腐植にとむ土壤（「黒ボク」土壤）の生成に関する問題点

加藤 芳朗*

Some Problems on the Genesis of “Kurboku” Soils

Yoshiro KATO*

The term “Kuroboku” soils is a tentative name for black-colored, mellow soils of both volcanogenous and non-volcanogenous origin. Pedological studies of the soils, especially on their humus accumulation suggest their genesis under grass vegetation and monsoonal climate. Part of the discussion on these problems was already presented in this Bulletin (Vol. 3, pp. 40—50).

It is revealed, based on field occurrence, that the “Kuroboku” soils have been formed since an age not so older than late Pleistocene.

The possible genetic conditions deduced from pedological studies seem to correspond with the history of late Quaternary. The climate acquired its present monsoonal character probably since the end of the last glacial age. No extensive grass vegetation could be introduced without destruction of naturally stable forest cover under the monsoonal climate. The destruction might be accelerated under more advanced human culture starting at later stage of the pre-Jomon culture (latest Pleistocene).

1 ま え が き

腐植にとむ黒色ないし黒褐色の厚い表層土をもつ土壤として、ステップ地帯のチェルノジョーム、熱帯地方の黒色土とならんで、わが国の火山灰起源の土壤（Ando Soil として世界に紹介されている。Thorp et al, 1949）が有名である。一方、火山灰でない母材を主体とする土壤の中にも腐植を多量に集積するものの存在することが知られて来た（加藤, 1960b）。いま仮りに、この土壤に対する農民の呼称である「黒ボク」という名前をとって、前者を火山灰性黒ボク土壤、後者を非火山灰性黒ボク土壤と呼ぶこととする。ここにいう黒ボク土壤は、単にその表層の腐植に富んだ黒色の土層を指しているのではなく、その下位の褐色の土層をも含め、これらを土壤生成作用の下に土層分化して形成された統一体（土壤断面形態）とみなしているのである。両者の野外における産状のいくつかを検討してみると、「その生成が比較的新しい地質時代（洪積末以降）に始まり現在に至って

*静岡大学農学部。Fac. Agr., Shizuoka Univ.
(1964.4.1 受付)

る」という想定に到達したので、その概要を述べ、今後の作業仮説として追究してゆく場合の問題点を指摘したいと思う。この見解は野外観察を主としたので、まだいくたの未解決の面が残されているが、古土壌、古気候、古植生、考古学などの各研究分野にまたがる問題として提起し、大方の批判を仰ぎたいと思う。筆者の知る限りでは、原田光 (1957) が大火山火山灰の産状についてこの種の見解をのべたのが最初である。最近、黒鳥・大政 (1963) も西日本各地の林野土壌の調査例から、黒色土壌が赤色土壌よりも生成が新しく、その分布は新期洪積層段丘面と旧期沖積層の堆積面に限られているという推論を導いている。

2 黒ボク土壌の土壌学的性状

火山灰性、非火山灰性の両黒ボク土壌の土壌生成学的特長を比べてみると、両者の共通点は特異な腐植の大量集積、つまり、土壌有機成分の性状にある。しかし、両者は無機成分の性状でかなりの相違がある。両者の性状を対比して第1表に示した。

第1表 黒ボク土壌の性状

性 状		非火山灰性黒ボク土壌	火山灰性黒ボク土壌
断面 形態	腐植層 (A層)	黒～黒褐色、表層がより淡色の ことあり、ルーズ、碎易、屑粒状～ 粒状構造、厚い。	同 左
	下層土 (B～BC層)	黄～黄褐色 (7.5—10 YR), ちみ つ、弱い構造、重粘、しばしば斑 紋を含む。	褐色 (5～10 YR), 軽しょう, 弱い構造、乾くと柱状構造。
物 理 性	土 性	L～CL, 礫をほとんど含まず。	母材の新旧に応じて各種
	三相分布	固相 (A層で30%土, B層で40% と増大)	固相20—30%, B層でやや減少, 孔隙率大
	容積比重	>0.8 (下層土は>1.0)	<0.8
化 学 性	保水性	大	大
	腐 植	表層10%をこす。C/N比大, 腐 植化度大, R_2O_3 (とくに Al_2O_3) と結合。	表層で10%以上, C/N比各種, 腐植化度大, かなりフルボ酸を含 む。 $R_2O_3(Al_2O_3) \cdot$ アロフェンと 結合。
	酸 性	反応 強酸性, 置換酸性大 (y_1 で >10)	反応 微～強酸性, 置換酸性小 (y_1 で<5)
	燐酸 吸収 係数	中～大 1500～2000	大>2000
	置換 基特 性 活 性 Al	表層土強酸基も弱酸基とかなり共 存, 下層土は弱酸基が主。 多	表層土弱酸基多し, 下層土も同様。 多
鉱物 組成	一次鉱物	非火山起源碎屑物	火山起源, スコリア, 浮石を含む
	二次鉱物	ハロイサイト, “Al-バーミキュ ライト”, ギブサイト, 非晶質 R_2O_3 , アルカリ性で分散。	アロフェン, 非晶質 R_2O_3 , (ギブ サイト, 2:1鉱物), 酸性で分散。

無機成分の相違は、母材のちがいに起因すると考えられる粘土組成にあらわれている。すなわち、火山灰性黒ボク土壌がアロフェンを主体とするのに対して、非火山灰性黒ボク土壌がハロイサイト、Al-パーミキュライト、ギブサイトなど結晶性粘土鉱物を主体とする点である。粘土組成のちがいは、粘土の分散・凝固性、土壌の酸性、置換基の特性、物理性（三相分布、水分状態など）などの理化学性の差異をもたらしている。しかし、腐植の集積と関係するとみられる非晶質無機成分（活性の R_2O_3 ）はかなり共通点を持ち、それに関連して、磷酸吸収係数、遊離のアルミナなどの化学的性質はかなり似かよっている。非火山灰性黒ボク土壌の非晶質部分についてはさらに検討する余地がある。

有機成分も、非火山灰性黒ボク土壌での研究はかなりおこなわれているが、知られる限りでは、火山灰性黒ボク土壌のそれにかかなり近い性状を持っていると推定される。くわしくは後述する（4）。

黒ボク土壌の分類学的位置づけについてはすでに論じたことがあるが（松井他，1963）火山灰性黒ボク土壌だけを独立した成帯内性あるいは成帯性の土壌型と考える大方の意見（菅野，1961，菅野は東海地方の非火山灰性黒ボク土（磐田原）を彼の腐植質アロフェン土の赤黄色土の亜型と考えている；宮沢，1962）とは異なっており、松井他（1961）に準じて、非火山灰性のものも含めて暫定的に「黒ボク土壌」なる土壌型（成帯内性）として扱うこととする。林試の黒色土壌もこれに近い考え方である（林試，1955；河田，1959）。

3 黒ボク土壌の産状

a 非火山灰性黒ボク土壌の産状：静岡，愛知，三重県下の沿海部に発達する段丘群とその上に存在する土壌との関係を第2表に示した。この表は各地方で最も広い面積を占める段丘（中位段丘群）を一応基準にとって配列してある。この段丘群は関東の下末吉面あるいは武蔵野面に相当する公算がつよい。高位段丘群には赤色土〔暫定的に菅野（1961）に従う。古赤色土の疑がつよい（松井・加藤，1962）〕が分布する。黒ボク土壌はほとんどすべて非火山灰起源（段丘堆積物またはその風化物）で（加藤，1960b），その分布は中位段丘群以下に限られる。従ってその生成は中位段丘群形成後と考えられるが、同時期後引きつづいて（あるいは間歇的に）か、または、ある特定の時期にだけ生成されたのかは今のところはっきり断言できない。しかし、これに関連して注意すべき事実がある。(1)三方原，新所原地区などのように中，低位段丘群上にはほとんど黒ボク土壌の分布しない地域でも，最低位段丘（沖積面よりの比高5～10m）にだけは存在する。矢作川，名古屋付近では未発見であるが，最低位段丘がまだ確認されていないためかもしれない。(2)磐田原では黒ボク土壌は，それぞれ，(i)台地面，(ii)開析谷頭部の微凹地，(iii)開析谷中・下流の谷底に分布する。(iv)に分布するものは多く再堆積物であるが，(v)の一部，(i)，(ii)に分布するのは，腐植層の下位に明らかにB層の発達があり，現地において土層分化を起したことを示す。1960年磐田原北部での無土器文化遺物の発掘調査（筆者もこれに参加）の結果，石

第 2 表 東海地方の段丘面と土壌

段丘面の暫定的 区分	有度山地区	牧の原・菊川流域	磐田原地区	三方原地区
高位段丘群		◎坂部原面		◎東鴨江面
中位段丘群	●日本平面	●○牧の原面	●○磐田原面	○三方原面
低位段丘群	●国吉田面	●長者原段丘群	●合代島面	○小野口面
最低位段丘群		●最低位段丘	●野部面	●刑部面
(引用文献)	土, 1959	土, 1960 b	加藤, 1954 a	土, 1960 a 伊藤・土, 1960
新所原地区	豊川流域	矢作川流域	名古屋市内	伊勢湾西岸
◎高位面	◎上位段丘	◎ ^(三) 好母面	◎八事面	◎高位段丘群
○中位面	●中位段丘	○碧海面	○熱田面	●中位段丘群
●○低位面	●低位段丘	○越戸面	?大曾根面	●○低位段丘群
加藤, 1954 b	町田・大倉, 1960	町田他, 1962	松沢他, 1959	竹原他, 1962 黒島他, 1963

●非火山灰黒ボク土 ○黄色土 ◎赤色土

器が黒ボク土壌の A, B 層の漸移部から産出することが確認された。石器は backed blade に近い形式のものと推定された(麻生優氏による。その後同氏によって検討されている)。関東に対比すると、立川ロームあるいは上部ローム中から産出するものに相当する。第 1 図に発掘トレンチ付近の黒ボク土壌の分布と石器の産出位置を示した。黒ボク土壌の産状は上記の(i), (ii)の形式で、その両方に石器が発見されている。以上の点から、磐田原での黒ボク土壌の生成は少くとも立川ローム堆積期のある時期以後と考えなくてはならない。

上記の 2 点は中位段丘群形成後のある時期(立川ローム堆積期またはそれ以後)に黒ボク土壌が生成したことを暗示するものである。

b 火山灰性黒ボク土壌の産状: 関東地方のいわゆる関東ローム層の上半部には、暗色帯、亀裂帯と呼ばれる部分があり、諸種の検討からこれが埋没土であることが確かめられている(戸谷他, 1956; 加藤, 1962; 黒部, 1963)。これは地表部の火山灰性黒ボク土壌(黒土層・表土層と呼ばれている)に比べると、腐植の形態は似ているが(黒部, 1963)、黒味がうすく、炭素・窒素含量もはるかに小さい。その原因として、時間の経過と共に腐植が分解消失したと考えられるかもしれない。しかし、武蔵野ローム以上のローム層全体を通してみると、含有される植物珪酸体の量と炭素含量とはほぼ正の相関を示すことから

Fig. 1 Occurrence of "Kuroboku" soil at northern part of Iwabara terrace. (Base map, 1 : 3,000, based on air photography).

判断すると (加藤, 1963b), 暗色帯では腐植集積量がもともと少なかったと考えた方がよい。宇都宮ではローム層下部で例外的産状が認められる。これは後 (5) でふれる。では、

埋没土の地表露出期間が短かったのだろうか。しかし、たとえば武蔵野ロームの上面や立川ロームの下部黒バンドは、それぞれ、不整合面、けん著な連続性（関東ローム研究グループ、1956）を示すことから、決して短期間の露出とは考えられない（歴史時代の沖積火山灰に比べて）。このようなことから関東地方での、火山灰を母材とする土壤に大量の腐植が集積し始めたのは、少くとも立川ローム堆積の末期以後と推定される。同様な事実はすでに山陰の大山火山灰について原田（1957）が、また北海道の火山灰について石井他（1962）が指摘している。

c 考古学遺物と黒ボク土壤：これまでローム層研究者は、ローム層の上位の腐植に富んだ土層を「黒土層」と呼び、ローム層のはんちゆうに入れず、別個の地層単位として扱って来た傾向がある。これははなはだ奇異に感ぜられる。なぜなら、黒色を呈する層は腐植集積作用という土壤生成作用で形成されるわけで、地質学的地層とは本質的に異なり、腐植層の下限は時間層序学的な層準を指示するものでないことは明らかである。例えば、南関東や群馬では黒土層の下限は約9000年余といわれているのに、宇都宮付近ではそれが4～5000年といわれている（新井、1962；成瀬、1963）。第2図はこの関係を考察する材料として提出したものである。図ではP・Q層を火山灰としてあるが、そうでなくても以下

Fig. 2 Relationship between accumulation of humus and deposition of parent material

の考察の本質にはかわりがない。Q層は腐植の集積とほぼ平行して堆積したと仮定する。図の(1)はP層堆積後、それを母材として腐植が集積した場合で、A層の厚さは場所によって異なりうる。(根の分布・小動物の混和作用・腐植の移動などを考えれば数10cmのA層が生成しうる)。(2)はQ層の堆積と歩調を合わせて腐植の集積が行われた場合で、火山灰層は薄くて相互に識別できない。(1)/(2)は両者の中間。(3)は(2)の特殊な例で噴出源に接近した場合である。図からわかるように腐植層の下底の層準は不定である。

腐植集積の時代の判定に、埋蔵される文化遺物その他の年代指示物を利用する場合、腐植層とその母材の層準とを区別しなければ、その効力が限られてくる。たとえば、原地生成の文化遺物が、(a)腐植層下方のローム層から産出する場合、腐植の集積は同遺物の年代よりつねに新しい、(b)腐植層の下底から産出すれば、腐植の集積は同遺物と同時かそれより新しい、としかいえず、また、(c)腐植層の中ほどから産出した場合は、腐植集積と同遺物との前後関係は判断できない。これまで知られている文化遺物のうち（小林、1957；新

井, 1962; 芹沢, 1963), 無土器文化遺物は (a) の場合に, 最古の縄文文化遺物は (b) の場合にあってはまる。前者はかなり普遍性があるが, 後者は (c) の場合もあるかも知れない。従って, 確実にいえるのは, 腐植の集積 (黒ボク土壌の生成) は無土器文化時代の終期より前にはさかのぼらないということである。(すでに述べた磐田原の例は (a) に相当する)

d 黒ボク土壌の生成時期: 以上断片的な資料ながら, 黒ボク土壌の生成は洪積世でも比較的新しい時期, すくなくとも, 東海地方の中位段丘群 (下末吉, 武蔵野段丘相当?) 形成後, とくに文化遺物との関連の付くものでは無土器文化時代の終期ないしそれ以後に限定される。この最後の場合の可能性は強いが将来の問題としたい。

4 腐植集積過程に関する土壌学的知見

すでに述べたように黒ボク土壌の生成の本質は特異な腐植の大量集積にある。これまでの腐植に関する研究は火山灰性黒ボク土壌に集中し, 非火山灰性黒ボク土壌に関してはほとんど例がないので, おもに前者の研究結果より集積過程およびその環境因子を展望してみよう。

a 腐植酸の特性: 火山灰性黒ボク土壌の表層の腐植特性は, 他の陸成土壌に比べて, 黒色味の強い腐植の集積量が非常に大きく, 腐植酸のフルボ酸に対する割合もそれに比例して増大し, 腐植化のより進んだ形態 [熊田 (1958) の A₁ 型腐植酸, Hayashi (1953) の黒色腐植酸] にあることがみとめられている。つまり, 黒色味は腐植化度の高い腐植酸 (黒〜黒褐色) の絶対含量が多いことによるのである。フルボ酸 (黄色) も腐植の重要な構成物であり, 腐植酸との量比は環境因子と対応することが知られているが, その質が土壌間で差が少ないこと, 大部分は腐植酸と複合体をなしていることなどのため, ここでは直接の対象から除外した。弘法・大羽 (1963) によれば, 火山灰土の風化度が低いものから高いものに進むにつれて腐植酸の上記の特性がますます強まる (風化度の最高段階ではこの傾向は停止するが)。また, 品川 (1961) によれば, 降灰後わずか40年余の桜島火山灰土でも上記の特性がすでに明瞭に現われている。従って, 腐植酸の腐植化度の増大は, 火山灰性黒ボク土壌の生成にともなう土壌有機物の分解・合成の基本過程を示すものである。

腐植酸はフルボ酸と複合し, これがさらに無機物と結合して複合体を形成している。この有機無機複合体の安定な集積は腐植酸ならびに無機成分の質から説明される。つまり, 腐植酸は, その腐植化過程の進行にともなう構造変化 (環状炭素結合をもつ高分子の複雑な構造へと重合・縮合する) に対応して, 多価電解質に対して感受性を増して凝固しやすくなり, 活性多価カチオンとの結合によって可動性・可溶性を減じ, 酸分解・微生物の分解に対して抵抗性を増す (熊田, 1958)。一方, 火山灰母材は風化によって, Ca は流亡するが, 腐植酸を安定化させるべき R_2O_3 (とくに Al_2O_3) やアロフエンを大量に供給するのである。この有機・無機両成分の生成は相互に独立してか, あるいは規制しあって複合

体をつくりあげるのかは未解決である。

非火山灰性黒ボク土壌の腐植化が進んでいること、 R_2O_3 と結合していること（永田他，1952）から推定して、火山灰性黒ボク土壌のそれと似た特性をもつものと推定される。その腐植の研究は今後の問題である。

b 腐植酸集積の気候条件 火山灰性黒ボク土壌の地理的分布をみると、北は北海道より南はフィリピン、ジャワまで分布し、温度条件よりも降雨条件の方が腐植の集積に好都合なようである。また 1 地域（日本、ジャワなど）をくわしく見ると、低所よりも高所に、あるいはより多雨または乾季のより短い地区で腐植酸の集積が多いことも示されている（足立，1963；Dudal et al., 1960）。足立は Tyurin のいうヒューミン酸（腐植酸）の生成作用の 1 つである部分的酸化作用説をとり入れて、ヒューミン酸対フルボ酸の量比の大きい南九州・東北・裏日本・中央高地を、とくに春先の土壌気候（湿潤、通気性の制限）によって説明している。一方、腐植酸の腐植化の進行は脱窒素・脱水素縮合反応であり、一種の脱水（乾燥）過程である。泥炭や水田では腐植化が低いことや、品川（1960）の桜島火山灰での研究、河田（1959）の褐色森林土での研究でも、適度の湿潤環境が腐植化の進行に好都合なことがわかる。以上要するに腐植酸の集積条件として、量的側面では湿潤な、通気の制限される条件が、質的側面（腐植化度の進行）ではむしろ適度に乾燥する条件が適合するように見える。このように考えると日本の湿潤と乾燥をくり返すモンスーンの気候条件が好都合である。

c 植生との関係：草原（ススキ・チガヤなど）下で腐植の大量集積がみられること、以前、草原であったところが森林化すると、あるいは以前の植生はわからなくても現在森林下にある黒ボク土は、表層が褪色すること、腐植量とイネ科草本に由来すると考えられる植物珪酸体含量とが正の相関を示すことなど（Kanno et al, 1958；加藤，1960a），腐植の給源が草本植物にあることを示す事実が多い。黒鳥ら（1963）は西南日本の黒色土壌が過去の沼沢性堆積物の遺物であると推定しているが、筆者の観察した範囲では、まだこのような例が見つかっていない。

d 母材との関係：火山灰性黒ボク土壌に腐植が大量集積することは火山灰の特異な風化様式（活性 R_2O_3 やアロフェンの生成）と結びつけて説明されている。1 つは R_2O_3 やアロフェンが両性的性質、つまり、生成条件の pH の範囲で陽荷電を帯びるため腐植酸と結合しやすいこと、他は、アロフェンが土壌構造や水分特性に与える影響、つまり、水分保持量が多く、かつ通気性もよいことが腐植集積に有利な土壌気候となることが理由として挙げられている。一方、非火山灰性黒ボク土の無機組成はアロフェンを主体としないが、粘土組成からみると無機成分の風化過程はかなり進んでおり、遊離の R_2O_3 、とくに活性アルミナが多く生成され、これが腐植酸の重要な安定剤となっていること、また、断面の下層土は黄色味がつよく、時に斑紋を含み、水分環境はかなり湿潤である。これも腐植酸の

量的集積に好ましい条件を与えている。つまり、火山灰性、非火山灰性を問わず、黒ボク土壌の特異な腐植集積は R_2O_3 (あるいはアロフェン) の生成と水分環境という共通の要因によって支配されていると考えられる。

e 腐植層の分化：黒ボク土壌の腐植層がさらにいくつかに分けられることがある。腐植層の下部の方がより黒く、より炭素量が多いことがしばしばある。このような分化の起る機構として(1)母材の堆積と平行して起る腐植の集積が一様でない。(2)腐植層が侵蝕され他の腐植層の上に再堆積する。(3)植生の変遷(例えば草原から森林へ)。(4)腐植の滲潤・集積(腐植層序の形成)などが挙げられる。これらは特殊な例についてだけ明らかにされているのにすぎない。前述(3, c)とも関連し、腐植の集積過程を探索する重要な問題で、今後の研究が期待される。

5 黒ボク土壌生成(腐植集積)に関する地史的問題

上述の腐植集積に関する土壌学的知見を黒ボク土壌の推定生成年代と結びつけて考えた場合、洪積世末から沖積世にかけての地史的背景とどのような関連を見出すことができるだろうか。

a 気候に関する問題：土壌学的知見から黒ボク土壌生成の気候的条件として、乾季と雨季の明瞭なモンスーン式気候が示唆された。世界的にみても火山灰性黒ボク土壌は西部太平洋から東南アジアにかけて集中的に存在する。小林他(1955)や貝塚(1962)が指摘したごとく、Würm氷期極盛期の本邦付近の気団配置は、極気団の拡大により全体として南にずれ、前線帯も南寄りに位置し、夏季の梅雨現象や台風来訪も稀で、モンスーン的な南北気団の顕著な交替はなかったと考えられる。しかし、後氷期に入ると気団配置はほぼ現状に近く、モンスーン的性格の気候に変わったのであろう。さきに推定した黒ボク土壌の生成の始まりはちょうどこの時期と一致する。

これに関連して興味あるのは、北関東宇野宮の A₃₁ ロームである [A₃ ロームはほぼ下末吉ロームに対比される(阿久津, 1957)]。このローム上限の埋没土は植物珪酸体(イネ科草本起源)がいちじるしく多い(30~59%)のに全炭素は極めて少い(1%) (加藤, 1962 b)。植物珪酸体含量から推定すれば7~8%の全炭素量がなくてはならないので、腐植が時間とともに分解消失したと考えられる。同ロームの粘土鉱物は加水ハロイサイトが主体であること(松井, 1960)から、アロフェンの結晶化にともなって腐植が不安定化したのではないだろうか。もしそうなら、埋没土生成時の腐植量は現在見られる黒ボク土壌に匹敵する。いわば化石黒ボク土である。これから下末吉ローム期末期の古気候が現在(あるいは後氷期)と同様だったと推定できないだろうか。羽鳥他(1962)が下末吉ロームより新しい武蔵野台地の形成は下末吉台地形成と一連のもので、第3間氷期の後期に当ると述べている点と共通して興味がある。今後さらに検討されるべき問題である。

b 植生に関する問題：黒ボク土壌の腐植給源植生は草原であると指摘されているが、

現在の日本のような温暖湿润気候下では、極盛相としての植生は当然森林であって、半乾燥の大陸に見られるような大規模な草原は発達し得ない。沖積世初期以来現在といちじるしく気候の変ったことを示す資料もない(小林, 1957)。それゆえ、沖積世での草原の発生は、山火事や人為的野火や伐採によって導入されたと考えなくてはならない。無土器文化末期から縄文文化期にかけて、人類の活動はますます活発になり、森林の破壊を促進したであろうことは容易に想定される。推定された黒ボク土壌の生成の開始がこの時期に当るのも偶然ではないと思われる。

以上要するに、黒ボク土壌生成(腐植集積)の地史的条件も、その産状から推定された洪積世末以降にようやくととのって来たと考えられるのである。この想定が一層確実となるためには、黒ボク土壌(とくに非火山性の)の生成過程の詳細な解析、産状の広汎な検討とともに、古気候・古植生・考古学遺物に関する知識の蓄積が切望される次第である。

この小論を草するに当り、資源科学研究所松井健博士・静岡大学農学部永田武雄教授からの御教示に負うところが多大であった。厚く御礼申し上げる。

参 考 文 献

- 足立嗣雄 (1963) : ペドロジスト, **7**, 2—14.
阿久津純 (1957) : 地球科学, (33), 1—11.
新井房夫 (1962) : 群馬大紀要, 自然科学, **10**, (4), 79pp.
Dudal, R. et al. (1960) Trans. 7th Intern. Congr. Soil Sci., Vol. IV, 229—237 (筆者抄録: ペドロジスト, **5**, 118)
Egawa, T. et al. (1963) : Soil Sci. and Plant Nutr., **9**, 111—116.
羽鳥他 (1962) : 第四紀研究, **2**, 69—90.
原田 光 (1957) ペドロジスト, **1**, 2—4.
Hayashi, T. (1953) : J. Fac. Agr. Tottori Univ., **1**, 125—134.
石井・近堂 (1962) : 地球科学, (62), 29—45.
伊藤・土 (1960) : 静大教育研報 (11), 101—104.
貝塚爽平 (1962) : 第四紀研究, **2**, 159—160.
Kanno, I. et al. (1958) : Soil and Plant Food, **4**,
菅野一郎 (1961) : 九州農試集報, **7**, 1—186 ; 187—306.
加藤芳朗 (1954a) : 静大教育浜松分校研報, (4), 84—91.
—— (1954b) : 静大農研報, (4), 107—110.
—— (1960a) : 土肥誌, **30**, 549—552.
—— (1960b) : 土肥誌, **31**, 25—28.
—— (1961) : 土肥誌, **22**, 328—332.

- 加藤芳朗 (1962a) : 土肥誌, **33**, 513—516 ; 517—520.
—— (1962b) : 地球科学, (62), 11—19.
—— (1963a) : 粘土科学の進歩, (4), 311—325.
—— (1963b) : 第四紀研究, **3**, 59—61.
関東ローム研究グループ (1956) 地質雑, **62**, 302—316.
河田 弘 (1959) : 林野土壤調査報告, (10), 1—108 [河田 (1960) ペドロジスト, **4**, 86—93]
熊田恭一 (1958) : 農業及園芸, **33**, 1019—1022 ; 1169—1172 ; 1333—1336.
黒部 隆 (1963) : 土肥誌, **34**, 181—184 ; 203—204.
黒鳥 忠・大政正隆 (1963) : 林野土壤調査報告, (13), 1—88.
小林他 (1955) : INQUA 日本支部連絡紙, (11), 25—34.
小林国夫 (1957) : 新生代の研究, (23), 19—31.
弘法・大羽 (1963) : 日土肥昭38年秋季大会演旨, 6.
町田・大倉 (1960) : 地理評, **33**, 551—563.
町田他 (1962) : 地理評, **35**, 505—524.
松井 健 (1960) : 粘土科学の進歩, (2), 229—241.
松井他 (1961) : 資源研彙, (54—55), 35—55.
松井・加藤 (1962) : 第四紀研究, **2**, 161—179.
松井他 (1963) : 第四紀研究, **3**, 40—58.
松沢・嘉藤 (1959) : 名古屋および付近の地質, 愛知県建築部.
宮沢数雄 (1962) : 土肥誌, **33**, 317—321.
永田・松田 (1952) : 静大農研報, (2), 216—228.
成瀬 洋 (1963) : 第四紀研究, **3**, 94—109.
太田他 (1963) : 地理評, **36**, 617—623.
林業試験場 (1955) : 国有林林野土壤調査方法書, 47pp.
芹沢長介 (1963) : 第四紀研究, **3**, 67—71.
品川昭夫 (1960) : ペドロジスト, **4**, 98—111.
竹原・木村 (1962) : 第四紀研究, **2**, 188—195.
Thorp, J. et al. (1949) : Soil Sci., **67**, 117—126.
戸谷・貝塚 (1956) : 地理評, **29**, 339—347.
土 隆一 (1959) : 地理評, **32**, 642—652.
—— (1960a) : 東北大理科報告, 特別号, 4 巻.
—— (1960b) : 地質雑, **68**, 639—653.