

3 土壌の生いたちとその荒廃をめぐる

①土壌の生いたち

加藤芳朗＝静岡大学農学部教授

②日本の土壌の特徴

松井健＝地域開発コンサルタンツ

③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

①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、われわれ土壌学の分野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=A₀₀が上に、古いもの=A₀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=A₁になります。これは大体黒っぽい色をしておりませんが、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層といっています。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、A₀₀、A₀、A₁と続き、その次にA₂

図1・1—土壌の断面模式図と土層名

A ₀₀ (L)	新鮮な落葉の堆積層	
A ₀ (F, H)	分解の進んだ落葉堆積層、粗密植層 F=まだ原組織が残る落葉分解層 H=原組織を止めないまでに分解が進んだ腐植化層	腐植集積作用
A ₁	十分に分解した有機物と無機物との混合層 (21頁右上に注)	腐植集積作用
A ₂ (Ap, E)	溶脱層 (粘土、R ₂ O ₃ =酸化第二鉄、アルミナ)、漂白層ともいう	レシベ化作用 ポドゾル化作用
A ₃	A層とB層との漸移層 A層の特色が強いものをA ₃ 、B層の特色が強いものをB ₁ という	
A ₁		
B ₂	(B) 風化作用により、その場で粘土化の進んだ層位	シアリット化作用
Bt	粘土の集積層 土性B層ともいう	アリット化作用
Bh	Fe ₂ O ₃ (①、有機物 (h)) の集積層 ポドゾルB層ともいう	レシベ化作用
Bi		ポドゾル化作用
Bsa	塩類 (sa)、石こう (cs)、炭酸石灰 (ca) の集積がみとめられるB層	塩類集積作用
Bcs		石灰集積作用
Bca		
B ₃	B層とC層との漸移層 B層の特色が強いものをB ₃ という	
B/C		
C	土壌母材層	
Csa	Cca, Ccs, Csaは上記と同じ	
Ccs		
Cca		
Dr (D)	新鮮な母岩	
G	グライ層 (強還元土層)、弱還元土層ではgを添字としてつける (Ag, Bg, Cg)、強還元土層でも主層位にGをそえてAG, BG, CGとする案が提出されている	グライ化作用

《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A₁₁、A₁₂、A₁₃などを使用する。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。

層がくることがあります。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、ふつつ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、これからいろいろな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がありません。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関係した作用としてポトゾ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バージュ(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殿析出する	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殿する	Cca・Bca	チェルノジョーム、栗色土、プレリー土、石灰質な岩石起源の土壌ーレンジナ、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 >	ソロネッツ、ソロチ	半乾燥ー亜湿潤地のステップ地帯の排水不良地
レシバージュ作用<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
ポトゾル化作用	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	ポドゾル性土壌、ポドゾル化土壌	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殿する	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>	冷温帯ー亜熱帯の多雨地
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	亜熱帯ー熱帯の多雨ー乾湿交代地域
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う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——

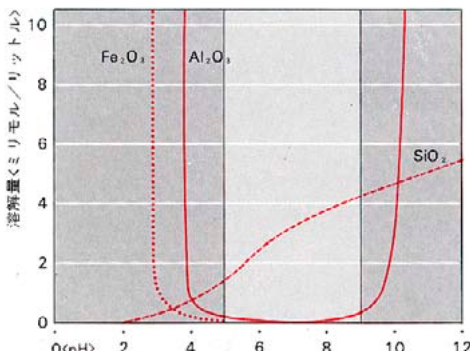
図1-2Aは気候との関連を見たもので、これはソ連の西部、ヨーロッパの部分でのさまざまな土のタイプの分布と降雨量との関係をあらわした図です。年雨量は等雨量線としてあらわしており、大体、北の方が雨が多くて、南の方へゆくにつれて雨が少なくなり、カスピ海周辺部では200ミリぐらいです。この年雨量と対応しまして植生の景観が変り、また土壌のタイプも違ってきます。

北の方から、ポドゾル＝針葉樹林、ジョーレン・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 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 SiO_2 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、腐植集積作用が著じるしく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した石灰の集積作用、あるいは塩類の集積作用が強く働いた土のタイプに変わっていきます。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。この違いが順位の差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じる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 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 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じる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わってくるという例であります。

《地形》

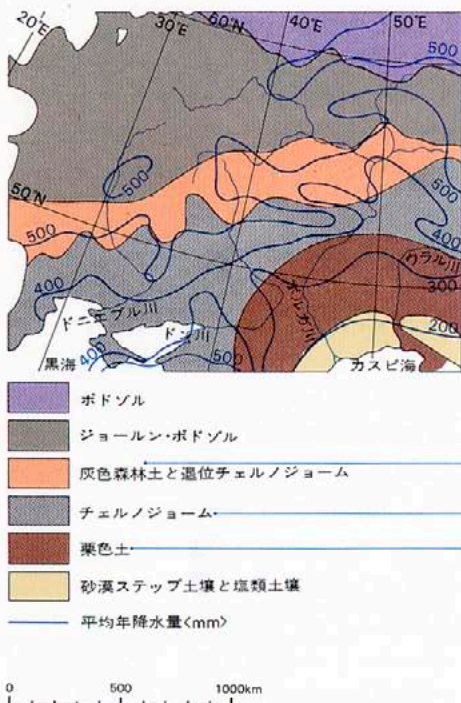
次に、いまの二つのものに比べると非常に局所的な範囲にでてくる例として、図1-5をみていただきます。図1-5Aは、北海道のオホーツク海岸のある部分での土壌の分布図で、そこはくぼ地の地形になっています。

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

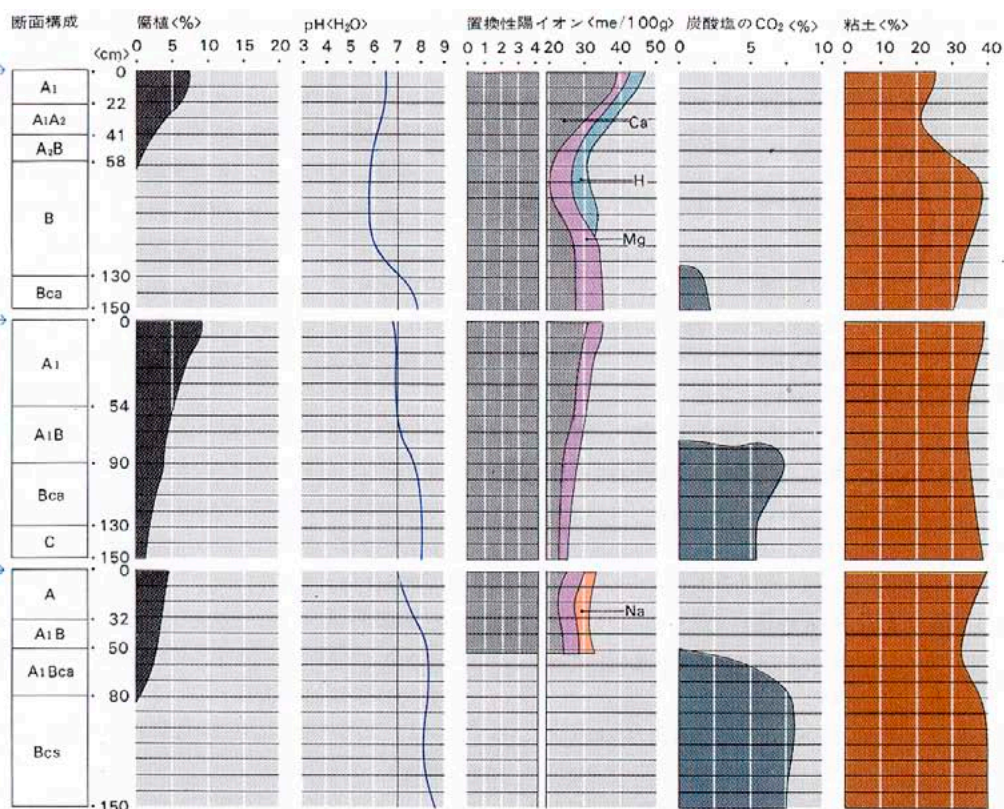
山岳褐色森林土と赤黄色土の粘土の $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 分子比は、ほぼ 2 前後で差異がないが、山岳褐色森林土は、Al-パーミキュライト（2：1 型粘土鉱物）の生成を主体とし、赤黄色土は、メタハロイサイト（1：1 型

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)

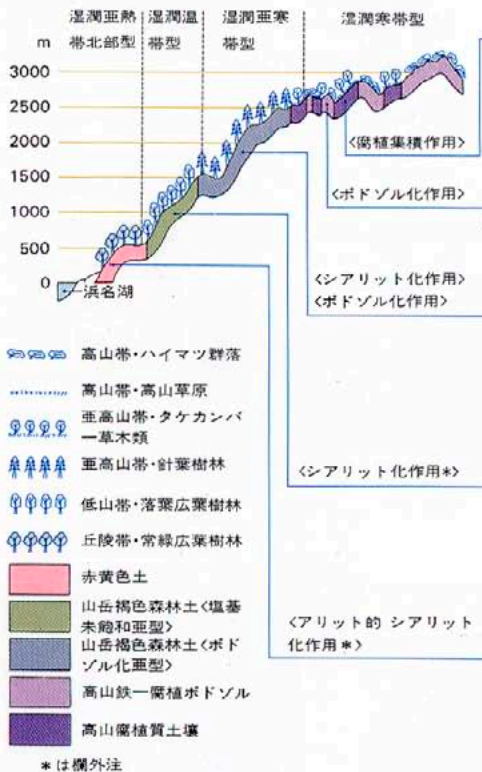
<ミュッケンハウゼン>



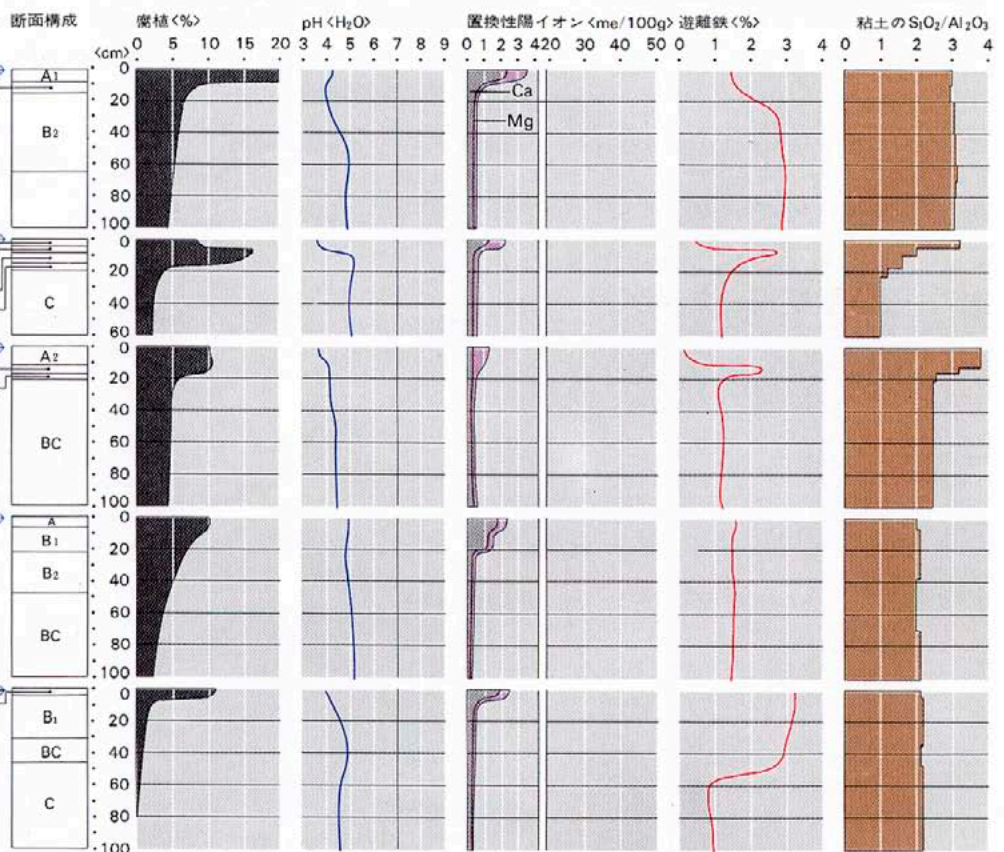
<菊地晃二，1975>



<近藤鳴雄,1967>



<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ことがわかります。これは、土壤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1-5 C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、泥灰質グライ土では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ばこに応じて、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ゾルという土です。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ゾ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ろ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をつくっています。

このように土というのは、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。

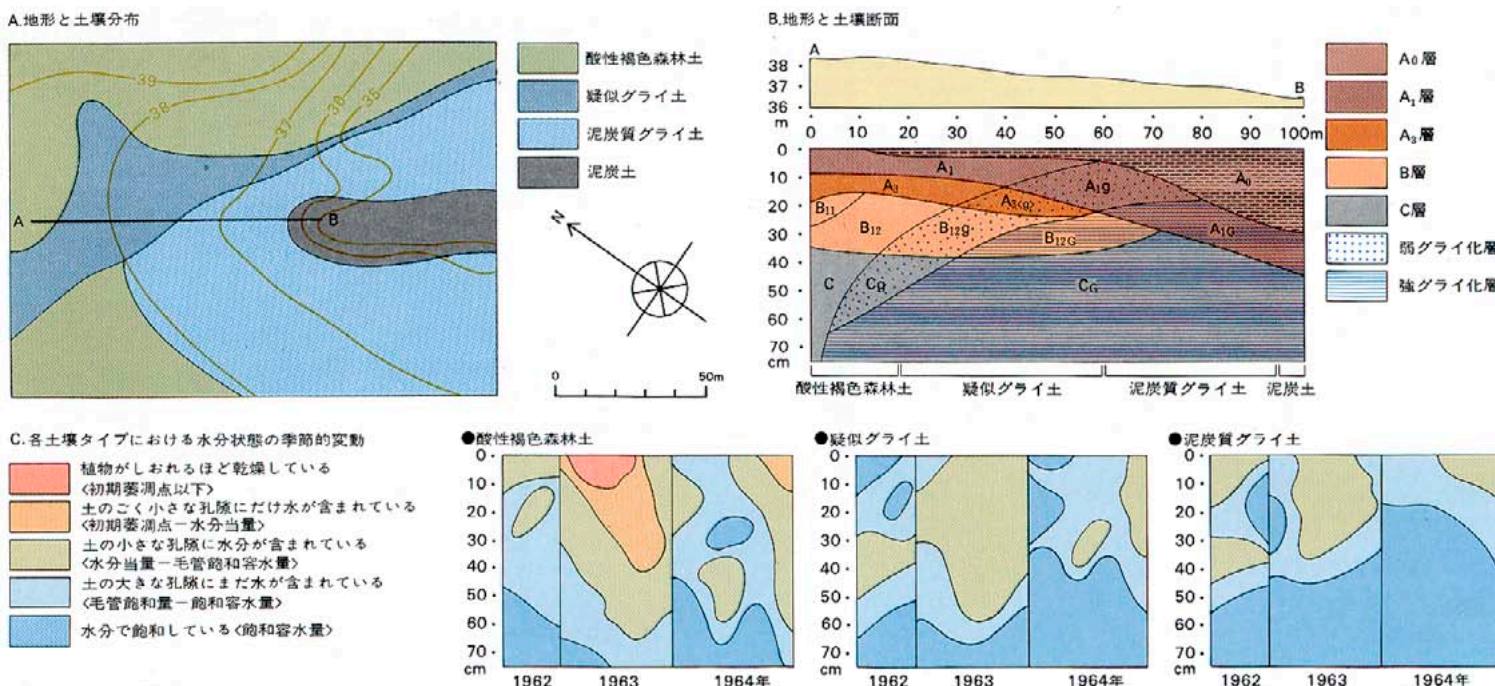
《土壌生成因子》

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ろ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ー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＞



土壌における三つの大分類

《成帯性土壌》

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、土壌自体も一つの帯をつくっている。これは、成帯性土壌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、土壌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が多く、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でみましたように、大きな山では高さとともに気候も植生も違います。それに対応して土壌も違ってくる。これを垂直成帯性と呼んでおります。

例えば、世界土壌図(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。

《成帯内性土壌》

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、そのでこぼこが主に土壌の水分状態——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、くぼみの場合は、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)のちがいが土壌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、岩質のちがいが土壌の透水性や塩基・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壌になり易い。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壌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、地形や母岩の土壌に対する影響は、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、成帯性土壌を標準状態とみなしうるのはではないか。このような期待が底にあるわけです。成帯性土壌は、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壌になるので、これをまとめて成帯内性としたわけです。

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

《非成帯性土壌》

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>

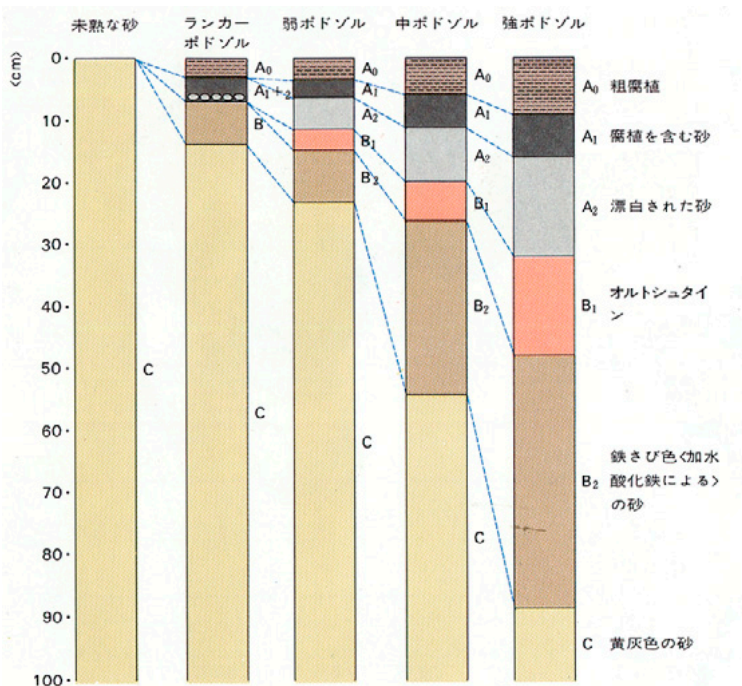


表1・3－土壌生成因子の主なはたらき

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壌の分類
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。実際には土壌内の気候が直接関与する。	生物	成帯性土壌
生物	土壌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。土壌侵食と再堆積を左右する。	気候 生物 母岩	成帯内性土壌 水成土壌 塩成土壌 間帯性土壌
母岩 <地質>	土壌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	岩石成土壌
年代	他因子とは独立した因子。土壌の基本的な存在様式。時間の経過とともに土壌は生成発達し、他因子さえもその内容を変化する。		非成帯性土壌 未熟土壌
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、開かん、施肥、かん水、客土など土壌環境を大きく変える。		成帯内性土壌 人為土壌 <耕地>