



— 粘土基礎講座 I —

粘土基礎講座 I ワーキンググループ連載解説

土壌中の粘土鉱物

南 條 正 巳

東北大学大学院農学研究科
〒981-8555 仙台市青葉区堤通雨宮町1-1
e-mail: nanzyo@bios.tohoku.ac.jp

Clay Minerals in Soils

Masami NANZYO

Graduate School of Agricultural Science, Tohoku University
1-1, Tsutsumidori-Amamiyamachi, Aobaku, Sendai 981-8555, Japan

1. はじめに

土壌は水、空気と並んで生物を育む身近な物質です。その土壌は無機物（サイズはレキ～粘土）と有機物（粗大有機物、腐植、既知有機化合物）の複合体で、そこに植物、微生物、動物が生育し、それらの相互作用の結果として存在しています。土壌の定義の模式図を注¹⁾に示しました。粘土鉱物は腐植と共に土壌中で最も機能性の高い成分のひとつです。土壌中の粘土鉱物は無機、有機のイオンを一時的に保持したり、それらのイオンを他のイオンと交換しながら再放出したりします。そして、このイオンを保持する反応は、イオンの種類と粘土鉱物の組み合わせによって選択性の高いものから低いものまで多様です。これらのような化学的機能に加えて、粘土鉱物は土の中の水の流れに影響したり、粘土の集合体を作るすき間に保持した水を植物や他の生物に供給するなど物理的機能も持っています。

ここでは主に「どの粘土鉱物はどの土壌に含まれるか」について概説します。土壌が出来上がる過程には図1に示すように数種類以上の因子（土壌生成因子と呼びます）が複雑に関係しています。したがって、土壌の分布（図2）も各地点における土壌生成因子に強く影響されます。このような土壌の粘土鉱物組成を理解するには環境の異なる陸地を広く見るのが有効です。そして、土壌の分類とその分布に関する情報が必要です。また、粘土鉱物

の化学構造や生成機構も重要ですが、これらはこの講座シリーズの中にすでにあります（上原，2000；河野，2001）。ただし、土壌中の粘土鉱物は多くの場合混合物で形や結晶度も様々です。土壌の分類法はいろいろありますが、最近世界的に広く使われる方法の一つとして米国農務省の方法を用います。その概要は分類名の由来と合わせて注²⁾に示しましたので適宜参照して下さい。

2. どの粘土鉱物はどの土壌に含まれるか

土壌は断面の形態と特性に基づいて分類されますが、その特性の中にはその土壌に含まれる粘土鉱物の性質を強く反映したものがあります。そのような土壌はカオリナイトに富む土壌（オキシソルやアルティソルの一部²⁾）スメクタイトに富む土壌（パーティソル、モリソル、他）やアロフェン、イモゴライトに富む土壌（アンディソル、スボドソルのスポディック層）などです。そこでこれらのような土壌分類との関係が深い粘土鉱物をまず先に挙げます。次に、あまり土壌分類とは関係が強い粘土鉱物に進みます。

2.1. カオリナイト

カオリナイトは安定性の高いケイ酸塩鉱物で、風化の強く進んだ熱帯の土壌に多く含まれます。そのような土壌の一つはオキシソルで、アフリカ中央部とブラジルに

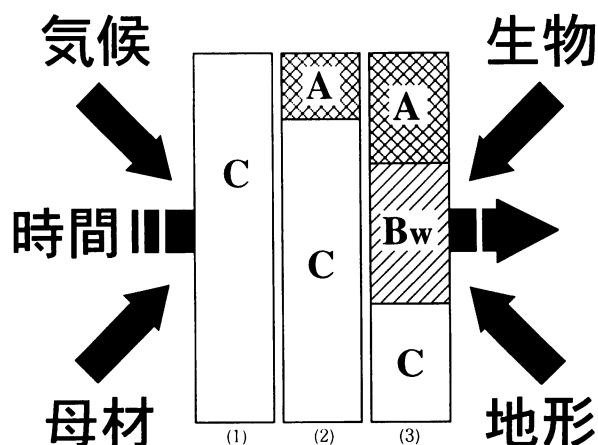


図1 Jennyの土壌生成因子概念図 (Wysocki et al., 2000 を火山灰土壌用に修正)

H. Jenny はその著書 (Factors of Soil Formation (1941)) において上記の5つまたは人為などを土壌生成に影響する因子として提案しました。それ以後、多くの総説、著書ではこれらの因子ごとに土壌の生成過程を論議するスタイルができました。例えば(1), (2), (3)は火山灰堆積後の同一地点における土壌断面形態の時間変化を模式的に示しています。しかし、(1)から(3)に至る時間が長いので実際には(1)から(3)までを同一の人物が見ることはできません。ですがもし、気候、火山灰の岩質、地形、植生がほぼ同じで噴出年代が異なる火山灰土壌があれば、土壌生成に対する時間の影響を調べることができます。わが国では(3)の土壌断面形態に至るまでに数百年以上の時間がかかると推定されます。同様に他の土壌生成因子が同じで注目する因子だけが異なる一連の土壌があれば、その土壌に対してその注目する土壌生成因子がどのように作用するかを調べることができます。

集中して広く分布します (図2, 表1)。その他、面積は小さいですが、東南アジアなどにも分布します。この土壌は粘土含量当たりの陽イオン交換容量 (CEC) が小さいことで特徴づけられ、このことは即ちカオリナイトに富むことに基づくものです。そして、この土壌の他の成分はゲータイト、ヘマタイト、ギブサイトなどの酸化物、水酸化物鉱物や石英などです。長石や2:1型粘

表1 各種土壌の分布面積 (%)

アルフィソル	9.6
アンディソル	0.7
アリディソル	12.0
エンティソル	16.2
ジェリソル	8.6
ヒストソル	1.2
インセプティソル	9.8
モリソル	6.9
オキシソル	7.5
スポドソル	2.5
アルティソル	8.5
パーティソル	2.4
その他	14.0

全面積は13,100万 km²。氷で覆われた南極大陸とグリーンランドの大部分を除外しています。「その他」は移動しつつある砂丘と岩石地帯です。

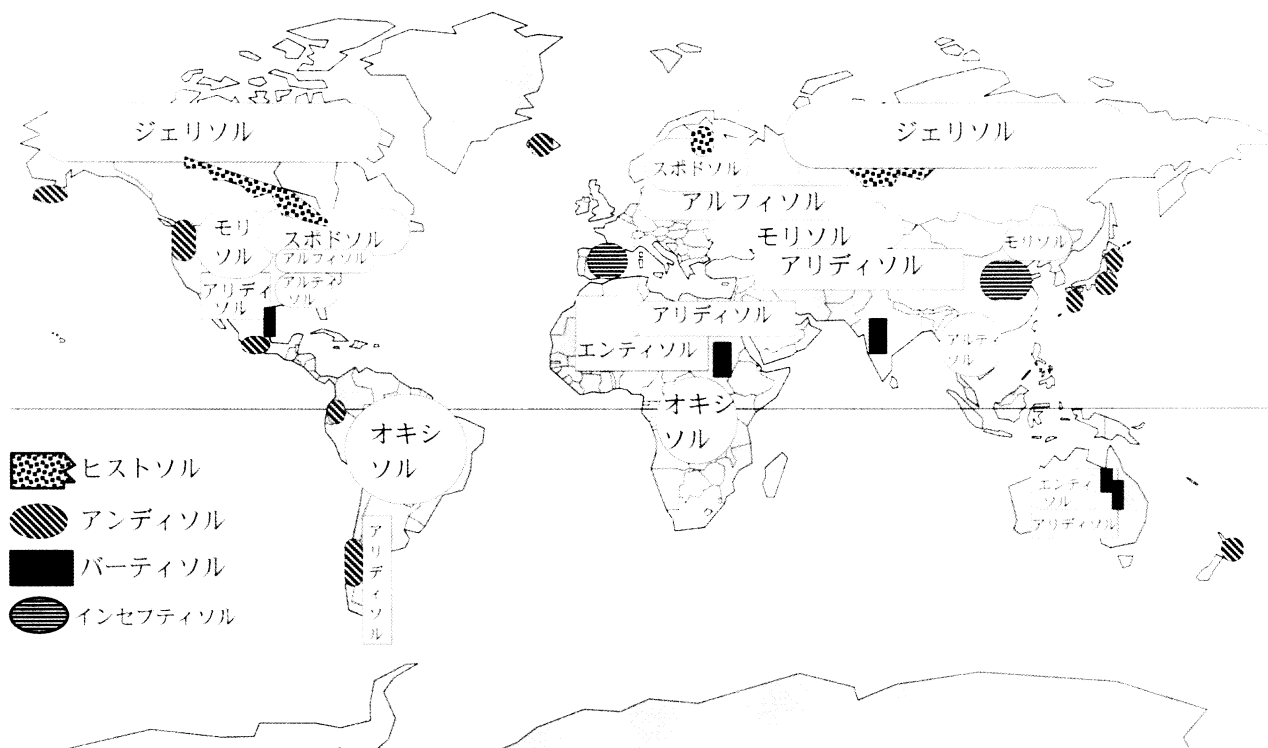


図2 米国農務省方式 (Soil Taxonomy) による世界の土壌分布概略図

大きな分布位置のみを大幅に単純化または誇張して示しています。実際には各地点の土壌生成因子 (母材、気候、地形、生物、時間など) に応じて複数の土壌が入り組んで分布しています。

土鉱物などの易風化鉱物はあまり含まれていません。

この土壌はたいへん年代が古く、長期間の溶脱を受けた残留物から成り、表層に多少の腐植は含まれますが、土層分化はあまり強くありません。そして、カオリナイトと酸化物・水酸化鉱物から成る凝集体の安定性が高いために分散しにくく、かつ、膨潤収縮も小さいため、土層内の粘土移動はあまり起こりません。下層にはしばしばストーンラインと呼ばれるレキ層があり、その上下の土層は不連続です。このようなことからオキシソルは地質時代を通じて複数回の堆積過程を経ていると考えられています。

オキシソルと並んでカオリナイト含量の高い土壌はアルティソルの一部です。アルティソルは分類上アリディソルの次にキーアウトされ²⁾、その基準の要点はアルジリック層（粘土集積層、図3）を持ち、その塩基飽和度（CEC に対する交換性 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^{+} 、 Na^{+} の合計電荷量の割合）が低いことです。しかし、カオリナイトに富むアルジリック層には配向粘土の性質（図3参照）は見られず、粘土含量が下層で増加するだけです。このような土層はカンディック層と命名され、1987年に米国農務省の土壌分類に取り入れられました。このようなカンディック層を持つアルティソルはオキシソル周辺では斜面に分布することが多く、その生成機構として(1)粘土の移動集積（粘土・酸化物凝集体の分散が必要）とその後の皮膜構造の消失、(2)表層における粘土の溶解、

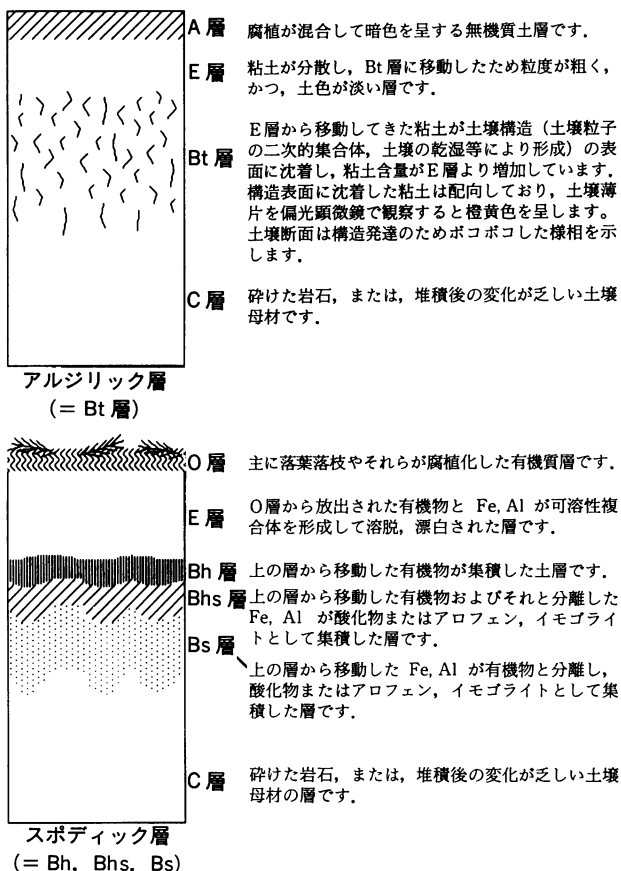


図3 土層の分化した断面の模式図

(3)斜面における粘土の選択的流出、(4)表層における粗粒物の堆積などが考えられますが、決定的なことは明らかではありません。

以上の他にカオリナイトは少量であれば様々な土壌に含まれます。一般にオキシソルは安定地形面に、カンディック層を持つアルティソルはその周辺の斜面に、さらに侵食の進んだ急斜面にはずっと下層の比較的未風化の母材が露出してインセプティソルのような若い土壌が分布しますが、そのような若い土壌にも上流にカオリナイトに富む土壌があればそこから侵食されたカオリナイトがインセプティソルに混入することも考えられます。

オキシソルやカンディック層を持つアルティソルには風化して植物の養分を放出するような鉱物はほとんど含まれておらず、作物多収のためには多量の施肥が必須です。粘土の CEC が小さく腐植含量も少なく、植物養分となる陽イオンを保持する能力は強くありません。しかし、カオリナイトと三산화物の作り出す凝集体は安定で透水性、保水性は比較的良く、農地としての物理的性質は良好とされています。

2.2. スメクタイト

スメクタイトの顕著な性質は大きな膨潤収縮を示す点です。この特徴はスメクタイト含量が多い場合に強く発揮され、他の土壌と異なる独特の断面形態を示し、その名はバーティソルです。しかし、この膨潤収縮の繰り返しによる顕著な性質が発現するためにはスメクタイト含量が多いだけでは不十分で、乾燥と湿潤を繰り返す気候条件が必要です。スメクタイトに富む土壌はわが国にもありますが、わが国の土壌は通年湿潤条件にあり、わが国のスメクタイト質土壌はグライ低地土などとして存在し、バーティソルにはなりません。大部分のバーティソルはスメクタイトを多量に含みますが、スメクタイト以外の粘土鉱物を含むバーティソルも少しあります。

バーティソルはインド西部、スーダン東部、米国テキサス州南部、オーストラリア北東部などに分布し、水に覆われていない陸地の2.4%に相当します（表1）。腐植の含量は中程度で、多くの場合A層は黒色を示します。乾季には乾燥により土壌に亀裂が入り、その亀裂の幅は1cm以上に及びます。収縮は3次元的で下向きにも起こりますが、目に見えやすいのは横方向の収縮です。雨季になると雨水は表面にも浸潤しますが、雨が強ければ亀裂の底部に多く流入します。そして、膨潤は亀裂の底部で強く起こり、膨潤しつつある部分と水の浸潤が遅れて膨潤が遅れた部分との間に滑り面（スリッケンサイド）が形成されます。結果的に膨潤圧は上部に向かい、その圧力の大きさは位置によって異なるため表面にはギルガイと呼ばれる凹凸が形成されます。長年の間にはスリッケンサイドが多方向から交差し、くさび形の構造体が形成され、このような過程が繰り返されて土層は自然に混合される傾向にあります。

スメクタイトは後述の例外（スポドソルE層）を除け

ば、一般的には排水があまり良くなくケイ酸や易溶性陽イオンが溶脱しにくい地域に分布します。その理由はその場で生成したか、あるいは、他で生成して洪水等により運搬されてきたものが長く存続するためです。パーティソルもこのような条件下にあります。モリソル、アルフィソル、インセプティソル、エンティソルなどでも、スメクタイトに富むものは類似の条件下にあります。そして、スメクタイトの内容も多様です。米国中央平原のモリソルに含まれるスメクタイトはイライトとの不規則混合層鉱物が多いとの報告があります。この他、鉄に富む塩基性岩の母材からは鉄の多いスメクタイト、雲母やクロライト（4面体置換が多い）の多い母材からはバイデライト、土壤溶液中のAl, Si, Mg濃度が高い場合にはモンモリロナイトが生成すると推測されます。ケイ酸や易溶性陽イオンの溶脱抑制は乾燥気候によっても起こると見られ、アリディソルの一部にもスメクタイトに富む土壌があります。

以上のようなスメクタイトの分布と異なる事例として、スポドソルのE層があります。このE層は溶脱を強く受けて漂白された層です。スポドソルは砂質で透水性の高い母材に生成することが多く、含量は高くありませんがスメクタイトが含まれます。しかもスポドソルのE層はpHが4～5と低く、普通ならスメクタイトやパーミキュライトの層間に重合ヒドロキシAlイオンが保持された2:1～2:1:1型中間種鉱物に変化しやすい条件です。しかし、そのようにはならず、通常のスメクタイトの性質を維持しています。その原因として、キレート能を持つ可溶性有機物によるAlの洗浄効果が挙げられます。このスメクタイトの起源は母材中の雲母に由来するとの見解があります。スポドソルは層位分化の強い土壌（図3）でE層の下粘土鉱物は後述のようにさらに別のものになっています。

スメクタイトに富む土壌はスポドソルのE層を除けば、一般にCECが大きく植物養分となる交換性陽イオンを豊富に持ち、表層には腐植がある程度集積し、pHも中性付近であることが多く、リン酸イオンの固定力も弱く、作物生産上の化学的性質は優れています。しかしながら、スメクタイト含量が高すぎる土壌は排水不良で粘着性、可塑性が強く作業性が悪いなど物理的には必ずしも扱いやすい土壌ではありません。

2.3. アロフェン、イモゴライト

アロフェンとイモゴライトは層状ケイ酸鉱物とは異なる構造、形態、特性を示します。アロフェンの形態は中空球状、イモゴライトの形態は中空管状で、カオリナイトよりもさらにSiの少ない鉱物です。アロフェン、イモゴライトは風化の進んだアンディソルのBw層に多く含まれる他にスポドソルのBhs, Bs層（層位名は図3参照）にも含まれます。アンディソルは火山の近傍に分布することが多く、その面積は氷に覆われていない陸地の0.7%と見積もられています（表1）。一方、スポド

ソルは米国北東部、北欧に多く分布し、同陸地の2.5%強を占めます。これらを合計しますと約3%強となり、アロフェン、イモゴライトは、その含量はともかく、その分布は少なくありません。なお、アンディソルの定義は活性（リン酸イオンとの反応性が高い）Al, Fe含量が多いことです。アンディソルの中には後述のようにアロフェン、イモゴライト含量が少ない代わりにAl-腐植複合体に富むものがあります。

アロフェン、イモゴライトは腐植に富むA層よりも腐植含量の少ないBw層に多く含まれます。アロフェンのAl/Si原子比は1～2ですが、土壌中では多くの場合アロフェンのAl/Si原子比はイモゴライトと同じ2に近い値を示します。アンディソルの生成過程では降灰後水食により移動・再堆積したり、土壌化後も風による運搬・再堆積の可能性があります。基本的にはその近傍の火山に由来する火山灰、特に火山ガラスから生成したものです。このようにアロフェン、イモゴライトはAlに富む鉱物ですが、その源である火山ガラスは玄武岩質火山放出物に含まれる有色火山ガラスであってもSiO₂含量55%、Al₂O₃含量20%で、安山岩質～流紋岩質火山灰に含まれる無色火山ガラスのSiO₂含量は74～78%、Al₂O₃含量は13～15%とSiO₂含量の方が多くなっています。したがって、火山ガラスからアロフェン、イモゴライトが生成するためには多量のSiとさらにNa⁺, Ca²⁺などが溶脱することになります。実際に火山灰地帯を流下する河川水のSi含量はそれ以外の河川水より高い傾向です。そして、このような溶脱が起こるためには湿潤気候と排水良好な条件が必要です。アロフェン、イモゴライトは主に台地、丘陵地に堆積した火山放出物中に生成し、排水不良な低地や沼沢地では生成しにくい傾向があります。

台地・丘陵地にあっても火山ガラスからアロフェン、イモゴライトが生成しにくい条件があります。それは多量の腐植がある場合です。腐植の多いA層では火山ガラスから溶出したAlは、地点によってその度合は異なりますが、Siよりも腐植と結合してAl-腐植複合体になりがちです。このようなAl-腐植複合体に富むA層が厚く発達しますとアロフェン含量の少ないアンディソル（非アロフェン質アンディソル）となります。非アロフェン質アンディソルはしばしば2:1～2:1:1型中間種鉱物を含み、その他の性質もアロフェン質アンディソルと異なる点があります。たとえば、非アロフェン質アンディソルは交換性Alを多量に含み酸性が強いのに対して、アロフェン質アンディソルは交換性Alをほとんど含まず弱酸性です（Shoji et al., 1993）。

アンディソルはアロフェン質であっても非アロフェン質であっても固相率が小さくて軽くふかふかし、透水性と保水性がよく、畑土壌として利用するには優れた物理性をもっています。一方、リン酸固定力が強い、養分となる交換性Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺の含量が低い、非アロフェン質アンディソルは交換性Al含量が高いのでAl

過剰障害が出やすいなど化学的性質はよくありません。しかし、これらの化学的問題点は比較的改良しやすく、良好な畑土壌として利用されています。

スポディック層（図3）中のアロフェン、イモゴライトも土壌中で自生したものです。スポディック層中のアロフェン、イモゴライトは、上層から可溶性 Al-腐植複合体として移動中に Al/C 比が増加して移動性を失い、有機物が分解して放出された Al が Si と結合して生成すると考えられます。さらにこの過程には有機物分解に伴って生成した炭酸によって母材の風化が促進されて溶出した Al, Si が沈殿するというメカニズムも加わるのではないかと議論もあります。アンディソルの A 層でも Al-腐植複合体が生成しますが、スポドソルと異なりその溶解性が低く、下方にはほとんど移動せず、A 層に集積します。

2.4. 2:1~2:1:1型中間種鉱物

2:1~2:1:1型中間種鉱物はアルティソル、非アロフェン質アンディソルなどの酸性土壌に広く分布します。この鉱物の特性が目レベルで直接的に分類基準となっているものはありませんが、アルティソルの塩基飽和度が低いという基準はこの鉱物の特性にも対応します。ただし、酸性土壌でもスポドソルの E 層では上述のように 2:1~2:1:1型中間種鉱物にはなってはいません。

この鉱物はスメクタイトまたはパーミキュライトの層間に重合ヒドロキシ Al イオンが保持されて、CEC が減少し、膨潤性が弱くなり、リン酸イオンとの反応性が高まり、交換性 Al 含量が高く、作物に酸性障害を引き起こします。一般に、この鉱物に富む土壌は植物養分となる交換性 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^{+} の含量も低く、肥沃度の低い土壌です。

2.5. ハロイサイト、イライト、パーミキュライト、クロライト

これらの粘土鉱物は広範な土壌に含まれますが、目レベルの分類基準に直接的に関係するものではありません。ファミリーレベルではこれらの鉱物に富む土壌として分類名に反映される場合があります。

ハロイサイトは火山灰母材の土壌で排水が制限されたり、半乾燥気候下で土壌溶液が濃縮される場合に生成する傾向があります。ハロイサイトは K^{+} や NH_4^{+} に親和性が高く、その機構は明らかではありませんが、自然状態で交換性 K^{+} を多量に保持する例が知られています。

イライトも多くの土壌に含まれる粘土鉱物で、多くの場合は母材から継承されたと見られています。土壌中での生成の可能性も排除できないとされています。アルフィソル、インセプティソル、エンティソルなどで主要粘土鉱物となっている例があります。

パーミキュライトは多くの場合雲母の風化物であると考えられます。3 八面体型パーミキュライトは 3 八面体型雲母と同様に土壌中ではあまり安定ではありません。

3 八面体型クロライトは変成塩基性岩石に由来する若い土壌に含まれます。その起源は母材に由来すると見られ、土壌中での安定性は高くありません。上述の 2:1~2:1:1型中間種鉱物は土壌クロライトとも呼ばれ、2 八面体型で、アルティソルなどの酸性土壌に含まれ、その条件ではかなり安定です。

3. 土壌環境と交換性イオンの状態

以上では粘土鉱物のうち主にケイ酸塩層の部分に注目してきましたが、ここでは粘土鉱物の交換性イオンと土壌の関係を見ていきます。粘土鉱物の交換性イオンはケイ酸塩層の部分よりも土壌環境の変化に敏感で、土壌管理においても土壌分類においても粘土鉱物組成にはあまり拘らず、イオン交換基の種類や交換性イオンの組成に着目する場合があります。

イオン交換基の種類と交換性イオン組成は図4に示した4つに区分することができます。土壌中のイオン交換基には腐植のカルボキシル基や酸化物、水酸化物鉱物表面の水酸基などがありますが、図4では省略しています。図4の(1)~(3)は層状ケイ酸塩鉱物の場合で、(4)はアロフェン、イモゴライトの場合です。土壌中の交換性イオン組成は土壌の pH と土壌溶液中の溶存塩類の影響を強く受けます。pH が低いと図4(1)のように交換性 Al^{3+} の割合が増加します。養分となる Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^{+} の占める割合は小さくなります。 Al^{3+} は多くの植物に悪影響を及ぼします。農耕地や中性付近の pH では図4(2)のように Al^{3+} の割合はごく小さく、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^{+} などがイオン交換基を占め、作物生育には好適です。乾燥地土壌ではしばしば Na 塩が溶脱されず土壌中に集積している場合（図4(3)）があります。 Na^{+} は動物にとっては必須ですが、多くの植物には必要ではありません。 Na^{+} を多く含む土壌には2つのタイプがあり、一つは交換性 Na^{+} の割合が高い場合（ソディックな性質）で、もう一つは交換性 Na^{+} の割合が高く、かつ、Na 塩含量も高い場合（サリックな性質）です。ソディックな土壌では粘土の分散による物理性の悪化や作物生育の悪化が問題になり、サリックな土壌ではわずかに耐塩性の植物が生育できるのみで作物生産は困難になります。粘土含量や植物の Na^{+} 耐性によって変動はありますが、CEC に対する交換性 Na^{+} の当量比が約15%以上になると Na^{+} の悪影響が出るとされています。ソディックまたはサリックな性質を持つ土壌は中央アジア、オーストラリア東部、南米南部の内陸などに分布します。変異荷電特性を示すアロフェン、イモゴライト（図4(4)）の等電点は pH6 付近にあり、自然状態の pH は等電点付近にあり、電荷の発現量はわずかです。CEC は通常 pH7 で 1 mol L^{-1} の塩を使って測定されるので変異荷電土壌では現場の状態に比べて過大評価になります。酸性側では塩基飽和度が低くとも pH は普通あまり低くなりませんし、交換性 Al^{3+} もあまり発現しません（2.3参照）。

米国農務省の土壌分類では交換性イオンの状態が目レベルの基準、すなわち、塩基飽和度としてアルティソル、モリスル、アルフィソルの定義に使われています。アルティソルは実際の定義はもっと詳細に数値で決められていますが、概要は図4(1)のような交換性イオンの状態、モリスルとアルフィソルは図4(2)のような交換性イオンの状態にあります。また、サリック層の存在はアリディソルの定義にも使われており、ソディックな性質は大群レベルの分類基準に関係します。これらの土壌の分布面積はいずれも水で覆われていない陸地の5%以上を占めています。この他にも交換性イオンの状態は米国農務省の土壌分類の随所に使われています。

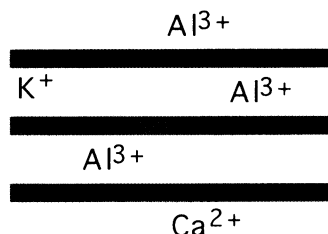
農耕地土壌における交換性イオンの状態は $\text{Ca}^{2+}:\text{Mg}^{2+}:\text{K}^{+}$ の当量比で約7:2:1の状態が好適です。図4(1)の状態にある酸性土壌は炭酸カルシウムや苦灰石、カリ肥料などを施与して改良する必要があります。また、図4(3)の状態にあるソディックやサリックな性質を持つ土壌は、たとえば、 CaSO_4 などの施与と適切なかん排水システムの設置による改良が必要です。また、アロフェン、イモゴライトの持つ変異荷電は塩類濃度が高いとそれらの保持量も増加しますが、薄い炭酸溶液である雨水に洗われますとイオン交換基としての機能が減少するので栄養塩類は溶脱されやすい傾向があります。

4. わが国の土壌と粘土鉱物

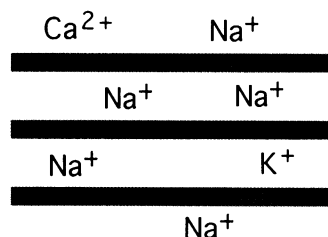
わが国の地形は急峻で侵食と堆積そして火山活動の影響

響が強く、概して若い土壌が多く分布します。林野と農耕地では別の方式で土壌が分類されていますが、ここでは農耕地土壌分類を用います。農耕地土壌分類は国土3,708万 ha のうち約500万 ha をカバーするだけでありますが、低地から山地までを広く扱えるためです。森林面積は農耕地の約5倍ありますが、その約3/4は褐色森林土です。農耕地土壌分類は1995年に第3次改訂版が公表され、土壌は24種類の土壌群に分けられています。この24の土壌群は4種類のグループとその他に大別されています。4種類のグループとは有機質土壌グループ、黒ボク土壌グループ、低地土壌グループ、陸成土壌グループです。有機質土壌グループと低地土壌グループは図5の低地に主として分布し、これらのうち前者は有機質、後者は無機質と土壌を構成する物質の主な内容から区別されます。黒ボク土壌グループと陸成土壌グループは主に台地・丘陵地と山地に分布し、前者は活性Alに基づく特性が顕著なので区別できます。

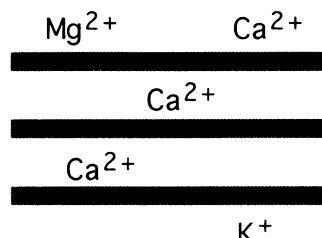
低地土壌グループの母材は主に洪水堆積物として供給されます。その粘土鉱物の大部分は各種層状ケイ酸塩鉱物の混合物ですが、その組成は上流の地質や堆積過程に影響を受けます。たとえば東北地方の事例では、流速の速い扇状地では粘土鉱物の大きさや性質による分級はほとんど受けず、同じ扇状地内の粘土鉱物組成は同様ですが、上流地質の異なる別の扇状地では粘土鉱物組成も異なることがあります。下流の蛇行帯になりますと流路に近く流速の速い自然堤防地帯では粒径の大きいクロライト、ゼオライト、カオリナイトが、流速の遅くなる後背



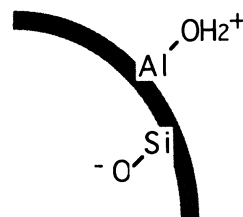
(1) Al 飽和度が高い状態で、アルティソル、非アロフェン質黒ボク土など酸性土壌の交換性イオン組成です。雨水は薄い炭酸塩溶液です。母材からの塩基の溶出が少なく、雨水で長期間土壌が洗脱されると交換性イオンはプロトンと一旦置き換わりますが、その状態は安定ではなく、粘土鉱物の一部から Al イオンが溶出し、イオン交換基に保持されて Al 飽和度が増します。



(2) 塩基飽和度が高い状態で、モリスル、アルフィソルなどの交換性イオンの状態に相当し、pH は中性付近にあります。降雨量がやや少なく、母材や洪水などからの塩基の供給が豊富ときまたは管理の良い農耕地土壌ではこのような状態が維持されます。



(3) Na 飽和度が高い状態で、ソディックな土壌、Na 塩に富むサリックなどの交換性イオンの状態です。母材に水溶性 Na 塩が豊富に含まれるか、蒸発が強く、母材から溶出した Na^{+} が溶脱しにくいとこのような状態になります。



(4) 正負電荷の量が pH と塩濃度によって変化するアロフェン・イモゴライトのイオン交換基です。塩濃度が下がるとイオン保持能も小さくなります。腐植が共存すると正電荷は発現しにくくなります。

図4 土壌の種類によって変化する粘土鉱物のイオン交換基と交換性イオン組成

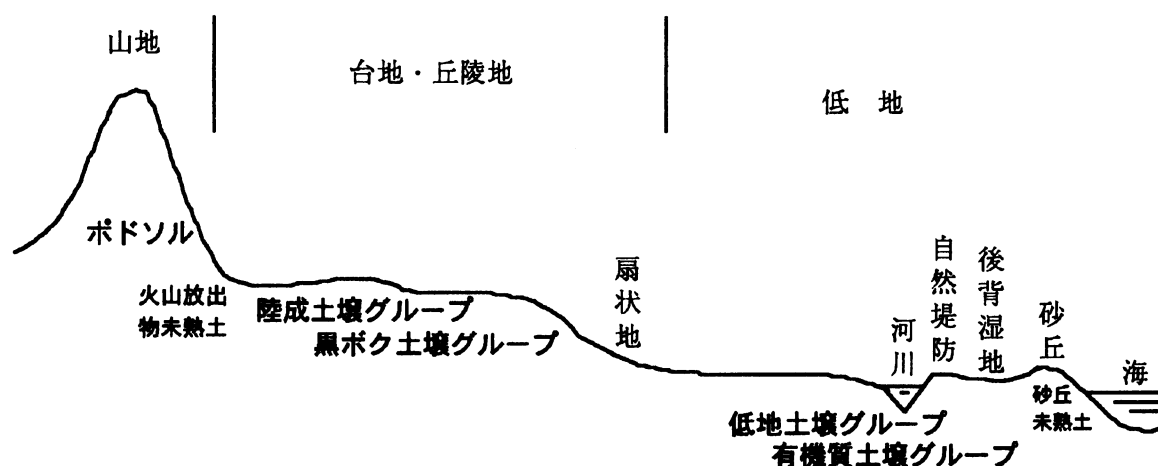


図5 わが国の農耕地土壌分類名(1995)と地形との概略的關係

1 造成土(35cm以上盛土), 有機質土壌グループ(2 泥炭土, 3 黒泥土), 4 ポドソル, 5 砂丘未熟土, 6 火山放出物未熟土, 黒ボク土壌グループ(7 黒ボクグライ土, 8 多湿黒ボク土, 9 森林黒ボク土, 10 非アロフェン質黒ボク土, 11 黒ボク土), 低地土壌グループ(12 低地水田土, 13 グライ低地土, 14 灰色低地土, 15 未熟低地土, 16 褐色低地土), 陸成土壌グループ(17 グライ台地土, 18 灰色台地土, 19 岩屑土, 20 陸成未熟土, 21 暗赤色土, 22 赤色土, 23 黄色土, 24 褐色森林土).
土壌名に付した番号はキーアウト順を示します。

湿地ではスメクタイトが優勢になる傾向が認められています。大洪水は数十年ごとに繰り返されてきたと見られ、埋没した過去の表層が土壌断面内に観察されることもあります。しかし、この程度の期間では扇状地、蛇行帯とも新旧堆積物中の粘土鉱物組成にあまり変化が認められないのが普通です(三枝, 1978)。

黒ボク土壌グループは火山灰が母材となって生成した土壌で、定義に使われる基準は若干異なりますが、実質的に上記のアンディソルとほぼ同じものです。粘土鉱物組成から見ますと上記と同様にアロフェン質と非アロフェン質の違いによる土壌特性の違いがあります。黒ボク土壌グループの中では非アロフェン質黒ボク土を最初にキーアウトするのでこの分類は粘土鉱物組成に対応したものになっています。わが国におけるアロフェン質の黒ボク土壌グループが分布する主な地域は北海道南東部、青森県東部から岩手県北部、関東地方、中部地方、九州中南部です。これに対して非アロフェン質黒ボク土の主な分布地域は岩手県南部から宮城県北部、東海地方、山陰地方です。

陸成土壌グループ(農耕地)の中で分布面積が広く、特徴の強い土壌は黄色土、赤色土です。これらは酸性土壌で上記のアルティソルに近い性質を示しますが、アルジリック層の特徴はあまり強くは認められず、粘土鉱物はほとんどが混合物で主要成分は2:1~2:1:1型中間種鉱物またはカオリン鉱物となっています。

5. おわりに

ここでは土壌中の粘土鉱物について大幅に簡略化して記述しました。たとえば、図2の土壌の分布図です。この図に基づいて現地に行くとその土壌に出会う確率は高

いですが、すぐにその地点に到達するかどうかは疑問です。実際の土壌は地形に応じて異なるものが細かく入り組んで分布することが多いためです。また、近年土壌に対する人為の影響は急速に増大し、地形の人工改変も進んでいます。しかし、快適な環境の維持と産業活動の発展を両立させるためにはこれまでに集積された土壌と粘土鉱物の基礎的知見が必要な場面は少なくないと想像します。ここでの文献引用は最小限ですが、さらに詳細が必要な場合には、世界の土壌についてはAllen (1989), Soil Survey Staff (1999), Sumner (2000), わが国の土壌については本誌, Clay Science, 日本土壌肥料学雑誌, Soil Science and Plant Nutrition, ペドロジストなどの諸雑誌や専門書を参照して下さい。

引用文献

- 上原誠一郎(2000) 粘土の構造と化学組成, 粘土科学, 40, 100-111.
- 河野元治(2001) 粘土鉱物の生成, 粘土科学, 40, 197-211.
- 三枝正彦(1979) 水系と粘土鉱物, ペドロジスト, 23, 11-22.
- Allen B. L. (1989) Mineral occurrence in soil environments, (J. B. Dixon and S. B. Weed eds., Minerals in Soil Environments, 2nd ed.) 199-278, Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- Shoji, S., Nanzyo, M. and Dahlgren R. A. (1993) Volcanic Ash Soils-Genesis, Properties and Utilization, Elsevier, Amsterdam-London-New York-Tokyo, 288p.
- Soil Survey Staff (1999) Soil Taxonomy, A Basic System of Soil Classification for Making and In-

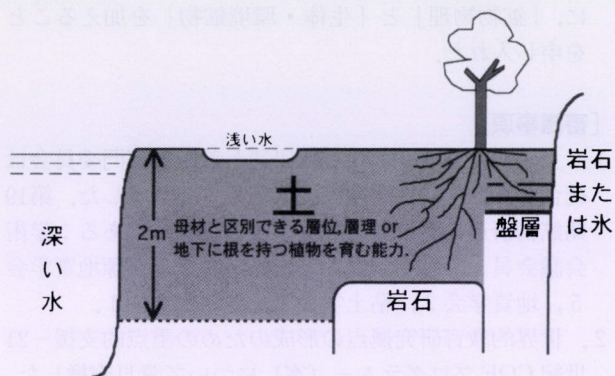
terpreting Soil Survey, 2nd ed., U.S. Government Printing Office, Washington, DC 20402, 869p.

Sumner, M. E. (2000) Handbook of Soil Science, CRC Press, Boca Raton-London-New York-Washington, D. C.

Wysocki, D. A., Schoeneberger, P. J., and LaGarry, H. E. (2000) Geomorphology of soil landscapes. In 同上.

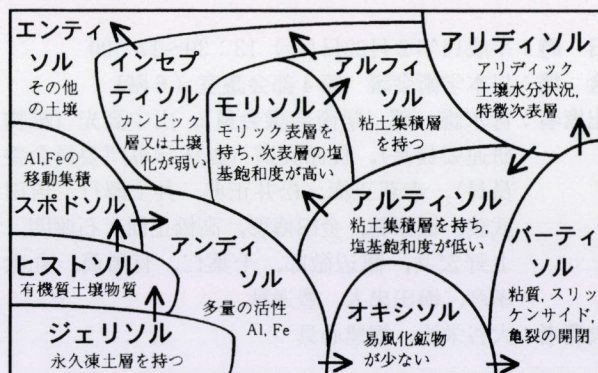
注

1) 米国農務省の土壌分類における土壌 (■の部分) の定義



米国農務省では土壌分類の対象となる土壌を上図のように空間的に定義しています。すなわち、「土壌の上端は大気または浅い水と接し、側方は深い水または岩石または氷と接します。土壌の下端は、植物根の伸長を妨げるような固結した磐層が深さ2m以内にある場合には一番深い磐層まで、また、深さ2m以内に基岩がある場合にはその基岩と接するまで、もし2mより深くまで生物活動の可能な土層が続いていれば便宜的に深さ2mまで」です。そして、土壌は「固体、液体、気体からなる自然物で、地表にあり、添加、損失、移動、物質変化などにより初期物質（母材）と区別できる層位または層理を持つか、あるいは地下に根を持つ植物を育む能力を持つ」としています。なお、わが国の土壌分類は深さ1mまでを対象としています。

2) 米国農務省の土壌分類における12種類の目の特徴とキーアウト順



米国農務省では1975年に独自の土壌分類方式を発表し、1999年に第2版が出されました。この方式の主要部は目・亜目・大群・亜群・ファミリーの5つのカテゴリーで構成され、目レベルは12種類設定されています。分類の方法にはキーアウト方式を採用し、定めた規準に実測または観察結果を順次照合し、規準に合致した名称を与えるものです。したがって、各土壌の定義にはそれ以前の規準には当てはまらないという事項も含まれます。

図中の各目の説明は極端に簡略化しており、正確な定義は Soil Survey Staff (1999) を参照して下さい。定義として、目レベルでは目を代表する特性を、亜目レベルでは主に土壌水分状況、土壌温度状況などの環境条件を、大群レベルではそれらをさらに細分する特性を、亜群レベルでは他の目、亜目、大群の特性も弱く併せ持つものやさらに細かい特徴を、ファミリーレベルでは粒径組成、鉱物組成、化学特性、土壌温度状況（上位で使われない場合）などを使います。ファミリーレベルでの名称を決定するまでには多くの測定を行う必要がありますが、その分このレベルの名称には多くの土壌情報が含まれます。なお、目の名称の由来は、ジェリソル = *gelare* ラテン語で凍る、ヒストソル = *histos* ギリシャ語で組織、スポドソル = *spodos* ギリシャ語で木の灰、アンディソル = 暗土 日本語、オキシソル = *oxide* フランス語で酸化物、パーディソル = *verto* ラテン語で回す、アリディソル = *aridus* ラテン語で乾いた、アルティソル = *ultimus* ラテン語で最後の、モリソル = *mollis* ラテン語で柔らかい、アルフィソル = *pedalfer* 米国の旧土壌名の一つ、インセプティソル = *inceptum* ラテン語で始まり、エンティソル = *Recent* 最近の、ソル = *solum* ラテン語で土壌です。