

講演要旨(第169回)*

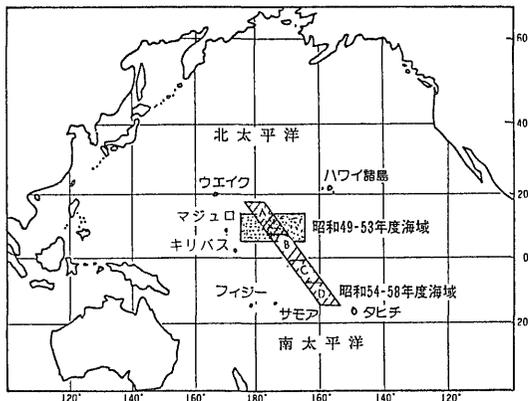
特集 マンガン団塊の生成と環境

地質調査所におけるマンガン団塊研究の経緯

水野篤行

地質調査所におけるマンガン団塊研究の発足は昭和45・46両年度の科学技術庁特調費による「深海底鉍物資源開発に関する基礎的研究」にさかのぼるが、本格的な、そして組織的研究は、昭和49年度の海洋地質部の設立と白嶺丸の就航を契機として開始された。以来、58年度までの10年間にわたって工業技術院特別研究、「深海底鉍物資源探査に関する基礎的研究」(49-53年度)、「深海底鉍物資源に関する地質学的研究」(54-58年度)が継続的に行われ、中部太平洋の深海盆地を対象としたフィールドワークが続けられた(第1図)。

「深海底鉍物資源探査に関する基礎的研究」においては、主フィールドを中部北太平洋の中央太平洋海盆北部(5°-13°N, 175°E-165°W)とし、同域全体にわたってのマンガン団塊、堆積物、地質構造、地球物理構造が総合的に調査研究され、さらにマンガン団塊の諸性質の分布の実態が明らかにされると共に、その局地的変化の実態、その成因も一部で予察的に検討された(クルーズレ



第1図 「深海底鉍物資源に関する基礎的研究」(昭和49-53年度)及び「深海底鉍物資源に関する地質学的研究」(昭和54-58年度)の研究海域

ポート, 4, 8, 12, 15, 17; 海洋地質図, 19, 21)。そして、同域のマンガン団塊探査に関する基礎データを提供することができた。

「深海底鉍物資源に関する地質学的研究」は上記研究の成果を基礎として、中部北太平洋から中部南太平洋にかけて横切る「ウエイク-タヒチトランセクト」を設定し、その全体にわたる、またそのなかに設けられた4つの小地域モデルフィールドにおいて、マンガン団塊のそれぞれ、広域的分布、変化性及び局地的分布、変化性の実態を把握すると共にその成因を追求した(クルーズレポート, 18, 20; 地質ニュース, 1982-3, 1983-3, 1984-3)。

10年間の研究を通じて、中部太平洋のマンガン団塊、海底地質、地球物理全般についてさまざまな重要な事実が明らかにされたが、マンガン団塊とその探査に関連して明らかにされた、特筆すべき主な事項を包括的に記せば次のとおりである。

1) マンガン団塊の基本的タイプ区分, r型とs型。

マンガン団塊は肉眼的に団塊表面の形態的特徴(粗あるいは平滑)によって両型に大別される。両型は同時に鉍物、化学組成、海底での産状、賦存率の相違を示し(第1表)、探査上、また成因論上、非常に重要な区分である。諸文献によるとこの区分は太平洋の他地域の深海盆マンガン団塊においても基本的には適用できる。

第1表 マンガン団塊の2つのタイプ

	r 型	s 型
表面の特徴	粗—細かく瘤状	平滑
産状	“埋没型”	“露出型”
優勢な鉍物	10Å マンガネート	δ-MnO ₂
外形, 大きさ	球—楕円体状, 時に多連状 <6 cm±	球, 楕円体, 円盤状 時に多連状 >6 cm± となる
Ni+Cu(%)	0.6~3.0 (2.0~2.4 優勢)	0.2~2.0 (1 前後優勢)
Mn/Fe 比	2.5±~6<	<2.5±
賦存率 (kg/m ²)	<10± (5± 優勢)	~44(10-20 優勢)

r型とs型は移行関係にあり、中間的なもの(頂部はr型, 底部はs型)も多く存在する。

* 昭和60年2月25日日本所において開催の研究発表会

2) マンガン団塊の賦存率と音波探査 (エアガン, 3.5 kHzPDR) 記録上の最上部透明層とのある程度の相関性。

3) マンガン団塊の成長と最近の地質時代における堆積史との相関性。

前項の事実の成因的問題を深めるために小区域内での詳細な系統的調査の結果, 中部太平洋の広範囲にわたって中新世後期—鮮新世後期 (時には更新世) の堆積間隙が発達すること, 団塊のタイプの相違は, とくにその堆積間隙の後, 現在に至る間の深海底層流の消長に主として支配された堆積環境, 堆積史の相違に支配されてもたらされたものであることが明らかにされた。とくに局地的変化性はこのことによってほぼ説明できると考えられる。

4) マンガン団塊の広域的多様性は上記結論に加えて珪質プランクトン繁殖, 海底火山活動の消長等の要因に支配されていると考えられる。

5) マンガン鉱物の室内合成実験研究の結果と合わせて, マンガン団塊への金属の付加過程, 成長過程がほぼ明らかにされた。

この10年間を通じて, 二国間の政府間国際研究協力は相互のマンガン団塊研究の発展に大きな貢献を行ってきた。主なものを次に記す。日米間(UJNR)においては, 米国連邦地質調査所のマンガン団塊専門家の白嶺丸への乗船・室内研究協力(クルーズレポート, 15), クルーズレポートに発表された中部太平洋のマンガン団塊のデータの環太平洋マッププロジェクト, 環太平洋鉱物資源図へのコンパイルーションが行われた。日独間においては, 地質調査所, クラウスタール工科大学のマンガン団塊専門家のそれぞれ, ゾンネ号・白嶺丸航海への相互乗船・室内研究協力が行われた。日仏間においては, 昭和57年, 地質調査所・白嶺丸船内において「マンガン団塊研究協力に関する日仏ワークショップ」が開催された。さらに, 昭和56年に, 中国政府からの要請により, 筆者が訪中し, 地質調査所によるそれまでの研究成果に基いた, マンガン団塊の科学的問題に関する集中講義を行い, 研究成果の普及を行った。この他, 発展途上国に対する技術協力として, 白嶺丸航海計6回に計7名の個別研修員を受け入れた。これらの国は, 西サモア(3名), フィジー, トンガ, クック, 及び韓国(各1名)であった。

これまでの研究成果については, 今後さらにサンプルと諸地質・地球物理データの詳細な分析・解析を加えて検討を深めるべき点が多々残されている。59年度以降においては, これまで平行して行われてきた経常研究によるマンガン団塊の主要マンガン鉱物の室内合成実験研究をさらに深めると共に, その結果とフィールドワーク

の成果を総合した, 深海盆のマンガン団塊の成因に関するより詳細な検討を行っている。

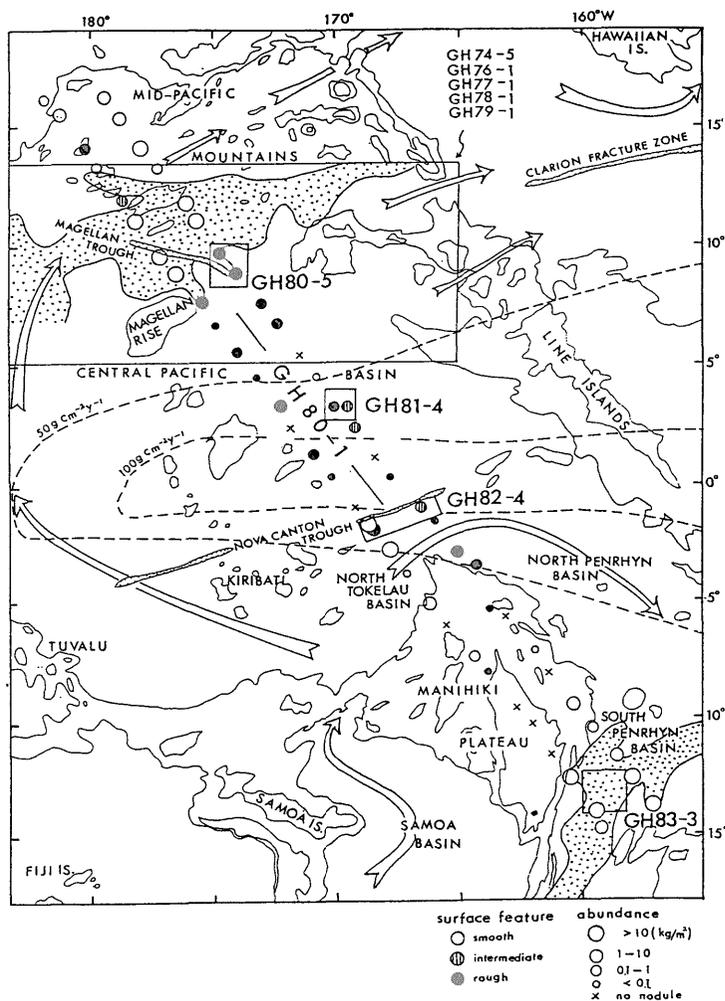
(元海洋地質部, 現山口大学理学部地質学鉱物科学教室)

中部太平洋海盆マンガン団塊の研究 成果の概要

盛谷智之・水野篤行・中尾征三・野原昌人

地質調査所では昭和47(1972)年度から53(1978)年度にわたり, 工業技術院特別研究として「深海底鉱物資源探査に関する基礎的研究」を実施した。この特別研究は, 太平洋の深海底鉱物資源に関する探査方式の確立を図るとともに, その賦存状況, 鉱物・化学組成, 形成過程等を明らかにしようとしたもので, 特に49年度以降においては白嶺丸(1,821トン, 金属鉱業事業団所有)によって年間60日ずつ, 中部北太平洋域について研究が進められた。その結果, 北緯5°-13°, 東経175°-西経165°の範囲内の, 約900km×2,000kmの海域が調査され(第1図), 探査技術としては, 深海底の測深技術, 海底地形図作成技術, 未固結堆積物とマンガン団塊の試料採取技術, 海洋物理探査システムの技術がそれぞれ開発された。また, 鉱物資源賦存に関しては, 高中濃集域(10kg/m³以上), が東西方向に帯状に分布し, 地形起伏に富み堆積速度の小さな海域に限られること, また高品位団塊は主として珪質粘土の表層堆積物中に含まれることなどが分かり, 団塊の賦存量及び化学組成と, 堆積作用及び堆積物の組成との関連が示唆された。また, マンガン団塊の賦存量, 形態, 含有金属成分の三者の関係について, 一定の傾向のあることが判明した。さらに, マンガン団塊の分布に対して地質構造条件が非常に大きな支配因子であるとの見通しを得たが, この点はマンガン団塊の成因究明の上で重要で未解決な問題として残された。

53年度までの上記の成果を基礎として昭和54(1979)年度から昭和58(1983)年度にかけて工業技術院特別研究「深海底鉱物資源に関する地質学的研究」を引続いて実施した。その研究目標は, 主としてマンガン団塊, 一部は含金属泥をも含む深海底鉱物資源について, 賦存率, 含有金属成分の地域的变化と深海底の表層堆積物, 基盤の地質及び地質構造との相互関係を究明し, 深海底鉱物資源の濃集機構, 成因を明らかにすること, そしてこれによって将来資源として期待されている深海底鉱物資源の開発上の技術評価と資源分布予測の基礎資料を提供することであった。



第1図 中部南北太平洋における地質調査所による研究実施区域とマンガン団塊の型と賦存率の分布

矢印は現在の南極底層流の方向(LONSDALE, SMITH, 1980による),等値線は太平洋表層水中の第一次生物生産量(CRONAN, 1984),点紋模様部分は団塊の連続的な高濃集域(10kg/m²以上),GH番号は白嶺丸航海番号を示す。

このため、いくつかの異なる構造単元にまたがる中部太平洋海盆の中軸部(中部北太平洋から中部南太平洋に及ぶ)沿いにモデル研究海域(4,400 km×300 km)を設定し、堆積物・地質構造の特徴から4帯に分け(第1図),各帯の中にいくつかの研究に最適な小区域を選定し、これら小区域(モデル研究箇所)ごとに、深海堆積物の堆積条件、深海底鉱物資源の地域的変化性の解明、地質構造条件の解明を行うと同時に、広域的地質構造を把握し、それらの結果を、深海底鉱物資源の型式とその地質学的環境との成因的關係に焦点を合わせて総括することとし

た。

各年度の海上研究は、白嶺丸による年間60日ずつの航海で実施され、最初の54年度(GH 80-1航海)はモデル研究海域全体の予察的研究、55年度(GH 80-5航海),56年度(GH 81-4航海),57年度(GH 82-4航海)及び58年度(GH 83-3航海)は、初年度研究の結果に基づいて4帯のそれぞれに選定された小区域の詳細な研究に当てられた。また、各航海で得られた試資料について、分析、解析のための室内研究が実施された。その主な結果は次のように要約される。

(1) マンガン団塊の型、賦存率及び金属品位(含有量)の間の相互関係の解明

中部南北太平洋海域のマンガン団塊はs(平滑表面)型とr(粗表面)型に大別される。s型は高賦存率(一般に5 kg/m²をこえ、10 kg/m²以上が多い)であるが、鉄(13.0%)とコバルト(0.3%)に富み、商業的開発の主対象と考えられているマンガン(18.5%)、銅(0.34%)、ニッケル(0.51%)に関しては低品位である。一方、r型はマンガン(2.43%)、銅(1.18%)、ニッケル(1.23%)に富み高品位であるが、低賦存率(5 kg/m²以下が多い)という逆相関の関係がある。

(2) マンガン団塊の型、賦存率及び金属品位の地域的変化とその地質学的支配要因の解明

広域的には、低緯度域の高生物生産量地帯に、高品位低賦存率のr型団塊が卓越し、北と南に向うにつれ低品位、高賦存率のs型団塊に移化するという緯度による一般的变化傾向がみられる。しかし、小区域での局地的な変化もまた顕著である。このような団塊分布は、堆積物層序、とくに上位堆積層(音響的透明層、第三紀—第四紀)の発達状況と関係があり、これを欠き下位堆積層(不透明層、白亜紀—第三紀)が直接露出し、長い間無堆積状態にあったと考えられる場合にはs型団塊がもっぱら分布し、上位堆積層が発達するのに伴い(厚さ120 m以内の範囲で)、とくに珪質堆積物の場合にr型団塊が分布するようになる。

(3) マンガン団塊の濃集機構の考察

マンガン団塊生成の基本的条件は堆積速度が遅く、金属濃集作用が堆積物による希薄化など妨害を受けることなく進行することであり、生物質など碎屑物の供給量、生物遺骸の溶解水深、底層流などに支配される。また、s型団塊は海水から鉄やコバルトが沈殿してできるのに対し、r型団塊は珪質堆積物の続成過程でマンガンや銅、ニッケルが濃集したものである。(海洋地質部)

中部太平洋マンガン団塊の分布・産状・組成の地域的変化及びその生成環境

白井 朗

地質調査所では過去10年間にわたり主に中部太平洋の現地調査と室内研究を続けてきた。その目的は、1)変化に富むマンガン団塊の物理・化学的性質を把握すること、2)様々なスケールでの分布・組成の地域変化を規制する地質学的要因を明らかにする、の2点にしばられる。従来東太平洋産団塊(西独ゾンネ号による調査域)も含め、

船上観察、海底撮影、室内の化学・鉱物分析、内部構造観察、合成・吸着実験、微化石・放射性同位体を用いた生成年代測定などを実施してきた。以下に岩石学的記載の結果と生成に関するモデルについて記す。

マンガン団塊の組成上の特徴の一つは化学組成の大きな変動と元素相互の極めて強い相関関係である。さらに化学組成は団塊表面構造(s型:滑らか、r型:粗い)に反映される微細成長構造と強い対応関係をもつことがわかった。これらの特徴を決定するものは表に示した2つの鉄マンガン鉱物の産状である。金属含有量の変動、相互の相関関係、全岩組成と表面構造との対応などは両者の特有の化学組成と成長構造により説明される。太平洋域の様々な環境の団塊約800個から両者以外の鉄、マンガン鉱物は検出されていない。一般に団塊はこれらの金属成分に加えて、40-60%程度の空隙を埋める海水、および鉄マンガン酸化物層中の珪酸塩鉱物を含んでいる。珪酸塩鉱物の主体は粘土鉱物、沸石などで、通常海底堆積物と同様である。

前述の二鉱物は反射顕微鏡及び粉末X線回折法により独自に識別される。陸上産轟石、パーネス鉱とは結晶構造に違いがあるとの考えが強い。10Å manganate は、

マンガン団塊の構成鉱物

	10 Å manganate	δ-MnO ₂
光学的性質:色	灰白色	暗灰色
(反射光) 反射率	~13%	~8%
異方性	顕著	なし
硬度	52-112(平均82)	10-24(平均17)
(VHN)		
微細構造	樹枝状(小突起状)均質薄層、塊状、亀裂充填、碎層構造など	成層構造、時に柱状
化学組成:Mn	30-50%	10-30%
Fe	0-2	11-18
Ni	0.7-3.1	0.1-0.8
Cu	0.9-2.3	0.1-0.8
Co	0.1-0.4	0.3-0.6
Si	0-1	1-8
団塊タイプとの関係	r型(粗い表面)	s(平滑な表面)
産状	団塊と堆積物との境界面	団塊/岩石との境界面
形成過程	珪質堆積物の続成作用による間隙水中の溶存イオンからの再沈殿	海水中的酸化コロイド粒子の直接の沈殿

Cu, Ni, Znなどを結晶格子内に必須成分としてとり込んだマンガン酸塩鉱物で、Si, Al, Feをほとんど含まない。純粋な化学組成、堆積物との関係(接触面に発達)、赤道帯周辺にのみ偏る広域的分布パターンなどに基づく、この鉱物は海水から鉄マンガン酸化物コロイドとして沈殿したあと、海底表層での有機物分解による還元層中においてMnが選択的に溶解し、間隙水を通じて再沈殿する続成過程で形成されたと考えられる。初期に生じた10 Å manganateはイオン交換反応より徐々にCu, Ni, Znをとり込む。一方 δ -MnO₂は上記の金属の分化作用を伴わないより酸化的条件下で鉄マンガン酸化物コロイドが珪酸塩類などと共に沈殿したものである。FeとMnの含有量はほぼ同じになることは何らかの結晶構造上の関係を持っていると推察される。従って海水から供給される金属成分には違いがなくとも海底表層での還元的分化作用の有無により生成鉱物の違いが生ずるといえる。マンガン団塊の“質”(生成鉱物種と対応する)の変化は広域的には赤道高生物生産量帯との位置関係により決まる、ウェーク・タヒチ測線(南北15度)でr型団塊の分布が北へずれていることは本地域のプレートの移動方向と調和的である。局地的な変化は酸素に富む底層流が環元層の形成を規制するために起こり、その結果は境界域の団塊内部に異なる鉱物層として記録されている。

団塊の“量”(粒径、濃集率等)の変化については明らかな一般的法則性はないが、以下に述べる現在の我々の認識をもとに考察する。1)団塊の生成の場は海底表層である、2)成長速度は数mm/百万年で、深海の環境では大きく変化しない、3)主要金属成分の供給は海水を経路として充分足りる、4)団塊は堆積物による埋没に耐えて上方移動し得る。以上四点は堆積物と団塊に関する諸データに最も合致する解釈である。従来報告された団塊濃集率と上部音響透明層の層厚との逆相関は、ある堆積速度を越えると団塊の上方移動力が不足する結果、急に濃集率が小さくなると解釈される。反対にある堆積速度より小さい堆積環境さえ続けば団塊は海水から供給される金属量のごく一部(数%-10%程度)をとり込みつつ数mm/百万年の速度で定期的に成長を続ける。しかしその臨界速度は上方移動力や団塊サイズによって異なり、一定とは考えにくい概ね5-7mm/千年である。団塊の濃集地帯では“質”を決定する鉱物種と濃集率の間に相関関係はなく、独立である。

(海洋地質部)

中部太平洋の堆積物とマンガン団塊の形成

西村 昭

中部太平洋海盆域のマンガン団塊に関する調査のなかで、堆積物試料によみとれる。堆積物の種類・堆積速度・ハイエイタスとマンガン団塊について考察すると次のような関係がある。

堆積物の種類 珪質軟泥・珪質粘土はr型団塊、遠洋性粘土・ゼオライト粘土(石灰質軟泥)はs型団塊、無堆積はクラストが分布する。

堆積速度 中部太平洋海盆では、1000年に数mmと、日本周辺海域と比べると2-3桁も小さい堆積速度である。この海盆での局地的な団塊分布の変化とそこでの堆積速度の違いには、密接な関係があるように考えられる。一般的には、大きい堆積速度の所には、埋没した産状を示し間隙水に起源を持つ10Å-manganateからなるr型団塊、小さい堆積速度の所には、無堆積の所にみられるクラストと同じく海水に起源を持つ δ -MnO₂からなるs型団塊が産する。そして、中部太平洋域では、この海域としては大きい堆積速度の1000年に7mm以上の所では、マンガン団塊はみられない。この関係とは逆に、堆積速度の大きい所にs型団塊、小さい所にr型団塊がみられる地域(10°N, 175°W 付近)もあり、ここでは、地形から考えて、底層流の影響が強く分布に関係していると推察される。

ハイエイタス マンガン団塊の分布する所での調査では、ピストンコアの柱状試料(8m)の中にハイエイタスがしばしば認められる。その海盆内での分布から、ハイエイタスを形成したと考えられる底層流の“流路”の時代的変遷が知ることができる。ハイエイタスとマンガン団塊の分布との直接的な関係は明らかではないが、ハイエイタスの存在は、底層流の影響と小さい堆積速度の指標と考えられる。これらハイエイタスは、時には音波探査により追跡できるが、3.5 kHz サブボトムプロファイラー記録でも最上部の透明層の中にあっても認められないことも多い。

堆積物柱状試料中での岩相変化・ハイエイタスを、微化石分析や残留磁化測定などの年代データと合わせて、堆積環境史がくみだてられる。それとマンガン団塊の形成の関係の考察は、マンガン団塊の中の年代が入りにくいこともあって困難である。その関係づけを少しでも行うために、マンガン団塊の成長の際の表面構造の積みかさなりとしての断面にみられる内部構造の反射顕微鏡による観察を行った。ペンリン海盆の小域での検討では、

内部構造を区分でき、その積み重なりが層序としてマンガン団塊に認められる。内部構造の団塊相互での比較と、内部にとりこまれたゼオライトや粘土と柱状試料のデータ、又柱状試料中の埋没マンガン団塊の内部構造の検討から、堆積史と団塊の内部構造層序の対応が概略明らかとなった。今後、さらに同様の方法による団塊相互関係の検討と、マンガン団塊表面構造と団塊形成環境の関係を検討することで形成史より明らかにすることが可能である。

(海洋地質部)

古地磁気・底層水温からみた中部太平洋の堆積環境

山崎俊嗣

堆積物の古地磁気学的研究と、底層水温から推定した底層水の流路から、中部太平洋の深海底の堆積環境について考察を行った。

1. 中部太平洋深海底堆積物の古地磁気学

中部太平洋で採取したピストンコア試料の古地磁気学的研究を行った。試料の古地磁気年代及び微化石年代から判明した堆積史、及び堆積物の岩石磁気的特徴について、赤道付近と、ペニン海盆に分けて述べる。

① 赤道付近

GH 81-4 調査海域(3°N, 169°W 付近)、GH 82-4 調査海域(1°S, 166°W 付近)は、赤道付近の高生物生産量帯にあたり、珪質粘土・珪質軟泥が堆積している。これらは安定な初生磁化を保持しており、二次磁化の影響は5-10 mT の交流消磁により容易に除くことができる。狭い範囲から多数のコアを採取した結果、平面的に様に堆積しているのではなく、堆積環境は微地形等に支配されて複雑であることがわかった。古地磁気年代から堆積速度を求めると、第四紀を通じて堆積しているコアでは、第四紀の平均で 3-8 m/m.y. となる。GH 81-4 海域では、Jaramillo Event 前後(ca. 0.9 Ma)で特に堆積速度が大きくなっている。一方、ハイエイタスが広く分布しており、ハイエイタス直上の堆積物の年代は、中期更新世のものが多く、直下の年代は前期中新世—鮮新世である。特に GH 81-4 海域の地形的な微高地(比高 2-300 m の小海丘)上では、現在無堆積のものが見られる。GH 82-4 海域では、マニヒキ海台起源と考えられる、厚さ 10 cm 前後の石灰質タービダイトがコア中にはさまれるが、1Ma 当り 2-3 回であることがわかった。

② ペニン海盆

この地域は赤道付近の高生物生産量帯からはずれ、遠

洋性粘土、ゼオライト質粘土が堆積している。珪質・石灰質微化石を含まないため、古地磁気による年代決定が期待されるにもかかわらず、従来、遠洋性粘土、ゼオライト質粘土は、交流消磁で除くことのできない強い二次磁化の影響を受けていることが知られていた。今回、約 300°C の熱流磁により、初生磁化と考えられる安定な正・逆帯磁を分離することに成功した。その結果、堆積速度は 0.5-3 m/m.y. と、赤道付近よりはるかに小さいこと、コア中に顕著に見られるハイエイタスの上下で古地磁気伏角に明らかな差があり、かなりの年代差があること(太平洋プレートの北進を示す)、地形的に平坦な所でも、現在堆積している場所と無堆積の場所とがあることがわかった。なお、300°C で除去できる二次磁化の原因は、Goethite, Titanomagnetite の低温酸化、マンガン酸化物等が考えられるが明らかでない。

2. 底層水温からみたペニン海盆の底層水の起源

海底地殻熱流量測定に付随して得られた底層水温記録から底層水の流向を推定した。底層水は海底からの熱流とより上位の水塊からの熱とにより、起源から離れるにつれ温度は上昇する。マニヒキ海台の北の GH 82-4 調査海域では西部より東部の水温が高く、マニヒキ海台の東、ペニン海盆中部の GH 83-3 調査海域では、北西から南東に向かって水温上昇を示し、GH 82-4 調査海域より GH 83-3 調査海域の方が高温であることから、ペニン海盆の底層水はマニヒキ海台の北から流入していることが判明した。従来、マニヒキ海台の南の、アイツタキ・パッセージから南極底層水が直接流入しているとする考もあったがそれは正しくない。しかし、ペニン海盆のコア中に見られる顕著なハイエイタスを作った時期(Eocene?)には、ペニン海盆は現在よりはるかに南方に位置し、クック諸島等は存在しなかったため、南極底層水が直接流入していたであろう。

GH 82-4 調査海域は、マニヒキ海台とノバ・トラフ南の海嶺という地形に規制された副次的な底層水の流路であり、GH 81-4 調査海域は中部太平洋海盆に位置し、主な底層水の通路となっていることが底層水温プロファイルから推定できるが、後者の海域の方が前者より現在無堆積を示すコアが多かったのは、そのためである可能性がある。

(海洋地質部)

中部太平洋海底堆積物中の金属元素の分布

三田直樹・中尾征三

ウェーク島東方からタヒチ島西方にかけての海域を概

査した GH 80-1 航海と、その北部を精査した、GH 80-5 航海で採取された深海底堆積物について、Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb の含有量を測定し、これら金属元素が中部太平洋の深海底堆積物中に分布する特徴を、堆積相別に分類して明らかにした。

分析した試料は表層堆積物が46試料で、コア分割試料は176試料である。分析方法の概要は、次のとおりである。風乾後、粉碎して分析試料とし、この一部をフッ酸-硝酸-過塩素酸で加熱分解し、乾固後、0.3N 塩酸酸性の試料溶液に調製して原子吸光法により7元素の含有量を測定した。並行して試料中の付着水量(-H₂O)を測定し、この値から、金属含有量を110℃乾燥試料ベースに換算した。

コア分割試料について、各元素濃度の垂直変化を概観すると、Mn と Ni が類似した挙動を示す傾向にあるが、堆積相や時代よりも地域的な変化のほうが大きいように思われる。従って、表層試料とコア分割試料を合わせて堆積相別の元素の分布の特徴を検討した。なお、堆積相は次の記号で略記する。

ZM: Zeolitic mud, ZRC: Zeolite rich olay, PC: Pelagic clay, SRC: Siliceous fossil rich clay, SM: Siliceous mud, SO: Siliceous ooze.

GH 80-1 で得た試料について堆積相別の金属含有量の分布を比較すると、Mn, Co, Ni, Zn, では平均値の順位は

ZM>ZRC>PC>SRC>SM>SO

という傾向にあることがわかった。この中で特に SRC>SM>SO の傾向は、放散虫などの珪質プランクトンの殻が SRC から SM, SO へ行くに従って多量に存在するために希釈効果が現れていることによると考えられる。Fe, Cu, Pb についても珪質の堆積相に関しては前者と同様に SRC>SM>SO の傾向が認められたが、他の堆積相に関しては前者と異なった傾向が認められた。

Fe は PC>ZRC>ZM, Cu は ZRC>PC>ZM, また Pb は ZM>PC>ZRC というようになりかなり異なった特徴が認められた。また、Mn と Fe については濃度分布が ZM, ZRC, PC に関しては正規分布とはかけ離れてかなりバラツキが大きい特徴が認められたが、これについては後述の水平分布の特徴の項で触れるように、マニヒキ海台の南側の表層堆積物中に高濃度部分が存在することに起因している。

Fe に関しては ZM が ZRC や PC よりもやや低濃度でありゼオライト化との関係が推定されたが、GH 80-1 は広い海域にわたっているため、比較的範囲を狭めて調査した GH 80-5 海域の分析値をもとにして地域的な変化

の影響が少ない、小範囲の海域での堆積相について考察を行った。

その結果、Fe, Co, Pb では PC>ZM>SRC という傾向が見られた。特に Fe の傾向は GH 80-1 海域と同様であるが、この GH 80-5 海域では濃度の差は一層著しく現れている。Fe の濃度が PC>ZM となることは、ゼオライト化の過程で Fe が除去されて低くなったためと考えられる。

他方、Mn と Ni の濃度の平均値の順位は、逆に ZM>PC>SRC, となっている。これは、これらの元素のゼオライトへの選択的な吸着等に起因するものかもしれない。

次に GH 80-1 海域の表層堆積物について各元素の水平分布の特徴を述べる。

測線 A と測線 B にそって概観すると、どの元素も類似した傾向を示しているが、その中からいくつかの元素に着目して測線 B について検討した結果、以下のことが明らかになった。

Mn と Fe の濃度はマニヒキ海台の南側が北側よりも極めて高く、特に南側の Mn は 2% を超えるものがある。これについては、Al/Ti 比をみると、北側が約 20 なのに対して、南側では約 10 と低い値を示していることから、南側では玄武岩質の物質がより多く供給される環境にあると推定され、そのことと Mn と Fe が高含有量を示すことが、何らかの因果関係を持っているものと考えられる。また、一方、Fe/Mn 比をみると北側で約 8-10 に対して南側が約 3 と低い値を示している。このことは、南側では北側よりも Mn の増加が Fe よりも著しく大きいことを意味しており、供給のされ方に地域差があることが判明した。さらに Cu/Ni 比をみると、大半が 1.5 以上で、なかには 3 に達するものもある。とくに、Cu/Ni 比が 2.5 以上の 2 地点は、マンガン団塊中の Cu の含有率が極めて高いといわれている緯度帯にある。これは、いわゆる生物の高生産帯の分布と重さなっていて、一般的にいわれている生物による Cu の濃集を反映しているものと考えられる。

今回の評価では各金属元素の分析値は試料の存在状態の区別なしに全量を求めたものであった。今後は水酸化物・酸化物状の金属を他の珪酸塩鉱物等に含まれるものと分別して測定し、堆積速度などと比較検討することにより、供給の状況や各元素の挙動をつかみ、マンガン団塊の成因との関連を明らかにして行くつもりである。

(技術部・海洋地質部)

中部太平洋マンガン団塊に含まれる希土類元素はどこから来たか? : Ce と Nd 同位体比からの研究

田中 剛

マンガン団塊中には希土類元素とりわけ Ce が多く含まれる。当所における $^{138}\text{Ce}/^{142}\text{Ce}/^{149}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 同位体比の研究から, Ce は深海底火成活動に, Nd は周辺大陸にその起源があることがわかった。(技術部)

変質作用によるトドロキ石の生成—とくに中部太平洋海盆産マンガン団塊に関して

飯笹幸吉

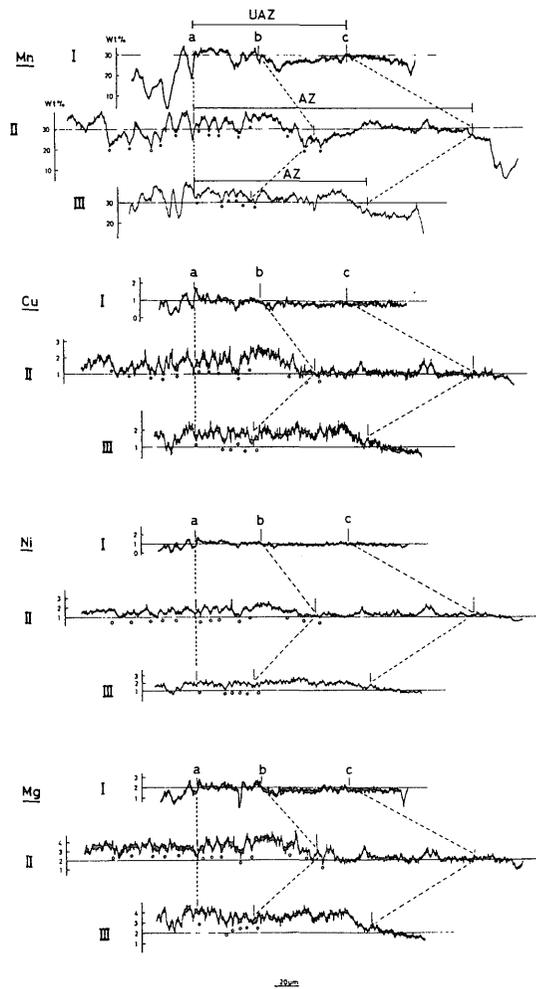
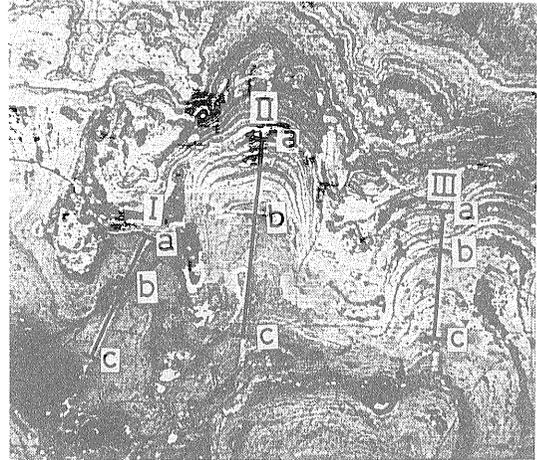
変質作用とは, 団塊の構成鉱物の1つの $\delta\text{-MnO}_2$ と非晶質 Fe-Mn 水酸化物混合物 (AFMH) がトドロキ石に変化する作用を言う。

団塊内の同一層準を追跡すると, AFMH 層の一部がトドロキ石へと変化しているのが観察され, この変化は反射能の違いによって容易に識別できる。同一層準中での反射能の変化は, 主に割れた団塊の最外層部に顕著に見られる。反射能の異なる帯は, トドロキ石の細脈によって2分された領域で観察される場合と, 反射能が漸移しトドロキ石の細脈が見られない領域に生じる場合とがある。後者の場合, 反射能の異なる領域の境界は不明瞭である。

割れた団塊上に最初に堆積する鉱物は, トドロキ石が大部分であり, AFMH はまれである。この割れた団塊は砕屑物を除けば AFMH が主成分鉱物で, トドロキ石をほとんど含有しない。また, 反射能の異なる帯をもつ最外層部は, 新期のトドロキ石層と接して産することが多い。

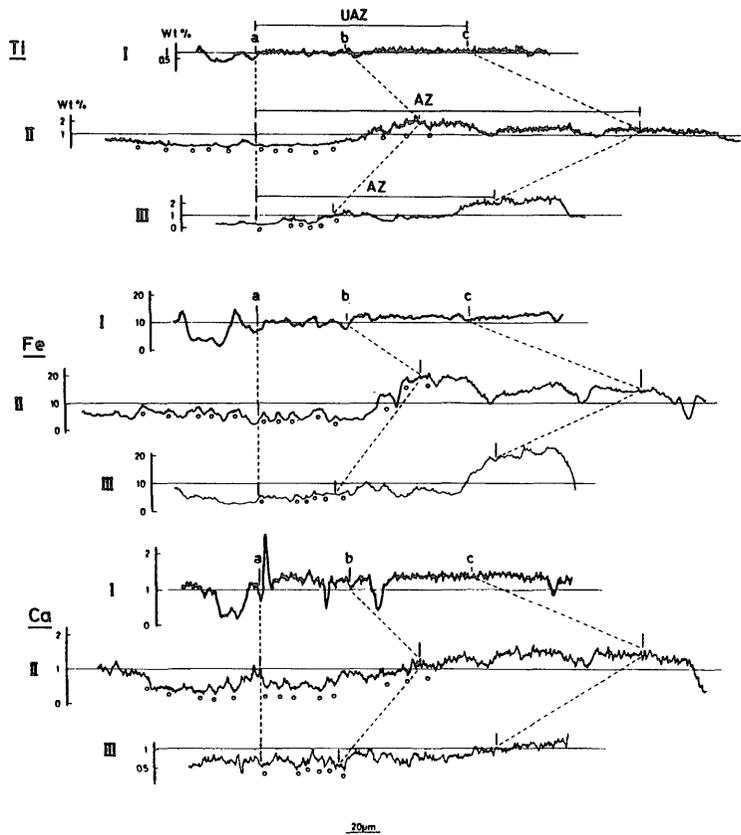
反射能の異なる領域の EPMA による元素分布を第1-A・1-B 図に示す。第1-A 図から, Mn, Cu, Ni, Mg などの元素は, 同一層準中の低反射能帯 (AFMH からなる) と比較すると, 高反射能帯で顕著に増加し, 第1-B 図の Fe や Ti は反射能が漸移する領域で顕著な増加を示す。図には示されていないが Al, K や Co は, それぞれ, 高反射能帯や漸移帯で増加し, Si や Ca は高反射能帯で減少する傾向を示す。

上述の元素分布の結果と, 同一層準は同時堆積でしかも同一堆積物から成っていること, それに, 異反射能領



第1-A 図 EPMA による走査線図

この図は古期団塊中の高反射能帯(AZ)と低反射能帯(UAZ)において Mn, Cu, Ni, Mg の4元素を図に示した線 I, II, III について行った走査線図である。各4元素は低反射能帯より高反射能帯で高い値を示す。白丸は写真の灰色縞と対応する。



第 1-B 図 EPMA による走査線図

1-Aと同じ線上でFe, Ti, Ca含有量の変化を図示したものである。Fe, Ti, Ca含有量は低反射能帯(UAZ)より高反射能帯(AZ)で低い値を示す。TiとFeの含有量は線IIIの点c付近で高い値を示し、線IIの点bとc付近、それに点bとcの間でも高い値を示す。

域の産状(トドロキ石細脈によって2分されたり、漸移していることなど)から、反射能の変化をもたらす前の層はAFMHであったことが判明した。従って、高反射能帯は、本来AFMHであった場所にトドロキ石生成に必要なMn, Cu, Niなどの元素を含んだ溶液が、堆積物から裂隙や空隙を通路として供給された変質作用によって生成したと推定される。この変質作用によって団塊内での元素の再分配が起こり、例えば、Fe, Ti, Coは団塊内の変質帯前縁部へ移動し、また、Si, Ca, Al, Kなどの元素の再移動の結果、高反射能帯に灰十字沸石などの珪酸塩鉱物の生成をもたらしたと推察される。

トドロキ石生成は、一般に堆積物に埋没した団塊表面に生ずることから、変質作用をもたらした堆積物は、有機物を多量に含み、しかも団塊を埋没させ、底棲生物の活動を活発にし、AFMHのみからなる団塊の優勢な地域に物理的・化学的環境の変化を生じさせたことが推定さ

れる。また、変質作用を受けた団塊の分布は、海山周辺に集中していることから、堆積物の供給には、底層流の局所の変化あるいは、大規模な変動が関与したことを暗示させる。あるいは、海洋表層での生物生産量の変化が生物遺骸の供給に多寡をもたらしたとも考えられる。

変質作用を受けた団塊の新期のマンガン層には、トドロキ石層とAFMH層の互層が多く観察されることから、中部太平洋では、上述の底層流あるいは生物生産量の変動がAFMH生成に優勢な環境からトドロキ石を生成する環境をもたらした、その環境変化が周期的であったことを示唆する。

(東京大学工学部資源開発工学教室)

富コバルト・マンガンクラストの生成環境と 北西太平洋での賦存の可能性について

盛谷智之

マンガンクラストは、深海底マンガン団塊と同様に、二酸化マンガ、水酸化鉄を主体とする化学的沈殿物であり、海山の玄武岩、燐灰石などの固結岩の岩盤を被覆して、面的に分布している。このうちコバルトの含有量が高いものが、富コバルトマンガンクラストあるいは富コバルトクラストと呼ばれ、従来の深海底マンガン団塊、海底熱水性鉱床に次いで、深海底鉱物資源として、最近、特に米国を中心として注目されてきた。この理由としては、コバルトがレアメタル資源として先進国の重要な戦略的金属であること、公海域のマンガン団塊が国連海洋法条約の規制を受けるのに対し、富コバルトマンガンクラストは200海里排他的経済水域内に主として分布しており、国内法のもとで開発できること、更に分布の水深が1,000-2,000 mと浅く、採掘が比較的容易であろうとの技術的見通しがあること、などがあげられる。

しかし、深海底マンガン団塊の研究が、組織的・系統的に行われ、多くの情報が蓄積されているのに比べ、富コバルトマンガンクラストの研究はこれまでほとんどなく、既存のマンガンクラストの試料は、海山の岩石を目的としたドレッジで副産物として採取されたにすぎず、情報は乏しい。

富コバルトマンガンクラストへの世界的な関心の高まりの中で、今後、日本では、自国200海里水域内についてインベントリー調査が必要であるがこの点に限ればその緊急度は高くはないといえる。しかし、太平洋の発展途上国の経済水域内での資料評価への国際協力、探査技術力の向上・確保という観点から、他の先進諸国に遅れることなく、研究に着手することが必要となろう。富コバルトマンガンクラストの賦存可能性の評価のための調査を行うさいの判断規準となりうる、従来の成因を推定した説明として、(1)海山付近の底層水の高い酸化度と遅い成長速度、(2)赤道帯の高い生物生産力に関連する、溶存マンガンを多く含む酸素極少層から、直下の海山頂部・斜面への二酸化マンガンの沈殿と付随するコバルトの捕集、(3)コバルト含有量の高い発泡性熔岩からなる基礎玄武岩の海底風化によるコバルトの供給などがある。北西太平洋では、(1)の機構であれば、水深2,500 m以浅の古い海山に期待でき、(2)の場合は、酸素極少層の存在に規制され、生物生産力の高い赤道帯に限られ、(3)の場合

は、中央太平洋側の海域などにかなり限られる、などと予想される。

これまでに日本周辺海域におけるマンガンクラストないしマンガン団塊、及びそのコバルト含有量についての系統的な調査研究は行われていなく、その実態の解明は今後の研究に待たねばならない。しかし、既存の散点的な採取試料のデータによると、南西諸島、及び伊豆・小笠原海域の熱水性酸化物、マンガン団塊・クラストのコバルト含有量は0.0001-0.265%の幅で一般に低いのに対し、小笠原海台のマンガン団塊・クラストのそれは0.73%と比較的高い値であり、上述の(1)の古い海山上での濃集による可能性を示唆するものかもしれない。

(海洋地質部)

フィリピン海北部海山・海嶺産マンガン団塊 の形成年代とその生成環境

原田憲一

駒橋第二海山、大東海嶺、沖大東海嶺、庵美海台から石灰質軟泥とともにドレッジされたマンガン団塊の形成年代を生層序学的に決定した。すなわち、マンガン団塊の金属酸化物層内に溶け跡として保存されているココリスやディスコアスターなどの石灰質ナノプランクトン化石を鑑定し、各層ごとの群集組成に基づいて年代を算定した。

化石年代によれば、マンガン団塊の生成は鮮新世初期-中期にはじまっている。形成初期には急激な成長が起こり、その後、成長速度は急速に遅くなって百万年に数cm-数mmのオーダーとなり、更新世後期にはほとんど成長を止めたと推測できる。この成長速度変化のパターンは過去の微古生物学的な研究例とも一致している。

大東海嶺では鮮新世初期に形成されたマンガン団塊とともに鮮新世後期に成長を始めた試料が確認できた。この試料は古いものよりも小さく、それらの内部層に匹敵する早い成長速度を示している。これは形成途中のマンガン団塊と考えられる。

各試料にはココスフェアや糞粒が保存されている。これらは元来脆いものだから、その存在は、マンガン団塊の表面に付着してからただちに金属酸化物で覆われたことを意味している。それらが主に内部層に多量に含まれている事実は、化石からもめた成長速度変化から説明できる。

中央太平洋海盆産のマンガン団塊は古いマンガン団塊の破片を核としていることが多く、形成時期が何回かあ

ったことを示している。本海域産のものは基本的に単一の核をもち、そのまわりに金属酸化物層が同心円状に発達している。これはマンガン団塊の生成が一回限りの出来事であることを示し、上で推測した形成史と矛盾しない。

公表されたフィリピン海の構造発達史の枠組みのなかでマンガン団塊の形成史復元を試みた。すなわち、上記海山・海嶺群が中新世後期—鮮新世初期に沈降する過程で、遠洋性環境下で一種の浅瀬がつくられ、高い生産力が局地的に形成され石灰質堆積物が堆積した。山腹にはさまざまな程度の酸化的環境が形成され、鮮新世初期—中期にマンガン団塊が急速に成長した。沈降が続いて遠洋性環境になると生産力は減少して石灰質堆積物の供給は減り、鮮新世後期—更新世初期にはマンガン団塊の成長速度は遅くなり、更新世後期にはほとんど成長を止めてしまった。だが局地的には生産性が維持される場所があって、そこでは引き続きマンガン団塊の生成が行われた。

DSDP の 445 と 446 地点で採取された漸新世—中新世の堆積物中にはマイクロノジュールのラミナや微小な鉄マンガン酸化物が含まれており、海盆中央部では早くから遠洋性環境が実現され深層流も存在したことを示している。

海山上のマンガン団塊の形成史と海盆中央部の堆積史を組あわせれば、本海域の地史に新しい情報を提供することになる。(山形大・理学部・地球科学教室)

マンガンの沈澱機構—実験結果

藤井 隆

マンガン団塊を実験室で作ったという報告が RAAD 等 (1957) によってなされた。マンガン団塊を H_2SO_4 , SO_2 の溶液にとかし、その溶液を粘土を入れたビーカーに移し、常温、室温でそのまま放置したものである。5 カ月後に 0.5-1 mm の直径を持つ spherical な aggregates が粘土上に出来はじめたという。

此の実験を検討すると、今迄のいくつかの実験では、マンガン溶液から酸化によりマンガンの水酸化物を沈澱させていて、酸化作用により海水中或いは海底堆積物の porewater 中のマンガンを沈澱すると解釈されたものとは根本的に異なる。所謂“酸化剤”は使用されていない。粘土の作用でマンガンが沈澱し得ることを示している。もっとも、此の粘土の性格は報告されていない。更に、此の実験では、溶液の pH が 2.2-2.5 と極めて低

く、海水の pH (約 8) とはかけはなれている。彼等の実験結果から計算すると重量比で、溶液では、 $Mn/Fe=30.5$ であり、spherical aggregates では $Mn/Fe=2 \times 10^{-2}$ であり、clay では $Mn/Fe=8 \times 10^{-3}$ であった。spherical aggregates では Mn/Fe が Clay のそれの約 3 倍となっている。海水ではこんなに高い Mn/Fe を持たない故、むしろこれは、熱水系の溶液の場合に近いものと解釈出来る。

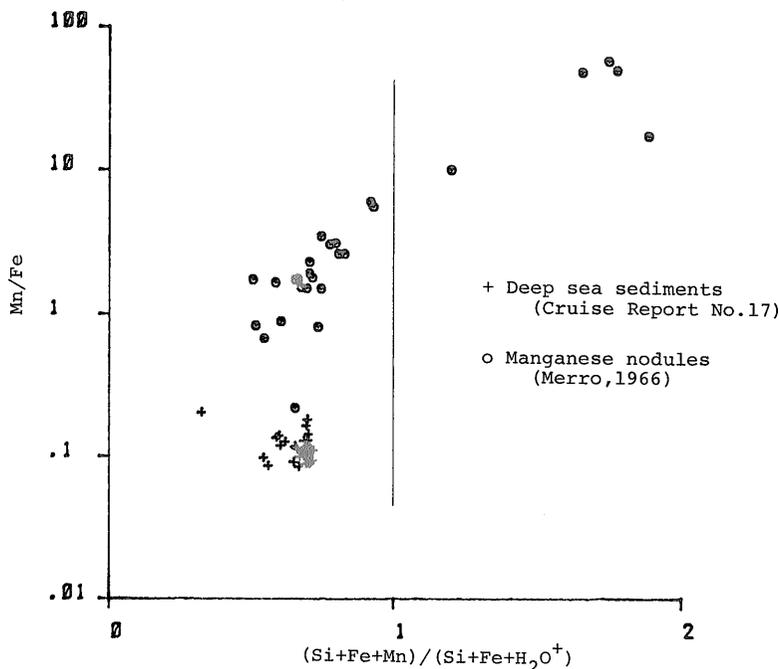
マンガン団塊と堆積物との関係は今迄に多く研究があるが、団塊のマンガンの源を堆積物の pore water に求めているのが一般である。pore water のマンガンの profile は海底堆積物の下部から上部に向けて、深さ約 1 m で最大となりそれより浅く深さ 30 cm 位から表面までは殆んどマンガンを含まない。逆に堆積物中の Mn が急に増加する。すなわち、堆積物の表面、すなわち、海面との interface 近くにマンガンを、どのような形式であるか不明であるが、固定されている。

海底堆積物(表層)の化学成分に関しては、意外にまとまった報告はなく、系統的な研究としては、我が国の地質調査所の Cruise Report があるのみであるといつて良いであろう。他国の報告では表層の data よりも、下部の層の化学成分に注目しているのが現状であろう。

表層堆積物のマンガン成分に関して、重要なことが Cruise Report 17 によって報告された。それは、深海底堆積物の表層では、団塊分布地域であろうとなかろうとは無関係に、又、calcareous sediments であろうと siliceous sediments であろうとは無関係に、 $Mn/(Si+Fe+Mn)$ (原子比) は殆んど一定であるということである。(Cruise Report 17, Fig. XIII-3).

更に注目すべきことは、同じ Cruise Report 17 の data から計算すると、 $(Si+Fe+H_2O^+)$ の三角図では深海底表層堆積物は、 $Si=60\sim 65\%$, $Fe=5\sim 10\%$ (原子比) の領域内におさまり、殆んど一定とみても良いであろう。これは、zeolite sediments, calcareous sediments, siliceous sediments 等すべてにいえることである。以上の堆積物の化学成分の分布は、海水の影響によるものと考えざるを得ない。

深海底表層堆積物の化学成分の中で Si , Fe , Mn , H_2O^+ の 4 成分を考えると、 $Mn/(Si+Fe+Mn)$ 及び $Fe/(Si+Fe+H_2O^+)$ は夫々一定とみなせる故、これらの堆積物の Mn/Fe と $(Si+Fe+Mn)/(Si+Fe+H_2O^+)$ の関係を見出すことが出来る。WEDEPOHI (1980) によると、deep sea clay の Mn/Fe (重量比) = 0.095 であり、原子比に変換するには、1.02 を掛ければ良いので Mn/Fe (原子比) ≈ 0.1 となる。Cruise Report 17 による深海底堆積物



第1図 深海堆積物及びマンガン団塊の Mn/Fe 値と (Si+Fe+Mn)/(Si+Fe+H₂O⁺) 値との関係

の Mn/Fe(原子比)は殆んどが 0.1である。

マンガン団塊も堆積物とみられるので、その Mn/Fe と (Si+Fe+Mn)/(Si+Fe+H₂O⁺)を求める。マンガン団塊の分析値も数多くあるが、上記の目的を達するような分析値は稀であって、現在手許には、28例しかない。(MERO, 1966)。Mn/Fe に対して (Si+Fe+Mn)/(Si+Fe+H₂O⁺)をプロットしたものが第1図である。これを見ると、マンガン団塊の Mn/Fe は、深海底堆積物の或る限られた (Si+Fe+Mn)/(Si+Fe+H₂O⁺) 内で増加するものと (Si+Fe+Mn)/(Si+Fe+H₂O⁺) と共に増加するものと二種類に分類されることがわかる。すなわちマンガン団塊の成因には、少なくとも二種類があり、これらは前者が s 型マンガン団塊、後者が r 型マンガン団塊に相当する。s 型では、堆積物と近縁であり海洋水の影響がつよく、r 型では、むしろ pore water からの影響、すなわちマンガン sol の影響がつよいと解釈される。

KMnO₄ 0.1N の溶液に約 10 g の silicagel (Merck Kiesel gel 60)を混入したビーカーを放置するとマンガンの sol が沈澱し、silicagel の中に layer をなす(永島, 1979)。これを約 5 年実験室にビーカーを密閉して保存していたところ、Raab 等のような、マンガンの aggregates (直径-0.5 mm 以上)を得た。溶液のマンガン含有量は殆んどゼロで、pH は 8 である。これは、擾乱により、silicagel 中のマンガンの sol が水中に舞い上り、降

下して silicagel 上のマンガン sol と aggregate したものであり、silicagel 上には ripple Mark も現われている。水中に舞いあがった sol は水溶液の影響を強くうける。

文 献

MERO, J. (1966) Manganese Nodule. In Encyclopedia of Oceanography, Rh. Fairbridge (Ed.). Dowden, Hutchinson & Ros. Penn. p. 449-454.

MORITANI, T. and NAKAO, S. (eds.) (1981) Cruise Report no. 17. Geol. Survey Japan.

NAGASHIMA, K. (1979) Studies of KMnO₄-SiO₂-H₂O System. 卒業論文. 筑波大学

RAAB, W. J. and MEYLAN, M. A. (1977) Morphology. In Marine Manganese Deposits. G. P. GLASBY (Ed.). Elsevier, New York.

WEDEPOHL, K. H. (1980) Geochemical behavior of manganese. In VARENTSOV, I. M. and GRASSELLY, Gy (eds.). Geology and Geochemistry of Manganese. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. v. 1, p. 335-352.

(筑波大学地球科学系)

マンガン団塊の工学的性質について

半田啓二

公害資源研究所においては、深海底鉱物資源開発に関する研究の一環として、太平洋深海底のマンガン団塊及び堆積土の工学的性質について調査研究を実施している。今回はこれまで得られた調査研究結果のうち、マンガン団塊に関し、その密度、含水量、大きさ及び重さ、破碎性について報告する。

今回の調査研究で用いたマンガン団塊は、白嶺丸による中央太平洋海盆の広域的調査研究航海(昭和49-53年度)、及び南太平洋にまたがる海域のトランセクトに沿っての狭域的調査研究航海(昭和54-58年度)において採取された団塊である。

(1) マンガン団塊の密度

マンガン団塊の湿潤単位体積重量(bulk wet density)は団塊のすべての間隙が水で充満された状態の単位体積当りの重量であり、湿潤重量を全体積で除した値として算出される。198個の試料について測定した結果によると、マンガン団塊の湿潤単位体積密度の平均値は1.99 gf/cm³、その標準偏差は0.04であった。

一方、マンガン団塊の固相部分の単位体積当りの重量(dry grain density)は、固相部分の乾燥重量を乾燥体積で除した値として求められる。29個の試料についての測定例によると、その平均値は3.34 gf/cm³、標準偏差0.18であった。

(2) マンガン団塊の含水量

マンガン団塊の間隙に含まれる水分の量を団塊の含水量という、その量の表わし方として、団塊中の水分重量と団塊の乾燥重量の比(含水比、%)、及び団塊中の水分重量と団塊の湿潤重量の比(含水率、%)の両者がある。932個の試料について行った測定結果によると、含水比の平均値は38.2%(標準偏差3.6)、含水率については27.6%(標準偏差1.9)であった。

マンガン団塊を室温23°Cの研究室内の直接風の当たらない場所に放置し、風乾しながら含水量の変化を4日間にわたって測定した例によると、含水比が約40%から27%に減少し、マンガン団塊の重量は8%減少したという結果が得られている(公害資源研究所, 1984)。

マンガン団塊の間隙の状態を量的に表現する値として、全体積に対する間隙体積の比(間隙率、%)、及び固相の体積に対する間隙体積の比(間隙比)が用いられる。これらについて32試料での測定によると、間隙率につい

ては56.7%、間隙比について1.31であった。

(3) マンガン団塊の大きさ及び重さ

深海カメラやテレビで得られた画像からのマンガン団塊賦存量推定や音響探査法による鉱床評価を行うための基礎資料を得る目的で、マンガン団塊の大きさ及び重さの測定を白嶺丸船上で実施した。

白嶺丸 GH 83-3 調査研究航海で採取された6,259試料の測定結果例(鶴崎ら, 1984)によると、団塊の長径についてその粒径分布は、1-2 cm の粒径に頻度比率の最大値(モード)を有し、平均長径は2.4 cm、標準偏差1.4であった。また、粒径別重さについても併わせて考えると、長径が1 cm以下の団塊の頻度分布は10%以上であるが、その重さは全体の重さの0.3%を占めるに過ぎない。これは画像情報から賦存量推定を行う場合、長径が1 cm以下の団塊については考慮に入れる必要のないことを示唆するものと思われる。

これまでの測定例についての考察から次の結果が得られている。①マンガン団塊の長径と短径、長径と厚さの関係はそれぞれ一次式で表現できる; ②長径と重さの関係は三次式で表現できる; ③長径等の粒径分布はワイブル分布関数にあてはめが可能である。

(4) マンガン団塊の破碎性

マンガン団塊の破碎性を定量的に表わす試みとして、衝突による衝撃力を用いた強度試験法について検討を行った。本法はマンガン団塊と石炭に共通した性質……不均質で破碎しやすく、整形が困難である……に着目し、ソ連の水力採炭研究所で開発された衝撃破碎強度試験法を改良した試験法である(半田ら, 1981)。

本法による試験結果から、表面の特徴が粗である団塊は破碎強度が大きい(こわれにくい)ことを知ることができた。また、湿潤状態のマンガン団塊は乾燥状態の団塊よりもこわれにくいことが定量的に示された。さらに、団塊中の金属品位と破碎強度との関係を考察した結果、ニッケル・銅品位と強度との間には正の相関があることも示された。

文 献

- 半田啓二・宮下行忍・山門憲雄(1981) 採鉱と保安. vol. 26, no. 6, p. 291-300.
 公害資源研究所(1984) 昭和59年度研究成果報告書. p. 28.
 鶴崎克也・山崎哲生(1984) 採鉱と保安. vol. 30, no. 10, p. 524-542.

(公害資源研究所)