

## (研究資料)

## 岩手県久慈地方の海岸段丘土壌について

仙石鉄也<sup>(1)</sup>・山谷孝一<sup>(2)</sup>

Tetsuya SENGOKU and Koichi YAMAYA: A Study on Coastal Terrace  
Soils in "Kuji" District of Iwate Pref., Northeast Japan  
(Research note)

**要旨:** 三陸海岸北部には海岸段丘がよく発達し、とくに、久慈以北には標式的な段丘地形が展開している。米倉(1966)によると、久慈以北の海岸段丘は4段に区分され、そのうち、上位段丘群は段丘幅も広く、この地域の代表的な段丘とみなされている。それで本調査では、明らかに識別できる上位段丘および下位段丘に代表土壌の断面を設定し、段丘土壌の生成、性質について検討した。その結果はつぎのとおりである。(1) 標式的な段丘地形は最上位、上位、中位、下位の4段丘から構成されているが、中野地区における上位および下位段丘土壌の調査からは、同一地域の段丘面の土壌は、いずれも段丘形成後に堆積した火山灰を母材とした類似の性質をもつ黒色土である。(2) 上位段丘群を対象として、北部から南部にかけての断面を設定して調査したところ、南部に移行するにつれて表層のスコリア含有率が高くなる。これは、西側に並列する準平原土壌の性質からみて、スコリア質の岩手火山灰の影響をうけているためである。(3) 調査地域の火山灰土壌は断面形態だけではなく一次鉱物組成、土壌の理学的、化学的性質などからも、その特徴がよくわかる。また、火山灰被覆のうすい南部地域の土壌は、表層は火山灰質であるが、下層は古風化段丘堆積物を母材とし、その性質は火山灰土壌と対照的である。

## I はじめに

筆者らは、これまで、北上山地の準平原土壌について、土壌生成的観点から調査を実施し、その結果、準平原面の土壌は基岩風化物よりも、準平原面に新規に堆積した火山灰を母材としていることを明らかにした<sup>1)</sup>。もちろん、火山灰の差異は土壌性質に影響し、また、地形の開析程度によって土壌に対する火山灰の影響は異なっている。

準平原土壌との関連で、北上山地周縁の丘陵地土壌についても調査を実施してきたが、たまたま、1975年に、三陸海岸北部の土壌調査を実施する機会をえた<sup>2)</sup>。三陸海岸は宮古付近を境として、南部にはリアス海岸が発達しているが、北部にはみごとな海岸段丘が形成されている。

本報は、段丘区分による土壌生成の差異、ならびに段丘土壌の地域的变化、とくに準平原土壌との関係を究明するため、三陸海岸北部の、久慈を中心とした海岸段丘を対象として土壌生成的、とくに母材的観点から調査した結果をとりまとめたものである。

この調査を実施するにあたり、種々ご高配を賜わった前林業試験場東北支場長 中野 実技官およびご協力をいただいた東北支場土壌研究室の皆様にご心から謝意を表す。また、本稿をとりまとめるにあたり、ご指導をいただいた林業試験場土壌部部長 河田 弘博士に感謝する。

## II 調査地付近の海岸段丘の概要

三陸海岸北部の、久慈を中心とした海岸段丘については、米倉<sup>4)</sup>の詳細な報告があるので、それを参考

1978年3月15日受理

土 壤—26 For. Soils—26

(1) 木曾分場

(2) 東北支場

として概要を説明したい。

米倉によると、久慈以北の海岸段丘は最上位段丘（水無面、高度 270 m 余）、上位段丘群（広野面 220 m、三崎面 200m、侍浜面 160m）、中位段丘（<sup>むぎゆう</sup>麦生面 110m）、下位段丘群（有家面 80m、種市面 30m）の4段にわけられ、沖積面につづいている。

海岸段丘の発達状態は地域によって異なり、久慈以北では4段からなる標式的な段丘地形が発達しているが、久慈以南では上位段丘および最上位段丘が主として分布し、その他は明らかではない。久慈以北では、海岸線から 15 km 程度の幅で段丘が分布しているが、以南では上位段丘、さらに南下すると最上位段丘が断崖状の段丘崖を形成して海に臨んでいる。

各段丘面は平坦ではなく、最上位段丘では 1/30~1/50、上位段丘群では 1/200、中位段丘では 1/100、下位段丘群では 1/60 程度の勾配となっている。また、段丘堆積物の厚さも区々であり、最上位段丘や中位段丘では 10 m あるいはそれ以上、上位段丘群や下位段丘群では 5 m 以下であり、その上部に、最上位段丘では 12m、下位段丘で 6 m 程度の火山灰層を堆積している。ただし、三崎面では段丘堆積物が薄く、基盤の上に、直接、火山灰をかぶっているところもある。

このように、段丘の形態や分布状態からみて、上位段丘群は、この地域の代表的な段丘とみなされる。現在、これらの段丘は、東流する河川や谷の侵食で切断されているため、段丘幅の狭い中位段丘から下位

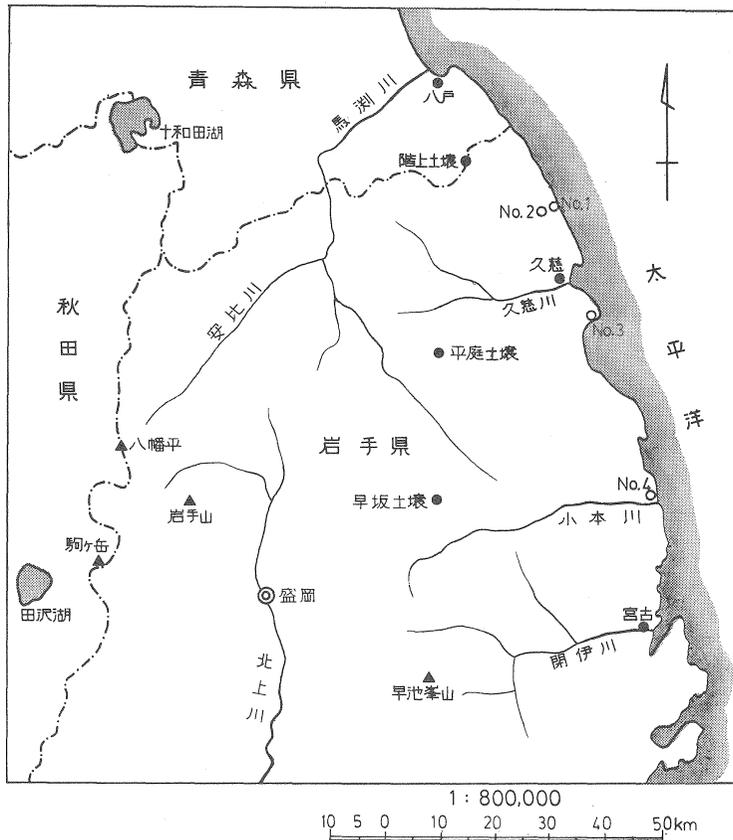


図1. 調査位置図

段丘群にかけては、段丘の識別が容易でないところが多い。

### Ⅲ 調査および実験方法

#### 1. 代表断面の設定

前述のような海岸段丘の実態から、段丘のちがいによる土壌の差異をみるため、久慈以北の海岸段丘を対象とし、中野付近で、上位段丘群（No. 2）および下位段丘群（No. 1）に代表断面を設定した。この付近では最上位段丘から下位段丘にかけて4段丘が発達しているが、最上位段丘は平坦面の保存がわるく、また、中位段丘は識別が困難で、適当な場所がえられなかったため、平坦面をよく保残し、識別の容易な上位段丘群および下位段丘群の2段丘を選定した。

また、上位段丘群は久慈以北から以南にかけて発達しているから、南北の位置的差異が土壌の母材や性質にどのように影響しているかをみるため、図1のように、三崎および田野畑付近の段丘面に、No. 3, No. 4の代表断面を設定した。このように、上位段丘群に設定されたNo. 2, No. 3, No. 4は、西側に並行して配列する準平原土壌との比較研究に適當している。

#### 2. 土壌の実験方法

##### 1) 一次鉱物組成

分析試料は JACKSON 法<sup>5)</sup>により、過酸化水素水で腐植を除去し、除鉄後、80～150メッシュの細砂を篩別し、検鏡に供した。

##### 2) 理学的性質

金属製採取円筒を使用し、なるべく自然状態の土壌を層位ごとに採取し、国有林野土壌調査方法書<sup>6)</sup>によって処理した。ただし、透水性は真下の測定装置<sup>7)</sup>により、また、孔隙解析は吸収板<sup>8)</sup>により、それぞれ、実施した。

##### 3) 一般化学的性質

全炭素は TYURIN 改良法、全窒素は KJELDAHL 法によって定量し、pH (H<sub>2</sub>O) はガラス電極を用い、A<sub>0</sub>層は5倍、その他は2.5倍量の蒸留水を加えた懸濁液について測定した。また、置換性石灰は N 酢酸アンモン溶液浸出、EDTA 法によって測定し、磷酸吸収係数は2.5% 磷酸アンモン溶液を使用し、1:2の比率で浸出し、比色法によって測定した。

### Ⅳ 結果および考察

#### 1. 代表土壌の断面形態

北上山地の基盤は古生層、中生層、花崗岩類、變成岩類、その他からなるが、全域にわたって火山灰の影響をうけ、土壌は基岩風化物よりも、火山灰の影響を強くうけているところが多い。安定した地形面には火山灰を母材とした残積的な黒色土が分布しているが、開析斜面には、火山灰と基岩風化物の混合物を母材とした匍行、崩積的な黒色土や淡黒色土、あるいは黒色土と褐色森林土の中間型などが分布している。

三陸海岸北部の海岸段丘も、それぞれ、火山灰でおおわれていることは米倉<sup>4)</sup>の報告にも明らかであるが、それらの段丘面に分布している土壌の生成、性質についての報告は、これまでに見あたらない。

各土壌の断面形態は表1のとおりである。以下、各土壌の概要について記載する。

表1. 代表土壤の断面形態

土 壤 (場 所)		地 形 海 抜 (m)	基 盤 地 質 植 生	層 位	深 さ (cm)	土 色	構 造	土 性	堅密度	水湿状態	石 礫					
1	B/b(d) 残 積 (中野)	下位段丘群 40	花 崗 岩 アカマツ(人工), クリ林	LF	1	7.5YR2/1.5	Cr	L	粗	潤	浮 石					
				F	2											
				A <sub>1</sub>	0~8							7.5YR2/2	弱 Nut	L	軟~堅	乾~潤
				A <sub>2</sub>	8~35							7.5YR2/1.5	L	堅	潤	
				A <sub>3</sub>	35~55							7.5YR2/1.5	L	堅	潤	
B	>55	7.5YR4/3.5	L~CL	堅	潤											
2	B/b(d) 残 積 (中野)	上位段丘群 160	花 崗 岩 アカマツ(人工), 広葉低木林	LF	1	7.5YR2/2	Cr	L	粗	乾~潤	浮 石					
				F	2											
				A <sub>1</sub>	0~3							7.5YR3/2	弱 Gr~Nut	L	堅	乾~潤
				A <sub>2</sub>	3~15							7.5YR3/3.5	L~SL	堅	乾~潤	
				A <sub>3</sub> B	15~45							7.5YR3/3.5	L~SL	堅	潤	
B	>45	7.5YR4/4	L~SL	堅	潤											
3	B/b(d) 残 積 (三崎)	上位段丘群 170	玢 岩 アカマツ 人工林	L	1	7.5YR2.5/1	JGr	L	粗	乾~潤	小粒浮石 小粒浮石					
				F	2											
				A <sub>1</sub>	0~13							7.5YR2/2	弱 Nut	L	堅	乾~潤
				A <sub>2</sub>	13~33							7.5YR3/4	L	軟~堅	潤	
				A <sub>3</sub> B	33~73							7.5YR5/7	L~CL	堅	潤	
B C	>73	7.5YR5/7	L~CL	堅	潤											
4	I/B/b(d) 残 積 (田野畑)	上位段丘群 150	古 生 層 アカマツ(人工), ヤマザクラ, クリ林	LF	1	7.5YR2/2	弱 Gr	L	軟	乾~潤	半 円 礫 小 円 礫					
				F	2											
				A	0~10							7.5YR3/4	Nut	L	軟~堅	乾~潤
				A B	10~23							7.5YR5/6	L	堅	潤	
				B <sub>1</sub>	23~43							7.5YR5.5/8	L~CL	堅	潤	
				B <sub>2</sub>	43~75							5~7.5YR6/8	CL	固結	潤	
C	>75	5~7.5YR6/8	CL	固結	潤											

断面 No. 1: この土壌は下位段丘群の、海拔高約 40 m の段丘面に位置している。黒色 (7.5YR2/1.5) ないし黒褐色 (7.5YR2/2) の A 層を 55 cm の厚さに堆積し、褐色 (7.5YR4/3.5) の B 層には浮石を混入している。堆積状態は比較的密で、B<sub>1</sub>b(d) 型 (残積) として類別される<sup>9)</sup>。

断面 No. 2: この土壌は上位段丘群の、海拔高約 160 m の段丘面に位置している。黒褐色 (7.5YR2/2 ~ 3/2) の A 層、暗褐色 (7.5YR3/3.5) の A<sub>3</sub>B 層を厚く堆積し、褐色 (7.5YR4/4) の B 層には浮石を混入している。堆積状態は比較的密で、B<sub>1</sub>b(d) 型 (残積) として類別される。

断面 No. 3: この土壌は上位段丘群の、海拔高約 170 m の段丘面に位置している。黒色 (7.5YR2.5/1) ないし黒褐色 (7.5YR2/2) の A 層および暗褐色 (7.5YR3/4) の A<sub>3</sub>B 層をきわめて厚く堆積し、A<sub>3</sub>B 層や明褐色 (7.5YR5/7) の BC 層には浮石を混入している。堆積状態は比較的密で、B<sub>1</sub>b(d) 型 (残積) として類別される。

断面 No. 4: この土壌は上位段丘群の、海拔高約 150 m の段丘面に位置している。黒褐色 (7.5YR2/2) の A 層、暗褐色 (7.5YR3/4) の AB 層を 20 cm 余の厚さで堆積し、B 層は明褐色 (7.5YR5/6 ~ 5.5/8)、C 層は橙色 (5 ~ 7.5YR6/8) を呈し、B<sub>2</sub> 層、C 層には円礫を混入している。堆積状態はきわめて密で、B<sub>1</sub>b(d) 型 (残積) として類別される。断面の形態からみて、B<sub>2</sub> 層および C 層は、その上部層とは母材が異なり、古赤色風化をうけた段丘堆積物を母材としている。

以上のように、No. 1, No. 2, No. 3 は火山灰を母材とする黒色土であり、No. 4 は、表層は火山灰、下層は古赤色風化をうけた段丘堆積物を母材とする淡黒色土である。No. 1, No. 2 は久慈以北の中野地区の下位段丘および上位段丘に、それぞれ、位置しているが、断面の形態には差異は認められない。また、No. 2, No. 3, No. 4 はいずれも上位段丘面に位置し、北から南へ配列しているが、田野畑付近の No. 4 では火山灰の被覆がきわめて薄く、下層は古風化段丘堆積物を母材としており、断面の形態は No. 2, No. 3 とは異なっている。

つぎに、各代表断面付近の植生は表 2 のとおりである。これを見ると、いずれも亜高木、低木階程度のアカマツ幼齢人工林からなり、クリ、チマキザサ、その他広葉低木類をとまなう低山林の植相を呈している。

## 2. 各土壌の一次鉱物組成

各土壌の一次鉱物組成は表 3 のとおりである。これを見ると、火山ガラス、スコリア、浮石などの、いわゆる火山灰粒子は、No. 1, No. 2, No. 3 では全層にわたって約 40% 以上を占め、火山灰あるいは火山灰質の母材であるが、No. 4 では、B<sub>1</sub> 層までは火山灰質であるが、B<sub>2</sub> 層以下は段丘堆積物を母材とし、火山灰質ではない。

さらに、火山灰粒子のうち、火山ガラスの含有状態をみると、No. 1 では A<sub>1</sub> ~ A<sub>3</sub> 層、No. 2, No. 3 では A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> 層、No. 4 では A, AB 層が、大体 10 ~ 30% の範囲を占め、火山ガラス質火山灰とみなされるが、それらの下層は、No. 4 を除き、いずれも凝灰 (浮石) 質火山灰からなる。

つぎに火山灰粒子のうち、スコリアの含有状態をみると、北部の No. 1, No. 2 ではきわめて少ないが、南部に位置する No. 3, No. 4 の表層では 10 ~ 20% の含有率を示し、北部と南部とでは火山灰供給源の差異が類推される。

中川<sup>10)</sup>によると、十和田・八甲田の火山群は、東北地方ではもっとも多量の火山砕屑物を放出し、その分布の南部では岩手火山系の火山灰分布と重複しているという。また、村山<sup>11)</sup>は、北日本の火山灰を黒色

表 2. 代表断面付近の植生

No. 1			No. 2			No. 3			No. 4			
階	種 類	優占度	階	種 類	優占度	階	種 類	優占度	階	種 類	優占度	
亜 高 木	アカマツ(人工)	5	低 木	アカマツ(人工)	5	亜 高 木	アカマツ(人工)	5	亜 高 木	アカマツ(人工)	4	
	クリ	2		ウワミズザクラ	2		コナラ	1		ヤマザクラ	1	
	ドロノキ	1		アオダモ	2		ヤマモミジ	1		ク	1	
	ヤマザクラ	1		サワフタギ	2		アオダモ	1		低 木	ハギ	2
低 木	ガマズミ	2		ハミズナラ	2		サンショウ	1	コナラ		2	
	ミズナラ	2		カラコギカエデ	1		ホホノキ	1	カシワ		1	
	オオバクロモジ	2		イヌエンジュ	1		ク	1	ミズナラ		1	
	サワフタギ	2		ヤマウルシ	1		イタヤカエデ	1	草 本		ワラビ	2
	ヤマツツジ	1		ツノハシバミ	1		ウリハダカエデ	1			チマキザサ	2
	コゴメウツギ	1		ムラサキシキブ	1		ムラサキシキブ	1		トリアシショウマ	2	
	ツノハシバミ	1	アズキナシ	1	キイチゴ	2	キイチゴ	2				
アオダモ	1	ク	1	アキノキリンソウ	+	ヒカゲスゲ	2					
草 本	アキノキリンソウ	2	オオバクロモジ	1	シュンラン	+	サルトリイバラ	1				
	トリアシショウマ	2	チマキザサ	3	キンミズヒキ	+	イカリソウ	1				
	ヤブレガサ	1	トリアシショウマ	2	チゴユリ	+	イネ科類	1				
	ゼンマイ	1	モミジハグマ	2	タチツボスミレ	+	ヤマホトトギス	+				
	スゲ類	1	スゲ類	2	ヘビノネコザ	+	イチヤクソウ	+				
	マイヅルソウ	+	スス	1	ヒカゲスゲ	+	チゴユリ	+				
	チマキザサ	+	ワラ	1	ツタウルシ	+	アキギリ	+				
	アキギリ	+	オカトラノオ	1								
エビネ	+	シラヤマギク	1									
		ヘビノネコザ	1									
		ヤマボク	1									

表 3. 一次鉱物組成 (80~150 ムッシュ) (%)

土 壤	層位	火 山 灰 粒 子				蛋白石	木炭	磁鉄鉱	石英	長石	角閃石 輝石類	雲母	岩片 その他	
		火 山 ガ ラ ス	ス コ リ ア	凝 灰 質 物 (浮石)	計									
1	B/b(d) 残 積	A <sub>1</sub>	21	1	16	38	—	—	9	4	36	10	—	3
		A <sub>2</sub>	22	2	24	48	—	—	7	6	25	12	1	1
		A <sub>3</sub>	13	1	35	49	1	—	6	3	27	12	—	2
		B	6	3	78	87	—	—	—	2	5	5	—	1
2	B/b(d) 残 積	A <sub>1</sub>	29	5	7	41	—	—	6	8	29	16	—	—
		A <sub>2</sub>	11	3	47	61	—	—	4	3	19	10	—	3
		A <sub>3</sub> B	5	2	53	60	—	—	12	2	16	8	1	1
		B	3	tr.	77	80	—	—	1	2	9	7	1	—
3	B/b(d) 残 積	A <sub>1</sub>	27	9	18	44	—	—	5	1	27	11	—	2
		A <sub>2</sub>	21	8	17	46	—	—	7	6	25	11	—	5
		A <sub>3</sub> B	9	2	60	71	—	—	6	tr.	17	6	—	—
		BC	2	2	79	83	—	—	tr.	4	9	4	—	—
4	B/b(d) 残 積	A	19	20	11	50	—	—	1	11	18	13	1	6
		AB	20	10	30	60	—	3	2	7	14	9	1	4
		B <sub>1</sub>	8	1	36	45	—	—	5	23	12	7	2	6
		B <sub>2</sub>	1	—	—	1	—	—	9	72	5	1	2	10
		C	—	—	—	—	—	—	3	62	3	—	9	23

のものと同色のものに二大別し、黒色火山灰は褐色火山灰の上部に堆積しており、岩手火山や蔵王火山の火山灰が黒色火山灰の好例であるとした。このような、十和田火山と岩手火山による火山灰の分布傾向は、貝塚<sup>12)</sup>の東北地方における火山放出物の分布からもよくわかる。

したがって、調査地域では、主として十和田火山に由来する火山灰の影響を受けているが、南部に移行するにつれて、表層に岩手火山灰の影響を受けているとみることができる。このことは、北上山地の脊梁部を構成する準平原面の土壌<sup>12)</sup>と調査地域の段丘面の土壌の火山灰組成を対比した図2を見ればよくわかるであろう。すなわち、No. 4の西方に位置する早坂土壌は典型的なスコリア質火山灰であり、No. 3の西方に位置する平庭土壌の表層にもその影響が認められる。増井<sup>13)</sup>は東北地方の火山灰を一次鉱物の性質によって珪長質、中性岩質、苦鉄質の3種にわけ、岩手火山は東北地方ではもっとも苦鉄質で、スコリアに富んでいるとした。このように、岩手火山灰はスコリアで特徴づけられていることは明らかである。

つぎに、明褐色ないし橙色を呈し、古風化をうけた段丘堆積物を母材としたNo. 4のB<sub>2</sub>、C層は、60~70%の石英からなり、その他の鉱物はきわめて少ない。このことは、この母材が強度の風化作用の所産であることをよく示している。

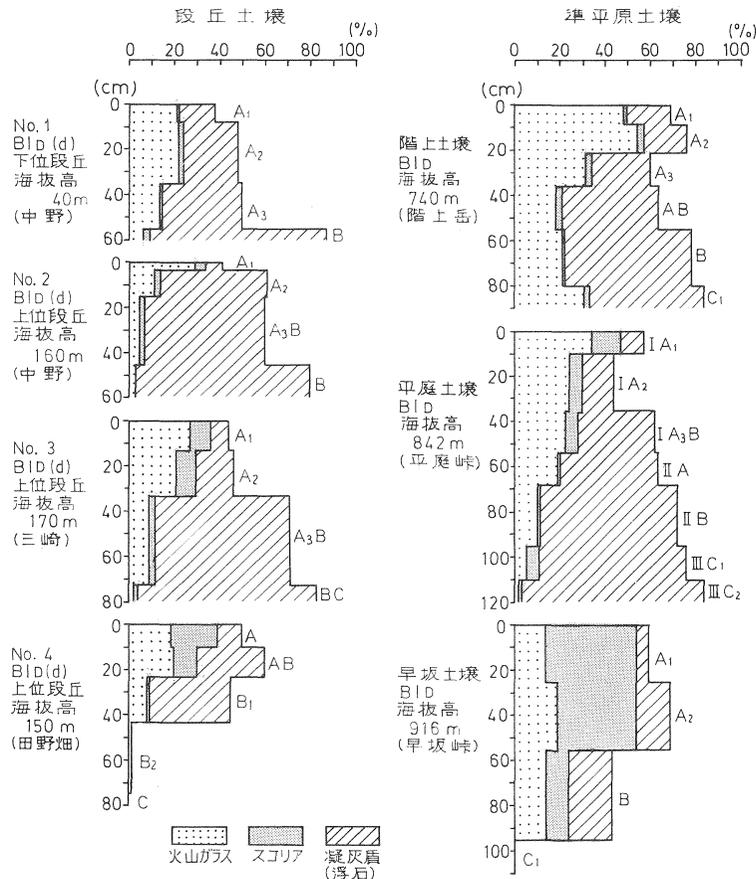


図2. 調査地域の段丘土壌と隣接する準平原土壌との火山灰組成の比較

3. 各土壌の理学的性質

各土壌の理学的性質は表4のとおりである。No. 1~No. 3 は黒色土, No. 4 は淡黒色土で, No. 4 の B<sub>2</sub>, C 層以外は, 約 40% 以上の火山灰粒子を含む各層によって構成される火山灰土壌である。一般に, 火山灰土壌は孔隙に富み, 軽鬆で, 容積重が小さく, 保水力が大きいのが特徴であるといわれている<sup>14)</sup>。

それで, 火山灰粒子の含有率を, 60% 以上, 60~30%, 30~10%, 10% 以下の4段階にわけ, 図3のように, 各土壌の各層位を全孔隙と飽差および容積重との相関図にかん入してみた。ただし, 本調査では 30~10% に該当するものがなかったので, 図3では取りあつかわなかった。

表4, 土 壌 の 理 学 的 性 質

土 壌	層 位	深 さ (cm)	容積重	水分量 (%)			最小 容量 (%)	孔隙組成 (%)			透水性 (cc/ min.)	3 相組成 (%)			
				飽水時	採取時	飽差		全孔隙	細孔隙	粗孔隙		土壌	水分	空気	
1	B/b(d) 残 積	A <sub>1</sub>	2~6	39	65.7	26.0	39.7	17.9	83.6	34.5	49.1	60	16.4	26.0	57.6
		A <sub>2</sub>	20~24	53	74.9	45.1	29.8	4.0	78.9	42.4	36.5	28	21.1	45.1	33.8
		A <sub>3</sub>	43~47	51	73.4	35.5	37.9	8.9	82.3	38.3	44.0	73	17.7	35.5	46.8
		B	60~64	54	70.9	40.9	30.0	11.0	81.9	44.7	37.2	44	18.1	40.9	41.0
2	B/b(d) 残 積	A <sub>1</sub>	0~4	48	62.7	26.3	36.4	16.7	79.4	37.4	42.0	14	20.6	26.3	53.1
		A <sub>2</sub>	7~11	59	74.0	26.7	47.3	4.2	78.2	34.0	44.2	60	21.8	26.7	51.5
		A <sub>3</sub> B	28~32	62	71.2	35.7	35.5	7.7	78.9	41.4	37.5	50	21.1	35.7	43.2
		B	50~54	56	73.9	43.0	30.9	5.1	79.0	44.9	34.1	50	21.0	43.0	36.0
3	B/b(d) 残 積	A <sub>1</sub>	4~8	44	69.9	29.9	40.0	13.1	83.0	35.9	47.1	80	17.0	29.9	53.1
		A <sub>2</sub>	21~25	61	72.2	39.0	33.2	6.0	78.2	40.9	37.3	28	21.8	39.0	39.2
		A <sub>3</sub> B	51~55	58	74.3	43.3	31.0	6.1	80.4	42.6	37.8	43	19.6	43.3	37.1
		B C	80~84	63	71.9	49.6	22.3	7.7	79.6	46.2	33.4	60	20.4	49.6	30.0
4	B/b(d) 残 積	A	3~7	32	61.0	31.3	29.7	25.3	86.3	35.6	50.7	45	13.7	31.3	55.0
		B <sub>1</sub>	31~35	64	71.4	37.1	34.3	5.3	76.7	36.9	39.8	40	23.3	37.1	39.6
		B <sub>2</sub>	57~61	124	52.9	34.3	18.6	4.9	57.8	32.8	25.0	41	42.2	34.3	23.5
		C	83~87	148	43.1	33.4	9.7	5.6	48.7	30.8	17.9	10	51.3	33.4	15.3

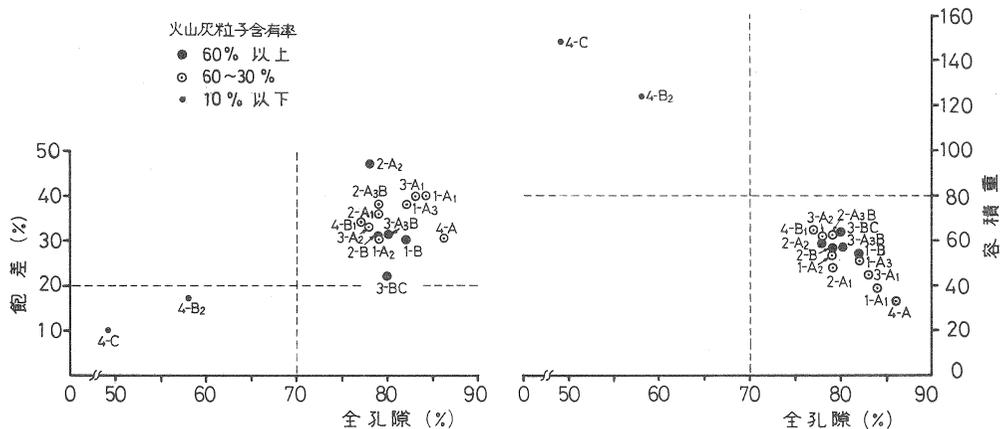


図3. 火山灰粒子含有率と保水力・容積重との関係

この図を見ると、全孔隙が大きい場合には飽差が大きく、容積重が小さく、また、全孔隙が小さい場合には飽差が小さく、容積重が大きい傾向が認められる。大体、火山灰粒子 30% 以上の火山灰ないし火山灰質の層位は、全孔隙量 70% 以上、飽差 20% 以上、容積重 80 以下を示し、火山灰粒子 10% 以下の、段丘堆積物を母材とする各層位とは対照的な性質を示している。

一般に、火山灰土壌の容積重は 45~75 の範囲を占めるものが大部分であり、80 以上では他の鉱物質を含むことが多いといわれるが<sup>14)</sup>、このことは、この調査結果とも共通している。このようなことがらば、段丘面に位置し、火山灰を母材とする本調査地域の各土壌は、火山灰土壌の理学的特徴をよく示しているものとみることができる。

#### 4. 各土壌の化学的性質

各土壌の化学的性質は表 5 のとおりである。調査の対象となった各土壌は、いずれも未閉鎖ないしようやく閉鎖した程度のアカマツ人工林下にあり、地表面には、主としてアカマツ落葉からなる L, F 層、あ

表 5. 化 学 的 性 質

土 壤	層 位	深 さ (cm)	炭 素 (%)	窒 素 (%)	炭素率	pH (H <sub>2</sub> O)	置換酸度 (y <sub>1</sub> )	置換性 石 灰 (m. e./ 100 g)	磷 酸 吸 収 係 数	
1	Bl <sub>b</sub> (d) 残 積	L F	1	53.6	1.13	47	5.3	11.3	16.10	—
		F	2	49.8	1.49	33	5.3	11.3	21.70	—
	残 積	A <sub>1</sub>	0~8	12.3	0.77	16	5.7	2.5	5.09	2,420
		A <sub>2</sub>	8~35	5.0	0.34	15	5.8	1.3	0.43	2,300
		A <sub>3</sub>	35~55	3.2	0.24	13	6.0	0.6	0.43	2,190
		B	>55	1.2	0.10	12	6.0	tr.	0.87	2,260
2	Bl <sub>b</sub> (d) 残 積	L F	1	46.3	1.51	31	5.6	9.4	20.30	—
		F	2	40.5	1.62	25	5.7	1.9	30.80	—
	残 積	A <sub>1</sub>	0~3	8.1	0.54	15	5.9	tr.	4.21	2,380
		A <sub>2</sub>	3~15	7.6	0.57	13	6.0	tr.	0.38	2,350
		A <sub>3</sub> B	15~45	2.7	0.23	12	6.1	tr.	0.77	2,400
		B	>45	1.3	0.12	11	6.0	tr.	1.05	2,710
3	Bl <sub>b</sub> (d) 残 積	L	1	53.6	0.61	88	4.5	33.6	7.39	—
		F	2	40.3	1.26	32	5.2	3.7	24.70	—
	残 積	A <sub>1</sub>	0~13	11.1	0.80	14	5.7	tr.	10.30	2,290
		A <sub>2</sub>	13~33	5.7	0.44	13	6.0	0.1	tr.	2,260
		A <sub>3</sub> B	33~73	1.5	0.27	6	6.3	tr.	1.22	2,060
		BC	>73	1.0	0.11	9	6.0	tr.	3.00	1,790
4	Bl <sub>b</sub> (d) 残 積	L F	1	48.1	1.03	47	4.8	29.9	13.10	—
		F	2	40.8	1.35	30	5.1	5.6	19.20	—
	残 積	A	0~10	14.6	0.75	19	5.9	2.5	5.80	2,420
		AB	10~23	6.3	0.35	18	6.4	1.2	0.81	2,370
		B <sub>1</sub>	23~43	1.5	0.11	14	6.5	2.5	0.22	1,380
		B <sub>2</sub>	43~75	0.3	0.02	15	6.5	6.2	1.29	440
		C	>75	0.3	0.01	30	6.4	5.0	1.98	540

るいは LF, F 層を堆積している。一般に、土壌、とくに表層の化学的性質は落葉の分解状態に支配されるところが大きいため、この程度の林分下でも、落葉の分解状態は表層の酸度ならびに置換性石灰の動態に影響していることは考えられる。

各土壌の落葉層の形態は L-F 型か、LF-F 型で、H 層を欠いている。かつて、山谷ら<sup>14)</sup>は、東北地方を対象とし、丘陵地および上部山地の森林下における落葉分解過程について解析をおこない、L→F の分解過程では両地域とも炭素濃度の減少、窒素濃度の増加が認められるが、酸性は丘陵地では弱まり、上部山地では強くなり、置換性石灰は丘陵地では増加し、上部山地では減少する傾向を見だし、このような傾向は樹種や局所地形の特徴よりも、垂直的な気候環境の差異に、本質的に支配されているとした。この地域における段丘土壌の落葉分解過程は、丁度、山谷らの丘陵地型と同様であり、落葉の分解過程では、無機化による塩基類の供給が優勢であることが類推される。各土壌とも、落葉層下の第 1 層に、かなり顕著な置換性石灰の富化が認められるのは、そのためであろう。

一般に、火山灰土壌の A 層は腐植に富むといわれている<sup>14)</sup>。調査地域の各土壌についてみると、A<sub>0</sub> 層下の第 1 層は 10% 前後かそれ以上の全炭素を含有しているが、第 2 層では 5.0~7.6% の炭素含有率を示し、土色が黒い割には炭素含有率が高くないようである。しかし、表層 20~30 cm 以上にわたって 5.0% 以上の全炭素を含有し、その下部層では急減していることなどは、黒色土の断面形態とも、おおむね一致しているとみることができよう。

各土壌の炭素率は表層で 13~19 の範囲を占めている。これらの値は、火山灰土壌表層の平均炭素率の例として示された 13.8 からみて<sup>14)</sup>、おおむね、妥当であるとみている。

つぎに、置換酸度 ( $\gamma_1$ ) と置換性石灰含量との関係を見ると、落葉層の影響を直接うけている第 1 層を除き、No. 1~No. 3 では置換酸度はわずかにあらわれている程度であるが、置換性石灰の含量はきわめて少ない。このような傾向は準平原土壌についても同様に認められるところから<sup>2)</sup>、北上山地北半の火山灰母材に由来する土壌に共通した特徴のようである。古風化をうけた段丘堆積物を母材とする No. 4 の下層ではあきらかに置換酸度の発現が認められ、火山灰母材とは性状を異にしていることがわかる。

北上山地北半の火山灰土壌の、このような特徴については目下のところ不明であるが、吉田<sup>16)</sup>は、アロフェンは強酸的性格のカチオン吸着基をもたないから、塩基不飽和になっても強酸性を示さないとされているところから、火山灰の風化とそれともなう粘土鉱物の質的变化に基因しているかもしれない。

一方、火山灰土壌の置換性石灰はきわめて溶脱されやすいから、酸性土壌ではきわめて低い値を示すことが報告されている<sup>14)</sup>。調査地域の各土壌は、おおむね 6 代の pH (H<sub>2</sub>O) を示し、ほとんど中性に近いが、置換性石灰の含量はきわめて低い。これについては、ほかの要因についても検討を必要とするが、一応、断面における置換性石灰含量が下層でふたたび増加し、溶脱現象が認められるところから、やはり溶脱に由来する置換性石灰の減少が直接的な要因であろう。

つぎに、磷酸吸収係数についてみると、No. 1, No. 2 の全層、No. 3 の A<sub>1</sub>~A<sub>3</sub>B 層、No. 4 の A~AB 層はいずれも 2,000 以上を示している。一般に、火山灰土壌の磷酸吸収係数は 1,500 以上の高い値を示すが、その他の土壌では 1,000 以下であるといわれる<sup>14)</sup>。このようなことから、No. 4 の下層以外は火山灰土壌とみなして差しつかえないようである。

火山灰粒子および火山ガラスの含有率と磷酸吸収係数との相関を示したのが図 4 である。これを見ると、火山灰粒子 30% 以上の場合には、磷酸吸収係数 2,000 以上を示すものが多く、火山灰土壌の特徴を

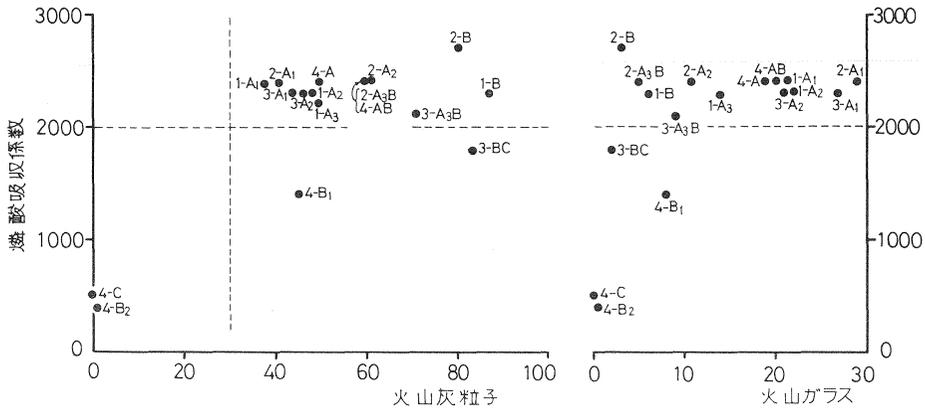


図 4. 火山灰粒子含有率と磷酸吸収係数との関係

よく示している。火山ガラス含有率との関係では火山灰粒子の場合のようにはっきりした傾向を示していない。古風化段丘堆積物を母材とする No. 4 の B<sub>2</sub>, C 層は大体 500 前後の磷酸吸収係数を示し、非火山灰質であることが明らかである。

### V おわりに

この調査は、これまで実施してきた北上山地準平原土壌との関連で、三陸海岸北部の海岸段丘の土壌について、生成、性質を明らかにするために実施したものである。代表断面の設定や土壌の分析の不備については認めざるをえないが、各段丘面の土壌は、いずれも火山灰を母材とする黒色土であり、また、同一段丘でも、北部から南部に移行するにつれて火山灰組成に差異があり、その傾向は西側に並行する準平原土壌とよく対応している、などについて明らかにすることができた。

しかし、北上山地北半の火山灰土壌の化学的性質については未解明の分野を残しており、今後、火山灰風化、粘土鉱物、腐植の形態などから追究し、その本質を明らかにする必要があるものと考えている。

### 引用文献

- 1) 山谷孝一・仙石鉄也：北上山地準平原土壌に関する研究 (I)～(IX), (1964～1976), 日林誌, 日林講, 日林東北支誌に発表
- 2) ————・—————：北上準平原の土壌, 東北の土壌と農業, 日土肥学会大会運営委員会, 210～218, (1973)
- 3) 岩手県企画開発室：北上山系開発地域, 土地分類基本調査, 「久慈」, 20～21, (1976)
- 4) 米倉伸之：陸中北部沿岸地域の地形発達史, 地理学評論, 39, 311～323, (1966)
- 5) JACKSON, M. L.: Soil chemical analysis, Advanced course, (2nd Ed.) (1969)
- 6) 林野庁・林業試験場：国有林野土壌調査方法書, 47 pp., (1955)
- 7) 真下育久：森林土壌の理学的性質とスギ・ヒノキの成長に関する研究, 林土調, 11, 1～182, (1960)
- 8) 有光一登：吸収板による土壌の孔隙解析, 森林立地, 12, 31～35, (1970)
- 9) 土じょう部：林野土壌の分類 (1975), 林試研報, 280, 1～28, (1976)
- 10) 中川久夫：東北地方第四紀 Techrochronology, 第四紀研究, 3, 88～93, (1963)
- 11) MURAYAMA, I.: On the colors of the volcanic ashes in the northeastern section of Japan,

ペドロジスト, **13**, 14~18, (1969)

- 12) 貝塚爽平：日本における第四紀の Tephra の分布, 第四紀研究, **3**, 72~79, (1963)
- 13) 増井淳一：火山灰土壌と粘土鉱物, 東北の土壌と農業, 日土肥学会大会運営委員会, 28~40, (1973)
- 14) Ministry of Agriculture and Forestry, Japanese Government : Volcanic ash soils in Japan, 211 pp., (1964)
- 15) 山谷孝一・仙石鉄也：丘陵地および上部山地の森林下における落葉分解過程, 日林誌, **58**, 441~447, (1976)
- 16) 吉田 稔：酸性土壌の諸問題, 東北の土壌と農業, 日土肥学会大会運営委員会, 58~60, (1973)