北部九州の緩斜面上に発達する風成塵起源の細粒質土層

溝田 智俊^{*1}・下山 正一^{*2}・窪田 正和^{*2}
竹村 恵二^{*3}・磯 望^{*4}・小林 茂^{*5}

北九州の緩斜面上に発達する細粒赤黄色土壌は、従来基盤岩の風化生成物に由来するものと考えられてきた。しかし、最近、土壤鉱物学および地球化学的手法によって、これらの土壌の生成にはアジア大陸内部起源の広域風成塵の寄与が著しいことが次第に明らかにされつつある。筆者らは、北九州の火成岩(花崗岩および玄武岩)がつくる緩斜面上に発達した細粒質土層の2土壌断面について、石英の粒径組成、酸素およびSr同位体比、火山ガラスの屈折率を測定した。

両土壌中に含まれる石英の粒径分布は著しく均一で、福岡において黄砂現象に伴って降下した風成塵に一致した。石英の酸素同位体比および全岩のSr同位体比は、基盤岩のものとは著しく異なり、中国北西部黄土高原の黄土に近似していた。これらの結果と地形と地質の特徴を考え合わせると、細粒質土層の主要成分は風成塵由来と推定される。土層断面内にはK-AhおよびAT広域テフラの挟在が確認され、テフラの噴出年代と降灰層準間の堆積物の厚さから、この細粒質土層の平均的な堆積速度が試算された。その値は $0.027 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ である。細粒土層全体の厚さから、細粒土層の形成は最近5~6万年以降になされた可能性が高い。主要母材である風成塵の供給が過去5~6万年より以前にまったくなかったとは考えにくいので、北部九州の安定な地形面の更新が数万年単位で起こっているものと解釈した。

キーワード：広域風成塵、酸素同位体比、Sr同位体比、北部九州、緩斜面の安定性

I. はじめに

冬の終わりから春先にかけて、中国大陸内部の乾燥地帯から頻繁に飛来する、いわゆる黄砂(広域風成塵)が、わが国、とくに西南日本の土壌や堆積物の発達に少なからず寄与していることが、最近明らかにされつつある(井上・溝田, 1988; 井上・成瀬, 1990)。広域風成塵は微細な石英および雲母(直径 $50 \mu\text{m}$ 以下)(Inoue and Naruse, 1987)を主要鉱物成分として含むため、長期間安定な地形面上に発達する土壌中には、これらの鉱物を指標として風成塵集積の歴史が追跡できるに違いない。

石英は、土壌や堆積物に普遍的に含まれる鉱物で、地表の主要造岩鉱物としては物理化学的にきわめて安定である。石英の化学式は SiO_2 で、ケイ素と酸素のみで構成されている。石英の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比(酸素同位体比)は、生成温度によって一義的に決定され、風化、運搬および再堆積過程を通じての二次的同位体交換反応に対して著

しく安定である。このため、石英の酸素同位体比は土壌や堆積物の起源についての直接の証拠として利用される(溝田・井上, 1988)。いくつかの既往の研究(井上・溝田, 1988)によれば、中国黄土、黄砂現象に伴う泥雨堆積物、風成塵のみを唯一の栄養源として涵養されているミズゴケ泥炭(高位泥炭)中の細粒質石英(直径 $1\sim 10 \mu\text{m}$)の酸素同位体組成($\delta^{18}\text{O}$ 値)は著しく均一で、ほぼ $+16\sim 17\text{‰}$ である。このような風成石英粒子の酸素同位体比は、地殻を構成する岩石中の石英の酸素同位体比の平均値に近く、北半球中緯度を吹く偏西風の影響下の東アジア地域において、風成塵の集積を確認する上で、最も有効な指標の一つとなっている(溝田・井上, 1988)。

地球表層にみられるグローバルな物質循環の解明には、地球化学的挙動の異なるいくつかの同位体を組み合わせる方法が有効である(Faure, 1977)。 ^{87}Sr は放射性 ^{87}Rb の壊変によって生成する。したがって、概略的にみて、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は岩石の生成年代を反映する。黄

1991年6月17日受付。1992年1月25日受理。日本第四紀学会1991年大会(高知)において発表。

*1 岩手大学農学部土壌学教室 〒020 盛岡市上田3丁目18-8。

*2 九州大学理学院地球惑星科学教室 〒812 福岡市東区箱崎6-10-1。

*3 京都大学理学院付属地球物理学研究施設 〒874 別府市野口原。

*4 西南学院大学文学部自然地理学研究室 〒814 福岡市早良区西新6-2-92。

*5 九州大学教養部人文地理学研究室・国立民族学博物館 〒810 福岡市中央区六本松4-2-1。

図1 調査地点位置図および風成細粒質土層試料採取地点

Fig. 1 Map of north Kyushu showing the surveying and sampling locations of fine soil materials

土、広域風成塵および海洋底に堆積した赤色粘土(pelagic clay)は大陸内部の古い地殻の最表層に由来するため、その $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は島弧の顕生代の火成岩、とりわけ新生代火山岩や中生代花崗岩(Faure and Powell, 1972)より明らかに高い値をとる。ストロンチウムは質量数の大きい原子であることから、岩石の風化作用に伴う $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の分別は無視しうるほど小さいことが知られている(Dasch, 1969)。したがって、大陸起源風成塵粒子の追跡には、先に述べた石英の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比と、この $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をトレーサースとして組み合わせる方法が有効であると考えられる。

従来、北部九州の火山岩のつくる緩斜面上に発達する赤黄色土については、長らく基盤の岩石に由来する残積性土壌、またはその二次堆積物と考えられてきた。最近、母岩とその上位の土壌との間の粘土鉱物学的異常(川崎, 1982; 成瀬・井上, 1982), 化学組成(成瀬・井上, 1982), 細粒質石英の深度別分布特性(川崎, 1982; Mizota and Takahashi, 1982)および土壌中の石英の酸素同位体組成(Mizota, 1982)から、大陸起源風成塵

の集積が散発的に報じられており、これらはグローバルな分布を示す広域風成塵起源の土壌である可能性が高い。しかし、これらの風成塵の集積した年代については、放射性炭素による年代測定に有効な有機物を含まないため、これまで判然としなかった。今回著者らは、前述の同位体地球化学的手法と北部九州の代表的な広域テラフである鬼界—アカホヤ(K-Ah)火山灰(ca 6,300 yrs BP)および始良 Tn(AT)火山灰(ca 25,000 yrs BP)の挟在関係から、緩斜面上に発達する細粒質土層の堆積年代とその起源を明らかにした。

II. 調査地

1. 地形および地質の概略

1) 太宰府九重原

太宰府九重原は、太宰府市の北部に位置する開析扇状地で、周囲を谷で囲まれており、独立した緩斜面をなしている(図1, 図2)。この扇状地は花崗岩巨礫を主体とする礫層から構成されており、土石流扇状地の名残りと考えられる。四王寺山の周辺には、同様の高度に類似

図 2 太宰府九重原付近の地形および地質図

破線は地層区分線、矢印は図 4 の土層断面図の位置を示す。

Fig. 2 Topographic and geologic map of Kokonoebaru, Dazaifu city

The allow shows the location of the columner section in Fig. 4.

の礫層が散点的に分布している。これらの礫層のつくる緩傾斜面は Aso-4 火砕流の堆積面（須玖面）より 1 段高く、礫層の礫は「半クサリ礫」で、基質も著しく赤色風化をしている。これらの地形的位置や堆積物の特徴から、太宰府九重原の緩傾斜面は福岡地域の春日面（浦田, 1962）や有明海沿岸地域の中位段丘上位面に対比される。

太宰府九重原の中位段丘上位面構成礫層の厚さは 10 m 程度に過ぎず、基盤の花崗岩の上に不整合で載っている。山口ほか（1983）の 5 万分の 1 表層地質図によれば、太宰府九重原周辺の基盤地質は黒雲母花崗岩で占められている。黒雲母花崗岩の大部分は深層まで風化して、いわゆる「マサ」の状態となっている。黒雲母花崗岩の形成時期は中生代白亜紀中期とみられている。

太宰府九重原の緩傾斜面の表層には、細粒質の黄色土が部分的に厚く発達している（図 2 の黒色部分）。この部分の緩傾斜面上の地表面には、礫の露出はほとんど観察されない。しかし、黄色土層の厚さは一定ではなく、全体として礫層上面の凹凸をならして、覆うような分布

を示している。今回の調査地点は細粒質黄色土層の最も厚い部分を選んでいるため、結果的に「レンズ」状部分に当たっていると思われる。この中位段丘上位面は沖積面からの比高が 30 m 以上あり、水系からは完全に切り離された尾根状の緩傾斜面をなしている。このような地形的特徴から、本段丘上への花崗岩以外の母材の供給は降下堆積物のような風成堆積物以外には考えられない。

2) セツ釜

セツ釜は東松浦半島の北東端に位置し、玄界灘に突出した岬部分である（図 1, 図 3）。東松浦半島の地形は全体に北に向かってゆるく傾斜した玄武岩台地群である。これらの玄武岩台地を構成しているのは東松浦玄武岩類と呼ばれるアルカリ玄武岩類である（Aoki, 1959）。東松浦半島の玄武岩類は広域玄武岩類の一つで、九州北西部の広い面積を占めて分布している。Nakamura *et al.* (1986) および宇都・岩森（1987）は東松浦玄武岩類の K-Ar 年代測定を行った。その結果得られた東松浦玄武岩類の噴出年代値は 3.0 ± 0.03 Ma である。溶岩台地をつくる複数の溶岩シートはそれぞれきわめて多数

図3 七ツ釜付近の地形および地質図
矢印は図5の土層断面図の位置。

Fig. 3 Topographic and geologic map of Nanatsugama, Karatsu city

The arrow shows the location of the columner section in Fig. 5.

の噴出源を持っていたと考えられる。現在、これらの噴出源は岬、島、岩礁となっており、玄界灘沿岸の海岸地形を特徴づけている。

七ツ釜の岬の基部付近の東松浦玄武岩類は、厚さ約25 mで地表を覆っている。この付近では第三紀の佐世保層群が玄武岩類の基盤岩類として、標高約25 m付近までせりだしている。岬の先端部の七ツ釜付近は溶岩の噴出源の一つと考えられ、基盤岩はなく、玄武岩類は直接海面下からそびえ立ち、柱状節理や海食洞とともに七ツ釜の奇勝をなしている。

玄武岩風化部分は土壌化し、“おんじゃく”と呼ばれる特殊土を形成している。おんじゃくはしばしば赤色を帯び、“赤おんじゃく”と呼ばれる。おんじゃく部分には玄武岩質の風化礫を混在している。おんじゃく部分の表層には、しばしば太宰府九重原と同様の細粒質土層が発達している。しかし、台地上の細粒質土層の厚さはきわめて薄く、通常はせいぜい30 cm程度に過ぎない。これに対して、岬の先端部の七ツ釜付近には玄武岩の直

上に局部的に厚い細粒土層が発達し、その厚さは1 m以上に達している(図3)。今回の調査地点は、本地域内の土壌の最も厚い部分に当たり、水系からは完全に切り離された尾根状の緩傾斜面をなしている。このような地形的特徴から、本台地上への玄武岩以外の母材の供給は、前述の九重原の場合と同様に、降下堆積物のような風成堆積物以外には考えられない。

2. 調査地の土壌断面の記載と調査方法

本研究において調査・研究した土壌断面の位置と模式断面(以下、九重原、七ツ釜断面と略称する)図を図4と図5に示す。

九重原断面は、福岡県太宰府九重原(標高273 m)の中位段丘面上にある(図2)。現植生はスギ造林地(約30年生)で、傾斜度9°(南方)である。段丘面を横切る道路の崖には、この段丘を構成する直径30 cm~1 mの花崗岩巨礫が露出し、風化した中生代の花崗岩(風化しており、マサになっている)の上に載っているのが観察される。

調査地点の土層は地表面から約1.2 mの深さまで連続している。土壌断面では、層位の分化が必ずしも明瞭ではないが、便宜上、表層を腐植土層のA層、黄色細粒土層主部をB層、礫層基質および基盤岩風化部のC層と3層を識別し、これらの境界部分を土壌移行層A/B層とB/C層とした。B層はさらにB1, B2の2層に区分した。A層を除く上部1.0~1.2 mのB層および土壌移行層部分(B/C層)は均質な粘土およびシルトを主体(63 μm以下の粒子が69~89%)とする黄色土であり、粗粒物質や細礫をまったく含まない。表層下1.3 m以下の部分は赤色を呈し、いわゆる古赤色風化殻(古赤色土)である。古赤色土は花崗岩礫を含んでおり、土層が深くなるにつれて風化花崗岩礫の割合が増大し、約1.5 mの深度で未風化の花崗岩巨礫からなる段丘礫層に移行する(図4)。

七ツ釜断面は、佐賀県唐津市七ツ釜(標高5 m)のほぼ水平な溶岩台地上にある(図3)。植生はノシバである。土壌断面は天然記念物「七ツ釜」の玄武岩柱状節理の最上部を覆う暗黄色の粘土およびシルト質細粒質土層からなる(図5)。台地上の土層は地表面から約1.5 mの深さまで連続している。土壌断面では、層位の分化が必ずしも明瞭ではないが、便宜上、表層を腐植土層のA層、黄色細粒土層主部をB層、基盤岩風化部(腐蝕岩)のC層の3層を識別し、これらの境界部分を土壌移行層A/B層とB/C層とした。B層はさらにB1, B2, B3の3層に区分した。A層を除く上部約1.5 mのB層および土壌移行層部分は、均質な粘土およびシ

図 4 太宰府九重原の土層断面図

各試料 63~125 μm の粒径画分に含まれる火山ガラス含有百分率, Sr 同位体比の垂直変化を示す。

Fig. 4 Columnar section of Kokonoebaru

Vertical distributions of grain-percentages of volcanic glass including in the particle size of 63 to 125 μm and strontium-isotope ratio.

ルトを主体 (63 μm 以下の粒子が 79~91%) とする暗黄色土であり, 粗粒物質や細礫をまったく含まない。表層下 1.3 m 以下の B3 の部分はやや赤色を帯びた暗褐色を呈し, いわゆる古赤色土である。1.5 m 以下は玄武岩の風化物である。上位の土層部分と下位の玄武岩風化物との間は移行部分を欠き, 不連続である。九重原断面の場合と同様に, 土層内には玄武岩風化細礫はほとんど認められない。

これら 2 土層断面には層位の分化が必ずしも明瞭ではないため, 地表面から機械的に深さ 10 cm 刻みで分割し, 連続的な試料を採取した (図 4, 図 5)。試料は室内で約 1 ヶ月間風乾し, 磁製乳鉢中で軽く粉碎して各種の分析に供した。

III. 測定方法

1. 石英の粒径分布と酸素同位体比の測定

風乾細土 5.00 g を 35% の H_2O_2 および 6M HCl によって煮沸処理し, さらに 1 μm 以下の粒子を遠心分離によって繰り返し除去した。よく分散した懸濁液を沈定

法とふるいによって, 10, 20, 53, 105, 210 および 500 μm で順次分画し, 各画分を乾燥秤量した。各画分 200 mg をピロ硫酸ナトリウムと共に溶融し, ついで 3 日間 30% ケイフッ化水素と反応させ, 粘土鉱物や長石類を溶解・除去し, 純粋な石英を単離した。各画分の回収率と各画分中の石英の含量から, 石英の粒径分布を求めた。石英の酸素同位体比の測定は岡山大学地球内部研究センターにおいて, ケイ酸塩分解炉, 真空ライン, および VG903 型質量分析計を用いて行った。石英の酸素同位体比は標準平均海水 (SMOW) に対する千分率変異 (‰) で示され, 酸素抽出から $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の測定に至るまでの全操作過程での測定精度は $\pm 0.1\text{‰}$ である。すべての試料石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値は標準石英 (NBS 28, $\delta^{18}\text{O} = +9.65\text{‰}$) に対して規格化した。

2. Sr 同位体比の測定

63 μm 以下の土壌試料をメノウ製乳鉢中で粉碎して, そのうち約 100 mg を白金のつぼ中で焼き, 炭質物を除去した後, HNO_3 -HF 混液により溶解させた。バリウム共沈法により Sr を一度沈澱濃縮したあと, 希塩

図5 セツ釜の土層断面図

各試料 63~125 μm の粒径画分に含まれる火山ガラス含有百分率, Sr 同位体比の垂直変化を示す。

Fig. 5 Columnar section of Nanatsugama

Vertical distributions of grain-percentages of volcanic glass including in the particle size of 63 to 125 μm and strontium-isotope ratio.

酸に再溶解し, Dowex 50W-X8 によるカラムクロマトグラフィーによって Sr を精製し, 塩化物として $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の測定に供した。

Sr 同位体比の測定は九州大学理学部地球惑星科学教室の JEOL JMS-05RB (single collector) 質量分析計により, Ta-Re-三重フィラメントで行った。試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ として規格化した。土壤試料測定期間中の Elmer and Amend 標準試料 SrCO_3 の測定値は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70811 \pm 9$ (1 σ) である。実効桁数は小数点以下 4 桁である。

3. 火山ガラスの含有率と屈折率の測定方法

乾燥試料を秤量したのち, 洗浄し, 250, 125, 63 μm のふるいで順次篩別し, 各画分を乾燥後秤量した。次に, 125~63 μm サイズの粒子を超音波洗浄器を用いて洗浄し, 再び乾燥した。このような前処理で調整された 125~63 μm サイズの粒子を火山ガラスの屈折率測定用の試料とした。屈折率の測定に先立って, 封入剤 (光硬化剤) を用いてこの試料の一部をスライドガラス上に固

定し, 岩石薄片を作成した。薄片を偏光顕微鏡で観察し, 火山ガラス・重鉱物・軽鉱物・その他を識別し, 特に火山ガラスの形態的特徴と重鉱物の組成を記録した。火山ガラス含有量を求めるため, 検鏡結果に基づき, 計数した全粒子に占める火山ガラスの粒子個数百分率を計算した。

一方, 火山ガラスの屈折率測定は(株)京都フィッシュン・トラック社製の温度変化型屈折率測定装置(RIMS 86)を用いて行った。

IV. 結果と考察

1. 石英の粒径分布と酸素同位体組成

太宰府九重原とセツ釜の代表的な層準について, 石英の累積百分率曲線とその微分曲線(点線)を図6に示した。土壤中の石英は著しく細粒質で, 大部分の粒子が 50 μm 以下である。これら 2 断面の両曲線は互によく類似しており, 黄砂現象に伴って福岡市に降下した泥雨堆積物中のもの (Mizota and Matsuhisa, 1985) とは

図 6 細粒土層中の石英粒子の粒径分布

試料は各土層断面の細粒土層の中間位置から得られた。点線はスプライン関数を用いて補完・近似した累積百分率曲線の微分曲線である。

Fig. 6 Particle size distribution curves of quartz in fine soil materials collected from Kokonoebaru and Nanatsugama

Samples were collected from the middle parts in the both columner sections. Dotted lines are differential curves of the ogives that were approximated by the Spline function.

とんど差が認められないことから、両者が共通の起源である可能性が高い。

太宰府九重原および七ツ釜試料中の全石英含有量はそれぞれ 22.1 および 19.7% であった。しかし、九重原断面の細粒土層の基盤の花崗岩中には、元来多くの粗粒な石英が含まれている。このため、細粒土層中の細粒質石英の一部が花崗岩から由来している可能性を粒径分布だけから否定することはできない。これに対して、七ツ釜断面の基盤をなしている玄武岩を粉末 X 線回折によって分析した結果、石英はまったく検出されなかった。したがって、七ツ釜土層中の石英は、土壌の生成過程において外から搬入されたものか、あるいは玄武岩の風化過程において二次的に新しく生成されたものと推定される。

太宰府九重原と七ツ釜試料中から単離した微細石英（直径 1~10 μm ）の酸素同位体組成（以下、 $\delta^{18}\text{O}$ と略記する）は $\delta^{18}\text{O} = +16.6\text{‰}$ と $\delta^{18}\text{O} = +17.7\text{‰}$ で、それぞれともに $+16 \sim 17\text{‰}$ に近く、既に報告されている太宰府九重原近くの Aso-4 火砕流の堆積面上の黒ボク土（筑紫野市針摺、 $\delta^{18}\text{O} = +16.1\text{‰}$ ）、玄武岩台地上の赤黄色土（鎮西町値賀川内、 $\delta^{18}\text{O} = +16.1\text{‰}$ ）、世知原市冬越峠、 $\delta^{18}\text{O} = +16.1\text{‰}$ ）、古砂丘中の古土壌中のもの（唐津市湊、 $\delta^{18}\text{O} = +15.8\text{‰}$ ）および石灰岩台地上の赤黄色土（北九州市平尾台、 $\delta^{18}\text{O} = +15.8 \sim 15.9\text{‰}$ ）（図

1）、さらにはミズゴケ泥炭や黄砂中の石英の値（Mizota, 1982; Mizota and Matsuhisa, 1985）に等しい。太宰府九重原の母岩（花崗岩）にも粗粒石英が多く含まれている。この粗粒石英の酸素同位体比は $+11.7\text{‰}$ であった。日本の花崗岩中の石英の一般的な $\delta^{18}\text{O}$ の値（ $+8.8 \sim 12.7\text{‰}$ ）（Matsuhisa *et al.*, 1972）と上位の細粒土層中の土壌石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値（ $+16 \sim 17\text{‰}$ ）は明らかに異なっており、土壌石英は母岩である花崗岩中の粗粒石英が単に物理的に細粒化されたものでないことを示唆する。黄砂中の平均的石英含量は 20%（Mizota and Matsuhisa, 1985）であるから、土壌中の石英がすべて風成塵に由来したと考えると、土壌中のこれら外来物質の含量はほぼ 100% に近い。一方、もしこの細粒質石英が土壌中で自生したとすれば、その $\delta^{18}\text{O}$ 値は 16°C （福岡の年平均気温）におけるシリカと水（本地域の天然水の平均値： $\delta^{18}\text{O} = -7\text{‰}$ ）の酸素同位体平衡分別係数（Kita *et al.*, 1985）からおおよそ $+31\text{‰}$ と見積られる。これらのデータからみて、細粒質土層に含まれる細粒質石英の起源は、基盤の岩石を土壌母材とする残積性の風化生成物ではなく、大陸から飛来した黄砂を主体とする降下風成塵であると推定される。

2. 土層試料の Sr 同位体比

太宰府九重原および七ツ釜断面試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を図 4 および図 5 に示した。九重原断面の深さ 1.2 m までの土層試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比はほぼ均一で、0.7237 から 0.7253 の高い範囲にある。一方、深さ 30~40 cm 試料から超音波処理とふるい分け（63~125 μm ）によって精製した純粋な鬼界—アカホヤ（K-Ah）のガラス画分（0.70449）および 1.5 m 以深の礫層中の基盤花崗岩礫（0.7082）の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は細粒質土層の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比とは著しく異なり、土層に含まれる Sr 含有相が第四紀火山灰や基盤火成岩と起源を異にするものと考えられる。なお、下位の礫層の粗粒赤色土中の基質部分の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は、新鮮な花崗岩と細粒質土層の中間の値を示している。類似の傾向は、玄武岩の上に発達する七ツ釜断面についても同様に認められる。ここで、玄武岩風化物（腐朽岩）の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は上位土層と下位の新鮮玄武岩の値のほぼ中間となった。粉末 X 線回折によれば、これら風化物中には少量の石英の混在が認められた。したがって、この風化物の中間的な $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は孔隙を通しての上位土層からの土壌粒子の移動・混合によるものと考えられる。一方、図 4 と図 5 の Sr 同位体比の垂直変化でも分かるように、火山灰の混入はごくわずかで、Sr 同位体比に影響を与える程の量ではない。

太宰府九重原および七ツ釜断面試料で観察された異

常に高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は、中国黄土や砂丘砂 (0.7185 : Taylor *et al.*, 1983; 0.712 ~ 0.716 : 田中・安藤, 1988), 岩手県沢内村に 1961 年に降下した赤雪中のダスト (0.7165 : 本研究) やハワイ諸島の高標高域の土壤 (0.7218 ~ 0.7273 : Dymond *et al.*, 1974) の値にきわめて近い。このことは、この細粒質土層がローカルな火成岩のみの残積性母材に由来しているのではなく、黄土や風成塵と同様に、古い地殻を代表する大陸内陸部乾燥地帯起源であることを示している。つまり、高い Sr 同位体比から、緩斜面上の細粒土壌のほとんどが、大陸内陸部乾燥地帯から風によって緩斜面上へもたらされた外来物質、すなわち黄砂 (レス) 堆積物の集積したものとして説明できる。

先に述べたように、本研究において分析した 2 断面土層試料の全岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比 (0.724 ~ 0.726) は、中国の黄土試料 (0.719) や、わが国に降下した風成塵 (0.717) の値に比べて明らかに高いことが注目される。一方、中国の内陸砂漠起源の風成塵が偏西風によってさらに太平洋の東方、ハワイ諸島まで運ばれたもの (0.722 ~ 0.727) は、太宰府九重原および七ツ釜断面試料の値に近い。これら新鮮な風成塵と風成塵起源の土壌の Sr 同位体比の違いは、風成塵が地上に降下し、多雨条件下 (強洗脱条件下) の土壌生成過程において、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が増大する可能性があることを示しているようにも見える。

3. 火山ガラス分析に基づく細粒層の堆積時期

上位から下位にかけての七ツ釜および太宰府九重原断面試料に含まれる 63 ~ 125 μm サイズの火山ガラスの含有量、形態や屈折率について述べ、各断面における火山灰降灰層準や年代について考察する。火山ガラス含有量は 63 ~ 125 μm サイズの粒子の個数百分率である。

1) 七ツ釜試料

上位から No. 1 ~ No. 15 試料に含まれる 63 ~ 125 μm の粒径画分にはほとんど重鉱物が含まれておらず、粒子は火山ガラス、軽鉱物、植物破片などからなる。火山ガラス含有量の変化の特徴は、以下のようにまとめられる。下位より No. 15 ~ No. 13 の 3 試料には火山ガラスがほとんど含まれず、No. 11 で急激に増加し、50% 程度の含有率になる。火山ガラス含有量はこれから上位に向かって減少する。No. 6 では含有量が少し増加し、No. 5 から上位に向けては含有量が漸減する。火山ガラスの形態はほとんどがバブルウォール型からなり、少量の軽石型をまじえる。色付きガラスは No. 8 層準より上位に認められる。

火山ガラスの屈折率は大きく 2 つのグループに分け

られる。1 つは、より下位の層準に認められる 1.498 ~ 1.500 程度のレンジを持つグループ A で、他方は 1.509 ~ 1.512 程度のレンジを持つグループ B である。このグループ A とグループ B の含有比に火山ガラス含有量を乗じてその含有量の変化を図 5 に表現した。

グループ A (屈折率 1.498 ~ 1.500) の火山ガラスの含有量は、No. 12 層準でごくわずかに認められ、No. 11 で含有量の最大値を示し、上位になるに従い漸減するが、最上位の No. 1 にも少量ではあるが、検出される。一方、グループ B (屈折率 1.509 ~ 1.512) の火山ガラスは、No. 9 層準である程度認められはじめ、No. 6 で含有量の最大値を示す。土層の上位になるにつれて漸減するが、これも最上位の No. 1 層準まで含まれる。

以上の結果から、この七ツ釜断面では No. 6 および No. 11 層準を火山灰降灰層準と決定することができる。No. 11 層準に降灰が推定される下位の火山灰の火山ガラスはグループ A で、主にバブルウォール型からなり、屈折率のレンジは 1.498 ~ 1.500 である。一方、No. 6 層準に降灰が推定される上位の火山灰の火山ガラスはグループ B で、主にバブルウォール型からなり、色付きガラスが含まれ、屈折率のレンジは 1.509 ~ 1.512 である。これらの火山灰はその特徴から下位 (No. 11 層準) が始良 Tn (AT) 火山灰 (町田・新井, 1976)、上位 (No. 6 層準) は鬼界—アカホヤ (K-Ah) 火山灰 (町田・新井, 1978) に対比できる。したがって、No. 11 層準で 25,000 年前 (松本ほか, 1987)、No. 6 層準で 6,300 年前 (町田・新井, 1978) の年代が決定できる。

2) 太宰府九重原試料

上位から No. 1 ~ No. 13 の 13 試料に含まれる火山ガラスの含有量、形態および屈折率について述べる。九重原断面の火山ガラス含有量の変化の特徴は、以下のように大きく 2 つのピークが存在することである。下位より上位に向かい、No. 13 ~ No. 11 までの 3 試料には火山ガラスがほとんど含まれていないが、No. 10 ~ No. 7 に向けて増加し、1 つのピークをなす (図 4)。火山ガラス含有量はこの上位に向けて漸減するが、No. 4 層準でわずかに増加し、これから上位に向けて再び含有量が減少する。

火山ガラスの形態は、ほとんどがバブルウォール型からなり、少量の軽石型をまじえる。色付きガラスが No. 7 層準より上位にみられる。

火山ガラスの屈折率は大きく 2 つのグループに分けられる。1 つは、より下位の層準に認められる 1.498 ~ 1.500 程度のレンジを持つグループ A で、他方は 1.509

～1.512 程度のレンジを持つグループ B である (図 4)。グループ A (屈折率 1.498～1.500) の火山ガラスは No. 10 層準である程度認められ、No. 8 で含有量の最大値を示し、最上位の No. 1 まで存在する。グループ B (屈折率 1.509～1.512) の火山ガラスは No. 7 層準である程度認められはじめ、上位に向け漸増し、No. 3 と No. 4 の層準でなだらかな含有量の最大値をつくり、漸減しながら最上位まで存在する。しかし、グループ B の最大値はグループ A のそれと比較して、明瞭なピークをなさない。

以上の結果から、この九重原断面では 2 つのタイプの火山ガラスが混合しているが、降灰層準については以下のように考えられる。グループ A の火山ガラスは No. 8 層準が降灰層準と決定される。一方、より新しい方のグループ B の最大値は No. 3～No. 4 付近にあるが、あまり明確ではなく、幅広くなっているため、土壌中の火山ガラスの拡散がより進んでいるものと考えられる。このため、グループ B の降灰層準は No. 3～No. 4 付近にあたるものの、グループ A ほど厳密な降灰層準の決定が困難である。

グループ A の火山灰の火山ガラスは、主にバブルウォール型からなり、屈折率のレンジは 1.498～1.500 である。これに対して、グループ B の火山灰の火山ガラスは、主にバブルウォール型からなり、色付きガラスが含まれ、屈折率のレンジは 1.509～1.512 である。これらの火山灰はその特徴から、グループ A が始良 Tn (AT) 火山灰 (町田・新井, 1976)、グループ B は鬼界アカホヤ (K-Ah) 火山灰に対比できる (町田・新井, 1978)。したがって、九重原断面では No. 8 層準で 25,000 年前 (松本ほか, 1987) という年代決定が可能であるが、6,300 年前の年代の厳密な層準は K-Ah の堆積後の二次的拡散現象のため、不明瞭となっている。

以上の考察によって、七ツ釜と太宰府九重原の細粒土層主部の形成年代は、両者とも少なくとも 25,000 年前から現在までと推定される。これらは遠く離れた緩斜面上の土壌でありながら、その層厚やテフラの層準など、かなり共通点がある。七ツ釜断面ではその中部において K-Ah と AT の降灰層準が決定されているので、これらを標準とする細粒土層の、時間平均的な形成・堆積速度の計算が可能である。K-Ah と AT の降灰層準間の細粒土層の厚さ 0.5 m と 2 つのテフラの年代値の差 18,700 年に基づき、細粒土層の平均的な堆積速度を計算すると、七ツ釜断面では 0.027 m/1,000 年という値になる。九重原断面では K-Ah の降灰層準が、七ツ釜の場合ほど明瞭ではないが、No. 3, No. 4 付近にあると思

われるので、同様の値になる。この堆積速度から、七ツ釜断面と太宰府九重原断面の細粒土層の下限の年代を試算してみると、七ツ釜の細粒土層の下限年代は約 56,000 年前、九重原のそれは約 48,000 年前と見積られる。

4. 地形面表層部土層の安定性と更新

これまでの考察結果から、太宰府九重原と七ツ釜の地形面表層部の土層は大陸内陸部乾燥地帯に由来する風成塵起源物質を主体とするものであることが明らかになった。これらの場所は、いずれも緩傾斜地内の風成塵堆積物が保存されやすい特殊な場所であったと考えられる。しかし、これら 2 ヶ所ほどの厚さはないものの、同様の細粒質土層の存在が北部九州各地の高位・中位・低位の各段丘面群の平坦面上をはじめ、平尾台などの石灰岩台地、松浦地域を中心とする玄武岩台地上に普遍的に認められる。したがって、北部九州地域には風成塵を主な母材とする土壌が広く分布しているものと判断される。

太宰府九重原と七ツ釜の 2 断面にみられる細粒質土層を載せている基盤は、七ツ釜では玄武岩、九重原では中位段丘上位面構成礫層である。玄武岩の噴出時期は K-Ar 年代測定により、約 3 Ma と見込まれている (Nakamura *et al.*, 1986; 宇都・岩森, 1987)。これに対して、太宰府九重原の花崗岩類からなる礫層は、福岡平野の中位段丘上位面を構成する仲原礫層 (下山, 1989) に対比される。仲原礫層のつくる段丘面は、阿蘇 4 火砕流堆積物 (Aso-4 pfl) を載せている中位段丘下位面より明らかに 1 段高い段丘面を構成しており、礫層の風化程度も高い (下山, 1989)。それゆえ、九重原の礫層の形成時期は、阿蘇 4 火砕流堆積物の噴出時期とされる 7 万年前 (町田ほか, 1985) よりかなり古いと推定される。もし削剝作用がなければ、これらの中位段丘上位面や玄武岩台地の上には、少なく見積っても 10～100 万年間分に相当する風成土壌あるいは残積性の風化土壌が載っているはずである。しかし、実際には 2 ヶ所とも Aso-4 テフラ起源の火山ガラスはまったく検出されず、わずかに最近の 5～6 万年の間に生成したと見積られる細粒土層しか現存していない。これらの緩斜面では堆積原面の形成後、現存の細粒堆積物の保存が開始される 5～6 万年前までの間に風成起源の細粒土層がまったく形成されなかったとは考えるににくいことから、この地域の表土層は少なくとも 5～6 万年ほど前に一度大幅に更新され、それ以前の土壌は緩斜面上から侵食されて失われたと考えるのが妥当である。

このような大規模な表土の削剝作用や堆積作用の交代は Buttler (1959) や Walker (1962) に述べられた、K サイクルと同様の侵食・堆積・土壌形成の關係に類似し

ている。K サイクルはオーストラリアにおける激しい乾湿の交代を前提とした土壌形成機構で説明されている。しかし、現在の日本のような温暖湿潤地域ではオーストラリアで考えられたような激しい乾湿の交代は考えにくい。また、本地域の細粒土層には周氷河作用による侵食を示唆するような基盤岩礫の混入も認められない。このように、現在のところ原因ははっきりしないが、北部九州の地形は数万年サイクルで更新され続けている可能性がある。

謝辞 本研究成果の発表にあたって、九州大学理学部地球惑星科学教室の柳 哮教授には Sr 分析結果の解釈に関して有益な助言を賜った。石英試料の酸素同位体比の測定は岡山大学地球内部研究センターの共同利用施設を使って行われた。同センターの日下部 実教授からは施設の使用を許可され、技術面でのご指導を賜った。屈折率測定では(株)京都フィッシュントラックの檀原 徹氏にお世話になった。宗教法人承天禅寺(福岡市博多区)代表の遠藤周甫氏からは九重原の土層発掘調査を快く許可して頂いた。太宰府市教育委員会社会教育課文化財係の職員の方々には発掘調査に立ち合って頂いた。太宰府市役所市史編さん室および唐津市役所上場開発課の皆さんには多くの便宜を計って頂いた。また、本研究の調査費用の一部には太宰府市史編さん室の調査費を使用させて頂いた。これらの方々および機関に深く感謝する。

引用文献

- Aoki, K. (1959) Petrology of alkali rocks of the Iki islands and Higashi-Matsuura district, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III : 261-310
- Buttler, B. E. (1959) Periodic phenomena in landscape as basis for soil studies. 10 : 1-35, C. S. I. R. O., Aust., Soil Publ.
- Dasch, E. J. (1969) Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33 : 1521-1552
- Dymond, J., Biscaye, P. E. and Rex, R. W. (1974) Eolian origin of mica in Hawaiian soils. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85 : 37-40
- Faure, G. (1977) *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Son, New York.
- Faure, G. and Powell, J. L. (1972) *Strontium Isotope Geology*. 188 p, Springer-Verlag, Berlin
- 井上克弘・溝田智俊(1988) 黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の 2:1 型鉱物と微細石英の風成塵起源. *粘土科学*, 28(1) : 30-47
- Inoue, K. and Naruse, T. (1987) Physical, chemical and mineralogical characteristics of modern eolian dust in Japan and rate of dust deposition. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 33 : 327-345
- 井上克弘・成瀬敏郎(1990) 日本海沿岸の土壌および古土壌中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵. 第四紀研究, 29 : 209-222
- 川崎 弘(1982) 佐賀県北部上場台地の土壌とおんじやく. 九州農試報告, 22 : 321-341
- Kita, I., Taguchi, S. and Matsubaya, O. (1985) Oxygen isotope fractionation between amorphous silica and water at 34-93°C. *Nature*, 314 : 83-84
- 町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰-始良 Tn 火山灰の発見とその意義一. *科学*, 46 : 339-347
- 町田 洋・新井房夫(1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17 : 143-163
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢(1985) 阿蘇 4 火山灰一分布の広域性と後期更新世示標層としての意義一. *火山*, 2 集, 30 : 49-70
- Matsuhisa, Y., Honma, H., Matsubaya, O. and Sakai, H. (1972) Oxygen isotopic study of the Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, 37 : 65-74
- 松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗(1987) 始良 Tn 火山灰(AT)の¹⁴C年代. 第四紀研究, 26 : 79-83
- Mizota, C. (1982) Tropospheric origin of quartz in Ando soils and Red-Yellow soils on basalts, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 28 : 517-522
- Mizota, C. and Takahashi, Y. (1982) Eolian origin of quartz and mica in soils developed on basalts in northwestern Kyushu and San-in, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 28 : 369-378
- Mizota, C. and Matsuhisa, Y. (1985) Eolian additions to soils and sediments of Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 31 : 369-382
- 溝田智俊・井上克弘(1988) 風成石英粒子の酸素同位体組成-そのトレーサーとしての意義一. *粘土科学*, 28(2) : 38-54
- Nakamura, E., McDougall, I. and Campbell, I. H. (1986) K-Ar ages of basalts from the Higashi-Matsuura district, northern Kyushu, Japan and regional geochronology of the Cenozoic alkaline volcanic rocks in eastern Asia. *Geochemical Jour.*, 20 : 91-99
- 成瀬敏郎・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 : 164-180
- 下山正一(1989) 福岡平野の縄文海進の規模と第四紀層. 九大理研報(地質), 16 : 37-58
- 田中 剛・安藤直行(1988) 大陸地殻の平均的同位体組成について-黄河流域堆積岩類による推定一. 日本地球化学会年会講演要旨集, 228
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. and McCulloch, M. T. (1983) Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47 : 1897-1905
- 浦田英夫(1962) 福岡市付近の平坦面の地史学的研究. 九大教養地学研報, 8 : 1-45

宇都浩二・岩森 光 (1987) 西南日本新生代アルカリ玄武岩類の時空分布. 日本火山学会 1987 年秋季大会講演要旨集, 98

Walker, P. H. (1962) Terrace chronology and soil formation

on the south coast of N. S. W. *Jour. Soil Sci.*, 13: 178-186
山口 勝・富田宰臣・亀山徳彦・下山正一・野井英明 (1983) 福岡県土地分類基本調査, 表層地質図 5 万分の 1 「太宰府」図幅および同説明書. 34-41, 福岡県

Sources and Ages of Fine-grained Soils Developed on Gentle Slopes in Northern Kyushu

Chitoshi Mizota^{*1}, Shoichi Shimoyama^{*2}, Masakazu Kubota^{*2}, Keiji Takemura^{*3},
Nozomu Iso^{*4} and Shigeru Kobayashi^{*5}

The Red-Yellow soil which is commonly developed on gentle slopes in northern Kyushu has been thought to form *in situ* from weathered rocks underneath the subsurface soil materials. Recent pedological and geochemical studies indicate that aeolian dust derived from the Asian continent plays an important role as a parent material of the soil. This paper aims to clarify the sources and ages of fine Red-Yellow soil. Twenty-eight soil samples from two locations were collected. One sample site is Kokonoebaru, in the northeastern part of Dazaifu city, and the other is Nanatsugama, in the northwestern part of Karatsu city. Fine soil materials from the former cover the middle terrace deposits which mainly consist of granitic rock gravels. Samples from the latter site cover a basaltic plateau which was dated at 3 Ma.

The soil samples were analyzed for the followings:

- 1) Particle size distribution of quartz grain.
- 2) Measurement of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio of quartz grain.
- 3) Measurement of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of whole soil materials.
- 4) Percentage of volcanic glass particles in a number of sizes (63 to $125\mu\text{m}$ in diameter).
- 5) Measurement of refractive index of the volcanic glass.

The main results obtained by the analyses are summarized as follows:

1) Quartz particle size distribution of soil samples from the two locations is nearly identical. In this tendency they resemble dust particles in mud rain deposits in Fukuoka.

2) The values of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios show that they resemble aeolian dusts rather than those from basement rocks.

3) Volcanic glass particles of AT and K-Ah ashes are identified in size-separates from both locations. Aso-4 glass from Aso-4 ash or pyroclastic flow deposit was not identified.

These results lead to the following conclusions;

1) Fine soil materials are not derived from local parent materials but are derived from aeolian dusts from the Asian continent.

2) The formation of the main part of the fine-grained soils occurred during the past 56,000 years. The rate of deposition of the fine-grained soil was 0.027 m/1,000 years.

3) Although the underlying substrates of those soils are far older than 56,000 yrs BP, the older soils are not identified.

It is probable that the landscape surface of northern Kyushu is continuously regenerated by repeated truncation on a time scale of ten thousand years.

*1 Laboratory of Soil Sciences, Faculty of Agriculture, Iwate University. Ueda, Morioka, Iwate, 020.

*2 Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Kyushu University. Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka, 812.

*3 Beppu Geographical Research Laboratory, Faculty of Science, Kyoto University. Noguchihara, Beppu, Oita, 874.

*4 Faculty of Literature, Seinan Gakuin University. Nishijin, Sawara-ku, Fukuoka, 814.

*5 College of General Education, Kyushu University: National Museum of Ethnology. Ropponmatsu, Chuo-ku, Fukuoka, 810.