

研究航海報告：

中部太平洋ウエイク-タヒチトランセクトに関する海洋地質・地球物理・ マンガン団塊の広域的データ

(GH80-1研究航海, 1980年1月-3月)

水野篤行・中尾征三(編)

要 旨

第 I 部

I. GH80-1 研究航海：航海と成果の概要（水野篤行・中尾征三・上嶋正人・松林 修・奥田義久・小野寺公児・斎藤隆之・鶴崎克也・白井 朗）

本報告は昭和55年1月から3月にかけて行われた白嶺丸 GH80-1研究航海の結果をとりまとめたものであり、第I部では筆者らの船上研究の結果が、第II部ではとくに堆積物・マンガン団塊の室内分析の結果（非乗船研究者によるものを含む）がのべられている。

研究航海の目的：この研究航海は、地質調査所による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」（昭和54年度-58年度計画）の初年度の研究として行われたものである。平行して、公害資源研究所による同特別研究「海底鉱物資源開発技術の研究」の海上研究も行われた。地質調査所による上記特別研究は次の目的をもっている。すなわち、さまざまな地質構造、堆積史、マンガン団塊分布が知られている中部太平洋の南北トランセクトにおいて、マンガン団塊のタイプや諸性質の広域的・局地的変化性を明らかにし、そしてそれらと堆積史、地質・地球物理的構造との関連性の検討を通じて、マンガン団塊の成因を究明することを目的としている。

南北トランセクトは、中部太平洋海山群域、中央太平洋海盆、マゼラン舟状海盆、ノバカントン舟状海盆、マニヒキ海台、ペンリン海盆等を横切るように設定され、便宜上、ウエイク-タヒチトランセクトとよばれている。本航海においては、研究の初年度として、そのなかに設定された2本の長い測線（測線A 17°N, 177°30'E-15°S, 158°30'W; 測線B 17°N, 180°-15°S, 156°W; それぞれ4500 kmの長さ）に沿って、マンガン団塊の広域的分布の特徴と地質学的・堆積学的・地球物理学的要素との関係を明らかにし、また次年度以降の詳細な研究の候補地を選定することを目的とした。

研究航海の経過：白嶺丸は奥村英明船長の指揮のもとに、昭和55年1月12日船橋の白嶺丸基地を出発、途中仏領ポリネシアのタヒチ島パペーテに寄港して（2月6日-13日）、3月11日同基地に帰港した。測線A、Bに関する地質・地球物理学的観測は32日間にわたって行われた。研究航海には地質調査所から6名、公害資源研究所から2名の研究員、金属鉱業事業団から2名（途中交代）の鉱山技術者、諸大学から9名の調査研究補助員（内1名は現在地質調査所職員）が参加した。またCCOP/SOPAC加盟国から2名の研修員（途中交代）が参加した。

調査研究方法：全航海を通じて船位測定にはNNSSを用い、データの修正計算を行ってできる限り位置精度を増すようにした。修正計算された結果の位置の誤差範囲は190 mから740 mであった。

2 測線上で行った観測は次のとおりである：音響測深 (12 kHzPDR)，表層堆積層探査 (3.5 kHz PDR)，反射法地震探査 (エアガン)，屈折法地震探査 (ソノブイ)，重力探査 (船上重力計)，磁気探査 (プロトン磁力計)，熱流量測定 (熱流量計)，堆積物・マンガン団塊採取 (ボックスコア・ピストンコア・フリーフォールグラフ)，海底撮影 (フリーフォールカメラ及びボックスコアにとりつけた単発カメラ)，船上研究室では堆積物，団塊試料の肉眼及び顕微鏡観察，団塊の粒度測定等を行った。

試料採取，海底撮影の測点は2つの測線上で110 kmあるいは190 kmの間隔で設けた。ボックスコアとピストンコア採取は原則としては交互に行った(測線Aの北半部をのぞき)，すべての測点において，カメラつきフリーフォールグラフを2個投入し，補備的試料，海底撮影データを得るようにした。熱流量測定はピストンコアにだかせた熱流量計により，ピストンコア地点でデータを得るようにした。測点の間は地球物理学的な航走観測 (船速10ノット)が行われた。屈折法地震探査は3カ所で行ったが，地殻構造を十分に解析できるデータを得ることができなかった。

海底地形と地形名：本報告では記述の便宜上，第1-2図に示すような地形名称を用いることにする。大部分は慣用されているものにしたがい，一部 (マニヒキ海台) については WINTERER *et al.* (1974) にしたがった。マニヒキ海台域のなかでマニヒキ東部海台の名称は新しくよんだものであり，また広大な中央太平洋海盆は取扱いの便宜上，北部・中部・南部に3分した。第1-4図は筆者らのデータに基づく両測線の地形断面を示したものである。各測点域では，局地的な地形図を作成した。これらは第七章の付図VII-1のなかにおさめられている。

データの総括：測点に関する諸データを付表I-2に総括した。航走観測・停船観測によって得られた諸データの解釈に当たっては，深海掘削 (DSDP)，第7，17，33次航海の結果，その他既存データを参考とした。

地球物理学・地質学的な主なデータ：磁気異常については，両測線上においてマゼラン磁気異常群，フェニックス磁気異常群 (一部) は明瞭に見出された。ノバ-カントン舟状海盆両側では磁気異常の縞模様ははっきりしていない。ペンリン海盆の磁気異常は小さな振幅と波長で特徴づけられ，白亜紀後期の magnetic quiet 帯に海盆が形成されたことが示唆されている (第二章)。フリーエア重力異常は，深海盆域では $-10 \sim -20$ mgal であり，海山では $+50 \sim +100$ mgal に達する (第二章)。地殻熱流量値については信頼できる7点のデータによる限り，両測線では $34.9-69.0 \text{ mWm}^{-2}$ ($0.83-1.65 \text{ HFU}$) の範囲にあり，平均 $53.9 \pm 13.1 \text{ mWm}^{-2}$ ($1.29 \pm 0.31 \text{ HFU}$) である。異常な高あるいは低熱流量値は見出されなかった (第四章)。地殻熱流量の測定とあわせて，海底直上 (7.5 m) から1000m程度上までの海水温 ($T \text{ in situ}$) を測定，そのポテンシャル水温 (T_p) を算出して，とくに現在の底層水の動きの推定を試みた (第IX章)。 $T \text{ in situ}$ の垂直断面には，水深4,500-5150mに極小値を有するもの (5600m以深に普通) とそうでないものとの2タイプが認められる。底層水の T_p 分布から底層水の挙動に関して重要ないくつかの知見が得られた。

エアガンによる反射法音波探査の結果によれば，マニヒキ海台を除く深海盆の大部分で，音響的基盤の上の堆積層は，ユニットI (上位)，ユニットII (下位) に区分される。ユニットIIは層構造をしばしば示す不透明層からなり，大局的には北から南にかけて，0.40秒厚から0.05秒厚へ薄化している。ユニットIIの最上部には多くのところで強い反射層を伴っている。ユニットIは存在するところでは多くの場合，透明層からなる (タイプA)。ほぼ全層が珪質軟泥・珪質粘土からなると思われる。トランセクトの中部域ではもっとも厚く (~ 0.35 秒厚)，主として遠洋性粘土からなると思われる北部域・南部域では極めて薄くなり，時には消失する。例外的に，部分的には，タービダイト起源と思われる細密の反射層からなる (タイプC)。ユニットI/II境界 (始新世中期～漸新世初期) は，中部太平洋海山群や北-中部太平洋海盆域では堆積間隙を示すところがある。この堆積間隙は，従来から知られている始新世中・後期の堆積間隙に相当するものと考えられる。ノバ-カントン舟状海盆，マニヒキ海台に接するところ (一部) では，ユニットI-IIが全層タービダイト構造を示している。

マニヒキ海台の主部は以上と異なる特異な音響層序を示している。ユニット I、II の区分は適用できない。

堆積物に関する主なデータ：表層堆積物に関して、ボックスコア、フリーフォールグラブ試料のデータから、南北にわたり、北から遠洋性粘土帯、移過帯、熱帯域珪質軟泥帯、熱帯域石灰質軟泥帯、遠洋性粘土帯の帯状配列が認められる。ピストンコア（最大 8 m 長）の堆積相、コアに関する微化石（第 X、XI 章）、残留磁気（第 XII 章）の研究結果から、このような帯状配列は、生物生産、水深、火山活動等に支配されて第三紀中期から現在にかけてほぼ同様であったと考えられる。海台、海山周辺域では堆積物の再移動、再堆積を示す堆積構造の発達が見られ、また海台、深海丘域、深海盆地全体を通じて種々の時代に堆積間隙が普遍的に認められた（第 V 章）。表層堆積物の 2μ 以下の粒子の構成粘土鉱物にはとくに目立った地域的分布の特徴は認められない。全体として、モンモリロナイト、イライト、緑泥石、カオリナイトからなる（量的に多い順）、中部太平洋海山群域、ペンリン海盆のコアからは一部でクリノプロクロライトが見出された（第 XIII 章）。

堆積物の主成分化学組成については、CCD を超える深度のコアの 60 cm 未満の部分での CaCO_3 の存在が目目される。また平均して MnO 、 Fe_2O_3 、 P_2O_5 が GH79-1 海域より高く、おそい堆積速度あるいは高い生物生産が反映されている。主成分化学組成からみて、軟泥を除く堆積物粒子の大部分は陸源性であるが、マニヒキ海台では同域のタヒチ型火山活動からもたらされたとみられる成分が含まれている（第 XIV 章）。微量化学成分としては Mn、Fe、Co、Ni、Cu、Zn、Pb が分析された。表層堆積物の岩相と最も調和的に含有量が変動するのは Mn である。これは遠洋性粘土ないし沸石質粘土で一般に $\geq 0.5\%$ と最も高く、とくにペンリン海盆では 2% を超える場合もある。他の元素も同様な傾向を示すが Cu と Zn の分布は若干例外的である。Cu と Zn 以外の元素は Fe と比較的強い相関を示し、これらが少なくとも共通の供給源をもつことを暗示している（第 XV 章）。堆積物中には鉄質球粒が含まれているが、 $400\mu\text{m}$ 以上のものに関しては、Ir/Fe、Au/Fe、Co/Fe は粒径の増大に伴って減少する傾向が認められた（第 XIX 章）。

堆積物の工学的性質（含水比、ペーンせん断強度）は明らかに堆積物型と関連している。同一堆積物型からなるコアでは深さとともに連続的に含水比が減じ、ペーンせん断強度は増大するが、異なる堆積物型やタービダイトが含まれる場合には、それらの垂直的变化は不連続的であり、また複雑な様相となっている。表層堆積物とマンガン団塊との間の粘着力は、平均 $5.8 \pm 1.9 \text{ gr/cm}^2$ （団塊の投影単位面積当り）であった（第 VI 章）。

マンガン団塊に関する主なデータ：マンガン団塊については、ボックスコア、フリーフォールグラブ、ピストンコアによる採取試料、カメラによる海底撮影データにもとずき、次の研究が行われた。とくにタイプの分布と海底での産状（第 VII 章）、X線回折法による鉱物組成（第 XVII 章）、原子吸光分析法による Mn、Fe、Cu、Ni、Co、Pb、Zn の含有率（第 XVI 章）、マイクロジュールの分布（第 XVIII 章）、海底写真による被覆率からの賦存率の算定法（第 VIII 章）。

団塊は、形態（表面状況を含む）、産状、賦存率、化学・鉱物組成、内部構造の上から 3 つのタイプにわけられる。すなわち、中部太平洋海山群域と中央太平洋海盆に分布する s 型(1)、中央太平洋海盆に分布する r 型(2)、ペンリン海盆の s 型(3)である。マニヒキ海台及び周辺の石灰質軟泥には団塊はほとんど含まれていない。(1)、(3)は遠洋性粘土ないし沸石質粘土に存在し、海水に露出していること、平滑な表面をもつこと、賦存率が一般に高く (10 kg/m^2 以上)、Mn/Fe と Cu+Ni が低い（それぞれ平均 1.4-1.3、0.85%）点で共通である。しかし、(3)は大部分が $\delta\text{-MnO}_2$ 相からなる単一内部構造を有するのに対して、(1)は内部が $\delta\text{-MnO}_2$ 相からなり外層が $\delta\text{-MnO}_2 \cdot 10\text{\AA}$ マンガナイト両相からなる 2 重構造を有する相違がある。(2)は珪質軟泥ないし珪質粘土に埋没して産し、ラフな表面、比較的低い賦存率 (10 kg/m^2 以下)、高い Mn/Fe（平均 4.1）、高い Cu+Ni（平均 2.41%）によって特徴づけられている。団塊の形態・産状・化学的性質の相違は、 $\delta\text{-MnO}_2$ 相と 10\AA マンガナイト相の選択的形成・成長によって支配されたものと考えられる。

3 つのタイプは明らかに地域性、堆積物型との関連性を示し、その形成には、第三紀中期 (?)

から更新世・現在にかけての堆積作用、とくに生物性堆積作用、堆積速度、底層流の消長、火山活動などの要因がかかっている。広域的にみると、タイプ(2)は少なくとも鮮新世から更新世-現在にかけて堆積間隙をはさみながらも継続的に珪質粘土、珪質軟泥が堆積したところに形成されており、タイプ(1)と(3)は先更新世あるいは先更新世後期の堆積物が広く海底に露出し、現在ほとんど無堆積と考えられる遠洋性粘土ないし沸石質粘土の分布域に形成されている。タイプの局地的分布変化も一部で予察的に認められた。この問題及びタイプ(1)と(3)の相違の成因については今後の問題である。

II. ウエイク・タヒチ測線での磁力と重力異常 (上嶋正人・奥田義久)

磁力測定はジオメトリクス社製のプロトン全磁力計により、重力測定はラコステ・ロンバーグ社製の船上重力計によって行った。重力計のドリフト状態の中間チェックについては、タヒチ島において陸上重力測定を、白嶺丸の着岸岸壁で行う事によった。

磁力については、St. 1593と1594, St. 1638と1642の間でマゼランリネーション (M11-M9-M11), St. 1599と1601の間ではフェニックスリネーション (M10-M6) がみうけられる。

重力については、海山上で約100ミリガルの正異常、海山のふもとでは約-20ミリガルの負異常がみられる。マニヒキ海台では、フリーエア異常は多少正異常きみではあるがほぼゼロに近い。海台の中央部に水深が深くなるほど(3500→4300m)重力異常が正になる(-20→+20ミリガル)所が存在し、厚い堆積物を思わせる。測線が2本しかなく、今回の測定からは大きな構造をもった異常以外は解析しにくく、さらに細かい調査が必要といえる。

III. 中部太平洋ウエイク-タヒチトランセクトの音波探査記録について (水野篤行・奥田義久)

エアガンによる音波探査を2本の測線(A, B)のほぼ全部について行い、記録を得た。マニヒキ海台を除く深海盆域の大部分では、音響的基盤の上の堆積層はユニットI(上位)とユニットII(下位)に区分される。

ユニットIIは時に層構造を示す不透明層からなり、次のように、大局的には北から南に次第に薄化している：中部太平洋海山群域-0.40~0.25秒、中央太平洋海盆北部・中部-0.25~0.15秒、中央太平洋海盆南部と北トケラウ海盆-0.15~0.10秒、ペンリン海盆-0.05秒。ユニットIIの最上部は多くのところで、チャートまたはチャート質チョークと思われる強い反射層を伴っている。

ユニットIは、存在するところでは、多くの場合、タイプAに属する透明層からなる。0.35秒に達する最も厚いところは深海丘や海山城を除く中部中央太平洋海盆の深海域に典型的にみられる。いっぽう、大体において、トランセクトの北部や南部域ではユニットIは非常に薄化しており、消失しているところも多い。本研究航海によるデータも含めて、既存の堆積物データによると、北部・南部域のユニットIは遠洋性粘土(しばしば沸石質)からなり、中部域では珪質軟泥または珪質粘土からなるものと思われる。マゼラン海膨近くでは、例外的にユニットIは第三紀中期のタービダイト堆積に起因するとみられる。タイプCに属する非常に細かい反射層を含んでいる。

ユニットI/II境界は、多分始新世中期から漸新世初期の間で、トランセクトを通じて時間面と斜交しているものと思われる。この境界は、中部太平洋海山群や北-中部中央太平洋海盆のいくつかの場所でみられるように、ユニットII以後、ユニットI以前の間の海底侵食あるいは構造運動を伴った堆積間隙を示すことがある。

ノパークントン舟状海盆北方隣接域とマニヒキ海台の南方隣接域では、ユニットI, IIの区別をつけることが困難で、全体として、非常に厚い(0.5秒)タービダイト起源を思わせる非常に細密な反射層が上下を通じて発達している。

マニヒキ海台の主部は特異な音響層序を示している。ここでは、最大2.0秒厚に達し、ユニット

I, IIの区分を適用できない。すなわち、多数の反射層を伴う、層構造を示す透明層が白亜紀-第四紀層を代表している。なかでも、多分始新世初期のチャート質チョークの最上部を示すと思われる反射層とマーストリヒチアン-アプチアンの層の最上部と思われる反射層は連続性のよいもので、主海台全域を通じて追跡できる。また、前者はマニヒキ西部海台の南部に多分連続している。東部海台の主部では全層（ユニットI+II）にわたってユニットIのタイプC型の細密な反射層が発達しており、おそらく白亜紀から第四紀にかけての、マニヒキ主海台起源の石灰質タービダイトの堆積を示している。マニヒキ海台域の他域では、音響的層序は南部中央太平洋海盆の一部と同様であり、比較的発達の悪いユニットIとその下位のユニットIIからなる。

太平洋底の新生代堆積間隙はこれまではいくつかの論文において議論されてきた。もっとも顕著なものとしては非常に広範に分布する第三紀-白亜紀間堆積間隙。次いで同様に広く発達する始新世中後期の堆積間隙が知られている。今回得られた音波探査断面においては、前者はおそらくユニットIIの不透明層のなかにかくされている。しかし、後者は先にのべたように、2つの測線の北半球部分に集中的にみられるユニットI/II境界の不連続性によって示されている。新第三紀中後期堆積間隙は北部中央太平洋海盆の東部において記載され、またマンガン団塊の成因との関連で議論されたことがあるが、トランセクト沿いの音波探査記録には明確には示されていない。また、今回の調査によるピストンコアデータは、測線沿いの多数の地点で新第三紀から第四紀にかけてのいろいろな層準に堆積間隙が存在することを明らかにしているが、これらは、同様に記録には示されていない。

各地域の代表的な記録を第III-2~8図に、また全域の記録を付図III-2に示した。

IV. 中部太平洋における海底熱流量概査（松林 修）

A, B両測線上に設けられたピストン採泥点のうち7点にて海底熱流量の信頼性高いデータ取得に成功した。地温勾配の測定は、メモリーIC利用のデジタル記録装置を特徴とする高精度温度差計を新たに導入して採泥の際に同時に測定する方法で行った。熱伝導率は、含水状態を保持しつつ室温と熱的平衡に達するまで放置したコア試料について、箱型プローブ法にて測定した。得られた熱流量値は最高69.0から最低34.9 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ の範囲であり、異常に高い値は観測されなかった。堆積・地形の環境因子（SCLATER *et al.*, 1976）による測定地点の区分別に見ると、Aランクの3地点では平均65.7 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ であるのに対し、B及びCランクの4地点では有意に低い。この結果から、広域を代表する熱流量値としてAランク地点の値を用いるべきことが示された。

V. 広域的堆積学データ：中部太平洋ウエイク-タヒトランセクト（GH80-1 研究航海）（中尾 征三・水野篤行）

ウエイク-タヒトランセクトの測線A, B上で29本のボックスコア（最大40 cm長）、60のフリーフオールグラブ採泥管試料、22本のピストンコア（最大8 m長）を採取し、堆積物の研究を行った。組成研究のために合計350枚のスミアスライドを作成。顕微鏡観察を行い、また補備的に堆積物の砂粒サイズ構成物（主として生物起源）の分析を行った。堆積物の分類・命名はスミアスライド検鏡結果にもとずき、第V-1表の体系を適用した。ピストンコアの時代、堆積間隙の存在については、高柳・他（第X章）、氏家・三嶋（第XI章）、上嶋（第XII章）の微古生物学的研究、古地磁気学的研究の結果にほぼ全面的にしたがった。

ボックスコア・フリーフオールグラブ試料の研究結果によると、表層堆積物に関して次のような堆積区の南北帯状配列が認められる。①遠洋性粘土帯（中部太平洋海山群域—以下 MPM 域と略記、遠洋性粘土と沸石質粘土）、②移過帯（中央太平洋海盆—以下 CPB と略記、北部、最表層珪質粘土ないし珪質質粘土、下位に遠洋性粘土）、③熱帯域珪質軟泥帯（主として北半球部分）、④熱

帯域石灰質軟泥帯（南半球部分）、⑥遠洋性粘土帯（ペンリン海盆）（以上北から南へ）、②と③の間にはせまい移過帯が認められる。このような堆積物の分布様式は第三紀から第四紀における熱帯海域での生物生産、水深、火山活動等によって支配されて形成されたものと考えられる。この研究結果により、既存の RAWSON・RYAN（1978）による中部太平洋の広域堆積図の一部について改訂を要することが明らかにされた。

ピストンコアは大部分、厚い始新世（？）-第四紀堆積物の最上部（最大約8m）に相当する。堆積物がうすいMPM域やCPBの深海丘域では堆積層全体あるいはその上半部のコアが得られた。ピストンコアのデータからみると、表層堆積物に関する堆積区区分は時代をさかのぼっても大体適用できるようである。いくつかのピストンコアでは岩相の垂直変化が認められる。“移化帯”においては最表層の珪質相の下位に遠洋性粘土が存在し、またCPBの一部（珪質軟泥帯に属する）では最上部が石灰質相となっている。いっぽう、マニヒキ海台及び周辺の一部（全体として上下を通じて石灰質相）では最上部で石灰質微化石の量が減じている。これらの大部分についてはとくに第四紀における珪質/石灰質プランクトンの消長によって説明されるであろう。コア中には、とくにマニヒキ海台周辺域について再移動や再分布を示す堆積構造が発達している。同様な堆積構造はMPM域においても認められる。一般に、とくに海山周辺ではエアガン記録によれば同様な堆積構造の発達が認められる。

深海底堆積間隙は非常に広範に認められる。微化石からあるいは古地磁学的に地質時代が明らかにされたコアについては、鮮新世末から第四紀にかけての一定の速度による連続的堆積はCPBの一部にみられるだけであってむしろ一般的ではない。推定される堆積間隙はさまざまな時代に存在する。すなわち、中新世中-後期・鮮新世間、鮮新世末から中新世初期の間、中新世中期・第四紀間、鮮新世・第四紀間、第四紀内、等である。深海丘域のみならず深海盆の堆積物中にも存在する。第四紀全体、あるいは更新世後期-完新世堆積物が異常に薄いところも少なからず認められる。これらは、それぞれの時代における強い底層流による侵食あるいは生物生産性の消長とも密接に結びついた無堆積の結果生じたもの、と説明されるであろう。

マンガン団塊の成因に関連しては、P173のなかの堆積間隙の直上にs型団塊が含まれること、P176のなかの堆積物の生物学的還元作用とマンガン酸化物の再沈殿の例が認められることが指摘できる。マンガン団塊のタイプの広域的分布は白井朗（第七章）によって述べられているように、表層堆積物の型（したがって多くの場合にそれ以下の堆積物の型にも）に密接に関連している。したがって、マンガン団塊のタイプの広域的分布は、地質時代・現在を通じての堆積速度、底層流の作用、生物作用、火山作用と関連して形成されたものと考えられる。タイプの局地的変化性についてはCPB域の深海丘域で、MIZUNO（1981）が明らかにしたような、第四紀における堆積速度との関連性が存在することが認められた。

VI. 深海底堆積物の土質工学的性質（鶴崎克也・斎藤隆之）

深海底堆積物の土質工学的性質として、27測点のボックスコア試料及び18測点のピストンコア試料について、試料採取直後に、船上において、ベーンせん断強度（不攪乱及び繰り返し状態における）及び含水比を測定した。

また、乱れの少ない9測点のボックスコア表面の57個のマンガン団塊について、マンガン団塊と堆積物との間の粘着力を測定した。測定方法は、GH79-1研究航海と同様である。

本報告では、船上測定の結果及び簡単なとりまとめについて述べる。

第VI-1図に、各測点のボックスコア試料のベーンせん断強度及び含水比と試料深度との関係を示した。また、第VI-1表及び第VI-2図は、それらの測定結果を、海底地形の特徴によって分類された海域別（中部太平洋海山域、中央太平洋海盆、マニヒキ海台、ペンリン海盆）に整理したものである。これらの図・表によれば、海域ごとに堆積物の工学的性質に差異があることが明らかである。

とくに、表層部分は構成する堆積物の種類の違いを反映して明瞭な差異がみられる。すなわち、珪質遠洋性粘土、珪質石灰質粘土である中央太平洋海盆海域の含水比が最も高く、次いで沸石質遠洋性粘土であるペンリン海盆海域、沸石質粘土である中部太平洋海山海域、石灰質粘土であるマニヒキ海台海域の順に低くなっている。ペーンセン断強度は逆の傾向を示している。しかし、試料深度が増大したところでは、構成堆積物の種類が変わり、海域ごとの傾向は一概には言えない。とくにマニヒキ海台海域については、第VI-2図にみられるように下層の変化が大きいようである。

第VI-3図に、各測点のピストンコア試料のペーンセン断強度及び含水比と試料深度との関係を示した。図中の破線は堆積層の不連続面を示している。

試料の全長にわたって、均一な種類の堆積物で構成されている場合には、測点1642のP178試料の測定結果にみられるように、試料深度の増大に伴って、含水比は単調に減少し、ペーンセン断強度は増大する。しかし、このように試料の全長にわたって、均一な堆積物で構成されている場合はまれであり、ほとんどの試料が、その中に不連続面を含んでおり、土質工学的性質も、それを反映して不連続な変化をみせている。例えば、測点1626のP169試料は全長5.5mのうち、肉眼的にも数層におよぶ顕著な深海底乱泥流の跡がみられ、工学的な性質も各層に対応して複雑に変化している。

マンガン団塊と深海底堆積物との間の粘着力は、団塊の投影単位面積当たり、 $5.8 \pm 1.9 \text{ g/cm}^2$ であった。

以上は、船上で得られた結果に基づいて、簡単に整理したものであるが、今後、堆積物の種類、海底地形、陸上で他の要素の工学的性質に関する研究結果等とあわせて、深海底堆積物の土質工学的性質について、さらに詳細な検討が必要である。

VII. マンガン団塊の広域的变化：ウエイク-タヒチ測線（白井 朗）

中央太平洋海山群から中央太平洋海盆、マニヒキ海台、ペンリン海盆に至る測線上の59測点で採泥が行われ、51点でマンガン団塊が採取された。GH76-1, 77-1海域の典型であるs型とr型団塊は中央太平洋海盆のほぼ全域に分布することが判明した。両型は、地形の複雑なマゼラン、ノバカントン両トラフ周辺を除き、一般に排他的に分布しており大地形区とはほぼ対応する。r型は珪質堆積物の分布と一致して中-南部中央太平洋海盆に広く分布する。最高賦存量は $2-3^\circ\text{N}$ の測点で認められた。この測点はクラリオン・クリパートン断裂帯の西方延長に位置するが東太平洋マンガン団塊濃集帯との成因的共通性は不明である。一方s型は中央太平洋海山群から北部中央太平洋海盆に分布し、深海粘土又は沸石質粘土を伴う。内部には古い団塊のかけらが核として存在し外縁を数mmの薄層がとりまくという顕著な2重構造をしている。この2重構造は東太平洋にも報告されており、成長史の広域的共通性を示している。以上のs, r型団塊の表層堆積物上に露出(s)、埋没(r)する特徴的産状は、深海カメラとボックスコアの観察により再確認されたが若干の例外もある。

厚い石灰質堆積物の発達するマニヒキ海台には団塊はほとんどない。沸石質粘土の卓越するペンリン海盆には表面の平滑な団塊が高賦存量で存在する。茶褐色の表面と単純な内部構造が特徴であり、外観的には従来のs型と若干異なる。むしろs型内部の古い団塊と共通する特徴が多い。両者は堆積物や核として沸石質物質を多量に伴うので先第四紀の海底火山活動と何らかの関連があるかもしれない。

上述のようにマンガン団塊の諸性質の広域的变化の大地形との対応は、過去又は現世の地質学的条件とマンガン団塊の成長とが密接に関連することを示している。さらに具体的な関係を明らかにするには堆積物の層序や地質構造とマンガン団塊の諸性質の局地的変化との関連を解明する必要がある。

VIII. ウェイク-タヒチトランセクトのマンガン団塊：海底被覆率と賦存率との関係について (斎藤隆之・鶴崎克也)

緒言：深海底写真より、マンガンノジュールの賦存量を推定するための基礎データとして、ノジュールの大きさと重さとの間の関係を定量的に求めること、及び採取機器の着底衝撃力の大きさを求めることを目的として研究を行った。実施した事項は次のとおりである。：①採取したノジュールのサイズ分け、計量及び、ノジュールの賦存量の算出、②各々のノジュールの長軸、短軸、厚さ、重量の測定、③単発カメラを用いた深海底写真撮影及び、写真からのノジュール被覆率の算定、④フリーフォールグラブサンプラーの着底衝撃力測定。

手順及び装置：シングルスペードコアラー、ダブルスペードコアラー、フリーフォールグラブサンプラーで採取されたノジュールはあらかじめ決められたサイズごとにクラス分けされ、各サイズごとに総重量が計量される。

何点かの測点では、個々のノジュールの大きさをノギスを用いて、また重さを船上天びんを用いて測定した。

単発カメラは、16 mm のスチールカメラ、フラッシュ、電池、トリガーからなり、長さ約23 cm、直径 9 cm の円筒圧力容器に収められている。これをフリーフォールグラブ中に取り付ける。フリーフォールグラブが着底するときの衝撃力の大きさは、プイに使用している 2 つ割りでできるガラス球内に小型機械式加速度計を装着して、測定した。第Ⅷ-1図に本加速度計を示す。

結果：GH79、GH80航海で採取した全ノジュールの厚さと長軸との比の頻度分布を第Ⅷ-2図、s タイプ、r タイプ別の頻度分布を第Ⅷ-3図、第Ⅷ-4図に示す。

第Ⅷ-5～7図は、長軸の頻度分布を示す。

長軸と厚さとの関係を両対数グラフ上に図示した代表例を第Ⅷ-8～11図に示す。全データより次式が得られた。

$$(\text{厚さ}) = 0.76 (\text{長軸})^{0.82} \quad \dots\dots(1)$$

第Ⅷ-12図、13図は短軸と長軸との関係を両対数グラフ上に図示したもので全データより次式を得た。

$$(\text{短軸}) = 0.88 (\text{長軸})^{0.91} \quad \dots\dots(2)$$

Ⅷ-14図～17図は長軸と重量との関係を両対数グラフ上に図示したもので、次式のようなべき剰式により関係を表わすことができた。

$$(\text{重量}) = 0.65 (\text{長軸})^{2.70} \quad \dots\dots(3)$$

深海底写真から、(3)式を用いて、算出したノジュール賦存量と、採取したノジュール量から算出した賦存量とは良い一致をみた。代表例を第Ⅷ-1表に示す。

フリーフォールグラブサンプラーの衝撃力の測定結果を第Ⅷ-2表に示すが、底質による衝撃力との関係を明確にするにはいたらなかった。今後とも研究を進める必要があると思われる。

IX. 中部太平洋における底層水のポテンシャル温度及び垂直温度プロファイル (松林 修・水野篤行)

海底熱流量測定を試みた際得られた海底上 7.5 m での水温及び海底から約 1000 m 上方までの垂直水温プロファイルを整理して、調査域全体にわたる広域的な底層水の動きを推定した。太平洋中央海盆のノバカントトラフより北の部分では、ポテンシャル水温の上昇傾向から非常にゆっくりした北向きの流れが考えられ、同海域は一般に r タイプのマンガンノジュールが広く分布する地域と一致することから、微速度の底層流と r タイプのノジュール生成との関係が示唆される。ノバカントトラフの南にある低い海嶺によって、サモアンパッセージから流入した AABW 起源の

冷水は主として東方向きを変え、ペンリン海盆へ向かっている。この結果は、アイツキパッセージを通過して低温の底層海水が直接ペンリン海盆へ流入するとする Wong (1972) らの仮説に対する反証となる。以上の結果は LONSDALE and SMITH (1980) にまとめられている底層ポテンシャル水温分布とよく一致している。

他方、マニヒキ海台の上及び縁辺部の底層水の垂直温度プロファイルからは、底層水が上方から高温の水の混合を受けていることが読みとられ、上述の深海盆とは底層水の性質として明らかな相違となっている。

第 II 部

X. ウエイク-タヒチ間のピストン・コア堆積物の微古生物学的検討 (高柳洋吉・酒井豊三郎・尾田太良・長谷川四郎)

GH80-1 航海において、ウエイク島東方からタヒチ島西方にかけて設定された中部太平洋域のトランセクトの22測点でピストンコアリングが行われた。この結果得られたピストン及びパイロットコアからの179試料について、放散虫及び有孔虫(浮遊性・底生)の分析を行った。

表層堆積物中の有孔虫殻の保存状態と浮遊性有孔虫の含有量:各測点におけるパイロット・コアないしピストン・コアの最上部に含まれる有孔虫総数と浮遊性有孔虫数の比(P/T比)、浮遊性有孔虫殻の保存状態及び水深の関係を図にまとめた(第X-2図)。保存状態が良好とすべきものは無いものの、4710m以浅では中程度であり、4810m以深になると不良になる。さらに5080m以深では、もはや1例外を残して石灰質殻の有孔虫は存在しない。一方、P/T比は4710m以浅では96%以上の高率であるが、それ以深で急減し4810mで80%以下となり、5100m以深ではほとんど産出しない。このような状態は従来の調査結果と調和的であり、リソクライン(lysocline)の深度は3900m以浅、CCDは5100m付近と推定される。

放散虫の化石層序:化石帯区分及びそれに基づく時代論は、基本的には RIEDEL and SANFILIPPO (1978) に従ったが、一部 NIGRINI (1971) 及び RIEDEL and SANFILIPPO (1970) を採用した。一般に、放散虫化石の再堆積はひんぱんに認められ、始新世ないし中新世の種が鮮新世以降の群集中に混入している。極端な場合では群集中の90%以上が誘導化石により占められるが、これらは自生群集の個体と比べ、腐食を受けておりかつ断片化しているので、識別が容易である。各コアについて、化石の保存状態と産出状況を検討しつつ、誘導化石を排除し、化石層序の把握に努めて年代を決定した。

浮遊性有孔虫の化石層序:化石帯区分とそれに基づく時代論は、Blow (1969) 及びその修正(BERGREN and VAN COUVERING, 1974) によった。さらに太平洋域における鮮新世-更新世の浮遊性有孔虫の出現・消滅層準と古地磁気層序などの関係については、HAYS *et al.* (1969), SAITO *et al.* (1975), TAKAYANAGI *et al.* (1979) 等の研究結果と対照した。一般に浮遊性有孔虫化石は放散虫化石に比べて少なく、保存状態も良くない。また、溶解作用により殻の薄い種が溶脱し、元来の種組成を留めていない場合も少なくない。以上のような難点はあるが、特徴種の出現層準及び種の組合せに重点を置いて、化石層序を明らかにし、年代を決定した。

底生有孔虫群の分布:15測点のコアより得た63試料から底生有孔虫化石の産出を見た。これらの定量的分析を行い、85属、262タクサの分布を明らかにした(第X-4表)。これらのうちから比較的産する70タクサを選んで、それらの分布に基づき100個体以上産出した試料について、クラスタ分析を行った。その結果、試料はA-Eの5群に区分される(第X-4図)。これらは層位的分布上3群集にまとめられる。すなわちD群は各コアの上部ないし最上部を占め、E群は下部に出現するのに対し、A-C群は両者の中間的層準に位置して層位的には区別できない。A・B・C3群の相違は2種の *Brizalina* の卓越(ないし欠如)によって生じている。先に明らかにされた浮遊性微化石層序に照らし、底生有孔虫群は後期漸新世-初期中新世 *Globocassidulina caudriae*-*Stilostomella stachei*

群集, 鮮新世-初期更新世 *Favocassidulina favus-Globocassidulina crassa* 群集, 及び後期更新世-完新世 *Eilohedra levicula-Atabamina bradyi* 群集からなることが判明した。

堆積間隙について：微化石層序の検討及び群集解析の結果, 多くのピストン・コア中に堆積間隙 (hiatus) の存在が確認された。これらの空間的広がり, GH80-1 航海のトランセクトのみでは評価できないが, 深海底堆積物の構造ないし構造発達史を明らかにする上で今後の追究が必要である。

海底地形と微化石の賦存状況について：地形的に見ると, 浮遊性有孔虫の化石層序を良く究明できた測点は, いずれも4710m以浅の今回のピストン・コア採取点中の高処にのみ集中している。このような測点では, 表層堆積物のみならず, 下位の古い堆積物でも石灰質微化石の保存が比較的良好であることに注目すべきである。

XI. マニヒキ海台より得たコア, 特に P 164 の浮遊性有孔虫層序と層序間隙 (氏家 宏・三嶋 昭二)

マニヒキ海台より得られた5本のピストン・コアは石灰質であって浮遊性有孔虫を含むが, それらの予察的検討の結果, P 162は第四系上部のみを代表し, P 163は正確な同定が難しいほど小型の標本よりなり, P 168は上部漸新統が直接上部第四系に接する不完全な記録を有し, P 169は一種のタービダイトであることがわかった。

同化石層序の詳細な研究のためには, 結局 P 164のみが適当であった。同コアの28サンプリング・レベルよりそれぞれ200個体以上の有孔虫を検出し, 合計 7437 個体を同定したところ, 99タクサが認められた (第 XI-1表)。そのうち, 層位的に重要な37タクサの定量的レンジ・チャートを求めると (第 XI-2図), 212 cm 以上は明らかに, Blow (1969) の化石帯で N. 23, つまり上部第四系に相当することが判明した。また, 以下の約2/3は N. 19の前半, つまり下部鮮新統に属する。すなわち, 両者側に後期鮮新世より前期更新世にいたる300万年間以上の, 堆積間隙があることとなった。これは, 上位の有孔虫軟泥と下位のナンノ化石軟泥という岩相上の差異にも認められるだけでなく, 古磁気層序上の結果とも合致する。N. 23 相当部はブリュヌ正磁極期に, 下部 N. 19相当部はギルバート逆磁極期前半に対比される。また後者中に認められる明瞭な2回の正磁極事件は C₁ と C₂ に対応することとなる。

上記堆積間隙の成因については, 憶測の域を脱しないが, 少なくとも炭酸塩補償深度の急激な上昇による溶解は考え難い。その場合は, 当然広汎にその影響が現われるべきであるが, P 164 の採取地点より西北西へ約100 km の所で掘られた深海掘削計画317地点でさえも, 本間隙に相当するギャップは認められていない。P 164の1615地点がマニヒキ海台縁近くに位置すること, また殻の丈夫な6種類の, 第四紀以前に絶滅したはずの浮遊性有孔虫が212 cm より数10 cm の間に産出していて, 明らかに掃流による下位層からの洗い出しを示唆することなどから, 本海台西縁に接するサモア海盆・サモア水路を流れる Western Boundary Undercurrent の一支流による削剝が重要な原因の一つと考えられる。

なお, この堆積中断の期間には, 炭酸塩補償深度が約 400m 降下したといわれている。間隙の下位が, 溶解に対して強いナンノ化石軟泥よりなるのに対し, 上位が溶解しやすい有孔虫軟泥よりできている理由であるかもしれない。

他に, いくつかの重要な浮遊性有孔虫種の生存期間に関しても, 改訂すべき新知見が求められた。

XII. ウエイク-タヒチトランセクトで得られたピストンコアの残留磁気 (上嶋正人)

GH 80-1研究航海で, 2本の長い測線から得られた22本のコアのうちみだれのある2本の試料をのぞいて, 20本に対して, 磁性測定用の試料採取を行った。総長で約130mの試料に対し, 8 cmに

1個の割で50 Oe で消磁したものを測定した。途中で帯磁方向の反転が生じた場合はその間も測定した。測定には新しく導入された SCT 社の超伝導型磁力計を用いた。20本のコアを測定した結果、13本のコアに対して安定な磁化と明瞭な帯磁方向のパターンが得られた。高柳ら（クルーズレポート第X章）によって求められた微化石年代と対比させて7本のコアで堆積速度曲線が決定された。海域別に見ると中央太平洋海盆ではP 159, P 160, P 172, P 173, P 174, P 175でコアの年代が求まっており、P 161をのぞき、コアの中に堆積の不連続のみられるものが多い。P 159ではほぼ全体が約4 Ma 前、P 174では12.7-15 Ma 前になる。ノバ-カントントラフとマニヒキ海台の間では年代の同定の困難なコアが多い。P 161では上部と下部で堆積物相が極端にちがっている。P 171でも化石年代と磁化パターンとが一致しない。マニヒキ海台ではP 164が1本だけ年代決定された。2 mより下は約4 Ma 前、その上部は新しいものと思われる。最南部のペンリン海盆では測定結果の良好なものはP 165だけであるが、上部が3 Ma前のガウス期のパターンに似ており、最上部は数十 cm にわたって逆帯磁している。第四紀を通じて堆積がなかったか、強い底層流の影響によって、侵食された結果であるかのどちらかである。海域内で同じパターンを示す現象は、P 172, P 173, P 175の最上部が約50万年前できれている可能性がある以外にはみられない。

XIII. 中部太平洋の堆積物コアの粘土鉱物組成について（青木三郎）

22地点のピストン及びボックスコアの表層堆積物試料と北部・中部・南部で採取された3本のピストン柱状堆積物試料について、X線回折法で粘土鉱物組成を調べた。

表層堆積物試料中、3地点の石灰質軟泥には粘土鉱物は認められなかった。残り19地点の粘土鉱物組成では、モンモリロナイトがもっとも卓越し次いでイライト・クロライト・カオリナイトの順に含有量が減少している。モンモリロナイトは珪質堆積物中にもっとも多く含まれる傾向が認められるも、他の堆積物においても卓越していることが認められた。表層試料における粘土鉱物の地域的分布特性は認められない。

表層試料中で卓越するモンモリロナイトは柱状試料中でも優勢となっている。北部海域で採取されたP 179は上層から下層へとモンモリロナイトの顕著な増加傾向が認められ、これとクリノプチロライトの出現が調和的である。中央部で採取されたP 160はモンモリロナイトの卓越さではP 179と一致しているが垂直的变化は顕著でなく、下部への増加傾向も認められない。またクリノプチロライトも出現しない。南部で採取されたP 165は興味のある結果が得られた。上部層は4種の粘土鉱物組成を示すが、230 cm あたりからほぼモンモリロナイト相だけのパターンとなり、またクリノプチロライトが出現するようになる。最下部層にはクリノプチロライトは出現しなくなりモンモリロナイト相だけとなる。このモンモリロナイトは北東及び南東太平洋で著者らによって発見された鉄モンモリロナイトの特性を示している。

XIV. Wake-Tahiti の中央太平洋航海測線 (GH80-1) における堆積物の主成分化学組成（杉崎隆一・木下 貴）

GH 80-1航海で、中央太平洋の Wake から Tahiti に至る、長さ2000 km に及ぶ測線上で得られた127個の堆積物を化学分析した。この測線は便宜上、Nova-Canton Trough により2つに分れ、その北西側は中央太平洋海盆を、南東側は Manihiki Plateau を横切っている。これらの試料は主に蛍光X線分光法により分析された。これらのデータから以下のことが推論される。

(1) 若干のコア中の試料は、水深が5000 m を越えて炭酸カルシウム補償深度以深のものであるにもかかわらず、CaCO₃ を含む。これらは何れもコアの最上部から60 cm 以内の試料に限られる。同じコア内でも、それ以深のものはCaCO₃ を含まない。この海域での生物活動度が大きく、CaCO₃ の沈積が激しく行われており、コア上部ではCaCO₃ が沈積後間もないため、溶解

せずに残ったものであろう。

(2) 本海域の試料は同じ深海底堆積物である GH 79-1 海域のものよりも MnO 、 Fe_2O_3 及び P_2O_5 を多く含む。 MnO 、 Fe_2O_3 が多いことは本海域での堆積速度が小さいため、 P_2O_5 が多いことは生物活動速度の高いことに帰せられよう。

(3) Nova Canton Trough より北西側から得られた試料は、特に SiO_2 含有量が多く、 SiO_2 は Al_2O_3 とよく相関し、 $SiO_2 = 97.51 - 2.15 Al_2O_3$ という関係式に従って変動する。これは純粋なシリカの沈積を示しており、試料中に珪質生物遺骸を多く含むことと共に、珪質生物の活動度が高いことを物語っている。特に各コアでは深度と共に SiO_2 が増加し、500m 以深の SiO_2 は 85-90% に達していて、チャートの生成を暗示している。

(4) (3)の試料内では (GH 79-1 海域で見出されたことと同様)、 $Ca : P$ が 5 : 3 の分子比を以て沈積していて、リン酸カルシウムの沈積が暗示される。しかし、Nova Canton Trough より南東側ではそのような関係は見出されず、後述するように特殊なアルカリ岩からの寄与が考えられる。

(5) $MgO-Al_2O_3-K_2O$ 三角図でみると、大部分の堆積物は陸上の玄武岩と花崗岩の平均値の間の性格を有し、これらの堆積物は主に陸源性のものであることが推論される。しかし、Nova-Canton Trough より南東側、特に Manihiki Plateau 上で得られた試料は若干異なっている。この Plateau はたぶん、ホットスポットにより生じた海洋島の一つであろうから、これに近い Tahiti 島の火山岩と比較できよう。Tahiti 島の特殊なアルカリ岩である tahitite, aphyric tahitite ならびに trachyte の成分点と、Manihiki Plateau で得られた堆積物のそれとの三角図上での分布域は類似しており、両者の関係を暗示している。

同様なことは CaO 、 P_2O_5 、 Al_2O_3 三角図上でも成立している。Manihiki Plateau 上の堆積物は P_2O_5 が多い方へ偏移しており、(4)でのべたリン酸カルシウムの沈積の他にも P_2O_5 が増加していることを示している。これは、上記 tahitite 等が P_2O_5 に富む岩石であり、これからの寄与を裏付けるものである。

XV. 中部太平洋、ウエイク-タヒチトランセクトの表層堆積物の微量化学組成 (三田直樹・中尾征三・加藤甲壬)

中部太平洋、ウエイク-タヒチトランセクトの調査航海 GH 80-1 で採取した堆積物試料について、微量元素の含有量を測定した。試料は表層堆積物 24 とコア分割試料 91 個の合計 115 個であり、コア分割試料は海底面から数 m の深さにわたっている。定量した微量元素は Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn 及び Pb の 7 元素である。本報では試料全体における各成分の濃度の主な特徴と水平分布ならびに各元素間の関係について述べる。堆積相や海底面下の深さ等に関する微量元素の挙動の詳細な検討は別途行う予定である。

風乾後、微粉碎した試料について、湿分 ($-H_2O$) の定量と微量元素の定量を行った。微量元素の定量は、試料をふっ化水素酸-硝酸-過塩素酸で加熱分解して乾固した後、塩酸溶液として原子吸光法で行った。微量元素の定量値は湿分の値から 110°C 乾燥試料中の値に換算して評価を行った。

各成分の含有量と水平分布の特徴

各成分の含有量についてヒストグラムを作成し、これに含有量の平均値と標準偏差を用いて描いた正規分布曲線と比較すると次のことがわかる。

Cu 及び Zn の含有量の分布は正規分布曲線とほとんど一致した形をしている。これに対して Mn, Co, Ni 及び Pb の含有量の分布は正規分布曲線と比較して左側に歪んだ形をしており、特に Ni はその傾向が強い。また、Fe と $-H_2O$ の含有量の分布は正規分布曲線と比較して右側に歪んだ形をしている。これらの分布の歪みは堆積物全体における微量元素の存在が若干不均一であることを意味しており、堆積物の分類に基づいた検討が必要である。

主に表層堆積物について微量元素の水平分布を概観すると次のことがいえる。

Mn は海底表面とその付近の堆積相の変化に伴ってその含有量が変化している最も典型的な元素である。遠洋性粘土あるいはゼオライト質堆積物中に高い値 ($\geq 0.5\%$ Mn) を示すが、石灰質軟泥中では低い値 ($\leq 0.1\%$) を示し、また珪酸質堆積物では中間値 (0.1-0.5%) を示すことが概して言える。また Penrhyn 海盆ではゼオライト質粘土や遠洋性粘土中に 2% 以上 (St. 1618 A, B 16 で 2.22%) を含む異常に高い値を示すことが注目される。他の元素についても、Cu と Pb の場合を除いては Mn と類似の傾向が大なり小なりある。Cu については、北部の遠洋性粘土とゼオライト質堆積物中及び珪酸質堆積物中の値の間に差異がない。Pb については、かなり高い値 (最大ではなく、40-60 ppm) が北部の遠洋性粘土やゼオライト質堆積物中には見られないが、石灰質あるいは珪酸-石灰質堆積物中には見られる。

元素間の関係

湿分と他成分の間には相関性がほとんどない。Zn と他元素の間にはあまり相関性がない。Mn は Fe, Co, Ni, 及び Pb との間で、強い相関関係 (相関係数 $r \geq 0.7$) がある。Mn, Fe, Co, 及び Pb の間には相互に強い相関関係 ($r \geq 0.7$) がある。Ni は Mn と Co の間で強い相関関係がある。Cu は Mn と Ni の間で中程度の相関関係 ($0.5 \leq r < 0.7$) がある。

Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn 及び Pb のような金属元素は堆積物中に様々な状態で存在すると考えられる。深海の堆積物を構成する粒子は陸源、火山起源、生物起源及び化学起源のもの、更にはそれらから変質した続成起源のものに分類することができる。続成起源及び化学起源の粒子 (マンガンマイクロジュール) として存在する Mn の大部分 (約90%) は塩酸ヒドロキシルアミン・酢酸溶液によって容易に溶解、抽出されることが中尾らによって知られている。また、深海の堆積物においては全 Fe の約20%と全 Cu の約50%だけが同溶液に抽出され得ることも彼らによって知られている。換言すれば、全 Fe の80%は同溶液によって破壊されないでいる鉱物の結晶構造中にあると言える。従って、異なる因子が Mn と特に Fe の濃度を支配していると思われる。しかし、この結果は Fe を含めてそれらの元素の間になりに密接な関係があることを示しており、堆積物中のそれらの分布を支配しているいくつかの共通の因子が存在することを示唆している。Fe-モンモリロナイトの存在が関係の解釈の一つになるかも知れないが、この問題を解決するためには一層の研究が必要である。

XVI. マンガン団塊の化学組成の広域的变化：ウエイク-タヒチ測線 (臼井 朗・望月常一)

マンガン団塊の化学組成には有意な地域的差違があると一般に言われているが、団塊タイプ・鉱物組成・地質との関連についての報告は少ない。本稿では標記測線上の各測点代表試料の化学分析値をもとに金属含有量、その比、元素間の相関関係と団塊タイプの広域的变化の関連を中心に報告した。

団塊表面の特徴にもとづくタイプ分類の結果 (第 VII 章) s 型は中部太平洋海山群域・北部中央太平洋海盆・マニヒキ海台周縁・ペンリン海盆に、また r 型は中～南部中央太平洋海盆にかなり連続性をもって分布する。団塊の化学組成にも明らかな広域的变化が認められ、特に Ni, Cu, Zn, Fe の含有量において顕著である。この広域的变化は上述の団塊タイプとの対応関係がより強いことが確認された。すなわち、中央太平洋海盆に卓越する r 型では Mn, Ni, Cu, Zn が多く Fe, Pb, Co が少なく、一方全域を通じて s 型ではその反対の傾向がある。また中部太平洋海山群域・北部中央太平洋海盆・ペンリン海盆に産する s 型団塊の化学組成はペンリン海盆産団塊で若干 Fe が多いことを除くと互いに極めて類似した化学組成を持つことが判明した。

団塊タイプによる化学組成の違いは団塊を構成する 2 種のマンガン鉱物の量比によるという従来の考えは本測線が横切る広い海域にも適用されることが確認された (第 XVII 章参照)。鉱物の量比は団塊の金属含有量比とよく対応し、Mn/Fe, (Cu+Ni+Zn)/Mn 比は鉱物組成・団塊タイプと調和的に変化する。

含有量比のうち Cu/Ni は r 型に近いほど高くなる傾向も見い出されたがその理由をよくわかっていない。

金属含有量における相関関係は全試料を含めた場合従来の傾向に一致し、Mn-Cu-Ni-Zn 及び Fe-Co-Pb の各々の間の正相関、両グループ間の負相関が顕著でありこれは 2 鉱物量比の変動によって説明できる。しかし各タイプ別の相関関係は全試料についてのものとは一致しない場合があり、核・碎屑物等の影響や金属の地球化学的挙動のちがいの別の要因によると考えられる。

XVII. マンガン団塊及び岩石の X 線回折分析：ウエイク-タヒチ測線（白井 朗）

各測点での代表的マンガン団塊、核及び岩石について粉末 X 線回折法により半定量分析を行った。マンガン団塊の主要構成鉱物は 10 Å マンガナイト及び回折線 2 本型 δ -MnO₂ であり、回折線 4 本型 δ -MnO₂（バーネサイト）及び鉄鉱物は認められない。ほかに石英・斜長石・モンモリロナイト族粘土鉱物・灰十字沸石が同定された。核、岩石からはその他に斜方チロル沸石・燐灰石・カリ長石が確認された。カオリナイト、イライト、磁鉄鉱の弱い回折線も認められるが確実ではない。

従来記載された s, r 型団塊について、鉱物組成と団塊の形態タイプ・賦存率・化学組成・内部微細構造の間の一定の関係は本測線に沿う広い海域においても一般的にあてはまることが明らかになった。中部太平洋海山群地域から北部中央太平洋海盆に分布する s 型団塊は δ -MnO₂ のみからなる古い団塊の核を、 δ -MnO₂ 又は 10 Å マンガナイトからなる薄層が全体をとりまいている。r 型団塊は小型のものでは内部まで 10 Å マンガナイトのみからなるが若干の大型のものは内部に δ -MnO₂ が認められる。ベンリン海盆の団塊は通常 δ -MnO₂ からなるが局地的に若干の 10 Å マンガナイトが検出され、表面構造とは一致しないものがある。

団塊のタイプと大地形区の間には強い対応関係があるが、これに鉱物組成とも対応している。特に中央太平洋海盆の珪質粘土・軟泥の分布と 10 Å マンガナイトの発達地域には強い相関が認められ、珪質堆積物の続成作用との関連を示唆している。

団塊の核と堆積物表面の岩石の構成鉱物は類似する。粘土鉱物・沸石の両者又は一方からなる淡黄～茶褐色の岩石、石英からなる白色～亜透明の岩石が最も多く、それぞれパラゴナイト、チャートと考えられる。両者とも透明層の薄い中部太平洋海山群及びベンリン海盆に多く産する。団塊の生成時期（特に s 型）と関連する可能性が強いと考えられる。

XVIII. 中部太平洋ウエイク-タヒチトランセクトの表層堆積物中のマンガン微小団塊（内尾高保）

GH 80-1 研究航海においてボックスコアラで採集された 28 表層堆積物中のマンガン微小団塊・主要構成物・主要金属元素を分析した結果、本海域ではマンガン団塊・微小団塊の賦存度の分布は大局的にみて堆積物の種類の分布とかなり正相関があることが判明し、それは海底地形の大区分に対応する（次表参照）。

灰十字沸石に富む沸石質深海粘土は北部海域と南部海域に分布し、マンガン団塊・微小団塊・堆積物の Mn・Fe 濃度・含砂率などの相関図に両区域の差が明瞭に示されている。堆積物中の灰十字沸石は貫入双晶を有する微小な遊離結晶とやや大型の微球状の放射集合体の差（生成環境の差）がマンガン微小団塊の賦存度に影響を及ぼしているようである。石灰質軟泥中の Mn・Fe 濃度は強い正相関を示し、それは海水中の両元素を浮遊生物が一定の割合で抽出するためと考えられる。褐色粘土中にはこの相関性はない。沸石質深海粘土では、その Mn 濃度が小さいほどマンガン団塊の賦存度が大きくなる傾向がある（他の堆積物にはこの関係はみられない）。これは団塊の賦存度が大きいほど団塊の Mn（従って Ni, Cu）濃度が小さいという現象と対応するようである。今

海 域	マンガン団塊 賦存率 (kg / m ²)	マンガン微小団塊 賦存率 (堆積物 1g 中の個数)	堆 積 物 の		堆積物のタイプ	
			Mn濃度 (%)	Fe濃度 (%)		
中部太平洋 海山群域	中～多 (6-20)	少 (60-1900)	低 (0.48-0.65)	中 (4.5-5.0)	沸石質深海粘土	
中海 中央太平洋 洋盆	北 部	非常に少 (0-6.5)	少 (300-400)	低 (0.44-0.52)	やや中 (3.8-4.0)	珪質深海粘土
	中 部	少 (0-2.6)	少～中 (一般に1000, 稀 に3000-7000)	低 (0.5-0.7)	やや中 (3.2-4.0)	珪質深海粘土
	南 部	少～中 (2.5-6.1)	少 (800-2800)	低 (0.5-0.7)	中 (4.0-4.5)	珪質深海粘土
マニヒキ海台	一般に非常に少 ない 稀に中位 (0-16)	中 (4000-9000)	低 (0.5-0.7)	低 (2.0-3.0)	ココリス軟泥 (CaCO ₃ 75%以下)	
	無 あるいは非 常に少	非常に少 (10-290)	非常に低 (0.2以下)	非常に低 (0.2以下)	グロビゲリナ軟泥 (CaCO ₃ 75%以上)	
ペンリン海盆	一般に中位～多 (6-31) 非常に少ない場 合あり(0.1-1.0)	一般に中～多 (4000-23000) 少ない場合あり (500以下)	高 (1.6-1.92)	高 (7.28-8.90)	沸石質深海粘土 (典型的深海粘 土, 沸石質粘土 もある)	

後はこれら三者の関係にも注意する必要がある。

**XIX. GH80-1航海で採取された堆積物から分離した巨大サイズの鉄質球粒の持つ親鉄元素の
サイズ依存性 (山越和雄)**

GH 80-1航海の採取試料から分離した鉄質球粒について、特に 400 μm よりサイズの大きいものについて、(Ir/Fe), (Au/Fe) 及び (Co/Fe) 値のサイズ依存性を調べた。同時に 100-400 μm 迄の従来得られたデータをプロットすると、100-400 μm では、サイズの増大に伴って収斂し、400 μm 以上では減少する傾向がはっきり現れた。これらの理由については、起源の組成を表すのか、大気中の熱変成の結果なのか、よくわかっていない。