

特集 化石硬組織内の同位体に関する
シンポジウム

世話人：ま え が き	1
北野 康・金森暢子・大森 保・吉岡小夜子・渡久山 章：炭酸塩結 晶と母液との間のウランおよびその他の微量元素の分配定数.....	2
北野 康・金森暢子・大森 保・吉岡小夜子・渡久山 章：海の生物 性炭酸塩中のウランおよびその他の微量元素含有量を支配する 因子.....	4
中西 孝・大村明雄・阪上正信・小西健二：フィッシュン・トラック 法および放射化 オートラジオグラフ法による化石シャコ貝中 のウラン，ナトリウムの偏在の研究.....	6
大村明雄・小西健二：現生および化石シャコ貝中のウラン・トリウム プロトアクチニウム同位体量と年代学への応用.....	15
浜田達二・鎮西清高：化石骨の ^{14}C 年代測定の問題点.....	28
新妻信明・大場忠道・北里 洋：炭酸カルシウム結晶生成の問題点.....	38
小西健二：同位体古生物学の最近の動向.....	43

追 悼

小林貞一：矢部長克先生と日本古生物学会.....	57
国際学会報告	
高柳洋吉：The First Interamerican Micropaleontological Colloquium 報告.....	62
金谷太郎：Symposium, Recent and Fossil Marine Diatoms —Modern trends in research 報告	65
国際ニュース	
国際古生物学連合 (IPU) アジア部会ニュース——V.....	69

化石の購読についてのお知らせ

印刷費等の値上りのため、購読料を下記のように変更せざるをえなくなりました。御了承ください。

予約購読料（1年分、ただし年2回発行）

古生物学会会員	1000円
非会員	1200円

なお本誌の発行は独立採算制になりましたので、今後“化石”の購読やバックナンバーのお申し込み等は下記の化石編集部へ直接お願いします。振替口座を新たに設けましたので、御送金に御利用下さい。

〒 980 仙台市青葉山
東北大学理学部地質学古生物学教室内
化石編集部
(振替口座 仙台 17141 番)

バックナンバーの在庫のお知らせ

6号	350円	14号	350円
8号	400円	15号	350円
9号	400円	16号	350円
10号	350円	17号	400円
11号	350円	18号	400円
12号	350円	19~20号	700円
13号	350円	増刊号	800円

表紙の写真は 第三紀の珪藻化石
Coscinodiscus vetulissimus PANT.
(提供者 金谷太郎)

化石硬組織内の同位体に関するシンポジウム

ま え が き*

昭和45年7月13日、日本古生物学会のワーキンググループである“化石硬組織内の同位体研究会”の申し込みを容れた東京大学海洋研究所では、“化石硬組織内の同位体に関するシンポジウム”を同研究所会議室において催した。

講演発表は次のように行なわれた。

1. 北野 康・金森暢子・大森 保・吉岡小夜子・渡久山章：炭酸塩結晶と母液との間のウランおよびその他の微量元素の分配定数
2. 北野 康・金森暢子・大森 保・吉岡小夜子・渡久山章：海の生物性炭酸塩中のウランおよびその他の微量元素含有量を支配する因子
3. 中西 孝・大村明雄・阪上正信・小西健二：フィッシュントラック法および放射化オートラジオグラフ法による化石シャコ貝中のウラン・ナトリウムの偏在の研究
4. 大村明雄・小西健二：現生および化石シャコ貝中のウラン・トリウム・プロトアクチニウム同位体量と年代学への応用
5. 浜田達二・浜田知子：化石骨の¹⁴C年代測定の問題点
6. 鎮西清高：「化石骨の¹⁴C年代測定の問題点」についてのコメント
7. 大場忠道・新妻信明・北里 洋：炭酸カルシウム結晶の人工合成についての問題点
8. 新妻信明：地球磁場逆転と古環境の変化との関係

本シンポジウムには、前回の金沢コロキウム（昭和43年）によって既に路線がひかれてあっただけに、多数の古生物学者、地球化学者をはじめとして、この境界領域の問題に関心をいだく人々が参加し、盛会のうちに終えたことは、この領域科学の将来における発展を暗示するようで、きわめて喜ばしいことであった。現在の段階で、将来の方向を探ることは至難のわざであるが、総合討論の際に交換された意見のうちに、化学系のプロセスと生物系のプロセスの間のすきまをどのようにして埋めるかという、もっとも基本的な問題に注意をうながしたものがあった。この意味においても、今後生物学者の参加を要請して討議する機会を持ちたいというのが参加者一同に共通する意向であったように思われる。

本シンポジウム開催の機会を与えられ、種々お世話をいただいた東大海洋研究所当局に対して厚く御礼申し上げる次第である。

ここではシンポジウムの講演者をお願いして原稿を寄せていただき、できるだけシンポジウムの様子を化石誌上に再現するように努力したが、都合により新妻論文は次号にまわすことになった。しかしかわりに、小西健二氏に誌上参加を請い、最近の同位体古生物学の傾向を紹介していただいたことをおことわりする。

世話人 堀部純男** 高柳洋吉** 浜田隆士** 鎮西清高**

* Symposium on isotopes in hard tissues of fossils—Foreword

** Sumio HORIBE, Yokichi TAKAYANAGI, Takashi HAMADA, and Kiyotaka CHINZEI

炭酸塩結晶と母液との間のウランおよび その他の微量元素の分配定数*

北野 康** 金森暢子** 大森 保**
吉岡小夜子** 渡久山 章***

目 的

実験室内で微量元素 (Zn, Cu, Mn, Mg, Sr, Ba, U) の母液と炭酸塩結晶との間の分配定数を測定した。えられた分配定数の値を熱力学的な計算によって検討した。こうして炭酸塩中の微量元素含有量を支配する因子を明らかにしようと努めてきた。

実 験

$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{NaCl} + \text{MgCl}_2 + \text{有機物} + \text{微量元素} \rightarrow \text{Mg-poor calcite, Mg-rich calcite or aragonite}$ なる反応を用いた。すなわち、 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 溶液に加える MgCl_2 , 有機物, NaCl の量を調節することによって、天然で見出せる上記3態の炭酸塩を沈澱させる。そしてそのときの分配定数を測定した。上記の母液を放置すると、炭酸塩が沈澱するが、その過程で、ある時間毎にその母液に溶けている Ca と微量元素量を測定し、つぎの DOERNER-HOSKINS の式で分配定数 (K_{Me}) を計算する。沈澱生成の初期にはその値が大きくなり、ある時間経ったあとで、はじめて一定値になることがある。このときはその一定値になった値をもって、その母液系のみかけの分配定数 (K_{Me}) とした。

$$K_{\text{Me}} = \log \left(\frac{m_{\text{Me, initial}}^{\text{L}}}{m_{\text{Me, final}}^{\text{L}}} \right) / \log \left(\frac{m_{\text{Ca, initial}}^{\text{L}}}{m_{\text{Ca, final}}^{\text{L}}} \right)$$

$m_{\text{Me, initial}}^{\text{L}}$, $m_{\text{Ca, initial}}^{\text{L}}$ はそれぞれ用いた母液の Ca と Me の溶存濃度, $m_{\text{Me, final}}^{\text{L}}$, $m_{\text{Ca, final}}^{\text{L}}$ は沈澱反応の過程で Ca と Me の濃度を測定したときのそれぞれの濃度を示す。

測定結果の検討

熱力学的には K_{Me} はつぎの式であらわせる。

$$K_{\text{Me}} = \frac{1 + \beta}{1 + \alpha} \cdot K_{\text{Me}}^{\circ} = \frac{S_{\text{CaCO}_3}^{\circ}}{S_{\text{MeCO}_3}^{\circ}} \cdot \frac{\lambda_{\text{CaCO}_3}^{\text{s}}}{\lambda_{\text{MeCO}_3}^{\text{s}}} \cdot \frac{\gamma_{\text{Me}^{2+}}^{\text{L}}}{\gamma_{\text{Ca}^{2+}}^{\text{L}}}$$

- * Distribution coefficient of uranium and other trace elements between carbonate precipitate and solution
- ** Yasushi KITANO, Nobuko KANAMORI, Yasushi OOMORI, Sayoko YOSHIOKA
名古屋大学理学部水質研究施設
- *** Akira TOKUYAMA 琉球大学教養部

但し, K_{Me}^0 は熱力学的分配定数, $S_{CaCO_3}^0$, $S_{MeCO_3}^0$ は $CaCO_3$ および $MeCO_3$ のそれぞれの蒸留水中の溶解度積; $\lambda_{CaCO_3}^s$, $\lambda_{MeCO_3}^s$ は固相中のそれぞれ $CaCO_2$, $MeCO_3$ の活動度定数; $\gamma_{Me^{2+}}$, $\gamma_{Ca^{2+}}$ は溶液中のそれぞれ Me^{2+} と Ca^{2+} の活動度定数である. α , β は母液中で, それぞれ Me^{2+} および Ca^{2+} が作るイオン対か錯体が Me^{2+} および Ca^{2+} の裸のイオンの濃度の何倍に当るかを示す値である. すなわち $m_{Me, total} = (1 + \alpha) m_{Me^{2+}}$, $m_{Ca, total} = (1 + \beta) m_{Ca^{2+}}$ 与えられた母液系における Ca^{2+} と Me^{2+} のイオン対や錯体の安定度定数を用いて, α , β を算出することが可能である. 一方, K_{Me}^0 を求めると K_{Me} の値が算出できる. この算出された K_{Me} と前述したような方法で求められた K_{Me} の値を比較検討することができる. こうして, 微量元素の含有量を支配する因子を明らかにしようとする.



世話人注: 著者代表より, 本論の内容は下記の論文につくされているので, 重複をさけないとのお申し出がありましたので, 講演予稿集に寄せられたものの再録と, これらをあわせて掲載しました.

KITANO, Y., TOKUYAMA, A., and KANAMORI, N. (1968), Measurement of the distribution coefficient of zinc and copper between carbonate precipitate and solution (Part 1). *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 16, p. 1-57.

KITANO, Y., and TOKUYAMA, A. (1968), Measurement of the distribution coefficient of zinc and copper between carbonate precipitate and solution (Part 2). *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 16, p. 58-102.

KITANO, Y., and OOMORI, T. (MS.), Coprecipitation of UO_2^2+ with calcium carbonate. *Bull. Oceanogr. Soc. Japan* (in press).

海の生物性炭酸塩中のウランおよびその 他の微量元素含有量を支配する因子*

北野 康** 金森暢子** 大森 保**
吉岡小夜子** 渡久山 章***

目 的

実験室内で測定してえられた微量元素の分配定数の値を実際の天然産の炭酸塩の微量元素の含有量を説明するのに用いることは、たいへん魅力ある仕事であると思われる。

そのとき実は考えなければならない非常に重要なことがいくつかあるので、それらについて述べたい。このことについての留意をおこたると、上記の仕事は無意味どころか、誤りを犯すことにもなりかねない。

実験結果についての問題点

前の報告に示した方法で、微量元素のみかけの分配定数を求めた。沈澱生成の全過程を通して分配定数の一定値がえられず、沈澱生成の初期に、非常に大きな値が測定され、ある時間経過後に一定値がえられることが屢々認められることを既に述べた。そのような場合には一定になった値を分配定数としている。この一定値の大きさは、初期の異常値の有無で大きくかわることが分かったので、この点を検討する必要が生じてきた。

結果と議論

沈澱生成の初期に異常に大きな分配定数の値を示す条件は、実験結果を整理するとつぎのようになる。

(a) 微量元素としては、その微量元素が母液に存在すると、生成する炭酸塩の結晶形に大きな影響力をもつ元素ほど、分配定数の異常値を出しやすい。たとえば、 Ba^{2+} は非常に calcite を作り易くするが、 Ba^{2+} が微量でも含まれる溶液系では、分配定数の一定値はえられにくい。 Ca^{2+} よりイオン半径の非常に大きい UO_2^{2+} でもそうである。 Cu^{2+} と Zn^{2+} は aragonite を作りやすくするが、その作用力は Cu^{2+} の方が大きい。そして分配定数の異常値は、 Cu^{2+} の場合の方が Zn^{2+} より遙かに起こりやすい。

(b) 母液を攪拌すると分配定数の値は大きくなる傾向がある。(a)に示した異常値

* Factors controlling uranium and other trace element contents of marine carbonate skeletons

** Yasushi KITANO, Nobuko KANAMORI, Tamotsu OOMORI, Sayoko YOSHIOKA
名古屋大学理学部水質研究施設

*** Akira TOKUYAMA 琉球大学教養部

をおこす元素を含む母液を攪拌すると、その異常値は非常に大きくなり、全沈澱過程を通して一定値を示さないことがある。

(c) Zn^{2+} や Cu^{2+} の carbonate の結晶形は calcite 型であり、 Ba^{2+} や Sr^{2+} の carbonate は aragonite 型である。 Zn^{2+} や Ca^{2+} では、aragonite, Mg-rich calcite が沈澱するとき、 Sr^{2+} や Ba^{2+} では Mg-poor calcite, Mg-rich calcite が沈澱するときに、分配定数の異常値が生じやすい。どの結晶を沈澱するかは、実は母液の化学組成によるのである。これは、微量元素以外の母液の化学組成に関連していることである。そのような時に攪拌すると、一定値はますますえられにくい。

結局、以上のことが生物の炭酸殻生成過程中ありうるかどうか、大きな問題となる。



世話人注：著者代表より、本論の内容は下記の論文につくされているので、重複をさけたいいとお申し出がありましたので、講演予稿集に寄せられたものの再録と、これらをあわせて掲載しました。

KITANO, Y., KANAMORI, N., TOKUYAMA, A., and OOMORI, T. (1970), Factors controlling the trace element contents of marine carbonate skeletons. *Proc. Internat. Symposium Hydrogeochem. Biogeochem.* (in press).

KITANO, Y., KANAMORI, N., and OOMORI, T. (MS.), Measurement of distribution coefficients of strontium and barium between carbonate precipitate and solution — Abnormally high values of distribution coefficients measured at early stages of carbonate formation. *Geochem. Jour.* (in press).

フィッション・トラック法および放射化オートラジオグラフ法による化石シャコ貝中のウラン、ナトリウムの偏在の研究*

中西 孝** 大村明雄*** 阪上正信** 小西健二***

はじめに

化石硬組織内に存在するウランおよびアクチノウランとそれぞれの娘核種であるイオニウム (^{230}Th) およびプロトアクチニウム (^{231}Pa) の放射能比が第四紀後葉の年代測定に有効なことは、既に報告済みであるが (例えば本邦の研究例としては、SAKANOUÉ ほか, 1967; KONISHI ほか, 1968; 大村ほか, 1969 など), この方法の基礎資料として、これらの核種あるいはその他の微量元素が生物硬組織中でいかに分布するものか検討する必要がある。それには化石硬組織内から検出される諸微量元素が、生育時に、どのように将来化石として残る硬組織中に導入されるか、また、死後、続成環境の諸段階でどのような富化あるいは溶脱など移動・再分配が行なわれるかという知識も当然必要となろう。

こういった問題に関しては、生物が硬組織を形成していく段階でとり入れるストロンチウムとマグネシウム量に差を認めた研究(DODD, 1965)や、軟体動物殻におけるウランの偏在は認められないが、死後ウランが富化するという研究 (BLANCHARD, 1963 やBROECKER, 1963) などがある。またフィッション・トラック法、放射化オートラジオグラフ法による、生物硬組織中のウラン、ナトリウムの分布や、化石化に伴うこれらの元素の富化、溶脱を認めた報告 (阪上ら, 1969) があるが、まだ解明されていない問題が多く、化石硬組織中の諸微量元素の研究は、生理学的にも、年代学的にも興味あるものである。

本研究においては、化石シャコ貝を試料として、その中のウランとナトリウムの分布について、フィッション・トラック法および放射化オートラジオグラフ法の手法で検討したが、微細な分布の変化について知見を得ることができた。

試料

本研究に用いたシャコ貝化石(TO-1)についての図版・記述は、本誌論文 (大村ら) に詳しいので、ここでは省略する。

方法

ウランなどの核分裂性核種は中性子照射により核分裂するが、このさい放出され

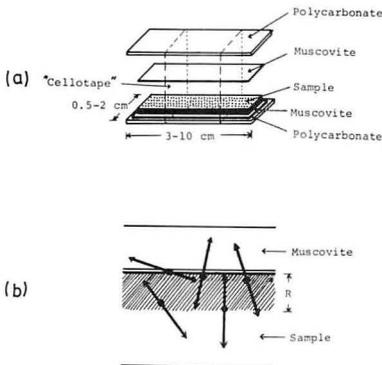
* Distribution of uranium and sodium in fossil *Tridacna* shell studied through fission track method and activation autoradiography

** Takashi NAKANISHI, Masanobu SAKANOUÉ 金沢大学理学部化学教室

*** Akio ÔMURA, Kenji KONISHI 金沢大学理学部地学教室

る核分裂片は高荷電粒子であるため、白雲母など絶縁性固体中に損傷を与える。この核分裂片飛跡に沿った損傷を適当な化学試薬でエッチングして拡大すると、普通の光学顕微鏡でも観察可能で、1コの飛跡(トラック)は、1回の核分裂現象を反映する。従って、核分裂片(白雲母中では約10ミクロンで止る)を放出する試料と核分裂片を受けとめ飛跡を保存する白雲母などの検出器を密着しておけば、試料面上の核分裂性核種の分布のようすを、トラックで白雲母面に観察できる。普通、天然の資料では、特殊なものを除いて、トラックとして検出される核分裂性の元素はウランである。

一方、中性子照射によって試料は放射化されるが、この放射線を写真フィルムの黒化(主に β 線による)によって検出すれば、得られる黒化像は、そのまま、試料面における放射化された元素の分布と濃淡を示す。この場合、ある特定の元素のみが、強く放射化されていることが望ましいが、試料中の各元素の存在量、放射化断面積とともに、生成する放射性核種の半減期を考慮して、中性子照射時間および冷却時間を適当に調節することによって、いくらかの元素において、強く放射化されている状態をつくり得る。このようにして目的とする元素の誘導放射能が主であるときに、それをガンマスペクトルなどにより確認するとともに、オートラジオグラフをとれば、しらべようとする元素の分布がフィルムの黒化像としてとらえられる。試料の成分にもよるが、シャコ貝化石の場合は、ナトリウムの分布が最も容易に観測できる。



第1図 (a)フィッション・トラック用原子炉照射試料。

(b)試料中のウランが核分裂し、核分裂片が白雲母検出器にトラックとして記録されるようすの模式図。

実 験

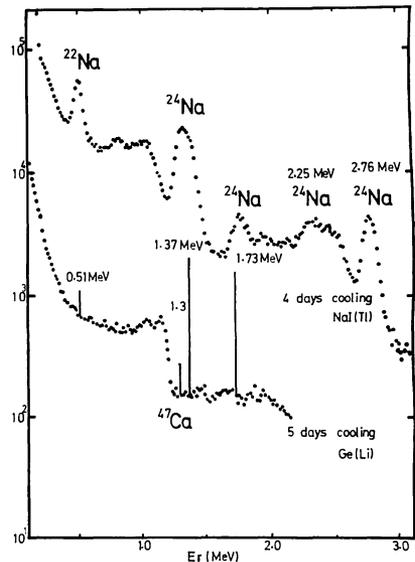
化石試料に測線(生長線に垂直にとる)を設定し(A線およびB線)、その部分を第1図aに示すような、長さ3~10cm、幅0.5~2cm、厚さ0.5cm程度の大きさに切断し、適当に表面を滑らかにしてから試料の両面に熱希塩酸で洗浄して表面汚染を除去した白雲母を密着する。そのさい、白雲母にしるしをつけて試料との位置的対応を確認し、白雲母保護用のポリカーボネートフィルムをあてて、セロテープで固定する。これを立教大学原子力研究所、トリガーII型原子炉(出力100KW)の回転試料棚(熱中性子束密度 $(3\sim 4)\times 10^{11}$ 中性子/cm²・秒・100KW)で、推定されるウラン含有量に応じて、トラック密度が、 10^3 トラック/cm²~ 10^6 トラッ

ク7/cm²になるように、数十時間から数百時間の照射を行なう。照射後、試料および白雲母の誘導放射能（主に、半減期15時間の²⁴Na）の減衰を待つため、約1ヶ月間程度冷却してから、白雲母を試料からはずし、室温（約20℃）の46%フッ化水素酸で約30分間エッチング処理をする。水洗、乾燥後、そのままでも白雲母面に肉眼で試料面のウラン量に対応したフィッション・トラック像が観察でき、試料と対比させることによって、そのどの部分にウランが多く含まれるかがわかる。定量的にウランの分布について議論をするために、100倍程度の倍率で白雲母を顕微鏡観察する。そして、測線に沿って、連続的に一視野づつ、フィッション・トラックの顕微鏡写真を撮影し、これをつなぎ合わせて、対物測微尺のスケールに合わせて、200μ幅の測帯を50μ間隔に区切り、各区画内のトラック数を計え、トラック密度を出す。各区画のトラック密度を測線上の位置を横軸としたグラフにプロットすれば、測線に沿ったウラン量の変化のようすが定量的に把握できる。さらに、次式を使えばトラック密度からウラン濃度が計算できる。すなわち、

$$\text{ウラン含有量(ppm)} = \frac{\rho_i}{k \cdot \sigma_f \cdot \phi \cdot t \times (2.53 \times 10^{15}) \times (R/2)} \quad \dots\dots(1)$$

ここで、 ρ_i はトラック密度（トラック数/cm²）、 k は核分裂現象をフィッション・トラックとして検出する効率で、理想的には1である。 σ_f はウランの核分裂反応断面積で、天然ウランとしては熱中性子に対し 415×10^{-24} cm²である。 ϕ は熱中性子束密度（中性子/cm²・秒）、 t は中性子照射時間（秒）、 R は試料中での核分裂片の平均飛程（g/cm²）である。また1μgのウランは 253×10^{15} コのウラン原子に相当する。なお、白雲母に記録される核分裂現象は、試料表面から $R/2$ の深さの間で起ったものに相当するだけのものである（第1図b参照）。

フィッション・トラック法によってウランの分布をしらべた試料を、次に再び原子炉にて約30分間中性子照射する。数時間冷却後、ガンマ・スペクトルで、²³Naの(n, γ)反応で生成した²⁴Naの放射能が主であることを確認して、試料に、解像力のよいコニリスオルソフィルム(NA)を露出する。適正露出時間は

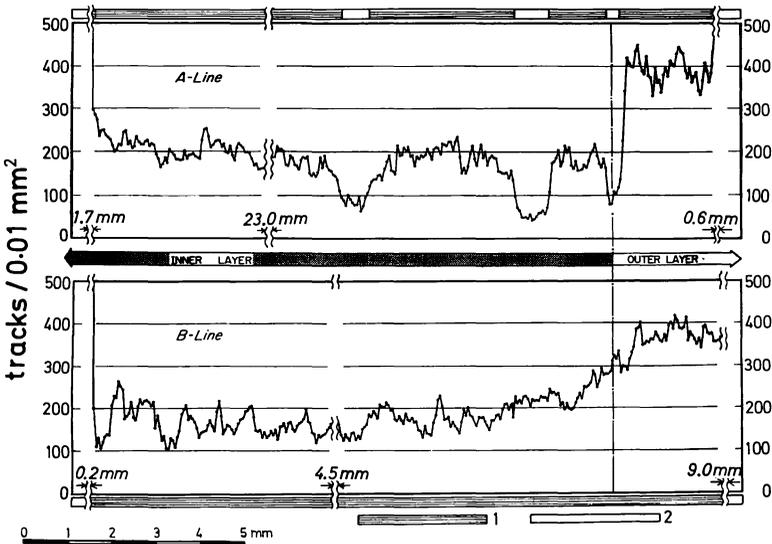


第2図 中性子照射したシャコ貝試料のガンマスペクトル。

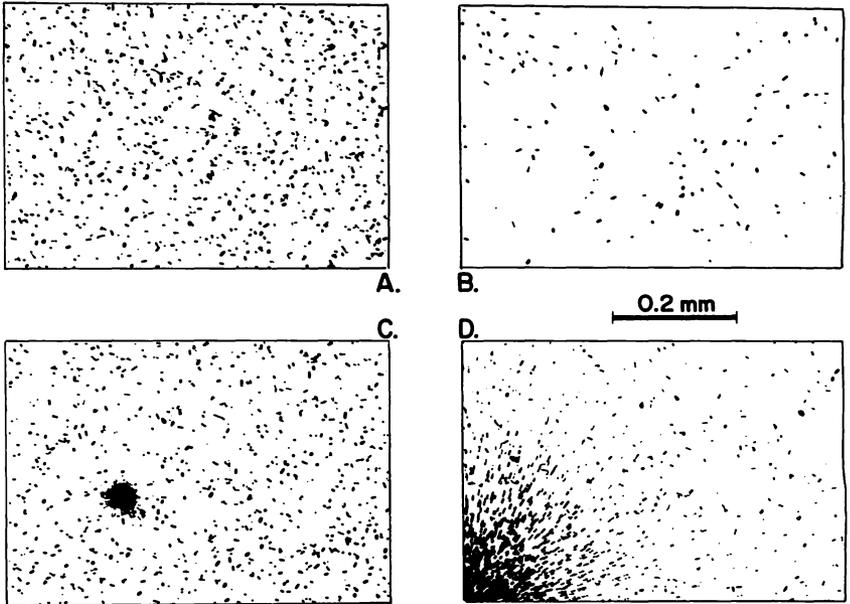
前もって感度比較をしてあるポロライド写真で迅速に決定できる。シャコ貝試料の場合、4～5日間冷却した後でも、図2に示すように、ガンマ・スペクトルでは ^{24}Na の放射能が圧倒的で、放射化オートラジオグラフ像への他の核種の影響はあまりないものと考えてよい。主成分の炭酸カルシウムを構成する核種も放射化されているはずであるが、ガンマ・スペクトルでは ^{47}Ca がわずかに認められるだけである。ただ、ガンマ・スペクトルでは検出されなくても、 β 線のみを出しているような核種が生成している場合は注意を要するが、シャコ貝の場合は、こういう核種の寄与は少ないと考えられる。なお、フィルムの現像にはFD-131現像液を用い、約20℃、約5分で適当な黒化像を得ることができる。

結果と考察

測線に沿ったトラック密度の変化をA線、B線上の位置を横軸にしたグラフで示したのが第3図である。ただしA線（長さ約38cm）、B線（長さ約23cm）の全長にわたって図示することは紙面の都合でできないので、一部を省略してある。ここで、白雲母検出器自身に含まれるウランによる、いわゆるバック・グラウンドが問題になるが、ここに使用したもののウラン含有量はppbのオーダーで、化石シャコ貝中のウラン量に比し無視しうる。また第4図に、フィッション・トラックの写真を4例

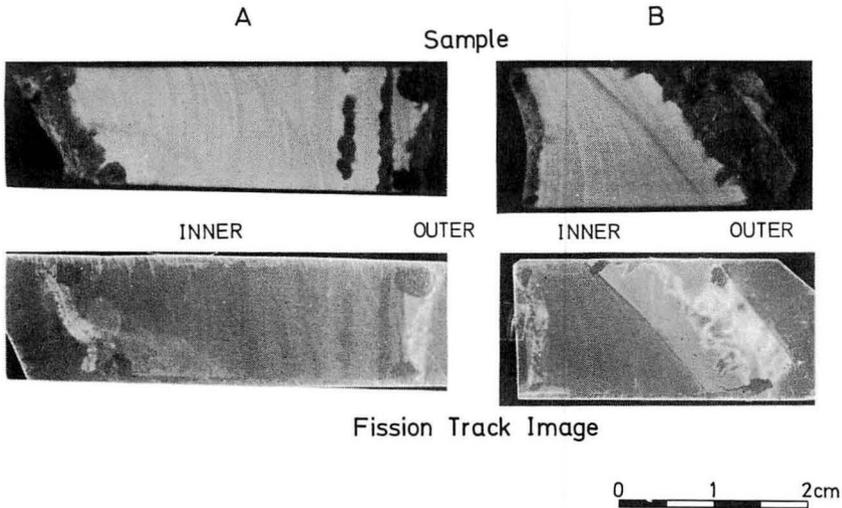


第3図 TO-1試料のA線およびB線上のウラン濃度の変化
 1：あられ石質の部分、 2：方解石質の部分



第4図 フィッション・トラックの写真の例。C, Dにおいて
トラック密集部がみられる。

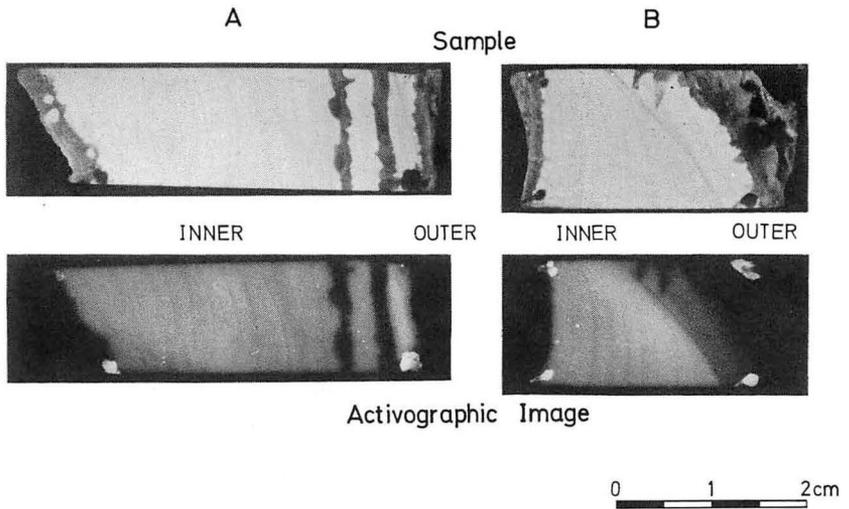
示すが、C, Dにみられるような放射状のトラック密集部がある場合は、その区画のトラック計数は行わないか、密集部を除いた他の部分について計数を行なう。このウラン濃縮部については、試料中にもともとそういう部分が存在するのか、それとも表面汚染が原因なのか確かでない。(1)式によって、第3図のトラック密度をウラン量に換算できるが、 k , ϕt , R の値にまだ若干不確かさがあり、今後、充分検討して、放射化学分析法によるウラン量との比較等をしてしながら研究しなければならない。なお、試料全面にわたるウラン分布のようすは、第5図に、白雲母上のフィッション・トラック像として、試料と対応させて示す。この図で白い部分がウラン含有量の多い部分である。このように巨視的にもウラン分布のようすがわかり、均一にはではなく、外層、内層、あられ石質の部分、方解石質の部分で差があり、さらに生長線に対応して縞状の分布が観察できる。第3図、および第5図から、あられ石質の部分では、内層と外層の間に明らかにウラン量に差があり、その境界にはウランの少ないすじが存在することがわかる。そして、外層のあられ石質の部分のトラック密度は、 $350\sim 450$ トラック/ 0.01mm^2 (約05ppmウランに相当)、内層では $100\sim 200$ トラック/ 0.01mm^2 (約02ppmに相当)で、外層には内層の約25倍量のウランが含まれる。また、このあられ石質の部分で、外層、内層ともに、生長線に対応して周期的にウラン量に変化している。最外部および内層部の方解石化した部分では、



第5図 TO-1 試料AおよびB (測線はそれぞれの中央部を横切るように設定)と、それに密着して中性子照射して得られた白雲母上のフィッション・トラック像。白い部分がトラックの多い(ウランの多い)部分。

まず、最外層にウランが著しく多く(トラック密度が高すぎ、トラック同志の重なりが激しくて、正確な計数は困難)、内層部で方解石化すると、逆にウランが周囲のあられ石質の部分よりも少なくなる(約001ppm)。現生のシャコ貝では、外層部で約02ppm、内層部で約003ppmであるが、これと比較すると、化石化によって、外層、内層ともにウランが富化していることがわかる。しかも、内層の富化率が外層のそれよりも高い。化石化に伴うウランの富化については化学分析などの結果からも報告されているが(大村ら, 1969; LAHOUD ら, 1966)、微細なウラン含有量の分布をとらえたうえでの報告はほとんどなされていない。また、現生のもものでは生長線の部分(透明がかった部分)にナトリウムが多く、ウランが少ないことがわかっているが、ここに用いた化石シャコ貝は構造が複雑で、試料中にみられるすじと、トラック像の中にみられるすじの対応には、構造の簡単な試料での結果と比較しながら、さらに慎重な検討が必要である。

次に、第6図にナトリウムの放射化オートラジオグラフ像を試料との対応で示すが(第5図の裏面に相当)、ここで白い部分が誘導放射能の強い(ナトリウムの多い)部分である。フィルムの黒化度からナトリウム量を求めることは、まだ基礎実験が不足で、十分な精度で行なえないが、まづ、あられ石質の部分の外層と内層の差をみると、ウランとは逆に、内層の方に外層よりナトリウム量の多いことがわかる。さらに内層において、生長線に対応したナトリウム分布の周期的な縞もようが

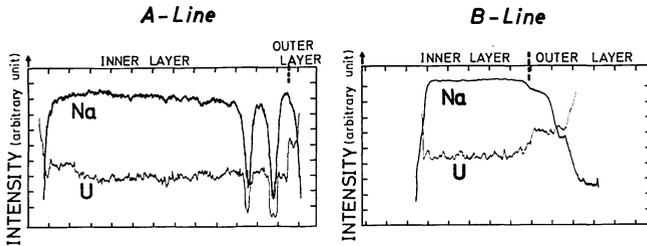


第6図 TO-1 試料AおよびBと、それぞれのナトリウムの放射化オートラジオグラフ像。白い部分がナトリウムの多い部分。

観察されるが、ウランの分布にくらべてはるかに単純なパターンを示し、ナトリウム量の少ない線が何本か観察できるだけである。一方、方解石化した部分とナトリウムの溶脱部分の対応は、どこにおいても明確である。

なお、フィッション・トラック密度およびフィルム黒化度の変化を透過光の強弱を機械的に迅速に読みとることによって測定することも可能で、第7図に島津製作所製マイクロ濃度スキャンナーを用いた結果を示す。0.3～0.2 mmのスリット幅で、0.05～0.02 mm毎の透過光を光電管で受けて、測定試料を測線方向に一定速度で移動させながら自動的にレコーダーで濃度曲線を描いている。スリット窓が(0.3～0.2) mm × (0.05～0.02) mmという幅をもつので、あまり微細な変化は、この方法では観測できない。第7図では、比較しやすいように、ナトリウムの濃淡曲線とウランのそれを一緒にして示し、ナトリウム量とウラン量の変化の相関をわかりやすくした。外層と内層の差、およびあられ石質と方解石質間の差は明瞭である。

このように、ナトリウムとウランだけについてはあるが、シャコ貝では、外的な要素に対する活動量の変動、あるいは生理学的な周期性を反映して、その構造線に対応した含有量の変動がみられ、さらに化石化に伴って、富化あるいは溶脱が起っている事実は、他の元素の不均一分布、二次的移動を充分想像させるものである。そこで、ウラン系列、アクチノウラン系列の非平衡を用いる年代測定法で問題になるウラン同位体、トリウム同位体、プロトアクチニウム同位体、さらにはアクチニウム同位体、ラジウム同位体などの間に、生育時の導入の差や、化石化の段階での



第7図 マイクロ濃度スキャンナー（光電式）で得られた、白雲母上のフィッシュン・トラック像（ウラン）と放射化オートラジオグラフ像（ナトリウム）の濃度曲線。

移動があるとすると、こういう系の試料について、いかに信頼できる年代を得るかが問題になる。また、こういった諸微量元素が試料中でいかなる状態で存在するのかも今後検討する必要があるが、現在ウラン量と有機物質の関係について検討をはじめている。

今後、フィッシュン・トラック法の他の応用面、すなわち、方解石の中に存在する ^{238}U の自発核分裂片飛跡を利用した年代測定法も検討したい。

本報告を終えるにあたり、原子炉照射のため、種々便宜をはかっていただいた立教大学原子力研究所の樋口英雄氏、および京都大学原子炉実験所の橋本哲夫氏に深く感謝の意を表する。

参 考 文 献

- BLANCHARD, R. L. (1963), Uranium decay series disequilibrium in age determination of marine calcium carbonates. *St. Louis, Missouri, Washington Univ. Ph. D. thesis.*
- BROECKER, W. S. (1963), A preliminary evaluation of uranium series inequilibrium as a tool for absolute age measurement on marine carbonates. *J. Geophys. Res.*, vol. 68, p. 2817-2834.
- DODD, J. R. (1965), Environmental control of Sr and Mg in *Mytilus*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 29, p. 385-398.
- KONISHI, K., ÔMURA, A., and KIMURA, T. (1968), ^{233}U - ^{230}Th dating of some Late Quaternary coralline limestones from southern Taiwan (Formosa). *Geol. & Palaeont. Southeast. Asia*, vol. 5, p. 211-224.
- LAHOUD, J. A., MILLER, D. S., and FRIEDMAN, G. M., (1966), Relationship between depositional environment and uranium concentration of molluscan shells, *J. Sed. Petrol.*, vol. 36, p. 541.
- 大村明雄・小西健二・浜田達二 (1969), 造礁サンゴの ^{230}Th および Pa 年令と ^{14}C 年令。

化石増刊号, p. 53-65.

SAKANOUE, M., KONISHI, K., and KOMURA, K. (1967), Stepwise determination of thorium, protactinium and uranium isotopes and their application for geochronological studies. *IAEA Symposium on Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting at Monaco*, IAEA STI/PUB/152, p. 313-329.

阪上正信・高木友雄 (1969), 古生物に対する放射化学からのアプローチ. 化石増刊号, p. 39-51.

現生および化石シャコ貝中のウラン・トリウム ム・プロトアクチニウム同位体量と年代学への 応用*

大村明雄** 小西健二**

はじめに

^{230}Th および ^{231}Pa 成長法 (以後単に ^{230}Th および ^{231}Pa 法と記す) を用いて, 第四紀後期のサンゴ礁およびそれにともなう浅海性炭酸塩堆積物の年代測定を行なうには, 礁性サンゴ化石を材料にすることがもっとも多い. その理由として, 後で述べるように軟体動物殻にみられるような化石化にともなう ^{238}U の富化がなく, U・Th および Pa について比較的単純なモデルを想定できること, また他の生物体に比べて ^{238}U 含有量が多く, 分析に必要な試料の量が少なくすむことなどがあげられよう. しかしながら, 礁性サンゴ化石が産出しなかったり, 産出しても ^{230}Th および ^{231}Pa 法を適用するのに必要な条件をみたさない場合には, サンゴ以外の生物体を代用し, 上記年代測定を行なうことができる. 筆者らが1960年来調査してきた南西諸島地域のうち, 与論島以南の島々では, 第四紀後期の浅海性炭酸塩堆積物の再結晶化が著しく, 条件にかなう礁性サンゴ化石を得ることが困難である. そこでサンゴに比べてちみつな骨格をつくり, 再結晶化の少ない化石シャコ貝を用い, その中の U・Th および Pa 同位体量を, 現生シャコ貝中のそれと比較し, ^{230}Th および ^{231}Pa 法へ応用することを試みた. 材料としてシャコ貝を選んだほかの理由は生態学的に礁性サンゴと生育環境が類似すること, また厚殻で成長速度が早いので殻内構造の識別が容易で, 殻内におけるほかの微量元素の分布も検討しやすいことである.

報告を行なうにあたり, 諸核種の分析には阪上正信教授・中西孝氏をはじめ金沢大学理学部放射化学教室の各位から御協力を得た, ここに深く謝意を表する. なお本研究の一部には文部省科学研究費を使用した.

* Isotope content of uranium, thorium and protactinium in present-day and fossil *Tridacna* shells, and its application to chronology.

** Akio ÔMURA and Kenji KONISHI, 金沢大学理学部地学教室

試 料

分析試料は現生試料3個、化石試料2個の計5試料で、TU-1 が *Tridacna maxima* のほかは、いずれも *Tridacna crocea* である (第1表)。

第1表 分析試料の産状一覧表

試料番号	産 出 層 名	海拔高度 (m)	産 地
TYM-1	現生, 海浜打上げ	0	与論島瀬名北東約500m (ミナタ難)
TYM-2	現生, 海浜打上げ	0	与論島瀬名北東約500m (ミナタ難)
TG-1	現生(?), 海浜打上げ	0	沖縄属島宮城島海岸
TO-1	読 谷 石 灰 岩	45	沖縄島読谷村楚辺採石場
TU-1	大 原 石 灰 岩	40	久米島具志川村北原

3個の現生試料とも殻高約16cmで、見掛けの大きさはほぼ等しい。TYM-1は重厚(最大殻厚は約85cm)で、内部構造(特に内層における成長線)が比較的明瞭なのに対し、TYM-2およびTG-1は薄く(両者とも最大殻厚約4cm)、内部構造は不明瞭である(第1図)。TYM-1およびTYM-2は海浜への打上げ試料とはいえ、殻表面には光沢が、また殻頂部付近に殻皮の一部が保存されていることから、死後海浜へ打上げられて間もないものと思われる。TG-1の表面はかなりの程度腐食され、光沢を失って部分によってはチョーク状になっていることから、死後比較的長い時間を経過しているものと判断される。

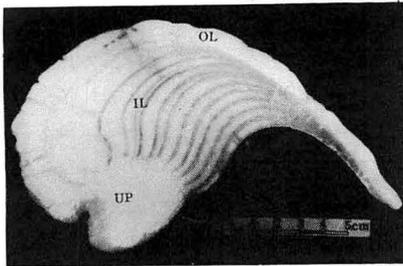
化石試料のTO-1とTU-1は、外側(直接基質と接している部分)および内層中にみられる成長線の一部に沿って、方解石の晶出が認められ、初生的に分泌したアラレ石の再結晶化が殻の一部におよんだことを示唆している。両試料とも再結晶化が進んでいない部分の内部構造は、外層・内層中ともに明瞭である(第1図)。サンゴ化石の場合と同様、アラレ石から方解石への再結晶化にともなって、生育時に海水から殻中に導入されたU・ThおよびPa同位体は移動すると推定され、したがって方解石部から正しい年令値を求めることができないので、本研究では、方解石部の分析は行なわなかった。TO-1とTU-1の外層は大部分方解石化が進みアラレ石が残っている部分が少なく、分析必要量を取り出せないため、両試料については内層の分析のみ行なった。

本報中の化石試料が採集された層準は、すでに小西(1967)によって示されているが、それに大城(1969)の沖永良部島の柱状図を加え、筆者らがこれまでに化石サンゴ試料から得た各層のおおよその年令値とともに第2図に示す。図から層位学

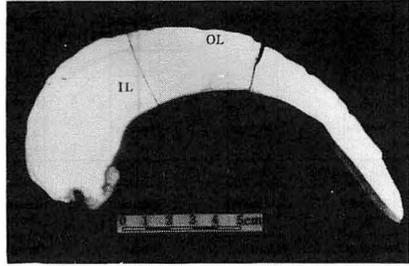
的には、TO-1・TU-1とも数万年の年令を示すことが予想される。なお諸核種の定量には α スペクトル法、鉱物種の決定には粉末X線法を用いたが、測定法の詳細は既報論文を参照していただきたい。

分 析 結 果

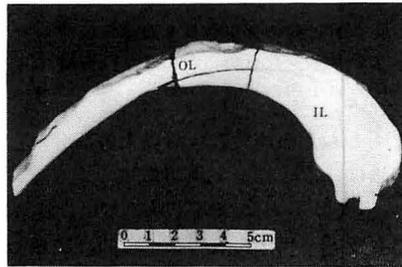
第2表・第3・4図にU・Th および Pa 同位体量とそれぞれの同位体比（放射



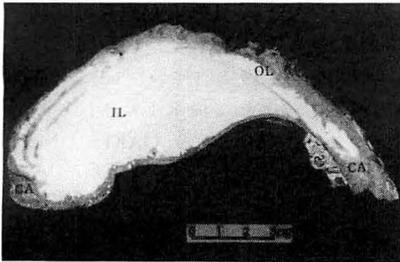
TYM-1



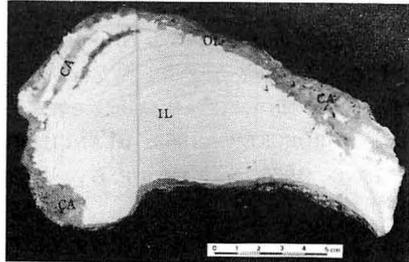
TYM-2



TG-1



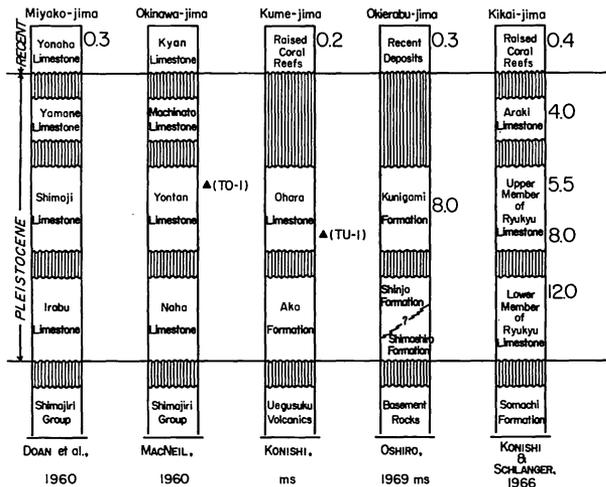
TO-1



TU-1

第1図 分析試料の断面写真

(OL, 外層; IL, 内層; UP, 殻頂部; CA, 二次的に晶出した方解石)



第2図 化石シャコ貝試料の採集された層準と琉球層群の対比およびサンゴ化石から求められた各層のおおよその年令(小西, 1967による)

できない。しかし、少なくとも1個体で2ヶ所以上の部分から分析試料を取り出せた現生試料3個の分析結果は、²³⁸U がシャコ貝殻中で、一様に分布していないことを示している。すなわち、TYM-1 および TYM-2 では、外層中の²³⁸U 量が内層中のものに比べて6~7倍も多い。死後比較的長い時間を経過していると思われる TG-1 の外層・内層間でも²³⁸U 量の差がみられるが、その差は前二者におけるほど大きくない。またどの部分も比較的多くの²³⁸U を含むことは、死後時間経過のある段階で²³⁸U が富化することを示唆している。これは、TO-1 と TU-1 の内層中の²³⁸U 量(0523 ± 0029・0585 ± 0014 ppm)がTYM-1 および TYM-2 の内層に比べて一けた大きい値を示すことで支持されよう。このような生物体の死後²³⁸U 量が増加するという傾向は、軟体動物殻で普遍的にみられるものとして従来より指摘されている(BROECKER, 1963; BLANCHARD, 1963; BLANCHARD & OAKES, 1965; CHENG, 1966; SAKANOUÉ ら, 1967; 大村ら, 1969; VEEH & CHAPPELL, 1970)。

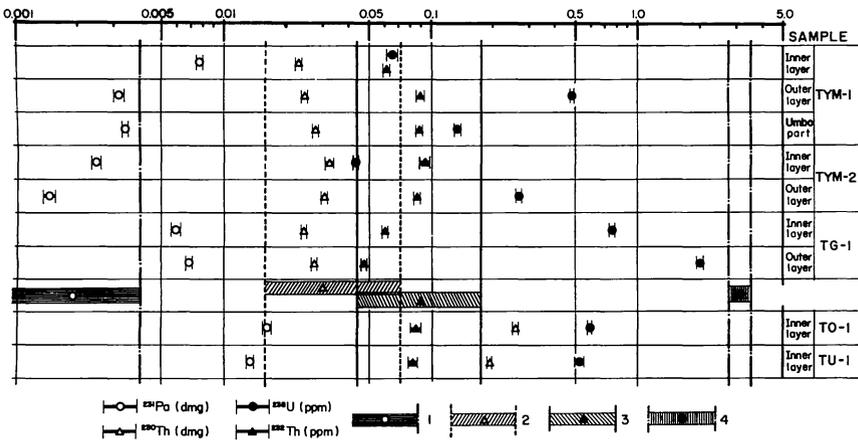
いま TG-1 を²³⁸U の富化がすでに行なわれたもの、TYM-1 を仮りに生育時のままの²³⁸U 量を示すものの一例として、内層および外層中の²³⁸U の富化率を下のようにして求めると、Ro < Ri となり、本報の分析結果は、内層中の²³⁸U の富化率が外層に比べて大きいことを示す。

能比) についての分析結果を示す。

²³⁸U 量 筆者らが用いている放射化学的処理法には、シャコ貝試料の場合約50g (アラレ石の比重を2.94として体積で17cm³)以上の試料を溶解しなければならず中西ら(本誌6~14頁)およびSCHROEDER ら(1970)のフィッシュン・トラック法のように、諸核種の殻中における偏在について詳細に検討することは

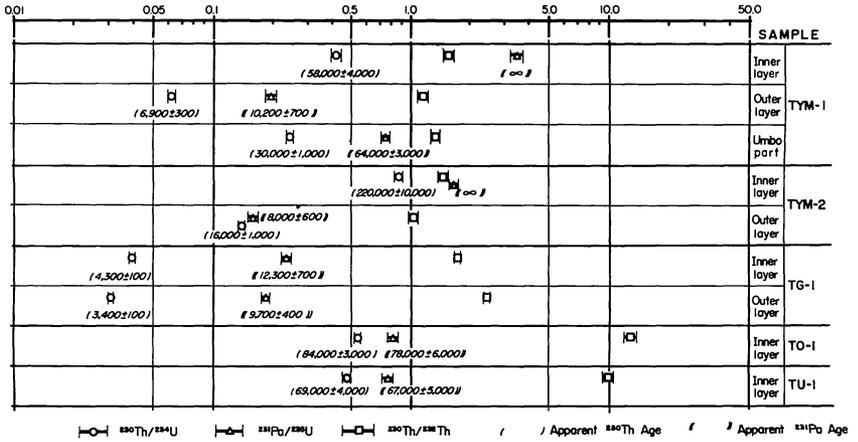
第 2 表 分 析 結 果

SAMPLE		ISOTOPE CONTENT				ACTIVITY RATIO			
Code No	Part	²³⁸ U(ppm)	²³² Th(ppm)	²³⁰ Th(dmg)	²³¹ Pa(dmg)	²³⁰ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³¹ Pa/ ²³⁸ U
TYM-1	Inner Layer	0065 ± 0004	00604 ± 00027	00227 ± 00008	000762 ± 000031	114 ± 009	158 ± 009	0416 ± 0026	347 ± 024
	Outer Layer	0479 ± 0011	00887 ± 00041	00243 ± 00010	000315 ± 000020	112 ± 004	115 ± 007	00617 ± 00030	0195 ± 0013
	Umbo Part	0133 ± 0005	00875 ± 00033	00276 ± 00008	000334 ± 000012	116 ± 006	133 ± 006	0244 ± 0011	0743 ± 0039
TYM-2	Inner Layer	0043 ± 0001	00931 ± 00054	00321 ± 00015	000242 ± 000013	117 ± 004	145 ± 011	0866 ± 0045	164 ± 010
	Outer Layer	0268 ± 0006	00856 ± 00027	00303 ± 00009	000142 ± 000010	111 ± 003	149 ± 007	0139 ± 0005	0157 ± 0011
TG-1	Inner Layer	0750 ± 0019	00598 ± 00011	00243 ± 00006	000589 ± 000031	113 ± 004	171 ± 006	00390 ± 00013	0232 ± 0013
	Outer Layer	110 ± 003	00471 ± 00014	00273 ± 00007	000678 ± 000024	111 ± 004	243 ± 009	00305 ± 00010	0182 ± 0008
TO-1	Inner Layer	0585 ± 0014	00843 ± 00056	0256 ± 0006	00161 ± 00019	111 ± 004	128 ± 09	0538 ± 0018	0812 ± 0058
TU-1	Inner Layer	0523 ± 0029	00814 ± 00035	0191 ± 0004	00131 ± 00005	106 ± 008	985 ± 047	0470 ± 0026	0758 ± 0052



第 3 図 各同位体量

(TYM-1 および TYM-2 採集地と同地点の現生サンゴ中の： 1, ²³¹Pa 量； 2, ²³⁰Th 量； 3, ²³²Th 量； 4, ²³⁸U 量)



第4図 各同位体比と見掛けの ^{230}Th および ^{231}Pa 年令

$$R_0 = \frac{U_{Go}}{U_{Mo}} = \frac{1.10}{0.479} = 2.30 \dots\dots\dots ①$$

$$R_1 = \frac{U_{Gi}}{U_{Mi}} = \frac{0.750}{0.065} = 11.5 \dots\dots\dots ②$$

ここで R_0 は外層, R_1 は内層の富化率, U_{Go} は TG-1, U_{Mo} は TYM-1 の外層における ^{238}U 量, U_{Gi} は TG-1, U_{Mi} は TYM-1 の内層中の ^{238}U 量を示す. こうした軟体動物殻にみられる ^{238}U の富化機構について, BROECKER(1963)は, 化石化にともなって, バクテリアが貝殻中の有機物を分解し, ^{238}U の沈澱に適した微環境をつくると述べている.

与論島産現生試料が採集されたと同地点の現生サンゴ試料中の ^{238}U 量は, 第3図に示す範囲内に入り, 海水中の U/Ca 比がそのままちこまれた ^{238}U 濃度 (27 ppm) に近い. これら現生試料の分析結果の比較から, ^{238}U を海水から硬組織内に導入する際, シャコ貝がサンゴに比べて, より強い生理学的選択性を示すことは明らかである.

^{230}Th ・ ^{232}Th および ^{231}Pa 量 現生試料はそれぞれ ^{230}Th を 0.02~0.03 dm μ g, ^{232}Th を 0.06~0.1 ppm, ^{231}Pa を 0.001~0.007 dm μ g 含む. すなわち南西諸島産現生シャコ貝が, 生育中に Th および Pa 同位体を U 同位体とともに硬組織内にとりこんでいることは明らかである. Th および Pa 同位体の含有量は各試料および同一個体の部分ごとで若干異なるが, ^{238}U ほど部分における差は著しくない. ま

たと論島の同一地点から採集された現生試料を比較すると、シャコ貝・サンゴともほぼ同程度の Th および Pa 同位体量を示す点も、 ^{238}U の場合と異なる。

現生試料に比べ、TO-1 および TU-1 は数倍多くの ^{230}Th および ^{231}Pa を含む。これは ^{230}Th および ^{231}Pa の直接の親核種である ^{234}U および ^{235}U からの時間経過にともなう成長によると考えられるが、生物体の死後、“続成作用”の過程で外界から導入されたとも考えられよう。 ^{230}Th について、そのいずれの可能性が強いかは ^{230}Th の同位体であり、Th 同位体の中で最大の存在比をもち、しかも半減期がきわめて長く、実際上放射化学的な経年変化のないとみなせる ^{232}Th がめやすとなる。TO-1 および TU-1 中の ^{230}Th の主体が“続成作用”の過程で外界から導入されたものであれば、 ^{230}Th も富化されているはずである。しかしながら、TO-1 および TU-1 中の ^{232}Th 量は現生試料の示す値にほぼ等しく、 ^{230}Th の主体が ^{234}U の崩壊によって形成されたことを推定させる。 ^{231}Pa についても、一応 ^{230}Th と同じように、ここでは化石中の ^{231}Pa の主体は ^{235}U からの成長によるものとして、以下の議論を進める。

各同位体比 $^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ —— 現生・化石試料とも 1 以上の値を示す。化石試料の示す値は若干小さいようであるが、測定誤差（計数値から統計学的に求められた値）が大きいため、この比についてさらに詳しく述べることができない。

$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ —— 死後間もないと考えられる現生試料は、誤差を含めて、かなり一定した値（12～15、平均1.40）を示す。それに対し、層位的に数万年を示すと推定される TO-1 および TU-1 は大きい値（10以上）を示している。上述の通り、現生試料との比較は、化石中の ^{232}Th が、死後増加したことを支持していないので、この比の増大は、直接の親核種である ^{234}U からの時間の経過にともなう ^{230}Th の成長によるものと思われる。TG-1 各部の示す $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ 比が TYM-1 および TYM-2 に比べて若干大きい。これは ^{238}U が富化している事実とともに、TG-1 試料が、殻の表面の保存状態からなされた死後かなりの時間を経過しているという推定を支持しよう。

生育中あるいは死の直後のシャコ貝殻中のこの比が一定値に近く、化石試料中の ^{232}Th は死後全く富化されていないことが事実であるとするならば、化石中の ^{232}Th と ^{230}Th 量から、次式によって“ ^{234}U からの成長のみによって形成された ^{230}Th 量（ $^{230}\text{Thrad}$ ）”を求めることが可能である。

$$^{230}\text{Thrad} = ^{230}\text{Th}_{\text{total}} - 1.40 ^{232}\text{Th} \cdot e^{-\lambda^{230}\text{Th} \cdot t} \dots \textcircled{3}$$

上式で $^{230}\text{Th}_{\text{total}}$ は化石試料中の全 ^{230}Th 量、 $\lambda^{230}\text{Th}$ は ^{230}Th の壊変定数を示す。

$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ および $^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$ —— 現生試料は U 同位体とともに、 ^{230}Th および ^{231}Pa を含むことは上述した通りである。したがって、真の年令とは異なる見掛けの ^{230}Th および ^{231}Pa 年令を示すことは明らかである。ここでは、現生試料の示す $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ および $^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$ 比から求められた見掛けの年令値と、化石試料中の ^{230}Th および ^{231}Pa は全てが ^{234}U および ^{235}U の崩壊によって形成されたもの

として求めた見掛けの年令値を第4図に示し、以下の議論は次項にまわす。

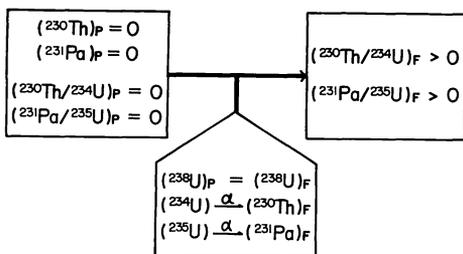
^{230}Th および ^{231}Pa 法への応用

つぎに、 $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ および $^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$ 比から計算された見掛けの年令値が、何を意味し、化石シャコ貝から信頼できる年令を得るには、どのような点が問題になるかを中心に述べてみたい。そこで、 ^{230}Th および ^{231}Pa 法が生物遺体に適用されるようになった当初 (BARNES ら, 1956) から繰り返し指摘されてきているが、試料自身の必要とする条件について、図化したモデル (第5・6・7図) を用いて要約する。

^{230}Th および ^{231}Pa 法を適用する場合に最も重要なのは、材料として用いられる生物の硬組織中で、ウランおよびアクチノウラン系列に属する諸核種について、閉鎖系が保たれていなければならないことである。また第5図に示すように生育中に

海水からとりこんだ ^{230}Th および $^{231}\text{Pa}[(^{230}\text{Th})_P \cdot (^{231}\text{Pa})_P]$ が全くなく、化石試料中の ^{230}Th および $^{231}\text{Pa}[(^{230}\text{Th})_F \cdot (^{231}\text{Pa})_F]$ は全てが ^{234}U および ^{235}U の α 崩壊によって、時間の経過にともなって形成したものであることが最も望ましい型である。

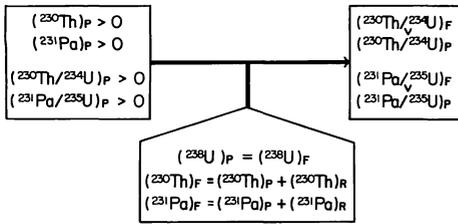
筆者らは南西諸島産サンゴ化石試料が、閉鎖系を保ちながら保存されてきたか否かを検討する手段として、いくつかの criteria を設定し、その一つとして



第5図 閉鎖系モデル (I) —理想型—
(各記号は本文参照)

^{232}Th 量が同地域の現生試料が示す量以下であるという項目を設けた (大村・小西 1970)。すなわち、閉鎖系が保たれてきたと判断されても、南西諸島産サンゴ化石のほとんどが測定可能量の ^{232}Th を含み、 $(^{230}\text{Th})_P$ を含むことを推定させるのである。事実、同地域の現生サンゴは、 $(^{230}\text{Th})_P$ および $(^{231}\text{Pa})_P$ を含んでいる (SAKANOUÉ ら, 1967; 大村ら, 1969)。南西諸島産サンゴ化石の場合は、第5図に示した理想型に対し、第6図のようなモデルを想定しなければならない。結局、 $(^{230}\text{Th})_F$ および $(^{231}\text{Pa})_F$ は、 $(^{230}\text{Th})_P$ および $(^{231}\text{Pa})_P$ と、U同位体からの成長によって形成された ^{230}Th および $^{231}\text{Pa}[(^{230}\text{Th})_R \cdot (^{231}\text{Pa})_R]$ との含量を示すことになる。したがって、正しい年令値を求めるには、初生的にとりこまれた ^{230}Th および ^{231}Pa 量 (時間の経過にともない減衰する) を推定し、 $(^{230}\text{Th})_F$ および $(^{231}\text{Pa})_F$ から差引かねばならない。

つぎに、化石シャコ貝から ^{230}Th および ^{231}Pa 年令を求めるには、殻中の $\text{Th} \cdot \text{Pa}$ および U 同位体について、どのようなモデルを想定すればよいかを述べる前に



第6図 閉鎖系モデル(Ⅲ) —南西諸島産サンゴ試料の場合—
(各記号は本文参照)

南西諸島産サンゴ試料との比較から明らかになったシャコ貝試料の特殊性を列挙する。

(1) 殻の部分により ${}^{238}\text{U}$ 含有量に大差があり、比較的多く含まれている外層中のものにしても死後間もない現生試料の場合、同地点の現生サンゴが示す値の $1/10 \sim 1/5$ 以下である。

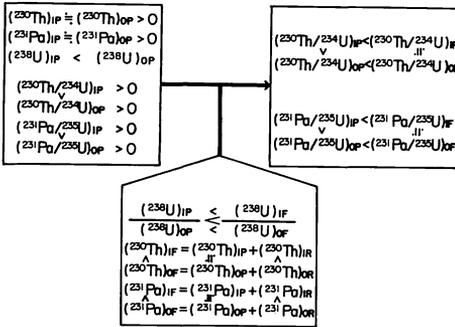
(2) 化石および死後かなり時間を経過している現生試料中の ${}^{238}\text{U}$ は、死後間もない現生試料

と比べて、2~10倍以上多く、化石化にともなう富化を推定させる。その富化率は内層で大きい値を示す。

(3) U同位体の明瞭な偏在に対し、Th および Pa 同位体は、部分による含有量の差が非常に小さく、現生試料は、同地点のサンゴとほぼ同程度量の ${}^{230}\text{Th} \cdot {}^{232}\text{Th}$ および ${}^{231}\text{Pa}$ を含む。

(4) (1)および(3)から、特に死後間もない現生試料は同一個体でも部分ごとで異なった見掛けの年令値を示す、

以上のような特殊性が、果して Th・Pa および U 同位体について閉鎖系が保たれている化石シャコ貝試料中で普遍的にみられるものかは、まだ疑問の余地がある。しかし、アラレ石が完全に保存されている場合、一般には、化学的に閉鎖系が保たれていると考えられるところから、アラレ石部のみを分析した今回の化石シャコ貝試料は、仮りに閉鎖系が保たれているとして、以下の議論を進める。このようにシャコ貝試料の場合は、いろいろな要素が加わるため、第5図に示したサンゴ試料のモデルよりさらに複雑になる(第7図)。その複雑化の最大の原因は、殻における U 同位体の著しい偏在と化石化にともなう富化である。これらのうち、特に U 同位体の化石化にともなう富化が、 ${}^{230}\text{Th}$ および ${}^{231}\text{Pa}$ 年令値におよぼす影響は大きい。すなわち、化石中の ${}^{234}\text{U}$ および ${}^{235}\text{U}$ の α 崩壊によって形成された ${}^{230}\text{Th}$ および ${}^{231}\text{Pa}$ は、初生的にとりこまれた U 同位体から成長したものと、化石化にともなって(ある程度の時間経過後)、富化した U 同位体から成長したものと含量である。したがって、化石中の U 同位体の全てが、生育時にとりこまれたとする場合よりも、 ${}^{230}\text{Th}$ および ${}^{231}\text{Pa}$ 量は少ない (${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$ および ${}^{231}\text{Pa}/{}^{235}\text{U}$ 比は小さい) はずで、これがいわゆる minimum age の要因となる。理想的なモデルとして示した第5図に比べ、南西諸島産サンゴ試料から想定された第6図は、見掛けの年令値が maximum age であることを示している。すなわち、第6図の $({}^{230}\text{Th})_F$ および $({}^{231}\text{Pa})_F$ は、第5図のものに比べ $({}^{230}\text{Th})_P$ および $({}^{231}\text{Pa})_P$ だけ多い。しかしながら、少なくとも第6図のサンゴ試料については、 $({}^{230}\text{Th})_P$ が推定できるので(大村ら, 1969) maximum age としての見掛けの年



第7図 閉鎖系モデル (III) — 南西諸島産シャコ貝試料の場合—

(IP, 現生試料の内層中における諸核種量; IF, 化石試料の内層中における諸核種量; OP, 現生試料の外層中における諸核種量; OF, 化石試料の外層中における諸核種量)

令値から、真の年令に近い値を比較的容易に得ることができる。シャコ貝の場合は、化石試料中の全 ^{230}Th 量と ^{232}Th 量から、 ^{234}U の α 崩壊によって形成された ^{230}Th 量を推定して求めた年令値が、なお minimum age としか受け取れないのである。結局、この minimum age ををさし真の年令値に近ずけるには、U 同位体の富化が、死の直後に行なわれるのか、あるいは長い時間を必要とするのかなど、富化の時期を検討しなければならない。もし死の直後に U の富化が完了してしまうなら、minimum age

とはいえ、ほとんど真の年令に近い値を示すはずである。また、もし長い時間経過とともにゆっくり行なわれてきたのであれば、真の年令からかけはなれた若い値を示すであろう。VEEH & CHAPPELL (1970) は化石シャコ貝から ^{230}Th 年令を求め、同地域のサンゴ化石の示す年令値と比較したところ、8 試料のうち 1 個が非常に若い値を示した。その試料を詳細に検討した彼らは、 $^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ 比が 1.20 ± 0.02 と現在の海水の平均値 (1.15 ± 0.02 : THURBER 1962 による) より異常に高いことに気づき、 $^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ 比が海水より高い淡水と isotopic exchange をしたと結論し、このような二次的な U 同位体が若い見掛けの年令値を示すとした。このように、U 同位体の富化の時期に加え、富化に関与した溶液の化学組成も見逃すことはできない。

前項の分析結果は、次にあげる 2 つの理由から、U 同位体の富化が、数万年の年令値ではほとんど測定誤差の範囲内に入る位の比較的早い時間 (おそらく数千年以内) に完了すると推定される。

- (1) TG-1 試料では、測定された全 ^{230}Th 量の中で、初生的と推定される ^{230}Th の占める割合が大きく (③式によると、内層で 79% : 外層で 56% と両層中とも $1/2$ 以上)、 $^{230}\text{Th}_{\text{rad}}$ のみから求められる年令値が、内層で 900 ± 300 年 : 外層で 1500 ± 200 年と非常に若い。この TG-1 中の ^{238}U は、死後間もない TYM-1 および TYM-2 のそれぞれ対応する部分の ^{238}U より多く、すでに富化が行なわれたことを示す。
- (2) 数万年の見掛けの年令値を示す TO-1 および TU-1 の内層では、TG-1 試料の内層より少量の ^{238}U しか含まず、死後比較的早い時期に一度富化した ^{238}U は、その後あまり増加しなかった。

こういった U 同位体の富化する時期を独立に推定するには、例えば ^{14}C 法などを併

用することが考えられる。さて、もしU同位体の富化が、死後数千年以内に完了するという推論が正しいなら、TO-1 および TU-1 からは、かなり信頼性の高い年令値を得ることができそうである。

第4図の TO-1 および TU-1 の年令値には、計数値の統計学的な処理で生ずる値のみを、測定誤差として示してある。このような誤差は、統計学的なもの以外に、初生的な ^{230}Th および ^{231}Pa と U 同位体の富化に起因するものも含んでいなければならない。初生的な ^{230}Th については、③式を用いて求めることが可能である。

^{231}Pa については、ここでは仮りに TYM-1 および TYM-2 中の ^{231}Pa 量から推定すると、TO-1 および TU-1 中の $(^{230}\text{Th})_{\text{IF}}$ および $(^{231}\text{Pa})_{\text{IF}}$ に対する $(^{230}\text{Th})_{\text{IF}}$ および $(^{231}\text{Pa})_{\text{IF}}$ の占める割合は、第3表のように、いずれもおおよそ10%以下になる。なお、そのようにして求められた初生的な ^{230}Th および ^{231}Pa を、試料中の全 ^{230}Th

第3表 化石シャコ貝の内層における ^{230}Th
および ^{231}Pa 中の初生的な ^{230}Th および
 ^{231}Pa の推定される割合
(IF, 初生的なもの; IF, 化石中の全量)

SAMPLE	$(^{230}\text{Th})_{\text{IF}} / (^{230}\text{Th})_{\text{IF}}$	$(^{231}\text{Pa})_{\text{IF}} / (^{231}\text{Pa})_{\text{IF}}$
TO-1	0098 ± 0007	0030 ± 0003 ~ 0095 ± 0007
TU-1	0116 ± 0006	0029 ± 0002 ~ 0087 ± 0005

および ^{231}Pa から、差し引いて求められた補正年令は第4表のようにになる。U同位体の富化による誤差については、具体的に数値を示すことができないため、現段階では minimum age としての意味しかもたないが表中の各年令値は層位学的結論と矛盾しない(第2図

第4表 化石シャコ貝の補正 ^{230}Th および ^{231}Pa 年令

SAMPLE	Corrected ^{230}Th Age (yr.)	Corrected ^{231}Pa Age (yr.)
TO-1	$(78 \pm 03) \times 10^4$	$\{ (62 \sim 73) \pm 05 \} \times 10^4$
TU-1	$(62 \pm 04) \times 10^4$	$\{ (55 \sim 62) \pm 04 \} \times 10^4$

参照)

以上のように、南西諸島産化石シャコ貝から ^{230}Th および ^{231}Pa 年令を求めるには、想定されるモデルがかなり複雑になる。また、殻中で著しい ^{238}U の偏在がみられるため、内・外層からそれぞれ別個に、諸核種量を求めねばならない。

お わ り に

南西諸島産現生および化石シャコ貝中の U・Th・Pa 同位体量から見掛けの ^{230}Th および ^{231}Pa 年令を求め、それらの信頼性について考察した。その結果、“続成作用”の過程で、アラレ石から方解石への再結晶化に示されるような変質作用を被っていない化石シャコ貝が、層位学的に矛盾しない数万年オーダーの ^{230}Th および ^{231}Pa 年令を示す場合に、その年令値は minimum age とはいえかなり信頼できるこ

とが明らかになった。化石と現生試料の分析結果の比較から導かれたこの結論をより確かなものにするには、試料数を増やすとともに、さらに次にあげる事項を詳しく検討しなければならぬ。

(1) 本報中の現生試料は、いずれも死後海浜へ打上げられたものであるため、必ずしも生育時の諸核種量を示していないと考えられる。したがって、現在生育しているもの、あるいは打上げ試料であるなら、少なくとも軟体部の一部および殻皮が完全に保存されているものを分析しなければならない。

(2) 分析試料の全てが南西諸島産とはいえ、化石および現生試料が生育した水域の海水の化学組成（特に微量元素含有量）が全く同じであったという確証がない。したがって、化石試料が生息していた海水の化学組成が現在まで変化しなかったとしても、慎重を期するため、化石試料の産出地点からできるだけ近くの海域から現生試料を採集し、両者を比較するよう心掛けねばならない。

サンゴ試料との比較から、シャコ貝試料には、U・Th および Pa 同位体について、(1) ^{238}U 含有量が少なく、(2) 少なくとも内層・外層間で著しい偏在を示すこと、(3) 化石化にともなって U 同位体が富化すること、および(4) Th・Pa 同位体量は ^{238}U に比べて、殻の部分による差が小さいなどの特殊性がみとめられた。したがって、信頼性の高い年令値を得るには、上述のように試料値を増やすことも大切であるが、根本的にはこれら特殊性の要因の解明が必要である。

本邦の第四系は一般に造礁性サンゴおよびシャコ貝化石を産出せず、 ^{230}Th および ^{231}Pa 法を適用する場合、シャコ貝以外の軟体動物化石を材料にしなければならない。その際、本研究で明らかにされた上記の全ての特殊性が、シャコ貝のみにもみられるものか、あるいは他の軟体動物二枚貝類および巻貝類の殻中で普遍的にみとめられるものかについて、充分検討しなければならない。

文 献

- BARNES, J. W., LANG, E. J. and POTRATZ, H. A. (1956), Ratio of ionium to uranium in coral limestone. *Science*, vol. 142, p. 175-176.
- BLANCHARD, R. L. (1963), Uranium decay series disequilibrium in age determination of marine calcium carbonates. *St. Louis, Missouri, Washington Univ. Ph D. thesis*.
- BLANCHARD, R. L. and OAKES, D. (1965), Relationships between uranium and radium in coastal marine shells and their environment. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 70, p. 2911-2921.
- BROECKER, W. S. (1963), A preliminary evaluation of uranium series inequilibrium as a tool for absolute age measurement on marine carbonates. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 68, p. 2817-2834.
- CHENG, M. H. (1966), Isotopic thorium and isotopic uranium compositions of mod-

- ern and fossil molluscan shells. *St. Louis, Missouri, Washington Univ. Ph. D. thesis.*
- 小西健二 (1967), 太平洋域周縁相礫性石灰岩の年代測定と地殻変動率——生物源炭酸塩中の天然 α 放射性核種による過去15万年までの適用——. 第四紀研究. vol. 6, p. 207-223.
- 大村明雄・小西健二・浜田達二 (1969), 造礁性サンゴの ^{230}Th および ^{231}Pa 年令と ^{14}C 年令. 化石, 増刊号 (化石硬組織内の同位体), p. 53-65.
- 大村明雄・小西健二 (1970), 化石サンゴの示す見掛けのイオニウム年令の評価. 地質雑, vol. 76, p. 389-397.
- 大城逸朗 (1969, ms), 沖永良部島 (鹿児島県大島郡) の地質. 金沢大修士論文.
- SAKANOUE, M., KONISHI, K. and KOMURA, K. (1967), Stepwise determination of thorium, protactinium and uranium isotopes and their application for geochronological studies. *IAEA Symposium*, SN-87/28, p. 313-329.
- SCHROEDER, J. H., MILLER, D. S. and FRIEDMAN, G. M. (1970), Uranium distributions in Recent skeletal carbonates. *Jour. Sed Petrol.*, vol. 40, p. 672-681.
- THURBER, D. L. (1962), Anomalous $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in nature. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 67, p. 4518-4520.
- VEEH, H. H. and CHAPPELL, J. (1970), Astronomical theory of climatic change: support from New Guinea. *Science*, vol. 167, p. 862-865.

化石骨の ^{14}C 年代測定の問題点*

浜田達二** ・ 鎮西清高***

化石骨の ^{14}C 年代については、すでに木越 (1969) により解説されているようにこれまでの経験の蓄積から、試料中に含まれるコラーゲンの示す年代が最も信頼のおけるものとされ、ほとんど測定限界に近い4万年の試料に対してさえこれを適用できるという報告がある (KRUEGER, 1965). 一方、試料中の無機炭酸塩は一般に不当に若い年代を与え、大気中の CO_2 との (多くの場合、水を介しての) 交換が行なわれていることを示す。このため、試料から有機形の炭素とくにコラーゲンと思われる部分を取り出すための、いくつかの方法が考案され、発表されている (第1表).

浜田らはこれまで1~2千年程度の化石骨試料に KRUEGER 法を適用して得られた残渣中の炭素を測定し、ほぼ妥当と思われる年代を得ているが、最近経験した Amud 洞穴の一連の試料については予想外に若い測定結果となり、さらに、これと関連して行なったいくつかの実験から、1万年をこえるような古い化石骨試料については、 ^{14}C 年代の信頼性に関してなおかなりの問題点が残されているように思われるので、ここに発表して御参考に供したい。

第1表 化石骨試料の処理法

BERGER <i>et al.</i> , 1964	1N HCl を加え、室温で放置.
SELLSTEDT <i>et al.</i> , 1966	< 300 μ の粉末試料に対し、18~20° で HCl を加え、pH が最終的におよそ1となるようにし、4h 放置.
KRUEGER, 1965	1N HCl を加え、10cm Hg 以下に減圧し、発泡が止むまで継続.
LOWDON, <i>et al.</i> , 1969	6N HCl で2h、ついで2N HCl を加えて発泡が止むまで放置、水洗、0.1N NaOH を加えて30~60 min 放置.
木越, 1969	10% H_2SO_4 を加えて48~60h 加熱、溶液を蒸発濃縮.

〔試料〕

ここで使用された化石骨は、イスラエル北部の Amud 洞くつから、東京大学西アジア洪積世人類遺跡調査団によって、1961年および1964年に採取されたものである (CHINZEI, 1970). Amud 洞くつは、海拔-110m、Jordan 地溝の中にある Tiberia 湖 (海拔-212m) にそそぐ Wadi Amud 峡谷右岸の崖の中腹、谷底より約35mの所にある。入口の幅10m、奥行き12m、高さ6mの浅い石灰洞である。

Amud 洞くつの堆積物は、上位の Amud A 層 (青銅時代—現代) と、下位の Amud

* On the radiocarbon dating of fossil bone samples

** Tatsuji HAMADA 理化学研究所放射線研究室

*** Kiyotaka CHINZEI 東京大学理学部地質学教室

B層(旧石器時代)とに分けられる。今回の資料は、このうちB層中の獣骨片である。

Amud Bは断面での厚さが2.2 mをこえないが、層準ごとの厚さを積算すると約35 mになる。主として石灰質のシルトないし細粒砂からなる。中に多量の石灰岩角礫・石器片・獣骨片などを含む。また、数層準に、薄いがよく連続する石灰華層と黒土層(正確には灰褐～黒褐色で腐植質を含む部分)とを挟む。Amud Bは、主として堆積物の性質からB1～B4の4層に分けられる。B3は石灰岩角礫層で、獣骨や石器片を含まない。

発掘は1×1×0.1(m)のブロックを単位として、層理面にそって進められた。ここで使用した試料は、この単位体積の堆積物からふるいを用いて分離した獣骨片全体の中から、無作為に500 g～1 kgを選んだものを用いた。試料の採取位置と層準を第1図に示す。この図には東京大学で行なった¹⁴C年代測定の試料も同様に示してある。

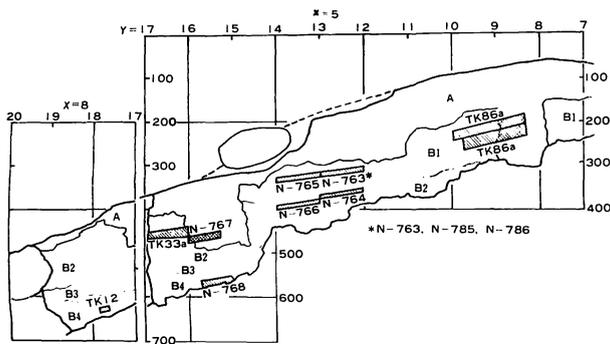
なお、Amud B層の最上部付近から、Neanderthal型人類のほとんど完全な骨格が発見された。

(試料の処理法)

試料はすべて長さ数cm以下の碎片で、表面には石灰質の土が固く付着しており、水洗では除去できないため、まず乳鉢で粗く砕き、明らかに骨を含まない部分を取り除いた。最初に測定を行なった一連の試料(N-763～768)にたいしてはさらにKRUEGER法にしたがい、つぎの処理を行なった。

a) 250～400 gの試料を耐圧瓶に入れ、1N HCl 1ℓを加え、減圧して発泡おさまるまで放置。上澄を傾斜し、新たに1N HCl 1ℓを加えて減圧。以上の操作を、発泡の止むまで反復する。上澄は黄褐色となり、褐色泥状物と重い砂状の沈澱が残る。これを水洗、傾斜ののち、乾燥して得られた固形物を酸素気流中で燃焼し、CO₂とした。

以上の処理において HCl により溶解除去される割合は全量のおよそ70%であり、



第1図 試料の採取位置および層位を示す。

位置は、洞くつとその前面の堆積物の縦断面図上に投影してある。N-852, N-854はTK33aと同一試料。

また炭素としての収率は全量の05~11%の範囲にあった。この収率の値は試料の見掛けの年代(7千~18千年)にあまり関係しないようである。また、比較的有機物に富むと思われた軽い褐色泥状物も灰分が非常に多く、炭素の含有量は25%内外にすぎなかった。これらの試料の年代は予想値を大幅に下廻るものであったので、N-763 に相当する試料につき、つぎの二通りの処理を行なった。

b) 約400gの試料をそのままの形で1N HCl 合計5ℓを用いて表面の付着土を除き、水洗、乾燥。重量でおよそ半減したものを粉碎、0.3mm以下の粉末とし、600mlの6N HClを加えて発生するCO₂を捕集した。これをN-785とし、1N HClでは作用されない骨の組織中の無機炭酸塩と見なした。炭素の収率は、水洗・乾燥後の重量に対して12%であった。

c) LOWDON 法に従い、粉碎・篩別した約400gの試料を、最初6N HCl 500ml、ついで2N HCl 500mlで処理。沈澱を水洗したのち0.1N NaOH 2ℓを加え、1h湯浴上で加熱(上澄は赤褐色に着色)、傾斜後水洗し、乾燥、酸素気流中で燃焼、CO₂を得た。これをN-786とし、収率は約05%であった。

ついでさらに、以前東京大学においてTK-33aとして無機炭酸塩の年代が測定された試料(SATO *et al.*, 1969)とおなじものにつき、2N HClを用いて主として付着土から発生したと考えられるCO₂(N-853)、上述b)の方法で発生させた骨組織中の炭酸塩に由来するCO₂(N-852、収率1.9%)および上述c)の方法で得た有機形炭素からのCO₂(N-854、収率0.54%)をそれぞれ測定した。

なお木越の方法による硫酸処理も試みたが、蒸発濃縮により形成される不溶物の生成量が非常に少なく、塩酸処理に依らざるを得なかった。

〔測定方法〕

¹⁴Cの放射能の測定は、従来から用いている比例計数管によるCO₂気体計数法によった。使用した計数管は容積27ℓのステンレス製で、試料から作られたCO₂を充分精製したのちおよそ1250 Torrの圧力に充填する。年代の測定限界は37,800年である。測定結果は¹⁴Cの半減期5568年にもついて年代に換算した(浜田、藤山、1964)。

〔測定結果〕

上述の方法で測定されたAmud試料の年代を一括して第2表および第2図に示す。同図には東京大学における測定結果も合わせて、試料採取位置の深さとの関係が、それぞれの誤差範囲を含めて示されている。

これらの結果は一応つぎのようにまとめられる。すなわち、

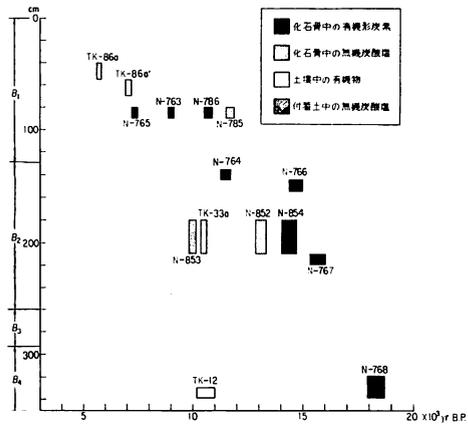
i) HCl処理のみを行なった試料の有機形炭素の示す年代(N-763~768)は深さとともに増加する傾向を示し、一見合理的であるが、後述のように別の考察から推定される年代にくらべて著しく若い。

ii) HCl処理に続いてNaOH処理を行なったもの(N-786)は、HCl処理のみのもの(N-763)にくらべて古い年代を示す。

iii) 骨組織中の炭酸塩は有機形炭素にくらべて古い場合(N-785と786)と若

い場合 (N-852 と 854) とある。

iv) 試料の周囲は第三紀石灰岩に由来する石灰質シルトと考えられるにもかかわらず、付着土の見掛け年代は非常に若い (N-853)。



第2図 Amud 試料の ¹⁴C 年代測定結果

第2表 Amud 試料の測定結果

試料番号	処理法*	炭素の収率		備考	
N-763	6-13-B' 10-20	a	0.73	9,010 ± 160	有機形炭素
N-786	"	c	0.52	10,700 ± 190	"
N-785	"	b	1.2	11,700 ± 200	無機炭酸塩
N-764	6-13-B' 60-70	a	1.1	11,500 ± 250	有機形炭素
N-765	6-14-B' 10-20	a	1.0	7,340 ± 150	"
N-766	6-14-B' 70-80	a	0.53	14,700 ± 310	"
N-767	6-16-B' 110-	a	0.50	15,700 ± 370	"
N-768	6-16-B' 20-	a	0.88	18,300 ± 400	"
N-854	6-17-B' 85-	c	0.54	14,400 ± 350	無機炭酸塩
N-852	"	b	1.9	13,100 ± 230	無機炭酸塩
N-853	"	-	-	10,000 ± 180	付着土

* 処理法については本文参照

[¹⁴C 法以外の方法による年代論]

(1) 他の地球化学的方法による年代測定の結果

¹⁴C 法と比較する目的で、イオニウム生長法による年代測定を金沢大学放射化学研究室に、フィッシュントラック法による測定を東京大学人類学教室にそれぞれ依頼して行なった。

イオニウム生長法による測定 (SAKANOUE & YOSHIOKA, 1970) は、N-852, N-854 および東京大学で行なった ¹⁴C 法による測定 TK-33a などと同一の獣骨試料 (6-16-B'85・GP) について行なった。

獣骨中に含まれるウラン (平均 5.57 ppm) が、骨が堆積物に埋った直後に侵入し、

その後現在まで閉鎖系として保たれてきたと仮定すると、骨の年代は $27,000 \pm 5000$ 年となる。実際にはウランの侵入は骨の埋没後から現在まで連続あるいは間けつ的に起ったと考えられるので、この年代は最少値を示しており、実年代は相当に大きくなると思われる。

一方、骨片に含まれるウラン量が、骨の埋没後ある速度で侵入を続けたと仮定すると、フィッシュトラック法によって骨の外側から内側へウラン量の変化を順に測定すれば、年代を求めることができる (SUZUKI, 1970)。鈴木は、B 1 下部から B 2 上部にかけての一連の獣骨 (N-764 の試料とほぼ同一層準・同位置) を用いて $28,000 \pm 35\%$ の年代を得た。ウランの侵入速度は、日本で縄文時代から江戸時代までの人骨から得られた値をもとに推定した。

(2) 層位学的対比

Amud 洞くつの堆積物は、周囲の第四紀層から孤立して断崖の中腹にあるため、通常の層位学的手法による直接の対比は困難である。そこで、先史学による編年論を援用して対比を試みることとする (CHINZEI, 1970)。

Amud B 層の石器群の特徴は、WATANABE, (1970) によれば、中期旧石器時代と後期旧石器時代の移行期 (Transitional stage) のもので、両時代を特徴づける手法の石器が混在する。

Amud 洞くつの下流 800 m には Zuttiyeh 洞くつがあつて、中期旧石器を含む堆積物の下に明瞭な河成礫層がある。この礫層は従って先史的に Amud B より古いといえる。礫層の現河床面よりの比高は周辺の河岸段丘の比高とほぼ一致し、堆積物の性質からも同時期のものと判断される。この河岸段丘は、Jordan 地溝中に広く分布する淡水湖成の Lisan 統 (PICARD, 1943, 1965) に対比される。

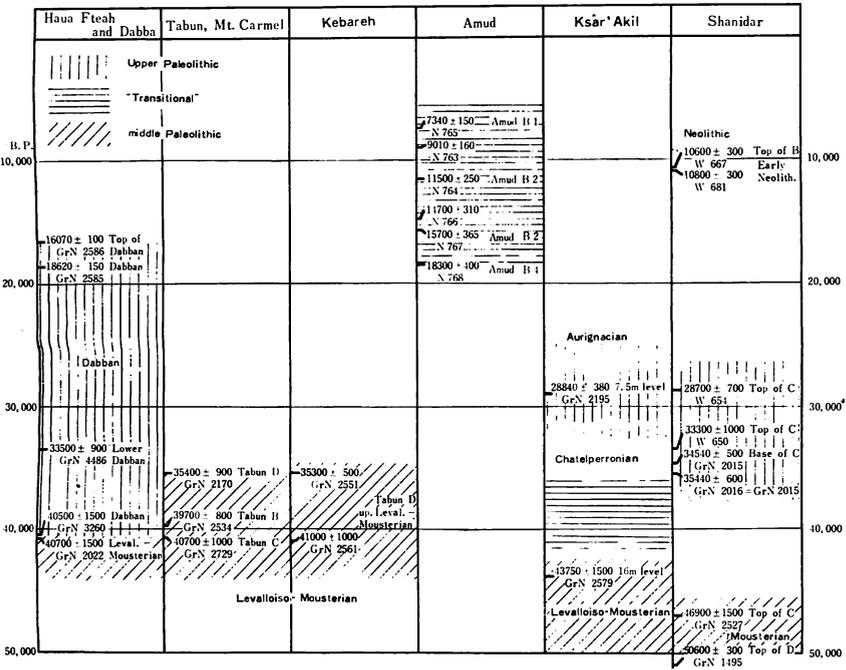
Lisan 統の地質時代については、Würm 氷期全体に当るとする考え (PICARD, 1965) と、Würm 氷期の前半に当るとする考え (BUTZER, 1958) とがある。いずれにせよ Würm 氷期後期にはこの淡水湖は、乾涸・縮少の傾向にあったと考えられる。すなわち、Amud B 層の堆積期は Lisan 湖の縮少期に当る。

以上のような対比に従えば、Amud B の地質時代は Würm 氷期中頃以後となる。後に述べるような Amud B の堆積相が現在よりも乾燥的な環境を示す点を考慮すれば、Würm 氷期中頃、早期と主期間の亜間氷期 (Interstadial) に相当すると考えてよさそうである。Amud B に含まれる哺乳類化石群からも、全く同じ結論が導かれている (TAKAI, 1970)。また、中近東から地中海沿岸にかけて、中期旧石器時代末頃に Amud B と同様に、乾燥・温暖な気候下にあったことが明瞭な洞くつ堆積物がいくつも知られている (SOLECKI & LEROI-GOURHAN, 1961; MCBURNEY, 1967)。

(3) 他地域の洞くつ堆積物との先史的・人類学的対比

上に述べたように、Amud B 層の石器群集は、中期旧石器の Levallois-Moustier 型の剥片石器群に伴って、後期的な彫刻器などが普遍的に含まれていて、両期の移行期を示すという (WATANABE, 1970)。このような性格の石器群は、Amud

洞くつだけでなく東地中海沿岸の各地から知られている。Amud B と文化的に同期とみなされるこれらの堆積物の上下の地層中の、木炭・焼けた獣骨などを用いた¹⁴C年代測定によれば、この移行期は、およそ3～4万年の間の年代であると思われる(第3図)。



第3図 ¹⁴C年代による中近東、東地中海地域の重要遺跡との対比。
先史学的編年による層位も示してある。

また、中近東から地中海沿岸にかけての、いわゆる Neanderthal 人類の層位は中期旧石器層準の中・上部であって、¹⁴C年代によれば、4～5万年前になる。

このように、Amud B層の時代は、地質・古生物・先史の各分野でそれぞれ得られた結論がほぼ一致しており、Würm氷期中頃、年代にすると3～5万年の間にはいることを示している。イオニウム生長法・フィッシュントラック法による年代はこれより若く、今回の¹⁴C法による年代は更に若いことになった。

いっぽう Amud Bの上に不整合に重なる Amud Aの下部からは、青銅時代を示す土器が多量に発見されている。東地中海地域の青銅時代はB. P. 6000年頃から始まったと考えられているので、Amud Aの時代はその頃か、それより少し若い時代から現代までと考えてよいであろう。Amud Bの最上部の¹⁴C年代は東京大学の測定で5,710 ± 80 B. P. (TK 86a)、今回の測定ではそれより少し下位の層準 (Fig.

1 参照)で7340±150 (N-765), 9010±160 (N-763)の年代を示している。Amud AとBの間には、後期旧石器時代と恐らく新石器時代の地層が欠けているにもかかわらず、測定結果に関するかぎり、その年代はほとんど連続していることになる。

〔試料の履歴〕

試料として用いられた化石骨が、埋没後現在に至るまでに経てきた履歴を、骨の埋没していた地層の堆積相、周辺地域でみられる気候変遷史などをもとに考察してみることにする。

試料とした獣骨を含む Amud B 層は、極めてルースな、灰のようにくずれやすい石灰質シルトを主とする地層である。その構成物質は、ほとんどが角ばった方解石の細片であって、周辺の始新統石灰岩の機械的破碎による生成物と判断される。多量に含まれる石灰岩片もすべて角礫で、水磨のあとはみられない。周辺地域に分布する玄武岩などが外来岩片として含まれることもほとんどない。また、堆積相全体としても、流水による堆積を示すような堆積構造はみられない。

ただし、数層準に薄い石灰華層と黒っぽい腐植質を含む層がはさまれる。石灰華層は、平滑な表面構造をもたず、石灰岩角礫・獣骨・石器片などを膠結した不規則板状の形態を示す。このような特徴からみて、この石灰華層は地表で形成されたものでなく、堆積後に浸透してきた水によって沈澱したものと考えられる。同様な石灰華は、今回試料とした獣骨や石器片の上にも、薄く沈着している場合がある。

いっぽう、上位の Amud A 層は、洞くつ周囲の地表に現在分布する土壌とほぼ同様の赤褐色ないし褐色の土壌からなり、石英粒・玄武岩粒などの外来粒、円磨された石灰岩礫を含み、部分的ではあるが流水による堆積を示す偽層理が発達する。主として洞くつの外から、周囲の壁面を伝わって流下する水によってもたらされた堆積物であろう。Amud A は青銅時代から現代までの堆積物であるから、少なくとも青銅時代以後は、現在と同じような気候条件下で同じような機構で堆積が起っているといえよう。

現在この付近は年間雨量 300～500mm、降雨は11月から3月に集中し、夏は全く雨がな。気温は5℃前後から45℃まで変化する。

Amud B 層はA層に比べて水の影響が極めて少ないので、A層堆積時より乾燥的な気候下で堆積したといえよう。年代論(2)の項で述べたように、この乾燥気候は、Würm 氷期中頃の亜間氷期に対応すると考えてよい。

従って Amud B 層は、まず乾燥気候の下で堆積し、その後 Würm 氷期後半の寒冷・湿潤期をへて、現在の温暖・やや乾燥の気候下におかれたことになる。

Würm 氷期後半には、現在よりも湿潤であったと判断されるが、そのとき Amud 洞くつで何がおこったかは、堆積物が存在しないので直接には判断できない。Amud B が石灰華による2次的な固結作用をほとんど受けていないので、長期にわたって地表水の浸透を受けていたとは考えにくい。現在より水の影響を受けやすい状態にあったと推定されよう。板状の石灰華はこのときに形成されたものかもしれない。

いずれにせよ、Amud B は現在も極めてルースで、粒子間の間隙が多く、地表

水あるいは空気が浸透しやすい状態にある。この状態は堆積後現在まであまり変化がなかったであろう。ただ、1964年11月にたまたま観察した豪雨(3日間で数10mm)の際、洞くつの地表には多量の流水がみられたが、地下への浸透は意外に少なく、Amud A層の表面15cm程度までが濡れただけであった。

〔考 察〕

以上のように、 ^{14}C 法による今回の測定結果はすべて期待よりはるかに若いものであった。一般にタンパク質のような高分子有機化合物においては、炭素原子の置換は化学的に考え難く、またそのような事実も通常の条件下では見出されていない。それで、新しい炭素の侵入を説明するとすれば、骨中の有機物の分解・流出と、それに代って地表近くから供給される腐植質などの吸着がまず考えられる。LOWDON法におけるアルカリ処理はこのような外来物質の除去を目的としたものである。測定結果 ii)項の事実はこれと矛盾はしないが、アルカリ処理によってもなお予想年代にいくらか近づいていない。

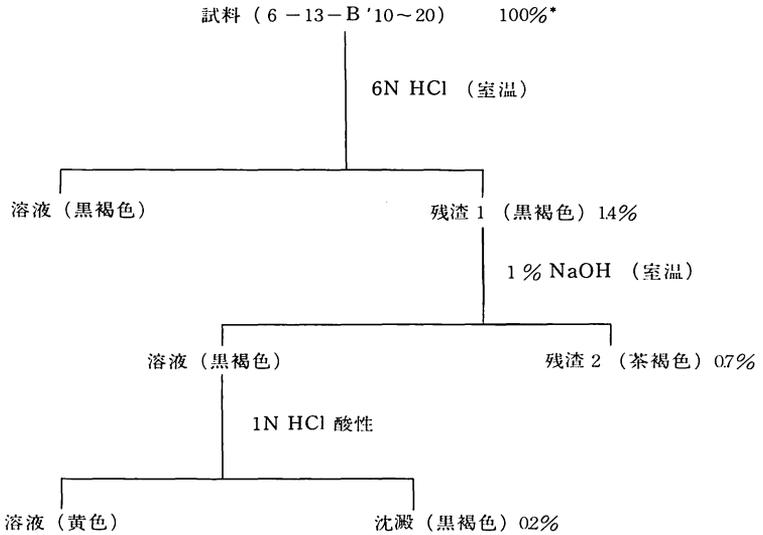
1~2千年程度の保存状態の良い化石骨試料をHCl処理した場合、一般にゼラチン状の赤褐色沈澱が得られるが、今回の試料では沈澱はすべて黒褐色泥状および砂状であり、燃焼したときの残留灰分の量は非常に多かった。HCl処理時の上澄は黄褐色で、かなり可溶分のあることを示していた。化石骨中のコラーゲンは、当初25%程度含まれているものが時間の経過とともに次第に低分子物質に分解され、溶脱していくものと考えられているが、上澄の着色の原因はこれらの物質によるものであろう。

1N HCl処理では、減圧ならびに室温での長期間放置によってもなお未溶解の無機物がおよそ30%も残留したが、6N HCl処理では室温においてもほとんど完全に溶解し、溶液は黒褐色となり、不溶残渣はわずか1~2%にすぎない。この残渣を遠心分離して得た黒褐色粉末につき調べた結果を第3表に示す。

すなわち、残渣1の約半分がアルカリ可溶であり、残りの半分(残渣)のうち大部分は灰分である。一方、残渣1の全窒素量は3.7%であったが、これを有機物(灼熱減量にひとしいとして)に対する百分率に換算すると8.3%となり、さらにこの窒素がすべてコラーゲンを形成するものと仮定すると、コラーゲンの量は全有機物の44%にも達する計算になる。しかしながら、残渣1の有機物はほとんどがアルカリ可溶性であり、また、これを焼いたときいわゆる骨を焼く臭気は感じない。また、アルカリ可溶分のおよそ30%が酸性時に沈澱するのみで、残りの70%が溶液中にとどまることから考えて、フミン酸と考えられる物質がすべてではなく、窒素を含む比較的低分子量の物質がかなり存在するように思われる。

付着土の炭酸塩(N-853)の示す見掛け年代が1万年であることは、1万年前以降に水分の存在の下で大気と炭素の交換がかなりあったことを示している。炭酸塩における大気との炭素の交換は古い化石サンゴ試料などでしばしば認められることであって(YAMASAKI *et al.*, 1970)、今回のようにルースな堆積物においてはこの可能性は十分考えられる。淡水の影響はさらに、土壌有機物試料(TK-12)の示す年

第 3 表



* 数字は原試料に対する重量百分率.

灼熱減量	{	残渣 1	~55%
		残渣 2	~10%

代にも見られるとおり、新しい腐植質の持ち込みとなって現われている。

以上を要約すると、Amud 洞穴試料の場合、現在から少なくとも1万年ぐらいまでの期間に、おそらく雨水または地下水による新らしい炭素の持ち込みが炭酸塩および腐植質の形で存在し、前者は化石骨を構成する無機炭酸塩と交換し、後者は化石骨への取り込みとなったものと思われる。化石骨中のコラーゲンはほとんど分解消失しており、その代りに前記の腐植質および正体なお不明の含窒素化合物が有機物として1~2%含まれ、後者はおそらく古い炭素の名残をいくらかとどめているのであろう。したがって、今回の¹⁴C年代の測定結果のうち、有機形炭素の与える年代が最も真値に近く、かつその最低限度を示すものと思われる。

¹⁴C年代の測定は理化学研究所放射線研究室の浜田知子氏、窒素の微量分析は同所有機微量分析室(室長本間春雄氏)によって行なわれた。付記して謝意を表する。

参 考 文 献

- BERGER, R., HORNEY, A. G., and LIBBY, W. F. (1964), Radiocarbon dating of bone and shell from their organic components. *Science*, vol. 144, 999-1001.
- BUTZER, K. W. (1958) Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. *Bonner Geogr. Abhandl., Hft. 24*, pp. 1-157.
- CHINZEI, K. (1970) The Amud cave site and its deposits. *The Amud man and his cave site*, Chap. 4, pp. 21-51, Univ. Tokyo.
- 浜田達二, 藤山知子 (1964), 放射性炭素による年代決定の研究 (第2報). 理研報告 vol. 40, p. 309-314.
- 木越邦彦 (1969), 骨・貝殻などについての ^{14}C 年代測定. 化石, 増刊号 p. 67-71.
- KRUEGER, H. W. (1965) The preservation and dating of collagen in ancient bones. *Proc. 6th Int. Conf., Radiocarbon and Tritium Dating*, CONF-650652, p. 332-337.
- LOWDON, J. A., WILMETH, R. and BLAKE, Jr., W. (1969), Geological Survey of Canada radiocarbon dates VIII, *Radiocarbon* vol. 11, 22-42.
- MCBURNEY, C. B. M. (1967) *The Haua Fteach (Cyrenaica) and the stone age of the south-east Mediterranean*. 387 p., Cambridge Univ. Press.
- PICARD, L. (1943) Structure and evolution of Palestine with comparative notes on neighbouring countries. *Bull. Geol. Dept. Hebrew Univ.*, vol. 4, nos. 2-4, 3rd. repr. (1959), pp. 1-188.
- PICARD, L. (1965) The geological evolution of the Quaternary in the Central-Northern Jordan Graben, Israel. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 84, pp. 337-366.
- SAKANOUÉ, M. and YOSHIOKA, M. (1970) Radiochemical studies on fossil bone from the Amud cave. *The Amud man and his cave site*, Append. 2, pp. 425-427. Univ. Tokyo.
- SATO, J., SATO, T., OTOMORI, Y. and SUZUKI, H. (1969), University of Tokyo radiocarbon measurements II, *Radiocarbon*, vol. 11, 509-514.
- SELLSTEDT, H., ENGSTRAND, L., GEYVALL, N-G. (1966), New Application of radiocarbon dating to collagen residue in bones, *Nature*, vol. 212, 572-574.
- SOLECKI, R. S. and LEROI-GOURHAN, A. (1961) Palaeoclimatology and archaeology in the Near East. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, vol. 95, art. 1, pp. 729-739.
- SUZUKI, M. (1970) Preliminary report on fission track date of animal bone from Amud cave. *The Amud man and his cave site*, Append 3, p. 428. Univ Tokyo.
- TAKAI, F. (1970) Fossil mammals from the Amud cave. *Ibid.*, Chap. 5, pp. 53-76.
- WATANABE, H. (1970) Palaeolithic industry from the Amud cave. *Ibid.*, Chap. 6, pp. 77-114.
- YAMASAKI, F., HAMADA, T. and HAMADA, C. (1970), RIKEN Natural radiocarbon Measurements VI, *Radiocarbon*, vol. 12, 559-576.

炭酸カルシウム結晶生成の問題点*

新妻信明** 大場忠道*** 北里 洋****

I はじめに

炭酸カルシウムには3種類の結晶型 (calcite, aragonite, vaterite) があり, それぞれは析出時の条件によって生成されることが知られている (Kitano, 1962).

筆者らは結晶生成時の水温を推定するため, それに関する種々の基礎的な実験を行ってきたが, 炭酸カルシウム結晶とその結晶が生成される時の水との間の重酸素濃度比 ($\delta^{18}\text{O}$) の相異を測定して, 生成される結晶型によって $\delta^{18}\text{O}$ の値が大きく異なることを知った (堀部・大場・新妻, 1969). そこで今回は, 炭酸カルシウムを無機的に合成する場合に結晶型と合成時の状態との関係および合成時における各結晶型の量的変化について実験を行なったが, 従来知られていなかった2・3の結果を得ることができたのでここに報告し, あわせてこの種の実験における問題点にもふれておきたい.

II 実験法

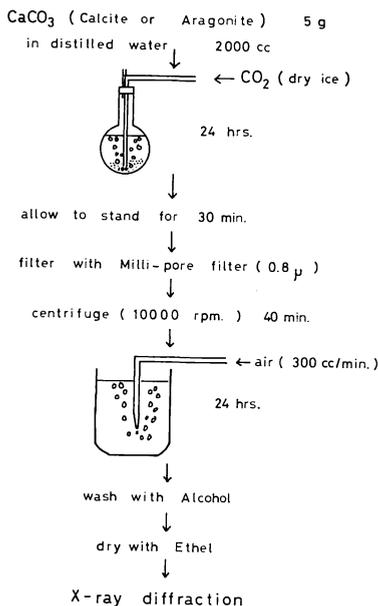
この研究における炭酸カルシウム結晶の無機的合成には下記の方法を採用した. 蒸留水に炭酸カルシウム結晶粉末を $5\text{ g} / 2\text{ l}$ 入れ, この溶液中に炭酸ガスを24時間流入させて, 重炭酸カルシウム飽和溶液をつくり, 未溶解の炭酸カルシウム結晶粉末を除いてから, その溶液中に空気を流入させ, 炭酸ガスを除くことによって炭酸カルシウム結晶を合成した. 合成した結晶はアルコールとエーテルで洗浄および乾燥させ, 合成した結晶の型をX線回折および走査電子顕微鏡による観察によって決定した (第1図). X線回折による結晶型の定性・定量は, チャート上でのピークの位置および高さを測定して行なった. 定量はあらかじめ結晶型のわかっている結晶粉末を種々の割合で混合して, 混合比とピークの高さに関する検量曲線を作製し, それを使って行なった. この際使用したのは, 量比に対応して安定した高さをもつピークである (第1表).

III 重炭酸カルシウム溶液作成時の問題

炭酸カルシウム結晶を合成する時には, 蒸留水に炭酸カルシウム結晶粉末を入れ炭酸ガスを流入して重炭酸カルシウム飽和溶液を作成し, その溶液中の未溶解の炭酸カルシウム結晶をあらかじめ取り除かねばならない. どの程度とり除けば結晶合成への未溶解炭酸カルシウム結晶の影響を除けるか検討してみた.

-
- * Some problems in nonorganic crystalization of calcium carbonate.
 - ** Nobuaki NIITSUMA 東北大学教養部地学科
 - *** Tadamichi OBA 東京大学海洋研究所海洋無機化学
 - **** Hiroshi KITAZATO 東北大学理学部地質学古生物学教室

重炭酸カルシウム飽和溶液作成のための炭酸カルシウム結晶粉末として、calcite と aragonite の結晶粉末を使用し、ろ紙（東洋2番・6番）・ミリポアフィルター（ 0.8μ ）・遠心分離器を使って未溶解結晶をとり除き、それぞれの溶液から合成される結晶型を検討した（第2表）。2番のろ紙を使用してろ過した calcite 結晶を使った飽和溶液からは、calcite が100%、aragonite 結晶を使った溶液からは aragonite が100%合成された。これは未溶解結晶が溶液中に残存し、しかもその結晶型が合成される結晶型を一意的に決定していることを示している。6番のろ紙を使用してろ過した溶液から合成される結晶は vaterite が非常に多く、全体の85%を占めるが、残りの15%中の calcite と aragonite の比率は、溶液作成時に使用した粉末の結晶型に



第1図 炭酸カルシウム結晶合成手順

第1表 炭酸カルシウム結晶型同定に使用したX線回折 (Cu K α) におけるピークとそれぞれのピークの高さの比。

Cristal form	Peak (2 θ)
aragonite	26.2°, 27.2°, 52.9° (100 : 52 : 15)
calcite	23.0°, 31.4°, 39.4° (60 : 48 : 100)
vaterite	20.9°, 24.9°, 32.8° (13 : 100 : 63)

支配されている。ミリポアフィルター（ 0.8μ ）を使用しても、溶液作成に使用した粉末の結晶型による影響は完全に除くことはできなかった。このように種々のろ過法でろ過した溶液を偏光顕微鏡で観察すると、ろ紙を使用したものは、いずれも微細な結晶が見いだされたが、ミリポアフィルターを使用したものにはほとんど見いだされなかった。上記の結果が示すように、偏光顕微鏡では結晶がほとんど見いだされないような溶液でも、飽和溶液作成時に使用した粉末の結晶型がその溶液から合成される結晶型に影響を与えている。このことは、溶液中に含まれている結晶が非常に微量であっても、その溶液から合成される結晶の型に影響を与えることを示している。

ミリポアフィルターでろ過した溶液をさらに遠心分離(10000 r.p.m で40分, 20000 r.p.m で20分)すると, 飽和溶液作成に使用した粉末の結晶型に影響されない結晶を得ることができた。すなわち, 飽和溶液作成に calcite と aragonite 粉末のいずれを使用した場合でも, vaterite 90%, calcite 10%の結晶が得られた。この場合, 結晶合成のために流入した空気はいずれの場合も 300cc/分で24時間である。

第2表 重炭酸カルシウム溶液中の未溶解炭酸カルシウム結晶の除き方の差による晶出結晶型の差異

CaCO ₃ Powder	crystal pattern of product	Toyo	Toyo	Milli-pore	Centrifuge	
		filt. pap. NO. 2	filt. pap. NO. 6	filter 0.8 μ	10000rpm 40 min.	20000rpm 20 min.
Calcite	Calcite	100%	10	15	10	10
	Aragonite	0	1	1	0	0
	Vaterite	0	85	85	90	90
Aragonite	Calcite	0	5	10	10	10
	Aragonite	100	10	5	0	0
	Vaterite	0	85	85	90	90

(Distilled water; air, 300cc/min. for 24 hrs.)

以上の結果から, 結晶の溶液からの晶出は, 非常に微細でしかも微量な結晶の存在の有無によって大きく影響されることが示された。このことは, 結晶が溶液から晶出するときに, 既存の結晶を核あるいは種として結晶が成長するためと考えられる。したがって, 炭酸カルシウムの結晶合成に関する実験を行なう場合には, 結晶の母液から既存の結晶を完全にとり除かねばならない。その方法としては, ろ過法では不十分であり, 遠心分離法を採用する必要がある。

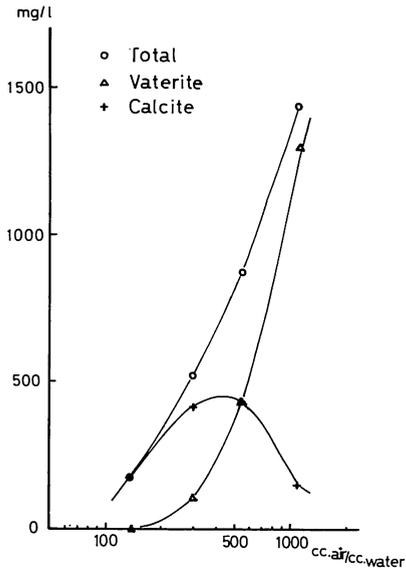
IV vaterite の晶出について

重炭酸カルシウム飽和溶液を作成する際の炭酸カルシウム粉末結晶の型の影響を完全に除いた場合, vaterite と calcite の結晶が得られることがわかったが, この両結晶が合成時にどのような量的変化をするかを実験的に確かめ, vaterite の晶出について検討した。

まず重炭酸カルシウム溶液に流入させる空気の1分当りの量を20cc, 230cc, 1200ccの3段階に変えて結晶合成を行なってみた。この結果, 合成される結晶の型およびそれらの間の比率に差を見いだすことができなかつた。このことは, この程度の条件の差では, 結晶合成時における物理・化学的狀態に本質的の相異がないことを示している。つぎに, 溶液に流入させる空気の総量を段階的に変えて合成される結晶とその量比を調べた(第2図)。その結果は, 合成される結晶の全量が空気の流入量の対数とともに, ほぼ直線的に増加することを示した。しかし, その結晶の型と量比とは, 流入した空気の総量とともに変化する。すなわち, 溶液1cc当り空気138ccでは calcite が100%で vaterite は全く見い出されなかつたのに, 300ccでは calcite 80%で vaterite 20%, 550ccでは vaterite が80%で calcite は20%と減少した。ただし, calcite の絶対量は増加している。600cc以上空気を流入させると vaterite は増加して90%に達し, calcite は量比においても10%と減少するとともに, 絶対量

でも減少する。

以上のことから、蒸留水で作成した重炭酸カルシウム溶液からは、vaterite と calcite の結晶が合成されるが、calcite の結晶が溶液中に晶出し始めた後に vaterite の結晶は晶出を始め、vaterite の結晶は晶出し始めるとその量が急激に増加し、やがて calcite の結晶が減少することがわかった。このことは、vaterite の結晶格子の種や核になる結晶格子は、calcite の結晶がある程度存在しなければ出現できず、一度出現すると vaterite の結晶成長の方が大きいので calcite の結晶が二次的に溶解するためと考えられる。一般に vaterite は天然に産出しないので非常に不安定であり、物理・化学的状態のわずかな変化でもすぐ calcite や aragonite に変化すると考えられているが、蒸留水で作成した重炭酸カルシウム溶液から合成される vaterite は、同時に合成される calcite よりも成長が速く、安定であり、同時に得られる calcite は vaterite が変化したものではないことがあきらかになった。



第2図 重炭酸カルシウム溶液から晶出する結晶およびその量と流入空気量の関係

V あ と が き

炭酸カルシウム結晶は非常に微妙な物理・化学的條件の差によって種々の結晶型をとることが知られているが、これはカルシウムイオンと炭酸イオンが結晶に組み込まれる前の段階でその溶液中の物理・化学的條件によって、限られたイオン配列しかとれないためと考えられる。すなわち、炭酸カルシウムの水和物が結晶の前段階の物質として存在し、その水和物の格子形態が種々の物理・化学的條件に支配され、その格子から作られる結晶の型も二次的に支配されると予想される。このように考えると、溶液にごく少量の結晶が存在していても、その結晶の型によって合成される結晶の型が支配されることや、vaterite の晶出前に calcite の晶出が必要であることが理解できる。

生物によって合成される炭酸カルシウム結晶の合成は、今回筆者らが行なった条件よりもはるかに複雑な条件下で行なわれている。そのような複雑な問題を考える上にも、もっと単純な系における炭酸カルシウム合成についての基礎的な知識が必要であろう。

謝辞：これらの実験を行なうにあたって，東京大学海洋研究所堀部純男教授・名古屋大学水質研究所北野 康教授には種々御指導を賜った．東北大学理学部地質学古生物学教室の中川久夫博士には論文作成にあたり御助言いただいた．以上の方々に厚くお礼を申し上げる．

引用文献

- KITANO, Y. (1963), A study of the polymorphic formation of calcium carbonate in thermal springs with an emphasis on the effect of temperature. *Chem. Soc. Japan, Bull.*, vol. 35, no. 12, p. 1980-1985.
- 堀部純男・大場忠道・新妻信明(1969), 水温変化と酸素同位体比, 化石増刊号, p. 15-20.

同位体古生物学の最近の動向*

小西 健二**

“化石同位体”の研究グループが組織されてから2年、その第2回目の研究発表会を、旅程の関係上、止むなく欠席したところ、誌上参加でよいから、投稿する様にとのお勧めを頂いた。そこで、当日の発表・討論に直接関係ありそうな話題をえらび、北米を主にした、国外における最近数年の研究の紹介を、メモ型に綴ってみた。何かの御役にたてば幸いである。執筆を勧められた浅野清教授と高柳洋吉博士に感謝する。

微量元素

炭酸塩中の微量元素の研究も、溶液と炭酸塩の間の分配定数をきめるという仕事だが、室内実験です、められ（例えば名大北野研究室における一連の研究）、生物硬組織を含めた天然物の分析結果を解析する基礎ができてきた*** 分配の仕事で注目をひくのは、 Sr^{2+} につき、海水・アラレ石間で、 $16\sim 96^{\circ}C$ の範囲の分配定数を室内実験より決めた、KINSMAN and HOLLAND(1969)の仕事で、KINSMAN(1969)はこの結果にもとづき、天然物の分析試料を整理したがこの手法はこれからの研究の方向を示唆している。私共の処でも、シンガポール・マレーシア産と沖縄諸島産現生サンゴでえられたみかけの分配定数の間で、定数が温度と負の相関をもつことがしめされた(SAKURAI, 1970 MS)。ハワイ産緑藻 *Halimeda discoidea* のSr量の深度に伴う増加(MOBERLY, 1968)も同様に低温化に伴う結果と解釈できよう。

この様な硬組織内の元素量の研究は、一方ではX線マイクロアナライザーやフィッシュン・トラックによる元素分布の不均質性を調べる方向に進んでいる。その結果、従来の手段では硬組織に存在の知られていなかった鉱物種の検出に成功し、一例をあげれば、生物源ドロマイト(プロトドロマイト)がウニ類の歯組織の一部から報告された(SCHROEDER *et al.*, 1969)。微量元素の分布から、硬組織内の微細構造に対応する異種の鉱物の分布を決めた例としては、方解石とアラレ石の両者からなるコケムシ動物の骨格で、MgとSrの分布からみて、内側に層状の方解石、外側に針状のアラレ石が排列していることを示したSCHOPF and ALLAN(1970)の仕事がある。この場合Pは方解石中でも不均質に分布し、成長の段階による差と解釈されている。

* Recent Contributions to Isotope Paleontology - (A Review) -

** Kenji KONISHI 金沢大学理学部地学教室

*** 余談だが、私共が強い関心をもつ、生物と海水の間のみかけの分配定数(“濃縮係数”)の決定は、公害問題の基礎資料となるため、これからも精力的に調べられることと思うが硬組織(鉱物種)と海水、あるいは体液、という系で、仕事を進めて頂きたいものである。

同じ鉱物種でも微量元素量が、生物の種類や硬組織内の部分（例えば結晶の排列や粒度の異なる二枚貝の殻の外層と内層）で異なり*、化石でもこの記録が保存されることは、今日では衆知の事であるが、最近では、更に微細な単位での元素分布の不均質性、あるいは週期性が検討されつつある。そこで、微量元素ではないが、今迄に比較的情報の多い紅藻サンゴモ科の Mg 方解石中の Mg 量を例に、この間の事情を説明してみよう。

サンゴモの Mg 方解石中の Mg が同一個体 (thalli) でも成長方向に対し、周期的変動を示すことは、既に CHAVE (1954) の X線回折法による古典的な名論文中で *Lithothamnium* sp. を材料に述べられており、彼は季節により変る水温の記録と解釈した。この解釈を再検討するため CHAVE と WHEELER (1965) は、やはりサンゴモの *Clathromorphum compactum* を用い、この種が、採集地北米東岸 Maine 州沿岸では、生殖巣を年一回晩夏に限りつくることから、線状に排列する生殖巣の二列の間に夾まる部分が、晩夏～秋から翌年の晩夏～秋の一年間に成長した部分にあたりとし、各年間部を四分し、前回と同じ X線回折法で Mg 量を定量した。この藻が晩春から初夏にかけて成長が速いという生態学的知識を用いると、秋から初夏にかけての部分が 10% (Mg CO₃ モル%), 春から夏にかけて 13~14%, と年間を通じて 40% 近い変動がある。こうして生長率に年平均 500μ — 温暖期に早く寒冷期に遅い— が得られた。そして Mg 量の増減は水温のそれによると結論された。

この材料は早速マイクロプローブ分析で、MOBERLY (1968) により詳しく調べられた。彼はまず、生殖巣は既に石灰化している組織の一部を脱灰して形成されるため生長の遅い場合には前年の成長部まで脱灰して喰い込むことがあることから、むしろ時計としては、晩春に、それまで厚壁小型であった細胞が急に薄壁大形になるため生ずる生長線を重視する様にした。このため成長率が 200μ / 年と変った。しかし結論で大きく変った点は、ある部分の Mg 量は、その部分が形成された時期の生育水域の水温よりも、むしろ、その時期の生長速度によって決められるとした点で、この仮説の検定に、冬季 (2~4 月) 成長の速い *Phymatolithon rugulosum* や年間水温変化の少ないマーシャル群島産 *Goniolithon* sp. や *Porolithon* sp. を用いた。後二者の場合は、生長の遅いと思われる組織の密な部分と、速いと考えられる疎な部分とで Mg 量に著しい差が見出された。

フィッシュントラック法によるウランの検出は、ppb から 10 ppm のレベルで可能で、今の処、炭酸塩中のこの様な極微量のもの不均質分布を調べる唯一の元素である。本シンポジウムでも中西らによる報告があったが、SCHROEDER (1970) による造礁サンゴと二枚貝・巻貝 (何れもアラレ石質) 中のウラン分布の研究結果を次に紹介しよう。フィッシュン・トラックで二枚貝の硬組織内でウランが不均質に分布することを明らかにしたのは Rensselaer Polytechnic Institute (New York

* 両層間で貝殻の形成機構が異なることを示す。Sr²⁺ について現生例 (SAKURAI, 1970, MS) と化石例 (KONISHI, 1970); Na⁺ について (中西ほか, 1970) 現生と化石例が判って来ている。

州 Troy) の LAHOUD *et al.* (1966) で、以来、この FRIEDMAN 研究室では、炭酸塩中のウラン分布をこの方法で精力的に調べている。最近ではアラレ石中のU量と方解石化の関係につき、パーミュエグとイスラエルの更新統堆積物で、私共の結論(中道ほか, 1968)と同様の結果を得ている。(HAGLUND *et al.*, 1969)

フィッシュン・トラック法は、北米における α 放射体地球化学のセンターの一つである U. S. G. S. の Denver 支所でも ROSHOLT, SZABO らによって予察的に行われており (SZABO *et al.*, 1970) 化石二枚貝の有機物に富む暗色層とそれに接する白色層とを比較するとU濃度が前者は後者の2倍もあることを明らかにしている。これは大村・小西(1970)の報告と一致する。化石骨の場合は表皮部とハヴァーズ(Haversian)管が、他の部分の $\frac{1}{10}$ ほどに減っているほかは、ほぼ均質に分布すると述べているが、これは阪上・高木(1969)と逆の場合で、続成過程の差を示すものであろう。

さて、前述の SCHROEDER らの研究*は、今年6月カナダの Calgary で開かれた応用古生物鉱物学会(S. E. P. M.)の年会で発表され、席上私も詳しく討論できたが印刷された図をみると写真の再生が悪く残念である。彼等によるとUは造礁サンゴの骨格の表皮に接し厚さ100 μ 内外の所に、他の部分に比べ、16~19倍も濃縮している。二枚貝については、外層と内層の間、また外層中で、U濃度に差があることを示したが、この仕事で大切なことは、何れも生殻を用いた点で、それにも係らずやはり二枚貝や巻貝の両層の間でU量に有意の差を見出したことで、続成過程の富化で複雑化されることはあるが、U分布の不均質性が初生源であることは疑う余地がない。なお彼等のU分布についての説明も変っている。Uは生物にとり不要な廃棄物として捨てられるが、硬組織内への取込みも廃棄の一法である。もし定常な速さでUの骨格への摂取がすゝめば、炭酸カルシウムの成長の速い部分は、成長の遅い部分より、Uの含有比が小さくなるであろうという訳である。私共もシャコ貝中のU分布につき詳しい検討をつづけているが(大村・小西, 1970)化石の場合、Uの分布とNaの分布の間に負の相関がみられる点は注目に値し、結晶の粒度・有機基質量・成長速度と関連させた説明を考えている。

さきにふれたサンゴモの例や堀部ほか(1969)がアカガイ *Anadara broughtoni* で用いた様に、硬組織中に見出される元素や同位体の分布の“規則的”変動の解釈には、形態から規定しうる、独立な“時計”が入用な訳で、古生物学では、今後ますますこの様な形態に残る生物時計の研究が大切である。二枚貝の殻にみられる微細構造の周期性で、生理的(例えば放卵)なサイクルによるものと、無機的な環境(例えば潮汐、季節など)の変化によるものとの識別は大切で、生理的なものは種

* Rensselaer Polytechnic Institute の FRIEDMAN 研究室で放射化学者 MILLER との協力のもとに行われた。中性子積算線量は私共が $3.8 \times 10^{11} \text{ n. cm}^{-2}$ ($4 \times 10^{11} \times (9.5 \times 10^5)$) であるのに対し、SCHROEDER らも軟体動物貝殻に対しては $4.0 \times 10^{12} \text{ n. cm}^{-2}$ と殆んど一致した照射条件で行っている。これに対し SZABO らは含まれるU量により、 1×10^{13} から $2 \times 10^{16} \text{ n. cm}^{-2}$ の間をとっている。

と生物地理区でかなり差があり、環境の影響も深度変化に伴い小さくなることが予想される (RHODS and PANNELLA, 1970) ので、慎重に検討される必要がある。

以上要約すれば、微量元素の不均質性は硬組織内の構造上の分化の差の反映とみることができ、新しい構造や相 (鉱物) を見出す手段となる。また微量元素量変動のリズムは、一種の生理時計の軌跡として、独立な他の時計と相補うことで、生物の生長率や個体年齢を求める上に役立ち、これらは、生物あるいは生物源鉱物の生産量を算出するために必要な数値である。生物硬組織内の微量元素量が鉱物種と生物種のほかに、上記の如く、“生長率”によってきめられると理解すべきか、やはりこの“生長率”を水温その他の要因*に分解して解析すべきか、問題は残されている。それにしても、SCHROEDER (1969a) の溶脱実験が示唆するように、微量元素とされているものが、実は、2つ以上の相にわかれて存在するものか、単相でも、結晶格子内で、どのような型で存在するのか、単なる吸着であるか、といった問題は未解決であり、むしろ生物硬組織内の微量元素の本格的な研究は、これから始まるといっても過言ではあるまい。

安定同位体

生物硬組織中の安定同位体の課題としては、前節でふれた水温計、つまり酸素同位体比による古水温測定が、依然として重要であろう。酸素同位体比による炭酸塩水温計の2つの変数——水温と母液組成——の一方を消去するために、磷酸塩温度計を確立する試みは、PisaのLONGINELLIを中心に進められていたが、磷酸塩と炭酸塩の間の差の測定精度が $\pm 0.3\%$ 程度にすぎず、また両温度計の勾配が非常に似るために、得られる温度の不確かさは 5°C ±にもなり、これでは目的にかなった温度計になるとは余り期待できぬ (CRAIG, 1968)。磷酸塩温度計の勾配がもう少し異ることが今後見出されぬ限り、この方法は、むしろ母液 (海水) 組成を求めるのに有効と考えられる。この方は $\pm 1.0\%$ の精度で得られることが期待される。Scripps海洋研でCRAIGと共同作業を進めたLONGINELLIもこのためか、最近ではこの問題から離れていると聞いている。

このように古水温を求めようにも、海水組成が不明なため、既報の“古水温”値に対する不信心は強く、ことに氷期のあった第四紀については殊更で、教材として屢々引用されているMiami大学EMILIANIの古典的な第四紀深海泥中有孔虫殻を用いた古水温曲線に対する批判も、SHACKLETON (1967) の手で再燃されてから、一段と熾烈化した感がある。GreenlandのCamp Centuryの氷床の1400 mに達するコア試料中の氷の δO^{18} を詳しく調べたDANSGAARDら (1969) は、新しく得られたこの資料と、南極大陸をはじめ他大陸の氷床の再評価から、EMILIANIの見積った第四紀氷河の δO 平均値 -15% 、したがってそれにもとづいた氷期海水の δO 平均値 $+0.5\%$ は、共に誤りで、それぞれ少くとも -30% と $+1.2\%$ に訂正さるべきと

* 海水組成—塩度とも勿論関係する。

** P.D.B. 標準試料からの千分偏差で表した酸素同位体比。

した(DANSGAARD and TAUBER, 1969). そうするとEMILIANIの測定した有孔虫殻のしめす変化範囲が1.65~1.75‰しかないから、もし海水中の δO が1.2‰も変わったとすれば、水温変化による部分は、測定値のわずか30%位、温度にして2℃にしか当らなくなる。事実、浮游棲種ほど表層水の水温変化の影響がなかったと思われる底棲種につき、氷期と間氷期のものを比較してみると、その差は、1.23‰(EMILIANI, 1955)と期待値に一致する。また大西洋のある深海泥コアで、同(時代)試料中に含まれる浮游棲種(*Orbulina universa*)と底棲種(*Planulina wuellerstorfi*)の δO 値の垂直変化をみると、両者とも非常によく似た傾向を示し、これも水温変化よりも海水組成変化を反映しているものとみなされる(DUPLESSY *et al.*, 1970). そこでDANSGAARD and TAUBER (1969)はEMILIANIの“古水温曲線”は、むしろ“古氷期曲線(paleoglaciation curve)”と呼ぶべきとしている。つまり古気候を読む道具ではあるが、極地氷河の消長の記録であるという訳である。*

しかし、浮游棲有孔虫の古水温測定にはもう少し問題がある。先日の国際地球化学学会に來日したCase Western Reserve大のSAVINはHECHT (1970)と、浮游棲有孔虫種の表現型として“正常型”と“矮小型(BERGERのKummerform型で、最終chamberが矮小化、場合によっては変形)”を認め、両者の間で酸素同位体比を比較し、浅層棲種(例えば*Globigerinoides ruber*)の場合に、矮小型は正常型より重い、つまり見掛け上低温を示すのに対し、中間層棲種(例えば*Globorotalia cultrata*, *Globoquadrina dutertrei*)では、両型の間の差は余り明瞭でないことを示した。そして矮小型は、BERGER (1969)が推論したように、水温・塩度あるいは食餌不足といった環境の変化によって生じたストレスによるものであろうが、必ずしも水温だけの影響と断ずることは出来ないと結論した。また大西洋産*Spheroidinella dehiscens*のcrust型とnon-crust型の酸素同位体比を比べると、crustが軽く、殻全体としては一緒に産する*Globigerinoides sacculifer*や*G. trilobus*より重いので、BFの“*S. dehiscens*は*G. sacculifer-trilobus*が深層に沈み最終chamberにcrustを生じたもの”という考えに合わず、むしろ*S. dehiscens*は独立種として認定した方がよいとした。この問題は既に、堀部ほか(1969)が*Globorotalia menardi*と*G. truncatulinoides*で、逆の例を示しており、*S. dehiscens*でもインド洋産のものは、僅かだがcrustの方が軽い傾向を示しており、今後も引続いて検討されよう。何れにせよ同一種でも表現型や個体の成長段階の差を問題にする所まで、古水温測定の議論がきている点を注意しておく。

実は、酸素水温計には更に深刻な問題がある。UREYらChicago大グループが温度計を実用化するにあたり、いろいろな海生生物を、棲息水温の判っている海域から採取するとともに、飼育実験の結果、有孔虫・軟体動物・腕足動物は、他の生物と異り、“vital effect”を欠き、その硬組織をつくる炭酸塩殻は、棲息域の海水中の CO_2 と同位体平衡を保ちつつ晶出したとみなした。従って古水温測定にはこの種

* 当然のことであるがEMILIANI (1970)より反論が出されており、彼は氷期の極地氷河の δO の平均値は-9‰と主張している。

類の海生動物殻しか用い得ない訳である。処が、この平衡を示すという限られた動物で、同じ環境に棲息するもの乃至はそれに近い条件をみだすと思われる異った種類のものにつき、測定を行うと、相当なバラツキがある。そこで、種類別に異る、殻形成の最適水温 (preferred temperature) という考え (EPSTEIN and LOWENSTAM, 1953) が導入されたのだが、やがて、殻の δ_0 値から算出した水温が、実測した棲息水温の範囲を大きくはずれる場合も見出される様になって来た。例えば現生を含む第四紀後葉の深海泥の、同じ泥試料中の底棲有孔虫で周囲の海水温と $2 \sim 4^\circ\text{C}$ の差を示す δ_0 が得られており、また底棲有孔虫の種類の間で 1% をこす様な差も報告されている (DUPLESSY *et al.*, 1970)。因みに、問題の種の間で、殻の中に、この様な同位体比の差を起すに充分な MgCO_3 量の差は認められない。また白亜紀後期の、未だにアラレ石 (内層) を保存している方解石 (外層) を主とする二枚貝 *Inocerami* は、共伴して産するアンモナイト (*Baculites* spp.) やベレモナイトに比べ、ずっと軽い δ_0 値を示し、海水組成の補正や続成作用の結果に帰し得ないため、代謝による同位体効果によるものと説明されている (TOURTELOT and RYE, 1969)。類似した現象は、琉球列島産第四紀軟体動物化石を検討した場合にも見出され (中道, 1970MS) ている。

既に炭素については CRAIG, EPSTEIN, ABELSON をはじめ、今迄にも繰返して言われたことだが、硬組織形成に費される CO_2 には、複雑な生化学的回路を経た生体代謝を通じて、形成の場所に達する“代謝起源”のものと、周囲の海水中に溶存する“外界起源”のもの両者が存在する訳だから、もし前者に、食餌など食物連鎖の差のほかにも、代謝機構の差による同位体効果が起るものならば、結果として生ずる骨格には、その影響が記録されている筈である。事実、先日来日した WEBER, J. N. をはじめとする Penn. State グループの最近の一連の研究はこのことを明示している。なかでも造礁性サンゴの場合は、更に系を複雑化する、共生藻類 *zooxanthellae* の影響が著しいことが、非造礁性サンゴとの比較で示され* (WEBER and WOODHEAD, 1970)、私共の *Tridacna* に関する結論 (酒井ほか, 1969) とよく合う。

なお、先回のシンポジウムで酒井ほか (1969) により紹介された樽谷らの重要な仕事が印刷された (1969) が、C に関しても、アラレ石は方解石に対し、 $1.8 \pm 0.2\%$ (25°C) 重くなるのが RUBINSON and CLAYTON (1969) により実験的に決められた (理論的にもとめられた計算値は 0.9%)。炭素同位体化学もまた再検討の時期に入っておりことに代謝過程における分別機構の解明には、水素と関連させた研究が進められているが、何れも結果は未公表である。いかにして続成変質から免れた、同位体古生物学用試料を探し出すかという問題は、かつてその dilemma** を指摘したが、も

-
- * WOODHEAD and WEBER (1970) は更にこの問題を進化の立場からとらえ、大胆な説明を行っている。
 - ** 適した試料を得るために不透水性の頁岩中の化石を用いるということは、ある特定相の材料—環境についての情報しか得ないということになる。(小西, 1966)

しアラレ石質のものと方解石質のものが共存する場合には、普通用いられている様に方解石質の材料をえらぶよりアラレ石質の方をえらぶ方が望ましいことを述べて来た。STAHL and JORDAN (1969) も、同様にアラレ石を用いるか、または、アラレ石を伴う方解石に限り方解石を分析すべきとの意見を述べている。彼等によれば火山作用や広域変作用を蒙った岩石中のものは、加熱による影響があるし、古い時代の地層では、頁岩中に保存されるものに限られ、石灰岩中のものは、先ず続成過程を通じ同位体の再配分が行われたと考えるべきである。CLAYTON and STEVENS (1968, 1968a) は、同一層準産ベレモナイト試料の δO のバラツキを、続成過程の同位体交換によるものとし、その程度を知ることは困難故、最も重い (低温) 値は交換がなかったか、あっても最少と仮定して、古水温曲線をひいた。この例の様に、ベレモナイトでは一般に中軸部 (central apical canal) と一番外側の部分は、常に軽く、同位体交換か、二次的方解石の沈積があったことを示すが、LONGINELLI (1969) は、著しく軽い値からみて、全体が同位体交換したとみなさざるをえない試料でも UREY らの示した様な“季節変化”曲線が得られる例を、北米のジュラ系から報告した。

放射 性 同 位 体

化石硬組織中に含まれる放射性核種を用いた年代測定は、 ^{14}C , ^{230}Th , ^{231}Pa と用いられる核種の半減期の関係上、もっぱら第四紀後葉を対象としている。この中、礫性堆積物*に関する最近の報告 (ニューギニア: VEEH and CHAPPELL, 1970; バルバドス: KU, 1968; MESOLELLA *et al.*, 1969; JAMES *et al.*, MS) は、私共が喜界島から報告した結果 (KONISHI *et al.*, 1970) とよく一致し、“Würm 氷期”中に1あるいは2つの間氷期が存在したことは、もはや疑いない事実となった。なお、この問題に関連して SZABO (1970) が昨年の INQUA に紹介論文を発表している。

所で、私共は、南西諸島や台湾産サンゴ化石中の ^{230}Th につき、初生 (化石中の U からの壊変によらない) ^{230}Th の存在を指摘し、同地方の現生種には $^{230}Th:^{232}Th$ 比が平均値で 20^{**} も含まれることから、年代測定に必要な ^{234}U よりの壊変で生じた ^{230}Th 量は、次式で与えられるとした (大村ほか, 1969)。

$$^{230}Th_{rad} = ^{230}Th_{total} - 2.0 \cdot ^{232}Th \cdot e^{-\lambda T_{230}} \cdot t$$

その後 VALLENTINE and VEEH (1969) も、南カリフォルニア沖 San Nicolas 島の海岸段丘産非造礫性サンゴ *Balanophyllia elegans* *** を ^{230}Th 年代測定した際、上式の係数として 15 を与えたが、これは KAUFMAN and BROECKER (1965) や STEARN and THURBER (1965) によれば、天然水中の $^{230}Th/^{232}Th$ が 1 と 2 の間

* 深海泥堆積物については紙面の都合上割愛する。

** 大村ほか (1969) では 2.1 としたがこゝに 2.0 と改めたい。

*** 同一種はアメリカ合衆国 California 州 Cayucos の海岸段丘産のものが分析され 130,000 ± 30,000 の ^{230}Th 年代が得られているが、この場合も U 量は 42 と造礫性サンゴの範囲内に入り、相選択性が示されている。(VEEH and VALLENTINE, 1967)

にあるということからその中央値をとったものである。ニューギニアの更新世隆起サンゴ礁を年代測定した VEEH and CHAPPELL (1970) は、化石中に存在する ^{232}Th 量と、 ^{14}C 年代から、この係数値として12を算出、使用した。この様にサンゴ源アラレ石には、“初生” ^{230}Th が含まれることが、南西諸島・台湾以外からも知られる様になったが、これを“初生”（つまり化石年代0の際に存在していた）と考えるだけでなく、続成過程のある時期に導入された可能性も考えねばならず、その意味では、私共のもとめている年令は maximum age ということになる。また上記の例でも判る様に、 ^{230}Th : ^{232}Th はかなり地域差があるため、この補正に不確かさを導入する一因にもなる。

さて私共の仕事で ^{231}Pa を ^{230}Th と同時分析し、両者の放射年令を比較する優位性を指摘してから、浅海源炭酸塩の ^{231}Pa による年代測定が Woods Hole 海洋研の KU* により進められた (1968)。このアイディアをはじめてのべた ROSHOLT は、 ^{231}Pa の定量に放射化分析を用い、 $^{231}\text{Pa}(n,\gamma) \xrightarrow{(-\beta)} ^{232}\text{Pa} \xrightarrow{(-\beta)} ^{232}\text{U}$ とし、 $^{232}\text{U}/^{238}\text{U}$ を α スペクトロメトリーで測定する (ROSHOLT and SZABO, 1969) 方法をとっている。この場合熱中性子全線量 $25 \times 10^9 \text{ n/cm}^2$ で長時間照射のため、昨年の中端まで Idaho 州の National Reactor Testing Station の炉を用いたが、U.S.G.S. の Denver 支所内に“地調 TRIGA”がおかれ、昨年後半より活動を始めて研究も能率化している。この様にしてもとめられる ^{231}Pa 年令と ^{230}Th 年令の間に不一致がある場合、閉鎖系の条件は乱されたと考えられる訳だが、かねて、開放系のモデルを設立し、その数学的解を求める方法を提唱していた ROSHOLT (1967) は、最近モデルを更に修整し、次の様な関係式をたて、逐次近似法で求めることを、再びアメリカ西海岸で第四紀海岸段丘の古典的研究地である Los Angeles 南西の Palos Verdes Hills 産の材料を用いて示した (SZABO and ROSHOLT, 1969)。

$$k_1 = \exp(-\lambda_{234} t)$$

$$k_2 = 1 - \exp(-\lambda_{234} t)$$

$$k_3 = 1 - \exp(-\lambda_{230} t)$$

$$k_4 = 1 - \exp(-\lambda_{231} t)$$

$$k_5 = 1.4352 \{1 - \exp[-(\lambda_{230} - \lambda_{234}) t]\}$$

$$A = B \left(\frac{k_3 - k_1 k_5}{k_4} \right) + C \left[\frac{k_5}{k_4} - B \frac{k_2 k_5}{(k_4)^2} \right]$$

$$A = ^{230}\text{Th}/^{231}\text{U}, \quad B = ^{231}\text{Pa}/^{234}\text{U}, \quad C = ^{231}\text{Pa}/^{238}\text{U}$$

これはあくまで近似解であるが、閉鎖系がみだされすぎているとして放棄された (例えば BLANCHARD *et al.*, 1967) 軟体動物化石の ^{230}Th , ^{231}Pa 年代測定に、一つの活路を見出そうとする試みで、他の年代測定がそうである様に、その仮定と限

* KUは一昨春秋より Los Angeles の University of Southern California の海洋学教室に移って、Woods Hole 時代と同様の仕事に着手している。

界を考慮に入れた上で適用されるならば、サンゴ化石の産出の少ない本邦の第四紀更新世中～後葉の地質学的諸問題を攻撃する大切なアプローチとなり得よう？

さきに私共が1万年より若い年代の同じ化石サンゴの ^{14}C 年令と ^{230}Th (又は ^{231}Pa)年令を比較した際に、前者を一先ず固定し、後者は、上述の“初生” ^{230}Th (又は ^{231}Pa)の存在による、実令よりの老け込みの年令を示すものとした(小西・猪郷, 1968; KONISHI *et al.*, 1968; 大村ほか, 1969). これはTHURBERら(1965)のとった立場と正反対で、彼等は、大気ならびに海洋中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ に経年変化(OLSSON, 1968)があるため、 ^{14}C 年令に不確かさが出ることから、むしろこの変化を ^{230}Th 年令を固定化することから出そうとした訳である。大気中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ の経年変化(“DE VRIES 効果”)は、本邦でも屋久杉につき、木越(1966・1966a KIGOSHI and HASEGAWA, 1966)が行なったように、現在生育する樹木の年輪から、場合によっては枯木の年輪へと、過去の大気中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ を測定する方法で、従来*Sequoia gigantea* (LINDL.) DECNEを用いて2,000 B. P.頃まで調べられていたが、其後、北米大陸中部California州のWhite Mountains産で生長速度の遅い*Pinus aristata* ENGLN (FERGUSON, 1968)が見出され、ScrippsのSuess(1967)により4,700 B. P.まで、最近では7,100 B. P.までさかのぼることに成功し、とかく問題の多い6,000 B. P.前後まで補正曲線が作られた(Suess, 1969). この中4,500 B. P.までの精度は100年以下に限られるというが、曲線の示す細かな波形の変動は、同じ、 ^{14}C 年令から異った恒星年令が得られ、また見掛上同じ ^{14}C 年令は異った恒星年令より生じる訳で、これに起因する新しい別の不確かさの導入の問題がある。もちろんこの様な補正を行う仮定の一つに生物種の差や生育環境の差を考慮せねばならないのも事実で、海棲生物硬組織の場合は、更に複雑化した過程が加わる筈である。なおこの様な補正を行うと、従来私共が報告した、試料の ^{230}Th 又は ^{231}Pa 年令と ^{14}C 年令の差が、更に小さくなることは上記補正の傍証となる。

もちろん、この様な補正值は、今後の研究の進展により、更に細かになることが予想され、報告には、測定値と半減期から求められる ^{14}C 年令と補正年令との区別を明確にしておく必要がある。アジアでも部分的に古い時代の年輪を保存している様な化石材が、遺跡などで発見され、この補正曲線の精度が一段とますことをのぞみたい。大気中の ^{14}C 濃度の経年変化については、短期・長期とも地球物理学的に興味深い仮説で説明されており(例えばDAMON, 1969)地球全体の物性の経年変化とも直結する課題であるが、既に木越による解説(木越, 1966)もあり、同氏による最近の研究の紹介を別稿においてお願いして本節を閉じたい。

* 尚 SZABO and ROSHOLT (1969)の開放系モデルでPalos Verdes Hillsの第一段丘(WOODRING *et al.*, 1946)の年代がTHURBER (1965)よりずっと若く $86,000 \pm 9,000$ という、地質学的結論によくあうようになった。一方それまで地形的に対比されていたSanta Monicaの最下位段丘であるDume段丘とは異った年令になり、本邦同様の付近のneotectonismの烈しさをしめしている。

既に予定の紙数も超過して、改めて結論めいたことを記す余裕もないが、端的に
いって、発表が偶々邦文であったため、その結果が外国に知られてないとはいえ、
化石同位体グループの仕事は国際的にみてもすぐれたものであるとの自信を得てい
る。もし欠けているとすれば、既に2回にわたるシンポジウムで指摘された、具体
的な生物学的内容をともなった生体内における微量元素・同位体分配のモデルの必
要性で、生物学者との協力がのぞまれるとともに、飼育研究がもっと進められてよ
かろう。外国の若手研究者は既に、この方向に歩みは始めている。

参 考 文 献

- BERGER, W. H. (1969), Kummerform Foraminifera as clues to organic environ-
ments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 53, p. 706.
- BLANLHARD, R. L., CHENG, M. H. & POTRAZ, H. A., 1967, Uranium and thorium
series disequilibria in Recent and fossil marine molluscan shells. *Jour. Geophys.*
Res., vol. 72, p. 4745-4757.
- CHAVE, K. E. (1954), Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous
marine organisms. *Jour. Geol.*, vol. 62, p. 266-283.
- CHAVE, K. E. & WHEELER, B. D. Jr. (1965), Mineralogic changes during growth
in the red alga, *Clathromorphum compactum*. *Science*, vol. 147, p. 621.
- CLAYTON, R. N. & STEVENS, G. R. (1968), Paleotemperatures of New Zealand
belemnites. "Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures", Consi-
glio Nazionale delle Ricerche, p. 1-6.
- CLAYTON, R. N. & STEVENS, G. R. (1968a), Paleotemperatures of the New Zea-
land Jurassic and Cretaceous. *Tuatara*, 16, p. 3-7.
- CRAIG, H. (1968), The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. "Stable
isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures", Consiglio Nazionale delle
Ricerche, p. 1-24.
- DAMON, P. E. (1969), Climatic vs. magnetic perturbation of the atmospheric car-
bon-14 reservoir. *Proc. XII NOBEL Symp. Uppsala (Sweden), 1969.* (preprint)
- DANSGAARD, W., JOHNSON, S. J. & MøLLER, J., & LANGWAY, C. C. Jr. (1969),
One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland
Ice Sheet. *Science*, vol. 166, 377-381.
- DANSGAARD, W. & TAUBER, H. (1969), Glacier oxygen-18 content and Pleistocene
ocean temperatures. *Science*, vol. 166, p. 499-502.
- DUPLESSY, J. C., LALOU, C., & VINOT, A. C. (1970), Differential isotopic fraction-
ation in benthic Foraminifera and paleotemperatures reassessed. *Science*, vol.
168, p. 250-251.
- EMILIANI, C. (1955), Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, vol. 63, p. 538-578.
- EMILIANI, C. (1970), Pleistocene paleotemperatures. *Science*, vol. 168, p. 822-825.
- EPSTEIN, S. & LOWENSTAM, H. A. (1953), Temperature-shell-growth relations of
Recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota from Bermuda. *Jour. Geol.*,
vol. 61, p. 424-438.

- FERGUSON, C. W. (1968), Bristlecone pine: science and esthetics. *Science*, vol. 159, p. 839-846.
- HAGLUND, D. S., FRIEDMAN, G. M. & MILLER, D. S. (1969), The effect of fresh water on the redistribution of uranium in carbonate sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 39, p. 1283-1296.
- HECHT, A. D. & SAVIN, S. M. (1970), Oxygen-18 studies of Recent planktonic Foraminifera: comparisons of phenotypes and of test parts. *Science*, vol. 170, p. 69-71.
- 堀部純男・大場忠道 (1969), インド洋深海底コアの炭酸塩温度計による古水温。化石(増刊号), p. 21-29.
- 堀部純男・新妻信明・酒井豊三郎 (1969), 生物遺骸のしめす古水温。化石(増刊号), p. 31-37.
- JAMES, N. P., MOUNTJOY, E. W. & OMURA, A. (MS), An early Wisconsin (60,000 B. P.) reef terrace, Barbados, W. I. I. (in preparation)
- KAUFMAN, A. & BROECKER, W. (1965), Comparison of Th^{230} and C^{14} ages for carbonate materials from Lake Lahontan and Bonneville. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 70, p. 4039-4054.
- 木越邦彦 (1966), 大気中における ^{14}C 濃度の経年変化。日本化学雑誌, vol. 87, p. 209-220.
- 木越邦彦 (1966a), 炭素-14 による年代測定の誤差とその補正。第四紀研究, vol. 6, no. 4, p. 151-156.
- KIGOSHI, K. & HASEGAWA, H. (1966), Secular variation of atmospheric radiocarbon concentration and its dependence on geomagnetism. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 71, p. 1065-1071.
- KINSMAN, D. J. J. (1969), Interpretation of Sr^{87} concentrations in carbonate minerals and rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 39, p. 486-508.
- KINSMAN, D. J. J. & HOLLAND, H. D. (1969), The coprecipitation of cations with CaCO_3 . IV. The coprecipitation of Sr^{87} with aragonite between 16°C and 96°C . *Geochim. Cosmoch. Acta*, vol. 33, p. 1-17.
- KONISHI K. (1970), Fibrous aragonite in sealed Pliocene *Glycymeris yessoensis*; post-mortem. *Bullt Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 54, p. 856.
- 小西健二・猪郷久義 (1968), 造石灰岩生物による環境解析。地質学論集(日本地質学会) vol. 3, p. 87-98.
- KONISHI, K., OMURA, A. & KIMURA, T. (1968), ^{234}U - ^{230}Th dating of some Late Quaternary coralline limestones from Southern Taiwan (Formosa). *Contr. Geol. Palaeont. Southeast Asia*, vol. 5, p. 211-224.
- KONISHI, K., SCHLANGER, S. O. & OMURA, A. (1970), Neotectonic rates in the central Ryukyu Islands derived from ^{230}Th coral ages. *Marine Geol.*, vol. 8, (in press).
- KU, Teh-Lung (1968), Protactinium 231 methods of dating coral from Barbados Island. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 73, p. 2271-2276.
- LAHOUD, J. A., MILLER, D. S. & FRIEDMAN, G. M. (1966), Relationship between depositional environment and uranium concentrations of carbonate shell material. *Jour. Sed. Petr.*, vol. 36, p. 541-547.
- LAUHLI, A. & SCHWANDER, H. (1966), X-ray microanalyser study on the localiza-

- tion of minerals in native plant tissue sections. *Experientia*, vol. 22, p. 503-505.
- LONGINELLI, A. (1969), Oxygen-18 variations in belemnite guards. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, vol. 7, p. 209-212.
- MESOLELLA, K. J., MATTHEWS, R. H., BROECKER, W. S. & THURBER, D. L. (1969), The astronomical theory of climatic change: Barbados data. *Jour. Geol.*, vol. 77, p. 250-274.
- MOBERLY, R., Jr. (1968), Composition of magnesian calcites of algae and pelecypods by electron microprobe analysis. *Sedimentology*, vol. 11, p. 61-82.
- 中道 修 (1970), 生物源炭酸塩硬組織中の酸素・炭素同位体比—南西諸島喜界島第四系産化石軟体動物を中心にして—金沢大学修論。
- 中道 修・小西健二・酒井 均(1969), 生物源炭酸塩硬組織中の酸素・炭素同位体比の測定に関する若干の考察。質量分析, vol. 17, p. 500-508.
- 中西 孝・大村明雄・阪上正信・小西健二 (1971), フィッション・トラック法および放射化オートラジオグラフ法による化石シャコ貝中のウラン・ナトリウムの偏在の研究。化石(本号)。
- OLSSON, I. U. (1968), Modern aspects of radiocarbon dating. *Earth Sci. Rev.*, vol. 4, p. 203-218.
- 大村明雄・小西健二 (1970), 化石シャコ貝の ^{10}O および ^{14}Pa 年代測定における問題点。日本地質学会第77年学術大会(静岡)講演要旨集, p. 333.
- 大村明雄・小西健二 (1970 a), 化石サンゴの示す見掛けのイオニウム年令の評価。地質雑, vol. 76, p. 389-397.
- 大村明雄・小西健二・浜田達二 (1969), 造礁サンゴの ^{230}Th および ^{231}Pa 年令と ^{14}C 年令, 化石(増刊号), p. 53-65.
- RHOADS, D. C., & PANNELLA, G. (1970), The use of molluscan shell growth patterns in ecology and paleoecology. *Lethaia*, vol. 3, p. 143-161.
- ROSHOLT, J. N. (1967), Open system model for uranium-series dating of Pleistocene samples. in "Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting"(IAEA Symposium, Monaco, 1967), p. 299-311.
- ROSHOLT, J. N. & SZABO, B. J. (1969), Determination of protactinium by neutron activation and alpha spectrometry. in "Modern Trends in Activation Analysis" (edit. DEVOE, J. R.) U. S. Nat. Bur. Stand., Spec. Publ. 312, no. 1, p. 327-333.
- RUBINSON, M. & CLAYTON, R. N. (1969), Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 33, p. 997-1002.
- 阪上正信・高木友雄 (1969), 古生物に対する放射化学からのアプローチ activography, fission track, 年代測定—化石(増刊号), p. 39-51.
- SAKURAL, Tomoko (1970)MS), Strontium contents in biogenic calcareous skeletons. Grad. Thesis (B. Sc.) Kanazawa Univ., Fac. Sci.
- SCHOPF, T. J. M. & ALLAN, J. R. (1970), Phylum Ectoprocta, order Cheilostomata: microprobe analysis of calcium, magnesium, strontium, and phosphorous in skeletons. *Science*, vol. 169, p. 280-282.
- SCHROEDER, J. H. (1969), Experimental dissolution of calcium, magnesium, and strontium from Recent biogenic carbonates; a model of diagenesis. *Jour. Sed. petr.* vol. 39, p. 1057-1073.
- SCHROEDER, J. H., DWORNIK, E. & PAIRIKKE, J. J. (1969), Primary dolomite in echi-

- noid skeletons. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 80, p. 1613-1616.
- SCHROEDER, J. H., MILLER, D. S. & FRIEDMAN, G. M. (1970), Uranium distributions in Recent skeletal carbonates. *Jour. Sed. Petr.*, vol. 40, p. 672-681.
- SHACKLETON, N. (1967), Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed. *Nature*, vol. 215, p. 15-17.
- STAHL, W. & JORDAN, R. (1969), General considerations on isotopic paleotemperature determinations and analyses on Jurassic ammonites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 7, p. 29-42.
- STEARNS, C. E. & THURBER, D. L. (1965), Th-230-U-234 dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*, vol. 7, p. 29-42.
- Suess, H. E. (1967), Bristlecone pine calibration of the radiocarbon time scale from 4,100 B. C. to 1,500 B. C. in "Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting" (IAEA Symposium, Monaco, 1967), p. 143-151.
- Suess, H. E. (1969), Bristlecone pine calibration of the radiocarbon time scale: 5300 B. C. to the present. (preprint) Proc. XII NOBEL Symposium, Uppsala (Sweden), 1969.
- SZABO, B. J. (1970), Uranium series dating of Quaternary successions. in "Quaternary Shoreline Problems" (edit. FAIRBRIDGE, R.) INQUA Paris, 1969)
- SZABO, B. J., DOOLEY, J. R. Jr., TAYLOR, R. B. & ROSHOLT, J. N. (1970), Distribution of uranium-series dated fossil shells and bones shown by fission tracks. *U. S. Geol. Surv. Prof.* 700-B, p. B90-92.
- SZABO, B. J., MALDE, H. E. & IRWIN-WILLIAMS, C. (1969), Dilemma posed by uranium series dates on archeologically significant bones from Valsequillo, Pueblo, Mexico. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, vol. 6, p. 237-244.
- SZABO, B. J. & ROSHOLT, J. N. (1969), Uranium-series dating of Pleistocene mollusk shells from southern California-an open system model. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 74, p. 3253-3260.
- TARUTANI, T., CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. (1969), The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 33, p. 987-996.
- THURBER, D. L. & BROECKER, W. S. (1965), An evaluation of absolute ages for the elevated marine terraces of the Palos Verdes Hills area based on uranium series disequilibrium in mollusks. *Nuclear Sci. Abstr.* vol. 19, p. 2777.
- THURBER, D. L., BROECKER, W. S. & KAUFMAN, A. (1965), The comparison of radiocarbon ages of carbonates with uranium series ages. *Proc. 6th Intern'l Conf. Radiocarbon and Tritium Dating* (Pullman), Washington). p. 367-382.
- TOURTELOT, H. A. & RYE, R. O. (1969), Distribution of oxygen and carbon isotopes in fossils of Late Cretaceous age, Western Interior region of North America. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 80, p. 1903-1922.
- VALLENTINE, J. W. & VEEH, H. H. (1969), Radiometric ages of Pleistocene terraces from San Nicolas Island, California. *Bull. Soc. Amer.*, vol. 79, p. 1415-1418.
- VEEH, H. H. & VALLENTINE, J. W. (1967), Radiometric ages of Pleistocene fossils

- from Cayucos, California. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 78, p. 547-550.
- VEEH, H. H. & CHAPPELL, J. (1970), Astronomical theory of climatic change: support from New Guinea. *Science*, vol. 167, p. 862-865.
- WEBER, J. N. & WOODHEAD, P. M. J. (1970), Carbon and oxygen isotope fractionation in the skeletal carbonate of reef-building corals. *Chem.Geol.*, 6, p. 93-117.
- WOODHEAD, P. M. J. & WEBER, J. (1970), Evolution of the reef-building corals and the significance of their association with zooxanthellae. (Abstr.) *Abstracts of Papers, Intn'l Symposium on Hydrogeochem. & Biogeochem. (Tokyo, 1970)*, p. 85.
- WOODRING, W. P., BRAMLETTE, M. N., & KEW, W. S. W. (1946), Geology and paleontology of Palos Verdes Hills, California. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 207.

矢部長克先生と日本古生物学会*

小林 貞一**

日本古生物学会は昭和10年6月29日に創立しました。浅野前会長や高井現会長はこの年に大学を卒業されたのでありますが、当時の新学士や学生諸氏が還暦を迎えられるのも左程遠くない頃と思われまふ。ところで本会は矢部先生の創意によって出来たのでありまして、これは先生の学界に残された特筆すべき功績であります。それと同時に本会の創立前後から、会がどのような歩みをして来たかは、本会会員に取って大なる関心事でありまふ。この事について本会の創立前から終始関与して来た者と致しまして、しかも本会の主催する先生の追善記念講演として、これを会員の各位にお伝えするのは感慨無量であります。

創立総会の会長演説中に矢部先生が述べられましたように、前から日本の古生物学者間には学会結成を望む声が聞かれたのでありますが、International Palaeontological Unionの創立を好機として、日本地質学会の部会として本会は結成されました。*** IPUのことは「化石」2号に記しておきました。IPUは1933年第16回万国地質学会議中に結成されたのであります。**** その頃この会議の開催地ワシントンに居りました私は、計らずもIPUの組織委員会の末席をけがすことになりました。その後矢部先生から北アメリカの古生物学会と地質学会の関係を調べるようにとのことで、私は古生物学会の方の幹事をしていたProf. B. F. HOWELLに問合せましたところ、その規則を送って来ましたが、当時古生物学会は地質学会の部会的関係にありました。本会は初めこの形を取ったのでありますが、北米ではその後古生物学会が地質学会から独立しました。そして日本でも本会のみならず、日本鉱山地質学会や日本鉱物学会が地質学会の部会として発足しましたが、これらが相継いで独立しました。今にしてProf. HOWELLの手紙を見るとその追伸に Its affilia-

拜啓末ル六月廿九日(土曜日)午後五時ヨリ
東京帝大山上御殿ニ於テ本會部會タル
日本古生物学会創立總會相関キ候間為
障御差線御出席相成度候也

六月二十二日

日本地質学会會長井上禧之助

總會後同所ニ於テ晚餐會相関候間

御出席被下度候

會費 壹円五十才

* 日本古生物学会第105回例会 矢部先生追悼会(昭和45年9月12日, 国立科学博物館)に於いて。

Professor Hisakatsu YABE and the Palaeontological Society of Japan.

** Teiichi KOBAYASHI.

*** 日本古生物学会記事 地質学雑誌42巻, 825~828頁, 1935

**** 小林貞一(1961), 国際古生物学会議 化石2号。

tion with the Geological Society has been useful, but has not been necessary or vital to it. と書いてあって、内外共に部会が何れも独立することになったのは宿命であったかのようにも思われます。

私がこの手紙を頂いて、その由を矢部先生にお伝えしたのは I P U 結成の翌年新春でありましたが、私はこの年の11月に帰国しました。東京地質学会が日本地質学会と改称されることになったのはこの月でありました。兎も角それから日本古生物学会創設の計画は急速に具体化して来ました。当時地学関係の若干の学会がありまして、京大に地質学鉱物学教室が出来て間もない大正13年に京大の地質・地理の人人が地球学園を組織して「地球」を発刊しました。その翌年日本地理学会が創立して、「地理学評論」を出版し初めました。それから僅かおくれ、昭和3年に日本岩石礦物礦床学会が創立し、その翌年元旦にその創刊号を出しました。また昭和6年には日本火山学会が出来ました。^{*} これらは何れも独立した学会でありましたが、日本古生物学会は部会型式を取るので、日本地質学会の常務委員会や評議員会でそのための曲折を踏まねばなりません。そして翌年5月京城で開かれた日本地質学会総会で、そのうちに部会を置くための規則改正が行われ、またその部会として日本古生物学会を設けることが議決されました。そして遂に6月の本会創立総会を開くことになりましたので、矢部先生は大変御満悦でありました。

創立総会では17名の評議委員が選ばれ、会長には矢部長克、常務委員には大炊御門・大塚弥之助・小林貞一・徳永重康・矢部長克が選出され、7月11日に第1回評議員会を、11月30日に第1回例会を開きました。

当時の本会会費は年額3円、但し地質学会会員の部会費は1円でありました。第1回例会までの会員は283名で、部会のみで会員中には柴田桂太・小倉謙・福井玉夫・直良信夫その他の生物学者がありました。そしてその翌々年末には会員数は349名となりましたが、この間本会には外国人が相継いで入会され、欧米からは、A. K. MILLER, M. L. THOMPSON, B. F. HOWELL, F. W. CHANEY, Curt THICHERT, T. W. DURHAM, G. H. HARRIS, I. Y. STAUFFER, 中国からは李四光・尹贊勳・計榮森・俞建章・許傑・李毓堯・王鈺・許徳佑・盛辛夫・黄汲清ら、そして当時日本へ留学中の馬廷英ら隣国の学者があり、その数は昭和12年末には約30名となりました。在外会員の会費は当時米貨2弗でありましたが、現在は5倍の10弗、これに反して国内会員の会費は3円が2000円となっていて、物価の騰貴もさることながら、この間の邦貨の暴落の激しさが覗れます。

例会は東大・京大・東北大・北大などで昭和12年末までに8例会、158講演と2会長演説が行われました。昭和14年(1939)には九大に地質学教室が設けられ、ここでも例会がさいさい開かれました。この例会で発表したものを古生物学会の論文として、地質学雑誌中に本会の欄を設けてここに載せ、その抜刷を古生物学会報告・紀事として年4回合本してこれを部会誌としました。昭和10年春小藤先生は逝去さ

* 日本地質学会史 日本地質学会60周年記念, 1953.

れましたが、横山又次郎先生はなお御健在で、部会誌の題字は先生が御執筆下さいました。地質学雑誌中に於ける部会欄としての割当ては年 150頁、附図4枚で昭和10年はその半分で超過分は部会の負担でありました。このようにして報告・紀事第1号は大炊御門・大塚・遠藤誠道・長尾・小林らの5論文に学会記事を加えて初年度に出すことが出来ました。

本年春出ました報告・紀事の索引*を御覧になると判りますが、本誌は Old Series と New Series に分けられます。このOSは昭和13年から大判になりましたが、小型時代の9号、53論文中にすでに THOMPSON の *Nagatoella*, n. gen., TEICHERT の *Polydesmia*, それに馬廷英のデボン紀赤道・オールドビス紀気候論、馬希融の山東産 *Ogygitoides yabei*, n. sp. など国際色豊かな内容を備えていました。戦後九大の鳥山教授は THOMPSON 教授のところまで客員として研究され、後に THOMPSON 教授が九大に来られましたが、これは本会の取もった縁起とでもいうものでしょうか。ついでに *Polydesmia* にまつわる挿話を紹介しますと、これはもと LORENZ が山東産のオールドビス紀巻貝の新属として記載したのでありますが、どうも私の北鮮産頭足類の新属 *Maruyamaceras* と同じらしいので、LORENZ の type の再研究を TEICHERT に頼みました。その頃彼はすでにベルリンからコペンハーゲンに移り、ここからこの論文を投稿して来ました。そして間もなく濠洲の Perth に職を得たので抜刷をここに送りました。氏は現在 MOORE 教授の後継者としてカンサス大学に教鞭を取っています。両馬さんについては、昭和12年夏の地質巡検で杉山敏郎博士らの案内で盛の辺を見学中に芦溝橋事件が起こり、両氏は間もなく帰国されたので、その後印刷された論文があったかと思えます。戦後馬廷英教授は台北大学に来られ、来日されて本会で最初の特別講演をされましたが、小型会誌時代とは上記のような時代でありました。

この時代にすでに外国人の寄稿もありましたが、我々はこの頒布の狭い抜刷集の報告・紀事に大事な論文を載せて、それによって本誌の価値を高めることに努力しました。誰かの言では MOORE の *Treatise* や ORLOV の *Osnovy* などの参考論文によく邦文誌の地質学雑誌が載っているというので当てみると、そのうちの古生物学会欄の論文でありました。当時の会員の本誌に対する熱意のほとばしりでしょうか。

本会の紀事・報告中の論文は原則として、欧文の本文に邦文摘要を附することになっていました。そしてその抜刷集は古生物学会のみの会員に配布されました。地質学会会員でこの部会会員となったものは定価75銭の割引価格50銭で各号を買うことが出来ることになっていました。しかし抜刷集を購入しない場合には部会費はほとんど寄附したようなものであります。その代償というわけでもありませんが、次第に深刻化する外国文献難を救うために、矢部先生は古生物学文献のリストを作っ

* Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan. Index, Old Series No. 1 (1935)-New Series No. 64 (1966). 1970.

て下さいましたので、これを本会全会員に頒布しました。これは大変な先生の労作でありました。また先生は浅野・江口・畑井・稲井・鹿間・杉山らの諸氏との共著を合計17篇寄稿されています。その外に大変興味ある会長演説がありましたが、これは残念ながら活字に組まれて居りません。

大型時代になってから国際学術交流や出版事情が次第に苛酷になり、昭和16年には邦文に英文摘要でも載せる事になり、次いで抜刷を合本することも出来なくなりました。そして昭和19年6月論文187を出してから、24年12月出版を復活するまで休刊しました。また例会の方は昭和20年2月九大で第38回例会を開いてから23年4月東大で第39回例会を再開するまで休会するのやむなきに到りました。この終戦をはさむ約3年間を境として、我が古生物学会史は第1期から第2期に移るのですが、その後の経過を御存知の方は少くありませんので、かいつまんで申します。

まず報告・紀事ですが、昭和26年1月から地質学雑誌とは別に New Series を年4回出すほか不定期刊物として Special Papers を出版することになり、その第1号として遠藤隆次の Bibliography of Japanese Palaeontology and related Sciences 1941-1950 が同年9月に出版されました。そして昨年第14号に達しました。

昭和26年から毎年年会を1回、例会を3回開くことになったのですが、これらの学会において特別講演や討論会が行われ、討論会では古生物学・層位学のみならず堆積学との共有領域の問題、あるいは海外研究の問題など種々の問題が取り上げられました。

昭和32年2月9日東大で開かれた本会年会場で「日本地質学会の部会」*を削除して、会則第1条を「本会は日本古生物会という」に変更しました。

昭和35年には創立25周年を記念して「化石」を発刊しました。同年年度の紡錘虫を主題とするシンポジウムの報告を主体とする第1号が同年9月に出来、本年8月までに第20号および増刊号1冊が出版されました。

創立25周年記念事業*** としては昭和36年1月14日神田学生会館で祝賀会・記念講演会****・晩餐会が盛大に行われ、I P U 会長や日本地質学会長などの祝詞を受け矢部先生への感謝の意をこめて日本古生物学会賞牌を贈呈し、学術奨励金が優れた古生物学者に授与され、事務功労者が表彰されました。

また「化石」の発刊当時に記念出版物として下記の2冊が出版されました。

1. Catalogue of Type-Specimens of Fossils in Japan. Compiled by S. HANZAWA, K. ASANO and F. TAKAI, 1961.
2. A Survey of the Fossils from Japan Illustrated in Classical Monographs. Edited by T. MATSUMOTO, 1963.

* 高井冬二(1953). 日本古生物学会, 日本地質学会史, 前出.

** 小林貞一(1960), 「化石」発刊の辞, 化石1号.

*** 日本古生物学会創立25周年記念事業報告 本会記事・報告41号.

**** KOBAYASHI, T. (1961), Address to the Twenty-Fifth Anniversary of the Palaeontological Society of Japan. *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan*, No. 41

そして昭和40年末には創立30周年を記念して、日本古生物学会論文賞*が設定され、報告・紀事中の優秀論文に対して賞状とメダルが贈られることになりました。

昨年4月発行の会員名簿によると、会員総数 457名、うち在外会員54名で、その分布は欧米の外に Saudi Arabia, Iran, Thailand, Malaysia, Singapore, Korea, Taiwan, Australia とアジア・太平洋地域の会員が増して来たことが、戦後の会員構成の特色であります。会員総数は創立当時の2倍に達していないのでありますがその約1割が在外会員であることは当時とほぼ同様であります。

報告・紀事の索引を見ると、その内容が各種各時代の動植物化石、発生・系統・生態・古地理・古気候その他古生物学関連の諸分野に亘っていることは当然であります。Burma, France, India, Indochina, Indonesia, Malaya, North and South America, Philippine, Thailand など世界各地の化石が取扱われていることも本誌の特色で、この国際色豊かな会員と会誌は I P U 結成の機に創設された本会としてふさわしいものでありましょう。会員総数に比べて年1回の総会と3回の例会、そして欧文誌4冊と邦文誌2冊の定期刊行物、その上に欧文の Special Papers の出版はまことに活潑な学会活動といえるでしょう。この戦後の加速度的発展は、小型抜刷集を発刊した創立当時には夢想だも及ばぬものであります。

本会は創立当初に矢部先生を会長に仰ぎ、その後会長は1年交代で、徳永重康・中村新太郎・長尾巧・大村一蔵・青木廉二郎・横山次郎の諸先生・諸先輩が就任されましたが、昭和17年以降35年まで矢部先生が留任され、19年の長期に亘って本会を指導して頂きました。そこで先生を名誉会長に推戴し、1期を2年とはしていますが、改選の原型に復し、小林・浅野・高井が選ばれて今日に及んでいます。明治大正・昭和を通じての日本古生物学界の発展については、本会30周年の特別講演**でお話しましたが、本会がその創立以来斯学の発達を促進したことはまことに甚大であります。そしてこの輝かしい学会史を省みますと、その今日に到るまで、矢部名誉会長から、役員・会員一同、そして事務を取扱う方々まで協力一致してこの会を育てて来たのでありまして、特にこの機会に矢部先生に対する感謝の意を新にすると同時に、本会を今後益々旺ならしむる為に会員一同の御尽力を切に願って私の講演を終ります。

* 日本古生物学会論文賞設定、本会紀事報告60号。

** 小林貞一(1967)、日本古生物学界30年を省みて 化石13号。

The First Interamerican Micropaleontological Colloquium 報告*

高柳 洋吉**

1970年の夏、表記の会議がテキサス州で開催され、筆者は幸いこれに参加できたので、以下そのあらましを報告する。

Interamerican Micropaleontological Colloquium (以下IMCと略称)は、アメリカ大陸において3ないし4年に1回、化石層位学的にくわしく試料を採集できるような古典的地域を選定し、そこに微古生物学者が会合し、野外巡検を行ない、かつ化石試料の採集をすることを目的としている。この会議への参加者は、当然西半球の研究者が主体となるが、東半球の人とたちにも参加を呼びかけることをたてまえとしている。この種の会議としては、ヨーロッパにおいては European Micropaleontological Colloquium があり、また西アフリカにおいても West African Micropaleontological Colloquium があって、過去に何回となく会合が行なわれている。ことに後者の第2回の会議の成果は、Proceedings of the Second West African Micropaleontological Colloquium, Ibadan, June 18-July 1, 1965 (1966)として刊行されているのは周知のことであろう。しかし、これら両会議はいずれも regional なものであり、同地域外の居住者に対して呼びかけはしていない。IMCはこれらの会議を下敷として1966年に企画されたものであるが、この点が相違している。これは雑誌“Micropaleontology”の編集者であったが、1968年になくなった Angelina MESSINA の示唆によるということである。

最初の企画より4年を経て、第1回の会合は1970年7月、テキサス州において、メキシコ湾岸の上部白亜系を対象として開催された。第1回IMCの組織委の委員長は、浮遊性有孔虫化石によって、メキシコ湾岸地域の上部白亜系の化石層位学的研究を最近まとめた、University of Texas at Dallas の E. A. PESSAGNO, Jr. 教授であり、野外巡検の案内には同氏のほかに University of Idaho の J. Dan POWELL 教授が主としてあたった。ちなみに PESSAGNO 氏の研究は

Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Paleontographica Americana*, vol. 5, no. 37, 1967.

Upper Cretaceous stratigraphy of the western Gulf Coast area of México, Texas, and Arkansas. *Geol. Soc. America, Mem.* 111, 1969.

の2著に収められており、会議の開催に先立つ両著の刊行は第1回IMCの効果をおおいに高めた感がある。

参加者は56名に達し、これを国別にみると、アメリカ以外はカナダ2、メキシコ2、スイス2、ポーランド2、あとはチリ、コロンビア、英、独、伊、オランダ、

* Report on the First Interamerican Micropaleontological Colloquium

** Y. TAKAYANAGI 東北大学理学部地質学古生物学教室

ナイジェリア, 日本, ニュージーランド, サウジアラビア各1名で, 計15ヶ国であった。

会議日程は次のとおりである。

- 19日 参加者の登録。夜には非公式のカクテルパーティーがあり, 参加者と地元
のテキサス大学関係者の初顔合せが行なわれた。
- 20日 テキサス大学および市内の案内があり, 午後オリエンテーションの会合に
おいて, テキサスの白亜系層序の紹介が行なわれた。夜には University of
Miami の W. W. HAY 教授一族の招待による夕食会があり, 同氏や同行の
大学院生の地質学のかえ歌の披露があって一同を興がらせた。
- 21~23日 Dallas 周辺の野外巡検。Dallas 泊。
- 24日 Dallas-Waco 間巡検。Waco 泊。
- 25日 Waco-Austin 間巡検。Austin 泊。
- 26日 Austin 周辺巡検。Austin 泊。
- 27日 Austin-San Antonio 間巡検。San Antonio 泊。
- 28日 San Antonio-Brackettville 間巡検。Brackettville 泊。
- 29日 Lozier Canyon 巡検。Brackettville 泊。
- 30日 Del Rio 周辺巡検。Austin 泊。
- 31日 Dallas に帰還, 解散。

巡検した地点は総計32に達し, 地層としては, Cenomanian の Washita Group より Maastrichtian の Navarro Group までの代表的地層を網羅している。宿泊はすべてモーテルで, 2人1組でルームメートを編成し, 旅行中変更することはなかった。夜間は原則として夕食後会合し, 層位学的問題, 古生態学的問題について質疑を重ねた。参加者には最初にテキサス州の地質図, 道路図および案内書が支給され, また姓のアルファベット順に番号が定められた。この番号は, 巡検中必要に応じて無制限に供給されたサンプル袋に各自が記入し, 試料の混同を防止したのである。

フィールド用の案内書は POWELL 氏らにより編集された綿密なもので, 上部白亜系層序概説, 参考文献表, 日程に従った路程による地質解説, 地点ごとの測量した地質柱状図, およびそれぞれの産出有孔虫化石リストが記載されている。これは, 野外においてはフィールドノート代りにもなり, また会議後においては試料研究のための参考書として, 遺憾なく使用できるよう配慮のゆき届いたものである。

旅行はクーラーつきの貸切バスで行なわれたが, これにトラックがつき従い, 採集された試料および弁当や飲物の輸送にあたった。トラックの内部には, 参加者別に割り当てられた番号のついた南京袋がつるされ, 試料採集ごとにこれに納めて, 一ぱいになる頃をみはからって, もよりの運送会社に搬入し, 身軽になって旅行を継続した。実質10日間の旅行により, 各人南京袋4はい位の試料を採集したようである。アメリカ国内からの参加者には石油会社の関係者が目立ち, 彼等は会社ごとに組を作って要領のよい採集を行っていた。こうなると, ばらばらに大学から

きている連中が自然に寄り集まって採集仲間を作り、対抗しだしたのは妙であった。筆者もその一人ではあるが、日本のような遠隔の地に貴重な試料をもたらすには、もう少し人手が欲しいと痛感せざるをえなかったのである。また、せっかく大量に採集できても、輸送費が相当にかさむため、ナイジェリアからの参加者などは採集の手控えをしていた程であり、今後この種の会議に参加するには周到な計画の必要なことが思い知らされた。

メキシコ湾岸に発達する白亜系は構造が比較的単純であり、またこれより保存の良好な有孔虫、介形虫、ナンノプランクトン、双鞭毛藻類、花粉および孢子等の微化石や、大形の各種化石を豊富に産する点から、世界における一大標準として広く認められている。今回、この地域の層位・古生物の専攻者による丹念な案内によって、現地における検討を行ないつつ採集された、原地模式標本を含む多くの地点、各種層準からの標本は、今後の標準的資料として、汎世界的対比の精度向上に有用であるのみならず、古生物学の多角的な研究資料として絶好であると思われる。

なお第2回IMCは、HAY氏が世話役となって、3～4年後に、Mississippi—Alabamaの白亜系と第三系を対象として開催することを検討中である。終りに、旅行中多くの人から日本においてもこの種の会議を開く計画がないかと問われたことを記しておく。

Symposium, Recent and Fossil Marine Diatoms

— Modern trends in research 報告*

金谷 太郎**

開催地： プレーメルハーフェン海洋研究所 (Institut für Meeresforschung Bremerhaven) 附置, Fr. Hustedt 珪藻研究施設 (Dr. Fr. Hustedt Arbeitsplatz für Diatomaceenkunde). 西独ブレーメン州政府教育局後援.

期間：1970年9月21～26日

参加者：招待による。米国，ソ連，日本，英国，独国，仏国，ノルウェー諸国の計25名に招待状が出され，16名が出席。日本では高野秀昭（東海区水産研），小泉格（大阪大教養），金谷太郎（東北大，理）が招きをうけたが，旅費の都合で金谷が出席したにとどまった。

集会の沿革・目的：ラumont地質研究所のL. BURCKLEの提案をもとに，F. Hustedt 珪藻研究施設のR. SIMONSENが主となって計画したSymposium. 近年の海洋地質学の発展にともない，著しい数の深海底コアが採取されるようになり，それらに含まれる海棲珪藻の微古生物学的研究が本格化するにつれて，研究者間の連絡の必要性が高まって来た。ことに，この数年，米国およびソ連の研究者達は，続々と行なわれる深海調査航海がもたらす，おびただしい数の試料をもとに研究を進めているが，その反面，種の分類学的検討がややもするとおろそかになり，そのための混乱のきざしが現われつゝある。そこで関係者が一堂に会し，生物学者の参加をも求めて，分類上の問題点を検討し，将来の発展に備えることを目的とした。

集会の内容：午前中が論文発表，午後は主として討論と標本を観察しながらの分類上の意見交換にあてられた。会期を通じて発表された22論文は末尾に示す。

これらの論文はSymposium volumeとして一括し，Nova Hedwigia (Verlag von J. Cramer 社出版の隠花植物研究の専門誌) に出版される予定であるが，以下金谷が特に重要と感じた論文の内容をごく簡単に紹介する。

SIMONSEN (21, Sept.) —珪藻綱(class)の科(Family)以上の大分類についてはHUSTEDTの大著Kieselalgenに述べられているが，それ以降にも，HENDY, JOUSE & SHESHUKOVA-PORETZKAYAなどの修正意見がある。SIMONSENは，珪藻をOrder CentralesとOrder Pennales(羽状目)の2目に分けるHUSTEDTの立場をとっているが，Centralesを3つのSuborder(亜目)，Coscinodisnae, Rhizosoleniineae, Biddulphiineaeに分け，それぞれに既存のFamilyを再分配したもの。この分類には，珪藻のgenusの地史的出現順序や，休眠胞子形成の有無，増殖の様式等に対する考案が多く加えられており，古生物関係者にとつ

* Report on Symposium, Recent and Fossil Marine Diatoms — Modern trends in research.

** Taro KANAYA 東北大学理学部地質学古生物学教室

て極めて示唆に豊む内容を含んでいる。これに関しては、最近、走査型電顕を利用して珪藻殻上の特殊な構造(突起, 眼紋, 刺)を調べている ROSS, HENDY, HASLE らから異った科の属にみられるそれらの構造の類似や相違に関する知見がのべられた。

HASLE (22, Sept.) — HASLE 女史は光学顕微鏡 — 透過型電顕 — 走査型電顕を並用して、分類がきわめて難しい属の徹底した再検討を行なっているノルウェーの著名な研究者であるが、今回は深海コア一中にしばしば現われ、層位的価値が指摘されていながら、分類がきわめて混乱している *Fragilariopsis* 属について、既存の現生種の分類学的特徴を比較検討したのちに、*Fragilariopsis* を属として *Nitzschia* 属から独立させる根拠はうすく、*Nitzschia* 属中の section とすることが妥当であると結論した。彼女の検討の線にそって、化石種の再検討が早急に必要である。

SCHRADER (23, Sept. a) — SCHRADER 博士は Kiel 大学の地質古生物学教室の SEIBOLD 教授のもとで、主として堆積物中の珪藻遺骸の研究に従事している気鋭の生物学者であるが、この研究で珪藻殻が堆積物にとり込まれる過程を綿密に追跡している。Copepoda の faecal pellets 中の珪藻殻の保存度と、真光帯や直光帯以下の深度別採水試料中の珪藻殻の保存度を比較して、死後に溶解が最もはげしく行なわれるのは真光帯以下の SiO₂ 未飽和水深帯であり、Copepoda に採餌された珪藻は、faecal pellet 内に保護されて溶解をまぬかれ、海底に達すると云う。保存度を定量的にもとめるため、珪藻殻上の特定の微細構造の溶解による変形を、走査電顕で観察して index として用いているほか、多くの創意に豊んだ極めて注目すべき論文である。

BURCKLE (25, Sept.) — ラumont 地質研で進捗中の熱帯海域の微化石層序の設定作業の珪藻関係の成果を公表したもの。上部中期中新世～現世までの深海コアの連続記録をもとに、熱帯域深海底の層序の珪藻による分帯がしめされた。この研究は同研究所で行なわれている深海底堆積物の古地磁気層序の設定と平行して行なわれたもので、珪藻種の range と古地磁気層序の Epoch, event との時間関係が、Epoch 11 にまでさかのぼって明らかにされている。古地磁気層序と微化石との関係については、Gilbert 逆磁極期以降についてのいくつかの公表試料はあるが、Epoch 5 (正磁極期) 以前にさかのぼったものは未だ無く、珪藻で関係がつけられた意義は大きい。日本の新第三系における range が判明しているいくつかの珪藻種が zone の定義に使われている。珪藻分帯の設定に用いたコアは、浮遊性有孔虫にとほしいが、石灰質ナンノプランクトンは或程度含まれているとのことであるので、それを手がかりに今後、浮遊性有孔虫の分帯との関係をつけうる可能性がある。

Fr. Hustedt 珪藻研究施設は、珪藻研究のバイブルともいわれる“Kieselalgen”の著者で、今世紀における珪藻研究者の最高峯であった Fr. HUSTEDT 博士(1968年7月死去)所蔵の研究図書と珪藻スライド(10万枚におよぶ)をプレーメン州政府が一括して購入して設立されたもので、1965年以来、プレーメルハーフェン海洋研の一隅の2室を占め、R. SIMONSEN 博士が専任の Curator として施設の管理と珪藻の研

究を行なっている。Symposium の会期中の午後にあてられた珪藻標本の検鏡は、かつてHUSTEDT 博士所蔵の珪藻関係文献とタイプスライドが整然と壁面に並び、最高級の生物顕微鏡数台を部屋の中心に揃えた同施設で行なわれた。このSymposium に JOUSE, SHESHUKOVA-PORETSKAYA, MUCHINA などのソ連の研究者の出席がなかった（旅費の都合と聞く）のは残念であったが、金谷と BURCKLE はこの会期中に、太平洋深海コア中のいくつかの問題種にまつわる分類上の混乱を、HASLE や SIMONSEN などの生物学者の意見を徴しながら整理することができた。

なお、同名第2回のSymposium を1972年ロンドンのBritish Museum (Natural History) で開くことが提案され、R. ROSS (委員長), L. BURCKLE, A. P. JOUSÉ, 金谷太郎, R. SIMONSEN よりなる組織委員会がもうけられ、計画にあたることとなった。

今回のSymposium に金谷が参加するための旅費（交通費）は、文部省国際集會研究員旅費によった。

発表論文

21 September

- R. ROSS (British Museum, Natural History): Some observations on the present state of diatom taxonomy.
- R. SIMONSEN (Institut für Meeresforschung Bremerhaven): Ideas for a more natural system of the centric diatoms.
- G. R. HASLE (Institut for Marin Biologi, Oslo): Studies on the morphology of centric plankton diatoms.

22 September

- G. DREBES (Biologische Anstalt Heligoland): Asexual reproduction of the centric diatom *Stephanopyxis turris*. (movie).
- G. DREBES Sexual reproduction of the centric diatom *Stephanopyxis turris*. (movie)
- N. I. HENDY (St. Agnes, Cornwell, U. K.): A note on *Muelleriella limbata* (Ehr.) V. H. in Eocene South Atlantic cores.
- W. W. WORNARDT (Union Oil Co. California): Systematics and taxonomy of the marine diatom genera *Annellus*, *Endictya*, *Kittonia* and *Lithodesmium*.
- G. DREBES: The life history of *Bacteriastrum hyalinum*
- H. J. SCHRADER: (Geologisches und Paläontologische Institut, Univ. Kiel): Raphe structure of some biraphid diatoms as seen by the scanning microscope.
- G. R. HASLE : *Fragillariopsis* as a section of *Nitzschia*.

23 September

- R. SIMONSEN : Nitzschiaceae versus Bacillariaceae.
- D. KÖNIG (Landesamt für Wasserwirtschaft, Kiel): Diatoms on high sand flats at the west coast of Schleswig-Holstein (W-Germany).
- S. L. Van LANDINGHAM (Dept. of Biology, Northeast Louisiana State College): Studies on diurnal variation in diatoms at a small artificial inlet along Virginia

Key, Dade County, Florida, U. S. A.

G. HASLE: The distribution of *Nitzschia seriata* Cl. and allied species.

H. J. SCHRADER: (a) Initial diagenesis of marine plankton diatoms.

H. J. SCHRAEDR: (b) Verve sedimentation and diatom flora in a nine meter "Kas-
-tenlot" core from Landsort-Tief.

24 September. Excursion to Heligoland. Visits of the Biological Station.

25 September

T. KANAYA: Miocene to Recent diatom biostratigraphy in the circum North Pacific.

L. H. BURCKLE (Lamont-Doherty Geological Observatory): Late Cenozoic paleoma-
-gnetic and diatom stratigraphy in long sediment cores from the Equatorial Pa-
-cific.

W. W. WORNARDT: Biostratigraphy of marine diatoms in the California Tertiary.

L. BENDA (Niedersächsisches Landesamt f. Bodenforschung, Hannover): Diatoms of
the Moler formation of Denmark (Lower Eocene).

26 September

K. E. LOHMAN (Smithsonian Institution, Washington): Preparation of diatoms and
methods of study. (read by Andrews)

G. W. ANDREWS: (U. S. Geological Survey, Washington): Some fallacies of quanti-
-tative diatom paleontology.

国際古生物学連合 (IPU) アジア部会ニュース—V

A IPU の Council が再建された。その構成は次の通りである。

- 1) 地方部会の会長 ヨーロッパ部会—P. HUPE (France), アジア部会 (除ソ連)—小林貞一 (日本), ソ連部会—B. S. SOKOLOV (USSR), オセアニア部会—D. A. BROWN (Australia), 南アメリカ部会—H. CAMACHO (Argentine)
- 2) 古生物学分科の代表者 古植物学—B. PACLTOVA (Czechoslovakia), 古脊椎動物学—H. TOBIEN (Germany)
- 3) 特殊な国又は地方の代表者 東ドイツ—H. JAEGER, トルコ—E. MERIC
- 4) Corporate Member の代表者 International Association of Mathematical Geologists—W. S. MCKERROW (UK), Palaeontological Association, London, UK—E. KLOVAN (Canada), Paleobotanic Section, Botanical Society of America—代表者未定
- 5) International Research Group の代表者 Deep Sea Ostracods of Tethys—R. H. BENSON (USA), International Bryozoologists Association—N. SPJELDNAES (Denmark), Cambrian Internationale—A. R. PALMER (USA)
- 6) 活動している Commissions 或は Committees の代表者 Lethaia の編集者—A. MARTINSSON (Sweden), "Biometrics"—R. A. REYMENT (Sweden), Palaeoecology—R. F. HECKER (USSR), Palaeogeography—G. Y. KRIMHOLZ (USSR), Directory—E. GERRY (Israel)
- 7) 政策委員会 (含常任委員会) の委員 President—B. BOUČEK (Czechoslovakia), Vice-President—P. C. SYLVESTER-BRADLEY (UK), Vice-President—I. I. GORSKI (USSR), Vice President—C. TEICHERT (USA), Secretary-General—G. E. G. WESTERMANN (Canada), Secretary of Policy Committee—E. GERRY (Israel), J. A. BUTTERLIN (France), N. F. HUGHES (UK), M. R. SAHNI (India), O. S. VIALOV (USSR), E. YOCHELSON (USA), Treasurer—A. L. MCALESTER (USA)

B 会員 前期3団体が1970年に Corporate Member となった。Subscribing Member として179名の加入が認められた。トルコの古生物学者12名の加入が認められた。

C 会則 IUGS の statutes に準拠した IPU の statutes 改正案は1972年の Montreal での総会において採決される見込みである。

D 第24回万国地質学会議第7部の Conveners (B. MAMEL および G. E. G. WESTERMANN は予定されているテーマの Organizers として次の諸氏を指名した。

- 1) Structure, chemistry and functional morphology of fossil invertebrates

— H. K. ERBEN (Germany)

- 2) Paleoeecology — R. F. HECKER (USSR)
 - 3) Evolutionary rates, extinction and stratigraphic breaks — C. TEICHERT (USA)
 - 4) Mathematics in Paleontology — R. A. REYMENT (Sweden) [Symposium 4 に移されるかも知れない]
 - 5) Paleontological evidence for or against the relative movements of continental blocks — G. Y. KRIMHOLZ (USSR) および A. HALLAM (Canada)
 - 6) Paleobotanic facies and methods of time-correlation of non-marine with marine strata — N. F. HUGHES (UK)
- E IPU は既に IUGS に affiliate していたが、この度 IUBS にも admit することが承認された。もっともこれは Division Zoology の中に Palaeozoology という section が新設されたもので、Palaeobotany の加入については更に折衝する必要がある。
- F Committee: Directory of Palaeontologists of the World USSR の名簿と現在の名簿（第2版）とを合体した第3版を1972年に刊行することとなり、質問表が届き次第配布することになっている。

(1971年1月21日高井記)

化石投稿規定

1. 古生物学・層位学を中心としたシンポジウム報文・論説・解説・評論を主体とし、これに国際会議・学会の報告、伝記・旅行記などの短報を掲載する。
2. 原稿は日本古生物学会会員のものを主とするが、一般からも募集することがある。内容については編集者または世話人の責任において改訂を求められることがある。
3. 原稿は、400字詰横書原稿用紙を用い、1論文の長さは30枚をこえないものとする。表題の欧文訳およびローマ字書きの著者名は著者の所属とともに脚注に入れる。学名のイタリック、人名の小キャピタル等の指定は著者自身が行ない、参考文献はページ数まで完記するなど、原稿の体裁は日本地質学会誌にならう。図版および折り込み図表は原則として著者の負担とする。
4. 別刷は30部までを無償とし、それをこえる分は著者の負担とする。必要の部数・表紙の必要の有無は原稿に明記する。
5. シンポジウム特別号の編集については世話人を依頼し、特別の規定を設けることがある。

+++++

1971年3月25日印刷

1971年3月30日発行

化石第21号

700円

編集者 浅野 清・高柳洋吉

発行者 日本古生物学会

東京大学理学部地質学教室内

印刷者 東光印刷株式会社

伊 東 暁

+++++

購読申し込み先：〒980 仙台市青葉山

東北大学理学部地質学古生物学教室内

化石編集部

(振替口座 仙台 17141 番)

Fossils

No. 21 March 30, 1971

Contents

Symposium on Isotopes in Hard Tissues of Fossils

S. HORIBE, Y. TAKAYANAGI, T. HAMADA, and K. CHINZEI: Foreword	1
Y. KITANO, N. KANAMORI, Y. OOMORI, S. YOSHIOKA, and A. TOKUYAMA: Distribution coefficient of uranium and other trace elements between carbonate precipitate and solution	2
Y. KITANO, N. KANAMORI, Y. OOMORI, S. YOSHIOKA, and A. TOKUYAMA: Factors controlling uranium and other trace element contents of marine carbonate skeletons	4
T. NAKANISHI, A. ÔMURA, M. SAKANOUÉ, and K. KONISHI: Distribution of uranium and sodium in fossil <i>Tridacna</i> shell studied through fission track method and activation autoradiography	6
A. ÔMURA and K. KONISHI: Isotope content of uranium, thorium and protactinium in present-day and fossil <i>Tridacna</i> shells, and its application to chronology	15
T. HAMADA and K. CHINZEI: On the radiocarbon dating of fossil bone samples	28
N. NIITSUMA, T. OBA and H. KITAZATO: Some problems in nonorganic crystalization of calcium carbonate	38
K. KANAYA: Recent contributions to isotope paleontology —A Review—	43
◆ ◆ ◆	
T. KOBAYASHI: Professor Hisakatsu YABE and the Paleontological Society of Japan	57
Y. TAKAYANAGI: Report on the First Interamerican Micropaleontological Colloquium	62
T. KONISHI: Report on Symposium, Recent and Fossil Marine Diatoms —Modern trends in research	65