かった珪酸四面体層と、Al八面体が横に広かった 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AI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層型枯土鉱物とも呼ばれ、カオリナイトやハロイサイト (Halloysite) か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AI八面体層一層か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)なとかある。格子面間隔か乾燥や湿潤の繰り返しに応して膨潤収縮するなと、上壌中における化学的活性度か高いか、そのような性質を持たないものもある。

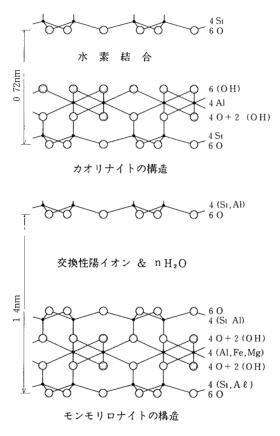


図 3 カオリナイトとモンモリロナイト

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) か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(Allophane, $1-2 \operatorname{SiO}_2 \cdot \operatorname{Al}_2\operatorname{O}_3 \cdot \operatorname{nH}_2\operatorname{O}$) 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と、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、AI, 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、脱水結晶化の進んた結晶態まで、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。

結晶狀態 遊離酸化物 化学式 色 非晶質 褐鉄鉱 (limonite) 2Fe₂O₃ • 3H₂O 褐 色 針鉄鉱 (goethite) α-FeO(OH) 結晶質 黄~赤褐色 鱗纖石 (lepidochrocite) ν-FeO(OH) 結晶質 黄~赤褐色 赤鉄鉱 (hematite) Fe₂O₂ 結晶質 赤 色 水酸化Al(Al-hydroxide) Al(OH)。 非晶質 無 色 ギブサイト (gibbsite) 結晶質 鱼 γ -Al(OH)₃ 411 ヘーマイト (boemite) γ-AlO(OH) 結晶質 無 色 蛋白石 (opal) 非晶質 $S_1O_2 \cdot nH_2O$ 無 色 クリストバル石 結晶質 S1O₂ 色 無 (cristobalite)

表 5 土壌中の主な游離酸化物とその性質

(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	Sı (珪酸塩中	のもの) 02
IV	Fe	0 04
	Al	0 02
	S1 (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か先す失われ、ついでCa,Mg,Na,Kなどの塩基性カチオンの流亡か進行する。更に風化作用か進行すると、珪酸塩中のSiか流亡するため、最終的に石英とともにFe,Aiの水酸化物か残留する。

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、珪酸か流 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へきものである。

2. 気候(Climate)

気候要囚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 降水量かあるが、特に熱帯地域では、土壌中での水の動きを支配する降 水量か重要である。

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

降水量か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か進行する。

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か進行するので、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か 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か、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」か形成される。

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か毛 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か土壌表層へ残留し集積するため、地表に 塩類皮殻(Salt crust)か形成されている場合か多い。

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キーに起因する、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、波浪なとの、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

1

老年期地形→終地形 (終末準平原)

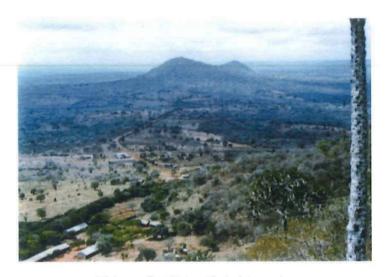


写真19 準平原上の残丘 (ケニア)

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)

周辺地域より海抜高度が高く、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壌の 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、 土壌母材の形成や土壌の発達程度に、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壌水分環境に、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、地殼運動、火山活動、及びそれらに伴う地形や土壌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、微生物なとの作用 か重要である。

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とは、養分的、構造的に優れた土壌か生成されるための必須条件である。

1) 窒素固定(Nitrogen fixation)

動物、植物に限らす、あらゆる生物にとって必須元素の一つである窒素は、地般内に全く存在しない。そのため、その供給原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 た窒素化合物に由来する。

(1) 窒素固定菌 (Nitrogen-fixing bacteria)

植物や動物か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か、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、及び藻類なとの微 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、ネムノキなとの、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、いす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。それらのマメ科及ひ非マメ科の植物は、いす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ても生育可能であり、また、それらの落葉落枝なとは、概して窒素含有率か高く、土壌を肥沃にする能力か比較的大きいので、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かフタハカキ科 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か 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ター(Azoto bacter) やクロストリシウム (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、地位類 (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

ているなど土壌か未熟な所から、岩石の風化による上層の形成や、生物 遺体から生成される腐植の集積により、土壌の性質か養分的・構造的に 向上した所にいくにつれて、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か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す、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、未熟土壌か 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 みならす、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 層か発達する。これは、土壌表層の急激な乾燥を防くことによって、土 壌動物や微生物に快適な棲息の場を提供したり、土壌構造の保全や浸食 防止作用かあるなど、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と、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 腐朽か進み、落葉落枝の原形は認められないが、元の組織か認められる腐 朽層 (F層 Fermentation)、及び元の組織の判別か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か可能である。

(1) Ao層の分類

Ao層は、一般にその発達程度により、L,F及ひH層か発達したモル型腐植(Mor)、L及びF層か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層の発達したムル型腐植(Mull)に分類される。

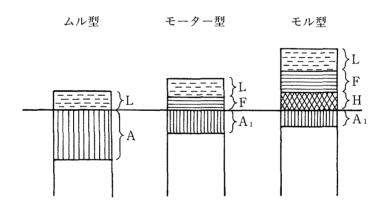


図4 モル、モダー、ムル型腐植の模式図

一般に、乾燥、過湿、寒冷などのために有機物の分解か不良な所では、Ao層か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層か、また、過湿になり易い所ではH層が厚く発達する傾向かある。また、分解良好な所では、F及ひH層はほとんど認められす、L層のみかみられるムル型腐植か発達する。

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、最終的には炭酸カス、水、ア ンモニア、およひミネラルなどの無機物にまて分解され、その一部は再 ひ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、先す土壌動物の咀しゃくによって破砕されるとともに、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てあり、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…ネスミ、モグラ

大型土壌動物 (体長 2 mm以上の無脊椎動物)・ミミズ、ヤステ、

ムカデ、ダンコムシ、クモ、セミ、甲虫

小型土壌動物(体長 2~0 2mm)·ダニ、トビムシ、ヒメミミズ、

線虫

微小土壌動物 (体長0 2mm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)

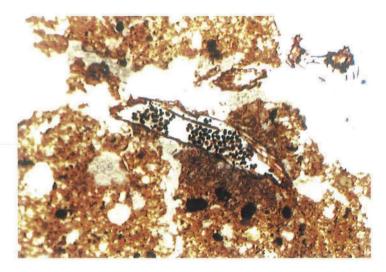


写真24 小形土壌動物のフン(中央部の黒色粒状物、×25)

そのような土壌動物の働きによる落葉落枝などの砕片化、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、土壌動物の撹拌作用に よる土壌の耕耘は、土壌の孔隙量を増加させ理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、その生命活動をとおして、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 土壌中に棲息する主な微生物

a 細菌 (Bacteria)

一般に02~2.0µ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、硫黄細菌などかあり、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か強く、難分解性のリグニンも分解する。 酸性を好むので、森林土壌中に多く、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ズなどを 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と、マツタケ、ホンシメシ、キシメシ、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、細胞かつなかってしゅ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、光合成能力かあり、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 (Burges)

微生物	土壌1g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。土壌ではそれらか再び重合(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か生成され、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、腐植と呼ふ。

(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か大きいとともに、 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か提唱されている。そのうちで最も一般的なものとしては、次のようなものかある。

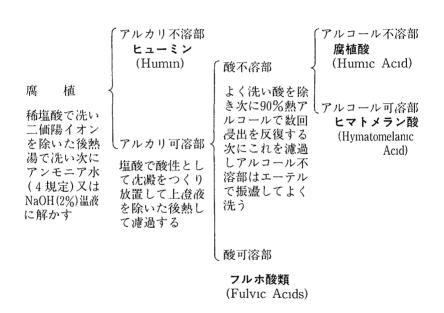


図 5 腐植の分類 (川村一水・船引眞吾, 1969から引用)

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ひ窒素は、いすれも大気中にカ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 (Ecocycling 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、一部はカ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
大気中の炭酸カス	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N₂カス	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、大気中にカス状で存在する膨大な量と比較すると微々たるもの

に過きない。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か大きく、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、大気中の炭酸カス濃度か上昇し、地球の温暖化か進行している 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 んた森林土壌の維持・造成も、大気中の炭酸カ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、必すしも経過時間、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か認められる。

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、発達か未熟で土壌としての体面や能力を備えていないか、発達か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、肥沃度か低い。このように、時間の経過に伴う発達段階に応して、土壌の性質や特徴か大きく変化する。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 イタトリ、ススキなどの草木類

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か先す侵入し、溶岩の風化による土層の形成や、植物遺体に由来する腐植の集積により土壌か発達するにつれて、草本類、低木林と植生遷移が進行する。そして、桜島か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、少なくても500年以上の歳月か必要であるとしている。

しかも、このタブ林か成立しているところの土壌母材は、必すしも溶岩のその場(in-situ)における風化物たけでなく、桜島火山からの火山灰や、周囲から運ばれてきた風化砕屑物も混入しているとのことであるから、実際にタブ林か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か近年 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05mm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05mm位の土 壌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と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てもないことである。

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とにおいて、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、収量を上けるために耕作を 行うなと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、土壌肥仸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。

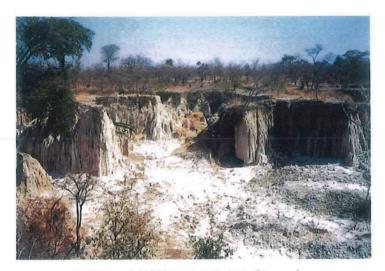


写真25 土壌浸蝕による荒廃地 (ケニア)



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。