山陰および北陸沿岸の古砂丘に埋没する レスについて*

成瀬 敏郎** 井上 克弘***

**Loess Buried in the Paleo-sand Dunes in San'in and
Hokuriku along the Coast of Japan Sea***

Toshiro NARUSE** and Katsuhiro INOUE***

Abstract

The eolian sand members along the coast of Japan represent at least five major periods of accumulation in the last Glacial age and Holocene. These deposits include well-defined paleosols which divide individual eolian sand members into five parts. The five major periods of eolian sand accumulation can be classified as follows: 4,000-5,000 y.B.P. (the young est); 18,000-20,000 y.B.P.; 30,000 y.B.P.; 50,000 y.B.P.; 70,000 y.B.P. (the oldest).

In Izumo, Kumihama, Amino and Fukui along the coast of Japan Sea, Paleo-sand dunes developed noticeably and five paleosols were buried in these eolian dune sand.

The purpose of this paper is to point out that eolian dust deposited much in paleosol horizons and that silt and clay fractions in paleosols originated in eolian dust which came from China in the last Glacial age.

The seven samples were collected from the outcrops of paleo-sand dunes in Izumo, Kumihama, Amino and Fukui. Three Chinese loess samples were collected in Chuhua and Manchouli in China. Two desert soils from Wuwei in China and one tephric loess sample from New Zealand were collected.

The results from our research are summarized as follows:

1) The mean diameter of paleosols in these areas in Japan is ranging from 0.001 to 0.011 mm. Texture of paleosols differentiates from light and heavy clay. The clay fractions of paleosols are characterized by predominance of 14 Å minerals, illite, kaolinite and quartz. Contents of quartz in the silt fraction (5-20 μ) of paleosols are 32-74%. According to the amount of SiO₂, Al₂O₃ and -H₂O·IL in the <0.02 mm fraction of paleosols, Japanese samples belong to the eolian dust group. These results are very much consistent with those of the author's previous analysis of loess from Northern Kyushu and Yonaguni Island in Japan, Chinese loess and desert soils, and New Zealand loess.

2) Based on the analyses of size distribution, chemical properties and X ray diffraction,

---

* 本研究は、昭和57年度文部省科研（一般研究C，課題番号57580154）の補助金を使用して行ったものである。

** 兵庫教育大学社会系教育地理学教室 Dept. Geography. Fac. Social Science, Hyogo Univ. of Teacher Education

*** 岩手大学農学部土壌学教室 Dept. Soil Science, Fac. Agriculture, Iwate Univ.

we can conclude that silt and clay fraction in paleosols had originated in eolian dust from China, and paleosols had been formed from loess which compose major part of them in the last Glacial age.

3) Eolian dust had been not only much deposited on the paleosol horizon, but also had less mixed with the eolian sands. This indicates that eolian dust had come continuously from China in the last Glacial age. Following the interruption of dune formation, formation of paleosols had taken place. Simultaneously eolian dust had begun to deposit thickly on the dune surface.

I. 序 論

最終氷期に中国大陆から日本に頻繁に飛来した風成塵が北九州や与那国島などの台地上に堆積し、レス層を形成したこと(成瀬・井上 1982)、そして最終氷期に比較すれば少量であるが、完新世に入っても依然として風成塵が直接地表に、あるいは雪の氷晶核として地表に降下、堆積し、火山灰土壌に含まれる $14\text{\AA}$ 鉱物の起源となること(井上 1981)などが論じられた。

筆者らは、北九州と与那国の研究において明らかにされた諸点のうち、①レス層の厚さは最も厚いところで約3mに達し、② $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ モル比は、レスを母材とする古土壌層で高く、下層にむかうにつれて低下し、特に風成砂層で低くなる、③古土壌層の粘土画分は、X線回折によると $14\text{\AA}$ 鉱物、イライト、カオリナイト、石英などの鉱物成分の回折強度が強く、風成砂層や火山灰層で弱くなる、などの点から、④かつて地表に露出した期間が長いほど中国大陆起源の風成塵の混入の度合いが高く、したがって日本におけるレス層は、古土壌層中にも発見される可能性のあることを示唆した。

ところで、北九州から北陸にかけての日本海沿岸には、最終氷期に形成された古砂丘の発達が著しい。こうした古砂丘の多くは、最終間氷期の海進堆積物や赤色古土壌をおおって形成されており、厚い風成砂層中には砂丘の形成が中断されたことを示す数枚の古土壌層が埋没している。この古土壌層は、西は種子島から東は新潟県の海岸まで、 ^{14}C 年代や火山灰編年によって5回の生成期にわけられており、それぞれの古土壌の生成期に関する地域間の対比が可能である(成瀬・井上

1982, 成瀬 1982)。

古砂丘に埋没する古土壌層は、少なくとも $10^3 \sim 10^4$ 年オーダーの期間、地表であったことを示すものである。したがって上述のような理由から、最終氷期に長期間にわたって露出していた地表に多量の風成塵が累積し、レス層が形成されるときに、レスを母材に古土壌が生成されたと考えることができる。

本稿の目的は、1) 日本海沿岸に発達する古砂丘下に埋没する数枚の古土壌層が、レスを母材に生成されたものかどうか、2) レス層と風成砂層(砂丘砂層)の堆積が最終氷期にどのように行われたかの2点を明らかにすることにある。

II. 供試試料採取地の層序

調査地は、第1図に示すように日本海に面する島根県出雲市外園町妙見山、兵庫県久美浜町葛野、京都府網野町掛津、福井県芦原町加戸の4地点である。いずれも海岸から2.5km以内の海岸砂丘地帯にあって、供試試料は露頭断面から採取したものである。

この4地点のほかに、風成塵の発源地となる中国大陆の黄土地域の淳化、満洲里、砂漠土地域の武威の試料、およびニュージーランドの Te Ngae レスを分析に供した。なお第1図に示した盛岡の試料は黄砂および氷晶核物質、北九州の芦屋は鬼津風成砂(成瀬・井上 1982)の分析結果を参考にした。

1) 出雲海岸、妙見山

出雲砂丘地のほぼ中央にある標高56mの妙見山西側、高さ15mほどの露頭には、最下部に大山松江軽石 DMP を介する厚さ10mの風成砂層(石谷砂層)が堆積している。この石谷砂層上に

第1図 試料採取地点

図中の矢印は風成砂層の斜交層理から求められた最終氷期（約5万年前）の卓越風向
 中国大陸の砂漠，黄土の分布，黄海沿岸の海岸線は，FRENZEL, B. (1968) による。

1. 盛岡（黄沙，氷晶核物質）	6. 芦屋（風成砂）
2. 福井（レスを母材にした古土壤）	7. 淳化（黄土）
3. 網野（ " ）	8. 武威（砂漠土）
4. 久美浜（ " ）	9. 満州里（黄土）
5. 出雲（ " ）	

は厚さ170 cm の明赤褐色の古土壤Ⅲが発達し，試料2は，この古土壤層の上部20cm の層準から採取した。古土壤層直上には，厚さ10cm の黄色火山灰（角閃石>磁鉄鉱>黒雲母，角閃石の $n_2 = 1.671 \sim 1.677$ ，町田・新井の同定による）が堆積し，さらに20cm ほどの古土壤をはさんで厚さ5 cm の黄色火山灰（黒雲母に富み，石英を含む）が堆積する。試料1を採取した厚さ30cm の古土壤Ⅰは，この黄色火山灰上に発達し，古土壤Ⅰはさらに厚さ3 m の完新世の風成砂層におおわれる。

2) 久美浜海岸，葛野

日本海と久美浜湾を隔てる小天橋砂州の基部には，礫まじり砂層からなる標高6 m の海成段丘が発達している（植村 1981）。段丘上には厚さ100cm の黄褐色古土壤Ⅳが発達し，試料3は上から25cm の層準から採取したものである。古土壤層上には厚さ35cm の大山倉吉軽石 DKP が堆積し，さらに軽石層上に厚さ60cm の古土壤がのる。“くろどて”と呼ばれる腐植層は，この古土

壤の直上に堆積しており，4,790±110年前（角田 1978）の年代値を示す。

3) 網野海岸

海岸から0.5km 内陸の掛津には，標高30m の古砂丘が発達し，砂層中には3枚の古土壤が埋没している。最下層の古土壤Ⅴは，赤褐色（5 YR）で粘土含量の多い最終間氷期に生成された赤色古土壤である。試料4は厚さ55cm の大山倉吉軽石層上に発達する古土壤層の上部で採取した。

4) 福井海岸，加戸

加越台地の南端にある加戸には，標高20m の台地が広がり，高さ10m の露頭には2枚の古土壤と最上部には現成土壌がみられる。最下層は海成砂層で中～粗粒砂からなる。この上には厚さ80 cm の軽石の風化土壌Ⅴ（試料7）が，さらに厚さ7 m ほどの風成砂層をはさんで厚さ55cm の古土壤Ⅳ（試料6）がのる。古土壤Ⅳ上に厚さ15 cm の細礫層をはさんで大山倉吉軽石，始良 Tn 火山灰が堆積している。両火山灰とも風化が著しく，肉眼では識別できない。試料5は始良 Tn 火

第2図 試料採取地の露頭柱状図

山灰上20cmの土壌層から採取した。

5) 中国大陸、淳化、武威、満州里

黄土の淳化8, 9は、西安の北西60km, 黄河北岸の黄土高原に位置する淳化の約30mの露頭から静岡大学の村井 宏教授によって地表近く(淳化8, 10YR^{8/6})と下部(淳化9, 10YR^{7/6})で採取されたものである。武威10, 11も同様に村井教授によってアラシャン砂漠の東半部を占めるテングル砂漠の南端、武威で採取されたものである。武威10は、砂漠砂(10YR^{8/3}, 2.5Y^{6/1}), 武威11は砂漠土のうち細粒な粘土質部分で、灰白色(2.5Y^{8/3})を呈する塩類土壌である。満洲里黄砂は、井上・吉田(1978)の分析結果を採用しているが、粒度については再度分析し直したものである。

6) ニュージーランド、Te Ngae レス

ニュージーランド北島、ハミルトン市付近で採

取したもので、最終氷期の14,700~17,000年 B.P. の Kumara 3 亜氷期(MOAR 1973)に河床から風によって吹上げられ、火山灰層中に堆積した火山性レス tephric loess (2.5Y^{8/3})である。

III. 古土壌の粒度、化学的諸特性

1) 古土壌の粒度組成

各試料を過酸化水素で有機物分解後、超音波処理(20kHz, 150W, 20分間)により、土壌粒子のアグリゲートを破碎し、pH 4.0または pH 10.0に調整して分散させた。篩と沈降法により各粒径画分を反復採取し、無機成分中の各粒径画分の重量百分率を求め、第1表に示した。

第1表に示すように、出雲、久美浜、網野、福井5, 6の中央粒径値は1~11 μ であり、北九州や与那国島の古土壌の中央粒径値1.6~220 μ に比較するとはるかに細粒である。これは、北九州や

第1表 供試土壌の理学的性質

試料番号	地 域	粘土の分散pH	粒 径 (%)							土性 (国際 土壌学 会法)	土壌中の > 2 mm 画分%	中 央 粒 径 値 (μ)
			2-0.5 mm	0.5 -0.2 mm	0.2 -0.05 mm	50-20 μ	20-5 μ	5-2 μ	< 2 μ			
1	出雲・妙見山	10.0	0.22	1.58	8.10	5.98	18.45	9.73	55.95	HC	0	1.0
2	出雲・妙見山	10.0	0.66	6.08	9.73	5.95	27.63	12.67	37.28	LiC	0	5.1
3	久 美 浜	10.0	2.09	12.06	7.01	5.12	20.10	5.76	47.86	HC	7.4	3.2
4	網 野	10.0	8.92	22.01	4.02	2.97	10.95	10.77	40.37	LiC	0	4.5
5	福井・加戸	10.0	1.03	2.73	3.43	5.06	21.80	13.60	52.36	HC	0	1.5
6	福井・加戸	10.0	5.90	23.73	6.31	6.48	15.15	6.79	35.66	LiC	0	11
7	福井・加戸	4.0	7.19	23.33	28.29	6.67	10.62	8.45	15.45	SCL	5.3	88
8	淳 化	10.0	0.02	0.02	1.99	32.97	31.97	5.14	27.89	LiC	0	12
9	淳 化	10.0	0.30	0.04	2.95	33.46	29.32	6.39	27.54	LiC	0	13
10	武 威	10.0	0.01	2.98	89.19	2.40	1.43	0.42	3.58	LS	0	95
11	武 威	10.0	0.30	1.78	7.96	7.51	25.32	15.02	42.11	LiC	0	3.3
12	満 州 里	10.0	0.28	0.04	5.30	26.22	25.65	7.27	35.25	LiC	0	8.5
13	Te Ngae	10.0	0.14	0.92	16.95	35.00	24.90	4.61	17.47	CL	0	22

SCL: 砂質埴壤土   LS: 壤質砂土   LiC: 軽埴土   CL: 埴質壤土   HC: 重埴土

与那国島に比較して古土壌中に砂画分の混入の度合いが低いことによる。因みに砂画分の混入の少ない玄海 G₁ (成瀬・井上 1982) の中央粒径値は 3.5μ であり、山陰・北陸両地域とほとんど変わらない。

いっぽう、最終氷期に堆積した風成砂の中央粒径値は、北九州芦屋の鬼津風成砂で 0.23mm 、山陰、北陸でも $0.1\sim 0.3\text{mm}$ の大きさで、古土壌と大きく異なる。この $0.1\sim 0.3\text{mm}$ という数値は、完新世の海岸砂丘砂の中央粒径値と大差はないが、最終氷期の風成砂のほうがシルト以下画分に量比が高い特徴をもっている。風成砂に含まれるこのシルト以下画分の細粒物質は、後述のように大部分が風成塵起源である。

古土壌層のうち、福井 7 だけは中央粒径値が 88μ と大きく、 2mm 以上の画分が 5.3% と粗粒物質が多く含まれ、粘土が pH 4.0 で分散する城軽石 (成瀬 1980) を母材とするアロフェン・イモゴライト質の古土壌である。

中国黄土の淳化、満洲里の試料は、中央粒径値が $8.5\sim 13\mu$ で、シルト以下の画分が 65% 前後含まれる軽埴土である。これに対し、砂漠土の武威 10 は砂画分が 95% を占める壤質砂土で、ほとんど

が $0.2\sim 0.05\text{mm}$ の砂粒子で占められている。いっぽう、ニュージーランドの Te Ngae レスは $0.05\sim 0.02\text{mm}$ の細砂が多く砂質であるのは、遠距離からの飛来物ではなく、近距離から飛来した物質であることを示している。

粒度組成を第3図の砂、シルト、粘土の三成分比に表わすと、砂漠土の武威 10、軽石の風化物である福井 7 を除くと、すべて軽埴土～重埴土の範囲に収まる。この図に北九州と与那国島の分析値を入れてみると、武威 10 は風成砂のグループに、福井 7 は火山灰のグループに近く、武威 11、出雲 1、福井 5 は盛岡黄砂に、出雲 2、久美浜 3、網野 4、福井 6 は中国黄土に近い組成を示す。

2) 化学的性質

第2表に示すように、出雲、久美浜、網野の古土壌は、リン酸吸収係数が $700\sim 1,040$ と低く、北九州と与那国島のレスの分析から得られたリン酸吸収係数 Y と粘土含量 X の回帰式 $Y = 22.53x + 108.94$ の線上にプロットされ、しかも pH (NaF) 値が 9.4 以下であり、いずれも非火山灰質物質からなる。

これに対し、福井 5、6 はリン酸吸収係数がやや高く、福井 7 も粘土含量に比較してリン酸吸収

係数が高い。pH (NaF) 値は、いずれも 9.4 以上であるので、これらの古土壌は火山灰の影響を受けた層と判断される。特に福井 7 は粘土が pH 4.0 で分散し、砂画分の多い軽石の風化物であり、福井 5 は始良 Tn 火山灰の影響を受けた土壌である。

pH (H₂O) 値は、久美浜 3 を除いて、4.6~5.9 と低く、酸性が強く、しかも交換性 Ca 含量が試料 3 を除いて 0.34~3.05 me/100g と低い。これは日本の湿潤温暖な気候下で古土壌層から塩基類の多くが溶脱されたためである。久美浜 3 だけは異常に高い交換性 Ca 含量を示し、中国黄土とほぼ等しいのは、古土壌層の直上に堆積する大山倉吉軽石層から溶脱された Ca²⁺ が重粘な古土壌層に集積したためである。

黄土、砂漠土はともに pH (H₂O) 値が高く、交換性 Ca 含量、Mg 含量ともに極めて高く、塩基飽和度も高い。Te Ngae

第3図 砂、シルト、粘土の三成分化

I : 玄海町の玄武岩風化土とレス

II : 北九州、与那国のレス

III : 風成砂 IV : 火山灰 V : 中国黄土

1~12は供試試料 M : 盛岡黄砂

第2表 供試試料の化学的性質

試料番号	地 域	pH ¹⁾ (H ₂ O)	pH ²⁾ (NaF)	腐植 ³⁾ (%)	交 換 性 塩 基 (me/100g 乾土) ⁴⁾				CEC ⁵⁾ (me/100g 乾土)	塩基飽和度 (%)	リン酸吸収係数 ⁶⁾ (mgP ₂ O ₅ /100g 風乾土)
					Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺			
1	出雲・妙見山	4.9	8.7	0.92	2.12	1.68	0.67	0.69	21.16	24	1040
2	出雲・妙見山	4.9	8.2	0.46	1.31	1.87	0.17	0.23	12.01	30	700
3	久 美 浜	7.6	8.4	0.94	20.26	3.82	0.38	0.53	29.07	86	1010
4	網 野	5.9	8.7	0.43	3.05	4.01	0.29	0.61	12.32	65	950
5	福 井・加 戸	4.6	9.7	1.94	0.34	0.02	0.23	0.50	20.86	5	1640
6	福 井・加 戸	5.1	9.5	0.87	0.67	0.18	0.17	0.43	17.22	8	1270
7	福 井・加 戸	5.3	9.5	0.48	0.22	0.39	0.13	0.12	7.06	12	950
8	淳 化	8.2	8.9	0.49	22.1	1.3	0.3	0.2	17.9	>100	930
9	淳 化	8.6	9.5	0.19	22.5	11.3	0.3	0.2	16.0	>100	1340
10	武 威	8.3	8.0	0.15	13.7	1.1	0.2	0.3	5.8	>100	360
11	武 威	8.8	8.6	0.71	20.3	7.4	0.5	7.2	21.3	>100	1180
12	満 州 里	7.0	8.0	1.11	22.0	12.4	0.8	0.5	21.9	>100	980
13	Te Ngae	5.9	8.8	0.34	4.0	0.5	1.0	0.9	9.3	68	620

1) ガラス電極法 (土壌 : 溶液 = 1 : 2.5)

2) 土壌 : 溶液 = 1 : 50 激しく攪拌して2分後の pH を測定

3) 簡易チューリン滴定法 (腐植 = 全炭素 × 1.7)

4) N-酢酸アンモニウム (pH 7.0) 抽出法, Ca, Mg ; 原子吸光法, K, Na ; 炎光度法

5) 陽イオン交換容量 ; N-酢酸カルシウム法 (pH 7.0)

6) 2.5% リン酸アンモニウム法 (pH 7.0)

第3表 シルト以下 (<0.02mm) 画分の化学組成 (%)

No.	地 域	-H ₂ O	I L*	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Total	SiO ₂ /Al ₂ O ₃ モル比	Qz**(%) 含 量
1	出雲・妙見山	4.86	8.12	52.21	22.33	6.77	0.38	0.08	0.12	1.56	1.02	0.84	0.04	98.33	3.97	70
2	出雲・妙見山	2.47	6.45	58.32	18.48	6.95	0.52	0.10	0.10	1.34	1.56	0.81	0.03	97.13	5.36	64
3	久 美 浜	3.93	7.76	51.52	16.71	16.72	0.49	0.13	0.13	1.32	1.24	1.00	0.04	100.99	5.24	74
4	網 野	4.20	9.24	49.33	22.80	10.56	0.53	0.14	0.07	0.94	1.17	0.79	0.08	99.85	3.68	43
5	福井・加戸	4.79	9.04	48.25	22.50	8.71	0.50	0.07	0.14	1.62	1.08	0.81	0.08	97.59	3.65	59
6	福井・加戸	5.50	9.48	48.49	23.39	8.31	0.51	0.08	0.11	1.55	1.09	0.79	0.15	99.55	3.52	32
8	淳 化	1.88	4.82	65.53	15.00	5.38	0.45	0.09	1.61	1.59	2.22	1.66	0.11	100.34	7.43	58
9	淳 化	1.32	12.88	51.13	11.20	4.69	0.29	0.08	11.56	1.97	1.89	1.40	0.11	98.52	7.76	31
10	武 威	0.16	3.76	75.65	9.20	2.60	0.12	0.04	2.56	1.17	2.07	1.86	0.07	99.26	13.98	41
11	武 威	1.53	12.32	48.77	13.12	5.59	0.32	0.11	8.95	3.05	3.04	2.58	0.09	99.47	6.32	31
12	満 州 里	3.48	4.52	61.29	15.44	5.43	0.56	0.14	0.70	1.49	2.44	2.63	0.07	98.19	6.75	49
13	Te Ngae	3.61	5.61	64.35	17.42	2.63	0.23	0.04	0.70	0.14	1.86	2.52	0.04	99.15	6.28	6(27)***

1) 0.02mm以下のシルト・粘土画分は、相対湿度50%の硫酸デシケター中で8日間平衡させた試料について完全分析を行った。

2) -H₂O; 110°C乾燥による重量減, IL; 110-950°C乾燥による重量減, また試料を Na₂CO₃ 熔融後, SiO₂ は重量法, Al₂O₃, Fe₂O₃ はフェロン比色法, CaO, MgO は原子吸光法で分析した。また別に試料を HF-H₂SO₄ 分解後, MnO は原子吸光法, TiO₂ はタイロン法, K₂O と Na₂O は炎光光度法, P₂O₅ はモリブデン青比色法により分析した。

* 灼熱損失

** 20-5 μ画分の重量%

*** (27) はクリスタバライト

レスは pH (H₂O) 値が低く、交換性 Ca 含量は日本のレスと大差はない。

このうち淳化9は pH (NaF)、リン酸吸収係数が少し高い。これは遊離の鉄、アルミニウム3、2 酸化物を多く含むためである。また黄土や砂漠土で塩基飽和度が100%以上になるのは、交換性陽イオンのうち、特に Ca²⁺ が交換態のほか CaCO₃ の形態で存在するものがあり、N-酢酸アンモニウム抽出の際に一部溶出してくるため、交換性陽イオンの合計が CEC より大きくなるからである。即ち、黄土や砂漠土に CaCO₃ が多く存在することが示されている。例えば、淳化9や武威11にはシルト以下画分に約8%のCaCO₃などの炭酸塩が含まれており、pH (H₂O) 値の高いことともよく対応している。武威11に Mg, Na 含量が高いのは、塩類土壌であるので、Ca, Mg, Na の炭酸塩からの陽イオンの溶出もあるからである。

なお、黄土、砂漠土、ニュージーランドレスとも粘土が pH 10.0 で分散する結晶質成分を主体にした粘土鉱物からなる。

3) 0.02 mm 以下の画分の化学組成

第3表は、北九州と与那国島の場合と同様にシルト、粘土画分 (<0.02mm) について完全分析を行った結果である。

得られた数値を北九州と与那国島のレスの分析結果と比較すると、試料1~6は灼熱損失、Al₂O₃ 値ともほぼ同じで、SiO₂ 値もほぼ同じか若干高い数値である。SiO₂/Al₂O₃ モル比は久美浜3と出雲2で5.2~5.3と盛岡黄砂と同じであるほかは、いずれも北九州のレスの分析値にほぼ等しい。中国大陸の黄土、ニュージーランドレスは6~7と高く、与那国島のレスに近い。

また淳化9と武威11の灼熱損失が10%を超え、CaO 含量もかなり高い値を示すのは、CaCO₃ など炭酸塩が約8%近く含まれているからである。その他の化学成分は、黄土、砂漠土、ニュージーランドレスとも武威10で SiO₂ 値がやや高い点を除けば特に大きな違いはない。

つぎに、主要成分である -H₂O・IL (灼

熱損失) と SiO₂, Al₂O₃ の三成分比を第4図に表わすと、試料1~6の山陰および北陸の古土壌は、すべて北九州のレスと同じ黄砂グループに入る。これは、出雲、久美浜、網野、福井の古土壌に含まれているシルト、粘土画分の大部分が過去の風成塵起源であることを裏付けているものである。即ち、第4図から、山陰、北陸の古砂丘中に埋没する古土壌がレスを母材に生成されたものであると判断される。

中国大陸の黄土、砂漠土は黄土グループの領域に入るが、淳化9と武威11は CaCO₃ など炭酸塩に富むために SiO₂ 値、Al₂O₃ 値が相対的に低くなり、少し下位にプロットされる。しかし、これも灼熱損失のうち炭酸塩に由来する減量(約8%)を除いてみると成瀬・井上(1982)の示した領域にプロットされる。

なお武威10は砂漠土で、粒径も粗く、黄土とは粒径組成上、異なるものの、シルト以下画分の化学組成はほぼ同じ領域に属する。それは黄土、砂漠土の起源が大体同じであり、風で飛ばされた

第4図 ケイ酸、アルミナ、灼熱損失 (IL)・水の三成分比

- A : 中国大陸の黄土
- B : 黄砂, レス (古土壌も含める)
- C : 風成砂 D : 火山灰
- 星印 : 上越市と盛岡市の黄砂
- 丸印 : 供試試料 (1~12)

第5図 X線回折図 (Mg-粘土 (< 2 μ) 脱鉄処理粘土)
1~12は供試試料番号, 地名については第1表参照。

きの粒径の違いにより粗い物質が砂漠地帯に, 細粒物質が黄土地帯に分級された結果と考えられる。

IV. 粘土鉱物について

供試試料の粘土画分 (< 0.002mm) を脱鉄処理後, K-飽和, Mg 飽和粘土を調整し, パラレルオリエンテーション法でX線回折を行った (測定条件: 30kV, 12mA, $\text{CuK}\alpha$, Ni フィルター)。

第5図に示すように, 粘土中には, いずれも 14 Å, 10 Å, 7 Å, それに 3.33 Å, 4.21 Å に回折ピークが強く明瞭に現われている (K飽和粘土のX線回折図は図示省略)。

14 Å 鉱物は, パーミキュライト, モンモリロナイト, クロライト, 中間性鉱物など, 10 Å 鉱物は大部分がイライト, 7 Å 鉱物はカオリナイト, それに 3.33 Å, 4.21 Å 鉱物は石英である。

このように, 山陰や北陸の古土壌に含まれる粘土鉱物が, 北九州や与那国のレス, 川崎 (1982) が明らかにした東松浦半島の玄武岩台地土のレス, 浜崎 (1972) が明らかにした種子島の古土壌, それに中国大陆の黄土, 砂漠土などに含まれる粘土鉱物と非常に類似していることも (阪口 1977), 古土壌中の細粒物質が風成塵起源であることを裏付けている。

つぎに, シルト (5 ~ 20 μ) 画分中の石英含量をX線回折 (粉末法, 内部標準物として CaF_2 を使用) により定量すると, 第3表に示すようにシルト画分中にかなりの量の石英が含まれていることがわかる。この石英も, 大部分が風成塵起源であろう。

シルト画分のかかなりの部分が石英であり, 粘土画分の鉱物が上述のような組成を示すのは, 現在, 中国大陆から日本に飛来する風成塵において

も同様である。

第6図は、1977年2月24日に盛岡市に降った黄砂（井上・吉田 1978）と、1982年1月29日に岩手大学構内に降った新雪9 kg 中の氷晶核物質の分析結果である。

まず、黄砂を細粘土 ($<0.2\mu$)、粗粘土 ($0.2\sim 2\mu$)、シルト ($2\sim 20\mu$) に細分して X 線回折を行ったところ、石英はシルト (37%) > 粗粘土 > 細粘土の順で粗い画分に多く含まれるのに対し、細粒画分には $14\text{\AA}$, $10\text{\AA}$, $7\text{\AA}$ 鉱物が多く含まれている。なお図中の点線はグリセロール処理によるもので、盛岡黄砂の $14\text{\AA}$ 鉱物の主要部分はモンモリロナイトであり、ほかにクロライトが存在していることがわかる。

つぎに、新雪の氷晶核物質 (約12 ppm) には、中国黄土と同じく $14\text{\AA}$, $10\text{\AA}$, $7\text{\AA}$, $3.3\text{\AA}$ にピークが認められ、同じような粘土鉱物からなる。

V. 古砂丘の発達とレスの堆積

1) レスを母材にした古土壌

これまで述べたように、出雲、久美浜、網野、福井の古土壌の化学分析の結果は、火山灰の風化物である福井7を除いて、いずれも北九州や与那国のレス、中国大陸の黄土、砂漠、それに黄砂や氷晶核物質などの分析結果とほぼ一致した。

そして X 線回折によると、古土壌層に含まれるシルト画分中には風成塵起源である石英が多量に存在し、粘土画分中には $14\text{\AA}$ 鉱物、イライト、カオリナイト、石英が含まれ、黄砂や氷晶核物質と同じ特性を有している。

これらの分析結果を総合すると、山陰、北陸の古砂丘下に埋没する古土壌は、レスを母材に生成されたも

第6図 盛岡市の黄砂(1~3)と氷晶核物質(4)の X 線回折図

のであると結論づけることができる。

前述のように、古砂丘に埋没する古土壌の存在には、砂丘の形成、言いかえれば風成砂の堆積に中断のあったことが示されている。中断の期間は必ずしも明確ではないが、少なくとも $10^3 \sim 10^4$ 年のオーダーと見積られる。砂丘の形成が中断している間、安定した砂丘上には土壌化が進行するような条件が整い、そこに中国大陆から頻繁に飛来した風成塵が堆積するようになり、時間の経過とともに次第に厚みを増し、レス層が形成されていたのであろう。

現在、風成塵は少雪地域では直接地表に、日本海側など多雪地域では雪の氷晶核として降下堆積することも多い。井上(1981)は多雪地域の八幡平で、完新世を通じて $770\text{mg}/\text{cm}^2/1,000$ 年の割合で氷晶核物質が泥炭層中に堆積したことを明らかにしている。いっぽう、最終氷期の積雪限界域は、鈴木(1974)によると現在の多雪地域とほとんど変わらず、山陰や北陸などは最終氷期にも降雪があったと考えられているので、山陰や北陸では最終氷期に直接地表に堆積するほかに氷晶核として降下堆積したものも多かったに違いない。

山陰と北陸の最終氷期の風成塵の堆積量を堆積年代と粒度組成の判明している網野4を例にとって算出すると次のようである。網野4を採取した古土壌は、約4.5~4.7万年前に堆積した大山倉吉軽石(町田・新井 1979)上に生成されており、そしてこの古土壌は約5,000年前頃に堆積した風成砂におおわれる(ENDO 1980, 豊島 1975, 角田 1975)ので、この間、約4万年である。古土壌層の厚さは65cm、シルト以下画分の量比は62%、土壌の仮比重を $1.0 \sim 1.4\text{g}/\text{cm}^3$ とすると、

$$65\text{cm} \times 1 \times 1.0 \sim 1.4 \times 0.62 / 4 \text{ 万年}$$

で、堆積量は $1.0 \sim 1.4\text{g}/\text{cm}^2/1,000$ 年となる。この数値は、北九州の唐津で求められた $2.1 \sim 3.3\text{g}/\text{cm}^2/1,000$ 年の約半分の量である。シルト以下画分の量比は、むしろ網野のほうが多いので、結局、堆積に要した時間に比較して古土壌層の層厚が薄いために堆積量が少なく見積られたこととなる。

2) 風成砂層中にも混入している風成塵

北九州の芦屋砂丘地に分布する鬼津風成砂(約

7万年前)には約10%のシルト・粘土画分が含まれており、粘土鉱物は $14\text{\AA}$ 鉱物をはじめイライト、カオリナイト、石英で構成されている(成瀬・井上 1982)。このシルト・粘土画分は、鉱物組成からみると風成塵起源であり、古土壌層のみならず風成砂層中にも風成塵の混入した事実が認められる。

同様に、倉林(1972)は玄海砂丘I、山口県安岡の古砂丘I、島根県差海の差海砂層に含まれる少量の粘土をX線回折し、Al-バーミキュライト、Al-バーミキュライト-イライト不規則混合層鉱物およびイライト、カオリン鉱物の存在を認めた。そして極く少量ではあるが風成砂層中に風成塵が混入した事実を示唆した。倉林は、さらに鳥取県の北条砂丘と鳥取砂丘の新田I、II、浜湯山の古砂丘砂層中にも同様の粘土鉱物が含まれている事実を指摘した。

このように、北九州から山陰にかけて日本海沿岸に分布する最終氷期の風成砂層(古砂丘砂層)中にも少量ではあるが風成塵が混入した事実を認めることができる。

ただし倉林は、鳥取県の古砂丘については、古土壌層にあたる層準をも風成砂層として一括して取扱っている。ここで本稿の目的に沿って古土壌層と風成砂層を区分すると、倉林の風成砂層のうち古土壌層にあたる層準には $14\text{\AA}$ 鉱物やイライトが多く含まれ、風成砂層にはイライトやアロフエンが含まれている。即ち、古土壌層はレスの特性が明瞭であり、風成砂層はイライトの存在により風成塵の影響が多少認められる程度である。

3) 砂丘の形成とレスの堆積

第7図は、出雲、久美浜、網野、福井の最終氷期の風成砂の堆積、即ち古砂丘の形成と古土壌の発達に関する編年である。

風成砂は、約7万年前、5万年前、3万年前、 $1.8 \sim 2$ 万年前の4回と完新世に入ってから4,000~5,000年前に堆積している。このうち広範囲にわたって分布しているのは約7万年前、5万年前と4,000~5,000年前の風成砂層で、約3万年前と $1.8 \sim 2$ 万年前の風成砂層はごく限られた地域にしか分布せず、本調査地域でも福井海岸に認められる程度である(成瀬 1982)。

第7図 山陰、北陸海岸地域の風成砂層と古土壤層の編年

-1~-7-は供試試料の層準

1: 風成砂 2: レスを母材にした古土壤 (7を除く) 3: 火山灰

DMP: 大山松江軽石 DKP: 大山倉吉軽石 AT: 始良 Tn 火山灰

JP: 城軽石

約7万年前や5万年前、4,000~5,000年前の風成砂層の分布が広いのは、現海岸線に比較的近い位置にあった当時の海岸線が後退し、拡大した砂浜から大量の砂が内陸に堆積して二次砂丘が形成されたためである。これに対して約3万年前や1.8~2万年前には海岸線がはるか沖合いに後退したため、現在の海岸線までは砂が供給されず、砂丘の形成は極めて局地的にならざるをえなかったのであろう。この時期の風成砂層は、風蝕などによる再堆積層とみられる。

約7万年前の風成砂層は、最終間氷期に生成された赤色古土壤をおおって堆積しており、福井7の火山灰風化古土壤Vは最終間氷期に生成されたものである。

約7万年前に堆積した風成砂層上にはやがて古土壤IVが生成され始める。この時期には風成砂の堆積が中断し、かわって地表には風成塵が堆積し始め、次第に厚みを増しレス層が形成され、同時にレスを母材に土壌化が進行した。久美浜3、福井6の古土壤はこの時期に生成されたものである。

この後、5万年前に再び風成砂の堆積する時期がくるが、久美浜や網野ではこの時期の風成砂は見つかっていない。

約4.5万年前に大山倉吉軽石が堆積した後は、出雲や久美浜、網野でも約4,000~5,000年前に風成砂層下に埋没するまで長期間にわたって風成砂の堆積がなく、古土壤の生成される環境にあった。この間、風成塵が堆積し、レス層が形成された。しかしながら、古土壤は、この間、常に生成されていたという訳ではなく、何回かの土壌剝離期が存在したと考えられる。それは前述のように土壌の生成期間に比較して北九州よりも網野の古土壤のほうが薄い点に表われている。

福井海岸では、その間、古土壤の生成は2度中断し、約3万年前と2万年前頃に風成砂の堆積する環境が出現している。

このように最終氷期に風成砂の堆積と古土壤の生成が繰返すなかで、風成塵は最終氷期を通じて中国大陸から頻繁に飛来した。それは北九州から山陰にかけて分布する風成砂層中にも風成塵が混

入している事実に示されている。ただし、砂丘の形成途上において、中粒砂に混じって風成塵のような細粒物質が堆積しにくく、しかも砂丘の形成が比較的短期間に行なわれたことなどの理由から、風成塵が風成砂層中に混入することは極めて少なかったものと思われる。これに対して古土壤層は長期間地表に露出し、風成塵が堆積する時間も長く、しかも植生も存在したと推測されるので、堆積後も土壌の流亡が防がれたのであろう。

VI. 結 論

日本海沿岸に分布する海岸砂丘のうち、出雲海岸、久美浜海岸、網野海岸、福井海岸の古砂丘に埋没する古土壤、および中国大陸の黄土、砂漠土、ニュージーランドのレスを分析した結果、次のような結論が得られた。

1). 出雲の妙見山、久美浜の葛野、網野の掛津、福井の加戸の計7試料の粒度分析、化学分析、シルト、粘土画分の完全分析および粘土画分のX線回折の結果は、北九州や与那国島で得られたレスの分析結果および中国黄土や砂漠土の分析結果とほぼ同じ特性を示した。これによって古砂丘に埋没する古土壤がレスを母材にして生成されたものであることが明らかとなった。

2). レスを母材とした古土壤は、中央粒径値が $1\sim 11\mu$ 、軽埴土～重埴土で、 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ モル比が高く、粘土鉱物は $14\text{\AA}$ 鉱物をはじめイライト、カオリナイト、石英からなり、シルト ($20\sim 5\mu$) 画分中に含まれる風成塵起源の石英含量は $32\sim 74\%$ にも達する。

3). シルト・粘土画分中の主要な成分である SiO_2 、 Al_2O_3 、 $-\text{H}_2\text{O}$ ・灼熱損失の三成分比を求めると、本調査地域の古土壤はすべて北九州で得られた黄砂グループに入る。したがって、古土壤に含まれるシルト、粘土画分は大部分が風成塵起源とみられる。

4). 風成塵が、古砂丘の砂層中にも混入している事実からみて、中国大陸起源の風成塵が最終氷期を通して日本に頻繁に飛来したことは明らかである。ただ砂丘の形成期間は短かく、また砂丘形成のメカニズムを考えると風成砂層中に風成塵のような細粒物質が混入する度合いは低かったと思

われるし、実際に風成砂層中に含まれる風成塵起源のシルト・粘土画分は 10% 以下にすぎない。これに対して、古土壤層は、 $10^3\sim 10^4$ 年のオーダーの期間地表に露出していたことを示す層準であるので、古土壤の生成期というのは長期にわたって安定した地表に風成塵が累積し、次第に厚いレス層が形成されるのには都合のよい環境であったといえよう。

謝 辞

本研究をすすめるにあたって、黄土および砂漠土の試料を提供いただいた静岡大学農学部の村井宏教授、火山灰を同定していただいた東京都立大学の町田 洋教授、群馬大学の新井房夫教授、現地調査でお世話になった浜松市立白脇小学校の小野間正巳教諭、英文を校閲いただいた兵庫教育大学の佐々木正道助教授に深く謝意を表わす次第である。

引用文献

- ENDO, K. (1980): Coastal sand dunes in Japan. *Shimoda Symposium, commission on the coastal environment, IGU, Japan* p. 14.
- FRENZEL, B. (1968): *Grundzüge der Pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens*. Wiesbaden, p. 250.
- 浜崎忠雄 (1972): 種子島の火山灰土壌に関する2・3の問題について. ペドロジスト, **16**, 78-91.
- 井上克弘・吉田 稔 (1978): 岩手県盛岡市に降った“赤雪”中のレスについて. 日本土壌肥料学雑誌, **49**, 226-230.
- (1981): 火山灰土壌中の $14\text{\AA}$ 鉱物の起源——風成塵の意義——. ペドロジスト, **25**, 97-118.
- 川崎 弘 (1982): 佐賀県北部上場台地の土壌とおんじゃく. 九州農業試験場報告, **22**, 321-341.
- 倉林三郎 (1972): 大山火山灰層の粘土鉱物学的特徴. 地質学雑誌, **78**, 1-11.
- 町田 洋・新井房夫 (1979): 大山倉吉軽石層——分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, **88**, 33-50.
- MOAR, N. T. (1973): Pollen analysis of late Otiran and Aranaian sediments at Blue Spur Road (S 51), North West-

- land. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **16**, 333-344.
- 成瀬敏郎 (1980) : 北九州と北陸におけるヴェルム氷期の砂丘形成. 西村先生退官記念地理学論文集, 124-128.
- ・井上克弘 (1982) : 北九州および与那国島のレス——後期更新世の風成塵の意義——. 地学雑誌, **91**, 26-42.
- (1982) : 最終氷期以降の日本沿岸域の風成堆積層——海水準との関連について——. 第四紀研究, **21**, 41-45.
- 角田清美 (1975) : 日本海および東シナ海沿岸の主な海岸砂丘地帯の形成期と固定期について. 第四紀研究, **14**, 251-276.
- (1978) : 京都府丹後砂丘地内の段丘堆積物の ^{14}C 年代. 地球科学, **32**, 262-264.
- 鈴木秀夫 (1974) : 氷河時代の環境復元. 科学, **44**, 409-415.
- 豊島吉則 (1975) : 山陰の海岸砂丘. 第四紀研究, **14**, 221-230.
- 植村善博 (1981) : 丹後半島の海岸段丘. 『地表空間の組織』, 古今書院, 430-437.
- 阪口 豊 (1977) : ダスト論序説, 地理学評論, **50**, 354-361.
- (1982年10月2日受理)

追記

本稿の投稿後, MIZOTA, C. (1982) : Tropic origin of quartz in Ando soils and red-yellow soils on basalts, Japan. *Soil Scie. Plant Nutr.*, **28**, 517-522. が発表され, 溝田は火山灰や赤黄色土に含まれる $1-10\mu$ の石英が風成塵起源であることを酸素同位体比法によって明らかにしている。