

552.523 : 551.312.03.051 (521.82)

中海・宍道湖底質における粘土鉱物の分布について (予報)

藤井 紀之* 安田 俊一*

Preliminary Study on the Clay Mineral Distribution in the Bottom Sediments of the Lake Nakaumi and Lake Shinji-ko West Japan

By

Noriyuki FUJII & Toshikazu YASUDA

Abstract

The significance of differences in the clay mineral composition of the bottom sediments between the Lake Nakaumi and the Lake Shinji-ko is discussed referring to those of the fluvial sediments of several rivers and the weathering products of various rocks in their hinterlands.

Kaolin mineral and vermiculite are more dominant in the sediments of the Lake Shinji-ko than those of the Lake Nakaumi. Since granodiorite is very liable to be weathered, its extensive distribution in the hinterland of the former should have given rise to such differences in the clay mineral composition. Preferred distribution of montmorillonite in the sediments of the Lake Nakaumi shows that it was preferentially coagulated and deposited in its saline environment. Also, the remarkable increase of amorphous material in the fluvial and lake sediments suggests that clay minerals can be somewhat disintegrated by transportation weathering.

1. は し が き

堆積岩の粘土鉱物組成の研究における重要な問題の一つは、その粘土鉱物が砕屑質のものであるか、自生質のものであるか、また砕屑質のものであっても続成過程でどの程度変化したものか、という点を解明することであろう。粘土鉱物の堆積、続成過程については、WEAVER (1959), MÜLLER (1967) など、多数の研究が発表されている。また現世堆積物の粘土鉱物組成の研究も積極的に取上げられ、JOHNS and GRIM (1958); GRIFFIN and GOLDBERG (1963); GRIFFIN, WINDOM and GOLDBERG (1968) など、多くの報告がなされている。日本においても、生沼・小林 (1963); 小林・生沼 (1963) などによって、主として近海堆積物について研究が進められている。ただ、これらの研究の大部分は海底の底質に関するもので、湖底底質を対象としたものはごく少ない。

そのうえ続成過程の研究においては、底質の組成だけでなく、そこへ供給される物質の組成や性状をも明らかに

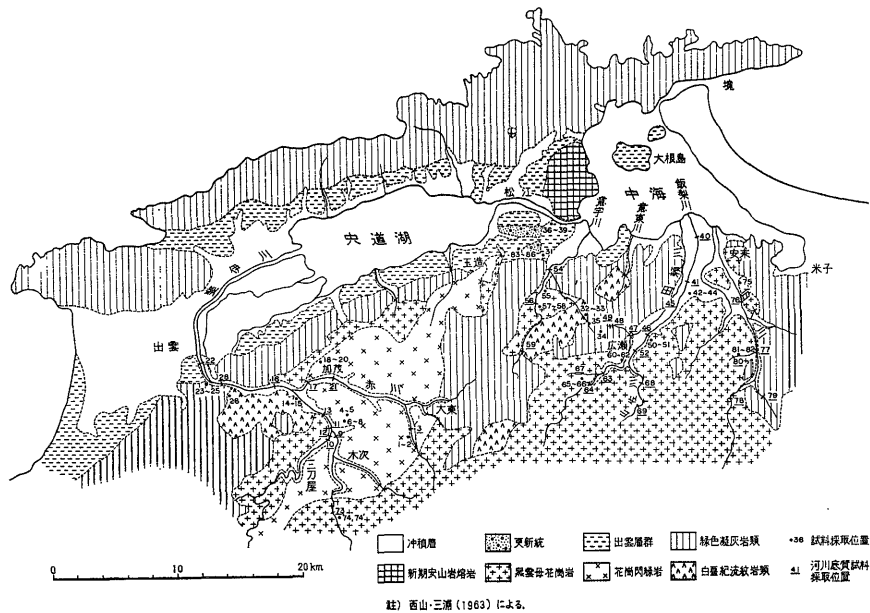
にする必要がある。したがって、海洋よりは陸域の湖沼などのように、物質の供給源が限定されている場所の方が、研究の対象としては適しているといえる。この意味で中海と宍道湖は水質にかなり違いがあるので、堆積環境が続成過程にどの程度反映するか、ということを知る上にも好都合である。

地質調査所では、数年前から水野らによって、中海・宍道湖の現世堆積物に関する堆積学的、地球化学的研究が続けられており、その一端はすでに紹介されている(水野ほか現世堆積研究グループ, 1969)。

筆者らもこの研究に参加し、とくに上記のような見地に立って、中海および宍道湖の集水地域の岩石の風化生成物、各河川の底質(比較的泥質なもの)の試料を採集し、これらの試料と水野らによって採取された湖の底質試料について、それぞれの粘土鉱物組成の検討を行なった。この報告は、その結果の予報である。なお、中海・宍道湖の底質の概略の粘土鉱物組成については、先に生沼^{注1)}によって研究が行なわれ、その結果は水野・関根

* 鉱床部

注1) 生沼都 (1966), 手記



第 1 図 中海・穴道湖周辺地域の地質分布概略および集水域における試料採取点

ほか (1969) によって一括報告されている。

2. 後背地の地質概説

中海および穴道湖へ物質を供給している主要な河川としては、斐伊川 (穴道湖)、意宇川・飯梨川および伯太川 (以上中海) がある。このほかに穴道湖の場合には北岸および南岸に流入している小さな川が幾つかあるが、これらによる物質の運搬量は、斐伊川のそれとは比較にならないほどわずかである。

これら主要河川の流域、すなわち集水区域の地質は、主として中生代末期の火山活動に伴って噴出した流紋岩類、これを貫く花崗岩類などの基盤岩類と、これらを覆う中新世の緑色凝灰岩、中～鮮新世の出雲層群および更新統からなっている (西山・三浦, 1963) (第 1 図)。

流紋岩類の分布は、斐伊川下流の左岸および意宇川上流に見られるが、いずれも小範囲のものである。

これに対し、花崗岩類は集水区域内に広く分布する。その主要なものは、斐伊川流域の大東・木次および加茂付近に分布する花崗閃緑岩と、各河川の上流から中流へかけて広大な分布を示す黒雲母花崗岩である。

このなかでも、花崗閃緑岩はとくに風化を受けやすく、そのためしばしば崖崩れや河川の氾濫などの災害を招いている (三浦, 1966・1967; 大八木, 1968)。一方、黒雲母花崗岩の風化程度は、これに較べればかなり弱い。このような違いは、一つには両者の鉱物組成の違いによ

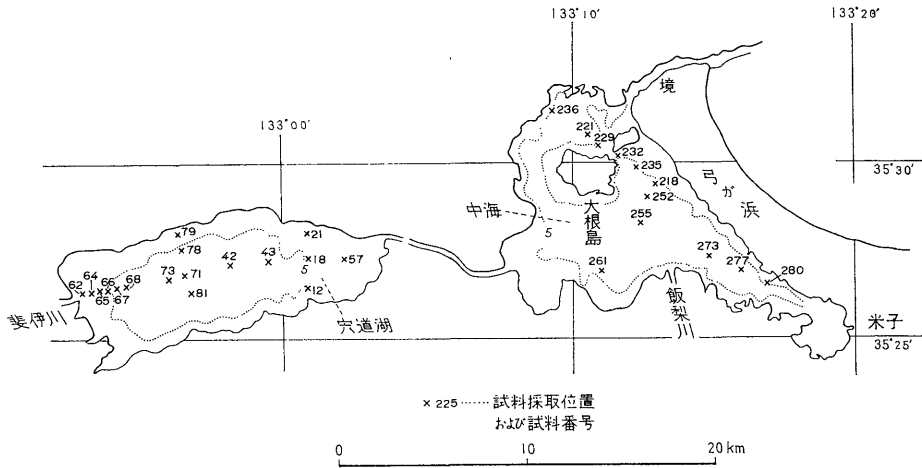
て生じたとされている。すなわち、花崗閃緑岩は黒雲母花崗岩に較べて、角閃石や斜長石に富み、石英・カリ長石が少なく、より風化を受けやすい性質をもっている (大八木, 1968)。したがって斐伊川水系 (とくに赤川および斐伊川下流) および穴道湖の底質には、花崗閃緑岩の風化分解物がかなりの割合で含まれていると思われる。

なお、中海水系の各河川の流域には黒雲母花崗岩が分布するだけで、花崗閃緑岩は存在しない。この事実から、中海と穴道湖の底質の鉱物組成には、かなり大きな違いのあることが予想される。

緑色凝灰岩類は、波多皿層群、川合累層、久利累層および大森累層に区分されている。これらの地層の大部分は、玄武岩質・安山岩質、それに流紋岩質の熔岩・火山碎屑岩に富む岩層からなり、中海・穴道湖の南側および北側に広く分布している。これらの火山碎屑岩類は、一般にかなり変質を蒙っており、粘土化しているものも少なくない。

出雲層群は、礫岩・砂岩および頁岩を主とする布志名累層と、これを不整合におおむ松江累層とに区分されている。布志名累層は、主として穴道湖の南北岸に沿って分布する。また松江累層は、松江市および大根島に玄武岩熔岩やその他の岩層として分布する。玄武岩も風化によって、かなり著しく変質している。

更新統は、高位・中位および低位の各段丘堆積物と、何回かにわたって噴出・堆積した大山および三瓶火山の



第2図 中海および宍道湖における試料採取位置

放出物からなっている。とくに、大山中部火山灰層はもっとも広い範囲に分布し、松江市南部や中海湖底でもその分布が確認されている。また松江市南部では、三瓶火山の放出物からなる古志原火山灰層（厚さ2 m前後）が分布する。本層は集水地域の西部では、さらに厚くなる傾向が見られる（三位，1967）。

このほか、中海西岸に鮮新世の粗面安山岩の分布が見られる。

3. 試料の採取

本研究にあたって採取した試料は、後背地の各岩層の風化部および土壌、河川の底質および湖の底質の3つに大別される。

陸上の各岩層から採取した試料数は43コ、河川底質の試料数は31コに達した。その採取位置は第1図に示した。また、湖の底質試料は、水野らによって採取された表泥試料のうちから、29コを選んで研究を行なった。湖底表泥試料の採取位置は第2図に示した。この図からも明らかのように、湖底底質試料の採取密度は必ずしも一定でなく、とくに中海の西～南西部の試料については未検討である。これについては、現在さらに補足研究を行なっている。

4. 研究の方法

採取した試料は、簡単な水ひによって粘土分を集め、X線回折によって粘土鉱物の同定を行なった。研究は鳥根県工業試験場の一室を現地研究室として、すべての作業をここで行なった。研究方法は、すでに詳しく述べてある（藤井・安田，1970）ので、大要の説明にとどめ

る。

4.1 X線試験用試料の準備

採取した試料は、少量を小型ビーカー（50cc）に採り、純水を加えてよく攪拌し、懸濁させる。この懸濁液の上部約20ccを試験管に移し、一旦試料を沈降させ、懸濁液の濃度がほぼ一定になるように上澄液の量を調節する。次に、試験管をよく振ってからスポイトで懸濁液を採取し、A（耐熱ガラス製）・B（普通ガラス製）2枚のスライドガラス上に液を塗布し、そのまま乾燥させる。

残りの懸濁液はそのまま放置して試料を沈殿させ、上澄液を捨てた後1：1の塩酸を加えて加熱処理し、十分に洗滌してから試料をスライドガラス(C)に塗布する。

以上の手順で、1コの試料について、A・B・Cの3枚のX線試験用試料が準備された。これらはいずれも半定方位試料である。

4.2 X線回折

上述の半定方位試料A・B・Cを用いて、次の5通りのX線回折試験を行ない、全試料の粘土鉱物組成を検討した。X線回折には、理学電機機製 Geigerflex を使い、Cu-K α 、30 kV、10 mA、Count Full Scale: 200 cps、Timeconst: 4 の条件で走査を行なった。

1) 未処理試料

試料A（耐熱ガラスに塗布したもの）について、 2θ ：40～2度の範囲について走査した。

2) 250℃加熱試料

試料Aを250℃で1時間加熱した後、 2θ ：13～2度の範囲について走査した。

これによって、ハロサイトの10Åの反射は7.3～

7.4Åに変化するので、雲母粘土鉱物の10Å反射との区別が明瞭になる。また、モンモリロナイトの15Å反射およびパーミキュライトの約14Åの反射も、加熱によって10Åの位置に移動するので、緑泥石の14Å反射との識別が可能となる。ただし、パーミキュライトの反射は、300°C以下の加熱では、湿度によっては再び14Åに復元することがあるので、判定には注意を要する。

3) 650°C加熱試料

試料Aを、さらに650°Cで1時間加熱した後、 2θ : 23~2度の範囲について走査した。

これによって、カオリン鉱物の結晶は完全に崩壊し、7Åの反射は消失する。また緑泥石は7Å反射は弱くなるが、14Å反射は逆に強くなるので、容易にその存在を知ることができる。しかし、結晶度の低い緑泥石は、450°C以下の温度で結晶が崩壊することもあるので、この点の留意が必要である。

4) エチレングリコール処理試料

試料Bに、エチレングリコールを1滴滴下し、30分以上経過した後X線にかける。走査範囲は 2θ : 13~2度とした。

モンモリロナイトの15Å反射は、これによって16~17Åに移行するので、パーミキュライトや緑泥石の反射とは明瞭に区別される。

5) 塩酸処理試料

塩酸処理によって作った試料Cについては、 2θ : 13~4度の範囲で走査を行なう。

この処理は、カオリン鉱物と緑泥石の識別に有効である(生沼・小林, 1965)。すなわち、塩酸処理によって緑泥石の反射は完全に消失するが、カオリン鉱物は変化しない。したがって、7Å反射がどちらの鉱物によるものが判定することができる。

5. 結果

5.1 粘土鉱物の同定

上述の5通りのX線回折の結果によって、粘土鉱物の同定を行なった。同定の基準は次のようである。

1) 雲母粘土鉱物

約10Åの第1次底面反射の存在によって同定した。実際には10Åハロイサイトと雲母粘土鉱物が共生する試料はなかったので、未処理試料の10Å反射の面積によって、雲母粘土鉱物の量を推定した。

2) カオリン鉱物

7.2~7.4Åの(001)面の反射が、250°C加熱および塩酸処理で消失しないことによって、カオリン鉱物の存在を確認した。緑泥石が混在する場合には、塩酸処理後の

7Å反射によって量的な推定を行なった。未処理試料と塩酸処理試料の比較には、雲母粘土鉱物の反射を基準として用いた。なお、火山灰の試料をはじめハロイサイトを含む試料も多数認められた。これらについては、250°C加熱後の7Å反射の面積によって量の推定を行なった。

3) モンモリロナイト鉱物

14~15Åの底面反射が、エチレングリコール処理によって16~17Åに移動することによって同定した。今回研究の対象とした試料には、モンモリロナイトとパーミキュライトが共生するものが若干あったが、これはエチレングリコール処理の前後における14~15Å反射の変化によって、量比を推定した。

4) パーミキュライトと緑泥石

もっとも判定が難しいのは、パーミキュライトと緑泥石である。通常は硝酸アンモン処理によって同定されているが、試験的に実施した結果は必ずしも思わしくなかったので、加熱処理の結果をもととして、おおよその判定を行なった。

パーミキュライトと緑泥石の第1次底面反射は、いずれも約14Åであり、全く重複する。しかし、緑泥石が加熱処理に対して比較的安定であり、パーミキュライトの14Å反射は加熱によって10Åに移行することによって、一応区別することができる。しかし、パーミキュライトは300°C以下の加熱では、再び14Åの反射を復元することがあり(WALKER, 1961)、緑泥石も結晶度の低いものは450°C以下の温度で崩壊する(BRINDLEY, 1961)。したがって、250°C加熱ではなお14Åの反射が残っているが、650°C加熱でそれが消失するような場合が問題となる。今回は、250°C加熱で14Åの反射が残っている場合には、一応これを緑泥石と判定し、それが650°C加熱で消失したものは結晶度の低い緑泥石と考え、650°C加熱後も14Åの反射が残ったものと区別することとした。この方法についてはまだ問題があり、今後なお検討することとしたい。なお、日本海の底質の研究では、緑泥石は650°C加熱でなお安定なものが大部分であったので、650°C加熱の結果を判定の基準とした(藤井・安田, 1970)。しかし、陸上あるいは淡水の環境では緑泥石は不安定であり、結晶度の低いものを生じやすいので、一応前述のような基準によることとした。

5) 不規則混合層鉱物

粘土鉱物のX線回折では、 2θ : 約20度の(020)反射が常に現われる。しかし一部には(020)反射が明瞭であるにもかかわらず、 2θ : 5~13度の範囲に幅広い不規則な散乱を生じるのみで、底面反射が全く認められない場合がある。これはC軸方向の積層が全く不規則な粘土

種類	試料 No.	カオリン 鉱物	雲母粘土 鉱物	パ-ミキュ ライト	モモロナ イト鉱物	緑泥石 鉱物	その他	
花 崗 岩 類	土 壤 (黒雲母花崗岩源)	Sh-32	■	?	■	?		
		Sh-33	■		■			
		Sh-50	■		?			
		Sh-58	■		■			
		Sh-65	■		■			
		Sh-81	■		■			
	風 化 部 ()	Sh-51	■					
		Sh-57	■					
		Sh-66	■				■	
		Sh-74	■		■			
		Sh-82	■		■			
	土 壤 (花崗閃緑岩源)	Sh-1	■		■		?	
		Sh-6	■		■		?	
		Sh-18	■			■	?	
風 化 部 ()	Sh-2	■		■				
	Sh-7	■		■			■ gib.	
	Sh-8	■	■	■			■? mix.	
	Sh-19	■			■	?		
	Sh-20	■		■				
緑 色 凝 灰 岩 類	土 壤 (流紋岩質岩源)	Sh-34	■		■		■? amor.	
		Sh-35	■		■		■? amor.	
		Sh-55	■		■	?		
		Sh-79	■		■			
	風 化 部 ()	Sh-31	■					■? amor.
		Sh-75	■					
	土 壤 (安山岩質岩源)	Sh-14	■		■		?	■ mix. z.
		Sh-23	■			■		
		Sh-24	■			■		■ mix.
		Sh-71	■					
風 化 部 ()	Sh-25	■			■		■? mix.	
	Sh-26	■			■		■ mix.	
	Sh-42	■				?	■? amor.	
そ の 他	土 壤 (鮮新統泥質岩源)	Sh-43	■		■			
		Sh-44	■		■			
	玄武岩風化部	Sh-36	■					
		Sh-37	■			?		
	東新統凝灰 岩・火山岩層	Sh-38	■					■ mix.
		Sh-39	■					
		Sh-60	■					
		Sh-61	■					
		Sh-62	■		■			
		Sh-83 Sh-84	■		■			■ gib., hb. ■ mix.

- 註) 1. ■ ---X線回折による各鉱物の代表的な反射の面積。
 2. ■ ---X線回折によってその存在は確認されても、反射の面積測定ができない鉱物の大まかな含有量を示す。
 3. amor : 非晶質物質, mix : 不規則混合層鉱物,
 gib : ギブサイト, h.b : 角閃石。

第3図 各種岩石の風化生成物の粘土鉱物組成

鉱物，すなわち不規則混合層鉱物の存在を示すと考えられる。

6) 非晶質物質

さきに述べた (020) 反射は，高角度側に非対象性散乱を伴うことが多いが，低角度側のピークの境はきわめてシャープで明瞭なのが普通である。しかし，河川底質および湖の底質の試料には，(020) 反射の低角度側にも幅広い散乱を伴うものが多数みだされた。これは，試料板にガラス板を使用した点を考慮しても，陸上で採取し

た試料のパターンとは著しい相違があり，おそらく非晶質物質の存在によって生じたものと考えられる。

以上述べたほかに，ごく一部ではあるが，ギブサイト・沸石および角閃石などを含むものがみだされた。

各種試料における組成鉱物の量的な関係を知るために，各鉱物の基準反射の面積を測り，その結果を第3，4，5図に一括，図示した。これによって，各試料の大よその鉱物組成を知ることができる。ただ，不規則混合層鉱物と非晶質物質は，ピークの面積で示すことはでき

ないので、大よその存在量を示すにとどめた。また、結晶度の低い緑泥石と考えられるものに対しては、?印を付して通常の緑泥石と区別することとした。

なお、以上の研究は研究を行なった時期によって、使用したX線回折装置が異なるため、一応標準試料によって補正を行なった。しかし、全体としては、宍道湖とその水系から採取した試料の方が、中海水系のものに較べてX線反射強度が大きい傾向が認められる。したがって、第3～5図は、各試料中の組成鉱物の量的な関係を大まかに示したものに過ぎない。以下、これらの図によって、各種試料の鉱物組成について述べる。

5.2 各種岩石の風化生成物の粘土鉱物組成

陸上の岩石の風化生成物については、これを土壌と風化部(原岩の組織を残したまま軟弱化している部分)に分けて、それぞれの粘土鉱物組成について検討した(第3図)。

1) 黒雲母花崗岩

土壌・風化部とも、主成分はカオリン鉱物であり、これに雲母粘土鉱物・パーミキュライトなどを伴うことがある。パーミキュライトは、風化部よりは土壌中に多く認められる。また緑泥石をかなり多く含むものもみいだされたが、これは例外的である。

2) 花崗閃緑岩

加茂付近で採取した試料に、モンモリロナイトを多く含むものがみいだされたが、これは例外的である。大部分の試料は、土壌・風化部ともカオリン鉱物を主成分とし、パーミキュライトを伴うことが多い。しかし、雲母粘土鉱物がみいだされたのは1コだけで、なかにはギブサイトを含むものもある。このような事実は、花崗閃緑岩の風化程度が黒雲母花崗岩のそれより進んでいることを、明らかに示すものである。

3) 緑色凝灰岩類

緑色凝灰岩類の場合には、岩石の種類によって、風化生成物にかなり大きな差異が認められる。すなわち、流紋岩質岩に由来する試料はカオリン鉱物を主成分とし、パーミキュライトや雲母粘土鉱物を伴うことが多い。また、緑泥石を含むものも認められた。一方安山岩質岩に由来する風化生成物には、カオリン鉱物を主成分とするものがある。また、しばしば不規則混合層鉱物を伴っている。

4) その他の岩層

そのほか、鮮新統の泥質岩・玄武岩、新期の火山灰質粘土などについても検討した。大部分はカオリン鉱物、とくにハロイサイトを主成分としており、雲母粘土鉱物

を伴っている。例外的にパーミキュライトと不規則混合層鉱物を主成分とするものが、古志原火山灰層からみいだされた。

5.3 河川底質の粘土鉱物組成

河川底質の組成では、宍道湖水系と中海水系の間になり明瞭は相違が認められる(第4図)。

すなわち、宍道湖水系の試料には、カオリン鉱物・雲母粘土鉱物、パーミキュライトなどが、ほぼ全体に含まれており、量も多い。一方、中海水系の試料は、カオリン鉱物を主成分とする点では同じであるが、その量は宍道湖水系の場合よりはるかに少ない。また、雲母粘土鉱物は少量ながらも普遍的に含まれているが、パーミキュライトは、宍道湖水系の試料に較べると、量・出現頻度ともに減少している。そして、モンモリロナイトがしばしば含まれている。

このように、水系によって河川底質の組成が異なるのは、明らかに流域の地質の差によるものである。宍道湖水系の斐伊川の流域には花崗閃緑岩が広大な範囲に分布しており、一方中海水系の各河川の流域は、大部分黒雲母花崗岩と緑色凝灰岩類とからなっている。花崗閃緑岩はもっとも風化が進んでおり、それが河川底質を構成する粘土鉱物の量と種類に反映したものと考えられる。

なお、河川底質の組成で注目されるのは、大部分の試料に非晶質物質の存在が認められたことで、これは陸上の岩石の試料にはほとんど見られなかった現象である。

5.4 湖の底質の粘土鉱物組成

湖の底質の場合にも、宍道湖と中海とでは、粘土鉱物組成にかなり大きな相違がみいだされた(第5図)。

1) 宍道湖

西端の斐伊川河口から、湖の中心を通り東端に至る一連の底質試料について検討した。全試料を通じて、主成分がカオリン鉱物であり、パーミキュライトを伴う点では全く差異はない。しかし、雲母粘土鉱物は、河口に比較的近いところで濃集・堆積する傾向が明瞭に認められた。モンモリロナイト鉱物や緑泥石は、2～3の試料に例外的にみいだされたに過ぎない。なお、南北方向の線に沿って採取した試料についても検討したが、とくに目立った傾向は認められなかった。

2) 中海

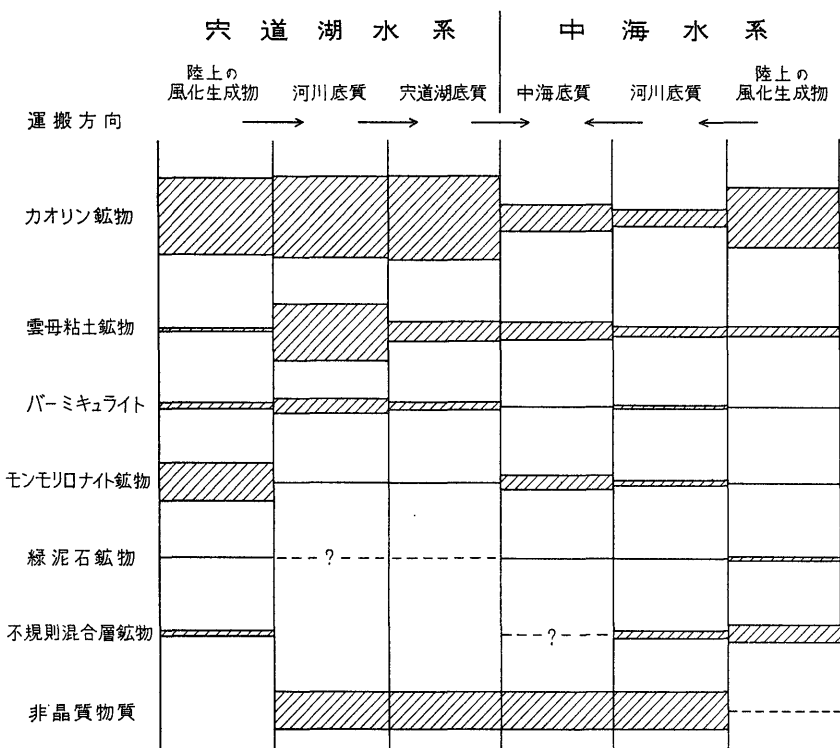
中海については、まだ12コの底質試料の試験結果について検討しただけであり、地域的な分布傾向について論ずる段階には至っていない。しかし、宍道湖に較べると、全体としてカオリン鉱物の量が減少し、モンモリロナイトが普遍的に分布する点で著しい違いがある。また、パーミキュライトが、量・出現頻度ともに著しく減少して

採取場所	試料No.	カオリン 鉱物	雲母粘土 鉱物	パーミキュ ライト	モンモリロ ナイト鉱物	緑泥石 鉱物	その他	
宍道湖 水系	赤川	Sh-3	■				amor.	
		Sh-21	■				amor.	
		Sh-17	■				amor.	
	伊三刀屋川 本流	Sh-10	■	■			?	amor.
		Sh-9	■	■				amor.
		Sh-16	■	■				amor.
		Sh-28	■	■				amor.
		Sh-22	■	■				amor.
中海 水系	菟宇川	Sh-59	■				amor.	
		Sh-56	■				amor.	
		Sh-54	■			■	amor.	
	菟東川	Sh-72	■			?	amor. mix.	
		Sh-70	■				amor. mix.	
	田頼川	Sh-49	■				amor.	
		Sh-48	■				amor.	
		Sh-47	■			?	amor.	
		Sh-53	■				amor.	
	山佐川 飯梨川	Sh-67	■					amor.
		Sh-64	■					amor.
		Sh-63	■					amor.
		Sh-69	■			?	amor.	
		Sh-68	■				amor. mix.	
		Sh-52	■				amor.	
Sh-46		■				amor.		
Sh-45		■			?	amor.		
川	Sh-41	■				amor.		
	Sh-40	■		?		amor.		
	伯太川	Sh-80	■				amor. mix.	
		Sh-78	■				amor.	
Sh-77		■				amor.		
Sh-76		■				amor.		

第4図 河川底質の粘土鉱物組成

採取場所	試料No.	カオリン 鉱物	雲母粘土 鉱物	パーミキュ ライト	モンモリロ ナイト鉱物	緑泥石 鉱物	その他	
宍道湖	西部 ↑ ↓ 東部	S-62	■				amor.	
		S-64	■				amor.	
		S-65	■	■			amor.	
		S-66	■	■			amor.	
		S-67	■	■			amor.	
		S-68	■	■			amor.	
		S-73	■	■			amor.	
		S-71	■	■			amor.	
	北東部 ↑ 中心部 ↓ 南部	S-42	■				amor.	
		S-43	■				amor.	
		S-18	■			■	amor.	
		S-57	■				amor.	
	中海	北西部 ↑ 東部 ↓ 南部	S-77	■				amor.
			S-78	■				amor.
S-71			■				amor.	
北東部 ↑ 南東部		S-81	■				amor.	
		S-21	■				amor.	
		S-18	■				amor.	
		S-12	■			■	amor.	
		米子湾	N-236	■			■	amor.
			N-221	■			■	amor.
N-229			■			■	amor.	
N-232			■			■	amor.	
N-235			■		?	?	amor.	
N-218	■				■	amor.		
N-252	■			■	amor.			
N-255	■			■	amor.			
N-261	■			■	amor.			
N-273	■			■	amor.			
N-277	■			■	amor.			
N-280	■			■	amor. mix.			

第5図 中海・宍道湖底質の粘土鉱物組成



第 6 図 後背地の風化生成物から河川および湖の底質に至る粘土鉱物組成の変化

いるのが目立っている。若干ながら緑泥石もみいだされた。

なお、中海・穴道湖とも、非晶質物質を含む点では河川底質の場合と同様である。

6. 考 察

上述のような各試料の鉱物組成を、各水系別に、陸上の風化生成物、河川底質、湖の底質ごとに総括し、相互の間の大よその量的変化を示したのが第 6 図である。

ここでは、それぞれの種類別に、各鉱物の基準反射の面積の単純平均を求め、さらに Weaver (1958) によって与えられた鉱物別の係数を掛けて得た値を、斜線部分の高さで現わしてある。これは、鉱物の種類によっては、少量しか含まない場合でも、比較的大きな底面反射を生ずるもの(たとえばモンモロロナイト)があるので、この違いをある程度補正する必要があるからである。ここでは、雲母粘土鉱物の 1 を基準として、カオリン鉱物には $1/2.5$ 、モンモロロナイトとパーミキュライトには $1/2$ を係数として掛けた (Weaver, 1958)。緑泥石鉱物の場合は、(001) 反射の強度は化学組成によっても異なるので、係数を定めることは難かしい。ここでは、量的に

も緑泥石はそれほど多くないので、仮に係数を 1 として現わした。反射ピークの面積を測ることができない不規則混合層鉱物と非晶質物質の場合は、大よその傾向を示しただけである。

この第 6 図に示された傾向は、厳密な定量を行なった結果ではないし、なお検討を必要とする点も少なくない。しかしそれにもかかわらず、幾つかの注目すべき傾向が明瞭に認められる。次にそのおもな点について考察する。

1) カオリン鉱物の分布

穴道湖と中海とでは、底質中のカオリン鉱物の量にかなり違いがある。この傾向は、河川の底質の場合にも明瞭に認められるので、供給量の違いによるものと考えられる。おそらく後背地の地質の違い、とくに花崗閃緑岩の分布が大きな要因となっていると思われる。

2) パーミキュライトの分布

パーミキュライトも同様に、穴道湖ではかなり普遍的に分布するが、中海ではごく一部にしか認められない。これもカオリン鉱物と同じく、後背地の風化程度の違いを反映していると考えられる。

3) 中海におけるモンモロロナイトの濃集

モンモリロナイトは、前2者と逆に、中海の底質に普遍的にみだされた。後背地では、むしろ宍道湖水系の方にモンモリロナイトが多く分布している所からみて、供給量の違いによるものとは考えられない。WHITEHOUSEら(1960)によれば、モンモリロナイトは塩分濃度の増加に伴って、凝集・沈降が促進されるとされており、おそらく中海と宍道湖の塩分濃度の違いが、このような片寄った分布をもたらしたものであろう。ちなみに中海の底層水のClイオン濃度は10,000 ppm以上で、宍道湖のその5倍以上に達している（水野ら、1969）。

4) 非晶質物質の増加

これまでに述べた3つの点は、供給量の違いや堆積環境の変化による堆積物の組成変化に関することであり、粘土鉱物自体の安定性には、余り関係はない。この点でもっとも注目されるのは、河川および湖の底質中に非晶質物質がかなり多量に含まれるにもかかわらず、陸上の風化生成物にはほとんど認められないという事実である。これは、粘土鉱物が運搬される途中で、かなり著しい変化を受ける可能性があることを暗示しており、今後慎重に検討すべき問題を含んでいる。この運搬風化作用(Transportation weathering)の重要性については、すでにMÜLLER(1967)も指摘している。

7. あとがき

今回は、陸上の岩石の風化生成物・河川底質の粘土鉱物組成にもとづいて、中海と宍道湖の底質の組成の違いをもたらした要因について考察した。

しかし、とくに中海については扱った試料の数も少なく、明確な結論を得るまでにはなお多数の試料についての研究が必要である。また、現在湖底から試錐によって採取した柱状試料の組成についても研究中であり、次の機会にはこれらの諸点について、総括的な報告をする予定である。

謝 辞

この研究を実施するにあたり、島根県の各関係者の方から、調査用ジープの貸与、工業試験場の施設・器械の利用などについて、多大の便宜を供与していただいた。また、島根大学地学教室の学生の方々には、室内外の作業で多くの援助をいただいた。島根県商工水産部の門脇照夫技師、同工業試験場の難波晴行場長、飯塚起科長、吉村孝二科長をはじめとする多くの職員の方々、島根大学の故三位秀夫博士、榎原悌氏ら学生の方々に、紙上をかりて心からお礼を申し上げるしだいである。

また、この研究は地質調査所現世堆積研究グループの

活動の一つとして行なわれたものであり、グループの緊密な協同作業の成果の一つにほかならない。水野篤行技官をはじめとするグループ員の方々にも、深謝の意を表すしだいである。

文 献

- BRINDLEY, G. W. (1961): *Chlorite minerals*, In Brawn, G. ed., *The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, Miner. Soc. London, p. 242~296.
- 藤井紀之・安田俊一 (1970) : 鳥取県美保湾および隠岐諸島東方の泥質堆積物の鉱物組成, 地調月報, vol. 21, p. 251 ~ 257
- GRIFFIN, J. J. and GOLDBERG, E. D. (1963): *Clay mineral distribution in the Pacific Ocean*, In Hill, M. N. ed. *The Sea*, Interscience, 3, p. 728~741.
- GRIFFIN, J. J., WINDOM, H. and GOLDBERG, E. D. (1968): *The distribution of clay minerals in the world ocean*, *Deep Sea Research*, vol. 15, p. 433~459.
- JOHNS, W. D. and GRIM, R. E. (1958): *Clay mineral composition of recent sediments from the Mississippi River delta*, *Jour. Sed. Pet.*, vol. 28, p. 186~199.
- 小林和夫・生沼郁 (1963) : 現世海底堆積物および堆積岩に見られる粘土鉱物組成, 粘土科学, vol. 3, p. 18~28
- 三位秀夫 (1967) : 中海臨界地帯の地質および地下構造, 中海臨海地帯の地盤, 建設省計画局編, p. 22 ~ 27
- 三浦 清 (1966) : 島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について (I), 岩鉱, vol. 56, p. 256~283
- 三浦 清 (1967) : 島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について (II), 岩鉱, vol. 57, p. 11~24
- 水野篤行・他5名 (1969) : 宍道湖・中海底泥中のU分布, とくに沈積機構との関係 (予報), 地調報告, no. 232, p. 317~352
- 水野篤行ほか現世堆積研究グループ (1969) : 中海・宍道湖の堆積についての総合的研究 (演旨), 地調月報, vol. 20, p. 221~224
- MÜLLER, G. (1967): *Diagenesis in argillaceous sediments*, In Larsen, G. and Chilingar, G. V.

- ed., Diagenesis in Sediments, Elsevier Pub. Co., Amsterdam. p. 127~177.
- 西山省三・三浦清 (1963) : 島根県地質図 (20万分の1) および同説明書, 島根県水産商工部
- 生沼郁・小林和夫 (1963) : 深海堆積物の粘土鉱物学的研究, 粘土科学の進歩, 第4集, 技報堂, p.141 ~ 148
- 生沼郁・小林和夫 (1965) : 堆積岩の粘土鉱物における2・3の問題, 粘土科学の進歩, 第5集, 技報堂, p. 77 ~ 84
- 大八木規夫 (1968) : 島根県加茂・大東花崗岩地帯における風化帯の構造と崩壊, 防災総研報, no. 14, p. 113 ~ 127
- WALKER, G. F. (1961), *Vermiculite minerals*, In Brawn, G. ed., *The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, Miner. Soc. London, p. 297~324.
- WEAVER, C. E. (1958): The effects and geological significance of potassium "fixation" by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material, *Amer. Miner.*, vol. 43, p.839~861.
- WEAVER, C. E. (1959): *The clay petrology of sediments*, Clays and Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays and Clay Miner., no. 6, p. 81~119.
- WHITEHOUSE, G. V., JEFFERY, L. M. and DEBBRECHT, J. D. (1960): *Differential settling tendencies of clay minerals in saline water*, Clays and Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays and Clay Miner., no. 7, p. 1~79.