

# 南西諸島の土壌に関する研究

## 1. 琉球列島の土壌について

小林 嵩・品川 昭夫

### Studies on the Soils of Nansei Islands in the Subtropical Region of Japan

#### 1. Soils of Ryukyu Islands

Takashi KOBAYASHI and Akio SHINAGAWA

(Laboratory of Soil Science)

## I. 緒 言

琉球列島の土壌については、川島<sup>29)30)</sup>、平野<sup>14)15)16)</sup>が1937~1939年に沖縄島の土壌の生成様式、土壌型、化学的性質、粒径組成、炭素率並びに肥沃度についての研究を報告している。鴨下<sup>18)19)</sup>は沖縄県の各島について詳細な土壌調査を行い、沖縄島では土壌型を5種に大別した。近年永田<sup>55)</sup>は久米島の土壌の有効成分について報告し、玉置<sup>64)</sup>は石垣島のパイナップル畑土壌の調査を行った。また最近、農林省によって石垣島、宮古島及び沖縄島の詳細な土壌調査が行われつつある\*。著者の一人小林は1960年八重山群島西表島の農業調査に参加してこの島の土壌調査を行い、多数の土壌の化学的性質と粒径組成について報告した<sup>32)63)</sup>。その後著者らは琉球列島、奄美諸島などのわが国西部の湿潤亜熱帯地域(第1図参照)の土壌について一連の研究を続行しているが\*\*、ここに琉球列島の母材を異にする土壌の一般理化学的性質、腐植及び粘土についての研究成績をえたのでとりまとめて報告する。

## II. 琉球列島の概況

1) 位置 沖縄群島、宮古群島及び八重山群島などよりなる琉球列島(厳密には奄美諸島もこれに含まれるが本報告では前記3群島を総称して琉球列島と記載することにする)は北緯24°~27°、東経123°~129°に位置する。その内で主な島は沖縄島、宮古島、石垣島及び西表島の4島である(第1図参照)。

2) 気象 第1表に中央気象台編の地名別本邦気象表(1942)と琉球気象台編の沖縄気象表(1959)による琉球列島の気温、降水量及び湿度を示した。これによると年平均気温は北の沖縄島で22°C、南の西表島で24.1°C、年降水量は沖縄島で2143 mm、西表島で2629 mmであり、年平均湿度はいずれも79~80である。これによって琉球列島は湿潤亜熱帯性気候を持った地域にあるといえる。

3) 地質 琉球列島の地質層序並びに構成岩石は半沢<sup>10)</sup>、野田<sup>57)</sup>によると、現在の地層の上部

\* 松坂泰明・音羽道三・出井嘉光・浜崎和雄：土肥学会講演要旨集，10, 106 (1964)

\* 出井嘉光・浜崎和雄・松坂泰明・音羽道三：ibid., 10, 107 (1964)

\* 山田 裕・本村 悟・山本 毅・市来小太郎：ibid., 11, 67 (1965)

\* 山本 毅・山田 裕・本村 悟・市来小太郎：ibid., 11, 67 (1965)

\* idem：ibid., 11, 68 (1965)

\*\* 小林 嵩，品川昭夫：土肥学会秋季臨時大会講演要旨集，14 (1961)

\*\* idem：土肥学会講演要旨集，8, 25 (1962)

\*\* idem：ibid., 9, 76 (1963)

\*\* idem：ibid., 10, 83 (1964)

第 1 表 琉 球 列  
Table 1. Meteorological conditions

測定期間 Term of observation	測定場所 Place of observation	1 月 Jan.	2 月 Feb.	3 月 Mar.	4 月 Apr.	5 月 May
(1) 気 温 Temperature (°C)						
1952 ~ 1956	Iriomote (Sonai)	16.9	19.5	19.4	23.8	27.4
1921 ~ 1950	Ishigaki	18.0	18.1	19.6	22.1	25.2
1891 ~ 1957	Okinawa (Naha)	16.0	16.3	17.8	20.7	24.5
(2) 降 水 量 Precipitation (mm)						
1941 ~ 1944	Iriomote (Sonai)	197.0	156.8	174.2	198.0	244.2
1954 ~ 1959	Ishigaki	129.7	134.4	158.8	150.9	235.9
1891 ~ 1957	Okinawa (Naha)	130.8	130.0	161.0	157.0	253.5
(3) 湿 度 Humidity						
1941 ~ 1944	Iriomote (Sonai)	75	75	79	83	79
1954 ~ 1959	Ishigaki	78	78	79	82	83
1891 ~ 1957	Okinawa (Naha)	75	75	77	80	83

\* Meteorological table : (1) Central meteorological Observatory (1942) and (2) Ryukyu meteorological

から下部に向かって以下の順序である。

- (1) 現世堆積物……………沖積世
- (2) 隆起珊瑚礁及び隆起海浜沖積地……………沖積世
- (3) 国頭礫層……………更新世  
古期諸岩石あるいは粘土の海成，河成堆積物
- (4) 琉球石灰岩層……………上部鮮新世～下部更新世  
珊瑚礁に由来する石灰岩（別名珊瑚石灰岩）
- (5) 租納礫岩層……………上部鮮新世  
石灰岩及び砂岩の巨円礫
- (6) 島尻層群……………下部鮮新世  
軟弱な青灰色泥灰岩と褐色砂岩
- (7) 八重山挾炭層群……………下部中新世ブルガリアン期  
上部……………淡色軟質砂岩，灰色頁岩あるいは砂岩  
下部……………安山岩及び安山岩質の集塊岩，砂岩
- (8) 宮良層群……………上部始新世  
硬い緻密な石灰岩，砂岩，礫岩
- (9) 古生層群……………古生代二疊紀  
粘板岩，砂岩，輝緑凝灰岩，礫岩，千枚岩，結晶片岩，結晶質石灰岩

### III. 供 試 土 壤

琉球列島の土壌の母材は前記 II の 3) の 9 種の地層の各岩石である。その中で (5) の租納礫岩層と (8) の宮良層群は分布面積が極めて小さく，(2) の隆起珊瑚礁と海浜沖積地は面積も小さく，かつ，殆んど土壌化していない。(1) の現世堆積物は面積は小さいが屢々水田に利用されることもあ

島の気象  
of Ryukyu Islands\*

6 月 June	7 月 July	8 月 Aug.	9 月 Sept.	10 月 Oct.	11 月 Nov.	12 月 Dec.	年平均 Annual ave.
28.6	29.4	28.9	27.4	24.9	23.2	19.4	24.1
27.2	28.5	28.2	27.2	24.7	22.1	19.4	23.4
25.5	27.9	27.5	26.8	23.9	20.8	17.7	22.0
277.8	189.7	147.5	253.4	177.1	239.5	273.1	2629.2
222.3	198.3	213.1	227.6	164.7	158.5	155.7	2159.9
269.0	188.5	265.5	182.9	164.6	134.4	105.2	2142.5
81	78	79	80	80	76	81	79
84	81	82	80	77	76	77	80
86	82	83	88	78	75	73	79

Observatory (1959)

る。農業的には(3)、(4)、(6)、(7)、(9)に由来する土壤が重要である。(3)の国頭礫層から生成した土壤は濃赤色を呈するものが多く、一般に強酸性で、方言では国頭マーヂと称し、鴨下<sup>18)19)</sup>は気候土壤型の赤色土と分類している。(4)の琉球石灰岩を母材とする土壤は方言で島尻マーヂと呼ばれ、一般に赤褐色で中性または微アルカリ性反応を示し、鴨下<sup>18)19)</sup>は岩石土壤型のテラロサ様土とした。(6)の泥灰岩質土壤は褐～緑灰褐色で中性または微アルカリ性反応を呈し、鴨下の分類では岩石土壤型のレンチナ様土であり、方言ではジャガールである。ジャガール地域は沖縄における主要な甘蔗生産地である。(9)の古生層の諸岩石(石灰岩を除く)より生成した土壤は(3)と同じく強酸性で濃赤色を呈するものが多く、方言では国頭マーヂと呼ぶこともあり、鴨下は地形土壤型の岩屑土と分類した。

著者らは(3)、(4)、(6)、(7)、(9)の各地層の土壤を研究に用いた。これらの試料は著者の一人小林が西表島農業調査の際に採取したものである。なお、多数の採取土壤から選択するに当っては腐植及び粘土の変化過程を知るために、略同一母材より生成した土壤の中から酸性の強い試料と然らざるものを選んだ。供試土壤は第2表に示す通りである。

#### IV. 研 究 成 績

##### 1. 土壤の化学的性質と粒径組成

1) 実験方法 既報<sup>32)</sup>と同じ方法によった。ただし、塩基置換容量の測定には醋酸カルシウムによる方法<sup>2)</sup>を用いた。これは粘土鉱物の研究(後述)の結果、供試土壤にはバーミキュライトがかなり含まれていることが判ったので醋酸アンモニウムを用いて置換容量を測定すると、バーミキュライトによるアンモニウムイオンの固定が起り、不規則的に、これは恐らくバーミキュライトの量と質に左右されて置換容量が低い値を示すのを避けるためである。

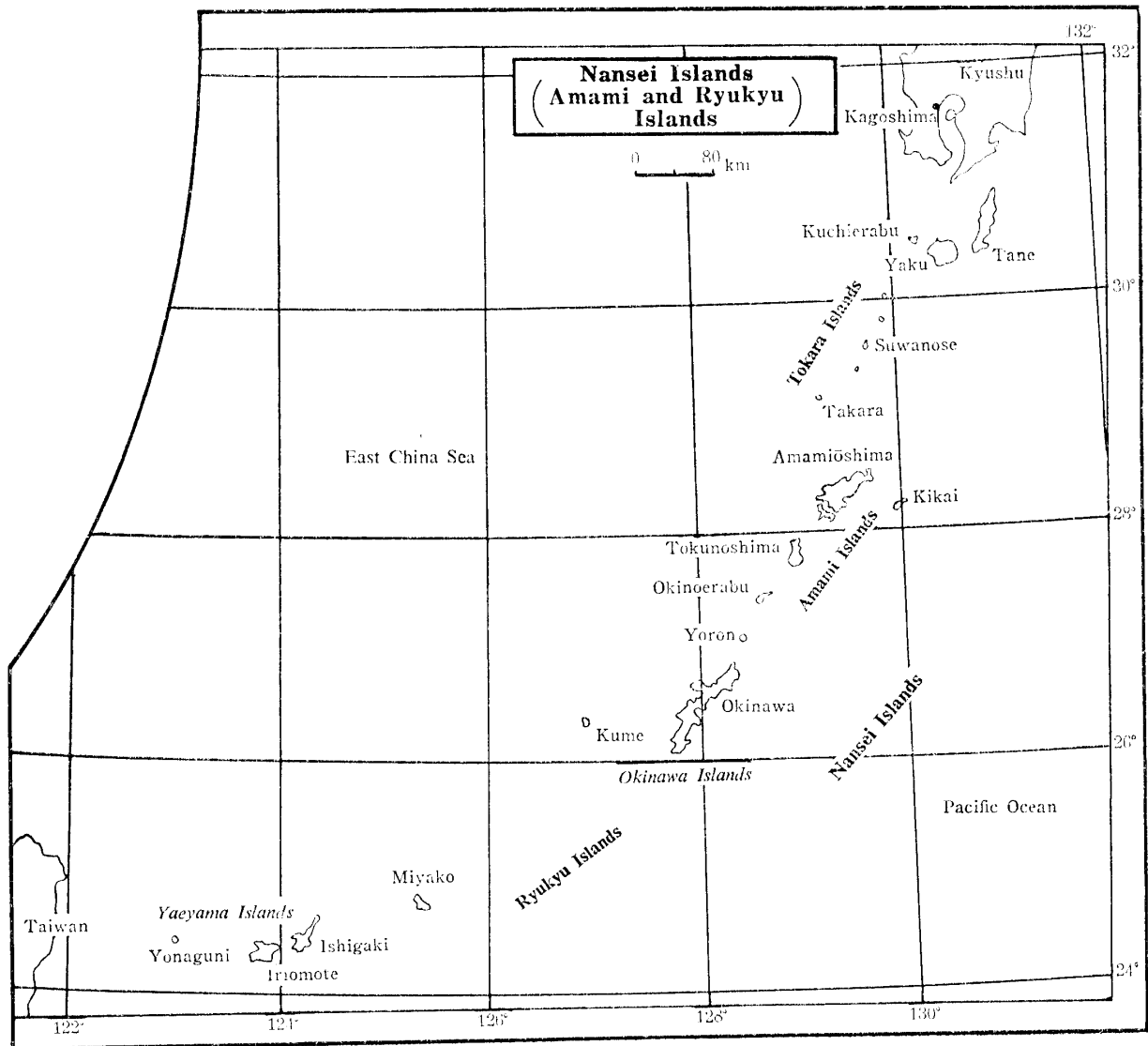
2) 実験結果及び考察 供試土壤の化学的性質並びに粒径分布は第3表及び第4表に示す通りである。

第 2 表 供 試 土 壤

Table 2. Soil samples used

地 層 Stratum	地質時代 Geological age	母 材 Parent material	供 試 料 Samples	層位別厚さ Depth of horizon cm	土 色 Soil color		地 目 Land classification	採 取 地 Sampling locality	備 考 Remarks		
					湿 Wet	乾 Dry					
古 生 層 Palaeozoic formation	代 生 古 二 疊 紀 Palaeozoic era Permian period	粘 板 岩 Slate	P-I-	1	0~12	黄 褐 色 10.0YR4/2	黄 褐 色 10.0YR4/4	西 表 島 野 原 Nobaru, Iriomote Island			
			2	12~45	黄 赤 色 7.5YR4/6	黄 赤 色 7.5YR5/8					
		1	0~30	黄 赤 色 7.5YR4/6	黄 赤 色 7.5YR5/8	草 地 Grass land	冲 繩 島 大 保 Ōho, Okinawa Island				
			2	30~60	黄 赤 色 10.0YR4/6			黄 赤 色 2.5YR5/8			
1	0~30	結 晶 性 石 灰 岩 Crystalline limestone	P-III-	1	0~30	赤 褐 色 2.5YR3/4	赤 褐 色 5.0YR4/4	冲 繩 島 塩 川 Shiokawa, Okinawa Island	Solum 60cm		
	2		30~60	2	赤 褐 色 2.5YR4/6	赤 褐 色 5.0YR4/8	60cm~Limestone				
八 重 山 挾 炭 層 群	新 世 代 第 3 紀 中 新 世 ブ ル ガ リ ア ン 期	安 山 岩 Andesite	A-I-	1	0~15	暗 褐 色 7.5YR3/2	暗 褐 色 7.5YR4/4	石 垣 島 大 浜 町 勝 連 Katsure, Ōhama, Ishigaki Island	solum 60cm		
			2	15~60	暗 赤 色 2.5YR4/8	黄 赤 色 2.5YR5/8	60cm~Andesite				
		1	0~8	安 山 岩 質 集 塊 岩 Andestic agglomerate	A-II-	1	0~8	暗 褐 色 7.5YR3/2	暗 褐 色 7.5YR4/4	西 表 島 由 布 Yubu, Iriomote Island	
			2		8~70	2	暗 褐 色 7.5YR4/4	暗 褐 色 7.5YR4/6			

Yaeyama coal bearing bed	Cainozoic era Tertiary period Miocene epoch	砂 岩 Sand stone	S-I-	1	0~7	暗黄灰色 10.0YR4/2 淡赤黄色 10.0YR6/8	暗黄灰色 10.0YR6/2 淡赤黄色 10.0YR8/6	林地 Forest	西表島雨乞 Amagoi, Iriomote Island	282 meers above sea level
				2	7~45					
				S-II-	1	0~7	暗黄灰色 10.0YR4/2 淡赤黄色 10.0YR7/8		灰赤黄色 10.0YR5/4 淡赤黄色 10.0YR8/8	竹林 Bamboo grove
			S-III-	1	0~15	暗褐色 10.0YR3/2 黄赤色 2.5YR4/6	黄褐色 10.0YR4/2 黄赤色 2.5YR5/8	草地 Grass land	西表島船浦 Funaura, Iriomote Island	
島尻層 Shimajiri bed	下部鮮新世 Lower Pliocene epoch	泥灰岩 Marl	M-	1	0~9	緑黄灰色 5.0Y5/4 緑灰黄色 7.5Y6/4	緑黄灰色 5.0Y6/2 緑灰黄色 7.5Y6/2	草地 Grass land	沖繩島那覇市繁多川 Shigetagawa, Naha, Okinawa Island	
				2	9~20					
琉球石灰層 Riukiu limestone	上部鮮新世~ 下部更新世 Upper Pliocene epoch ~Lower Pleistocene epoch	珊瑚石灰岩 Limestone originated from raised coral reef	L-I-	1	0~10	暗褐色 10.0YR4/4 褐色 7.5YR4/6	褐色 10.0YR5/6 黄赤色 7.5YR5/8	草地 Grass land	沖繩島三和村 Miwa, Okinawa Island	
				2	10~16					
			L-II-	1	0~20	暗褐色 7.5YR4/2 褐色 7.5YR4/6	褐色 7.5YR5/4 黄赤色 7.5YR5/8		宮古島保良 Hora, Miyako Island	
				2	20~45					
国頭礫層 Kunigami gravel	更新世 Pleistocene epoch	古期諸岩石を母材とする粘土、礫 Clay and gravel originated from older rocks	G-	1	0~30	淡赤黄色 10.0YR6/6 黄赤色 5.0YR5/8	淡赤黄色 10.0YR7/8 黄赤色 2.5YR5/8	草地 Grass land	沖繩島高江 Takae, Okinawa Island	
				2	30~60					



第 1 図 南 西 諸 島

Fig. 1. Nansei Islands

既に述べた通り，本研究では略同一の母材に由来する土壤の中で反応が明らかに異なるものを選んだために第3表及び第4表から琉球列島の土壤の性質全般を推定することは危険である。よって既報<sup>32)</sup>の西表島土壤約200点の分析結果を併せて考察した結果について述べる。

石灰岩，泥灰岩に由来する土壤は反応は中性または微アルカリ性で置換性塩基含量特にCa含量が多い。泥灰岩質土壤は石灰岩に由来する土壤よりも置換性苦土含量が明らかに多い。一般的に中性に近い反応を示すが，L-IIの如く恐らく風化溶脱が進行したため，かなり酸性が強くなり置換性塩基に乏しい土壤も見出される。古生層粘板岩，第3紀安山岩，砂岩，第4紀国頭礫層に由来する土壤は強酸性を示すものが多く，置換酸度の値も大である。安山岩，粘板岩に由来する土壤は比較的置換性塩基含量が大きく，砂岩，国頭礫層に由来する土壤は前2者より小さい。ばん土質土壤においてしばしば見られるように，置換酸度が加水酸度よりも大きな値を示す例は本研究の供試土壤には見出されなかった。塩基置換容量は一般的に表層土では粘土(<2 $\mu$ )及び腐植の含量に支配され，下層土では粘土含量に左右されることが多い。しかし，粘土鉱物の種類が大きな影響を与えることも

第3表 土壤の化学的性質  
Table 3. Chemical properties of the Soils

供試料 Samples	水分 Moisture %	乾土採算 On oven dry basis										
		pH		置換酸度 Exchange acidity Y <sub>1</sub>	加水酸度 Hydrolytic acidity Y <sub>1</sub>	置換容量 Cation exchange capacity m.e.	置換性塩基 Exchangeable base m.e./100g soil				燐酸吸収係数 Phosphor absorption coeff.	
		(H <sub>2</sub> O)	(KCl)				Ca	Mg	K	Na		
P-I-	1	4.35	5.40	4.05	5.4	25.0	15.22	3.43	2.86	0.24	0.27	223
	2	4.78	5.35	4.35	16.6	25.7	15.63	2.74	3.73	0.12	0.39	321
P-II-	1	2.25	4.70	3.81	14.6	16.0	26.00	0.52	0.51	0.10	0.34	100
	2	4.34	4.60	3.72	16.5	18.3	18.33	0.61	0.82	0.10	0.21	203
P-III-	1	6.34	7.88	7.00	one drop	5.5	32.68	14.42	2.22	0.06	0.22	321
	2	12.31	7.84	6.96	"	1.6	33.92	15.03	1.31	0.57	0.52	222
A-I-	1	4.97	6.05	5.10	1.9	9.8	28.46	5.44	4.05	0.15	0.53	137
	2	6.52	5.45	4.56	13.4	24.8	24.90	4.18	2.60	0.53	0.79	252
A-II-	1	7.01	5.50	4.38	5.8	30.4	29.46	3.97	2.73	0.40	0.33	358
	2	6.77	5.45	4.05	17.3	37.3	23.92	2.60	4.18	0.11	0.38	418
S-I-	1	4.14	5.77	4.39	1.8	19.2	14.14	2.22	1.74	0.21	0.14	132
	2	2.58	5.05	4.00	15.4	18.7	11.64	1.45	0.32	0.05	0.07	155
S-II-	1	7.33	4.75	3.80	30.5	61.6	25.09	2.18	1.50	0.19	0.16	312
	2	4.90	4.90	3.92	28.9	36.3	13.17	1.31	0.94	0.09	0.12	177
S-III-	1	1.58	4.65	3.85	7.7	17.9	11.73	0.92	0.89	0.14	0.18	151
	2	3.77	4.62	3.78	18.9	23.6	21.16	0.94	0.85	0.12	0.14	381
M-	1	5.99	7.83	7.19	one drop	5.9	47.10	23.83	2.50	0.21	0.26	77
	2	6.05	7.81	7.20	0.6	6.6	45.62	24.67	2.87	0.30	0.38	69
L-I-	1	6.91	7.84	7.17	one drop	one drop	30.43	16.25	1.69	0.20	0.18	254
	2	7.21	6.90	5.46	0.6	3.8	32.16	10.85	2.17	0.24	0.31	393
L-II-	1	12.52	5.50	4.10	3.3	19.9	30.72	2.77	1.87	0.30	0.30	369
	2	5.42	5.20	4.26	1.0	12.9	29.74	1.48	1.77	0.10	0.36	547
G-	1	2.37	4.69	3.70	12.5	16.7	12.28	0.76	0.50	0.08	0.11	199
	2	8.12	4.50	3.84	16.8	18.8	15.50	0.77	0.47	0.07	0.17	196

ある。すなわち、M-1 (腐植：1.66%，粘土：53.5%，C.E.C.：47.10 m.e./100 g) と L-II-1 (腐植：2.71%，粘土：68.52%，C.E.C. 30.72 m.e./100 g) とを比較すると、M-1 は腐植及び粘土含量は L-II-1 よりも少ないが、C.E.C. は逆に約 1.6 倍の値を示す。後述 (IV の 4) するように、M-1 の主要粘土鉱物はモンモリロナイトであり L-II-1 はハロイサイトを主としている。モンモリロナイトの C.E.C. は著しく大であるので M-1 の大きな C.E.C. は粘土鉱物の種類に帰結しうるであろう。

燐酸吸収係数は 100~400 の土壤が多いが泥灰岩質土壤のそれは顕著に小さく 70 前後を示している。

供試土壤の粒径組成は母材の如何にかかわらず一般的に下層土が表層土より礫及び砂の含量が少なく粘土が多いのが特徴であり、日本各地に分布している赤色土、黄色土の傾向と一致している。菅野<sup>22)</sup>は赤黄色土の土性が下層ほど細粒質であるのは現在及び過去における表層からの Illimerization と表面流去水による A 層からの微細粒子の損失によるものでポドソール化作用の結果ではないと述べている。著者らは後述の粘土の化学的組成において、下層土の粘土の珪ばん比が表層土のそれよりかなり小さい土壤が見出されるので表層土からの R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の溶脱についてはなお検討を要するが、

第4表 土 壌 の 理 学 的 組 成  
Table 4. Mechanical composition of the soils

Samples		Gravel ( $>2mm$ ) %	Fine soil ( $<2mm$ ) %				Texture
			Coarse sand ( $2\sim0.2mm$ )	Fine sand ( $0.2\sim0.02mm$ )	Silt ( $0.02\sim$ $0.002mm$ )	Clay ( $<0.002mm$ )	
P-I-	1	1.55	24.50	21.95	15.59	33.96	LC HC
	2	0.19	19.81	16.14	17.51	46.54	
P-II-	1	4.38	9.27	40.14	24.55	26.64	LC LC
	2	3.72	11.67	20.56	27.13	40.64	
P-III-	1	3.45	8.50	10.85	18.73	61.97	HC HC
	2	0	0.86	2.13	16.23	80.78	
A-I-	1	0.10	15.73	31.23	11.32	41.71	LC LC
	2	3.93	16.55	21.64	18.19	43.62	
A-II-	1	1.31	8.05	11.17	28.72	52.06	HC HC
	2	0.25	3.27	9.26	29.15	58.38	
S-I-	1	0	62.58	22.71	5.91	8.80	LS SL
	2	0	14.98	59.10	6.52	19.40	
S-II-	1	0	31.82	23.08	19.78	25.32	SCL CL
	2	0	14.83	32.88	25.30	24.99	
S-III-	1	0	66.49	11.84	6.80	11.73	SL HC
	2	0	26.58	15.26	7.66	50.60	
M-	1	0.32	1.32	13.61	31.55	53.51	HC HC
	2	0.23	1.29	12.50	35.48	50.74	
L-I-	1	0.89	0.39	3.94	19.77	75.90	HC HC
	2	0	0.13	1.34	8.75	89.78	
L-II-	1	0.26	1.05	6.23	24.20	68.52	HC HC
	2	0.06	0.53	2.37	17.53	79.56	
G-	1	4.13	15.88	26.14	27.28	30.68	LC HC
	2	0.59	5.83	18.82	21.86	53.49	

供試土壌の採取地の地形、植生、降雨条件などの観点から菅野が述べている通り、表層土からの Illimerization と表面流去水による損失を表層土が粗粒質であることの主要原因と考えたい。母材別には石灰岩、泥灰岩などの塩基性岩石より生成した土壌がより細粒質であり、安山岩、粘板岩の順に粗粒質となり砂岩に由来する土壌の土性が最も粗である。国頭礫層に由来する土壌は古期諸岩石や粘土の二次堆積物を母材とするために母材の種類、粒度に従って多様な粒径分布を示すべきである。この点は現在行いつつある奄美諸島の多数の国頭礫層土壌の機械的分析の結果から明らかである。

## 2. 腐 植

### 1) 実験方法

全炭素は原田・橋元の湿式分解法<sup>13)</sup>により、全窒素はセミマイクロケルダール法によった。腐植の形態分析は供試土壌ではアルカリで腐植を抽出する際に酸前処理を行わずに苛性アルカリで直接処理しても腐植は殆んど溶出しない、従って Al-humate よりも Ca, Mg-humate の形態である場合が多いと考えて酸前処理を行った後にアルカリで抽出することにした。すなわち、磨砕した風乾細土 ( $<0.5 mm$ ) に 10 倍量の 5% HCl を加え時々振とうしながら  $70^{\circ}C$  で 30 分間処理する。遠心分離した後、蒸留水で数回洗滌する。残土に土壌有機物量の 500 倍量の 0.5% NaOH を添加し、沸とうしている湯煎中で時々振とうしながら 30 分間抽出する。以下著者の一人品川<sup>62)</sup>が桜島火山灰土につ



いて行った方法により 0.5% NaOH 可溶部, 粗腐植酸部, フルボ酸部に分ける. この3つのフラクションの 1/10 N·KMnO<sub>4</sub> 消費量を求め, P.Q. (沈澱部割合) を算出する. 次に 0.5% NaOH 可溶部及び粗腐植酸部の 400 及び 600 mμ の吸光係数を日立分光光度計 FPW-4 型により測定し, Δlog k (log k 400 mμ - log k 600 mμ) と Simon の所謂 R.F. (相対色度) を算出した. さらに粗腐植酸部の 0.5% NaOH 溶液を用いて 700~230 mμ の吸光係数を測り, 粗腐植酸部の吸収スペクトルを求めた. なお, 抽出割合の算定には大羽<sup>30)</sup> の記載に従って 1/10 N·KMnO<sub>4</sub> 1 ml 当り 5% HCl 可溶部はフルボ酸と同じく C : 0.45 mg とし, 0.5% NaOH 可溶部は 0.40 + (0.45 - 0.40) × P.Q./100 mg の C として計算した.

2) 実験結果

(1) 腐植の集積量

イ) 腐植の集積量と地目との関係 第5表に示されているように, 標高の高い竹林から採取した S-II-1 以外の表層土の腐植含量は 0.5~5% であり, 3% 以下の土壤が多い. 既報<sup>32)</sup> の西表島土

第5表 土壤有機物の性質  
Table 5. Several properties of soil organic matter (air dry basis)

Samples		Total carbon	Total nitrogen	C/N	Total organic matter	Exchangeable (Ca+Mg)	Clay	Extr. carbon by 5% HCl/ Total carbon	Extr. carbon by 0.5% NaOH/ Total carbon	P. Q.	Organic matter soluble in 0.5% NaOH		Crude humic acid	
		T.C%	T.N%								Δlogk	R.F.	Δlogk	R.F.
P-I-	1	3.05	0.20	15.3	5.26	6.02	33.96	45.57	45.29	50.4	0.577	65.9	0.533	147.6
	2	1.22	0.12	10.2	2.10	6.16	46.54	48.99	20.56	22.9	0.693	14.6	0.636	92.0
P-II-	1	0.87	0.07	12.4	1.50	1.01	26.64	35.01	38.42	30.2	0.897	23.2	0.755	66.7
	2	0.36	0.03	12.0	0.62	1.36	40.64							
P-III-	1	1.21	0.11	10.2	2.09	15.59	61.97	44.91	49.90	36.4	1.041	16.4	0.844	38.9
	2	0.50	0.05	10.0	0.86	14.33	80.78	35.21	52.75	14.0	1.069	14.2	0.948	34.1
A-I-	1	3.13	0.23	13.6	5.37	9.02	41.71	28.53	46.36	50.3	0.805	41.5	0.727	73.5
	2	0.48	0.04	12.0	0.83	6.34	43.62	41.53	49.92	17.3	0.818	18.1	0.735	55.2
A-II-	1	2.60	0.16	16.3	4.48	6.23	52.06	39.45	42.94	43.4	0.586	78.7	0.536	163.6
	2	1.11	0.08	13.9	1.91	6.33	58.38	46.03	45.38	40.9	0.592	76.2	0.581	162.1
S-I-	1	2.12	0.18	11.8	3.65	3.80	8.80	38.50	58.28	56.9	0.769	47.8	0.706	68.6
	2	0.40	0.04	10.0	0.69	1.72	19.40	37.91	23.76	16.7	0.922	13.6	0.653	63.7
S-II-	1	4.48	0.41	10.9	7.72	3.41	25.32	42.47	48.43	52.9	0.761	33.5	0.597	71.4
	2	1.09	0.10	10.9	1.88	2.14	24.99	38.35	32.72	34.0	0.814	16.0	0.688	61.7
S-III-	1	1.31	0.14	9.4	2.26	1.79	11.73	42.09	38.15	52.8	0.652	79.8	0.612	60.5
	2	0.68	0.07	9.7	1.17	1.72	50.60	28.15	30.22	17.1	0.967	13.3	0.627	23.7
M-	1	0.96	0.08	12.0	1.66	24.75	53.51	24.75	48.02	34.7	0.766	33.9	0.621	125.5
	2	0.55	0.05	11.0	0.67	25.88	50.74	51.00	40.13	23.6	0.913	15.2	0.771	64.4
L-I-	1	1.00	0.09	11.1	1.72	16.70	75.90	33.73	49.69	30.2	0.875	18.02	0.736	68.5
	2	0.66	0.07	9.4	1.14	12.09	89.78	37.88	42.86	17.7	1.023	8.86	0.826	43.2
L-II-	1	1.57	0.12	13.1	2.71	4.06	68.52	32.06	50.13	47.2	0.632	72.0	0.576	128.6
	2	0.34	0.03	11.3	0.59	3.07	79.56	28.08	36.73	14.3	1.076	6.9	0.744	63.4
G-	1	0.36	0.04	9.0	0.52	1.23	30.68	42.03	23.35	21.1	1.187	7.74	1.039	25.6
	2	0.26	0.04	8.7	0.45	1.14	53.49							

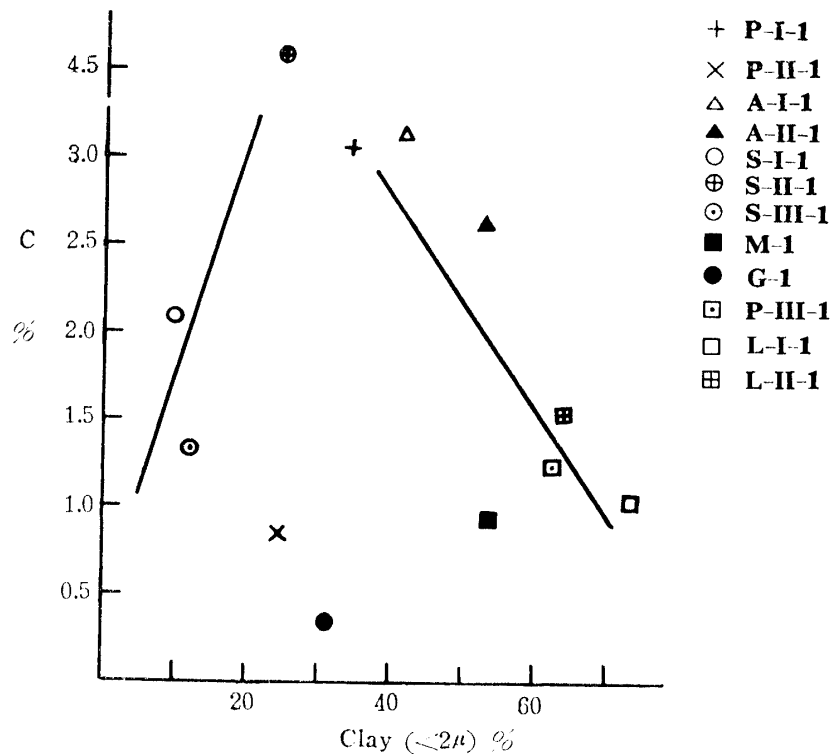
\* organic matter-free, oven dry basis

壤約 200 点の分析結果からも明らかな如く、供試土壌の採取地域においては腐植量は主に地目に左右されている。すなわち、森林、竹林土壌で腐植量が最も多く、草地がこれに次ぎ、既耕地畑で最も少ない。森林では一般に標高が高くなる程腐植量が多くなるようである。

ロ) 草地での腐植量と土壌の粘土 ( $<2\mu$ ) 及び置換性二価塩基含量との関係 粘土含量と全炭素との関係、置換性二価塩基 ( $\text{Ca}+\text{Mg}$ ) 含量と全炭素との関係はそれぞれ第 2, 第 3 図に示した。

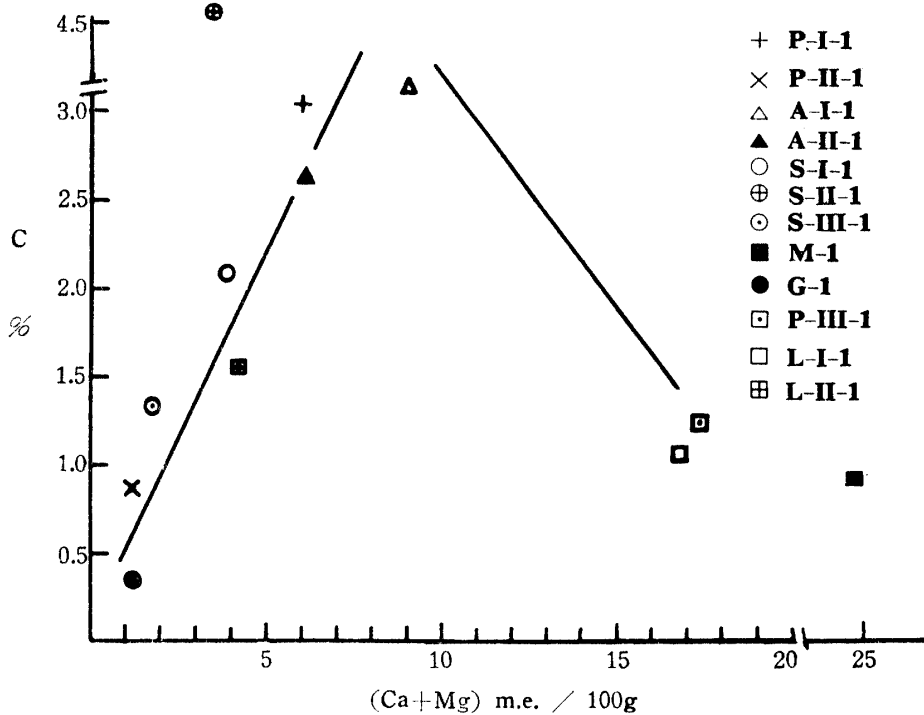
P-I-1, A-II-1, A-I-1 のように置換性二価塩基の含量  $5\sim 10\text{ m.e./100 g soil}$ , 粘土含量  $25\sim 55\%$  程度において全炭素は最も多くなるようである。置換性二価塩基含量が  $4\text{ m.e.}$  以下及び  $15\text{ m.e.}$  以上では全炭素は明らかに減少する。また、粘土含量も  $30\%$  以下及び  $55\%$  以上になると全炭素は減少する傾向がみられる。供試土壌において置換性塩基の減少が若しも風化の進行を意味するならば、風化が進み脱塩基作用の結果として  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) 5.5\sim 6.0$ , 置換性二価塩基含量が  $5\sim 10\text{ m.e.}$  程度になった場合に塩基すなわち、腐植安定剤の面のみからは腐植の集積量が多くなる可能性があるとして推定される。脱塩基作用がさらに進み土壌が強酸性化し置換性塩基含量が少なくなると腐植を土壌に留めうる力が弱くなり腐植量は少なくなる。粘土含量の多少は IV の 1 において述べたように同一母材より生成した土壌でも風化の進行程度を意味しない場合も多い。よって降雨量, 雨を受ける条件, 地形, 下層土の状態などの諸因子の組合せによって粘土含量が  $25\sim 55\%$  程度になった場合に腐植量が多くなるであろうと考えられるのであり、風化の進行, 粘土の増加, 腐植量の増減この三者間には密接な相関々係が認められぬことが多い。

ハ) 腐植量と地質及び母材との関係 既報<sup>32)</sup>の西表島の土壌約 200 点及び現在行いつつある奄



第 2 図 土壌の全炭素と粘土 ( $<2\mu$ ) の量との関係  
Fig. 2. Relationship between the carbon and the clay ( $<2\mu$ ) content of the soils

\* 小林 嵩・品川昭夫：土肥学会講演要旨集, 9, 76 (1963)  
idem: *ibid.*, 10, 83 (1964)



第 3 図 土壌の全炭素と置換性二価塩基含量との関係  
 Fig. 3. Relationship between the carbon content and the exchangeable divalent bases of the soils

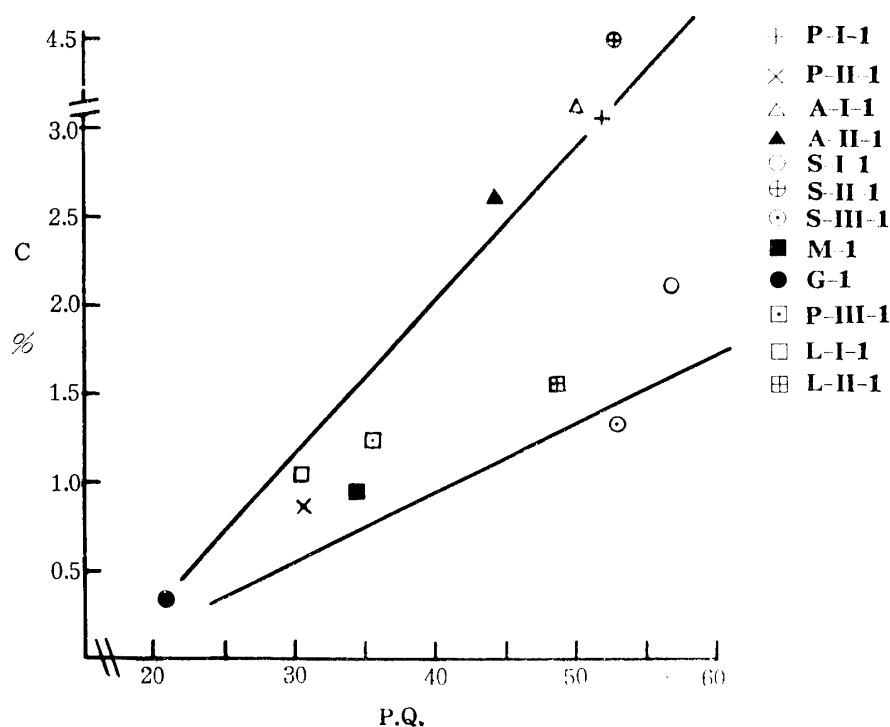
美諸島の母材を異にする約 500 点の土壌分析\* の結果では琉球石灰岩に由来する土壌にかなり多量の腐植が集積している例も多いが、供試した 12 ケ所の土壌についてみると、腐植量は第 3 紀安山岩に由来する土壌に最も多く、その他の母材では判然とした差は認められないが国頭礫層に由来する土壌が最も少ない。しかし、採取した表土の厚さも異なり、各母材別の供試点数も少ないので厳密には比較し難く、前記 (イ) 及び (ロ) において述べたように、腐植量は地目、塩基及び粘土含量に大きく支配され、母材との関係は今後の研究に待たねばならない。

(2) 腐植の量と質との関係

S-II-1 は標高 462 m の竹林より採取した土壌で腐植量は 7.72% でかなり高いが、0.5% NaOH 可溶部及び粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  は大で R. F. は小である。すなわち、腐植量が多い割合には腐植化度は低い。このことは著者の一人品川<sup>[62]</sup> が火山灰土壌について報告したように、同一地域で同一母材より生成した土壌でも土壌に対する有機物の供給量が多く、かつ、より湿潤で、より低温な環境下で土壌生成が進行したために、S-II-1 には相対的に腐植化度の低い腐植がかなり多く集積したものと考えられる。

S-II-1 を除いた供試土壌ではおおむね全炭素の増加とともに炭素率、P. Q. 及び 0.5% NaOH 可溶部、粗腐植酸部の R. F. は大になり、 $\Delta \log k$  は小さくなる。すなわち、腐植量が多くなると、腐植酸の占める割合が大になり、かつ、腐植酸の腐植化度もまた高くなる傾向がある。

第 4 図に土壌の全炭素と P. Q. との関係を示した。全炭素の増加とともに P. Q. も増大するが供試土壌の表層土は第 4 図に見られるように、P. Q. の観点からおおむね次の三群に分けられる。すなわち、a) G-1, P-II-1, M-1, P-III-1, L-I-1 で全炭素が少なく、P. Q. 40 以下の群、b) S-III-1, S-I-1, L-II-1 で全炭素 1~2%, P. Q. 40 以上の群、c) A-II-1, A-I-1, P-I-1 で P. Q. は b 群と略同じ値を示すが全炭素が 2.5% 以上の群の 3 つである。



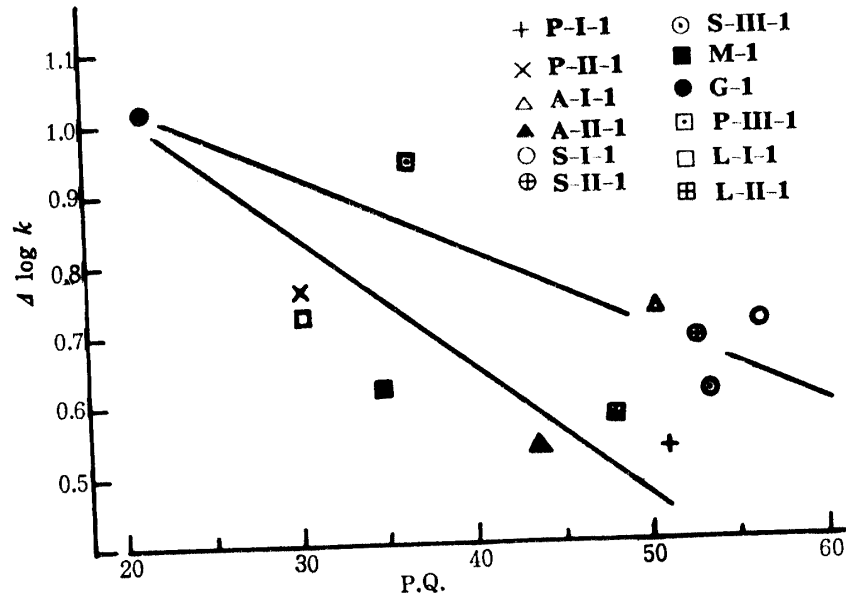
第 4 図 土壤の全炭素と P.Q. との関係

Fig. 4. Relationship between the carbon content of the soils and P.Q.

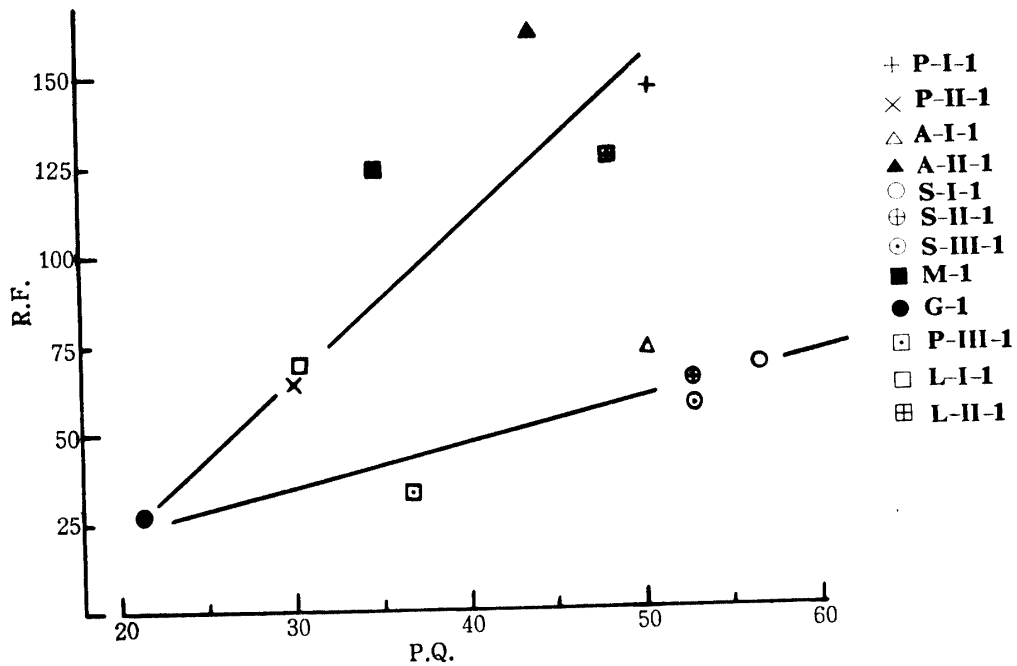
今、3群の供試土壌順に置換性二価塩基含量 ( $m.e./100g$ ) と粘土含量 (%) をみると、a) 塩基：1.23, 1.01, 24.7, 15.6, 16.7, 粘土：30.7, 26.6, 53.5, 61.9, 75.9, b) 塩基：1.79, 3.80, 4.06, 粘土：11.7, 8.8, 68.5, c) 塩基：6.23, 9.02, 6.02, 粘土：52.1, 41.7, 33.9 である。c) 群は b) 群と P.Q. は同程度であるが全炭素は明らかに多く、また、二価塩基含量も明らかに多い。粘土含量は b) 群では 10% 以下であるか、あるいは 55% 以上である。a) 群は塩基含量は非常に大きい小さいかのいずれかであり、粘土含量は多様である。よって全炭素すなわち、腐植量と腐植酸部の割合と見做しうる P.Q. との相関々係を規定する因子の一つに置換性二価塩基を考えると、(Ca+Mg) 2  $m.e.$  以下では腐植量も少ないが P.Q. も低く、2~4  $m.e.$  では炭素含量は少ないが P.Q. は 40 以上になり、5~10  $m.e.$  では全炭素は 2.5% 以上に増すが、P.Q. は 2~4  $m.e.$  の土壌とほぼ同程度の値を示し、15  $m.e.$  以上になると P.Q. も減少し、腐植量もまた少なくなると考えらる。

P.Q. と粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  並びに R.F. との関係はそれぞれ第 5 及び第 6 図に示した。

前記の P.Q. によって分類した b) 群と c) 群とを比較すると、b) 群 S-III-1 (P.Q. : 52.8, 粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  : 0.612, R.F. : 60.5, 粘土含量 : 11.79%, 置換性二価塩基 : 1.7  $m.e./100g$ ), S-I-1 (56.9, 0.706, 68.6, 8.8, 3.80), L-II-1 (47.2, 0.576, 128.6, 68.52, 4.06) であり、c) 群 A-II-1 (43.4, 0.536, 163.6, 52.06, 6.23), A-I-1 (50.3, 0.727, 73.5, 41.71, 9.02), P-I-1 (50.4, 0.533, 147.6, 33.96, 6.02) である。今、腐植化度の指標として粗腐植酸部の R.F. をとると、b) 及び c) 群の中で R.F. : 100 以上の試料は L-II-1, A-II-1, P-I-1 であって、その粘土含量はそれぞれ 68.5, 52.06, 33.9% であり、R.F. 100 以下の試料は S-III-1, A-I-1, S-I-1 であり、その粘土含量はそれぞれ 11.7, 41.7, 8.8% で前 3 者よりかなり低い値を示す。従って P.Q. は同程度であっても粘土含量が多いほど腐植酸の腐植化度が高くなるであろうと考えられる。しかし、粘土含



第 5 図 P.Q. と粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  との関係  
 Fig. 5. Relationship between P.Q. and  $\Delta \log k$  ( $\log k$  400  $m\mu$ — $\log k$  600  $m\mu$ ) of crude humic acid



第 6 図 P.Q. と粗腐植酸部の R.F. との関係  
 Fig. 6. Relationship between P.Q. and R.F. of crude humic acid

量が 60~70%以上に多くなると腐植量も少なくなり、P.Q. も小さくなることは既に述べた通りである。a) 群の中でも M-1 は R.F. 100 以上の値を示している。この M-1 の特殊性については考察の項において述べる。

(3) 腐植の質

第 5 表の成績の通り、5% HCl 可溶有機物は土壌の全有機物の 20~50%を占めている。5% HCl

可溶部の大部分をフルボ酸と見做すと、表層土の P. Q. は 20~57 よりさらに小さい値となる。従って供試土壌は腐植酸が少なく、フルボ酸の割合が甚だ多いことが判かる。また、粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  は一般的に大で R. F. は小であり、腐植酸そのものの腐植化度も低いといえる。

粗腐植酸部の吸収スペクトルは第 7 及び第 8 図に示した。

粗腐植酸部の R. F. が 100 以上である A-II-1, P-I-1, L-II-1, M-1 は熊田の A 型腐植酸の形態を示し、その他は B 型腐植酸と思われる。S-I-2, S-II-2, S-III-2, L-II-2 などの下層土の腐植酸の吸収スペクトルには、 $615m\mu$  に最大吸収が、450, 570  $m\mu$  附近に吸収の肩が認められ、熊田の P 型腐植酸の存在を示している。熊田<sup>36)37)</sup>によれば P 型腐植酸はポドソール土壌の表層土及び 1, 2 の洪積層土壌に見出され、Porphyrin polymer の酸化生成物を含むと考えられている。供試土壌の中で P 型腐植酸の存在がかなり判然としている前記 4 点の土壌の間には下層土であることを除いては共通点は見出しえない。よって P 型腐植酸が亜熱帯地域の赤色土及び黄色土の下層土に見出される理由については土壌生成時期の気候、植生などを考慮してなお検討する必要がある。

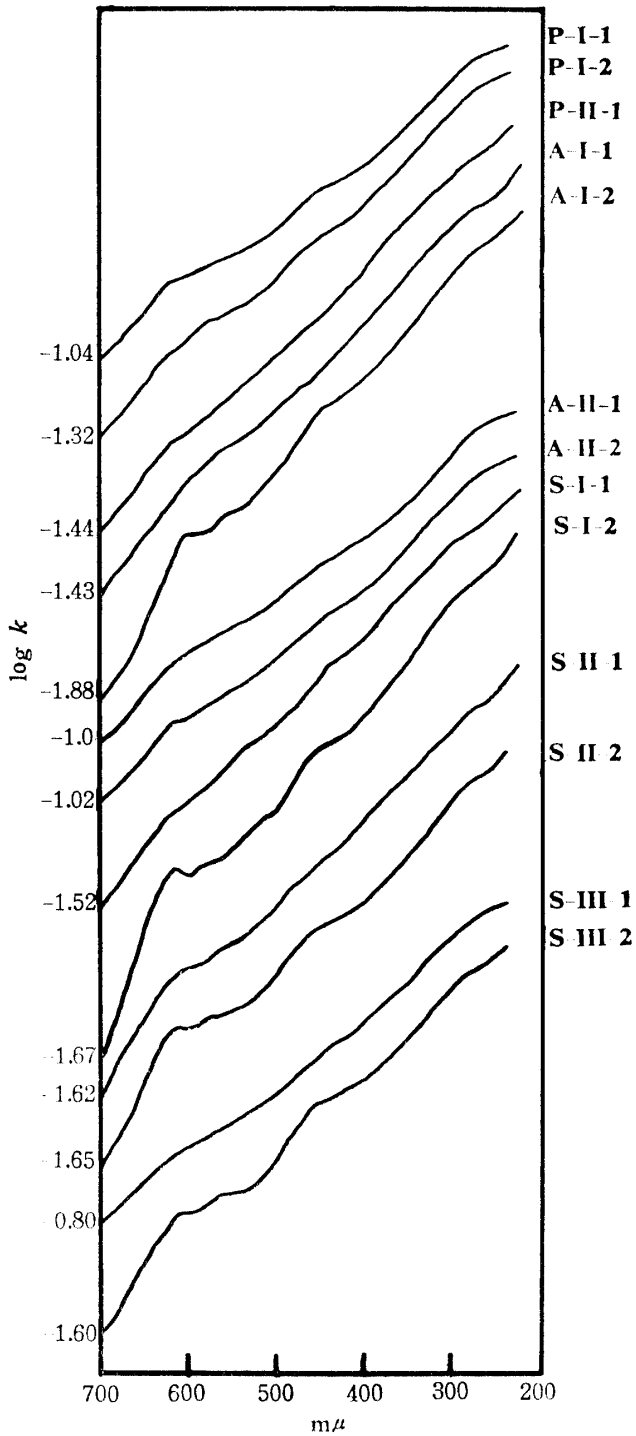
#### (4) 表層土と下層土の腐植の相違

下層土は表層土より腐植が著しく少なく、炭素率、P. Q. の値も小さい。0.5% NaOH 可溶部、粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  は大きく R. F. は小さい(第 5 表)。表層土と下層土との腐植の量及び質の関係が逆転している例は供試土壌では認められなかった。

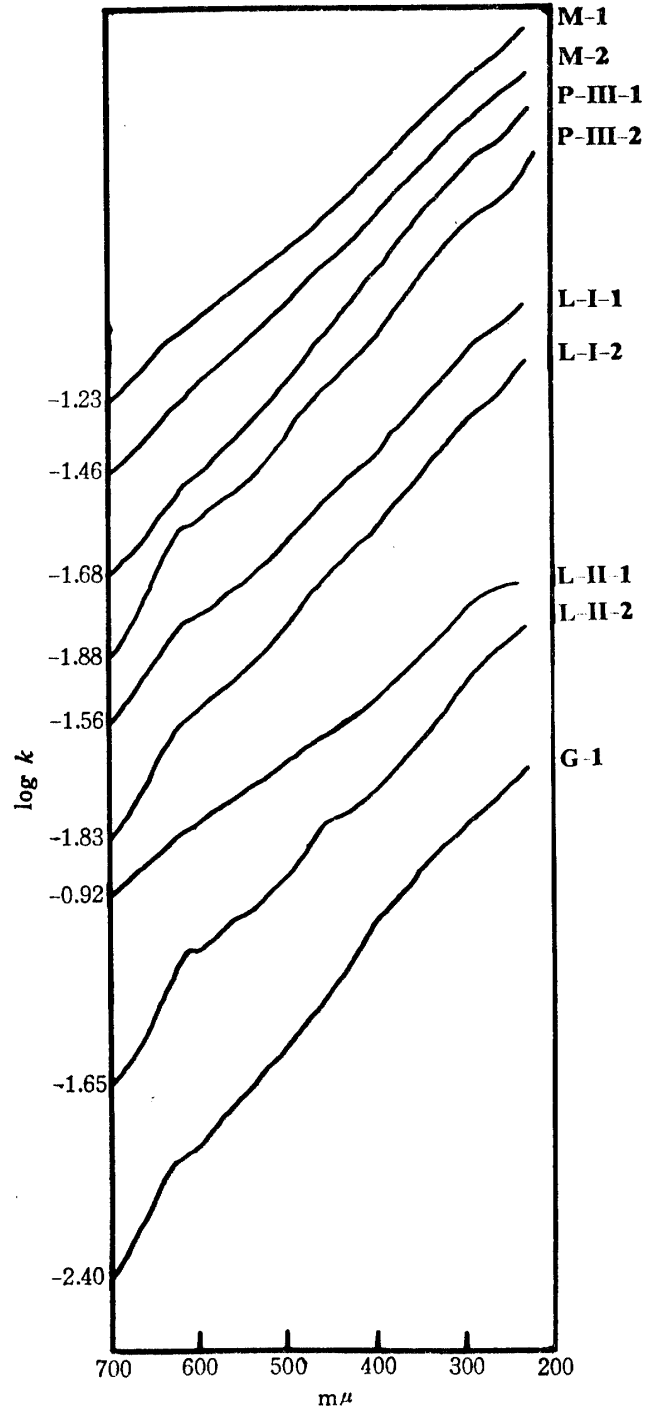
### 3) 考 察

熱帯及び亜熱帯土壌並びに赤色土及び黄色土の腐植の研究は比較的少ない。MOHR の著書<sup>51)</sup>に記載されている HARDON の研究によれば熱帯土壌(インドネシアの例)では腐植量は降雨量や植生とは関係が少なく、土壌の炭素率は標高によって規定される温度と明らかに正の相関関係を保ち(標高 300 m までは C/N は小になり、300 m 以上になると C/N は大となる)、また土壌の pH と炭素率との間には負の相関関係(アルカリ性になるほど C/N は小になる)が認められるという。著者らが供試した琉球土壌では HARDON の述べた関係ははっきり認められなかった。しかし、平野<sup>16)</sup>は沖縄島の母材を異にする多数の土壌(畑の表土)の炭素率を測り、ジャーガル→島尻マーヂ→国頭マーヂの順で土壌の酸性が強くなるほど炭素率は大きくなる(8.8→12.03)ことを認めている。著者らが腐植の研究に用いた土壌は小数であるから判然とした関係は認められなかったのであろう。この問題については奄美諸島の土壌についての報告の際に論ずることとする。

KONONOVA の著書<sup>55)</sup>及び原田<sup>11)12)17)</sup>の紹介によればソビエートの湿潤亜熱帯地域の赤色土(クラスノジョーム)では、腐植の含量は 4.0~8.0%にも達し、腐植の 50%が地表下 20 cm 迄に集積しており、炭素率は 18.9 でかなり大きな値を示すが腐植は不安定なものが多く、脱石灰処理によって 20%以上が溶出される。腐植酸の含量は腐植の 15%に過ぎず(Ch/Cf... 表層土: 0.6~0.9, 下層土: 0.5 以下)、腐植酸の大部分が遊離状態か、 $R_2O_3$  と結合しているため腐植酸の 12/15 が NaOH で直接に土壌から溶出されるという。琉球土壌では腐植は表層下 5 cm 内外に多く集積しており(石灰岩に由来する土壌では 20 cm 内外までかなり均一に集積していることもある)、下層土の腐植含量は 1%以下の土壌が多い。表層土の腐植量は 1, 2 の例外を除けば 1~5%で明らかにクラスノジョームより少ない。5% HCl 処理によって溶出する腐植は腐植の 20~50%を占め、クラスノジョームより多いと思われる。HCl 可溶腐植にはかなりフルボ酸が含まれると考え、P. Q. は 20~55 よりさらに小さくなると思われる。従って腐植酸とフルボ酸の比もクラスノジョームよりもむしろ小であらう。琉球土壌では HCl などを用いて脱石灰処理を行わねば NaOH で殆んど腐植が抽出されないので著者らは腐植と二価塩基との結合物が遊離の腐植酸あるいは Al-humate よりも多く存在するの



第7図 粗腐植酸部の吸収スペクトル  
Fig. 7. Absorption spectra of crude humic acids



第8図 粗腐植酸部の吸収スペクトル  
Fig. 8. Absorption spectra of crude humic acids

ではないかとも考えている。NaOH で直接溶出される腐植酸が 80% 以上を占めるクラスノジョームと琉球土壤では腐植の結合状態に何等かの相違点があるのではなからうか。原田<sup>12)</sup>、菅野<sup>22)</sup>の紹介によれば、クラスノジョームの粘土鉱物はカオリナイト、ハロイサイト、ギブサイト、ゲータイトを主とし、アロフェン、バイデライトが附随するという。後述の如く、琉球土壤ではハロイサイト、ギブサイト、ゲータイト、イライト、14Å 鉱物が主要粘土鉱物でクラスノジョームと類似している。気候条件は西部グルジアで年降水量 1500~2000 mm, 年平均気温 12~16°C であり、第 1 表に示した琉球地域より気温は低く、雨量は少ない。クラスノジョームと琉球土壤の腐植の結合様式に差があるか否かについては異った抽出剤や形態分析法を用いて検討する必要がある。若し差があるとすればその相違をもたらす因子は遊離三価塩基の相違か、または現世の気候条件の差によって規制される植生、微生物の活動、風化環境の違いに起因するかなどについて検討する必要がある。

日本の赤色土及び黄色土の腐植については菅野<sup>22)</sup>は腐植量は一般に少なく、かつ、 $Ch/Cf$  が 1 以下であると述べている。熊田<sup>38)39)</sup>は豊橋附近の石灰岩を母材とする土壤の腐植化過程を研究し、土壤生成の初期に反応が弱アルカリ性の場合には、腐植化度の低い腐植酸がフルボ酸とともに少量集積し、反応が中性付近では結合型の A 型腐植酸が多くなり腐植の量も質も極盛相に達し、反応が酸性化するとともに腐植量が減少し結合型腐植酸が少なくなり B 型に変わり、さらに酸性化が進むと遊離型腐植酸が多くなり、P 型腐植酸も増加すると述べている。琉球土壤では第 5 表及び第 3 図に示したように置換性塩基含量が 5~10 m.e. に達した場合に腐植の量も質も極盛に達し、5 m.e. 以下、10 m.e. 以上において質、量ともに低下する。よって土壤の酸性化に伴って腐植の量と質とが変化するという熊田の結論と著者らの結果とは本質的に合致すると考えるが、さらに著者らは前記の如く、粘土含量の多少と、後述の粘土の質も腐植の質にかなり影響を与えているのではないかと考える。

泥灰岩に由来する土壤の表層土 M-1 は腐植の量は少なく（全炭素素 0.96%）、腐植酸部の割合も小さい（P. Q. 34.7）にも拘らず腐植酸の腐植化度はかなり高い値（粗腐植酸部の  $\Delta \log k$  0.621, R. F. 125.5）を示す。後の粘土鉱物の項で述べるように、M-1 の主要粘土鉱物はモンモリロナイトである。チェルノジョームには多量の腐植化度の高い腐植が集積し、モンモリロナイト系鉱物が粘土の主体を占めているといわれる。泥灰岩質土壤は, immature tropical chernosems とさえ呼ばれている（後章 V にて述べる）。M-1 の如き泥灰岩質土壤を真のチェルノジョームと比較すると、粘土鉱物と腐植の質が類似し、腐植の量は明らかに異なっていることが判かる。これらの現象を明確に説明するためにはモンモリロナイトと腐植との相互関係並びにモンモリロナイト-腐植複合体中の有機物の分解条件などの観点からの研究を必要とする。

赤色土及び黄色土の表層の腐植量は少なく、腐植化度もまた低い。火山灰土壤において屢々みられるように、腐植化度の高い腐植が多量に集積して所謂黒ボク層が表層下 50~100 cm も存在する例は供試土壤採取地域にはみられない。火山灰土壤と赤黄色土の腐植集積条件の本質的な相違はアロフェンと遊離三価塩基に対するハロイサイトと二価及び三価塩基との相違にあると考えられるが、この点についてはさらに研究を進めてゆく予定である。

### 3. 細砂の鉱物組成

1) 実験方法 細砂 (0.2~0.02 mm) の一定量を取り、電磁石で磁鉄鉱を分離した後、JACSON 法<sup>8)</sup>により脱鉄し水洗後乾燥する。次に比重 2.80 のテトラブロムエタンを用いて重液分離し 99% エチルアルコールで充分洗滌した後乾燥し、重鉱物、軽鉱物のそれぞれを検鏡し鉱物組成を調べた。さらに、数点の軽鉱物試料については長石類の種類と変化を知る目的で 6 種の浸液 ( $n$ : 1.575, 1.565, 1.555, 1.550, 1.535, 1.525) を用い、顕微鏡下で 50~200 粒についてそれぞれの屈折率を有する鉱



物の数と大きさを調べた。

2) 実験結果及び考察 重鉱物の量は 供試全土壌において2%以下であり, 母材の相違あるいは表層土と下層土の差異による変化は殆んど認められない。認められた重鉱物は主に輝石類(シソ輝石が主)で角閃石, 橄欖石, 燐灰石, ジルコンなどが微量に存在することがあり, 安山岩質土壌には黒雲母らしい鉱物もみられた(第6表)。軽鉱物は長石類と石英が主体を占めており, 石英は表層土の方が多く下層土に少ない傾向がある。この点は松井<sup>44)</sup>が奄美諸島の沖永良部島の土壌についてえた結果と合致するようである。また後述するが粘土( $<2\mu$ )の粉末X線スペクトルにおいては表層土の方が混在する石英に基く $3.33\text{ \AA}$ のピークが強く現われている場合が多い。しかるに, 既に述べたように一般に表層土の方が下層土より礫, 砂の含量が多く粘土が少ない傾向が認められる。若し微細粒子が流亡しない環境下で風化が進行すれば表層土ほど粘土含量が多く, かつ, 風化に対して最も抵抗性の強い石英も多く含まれている筈である。従って供試土壌においてみられるように表

第6表 細砂の鉱物組成  
Table 6. Mineralogical composition of fine sand (0.2~0.02mm)

Samples		長石類 Feldspar	石英 Quartz	黒雲母 Biotite	角閃石類 Hornblende	輝石類 Pyroxene	橄欖石 Olivine	燐灰石 Apatite	ジルコン Zircon	磁鉄鉱 Magnetite	風化鉱物 Weathered minerals	未知鉱物 Unknown minerals
P-I-	1	VI	II			I				I	II	I
	2	VI	II			I					II	I
P-II-	1	VI	II			tr.				tr.	III	I
	2	VI	II	tr.		tr.				tr.	III	I
P-III-	1	VI	II			tr.					I	I
	2	VI	I			tr.					I	I
A-I-	1	VI	II					I		II	I	I
	2	VI	II	tr.						I	I	I
A-II-	1	VI	II		I	I				I	II	I
	2	VI	II		I	I				I	II	I
S-I-	1	VI	III		I	I		I	I		I	I
	2	VI	II		I	I					I	I
S-II-	1	VI	III		I	I			I		II	I
	2	VI	III		I	I					II	I
S-III-	1	VI	III	I	I	I		I		I	II	I
	2	VI	III		I	I					II	I
M-	1	VI	III	tr.	tr.	tr.				I		
	2	VI	II			tr.				I		
L-I-	1	VI	II			tr.				I	I	I
	2	VI	I			tr.				I	I	I
L-II-	1	VI	I			I	tr.			I	II	I
	2	VI	tr.			I	tr.			tr.	II	I
G-	1	VI	III							I	II	I
	2	VI	II							I	II	I

Remarks

VI >30% V 20~30% IV 10~20% III 5~10% II 1~5% I <1%  
tr. trace

層土に石英が多く粘土含量が少ない事実は表層土が下層土より風化が進んではいるが、激しい降雨などによって表層土中の微細部分が流亡していると考えるのが妥当であろう。

長石類は風化が進み判別し難いものも多い。長石類の種類と量を知ることは K, Ca, Na の天然供給源の目安となり、また、土壌生成、粘土鉱物の変化、腐植の集積などに対して重要な因子となるのではないかと考えた。よって顕微鏡下でやや判然としている部分について6種の浸液によってそれぞれの屈折率を測定し第7表の成績をえた。第7表に見られるように、屈折率 1.555 以上の曹灰長石、垂灰長石、灰長石等の石灰含量の多い長石の大粒子（細砂中の）は殆んど認められず小粒子のみが残っている。屈折率 1.550 以下の中性長石、灰曹長石、曹長石及び正長石などは大粒もかなり認められる。すなわち、風化分解し易い Ca 長石はかなり分解されて原形を留めているものが少なく、風化に対する抵抗力の強い Na, K-長石類が細砂の一次鉱物の主体を占めているであろうことが判かる。

第6表において未知鉱物として記載したものの中には火山ガラスと思われるものがかなり認められた。これについては植生、現在及び過去における火山活動などを考慮してさらに検討する必要がある。

第7表 判別し得る長石類（細砂中の）の屈折率  
Table 7. Refractive index of feldspar in fine sands (0.2~0.02mm)

供試料 Samples	Refractive index n	Amount		供試料 Samples	Refractive index n	Amount	
		large grain	small grain			large grain	small grain
P-I-1	1.575		30	S-III-2	1.575		35
	1.565	3	39		1.565		36
	1.555		40		1.555		34
	1.550	2	36		1.550	1	39
	1.535	7	19		1.535	14	18
	1.525	56	4		1.525	67	4
P-I-2	1.575		32	M-1	1.575		
	1.565		41		1.565		
	1.555		36		1.555		
	1.550		38		1.550		
	1.535	4	16		1.535	17	10
	1.525	49	8		1.525		
A-II-1	1.575		59	M-2	1.575		
	1.565		53		1.565		
	1.555		43		1.555		
	1.550	4	27		1.550	1	34
	1.535	24	14		1.535	20	10
	1.525	46	3		1.525	21	5
A-II-2	1.575		42	L-II-1	1.575		45
	1.565		48		1.565	1	45
	1.555		46		1.555	1	44
	1.550	2	39		1.550		50
	1.535	23	12		1.535	8	26
	1.525	50	7		1.525	62	5
S-III-1	1.575		38	L-II-2	1.575		43
	1.565		26		1.565		39
	1.555		32		1.555		39
	1.550		40		1.550		46
	1.535	10	8		1.535	24	14
	1.525	26	1		1.525	74	13

#### 4. 粘土鉱物

##### 1) 実験方法

(1) 試料の調製 常法によって調製した粒径  $2\mu$  以下の Na-粘土の一部を JACKSON 法<sup>3)</sup> によって脱鉄し、遊離珪酸を除去するために 2%NaOH で 5 分間煮沸した後蒸溜水、90%エタノール、アセトンで順次に洗滌した後風乾しメノウ乳鉢で磨細し、脱鉄しない試料と同様に 50% 硫酸飽和蒸気圧下に保存した。

(2) 化学分析 完全分析は脱鉄した試料については全供試土壌を、脱鉄しない試料は約半数の供試土壌について常法の如く行った。塩基置換容量は酢酸カルシウム<sup>2)</sup> を用いて測定した。

(3) X線分析 脱鉄処理した試料の K-粘土、K-粘土  $350^{\circ}\text{C}$  処理、K-粘土  $550^{\circ}\text{C}$  処理、Mg-粘土、Mg-粘土グリセロール処理の 5 種の定方位試料 (00l) と脱鉄していない粉末試料について行った。測定機械は Geigerflex D-3F を用い、Cu  $K\alpha$ -ray, 管球電圧: 25KV, 管球電流: 10mA, Scanning speed:  $2^{\circ}$ /分, Chart speed: 10 mm/分, Time constant: 4, Multiplier: 1, Scale factor: 8, 発散スリット:  $1^{\circ}$ , 受光スリット: 0.2 mm の実験条件で行った。

(4) 示差熱分析 脱鉄処理していない粉末試料を用い、理学電機工業製の自記式示差熱天秤により、熱電対: 白金-白金ロジウム, Sample: 350 mg, Sensibility of Amp.:  $\pm 100\mu\text{V}$ , Heating rate:  $10^{\circ}\text{C}$ /分の実験条件で測定した。

##### 2) 実験結果

(1) 島尻層泥灰岩に由来する土壌 第 8 表に示すように、島尻層の泥灰岩に由来する土壌の粘土の珪ばん比は表層土で 4.37, 下層土で 4.0 と極めて大きく、MgO,  $\text{K}_2\text{O}$  の含量はそれぞれ約 2.5%, 4% でかなり多く、置換容量は 50 m. e./100 g,  $-\text{H}_2\text{O}$  は 10% を示し島尻層泥灰岩以外の母材に由来する土壌よりも粘土の珪ばん比、置換容量, MgO,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $-\text{H}_2\text{O}$  が著しく大きな値を示している。

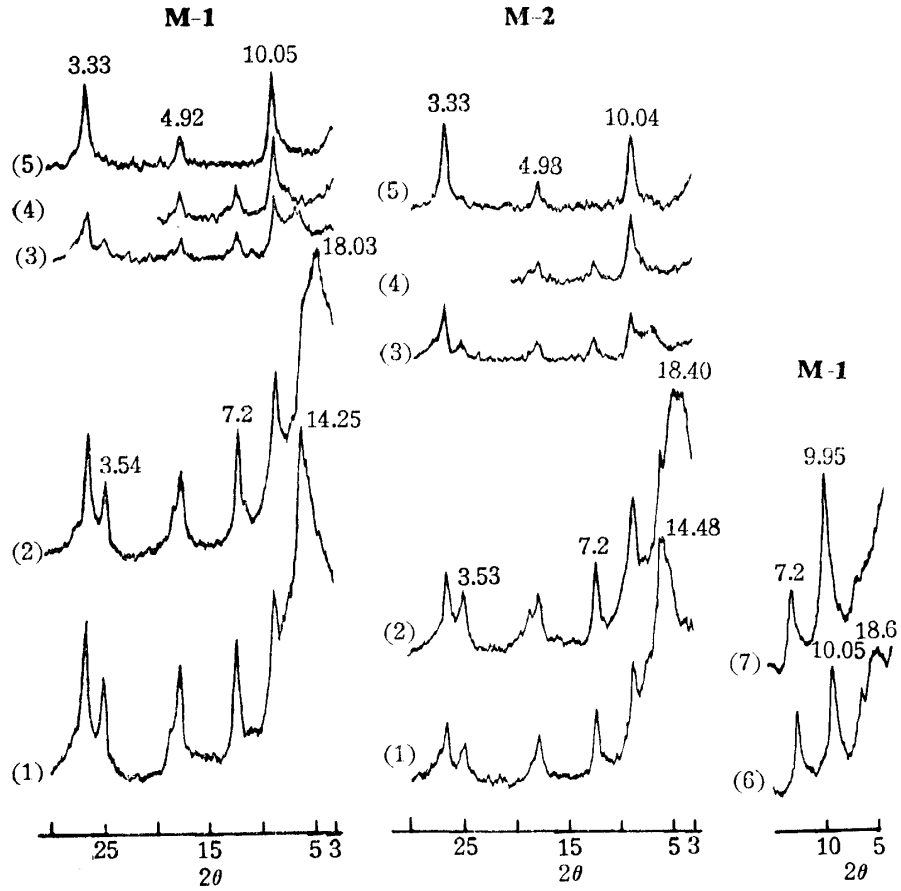
第 9 図の X 線スペクトルの成績にみられるように、Mg-粘土をグリセロール処理すると、 $14\text{ \AA}$  附近のピークは  $18\text{ \AA}$  附近に膨張する。Mg-粘土にみられる  $14\text{ \AA}$  は K-粘土では  $13\text{ \AA}$  附近に収縮し、K-粘土  $350^{\circ}\text{C}$  処理で約  $10\text{ \AA}$  に収縮する。よって、この  $14\text{ \AA}$  鉱物はモンモリロナイト、バイデライト、ノントロナイト型の膨張型、2:1 型鉱物であることがわかる。さらに、Li-粘土粉末を  $250^{\circ}\text{C}$  で 16 時間処理した後、再びメノウ乳鉢で磨碎し、グリセロール処理を行った定方位試料では、 $14\text{ \AA}$  は  $9.94\text{ \AA}$  に収縮する (第 9 図の (7)) のでバイデライトやノントロナイトではなくモンモリロナイトであると判定<sup>3)</sup> する。D. T. A. 曲線では (第 11 図) モンモリロナイトの  $710^{\circ}\text{C}$  の吸熱ピークは認められないが、土壌モンモリロナイトは  $710^{\circ}\text{C}$  の吸熱ピークを示さぬものが多いことは既に明らかにされている<sup>1)2)4)3)</sup>。川島<sup>30)</sup> は沖縄島のジャーガル土壌 (泥灰岩質土壌) の膠質粘土の珪ばん比が 3.8~3.9 と大きい値を示すので新しい種類の粘土鉱物の存在を考えたが、著者らは化学分析と X 線スペクトルの結果から川島が推定した粘土はモンモリロナイトであると結論する。

Mg-粘土をグリセロール処理すると、 $14\text{ \AA}$  の大部分は  $18\text{ \AA}$  に膨張するが、 $14\text{ \AA}$  も僅かに残って

第 8 表 島尻層泥灰岩に由来する土壌の Na-粘土 ( $<2\mu$ ) の化学的組成  
Table 8. Chemical characteristics of the Na-clays ( $<2\mu$ )

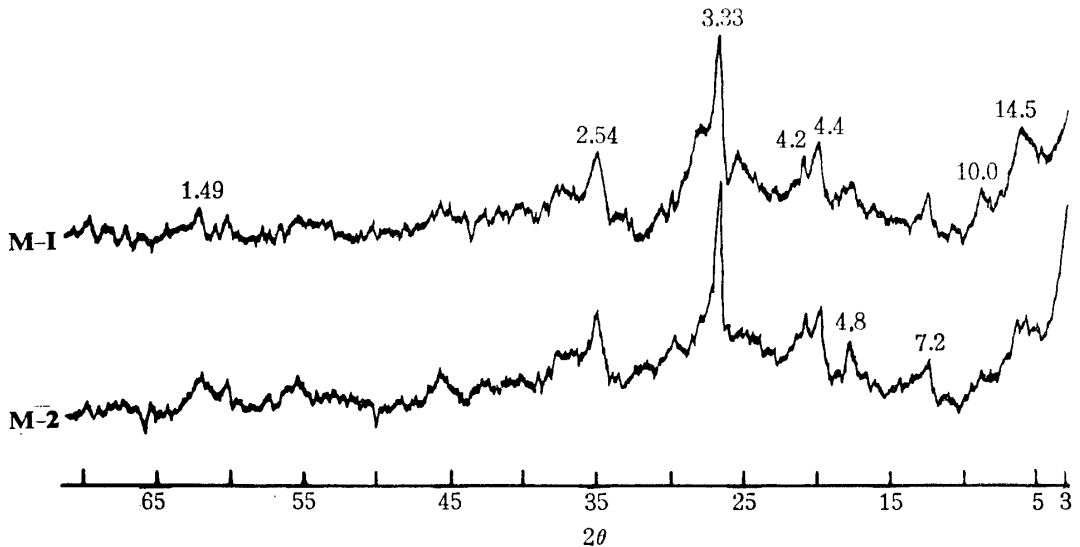
供試料 Sam- ples	H <sub>2</sub> O		SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	CaO %	MgO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	C.E.C. m.e./ 100g
	- %	+ %													
*M-1	10.38	6.93	47.16	18.30	6.12	0.58	0.64	0.04	0.45	2.58	3.92	2.18	4.37	3.60	50.28
*M-2	10.40	6.50	47.02	19.71	6.12	0.47	0.65	0.14	0.39	2.46	3.89	2.17	4.05	3.38	48.94

\*After deferration by Jackson's method<sup>(3)</sup>

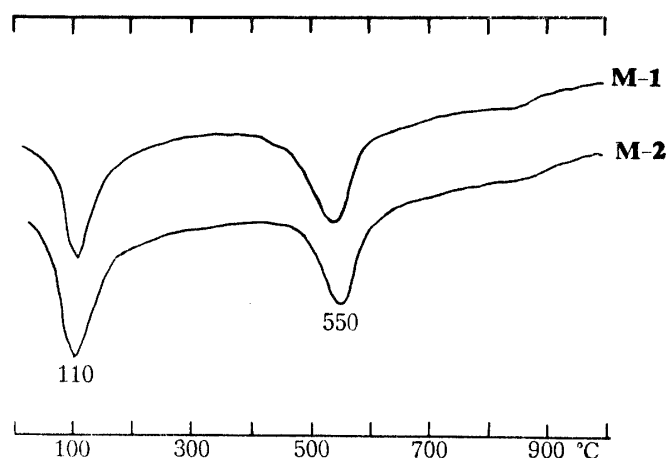


第 9 図 島尻層泥灰岩に由来する土壌の粘土 ( $<2 \mu$ ) の X 線スペクトル (脱鉄定方位試料)  
 Fig. 9. Oriented X-ray diffractograms of deferrated clays ( $<2 \mu$ )

(1) : Mg-clay (2) : Mg-glycerol-clay (3) : K-clay (4) : K-clay,  $350^{\circ}\text{C}$  for 1 hour  
 (5) : K-clay,  $550^{\circ}\text{C}$  for 1 hour (6) : Mg-clay, treatment with glycerol after  $250^{\circ}\text{C}$   
 for 16 hours (7) : Li-clay, treatment with glycerol after  $250^{\circ}\text{C}$  for 16 hours



第 10 図 島尻層泥灰岩に由来する土壌の Na-粘土 ( $<2 \mu$ ) の X 線スペクトル (粉末試料)  
 Fig. 10. Random powder X-ray diffractograms of Na-clays ( $<2 \mu$ )



第 11 図 島尻層泥灰岩に由来する土壌の粘土 (<2  $\mu$ ) の示差熱曲線  
 Fig. 11. D.T.A. thermograms of Na-clays (<2  $\mu$ )

いる。これらの微量に存在するモンモリロナイト以外の 14Å 鉱物としては、Al-バーミキュライト、バーミキュライト<sup>4)</sup>、Al-モンモリロナイト、クロライトなどが考えられよう。

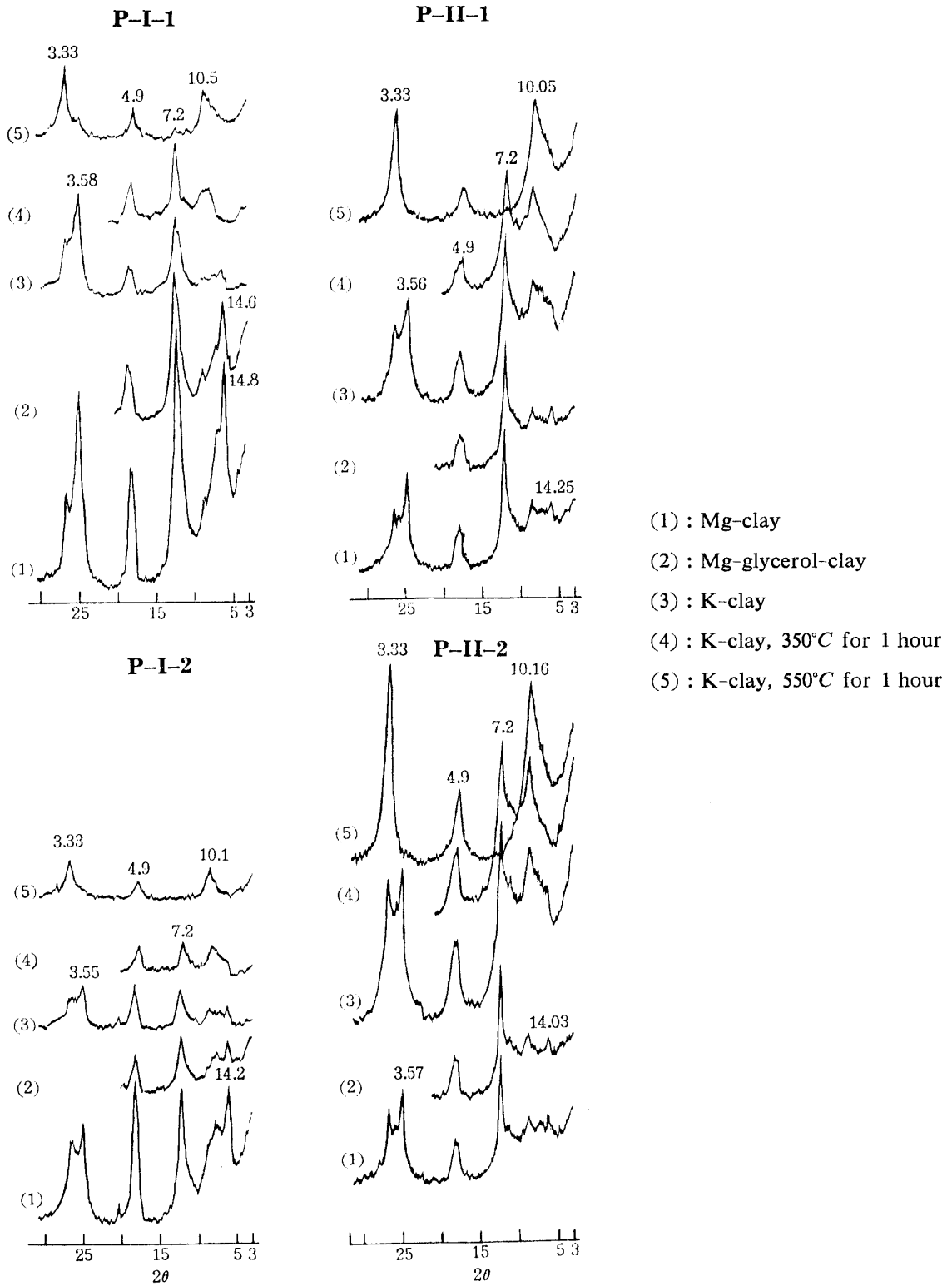
10 Å 鉱物は表層土でも下層土でも K-粘土 550°C 処理によって 10 Å が消えず、また粉末試料の X 線スペクトル (第 10 図) では 1.53 Å 附近のピークは認められず、1.49 Å に (060) のピークが認められ、定方位試料において (002) の 5 Å 附近のピークがかなり強く現われるので<sup>6)</sup>、この 10 Å 鉱物は dioctahedral イライトと推定できる。よって、2:1 型粘土鉱物の主体はモンモリロナイトであり、イライトもかなり含むと考えられる。

7 Å 鉱物の同定には (020) の強度と *hkl* 線の存否が用いられる。カオリナイトには (20 $\bar{2}$ )、(13 $\bar{1}$ )、(20 $\bar{3}$ )、(13 $\bar{2}$ ) に基づく 2.34, 2.51, 1.99 Å などのピークが認められ、ハロイサイトにはないので、これらの *hkl* 線によってカオリナイトとハロイサイトを判別することもあるが、供試粘土ではこれらのピークは混在する一次鉱物のピークと重複するので正しく判別しえない。(020) のピークはギブサイトの 4.37 Å と重なるが、今 4.40 Å 附近のピークの強度からギブサイトの 4.85 Å 附近のピークの強度の 4/10 を差引いた値を 7 Å 鉱物の (020) に相当すると考え (020) と 7, 3.5 Å の強度を比較することによりカオリナイトとハロイサイトの判別を行うことにした。M-1 及び M-2 のいずれも (020) による 4.4 Å 附近のピークが (001)、(002) よりも強いので供試料の 7 Å 鉱物はハロイサイトと推定できよう。

粉末試料の X 線スペクトル (第 10 図) にて認められるところの混在している他の鉱物は主に石英 (3.33, 1.82, 1.53 Å など)、ゲータイト (4.18, 2.69, 2.54 Å)、などであろう。2.53 Å 線については小島<sup>14)</sup>が報告しているようにマグネタイトであるのか、マグヘマイトであるかは判別し難いが、土壌中でのマグヘマイトの存在は余り報告されていないと小島<sup>14)</sup>も述べているので、2.53 Å 線はマグネタイトに基づくものと見做すことにする。粉末試料の X 線スペクトルには 4.8 Å が認められるが、D.T.A. 曲線には、300°C のピークが存在しないのでギブサイトの有無は断定し得ない。

(2) 古生層粘板岩に由来する土壌 古生層粘板岩に由来する土壌の粘土の脱鉄試料では珪ばん比 2.0~2.7, MgO 0.8~1.8%, K<sub>2</sub>O 約 2% (第 9 表) で、1:1 型鉱物の外に 2:1 型鉱物の存在がうかがえる。

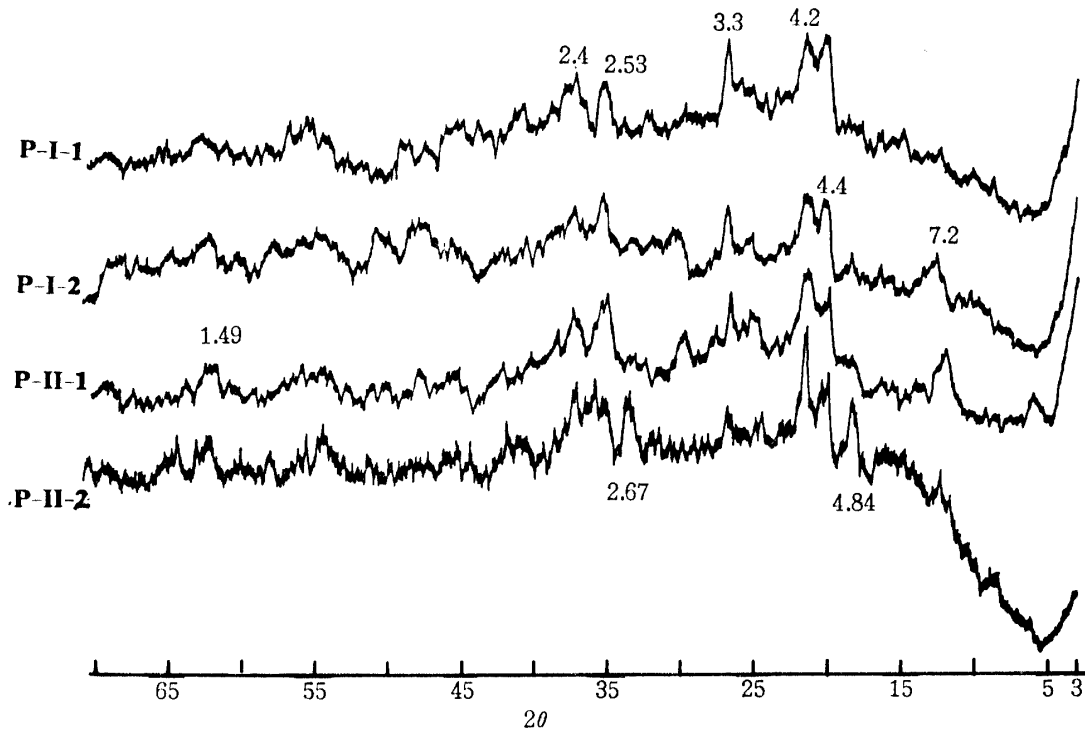
定方位試料の X 線スペクトル (第 12 図) では、Mg-粘土に 14 Å が認められる。しかし、K-粘土 350°C では 10 Å に収縮し、この 10 Å は低角側にゆるやかに傾斜している。よって、14 Å 鉱物



第 12 図 古生層粘板岩に由来する土壤の粘土 ( $< 2 \mu$ ) の X 線スペクトル (脱鉄定方位試料)  
 Fig. 12. Oriented X-ray diffractograms of deferrated clays ( $< 2 \mu$ )

は少量の Al を層間に挟むパーミキュライトと考えたい。

10 Å 鉱物は Mg-粘土にも明らかに存在し、K-粘土 550°C 処理によっても消失せず (第 12 図)、かつ、粉末試料の X 線スペクトル (第 13 図)において 1.49 Å が認められるので dioctahedral イラストと思われる。



第 13 図 古生層粘板岩に由来する土壤の Na-粘土 (<2 μ) の X 線スペクトル (粉末試料)  
 Fig. 13. Random powder X-ray diffractograms of Na-clays (<2 μ)

7 Å 鉱物は (020) の強度からみて恐らくハロイサイトであろう。

粉末試料の X 線スペクトルに見出される他の鉱物は 3.33 Å の石英, 2.53 Å 附近のマグネタイト, 3.18 Å 附近のゲータイト, 4.84 Å 附近のギブサイトである。ヘマタイトの最も強いピークである 2.7 Å はゲータイトの次強のピークと重なるので測定し難いが, 2.7 が 4.18 の 1/2 以上の強度を示す場合にはヘマタイトが存在すると考えると, P-II-2 には明らかにヘマタイトがある。第 14 図の D. T. A. 曲線の 310~330°C のピークには, ギブサイトは勿論, 恐らく鉄化合物もこれに関与しているであろう。P-II-1 の粉末 X 線図には強度は弱いが判然と 6.28, 3.29 Å のピークがあり, レピドクロサイトの存在がうかがえる。下層土の P-II-2 では 4.0 附近, 3.1 Å 附近にピークが認められるが, これは長石類に因るものであろう。

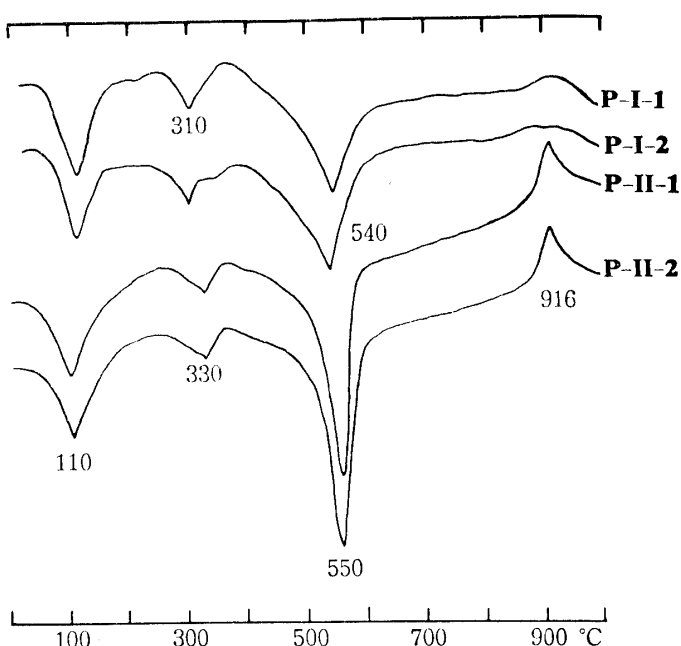
粉末試料の X 線スペクトルにおいて表層土と下層土とを比較すると, P-I, P-II いずれも表層土の方が下層土よりも石英の 3.33 Å のピークの強度が大きく, ゲータイトの 4.2 Å 附近のピークの強度は弱い。

P-I→P-II と土壤が酸性化し置換性塩基の含量が少なくなるに従って, 粘土の珪ばん比が小さくなり (第 9 表), 定方位試料の X 線スペクトル (第 12 図) では 14, 10 Å のピークが相対的に弱くなり, 7 Å が強くなり, D. T. A. 曲線 (第 14 図) でも 550°C の吸収ピークの強度も大になり, かつ, 形状も鋭くなる。粉末試料の X 線スペクトル (第 13 図) では明らかに 4.84 Å が強くなる。従っ

第9表 古生層粘板岩に由来する土壤の Na-粘土 (<2 $\mu$ ) の化学的組成  
Table 9. Chemical characteristics of the Na-clays (<2 $\mu$ )

供試料 Samples	H <sub>2</sub> O		SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	CaO %	MgO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	C.E.C. m.e./ 100g
	- %	+ %													
*P-I-1	4.98	15.62	43.84	27.60	2.80	0.75	0.04	0.03	0.22	0.81	1.83	1.18	2.70	2.53	39.91
*P-I-2	5.65	16.85	39.40	28.62	3.92	0.84	0.06	0.05	0.18	0.92	2.10	1.27	2.34	2.15	22.65
P-II-1	4.88	9.69	39.06	24.25	14.66				0.28	1.28	1.88	0.62	2.71	1.96	22.88
*P-II-1	4.18	13.58	38.42	31.51	4.80	1.31	0.04	0.05	0.73	1.94	2.01	1.16	2.07	1.89	35.02
P-II-2	5.23	10.50	39.10	24.24	14.60				0.51	1.62	1.90	0.55	2.74	1.98	28.52
*P-II-2	5.32	10.62	40.48	27.98	7.52	1.82	0.03	0.04	0.80	1.88	2.10	1.30	2.49	2.12	35.65

\*After deferration by Jackson's method<sup>(8)</sup>



第14図 古生層粘板岩に由来する土壤の粘土 (<2 $\mu$ ) の示差熱曲線  
Fig. 14. D.T.A. thermograms of Na-clays (<2 $\mu$ )

第10表 安山岩に由来する土壤の Na-粘土 (<2 $\mu$ ) の化学的組成  
Table 10. Chemical characteristics of the Na-clays (<2 $\mu$ )

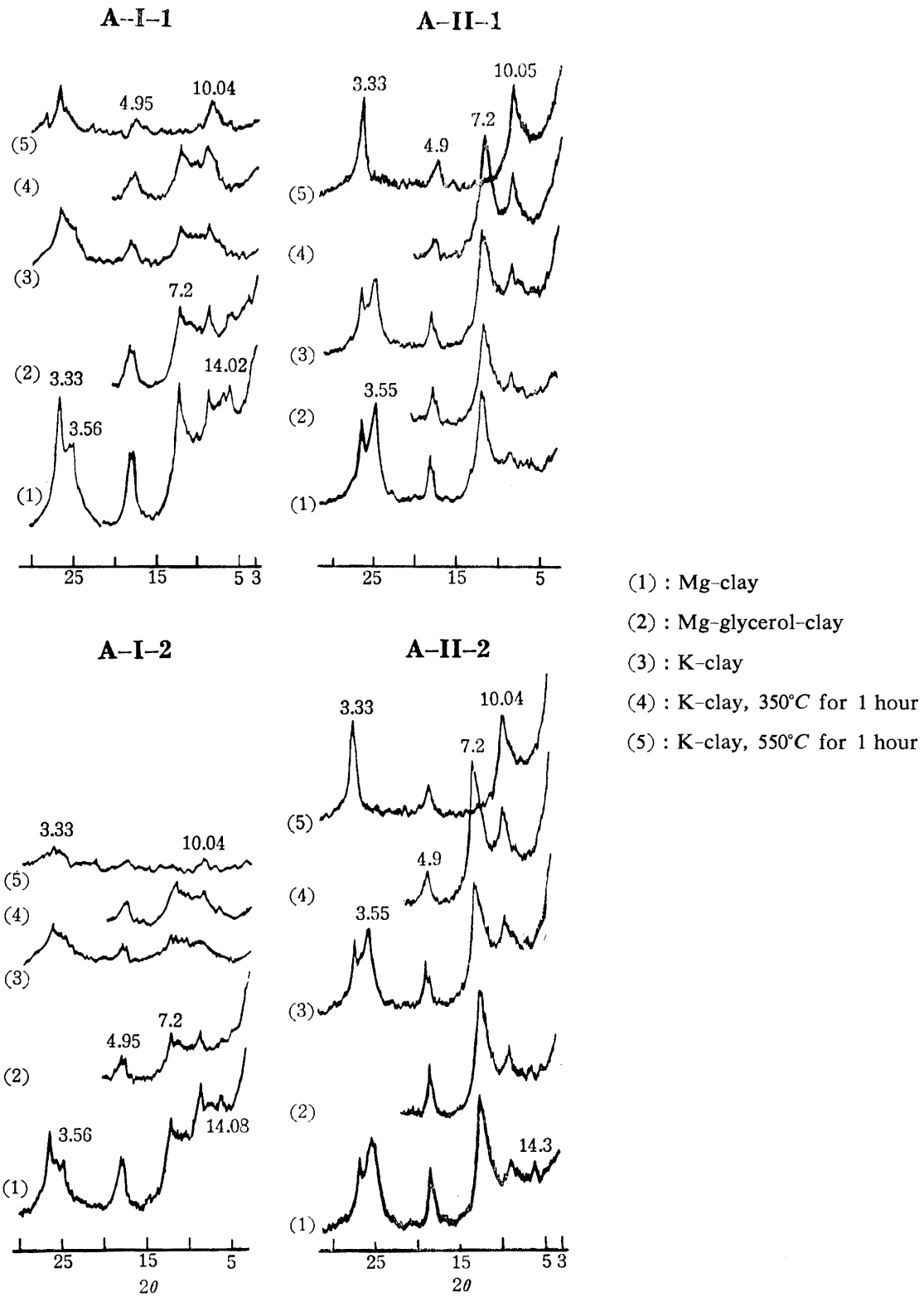
供試料 Samples	H <sub>2</sub> O		SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	CaO %	MgO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	C.E.C. m.e./ 100g
	- %	+ %													
*A-I-1	6.05	11.74	46.54	24.96	3.80	0.70	0.64	0.02	0.23	0.97	3.08	1.97	3.16	2.84	40.35
*A-I-2	6.38	13.07	46.02	23.90	4.13	0.78	0.12	0.03	0.25	0.87	2.62	1.87	3.27	2.94	41.23
A-II-1	4.55	10.83	40.56	24.23	13.95				0.60	0.84	1.75	0.64	2.84	2.08	26.42
*A-II-1	5.86	11.60	44.14	28.21	3.30	1.56	0.03	0.03	0.94	1.16	1.73	0.96	2.66	2.47	33.92
A-II-2	3.00	9.89	42.69	24.25	12.40				0.54	0.79	1.56	0.73	3.27	2.74	22.65
*A-II-2	3.16	8.64	51.16	28.15	2.20	1.72	0.03	0.04	0.52	1.00	1.70	1.04	3.08	2.94	27.96

\*After deferration by Jackson's method<sup>(8)</sup>

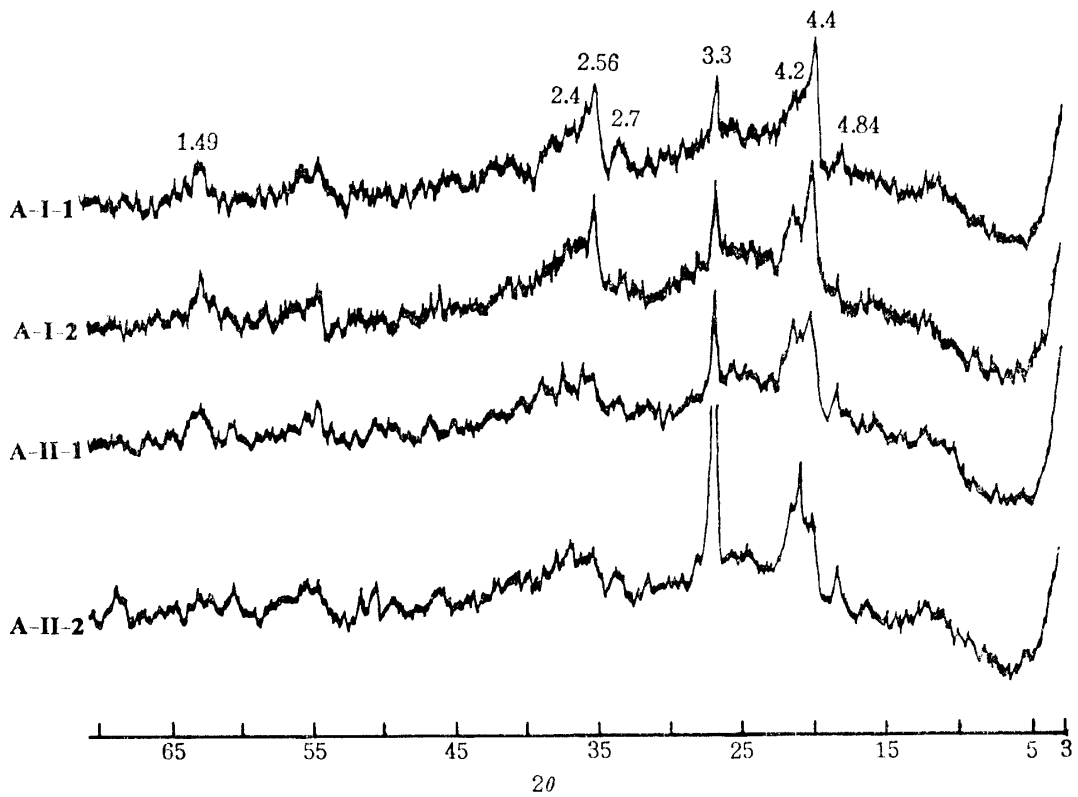
て、風化が進行するとともに、イライト、パーミキュライトが少なくなり結晶度の良いハロイサイトが多くなり、ゲータイト、ギブサイトなどの鉄鉱物、ばん土鉱物の相対量も増加するといえよう。

(3) 第3紀安山岩に由来する土壤 粘土(脱鉄試料)の珪ばん比は2.5~3.0, MgO 約1%, K<sub>2</sub>O 3~1.5% (第10表)を示している。

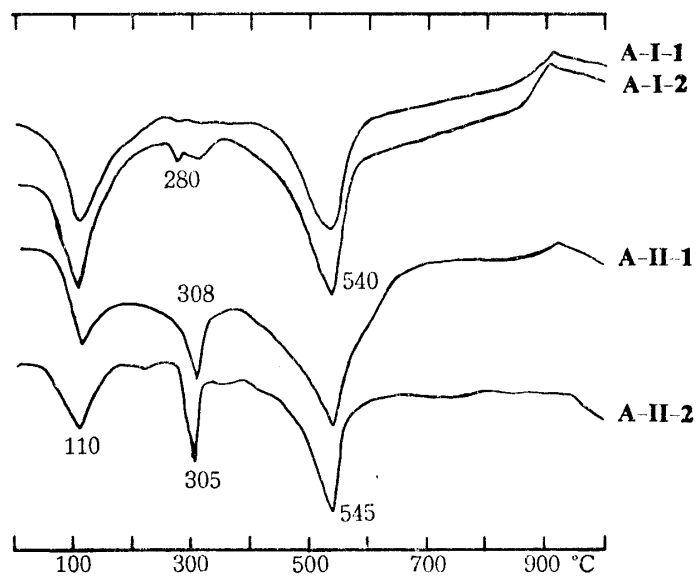




第 15 図 安山岩に由来する土壌の粘土 ( $<2 \mu$ ) の X 線スペクトル (脱鉄定方位試料)  
 Fig. 15. Oriented X-ray diffractograms of deferrated clays ( $<2 \mu$ )



第 16 図 安山岩に由来する土壌の Na-粘土 ( $<2\ \mu$ ) の X 線スペクトル (粉末試料)  
 Fig. 16. Random powder X-ray diffractograms of Na-clays ( $<2\ \mu$ )



第 17 図 安山岩に由来する土壌の粘土 ( $<2\ \mu$ ) の示差熱曲線  
 Fig. 17. D.T.A. thermograms of Na-clays ( $<2\ \mu$ )

X線スペクトル (第 15, 16 図) 及び D. T. A. 曲線 (第 17 図) から, 前記粘板岩に由来する土壤と同じく 14 Å 鉱物はバーミキュライト,あるいは Al-バーミキュライト, 10 Å 鉱物は dioctahedral イライト, 7 Å 鉱物はハロイサイトではないかと思われる. また, ギブサイト (4.84 Å), ゲータイト (4.18 Å), マグネタイト (2.53 Å), 石英 (3.33 Å) のピークも判然と認められ, 2.7 Å がかなり強いのでヘマタイトも存在するようである.

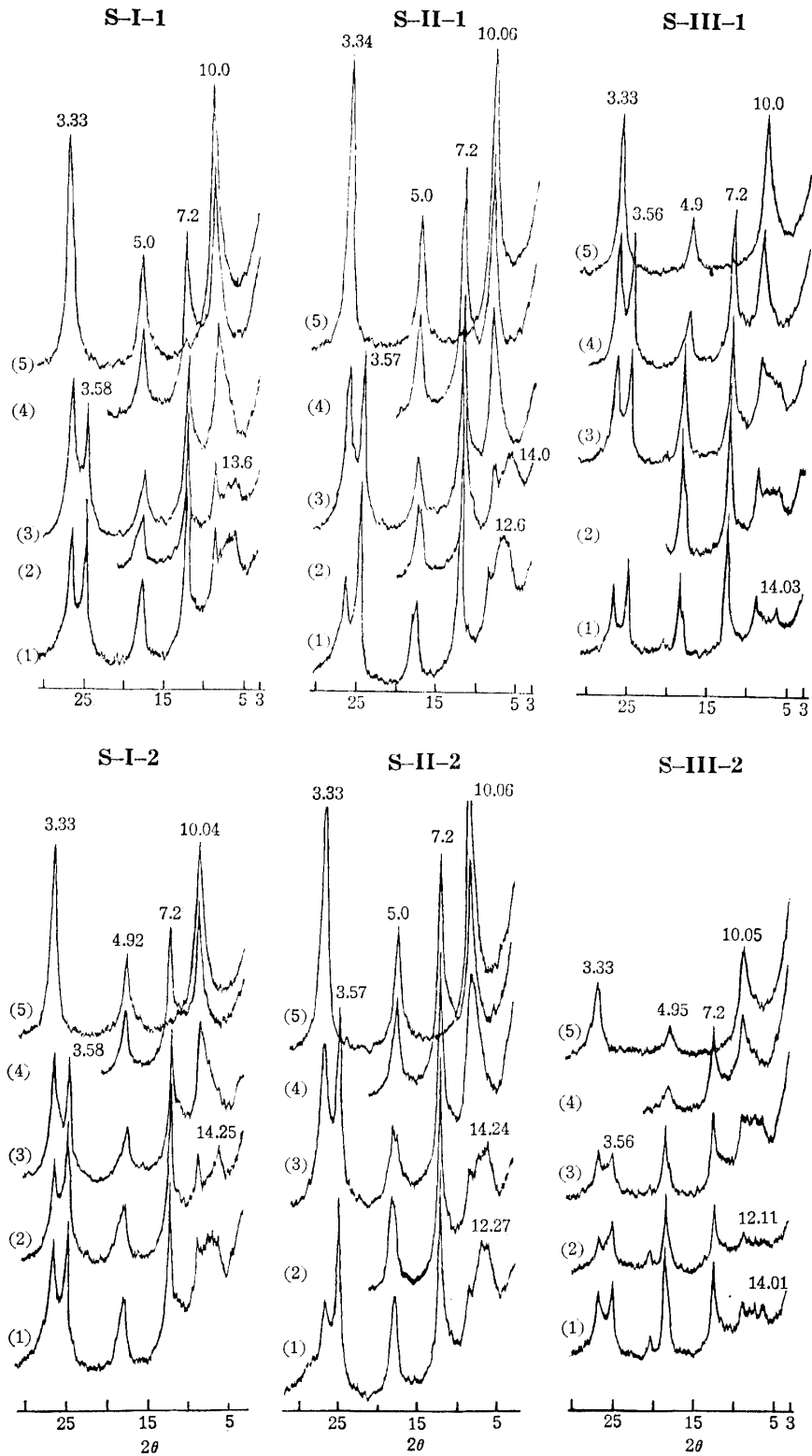
A-I から A-II へと土壤が酸性化するとともに粘土の珪ばん比が小になり, MgO 含量は殆んど変りないが, K<sub>2</sub>O 含量は約 1/2 になる. 定方位試料の X 線スペクトルでは前記の粘板岩に由来する土壤と同じく 14, 10 Å に対する 7 Å の相対的強度が明らかに強くなり, ハロイサイトを主にする状態への変移を示す. 粉末 X 線スペクトルでは 3.33 Å の石英に基づきピークが強くなり, マグネタイト (2.56 Å) のピークが弱くなる. D. T. A. 曲線 (第 17 図) の恐らくギブサイトによる 300°C 附近の吸熱ピークと X 線スペクトルの 4.84 Å のピークが明らかに強くなる. よって, 土壤の酸性化につれて 14 Å 鉱物とイライトの減少 (特に K<sub>2</sub>O が約半分に減少しているのでイライトの減少と思われる), ハロイサイトの増加, マグネタイトの減少, ヘマタイトの生成, ギブサイトの増加が起るのであろう.

(4) 第 3 紀砂岩に由来する土壤 第 11 表, 第 18 図, 第 19 図 及び第 20 図の成績にみられるように, 砂岩に由来する土壤の主要な粘土鉱物はバーミキュライト類, イライト, ハロイサイト, ギブサイト, ゲータイトであろう. また, S-I, S-II においては Mg-粘土の定方位試料の X 線スペクトル (第 18 図) に 12.5~13.5 Å に判然としたピークを示しており, イライト・バーミキュライトの混層鉱物の存在を示している. 供試した 3 種の土壤の中で最も酸性の強い S-III では 12.5~13.5 Å のピークはかなり弱くて判然と認められない. 砂岩から土壤が生成する過程で, イライト・バーミキュライトの混層鉱物が常に生成するのか, あるいは S-I, S-II は標高 282 m, 462 m の森林や竹林の土壤であり, S-III は海岸近くの草地であるために, 土壤生成過程における温度, 日照, 植生などが S-III と S-I 及び S-II とで明らかに異なるためにイライト・バーミキュライト混層鉱物の量に相違ができたのか, あるいはまた, 土壤の酸性化に伴い混層鉱物が速かに消失するのかなどの問題については今後の研究にまたねばならない. しかし, 著者らは S-III-1, S-II-1, S-I-1 の pH (KCl)

第 11 表 砂岩に由来する土壤の Na-粘土 (<2 μ) の化学的組成  
Table 11. Chemical characteristics of the Na-clays (<2 μ)

供試料 Samples	H <sub>2</sub> O		SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	CaO %	MgO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	C.E.C. m.e./ 100g
	- %	+ %											Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
* S-I-1	6.05	9.25	42.96	28.10	7.92	0.92	0.01	0.02	0.33	1.33	2.13	0.66	2.59	2.20	40.44
S-I-2	5.00	8.91	44.50	27.86	8.35				0.61	1.12	2.21	0.52	2.71	2.28	32.38
* S-I-2	5.44	10.33	43.70	29.09	3.40	1.09	0.04	0.01	1.40	1.12	2.94	1.33	2.55	2.37	41.56
S-II-1	5.82	9.56	42.00	26.35	10.25				0.28	1.12	2.26	0.72	2.68	2.15	36.24
* S-II-1	6.00	10.31	42.20	30.69	2.67	1.13	0.02	0.03	1.41	1.07	2.95	1.12	2.33	2.21	45.83
S-II-2	5.10	8.55	40.48	28.74	10.80				0.33	1.02	2.30	1.06	2.31	1.93	33.13
* S-II-2	4.96	9.34	42.72	33.21	3.00	1.15	0.02	0.01	1.87	0.62	2.19	1.05	2.18	2.06	42.94
S-III-1	4.70	12.00	36.88	27.45	11.30				0.41	1.15	2.00	0.68	2.28	1.81	24.74
* S-III-1	3.80	13.56	39.36	33.29	1.62	1.38	0.02	0.05	1.62	1.60	2.09	1.12	2.01	1.95	30.26
S-III-2	4.50	13.20	35.19	27.77	13.07				0.37	1.02	1.92	0.64	2.15	1.47	23.57
* S-III-2	4.58	13.28	35.48	36.98	2.88	0.89	0.02	0.03	1.13	1.10	2.04	1.09	1.63	1.55	28.10

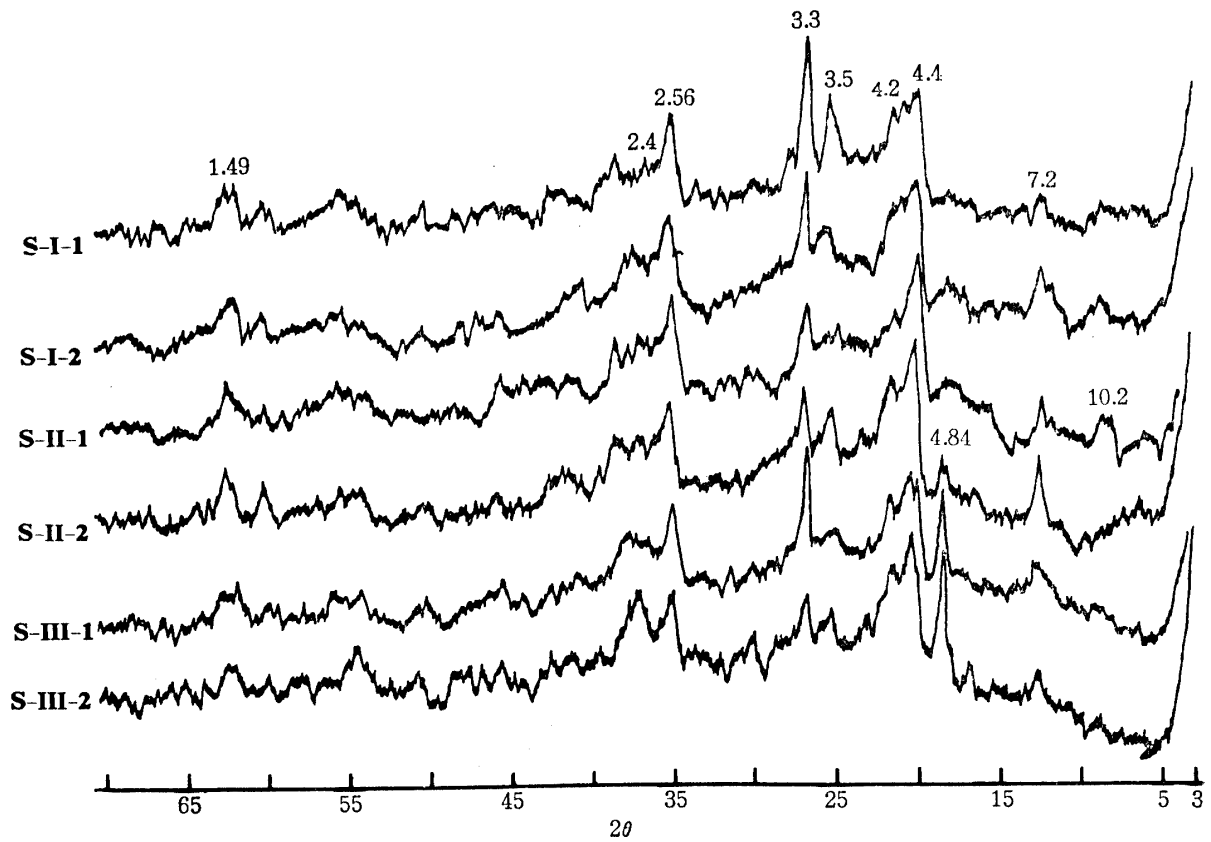
\*After deferration by Jackson's method (8)



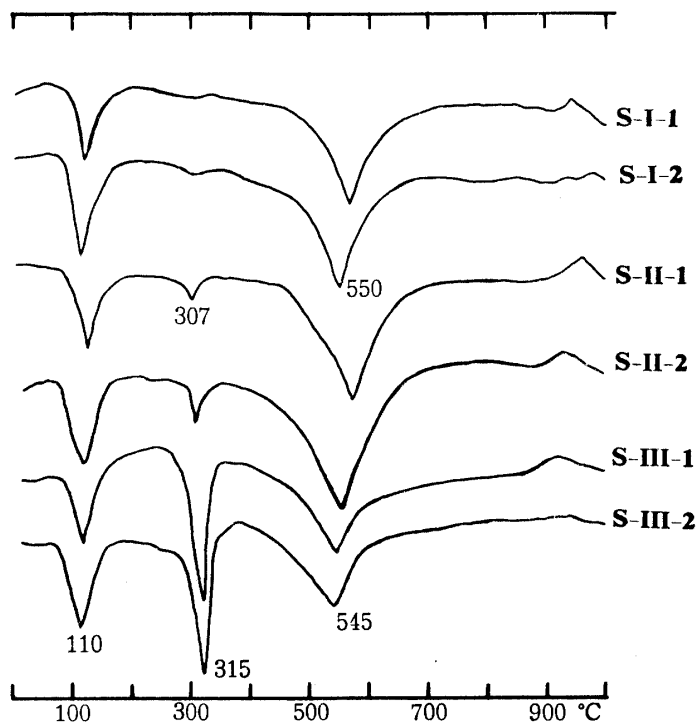
第 18 図 砂岩に由来する土壌の粘土 ( $<2 \mu$ ) の X 線スペクトル (脱鉄定方位試料)

Fig. 18. Oriented X-ray diffractograms of deferrated clays ( $<2 \mu$ )

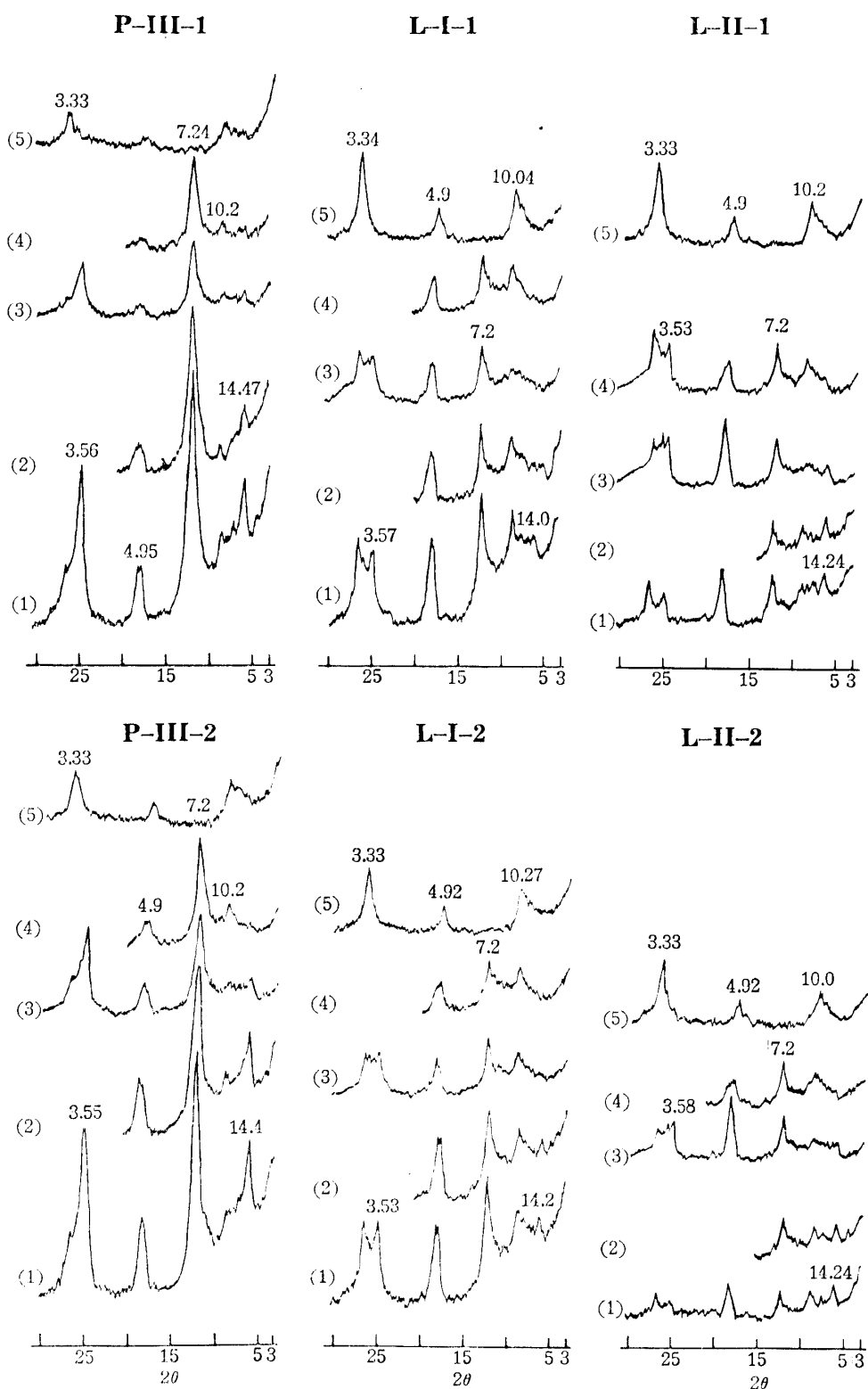
(1) : Mg-clay (2) : Mg-glycerol-clay (3) : K-clay, 350°C for 1 hour (4) : K-clay, 350°C for 1 hour (5) : K-clay, 550°C for 1 hour



第 19 図 砂岩に由来する土壤の Na-粘土 ( $<2\mu$ ) の X 線スペクトル (粉末試料)  
 Fig. 19. Random powder X-ray diffractograms of Na-clays ( $<2\mu$ )



第 20 図 砂岩に由来する土壤の粘土 ( $<2\mu$ ) の示差熱曲線  
 Fig. 20. D.T.A. thermograms of Na-clays ( $<2\mu$ )



第 21 図 石灰岩に由来する土壤の粘土 (<2  $\mu$ ) の X 線スペクトル (脱鉄定方位試料)  
 Fig. 21. Oriented X-ray diffractograms of deferrated clays (<2  $\mu$ )  
 (1) : Mg-clay (2) : Mg-glycerol-clay (3) : K-clay (4) : K-clay,  
 350°C for 1 hour (5) : K-clay, 550°C for 1 hour

が 4.65, 4.75, 4.77 と著しい相違がないにもかかわらず, S-III-1 の 12.5~13.5 Å のピークが弱いので, 土壌生成場所の標高, 植生などの相違によって略同一母材より生成した土壌の粘土鉱物の種類と量とに差が生じたのではないかと考えたい。

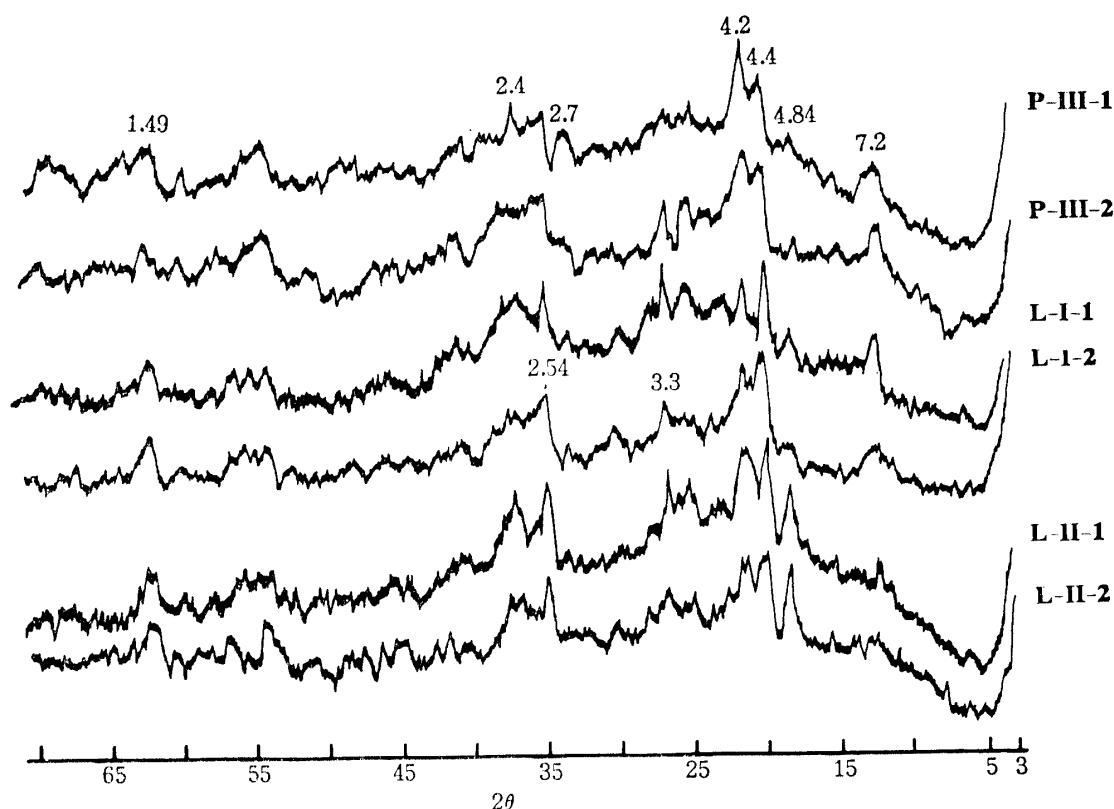
S-I→S-II→S-III と土壌の酸性化に伴ない粘土の珪ばん比が小さくなり, D.T.A. 曲線 (第 20 図) の 300~310°C のギブサイトの吸熱ピークが強くなり, 粉末 X線スペクトルにおいても 4.84 Å の強度が増す。定方位試料の X線スペクトルでは 14, 10 Å が相対的に弱くなり, 7 Å が強くなる。従って, 砂岩に由来する土壌の粘土鉱物の一般的变化方向は前記の 古生層粘板岩 及び 安山岩質土壌と同様であるが, イライト・パーミキュライト混層鉱物の存在が S-I, S-II 及び S-III の特徴である。

(5) 古生層石灰岩及び琉球石灰岩に由来する土壌 石灰岩に由来する土壌の主要粘土鉱物は粘

第 12 表 石灰岩に由来する土壌の Na-粘土 (<2μ) の化学的組成  
Table 12. Chemical characteristics of the Na-clays (<2μ)

供試料 Samples	H <sub>2</sub> O %	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	CaO %	MgO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	C.E.C. m.e./ 100g
* P-III-1	1.82	18.63	43.22	27.70	3.26	0.78	0.22	0.04	0.22	1.15	1.68	1.40	2.65	2.46	31.45
* P-III-2	1.84	18.91	44.92	25.19	4.00	0.84	0.07	0.05	0.26	1.09	1.56	1.20	3.03	2.75	29.15
* L-I-1	4.32	14.14	47.98	23.70	3.60	0.46	0.06	0.03	0.34	1.48	2.32	1.53	3.44	3.13	32.09
* L-I-2	4.50	14.34	45.56	25.11	4.15	0.53	0.07	0.02	0.26	1.74	2.32	1.45	3.08	2.79	32.08
* L-II-1	3.86	14.08	44.22	26.41	4.15	0.68	0.37	0.04	0.26	1.44	2.26	1.46	2.84	2.58	28.25
* L-II-2	3.40	14.10	46.56	25.29	4.60	0.79	0.18	0.05	0.37	1.34	2.20	1.28	2.70	2.45	26.32

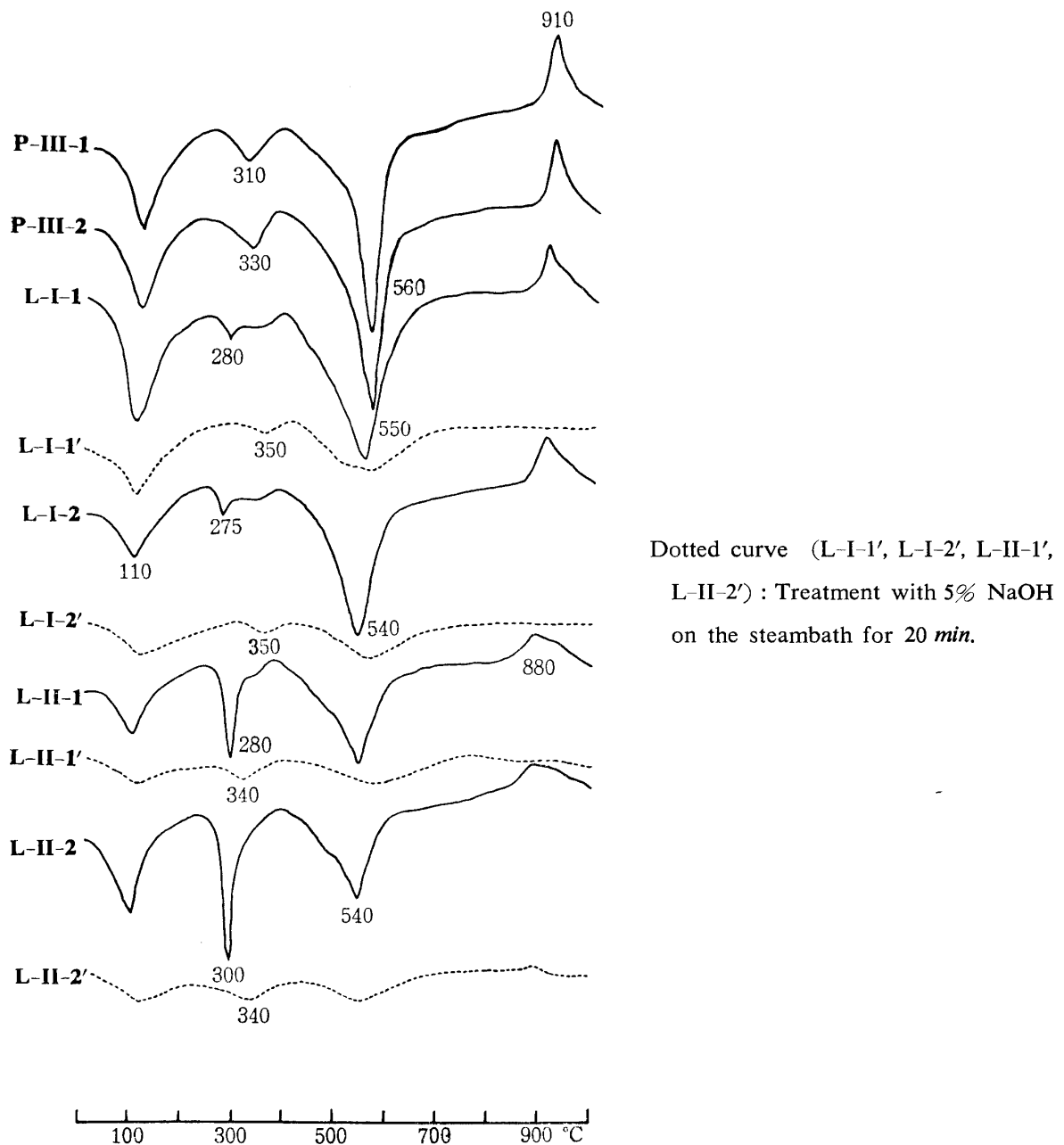
\*After deferration by Jackson's method<sup>(8)</sup>



第 22 図 石灰岩に由来する土壌の Na-粘土 (<2 μ) の X線スペクトル (粉末試料)  
Fig. 22. Random powder X-ray diffractograms of Na-clays (<2 μ)

板岩, 安山岩に由来する土壌と同じくハロイサイト, ギブサイト, ゲータイト, 14 Å 鉱物及びイライイトであろう (第 12 表, 第 21, 22 及び 23 図).

琉球石灰岩土壌では L-I から L-II と酸性が強くなり, 置換性塩基含量が少なくなるとともに, 粘土の珪ばん比は小さくなるが, 定方位試料の X 線スペクトル (第 21 図) での 10, 14 Å のピークの 7 Å に対する相対的強度には余り変化が認められないようである. 粉末試料の X 線スペクトル (第 22 図) では 4.84 Å のギブサイト, 4.20 Å のゲータイト, 2.52 Å のマグネタイトのピークは明らかに L-II の方が強い. D.T.A. 曲線 (第 23 図) においても, L-I-1, L-I-2 は 280°C 附近に僅かの吸熱ピークを示すが, L-II-1, L-II-2 は 300°C 附近にかなり強い吸熱ピークを示す. よって, L-I



第 23 図 石灰岩に由来する土壌の粘土 (<2 $\mu$ ) の示差熱曲線  
Fig. 23. D.T.A. thermograms of Na-clays (<2 $\mu$ )



→L-II への珪ばん比の減少はイライト、パーミキュライトの相対的な減少よりも、ギブサイト、ゲータイトなどの  $R_2O_3$  鉱物の増加の方が大きな因子となっているのではないかと考えられる。第23図のD.T.A. 曲線においてL-I-1, L-I-2の280~275°Cの吸熱ピークはギブサイトにしてはピークの温度が低く、また、L-II-1及び-2に比べて強度が著しく弱い。5% NaOH 処理によってギブサイトを溶解すると<sup>41)</sup>(第23図の点線)L-I, L-IIの270~300°Cのピークは完全に消失し340°Cに僅かの吸熱ピークを残す。よって270~280°Cのピークはゲータイトに基因するものではなく(ゲータイトは300°C以下, 320°C以上), やはりギブサイトに基づくのであろう。従って琉球石灰岩に由来する土壌では酸性が強くなるとともに、イライト, 14 Å 鉱物のハロイサイトへの変化よりもギブサイトの集積が速かに起るのでないかと考えられる。

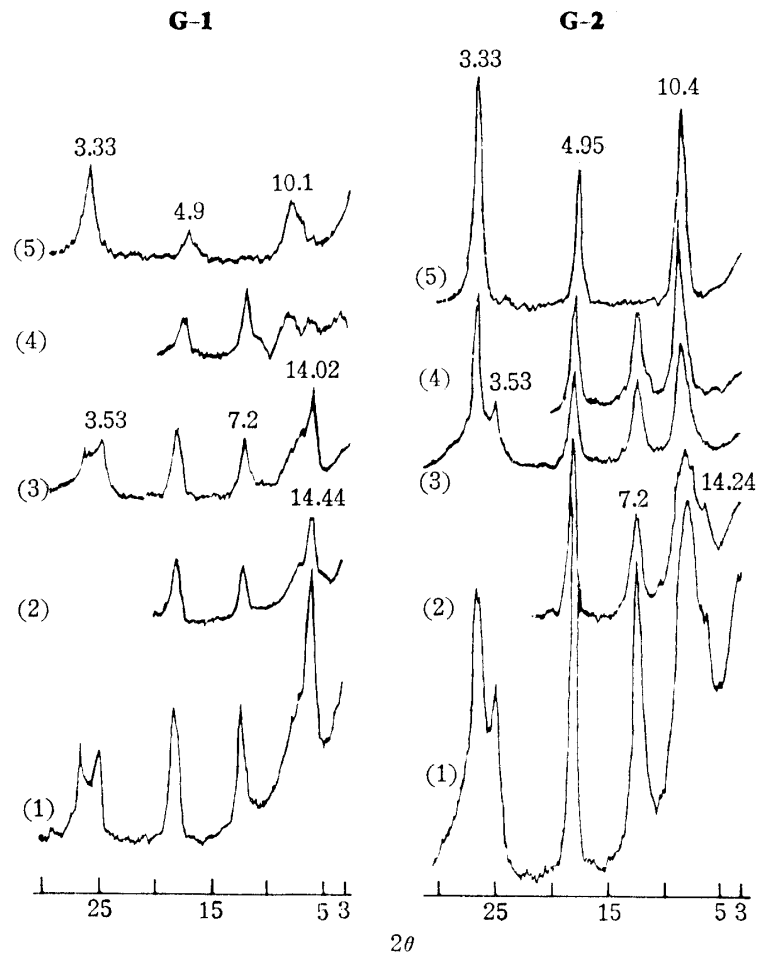
古生層石灰岩に由来する土壌(P-III-1, -2)では土壌の反応は弱アルカリ性で置換性塩基の含量はかなり多いが(第3表)粘土の珪ばん比は琉球石灰岩土壌より小さく, MgO 及び K<sub>2</sub>O 含量もまた少ない。定方位試料のX線スペクトル(第21図)では14 Å はかなり判然としているが, 7 Å は鋭く強度も著しく強い。D.T.A. 曲線でも320°C附近のピークは余り強くなく, 560°C附近のピークは鋭く強度も大である。粉末試料のX線スペクトルでは4.84 Å のギブサイトのピークは弱く, 4.20 Å 附近のゲータイト, 2.70 Å のヘマタイトが琉球石灰岩に由来する土壌よりも強く現われている。従って, 古生層石灰岩に由来する土壌では琉球石灰岩に由来する土壌よりも結晶度のよいハロイサイトを多く含み, また, 14 Å 鉱物もかなり含むが, イライトは僅かしか存在しない。ばん土化合物であるギブサイトよりもゲータイト, ヘマタイトなどの鉄化合物を多く含むと思われる。琉球石灰岩に由来する土壌にはL-IIの如く, かなり酸性化し塩基の溶脱が進んだ土壌もあるが, 古生層石灰岩に由来する土壌は弱アルカリ性反応で置換性塩基とくにMg含量が多い。両種の石灰岩より生成した土壌間のこれらの相違点は恐らく母材である石灰岩の化学的組成, 硬度並びに風化年代の差に基因するのではなかろうか。

(6) 国頭礫層に由来する土壌 第13表, 第24, 25及び26図に粘土の化学的組成, X線スペクトル, D.T.A. 分析の結果を示した。粘土の珪ばん比は3.0~3.3でかなり大きい値を示している。定方位試料のX線スペクトルでは表層土のG-1では14 Å が, 下層土のG-2では10 Å が7 Å よりも強い。また, G-2のK<sub>2</sub>O含量は表層土よりも多く, MgO含量は表層土よりも少ない。従って, 供試した国頭礫層に由来する土壌では他の母材より生成した土壌に比べ, イライト, 14 Å 鉱物が多いと思われる。粉末試料のX線スペクトル(第25図)では石英(3.33 Å), ゲータイト(4.18 Å), ギブサイト(4.84 Å), マグネタイト(2.57 Å)及びヘマタイト(2.70 Å)のピークが明らかに認められ, かつ, 表層土の方が石英のピークが強く, ヘマタイトのピークが弱い。また, D.T.A. 曲線にみられるように(第26図), 表層土では290°Cと360°C附近の吸熱ピークが判然と現われ, 290°Cのピークは5% NaOH 処理によって消失し, 350°Cに小さなピークを残す。下層土のG-2では350°C附近にG-1の360°Cのピークよりやや弱いピークを持ち, これも5% NaOH 処理に

第13表 国頭礫層に由来する土壌の Na-粘土 (<2μ) の化学的組成  
Table 13. Chemical characteristics of the Na-clays (<2μ)

供試料 Samples	H <sub>2</sub> O		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	C.E.C. m.e./ 100g
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
*G-1	3.62	13.73	48.41	25.11	2.66	0.76	0.08	0.11	0.25	1.08	2.39	1.20	3.30	3.09	39.25
*G-2	3.36	12.24	48.44	26.70	1.80	1.26	0.05	0.07	0.23	1.14	2.87	1.14	3.38	2.95	35.33

\*After deferration by Jackson's method<sup>(8)</sup>



第 24 図 国頭礫層に由来する土壤の粘土 ( $< 2 \mu$ ) の X 線スペクトル (脱鉄定方位試料)

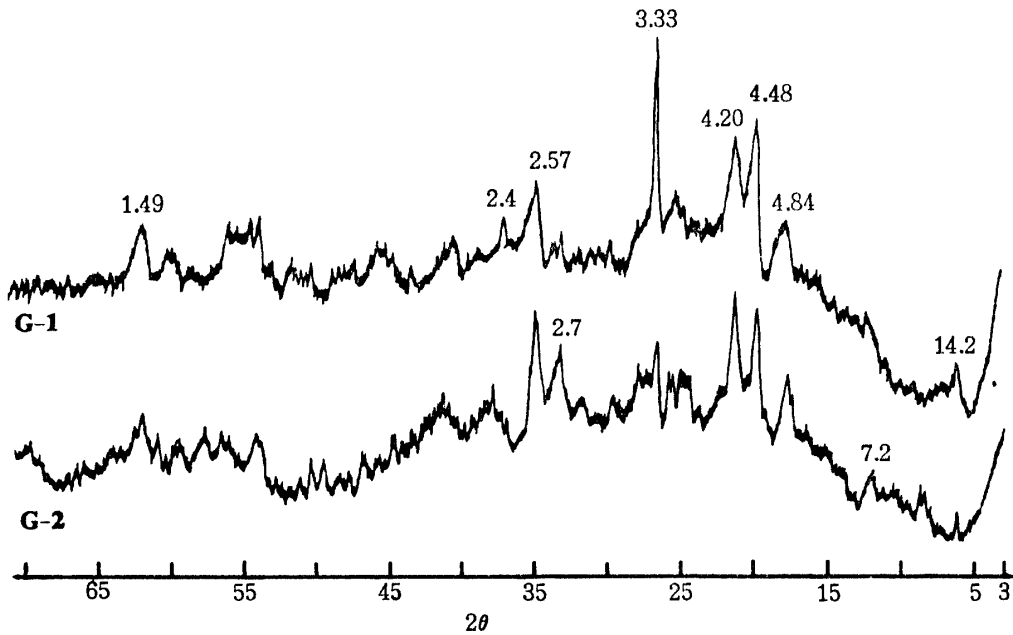
Fig. 24. Oriented X-ray diffractogram of deferrated clays ( $< 2 \mu$ )

(1) : Mg-clay (2) : Mg-glycerol-clay (3) : K-clay (4) : K-clay,  
350°C for 1 hour (5) : K-clay, 550°C for 1 hour

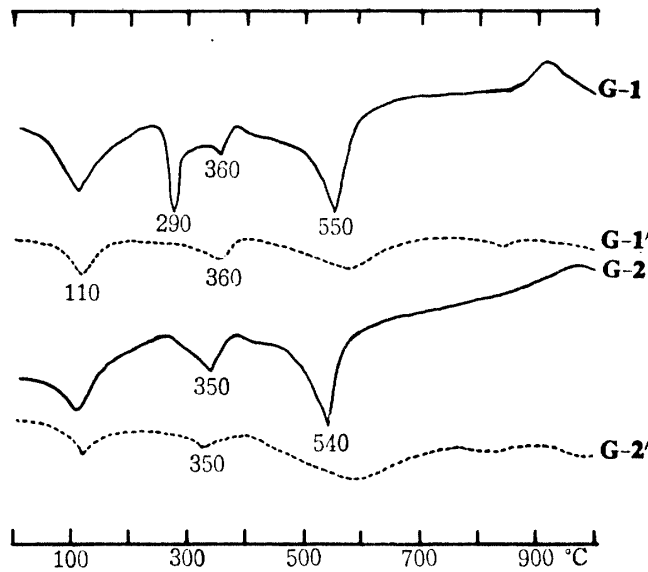
よって消失しない。よって G-1 の 290°C の吸熱ピークはギブサイトに基因するのであろう。いま G-1 の方が G-2 よりも石英のピークが強い (第 25 図) ことを以って表層土の方が下層土よりも風化が進行していると考え、風化の進行に伴ってイライトよりも 14 Å 鉱物が多くなり、ギブサイトも増加すると考えられる。

### 3) 考 察

赤色土及び黄色土の粘土鉱物については多くの研究が行われている。菅野<sup>22)</sup>は日本各地の母材を異にする赤黄色土の粘土鉱物を詳細に調べ、一部の頁岩に由来する土壤以外はカオリン鉱物とくに不定形板状ハロイサイトが主要粘土鉱物であり、イライトは殆んどすべての試料中に存在しており、14 Å 鉱物は Al-バーミキュライトが主であり、ギブサイト及び鉄酸化物も広く存在することを明らかにした。松井<sup>44)45)</sup>は奄美諸島の沖永良部島の土壤の粘土鉱物の組成を検討し、ハロイサイト及びイライトが主体であると述べている。上記の著者らの実験結果から、琉球列島の土壤では泥灰岩質土壤以外はハロイサイト、イライト、Al-バーミキュライトなどの 14 Å 鉱物が粘土の主体であり、ゲータイト、ギブサイトも広く存在し、ヘマタイト、レピドクロサイトも含まれることがあることが判明し、菅野、松井の推論と大略一致するようである。また、前記の如く、K-粘土 550°C、350°C



第 25 図 国頭礫層に由来する土壤の Na-粘土 (<2 μ) の X 線スペクトル (粉末試料)  
 Fig. 25. Random powder X-ray diffractograms of Na-clays (<2 μ)



第 26 図 国頭礫層に由来する土壤の粘土 (<2 μ) の示差熱曲線  
 Fig. 26. D.T.A. thermograms of Na-clays (<2 μ)

Dotted curve (G-1', G-2') : Treatment with 5% NaOH on the steam bath for 20 min.

の 10Å のピークは対称でなく、一般に、低角側にゆるやかに傾斜しているので、Al-バーミキュライトの外に微量のAl-モンモリロナイトなども含まれているかもしれない。

ほぼ同一と見做しうる母材から生成した土壤では酸性が強くなり置換性塩基の含量が少なくなるほど粘土の珪ばん比が小さくなり、K<sub>2</sub>O、MgO の含量が少なくなり、塩基置換容量も小さく、かつ、X 線分析、D. T. A. 分析ではハロイサイトが多くなり、イライト、14 Å 鉱物が減少し、ギブサイトが増加する。2:1 型鉱物では恐らく風化が進行するほど 14 Å 鉱物が増加し、イライトが減少するようである。従って、泥灰岩質土壤以外ではイライト→バーミキュライト様鉱物→ハロイサイト+

ギブサイトが粘土鉱物の一般的な変化過程であろう。

泥灰岩質土壌では粘土の珪ばん比は約 4.4 と極めて大であり、粘土鉱物はモンモリロナイトが主体を占めている。GRIM<sup>7)</sup> は Mg と Ca とがかなり多い条件下ではモンモリロナイトが生成する可能性が多く、イライトの生成には K<sub>2</sub>O が長期間土壌にとどまることが必要であると述べている。第 3 表の成績に示すように泥灰岩質土壌である M-1, M-2 の置換性 Ca+Mg の含量は他の母材より生成した土壌よりも明らかに多い。このことは Ca と Mg が多い条件下で風化が進行したためにモンモリロナイトが生成したことを示すのか、あるいは逆にモンモリロナイトが急速に生成し、これが多量の塩基を保持しているのかについては容易に判断し兼ねる。しかし、泥灰岩質土壌にのみモンモリロナイトが多く見出される事実は土壌母材である泥灰岩の物理、化学的並びに鉱物学的特性にその原因を求めべきであろうと考える。

## V. 論 議

日本の赤色土及び黄色土の研究は古くは 関, 川村, 川島, 原田(光)らによって行われ、近年では 鴨下ら<sup>18)11)</sup>, 菅野ら<sup>20)22)23)58)</sup>, 大政ら<sup>33)40)60)</sup>, 松井ら<sup>46)47)48)49)</sup>によって綜説や報告が発表されている。しかし、分類上の位置, 土壌名, 生成時期などについて一致した見解がえられていない点が多い。熱帯及び亜熱帯の土壌については MOHR の著書を始めとし諸外国では多くの研究が発表されている。日本ではかつて、川島<sup>29)30)</sup>, 平野<sup>14)15)16)</sup>, 鴨下ら<sup>18)19)</sup>による沖縄島土壌の研究, 永田<sup>53)54)</sup>の台湾及び海南島土壌の研究, 川村ら<sup>25)26)</sup>のサイパン, テ=アン島の土壌の研究が行われた。最近、中国では李慶遠ら<sup>6)</sup>によって紅壤(赤色土)の化学的性質が明らかにされ、張俊民<sup>5)</sup>は海南島五指山の標高の異なる場所の各種の土壌の性質について報告している。しかし、熱帯及び亜熱帯土壌については未だ解明しえない面も多く、VILERS の 1965 年の綜説<sup>66)</sup>によると、Cinderella status を僅かに越えたに過ぎぬとさえいわれる程である。以下、琉球列島の土壌の諸性質を所謂赤色土並びに黄色土の観点と、熱帯及び亜熱帯土壌の面との両観点から考察することにする。

1) 古生層粘板岩, 第 3 紀安山岩, 砂岩及び第 4 紀国頭礫層に由来する土壌 菅野<sup>22)</sup>, 松井<sup>48)</sup>, 大政ら<sup>33)40)</sup>, 川村ら<sup>24)</sup>によって明らかにされている日本内地の所謂赤色土及び黄色土の性質は以下の如く要約しうるであろう。すなわち, (1) 土色は赤褐~赤~赤黄~黄~黄褐, (2) 一般に表層土は下層土より粗粒質である, (3) 一般的には塩基の溶脱が甚しく, 強酸性土壌が多い, (4) 一次鉱物の風化が進んでおり, 重鉱物に乏しく, 粘土の珪ばん比は 2 前後で, 粘土鉱物はカオリン鉱物を主体とし, R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 鉱物をかなり含み, またイライト, パーミキュライトをも含む, (5) 腐植量は少なく, 腐植酸の割合も少なく腐植化度も低い。

著者がえた琉球列島の土壌の性質も古生層粘板岩, 第 3 紀安山岩, 砂岩及び第 4 紀国頭礫層に由来する土壌では土色, 粒径分布, 化学的性質, 粘土鉱物, 腐植などは上記各研究者によって明らかにされつつある日本内地の赤色土及び黄色土の性質とよく似ている。しかし、著者らのえた粘土の珪ばん比は川村・船引<sup>24)</sup>, 菅野<sup>22)</sup>による西日本各地の赤色土並びに黄色土の粘土の珪ばん比よりもかなり大きい値を示す。この点について川島<sup>30)</sup>は昭和 12 年に報告した沖縄島の母材を異にする土壌の膠質粘土の珪ばん比が西日本や朝鮮の赤色土のそれより大きいことを認めている。川島は豪雨による表層土からの微細粒子の流亡がその原因ではなかろうかと推定した。いま、大政ら<sup>33)40)60)</sup>, 松井ら<sup>46)47)48)49)</sup>が述べているように、日本内地の赤色土並びに黄色土の生成時期が洪積世間氷期であり、沖縄以南の赤色土及び黄色土は現在の気候条件下で生成されている土壌であると仮定すれば、川島及び著者らによってえられた琉球列島の土壌の粘土の珪ばん比がかなり大きい値を示すことの説明は

つくであろう。しかし、MOHR<sup>50)</sup>も注意しているように、熱帯及び亜熱帯土壌の生成を研究する場合に気候、母材などの風化のある段階において支配的である一因子を全段階において支配的であると強調することは甚だ危険である。よって、琉球土壌の粘土の珪ばん比が大きいことが生成時期と密接な関係があるか否かについては奄美諸島の土壌の研究が終了した後に考察したい。

著者らは琉球では古生層粘板岩、第3紀安山岩、砂岩、第4紀国頭礫層に由来する土壌は母材の塩基性の相違によって遅速の差はあっても、現在の気候条件下において強酸性土壌になって落つくであろうと考えている。よって、これらは一つの群としてまとめべきものであり、鴨下<sup>18)19)</sup>の説の如く、成帯性赤色土(国頭礫層に由来する土壌)と岩石型赤色土(古生層の石灰岩以外の諸岩石を母材とする土壌)とに区別する必要はないのではないかと考える。

2) 第3紀島尻層群泥灰岩に由来する土壌 沖縄島の泥灰岩に由来する土壌は反応は中性で置換性CaとMgにとみ、粘土鉱物はモンモリロナイトを主体とし、腐植量は多くないにもかかわらず、腐植酸の腐植化度はかなり高い。日本内地においてこのような性質を示す土壌は報告されていないようである。日本の土壌の粘土鉱物はカオリン鉱物を主体とし、干拓地水田や潟土以外ではモンモリロナイトを主要粘土鉱物とする土壌はまれである。モンモリロナイトを多く含む土壌については増井<sup>42)43)56)</sup>の報告した宮城県鬼首の第3系凝灰岩質頁岩土壌は反応pH 4.5のチョコレート色の土壌であり、川渡土壌はpH 5.1の火山灰土壌である。菅野<sup>22)</sup>が述べた福岡県香椎の赤色土は頁岩に由来しpH 4.5の強酸性を示す。このように鬼首、川渡、香椎のモンモリロナイトを含む土壌は沖縄の泥灰岩質土壌と化学的性質が著しく異なるようである。

熱帯及び亜熱帯地域にはMOHR<sup>52)</sup>が述べているように沖縄の泥灰岩質土壌と同様な性質を持つ土壌が広く分布しているようである。MOHRはそのような土壌をMargalitic soilと分類した。Margalitic soilはインドネシアではMarl soilとも呼ばれ、当初は泥灰岩を母材とする土壌の呼称であったが、凝灰岩、玄武岩を母材としアルカリ土類にとむ帯黒色の土壌の呼称になった。インドのBlack cotton soil, Regur soil, アフリカのBlack turf soilなどもMargalitic soilと同じgroupであり、tropical rendzinaであろうとMOHRは考えた。土壌の性質がチェルノジョームと似ているのでimmature tropical chernosemsとさえ呼ばれている。Margalitic soilの土色は黒一黒褐一褐一灰褐一灰色で、粘土鉱物はモンモリロナイト、あるいはモンモリロナイトgroupであり、帯黒の土色から推定されるよりも腐植量が少ない。一般的に黒い土色は土壌有機物に基づくが、MOHRは熱帯土壌において有機物の量のみで土壌の黒さを推定するのは危険であり、R.C./T.C., R.C./R.N. (R.C.はResistant carbon, T.C.はTotal carbon, R.N.はResistant nitrogen)の値が大きいほど土色は黒くなると述べている。これは今日の腐植化学の観点から見れば腐植化度の高い腐植の存在が土壌に黒さを齎らすと解釈することができ、Margalitic soilは腐植の量は多くないにしても腐植酸の腐植化度はかなり高いと考えられる。

沖縄島の泥灰岩に由来する土壌(ジャーガル)は母材、土壌の反応及び置換性二価塩基量、粘土鉱物及び腐植の質などから考えて代表的なMargalitic soilと見做しうる。

JACKSON<sup>9)</sup>は第4紀における熱帯、亜熱帯におけるモンモリロナイトの生成は湛水、排水条件に規定される場合が多いと述べた。しかし、MOHR<sup>52)</sup>はMargalitic soilの性格発現に対する母材の要因を強調した。沖縄島のジャーガルは同地域の他の母材に由来する土壌とは諸性質が明らかに異なる。土壌生成の場合の水分環境と母岩の組成については今後なお検討を必要とするが、現在の段階では著者らはジャーガルの特性は母材に原因を求むべきであろうと考えている。従って、ジャーガルを岩石土壌型レンチナ様土と記載した鴨下の基本的考察は妥当であると考えている。

3) 古生層石灰岩及び琉球石灰岩に由来する土壤 琉球列島の古生層石灰岩及び琉球石灰岩に由来する土壤には土層中に鉄結粒が認められず、反応は  $pH(H_2O)$  7~8 で、置換性塩基特に Ca が非常に多いものもあるが、溶脱が激しく進行し  $pH(H_2O)$  4.5 程度の強酸性を示す土壤も存在する。しかし、粘土鉱物組成は土壤の反応の如何にかかわらず古生層粘板岩、第3紀安山岩、砂岩、第4紀国頭礫層に由来する土壤と殆んど同様の傾向を示す。すなわち、イライト、パーミキュライトがやや多い状態からハロイサイト、ギブサイトが支配的鉱物に変化する傾向を示し、泥灰岩質土壤のように特異な性状は認められない。

日本内地の石灰岩に由来する土壤は川島<sup>31)</sup>による平尾台土壤、菅野<sup>22)</sup>による秋吉台土壤の分析結果ではいずれもかなり酸性の強い土壤であり、塩基の溶脱が甚しく、粘土の珪ばん比は2前後である。粘土鉱物は頁岩以外の諸岩石を母材とする赤黄色土と同じく1:1型鉱物、 $R_2O_3$  鉱物を主体とし、非石灰岩に由来する土壤との間には差が認められない。よって菅野<sup>22)</sup>は川村<sup>23)</sup>の推定をさらに進めて日本の石灰岩に由来する土壤はテラロサ的ではなく成帯性赤黄色土であると述べている。

九州以北の石灰岩に由来する土壤でテラロサ的であると報告されたものには、突永ら<sup>65)</sup>による関東州（現在中華人民共和国旅大市近郊）の赤褐色土及び川村ら<sup>27)</sup>による朝鮮平壤附近の帯紫赤褐色土がある。いずれも北緯39—40°附近に位置し、土壤は略々中性反応を示し、土層中に鉄結粒が存在し、置換性二価塩基にとみ、粘土の珪ばん比は関東州で2.6、朝鮮では2.5程度である。突永ら、川村らはテラロサ生成の気候条件すなわち、地中海沿岸の夏期乾燥、冬期温暖湿潤気候と現在の関東州、朝鮮の気候とは合致しないが、年降雨量、平均気温、N-S係数などに類似点を求め、さらに、母材、土壤反応、鉄結粒の存在、Base status、粘土の珪ばん比などの観点から関東州及び朝鮮の石灰岩に由来する土壤をテラロサ的性格を有するものではないかと考えた。

九州以南における石灰岩に由来する土壤については鴨下<sup>18)19)</sup>は沖縄島の古生層石灰岩、琉球石灰岩に由来する土壤を岩石土壤型のテラロサ様土とし、川島<sup>29)</sup>は沖縄島の古生層石灰岩に由来する土壤をテラロサと記載している。川村ら<sup>25)26)</sup>はサイパン島（北緯15°C附近）のタッポーチョ石灰岩（恐らく第3紀の生成物で硬い石灰岩）に由来する赤色土はテラロサの如く見えるが、土層中に鉄結粒が存在せず、粘土の珪ばん比が平均1.3程度であるのでテラロサと見做し難いと述べている。李慶達ら<sup>61)</sup>は中国雲南省昆明（北緯25°C附近で石垣島と略同緯度）の石灰岩に由来する磚紅壤性赤色土粘土の珪ばん比は0.8内外で  $R_2O_3$  鉱物を50%含み、一種の地質時代的産物と思われると述べている。すなわち、李慶達らはこれらの石灰岩に由来する土壤を大政、松井らの提唱する古期生成赤色土と見做しているのであろう。

いま、上記各氏の研究成績と推論から沖縄を含めた各地の石灰岩に由来する土壤の生成過程を考察してみたい。関東州、朝鮮、九州、沖縄、昆明、サイパン島の石灰岩に由来する赤色土はいずれも古期に生成した赤色土であると仮定する。北方の関東州、朝鮮においても古期の温暖期は現在の気候よりも温暖でテラロサ的な土壤が生成した。また、上記の順序で北から南に向って粘土の珪ばん比が小さくなる一連の土壤が生成し、昆明では粘土の珪ばん比が0.8程度までラテライト化が進んだ。勿論サイパン島では昆明の0.8よりもさらに小さい珪ばん比を示した。しかし、現在の気候条件下では大陸性気候下にある関東州、朝鮮及び昆明などでは古期に生成した土壤を甚しく変化することなく保持し、九州、沖縄、サイパン島の順で古期に生成した土壤が現代の海洋性気候条件下でより強く風化されて強酸性土壤になり、あるいは豪雨によって過去の生成物の一部あるいは大部分が流亡し、母材の新たな風化によって土壤が生成しつつあるのではなかろうか。古期生成土壤の風化の進行、古期生成物の流亡、新たに地表に現われる母材の風化程度などは現在の緯度、気候条件、

地形、新たに表面に出た母材の硬軟などによって左右され、南西諸島では同一時期の石灰岩に由来する土壌でも、多様な風化段階の土壌が出現する。以上のような仮説によると、琉球列島の石灰岩を母材とする土壌が磚紅壤性赤色土あるいは僅かに高緯度の九州の石灰岩に由来する赤黄色土の粘土の珪ばん比よりも大きいことの説明はできるであろう。また、サイパン島のタッポーチョ石灰岩に由来する赤色土の粘土の珪ばん比が 1.3 程度で、タッポーチョ石灰岩よりも新しい時期に生成し、より多孔質で、より軟質の同島のマリアナ石灰岩に由来する褐色土及び黄色土の粘土の珪ばん比がそれぞれ 0.6~1.3, 1.3~1.7 で昆明土壌よりむしろ大きい値を示すことについての説明も可能であろう。しかし、この仮定には実地踏査と分析とを併せて多くの検討が必要であると考えられる。

著者らのえた実験結果から琉球地域の石灰岩に由来する土壌をテラロサ類似土壌か否かの判定を下すのは早計である。奄美諸島の各島の石灰岩に由来する土壌の分析が終了した後、再びこの問題に触れてみたいと考える。現在の研究段階では古生層石灰岩よりも多孔質である琉球石灰岩より生成した土壌は現在の気候条件下でも酸性化が進行し、粘土の珪ばん比が 2 前後の土壌となって安定し、現在中性反応を示す土壌は風化過程の一断面を示すもので最終段階のものではないと考える。

## VI. 摘 要

琉球列島の主要な島である沖縄島、宮古島、石垣島及び西表島の母材を異にする土壌、すなわち、古生層粘板岩、石灰岩、第 3 紀安山岩、砂岩、泥灰岩、第 3~4 紀の琉球石灰岩、第 4 紀国頭礫層などに由来する土壌の一般的理化学的性質、腐植、一次鉱物及び粘土鉱物などについて研究し、以下の成績をえた。

1) 古生層石灰岩、第 3 紀泥灰岩、琉球石灰岩に由来する土壌は、反応が中性乃至微アルカリ性で置換性塩基特に Ca 含量が多い。しかし、琉球石灰岩に由来する土壌では溶脱が進み酸性が強くなり置換性塩基に乏しい土壌もみいだされる。

古生層粘板岩、第 3 紀安山岩、砂岩、第 4 紀国頭礫層などに由来する土壌は強酸性のものが多い。

置換容量は一般的には表層土では粘土 (<2  $\mu$ ) 及び腐植含量に支配され、下層土では粘土含量に支配されることが多いがモンモリロナイトを含む土壌の置換容量は大である。

土壌の磷酸吸収係数は 100~400 を示しているが、泥灰岩に由来する土壌は顕著に小さく 70 前後を示している。

土性は一般に重粘質である。表層土は下層土より粗粒質であることが多い。母材別にみると塩基性岩石を母材とする土壌がより細粒質である。

2) 腐植の集積量は一般に少なく、表層土でも 3% 以下の土壌が多い。腐植量は主に地目に支配される。すなわち、森林及び竹林の土壌が最も多く、草地がこれに次ぐ。

草地の表層土においては母材の種類如何にかかわらず置換性二価塩基含量が 5~10 *m.e./100 g soil*, 粘土 (<2  $\mu$ ) 含量が 25~55% 程度の環境下で腐植量は最も多く、腐植酸の腐植化度は高くなり熊田の A 型腐植酸の形態を示すに至る。

腐植酸は熊田の B 型腐植酸の形態を有するものが多い。下層土には熊田の P 型腐植酸の存在が認められることもある。

3) 細砂の一次鉱物 重鉱物の量は極めて少ない。輝石類 (主にシソ輝石)、角閃石、橄欖石、磷灰石、ジルコンなどが僅かに認められる。軽鉱物は長石類と石英が主体を占めている。石英含量は表層土に多く下層土に少ない。長石類は風化が進行している土壌ほど Ca 長石が少ないようである。

4) 粘土鉱物 第3紀島尻層群泥灰岩に由来する土壤の粘土鉱物は化学的組成, X線回折の結果からモンモリロナイトを主体としていることが判明した。

泥灰岩以外の母材に由来する土壤の主要粘土鉱物はハロイサイト, イライト, バーミキュライト, ギブサイト及びゲータイトなどである。

土壤が酸性化し置換性塩基含量が少なくなるとともに, イライト, バーミキュライトは少なくなり, ハロイサイトが多くなり, またギブサイトやゲータイトなど  $R_2O_3$  鉱物が増加する。

第3紀砂岩に由来する土壤には前記の粘土鉱物の外にイライト・バーミキュライト混層鉱物が存在する。

本研究の遂行に際し, 土壤分析に協力をえた青木ヨシ子, 松原弘一郎, 砂田真二, 木村輝正, 高倉勝彦, 徳田静雄, 豊田友干, 村上康則の諸氏に感謝する。なお, 本研究の経費の一部は昭和36年度財団法人鹿児島大学援助会の奨励金並びに昭和38年及び39年度文部省科学研究助成金によつた。(昭和40年6月30日受理)

#### 引用文献

- 1) AOMINE, S. and HIGASHI, T. : J. Fac. Agr. Kyushu Univ., **10**, 355~364 (1956)
- 2) 青峰重範・原田登五郎: 土壤肥料実験ノート, 養賢堂 (1960) 17~19 pp.
- 3) BROWN, G. : The X-ray identification and crystal structures of clay minerals, Mineralogical society, London (1961) 190 p.
- 4) idem : ibid., 327 p.
- 5) 張俊民・龔子同: 土壤学報, **5**, 143~158 (1957)
- 6) GRIM, R. E. : Clay mineralogy, McGraw-Hill book company Inc., New York, (1953) 93~97 pp.
- 7) idem : ibid., 330~347 pp.
- 8) JACKSON, M. L. : Soil chemical analysis advanced course, Madison, Wisc. (1956) 47 p.
- 9) idem : Soil Sci., **99**, 15~22 (1965)
- 10) HANZAWA, S. : Topography and geology of the Riukiu islands, Science report of the Tohoku Imperial Univ. 2nd series (Geology) **17**, 1~61 (1935)
- 11) 原田竹治: 農業技術, **10**, 414~417 (1955)
- 12) idem : ibid., **10**, 457~459 (1955)
- 13) 原田登五郎・橋元秀教: 土肥誌, **23**, 117~120 (1943)
- 14) 平野 俊: 土肥誌, **11**, 155~162 (1937)
- 15) idem : ibid., **12**, 575~586 (1938)
- 16) idem : ibid., **13**, 511~516 (1939)
- 17) カチンスキー著原田竹治訳: ソビエト土壤学入門, 青銅社 (1954) 209~215 pp.
- 18) 鴨下 寛・横井時次・兼松四郎: 沖縄県土性調査報告, 農業改良局 (1952) 1~82 pp.
- 19) 鴨下 寛: 土の匂, 双文社印刷 (1961) 72~82 pp.
- 20) 菅野一郎: 土肥誌, **22**, 269~272 (1952)
- 21) 菅野一郎・本荘吉男・有村玄洋: ibid., **27**, 355~357 (1956)
- 22) 菅野一郎: 九農試彙, **7**, 187~306 (1961)
- 23) 菅野一郎: 日本の土壤型, 農山漁村文化研究会 (1964), 80~90 pp.
- 24) 川村一水・船引真吾: 土肥誌, **10**, 201~215 (1936)
- 25) 川村一水・稲垣恒雄: ibid., **14**, 439~458 (1940)
- 26) idem : ibid., **14**, 469~484 (1940)
- 27) idem : ibid., **15**, 217~226 (1941)
- 28) 川村一水: 農業及び園芸, **25**, 11~14 (1950)
- 29) 川島祿郎: 土肥誌, **11**, 143~154 (1937)
- 30) idem : ibid., **11**, 229~239 (1937)
- 31) idem : 農化, **13**, 1231~1234 (1937)
- 32) 小林 嵩: 鹿児島大学農学部学術報告, **10**, 108~164 (1961)
- 33) 木立正嗣・大政正隆: 林野土壤調査報告, **14**, 1~126 (1963)
- 34) 小島道也: 土肥誌, **35**, 174~180 (1964)
- 35) KONONOVA, M. M. : Soil organic matter, Pergamon Press. London (1961) 231~272 pp.



- 36) KUMADA, K. : Soil and plant food, **3**, 152~159 (1958)
- 37) KUMADA, K. and SATO, O. : Soil Sci. and plant nutrient, **8** (No. 2), 31~33 (1962)
- 38) 熊田恭一 : 土肥誌, **34**, 387~393 (1963)
- 39) idem : ibid., **36**, 57~62 (1964)
- 40) 黒鳥 忠・大政正隆 : 林野土壌調査報告, **13**, 1~88 (1963)
- 41) MACKENZIE, R. C. : The differential thermal investigation of clays, Mineralogical society, London (1961) 327 p.
- 42) 増井淳一 : 土肥誌, **28**, 316~318 (1957)
- 43) idem : ibid., **28**, 351~355 (1957)
- 44) 松井 健 : 土肥誌, **28**, 239~242 (1957)
- 45) idem : ibid., **28**, 365~368 (1957)
- 46) 松井 健・加藤芳朗 : 第4紀研究, **2**, 161~179 (1962)
- 47) 松井 健 : 資源研彙, **60**, 1~12 (1963)
- 48) 松井 健 : 第4紀研究, **3**, 223~247 (1964)
- 49) 松井 健・加藤芳朗 : 資源研彙, **64**, 31~48 (1965)
- 50) Mohr, E. C. J. and Van Baren, F. A. : Tropical soils, Interscience publishers, Inc. New York (1954) 130 p.
- 51) idem : ibid., 283~285 pp.
- 52) idem : ibid., 411~435 pp.
- 53) 永田武雄 : 土肥誌, **13**, 81~92 (1939)
- 54) idem : ibid., **15**, 627~653 (1941)
- 55) 永田武雄・村松記久夫 : 静岡大学農学部研究報告, **13**, 99~103 (1963)
- 56) 粘土研究会編 : 粘土科学の進歩, 技報堂 (1963) 4巻, 281~290 pp.
- 57) 野田光雄 : 日本地方地質誌九州地方, 朝倉書店 (1962) 320~389 pp.
- 58) 農林省振興局研究部 : 土壌肥料全編, 養賢堂 (1958) 20~30 pp.
- 59) 大羽 裕 : ペドロヂスト, **8**, 108~116 (1964)
- 60) 大政正隆・黒鳥 忠・木立正嗣 : 林野土壌調査報告, **8**, 1~24 (1957)
- 61) 李 慶 達・張 效 年 : 土壌学報, **5**(No. 1), 78~94 (1957)
- 62) 品川昭夫 : 鹿児島大学農学部学術報告, **11**, 155~205 (1962)
- 63) 総理府特別地域連絡局 : 西表島農業調査報告書 (1960) 36~38 pp., 185~207 pp.
- 64) 玉置鷹彦 : 香川大学農学部研究報告, **36**, 16~21 (1963)
- 65) 突永一枝・渡辺政治 : 土肥誌, **10**, 76~94 (1936)
- 66) VILERS, J. M. : Soil Sci., **99**, 50~57 (1965)

### Résumé

Ryukyu Islands is situated in humid subtropical region. Fig. 1 illustrates the relative geographical position of Ryukyu Islands, and Table 1 shows the meteorological conditions of the islands. According to the Hanzawa<sup>10)</sup>, the geological formations in the Ryukyu Islands are distinguished in following order of descension, namely : (1) Recent Deposits, (2) Raised Coral Reefs and Raised Beach Deposits, (3) Kunigami Gravel, (4) Ryukyu Lime stone, (5) Sonai Conglomerate, (6) Shimajiri Beds, (7) Yaeyama Coal-Bearing Beds, (8) Miyara Beds, (9) Paleozoic Formation. The parent materials of the soils of Ryukyu Islands originated from the many kinds of the rocks of the above mentioned 9 strata. The soils derived from (3), (4), (6), (7) and (9) are widely distributed over Ryukyu Islands.

The studies reported here are those carried out on the physical, chemical and mineralogical properties of the soils in Okinawa, Miyako, Ishigaki and Iriomote Islands, namely the main islands of Ryukyu regions. Geologically the sampling soils are those originated from the aforementioned (3), (4), (6), (7) and (9) strata, as shown in Table 2.

#### Results and discussion

##### 1) General characteristics of the soils

The soils derived from the crystalline lime stone of Paleozoic formation, Ryukyu lime stone

and from the marl of Shimajiri beds are neutral or slightly alkaline, having high contents of exchangeable bases, especially Ca. But among the soils derived from the Ryukyu lime stone, there are some which are heavily leached (L-II etc.). In these soils, a strong acidity has been accelerated by the process of vigorous weathering.

Whilst, the soils derived from the slate of Paleozoic formation, andesite, andesitic agglomerate and from the sand stone of Yaeyama coal-bearing beds (Eocene epoch) and Kunigami gravels (Pleistocene epoch) show generally strong acidic reaction and are poor in exchangeable bases.

Generally speaking, C.E.C. of sample soils seem to be related to the content of clay ( $<2\mu$ ) and humus in the surface soils, whereas C.E.C. of the subsoils seem to be mostly depending on the content of the clay. And the very high C.E.C. values of soils are due to the characteristics of clay minerals, for instance, as is to be seen in the comparisons of L-II-1 (humus content: 2.71%, clay content: 68.52%, C.E.C.: 30.72 *m. e.*/100 *g* soil, clay minerals: mostly halloysite) with M-1 (1.66%, 53.51%, 47.10 *m. e.*, mostly montmorillonite), C.E.C. values of the soils having expandable 2:1 layer silicate minerals are higher than that of the soils having little or no such minerals.

Heavily-clayey soils are prevailing in the sample soils, and surface soils are sandier than that of subsoils, furthermore, the texture of the soils derived from the basic parent materials are clayier than that of soils formed from acidic materials. The above-mentioned results are shown in Tables 3 and 4.

## 2) Humus

Humus content of the soils in Ryukyu Islands is low, generally being  $<3\%$ , P. Q. (Precipitations Quotient) being 30~50, humification degree of humus being generally low (Table 5) too. As previously reported<sup>32)</sup>, humus content of the sample soils seems to be largely influenced by the land conditions, namely, in the soils of forest and bamboo grove, humus content is high, in grassland soils, is moderate and is lowest in cultivated soils.

Regardless of the kinds of parent materials, for the virgin grassland soils, relatively large amount of humus and high degree of their humification are to be observed under the following environmental conditions; *pH* ( $H_2O$ ): 5.0~6.0, exchangeable (Ca+Mg): 5~10 *m. e.*/100 *g* soil, clay ( $<2\mu$ ) content: 25~55% (Table 5, Figs. 2 and 3).

In conformity with the increase of humus, P. Q. values get higher, and the total carbon-P. Q. relationships are apt to divide into the following two patterns: namely, (1) T. C.: 3~4.5%, P. Q.: 40~50, (2) T. C.: about 2.5%, P. Q.: 40~50 (Fig. 4). The interrelationships between P. Q. and humification degree ( $\Delta \log k$ , R.F. of crude humic acid) are given in Figs. 5 and 6. Supposing that the exchangeable (Ca+Mg) content may be one of the factor controlling the interrelationships between the humus content and P. Q. (represented humic acid/total humus), the following is assumed that 1) when the exchangeable (Ca+Mg) content is  $<2\text{ m. e.}$ , humus content is low and their P. Q. values are low too, 2) when it is 2~4 *m. e.*, humus content remains low but the P. Q. values rise up to 40, 3) when 5~10 *m. e.*, total carbon is upward of 2.5% but the P. Q. values are about the same as that of the soils of 2) groups, 4) when  $>10\text{ m. e.}$ , humus content is low and the P. Q. is low too.

Concerning the soils whose P. Q. and exchangeable (Ca+Mg) content are nearly similar, for example, through the comparison of L-II-1 (P. Q.: 47.2,  $\Delta \log k$  and R. F. of crude humic acid: 0.576, 128.6, clay content: 68.5%, exchangeable (Ca+Mg): 4.06 *m. e.*) and A-II-1 (43.4, 0.536, 163.6, 52.1, 6.23) with S-I-1 (56.9, 0.706, 68.6, 8.80, 3.8) and A-I-1 (50.3, 0.727, 73.5, 41.7, 9.02), it is evident that humification degree of crude humic acid of fine-textured soils is higher than that of coarser textured soils, nevertheless, if the clay content exceeds 65%, humus amount is very small and the P. Q. values and humification degree are very low as previously discussed.

In marl-soil (M-1) humus amount is relatively small (C: 0.96%), and fluvic acid is pre-

dominant (P. Q.: 34.7) but its humification degree is fairly high ( $\Delta \log k$  and R. F. of crude humic acid: 0.621, 122.5). These characteristics of humus of marl-soils might be reasonably ascribed to the properties of Mohr's "Margalitic soils".

Judging from the light-absorption spectra of humic acids (Figs. 7 and 8), crude humic acids of most sample soils belong to Kumada's B-type; on the other hand, the humic acids of some surface soils whose humus shows significantly high R.F. — up to 100 — belong to Kumada's A-type. And in some subsoils, Kumada's P-type humic acid is found, but no common factors are to be detected among those soils in which P-type humic acids are noted.

Kononova has established that the humus content of the Krasnosems (red soil of moist tropics of USSR) is 4.0~8.0%, it is considerably unstable and the amount of substances extractable during decalcification amounts to 20% of the total amount of humus. Humic acid of Krasnosems is either in free state or combined with sesquioxide, therefore, it is to be isolated completely only with 0.1 N NaOH and the composition of humus is unique, fluvic acid being predominant, amounting to 50% of total humus content, while the amount of humic acid is only 15%. Humus of Ryukyu soils is not to be extracted with NaOH unless decalcification with mineral acids; accordingly, it is assumed that the humus of the sample soils is mainly combined with Ca or Mg, and is not in a free state. Humus content of Krasnosems is higher than that of Ryukyu soils, while through both soils, fluvic acid is predominant. Difference in the amount and composition of humus in Ryukyu soils and Krasnosems is assumed to be closely related to the differences in the climate of both regions and these problems should be studied from the stand-point of inorganic colloids coagulating the humus and thus preventing them from dispersion.

### 3) Primary mineralogical composition of fine sand fraction (0.2~0.02 mm)

Fine sand fraction contains only slight amount of heavy minerals (sp. gr. > 2.8) and among them, pyroxine (mainly hyperthine) is the main minerals; and hornblende, olivine, apatite and zircon are seldom found.

Main mineral constituents of light mineral (sp. gr. < 2.8) of fine sand are quartz and feldspar. The data in Table 6 indicate that quartz content of the surface soils is rather higher than that of subsoils. Feldspar are mostly weathered. Table 7 shows refractive index of 100~200 grains of feldspar observable somewhat definitely through microscope. Large grains whose refractive index is up to 1.555 are assumed to be labradorite, bytownite and anorthite, though big sized ones are small in number and only little ones are mainly observable. Large grains whose refractive index is under 1.555 are assumed to be oligoclase, albite and orthoclase respectively. Therefore, as to the Ryukyu soils, main minerals of fine sand fraction are relatively resistant minerals, namely, Na, K-feldspar.

### 4) Clay mineral

#### (1) Soils derived from marl

Table 8 shows that silica-alumina ratio of deferrated clay (< 2  $\mu$ ) is considerably wide (ca. 4.0), K<sub>2</sub>O and MgO content being 4 and 2.5%, C.E.C.: 50 m. e./100 g, —H<sub>2</sub>O: 10%.

Fig. 9 indicates that glycerol gives, with Mg-clay ca. 18 Å of basal reflection. And when the Li-saturated clay heated at 250°C overnight is saturated with glycerol, basal reflection is to be collapsed to about 10 Å, if beidellite, nontronite and saponite is contained in this sample, these reflection due to (001) spacing, should be at 17.7 Å even after the execution of the abovementioned treatment of being Li-saturated, heated to 250°C, and of glycerol solvation, therefore, it is to be concluded that main clay minerals of marl-soils are montmorillonite.

According to the oriented X-ray diffractogram (Fig. 9), the existence of illite and 14 Å minerals and 7 Å mineral are assumed. In the random powder X-ray diffractogram, ca. 4.4 Å peak is to be attributed to (020) of 7 Å mineral and gibbsite. If ca. 4.4 Å peak were caused only by gibbsite, the intensity of this peak should be forty-hundredths of ca. 4.85 Å of gibbsite,

therefore, the intensity of ca.  $4.4 \text{ \AA}$  in which  $4.85 \text{ \AA} \times 40/100$  were deduced from original  $4.4 \text{ \AA}$  is assumed to be due to (020) spacing of  $7 \text{ \AA}$  mineral, when the intensity of (020) thus obtained is compared with (001) and (002), the intensity of (020) of the sample soils is higher than those of (001) and (002). Accordingly,  $7 \text{ \AA}$  minerals of the marl-soils are reasonably assumed to be halloysite.

X-ray diffractograms of non-deferrated and non-oriented flat-layer Na-clay specimens are shown in Fig. 10. In Fig. 10, peak of quartz (ca. 3.33, 1.82,  $1.53 \text{ \AA}$  etc.), of goethite (ca. 4.18, 2.69,  $2.54 \text{ \AA}$  etc.), of magnethite (ca. 2.53, 1.48 etc.) are shown, and  $1.49 \text{ \AA}$  is supposed to be caused by (060) spacing of dioctahedral illite.

It may be concluded that marl-soils of Okinawa Island are of typical Mohr's margalitic soil, in accordance with the reason enumerated as follows: 1) parent materials of the soils are marl, 2) main clay minerals are montmorillonite, 3) though the low percentage of humus, humification degree is fairly high.

(2) Soils derived from slate of Paleozoic formation, andesite, andesitic agglomerate, sandstone of Yaeyama coal-bearing beds (Eocene epoch) and Kunigami gravels (Pleistocene epoch)

Tables 9, 10, 11, 13 and Figs. 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 24, 25, 26 show the chemical characteristics, X-ray diffractograms and D.T.A. thermograms of the clays of the soils derived from slate, andesite, sandstone and Kunigami gravels. Main clay minerals are halloysite, illite,  $14 \text{ \AA}$  minerals, gibbsite and goethite. As the soil acidity becomes developed and exchangeable base content gets decreased, correspondingly, illite,  $14 \text{ \AA}$  minerals contents decrease and halloysite, gibbsite becomes relatively enriched. For the soils derived from sandstone, illite-vermiculite mixed layer minerals are present, respectively (Fig. 18).

Presumably, when these soils are acidic and main clay minerals to be halloysite and gibbsite, they will be in equilibrium under the present-day environment; consequently, these soils might be classified in one soil group.

With a few exceptions (marl-soil), clay minerals of Ryukyu soils are similar to the red and yellow soils of Japan and other countries, but the clays of the former show significantly higher values of silica-alumina ratio than those of the soils in higher latitude.

### (3) Soils derived from lime stone

Main clay minerals of the soils derived from crystalline lime stone of Paleozoic formation and Ryukyu lime stone are the same as those of slate, andesite and Kunigami gravels, namely, they are halloysite, gibbsite and goethite, and in correspondence with the development of the soil acidity, illite and  $14 \text{ \AA}$  minerals become poor, and halloysite, gibbsite get comparatively enriched.

In the comparison of silica-alumina ratio of clays of the soils derived from lime stone of Saipan Island (latitude: ca.  $15^\circ$ , silica-alumina ratio: ca.  $1.3^{25)26}$ ), Ryukyu Islands ( $24 \sim 27^\circ$ ,  $2.3 \sim 3.2^{29)30}$ ) (Table 14), Kunming ( $25^\circ$ , 0.86, China)<sup>61)</sup>, Akiyoshidai ( $34^\circ$ , 2.2, Japan)<sup>22)</sup>, Pyöngyang (ca.  $39^\circ$ ,  $2.5 \sim 2.8$ , Korea)<sup>27)</sup> and near Dailen (ca.  $39^\circ$ , 2.7, China)<sup>65)</sup>, if those soils are being formed under the present-day climatic conditions, silica-alumina ratio of clays should become higher in the following order: Saipan, Ryukyu, Kunming, Akiyoshidai, Pyöngyang, Dailen, but in fact, silica-alumina ratio of Kunming is narrowest.

Ömasa, Kurotori and Kidachi<sup>33)40)60)</sup> and Matsui et al.<sup>46~49)</sup> has established that red and yellow soils of Japan are not zonal red soils which have been formed under the present-day climatic condition but are to be considered as the relics of the ancient red soil which were formed under warmer climate probably during interglacial ages in Pleistocene. So, the authors have applied their interpretations to the above-mentioned 6 soils, it is assumed that those soils were formed in the interglacial ages in Pleistocene, and now, Kunming, Pyöngyang and near Dailen are put under the continental climate, therefore, the soils of these regions are preserved fairly without drastic changes and the characteristics of ancient soils are to be chang-

ed very slowly under the present-day climatic conditions, but Akiyoshidai, Ryukyu Islands and Saipan Island are under the monsoon climate, accordingly, the lower the latitude, the heavier is the rainfall and the larger are the illimerization and the outflow of smaller soil fraction, and newly exposed parent materials are to be weathered under the present-day climate. The degree of illimerization or outflow is depending on the difference in latitude, topography, hardness of lime stone and the precipitation. Consequently, it is assumed that the soils of Akiyoshidai, Ryukyu Islands and Saipan Island are not typical relict red soils but have been more or less influenced by the present climate, on the other hand, because of the assumption that the following belong to the nearly typical relict soils, the soils of Kunming show lateritic character and those of Pyöngyang and near Dailen show terra-rossa like characteristics.