

## 資 料

551.3(26)

### 太平洋の北西海盆を通る堆積相断面\*

N. A. LISITSYNA\* and O. A. DVORETSKAYA\*

岸 本 文 男\*\*訳

太平洋の北西海盆を通る断面に従って、その底質の物質組成を詳しく研究した結果として、その堆積層が4タイプの堆積相に分けられ、記載された。堆積相のタイプは太平洋の沿岸から中心部に向かって堆積条件が変化する状況を反映した生成系列をなしている。その方向に、火山灰・軽石物質を伴った遠洋性粘土から含沸石遠洋性粘土への漸移関係が認められ、軽石片と沸石のよく似た存在形態も認められる。その他のデータを総合すれば、沸石が流紋岩質玻璃の続成変質作用によって生成したことは明らかである。また、沿岸部から遠洋部に向かって、 $\text{CaCO}_3$ 、 $\text{SiO}_2$  (非晶質)、Fe、Mnの含有量は規則的に変化している。

太平洋北西海盆の底質中の元素分布の規則性を明らかにするには、その物質組成の詳しい研究が必要である注1)。表層堆積物の鉱物組成と粒度組成、その中の粘土鉱物の分布、堆積物の物質生成タイプと生成条件は、すでに P. L. BEZRUKOV, A. P. LISITSYN, V. P. PETELIN, Z. N. GORBUNOVA, N. S. SKORNYAKOVA, I. O. MIRDMAA などの論文で報告されている。これら諸論文の主な結果は、モノグラフ「太平洋」(1970)に引用されている。しかし、底質堆積層を垂直方向に研究した例は、それと比較できないほど少ない (ROMANKEVICH ほか, 1966; ROMANKEVICH, 1968など)。

筆者らは、海洋調査船「ビチャージ号」第46次航海のときに通った北海道島からマーシャル群島近くまでの総延長4,000 kmを越える断面(第1・2・3図)に沿って採取した堆積層の岩芯試料によってその堆積相を研究した。その採取位置の座標は第4図断面図に掲げた通りである。なお、野外記録(field noting)は G. Yu. BUTUZOVA が行った。

この断面線は水深200—1,500 m、幅約300 kmの陸棚・島棚と同斜面に交叉している(第4図)。その斜面は日本海溝の側に傾斜し、断面線交叉部分の日本海溝の水深は8,000 m、幅約200 kmである。そのまた東側は、水深5,500 mから6,000 mを越える北西海盆の海丘に富む海底平原に移り変わっている。さらに北西海盆の南縁部の海底表面は、マークスネッカー海嶺のために複雑になっている。このような断面の北半部は温帯、南半部は熱帯である。各断面点で大口径パイプを用いて知り得た底質堆積層の厚さは、2 mから8.6 mであった。

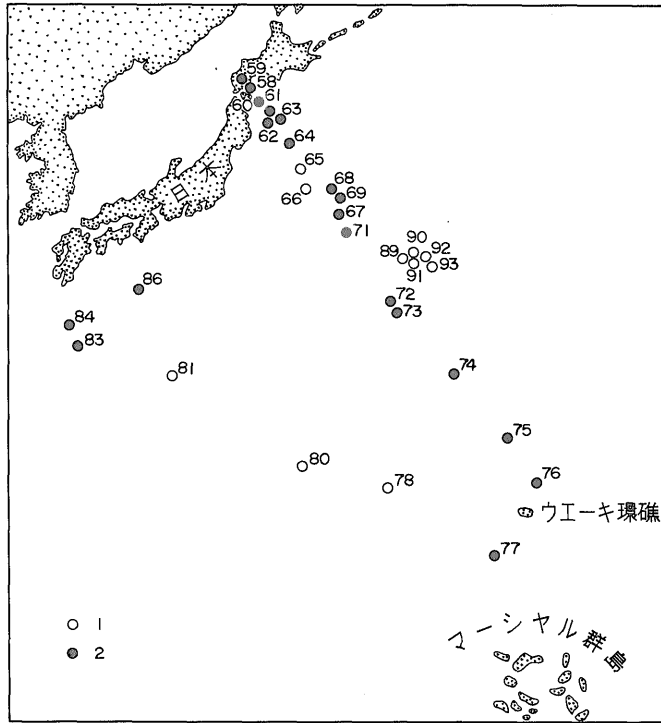
実験室において、これらの底質試料は薄片にして研究され、また化学分析に供された。そのほか、鉱物を分離して組成を研究し、底質中の鉱物粒の関係や各元素間関係を調べ、また粘土鉱物の構成を調べた。そして、ソ連科学アカデミー地質研究所の研究室では160個の試料を機械的分析に、350個以上の試料を化学分析に、60個以上の試料をX線回折と熱分析に供した。

本論文では、堆積相を研究した結果が簡単にまとめてある。底質の今後の地球化学的な研究のことを考えて、筆者らは太平洋の沿岸部から中必部に向かって互いに漸移するすべての堆積相を分類・記載す

\* N. A. Лиситсына О. А. Дворецкая (1971): Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана: Литология и полезные ископаемые, no.4, стр. 3~25.

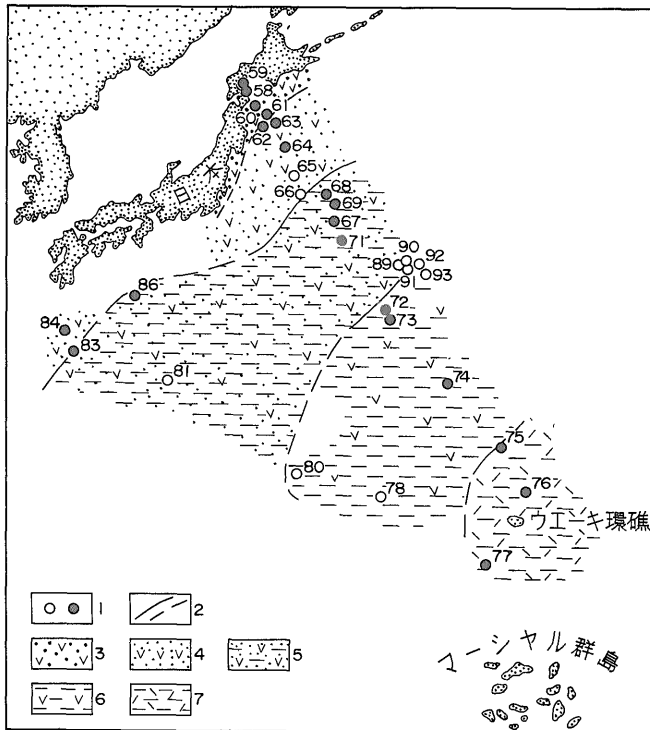
\*\* 鉱床部

注1) 太平洋北西部の地球化学を取り扱った本誌本号に掲載されている論文は、N. M. Strakhovに指導されたソ連科学アカデミー地質研究所堆積岩地球化学研究室と I. I. Volkovに指導された同海洋研究所続成変質地球化学研究室の共同研究の第一部である。この研究者集団によって検討された問題は現世水盆における堆積生成体の地球化学である。底質中の Fe, Mn, P, 加水分解剤, 稀土類元素, V, Cr, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mo, W, As, Se の分布を取り扱った研究第二部は今後発表されるだろう。



観測点の配置：1—海底ドレッジング試料；2—底質コア

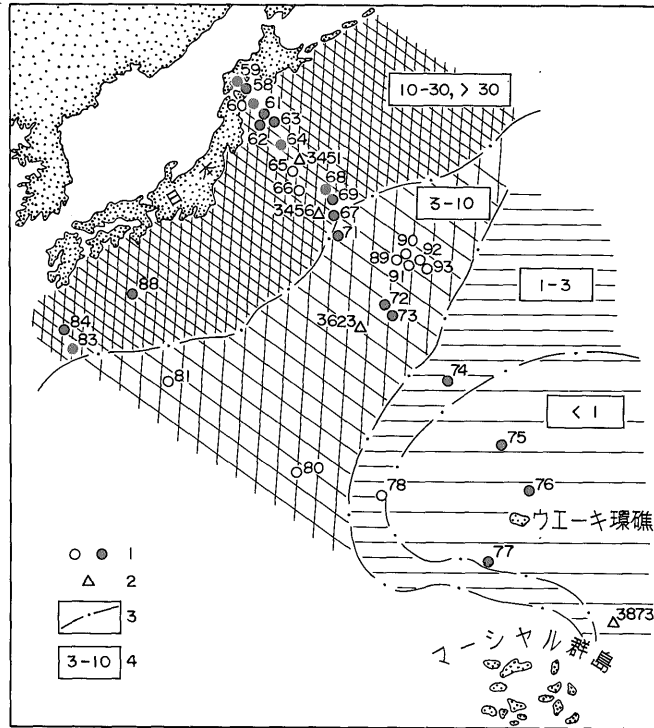
第1図 太平洋北西海盆を通る堆積相断面の位置



第2図 各種タイプ別堆積相分布模式図

- 1—「ビチャージ号」第46航行観測点 (第1図参照)
- 2—各堆積相タイプの分布境界
- 3—沿岸 (近海) 性火山源—陸源底質
- 4—半遠洋性珪質—粘土質底質
- 5—深海遠洋性移過型帯底質
- 6—遠洋性 (赤色) 粘土—火山灰を分散するもの
- 7—同上 —沸石を含有するもの

第3図 各堆積速度区  
 1-「ピチャージ号」第46航行観測点 (第1図参照)  
 2-文献による底質コア  
 3-各堆積速度区境界 (A. P. Lisitsyn による, 1971)  
 4-平均堆積速度 (mm/10<sup>3</sup>年)



ることも試みた。同じような堆積相解析は、「深海赤色粘土」の題名の文献で知られているように、遠洋海域の深海性粘土について、最近、N. S. SKORNYAKOVA and I. O. MURDMAA (1968) が行っている。

N. S. SKORNYAKOVA と I. O. MURDMAA はその粘土に対して新しい用語—「深海遠洋性粘土 (deep-water pelagic clay)」—を提起している。堆積相のデータにもとづいて、またその底質の生成条件によって、筆者らは「深海遠洋性粘土」を、1) 移過型深海遠洋性粘土、2) 完遠洋性粘土 (eupelagic clay)、3) 沸石質粘土、の3種の堆積相タイプに細分している。

太平洋の北西海盆を通る断面によって底質の堆積相を調べた結果は、沿岸海域から遠洋中心海域にいたる広大な海域に形成された底質層を一連の堆積相タイプに区分できるものであった。

I. 沿大陸帯の火山源—陸源堆積物、主として島弧の塩基性噴出岩その他の岩石の碎屑と鉱物、火山灰、珪質・炭酸塩質生物遺骸の3種の物質で構成される。碎屑 (>0.01 mm) の量はところによって底質の78—80%、珪質微生物遺体の量は30%に達することがある。

II. 半遠洋性の珪質—泥質堆積物、ところによって弱炭酸塩質。この中の砂とシルトの量は6—13%に減り、しかもシルト質間層に集中している。相対的に泥の量が増し、底質の最高94%を占め、珪質微生物遺骸もふえる。火山灰だけでできた薄層がみられる。

III. 80%以上の火山灰を含んだ移過型遠洋性粘土。岩芯試料中には、通常、1—3層の明瞭な酸性火山灰薄層が存在する。粘土中に混在している陸源岩の碎屑は4—10%を越えないし、珪質微生物遺骸の量も少ない (2—5%)。

IV. さらに微細な物質からなり、92—93%の泥で構成されている遠洋性 (赤色) 粘土。碎屑粒は火山灰の碎片で、粘土体中に散在している。堆積速度が小さくなるに従って、その火山灰碎片は分解して自生沸石を形成するようになる。したがって、遠洋性粘土は火山灰を混有する遠洋性粘土 (第2・4図) と沸石を伴う遠洋性粘土とに分けられる。

遠洋性堆積物の記述に当たって、筆者らは、筆者らの断面で独立したタイプとして区分することが立証されていなかった沸石質粘土を別にして、N. S. SKORNYAKOV と I. O. MURDMAA (1968) がすでに分

類ずみの堆積相タイプに従った。

なお、モノグラフ「太平洋」(1970)に詳しく述べてあるので、本論文では、堆積条件を支配した諸事実に触れない。

沿岸性<sup>注2)</sup>火山源—陸源堆積物(観測点6159—6161) 日本列島を深い海溝から隔てている狭長な陸棚・島棚・同斜面帯には、その島弧の、火砕岩物質を混在した火山源岩・堆積岩水食生成物からなる粗大な堆積物が分布している。この場合の一つの特徴は、海底地形と海流の影響を受けて、走向方向に短かい距離で堆積物が変化することである(第4図)。沈殿物は還元性のもので、野外測定によるそのEh値は-323 mV から -7 mV の範囲であった。

調査断面線で海岸にもっとも近い水深264mの観測点6159では、組成と構造のよく似た分級度の低い3部層の物質が識別できる。各部層は厚さが大体100 cm前後で、軽石・火山岩の礫を混えた帯緑灰色の砂・シルトに富む泥、砂・礫間層、非分級砂質レンズ層からなっている。これらの部層中の砂含有量は50—75%で、構成粒の比はおおむね次の通りである。斜長石—40~60%、輝石—14~20%、磁鉄鉱—1.5~2%、軽石—12~45%、玢岩—1.5~6%、炭酸塩鉱物—<1%、石英—≤1%。各粒は新鮮で、ほとんど変質していない。これは、沿岸性堆積物の大きな特徴である。それらを包んでいる泥は碎屑の微粉化破砕物を混有する。珪質微生物(珪藻、放射虫)の遺骸は1—3%を占め、斧足類や腹足類の大きな貝殻も存在し、層中に堆積作用中のハイエータス(hiatus)とスコア(scour)の痕跡もとどめている。そのうちの一つは厚さ108 cmの上部部層の基底に記録されている。その部分の堆積物は70—75%が円磨された塩基性火山岩碎屑と鉱物粒からなり、下盤の砂質泥との境は波うっている。その他の水食作用の証跡は深さ200—208 cmのところでも認められ、そこでは砂・礫質堆積物と砂質堆積物が下盤の粘土泥と接して、その部分にポケット状およびレンズ状の捕獲体を形成している。下部部層中には、ところどころに斜層理が認められる。

還元性沈殿物は帯緑灰色を呈し、深さ90 cmのところでは微細な硫化物鉱染体が認められる。

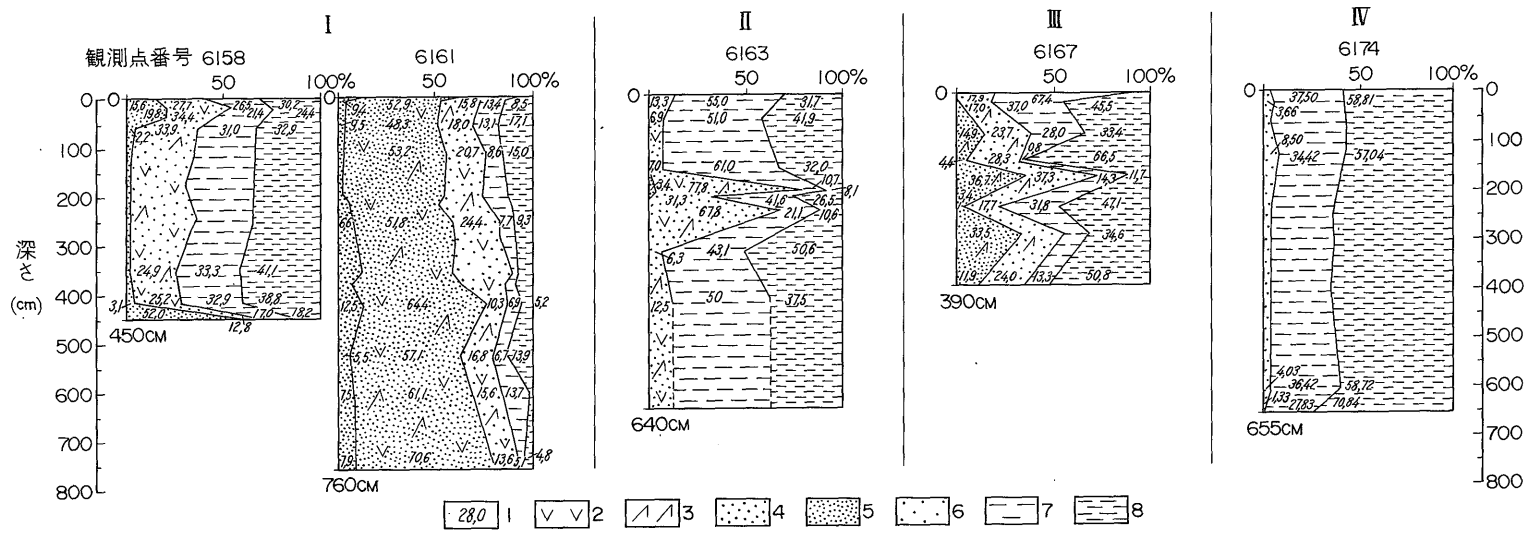
堆積物中の自生鉱物としては海緑石の粒と緑泥石の鱗片が賦存し、いずれも陸源鉱物粒や粘土膠結物に沿って成長している。

島棚斜面の地形が低くなっているところ(観測点6158と6160)では堆積物が細かく、観測点6158の岩芯試料中の泥質分離物の含有量は65—75%を占め、一つの部層の場合だけが35%に下がるにすぎない(第5図)。

変化に乏しい帯緑灰色粘土質泥・珪質粘土質泥層は、そこでは、まれに軽石・火山岩の礫を、また砂質薄層を挟在している。鉱物粒や岩石碎屑の組成は、前に述べた断面の場合と同様である。珪質微生物遺骸の混在量は10—20%に増し、有孔虫の殻(5—10%)や深海棲斧足類の遺骸も賦存する。X線解析のデータによると、それらを包んでいる粘土質泥は多鉱物成で、モンモリロナイト、加水雲母、緑泥石からなる。その断面下部では、混合層型のモンモリロナイト—加水雲母相も認められる(第6図)。この堆積物のすべての層にわたって、上部40—50 cmを除き、硫化物の鉱染体が賦存する。

海岸からさらに離れたところの堆積物は、再び粗くなる。日本海溝側に指向した急傾斜降起斜面上にある観測点61(第2図)の柱状断面6161(第4図、厚さ760 cm)では、泥質分離物が8—30%(第5図)シルト分離物が13.5—24.5%、砂分離物が48—71%、大型碎片が3.5—12.5%を占めている。その特徴は級化層理(gradational bedding)である。厚さ80—140 cmの少なくとも7部層が識別できる。各部層はそれぞれ下位の部層上面に水食面を伴って分布し、各基底に砂・礫質薄層がある。これらの部層中には軽石の碎礫が多い。軽石と塩基性組成の火山岩は砂粒の20—25%を占める。斜長石(14%)・輝石(8—9%)・磁鉄鉱(6%前後)の結晶の碎屑もあり、石英(円磨粒)、絹雲母—珪質片岩、放射虫岩、ときには黒雲母が加わって碎屑の5—6%を占める。残る18—20%は自生鉱物粒—海緑石コンクリーションの分に相当する(第7図a, b)。海緑石は各構成鉱物粒を溶食するか、膠結物の部分までも交代している。海緑石化作用を受けていない碎屑は、一般に新鮮である。堆積物中の海緑石含有量は10—15%を占める。堆積物の主要部分<sup>注3)</sup>は珪質—粘土質で、碎屑の微粉化物質を含有し、10—30%の珪質微

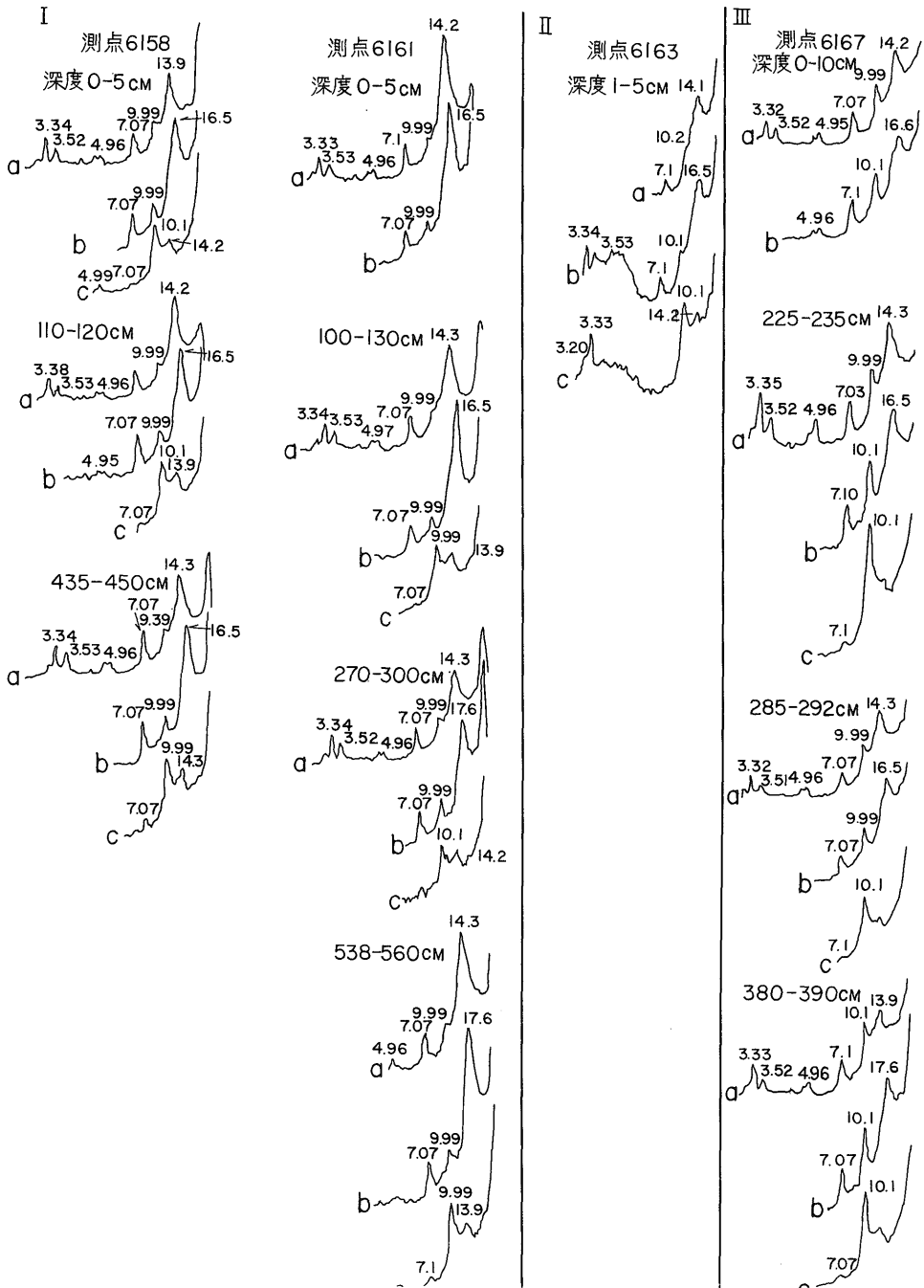
注2) 近海性と同じ訳語。 注3) 「石基」とも訳し得る。



第5図 各堆積相タイプの底質の粒度組成

I - 沿岸(近海)性火山源-陸源底質      1 - 分離体含有量 (%)  
 II - 半遠洋性珪質-粘土質底質      2 - 沿岸の軽石・火山岩碎屑  
 III - 遠洋性移過型帯粘土      3 - 火砕物(火山灰片)  
 IV - 遠洋性(赤色)粘土

粒度 (mm) 4->1, 5-1~0.1, 6-0.1~0.01, 7-0.01~0.001, 8-<0.001

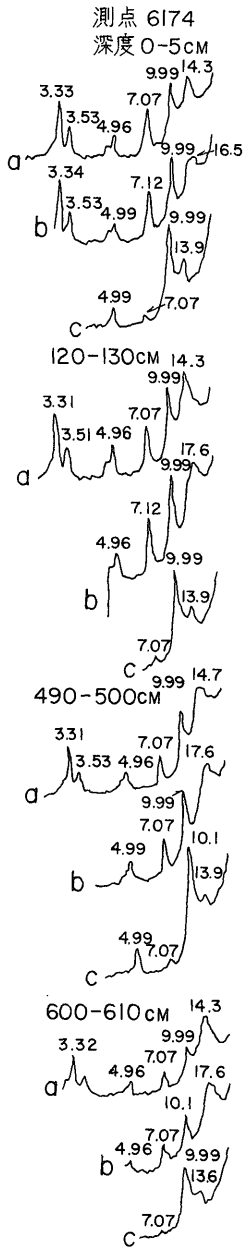


第6図 各堆積相タイプの底質の準コロイド分離体のX線ディフラクトグラム

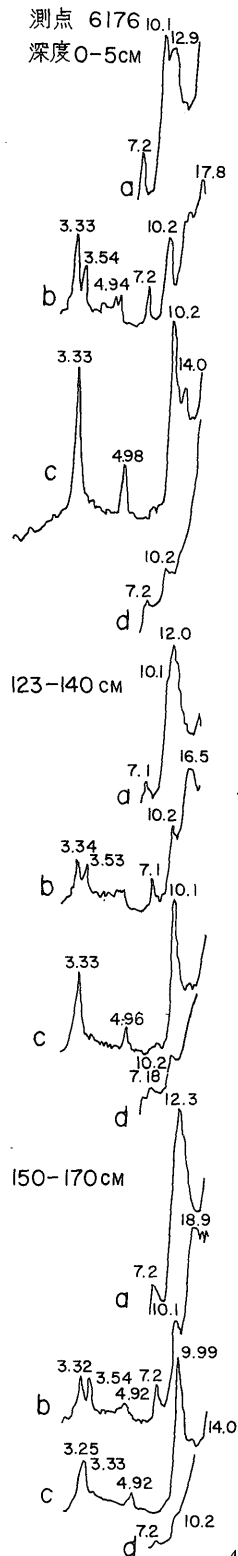
第2図の区分と同じ堆積相タイプの底質 (I-3, II-4, III-5, IVA-6, IVB-7)

試料: a-空気乾燥 b-エチレングリコール処理 c-加熱500°C d-10%HCl処理

IV A



IV B



生物遺骸も含んでいる。ところどころに有孔虫の遺骸が賦存し、硫化物の微細な鉱染(2-3.5%)も認められる。

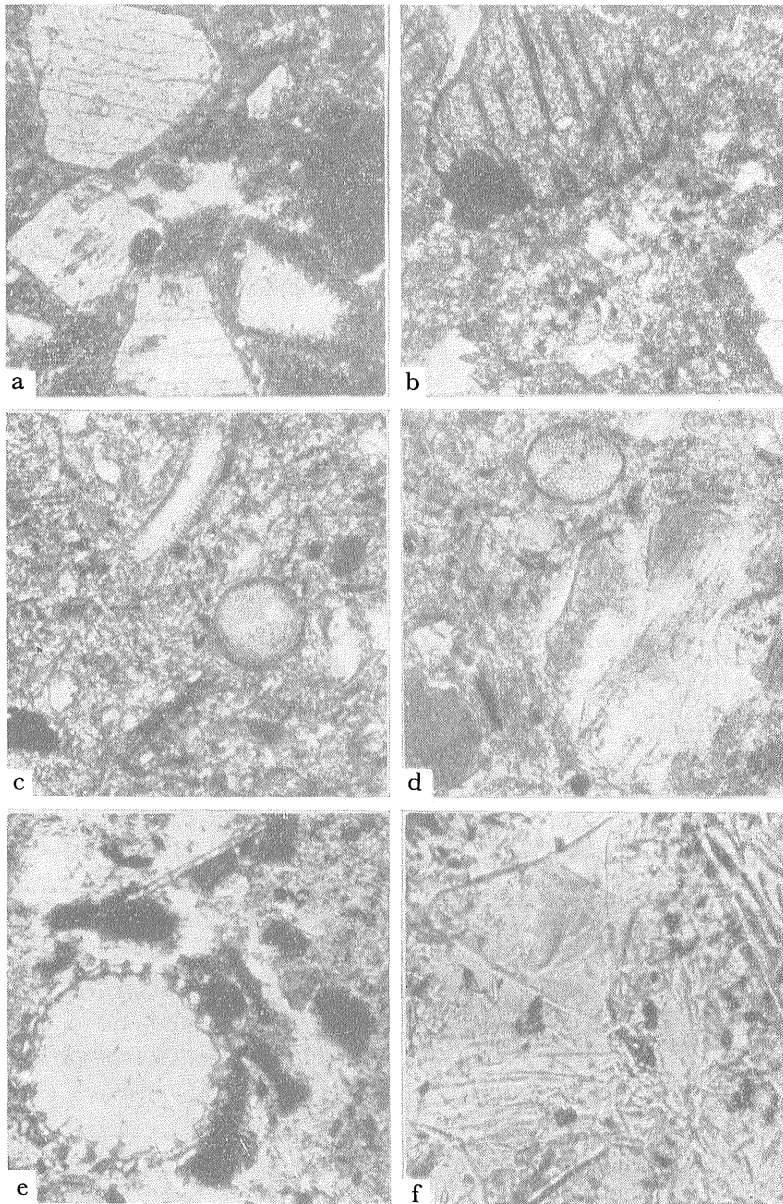
堆積物の粘土分離物は多鉱物成で、緑泥石、モンモリロナイト、加水雲母からなるが、ところによっては混合層型の加水雲母-モンモリロナイト相も存在する(第6図)。

半遠洋性珪質-粘土質堆積物 (観測点6162-6166)

日本の海岸から約300kmの付近で礫の薄層・レンズ層を含んだ砂-シルト堆積物と砂堆積物が細かな珪質-粘土質泥に変わり、その中に混在する碎屑粒の量は少なくなる。この堆積物は日本海溝の深海底と斜面下部をおおひ、さらにその範囲を越えて、北西海盆底の平原縁部に広がっている。その分布帯の幅は、筆者らの断面線であれば、500-600kmである。太平洋中での位置とその物質組成から、筆者らはこれらの堆積物を半遠洋性珪質-粘土質堆積物と考える。この堆積物は灰色および帯緑灰色、還元性のもので、Ehは-569mVから+160mV(上部の酸化層)である。

日本海溝西斜面(観測点6162, 水深4, 120m)および同東斜面下部(観測点6163, 水深7, 430m)では、大口径パイプによって、厚さ600cmおよび640cmの一樣な珪質-粘土質泥層が認められた。上部の酸化層(厚さ1-2cm)は褐色を呈する。その下の泥は珪質-粘土質のもので、帯緑灰色、微細、均質であり、約20-30%の珪質微生物化石を含み、硫化物鉱染体(第7図c)を含んでいる。碎屑混在量はきわめて少ない。岩芯全体の6-7%がシルト粒、0.5-3.4%が砂粒である。均質な層中には薄いシルト層が認められるだけで、観測点6163の断面では2層(深さ195-200cmのもの、深さ230-240cmのもの)、観測点6162の断面でも2層(深さ85cmから90cmまでのものと188cmから190cmまでのもの)賦存する。その碎屑粒の組成は、沿岸性火山源-陸源堆積物の項で述べた組成と差がない。この碎屑は海岸岩石の水食生成物で、塩基性火山岩の造岩鉱物の碎屑(塩基性斜長石、輝石、磁鉄鉱の碎屑)、珪質頁岩・珪質泥板岩・緑泥石・石英・角閃石の碎屑、軽石や火砕岩の碎屑(火山玻璃の碎屑)からなっている。

日本海溝の急傾斜西斜面では、珪質-粘土質泥層中に軽石の礫と塩基性岩の礫が散在している(第7図d)。Cyanophyceaeの遺骸(K. B. Korde鑑定)も産する。X線回折データによると、粘土質泥の組成は沿岸帯のものと同じである(第6図)。そのすぐ東側の断面(観測点6164, 6166)には、厚さ10-25cmの、筆者らがすでに述べたような、深海遠洋性粘土に特有の火山灰層が現わ



第 7 図 顕微鏡下の各堆積相タイプの底質

近海 (沿岸) 性火山源—陸源底質: a—粘土—砂質泥, 斜長石粒 (淡色) と鉄化塩基性岩碎屑 (暗色), 斜長石の 1 粒は部分的に海緑石に交代されている.  $\times 150$ , 平行ニコル

b—砂粒を混在するシルト質泥 (輝石, 斜長石, 磁鉄鉱).  $\times 150$ , 平行ニコル

半遠洋性底質: c—珪質—粘土質泥, 珪藻がみえる. 硫化鉄の鉄染.  $\times 150$ , 平行ニコル

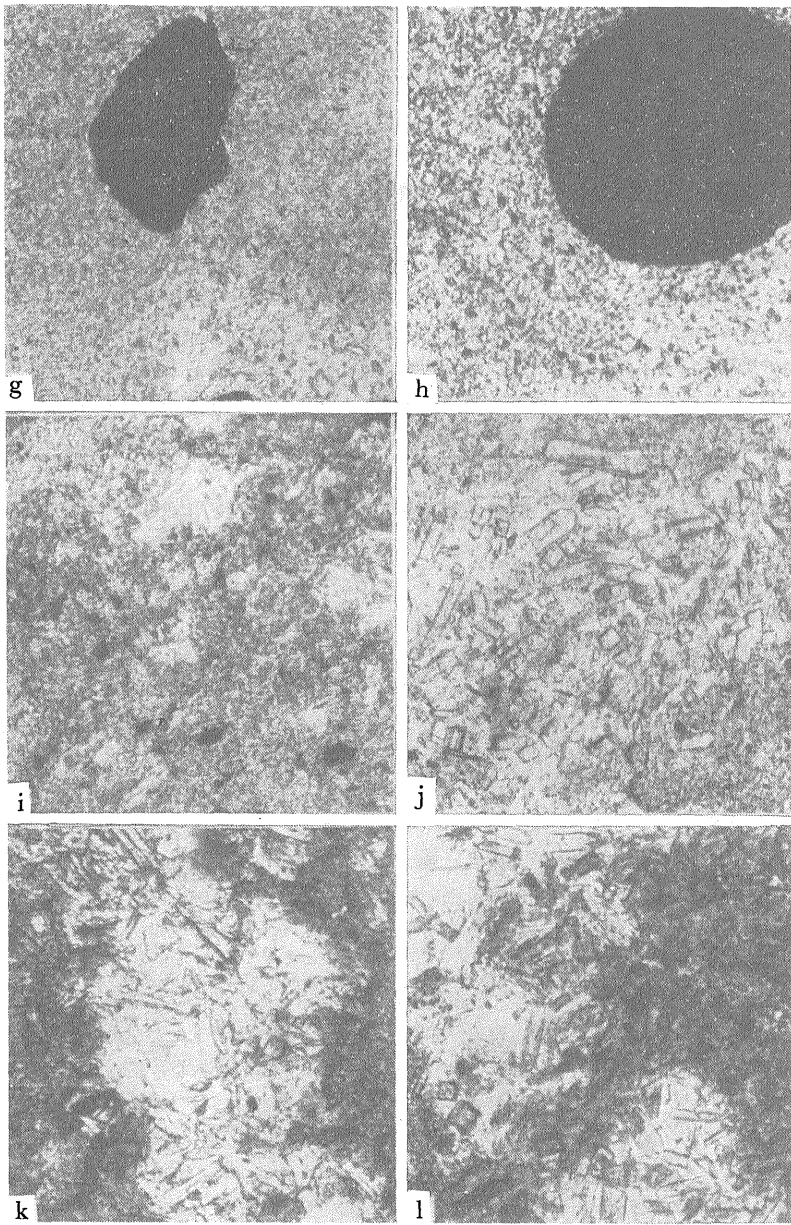
d—同質泥, 軽石砂粒, 部分的に海緑石 (暗色) に交代されている.  $\times 150$ , 平行ニコル

遠洋性移過帯型粘土: e—放散虫化石片を有する粘土, 水酸化鉄 (暗色) 鉄染.  $\times 150$ , 平行ニコル

f—火山灰間層, 無色火山玻璃片の集積.  $\times 300$ , 平行ニコル



太平洋の北西海盆を通る堆積相断面 (岸本文男訳)



火山灰質物質を有する遠洋性(赤色)粘土: g—均一粘土質泥, Mn 酸化物の微団塊が見える. ×150, 平行ニコル  
 h—火山灰片が分散している粘土質泥. ×150, 平行ニコル  
 i—粘土質泥中の火山灰片の集積体. ×150, 平行ニコル  
 沸石を有する遠洋性(赤色)粘土: j—Mn 酸化物の微団塊を伴った均一粘土質泥. ×150, 平行ニコル  
 k—沸石結晶が分散する粘土質泥. ×150, 平行ニコル  
 l—粘土質泥塊中の沸石集積体. ×150, 平行ニコル

れている。この断面での半遠洋性堆積物は、実際上非炭酸塩質ないし弱炭酸塩質である。しかし、それに隣接する海域の断面では、炭酸塩質間層の役割が大きくなり、炭酸塩質泥が粘土質泥と粘土質珪質泥としばしば互層し、珪質-炭酸塩質-粘土質層を形作っている。幾つかの岩芯試料では、有孔虫その他の生物の殻の碎屑の形で炭酸塩物質が混在している。観測点6184の半遠洋性堆積物(そのCaCO<sub>3</sub>含有量は0.4—9.7%)などがそれに当たる。

半遠洋性堆積物中の自生鉱物は火山源-陸源堆積物の場合と同じく、海緑石と硫化鉄である。その海緑石の量は火山源-陸源堆積物の場合よりも少なく、海緑石のコンクリーションや仮像の大きさはそれが交代した碎屑粒の大きさに一致している。硫化鉄は、分析結果によると、火山源-陸源堆積物の場合とほぼ同じような量で分布している。しかしその沈殿形態は多様で、微団球(microglobule)、分散鉱染体、植物化石による仮像、膠結物部分の交代物、微脈として産出する。

深海遠洋性堆積物 さらに南東方向に、すなわち太平洋中心海域に向かって、堆積物の物質組成に新たな変化が認められる。それは、比較的有機成物質に富んだ半遠洋性珪質-粘土質泥が、深海遠洋帯に特有かつ「深海赤色粘土」の名称で知られている均質・酸化性の、生物遺骸に乏しく、褐色・肉桂色の粘土質泥に漸移することである。

この深海遠洋帯の縁部には移過型遠洋性粘土が分布している(観測点6167—6171)。断面線でいえば、この移過型粘土は幅約900 kmの海底をおおっている(第2図)。この堆積物は半遠洋性泥土の多くの特徴を備えているので、両者の境界をうまく引くことができるのは両者の条件関係(ratio of conditionality)がわかる場合だけである。

両帯の境をひくための肉眼的な基準となるのは、灰色の泥が淡いチョコレート色の泥に変わること(Ehは-70 mVから+293 mVの範囲にある)、遠洋性粘土の表層中に鉄-マンガン団塊が現われ始めることである。この団塊は全域的には賦存するものでなく、また、一般にこれは円磨された軽石の碎屑で、その表面に褐色ないし黒色の鉄とマンガンの水酸化物が成長したものである。したがって、この団塊は萌芽的性質のものである。

淡チョコレート色の均質な粘土層は1—3層(厚さ1—25 cm)の、淡灰色火山灰間層を挟在する。火山灰間層は半遠洋性堆積物中にも部分的に記録されているが、移過型粘土の場合の大きな特徴となるものである。この粘土層はかなり多量の碎屑粒を混有している。観測点6167の断面では、準コロイド分離物の量が14—66%、泥が26—82%、シルトと細砂が18—36%であるが、火山灰間層中ではシルトと細砂の量が75%に増大する(第5図)。

この粘土の準コロイド分離物は、その粘土鉱物の組成によると、沿岸帯の堆積物の場合と違いがない。X線回折法によれば、その中に加水雲母、緑泥石、モンモリロナイトおよび混合層型加水雲母-モンモリロナイト相が認められる(第6図)。そして、陸源混在物の構成の中で、鉱物粒の存在関係が変わり、沿岸火山岩の碎屑と鉱物の量が減り、火砕物(酸性玻璃、軽石碎屑物)の量が相対的に増し、風成石英粒が賦存する(第1表)。

珪質微生物の遺体量は、半遠洋性堆積物の場合に較べ、明らかに少なくなっている(第7図e)。

火山灰間層はほとんど碎屑物を含まず、細砂・シルト級の無色・透明な玻璃からなっている。夾雑物として存在するのは珪質微生物の遺骸と石英の風成シルトである。この間層の基底には、しばしば、軽石の碎屑集積体が認められる。火山灰片の形は顕微鏡写真にはっきりと写し出されている(第7図f)。等方性のもので、その屈折率は低い(1.498—1.506)。各堆積層準、各断面のこの火山灰の化学組成は非常によく似ていて、いずれも流紋岩-石英安山岩グループに属する火山灰であることを示している(第2表)。

D. R. HORN, M. N. DELACH, B. M. HORN (1969) は、太平洋の北部に火山灰が広く分布することを述べている。彼らの観察によると、岩芯試料中の白色火山灰(酸性火山灰)は一般に陸源物質を混有していない。その火山灰は空から降ったのであって、河流や海流で運ばれたものではない。この火山灰の起源と考えざるを得ないのが日本とクリル列島弧の火山で、それに向かって火山灰間層の厚さが増大することも、そのことを物語っている。

太平洋の北西海盆を通る堆積相断面（岸本文男訳）

第1表 観測点6167の表層の砂・シルトの構成（%）

構 成 物	>0.1mm	0.1—0.01mm
透明玻璃	24.2	27.4
軽石, ときに長石と輝石を包含することがある	23.4	10.5
褐色玻璃	1.8	2.1
岩石の碎屑	3.6	26.1
同定困難な粒	6.2	14.7
塩基性長石	5.0	4.2
輝 石	1粒だけ	1粒だけ
磁鉄鉱	"	"
石 英	"	"
水酸化鉄	3.6	3.2
珪質微生物遺体	36.2	7.4

第2表 火山灰の化学組成（%）

成 分	半遠洋性堆積物		移過型遠洋性粘土		流紋岩グループの岩石の平均組成 (Zavaritskii, 1959)		
	測定点番号 深さ, cm				流 紋 岩	コ メ ン ダ イ ト	石 英 安 山 岩
	6164 240—250	6164 495—500	6167 167—173	6167 285—292			
SiO <sub>2</sub>	72.05	66.38	67.62	70.27	72.80	73.51	65.68
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.55	0.51	0.42	0.33	0.29	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.61	13.97	14.01	12.00	14.49	11.43	16.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.45	2.00	1.22	1.69	1.45	2.97	2.38
FeO	1.14	1.14	0.82	0.60	0.88	1.08	1.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.09	0.13	0.06	0.08	0.04	0.15
CaO	2.54	2.42	2.07	2.80	1.20	0.28	3.46
MgO	0.42	0.86	0.51	0.48	0.38	0.16	1.41
MnO	0.07	0.11	0.13	0.30	0.08	0.04	0.06
Na <sub>2</sub> O	4.15	4.94	4.69	4.48	3.38	4.65	3.97
K <sub>2</sub> O	2.87	4.15	4.74	2.87	4.46	4.53	2.67
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.55	3.41	3.24	3.64	1.47	1.02	1.50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.40	0.42	0.41	0.47			
CO <sub>2</sub>	No.	No.	No.	No.			
C	"	"	"	"			
計	100.58	100.44	100.10	100.08			
屈 折 率	1.500	1.503	1.505	1.505			

今まで述べてきた移過型深海遠洋性粘土は、水深がより浅くなっているところ、すなわち海底地形がより高くなっているところ、生物学的な生産性が高くなっているところでは、炭酸塩質堆積物に変わることには注意してはならない。その炭酸塩質堆積物は太平洋遠洋帯中の水面下の高所を覆い、異なる堆積相タイプの堆積物—移過型粘土と完遠洋性粘土—の間に分布している。たとえば、マーカス・ネッカー海嶺上では、堆積物中の  $\text{CaCO}_3$  含有量が91% (観測点6178)、シャッキー海台上では14—75.7% (観測点6190—6193) に達している。

移過型粘土中の自生鉱化現象にも、移過的性質が現われている。

火山源—陸源堆積物の場合の特徴である海緑石はここではまれにしか賦存せず、硫化鉄は局部的に認められるだけで、それも微生物や藻類の遺骸の集積部分に生じているにすぎない (第4図)。それと同時に、堆積物の表層部分に鉄—マンガン団塊が現われてくる。移過型粘土中では、還元性堆積物が酸化性堆積物に変わり、前者に特有の自生鉱化現象は抑えられ、同時に遠洋帯の酸化性堆積物に特徴的な団塊生成作用の初期のものが現われてくる。

遠洋性赤色粘土 (観測点6172—6177) さらに大陸から離れ、北海道島から大体1,750 km も離れると、典型的な遠洋性堆積物—赤色深海遠洋性粘土 (N. S. SKORNYAKOVA と I. O. MURDMAA (1968) によれば完遠洋性粘土) の分布領域が始まる。全柱状断面を通じて、この堆積物は暗チョコレート・肉桂色の非炭酸塩質の均一な粘土層からなっている。酸化沈殿物であって、現地測定結果によると、 $E_h$  は +243 mV から +309 mV の範囲にある。移過型の場合の粘土とは、より暗色を呈し、断面が均一な構造を示す点で異なっている。構成粘土はきわめて微細で、観測点6174の岩芯では泥 (pelite) が91—98.7% を占め、混在するシルトは1.3—8.5% にすぎない。X線回折の結果によれば、珪コロイド分離物 (泥の57—71%) を構成するのは他のタイプの場合と同じような層型珪酸塩鉱物、すなわち加水雲母、緑泥石、加水雲母—モンモリロナイト混合層型粘土鉱物 (第6図) である。以上のように、遠洋性粘土ははるか離れた大海遠洋の海底に達した微細な陸源堆積物である (第7図h)。

それよりも大きな雲母の陸源碎屑物は、沈殿していないといつてよい。シルト分離物の組成がそのことを示していて、シルトは酸性火山玻璃の火山灰質碎屑と石英の風成微シルト粒からなるにすぎない。軽石の円磨碎屑も認められることがある。

火山灰質碎屑は粘土質泥層中に分散しているか、あるいは微小集合を形作って径数 mm の孔隙を埋めているかのどちらかである (第7図i, j)。この火山灰質碎屑が分散して存在する形式は遠洋性粘土の場合の特徴であるように、移過型粘土の場合には一定した火山灰間層の形式が特徴的である。火山灰は淡色で、変質していない。遠洋性粘土は生物源の物質に乏しい。珪質微生物の遺骸としては放射虫の殻や珪藻、海綿の針骨がまれに産するだけで、ごくまれには K. B. KORDE によって少なくとも Hormogonaceae 族の2種の Cyanophyta と同定した保存の悪い珪質骨格を有する淡水藻集積体も賦存することがある。また、ごくまれではあるが、変化に乏しい粘土層が深海有孔虫 (N. V. BELYAEVA 鑑定) の殻を含んだ粘土—炭酸塩質泥の薄層で変化をつけられていることもある。同薄層の厚さは10—15 cm である。

大陸沿岸からもっとも遠く堆積速度が最小の所 (観測点6174—6177, 第3図) の岩芯の場合、遠洋性粘土層中に肉眼で識別できる量の沸石が生成している。

重液 (プロモホルムのアルコール溶液、比重2.2および2.3 g/cm<sup>3</sup>) で遠心分離した粗シルトからさらに分離した沸石単体のX線回折の結果は、観測点6176の底質表層から得た沸石が灰十字沸石であることを示している。この結果を W. A. DEER, R. A. HAWIE, J. ZUSMAN (1967) の灰十字沸石の粉末X線回折結果と比較すると、筆者らの結果にも灰十字沸石の特徴を現わすすべての反射線がほぼ揃っていた。すなわち、主要な反射線は7.8, 7.0, 5.3, 4.99, 4.07, 3.17, 2.94, 2.66 Å であった。顕微鏡下では、灰十字沸石が良形の0.03×0.01—0.03×0.11 mm の透明および半透明な結晶や十文字状、X字状の四連晶、鎌形連晶を作っているのが認められる。本結晶はほとんど等方性に近い ( $Ng'-Np'=0.005$ )。平均屈折率は1.488—1.489 である。Si/Al 比の値は3.1に等しく、アルカリ元素含有量がアルカリ土類元素よりもいちじるしく多く、KがNaよりもはるかに多いので、この灰十字沸石は典型的な深海堆積物

の沸石である (SHEPPARD, GUDE, 1970).

粘土質層中におけるこの灰十字沸石の賦存形式は、その層中の火山灰質碎屑の賦存形式ときわめてよく似ている。灰十字沸石の結晶は、火山灰質碎屑のように、粘土塊中に分散、賦存し、あるいはレンズ状集合を形作るか、微空隙を充填している (第7図 i, j, k, l)。このことは、沸石が火山玻璃の碎屑と成因的に関係があるという考えを抱かせる。空隙の壁に皮殻を作っている結晶は水様透明体で、粘土塊中に分散する結晶は半透明であって、かつ、表面の形態はそれを含んだ粘土の接触面の形態に近い。

灰十字沸石を含んだ粘土は肉眼的にも粘土鉱物組成からも、火山灰質物質を伴った遠洋性粘土と識別することができない (第6図)。この粘土は多鉱物成で、後者と全く同じ粘土鉱物、すなわち、加水雲母、緑泥石、モンモリロナイトもしくは加水雲母—モンモリロナイト混合型層状粘土鉱物からなる。モンモリロナイト構成量を増す方向に上記鉱物の構成比が変化することも全く認められない。観測点6175, 6176, 6177における底質の断面中には、(060)に特有の反射線を有するカオリナイトが混在している。このカオリナイトの混在は、太平洋北西海盆南部の堆積作用に新しい供給源—カオリン風化殻が発達した海洋島嶼—が影響したことを物語っている。いかにも、その影響はきわめて控えめなものである。

含沸石粘土の性質を明らかにするには、火山灰質の物質を含んだ遠洋性粘土とそれとの関係の特徴が注目されよう。その特徴は第4図の堆積相断面図に明らかである。まず観測点6173の断面に最初の沸石が現われ、火山灰粒片と同列で粘土体中に存在する。そして観測点6174では火山灰碎片を含んだ粘土泥層が含沸石薄層と互層し、さらにそれが観測点6175の断面では含沸石粘土に移り変わっている。このように、火砕物 (酸性火山玻璃) が分散している遠洋性粘土は最低堆積速度海域の沸石を伴った遠洋性粘土に漸移する。移り変わりの漸移性、粘土組成の一定性、沸石の賦存形式に酷似する火山灰の賦存形式は、沸石が流紋岩質玻璃の続成変質による生成物であることを示している。

遠洋性粘土中には、火山灰碎片が変質した別の指標—雲母質集合体によるその部分的ないし完全な交代—も認められる。流紋岩質玻璃の続成変質による沸石の生成例は多数の研究者が報告している (DEFPEYES, 1959; NEMECZ, VARYU, 1962; HAY, 1963; 須藤・西山・陳・林, 1963; ANDREIS, RODRIGUEZ, 1968ほか)。

すなわち、このような地質過程が太平洋北西海盆の南部で進んでいるのである。この海域の含沸石粘土は灰十字沸石と鉄—マンガン微団塊が賦存する点で遠洋性粘土と少し異なる (鉄—マンガン微団塊については後述する)。両者の粘土は同じ組成だが、火山灰を伴った遠洋性粘土も玄武岩質火山作用区域に生ずる「主として自生モンモリロナイトと自生沸石からなる」(SKORNYAKOVA, MURDMAA, 1968) のではない。

太平洋北西海盆の沸石は各種タイプの底質中に広く分布する酸性火砕物の続成変質によって生成しているのであるが、条件のよい、堆積速度が小さい海域でだけ変質作用を受けている。沸石を含有する粘土の組成も陸源のものである。したがって、独立した堆積相タイプとしての粘土の分類に組成を基準にすることができないし、この粘土を「自生完遠洋性堆積物」とすることもできない。そこで筆者らは含沸石粘土を続成過程がより強く現われた完遠洋性粘土の変種と考えている。粘土層の深さ 200 cm 以深に分布する鉄—マンガン微団塊が沸石と共生していることも、このことを示唆している (底質の 8—12%)。この微団塊内に沸石が賦存することは、微団塊が続成作用の後期に生じたことを物語っている。

結局、日本列島の海岸から太平洋北西海盆の中心部に向かって移り変わる少なくとも4種の底質タイプに堆積相断面を区分することができよう。各タイプはそれぞれ特定の物質構成を特徴とし、媒体の具体的な相条件下で形成され、それぞれを堆積相タイプと考えざるを得ない。以上の諸タイプは海岸から海洋中心部に向かっての堆積条件の変化を反映した生成系列をなしている。

断面の比較 海岸から遠洋に向かって底質の物質構成が規則的に変化する現象は、現世底質の表層の場合だけの相変化と考えるのが当然であろう。それより下位層準の場合には、堆積断面の各柱状断面の成長状況を比較してみる必要がある。そのような比較は、少なくとも海の堆積作用にみられる2つの特性のため、いちじるしく困難である。

その第一の特性は海岸から海盆の深所に向かって堆積層の構成と構造が変化することであり、第二の

特性はそれと同じ方向に向かって堆積速度が変化することである。

その結果、遠距離にわたって発達している層準区分は異なる相帯の同時期堆積物の比較のためには大きすぎ、ほとんど不可能なくらい困難である。太平洋西部の深海堆積層の層序と絶対年代を研究した Ye. A. ROMANKEVICH ら (1966) は、その堆積層の細分に、有孔虫・珪質微生物の研究や堆積物の物質構成の研究と絶対年代測定データを組み合わせた方法を用いた。そして、彼らは珪藻の構成、堆積物の粒度組成、非晶質珪酸・ $\text{CaCO}_3$ ・有機Cの含有量にもとづいて、氷河期と間氷期に相当する8層準に分けることに成功した。

筆者らの断面線における具体的な実際の底質に上記の基準を当てはめてみたところ、火山源-陸源堆積物と半遠洋性堆積物が分布する比較的狭い、大陸に近い海域においてだけ、珪藻の構成、粒度組成、非晶質  $\text{SiO}_2$ ・有機Cの含有量などを異にした部層が区分できることがわかった。遠洋性海域の底質堆積層では、上記の差がなくなり(第4・5図など)、珪藻の量も急激に少なくなっている。このことについては、すでに Ye. A. ROMANKEVICH らも述べているところである。筆者らの断面線での遠洋性海域における底質の柱状断面(観測点3625, 3873, 第1図参照)の細分は、底質の物質組成の垂直方向の変化が少ないので、珪藻の構成を考えないで行った。したがって、その細分は大きな「条件つき」である。そのため、ほとんど唯一の、多かれ少なかれ客観的な、遠洋性海域を含めたすべての相帯の堆積層区分と柱状断面を比較し得る可能性を与えてくれるのは、絶対年代の測定、古磁気法によるデイトニング、堆積速度の比較ということになる。

筆者らの堆積相断面線の柱状断面の対比には、Ye. A. ROMANKEVICH ら (1966) の論文にあるデータと LISITSYN (1971) による世界海洋堆積速度図が利用できる。これらの資料によると、沿陸海域の火山源-陸源堆積物と半遠洋性堆積物の生成 および部分的には移過型遠洋性粘土の生成は堆積速度  $10-30 \text{ mm}/10^8$ 年、遠洋性赤色粘土の生成は  $3-10 \text{ mm}/10^8$ 年でもって進行したとしなくてはならない。それ(観測点6174)からさらに遠く離れると、堆積速度は  $1-3 \text{ mm}/10^8$ 年ないし  $1 \text{ mm}/10^8$ 年以下に下がり(観測点6175, 7176注4)、それをすぎると再び幾らか大きくなる(観測点6177)(第3図)。以上のように、海岸からもっとも遠く離れた観測点6174, 6175, 6176, 6177における柱状断面下部の遠洋性赤色粘土の絶対年代は  $1 \times 10^6$ 年を越えている。当断面線中の火山源-陸源底質層はそれより若く、その下部層準の絶対年代は  $250 \times 10^8$ 年、大体北アメリカのヤーマス間氷期ないしヨーロッパ西部のミンデルーリス間氷期に相当する。柱状断面の対比を模式的に示したのが第4図である。厚さ  $760-860 \text{ cm}$ の沿岸性火山源-陸源堆積層は、厚さ  $25-30 \text{ cm}$ の遠洋性粘土部層に相当している。遠洋性粘土の柱状断面下部層は、おそらく、第三紀のものであろう。さらに詳しい層序のデータは、当該底質層の絶対年代を決定した資料の処理が終れば、発表できるだろう。

**底質の化学組成の特徴** 上述のすべてのタイプの変質は、表層中および垂直にその中の  $\text{CO}_2$ 、有機C、非晶質  $\text{SiO}_2$ 、Fe、Mnの含有量の分析に供された。全部で200個以上の試料が使用された。その結果は、第3表および第8図に示した通りである。

第8図の各グラフは底質層中の成分分布を示しているものであり、海岸から遠洋への底質層の組成変化を示すものでもある。これらのグラフからは、ほとんどすべての成分の分布が垂直方向に規則的な変化を示さず、實際上、岩芯で明らかにされたどの底質層にも保持されているとしなくてはならない。したがって、断面線に沿った成分分布の今後の検討に資するために、底質層を全体として取り扱ってみる。

**$\text{CaCO}_3$**   $\text{CaCO}_3$ の含有量は海岸から遠洋側に向かって減ってゆく。すなわち、沿岸性火山源-陸源底質中では  $\text{CaCO}_3$ 含有量が  $0-16\%$ (平均して  $1-2\%$ )、半遠洋性珪質-粘土質泥中では  $1.2\%$ を越えず(平均  $0.64\%$ )、さらに各種タイプの遠洋性粘土中では  $0.08-0.2\%$ までである。この底質中における  $\text{CaCO}_3$ の分布は不均質で、有孔虫その他の生物の遺骸堆積体と関係があり、さらに若干は混在する碎屑物とも関係がある(顕微鏡下での研究)。

**非晶質  $\text{SiO}_2$**  断面線沿いの非晶質  $\text{SiO}_2$ の分布は比較的複雑で、堆積層中の珪質微生物化石の分布に

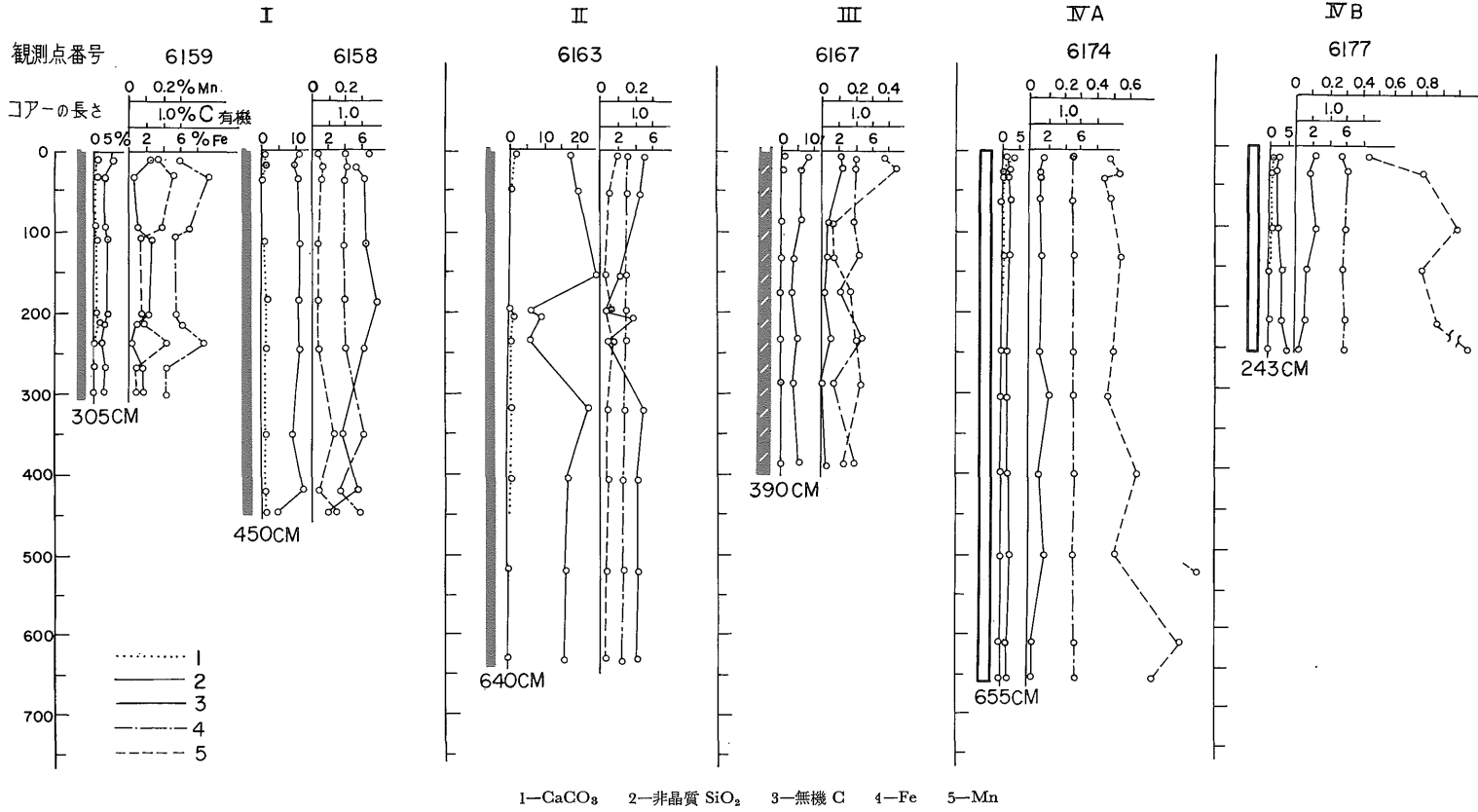
注4) 6176の誤りか。

第3表 各堆積相タイプの底質中の CaCO<sub>3</sub>, 非晶質 SiO<sub>2</sub>, 有機 C, Fe, Mn の含有品位

成 分	火 山 源 一 陸 源 底 質					半遠洋性珪質—粘土質底質				
	観 測 点 番 号				平 均	観 測 点 番 号			平 均	
	6159	6158	6160	6161		6162	6163	6164		
CaCO <sub>3</sub>	から—まで 平均	0—1.50 0.29	0—0.67 0.26	0—16.25 5.43	0—2.86 0.21	0—16.25 1.20	1.05—1.36 1.18	0—0.82 0.23	0—4.99 0.72	0—4.99 0.64
SiO <sub>2</sub> 非晶質	から—まで 平均	1.50—4.72 2.66	4.44—11.78 9.82	1.94—7.04 5.62	4.28—14.02 5.66	1.5—14.02 5.80	7.14—18.00 11.86	6.00—26.00 16.35	4.76—12.90 8.26	4.76—26.00 12.20
C有機	から—まで 平均	0—0.64 0.3	0.51—1.95 1.41	0.84—1.55 1.12	0—0.89 0.49	0—1.95 0.70	0.79—1.83 1.18	0.24—1.77 1.15	0.44—2.25 1.04	0.24—2.25 1.11
Fe	から—まで 平均	4.36—9.52 6.32	3.74—6.19 4.44	3.40—6.07 4.20	3.13—7.97 6.15	3.13—9.52 5.64	3.54—3.96 3.72	2.95—3.89 3.50	3.25—4.44 3.78	2.95—4.44 3.66
Mn	から—まで 平均	0.05—0.25 0.12	0.03—0.11 0.05	0.03—0.04 0.04	0.05—0.10 0.07	0.03—0.25 0.07	0.05—0.06 0.06	0.04—0.11 0.06	0.04—0.29 0.07	0.04—0.29 0.07

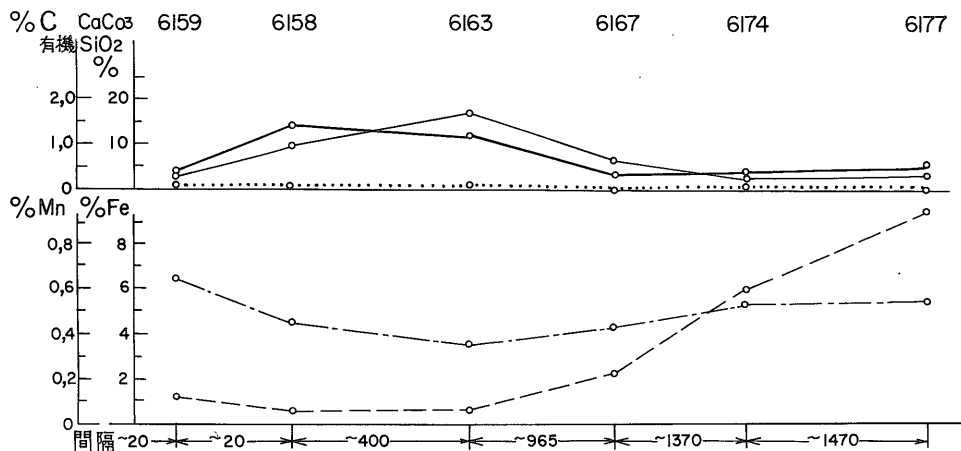
遠 洋 性 移 過 型 帯 粘 土			火 山 灰 質 物 を 有 す る 遠 洋 性 粘 土				沸 石 を 随 伴 し た 遠 洋 性 粘 土			
観 測 点 番 号		平 均	観 測 点 番 号			平 均	観 測 点 番 号			平 均
6167	6171		6172	6173	6174		6175	6175	6177	
0—0.23 0.04	0—0.64 0.09	0—0.64 0.08	0—0.54 0.09	0—1.36 0.15	0—2.41 0.31	0—2.41 0.20	0—0.77 0.16	0—0.45 0.21	0—0.27 0.07	0—0.27 0.15
4.0—7.4 5.67	4.68—7.80 5.94	4.0—7.8 5.86	0.50—3.68 1.65	4.06—5.75 5.26	1.36—2.36 1.88	0.50—5.75 2.91	1.54—2.14 1.81	2—2.77 2.20	0.96—5.32 2.73	1.5—5.32 2.20
0.17—0.57 0.32	0.38—1.47 0.79	0.17—1.47 0.64	0.10—0.43 0.24	0—0.22 0.09	0.11—0.53 0.32	0.10—0.53 0.23	0—0.30 0.18	0—0.07 0.047	0.19—0.62 0.42	0—0.62 0.20
3.99—4.58 4.23	3.91—5.46 4.45	3.91—5.46 4.38	5.00—5.61 5.37	4.78—5.03 4.9	5.24—5.70 5.38	4.78—5.70 5.21	5.06—5.69 5.33	4.44—5.28 4.71	5.61—6.29 6.04	5.06—6.29 5.32
0.06—0.43 0.22	0.09—0.43 0.17	0.06—0.43 0.19	0.44—0.48 0.46	0.36—1.29 0.96	0.45—0.92 0.58	0.44—0.92 0.52	0.41—0.92 0.57	0.72—1.51 1.047	0.44—1.10 0.82	0.41—1.10 0.80

太平洋の北西海盆を通る堆積相断面 (岸本文男記)



第8図 各堆積相タイプの底質中の CaCO<sub>3</sub>, 非晶質 SiO<sub>2</sub>, 有機 C, Fe, Mn 含有量 (第2図参照)





規制されている。火山源-陸源堆積物中にはそれが平均して約6%, 半遠洋性堆積物中には約12.2%, 移過型帯の粘土中には約5.9%, 含沸石粘土を含めた遠洋性粘土中には2.2—2.3%含まれている。非晶質SiO<sub>2</sub>の垂直分布はCaCO<sub>3</sub>の場合と違ってかなり規則的で、従って珪質微生物化石の分布も同じようにかなり規則的である。

**有機C** 有機Cの分布は基本的には非晶質SiO<sub>2</sub>と同じような性質を示す。すなわち、火山源-陸源堆積物の場合の0.7%から半遠洋性堆積物中の1.11%まで平均含有量が増し、それから移過型帯の粘土中の0.64%に漸減している。遠洋性粘土中で有機C含有量は平均0.2%と最小となる。太平洋北西海盆の底質堆積物中の非晶質SiO<sub>2</sub>と有機Cの分布の性質がよく似ているのは、有機Cがプランクトン起源のものであるためと解される(ROMANKEVICH, 1968)。堆積速度が最小であることを特徴とする遠洋性(赤色)粘土の発達海域は、有機炭素や生物源珪酸の沈殿・埋没に不向きである。遠洋性粘土層中には、元素の再分配に大きく影響するほどの反応力がない、いちじるしく安定した有機化合物しか埋没することはない(STRAKHOV, 1962)。

**鉄** 鉄の平均含有量は、底質堆積層の堆積相タイプによって変わる(第3表, 第8図)。沿陸帯の火山源-陸源粗砕屑層中の鉄含有品位は非炭酸塩質物と非珪質物に換算してかなり高く、平均5.6%である。半遠洋性珪質-粘土質泥中では、鉄の含有品位が3.7%に減り、移過型遠洋性粘土の場合には再びそれが平均4.4%に増し、さらに遠洋性赤色粘土では5.3%に達している。このように、筆者らの断面線で海岸から遠洋へ鉄の含有品位が増大する現象はあまりはっきり現われない。しかし、N. M. STRAKHOVは、かつて、海洋・湖沼底質中の鉄のクラーク数が沿岸粗粒堆積層から遠洋細粒堆積層に向かって大きくな

第4表 火山源-陸源底質表層の粒度別分離体中における鉄の分布

観測点					観測点			
深さ					深さ			
分離物	分離物量比	分離物中のFe品位重量%	底質中のFe品位重量%	全鉄量に対する比	分離物量比	分離物中のFe品位重量%	底質中のFe品位重量%	全鉄量に対する比
>1.0	15.63				3.8	8.78	0.33	4.82
1.0—0.1	27.72	4.37	0.68	18.18	49.9	8.78	4.38	64.03
0.1—0.01	26.47	4.23	1.17	31.29	19.0	5.85	1.11	16.23
0.01—0.001	30.18	2.88	0.76	20.32	13.4	2.77	0.38	5.56
<0.001		3.73	1.13	30.21	13.9	4.59	0.64	9.36
計	100.00		3.74	100.00	100.00		6.84	100.00

り、水盆中央部で最大値となる(非炭酸塩物に換算)と指摘した(STRAKHOV, 1948; STRAKHOV ほか, 1954)。筆者らの断面線の場合に彼の図式から幾らかはずれているのは、ほかの多くの水盆で沿岸性砂・シルト中の鉄含有品位が3%を越えない(STRAKHOV, 1948)のに、陸棚と陸棚斜面の火山源-陸源堆積物中の鉄含有品位が3-9.5%と高いことである。これは底質堆積物を涵養する地域の岩石の組成の影響を物語っているもので、N. M. STRAKHOV によれば、各水盆のあらゆるタイプの底質堆積物の鉄濃集作用が一様でないためと解される。

筆者らの場合、近海性火山源-陸源底質堆積物中の鉄含有品位が高いのは、黒色鉱物と磁鉄鉱に富んだ日本とその列島弧の塩基性火山岩が水食作用を受けたためと解される。その高い値は、海岸から遠洋へ鉄含有品位が増大する傾向によって幾らか乱されている(第8図)。その方向で互いに移り変わる各堆積相タイプ別底質堆積層の鉄分布図式は、底質堆積層中の鉄の存在形態を検討することによって一層鮮明になる。近海性火山源-陸源底質堆積層中では、鉄の大部分が碎屑構成体中に集中し、そのことは粗碎屑堆積層の鉄分布図によく現われている(第8図、観測点6159)。この図では、砂-シルトに該当する最大値と粘土間層に該当する最小値がしばしば入れ替るのがみられる。この場合、底質堆積物の粒度別の鉄の分布(第4表)は、鉄が懸濁物の場合よりも鉱物碎屑の方に大きく関与していることを教えている。すなわち、砂とシルト中の鉄含有量は4.2-8.8%、泥中の鉄含有量は2.8-4.6%である。底質中のシルト・砂・泥各分離物含有量を考えると、鉄の最大85%は砂粒・シルト粒に集中し、泥の部分に15-50%が賦存することになる。したがって、海岸から遠ざかるにつれ、碎屑の割合が減少するために、鉄の含有品位も変わり、半遠洋性底質中では明らかに低下している。遠洋性粘土中では、準コロイド分離体が鉄に富むために鉄の減少が相殺され、その分離体部分に鉄総量の90%以上が賦存している(観測点6174)。

混在するシルト(火山灰碎片)は鉄分に乏しく、稀釈剤的役割を果す。近海底質中の微細分離体(< 0.01 mm)は鉄をわずかに濃集している程度(第4表)といえる。筆者らの断面線の遠洋性泥に鉄が幾らか濃集しているのは海岸から水盆中心部へ懸濁物が運搬される時に始まった、と推定することができる。N. M. STRAKHOV (1948)によると、鉄を溶解して運搬する河水が強い化学的沈殿作用を受けると生ずるゲルは近海帯では定着しない。そのゲルは海洋中央帯に運ばれ、鉄でさらに富化されながら、細かなシルトや泥の区域に沈殿する。ソ連科学アカデミー海洋学研究所の研究によって、鉄(マンガンも)がゲルの形で、また生物化石と関係ある Fe・Mn を濃集した含金属生物源コンプレックスの形の懸濁物として海洋に運びこまれることも確認済みである。酸化条件下における生物化石の分解によって、遠洋性粘土の表層は鉄とマンガンを富んでくる(A. P. LISITSYN, Ye. I. GORDEEV, Yu. A. BOGDANOV—底質鉄・マンガン研究会での報告, 1968)。

遠洋海域の微細底質堆積物が鉄で補足的に富化されることは、表層の準コロイド分離体中の鉄含有量を比較すれば、すぐ理解できることである。その鉄含有量は、近海性火山源-陸源粘土から遠洋性粘土へ、すなわち運搬行程を増すに従って次第に、全く規則的に増大する(第5表)。

マンガン マンガンの平均含有量は海岸から遠洋の方向に、火山源-陸源堆積層中の0.007%から沸石を伴った完遠洋性粘土の場合の0.8%へと次第に増している。移過型帯の粘土中のマンガン含有量は近海

第5表 堆積相タイプ別底質表層の粒度 0.001 mm以下の分離物の鉄含有量

底質のタイプ	観測点番号	重量%
近海性火山源-陸源底質	6158	3.73
	6161	4.59
半遠洋性底質	6162	4.00
	6163	4.46
遠洋性移過型帯粘土	6167	5.64
	6172	6.53
遠洋性粘土	6174	9.10
	6175	7.12
	6176	7.66

第6表 火山源-陸源底質表層の粒度別分離体中のマンガン分布

分離物中の Mn 品位	分 離 物					計
	>1.0	1.0—0.1	0.1—0.01	0.01—0.001	<0.001	
重量 %	0.004	0.055	0.009	0.004	0.006	0.078
全 Mn 含有量に対する比	5.4	70.1	12.1	5.4	7.0	100

性底質堆積層の場合に較べて2倍に達し、堆積速度が小さい遠洋性区域の深海堆積層中にとくに多い。底質中のマンガンの存在形態は、鉄の場合と大体同じように変化する。

沿陸海域の火山源-陸源堆積層中のマンガンは、鉄の場合と同じように、主に碎屑に集っている。すなわち、総含有量の約90%は>0.01 mmの分離体中に存在している(第6表、観測点6161、深さ0—10 cm)。

遠洋性(赤色)粘土(観測点6174)中では、鉄の場合と違って、マンガンの総含有量の44—47%が準コロイド分離体に存在するだけである。これとは別の海域では微団塊に集中して、底質堆積層中の鉄含有量が実際安定しているといえるのに、底質堆積層中のマンガンの分布が不安定なことを示している(第8図)。マンガンは、断面の上位から下位に含有量が規則的に増大する、本論文で取扱った元素のうちの唯一のものである。混在する火山灰物質はマンガン沈殿物に富んでいない。火山灰中のマンガン含有量は、すでに掲げたように(第2表)、0.072—0.3%である。Mn/Fe比は、近海性火山源-陸源堆積層中では平均0.012、遠洋性粘土中では平均0.15、すなわち、深海遠洋性泥がマンガンに比較的富んでいるのである。このことから、当該底質堆積層中の鉄とマンガンの陸源成のものであるという結論が導き出される。ほかの根源であるという徴候は認められない。遠洋性堆積物がマンガンに比較的富んでいるのは、鉄よりもマンガンの活性が大きいと解される(STRAKHOV, 1962; STRAKHOV ほか, 1968)。以上のように、断面線沿いの各元素含有量の変化には、次のような傾向が認められる。

CaCO<sub>3</sub>、非晶質 SiO<sub>2</sub>、有機C、すなわち底質堆積物の生物源成分は海岸から水盆中央部に向かって減少する。

Fe と Mn の含有量(%)は上記の方向に増大するが、増大程度は異なり、Fe はきわめてわずかであり、Mn はきわめていちじるしく、10倍にもなる。以上の各タイプの底質の特徴をあらわす場合、堆積層中の各成分比が関心と呼ぶ。その成分比はタイプ別にかなりははっきりと区別でき、第8図の各グラフでよくわかるだろう。

近海性火山源-陸源底質堆積層の場合には、1) 非晶質 SiO<sub>2</sub>と有機Cの直接的な相関関係、2) FeとMnの直接的な相関関係、3) シルト-粘土泥中のFe、Mnと有機Cとの直接的な相関関係(観測点6158, 6160)および粗碎屑層中のFe、Mnと有機Cとの反比例的な相関関係(観測点6158, 6161)が認められる。半遠洋性珪質-粘土質底質堆積層の場合、各成分の比は近海性底質堆積物の細かなものとよく似ている。移過型遠洋性粘土の場合には、次第に様式が変わる(第8図、観測点6167, 6171)。前に述べたような有機C・Fe・Mnの間のかなりははっきりとしていた関係は、この場合、はっきりしなくなる。すなわち、FeとMnの間の直接的な相関関係が部分的に崩れ(火山灰間層と上部酸化層で)、Fe・Mnと有機Cとの関係も乱れてくる。

遠洋性(赤色)粘土(観測点6172—6177)中では、上記諸成分の新たな関係が認められる。すなわち、有機Cと非晶質 SiO<sub>2</sub>との反比例的関係が認められ、Fe、Mn、有機Cの間にはいかなる明瞭な関係も認められない。

最後に、上述の資料の検討によって得られた一つのきわめて重要な産状について強調しておく。太平洋北西海盆を通る堆積相断面は碎屑物の組成が安定なことを特徴とし、それは底質各タイプで量的に変化しているだけで(大陸から離れるに従って)、このことはその碎屑が海岸から供給されたことを証明している。また碎屑の組成は、その碎屑が2種の方法で運搬されたことを物語っている。すなわち、日本

とクリル列島の火山岩と堆積岩の水食・移動によって同所からの酸性火山灰が風で運搬されることによる2方式である。沿陸海域の底質堆積物のタイプは生物源-陸源タイプであり、深海遠洋性底質堆積物のタイプは陸源タイプである。

上述の断面の碎屑物が陸源成のものであること、そして海岸から遠洋海域に向かってその組成が規則的に変化することは、主として、堆積物中での元素の挙動が陸源性であり、そして海水盆底にその元素が規則的に分布することを推測させる。本論文では、鉄とマンガンを例にこの現象が明示された。

筆者らが検討した断面を例にすると、各堆積相タイプの底質堆積層の特徴がすべての柱状断面に現われ、垂直方向には変化していないことも明らかに認められる。これによって、太平洋北西海盆における堆積作用の性質は近海海域では少なくとも最近(250—300) × 10<sup>3</sup>年の間変化なく、ゆっくりと堆積した遠洋性海域の場合には第四紀の大半の期間(1 × 10<sup>6</sup>年以上)変化なかった、と考えざるを得ない。

## 文 献

- ZAVARITSKII, A. N. (1956): 火成岩. ソ連科学アカデミー出版所, モスクワ.
- LISITSYN, A. P. (1971): 海洋における現世と古期の堆積速度. *Okeanologiya*, No. 6.
- ROMANKEVICH, Ye. A., BEZRUKOV, P. L., BARANOV, V. I., KHRISTIANOVA, L. A. (1966): 太平洋西部深海底質堆積物の層序と絶対年代. *Okeanologiya*, No. 14.
- ROMANKEVICH, Ye. A. (1968): 太平洋現世・第四紀底質堆積物中の有機炭素の分布. *Okeanologiya*, 第8巻, 第5集.
- SKORNYAKOVA, N. S., MURDMAA, I. O. (1968): 太平洋深海遠洋性(赤色)粘土の堆積相タイプ. *Litol. i polezn. iskop.*, No. 6.
- STRAKHOV, N. M. (1948): 湖水盆・海水盆底質堆積物中の鉄の分布とその規制要素. *Izv. AN USSR. ser. geol.* No. 4.
- , BRODSKAYA, N.G., KNYAZEVA, L.M., RAZZHIVINA, A.N., RATEEV, M.A., SAPOZHNIKOV, D. G., SHISHOVA, Ye. S. (1954): 現世水盆中における底質の形成. ソ連科学アカデミー出版所, モスクワ.
- (1962): リソジェネシス理論の基礎, 第2巻, ソ連科学アカデミー出版所, モスクワ.
- , SHTERENBERG, L. Ye., TIKHOMIROVA, Ye. S., KALINENKO, V. V. (1968): 堆積マンガン鉱化過程の地球化学的研究. ナウカ出版所, モスクワ.
- ソ連科学アカデミー編 (1970): 太平洋: 第6巻, 太平洋の堆積生成体. 第1・2分冊, ナウカ出版所, モスクワ.
- ANDREIS, R. R., RODRIGUEZ, A. M. (1968): Clinoptilolite de la formation la Matilda. *Rev. Museo del Plata*, v. 6, No. 48.
- DEER W. A., HAWIE, R. A., ZUSMAN, J. (1967): Rock-forming minerals. v. 4, Framework silicates.
- DEFPEYES, K. S. (1959): Zeolites in sedimentary rocks. *J. Sediment. petrol.*, v. 29, No. 4.
- HAY, R. L. (1963): Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day formation of Oregon. *Univ. Calif. publs. geol. Sci.*, v. 42, No. 5.
- HORN, D. R., DELACH, M. N., HORN, B. M. (1969): Distribution of volcanic ash layers and turbidites in the north Pacific. *Bull. geol. soc. America*, v. 80, No. 9.
- NEMECZ, E., VARYU, Gy. (1962): Sodium bentonitization, clinoptilolitization and adularization in the zeolitic tuffs of the Szerenas Piedmont area. *Acta geol. Acad. hung.*, 6, p. 389—427.
- SHEPPARD, R. A., GUDE, A. J. (1970): Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian oceans. *Amer. Mineralogist*, v. 55, p. 2053—2062.
- SUDO, T., NISHIYAMA, T., CHIN, K., HAYASHI, H. (1963): Mordenite and clinoptilolite in glassy tuffs of Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, v. 69, p. 1—14.