

---

Tome 24

Mai 1986

Numéro 2

---

**La mer**

**う み**

昭和 61 年 5 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise  
d'océanographie  
Tokyo, Japon

## 日 仏 海 洋 学 会 編 集 委 員 会

委員 長: 高野健三 (筑波大学)

海外委員: H. J. CECCALDI (フランス), E. D. GOLDBERG (アメリカ), T. ICHIYE (アメリカ), T. R. PARSONS (カナダ)

委 員: 青木三郎 (東洋大学), 有賀祐勝 (東京水産大学), 半沢正男 (神戸商船大学), 井上 実 (東京水産大学), 森田良美 (東京水産大学), 村野正昭 (東京水産大学), 岡部史郎 (東海大学), 高木和徳 (東京水産大学), 宇野 寛 (東京水産大学)

### 投 稿 規 定

1. 日仏海洋学会誌「うみ」は、海洋学および水産学の分野での原著論文・原著短報・総説・資料・書評などを掲載する。
2. 用語は仏・日・英のいずれかとする。論文には約 200 語の仏文または英文要旨をつけること。欧文論文には欧文要旨のほかに約 500 語の和文要旨をつけること。
3. 図はそのまま版下になるように縮尺を考慮して鮮明に黒インクで書くこと。図・表には欧文の説明をつけること。カラー写真など特殊なものには実費を申し受けることがある。
4. 編集委員会は投稿原稿を審査する。また、原稿の字句の加除訂正を行うことがある。
5. 初校は著者が行う。
6. 著者が日仏海洋学会員である場合には、刷上り 7 ページをこえた ページの印刷実費は著者の負担とする。会員でない場合には第 1 ページから著者の負担とする。
7. 1 篇について 50 部の別刷を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては実費 (送料を含む) を著者が負担する。
8. 原稿 (正副 1 通ずつ) の送り先は、高野健三 (〒305 茨城県新治郡桜村 筑波大学生物科学系), または海外委員。

*Rédacteur en chef:* K. TAKANO (Université de Tsukuba)

*Rédacteurs étrangers du bureau d'édition:* H. J. CECCALDI (EPHE, Station marine d'Endoume), E. D. GOLDBERG (Scripps Institution of Oceanography), T. ICHIYE (Texas A&M University), T. R. PARSONS (University of British Columbia)

*Comité de rédaction:* S. AOKI (Université de Toyo), Y. ARUGA (Université des Pêches de Tokyo), M. HANZAWA (Université de Marine Marchande de Kobe), M. INOUE (Université des Pêches de Tokyo), Y. MORITA (Université des Pêches de Tokyo), M. MURANO (Université des Pêches de Tokyo), S. OKABE (Université de Tokai), K. TAKAGI (Université des Pêches de Tokyo), Y. UNO (Université des Pêches de Tokyo)

### RECOMMANDATIONS A L'USAGE DES AUTEURS

1. «La mer», Bulletin de la Société franco-japonaise d'océanographie, publie les articles et notes originaux dans toutes les disciplines des sciences de la mer et de la pêche.
2. Des résumés en langue française ou anglaise sont obligatoires.
3. Les figures au trait seront tracées à l'encre de Chine noire sur papier blanc ou sur calque. Les légendes des figures et des tableaux sont indispensables.
4. Le Comité de rédaction se réserve la possibilité d'apporter quelques modifications de forme ou d'ajuster certains détails à des normes d'uniformité.
5. Les premières épreuves seront corrigées, en principe, par les auteurs.
6. Les frais d'impression des pages dépassant sept pages seront à la charge des auteurs s'ils sont des membres de la Société. Les auteurs extérieurs à la Société s'en chargeront pour tous leurs pages.
7. Un tiré-à-part en cinquante exemplaires est offert gratuitement aux auteurs. Ceux qui en désirent un plus grand nombre peuvent les faire établir à leur frais.
8. Manuscrits et correspondances devront être adressés au rédacteur en chef, Kenzo TAKANO, Institut des Sciences Biologiques, Université de Tsukuba, Niihari-gun, Ibaraki-ken, 305 Japon, ou à un des rédacteurs étrangers, H. J. CECCALDI (EPHE, Station marine d'Endoume, rue Batterie des Lions, 13007 Marseille, France), E. D. GOLDBERG (Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California 92093, U.S.A.), T. ICHIYE (Department of Oceanography, Texas A&M University, College Station, Texas, 77843, U.S.A.), T. R. PARSONS (Department of Oceanography, University of British Columbia, Vancouver, B.C. V6T 1W5, Canada)

## Comment on Boussinesq's long wave equation\*

Motoyasu MIYATA\*\*

**Abstract:** Two-dimensional non-linear motion in shallow water on a flat bottom is discussed. It is found that the non-linear equations, with the wave amplitude being not necessarily small, yield a steady solution of solitary type whose wave form is nearly equal to that obtained from the Boussinesq equations.

### 1. Introduction

Consider two-dimensional motion in a perfect fluid on a flat bottom. Let  $(x, z)$  be a system of Cartesian co-ordinates, and let  $z$  be measured vertically upwards from the undisturbed surface. The linear shallow water equation is (see, e.g., STOKER 1957)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + h \frac{\partial u}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

where  $u$  is the horizontal velocity in  $x$ -direction,  $\zeta$  the displacement of the water surface,  $h$  the undisturbed water depth,  $g$  the gravitational acceleration. In deriving Eq.'s (1) and (2), the following two length ratios were assumed to be negligible compared with unity.

$$\varepsilon \equiv \frac{A}{h}, \quad \delta \equiv \frac{h}{L}, \quad (3)$$

where  $L$  is the horizontal scale of the motion and  $A$  is the amplitude. The two parameters  $\varepsilon$  and  $\delta$  are independent of each other and when the theory extends to include non-linear terms, the ratio of  $\varepsilon$  to  $\delta^2$  is believed to play a central role in deciding the type of the approximate solution of the full original equations. The dependence of the non-linear shallow water wave equation on the fundamental ratio was systematically analysed by URSELL (1953) so that it is often called Ursell's parameter, although STOKES (1849) was the first to call attention to it in ex-

plaining what Ursell later referred to as "long wave paradox". Ursell concluded that BOUSSINESQ's theory (1877) or the KdV equation (KORTEVEG and DE VRIES, 1895) is based on the approximation

$$\varepsilon \sim \delta^2 \ll 1, \quad (4)$$

and steady non-linear wave solution is possible in this case. He discussed that if

$$\varepsilon \gg \delta^2 \ll 1, \quad (5)$$

then non-linear effect would overcome and wave would break. Since then, in the literature dealing with the non-linear long waves, it has been commonly the custom to use this ratio to distinguish non-breaking wave from breaking wave. The present author has found it difficult to reconcile himself to these discussions, and in this paper he is going to show that Boussinesq's approximation is not necessarily the only case that produces a steady wave solution.

### 2. Derivation of approximate equations

The formalism of MEI (1983, Chap. 11) will be used. The variables are normalized by the following replacement.

$$\begin{aligned} x &\rightarrow Lx, & z &\rightarrow hz, & \zeta &\rightarrow A\zeta \\ t &\rightarrow \frac{L}{\sqrt{gh}}t, & u &\rightarrow A\sqrt{\frac{g}{h}}u, & w &\rightarrow \frac{AL}{h}\sqrt{\frac{g}{h}}w. \end{aligned}$$

Now the non-dimensional Laplace equation,

$$\delta^2 \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0, \quad (6)$$

must be solved for the velocity potential  $\phi$ , subject to the boundary conditions at the free

\* Received December 15, 1985

\*\* Geophysical Institute, Faculty of Science, University of Tokyo, Hongo, Tokyo, 113 Japan

surface  $z = \varepsilon \zeta$

$$\delta^2 \left( \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial \phi}{\partial t} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) = \frac{\partial \phi}{\partial z}, \quad (7)$$

$$\delta^2 \left( \frac{\partial \phi}{\partial t} + \zeta \right) + \frac{1}{2} \varepsilon \left\{ \delta^2 \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right\} = 0, \quad (8)$$

and at the bottom  $z = -1$ ,

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0. \quad (9)$$

In terms of complex variables,

$$q = x + iz, \quad Q = \phi + i\psi, \quad \frac{dQ}{dq} = u - iw, \quad (10)$$

where  $\psi$  is the stream function. Since  $Q$  should be an analytic function which satisfies the boundary conditions (7), (8) and (9), we can formally write

$$\frac{dQ}{dq} = e^{izD} u_0, \quad u_0 = \left. \frac{\partial \phi}{\partial x} \right|_{z=-1}, \quad (11)$$

where  $D$  is an operator

$$e^{izD} = 1 + i\delta(z+1) \frac{d}{dx} + \frac{1}{2} (i\delta)^2 (z+1)^2 \frac{d^2}{dx^2} + \frac{1}{3} (i\delta)^3 (z+1)^3 \frac{d^3}{dx^3} + \dots$$

Substituting (10) and (11) into (7) and (8), and ignoring the terms of order  $\delta^4$  or higher, we obtain, after some manipulation,

$$\frac{1}{3} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \left( u_0 - \frac{\delta^2}{2} \frac{\partial^2 u_0}{\partial x^2} \right) + \eta \frac{\partial u_0}{\partial x} - \frac{\delta^2}{6} \eta^3 \frac{\partial^3 u_0}{\partial x^3} = 0, \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_0}{\partial t} + \varepsilon u_0 \frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{1}{3} \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\delta^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left( \eta^2 \frac{\partial^2 u_0}{\partial x \partial t} \right) \\ + \varepsilon \delta^2 \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{2} \eta^2 \left( \frac{\partial u_0}{\partial x} \right)^2 - \frac{1}{3} \eta^2 u_0 \frac{\partial^2 u_0}{\partial x^2} \right\} = 0, \end{aligned} \quad (13)$$

where  $\eta$  is the total depth

$$\eta = 1 + \varepsilon \zeta. \quad (14)$$

It should be noted that in deriving the approximate equations (12) and (13),  $\delta$  is assumed to be small but  $\varepsilon$  is left arbitrary. If the

depth-averaged horizontal velocity  $U$  is defined by

$$U = \int_{-1}^{\varepsilon \eta} u dz = u_0 - \frac{\delta^2}{6} \eta^2 \frac{\partial^2 u_0}{\partial x^2} + 0(\delta^4), \quad (15)$$

which is inverted to yield

$$u_0 = U + \frac{\delta^2}{6} \eta^2 \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + 0(\delta^4), \quad (16)$$

then Eq.'s (12) and (13) can be rewritten as

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial}{\partial x} (\eta U) = 0, \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \varepsilon U \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\delta^2}{6} \frac{\partial}{\partial t} \left( \eta^2 \frac{\partial^2 U}{6x^2} \right) \\ - \frac{\delta^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left( \eta^2 \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial t} \right) + \varepsilon \delta^2 \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{2} \eta^2 \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 \right. \\ \left. - \frac{1}{3} \eta^2 U \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \right\} = 0. \end{aligned} \quad (18)$$

It is interesting to note that Eq. (17), which represents the depth-averaged conservation of mass, is exact to all orders of  $\delta$ .

For convenience, Eq. (18) is further changed to another form by using (17). Since

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} \eta^2 \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 - \frac{1}{3} \eta^2 U \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{1}{2} \eta^2 \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 \\ + \frac{1}{3} \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^{-1} \left\{ \eta^3 \frac{\partial U}{\partial x} - \eta^2 \frac{\partial}{\partial x} (\eta U) \right\} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \\ = \frac{1}{6} \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \eta^3 \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 \right\} \\ + \frac{1}{3\varepsilon} \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^{-1} \eta^2 \frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2}, \end{aligned} \quad (19)$$

Eq. (18) is equivalent to:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \varepsilon U \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\varepsilon \delta^2}{6} \frac{\partial}{\partial x} \\ \times \left[ \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \eta^3 \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 \right\} \right] \\ + \frac{\delta^2}{6} \frac{\partial}{\partial t} \left( \eta^2 \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \right) - \frac{\delta^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left( \eta^2 \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial t} \right) \\ + \frac{\delta^2}{3} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^{-1} \eta^2 \frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \right\} = 0. \end{aligned} \quad (20)$$

### 3. Steady wave solution

A steady wave solution of Eq.'s (17) and (20)

will be sought. If the new variable  $\xi$  defined by

$$\xi = x - ct \quad (21)$$

is introduced, then Eq. (17) becomes

$$-c \frac{d}{d\xi} + \varepsilon \frac{d}{d\xi} (\eta U) = 0. \quad (22)$$

Upon integration with respect to  $\xi$ ,

$$\varepsilon U = \frac{B}{\eta} + C, \quad (23)$$

is obtained, where  $B$  is a constant.

Equation (20) is simplified to

$$\begin{aligned} & -c \frac{dU}{d\xi} + \varepsilon U \frac{dU}{d\xi} + \frac{1}{\varepsilon} \frac{d\eta}{d\xi} + \frac{\varepsilon \delta^2}{6} \\ & \times \frac{d}{d\xi} \left[ \left( \frac{d\eta}{d\xi} \right)^{-1} \frac{d}{d\xi} \left\{ \eta^3 \left( \frac{dU}{d\xi} \right)^2 \right\} \right] = 0, \quad (24) \end{aligned}$$

the last three terms cancelling out one another.

Substitution of (23) in (24) leads to:

$$\begin{aligned} & -\frac{B^2}{\eta^3} \frac{d\eta}{d\xi} + \frac{d\eta}{d\xi} + \frac{\delta^2 B^2}{6} \\ & \times \frac{d}{d\xi} \left[ \left( \frac{d\eta}{d\xi} \right)^{-1} \frac{d}{d\xi} \left\{ \frac{1}{\eta} \left( \frac{d\eta}{d\xi} \right)^2 \right\} \right] = 0. \quad (25) \end{aligned}$$

Integration of this equation twice yields

$$-\frac{B^2}{2\eta} + \frac{1}{2} \eta^2 + \frac{\delta^2 B^2}{6\eta} \left( \frac{d\eta}{d\xi} \right)^2 = D\eta + E, \quad (26)$$

where both  $D$  and  $E$  are constant.

Assume that Eq. (26) has a solution of solitary type:

$$\eta \rightarrow 1, \quad \frac{d\eta}{d\xi}, \quad \frac{d^2\eta}{d\xi^2}, \quad U \rightarrow 0 \quad \text{as } |\xi| \rightarrow \infty. \quad (27)$$

Then, from (23) and (25),

$$B = -C, \quad D = 1 + \frac{C^2}{2}, \quad E = \frac{1}{2} - C^2. \quad (28)$$

Using (14) and (28), Eq. (25) can be rearranged to:

$$\delta^2 c^2 \left( \frac{d\zeta}{d\xi} \right)^2 = 3\zeta^2 (c^2 - 1 - \varepsilon\zeta), \quad (29)$$

which is integrated to yield

$$\zeta = \operatorname{sech}^2 \frac{1}{2\delta} \sqrt{\frac{3\varepsilon}{1+\delta}} \xi \quad (30)$$

with

$$c^2 = 1 + \varepsilon. \quad (31)$$

In dimensional form, the wave profile is

$$\zeta = A \operatorname{sech}^2 \sqrt{\frac{3A}{h+A}} (x - ct) \quad (32)$$

with

$$c^2 = gh \left( 1 + \frac{A}{h} \right).$$

Besides the solitary wave just obtained, periodic permanent waves of cnoidal type are possible, but they are not discussed here.

#### 4. Discussions and concluding remarks

If the condition (4) is assumed, Eq.'s (17) and (18) are simplified to:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \{ (1 + \varepsilon \zeta) U \} = 0, \quad (33)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \varepsilon U \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\delta^2}{3} \frac{\partial^3 U}{\partial x^2 \partial t} = 0. \quad (34)$$

Equations (33) and (34) are called the Boussinesq equations. The well-known KdV equation is essentially the same as these equations. They are known to have a steady wave solution of solitary type which is, in physical variables,

$$\zeta = A \operatorname{sech}^2 \frac{1}{2h} \sqrt{\frac{3A}{h}} (x - ct). \quad (35)$$

It is rather remarkable that although Eq. (18) significantly differs from (34), the solitary wave solution (32) is in form almost the same as the Boussinesq or the KdV solution (35). This implies that as far as the steady solution is concerned, the pair of the Boussinesq equations or the KdV equation happens to be a good approximation to the equations (17) and (18). However, unsteady motion is governed by different equations and the highly non-linear equation (18) [can be considered to be a large-amplitude generalization of Eq. (34)].

In water of a single layer under consideration, the greatest height of solitary wave is determined by dynamical requirements. Both MCCOWAN (1894) and LENAU (1966) predicted the maximum of  $\varepsilon$  to be 0.83; STRELKOFF (1971) and FENTON (1972) obtained the value 0.85. In any case  $\varepsilon$  is usually small compared with unity. However, for internal waves the equivalent  $\varepsilon$  may be larger than unity and the equations corresponding to (17) and (18) should yield a steady solution whose wave form is quite different from that obtained from the Boussinesq or the KdV equation. MIYATA's internal solitary wave of large amplitude (1985) in a two-fluid system is an example. The time-dependent equations for non-linear internal waves in shallow water can be derived in a similar though more complicated way (MIYATA, under preparation).

It is concluded that the non-linear equations in shallow water of constant depth with  $\varepsilon$  being left arbitrary have a steady wave solution of solitary type whose wave form is almost the same as that obtained by the Boussinesq equations.

The author would like to thank Dr. H. TAKEDA for helpful discussions. Typing was done by Ms. T. OSADA.

## References

- BOUSSINESQ, M. J. (1872): Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, en communiquant au liquide contenu dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond. *J. mathématiques*, **17**, 55-108.
- FENTON, J. (1972): A ninth-order solution for the solitary wave. *J. Fluid Mech.*, **53**, 257-271.
- KORTEWEG, D. J. and G. DE VRIES (1895): On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal and on a new type of long stationary waves. *Phil. Mag.*, **39**, 422-443.
- LENAU, C. W. (1966): The solitary wave of maximum amplitude. *J. Fluid Mech.*, **26**, 309-320.
- MCCOWAN, J. (1894): On the highest wave of permanent type. *Phil. Mag.*, **38**, 351-358.
- MEI, C. C. (1983): *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*. Wiley. 740 pp.
- MIYATA, M. (1985): An internal solitary wave of large amplitude. *La mer*, **23**, 40-45.
- STOKER, J. J. (1957): *Water Waves*. Interscience, New York. 567 pp.
- STOKES, G. G. (1849): On the theory of oscillatory waves. *Trans. Camb. Phil. Soc.*, **8**, 441-445 (Math. and phys. pap., **1**, 197-229, Cambridge, 1880).
- STRELKOFF, T. (1971): An exact numerical solution of the solitary wave. *Proc. 2nd Int. Conf. Num. Methods Fluid Dyn.*, Springer.
- URSELL, F. (1953): The long-wave paradox in the theory of gravity waves. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, **49**, 685-694.

## ブーシネスクの長波方程式について

宮 田 元 靖

要旨: 非線型浅水波方程式に検討を加えた。その結果ソリトン解を持つ近似方程式が得られた。これはブーシネスクの長波方程式とは多少異なっているので両者を比較して議論した。

## シンポジウム

# 堆積物における物質循環と生物活動

## Symposium on Biological activities and biogeochemical cycles in marine sediments

日 時: 1985年4月8日  
会 場: 東京大学海洋研究所  
主 催: 日仏海洋学会・日本海洋学会  
コンビーナー: 小池 勲 夫 (東大海洋研)

1. 沿岸堆積物に対する底生生物効果  
松本英二 (地 調)
2. A model of the effects of an infaunal xenophyophore  
on  $^{210}\text{Pb}$  distribution in deep-sea sediment  
D.D. SWINBANKS・白山義久 (東大海洋研)
3. Oxygen profile in deep-sea calcareous sediment  
calculated on the basis of measured respiration  
rates of deep-sea meiobenthos and its relevance  
to manganese diagenesis  
白山義久・D.D. SWINBANKS (東大海洋研)
4. 堆積物境界面をめぐる諸問題—瀬戸内海—  
川名吉一郎・星加 章・谷本照己 (中国工試)
5. 内湾堆積物中における有機物の分解に関する  
地球化学的研究  
松永捷司 (名大水圏研)
6. 海底堆積物中での有機物分解過程における微生物  
間の相互作用, 特に硫酸還元細菌を中心として  
芝 恒 男 (東大海洋研)
7. 海底堆積物における有機窒素化合物の形態と  
その分解過程  
小池 勲 夫 (東大海洋研)

海底堆積物を中心とした生物活動と物質循環の研究は、海洋表中层における同様の研究に比べてその進展が遅れていた。その一因として堆積物のサンプリングや現場条件での代謝実験に困難な点のあったことなどがあげられる。しかし、最近これらの分野における採泥機器や実験測器の開発改良はめざましく、さらに新しい研究方法の導入などによって、研究が急速に進み、その結果、海底堆積物を中心とした生物活動とそれに共役した炭

素・窒素・イオウなどの循環は、海洋全体におけるこれら親生物元素の循環において大きな役割をはたしていることが明らかになってきた。本シンポジウムはこのような研究を中心としたもので、以下の内湾域から深海域までをあつかった7編の論文から堆積物における物質循環と生物活動についての理解を深めていただければ幸いである。  
(小池勲夫)

## 沿岸堆積物に対する底生生物効果\*

松 本 英 二\*\*

### Effects of benthos on coastal sediments\*

Eiji MATSUMOTO\*\*

**Abstract:** Benthos disturb coastal sediments, and enhance the flux of nutrients across the sediment-water interface. Bioturbation is quantified using natural radio-nuclide profiles in the sediment. Calculated diffusive fluxes of nutrients at the interface are often less than those measured *in situ* by chamber method.

#### 1. はじめに

底生生物の研究は、生物の分布、動態、群集構造に関するものが主流であったが、最近底生生物の存在が底質環境に与える影響を、定量的に取り扱うようになってきた (ALLER, 1982)。福原 (1982) は底生生物の存在による水底環境全体の変化を底生生物効果 (benthos effect) と呼んでいる。底生生物効果としては、①堆積物の層位の乱れ、②堆積物の生物代謝、③堆積物の物理化学的变化、④堆積物—底層水間の物質交換の変化等にまとめることができよう。

近年、堆積物から環境汚染を追跡する研究が行なわれ (松本, 1983)、その際、底生生物による層位の乱れに関心が集まっている。また、堆積物からの栄養塩の溶出が水域の富栄養化にとって重要な課題となり (CALLENDER, 1982)、堆積物—水間の物質移動に対する生物の影響が注目されている。

本稿では、底生動物による堆積物攪乱と堆積物—水間の物質交換における底生動物の役割に注目して、いわゆる生物攪乱 (bioturbation) を中心にして述べたい。

#### 2. 底生生物による堆積物層位の乱れ

生物による層位の乱れは、底生動物の掘潜・摂食活動と微生物によるガス発生による。底生動物は摂食方法により泥食者 (deposit-feeder)、濾過食者 (filter-feeder) および肉食者 (carnivore) に分けられる。泥食者の中に

は、多毛類や貧毛類のように、掘潜し下層の堆積物を摂食して底泥表面に排出するので、表層堆積物を非常に活発に混合する。

この過程は ROBBINS *et al.* (1979) により、 $^{137}\text{Cs}$  をトレーサーとして実験的に調べられている。この実験では、箱型のセルに堆積物を詰め、その表面に  $^{137}\text{Cs}$  でラベルした泥を薄くのせ、 $5 \times 10^4$  個体/ $\text{m}^2$  の貧毛類 *Turbifex turbifex* を入れ、約 6 カ月間飼育した。そして、時間とともに堆積物中での  $^{137}\text{Cs}$  の分布を測定した。その結果を Fig. 1 に示した。ラベルされた層は  $0.052 \pm 0.007 \text{ cm/day}$  のはやさで埋め込まれ、ラベル層が 3 cm の深さに達すると、 $^{137}\text{Cs}$  のピークは双峰状となる。これは貧毛類が 3 cm の深さの堆積物を摂食して底泥表面に排出するためである。約 6 カ月後、表層 6 cm にわたって  $^{137}\text{Cs}$  の均一層が形成され、 $^{137}\text{Cs}$  は深さ 9 cm まで認められた。

堆積物の年代測定や混合過程には、天然の  $^{238}\text{U}$  系列核種 (Fig. 2) のうち、 $^{230}\text{Th}$  (GOLDBERG & KOIDE, 1962)、 $^{210}\text{Pb}$  (MATSUMOTO, 1975) や  $^{234}\text{Th}$  (ALLER *et al.*, 1980) が用いられている。これら核種のうち、 $^{210}\text{Pb}$  を取り上げることにする。

表層堆積物中の  $^{210}\text{Pb}$  の多くは、水柱から除去されて堆積したものである。著者らは東京湾全域において  $^{210}\text{Pb}$  の詳細な鉛直分布を測定した。Fig. 3 は東京湾に広くみられる堆積物中の  $^{210}\text{Pb}$  の鉛直分布である。Fig. 3(A) は  $^{210}\text{Pb}$  が深さに対して指数的に減少しており、この分布型は湾奥から湾中央にかけて広くみられる。一方、Fig. 3(B) は表層中で  $^{210}\text{Pb}$  は均一で、均一層下で指数的に減少する。この分布型は、横浜—木更津以南でみられる。

\* 1985年11月25日受理 Received November 25, 1985

\*\* 地質調査所, 〒305 茨城県筑波郡谷田部町東 1-1-3 Geological Survey of Japan, Yatabe, Ibaraki, 305 Japan



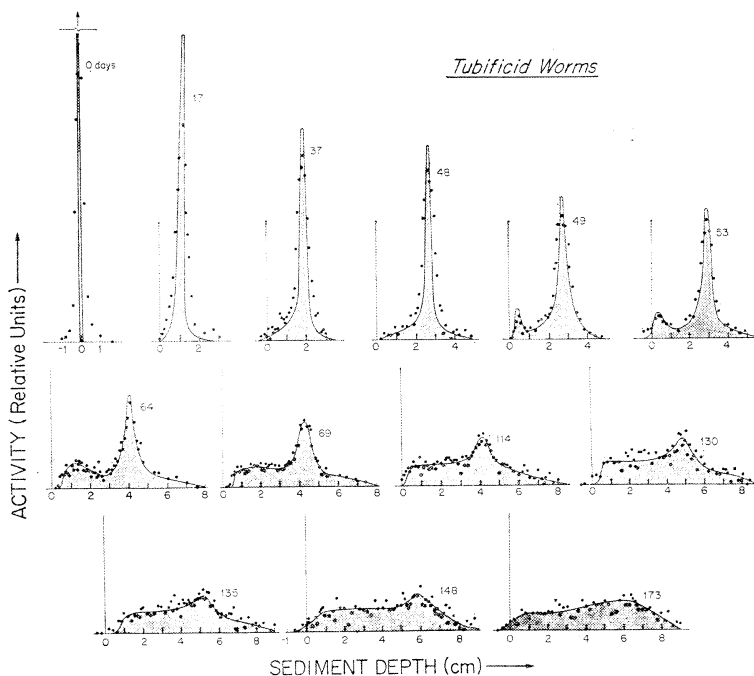


Fig. 1. Evolution of Cs-137 activity profile over six-month period (ROBBINS *et al.*, 1979)

均一層の厚さは場所により変化するが、約 20 cm である。

東京湾の湾奥・湾中部は、底生動物密度が低く、夏季には無生物域になることもある。一方、湾中央から湾口にかけて底生動物密度が大きくなる(水産庁, 1982)。湾中央から湾口にかけての  $^{210}\text{Pb}$  の均一層は底生動物による堆積物の混合と考えることができよう。

底生動物による堆積物の混合過程は複雑であるが、近似的には無秩序な堆積物粒子の動きと考えると、拡散と同様に取り扱うことができる。 $^{210}\text{Pb}$  の堆積物中での鉛直分布は、定常状態を仮定すると、

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial N}{\partial z} \right) - S \frac{\partial N}{\partial z} + P - \lambda N = 0 \quad (1)$$

であらわされる。ここで、 $N$ は堆積物中の  $^{210}\text{Pb}$  の濃度 (atom/cm<sup>3</sup>)、 $t$ は時間 (yr)、 $z$ は堆積物表面からの深さ (cm)、 $K$ は生物による混合係数 (cm<sup>2</sup>/yr)、 $S$ は堆積速度 (cm/yr)、 $P$ は親核種  $^{226}\text{Ra}$  からの生成率 (atom/cm<sup>3</sup>/yr) および  $\lambda$ は  $^{210}\text{Pb}$  の壊変定数 (0.031/yr) である。

混合係数および間隙率を一定とし、堆積物表面での濃度を  $N_0$  および十分に深いところで  $N = P/\lambda$  とすると、(1) 式は、

| 元素        | $^{238}\text{U}$ 系列                             |                                |  |                                 |
|-----------|---|--------------------------------|--|---------------------------------|
| ネプツニウム    |   |                                |  |                                 |
| ウラン       | $^{238}\text{U}$<br>4.49 × 10 <sup>8</sup><br>年 |                                | $^{234\text{m}}\text{Pa}$<br>2.48 × 10 <sup>6</sup><br>日 |                                 |
| プロトアクチニウム |   | $^{234}\text{Pa}$<br>1.18<br>分 |  |                                 |
| トリウム      | $^{234}\text{Th}$<br>24.1<br>日                  |                                | $^{230}\text{Th}$<br>7.5 × 10 <sup>4</sup><br>年          |                                 |
| アクチニウム    |   |                                |  |                                 |
| ラジウム      |   |                                | $^{226}\text{Ra}$<br>1622<br>年                           |                                 |
| フランシウム    |   |                                |  |                                 |
| ラドン       |   |                                | $^{222}\text{Rn}$<br>3.825<br>日                          |                                 |
| アスタチン     |   |                                |  |                                 |
| ポロニウム     |   | $^{218}\text{Po}$<br>3.05<br>分 | $^{214}\text{Po}$<br>1.6 × 10 <sup>-4</sup><br>日         | $^{210}\text{Po}$<br>138.4<br>日 |
| ビスマス      |   | $^{214}\text{Bi}$<br>19.7<br>分 |  | $^{210}\text{Bi}$<br>5.0<br>日   |
| 鉛         |   | $^{214}\text{Pb}$<br>26.8<br>分 | $^{210}\text{Pb}$<br>22.3<br>年                           | $^{206}\text{Pb}$<br>安定同位体      |
| タリウム      |   |                                |  |                                 |

Fig. 2. U-238 decay series.

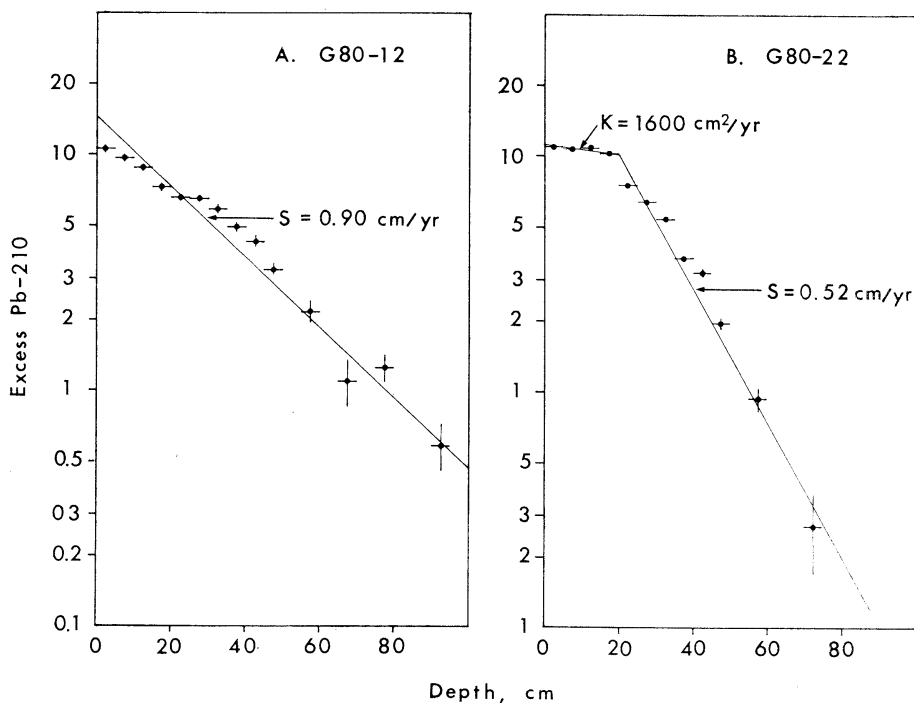


Fig. 3. Excess Pb-210 profiles in the Tokyo Bay sediments.

$$(N-P/\lambda) = (N_0 - P/\lambda) \exp(\alpha z) \quad (2)$$

$$\alpha = \frac{S - \sqrt{S^2 + 4K\lambda}}{2K} \quad (3)$$

となる。 $\lambda N - P$  を過剰の  $^{210}\text{Pb}$  の放射能  $A$  で表わし、表面の値を  $A_0$  とすれば、(2) 式は、

$$A = A_0 \exp(\alpha z) \quad (4)$$

となる。生物混合のない場合は、

$$K=0 \rightarrow \alpha = -\lambda/S \quad (5)$$

となり、堆積速度が  $\alpha$  より求められる。

今、Fig. 3(B) に (4) 式を適用してみる。表層 20 cm の混合層以下で堆積物の混合はないとすれば、その傾きから堆積速度  $S=0.52$  cm/yr が得られる。混合層での傾きを図から読みとり、前に求めた堆積速度の値とともに (3) 式に代入すると生物混合係数  $K=1600$  cm<sup>2</sup>/yr の値が得られる。

堆積速度を求める際に、生物混合を無視してよいかどうかの判断として、 $\alpha$  値が 10% 変化する場合を考える (野崎, 1977)。すなわち (5) 式の  $\alpha$  に対する (3) 式の  $\alpha$  の比を 0.9 とすると、

$$K = S^2/8\lambda \quad (6)$$

が得られる。 $S=0.52$  cm/yr の場合、 $K=1$  cm<sup>2</sup>/yr となり、この値以上では、 $^{210}\text{Pb}$  の鉛直分布から得られた堆積速度に混合の影響が現われることになる。

このように、堆積物がもっている時間情報の生物混合による乱れは、生物混合係数のみならず堆積速度と深く関係する。

### 3. 堆積物—水間の物質交換における底生生物の役割

水域の富栄養化は今日大きな社会的問題となっている。栄養塩は水柱で植物プランクトンにより同化されて粒状物となり、この粒状物は水柱を沈降しながら分解無機化し、残りは堆積する。堆積後も分解は行なわれ、無機化した磷、窒素等の栄養塩は間隙水に溶出し、間隙水を通して堆積物直上の水に回帰する。水域における栄養塩の収支計算を行なってみると、堆積物からの溶出が無視できないことが指摘されている (CALLENDER, 1982)。

間隙水を通して直上水への栄養塩の輸送 (flux) は分子拡散 (molecular diffusion) として取り扱うことができる。拡散輸送量 ( $J_i$ ) は、

$$J_i = -\phi_0 D_{i,0}^{Sed} \left. \frac{\partial C_i}{\partial z} \right|_{z=0} \quad (7)$$

として求まる (BERNER, 1980)。ここで  $\phi_0$  は表層堆積物

Table 1. Average *in situ* and diffusive fluxes of  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $^{222}\text{Rn}$  from the Potomac River estuary sediments (CALLENDER and HAMMOND, 1982).

| Region (km)              | $\text{PO}_4^{3-}$ (mmol/m <sup>2</sup> /day) |           | $\text{NH}_4^+$ (mmol/m <sup>2</sup> /day) |           | $^{222}\text{Rn}$ (atoms/m <sup>2</sup> /sec) |           |
|--------------------------|---|-----------|--|-----------|---|-----------|
|                          | <i>In situ</i>                                | Diffusive | <i>In situ</i>                             | Diffusive | <i>In situ</i>                                | Diffusive |
| Lower estuary (0-40)     | 1.4±0.3                                       | 0.20±0.06 | 8.3±0.15                                   | 2.7±0.3   | 82±27   | 50±11     |
| Transition zone (40-110) | 0.5±0.1                                       | 0.07±0.02 | 8.1±1.6                                    | 0.70±0.08 | 335±46  | 127±11    |
| Tidal river (110-170)    | 0.2±0.1                                       | 0.06±0.07 | 6.8±1.6                                    | 4.5±1.1   | 232±53  | 176±15    |

の間隙率,  $D_{i,0}^{Sed}$  は表層堆積物中の栄養塩の分子拡散係数,  $C_i$  は間隙水中での栄養塩  $i$  の濃度,  $z$  は堆積物表面からの深さである。 $D_{i,0}^{Sed}$  は次式であらわされる (MC-DUFF & ELLIS, 1979)。

$$D_{i,0}^{Sed} = D_i^{IW} / \phi_0 F \quad (8)$$

ここで,  $D_i^{IW}$  は間隙水中での分子拡散係数,  $F$  は formation resistivity factor で, 比電気抵抗の測定より求められる。 $F$  は, 一般に,

$$1/F = \phi_0^n \quad (9)$$

で与えられ,  $n=2\sim 3$  である。

拡散輸送量は, 表層堆積物の間隙率と間隙水中での栄養塩の鉛直分布の測定より, 前述の式を使って計算される。

拡散輸送量の計算は間接的手法であるが, 最近, 堆積物上にチャンバーを被せて, 直上水への溶出量を直接測定する現場法 (*in situ* 法) が行なわれるようになり, 拡散法と現場法のデータを比較することが可能となった。

CALLENDER and HAMMOND (1982) は Potomac 川感潮域において, 堆積物からの栄養塩と  $^{222}\text{Rn}$  の溶出量を拡散法と現場法の二法を使って測定し, 興味ある結果を得た。

彼等は, Potomac 川感潮域を河口からの距離により, lower estuary, transition zone および tidal river にわけた。lower estuary は塩分が 10‰ 以上で, 夏期に底層水は無酸素化する。堆積物は流動性に富む泥で, 底生動物は非常に少ない。transition zone は塩分が 0.5~10‰ の範囲にあり, 底層水には酸素がある。堆積物は酸化層をもつ泥で, irrigation を行う polychaete や amphipod が多く, 表泥は混合されている。tidal river は塩分が 0.5‰ 以下で, 底層水は酸素に富む。砂質泥の堆積物で, 表面には gas pocket がみられ, irrigation を行なわない oligochaete がみられる。

各 zone における二法による  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{NH}_4^+$  および

$^{222}\text{Rn}$  の溶出量を Table 1 に示した。 $^{222}\text{Rn}$  は堆積物中の  $^{226}\text{Ra}$  より生成される半減期 3.8 日の核種で, 間隙水から底層水への輸送量のトレーサーとなる (HAMMOND *et al.*, 1977)。

拡散輸送量に対する現場溶出量の比を輸送増進 (flux enhancement) と呼び F.E. であらわすと,  $\text{PO}_4^{3-}$  で F.E. は 3.3~7.1,  $\text{NH}_4^+$  で 1.5~11 および  $^{222}\text{Rn}$  で 1.3~2.6 である。F.E. が起きる要因としては,

- ①底層流や底生動物による堆積物の物理的混合 (mixing),
  - ②底生動物による灌漑 (irrigation),
  - ③微生物による気泡発生 (ebullition),
  - ④境界層の流動物質 (hydrosol) からの溶出
- である。①, ② および③は物理的過程であり,  $^{222}\text{Rn}$  によって評価できる。

$^{222}\text{Rn}$  の F.E. は 1.3~2.6 で, 特に transition zone では 2.6 と高い。transition zone では, 多毛類が多く生息し, 活発な irrigation を行っているため F.E. が高くなったと考えられる。一方, lower estuary と tidal river の F.E. は 1.3~1.7 と transition zone の約半分である。lower estuary では底生動物密度が極めて低く, tidal river の貧毛類は irrigation を行なわない。この結果, F.E. が低くなったと考えられる。低いとはいえ F.E. が観測されるのは気泡発生によるものであろう。 $\text{PO}_4^{3-}$  と  $\text{NH}_4^+$  の F.E. 値を  $^{222}\text{Rn}$  のそれと比較すると,  $\text{PO}_4^{3-}$  と  $\text{NH}_4^+$  の F.E. 値が高い。これは④の hydrosol からの溶出が大きな役割をはたしているためではないかと推測している。

#### 4. ま と め

底生生物は, 堆積物の層位を乱し, また, 堆積物一水間の物質移動を増進する。層位の乱れは, 天然放射性核種の  $^{210}\text{Pb}$  等の鉛直分布から定量化できる。堆積物一水間の物質移動量を拡散法で求めると過少評価してしまふ。現場法との併用が望ましい。

## 文 献

- ALLER, R.C. (1982): The effects of macrobenthos on chemical properties of marine sediment and overlying water. p. 53-102. *In*: Animal-Sediment Relations, ed. by P.L. MCCALL and M.T.S. TEVESZ, Plenum Publishing, New York.
- ALLER, R.C., L.K. BENNIGER and J.K. COCHIRAN (1980): Tracking particle-associated processes in nearshore environments by use of  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **47**, 161-175.
- BERNER, R.A. (1980): *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton Univ. Press, Princeton, 241 pp.
- CALLENDER, E. (1982): Benthic phosphorus regeneration in the Potomac River estuary. *Hydrogia*, **92**, 431-446.
- CALLENDER, E. and D.E. HAMMOND (1982): Nutrient exchange across the sediment-water interface in the Potomac River estuary. *Coastal Shelf Sci.*, **15**, 395-413.
- 福原晴夫 (1982): 湖沼底生動物による底質環境の変化と底泥-水境界面からのリンの溶出. p. 51-84. 坂本充編, リンの循環と生活環境, 環境科学研究報告集 (B145-R16-2), 文部省, 東京.
- GOLDBERG, E.D. and M. KOIDE (1962): Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium/thorium method. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **26**, 417-450.
- HAMMOND, D.E., H.J. SIMPSON and G. MATHIEU (1977):  $^{222}\text{Rn}$  distribution and transport across the sediment-water interface in the Hudson River estuary. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3913-3920.
- MATSUMOTO, E. (1975):  $^{210}\text{Pb}$  geochronology of sediments from Lake Shinji. *Geochem. J.*, **9**, 167-172.
- 松本英二 (1983): 大都市に面した内湾海域の環境変動史. *地質学論集*, **23**, 91-95.
- MCDUFF, R.E. and R.A. ELLIS (1979): Determining diffusion coefficients in marine sediments: A laboratory study of the validity of resistivity techniques. *Am. J. Sci.*, **279**, 666-675.
- 野崎義行 (1977): 生物混合の影響をうけた堆積物中の放射性核種の分布. *地質学雑誌*, **83**, 699-706.
- ROBBINS, J.A., P.L. MCCALL, J.B. FISHER and J.R. KREZOSKI (1979): Effect of deposit feeders on migration of  $^{137}\text{Cs}$  in lake sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 277-387.
- 水産庁 (1982): 昭和56年度漁場改良復旧基礎調査報告書 (東京湾), 水産庁, 東京. 64 pp.

## A model of the effects of an infaunal xenophyophore on $^{210}\text{Pb}$ distribution in deep-sea sediment\*

David D. SWINBANKS\*\* and Yoshihisa SHIRAYAMA\*\*

**Abstract:** In an earlier paper we reported that the infaunal xenophyophore *Occultammina profunda*, collected from a box core of sediment from the Izu-Ogasawara Trench (sample depth 8260 m), contains high levels of the natural radionuclide  $^{210}\text{Pb}$  (450–500 dpm/g dry) in both its protoplasmic body (granellare) and waste products (stercomes). We further suggested that, through the excretion of stercomes rich in  $^{210}\text{Pb}$ , *O. profunda* may significantly affect the vertical distribution of  $^{210}\text{Pb}$  in the sediment.

In the present paper we describe in detail the theory and assumptions behind the model of stercome excretion briefly described in our earlier paper and show that if *O. profunda* reproduces on a time-scale of months it will significantly influence the vertical distribution of  $^{210}\text{Pb}$  in the sediment, resulting in a subsurface  $^{210}\text{Pb}$  peak coincident with a peak in the vertical distribution of the xenophyophore. As stercome-producing rhizopods like *O. profunda* are abundant in many other regions of the deep sea, our model may have widespread applications.

### 1. Introduction

Knowledge of the depth and rate of bioturbation (sediment mixing by organisms) is essential for the modelling of early diagenesis and for interpretation of the stratigraphic record in deep-sea sediments. The radionuclide  $^{210}\text{Pb}$  which has a half-life of 22 y is widely used for such studies (NOZAKI *et al.*, 1977; DEMASTER and COCHRAN, 1982; YAMADA *et al.*, 1983; SMITH and SCHAFFER, 1984; COCHRAN, 1985).  $^{210}\text{Pb}$  is derived from the radio-active decay of  $^{226}\text{Ra}$  in the earth's crust and seawater, and unsupported  $^{210}\text{Pb}$  (i.e.,  $^{210}\text{Pb}$  separated from  $^{226}\text{Ra}$ ) is transported to deep-sea sediments by sinking particulate matter which is rich in the radionuclide (SPENCER *et al.*, 1978; BACON *et al.*, 1985). In the absence of bioturbation or other mixing processes, unsupported  $^{210}\text{Pb}$  would be confined to the top millimeter or so of deep-sea sediments because its half-life is short compared with the rate of sedimentation, but, as a result of mixing, unsupported  $^{210}\text{Pb}$  can be found down to a depth of about 10 cm in deep-sea sediments.

In the standard mixing model used to estimate rates of bioturbation (e.g., NOZAKI *et al.*,

1977) it is assumed that mixing is a random diffusion-like process and that  $^{210}\text{Pb}$  remains attached to refractory sedimentary minerals throughout mixing. As a result, unsupported  $^{210}\text{Pb}$  should show an exponential decrease in concentration with depth in the sediment. Although deep-sea sediments do often show approximately exponential  $^{210}\text{Pb}$  distributions (e.g., NOZAKI *et al.*, 1977), many exceptions exist (e.g., SMITH and SCHAFFER, 1984).

One such exception was found by YAMADA *et al.* (1983) who described an "anomalous"  $^{210}\text{Pb}$  distribution from a box core of sediment from the Izu-Ogasawara Trench in which the vertical distribution of  $^{210}\text{Pb}$  showed a subsurface peak at 2–3 cm depth (Fig. 1). In a recent paper (SWINBANKS and SHIRAYAMA, 1986) we pointed out that this peak coincided with a peak in the vertical distribution of the infaunal xenophyophore *Occultammina profunda* (Fig. 1), the plasma body (granellare) and waste products (stercomes) of which were found to contain high levels of  $^{210}\text{Pb}$  (450–500 dpm/g dry), and we suggested that this rhizopod may form the subsurface  $^{210}\text{Pb}$  peak by feeding on  $^{210}\text{Pb}$ -rich material at the sediment-water interface and then excreting the  $^{210}\text{Pb}$  in stercomes at depth. Such a process of  $^{210}\text{Pb}$  mixing differs substantially

\* Received November 25, 1985

\*\* Ocean Research Institute, University of Tokyo,  
Minamidai 1-15-1, Nakano-ku, Tokyo, 164 Japan

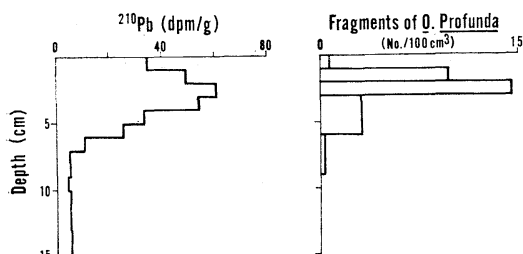


Fig. 1. The vertical distribution of  $^{210}\text{Pb}$  (left) (after YAMADA *et al.*, 1983) and fragments of *O. profunda* (right) (after TENDAL *et al.*, 1982) in a box core of sediment from the Izu-Ogasawara Trench. The former distribution is based on one subcore of 100 cm<sup>2</sup> horizontal cross section, while the latter is the average distribution for four such subcores (not including that for  $^{210}\text{Pb}$ ).

from that envisaged in the standard mixing model as it involves highly selective redistribution of  $^{210}\text{Pb}$ -rich material in a non-steady state fashion with little or no sediment mixing (*op. cit.*).

The case described by us for *O. profunda* may by no means be an isolated incident as other rhizopod protozoans producing masses of stercomae are abundant in oligotrophic regions of the deep sea (RIEMANN, 1983). Thus,  $^{210}\text{Pb}$  distributions in deep-sea sediments may require substantial re-interpretation.

In the present paper, we describe in detail the theory behind the model of stercome excretion which was only briefly outlined in our earlier paper, and we then apply the model to the data collected from the Izu-Ogasawara Trench. Before describing the model, however, it is necessary to give a brief description of the important characteristics of infaunal xenophyophores in particular *O. profunda*.

## 2. Infaunal xenophyophores

Infaunal xenophyophores such as *O. profunda* construct a subsurface network of sediment tubes, the organism's test, in which they live below the sediment-water interface. Running through the centre of the tube is an unattached thread of protoplasm (granellare) surrounded by anastomosing strings of stercomare (Fig. 2). The stercomare consist of organic membrane tubes enclosing small black spherical pellets (stercomes) 10–20  $\mu\text{m}$  in diameter which are

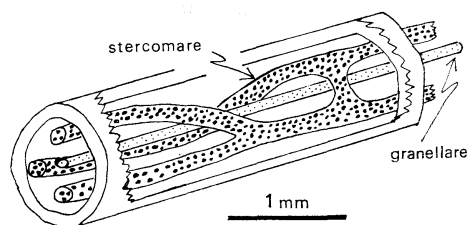


Fig. 2. Internal organization of an infaunal xenophyophore.

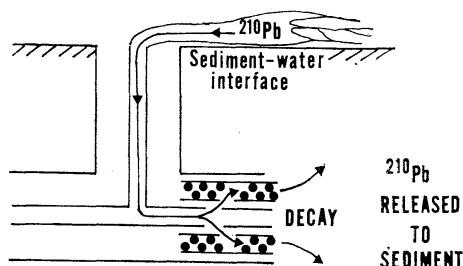


Fig. 3. Possible feeding mechanism in infaunal xenophyophores which results in  $^{210}\text{Pb}$  transfer to the subsurface layers of the sediment. The xenophyophore extends its pseudopodia over the sediment-water interface and draws in particulate matter rich in  $^{210}\text{Pb}$ . The  $^{210}\text{Pb}$  is then stored in stercomes that subsequently decay releasing the  $^{210}\text{Pb}$  to the immediately surrounding sediment.

thought to be waste and excretion products (TENDAL, 1972).

Although little is known about the mode of feeding of infaunal xenophyophores, SWINBANKS (1982) has suggested on the basis of trace fossil evidence that these protozoans extend pseudopodia out through vertical outlets of their underground network and draw in food from the sediment-water interface (Fig. 3). The high levels of  $^{210}\text{Pb}$  found in *O. profunda* support this view as the most likely source of the  $^{210}\text{Pb}$  is particulate matter settling on the substrate (SWINBANKS and SHIRAYAMA, 1986).

With time, stercomes become lighter in colour and break down into grey flufflike material which appears to contain few if any refractory sedimentary minerals (SWINBANKS, 1982). During such decay  $^{210}\text{Pb}$  in the stercomes is probably released to the immediately surrounding substrate (Fig. 3). Thus,  $^{210}\text{Pb}$  is transferred from the sediment-water interface to the subsurface layers with little or no sediment mixing.

### 3. Model of stercome excretion

Our model consists of a 10-cm cube of sediment partitioned into 1-cm thick horizontal layers, the topmost of which forms the sediment-water interface (Fig. 4). The total inventory of unsupported  $^{210}\text{Pb}$  in the cube is maintained at a constant value by a constant vertical flux of  $^{210}\text{Pb}$  in the overlying water column.  $^{210}\text{Pb}$  neither enters nor leaves through the vertical sides of the cube. For simplicity, porosity is held constant at the average value for all the layers and sedimentation is assumed to be negligible during the time intervals modelled (maximum 250 y).

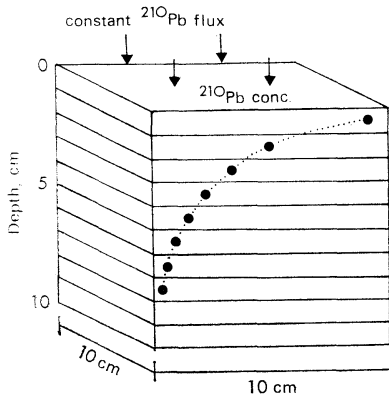


Fig. 4. Diagram of the model at time zero before the xenophyophore starts feeding.

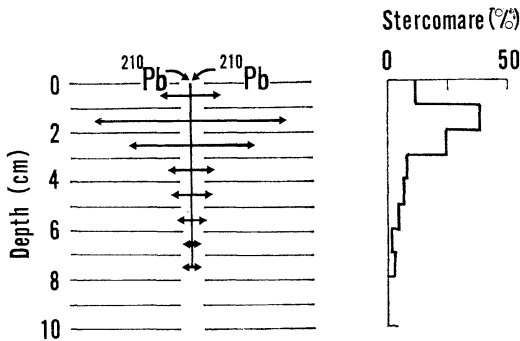


Fig. 5. Redistribution of  $^{210}\text{Pb}$  by an infaunal xenophyophore.  $^{210}\text{Pb}$  derived from the sediment-water interface (i.e., the 0-1 cm layer) is incorporated into stercomes in the subsurface layers in amounts proportional to the mass of stercomare in each layer (the diagram on the right gives the amount of stercomare in each layer as a percentage of the total amount of stercomare in the sediment).

Initially,  $^{210}\text{Pb}$  decreases exponentially with depth in the sediment due to the mixing effects of organisms other than the xenophyophore (Fig. 4). Once the model starts to run, the xenophyophore takes in  $^{210}\text{Pb}$  at the sediment-water interface (i.e., the 0-1 cm layer) and incorporates this  $^{210}\text{Pb}$  into stercomes at a fixed concentration. The stercomes are then excreted into stercomare in the underlying subsurface layers in amounts proportional to the mass of stercomare observed in each layer (Fig. 5). At the same time, an equivalent amount of stercomes in the stercomare decays releasing  $^{210}\text{Pb}$  to the immediately surrounding substrate (i.e., the mass of stercomare in each layer remains constant).

$^{210}\text{Pb}$  mixing by other organisms is assumed to be a patchy process confined to the vast spaces between the xenophyophore network (even at its highest density *O. profunda* only occupies ~0.1% of the volume of a 1-cm thick layer). As a result, stercome-derived  $^{210}\text{Pb}$  is not immediately redispersed by other organisms but remains within the 1-cm thick layer to which it is assigned. This situation probably holds true for periods of time comparable to the half-

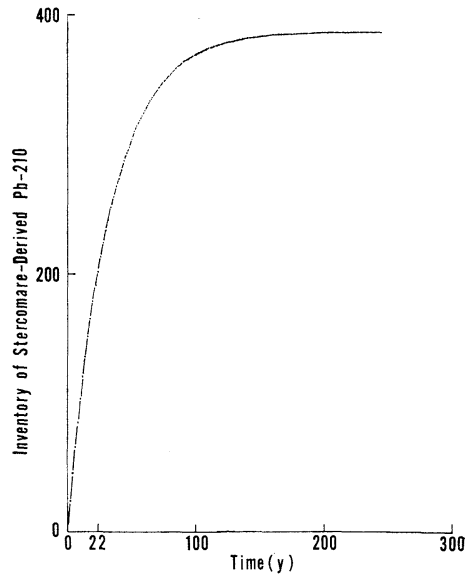


Fig. 6. Build-up of the inventory of stercome-derived  $^{210}\text{Pb}$ ,  $I_T$ , with time for a monthly input of  $^{210}\text{Pb}$  to stercomes of 1 unit (arbitrary units).

life of  $^{210}\text{Pb}$  (22 y), as shown by SMITH and SCHAFER's (1984) finding that  $^{210}\text{Pb}$  distribution within 1-cm thick horizontal layers of surficial deep-sea sediments exhibits considerable lateral heterogeneity on a size scale of centimetres.

If the rate of input of  $^{210}\text{Pb}$  to stercomes is  $k$ , then the total inventory of stercome-derived  $^{210}\text{Pb}$  in all the layers after time  $T$  will be given by:

$$I_T = \int_0^T k e^{-\lambda t} dt \\ = k \left( \frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\lambda} e^{-\lambda T} \right),$$

where  $\lambda$  is the decay constant of  $^{210}\text{Pb}$ . To obtain the resultant vertical distribution of  $^{210}\text{Pb}$  at time  $T$ , this inventory is subtracted from the 0-1 cm layer and portions of the inventory are allotted to each layer according to the depth distribution of stercomare. As a result, the 0-1 cm layer is depleted in  $^{210}\text{Pb}$  while  $^{210}\text{Pb}$  is added to the subsurface layers.

As shown in Fig. 6,  $I_T$  rapidly builds up with time but eventually levels off to a constant value after about 250 years by which time the inventory has increased to almost 400 times the monthly input (to be exact the inventory reaches  $1/\lambda$  or 386 times the monthly input). Fifty percent of the build-up occurs in 22 years.

The critical parameter to be determined in the model is  $k$ , the rate of input of  $^{210}\text{Pb}$ , which depends on the rate of stercome formation. As stercomes are believed to be formed from material derived from particulate matter, the vertical flux of particulate matter at the sediment-water interface will constitute an absolute upper limit for the rate of stercome formation. We estimated that for the box core from the Izu-Ogasawara Trench the particulate matter flux is about 50-70 mg/100 cm<sup>2</sup>/month, while for a dense patch of *O. profunda* the rate of stercomare formation was estimated to be well below this figure at between 2.5 to 30 mg/100 cm<sup>2</sup>/month if the xenophyophore reproduces somewhere between once a month and once a year (SWINBANKS and SHIRAYAMA, 1986).

In the following section we present the results of modelling based on the box core data from the Izu-Ogasawara Trench (sources: TENDAL *et al.*, 1982; YAMADA *et al.*, 1983; SWINBANKS and SHIRAYAMA, 1986). Three rates of stercome formation within the above range are used in the model, namely, 5, 10 and 20 mg/100 cm<sup>2</sup>/month, which yield values of  $k$  of 2.5, 5 and 10 dpm of  $^{210}\text{Pb}$ /100 cm<sup>2</sup>/month, respectively, for a  $^{210}\text{Pb}$  content in stercomes of 500 dpm/g dry. These inputs of  $^{210}\text{Pb}$  correspond to about 16, 31 and 62 %, respectively, of the total flux of  $^{210}\text{Pb}$  to the sediment.

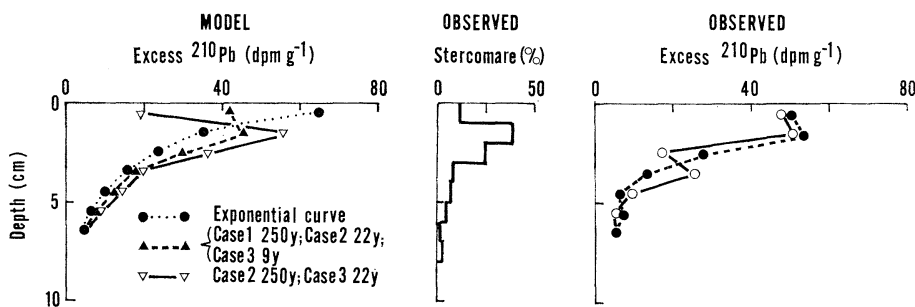


Fig. 7. Model results and observed distributions for the box core from the Izu-Ogasawara Trench. In the model on the left, three rates of stercome formation are considered: Case 1, 5 mg/100 cm<sup>2</sup>/month; Case 2, 10 mg/100 cm<sup>2</sup>/month; Case 3, 20 mg/100 cm<sup>2</sup>/month. The dashed and solid curves in the model give the results after certain intervals of time, e.g., the dashed curve can be produced by a rate of 5 mg/100 cm<sup>2</sup>/month (Case 1) acting for 250 years or by 10 mg/100 cm<sup>2</sup>/month (Case 2) acting for 22 years or by 20 mg/100 cm<sup>2</sup>/month (Case 3) acting for 9 years. The vertical distribution of stercomare of *O. profunda* shown in the middle diagram is as in Fig. 5 and is the average distribution for two subcores. The observed distributions of  $^{210}\text{Pb}$  on the right are for the same two subcores used to determine stercomare distribution (different subcores from those in Fig. 1).



#### 4. Results

Figure 7 presents the model results using data from the Izu-Ogasawara Trench. At a rate of stercome formation of  $5\text{ mg}/100\text{ cm}^2/\text{month}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  distribution begins to deviate significantly from the exponential curve after a few decades and when a steady-state is achieved after 250 years a small subsurface peak is formed at the depth of the peak in stercomare distribution. At a rate of  $10\text{ mg}/100\text{ cm}^2/\text{month}$ , the same peak is formed in only 22 years and this develops into a pronounced peak by the time steady-state conditions prevail, while at a rate of  $20\text{ mg}/100\text{ cm}^2/\text{month}$ , the small subsurface peak is formed in only 9 years after 22 years it becomes pronounced and after 40 years the 0-1 cm layer is completely depleted in  $^{210}\text{Pb}$ .

#### 5. Discussion

As pointed out earlier, the assumption that stercome-derived  $^{210}\text{Pb}$  remains within the layer within which it is emplaced probably only holds true for periods of time comparable to the half-life of  $^{210}\text{Pb}$  (22 y). Thus, the peaks in the steady-state curves (i.e., those obtained after 250 y) would probably be less pronounced due to the mixing effects of other organisms. However, for shorter periods of time of the order of 22 years, the model is considered to yield realistic results.

The model shows that for stercome formation rates of about 10 to  $20\text{ mg}/100\text{ cm}^2/\text{month}$  the observed  $^{210}\text{Pb}$  distributions (Figs. 1 and 7) can be explained by the effects of *O. profunda*, and the marked subcore to subcore variation in the vertical distribution of  $^{210}\text{Pb}$  can be attributed to the patchy distribution of the xenophyophore (TENDAL *et al.*, 1982). Looked at another way, the rates of stercome formation required by the model to explain the observed distributions suggest that *O. profunda* reproduces on a time-scale of months, a finding which supports other circumstantial evidence that xenophyophores grow quickly (SWINBANKS and SHIRAYAMA, 1986).

As stercome-producing rhizopods are abundant in oligotrophic regions of the deep sea (RIEMANN, 1983), our model may well be applicable to many other deep-sea areas. However, since benthic organisms including rhizopods typically attain

their maximum densities in the surfacemost layer of sediment, the effects of rhizopods on  $^{210}\text{Pb}$  distributions may not be immediately apparent. Nevertheless, they may downmix substantial amounts of  $^{210}\text{Pb}$ , while causing little if any sediment mixing. Clearly the validity of the assumptions of the standard random diffusion mixing model need to be reassessed.

#### Acknowledgements

This work was completed while the first author was under the support of a postdoctoral fellowship from the Japan Society for the Promotion of Science and the Royal Society of London.

#### References

- BACON, M. P., C. HUH, A. P. FLEER and W. G. DEUSER (1985): Seasonality in the flux of natural radionuclides and plutonium in the deep Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, **32**, 273-286.
- COCHRAN, J.K. (1985): Particle mixing rates in sediments of the eastern equatorial Pacific—evidence from  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$  and  $^{137}\text{Cs}$  distributions at MANOP sites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1195-1210.
- DEMASTER, D.J. and J.K. COCHRAN (1982): Particle mixing rates in deep-sea sediments determined from excess  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{32}\text{Si}$  profiles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **61**, 257-271.
- NOZAKI, Y., J.K. COCHRAN, K.K. TUREKIAN and G. KELLER (1977): Radiocarbon and  $^{210}\text{Pb}$  distribution in submersible-taken deep-sea cores from project FAMOUS. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**, 167-173.
- RIEMANN, F. (1983): Biological aspects of deep-sea manganese nodule formation. *Oceanol. Acta*, **6**, 303-311.
- SMITH, J.N. and C.T. SCHAFER (1984): Bioturbation processes in continental slope and rise sediments delineated by Pb-210, microfossil and textural indicators. *J. Mar. Res.*, **42**, 1117-1145.
- SPENCER, D.W., P.G. BREWER, A. FLEER, S. HONJO, S. KRISHNASWAMI and Y. NOZAKI (1978): Chemical fluxes from a sediment trap experiment in the deep Sargasso Sea. *J. Mar. Res.*, **36**, 493-523.
- SWINBANKS, D.D. (1982): *Paleodictyon*: the traces of infaunal xenophyophores? *Science*, **218**, 47-49.
- SWINBANKS, D. D. and Y. SHIRAYAMA (1986): High levels of natural radionuclides in a deep-sea infaunal xenophyophore. *Nature*, **320**, 354-357.
- TENDAL, O.S. (1972): A monograph of the Xenophyophoria (Rhizopodea, Protozoa). *Galathea*

Rep., 12, 7-99.

TENDAL, O.S., D.D. SWINBANKS and Y. SHIRAYAMA (1982): A new infaunal xenophyophore (Xenophyophorea) with notes on its ecology and possible trace fossil analogues. *Oceanol. Acta*, 5, 325-

329.

YAMADA, M., H. KITAOKA and S. TSUNOGAI (1983): A radiochemical study of sedimentation onto the Japan Trench floor. *Deep-Sea Res.*, 30, 1147-1156.

## 内在性ゼノファイオフォアが深海堆積物中の鉛 210 の分布に及ぼす影響に関するモデル

D.D. SWINBANKS・白山 義久

要旨: 前報において筆者らは、伊豆小笠原海溝(採集水深 8260 m) から得た柱状堆積物中より採集した内在性ゼノファイオフォアの一種である *Occultammina profunda* が、体細胞部(グラネラレ)と排泄物(ステルコマレ)のどちらにも、天然放射性核種である鉛 210 を高レベル(450~500 dpm/g dry)に含んでいることを報告した。また、さらに筆者らは、鉛 210 に富んだステルコマレの排泄を通して、*O. profunda* が堆積物中の鉛 210 の鉛直分布に有意の影響を及ぼすであろうことを示唆した。

本報において筆者らは、前報の中で簡単に記載したステルコマレ排泄のモデルの背景にある理論並びに前提について詳細な記載を行ない、またもし *O. profunda* が数カ月ごとに再生産を行なうとすると、本種が鉛 210 の堆積物内における鉛直分布に対して有意の影響を及ぼし、ゼノファイオフォアの鉛直分布の極大と一致する表層下の鉛 210 の集中をもたらすことを示す。ステルコマレを生産する *O. profunda* のような根足類は他の多くの深海域においても豊富であり、筆者らのモデルは広範囲にわたる適応性を有するであろう。

## Oxygen profile in deep-sea calcareous sediment calculated on the basis of measured respiration rates of deep-sea meiobenthos and its relevance to manganese diagenesis\*

Yoshihisa SHIRAYAMA\*\* and David D. SWINBANKS\*\*

**Abstract:** The respiration rate of deep-sea meiobenthos collected using a submersible was measured using a gradient stoppered-diver technique, and the vertical profile of dissolved oxygen concentration in the sediment was calculated on the basis of the respiration rate using a steady-state model. At stations where the vertical profile of  $MnO_2$  content showed a distinct peak in the subsurface 20 to 30 cm layer of the sediment, oxygen penetrated to significant depths in the sediment. However, at stations where an  $MnO_2$  peak was seen in the top few centimeters of the sediment, oxygen was completely consumed by benthic organisms within the 0-1 cm layer. This result supports the idea that manganese diagenesis within calcareous sediment is mainly regulated by biological processes through the respiratory activities of benthic organisms.

### 1. Introduction

In vertical sections of deep-sea calcareous sediment collected using a box corer, three distinct layers of different coloration are usually clearly observed (BERGER *et al.*, 1979). The uppermost layer, named the monotonic layer (SWINBANKS and SHIRAYAMA, 1984), has no visible trace fossil, but soft X-ray radiographs reveal numerous infilled burrows, suggesting the presence of intense bioturbation. The next layer is called the mottled layer, in which many trace fossils are visible not only in radiographs but also to the naked eye. In the deepest layer, the faded layer, trace fossils are hard to see and the sediment is bleached in color, suggesting reduced condition.

SWINBANKS and SHIRAYAMA (1984) showed that there is a close relationship between the three layers and the vertical distribution of manganese oxide ( $MnO_2$ ) in the sediment. At all seven stations they examined, a distinct peak was seen in the profile of the  $MnO_2$  content. In the study of FROELICH *et al.* (1979), a model was proposed to explain the pattern of  $MnO_2$  distribution in relation to the oxygen concentration in the interstitial water, and they sug-

gested that the depth of  $MnO_2$  peak corresponds to the deepest layer of the sediment into which free oxygen penetrates by diffusion or advection. In the study of SWINBANKS and SHIRAYAMA (1984), the depth of  $MnO_2$  peak was found to agree well with the depth of the most darkly colored layer, which suggests that the coloration of the calcareous sediment was caused by the precipitation of  $MnO_2$  within the sediment. In addition, the depth of the peak correlated significantly with the maximum depth index of the vertical distribution of meiobenthos, defined as the depth above which 95% of total meiobenthic individuals occur, which is also believed to be controlled by oxygen availability (SHIRAYAMA, 1984a).

According to SHIRAYAMA (1984a), the maximum depth index is related to the abundance of meiobenthos, and it in turn has a close correlation to the organic matter flux in deep-sea sediments (SHIRAYAMA, 1984b). Summarizing the above findings, SWINBANKS and SHIRAYAMA (1984) concluded that the depth of the  $MnO_2$  peak is mainly regulated by the organic matter flux to the sediment surface through the mediation of biological process which controls oxygen distribution within the sediment.

In their study, subsurface  $MnO_2$  peaks were found at depths of between 20 to 30 cm at five out of seven stations examined, while at the

\* Received November 25, 1985

\*\* Ocean Research Institute, University of Tokyo, Minamidai 1-15-1, Nakano-ku, Tokyo, 164 Japan

other two stations (Stations SC-14 and SC-16), the peak was in the surface layer of sediment at 2 and 4 cm depths respectively. At the latter two stations, the abundance of meiobenthos was very high for a deep-sea environment, and they suggested that due to the high density of benthic organisms, most oxygen is consumed within a thin layer of the sediment and, as a result,  $MnO_2$  peak occurred near the sediment-water interface.

Although meiobenthic abundance at the stations with a surface  $MnO_2$  peak was much higher than at other deep-sea stations (SHIRAYAMA, 1984b; THIEL, 1975), it was about the same as for shallow-water areas (MCINTYRE, 1969). The depth of oxygen penetration into the sediment is largely controlled by the respiration of benthos, and in shallow-water, free oxygen is known to penetrate only a few mm into the sediment (REVSBECH *et al.*, 1980a). In the deep sea, however, some kinds of organisms, e.g. demersal fishes, are known to reduce their metabolic activity by more than two orders of magnitude (SMITH and HESSLER, 1974). Therefore, if the respiration rate of benthic invertebrates also decreases drastically in the deep sea, it would become impossible for them to exploit all of the available dissolved oxygen within a few centimeters of the sediment.

Recently SHIRAYAMA (in prep.) succeeded in measuring the respiration rate of deep-sea meiobenthos using a modified cartesian diver technique. In the present study, on the basis of Shirayama's data, the vertical distribution of oxygen in the sediment was calculated using the equation of BOULDIN (1968) and the possibility of whether benthic organisms can consume oxygen completely within the very surface layer of the sediment is discussed.

## 2. Materials and methods

The calcareous deep-sea sediments were collected from seven stations in the western Pacific (SWINBANKS and SHIRAYAMA, 1984), using an USNEL box corer (HESSLER and JUMARS, 1974). Various subcores were taken from the box core samples, and the methods of processing these subcores were described in detail in our previous paper (SWINBANKS and SHIRAYAMA, 1984). The dissolved oxygen concentration of the near

bottom water collected with a 0.5 l water sampler attached to the box corer, was determined using the Winkler method.

The measurement of the rate of meiobenthic respiration was carried out using a sediment sample collected at a depth of 1510 m at 39°17'N, 142°41'E using the submersible Shinkai 2000. The sediment sample was kept cool and conveyed to a cold laboratory (5°C) on land as quickly as possible. In the laboratory, meiobenthic organisms were sorted out under a dissecting microscope, and the respiration rate of these organisms was measured individually using a gradient stoppered-diver technique described by HAMBURGER (1981). After the measurements, each organism was fixed in 5% seawater formalin, extracted in glycerol, and their body volume was measured using a microscope and camera-lucida and their wet weight calculated after the method of WARWICK and PRICE (1979).

On the basis of the measured respiration rate of meiobenthos and their biomass in each layer of the sediment, the concentration of dissolved oxygen within the interstitial water was calculated using the equation of BOULDIN (1968) which was applied by REVSBECH *et al.* (1980a, b).

## 3. Results

a) The respiration rate of deep-sea meiobenthos

The respiration rate of thirteen nematodes, one polychaete and one harpacticoid copepod was measured in the present study. The rate of nematode respiration ranged from 1.2 to 9.6 (mean=4.7)  $\mu lO_2$ /individual/h, or 350 to 3300 (mean=1900)  $\mu lO_2$ /g wet weight/h. As a rule, the weight specific respiration rate tended to be larger as the weight of the individual became smaller. The weight specific respiration rates of the copepod and polychaete were close to those of the nematodes, the values being 520 and 350  $\mu lO_2$ /g/h, respectively. These values are comparable to the respiration rates of shallow-water meiobenthos measured at comparable low temperatures (5°C) (PRICE and WARWICK, 1980; nematodes: 1600; polychaetes: 340; copepods: 550  $\mu lO_2$ /g/h). This finding suggests that it is possible not only for shallow-water but also deep-sea benthic organisms to consume free oxygen completely within the surface few centimeters of sediment.

b) Calculation of the vertical profile of oxygen concentration within the sediment

According to BOULDIN (1968) the dissolved oxygen concentration in the sediment is a function of the respiration rate of benthic organisms, and the relationship at steady state can be ex-

pressed by the following equation.

$$Cx = R/2D \times (X^2 - 2X \sqrt{2DCo/R} + 2DCo/R), \quad (1)$$

where  $Cx$  is the concentration of dissolved oxygen at depth  $X$  in the sediment,  $Co$  the

Table 1. Dissolved oxygen concentration ( $m/O_2/l$ ) in calcareous sediment calculated using the steady-state model and measured respiration rate for deep-sea nematodes.

(A) Stations with a surface  $MnO_2$  peak

| Station | Depth in sediment (cm) | Oxygen concentration | Station | Depth in sediment (cm) | Oxygen concentration |
|---------|------------------------|----------------------|---------|------------------------|----------------------|
| SC-14   | 0.0                    | 2.9                  | SC-16   | 0.0                    | 3.5                  |
|         | 0.2                    | 1.5                  |         | 0.2                    | 2.3                  |
|         | 0.4                    | 0.56                 |         | 0.4                    | 1.4                  |
|         | 0.6                    | 0.077                |         | 0.6                    | 0.67                 |
|         | 0.8                    | 0                    |         | 0.8                    | 0.22                 |
|         |                        |                      | 1.0     | 0.020                  |                      |
|         |                        |                      | 1.2     | 0                      |                      |

(B) Stations with a subsurface  $MnO_2$  peak

| Station | Depth in sediment (cm) | Oxygen concentration | Station | Depth in sediment (cm) | Oxygen concentration |      |
|---------|------------------------|----------------------|---------|------------------------|----------------------|------|
| SC-8    | 0.0                    | 3.3                  | SC-10   | 0.0                    | 2.8                  |      |
|         | 0.2                    | 2.7                  |         | 0.2                    | 2.0                  |      |
|         | 0.4                    | 2.2                  |         | 0.4                    | 1.3                  |      |
|         | 0.6                    | 1.7                  |         | 0.6                    | 0.79                 |      |
|         | 0.8                    | 1.3                  |         | 0.8                    | 0.40                 |      |
|         | 1.0                    | 0.92                 |         | 1.0                    | 0.14                 |      |
|         | 1.2                    | 0.70                 |         | 1.2                    | 0.043                |      |
|         | 1.4                    | 0.51                 |         | 1.4                    | 0.0044               |      |
|         | 1.6                    | 0.35                 |         | 1.6                    | 0                    |      |
|         | 1.8                    | 0.22                 |         | ST. 4                  | 0.0                  | 3.7  |
|         | 2.0                    | 0.12                 |         |                        | 0.2                  | 2.8  |
|         | 2.2                    | 0.073                |         |                        | 0.4                  | 1.9  |
|         | 2.4                    | 0.039                |         |                        | 0.6                  | 1.3  |
|         | 2.6                    | 0.016                |         |                        | 0.8                  | 0.74 |
| 2.8     | 0.0034                 | 1.0                  | 0.36    |                        |                      |      |
| 3.0     | 0.00021                | 1.2                  | 0.22    |                        |                      |      |
| 3.2     | 0                      | 1.4                  | 0.11    |                        |                      |      |
| SC-9    | 0.0                    | 2.8                  | 1.6     | 0.045                  |                      |      |
|         | 0.2                    | 1.7                  | 1.8     | 0.010                  |                      |      |
|         | 0.4                    | 0.92                 | 2.0     | 0.00040                |                      |      |
|         | 0.6                    | 0.38                 | 2.2     | 0                      |                      |      |
|         | 0.8                    | 0.086                | SC-15   | 0.0                    | 3.4                  |      |
|         | 1.0                    | 0.0081               |         | 0.2                    | 1.8                  |      |
| 1.2     | 0                      | 0.4                  |         | 0.78                   |                      |      |
|         |                        | 0.6                  |         | 0.17                   |                      |      |
|         |                        | 0.8                  |         | 0.0019                 |                      |      |
|         |                        | 1.0                  | 0       |                        |                      |      |

concentration of dissolved oxygen at the sediment-water interface,  $R$  the total respiration of oxygen per unit volume of pore water and  $D$  the diffusion coefficient of oxygen within the sediment. The value of  $D$  was measured by REVSBECH *et al.* (1980b) in various cases. Since the type of the sediment in the present study is mostly foraminiferal ooze, the value of  $8 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{sec}$  will be used in the following calculation as in the calculation of REVSBECH *et al.* (1980a).

Although  $R$  includes both biological and chemical respiration, the latter is often negligible in the deep sea (SMITH, 1978). In order to estimate the total biological respiration, which includes the respiration of micro-, meio-, and macrobenthos, from the respiration rate of meiobenthos measured in the present study, the following equation was used.

$$R = R_n \times B_n / F / W, \quad (2)$$

where  $R_n$  is the weight specific respiration rate of nematodes,  $B_n$  the biomass of nematodes,  $F$  the contribution of nematodes to the total biological respiration expressed as a fraction and  $W$  the water content of the sediment. Although the respiration rates of a deep-sea polychaete and copepod are also available, only the data of nematodes were used, since replicate measurements were not made for the former organisms in the present study.

According to GERLACH (1971), the ratio of macrofaunal to meiofaunal respiration is 1:5 and YINGST (1978) reported that the respiration rates of meiobenthos and microbenthos in the sediment are nearly the same. Within the meiobenthos, nematodes were reported to occupy around half of the total respiration (WARWICK *et al.*, 1979). Using these values, the contribution of nematodes to the total benthic respiration ( $F$ ) was estimated to be around 23%. Since  $R_n$  was determined in the present study ( $1900 \mu\text{O}_2/\text{h/g}$ ) and the values of  $B_n$  and  $W$  are already known (SHIRAYAMA, 1984a), the value of  $R$  can be calculated using eq. (2).

On the basis of the obtained value of  $R$ , the oxygen concentration at every 0.2 cm depth in the sediment was calculated using eq. (1) (Table 1). At the stations which showed a surface  $\text{MnO}_2$  peak, the concentration of oxygen decreased drastically and benthic organisms con-

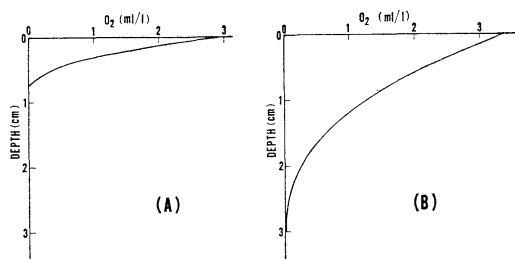


Fig. 1. Vertical profile of dissolved oxygen concentration within the sediment calculated using the steady-state model (BOULDIN, 1968) and measured respiration rates for deep-sea nematodes. (A) Station SC-14, where an  $\text{MnO}_2$  peak was found at a depth of 2.0 cm. (B) Station SC-8, where a subsurface  $\text{MnO}_2$  peak was found at a depth of 23.5 cm.

sumed all the oxygen within nearly one centimeter of sediment (Fig. 1A), due to their high biomass. In contrast, free oxygen could still be seen at depths greater than one centimeter at most of the stations with a subsurface  $\text{MnO}_2$  peak (Fig. 1B).

#### 4. Discussion

The decrease of biological activity with increase of the water depth due to the limited energy flow to the deep-sea floor has previously been considered to be a common phenomenon. However, at least in the case of meiobenthos, the respiratory activity of deep-sea species is not significantly reduced. It should be noticed that the present measurements were carried out under decompressed laboratory conditions. However, the effect of decompression is known to be minimal for organisms living at depths shallower than 2000 meters (SOMERO *et al.*, 1983). Thus, the activity of meiobenthos measured in the present study is considered also to be high *in situ*. This result supports the argument of SWINBANKS and SHIRAYAMA (1984) that through the oxygen consumption of benthic organisms, biological processes predominate over chemical processes in regulating manganese diagenesis within the sediment.

This argument seems particularly valid in the case of a surface  $\text{MnO}_2$  peak. On the basis of eq. (1), the depth where  $C_x=0$  ( $h$ ) is given as  $h=2DC_0/R$  (REVSBECH *et al.*, 1980a, b). In a rough calculation,  $R$  must be larger than  $5 \times$

$10^{-5} \mu\text{O}_2/\text{cm}^3/\text{sec}$  or  $2 \text{mO}_2/\text{m}^2/\text{h}$ , in order for the value of  $h$  to be less than 1 cm. This value of  $R$  is nearly the same as the highest value of sediment community respiration ever measured using the bell jar technique in the deep sea (SMITH, 1974). The values of  $R$  obtained in the present study for the stations with a surface  $\text{MnO}_2$  peak were 1.8 and  $3.2 \text{mO}_2/\text{m}^2/\text{h}$ , which agree well with the required value. Therefore, if biological activity is not greatly affected by the increase in water pressure, it is quite possible for benthic organisms to utilize all the free oxygen within a few centimeters of the surface of the sediment, and, as a result, the  $\text{MnO}_2$  peak would be expected to occur close to the surface of the sediment.

In the case of the stations with a subsurface  $\text{MnO}_2$  peak, the calculated depth of oxygen penetration was always shallower than the depth of observed  $\text{MnO}_2$  peak. The most probable reason for this discrepancy is bioturbation. Up until now measured rates of bioturbation in the deep sea have been based on the movement of sedimentary particles, and the values are too slow to explain the present discrepancy. However, for the distribution of oxygen in the sediment, movement of interstitial water should be considered. Macrofauna, especially polychaetes, have a considerable effect on the local distribution of many kinds of elements around their vertical burrows made within the sediment (ALLER and YINGST, 1978). In addition to this, however, the role of interstitial organisms is also important, if their high density (more than  $10^6$  individuals/ $\text{m}^2$ ) is taken into consideration. Although it is very difficult for meiobenthos and nanobenthos of microscopic size (BURNETT, 1981; THIEL, 1983) to move the sandy particles, they can stir interstitial water very easily by their active movement through interstitial spaces. Since meiofaunal activity still seems to be high in the deep sea, as shown in the present study, their vertical mixing of interstitial water may be considerable, and oxygen will be conveyed into the depths of the sediment without the movement of sedimentary particles. In future studies of the diagenesis of pelagic sediments, therefore, keen attention should be paid to not only the mixing of sedimentary particles by macrobenthos, but also the mixing of interstitial water due to the

activity of interstitial meiobenthos and nanobenthos.

### Acknowledgement

The first author expresses his sincere gratitude to the staff of the JAMSTEC, who helped him in sampling the deep-sea sediment using the submersible "Shinkai 2000".

This study was completed while the second author was under the support of a postdoctoral fellowship from the Japan Society for the Promotion of Science and the Royal Society of London. Part of this study was supported by grants-in-aid from the Ministry of Education, Culture and Science, Japan and the Japan Securities Scholarship Foundation.

### References

- ALLER, R. C. and J. Y. YINGST (1978): Biogeochemistry of tube-dwellings: a study of the sedentary polychaete *Amphitrite ornata* (LEIDY). *J. Mar. Res.*, **36**, 201-254.
- BERGER, W.H., A.A. EKDALE and P.P. BRYANT (1979): Selective preservation of burrows in deep-sea carbonates. *Mar. Geol.*, **32**, 205-230.
- BOULDIN, D.R. (1968): Models for describing the diffusion of oxygen and other mobile constituents across the mud-water interface. *J. Ecol.*, **56**, 77-87.
- BURNETT, B.R. (1981): Quantitative sampling of nanobiota (microbiota) of the deep-sea benthos—III. The bathyal San Diego Trough. *Deep-Sea Res.*, **28**, 649-663.
- FROELICH, P.N., G.P. KLINKHAMMER, M.L. BENDER, N.A. LUEDTKE, G.R. HEATH, D. CULLEN and P. DAUPHIN (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1075-1090.
- GERLACH, S.A. (1971): On the importance of marine meiofauna for benthos communities. *Oecologia*, **6**, 176-190.
- HAMBURGER, K. (1981): A gradient diver for measurement of respiration in individual organisms from the microfauna and meiofauna. *Mar. Biol.*, **61**, 179-183.
- HESSLER, R.R. and P.A. JUMARS (1974): Abyssal community analysis from replicate box cores in central North Pacific. *Deep-Sea Res.*, **21**, 185-209.
- MCINTYRE, A.D. (1969): Ecology of marine meiobenthos. *Biol. Rev.*, **44**, 245-290.
- PRICE, R. and R.M. WARWICK (1980): The effect

- of temperature on the respiration rate of meiofauna. *Oecologia*, **44**, 145-148.
- REVSBECH, N.P., B.B. JØRGENSEN and T.H. BLACKBURN (1980a): Oxygen in the sea bottom measured with a microelectrode. *Science*, **207**, 1355-1356.
- REVSBECH, N.P., J. SØRENSEN, T.H. BLACKBURN and J.P. LOMHOLT (1980b): Distribution of oxygen in marine sediments measured with microelectrodes. *Limnol. Oceanogr.*, **25**, 403-411.
- SHIRAYAMA, Y. (1984a): Vertical distribution of meiobenthos in the sediment profile in bathyal, abyssal and hadal deep-sea systems of the western Pacific. *Oceanol. Acta*, **7**, 123-129.
- SHIRAYAMA, Y. (1984b): The abundance of deep-sea meiobenthos in the western Pacific in relation to environmental factors. *Oceanol. Acta*, **7**, 113-121.
- SMITH, K.L. Jr. (1974): Oxygen demands of San Diego Trough sediments: an *in situ* study. *Limnol. Oceanogr.*, **19**, 939-944.
- SMITH, K.L. Jr. (1978): Benthic community respiration in the N. W. Atlantic Ocean: *in situ* measurements from 40 to 5200 m. *Mar. Biol.*, **47**, 337-347.
- SMITH, K.L. Jr. and R.R. HESSLER (1974): Respiration of benthopelagic fishes: *in situ* measurements at 1230 meters. *Science*, **184**, 72-73.
- SOMERO, G.N., J.F. SIEBENALLER and P.W. HOCH-
- CHKA (1983): Biochemical and physiological adaptations of deep-sea animals. *In*, *The Sea*, Vol. 8, *Deep-Sea Biology*, ed. by G.T. ROWE, Wiley, New York, p. 261-330.
- SWINBANKS, D.D. and Y. SHIRAYAMA (1984): Burrow stratigraphy in relation to manganese diagenesis in modern deep-sea carbonates. *Deep-Sea Res.*, **31**, 1197-1223.
- THIEL, H. (1975): The size structure of the deep sea benthos. *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, **60**, 575-606.
- THIEL, H. (1983): Meiobenthos and nanobenthos of the deep sea. *In*, *The Sea*, Vol. 8, *Deep-Sea Biology*, ed. by G.T. ROWE, Wiley, New York, p. 167-230.
- WARWICK, R.M., I.R. JOINT and P.J. RADFORD (1979): Secondary production of the benthos in an estuarine environment. *In*, *Ecological Processes in Coastal Environments*, ed. by R.L. JEFFERIES and A.J. DAVY, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 429-450.
- WARWICK, R.M. and R. PRICE (1979): Ecological and metabolic studies on free-living nematodes from an estuarine mud-flat. *Est. Coast. Mar. Sci.*, **9**, 257-271.
- YINGST, J.Y. (1978): Patterns of micro- and meiofaunal abundance in the marine sediments, measured with the adenosine triphosphate assay. *Mar. Biol.*, **47**, 41-54.

## 深海産マイオベントスの呼吸量の測定結果に基づいて計算された 深海石灰質堆積物中の酸素分布とそのマンガンの続成との関係

白山 義久・D.D. SWINBANKS

要旨: 深海潜水艇を用いて採集した深海産マイオベントスの呼吸量を、勾配フタ付浮きばかり法を用いて測定し、その結果に基づいて、平衡モデルを用いて堆積物中の溶存酸素濃度の鉛直断面を計算した。酸化マンガンの鉛直分布が堆積物の表層下20~30 cmの層に集中している地点では、酸素が堆積物のかなりの深度まで侵入していた。

しかし酸化マンガンの集中が表層数 cmに見られる地点では、酸素が底生生物によって表層0~1 cmの層で完全に消費されてしまった。この結果は、石灰質堆積物中のマンガンの続成が、底生生物の呼吸活性を通して、生物学的過程に主に支配されているとする考えを支持している。



## 堆積物境界面をめぐる諸問題—瀬戸内海—\*

川名吉一郎\*\*, 星加 章\*\*, 谷本照己\*\*

### Several phenomena in the benthic boundary layer of the Seto Inland Sea\*

Kichiichiro KAWANA\*\*, Akira HOSHIKA\*\* and Terumi TANIMOTO\*\*

**Abstract:** Detailed investigations on vertical and horizontal distributions of water quality (dissolved oxygen, nutrients, suspended matter, etc.) and their seasonal variation were carried out in the Seto Inland Sea. In summer, total suspended matter (TSM) concentration near the bottom was significantly influenced by water movement and turbid bottom water was observed in all areas with silty bottom sediments. The high concentration of TSM near the bottom may be caused by the resuspension of the surface layer of sediment. Also in summer, oxygen-deficient bottom water was observed in regions of limited water movement and it contained large amounts of nutrients derived from bottom sediments. The oxygen consumption and fluxes of nutrients across the sediment-water interface were measured with specially designed *in situ* instrument. An *in situ* water quality monitoring system has been developed to make continuous measurements of the vertical distribution of water quality in the bottom water and various parameters of bottom sediments.

#### 1. はじめに

瀬戸内海全域において、夏季と冬季の年2回水質や懸濁物質の調査を行った。その調査で特に目立った現象は、夏季の成層期に、底質が泥質である海域では海底近傍に必ず懸濁物質濃度の異常に高い水塊が生成されること (KAWANA and TANIMOTO, 1984)、および堆積物の分解に伴い生成される貧酸素で栄養塩濃度の高い水塊が種々の海域の海底近傍に認められること (塩沢ら, 1984) である。この事は、海水中にあった物質が海底に沈積し、そのまま堆積物となるわけではなく、堆積物境界面で種々の過程を通じて物質のやりとりがあることを示唆している。

ここでは、瀬戸内海の堆積物境界面で起きている現象を簡単に述べると同時に、これら現象に関して我々の実施している観測法を中心に話題提供したい。

#### 2. 海底近傍の高濁度層

夏季の瀬戸内海において、懸濁物質の鉛直分布を調べると、多くの測点の懸濁物質濃度が海底近傍で急激に増加しているのが認められる。この高濁度層の生成原因としては、底層流による堆積物のまき上げがまず考えられる。高濁度層と底層流の関係を調べるため、周防灘のある測点で観測船を固定し、懸濁物質の鉛直分布を1時間ごとに1潮汐間測定した結果を Fig. 1 に、同時に行った底層流の流速測定結果を Fig. 2 に示す。海面から約 8 m までの懸濁物質は水深に関係しない均一な鉛直分布となり、8~10 m の水深に最小濃度が認められる。10 m より深くなると、濃度は海底に向かって急激に増加しており、流速が大きくなる程、高濃度である。Fig. 1 の各鉛直分布から 8~10 m の水深に認められる最小濃度よりも海底近傍で濁りの増加している部分だけを取りだし海底からの高さの関係にしたのが Fig. 3 である。もし、Fig. 3 の鉛直分布が底層流による堆積物のまき上げに起因しているならば、まき上げ量と流速の間にはなんらかの関係があるはずである。Fig. 3 の各鉛直分布について濃度を海底から濁りの増加が認められなくなる高さまで積分することから、単位面積当りにまき上げられた量

\* 1985年11月25日受理  
Received November 25, 1985

\*\* 中国工業技術試験所環境化学研究室,  
〒737-01 呉市広町 15000  
Government Industrial Research Institute, Chu-  
goku, Hiro-machi 15000, Kure, Hiroshima, 737-01  
Japan

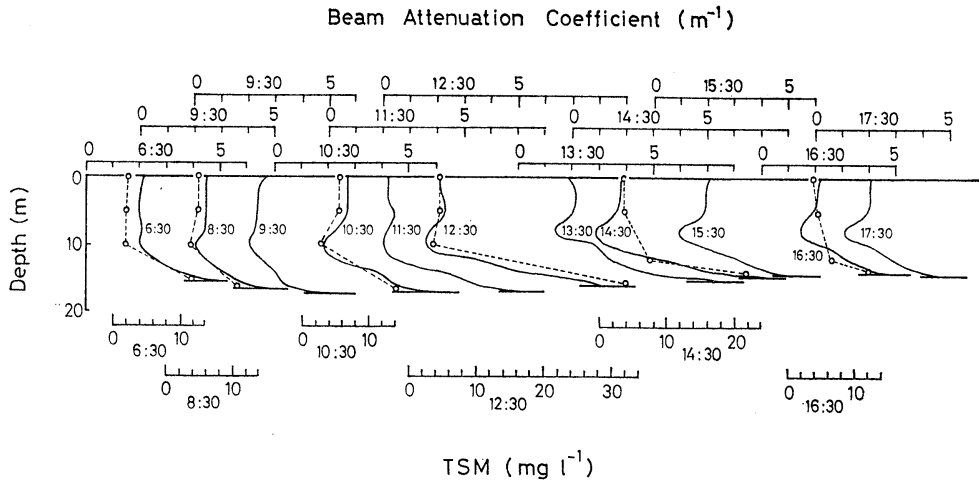


Fig. 1. Temporal variation of vertical distribution of suspended matter. Solid lines: beam attenuation coefficient. Dotted lines: total suspended matter (TSM) concentration.

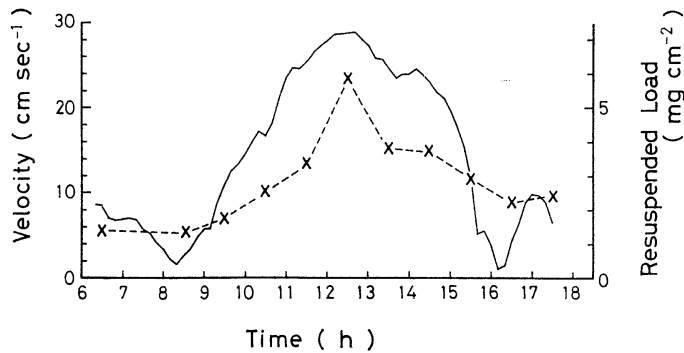


Fig. 2. Time series of the mean velocity (solid line) and the resuspended load per unit area (dotted line).

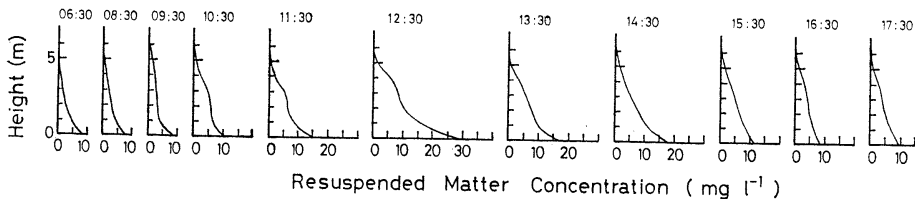


Fig. 3. Vertical distribution of net concentration due to resuspended matter.

( $Q$ ,  $\text{mg}/\text{cm}^2$ ) を求めた。 $Q$  の時間変動を Fig. 2 に示す。 $Q$  は底層流の動きに伴って変動しており、流速が大きくなると  $Q$  も増加する。我々が測定したすべての測点で、 $Q$  と流速の間に明確な比例関係が認められているわけではないが、海底近傍の高濁度層は底層流に大きく左右されていることは間違いないであろう。

高濁度層がどの海域に生成するのかを調べるため、夏

季の瀬戸内海全域における表層水中および底層水中の懸濁物質分布を Fig. 4 と Fig. 5 に示す。調査は、瀬戸内海を大きく 4 つの海域に分けて異なる年に行われたが、8 月上旬から 9 月上旬のほぼ同じ季節に実施された。大阪湾奥部や広島湾などの一部海域を除いて、表層水中の懸濁物質濃度は  $5 \text{ mg}/\text{l}$  以下である。これに対して底層水中の懸濁物質濃度は  $5 \text{ mg}/\text{l}$  以上であり、各灘の中

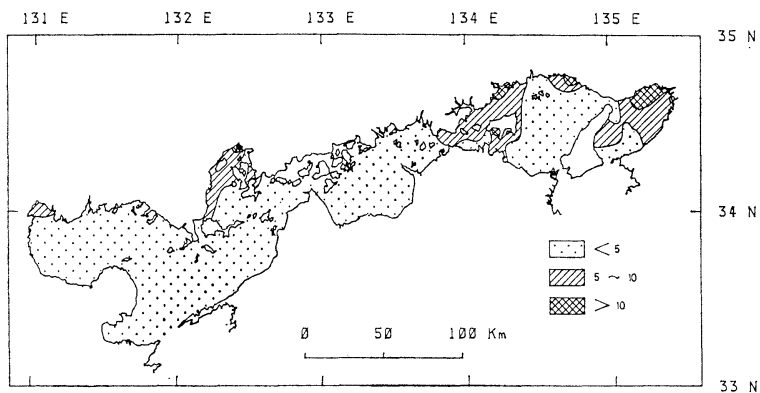


Fig. 4. Horizontal distribution of suspended matter (mg/l) in the surface layer in summer.

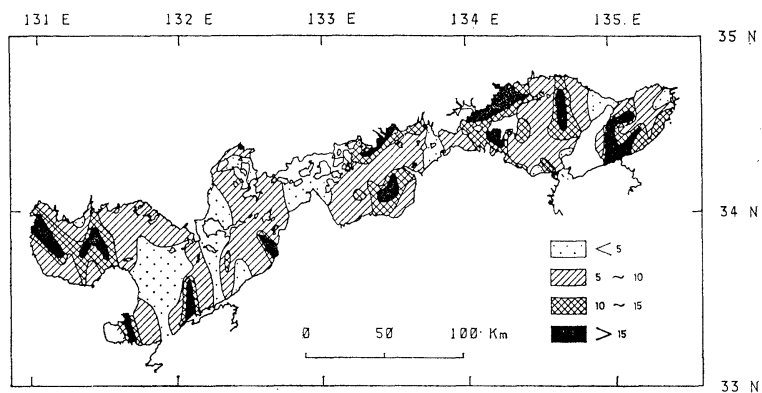


Fig. 5. Horizontal distribution of suspended matter (mg/l) in the bottom layer in summer.

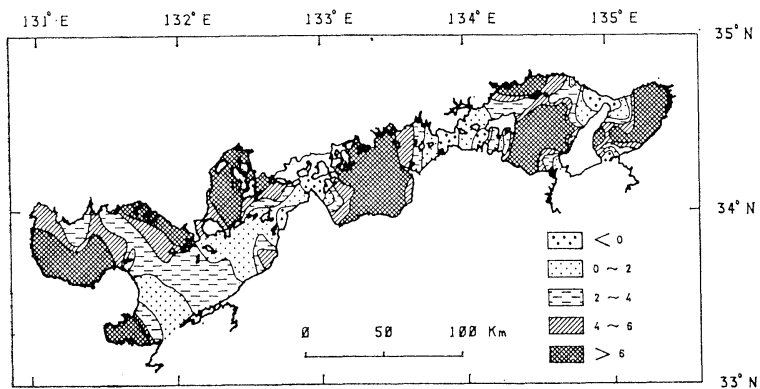


Fig. 6. Distribution of median grain size ( $Md\phi$ ) of the bottom sediment.

中央部では、15 mg/l 以上の所も認められる。高濁度層は海底にそって存在し、その層の厚さは10cmに達する海域もある。高濁度層の生成している海域の堆積物の粒度を調べた。Fig. 6は、ウェトワーススケール( $\phi$ )に従って表示した堆積物の中央粒径値(Md $\phi$ )の分布である(谷本ら, 1984)。海峡部や周防灘の一部海域、伊予灘を除いた広い範囲に Md $\phi$  4 以上のシルト質の堆積物が分布しており、各灘の中央部の堆積物は Md $\phi$  6 以上の細粒シルトである。高濁度層は堆積物の細かな海域に生成する。高濁度の濁りは、海底に向かって増加しており、明らかにその起源は海底にあると考えられるが、高濁度層中の懸濁物質と堆積物は質的に同じ物質であるわけでもない。高濁度層中の懸濁物質に含まれる有機態のリン、窒素、炭素量は、表層や中層に比べて顕著に少なく、かなり分解の進んだものが多いことを示しているが、堆積物組成とは明らかに相違する(KAWANA and TANIMOTO, 1984)。

一方、冬季の懸濁物質は表層から海底まで一様な分布となる場合が多く、海底近傍の高濁度層はなくなるか、あったとしても懸濁物質濃度は低くなる。夏季の高濁度層の生成原因として次の様なことが考えられている(塩沢ら 1985)。春から夏にかけて表層で生物的内部生産が活発におこなわれるようになり、その結果として生産物が海底へ供給されることになる。海底に沈積した沈降物の一部はそのまま堆積物となるかも知れないが、軽い沈積物は底層水の流動に伴って再懸濁すると考えられる。海面近くで生物的内部生産が活発に行われている間は生産物の海底への供給があるが、冬季には、内部生産の減少に伴い海底への生産物の供給も少くなるとともに、鉛直混合が活発になって底層に蓄積されていた懸濁物質も上方へ拡散されてしまい、高濁度層は消滅するのではないか。理由はどうであれ、海水中から海底面に沈積した

懸濁物質がそのまま堆積物へ移行するわけではなさそうである。

### 3. 貧酸素水塊

閉鎖海域である瀬戸内海では、過去に流入した莫大な量の汚染物質が外洋へ容易に移動せず、かなりの部分が堆積物中に蓄積されてきたと予想される(村上, 1976)。こうした汚染物質は、分解、溶出過程を通じて水質環境に種々の悪影響を及ぼす(花岡, 1972; 柳田, 1976)。特に、夏季には堆積物の分解に伴う貧酸素水塊が種々の海域に生成されており、貧酸素水塊の生成機構解明に精力的な研究がなされている(文部省環境科学研究班, 1984)。我々の測定による夏季の瀬戸内海全域における底層水中の溶存酸素の水平分布を Fig. 7 に示すが、停滞性の強いと予想される大阪湾奥、播磨灘中南部、燧灘東部、広島湾と別府湾の奥部に貧酸素水塊が認められ、別府湾奥部の一部底層水は無酸素状態(塩沢ら, 1977)にある。堆積物の分解に伴ない溶出した栄養塩は海底近傍に蓄積される。夏季表層水中の  $PO_4\text{-P}$  は、大部分  $0.5 \mu\text{g-at/l}$  以下であり、大阪湾奥部と別府湾等の一部に  $1 \mu\text{g-at/l}$  程度の地点が認められるだけである。一方、底層水中(Fig. 8)では、表層水中と異なり大部分が  $0.5 \mu\text{g-at/l}$  以上と高く、貧酸素水塊の認められた大阪湾奥、播磨灘中南部、広島湾と別府湾奥部は  $2 \mu\text{g-at/l}$  以上となっている。別府湾奥部の無酸素水中では最大  $6.1 \mu\text{g-at/l}$  を示す。貧酸素水塊形成機構解明には、底層水中での酸素消費とそれに伴う溶出量がどの程度であるかを正確に見積る必要がある。堆積物からの栄養塩類等の溶出量の見積りに関しては、湖沼を中心としてかなり行われてきたが、その手法は主に堆積物試料を用いての室内実験と堆積物の間隙水中の濃度分布から推定されるの

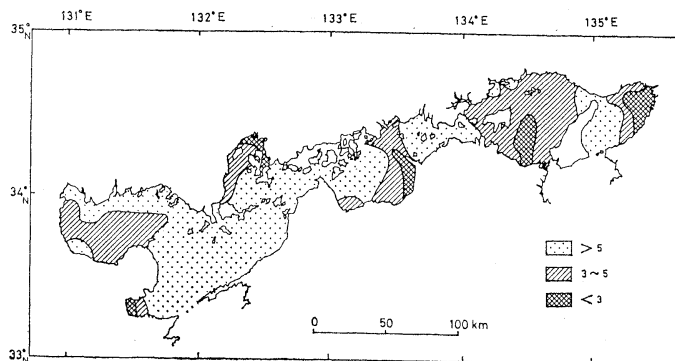


Fig. 7. Horizontal distribution of dissolved oxygen (mg/l) in the bottom layer in summer.

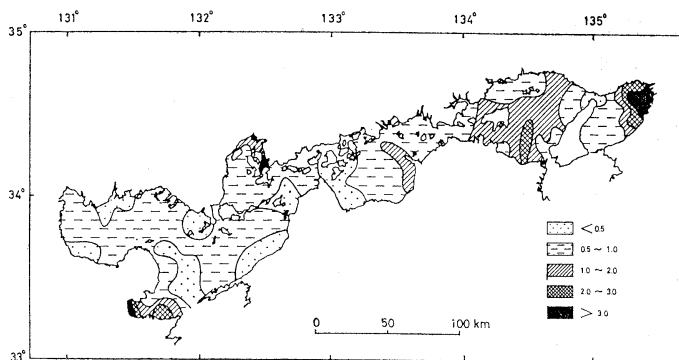


Fig. 8. Horizontal distribution of  $\text{PO}_4\text{-P}$  ( $\mu\text{g-at/l}$ ) in the bottom layer in summer.

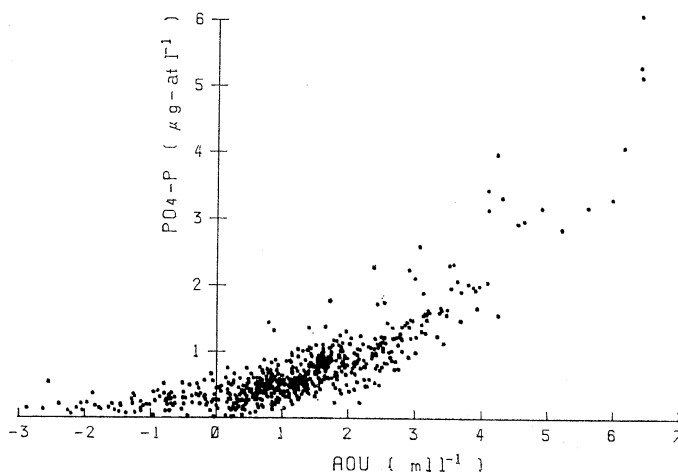


Fig. 9. Relation between AOU ( $\text{ml/l}$ ) and  $\text{PO}_4\text{-P}$  ( $\mu\text{g-at/l}$ ) in summer.

がほとんどである。室内実験の場合、堆積物試料が乱さずに採取されるか、実験条件が現地の物理、化学、生物的環境をどこまで相似しうるかなど難しい問題がある。後者の場合、近年、表層に存在する生物攪乱層とそれにつづくやや圧密された層に区別して考える2層モデルの開発がBERNER (1977) や VANDERBORGHT *et al.* (1977) によってなされ、問題がよく整理されつつあるが、溶出量に直接影響を与える底質中の拡散係数の値がまだオーダー評価程度であり、細かい議論に耐えがたい所がある。また、溶出量は海域によって異なるだけでなく、同じ場所でも海底近傍の環境条件によって異なると考えられる。Fig. 9 は夏季の瀬戸内海全域におけるAOUと $\text{PO}_4\text{-P}$ の関係である。AOUが $3\text{ml/l}$ 以上になると、 $\text{PO}_4\text{-P}$ が急激に増加している。この傾向は、底層水の貧酸素化の度合が進行すると、有機物の分解に

依存しない $\text{PO}_4\text{-P}$ の溶出、例えばリン酸鉄の還元に伴う溶出が加算されることなどが考えられる。海底近傍の環境条件によっても溶出機構は変化するので、できるだけ現位置において酸素消費や溶出量の測定を行おうとする考えが生れている(PAMATMAT and BANSE, 1969; SMITH, 1974; FISHER *et al.*, 1982; 越知・岡市 1984)。我々もFig. 10に示す現場用溶出量測定装置を試作し(星加ら, 1980), 現位置での測定を試みている。測定手順は次の通りである。アンカーで固定した船上よりロープで海底面に降ろす。下降中は測定容器の蓋が開いており、容器内に底層水が入るようになっている。本体着底時の衝撃により堆積物の表層物質のまき上がり現象が起るが、測定容器内の濁度計と水中カメラによって監視し、濁度が着底前の状態に戻ったことを確認した後昇降用モーターを作動させ、測定容器をゆっくり降し、フリンジ

の部分まで静かに堆積物に慣入させる。その後数時間、容器内の栄養塩濃度の変化と酸素の減少を測定する。夏季の瀬戸内海のいくつかの測点で測定した底層水中の酸素消費速度を Table 1 に示す。それらの測点では、底層流や水温の鉛直分布の測定も併せて行っているので、1潮汐間の平均流速値、底層水中の溶存酸素濃度、水温躍層の強さを表わす目安として表層と底層の温度差を Table 1 に付記する。底層水中の酸素消費速度は、海域によってそれ程大きな差は認められず、貧酸素水塊の生成は水温躍層の存在が大きな決定要因となっている。貧酸素水塊の生成機構解明には、水温躍層の強さと躍層を通過して底層に運ばれる酸素量の関係を調べる必要がある。

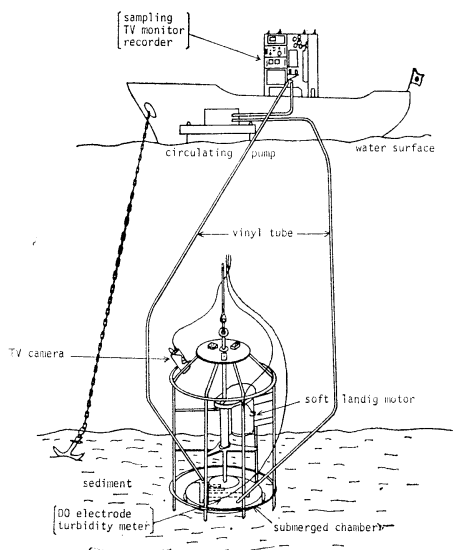


Fig. 10. Schematic diagram of an instrument for *in situ* measuring oxygen up take and nutrient dissolution by seabed.

#### 4. 海底近傍専用の水質測定装置

今まで述べてきた様に、海中にあった物質が海底に沈積し、そのまま堆積物となるわけではなく、まき上げや溶出等の過程を通じ堆積物の境界面で物質のやりとりがある。堆積物境界面での現象を解明するには、海水側の水質や懸濁物質の状態だけ、あるいは、堆積物中の状態だけを取り出して論議しているのでは片手落ちになるのではなからうか。我々の経験でも、夏季の高濁度層が形成されている時期に観測をすると、どこが海底面なのか判断にこまる場合がしばしばあった。海底近傍の水質と堆積物を一体のものとして捕えるような観測手法を工夫する必要があるのではなからうか。Fig. 11 に示す

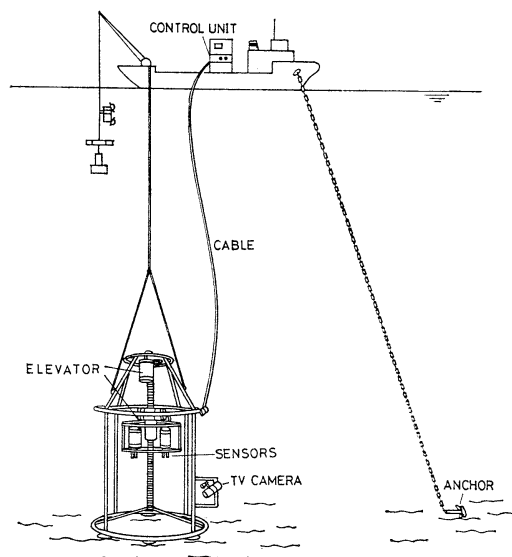


Fig. 11. Schematic diagram of an instrument for measuring water quality in the bottom layer.

Table 1. Consumption rate of oxygen, concentration of dissolved oxygen, mean velocity in the bottom layer and difference in temperature between the surface layer and the bottom layer.

| Area         | Station | Consumption rate of oxygen (mg/day·cm <sup>2</sup> ) | Concentration of dissolved oxygen (mg/l) | Difference in temperature (°C) | Mean velocity in the bottom layer (cm/s) |
|--------------|---------|--|--|--------------------------------|--|
| Osaka Bay    | 34      | 1040   | 5.51                                     | 0.70                           | 11.0                                     |
|              | 50      | 900  | 3.49                                     | 2.94                           | 4.5                                      |
|              | 54      | 760  | 4.32                                     | 2.03                           | 9.9                                      |
| Harima Sound | 10      | 1850   | 4.81                                     | 0.20                           | 6.0                                      |
|              | 24      | 720  | 3.21                                     | 3.25                           | 1.8                                      |
|              | 43      | 1270   | 4.28                                     | 2.25                           | 3.2                                      |
| Hiuchi Sound | 64      | 1510   | 1.53                                     | 5.30                           | 1.0                                      |
|              | 46      | 1080   | 3.63                                     | 2.61                           | 5.7                                      |

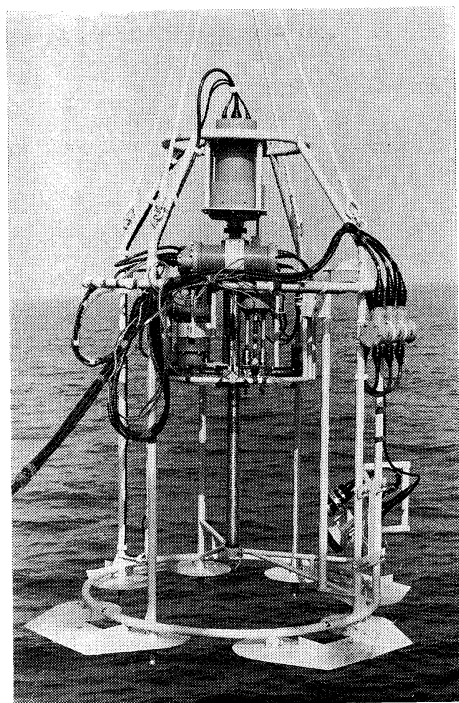


Photo 1. Underwater unit for measuring water quality in the bottom layer.

装置は、海底上約 1 cm 上の海水側から堆積物中の約 30 cm までの種々の環境因子を鉛直的に連続して測定するために開発した海底近傍専用の水質測定装置である。同装置は、水中測定部と船上モニター部から成っており、両者は水中ケーブルで連結している。水中測定部 (Photo 1) は主に本体フレーム、各種センサーおよびこれらセンサーを上下に動かす昇降装置から構成されており、形は円筒形状で、全体の大きさは幅 1 m 30 cm、高さ 2 m 15 cm である。昇降装置は本体フレームの内側に設置し、各種センサーはこの昇降装置にセンサーの測定部の高さが同じになるように取り付けられている。取り付けたセンサーは、塩分、溶存酸素、濁度、温度、pH、酸化還元電位および堆積物の含水率測定センサーである。含水率は堆積物における超音波の減衰率から測定する。測定手順は次の通りである。まず、水中測定部を船上から海底表面に着底させた後、各種センサーを海底表面上から海底表面まで昇降装置によって降ろす。さらに、温度、pH、酸化還元電位および含水率測定センサーを堆積物中約 30 cm の深さまで降下させることにより、各種の環境因子を鉛直的に連続して測定する。同装置には、小型の水中ポンプも組み込まれており、海底表面から正確な高さの海水も採集できるように設計されている。

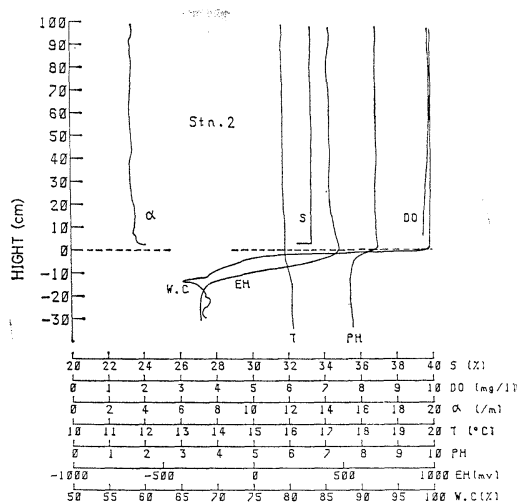


Fig. 12. Vertical distributions of water qualities from the bottom layer into the sediment.

同装置はまた試作されたばかりで、現場での検証実験の最中であるが、その実験例を Fig. 12 に示す。それぞれの測定項目の鉛直分布は、着底感知センサーで求めた海底表面を基準とし、海水側を正、堆積物側を負として図示する。実験は鉛直混合の激しい 12 月に行われたため、海水中の水質は鉛直的にほとんど一様である。しかし、堆積物中で、泥温はわずかに上昇し、pH、酸化還元電位 (Eh) および含水率 (W.C) は深さと共に急激に減少している。

堆積物境界面での観測は多少やっかいな面があるかも知れないが、同装置に改良を加えつつ、現場検証実験をくり返し行うことによって堆積物境界面での現象を精度良く測定しようと試みている。

## 文 献

- BERNER, R. A. (1977): Stoichiometric models for nutrient regeneration in anoxic sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 781-786.
- FISHER, T.R., P.R. CARLSON and R.T. BARBER (1982): Sediment nutrient regeneration in three North Carolina estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **14**, 101-116.
- 花岡 資 (1972): 海における異常発生. 生物の異常発生 (生態学講座32), 共立出版, p. 85-124.
- 星加 章, 滝村 修, 塩沢孝之 (1980): 現場用溶出量測定装置の試作. 中国工業技術試験所報告, **11**, 45-52.
- KAWANA, K. and T. TANIMOTO (1984): Turbid bottom water layer and bottom sediment in the Seto Inland Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **40**,

- 175-183.
- 文部省「環境科学」特別研究「燧灘の海洋構造と貧酸素水塊の生成機構」研究班 (1984): 燧灘の海洋構造と貧酸素水塊の生成機構に関する研究 (研究代表者 武岡英隆), B210-R01-3. 185 pp.
- 村上彰男(編) (1986): 瀬戸内海の海域生態と漁場. フジテクノシステム.
- 越智 正, 岡市友利 (1984): 燧灘の海洋環境の化学的特性と酸素消費. 文部省環境科学研究報告集「燧灘の海洋構造と貧酸素水塊の生成機構に関する研究」, p. 49-62.
- PAMATMAT, M.M. and K. BANSE (1969): Oxygen consumption by the seabed. II. *In situ* measurements to a depth of 180 m. *Limnol. Oceanogr.*, **14**, 250-259.
- 塩沢孝之, 川名吉一郎, 星加 章, 谷本照己, 滝村 修 (1977): 別府湾海水中の重金属の鉛直分布とその季節変動. 日本海洋学会誌, **33**, 350-356.
- 塩沢孝之, 川名吉一郎, 山岡到保, 星加 章, 谷本照己, 滝村 修 (1984): 瀬戸内海における海水中的の汚染物質の分布と底質からの溶出. I. リンと窒素. 中国工業技術試験所報告, **21**, 13-43.
- 塩沢孝之, 川名吉一郎, 星加 章, 谷本照己 (1985): 瀬戸内海における懸濁物質と底質. 沿岸海洋研究ノート, **22**, 149-156.
- SMITH, K.L. Jr. (1974): Oxygen demands of San Diego Trough sediments: an *in situ* study. *Limnol. Oceanogr.*, **19**, 939-944.
- 谷本照己, 川名吉一郎, 山岡到保 (1984): 瀬戸内海における底質の粒度組成と有機物. 中国工業技術試験所報告, **21**, 1-11.
- VANDERBORGHT, J.P., R. WOLLAST and G. BILLEN (1977): Kinetic models of diagenesis in disturbed sediments. Part 1. Mass transfer properties and silica diagenesis. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 786-793.
- 柳田友道 (1976): 赤潮. 講談社. 198 pp.



## 内湾堆積物中における有機物の分解に関する 地球化学的研究\*

松 永 捷 司\*\*

### Geochemical studies of the degradation processes of organic matter in the sediments from coastal area\*

Katsuji MATSUNAGA\*\*

**Abstract:** Sedimentary core samples were collected from Hiuchi Nada, and Ise and Mikawa Bays, where local eutrophication leads to increase of primary production in each bay. Sedimentation rates for Hiuchi Nada, and Ise and Mikawa Bays were found to lie in the range of 0.13-0.21, 0.14-0.97 and 0.22 g/cm<sup>2</sup>/yr, respectively, by the 210-Pb method. Vertical profiles of organic matter in these sediments were analyzed by use of a diffusion, advection and reaction model including a variable flux of organic matter to the surface of sediments. Pseudo-degradation rate constants of organic C and N had ranges of 2.3-5.2 and 2.3-5.3×10<sup>-2</sup>/yr, respectively. The degradation rates of organic matter in the sediments were also calculated and are discussed in relation to primary production.

#### 1. はじめに

堆積物表面にひとたび到達した粒子は、水中にあるときは異なり移動しにくいために、到達した順序に従って堆積物を形成していく。この間、粒子を構成していた有機物は微生物活動によって分解消失され、再生された栄養塩は水-堆積物境界面を通して上層水に回帰し、植物プランクトンの光合成によって再び有機物に同化される。このような物質の動きを定量的に把握する試みの一つとして、堆積物中での有機物の分解に関する研究がある。これらの多くは、有機物の分解に伴って再生される間隙水中の栄養塩を測定して行われてきた。その方法には、1) 拡散・移流・生成（あるいは消滅・変質）方程式を物質の鉛直分布の解析に適用して行うモデル法、2) ベルジャー等の容器を堆積物表面に設置し、容器内部の物質濃度の時間変化を直接に測定する現場法、および 3) 採取した堆積物試料を研究室等に持ち帰り、可能なかぎり現場に近い条件下で実験する擬現場法などが適用されている。これらの方法の基本的な考え方は以下のよう

である。

ある任意の空間を想定し、任意の時間後 ( $\Delta t$ ) における物質濃度の変化量 ( $\Delta M$ ) を考えると、その速度 ( $\Delta M/\Delta t$ ) は次式で表わされる。

$$\frac{\Delta M}{\Delta t} = \text{Input} - \text{Output} + \text{Source} \quad (\text{or Sink}) \quad (1)$$

すなわち、1) 式の 4 項のうち 3 項が既知ないし制御できれば残りの項が算定できる。この考え方は現場法および擬現場法に利用されている。

同様に、連続する微小空間（単純化のために鉛直方向 ( $z$ ) のみを考え、水平方向 ( $x, y$ ) は均一になっているとする）における微小時間の間の物質濃度の変化速度 ( $\partial M/\partial t$ ) は次式で表わされる。

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial M}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (\omega M) \pm R \quad (2)$$

ここで、 $D$  は拡散係数、 $\omega$  は移流速度、 $R$  は生成あるいは消滅速度を示している。すなわち、右辺第 1 項および第 2 項はそれぞれ拡散および移流による Input と Output の差を、第 3 項は反応による変化速度を示している。この考え方はモデル法に利用されている。実際の適用に当たっては、(2) 式をそのまま適用することは極めて

\* 1985年11月25日受理 Received November 25, 1985

\*\* 名古屋大学水圏科学研究所, 〒464 名古屋市千種区不老町 Water Research Institute, Nagoya University, Chikusuaku, Nagoya, 464 Japan

困難であるために、さらに単純化した次式が主に利用されている。

$$\frac{2M}{\partial t} = D \frac{\partial^2 M}{\partial z^2} - \omega \frac{2M}{\partial z} \pm R = 0 \quad (3)$$

すなわち、物質の鉛直分布は定常的である ( $\partial M/\partial t=0$ ) とし、さらに  $D$  および  $\omega$  が  $z$  方向で一定であるとするモデル法である (BERNER, 1974; LERMAN, 1979)。

これらの方法で得られた栄養塩の回帰量は一次生産によって取り込まれる栄養塩に対して、外洋では高々 1% 未満 (TOH & LERMAN, 1977) であるが、生物活動の活発な沿岸や内湾水域においては窒素量を基準にすると 20% 前後から 100% にも及ぶとの報告がある (DAVIS, 1975; ROWE *et al.*, 1975; HARTWIG, 1976; NIXON *et al.*, 1976; BILLEN, 1978; ALLER & BENNINGER, 1981)。このような沿岸や内湾水域においては、上層水への物質の供給を担う堆積層が表面から高々数 10 cm 以浅であって、その年齢は 100 年以内と思われる。さらに、夏季に上層水が停滞する水域では、間隙水中の栄養塩の鉛直分布が季節により変化することが報告されている (THORSTENSON & MACKENZIE, 1974; MATISOFF *et al.*, 1975; MARTENS & KLUMP, 1980; ALLER & BENNINGER, 1981; ELDERFIELD *et al.*, 1981; 松永, 1984)。このために、BERNER (1964) 以来の定常モデル法の適用が困難になり、近年の富栄養化に伴い堆積物に供給される有機物負荷の増大と相まって、このような水域における堆積物有機物の分解過程はいまだに充分解明されていないのが現状である。

ここでは、内湾堆積物における有機物の分解過程を解

明するために、間隙水中の栄養塩を通さず、直接に有機物の鉛直分布を解析することを試み、微生物活動による有機物の分解反応速度定数および分解速度を算定した。

## 2. 材料と方法

堆積物柱状試料は、富栄養化の経緯がそれぞれ異なる (西条・宇野木, 1977; 越智, 1984) 伊勢湾、三河湾および瀬戸内海中央部に位置する燧灘から採取した。その採集地点を Fig. 1 に示す。試料は伊勢湾、三河湾および燧灘において、それぞれ 1983~1984 年, 1978~1979 年および 1982~1984 年にかけて、PVC 製円筒採泥器 (長さ 65 cm, 内径 10 cm) を用い、潜水夫によって採集した。この試料を 1~2 cm 毎に切断し、4°C 以下の冷暗所に保存して分析試料に供した。また、燧灘の試料の一部 (Stn. E-11, H-12) は広島大・坪田博行教授から分けていただいた。ここで感謝の意を表します。

試料の一部 (2~5 g) を乾燥し (110°C, 24時間) 湿・乾重量から含水率を求めた後、メノウ乳バチを用いて細粉化した。この一部を石英ボートにとり、1N-HCl で処理し、乾燥後 CHN 分析計による全有機炭素 (TOC) および窒素 (TON; 一部  $\text{NH}_4\text{-N}$  を含む) の測定に供した (MATSUNAGA & HANDA, 1983)。Pb-210 の分析は MATSUMOTO & WONG (1977) の方法に従った。積算重量深度 (Mass depth; 表面からある層までの堆積物粒子について、単位面積当りの重量で表わす深さ) は、乾重量に  $\text{CaCO}_3$  と海塩の補正を行って求めた。また、TOC, TON および Pb-210 の濃度は、補正した乾重量を基準にした。

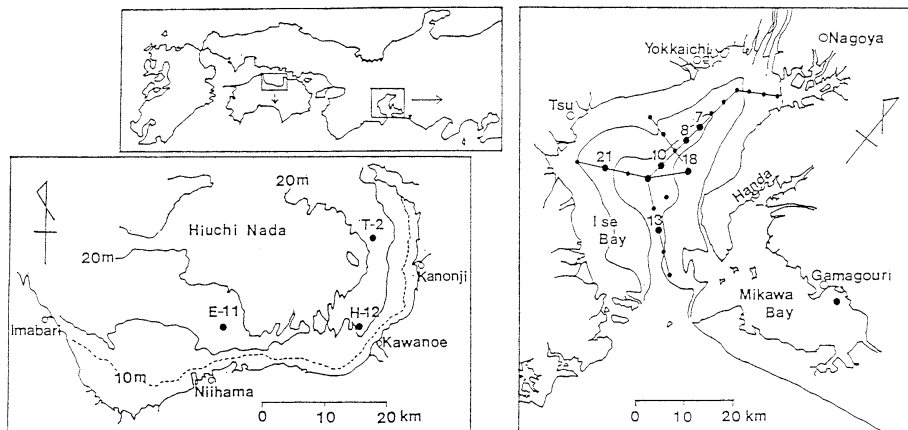


Fig. 1. Location maps of Hiuchi Nada, and Ise and Mikawa Bays.

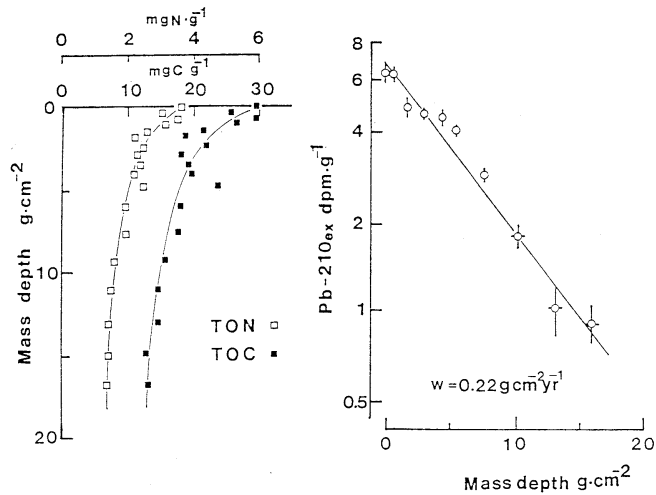


Fig. 2. Vertical profiles of TOC and TON (left), and semi logarithmic plot of Pb-210<sub>ex</sub> vs.  $z$  (right) in the core sample from Mikawa Bay. Solid lines show the regression lines determined by the least squares method, respectively.

Table 1. Sedimentation rates ( $w$ ) and pseudo-degradation rate constants ( $k'$ ) of labile organic matter in the core samples from Hiuchi Nada, and Ise and Mikawa Bays.

| Locations   |      | Depths<br>m | $w$<br>g/cm <sup>2</sup> /yr | $k'$ ( $\times 10^{-2}$ /yr) |     | Water cont.<br>at surface % |
|-------------|------|-------------|------------------------------|------------------------------|-----|-----------------------------|
|             |      |             |                              | C                            | N   |                             |
| Mikawa Bay  |      | 6           | 0.22                         | 4.8                          | 5.3 | 85                          |
| Ise Bay     | 7    | 32          | 0.20                         | 3.5                          | 4.4 | 76                          |
|             | 8    | 34          | 0.19                         | 3.3                          | 3.2 | 83                          |
|             | 10   | 34          | 0.20                         | 4.4                          | 4.8 | 84                          |
|             | 11   | 33          | 0.30                         | 3.8                          | 3.0 | 86                          |
|             | 13   | 32          | 0.97                         | 2.5                          | 2.8 | 54                          |
|             | 18   | 27          | 0.35                         | 2.3                          | 2.3 | 74                          |
|             | 21   | 27          | 0.14                         | 2.9                          | 3.1 | 82                          |
| Hiuchi Nada | E-11 | 23          | 0.21                         | 3.1                          | 3.4 | 70                          |
|             | H-12 | 24          | 0.16                         | 5.2                          | 4.0 | 81                          |
|             | T-2  | 24          | 0.13                         | 3.9                          | 4.5 | 82                          |

### 3. 結果と考察

堆積速度: 各観測点における堆積速度を求めるために, ROBBINS *et al.* (1978) および 松本・冨樫 (1980) の方法に従って, 過剰 Pb-210 量 (Pb-210<sub>ex</sub>) と積算重量深度との関係性を求めた。片対数表示によると, 両者の間にはよい直接関係を得られた (Figs. 2~4)。表面近くまで直線関係が認められる地点 (三河湾, 伊勢湾の ISE-8, 11 および 燧灘の T-2) は生物攪乱の影響が弱いことを, 表面付近で濃度の均一層が認められる他の地点では, その影響が強いことを示している。三河湾や燧灘において, 生物攪乱の影響が弱い地点は貧酸素水塊が出現する

場所と一致しているため, 伊勢湾においても同様のことが生じているものと推察される。

直線の勾配から求めた平均重量堆積速度 ( $w$ ) を Table 1 に示す。三河湾, 伊勢湾および燧灘における  $w$  値はそれぞれ 0.22, 0.14~0.97 (平均 0.34) および 0.13~0.21 (平均 0.17) g/cm<sup>2</sup>/年 であった。また, 各内湾から採集された柱状試料の最下部は約 100 年前に堆積したことを示した。燧灘 (H-12) の値は松本・横田 (1980) の値とよく一致していた。

全有機炭素および窒素: TOC および TON の測定例を Figs. 2~4 に示す。各有機成分とも表層から下層に

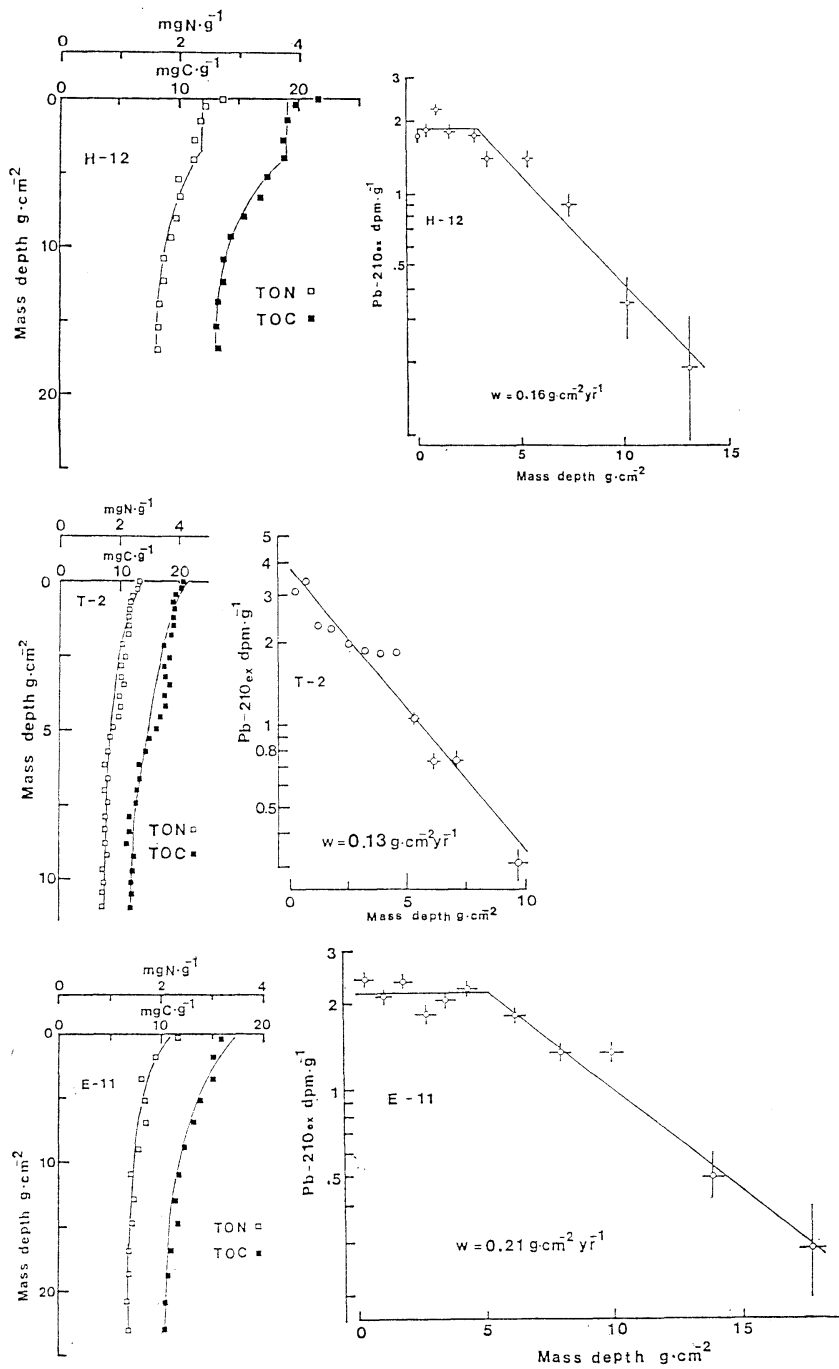


Fig. 3. Vertical profiles of TOC and TON (left), and semi logarithmic plot of Pb-210<sub>ex</sub> vs.  $z$  (right) in the core samples from Ise Bay. Solid lines show the regression lines determined by the least squares method.

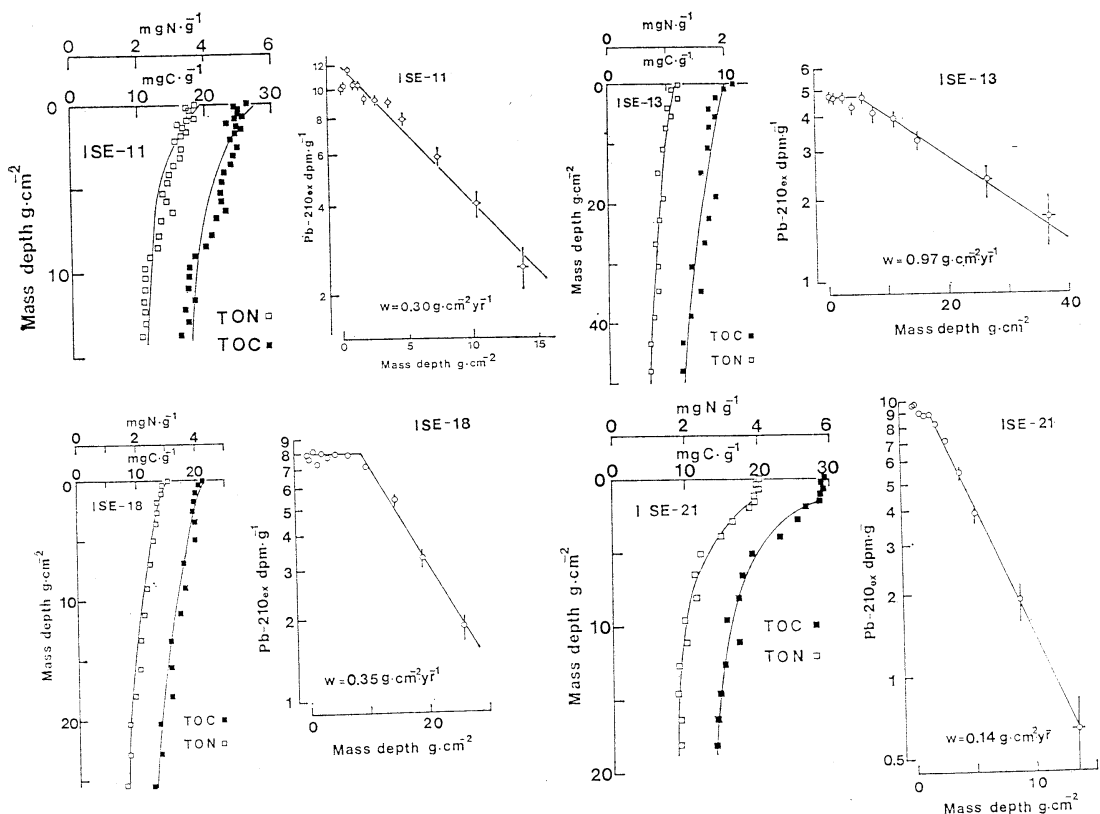


Fig. 4. Vertical profiles of TOC and TON (left), and semi logarithmic plot of Pb-210<sub>ex</sub> vs.  $z$  (right) in the core samples from Hiuchi Nada. Solid lines show the regression lines determined by the least squares method.

向ってその濃度は指数関数的に減少する傾向が認められ、下層での濃度は表面の濃度の 50~60% に相当していた。また、Pb-210<sub>ex</sub> に関する片対数表示において、表面近くまで直線関係が認められた柱状試料では、有機物濃度は表面から深さとともに減少する鉛直分布を示し、表面近くで Pb-210<sub>ex</sub> の均一層が顕著に認められた試料では、有機物濃度にも同様に均一層が存在している。このことは、堆積物中の有機物や Pb が堆積物粒子の構成成分であるとする従来の考えを支持している。

堆積物中の有機物の分解速度定数：生物起源の有機物の分解反応は、実際は微生物活動による複合反応であるが、見かけ上一次反応として扱うことができ (MATSNAGA, 1981)、その速度定数は有機物に固有の値である。また、堆積物中の有機物の鉛直分布は指数関的に減少し、下層ではほぼ均一な濃度を示したことは、この有機物が微生物に利用され易いもの (易分解性,  $C_i$ ) と利用され難いもの (難分解性,  $C_r$ ) から構成されていることを示

唆している。さらに、これらの有機物は堆積物粒子の構成成分であるために、拡散による効果は無視できると考えられる。このような有機物の濃度の時間変化は次式で表わされる。

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\omega \frac{\partial C_i}{\partial z} - kC_i \quad (4)$$

$$C_r = \text{一定} \quad (5)$$

ここで、 $\omega$  は平均重量堆積速度、 $k$  は一次反応速度定数、 $t$  および  $z$  は時間および積算重量深度をそれぞれ表わす。

(4) 式を解くに当たり、現在から  $T$  年前までは堆積物表面への有機物の供給量 ( $P_i$ ) は一定であり、その鉛直分布は定常的 ( $\partial C_i / \partial t = 0$ ) であったが、それ以後、富栄養化等に伴って供給量は指数関数的な増加傾向を示し、現在に至っているとした。この条件は、生産量と密接な関係にある透明度の経年変化 (宇野木ら, 1974) を参考に

して設定した。

有機物の鉛直分布が定常的であったときの  $C_l$  および  $C_r$  は以下の式で表わすことができる。

$$C_l = (P_l, o/\omega) \exp(-kz/\omega) \quad (6)$$

$$C_r = (P_r, o/\omega) \quad (7)$$

ここで、 $P_l, o$  および  $P_r, o$  はそれぞれ易分解性および難分解性有機物の堆積物表面への供給量が一定であるときの値を表わす。

同様に、 $T$  年以降の  $C_l$  については、初期条件として (6) 式を用い、境界条件として次式を用いると、

$$\left. \begin{aligned} z=0, & P_l = P_l, o \exp(\alpha t) \\ z=\infty, & \partial C_l / \partial z = 0 \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

以下のように表わせる。

$$C_l = \frac{P_l, o}{\omega} e^{-(k/\omega)z} - \frac{P_l, o}{\omega} e^{-(k/\omega)z} \cdot 1\left(t - \frac{z}{\omega}\right) + \frac{P_l, o}{\omega} e^{\alpha(t-z/\omega)} e^{-(k/\omega)z} \cdot 1\left(t - \frac{z}{\omega}\right) \quad (9)$$

ここで、 $\alpha$  は供給量の増加係数、 $1(t-z/\omega)$  は  $t \leq z/\omega$  では 0、 $t > z/\omega$  では 1 であることを示す。

実測できる有機物の濃度 ( $C_{ob}$ ) は  $C_l$  と  $C_r$  の和、

$$C_{ob} = C_l + C_r \quad (10)$$

である。そこで、(10) 式を (6) および (9) 式に代入

し、両式による  $C_l$  の鉛直分布を模式的に示すと Fig. 5 の様に表わせる。

沿岸や内湾の堆積物中の有機物の鉛直分布は (9) で表わされる可能性が強いため、観測値との対応について以下に述べる。

まず、 $T$  年以前の分布は (6) 式で表わされ、変換すると次式になる。

$$\ln C_l - \ln (P_l, o/\omega) = -\frac{k}{\omega} z \quad (11)$$

他方、 $T$  年以降について同様に変換すると次式になる。

$$\ln C_l - \ln (P_l, o/\omega) = -\frac{k+\alpha}{\omega} z + \alpha t \quad (12)$$

これらの関係は、 $C_l (= C_{ob} - C_r)$  を  $z$  に対して片対数プロットすれば、 $T$  年以前に相当する深さで交わる 2 本の直線関係が得られ、その直線の勾配はそれぞれ  $-k/\omega$  および  $-(k+\alpha)/\omega$  となることを示している。さらに、 $\omega$  が求めれば、 $k$  および  $\alpha$  が求まることを示している。そこで、今回得られた観測値に適用したところ、Pb-210<sub>ex</sub> についての片対数プロットと同様に、表層付近における生物攪乱のあるなしを識別できる程度であり、ととも 2 本の直線を識別するに至らなかった。すなわち、得られた直線の勾配と  $\omega$  との積を  $k'$  (擬似反応速度定数) とすれば、 $k' は  $k \leq k' \leq k + \alpha$  であることを示すのみであった。ところが、この  $k'$  値については、 $\alpha$  値が  $k$  値に比べて大きい程、または  $T$  値が柱状試料の年令に近い程、水域の違いを反映して  $k'$  値に差が生じ、この逆の場合には、有機物の分解反応の特性を反映して、水域による差が生じないことを示している。$

伊勢湾、三河湾および燧灘における柱状試料について、 $C_{ob} - C_r (= C_l)$  と  $z$  との関係から最小二乗法により  $k'$  の値を求めた。その結果を Table 1 に示す。また、観測値と計算値との比較を Figs. 2, 3 および 4 に示す。伊勢湾、三河湾および燧灘における TOC の  $k'$  値はそれぞれ 2.3~4.4, 4.8, および  $3.1 \sim 5.2 \times 10^{-2}$ /年の範囲であり、これらの  $k'$  値は同一水域においてはもとより、他水域と比べても相互により一致を示している。同様のことは TON についても言える。この事実は、これらの有機物の鉛直分布が内湾の富栄養化に伴って堆積物表面に供給される有機物量の増加の経緯を反映するよりも、むしろ有機物の分解過程を強く反映していること、また、得られた  $k'$  値は有機物の分解速度定数 ( $k$ ) に相当することを示唆している。しかし、富栄養化による有機物の供給量の増大があったとしても、それが影響する堆積層は透明度の経緯 (宇野木ら, 1974) から判断して表層付近

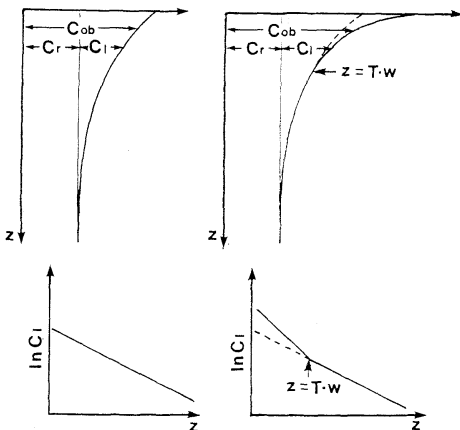


Fig. 5. Schematic diagram of vertical profiles of organic matter (upper), where  $C_{ob}$ ,  $C_l$  and  $C_r$  represent the observed, labile and refractory organic matter, respectively, and semi logarithmic plot of the labile organic matter vs.  $z$  (lower). Steady state (left) and non-steady state (right) in a semi-infinite sediment column.

Table 2. Degradation rates (*Rd*) of labile organic matter and accumulation rates (*Rb*) of refractory component of Hiuchi Nada, and Ise and Mikawa Bays.

| Locations   | <i>Rd</i>                        |      | <i>Rb</i>                        |      | <i>Sum</i>                       |      |
|-------------|----------------------------------|------|----------------------------------|------|----------------------------------|------|
|             | $\mu\text{g at./cm}^2/\text{yr}$ |      | $\mu\text{g at./cm}^2/\text{yr}$ |      | $\mu\text{g at./cm}^2/\text{yr}$ |      |
|             | C                                | N    | C                                | N    | C                                | N    |
| Mikawa Bay  | 315                              | 42.5 | 275                              | 22.8 | 590                              | 65.3 |
| Ise Bay     | 7                                | 198  | 183                              | 18.6 | 381                              | 49.7 |
|             | 8                                | 217  | 158                              | 19.0 | 375                              | 44.4 |
|             | 10                               | 238  | 200                              | 18.6 | 438                              | 50.5 |
|             | 11                               | 298  | 375                              | 32.1 | 673                              | 78.4 |
|             | 13                               | 403  | 404                              | 38.1 | 807                              | 80.0 |
|             | 18                               | 316  | 321                              | 32.5 | 637                              | 75.8 |
|             | 21                               | 173  | 163                              | 14.0 | 336                              | 36.6 |
| Hiuchi Nada | E-11                             | 125  | 181                              | 19.7 | 306                              | 31.1 |
|             | H-12                             | 116  | 176                              | 18.7 | 292                              | 28.3 |
|             | T-2                              | 112  | 138                              | 13.7 | 250                              | 26.7 |

に限られ、今回解析した堆積物柱状試料の深さに比べて浅すぎるように思われる。このために、供給量増大の影響が解析の手續きの上で隠された可能性もあるので、詳細については今後の検討を待たねばならない。

堆積物中の有機物の分解速度：堆積物中の有機物の鉛直分布は定常的であり、分布の解析によって得られた  $k'$  値は  $k' \approx k$  として扱えることが明らかになったので、有機物の分解速度 (*Rd*) と分解されずに埋没する速度 (*Rb*) を次式により求め、その結果を Table 2 に示す。

$$Rd = \int_0^{\infty} k C_l dz = P_{l,0} \quad (13)$$

$$Rb = \omega C_r = P_{r,0} \quad (14)$$

伊勢湾、三河湾および燧灘における TOC の単位面積当りの分解速度 (*Rd*) および埋没速度 (*Rb*) はそれぞれ 173~403 (平均 315), 315 および 112~125 (平均 118)  $\mu\text{g at./cm}^2/\text{年}$ , および 158~404 (平均 258), 275 および 138~181 (平均 164)  $\mu\text{g at./cm}^2/\text{年}$  の範囲であった。同一水域内の複数の観測点において得られた値は相互により一致を示している。同様のことは TON についても認められている。有機物の生産量と密接な関係にある透明度について、伊勢湾における1952年以後の測定値には海域による顕著な差が認められている (宇野木ら, 1974)。表層における有機物の生産量が直下の海底に供給される有機物に影響を与えているとすれば、透明度の測定結果から、海底に供給される有機物量にも海域によって差が生じることになり、堆積物中の有機物の分解速度や埋没速度にも反映されることになる。しかし、上述の如く有機物の分解速度や埋没速度には、同一水域内では海域に

よる差が認められなかった。このことは、上層水中で生産された有機物が堆積物表面に到達するまでに水平的に均一化されることを示唆している。

分解速度と埋没速度の算定値はいずれの内湾においてもほぼ等しい値であった。すなわち、堆積した有機物の約半分は栄養塩となって再び上層水へ帰帰していくが、残りの半分は堆積物中に埋没し、内湾の物質循環系から離脱していくことを示している。各内湾におけるこれらの算定値を相互に比較すると、伊勢湾と三河湾の値はきわめて近い値であるのに対して、燧灘の値は両湾の値に比べて 1/2~1/3 の値であることを認めた。西条ら (1978) は伊勢湾および三河湾全域における 1972~1973 年の間のクロロフィル *a* の観測値から基礎生産量を算定したところ、湾全体の平均値はそれぞれ 1.36 および 1.45  $\text{gC}/\text{m}^2/\text{日}$  となり、両湾において差がないと報告している。半田ら (1974a) は 1972 年 3 月~7 月の間に三河湾全域において  $^{14}\text{C}$  法による基礎生産量の測定を実施し、この値が水域や季節によって大きく変動することを認めた。この結果をもとに三河湾の基礎生産量として、西条ら (1978) の値より大きい 2~3  $\text{gC}/\text{m}^2/\text{日}$  を提唱している (半田ら, 1974b)。燧灘における基礎生産量は 1982 年 6 月~9 月にかけて  $^{14}\text{C}$  法によって測定され、平均値として 1.1  $\text{gC}/\text{m}^2/\text{日}$  と報告されている (半田ら, 1984)。本研究で得られた分解速度や埋没速度は数 10 年にわたる平均値であり、これらの基礎生産量は単年度の測定値であるが、あえて比較すると、各内湾とも基礎生産量の約 10% が堆積物表面に到達し、残り 90% 近くは上層水中を沈降する間に分解されてしまうことになる。

堆積物有機物の鉛直分布の解析に定常モデルを適用

し、ベルジャー法やセジメントトラップ実験の結果と合わせた内湾における有機物の循環に関する報告が三河湾 (MATSUNAGA & HANDA, 1983; 松永, 1984) や燧灘 (半田ら, 1984) についてなされている。本研究において、定常モデルの適用が支持されたので、内湾における有機物の循環についての詳細は上記報告を参照されたい。

### 文 献

- ALLER, R.C. and L.K. BENNINGER (1981): Spatial and temporal patterns of dissolved ammonium, manganese, and silica fluxes from bottom sediments of Long Island Sound, U.S.A. *J. Mar. Res.*, **39**, 295-314.
- BERNER, R.A. (1964): An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1497-1503.
- BERNER, R.A. (1974): Kinetic models for the early diagenesis of nitrogen, sulfur, phosphorus, and silicon in anoxic marine sediments. *In* "The Sea, Vol. 5" (GOLDBERG, E.D. ed.). John Wiley & Sons, New York. p. 427-450.
- BILLEN, G. (1982): An idealized model of nitrogen recycling in marine sediments. *Am. J. Sci.*, **282**, 512-541.
- DAVIES, J.M. (1975): Energy flow through the benthos in a Scottish sea loch. *Mar. Biol.*, **31**, 353-362.
- ELDERFIELD, H., R.J. McCAFFREY, N. LUEDTKE, M. BENDER and V.W. TRUESDALE (1981): Chemical diagenesis in Narragansett Bay sediments. *Am. J. Sci.*, **281**, 1021-1055.
- 半田 暢彦, 松永 捷司, 柳 勝美, 佐藤 修 (1974a): 三河湾における光合成量の季節変動。文部省特定研究, 人間生存と自然環境, 水域の富栄養化における有機物の役割に関する基礎的研究, 研究業績報告. p. 45-48.
- 半田 暢彦, 柳 勝美, 松永 捷司 (1974b): 三河湾における懸濁態有機物および栄養塩の日変化。同上, 49-58.
- 半田 暢彦, 松枝秀和, 松永 捷司, 真鍋武彦 (1984): 燧灘における有機物の鉛直輸送機構とその分解。文部省特別研究, 燧灘の海洋構造と貧酸素水塊の生成機構, 研究報告. p. 63-75.
- HARTWIG, E.O. (1976): The impact of nitrogen and phosphorus release from a siliceous sediment on the overlying water. *In* "Estuarine Processes, Vol. 1" Academic Press, New York, p. 103-117.
- LERMAN, A. (1979): Migration, reactions, and diagenesis in sediments. *In* "Geochemical Processes", Wiley-Interscience. p. 369-408.
- MARTENS, C.S. and J.V. KLUMP (1980): Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin-1. Methane sediment-water exchange-processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 471-490.
- MATISOFF, G., O.P. BRICKER, III, G.R. HOLDREN, Jr. and P. KAERK (1975): Spatial and temporal variations in the interstitial water chemistry of Chesapeake Bay sediments. *In* "Marine Chemistry in the Coastal Environment" (CHURCH, T. M. ed.). p. 343-363.
- MATSUMOTO, E. and C.S. WONG (1977): Heavy metal sedimentation in Saanich Inlet measured with Pb-210 technique. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5477-5482.
- 松本英二, 横田節哉 (1980): 瀬戸内海における堆積と底質汚染。海と空, **56**, 135-143.
- 松本英二, 富樫茂子 (1980): 噴火湾における堆積速度。日本海洋学会誌, **35**, 261-267.
- MATSUNAGA, K. (1981): Studies on the decompositional processes of phytoplanktonic organic matter. *Japan. J. Limnol.*, **42**, 220-229.
- MATSUNAGA, K. and N. HANDA (1983): Degradation rates of organic matter in the sediment of Mikawa Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 101-109.
- 松永捷司 (1984): 内湾表層堆積物における有機物分解。Res. Org. Geochem., **4**, 9-15.
- NIXON, S.W., C.A. OVIATT and S.S. HALE (1976): Nitrogen regeneration and the metabolism of coastal marine bottom communities. *In* "The Role of Terrestrial and Aquatic Organisms in Decomposition Processes" (ANDERSON, J.M. and A. MACFADYEN, eds.). Blackwell Scientific Publications. p. 269-283.
- ROBBINS, J.A., D.N. EDGINGTON and A.L.W. KEMP (1978): Comparative Pb-210, Cs-137, and pollen-geochronologies of sediments from Lakes Ontario and Erie. *Quat. Res.*, **10**, 256-278.
- ROWE, G.T., C.H. CLIFFORD, K.L. SMITH, Jr. and P.L. HAMILTON (1975): Benthic nutrient regeneration and its coupling to primary productivity in coastal waters. *Nature, Lond.*, **255**, 215-217.
- 西条八東, 宇野木早苗 (1977): 伊勢湾, 三河湾の海況特徴と生産力。沿岸海洋研究ノート, **14**, 10-18.
- 西条八東, 八木明彦, 三田村緒佐武 (1978): 伊勢湾, 三河湾の水質と基礎生産。沿岸海洋研究ノート, **16**, 57-64.
- 越智 正 (1984): 問題の歴史的背景。文部省特別研究, 燧灘の海洋構造と貧酸素水塊の生成機構, 研究報告. p. 5-8.
- THORSTENSON, D.C. and F.T. MACKENZIE (1974): Time variability of pore water chemistry in recent carbonate sediments, Devil's Hole, Harrington Sound, Bermuda. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1-19.
- TOTH, D.J. and A. LERMAN (1977): Organic matter reactivity and sedimentation rates in the ocean. *Am. J. Sci.*, **277**, 465-485.
- 宇野木早苗, 岸野元彰, 岡見 登 (1974): 伊勢湾の平均的海況と交流要因。海域汚濁の時間的空間的連続機構に関する研究報告書 (1), 産業公害防止協会. p. 31-130.



## 海底堆積物中での有機物分解過程における微生物間の相互作用, 特に硫酸還元細菌を中心として\*

芝 恒 男\*\*

### Microbial interactions in marine sediments\*

Tsuneo SHIBA\*\*

**Abstract:** Interaction between fermentative and sulfate-reducing bacteria is discussed. Sulfate-reducing bacteria are present in the oxidized surface layer of marine sediments. Anaerobic biological processes take place within reduced micro-environments in the sediment. Interspecies transfer of fermentation products stimulates the growth of fermentative and sulfate-reducing bacteria. Such micro-environments influence the syntrophic growth of fermentative and sulfate-reducing bacteria.

#### 1. はじめに

海底堆積物中の有機物分解過程に関する研究には, 堆積物中の有機物濃度の深層に向けての垂直減衰曲線から有機物の分解速度を計算推測するもの (BERNER, 1964; MATSUNAGA and HANDA, 1983; JØRGENSEN, 1978a) や, ラジオアイソトープを用いたトレーサー実験による硫酸還元細菌の活性を調べたもの (JØRGENSEN, 1978; HOWARTH and MERKEL, 1984) などがあるが, 堆積物中での有機物分解過程の全容についての正確な知識は得られているとはいまだ言い難い。これは堆積物中での分解過程で大きな働きをする嫌気性細菌についての研究が技術的困難さから余り多くなく, 知識の集積も不十分であるためと思われる。本論では初めに堆積物中の有機物分解過程についての概要を述べるとともに, 海底環境で主要な働きを示す硫酸還元細菌を中心に, これまでに得られている知見の幾つかを紹介し, さらに分解過程で有効に機能する微生物間の共生関係についての研究の重要性を指摘したい。

#### 2. 海底堆積物中での嫌氣的分解過程

有機物濃度の高い海底堆積物中では嫌氣的環境が発達

\* 1985年11月25日受理 Received November 25, 1985

\*\* 東京大学海洋研究所大槌臨海研究センター,  
〒028-11 岩手県上閉伊郡大槌町赤浜2-106-1  
Otsuchi Marine Research Center, Ocean Research  
Institute, University of Tokyo, Akahama, Otsuchi,  
028-11 Iwate

しやすく, 堆積物のごく表層を除けば有機物の分解の多くは嫌気性細菌の働きによっておこなわれている。嫌気性細菌類には, 嫌氣的呼吸を行なう細菌類と発酵細菌類とがある。嫌氣的呼吸をする細菌類には硝酸を電子受容体として呼吸する硝酸還元細菌, 同じく硫酸を電子受容体とする硫酸還元細菌, 炭酸を電子受容体とするメタン発酵細菌などがある。他に Fe や Mn を電子受容体とする細菌類があるが, これらは沖合堆積物中で Fe や Mn が酸化還元境界層に層状に分布する事に関与する他には, 沿岸堆積物中での働き等も含めて余り知られていない。堆積物中での嫌氣呼吸の様式は, 電子受容体がエネルギー効率の良い順に利用されるため層状に分布すると言われる (FROELICH, *et al.*, 1979) (Table 1)。また発酵細菌類には炭水化物や蛋白質を分解し有機酸類やアルコール類さらには水素を代謝産物として細胞外に分泌する菌の他に, 有機酸類を分解して酢酸や水素を細胞外に分泌するプロトン還元細菌などがある。

嫌気性細菌は一般に硝酸還元細菌を除いて, 利用しうる有機基質の範囲が狭く, 1種の微生物の働きだけでは炭水化物や蛋白質などの有機物を炭酸ガスのレベルにまで無機化することはできない。発酵細菌の代謝産物は硫酸還元細菌やメタン発酵細菌の基質であり, 硫化水素やメタンなどの嫌気性細菌の代謝産物はそれ自体エネルギーに富んでいる為, 独立栄養的に増殖しうる光合細菌や, イオウ細菌やメタン資化細菌の基質となっている。

Table 1. Oxidation reactions of sedimentary organic matter.

|   |   |
|---|---|
| 1. $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}(\text{H}_3\text{PO}_4) + 138 \text{O}_2 \longrightarrow 106 \text{CO}_2 + 16 \text{HNO}_3 + \text{H}_3\text{PO}_4 + 122 \text{H}_2\text{O}$   | $\Delta G_0' = -3190 \text{ KJ/mole of Glucose}$  |
| 2. $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}(\text{H}_3\text{PO}_4) + 236 \text{MnO}_2 + 472 \text{H}^+ \longrightarrow 236 \text{Mn}^{2+} + 106 \text{CO}_2 + 8 \text{N}_2 + \text{H}_3\text{PO}_4 + 366 \text{H}_2\text{O}$  | $\Delta G_0' = -3090 \text{ KJ/mole}$   |
| 3. $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}(\text{H}_3\text{PO}_4) + 94.4 \text{HNO}_3 \longrightarrow 106 \text{CO}_2 + 55.2 \text{N}_2 + \text{H}_3\text{PO}_4 + 177.2 \text{H}_2\text{O}$  | $\Delta G_0' = -3030 \text{ KJ/mole}$   |
| 4. $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}(\text{H}_3\text{PO}_4) + 212 \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (or } 424 \text{FeOOH)} + 848 \text{H}^+ \longrightarrow 424 \text{Fe}^{2+} + 106 \text{CO}_2 + 16 \text{NH}_3 + \text{H}_3\text{PO}_4 + 530 \text{H}_2\text{O (or } 742 \text{H}_2\text{O)}$ | $\Delta G_0' = -1410 \text{ KJ/mole (Fe}_2\text{O}_3)$<br>$\Delta G_0' = -1330 \text{ KJ/mole (FeOOH)}$ |
| 5. $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}(\text{H}_3\text{PO}_4) + 53 \text{SO}_4^{2-} \longrightarrow 106 \text{CO}_2 + 16 \text{NH}_3 + 53 \text{S}^{2-} + \text{H}_3\text{PO}_4 + 106 \text{H}_2\text{O}$  | $\Delta G_0' = -380 \text{ KJ/mole}$  |
| 6. $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}(\text{H}_3\text{PO}_4) \longrightarrow 53 \text{CO}_2 + 53 \text{CH}_4 + 16 \text{NH}_3 + \text{H}_3\text{PO}_4$  | $\Delta G_0' = -350 \text{ KJ/mole}$  |

Values of standard free energy were cited from FROELICH *et al.* (1979).

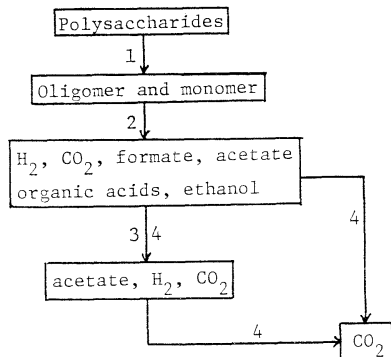


Fig. 1. A simplified illustration of the pathways of carbon flow in anaerobic marine sediments. 1, hydrolysis by fermentative bacteria; 2, fermentation; 3, acetogenesis by proton reducing bacteria; 4, sulfate reduction.

そのため嫌気的環境での有機物の分解無機化は代謝機能の異なる細菌種の分担によって行なわれ、微生物間には代謝産物を介しての食物連鎖が形成されている。これら細菌群の食物連鎖特に有機物分解過程における位置および役割を Fig. 1 に示した。

海底堆積物中での嫌気的分解の大きな特徴は、硫酸還元細菌の果たす役割が大きい事である。メタン発酵細菌は利用する基質が硫酸還元細菌と重なるため、硫酸濃度の高い海底堆積物中では硫酸還元細菌との基質の取り合いに負けて (ABRAM and NEDWELL, 1978; OREMLAND and TAYLOR, 1978), それらの果たす役割は小さい (MOUNTFORT *et al.*, 1980)。プロトン還元細菌は水素を消費する細菌群が共存する時のみ生存が可能であるが、海洋環境では働いていないとの報告 (BANAT

and NEDWELL, 1983) があり、海底での酢酸発酵は硫酸還元細菌によって行なわれていると思われる (MOUNTFORT *et al.*, 1980; LAANBROEK and PFENNIG, 1981; WIDDEL and PFENNIG, 1981)。従って、海底堆積物中での分解無機化は発酵細菌と硫酸還元細菌との共生関係によるところが大きいと思われる。実際 JØRGENSEN (1982) や HOWES *et al.* (1984) によって、Limfjord (Denmark) やソルトマーシュの堆積物中での有機物の分解無機化の約 50% が発酵細菌と硫酸還元細菌の働きにより行なわれ、残りが好気性細菌の分解によって行なわれる事が報告されている。堆積物中での分解過程を明らかにするためには、堆積物中での発酵細菌と硫酸還元細菌の挙動が解明されなければならない。

### 3. 硫酸還元細菌の鉛直分布

発酵細菌と硫酸還元細菌とに関する問題を硫酸還元細菌の側から眺めて見たい。

硫酸還元細菌の増殖のための理論的酸化還元電位の上限は、 $-150 \text{ mV} \sim -200 \text{ mV}$  の間の値であるとされている (POSTGATE, 1979)。これは  $\text{SO}_4/\text{H}_2\text{S}$  の標準酸化還元電位が  $-209 \text{ mV}$  (THAUER and BADZIONG, 1980) である事や、硫酸還元過程の中間体 adenosine 5'-phosphosulfate (APS) の合成に重要な働きをなす inorganic-pyrophosphatase が好気条件下で不活化される (WARE



$$\Delta G_0' = +46 \text{ KJ/mol (ROBBINS and LIPMANN, 1958)}$$



$$\Delta G_0' = -21.9 \text{ KJ/mol (THAUER *et al.*, 1977)}$$

and POSTGATE, 1971) ことなどの理由によると思われる。しかしながら BAAS BECKING (1960) が、FeS や硫酸還元活性の分布についての文献をまとめた結果では、実際の分布は Eh +150 mV にまで及んでいるらしい。

海底堆積層を見た場合表層に酸化層が形成される事から、硫酸還元細菌は鉛直分布では表層に少ない事が予想されるが、硫酸還元細菌の生菌数を数えた HINES and BUCK (1982) の河口堆積物についての調査では、表層では 20 cm 層の 100 倍もの生菌数が測定されている。この場合  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度は 20 cm 層においても表層と余り変わらないので、 $\text{SO}_4^{2-}$  の影響は余り考えられない。また NEDWELL and ABRAM (1978) のソルトマーシュでの観測結果でも、表層の硫酸還元細菌の生菌数は 20 cm 層の 100 倍にも達している。少なくとも NEDWELL and ABRAM (1978) の観測場所は表層が干潮時に干出する所でもあるので、上層水が還元的である事の影響は考えられない。

硫酸還元細菌が酸化的環境からも計数されることについては、一般にそれらは休眠細胞を計数している為だと説明されている。また同じ現場での硫酸還元活性と硫酸還元細菌の生菌数を比較した場合、菌体あたりの硫酸還元活性は  $10^{-12} \sim 10^{-11} \text{mmol SO}_4^{2-} \text{ day}^{-1}$  となり、培養菌の  $10^{-15} \sim 10^{-14} \text{mmol SO}_4^{2-} \text{ day}^{-1}$  の 1000 倍にもなる事が報告されている (JØRGENSEN, 1978c)。したがって生菌数法では現場の 1/1000 の菌数しか計数出来ていない事になり、分布の問題を考える基礎資料とはなりにくい。生菌数法に代わるものとして硫酸還元活性の turnover rate constant (K) を計測する方法がある。これは  $^{35}\text{SO}_4$  を堆

積物試料に注入して生成する  $\text{H}_2\text{S}$  や  $\text{FeS}$ 、さらには  $\text{FeS}_2$  を測定する方法である。原理的には基質の減少速度が現場の基質濃度に比例する事にもとづいている。一部に turnover rate (KN) を菌数になぞらえる人がいるが、これは正しくない。

$$dN/dt = -KN \quad N \text{ は基質濃度,}$$

K は turnover rate constant

turnover rate は菌数と基質の乗数に比例するのであって、菌数に比例するのは K 値のみである。残念ながら筆者の調べた限りでは K 値の鉛直分布を表示した論文はない。それでも  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度の鉛直変化を参考にしながら、turnover rate の鉛直分布を文献データについて調べてみると、硫酸還元細菌は表層あるいは表層から 10 cm 以内の亜表層に分布極大を有する事がわかる (JØRGENSEN, 1977; SØRENSEN, *et al.* 1979; HOWARTH and MERKEL, 1984; HOWES *et al.*, 1984)。

JØRGENSEN (1977) らの論文を評価する時に気をつけなければならないのは、彼らのトレーサー実験は、内径数 cm ~ 10 数 cm のチューブに採取された堆積物試料に直接トレーサーを接種する方法を用いている事である。この方法は、トレーサーと堆積物試料を嫌気条件下で均一に混ぜる方法 (SOROKIN, 1962) よりも高い活性の値を得る事が出来 (JØRGENSEN, 1978a)、より現場の値に近づくと思われるが、表層では上層水との交換が起こり易く、生成した  $\text{H}_2\text{S}$  が化学酸化を起こし、実際の値よりも小さな測定結果と成りやすい。硫化水素は酸素が飽和した海水の中では約 4~5 時間で半分が酸化されてしまう (ALMGREN and HAGSTRÖM, 1974: 200  $\mu\text{M}$ 、

Table 2. Calculation of the apparent production rate of  $\text{CO}_2$  from acetate in continental slope sediments. Values in parentheses are standard deviation ( $1\sigma$ ) (SANSONE and MARTENS, 1981).

| Depth interval (cm) | $\text{CO}_2$ from acetate rate constant ( $\text{h}^{-1}$ )* | Whole-sediment acetate concentration ( $\mu\text{mol l}_s^{-1}$ )** | Apparent rate of $\text{CO}_2$ production from acetate ( $\mu\text{mol l}_s^{-1} \text{h}^{-1}$ )*** |
|---------------------|---|---|--|
| 0-5                 | 0.3102 (0.4878)   | 60 (10.2)   | 18.62 (29.4)   |
| 8-13                | 0.0654 (0.0162)   | 67 (11.4)   | 4.38 (1.32)  |
| 17-22               | 0.0232 (0.0090)   | 40 (6.8)  | 0.928 (0.394)  |
| 20-25               | 0.0148 (0.0078)   | 33 (5.6)  | 0.488 (0.270)  |
| 28-33               | 0.0106 (0.0024)   | 19 (3.23)   | 0.202 (0.058)  |
| 35-40               | 0.0092 (0.0124)   | 12 (2.04)   | 0.110 (0.150)  |

\* Data from September 11-13, 1979.

\*\* Data from August 19, 1980.

\*\*\* Apparent production rate ( $\mu\text{mol l}_s^{-1} \text{h}^{-1}$ ) = Whole sediment concentration ( $\mu\text{mol l}_s^{-1}$ )  $\times$  Rate constant ( $\text{h}^{-1}$ ).

Use of the term 'apparent' is based on the measurements of whole sediment acetate concentrations. Whole sediment concentration should be distinguished from the 'microbiologically available' acetate concentration.

23~24°Cでのデータ)にもかかわらず、トレーサー実験は短い場合で5時間、長い場合で24時間もかけてしまっている。そのせいか SØRESEN *et al.* (1979: 245  $\mu$ M  $O_2$ , 18°C で5時間インキュベート)のデータでは、硫酸の消失が硫酸還元活性に依存しているにもかかわらず、還元活性のピークは硫酸濃度の減少が最も激しい所よりも下層に位置してしまっている。この場合、硫酸還元活性のピークは実際には測定結果よりもより表層に位置している可能性がある。NEDWELL and ABRAM (1978)が用いたシリジ内で試料とトレーサーを反応させる方法ではこの問題は起きないが、この場合活性のピークは最表層に見られているのである。

$SO_4^{2-}$  の turnover rate constant の鉛直分布を表示したデータは得られていないものの、酢酸についてのデータは得られている。海底堆積物中の嫌気的環境では、酢酸の酸化活性の95%は硫酸還元細菌に依存している (SHAW *et al.*, 1984: 15~20 cm 層の硝酸濃度が無視出来る環境でのデータ)。したがって、酢酸の turnover rate constant の分布は硫酸還元細菌の分布を示す事になる。BALBA and NEDWELL (1982)がソルトマーシュで、また SANSONE and MARTENS (1981)が水深 655 m の海底堆積物について調べた結果 (Table 2)では、いずれも表層で turnover rate constant の極大が得られている。この場合両者とも嫌気的に反応を進めているので、好気性細菌の影響は考えなくてもいいが、表層試料についての硝酸還元細菌の影響は不明である。

以上、硫酸還元細菌の分布について述べて来たが、決定的なデータは得られていないものの、全体から判断して硫酸還元細菌が表層および表層から 10 cm 以内の垂表層に多く分布することは確かなようであり、時には上層水が酸化的であっても堆積物の最表層に最も多く分布する場合もあると言えるだろう。

#### 4. 硫酸還元細菌の分布を支配する環境要因

硫酸還元細菌が海底堆積物中の酸化的層に分布する事については、パッチ状にマイクロ還元環境が酸化層に存在するためだとする説明 (JØRGENSEN, 1977)が一般的である。しかし、この説明は硫酸還元細菌が何故酸化層に分布し得るかを説明しえても、時にはより還元的な環境よりも、多くの硫酸還元細菌が酸化的層に分布することの理由とはなりえない。

硫酸還元細菌の分布を支配する Eh 以外の主な要因としては、 $SO_4^{2-}$  濃度と有機基質濃度がある。 $SO_4^{2-}$  の場合では濃度が垂直的に余り変化しなくても、硫酸還元細菌

菌は表層に分布極大が見られ、以下深度が増すと共に減少する現象が見られている (HINES and BUCK, 1982)。一方、有機基質では、硫酸還元細菌の主要な基質である有機酸類は概ね表層で最も濃度が高く、深くなるにつれて次第に減少する事が知られている (MILLER *et al.* 1979; SANSONE and MARTENS, 1982; BALBA and NEDWELL, 1982; CHRISTENSEN and BLACKBURN, 1982)。

堆積物中での有機物の鉛直分布を見ると、浅い層では指数関数的に有機物濃度が減少するものの、深層にいくにしたがって変化は見られなくなる。深層で変化が見られないのは、難分解性の有機物が残留しているためだとされている (MATSUNAGA and HANDA, 1983; BILLEN, 1982)。しかしながら、表層で有機酸の濃度が高いのは易分解性の有機物の割合が高いためだとするのは、単純すぎるであろう。このような説明では酢酸濃度の鉛直分布を見た場合、ピークの位置が季節によって変化する事は説明出来ない (SANSONE and MARTENS, 1982)。また深層での有機物の残留を難分解性のためだとするのも不十分である。嫌気的な堆積物中でも難分解性のリグニンの分解は進行しているのである (BENNER *et al.*, 1984)。有機物の分解、発酵、無機化は、発酵細菌と硫酸還元細菌との取り合わせによって微妙に変化するのはなかりうか。

#### 5. 発酵細菌

硫酸還元細菌と基質濃度との関係を見るためには、発酵細菌の働きが考慮されなければならない。

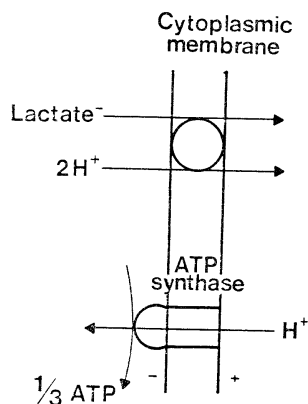


Fig. 2. Coupling of lactate efflux with the generation of an electrochemical proton gradient across the cytoplasmic membrane which could be used to drive the synthesis of ATP (THAUER and MORRIS, 1984).

グルコースのエネルギー代謝をみると、グルコースから乳酸に至る嫌氣的解糖過程では 47 Kcal、乳酸から炭酸ガスに至るまでの好氣的分解（すなわち酸素呼吸による分解）過程では 639 Kcal の自由エネルギーが放出される (LEHNINGER, 1974)。従って発酵細菌はグルコースの持つ化学エネルギーの約 7% しか利用出来ない事になり、その好氣的従属栄養細菌よりも多くの基質を必要とし、大量の代謝産物を細胞外に排出しなければならない。代謝産物の細胞外への排出はプロトンの細胞外への排出を促し、ATP 合成系に必要な膜を通してのプロトン勾配を作るのに有効であるし (Fig. 2) (TEN BRINK and KONINGS, 1980)、細胞外の代謝産物の集積は細菌の増殖を抑制するであろう (CHUNG, 1976; OTTO *et al.*, 1980)。従って、スムーズに排出が行なわれるためには細胞内外での代謝産物の濃度勾配が維持されなければならないが、そのためには細胞外の代謝産物の濃度が低くなければならない。水界の中であれば希釈によって容易に濃度は低下するであろうが、堆積物中ではそうはいかない。堆積物中では代謝産物の分解者の助けを借りなければならない。

## 6. 発酵細菌と硫酸還元細菌との共生関係

硫酸還元細菌は発酵細菌の代謝産物の良き分解者である。食物連鎖から見れば両者は共生関係にあるが、硫酸還元細菌が分泌する  $H_2S$  は発酵細菌の増殖を抑制する可能性がある (LAANBROEK and VELDKAMP, 1982)。両者が共存すれば互いに増殖の促進作用も受けるであろうが、発酵細菌は抑制作用も受ける可能性がある。

筆者はこのような相矛盾する条件を解決するのが、堆積物分の団粒構造内外での物質のやり取りではないかと考えている。団粒内に硫酸還元細菌が分布し、団粒外に発酵細菌が分布すれば問題は解決するのではなかろうか。全体的には Eh が  $-200$  mV 以上であっても、団粒内では低酸化還元電位が保証され、発生した  $H_2S$  は団粒内で  $FeS_2$  として沈着し、あるいは団粒表面で *Beggiatoa* などのイオウ酸化細菌によって酸化され無毒化される。また団粒外からは発酵細菌により生産された有機酸が団粒内に供給されるのではないかと。団粒内で有機酸が消費されれば発酵細菌の増殖が促進される。硫酸還元細菌が堆積物中の表層に多く分布する現象は、この団粒の働きによって説明出来る。堆積物深層では圧縮によって団粒外構造が失われてしまう（すなわち非毛管水が失われる）(Fig. 3)。一方、堆積物表層では団粒の割合は深層に比べて少ないものの、団粒外構造が十分に存在する。従っ

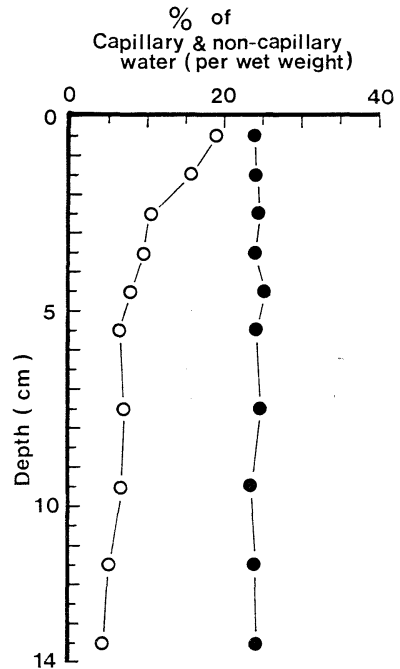


Fig. 3. Vertical profiles of capillary (●) and non-capillary (○) water (SHIBA, unpublished).

て発酵細菌と硫酸還元細菌が互いの増殖を促進しあえるのは、堆積物表層と言えるであろう。

今述べた内容はあくまで仮説である。硫酸還元細菌が酸化層で多い事、さらには堆積物中での有機物分解過程が実証解明されるためには、発酵細菌の分布と活性がまず調べられなければならないし、硫化水素の発酵細菌への影響や、堆積物内の土壌構造についての研究も必要である。硫酸還元細菌の分布と活性については研究方法の再検討も必要であるが、さらにはそれらに影響を及ぼす物理、化学的環境因子を常に同時に調べておく事が必要であろう。

## 文 献

- ABRAM, J.W. and D.B. NEDWELL (1978): Hydrogen as a substrate for methanogenesis and sulphate reduction in anaerobic saltmarsh sediment. *Arch. Microbiol.*, **117**, 93-97.
- ALMGREN, T. and I. HAGSTRÖM (1974): The oxidation rate of sulphide in sea water. *Water Res.*, **8**, 395-400.
- ANSBAEK, J. and T.H. BLACKBURN (1980): A method for the analysis of acetate turnover in a coastal marine sediment. *Microb. Ecol.*, **5**, 253-264.
- BAAS BECKING, L.G.M., I.R. KAPLAN and D. MOORE

- (1960): Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.*, **68**, 243-284.
- BALBA, M.T. and D.B. NEDWELL (1982): Microbial metabolism of acetate, propionate and butyrate in anoxic sediment from the Clone Point Salt-marsh, Essex, U.K. *J. Gen. Microbiol.*, **128**, 1415-1422.
- BANAT, I.M. and D.B. NEDWELL (1983): Mechanisms of turnover of C2-C4 fatty acids in high-sulfate and low-sulfate anaerobic sediments. *FEMS Microbiol. Lett.*, **17**, 107-110.
- BENNER, R., A.E. MACCUBBIN and R.E. HODSON (1984): Anaerobic biodegradation of the lignin and polysaccharide components of lignocellulose and synthetic lignin by sediment microflora. *Appl. Environ. Microbiol.*, **47**, 998-1004.
- BERNER, R.A. (1964): An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1497-1503.
- BILLEN, G. (1982): Modelling the processes of organic matter degradation and nutrients recycling in sedimentary systems. In *Sediment Microbiology*, ed. by NEDWELL, D. B. and C. M. BROWN, Academic Press. p. 15-52.
- CHRISTENSEN, D. and T. H. BLACKBURN (1982): Turnover of <sup>14</sup>C-labelled acetate in marine sediments. *Mar. Biol.*, **71**, 113-119.
- CHUNG, K. (1976): Inhibitory effects of H<sub>2</sub> on growth of *Clostridium cellulosum*. *Appl. Environ. Microbiol.*, **31**, 342-348.
- FREOLICH, P.N., G.P. KLINKHAMMER, M.L. BENDER, N.A. LUEDTKE, G.R. HEATH, D. CULLEN, P. DAUPHIN, P. HAMMOND, B. HARTMAN and V. MAYNARD (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1075-1090.
- HINES, M.E. and J.D. BUCK (1982): Distribution of methanogenic and sulfate-reducing bacteria in near-shore marine sediments. *Appl. Environ. Microbiol.*, **43**, 447-453.
- HOWARTH, R.W. and S. MERKEL (1984): Pyrite formation and the measurement of sulfate reduction in salt marsh sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **29**, 598-608.
- HOWES, B.L., J.W.H. DACEY and G.M. KING (1984): Carbon flow through oxygen and sulfate reduction pathways in salt marsh sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **29**, 1037-1051.
- JØRGENSEN, B.B. (1977): The sulfur cycle of a coastal marine sediment (Limfjorden, Denmark). *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 814-832.
- JØRGENSEN, B.B. (1977): Bacterial sulfate reduction within reduced microniches of oxidized marine sediments. *Mar. Biol.*, **41**, 7-17.
- JØRGENSEN, B.B. (1978a): A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments. I. Measurement with radiotracer techniques. *Geomicrobiol. J.*, **1**, 11-27.
- JØRGENSEN, B.B. (1978b): A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments. II. Calculations from mathematical models. *Geomicrobiol. J.*, **1**, 29-51.
- JØRGENSEN, B.B. (1978c): A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments. III. Estimation from chemical and bacteriological field data. *Geomicrobiol. J.*, **1**, 49-64.
- JØRGENSEN, B.B. (1982): Mineralization of organic matter in the sea bed—the role of sulphate reduction. *Nature*, **296**, 643-645.
- LAANBROEK, H.J. and N. PFENNIG (1981): Oxidation of short-chain fatty acids by sulfate-reducing bacteria in freshwater and in marine sediments. *Arch. Microbiol.*, **128**, 330-335.
- LAANBROEK, H.J. and H. VELDKAMP (1982): Microbial interactions in sediment communities. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.*, **297**, 533-550.
- LEHNINGER, A.L. (1974): Bioenergetics. The molecular basis of biological energy transformations. W.A. Benjamin, Inc., USA. 245 pp.
- MATSUNAGA, K. and N. HANDA (1983): Degradation rates of organic matter in the sediment of Mikawa Bay. *J. Oceanogr. Soc. Jap.*, **39**, 101-109.
- MILLER, D., C.M. BROWN, T.H. PEARSON and S.O. STANLY (1979): Some biologically important low molecular weight organic acids in the sediments of Loch Eil. *Mar. Biol.*, **50**, 375-383.
- MOUNTFORT, D.O., R.A. ASHER, E.L. MAYS and J.M. TIEDJE (1980): Carbon and electron flow in mud and sandflat intertidal sediments at Delaware Inlet, Nelson, New Zealand. *Appl. Environ. Microbiol.*, **39**, 686-694.
- NEDWELL, D.B. and J.W. ABRAM (1978): Bacterial sulfate reduction in relation to sulphur geochemistry in two contrasting areas of salt-marsh sediments. *Estuar. Coast. Mar. Sci.*, **6**, 341-351.
- OREMLAND, R.S. and B.F. TAYLOR (1978): Sulfate reduction and methanogenesis in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 209-214.
- OTTO, R., J. HUGENHOLTZ, W. N. KONINGS and H. VELDKAMP (1980): Increase of molar growth yield of *Streptococcus cremoris* for lactose as a consequence of lactate consumption by *Pseudo-*

- monas stutzeri* in mixed culture. FEMS Microb. Lett. **9**, 85-88.
- POSTGATE, J.R. (1979): The sulphate-reducing bacteria. Cambridge Univ. Press. 151 pp.
- ROBBINS, P.W. and F. LIPMANN (1958): Enzymatic synthesis of adenosine 5-phosphosulphate. J. Biol. Chem., **233**, 686-690.
- SANSONE, F.J., and C.S. MARTENS (1981): Determination of volatile fatty acid turnover rates in organic-rich marine sediments. Mar. Chem., **10**, 233-247.
- SANSONE, F.J. and C.S. MARTENS (1982): Volatile fatty acid cycling in organic-rich marine sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, **46**, 1575-1589.
- SHAW, D.G., M.J. ALPERIN, W.S. REEBURGH and D.J. MCINTOSH (1984): Biogeochemistry of acetate in anoxic sediments of Skan Bay, Alaska. Geochim. Cosmochim. Acta, **48**, 1819-1825.
- SØRENSEN, J., B.B. JØRGENSEN and N.P. REVSBECH (1979): A comparison of oxygen, nitrate, and sulfate respiration in coastal marine sediments. Microb. Ecol., **5**, 105-115.
- SOROKIN, Y.I. (1962): Experimental investigation of bacterial sulfate reduction in the Black Sea using <sup>35</sup>S. Microbiology (Engl. Transl.), **31**, 329-335.
- TEN BRINK, B. and W.N. KONINGS (1980): Generation of an electrochemical proton gradient by lactate efflux in membrane vesicles of *Escherichia coli*. Eur. J. Biochem., **111**, 59-66.
- THAUER, R.K., K. JUNGERMANN and K. DECKER (1977): Energy conservation in chemotrophic anaerobic bacteria. Bacteriol. Rev., **41**, 100-180.
- THAUER, R.K. and W. BADZIONG (1980): Respiration with sulfate as electron acceptor. In Diversity of Bacterial Respiratory Systems, ed. C.J. KNOWLES, CRC Press. p. 65-85.
- THAUER, R.K. and J.G. MORRIS (1984): Metabolism of chemotrophic anaerobes: old views and new aspects. In The Microbe 1984, II: Prokaryotes and Eucaryotes, ed. D. P. KELLY and N. G. CARR, Cambridge Univ. Press, p. 121-168.
- WARE, D.A. and J.R. POSTGATE (1971): Physiological and chemical properties of a reductant-activated inorganic pyrophosphatase from *Desulfovibrio desulfuricans*. J. Gen. Microbiol., **67**, 145-160.
- WIDDEL, F. and N. PFENNIG (1982): Studies on dissimilatory sulfate reducing bacteria that decompose fatty acids. II. Incomplete oxidation of propionate by *Desulfobulbus propionicus* gen. nov., sp. nov. Arch. Microbiol., **131**, 360-365.

## 海底堆積物における有機窒素化合物の形態と その分解過程\*

小池 勲 夫\*\*

### Chemical composition and mineralization of organic nitrogen in marine sediment\*

Isao KOIKE\*\*

**Abstract:** Amino acid nitrogen is a major component of the identified forms of nitrogen in coastal surface sediments, occupying up to two-thirds of total nitrogen in these sediments. Amounts of organic nitrogen in the interstitial waters of Tokyo Bay sediments were a minor fraction of the total nitrogen (ca. 1% in the surface), and this percentage decreased drastically with depth. Total amino acids in the surface sediments occupied ca. 50% of total interstitial organic nitrogen and 40% of the amino acids were free amino acids.

Recently the  $^{15}\text{-N}$  ammonium isotope dilution technique has been applied to the study of organic nitrogen degradation in marine sediments. The rates of net and gross production of ammonium can be obtained simultaneously by this method. Previous studies using this approach are summarized with emphasis on their methodology.

#### 1. はじめに

堆積物表層は、陸域から運ばれあるいは水中で生産され沈降して来た有機物質の終着駅であり、堆積物と水中との界面付近では、微生物を始めとする多くの生物群集が、水中から供給される有機物質を基にした食物連鎖を作っている。これら生物群集のエネルギー代謝の結果有機物中の炭素は最終的には炭酸まで酸化される。一方有機窒素化合物の代謝は、有機炭素の代謝と密接な関連を持ちながらも、それぞれの堆積物中の生物の持つ固体の代謝系により制御されている。すなわち有機炭素と有機窒素の分解は、必ずしも平行的には進行せず、またそれぞれの化合物によっても大きな異なりが生じてくる。

アンモニアは有機窒素化合物から最初の無機成分として生成されるものであり、さらに嫌気条件下では分解の最終生成物となる。一方、好気条件下では、アンモニアは亜硝酸・硝酸へと酸化され、さらに嫌気条に移行する

と、これらは窒素ガス、アンモニア等へ還元されて無機窒素サイクルが進行する。堆積物中の無機化過程で生成されたアンモニアの一部は堆積物粒子の表面に吸着され、また一部は間隙水中へ放出される。堆積物は間隙水によって底層水と結びついており、アンモニアの場合多くはその濃度勾配が堆積物の方へ高いので堆積物から水中へ拡散により移動し、さらに生物による代謝を水中で受ける。このように堆積物における窒素循環の中でアンモニアはその中心に位置しており、さらに水中へ回帰したアンモニアは海域での一次生産を支えるもっとも重要な窒素源として機能している。

ここではまず堆積物中の窒素化合物についてその組成や、海域における鉛直分布などについて概要を示した後、アンモニアの代謝を中心とした堆積物中の生物代謝活性についての知見を検討することにする。

#### 2. 堆積物中の窒素化合物

海底堆積物には、極めて多様な結合形を持った窒素化合物が存在している。これらをすべてまとめて測定する方法として従来はケルダール分解法がよく用いられて来たが、近年は乾式法である Dumas 法を応用した元素

\* 1985年11月25日受理

Received November 25, 1985

\*\* 東京大学海洋研究所,

〒164 東京都中野区南台 1-15-1

Ocean Research Institute, University of Tokyo,  
Nakano, Tokyo, 164 Japan



Table 1. Type of nitrogen in marine sediments.

|                    |                                 |  |
|--------------------|---------------------------------|--|
| Total nitrogen     | Organic nitrogen                | Acid soluble—Combined and free amino acids   |
|                    |                                 | Combined and free amino sugars               |
|                    | Others                          |  |
| Inorganic nitrogen | Acid insoluble—Humic substances |  |
|                    | Others                          |  |
|                    |                                 | Ammonium, nitrate, nitrite, gaseous nitrogen |

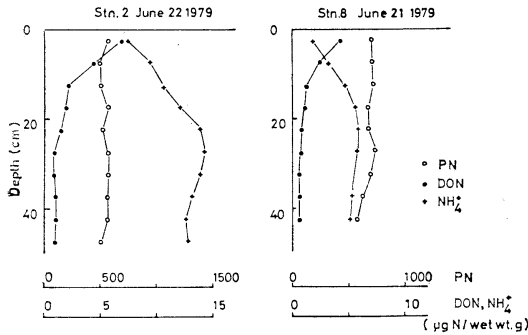


Fig. 1. Vertical profiles of particulate nitrogen (PN), dissolved organic nitrogen (DON) and free ammonium in the two sediments of Tokyo Bay.

分析計により測定されることが多くなって来た。堆積物表層における従来の全窒素測定値を我々の分析値を含めてまとめると、内湾沿岸域では砂質底を除き、約 0.2-0.5% (乾重当り) の値に入り、外洋域に行くに従ってこの値は減少し、深海底では約 0.05% 位までさがる。また同じ海域の堆積物でも表層から深層に向って全窒素の含量は減少し、四国海盆の深海掘削計画で得られた結果では 800m の深さまで減少し続けていることが報告されている (WAPLES and SLOAN, 1980)。

堆積物の全窒素をその化学形態別に区分する試みは、その研究目的により異なるが、Table 1 に一般的な区分法を示した。この内多くの研究者により測定されているのが加水分解されてアミノ酸を与えるアミノ酸態窒素であり、このアミノ酸態窒素が表層堆積物の全窒素に占める割合は、一般に内湾沿岸域が高く、ニューヨーク近海では平均 90% 近い値が示されている (DEGENS and MOPPER, 1976)。外洋域ではこの割合は低下し WHELAN (1977) はバーミューダ沖の 5454 m の表層堆積物中のアミノ酸態窒素は全窒素の 0.4% しかなかったことを報告している。

アミノ糖も堆積物中に存在しているがその割合は堆積物により大きく異なり、アミノ態窒素の約 10% からほぼ等量が検出されている (DEGENS and MOPPER, 1976)。このアミノ糖の割合も沈降してくる有機物の質、例えば

Table 2. Amino acid composition and total amino acids of sediment samples from the Ebro Delta (Spain) (GONZALES *et al.*, 1983).

| Amino acid (mol %)              | Embayment |      | Coastal area |      |
|---------------------------------|-----------|------|--------------|------|
|                                 | A         | B    | A            | B    |
| Ornithine                       | 2.6       | 4.4  | 3.8          | 10.7 |
| Lysine                          | 5.8       | 4.3  | 9.0          | 3.2  |
| Histidine                       | 2.9       | 2.9  | 6.8          | 5.4  |
| Arginine                        | 5.0       | 3.2  | 4.1          | 4.6  |
| Total basics                    | 16.3      | 14.8 | 23.7         | 23.9 |
| Aspartic acid                   | 3.0       | 2.0  | 4.1          | 7.4  |
| Glutamic acid                   | 13.0      | 8.8  | 10.4         | 14.1 |
| Total acids                     | 16.0      | 10.8 | 14.5         | 21.5 |
| Threonine                       | 11.1      | 7.0  | 8.4          | 2.9  |
| Serine                          | 7.6       | 4.8  | 8.6          | 10.4 |
| Hydroxyproline                  | 3.1       | 10.5 | 3.7          | 6.1  |
| Proline                         | 3.3       | 9.0  | 2.7          | 3.6  |
| Glycine                         | 15.3      | 13.2 | 11.7         | 4.2  |
| Alanine                         | 5.1       | 10.2 | 7.0          | 5.1  |
| Valine                          | 8.0       | 4.8  | 6.6          | 7.8  |
| Leucine                         | 2.7       | 2.7  | 3.9          | 3.5  |
| Isoleucine                      | 4.2       | 5.2  | 6.7          | 6.3  |
| Total neutrals                  | 60.4      | 67.4 | 59.3         | 49.9 |
| Tyrosine                        | 1.1       | 1.6  | 0.7          | 1.1  |
| Phenylalanine                   | 5.5       | 1.8  | 5.3          | 2.5  |
| Cysteric acid                   | tr        | 2.8  | tr           | tr   |
| Methionine                      | 0.6       | 0.9  | 0.7          | 1.1  |
| Total amino acid (% of dry wt.) | 0.72      | 0.87 | 0.17         | 0.20 |

動物プランクトンにはアミノ糖が多い事などを反映していると考えられている。

さらに堆積物は固相成分と間隙水と呼ばれる液相成分とに分けられるが、窒素化合物はその化合物によってそれぞれへの分配比に大きな異なりがある。例えば有機窒素は固相にその大部分が入るが、無機成分のうち硝酸および亜硝酸イオンの大部分は間隙水成分として検出される。Fig. 1 に東京湾中央部の二つの測点で得られた堆積物中の固相全窒素 (PN)、間隙水有機窒素 (DON)、間隙水アンモニアの鉛直分布を示した (小池・服部, 未発

表)。これらの堆積物は極めて還元的なため、間隙水中の硝酸イオンは、アンモニアの量に比べて無視出来る量である。間隙水中の全窒素は固相にある窒素の約1% ならずであるが、表層 40 cm の間でも DON, アンモニア共大きく変化し、堆積物中の生物活動を敏感に反映して変化する窒素成分であることを示している。

Table 2 に GONZALES *et al.* (1983) により得られたスペインの内湾・沿岸域での堆積物表層の全アミノ酸組成の測定例を示した。得られたアミノ酸組成は多くの場合比較的一定の比率を持つ。すなわち約 60-70% が中性アミノ酸でもっとも多く、酸性アミノ酸、塩基性アミノ酸が各々 10-20% の割合を占めている。また量的に多いアミノ酸としては glycine, aspartic acid, alanine, glutamic acid などがある。沿岸堆積物のアミノ酸組成比は海洋プランクトン (DEGENS and MOPPER, 1976) に類似しており、堆積物でのアミノ酸の初期分解過程が供給される有機窒素の元来の組成比を保存するようにして起っていることを示唆している。一方、深海底堆積物中では、アミノ酸が脱炭酸を受けた形態の  $\beta$ -alanine や  $\gamma$ -amino butyric acid の量比が多くなることが知られている (WHELAN, 1977)。堆積物の表層から深くなるに従って全窒素量は減少するが、全アミノ酸量もこれに伴ない減少する。噴火湾での MONTANI *et al.* (1980) の分析では表層から 30cm で全アミノ酸は約 60% 減少し、その減少の割合は全窒素の減少とほぼ等しかった。

堆積物中のアミノ酸態窒素の大部分は加水分解によりはじめてアミノ酸として検出されるいわゆる結合体のものであるが、堆積物の中での実際の存在状態についての研究はあまり進んでいない。予想されるこれらの存在状態としては(1)生物体中に存在するもの、(2)有機デトリタス中に存在するもの、(3)デトリタスや粘土鉱物に物理的・化学的に吸着しているもの(これには堆積物中の金属イオンと複合体を作っているものも含まれる)、(4)間隙水中に存在しているもの、等に分けることが出来る。この内(3)に関しては ROSENFELD (1979b) が単体のアミノ酸を使って実験を行い、酸性および塩基性アミノ酸の方が中性アミノ酸より堆積物に強く吸着し、さらにこれらの吸着は粘土鉱物に付着した有機物によるものであることを示唆している。また、同一濃度のアンモニアとアミノ酸の堆積物への吸着を比較した実験では、どのタイプのアミノ酸でも、アミノ酸の方が数倍高い吸着能を示した。堆積物のアミノ酸態窒素の大部分は粒子と何らかの形で関係していると考えられ、事実  $^{14}\text{C}$ -alanine を用いた実験でも現場濃度で与えた alanine の内、堆積物に吸

着された部分は間隙水中に存在する量の 2500 倍にも達した (CHRISTENSEN and BLACKBURN, 1980)。

また、(3)の堆積物中の金属イオンとアミノ酸態窒素の複合体については、DEGENS and MOPPER (1976) が検討している。彼等は EDTA 溶液で堆積物を処理することで、アミノ酸態窒素-金属複合体の量の見積りを行なっているが、アミノ酸の内、aspartic acid, serine, glycine などはかなりの割合で金属と複合体を作っていた。例えば外洋の好気性堆積物では、aspartic acid の 60-70% が複合体として存在し、しかもその大部分は、単体の aspartic acid であると推定された。一方、嫌気的な堆積物ではアミノ酸態窒素中金属複合体の割合は低く、全アミノ酸の 5-15% がこのような存在状態をとっていると思われる。複合体を作っているアミノ酸態窒素は微生物による代謝を受けにくいと考えられるため、有機窒素の微生物による代謝分解過程において、アミノ酸態窒素の存在状態を明らかにすることは極めて重要である。

堆積物中の生物体に含まれる有機窒素量は、ATP 含量から推定すると堆積物表層で全窒素の 1-5% 位を占めると考えられる。従って、その量はわずかであるが生物体窒素のかなりの部分は微生物による代謝を受けやすい形態の窒素化合物から出来ているので、代謝分解を考える上からは無視出来ない。この生物体に含まれるアミノ酸、特に遊離アミノ酸は、間隙水中に存在する遊離アミノ酸を遠心分離などの方法で抽出する時、生物体から出て来やすいことが指摘されている (JØRGENSEN *et al.*, 1981)。

アンモニアの場合にも、堆積物中において次の三つの存在状態に分けられる。すなわち、(1) Free- $\text{NH}_4^+$ , (2) Exchangeable- $\text{NH}_4^+$ , (3) Fixed- $\text{NH}_4^+$ , である。この内 (2)はイオン交換反応により粘土鉱物あるいは有機物の表面に吸着しているもので、通常 2N の KCl で抽出可能なアンモニア画分をさす。一方、(3)は粘土鉱物の内層に入りこんでいるアンモニアで、フッ化水素処理によりはじめて抽出される部分である。この三つの状態のアンモニアはいずれも動的平衡状態にあるが、Free- $\text{NH}_4^+$  と Exchangeable- $\text{NH}_4^+$  の交換反応速度に比べると Fixed- $\text{NH}_4^+$  との交換は極めておそく、ROSENFELD (1979a) は Fixed- $\text{NH}_4^+$  は 2 日間位では殆んど動かないことを報告している。アンモニアがどの位の割合でこの三つの区画に分配されているかについては、堆積物の鉱物および粒度組成・有機物含量等により大きく変化する。例えばアメリカ、ロングアイランド沿岸の有機物に富んだ泥質堆積物の表層では、Free- $\text{NH}_4^+$  の約 1-2 倍

が Exchangeable+Fixed-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> として存在しており、さらにこの内の 1/2~1/3 が Fixed-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> として含まれている (ROSENFELD, 1979a)。また、デンマークの沿岸域 6 測点での表層堆積物では Free-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> と Exchangeable-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> の割合は 1:1 から 1:9 まで変化している (BLACKBURN and HENRICKSEN, 1983)。

すでに示した様に間隙水中の窒素化合物は量的には極めて少ないが、生物代謝の基質として機能しやすい状態にあること、また、拡散等により水塊と密接に結びついていることからその重要性が認識され、アンモニアの鉛直分布等についてはすでに多くの研究がある。またアミノ酸等の有機組成についても分析例が最近多くなっているが、間隙水中の全窒素と比較した例は極めて乏しい。Fig. 2 は東京湾中央部および北部北大平洋の水深 5270m における堆積物間隙水中のアミノ酸態窒素を間隙水中の全有機窒素、アンモニアの鉛直分布と比較したものである (小池・石塚, 未発表)。東京湾の 0-5 cm 層では全有機窒素の内約 50% がアミノ酸態窒素であり、さらにその内の 40% が遊離アミノ酸からなっている。全有機窒素中にアミノ酸態窒素の占める割合は深さと共に減少して

いく傾向にあるが、70-75 cm 層においても 30% 以上となっている。一方、外洋堆積物では、間隙水中の全有機窒素は東京湾の 1/5 に減少しているが、この内アミノ酸態窒素の占る割合は約 20-40% とあまり変化せず、さらにそのかなりの部分が遊離アミノ酸であることは、堆積物中における微生物のアミノ酸の代謝を考える上で興味深い。

間隙水中のアミノ酸組成の一例として東京湾堆積物での、全アミノ酸および遊離アミノ酸の組成を Table 3 に示した。表層 0-5 cm における遊離アミノ酸は valine, alanine, aspartic acid, glycine の順で多く、中性アミノ酸が大部分を占めるのに対して、全アミノ酸の組成では、glutamic acid, valine, aspartic acid, glycine と中性、酸性アミノ酸が同じ位の割合で存在していた。一方 55-60 cm 層では遊離アミノ酸、全アミノ酸の組成比は比較的近いことがわかる。HENRICHS and FARRINGTON (1979) は、堆積物中の遊離アミノ酸の組成を比較して、好氣的代謝の活発な堆積物では alanine, glycine, aspartic acid が多く、逆に嫌氣的代謝の進んだ堆積物では、glutamic acid,  $\beta$ -amino glutamic acid が多くなることを報告している。東京湾の堆積物では遊離アミノ酸として valine が全層にわたって多量に検出されたが、それを除くと、HENRICHS 等の報告と同様の傾向を示していた。

この東京湾堆積物では表層 0-5 cm の間隙水中の全有機窒素濃度は表層アンモニア濃度の 2 倍以上であり、一方底層水中の溶存有機窒素濃度は約 10-20  $\mu\text{g at. N/l}$  と堆積物表層よりはるかに低い。このことは堆積物から底層水へアンモニアばかりでなく、遊離アミノ酸をも含む溶存有機窒素が溶出していることを示唆している。事実 CHRISTENSEN *et al.* (1983) は、アメリカ東海岸の内湾でベルジャーを用いて堆積物からのアミノ酸態窒素の溶出を測定し、これらの溶出がアンモニアの溶出を大幅に越す場合があることを報告している。

### 3. 堆積物中の有機窒素の分解速度

堆積物中の有機窒素の分解過程は、有機窒素そのものが極めて多様な化合物からなり、さらにこれらを代謝する生物群集も微生物から大型ベントスまで含まれるため、その解析は容易ではない。現在までに行なわれた研究法として、(1)堆積物中の全有機窒素量の鉛直分布から一次元の分解モデルをたてて分解速度を推定するもの (BERNER, 1974)、(2)堆積物からのアンモニア等有機窒素の分解産物の溶出をベルジャー等により直接測定し、その量から有機窒素の分解速度を求めるもの、(3) <sup>14</sup>C や

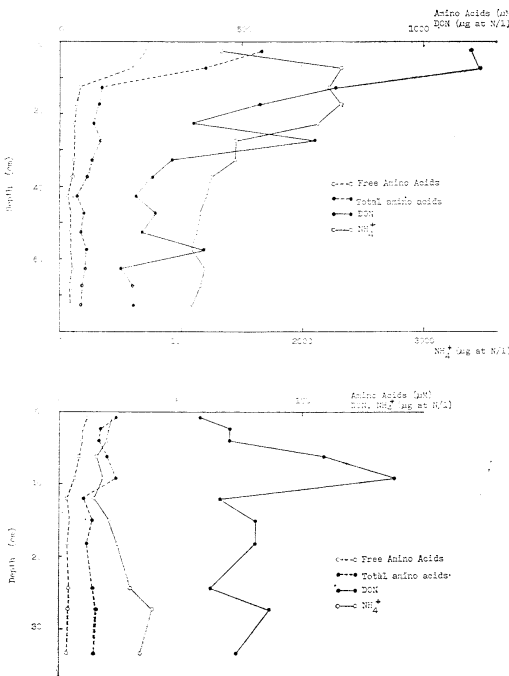


Fig. 2. Vertical profiles of total organic nitrogen, total and free amino acids and ammonium of the interstitial waters in the Tokyo Bay sediment (upper fig.) and Pacific Ocean (39°58'N, 245°26'E) sediment (lower fig.).

Table 3. Amino acid composition of interstitial waters of sediment samples from Tokyo Bay.

| Amino acid                               | Depth                          |             |             |             |
|--|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|
|  | 0-5 cm                         |             | 55-60 cm    |             |
|  | Total                          | Free        | Total       | Free        |
|  | ( $\mu\text{M}/\text{liter}$ ) |             |             |             |
| Ornithine                                | 1.71                           | 0.47        | 0.16        | 0.14        |
| Lysine                                   | 5.13                           | 2.12        | 0.81        | 0.38        |
| Histidine                                | 1.69                           | 0.00        | 0.20        | 0.00        |
| Arginine                                 | 2.26                           | 0.00        | 0.49        | 0.20        |
| Total basics                             | 10.8 (1.9%) <sup>a</sup>       | 2.59 (1.1%) | 1.66 (2.3%) | 0.72 (2.6%) |
| Aspartic acid                            | 58.7                           | 25.4        | 8.49        | 1.67        |
| Glutamic acid                            | 183                            | 16.5        | 12.2        | 4.45        |
| Total acids                              | 242 (43%)                      | 41.9 (18%)  | 20.7 (28%)  | 6.12 (22%)  |
| Threonine                                | 26.8                           | 19.8        | 4.86        | 1.69        |
| Serine                                   | 27.5                           | 18.5        | 4.49        | 1.69        |
| Hydroxyproline                           | nd                             | nd          | nd          | nd          |
| Glycine                                  | 50.0                           | 23.4        | 9.05        | 2.42        |
| Alanine                                  | 72.3                           | 45.4        | 9.52        | 3.30        |
| Valine                                   | 77.9                           | 54.1        | 8.00        | 4.00        |
| Leucine                                  | 11.5                           | 4.51        | 3.37        | 1.79        |
| Isoleucine                               | 13.3                           | 6.46        | 3.03        | 1.54        |
| Total neutrals                           | 280 (50%)                      | 172 (72%)   | 42.3 (58%)  | 16.4 (60%)  |
| Tyrosine                                 | 5.92                           | 0.00        | 1.47        | 0.56        |
| Phenylalanine                            | 0.40                           | 0.43        | 0.85        | 0.85        |
| $\gamma$ -amino butric acid              | 10.3                           | 4.55        | 0.45        | 0.30        |
| Total amino acid and other primary amine | 556                            | 238         | 72.7        | 27.5        |

<sup>a</sup> Fraction (%) in total amino acids and other primary amines are given in parentheses.

<sup>15</sup>N でラベルした有機窒素化合物の代謝速度を堆積物中で測定するものや、<sup>15</sup>N でラベルしたアンモニアの同位体希釈法により、堆積物中でのアンモニアの生成速度を推定する方法などが試みられている。ここでは最後の<sup>15</sup>N-アンモニアを用いた実験的手法による解析を中心にして有機窒素の分解過程を検討することにする。

有機窒素化合物の主なものは蛋白質、アミノ酸であるが、このアミノ酸からアミノ基がはずれてアンモニアが遊離生成される代謝系は大きく分けて次の二つに分けられる。その一つはアミノ基がとれてケト酸が残るもので、アミノ基転移、脱水素の脱アミノ、酸化脱アミノなどの反応がある。もう一つは、脱炭酸が始めに生じアミンが出来、次にアミン酸酸化酵素によりアンモニアが遊離する代謝系である。自然界では前者によるアンモニアの生成が大部分であると考えられている(勝沼, 1976)。しかしながら、いずれの代謝系をとるにしても生体内におけるアンモニアの生成、とりこみは、糖、脂肪酸、有機酸など

の炭素代謝と必然的に結びついている。従って<sup>15</sup>N-アンモニアを用いてそのとりこみとアンモニアの生成を測定することは、堆積物中の生物の窒素代謝と炭素代謝を考える上で重要な意味を持っている。

堆積物での<sup>15</sup>N-アンモニア同位体希釈法による有機窒素代謝の研究は BLACKBURN (1979) により始めて行なわれた。この方法の原理は、堆積物中に<sup>15</sup>N でラベルしたアンモニアを加え、現場に近い条件で放置すると堆積物中での生物活動により、有機物から<sup>15</sup>N/<sup>14</sup>N 比が自然存在比0.37%に近いアンモニアが生成され、堆積物中のアンモニアの<sup>15</sup>N/<sup>14</sup>N 比が希釈される。一方では付加された<sup>15</sup>N/<sup>14</sup>N 比を持つアンモニアが生物によりとりこまれて有機化されたり、酸化されたりしてアンモニアの絶対濃度が減少する。この後者の場合はアンモニアの同位体比はほとんど変らない。従って、堆積物に<sup>15</sup>N-アンモニアを加えた直後と一定時間放置した後の堆積物中のアンモニア濃度の変化、およびそのアンモニア中の

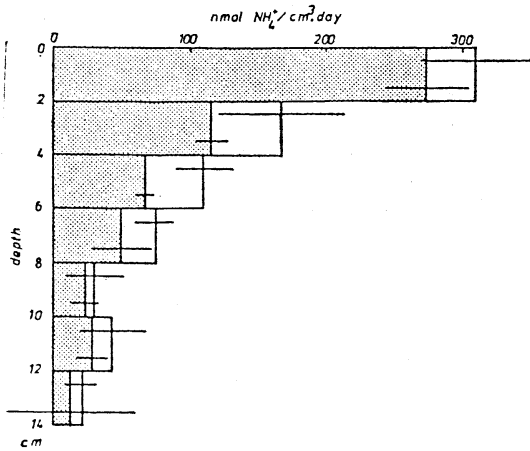


Fig. 3. Depth profile of mean rate of net (stippled) and total (stippled + nonstippled) ammonium production for four cores in Limfjord sediments. SDs are indicated. (BLACKBURN, 1979).

$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  比を測定することにより、アンモニアの生成・消費速度さらにその回転速度を推定することが出来る。Fig. 3に BLACKBURN (1979) により測定されたデンマークの沿岸堆積物における嫌気条件下でのアンモニアの総生成速度および純生成速度の鉛直分布を示した。堆積物重さ当りのアンモニアの総生成量は、ほぼ指数関数的に減少している。また、総生成速度と純生成速度の差はアンモニアのとりこみ速度に対応する。この活性も表層の方が高いが、中層 12-14 cm でも生成したアンモニアの 30% 近くが再び有機化されている。BLACKBURN 達はこの手法を用いて堆積物におけるアンモニア代謝の季節変化 (BLACKBURN, 1980) や、海域のちがひによるアンモニア代謝の異なり (BLACKBURN and

HENRICKSEN, 1983) などの研究を行なっている。彼等はデンマークのフィヨルドでの年間を通じての測定で、アンモニアの生成速度は  $3^{\circ}\text{C}\sim 20^{\circ}\text{C}$  まで変化する堆積物の温度と良い相関にあることを見出した。一方アンモニアのとりこみは 4 cm 以深で顕著であり、水温上昇時の 5 月から 7 月にかけてと水温低下時の 9 月頃においてアンモニアの純生成量がマイナスになる、すなわち堆積物中のアンモニアが減少する場合も観察された。このアンモニアの生成ととりこみ速度の相対比に関しては堆積物の C/N 比が重要である。事実 BLACKBURN and HENRICKSEN (1983) は、測定された有機窒素化合物の無機化速度および、微生物によるアンモニアのとりこみ速度を用いて微生物の炭素および窒素の代謝モデルを作り、そのモデルで堆積物中有機物の C/N 変化を説明している。

この  $^{15}\text{N}$ -アンモニア同位体希釈法は、主にスラリー状にした堆積物を用いて実験が行なわれているが、堆積物のコアーに直接注射器で  $^{15}\text{N}$ -アンモニアを少量注入し、その代謝を測定する方法が合わせて検討されている (BLACKBURN and HENRICKSEN, 1983)。泥質堆積物では、この二つの手法での結果はよく一致していたが、砂質堆積物では、スラリー状堆積物の方が有意に高いアンモニア生成速度を与えていた。同様の試みは塩沢地の堆積物を用いた BOWDEN (1984) の研究でも行なわれたが、彼も  $^{15}\text{N}$ -アンモニアを堆積物と充分混合した場合、コアーへの直接注入法に比べてアンモニアの生成ととりこみ速度共 1~7.4 倍も高くなることを認めている。 $^{15}\text{N}$ -トレーサーを直接堆積物へ注入する方法は堆積物の 3 次構造をこわさない点ですぐれているが、一方では  $^{15}\text{N}$ -アンモニアが堆積物中に均一に分布しているかどうか

Table 4. Rates of ammonia production and consumption of marine sediments estimated by  $^{15}\text{N}$ -ammonium dilution method.

| Location                           | $\text{NH}_4^+$                            |             | Remarks                     | References                         |
|------------------------------------|--|-------------|-----------------------------|------------------------------------|
|                                    | production<br>(nmole/cm <sup>3</sup> /day) | consumption |                             |                                    |
| Limfjord (Denmark)<br>0-2 cm depth | 287-367                                    | 22-47       | Anaerobic,<br>(17°C)        | BLACKBURN (1979)                   |
| Danish coast<br>0-2 cm depth       | 32-80                                      | 12-48       | July<br>(4.8-11.8°C)        | BLACKBURN and<br>HENRICKSEN (1983) |
|                                    | 72-140                                     | 28-90       | November<br>(6.4-13.6°C)    |                                    |
| Tidal marsh<br>5-10 cm             | 96-727                                     | 0-727       | From Sept. 80<br>to Dec. 81 | BOWDEN (1984)                      |
| Seagrass bed<br>(Alaska, 0-3 cm)   | 1390-4440                                  | 1080-2830   | (11°C-17°C)                 | IIZUMI <i>et al.</i> (1982)        |

かの保証がなく、これにより低い値が得られる可能性もある。従って  $^{15}\text{N}$ -アンモニア希釈法での結果を直接堆積物からのアンモニアの生成溶出速度と比較する場合には注意が必要である。また IZUMI *et al.* (1982) は堆積物有機物へのアンモニアのとりこみ速度を直接測定し、アラスカなどの海草藻場堆積物では、アンモニアの総生成量に対してこれが大きな比率を占めることを報告している。

最後に  $^{15}\text{N}$ -アンモニア希釈法で測定された堆積物中のアンモニア生成、消費速度を Table 4 にまとめた。

### 文 献

- BERNER, R.A. (1974): Kinetic models for the early diagenesis of nitrogen, sulfur, phosphorus, and silicon in anoxic marine sediments. p. 427-450. *In: The Sea*, Vol. 5 (E.D. GOLDBERG ed.). John Wiley and Sons, N.Y.
- BLACKBURN, T.H. (1979): A method for measuring rates of  $\text{NH}_4^+$  turnover in anoxic marine sediments using a  $^{15}\text{N}$ - $\text{NH}_4^+$  dilution technique. *Appl. Environ. Microbiol.*, **37**, 760-765.
- BLACKBURN, T.H. (1980): Seasonal variations in the rate of organic-N mineralization in anoxic marine sediments. p. 173-183. *In: Biogéochimie de la matière organique à l'interface eau-sédiment marin*. Colloq. Int. CNRS 293.
- BLACKBURN, T.H. and K. HENRICKSEN (1983): Nitrogen cycling in different types of sediments from Danish waters. *Limnol. Oceanogr.*, **28**, 477-493.
- BOWDEN, W.B. (1984): A nitrogen-15 isotope dilution study of ammonium production and consumption in a marsh sediment. *Limnol. Oceanogr.*, **29**, 1004-1015.
- CHRISTENSEN, D. and T. H. BLACKBURN (1980): Turnover of  $^{14}\text{C}$  alanine in anoxic marine sediments. *Mar. Biol.*, **58**, 97-103.
- CHRISTENSEN, J.P., G.T. ROWE and C.H. CLIFFORD (1983): The possible importance of primary amino nitrogen in nitrogen regeneration by coastal marine sediments in Buzzards Bay, Massachusetts. *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, **68**, 501-512.
- DEGENS, E. T. and K. MOPPER (1976): Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments. p. 60-113. *In: Chemical Oceanography*, Vol. 6 (J.P. RILEY and R. CHESTER, eds.). Academic Press, London.
- GONZALES, J. M., J. GRIMALT and J. ALBAIGÉS (1983): Amino acid composition of sediments from a deltatic environment. *Mar. Chem.*, **14**, 61-71.
- HENRICH, S.M. and J.W. FARRINGTON (1980): Amino acids in interstitial waters of marine sedimentary environments. p. 435-443. *In: Advances in Organic Geochemistry* (A.G. DOUGLAS and J.R. MAXWELL, eds.). Pergamon Press.
- IZUMI, H., A. HATTORI and C.P. MCROY (1982): Ammonium regeneration and assimilation in eelgrass (*Zostera marina*) beds. *Mar. Biol.*, **66**, 59-65.
- JØRGENSEN, N.O.G., P. LINDROTH and K. MOPPER (1981): Extraction and distribution of free amino acids and ammonium in sediment interstitial waters from the Limfjord, Denmark. *Oceanol. Acta*, **4**, 465-474.
- 勝沼信彦 (1976): 窒素代謝と排泄. p. 139-154. 日本生化学会編, 生化学実験講座 11. 東京化学同人, 東京.
- MONTANI, S., Y. MAITA and S. FUKASE (1980): Flux of nitrogen compounds in coastal marine sediment and pore water (Funka Bay, Hokkaido). *Chemical Geology*, **30**, 35-45.
- ROSENFELD, J.K. (1979a): Ammonium adsorption in near-shore anoxic sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **24**, 356-364.
- ROSENFELD, J.R. (1979b): Amino acid diagenesis and adsorption in near-shore anoxic sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **24**, 1014-1021.
- WAPLES, D.W. and J.R. SLOAN (1980): Carbon and nitrogen diagenesis in deep sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1463-1470.
- WHELAN, J.K. (1977): Amino acids in a surface sediment core of the Atlantic abyssal plain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 803-810.

# 学 会 記 事

1. 昭和61年4月2日, 東京水産大学において会長選挙の開票が行われ, 昭和61・62年度会長として宇野寛氏が選出された.

## 2. 新入会員

(正会員)

| 氏名    | 所属または住所               | 紹介者  |
|-------|-----------------------|------|
| 末常 泰男 | 〒152 東京都目黒区緑ヶ丘 2-2-18 | 宇野 寛 |

|       |                   |                 |
|-------|-------------------|-----------------|
| 渡邊 精一 | 〒108 東京都港区港南4-5-7 | 高木 和徳<br>東京水産大学 |
|-------|-------------------|-----------------|

(賛助会員)

㈱東京フーズミート 〒140 東京都品川区東品川 4-10-21

㈱中村鐵工所 〒136 東京都江東区亀戸1-43-1

## 3. 住所変更

古橋 賢造 〒100 東京都千代田区大手町1-3-4  
気象庁海洋課

菅野 尚 〒100 東京都千代田区霞ヶ関1-2-1  
水産庁研究部

秋山 勉 〒650 神戸市中央区中山手通り7-14-1  
神戸海洋気象台

尾山 実美 〒143 東京都大田区大森西2-18-23  
カーサー大森C-117号室

小笠原義光 〒424 清水市折戸3-20-1  
東海大学海洋学部

長谷川英一 〒156 東京都世田谷区赤堤2-35-2  
ドエル赤堤

佐野 昭 〒400 甲府市飯田4-7-29  
甲府地方気象台

梶浦欣二郎 〒156 東京都世田谷区赤堤4-13-9

佐藤 猛郎 〒860 熊本市八景水谷2-1-29

高野 秀昭 〒277 柏市逆井1798-35

森田 良美 〒167 東京都杉並区南荻窪1-20-5 グリ  
ーンマンション1F

北野 康 〒464 名古屋市中種区星ヶ丘元町17-3  
椋山女子学園大学

北村 弘行 〒650 神戸市中央区下山手通4-16-3  
(社)瀬戸内海環境保全協会

津田 良平 〒560 豊中市蛍池東町3-13-15

服部 茂昌 〒985 塩釜市新浜町3-27-5  
東北区水産研究所

八木 宏樹 〒045-01 北海道岩内郡共和町宮丘261  
北海道原子力環境センター水産研究科

森実 庸男 〒798-01 宇和島市下波5516  
愛媛県栽培漁業センター

津久井文夫 〒426 藤枝市仮宿710-10

半澤 正男 〒658 神戸市東灘区岡本1-2-27~202号

## 4. 退会

(正会員)

草下孝也, 内田 至, 土田武雄, 深瀬 茂, 山中鷹之助  
(賛助会員)

(株)沖繩さんご園, 三洋水路測量㈱, (株)海洋産業研究会

## 5. 交換, 寄贈出版物

- |                                    |                         |
|------------------------------------|-------------------------|
| 1) 船と港のはくぶつかん                      | No. 30                  |
| 2) 海上気象報告                          | No. 41                  |
| 3) 函館海洋気象台報告                       | 第21号                    |
| 4) なつしま                            | No. 81, 82              |
| 5) ASFA 抄録リスト                      | Ⅱ                       |
| 6) 新海洋法制と国内法の対応                    | 第1号                     |
| 7) 海洋法と海洋政策                        | 第9号                     |
| 8) 研究実用化報告                         | Vol. 35, No. 4~5        |
| 9) RESTEC                          | 16号                     |
| 10) 航海                             | 創刊号~87号                 |
| 11) 神戸海洋気象台彙報                      | 第205号                   |
| 12) 海洋産業研究資料                       | Vol. 17, No. 2          |
| 13) 漁業資源評価・漁海況予報会議<br>研究報告(昭和59年度) |                         |
| 14) 日本航海学会論文集                      | 第74号                    |
| 15) 養殖研究報告                         | 第9号                     |
| 16) 鹿島灘海底地質図                       | 27                      |
| 17) 室戸岬沖海底地質図                      | 28                      |
| 18) 科学通报                           | Vol. 31, No. 5~8        |
| 19) 海洋与湖沼                          | 第16巻第5~7号<br>第17巻第1, 2号 |

## 日仏海洋学会役員

顧問 ユベール・ブロッシェ ジャン・デルサルト  
ジャック・ロベール アレクシス・ドランデ  
ール ベルナル・フランク ミシェル・ル  
サージュ ロベール・ゲルムール ジャック・  
マゴー レオン・ヴァンデルメルシュ

名誉会長 オーギュスタン・ベルク

会 長 冨永政英  
 副 会 長 高野健三, 森田良美  
 常任幹事 有賀祐勝, 宇野 寛, 佐伯和昭, 関 文威,  
 高木和徳, 松生 治  
 幹 事 青木三郎, 阿部友三郎, 石野 誠, 井上 実,  
 岩下光男, 岡見 登, 川原田裕, 菊池真一,  
 斎藤泰一, 佐々木幸康, 佐藤孫七, 高橋 正,  
 奈須敬二, 根本敬久, 半沢正男, 丸茂隆三,  
 三浦昭雄  
 監 事 久保田 穰, 辻田時美  
 評 議 員 青木三郎, 青山恒雄, 赤松英雄, 秋山 勉,  
 安達六郎, 阿部宗明, 阿部友三郎, 新崎盛敏,  
 有賀祐勝, 石野 誠, 石渡直典, 市村俊英,  
 井上 実, 今村 豊, 岩井 保, 岩崎秀人,  
 岩下光男, 岩本康三, 宇野 寛, 大内正夫,  
 小倉通男, 岡市友利, 岡部史郎, 岡見 登,  
 岡本 巖, 梶浦欣二郎, 梶原昌弘, 加藤重一,  
 加納 敬, 鎌谷明善, 川合英夫, 川原田裕,  
 菊池真一, 久保田 穰, 黒木敏郎, 小池勲夫,

小泉政美, 小林 博, 西条八束, 斎藤泰一,  
 斎藤行正, 佐伯和昭, 坂本市太郎, 坂本 亘,  
 佐々木幸康, 佐藤孫七, 猿橋勝子, 柴田恵司,  
 庄司大太郎, 須藤英雄, 関 文威, 平 啓介,  
 隆島史夫, 多賀信夫, 高木和徳, 高野健三,  
 高橋淳雄, 高橋 正, 高橋正征, 谷口 旭,  
 田村 保, 辻田時美, 寺本俊彦, 鳥羽良明,  
 冨永政英, 鳥居鉄也, 中野猿人, 永田 豊,  
 奈須敬二, 奈須紀幸, 西沢 敏, 西村 実,  
 根本敬久, 野村 正, 畑 幸彦, 半沢正男,  
 菱田耕造, 日比谷 京, 平野敏行, 深沢文雄,  
 淵 秀隆, 前田昌調, 増沢譲太郎, 松生 治,  
 丸茂隆三, 三浦昭雄, 三宅泰雄, 宮崎龍雄,  
 村野正昭, 元田 茂, 森田良美, 安井 正,  
 柳川三郎, 山口征矢, 山路 勇, 山中一郎,  
 吉田多摩夫

(五十音順)

マルセル・ジュグラリス, ジャン・アンクテ  
 イル, ロジェ・ペリカ

## お し ら せ

1986年6月から編集委員会が替ります。

本誌への投稿原稿は下記宛にお送りください。

〒108 東京都港区港南 4-5-7

東京水産大学資源増殖学科

高 木 和 徳

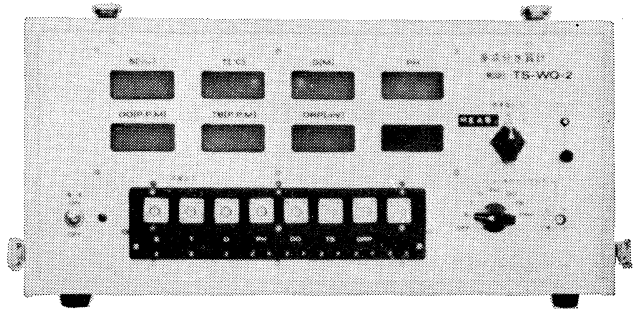
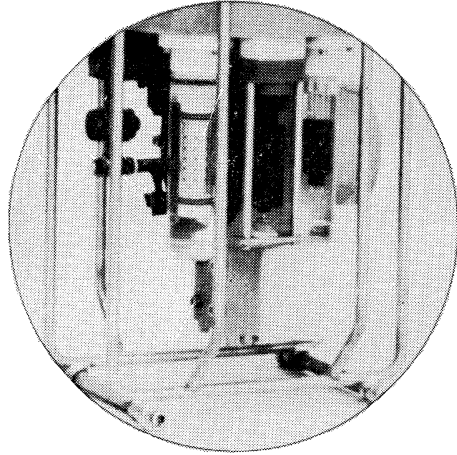
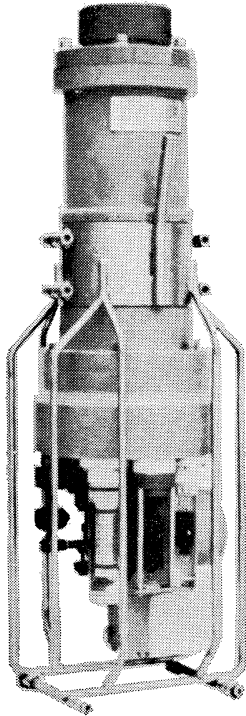


# 多成分水質計 MODEL TS-WQ-2R

## 水質調査に新時代を画す！

弊社の水質計測に関する長年の経験とお客様の現場経験に基づく御指導によって設計いたしました。

現場において、合計8項目の水質を同時に、迅速に、容易に、しかも高精度で測定することができます。観測者は、リアルタイムで調査海域の状況を把握しつつ観測計画（測線間隔、測点間距離、測定深度及び深度間隔など）を適切に変更実施することが可能になりました。



| 項目<br>要目 | 水 温   | 塩 分    | 深 度      | 水素イオン<br>濃度 (PH) | 溶 酸 素 量<br>(DO) | 濁 度  | 酸 化 還 元 電 位<br>(ORP) | (ブランク) |
|----------|-------|--------|----------|------------------|-----------------|--|----------------------|--------|
| 測定方式     | 白金抵抗体 | 電磁誘導   | ストレインゲージ | 複合ガラス電極          | 隔膜電極            | 透過光散乱比較式                                     | 白金電極                 | —      |
| 測定範囲     | 0~32℃ | 10~35‰ | 0~50m    | 4 ~ 12           | 0 ~ 20 ppm      | 0~20ppm<br>オプション<br>(0~100ppm)<br>(0~500ppm) | -500 ~<br>+500mV     | —      |
| 精 度      | ±0.1℃ | ±0.05‰ | ±0.3%FS  | ±0.05            | ±0.5ppm         | ±5%FS  | ±1%FS                | —      |

**T.S.K**

株式会社 鶴見精機

横浜市鶴見区鶴見中央2丁目2番20号  
電話(045)521-5252(代) FAX045-521-1717  
テレックス3823750 TSK JPN J

# アーンデラー表層域流速計 Model P-RCM

## 表層域(波浪域)測流の決定版!!

永年の豊富な知識と実績により浅海域の計測は新時代を迎えました。

Recording Current Meter

RCM sereise

Model. RCM-5  
(深海用)

Model. RCM-4S (浅海用)

Model. P-RCM (表層用)

Model. P-RCMは、アーンデラー流向流速計の安定した信頼性を、そのまま維持しながら、弊社におきまして独自に改良を加えられたものです。本機は、正逆の両方向の流速を別々に計測、及び磁気テープに記録する事により表層域における真の流速値を確実にとらえる事が出来ます。

輸入販売代理店: 株式会社 **ユニオンエンジニアリング**  
本社 神戸市中央区海岸通3丁目1-1 KCCビル4F  
Tel. (078) 332-3381代 Fax. (078) 332-5119 〒650  
支店 東京都中央区銀座7丁目18銀座スカイハイツ602号  
Tel. (03) 543-5399 Fax. (03) 545-5510 〒104



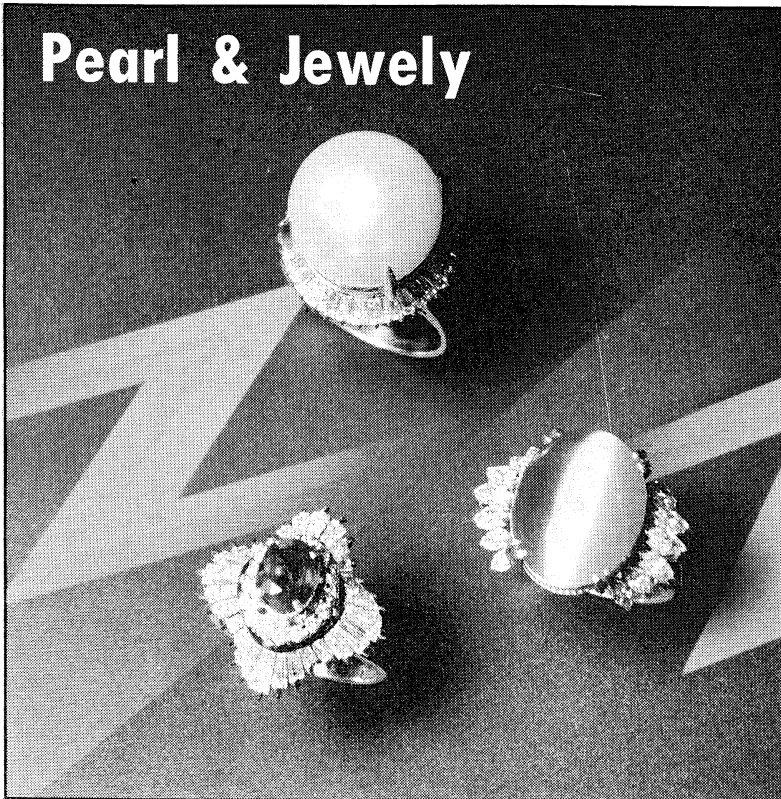
製造元: **AANDERAA INSTRUMENTS**



DATA COLLECTING INSTRUMENTS FOR LAND, SEA AND AIR  
ADDRESS: 5051 BERXGEN, NORWAY

そのほか、弊社取扱製品(アーンデラー製品全般、及び他の海洋関連機器)に関する詳細資料を請求下されば御送付させていただきます。

# Pearl & Jewelry



輝  
く  
み  
わ  
の  
じ  
ゆ  
う  
じ  
ゆ  
う

宝石の名門



東京・銀座

東京都中央区銀座6-7-2  
電話572-5011(代表)

**JEWELER miwa**

No.7-2, 6-CHOME, GINZA,  
TOKYO Phone(03)572-5011

## 営業案内

- 科学魚探SIMRAD
- 理研式GEK
- 曳航式水温計

D. B. T.  
C/S T D  
水中照度計  
水中濁度計  
溶存酸素測定器  
サリノメーター

水中テレビジョン  
自記流向流速計  
比重計, 水色計, 標準海水  
アクアラング  
プランクトンネット類  
採水器類

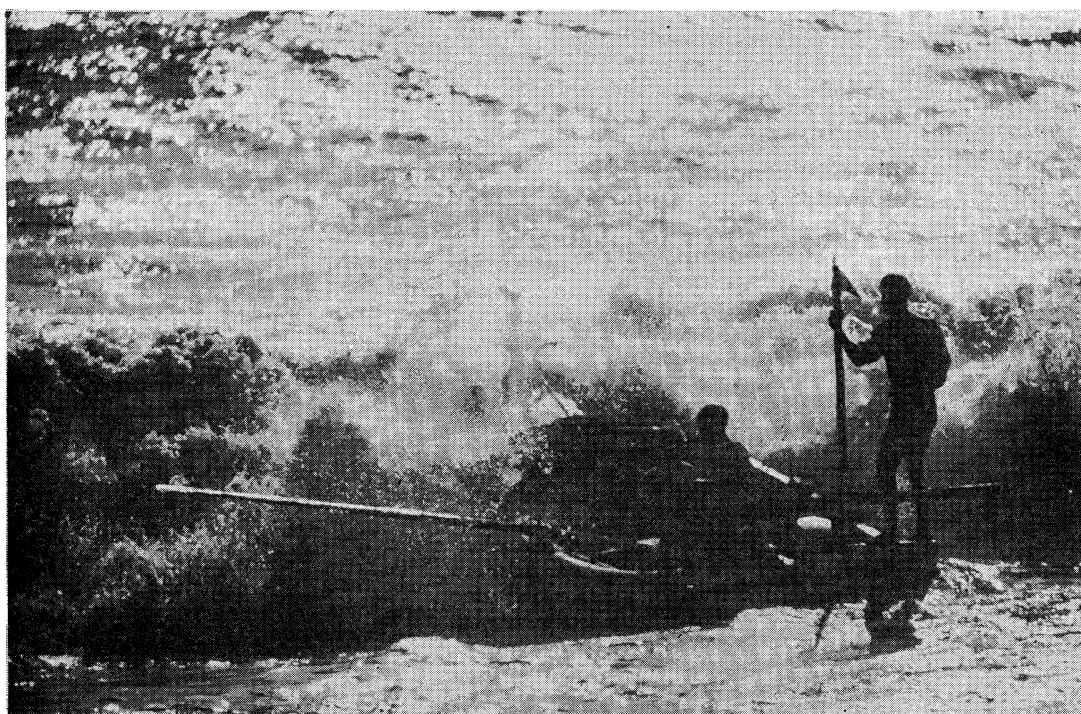
採泥器類  
電気流速計  
船用機器模型及標本類  
標識票類

株式会社 <sup>ホン</sup>本 <sup>チ</sup>地 <sup>ゴウ</sup>郷

東京都中央区勝どき3丁目3番5号 かしどきビル内 〒104 TEL 533-7771(代)  
TELEFAX 533-4094

代表取締役 宮本 悟 取締役 大塚 昌治

# 好奇心



身近なもの、夢のあるもの、美しいもの、未来。自然、動物、魚、鳥、そして人々の笑顔。ほんのちょっとした好奇心が、なにげない情景を感動のドラマに変える。新しい興味が新しい世界を造る。今日から明日、そして未来へ——  
好奇心いっぱい。



**読売広告社**

支社：中央・新橋・渋谷・新宿・池袋・上野・蒲田・立川・横浜・北海道・仙台・名古屋・大阪・広島・小倉・福岡

本社：東京都中央区銀座1-8-14 TEL567-8111代

# 食卓の 豊かさを求めて



(ニューカレドニア・エビ養殖池)

フランスとの共同事業として、現在ニューカレドニアにて、エビの養殖事業に参加しています



株式会社

**東急フーズミート事業部**

〒140 東京都品川区東品川 4-10-21 電話 東京 03 (471) 6401 番(代)

## 賛 助 会 員

|   |   |
|---|---|
| 旭化成工業株式会社<br>株式会社内田老鶴園新社 内田<br>株式会社 オセアノート<br>小樽船用電機株式会社<br>有限会社 英和出版印刷社<br>三信船舶電具株式会社<br>シュナイダー財団極東駐在事務所<br>昭和電装株式会社<br>新日本気象海洋株式会社<br>株式会社 鶴見精機<br>株式会社 東京久栄<br>東京製網繊維ロープ株式会社<br>株式会社 東京フーズミート<br>中川防蝕工業株式会社<br>株式会社 中村鐵工所<br>日本アクアラング株式会社<br>日本テトラポッド株式会社<br>深田サルベージ株式会社<br>古野電気株式会社<br>丸文株式会社<br>三井海洋開発株式会社<br>宮本<br>株式会社ユニオン・エンジニア<br>ング 佐野博持<br>吉野計器製作所<br>株式会社 読売広告社<br>株式会社 離合社<br>株式会社 渡部計器製作所 | 東京都千代田区有楽町 1-1-2 三井ビル<br>東京都千代田区九段北 1-2-1 蜂谷ビル<br>東京都世田谷区北沢 1-19-4-202<br>小樽市色内町 3-4-3<br>東京都文京区本駒込 6-15-10<br>東京都千代田区神田 1-16-8<br>東京都港区南青山 2-2-8 DFビル<br>高松市寺井町 1079<br>東京都世田谷区玉川 3-14-5<br>横浜市鶴見区鶴見中央 2-2-20<br>東京都中央区日本橋 3-1-15 久栄ビル<br>東京都中央区日本橋本町 1-7-1<br>東京都品川区東品川 4-10-21<br>東京都千代田区神田鍛冶町 2-2-2 東京建物ビル<br>東京都江東区亀戸 1-43-1<br>神奈川県厚木市温水 2229-4<br>東京都新宿区西新宿 2-7-1 新宿第一生命ビル17F<br>東京都千代田区神田錦町 1-9-1 天理教ビル8階<br>東京都中央区八重洲 2-3-13 藤和ビル<br>東京都中央区日本橋大伝馬町 2-1-1<br>東京都千代田区一ツ橋 2-3-1 小学館ビル<br>東京都中央区かちどき 3-3-5 かちどきビル (隣本地郷)<br>神戸市中央区海岸通 3-1-1 KCCビル4F<br>東京都豊島区駒込 7-13-14<br>東京都中央区銀座 1-8-14<br>東京都千代田区鍛冶町 1-10-4<br>東京都文京区向丘 1-7-17 |
|---|---|

昭和 61 年 5 月 25 日 印刷  
 昭和 61 年 5 月 28 日 発行

う み 第 24 巻  
 第 2 号

定価 ￥1,600

編集者 高野健三

発行所 日仏海洋学会  
 財団法人 日仏会館内  
 東京都千代田区神田駿河台2-3  
 郵便番号: 101  
 電話: 03(291)1141  
 振替番号: 東京 5-96503

印刷者 佐藤一  
 印刷所 有限会社英和出版印刷社  
 東京都文京区本駒込 6-15-10  
 郵便番号: 113  
 電話: 03(941)6500

# Tome 24 N° 2

## SOMMAIRE

### Note originale

- Comment on Boussinesq's long wave equation ..... Motoyasu MIYATA 59

### Colloque

#### *Biological activities and biogeochemical cycles in marine sediments*

- Introduction (in Japanese) ..... Isao KOIKE 63
- Effects of benthos on coastal sediments (in Japanese) ..... Eiji MATSUMOTO 64
- A model of the effects of an infaunal xenophyphore on <sup>210</sup>Pb distribution in deep-sea sediment ..... David D. SWINBANKS and Yoshihisa SHIRAYAMA 69
- Oxygen profile in deep-sea calcareous sediment calculated on the basis of measured respiration rates of deep-sea meiobenthos and its relevance to manganese diagenesis ..... Yoshihisa SHIRAYAMA and David D. SWINBANKS 75
- Several phenomena in the benthic boundary layer of the Seto Inland Sea (in Japanese) ..... Kichiichiro KAWANA, Akira HOSHIKA and Terumi TANIMOTO 81
- Geochemical studies of the degradation processes of organic matter in the sediments from coastal area (in Japanese) ..... Katsuji MATSUNAGA 89
- Microbial interactions in marine sediments (in Japanese) ..... Tsuneo SHIBA 97
- Chemical composition and mineralization of organic nitrogen in marine sediment (in Japanese) ..... Isao KOIKE 104

- Procès-verbaux ..... 111

# 第 24 卷 第 2 号

## 目 次

### 原 著

- ブーシネスクの長波方程式について (英文) ..... 宮田元靖 59

### シンポジウム

#### 「堆積物における物質循環と生物活動」

- まえがき ..... 小池勲夫 63
- 沿岸堆積物に対する底生生物効果 ..... 松本英二 64
- 内在性ゼノファイオフィォアが深海堆積物中の鉛 210 の分布に及ぼす影響に  
関するモデル (英文) ..... David D. SWINBANKS, 白山義久 69
- 深海産メイオベントスの呼吸量の測定結果に基づいて計算された深海石灰質堆積物中の  
酸素分布とそのマンガン統成との関係 (英文) ..... 白山義久, David D. SWINBANKS 75
- 堆積物境界面をめぐる諸問題 —瀬戸内海— ..... 川名吉一郎, 星加 章, 谷本照己 81
- 内湾堆積物中における有機物の分解に関する地球化学的研究 ..... 松永捷司 89
- 海底堆積物中での有機物分解過程における微生物間の相互作用,  
特に硫酸還元細菌を中心として ..... 芝 恒男 97
- 海底堆積物における有機窒素化合物の形態とその分解過程 ..... 小池勲夫 104

- 学会記事 ..... 111