

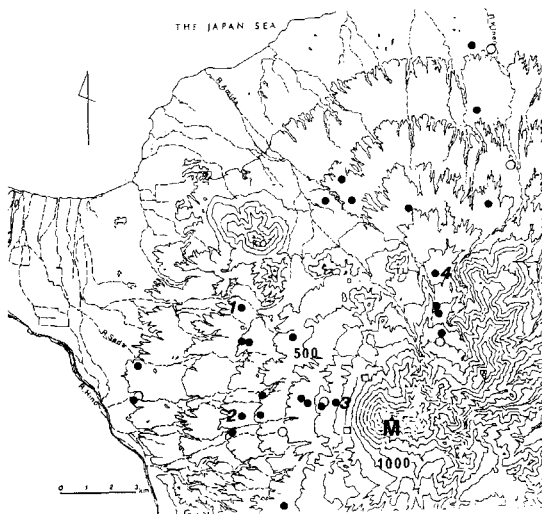
大山火山麓における土壤腐植の生成と集積条件

青木久美子

1. はじめに

土壤は土壤生成因子の影響を受け、地表環境を強く反映して生成される。すなわち、現土壤は現在の自然環境下に生成したものであり、現土壤に対して地質時代に生成したものが古土壤である。ところで、土壤腐植^{a)}は環境特性、特に水熱環境や植生環境に応じて生成、集積される。腐植の生成段階はその環境特性のもとに平衡段階に達し、その平衡は環境特性が変化しない限り持続する。しかも土壤有機物の集積は比較的短時間(10²~10³年)で平衡に達するといわれる¹⁾。また火山灰土壤には腐植化度の高い腐植、すなわち腐植物質が集積されていく程度の高い腐植が集積される。しかも腐植化の進んだ腐植は安定しているといわれ、火山灰土壤の腐植化のピークは4000~5000年経過後とされる²⁾。以上のことを考え合わせると、火山灰土壤では腐植を用いて完新世(約1万年前)までの古環境を復元することができると考えられる。

本研究の目的は、ヒブシサーマル期^{b)}における腐植集積域(腐植の集積が進んでいる地点からなる地域、具体的には有機炭素含有量が高いところ)を、現在のそれと比較することにより、ヒブシサーマル期における腐植生成の水熱環境を推定し、また各々の時期のPg吸収^{c)}の発現分布の差異により植生環境の推定を試みることである。ところで、土壤腐植を用いて古環境を調べた研究には渡辺^{3,4)}による北関東の事例がある。そこで、本研究では北関東に比べて降水量が多く、気候条件の異なる鳥取県大山火山を対象地域に設定した。なお、大山火山の北麓から西麓にかけて火山山麓が保存されていると考えられるので、本研究では日野川と甲川に挟まれた北~西麓を調査地域とした。またサンプリングを行う際には特にその地点の高度に気を付け、100mごとに1地点は土壤採取するようにした。そのため、ある高度で好露頭がない場合には採土器を用いて垂直試掘ないし表土のみのサンプリングを行った。調査地域とサンプリング地点を第1図に示す。



- ：露頭で土壤採取した地点
- ：垂直試掘により土壤採取した地点
- ：表土のみを土壤採取した地点

地点名(地図上の記号・番号と対応)

- 1：赤松(260m)
- 2：小林(350m)
- 3：樹水高原(680m)
- 4：牧場脇(540m)
- M：弥山

第1図 調査地域とサンプリング地点

2. 埋没土の考察

新しい堆積物に埋没した土壌を埋没土壌というが、埋没土壌は必ずしも古土壌とは限らない。しかし、本研究では埋没土という語を、単に新しい堆積物に埋没しただけでなく、新たな被覆物下に埋没することにより埋没時までの生成環境の特性を残しているという、古土壌的側面をもつ埋没土壌の場合に使うことにする。

埋没土の判定基準として一般に有機炭素量、植物珪酸体含量、重鉱物風化度などが挙げられるが、本研究では、土壌断面調査と、土色、有機炭素含有量、炭素率、一次鉱物組成の分析結果に基づいて大山火山麓における埋没土の認定を行った。

大山火山北～西麓には、層厚60～70cmの腐植層と漸移層、黄褐色火山灰層からなる土壌断面が広く見いだされる。さらに、この腐植層の中でも地表から30～50cmのところには、肉眼でも特に黒味の強い層位が認められる。またこの型の他に腐植層が灰黄褐色火山灰層やパミス層により二分されている土壌断面も2地点で見いだされた。こ

れらの2つの型の土壌断面を第2図に挙げる。

以下に分析方法と結果を示す。

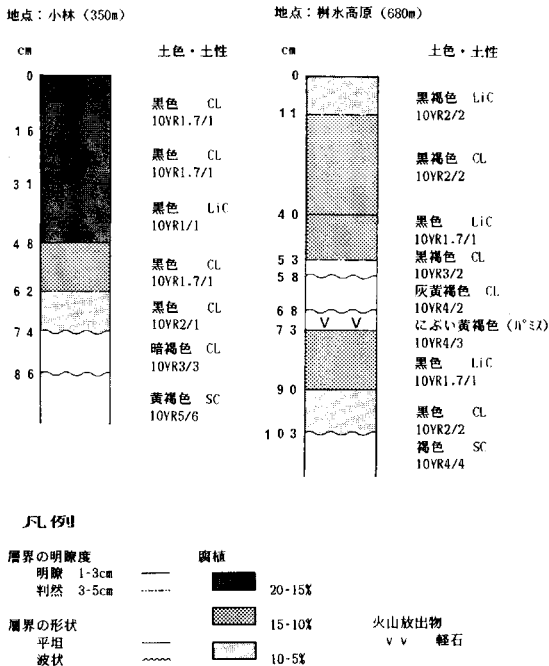
土色は、湿潤土と風乾土をマンセル表色系にしたがって判定した。同時に腐植層の黒さを客観的に判定するために、風乾土について色差計（東京電色TC-3600型）を使用してI. C. I表色系の土壌明度（Y）を測定した。その結果、地表から30～50cmのところ為特に黒味が強い（土壌明度Yが低い）全層厚60～70cmの腐植層と、その下位が厚さ10cmの漸移層（10YR 4/3）をへて、これらの直接の母材と考えられる黄褐色火山灰層（10YR 5/6）になる土壌断面が多く認められた。

有機炭素含有量（C%）は風乾細土を用いてチューリン変法により測定した。炭素率（C/N）は、風乾細土を用いてCNコーダー（柳本MT-500）により有機態の炭素含量と窒素含量を測定した値から求めた。黒味の強い層位でC%はその直上の層位よりもやや高くなり、炭素率は上昇する傾向が認められた。

一次鉱物組成は、有機物を分解し超音波をかけた試料をさらに脱鉄処理を行った上で、沈降法とふるい分けにより0.2～0.1mmの画分をとりだし、実体顕微鏡で鑑定した。分析試料は露頭で断面観察を行った地点のうち高度を考慮して9地点を用いた。各地点ともほぼ同じ一次鉱物組成を示す。有色鉱物では角閃石が最も多く、ついで紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱の順であり、黒雲母はほとんどみられない。このような結果は大山由来のテフラの一次鉱物組成の特徴に近い⁹⁾。無色鉱物では長石類が全体の60～80%を占め、次に火山ガラスが多く、石英は少量含まれる。このうち火山ガラスは、黒味の強い層位で多くなり、漸移層、黄褐色火山灰層で少なくなる傾向が明瞭に認められた。また火山ガラスの形態はすべてバブル型平板状かバブル型Y字状であった。

埋没土の認定に際しこれらの分析結果の中で火山ガラスに着目した。火山ガラスは火山噴出物の一種で、降下テフラに含まれる。一次鉱物を調べた9地点全てに火山ガラスの密集層が存在し、その密集は黒味の強い層位に対応した。この火山ガラスの密集層を埋没土の認定の第1の指標とする。

またこの火山ガラスの密集層は攪乱の少ない表層からバブル型平板状の火山ガラスの密集帯として容易に検出される鬼界アカホヤ火山灰⁹⁾にあ



第2図 土壌断面図

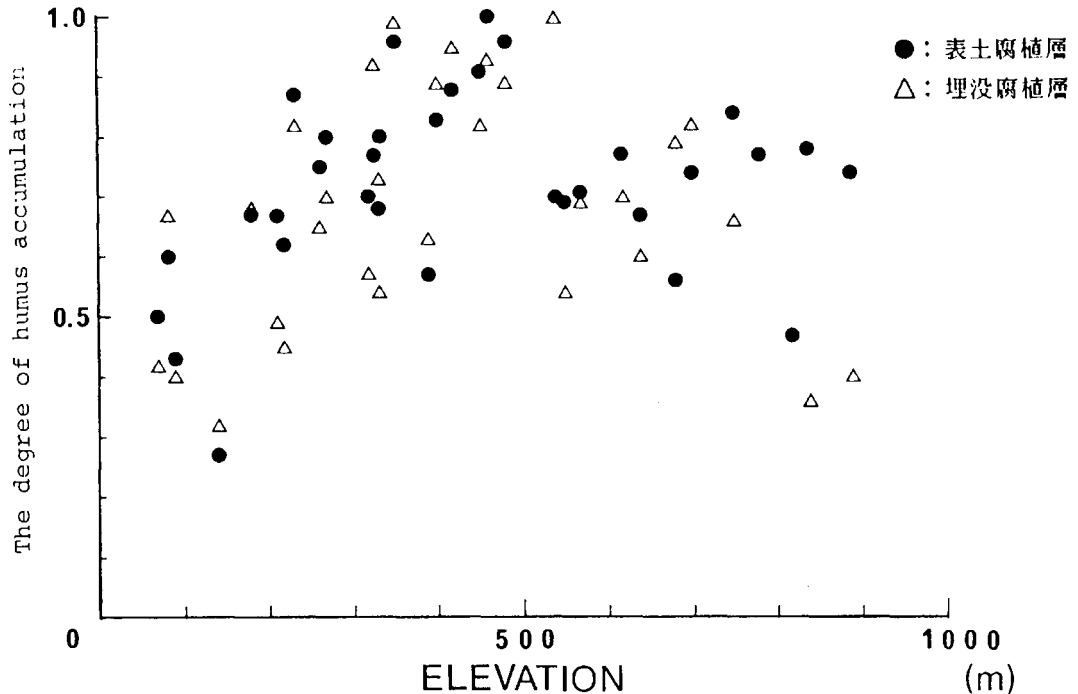
たるのではないかと考えられる。この考えを裏付けるように、牧場脇の第4層の¹⁴C年代^{d)}は4740±90y.B.P. (Gak-15129) という測定値が得られた。したがって本研究で埋没腐植層と認定する層位はアカホヤ火山灰の降下した時期に生成したものと見なして差し支えないだろう。

しかし火山ガラスについて33地点中9地点しか分析値を得なかったので、火山ガラスに代わる指標があるかどうか考えた。その結果火山ガラスの密集層位に最大値をもつ他の分析値は、炭素率であった。炭素率は風化段階の進行とともに上昇するが、最も風化の進んだ階段ではやや低下する傾向をもつ⁷⁾。また腐植酸^{e)}の炭素率は埋没後の時間の経過とともに大きくなり⁸⁾、相対的に土壌年代の新旧を推定しうる⁹⁾。これらのことを考え合わせれば、炭素率は埋没土の認定の相対的な指標となりうる。それに加えて、C%が高いことや、黒味の強いことも埋没土の認定の補助的な指標とした。以上の指標を用いて埋没土の認定を行った。

3. 腐植の集積と腐植化

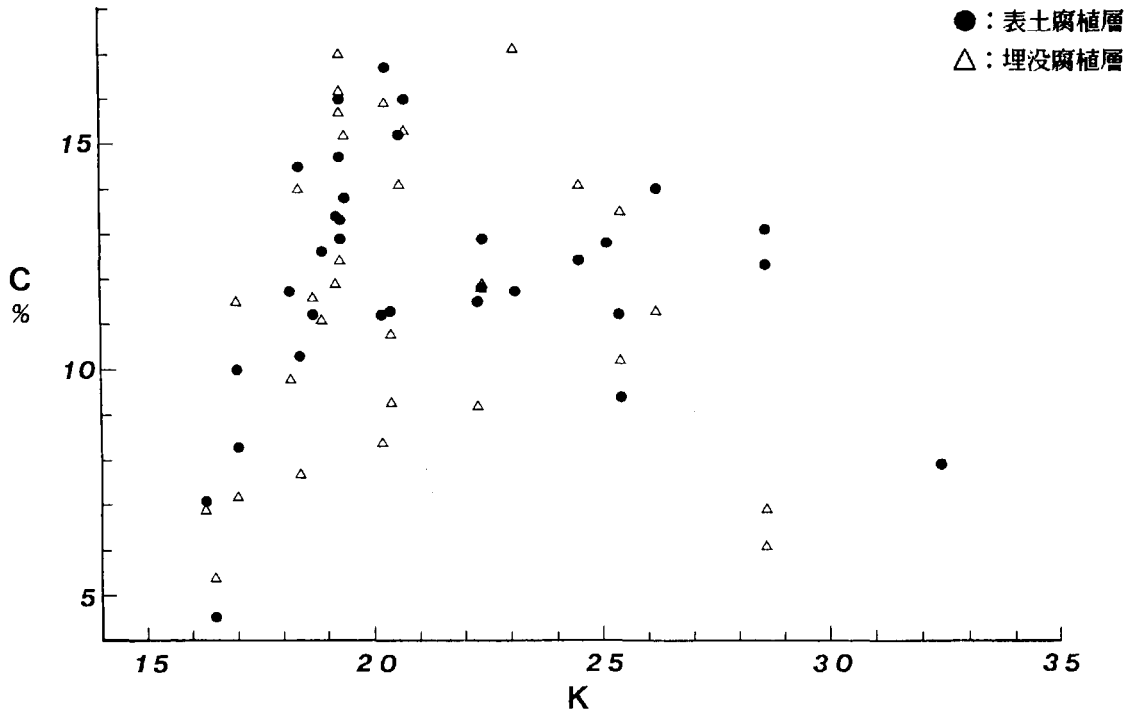
大山火山北～西麓における腐植集積度（腐植の集積の度合）と標高との関係を第3図に示す。この図において腐植集積度とは、表土腐植層と埋没腐植層におけるC%を各々の最大値で割った相対値である。ここで埋没腐植層とは埋没土と認定した層である。第3図で腐植集積度が0.9以上のところをみると、表土腐植層では350-480mに、埋没腐植層では330-540mのところに腐植の集積域があり、腐植の集積域は表土腐植層と埋没腐植層とではほぼ同じである。

土壌の生成作用は気候環境、特に水と密接な関係がある。本研究では東アジアにおける気候と植生帯との対応を検討した吉良の乾湿指数 (K)^{f)}を気候指数として採用した。ところで腐植の集積は土壌中の動植物の存在や活動に影響を及ぼす気温や降水量などの気候環境に規定される。そこでこ



第3図 腐植集積度と標高の関係

$$\text{腐植集積度} = (\text{C}\%) / (\text{各々の層のC\%の最大値})$$



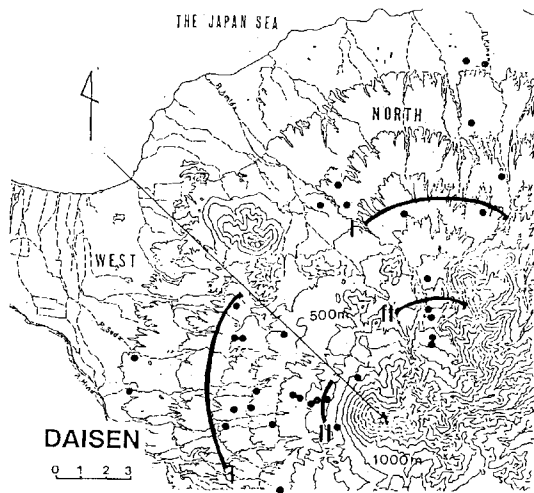
第4図 吉良の乾湿指数 (K) と有機炭素含有量 (C%) の関係

のK値とC%の関係を考える(第4図)と、K=23の埋没腐植層を除けば、表土腐植層と埋没腐植層における腐植集積域はともにK=18.5~21の範囲で示される。またこの乾湿指数と土壌腐植の集積との関係については、気候条件の異なる日光、赤城、十和田と大山において、表土腐植層の腐植集積域のK値がほぼ等しいことが確かめられた⁹⁾。

大山火山麓における火山灰土壌の腐植化過程とPg吸収の発現分布を調べるために熊田他の分析方法に準拠して腐植の形態並びに腐植酸の吸光特性を分析した。供試試料は空間的に偏らないように、そして特に標高の高い地点のデータが得られるように18地点を選んだ。そのうち2地点は表土層のみである。また全層位の分析を行えないものは表土腐植層と埋没腐植層だけでも分析を行った。その結果、表土層のみの地点を除いた全地点で埋没腐植層は表土腐植層よりも腐植化度が高かった。

Kumada¹⁰⁾により明らかにされた腐植酸の特異な吸収はその後Pg吸収と名付けられた。Pgの起

源は、土壌の糸状菌の菌核の代謝産物であると推定されている¹¹⁾。またPgの生成に好適な条件は、寒冷多湿や落葉広葉樹などの木本植生と関わっているとされる^{12,13)}。これらのPgについての研究成果に筆者も着目し、表土腐植層と埋没腐植層におけるPg吸収の発現変化から、それに応じた気候・植生環境を復元することが出来ないかと考えた。吸光曲線の形状を客観的に捉えるためにK615/600とK610/600という指標を考え、K615/600=0.85の境界をPg吸収の0(吸収帯が無い)と±(615nmに弱い肩状吸収がある)の分かれ目と判断した。Pg吸収の発現分布を第5図に示す。この図の境界線はPg吸収の0と±の境を示す。Pg吸収の分布下限は埋没腐植層の生成期には表土腐植層の生成期よりも高所に移動していることが認められる。ところでPgは各層においてその場で生成され、下方へ移動しにくいものであり^{13,14)}、分解されにくいものと考えられる¹⁵⁾ことから、Pg吸収の発現分布の差異は腐植層生成当時の気候・植生の差異を反映しているものと考えられる。



I : 表土腐植層 II : 埋没腐植層

第5図 Pg (腐植酸の緑色色素) 吸収の発現分布

4. 生物・気候環境の変化

大山火山北～西麓には第6図に示すような土壤腐植特性をもつ地点が多く存在し、この図では第4層を埋没腐植層と認定した。

さて腐植の集積とは動植物により土壌に加えられた有機物の量と微生物によるその有機物の分解量の差で示される。有機物の生産量と分解量が温

度と水分条件に規定されるために、腐植は気候環境に敏感に反応する。第3図と第4図から、腐植を集積する最適な水熱条件が現在も過去も変わらないとするならば、埋没腐植層生成期、すなわちヒプンサーマル期には、降水量が現在よりも多かった可能性があると考えられる。また第5図の結果より埋没腐植層の生成期には、大山山麓の植生環境は樹木植生よりも草本植生が優勢で、現在より高所に草本植生が分布していたと考えられる。だがこの植生変化の原因として気候ばかりでなく、例えば人為的影響なども考えられる。ただしPg吸収を用いた古環境復元は、さらに研究事例を重ねる段階にある。

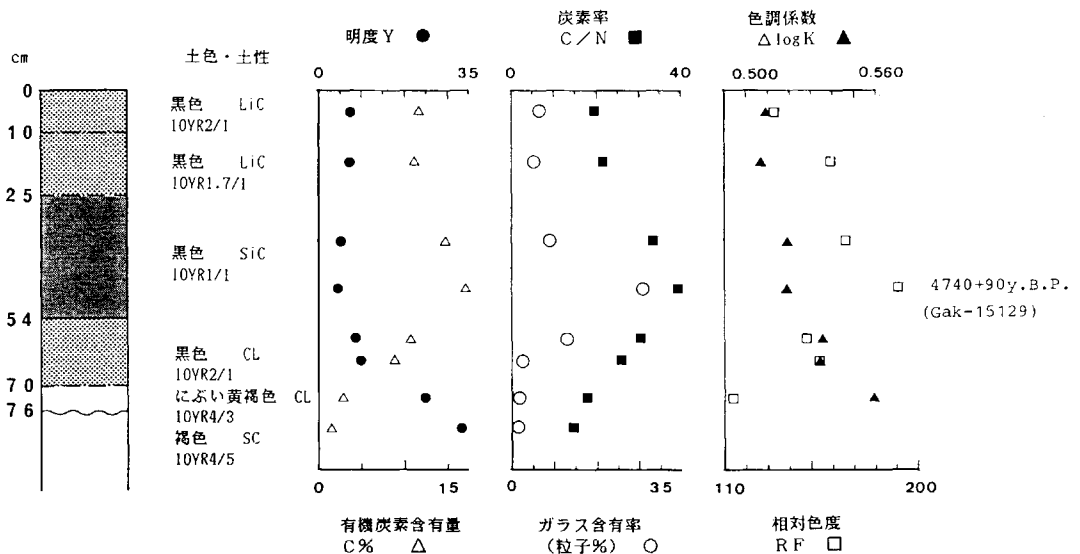
以上より、大山火山麓における埋没腐植層生成期には、現在よりも湿潤であったと推定させるものである。

ただしこの結論は、大山火山においてヒプンサーマル期以降の地殻変動などによる地盤の隆起・沈降の量は考慮する必要のない程度の量であることを前提としている。

注

a)本研究では土壤有機物と同様である。

b)9000-4000年前の現在よりも温暖な時期の中で、6500-5500年前の特に温暖な時期をいう。全世界的に高



第6図 土壤断面と土壤腐植特性

温で年平均気温は現在よりも2～3℃高温であったと考えられている。

c) 後述。腐植酸の緑色部分をPgという。

d) ^{14}C 年代は土壌が生成した本当の年代を示すものではなく、土壌腐植を構成するさまざまな ^{14}C 年代を平均した見かけの平均残留時間と解釈される。

e) 腐植は化学的には腐植酸、フルボ酸、ヒューミンに分類される。

$$f) \text{WI} = \sum_{n=1}^{12} (t_n - 5) \quad (t_n \geq 5^\circ\text{C})$$

$$K = P / (\text{WI} + 20) \quad (\text{WI} \leq 100)$$

$$K = 2P / (\text{WI} + 140) \quad (100 \leq \text{WI} \leq 200)$$

ここで、P：年降水量， t_n ：月平均気温

引用文献

- 1) Birkeland, P. W. (1974) : Pedology, Weathering and Geomorphological Research. Oxford Univ. Press, 258p.
- 2) 坂上 寛一 (1988) : 腐植からみた土壌と年代. ペドロジスト, 32, 181-188.
- 3) 渡辺 真紀子 (1987) : 男体火山東麓における土壌腐植特性の垂直分布と水平分布. 地理評, 60, 251-264.
- 4) 渡辺 真紀子 (1988) : 火山灰土壌の腐植特性の空間分布の推移にみる環境変化-赤城火山南麓における事例-. 地学雑誌, 97-7, 684-696.
- 5) 山田 一郎・庄司 貞雄 (1984) : 大山および三瓶山由来のテフラの種類と一次鉱物組成. 日土肥誌, 55-2, 167-172.
- 6) 町田 洋・新井 房夫 (1978) : 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰. 第四紀, 17-3, 143-163.
- 7) 弘法 健三・大羽 裕 (1974) : 火山灰土壌有機物

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). 日土肥誌, 45-5, 227-233.

- 8) Yoshida, M. and Kumada, K. (1979) : Studies on the properties of organic matter in buried humic horizon derived from volcanic ash, V. Humic acids in buried humic horizon. Soil Sci. Plant Nutr., 25-4, 581-589.
- 9) 渡辺 真紀子・坂上 寛一・大倉 利明・青木 久美子 (1991) : 気候の空間的分布との対応からみた火山灰土壌の腐植集積条件. 日本地理学会予稿集, 39, 36-37.
- 10) Kumada, K. (1955) : Absorption spectra of humic acids. Soil and Plant Food, 1, 29-30.
- 11) Kumada, K. and Hurst, H. M. (1967) : Green humic acid and its possible origin as a fungal metabolite. Nature, 214, 631-633.
- 12) Kumada, K., Sato, O., Osumi, Y. and Ohta, S. (1967) : Humus composition of mountain soils in Central Japan with special reference to the distribution of P type humic acid. Soil Sci. Plant Nutr., 13-5, 151-158.
- 13) Sato, O. (1976) : The distribution of Pg (green fraction of P type humic acid) and the degree of humification of Pb (brown fraction of P type humic acid) in soils of central Japan. Soil Sci. Plant Nutr., 22-2, 159-167.
- 14) Nakabayashi, N., Wada, H. and Takai, Y. (1982) : Distribution patterns of Pg fraction of P-type humic acid and iron in a dark brown forest soil. Soil Sci. Plant Nutr., 28-2, 217-223.
- 15) 黒部 隆 (1963) : 立川ローム層の腐植に関する生成学的研究 (第1報). 日土肥誌, 34-5, 181-184.

Die Entstehung des Humus im Boden und die Bedingungen des Humusakkumulation am Fuß des Vulkans Daisen.

Kumiko AOKI