

兵庫県, 千種川下流域のボーリングコア堆積物の 分析から明らかにされた磁性粒子の供給比の時代変化

加藤 茂弘¹⁾・先山 徹^{1)*}

Time Variations in the Ratio of Magnetic Grains to Total Grains Supplied with a Drainage Basin revealed by Analyses of Boring-Core Sediments in the Lowest Area of the Chikusa River, Hyogo Prefecture, Western Japan. Shigehiro KATO¹⁾, Tohru SAKIYAMA^{1)*}

We analyze grain-size distributions, types of minerals and rock fragments, and contents of magnetic grains (weight percentages of magnetic grains smaller than 2mm in diameter) on a boring-core sediment in the lowest area of the Chikusa River, Hyogo Prefecture, Western Japan. For comparison with the core sediment, we carried out the same analyses on the present surface deposit at a tideland off the river mouth.

The analyses and the established chronology of the sediment, first reveal time variations in Mag-ratio, that is the ratio of magnetic grains to total ones supplied with a drainage basin.

The sediment is divided into (1), (2), (3), (4), (5), and (6) layers in ascending order. According to previous studies (Tanaka, 1981; Sato and Katoh, 1995), sedimentary environments and ages of the layers are as follows: the (1) layer is fluvial in origin and was deposited in the Early Pleistocene. The (2) is also fluvial. Depositional ages of its lower and middle parts and its upper part are from ca. 40,000 to 25,000 yrs BP and from ca. 25,000 to 15,000 yrs BP, respectively. For the last 3,000 or 4,000 yrs, the (5) layer was deposited as the foreset beds of the Chikusa River Delta and the (6) was its topset bed.

The contents of magnetic grains in the (1) and (2) layers are considered to reflect the Mag-ratio directly, because of the similar sedimentary environments and smaller variations in the mean diameter, than those in the contents. Thus, comparison of the average contents between in the lower and middle parts of the (2) and in the upper part indicates that the average Mag-ratio during the period from ca. 25,000 to 15,000 yrs BP was one-third as large as during the preceding period.

On the other hand, the contents in the (5) and (6) layers were probably decided by the sedimentary environments and the selective sedimentation in the sea. Since these layers show a strong proportional relation between the mean diameter and the contents, we converted the same average mean diameter as that of (1) and (2) layers into the average content, by using the regression equation on the two factors. This value was regarded as the average Mag-ratio for the last 3,000 or 4,000 yrs, indicating that the average Mag-ratio in this age was not much different from that during the depositional ages of (1) and the lower and middle parts of (2).

As for the present surface deposit, the content is much larger than that calculated by using the equation above, suggesting that the Mag-ratio is increasing largely at present.

Secondly, in view of the magnetic mineral content of the rock, the geology in the Chikusa River Basin is divided into five rock facies: Cretaceous~Paleogene volcanic rocks (A), Pre-Cretaceous sedimentary and metamorphic rocks (B), ilmenite-series granitic rocks (C), magnetite-series

¹⁾ 兵庫県立人と自然の博物館 地球科学研究部 Division of Earth Sciences, Museum of Nature and Human Activities, Hyogo, Yayoigaoka 6, Sanda, 669-13 Japan

* 兼任: 姫路工業大学 自然・環境科学研究所

quartz-dioritic rocks(D), and magnetite-series granitic rocks(E). The basin geology of an inflow tributary was selected among them, and the distance from the river mouth to its confluence was measured on the 1:25,000 topographic maps. Thus, we show the arrangements of inflow tributaries with each rock face as the basin geology along the main channel for individual rock facies.

Comparison among the vertical changes in types of the main minerals and rock fragments contained in the sediment as magnetic grains, their source rock facies, and the above arrangements for individual rock facies, reveals changes in inflow reaches of tributaries corresponding to source rock facies of magnetic grains through the deposition of the core sediment as follows: 1)The (1) layer (Early Pleistocene), an upstream reach from a 56km point from the river mouth for the rock face (A) and that from 64km for (E); 2)The lower and middle parts of (2) (from ca.40,000 to 25,000 yrs BP), downstream from 28km for (A) and a reach from 14 to 40km for (D); 3)The upper part of the (2) (from ca.25,000 to 15,000 yrs BP), only downstream from 28km for (A); 4) (5) and (6) (after 3,000 or 4,000 yrs BP), upstream from 64km for (E).

Key words: core sediment, magnetic grain, Mag-ratio, source rock face, inflow reach, Chikusa River.

はじめに

第四紀の中で約70万年前以降の時代は、約10万年の周期で氷期-間氷期が繰り返された時代とされる(小林・阪口, 1982)。日本列島においても、氷期-間氷期の交代にともない、気温の変動だけでなく年降水量や降水強度、降水頻度が変動し、それにより河川流域の水文環境が変動したことが、河岸段丘の発達史や段丘堆積物の粒径の時代変化、あるいは花粉分析による古植生の復元結果に基づいて推定されている(小野・平川, 1975; Sugai, 1993; 安田, 1982など)。

ところが、近畿地方以西の西南日本においては、中部・東北日本に比べて河岸段丘の発達が悪いこともあって、河岸段丘を対象として氷期-間氷期の交代にともなう河川流域の水文環境の変化を解明する研究はほとんど行われていなかった。しかし、1980年代になると中国山地周辺の山麓緩斜面が注目され、氷期-間氷期の気候変化との関わりにおいて、その発達史や形成過程が再検討された(田中ほか, 1982; 田中ほか, 1986など)。

田中・野村(1992)は、これらの一連の研究成果に基づき、中国山地における山麓緩斜面を堆積性の緩斜面、麓層面であるとしてその区分を行い、それらの形成環境・形成条件等をまとめている。それによれば、最終氷期後半には、中国山地は寒冷で乾燥した気候状態におかれ、周氷河作用に基づく地形の形成されやすい環境であった。また麓層面の平面的配置は、山地小流域内での岩屑・土砂生産の盛衰と、降水・出水量的変化、すなわち水文環境の変化にともない、堆積域や侵食域の位置が変化することにより決定されたと考えられた。

しかしながら、これらの研究においては、麓層面の形成に果たした周氷河作用の役割が強調され、山地小流域における水文環境の変化が、麓層面の平面的配置を決定

した要因の一つとして指摘されているにすぎない。したがって、中国山地においては、氷期-間氷期の交代にともなう水文環境の変化が、本流河川あるいは河川流域全体を対象として、具体的かつ定量的に示されたわけではない。

一方、琵琶湖湖底堆積物を対象とした一連の研究(Kashiwaya *et al.*, 1991など)では、湖底堆積物の粒度が粗粒化する時期が温暖期に、細粒化する時期が寒冷期に対応することや、それらの変動周期がミランコヴィッチ周期とほぼ一致することなどが示唆されている(山本ほか, 1992)。これらの研究成果によれば、河川から供給された物質により構成される沖積低地や湖沼の堆積物の堆積速度や粒度組成などの変化から、河川流域における水文環境の変化を、ある程度定量的に推定することができる(柏谷, 1992)。

また、沖積低地構成層の岩相変化には、海水準変動にともなう堆積場の条件の変化とともに、堆積物を運搬する河川流域全体の水文環境の変化が反映されていると推察される。例えば、豪雨頻度の増加は土石流頻度の増加をもたらし、その結果、土石流により本流へと供給される砂礫量が增大して、沖積低地構成層中にそれらに由来する砂礫が占める割合は増大するであろう。一方、豪雨頻度の減少は、遠方から運ばれる砂礫の移動速度を減少させ、その結果として、河口域の堆積物中では遠隔地に起源をもつ砂礫が少なくなることが予想される。

したがって、中国山地を流域とする河川の沖積低地構成層の岩相変化を探ることから、中国山地における、より広域的な水文環境の変化を、具体的・定量的に解明する道が開けるものと考えられる。

ところで、中国地方東部の千種川流域には、白亜紀～古第三紀の流紋岩質火砕岩および溶岩と花崗岩類が広く分布する(Fig.1)。西南日本内帯の深成岩類は、南から

領家・山陽・山陰の3帯に大別され、一般に、領家・山陽帯の深成岩類は主にチタン鉄鉱系で磁鉄鉱を含まないのに対し、山陰帯の深成岩類は磁鉄鉱を多く含む (Ishihara, 1971, 1977). また田結庄ほか (1985) は、山陽帯と山陰帯との境界を千種町一帯に分布する深成岩体 (Fig.1, E) の南限に設定し、それ以北を山陰帯、それ以南を山陽帯とした。すなわち、千種川流域においては、その北部に磁鉄鉱系深成岩類、南部にチタン鉄鉱系深成岩類が分布していることになる。したがって、千種川流域においては、河口域の沖積低地構成層中の磁性鉱物の有無やその量の変化に注目することから、その供給域や供給過程の変化を知ることができるものと考えられる。

そこで本研究では、まず千種川河口付近で得られた、層序の明らかなボーリングコア堆積物について、堆積物の粒度組成、磁性を帯びた粒子 (以下、磁性粒子と呼ぶ) の割合、および粒子の岩質組成を分析する。次に、これ

らの結果に基づき、千種川流域に供給された土砂中で、磁性粒子の占める割合 (以下、磁性粒子の供給比と呼ぶ) の時代変化を推定し、また流域の地質分布との比較から、磁性粒子の給源地質や供給区間の時代変遷を推定する。最後に、磁性粒子の供給比の時代変化の原因を、その給源地質および供給区間の時代変遷との比較から検討する。

なお本研究は、兵庫県立人と自然の博物館における総合共同研究「地域研究－河川の構造と生物群集および人の利用に関する研究－」(研究代表者：江崎保夫) の中で行われたものである。

千種川河口域の沖積層の層序区分

千種川河口域 (赤穂平野) の沖積層は、田中 (1981) により、下位より順に、千種川礫層 (Cg)、赤穂礫層 (Ag)、赤穂粘土層 (Ac) および赤穂砂層 (As) の4層に層序区分がなされている (Table 1)。

千種川礫層 (Cg) は風化の進んだ粘土混じり砂礫からなり、標準貫入試験値 (以下N値と呼ぶ) 30~50以上を示す。本層は揖保川 (Fig.1) 下流域に分布する大陣原礫層 (田中・後藤, 1978) に対比され、大陣原礫層は前期更新統の大阪層群下部に相当する堆積物と考えられている (田中, 1994)。

赤穂礫層 (Ag) はN値10~40を示す砂礫層である。本層上部には、約2.4~2.5万年前に降下した (松本ほか, 1987) 始良丹沢火山灰や、約1.5~1.6万年前に降下した (松井・井上, 1971) 三瓶浮布軽石が挟まれることから、その堆積期は約4~1.5万年前の最終氷期後半であると推定されている (田中・野村, 1984)。

赤穂粘土層 (Ac) は粘土~シルトを主体とする細粒堆積物から構成され、N値0~10を示す。その中部には、約6,300年前に降下した (町田・新井, 1978) アカホヤテフラが挟まれる (田中, 1981)。

赤穂砂層 (As) はN値5~20を示す砂層あるいはシル

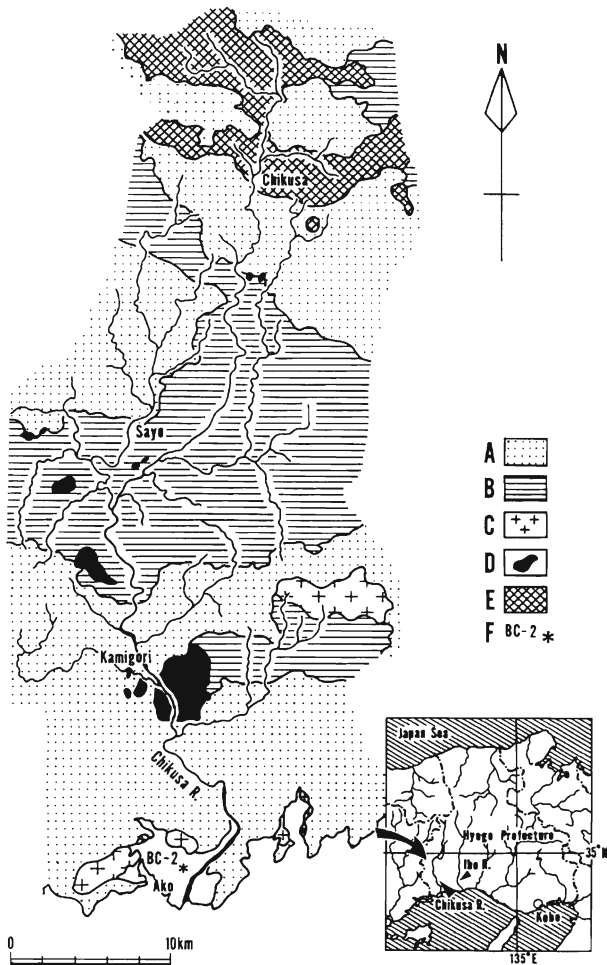


Fig.1. Geological map of the Chikusa River Basin. A: Cretaceous ~ Paleogene volcanic rocks, B: Pre-Cretaceous sedimentary and metamorphic rocks, C: ilmenite-series granitic rocks, D: magnetite-series quartz dioritic rocks, E: magnetite-series granitic rocks, F: boring-core site (BC-2). (Simplified and compiled from Hyogo Prefecture (1961) and Sakiyama and Tainosho (1995).)

Table 1. Stratigraphic classification of the core sediment and its correlation with that of the alluvial deposits in the lowest part of the Chikusa and Ibo Rivers.

Age		BC-2 Boring Core	Lowest Part of the Chikusa River (Tanaka, 1981)	Lowest Part of the Ibo River (Tanaka・Goto, 1978)	
×10 ⁴ yrsBP	Holocene	Post	the latter period (5)・(6) layers	Ako Sand Bed (As)	Itatsu Sand Bed (Is)
		Glacial	the first period (3)・(4) layers	Ako Clay Bed (Ac)	Aboshi Sand Bed (Abs)
1	Late Pleistocene	Last	the latter period (2) layer	Ako Gravel Bed (Ag)	Ibogawa Gravel Bed (Ig)
		Glacial	the first period		
		Last interglacial			
13	Middle Pleistocene				
69	Early Pleistocene		(1) layer	Chikusawa Gravel Bed (Cg)	Ohjinbara Gravel Bed (Og)

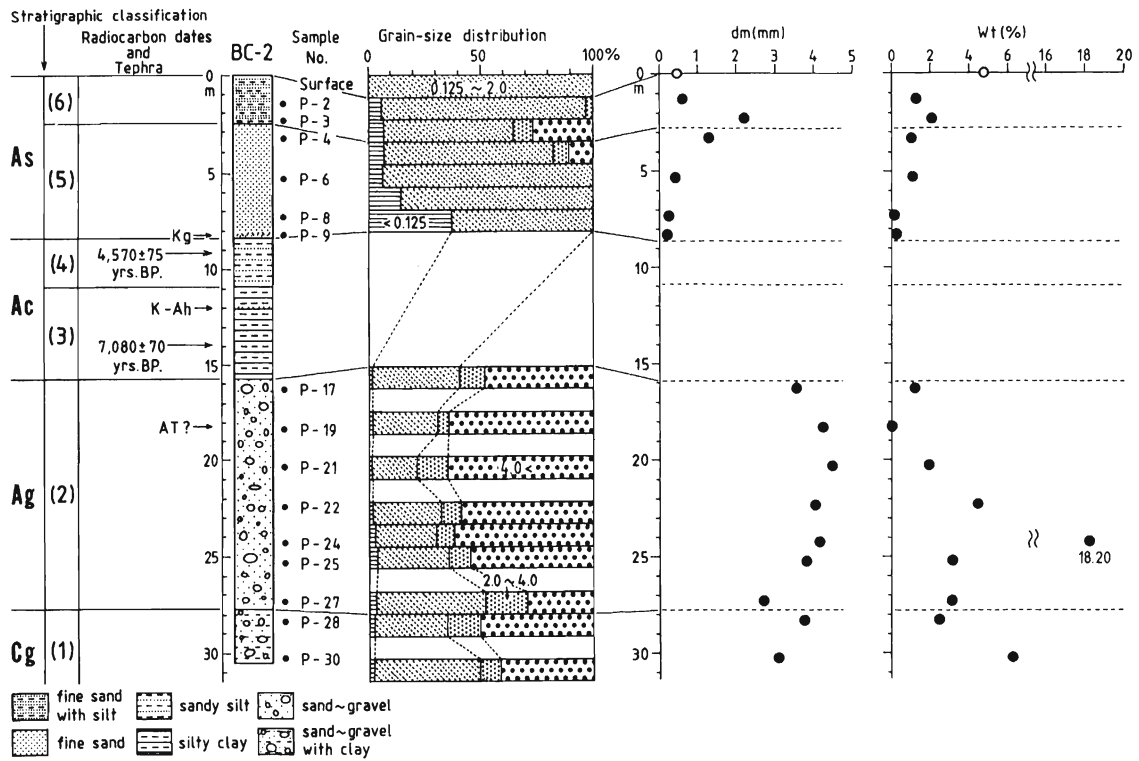


Fig.2. Columnar section of the boring-core(BC-2), its stratigraphic classification and correlation with that of the alluvial deposits in the lowest part of the Chikusa River, and some physical characteristics of the core sediment. As:Ako Sand Bed, Ac:Ako Clay Bed, Ag:Ako Gravel Bed, Cg:Chikusagawa Gravel Bed, Kg:Kawago-daira tephra, K-Ah:Kikai-Akahoya tephra, AT:Aira-Tanzawa tephra, dm:mean diameter, Wt:weight percentage of magnetic grains in grains smaller than 2mm in diameter.

ト層から構成され、約5,000～6,000年前の縄文海進最盛期以降の堆積物であると考えられている(田中, 1981)。

ボーリングコア堆積物の分析

1. 層相と堆積年代

分析したボーリングコア(BC-2)の採取地点をFig.1に、その柱状図をFig.2に示す。

コア堆積物は、下位から(1)粘土混じり砂礫層(深度30.35～27.61m)、(2)砂礫層(深度27.61～15.81m)、(3)シルト質粘土層(深度15.81～10.81m)、(4)砂質シルト層(深度10.81～8.51m)、(5)細粒砂層(深度8.51～2.61m)、(6)含シルト細粒砂層(深度2.61～0.11m)から構成される(Fig.2)。各層の詳細な記載は佐藤・加藤(1995)を参照されたい。

(2)層上部に始良丹沢火山灰起源の火山ガラスが少量含まれること(佐藤・加藤, 1995)や、(1)・(2)層の岩相およびN値の一致から、(1)・(2)層はそれぞれ、田中(1981)の千種川礫層、赤穂礫層に対応するとみられる(Table 1)。

(3)層中部にはアカホヤテフラが挟まれ、(3)層下部からは7,080±70yrs.BP(I-17,957)の¹⁴C年代値が、(4)層上部からは4,570±75yrs.BP(I-17,958)の¹⁴C年

代値が、それぞれ得られている(佐藤・加藤, 1995)。したがって、(3)・(4)層はそれぞれ、赤穂粘土層中・下部、同上部に対比され(Table 1)、約7,000～8,000年前から約4,000～5,000年前に堆積したとみられる。

(5)層下部には、約3,000年前に降下した(西田ほか, 1993)カワゴ平火山灰層が挟まれる(佐藤・加藤, 1995)。したがって、(5)・(6)層は赤穂砂層に対比され(Table 1)、約3,000～4,000年前以降に堆積したとみられる。

2. 方法

ボーリングコア堆積物から部分的に採取された30点の柱状試料のうち、(1)層から2点、(2)層から7点、(5)層から4点、(6)層から2点の、計15点の試料(Fig.2)を選び、粒度組成、磁性粒子の割合および粒子を構成する鉱物片や岩石片の種類を分析した。(3)・(4)層はシルト、粘土を主体とし、他の4層に比べて粒度が著しく小さいため、本研究では分析を行わなかった。また比較のために、千種川河口付近の干潟で採取した表層堆積物についても同様の分析を行った。

a) 粒度組成

各試料は、恒温乾燥機により、60℃で4時間乾燥させた後、粒径間隔1φごとのふるいを用いてふるい分け、

各粒径階の粒子の総重量を測定した。ふるい分け間隔を1φごととしたのは、試料が少量であるため、これより小さな粒径間隔では測定誤差が大きすぎると判断されたからである。そして、次式により各試料の平均粒径を算出した。

$$d_m = \left[\sum_{i=1}^N \{d_i \times (w_i / W)\} \right] / N$$

ただし、 d_m : 平均粒径 (mm), d_i : 各粒径階の中央値 (mm), w_i : 各粒径階の粒子の総重量 (g), W : 試料の重量 (g), N : 粒径階の個数である。なお、0.063mm未満と4.0mm以上の粒径階については、中央値をそれぞれ、0.063mm, 4.0mmとして算出した。

b) 磁性粒子の割合

各粒径階の粒子から、磁石によって磁性粒子を分離した。磁性粒子には、磁鉄鉱をはじめとする磁性鉱物だけでなく、磁性鉱物を含む鉱物片や岩石片が含まれる。そして、各粒径階の磁性粒子の総重量を測定し、粒径2mm (-1φ) 未満の粒子全体に占める磁性粒子の割合 w_i (%)を、次式

$$w_i = \left[\left\{ \sum_{i=1}^n (w_{mi} / w_i) \right\} / n \right] \cdot 100$$

により算出した。ただし、 w_{mi} : 各粒径階の磁性粒子の総重量 (g), n : -1φ未満の粒径階の個数である。以下では、 w_i (%)を磁性粒子の割合と呼ぶこととする。粒径2mm未満の粒子を対象としたのは、それ以上の粒径階に含まれる粒子数が少なく、そこに含まれる少数の磁性粒子により、試料全体の磁性粒子の割合が、過小ないしは過大に表現されることを避けたためである。

c) 粒子の種類

試料堆積物の粒子の一部または全部を対象とし、粒子が鉱物片からなる場合にはその鉱物の種類を、岩石片からなる場合にはその岩石の種類を、それぞれ実体顕微鏡下で判別した。ただし、粒子の種類を分析する目的が磁性粒子の供給域を探ることにあるため、供給域を知る手がかりとはなり得ない磁鉄鉱の鉱物片は、判別対象から除いた。そして、磁性粒子とその他の粒子に分けて、それぞれの鉱物種あるいは岩石種が全体に占める割合の大小を、定性的に判断した。

鉱物片としては、石英、長石、黒雲母、角閃石、輝石類 (斜方輝石・単斜輝石) の5種類の鉱物と火山ガラスが判別された。岩石片の種類としては、花崗岩類 (花崗岩・花崗閃緑岩・細粒花崗岩・アプライトなど)、閃緑岩類 (閃緑岩・石英閃緑岩・石英はんれい岩など)、ひん岩類 (閃緑ひん岩・石英閃緑斑岩など) といった深成岩類と、流紋岩類、先白亜系岩石が判別された。流紋岩類は流紋岩質の凝灰岩、溶岩からなる。先白亜系岩石は、

チャート、泥質岩などの堆積岩類やはんれい岩などを一括したものである。

3. 結果

a) 粒度組成と平均粒径

分析試料の粒度組成をFig. 2に、平均粒径の変化をTable 2, Fig.2に示す。

(1)・(2)層では、粒径4mm以上の礫が最も多い。(2)層最下部 (試料番号P-27, 以下同じ) では平均粒径が不連続に減少し、粒径2mm以上の礫が占める割合 (48.14%) と、粒径0.125~2mmの砂が占める割合 (48.51%) が同程度となる。(2)層中では、最下部から中部 (P-27~P-21) にかけて徐々に礫の割合と平均粒径が増加し、P-21でそれぞれ78.15%, 4.46mmと最大となり、さらに上位ではP-21からP-17にかけて、再び礫の占める割合と平均粒径が次第に減少する。

(5)層中では、下位から上位に向かい徐々に砂の占める割合が増加し、さらに最上部 (P-4) では礫が17.63%含まれるようになる。このような粒度組成の変化に対応して、平均粒径が上方へと増大する。(6)層では、下部 (P-3) で礫の割合が35.36%と、(5)層最上部より大きくなる。しかし、上部 (P-2) では礫の割合は急減して3.51%となり、試料の大部分が砂から構成される。

b) 磁性粒子の割合

各試料中の磁性粒子の割合をTable 2, Fig.2に示す。

コア堆積物全体を見ると、磁性粒子の割合は(2)層中部のP-22を境にして明らかに異なり、それより下位では2.46~18.20%と大きい、それより上位では0~2.03%と小さい。

各層について見ると、(1)層では、磁性粒子が6.22% (P-30) および2.46% (P-28) 含まれる。(2)層下部 (P-27~P-22) は磁性粒子に富み、P-24では磁性粒子の割合は18.20%に達する。しかし、P-22では磁性粒子の割合は急減し、4.44%となる。一方、(2)層上部 (P-21~P-17) は磁性粒子に乏しく、その割合は0~1.90%と、(2)層下部のその半分以下となる。

(5)層下部 (P-9, P-8) は、(2)層上部と同様に磁性粒子に乏しい。しかし、(5)層中部のP-6以浅では磁性粒子の割合は相対的に大きく、1~2%の磁性粒子が含まれるようになる。

干潟の表層堆積物では磁性粒子の割合は4.76%で、コア堆積物上部の(5)・(6)層と比べ著しく大きい。

c) 粒子の種類

粒子を構成する鉱物片・岩石片の種類と、それらが試料全体に占める割合の大小をTable 2に示す。

1. 磁性粒子

(1)層 (P-30, P-28) では、磁性粒子を構成する岩石片は花崗岩類、流紋岩類を主とする。鉱物片としては

Table 2. Sampling depth and Minerals and rock fragments occurring in the core sediment, as well as mean diameter (d_m) and weight percentage of magnetic grains smaller than 2mm in diameter(W_t).

Qz:quartz, Fd:feldspar, Bt:biotite, Am:amphibole, Px:pyroxene, Gr:granite, Di:diorite, Po:porphyrite, Rh:rhyolite, Pc:Pre-Cretaceous rocks, Double circles:very rich, circles: rich, triangles:rare.

	Sample No. and Depth(m)		d_m (mm)	W_t (%)	Magnetic grains					Non-magnetic grains					Volcanic glass							
					Qz	Fd	Bt	Am	Px	Gr	Di	Po	Rh	Pc		Qz	Fd	Bt	Am	Px	Gr	Di
Surface			0.46	4.76	◎ ◎ ○ △	○			△ △	○ ○ △ △	○		△ △									
As	(6)	P-2 1.15- 1.45	0.58	1.26	◎ ○ ○ ○	○			△	○ ○ △ ○ ○	○		○ △								△	
		P-3 2.15- 2.45	2.20	2.03	○ ○	○			○ △	○ ○ ○ ○	○		○ △									△
	(5)	P-4 3.15- 3.45	1.28	1.00	○ ○	◎			△ △	○ ○ ○ ○	○		○ △									
		P-6 5.15- 5.45	0.38	1.07	○ ○ △	○			△	◎ ○			○ △									
		P-8 7.15- 7.45	0.22	0.12	△ △ ○ ○ ○	△				○ ○ △ ○ ○	○		○									◎
P-9 8.15- 8.45	0.17	0.23	△ △ ○ ○					○ ○ ◎ ◎	△		△									◎		
Ag	(2)	P-17 16.15-16.45	3.53	1.15	△				△ ○ ○	○ ○ △ △	○		◎ ○									△
		P-19 18.15-18.45	4.21	0.00					△ △ ○	○ ○	△		◎ △									
		P-21 20.15-20.45	4.46	1.90	△				○	○ ○ △	○		△ ◎ △									
	P-22 22.15-22.45	4.04	4.44					△ ◎ ○	○ ○ △ △	○ △		◎										
	P-24 24.15-24.45	4.14	18.20					△ △ ◎ ○	○ ○	○		◎										
	P-25 25.15-25.45	3.82	3.13					◎ ○	○ ○	○		◎ △										
	P-27 27.15-27.45	2.71	3.09	○ △ ○ △	△ △ ◎ ○	○ ○			○ ○	○		◎										
Cg	(1)	P-28 28.15-28.45	3.76	2.46	○ ○	◎			○ △	○ ○		◎ △										
		P-30 30.15-30.35	3.07	6.22	○ ○	◎			○	○ ○		◎										

石英, 長石が多い。

(2) 層下部 (P-27~P-22) では, 磁性粒子の多くは黒色で緻密な閃緑ひん岩と流紋岩類の岩石片であり, 花崗岩類の岩石片および石英, 長石はほとんど含まれない。(2) 層上部 (P-21~P-17) では, 磁性粒子の大半が流紋岩類の岩石片で, 鉱物片として石英がわずかに含まれる。

(5) 層下部のP-8, P-9では, 含まれる磁性粒子のほとんどすべてが鉱物片である。この層準の磁性粒子は, 主に磁鉄鉱を付随する角閃石および輝石類と, 少量の石英, 長石である。これらは, 細粒自形の結晶であることや, 多量の火山ガラスを伴うこと (Table 2) から, テフラ起源とみられる。一方, (5) 層上部 (P-6, P-4) では, 磁性粒子の大部分は花崗岩類の岩石片と石英, 長石である。

(6) 層 (P-3, P-2) における磁性粒子も, 下位の (5) 層上部と同様に, 花崗岩類の岩石片および石英, 長石を主とする。このほかに角閃石, 輝石類および細粒自形の磁鉄鉱が含まれるが, これらはテフラに由来するものとみられる。

干潟の表層堆積物では, 磁性粒子の大部分が花崗岩類の岩石片および石英, 長石, 黒雲母である。

2. その他の粒子

(1)・(2) 層を通じて, 粒子の大半が流紋岩類と花崗岩類起源の岩石片であり, 石英および長石がそれに次ぐ。

(2) 層上部では, 先白亜系の堆積岩類やはんれい岩の岩

石片がやや多く含まれる。

(5)・(6) 層では鉱物片が岩石片よりも多く, それらは石英, 長石と, テフラ起源とみられる輝石類, 角閃石を主とする。P-9では特に後者が多い。岩石片としては, 流紋岩類と花崗岩類が多く含まれる。

干潟の表層堆積物では, 花崗岩類の岩石片と石英, 長石が大半を占める。

以上に述べた, 粒子を構成する主要な鉱物片, 岩石片の種類の層別変化を, Table 3に示す。

千種川本流に沿う粒子の供給区間

本章では, 磁性粒子の供給区間の時代変化を推定するのに先立ち, 千種川流域を構成する5つの地質 (Fig.1) に起源する粒子が, それぞれ千種川本流のどの区間で, 現在供給されているのかを明らかにする。

各地質に起源する粒子の多くは, 本流に沿ったわずかな面積の谷壁斜面からよりも, 流域の大半を占める支流を通じて供給されているとみなされる。したがって, 各地質起源の粒子の供給区間を求めることは, それぞれの地質を流域地質とする支流の, 千種川本流に沿った配列を求めることと同義であると考えられる。そこで本章では, 5つの地質のそれぞれを流域地質とする流入支流の, 千種川本流に沿う配列を求めた。

1. 方法

Table 3. Simplified vertical changes in the main minerals and rock fragments occurring in the core sediment. Qz: quartz, Fd: feldspar, Bt: biotite, Am: amphibole, Px: pyroxene, Gr: granite, Po: porphyrite, Rh: rhyolite, Pc: Pre-Cretaceous rocks

Stratigraphic Classification		Sample No.	Magnetic grains	Non-magnetic grains
Surface			Gr Qz, Fd, Bt	Gr Qz, Fd
(6)		P-2 P-3	Gr Qz, Fd	Qz, Fd Am, Px
(5)	Upper	P-4 P-6		
	Lower	P-8 P-9		
(2)	Upper	P-17 P-19 P-21	Rh	
	Lower	P-22 P-24 P-25 P-27	Po, Rh	Rh, Gr
(1)	P-28 P-30	Gr, Rh Qz, Fd		

千種川へ流入する流域面積0.1km²以上の支流について、合流地点の千種川河口からの距離 (km) と流域の地質を求めた。流域面積0.1km²以上の支流を対象としたのは、本流への土砂供給量において、これらの支流の占める比

重が大きいとされる (武居・小橋, 1983) ためである。合流地点の河口からの距離は、2万5千分の1地形図上で、実長8mm (200m) 間隔のディバイダーを用いて計測した。

流域の地質は、以下のようにして求めた。

千種川流域の地質は、岩石中に含まれる磁性鉱物の種類や量に着目すると、白亜紀～古第三紀火山岩類 (A)、先白亜系堆積岩・変成岩類 (B)、チタン鉄鉱系花崗岩類 (C)、磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D)、および磁鉄鉱系花崗岩類 (E) の5つに大別される (Fig.1)。そこで、17万分の1兵庫県地質鉱産図 (兵庫県地質図作成委員会, 1961) に記された地質をこれら5つの地質にまとめた後、それらを5万分の1地形図に転写した。そして、対象支流の流域界を同一地形図上に示し、流域を占める地質を5つの地質の中から求め、流域地質とした。流域面積が大きな支流や、地質境界付近に位置する支流では、流域が複数の地質によって占められる。このような支流については、流域内に認められる地質すべてを流域地質とした。そして、本流2km区間ごとに、5つの地質それぞれについて、各地質を流域地質とする支流の本数の和を求めた (Fig.3)。

2. 結果

千種川流域では、5つの地質はほぼ東西方向に配列し、千種川本流は流域内をほぼ南北方向に流下する (Fig.1)。このため、5つの地質のそれぞれを流域地質とする支流の流入区間は、地質ごとに明瞭に異なる (Fig.3)。

白亜紀～古第三紀火山岩類 (A) を流域地質とする支流は、約28km地点より下流区間と約56km地点より上流区間で流入する。先白亜系堆積岩・変成岩類 (B) から構

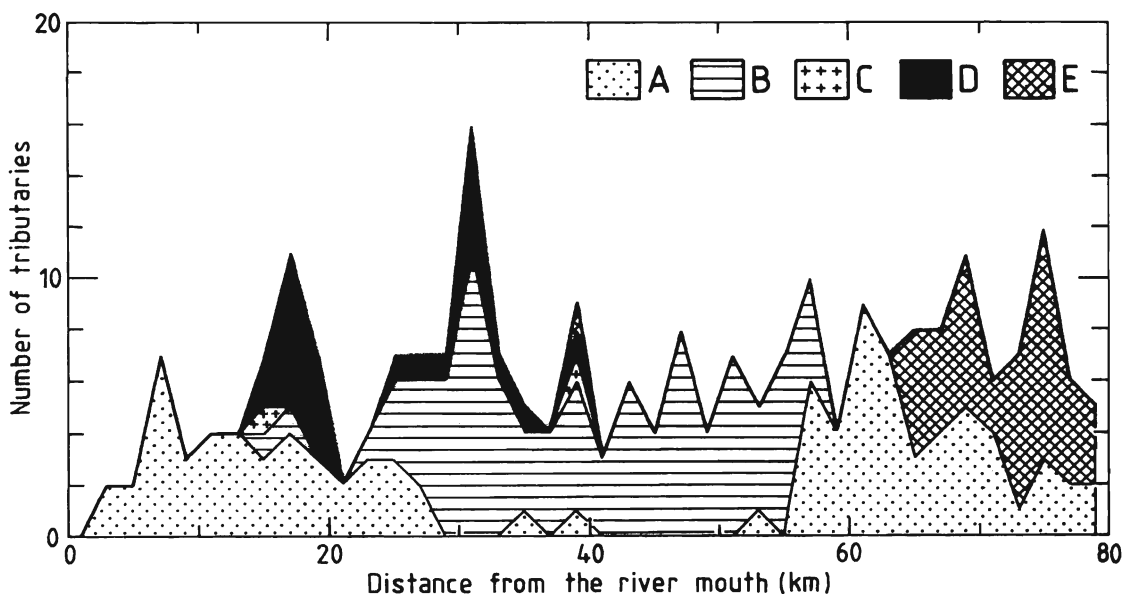


Fig.3. Downstream changes in numbers of inflow tributaries for each 2km interval for individual rock facies. A:Cretaceous~Paleogene volcanic rocks, B:Pre-Cretaceous sedimentary and metamorphic rocks, C:ilmenite-series granitic rocks, D:magnetite-series quartz dioritic rocks, E:magnetite-series granitic rocks.

成される支流は、その間の約22~58km区間を占める。チタン鉄鉱系花崗岩類 (C) は分布域が狭く、それを流域地質とする支流は、15.6km地点と39.7km地点で、それぞれ1本ずつ流入するにすぎない。

磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) と磁鉄鉱系花崗岩類 (E) は、白亜紀~古第三紀火山岩類 (A) や先白亜系堆

積岩・変成岩類 (B) に比べると分布域がより狭く、それらを流域地質とする支流の流入区間も、より限定される。前者を流域地質とする支流は、約14~40km区間で流入し、特に約14~20km区間と約30~32km区間に多い。一方、後者を流域地質とする支流は、約64km地点より上流区間で流入する。

議 論

1. 磁性粒子の供給比の時代変化

河口付近の堆積物に含まれる磁性粒子の割合は、流域全体で供給された土砂中における磁性粒子の割合 (以下、磁性粒子の供給比と呼ぶ) に加えて、堆積環境の違いや、河川や海中でのふるい分け作用の影響によって変化するものと考えられる。一方、堆積物の粒径分布は、ふるい分け作用の効果を反映しているとみられる。そこで本節では、試料堆積物の堆積環境を考慮し、またふるい分け作用の示標として試料の平均粒径をとりあげ、それと磁性粒子の割合との関係を吟味したうえで、磁性粒子の供給比の時代変化を明らかにする。

a) (1)・(2) 層

(1)・(2) 層はすべて河成堆積物から構成される (佐藤・加藤, 1995)。

本層中の試料 (P-30~P-17) について、平均粒径 d_m (mm) を横軸に、磁性粒子の割合 W_t (%) を縦軸にとり、両者の関係をグラフに示した (Fig.4-a)。本層では、試料の磁性粒子の割合には大きな違いがあるが、試料の平均粒径は2.71~4.46mmの範囲にあり、磁性粒子の割合ほど大きな違いは認められない (Fig.4-a)。また、それらの粒度組成にも大きな差異はない (Fig.2)。したがって、これらの試料においては、堆積環境や河川のふるい分け作用にはほとんど違いがなく、磁性粒子の割合は磁性粒子の供給比を直接、反映しているものと推定される。

試料を (1) 層 (P-30, P-28)、(2) 層中・下部 (P-27~P-22)、および (2) 層上部 (P-21~P-17) の3層に区分してみると、それらの磁性粒子の割合は系統的に異なっている (Fig.4-a)。すなわち、磁性粒子の割合は、(2) 層上部では3試料の平均が1.02%と小さく、(1) 層 (2試料の平均は4.34%) および (2) 層中・下部 (P-24を除く3試料の平均は3.55%) では2%以上と大きい。(1)・(2) 層では、磁性粒子の割合はその供給比を直接に反映していることから、このような磁性粒子の割合の系統的な違いは、各層堆積時における磁性粒子の供給比の違いを示すものと考えられる。

ところで、(1) 層は前期更新統に属する千種川礫層 (Cg) に対比され、(2) 層は約4~1.5万年前の最終氷期後半に堆積した赤穂礫層 (Ag) に対比された (Table.2)。さらに、P-19層準に始良丹沢火山灰起源の火山ガラス

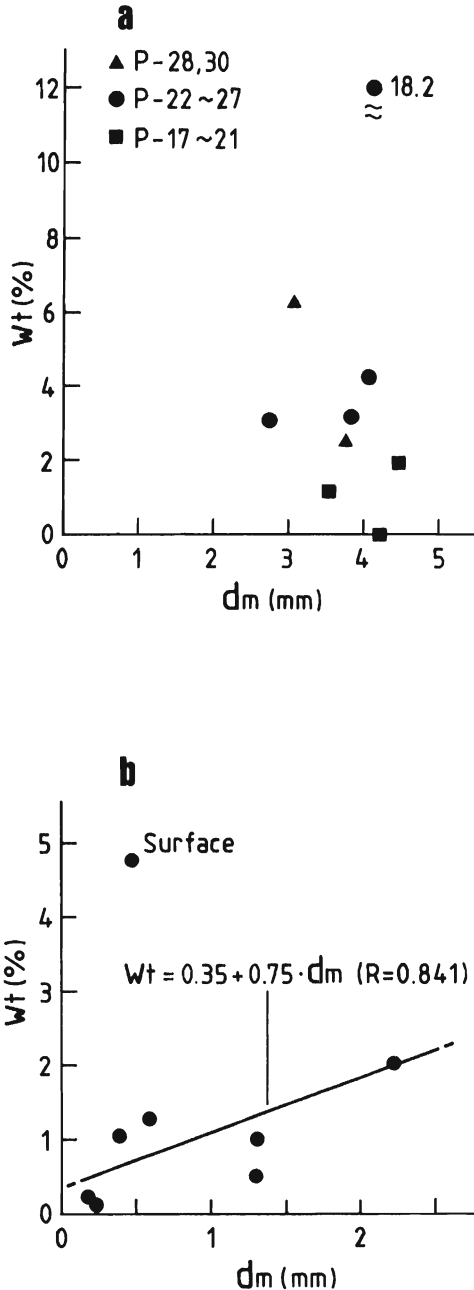


Fig.4. Relationships between mean diameter (d_m) and weight percentage of magnetic grains in grains smaller than 2mm in diameter (W_t).

a: samples from the (1) and (2) layers of the core sediment, b: samples from (5) and (6) layers of the core sediment and from the present surface deposit at a tideland.

が含まれることから、(2)層上部は約2.5~1.5万年前に、(2)層中・下部は約4~2.5万年前に、それぞれ堆積したものと考えられる。

これらの点から、前期更新世の(1)層堆積期と(2)層中・下部の堆積した約4~2.5万年前では、磁性粒子の供給比に大差はなかったが、(2)層上部の堆積した約2.5~1.5万年前には、それ以前の時代に比べ、磁性粒子の供給比が少なくとも1/3程度までに大きく減少したものと考えられる。

b) (5)・(6)層

(5)・(6)層の試料(P-9~P-2)について、平均粒径 d_m (mm)を横軸に、磁性粒子の割合 W_t (%)を縦軸にとり、両者の関係をグラフに示した(Fig.4-b)。本層では、平均粒径の増加とともに磁性粒子の割合も増加していると判断される。

佐藤・加藤(1995)によれば、(5)層は三角州前置層とみられる海成層から、(6)層は三角州頂置層とみられる河成層から、それぞれ構成される。(5)層の堆積は約3,000~4,000年前に始まったと推定されており(佐藤・加藤, 1995)、赤穂平野における歴史時代の海岸線・河岸線の復元図(田中, 1981)によれば、BC-2コア採取地点は1620年から1720年までの間に陸化していた。したがって、千種川の河口位置は約4,000年前以降、次第に本地点に近づいていったとみられ、(5)層最下部から(6)層最下部へかけての堆積物の粗粒化(Fig.2)は、このような三角州の前進過程を示すものといえる。

三角州前置層は、河口付近で河川により運ばれた堆積物が、河口前面の海中へ拡散・堆積して形成される。その際に、密度のより大きな磁性粒子はより河口近くの海底に堆積するであろう。このため、河口位置の接近にともない堆積物の平均粒径が増大するとともに、磁性粒子の割合が増加したものと推定される。

P-2層準では、試料はシルト混じりの砂層となり(Fig.2)、洪水氾濫時に堆積した三角州頂置層であると推察される。そして、本層準における平均粒径の減少と磁性粒子の割合の減少は、このような堆積環境の違いを反映するものと考えられる。

以上から、(5)・(6)層中における磁性粒子の割合の変化は、主に堆積環境の違いや海中でのふるい分け作用によるもので、磁性粒子の供給比の変化を直接示すものではないと考えられる。本層では、試料の平均粒径 d_m (mm)と磁性粒子の割合 W_t (%)について直線回帰を行うと、

$$W_t = 0.35 + 0.75 \cdot d_m \quad (\text{相関係数 } R = 0.841)$$

という回帰式が得られる。ふるい分けの効果を上式を用いて補正し、平均粒径2.7~4.2mmの堆積物における磁

性粒子の割合を算出すると、2.38~3.50%となる。この値は、同一の平均粒径をもつ、P-24層準を除いた(2)層下部や、(1)層における磁性粒子の割合にほぼ一致する。したがって、(5)・(6)層堆積期、すなわち約3,000~4,000年前以降における磁性粒子の供給比は、(1)層堆積期(前期更新世)および(2)層下部の堆積期(約4~2.5万年前)における磁性粒子の供給比に比べ、大差なかったものと推定される。

c) 干潟の表層堆積物

Fig.4-bには、干潟の表層堆積物についても、平均粒径と磁性粒子の割合との関係を示した。(5)・(6)層と比較すると、表層堆積物では平均粒径に比して磁性粒子の割合が非常に大きい。このことは、現在においては、千種川本流への磁性粒子の供給比が増加していることを示唆する。

2. 磁性粒子の給源地質・供給区間の時代変化

本節では、まず磁性粒子を構成する主要な鉱物片や岩石片の給源地質を明らかにする。ついで、各層の磁性粒子を構成する主要な鉱物片、岩石片の種類(Table 3)と、各給源地質を流域地質にもつ支流の、千種川本流に沿った配列(Fig.3)から、磁性粒子の給源地質と供給区間の時代変化を明らかにする。

a) 磁性粒子の給源地質

テフラ起源とみられる輝石類(Px)、角閃石(Am)および磁鉄鉱を除くと、磁性粒子を構成する主要な鉱物片は石英(Qz)、長石(Fd)および黒雲母(Bt)であり、岩石片は花崗岩類(Gr)、流紋岩類(Rh)および閃緑ひん岩類(Po)である(Table 3)。

花崗岩類の岩石片の給源地質としては、千種川河口付近のチタン鉄鉱系花崗岩類(C)、あるいは千種町付近に分布する磁鉄鉱系花崗岩類(E)が考えられる(Fig.1)。しかし、前者は磁鉄鉱をほとんど含まないのに対して、後者は多量の磁鉄鉱を含む。したがって、花崗岩類の岩石片の供給源としては、磁鉄鉱系花崗岩類(E)を考えるのが妥当である。

石英や長石は、花崗岩類の岩石片が多い層準に多く認められ、他の種類の岩石片の多い層準には少ない(Table 2)。黒雲母は大型で厚みのある六角形状である。これらのことから、磁鉄鉱を含む石英、長石および黒雲母の給源地質も、磁鉄鉱系花崗岩類(E)であると考えられる。

流紋岩類(Rh)の岩石片の給源地質には白亜紀~古第三紀火山岩類(A)が、閃緑ひん岩類(Po)の給源地質には、その岩体を含む磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類(D)が相当する。

以上の磁性粒子を構成する鉱物片、岩石片の種類とこれらの給源地質との対応関係を、Table 4にまとめて示

Table 4. Source rock facies of the main minerals and rock fragments of the magnetic grains.

A:Cretaceous~Paleogene volcanic rocks, D:magnetite-series quartz dioritic rocks, E:magnetite-series granitic rocks, T:air-fall tephra in origin.

Sorts of magnetic grains	Source rock facies
Minerals	
Qz: quartz	E
Fd: feldspar	E
Bt: biotite	E
Am: amphibole	T
Px: pyroxene	T
Rock fragments	
Gr: granite	E
Rh: rhyolite	A
Po: porphyrite	D

す。

b) 磁性粒子の給源地質・供給区間の時代変化

磁性粒子の主要な給源地質は、白亜紀～古第三紀火山岩類 (A)、磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) および磁鉄鉱系花崗岩類 (E) の3つに限定される (Table 4)。そして、それぞれを流域地質とする支流の配列状況 (Fig.3) から、磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) を起源とする磁性粒子は約14~40km区間で、磁鉄鉱系花崗岩類 (E) を起源とする磁性粒子は約64km地点より上流区間で、それぞれ千種川本流に供給されるとみられる。

ところが、白亜紀～古第三紀火山岩類 (A) を流域地質とする支流の流入区間は、約28km地点より下流区間と約56km地点より上流区間に2分されている (Fig.3)。これらの流入区間の中で、前者は磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) を流域地質とする支流の流入区間と重なり、後者は磁鉄鉱系花崗岩類 (E) を流域地質とする支流の流入区間と重なる (Fig.3)。したがって、磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) を起源とする磁性粒子を多く含む場合には前者が、磁鉄鉱系花崗岩類 (E) を起源とする磁性粒子を多く含む場合には後者が、それぞれ、白亜紀～古第三紀火山岩類 (A) 起源の磁性粒子の主な供給区間であると考えられる。

以上の点を考慮し、磁性粒子を構成する主要な鉱物片、岩石片の種類の層別変化 (Table 3) と、それらの鉱物片、岩石片の給源地質との対応関係 (Table 4) から、磁性粒子の主要な給源地質と供給区間の時代変化を、以下のように推定した。

1. (1) 層堆積期 (前期更新世)

約56km地点より上流区間において、磁鉄鉱系花崗岩類

(E) および白亜紀～古第三紀火山岩類 (A) に起源する磁性粒子が供給された。

2. (2) 層中・下部堆積期 (約4~2.5万年前)

約28km地点より下流区間において白亜紀～古第三紀火山岩類 (A) に起源する磁性粒子が、約14~40km区間において磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) に起源する磁性粒子が、それぞれ供給された。

3. (2) 層上部堆積期 (約2.5~1.5万年前)

約28km地点より下流区間において、白亜紀～古第三紀火山岩類 (A) に起源する磁性粒子のみが供給された。

4. (5)・(6) 層堆積期以降 (約3,000~4,000年前以降)

約56km地点より上流区間において、磁鉄鉱系花崗岩類 (E) に起源する磁性粒子が供給された。

3. 磁性粒子の供給比の時代変化の原因

磁性粒子の供給比、給源地質、および供給区間の時代変化を、Table 5にまとめて示す。

磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) は、従来の山陽帯に属し、磁鉄鉱を含まないと考えられていたが、最近になって、相当量の磁鉄鉱を含むことが明らかにされた (先山・田結庄, 1995)。したがって、磁鉄鉱系花崗岩類 (E) に含まれる磁鉄鉱の量との定量的な比較を行う必要はあるが、千種川本流に供給される土砂中に占める磁性粒子の割合は、磁鉄鉱系花崗岩類 (E) と磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) の分布域からの供給土砂で大きく、白亜紀～古第三紀火山岩類 (A) の分布域からの供給土砂では小さいとみられる。

また、それぞれの給源地質分布域から、支流を通じて供給される土砂中の磁性粒子の割合は、給源地質の平均的な磁性鉱物の含有量に規定されるとみられる。このため、給源地質から供給される土砂中の磁性粒子の割合が、時代とともに大きく変化することは考えにくい。

このような点からみて、磁性粒子の供給比の時代変化は、以下のようにして生じたと考えられる。

約4~2.5万年前には、前期更新世に磁性粒子の供給源であった磁鉄鉱系花崗岩類 (E) からの供給がなくなった (Table 5)。しかし、磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) から供給された磁性粒子が、その減少分を補ったため、この時代には磁性粒子の供給比が大きくは減少しなかった。

約2.5~1.5万年前には、磁鉄鉱系花崗岩類 (E) 分布域に加えて、磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類 (D) からの磁性粒子の供給も途絶えた (Table 5)。こうして、磁性粒子の供給域が、流域へ供給される土砂中に占める磁性粒子の割合が小さな白亜紀～古第三紀火山岩類 (A) 分布域に限られたことにより、磁性粒子の供給比は大きく減少した。

約3,000~4,000年前以降には、再び磁鉄鉱系花崗岩類

Table 5. Change in the ratio of magnetic grains to total supplied ones and in the inflow reaches of the tributaries supplying magnetic grains with their source rock facies.

A:Cretaceous~Paleogene volcanic rocks, D:magnetite-series quartz dioritic rocks, E:magnetite-series granitic rocks.

Age	Core deposits	Change in the ratio of magnetic grains to total supplied grains			Inflow reaches of the tributaries supplying magnetic grains and their source rock facies	
		+	±0	-	←downstream	upstream→
Present	Surface	 			64km- E	
Late Holocene after 3,000 or 4,000 yrs BP	(6) (5)	 			64km- E	
Latest Pleistocene 15,000-25,000 yrs BP	(2) upper	 			A 0-28km	
Late Pleistocene 25,000-40,000 yrs BP	(2) lower	 			A 0-28km 14 D 40km	
Early Pleistocene	(1)	 			56km- A 64km- E	

(E) から磁性粒子が供給され (Table 5), 磁性粒子の供給比が増大した。

このように、磁性粒子の供給比の時代変化は、その給源地質と供給区間の時代変化により説明できよう。

しかしながら、現在において磁性粒子の供給比が増大していることは、給源地質や供給区間の変化では説明できない。それぞれの磁性粒子の給源地質分布域から供給される土砂中の磁性粒子の割合が大きく変化しないとすると、このような磁性粒子の供給比の増大は、給源地質分布域から供給される土砂量自体が増大していることを意味すると思われる。この点については、今後の検討課題としたい。

ま と め

本研究は、以下のようにまとめられる。

1. 兵庫県、千種川下流域で得られた層序の確立されたボーリングコア堆積物と、河口付近の干潟の表層堆積物を対象として、粒度組成、粒径2mm未満の粒子中に占める磁性粒子の割合、および粒子を構成する鉱物片や岩石片の種類を分析した。

ボーリングコア堆積物は、下位より (1) ~ (6) 層の6層に区分された。(1)・(2) 層は河成層で、(5) 層は三

角州前置層、(6) 層は三角州頂置層である。また、各層の堆積期は、(1) 層が前期更新世、(2) 層中・下部が約4~2.5万年前、(2) 層上部が約2~1.5万年前、(5)・(6) 層が約3,000~4,000年前以降である。

粒度組成、磁性粒子の割合および粒子の種類分析は、(1) 層、(2) 層、(5) 層、および (6) 層からの試料について行った。

2. コア堆積物の堆積環境やその堆積期、粒度組成および磁性粒子の割合に基づき、磁性粒子の供給比(千種川流域に供給された土砂中に占める磁性粒子の割合)の時代変化を推定した。

(1)・(2) 層における磁性粒子の割合は、それらの堆積環境が同一であり、かつ試料の平均粒径の変化が小さいことから、磁性粒子の供給比を直接に反映しているとみなされた。その結果、(2) 層上部(約2.5~1.5万年前)における磁性粒子の供給比は、それ以下の層における磁性粒子の供給比の1/3以下であったと推定された。

一方、(5)・(6) 層における磁性粒子の割合は、堆積環境の違いや海中でのふるい分け作用の違いにより決定されたと考えられた。本層中では、平均粒径と磁性粒子の割合との間に高い正の相関が認められた。そこで、それらの間の回帰式を用いて、(1)・(2) 層と同一の平均粒径に対応する磁性粒子の割合を算出した。この値を

(1)・(2)層における磁性粒子の割合と比較することから、本層堆積期(約3,000~4,000年前以降)における磁性粒子の供給比は、(1)・(2)層堆積期におけるそれと大差なかったと結論された。

表層堆積物の磁性粒子の割合は、同一平均粒径に対して上記の回帰式から算出される磁性粒子の割合よりも著しく大きい。したがって、現在では磁性粒子の供給比が増大していると考えられた。

3. 千種川流域の地質を、含まれる磁性鉱物の量を考慮して、白亜紀~古第三紀火山岩類(A)、先白亜系堆積岩・変成岩類(B)、チタン鉄鉱系花崗岩類(C)、磁鉄鉱系石英閃緑斑岩類(D)および磁鉄鉱系花崗岩類(E)の5つに区分した。そして、それぞれを流域の地質とする支流の、千種川本流に沿う配列を求めた。さらに、磁性粒子を構成する主な鉱物片や岩石片の種類の層別変化と、それらの鉱物片や岩石片の給源地質を明らかにし、磁性粒子の給源地質およびその供給区間の時代変化を、以下のように推定した。

a. (1)層堆積期(前期更新世)

約56km地点より上流区間、(A)と(E)

b. (2)層中・下部堆積期(約4~2.5万年前)

約28km地点より下流区間、(A)

約14~40km区間、(D)

c. (2)層上部堆積期(約2.5~1.5万年前)

約28km地点より下流区間、(A)

d. (5)・(6)層堆積期以降(約3,000~4,000年前以降)

約56km地点より上流区間、(E)

4. 支流から供給される土砂中の磁性粒子の割合は、(D)と(E)では同程度であり、(A)はそれらに比べて小さいと推定された。したがって、磁性粒子の供給比の時代変化は、その給源地質分布域から支流を通じて供給された土砂中の磁性粒子の割合が変化したことよりも、それには変化がなく、磁性粒子の給源地質と供給区間が、時代とともに変化したことに起因すると考えられた。

本研究では、河口付近の沖積層中の磁性粒子の割合に注目し、磁性粒子の供給比や供給域の時代変化を明らかにした。その結果、最終氷期後半の約2.5~1.5万年前に磁性粒子の供給比が大きく減少し、かつ磁性粒子の供給域が下流域へ縮小したことが推定された。一般に、この時代は最終氷期中の最寒冷期とされ、降水量も減少したとされている。そして、本研究で示した磁性粒子の変化は、このような気候変化にともなう流域の水文環境の変化を反映したものと思われる。

今後は、磁性粒子の種類構成の定量化を行い、また河川堆積物中の磁性粒子の割合やその種類の本流に沿う変化や、支流からの磁性粒子の供給比およびその供給過程を吟味して、磁性粒子の割合を示標とした流域の水文環境の変化の定量的な解明を行っていきたい。

謝 辞

本研究を行うにあたり、赤穂市総務部・市史編纂室の矢野圭吾氏には、ボーリング試料入手の際に便宜を図って頂いた。氏丸淳子さんには地形計測作業の一部を手伝って頂いた。これらの方々に深く感謝いたします。

文 献

- 兵庫県地質図作成委員会(1961)17万分の1兵庫県地質鉱産図および同説明書。兵庫県,171p.
- Ishihara,S.(1971) Modal and chemical compositions of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 77, 441-452.
- Ishihara,S.(1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27, 293-305.
- 柏谷健二(1992)地形形成営力の変動とミランコヴィッチ・サイクル。安成哲三・柏谷健二編「地球環境変動とミランコヴィッチ・サイクル」。古今書院,東京,53-67.
- Kashiwaya, K.,Fukuyama, K., and Yamamoto, A.(1991) Time variations in coarse materials from lake bottom sediments and secular paleoclimatic change. *Geophysical Research Letters*, 18, 1245-1248.
- 小林国夫・阪口 豊(1982)「氷河時代」。岩波書店,東京,209p.
- 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.
- 松井整司・井上多津夫(1971)三瓶火山の噴出物と層序。地球科学, 25, 147-163.
- 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.
- 西田史朗・高橋 豊・竹村恵二・石田志朗・前田保夫(1993)近畿地方へ東から飛んできた縄文時代後・晩期火山灰層の発見。第四紀研究, 32, 129-138.
- 小野有五・平川一臣(1975)ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境。地理学評論, 48, 1-26.
- 先山 徹・田結床良昭(1995)兵庫県下の白亜紀末~古第三紀深成岩類の分布と記載。人と自然, No.6, 117-147.
- 佐藤裕司・加藤茂弘(1995)兵庫県赤穂平野,千種川三角州における沖積層の堆積環境変遷(予報)。人と自然, No.6, 61-71.
- Sugai, T.(1993) River terrace development by concurrent fluvial processes and climatic changes. *Geomorphology*, 6, 243-252.
- 田結床良昭・弘原海 清・政岡邦夫・琵琶湖団体研究グループ(1985)近畿地方における白亜紀末~古第三紀火成活動の変遷。地球科学, 39, 358-371.
- 武居有恒・小橋澄治(1983)土砂災害。武居有恒監修「地すべり・崩壊・土石流一予測と対策」。鹿島出版会,東京,7-27.
- 田中真吾(1981)赤穂付近の自然環境。「赤穂市史」,第1巻,6-106.
- 田中真吾(1994)播磨の地形の成り立ちと特色。田中真吾編著「播磨の地理自然編-空と海と大地-」。神戸新聞総合出版センター,神戸,61-130.
- 田中真吾・後藤博弥(1978)龍野とその周辺の地質と地形。「龍野市史」,第1巻,5-128.
- 田中真吾・野村亮太郎(1984)赤穂上部火山灰の再検討。「赤穂市史」,第7巻,283-287.

- 田中眞吾・野村亮太郎 (1992) 中国山地東部における後期更新世の山地堆積地形とその形成環境. 地理学評論, 65A, 180-194.
- 田中眞吾・井上 茂・野村亮太郎 (1982) 杉原川流域の山麓緩斜面の形成機構ならびに形成年代について—兵庫県南半部の麓層面の研究, 第一報—. 地理学評論, 55, 525-548.
- 田中眞吾・野村亮太郎・井上 茂 (1986) 兵庫県・多紀連山地域の麓層面. 地理学評論, 59A, 261-275.

- 山本淳之・柏谷健二・福山 薫 (1992) 琵琶湖の堆積過程と古水文環境. 安成哲三・柏谷健二編「地球環境変動とミランコヴィッチ・サイクル」. 古今書院, 東京, 112-125.
- 安田喜憲 (1982) 福井県三方湖の泥土の花粉分析的研究—最終氷期以降の日本海側の乾・湿の変動を中心として—. 第四紀研究, 21, 255-271.

(1995年6月27日受理)