岩手県北上市付近の火山灰土壌の生成について¹⁾

第2報 母材と土壌生成

小野 剛志²⁾・庄子 貞雄²⁾

Genesis of Andosols at Kitakami, Iwate Prefecture, Northeast Japan¹⁾

II. Relationships between Parent Materials and Soil Formation

Tsuyoshi ONO²⁾ and Sadao SHOJI²⁾

The distribution of Andosols and their relation to topography were clarified in the previous paper. In the present report the relationship between parent materials and soil formation is discussed.

Cumulative tephra layers from the top to the Murasakino pumice are divided into three groups; younger dacitic ash (1,000 to 5,000 years B.P.), older andesitic ash (10,000 to 20,000 years B.P.) and Murasakino pumice (20,000 or more years B.P.). Each ash group also consists of several ash layers. Since most tephra layers were brought to the surface intermittently, they were subjected to surface weathering. Therefore, the degree of weathering of hypersthene and/or augite in the Andosols shows a tendency to become greater with the depth of soil profiles.

All the Andosols on the Kanagasaki terrace show the rejuvenation type of humus horizons formed of younger dacitic ash which covered the alluvial deposits.

The formation of Andosols on the Murasakino terrace was found to be closely related to the depositional features of the parent materials, to the mixing of the soils artificially and to the truncation and redeposition of the soils. Tephra layers from the top to the Murasakino pumice were found in the profile of Normal Andosol. However, the A1 horizon of this Andosol contains more or less the parent material belonging to the subsoil in addition to the parent materials which are common to the same horizon of Normal Andosol on the Kanagasaki terrace. It was noted that these materials were well mixed. Light-colored Andosol (II) was formed after the truncation of the A1 horizon of Normal Andosol on the same terrace. Aquic Andosol was formed by the redeposition of eroded materials in the valley bottom.

Light-colored (II) and Aquic Andosols on the Nishine terrace were formed by truncation and redeposition, respectively, as observed in the Murasakino terrace. However, the formation of these soils was found to be more advanced on the Nishine terrace which is more strongly dissected.

I. 緒 論

母材としてのテフラ（降下火砕堆積物）は、一般に細粒であるため表面積が大きく、しかも風化抵抗性の最も小さい火山ガラスが鉱物組成の大半を占めているので、きわめて風化を受け易いという特徴があげられる。また火山活動は一般に長期間に亘って継続するので、テフラの降下もくり返し行なわれることになる。

このため火山灰土壌は、くり返し母材の供給あるいは更新を受けることになる。したがってこのような母材の特徴は、火山灰土壌の風化生成や土壌の諸性質に対して、他の土壌にはみられない注目すべき影響を与える。さらにわが国のように多雨条件下にあって、古い時代から人為が土壌に加えられている所では、侵蝕による母材の移動も大きな問題となろう。しかしながら従来の研究をみると、火山灰土壌の生成に対する母材の累積性や侵蝕移

1) 1977年7月13日受付

2) 東北大学農学部, Faculty of Agriculture, Tohoku University.

表 1 強磁性鉱物の分析結果

試料	層位	Zn (ppm)	V (ppm)	Fe (%)	Ti (%)	V-Zn ベル ト上の位置	母材の岩質
新鮮火山灰 1*		797	1,727	54.83	11.03	M-1'	石英安山岩
2		716	1,701	50.11	9.99	"	
3		744	1,792	51.07	9.93	"	
No. 1—1	A ₁₁	826	2,350	55.68	8.03	M-1	石英安山岩
— 1'***	A ₁₁	849	1,865	55.36	8.18	"	"
— 2	A ₁₁	679	2,391	56.23	8.56	M-2	"
— 3	A ₁₂	633	2,111	54.57	8.32	"	"
— 4	A ₁₃	646	2,436	55.94	6.41	"	"
— 5	II B _b	1,392	3,095	57.50	7.10	M-7	(河川堆積物)
— 6	II C _b	1,186	3,148	57.36	7.16	"	(")
No. 2—1	A ₁₁	717	2,591	57.79	6.87	M-2'	石英安山岩
— 2	A ₁₂	726	2,694	57.83	6.93	"	"
— 3	A ₁₃	716	2,651	57.84	6.43	"	"
— 4	II B _{1b}	631	2,866	60.67	6.35	M-3	安山岩
— 5	II B _{3b}	664	3,176	62.56	6.60	"	"
— 6	II B _{3b}	718	2,734	61.90	6.96	M-4	"
— 7	II B _{3b}	709	2,979	62.23	6.71	"	"
— 8	III A _b	652	3,524	63.18	6.28	M-5	"
— 9	III A _b	631	3,542	62.56	6.23	"	"
— 10	III B _b						
No. 3—1	A ₁₁	643	3,276	60.47	6.91	M-3	安山岩
— 2	A ₁₂	631	3,055	57.83	6.76	"	"
— 3	II B _{3b}	740	3,281	62.77	6.58	M-4	"
— 4	II B _{2b}	726	3,301	62.53	6.56	"	"
— 5	III A _b	652	3,535	62.73	6.16	M-5	"
— 6	III B _b	574	3,829	61.05	5.87	M-6	"
— 7	III C _b	541	3,603	62.67	6.29	"	"
No. 4—1	A ₁	645	2,962	61.46	6.97	M-3	安山岩
— 2	II B _b	690	3,302	61.70	6.47	M-4	"
— 3	III A _b	667	3,404	62.55	6.14	M-5	"
— 4	IV B _b	588	3,633	65.22	6.40	M-6	"
— 5	IV C _b	558	3,663	61.29	6.02	"	"

* 平安初期の堅穴中で採取した火山灰

** No. 1 地点の近くで採取したもので No. 1—1 と同一層

重鉱物組成の決定法：土壌を 6% H₂O₂ で処理して有機物を除き、音波処理後、脱鉄処理 (MEHRA and JACKSON, 1960) を行なった。次に篩で 0.1~0.2 mm 部分を集め、テトラブロムエタン (比重 2.96) で重鉱物を分離し、重鉱物含量を求めた。重鉱物組成は偏光顕微鏡下で 200~300 粒を検鏡して決定した。

重鉱物の風化程度：火山灰土壌の風化程度を推定するためには、その中に含まれる重鉱物、とくに普通輝石の溶蝕の程度を知る事が有効であることが知られている (弘法・大羽, 1973; SHOJI *et al.*, 1974)。そこで本地域の火山灰土壌にもこの方法を適用した。しかし普通輝石の少ない下層土では、その代わりにシソ輝石を使用した。溶蝕程度は次の 4 段階に区分した。

0: 溶蝕を受けていない。

1: 溶蝕を弱く受けている。

2: 溶蝕を中程度受けている。

3: 溶蝕を強く受けている。

III. 結果と考察

中川ほか (1963) によれば、村崎野軽石層を最下部とする黒沢尻火山灰は、村崎野段丘および西根段丘をおおい、最も新しい金ヶ崎段丘には存在しないという。しかしながら前報 (庄子・小野, 1978) では、金ヶ崎段丘上の火山灰土壌は腐植層のみからなり村崎野軽石層をとまっていないこと、また土壌断面の特徴からみて、村崎野段丘や西根段丘上の黒沢尻火山灰には、かなり長期間地表風化を受けたとみられる粘土含量の高い、赤味の強い埋没土層が 2 枚含まれていること (例えば黒ボク土 No. 2 の断面では II B_{1b} と III A_b 層) などから、黒沢尻火山灰が何回かの降灰による累積性のものであることがうかがわれた。

表 1 には、各地形面の火山灰土壌より分離した強磁性

図 2 強磁性鉱物の V-Zn ベルト

鉱物の Zn, V, Fe, Ti 含量を示した。庄子ほか (1974), SHOJI *et al.*, (1975) は、強磁性鉱物中の微量元素を利用するにあたり、不純物混入の影響を出来るだけ軽減するために、各元素の絶対量の代りに他の多量元素との比を用いることが有効である事を明らかにした。そこで表 1 の各元素の分析結果から $V/(Fe+Ti)$ と $Zn/(Fe+Ti)$ の元素の重量比を求め、テフラの識別および母材の岩質判定を行った。

2 図には、横軸に $V/(Fe+Ti)$ を、縦軸には $Zn/(Fe+Ti)$ をとって、No. 1 から No. 4 までの土壌の強磁性鉱物の元素の重量比の組合せを示した。この図に示したベルトは、先に SHOJI *et al.* (1975) および 庄子 (1977) が岩質判定に用いたものである。本地域のテフラの強磁性鉱物もこのベルト上にまとまって分布しており、石英安山岩から安山岩までの岩質を示すことが分る。表層から

村崎野軽石層までのテフラは、図 1 に示したように、便宜上 M-1 から M-6 までに分けられる。

金ヶ崎段丘の黒ボク土 No. 1 の A_1 層は、強磁性鉱物の化学組成から、上部約 5cm が M-1 に、その下部が M-2 に区分できる。V-Zn ベルトより、いずれも石英安山岩の領域に属するが、M-2 はベルト上で安山岩の領域に接近している。しかしながら A_1 層の下位にある河川堆積物は、V-Zn ベルトより大きく離れた M-7 の位置に存在する。一方本地域の平安初期の堅穴中に発見された新鮮火山灰は M-1 よりやや離れた M-1' にまとまって分布する。もし M-1 の中にこの新鮮火山灰が含まれているなら、M-1 には M-1' の他に、M-1 よりさらに珪長質の他の火山灰が混合していることになる。

表 2 に示した重鉱物組成によると、 A_{11} 層から A_{13} 層

表 2 重 鉍 物 組 成

試 料	層 位	重鉍物含量 (重量%)	シソ輝石 (粒数%)	通普通輝石 (粒数%)	角 閃 石 (粒数%)	強磁性鉍物 (粒数%)	不 明 (粒数%)	強磁性鉍物に よる母材区分
新鮮火山灰 1*		8	50	15	0	35		M-1'
No. 1—1	A ₁₁	6	34	15	4	47	2	M-1
—2	A ₁₁	6	47	15	9	27	1	M-2
—3	A ₁₂	7	44	23	5	23	5	〃
—4	A ₁₃	4	39	14	12	35		〃
No. 2—4	II B _{1b}	20	42	2	4	46	6	M-3
—5	II B _{3b}	21	46	1	2	45	6	〃
—6	〃	19	38	1	3	53	5	M-4
—7	〃	19	32	1	4	59	4	〃
—8	III A _b	25	33	1	6	57	2	M-5
—9	〃	42	45	5	3	45	3	〃
—10	IV B _b	36	54	18	tr.	26	2	M-6
—11	IV C _b	58	33	26	0	41		〃

* 平安初期の堅穴中で採取した火山灰

表 3 重 鉍 物 の 溶 蝕 程 度

試 料	層 位	シソ輝石の溶蝕程度*				普通輝石の溶蝕程度*				強磁性鉍物に よる母材区分
		0 (粒数%)	1 (粒数%)	2 (粒数%)	3 (粒数%)	0 (粒数%)	1 (粒数%)	2 (粒数%)	3 (粒数%)	
新鮮火山灰 1**		30	67	3	0	10	76	14	0	M-1'
No. 1—1	A ₁₁	33	58	8	0	10	62	28	0	M-1
—2	A ₁₁	25	46	25	4	10	56	26	8	M-2
—3	A ₁₂	31	47	18	4	10	59	24	6	〃
—4	A ₁₃	32	48	18	2	15	32	32	21	〃
No. 2—4	II B _{1b}	3	33	40	24	—	—	—	—	M-3
—5	II B _{3b}	2	21	34	43	—	—	—	—	〃
—6	〃	2	9	23	66	—	—	—	—	M-4
—7	〃	0	5	30	65	—	—	—	—	〃
—8	III A _b	0	6	25	69	—	—	—	—	M-5
—9	〃	1	7	31	61	—	—	—	—	〃
—10	IV B _b	4	80	16	0	—	—	—	—	M-6
—11	IV C _b	42	54	4	0	—	—	—	—	〃

* 溶蝕程度 0: 溶蝕を受けていない. 1: 溶蝕を弱く受けている. 2: 溶蝕を中程度受けている.

3: 溶蝕を強く受けている.

** 平安初期の堅穴中で採取した火山灰

までは類似した組成を示し、火山灰層相互の識別がかなり困難であるが、A₁₂層とA₁₃層との間に若干の差があるようにみられる。これに対して堅穴中の新鮮火山灰は角閃石を全く含まないことで、他の火山灰層と明確に区別される。

表3に示した普通輝石の溶蝕程度によれば、堅穴の新鮮火山灰とM-1に属する火山灰はともに風化が進んでおらず、他の火山灰から明瞭に識別される。したがって、先に示した強磁性鉍物の分析結果と合せるとM-1には堅穴中に見出された新鮮な火山灰と、他の火山灰が含まれていることが分る。M-2は普通輝石の溶蝕程度から重鉍物組成による場合と同じように、さらに2つに分けられる可能性がある。以上からA₁層の母材は、珪長質の少なくとも3～4枚の火山灰層からなることが明

らかである。なお普通輝石の溶蝕程度からこれらの火山灰の年代を推定すると、5,000年以下とみられる(MASUI *et al.*, 1973, SHOJI *et al.*, 1974)。

村崎野段丘の黒ボク土 No. 2 を図2のV-Znベルトでみると、A₁層の土壌はすべてM-2'にまともって分布する。この図上でのM-2'の位置はM-1, M-2, M-3のほぼ重心の位置にあることから、このA₁層は金ヶ崎段丘のA₁層の母材に、さらにII B_{1b}層と同じ火山灰の一部が混合しているものとみられる。本地域では、縄文中期から平安初期までの遺跡が数多くみられるが、その分布は後述するように、とくに村崎野段丘に集中しており(図3)、No. 2の土壌断面のA₁層からも土器の破片が見出されたことからみて、このような母材の混合は人為の影響によるものであることが明らかであ

る。A₁層の重鉱物組成および溶蝕程度の決定は、この土壌の人為的混合が進んでいるので省くことにした。

前報(庄子・小野, 1978)ではⅡB_{1b}層は、赤味が強くまた粘土含量がきわめて高く緻密であることから、この層がかなり長期間地表風化を受けたことがあるものと推定した。図2に示したV-Znベルトによれば、ⅡB_{1b}層からⅡB_{3b}層までの母材はM-3とM-4に分けられ、M-3にはⅡB_{1b}層とⅡB_{3b}層の上部が、M-4にはⅡB_{3b}層の大部分が含まれることがわかった(図1)また表2の重鉱物組成によるとM-3とM-4の間にはシソ輝石と強磁性鉱物の含量に若干の差が認められる。一方普通輝石の溶蝕程度はⅡB_{1b}層以下で著しく進み、その粒数が減少して溶蝕判定が困難となる。そこでⅡB_{1b}層以下については普通輝石の代りにシソ輝石を使って風化状態を見ることとした。表3に見られるように、M-3とM-4とではシソ輝石の溶蝕程度に明瞭な差が存在する。また同じM-3に属するⅡB_{1b}層は、ⅡB_{3b}層の上部よりも溶蝕程度がやや低いことが注目される。この理由としては、ⅡB_{1b}層が長期間地表風化をしている間に少量の新しい火山灰が添加されたか、あるいは、A₁層の一次鉱物が若干混入していることが考えられる。

最近No. 2地点の近くの下成沢遺跡で発見された旧石器は数万年(林, 1973)、あるいは1.5~1.8万年のもの(渋谷, 私信)と推定されている。その出土する位置はM-4の上部にもっとも集中していることから、M-3とM-4との間にも年代的に若干の間隙があったと思われる。さらに北上市西方の藤沢遺跡で発見された旧石器の推定年代は1.3~1.5万年であって、その出土位置はⅡB_{1b}層からⅡB_{3b}層の上部、すなわちM-3である(梶原, 私信)。このことから、従来ⅡB_{1b}層からⅡB_{3b}層まで同一の母材とみられていた火山灰が、年代が1~数万年前の少なくとも2ないし3枚の安山岩質火山灰層よりなっていることが分る。したがって、M-2とM-3との間には5,000年前後の時間間隙があることが考えられる。

ⅢA_b層以下は強磁性鉱物の化学組成から、いずれも安山岩質のテフラであるが、ⅢA_b層がM-5、ⅣB_b層とⅣC_b層とがM-6に含まれる。しかしながら噴出源である焼石岳に近づくにつれて、ⅢA_b層からⅣC_b層までは同一の連続した降下物であることを示す特徴が認められる。一方、表2の重鉱物組成ではⅢA_b層には角閃石が含まれるのに対して、ⅣB_b層やⅣC_b層では角閃石が存在せず、普通輝石がかなり多くみられる。

山田・庄子(1976)は、同じ火山から噴出したテフラが軽石から火山灰へと岩相が変化する過程で、珪酸鉱物や重鉱物組成に変化のあることを見出した。本地域の村崎野軽石層(ⅣB_b, ⅣC_b)からその上部の火山灰層(ⅢA_b)への変化過程でも、山田らの認めたような鉱物組成の変化が起ったものと考えられる。ただし、赤味のあるⅢA_b層のシソ輝石はⅣB_bやⅣC_b層のものに比べて非常に風化が進んでおり、ⅡB_{1b}やⅡB_{3b}層に比べても風化が進んでいる。このことは、ⅢA_b層もまたかなり長い間地表風化を受けたことのあることを示している。

以上から、中川ほか(1963)によって、報告された黒沢尻火山灰は、間歇的に何度も降灰がくり返された累積性のものであること、またその岩質は石英安山岩質から安山岩質にわたっていること、さらにその年代は1,000年程度から数万年ないし、それ以上におよんでいることなどが分った。

次に同様の方法により、他の土壌断面の母材の識別を行った結果を図1にまとめ、さらに断面相互に対比を行った結果をも記載する。

村崎野段丘の淡色黒ボク土-II(No. 3)は、すでに前報で指摘しているように、同じ段丘上の黒ボク土(No. 2)のA₁層に相当する部分が削剝流亡して、M-3部分が現在の表層となっていることが明らかである。金ヶ崎段丘の土壌とちがって、村崎野段丘や西根段丘の火山灰土壌のⅡB_{1b}層からⅢA_b層までは、粘土含量が高く緻密なため、植生が破壊された場合には金ヶ崎段丘の土壌に比べて、表面流去水による土壌侵蝕を受け易いであろう。No. 3の淡色黒ボク土-IIも人為および地形的な影響によって土壌侵蝕が促進されたものとみられる。一方、西根段丘の淡色黒ボク土-II(No. 4)も削剝土壌であるが、この土壌は開析の進んだ地形の頂面(summit)にあって、No. 3よりもさらに削剝が進んでいる。

多湿黒ボク土は金ヶ崎段丘の湧水帯から扇端にかけての排水不良地と、村崎野及び西根段丘開析谷に分布している。後者は、図1に示されているように、金ヶ崎段丘のものと異なって谷部に崩積物質が再堆積して生成したものである。村崎野段丘の谷部の多湿黒ボク土(No. 7)は、最上部のA₁₁層にはM-4が堆積しているが、A₁₂層からA₁₃層まではM-2, M-3, M-4が混合している。また西根段丘を刻む谷の多湿黒ボク土No. 8は、腐植層が160cmと著しく厚いが、その最下部にはM-3が、その上部にはM-4が逆転して堆積している。そして最上部には年代の新しいM-2が再堆積していることがわかった。

IV. 総合考察

以上の研究により、本地域に分布する火山灰土壌の母材の実態がかなり明らかになったので、その成果をもとに、各地形面毎に土壌生成の問題点を他の関係要因と合せて総合的に考察する。

金ヶ崎面上の土壌は、扇状地形成後に降下した若い累積性火山灰（1,000～5,000年と推定）に由来し、若返りタイプの腐植層を形成している（第1報，表1）。出現する土壌の種類は、黒ボク土、淡色黒ボク土-I，および多湿黒ボク土の3種類である（第1報，図2）。これらの土壌の生成は、扇状地に特徴的な微地形（微高地である旧中州と低地である網状流跡）とその構成堆積物の種類（砂礫堆と細粒堆積物）、さらに排水条件（たとえば、湧水帯の影響）などに密接に関係している。一方図3に示された対象地域の遺跡分布図（北上市史，1968；金ヶ崎町史，1965，遺跡資料より作製）によると、金ヶ崎面には遺跡が少く、とくに扇頂から湧水帯までの排水良好地帯にはみられない。この地帯の土地利用の歴史をみ

図3 遺跡の分布図

凡例 1. 縄文土器，石器，2. 土師器，須恵器，3. 古代柵跡。

KT；金ヶ崎段丘（排水良好），KTW；金ヶ崎段丘（排水不良），MT；村崎野段丘，NT；西根段丘。

北上市史刊行会（1968），金ヶ崎町史編さん委員会（1965），成沢，下成沢遺跡調査団（1972），上大谷地遺跡調査団（1972）の資料を合せて作成。

図4 植生および土地利用の変遷

国土地理院 5 万分の 1 地形図，1：1913 年，2：1933 年，3：1968 年より作製。

凡例 G；草地及び原野，C；針葉樹林，P；水田，B；広葉樹林。その他は第3図参照。

ると、徳川時代には未だ農地としての利用が進まず、原野として放置されていたようにみられる（金ヶ崎町史，1965）。また図4にまとめられた近年の土地利用の変遷をみても、この地帯は草地や原野がもっとも広く分布していたことがわかる。そのためこの地帯の土壌は、村崎野段丘の土壌のような母材の人為攪乱を強く受けることが少なく、しかも黒ボク土の生成に密接に関係しているとみられるススキなどの草本植生（加藤，1976）が比較的よく発達していたことがわかる。もちろん本地域の植生の極相は広葉樹林であるので、草本植生の発達は人為の影響によることは明らかである。

金ヶ崎面の淡色黒ボク土-I は、土色は黒味が強く腐植含量が高いが、扇状地の砂礫堆積物上に降下した火山灰に由来しているために、腐植層の厚さがうすい土壌である（庄子・小野，1978，第1報表1）。

金ヶ崎面で扇状地の湧水帯から扇端にかけては、多湿黒ボク土が広く分布する。そこで湧水がかんがい水として利用出来るため、かなり古い時代から開田が進められていたように思われる（金ヶ崎町史，1965）。

村崎野段丘は、金ヶ崎段丘よりも全体としての勾配はゆるやかであり、開析が進んでいない（第1報）。この

地形面上の黒ボク土および淡色黒ボク土-II は、ともに年代が数万年ないしそれ以上と推定される村崎野軽石層を最下部とし、その上に1~数万年とみられる何枚かの火山灰が累積している(図1)。最上部の腐植層は母材の人為的攪乱が進み、その大部分は金ヶ崎面の黒ボク土のA₁層と同じものであるが、そのほかに下位のI B_{1b}層の一部が人為的に混入している(図1)。遺跡の分布状態(図3)をみると、村崎野段丘には縄文中期から平安初期までの遺跡がもっとも集中しており、この段丘面上での土壌生成が、調査地域の中で人為の影響をもっとも強く受けているようにみられる(図1と図2)。土地利用の変遷(図4)をみると、村崎野段丘には近年まで森林が比較的広くみられたが、最近に至ってかんがい用水が確保され、開田が急速に進められている。なお、村崎野軽石は夏油川扇状地の構成堆積物中に成層して含まれている場所が存在すること、またI B_{1b}層からI B_{3b}層までの火山灰が扇状地堆積物の最上部には認められないことから、この扇状地は数万年以上前から、1万年前位までにわたって形成されたものとみられる。なお、中川ほか(1963)はこの扇状地を立川ないし武蔵野面に対比した。

村崎野段丘の淡色黒ボク土-II は、黒ボク土の分布する場所よりもやや勾配の大きい場所に比較的多くみられる。しかし先に述べたように、この段丘での人為の影響が大きいことから、削剝作用は人為によって著しく促進されたとみられる。この削剝作用により黒ボク土の最上部の腐植層に相当する部分が失われ、その下位にあるI B_{1b}層が露出して、現在の腐植層を形成している。淡色黒ボク土-II は西根段丘上でも削剝土壌であるが、この土壌の腐植の集積能力や腐植化の進行などに関する要因については、さらに今後の研究が待たれる。

村崎野段丘の地域が多湿態ボク土は谷部に再積積した土壌である(図1)。この段丘は西根段丘のように開析が進んでいないため、その分布は限られている。

西根段丘は年代が古くて開析がもっとも進み、急傾斜面に置きかえられた所が多い。頂面(summit)から背斜面(backslope)にかけては排水が良好であり、削剝による淡色黒ボク土-II が生成している(図1)。一方斜面下部(footslope)から谷底部(valley bottom)にかけては、その上位から侵蝕移動した土壌が再積し、著しく厚い腐植層をもつ多湿黒ボク土が生成している(図1)。西根段丘の地域は、図4の土地利用状況をみても林地の割合が圧倒的に大きい。地形的には土壌侵蝕をもつともうけ易い条件をもっており、人為(例えば、山火事による植生の破壊など)によって土壌侵蝕一再積移動を一層促

進したものとみられる。

以上から、本地域の火山灰土壌の生成には、地形と母材に加えて、人為や植生もまた密接に関係していることが明らかとなった。

V. 要 約

第1報で明らかにされた各種の火山灰土壌について、母材と土壌生成の関係を研究した結果、母材の累積的堆積状態が、各地形面での土壌生成に密接に関係していることが明らかにされた。また本研究では、テフラ中の強磁性鉱物の化学組成が、テフラの識別に有効であることも明らかにされた。

研究対象とされた村崎野軽石層までのテフラは、上部より1,000~5,000年と推定される石英安山岩質の累積火山灰(金ヶ崎および村崎野面の黒ボク土のA₁層)、10,000~数万年と推定される安山岩質の累積性火山灰(例えば村崎野面の黒ボク土のI B₆層)、および数万年ないしそれ以上の安山岩質の火山灰と村崎野軽石層(例えば村崎野面の黒ボク土のII A_b層以下)よりなっている。そして、このような累積性の母材は、間歇的な降灰によって供給されたため、それぞれかつて地表風化を受け、下部ほどよく風化していることが分った。

金ヶ崎段丘上の火山灰は、すべて若い累積性火山灰(1,000~5,000年)を母材とする若返りタイプのA₁層を形成している。そして火山灰層の下位には扇状地を構成する堆積物が存在する。

村崎野段丘では母材の人為的混合、削剝、移動再積が各土壌の生成に密接に関係している。この段丘上の黒ボク土のA₁層は、金ヶ崎段丘の黒ボク土のA₁層の母材に加えて、下位のI B_{1b}層の火山灰も一部含まれている。しかもこれらの母材が人為的によく混合されていることが分った。淡色黒ボク土-II は、人為の影響を強く受けて、黒ボク土のA₁層に相当する母材が削剝されて生成している。一方多湿黒ボク土は、再積性土壌である。

西根段丘の地域の土壌は、地形の開析が進んでいるため、頂面(summit)から背斜面(backslope)までは削剝土壌である淡色黒ボク土-II が、また斜面の下部(footslope)から谷底部(valley bottom)までは再積性の多湿黒ボク土であることが明らかとなった。なお本地域の火山灰土壌の生成には、地形と母材に加えて、人為や植生もまた密接に関係していることが、考察された。

謝 辞

本研究(第1報および第2報)を実施するにあたって、多くの方々から多大の御援助をいただいた。本地域のテ

フラの分布および編年については、東北大学理学部地質学講座の中川久夫助教授に、また地形学の問題について、自然地理学講座の西村嘉助教授に有益な御教示をいただいた。岩手県教育委員会の林謙作氏（現北海道大学助教授）、菊地郁雄氏、他多くの方々、および東北大学文学部考古学講座の岡村道雄氏を始めとする多くの方々から、本地域の遺跡に関する貴重な情報を提供していただいた。農業技術研究所天野洋司室長には、土壌調査、分類、さらに原稿のとりまとめにあたっては、多大の御援助を頂戴した。岩手県農業試験場県南分場佐々木信夫次長ならびに遠藤征彦氏には貴重な土壌調査資料を提供していただいた。現地調査にあたっては、岩手県立六原農場佐藤健部長、清原悦郎主任（現県農産普及課専門技術員）他多くの方々から多大の御援助をいただいた。東北大学農学部農業立地学研究室の三枝正彦助手を始めとする多くの方々から絶えず貴重な御意見や後援を頂戴した。ここに以上の方々に対して深く感謝申し上げる。

引用文献

- 林 謙作 (1973) 相去台地の先史時代。日本地質学会, 第 80 年総会見学旅行 2, 北上川低地帯の鮮新統, 第四系, 地形, p. 33.
- 上大谷地遺跡調査団 (1972) 上大谷地遺跡調査概要。金ヶ崎町史編さん委員会 (1965) 金ヶ崎町史。
- 加藤芳朗 (1976) 黒ボク土(火山灰土壌)。日本の土壌, アーバンクボタ, No. 13, p. 12—13.
- 北上市史刊行会 (1968) 北上市史 I. 原始, 古代。
- 弘法健三・大羽 裕 (1973) 風化の程度と母材型による火山灰土壌の類別, 本邦火山灰土壌の生成論的研究 (第 2 報)。土肥誌, 44, p. 41—46.
- MASUI, J., SHOJI, S., SAIGUSA, M., ANDO, H., KOBAYASHI, S., YAMADA, I., and SAITO, K. (1973) Mineralogical and agrochemical properties of Kawatabi volcanic ash soil. *Tohoku J. Agr. Res.*, 24, p. 166—174.
- MEHRA, O. P. and JACKSON, M. L. (1960) Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system with sodium bicarbonate buffer. *Clays Clay Miner.*, 7, p. 317—327.
- 長友由隆・庄子貞雄・小林進介 (1976) 南九州のアカホヤの堆積状態と強磁性鉱物の化学組織について, アカホヤの土壌肥科学的研究 (第 1 報)。土肥誌, 47, p. 342—348.
- 中川久夫・岩井淳一・大池昭二・小野寺信吾・森由紀子・木下 尚・竹内貞子・石田琢二 (1963) 北上川中流沿岸の第四系および地形, 北上川流域の第四紀地史 (2)。地質雑, 69, p. 219—227.
- 成沢・下成沢遺跡調査団 (1972) 成沢・下成沢遺跡現地説明会資料, p. 1—10.
- 庄子貞雄 (1977) 強磁性鉱物の化学組成による火山灰の起源, 岩質の決定。土肥要旨集, no. 23, シンポジウム II-5, p. 187—188.
- 庄子貞雄・小林進介・増井淳一 (1974) 火山灰中の強磁性鉱物の化学組成と噴出源との関係について。岩鉱誌, 69, p. 110—120.
- SHOJI, S., KOBAYASHI, S., YAMADA, I., and MASUI, J. (1975) Relationships between the geochemistry of ferromagnetic component and the chemical properties of air-borne pyroclastic materials. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 70, p. 12—24.
- 庄子貞雄・小野剛志 (1978) 岩手県北上市付近の火山灰土壌の生成について。第 1 報, 地形と土壌生成, 第四紀研究, 16, p. 247—254.
- SHOJI, S., YAMADA, I., and MASUI, J. (1974) Soils formed from the andesitic and basaltic volcanic ashes, I The nature of the parent ashes and soil formation. *Tohoku J. Agr. Res.*, 25, p. 104—112.
- 山田一郎・庄子貞雄 (1976) 火山灰の化学的および鉱物学的研究 (4) 珪酸鉱物について。土肥要旨集, No. 22, p. 29.