イオニウム-トリウム法による北西太平洋 深海底土の堆積速度の研究*

三宅 泰雄** 杉村 行勇***

A Study on the Rate of Deep Sea Deposition in the Western
North Pacific by Means of Ionium-Thorium Method

By

Y. MIYAKE* and Y. SUGIMURA**

Abstract

1 to 2 grams of core-sampled deep-sea deposit is leached with a hot hydrochloric acid solution for one hour and thorium is separated by using exchange resin. A small amount of solution containing thorium is evaporated to dryness on a platinum disc with which α rays from ^{230}Th and ^{232}Th are measured with α ray spectrometer. From the ratio of α ray of ^{230}Th (Io) and ^{232}Th , the rate of deposition is estimated. For a sample collected at $34^{\circ}25'\text{N}$, $142^{\circ}17'\text{E}$ from the depth of 7,400 m, the rate of deposition of 6 mm/ 10^3 y is obtained.

ま え が き

深海底土の年代測定と、それによる堆積速度の測定のために、深海底土に含まれる各種の天然放射性元素を利用する方法がある。

海底堆積物の年代測定(500年から約40万年におよぶ)に、はじめイオニウム-ラジウム法が用いられたが、ラジウムが底土の中で二次的な移動をすることが明らかとなり、また、ラジウムの親核種のイオニウムが一定のはやきで沈積していることの保証がえられないために、現在では用いられなくなった。

放射性炭素による方法は、その適用が炭酸塩堆積物に限られ、しかも、年代も500年から4万年くらいの範囲にしか適用できない。

1954年、PICCIOTTO と WILGAIN は、海底堆積物中の、イオニウム(^{230}Th)とトリウム(^{232}Th)の同位体比を求めることによって、イオニウム-ラジウム法の欠陥を克服できることを指摘し、1万年から50万年までに適用できるイオニウムトリウム法による年代測定法を提唱した。

この方法は、海水中にある天然のトリウム、 ^{232}Th (トリウム、半減期 1.41×10^{10} 年、 α 放射体)と、その同位体、 ^{230}Th (イオニウム、ウラン・238壊変系に属し、半減期 7.25×10^4 年、 α 放射体)とが、同様に行動して海水から堆積物に移行することに基づく。このほかに、次のことを仮定する。

(1) 過去40万年の間、その海域で堆積物に接する海水中の Io/Th 比はほぼ一定であった。

* JEDS Contribution, No. 62.

** 東京教育大学教授、気象研究所地球化学研究部長。

*** 気象研究所地球化学研究部研究室。

* Tokyo Kyoiku University, Ohtsuka, Bunkyo-ku, Tokyo and Meteorological Research Institute, Mabashi, Suginami-ku, Tokyo.

** Meteorological Research Institute, Mabashi, Suginami-ku, Tokyo.

(2) Io と Th は、化学的に等しく行動し、海水や堆積物の中で、化学的な分別はなかった。

(3) 試料には、その Io や Th の濃度に大きい影響を与えるような、陸生や、火山起源の物質が含まれていない。

(4) 堆積後、トリウム(およびイオニウム)の二次的な移動は起らない。

以上の仮定が成り立つていれば、堆積物中の Io/Th 比は、堆積物の表面からの深さとともに減少を示し、堆積物の各層の年代は、表層の Io/Th 比と、各層における比とから、イオニウムの半減期 7.25×10^4 年を用いて、計算することができる。

イオニウムとトリウムの比は、次のように表わされる。

$$R = \frac{I_o - I_{on}}{Th} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、Io と Th は、それぞれ海水から沈積したイオニウムとトリウムの量、 I_{on} は海底土中のウランと永続平衡によるイオニウムの量をあらわす。

堆積層の年代(t)は、 R_0 を表層における比、 R を各層における比とし、 λ をイオニウムの壊変定数とすれば、

$$R/R_0 = e^{-\lambda t} \quad \dots\dots\dots (2)$$

から求めることができる。

試料と測定の方法

数次にわたる日本深海探検 (JEDS, Japanese Expedition to Deep Sea) 航海で、凌風丸によつて採取された深海底土の柱状試料によつて、測定を行なつた。試料の採取点の海底地形を第1図に示す。

第1図 採泥点付近の海底地形と試料の性状

1~2 g の試料を熱濃塩酸 20 ml で 1 時間処理し、溶出液を、遠心分離で残渣と分ける。溶液中のシリカを不溶性にして除き、硝酸-メチルアルコール混合溶媒で、陰イオン交換(Dowex 1×8; 50—100 メッシュ、直径 0.6 cm、高さ 10 cm)を行なう。トリウムは、硝酸アルコール溶媒で、陰イオン交換樹脂に選択的に吸着される。十分に樹脂を洗ったのち、1 M 硝酸でトリウムを溶離する。さらに精製のため、トリウムを含む溶液を、8 M 硝酸酸性とし、あらかじめ 8 M 硝酸をみたした陰イオン交換樹脂に通して、トリウムを吸着させ、再び 1 M 硝酸で溶離する。

溶離液を直径 3 cm の白金板上に蒸発乾固し、これを α 線スペクトル用の測定試料とする。

α 線の波高分析には、Tracer Lab. 製の Frisch Screen Grid 付き電離箱を検出器とした。RCL 製 256 チャンネル、多重波高分析器を用いた。検出器の効率は 33 %、エネルギーの分解能は約 3 % である。

試料の α スペクトルの測定の 1 例を第 2 図に掲げる。Io/Th の比は、それぞれ測定された Io および Th の α 線の計数の比によつて示される。

測定の結果と考察

JEDS-5(1962)航海のさい、日本海溝東側斜面の F 23 点(34°25'N, 142°17'E, 7400 m) でえられた柱状

第2図 α スペクトルの1例第1表 JEDS-5, F23 試料の Io/Th 比と平均の堆積速度

採取地点: $34^{\circ}25'N, 142^{\circ}17'E$
水深: 7400 m

底土中の深さ (cm)	Io/Th	堆積速度
0 — 2	6.2	6.3 mm/ 10^3 y
10 — 12	5.0	
20 — 22	4.7	
30 — 32	3.7	
40 — 42	3.4	
50 — 52	2.7	
60 — 62	2.4	

試料の Io/Th 比を第1表に示した。第3図に明らかなように、表層における Io/Th 比は6.2, 60 cm で2.3と、深さとともに、 Io/Th 比の対数を縦軸として、直線的な減少を示す。これから平均の堆積速度は、6.3 mm/ 10^3 年が得られた。したがって、海底から60 cm 下の堆積層の年代は、 9.5×10^4 年になる。

JEDS-1~3においてえられた柱状試料について、著者らがすでに報告した測定結果(Miyake and Sugimura, 1961)を第2表に示す。表層における Io/Th 比は、いずれも4~6を示し、その表層付近の堆積速度は、0.5~0.8 mm/ 10^3 年である。

じゅうらいの測定によれば、表層付近の平均の堆積速度は、北太平洋および大西洋で約1 mm/ 10^3 年、インド洋では1 mm/ 10^3 年、南太平洋では0.5 mm/ 10^3 年である。

GOLDBERG らは、北太平洋東部、中部および南太平洋の深海底土について、 Io/Th 法による年代と堆積速度の測定を行なった。その結果

第3図 Io/Th 比と底土の表面からの深さとの関係

を、われわれの結果とまとめ、第4図に示す。この図でわかるように、表層の Io/Th 比が地域的に異なる分布を示すことは、興味がある。

北太平洋の西部海域では、前述のように、 Io/Th 比が4~6の値をとるのに対し、アリューシャン列島とハワイ諸島間の海域では、平均40、また北太平洋の東部海域では平均47、南太平洋では150の高い値を示している。

このことは、堆積物に接する深層水中の Io/Th の比が地域によつて異なることを示唆する。

イオニウムの主な供給源は、海水中のウランであり、トリウムは、陸上の岩石の風化により、海洋に運ばれる。

ウランは海水中では、たぶん $\text{UO}_2(\text{CO}_3)^{2-2}$, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)^{4-3}$ などの形で安定な溶液として存在し、かなり

第4図(a) 堆積速度(mm/10³y)の分布

第4図(b) 底土表面の Io/Th 比の分布

第2表 JEDS-1~3 試料の Io/Th 比と堆積速度

底土中の深さ (cm)	Io/Th	堆 積 速 度
JEDS-1-R : 30°24.6'N 142°18.7'E (8450m)		
0 — 3	3.4	0.5 mm/10 ³ y
3 — 7	2.0	
12 —15	0.2	
JEDS-2-C ₂ : 42°48.0'N 147°59.0'E (8005 m)		
0 — 4	4.0	0.8 mm/10 ³ y
4 — 8	2.6	
JEDS-3-D ₁ : 29°50'N 147°28.3'E (6215 m)		
0 — 5	6.2	0.5 mm/10 ³ y
5 —10	2.8	
10 —15	0.4

第5図 ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb 比の分布
(CHOW, PATTERSON による)

長期間にわたり、海水中にとどまる。したがって、ウランからのイオニウム²³⁸Uの生成率は、ある広さの海域中ではほぼひとしいと考えてよい。これに対し、トリウムは、水酸化物として沈殿しやすく、ウランより短い海水中の滞留時間を持つと考えられる。それゆえ、陸地からの²³²Thの供給量が多いところでは、海水中のIo/Th比は小さくなる。

Io/Thの比が、北太平洋西部で小さく、東部でやや大きく、南太平洋で最大を示すことに対応するものとして、CHOWとPATTERSONにより行なわれた、深海底土およびマンガン瘤中の²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pbの比の分布がある(第5図)。これは、酸に可溶な鉛の中で、放射性壊変によつて生じた鉛の同位体²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pbの比を測定したものであつて、北太平洋西部の1.1840、中部の1.1910、東部の1.1946、南太平洋の1.1966という地域的な分布を示している。これらのデータから、あるいは太平洋全体にわたる、底層水の循環の機構が明らかになるかも知れない。

References

- 1) Arrhenius, G. & Goldberg, E. D., Distribution of radioactivity in pelagic clays. *Tellus* 7, 226-231 (1955).
- 2) Baranov, V. I. and Kuzmina, L. A., The rate of silt deposition in the Indian Ocean, *Geochemistry*, 131-140 (1958).
- 3) Baranov, V. I. and Kuzmina, L. A., Content of radioelements in the deep sea deposit of the Pacific off Japan, *Geochemistry*, 23-31 (1957).
- 4) Chow, T. J. and Patterson, C. C., Occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 263-308 (1962).
- 5) Goldberg, E. D. and Koide, M., Io-Th chronology in deep sea sediments of the Pacific, *Science*, 128, 1003 (1958).
- 6) Goldberg, E. D. and Koide, M., Geochronological Studies of deep sea sediments by Io/Th method, *Acta*, 26, 417-450, (1962).
- 7) Goldberg, E. D. and Koide, M., Rate of sediment accumulation in the Indian Ocean, "Earth Science and Meteoritics" edited by Geiss and Goldberg, North Holland Publ., Amsterdam, 90-102 (1963).
- 8) Goldberg, E. D., Koide, M., Griffin, J. J. and Peterson, M. N. A., A geochronological and sedimentary profile across the North Atlantic Ocean, "Isotopic and Cosmic Chemistry" edited by Craig et al., North Holland Publ., Amsterdam, 211-231 (1963).
- 9) Goldberg, E. D. and Griffin, J. J., Sedimentation rate and mineralogy in the South Atlantic, *Jour. Geophys. Res.* 69, 4293-4310 (1964).
- 10) Kröll, V., The distribution of radium in deep sea cores. *Swed. Deep Sea Expe. Report* 10, 32 p. (1955).
- 11) Miyake, Y. and Sugimura, Y., Io-Th chronology of deep sea sediment of the western North Pacific Ocean, *Science*, 123, 1823-1824 (1961).
- 12) Patterson, C. C., Goldberg, E. D. and Inghram, M. G., Isotopic composition of Quaternary leads from the Pacific Ocean, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, 1357-1388, (1953).
- 13) Pettersson, H., Manganese nodules and oceanic radium, "Papers in Marine Biology and Oceanography", Pergamon Press, London, 335-345 (1955).
- 14) Picciotto, E. and Wilgain, S., Thorium determination in deep sea sediments, *Nature*, 173, 632-633 (1954).
- 15) Piggot, C. S., The radium content of an ocean bottom sediments, *Amer. Jour. Sci.*, 25, 229-238 (1933).
- 16) Rona, E. and Urry, W. D., Radioactivity of ocean sediments, *Amer. Jour. Sci.*, 250, 241-262 (1952).
- 17) Starik, I. I., Kuznetsov, Y. V., Grashchenko, S. M. and Flanklikh, M. S., The Io method of determination of age of marine sediments, *Geochemistry*, 1-5 (1958).
- 18) Tera, F., Korkisch, J. and Hecht, F., Ion exchange in mixed solvents, *Jour. Inorg. Nucl. Chem.*, 16, 345-350 (1961).