

# 桜島火山灰土の腐植集積過程に関する研究

品 川 昭 夫

## Further Accumulation of Humus on the Volcanic Ash Soils Originated from Volcano Sakurajima's Ashes

AKIO SHINAGAWA

(Laboratory of soil science)

目	次
第 I 章 緒 言	155
第 II 章 腐 植 の 集 積	157
第 1 節 供 試 土 壤	157
第 2 節 腐 植 の 量 と 質	158
第 3 節 土 壤 の 粒 度 と 腐 植	164
第 4 節 土 壤 の 生 成 場 所 と 腐 植	166
第 5 節 土 壤 温 度 と 腐 植	168
第 6 節 植 物 と 腐 植	171
第 7 節 2 価 及 び 3 価 の 塩 基 と 腐 植	173
第 8 節 考 察 及 び 結 論	176
第 III 章 腐 植 酸	177
第 1 節 供 試 土 壤 及 び 腐 植 酸 調 製 法	177
第 2 節 紫 外 部 及 び 可 視 部 の 吸 収 ス ペ ク ト ル	177
第 3 節 元 素 組 成	179
第 4 節 X 線 ス ペ ク ト ル	180
第 5 節 赤 外 線 ス ペ ク ト ル	181
第 6 節 形 及 び 平 均 分 子 量	184
第 7 節 考 察 及 び 結 論	184
第 IV 章 無 機 物 と 腐 植	186
第 1 節 1 次 鉍 物	186
第 2 節 粘 土 試 料 調 製	190
第 3 節 Mg 還 元 法 に よ り 溶 解 す る 部 分 の 化 学 的 組 成	190
第 4 節 粘 土 (<2 $\mu$ ) の 示 差 熱 分 析	192
第 5 節 粘 土 (<2 $\mu$ ) の X 線 ス ペ ク ト ル	193
第 6 節 粘 土 (<2 $\mu$ ) の 赤 外 線 ス ペ ク ト ル	194
第 7 節 考 察 及 び 結 論	195
第 V 章 総 括 及 び 摘 要	196
引 用 文 献	198
英 文 抄 録	201

## 第 I 章 緒 言

火山灰土壌の生成論的研究は、日本では、原田<sup>20)</sup>、菅野等<sup>55)56)57)59)60)61)92)</sup>、佐々木<sup>100)101)102)</sup>及び松井等<sup>85)89)</sup>の報告があり、ニュージーランドでは、TAYLOR<sup>106)107)</sup>及びFIELDER等<sup>8)12)13)14)15)16)</sup>が貴重な業績を挙げている。上記の研究者は、いずれも、土壌母材である火山灰とその火山灰から生成した土壌の鉍物組成、二次的に生成したゲル状物質並びに粘土鉍物の種類と量から土壌生成を考察しており、火山灰土の腐植については殆んど言及していない。

日本の火山灰土壌は、母材である火山灰の理化学的性質、鉍物の種類、気候及び堆積場所の地形がかなり異なっているにも拘らず、表層土には多量の腐植が集積している。そのために、黒土<sup>85)</sup>、Ando soil<sup>103)</sup>などと呼ばれることがある。

火山灰土壌の腐植については、諸外国では殆んど研究が行われていないが、日本においてはかなり多くの研究成果が挙げられている。伊藤<sup>44)</sup>、大杉<sup>94)</sup>、林<sup>22)~34)</sup>、細田<sup>35)~41)</sup>、小坂<sup>66)~73)</sup>、等は、火山灰土壌の腐植酸は腐植化度が極めて高いことを明らかにし、かつ腐植酸と礫土との結合が強く現われていると推定した。熊田<sup>74)~83)</sup>によれば、腐植酸の腐植化度は、黒泥土、火山灰土、沖積乾田及び沖積湿田と一方向的に系列づけることが出来、元素組成、塩基置換容量、加水分解性窒素割合、酸化に対する安定性、電解質に対する感受性等の諸性質が規則的に変異することがわかった。然しながら、火山灰土における腐植の集積量増加過程並びに腐植の質の変化過程については、未だに不明な点が多い様である。

一般的には、腐植の集積は気候の函数として表現出来ると考えられている。WELTE<sup>112)</sup>は腐植の集積を、

$$\begin{aligned} \text{Humus} &= f_I(\text{Klima}) - f_{II}(\text{Klima}) \\ f_I(\text{Klima}) &= \text{Organ. Substanzbildung} \\ f_{II}(\text{Klima}) &= \text{mikrobielle Aktivität} \end{aligned}$$

なる式で表わし得ると考えた。

JENNY<sup>48)</sup>は土壤有機物の量を土壤の全窒素含量で代表させ、窒素の量は下記の式に示す如く気温と降雨量の函数であると述べた。

$$N = 0.55e^{-0.087(1 - e^{-0.005m})}$$

$N$  = 表層土の全窒素,  $T$  = 年平均気温,  $m = N - S$  係数,  $e$  = 自然対数の底

内山<sup>110)</sup>は栃木県の黒色火山灰土壤に JENNY の式を適用したが、実測値は計算値と著しく異なることを認めた。従つて、内山<sup>110)</sup>は、日本の火山灰土表層の腐植含量は、米国あるいは欧州諸国で見られる成帯土的な、気温と湿度の影響によつて生じる含有量の函数値に適合せず、全く異なつた生成因子に支配されるものと考えねばならぬと述べ、土壤母材である火山灰の物理学的並びに化学的性質にその因子を求めている。

腐植の集積量が増加するためには、土壤に供給される有機物の量が、分解及び溶脱される有機物量よりも多いことが必要である。以下において、腐植集積過程に対する諸研究者の見解を日本の火山灰土壤に適用してみる。

日本は、一般に温暖多雨であり、多種類の植物の生育に好適な気候条件を呈している。火山灰土壤は、概して、土性が精で容水量が大きく、さらに TAYLOR<sup>106)</sup>が指摘している様に水の滲透速度が大である。ゆえに熊田<sup>81)</sup>は、火山灰土では、その特異な物理性、特に容水量が大きいことが草木の旺盛な繁茂を可能ならしめ、豊富に供給される有機物から、良好な通気状態の下で、腐植化度の高い腐植が生成されると推定した。内山<sup>110)</sup>は、火山灰は極度に空隙性であり通気が良好なので、風化初期には、大気条件は多雨湿潤であつても、土壤気候は乾燥型が支配し易いゆえに草原が生成し、草が多量の有機物を土壤に供給すると考えた。川村<sup>63)</sup>も、火山灰は現在過去を通じて草原を生成する 경우가多く、腐植の大部分は草原時代に集積すると考えた。一般的には、同一気候地帯においては森林の方が草原よりも有機物生産量が多い<sup>49)</sup>のであるが、KÖENEKAMP<sup>64)</sup>が指摘した如く、植物の地上部よりも地下部の方が腐植材料として重要であり、また夏期の草特に牧草類は地下部の生産量が極めて多い<sup>18)</sup>。従つて、火山灰土における草原の生成が、腐植集積量の増加をもたらす可能性があると考えられる。実際に、BAILEY<sup>5)</sup>は浮石質未耕地土壤に牧草を植えると、10~20年間で土壤有機物の量が2倍以上に増加したことを報告している。

土壤中では、腐植は微生物作用により徐々に分解し減少する。また遊離状態の腐植酸は解膠して溶脱する。従つて、腐植が土壤中に残留するためには、2価及び3価の塩基あるいは風化物と共に Humate や Complex を形成し、荷電を失つて沈澱し、かつ微生物に対して抵抗性が強い状態とならねばならぬ。ALEKSANDROVA<sup>1)</sup>、ALLISON 等<sup>2)97)</sup>は、腐植の集積量は土壤コロイドの量と性質に支配されると考え、LAATSCH<sup>87)</sup>も、腐植酸が土壤中で安定した状態となるためには、石灰及び苦土と結合し分解と溶脱を免れることが必要であると述べている。Humate あるいは Humate-complex, 特に、礬土と腐植の結合物が微生物に対して抵抗性が強いことは、MATTSON 以来多くの研究者が推定して来た。さらに ENSMINGER 等<sup>11)</sup>は、酵素による蛋白質の分解は、ある種の粘土鉱物、特に、置換容量が大きい鉱物によつて抑制されることを明らかにしている。これらの理由で、日本の火山灰土壤が礬土質で

あり、粘土の主体がアロフェンであることを以て腐植集積の原因と考えている研究者も多い。青峰等<sup>3)</sup>は、アロフェン質土壌ではアルブミンの分解が遅いことから、火山灰土壌では微生物による有機物の分解速度が遅く、多量の腐植が集積すると考え、小坂<sup>73)</sup>も同様に推論している。JACKMAN<sup>45)</sup>は、アロフェンは特殊な表面を有しており、アロフェンと有機物との Complex は微生物に侵され難いと述べている。内山<sup>110)</sup>は、日本の火山灰土壌は母材が安山岩質であるために、風化の初期から礫土に富む風化物が出現して腐植を沈澱させて安定な状態となすので、多量の腐植が集積するのであろうと推論した。

以上に述べた如く、日本の火山灰土壌における多量の腐植の集積を、供給される有機物の量の面から考察した川村、内山、熊田等の推論は、いずれもその原因を、土壌の母材である火山灰の物理学的性質、すなわち、精な土性と良好な透水性が草原をもたらすことに帰着せしめている。有機物残留の面から考察した青峰、内山、小坂等の推論はその原因を、火山灰の鉱物学的及び物理学的性質に求めると言える。しかしながら、現実の土壌を用いてこれらの推論を実証することは極めて困難であるので、いずれの研究者も実証する試みを行っていない。ゆえに、著者は火山灰が土壌化すると共に、腐植の集積状態がいかに変化するかを調べることにより、火山灰土の腐植集積過程を明らかにし、かつ火山灰土における腐植集積の原因に対する諸推論を実証しようと試みた。

この目的を達成するためには、噴出直後の火山灰を純粋な環境下に置き、長年月に亘つて、土壌化及び腐植の集積状況を調べることが最も望ましいが、現実には不可能である。従つて、次善の方法として、土壌生成因子<sup>47)</sup>の共通点が多く、かつ集積している腐植の量及び質が異なる試料を検討することとし、適当な材料を求めた。

1914年(大正3年)の桜島大噴火により、多量の火山灰が堆積し、現在でも、なお原野のまま放置されている地域が鹿児島県に存在する。ゆえに、当時刊行された調査報告書<sup>50)51)</sup>に基いて降灰地域を現地調査した結果、研究目的に適合する土壌を数点見出した。よつてこれらの試料を用いて桜島火山灰土の腐植集積過程について研究を行い、一応の結論に達したので、ここに報告する次第である。

本研究を行うに際し、終始御懇篤なる御指導を与えられ、かつ御校閲の労を賜つた鹿児島大学小林嵩教授、東京大学弘法健三教授、九州大学青峰重範教授、原田登五郎教授、名古屋大学熊田恭一教授に深甚なる謝意を表す。なお植物について御指示を賜つた鹿児島大学初島住彦教授に厚く感謝する。

(本研究の経費の一部は昭和33年度文部省科学研究費によつておぎなわれた。)

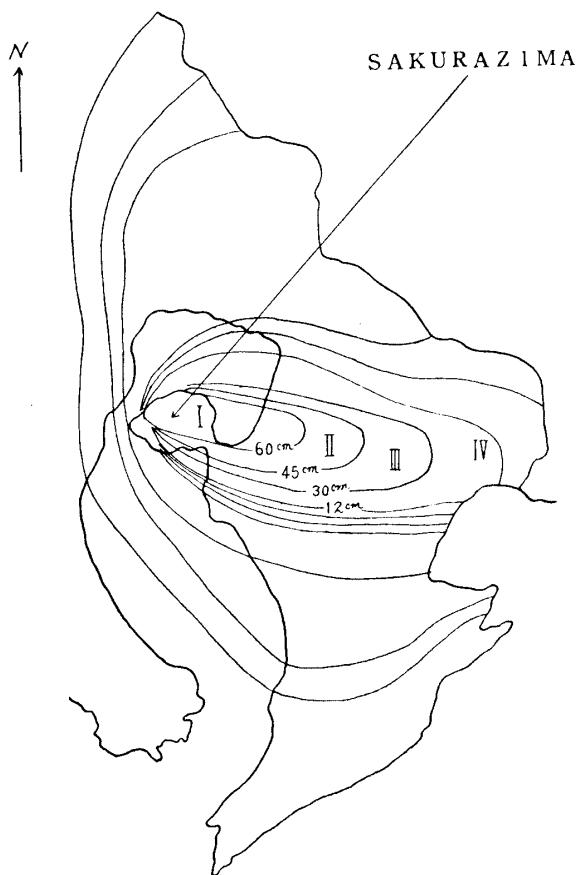
## 第II章 腐植の集積

### 第1節 供試土壌

第1図に、1914年の桜島大噴火による降灰の分布を、当時の調査報告書<sup>51)</sup>に基いて示した。図に示す如く、降灰は噴火により東方に向つている。

実験に用いた土壌は第1表に示した。大野原の第3層(大野原-3)は大噴火以前の表層土で、腐植化度の高い腐植が多量に集積している。

供試土壌採取地域では、一般に、地表下30cm附近に、1914年噴出の軽石の層がある。この層は大正ボラと呼ばれ、灰白色の、粒径が小さい礫からなる。大正ボラ層の厚さは、桜島から離れるほど薄くなり大野原では殆んど見出し得ない。著者が研究の対象とした土壌は、大正ボラ層の上部の大正火山灰から生成した土壌である。土壌採取地を選択するに当つては、地形、ボラ層の状態及び古老の談話を充分考慮して、研究目的に沿う様に努力した。しかしながら、黒神-I、-II及び-IIIは、1914年以降の度重なる小噴火(1939, 1940, 1941, 1942, 1946, 1948, 1950, 1955, 1956)の各年に小噴



第1図 桜島火山灰（1914年噴火）降灰分布図

Fig. 1. Distribution of volcanic ashes erupted from Volcano Sakurajima in 1914

I...Kurokami II...Kamimobiki  
 III...Nogata IV...Onobaru  
 60, 45, 30, 12...Depth of ashes

火があつた)による火山灰が極めて僅かではあるが混入していると思われる。1914年以降の噴火における降灰量は、1914年の降灰量よりも著しく少なく、また1914年以降の灰は、1914年噴出の灰と同じく両輝石安山岩質であり、岩石学的性質は殆んど同一であるので<sup>109)</sup>、土壌母材としての性質には大差がないと見做して差支えないと思われる。

以下の各章、各節における供試土壌の記載は、上百引-II-3、大野原-1の如く行うが、それらは、第1表に示した様に、それぞれ上百引-IIの第3層及び大野原の第1層を表わしている。すなわち、試料番号の最後の数字1, 2, 3, 4はそれぞれ第1, 第2, 第3及び第4層の如く採取地の層位を示すものである。

## 第2節 腐植の量と質

既に述べた熊田、小坂、林等の研究結果から明らかな如く、現在、腐植の量及び質がほぼ平衡状態に達している火山灰土表層の腐植は腐植化度が著しく高い。しかしながら、火山灰土壌生成の初期段階から、腐植化度の高い腐植が少量づつ集積して現在に至つたのか、あるいは、初期には腐植化度が低く、集積量が増加すると共に腐植化度が次第に高くなつたのか等の、腐植集積過程における腐植の量と質との関係につ

いては全く知られていない。そこで著者は腐植の量と質との関係を知るために以下の実験を行った。

### 実験方法

- 1) 供試土壌：第1表に記載した供試土の風乾細土（粒径2 mm以下）。
- 2) 土壌有機物の量：土壌の全炭素を、原田法<sup>21)</sup>で定量した。
- 3) 土壌の全窒素：マイクロケルダール法により定量した。
- 4) 土壌有機物の質〔土壌の0.5% NaOHによる抽出液及びこれに酸を加えて沈澱する粗腐植酸部の色度係数( $\Delta \log k$ )と相対色度(R. F.)並びに沈澱部割合(P. Q.)〕：風乾細土を磨碎し、孔径0.5 mmの篩を通過せしめた後、SPRINGER<sup>105)</sup>の抽出条件に従つて、0.5% NaOHを土壌有機物の500倍量添加し、沸とうしている湯煎中に入れ、時々振盪しながら30分間浸して土壌有機物を抽出する。rpm 6,000で15分間遠心分離する。残渣に蒸溜水を添加して攪拌、振盪した後に再び遠心分離する。上澄液が無色になる迄蒸溜水による抽出と遠心分離を反復する。抽出部を合し、これに、その1/100量の濃硫酸を加える。沈澱したものは粗腐植酸部である。沈澱は蒸溜水で数回洗滌し、濾液と洗液を合して一定量とする。この溶液中の有機物をフルボ酸部とする。NaOH抽出液、粗腐植酸部の0.5% NaOH溶液及びフルボ酸部の0.1 N-KMnO<sub>4</sub>消費量を求め、さらにP. Q.を算出した。土壌のNaOH抽出液及び粗腐植酸部のNaOH溶液を、吸光係数の実測値が0.9~0.1の範囲に入る

第1表 供 試 土 壤  
Table 1. Volcanic ash soil samples

試料番号 Laboratory number	深さ Depth (cm)	地目 Land classification	採取地 Sampling locality	噴出源 Origin	噴出時代 Period of eruption
黒神-I-1 Kurokami -I-1	0~2	草地 Virgin grassland	鹿児島市東桜町黒神 Kurokami, Higashisakurajima- chō, Kagoshima city, Kagoshima Prefecture	桜島 Volcano Sakurajima	1914
黒神-I-2 Kurokami -I-2	2~6			"	"
黒神-I-3 Kurokami -I-3	6~8			"	"
黒神-I-4 Kurokami -I-4	8~12			"	"
黒神-II-1 Kurokami -II-1	0~1	熔岩上の 火山灰土 Volcanic ash soil on the lava	鹿児島市東桜島町黒神 Kurokami, Higashisakurajima- chō, Kagoshima city, Kagoshima Prefecture	桜島 Volcano Sakurajima	1914
黒神-II-2 Kurokami -II-2	1~2			"	"
黒神-III-1 Kurokami -III-1	0~3	草地 Virgin grassland	鹿児島市東桜島町黒神 Kurokami, Higashisakurajima- chō, Kagoshima city, Kagoshima Prefecture	桜島 Volcano Sakurajima	1914
黒神-III-2 Kurokami -III-2	3~15			"	"
大野原-1 Onobaru -1	0~5	草地 Virgin grassland	鹿児島県嶺南郡志布志町大野原 Onobaru, Shibushi-chō, Soo-gun, Kagoshima Prefecture	桜島 Volcano Sakurajima	1914
大野原-2 Onobaru -2	5~10			"	"
大野原-3 Onobaru -3	10~15			霧島? Volcano Kirishima?	歴史時代? Recent?
野方-1 Nogata -1	0~5	草地 Virgin grassland	鹿児島県嶺南郡大崎町野方 Nogata, Osaki chō Soo-gun, Kagoshima Prefecture	桜島 Volcano Sakurajima	1914
野方-2 Nogata -2	5~10			"	"
野方-3 Nogata -3	10~12			"	"
野方-4 Nogata -4	12~15			"	"
上百引-I-1 Kamimobiki -I-1	0~13	草地 Virgin grassland	鹿児島県嶺南郡輝北町上百引 Kamimobiki, Kihoku cho, Soo-gun, Kagoshima Prefecture	桜島 Volcano Sakurajima	1914
上百引-I-2 Kamimobiki -I-2	13~24			"	"
上百引-I-3 Kamimobiki -I-3	24~28			"	"
上百引-I-4 Kamimobiki -I-4	28~32			"	"
上百引-II-1 Kamimobiki-II-1	0~2	杉林 Cryptomeria forest	鹿児島県嶺南郡輝北町上百引 Kamimobiki, Kihoku chō, Soo-gun, Kagoshima Prefecture	桜島 Volcano Sakurajima	1914
上百引-II-2 Kamimobiki-II-2	2~10			"	"
上百引-II-3 Kamimobiki-II-3	10~15			"	"

様に稀釈した後に、400 m $\mu$  及び 600 m $\mu$  の吸光係数を BECKMAN の Spectrophotometer Model D U を用いて測定し、 $\Delta \log k$  ( $\log k$  400 m $\mu$  -  $\log k$  600 m $\mu$ ) 及び R.F. を算出した。

## 実 験 結 果

### 1) 腐植の量と質との関係

第2表に風乾細土の全炭素, 全窒素, *P. Q.*, NaOH 抽出部及び粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  並びに *R. F.* を示した. 1914年に噴出した桜島火山灰から生成した土壌の全炭素は, 上百引-II-2の8.40%が最高で, 上百引-I-3の0.078%が最低である. 腐植の質は, 粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  を例にとると, 野方-1の0.488が最高の腐植化度を示し, 最低は黒神-I-4の0.866である. この様に, 供試土壌の採取地及び深さによつて, 腐植の量及び質が共に著しく異なつてゐる. しかしながら, 巨視的には, 土壌の全炭素含量が多くなると共に炭素率(C/N)は大になり, NaOH抽出液及び粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  は小になり, *R. F.* は大になる. すなわち腐植化度が高くなることがわかる.

第2表 土 壌 有 機 物 の 量 及 び 質  
Table 2. Amount and properties of soil organic matter (air dry basis)

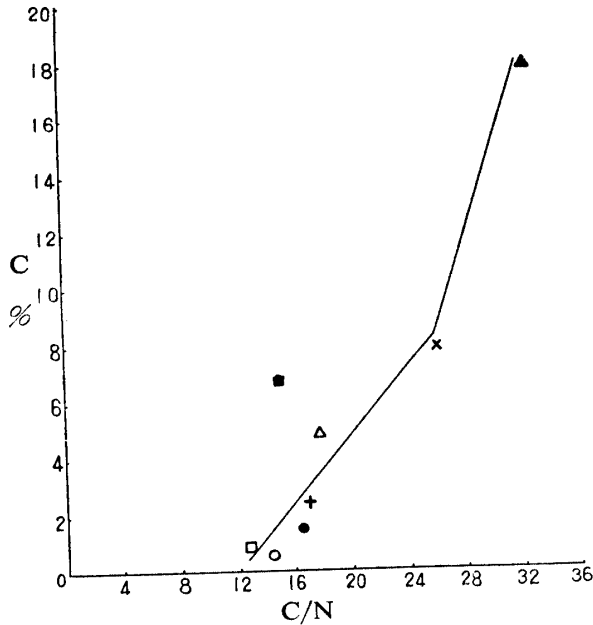
Laboratory number	Total carbon %	Total organic matter %	Total nitrogen %	C/N	Organic matter soluble in 0.5% NaOH		<i>P. Q.</i>	Crude humic acid	
					$\Delta \log k$	<i>R. F.</i>		$\Delta \log k$	<i>R. F.</i>
Kurokami -I-1 -2 -3 -4	1.53	2.67	0.096	16.1	0.867	25.4	50.6	0.768	60.6
	0.84	1.45	0.053	15.4	0.899	21.1	50.3	0.777	59.8
	0.53	0.91	0.035	15.1	1.000	19.6	50.4	0.784	56.5
	0.068	0.12	0.0073	9.3	1.035	17.2	32.3	0.866	54.5
Kurokami -II-1 -2	0.38	0.66	0.027	14.1	0.856	35.1	53.9	0.668	78.0
	0.087	0.15	0.0037	10.0	0.984	20.5	36.6	0.735	70.5
Kurokami -III-1 -2	2.32	4.00	0.14	16.3	0.852	39.5	48.4	0.730	67.0
	1.70	2.93	0.105	16.1	0.962	30.5	39.2	0.733	53.5
Onobaru -1 -2 -3	4.80	8.28	0.27	17.8	0.594	102	52.9	0.530	185
	1.04	1.79	0.066	15.8	0.632	57.2	42.3	0.523	144
	17.87	30.65	0.53	33.4	0.540	206	67.7	0.421	313
Nogata -1 -2 -3 -4	7.88	13.59	0.30	26.3	0.570	114	51.0	0.488	200
	5.02	8.65	0.26	19.0	0.686	69.8	47.0	0.563	146
	1.72	2.97	0.11	16.3	0.742	59.9	46.5	0.592	120
	0.70	1.21	0.085	8.2	0.830	40.0	40.6	0.625	94.8
Kamimobiki -I-1 -2 -3 -4	0.94	1.62	0.074	12.7	0.770	50.0	50.6	0.647	92.0
	0.15	0.26	0.012	12.5	0.886	36.8	44.7	0.689	72.9
	0.078	0.13	0.0054	14.4	1.020	27.2	14.5	0.745	72.8
	0.09	0.15	0.0068	13.2	1.040	27.4	16.2	0.797	61.2
Kamimobiki-II-1 -2 -3	6.61	11.40	0.44	15.0	0.848	53.7	58.6	0.728	79.2
	8.40	14.48	0.64	13.1	0.811	45.5	54.8	0.741	74.0
	2.07	3.57	0.14	14.7	0.840	47.2	46.4	0.704	81.0

### 2) 土壌の全炭素と炭素率との関係

第2表によれば, 土壌の全炭素の増加と共に全窒素も増加するが, 窒素の増加割合は炭素の増加割合よりも小である. 従つて, 全炭素, すなわち有機物の量が増すと共に炭素率が大になる. 第2図に表層土及び大野原-3の全炭素と炭素率との関係を示した.

第2図から, a) 全炭素含量が0.5乃至8%の範囲内にある草地の表層土である黒神-II-1, 黒神-I-1, 黒神-III-1, 大野原-1及び野方-1の全炭素含量と炭素率との間にはほぼ正比例的な関係が認められる, b) 杉林土壌である上百引-II-1は, 全炭素含量が同程度の草地の表層土よりも炭素率が明らかに小さい, c) 全炭素含量が8%から15%に増加する過程における炭素率の増大割合は, 全

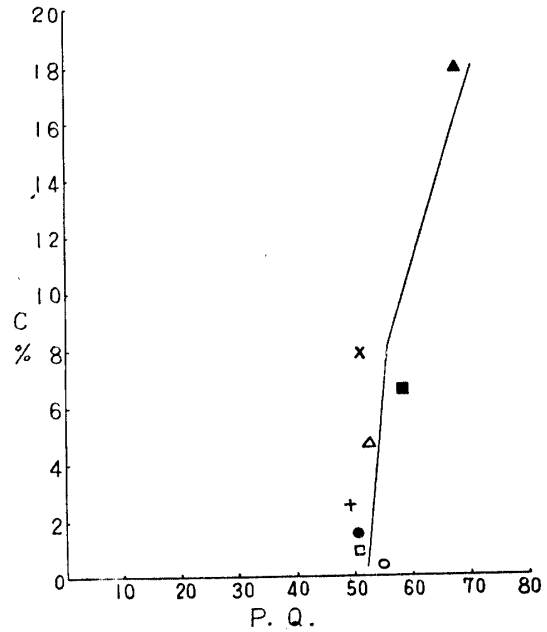
炭素 8% 以下の範囲における増大割合よりも小である, などのことがわかる.



第2図 土壤の全炭素と炭素率との関係

Fig. 2. Relationship between the carbon content and carbon-nitrogen ratio of soils

- ...Kurokami-I-1
- ...Kurokami-II-1
- +...Kurokami-III-1
- △...Onobaru-1
- ×...Nogata-1
- ...Kamimobiki-I-1
- ...Kamimobiki-II-1
- ▲...Onobaru-3



第3図 土壤の全炭素と P.Q. との関係

Fig. 3. Relationship between carbon content of soils and the P.Q. of their humus

- ...Kurokami-I-1
- ...Kurokami-II-1
- +...Kurokami-III-1
- △...Onobaru-1
- ×...Nogata-1
- ...Kamimobiki-I-1
- ...Kamimobiki-II-1
- ▲...Onobaru-3

### 3) 土壤の全炭素と P.Q. との関係

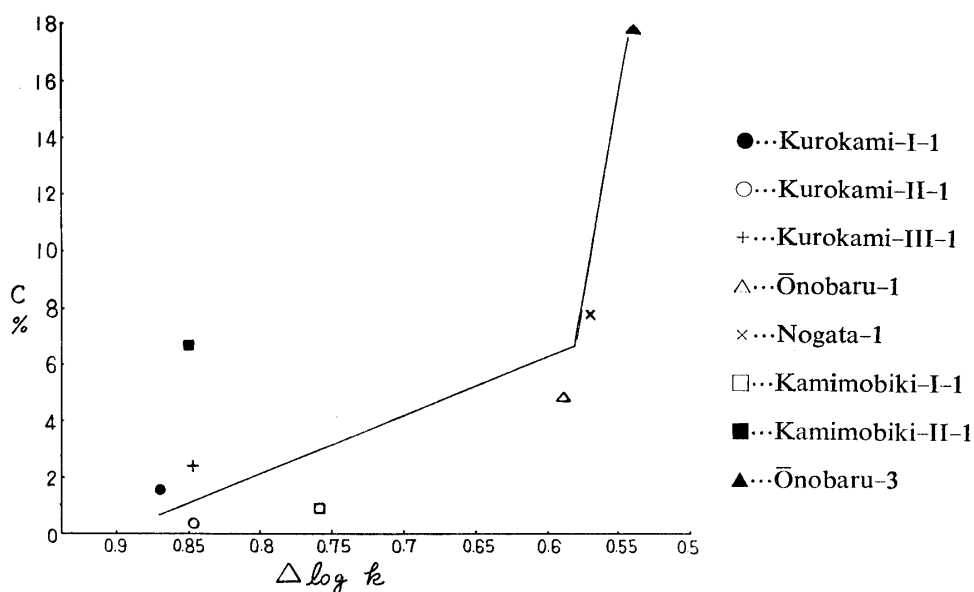
表層土及び大野原-3 の全炭素と P.Q. との関係を第3図に示した. 第2表及び第3図から以下のことがわかる. a) 全炭素含量が 0.1 乃至 8% の範囲内では, P.Q. は 50 乃至 55 であり, 全炭素と P.Q. との間には明確な関係は認められない. b) 全炭素含量が 0.1% 以下の土壤の P.Q. は 16 乃至 30 であり, 全炭素 0.1% 以上の土壤の P.Q. よりも著しく小である. c) 大噴火以前の表層土である大野原-3 の P.Q. はほぼ 70 であり, 1914年噴出の火山灰に由来する土壤の P.Q. よりも明らかに大である.

### 4) 土壤の全炭素と抽出部及び粗腐植酸部の $\Delta \log k$ との関係

第4図及び第5図に, 表層土及び大野原-3 の全炭素と抽出部, 粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  との関係を示した. 第2表並びに第4, 第5図から次の事項が認められる. a) 全炭素含量が 0.5~8% の範囲の草地の表層土である黒神-II-1, 上百引-I-1, 大野原-1 及び野方-1 の全炭素含量と  $\Delta \log k$  との間には, ほぼ正比例的な相関関係が認められる. b) 全炭素含量が 0.5~8% の範囲内の表層土においても, 黒神-I-1, 黒神-III-1 及び杉林土壌の上百引-II-1 の3者は, 黒神-II-1, 上百引-I-1 及び大野原-1 の3者よりもそれぞれ全炭素含量は多いにも拘らず  $\Delta \log k$  は大である. c) 大野原-3 の全炭素含量は野方-1 の2倍以上であるが,  $\Delta \log k$  の値は僅かしか大きくない.

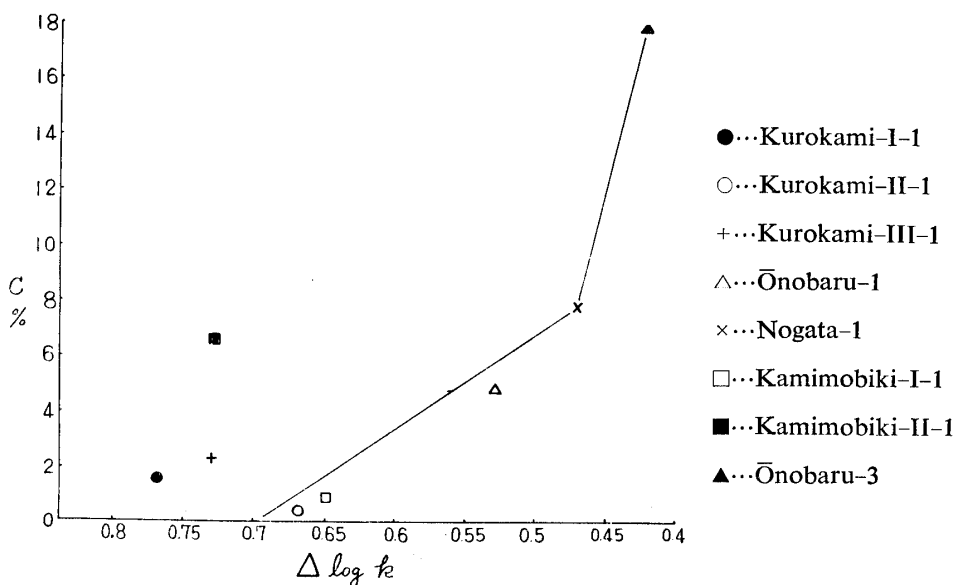
### 5) 土壤の全炭素と抽出部及び粗腐植酸部の R.F. との関係

表層土及び大野原-3 の全炭素と抽出部, 粗腐植酸部の R.F. との関係は第6及び第7図に示す通りである. 第2表及び第6, 第7図から以下のことがわかる. a) 草地の表層土及び大野原-3 におい



第4図 土壤の全炭素と0.5% NaOH抽出部の $\Delta \log k$ との関係

Fig. 4. Relationship between the carbon content of soils and the  $\Delta \log k$  of soil organic matter soluble in 0.5% NaOH



第5図 土壤の全炭素と粗腐植酸部の $\Delta \log k$ との関係

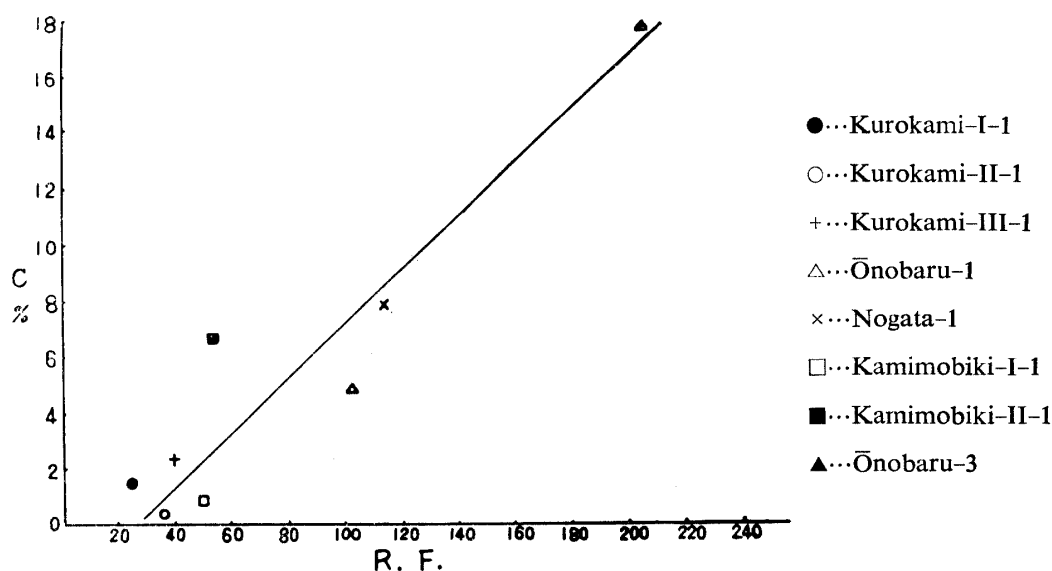
Fig. 5. Relationship between the carbon content of soils and the  $\Delta \log k$  of crude humic acids

ては、全炭素含量と  $R.F.$  との間にはほぼ正比例的關係が成立する。b) 黒神-I-1, 黒神-III-1 及び杉林土壤の上百引-II-1 の3者は、黒神-II-1, 上百引-I-1 及び大野原-1 の3者よりも、それぞれ全炭素含量は多いにも拘らず、 $R.F.$  は小さい。

#### 考 察

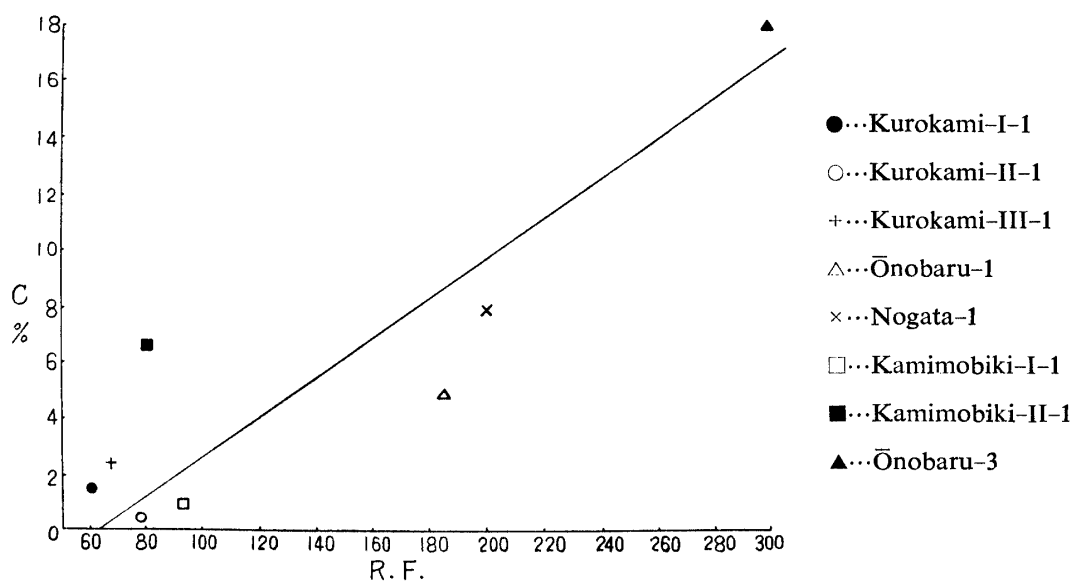
以上の実験結果から、桜島火山灰土壤の生成過程においては、腐植の集積量が少ない土壤では、その腐植化度が低く、腐植集積量が増加すると共に、炭素率、 $P.Q.$  は大になり、抽出部、粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  は小になり、 $R.F.$  の値は大になる。すなわち腐植化度が高くなると考え得る。従つて、





第6図 土壤の全炭素と0.5% NaOH抽出部のR.F.との関係

Fig. 6. Relationship between the carbon content of soils and the R.F. of soil organic matter soluble in 0.5% NaOH



第7図 土壤の全炭素と粗腐植酸部のR.F.との関係

Fig. 7. Relationship between the carbon content of soils and R.F. of crude humic acids

火山灰土壌の生成初期段階から、腐植化度の高い腐植が集積するのではなく、集積量の増加と共に腐植化度の高いものが、より多く土壤に残留すると推論し得る。しかしながら腐植化度の高い腐植は、低いものが変化して生じたものか、あるいは、まったく別の生成過程を経て生成したのかについては、熊田が研究仮説<sup>84)</sup>で述べている様に、今後の研究にまたねばならぬ。

1914年に噴出した火山灰が堆積した後、40年間の土壤化過程において集積した腐植の量及び質は、土壤の採取地及び深さによつて共に著しく異なっている。草地の表層土では、全炭素含量が少ない場合（全炭素3%以下）の黒神-I-1と黒神-III-1の2者を黒神-II-1及び上百引-I-1の2者と比較す

ると、前者における集積量は後者よりも多いが腐植化度は低い。また杉林土壌である上百引-II-1 は、集積量は野方-1 とほぼ同程度であるが、その腐植化度は著しく低い。この様に、詳細に検討すると、巨視的には成立する腐植の量と質との関係が乱れている。この事実から、腐植の量を増加させる因子及び腐植化を進行させる因子は各供試土において同一ではないと考えられる。恐らく、母材である火山灰の粒度、堆積場所の地形及び植物生育状況等の相違が影響するのであろう。従つて、次節以降において、諸因子と腐植との関係をさらに検討することにした。

1914年の大噴火以前の表層土であり、腐植の量及び質がほぼ平衡状態に達していると考えられる大野原-3の腐植集積量は、1914年に噴出した火山灰から生成した草地土壌では腐植集積量が最も多い野方-1の約2倍である。今、黒神-II-1(全炭素:0.38%), 上百引-I-1(全炭素:0.94%), 大野原-1(全炭素:4.80%), 野方-1(全炭素:7.88%)及び大野原-3(全炭素:17.87%)を桜島火山灰土の草地の腐植集積量増加系列と考えると、野方-1から大野原-3に至る過程での腐植の質の変化は、黒神-II-1から野方-1に至る過程内に起る変化に比べて、1) 全炭素に対する炭素率の増大割合が低い、2) 全炭素に対する  $\Delta \log k$  の減少割合が低い、3) 全炭素に対する  $R.F.$  の増大割合は同じである、などのことがわかる。ゆえに、腐植の黒色発現に関係する分子団は、比較的短期間でも具備され得るが、色に関係しない有機物の消滅は、腐植の集積量増加と比例的関係を保ちながら進行すると考えられる。このことについては既に、弘法・大羽の研究を引用して報告した通り<sup>104)</sup>である。

### 第3節 土壌の粒度と腐植

#### 実験方法

- 1) 供試土壌：第1表に記載した供試土
- 2) 最大容水量：Hilgard法
- 3) 器械的分析：火山灰土壌に対して菅野<sup>58)</sup>が提唱した方法

#### 実験結果

##### 1) 腐植集積量と土性との関係

第3表に土壌の粒径組成と最大容水量を示した。本表の成績に見る如く、全供試土壌については、腐植集積量と土性との間には明確な相関関係は認め難い。しかしながら、草地の表層土では、上百引-I-1(全炭素:0.94%, 土性:LCS), 大野原-1(全炭素:4.80%, 土性:CSL)及び野方-1(全炭素:7.88%, 土性:L)の3者を比較すれば、より精な土性の土壌には、一般的に腐植がより多く集積している。

##### 2) 腐植の質と土性との関係

第3表及び第2表から次の事項がわかる。a) 高い腐植化度(粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  0.6以下)の腐植がかなり多く集積している草地の表層土と大野原-3を比較すると、大野原-3(全炭素:17.87%粗腐植酸部の  $\Delta \log k$ :0.421, 土性:CL), 野方-1(7.88%, 0.488, L), 大野原-1(4.80%, 0.530, CSL)の様にと土性が精であるほど腐植化度は高く、腐植集積量もまた多い。b) 草地の表層土でも腐植化度が中(粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  0.6以上)以下の腐植が少量集積している場合には、黒神-I-1(1.53%, 0.768, L)及び黒神-III-1(2.32%, 0.730, FSL)の2者と、黒神-II-1(0.38%, 0.668, LCS)及び上百引-I-1(0.94%, 0.647, LCS)の2者の比較によつても明らかな様に、土性が粗であるほど腐植化度は高いが腐植集積量は少ない。

##### 3) 腐植集積量と最大容水量との関係

第8図に示した様に、全炭素含量、すなわち有機物集積量と最大容水量との間には正比例的相関関

第3表 粒径組成及び最大容水量  
Table 3. Mechanical composition and maximum water holding capacity of soils (air dry basis)

Laboratory number	Gravel (>2 mm) %	Fine soil (<2 mm)						Texture	Max. water holding capacity
		Moisture %	Organic matter %	Coarse sand (2~0.2 mm) %	Fine sand (0.2~0.02mm) %	Silt (0.02~0.002 mm) %	Clay (<0.002 mm) %		
Kurokami-I-1	1.47	1.55	2.67	27.62	27.78	36.37	1.78	L	44.2
-2	2.01	0.89	1.45	24.73	24.57	47.75	1.69	L	48.0
-3	0.51	1.45	0.91	16.17	19.27	55.22	1.10	SiL	45.2
-4	1.04	0.67	0.12	19.14	18.92	57.20	0.84	SiL	29.0
Kurokami-II-1	24.80	0.38	0.66	59.34	25.31	13.94	1.12	LCS	27.6
-2	12.40	0.31	0.15	66.84	18.24	9.08	1.13	LCS	23.6
Kurokami-III-1	2.07	1.50	4.00	24.32	38.69	25.15	2.76	FSL	59.5
-2	1.78	0.43	2.93	23.14	40.56	25.45	0.81	FSL	38.7
Ōnobaru-1	2.47	5.01	8.28	48.49	19.98	10.79	3.15	CSL	86.8
-2	3.56	0.97	1.79	63.85	20.57	11.80	2.05	LCS	66.4
-3	0.08	24.70	30.65	3.70	10.70	11.41	12.92	CL	285.3
Nogata-1	4.14	11.53	13.59	20.49	21.30	14.85	9.79	L	123.0
-2	5.62	4.68	8.65	36.16	26.46	18.02	5.53	FSL	100.5
-3	2.00	2.22	2.97	34.44	36.57	19.27	2.50	FSL	70.1
-4	1.82	1.05	1.21	27.71	36.19	27.78	1.70	FSL	44.4
Kamimobiki -I-1	8.90	0.70	1.62	54.83	28.45	9.84	1.86	LCS	37.9
-2	6.40	0.30	0.26	58.84	26.35	12.50	0.95	LCS	27.2
-3	0.08	0.30	0.13	26.03	46.08	21.94	1.05	FSL	27.6
-4	0.22	0.35	0.15	39.73	24.87	34.94	0.65	L	30.5
Kamimobiki-II-1	8.10	4.00	11.40	36.41	25.80	19.27	2.63	FSL	115.2
-2	10.42	4.93	14.48	35.64	24.97	17.98	2.09	FSL	122.5
-3	7.91	1.38	3.57	54.05	21.11	17.58	1.45	FSL	77.8

係がある。

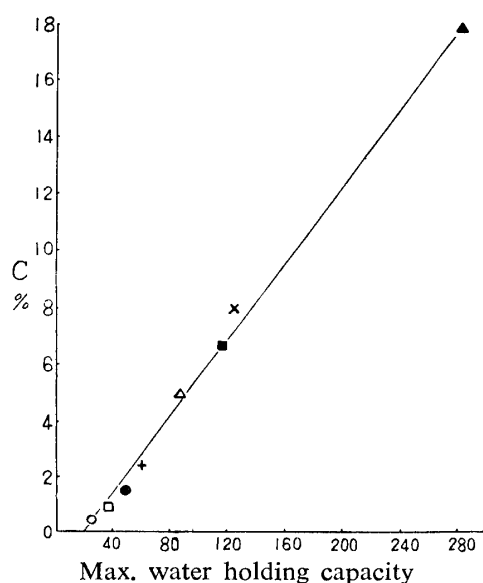
#### 4) 腐植集積量と粘土 (<2 $\mu$ ) 含量との関係

第9図に、表層土及び大野原-3の全炭素と粘土 (<2 $\mu$ ) 含量との関係を示した。本図によれば、  
a) 全炭素含量が0.5~8%の範囲内にある草地の表層土、すなわち、黒神-II-1、上百引-I-1、黒神I-1、黒神-III-1及び野方-1の各供試土壌では、全炭素と粘土 (<2 $\mu$ ) 含量との間には、ほぼ正比例的な関係が認められる、b) 全炭素含量が8%から15%に増加する過程における粘土 (<2 $\mu$ ) の増加の割合は、全炭素8%以下の範囲における増加割合よりも小である、c) 杉林土壌である上百引-II-1は、全炭素含量が同程度の草地の表層土よりも粘土 (<2 $\mu$ ) の量が甚だ少ない、などのことが窺われる。

### 考 察

前節の考察で述べた様に、桜島火山灰土壌の生成過程においては、腐植集積量の増加と共に腐植化度もまた高くなる。従つて、本節の実験結果から、土性が精であるもの、すなわち粘土 (<2 $\mu$ ) 含量が多いものは最大容水量が大で、腐植集積量が多く、かつ腐植化度も高い傾向があると一般的に考え得る。ゆえに、土壌母材である火山灰の器械的組成が精であるほど、腐植化度の高い腐植が多量に、かつ短期間に集積する可能性があると思ふべきであろう。

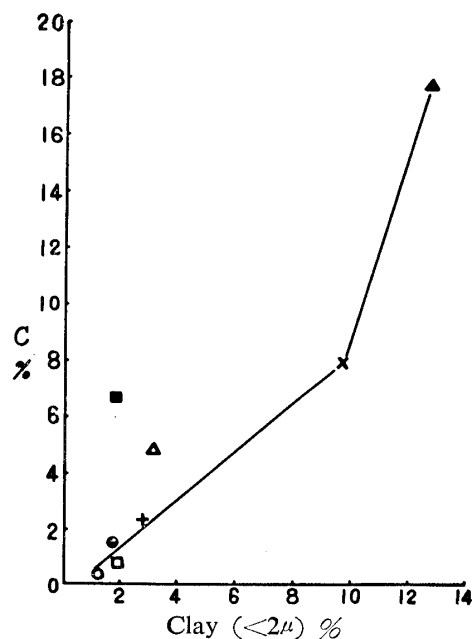
さらに詳細に検討すると、腐植の集積量が少ない場合には、土性が精であることは、腐植集積量を増加させる作用となり、粗な土性は、腐植化度を高める要因になると考え得る。土性が精である場合



第8図 土壤の全炭素と最大容水量との関係

Fig. 8. Relationship between the carbon content of soils and their maximum water holding capacity

- |                    |                     |
|--------------------|---------------------|
| ●...Kurokami-I-1   | ×...Nogata-1        |
| ○...Kurokami-II-1  | □...Kamimobiki-I-1  |
| +...Kurokami-III-1 | ■...Kamimobiki-II-1 |
| △...Ōnobaru-1      | ▲...Ōnobaru-3       |



第9図 土壤の全炭素と粘土(&lt;math&gt;&lt;2\mu&lt;/math&gt;)の量との関係

Fig. 9. Relation between the carbon and clay (&lt;math&gt;&lt;2\mu&lt;/math&gt;) content of soils

- |                    |                     |
|--------------------|---------------------|
| ●...Kurokami-I-1   | ×...Nogata-1        |
| ○...Kurokami-II-1  | □...Kamimobiki-I-1  |
| +...Kurokami-III-1 | ■...Kamimobiki-II-1 |
| △...Ōnobaru-1      | ▲...Ōnobaru-3       |

には、a) 最大容水量が大で、より長期間土壤を湿潤状態に保つので、植物生育が盛になり、有機物供給量が多くなる、b) 土壤粒子の表面積が、粗な土性の土壤よりも大きいので、鉱物の風化速度が早く、同一期間に、より多くの腐植と結合し得る無機物を生成する。従つて、桜島火山灰土では、精な土性は、腐植の材料及び腐植の凝固剤となる無機物を多く土壤に供給することにより、腐植集積量を増加させるのであろう。これに反して、粗な土性の場合には、孔隙量が多く透水速度が早いので、同一気候条件下では、精な土性の土壤よりも乾燥状態にある期間が長い。さらに岩石の比熱は水よりも小であるから、粗な土性の場合、土壤温度の変化が精な土性よりも著しく、土壤の最高温度が高くなる。また粒子が大きいので空気の流通がよく、精な土性よりも酸化的環境となる。従つて、粗な土性の土壤では、高温かつ酸化的環境になり易くこれが腐植化度を高めるものと考えられる。

表層土では、最大容水量の大きいものは、腐植集積量もまた多い傾向がある(第8図参照)。有機物の容水量は無機物よりも著しく大であるから、桜島火山灰土の生成過程では、腐植の多少が最大容水量に大きく影響すると考えられる。さらに、腐植の集積量が少なく、腐植集積量の増加と腐植化の進行が相伴なわぬ場合でも、全炭素と最大容水量は正比例的關係を保っているので、最大容水量は、腐植の質よりも量と密接な関係にあることがわかる。

#### 第4節 土壤の生成場所と腐植

黒神-Iと黒神-IIの採取地は、直線距離 200 m であり甚だ近接しているが、表層土の腐植の量及び質は共に著しく異なっている。

WELTE<sup>12)</sup>は腐植の量及び質を支配する因子の一つに場所を挙げている。場所の因子は、傾斜の方向と緩急、下層土の状態に分けて考えることが出来、これらはさらに排水の良否と日照の長短、強弱

及び植物根の伸長を妨げる固い下層土の有無に帰結されるであろう。ゆえに著者は温度と排水の状態を観察し、場所が腐植に及ぼす影響について考察することにした。

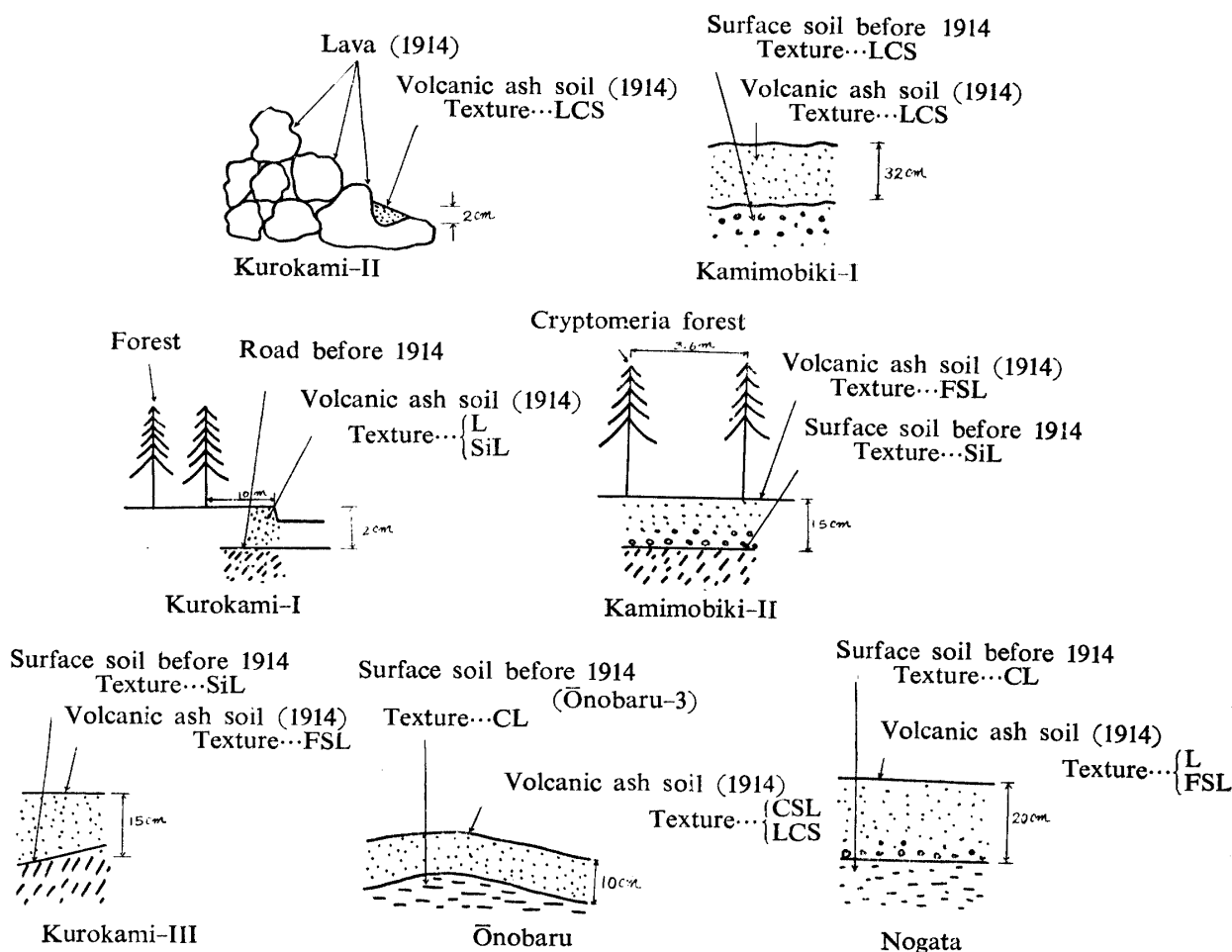
**観察結果及び考察**

第10図に供試土採取地の状態を模型的に示した。黒神-IIは、熔岩上に厚さ2cm堆積した火山灰であるから通常の植物は殆んど生育し得ない。その他の採取地では植物根の伸長を許容する。

採取地の状態を簡略に記載すれば次の如くである。

黒神-I：1914年の大噴火以前は道路であつた。従つて、現在の下層土は固くて透水性が悪い。かつ雑木林に近接しているので樹陰地となる。ゆえに、供試土採取地では排水状態が悪い範疇に属する。

黒神-II：1914年に噴出した熔岩の斜面の小さな凹み（面積は約20cm<sup>2</sup>、深さは2cm）に火山灰が堆積したもので、現在ではナガエスナゴケが生育している（第7節参照）。周囲及び火山灰土の下は未風化の熔岩であるから、雨水は採取地の周囲と下部に全く滲透せず、凹みから溢れて熔岩の上を流れてしまう。従つて、火山灰堆積直後の降雨により微細粒子が殆んど流失して、土性が極めて粗〔第3表に示した様に、礫(>2mm)含量24.84%〕になつたと考えられる。この様に、面積が小さ



第10図 火山灰堆積場所

Fig. 10. Location of volcanic ash deposits

く、厚さも薄く、土性が粗く、かつ周囲及び下部が熔岩であるために、現在では降雨後僅かな時間で凹地の水分が蒸発してしまう。ゆえに、供試土壌の採取地の中では最も乾燥し易く、かつ土壌の最高温度が高い環境である。

黒神-III：大噴火以前は緩傾斜の耕地であつた。嘗ての表層土の土性は SiL であるが、かなりの量の堆肥を施用した形跡が認められた。従つて、排水状態はやや悪いのではないかと考えられる。

大野原：大噴火以前は緩傾斜の丘陵地上部であつた。嘗ての表層土は腐植に富む火山灰土壌であり、その土性は CL で、厚さは約 50 cm である。排水状態は中庸と見なされるが、現在の表層土の土性が CSL であるために野方よりも排水は良好である。

野方：大噴火以前は台地の上部であつた。嘗ての表層土は、大野原と同じく黒色火山灰土壌である。排水状態は中庸である。

上百引-I：大噴火以前は砂地（砂の厚さ約 1.5 m）であつた。現在の表層土の土性は LCS である。ゆえに、排水状態は最も良好な部類である。

上百引-II：大噴火以前からの杉林であり、供試土壌採取地の中では、最も湿潤な環境である。

以上の観察結果から推定される排水状態は、黒神-II が最も良好で、以下上百引-I、大野原、野方、黒神-III、黒神-I が順次これに次ぎ、上百引-II が最も悪いと考えられる。さらに上記の順序で前に挙げた土壌ほど土壌の最高温度が高いと推定される。従つて、供試土壌は、場所及び土性から規定せられる排水状態並びに土壌の最高温度によつて、以下の 3 群に分け得る。

#### 1) 排水良好で最高温度が高いと考えられる土壌群

黒神-II 及び上百引-I が第 1 群に属する。いずれも、表層土の全炭素は 1% 以下であり、腐植の集積量は極めて少ないが、粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  は 0.7 以下で、腐植化度は中程度である。

#### 2) 排水状態及び最高温度が中庸である土壌群

大野原及び野方がこの群に入る。いずれも、表層土は腐植の集積量が多く腐植化度もまた高い。

#### 3) 排水が不良で最高温度が低いと思われる土壌群

草地土壌の黒神-I 及び黒神-III 並びに杉林土壌の上百引-II が第 3 群に属する。この群の土壌は、草地の場合、腐植の集積量は第 1 群よりもやや多いが腐植化度は明らかに低い。杉林土壌は、腐植は第 2 群と同程度以上集積しているが、腐植化度は著しく低いことが特徴である。

以上に述べた 3 群の土壌の観察結果から、草地をなす桜島火山灰土壌では、排水及び最高温度が中庸であると見なされる場合には、腐植化度の高い腐植が多量に集積し得るが、排水及び温度条件が中庸でないときには、多量には集積し得ないと推定される。

また、第 1 及び第 3 群の観察及び実測値によれば、腐植集積量が少ない草地においては、湿潤な状態は腐植の量を増し、高温は腐植化度を高めるものと推論される。このことは既に本章第 3 節において述べた通りである。

### 第 5 節 土壌温度と腐植の質

第 3 節及び第 4 節で、腐植の集積量が少ない場合には、土壌の最高温度が高いほど腐植化度が高くなると推論したが、これを実験室的に確認するために本節の実験を行つた。実験条件を定めるに際しては、自然の環境、特に、黒神-II と上百引-I の環境に類似する様に考慮した。すなわち、鹿児島地方の夏期の気候は雨が多くかつ日照が強い。ゆえに黒神-II の如き熔岩地帯では、降雨が止んだ後短時間で土壌が乾燥し、土壌温度は気温よりもかなり高くなる。この様な実状を配慮して処理温度を 50°C と 30°C とした。

実験方法

内容約 200 ml のガラス円筒（内径 5 cm）の下部にゴム栓をつけ、ゴム栓にはコック付ガラス管を挿入する。円筒に土壌を入れて灌水した後、コックを開けば水は排出されるが土壌の微細粒子は流出しない程度の堅さに、円筒の下部にガラスウールを詰める。この筒内に風乾細土約 100 g を軽く充填し、1ヶ月に1回蒸溜水で灌水し、24時間後円筒下部のコックを開いて排水する。排水後は、コックを開いたままで 30°C の恒温器に入れて1ヶ月放置する。24時間灌水した後排水し 30°C で1ヶ月放置する操作を、24ヶ月に亘り24回反復した。なお供試土壌の一部は前記の操作を17回反復した後、灌水、排水後に 30°C の代わりに 50°C で処理し、これを7ヶ月に7回反復した。

処理を行つた土壌の NaOH 抽出部及び粗腐植酸部の  $\Delta \log k$ , R.F. 及び P.Q. を本章第2節に記した如く求め、原土のそれと比較した。

実験結果

1) 腐植化度の低い土壌を供試した場合

粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  が 0.7 より大きい土壌の成績は第4表に示す如くである。第4表によれば、灌水、乾燥処理の反復により P.Q. は大になり、抽出部及び粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  は共に小さくなり R.F. は僅かに大きくなる。

2) 腐植化度中程度の土壌を供試した場合

粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  が 0.7~0.6 の土壌については第5表に測定結果を示した様に、処理により P.Q. は僅かに大きくなり、 $\Delta \log k$  は僅かに小さくなるが、R.F. は殆んど変化しない。

3) 腐植化度の高い土壌を供試した場合

粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  が 0.6 以下の試料の測定結果は第6表に示す如くである。その成績によれば、処理土の P.Q.,  $\Delta \log k$ , R.F. は原土と殆んど同じ値を示している。

第4表 温度と腐植の質との関係 (1)  
Table 4. The effect of soil temperature on the properties of humus (1)

Laboratory number	Treatment	Organic matter soluble in 0.5% NaOH		P.Q.	Crude humic acid	
		$\Delta \log k$	R.F.		$\Delta \log k$	R.F.
Kurokami-I-4	Original soil	1.085	17.2	32.3	0.866	54.5
	30°C...16 months	0.889	18.1	36.6	0.792	45.9
	30°C...24 months	0.797	21.2	34.1	0.753	51.6
	30°C...16 months	0.815	24.3	39.3	0.749	54.5
	50°C...8 months					
Kamimobiki-I-4	Original soil	1.040	27.2	16.2	0.797	61.6
	30°C...16 months	0.964	31.4	26.6	0.712	64.3
	30°C...24 months	0.979	30.4	33.0	0.725	61.7
	30°C...16 months	0.975	32.5	37.5	0.755	69.5
	50°C...8 months					
Kamimobiki-II-2	Original soil	0.848	53.7	54.8	0.741	74.0
	30°C...16 months	0.818	40.2	54.2	0.697	63.5
	30°C...24 months	0.760	60.0	53.4	0.626	81.8
	30°C...16 months	0.786	58.5	50.6	0.665	87.5
	50°C...8 months					
Kurokami-III-2	Original soil	0.962	30.5	39.2	0.733	53.5
	30°C...16 months	0.833	37.3	55.7	0.699	54.7
	30°C...24 months	0.844	34.8	55.5	0.702	57.9
	30°C...16 months	0.827	36.8	57.5	0.686	63.7
	50°C...8 months					

第5表 温度と腐植の質との関係 (2)  
Table 5. The effect of soil temperature on the properties of humus (2)

Laboratory number	Treatment	Organic matter soluble in 0.5% NaOH		P.Q.	Crude humic acid	
		$\Delta \log k$	R.F.		$\Delta \log k$	R.F.
Kamimobiki-II-3	Original soil 30°C...16 months	0.840	47.2	46.4	0.704	81.0
		0.817	46.5	51.4	0.682	84.5
Kamimobiki -I-2	Original soil	0.880	36.8	44.7	0.689	72.9
	30°C...16 months	0.870	38.7	45.1	0.605	73.1
	30°C...24 months	0.823	34.8	37.8	0.635	73.5
	30°C...16 months 50°C...8 months	0.782	33.2	43.4	0.617	76.8
Nogata-4	Original soil	0.830	40.0	40.6	0.625	94.8
	30°C...16 months	0.841	37.5	38.7	0.647	85.6
	30°C...24 months	0.825	33.4	41.2	0.590	84.2
	30°C...16 months 50°C...8 months	0.802	39.6	50.3	0.572	92.5
Nogata-3	Original soil 30°C...16 months	0.742	59.9	46.5	0.592	120
		0.770	55.9	45.8	0.559	128

第6表 温度と腐植の質との関係 (3)  
Table 6. The effect of soil temperature on the properties of humus (3)

Laboratory number	Treatment	Organic matter soluble in 0.5% NaOH		P.Q.	Crude humic acid	
		$\Delta \log k$	R.F.		$\Delta \log k$	R.F.
Ōnobaru-2	Original soil 30°C...16 months	0.632	57.2	42.3	0.523	144
		0.625	51.8	39.3	0.474	153
Nogata-1	Original soil	0.570	114	51.0	0.488	200
	30°C...16 months	0.593	109	51.8	0.476	199
	30°C...24 months	0.555	120	55.7	0.482	202
	30°C...16 months 50°C...8 months	0.567	117	56.3	0.483	210
Ōnobaru-3	Original soil	0.540	206	67.7	0.421	313
	30°C...16 months	0.534	187	68.3	0.423	291
	30°C...24 months	0.535	213	74.9	0.446	295
	30°C...16 months 50°C...8 months	0.528	203	76.2	0.420	314

#### 4) 30°C 処理と 50°C 処理の比較

供試土壌はいづれも、50°C 処理が 30°C 処理よりもよりも  $P.Q.$ ,  $R.F.$  は大になり、 $\Delta \log k$  は小さくなる。この傾向は、腐植化度が低いものにおいて特に著しい様である。

#### 考 察

以上の実験結果から、草地をなす桜島火山灰の土壌化過程においては、湿潤、乾燥の反復により、腐植化度の低い土壌は腐植化度が高くなるが、腐植化度が中以上の土壌では腐植の性質が著しく変化することはないと推論される。

実験結果 4) に記した如く 50°C 処理土の方が 30°C 処理土よりも腐植化度が高くなる様である。一般的には、土壌微生物の活動は 30~45°C において最も旺盛である<sup>11)</sup>。ゆえに微生物活動を阻害しない温度領域内では、高温は化学反応速度を早めかつ腐植化度を高くすると考え得る。従つて、自然状態で土壌温度が高い環境、例えば、土性が粗で排水状態が良好な土壌は腐植化の進行が早いと考



えられる。

杉林土壌である上百引-II-2 及び上百引-II-3 は、湛水、排水及び乾燥処理によつて草地土壌と同様に腐植化度が高くなつている（第4表、第5表参照）。ゆえに、腐植の集積量は多いが腐植化度の低い森林土壌でも、同一環境に置かれた場合には、腐植は草地土壌と同じ変化過程を辿ると考えられる。

## 第6節 植物と腐植

同一気候地帯における土壌生成の初期段階では、土壌母材の粒度と生成場所の相違によつて土壌の水分と温度が規定される。水分と温度は、植物の種類と生育の良否並びに、岩石、鉱物の風化速度を決定する。生育する植物の種類と、土壌に加わる植物質の量が異なれば、そこに生成する腐植は、量も質も影響を受けると思われる。ゆえに、著者は本節において植物と腐植との関係を検討することにした。

### 実験方法

#### 1) 植物の種類と生育の良否

1956年8月21～24日に、供試土壌の各採取地に生育する植物の種類を鑑別し、推定法<sup>14)</sup>により植物の生育量を調べた。

#### 2) 植物の地下部の炭素率

野方、黒神-III、黒神-II 及び上百引-II の採取地においては、最も代表的な植物生育相を示す場所を選び、植物の地上部を完全に除去した後植物地下部を採集し、水洗し風乾した後磨碎して分析試料とした。この試料の全炭素を原田法<sup>21)</sup>により、全窒素をマイクロケルダール法により定量し炭素率を算出した。

### 実験結果

#### 1) 植生の遷移

第7表に、1956年8月21～24日における植物生育状況を示した。草地の表層土では、土壌中の腐植集積量が増加すると共に、生育している主要植物の種類は、ナガエスナゴケ→オトコヨモギ、カワラヨモギ→ヤハズ草、コブナ草→イガクサ、ノコンギク、コブナ草→ゴキダケ→ゴキダケ、ススキと明らかに変化している。

草地においては陽性の草本が多いが、杉林土壌である上百引-II では、生育している草の殆んどが陰性である。

#### 2) 植物地下部の炭素率

第8表に実験結果を示した。その結果を列記すれば次の如くである。a) いづれの試料でも植物地下部の炭素率は土壌よりも明らかに大である。b) 草地では、土壌の炭素率が大きくなると共に植物地下部の炭素率も大きくなる。c) 杉林土壌の植物根部の炭素率は草地よりも明らかに小である。

### 考察

草地では、腐植集積量の増加と共に、生育している植物の種類が明らかに変化している。大野原及び野方においては、ゴキダケ、ススキが原野植生の優位を占めているが、ここでは腐植化度の高い腐植が多量に集積し、黒い土色を呈している。ゆえに、噴出年代及び生成時の気候条件が判然としない腐植質火山灰土、例えば鹿屋の黒土<sup>103)</sup>、あるいは大野原-3 の腐植が草原時代に集積したものであるか否かについては、なお検討の余地がある。しかし 1914年噴出の桜島火山灰の土壌化過程では、多量の、かつ腐植化度の高い腐植は、ササ型あるいはススキ型草原の時期に集積すると結論し得る。

第7表 植物生育状況  
 Table 7. Natural vegetation

Laboratory number		Kuro-kami-II	Kami-mobiki-I	Kuro-kami-I	Kuro-kami-III	Onobaru	Nogata	Kami-mobiki-II
Surface soil	Total carbon %	0.38	1.62	1.53	2.32	4.80	7.88	6.61
	Crude humic acid $\Delta \log k$	0.660	0.647	0.768	0.732	0.530	0.488	0.728
Specific name								
ナガエスナゴケ <i>Rhacomitrium anomodontoides</i>		a		f	f			
オトコヨモギ <i>Artemisia japonica</i>			o			f		
カワラヨモギ <i>Artemisia capillaris</i>			f					
ヒメムカシヨモギ <i>Erigeron canadensis</i>			f					
ハタガヤ <i>Bulbostylis barbata</i>			f					
カハラケツメイ <i>Cassia minosoides</i>			f					
ヤハズ草 <i>Microlespedeza striata</i>				f	a			
コブナ草 <i>Arthraxon hispidus</i>				f	f	o	o	
イタドリ <i>Polygonum Reynoutria</i>				r				
ヒメハギ <i>Polygala japonica</i>						f		
イガクサ <i>Rhynchospora rubra</i>						f		
アリノウグサ <i>Halorrhagis micrantha</i>						o		
ノコンギク <i>Aster trinervius</i>						a	f	
ゴキダケ <i>Pleioblastus communis</i>						d	d	
スキ <i>Miscanthus sinensis</i>							d	
オミナヘシ <i>Patrinia scabiosaefolia</i>							f	
ヤマハツカ <i>Plectranthus inflexus</i>							o	
オカトラノオ <i>Lysimachia clethroides</i>							o	
フユイチゴ <i>Rubus Buergeri</i>								f
ミツバ <i>Cryptotaenia canadensis</i>								o
チヂミグサ <i>Oplismenus undulatifolius</i>								a
ナキリスゲ <i>Carex brunnea</i>								o
サネカズラ <i>Kadsura japonica</i>								o
キイチゴ <i>Rubus palmatus</i>								f
杉 <i>Cryptomeria japonica</i>								d

d...dominant    a...abundant    f...freequent    r...rare    o...occasionally

第8表 植物地下部の炭素率  
Table 8. Carbon-nitrogen ratio of underground part of plants (air dry basis)

Laboratory number	Total carbon %	Total nitrogen %	C/N	C/N of surface soil
Ōnobaru	43.52	0.66	65.9	17.8
Kurokami-III	36.46	0.72	50.6	16.3
Kurokami-II	39.29	0.84	46.8	14.1
Kamimobiki-II	42.38	0.99	42.8	15.0

杉林土壌の上百引-II は、しばしば言及した如く、腐植集積量が多いが腐植化度は低い。ここに供給される有機物は草地とは異なり、杉の葉、小枝及び陰性の草本である。しかしながら植物地下部の炭素率は第8表に示した様に約 43 であり、特に小さい値ではない。また、前節にて述べた如く、乾燥処理により草地の腐植と同じ変化を示す。従つて、桜島火山灰に由来する森林土壌の腐植の特殊性は、材料の質よりもむしろ非生物学的環境、すなわち、草地よりも湿潤で、かつ土壌温度の変化が小さいことに原因を求めるとの妥当であると思われる。

腐植の集積量が小さく、かつ植物の生育相がササ型あるいはススキ型草原に至る前段階の草地土壌の場合、土性及び場所の関係で強く乾燥される黒神-II 及び上百引-I には、耐干性が強いナガエスナゴケ、カワラヨモギ、イガクサ等が生育し、前者よりも乾燥され難い環境下の黒神-I 及び黒神-III では、耐干性が普通であるヤハズ草、コブナ草が植生の優位を占めている。しかしながら両者の腐植型態の差は、材料の質に起因しているのではなく、土壌の最高温度の高低に基くものであろう。

### 第7節 2価及び3価の塩基と腐植

本節では、2価及び3価の塩基の量と腐植との関係を検討した。土壌中で腐植と結合しているか、あるいは結合し得る形態の塩基を定量する方法はまだ確定していないので、便宜上、N-KCl 可溶 CaO 及び 5% ナトリウムヒドロサルファイト可溶の鉄、礬土を定量して、塩基と腐植との関係を調べた。

#### 実験方法

1) N-KCl 可溶 CaO : 低位生産地改良資料第 25 号<sup>93)</sup>による方法

2) 遊離  $R_2O_3$  : DEB<sup>9)</sup>, MACKENZIE 等<sup>98)99)</sup>の方法を参考にして以下の如く行つた。風乾細土を磨砕し孔径 0.5 mm の篩を通過せしめた後、その 1g を秤取し、10%  $H_2O_2$  を加え湯煎上で加熱し土壌有機物を分解する。 $H_2O_2$  を除去した後 5g のナトリウムヒドロサルファイトを加え、蒸溜水を添加して液量を 100 ml とする。湯煎上で液温が 70°C になる様に調整し、70°C で正確に 15 分間加熱する。室温で放冷した後、N-HCl 5 ml を極めて徐々に滴下し、東洋濾紙 No. 6 で濾過する。残土は数回 0.02N-HCl で洗滌し、濾液と洗滌液を合して一定量とする。この溶液中の  $Fe_2O_3$  をデピリゲル法<sup>91)</sup>、 $Al_2O_3$  をアルミノン法<sup>99)</sup>により比色定量した。

#### 実験結果

1) 遊離塩基の量と腐植

N-KCl 可溶 CaO と遊離  $R_2O_3$  の含量は第9表に示した。本表の成績によれば、腐植集積量が多くなると共に、N-KCl 可溶 CaO 及び遊離  $R_2O_3$  の量は増加する傾向がある。

2) N-KCl 可溶 CaO と全炭素との関係

第 11 図に、表層土及び大野原-3 の全炭素と N-KCl 可溶 CaO との関係を示した。本図によれば、

第9表 置換性石灰と遊離  $R_2O_3$   
Table 9. Exchangeable CaO and extractable  $R_2O_3$

Laboratory number	CaO soluble in N-KCl %	Free $R_2O_3$		Total carbon of soil %
		$Al_2O_3$ %	$Fe_2O_3$ %	
Kurokami-I-1	0.045	0.50	0.35	1.53
-2	0.017	0.46	0.34	0.84
-3	0.011	0.41	0.29	0.53
-4	0.008	0.33	0.19	0.068
Kurokami-II-1	0.007	0.30	0.19	0.38
-2	0.003	0.18	0.17	0.087
Kurokami-III-1	0.040	0.62	0.54	2.32
-2	0.032	0.47	0.36	1.70
Onobaru-1	0.033	1.48	0.71	4.80
-2	0.017	0.55	0.37	1.04
-3	0.032	3.90	2.33	17.87
Nogata -1	0.114	1.83	1.45	7.88
-2	0.095	0.88	0.56	5.02
-3	0.050	0.68	0.31	1.72
-4	0.023	0.40	0.22	0.70
Kamimobiki -I-1	0.019	0.32	0.25	0.94
-2	0.009	0.34	0.23	0.15
-3	0.011	0.32	0.24	0.078
-4	0.009	0.34	0.26	0.09
Kamimobiki-II-1	0.232	0.56	0.36	6.61
-2	0.252	0.50	0.32	8.40
-3	0.053	0.45	0.29	2.07

- a) 全炭素 3% 以下の土壌では、全炭素と N-KCl 可溶 CaO の量はほぼ正比例的な関係を保つ、  
b) 全炭素 3% 以上になると、全炭素と CaO との間には規則的な関係は認められない、c) 杉林土壌では、草地土壌よりも N-KCl 可溶 CaO の量が著しく多い、などのことがわかる。

### 3) 遊離 $R_2O_3$ と全炭素との関係

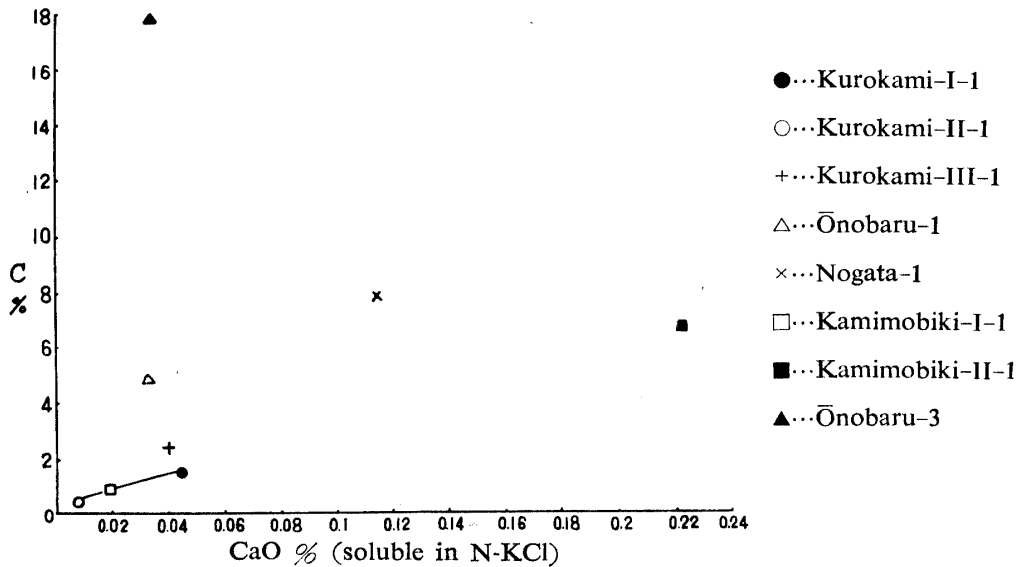
遊離  $R_2O_3$  と全炭素との関係は第 12 図に示した。本図から以下の事項がわかる。a) 草地の表層土では、遊離  $R_2O_3$  の量は全炭素含量と正比例して増加している。b) 杉林土壌は草地よりも  $R_2O_3$  の量が明らかに少ない。

## 考 察

遊離  $R_2O_3$  の量と全炭素、すなわち腐植集積量は正比例的関係を保っている（第 12 図）。ゆえに、草地をなす桜島火山灰土の表層に、より多く存在する 3 価の遊離塩基が腐植化度の高い腐植の集積と密接な関係にあることが推論出来る。

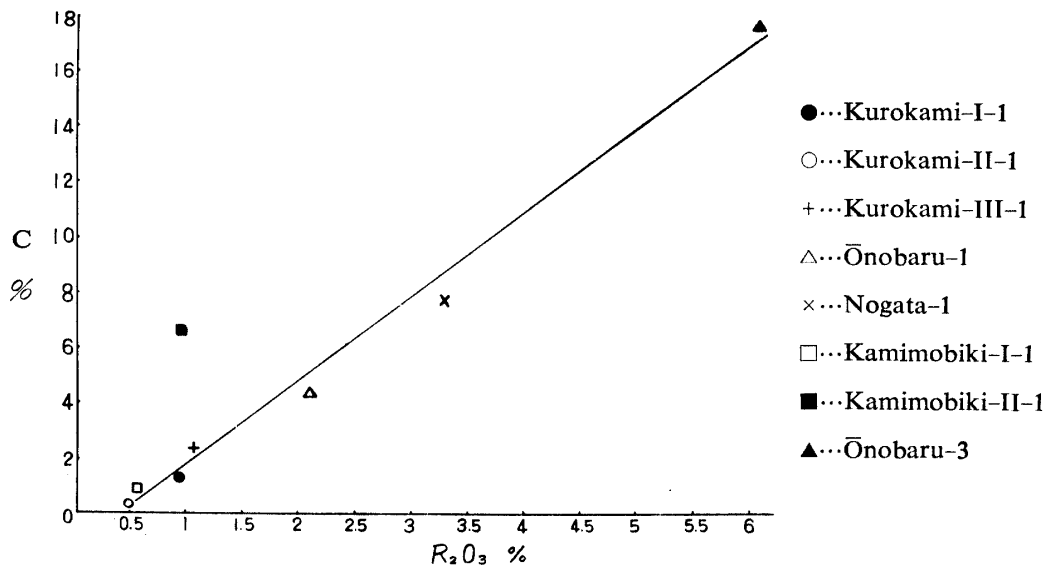
N-KCl 可溶 CaO の量は、全炭素含量 3% 以下の範囲では腐植集積量と正比例しているが、全炭素 3% 以上になると規則的な関係は認められない。2 価塩基が造岩鉱物から溶出する速度は 3 価の塩基よりも早い<sup>95)</sup>。ゆえに、火山灰が土壌化する初期段階で、腐植の材料が土壌に供給され始めた時期には、腐植と結合し得る形態の遊離 3 価塩基の量は少なく、かつ多量に溶出する珪酸が 3 価の塩基と結合するので、腐植は 2 価の塩基とも結合し安定な状態になる。土壌化が進行し、溶出する 3 価塩基の量が多くなり、逆に珪酸が減少すると腐植は主に 3 価塩基と結合すると考え得る。

供試土壌中で腐植集積量が中程度、すなわち、全炭素含量が 4~5% の大野原-1 と野方-2 を比較すると、前者は後者よりも腐植集積量はやや少ないが腐植化度は高く、N-KCl 可溶 CaO の量は少



第11図 土壤の全炭素と N-KCl 可溶 CaO との関係

Fig. 11. Relationship between the carbon content and CaO soluble in N-KCl



第12図 土壤の全炭素と遊離  $R_2O_3$  との関係

Fig. 12. Relationship between the carbon content and extractable sesquioxide of soils

ないが、遊離  $R_2O_3$  の量は多い。従つて、遊離  $R_2O_3$  は腐植化の進行をも促進するのではないかと考えられる。しかしながら、腐植の集積量が少ない黒神-I-1と黒神-II-1を比較すると、後者は前者よりも2価及び3価の塩基の量は少ないが腐植化度は高く、かつ土壤の最高温度が高く乾燥し易い環境下にある。ゆえに、腐植の集積量が少ない場合には、高温あるいは乾燥といった土壤内の気候因子が、腐植化度に対して遊離  $R_2O_3$  よりも強い影響を及ぼす様に思われる。

本節の実験で採用した遊離  $R_2O_3$  の抽出法は、遊離  $R_2O_3$  のみならず、二次的に生成した非晶質の、珪酸・鉄・礬土複合体をも溶解すると考えられるので、腐植と塩基との結合を考察するには、風化物の量及び珪礬比と腐植の関係を検討する必要がある。これについては第IV章で述べる、

## 第8節 考察及び結論

### 1) 草地と森林における腐植集積の相違

1914年に噴出した桜島火山灰から生成した土壌のうち、森林下の土壌は腐植の集積量が多いが腐植化度は低い。これに反し、草地状態下で生成した土壌は、土性、堆積場所等の相違により腐植の集積量は異なるが、腐植の集積量が少ない場合には一般に腐植化度が低く、腐植の集積量が多い場合には腐植化度が高い。かつ腐植集積条件が非常に好適であると思われる場合には、森林下の土壌よりも集積量が多く、腐植化度も著しく高く、1914年の大噴火以前の表層土の腐植形態に類似しているものがある。ゆえに、桜島火山灰の土壌化過程では、草地の方が森林よりも、腐植化度の高い腐植が多量に集積し得ると結論することが出来る。川村<sup>63)</sup>、内山等<sup>110)</sup>は、火山灰土壌では、草原時代に多量の腐植が集積すると推論したが、これは1914年噴出の桜島火山灰から生じた土壌において実証された。しかしながら、著者はこれに加えて、森林でも多量の腐植が集積するが、草地では腐植化度の高い腐植が多量に集積すると補足したい。

桜島火山灰に由来する森林土壌に、腐植化度の高い腐植が集積し得るか否かについては、本章の実験結果のみからは判定し得ない。さらに多くの土壌を用い、温度、水分、供給される有機物の量及び質並びに微生物活動の面から検討を加えねばならない。

以上述べた如く、桜島火山灰土壌では、草地において腐植化度の高い腐植が多量に集積する可能性が強いのであるが、火山灰土における草地の生成についてはなお一考を要する。供試した草地土壌は、いずれも未墾地から採取したものであるが、採取地域に火入れを行つた痕跡が認められた。上百引-Iあるいは黒神-IIの様に、土性が粗く、排水が良好で、強く乾燥されかつ土壌の最高温度が高い場合には、草地、しかも植物生育量が比較的少ない草地の時代が長く続くであろう。しかしながら、野方-1の様に、土壌の水分及び温度条件が中庸であると見なされる場合に、火入れを行わなくても、植物被が草本で停滞するのか、あるいは草本から陽樹に、さらに陰樹に移行するのか、そして若し速かに森林に移行する場合には、腐植の形態がいかに変化するかの問題については容易に推論することは出来ない。

### 2) 草地状態における桜島火山灰の腐植集積過程

本章の各節で述べた如く、1914年に噴出した桜島火山灰が草地状態で土壌化する場合には、一般的に、a) 腐植の集積量が多い、b) 腐植化度が高い、c) 土性が精である、d) 最大容水量が大である、e) 植物生育量が多い、f) 遊離3価塩基の量が多い、などの各項はそれぞれ密接な相関関係を保つていと結論し得る。

供試した桜島火山灰土壌は、ほぼ同一気候条件下で生成したものと推定されるが、風化の初期段階では、火山灰の堆積場所と土性が土壌水分と土壌温度を規定し、水分と温度が植物の生育量と造岩鉱物の風化速度を決定する。植物の生育量が増せば、土壌に対する腐植材料の供給量が多くなる。鉱物の風化は、遊離3価塩基の量が増加する方向に進む。腐植は、主に、3価塩基と結合して安定し微生物に対する抵抗性が強くなる。ゆえに鉱物の風化が進むほど腐植蓄積率が大になる。腐植及び風化物が多くなると土壌の水分保持能が大になり、土壌水分及び土壌温度の変化が小さくなり、腐植に対する温度の影響が弱くなる。すなわち、風化の初期段階では、腐植の量及び質は火山灰の土性と堆積場所に支配されるが、風化の中期以降では、その他の因子、恐らくは風化物及び遊離塩基の種類と量が腐植の量と質に大きな影響を与えるのではないかと考えられる。しかしながら、いかなる場合にもいかなる因子が腐植集積に対して最も強力に働らくかについてはさらに詳細な研究が必要である。

### 3) 腐植の量と質との相関関係が乱れる場合

第4節に記した如く、草地においても、排水状態が悪い、あるいは土壌の最高温度が高い環境下では、腐植化度の高い腐植が多量には集積し得ず、腐植の量と質との相関関係が乱れている。黒神-I-1と黒神-II-1の比較によつても明らかな様に、同一地域内においても、湿潤な環境下にある黒神-I-1は、腐植集積量は多いが腐植化度は低く、強く乾燥され、かつ土壌の最高温度が高い黒神-II-1は、集積量は少ないが腐植化度は前者よりも高い。従つて腐植の集積量が少ない場合には、腐植の量及び質は、水分及び温度等の非生物学的因子に支配される。すなわち湿潤な環境は量を増加させる因子として強く働らき、土壌の最高温度が高い条件は腐植化度を高める要因になると考え得る。

### 第III章 腐 植 酸

前章の研究では、腐植化の進行を NaOH 抽出部及び粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  の減少及び R.F. の増加によつて判定し、腐植の質を概観した。よつて、次に、腐植酸部の諸性質の変化を調べ、腐植の質の変化及びその方向を詳細に検討することにした。

#### 第1節 供試土壌及び腐植酸調製法

##### 1) 供試土壌

第1表に記載した供試土壌の中から、腐植の集積量が異なる表層土として、野方-1、黒神-III-1及び黒神-I-1を、腐植化の進行がほぼ平衡状態に達している試料として大野原-3を、粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  の値が種々な段階にある試料として、野方-2、野方-4及び上百引-I-4を、森林土壌として上百引-II-2の計8点の土壌を選び実験に供した。

##### 2) 腐植酸調製法

風乾細土を磨碎し、孔径 0.5 mm の篩を通過させる。この土壌に 0.5% NaOH を土壌有機物量の 500 倍量添加し、沸とうしている湯煎中に入れ時々振盪しながら 30 分間抽出する。室温で放冷した後遠心分離 (8,000 rpm, 30 分間) し、残渣には蒸留水を加え、攪拌、振盪した後遠心分離する。そして、この上澄液が無色になる迄、蒸留水による洗滌、遠心分離を反復する。抽出液、洗滌液を合してその 1/20 量の硫酸ソーダを添加して攪拌し、30 分間静置して混在する無機物を沈澱させ再び遠心分離する。得られた抽出液に 1/100 量の濃 HCl を添加し、振盪して静置すれば粗腐植酸部が沈澱する。約 30 分後に上澄液のフルボ酸部をサイフォンで除去する。除去した量と同量の稀 HCl (1:100) を加え、振盪、静置した後、上澄液を除く。この操作を 10~20 回反復すると上澄液は殆んど無色になる。沈澱した粗腐植酸部を濾過し、蒸留水で数回洗滌した後に 0.1 M ピロリン酸ソーダを添加して溶解し、一夜放置した後 1/100 量の HCl を加えて腐植酸を沈澱させる。ピロリン酸ソーダと HCl による溶解、沈澱を 3 回反復し、次に腐植酸が解膠し始める迄蒸留水で洗滌する。かくして得られた試料は 30°C で乾燥し、メノウ乳鉢で磨碎して実験に供した。以上の方法で得た腐植酸は、半数以上の試料において灰分が 1% 以下であつた (本章第3節の第10表参照)。

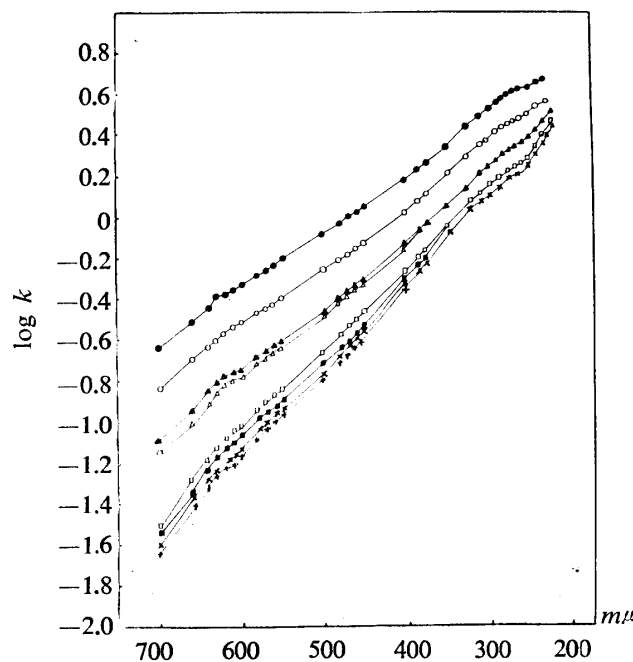
#### 第2節 紫外部及び可視部の吸収スペクトル

##### 実験方法

熊田<sup>74)75)76)</sup>の方法に準拠して、腐植酸試料を 0.5% NaOH にて溶解し、溶解後 1 時間内に、BECKMAN の Quartz Spectrophotometer Model DU を用いて、700~230 m $\mu$  の範囲の吸光係数を測定して吸光曲線を求め、次に  $\Delta \log k$  及び R.F. を算出した。

##### 実験結果

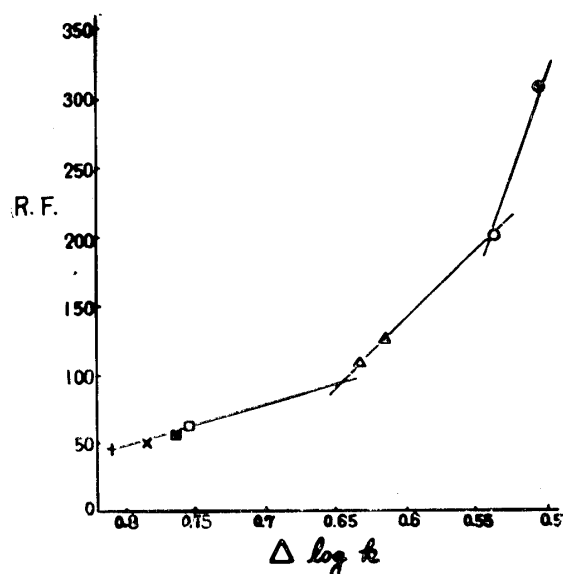
第13図に、腐植酸 0.01% 溶液に換算した吸収スペクトル図を、第14図には腐植酸の  $\Delta \log k$  と



第13図 腐植酸の吸収スペクトル

Fig. 13. Ultra violet and visible absorption spectra of humic acids

●—● Ōnobaru-3	□—□ Kamimobiki-II-2
○—○ Nogata-1	■—■ Kurokami-III-1
▲—▲ Nogata-2	×—× Kurokami-I-1
△—△ Nogata-4	+—+ Kamimobiki-I-4

第14図 腐植酸の  $\Delta \log k$  と R.F. との関係Fig. 14. Relationship between the  $\Delta \log k$  ( $\log k_{400 m\mu} - \log k_{600 m\mu}$ ) and R.F. of humic acids

●...Ōnobaru-3	□...Kamimobiki-II-2
○...Nogata-1	■...Kurokami-III-1
▲...Nogata-2	×...Kurokami-I-1
△...Nogata-4	+...Kamimobiki-I-4

R.F. の関係を、第10表(本章第2節)に  $\Delta \log k$  及び R.F. の値をそれぞれ示した。これらの成績に見出される事実を摘録すれば次の如くである。

1) 吸収スペクトルの形状は、いずれの試料においてもほぼ直線的で、かつ  $\log k$  の値は長波長側に向つて高くなる。

2) 腐植酸単位当りの吸収の大きさは、上百引-I-4 において最も小さく、以下、黒神-I-1, 黒神-III-1, 上百引-II-2, 野方-4, 野方-2, 野方-1 の順に増加し、大野原-3 において最も大きい。そして吸収の大きいものほど、横軸(波長)に対する  $\log k$  の傾斜は小である。

3) 吸収スペクトルには、吸収の極大、極小点は認め得ないが、大野原-3, 野方-2, 野方-4 及び上百引-I-4 などの下層土には、 $615 m\mu$  に吸収の肩が僅かに認められる。

4)  $\Delta \log k$  と R.F. との間には次の関係がある。 $\Delta \log k$  の値の減少に対して、腐植化度が低い場合 ( $\Delta \log k: 0.7 \sim 0.8$ ) には R.F. の増加率は小さく、腐植化度が中程度 ( $\Delta \log k: 0.6 \sim 0.7$ ) の場合には R.F. の増大割合も中程度で、腐植化度の高い場合 ( $\Delta \log k: 0.6$  以下) は R.F. の増大率が大きい。

## 考 察

腐植酸の主な材料と考えられているリグニンの吸収スペクトルは直線ではなく、 $280 m\mu$  等に吸収の極大点を示す。供試した腐植酸試料の吸収スペクトルは、紫外部及び可視部の領域において吸収の極大及び極小点は認められず、ほぼ直線をなしている。従つて上百引-I-4 の如く、腐植の集積量が甚だ少ない(全炭素: 0.09%) 土壌においても、腐植は材料リグニンそのものではなく、土壌腐植酸としての性格を明らかに示している。

吸収スペクトルの形状から、供試腐植酸の型を熊田の型<sup>82)</sup>と比較すると、大野原-3 及び野方-1 は



A型に属し、野方-2, 野方-4, 上百引-II-2, 黒神-III-1, 黒神-I-1 及び上百引-I-4 はB型に属すると判定される。さらに吸収スペクトルの形態は、上百引-I-4 から、黒神-I-1, 黒神-III-1, 上百引-II-2, 野方-4, 野方-2, 野方-1 及び大野原-3 に漸変している。ゆえに桜島火山灰土の生成過程では、最初にB型腐植酸が出現し、次第にA型が主体を占める様になると推定し得る。

下層土の腐植酸は、腐植化度如何に拘らず、 $615 m\mu$  附近の吸収の肩が認められる。このことは、 $615 m\mu$  に極大吸収を有する腐植酸の構成 fraction が溶脱し易い性質を有すると考えられる。熊田の、いわゆるポドソール型腐植酸は、ポドソール土壌等に見出され、 $450, 570$  及び  $615 m\mu$  に極大吸収を有することが特徴である。従つて、供試した下層土の腐植酸中には、表層土よりもポドソール型腐植酸の量が多いと考え得るが、この点については、さらに腐植酸を分割して検討することが必要であろう。

### 第3節 元素組成

供試腐植酸の元素組成を比較するために、東京大学農学部元素分析室に依頼して、炭素、水素、窒素、灰分及びメトキシ基を定量した。

#### 実験結果

##### 1) 腐植酸の元素組成変化の方向

第10表に分析結果を示す。その成績によれば、上百引-I-4, 黒神-I-1, 黒神-III-1, 上百引-II-2, 野方-4, 野方-2, 野方-1, 大野原-3 の順で、上百引-I-4 から大野原-3 に向つて以下の傾向が認められる。a) 炭素含量が多くなる。b) 窒素含量が少なくなる。c) 全水素含量が減少する。d) 炭素率 (C/N) 及び炭素と水素の比 (C/H) が大になる。e) メトキシ基が減少する。

第10表 腐植酸の元素組成及び  $\Delta \log k$ , R.F.  
Table 10. Elemental composition, methoxyl content and  $\Delta \log k$ , R.F. of humic acids

Laboratory number		Onobaru-3	Nogata-1	Nogata-2	Nogata-4	Kami-mobiki-II-2	Kurokami-III-1	Kurokami-I-1	Kami-mobiki-I-4
C	%	59.05	58.09	57.22	55.16	56.39	52.49	52.37	52.10
H	%	2.87	3.95	4.73	5.41	5.75	5.41	5.51	5.49
N	%	1.21	2.21	2.78	3.80	3.84	3.59	3.91	4.20
Ash	%	0.66	0.97	0.95	0.64	1.32	1.92	1.16	0.96
C/N		49.0	26.8	20.6	14.5	14.7	14.6	13.4	12.4
C/H		20.6	14.7	12.1	10.2	9.8	9.7	9.5	9.3
-OCH <sub>3</sub>	%	0.38	1.56	1.72	1.95	1.91	2.25	2.48	1.98
$\Delta \log k$		0.506	0.539	0.617	0.633	0.757	0.764	0.785	0.809
R.F.		303	197	126	109	61	57	50	46

##### 2) 大野原-3 の特徴

大野原-3 から抽出した腐植酸は、野方-1 その他に比べ、C/N, C/H が著しく大で、かつメトキシ基が非常に少ない。

#### 考 察

一般的に、鎖状化合物は環状化合物よりも窒素及び水素含量が多いので、KONONOVA<sup>65)</sup>は、C/N, C/H が大になることを脱窒素、脱水素的縮合反応の進行と考えた。従つて、大野原-3, 野方-1, 野

方-2, 野方-4, 上百引-II-2, 黒神-III-1, 黒神-I-1, 上百引-I-4 の順で, 前に挙げたものほど  $\Delta \log k$  が小さく, かつ  $R.F.$  が大である. すなわち前に挙げたものほど腐植化度が高い. またこの順で  $C/N$ ,  $C/H$  が大である. ゆえに供試腐植酸においては, 腐植化度が高くなると共に脱窒素, 脱水素的縮合反応が進行し, 鎖状化合物が少なくなり環状化合物の性格が強くなると考え得る.

リグニンの性格を判断する基準としてメトキシル基の含量がしばしば用いられるが, 表層土の腐植酸では, 黒神-I-1 のメトキシル含量が最も多く, 黒神-III-1 がこれに続き, 野方-1 が最も少ない. このことは, 腐植の主要な母材と考えられるリグニンが次第に本来の形を失い, リグニンの属性のみでは説明し得ない土壌腐植の形態に変化することを示している. 小坂<sup>72)</sup>は, 台地の表層土では, 腐植化が進むほどメトキシル基の含量が少なくなると述べているが, 著者も, 供試桜島火山灰土の実験結果から同様な結論を得たのである.

#### 第4節 X線スペクトル

##### 実験方法

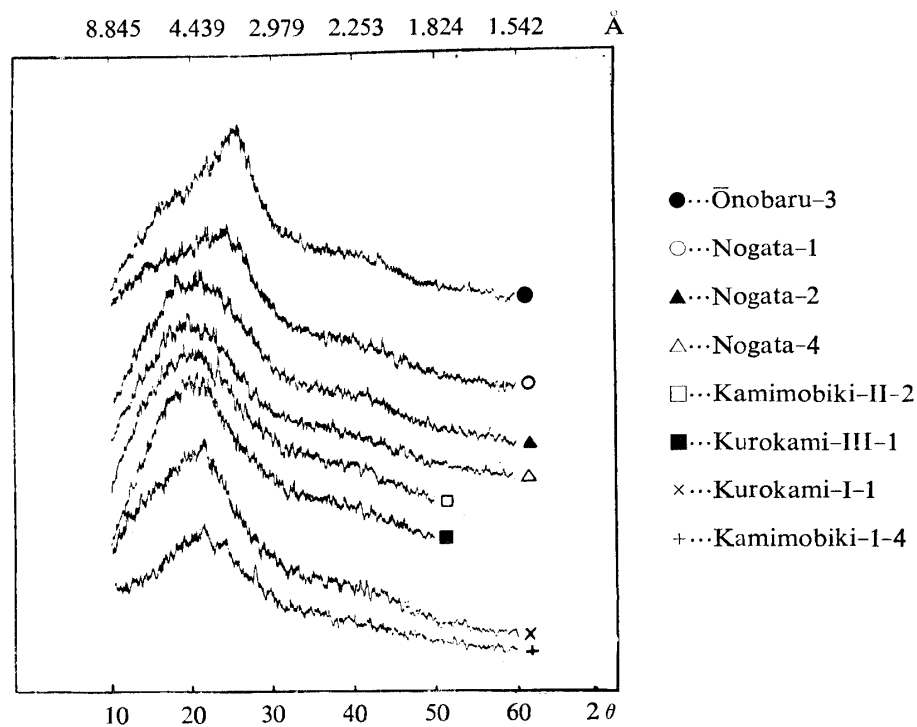
熊田<sup>80)</sup>の方法に準拠して, 腐植酸の粉末試料を, North American Philips 社製の X線分光計により, 管球電圧: 30 kV, 管球電流: 15 mA, scanning speed: 2°, Cu-K $\alpha$  ray, time constant: 4 の実験条件で,  $2\theta$ : 60~3° の範囲を測定した.

##### 実験結果

第15図に腐植酸の X線スペクトル図を, 第11表には, 第15図から得られた結果を整理して示した. その概要を摘録すれば次の如くである.

##### 1) 3.3~3.5 Å のピーク

上百引-I-4 から黒神-I-1, 黒神-III-1, 上百引-II-2, 野方-4, 野方-2 に至る B型腐植酸系列には



第15図 腐植酸の X線スペクトル  
Fig. 15. X-ray diffraction diagram of humic acids

第11表 腐植酸のX線スペクトル  
Table 11. X-ray interference of humic acids

Interplanar spacing	3.3~3.5 Å		4.2~4.6 Å		2.1 Å
	Intensity	Shape of X-ray diagram	Position Å	Intensity	Intensity
Ōnobaru-3	Strong	Distinct	ca. 4.9	Very weak	Very weak
Nogata-1	Medium	Sonewhat diffuse	4.4~5.2	Medium	〃
Nogata-2	Very weak	Diffuse	4.1~4.8	Strong	〃
Nogata-4		None	4.1~4.8	〃	〃
Kamimobiki-II-2		〃	4.2~4.8	〃	〃
Kurokami-III-1		〃	4.0~4.6	〃	〃
Kurokami-I-1		〃	4.1~4.5	〃	〃
Kamimobiki-I-4		〃	4.1~4.4	〃	〃

このピークは殆んど出現しない。野方-2 から野方-1 に、さらに大野原-3 へとB型からA型に変化し、A型の性格が強くなると共に、3.3~3.5 Å のピークが出現し、かつ巾広いピークから明瞭で対称的な鋭いピークに変わる。

2) 4.2~5.0 Å のピーク

B型腐植酸群には判然と現われている。黒神-I-1, 黒神-III-1, 上百引-II-2, 野方-4, 野方-2 の順で後に挙げたものほど腐植化度が高くなると共に、このピークの位置は長波長側に移動する。A型腐植酸の中でも腐植化度の低い野方-1 では僅かに認められるが、腐植化度の高い大野原-3 には殆んど見出し得ない。

考 察

腐植酸のX線スペクトルに現われる 3.5 Å 附近のピークは(002)面の反射に起因すると見做されており、KONONOVA<sup>65)</sup>は、これを環状重合炭素網の完成度を意味すると述べ、熊田<sup>80)</sup>は、無定形炭素の二次元格子構造の性格を示すと考えた。一般的に、高分子化合物中で平行対立するベンゼン環の間隔は 3.5 Å である。ゆえに腐植酸の 3.5 Å のピークは環状重合炭素網のC軸に対する配向性を示すと考えるのが妥当であろう。野方-2 から野方-1 に、さらに大野原-3 へと、B型腐植酸がA型に変化し、かつ腐植化度が高くなると共に、3.5 Å のピークが明瞭になることは、環状化合物の性格が強くなることを示していると考えられる。

KASATOCHIKIN 等<sup>82)</sup>が r-band と称している 4~5.5 Å の拡散したピークを、KONONOVA<sup>65)</sup>は線状重合炭素に起因すると考えた。4.5 Å 附近のピークは高分子化合物に一般的に出現し、鎖状分子相互間の距離であると考えられている。さらに、ポリステロールをアセチル化すると、鎖状分子間の距離  $d_1$  が 4.5 Å から 4.9 Å に移動する例によつても明らかな通り、主鎖に結合している分子団の相違により  $d_1$  が変化するのである<sup>54)</sup>。従つて、供試腐植酸の腐植化度が高くなると共に、4.2~5.5 Å のピークが長波長側に移動するのは、腐植化の進行に伴つて、鎖状化合物に結合する分子団の種類が変化すると解すべきであろう。

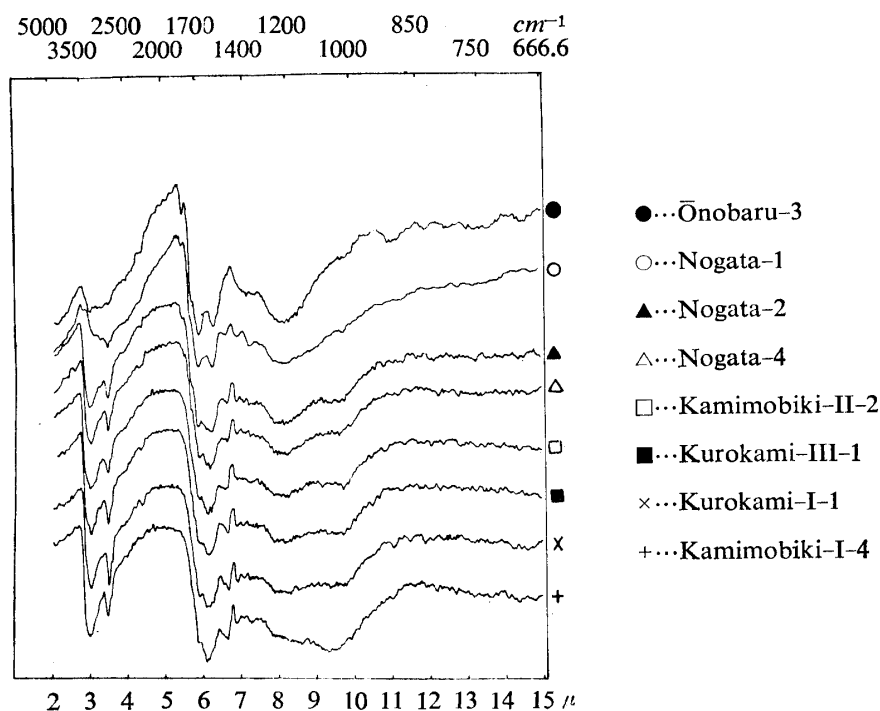
第5節 赤外線スペクトル

実験方法

熊田<sup>82)</sup>の実験条件に準じ、光研 D.S. 301 型 double beam spectrophotometer を用い、腐植酸濃度 0.5% の KBr 錠剤を試料として、2~15 μ の範囲の赤外線スペクトルを求めた。

## 実験結果

第16図に、腐植酸の赤外線スペクトル図を、第12表に、主要吸収の吸光度をそれぞれ示した。第16図、第12表の結果を摘録すれば以下の如くである。



第16図 腐植酸の赤外線スペクトル

Fig. 16. Infra-red spectra of humic acids

第12表 腐植酸の赤外線スペクトルにおける主要吸収の吸光度

Table 12. Optical densities of main absorption bands in the infra-red spectra of humic acids

Laboratory number	3.28 μ	3.46 μ	$D_{3.25}$ / $D_{3.5}$	3.8 ~3.9 μ	5.42 μ	5.8 ~5.9 μ	6.05 μ	6.12 μ	6.20 μ	$D_{5.9}$ / $D_{6.2}$	6.6 μ	6.8 μ	7.8 ~8.3 μ	8.8 μ	9.3 μ	9.7 μ
Ōnobaru-3	0.61	0.57	1.07	0.38	0.093	1.09			0.99	1.10			0.83	0.50	0.33	0.27
Nogata-1	0.41	0.47	0.87	0.24	0.024	0.67			0.67	1.00	0.39	0.40	0.64	0.52	0.41	0.38
Nogata-2	0.32	0.39	0.82	0.16	0.051	0.63	0.67		0.70	0.90	0.43	0.42	0.62	0.45	0.43	0.42
Nogata-4	0.33	0.40	0.82	0.16	0.070	0.63	0.72	0.77		0.82	0.48	0.42	0.61	0.45	0.43	0.38
Kamimobiki-II-2	0.27	0.32	0.84	0.14	0.041	0.53	0.66	0.64		0.80	0.42	0.37	0.49	0.41	0.40	0.44
Kurokami-III-1	0.35	0.40	0.80	0.17		0.62	0.75	0.76		0.82	0.51	0.46	0.60	0.52	0.53	0.53
Kurokami-I-1	0.31	0.51	0.61	0.18		0.63	0.77	0.75		0.82	0.56	0.48	0.45	0.53	0.51	0.51
Kamimobiki-I-4	0.29	0.49	0.59	0.12		0.67		0.80		0.84	0.55	0.43	0.52	0.60	0.69	0.55

上百引-I-4 から、黒神-I-1、黒神-III-1、上百引-II-2、野方-4、野方-2、野方-1、大野原-3 の順で、後に挙げたものほど腐植化度が高くなると共に、次に示す諸傾向が認められる。


- 1) 3.28 μ 附近の、芳香族 C-H 伸縮振動に起因する吸収の強度は明らかに強くなる。
- 2) 3.46 μ 附近の、脂肪族 CH<sub>2</sub> の C-H 伸縮振動に起因する吸収の強度は明らかに弱くなる。
- 3) 1) 及び 2) から  $D_{3.25}/D_{3.4}$ \* は大になる。

\*  $D_{3.25}/D_{3.4} = \frac{3.25 \mu \text{ の吸光度}}{3.4 \mu \text{ の吸光度}}$

- 4) 3.8~3.9  $\mu$  の, カルボキシルの O-H 伸縮振動に起因するピークは強くなる.
- 5) 5.4  $\mu$  附近の, 恐らくは, サイクリックアンヒドライドに起因する吸収は, 表層土では弱い, 下層土では強い.
- 6) 5.85  $\mu$  附近の, ケトン, アルデヒド, 有機酸類の C=O 伸縮振動に起因するピークは明らかに強くなる.
- 7) 6.1~6.25  $\mu$  の C=C 伸縮振動に基く吸収は, 全試料に判然と現われている. しかしながら, 上百引-I-4, 黒神-I-1, 黒神-III-1, 上百引-II-2 及び野方-4 においては, 6.05 と 6.12  $\mu$  に現われ, 野方-1 及び大野原-3 では 6.25  $\mu$  の吸収のみである.
- 8) 6) 及び 7) から,  $D_{5.9}/D_{6.2}^*$  が大になる.
- 9) 脂肪族側鎖を有する各種形態の芳香族化合物に起因すると考えられる 6.6  $\mu$  の吸収は次第に弱くなり, 大野原-3 では全く認められない.
- 10) 6.8  $\mu$  附近の CH<sub>2</sub> の C-H 変角振動に基く吸収は全試料に現われるが, 腐植化度の相違による強弱の差は認められない.
- 11) 7.8~8.3  $\mu$  の, エーテル, キノン, エステル, フェノール等の C-O 伸縮振動に起因する巾広い吸収は, 腐植化度が高くなると共に明らかに強くなる.
- 12) 8.8  $\mu$  の恐らくは, 脂肪族エーテルの C-O 伸縮振動に基く吸収は, 上百引-I-4 にのみ僅かに認められる.
- 13) 9.7  $\mu$  附近の, 一級アルコールの C-O 伸縮振動に起因する巾広い吸収は, 腐植化度が高くなると共に明らかに弱くなる.

### 考 察

KASATOCHIKIN 等<sup>62)</sup>は, 腐植化の進行と共に, 3.28  $\mu$  附近に芳香族 C-H の振動に基く吸収が現われ, 6.6  $\mu$  附近の, 長い側鎖化合物を有する芳香環に由来する吸収が弱くなることを明らかにした. 熊田<sup>82)</sup>は,  $D_{3.25}/D_{3.4}$  並びに  $D_{5.9}/D_{6.2}$  が大になることと腐植化の進行がほぼ一致すると述べている. 著者の実験結果に対しても明らかに両者の見解が当嵌る. すなわち, 上百引-I-4, 黒神-I-1, 黒神-III-1, 上百引-II-2, 野方-4, 野方-2, 野方-1, 大野原-3 の順で, 後に挙げたものほど腐植化度が高くなると共に, 脂肪族の C-H, C-O, O-H などの伸縮振動は明らかに弱くなり腐植酸構成分子中の鎖状化合物の量が減少する. そして, 芳香族 C-H 伸縮振動の増強から, 環状化合物の量が増加することがわかる. さらに, 芳香族化合物の脂肪族側鎖が減少することが判定せられ, また, カルボキシル基の O-H, ケトン, アルデヒド, 有機酸, キノン, エステル, フェノールなどの C=O が増加し, 酸としての性格が強くなることがわかる.

C=C に基く吸収は, 腐植化の進行と密接な関係は認められないが, 長波長側に移動している. 従つて腐植化度が高くなると共に, 通常の C=C から -C=C へ, あるいは共軛した C=C へと変移すると考えられる. この様な C=C 結合の質的变化については, 将来の研究によつて明らかにされなければならない.

下層土から得られた腐植酸の 5.42  $\mu$  の吸収が表層土よりも強いことは, 何を意味しているのか判定し得ない. 可視部の吸収スペクトルにおける 615 m $\mu$  の吸収の肩が, 下層土の腐植酸にのみ認められることをも参照して, 今後の研究にまつべきであろう.

\*  $D_{5.9}/D_{6.2} = \frac{5.85 \mu \text{ 附近の吸光度}}{6.1 \sim 6.25 \mu \text{ の吸光度}}$

## 第6節 形及び平均分子量

### 実験方法

- 1) 腐植酸試料：腐植化度の低い試料として黒神-I-1 を、高い試料として大野原-3 の2点を使用した。
- 2) 電子顕微鏡写真撮影：腐植酸の蒸留水溶液と 0.1% NaOH 溶液を、日本光学 4D 型電子顕微鏡により撮影した。
- 3) 超遠心分離法による分子量測定：Spinco 超遠心分離機 E 型を使用して、腐植酸の 0.1% NaOH 溶液を試料として、測定温度  $22.8^{\circ}\text{C}$ 、56,000 rpm で 15 分、40 分及び 60 分後の沈降量を求めた。

### 実験結果及び考察

第 17 図に腐植酸の電子顕微鏡写真を示した。図に見る如く、腐植酸は球形を呈し、直径は、蒸留水溶液中では  $60\sim 120\text{ \AA}$ 、0.1% NaOH 溶液中では  $40\sim 90\text{ \AA}$  と判定される。しかし、本図から黒神-I-1 と大野原-3 の大小を比較することは不可能であつた。FLAIG<sup>17)</sup>、BEUTELSPACHER<sup>6)</sup> は、電子顕微鏡写真から、腐植酸は  $60\sim 100\text{ \AA}$  の球状分子であり、アルカリ側では粒径は小さいが、中性条件下では粒径が大になると述べた。本実験の結果は FLAIG 等の得た結果と一致している様である。

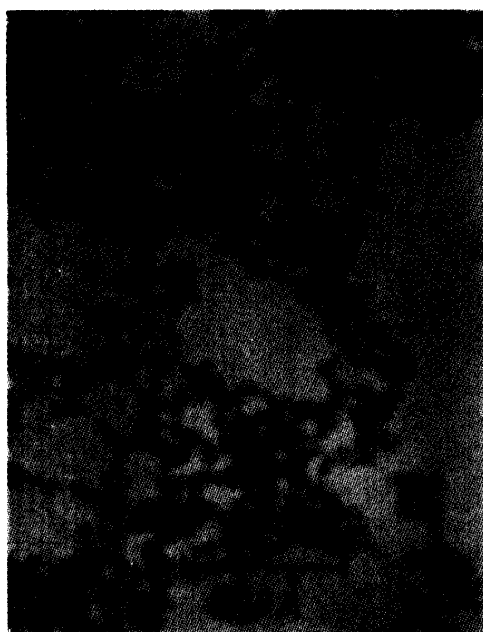
超遠心分離機による沈降量の測定結果は、大野原-3 は 56,000 rpm で 60 分間処理しても沈澱物が全く得られなかつた。黒神-I-1 では、16 分及び 40 分間処理によつては殆んど沈澱しなかつたが、60 分間処理により全有機物の約 1/8 が沈降した。56,000 rpm で 60 分間遠心分離することにより、平均分子量 5,000~6,000 の高分子化合物はほぼ完全に沈降する筈である。ゆえに、腐植化度の高い大野原-3 では、腐植酸構成分子のそれぞれが平均分子量 5,000 以下であり、腐植化度の低い黒神-I-1 では、平均分子量 5,000 以上の構成分子が僅かに存在すると考え得る。従つて、腐植化の進行と共に、腐植酸中の大きい分子量の構成分子が徐々に崩壊し、最終的には、腐植酸は、分散した状態の下では、直径  $100\text{ \AA}$  前後の球として行動するのではないかと考えられる。この様に、溶液中の腐植酸の粒径及び平均分子量はかなり小さく、イオンとコロイドの境界付近にある。従つて、土壤中において腐植酸がイオンの行動を為すか、あるいはコロイド溶液の性格を示すかは、土壤水分、土壤反応等により左右され、腐植酸の解膠、凝固等の現象の解釈を困難ならしめるであろう。

## 第7節 考察及び結論

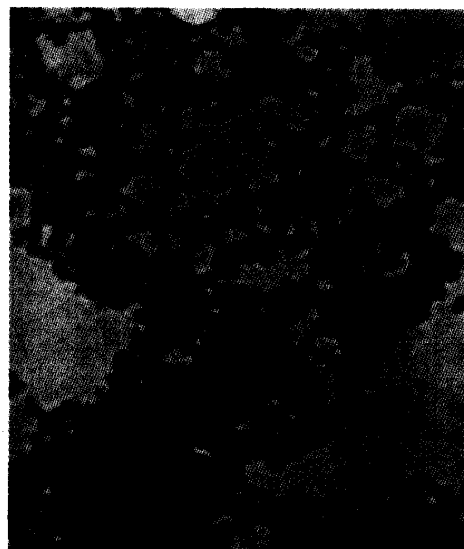
### 1) 桜島火山灰土の腐植酸変化方向

桜島火山灰土の腐植酸は、 $\Delta \log k$  の減少及び R.F. の増大によつて表現される腐植化度が高くなると共に、明らかに以下の諸傾向が認められる。a) 腐植酸単位当りの光吸収能が増大する。b) 紫外外部及び可視部の吸収スペクトルの形状から判断すると、熊田の B 型から A 型に変移する。c) C/H, C/N が大になり、メトキシル基の含量が減少する。X線スペクトルにおいては、いわゆる  $r$ -band が消失し、(002) 面の反射に起因するピークが出現し、次第に明瞭になる。赤外線スペクトルの  $3.45\mu$  の吸収の強度が弱くなり、 $3.28\mu$  の吸収の強度が強くなる。などから、腐植母材の性格が次第に消失し、鎖状化合物から環状化合物に変わり、さらに C 軸に対する配向性が整うことがわかる。d) 赤外線スペクトルにおける  $3.8\sim 3.9\mu$  及び  $5.85\mu$  の吸収の強度が強くなり、酸としての性格が強くなる。e) 超遠心分離法によつて測定した平均分子量が小さくなる。

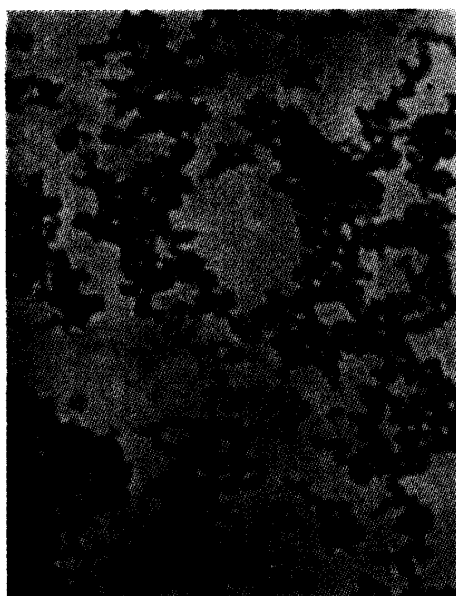
表層土では、一般的に、腐植の集積量と  $\Delta \log k$  及び R.F. は密接な相関関係を保っている(第 II 章第 2 節参照)。従つて、桜島火山灰土の生成過程においては、1) 腐植集積量の増加、2) 腐植母



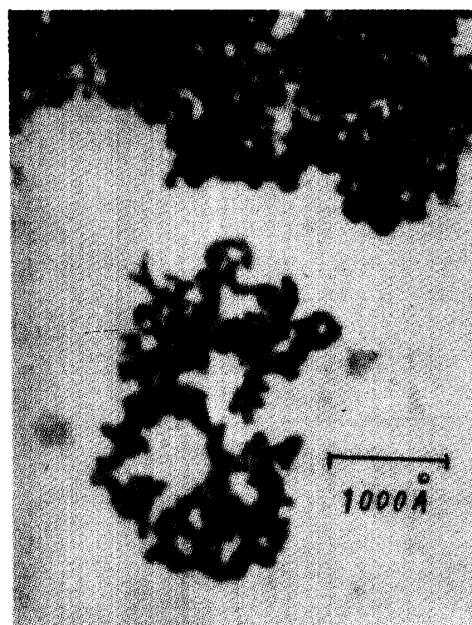
Ōnobaru-3  
Solvent...0.1 % NaOH



Kurokami-I-1  
Solvent...0.1 % NaOH



Ōnobaru-3  
Solvent...H<sub>2</sub>O



Kurokami-I-1  
Solvent...H<sub>2</sub>O

第17図 腐植酸の電子顕微鏡写真

Fig. 17. Electron micrograph of humic acids

材の崩壊, 3) 腐植酸の光吸収能の増大, 4) 窒素に富む鎖状化合物の消失, 5) 腐植酸の環状骨格構造の整備, 6) 腐植酸の酸基の増加, 7) 腐植酸の平均分子量が小になる, などの各項の変化はそれぞれ密接な関係を保っている. すなわち, いくつかの事項, 例えば, 3) の光吸収能が増大している場合に, 6) の酸基は減少の方向に変化することはあり得ず, 必ず増加する方向に変化する様に,

各項がそれぞれ一定の方向に向つて変化すると結論し得る。

## 2) 表層土と下層土の腐植酸の相違

供試腐植酸の腐植化度如何に拘らず、下層土の腐植酸は、a) 可視部の吸収スペクトルにおいて  $615\text{ m}\mu$  に吸収の肩が認められる、b) 赤外線スペクトルの  $6.4\ \mu$  附近の吸収の強度が表層土よりも強い、ことが判明した。ゆえに腐植酸構成分子中で、a) 及び b) の特徴を有するものは溶脱し易い性質を持つのではないかと考えられる。

野方-1, 野方-2, 野方-4 の各土壌は、草地の同一断面の  $15\text{ cm}$  の深さの表層土を、最上層から順次に4段階に分けて採取したものである。本章の各節の実験結果から明らかな様に、野方-1, -2, -4 の順で後に挙げたものほど土壌の深さを増すと共に、腐植酸の腐植化度は判然と低くなる。植物の根部及び地下茎は表層下  $15\text{ cm}$  の層位でも十分に蔓延している。従つて、野方-4 においても、腐植の材料が供給され腐植生成が行われている筈であり、そこに存在する腐植は上層から流れ落ちて来たもののみではない。ゆえに下層土では、表層土よりも嫌氣的でかつ湿潤であるために腐植化の進行が遅いと考へ得る。しかしながら、この点については、表層から溶脱し、下層土に集積する腐植酸の量を正確に調べた後再検討する必要があるであろう。

## 3) 古い火山灰土と新しい火山灰土の腐植酸の比較

1914年噴出の桜島火山灰に由来する土壌の中では腐植化度が最も高い野方-1の腐植酸を、古い火山灰土である大野原-3及び既報<sup>103)</sup>の鹿屋腐植酸と比較すると、 $\Delta \log k$  は近似しているが、前者は後者よりも  $R.F.$ ,  $C/H$ ,  $C/N$  が明らかに小である。かつ両者共にA型腐植酸であるが、前者は後者よりも鎖状化合物の性格が強く残っている。ゆえに、既報<sup>104)</sup>において述べた様に、 $R.F.$  が200から300に増大するにはかなり長時間を必要とし、その期間に鎖状化合物が徐々に分解し消失するのであろう。従つて、現在の、及び嘗ての表層土の腐植酸の性状を比較することによつて、土壌母材である火山灰の噴出時期の新旧を判定し得る場合もあると考えられる。

## 4) 腐植酸の性質の判定法

供試した桜島火山灰土では、腐植酸の性状は極めて規則的に変化しているので、その性質の一つを、例えば  $\Delta \log k$ , あるいは  $R.F.$  を測定することにより、他の性質もおおむね正確に推定し得る。

# 第IV章 無機物と腐植

第II章第7節において、遊離鉄、礫土と腐植集積量は正比例的關係を保つことを明らかにした。本章では無機物、特に1次鉍物並びに風化物と腐植の關係を検討することにした。

## 第1節 1次鉍物

桜島の熔岩、火山灰及び火山灰土の鉍物学的研究は、山口<sup>113)</sup>、菅野等<sup>57)</sup>、松井等<sup>86)</sup>、津屋<sup>109)</sup>、大庭\*等によつて行われてきた。これら諸研究者の研究結果を要約すると次の如くである。1) 熔岩及び火山灰は、主として両輝石安山岩質であり、火山灰と熔岩の化学的組成に大差は認められない。2) 重鉍物(比重2.8以上)の含量は極めて少なく、その大部分がシソ輝石である。3) 軽鉍物(比重2.8以下)の主成分は斜長石と火山ガラスである。斜長石は、 $An: 50\sim 70\%$ の曹灰長石であり、火山ガラスは屈折率が  $n=1.50$  附近で、菅野<sup>66)</sup>の無色扁平ガラスに相当するであろう。4) 各時代の噴出物の化学的組成には大きな変動は認められないが、最も酸性が強いものは文明(1468)時代の噴出物で、 $SiO_2$  含量  $66.4\%$ 、最も酸性が弱いものは大正(1914)2期の噴出物で、 $SiO_2$  含量は  $59\%$

\* 大庭 昇：昭和33年度桜島火山活動研究成果報告(1959) 謄字版



である。酸性が弱い火山灰ほど斜長石中の  $An\%$  が大である。

著者は、以上の研究成果を参考として、桜島火山灰土の生成過程における鋳物の変化を調べ、かつ腐植と鋳物との関係を検討することを目的として、以下の実験を行つた。

### 実験方法

1) 重鋳物と軽鋳物の量比：第1表に記載した供試土壌の中から表層土を7点、下層土として野方-2, 野方-3, 野方-4を、また、腐植の量及び質が平衡状態に達している試料として大野原-3を選び、計11点の試料を用いた。第II章第3節の器械的分析にて得られた細砂(0.2~0.02 mm)をJEFFRIES法<sup>46)</sup>で脱鉄処理した後に、比重2.8のツウールの重液を用いて重鋳物と軽鋳物に分割し、蒸溜水で十分に洗滌した後、乾燥して秤量した。次に、軽鋳物(比重2.8以下)は比重2.5のツウールの重液を用いて分割し、同様に洗滌、乾燥して秤量した。

2) X線スペクトル：この実験に対しては、腐植集積量が異なる表層土として、黒神-I-1, 野方-1と大野原-3の3点を用いた。蒸溜水のみを用い沈降法を反復して得た、粒径0.2~0.02, 0.015~0.01, 0.005~0.002及び0.001 mm以下の有機物未分解の土壤粒子を、6%  $H_2O_2$ で処理して有機物を分解し蒸溜水で洗滌する。これを乾燥した後メノウ乳鉢中で磨砕した。粉末試料は、North American Philips社製のX線分光計を用い、管球電圧30 kV, 管球電流15 mA, Scanning speed 2°, Cu-K $\alpha$  rayで $2\theta: 50\sim 3^\circ$ の範囲のX線スペクトルを測定した。

### 実験結果

第13表に、比重によつて分割した鋳物の量比を、第18, 19及び20図に、土壤粒子のX線スペクトルをそれぞれ示した。

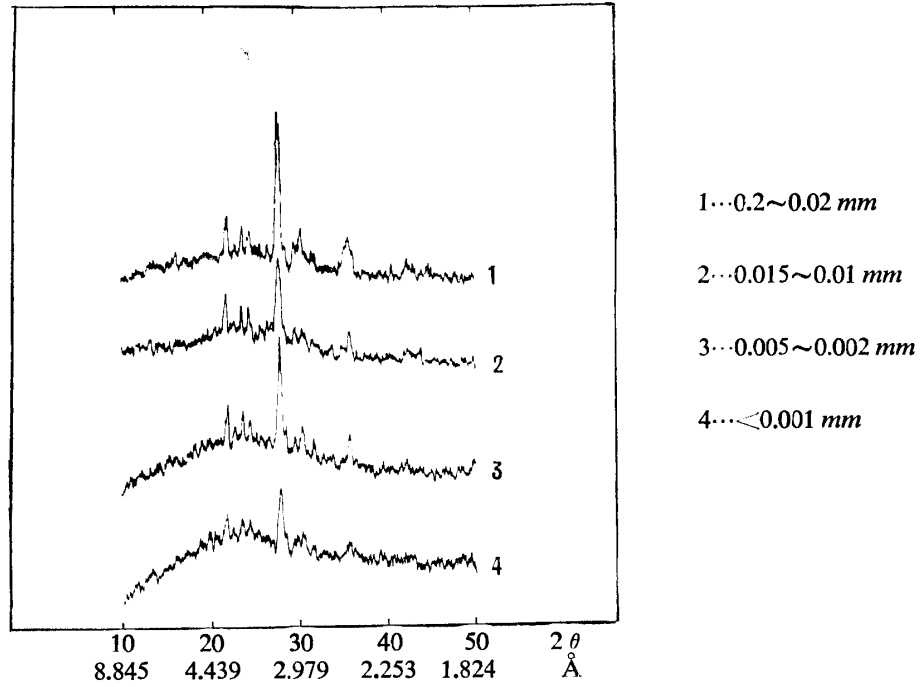
第13表 細砂の鋳物組成  
Table 13. Mineralogical composition of fine sands (0.2~0.02 mm)

Laboratory number	Heavy mineral (>sp. gr 2.8) %	Light mineral (<sp. gr 2.8) %	Light mineral		Total carbon cf soil %
			(sp. gr 2.8~2.5)	(<sp. gr 2.5)	
			%	%	
Kurokami-I-1	18	82	22	78	1.53
Kurokami-II-1	22	78	35	65	0.38
Kurokami-III-1	20	80	20	80	2.32
Onobaru-1	25	75	15	85	4.80
-3	34	66	4	96	17.87
Nogata-1	33	67	11	89	7.88
-2	28	72	20	80	5.02
-3	24	76	20	80	1.72
-4	27	73	28	72	0.70
Kamimobiki -I-4	14	86	30	70	0.94
Kamimobiki-II-2	25	75	20	80	6.61

#### 1) 鋳物の量比

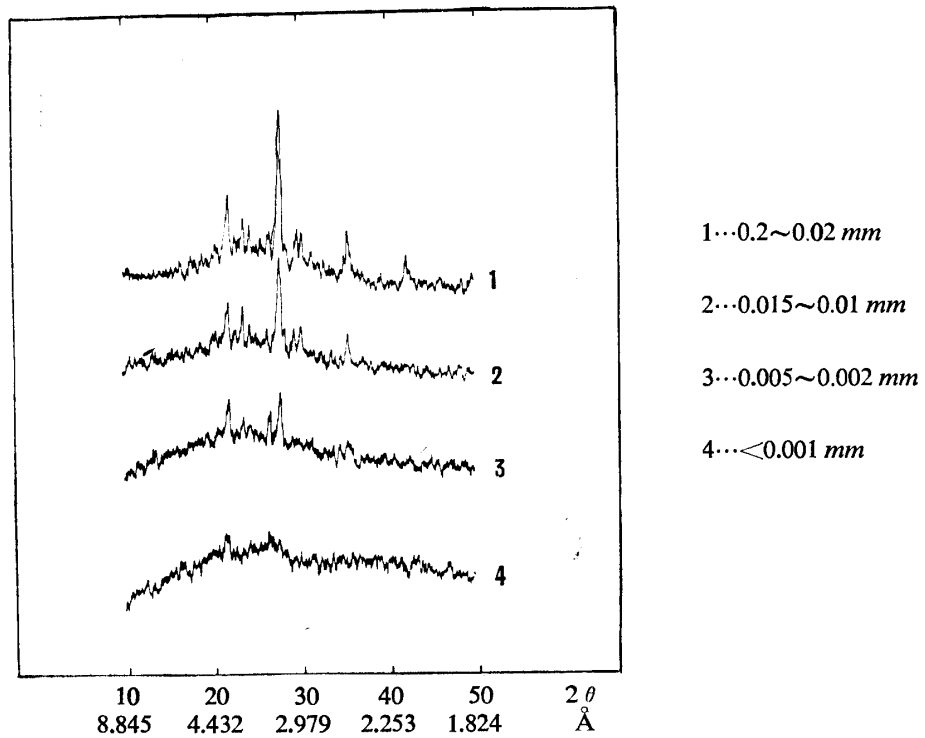
表層土及び大野原-3では、腐植の集積量が増加すると共に次の傾向が認められる。a) 軽鋳物(比重2.8以下)含有率が概して小になる。b) 軽鋳物(比重2.8以下)中では、比重2.8~2.5の鋳物が占める割合が小さくなる。なお、得られた重鋳物(比重2.8以上)は、各試料いずれも主としてシソ輝石よりなり、軽鋳物(比重2.8以下)は火山ガラスと斜長石であつた。

#### 2) X線スペクトル



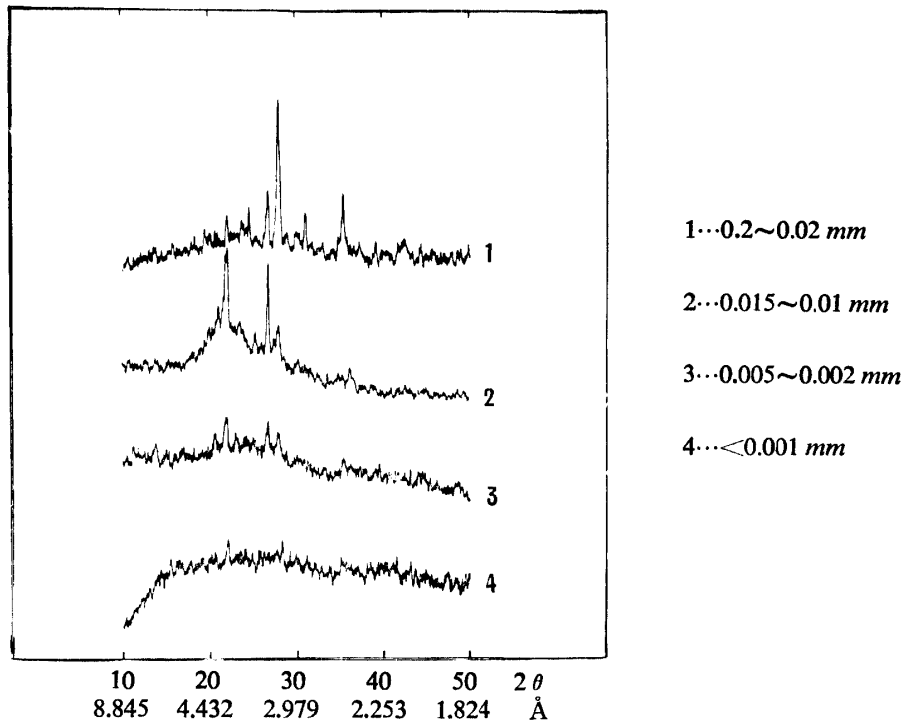
第18図 土壤鉱物のX線スペクトル(黒神-I-1)

Fig. 18. X-ray diffraction diagram of mineral fraction of soil (Kurokami-I-1)



第19図 土壤鉱物のX線スペクトル(野方-I)

Fig. 19. X-ray diffraction diagram of mineral fraction of soil (Nogata-1).



第20図 土壤鉱物のX線スペクトル(大野原-3)

Fig. 20. X-ray diffraction diagram of mineral fraction of soil (Onobaru-3)

a) 主要な結晶鉱物：各試料いづれも， $3.19$  及び  $3.16 \text{ \AA}$  の極めて強いピーク， $4.03$ ， $3.74 \text{ \AA}$  の強いピーク， $3.64$ ， $2.92$ ， $2.53 \text{ \AA}$  のやや強いピークが認められ，曹灰長石が主要な結晶鉱物であると判定し得る．b) 黒神-I-1，野方-1，大野原-3 の順で，後に挙げたものほど腐植集積量が多くなると共に，粒径  $0.005 \sim 0.002 \text{ mm}$  及び  $0.001 \text{ mm}$  以下の土壤粒子中の曹灰長石のピークの強度が弱くなる．c) 供試土壤のいづれにおいても，土壤粒子の粒径が小さいほど曹灰長石のピークの強度は弱くなる．大野原-3 では，粒径  $0.005 \sim 0.002 \text{ mm}$  の土壤粒子においても曹灰長石のピークは殆んど認め得ないが，腐植集積量が少ない黒神-I-1 では，粒径  $0.001 \text{ mm}$  以下の粒子中にも曹灰長石のピークが判然と認められる．

### 考 察

火山灰土壤の2次鉱物の主体を占めるアロフェンの母材は，斜長石と火山ガラスであろうと菅野等<sup>59)60)61)</sup>，松井等<sup>85)</sup>は推定した．さらに佐々木<sup>102)</sup>は，北海道の火山灰構成鉱物の中で，風化に対する抵抗性が最も弱く速かに溶解するのは斜長石であると述べている．また，MOHR<sup>90)</sup>は，Kelut 火山灰では，V fraction (粒径  $0.1 \sim 0.05 \text{ mm}$ ) には斜長石が多く，VI fraction ( $0.05 \sim 0.02 \text{ mm}$ ) 以下には火山ガラスが多く斜長石が少ないので，同一火山灰でも粒径が異なれば鉱物学的組成が異なると述べた．供試した桜島火山灰土壤では，異なる土壤の同一粒径の fraction を比較した場合，第13表に見る如く，腐植集積量が多い土壤ほど細砂中の比重  $2.8 \sim 2.5$  の鉱物，恐らくは曹灰長石が減少している．また，X線スペクトルにおいても，粒径  $0.005 \text{ mm}$  以下の粒子群では，腐植の集積量が多い土壤ほど曹灰長石のピークが消失している．従つて，土壤母材である桜島火山灰の土性の相違によつて，各鉱物の含有割合及び絶対量は各供試土についてそれぞれ異なるが，曹灰長石の相対的な風化速度はかなり大きいのではないかと考えられる．しかしながら，鉱物の風化速度についてはなお検討す

る余地が多い。

曹灰長石の溶解が早いことは、土壤生成過程において石灰を多く補充し、土壤反応を中性に保ち、脱珪酸作用を盛ならしめ、珪礬比が小さい2次鉱物を生成せしめ、間接的に腐植の集積を促進するであろう。

## 第2節 粘土試料の調製

1) 供試土壤：火山灰の土壤化過程における粘土の性状の変化を、腐植の変化と対応して比較するために、腐植酸の調製に使用した試料、すなわち、大野原-3、野方-1、-2、-4、黒神-III-1、黒神-I-1、上百引-II-2 及び上百引-I-4 の8点の試料を用いた。

2) 粘土試料の調製：青峰等<sup>3)</sup>、FIELDER 等<sup>14)</sup>、菅野等<sup>53)</sup>の方法を参照して以下の如く行つた。供試土壤を5%  $H_2O_2$  で反復処理し、有機物を十分に分解した後、HCl で pH を 3.5 に調節して粘土を分散させる。これについて沈降法を反復して粘土 ( $<2\mu$ ) を採取し、この懸濁液に NaCl を添加して粘土を凝固沈澱せしめる。得られた粘土は、順次に、蒸溜水、80% エタノール、95% エタノール、アセトンで洗滌した後に風乾し、50%  $H_2SO_4$  を入れたデシケーター中に入れ、水分を平衡に達せしめた後実験に供した。

## 第3節 Mg還元法により溶解する部分の化学的組成

腐植集積量が少ない桜島火山灰土壤では、粒径  $1\mu$  以下の土壤粒子中にも1次鉱物、恐らくは曹灰長石がかなり含まれているので(本章第1節参照)、風化物の組成を検討する場合に粘土 ( $<2\mu$ ) 試料の完全分析の数値を以て判断することは適当でないと思われる。また供試土壤の主要な風化物は、アロフエンと、珪酸、鉄及び礬土のそれぞれの amorphous hydrous oxide と考えられ、これらは Mg還元法によりほぼ完全に溶解する<sup>8)</sup>。従つて、本節においては、前節で得た粘土試料を JEFFRIES の Mg還元法<sup>46)</sup> で処理し、溶解する部分を風化物と考え、その量と化学的組成を調べることにした。

## 実験方法

粘土 ( $<2\mu$ ) 試料 1~2g を Mg還元法<sup>46)</sup> で2回処理する。処理後 5,000 rpm で10分間遠心分離し、5% NaCl で数回、蒸溜水で2回洗滌する。濾液及び洗滌液を合して蒸発乾固し、RICE<sup>98)</sup>の方法により蓚酸塩を分解した後に、重量法により  $SiO_2$  を、比色法(第II章第7節)により  $Fe_2O_3$ 、 $Al_2O_3$  を定量した。Mg還元法で処理した残渣には稀 HCl (1:20) を添加し、攪拌後10分間静置して、混入している Mg粉末を完全に溶解し、蒸溜水で洗滌した後風乾して秤量し、Mg還元法により溶解する部分の量を求めた。

## 実験結果

第14表に溶解部の量及び化学的組成を、第21図に、土壤の全炭素と粘土 ( $<2\mu$ ) の Mg還元法による溶解部分の量との関係を、第22図には Mg還元法による溶解部分の珪鉄礬比と腐植酸の R.F. との関係をそれぞれ示した。第14表、第21図、第22図から得られる結果を摘録すれば以下の如くなる。

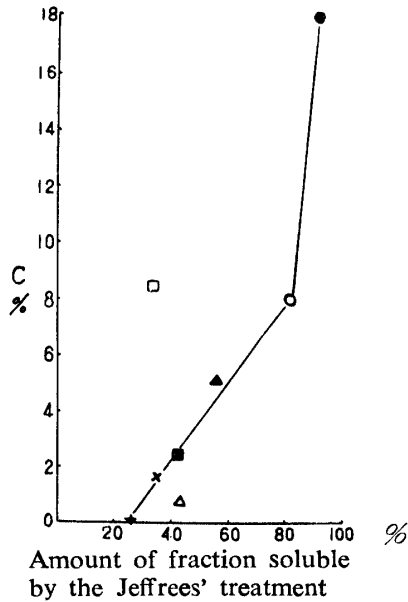
1) 土壤の全炭素含量が8%以下の場合には、土壤の全炭素と粘土 ( $<2\mu$ ) の Mg還元法により溶解する部分の量との間には、ほぼ正比例的な関係が認められる。

2) 草地の表層土である黒神-I-1、黒神-III-1、野方-Iと大野原-3を比較すると、後に記したもののほど溶解部分の量が多く、かつ珪礬比、珪鉄礬比が小である。

3) 草地の表層土の黒神-III-1、野方-1と大野原-3の溶解部分の珪鉄礬比と腐植酸の R.F. との間には、ほぼ正比例的な相関関係がある。黒神-I-1から黒神-III-1に至る過程では、R.F.の増加に対

第14表 粘土 (<2μ) の Mg 還元法処理により溶解する量及び溶解部の化学組成  
 Table 14. Amount of clay fraction dissolved by the Jeffries' treatment and its chemical composition

Laboratory number	Ōnobaru-3	Nogata-1	Nogata-2	Nogata-4	Kamimobiki-II-2	Kurokami-III-1	Kurokami-I-1	Kamimobiki-I-4
Amount of fraction soluted by the Jeffries' treatment %	92.91	80.37	56.05	42.40	32.70	41.22	35.95	27.65
Chemical composition								
SiO <sub>2</sub> %	33.86	38.40	53.02	52.32	59.30	42.85	52.76	68.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	47.69	41.78	27.19	26.76	15.00	32.06	29.65	17.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	6.70	10.18	11.21	12.57	15.95	15.61	10.05	7.07
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.20	1.56	3.31	3.33	6.71	2.20	3.02	6.70
SiO <sub>2</sub> /R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	1.35	2.40	2.56	4.00	1.69	2.48	5.31



第21図 土壤の全炭素と粘土 (<2μ) の Mg 還元法処理により溶解する量との関係

Fig. 21. Relationship between the carbon content of soils and the amount of clay fraction dissolved by the Jeffries' treatment

- ...Ōnobaru-3
- ...Nogata-1
- ▲...Nogata-2
- △...Nogata-4
- ...Kamimobiki-II-2
- ...Kurokami-III-1
- ×...Kurokami-I-1
- +...Kamimobiki-I-4

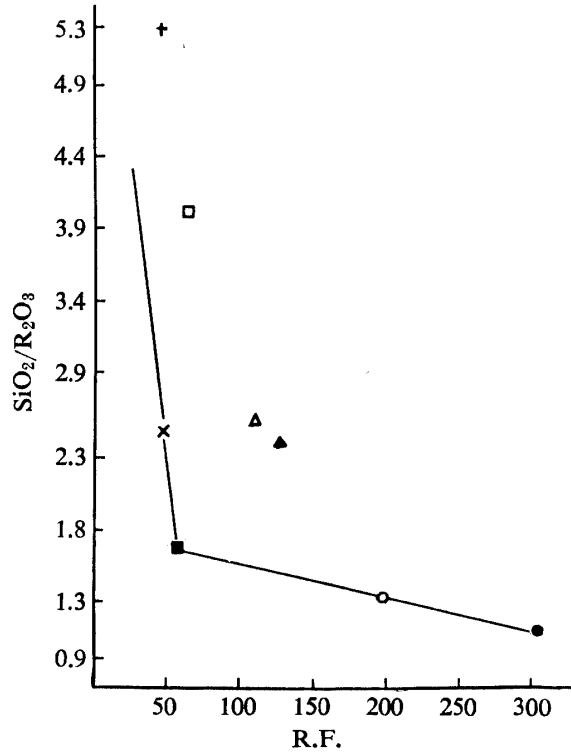
する珪鉄比率の減少割合は、黒神-III-1 から大野原-3 に至る過程よりも著しく大である。

4) 野方土壤において土層の上下を比べると、下層土は表層土よりも珪比率、珪鉄比率が大である。

5) 杉林土壤 (上百引-II-2) は、草地土壤よりも溶解部分が少なく、かつその珪比率が大きい。

考 察

以上の実験結果から、供試した桜島火山灰土の草地の表層土では、珪比率、珪鉄比率が小になり 1



第22図 粘土 (<2μ) の Mg 還元法処理により溶解する部分の珪鉄比率と腐植酸の R.F. との関係

Fig. 22. Relationship between silica-alumina ratio of weathering products soluble by Jeffries' treatment and the R.F. of humic acids

- ...Ōnobaru-3
- ...Nogata-1
- ▲...Nogata-2
- △...Nogata-4
- ...Kamimobiki-II-2
- ...Kurokami-III-1
- ×...Kurokami-I-1
- +...Kamimobiki-I-4

に近づくことが風化物組成変化の方向であると考え得る。

下層土は表層土よりも珪礫比、珪鉄礫比が大であることは、表層土において脱珪酸作用が進行している期間に、下層土では珪酸附加作用も行われていると考えたい。ゆえに、風化速度が早い場合には、表層土の脱珪酸が速かに終了し、下層土もまた表層土と同様な風化様式を辿ると思われるが、風化が遅い場合には、下層土では表層土と異なる風化物を生じる可能性も考えられる。

**Mg** 還元法により溶解する部分を風化物と考えると、粘土 ( $<2\mu$ ) がほぼ完全に風化物で占められる迄には、桜島火山灰土に全炭素として約 8% の腐植が集積すると考え得る。しかしこの結果のみでは、母材鉱物の風化と腐植の集積との間には必然的な関係があるか否かについては判定し得ない。

実験結果 3) に述べた如く、草地の表層土では、腐植化度の高い腐植酸を含む土壌の風化物は珪鉄礫比が小さく、腐植化度の低い腐植酸を含む土壌の風化物の珪鉄礫比は大である。また、*R.F.*: 60~300, 珪鉄礫比: 1.7~1.0 の範囲内では、腐植酸の *R.F.* の増加と風化物の珪鉄礫比の減少はほぼ正比例的な関係を保つ様である。この実験に用いた腐植酸と粘土試料を以て、供試土の有機物と風化物全体を代表させることが妥当であるかについては再考を要するので、*R.F.* あるいは珪鉄礫比の値そのものに固執する必要はないと思われる。しかしながら、表層土では一般的に、腐植化度の低い腐植は珪礫比の大きい風化物と結合し、腐植化度の高い腐植は珪礫比の小さい風化物と結合していると考え得る。

杉林土壌の風化物は、腐植の集積量が同程度の草地土壌よりも珪礫比が大であるゆえに、母材の風化程度が低いと思われる。

#### 第 4 節 粘土 ( $<2\mu$ ) の示差熱分析

##### 実験方法

九州大学農学部を示差熱分析装置を使用して、1分間  $10^{\circ}\text{C}$  の熱上昇率で、供試粘土の示差熱曲線を求めた。

##### 実験結果

第 23 図に示差熱曲線を示した。本図から以下のことがわかる。

1) 黒神-I-1, 黒神-III-1, 野方-1 などの草地表層土と大野原-3 を比較すると、後に挙げたものほど示差熱曲線の  $800\sim 1,000^{\circ}\text{C}$  に発熱ピークが出現し、さらに上記の順序で腐植が多くなると共に、このピークは明瞭になる。

2) 上百引-I-4, 上百引-II-2 及び野方-4 等の下層土は風化物の珪礫比が大であるが、これらの示差熱曲線には、 $800\sim 1,000^{\circ}\text{C}$  に発熱ピークは殆んど認められない。

3) 鉄の amorphous hydrous oxide に起因すると考えられる  $250\sim 400^{\circ}\text{C}$  の小さな吸熱ピーク及び礫土の amorphous hydrous oxide に基づく  $200\sim 300^{\circ}\text{C}$  の小吸熱ピークは、僅かに認められる試料もあるが、全く認められぬものもある。いずれも腐植の量及び質との間には判然とした関係はない。

4)  $500^{\circ}\text{C}$  附近の吸熱ピークは、いずれの試料にも殆んど見出せない。

##### 考 察

アロフェンの示差熱曲線において、 $800\sim 1,000^{\circ}\text{C}$  に出現する発熱ピークについては、多くの研究者が見解を発表している<sup>14)19)43)96)</sup>。これらの研究によれば、珪酸と礫土の単なる混合物の場合には発熱ピークは出現しないが、両者が結合し、その量比が一定の範囲内に達するとピークが現われると考え得る。従つて、桜島火山灰土の草地の表層土では、腐植の集積が多くなり、風化物の珪礫比が小さく

なると共に、風化物はアロフェンの性格が強くなると考え得る。

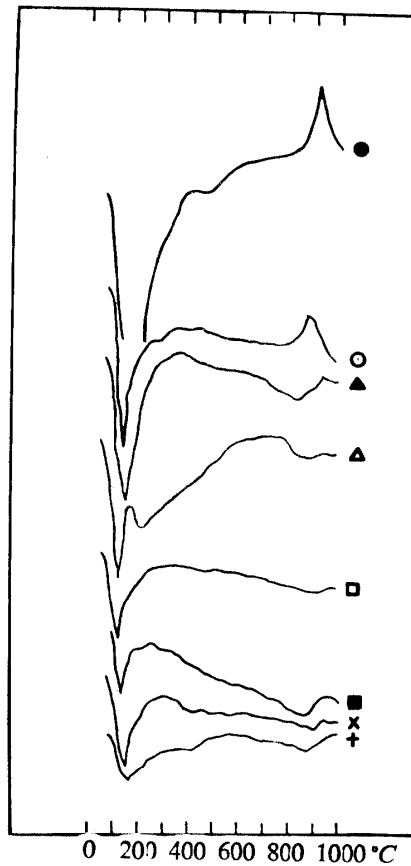
第5節 粘土 (<2 $\mu$ ) の X線スペクトル

実験方法

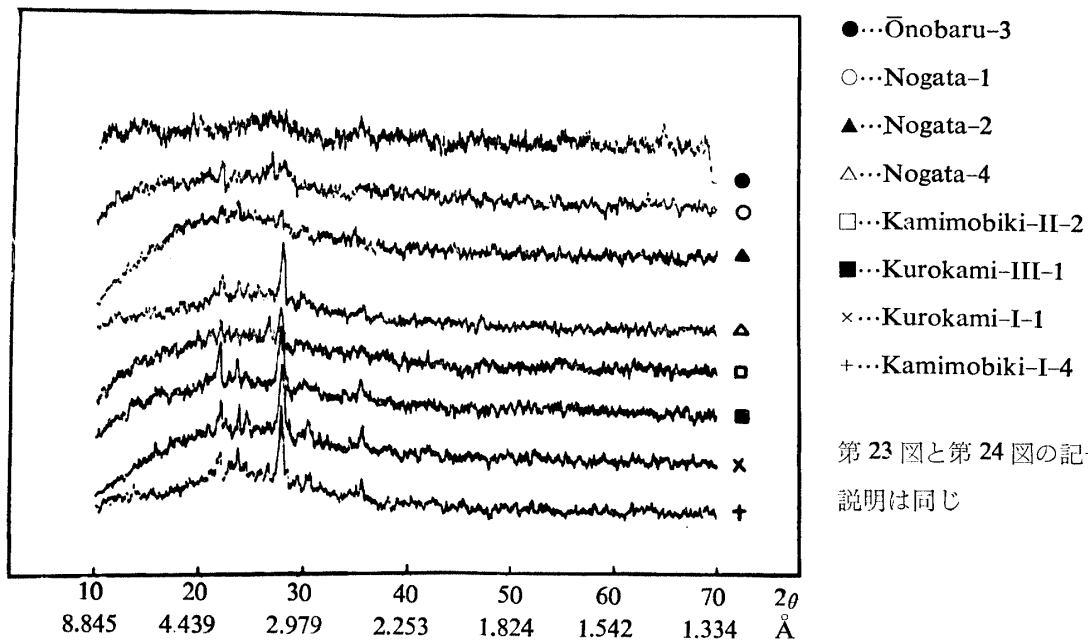
粘土 (<2 $\mu$ ) の粉末試料を用い、本章第1節に記した方法で、 $2\theta$  : 70~6° の範囲の X線スペクトルを求めた。

実験結果及び考察

第24図に供試粘土の X線スペクトルを図示した。腐植の集積量が少ない上百引-I-4, 黒神-I-1, 黒神-III-1, 野方-4 及び杉林土壌の上百引-II-2 の5点の試料には、3.19 Å, 3.16 Å, 4.03 Å, 3.74 Å の反射, 恐らくは混在する曹灰長石に起因する鋭いピークが現われる。野方-2, 野方-1, 大野原-3 の順で後に挙げたものほど腐植の集積量が増加すると共に1次鉱物のピークは消失する。しかし結晶性2次鉱物のピークは殆んど見出し得ない。従つて、生成する風化物は無定形であると考え得る。また、いずれの試料においても、7.2 Å 及びその他の、1:1型鉱物に見られるピークは全く現われていないので、供試土壌は1:1型鉱物が生成する段階迄には風



第23図 粘土 (<2 $\mu$ ) の示差熱曲線  
Fig. 23. Differential thermal curves of the clays (<2 $\mu$ )



第24図 粘土 (<2 $\mu$ ) の X線スペクトル  
Fig. 24. X-ray diffraction diagram of clays (<2 $\mu$ )

- ...Ōnobaru-3
- ...Nogata-1
- ▲...Nogata-2
- △...Nogata-4
- ...Kamimobiki-II-2
- ...Kurokami-III-1
- ×...Kurokami-I-1
- +...Kamimobiki-I-4

第23図と第24図の記号の説明は同じ

化が進行していないと考えることが出来る。

## 第6節 粘土 (<2 $\mu$ ) の赤外線スペクトル

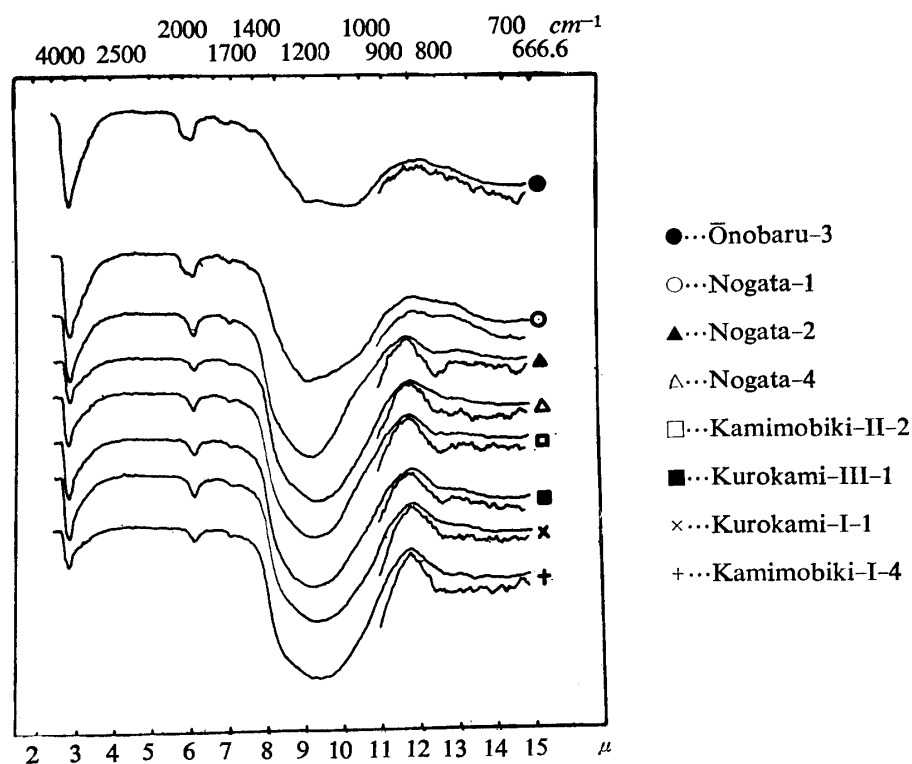
### 実験方法

BEUTELSPACHER<sup>7)</sup> 及び熊田<sup>8)</sup> が採用した方法に準拠して、各粘土試料をそれぞれ 1.5 mg 及び 2.5 mg 秤取し、KBr 700 mg と混合し加圧して錠剤とし、光研 D.S. 301 型 double beam spectrophotometer を使用して、2~15  $\mu$  の範囲の赤外線スペクトルを求めた。

### 実験結果

第25図に実験結果を示した。各試料のスペクトルのうち、上方のものは 1.5 mg 試料、下方は 2.5 mg 秤取した試料のスペクトルである。これらのスペクトルを通覧し、認められる事実を摘録すれば次の如くである。

1) 2.9  $\mu$  附近の O-H 伸縮振動に起因するピークの強度は、上百引-I-4, 黒神-I-1, 黒神-III-1, 上百引-II-2, 野方-4, 野方-2, 野方-1, 大野原-3 の順で、後に挙げたものほど大きくなる。2.76  $\mu$  及び 2.71  $\mu$  のピークは、モンモリロナイトの層間に入った H<sub>2</sub>O に起因するものと認められているが<sup>52)53)</sup>、これらはいづれの試料にも全く認められない。



第25図 粘土 (<2 $\mu$ ) の赤外線スペクトル

Fig. 25. Infra-red spectra of clays (<2 $\mu$ )

2) 9.2 及び 12.5  $\mu$  附近の珪酸ゲルに基づくピークの強度は、下層土 (野方-2 及び上百引-II-2) は表層土よりも大である。表層土では、Mg 還元法により溶解する部分の珪礬比が小になると共に、これらのピークの強度は小になり、野方-1 及び大野原-3 では、12.5  $\mu$  のピークは殆んど認められない。

3) 8~12  $\mu$  の幅広いピークは、Mg 還元法により溶解する部分の珪礬比が小さくなると共にピーク



クの幅が広くなり、かつ長波長側の吸収の強度が大きくなる。野方-1 及び大野原-3 では、 $10.8\mu$  附近の吸収の強度が明らかに他の 6 点の試料よりも大である。

## 考 察

BEUTELSPACHER<sup>7)</sup>は、コロイド状珪酸の赤外線スペクトルは  $12.45\mu$  にピークが現われ、珪酸を灼熱してもピークの位置が変化しないと述べた。HUNT<sup>42)</sup>も、珪酸ゲルは  $9.2\mu$  に強いピークが、そしてまた  $12.5\mu$  に中程度のピークが出現することを明らかにしている。FIELDER 等<sup>15)16)</sup>は、 $12.5\mu$  附近のピークの出現を以て遊離珪酸ゲル存在の証拠と考えた。供試した表層土の粘土では、風化物の珪礬比が小さくなり、かつ土壌中の腐植集積量が多くなると共に、 $12.5\mu$  附近の吸収の強度が小になる。すなわち、桜島火山灰土生成の初期段階では、風化物中に珪酸ゲルが相当量存在しているが、風化が進行すると共に珪酸ゲルが消失すると考え得る。下層土は表層土よりも  $12.5\mu$  の吸収の強度が大であるので、遊離状態の珪酸ゲルが存在すると推定される。

FIELDER 等<sup>15)</sup>は、アロフェン A は、 $8\sim 12\mu$  に幅広い吸収をもたらすが、珪酸、礬土、酸化鉄などのゲルの混合物であるアロフェン B は  $8\sim 11\mu$  にピークが現われ、A は B よりも  $12\mu$  附近の吸収の強度が大であると報告している。供試した表層土の粘土では、風化物の珪礬比が小になり、腐植の集積量が増加すると共に、 $8\sim 12\mu$  のピークの幅が広くなつており、FIELDER 等の提唱するアロフェン A の性格に移行すると考え得る。また、野方-1 及び大野原-3 において、 $10.8\mu$  の吸収の強度が大であることは、両土壌に遊離礬土の量が多い(第 9 表参照)ことと関連し、粘土 ( $< 2\mu$ ) 中に遊離礬土ゲルが多く存在することを示していると考えられる。

## 第 7 節 考察及び結論

### 1) 桜島火山灰土表層の風化物変化の方向及び風化物と腐植との関係

アロフェンが日本の火山灰土壌の粘土鉱物の主体を占めていることは、青峰<sup>4)</sup>、江川等<sup>10)</sup>、菅野等<sup>92)</sup>の報告により明らかである。火山灰土の粘土鉱物の生成過程について、青峰<sup>4)</sup>は、火山灰では、先づアロフェンが生じた後に、珪酸添加が行われない条件下では加水ハロイサイトとギブサイトが、珪酸添加が行われる条件下では加水ハロイサイトが生成すると指摘している。供試した桜島火山灰土の粘土試料には、X線スペクトルにおける  $7.2\text{\AA}$  などの 1:1 型鉱物に起因するピーク及び示差熱曲線の  $500^{\circ}\text{C}$  附近の吸熱ピークが全然認められない。ゆえに、本研究に用いた土壌は、いずれもアロフェンが生成する迄の過程内にあり、アロフェンが 1:1 型鉱物に変化する段階に至っていないと推定し得る。

本章の実験結果から草地をなす桜島火山灰土表層の風化物は、風化の進行に伴ない、明らかに以下の傾向が認められる。a) 珪礬比が小になり 1 に近づく。b) 示差熱曲線の  $800\sim 1,000^{\circ}\text{C}$  の発熱ピークが出現し、明瞭になる。c) 赤外線スペクトルにおいて、珪酸ゲルに基づく吸収の強度が小になり、恐らくは、礬土ゲルに起因すると考えられる吸収の強度が大になる。

従つて、風化物は、1) 珪酸ゲルが主体を占める。2) アロフェンと珪酸ゲルの共存。3) アロフェンと礬土ゲルの共存。の 3 段階を経過すると結論し得る。1) の段階では、腐植を土壌に留め得る力は弱い、2) では、表面積が広いアロフェンの表面に腐植が吸着され、3) の段階に至ると、吸着の外に礬土と腐植の結合が起り、腐植の蓄積率がさらに高くなるのである。草地の表層土の場合には、流水による珪酸の添加量は少ないと見做されるので、3) 以降では、青峰<sup>4)</sup>の述べた加水ハロイサイトとギブサイトの共存段階への方向に変化すると思われる。すなわち、3) の段階で生成した礬土ゲルは、腐植と結合して Al-humate となるが、結合すべき腐植の量が不足している場合には、結

晶化してギブサイトに変るであろう。ギブサイトが生成するに至ると腐植蓄積率は低下すると考えられる。ゆえに、土壌に対して腐植材料の供給量が多い時期に、無機物が 3) の状態にあれば、腐植が最も多く土壌に残るであろう。

## 2) 表層土と下層土の風化物の相違

下層土の風化物は表層土よりも珪礫比が大であり、かつ遊離珪酸の量が多い。ゆえに、前記 1) の桜島火山灰土の風化物変化の経路から考えると、下層土には表層土よりも風化程度の低い風化物が存在すると見做し得る。従つて、腐植材料の供給量及び水分、温度条件を全く同一と仮定しても、桜島火山灰土の草地では、下層土の方が表層土よりも腐植蓄積力が弱いと結論することが出来る。

## 第 V 章 総括及び摘要

1) 従来、多くの研究者が、日本の火山灰土壌の表層に腐植化度の高い腐植が多量に集積する原因を考察しているが、いづれも、腐植の集積が温度と湿度の函数であるとの欧米諸国の概念がそのまま適用出来ず、土壌母材である火山灰の物理学的並びに化学的性質が腐植集積に及ぼす影響をかなり重要視している。しかしながら、これらの推論を実証する試みは極めて困難であるので殆んど行われていない。著者は、火山灰の土壌化と共に腐植集積状態がいかに変化するかを調べ、火山灰土壌における腐植集積過程を明らかにし、かつ諸推論を実証しようと試みた。

2) この目的達成のためには、噴出直後の火山灰を純粋な環境下に置き、長期間に亘つて土壌化及び腐植集積状況を調べることが最も望ましいが、現実には不可能である。ゆえに著者は次善の方法として、土壌生成因子の共通点が多く、かつ集積している腐植の量及び質が異なる試料を検討することにした。1914年の桜島大噴火により、多量の火山灰が鹿児島県下に堆積したが、現在においても開墾されず原野のまま放置せられている降灰地がある。よつて、先づ嘗ての降灰地域を詳細に現地調査し、さらに予備実験を行つた結果、所期の研究目的に適合する土壌を数点見出した(第 I 章及び第 II 章第 1 節)。かくして得た土壌を試料として、その腐植の量及び質と、腐植集積に影響する土壌生成因子を調べた。

3) 供試土壌中の森林土壌は、草地土壌よりも腐植の集積量が多いが腐植化度は著しく低い(第 II 章第 2 節及び第 6 節)。これに反し、草地土壌は、一般に腐植の集積量が少ない場合には腐植化度が低く、腐植集積量が多い場合には腐植化度が高い(第 II 章第 2 節)。草地では、土性及び堆積場所の相違により腐植集積量が異なり(第 II 章第 3 節、第 4 節)、かつ生育する植物の種類はほぼ規則的に変化するが、ササ型あるいはススキ型草原の時代に至つて、腐植化度の高い腐植が多量に集積し始めている(第 II 章第 6 節)。さらに草地では、環境条件が好適であると考えられる場合には、森林よりも集積量が多い土壌(野方-1)も認められた。ゆえに、1914年噴出の桜島火山灰の土壌化過程では、森林においても多量の腐植が集積するが、草地では腐植化度の高い腐植が多量に集積することがあると結論した(第 II 章第 8 節)。

4) 次に腐植酸を対象として、腐植の質の変化を詳細に検討した。 $4 \log k$  の減少及び  $R.F.$  の増加によつて表現される腐植化の進行に伴ない、腐植酸は光吸収能が増大し、熊田の B 型から A 型に移行し(第 III 章第 2 節)、腐植母材の性格が次第に消滅し、鎖状化合物から環状化合物に変わり、さらに無晶形炭素の(002)面に相当する X 線解析線が強く現われ(第 III 章第 3 節、第 4 節、第 5 節)、酸としての性格が強くなり(第 III 章第 5 節)、分子量が小さくなる(第 III 章第 6 節)ことが明らかになつた。ゆえに、草地状態で桜島火山灰が土壌化する場合には、a) 腐植集積量の増加、b) 腐植母材の崩壊、c) 腐植酸の光吸収能の増大、d) 窒素に富む鎖状化合物の消失、e) 腐植酸の環状骨

骨の整備, f) 腐植酸の酸基の増加, g) 腐植酸の平均分子量の減少, などの各項は相伴なつて変化すると結論した(第 III 章第 7 節). この結論は, 熊田及び KONONOVA が異なる土壌型の腐植酸を検討して得た, 腐植酸の変化方向についての理論が, 同一母材から生成し, 土壌生成条件に共通点が多い供試桜島火山灰土に正しく適合することを示している.

5) 1914 年に噴出した火山灰が堆積した後 40 年間の土壌化過程において集積した腐植の量及び質は, 堆積場所により大差が認められる. 例えば, 全炭素含量は 8.40 乃至 0.068 %, 粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  は 0.488 乃至 0.866 の範囲に分布している. また, 草地の表層土においても, 腐植の集積量が少ない場合には, 前記 3) に記した腐植の量と質との関係が乱れている. ゆえに, この様な乱れを生ぜしめる原因を追及し, 土壌生成因子と腐植との関係を明らかにしようと考え, 先づ土壌の粒度と腐植との関係を調べた. その結果, 一般的には, 土性が精である土壌は腐植の集積量が多く, 腐植化度もまた高いことがわかつた. しかしながら, 腐植の集積量が少ない場合について見れば, 微細な粒子が多い土壌は, 腐植集積量は比較的が多いが腐植化度は低く, 粗なる土性の土壌は, 腐植の集積量は少ないが, 腐植化度は精な土性の土壌よりも明らかに高いことが判明した(第 II 章第 3 節). よつて, 桜島火山灰の土壌化過程では, 一般に, 精な土性は腐植集積量の増加と腐植化の進行をもたらすが, 腐植集積の初期段階では, 土性が精であることは水分保持能を高め, 植物生育を旺盛にすることにより腐植の量の増加と密接な関係を有し, 粗な土性は, 高温かつ酸化的環境を提供することにより腐植化の進行と密接な関係を保つと推論した.

6) 次に, 土壌生成場所と腐植との関係を, 温度と排水状態を中心にして観察した. 草地は, 一般に森林よりも強く乾燥されることは明らかであるが, 供試土壌を採取した草地の中でも, 排水及び乾燥状態が中庸であると見做される場合にのみ腐植化度の高い腐植が多量に集積する傾向が認められた. また, 場所の関係で, 排水が良好で土壌の最高温度が高い条件下で生成した土壌には, 量は少ないが腐植化度の高い腐植が集積し, 逆に, 排水状態がやや悪い場合には, 腐植の集積量は多いが腐植化度は低いことが判明した(第 II 章第 4 節). 次に, 温度が腐植の性質に及ぼす直接的な影響を知るために室内実験を行つた. 腐植化度の低い(粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  が 0.7 以上)土壌は, 2 年間の  $30^{\circ}\text{C}$  処理により腐植化度が高くなる様であるが, 腐植化度の高い土壌(粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  が 0.6 以下)では殆んど変化が認められなかつた. また,  $50^{\circ}\text{C}$  で処理する方が  $30^{\circ}\text{C}$  処理土壌よりも腐植化度が高くなる様である(第 II 章第 5 節). これらの結果から, 草地をなす桜島火山灰土壌では, 腐植の集積量が少なく腐植化度もまた低い場合には, 腐植の性質は, 土性及び場所, すなわち, 水分及び温度の状態に直接支配されると推論した.

7) 次に, 無機物と腐植との関係を調べた. 置換性石灰の量は, 腐植集積量が少ない場合にのみ腐植の量と正比例して増加するが, 遊離鉄礬土の量は, 腐植集積量の多少に拘らず, 常に腐植の量と正比例的關係を保つている(第 II 章第 7 節). また, 腐植化度の低い腐植を含む土壌の風化物の珪礬比は大きく, 腐植化度の高い腐植を含有する土壌の風化物の珪礬比は小さい(第 IV 章第 3 節). よつて遊離鉄礬土及び珪礬比の小さい風化物の量の増加と, 桜島火山灰土に腐植化度の高い腐植が多量に集積することは密接な相関關係を保つていると推論した. しかしながら, 腐植の集積量が少ない場合には, 腐植の質に対する影響は, 水分及び温度が 3 価塩基の量より強い様である. さらに供試土壌の鉱物を, 腐植と関連させながら詳細に検討した. その結果, 桜島火山灰の造岩鉱物の中でも曹灰長石の風化溶解がかなり早いであろうと推論した(第 IV 章第 1 節). ゆえに土壌生成過程において, 石灰が絶えず土壌に供給され脱珪酸速度を早めることにより, 礬土と腐植の結合を促進するであろうと推論した. また腐植の集積量が増加すると共に, 表層土の風化物は, 珪礬比が小さくなり 1 に近づく

(第IV章第3節), 示差熱曲線の  $800\sim 1,000^{\circ}\text{C}$  の発熱ピークが出現し, 明瞭化する(第IV章第4節), 赤外線スペクトルの珪酸ゲルに起因するピークの強度が小になり, 恐らくは礬土ゲルに基くと思われるピークの強度が大になる(第IV章第6節)などのことが判明した. そしてこれらの風化生成物は, いずれもアロフェンが生成するまでの過程内にあり, アロフェンが 1:1 型鉱物に変化する段階に至っていないことも推定された(第IV章第5節). 従つて, 草地をなす桜島火山灰土の風化物は, 1) 珪酸ゲルが主体を占める, 2) アロフェンと珪酸ゲルの共存, 3) アロフェンと礬土ゲルの共存, の3段階を経過して変化するであろうと考え, 2) 及び 3), 特に 3) の段階において多量の腐植が集積すると推論した.

8) 従つて, 1914年噴出の桜島火山灰が草地状態で土壤化する場合には, 一般的に, a) 腐植集積量の増加, b) 腐植酸の腐植化の進行, c) 土壤の精細化, d) 植物生育量の増加, e) 母材構成鉱物中の曹灰長石の崩壊, f) 遊離鉄礬土の増加, g) 粘土のアロフェンの性格の強化, の各項は相互に密接に関係し合い, 相伴なつて変化し, その中の1項でも何らかの原因により変化が停滞すれば, 腐植化度の高い腐植が多量には集積し得ないと要約することが出来る.

#### 引 用 文 献

- 1) ALEKSANDROVA, L. N.: Pochvovedenie, No. 9, 23~34 (1954)
- 2) ALLISON, F. E., SHERMAN, M. S. and PINK, L. A.: Soil Sci., 68, 463~78 (1949)
- 3) AOMINE, S. and KODAMA, I.: J. Agr. Kyushu. Univ., 10, 325~44 (1956)
- 4) 青峰重範: 土肥誌, 28, 508~16 (1958)
- 5) BAILEY, R. W.: N. Z. J. Sci. Tech., 34A, 415~20 (1953)
- 6) BEUTELSPACHER, H.: Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk., 69, 108~15 (1955)
- 7) idem: VI<sup>e</sup> congress International de la Science du sol. Paris. Reports Volume B, 329~36 (1956)
- 8) BIRREL, K. S. and FIELDER, M.: J. Soil Sci., 3, 156~66 (1952)
- 9) DEB, B. C.: J. Soil Sci., 1, 212~20 (1949)
- 10) 江川友治・渡辺 祐・佐藤昭夫: 農技研報告, B5, 39~107 (1955)
- 11) ENSMINGER, L. E. and GIESEKING, J. E.: Soil Sci., 54, 191~7 (1942)
- 12) FIELDER, M. and SWINDALE, L. D.: N. Z. J. Sci. Tech., 36B, 140~54 (1954)
- 13) FIELDER, M. and WILLIAMSON, K. I.: ibid., 37B, 314~35 (1955)
- 14) FIELDER, M.: ibid., 37B, 336~50 (1955)
- 15) FIELDER, M., WALKER, K. I. and WILLIAMS, P. P.: ibid., 38B, 31~43 (1956)
- 16) FIELDER, M.: ibid., 38B, 533~70 (1957)
- 17) FLAIG, W. and BEUTELSPACHER, H.: Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk., 52, 1~21 (1951)
- 18) GOEDEWAAGEN, M. A. J. and SHUURMAN, J. J.: Landbouwk. Tijdschr., 62, 469~82 (1950)
- 19) GRAY, T. J.: J. Phys. Chem., 61, 1431~3 (1950)
- 20) 原田正夫: 東京大学農学部土壤肥料学教室報告, 3, 1~140 (1943)
- 21) 原田登五郎・橋本秀教: 土肥誌, 23, 117~20 (1953)
- 22) 林 常孟: 土肥誌, 12, 405 (1938)
- 23) idem: ibid., 13, 300 (1939)
- 24) idem: ibid., 15, 290 (1941)
- 25) idem: ibid., 16, 206~7 (1942)

- 26) idem: *ibid.*, **17**, 300 (1943)
- 27) idem: *ibid.*, **20**, 161~4 (1950)
- 28) idem: *ibid.*, **24**, 212~6 (1953)
- 29) 林 常孟・長井武雄: *ibid.*, **25**, 285~90 (1954)
- 30) idem: *ibid.*, **26**, 371~5 (1956)
- 31) idem: *ibid.*, **27**, 305~8 (1956)
- 32) idem: *ibid.*, **28**, 369~73 (1957)
- 33) idem: *ibid.*, **29**, 153~7 (1958)
- 34) idem: *ibid.*, **29**, 567~72 (1958)
- 35) 細田克己: 鳥取高等農学校学術報告, **6**(1), 1~238 (1938)
- 36) 細田克己・高田秀夫: 土肥誌, **24**, 65~9 (1953)
- 37) idem: *ibid.*, **24**, 70~3 (1953)
- 38) idem: *ibid.*, **24**, 153~6 (1953)
- 39) idem: *ibid.*, **27**, 498~502 (1957)
- 40) idem: *ibid.*, **28**, 23~6 (1957)
- 41) idem: *ibid.*, **28**, 64~8 (1957)
- 42) HUNT, J. M., WISHERD, M. P. and BONHAM, L. C.: *Anal. Chem.*, **22**, 1478~97 (1957)
- 43) INSLEY, H. and EWELL, R. H.: *J. Res. nat. Bur. Stand.*, **14**, 615~27 (1935)
- 44) 伊藤速男: 土肥誌, **3**(1), 51~9 (1929)
- 45) JACKMAN, R. H.: *Soil Sci.*, **79**, 293~9 (1955)
- 46) JEFFRIES, C. D. and JACKSON, M. L.: *ibid.*, **68**, 57~73 (1949)
- 47) JENNY, H.: *Factors of soil formation*, McGraw-Hill book company, Inc. New York (1941) 12~20 pp.
- 48) idem: *ibid.*, 171 p.
- 49) idem: *ibid.*, 208 p.
- 50) 鹿児島県: 桜島大正噴火誌, (1927) 162~71 pp.
- 51) 鹿児島県立農業試験場: 桜島噴火と農業, 第1輯, 47~54 (1915)
- 52) 柿谷 悟: 鉱物学雑誌, **2**, 398~402 (1955)
- 53) idem: *ibid.*, **3**, 49~52 (1956)
- 54) 金丸 競・祖父江 寛: 高分子構造論, 修教社書院 (1949) 1293 p.
- 55) 菅野一郎: 土肥誌, **20**, 128~38 (1950)
- 56) 菅野一郎・永井政雄・有村玄洋: *ibid.*, **23**, 53~6 (1952)
- 57) idem: 九農試彙, **2**, 179~88 (1954)
- 58) 菅野一郎: *ibid.*, **2**, 235~49 (1954)
- 59) 菅野一郎・有村玄洋: *ibid.*, **3**, 1~30 (1955)
- 60) 菅野一郎・本荘吉男・有村玄洋・徳留昭一・桑野幸男: *ibid.*, **3**, 31~57 (1955)
- 61) 菅野一郎・有村玄洋: 土肥誌, **28**, 138~40 (1957)
- 62) KASATOCHKIN, V. I. and ZIL'BERBRAND, D. I.: *Pochvovedenie*, No. 5, 80~5 (1956)
- 63) 川村一水: 農業及び園芸, **25**, 11~4 (1950)
- 64) KÖENEKAMP, A. H.: *Landwirtsch. Forsch.*, **3**, 17~8 (1953)
- 65) KONONOVA, M. M.: *Pochvovedenie*, No. 3, 18~36 (1956)
- 66) 小坂二郎・井碓 昭: 土肥誌, **21**, 279~82 (1951)
- 67) idem: *ibid.*, **22**, 209~12 (1952)

- 68) idem: *ibid.*, **23**, 57~60 (1952)
- 69) 小坂二郎・木田親志: *ibid.*, **23**, 279~84 (1953)
- 70) 小坂二郎・木田親志・土屋 正: *ibid.*, **24**, 79~83 (1953)
- 71) 小坂二郎・木田親志: *ibid.*, **26**, 376~80 (1956)
- 72) idem: *ibid.*, **27**, 435~8 (1957)
- 73) 小坂二郎・井磧 昭: 農技研報告, **B7**, 161~84 (1957)
- 74) 熊田恭一: 東大立研報告, **9**, 6~10 (1951)
- 75) idem: 土肥誌, **25**, 217~21 (1951)
- 76) idem: *ibid.*, **25**, 263~7 (1955)
- 77) idem: *ibid.*, **26**, 179~82 (1955)
- 78) idem: *ibid.*, **26**, 231~4 (1955)
- 79) idem: *ibid.*, **26**, 287~90 (1955)
- 80) idem: *ibid.*, **27**, 79~82 (1956)
- 81) idem: *ibid.*, **27**, 119~22 (1956)
- 82) KUMADA, K. and AIZAWA, K.: *Soil and Plant food*, **3**, 152~9 (1958)
- 83) idem: *ibid.*, **4**, 181~8 (1959)
- 84) 熊田恭一: 農業及び園芸, **33**, 1333~6 (1958)
- 85) 桑野恵子・松井健: 資源研彙, **45**, 33~42 (1957)
- 86) 桑野幸夫・郷原保真・松井 健: *ibid.*, **49**, 59~82 (1958)
- 87) LAATSCH, W.: *Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden*, Theodor Steinkopff, Dresden (1957) 112~42 pp.
- 88) MACKENZIE, R. C.: *J. Soil Sci.*, **5**, 167~72 (1954)
- 89) MITCHELL, B. D. and MACKENZIE, R. C.: *Soil Sci.*, **77**, 173~84 (1954)
- 90) MOHR, E. C. J. and VAN BAREN, F. A.: *Tropical soils*, Interscience publisher, LTD. London (1954) 212~54 pp.
- 91) MOSS, M. L. and MELLON, M. G.: *Ind. Eng. Chem., Anal. Ed.*, **14**, 862~5 (1957)
- 92) 粘土研究会: 粘土科学の進歩 (1), 技報堂 (1958) 212~33 pp.
- 93) 農林省農業改良局: 土壤分析法 (低位生産地改良資料第 25 号), (1953) 62~4 pp.
- 94) 大杉 繁: 土肥誌, **3(4)**, 1~9 (1929)
- 95) idem: 土壤化学, 養賢堂 (1952) 46~7 pp.
- 96) PARFENOVA, E. I. and YARILOVA, E. A.: *Pochvovedenie*, No. **4**, 80~5 (1957)
- 97) PINK, L. A. and ALLISON, F. E.: *Soil Sci.*, **71**, 67~75 (1951)
- 98) RICE, H. M. and LEVICK, R.: *ibid.*, **75**, 243~6 (1953)
- 99) SANDELL, E. B.: *Colorimetric determination of trace of metals*, Interscience publishers, LTD. London (1950) 148~9 pp.
- 100) 佐々木清一: 土肥誌, **28**, 59~63 (1957)
- 101) idem: *ibid.*, **28**, 109~13 (1957)
- 102) idem: *ibid.*, **28**, 135~7 (1957)
- 103) 品川昭夫: 鹿児島大学農学部学術報告, **3**, 80~7 (1954)
- 104) idem: *ibid.*, **7**, 172~6 (1958)
- 105) SPRINGER, U.: *Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk.*, **6** (51), 312~73 (1938)
- 106) TAYLOR, N. H.: *N. Z. J. Sci. Tech.*, **14**, 193~202 (1933)
- 107) idem: *ibid.*, **14**, 338~52 (1933)
- 108) THORP, J. and SMITH, G. D.: *Soil Sci.*, **67**, 117~26 (1949)

- 109) 津屋弘達：東大農研彙，**34** (No. 4), 307~33 (1956)  
 110) 内山修男・阿部和男・土屋正：農技研報告，**B3**, 43~138 (1954)  
 111) WAKSMAN, S.: Soil microbiology, John Wily & Sons, inc, New York (1952) 122 p.  
 112) WELTE, E.: Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk., **46** (91), 244~78 (1949)  
 113) 山口鎌次：地質学雑誌，**44**, 383~91 (1937)  
 114) 吉井義次：植物群落の観察，笹気出版印刷株式会社 (1950) 24~27 pp.

## Résumé

### Foreword

A large amount of humus of exceedingly high degree of humification is generally present in the surface layer of Japanese volcanic ash soils, regardless largely varied factors of soil formation, namely, physical, chemical and mineralogical properties of parent materials, climate, location and topography of location. On account of high contents of humus, volcanic ash soils are black in color, being called "black soil", "black volcanic ash soil", "humus volcanic ash soil" or "Ando-soil".

Genetic studies on the volcanic ash soils from the viewpoint of mineralogical composition, weathering products and clay minerals have been done by many workers of Japan (HARADA, KANNO, SASAKI and so on) and other countries (TAYLOR, FIELDS and so on), but few have discussed the process of the volcanic ash soils formation from the standpoint of accumulation and alternation of humus.

The studies on the humus of volcanic ash soils have scarcely been done by foreign soil scientists, whereas many Japanese scientists, especially HAYASHI, HOSODA, KŌBŌ, KOSAKA and KUMADA have obtained valuable data about the forms and properties of humus of volcanic ash soils. The results obtained by them are summarized as follows: 1) humification degree of humic acids of the surface soils was exceedingly high, 2) humus of the soils might be combined with trivalent bases and transferred to a steady form, 3) according to KUMADA, though the organic matter as parent materials of humus and humus forming environment is quite differed, humification degree of humic acids was found becoming lower in the order of muck soil, humus volcanic ash soil, alluvial soil and dilluvial soil. Nevertheless, it seems likely that some uncertainties in the accumulating and alternating process of humus of volcanic ash soils still exist.

In Europe and the United States, the accumulation of humus is commonly regarded as the function of the climate, namely, rainfall and temperature. In Welte's opinion, accumulation of humus is represented by the following equation,

$$\begin{aligned} \text{Humus} &= f_I(\text{Klima}) - f_{II}(\text{Klima}) \\ f_I(\text{Klima}) &= \text{Organ. Substanzbildung} \\ f_{II}(\text{Klima}) &= \text{mikrobielle Aktivität} \end{aligned}$$

According to Jenny, humus content is expressed by total nitrogen contents of soils, and nitrogen-climate surface may be described as follows:

$$N = 0.55e^{-0.087T}(1 - e^{-0.005m})$$

$N$  = total nitrogen of the surface soils

$m$  = moisture expressed as N-S quotient

$T$  = annual air temperature in degrees centigrade

$e$  = base of natural logarithm

UCHIYAMA applied the Jenny's equation to the black volcanic ash soils of Tochigi Prefecture in Japan and pointed out that the calculated value and actual measurement in nitrogen content differed widely. Accordingly, he stated that humus content of volcanic ash soils of Japan was not to be represented by the function of climate as was expressed in zonal soils of

European countries and the United States, but was rather influenced by physical and chemical properties of volcanic ash.

KAWAMURA, KUMADA and UCHIYAMA who observed the further accumulation of humus in the volcanic ash soils of Japan from the viewpoint of the amount of organic matter added to the soils, came to the conception that the accumulation of excessive amount of humus was attributed to the physical properties of volcanic ash, in other words, volcanic ash would be changed to grassland because of its fine texture and good permeability of water, and grass would give abundant organic matters to the soils.

AOMINE, UCHIYAMA and KOSAKA who considered the augmentation of humus in the volcanic ash soils from the standpoint that the organic matter remained, free from leaching and attack of microorganism, stated that abundant humus was caused by mineralogical and physical properties of volcanic ash. That is to say, since the volcanic ash was of fine textured, the weathering proceeds rapidly, and weathering products are the compound rich in allophane and alumina. These weathering products, combining with humus and preventing humus from dispersing, change humus to more resistant form against the attack of soil microbes.

Nevertheless, no attempt was made to prove that the above-mentioned assumption about the further accumulation of humus was applicable to the real soil.

The author tried to elucidate the alternation of properties of humus and augmentation of humus during the process of volcanic ash soil formation, and to prove the aforementioned conception.

#### Soil samples used

The prolonged investigation about the soil forming and humus accumulating process of newly spurted volcanic ashes under natural conditions is most desirable to accomplishing the above-mentioned purpose, but it is actually impossible to carry out this plan. Therefore, as the second best method, the author was resolved to observe the soils which are formed under the similar circumstances but whose humus is different in amounts and properties.

In 1914, a great volcanic eruption of Volcano Sakurajima brought about extensive volcanic ash deposits in Kagoshima Prefecture, and even now there are some uncultivated places in those deposits. So, the author carried the field observation of these districts (presented in Fig. 1) and found some of the soil samples which are suitable for the aforementioned purposes (Table 1). Ōnobaru-3 is a surface soil before 1914, and excessive amount of highly humified humus has been accumulated there. Thus, the studies on the humus of these sample soils were made.

#### Differences between the humus of forest and grassland

Humus content of the surface soil taken from the cryptomeria forest (Kamimobiki-II) was higher than that of the grassland, but humification degree of humus which is represented in decrease of  $\Delta \log k$  ( $\log k 400 m\mu - \log k 600 m\mu$ ) and increase of  $R.F.$  was lower (Table 2). For grassland soils, generally, humification degree of crude humic acid of the soil on which abundant humus was accumulated was high, while in the soil whose humus content was slight, humification degree was low (Table 2). Moreover, the progress of humification degree seemed to proportionally correlated with the further accumulation of humus (Figs. 2, 3, 4, 5, 6, 7). The amount and humification degree of humus varied according to the texture of the soils and sampling localities (Tables 2, 3, Fig. 10) and plant succession changed regularly (Table 7), but large amount of highly humified humus began to accumulate under the grass vegetation dominated by Gokidake (*Pleioblastus communis*) or Susuki (*Miscanthus sinensis*). Furthermore, if the environmental condition is considered to be very favorable for the humus accumulation, the grassland soil, (Nogata-1) whose humus was superior in amount and humification degree to that of forest soil, is found, too. Consequently, the author came to the conclusion that during the soil forming process of volcanic ash of Volcano Sakurajima, spurted in 1914, excessive amount



of humus accumulated in the forest soil, while in the grassland it was possible that highly humified humus accumulated in abundance.

#### Alternation of the properties of humic acids

In conformity with the progress of humification, the following results were obtained: humic acids showed larger light absorption, and alternated its type from B-type to A-type (Table 10, Fig. 13), according to X-ray diffraction spectra, humic acid showed the interplanar spacing of ca. 3.5 Å due to (002) interference of amorphous carbon, which revealed more distinct, while ca. 4.5 Å peak owing to  $\gamma$ -band became more indistinct (Fig. 15, Table 11), carbon-nitrogen ratio and carbon-hydrogen ratio of humic acids being distinctly extended, methoxyl content of humic acids being lower (Table 10), in the infra-red spectra, intensities of absorption band due to C=O becoming stronger, and by ultra-centrifuge (56,000 rpm, 40 min.), precipitant became smaller. So, the author concluded that during the process of volcanic ash soil formation, a) enrichment in humus, b) decaying of the parent material of humus, c) intensification of the light absorption capacities of humic acids, d) disappearance of nitrogen rich compounds, e) arrangement of the cyclic structure of humic acids, f) increase in acid groups of humic acids, g) decrease of average molecular weight of humic acids, closely interrelating to each other, proceeded towards the same direction. These conclusions show that the KUMADA's and KONO-NOVA's conceptions concerning the direction of alternation of humic acids – those conceptions obtained by the investigation of humic acids of the various soils taken from the different groups – apply to the alternation of humic acids of volcanic ash soil originated from Mt. Sakurajima's ashes which were spurted in 1914.

#### The texture of the soil and humus

In the process of forty years' soil formation, accumulated humus made wide difference in its amount and properties. To quote an example, carbon content of sample soils were 8.40~0.068 %, and  $\Delta \log k$  of crude humic acids were 0.488~0.866. The aforementioned proportional relationship between the amount and properties of humus did not always apply to the grassland soil which was poor in humus. In order to clarify this miscant, the author at first made an investigation on the relationship between the texture of the soil and humus. The obtained results, generally, indicated that the fine-textured soils had abundant humus and humification degree of them was high. Nevertheless, about the soils whose humus content was low, as Kurokami-II-1 (T-C: 0.38 %,  $\Delta \log k$  of crude humic acid: 0.668, Texture: LCS) and Kamimobiki-I-1 (0.94 %, 0.647, LCS) being compared with Kurokami-I-1 (1.53%, 0.768, L) and Kurokami-III-1 (2.32 %, 0.730, FSL), it was clear that humification degree of crude humic acids of the fine-textured soil was rather lower than that of coarse textured soil (Tables 2, 3). Accordingly, the author came to the assumption that the finer texture of the soils commonly resulted in the abundant humus and made progress of humification, but in the earlier stages of humus accumulation, the fine texture was closely correlated with the augmentation of humus because of increase of the water holding capacities and produce of the luxuriant vegetation, whereas the coarse texture was rather related to the progress of humification in accordance with the offering of higher temperature and more oxidative circumstances to the soils.

#### The location and humus

Fig. 10 showed the schematic presentation of the position of the sampling localities. Parent material of Kurokami-II is volcanic ash on the lava of 1914, and it is 2 centimeters thick, consequently, usual plants can not grow on it, but in other places, the roots of plant can normally develop.

It is generally realized that the environment of grassland soils are drier than that of forest soils. Nevertheless, among the grassland soils, excessive amount of highly humified humus were

accumulated in Nogata and Ōnobaru, where the soil conditions seemed to be medium in dryness and drainage. On account of the topography of the sampling localities, Kurokami-II and Kamimobiki-I were well drained and dried at high temperature, and slight amount of humus were accumulated there, but humification degree was relatively high. On the contrary, at the location of Kurokami-III, Kamimobiki-II, and Kurokami-I, where the soils were formed under the wet conditions, relative abundance in humus and relatively lower value of humification degree were found.

#### Temperature and humus

The author made an experiment on the changes of the properties of humus caused by the raising of soil temperature. Once a month, soils were placed in water saturated conditions for 24 hours and drained and incubated at 30°C or 50°C. After two years' incubation of soils at 30°C, humification degree of one group ( $\Delta \log k$  of crude humic acid  $> 0.7$ ) seemed to progress, but the other groups showed no appreciable changes in the properties of humus (Tables 4, 5, 6). Moreover, it seemed likely that humification degree of humus of incubated soils at 50°C was higher than that of the soils at 30°C (Tables 4, 5, 6). Therefore, the following assumption was obtained that in the soils which were poor in humus and had lower humification degree's value, the properties of humus were directly influenced by the state of moisture and temperature which were controlled by the texture and location of soils.

#### Inorganic matter and humus

Only about the lower percentage of humus, exchangeable CaO content of the soils proportionally increased as the humus became abundant (Table 9, Fig. 10). But further accumulation of humus and increase of amount of free-sesquioxide were always proportionally concomitant (Table 9, Fig. 12). Silica-alumina ratio of weathering products of the soils whose humus were in low humified state was wide. On the other hand, about the soils that had highly humified humus, silica-alumina ratio of them was distinctly narrow (Table 14, Fig. 22). Consequently, the author came to the assumption that the enrichment in free-sesquioxide and weathering products whose silica-alumina ratio was narrow, closely interrelated with the accumulation of excessive amount of highly humified humus. Notwithstanding, in the early stages of humus accumulation, it appeared that moisture and temperature had more strongly influences upon the properties of humus than trivalent base. For an example, as compared with Kurokami-I, Kurokami-II was poor in di, tri-valent bases and had smaller amount, but more humified humus, however, the soil forming environment of the latter was more drier than that of the former.

It is well known that the main mineral fraction of lava and volcanic ash of Volcano Sakurajima is labradorite. Basing on this standpoint, an attempt to elucidate the relationship between the labradorite and humus was carried. Experimental results showed that as the amount of humus increased the disintegration of labradorite of finer soil fractions moved upward more rapidly than that of coarser fractions (Table 13, Figs. 18, 19, 20). Accordingly, the following suggestions were obtained: The fine texture of the soil and disintegration of labradorite brought about relatively large amount of soluble CaO and held the soil reaction to medium, therefore, desilication and formation of secondary mineral whose silica-alumina ratio was narrow were facilitated, the combination of alumina rich compounds with humus took place, consequently, accumulation of humus was indirectly expedited.

Fig. 18 illustrated that there were some crystalline minerals in the particles ( $< 1\mu$ ) of the soils whose humus content was low. The weathering products of sample soils are regarded as allophane and amorphous hydrous oxide of silica, alumina and iron. In reference to the above-mentioned two reasons, the author regarded the soluble fractions of clay ( $< 2\mu$ ) by Jeffries' treatment as the weathering products. In conformity with further accumulation of humus, the following results were obtained: Silica-alumina ratio of the weathering products of surface soils

became narrow, tending to approach 1 (Table 14); the exothermic peak of differential thermal curves at the temperature between 800°C and 1,000°C became more intense (Fig. 23); according to infra-red spectra, the peak ca. 12.5 $\mu$  owing to gel-like silica became distinctly weak (Fig. 25); also there were no appreciable crystalline clay minerals in the X-ray diffraction diagram of clays (<2 $\mu$ ) (Fig. 24). Thus, the author has suggested that the weathering products of sample soils were distributed within the process of allophane formation, though they were not changing to 1:1 mineral, and did change their properties via three processes, namely, 1) gel-like silica, 2) allophane and gel-like silica, 3) allophane and gel-like alumina. And during 2) and 3) process, especially 3), excessive amount of humus might accumulate.

#### Conclusion

As previously discussed, during the volcanic ash soil forming process of Volcano Sakurajima's ashes spurted in 1914, generally a) increase of amount of humus, b) progress of humification of humic acids, c) fine texture of the soils, d) luxuriant vegetation, e) disintegration of labradorite in the parent rocks, f) increase of free-sesqueoxide and g) intensification of allophane-like properties of the clay, these above-mentioned phenomena stood in functional relationship to each other, and seemed to change in a certain direction. At the earlier stages of humus accumulation, the effect of physical properties of volcanic ash to humus seemed to have attributed to the differences of micro soil climate.

#### Acknowledgement

The author wishes to express his deep indebtedness to Dr. T. KOBAYASHI, Prof. of Kagoshima Univ., Dr. S. AOMINE, Prof. of Kyushu Univ., Dr. K. Kōbō, Prof. of Tokyo Univ., Dr. T. HARADA, Prof. of Kyushu Univ. and Dr. K. KUMADA, Prof. of Nagoya Univ., who have given many valuable suggestions during the progress of this work and improved the manuscript. The author's profound thanks are also due to Dr. S. Hatsushima, Prof. of Kagoshima Univ., who offered helpful suggestions about the vegetations.