黒土の成因に関する地質学的検討

Geological investigation on the origin of the black soil, distributed in Japan

Abstract

山野井徹*

Tohru Yamanoi*

1995年12月6日受付.

1996年2月23日受理.

* 山形大学理学部地球環境学教室.

Department of Earth and Environmental
Sciences, Faculty of Science, Yamagata
University Yamagata 990, Japan

There is a wide distribution of black colored, soft solidified soil, called "kuroboku", in the tablelands or hilly districts of Japan. The present pedologists believe that this soil, also called "ando soil", was derived from volcanic ash. However, after the present geological investigation, it has become clear that the kuroboku did not originate from volcanic ash, but has close relation with the formation of brown colored loamy soil. It has been thought that volcanic activity is necessary for loamy soil formation, however, it is now clear that eolian deposition is the essential factor. According to the ^{14}C age of the kuroboku, the formation process can be understood by the soil deposition theory instead of the parent material origin theory. I have found that most of the humin grains, included in the kuroboku are minute charcoal particles (micro charcoal) derived from field fires caused by ancient people. The contents of micro charcoal and soluble humus show good correlation between the kuroboku and the loamy soil. Concerning the micro charcoal and soluble humus contents of terrestrial dry sediments, I define the kuroboku as high content soil sediment and the loamy soil as low content sediment.

As consequence of these findings, a new interpretation for the origin of black soil is proposed in which 1) the micro charcoal entered into the loamy soil deposit, 2) the soluble humus was absorbed and held by the charcoal particles acting as active carbon and 3) the kuroboku formed under the ground surface.

Holocene terrestrial sediments in Japan which contain micro charcoal are classified into detailed sedimentary facies.

Key words : Holocene, black soil, ando soil, kuroboku, volcanic ash, loamy soil, loam, eolian deposition, humin, soluble humus, charcoal, field fires, active carbon, terrestrial sediments

はじめに

黒土とはわが国の第四系のほぼ最上部にあって、黒色の濃い土である。黒土には、「クロボク土」と呼ばれ、主に台地や丘陵部に分布し、水はけが良く、乾いても決して固まらない土質のものと、低湿地に分布していて、乾くと硬く固まるものなどがある。これらの黒土は一括して「黒色土」あるいは「黒ボク土」などと呼ばれてきたし、さらに細かく分類されてもきた(加藤, 1977)。こうした黒土は、地表に現れ、農業や林業の基盤となっていることから、主に土壌学的な対象として研究されてきた。土壌学における黒土の成因は、一般的な土壌の形成機構と同様に、母材(主に火山灰)の風化物に多量の腐植が集積したものと考えられてきた(母材生成説もしくは非堆積説)。これに対し、小林国夫(1967a, b)など、少数の地質学者は黒土の母材生成説(非堆積説)に異議を唱え、

黒土の土壌堆積生成論(堆積説)を展開した。しかし、それにもかかわらず、その後の土壌学の進展の中で、例えば日本土壌肥料学会(1983)からは「火山灰土=黒ボク土」として扱われた「火山灰土」という表題の単行本が出版されたように、黒土は依然として火山灰を母材とした生成説が根強く信じられ、今日に至っている。これまでにクロボク土に関する多くの研究があったにもかかわらず、クロボク土の成因については、とくに地質学的にみて、それが堆積物か否か、といった基本的なことにに関する検討がなされてこなかった。それは、この土が第四系のほぼ最上位にあって、その多くは地表に続く位置にあることから、地質学者も、土壌学者も暗黙のうちに一般的な「土壌」(非堆積物)と信じ込み、境界領域の盲点になっていたからであろう。地質学や土壌学の研究が益々細分化され、先鋭化していくのは科学の進展の必然であるかも知れないが、いずれの学問でもその基本となる部分が

第1図 黒土の成長過程を示す2つの考え方の模式図。上図は母材説、下図は堆積説、Tは時間の経過を示す。上図でのA層、B層、C層は土壌層位を、Dは下図でH₁からH₄の順に堆積層序が高まることをそれぞれ示す(小林国夫, 1967bに加筆)。

確固としていないと砂上に楼閣を築く危険性がある。

かつて井尻(1966)は、「土器がどうして土の中にうまるのか」に始まる諸疑問を、土壌学的に問うた。こうした単純な疑問に対し、未だに回答となるような成果を見ていない。「土壌」が基盤岩の風化のみによってできたとするならば、その中に埋積されている土器は地表からもぐり込んだものとしか考えられない。もしそうであるならば、地質学の基本である地層累重の法則や、それに基づく考古学の編年の原理にもふれる問題となる。近年、考古学的な調査に地質学的視点で寄与する機会が増えた。考古学的な遺物は、最初は地表(土壌の上)にあったことは確かである。そして時を経て、「土」に遺物が埋積されていることも事実である。この間、「土」と「遺物」がどう関わったかは、地質学的には「地層」と「化石」の関係に思える。「土」が「地層」として扱えるか否かを地質学的に検討しておくことは、考古学の基礎として不可欠であるばかりではなく、土壌学において、土壌の成因が基盤岩の風化物を母材として形成されたことが一般的であるか否かの妥当性を探る上でも必要なことである。こうした研究は、日本の代表的な成帯的土壌とされる「褐色森林土」の成因を地質学(堆積学)的に明らかにするといった基本的な課題の解決に連なるであろう。しかしながら、初めから問題の範囲を広げても、解決の糸口を見つけにくいので、まずは褐色森林土の成帯内「土壌」の一種と多くの土壌学者に信じられているクロボク土を扱ってみようというのが小論のねらいである。すなわち、クロボク土には、その成因が「堆積説」か「母材説」か、といった未解決の基本的な課題があるので、そこに戻ることから始めようと思う。

本研究を行うに当たり、土壌関係の文献に関して種々の便宜を図っていただいた山形大学農学部安藤 豊教授、静岡大学元教授、加藤芳朗博士、日本大学農獣医学部、松井 健教授、並びに土壌学に関する文献をお送りいただいた多くの

方々に厚くお礼申し上げます。また、新潟大学前学長、津田 禾粒先生には日頃から黒土に関し強い関心され、ご議論をいただきましたが、本文の公表を見ていただくことなく他界されました。先生の御霊前に小論を捧げ、これまでのご指導に深い感謝の意を表す次第です。

本研究の一部は特定研究経費・研究成果報告書(1994)として刊行されたが、これをクロボク土を土壌学的に扱っている主な研究者に読んでいただき、多くの方々からさまざまなご意見、ご批判をいただいた。本研究はそれらを受けてまとめられたもので、これらの方々に心より感謝致します。なお、本研究は文部省の科学研究経費(平成2~4年度、重点領域、「文明と環境」)並びに同特定研究経費(平成3~5年度、山形大学)を使用したことを記してお礼とします。

クロボク土の成因に関する2つの説

クロボク土が母材集積生成物か土壌堆積生成物か、についての論議は、1967年になされて以来、土壌学的な観点からは母材集積物であることを支持する見解があったが、地質学的には、この問題に関する検討はほとんどなされてこなかった。そこで、まずは、クロボク土の成因に関する2つの成因説についてあげることにしたい。両説は、地表の植物遺体が分解されて姿を消していく際、その分解生成物としての化学的物質を主体とした腐植と土がどう関わるかに解釈の違いが生じたものである。第1図は両説を模式的に表したものである(小林, 1967b)。この図の上段は、母材集積生成説(以後「母材説」と略す)を図解したものである。すなわち、すでに存在する母材(主に火山灰)が地表およびその付近で、腐植を2次的に(上から下へと)集積させてクロボク土を形成していく過程を表すものである。これに対して下の図は、無機成分を堆積しつつ腐植に富む土壌としてのクロボク土が累加形成されていったという土壌堆積生成物説(以後「堆積説」と略す)を表すものである。このような両説が導かれる論拠などを、まずは堆積説からあげたい。

小林国夫(1967a, b)は、遺物の包含層としての一連のクロボク土においては、下位から上位へ順次、古い形式から新しい形式の縄文土器の産出があることなどを例証としてあげ、クロボク土の形成は物質の累加を基本としたものであり、層序学的単位として意味のある堆積物であるとしている。また、町田(1967)は、町田(1964)の調査に基づき、富士山周辺におけるいくつかのテフラ層のある部分が、西南関東では、クロボク土層に移化することや、それらの地層から産出する石器の新旧関係などから、クロボク土層は地層累重の法則が成り立つ堆積物であると述べている。

こうした堆積説に対して加藤(1980)は、クロボク土の下限の年代が場所によって異なる事実をあげ、このことは母材(火山灰)の堆積と、その後起こる腐植の集積(土壌化)とが場所によって異なるためであると解釈し、小林(1967b)のクロボク土の下限が、時間的な意味をもつとしたことへの反論としている。また加藤(1972)は、クロボク土層の下限が漸移的で不明瞭なことも火山灰の母材に腐植の集積作用が働いたとする根拠と考えた。松井(1967, 1968)は、クロボク

土は母材（火山灰）の堆積後、腐植の集積によって土壌としての A 層（クロボク土層）が作られることが基本で、一見、一続きに見える厚い腐植層は、ほとんど例外なく、そうした soil stratigraphic unit の集合であるとした。そして、土器の多くは（埋没）A 層から出土するという。こうしたことから、下位のローム層から上位のクロボク土層へ連続する地層の層序学的な境界は、2 次的に形成された A 層（クロボク土層）の下限にあるのではなく、1 次的な堆積物である母材の境界にあり、この境界を見分けられぬペドロジストは少ないであろうとしている。クロボク土の成因に関してはその基本の部分で、以上のような「堆積説」と「母材説」の 2 つの対立する見解があった。

1969 年から 2 年間にわたり、黒土に関する総合研究（代表者：多田文男）がなされたこともあった。そして、第四紀学会の会誌にその成果が特集された（第四紀究，第 10 巻，p. 115-164）。しかし、これらの成果には、「堆積説」、「母材説」のいずれかを直接検証するような研究成果は見られない。

その後（あるいはそれ以前を含めて）クロボク土の成因に関しては多くの研究がなされてきた。そして、クロボク土の中に、プラントオパールが存在し、それはイネ科のものが多く（加藤，1960）、あるいは風成塵粒子が含まれること（井上，1981）などの事実が判明した。また、クロボク土の化学的な組成についても詳しく調べられた〔例えば、熊田（1958）、弘法・大羽（1974）、足立（1973）、河田（1975）など〕。このようにクロボク土の研究は、上記のわずかな地質学的観点のものを除くとそのほとんどが土壌学的観点のものであった。以上クロボク土の成因に関し、その研究史を概観する中で、対立する 2 つの見解を取り上げたが、明らかにすべき課題が何であるかをここで整理してみたい。母材説の論拠として、加藤（1964，1972，1980）があげるクロボク土の下限が、場所によって異なる年代を示すことや、漸移的であることは、母材説ばかりでなく堆積説の解釈にも適用できる。こうした現象は、母材説にことさらに有利であるとも言えないし、堆積説を否定する根拠にもならない。次にクロボク土層からの土器の産出に関しては、小林（1967b）が神奈川県の大丸遺跡から、新旧土器の産出状況を示して、クロボク土層が堆積性のものである可能性を指摘しているのに対し、松井（1968）は、土器の多くは土壌化したもののうちの（埋没）A 層から出土する、ということで対立する。この土器の産出に関しては、松井（1968）は一般的な産出特性を記述するのみで具体性に欠けるのに対し、小林（1967b）は具体的なデータに基づいているだけに科学的な価値は高い。また、松井（1968）は、厚い腐植層は soil stratigraphic unit の集合であるとしたが、その露頭が関東ロームが分布する台地のどこかの地点にあるのかについての記載がない。したがって、この見解に対する普遍・妥当性の評価は問題として残る。このようにして論点を整理してみると、未解決の問題として、厚い腐植層（クロボク土）はユニットの異なる母材の累積であることが普遍的に認められるか否か、クロボク土から産出する土器が、土壌区分でいう（埋没）A 層に多いか否か、の 2 点が残されていることになる。こうした疑問を意識しながら、ま

ずはクロボク土の野外調査を行い、堆積学的な検討から試みた。

クロボク土の調査と観察

十和田湖東方の青森・岩手両県にわたる地域では十和田火山を起源とする火山灰の層序が確立され、クロボク土との関係も明らかにされている（大池，1972）。また、この地域は山地から丘陵地、あるいは平野部までさまざまな場所においてクロボク土が見られることから、火山灰とクロボク土との関係を探るには良いフィールドである。筆者はこの地域でクロボク土の観察を主体とした調査を行った。その主な露頭の観察結果は、第 2 図にまとめるとおりである。なお、この区域ではすでに庄子（1983）や佐瀬ほか（1993）によるクロボク土の成因にふれた研究がある。

調査区域には、十和田火山起源の火山灰（テフラ）が何枚か見られるが、とくに 2 枚の火山灰は連続的に認められる。そのうちの下位の火山灰は南部浮石（約 8600 年前）、上位のそれは中^{ちゅうせり}振浮石（約 5400 年前）である（大池，1972）。これらの火山灰層に接して、クロボク土や、あるいは粘土、シルト、砂などが混じる無層理で褐色のいわゆるローム層（以後「ローム質土」という）が発達している。クロボク土とローム質土は火山灰層との層位関係からみると互いに移化し合う部分もあり、同時異相の関係にある（第 2 図）。これら、クロボク土・ローム質土と火山灰層との累重関係は、クロボク土・ローム質土は火山灰によって画然と覆われるが、火山灰層の最上部はクロボク土・ローム質土へ急変的に漸移することが普通である。ここで、とくに注意深く観察したのは、2 枚の火山灰層の上部がクロボク土・ローム質土へ変わる境界部である。両火山灰層はいずれも淘汰の良い浮石粒子よりなるが、クロボク土・ローム質土へは上記のとおり急変漸移している。この急変漸移部やその上のクロボク土層・ローム質土の中には、下位層の浮石粒子を交えるが、浮石粒子はクロボク土・ローム質土の中に判然とした形で残り、これがクロボク土・ローム質土に同化（風化）したり、その過程にあるものは認められない。

十和田火山の東域の層序区分において、筆者がローム質土とした部分は、大池（1972）は褐色火山灰（ローム）と記載している。また、その後、この区域を土壌学的に扱った庄子（1983）はこのローム質土を火山灰、佐瀬ほか（1993）は褐色土（ローム化火山灰）として扱っている。このような呼び方は、火山灰が風化してローム質土が形成されたという解釈から生じたものと考えられる。しかしながら、火山灰層とクロボク土・ローム質土とは、岩質的に異質であり、火山灰がクロボク土・ローム質土の形成に関わった形跡（証拠）は、野外の観察では見いだすことはできなかった。

ローム質土はクロボク土と同時異相であるなど、両者が密接に関係することは、前記のとおりである。したがって、クロボク土の成因にせまるにはローム質土とクロボク土との関係を明らかにする必要がある。しかし、その前に、ローム質土と火山灰との関係は地質学上解決すべき基本的課題であるので、まずは両者の関係を明らかにしておきたい。

第2図. 十和田火山東方に分布する火山灰とクロボク土・ローム質土の柱状図. 1: 褐色森林土, 2: 黒色クロボク土, 3: 暗褐色クロボク土, 4: 黒褐色ローム質土, 5: 褐色ローム質土, 6: 南部浮石 (降下火山灰), 7: 南部浮石の2次堆積物, 8: 中瀬浮石 (降下火山灰), 9: スコリア, 10: 細粒降下火山灰, 11: 明瞭な境界, 12: 漸移的な境界. 柱状図 (下名久井, 荒屋敷) 右側の記号は試料の層準.

ローム質土と火山灰

はじめに、用語の定義をしておきたい。ここで扱う「火山灰」とは、火山の爆発的噴火に伴って、火山体から直接噴出したもののうち、液体として流れ出して岩体を作る溶岩とは区別されるものである。こうした火山灰は堆積岩の中で、火山砕屑物として区分されるもので、この中に狭い意味での火山灰 (粒径が4mm以下のもの) もある。この狭義の火山灰などを包括する火山砕屑物を「火山灰」としておきたい。この「火山灰」は、町田・新井 (1992) の「テフラ」とほぼ同義であるが、その構成粒子が噴出してから長く隔たった時期に起源の異なる粒子と混じり合うような移動をしていないものであることを加えておきたい。

次に「ローム質土」についてであるが、ロームとは、元来は、粘土から砂サイズの粒子が混合された土壌を言うが、土壌学の分野ではその混合の割合が定義されて用いられている。土質工学では、粒度組成で土質を区分する場合、粘土分、シルト分、砂分の組成比をその組み合わせで定義するときロームという用語が使われる。地質学においては、我が国では関東ロームで代表的に使用されているように、土壌や土質の定義とは離れて、台地の上部を構成する地層として、褐色 (黄土色) の粘土、シルトあるいは細かな砂を交えるような無機質な土質のものを一括して「ローム」と呼んでいる。こ

した慣例のあることも加味し、ここでは、主に粘土、シルト、砂やそれらの混合物からなり、ときには礫の混合している褐色を主体とした陸成の土を土壌学や土質工学の定義から離れて「ローム質土」として使うことにする。

ローム質土はその模式地が指定されているわけではないが、最も古くから研究されていたのは関東地方である。脇水 (1927) は関東ロームの分布や成因を論ずるに当たり、冒頭の研究史で次のように述べている。「武蔵野の台地を始めとし、関東平野南部のいわゆる洪積最上部をなせる関東ローム (1に火山灰ローム又はタフロームとも言う) が軽石質火山灰の分解して生じた一種特有のローム質粘土もしくは粘土質ロームたることは一たびその鉱物分を顕微鏡下に検すれば何人も首肯し得るところにしてこのことは明治の初年夙に小藤博士等によりて指摘せられその後明治21年当時地質調査所技師たりし鈴木敏博士が東京地質図を編製しその説明書を公にするに当たりその生成を論じてこのものは風のため四近の火山より特来されたる火山灰が陸上に堆積せしものにして恰も支那の黄土が主として陸上堆積物たるによく類似すと説けり」。その後の研究として、大塚 (1930) は関東地方のローム層を火山灰層 (一次的なものと二次的なもの) として扱っているし、福田・安藤 (1951) は関東ローム層を「関東火山灰層」と呼んだ。さらに関東ローム層は、関東ローム研究グループ (1965) により、火山灰層、風成層、陸成層、風化層

第3図. 十和田火山からの距離と地層の厚さとの関係. 左図: 2つの降下火山灰 (南部浮石と中振浮石) の厚さとの関係, 右図: 南部・中振浮石間のクロボク土・ローム質土の厚さとの関係. 距離と厚さの相関は左図の火山灰で明らかなのに対し, 右図のクロボク土・ローム質土では認められない.

といった側面をもつ堆積物として, 多くの研究者によって, それぞれ記述されている. この研究のなかで, ローム質土から採取された試料には, 起源の違う火山灰が交じりあっていることや, 非火山起源の鉱物や岩片の混入が, ごく普通であるなどの重視すべき事実が述べられている. すなわち, これらの諸事実があってもなお, ローム質層が「火山灰層」あるいは「火山灰の風化層」であるという解釈に拘泥するのであれば, それは, 間欠的な噴火による極めて少量の降灰をもたらしたような特殊な噴火を考えなければならない. こうした噴火に疑問をもった中村 (1970) は, ローム層およびその堆積作用は噴火によって放出された火山灰の降下によって起こるのではなく, 多くは噴火の終了後に主として噴火地点周辺から上空に舞上げられた火山性の物質が降り積もることによるものであると考えた.

関東ロームのローム質土層の中には, いくつかの火山灰 (テフラ) が挟まれている. そうした火山灰は, ローム質土層の編年に役立っているように, それぞれの噴出源と年代が特定されている. これに対し, ローム質土はそれらが漠然としていて特定されてはいない. 例えば, 辻 (1980) が報告する大磯丘陵の下末吉期の堆積物に見られるように, 陸上で堆積し, ローム質土に挟まれている火山灰 (テフラ) は, 同時期の水中堆積物にあっても火山灰 (テフラ) として対比されるのに対し, 陸上で形成されたローム質土は, 同じ時期の水中堆積物では, 泥, シルト, ユッチャまたは粘土, あるいは泥炭といった堆積相におき代る. また, 関東ロームのローム質土の中には植物の珪酸質遺体であるプラントオパールが普遍的に含まれていることも明らかにされている (加藤, 1962; 関東ローム研究グループ, 1965; 佐瀬ほか, 1987; 上條, 1987). これらの事実は, 関東のローム質土が, 単一の起源をもつ火山灰から構成されるものではなく, いくつかの火山灰, 非火山灰, あるいは植物遺体などの粒子の混合物である

ことを示している. このことは関東ロームに限らず, 日本のローム質土に共通した性質であると考えられるので, 関東以外のローム質土についてふれてみたい.

火山灰 (テフラ) は, 同時期の火山灰であれば, その厚さが噴出源に近いほど一般に厚くなるという特性がある. わが国の多くの火山灰はこうした性質を使って多くの火山灰の噴出源が特定されてきた (町田・新井, 1992). 十和田地域においても, 降下火山灰である南部浮石と中振浮石はその厚さの変化から, 十和田火山の噴出物であることが判っている (大池, 1972). すなわち, 南部浮石と中振浮石の各地点における厚さと, そこから十和田火山までの距離との関係は, 第3図 (左) のとおり, 明確な相関がある. ところが, 南部浮石と中振浮石の両火山灰の間のクロボク土・ローム層は, 同じ時間内で形成されたにもかかわらず, その厚さと十和田火山までの距離との相関は認められない (第3図右). これらの相関の有無は, 火山灰とクロボク土・ローム質土層とは成因的にも異質であることを示すものである. すなわち, クロボク土・ローム質土層は火山活動とは無関係に形成された地層であると考えられる. また, 佐瀬ほか (1993) によれば, この地域のクロボク土やローム質土の中からもプラントオパールの産出が報告されている. したがって, ここのローム質土もまた, 火山灰ではなく風成層と考えるのが妥当である.

鳥取県大山周辺のローム質土の中にレス状の物質 (風成塵) が混入している可能性を指摘したのは倉林 (1972) であったが, 最近では北海道や東北地方のローム質土層の中にも多量の風成塵起源の粒子が含まれることが明らかにされた (鴈澤ほか, 1994; 梶ほか, 1994; 鴈澤ほか, 1995). さらに各地ローム質土の分析が進めば, ローム質土の中にプラントオパールや風成塵粒子が混入していることがより一般的に認められるであろう.

以上のように, ローム質土の正体は, それを構成する粒子

が火山灰のように火山から直接供給されたものではなく、当時の地表にあった粒子が雑多に交じり合って堆積しているものと考えられる。こうしたさまざまな起源をもつ粒子を堆積させる営力は、風、流水、凍結攪乱、生物擾乱および、重力などが考えられるが、平地や台地などでは、とりわけ風の力が大きかったはずである。その意味では、関東ロームで代表されるような日本のローム質土は、堆積学的には乾陸上で形成された風成堆積物を主体とする地層であると位置づけることができる。

これまで関東におけるローム質土が「火山灰層」であると考えられていた理由の一つに、風成堆積物の起源として、富士山や浅間山などの火山灰がローム質土の堆積地の風上に豊富にあったことが上げられよう。関東ロームにおけるこうした解釈が、同様に、背後に火山をもつそれ以外の地にあるローム質土の成因にも影響を与え、さらにこうした一方的な解釈が、ローム質土やクロボク土の成因にまで及んでいたのかも知れない。中村（1970）は火山灰がロームとは異質な堆積物であり、「ローム層＝噴火活動」と考えることに問題があることを指摘したが、ローム質土と火山性物質とが本質的には無関係であるとするには至らなかった。関東地方など、ローム質土やクロボク土の先進的な研究がなされた場所は、その風上に新規の火山がたまたま存在していることが多かったこともローム質土や後述するクロボク土の成因に火山灰が強力に結びつく下地となっていたと理解される。しかしながら、クロボク土やローム質土の発達は、太平洋側ばかりではなく、風上に新規の火山が少ない日本海側においても顕著である。このことは、以下に述べる日本海側のクロボク土・ローム質土の観察結果から一層明らかになるであろう。

日本海側のクロボク土

日本海側各地（一部脊梁部を東側に越えた地点もある）に分布するクロボク土の断面を詳しく観察した。観察した露頭のうち、その主な地点は、第4図に示すとおり、秋田、山形、宮城、福島、新潟、長野、富山の各県にわたる範囲にある。各地点の詳細な位置は第1表に示した。これらの露頭の観察に加え、炭化物（腐植）そのものに目的を絞る、その放射性炭素の示す年代を測定して検討することにした。多くの地点で観察したクロボク土の露頭のうち、主な露頭の柱状図は第4図に示した。

クロボク土は、それぞれの地域に発達する新第三系や、第四系といったいわゆる基盤岩の上に発達するが、直接そうした基盤岩に接している例は認められない。すなわち、クロボク土が形成される場所では、基盤岩の上には必ずローム質土があり、そのローム質土がクロボク土に漸移している。クロボク土は、色の強いもの（黒色クロボク土）と茶褐色を呈するもの（暗褐色クロボク土）とに大別される。1つの露頭で両者が重なる場合があるが、いずれが下位にくるかは、特定されない。

クロボク土は、上記の両者が、層理を成して分かれるほかは、塊状（無層理、無葉理）である。ただし、ときに、燃焼炭の細片が交じったり、ローム質土のレンズなどが挟まれる

第1表. 日本海側のクロボク土の観察地点等に関する一覧。

地点番号	露頭名	露頭所在地	位置 北緯 東経	¹⁴ C年代 (測定番号)
1	象 潟	秋田県由利郡 象潟町川袋	39° 08' 26" 139° 56' 02"	3490±100(I-17415), 2550±90(I-17416)
2	尾花沢-1	山形県尾花沢市 横内	38° 34' 42" 140° 24' 14"	5190±120(I-17310), 4210±110(I-17309)
	尾花沢-2	山形県尾花沢市 袖原	38° 35' 32" 140° 27' 12"	3880±120(I-16873), 3130±170(I-17311) 2880±90(I-16874), 1540±80(I-16875)
	尾花沢-3	山形県尾花沢市 大石町追分	38° 33' 52" 140° 24' 28"	7010±110(I-16869), 6950±110(I-16870) 5980±130(I-16871), 5300±110(I-16872)
3	村山-1	山形県村山市清水	38° 31' 08" 140° 22' 04"	3350±120(I-17522)
	村山-2	山形県村山市大淀	38° 30' 50" 140° 21' 42"	5490±140(I-17523)
4	朝 日	山形県東田川郡 朝日村下田沢	38° 31' 59" 139° 48' 36"	5210±150(I-17313), 4830±150(I-17314) 3710±210(I-17315)
5	西蔵王	山形県山形市神尾	38° 11' 14" 140° 21' 38"	4770±120(I-17323) 1450±140(I-17324A), 510±90(I-17660)
6	遠刈田	宮城県刈田郡 蔵王町土浮山	38° 07' 57" 140° 36' 11"	1080±100(I-17317), 1040±110(I-17316)
7	中 条	新潟県北蒲原郡 中条町関沢	38° 02' 28" 139° 24' 32"	4160±110(I-17524)
8	加治川	新潟県北蒲原郡 加治川村小国谷	38° 01' 23" 139° 23' 52"	7580±170(I-17525)
9	置賜-1	山形県東置賜郡 高島町前田	37° 57' 53" 140° 12' 29"	7630±140(I-17515), 4260±240(I-17326)
	置賜-2	山形県東置賜郡 高島町立石	37° 55' 38" 140° 13' 34"	5350±120(I-17359), 1810±80(I-17360)
10	喜多方	福島県喜多方市 北塩原村土合	37° 38' 00" 139° 56' 40"	6150±210(I-17361), 5540±160(I-17362) 4240±160(I-17363)
11	猪苗代	福島県会津若松市 赤井	37° 30' 32" 140° 01' 15"	7100±160(I-17370), 5710±150(I-17371) 2610±110(I-17372)
12	小千谷	新潟県小千谷市 手坂	37° 14' 47" 138° 48' 06"	2400±140(I-17376), 2800±160(I-17375)
13	津 南	新潟県中魚沼郡 津南町十二ノ木	37° 01' 39" 138° 40' 20"	2400±140(I-17373), 860±80(I-17374)
14	中 郷	新潟県中頸城郡 中郷村江口新田	36° 57' 13" 138° 13' 18"	6270±130(I-17399), 6100±120(I-17400) 3450±100(I-17401), 1900±80(I-17402)
15	菅 平	長野県小県郡 真田町菅平	36° 31' 23" 138° 21' 49"	4330±100(I-17413), 3920±100(I-17414)
16	福 光	富山県西礪波郡 福光町梅野	36° 32' 16" 136° 54' 21"	4380±140(I-17526)

こともある。なお、礫が混入するクロボク土は、それが斜面にある場合が多い。ときに、火山灰層や、粗粒砂層などの異質の地層が介在されるが、それらは下位のクロボク土にシャープに接し、上位のクロボク土へは急変的に漸移する。クロボク土の上限は、同様の土質で、現生植物の遺体に富む表面の土に漸移することが多いが、ときには下位と同様なローム質土に変わって、表面に至っている場所もある。

クロボク土の分布は、平坦な場所では、いわゆる沖積面より高位の面上に比較的広くまとまるが、その区域は限られている。他方、傾斜地では尾根部や、水の流れるような谷部にはなく、微凹地や山裾を埋めるように分布している。沖積面などの低湿地や、山間部の湿性土などの地表下には、異なった岩質の黒色の土が分布している。このような黒土については後述する。

クロボク土は、母材があって、後にそこに形成されたもの（母材説）か、あるいは土壌そのものが堆積、累加してできたもの（堆積説）か、の論点については先に整理したとおりである。すなわち、松井（1968）が「母材説」の立場で指摘した、①厚い腐植層（黒土）は ユニットの異なる母材の累積である、②黒土から産出する土器が土壌区分でいう（埋没）A層に多い、という2点が黒ボク土層において普遍的に認められるならば、「母材説」はその優位さがより確固となるであろうし、しからざる場合は、これまでに主張されている「母

第4図. 日本海側各地のクロボク土を主体とした地層の柱状図. 地点番号は各地点の詳細を掲げた第1表のそれと対応する. 柱状図の右側には、 ^{14}C 年代(細字)と試料記号(太字)が記入されている. A: 黒色クロボク土, B: 暗褐色クロボク土, C: ローム質土, D: 火山灰交じりローム質土, E: 浮石交じりローム質土, F: 火山灰, G: 凝灰岩, H: 泥岩, I: 花崗岩質の砂, J: 角礫, K: 円礫, L: 岩屑なだれ堆積物, M: 段丘礫, N: 明瞭な境界, O: 漸移的な境界.

材説」の主たる根拠はなくなり、小林国夫(1967b)の「堆積説」が残ることになる。

まず①についてであるが、クロボク土を特徴づける腐植は、母材があって、そこに集積したものであるとすると、土壌学でいうA層、B層、C層などが区分できるはずである。これらのうち、C層は、母材そのものであるから第4図の柱

状図では、ローム質層がこれに当たる。そしてこのローム質層に、腐植の集積が進んだものがクロボク土であるならば、この部分がA層であることになる。B層とは一般に、A層から何らかの影響を受けている部位であるから、B層は、第4図では、ローム質層とクロボク土との間にある漸移帯の土を当てることができる。こうした土壌化層の区分によって、各

露頭を見ると、それぞれの地点で異なる多様な A 層（クロボク土）があって、その下にはほぼ共通な B 層（漸移帯土）と C 層（ローム質土）が続いていることになる。そこで、問題はクロボク土の A 層の厚さであるが、1つの母材のユニットにおける A 層の厚さは、加藤（1964）は、場所によって異なるが、数 10 cm になりうるとしているし、松井（1968）によれば、根の分布、地中動物の混和作用、腐植の垂直移動等の相互作用によって決まるもので、原則的に不定であるが、イネ科の根系の平均的な深さ（20～30 cm）は一応の目安となろうとしている。

さて、野外において観察した A 層は、第 4 図に示されるように、黒色のクロボク土と、暗褐色のクロボク土とのユニットに分けられるが、いずれも塊状で、それぞれをさらに細かなユニットには区分できない。ここで、B 層（漸移帯土）の直上にくる A 層（最下位 A 層）のみに注目すると、ほとんどの最下位 A 層は 30 cm 以上の厚さをもち、それ以下のものはむしろ例外である。この例外的な地点（尾花沢-1、村山-1、小千谷、津南）をも含めて、最下位 A 層の上に別のユニットとして、違った岩質のクロボク土である A 層（上位 A 層）がくる。しかもその上位 A 層の厚さは、また 30 cm 以上であることが多い。すなわち、B 層（漸移帯土）の上にくる A 層（クロボク土）には、30 cm 以下の母材が A 層化したものの集合体としてできたものであるという形跡はない。なお、加藤（1987）は、母材の堆積量が少なくなると、各ユニットで A 層の占める割合が高くなり、C 層は消失し、いくつかのユニットからなる母材は、一見均一な 1 つの A 層のようになると考えている。このような解釈が成り立つならば、A 層の中では、異なった母材のユニットを完全に識別することは不可能になる。こうした解釈はあるにしても、確認すべき課題の、①の厚い腐植層はユニットの異なる母材の累積であることの証拠は、これまでに観察した限り、どのクロボク土の露頭においても認めることはできなかった。

次に、②の課題の、土器の産出が、（埋没）A 層に多いか否かであるが、第 4 図にあげた地点の調査で、土器の産出を見たのは、喜多方地点（喜多方-4）のみである。産出は、黒色クロボク土に夾まれた燃焼炭などを伴う暗褐色クロボク土からである。土器は、この暗褐色クロボク土のほぼ中央部に多数埋積されていたことを広く露出する断面の水平方向において確認した。この事実、土器が、地表からもぐり込まないものとすれば、当時の地表は土器の下限にあることになる。この下限は、母材説によるならば、母材のユニットを区切る境界面であるはずである。この部分を何回か削り直してそのつもりで見ても、そこを境に土質が変わっていることは確認できなかった。このことは、腐植は後から集積したとする母材説をとるにしても、その母材の堆積は、燃焼炭の堆積や、土器の埋積とともにゆっくりと進行したことを示す証拠の 1 つとなる。なお、この②の課題に関する観察は山形県尾花沢市原遺跡、同県大石田町ダザキ遺跡のクロボク土中に多数埋積する縄文土器の産出層準の断面においても、この層準に、母材のユニットとしての境界を認めることはできなかった。

以上のように、クロボク土の形成に関し、母材説がいう、

厚いクロボク土はユニットの異なる母材の集合であるとする主張の根拠は野外観察において、認めることができなかった。しかし、他方の堆積説を決定的に有利にするような証拠を見いだすには至らなかった。野外において、両説のいずれかに軍配を揚げるに足る決定的な証拠を見いだすににくいのは、母材説であっても、母材は元来は堆積物であることから、そこに集積しているであろう炭化物（腐植）の集積構造と、母材そのものの堆積構造とを分けて考えることが非常に難しいことにも起因するであろう。しかし、いずれの説にせよ、炭化物（腐植）以外は堆積物であるから、問題は炭化物（腐植）の集積機構である。そこで、堆積物（母材）は一時考慮の外に置き、まずはクロボク土の炭化物（腐植）の部分に注目したい。

クロボク土の炭化物（腐植）の示す年代

クロボク土は、その中に多くの炭化物を含むことが特徴である。この炭化物が腐植として累積したもの（堆積説）か、あるいは、母材の中に 2 次的に腐植として集積したもの（母材説）かは、クロボク土の成因に関わる根本的な問題である。これまでの野外観察では両説のいずれか一方を支持するに十分な証拠を見いだすことはできなかった。そこで炭化物（腐植）の示す¹⁴C 年代によって、両説の妥当性を検討してみた。¹⁴C 年代の測定は、アメリカのテレダインアイソトープ社に依頼して測定したものであるが、その結果は第 4 図の中と第 1 表に示してある。

これまでも黒土に関する多くの¹⁴C 年代が求められてきた。それらの結果、同一地点の黒土が示す年代は、その上位ほど新しい年代を示している（佐々木ほか、1971；山田、1986、など）。このことは堆積説を決定的に有利にするものではない。それは試料の測定間隔を狭めていったときにも成り立つ関係が否かを保証する考察がなされていないからである。すなわち、炭化物（腐植）が堆積したものであれば、どの部位においても、原則として上位の試料の年代は下位のそれよりも新しい。それに対して炭化物（腐植）が母材の中で 2 次的に集積したのであれば、測定試料の間隔が狭まって、同一母材の堆積ユニットの中に複数の試料がある場合、それらの試料の示す年代は、下の方が新しいことになる。なぜならば、同一ユニットの母材への腐植の供給は、すでに存在している母材の地表から下に向かって進むので、腐植の集積も上から下へ進行するからである（第 1 図参照）。したがって、母材説側からみても、明らかに同一ユニットの母材の中にあると解釈される部位において、上下関係にある炭化物（腐植）の示す集積年代は、両説のいずれが妥当であるかを決するに十分な根拠を与えてくれるはずである。

さて、上記の検証に適する部位は、一連のクロボク土の最下位の部分しかない。この部分は、観察したすべての露頭で共通する C 層（ローム質土）、B 層（漸移帯土）そして A 層（最下位のクロボク土）が接する部分である（A、B、C 層などの土壌層位の一般的な区分については第 1 図参照）。このうち、C 層には炭素の集積が少ないので、B 層と A 層とが対象となる。ただし、A 層は厚くなると、加藤（1987）が考える

第5図. クロボク土の最下部層から上位へ連続する2点（従来の土壌層位で解釈されるB層とA層の最下部）における ^{14}C 年代. いずれの2点の対においても、下位層は上位層よりも古い年代を示す.

ように、その上位は、一見均一に見えても別の母材のユニットである危険性もある。そこで、A層の測定試料にそうした疑いを残してはならないので、B層に連続的に接するA層の最下部の試料と、B層の試料とをセットにして採取し、両者の炭素の年代を比較検証すればよいことになる。こうした見通しに基づき、各地点で2点セットの試料を採取したが、それらの実際の間隔は10~20 cmの範囲にあった。各地点からセットで採取した試料（全炭素）の ^{14}C 年代の測定結果は第5図に示す。

この図に示されるように、測定した11地点のすべてのクロボク土の上・下試料のセットにおいて、上位のクロボク土は、下位のクロボク土より新しいことが明らかになった。すなわち、クロボク土を構成する炭化物（腐植）は、母材の堆積があって、その後地表から下に向かって集積成長したものであるという「母材説」は否定される。ただし、ここで結論されることは、炭化物（腐植）の示す年代が、堆積の方向に（下から上へ）新しくなることであって、腐植の集積がその層準の堆積時に終了していることまでを意味するものではない。宮崎（1971）は各種の土壌試料について、同一試料の有機物をいくつかのフラクションに分け、それぞれの ^{14}C 年代を測定した。その結果、得られた年代にかなりの開きがあることを明らかにしている。この宮崎（1971）の報告で、各フラクションが示す年代の新旧のあり方が必ずしも同一傾向にないことは、土壌の種類によって腐植の形成機構が異なることによるのかも知れない。クロボク土の測定結果では、多摩ニュータウンの富士黒土層中部の試料では、アルカリ溶液に可溶な腐植酸で6540±100年前、フルボ酸で5370±200年前であるのに対し、アルカリ溶液抽出後の残渣（ヒューミン）で7000±100年前という結果が得られている（宮崎，1971）。このことは、クロボク土では、ヒューミンが先に形成され、

第2表. 西藏王地点のクロボク土の各層準における全炭素とヒューミンの ^{14}C 年代.

試料の地表深度	全炭素の年代	ヒューミンの年代
80cm	510± 90年前	640± 80年前
130	1450± 140	2630± 120
180	4770± 120	5420± 110

その後アルカリ溶液で抽出されるような各種の腐植が形成されたことを示唆している。そこで、このことの妥当性を確認する追試を行ってみた。すなわち、西藏王地点のクロボク土の堆積時代の異なる3層準を選び、全炭素とアルカリ液抽出残渣であるヒューミンにつきそれぞれの ^{14}C 年代を測定した。その結果は第2表に示したとおりである。

これにより、判明したことは、クロボク土のヒューミンが示す ^{14}C 年代は、ヒューミンを含む全炭素が示す年代よりも古いということである。すなわち、クロボク土中の炭化物（腐植）は、下から上へ新しくなるという堆積順の年代を示すが、同一層準の炭化物（腐植）であっても、それを構成する炭素は異なった年代を示していることになる。クロボク土中の炭化物（腐植）はアルカリ溶液に解ける部分（以後「可溶腐植」という）と不溶な部分（以後「ヒューミン」という）に分けることができる。腐植とは、動植物遺体が土壌動物や微生物によって分解される際に生成される黄褐色～黒褐色の非晶質の高分子有機物である（河田，1989）。腐植については、土壌学の立場から化学的に多くの研究がなされ、さらに細分化もされている。しかし、他方のヒューミンに関する研究はほとんどなされていない。

地表の植物遺体は、分解されながら少しずつ累積し、埋積されていく。分解は地下にあっては小動物や微生物などによって進行する。さらに埋積が進み、その小動物や微生物自身も腐植の原料となって集積し、やがては分解されていくであろう。こうした植物遺体の一般的な堆積と分解に対し、何らかの原因で、1次堆積物として地表に定着した炭化物（ヒューミン）や、その後2次的に形成された可溶腐植が、分解されずに残り、かつそうした炭化物が保存される条件が長期間続いて堆積が進行したとする。この場合、そのような地層に含まれる同一深度の炭化物の ^{14}C 年代は、1次堆積物である炭化物の方が、2次集積物としての可溶腐植よりは古い年代を示すであろう。このような炭化物の埋積機構を仮定すれば、上記のクロボク土中の可溶腐植とヒューミンの示す異なった ^{14}C 年代は理解できる。そこで、こうした可溶腐植やヒューミンの保存される条件について考えるために、クロボク土の中で、より古い年代を示すヒューミンの正体を探ってみることにしたい。

クロボク土中のヒューミンの正体

ヒューミンを観察する方法として、花粉分析の手法を応用した。この方法では、ヒューミンは花粉粒子のサイズの範囲（約10~100μm）のものを観察の対象とした。その方法とは、KOH（10%溶液）にて可溶腐植を抽出し、アセトリシス処理

(水酢酸で洗浄後、無水酢酸と濃硫酸の9:1の混液で処理後、水酢酸で洗浄)、さらに鉱物質が多い場合は、フッ化水素酸で珪酸分を溶解した。そして、比重2の重液(塩化亜鉛の飽和水溶液)で遠心分離し、沈殿しない部分を集めた。こうした残渣を水洗し、透過型光学顕微鏡(以後LMと略す)で観察するためのプレパラートに封入した。さらにこれらの残渣の一部は走査型電子顕微鏡(以後SEMと略す)で観察するための試料台の上で、金イオンのスputターコーティングを行った。

第4図に掲げた全地点につき、各1点のクロボク土を上記の方法で処理し、得られたヒューミンをLMで観察した。その結果、クロボク土のヒューミンの最大の特徴は、構成粒子のほとんどが黒色ないしは茶黒色をした炭質物細片からなることである。黒色が強く不透明なものもあるが、多くの粒子はその中に植物組織を残している。この炭質物の外形は一般に角ばった板状であるが、とくに細長い長方形(短冊)状の細片が多い(第6図の写真A, B参照)。また、この炭質物の外縁は切り割られたかのようにシャープであることも特徴のひとつである。このような特徴的な炭質物細片(以後「黒色炭質物」という)がクロボク土のヒューミンの主体をなしていることは、調べた限りのすべてのクロボク土に共通することである。また、花粉やシダ類の胞子の含有は少なく、これらをほとんど含まない試料もある。なお、花粉やシダ類の胞子の保存状態は極めて悪く、外壁の溶食がかなり進んでいるものもある。これに対し、菌類の胞子や菌糸は保存が良いものが多く、ほとんどの試料で観察できる。他方、SEMでは、黒色炭質物は、第7図(B)で代表されるような、植物の微細組織を残した表面構造が観察される。クロボク土中のヒューミンの主体を占めるこうした形状の黒色炭質物が何であるかを次に探ることにしたい。

黒色炭質物は植物組織を残す粒子であることから、クロボク土の中で、2次的に形成されたものではないし、ましてや地表からもぐり込んだものとも考え難い。すなわち、かつては地表にあった植物が、堆積物として埋積されたものに違いない。それならば、現在の森林や草原の表土の中のヒューミンと比較すれば、現生植物の何が黒色炭質物に相当するかの見当がつくはずである。そこで、森林(山形市東部の千歳山の裾のアカマツを交えるコナラなどの雑木林)と草原(山形市小白川町五丁目、流紋岩の碎石の埋め立てによって宅地造成され、17年間放置され、ススキを主体としてヨモギなどを交える原野化した場所)のそれぞれの表土のヒューミンを観察してみた。その結果、現在の表土にあるヒューミンは、花粉やシダ植物の胞子、菌類の胞子や、菌糸などを含み、そのほかの不定形の植物遺体片を主体とするものであった。このうち不定形の植物遺体片は、LMでは茶色ないし黄土色で、輪郭は不明瞭なものであり、いずれも分解の過程にあるものと考えられる(第6図E, F参照)。また、SEMでは、森林(千歳山)の表土のヒューミンは第7図、Cで示されるように菌類や溶食されたような植物遺体片の表面構造が観察される。こうしたLMやSEMでの観察によって、現生の表土に含まれるヒューミンの主体をなす植物遺体片は、クロボク

土中の黒色炭質物のように、外縁部が明確で植物組織を内部に残す粒子とはまったく異質の炭化物粒子から構成されることが明らかになった。このことは、観察した限りの現在の森林や草原の表土の中には、黒色炭質物に相当する粒子が、含有していないことを意味している。

数10万年の間、植生の連続があったはずの大地が、わずかの厚さの表土(例えば褐色森林土)に置き換わることはごく普通のことである。このことは陸上の地表に堆積した植物遺体は、そこが還元的な環境にある湿地などでない限り、そのほとんどが速やかに分解されて姿を消してしまうからである。人類の遺物でも同様で、遺跡の発掘の際、木製品が出るのは、埋積地が湿地状態に保たれていた場所に限られる。地下水位の低い住居遺跡において、柱の差し込まれた跡は残るが、柱そのものや床、屋根材が住居跡を直接おおう埋積層に残されている現場を観察したことはない。また、竪穴住居跡の埋積層は、とくに腐植に富むというわけでもなく、むしろ黒みに欠ける点すら指摘されている(小林達夫, 1987)。ただし、竪穴住居の使用途中に火災があり、その床面のアンペラ(編物)が直接敷物にされていた状態で焼け焦げて残されていた例(小林達夫, 1987)は、植物遺体の保存に関して1つの暗示を与えてくれる。すなわち、植物遺体が埋積される前に燃焼によって炭化しているならば、埋積後もそれ以上に分解されることはないということである。

阪口(1987)は千葉県野田市の槇の内遺跡(縄文前期)の古環境復元のためのボーリング調査によるコアの花粉分析を行なった際、縄文期の海成層から湿地堆積物にわたって連続的に植物の焼けた灰の微粒子が産出することを指摘した。ここで阪口(1987)が述べた「灰の微粒子」は、その特徴から前記の黒ボク土中のヒューミンの「黒色炭質物」と同一の物質と考えられる。ただし、阪口(1987)が「灰の微粒子」と着想したことは評価に値するが、それが灰であるという根拠は示されていない。さらに、この「灰の微粒子」のうち、短冊型のものは主としてススキ、ササなどのイネ科の植物が、不定形のものは主として広葉草本、あるいは広葉樹が焼けたものと、それぞれ推定している。これに関しても根拠は述べられていないが、重要な指摘であるので、次の実験を試みた。すなわち、ススキと4種の広葉樹(コナラ、ブナ、シラカンバ、イロハカエデ)の葉を燃焼させて炭にしたものを粉碎してそれぞれプレパラートに封入し、まずはLMで検鏡してみた。両者の粒子は第6図(写真C, D)に示されるとおりである。このうち、とくにススキの燃焼炭の粒子(第6図、写真C)は黒色炭質物(第6図、写真A, B)の形態的な特徴と共通点が多いことが判明した。さらに、ススキの燃焼炭粒子のSEM像は、第7図(写真A)に示されるとおり、クロボク土中の黒色炭質物のSEM像(第7図、写真B)と共通する表面形状であることが認められた。このような観察結果は、阪口(1987)の推定を支持するものであることも付記しておきたい。したがって、クロボク土中のヒューミンの主体をなす黒色炭質物は燃焼炭の粒子(以後「微粒炭」という)と考えるのが最も妥当であると結論される。

さて、クロボク土のヒューミンの主体は微粒炭であると考

第6図. ヒューミンの正体を探る LM 写真. A: 黒色クロボク土のヒューミン (朝日-2), B: 暗褐色クロボク土のヒューミン (喜多方-4), C: ススキの燃焼炭粒子, D: 広葉樹 (コナラ, ブナ, シラカンバ, イロハカエデ) の燃焼炭粒子, E: アカマツを交える雑木林床 (山形市千歳山) のヒューミン, F: ススキを主体とする草原 (山形市内の宅地造成地) の表土のヒューミン. クロボク土のヒューミンの形態 (A, B) は燃焼炭粒子 (C, D) のうちススキの燃焼炭粒子 (C) と共通している. 現在の森林や草原の地表のヒューミン (E, F) にはクロボク土に含まれるヒューミン (A, B) は見られない. スケールは 100 μ m.

第7図. ヒューミンの正体を探る SEM 写真. A: ススキの燃焼炭粒子, B: 暗褐色クロボク土のヒューミン (朝日-3), C: ススキを主体とする草原 (山形市内の宅地造成地) の表土のヒューミン, D: 湿性地 (山形県高島町押出遺跡) の黒色粘土中のヒューミン. クロボク土中のヒューミンの形態 (B) はススキの燃焼炭粒子 (A) の形態と共通するが現生の草原のヒューミン (C) の形状 (溶食の過程にあるものや菌類の組織など) とは異なる. 湿性地のヒューミンの一部にはクロボク土と共通の形状をした炭化物 (ch) が認められる. スケールは $50\mu\text{m}$.

えたが、次に、その起源の問題が生ずる。観察した限りのすべてのクロボク土から微粒炭が見いだされることは、微粒炭の存在は、クロボク土の形成にとっての必要条件か、もしくは、平行して進んだ堆積現象と考えられる。いずれにせよ、クロボク土の形成と微粒炭の堆積は密接に関連していることは確かである。クロボク土の形成（微粒炭の堆積）が始まる年代は、本調査では場所によって著しく異なるが、十和田火山の東方域で、最も古いと考えられた層準での暗褐色クロボク（荒屋敷-1）で、 $10,260 \pm 150$ 年前、日本海側地域のものでは置賜-1 での $7,630 \pm 140$ 年前が最も古い年代を示している（これらは全炭素による年代であるが、燃焼炭粒子で測定すればやや古い年代になるであろう）。腐植の集積条件が開始した年代として、小林国夫（1967b）は約 1 万年前を推定した。また町田（1987）は、日本の黒土の形成が開始された年代の事例の多くは、約 1 万年前であるとしている。十和田火山の東方域で、南部浮石（約 8,600 年前）より下位にあるいくつかクロボク土のうち、最も下方にあるものの年代が上記の

ごとく約 1 万年前であることは、クロボク土の形成がその頃から始まったとすることの妥当性を裏づけるものである。このようにクロボク土の形成開始年代をみてみると、クロボク土の形成（微粒炭の堆積）は 1 万年以降に限られ、それ以前には見られないことに、とくに注目したい。

クロボク土の形成が 1 万年以降の後氷期に限られ、それ以前の間氷期に一般的な現象ではないことは、後氷期が微粒炭の堆積が多ような特異な堆積環境下にあったことを意味する。しかしながら、多量の燃焼炭粒子を生産した山火事や野火を発生させた自然環境因子を後氷期に限って探すことは難しい。したがって、微粒炭の生産要因は自然環境からではなく、人為的な環境の中にあるものと考えられる。それは、火を使った当時の人間である縄文人の行為と深く関係するであろう。すなわち、クロボク土のヒューミンの起源は、縄文人あるいはそれ以降の古代人の生活と密着した野焼き、山焼きによってもたらされたものと考えられる。

クロボク土の形成に野焼き、山焼きが関わったという解釈

は古くからあった。加藤（1964）はクロボク土が形成される時期に、山火事や人為的な野火が草原の拡大を招き、それがクロボク土の形成の一因として考えらることを述べた。山根（1973）はクロボク土の生成にススキの役割を重視し、ススキのような長草型草原が長い間保たれるためには火入れは不可欠のものであると考えた。さらに、坂口（1987）は、沖積層に埋積されている燃焼炭粒子は当時の人類の狩猟や、焼き畑を目的とした野焼きによってもたらされたものであると考えた。また、松井・近藤（1992）は、茅葺き屋根などの材料として農民の必需品であったススキ草原を維持するために、火入れや刈取りが行なわれたことがクロボク土の生成に結びついたとしている。クロボク土の形成に草原（ススキ野）が必要であるという上記の諸説は、かつて川村（1950）が火山灰土壌（クロボク土）に含まれて現存する腐植の大部分は、草原時代に集積したものであろう、と述べたことに端を発し、いずれも母材説に関わりをもっている。これらの母材説が説くクロボク土の形成にススキなどの草原が必要な理由は、ススキ等の遺体の分解によってもたらされる「多量の腐植」が不可欠で、それが母材（主として火山灰土で非火山灰土もある）によって集積されたと考えていたからである。すなわち、後水期に限り「多量の腐植」がもたらされるには、ススキなどの1年生の草本植物の異常な繁茂が必要であり、そのためには、人為的な野焼きが行われたに違いない、というものであった。堆積説の小林国夫（1967b）も、腐植の集積条件として1万年前に開始された植生の旺盛な繁茂をあげている。

すでに指摘したように、腐植の集積機構説のうち腐植が火山灰そのものに集積されたという解釈は成立しないが、堆積物中の鉱物による腐植の集積機構は検討に値する。すなわち、腐植集積に関与する無機成分は、従来広くアロフェンと考えられていたが、アロフェンをまったく含まないクロボク土も見つかっている（河田・小島，1976）。このことから、むしろ遊離アルミニウムと「アロフェン様」と呼ばれる非晶質成分が重要な役割を果たしていると考えられるようになってきた（新井，1983）。ただし、これらが、クロボク土のみに特有の成分であることが確かめられているわけでもないし、どのような化学反応で、腐植を集積するかについても解明されていない。つまり、腐植の集積機構の解明の難しさは、腐植を集積させる能力をもつであろう共通成分が見つからないことにあった。しかしながら、クロボク土には必ず微粒炭が含まれていることはすでに明らかにした。したがって、クロボク土の共通性分であるこの微粒炭こそがクロボク土の形成に関与したと考えるのが合理的であろう。さらにこの先、考察を進めるためには、微粒炭に腐植を集積する能力があるとするれば、それはどのようなメカニズムであるかについて考えておく必要がある。

ヒューミンとクロボク土・ローム質土の形成機構

十和田火山東域の野外調査により、クロボク土はローム質土と部分的に同時異相であることが明らかになった。そして、ローム質土は火山灰の風化物ではなく、その本質は風成層であることも判明した。また、日本海側のクロボク土の観

第8図. クロボク土とローム質土が連続的な変化を示す露頭の柱状図（宮城県蔵王町）。A：黒色クロボク土，B：暗褐色クロボク土，C：黒褐色ローム質土，D：褐色ローム質土，E：安山岩質火山灰，F：明瞭な境界，G：漸移的な境界。柱状図の左側に試料記号が示してある。

察により、基盤岩の上に必ずローム質土が堆積し、それがクロボク土に移り変わることも分かった。さらに、両者は共通に塊状無層理の堆積物でもあった。そして、各地点のこのような、さまざまなローム質土やクロボク土をその色に基づいて分類していくと、褐色のローム質土から黒色の強いクロボク土まで、連続的に色調が変化し、両者は一線で画し難い関係にあるように思える。次にあげる例は、クロボク土とローム質土とが垂直的に変移する状況が観察できた露頭である。

第8図はクロボク土とローム層とが互に変移する露頭の柱状図である。場所は宮城県蔵王町の遠刈田温泉の東約1 kmの地点（北緯38°07'15"，東経140°35'33"）である。このクロボク土・ローム質土は、その色の黒味が強い順に、黒色クロボク土、暗褐色クロボク土、黒褐色ローム質土、褐色ローム質土と4段階に区分した。これらのクロボク土とローム質土は互いに漸移し、それらの境界は一線で画し難い部分が多い。また両者は、塊状でラミナの発達を見ないなど岩質的な共通点が多く、色の違いによってのみ「クロボク土」と「ローム質土」とに区分されることになる。これまでに観察してきた両者の堆積環境は、その堆積場所が台地や斜面の微凹地、あるいは山裾であることから、水域や湿地ではなく、乾陸上と考えられる。前述のようにクロボク土とローム質土は、岩質的に一線で画し難いし、時間・空間的にも密接に関連して分布・発達する堆積物でもある。したがって、ローム

第9図. 可溶腐植の含有量と単位重量当たりの微粒炭数を求めた方法。花粉分析の処理法を応用したもので、土壌学で行われる化学的方法とは異なる。水洗は遠心分離器で行ったが、AとC、D間的水洗は3000rpm、30分間、EとFとの間の水洗は残渣の最終的な粒径が10 μ mから100 μ mの画分を集めるように調整されたもの。

質土が風成層であるならば、クロボク土もまた風成層である可能性が高い。

両者の含有物として、植物遺体が分解された際に残されたプラントオパールが多量に含まれることも共通する(加藤, 1962; 佐瀬ほか, 1987, 1993)。また、クロボク土中の粘土鉱物の14Å鉱物の大部分は大陸源の風成塵に由来するものであるという(井上, 1981)。さらに、こうした粘土鉱物のほかに、各地のクロボク土中の微細石英(1~10 μ m画分)の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)が+14.4~+16.1‰で、中国のレスや日本に飛来した風成塵の微細石英の $\delta^{18}\text{O}$ と近似し、火山灰中の石英の $\delta^{18}\text{O}$ (+7.2, +7.6‰)など、ほかの起源の石英粒子のそれとは違った独自の値を示すことから、クロボク土中の微細石英は風成塵に由来するものであるとされた(井上・溝田, 1988)。さらに、井上・成瀬(1990)は風成塵に特有な微細石英の $\delta^{18}\text{O}$ は、クロボク土中の微細石英のみならず、褐色森林土や古土壌などに含まれるその $\delta^{18}\text{O}$ と共通することを明らかにした。この褐色森林土や古土壌はローム質土の一種であると考えられるので、クロボク土とローム質土には風成塵起源の微細石英が共通に含まれていることになる。こうしたことはクロボク土層もまたローム質土と同様に、成因的には風成層であるとするに十分な根拠となる。

両者が同じ風成層であるならば、双方の岩質を分けている色の違いは何であろうか。前項で、クロボク土からヒューミンを取り出すためにアルカリ溶液処理を行ったが、この際、クロボク土からは多量の可溶腐植とヒューミンが分離された。他方、ローム質土からも同様に分離を試みたが、可溶腐植、ヒューミンともにクロボク土よりはるかに少ないものであった。したがって、両者の岩質を分ける明確な色の差は、そこに含まれる炭化物の多少によるものと考えられる。以下にその詳細な分析を試みた。

各地の調査地点のローム質土とクロボク土の試料に含まれる炭化物のうち可溶腐植分の含有率を求め、次に試料中のヒューミンのうち、微粒炭の粒子長径が10 μ mから100 μ m

第3表. クロボク土とローム質土の岩質とそこに含まれる可溶腐植量と微粒炭数。

地点- 試料名	岩 質	標 準 土 色		可溶腐植 含有量(%)	微粒炭数 /1g試料 ($\times 1000$)	logN
		湿 色	乾 色			
村山2-1	黒褐色ローム質土	10YR 3/3	10YR 6/3	15	541	5.73
村山2-3	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 3/2	24	11,516	7.06
朝日-0	褐色ローム質土	10YR 4/6	10YR 6/4	3	237	5.37
朝日-3	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 4/2	27	4,047	6.61
西藏王-0	褐色ローム質土	10YR 4/4	10YR 6/4	13	34	4.53
西藏王-3	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 2/3	27	5,347	6.73
遠刈田-G	黒褐色ローム質土	10YR 3/3	10YR 6/4	13	717	5.86
遠刈田-6	暗褐色クロボク土	10YR 2/1	10YR 3/2	13	1,165	6.07
置賜2-1	黒褐色ローム質土	10YR 3/4	10YR 6/3	4	173	5.24
置賜2-4	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 2/2	31	3,824	6.58
置賜2-8	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 4/2	5	554	5.74
小千谷-0	黒褐色ローム質土	10YR 3/3	10YR 5/4	19	618	5.79
小千谷-2	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 2/2	31	11,886	7.08
小千谷-4	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 4/2	21	5,160	6.71
中郷-2	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 4/2	23	2,157	6.33
中郷-4	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 3/1	30	11,996	7.08
TOK-0	褐色ローム質土	10YR 4/6	10YR 7/4	2	18	4.25
TOK-1	褐色ローム質土	10YR 4/6	10YR 7/4	3	50	4.69
TOK-2	褐色ローム質土	10YR 4/6	10YR 7/6	2	33	4.52
TOK-3	黒褐色ローム質土	10YR 3/4	10YR 7/4	8	62	4.79
TOK-4	黒褐色ローム質土	10YR 3/3	10YR 6/4	12	255	5.41
TOK-5	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 5/3	14	791	5.90
TOK-6	暗褐色クロボク土	10YR 2/3	10YR 6/4	10	459	5.66
TOK-7	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 3/3	18	2,739	6.44
TOK-8	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 3/2	17	748	5.87
TOK-9	暗褐色クロボク土	10YR 2/1	10YR 3/2	16	795	5.90
TOK-10	暗褐色クロボク土	10YR 2/1	10YR 4/2	11	869	5.94
TOK-11	黒褐色ローム質土	10YR 3/3	10YR 6/4	7	294	5.47
TOK-12	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 2/2	17	3,783	6.58
TOK-13	暗褐色クロボク土	10YR 2/1	10YR 3/2	16	1,829	6.26
TOK-15	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 4/3	10	197	5.30
TOK-16	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 3/1	12	1,081	6.03
下名久井-A	褐色ローム質土	10YR 4/4	10YR 8/3	3	16	4.19
下名久井-0	褐色ローム質土	10YR 4/6	10YR 7/6	3	157	5.20
下名久井-1	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 4/3	8	109	5.04
下名久井-2	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 4/3	11	639	5.81
下名久井-4	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 4/2	21	3,240	6.51
下名久井-5	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 3/1	24	5,110	6.71
下名久井-6	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 2/2	19	2,952	6.47
下名久井-7	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 3/1	20	6,533	6.82
下名久井-8	黒色クロボク土	10YR 1.7/1	10YR 2/1	29	13,215	7.12
荒屋敷-1	暗褐色クロボク土	10YR 2/2	10YR 4/3	17	589	5.77

の間にあるものを光学顕微鏡(透過型)で数えて、定量した。その方法は、第9図に示すように行った。それらの結果は岩質や標準土色などとともに第3表にまとめてある。なお、可溶腐植と微粒炭の定量方法は、花粉分析で行うパリノモルフの濃集法を応用した物理・化学的な処理に改良を加えたもので、土壌学で行われているような化学的分析法とは異なる。第3表を見ると、可溶腐植の含有量と微粒炭の含有数は、ほぼ、褐色のローム質土、黒褐色のローム質土、暗褐色のクロボク土、黒色のクロボク土といった色の黒味が強くなる順に、ともに多くなることが読める。こうした関係は第10図のように表すと、より明確になる。すなわち、まずローム質土とクロボク土は可溶腐植と微粒炭の含有量が違う土であることがわかる。さらに、可溶腐植の含有量と、微粒炭の含有数との間には明らかな正の相関が認められる。このことは、両土質の中での微粒炭と可溶腐植の存在において、一方が他方

の存在に深く関わっていることを示唆している。以下にこの関係を探ってみよう。

微粒炭は、粒子自身がクロボク土の堆積物としての構成員である。したがって、クロボク土の生成には、微粒炭の堆積が必ずあったと考えてよい。そして、微粒炭がクロボク土の腐植（炭化物）を構成する炭素の ^{14}C 年代のうち、古い年代を示していることは、微粒炭が堆積後、さらに多くの有機物である可溶腐植が集積・保持されたものと考えられる。すなわち微粒炭と可溶腐植の因果関係は、可溶腐植の集積・保持には微粒炭の存在が必要・不可欠であると考えられる。そうであるならば、微粒炭はどのようなメカニズムで、腐植を集積・保持するのであろうか。

燃烧炭は、古来から薬用あるいは防腐剤としてその効用が経験的に知られ、用いられてきた。現在では、「活性炭」として、とくにその吸着能力が認められ、広く用いられている。活性炭粒子の表面特性として、有機化合物に対する強い吸着能や、吸着物を安定に担持する能力などがある（真田ほか、1992）。そのような活性炭は、重量当たりの表面積を広くするために、粉末状や粒状（多孔質）にして用いられている。こうした応用例を参考にすると、クロボク土中の微粒炭は、粉末状活性炭と同様の機能を持っているものと考えられる。すなわち、ローム質土中の微粒炭は可溶腐植を吸着し、それを安定に担持することによって、クロボク土が形成されたという機構を導くことができる。工業的にフェノール類を吸着した後の活性炭は、水酸化ナトリウム水溶液による溶剤抽出によって再生されるという（真田ほか、1992）。クロボク土の可溶腐植の多くが、アルカリ溶液によって抽出されることは、この再生処理と同種の化学反応であろう。

以上のように、微粒炭の活性作用が可溶腐植の吸着・保持機能を果たしていると考ええると、当時のススキなどの草本植物に異常に多量の腐植の生産や、アロフェンなどの鉱物に可溶腐植の集積の役割それぞれ求める必要はなくなる。すなわち、クロボク土の形成にとって、火入れの意義は、ススキ野を主体とするような異常な植生を出現させたことにはなく、腐植を吸着させるための微粒炭を生産したことにある。したがって、従来クロボク土の形成の条件と考えられていた当時の異常な植生や、特有な鉱物が含まれていることなどは、いずれも結果であって、クロボク土の形成機構の本質にかかわることではない。さらにクロボク土は火山灰とは無関係な堆積物であることもすでに明らかにした。このように、従来のクロボク土の成因説が成立しないことを述べたからには、それに代わるクロボク土・ローム質土の形成機構を提示しなければならない。それは次のようなストーリーとしてまとめよう。

乾陸上において、当時の地表にあったさまざまな粒子が、主として風によって運ばれて堆積する。その地表は植物に覆われていたから、植物の遺体も堆積物として加わり、そこには現在の地表と同様に微生物などによる分解作用が働いた。こうした堆積と分解を繰り返しながら、埋積が進み、やがて植物遺体は姿を消したばかりか、その分解・生成の中間物質である腐植もほとんど分解されてしまった。この際、残った

第10図. クロボク土とローム質土における可溶腐植の含有量と1g当たりの微粒炭数。両者には相関が認められ、微粒炭の密度が増えれば、それに比例的に可溶腐植の量も増えるという関係が明瞭である。

鉱物質粒子を主体とする堆積物が「ローム質層」である。ところが1万年前以降のある時期から、風成堆積物の一員に、微粒炭が急に多く加わり始めた。これを機に、植物遺体の分解に異変が起きた。すなわち、遺体そのものは時とともに、分解されその姿を消したが、その際溶解した有機質の分子は再構築され、腐植を形成した。こうした腐植は、さらに化学的な反応が進み、高分子の可溶腐植を形成した。微粒炭は、こうした可溶腐植の生成に触媒として働いたとも考えられるし、何よりも可溶腐植の吸着・担持作用に大きな役割を果たした。すなわち、微粒炭はその活性により、可溶腐植を吸着したばかりでなく、それを安定的に保持することによって、可溶腐植を集積させた。こうした微粒炭の堆積とそれへの可溶腐植の吸着が地表近くでくり返されながら、可溶腐植はより深く埋積していった。やがて、可溶腐植の供給のない深さまで埋積された後は、専ら微粒炭の担持作用が働き、吸着された可溶腐植が安定的に保持された。地表に微粒炭の供給（堆積）がなくなった所では再び、ローム質土が形成された。このローム質土が、土壌として機能している間は、それが、東北日本であるならば、成帯性土壌としての「褐色森林土」である。

以上のように、地表に植物が生え、地表付近で可溶腐植が形成され、それが吸着・担持あるいは分解されるような現象は、土壌化作用である。したがって、クロボク土・ローム質土は、地表付近で「堆積性土壌」として形成されたが、その後埋積が進み、土壌として機能していない下の部分はいわば「化石土壌」となっている。こうした部分を地質学的観点で扱うならば、クロボク土もローム質土も成因的には風成の粒子を基本とした陸成層の一種の「土壌性堆積物」と位置づけることができる。

微粒炭を含む陸成の諸堆積相

黒土の一つであるクロボク土に焦点を合わせて、地質学的な検討を行ってきた。その結果、ローム質土の特殊なもの、すなわち、ローム質土に微粒炭が加わると、そこに可溶腐植

第11図. 微粒炭を含む完新統の陸成諸相. 柱状図の右側には堆積環境(枠内), 主な岩質, ^{14}C 年代などが, 左側には微粒炭の認められた層準などがそれぞれ表現されている.

が吸着・担持され, クロボク土が形成されることを導いた. クロボク土・ローム質土の分布は台地や山裾などの水はけの良い場所に限られ, 低湿地や湖沼の堆積物の中には決して見ることはできない. このことは, クロボク土・ローム質土は陸成層の1つの相としての乾陸成堆積物であることを意味している. ところで, クロボク土の中には微粒炭が含まれている. この微粒炭は風成堆積物であると考えたが, それが正しければ, 微粒炭は乾陸地に限らず, 低湿地や湖沼あるいは沿岸の堆積物の中にも認められるはずである. そこで完新統の陸成層の中から微粒炭粒子の含有する地層を探してみた.

第11図は山形県の沿岸部から内陸部に見られる完新統のうち, 微粒炭の含有が認められた主な地層をあげたものである. すなわち, 地層に含まれる微粒炭は, 花粉分析用の処理をとおして, LMで観察され, その含有を定性的に表わしたものである. このうち, 海岸低地の堆積物である酒田北港のものは, 図の下半部の地層では, ヨシの茎などの植物遺体を含む潟の堆積物である. ここでは花粉化石や未分解の植物細片に混じって, 微粒炭の含有が認められる. 新砂丘の砂は, 一般に分級度が高く異質物を交えないが, ときに黄褐色～暗褐色のややしまった砂層(十里塚)や黒色の砂層(湯野浜)を夾む. このような砂丘中のいわゆる黒砂はクロボク土と同様, 多量の微粒炭を含んでいる(第12図, D). 沖積低地の押出遺跡は縄文中期の遺物が多産する場所である. このトレンチに現れた地層は, 下位から湖沼, 湿性, 湿性沼といった堆積環境で形成されたものである. 下方の湖沼成の粘土は灰白色を呈しているが, 約10cmの黒色粘土のバンド(「下黒層」)を挟み, この中に多量の微粒炭を含む. さらにその上位に多数の土器などが埋積する縄文中期の遺物包含層があり, その上位に黒色粘土層(約35cm)が重なる. この黒色粘土層(「上黒層」)の中の植物はすべて分解され肉眼的には見えないが, 多量の微粒炭を含有する(第7図, D). またこの土は乾くと硬く固まり, 水田の土のごとくひび割れを生ずる. 沖積平野(村山)の試錐による試料では, 耕作土の下に約30cmの黒色粘土層があり, 下位の白色の粘土から漸移したものである. この黒色粘土は一見, グライ化土のようであるが, 青色よりは黒色が主体であることで, グライ化土とは区別できる. この黒色粘土層は植物遺体(肉眼的)を含まず, やはり多量の微粒炭を含有している(第12図, A). 沖積平

野(天童)の試錐によるコアでは, 地表下2.5m付近に灰白色の粘土層に挟まれて, 約90cmの暗灰色の粘土層がある. この地層にも多量の微粒炭が含まれるほか, 上下の灰白色粘土層の中からも微粒炭の含有が認められる. 地すべり地の頭部には地すべり沼が形成されることがある. 天神沼は山形県舟形町「折渡地すべり」の地すべり沼である. この沼の試錐では, 沼の堆積物である白色の粘土と崩積土との互層が見られる. 白色の粘土の1部は暗灰色となっており, この中にも多くの微粒炭が見られる(第12図, C). 山間湿原の琵琶沼(山形市)の試錐のコアはほとんどが褐色の泥炭から構成されている. ここの地層下2m～3m付近には黒味が強い色調を呈する黒色泥炭層がある. この泥炭層には未分解の植物遺体に交じって, とくに多量の微粒炭の含有が認められる(第12図, B). また, それらの上下の泥炭層中にも微粒炭の存在が確認される.

以上のように, 完新世の陸成の様々な堆積域に微粒炭が広く堆積していることを確認することができた. このことは微粒炭が主に風によって運ばれた粒子であるという前記の仮定を裏づけたことになる. これらの陸成堆積物の色と微粒炭との定量的な関係については課題として残るが, 微粒炭の含有密度が高いほどその色は黒みを増すものと考えられる. 他方, 岩質(岩相)を特徴づける色以外の因子は地表水のあり方と深い関係があると考えられる. すなわち, 地表水の水位と堆積の場との関係により, そこが酸化的であると, 植物遺体は分解されて堆積物の中に残らないし, 還元的であると分解されずに残る. 酸化的な場所は, 常に酸化的な乾陸地(堆積物が最高地下水位より高位の区域)と, 酸化と還元的な環境が繰り返される湿性(地下水位の変動が堆積物の間である区域)に分けることができる. 還元的な場所(堆積物が最低地下水位より低位の区域)は, 植物遺体の供給が多い湿性沼と植物遺体の供給がほとんどない湖沼とに分けることができる. こうした堆積環境の違いは植物遺体の分解だけでなく無機物の変質(粘土化)にも影響を与えている可能性がある. 湿性地の粘土が, 乾陸地のローム質土と違って, 乾くと硬く固まるのも, 無機質の構成の違いによるものかも知れない. なお, 砂丘地は, 乾陸地の沿岸部の特殊な場所と考えておきたい. 以上述べた完新統の陸成層は地下水位によって決まる形成域区分と微粒炭の含有量区分との関係によってさまざま

第12図. 完新統の陸成の諸相に含まれるヒューミン (LM 像). A: 沖積平野 (村山) の黒色粘土ではほとんどが微粒炭. B: 山間湿原 (琵琶沼) の黒色泥炭では花粉, 孢子や未分解の植物遺体に多くの微粒炭を交える. C: 地すべり沼の底質堆積物である暗灰色粘土では微粒炭を主体として花粉, 孢子などの植物遺体を交える. D: 新砂丘 (湯野浜) の黒色砂では微粒炭が主体であるが菌類の菌糸や孢子が認められる. スケールは 100 μ m.

な岩質をもつ堆積相として区分でき, それらは第13図のうにまとめられる.

以上, 微粒炭を含む陸成の諸堆積物を見てきたが, 他方で微粒炭以外の原因, 例えば, 砂鉄や, 有色鉱物などを多量に含むことによって黒色化した黒土もある. それらはここでは「非微粒炭性黒土」と一括するならば, 陸成層としての黒土は「微粒炭性黒土」と「非微粒炭性黒土」に大別できる. 微粒炭性黒土については第13図にまとめるような堆積学的な位置づけができた. すなわち, 「微粒炭性黒土」は微粒炭を多量に含むことによって黒色化したもので, 堆積環境の違いにより「黒色クロボク土」, 「湿性黒色粘土」, 「黒色泥炭」, 「湖沼性黒色粘土」, 「黒色砂丘砂」などの諸相からなるものである. また, 第13図に表した完新統の陸成諸堆積相は, 湖沼堆積物を除くといずれも土壌として機能しつつ堆積したという素性をもっている. しかしながら, 埋積が進むなどして土壌の機能がすでに失われているものも多い. こうした堆積物には「層」を付して, 例えば, 「褐色ローム質土層」, 「黒色クロボク土層」などのように呼称すれば, それらは現役の土壌である土

微粒炭 形成域	微粒炭の含有量			酸化的環境 ↓ 還元的环境
	少	←	→	多
H.L.Gw	乾燥地 褐色ローム質土	黒褐色ローム質土～ 暗褐色クロボク土	黒色クロボク土	
L.L.Gw	湿性灰白色粘土	湿性暗灰色粘土	湿性黒色粘土	
L.L.Ep	湖沼 (茶褐色)	泥炭	(黒色)	
	湖沼性灰白色粘土	湖沼性暗灰色粘土	湖沼性黒色粘土	
砂丘地	砂丘砂	黒褐色～暗褐色砂丘砂	黒色砂丘砂	

H.L.Gw: 最高地下水位 L.L.Gw: 最低地下水位 L.L.Ep: 抽水植物の最低位

第13図. 陸成層の形成域と微粒炭の含有量によって区分される諸堆積相. 砂丘地は乾燥地の特殊な場所.

と区別がつけられることを付言しておきたい.

要 約

黒土の一つのクロボク土の成因には, 母材生成説と土壌堆積生成説とがあって対立したままであった. それら両論を整理し, 未解決の課題を意識して, 野外観察を基本にした調査,

年代測定、室内観察などを行って、クロボク土の成因について検討してきた。その結果、以下の諸点が明らかになった。

1. クロボク土は、ローム質土とは岩質的に互いに移化するなど同時異相的な密接な関係にある。火山灰がクロボク土やローム質土の形成に関わった形跡(証拠)は野外において見いだすことはできなかった。

2. 関東ロームなどを構成するローム質土の成因は、風成であることが本質で、火山活動が必要条件ではない。

3. これまで、クロボク土の母材生成説の根拠とされた諸現象は、野外で観察し直した限り、その根拠として十分な事実を見いだすことはできなかった。

4. クロボク土の腐植(炭化物)の示す¹⁴C年代はその土壌区分でA層、B層とされていた部分において下位のB層は上位のA層より古いことが明らかになった。このことは、母材があって、そこに上位のA層から下位のB層へと腐植の集積が進んだというクロボク土の「母材生成説」よりは、腐植が堆積しつつ土壌が形成されたとする「土壌堆積生成説」に有利な事実である。また、腐植(炭化物)の構成員であるヒューミンの示す年代はその部位の全炭素の示す年代よりも古い。このことはヒューミンが堆積し、その後腐植が集積したことを示唆する。

5. クロボク土中のヒューミンは一般に黒色が強く不透明で、その縁は切り割られたかのようにシャープで、角ばった板状を呈するが、短冊状の細粒片であることが多い。クロボク土中のヒューミンの形態は、現在の表土に含まれるヒューミンとは大差があり、ススキの燃焼炭粒子と酷似することが判明した。したがって、クロボク土中のヒューミンの主体は燃焼炭粒子(微粒炭)であると考えられる。この燃焼炭粒子は古代人(主に縄文人)の生活に密着した野焼き、山焼きなどによってもたらされたものであろう。

6. ローム質土・クロボク土において、その岩質は色により褐色ローム質土から黒色クロボク土まで連続的に変化するが、色の違いはそこに含まれる腐植の量に関係する。すなわち、褐色から黒味が増すにつれてそこに含まれる微粒炭数と可溶腐植の量が、それぞれ増える傾向が認められる。このことはクロボク土はローム質土と同じ風成層であるが、微粒炭数と可溶腐植の量が違う土であることを導ける。また、両者の土に含まれる微粒炭と可溶腐植は、一方が他方の存在に深く関わっていることを示唆している。クロボク土のヒューミン(微粒炭)が、その層準のほかの炭質物(可溶腐植)より古い年代を示すことなどは、先に堆積した微粒炭が、活性炭となって地表から供給される可溶腐植を集積・保持したものと考えることができる。

7. クロボク土・ローム質土は陸成の乾陸環境の堆積相を表すものである。微粒炭は、風によって当時の陸域に広く散布されたはずであるから、乾陸域以外では別の堆積相に含まれているはずである。陸域のさまざまな堆積環境の地層の観察によって種々の堆積物に微粒炭が含まれていることが確認された。また陸成層は、地下水の状況によって区分される形成域と堆積物に含まれる微粒炭の多少によって、第13図のような諸堆積相に区分することができる。これをもとに、陸

成の黒土の堆積学的な区分を試みた。

文 献

- 新井重光, 1983, 火山灰土の腐植. 火山灰土, 博友社, 東京, 204 p.
 足立嗣雄, 1973, 火山灰土壌の腐植に関する研究, 腐植組成の地域的差異について. 農業技術研報, B, no. 24, 127-265.
 福田 理・安藤保二, 1951, 東京都内の地質Ⅲ, 徳丸層について. 自然科学と博物館, 18, 179-194.
 鴈澤好博・柳井清治・八幡正弘・溝田智俊, 1994, 西南北海道-東北日本北部に広がる後期更新世の広域風成塵堆積物. 地質雑, 100, 951-965.
 鴈澤好博・渡辺友東子・伴かおり・橋本哲夫, 1995, 石英粒子の天然熱蛍光を利用したテフラ起源と風成塵起源堆積物の識別方法—北上平野, 天狗岱面上の中期更新世の段丘堆積物を例として—. 地質雑, 101, 705-716.
 井尻正二, 1966, 拝啓, 土壌学者様. ペドロジスト, 10, 56-57.
 井上克弘, 1981, 火山灰土壌中の¹⁴Å鉱物の起源, 風成塵の意義. ペドロジスト, 25, 97-118.
 井上克弘・溝田智俊, 1988, 黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の2:1型鉱物と微細石英の風成塵起源. 粘土科学, 28, 30-47.
 井上克弘・成瀬敏郎, 1990, 日本海沿岸の土壌および古土壌中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵. 第四紀研究, 29, 209-222.
 上條朝宏, 1987, 多摩ニュータウン地域と宮城県北部の火山灰と旧石器時代遺構・遺物をめぐって. 土壌学と考古学, 博友社, 東京, 204 p.
 関東ローム研究グループ, 1965, 関東ローム その起源と性状. 築地書館, 東京, 378 p.
 加藤芳朗, 1960, 「黒ボク土」中の植物起源粒子について(予報). 日本土壌肥科学会誌, 30, 549-552.
 加藤芳朗, 1962, 関東ローム層の細砂軽鉱物組成. 地球科学, no. 62, 11-20.
 加藤芳朗, 1964, 腐植に富む土壌(「黒ボク」土壌)の生成に関する問題点. 第四紀研究, 3, 212-222.
 加藤芳朗, 1972, 火山灰と土壌学(2) 黒土層の堆積過程. テフロクロノロジー総研連絡誌, no. 2, 8-10.
 加藤芳朗, 1977, 日本における陸成腐植質土の分類学的試論. ペドロジスト, 21, 42-57.
 加藤芳朗, 1980, テフラと斜交する黒土層. 軽石学, no. 6, 87-89.
 加藤芳朗, 1987, 古環境解明のために土壌学は何を寄与しうるか. 土壌学と考古学, 博友社, 東京, 214 p.
 河田 弘, 1975, 森林土壌の腐植に関する研究 第2報 褐色森林土の腐植の形態. 林試研報, no. 270, 89-110.
 河田 弘, 1989, 森林土壌学概論. 博友社, 東京, 399 p.
 河田 弘・小島俊郎, 1976, 森林土壌の腐植に関する研究 第5報 琉球列島(沖縄)における主要な森林土壌の腐植の形態. 林試研報, no. 286, 83-110.
 川村一水, 1950, 土壌の分類に就いて. 農業及園芸, 25, 11-14.
 小林国夫, 1967 a, 黒土の堆積過程. 第四紀研究, 6, 40.
 小林国夫, 1967 b, 黒土の堆積過程に関する試論. ペドロジスト, 11, 15-24.
 小林達夫, 1987, 遺跡における黒色土について. 土壌学と考古学, 博友社, 東京, 214 p.
 弘法健三・大羽 裕, 1974, 火山灰土壌の有機物含量・炭素率および腐植の形態と土壌の風化度・母材型との関係 本邦火山灰土壌の生成論的研究(第7報). 日本土壌肥科学会誌, 45, 227-233.
 熊田恭一, 1958, 腐植に関する最近の研究 [3]・[4]. 農業及園芸, 33, 1169-1172, 1333-1336.
 倉林三郎, 1972, 大山火山灰層の粘土鉱物学的特徴. 地質雑, 78, 1-11.
 町田 洋, 1964, Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史. 地学雑, 73, 293-308, 337-350.
 町田 洋, 1967, 富士山の火山灰に由来する黒土について. 第四紀研究, 6, 41.
 町田 洋, 1987, 第四紀における土壌の形成時代と環境. 土壌学と考古学, 博友社, 東京, 214 p.
 町田 洋・新井房夫, 1992, 火山灰アトラス [日本列島とその周辺].

- 東大出版会, 東京, 276 p.
- 松井 健, 1967, 黒土の土壤生成学的意義. 第四紀研究, **6**, 41-42.
- 松井 健, 1968, 火山灰土壌の生成と物理性. 土壌の物理性, no. 18, 3-9.
- 松井 健・近藤鳴雄, 1992, 土の地理学 世界の土・日本の土. 朝倉書店, 東京, 122 p.
- 宮崎明子, 1971, 土壌試料の¹⁴C年代測定結果と処理法の検討. 第四紀研究, **10**, 159-164.
- 中村一明, 1970, ローム層の堆積と噴火活動. 軽石学, no. 30, 1-7.
- 日本土壌肥料学会, 1983, 火山灰土—生成・性質・分類—. 博友社, 東京, 204 p.
- 大池昭二, 1972, 十和田火山東麓における完新世テフラの編年. 第四紀研究, **11**, 228-235.
- 大塚彌之助, 1930, 三浦半島北部の層序と神奈川県南部の最新地質時代における海岸線の変化に就いて. 地質雑, **37**, 343-386.
- 阪口 豊, 1987, 黒ボク土文化. 科学, **57**, 352-361.
- 真田雄三・鈴木基之・藤元 薫, 1992 編, 新版 活性炭 基礎と応用. 講談社, 東京, 284 p.
- 佐々木竜男・片山雅弘・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田忍・矢野義治・北川芳男, 1971, 北海道における腐植火山灰の編年に関する研究. 第四紀研究, **10**, 117-123.
- 佐瀬 隆・細野 衛・宇津川徹・加藤定男・駒村正治, 1987, 武蔵野台地成増における関東ローム層の植物珪酸体分析. 第四紀研究, **26**, 1-11.
- 佐瀬 隆・細野 衛・青木潔行・木村 準, 1993, 指標テフラによる黒ボク土の生成開始時期の推定と火山灰土壌に関する一考察—十和田火山テフラ分布域川向, 赤坂両地区を例にして—. 地球科学, no. 47, 391-408.
- 庄子貞雄, 1983, 火山灰土の鉱物学的性質. 火山灰土, 博友社, 東京, 31-72.
- 辻誠一郎, 1980, 大磯丘陵の更新世吉沢層の植物化石群集 (I). 第四紀研究, **19**, 107-115.
- 脇水鉄五郎, 1927, 関東ロームの分布及び成因に就いて. 土壌肥料学会誌, **1**, 1-5.
- 山田 裕, 1986, 本邦黒ボク土腐植の¹⁴C法による年代測定と集積における特徴. 農環研報, no. 3, 23-86.
- 山根一郎, 1973, 黒ボク土の生成におけるススキの意義. ペドロジスト, **17**, 84-94.
- 張 一飛・井上克弘・佐瀬 隆, 1994, 洞爺火山灰以降に堆積した岩手山テフラ層中の広域風成塵. 第四紀研究, **33**, 131-151.

(要 旨)

山野井徹, 1996, 黒土の成因に関する地質学的検討. 地質雑, **102**, 526-544. (Yamanoi, T., 1996, Geological investigation on the origin of the black soil, distributed in Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 526-544.)

黒土の一種であるクロボク土は, 土壌学的に考えられていたように火山灰を母材として形成されたものではなく, ローム質土の形成と深く関連するものである. ローム質土の成因は, 火山活動が不可欠とされていたが, それは必要条件ではなく, 風成であることが本質であることを明らかにした. クロボク土の形成は, 下位ほど古いことから, 母材生成説ではなく, 土壌堆積生成説によって理解される. クロボク土中の炭質堆積物であるヒューミンは, 古代人の野焼き等で生じた燃焼炭粒子 (微粒炭) であることを見いだした. クロボク土とローム質土は, その中で関連して増減する微粒炭と可溶腐植の含有量が異なる風成層である. これらのことから, ローム質土の堆積に微粒炭が加わると, それが活性炭となって, 可溶腐植を吸着・保持し, クロボク土が形成されるという新説を提示した. さらにクロボク土以外の陸成の完新統で, 微粒炭を含む地層の諸堆積相を明らかにした.