

13 URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・JULY 1976・久保田鉄工株式会社

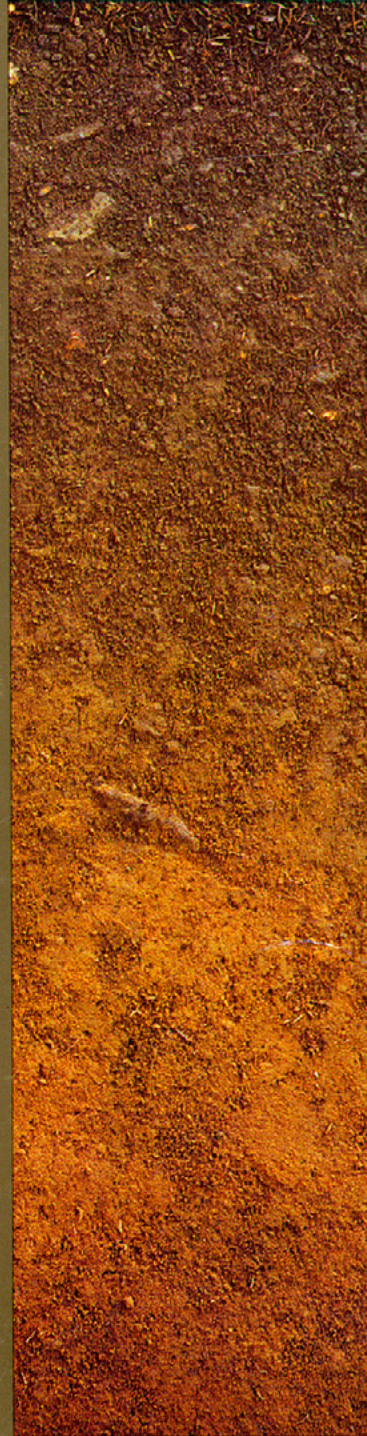
●特集=土壌 | 日本の土壌 | 土壌の生いたちとその荒廃をめぐって



1



2



3



4

①山岳ポドゾル

この土壌は、高山帯の山頂部に、石礫質の岩屑土と交錯してあらわれる。気候がきわめてきびしいために、風化土層は浅く、一般に石礫質であるが、局所的に、安定したハイマツ林下には、この土壌が発達している。典型的な発達を示すものは、F層を主とする、厚いA層、灰白色をした砂礫質の溶脱層、鉄さび色に汚染された、砂礫質の集積層、そして石礫質の基層を具備している。強度にポドゾル化をうけているために、溶脱・集積の跡は肉眼的にも明らかに認められ、集積層には、弱度の鉄盤や鉄の小結核が発達していることが多い。

低温に加えて風衝がきびしく、地表破壊による岩礫裸地が不規則に発達する高山帯の山頂部には、ガンコウラン、コケモモ等其他のお花畑が繁茂するが、このようなところは、いわゆる高山岩屑土であり、山岳ポドゾルの発達は見られない。ハイマツ群落の形成が、山岳ポドゾルの生成過程に必要な条件となっているのである。上の写真はハイマツの群落（山谷）

②褐色森林土（過潤性）

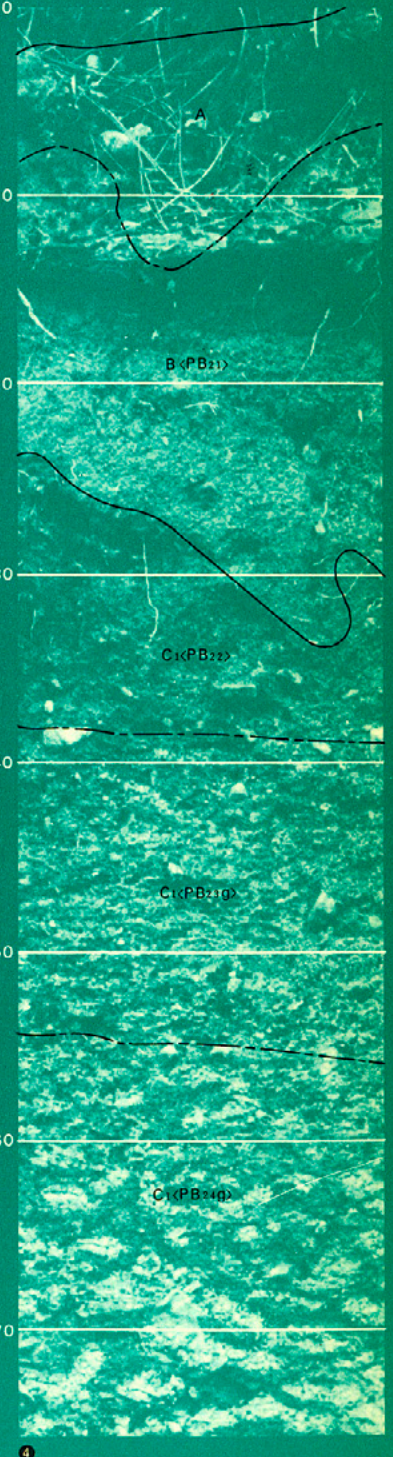
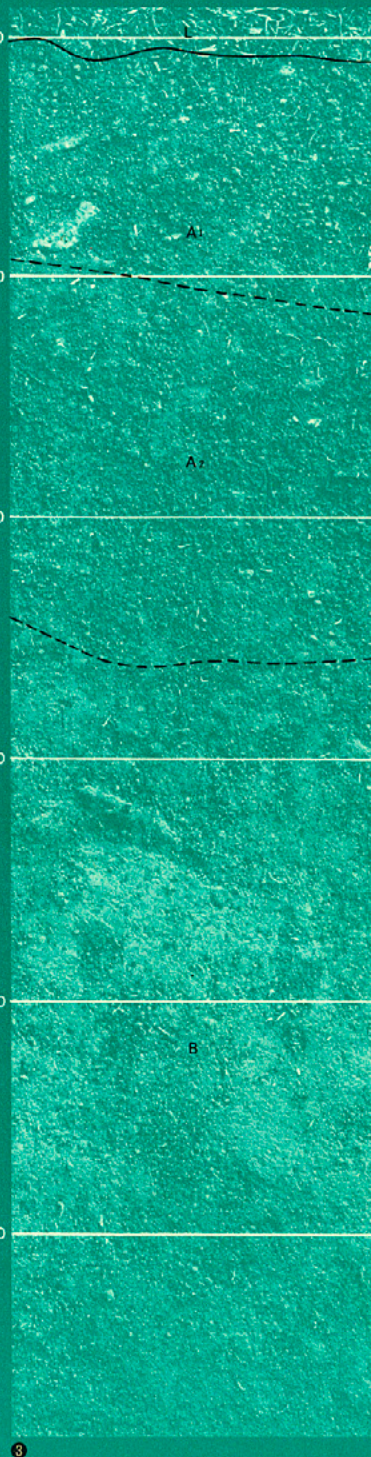
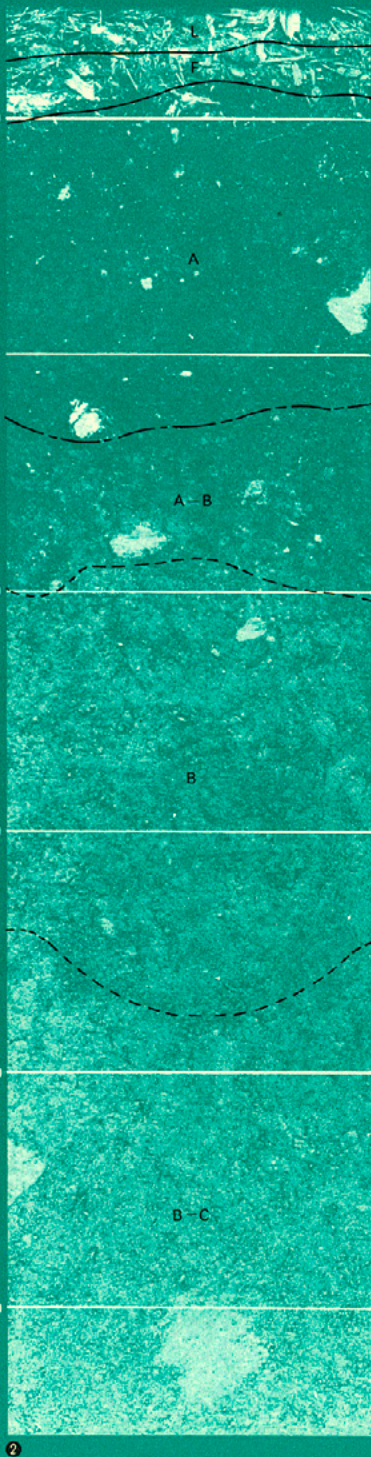
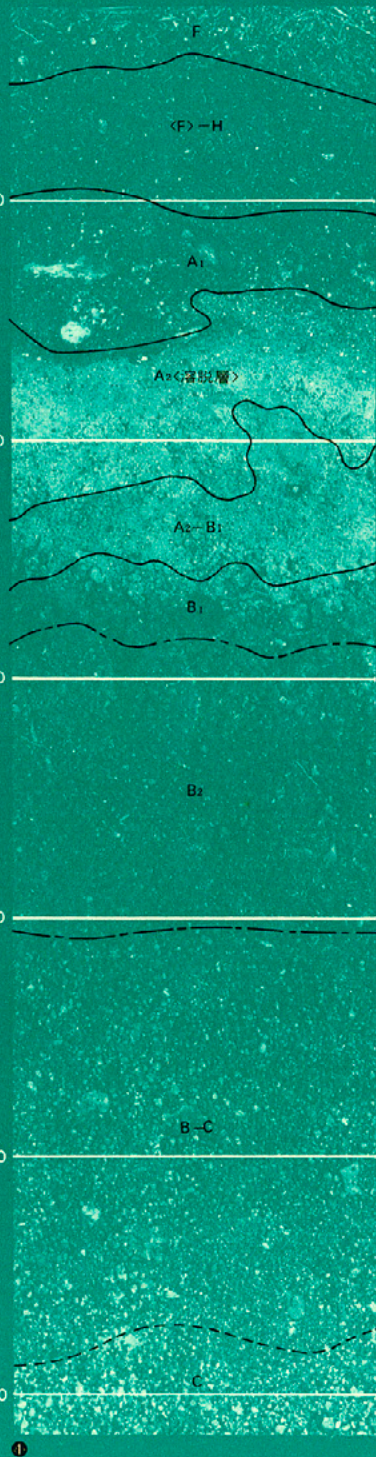
茨城県東茨城郡桂村の国有林内、標高260m、丘陵地の緩斜面のもので、現在はスギ造林地。母材料は、古生層の粘板岩・砂岩である。L層はスギその他の落葉・落枝からなり、それらの半腐朽物がF層に堆積している。A層は暗褐色の砂質埴壤土で、団粒及び粒状構造が発達し、A～B層は弱度の塊状構造をもつ暗褐色の砂質埴壤土。B層はとくに構造が発達していない褐色の砂質埴壤土である。この土壌は、褐色森林土としてはほぼ標準的で、腐植の滲み方、A層の深さなどは、これより深いものも浅いものものもあるが、これは中庸のものである。土色は、これよりやや褐色味の強いものが多い。森林の土壌としては、比較的傾斜がゆるいので、下層土がやや緻密になっているので、B層より下層の部分への根の分布が少ない。それだけ造林されたスギの成育はやや不良である。B層の団粒化がもう少しければ、スギの成育はさらに良くなる。ヒノキを植林した方がよかったと思われる。上の写真は、別の場所でのスギ植栽林。（松井）

③赤黄褐色森林土（過潤性）

鹿児島県大口の国有林内、標高460m、山腹急斜面の下部緩斜面のもので、現在はスギ植栽林であるが1代前はタブ林であった。母材料は、石英粗面岩に多量の火山灰が混入している。L層はスギの落葉落枝からなる。A層は黒褐色で団粒構造のよく発達した壤土で、細根も多い。この構造は、下層へ漸変する。A₂層は黒褐色の壤土で、小団塊状構造および団粒構造が発達し、下層へ漸変する。B層は帯赤黄褐色の壤土で、構造の発達は弱く、細根は少ない。F・H層が発達していないこと、A層に団粒状構造および小団塊状構造が発達していること、A層からB層の土色が帯赤黄褐色であることから、赤黄褐色森林土に属するYB型土壌であると推定され（本文8頁～9頁、図3参照）分析結果によってA層が厚いYB1型土壌であることが証明されている。上に示した写真は、別のところのタブ林。（遠藤）

④赤黄色土

洪積世温暖期に生成した古土壌で、北海道から沖縄まで、中位段丘上及びそれより古い地形面に広く分布するが、一般に東海地方以西に残存率が高い。表層は、現在の気候・植生の影響を受けて多少変化している。養分元素にとほしく強酸性のため、植生は貧弱で、未耕地はアカマツの疎林が裸地、耕作地では普通、畑、茶園、ミカンの果樹園などに利用されている。この断面は、兵庫県三木市別所の高位段丘上のもので、A層は10～20cmで発達がわるく、その下位のB層は、現在の植生の影響で黄褐色に退色している。赤褐色のC層が赤黄色土を代表する層位で、珪酸が流亡して、鉄・アルミニウムに富み、赤みが強く粘土質である。最下部に発達する縞模様は、虎斑とよばれ赤黄色土によくみられる。ところによりローズ状（網状斑）のこともある。過去に停滞水の影響で、酸化と還元がくり返された結果とみられている。層位名のカッコのなかは過去の層位で、Pは古土壌を示す記号。上の写真はアカマツ林（松井）





⑤黒ボク土（火山灰土壌）

栃木県塩原町矢板園有林内、標高880m、アカマツ、ミスナラの侵入したヒノキ造林地にある。溶岩流上の凹地にあるため、やや湿性で、腐植質A層がきわめて厚く、かつ、黒色味が強い。下層土はカベ状を呈する。母材は火山灰で、断面全体に軽石細粒がみとめられ、なかでも、下層に多い。L層はナラ、アカマツ、草本の落葉層からなる。A₁層は黒色で腐植にすこぶる富み、砂質壤土、団粒構造が発達して軟かい。A₂層も同様であるが、カベ状を呈し、堅い。A₃層は黒色、腐植に富む砂土で、カベ状、堅である。軽石質、スコリア質粒子に富む。根は断面全体に分布する。一様に黒い土層が発達しているように見えるが、材料となった火山灰は何回にも分かれて堆積している。粘土分の鉱物組成はアロフェン質である。本文でものをべているように、その成因を考えると、かつてはススキなどの草本植物が繁茂する原野であったはずであるが、現在の状況からそれをしのぶことはできない。上の写真は別の場所のススキ草原（加藤）

⑥泥炭土

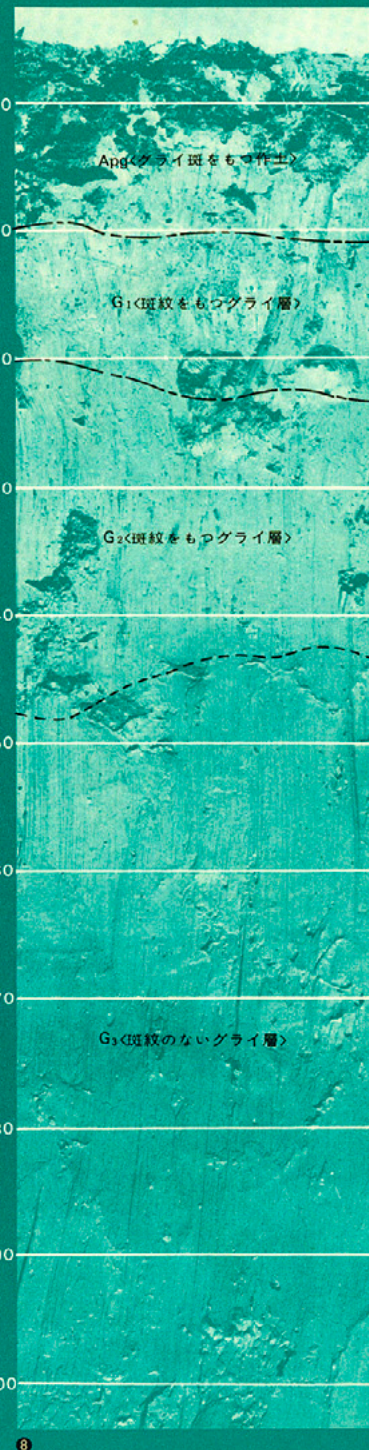
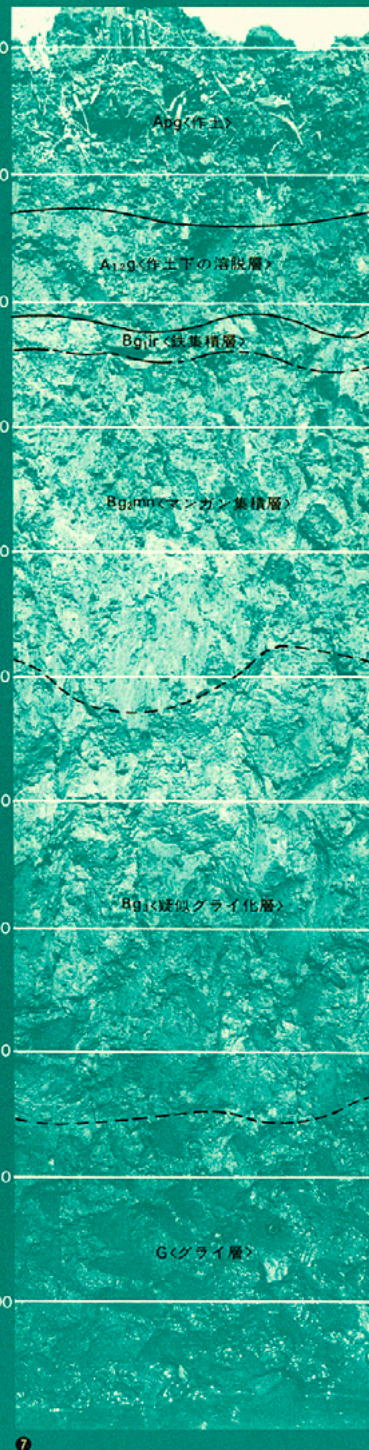
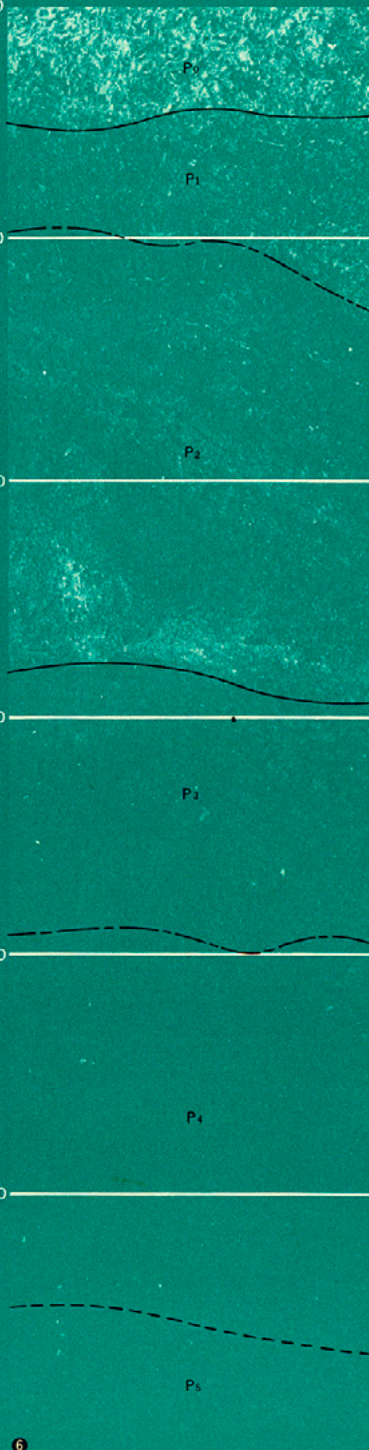
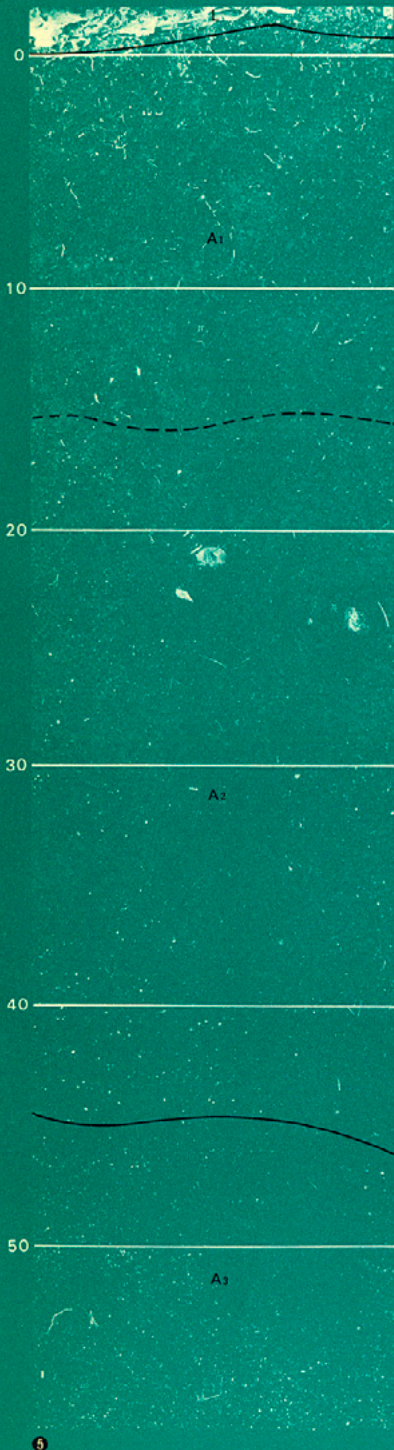
北海道根室の海岸段丘上（海拔高45m）の平坦な地形上に発達した泥炭土。基準5°Cの温度指数45以下の地帯にあって、高位泥炭地ではミズゴケ堆が著しく発達する（植生写真手前）。ミズゴケ堆には、スゲ類、ツルコケモモ、ガンコウラン、ヤチヤナギ、ヒメシヤクナゲ、ヌマガヤなどがみられる。付近にはアカエゾマツ林が発達散在するが、その根元には、コケモモ、エゾイソツツジ、ツルツゲなどが生えている。
 P₀=5cm 黄褐色の未分解のミズゴケ
 P₁=6~8cm 黒褐色のやや分解したミズゴケ泥炭層
 P₂=20cm 黒褐色のかなり分解したスゲ・ミズゴケ泥炭層。この層の下部には、灰黄褐色の軽石質火山灰が多く混入している。
 P₃=10cm 黒褐色で、植物遺体が認められないほど分解した泥炭層
 P₄=黒色の黒泥層で大型植物遺体も認められる。
 P₅=黒褐色の火山灰と黒泥の混合層。（庄子）

⑦灰色低地水田土

岡山県児島湾干拓地のもので、干拓後250年以上経過した水田土壌。干拓の初めは、全層が青灰色の膨軟なグライ層であったが、次第に地下水位が低下して、乾燥収縮とそれにもなると亀裂の形成が進んだ。また乾燥酸化のために活性な二価鉄がなくなって、土の色は表面から次第に灰色に変わっていき、現在、青灰色のグライ層は83cm以下に残っている。
 地下水位が低下したために、水田耕作のもとで水のタテ浸透が起こり、次第に水田土壌に独特の断面形態が発達した。すなわち溶脱のために鉄やマンガンに乏しくなった作土層、その直下の赤褐色の帯状にみえる鉄の集積層、さらに下方の暗褐色の斑点に富むマンガンの集積層などが形成された。作土下方の鉄やマンガンの集積層が断面の中でもっとも硬く、いわゆるくスキ床>ができています。下層土は、塊状もしくは柱状の土壌構造が発達し、構造表面はやや光沢のある灰色をしている。上の写真は別の場所の水田（三土）

⑧グライ土

岡山県児島湾干拓地のもので、干拓後わずか20年の粘質なグライ土。
 表面ふきんまで恒常的に地下水によって飽和され、鉄が還元されて二価鉄の状態にあるため、土の色は特有の青灰色を帯びる。
 この土壌の場合、断面の基本的な形態は、干拓前に、潮の干満で見えかくれするような海浜の堆積物の時代に形成された。干拓後表面から弱く乾燥酸化が進んで、深さ40cmふきんまで赤褐色の鉄の斑紋や黒褐色のマンガンの斑紋ができています。下層土は干拓前とほとんど変わらない軟かいゼリー状のグライ層である。断面中に貝殻片が散見され、海成堆積物の面影を留めている。地下水位が高いうえ、重粘でゼリー状のグライ層は透水性が悪いため、水田にして湛水しても水のタテ浸透はほとんどない。そのため干拓地のような場合、除塩がはかどらず、とくに下層土ではpHは中性またはアルカリ性で、塩基飽和度も100%を超えることが多い。上の写真は別の場所の水田（三土）



URBAN KUBOTA

アーバンクボタ NO.13 JULY 1976 株式会社クボタ

目次

特集 = 土壌

| | |
|------------------|----|
| 1 人間・土・土壌 加藤芳朗 | 2 |
| 2 日本の土壌 | |
| 広葉樹林下の土壌 松井光瑤 | 4 |
| 針葉樹林下の土壌 山谷孝一 | 6 |
| 常緑広葉樹林下の土壌 遠藤健治郎 | 8 |
| 赤黄色土 松井健 | 10 |
| 黒ボク土 加藤芳朗 | 12 |
| 泥炭土 庄子貞雄 | 14 |
| 水田土壌 三土正則 | 16 |

3 座談会・土壌の生いたちとその荒廃をめぐって

| | |
|--------------|----|
| 土壌の生いたち 加藤芳朗 | 20 |
| 日本の土壌へ特徴 松井健 | 30 |
| 人間による影響 山根一郎 | 38 |

| | |
|-------------------|----|
| 4 土壌の組成とはたらき 山根一郎 | 42 |
|-------------------|----|

鉄管事業部

| | |
|------------|----|
| 鋳鉄管の耐食性と防食 | 48 |
|------------|----|

環境装置事業本部

| | |
|-------------|----|
| クボタナテコドライヤー | 50 |
|-------------|----|

| | |
|------------------|----|
| 世界植生図・日本植生図 鈴木時夫 | 52 |
|------------------|----|



A B ヒバ天然林 <青森県> と同林下のポドゾル化土壌。灰白色の溶脱層及び錆褐色の集積層が認められる。土壌断面深さは0cm～約80cm

C D スギ天然林 <秋田県> と同林下の表層グライ化土壌。表層に退色のあとが認められる。土壌断面深さは0cm～約40cm

E F 表紙写真 赤黄色上の虎斑の顕微鏡写真。E は通常光、F は偏光。左上から右下にかけての筋は孔隙。偏光にすると孔隙壁に沈着した粘土粒子が壁面に並行に配列しているの、偏光下で複屈折し、明るく見える。粘土が孔隙を通過して下方に移動していることがわかる。

写真提供 A B C D = 山谷孝一 E F = 三土正則

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津東1丁目2番47号

発行日 = 1976年7月

第6刷 = 1994年9月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

主要図版作製 = 巧凡社

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

人間・土・土壌

加藤芳朗 = 静岡大学農学部教授

土という言葉は、きわめて広い意味をもっている。この特集で述べる土壌は、ある面では土の中に含まれるが、そこからはみ出す部分。これが土壌の特色であるが、持っている人間と土

古代においても、人間は、その生活を営むに当って、土のかかわりあいを避けることはできなかった。山野を歩きまわるとき、はだしの感触によって地表の土が、軟かさ、固さ、湿り気、石ころの多少などにおいて、さまざまな変化に富むことを知っていた。居住地を決めるにも、水はけのよい、乾いた、石の少ない土は住み心地がよく、建設や整地には、軟かい土が好ましいことを心得ていた。土地の高低（地形）と土の状態との間に関係のあることを知っていたかもしれない。また、土器の製作に当っては、材料土の良否の判定、水を加えると土が軟かくなること、よく練ると整形しやすいなどレオロジー的性質をわきまえていたとも思われる。さらにまた、年ごとに植物が芽生え生長し、開花結実して実が地上にこぼれることから、土が植物を育てることを悟り、農耕技術を創出するに至った。

このように、土は生活のよってたつ支持台であり、また、それから離れられない基盤であり、道具をつくる材料であり、生命をはぐくむ母胎であった。ギリシャや中国の古代思想家たちは、土を宇宙世界の根本物質の一つと考えていた。

現代のわれわれも、遠い祖先がもった素朴な土の体験を、幼いときに味わっている。雨あがりの泥あそび、砂場あそび、ままごとの団子づくり、粘土細工、植木鉢での草花の栽培などの思い出をもたない人はいないだろう。また、身近な生活のまわりにも、土と関係あるもの、いや、土そのものの加工品がたくさんある。食器・花瓶としての陶磁器、タイル、レンガ、瓦、セメント、紙、鉛筆、医薬品、化粧品など……。毎日の食物も大部分が田畑の土で育ったものである。

土の特質とその利用

土には、空気、水、岩石にはない重要な特性がある。土は軟かく、水（および空気）を含む固体であり、手で自由に形を変えることができる。水の含みぐあいで固体、塑性体、液体とさまざまな挙動をとる（常温・常圧で！）。また、土は微小粒子の集まり（粉体）で、顕著な保水力、吸着力をもつ。このため、つぎのような多彩な利用面がある。

加工原料として、すでに述べた加工品のほか、石油工業、化学工業、土木、肥料、農薬などにも広く使用されている。これらに使われる土は、不純物が少なく、2～3種類以内の粘土鉱物からなることが多い。しばしば粘土と呼ばれる。

建築物の基盤として、大地は人間の全活動を支える基盤である。土には建物、交通施設などを支えるだけの地耐力がある（軟弱地盤は補強される）。活動に便利のように土は整形される。これが土木工事である。

植物生産の母胎として、土は植物を倒れないように支え、水分・養分を補給する。大地上のあるがままの土を利用する機会が多いが、土を切り盛りして田畑造成をしたり、土を崩して運んできて利用する（客土、温室の床土、植木鉢の土など）ことがある。土壌と呼ばれることが多い。

以上のような利用面からの要請によって、土木工学、農業工学、土壌管理学（エダフォロジー）、応用化学（窯業化学など）が発展してきた。さらに、これらの基礎理論として、土質力学、粘土科学、コロイド化学、レオロジー、などが採用されてきた。土そのものの性質を深く追究しようとする傾向の学問分野である。土壌学や地質学も深い関係にある。

土のでき方

土の成因論は、18～19世紀にかけて確立した地質学の側から打ち出された。主なものが2つある。

堆積作用。川、海、風などによって運ばれた未固結の堆積物（地層）。粘土、泥、砂利（礫）のほか、火山から噴出されたものも含まれる。鮮新世以降の若い時代のものが多いので大地の表層部を占め、表層地質と呼ばれることもある。厚さ（深さ）も数100m以上に達することもある。

岩石の変質作用。固い岩石がつぎのような作用で軟かい、もろい土に変る。a 風化作用：地表条件下（大気、水、植物の作用、温度変化、常温・常圧）で起こる。土壌の無機素材の供給者。地表に平行して分布し、厚さは1m以上から数10m以上に達する（花こう岩のマサ、ラテライト）こともある。b 熱水変質：地中における、火山ガス、温泉水など高温物質の作用、c 地中の断層（岩盤のくいちがひ）部分で、岩石が細かく碎かれる（断層圧碎帯、断層粘土など）。b、cは脈状をなして地中深くまでのびる場合が多く、厚さ（幅）も数10m以上に達することがある。

これに対し、農林学者側には全く異なった観点がある。

土層分化。それは植物を意識したもので、その生育の場である地表近くの1～2mの範囲には、いくつかの土層が発達していることを重視したものである。このような土層の集合した体制を土壌と呼んでいる。土層生成（分化）は、堆積作用でも岩石の変質作用でも説明のできない独得の作用で、地表の植物、地中動物などの生態系の活動や代謝物の付加・分解と風化作用、水の動きとが複雑にからみ合ったものと理解されている。

これら成因別の土の、それぞれに共通する概念は、《軟かく、水を含み、変形しうる》という既述の土の物質観である。

・イコールではないが、・からは生成しうる。空間的位置関係は、が地表付近を占め（土壌体）、・はその下位にくる（土壌のC、D層に当る）。

土壌の生態

およそ、自然物の本質に迫る方法には2つの面がある。生物を例にとれば、生理学と生態学である。前者は生物体内での生命現象を深く掘り下げようとするのに対して、後者は環境に対する生物の反応（適応）を究めようとする。後者は環境の変化に対応した生物の地理的分布を重視し、比較地理学的手法を取り入れる。生物地理学という分野もある。

土壌生成へのもう1つのアプローチは、後者の立場をとるもので、いわば土壌の生態学であり、土壌地理学であり、土壌を環境因子の総合化された自然物と見るものである。この見方は、上述の土層分化よりずっと前、19世紀の後半にロシアのドクチャエフによって唱えられたものである。欧米に流布するようになったのは今世紀に入ってかなり経った後であるが、土層分化説と総合され、現在の土壌生成学の主流をなしている。本特集号は、この観点にたっている。

総合化された新しい土の世界像を

現在の土壌観には、上述のような環境因子論を主流としつつも、岩石の風化物、植物生産の母胎という見方もまだかなり残っている。農学関係の土壌研究者が多いので、土壌の肥沃度（植物を養い育てる能力）を土壌の本質に数える説のあるのも無理はない。また、土壌物質の運搬・堆積過程を表わした運積土、崩積土という名称も使われる。ソ連の土壌学者（ネオドクチャエフ学派の）によって提唱され、日本にも広

く紹介されている、土壌型（土壌分類の基本単位）を決める原則がある。すなわち

《土壌型とは、同型の生物 気候的、水文学的条件下で発達し、その同定はつぎの5点による。

有機物の入り方、その変化分解過程。

無機物の分解過程と新しく生成した無機物および有機無機物の合成過程。

物質の移動と集積の性格。

土壌の断面構成（土層配列）。

土壌肥沃度の向上維持。

これらがすべて同型なこと》というものである。

この基準の中で は岩石が風化分解して粘土化する過程を考慮したもの、 は植物生産を強く意識したものである。この原則は、前段の環境因子、 ～ の土壌生成作用 土壌の生理、 の土壌の形態、 の土壌生産力と、この4つのカテゴリーが同型であることを述べている。ネオドクチャエフ学派の考え方からすれば、 と は、 ～ の必然的帰結であり、 ～ も環境因子が決まれば、おのずから定まるはずのものである。この屋上屋を重ねるような設定は、土壌自体の内的性質を重視する、環境因子の独断（地理的決定論）を避ける、未知の因子による同定の誤まりをチェックする、など慎重な配慮によるものと思われる。

この未知因子に当るものとして、土壌の歴史性がある。土壌は、古くは第三紀ないしは第四紀以降の地史（環境の変遷）をになって発展してきたものである。砂漠の中のラテライトなどは、現在の環境ではとても説明できない。過去に暑熱湿潤期があったと推定しなくてはならない。古土壌学の分野がこうした歴史性を解明しつつある。

上述の土壌観は、それ自体、すぐれて科学的であるが、対象が地表下わずか1～2mであり、農業サイドに偏りすぎるため、原材料としての土、土木の施工対象としての土は、大部分がその範囲からはみ出してしまい、卒直にいつてこれらの分野にアピールする力は弱い。今後は視野を広げて、土壌表層地質系を統一した、いわば、総合化された新しい土の世界像が樹立されることを期待する。

広葉樹林下の土壌

松井光瑤 = 林業試験場調査部長

日本は多雨気候下にあるので、植物群落としては森林がもっとも安定したものと考えられているが、それぞれの型の森林が成立してゆく過程には、激しい生存競争が行なわれる。一方、岩石から土壌ができてゆく過程においては植物の存在が必要であるが、個々の植物にとっても、土壌の状態によって生存競争の上で有利、不利がある。そこで、土壌条件が各種の森林の分布の仕方に影響を与え、この森林が土壌のでき方に影響を与えることになる。森林の土壌を知る上で、このような因果関係を理解しておく必要がある。

森林群落の生いたち

岩石の上に初めに定着する植物は、地衣類やコケ類といわれている。これらが生活を始めると、そこにホコリや水分を捕え、また自ら代謝物を出して岩石の風化を促進するとともに、自らの遺体を残留させて、後継植物のベットを用意する。次第にいろいろの高等植物の種子が発芽し競争を始めるようになるが、大きな植物が定着するようになると、これらの植物群自身が、光や風のあたり方、温度較差の緩和など新しい環境条件をつくりだし、これがまた、多くの後継植物に有利不利の条件をつくりだす。このように、群落の発達と土壌の生成とが関連しながら進展して、ある一定の段階までくると、ほぼ安定してあまり変化しなくなり、いわゆる土壌の極盛相とよばれる状態になる。この進展の速さや方向は、その場所の気温の高低や水分の過不足、岩石の種類などによって左右される。

広葉樹林と褐色森林土

広葉樹も針葉樹も詳細にみれば、いろいろの土壌のところに分布しているが、ごく大局的にみると、広葉樹林が成立している土壌には一定の特徴を見ることができる。ここでは、温帯（冷温帯ともいわれる）の広葉樹林を中心に述べる。温帯はブナ帯ともいわれるが、その土壌は褐色森林土で代表される。褐色森林土は、腐植を含んで黒褐色となっているA層と、適度に風化が進行して褐色となっているB層とをもっている土壌である<編注>。酸性で、A層には一般に団粒構造ができ、排水は良好で、また特別に乾燥することはない。すなわち、わが国の自然土壌としては、多くの植物にとって好条件の土壌といつてよい。したがって、多くの植物が生育し競争が盛んなため、森林を構成している樹木の種類は多いが、針葉樹林になることは殆んど

ない。これは、良好な土壌条件のところでは、針葉樹は広葉樹との競争に勝てないためと考えられている。

傾斜地形と褐色森林土の多様性

日本の地形は複雑で、また岩石の種類も多いので、褐色森林土といっても、出現する土壌の性質は変化に富んでいる。斜面の形を模式的に図1のように分けてその状況をみてみよう。

()の凸型の斜面では、aとbの部分は、水や土壌粒子が斜面の下方へ流去しやすく、土層は常に薄い。また、風や陽光の当りが良いから乾燥しやすい。

()の凹型斜面では、aの部分では水や土壌粒子は下方へ移動しやすいが、cには水も集まりやすく、土壌粒子も厚く堆積して土層は厚くなる。

()の平衡斜面では、aの部分は前二者と同じだが、bとcの部分では常に上部から土壌粒子が供給されるとともに下方へも移動してゆくの、一定の土層の厚さを保ちつつ土粒は交替している。

このことは、()のa、b点、()、()のa点では土層は薄く、強く養水分が少ない。()のb、c及び()のb点では、土層は適度に厚く、養水分も中庸で、しかも土壌が空隙に富んで膨軟である。()のcでは土層は非常に厚く、養水分にも富んでいることを意味する。

また、緩傾斜や平坦なところでは、水分の流去は少ないが、長年月にわたって安定しているので、土壌は一般に堅密になっている。

このように、土壌の性質は地形に対応して規則的に変化しているので、同じ褐色森林土であっても、植物にとっては大きな差となつてあらわれてくるのである。

温帯では、()のa、b、()のa、()のaの部分に針葉樹が成立しやすく、()のb、c、()のb、cの部分は広葉樹に占有されるのが普通である。しかし、同じ広葉樹林でも、水分や養分の多少によって、森林を構成している樹木や草の種類の組成は非常に異なってくる。とくに、()のaや()のaの部分は温帯であつてもポドゾル化が進行しやすく、ポドゾル性土壌や強酸性の褐色森林土が分布する。このようなところでは針葉樹が優占しやすい。

しかし、針葉樹であっても、()のb、c、()のb、cの部分では、人工的に植えて、若い時に雑草などを刈払って保護してやれば、養水分

条件が良いので成長は非常によい。林業では、このような所を選んで植林しているわけで、現在、スギやヒノキの有名な林業地は、自然の状態では広葉樹林になる所へ、人工的に針葉樹林をつくっているわけである。

豪雪地におけるブナの純林とその土壌

温帯はブナ帯ともいわれ、ブナ林が典型的なものであるが、温帯の下半分、とくに表日本では、ブナの純林は成立していない。ブナが優占する森林は裏日本のブナ帯の上半部に多い。さきに広葉樹林は多くの種類のものが入り合っていることを述べたが、裏日本の上半部の広葉樹林はブナの純林に近い。このようなブナ林の成立には豪雪の影響が強いと考えられる。純林状のブナ林地帯でも、ブナを伐採した跡には非常に多くの種類の幼木が発生するが、年を経るに従って次第にブナの割合が多くなってゆく。これは、多くの他の植物は雪圧のために曲げられ折られて、大木になり得ないのに対して、ブナは積雪に曲げられても次第に太くなり直立して大木になり得る性質を持っているからである。また、このようなブナ林では、土壌は一般に堅密で、その上、融雪による多量の水分のため湿性ポドゾル化しているところが多い。これはまた、ブナに有利な条件となる。

ポドゾルは一般に、温帯よりは寒い地方で、しかも針葉樹林下に出現するものであるが、わが国の温帯上部、とくにブナ林、ヒノキ林下の緩斜地にはポドゾルと同様な灰白色のA₂層をもった土壌が広く分布している。この土壌の母材は酸性岩および火山灰で、風化が進んで緻密重粘であり、また降水量（主として雪）の多い地域である。そこで、A₂層のできる原因は、酸性溶脱よりは、還元溶脱の方が強く働いた土壌と考えられ、現在その研究が進められているが、ここでは湿性ポドゾルとして類別し、断面の様相によって、鉄型と腐植型とに分ける。

また、わが国の温帯から亜高山帯にかけて、すなわち、褐色森林土領域とポドゾル領域の中間地帯では、冷温多湿のため、土壌中の腐植の多い、比較的湿潤で酸性の強い土壌が出現する。母材は火山灰の場合が多いが、性質は前記の湿性ポドゾルに近い。これは、暗色系褐色森林土として類別されている。

森林の回復と土壌条件

山火事や台風などで森林が破壊されると、非常に光を好む限られた種類の樹木が一斉に成立す

ることがある. 温帯の平坦地や緩傾斜地にはカ
 ンパ類が成立し, 傾斜地の石礫などが堆積した
 所にはハンノキ類が成立するが, これらは一時
 的のもので, 徐々にもとの森林に回復してゆく.
 その回復の速さは, もとの土壌状態, 温度や水
 分条件などによって差がある. 亜高山帯の上部
 で, 石礫や有機物が混って堆積した所にはダケ
 カンパの純林が成立しているが, ここには交替
 すべき他の有力な樹木がないので, ダケカンパ
 帯を形成しているのである.

温帯下部から暖帯下部にかけて, 純林状のアカ
 マツ林があるが, その多くのは, 広葉樹林
 の伐採の繰返しや, 放牧などのために地力が低
 下し, 一斉にアカマツが侵入したものと考えら
 れている. とくに, 瀬戸内海沿岸地帯では, 燃
 料などのために落葉を連年採取したので, 地力
 の回復ができず, アカマツ林として安定してい
 るように見える. 近年, 落葉採取が行われなくな
 って, 徐々に広葉樹が混ってくるようになった
 林が見られるようになった. すなわち, 人為
 的に土壌生成がマイナスの方向にむけられてい
 たためにアカマツ林となったが, 落葉が地表に
 還元されるようになり, これが分解して腐植と
 なり, 土壌生成が進行するにつれて, 広葉樹が
 進入し, これがまた, 土壌生成をさらに進行さ
 せて広葉樹林の土壌に変わってゆくのである. も
 ちろん, 瀬戸内海沿岸地域は, 雨量も少なく,
 花こう岩や石英粗面岩などの酸性岩が多いので,
 土壌は一度破壊されると回復が遅く, 長年月に
 わたってアカマツ林の状態を保つところも多い.
 褐色森林土の生成環境

乾燥気候下では, 草原が安定植生となって, 石
 灰分が多く, 表層が, 腐植で黒色になった土壌
 ができる. 樹木が侵入しても疎林になって腐植
 の生成が悪く表層土の色は淡い. さらに乾燥す
 ると植物の育成に不適となり腐植の生成も少な
 くなるから, 土壌は灰色を呈する.

多雨気候下では森林が安定植生となるが, 寒い
 地域では, 落葉などが分解せずに土壌の表面に
 堆積してポドゾル化の原因となる. 暖い地域で
 は, 落葉などは多量になるが分解が速いので,
 大部分は消滅してしまって, 腐植は少なくなる.
 この中間の地域では, 落葉は適当に分解して腐
 植として土壌の中にしみこみ適度に蓄積される.
 褐色森林土はこんな条件のところに生成される.
 多雨気候下のため, 土壌は酸性になるが, 土壌
 中に蓄積された腐植の中の養分は, 徐々に分解

されて植物に利用される. この腐植は森林状態
 下では蓄積が盛んで, 森林が伐採されると消耗
 の方向へ動く. 農耕もまた消耗を助長するが,
 熱帯のように激しくはない.
 森林は深く広く張った根から養分を吸収し, そ
 の相当部分を落葉として地表面に還元するから,
 森林下の土壌では, チッソ, リン, カリ, カル
 シウムなど各種成分が腐植とともに表層部に蓄
 積される. このことは, 成分の流失しやすい多
 雨気候下では, 土壌生成の面からも, 土地の肥
 沃度の面からも重要である. 褐色森林土といっ
 ても, 土層内での成分分布は, 森林, 草地, 畑
 など土地利用の差異によってかわることになる.
 また, 森林でも, それを構成している樹木の種
 類によって, 根の分布の様式や落葉の分解様式
 に少し差があるので, 土壌への作用にも差が生
 ずるが, この点, わが国のように地形の複雑な
 ところでは, 前述したように, 地形の影響の方
 が大きい.

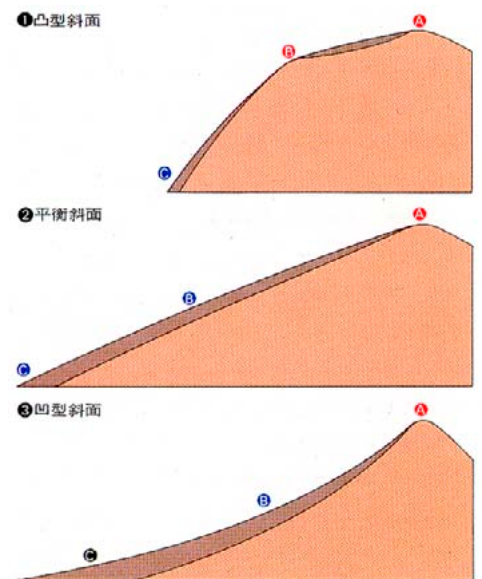
広葉樹林と黒ボク土
 温帯にも, 火山山麓や台地上に黒ボク土が分布
 する. しかし, そういった場所は, ナラなどの
 広葉樹に覆われているか, あるいは人工造林地
 であって, 原生林となっている例は見当らない.
 黒ボク土は, 腐植を多く含んだ黒色のA層と,
 褐色のB層をもった土壌で, A層は一樣に黒色
 で, A層とその下のB層との境界は明瞭なのが
 特徴である. 褐色森林土では, A層が上から下
 へ徐々に黒みがうすれて, B層へ漸変してゆく
 のであるが, 黒ボク土の場合にはその様相を全
 く異にしている. このことは, 森林と草地との
 根の分布の違いを思い出させる. 褐色森林土が
 森林下で生成された土壌であるのに対して, 黒
 ボク土は草原下で生成されたものと考えられて
 いる. 従って, 黒ボク土の上に成立している森
 林は, 原生林ではなく, 二次林か, または人工
 林であるのうなずかれる.

わが国の気候条件下では, 草地が長年月にわた
 って安定植生となることは考えられないから,
 火入れをともった採草や放牧など人為の影響
 と考えられる. 採草地や放牧地を放置すると,
 森林にもどるが, 東北地方の例のように, 強度
 の放牧が続いたと考えられるところには, アカ
 マツ林が成立しており, 他の多くの場合は広葉
 樹林となっている. 黒ボク土は, 一般に, 水分
 をよく保ち, 反対に団粒化が少なく通気性はあ
 まり良くない. 特に土壌が緻密になっていると

きは, ナラ, カシワなど純林状の森林になつて
 いる場合が多く, 団粒化が進んで通気性が良い
 ときには, 森林を構成している樹木の種類数
 が多いという傾向がある. スギの植林は黒ボク土
 の団粒化を促進するが多い.

以上, 温帯の広葉樹林下の土壌を中心に述べて
 きたが, 土壌と森林の種類との間には, お互い
 に影響し合う関係があり, これに, 火入れや伐
 採などの人為の影響で土壌の性質も変わってくる
 など, それぞれ入り乱れた関係があることを理
 解しながら判断する必要のあることを再記して
 おきたい. このとき, 基本になることは, 自然
 状態に放置しておけば, その場所の土壌生成は
 どの方向へゆくか, また, 人為が加わって変化
 した土壌の, もとの姿はどうであったのか, の
 判断である. この判断をするために土壌生成の
 知識が必要になるのである.

図1 - 山岳傾斜面の地形と森林土壌



針葉樹林下の土壌

山谷孝一 = 林業試験場東北支場育林部長

わが国の針葉樹林

わが国の大部分は温帯モンスーン気候に属し、国土の60%以上が森林からなる。植物の種類も多く、その生育はきわめて旺盛である。わが国に分布する針葉樹は、林(1960)によると8科16属44種20変種となっているから、一般に針葉樹とよばれるものだけでも40種以上に達している。これらのうち、古来、三大美林として知られてきたのは、青森のヒバ林、秋田のスギ林、木曾のヒノキ林である。また、北海道を除き、いたるところに分布しているのがアカマツ林であり、亜高山帯に特異な景観を与えているのがアオモリトドマツ林である。

これらの針葉樹天然林は、それぞれ、一定の環境条件、とくに、温度・雨量などの気候条件に支配されて分布するから、分布には水平的、垂直的な法則性が見いだされる。針葉樹のうちでもコウヤマキ属、スギ属、アスナロ属の3属は、わが国固有のものであり、固有の属を有することでは世界でも特徴的である。

針葉樹には人工林と天然林があるが、現在、わが国では両者の蓄積は相半ばし、また、おもな造林樹種はスギ、トドマツ、カラマツ、ヒノキ、アカマツなどとなっている。したがって、植物地理的に、あるいは林業的にみて特徴があるのは、エゾマツ、トドマツ、アカマツ、ヒバ(ヒノキアスナロ)、スギ、ヒノキ、アオモリトドマツなどである。これらの針葉樹の天然分布を示したのが図1である。

図にみるように、エゾマツ、トドマツは北海道に固有のものである。ヒバは、青森県の津軽・下北両半島に集団的に分布するほか、岩手県の早池峯山および佐渡ヶ島にも分布し、それ以南ではアスナロに推移している。スギは、秋田県北に集団的に分布し、日本海側に点在しているほか、太平洋側の紀伊半島、四国、屋久島にもまとまつた分布がみられる。ヒノキは、長野県木曾地方にもつとて広く分布し、木曾地方ではアスナロおよび亜高山性のシラベなどと混交している。アカマツは、北海道以外の各地に分布しているが、その分布は太平洋側に広く、とくに、岩手県には優良林が多い。アオモリトドマツは、東北日本の亜高山帯に普遍的に分布し、木曾地方ではシラベと混交している。

これらの針葉樹天然林のうち、北海道に固有のエゾマツ、トドマツは種々の土壌にまたがって分布し、特徴的な土壌との関連性を見だしに

くい。それで、ここでは樹種と土壌との結びつきが認められる。アカマツ、ヒバ、スギ、ヒノキ、アオモリトドマツに対象を限ることにした。なお、森林限界に生育するハイマツの下には、樹種と土壌との結びつきが明瞭に認められる山岳ポドゾル土が分布するが、この土壌は、表紙写真をもって説明することとし、ここでは触れない。

主要針葉樹天然林下の特徴的土壌

前項で述べたように、主要針葉樹の天然分布には、ある程度まで地域の特徴は認められるが、それらをすべて、水平的成帯性をもつ森林とはみなしがたい。しかしながら、丘陵帯のアカマツ林、山地帯のヒバ林、スギ林、ヒノキ林、亜高山帯のアオモリトドマツ林の分布には、垂直的成帯性が認められ、それぞれ、それらに対応した生成的土壌があらわれている。

主要針葉樹天然林と生成的土壌の垂直的分布は、図2のとおりである。もちろん、各針葉樹林下には局所地形に応じた種々の土壌があらわれるが、ここで、各針葉樹林下の特徴的土壌として取扱ったのは、二次的に変動の少ない残積性土壌で、しかも、極相的な形態を呈しているものに限っている。

アカマツ林下の土壌

アカマツは代表的な陽樹で、現在の天然林は放牧、採草、火入れなどによる裸地化によって更新したものが大部分である。アカマツ林下の代表的な土壌は、赤(黄)色系褐色森林土と淡黒ボク土である。

赤(黄)色系褐色森林土 この土壌は、低海拔の丘陵、台地に普遍的にあらわれる。垂直的分布からは褐色森林土の下部に位置し、褐色森林土と赤(黄)色土との推移型をなしている。腐植土層の発達には貧弱で、下層は赤褐色あるいは黄褐色を呈し、推積状態はきわめて密である。酸性はかなり強いが、物質の移積はほとんどなく、置換酸度は、表層から下層にかけて急増している。このようなことからこの土壌は、脱塩作用の進んだ母材に由来し、温暖風化の傾向を示していることがわかる。

また、この土壌の分布地域には古赤色土が島状に介在しているので、赤色風化母材の影響についても考えなければならないようであるが、低海拔地域の温暖気候下に生成した成帯的な土壌であるとみなして差支えない。この土壌は、遠藤(1966)の赤黄褐色森林土と同類のものである。

淡黒ボク土 この土壌は、丘陵帯から山地帯にかけて分布するが、東北日本では低海拔の火山山麓、丘陵、台地などに典型的な発達を示し、アカマツ天然林によって優占されていることが多い。黒ボク土の生成には草原植生と火山灰母材が必要とされており、黒色の、比較的厚いA層を推積し、その下部にA層とは明瞭に区画される明褐色のB層をもつのが特徴である。しかし、草原植生から森林に推移し、アカマツ天然林に優占される段階では、黒色のA層が黒褐色に退色するのが普通である。このような土壌を淡黒ボク土とよんでいるが、層位の構成状態は黒ボク土と同様である。丘陵帯のアカマツ林下にあらわれている淡黒ボク土は、A層の形態は赤色系褐色森林土と異なるが、下層の形態はよく似ており、また、酸性および塩基の状態など、土壌の性質にも共通したところが多い。

ヒバ(ヒノキアスナロ)林下の土壌

ヒバ天然林の垂直的分布は、丘陵帯上部から亜高山帯下部にわたっている。もっとも集団的に分布する津軽・下北半島では、主として山地帯下部に普遍的にあらわれている。ヒバ天然林下には、種々の酸性褐色森林土があらわれるが、鈍頂峯部や台状地形で、ヒバが密な純林を形成しているところでは、かなりの程度にポドゾル化作用を受けた土壌が生成している。このような土壌を乾性ポドゾルとして類別しているが、これがヒバ天然林の特徴的な土壌である。

このように、この土壌の生成には、局所的な乾性地形と密なヒバ純林とが必要要素である。このような条件下では、モル型の有機物層を厚く堆積し、強酸性を呈するため、鉄、アルミナなどの二三酸化物の移積がおこる。その典型的な発達を示すものでは、肉眼的にも溶脱層や集積層が明らかに識別される。同じような乾性地形条件でも、ヒバ林以外のところには、ポドゾル化土壌の生成がなく、褐色森林土があらわれているので、ヒバ林がポドゾル化土壌の直接的な生成要因であることがわかる(扉写真参照)

スギ林下の土壌

スギ天然林の垂直的分布は、おおむね、ヒバ林と重複する。スギ林は、秋田県北に集団的な分布を示し、日本海側に点在する傾向がある。集団的に分布する出羽丘陵北部のスギ天然林下には、比較的うすい黒色のH A層を堆積し、重粘、カベ状の、腐植の汚染の少ないB層、C層からなる重粘土壌があらわれている。この土壌は、

HA層直下のB₁層上部に表層グライ斑をともなうため、表層グライ化褐色森林土として類別されている（扉写真参照）

この土壌は、多雪多雨気候、平坦地形、重粘な酸性母材をおもな生成因子とし、酸性腐植の生成、内部排水の不良により、表層の還元化が促進され、表層グライ化を生ずるものとみられている。スギ落葉の分解によって、きわめて多量の置換性石灰が供給されるが、腐植土層の反応は強酸性であり、また、無機質土層は下層ほど置換酸性をきわめて増加する特徴がある。

ヒノキ林下の土壌

ヒノキ天然林は、木曽地方を中心として集团的に分布し、垂直的にはヒバ林と同様に丘陵帯上部から亜高山帯下部におよんでおり、アスナロと重複している。天然分布の主体をなす木曽地方では、弱度にポドソル化をうけた褐色森林土が主として分布している。（図2では省略）

ところがまた、石英斑岩のような酸性母材で、準平原状地形のヒノキ林下には、これとは別に特徴的な鉄型湿性ポドソルがあらわれている。この鉄型湿性ポドソル土壌は、黒色、脂肪状のA₀層・灰白色、カベ状で、時には鉄斑をともな

うグライ状のA₂層、鉄の集積が顕著で、時にはiron panをともなうB層からなり、形態の特徴からはKUBIENA(1953)のモルケンポドソル(Molken Podosol)によく似ている。酸性が強くと、塩基類に乏しく、乾性ポドソルと比較して、Al₂O₃よりもFe₂O₃の移積が顕著なのが特徴であり、表層還元の影響を強くうけている。

この土壌の生成には、海拔高が比較的高く、地形が平坦ないし緩斜地で、重粘な酸性母材であることが必要である。このようなところでは酸性腐植を生成し、内部排水が不良で、表層還元を生ずる条件を具備している。したがって、この土壌の生成条件は、前述の表層グライ化褐色森林土の場合と共通しているとみて差支えない。乾性ポドソルとは異なり、とくに樹種との結びつきは強くなく、このような生成条件を具備するところに生成しているが、全体的にみて、日本海型の環境下に特徴的な分布を示している。

アオモリトドマツ林下の土壌

アオモリトドマツは、シラベとともに亜高山帯の代表的な樹種であり、東北地方から中部地方にかけて分布している。亜高山帯の平坦、緩斜地には、黒色、脂肪状のH層あるいはHA層を

堆積し、かなり下層まで腐植によって汚染された、多湿な土壌が分布している。腐植によって汚染されているために、肉眼的に溶脱層は認めにくい。溶脱部位には灰白色の砂を混入し、また、鉄の集積が認められるところから、物質の移積もおこなわれていることがわかる。このような土壌を腐植型湿性ポドソルとして類別している。

全層を通じて酸性が強くと、置換性石灰はわずかに表層に存在するだけであり、かなり激しく溶脱作用がおこなわれている。この土壌の多腐植については火山灰母材の影響についても考えなければならないが、亜高山帯の寒冷多湿気候が有機物の分解を妨げる最大の要因であるとみなされている。腐植の給源としては、林床に密生しているササ類および湿原植生が主役をなしているものと考えられ、生成的にはJOFFE(1949)のMountain Meadow Soil(山岳腐植土)と共通したところがある。なお、わが国の天然林と森林土壌との対応関係を示す模式図を32頁・図2-4に示したので参照されたい。

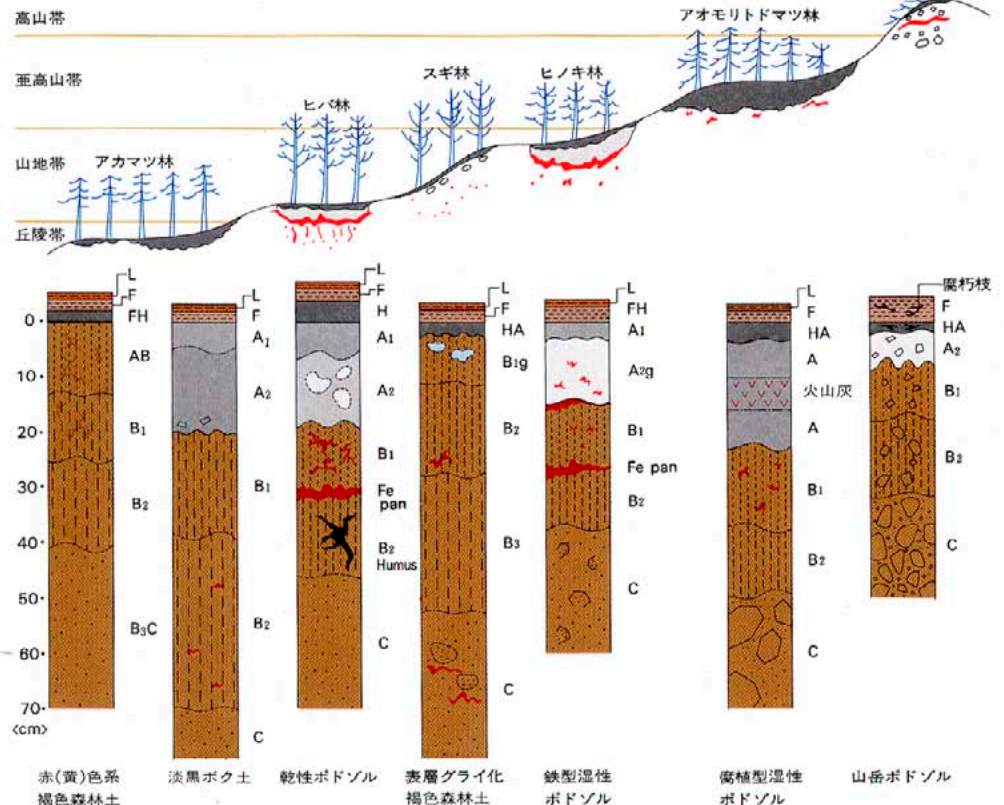
図1 - 主要針葉樹の天然分布

<林・日本産針葉樹の分類と分布, 1960>



図2 - 主要針葉樹の天然分布と各針葉樹林下の特徴的土壌

<著者原図,ただし、鉄型湿性ポドソルは竹原,1957の資料による>



常緑広葉樹林下の土壌

遠藤健治郎 = 東京大学農学部

わが国の常緑広葉樹林は、亜寒帯林、冷温帯林、中間温帯林と同様に、夏雨型多雨気候条件下に成立し、暖温帯林と亜熱帯林に分けられている。暖温帯林は、暖帯林、照葉樹林とも呼ばれ、西南日本に広く分布し、シイ類、カシ類、タブ、クス、イスノキなどの常緑広葉樹によって特徴づけられており、冬の寒さに耐えることのできるように芽が鱗片によって覆われている。

亜熱帯林は、アコウ帯林、亜熱帯多雨林とも呼ばれ、南西諸島および小笠原諸島に分布し、暖温帯林の植生に類似しているが、冬季の気温が高いために、アコウ、ソテツ、ピロウなどの熱帯植物がまじっている。

暖温帯林下の土壌

西南日本のシイ、カシ、タブなどの生育している地域には、東北日本のブナ林下の褐色森林土に断面構成上は類似しているが、土色が明るい土壌が分布している。この土壌は、土壌地理学上は、湿潤冷温帯の成帯性土壌である褐色森林土から、湿潤亜熱帯の成帯性土壌である赤黄色土への汎世界的な“移行型”であって、ゲラーシモフ(1958)、馬溶之(1958)、松井健(1964)は、黄褐色森林土という名称を、遠藤(1966)は赤黄褐色森林土という名称を与え、いずれも独立した成帯性土壌として位置づけることを提案している。

褐色森林土と同様に、この赤黄褐色森林土もかなり幅の広い生物気候条件下に生成されているので、西南日本の自然植生を暖温帯林とする地域の成帯性土壌を、私(1963)は暖帯林土壌と略称し、ニュージーランドや黒海東岸の赤黄褐色森林土と区別している。この暖帯林土壌は、鈴木時夫(1951)のスタジイ群団下の成帯性土壌“シイ型森林土”の別名であり、西南諸島および小笠原諸島の亜熱帯林下の成帯性土壌、すなわち成帯性赤黄色土は含まれていない。

暖帯林土壌と褐色森林土・地形による類似点

暖帯林土壌は、わが国のブナ林地域の褐色森林土と同様に、主として山地(傾斜地)の土壌である。そのために、地形が土壌の生成に対して強く影響し、地形条件に対応して、それぞれ特徴の異なった一連の土壌タイプが狭い地域内に出現している。また各土壌タイプには、その土壌に適応した一連の植物群落が成立している。図3はこの関係を示したものである。

この暖帯林土壌の各タイプは、ブナ林地域の同じような地形条件下で生成されている褐色森林

土の各タイプ(注1)と、断面形態および理化学的性質がかなり類似している。図3にみるように、YBA, YBB, YBD, YBE型土壌は、褐色森林土に属するBA, BB, BD, BE型土壌にそれぞれ類似している。

暖帯林土壌と褐色森林土の相違点

しかし、両者の間には重要な相違点がある。まづ断面形態の上からいうと、暖帯林土壌は一般的にA₀層の分化が弱度で、とくにH層の発達が悪い。また、A, B層とも褐色森林土に比べ明るく、B層の色調が黄褐色あるいは帯赤黄褐色(橙色)を呈し、褐色森林土の褐色と区別される。暖帯林土壌の土色は、母材の色調(地史的な風化履歴をも反映している)に支配される度合いが強い。私が、土色による命名を避けたのもこの理由による。また、風化土層(A層+B層)の厚さは、一般的に褐色森林土に比べ厚い。このほか、BA型土壌は通常やせ尾根筋に分布が限られているが、YBA型土壌は、図3にみるように斜面上部にかかなり広く分布しているなど分布上の相違もある。

さらに褐色森林土においては、斜面上部のBA, BB型土壌に、しばしば、ツガ、ヒノキ、ヒバなどの針葉樹の純林が成立し、土壌のポドゾル化が認められるが、YBA, YBB型土壌には、このような針葉樹の純林が形成されることは極めて稀であって、通常その場合もポドゾル化は認められない。

図1に、同じタイプの暖帯林土壌と褐色森林土(母材は同じ石英斑岩、共に約45年生の一代目ヒノキ植栽林、残存植生によって以前はBB型土壌にはブナ林が、YBB型土壌にはウラジロガシ林が成立していたことが推定される)の若干の化学性を示した。

暖帯林土壌は、腐植の含有量については褐色森林土に比べ各層位ともかなり少なく、pH値に関しては各層位とも高く、ことにA層の価が大きい。置換性H⁺イオン、加水酸度、易溶性鉄の分布は、腐植の断面における分布に類似し、置換性H⁺イオンおよび易溶性鉄の量は、両土壌の差を強く示している。

置換性H⁺イオンが暖帯林土壌のA層に少ないことは、図示されているようにA₀層の発達が弱く、酸性腐植が生成されることが少ないために生じたものと解せられ、A層のpH値が高いことに対応している。

易溶性鉄は、一般的に暖帯林土壌と褐色森林土

の相違を強く現わすものであって(遠藤:1968)、暖帯林土壌においては褐色森林土に比べ腐植酸の生成が少なく、非晶質遊離鉄と腐植酸の結合があまり進まないために、非晶質遊離鉄の結晶化が進行し(暖帯林土壌の土色を特徴づける赤黄色は、結晶性遊離鉄によるものである)、遊離鉄が低濃度の酸による短時間(5分)の作用では溶けない状態になっているためにその量が少ないと考えられている(永塚:1973)。

このように同じタイプに属する暖帯林土壌と褐色森林土は、類似した性質をもっと同時に各成帯性土壌に固有な特徴をもっている。

二つの土壌におけるヒノキ植栽林の生長経過

暖温帯地域には、冷温帯のいわゆる定在樹種であるヒノキ、スギなどの植栽が古くから行なわれている。図2は、緯度のほぼ等しい三戸山林と木谷山林における、植栽ヒノキ林の樹高生長経過を示したものである。YBB-(K)は木谷山林の石英斑岩を母材とする土壌、YBB-(S)は三戸山林の中生層砂岩・頁岩を母材とする土壌における植栽ヒノキ林の樹高生長経過であるが、生長経過は極めて類似し、母材の差による影響は認められない。

同じタイプに属する暖帯林土壌と褐色森林土(たとえば、BA型土壌とYBA型土壌)におけるヒノキ植栽林の樹高生長は、YBB, BB型土壌を除けばかなり類似し、タイプ間の差は大きい。しかし少し細かく見ると、各タイプにおいて暖帯林土壌における生長が初期~中期において優れ、中期~後期において劣っていることがわかる。初期の生長がBB型土壌に比べて遥かに優れているYBB型土壌においても、林令約60年でBB型土壌に追い抜かれることが推定される。スギ植栽林についても同じような傾向が認められている。

樹木の生長は土壌条件だけでなく、気候条件(この場合は主として温度条件)によっても支配される。それゆえ、このような両成帯性土壌におけるヒノキ林の生長経過の相違は、土壌の理化学的性質の相違というよりも、土壌の性質と切り離すことのできない土壌生成条件の差に由来するものといえよう。しかし、このような生長経過の大きな相違は、暖帯林土壌と褐色森林土を区別することが、土地利用の面からも合理的であることを示している。

注1 大政正隆(1951)は、褐色森林土の"土壤タイプ"を土壤断面形態の特徴(主として堆積腐植層、土壤構造、色)によって、土壤の年間の水分状態を類推し、乾燥から湿潤へとA、B、C、D、E、Fに系統的に類別し、この褐色森林土の英語名、Brown Forest Soilsの頭文字BをとってBA、BB、.....BF型

土壤と名付けた。暖帯林土壤の各土壤タイプ、YBA、YBB、.....YBF型土壤は、それぞれBA、BB、.....BF型土壤に対応し、YBは暖帯林土壤の別名である黄褐色森林土 Yellow Brown Forest soilsの頭文字YをとってBに付記したものである。(遠藤)

暖帯林土壤の分布範囲

日本土壤図には、暖帯林土壤=(赤)黄褐色森林土は、褐色森林土と一緒に図示されている。暖帯林土壤の分布範囲は、今までの調査結果によると、本多静六(1900)が暖帯林の分布する地域として図示した範囲とみなして大きな誤りはないと考えられる。

現在の冷温帯、中間温帯、暖温帯の分布境界が成立した時代は、地史的にはそれほど古いものではなく約5000年前と考えられる。この境界は後氷期以後の気候変動にともなう植生の複雑な南下、北上、下降、上昇によって形成されたものであって、樹種による気候条件に対する生理的な特徴、樹種による移動速度の差、樹種による土壤条件に対する適応力の強弱、樹種による人間の干渉に対する適応力の差、などの結果として生じたものである。そして、これらの複雑な地史的履歴が、土壤断面に多少とも刻み込まれている(たとえば土色)、さらに、この履歴的な土壤の性質が、現在の植生を規定している場合もある(たとえば古赤土)。

暖帯林土壤と褐色森林土は、隣接している土壤であって、ともにポドゾルのように物質の移動集積が断面形態に顕著には認められない土壤である。それゆえ、上述したような土壤断面に刻み込まれた複雑な履歴をよみとって、暖帯林土壤と褐色森林土の境界を定めることは、現在よりも、将来においても極めて困難であると予想される。

他方、森林立地懇話会(増田・岡上:1972)で作成した吉良竜夫の暖かさの指数(一種の積算温度)の等値線(90°~185°)、と本多の暖帯林の分布地域を比較すると、予想以上に両者の境界は類似している。このことは、田中謙(1885)のクロマツ叢(暖帯)を修正した本多の暖帯林の分布が、温度条件に支配されていることを示している。

結局、暖帯林土壤と褐色森林土の境界は、両成帯性土壤の最も大きな成因的相違である温度条件を反映している現在の植物群落によって決定するのが最も行ない易い。この際は単に樹木のみならず、ササや草本にも気候条件的指標植物が多く、ことにシダ植物には指標値の高いものがある。この際、各植物の分布に対する生態学的・地史的な知識が必要である。

図1 - 同じタイプの暖帯林土壤と褐色森林土の化学的性質

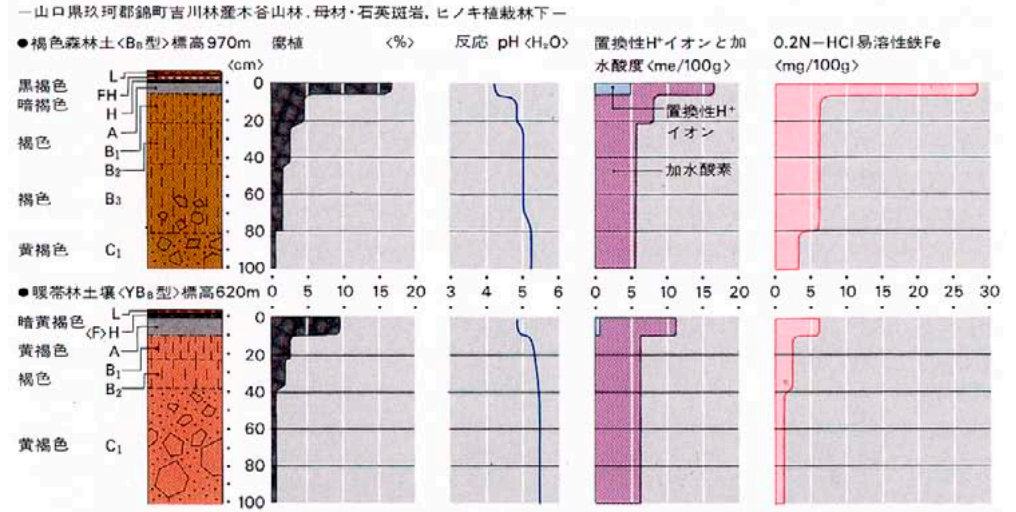


図2 - 暖帯林土壤と褐色森林土の各土壤タイプにおけるヒノキ植栽林の樹高生長経過

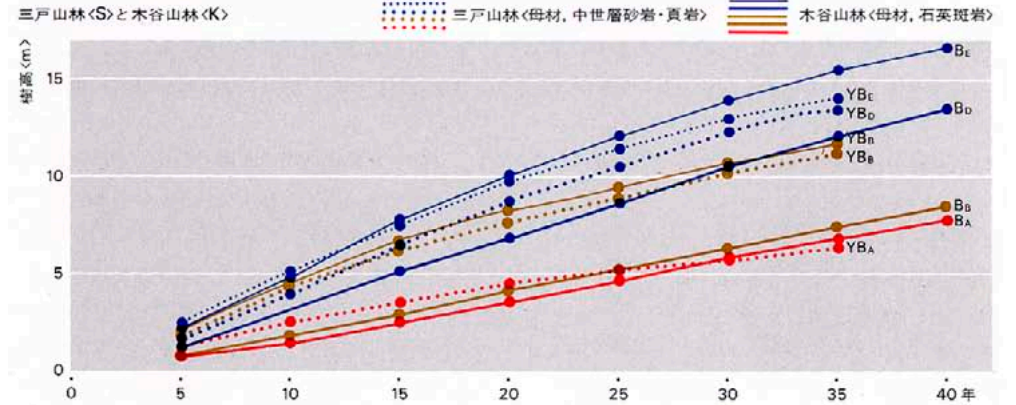
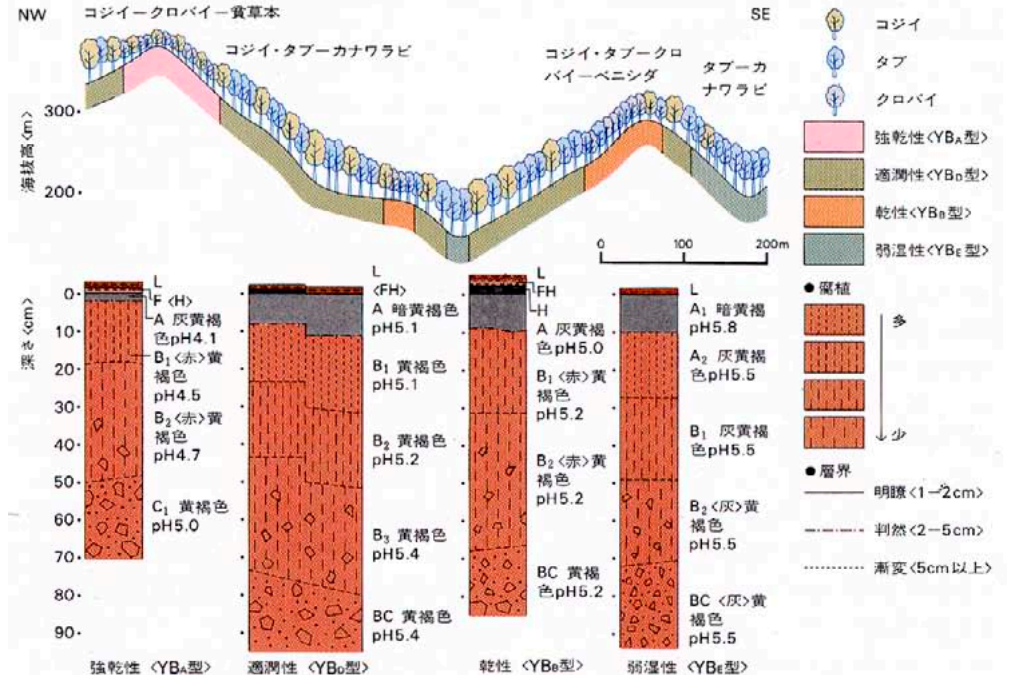


図3 - シイ・タブ林と地形・土壤との関係



赤黄色土

松井 健 = 地域開発コンサルタント

新幹線によって西に進むと小田原、三島あたりでは、箱根山や愛鷹山の間山麓に、火山灰土壌を耕作した畑やみかん園がみえかくれする。静岡を過ぎ、大井川の鉄橋を渡って牧野原台地にさしかかるところから、茶畑の土が火山灰土壌よりも明るく赤味がかってきたことに気の付いた人もいるだろう。土取場や宅地造成の切り割りではもっとはっきり分る。この赤っぽい土は、近畿、中国から博多まで、新幹線沿線の丘陵や台地の大半を構成している。この土は日本の代表的な土壌の一つで、赤黄色土とよばれる。

断面形態

赤黄色土の代表的な断面形態は、つぎのような特徴をもっている。

最表層には、褐色森林土にみられるような、落葉が腐朽し堆積した粗腐植層(A₀層)は、ほとんどみられない。火山灰土壌で典型的に発達している黒い腐植層(A層)も発達がわるく、厚さは10cm以内であり黒くない。また火山灰土壌や褐色森林土のA層のように、細かい土粒からなる構造(粒状構造)も、あまり発達していない。

A層の下の明るい土層(B層)は、この土壌を識別する上で一番重要な層で、数10cmの厚さをもっている。色は赤褐色(レンガ色)、オレンジ色、黄色などの暖色系で、火山灰土壌や褐色森林土のような、くすんだ感じがなく鮮明(彩度が高い)なのが特徴である。B層の色が赤みの強い土壌を赤色土、黄味が強い土壌を黄色土とよぶが、色以外の性質は似ているし、両者は近接して分布することが多いので一括して赤黄色土とよんでいる。同一地形面上では、水はけのいいところに赤色土、排水不良のところに黄色土が分布する傾向がある。また、もともと鉄分に富む母岩からは赤色土が、鉄分にとぼしい母岩からは黄色土がしやすい。その他、後述するように、古い地形面上には赤色土、隣接の新しい地形面上には黄色土が分布する。

B層の粒度(土性)は、一般にA層よりも粘土質である。乾くと固くなるが、湿めると粘りが強く、掘りにくい。スコップで土をすくうと、角ばった大きな土塊に割れ、ラテライト性土壌のように、凝集した固い粒の集りにはなっていない。黄色土では、下部に水酸化鉄の鉄サビ色の沈殿物(斑紋)がみられることが多い。

赤色土のB層の下位には、赤色部と灰色部が霜ふりロース状、または縞状に混り合った模様か

しばしば認められる。これは網状斑とか虎斑とかよばれ、赤色土の特徴の一つである。

理化学的性質

ここでは主に、菅野一郎(1961)の業績を参考に、赤黄色土の性質をまとめてみる。

粒度は一般に粘土質で、径2ミクロン以下の粘土を40%以上ふくむことが多い。A層の粒度はB層よりも粗い傾向があるが、これはA層中の粘土分の一部が雨水に洗い流され、一部は浸透水とともにB層に移動したものとみられる。乱さない土壌試料を合成樹脂で固化し、薄片を作った偏光顕微鏡で観察すると、孔隙中に浸透水に分散した粘土がA層からB層に移動し、孔隙の壁に沈着している状態がよく分る。(扉写真参照)

土壌から分離した細砂(径0.2~0.02mm)の鉱物組成を偏光顕微鏡で観察すると、輝石、角閃石、黒雲母のような有価鉱物(Fe、Mgに富み、風化され易い鉱物)がひじょうに少なく、風化に強い石英に富んでいる。このことから、赤黄色土が著しい風化作用の産物であることが分る。径2ミクロン以下の粘土を分離し、X線回折、熱分析、化学分析などの方法で、粘土の鉱物組成を調べると、一般につぎのような傾向がある。母岩の種類にかかわらず、メタハロイサイトを主成分とし、ヘマタイト、ゲーサイトなどの酸化鉄鉱物をかなり含んでいるのが共通の特徴である。このほか、母岩の組成に応じ、頁岩や粘土岩を母岩とする土壌ではイライトやパーミキュライト、花こう岩のように雲母をふくむものでは、パーミキュライトやクロライト、ギブサイト、凝灰岩起原のものではモンモリロナイトなどを副成分として含んでいる。A層の腐植含量は5%以下で、深さとともに急減する。腐植の中では、安定な腐植酸よりも、不安定でFeやAlと結合し、移動しやすいフルボ酸の比率が高いのが特徴である。

粘土分の化学組成は、SiO₂/Al₂O₃の分子比が1.0~3.0で、カオリン鉱物(メタハロイサイト)が主成分であることを裏づけている。この値は、褐色森林土やポドゾルよりも明らかに低く、熱帯・亜熱帯のラテライト性土壌よりも高い。遊離の酸化鉄含量は数%で、褐色森林土よりも高く、その大半は結晶質で、褐色森林土や火山灰土壌の遊離酸化鉄の大半が非晶質であるのと同対照的である(永塚鎮男, 1975)。赤黄色土のB層の鮮やかな色調は、この結晶性酸化鉄によるも

ので、赤色土ではヘマタイトが、黄色土ではゲーサイトがそれぞれ主役を演じている。

陽イオン交換容量CECは、100g当り20mg当量以下であり高くないが、モンモリロナイトを含むものでは20~40mg当量と高くなっている。陽イオン交換とは、土壌の粘土や腐植の特有の性質で、陽イオンを他の陽イオンと交換可能な状態で、粒子表面に吸着保持する機能をいう。この容量が大きいほど、植物の養分元素の保持力が大きい。赤黄色土のCECの低さは、この土壌の生産力の低さの一因である。

pHは4.5~5.5で強酸性であり、CEC中水素イオンの占める割合(塩基未飽和度)は、80%以上に達する。このことは、土壌に吸着されていた塩基(カルシウム、カリウム、マグネシウムなど)の大半が、浸透水により洗い流されて(洗脱されて)しまっていることを示しており、赤黄色土の生産性を著しく低めている。

生成過程と分類

以上のような断面形態と理化学的性質とから、この土壌の生成過程をつぎのように読みとることができる。

湿潤温暖な気候条件下で、風化作用は隣接の他の土壌(褐色森林土や火山灰土壌)とはくらべものにならない程著しく進み、有価鉱物の大半と無価鉱物のかなりの部分(長石など)は、分解して多量の粘土を生成した。分解生成物中の珪酸や塩基類の大半は、洗脱して土壌系外に去り、残留した粘土の組成は、他の土壌にくらべてFe、Alに富み、土壌を赤、黄色に色づけたが、熱帯・亜熱帯のラテライト性土壌にくらべると珪酸が多い。そのためラテライト土壌のB層のように、凝集した固い粒子の集まりにはならず、鉄分に富んだ豆石もできていない。生成した粘土の主体はカオリン鉱物なので、風化作用の内容はカオリン化の段階にある。

ポドゾル化作用は認められないが、フルボ酸により遊離鉄が溶脱して、A層直下が黄色に退色していることが多い。A層の粘土分の一部は、孔隙を通過してB層に機械的に移動している(レシバージュ作用)。また、粘土表面に吸着されていた塩基も大半が洗脱し、土壌は塩基未飽和になり、強酸性を呈している。

以上のことから、赤黄色土は著しい風化作用と洗脱作用の生成物とみなすことができる。

このような生成過程からみて、日本の赤黄色土は、土壌分類学上、湿潤温帯の褐色森林土と熱

帯・亜熱帯のラテライト性土壌の中間的位置を占める土壌型とみられ、菅野一郎により赤黄色土 Red yellow soils と命名された。これと類似の土壌は、北米東南部（赤黄色ポドゾル性土、赤褐色ラテライト性土）、中国揚子江以南（紅壤、黄壤）、インド（酸性赤色土）、ソ連黒海沿岸（赤色土）、オーストラリア東部（クラスノゼム）等に分布している。なお、扉写真に示した赤色土下層の網状斑や虎斑は、重粘な土層中に停滞しやすい浸透水の影響で、酸化と還元が反覆されたため（疑似グライ化作用）にできたものとみられる（三土正則、1967、1972）。

生成時期と生成環境

上述のように、赤黄色土の風化作用と洗脱作用は、隣接の他の土壌にくらべ、きわめて著しい。従来はその原因を、この土壌の主な分布地域である西南日本の温暖温潤な気候条件に求めていた。ところが大政正隆ら（1955）は、この分布区域からかなり外れた新潟県下で赤色土を見出し、この地域の現在の気候条件ではその成因を説明できないので、地質時代の温暖期に生成した古土壌の残存物（レリック）とみなした。筆者等もこれに刺戟され、東北、北陸地方から北海道オホーツク海沿岸にいたる東北日本各地に、赤黄色土の赤色土群を見出した（図1）。これらの産状を第四紀学的手法で研究した結果、

これだけでなく、西南日本の赤色土も、その大半が、洪積世温暖期に生成した古土壌の残存物であることを見出した（松井・加藤、1962）。日本の海岸段丘を氷河成海水準変動と関連づけて、高位、中位、低位に三分した場合、日本の赤色土の大半は、中位段丘堆積物（南関東の下末吉層相当層）の堆積期に相当する温暖期（間氷期）に生成した古赤色土である。というのが筆者等の見解である。この期間に、数万年のタイムスケールで進行した風化作用と洗脱作用の規模の大きさを想定すれば、赤黄色土の特性は十分に説明できるだろう。

この推論の根拠は、日本の洪積台地上の赤色土の大半は、高位段丘（南関東の多摩面相当面）上に分布し、中位段丘には少なく、低位段丘には皆無であるという事実である。その上、キメ手になるのは、高位段丘の赤色土を被う火山灰などの被覆物の存在で、とくに火山灰の場合には、その時代を判定し易いので、古赤色土生成時期の上限を知るのにきわめて有効である。その一例を図2に示す。ここで古赤色土の生成時期は、高位段丘形成後、その侵食末期 中位段丘構成層の堆積期（下末吉期）に相当し、その上限は八女粘土層（新期阿蘇溶結凝灰岩の周縁堆積相）の堆積期 南関東の武蔵野ローム期に限定される。この時期の古赤色土生成は汎日本

的で、東北、北陸からオホーツク沿岸にいたるまでの大半をふくむ。

しかしその後、低位段丘の堆積期にもう一回赤色土が生成されたことは確実で、東海、近畿地方の中位段丘上に分布するオレンジ色の赤黄色土は、高位段丘上の古赤色土（古期古赤色土）よりも、厚さ、風化の程度は劣るが、明らかに古赤色土（新期古赤色土）に属している。両者が隣接して分布する例を図3に示す。

古赤色土の生成環境を推定するには、二通りの方法がある。一つは中位段丘構成層中の古生物化石による方法で、大阪・明石付近の同層準から発見されたナンキンハゼやアブラギリ等の亜熱帯性植物の化石は、明らかに間氷期の温暖気候を指示している（市原ら、1958）。

他方は、現在生成と思われる赤黄色土の生成環境と比較する方法である。中国大陸東岸の赤色土分布地域の年平均気温20 前後・常緑広葉樹林という環境条件は、古赤色土生成時期の環境を指示している。

さらに、間氷期の平均気温そのものよりも、むしろ一定の気温をこす期間が数千～数万年のオーダーで持続したことと、かなりの降水量による著しい溶脱条件の持続とが、赤色土生成をもたらしたとみるべきであろう。

図1 - 赤色土の産地<松井、1967>

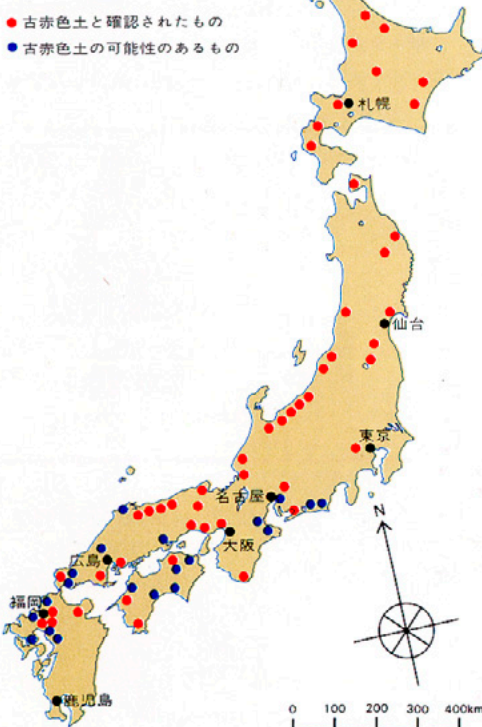


図2 - 筑後平野周辺の洪積台地における赤色土の産状 <松井・加藤、1962>

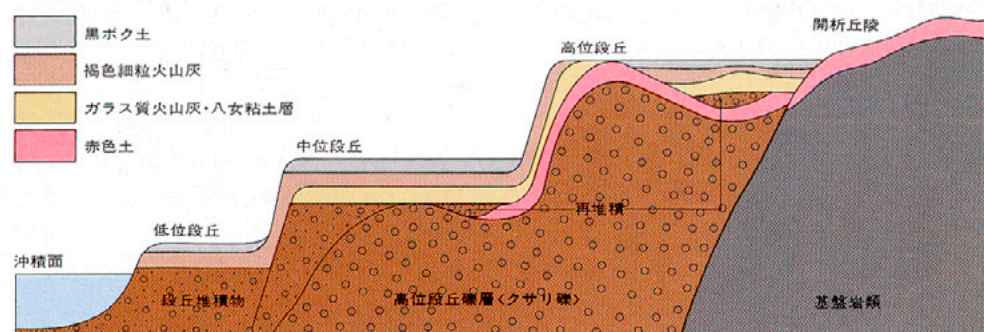
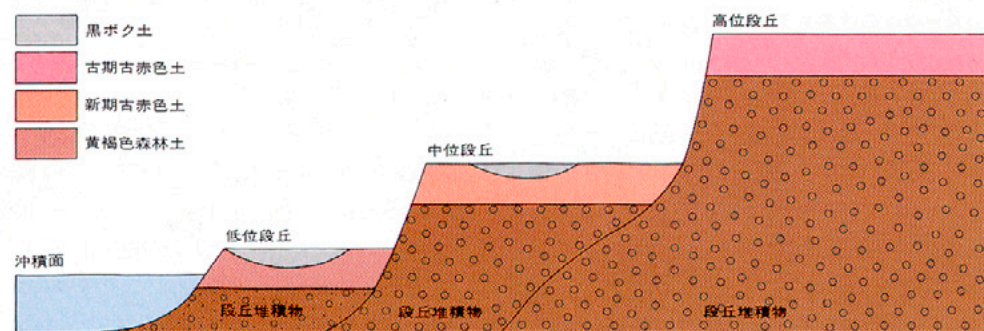


図3 - 東海地方の洪積台地における地形面と土壌の関係 <松井・加藤、1962>



黒ボク土 <火山灰土壌>

加藤芳朗 = 静岡大学農学部教授

はじめに 黒い土

富士、阿蘇、浅間など、観光地の火山を訪れた旅行者のうちで、山麓にひろがる畑の土の色が黒いのに気付いた人も相当いるであろう。火山からかなり離れた東京近郊などにもある。日本全体では、約6万平方キロ、全面積の約16%に達し、その大半が畑地となっていて、農業にとって大へん重要な土壌である。黒さの点では、黒泥土、チェルノジョーム（黒土を意味するロシア語、きわめて肥沃）とともに、世界の三羽烏である。ここでは、この黒さがどうしてできたかを考えてみようと思う。むかしから農家では黒ボクと呼びならわしているの、以下では黒ボク土と呼び、火山灰は、母岩（土壌の出発となる無機物 岩石）の意味で使うこととする。

黒い色の本体

黒い土の畑で土いじりをすると、手が黒く汚れて石ケンで洗ってもなかなか落ちないことがあり、黒い色のもと非常に微細な粒子であろうと推定される。水溶液の中に分散されるといつまでも沈まないのがコロイドであることがわかる（分散は で説明する）。ために火の上で焼いてみると、黒味がなくなり赤い土（無機物）が残る。元素分析をすると、図2のような元素からなり、有機化合物である（腐植と呼ばれる）。アルカリ溶液にまぜてよくかきまわすと、溶液が黒くなり、土の色は明るくなるのでアルカリによく溶ける（実は分散する）ことがわかる。この液に酸を加えて酸性にすると、黒っぽい沈殿ができる。これが黒色味の犯人である。これを腐植酸と呼んでいる。この本体は、非常に大きい原子の集団（高分子）らしく、諸種の低分子（その中には芳香環も含まれる）のものが、複雑に結合しているものと推定される。黒ボクの中の腐植酸はとくに色が黒く、炭素の割合が高いことから、芳香環など低分子物質の骨格部の重・縮合が進んだものと考えられる。

黒ボク土の生成する環境

初めに述べたように、黒ボク土は火山山麓に多い。道路の切り割りや地中に掘った坑で内部を観察すると、黒い土層やその下の層からは、火山灰など火山噴出物の層が多いので、無機物の源は火山噴出物と推定される。火山から離れた地域でも、砂粒子の鉱物組成をくわしく調べると、同様な結論を下してよいことがわかった。このことから、黒ボク土は、火山灰（を母岩

とする）土壌である という認識が広まるようになった。

黒ボク土は、平坦ないしは緩斜地にまとまって広く分布する。そこでは火山灰や黒ボク土が侵食をまぬがれやすいためである。しかし、これに対しては別の解釈もある（ に後述）。黒ボク土は、微小なくぼ地で、厚くかつ濃い黒味を帯び、下層土は黄色で、排水の悪いことを示す斑鉄を含むことがよくある。やや湿り加減の場所が好条件だともいえる。

インドネシアや中央アメリカでは、黒ボク土は山の高い所にしかなく、低地では火山灰からラテライト性土壌ができる。このことから黒ボク土の生成には、最適気候（おそらく亜寒帯から亜熱帯北部まで）があることが暗示される。黒ボク土の分布地は、たいいてい開発が進んでいるので、天然植生の残存する所が少なく、植生との直接の関係はつかみにくい。ただ森林下では、A層の上部の黒みのあせたものが出るので、森林が安定相植ではないと考えられる。この点 は で再び論ずる。

なぜ腐植が多量に蓄積するか？

図3のように、黒ボク土の全炭素含量はほとんど5%以上で、なかには20%近いものもある。全腐植量に換算する（1.723を掛ける）と、9%以上、35%近くにもなる。

まず、腐植集積の条件を考えてみる。

(1) 材料となる植物遺体の供給が多いこと。供給源を暗示する有力な証拠が、土の中に残されている。それは、大きさが0.05~0.01mmほどの珪酸質の粒子である(写真)。多いときには土壌全体の15%も含まれ、しかも、腐植量（全炭素）と比例関係にある(図4)。この粒子の起源がなかなかわからなかったが、ふとしたことから、イネ科草本の葉に含まれる珪化細胞と形がそっくりであることに気づき、調べを進めるにつれて、ますます確実となった。いわば、微化石として残っているのである。それゆえ、原料の主要供給源はイネ科草本とみなされる。草本は木本と比べて、単位面積当りの生産量が高いといわれるので好条件である。

(2) 分解が制限されること。このためには、a 酸素不足（過湿）、b 乾燥、c 寒冷、d 有毒物質（例えばアルミニウムイオン）の存在、e 分解困難な物質が多い、などの条件が挙げられる。a~c の場合は、分解が未熟な有機物（粗腐植、A₀層）が蓄積する。例えば、泥炭土、

ポドゾル性土、乾性褐色森林土などに見られる。これらは、条件がよくなれば分解が進む可能性がある。黒ボク土の腐植はこれとは違って、重・縮合が進み、微生物による分解困難な物質で、かつ、アルミニウムの多い環境にあるので、上の d~e の条件に適合する。

(3) コロイドとして凝集していること。

高分子コロイドとしての腐植は陰電気を帯び、そのまわりに陽イオンを引きよせている。これをミセルとか電気的二重層と呼ぶ。アルカリ性で、陽イオンがナトリウムの場合は、図5Aに示したような状態になって、粒子相互が反撥し合うため、溶液中に単独粒子として懸濁することになる。この状態を分散（ゾル）という。で述べたように、アルカリ液（カセイソーダ、ピロリン酸ソーダなど）が、土壌の腐植を溶液化しやすいためである。このときは、溶液の移動とともに腐植は運び去られるので蓄積には不利である。乾燥地のソロネツ、ソロチ土壌がこの例である。

他方、酸性で、鉄、アルミニウムなどの多価陽イオンの場合には、図5Bのように、粒子が引き合って大きな粒子団をつくる。これを凝集（ゲル）という。黒ボク土の腐植は、この条件に適合するので、雨水によって分散し運び去られることがない。

黒ボク土の中のアルミナ

黒ボク土には、図6のごとく、化学的に活性なアルミナが多い。これは、ほかの黒い土にはない特性である。なかでも、珪酸と結合したアロ

図1 - 黒ボク土の地方別面積百分率 <足立嗣雄 1971より図化>

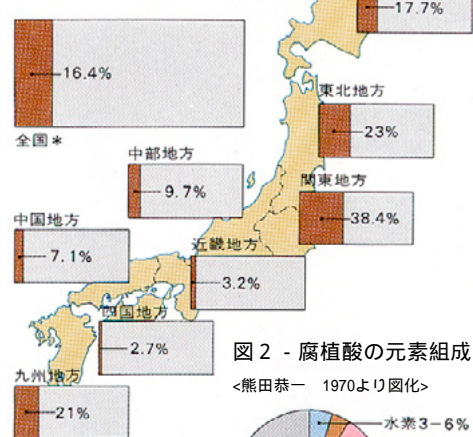
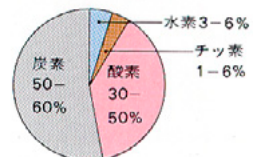


図2 - 腐植酸の元素組成 <熊田恭一 1970より図化>



フェンやイモゴライト（43頁・図4参照）は特異な粘土鉱物で、日本での研究は世界的レベルにある。なぜ、アルミナが多いかはまだ十分に説明ができないが、仮説としては、火山灰は微細粒子で孔隙が多いので、初期風化が急激に起こって塩基が遊離するのでアルカリ性となり、脱珪酸が進行して相対的にアルミナが濃集する、といわれている。

活性アルミナが多いことが黒ボク土の特徴的な性質の原因となっている。たとえば、腐植を多量に含む、リン酸の吸収率が高い、水分含量が高い、乾いた土が軽いなどである。

黒ボク土をつくった草原

黒ボク土が日本ででき始めたのはいつ頃か、どのくらいの期間を要したのかを説明しよう。出土する考古学遺物や年代既知の火山灰との関係、腐植に含まれる炭素の放射性同位体による年代測定などを総合すると、黒ボク土は1万年以降になってさかんに出現するようになった。この時代は後氷期で、気候は現在にほぼ近いといえる。また、ある仮定を置いて、黒ボク土中の植物珪酸体の蓄積年数（黒ボク土の生成年数にほぼ等しい）を算出すると1～4×1,000年ぐらいの値が出る。年代のわかった火山灰での例だと数100年でも腐植層は形成できる。現在の日本の安定植相は森林であるといわれる。上述のように、黒ボク土が生成するには、少なくとも数100年ぐらいはかかるので、草原がこの期間維持されなければならない。そのためには、森林が破壊され、なかなか復元されないことが必

要である。

天然の作用としては、火山の噴火、山火事、海岸での潮風などがある。火山山麓に黒ボク土の多いのはこれで説明がつくかもしれない。しかし、火山から遠く離れた所でも随所に見出される。そこで、こうした森林破壊要因として浮かび上がってくるのは、人間の作用である。

黒ボク土の出現が人類の新石器文化とほぼ同じであるのは、偶然ではないような気がする。つまり、人間の森林破壊（焼却、焼畑、伐採など）が強まった時期である。人間の活動しやすい緩斜地や平坦地に黒ボク土が多いのも、これと関係がないだろうか。東ヨーロッパのステップ周辺のレス断面にチェルノゾーム埋没土が急にふえるのは、人類文化の進出による森林破壊、草原化が起ったためとの議論もある。

森林の破壊されたあとには、スキなどの草本が侵入して原野化することはよく知られ、これらが採草地として長く維持された例もたくさんある。人間の行為をきっかけとした草原化の問題は、考古学、植物生態学などの分野とも関連した学際的研究が必要である。

黒ボク土の多様化

これまでは、主に火山灰に由来したものを中心にのべたが、ここ10年ほどの研究で、変わり種の黒ボク土の存在が続々報告されるようになって、黒ボク土の内容は多様化しつつある。東海地方や北陸地方には、火山灰以外の母材から、黒ボク土と非常によく似た土が出ている。腐植の質も似ているし、アルミナに富むことも

同じである。ただ、図6Bと似た活性アルミナ組成を持つ。つまり、珪酸と結合したアルミナ（アロフェン）に乏しい。下層土は赤黄色土と似ている。また、火山灰でも、その特色と考えられたアロフェンをほとんど含まない黒ボク土が、山陰、岐阜などから見つかっている。これは図6Bに示した活性アルミナをもち、上記の東海地方の黒ボク土との共通点が目立つ。

黒ボク土の生成特徴と分類学的位置

これまでの議論を要約すると、黒ボク土は、亜寒帯から亜熱帯にかけての湿潤地帯で、遷移的な草本植生下で、火山灰を中心とするがそれ以外の種々の母岩からも生成する。水分状態はやや湿が好ましい。

火山灰は、その風化物が活性アルミナに富んで保水性がよく、他の母岩よりも黒ボク土生成に都合のよい条件をもつ。しかし、他の気候植生下では褐色森林土、ポドゾル性土壌、ラテライト性土壌など別な土壌ができる。

広い温度環境下にわたって出現するのは、森林破壊にともなう不安定な草本植生下で生成するからであろう。森林の破壊には、火山噴火などの天然の要因のほかにも人為の影響も可能性として残る。

以上のことから、土壌生成因子論的な分類体系に即して位置づけると、成帯内性土壌で、遷移的な草本植生の影響のつよい生物因子土壌で、母岩因子として火山灰、水分状態因子としてやや湿の条件は、生成を促進するけれども決定的な因子ではない、と見る事ができる。

黒ボク土壌中の植物珪酸体<岐阜>

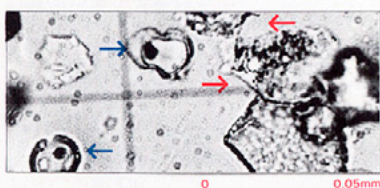
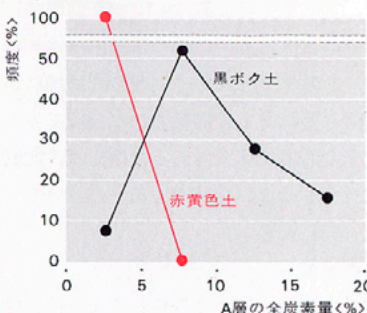


図3 黒ボク土と赤黄色土のA層の全炭素量の頻度グラフ



大型珪酸体 小型珪酸体

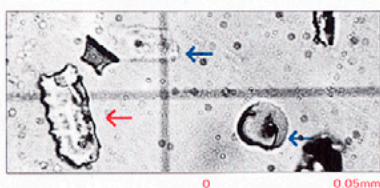


図4 黒ボク腐植層中の全炭素量と植物珪酸体量との相関

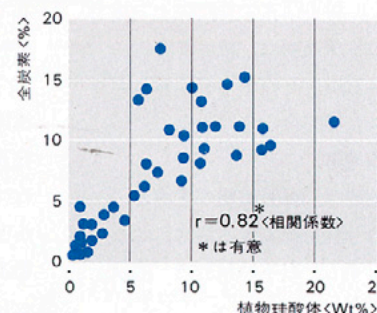


図5・A - 電位が高い<反撥圏が大きい>

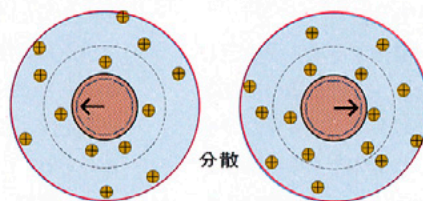


図5・B - 電位が低い<引力圏が大きい>

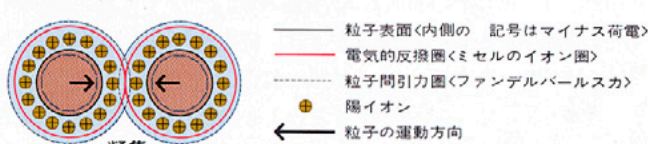
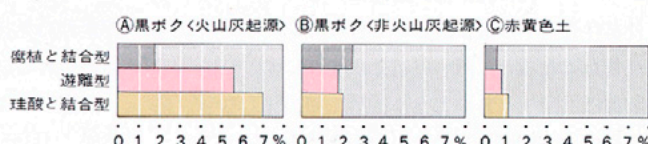


図6 - 活性アルミナの類別



泥炭土

庄子貞雄 = 東北大学農学部助教授

泥炭土および泥炭地の名称

泥炭土あるいは泥炭は、土地によってはスクモ、サルケ、ネッコなどと呼ばれることがある。泥炭土は、湿原植物の遺体の分解が不完全なために堆積してきたものであるため、有機物のきわめて多い土壌である。

わが国では、普通有機物含量が20%以上で、構成植物が肉眼で判断できるものを泥炭土としている。これに対して、植物遺体の分解が進み、肉眼判定できないものを黒泥と呼んでいる。黒泥は、泥炭土に比べて一般に黒味が強く、またせんい質の感じがなく、排水後20cm以上の厚さのある泥炭土で被覆された土地をいう。植物学あるいは地理学分野での湿原または湿地とは、湿原植物の生えている場所のことをさしている。したがって湿原植物が生育している場所には、必ずしも泥炭土があるわけではない。

泥炭土の分類

わが国の泥炭土の分類はドイツの流れをくみ、成因による分類と構成植物による分類とが下記のように併用されている。

成因による分類 構成植物による分類。

| | |
|-------|---------------------------|
| 低位泥炭土 | ヨシ泥炭、スゲ泥炭、ハンノキーヨシ泥炭など。 |
| 中間泥炭土 | ワタスゲ泥炭、ヌマガヤ泥炭、ホロムイヌゲ泥炭など。 |
| 高位泥炭土 | ミズゴケ泥炭など。 |

泥炭地の発達様式

泥炭地の発達様式には、いろいろの種類があるが、わが国でもっとも一般的な陸化型泥炭地について説明することにする。

いま、沼地から泥炭地が発達する場合を仮定しよう。図1-Aに示したように、発達の初期は、沼地の周辺にまずヨシ、スゲ、イ、ガマなどが密生し、毎年その枯死した遺体を水中に沈積して泥炭土を堆積する。一方これらの植物の生育が困難な深い沼の中心部では、風や水の動き、あるいは水中動物によって、破碎された植物遺体が、周辺部より運びこまれ、底土と混合しながら沈積してゆく。この層は、上部ほど有機物が多い低位泥炭土である。しかしその堆積過程から、よく沈積性泥炭土と呼ばれる。

沈積性泥炭土の堆積によって沼が浅くなり、水深数mになると、沼の周辺部に生育していた植物群は、図1-Bのように次第に周辺部より中心に向けて前進し、ついには沼全体をおおっ

てしまう。そして沼は、これらの植物遺体で埋められ、陸化してしまい、ハンノキやヤチダモのような木も生育するようになる。この時代の泥炭土も低位泥炭土と呼ばれる。このような低位泥炭土は、わが国ではもっとも一般的なものである。

沼が陸化して乾燥してくると、図1-Cのように比較的乾燥地での生育に適するヌマガヤ、スギゴケ、チリメンゴケなどが生育し、またそれと共にヤナギやその他の灌木類も生育する。これらの植物遺体によって発達する泥炭土は、中間泥炭土と呼ばれる。

さらに中間泥炭土の堆積が進むにつれて、図1-Dのように、その上部は次第に水面より高くなり、植物養分の供給が乏しくなる。それとともに下部の泥炭土の分解が進み、泥炭地は再び湿潤化してくる。このような条件下で最もよく生育できるのは、ミズゴケ類である。ミズゴケ類の繁茂によって、中間泥炭地の植物群は枯死してしまう。この時代の泥炭土は、高位泥炭土と呼ばれ、その生育は全く雨水に依存している。以上のような順序で、泥炭地が発達した場合には、図1-Dから分るように、下部から、低位、中間、および高位泥炭土の順に堆積している。また平面的には、図1-Eのように同心円状に、中心部から周辺部に向かって、高位、中間、低位泥炭地の順に分布する。しかしわが国の泥炭地では、このような典型的な発達過程をたどった泥炭地は本州では少ないようである。泥炭地の発達は、地形、気候の変化、河川のはんらん、火山灰の混入、人為などによって影響を受けやすい。例えば、河川のはんらんのため、高位泥炭土から低位泥炭土や中間泥炭土に逆もどりするケースは珍しくない。

泥炭土は、植物の栄養条件からも分類されることがある。泥炭地の発達過程からも明らかのように、低位泥炭土は富栄養性泥炭土であり、中間泥炭土は中栄養泥炭土であり、雨水によってのみ涵養された高位泥炭土は貧栄養泥炭土である。なお、泥炭土の堆積速度は、種々の方法によって測定されているが、その平均値はおおよそ1年間に1mmという値が得られている。

泥炭地の発達する地形

泥炭地の発達する地形は、湿原植物の生育と、生産される有機物の分解を抑制する滞水、あるいは過湿な条件を有する。以下の地形は、泥炭地がよく発達する地形である。

1) 氷河作用によってつくられた湖沼

ヨーロッパや北米大陸の泥炭地の多くは、洪積時代の大陸氷河の作用によってつくられた湖沼に発達している。

2) 火山作用によってつくられた湖沼

火山堆積物が、谷部をせきとめたり、陥没作用によってできた湖沼に泥炭地が発達する。

3) 傾斜地の湧水地帯

この種の泥炭地は、小規模であるが、山岳部でよく見られる。

4) 沖積平野の湖沼

わが国の泥炭地の大部分は、海岸沼沢地、河川の自然堤防の後背湿地、河川の蛇行跡などに発達している。

気候と泥炭地の発達 泥炭地の分布

世界的にみて、泥炭地がよく発達している地帯は湿潤な冷温帯下にある。北半球でその南限をみると、7月の平均気温が20の等温線とほぼ一致し、北限は1月の平均気温が-10~-15である。そして年降水量/年蒸発量の比が1に近いが、または1以上となっている。7月の平均気温が20を越えると、高位泥炭地の主要構成植物であるミズゴケの旺盛な生育が困難となり、一方、1月の気温が低すぎると、凍結によって泥炭地が破壊される。

日本列島について、7月の平均気温20の等温線を見ると、本州と北海道の間に存在することが分る。したがって気候的には、北海道はわが国の中で、泥炭地の発達にもっとも適していることになる。事実、北海道の石狩、釧路、サロベツ平野などの沖積低地には、高位、中間、低位の3種の泥炭地が広く発達し、その面積は約20万haとなっている(32頁・図2-1日本土壌図参照)。これに対して、本州の泥炭地の面積は10万ha前後とみられ、主として東北、北陸、関東に分布する。その泥炭地の大部分は低位泥炭地であり、そのうちのかなりの面積は、沖積土でおおわれている埋没泥炭地である。

北半球で、7月の平均気温20の等温線は、洪積世における大陸氷河地帯の南限にほぼ相当している。北米やヨーロッパ大陸の泥炭地は洪積世の大陸氷河によって形成された湖沼に多く発達し、その面積は莫大である。例えば、北欧のフィンランドでは、全陸地面積の約3分の1が泥炭地といわれる。

泥炭土の性質

普通の鉱質土壌は、図2にみられるように、固

相、液相、気相の割合が2:1:1程度となっている。これに対して自然の排水を受けない泥炭土では、大部分が液相、すなわち水分である。そしてわづかな固相も、鉍質土とは対照的に大部分が有機物からできている。鉍質成分の混入のない高位泥炭土では、固形分の90%以上が有機物より成っている。このような泥炭土の組成が、この土壌の特性を大きく支配している。自然状態にある泥炭土の水分保持力はきわめて大きい。一度排水乾燥すると、著しく収縮するとともに、泥炭土自体の吸水能力も大きく低下する。一方泥炭地の地盤沈下には種々の原因があげられるが、その中でもっとも有力なのは、排水による泥炭土の脱水収縮である。したがって地盤の沈下量は排水が強いほど大きく、また排水効果の大きい地表面がもっとも大きく関係する。また沈下の程度は泥炭土の種類によって異なり、鉍質成分が少なく、含水比の大きい高位泥炭土がもっとも大きく、鉍質成分が多く含水比が比較的小さい低位泥炭土では小さくなる。泥炭土は、毎年毎年植物遺体の堆積によって発達するので、水平の板状構造となっている。したがって力学的性質も一般の鉍質土とは著しく異なっている。もちろん、地耐力は鉍質土に比べて著しく小さいが、水分条件や泥炭土の種類によって異なる。排水による泥炭土の脱水によって地耐力を高めることができる。泥炭土の容積重は、湿潤な自然状態では、大部分が水であるので1に近い。しかし、乾燥すると、その大部分は空気でおきかえられるので、

容積重は著しく低下する。泥炭土の熱伝導度も泥炭土の水分含量によって大きく左右される。泥炭土が乾燥すると、容積比熱が小さくなり、また伝導度も小さくなる。河川の氾らんや火山灰の降下などの影響のない条件下で発達した泥炭土の有機物含量は、きわめて高いはずである。例えばドイツの泥炭土の例をあげると、乾燥泥炭土中の有機物含量は、高位泥炭土では98%、中間泥炭土では95%、そして低位泥炭土では90%となっている。これに対してわが国の泥炭土の有機物はかなり低い。北海道の平均値をみると、それぞれ64%、75%、63%となっている。泥炭地の発達様式についての説明においてふれたように、高位泥炭土は貧栄養であり、中間泥炭土は中栄養であり、低位泥炭土は富栄養泥炭土である。しかしわが国の泥炭土では、河川の氾らんや火山灰の影響のため、泥炭土の無機成分の上からは泥炭土の栄養条件は明らかにされない。泥炭土の有機組成の特徴は、他の鉍質土とちがって、ヘミセルローズやセルローズのような易分解性有機物がかなり含まれていることである。したがって、泥炭土の腐植含量は全有機物に対する割合が低く、しかも腐植化度の進まないものである。泥炭土は酸性土壌の代表的なものであるが、それは塩基で飽和されていないカルボキシル基にもとづくものである。また泥炭土では、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Ca^{++} 、 Mg^{++} の陽イオンの保持力が弱く、

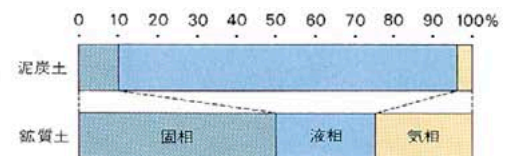
流亡し易いのは、陽イオン交換反応に関係するものが大部分カルボキシル基によるためである。

泥炭地および泥炭土の利用

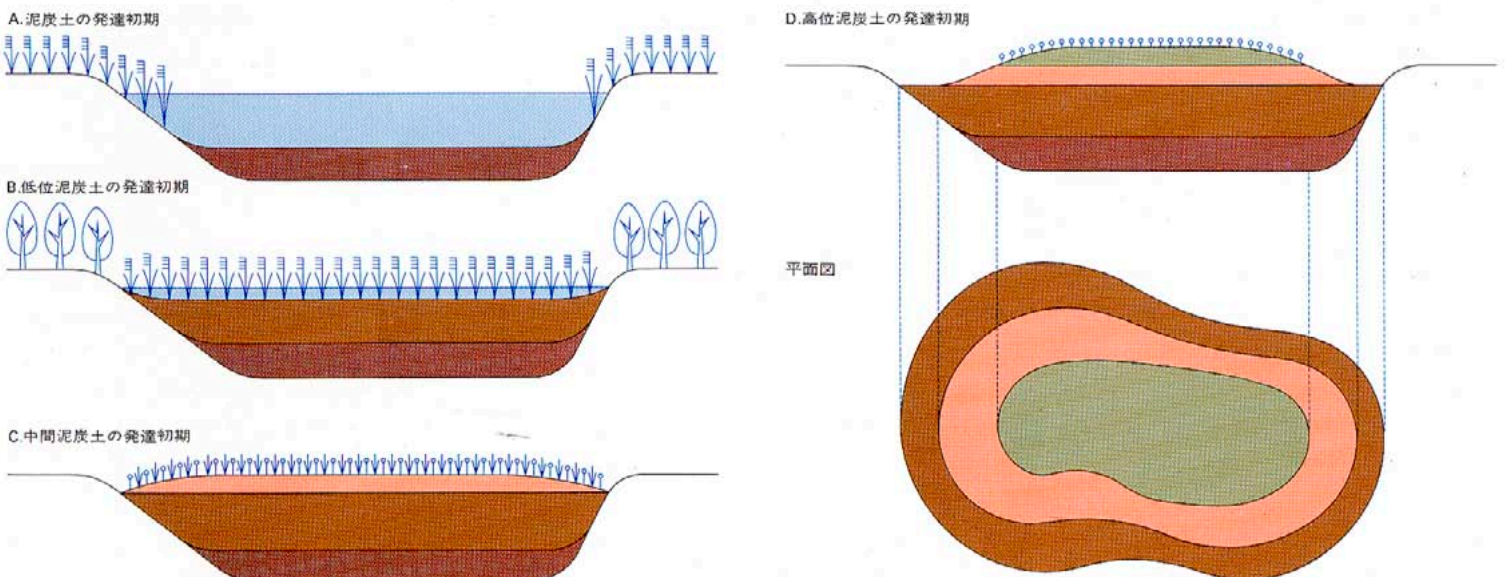
わが国の泥炭地の大半は北海道に分布するが、とくに気候条件に恵まれた石狩平野の泥炭地は第二次大戦後大部分が水田として開発された。泥炭地は排水と鉍質土の客土によって、高位収獲田となり、また排水と酸性矯正によって、立派な畑地や草地にすることができる。また最近の土地開発や道路建設は、地価の安い泥炭地にも及んでいるが、地耐力および耐震性の弱さ、脱水作用と有機物の分解に伴う地盤沈下は、今日、大きな土木的問題となっている。

泥炭土の用途は、農業上の直接的利用以外にも数多く見出されている。これらを列挙すると、燃料としての泥炭ブリケット、動力を得るための泥炭のガス化、充填および絶縁材料、フィルターベッド中の吸着剤としてのチャコールの生産、ウイスキーの風味付け、きれいなミズゴケ泥炭は外科の当て物の吸着剤や手当用品、ヨーロッパの保養地での泥炭浴場、敷わらや寝具材料、泥炭紙の原料、園芸植物の保水材、堆肥の原料、土壌改良剤、泥水の安定剤、移植用の泥炭ポットなどきわめて多彩である。

図2 - 鉍質土と泥炭土の三相分布割合の比較



図・1 - 泥炭地の発達過程



水田土壌

三土正則 = 農業技術研究所

はじめに

弥生時代の始め、紀元前1～2世紀頃から稲作は始まり、米が基幹的食糧の地位を確保するにいたってのち、各歴史時代を通じ水田の開発はたゆみなく続けられた。弥生時代のはじめは自然に水の溜る低湿地が利用されたが、その後氾濫の心配のない沢田・棚田から、小・中河川流域をへて、江戸時代以降水田地帯は大河川流域に進出し、さらに干拓によって海へ向けても拡大を続けてきた。また江戸時代の始めからは高燥の台地上に、明治以降は極端に低湿の泥炭地帯にも、水田は広がってきている。(図1)

わが国では、熱帯アジアの水田地帯などと違って、古代より水田の造営には灌漑水の確保が不可欠の前提であった。主な理由は、わが国の沖積地の地形は傾斜が急で扇状地の性格が強く、自然の氾濫水に頼ってはいは水害や干ばつなどの災害が大きすぎ安定な稲作が営めないこと、栽培期間中の天水(平均500～600mm)だけでは水が不足し、後背山地に降る雨を導入する他ないことにある。

水田地帯の拡大には、治水・灌漑・排水技術の進歩と、労働力を組織しうる政治体制を必要とした。水田開発はそうした地域総合開発的性格もあって、天水に依存する棚田や江戸時代後期の町人による開田を除けば、ほとんどが為政者が

労働力を調達して行なった事業であった。均平化、灌漑・排水工事やその前提となる治水事業に投ぜられた労働量を考えると、まさに巨大な民族的土木事業であり、そのうえ伝統的な集約的肥培管理とあいまって、わが国の水田地帯の土壌は、人間の営力が深く刻みこまれた土壌であるといえることができる。

ここでは、水田耕作に伴う人為が、土壌の性質にどのような影響を及ぼすかをのべ、ついで水田地帯に出現する土壌の種類と性質について説明することにしたい。

地下水・停滞水と灌漑水

水稻栽培が土壌に強い影響を及ぼすのは、その特有な水管理に主な原因がある。その影響は、人為的な水である灌漑水の直接的影響と、地下水位の変動を介して及ぼす間接的影響の二つに分けることができる。前者の、灌漑水の直接的影響は、地下水位が低い立地条件下で明瞭にあらわれ、かつ水田耕作下に特有のものであるため特に「水田土壌化作用」とよばれる。

長期間にわたり土層を飽和する水 過剰水は、強い嫌気状態をもたらし、土壌に独特の作用を及ぼすので、そういう影響を受けた土壌は、分類上からも区別されるのがふつうである。これまで土壌学でいう過剰水とは、地下水と停滞水の二つを指していた。このうち停滞水とは、そ

の場に降った雨水が、浅い位置にある不透水層で浸透を遮られ、その上に溜まったものをいう。浅い位置にあるため気候の影響を受け、溜まったり消えたりする点が地下水と異なるが、静水学的には、地下水の特殊な一形態とみてよい。地下水の作用のもとで生成するのがグライ土や灰色低地土(参照)とよばれる青灰色や灰色の土壌であり、停滞水の作用でできるのが、疑似グライ土とよばれる赤褐色と灰色の特徴ある模様(大理石紋様)をもつ土壌である。

ところで、とくに地下水位の低い水田地帯に導かれる灌漑水は、稲作期間中、重力により降下浸透する一方、補給されて絶えず土壌表面に湛えられる。湛水期間中は、水は土層(すくなくも表層土)を飽和するが、それは落水乾燥と規則的に交代する。湛水浸透と落水乾燥が交互する灌漑水の独特の動態は、水田耕作に伴う人為的水管理を離れては考えることができない。加工された水ともいうべき特殊な動態をもつ灌漑水は、上述の地下水や停滞水とは別の、第三の過剰水とみなすことができ、そのことが以下にのべるような水田耕作下でみられる独特の生成作用と深く結びついている。

灌漑水の直接的影響 水田土壌化作用
季節的な逆グライ化作用
稲作期間の大部分は土壌は水面下にあつて、と

図1 - 日本における水田面積と米生産量<盛永, 1967より作製>

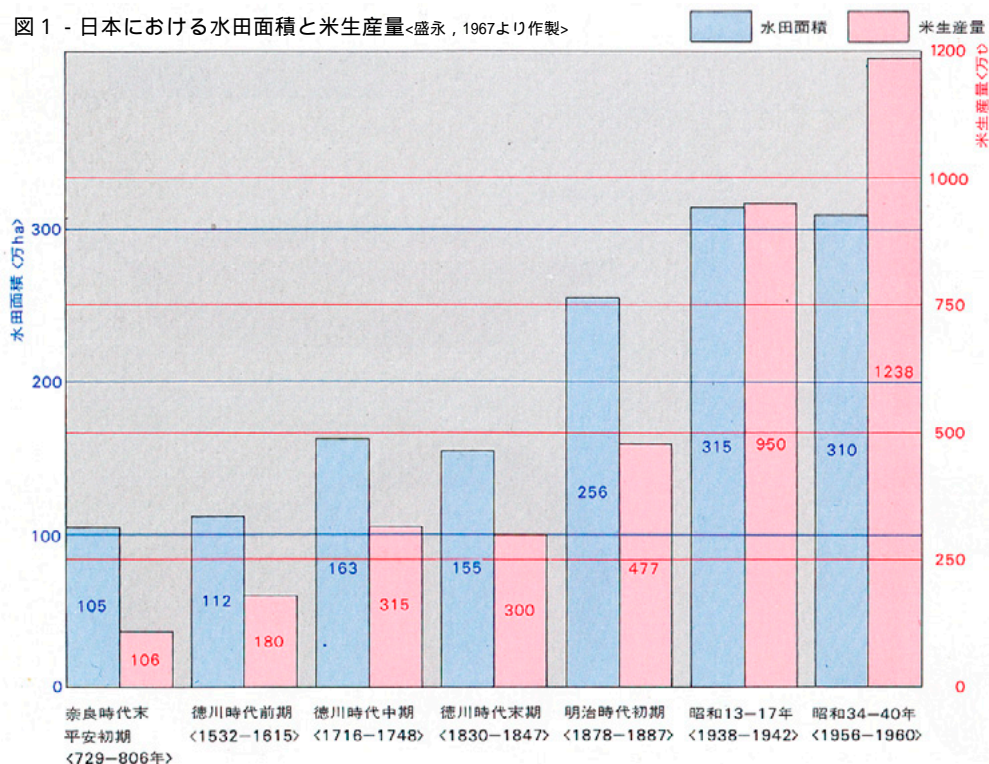
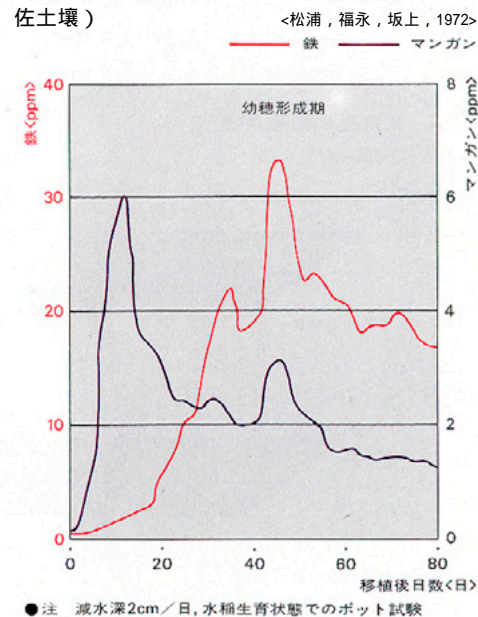


図2 - 浸透水中の鉄,マンガン濃度(山口県徳佐土壌)



●注 減水深2cm/日, 水稻生育状態でのポット試験

くに表層土の孔隙は水で飽和される。湛水後活ばつな微生物活動によって有機物の酸化分解が起こり、それに併行して酸素の消費、ついで鉄やマンガンの還元 (Fe , Mn) が進み、表層の土は青灰色に変わる。これは グライ化とよばれる。自然の土壤ではグライ化はもっぱら地下水によるから、それを正常のものと見る目には、土壤表層部から始まる水田のグライ化は逆立ちしているように映るため 逆グライ化 と呼ばれることがある。これが灌漑水の独特の動態のもたらす一つの大きな特徴である。落水期には逆グライ化層は一般に乾燥酸化が進み、鉄の孔隙にそった酸化沈殿を起こしつつ、土色は青味を失って灰色に戻る。ただ深い部位に及んだグライ化は、条件によっては落水後も長期間持続することがある。

「疑似グライ化」作用

下層土が細粒であったり充填が密なときは、水による孔隙の飽和は逆グライ化層のさらに下方にまで及ぶ。水に飽和された下層土では、水道となる大孔隙 (根や地中動物の孔、膨潤収縮の繰返しでできる構造体のすき間) にそって上部から易分解性有機物が供給され、弱い還元状態になる。湛水期の弱い還元と落水乾燥との繰返しのもとで、孔隙にそう部分が灰色化し、灰色の網目模様をつくる。孔隙から離れた地の部分

は鉄がその場で還元・再酸化されてオレンジ色の雲状斑 (輪郭のぼやけた斑点) となるか、水田にする前の褐色がそのまま残っている。この紋様構造は、疑似グライ化によってできる「大理石紋様」と基本的に一致しているので、ここでは暫定的に「疑似グライ化」と呼んでおく。逆グライ化層の鉄の斑紋が、孔隙に形成される (根や動物の孔にそう糸根状や管状、構造表面の膜状) のに対し、「疑似グライ化」層は孔隙にそう部分が灰色で斑鉄は地の部分にあるというふう位置関係が逆で、この点が両者を識別する重要な手がかりである。

還元溶脱・酸化集積作用

逆グライ化層や「疑似グライ化」層を満たしている水は、静止しておらず、重力によって降下浸透している。これが灌漑水の動態のもう一つの大きな特徴である。還元によって溶解性を増した鉄やマンガン (Fe , Mn) は、図2に示すように水の降下とともに溶脱される。逆グライ化層 (ふつう作土と第2層) から溶脱した鉄やマンガンは、その直下で全部または一部が集積する。自然堤防や旧河床のように粗粒でルーズなときは、下層土は湛水下でも水で飽和されないで、表層から溶脱した Fe , Mn はそこで分子状酸素によってことごとく酸化沈殿し、図3 Aにみるように、鉄やマンガンの斑

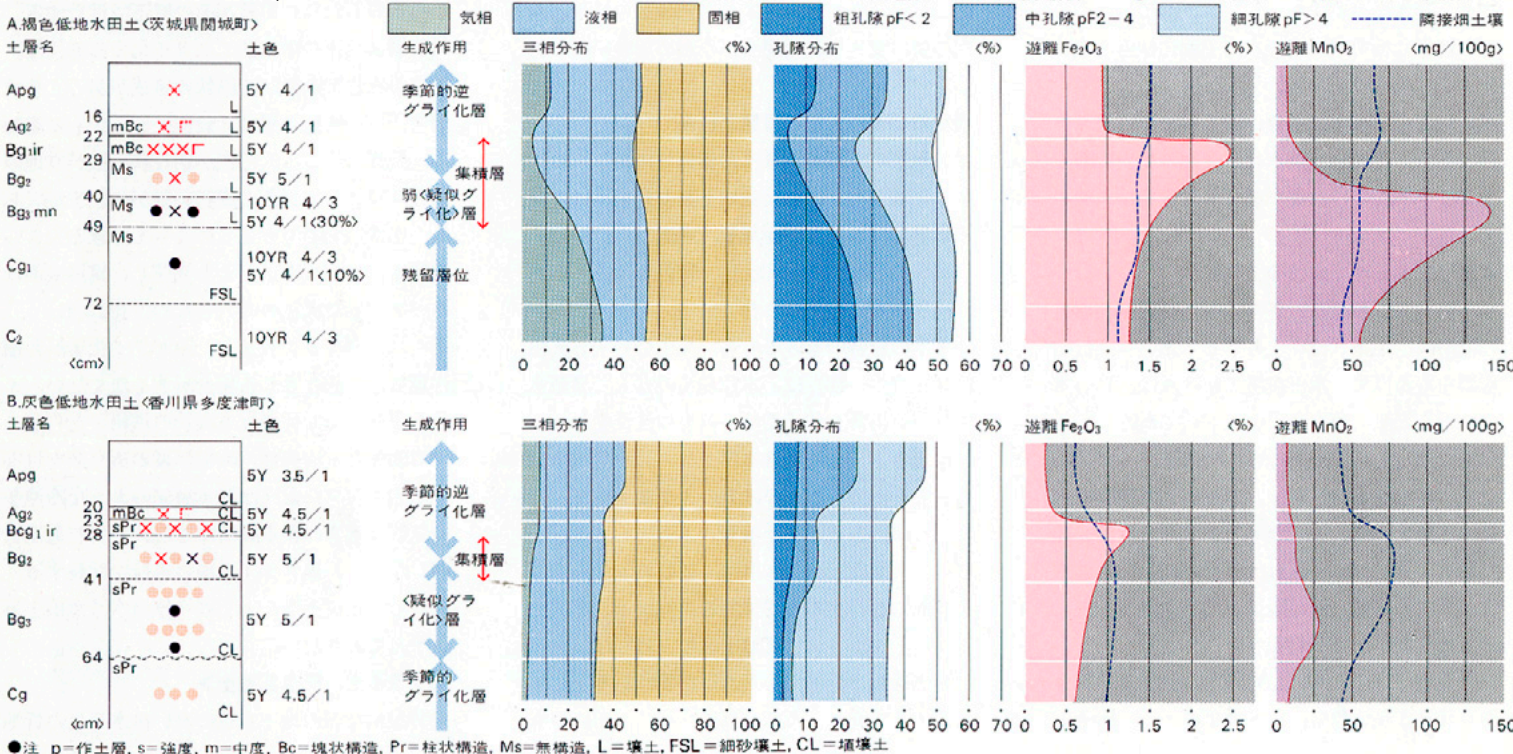
紋がにぎやかなよく発達した集積層ができる。下層土が水で飽和され「疑似グライ化」する土壤でも、逆グライ化層の下で集積が起こり、ふつう「疑似グライ化」層との漸移部に集積層ができる。この場合は表層からの Fe を捕捉するのは分子状酸素ではなく、陽イオン交換能をもつ土壤粘土である。粘土に捕えられた Fe は、落水後空気が侵入してのち粘土を離れて酸化沈殿する。「疑似グライ化」層も湛水下でむろん水は降下浸透しているから、鉄・マンガンは溶脱される。ただこの層からの溶脱は表層の逆グライ化層よりは弱く、主として孔隙にそって局部的に起こる。この状態を示したものが図3 B である。

塩基再編成作用

Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Na⁺, K⁺などの陽イオンを塩基といい、土壤中ではふつう粘土に吸着されている。水田耕作が土壤の塩基状態に与える影響は、灌漑水に含まれる塩基が供給される面と、生成する多量の Fe が塩基を交換浸出して洗脱を進める面との相反する作用のバランスに依存している。

塩基に乏しい沖積堆積物や洗脱の進んだ台地土壤では、前者の作用がまさって Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Na⁺などの塩基が増える。塩基に富む材料の場合、後者の作用がまさって塩基が減少し、と

図3 - 水田土壤における鉄,マンガンの溶脱と集積



くにCa⁺⁺が減る。このようにして多くの水田では、塩基飽和度40~70%, pH 5台という比較的狭い範囲に落ち着く。水田土壌が、ふつう無肥料でもイネの一定の生育を保証し、逆に、多肥による塩類障害も起こさないのはこのためである。(図4)

地下水を介した間接的影響

排水による地下水位の低下

茨城県下でかつて「笠田」という地名の由来を訊ねたとき「他村から来たばかりの嫁が、知らずに一人で出かけて田に埋れ死に、田面に笠だけ浮いていた」という伝説を聞いたことがある。膝の上までつかったり、田下駄をはいた農作業は、今日ではほとんどみられないが、そうした強湿田は、かつて関東以北や日本海側の諸県には広がった。

暗渠排水、ポンプ揚水機の整備によって、かつて広大だった強湿田の多くは乾田化された。排水は降下浸透と落水期の乾燥をもたらすことによって、有害物の洗滌、地温の上昇、乾土効果の発現、水のかげひきなどを可能にし、生産力を高めてきた。排水はまた、地耐力をつけ、農作業を容易にしたり機械の導入を可能にするほか、裏作導入の条件をもつくりだした。

これを土壌の面からみれば、ぬかるむグライ土から比較的締まったグライ土や灰色低地土へ変化する方向である。さらに湛水期の水の降下浸透や、落水期の乾燥をもたらす、でのべた水稲栽培下に特有の作用「水田土壌化作用」をひきおこす方向でもある。

泥炭地でも、排水は水稲作にとって不可欠の条件である。泥炭地の排水は、泥炭の乾燥収縮と部分的分解など、かなり重要な変化をひきおこす。

灌漑による地下水位の上昇

水田における灌漑は、さきにのべた直接的影響のほかに、地下水位を上昇させるという間接的影響をも及ぼす。水田農業でなければ河川の水はほとんど全て海へ流れ去るものであるが、わが国では、それを低平地の圧倒的部分に平均10アール当たり1,500トン、水嵩にして年間降水量に匹敵する量(1,500mm)を導き入れるわけである。また細かくみれば、夏の間、排水路水位が高まる結果、その時期の地下水位が上昇し、地下水変動が上方へ増幅させられる。

水稲栽培はこのようにして地下水位を高め、さもなければ深い位置にあるはずのグライ層や灰

色の斑鉄層(管状、糸根状斑鉄があるので「疑似グライ化」層と区別できる)を浅い位置までひきあげる。一たん浅い位置にグライ層が形成されると、構造や孔隙系を破壊して壁状化するため毛管水帯の上縁が高まり、冬の冷涼多湿な気候も手伝って、グライ層は落水期も維持されやすくなる。わが国の水田地帯には、掘っても湧水のない比較的締まったグライ土の分布が広いが、そのかなりの部分は水田耕作の所産である可能性が大きい。

ここでのべた水稲栽培が地下水の挙動を介して与える間接的影響は、一般に考えられているよりもはるかに大きい。ただ影響の性質は、地下水が自然の要因で上下する場合の効果と区別がつけにくく、水田地帯に独特のものとはいえない。

ともかくわが国の水田農業は、河川を手なづけて自然の氾濫堆積作用を抑え、排水によって低湿地の余分の水を抜き去り、そのうえ制御された水「灌漑水」を低平地の圧倒的部分に導いている。水田耕作に伴う直接間接の影響によって重要な改造を蒙らない土壌はほとんどないといってよいほど、その影響は広汎で、しかも深甚である。次項の水田地帯の土壌の種類では、泥炭土、黒泥土、グライ土をはじめ自然土壌の名称を多く使っているが、それは水田農業が自然条件をすなおに受入れて営まれていることを意味しない。それらも過去の自然改造の結果、現在の姿に変えられた場合がきわめて多いのである。

水田地帯の土壌の種類と性質

水田地帯の圧倒的部分は沖積低地にある。地下水の影響をもとにした低地土壌の分類には、鴨下の有名な五類型「泥炭土、黒泥土、低湿地土(グライ土)、灰色低地土、褐色低地土」があり、現在も広く用いられている。

地下水の影響のもっとも弱い褐色低地土と灰色低地土(の一部)は、水稲栽培のもとで灌漑水の独特の影響を強く受けて特有の性質をもつようになる。「褐色低地水田土」、「灰色低地水田土」と呼んでいるものはそのような土壌で、まとめて灌漑水型水田土壌とよぶこともある。

でのべた水田土壌化作用は、このような土壌に典型的に進行する作用である。泥炭土、黒泥土、グライ土および灰色低地土(の一部)は、地下水の影響が支配的で、人為の影響はあるとしても地下水を介して及ぼされるため、水田に特有

の性質は発達しないか弱くしか現われない。ここではそのままの名称を用いる。

水田は人間の造営物であるから、灌漑水が得られる限り土壌の種類を選ばないわけで、とくに近世に入り、台地上の黒ボク土や赤黄色土地帯にも水田が広がってきた。

褐色低地水田土、灰色低地水田土

褐色低地水田土は、自然堤防や旧河床などの粗粒質な堆積物に由来するもので、地下水位が低く透水過良~良好な水田土壌である。作土下方にスキ床が明瞭に発達し、そのため湛水期間はスキ床より上は水で飽和されてグライ化する。粗粒で充填のルーズな下層土は、湛水下でも水に不飽和なため酸化的で褐色を保っており、それがこの土壌のなまへの由来である。水の降下浸透によって、グライ化した表層から溶脱した鉄、マンガンは、下層で酸素に捕えられてごとく酸化沈殿するため、ひじょうに明瞭な鉄、マンガン集積層が発達する。(図3A)

灰色低地水田土は、沖積一般面に広く分布し、褐色低地水田土よりは細粒で充填の密な堆積物に由来するもので、透水中度~やや不良な水田土壌である。湛水下で深くまで水で飽和され、表層の季節的逆グライ化と下層の「疑似グライ化」とのために、土層全体が灰色味を帯びる。降下浸透によって全層から鉄、マンガンの溶脱が進むが、それと同時に、上部の逆グライ化層から溶脱した鉄の集積がその直下で進行する。集積層より上の季節的にグライ化する部位は、地色が灰色で糸根状や膜状の斑鉄がある。集積層の下方の灰色の層は「疑似グライ化」の産物で、孔隙にそって灰色部が網目状に拡がり地の部分にはオレンジ色の雲状斑鉄がにぎやかである。膨潤収縮のくり返しによってできる大きい塊状または柱状構造がよく発達し、構造表面はスベスベした灰色の光沢をもつ。(図3B)

そのほか深くまで波及した逆グライ化層が非稲作期間にも保存される場合がすくなくない。イネの根の自由な伸長(有機物の供給)を可能にする膨軟な土壌条件、非稲作期の蒸発散を阻害する諸条件(たとえば日本海側のような冷涼多雨気候、天水に頼る棚田にみられる常時湛水状態)などは、逆グライ化層の維持を助長する。これらの水田土壌をとくに「停滞水型水田土」と呼んでおきたい。

グライ土、灰色低地土

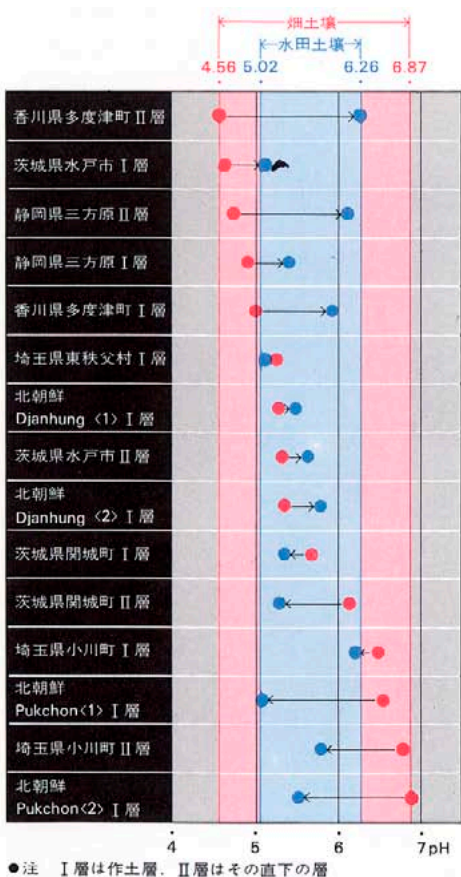
後背湿地などの地下水位の高い排水不良の低地

に分布する土壌である。恒常的な地下水面が浅い位置にあるときは、土層の大部分は年間を通じて地下水に飽和されて強い還元状態となり、生成した多量の Fe のため土壌は特有の青灰色を帯びる。これを グライ土 という。地下水面上では、空気の侵入する孔隙の付近で Fe の酸化沈殿が起こり、管状、膜状を主とする斑鉄が形成される。

恒常的な地下水面がやや低下し、土層の大部分が季節的に変動する地下水の影響を受けるときは、土層は青みが失せて灰色となり、ふつう全層にわたって管状、糸根状などの斑鉄がみられる。これを 灰色低地土 という。

グライ土も灰色低地土も地下水位の高い土壌であるから、湛水下でも降下浸透はごく弱く、また落水期も乾燥しにくい。したがって褐色低地水田土や灰色低地水田土のような水田耕作下に特有の性質は発達しにくい。しかしこれらの土壌も自然のままのものでなく、稲作に伴う人為が地下水を介して影響を与え、現在の姿に変えられた場合が多いことはすでにのべたとおりである。

図4 - 水田耕作による表層土の pH 変化



泥炭土、黒泥土

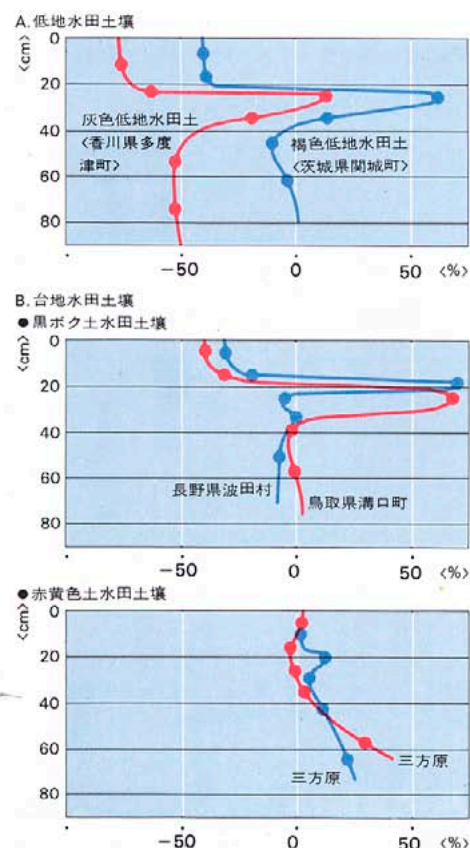
生成と性質については本書の他の部分で詳しくのべられているので省く。

自然状態の泥炭土、黒泥土はそのままではとても稲作に耐えられない。排水と客土を軸とする大規模な土地改良によってはじめて稲作が可能になる。北海道に広く分布する泥炭地（20万 haといわれる）の開発が国家事業として本格的に着手されたのは、第2次大戦後のことである。泥炭地の排水は、乾燥収縮（厚さにして3分の2、体積にして3分の1位になることがある）や部分的分解などかなり重要な変化を起こす。土地改良の結果、1mの試坑調査が湧水の心配もなく行えるような排水された泥炭土、黒泥土が水田地帯に広がっている。

台地上の水田土壌

本来なら水のこない台地上に灌漑水を引いて水田を拓げる努力は、すでに江戸時代初期にあらわれ、そのためトンネルを掘って水を引き、橋を架けて水を渡すなどの技術まで開発された。台地上の開田は、明治時代以降一そう本格化した。これらの土壌は地下水位が低いから、水田

図5 - 低地水田土壌と台地水田土壌における遊離鉄の出発物質からの変化率

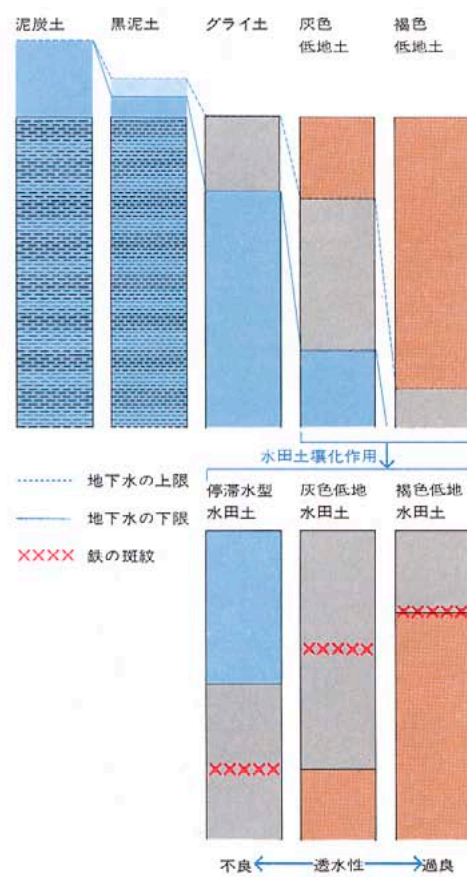


耕作の影響は褐色低地水田土や灰色低地水田土の場合と基本的に同質であるが、その程度がはなはだ弱いことが特徴である。

なかでも赤黄色土に由来する水田土壌では、遊離鉄は結晶化が進んでいて湛水下でも還元されにくい。したがって鉄の溶脱層、集積層の発達がごく弱いかまたは認められず、鉄よりも還元されやすいマンガンが表層から失われ下層に集積するだけである。

これに比べると黒ボク土に由来する水田土壌は、黒ボク土が元来もっている性質を強く残しながらも、かなり明瞭な鉄、マンガンの溶脱層と集積層が発達するなど、水田耕作下で特有の性質がはっきりとつけ加わる。(図5)

図6 - 低地の水田地帯の土壌



3 土壌の生いたちとその荒廃をめぐる

土壌の生いたち

加藤芳朗 = 静岡大学農学部教授

日本の土壌の特徴

松井健 = 地域開発コンサルタンツ

人間による影響 土壌の荒廃を中心に

山根一郎 = 東京農工大学農学部教授

土壌の生いたち

土壌の断面形態

編集 本日は、土壌についてその最も基本的なところに話題をしぼり、いろいろとお伺いしたいと思います。最初に加藤先生からお願いいたします。

加藤 まず最初に、土壌というのは一体どういうものをさしているのか、ということから説明します。たとえば、土という言葉があるし、どろという言葉もあって、いろいろな言い方があります。ふつう土とかどろと言った場合は、材料、つまり粘土細工、土木工事、あるいは窯業の材料という意味合いが強いのですが、われわれ土壌学の方で土壌と申しますと、これは、はっきりした一つの形や構造をもっているものをいいます。

では、その形とか構造というのはどういうものかといいますと、これは専門用語で断面形態と呼ぶものです。たとえば道路の切り割りや工事のときの畑の切ったところを一寸注意してみますと、どなたでも気付かれるように、地表に平行して幾つかの層に分かれています。これが、土壌としての一番の大きな特徴なのです。これは、岩石とか植物や動物などにはないものです。その層をよく見ますと、いろいろな場合があり

ます。ふつう一番上には、落葉などの堆積した層があります。新しいもの = A_{00} が上に、古いもの = A_0 が下にあります。古いものほど腐っているわけですが、さらにもっと腐ったものは、もとの色や形が全く変わってしまい、無機質の土とすっかり混合した層 = A_1 になります。これは大体黒っぽい色をしておりますが、落葉の層からここまでが A 層です。

A 層の下には、茶色っぽい色をした、いわゆる粘土質の層が出てまいります。これを B 層と呼んでいます。さらにずっと下になりますと、かたい岩盤が出てきます。この岩盤は、実は土になる前の姿をあらわしているもので、これが母岩で D 層とっています。その母岩が腐りかけて、土になりかわる途中の段階があるわけですが、これを C 層と呼んでおりまして、D 層の上にきます。ちょうど、上からアルファベットの A, B, C, D に相当するような名称がついております。

そういった土層の各層が厚く発達したり、薄かったり、いろいろな状態があるわけですが、これを一般化したのが図 1-1 です。この図は、起こり得るいろいろな場合をすべて想定してかいてありますのでかなり複雑です。実際には、これがすべて揃ってでることはありません。図にみるように、 A_{00} , A_0 , A_1 と続き、その次に A_2

図 1・1 - 土壌の断面模式図と土層名

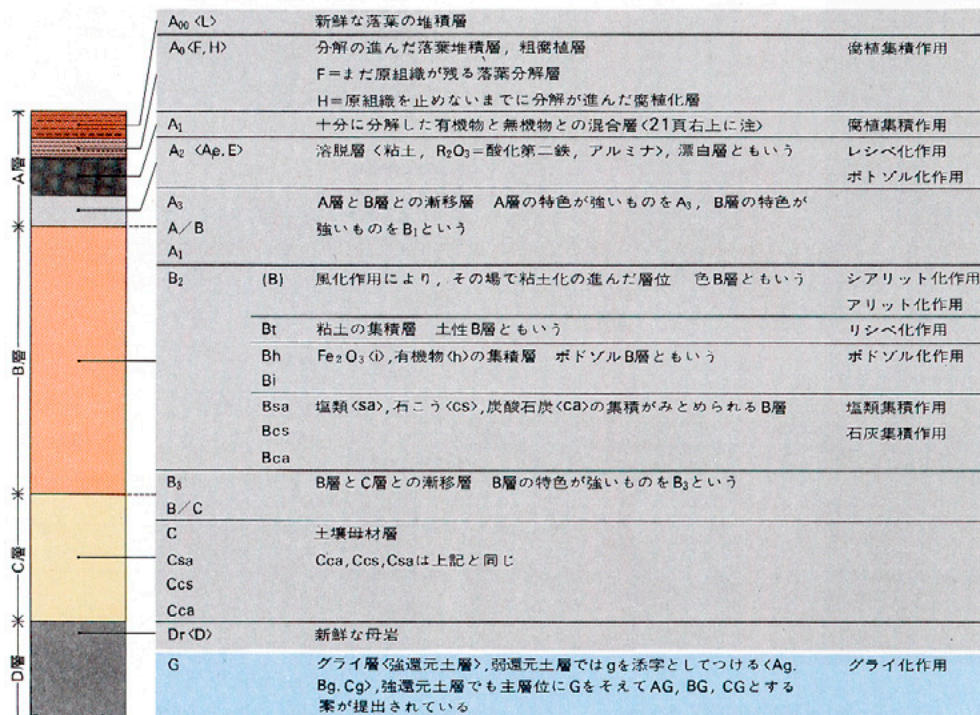


図1-1の注 =わが国の森林土壌では、A₁層が厚く発達している場合に、それを細分してA₁、A₂、A₃などと使用する。表紙裏及び前半部の断面記載にはこの記号が使用されている。なお、A₁₁、A₁₂、A₁₃と記載する場合も多く、併用されている。

層がくることありますが、これは後で述べることにしまして、下はA₃層になります。これは、A₁層とB層との移り変りの部分です。それから漸移的なB₁層をへてB₂層になります。これにはいろいろの種類があります。風化して粘土質になったものは、(B)であらわします。岩石の中に含まれている鉄は、酸化鉄の形で遊離してできますので、鉄さび色、つまり赤とか黄といった色がつきます。

また、A層の付近のある成分が雨水とともに下の方に動いて、B層のある部分に再び沈澱することがあります。この場合には、A層の成分の抜けた部分(図ではA₂層)を溶脱層とよび、それが、下のB層の方へ運ばれて沈澱し集積する層をB₂層と呼んでいます。そして、溶脱した成分の性質に応じて、鉄が溶脱されて集積する場合をBi、腐植が溶脱されて集積する場合をBh、粘土が溶脱されて集積する場合をBtと呼んでいます。なお、塩基とか珪酸とかが、土層全体から流亡して系外に排出されることが多いのですが、これはとくに溶脱層とは考えませんで、ふつう洗脱とよんでいます。

まだほかにもいろいろのケースがありますが、いろいろの土層が集って一つの断面形態をつくっている。これが土壌の非常に大きな特色です。ところで、話をさきに進める前にちょっとお断

りしておきたいことがあります。じつは、これからいろいろの土壌の名称がでてきますが、この名称には、世界的にも国内的にも、まだ統一されたものはありません。ほかの分野の方が聞くと非常に奇異に感ずると思いますが、極端にいうと、土壌の名称というのは国によってみんな違いますし、また同じ国でも人によって意見が違います。日本などもとくにそういう点がありまして、このため専門外の人にとって非常にわかりにくい。こういう点は、われわれ反省し、なるべく統一したいとは願っているわけですが、まだその段階には達していないことをお含みおき願いたいと思います。

土壌生成作用

では次に、こういった土層の断面形態がどうしてできるだろうか。それぞれの土層を作る作用はいろいろとありますが、それらを整理いたしまして、幾つかの基本的な作用を抽出して、これを基本的土壌生成作用と呼んでおります。これは、土層のいろいろな組合わせをつくる作用です。たとえばさきほども説明しましたが、A層というのは、落葉や枯葉のような有機物が地表にたまり、それが分解して腐植化することを腐植集積作用とよび、A₀₀・A₀・A₁がセットできます。ところが、温度が低くて水の多い非常に湿った環境のところでは、有機物はなか

なか分解しないで水中に蓄積し、泥炭ができます。これを泥炭の生成作用といっています。それから(B)層のように、風化によって粘土ができるような作用は粘土生成作用。これも生成する粘土の種類によって、アルミナ質のものができる場合と、アルミナ・珪酸質のものができる場合とがあります。前者をアリット化作用、後者の場合をシアリット化作用と呼んでいます。先ほどの溶脱と集積に關係した作用としてポトソル化作用があります。鉄やアルミナ等が溶脱されて、下層に集積する作用です。また粘土が溶脱して、移動して集積するレシパージュ(粘土集積)作用があります。そのほか、雨が少なく非常に乾燥した地域におこるものとして、溶けやすい塩類(食塩、硫酸石灰(石膏)、硫酸ソーダなどを含む地下水が孔隙を通して上昇してくると、水が蒸発してしまうので地表の近くに塩類が集積します。いわゆる塩類化作用です。また比較的雨の少ない地域では、石灰が炭酸石灰の形で集積する作用もあって、石灰集積作用と呼ばれております。

それから、もう一つグライ化作用というのがあります。これは水で飽和したところでは酸素不足により還元状態になって、鉄が第一鉄になって、土層が青色を帯びてくるような場合です。こうしてつくられた土層をグライ層と呼んでお

表1-1 - 基本的土壌生成作用

| 生成作用の特徴 | 生成する土層 | 主要土壌名 | 環境 | |
|-------------------|---|--|---|-------------------------------|
| 腐植集積作用 | 断面上部に落葉などが堆積・分解し、腐植化して土色に暗黒色味を与える | A ₀₀ ・A ₀ ・A ₁ | 砂漠土、初期未熟土を除いたほとんすべての土壌、とくに顕著なのはチェルノジョーム、黒ボク土 | 森林、草原、湿草地 |
| 泥炭集積作用 | 水面下において湿性植物の遺体が堆積する | 泥炭層<P>、分解すると黒泥層<M> | 泥炭土、黒泥土、その他水成土壌で部分的に。<水成土壌とは地下水や停滞水などの影響の強い土壌をいう> | 湿地 |
| 塩類集積作用 | 塩類に富む地下水が毛管上昇し蒸発して断面内や地表に塩類が沈澱析出する | Csa・Bsa | ソロンチャク、塩類土 | 乾燥、凹地排水不良地 |
| 石灰集積作用 | 遊離した石灰と水中の炭酸とが結合して炭酸石灰となって沈澱する | Cca・Bca | チェルノジョーム、栗色土、ブレリー土、石灰質な岩石起源の土壌—レンジナ、テラロサ | 半乾燥地 |
| 脱塩化作用 | 塩類土の塩分がぬけはじめると炭酸ソーダが優勢となって強アルカリ化し、さらにアルカリが脱けると粘土が分解して、粘土、腐植、R ₂ O ₃ の移動がおこる | A ₂ ・B ₂ (主にB ₁ ・B ₂) | ソロネツ、ソロチ | 半乾燥—亜湿潤地のステップ地帯の排水不良地 |
| レシパージュ作用<粘土溶脱作用> | 表層の粘土が浸透水とともに、そのまま下方に移動集積する | A ₁ ・B ₂ (Bt) | レシベ土 | 湿潤温帯落葉広樹林帯 |
| ポトソル化作用 | 表層に堆積した有機物の分解によって生じた腐植によって、酸化鉄、アルミナが溶解して下方に移動集積する | A ₂ ・B ₁ ・B ₁ ・B ₂ | ポドソル性土壌、ポドソル化土壌 | 湿潤冷温帯の針葉樹林帯を主とするが、熱帯に至るまでみられる |
| 斑紋形成作用 | 地下水位の低い水田の表層(夏季に強グライ化)から、かんがい水の浸透とともに第1鉄やマンガンが移動し、下層で酸化されて沈澱する | B ₁ | 表面水型水田土壌<かんがい水型水田土壌> | 排水良好の水田<乾田> |
| 非晶質粘土生成作用 | 火山灰起源母材が風化をうけてアルミナ質の粘土<アロフェンや非晶質アルミナに富む>ができる | (B) | 火山灰土壌<黒ボク土> | 冷温帯—亜熱帯の多雨地 |
| シアリット化作用<粘土生成作用> | 母岩から風化によってシリカ、アルミナを含む結晶性層格子粘土が形成される | (B) | 褐色森林土 | 温帯 |
| アリット化作用<ラテライト化作用> | 母岩の風化がさらに進んでシリカの洗脱がすすみ、酸化鉄鉱物やアルミナに富む結晶性粘土<カオリナイト、ギブサイト、ゲータイト>が生成される | (B) ラテライト層 | 赤黄色土、ラテライト性土壌 | 亜熱帯—熱帯の多雨—乾湿交代地域 |
| グライ化作用 | 酸素不足のため還元状態になる。強い還元化<強還元>と弱還元とがある | G・Cg・Bg | グライ土、灰色低地土、疑似グライ土。一括して水成土壌という | 透水不良地、低湿地 |

●注 塩類集積作用を除けば、このほかに共通的な基本的作用として脱塩基、脱ケイ酸、酸化作用などが重複してはたらく

ります。このように、さまざまな土層の生成に対応して、いろいろな土壌生成作用というものが設定されているわけです。その他のものについては、表1-1に要約しておきます。

土壌の生成を支配する環境因子

ところで、こういった土層構成をもつ土壌が、現実には、地球上のどのような場所で、どのようなでき方をしているだろうか。そのことが土の生いたちの大変重要な問題になるわけですが、そのためには、土をよく調べてみる必要があります。いろいろの土層をもった土が、環境の条件とどういふふうに対応しておるであろうか。そういう点を少し見てみたいと思います。

気候・生物 その1

ヨーロッパ・ロシアの土壌の場合

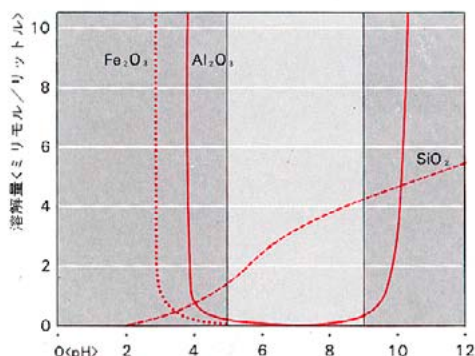
図1-2Aは気候との関連を見たもので、これはソ連の西部、ヨーロッパの部分でのさまざまな土のタイプの分布と降雨量との関係をあらわした図です。年雨量は等雨量線としてあらわしてあり、大体、北の方が雨が多くて、南の方へゆくとつれて雨が少なくなり、カスピ海周辺部では200ミリぐらいです。この年雨量と対応しまして植生の景観が変り、また土壌のタイプも違ってくる。

北の方から、ポドゾル=針葉樹林、ジョールン・ポドゾル=針広混交林、灰色森林土と退位チェルノジョーム=広葉樹林、チェルノジョーム=ステップ草原、栗色土=短茎ステップ草原、砂漠ステップ土壌と塩類土壌というように、きれいに配列しているのがわかります。このうち

表1-2 - 雨水によって失われる元素の順位

| 順位 | 元素 |
|----|-------------------|
| 1 | ナトリウム、カリウム、マグネシウム |
| 2 | カリウム |
| 3 | ケイ素 |
| 4 | 鉄、アルミニウム |

図1-4 - pHとFe₂O₃ Al₂O₃ SiO₂の溶解度との関係 <コレンス 1949>



灰色森林土、チェルノジョーム、栗色土の断面特徴を図1-2Bに示します。灰色森林土はpHが低く、置換性の水素イオンを持っている。チェルノジョームでは、腐植集積作用が著しくpHは中性～微アルカリ性で、下層に炭酸石灰を含みます。栗色土は微アルカリ性で、炭酸石灰はより浅くから含まれ、また置換性のナトリウムを含むのが特徴です。

この南のさらに雨の少ない地域は、砂漠ステップとか塩類土壌になり、石灰や塩基は下層から土壌の表層にまで含まれます。このように、雨の少ない方にゆくほど、さきほどの土壌生成作用でふれまじった石灰の集積作用、あるいは塩類の集積作用が強く働いた土のタイプに変ってきます。つまり、普通の雨水で溶けやすい成分が失われずに残っていて、それが集まるタイプになっているわけです。

この事情を簡単に説明しますと、岩石を構成している成分の中では、雨水によって溶け易いものと、そうでないものといろいろの段階があります。表1-2はそれを示したのですが、この順位は、各元素の化学的性質から理論的に説明できます。その1例を図1-4に示しますが、これは3位と4位の元素の溶解度曲線とpHとの関係を示したものです。土壌生成のpHは5～9の範囲が多いので、鉄やアルミナはほとんど不溶なのに、シリカは少し溶けます。この違いが順位の違いになったと思われるのです。

そして雨の少ない地域では、降雨量より蒸発量の方が大きいので、雨水は地下深くまでしみこむことができず、せいぜい浅いところを湿らす程度に止まってしまう。また、さらに雨が少なくなると、逆に地下水面から水があがってきて蒸発するようになります。このため、水の中に含まれていた溶けやすい成分が土の中に沈殿してあとまで残ることになるのです。

気候・生物 その2

南アルプスの山岳土壌の場合

それから今度は日本の例ですが、図1-3Aは静岡県の南アルプスの地域を、低いところから高いところまでずっとたどって、土の種類の変化の様子をあらわしたものです。高くなるほど気温が下がりますが、それに対応して、植物の種類だけでなく、土の種類も変わってきます。下の低い方は、赤黄色土という比較的温暖な気候から出てくるタイプのものですが、高くなるにつれ、褐色森林土、褐色森林土とポドゾルの中

間のタイプ、さらに森林限界以上になるとポドゾル、高山腐植土壌と呼んでいる土、こういったさまざまな土が高度に対応して出てきます。図1-3Bは、こうした土壌タイプの代表的断面構成と化学的性質の垂直的变化を示したもので、これらの図には土壌生成作用の特性をよくあらわれております。

高山腐食質土壌は、高山草原いわゆるお花畑の土壌です。図でみるように、草原土壌一般の特徴と同じように、腐植と塩基が表層に著しく集積していることがわかります。

ポドゾルは、A₂層(漂白層)では遊離鉄や腐植が少なく、粘土のSiO₂/Al₂O₃の分子比は大きく、pHは4以下という強酸性を示しますが、その下のB₁・B₂層ではこれと全く逆の状態にあり、鉄や腐植がA₂層からこの層に移動集積したことがわかります。

褐色森林土は、塩基が表層に集中しているほかは各性質とも垂直的变化に乏しいので、腐植の集積や成分の移動集積が著しく起っていないことが推定されます。またpHが低く、全体として塩基に乏しいことが特徴です。塩基の表層への集積は、落葉広葉樹林では、地中から吸収した塩基を多く含む葉が地上に落ちて分解するためで、この作用を生物学的循環といっております。さきに述べた高山草原でもこれが顕著です。ポドゾル化褐色森林土は、ポドゾルとこの褐色森林土との中間的な状態にあります。

赤黄色土は、垂直的变化に乏しいことでは褐色森林土と同様です。B層における母岩の粘土化と表層での軽微な腐植集積作用が主要な土壌生成作用です。赤黄色土の方が幾分酸性が強くなっています。

以上、図1-2と図1-3に示しました二つの図は、気候と生物相が異なってくると、それに対応して土のタイプもさまざまに変ってくるという例であります。

地形

次に、いまの二つのものに比べると非常に局所的な範囲にでてくる例として、図1-5をみていただきます。図1-5Aは、北海道のオホーツク海岸のある部分での土壌の分布図で、そこはくぼ地の地形になっています。

このくぼみのところを切った断面図が図1-5Bです。この図では、幾つかの地点で調査した土壌の土層をつなげて、横への変化の様子をあらわしています。左端の酸性褐色森林土から疑似

図1-3A・Bへの注

山岳褐色森林土と赤黄色土の粘土のSiO₂/Al₂O₃分子比は、ほぼ2前後で差異がないが、山岳褐色森林土は、Al-パーミキュライト(2:1型粘土鉱物)の生成を主体とし、赤黄色土は、メタハロイサイト(1:1型

粘土鉱物)の生成で特徴づけられる。この特徴から、それぞれの土壌の主要土壌生成作用は、山岳褐色森林土がシアリット化作用、赤黄色土がアリットのシアリット化作用であると推定されている。(加藤)

図1・2・A - ソ連西部の土壌帯と等雨量線

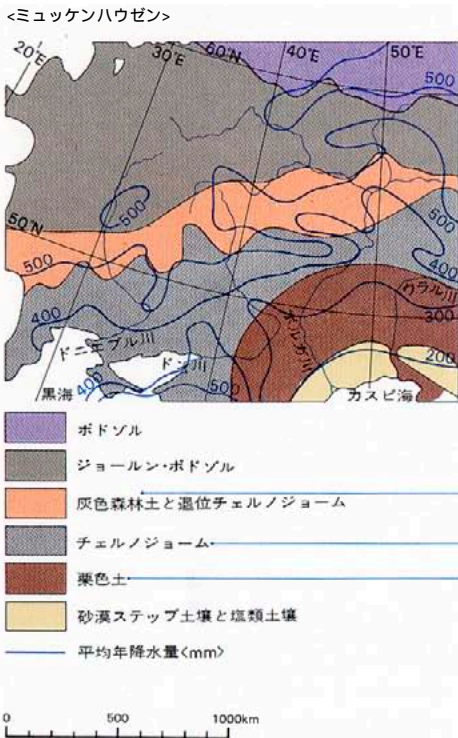


図1・2・B - ソ連西部の灰色森林土・チェルノゾーム・栗色土の断面特徴

<菊地晃二, 1975>

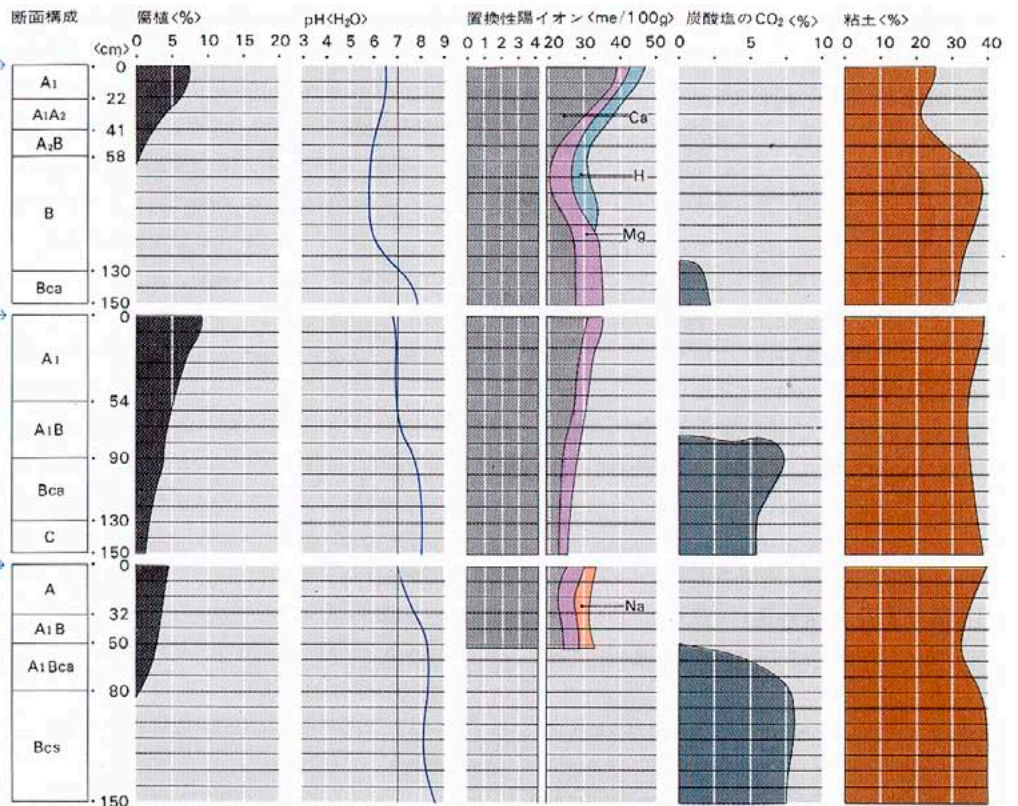


図1・3・A - 南アルプス南部の山岳土壌の垂直成帯性

<近藤鳴雄, 1967>

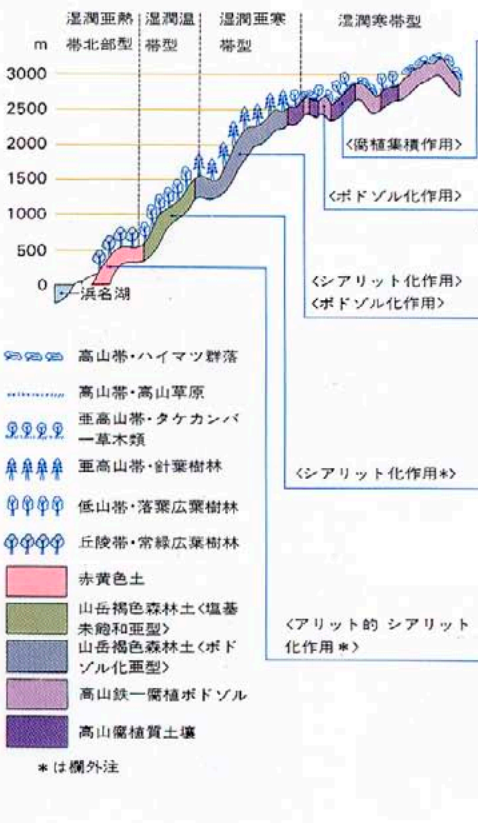
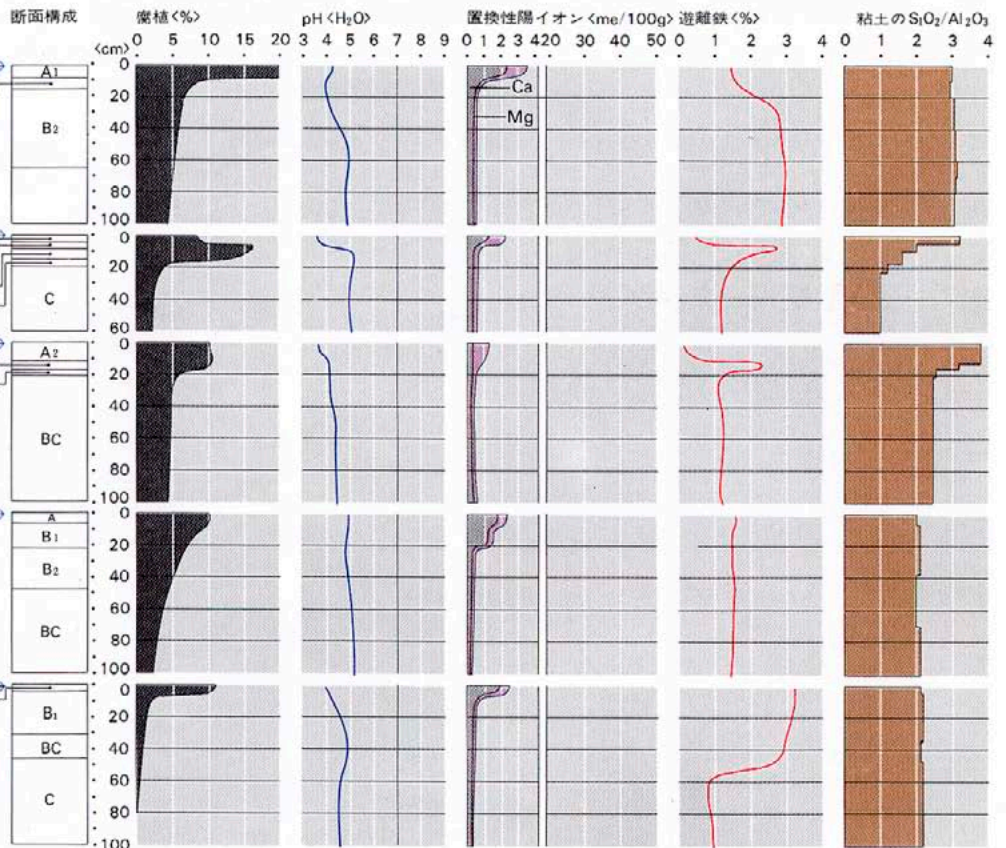


図1・3・B - 日本南アルプス南部における主要土壌型の生成学的特徴の比較

<近藤鳴雄, 1967>



グライ土、泥炭質グライ土、泥炭土と変化するにつれてA層が厚くなりますが、グライ化の度合いも強まっています。B層はだんだん薄くなり、弱いグライ化を帯びながらついにはなくなっています。また強グライ層が次第に浅くなるのがわかります。これは、土壌断面が酸化状態から還元状態に移り変ることに対し、水分も過飽和状態になることを示しております。つまり低い方へ下がるほどくぼみ地形が深くなり、水はけが悪くなるわけです。その状態は、図1-5Cの水分の関係で表現しています。この場所は北海道なので冬は調べられませんから、夏の時期を3年に分けて示しています。図の凡例のEは、土が水びたしの状態、Dは降雨後の土がまだかなり湿っている状態、Cはふつうの土のしめり、Bはやや乾きかけた状態、Aは非常に乾いた状態にあたります。年によってかなり変動がありますが、泥炭質グライ土ではDとE、褐色森林土ではA～C、疑似グライ土ではC～Eが多くあらわれます。

このように、ごく狭い局地的な範囲でも地形のでこぼこに応じて、水はけの悪いところ、いいところがありますと、それに応じていろいろな水分状態の土層を持ったタイプの土壌ができてきます。そういった土壌と地形との関係はカタナと呼ばれます。

時間

それから、もう一つの例として、時間的な変化の状態を模式的に示したものを図1-6に示します。この図に示した土のタイプは、寒い地域、針葉樹林の地帯に出てくるポトソルという土です。非常に未熟な、ほとんどまだ土層の分化のない左端の図が出発点になり、だんだん右の方にゆくにつれてポトソルの特徴である漂白層と鉄の集積層（オルトスタイン、鉄さび色の砂）が、だんだんに発達してゆくのがよくわかります。もちろん、一つの土をずっと追いかけて見てゆくことはできませんから、いろいろな場所で、いろいろな発達段階のものをたくさん観察して、それらに対して順序をつけてこの図を作成しているわけです。土の生成の時間的な変化をみる場合には、継続して動物を飼ったり植物を育てたりするにはいかないわけですが、一応、図に示したような発達過程たどるをだるうということが推定されます。このように時間の経過とともに、土が変化しているということも土の生いたちにとって見逃せない事実です。

母岩

そのほか、土になる前の岩石の種類が違いますと、同じ気候のところ、また同じような年代のところでも、違った特徴をもった土ができてくるということが、いろんな場所で知られております。日本には火山が多いんですが、火山から

噴出した火山灰、これが非常に特殊な岩石で、ほかのそうでない土とは非常に違った特徴のある土壌をつくっています。

このように土というものは、すべて周囲の環境との一定の対応関係のもとにはじめて生成されているものなのです。地球上にはいろいろな環境の変化がありますから、その環境の変化に対応して土もいろいろなタイプのものが、環境との間にある規則的な関係をもってつくられている。そういう例を若干お話したわけです。

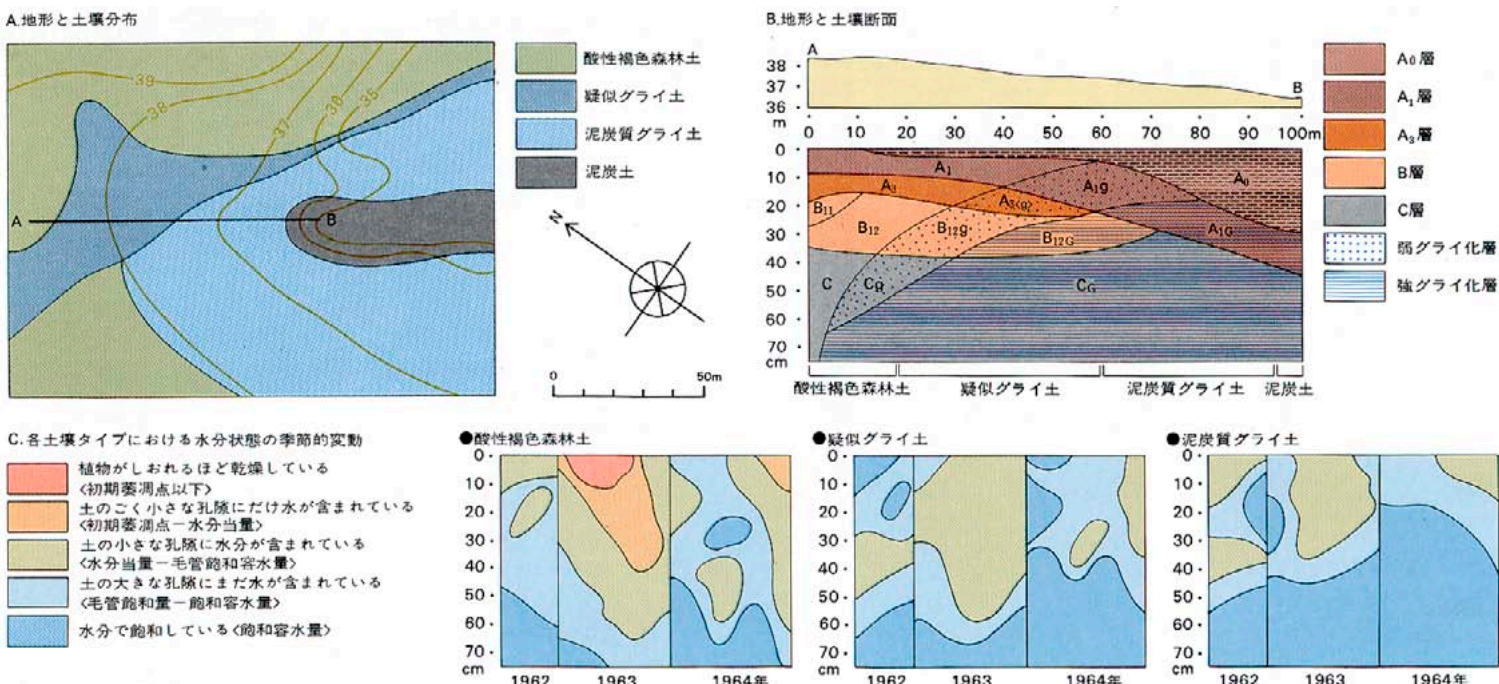
土壌生成因子

そこで環境というものを整理して、環境因子と同じ意味で、土壌生成因子という言葉がよく使われております。つまり、土のつくり方を支配する環境因子という意味です。表1-3にまとめましたように、第1に気候、第2に生物（植物・動物）、第3が地形、地表面の形状です。それから第4が母岩、そして最後に年代と分かります。

それからもう一つ、最近では、人間の作用というのが第6の因子として無視できない威力を発揮しておりますが、これはのちほど山根先生のところで話に出てくるかと思しますのでここでは省略いたします。このようなさまざまな環境因子の働き方、その強さとか種類とかが組みあわさっているんなタイプの土ができる、と考えられているわけです。

図1-5 - 地形と土壌の水分状態<水分カタナ>・北海道オホーツク海沿岸の例

<佐久間敏雄、1964>



土壤における三つの大分類

成帯性土壤

そこで、こういった環境因子との関連で生成される土のいろいろなタイプを大きく分けてみますと、まず気候とか生物の因子の影響を強く受けた一群の土があります。地球全体の立場でながめると、気候帯や植物帯とか生物地理帯に対応して、土壤自体も一つの帯をつくっている。これは、成帯性土壤という名前と呼ばれており、3つの帯状分布のパターンがあります。

その1つは、植物帯や気候帯が赤道から極の方にかけて、緯度に平行して一つのゾーンをつくるのに対応して、土壤もいわば緯度成帯性のかたちで分布しています。

第2は、地球上の大陸と海という大きな単位で見ますと、大陸は海洋の影響をうけて縁海部は雨が少なく、内陸部はどうしても雨が少なくなります。大陸の縁辺部に大山脈があると、内部は雨量が非常に少なくなります。そうしますと、緯度成帯性とは逆に、今度は南北性の成帯性が出てきます。いわば緯度成帯性ともいわれるものです。

それからもう一つは、先ほども図1-3で見たように、大きな山では高さとともに気候も植生も違います。それに対応して土壤も違ってくる。これを垂直成帯性と呼んでおります。

例えば、世界土壤図(図1-7)をみてみますと、ソ

ビエト領内のロシア平原やシベリア平原あるいはアフリカなどでは、東西方向にのびる帯状のパターンが目立ちます。それに対して、北アメリカのロッキー山脈の付近や南アメリカのアンデス山脈の付近、オーストラリアの東部では、南北方向にのびる帯状パターンが顕著です。

成帯内性土壤

それから、第二のグループは、地形の因子とか、母岩の因子が強く影響してできた土の一群です。地形の場合、そこでほこが主に土壤の水分状態 水はけが悪いとか、水はけがいいということに影響いたします。図1-5で説明しましたように、小高い地形の場合は乾いて酸化的ですが、くぼみの場合、水はけが悪く湿って還元状態になります。泥炭層とかグライ層はこういうところにできます。微小な地形(微地形)のちがいが土壤に大きな影響を与えることになるわけです。母岩の場合には、岩質のちがいが土壤の透水性や塩基・鉄・アルミの洗脱状態などにあらわれてきます。たとえば石灰岩は、他の岩石に比べて炭酸石灰の沈殿物を含む土壤になり易い。花こう岩は、鉄含量が少なく風化によって透水性がよくなるので、玄武岩に比べてポドゾル化作用が起りやすい、といったようなことです。世界的にみますと、やはり石灰質岩石とか塩基性岩石が土壤に強い影響を与えやすいとみてよいでしょう。もう一つ特殊なものとし

て火山灰があります。これは、環太平洋地域とか地中海地域が主な分布域ですが、アロフェンを初めとして非常にアルミナ質の粘土が出来やすい。そういった風変わりな母岩です。もちろん、日本にも広く分布しています。

このように、地形や母岩の土壤に対する影響は、非常に広い幅をもってあらわれ、その上、どうい場合が正常で典型的なものであるかということを決める根拠もありません。すべてが相対的なのです。しいていえば、気候や生物因子の影響を広く受け入れやすいような地形・母岩条件が正常であるとみなす。つまり、成帯性土壤を標準状態とみなしうるのではないか。このような期待が底にあるわけです。成帯性土壤は、地形からいえば小高い地形の、水はけのよい酸化的な状態、母岩からいえば諸成分が洗脱しやすい組成の母岩をもとに発達したものであるとの考えがかなり広まっています。

そうすると、これからはずれる地形や岩石は、標準状態からかけ離れた異常な土壤になるので、これをまとめて成帯内性としたわけです。

つまり、成帯性土壤とは違ったタイプのものが、間にまじってでできます。こういうところから成帯内性土壤、あるいは、間帯性土壤というような名前がでてきました。

非成帯性土壤

それからもう一つは、まだ非常に若くて、十分

図1-6 - 砂からポドゾルの発達諸段階を示す模式図 <ミュッケンハウゼン>

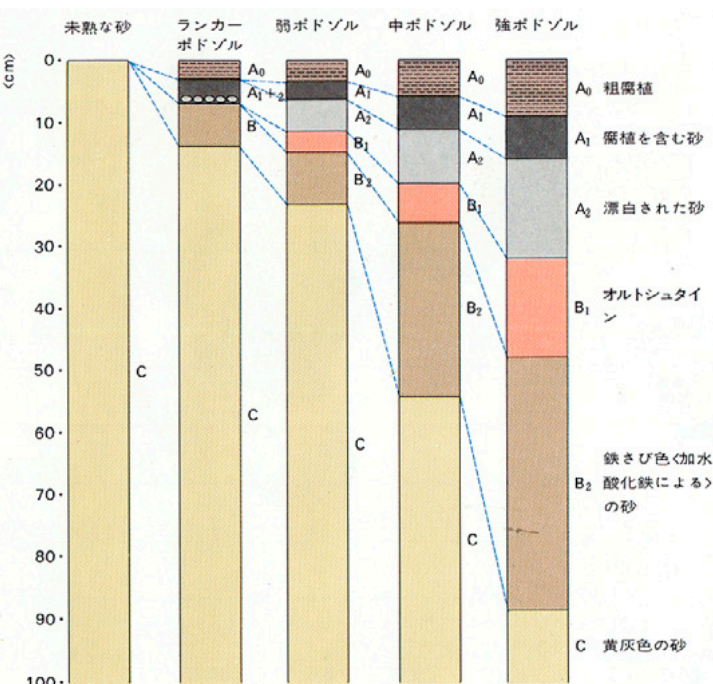


表1-3 - 土壤生成因子の主なはたらき

| 因子 | 主なはたらき | 他の因子への影響 | 影響を強くあたえた因子にもとづく土壤の分類 |
|------------|---|----------------|---------------------------------------|
| 気候 | 岩石や有機物の分解・物質の洗脱などの速度を左右する原動力として働く、これには温度・雨量・蒸発量が強く影響する。実際には土壤内の気候が直接関与する。 | 生物 | 成帯性土壤 |
| 生物 | 土壤に有機素材を供給する。これを地中の微生物や動物が分解し腐植化する。気候に支配された生物種のちがいが働きの内容を制約する。地表を被覆して侵食からまもる。 | 微気候 | |
| 地形 | 地表での温熱、水、風の再配分(不均一化)を行なう。日射に対しては日向、日陰をつくり降雨に対しては乾燥地と湿地をつくる。土壤侵食と再堆積を左右する。 | 気候 生物 母岩 | 成帯内性土壤 水成土壤 間帯性土壤 塩成土壤 土壌 |
| 母岩 <地質> | 土壤の無機素材の提供者。雨水の浸透性、岩石成分の洗脱の進行程度、形成される二次鉱物の種類と量に影響をあたえる。 | 地形 | 岩石成土壤 |
| 年代 | 他因子とは独立した因子。土壤の基本的な存在様式。時間の経過とともに土壤は生成発達し、他因子さえもその内容を変化する。 | | 非成帯性土壤 未熟土壤 |
| 人為 | 年代以外の因子に対し大きな変更を与える。例えば伐採、開き、施肥、かん水、客土など土壤環境を大きく変える。 | | 成帯内性土壤 人為土壤 <耕地> |

図1・7 - 世界土壌図

<FAO/UNESCO 1964>

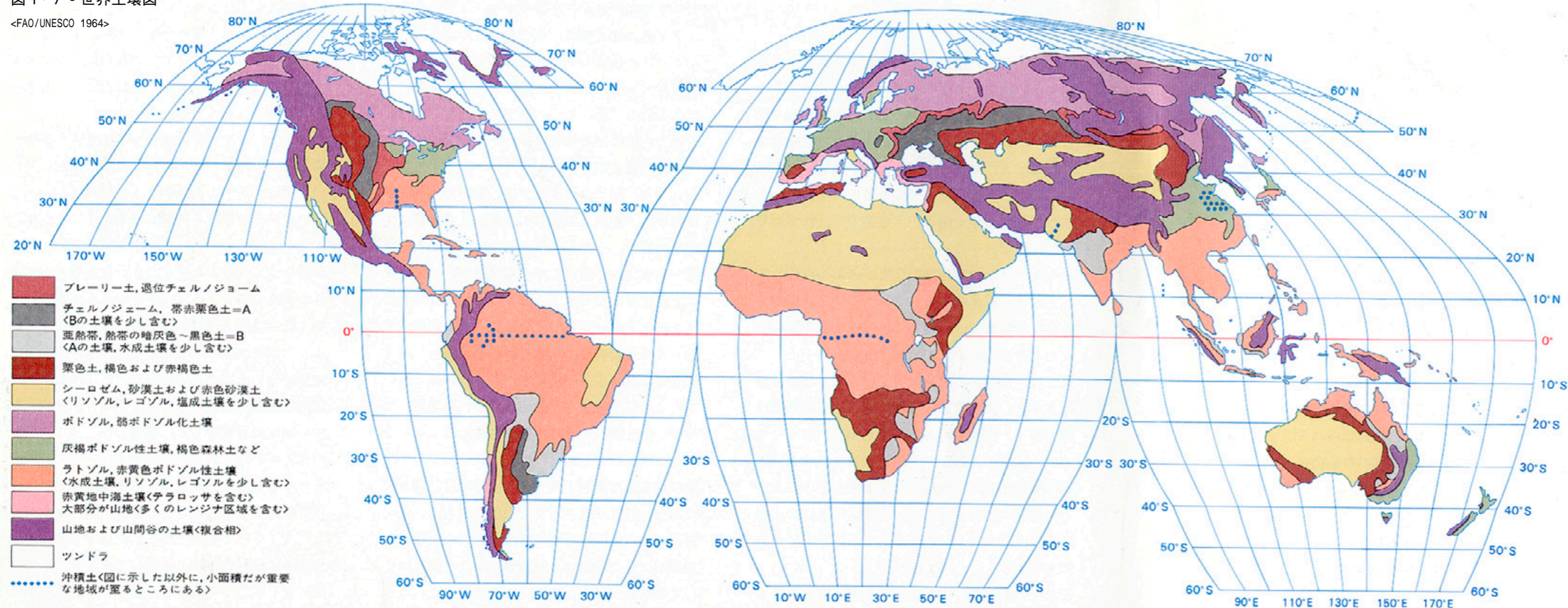


図1・8 - 世界植生図

<ハインリヒ・ワルター 1970>

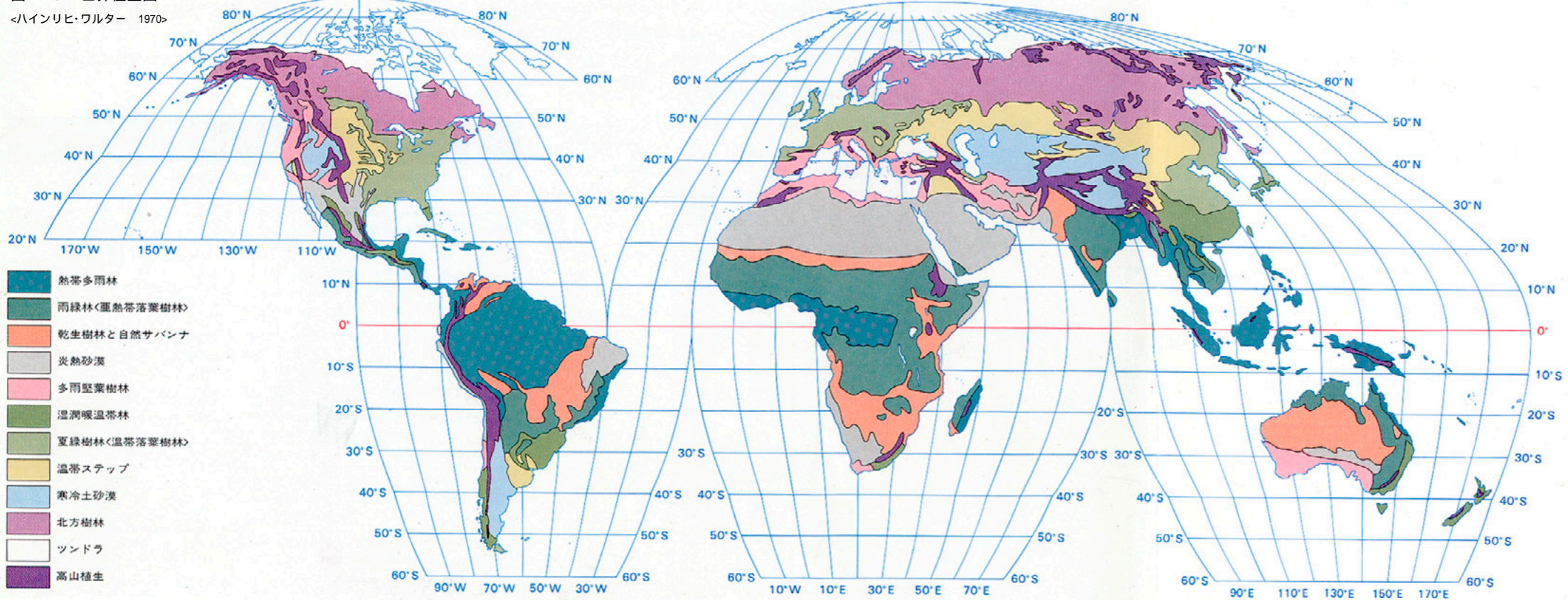
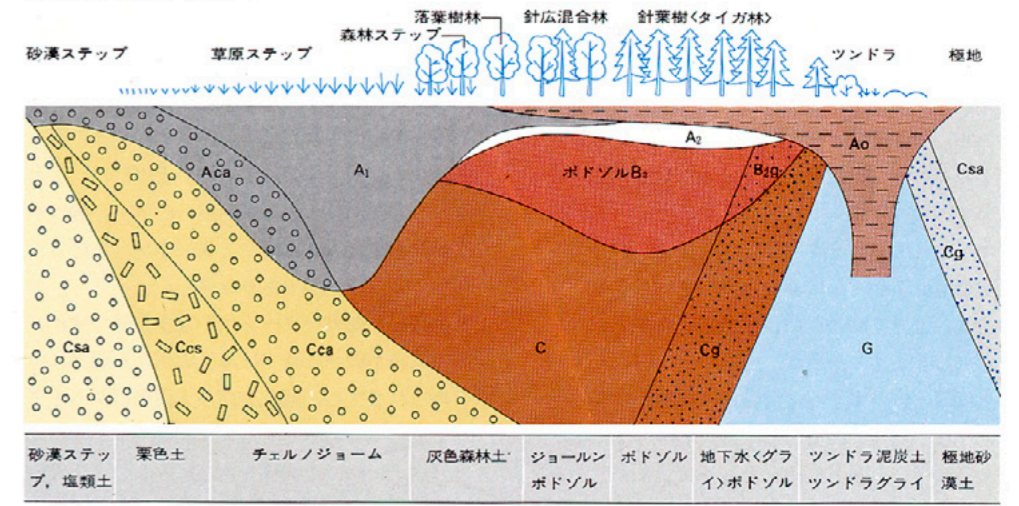


図1・9 - 植物相と土壌との関係

A.大陸内部の砂漠から種地まで



B.大陸東岸の寒帯から赤道まで

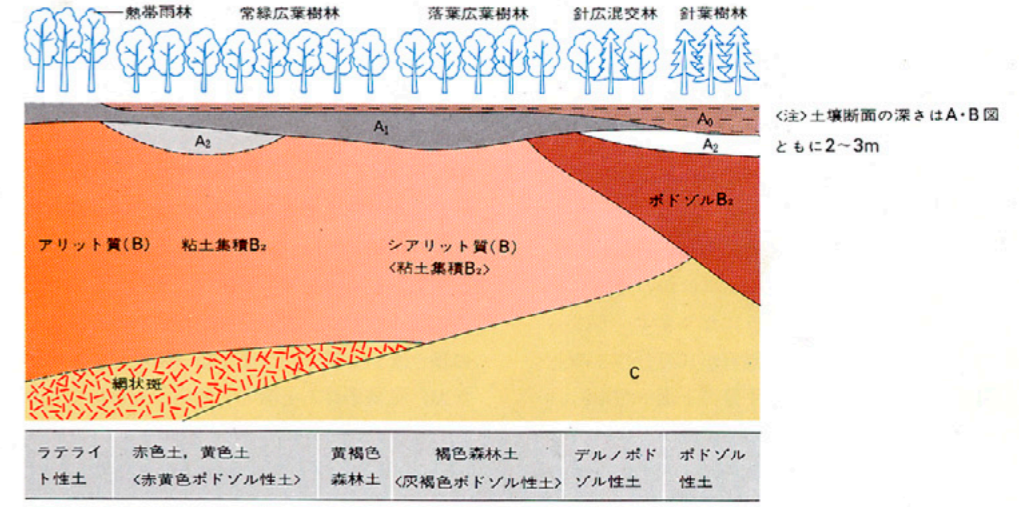
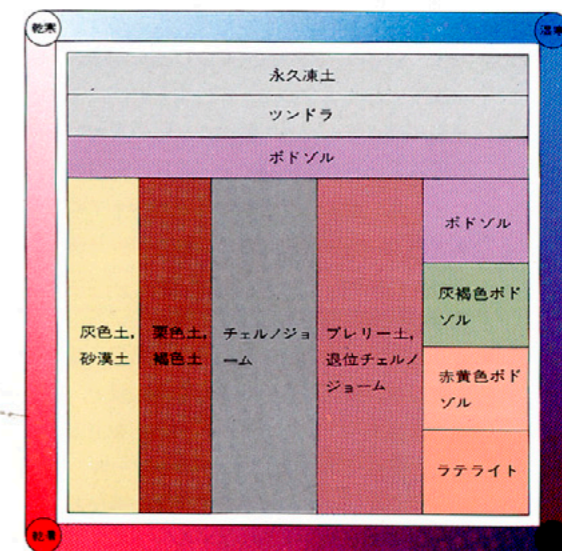


図1・10 - 気候と土壌の関係 <ブルーメンストック・ゾーンズウェイト>



土としての発達を示していない、大変未熟な一群の土があります。たとえば、現在の浜辺の砂だとか河原のようなところでは、絶えず波が洗ったり、水が流れたりしておまして、土が発達する余裕がまだないわけです。ほかにもまだいろいろとありますが、このように非常に若い土の一群は、まだ成帯的な分布をなすに至っていないという意味で、非成帯性土壌という名前で呼ばれております。

土壌図はスケールにより内容が変わってくる

では、世界にはどのような土があるのか、という話に移ります。一般に、土壌の分布を示す図を土壌図といいますが、だいたい世界全体を示すような小縮尺の図ですと、気候や植生と関連のある成帯性土壌が主体をなしております。小さな狭い範囲に局所的に分布する成帯内性土壌や非成帯性土壌を無理にあらわしますと、非常に複雑な図になるので、それらを省略したり簡略化してしまいます。この一例が図1-7の世界の土壌図です。日本全体の土壌図(32頁・図2-1参照)でも、おおよそ同じですが、この方ではいくつ成帯内性土壌(とくに火山灰土壌)が表現できるようになります。

ところが、同じ土壌図でも、もっと縮尺が大きくなると、成帯性土壌とともにほかの土壌もかなりの面積で出てくるようになります。図2-5(37頁)にみるように、縮尺が10万分の1の土壌図には、現在の川筋の平野の土壌や海岸沿いの土壌は、縮尺が大きいため、細かくいろいろに分けられています。これらはすべて成帯性ではなくて、成帯内性、あるいは非成帯性土壌で、その占める面積の比重は非常に高くなっています。このように縮尺が大きくなるほど、成帯性のほかに、地形の影響や岩石の影響を受けた成帯内性土壌が土壌図にあらわれやすくなってきます。さらに縮尺が大きくなって数千分の1以上になりますと、図示範囲が狭くなりますので今度は、全域が成帯性土壌(山地、台地の場合)とか、成帯内性土壌(平野の場合)とかになります。逆に単純化されます。そういうわけですから、土壌図は縮尺によって、土壌の表現内容と分布内容に違いがでてきます。

世界の主要な土壌群

世界全体の土壌といたしましては、そういう意味で、成帯性土壌が中心になりますが、図1-7はFAOやユネスコが中心になってつくった土壌図です。

この図では互いに類縁な土壌をまとめ、土壌群として表わしてあります。こうして眺めてみると、分布の広いビッグスリーは、A熱帯亜熱帯土、B砂漠土、Cポドゾル性土です。山岳土がこれにつぎますが、これは垂直成帯性によってさらに細分されるはずですが、これは後の話と関係しますが、A B Cの3つの土壌群は、それぞれ、Aは風化による肥料成分の減少、Bは水不足と塩類化、Cは寒冷と成分不足、といった理由で低生産土壌であります。

各土壌群の配列パターンはかなり複雑ですが、東西に幅が広い大陸では緯度成帯性が明瞭にとめられますし、南北方向の大山脈のあるところではその方向のパターンが顕著です。これらのパターンは、土壌群を中心にみますと、大陸内部でのB C、B Aの移り変わり、大陸沿海部とくに東岸地域でのC A、さらに北半球大陸でのCから極地にかけての移り変わりが基本型になっているように、思われます。

図1-9は、こうした土壌の移り変りの様相を、対応する植生と土壌断面構成の関係として模式的に示したものです。図1-9Aは、大陸内部の砂漠土から極地までの様子、つまりB Cの移り変りの様子で、これはさきほど図1-2で一部説明したものを別の形式で表現したものです。また図1-9Bは、大陸東岸の寒帯から赤道までの移り変りの様子、つまりC Aの様子です。なお、気候条件と土壌との関係をあらわすものとしては、図1-10にブルーメンストック・ソーンズウェイトの図をあげておきます。

それから、こうした大きなパターンにうまくのまらないものが3つあります。一つはすでに述べた山岳土、あとは地中海沿岸褐色土と熱帯黒色土です。前者は、地中海沿岸地域の夏に乾燥が強い気候下にありますので、赤色味をおびた土色と、洗脱が進まないために断面に石灰の集積がふつうにみとめられる土壌です。石灰岩を母材としたテラロッサという土壌もこのグループに入ります。大陸西岸の亜熱帯域にも同様の気候土壌がみられます。

後者の熱帯黒色土は、アフリカ、インド、オーストラリアに大面積を占めます。熱帯、亜熱帯半乾燥域、または長い乾季をもつ地域で、塩基性岩に由来した、モンモリロナイトを主とする暗色の重粘土土壌です。インドのレグール、黒綿土、インドネシアのマーガライト土壌などはこの仲間です。熱帯亜熱帯域でもっとも肥沃な土

壌の一つですが物理的性質が不良です。

いま申したのは、非常に大ざっぱな土のタイプの概要ですが、その各々、たとえば褐色森林土に類する土のタイプをとりましてもいろいろのものがあつて、赤黄色土に類する土のタイプというのもいろいろあるわけです。

ところでさきほど、成帯性・成帯内性土壌の説明のさい、成帯性土壌を正常な土壌とみなす根拠がうすいということをお述べましたが、ソ連のイワノワらは年代をのぞいた土壌の4つの因子のはたらきを考慮して、四次元的な土壌分類体系を提案しています。これは環境因子と土壌との関係を同時に示すもので、地球上での土壌の地理学的分布の大枠を模式化したものとみなすことができます。この4つの座標軸とは、緯度成帯性=群、経度的成帯性(大陸内部と沿海部との違い)=綱、気候以外の3因子の関与の程度=亜綱、土壌水の移動様式(自動的は下方、半水成は上下方向、水成は停滞ないし左右方向の動き)=型です。群・綱・亜綱・型類のカテゴリーでこの順で、後者ほど低位になっています。この場合には、土壌型がさまざまな環境因子の組合せと対応する最小基本単位になり、分類のあいまいさが克服されています。土壌生成の原理を生かして

土壌は、それぞれの生成環境に応じて、特有の土層構成のタイプをもつようになったいきさつは、もうたびたびお話しした通りですが、この話のしめくりとして、このことをまた、別の角度からみてみます。

まず第1に、土壌は長い年数をかけて、現在みられるような姿になった貴重な資源であるということです。何が貴重かと申しますと植物を生育させることのできる能力(肥沃度)を獲得してきたことです。これには植物自身からの協力というか、環境改善というか、そういうものが強く働いたことを無視するわけにはゆきません。いいかえますと、植物は自分のいる環境下で、自分の生育しやすいような状況を土壌の中につくり上げてきている。たとえば、A層は自分の落葉・枯枝・根が分解してできた腐植がたまって出来たものですが、そこはこれらの分解によって生じた肥料成分の供給源ですし、通気性・透水性がよくて、いろいろな生物の活動の場もあるし、根もよく蔓延するといったように、土壌とも地中のいろいろな生物とも、共存共栄の関係を保つようにつくりあげてきたわけです。

第2は、岩石から土壌ができる間に、植物によって有効な成分が逃げ出して低いところに集まるということです。表1-4はポリノフ（ソ連の地球科学者）が岩石成分と河川の水質成分との比較から得たもので、岩石成分の移動のしやすさの尺度を示しています。可動性の高いものほど低いところに集まります。第1相の元素が海水や内陸の塩水湖に集まっていることはご承知のとおりです。第2相が植物の無機栄養分に当たります。これが適度にあることが理想ですが、雨量の多い地域では欠乏し、海や内陸の乾燥地では過剰にあって、どちらも植物の生育にはよくない。残留して土壌内に残る成分は標高の高いところほど可動性の低い元素に富むこととなります。この状態を模式化したのが図1-11です。乾燥地域では、地下水に第1相と第2相成分（塩分）が過剰にあり、水の蒸発が盛んなため毛細管現象の原理にしたがって、下から上にこれが上がってゆくため地表に過剰な塩分が集まります。このように、一般の水や成分の動きとは逆に動く場合もあります。

日本のような湿潤地は、成分が欠乏して土地がやせている場合に属しますが、その改良法の根本原理は、下の方に流れていった成分を、元にもどしてやることにあります。たとえば、肥料をあたえるのもその一つであります。肥料の主成分であるカリとかカルシウムなどは、いったんは海や内陸の塩湖に流れ込んで沈殿したものをカリ岩塩や石灰岩を資源として採掘し、それをまた土壌に戻しているわけです。あるいは塩基や優秀な粘土（モンモリロナイト）を含む海底土や湖底土を、畑に客土をするというのもそうであります。

以上のことは、土壌のでき方をよく調べ理解することによって、現在行なわれている土壌改良に対して理論づけができるだけでなく、今後の対策に対しても重要な指針を与えてくれるというよい例になるかと思えます。

以上、たいへん概略的ですが、この辺で私の話を終わります。

土壌における極盛相

編集 落葉などの有機物がたまり始めてから、A層をはじめ一つの土層構成ができ上がっていくまでの時間は、土のタイプによっても違いますが、だいたいどのくらいの年数がかかるものなのでしょうか。

加藤 A層の発達には、わりに短い期間でできま

す。たとえば私の経験では、新しく開墾した果樹園でほとんど耕さないのですが、ミカンの落葉などで20～30年の間にA層が発達してきます。桜島が大正3年に噴火したときの軽石層では、約50年後にもう10cmあまりの黒いA層ができ、腐食も10%あまりたまっているという例があります。しかし、一つの土層構成をもったいろんな土のタイプについて、どれくらいの年数でできるかという、それは一律にはいえません。生物を育てるのはちがって、土壌の生長してゆくのずっと観察するには時間がかかり過ぎますので、年数の推定はどうしても間接的になります。土壌そのものの生長期間を測定する方法はありません。放射性炭素を使って、現在から何年前に形成されたかはわかりますが、それは土壌の生長の開始と現在までの中間の値を教えてくださいにすぎません。土壌のできる直前の地表や母岩の年代がわかり、土壌をおお堆積物の年代がわかる時が一番くわしく推定されるくらいです。土ができるためには、ある地表があって、それができてから後でなければ土はできないわけです。そういう見方からの例をあげますと、海岸沿いの平野部の土壌は、いくらか古くさかのぼっても、沖積世の海進以降です。海面がいまの高さに下がって海進のときできた入江を埋めたて平野が成立したとき以降です。沖積世の海進は、いまから約5000年くらい前ということがわかっていますから、それよりかなり後にでき始めたと思われます。

段丘の場合には、最も新しい段丘でも、その形成時期はいまから約20000年くらい前ですから、それ以降の時期ということになります。火山噴出物のような場合ですと、古記録とか、含まれる木炭の放射性炭素の年代から、また、火山噴出物は広い範囲に堆積しますから、他のいろいろな年代のわかった事物（考古学遺物、堆積物

など）からその前後関係が得られやすい利点があり、その噴火年代のわかっているものがわり合いにあります。さきほどの桜島の軽石とか、富士山の東側の宝永火山砂層（約300年くらい前に噴出）などその例です。

編集 そんな短い期間で、土層が分かれてしまうのですか。

加藤 宝永火山砂の場合は、A層がちょっとできるという程度です。B層はまだできておりません。年代のわかるのは、わりに新しい時期のものが多いです。土の生成にはいろいろな作用がはたらくので単純に比較はできませんが、狭い地域で年代の絶対年数はわからなくても、相対的な新旧の比較によって、土壌の生長、つまり土層分化の道すじを跡づけることができることがあります。この場合、A層がどんどん厚くなってゆくなどのことがよくわかります。

ただし、時間が無制限にたつからといって、各土層の厚さが無制限に発達するということはありません。これは、さきほどは申し上げなかったことですが、あるところまでくると、環境との間に平衡が成りたつためです。ちょうど森林の極盛相のようなものが土壌にもあって、そこで発達がとまってしまいうらしいのです。これは、すべての土について実証されているわけではないですが、日本の火山灰土壌については、どうもそういうことがあるという見解が有力なものです。ある時期までは火山灰土壌の特徴を強めるような方向に発達してきて、それ以上たちますと、発達がとまってしまい、むしろ逆にその特徴をうすめるような方向にすすむらしいのです。

表1・4 - 岩石諸成分の可動率

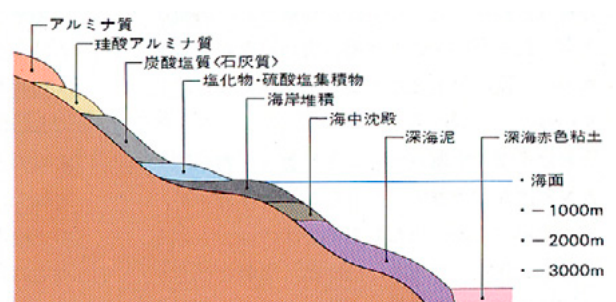
<ポリノフ>

| 第1相 | Cl | 100 |
|-----|--------------------------------|------|
| | SO ₄ | 57 |
| 第2相 | Ca | 3.00 |
| | Na | 2.40 |
| | Mg | 1.30 |
| | K | 1.25 |
| 第3相 | SiO ₂ | 0.20 |
| 第4相 | Fe ₂ O ₃ | 0.04 |
| | Al ₂ O ₃ | 0.02 |

●注 岩石の平均成分量で河川水の溶解成分量を割った値をCl=100として求めたもの

図1・11 - 岩石諸成分の移動と沈澱

<ポリノフ>



●注 第1相、第2相の成分の多くは海に流れこみ、海水中の塩分や海底沈殿物となる。海の沈殿物には陸上からの砂、粘土も含まれる。

日本の土壌の特徴

地質図・土壌図・植生図を比較して

松井 いまの加藤さんのお話をうけまして、私は日本の土壌のことについてお話しします。まず最初に、図面を比較してみられるとわかりやすいので、日本列島の土壌図・植生図・地質図を同一スケールで示したもの(図2-1・図2-2・図2-3, 32頁~33頁)をみていただきます。本誌No.12で紹介されていたように、地質図で赤く塗ってあるものは花こう岩の系統で、日本には、古いものから新しいものまでいろいろありますが、とくに飛騨帯、阿武隈帯の古期花こう岩と広島変動でつくられた西南日本の花こう岩地帯が目につきます。

古生層は、北上帯、足尾帯、丹波帯、それに秩父から四国までを帯状に走る秩父帯など。中生層は、その秩父帯の南を帯状に紀伊、四国、九州にわたって連なっている。そして東北日本には、新生代のグリンタフ層が広く分布する。大ざっぱにいったいたいそんな感じになっているわけです。

そこで土壌図ですが、緑色に塗ってあるのは、褐色森林土と称するもので、山の森林の土壌です。茶色は火山灰土壌、西南日本の海岸部に多い薄赤色は赤黄色土です。二つの図をくらべていただければわかるように、大ざっぱに言って地質と土壌とはほとんど関係ないですね。もっとも、個々の土壌の細かい分類まで記入されている大縮尺の土壌図ですと、母岩のちがいに起因する土の性質のちがいで表わしていますから、細かい次元では土壌と地質は非常に関係があるわけです。しかし、こうした大きな次元での土壌の分布を見ますと、ほとんど地質とは関係ない。

ただ、高い次元で関係があるのは、火山灰の分布と火山灰土壌なのですが、日本列島スケールの地質図になると、火山灰を地層として表現することはしないで、主に深い方の岩盤を表現するので、土壌図とはほとんど無関係になってしまいます。

一般に、よく土壌といえば、地質と非常に関係あるような印象をもっておられるようですが、確かにそれらは関係があるんですけども、その関係の仕方が日本の場合には、単純なパターンで出るような関係ではない。

ところで植生図のほうですが、大まかにいいま

すと、紫色の系統はいわゆる亜高山帯、北海道はわりに低地にまで出ています。植物でいいますとエゾマツ、トドマツというないわゆる亜寒帯の針葉樹林です。内地でも高い山には出ています。さきほど、加藤さんが図1-3の南アルプスの図に示されましたように、内地の山の一番高いところ、森林限界ではハイマツがありまして、その下のほうに亜高山帯の針葉樹林、トウヒヤコメツガ、シラベがあります。

その下が山地帯の落葉広葉樹林、ブナ帯です。ブナ帯の下は、丘陵帯の常緑広葉樹林で、シイとかカシの仲間、西南日本の自然植生です。大まかにいえば、こういうものと土壌の分布は非常に関係が深いのです。

北海道では紫色のポドゾル土壌は、中央の山地に点々と出てきます。これは、植生図の針葉樹林帯の分布とは正確には一致しませんが、内地での分布は比較的良好一致しております。このようにポドゾル土壌は、針葉樹林と深い関係を持って出てきます。

それから東北地方から中部日本にかけてのブナ帯・落葉広葉樹林帯に対応するのは、緑色の褐色森林土です。

西南日本にまいりますと、この土壌図は褐色森林土として緑色一色に塗ってありますけれども、後で申し上げますように、私も、西南日本のシイ、カシ林に対応する土は、ブナ帯の土とは違うという見方を持っております。ここではその違いが出てこない。そういう意味では、褐色森林土を緑一色にしてしまうのは問題なのですが、しかし、両者の分布を正確に区分することは現在ではできませんので、このままでごらんいただきます。この二つのものは分布だけではなく、土の性質が違います。

それからあと、瀬戸内海沿岸に赤黄色土が多く分布します。これはいわゆるアカマツ林のはげ山が殆んどで、人類文化に最もひどく干渉された地帯に対応してできております。このようなわけで土壌図と植生図とは、大きなパターンで共通性を示します。このことを最初に頭に入れておいていただきます。

大陸の土壌と日本の土壌との相違点

それで、日本の土壌の特徴ですけれども、日本の土壌の性質や分布は、大陸の土壌の性質や分布とは、幾つかの点で非常に異なります。もちろん似た点もあるのですが、まず最初に違う点からお話しします。

日本の土は、ほとんどが森林土壌である

違う点の第1は、まず気候からくる問題があります。ご承知のように、日本はユーラシア大陸の東岸にある。大陸の東岸と西岸というのは非常に気候が違う。特に東岸は、いろんな気団の配置などの関係から非常に雨が多くなる。西岸の方ですと、雨季と乾季がはっきりして、いわゆる地中海気候のようなタイプになるんですが、東岸の方は非常に雨量が多い。この雨量が多いということのために、日本の全国土の七割ぐらゐを森林が占めて、日本は世界でもまれに見る非常に緑に恵まれた国である。それだけに多少、脱線しますけれども、外国のように自然保護という思想が余り意識されなかった。このように、めちやくちやに森林が多い。森林が日本の植生の一番安定した姿なのです。火山灰が降りましても、最初に草が生えますが最後にはみんな森林になってしまう。大陸のように、自然状態での草原というものがない。植生の大半が森林だということになります。これが土壌の分布を支配してありまして、日本の土のほとんど、その七割ぐらゐが森林土壌である。これが第1の特徴です。

日本の土はほとんどが酸性土壌である

それから、第2の相違点は、いま申し上げたことと関連して雨が多いために、日本の土は、ほとんどが酸性土壌であるということです。雨が多いものですから、土の中のカルシウム、マグネシウム、カリ、そういった塩基類が、さきほどの表1-2や図1-4でみたようにどんどん流れて抜けてしまう。土には独特の性質がありまして、こういう塩基類は土のコロイド粒子に吸着されているのが普通なんです。ところがそれが水で洗われますと、そのあと、水の中の水素イオンあるいは鉱物からでてきたアルミニウムイオンが、このコロイド粒子にくっついてしまう。水素やアルミニウムがくっつくということは、結局、水素イオン濃度が高くなって酸性になるのです。どんな土でもいろんなイオンが土の粒子にくっついていていますが、日本の土は、水素イオン・アルミニウムイオンの割合が半分以上から大体七割ぐらゐという非常に酸性の強い土が大半であります。

大陸にまいりますと、たとえば大陸の広大なステップ地帯は、チェルノジョームとかプレーリー土があります。これは、加藤さんの話にありましたように、大陸の乾燥気候のもとでは草

原の方が安定していて、そういう草原地帯でできる土壌です。そういうところで穴を掘って土をみてみますと、炭酸カルシウムが土層の中にいっぱい白く散って見られます。塩酸をかけると発泡する。大陸では、これがノーマルな土で、炭酸カルシウムを含まない土というのは非常に珍しい。日本では逆に、炭酸カルシウムが土壌の断面に出てくる土は、皆無です。さきほどの図1-2Bと図1-3Bに示されているように、置換性カルシウムの量ではオーダーがちがいます。これはもう決定的な違いですね。

土壌断面の分類は、大陸の草原土壌を標準にして発達した

そもそも、土壌をA層、B層、C層に分けたというのは、次のような事情があるのです。すなわち、C層は、もともと炭酸カルシウムが入っている。それは、大陸では永河時代にできた風成層、レスです。チェルノジョームのような土ですと、炭酸カルシウムをたくさん含んだレスの上に、植物が生えて腐植がたまる。A層とC層があってB層がない。それが草原土壌の、そして大陸の土の標準です。

B層というのは、雨の多い森林地帯ではじめてでてくる。雨が多くなると、炭酸カルシウムが洗われてなくなる。そして草原と違って、樹木の根は深くまで土の中に入り水を吸上げるので、物質が循環するわけです。こうして炭酸カルシウムをはじめ塩基類は、どんどん下に抜けてしまう。そのためにB層ができてくる。大陸の場合には草原土壌が標準になっていますから、はじめにA層・C層ができて、溶脱作用によってB層がでてくる(図1-9A)。B層は、色が褐色ですが、炭酸カルシウムを含んだ土は、色は白っぽい。ところがカルシウムがなくなると鉄が出てきて、赤とか黄色とか褐色とか、鉄の色がついてくる。それがA層、B層、C層とに分けられてきたもとなんです。現在では、もっと拡張解釈されているいろいろな広い意味がつけられています。

そういうことで、もともと大陸から発達した土壌学がA、B、Cに分けたのは、炭酸カルシウムがあるかないかということが、まず一番わかりやすい基準だったのです。ところが日本の土は、そういうことは初めから問題外だった。ですから、量的にみて、世界の主な土からはかなりはずれた一番端の方の土、エンドメンバーというのが日本の土の特徴だろうと思います。

日本の土は一般に未熟である
第3の相違点として、日本は、非常に山が多い。本誌前号にありましたように、日本は大陸周辺の造山帯にあって、非常に地殻変動が盛んで、急峻な山がたくさんできています。もちろん、火山の数も多く、地形的にみてめちゃくちゃに山が多い山国である。そのために侵食が激しくて、どんどん土が流れていく。こうして土層は、一般的に比べて外国の土に比べて未熟です。土の材料が、たえず入れかわっているのが日本の土の特徴です。

日本の大半は山ですから、ポドゾルとか、褐色森林土とかいう名前がついてはありますが、しかし、これは正確にいいますと、山岳ポドゾルとか、山岳褐色森林土なのです。外国のように、平地のポドゾルや褐色森林土とは大分性質が違う。日本の場合には、土層が浅いし、礫などもいっぱい出てくるというちがいがあります。このように、面積的には日本の七割の土は、山岳土壌で、外国の平地の土と単純に比較できない点があります。

日本の土は火山灰の影響が強い
第4には、日本は環太平洋火山帯という太平洋の周りを取り巻く最も新しい火山帯の中に位置しているので、火山活動がはげしく火山灰が非常に多い。もちろん、それ以前の火山活動もはげしかった文字通りの火山列島です。ですから日本の土を顕微鏡で調べてみますと、ほとんどの土は、火山灰の影響を受けています。火山灰の影響が全くない土というのを平地でみるのはむずかしい。山の方では、もともとたまっていた火山灰が、どんどん削り取られてなくなっていく。そういうのが特徴です。大陸では逆に、レスとか氷河堆積物が多いのですが、日本には大陸氷河はなかったでこういう氷河の堆積物はほとんどない。チェルノジョームなどの外国の代表的な土は、ほとんどがレス、あるいは氷河堆積物からできた土ですから、そういう土と単純に比較できない点があるわけです。

日本の平地は人工の水田土壌
第5に、日本には非常に狭いながらも平地がありますが、その平地の大半は、狭いものですからほとんど耕作されて水田になっているわけです。ですから、われわれの生活と密接に結びついたりしたところには、面積は狭いんですけども、水田土壌という特殊な人工土壌がたくさん分布している。これは日本だけではなくて、中国や

東南アジアにも広く分布しているのですが、日本は、その中でも稲作技術が一番発達しておりますから、稲作技術がおくれている東南アジアに比べると、水田土壌そのものの性質がかなり違っている。こういう点が5番目の特徴だろうと思います。

大陸の土壌と日本の土壌との2つの共通点
ところで、こんどは共通点を申します。先ほど加藤さんのお話にもありましたように、緯度的なあるいは垂直的な成帯性、これははっきり出ています。外国のように乾燥地帯の土ではありませんが、潤湿地帯における成帯性ははっきり出ております。さきほどもちょっと触れましたように、北の方からポドゾル性の土、冷温帯の褐色森林土、暖帯になりますと褐色森林土とはちょっと違う私どもが黄褐色森林土と呼んでいる土が出てくる。このように、成帯性的特徴がそれなりにはっきり出ているという点は、共通だろうと思います。

あともう一つの共通点としまして、日本にも外国と同じように、古土壌が分布しているということです。過去の地質時代に生成された土が、現在でも侵食されずに残っているようなものを古土壌といっております。外国では、このようなタイプの土は、だいぶ前からいろいろと研究されてわかっていたのですが、日本では、そういった土の見方がちょっとおくれていて、やっと最近、そういう見方が一般的になってきたのです。さきほどもちょっと触れましたように、瀬戸内海沿岸の赤黄色土は、ほとんどが古土壌です。

日本の代表的な成帯性土壌

ポドゾル性土壌

ところで、日本の代表的な土については、本誌の前半部で各先生方がそれぞれお書きになるはずで、若干重複するかもしれませんが、ここでは簡単に要約してみます。成帯性土壌としては、ポドゾル性の土壌、褐色森林土、黄褐色森林土、それから多少問題ですけれども、赤黄色土も入れますと、その四種類があるわけです。

まずポドゾル性の土壌。日本では平地の針葉樹林は殆んどなく、平地としてはカムチャッカなどもっと北の方が本来の分布地域で、大部分は山に分布します。ポドゾル性土壌は、この山岳の高山帯、ハイマツの下に非常にはっきり出ています。そして、その下の亜高山帯、トウヒとかコメツガ、シラベなどの針葉樹林帯。北海道

図2・4 - 山岳森林土壌の分類・分布と天然林との対応を示す模式図
 <1973 山谷による>

| 垂直帯 | 代表的天然林 | 分布様式と生成因子 | | | | | |
|------|---------------------------------|------------------|----|-----|----|-----|----|
| | | 成帯的 | | 中間的 | | 局所的 | |
| | | 気候 | 地形 | 気候 | 地形 | 母材 | 母材 |
| 高山帯 | お花畑 ハイマツ林 | 山岳ポドゾル | | | | | |
| 亜高山帯 | アオモリドマツ林(矮型) | 泥炭ポドゾル | | | | | |
| | アオモリドマツ林 | 腐植型湿性ポドゾル(山岳腐植土) | | | | | |
| 山地帯 | フナ・ダケカンバ林 | 暗色系褐色森林土 | | | | | |
| | フナ林 ヒノキ林・スギ林・ヒノ林 フナ・ミズナラ林 | 褐色森林土 | | | | | |
| 丘陵帯 | クリ・コナラ林 アカマツ林 常緑広葉樹林 | 黄褐色森林土 | | | | | |

図2・1 土壌図 <原図 森林立地懇話会編 森林土壌図1972を簡略化・注1>

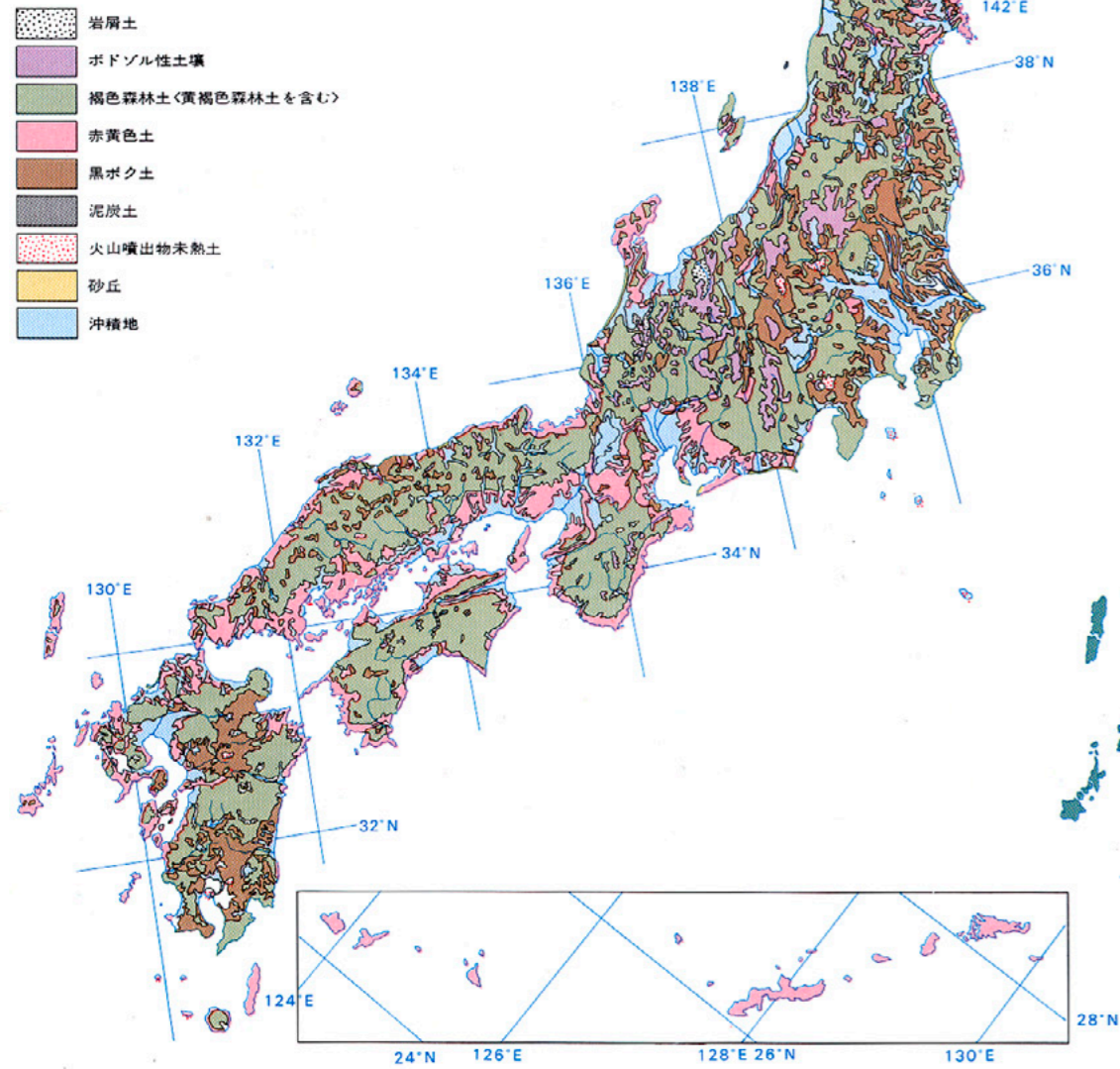
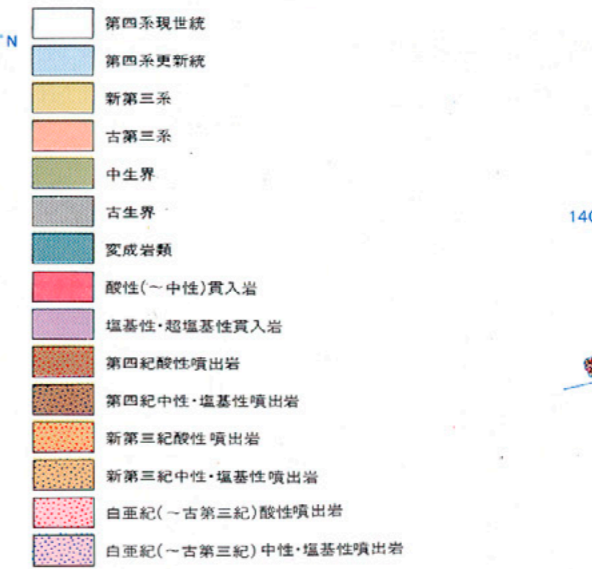


図2・2 - 植生図 <原図 鈴木時夫 1976>



注1 図2・1土壌図は、縮尺1:2,000,000の原図を以下のように簡略化した。岩屑土=高山性岩屑土, 岩屑土・ポドゾル性土壌=湿性ポドゾル・湿性ポドゾル・乾性ポドゾル混在区, 乾性ポドゾル・褐色森林土混在区, 暗色系褐色森林土・褐色森林土=適潤性褐色森林土, 乾性褐色森林土・赤黄色土=赤色土, 黄色土, 暗赤土, 赤黄色土未熟土, 黒ボク土=黒ぼく土, 淡色黒ぼく土, 泥炭土=原図に追加 他は原図。

図2・3 - 地質図 <原図 地質調査所刊 日本地質図 1971を簡略化・注2>



注2 図2・3は、縮尺1:2,000,000の原図を以下のように簡略化した。第四系現世統=原図, 第四系更新統=原図, 新第三系=鮮統統, 中新統, 古第三系=原図, 中生界=四万十累層群, 白亜系, ジュラ系, 三疊系, 古生界=古生界上部-中生界下部, 二疊系及び石炭系, デボン系及びシルリア系, 変成岩類=結晶片岩・千枚岩(三郡・三波川・カムイコタンなど), 雲母片岩・片麻岩(領家・阿武隈・日高など), 片麻岩(飛騨), 酸性(～中性)貫入岩=中新世, 白亜紀後期(～古第三紀), 白亜紀中期またはそれ以前, 中生代前期または古生代後期, 塩基性・超塩基性貫入岩=第三紀, 先第三紀, 第四紀噴出岩=酸性及び中性・塩基性ともに原図, 新第三紀酸性噴出岩=鮮新世, 中新世, 新第三紀中性・塩基性噴出岩=鮮新世, 中新世, 白亜紀(～古第三紀)噴出岩=酸性及び中性・塩基性ともに原図

ではトドマツ、エゾマツ、こういった針葉樹林帯に出てまいります。断面で説明しますと、A₀層の下に漂白層、白く抜けた層が出てくる。A₀層から出てくる有機酸に鉄分が溶かされて、下に抜けて、B層にたまって褐色になっている。非常にコントラストがはっきりしている。灰色があって褐色がある。それがポドゾル性土の特徴です。これは、山の上のハイマツなどの下の土壌ですから、面積的にはそう広くないのです。しかし、養分が抜けていますから、非常に生産力が低くて、森林を造林するわけにいかない。こういうところに生えているのは、東北地方では針葉樹。青森県にはヒバみたいな特殊なものが生えている。そういう天然の森林は、そのまま大事にとっておく以外にない。伐ってしまえば後から木を生やすことはできない。そういったような土です。ただ、私も土壌学者が研究の対象にするには非常にいい。いろんな土の中の物質の動きを研究するには、コントラストがありますから非常にいい材料なのです。(表紙写真 参照)

褐色森林土

次に、落葉広葉樹林帯の褐色森林土ですが、これは傾斜地形によっていろいろのタイプがありますが、適潤性と呼ばれているのが一番代表的なタイプです。やはり、腐植がたまって、それを分解してA層ができます。その物質がだんだん下に移りかわって、B、C層ができるのですが、これはポドゾルみたいにコントラストがはっきりしてなくて、だらだらと移り変わるのが一番特徴です。腐植なんかが少しずつ浸潤して行って、分析しますと、わりに下の方から炭素が検出できるという、ポドゾルとは全く対照的にだらだと全層的に移りかわる。そして、下層の方にいきますと、土の割れ目(構造)がよく発達しています<注1>。この土は腐植もよく分解しておりますし、養分にも富んでいるし、構造がいいので水分とか空気の流通もよい。ですから、森林土壌としては一番いい土壌なんです。あまり標高が高いとちょっと問題ですが、標高がそれほど高くない場合には、スギとかヒノキとかの造林にも非常に適している。日本の森林資源の大半は、この褐色森林土から得られている。日本の場合には、天然林はかなり伐採されて人工林になっています。スギの人工林はほとんどこの土壌です。(表紙写真 参照)

黄褐色森林土

次に、シイ・カシ林など暖帯林帯の黄褐色森林土ですけれども、これは、いまの褐色森林土にくらべますと、腐植のたまり方と浸潤の仕方はわりに似ているのですが、下層のB層の色が非常に明るいのが特徴です。赤味を帯びている場合もあれば、黄色い場合もありますが、全体として色が明るい。褐色森林土の場合には黒ずんだスけた感じがあるのですが、これにはそういうのがなくて非常に明るい。これらの二つの土の性質の違いは、最近、くわしく研究されてきておりまして、たとえば粘土鉱物の組合わせが違おうとか、鉄の形態が違おうとか、いろいろな違いがだんだんにわかってきました。(表紙写真 参照)

赤黄色土

次に、赤黄色土ですけれども、これは、昔は赤色土、黄色土といわれ、シイとかカシ林などの暖帯気候に対応した成帯性土壌といわれていたのです。ところが、いろいろ調べてみますと、どうもそういうふうに話がうまくいかない。どこからも出てくるんです。極端に言えばオホーツク海沿岸からも出てくる。北上山地でも、鶴岡付近の山にも、あるいは北陸地方にもたくさん出てくる。それで、これは現在の気候とか植生には無関係だということが、次第にわかってきた。少なくともほかの土のように、現在の気候とか植生の影響の下でできたのではない。いろいろ調べてみますと、氷河時代の暖かい間氷期の時期にできた。間氷期というのは、現在と同じか、それよりも多少暖かいような気候条件が数万年続いていたわけで、そうした暖かい気候のもとで風化を受けた。そうしますと、鉱物が分解してあまり残っていない。土の中に含まれている有色鉱物という色の暗い鉱物、輝石とか角閃石がほとんど分解して残っていない。それで鉄分がいっぱい出てきて、鉄やアルミニウムに非常に富んでいる。そのために色が赤い。そして、現在地球上に分布している亜熱帯や熱帯の赤い土に非常によく似た性質をもっている。こんな土が現在の日本の気候条件からできるはずがないのですが、こうした疑問がだんだん解けてきて、これは、過去の地質時代の間氷期にできた土だということがわかってきた。いまではほとんどの方が、こういった見解を持ってらっしゃるんじゃないかと思えます。林業の立場からいいますと、さきほどの黄褐色

森林土は、褐色森林土と似たようなもので、森林土壌としては一般的にいい土壌といわれていますが、赤黄色土は、腐植層が非常に薄いんです。たいていは、はげてしまっている。下層土は分解が非常に進んで、鉄とかアルミニウムだけが非常に多い。粘土化も進んでいる。簡単にいいますと、やせているわけです。ですからあまり樹木は生えておりません。瀬戸内海沿岸のこういった地域には花こう岩の荒地がありますが、こういったところに非常に多い。アカマツしか育たないいわゆるはげ山、せき悪林地といわれるたいへんにやせた土であります。これを開拓して畑にしているところもありますが、それには、相当堆肥^{たいきゅうひ}など、いろいろな肥料を使わないと作物がよくできない。だいたい戦前は、練兵場に使っていたところですよ。そういう土です。(表紙写真 参照)

日本の代表的な成帯内性土壌 火山灰土壌 黒ボク土

次に成帯内性土壌ですが、日本で最も代表的な成帯内性土壌は、火山灰土壌です。これは最近では、黒ボク土壌といっていますが、黒ボクという言葉は、昔から日本の農民が使っておりまして、黒くてボクボクしているというので非常に感じが出ています。これは、火山灰が風化してできた土で、その上に非常に厚く腐植がたまっているのが特徴です。これは、加藤さんおやりになったのですが、黒い土の中の鉱物をよく調べますと、ある一定の細かいところに、ササとかススキなどのイネ科の植物の組織の中に入っている珪酸がいっぱい出てくる。それで、この黒い腐植層は、ススキとかササなどの遺体が厚くたまって、それが火山灰の風化物の上にA層を形成した。このように考えているわけです。ところで、この火山灰の風化物ですが、これはほかの材料ですといろんな結晶性の粘土鉱物ができますのですが、火山灰の場合にはそういうものがなかなかできないで、アルミニウムと珪酸が結びついた非結晶性の粘土ができる。この粘土鉱物はアロフェンというのですが、このアロフェンというのがいろいろな性質を持っていて、なかでも有機物やリン酸を非常に吸着しやすいという点に特徴がある。そのため、この土は常にリン酸欠乏症になっている。こういう土の上では作物をつくりやすく余りよくできない。リン酸をアロフェンがつかまえて、植物の根に供給できないようにしているからです。

注1 土の構造

土の粒子（砂，シルト，粘土）は，たがいにくっつきあって，いろいろの形や大きさの塊（集合体）になっている．この集合体の集りぐあいを土の構造とよぶ．A層には，有機物でのりづけされた細かい構造（粒状，

団粒状，細粒状）が多く，B層には，大きく割れる構造（塊状，柱状）が多い．乾いた土では，氷砂糖のように固く角ばった堅果状構造ができる．砂丘の砂のように集合体をつくらぬものを単粒状，湿った粘土のように全体が連結してしまったものをカベ状という．

これらは無構造である．構造は，土の中の水や空気の状態とその動きを条件づけるので重要である．

注2 灰色沖積土は灰色低地土，褐色沖積土は褐色低地土ともよばれる．

だからリン酸肥料を入れると作物は非常によく生育する．このように農業上からは好ましからざる性質を持っているんです．しかし物理性はいいのです．非常にやわらかいし，孔隙がいっぱい発達していて，空気とか水分をよく蓄える．物理性からいいますと，大陸のチェルノジョームのように非常にいい性質を持っている．化学的には余りよくない．外国のチェルノジョームも腐植が厚くたまった土で，これは，土壌の皇帝などといわれて，肥沃なヨーロッパの穀倉地帯を形成しています．黒ボク土も，見かけは似ていますが化学的な性質がかなり違う．これを適当な方法で改良すれば，物理性はよいのでいい土になります．現在，日本の畑のかんりの部分はこの土で占められています．ともかく，この土は，私どもの生活と非常に関係が深い．

関東地方などは，ほとんどこの土で，われわれは黒ボク土の上に住んでいる．また，この土は火山灰土壌の特徴で土が軽いので，風でよく吹き飛ばされます．武蔵野はいまは大部分が舗装されましたが，昔は土ぼこりがたちやすいところだった．あるいは，霜柱がよく立つところでもあった．黒ボク土は非常に水を吸いやすく，孔隙が多いから，冬に，水分が凍結すると土を持ち上げて霜柱をたてた．こういういろんな性質は，火山灰土壌の独特な性質，粒子が非常に細かいとか，保水性が高いとかいったような性質にすべて起因しているわけです．（表紙写真参照）

日本の代表的な成帯内性土壌 水成土壌

グライ土壌

それからもう一つの成帯内性土壌の一群には，さきほどの加藤さんの話にありましたような水はけの悪く，地下水の高いところのできるグライ土壌があります．これは，田舎で生活された方はよくご存知だろうと思いますが，よく水はけの悪い水田で穴を掘りますと，青い粘土がでてきます．これは，地下水でたえず飽和されているために，還元されて青くなっている．そういう土ですと，根がいたんだりして稲のできが悪い．ですから暗渠排水をして地下水を下げ，土を普通の赤っぽい土に変えなければならぬ．そういう土があります．

泥炭土

それからあと，泥炭土ですが，これは，北海道などに非常に多い．代表的なものはサロベツ原野，あるいは石狩川の流域に広大な泥炭地があ

ります．現在は，泥炭地の地下水を下げて，開拓して使っていますが，もともと泥炭地は非常に水はけの悪いところなんです．そこにヨシとかハノキなどの湿地を好む植物が生えて，それが年々枯れるんですが，じめじめしていますから微生物の活動が不活発でなかなか分解しない．よく見れば，植物の繊維がわかるような土です．尾瀬ヶ原なども，ほとんど泥炭で埋まっているわけです．（表紙写真参照）

私，尾瀬ヶ原を前に調べたことがありますが，5mぐらいの深さまで泥炭がたまっています．泥炭の厚さは厚いところでだいたい5mというのが限度です．多少脱線しますが，泥炭の堆積速度は一年間に約1mmといわれています．ですから，5mというのは約5000年かかっているわけです．海岸地方にも泥炭地が多いのですが，私どもが掘ってみると大体5mなんです．それで，縄文海進と呼ばれる時期が，今から5000年～6000年前で，その後，海面が下がって湿地が残る．そこに泥炭がたまっていたわけですから，年1mmで5mというのは，時間的にいうとたいへんうまくつじつまが合うわけです．（笑）

疑似グライ土壌（重粘土）

それから，台地の方で重粘土といって，農業上非常に問題になっているたいへん粘っこい土が，オホーツク海沿岸に分布しております．北海道には不良土壌と呼ばれるものが三つあります．泥炭土，火山灰土，重粘土です．この重粘土というのは，グライ土壌に似ているけれどもちょっと性質が違っていて，私どもは疑似グライ土壌といっています．よく地下鉄のホームなどで茶色と灰色のだんだら模様になっている大理石をみかけますが，そんな感じの断面をもった土です．ドイツでは，マルモリールテンボーデン（大理石様土壌）といっています．これは，もともとは水はけのよくない粘土質な土で，地形的には台地上にありますから地下水はうんと低い．雨の多い時期には土層の中に水が停滞し，日照りの多いときにはそれが乾くか抜けるかする．こうして酸化と還元をつねに繰り返し，酸化した部分は褐色になり，還元している部分は灰色になるということで，だんだら模様の土ができる．これを疑似グライ土壌といっています．こういう土は日本では，寒冷な東北地方と北海道にしか分布していません．温度が低いので水が蒸発しにくく，水が停滞しやすいためにでき

る．
沖積土
あと沖積地になりますが，ここにはいろんな沖積土があって，細かく分ければきりがありません．成帯内性土壌というよりは，未熟土として非成帯性土壌として扱われてる場合の方が多いのです．日本ではたいがい水田に利用されております．水田以外の沖積地はごく一部で，そういうところで調べまして，灰色味が強いものを灰色沖積土，褐色味の強いものを褐色沖積土といっています．一般に水はけのいいところは酸化して褐色になっているので，海岸平野の中でも少し高くなっているところ，いわゆる微高地とよばれるようなところでは，褐色沖積土がみられます．他方，沖積平野の一般面には，弱く還元した灰色沖積土があり，これが最も広く分布しています．<注2>

また，関東地方の谷間などに行きますと，よく谷地田^{ヤチダ}といって谷の中のたんぼに真っ黒い沖積土があります．これはその場所のできたものではなくて，台地上の黒土が流れ込んだものです．これを，仮りに黒色沖積土といっていますが，こういう土も部分的に分布しています．このように，灰色，褐色，黒色沖積土というのが，日本の代表的な沖積土だと思います．ドイツでも似たような分類をしております．

水田土壌

それから最後に，人工的な水田土壌．これには，いろいろな考え方があるんですが，大きく分けると，一つはグライ土壌と呼ばれているものです．これはもともと地下水の高いところを水田にしたので，水田にする前とした後で，土の断面がほとんどかわらない土です．こういうところは，暗渠排水をして，地下水位を下げ，酸化的な部分を厚くするように改良しています．それからもう一つ，地下水がうんと低いところの水田土壌は，土の色が灰色で，途中で鉄やマンガンの斑点がたくさん入っている．そういう断面をもっているのが特徴です．水田では，稲の生育期間だけは水を張ります．そして表層では，堆肥をはじめいろんな有機物が少しづつ微生物によって分解していますが，水の張ってあるときは，この微生物の活動によって非常に酸素が欠乏して還元状態になってくるわけです．この還元状態になった土からは，鉄分が第一鉄の形で水にとけてきます．そして水は絶えず下にしみ込みますが，それが下の方へいくと相対的に酸化状態になってきて，稲の根っこのあた

りなどに沈殿して赤く鉄さびみみたいになる。これが水田土壌の断面に鉄の斑点ができる原因です。ですから、こういうものができるということは、灌漑している水田だけがもつ非常に大きな特徴です。人工的に灌漑をしているので、こういったパターンの断面をもつ土ができるわけです。

日本の土壌生成における気候と植生の影響

以上、日本の代表的な土の特徴というのをかいつまんで話しましたが、これをさきほど加藤さんがいいました5つの土壌環境因子、これに人為作用を加えて6つになるわけですが、日本の土の場合には、これらのものがどのような関係を持っているか、とくに人為作用の影響の点を補足しながら、最後のまとめの意味で要約してみます。まず気候ですが、これは最初にいいましたように、日本は南北に長いために成帯性がやすい。急峻で高い山も多いので、垂直的成帯性もやすいということです。そして、雨が多いので、酸性土壌ができやすい。これが大きな特徴です。

それから次に、生物、植生ですが、雨が多くほとんどの地域は森林が極盛相で、森林の分布が一般的である。したがって、森林土壌の緯度の成帯性、あるいは垂直的成帯性が非常にはっきりしているのが特徴です。しかし高山を除き、森林のほとんどは天然林が伐り払われて二次林とか、草地とか、あるいは人工的な造林にかわっています。そういったことから、森林土壌については、大変わかりにくい点があります。たとえばA層が天然林のような発達の仕事をしていない。普通は、ブナ林ですと、A₀層が厚くたまるのですが、ブナを伐採してスギとかヒノキの人工林にしてしまうと、A₀層の発達がおくれます。特にマツ林になると、A₀層もあまりたまらないというように、本来の森林土壌とは少し変形してきているということが多いようです。

日本の土壌生成における母岩の影響

次に、母岩ですが、ご承知のように日本は地質条件は非常に複雑です。大陸の地質図というのは、日本のものくらべてみるとものすごくのっぺりとしていて、とてもこんな複雑なパターンではない。アメリカなどで地質図を見ますと、5万分の1の地質図だと思って見ていたものが、スケールを見たら20万なんです(笑)。大体日本の5万分の1とアメリカの20万分の1が同じく

らしいパターンなのです。そういうふうには日本の地質条件は非常にごたごたしていて複雑きわまりない。何回もの造山運動をうけていて地殻変動が非常に盛んな場所なんです。

このことが土壌にも反映していきまして、細かく見てゆくとみんな材料が違う。土壌型よりもちょっと下のオーダーで土の性質をみていきますと、日本の土はきわめて複雑である点の特徴です。たとえば、ポドゾル性の土壌は、水はけがいい材料ほど物質が上から下へ抜けやすくなるので、ポドゾル化作用が起こりやすい。花こう岩などは粒が粗く、もともと鉄分も少ないので、すぐ漂白層ができやすい。逆に、鉄分が多い蛇紋岩とか、はんれい岩など、いわゆる塩基性の岩石からは、ポドゾルができにくいという傾向があります。

同じように、褐色森林土や黄褐色森林土でも、蛇紋岩のような非常に塩基に富んだ岩石からできたものは、ほかのものに比べて性質が違ってきます。このように、土壌型の一つ下のオーダーでは、材料の違いが影響しています。

それから母岩としてはまた、日本には非常に火山噴出物が多い。日本の土は、大なり小なり火山灰の影響が入っている。そしてその影響が強いところでは、土壌の成帯性というものをかくしてしまい、みんな同じ性質の黒ボク土にできてしまっています。たとえば関東地方などがそうで、こういうところは土の研究をしていても面白くないところです。

日本の土壌生成における地形の影響

それから地表の起伏、地形ですが、これもさきほどから申し上げているように、日本は山地が多く起伏に富んでいるので、非常に侵食作用が激しい。山の土は、一般に絶えず材料が入れかわって未熟です。また、森林土壌については、よく乾湿で分類されることがあります。つまり、尾根筋の場合は、水分はどんどん抜け、風にも当たりやすいので、非常に乾いた土ができる。山の中腹になりますと中間ぐらいで、適度な湿りをもった土壌ができる。谷筋では、上から流れ込む水で非常に過湿になっている。そういった特徴が土壌の断面形態にあらわれてきます。詳しく言いますときりがありますが、簡単にいうと尾根筋の乾いている場合には、土の粒子が小さくて、かたく固まっている。そういった構造ができやすい。谷筋の湿った土ですと、腐植が上から下までずっとしみ込んで、構造がで

きなくて、べったり壁状になっている。このように、長い間の乾湿の影響が土壌の形態に反映している。そういうことがあります。平地だけだったらそういうちがいはほとんどわからないですね。

それから年代の影響は、地質時代の間氷期にできた赤黄色土や、泥炭土の例がありますが、さきほど簡単にふれましたので、ここでは省略します。

日本の土壌生成における人為の影響

最後に人間の影響の点ですが、これにはまず火山灰土壌の黒ボク土があります。黒ボクの厚い腐植含量は、ススキなどの草本類がその給源になっているのですが、日本では、だいたい草本というものは、極盛相ではないわけです。森林を焼いたり伐ったりしたところに始めてススキなどの草地ができる。そのススキ草原が黒ボク土をつくるのですから、これには、かなり人間が干渉して、その影響が非常に強く働いている。私どもはそういう見方をしております。

森林土壌については、さきほども、ブナ林を人工林に変えた場合のA₀層の変化についてお話ししましたが、もう一つポドゾルの例を申し上げます。北海道では一面ササに覆われている山がたくさんありますが、これは、山火事などで焼けますと、あと樹木が生えないでササが生えてくるんですね。ササは根系で、地表を完全にカバーしてしまいますからあと樹木が生えてこない。このササの影響が土に出てくる。普通のポドゾルですと、A₀層があってすぐA₂層になり、A₁層がないのです。ところがササがありますと、A₁ができてA₂ができる。ササの場合にはよく分解しますから、普通の無機質の土とまじってA₁ができるのです。針葉樹の腐植の場合は、上にただたまるだけなので、A₀だけで下の土とまじらない。下草が発達しますとA₁ができる。それが極端に発達したのがササの生えているところの下の褐色森林土やポドゾルです。そういうポドゾルをソ連ではジョールンポドゾルと言っていますが、これに相当するものが、北海道では、下草にササの生えた針葉樹林の下の土壌で、これも間接的には、人間の干渉が影響してできるものと考えられます。あと水田土壌ですが、これは典型的な人工土壌です。ただ、この水田土壌も、人間の灌漑技術の発展を反映しております。簡単に要約しますと、たとえば、静岡県に登呂遺跡というのがあ

ります。稲作が日本に伝わり普及し始めたのは弥生時代といわれていますけれども、弥生の前期から後期にかけての稲作技術を、私たちは、かりに登呂段階と称しております。それは、私も登呂遺跡の調査をしましたが、そこは湿地で、黒泥土のような土が出てくる。ですから、そこでは湿地を利用して、そこに、直まきをして自然に生えてくるものを刈り取った。多少の排水施設はあったようですが、いずれにしてもこの段階の稲作というのは、湿地帯に、グライ土壌とか泥炭土や黒泥土、そういった土のところに直まきして栽培している。非常に技術の低いレベルです。

岡山に津島遺跡というのがあり、私も、たまたま発掘に協力したことがあるんですが、これは、弥生の後期末です。この場合には、鉄やマンガンの斑紋が出てくるのです。この斑紋は、さきほど申し上げたように、灌漑栽培をしていないと出てこないわけですから、明らかにこれは灌漑水を使ったかなり高度に発達した技術がすでに行なわれていたということです。恐らく、灌漑水を利用した最も古い時期のものと思われる。その後、現代になりますと、陸田とか、台地の上の乾田とか、そういうところにも水を使う利水技術が発達してきて、完全に水管理ができるようになってきた。

このようにごく大ざっぱに言いまして、水の水管理技術の発達ではおよそ三つぐらいの段階に区分でき、それぞれに違った水田土壌ができてきた。そのようにいえると思うのです。現在でももちろん、グライ土壌とか泥炭土もあるわけですが、その大部分は、暗渠排水などをしてどんどん改良していつているわけです。

このように、土壌断面から土壌型をつかむということは、土をわれわれの望ましい方向に改良していく上でのプリンシプル、手がかりを得られるということです。水田土壌というのは、こういった原理をかなり意識的に適用して、われわれにとって、一番望ましい形態の土に変えていった例だと思います。

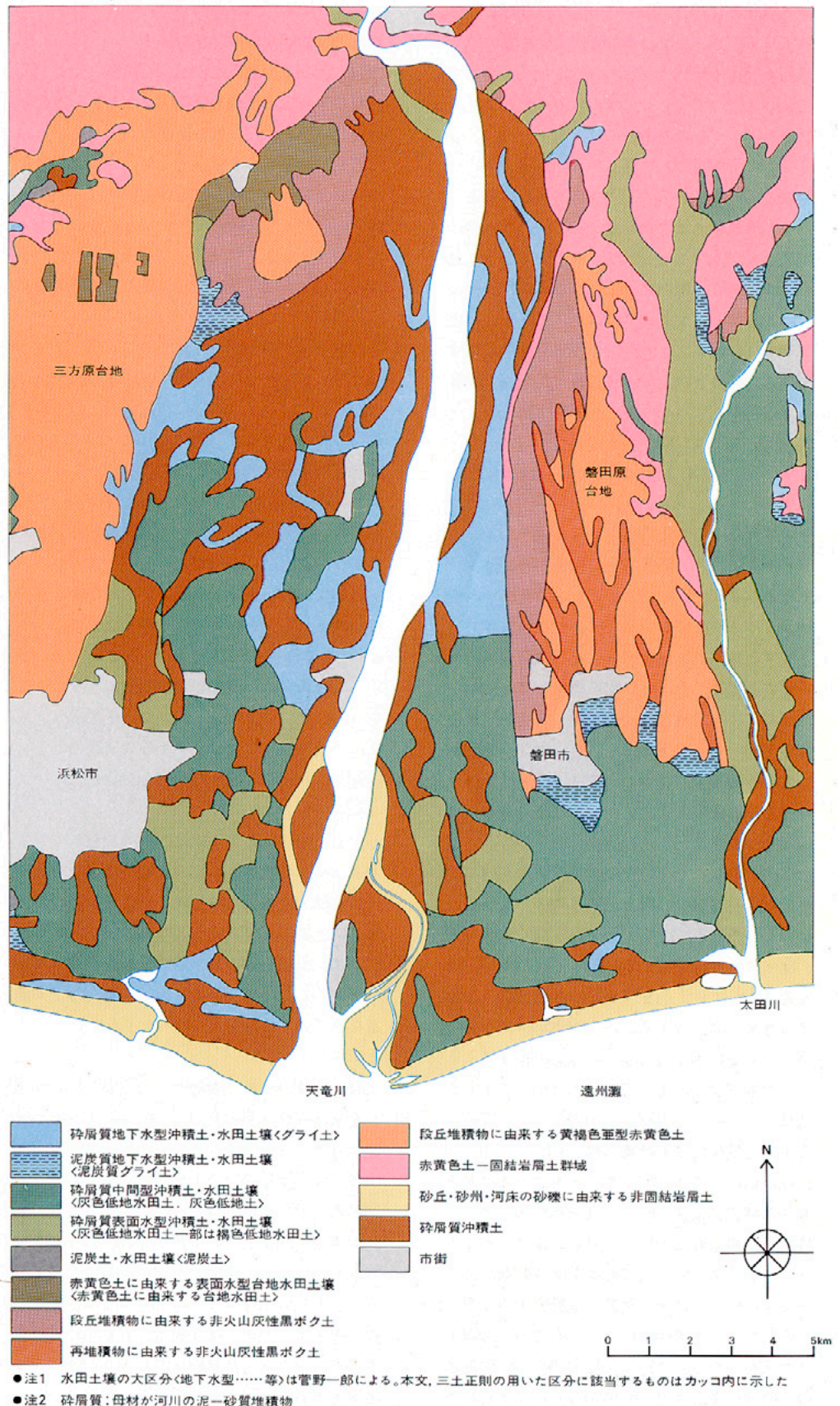
褐色森林土と酸性褐色森林土

山根 いま、火山灰を母材としては、褐色森林土はできないという意見があるでしょう。しかし、実際には八甲田のブナ林のところ、菅茶屋の近くは典型的な火山灰土壌ですが、あそこにはきれいな褐色森林土がでていっているでしょう？

松井 その場合、形態的な特徴はいいんですが、

図2・5 - 天竜川・太田川下流域土壌図

<原図 = 静岡県基本土壌図・1965, 松井・加藤ほかを簡略化>



ケミカルな特徴をどこで線を引くかということが問題になるんですね。リン酸吸収系数まで入れてしまうと、なかなかむずかしいんです。

もともと褐色森林土というのは、ヨーロッパで発達した概念です。これは大体ドイツとか、フランス、イギリスを中心に分布している。アジアの方では中国の山東省とか大陸東岸を中心に分布している。そういう大陸の褐色森林土と日本の褐色森林土とは大分違うんです。日本のは塩基が雨で抜けちゃって酸性になっている。最近では、酸性褐色森林土という名前が世界的に使われていますが、日本のはまさしく酸性褐色森林土なんです。ヨーロッパの場合には、落葉樹のブナ林の下の土でも50%以上が塩基で飽和しているのです。それがノーマルな形 ノーマルというのは、向うが先に見つかったから。日本で先に見つければこっちがノーマルになった(笑)。

アメリカでは、考え方がちょっと違うんです。アメリカでは、石灰質のものに最初に褐色森林土という名前をつけてしまったものだから、混乱するので使っていないんです。ただ、大陸でもカナダとかフランスなどで、海岸地帯の雨の多いところでは、やはり日本の褐色森林土に似た土があって、最近では、そういうのを酸性褐色森林土という名前をつけて、褐色森林土と区別しているんです。日本のものは、その酸性褐色森林土の方なのです。ノーマルな褐色森林土ではないのですね。

ただ、褐色森林土というのが世界的に問題になっているのは、その概念が非常に広く、いろいろのものが入ってくる。そういう点で論議的になっている。ですから、日本の火山灰から褐色森林土ができるかどうかという場合に、褐色森林土そのものの定義といいますが、枠をどの辺におくかで入るか入らないかがきまってくるわけです。たとえば、アロフェンができる火山灰というのは、立川ロームがそうです。ご承知のように、関東地方の火山灰、ローム層というのは、古い方から順に多摩ローム、下末吉ローム、武蔵野ローム、立川ロームとありますが、この一番新しい、一番上ののっかっている立川ロームはアロフェンで、その下位の武蔵野ロームになるとアロフェンがあまりないのです。ですから、リン酸吸収系数はずっと低い。武蔵野ロームか、それよりも古い時期の火山灰であれば、まさに褐色森林土はできるといえますね。

人間による影響 土壌の荒廃を中心に

原理的な立場からのアプローチ

山根 最初に加藤さんのお話しにあったように、土壌の生成を支配する環境因子のうち、人間の影響というのは、一般に第6のファクターとして考えられております。そして、いまの松井さんのお話しの中には、日本の土壌では人間の影響力がどのように働いてきたかということもでてまいりました。私は、この問題を、人間の干渉によって土壌が荒廃する側面にしばって簡単にお話しいたします。

もともと、土壌学といわれているものには二つの分野がありまして、一つは、いまの両先生のお話しの内容のように、自然体としての土壌そのものを研究する立場で、これはいわば自然界の仕組みやその営みを研究するもので、ペドロジイ(Pedology)とよばれています。

もう一つは、これはどなたでもご存知のように、土壌は農業生産の基本であるという立場から、主として作物と土壌との相互作用、作物を育てる培地として土壌を研究してゆく立場で、これはエダホロジイ(Edaphology)とよばれています。この研究は、直接に作物生産に役立つことを目的としていますから、ふつう土壌学といえ、一般の人々はこの立場からの研究のことを連想し、前者の土壌学の存在を意識されないようなのです。

しかし、さきほどから両先生が触れられていますように、自然体としての土壌の理解なしには、後者の研究も本当には生きてはこないわけです。とくに土壌の荒廃というようなことを考える場合には、土壌生成の基本的な理解を必要とするのですが、この当り前のことが、現在の土壌論議をみていると、あまりはっきりしていないように思います。

人間は、長い牧畜や農耕の歴史の中で、放牧をしたり、畑や牧草地をつくったり、あるいは稲をつくったりして食物を得ているわけですが、一方では、土地の使い方を誤ったために、ずい分と多くの荒廃地をつくっています。私もクエートに1年間行っておりましたが、あのような沙漠にいますと、沙漠というものは、人間がつくったんだということを非常に強く感じます。おそらく日本のような湿润地帯で生活している人々には、こうした荒廃地の存在というものは、想像をこえる規模のものではないかと思えます。

そうした意味でも、土壌の荒廃については、世界的な視野から主要点をみたいと思います。そうしますと、この土壌の荒廃という場合、だいたい三つぐらいのケースが考えられるのです。一つは、土壌侵食、エロージョンといわれるもので、表土が削り取られてなくなってしまうことです。もう一つは、塩類が集積して塩類土になっていくケース。最後は、有害物質による土壌汚染です。およそ、この三つぐらいのケースがあるかと思えます。

エロージョンによる荒廃

最近、アメリカの土壌学者によってかかれた<土と文明>という本が、新しく改訂されて家の光社から出版されましたが、この旧版の表題は<世界文明の盛衰と土壌>となっていたもので、土壌の荒廃を、世界史的なスケールで考察しています。そして、ここにかかっている土壌の荒廃というものは、そのほとんどがエロージョンです。エロージョンとともに、文明が衰亡したということを世界のさまざまな地域を例にとって著者はえがいているわけです。

このエロージョンというのは、教科書的にいえばいろいろの現象をあげることができますが、端的にいって一番大きいのは、土壌からプラントカバーがなくなる。つまり植物がなくなって裸地になると、必ずエロージョンがおこるといっていいわけです。乾燥している地帯はもちろんですが、日本のように雨の多い地帯でも、一年のうち乾燥した時期が春先とか冬にあります。そういうところでは、風で表土が飛ばされる風食、ウインドエロージョンが起きます。

また、少し傾斜している地域では、今度は、水食、ウォーターエロージョンが起こる。このように、エロージョンというのは、さきほどからのお話にている土壌断面のA層という、最も腐植がたまって肥えているところを飛ばしたり、流してしまうわけですから、非常に大きな損害になります。たとえば、畑にしても、苦労して肥やしたその一番肥えているところがなくなってしまいうわけですから、これは非常に大きな損失です。

地中海沿岸地方のケース

少し例をあげてみますと、地中海沿岸地帯は、かつて古代文明が大いに栄えたところなのですが、現在はみんな貧しくなっています。ギリシヤをはじめ、クレタ島、キプロス島、レパノン辺の、それからシシリー島やイタリーの南部な

どはとくにエロージョンがひどい。だいたい地中海の沿岸というのは、硬葉樹林帯で、オリーブやコルクガシの類など、日本の照葉樹林帯によく似た葉のかたい植物の生えるチャパレルと言われる森林地帯だったのです。それが、だんだん人口が多くなったために、そこを耕作するのですが、それがミスユーズ、使い方を誤ったわけです。日本などと違いまして、あの辺は牧畜の国ですから放牧をする。乾燥地帯だと羊やヤギを放牧しますが、この羊やヤギというのは、牛とはちょっと違うところがあるのです。牛の場合には、あごの構造の関係で、いくら草を食ったって、草は大体地表8cmぐらいは残る。ですから、草はまた伸びてくる。羊やヤギですと、それが3cmとか4cmぐらいになる。ですから、放牧が適当なときならいいんですけども、過放牧になってきますとその影響が非常に強く出てきます。このように牛とくらべて羊やヤギは、土を非常に荒らす。裸地を多くしてしまうのです。それからまたヤギというのは、木の芽をよく食う、しかも割合に高いところまで食べてしまうものですから、一たび裸地になりますと、そのあとの植林もうまくいかない。地中海沿岸は、夏は非常に暑く乾燥した地域になりますから、いちどプラントカバーがなくなると、日本と違って野生の植物もなかなか生えない。また、冬は非常に強い雨が降ります。ですから今度は流されて、水によるエロージョンがどんどん進むので、回復が非常に困難なのです。

アメリカ西部のケース

もう一つ、現代の大きな例としては、アメリカの西部地帯でおきたエロージョンがあります。アメリカ大陸が発見されたとき、初めは、イギリスが東海岸、フランスが中部の草原地帯、スペインが西部のカリフォルニア地帯を占領した。そしてイギリスとフランスは、いつも小競り合いを起すのでイギリス政府はアパラチア山脈から西へ行くのを禁止していたわけですが、1776年にアメリカが独立してからは、そういう制限がなくなったのでどんどん西の方へいく、フロンティアラインが広がっていくわけです。つまり、だんだんと乾燥した地帯の方へ進出してゆくわけですが、そこで作物をつくる人々はヨーロッパからきた人々です。

もともとアメリカの中部平原というのは、プレーリー土といって、バッファローが何千頭、何万頭と生活していたような草原地帯で、土も非

常に肥えている。水さえあれば作物ができるので、ヨーロッパの人たちはどんどん西へ行って、そこでどうもろこしを改良してつくったり、小麦をつくったりしたわけです。しかし、ヨーロッパというのは、大体平地で、しかも雨量の分布がわりあい均一ですから、エロージョンのおこる要因が比較的少ないんです。しかし、アメリカというのは、非常に乾燥しているかと思うと、ものすごい豪雨が降る。あるいはたつまきもよく起こるというように、エロージョンのおこる要因がヨーロッパに比べれば大きいのです。そうこうするうちに1920年代、第一次世界大戦でヨーロッパが非常に疲弊すると穀物の値がものすごく上がります。そのため今度は、さらに西の方の乾燥地帯に、だいたい年雨量500mmというのが農耕の限界とよくいわれているのですが、その限界地域をこえて、もっと乾燥した地域にまで進出していきます。それでも初めは引き合っていたのですが、それが1930年代になって、猛烈な干ばつが3年ぐらい続く。非常に無理してやってあったところに、そういう干ばつですから作物は枯れるし、過放牧のところも含め裸地が非常に多くなってきた。こうして、ひどいウィンドエロージョンがおこった。

ウィンドエロージョンの規模

日本でも関西の人は、中国から飛んでくる黄塵のことをご承知なので、土がどのくらい飛んでくるか想像がつくと思いますが、当時のアメリカ西部のウィンドエロージョンでは、ロッキー山脈のすぐ東側の土が東海岸を越えて、大西洋上300キロぐらいの遠方まで舞っていったと言われている(笑)。これは大変なことになったというので、さすがに政府もあわてまして、国家的な対策を講じるようになった。

ご承知のように、1929年というのはアメリカに大恐慌がおきた年ですが、じつは、このときは工業の方と農業の方との両方で、アメリカは経済的に壊滅的な打撃を受けるわけです。そのため政府は、土壤保全局を新設してエロージョンの防止に乗り出す。さきほどの<土と文明>という本も、この事件がもとになって土壤保全の問題が見直され、書かれているわけです。

このウィンドエロージョンのすごさということですが、沙漠に行きますと、砂あらしというものがあります。ああいう乾燥したところでは、風が吹くとすぐに土や砂の粒子が飛ぶのですが、あれをみてみますと、日本のものとは全く違う

のを実感します。われわれが住んでいる地面近くでは、だいたい砂かシルトぐらいの粒子の大きいものが低空を飛んでくるので、粘土などの微粒のものは、余り飛んでこない。しかし、クウェートなどでは、砂あらしのことをシャマールと言うんです。これはアラビア語で北という意味です。つまり、イラクのメソポタミアから飛んでくるというわけです(笑)。それぐらい遠くから高空を飛んでくるわけです。

私が、クウェートにいたときでも、6月から10月まで、雨は一滴も降らないし、雲一つないんです。それが10月ごろに入って、10ミリぐらいの雨がザーッと降ったら、湾の向う側の10キロか20キロ離れた対岸が見えてきたんです。これには、私も驚いてしまったわけです(笑)。何にもなくて青々していると思っていたのですが、実は、天空高くには、微粒の粘土がいっぱい浮かんでいて、それで対岸が見えなかったんだと気が付いたわけです。あの辺は、夏は湿度10%ぐらいですから水蒸気はほとんどないので、水蒸気のために見えないということはないわけです。いかに粘土というのが、空気中を浮遊してなかなか落下せず、何千キロも飛ぶのかということが実感としてわかったわけです。

日本におけるエロージョン

日本は、雨が非常に多いし、地形的にも傾斜地が多いので、エロージョンがおこりやすいのです。さきほど松井さんのお話にもありましたように、日本の森林土壌は大陸のものにくらべると未熟です。これはエロージョンによって土の材料がたえずいれかわっているためです。実際に日本でのエロージョンの害を最もうけているのは畑なのです。だいたい日本の畑地というのは、火山灰土壌のところ割合に多いのですが、火山灰土壌というのは、非常に軽く、粒子も細かいので水と一緒に流されたり、あるいは風で飛ばされることが多いのです。私自身、関西に住んでいるときは気が付かなかったのですが、東京に住むようになってみますと、最近では麦をつくらぬからよけいひどいんですが、冬になると、それこそ黄塵のごとく、砂あらしのごとく、畑から砂が舞っているのをみかけます。そんな状態は、まさにエロージョンとして土を荒廃させるもとなんです。

ところが日本では、そんなことがあるのにあまり問題にならない。というのは、実は、日本農業の根幹である水田では、エロージョンは起こ

らないからなのです。水田は、平たんであるから水食は起こらない。また、冬でも湿りがちですから風食も起こらない。日本の農地でエロージョンが起こるのは、大体畑で起こるのですが、畑というのは現在の日本の農業では余り重要視されていない。それで余り問題にならない。

それからもう一つは、大陸の乾燥地帯ですと、一度表土が上げると、雨量が少ないので野草さえもなかなか生えませんが、日本では雨が降ると、気候もわりと暖かいので、黒い表土がなくなって下の心土が出てきても、結構ススキのような強いものはいくらでも生えてくるのです。それで余り問題にしない。そういう面があるかと思いますが、エロージョンのことは、まだいろいろのことがあるのですが、とにかく、プラントカバーがなくなったときに、水や風で表土が流されたり、飛ばされたりして削りとられるということが、最も大事なところだと思います。

塩類集積による荒廃

土の沙漠

それから次は、塩類集積による土壌の荒廃です。いま世界の中で、沙漠とか、半沙漠と言われていた地域が陸地全体のおよそ30%くらいあります。日本では一般に、沙漠といえば砂丘のようなイメージを持つらしく、現実に、中近東などの土地改良事業の援助には、砂丘の専門家がいくことがあります。しかし、実際に現地へ行ってみると、これはもう砂丘とは全く違うものなのです。沙漠というのは塩類土、塩類が表層にまでいっぱいたまっている土が多いのです。サハラ沙漠は、その8割が岩石沙漠だと言われています。エジプトのカイロあたり、ピラミッドのあるところなどは砂の沙漠なんです。より遠方の、人があまり行かないようなところには砂でない沙漠がいっぱいあります。メソポタミアの沙漠は、砂ではなくて、粘土の非常に多い土の沙漠です。じつは私などのように中近東に住んだ経験のある人間は、砂漠という字を使うのに抵抗を感じて、沙漠と書く人が多いのです。中国語では沙漠という字を使います。沙も漠も、水がないという意味ですし、desertという英語も生気のない荒れたという意味で、中国語にも英語にも砂という要素はないのです。ところで、こういう乾燥地帯の沙漠とか、半沙漠の地帯で農業を行なえば、太陽エネルギーは十分にあるので非常に能率がいい農業ができるのではない

か、そして食料問題の解決になるだろうということで、FAOとユネスコなどが資金援助もして、毎年のようにいろんなシンポジウムを開いています。しかし、実際にはなかなかうまくいきません。それは、土壌が塩類土化してしまっているからなのです。

メソポタミアにおける塩類集積作用

塩類の集積の最も代表的なケースはメソポタミアです。ご承知のようにチグリス、ユーフラテス川を抱えて世界最古の文明が栄えたこの地域が、いまは、まったく沙漠化しているのは、どういう事情によるのか、ということがよく問題にされます。それより少しおくれて文明が栄えたエジプトや黄河では、メソポタミアと同じように灌漑事業を行なっていて、それが現在まで続いているのに、何故メソポタミアだけが沙漠化してしまったのかということが問題にされているわけです。

さきほどの〈土と文明〉という本を見ますと、運河が詰まったせいで、運行を浚渫する労働力を確保できなくなったからだというふうにしてあり、また、同じように書いてある本がかなり多い。メソポタミアのあの文明が徹底的にやられたのは、9世紀に蒙古族が侵入して運河を破壊したときからつぶれたんだと言われていました。しかし現地でも古くから灌漑事業にたずさわっている人たちの話などを聞きますと、塩類の集積が非常に大きいということを感じられるわけです。

実際、私が行ったのは2月の冬だったんですが、運河のそばのところには、土の表面は塩類を噴いて真っ白になっているのです。あの辺は、冬でも日本の夏ぐらいの気候ですから、水の蒸発に伴って塩が噴いているわけです。さらに夏になれば気温は40度以上で、相対湿度が10%とか、15%ですから蒸発量がものすごく多い。いかに塩類がよく集積するかということが実感としてわかるわけです。

もともと、小麦とか大麦とかの穀物は、メソポタミアあたりが原産です。ご承知のように、この作物は冬つくる、秋まきして春とるので、夏は何もしないのです。ところが、その周辺地域がいわゆる肥沃なる三日月地帯でありましたから、人口が集中し増えてくる。そうすると、夏も作物をとろうとする。夏に作物をとろうとして灌漑を始めた。ところが夏作のための灌漑は、乾燥しきっているときなので蒸発がものす

ごく盛んになる。こうして塩類を集積してしまうわけです。日本とは全然逆なのです。メソポタミアの土の色は、大体褐色とかチョコレート色です。そして粘土も非常に多い。そういう土では、キャピラリー、毛細管が非常によく発達します。それで水の道が一度つきますと、下の方の、もとは母材に含まれていた塩類がどんどん上がってくるわけです。砂のところだと、毛細管はあまり発達しませんから、途中で切れてしまって上がってこない。それで塩類集積もあまりおこらないのです。

こういう塩類集積の例は、戦後もずいぶん見つかっています。第二次大戦後は、乾燥地帯の発達途上で農業をやるために灌漑工事をする。ところが灌漑水路をつくって水をまいたところが、いっぺんに塩類を噴き出して、それまで地下深くまで均等に入っていた塩類が、全部地上の表層にまで上がってしまった。そのためにいままですこに生えていた耐塩性の野草さえも全部枯れて、不毛の地になったという例が方々に出ております。そういうのを聞くと、メソポタミアの衰亡も、塩類集積による土壌の荒廃を主因とする方が正しいのではないかと、という感じを私は強くもつわけです。

乾燥地帯における肥料のあたえ方

もともと、どんな肥料の本にも、雨の少ない乾燥地帯では、表層の局部に化学肥料。これも塩類です。が集積する傾向があるから、化学肥料をあたえるときには非常に注意しなくてはならない、ということが書いてあるのです。乾燥地帯では、畑にあたえた化学肥料は水分が少ないために濃縮されて上に集まってきて、塩類濃度が高くなります。ですから、種をまくときは、化学肥料は必ず、まいた種のところから離してあたえないといけません。日本のように、肥料の上に土をちょっとかぶせてそこに種をまいたりしたら必ずやられてしまう。最初に出てくる作物の幼根というのは、そういう塩類に非常に弱い。そこでみんなやられてしまうわけです。ある程度作物の根が大きくなったときに、そこで始めて肥料を吸収できるようにしておかないといけません。そうしないと必ず失敗する。だから、乾燥地帯では畝にたねをまいてはいけません。一番上は、蒸発にともなって塩類の集まる場所ですからだめなのです。畝の中間の傾斜したところに種をまかないといけません。そういうことがどんな本にも実は書いてあります。

日本ではハウス園芸を除き、塩類集積作用はおこらない
日本のように湿潤なところでは、こういうことは絶対に起こりません。日本では、化学肥料をたくさん使うから土壌を荒廃させるということがよくいわれます。しかし、化学肥料で荒廃するというのはこういった塩類集積ということがほとんどすべてなんです。だから日本では、化学肥料で障害が起きるということはほとんどない。ただ、ハウス農業のときには起こります。ハウス園芸のときは、肥料は水田の場合の大体一けた多いと言われている。それに温度がかなり高いから、上から灌水していても、乾燥地帯と同じような気候になっている。そのため、どうしても肥料が上にたまって塩類の害が起きるようになる。だから、昔は何年かすると場所をかえていました。しかしこのごろでは、ハウスも大規模になって簡単に移しかえることができませぬ。それで、水を一度張って、それを全部抜いて塩類を流しています。このように日本では、特殊なケースを除いては、だいたい塩類集積の害はおこりませぬ。まして水田では、夏は、水がいつも張ってあるので、上から下へ抜けることがあっても上へ塩類が集ってくるという作用はほとんど起こらないのです。ただ畑では、化学肥料を使うと土の酸性が強くなりますから、石灰質肥料を同時に使わないといけません。日本では、石灰は一般の土のなかには非常に少ないのですが、石灰岩の山はたくさんありますから肥料の材料にはことかきませぬ。水田の場合には、酸性の問題はおこりませぬ。

有害物質による土壌汚染

有害物質による土壌汚染は、最近日本で一番問題になっているものですが、これは前の二つのケースと大分性質が違います。前の二つの場合は、人間が農業をするために自然に手を加えたとき、気候的な原因やら土壌のもっている仕組みそのものによって、土壌を荒廃させてしまったケースですが、有害物質による汚染というのは、農業外から有害物が入れられて土壌を荒廃させているわけで、農業自体の問題から外れたところから発生しているので、ここでは論じにくい問題です。

日本で昔から有名なのは、足尾銅山から渡良瀬川を伝わって入ってきたものがあります。大体銅の鉱石は黄銅鉱で、黄銅鉱というのは硫化銅ですから燃やすと亜硫酸ガスが出てそれが植物

を傷める。それから、砒素の入った銅の鉱石（硫砒銅鉱）もまじっているものですから、砒酸のガスが出て、それがひどい有害作用をあたえています。

そして、とくに銅の鉱滓から水に溶けて流れるものが問題になりますが、これは恐らくは、大部分は粘土にまじってそういうものが水田に流れて入ってくる。

とくに日本は水田が多いので、農地の汚染というのは非常に多いのです。灌漑水をいつも使っているわけですから、灌漑水と一緒に汚染される。ヨーロッパのような畑作地帯では、こういうケースは起こらないんです。ですから、日本の場合には、有害物質を水と一緒に流すことに対しては、ヨーロッパ以上に神経を使って注意しないといけないわけです。それからまた、こういう被害は、水口が大きくて水尻は少ないのですね。汚染物質が水にすべて溶けてしまって流れてくるものなら、どこも同じように被害を受けるはずなのに、水口だけひどいというのは、水に溶けているものよりも、粘土などに含まれているものの方が多いのではないかと思います。だから、もっと粘土の中に含まれているものと水に溶けたものとを区別して追跡する必要もあるのではないかと私はそんな感じをもっております。

日本の土壌と化学肥料

編集 日本の水田の問題ですが、堆肥を施さずに化学肥料だけで作物を育てていると、土壌のA層にあたる部分に有機物の補給がなく、A層がだんだん減ってくる。つまり地力が低下するということにいわれているのではないですか。山根 よく土壌学者でも、堆肥をやらないとだんだん腐植が減ってくる。この速度で減っていけば、何年後にはゼロになっていくというふうなことを書いているんですが、そういうことは起こらないんです。よく人工的な土壌で、堆肥を入れたり牧草などを植えると、A層の腐植は増えていきます。しかし、あるところで一定になって、それ以上には増えないのです。というのは、腐植が多くなればそれに応じて微生物の活動がぐんぐん盛んになります。しかし、あるところでマキシマムに達して、それ以上に無制限に増えるということはないのですね。逆に、堆肥や有機物残渣を与えないと腐植含量は減ってきますが、しかし、それは、ある一定の所以下には減らないのです。あるところまで減って

きますと、今度は微生物活動の方が衰えまして、あるところで平衡状態になってくるわけです。イギリスのローザムステッドの試験場で、堆肥を毎年10アールあたり3.5トンづつ、116年間施用した区の土の腐植含量は4.4%で一定におちつき、116年間堆肥を使わず化学肥料だけ使った区の土の腐植含量は、1.7%でおちついていきます。しかも、その両区の小麦の収量には優劣がないのです。日本ではそれぐらい長く続けた試験がないわけですが、それでも40~50年間続けた試験の結果では、もちろん減ってはきませんが、とてもゼロになるというようなことはないので、ゼロになるのはエロージョンの場合です。だからエロージョンの方がよっぽど怖い。

いずれにしても、日本の土の場合にはさきほどの松井さんの話にくわしくありましたように、農耕地を含め土壌を生成する作用の内容が外国とはだいぶ違います。ですから、エロージョンにしても、塩類集積にしても、あるいは汚染物質の問題にしても、みんな外国のものとは違って日本独特の様相を示しますから、その辺を注意しないといけないと思いますね。

編集 時間もなくなりましたので、この辺で終わりたいと思います。土の問題は、水や緑の問題ときり離せず大変重要で、またぼう大ですからひきつづき次号以降もとり組みたいと思っておりますので、宜しく願いいたします。本日はどうも有りがとうございました。



土壌の組成とはたらき

山根一郎 = 東京農工大学農学部教授

土壌は、一つの自然体としては土層断面を中心に考察されるが、ここでは土壌断面からはなれて、土の組成とはたらきについて簡単に述べる。

土壌の容積組成
一握りの土を手にとってみる。もちろんそれは固体である。しかし、しめり気があるから水分のあることがわかる。この土をコップの中の水のなかに入れてみるとあぶくができるから、土の中には空気やガスが入っていることがわかる。土という場合、一般の人は固体の部分を考えてのが普通であるが、植物が生育するためには水も必要であるし、根が呼吸をするために酸素も必要である。それゆえ、水や気体のことを無視することはできない。水や気体も土壌の重要な構成成分なのである。

土壌中の固体、液体、気体の割合は、一般に容積比であらわす。重量比であらわすには、それぞれの比重がちがすぎるからである。現在ではこの容積をはかる器械 実際には土壌中の気体の容積を測定しているのだが、この気相を

1%以内の誤差で数分間で測定できる器械(実容測定装置)が考案され、それを利用して液相(水)、固相も求めている。この三相の値は、実に重要な情報を与えてくれる。ふつうの畑では、適当なしめり気のときには固相40%、液相と気相はともに30%ぐらいである。そして雨の降ったあとでは液相がふえ、その分だけ気相が減ずる。孔隙の割合(液相と気相の和)も土壌の種類によって異なり、砂質土壌では40%、腐植質火山灰土壌では80%というように異なる。固体の部分の内容をしらべるには、土壌のかたまりを風乾したのち、くずして礫や植物の葉や根をわける。普通は直径2mmの目の網目篩でふるって、そこを通過するものを実験室における測定の対象にする。これを風乾土という。固体の部分は次のようなものから成っている。

- 固体
 - 無機物
 - 一次鉱物
 - 粘土鉱物
 - 有機物
 - 腐植
 - 土壌生物(微生物・地中動物)

土壌中の変化のほとんどすべては、土壌生物の働きによって行われているので、土壌生物は、重さはたとえわずかであっても、土壌の重要な成分である。しかし、この部分は別の話題としてあらためてとりあげることにしてここでは触れない。

土壌の無機物組成 一次鉱物と粘土鉱物
風乾細土を過酸化水素で処理すると、有機物は分解される。残った無機物粒子は一次鉱物と粘土鉱物とからできている。この2つのものは、土壌を構成している背骨のようなものである。

粒径組成
粒子の大きさは、大は直径2mmから、小は普通の顕微鏡には見えぬほどの小粒子にいたるまで連続的にうつりかわっている。それゆえ、粒子の大きさをどこで区分するかは昔からいろいろと議論されていた。現在では、国際土壌学会で提案された0.02、0.002mmの粒径区分が国際的に通用している。粒径がちがうということは、粒子の内容から動的な性質までちがうのである。

表1 - 粒子の分画とその性質

| 粒子の直径<mm> | 国際法 | 土壌1gr当りの粒数概数<注1> | 土壌1gr当りの表面積の概数<注1> | 単一粒子の視覚観察 | 物理的性質 | 鉱物組成 |
|-----------|-----|----------------------|--------------------|---------------------------------------|---------------------------|------------------------------|
| 2.0 | 粗砂 | 5.4×10^2 | 21 | 肉眼で観察可能 | ぼろぼろで一つ一つが分離して粘着性も可塑性もない | 主として石英岩石の破片を含む |
| 0.2 | 細砂 | 5.4×10^5 | 210 | 肉眼で観察可能 | ぼろぼろで一つ一つが分離して粘着性も可塑性もない | 主として石英と長石で鉄苦土鉱物を含む |
| 0.02 | シルト | 5.4×10^8 | 2,100 | 顕微鏡下で観察可能 | なめらかで粉状、ただわずかに凝集性あり | 主として石英と長石で鉄苦土鉱物、雲母および粘土鉱物を含む |
| 0.002 | 粘土 | 7.2×10^{11} | 23,000 | 大きな粒子を除けば顕微鏡で観察できない。多くの粒子は電子顕微鏡で分解像可能 | 湿らずと粘着性も可塑性を持つ。乾かすと硬く凝集する | 主として粘土鉱物で石英を含む |
| 0.000 | | | | | | |

<注1> 1cm³当り 2.65grとし、その平均直径と密度とから算出

図1 - 土性名の区分

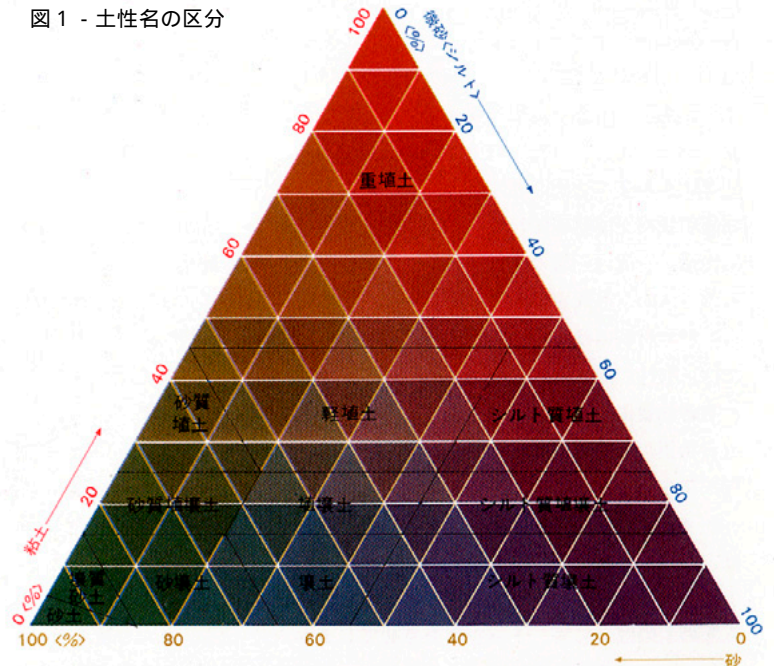


表2 - 主な土性の見わけ方と性質

| 土性 | 乾燥した自然状態の外観およびそれを手のひらでこすったときの外観 | ナイフによる切断面の表面 | | 自然状態での物理性 | | こねて、ころがす試験 |
|------|---------------------------------|----------------------------------|------------------------------|-------------|-------------------------------|------------|
| | | 乾燥 | 湿润 | 乾燥 | 湿润 | |
| 埴性 | 粘質で均質、密な塊(粉末) | なめらかで光沢がある | 固く連結した塊、固い団塊あるいは塊構造をつくるが固くない | 粘着性、可塑性のある塊 | ころがしてひもになる(大き2mm以下) 曲げれば輪になる | |
| 埴土 | 粘土分の多い不均質な塊 | 平らであるが光沢がない | 構造をつくるが固くない | 可塑性の弱い塊 | もっと太いひもにしかならず、まげるとこわれる | |
| 砂質埴土 | 砂分が多く粘土分はわずかにまざっている | 表面にでてはいる砂でざらざらしている | かたまりは非常に固くない | 非常に可塑性の弱い塊 | ころがしてひもにならず、ただざらざらした表面の小球に固まる | |
| 砂土 | 全く砂から成る | 表面にでてはいる砂でざらざらしている | 細粒粘質で、連結していない | 可塑性を示さない | ころがすができず、かたまらない | |
| 礫土 | 細土とまざった礫からなる | 礫をとりさえれば、残りの部分は上記のいずれかの性質を示すからなる | | | | |

| 土性 | 略号 | 粘土% | シルト% | 砂% | 土性 | 略号 | 粘土% | シルト% | 砂% |
|--------|-----|--------|-------|-------|--------|------|-------|--------|--------|
| 重埴土 | HC | 45-100 | 0-55 | 0-55 | シルト質埴土 | SiCL | 15-25 | 45-85 | 0-40 |
| 砂質埴土 | SC | 25-45 | 0-20 | 55-75 | 埴質砂土 | LS | 0-15 | 0-15 | 85-95 |
| 軽埴土 | LiC | 25-45 | 0-45 | 10-55 | 砂質土 | SL | 0-15 | 0-35 | 65-85 |
| シルト質埴土 | SiC | 25-45 | 45-75 | 0-30 | 埴土 | L | 0-15 | 20-45 | 40-65 |
| 砂質埴土 | SCL | 15-25 | 0-20 | 50-85 | シルト質埴土 | SIL | 0-15 | 45-100 | 0-55 |
| 埴土 | CL | 15-25 | 20-45 | 30-65 | 砂土 | S | 0-5 | 0-15 | 85-100 |

各粒径区分の内容を表1に一括して示す。

粘土粒子は水と養分をよく保持でき、土壌のなかで最も活性な部分である。しかし、それだからといって粘土の多い土が良い土かといえば、一概には肯定できない。粘土の多すぎる土は、粘土細工の塊のようになってしまうからである。土にはシルトも砂も必要なのである。これらの砂（粗砂+細砂）・シルト・粘土がどのような割合でまじっているかを一言で表現するために、埴土・壤土・砂土という言葉が用いられている。これを texture（土性）と呼んでいる。日本語の土性とは土壌の性質というほどの意味らしいが、明治のはじめ頃の日本の土壌調査（そのころは土性調査と呼んでいた）では、母岩の種類と粒子の粒径組成をしらべるくらいが検査項目だったので、texture という用語に土性という訳を与えたのであろう。図1は土性の区分を図示したものである。しかし、このような細かな区分は特別な場合を除いては必要でない。一般に野外では、表2に示すように手ざわりで土性を

きめるのが普通で、その方が実用性が高い。

一次鉱物と粘土鉱物

母岩や母材に含まれている鉱物は、土壌になるまでの過程で変質をうける。その場合、変質をうけずにそのまま残っているものを一次鉱物といい、変質をうけたものを二次鉱物という。表1に示したように、一次鉱物は粒径の大きい部分に多く存在し、変質をうけた二次鉱物は粘土になっているものが多い。昔は、粘土は変質をうけ非晶質となっていると思われていたが、X線回折法の発達により、大部分は結晶性鉱物であることが確かめられ、粘土鉱物とか二次鉱物の名で呼ばれるようになった。もちろん非晶質の粘土も存在する。鉱物の変質作用は、母材の岩石学的組成・その堆積環境・風化環境などに大きく支配されており、土壌生成過程における変質作用はきわめてわずかである。多くの研究者は、岩石中の鉱物（一次鉱物）の風化に対する安定度に順序をつけているが、一般に火山ガラス、スコリア、有色鉱物、斜長石類（灰長石

・垂灰長石・中性長石・灰曹長石など）は風化されやすく、石英・正長石・磁鉄鉱その他副成分としてふくまれているいわゆる安定鉱物は風化されにくい。また粒度の小さいものほど風化されやすい。それゆえ、母岩中の一次鉱物と土壌中の一次鉱物とを比較することによって、風化の程度を推定することができるが、また一方、どのような母岩から土壌が生成したかを推察することも可能である。また一次鉱物は、粘土鉱物の母材であると共に風化の過程において無機成分を放出するから、植物にとって重要な無機成分の給源にもなっている。

粘土鉱物

粘土鉱物の結晶の基本単位は、図2・図3のようなSi四面体とAl八面体である。これらは、それぞれ二次元的に結合して層状をなし、Si層、Al層を形づくる。そして、図4に示すように1:1または2:1の割合で平面状に重なりあい層状珪酸塩鉱物をつくっている。もちろん図4にみるようにこれ以外のものも存在するが、大

図2 - 結晶の基本単位<Si四面体>

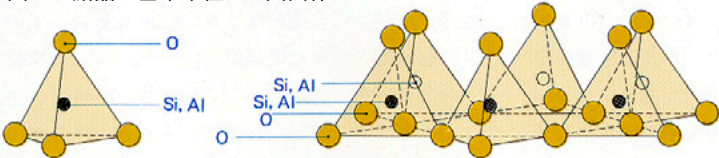


図3 - 結晶の基本単位<Al八面体>

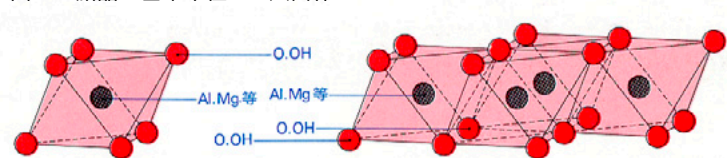


図4 - 土壌の粘土鉱物一覧

| 層状珪酸塩鉱物 | | 〈数字の単位=Å〉 | | 三次元網目状鉱物 | 結晶性酸化鉱物 | バラ結晶鉱物 | 非結晶質鉱物 |
|---|---------------------------|---|--|---|---|---|---|
| 1. 1型鉱物 | | 2. 2型鉱物 | | ゼオライト〈沸石〉 〈桐山良一, 1967による〉 ●モルデン沸石 $Na(AlSi_5O_{12}) \cdot 3H_2O$ ●クリノプテル沸石 代表例 $Na_{0.95}K_{0.30}Ca_{0.5}(Al_{1.35}Si_{7.65}O_{18}) \cdot 5H_2O$ ●方沸石 $NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$ ●モルデン沸石の構造 | アルミナ鉱物 ●ギブサイト ●ペーサイト 酸化鉱物 ●ゲータイト ●レビドクロサイト ●ヘマタイトなど | イモゴライト 〈和田・逸見, 1972による〉 ●注 電子顕微鏡写真ではセンチ状(直径100-200Å)をなす。加熱試料を切断した中味は図のように約20Åの外直径の管状結晶の集合、ちょうどマカロニを束ねたような形をなす | ●珪酸アルミナ質: アロフェン ●珪酸: オパール ●水酸化アルミニウム ●水酸化鉄 ●水酸化マンガン ●アロフェンの構造(北川, 1975による) ●注 風乾試料では、本体は直径約55Åの球形粒子が、きっちり積み重なった構造〈厳密充填構造〉をなす。この球形粒子は中空らしい |
| 無水型 | 加水型 | 非膨脹型 | 膨脹型 | | | | |
| カオリナイト メタカオリナイト | ハロイサイト | イライト 〈雲母型粘土鉱物〉 | パーミキュライト モンモリロライト | ●モルデン沸石 $Na(AlSi_5O_{12}) \cdot 3H_2O$ ●クリノプテル沸石 代表例 $Na_{0.95}K_{0.30}Ca_{0.5}(Al_{1.35}Si_{7.65}O_{18}) \cdot 5H_2O$ ●方沸石 $NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$ ●モルデン沸石の構造 | ●ギブサイト ●ペーサイト 酸化鉱物 ●ゲータイト ●レビドクロサイト ●ヘマタイトなど | イモゴライト 〈和田・逸見, 1972による〉 ●注 電子顕微鏡写真ではセンチ状(直径100-200Å)をなす。加熱試料を切断した中味は図のように約20Åの外直径の管状結晶の集合、ちょうどマカロニを束ねたような形をなす | ●珪酸アルミナ質: アロフェン ●珪酸: オパール ●水酸化アルミニウム ●水酸化鉄 ●水酸化マンガン ●アロフェンの構造(北川, 1975による) ●注 風乾試料では、本体は直径約55Åの球形粒子が、きっちり積み重なった構造〈厳密充填構造〉をなす。この球形粒子は中空らしい |
| 2. 2型鉱物 | | 不規則混合層型 鉱物 | | ●注 Si四面体が5つ結合して5員環を形成し、これがさらに単位となって鎖状構造をつくる。図にはよく表わされていないが、この構造にはSi四面体の8員環、12員環があり、それが大きな孔隙となっている | ●ゲータイト ●レビドクロサイト ●ヘマタイトなど | イモゴライト 〈和田・逸見, 1972による〉 ●注 電子顕微鏡写真ではセンチ状(直径100-200Å)をなす。加熱試料を切断した中味は図のように約20Åの外直径の管状結晶の集合、ちょうどマカロニを束ねたような形をなす | ●珪酸アルミナ質: アロフェン ●珪酸: オパール ●水酸化アルミニウム ●水酸化鉄 ●水酸化マンガン ●アロフェンの構造(北川, 1975による) ●注 風乾試料では、本体は直径約55Åの球形粒子が、きっちり積み重なった構造〈厳密充填構造〉をなす。この球形粒子は中空らしい |
| クロライト | コレンサイト 規則混合層型粘土(注) | レクトライト 〈アレバルダイト〉 | 2種類以上の層状 粘土鉱物の構造単位が不規則に積み重なった構造をもつもの 例えば、イライトとパーミキュライトが不規則に積み重なる構造 | | | | |
| ●注 2種類以上の層状粘土鉱物の構造単位が規則正しく積み重なった構造をもつもの。図示した以外にもクロライト/パーミキュライト規則混合層鉱物その他もある | | ●注 2種類以上の層状粘土鉱物の構造単位が規則正しく積み重なった構造をもつもの。図示した以外にもクロライト/パーミキュライト規則混合層鉱物その他もある | | | | | |

部分の粘土鉱物は層状珪酸塩鉱物と考えるとまちがいない。X線回折法により、粘土鉱物の結晶性の有無とその程度、あるいはそれら結晶単位の層間距離まで知ることができる。層間に水分子層が入っているハロイサイトは、層間の結合度が弱いためであって、100 に加熱すると水はとんでなくなり、メタハロイサイトに变化する。また2:1型鉱物のうち膨脹型鉱物も層間相互の結合力が弱いので層間に水が入っている。しかしパーミキュライトでは、層間に入りうる水は制限され14A°以上には膨脹しない。層間結合力のさらに弱いモンモリロナイトでは、水に浸漬すると水はさらに侵入し層間距離をそれ以上におしひろげることができる。粘土鉱物のちがいを土壤の種類がちがいによって説明する人もいるが、土壤生成作用は粘土鉱物の生成に大きな影響をもっていないので、土壤の種類とはあまり大きな関係はない。粘土鉱物は、母岩に含まれる一次鉱物が風化変質を受けたものなのである。そのため母岩と粘土鉱物との関係は、多くの人によって論じられているが、その一例を図5に示す。なお、日本の土壤のうち赤黄色土のごとく強い風化作用を受けたものに2:1型鉱物は少なくなり、カオリナイトやメタハロイサイトが多く、火山灰から生成したものはアロフェンに富むという特徴が、一般に認められている。

土壤の有機物 腐植

昔から人々は、植物残渣をすてた場所には植物がよく育つことを知っていた。土壤に黒い色や暗い色をつけているものは、腐植とか土壤有機物とかの名称で呼ばれ、つい100年ほど前までは、腐植が液状になって植物の根から吸収され、そして植物体になるのだという腐植栄養説が学会の主流を占めていたのである。しかし、このように古くから大事だと考えられている腐植も、

では、その本体は何かという点になると、粘土に比べてほんの僅かしかわかっていない。

腐植の種類・繊維状腐植と粉状腐植

写真A・Bは、ソ連のコノノバの行なった腐植の生成を示す写真である。アルファルファの根を分解させるときに、特別に何も加えないと、根についていた微生物だけが繁殖し、分解を行なって写真Aのようなになる。すなわち赤褐色の繊維状の腐植ができるのである。この過程では、まず糖・澱粉・蛋白質が分解され、ついでヘミセルロースやセルロースも分解される。リグニンは最も分解されにくく、あとに残っているように見えるが、これも変質を受けて蛋白質その他のものと重合している。写真Aのような腐植にクロキノコバエの卵を植え付けると、孵化してきた幼虫が腐植をつくりだす。幼虫は、繊維状の腐植をかみくだいてまず粉状にする。さらに幼虫の身体の中を腐植が通過するときに、消化管中で酸化酵素の作用を受けて、腐植には黒い色素ができる。こうして、粉状で黒色の腐植がつけられるのである。

繊維状の腐植の代表的なものは、一つは針葉樹林下でできるモル(Mor)といわれる堆積腐植の下層のH層にあらわれる腐植である。もう一つは、低温地でできる泥炭の腐植である。前者では強酸性のために、後者では酸性と水分過多のために、いずれも地中動物が働くことができないので繊維状の腐植のまままでとどまっている。黒色の粉状腐植の代表的なものは、広葉樹や草原の下のカルシウムの多い土壤にあらわれる。そこでは、地中動物が活発に活動しているからである。

一方、森林土壤の分野では、樹林下の堆積腐植層を図6のように、モル(Mor)、モデル(Moder)、ムル(Mull)の3つの形式に分類している、モルは寒帯性の針葉樹林下に、ムル

は分解条件の良い広葉樹林下や草原の下に生成し、モデルはその中間の条件下の産物である。L層は、変質していない枯枝や落葉のたまった層。F層は、少し醗酵をうけて変化しているもとの植物質の性格を残しているものの層。H層は、出発物質の性格を残さぬぐらい変質したものの層である。

粉状の腐植は、地中動物の消化管を通過してつくられたものだが、地中動物は、植物残渣や繊維状腐植のみこむときに同時に粘土をも飲みこむので、両者は、地中動物の消化管中で強く結びつけられ、いわゆる粘土腐植複合体になっている。A₁層の腐植は、このような複合体のかたちをなしている。

腐植物質の本体

腐植の化学的研究は、スエーデンの有名な有機化学者ベルツェリウスによって、1830年代にはじめられた。土壤や泥炭をアルカリで処理すると、腐植の一部がとけて暗褐色ないし黒色の液ができる。それに酸を十分加えて強酸性にすると、暗黒色の沈殿ができ、上澄に黄色い液が残る。アルカリにとけてこない部分をヒューミン(Humin)または腐植炭(Humus coal)、沈殿物を腐植酸(Humic acid)とよび、上澄液をクレン液(Crenic acid)と彼はよんだ。後者は、現在フルボ酸とよばれるものである。腐植酸やフルボ酸の部分、とくに前者は、有機化学の進歩に応じて種々の手法をもって研究された。結晶状のものは得られなかったが、多くの化学者は精製した物質をC、H、Oから成る単一の化学物質と考え、化学式が幾つも提案された。現在もそのように考えている学者もいないわけではないが、硫酸、酢酸、パルミチン酸のような単一の物質と考えることは無理であり、腐植酸部・フルボ酸部という分画と考える方が妥当である。

図5 - 母岩と粘土鉱物との関係

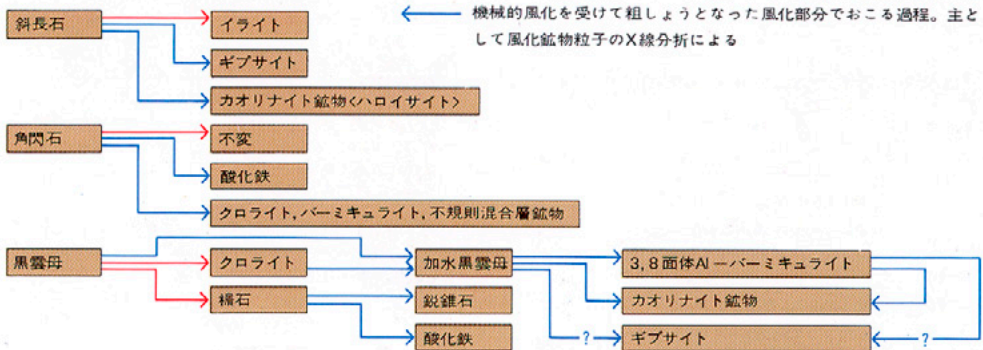
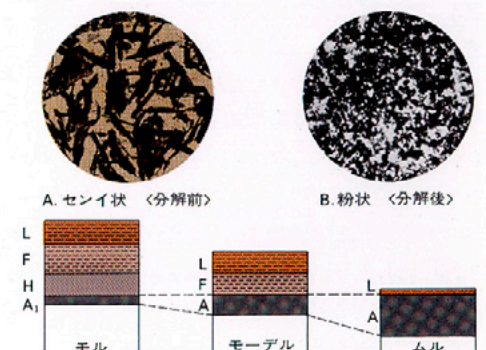


図6 - 堆積腐植の型



腐植酸部をいろいろな化学操作によって更に分画しようとしても、多くの部分は、現在のところ有機化合物として得られていない手におえない物質である。そのためこれを腐植物質と名付けている。フルボ酸部となるとこの腐植物質の割合は小さく、かなりの部分は、現在すでに有機化学で認められている物質、たとえば、糖・アミノ酸・フェノールなどである。両分画中の腐植物質が、更に分画できるものなのか、もはや分画のできない最後まで残る一つの有機化合物なのかは、現在のところわからない。多くの腐植学者は、あるところで妥協して、一定の方法で抽出精製した腐植酸部、フルボ酸部の腐植物質を色々な手法で研究し、その性質や土壌の種類による性質のちがいなどを明らかにしつつある。腐植物質は、多種多様の芳香族化合物の集まった核をもち、さらにカルボキシル基(COOH)、フェノール性OH基、メトキシル基(OCH₃)、ペプチド様のNをもっている。一般に色の黒い腐植物質ほどC含量が高く、H、Oの含量は少なく、OCH₃基は少ないという特徴をもっているようである。

このように、腐植物質の本体はまだ明らかではないが、いずれにしても腐植物質の中心は、芳香族核の重合物であることは間違いなさそうである。

土壌のはたらき・その1

養分の保持 陽イオン交換

イングランドのヨークシャーの富豪トンプソンは、1850年に土壌の最も重要な性質に関する新発見を発表した。当時の産業といえば農業が主なものであったから、農場の持ち主である貴族・富豪・地主は、農場収益をあげるため農業についての研究をするものが少なくなかった。なかでもトンプソンは、土壌についての熱心な研究者であった。こうしてトンプソンと彼の友人であるスペンスとによって、図7にみるような実験が行なわれたのである。彼らは、円筒形の底のない管に土壌をかるくつめて、上から硫酸アンモニウムの水溶液をながし、筒の下にでてくる液をしらべた。そうすると、でてきたのは硫酸アンモニウムではなく、硫酸カルシウムの水溶液だったのである。この土壌は、カルシウムの大変多い土壌であったが、土壌をいくら水で洗い流してもカルシウムはでてこないのに、硫酸アンモニウムや塩化カルシウムや塩化ナトリウム水溶液で土壌を洗うと、カルシウムが

出てきた。そのときにNH₄⁺、K⁺、Na⁺のプラスイオンは、Ca²⁺といれかわって土壌に吸収されてでてこないのに、SO₄²⁻やCl⁻のマイナスイオンは出てくるのであった。これは、土壌のなかの粘土と腐植との働きである。粘土と腐植は、前述のごとく粘土腐植複合体をなしているが、その構成成分である粘土も腐植もマイナスの荷電(陰荷電)をもっている。それゆえ水溶液中でプラスの荷電をもっているNH₄⁺、Na⁺、K⁺、Ca²⁺などの陽イオンは吸着されるが、マイナスの荷電をもっているSO₄²⁻、Cl⁻、NO₃⁻は吸着されず流れでてくる。もともと土壌に多量にあったCa²⁺は水では洗い流されないが、他の陽イオンが多量になると入れ換り、押し出されるように流れ出るのである。この現象を、陽イオン交換(cation exchange)という。現在、多くの分野で使用されているイオン交換樹脂の働きもこれと同じであるが、それ以前から、土壌のこういう性質は良く研究されていた。またこのような性質があるからこそ、土壌に施された化学肥料中のNH₄⁺やK⁺が、雨水や灌漑水に洗い流されず土壌に保持され、作物の根が吸い取りにくのを待つことができるのである。

陽イオン交換のメカニズム 陰荷電

陽イオンと静電的に結合する土壌の陰荷電(negative charge)は、次の3種のものがある。

() 腐植のカルボキシル基(COOH)のH⁺の解離によるもの

() 粘土鉱物の表面にあらわれるシラノール基(-Si-OH)のH⁺の解離によるもの

() 2:1型粘土鉱物の同像置換によって生じた陰荷電。

前2者は、イオン交換樹脂と大体同じようなイオン交換現象をおこなうが、()の同像置換によるものは、粘土だけの持つ独特のはたらき、それも2:1型粘土鉱物独特のものであり、陽イオンに対する行動も一風かわっている。

()のカルボキシル基によるものは、イオン交換樹脂のうちのカルボキシル樹脂と全く同じといってよい。

()のシラノール基によるものは、次のようなものがある。すなわち、粘土鉱物の端がかけると、その部分にシラノール基が露出してくる。またアロフェンでは、粘土の表面自身にシラノール基が露出している。シラノール基をもつイオン交換樹脂は使用されていないが、H⁺の解

離によって陽イオン交換を行なうという点で、()の場合と同様である。この()と()の陰荷電は、陽イオンに対する行動についてイオン交換樹脂と同じで、2価のイオン(Ca²⁺、Mg²⁺)は1価の陽イオン(K⁺、NH₄⁺、Na⁺)より吸着力が強いが、同じ原子価のイオンの間には吸着力や量は差のみられない。しかし実際の土壌では、1価のイオンのうちのK⁺、NH₄⁺をよく吸着するのに、Na⁺についてはこれより吸着しにくい。この性質は、2:1型粘土物鉱物が、Na⁺よりもK⁺、NH₄⁺を吸着しやすいという性質に由来している。

2:1型粘土物鉱物の陰荷電とK⁺、NH₄⁺との親和性

2:1型鉱物は、1:1型粘土物と異なって、Si層中のSi、Al層中のAlは、その直径のあまりちがわない他の種類の元素と、結晶形に基本的な変化をおこさないで、そのまま入れ換ることができる。これを同像置換(isomorphous replacement)というが、そのSi⁴⁺(0.78Å)がAl³⁺(1.04Å)と、Al³⁺がMg²⁺(1.56Å)やFe²⁺(1.66Å)と、1つおきかわるごとにマイナスの荷電が1つ生じる。この陰荷電を中和するために陽イオンを吸着するのである。

この陰荷電が、K⁺やNH₄⁺に対し親和性が強いのは、Si層の構造によるのである。2:1型鉱物のSi層には、図8のように直径2.9Åのくぼみがある。K⁺とNH₄⁺の直径はそれぞれ2.66Å、2.86Åで、そのくぼみの穴とほぼ同じぐらいであるからうまく入りこむ。そしてK⁺とNH₄⁺と陰荷電が静電的に引き合い中和する。これに対し、同じ1価イオンであるNa⁺は、Si面のくぼみとうまく合わない。Na⁺の直径は1.96Åであるから小さすぎるためのものであるが、実はNa⁺のまわりには水分子が吸着し水合しているため、くぼみの直径

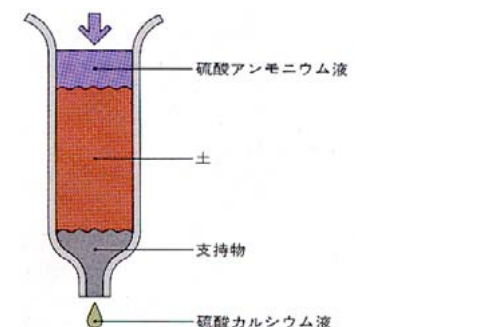


図7 - 陽イオン交換の1例<トンプソンとスペンスの実験>

よりはるかに大きくてそのためにうまく入りにくいので吸着量が少なくなる。K⁺もNH₄⁺も水和しているが、この水分子は、Na⁺の場合とちがって、陰荷電にあうとはなれやすいらしい。これがNa⁺とちがってK⁺、NH₄⁺の親和力が強い理由である。

K⁺ (NH₄⁺) の固定

モンモリロナイトでは、水溶液中でK⁺を吸着しても他の中性塩類 (NaClなど) によって交換浸出される。しかし、パーミキュライトの場合には、K⁺を吸着しさらに固定して、他の中性塩類によっては交換浸出できない。このとき、層間隔は14Åから10Åに収縮して、非膨脹型のイライトに変化している。モンモリロナイトでは、K⁺を吸着させた後乾燥すると、はじめて固定がおこる。イライトの場合は、はじめからK⁺を封じこんで結晶単位の一部になっている。鉱物の種類によるこういう違いは、単位結晶中における陰荷電の位置と量に左右されている。

モンモリロナイトでは同像交換はA1層で行なわれ、またその程度も小さい。それゆえSi層で行なわれるK⁺の吸着力は弱固定までにはならない (もちろん他の陽イオンもSi層の面で吸着される)。パーミキュライトでは、A1層ばかりでなくSi層で同像置換が行なわれているので、陰荷電のおよぶ力が強いのでK⁺の固

定がおこる。イライトの同像置換は、ほとんどSi層で行なわれているためK⁺の吸着が強くなり、結晶の内部にとじこめられている。そのために陽イオン交換容量はかえって小さくなっている。この交換容量は、陽イオンを交換できる陰荷電の総量を示すもので表4のごとくである。

土壌の酸性 交換性陽イオンの欠乏

土壌の酸性には、土壌の中に混入してきた塩酸や硫酸によるものもあるが、土壌本来の酸性は、この陽イオン交換現象と不可分の関係にある。乾燥地・半乾燥地では、土壌は本来、中性を呈しているが、それは、土壌のもつ陰荷電に交換性金属陽イオン (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺) がむすびついて飽和しているからである。そのなかでもCa²⁺が大部分である。雨の多い所やもともと石灰岩の少ない母材からできた土壌では、交換性陽イオンがとりざられると、鉱物からの金属性陽イオンの解放がないので、水から解離してきたH⁺がむすびつき、土壌は酸性を呈するのである。中性の土壌でも、NH₄⁺やK⁺の化学肥料を与えると、NH₄⁺やK⁺がCa²⁺を交換浸出するので、土壌中に石灰岩のようなCa²⁺の給源がなかったり、あるいは石灰質肥料を施用しない場合には、土壌は容易に酸性になる。Ca²⁺の代わりに陰荷電に吸着したK⁺やNH₄⁺は、植物に吸収されてなくなってしまう。その

代わりにH⁺がつくので酸性になるのである。

土壌のはたらき・その2

水・空気の調節 土壌の団粒構造・孔隙
先へのべたように、土壌の水と空気とは、ともに孔隙の中に含まれている。水を多くしようとするとき空気は少なくなるが、植物にとっては、水も空気もともに必要である。両者をともに多く含ませるためには、孔隙の量を多くしなければならぬ。そのためには、土壌の団粒構造を発達させることが必要である。

団粒構造のなりたち

土壌を構成している粘土ないしは粘土腐植複合体の粒子が、そのまま集合した大きな塊は、たとえば粘土細工の塊のようなもので、孔隙は大変少ない。そういう構造を単粒構造とよび、そのような塊を団塊 (clod) という。(図9a・b)。これに対して、粘土腐植複合体があつまって小さな塊になり、それがさらに集合したものを、粒子間のすき間が多い。こういう構造のものを、団粒構造という(図9c・d)。図9にみるように、bの方はcよりも孔隙の%は多いが、大きな孔隙はcよりも少ない。

団粒構造の形成は、図10にみるような順序で行なわれると考えられている。まず粘土や粘土腐植複合体が、その表面の陰荷電、陽イオンの陽荷電、水酸化鉄、水酸化アルミニウムの粘着作用によって強く結合されると、微小団粒ができ

表4 - 土壌コロイドの陽イオン交換容量<青峰>

| 種類 | (me/100g) |
|----------|-----------|
| カオリナイト | 3—15 |
| メタハロイサイト | 5—10 |
| ハロイサイト | 20—30 |
| イライト | 10—40 |
| パーミキュライト | 100—150 |
| モンモリロナイト | 70—100 |
| クロライト | 10—40 |
| ギブサイト | 0 |
| ライモナイト | 0 |
| アロフェン | 15—40 |
| 腐植 | 100—250 |

図8 - Si層の構造 <青峰>

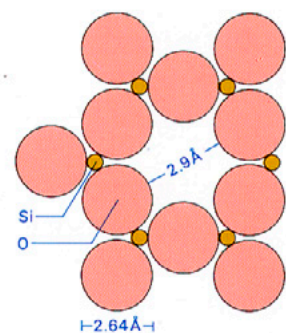
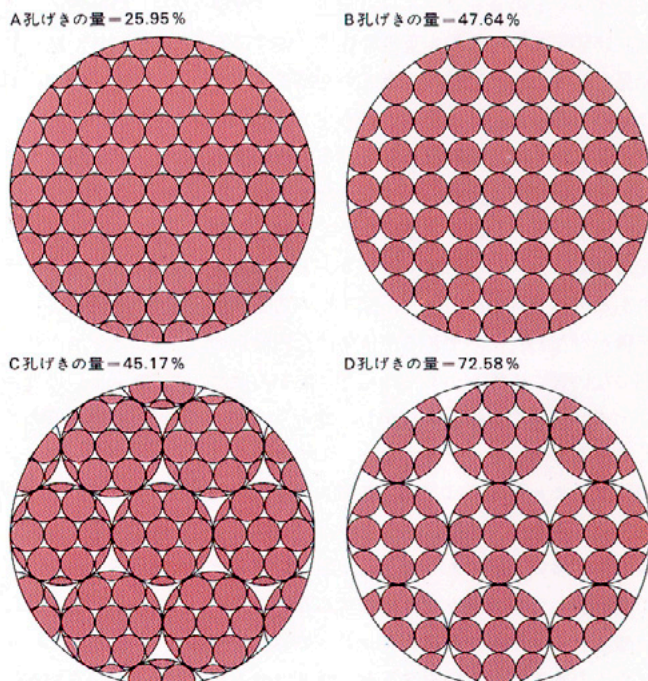


図9 - 単粒構造と団粒構造



るのである。

この微小団粒が、植物の根の腐敗物やある種の細菌の分泌する粘質物によって接着され、より大きな団粒になる。根の腐敗物や粘質物は、高分子の有機化合物なので糊やセメントのように強い接着剤の役目をしているのである。この役割には、糸状菌の菌糸なども参加することができる。しかし、このような糊でかためただけの団粒では、水にあると溶けてくずれてしまうから、実際の役に立つためには、これが耐水性団粒にまで変らねばならない。このためには、生きている根の作用が必要である。生きている根は、孔隙の中を伸びて団粒をつよくしめつける。また、水分を吸収して団粒を乾燥する。このしめつけと乾燥のくりかえしは、団粒を固める。このようにして耐水性団粒ができるのである。多年生牧草畑や草原において耐水性団粒が多いのは、土壌のなかに糊の役目をする死んだ根が多く、さらに耐水性にするための生きた根もよく発達していて、脱水・圧縮の作用が著しくはたらくからである。

孔隙の種類

ピーカーの中に水を入れて細いガラス管をたてると、水が管の中をのぼる。これを毛管現象という。土壌中の孔隙は、ガラス管のように径が均一ではないが、ある程度以上細い孔隙は毛管現象によって水を重力にさからって保持したり、

上昇させる。孔隙の大きさがある限度をこえれば、毛管引力はないから水はながれ去ってしまう（図11参照）。前者のように毛管引力の働く孔隙を毛管孔隙とよび、後者は非毛管孔隙とよばれる。毛管孔隙は、団粒内部の孔隙であり、水分の保持と上昇という重要な働きをする。非毛管孔隙は、大きな団粒の間に存在し、空気が占めている。もし雨が降っても、下に不透水層がない限り、この非毛管孔隙によって余分の水は排水される。もっとも孔隙があまりに小さければ、水さえも身動きができない。理想的な畑の物理的状態とは、孔隙が多く、しかも毛管孔隙と非毛管孔隙がほぼ等しいことである。植物にとっては、どんな種類の孔隙がどれだけあるかということが問題なのである。団粒構造は、この孔隙のあり方を左右するので大切なのである。

植物にとっての水

水は、土壌粒子への吸着の強さによっていくつかに区分される。図12は、その関係を模式的に示したものである。土壌粒子の表面に近い水ほど結合力がつよく、よりうごき難い。この結合のエネルギーは、気圧、ミリバール、水柱の高さなどが尺度として用いられるが、わが国では、水柱の高さ(Hcm)の対数すなわち $pF(= \log H)$ が用いられている。粒子界面の水は、10,000気圧、すなわち pF では7というポテンシャルで

結合しているが、粒子内部の水は、もっと結合力がつよく100の温度では粒子から離れない。これには粘土鉱物の結晶格子の中に入った水も入るが、もちろん植物の根が吸収できるような水ではない。粒子外部の水でも、15気圧すなわち pF 4.2より強いエネルギーで結合している水は、根の吸圧より強いので植物の役にはたたない。このような水を無効水という。図において pF 1.6ぐらいから4.2までの間の水を有効水というのが実際には、植物に容易に吸収される水は pF 1.6から2.7の間の水分である。このような水分量にある土壌が、よい畑の土壌なのである。さきの孔隙の大きさも、実際には、直径をはかることができないので pF の値で相当する孔隙をあらわす。毛管孔隙とは、 pF 1.6ぐらいから pF 4.5ぐらいまでの水分に相当する孔隙であるが、上述したように、 pF 1.6から2.7の間の水分を保持できるような毛管孔隙がよい孔隙といえるのである。

図10 - 耐水性団粒の形成

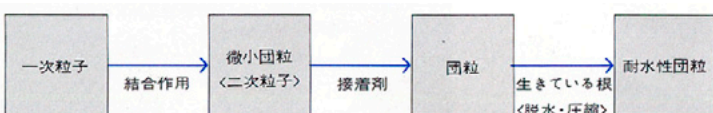


図11 - 毛管孔隙と水の上昇

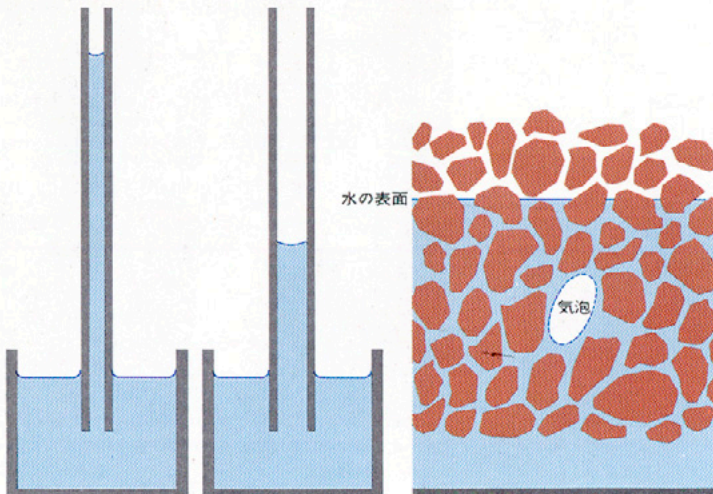
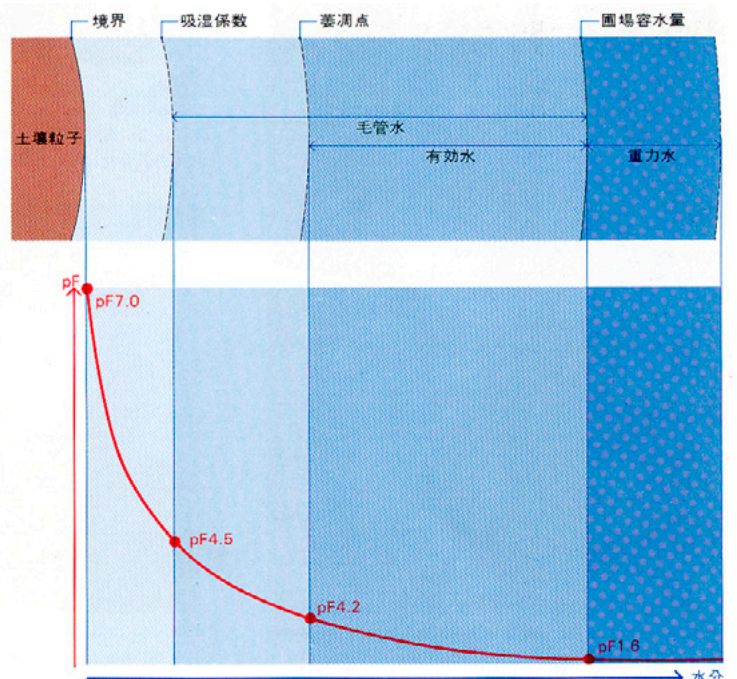


図12 - 水のフィルム thickness と結合力

<BRADYの図を一部改変>



鑄鉄管の耐食性と防食

鑄鉄管は耐食性が優れているために、古くから水道管、ガス管として使用されてきた。欧米諸国では数百年以上の長期間にわたり使用されている管路があり、わが国でも、明治時代に布設された管路を掘り上げて調査すると、外面の腐食は僅かなものが多く土壤中での耐食性が優れている事が示される。写真-1は1664年ルイ14世が建設したベルサイユ宮殿の噴水への鑄鉄導水管を最近掘り上げ調査したものを示し、写真-2は宮内庁の御所水道の明治時代の水道管を昭和49年に掘り上げて調査したものを示している。

このような鑄鉄管の外面腐食の定量的な測定は、あまり多くの資料はないが、日本ガス協会発行「埋設鑄鉄管の掘り上げ調査」及び某ガス会社の調査がある。それによると、既設鑄鉄管路を数千本も掘り上げ、その外面の最大孔食深さと埋設期間との関係を測定、統計的处理を行なった結果、図-1の如き関係式を得ている。このように、鑄鉄管の耐食性は

実績値からいって、年間0.025mm程度の腐食速度であるといえる。

しかし、このような一般的な鑄鉄管の耐食性も、土壌条件が腐食性の激しい場合には、必ずしも適用されず、極端な腐食が発生する場合も起り得る。如何なる土壌が腐食性が激しいかを判定することは、恒久施設たる管路を維持管理してゆく上で最も重要な事である。クボタでは、ユーザーである水道局と協同で埋設腐食試験を実施したり、欧米の関連業界と協力してこの基準化を進めているが、一般的にいって、石炭殻埋立地、腐植土、泥炭、粘土などは腐食性が強く、また、酸性工場廃水、悪質河川水の浸透した個所、海浜地帯で地下水中に多量の塩分を含む地域なども腐食性である。これらの腐食性を定量的に調査判定するものとして表-1に示す基準があり、現実に管路を敷設する以前に土壌調査を行ない、その防食対策を樹立すると言った手続きが実施されている例も多くなってきている。

通常の鑄鉄管は、外面にはタール・樹脂塗装がなされているが、腐食性の激しい土壌に対しては、特別な防食対策として、管路の布設現場で、管にポリエチレンスリーブを被覆して防食する方法が採用されてきている。

写真3・4に海岸の埋立地の腐食性の激しい地域に敷設された鑄鉄管路のポリエチレンスリーブを被覆した状況を示すが、同一管路に敷設されていたもののうち、ポリエチレンスリーブ被覆のされていない管では、継手部の抜出し防止用押しボルトの頭部が腐食されているのに対して、被覆された部分では腐食は殆んど無く、長期間にわたって効果的な防食作用を發揮しているのが認められた。

このようにポリエチレンスリーブ法は、効果が確実で、しかも安価で、施工も簡単であるため、鑄鉄管路の信頼性を一層向上させる手段として、より広く使用されてゆくものと考えられる。



写真-1 ベルサイユ宮殿の噴水への導水鑄鉄管300年使用後も、なほ健全



写真-2 宮内庁御所水道の24"鑄鉄管60年以上も使用されても外面腐食は殆んど認められず。

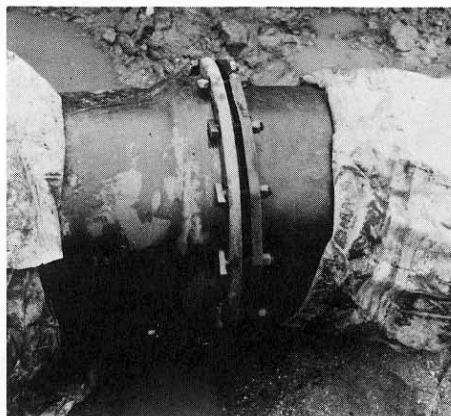


写真-5 右写真-4 管路のポリエチレンスリーブを除去した状況、表面に僅かの錆が認められるが、孔食はなく、ボルト、ナットも健全である。

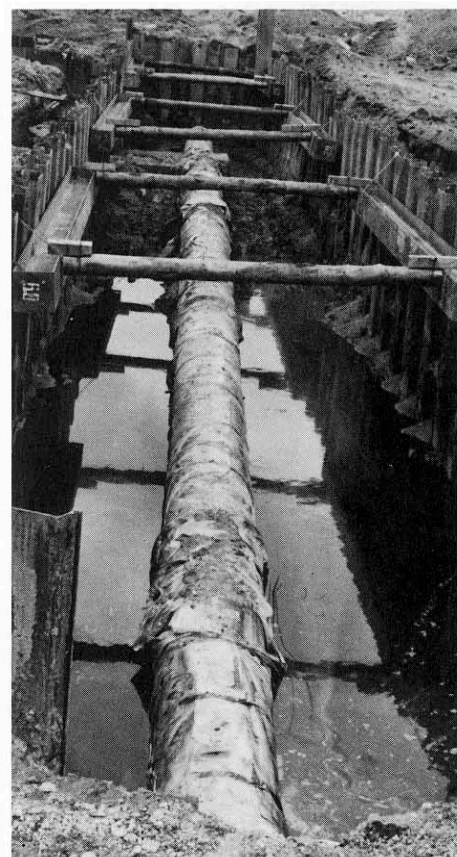


写真-4 海岸埋立地に布設された鑄鉄管路へのポリエチレンスリーブ被覆状況

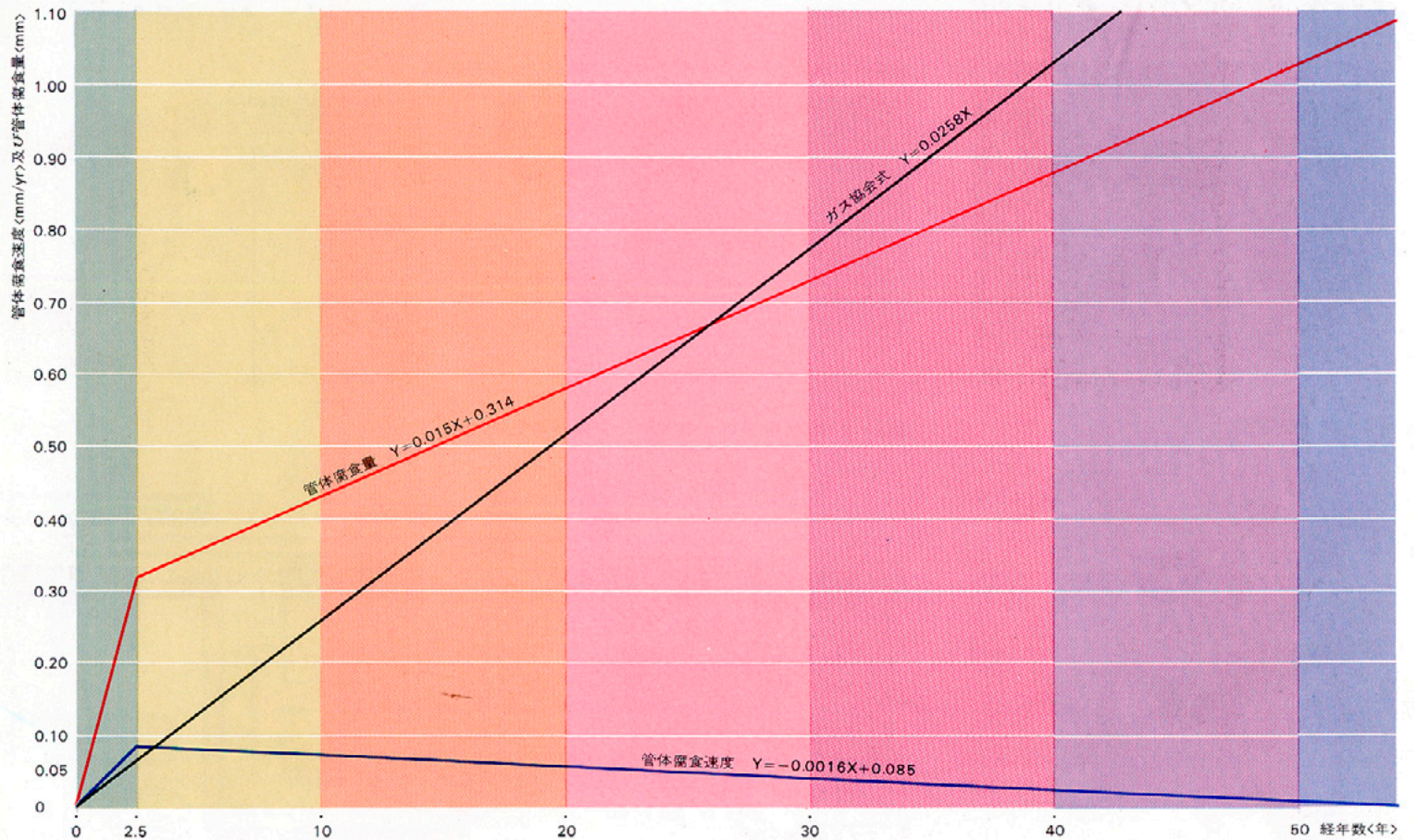
表 1 - 土壤の腐食性判定基準

<ANSI ,A21 - 5,1972>

| | | |
|--------------|-----------------|-----------|
| 土壤の比抵抗(Q-cm) | < 700 | 10 |
| | 700-1000 | 8 |
| | 1000-1200 | 5 |
| | 1200-1500 | 2 |
| | 1500-2000 | 1 |
| | >2000 | 0 |
| pH | 0-2 | 5 |
| | 2-4 | 3 |
| | 4-6.5 | 0 |
| | 6.5-7.5 | 0 ●注 |
| | 7.5-8.5 | 0 |
| | >8.5 | 3 |
| Redox電位 | >100mV | 0 |
| | 50-100mV | 3.5 |
| | 0-50mV | 4 |
| | <- | 5 |
| | 水分 | 排水悪く、常に湿潤 |
| | 排水かなり良 一般に湿っている | 1 |
| | 排水良好 一般的に乾燥 | 0 |
| 硫化物 | <+ | 3.5 |
| | Trace | 2 |
| | Negative | 0 |

●注 硫化物が存在し、かつ低Redox電位を示す場合には3を足すこと。上記5項目の測定値に対する点数の合計が10点以上の時は腐食性土壤である

図 1 - 鑄鉄管の平均最大孔食深さと埋設期間の関係





石油ショック以来、資源の有効利用の一つとして、水分を含む有機性汚泥を有効に活用しようという検討が各方面でなされている。活用の方法として、技術的には従来から化学工業の製造プロセスの基礎的単位操作の一つとしてあった乾燥がとりあげられているが、対象物の性状・運転性能・付属機器を含めた投資額・設置面積・公害規制等を考えた場合、従来からある乾燥設備では、製造設備としても水分含有汚泥の乾燥設備としても、操作性・コスト・主成物の性状等の点からみて必ずしも満足のもの装置はみあたらない。このような観点から当社では、昨年スウェーデンNATEKO社より高効率低温乾燥ドライヤーの技術導入を行ったが、これはユニークな乾燥機として好評を頂いているので以下紹介する。

1 クボタ-ナテコドライヤーの歴史

クボタ-ナテコドライヤーは、スウェーデンの電気技術者によって1950年代末に発明されたが、その動機は、動物の血液を含有成分を熱分解により破壊することなく、かつ経済的に乾燥処理し、食品や化学薬品の原料として利用

することであった。そして現在この用途以外に、製造ラインの乾燥装置として、或は都市下水汚泥の乾燥装置として、北欧諸国を中心にヨーロッパ各国において、種々の物質を対象として数多くの実績をもっている。特に一昨年に至り、都市下水終末処理場活性汚泥の乾燥処理用として、1時間当たり水分蒸発量6000ℓの装置2基が設置され稼動しているが、これだけで人口約90万人の都市下水終末処理汚泥を処理できる画期的なものである。国内では、昨年の夏300型（標準乾燥能力1000ℓ・H₂O/Hr）を酵母工場廃水汚泥の乾燥処理用として設置し、現在7,000時間以上順調に稼動している。さらに本年内には工業団地廃水処理汚泥乾燥用に300型、し尿処理汚泥乾燥用に200型が設置される予定である。

2 クボタ-ナテコドライヤーの構造

乾燥の原理

クボタ-ナテコドライヤーは、乾燥媒体として直径約20^mの搬送球体（ボール）の表面積を利用する方法であり

(1)被乾燥物

(□)搬送球体（M.C.B.=Material Carrying Bodis）
(△)乾燥用熱風

の3者の相互作用により乾燥が効果的に行われる。乾燥の原理は図に示される。即ち、投入されたスラリー状または泥状の被乾燥物（スラッジ）は、乾燥装置の上部で搬送球体にまぶされた後、上昇する乾燥用熱風と向流接触して、徐々に水分を除かれながら搬送球体表面に付着したまま乾燥機本体を下降していき、下部に達すると完全に乾燥された状態になり、搬送球体より剥離され、一部の乾燥用熱風によりサイクロンに送られ熱風より分離され収容される。一方、下部で乾燥物を分離した搬送球体は、上昇機構により上部に引き上げられ、再び新たな被乾燥物をまぶされる。標準的な乾燥条件としては、約150 の乾燥用熱風を用いて乾燥し乾燥終了後は50 の排風となって放出される。この場合の乾燥機本体の中の乾燥用熱風と被乾燥物の温度分布及び水分分布状況を図2に示す。

装置の構成

図3にドライヤー本体の概略構造を示す。ク

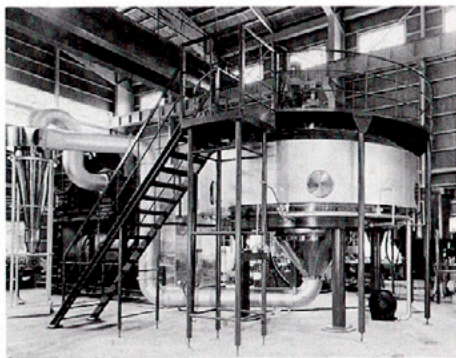


図1 - 乾燥原理図

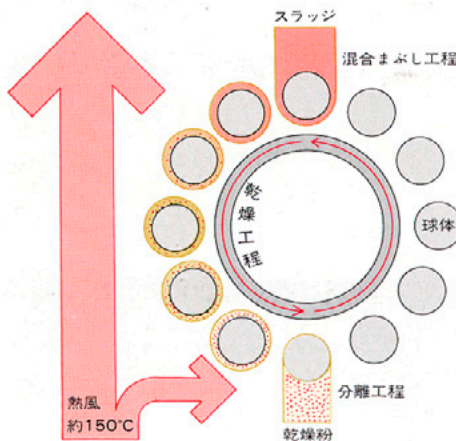


図2 - クボタ-ナテコドライヤー温度及び水分分布図

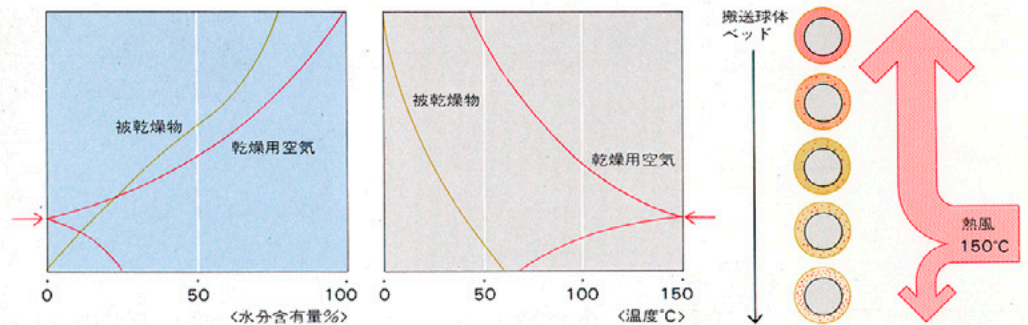
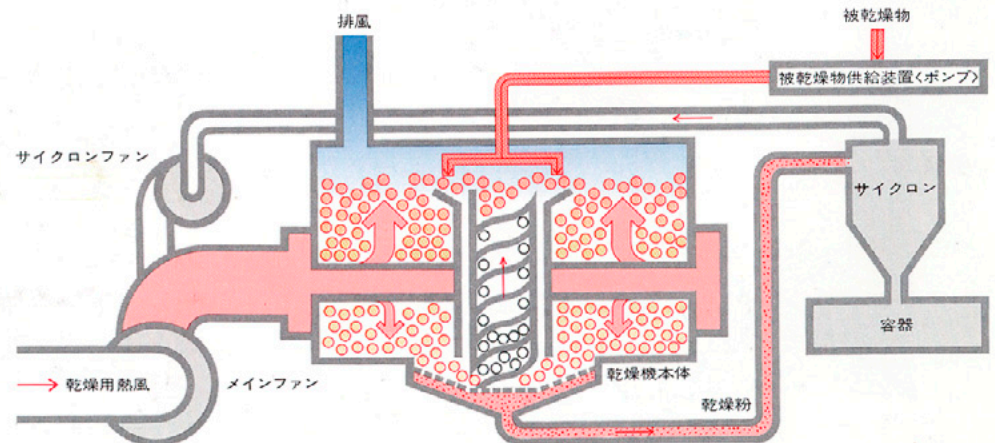


図3 - クボタ-ナテコドライヤー本体構造説明図



ボタ-ナテコドライヤーは、上述の「乾燥原理」に従って乾燥を行う本体と、乾燥用熱風を発生・供給する機構、被乾燥物を供給する機構、乾燥機本体より乾燥物を搬送し気固分離する機構及び自動制御装置とから構成されている。

(イ)乾燥機本体

直径20^m程度のM.C.Bが乾燥能力に応じて充填され被乾燥物の搬送媒体と乾燥媒体の役割をする。M.C.Bの材料は普通プラスチックが使われる。又被乾燥物がスラリー状か泥状かにより混合機構は異っている。

(ロ)乾燥用熱風発生・供給機構

通常灯油または重油を熱源とする熱風炉と外気を混合して必要な熱風温度にする混合室とからなり、標準の熱風温度は150である。この温度は被乾燥物に適した温度に設定することができる。

(ハ)被乾燥物供給機構

スラリー状か泥状かにより適当な被乾燥物投入ポンプを用いる。

(ニ)搬送機構

M.C.Bより分離された乾燥物をサイクロンで熱風から分離する。熱風は熱風混合室に返送される。

(ホ)自動制御装置

乾燥機本体の中における乾燥状況を検出し、常に正常な状態に自動的に制御される。

3 特長

熱効率が大変よく燃料費が少ない。低温であるから各種の廃熱を利用できる。

運転は簡単である。自動運転であるから常時運転員がつく必要はない。

被乾燥物はスラリー状でも泥状でも乾燥できる。

コンパクトであるから設置面積は非常に少なくてすむ。

粉塵、悪臭などの二次公害の発生がない。

4 クボタ-ナテコドライヤーのシステム

クボタ-ナテコドライヤーを中心とした基本的なシステムは次の3通りである。

スタンダードシステム

最も基礎となるシステムで、被乾燥物の臭気が悪臭問題とならない場合はこのシステムを

採用する(図4)

DA-CCシステム(DRYING AIR CIRCULATION CLOSED SYSTEM)

被乾燥物が悪臭を持っている場合にこのシステムを用いる。系外に放出する乾燥排ガスは必要熱風量の1/10程度であり、脱臭コストが少なくてすむ。(図5)

DE-CCシステム(DRYING ENERGY ECONOMIZED CLOSED SYSTEM)

乾燥粉を熱源として利用するシステムである。乾燥粉の発熱量と被乾燥物の含有水分の比率によっては、乾燥粉の燃焼熱のみで乾燥も可能である。(図6)

表1にクボタ-ナテコドライヤーの標準機種と能力を示す。表2及び表3に実施例を示す。

図4 - スタンダードシステム

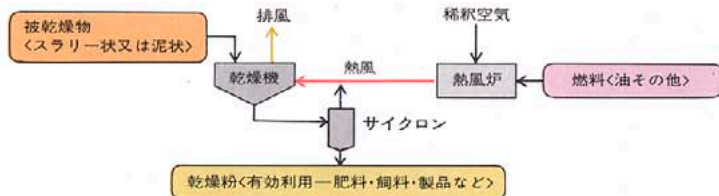


図5 - DA-CCシステム

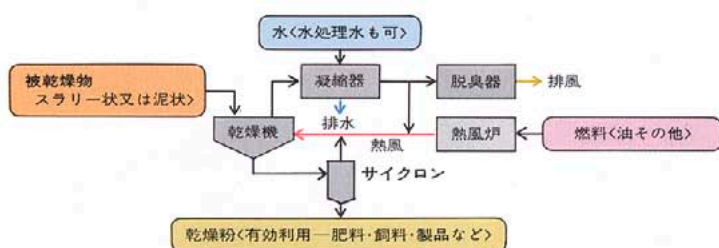


図6 - DE-CCシステム

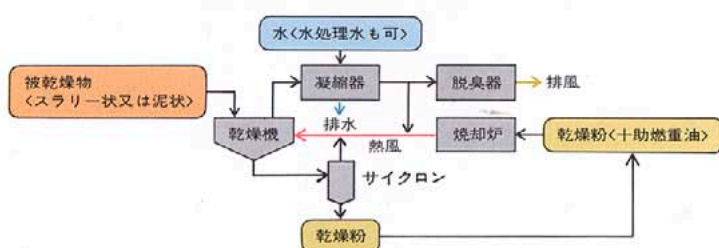


表1 - 機種について

| 機種 | 機種100 | 150 | 200 | 300 | 400 |
|------------------------------|--------|--------|---------|-----------|-----------|
| 標準能力 (t-H ₂ O/Hr) | 40-125 | 75-250 | 150-500 | 300-1,000 | 600-2,000 |
| A<m/m> | 3,500 | 4,000 | 5,000 | 6,000 | 8,000 |
| B<m/m> | 7,000 | 8,000 | 9,000 | 12,000 | 16,000 |
| C<m/m> | 4,000 | 4,000 | 5,000 | 6,000 | 7,000 |
| W<m/m> | 2,000 | 2,400 | 3,000 | 4,200 | 6,000 |
| L<m/m> | 5,450 | 6,200 | 7,600 | 9,150 | 13,000 |
| H<m/m> | 3,000 | 3,200 | 3,700 | 4,500 | 5,500 |
| d ¹ <m/mφ> | 1,350 | 1,750 | 2,350 | 3,200 | 4,800 |
| d ² <m/mφ> | 300 | 550 | 400 | 700 | 1,200 |
| 重量<t> | 7.8 | 10.8 | 16.0 | 23.5 | 46.7 |
| 電動機定格出力<Kw> | 13.3 | 18.2 | 34.9 | 63.1 | 97.1 |
| 電動機常用出力<Kw> | 9.4 | 12.8 | 24.5 | 44.2 | 68.0 |

●注 上記数値は仕様内容に応じて変更されることがある。

表2 - 乾燥例

| 被乾燥物 | 投入量 | 蒸発水分量 | 熱風温度 | 乾燥粉量 | 備考 |
|----------------|----------------------|---------|-----------------|---------------------|-------------------|
| 食品工場廃水活性汚泥<泥状> | 1130kg/時 <89%含水率> | 993kg/時 | 150°C<ΔT=100°C> | 137kg/時 <9%含水率> | <秋期>灯油 78kg/時 |
| 醱酵廃液濃縮液<スラリー状> | 530kg/時 <55%含水率> | 271kg/時 | 90°C<ΔT=40°C> | 259kg/時 <8%含水率> | <夏期>A重油 25kg/時 |
| 都市下水活性汚泥<泥状> | 1200kg/時 <84%含水率> | 984kg/時 | 150°C<ΔT=100°C> | 216kg/時 <11%含水率> | <秋期>A重油 75kg/時 |

表3 - 排ガス

| 検体 | 測定時1 | 測定時2 |
|-----|-------------------------|-------------------------|
| 粉塵量 | 0.0035g/Nm ³ | 0.0057g/Nm ³ |
| Nox | 17ppm | 19ppm |
| Sox | 65ppm | 71ppm |
| 温度 | 42°C | 45°C |
| 水分値 | 2.8% | 2.9% |

世界植生図

<26頁 ~ 27頁>

鈴木時夫 = 鈴木植生研究所・理学博士

ドイツのハインリヒ・ワルターの植生図 (1970) を解説する。

熱帯多雨林 Tropical rain forest
年平均気温20 以上、年較差6 °以下、年降水量2,000mm以上、2カ月以上の乾燥期がない赤道地方に発達する。インド・マライ、熱帯アフリカ、アマゾンの三地方にわかれる。きわめて多くの樹種から成り階層がはっきりしない。日本にラワン材を供給する森林。伐採あとはゴム、バインアップル、カカオ、コーヒーなどの栽培がおこなわれる。

雨緑樹林 (亜熱帯落葉樹林、季節風林) Wintergreen forest

明確な乾燥期のある季節風地帯に発達する。代表的なものはチーク林であって雨期には葉が茂るが、乾燥期に落葉する。インド、タイ、ビルマなどにみられる。

乾生樹林、自然サバンナ Xerophilous forest, natural savannah

年降水量200 - 1,000mmで、4 - 6カ月の乾燥期をもつ熱帯、亜熱帯に発達し、散生する樹木と草原から成る。中国では散樹草原という。自然破壊によってできることもあるが、自然にできることもある。アフリカでは樹木としてバオバブノキ、ヤシのなかまなどがはえる。野獣保護地となっている国立公園などにみられる。

炎熱さばく Hot desert
蒸発量が降水量を上まわり、常に水分が不足し、降雨は極めて不規則である。年雨量は200mm以下がふつうである。35 °N以南では炎熱さばくとなる。温度の日較差も大きい。荒原とよぶ人もあるが高原と音が同じでよくない。植生はきわめてまばらで、水の不足と、土に蓄積する塩分に適応し、多肉化したリ、葉が棘になったりしている。サボテン科、トウダイグサ科、ウェルウィッチア科などが特徴的である。灌漑して、水を補給し、有害な塩類を流し去ると農業生産を上げることもできる。

多雨堅葉樹林 (硬葉樹林、地中海植生) Winterrain sclerophyllous forest

大陸の西岸では暖温帯に夏乾燥し、春と秋に雨がふり、地中海地方では日本のウバメガシに似たQuercus ilex, Q. cocciferaの林があつて、マキまたはガリグとよばれている。アメリカ太平洋岸のチャバラもこれに似た植生で、カシといつても日本のような夏雨型多雨気候のところに生育しているアラカシやシラカシとちがって、クスノキ科、ツバキ科の常緑樹と共存することはない。林床にシダは全くない。硬葉樹という名称は、広葉樹と音が全く同じでまぎらわしいから避けた方がよい。

湿潤暖温帯林 (照葉樹林) Hygrophilous warmtemperate forest
大陸東岸の夏雨型多雨気候の暖温帯に発達する森林で、ユーラシア大陸では東部ヒマラヤでアラカシの湿潤暖温帯林とQuercus baloot とが相接している。照葉樹林というものはカナリー諸島のローレルの林である。クスノキ

科のローレルとブナ科 Quercus ilexが共存しないで離れているのがヨーロッパの植生の特徴で、この二つの科の樹木が共存し、さらにツバキ科、ハイノキ科などの従属植物をしたがえている所に、東アジア、東南アジアの照葉樹林の特徴がある。葉が水分を多く含み、細胞間隙とクチクラ層がよく発達して、しなやかに曲るなめし皮質の葉がローレル葉 (照葉) であるが、光沢はあってもピカピカ光るわけではない。水田稲作文化の発達した地帯である。

夏緑樹林 (温帯落葉樹林) Summergreen forest

約半年、生育に適しない低温の期間があつて森林は葉をおとして休眠する。亜熱帯の乾燥期に落葉する森林に対して夏緑林という。ブナ科とカエデ科が共存し、南半球ではNothofagusがブナにかわる。

温帯ステップ Temperate steppe
大陸の内部では雨量が少なく森林ができず草原となる。ソ連のステップ、北アメリカのプレーリー、モンゴルの大草原など、イネ科植物が多い。人類文化以前には有蹄類が遊牧していた。人類があらわれてから遊牧文化が発生した。球根園芸植物の原産地で、土地は肥沃で農耕地と化したところが多い。

a寒冷さばく Cool desert
アジア大陸内部、北アメリカの一部にみられる。ヨモギのなかまなどが生育する。

北方樹林 Boreal forest
北極をめぐるユーラシア、北アメリカの極地森林限界まで発達する針葉樹林とカンバ、ヤマナラシなどの広葉樹林帯、マツ科とツツジ科との共存が特徴である。こけ植物や地衣類が林床に生育する。針葉樹はふつう常緑であるが、永久凍土層のできるところには落葉性のカラマツが優勢である。ソ連では針葉樹林をタイガとよぶ。海洋性気候ではカンバ林ができる。低緯度の高山に突出部、飛地をもつ。

ツンドラ Tundra
極地森林限界をこえて植物の生育期間が短く、地下に永久凍土層があつて、夏の間地面近くだけ融解する。常緑の小低木や地表植物がかえて短い夏に同化生産能率を上げる。地中で休眠する植物は短い生育期間の利用に不利である。ミスゴケ、ハナゴケのように環境の水分状態で容易に休眠と活動の転移のきく植物もツンドラの生活にむいている。高山と共通する植物が多い。ツツジ科植物、スゲ、ワタスゲなどが多い。トナカイの放牧がおこなわれる。

高山植生 Alpine vegetation
高山の森林限界をこえる低温の気候に耐えて生活する小低木、ロゼット植物などから成る。温度的にツンドラに似ているが、日長関係は全く異なる。

日本植生図

<32頁 ~ 33頁>

鈴木時夫 = 鈴木植生研究所・理学博士

水平植生帯と垂直植生帯は似ているが同一でない。日本のように、西南部から東北方にむかって文化が進んでいって、少なくとも自然破壊の程度でかなりの歴史的落差が存在している国では、一率に原始状態を復元しても意義が少ないということ、日本植生図をつくるたびに考えた。今回は範例に工夫をして、自然環境と人類文化を同時に表現することにつとめた。I B Pの知見を生かして植生帯の面表示を統一した。日本の植生研究が進んだという喜ばしい面と自然破壊が全国にほぼ一様に広がったという悲しい面とが共存している図としてみていただきたい。一言にしていうならば、この図は、人類文化も環境も含めた20世紀後半の日本植生の姿である。また世界的視野で水平と垂直の植生帯の統一を試みた。その結果、帯状自然植生を5分することとなった。植生帯をなさず特殊環境に成立する植生として 範例を設けた。

北方亜高山植生帯 Boreal-subalpine vegetation zone
これまで高山帯としてわけていたハイマツ低木林を、ダケカンバ・オールドルの針葉樹林、ダケカンバ林と一緒にした。高山草原や風衝ハイデは、日本では帯状植生というより亜高山帯の局部的変異とみた。ここではマツ科とツツジ科が共存し、こけ植物と地衣類の比重が大きい。第四紀氷河による北方植物群が生活共同体としてまとまったもので、地域的に田中壤のシラベ・ハイマツ帯とほぼ一致する。

冷温帯山地植生帯 Cool temperate-montane forest zone
北半球各大陸の夏緑広葉樹の日本での代表で、ブナ、ミズナラのような落葉広葉樹、またはヒノキアスナロ、ウラジロモミなどの針葉樹を優占種とする森林の本拠である。ブナ科とカエデ科の共存、北極第三紀植物群が第四紀の気候変動にきたえあげられ、同時に南からきた第三紀東南アジア植物群から分化した固有植物をも含む。落葉果樹リンゴの産地で、日本海岸の多雪気候と太平洋岸の乾燥多照気候によって、腹背性が最も顕著にあらわれた地帯である。

中間温帯低山地植生帯 Intermediate temperate submontane zone
世界の他地方では夏緑広葉樹林帯に含まれ、または人類文化植生と考えられているが、日本では第三紀東南アジア植物と北極第三紀植物が日本列島で遭遇して気候と地形の変動のもとに緊張と緩和とをくりかえし、これに先史文化と火山活動が影響してできた植生帯で、モミ、ツガのようにアメリカ西部とつながる植物、イヌブナ、クリ、ヒメシャラなど南方に常緑の近縁種をもつ落葉樹が、カシ、サカキ、シキミ、アセビなどの常緑樹と共存している。落葉果樹のクリやカキが常緑のユズ、ダイダイと農家の庭に共存できる地帯で、田中の間帯に相当する。松のうちアカマツは、どちらかというこの地帯に多い。日本の仏教の中心は多くこの地帯に開かれた。

暖温帯丘陵低地植生帯 Warm temperate-colline lowland forest zone

暖帯林、照葉樹林、常緑広葉樹林などよばれているが、暖帯はもともと亜熱帯の同意語、照葉樹林はカナリー諸島のローレルの林のこと、常緑広葉樹林は亜熱帯、熱帯の林が含まれていて、いずれもびつたりこない。水田耕作を基盤とする日本の農耕文化はこの植生帯で開けたから、早くから開発されて、その自然林は神社林として保護された断片のほか、ほとんど破壊しつくされてしまった。東アジアと東南アジアに特産のシイ、カシ、シリブカガシなどのブナ科、タブ、ヤブニッケイなどのクスノキ科、ツバキ、ヒサカキなどのツバキ科の常緑広葉樹が共存し、林床にはシダが多い。他の大陸の照葉樹林とは異質的で、日本の神道との関係が深い。クロマツがこの植生帯に多いので田中壤はクロマツ帯とよんだが、本多静六はカシ帯と改称した。常緑果樹のミカン、茶の栽培がおこなわれる地帯である。

亜熱帯植生帯 Subtropical vegetation zone
屋久島、種子ケ島の低地帯以南、本多静六の熱帯林に相当する。アコウ・ガジュマルと木生シダの林がその原始植生であるが、ヘゴはむしる林外のひなた植物で、ヒロハノコギリシダ、タカラビが森林内にみられる。自然林はほとんど開発されて、リュウキュウマツ・ソテツ林がかわりにできたが、これも戦火で亡びてしまった。

海岸塩生植生 Coastal halophilous vegetation
砂丘と塩生湿地の植生で、冷温帯以北にハマニンニク砂丘、アッケシソウ塩沼地、暖温帯にコウボウムギ砂丘、ハママツナ塩沼地、亜熱帯にマングローブ植生がある。

富栄養性水沢植生 Eutrophic marsh vegetation
ヨシ、オギ、カサズゲなど川の下流、池、湖の水辺の栄養塩類に富む水辺湿地の植生。

貧栄養性高層湿原植生 Oligohrophic bog vegetation
北方と山地の主として雨水に浸されたミズゴケ、ヌマガヤ、モウセンゴケなどの栄養塩類に乏しい過湿環境で泥炭を堆積する。

先史文化植生 Prehistoric anthropogenous vegetation
第四紀の火山活動、採集文化時代の食糧給源であったクリ・コナラ林、狩猟地であったスキ草原、有史時代に入って生活、製塩用薪炭の給源

人工林植生 (造林地) Plantation
非灌水農耕植生 (畑作) Dry cultivation
灌水農耕植生 (水田) Irrigated cultivation

都市さばく Urban desert
近代の都市化、重工業の発達に伴って都市気候、大気汚染、土壌のアルカリ性化などがおこり、自然植物の生育が困難となった地域。帰化植物が土産植物を駆逐しつつある。