

## KODOS-89 지역 표층의 황색 퇴적물과 그 하부 갈색 퇴적물의 지구화학적 특성

정희수\* · 강정극\* · 정갑식\* · 신동혁\*\*

\* 한국해양연구소 광물자원연구실

\*\* 한국해양연구소 지질실

### Geochemical characteristics of light yellow brown surface sediments and dark brown colored subsurface sediments in KODOS-89 area, western part of Clarion-Clipperton fracture zone in north Pacific

HOI-SOO JUNG\*, JUNG-KEUK KANG\*, KAP-SIK JEONG\*, DONG-HYUK SHIN\*\*

\* Marine Mineral Resources Lab., KORDI

\*\* Marine Geological Lab., KORDI

태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대 지역내 KODOS(Korea Deep Ocean Study)-89 지역에 분포하는 퇴적물중 색상차이가 뚜렷한 표층의 밝은 황색(light yellow brown)층과 그 하부의 어두운 갈색(dark brown)층의 지구화학적 특성 및 원인을 구명하였다.

연구 결과 주로 4기에 퇴적된 표층의 황색 퇴적물(unit A)에 비해 3기에 퇴적된 하부의 갈색 퇴적물(unit B) 중 smectite 함량, 함수량, 미세망간단괴 및 금속함량은 높고, 반면 POC(particulate organic carbon) 함량은 낮다.

이러한 smectite와 POC의 함량차이는 unit B에서는 unit A에 비해 상대적으로 자생 smectite의 형성시간이 길고, 유기물 분해가 장기간 이루어져 발생한 것으로 사료된다. 또한 unit B에서 함수량이 높은 원인은 unit B 중 높은 smectite 함량에 따른 점토광물간 전기적 반발력과, 난용성 spicule 또는 spine의 많은 잔존에 의한 성긴 조직으로 커진 공극을 때문으로 생각된다. 그리고 unit B에서 망간, 니켈, 구리 등의 금속함량이 높은 원인은 퇴적물내의 높은 미세망간단괴 함량 때문이다.

위의 결과들을 종합적으로 볼때 unit A와 unit B의 지구화학적 특성차이는 축적작용의 지속시간 차이에 기인했으리라 생각된다.

KODOS (Korea Deep Ocean Study)-89 sediments, recovered from western part of Clarion-Clipperton fracture zone in north Pacific, show two distinctly colored layer zones: surface yellow brown layer (unit A) and subsurface dark brown layer (unit B), and roughly recognized as Quaternary and Tertiary in age, respectively.

Geochemical characteristics are also different in those two units. Smectite, water, micronodule, and heavy metal contents are higher in unit B, while POC content is higher in unit A.

High smectite and low POC contents in unit B are due to the longer formation period of smectite, almost decomposition of labile organic matter in unit B relative to unit A. High water content in unit B is caused by coarse fabric which results from higher content of spicules and spines. Additionally, stronger electrostatic repulsion force caused by high smectite content also supports high water content in unit B relative to unit A. Variations in heavy metal contents are closely related to the amount of micronodule, which has diagenetic origin and has higher metal contents than that of sediment.

Therefore, we conclude that the differences of geochemical characteristics in unit A and unit B are resulted from the different diagenetic durations of unit A and unit B.

## 서 론

본 연구에 사용된 규질연니 퇴적물은 상부의 밝은 황색(light yellow brown) 층과, 그 하부의 어두운 갈색(dark brown) 층으로 구분된다. 이와같이 색상이 다른 두 퇴적물에 관해 KODOS-89 지역과 인접한 DOMES(Deep Ocean Mining and Environmental Study) A 지역의 연구 결과에 따르면 상부 퇴적물은 4기, 그리고 하부 퇴적물은 3기 퇴적물이다(Fig. 1; Piper *et al.*, 1987). 연령이 다른 두 퇴적물은 속성작용을 받은 기간에 따라 지구화학적 성질이 다르리라 예상된다.

속성작용을 받는 지화학적 특성들로는 퇴적물 내의 유기물, 금속, 미세망간단괴, 자생광물의 함량 및 함유량 등이 있다. 연구지역의 퇴적물 색상과는 다르지만 MANOP(Manganese Nodule Project) M, MANOP H 지역의 경우 상부의 갈색과 하부의 녹색 퇴적물의 색상 차이는 산화-환원력의 차이에 기인한 자생 smectite 중 철의 거동, 또는 유기물의 함량 차이와 관계있다(Lyle, 1983; Wilson *et al.*, 1985). DOMES A 지역의 3기 퇴적물 중 생물교란작용의 흔적 주위에는 미세망간단괴가 농집되어 있고(Piper *et al.*, 1987), 표층의 4기 퇴적물에는 하부의 3기 퇴적물에 비해 망간, 구리, 니켈의 reducible fraction이 많다(Piper, 1988). 그러나 Piper(1988)의 결과를 보면 오히려 3기 퇴적물중 거의 모든 원소의 reducible fraction이 현저히 높은 경우가 많다. 하지만 3기와 4기 퇴적물 중 함유량, 자생점토광물 및 미세망간단괴 등에 관한 보고는 많지 않으며, 위와 같이 색상차이가 나는 두 퇴적물에 관한 연구 예는 더욱 적다.

본 논문에서는 KODOS-89 지역의 황색과 갈색 표층 퇴적물 중 유기물 및 smectite 함량, 함유량, 미세망간단괴 및 금속 함량을 종합적으로 관찰하여 그 차이를 구명하고, 그러한 차이의 원인에 관해 고찰하였다.

## 시료 채취 및 분석 방법

### 1. 연구지역 특성

연구지역은 북태평양 서측의 Clarion-Clipperton 균열대 북서부(9-12°N, 152-154°E)에 위치하고 있으며(Fig. 1), 본 연구지역을 KODOS-89 지역으로

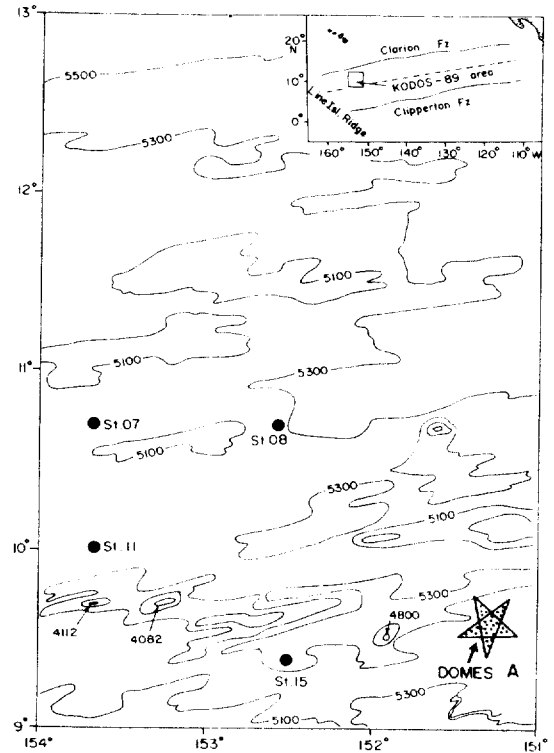


Fig. 1. Map showing the study area and sampling sites.

명명하였다. 이 지역은 수심 약 5,200 m의 대양저 평원이고, 남쪽에는 최대 1,500 m 높이의 해저산이 솟아있다. 퇴적상은 전체적으로 규질연니이지만 해저산에는 탄산질연니가 나타나고(정 등, 1990), 12°N 북측에는 적점토대가 분포한다(Horn *et al.*, 1973). 또한 이 지역은 태평양 북적도 지역의 고생산역 연변부에 위치하며(Romankevich, 1984), 퇴적물은 정점 15에서 약 0.2 mm/1,000 yr이다(해양연구소, 1990).

이 지역에서 산출되는 망간단괴의 성인은 해저산에서는 수성기원이고, 해저평원에서는 속성기원이다(정 등, 1990).

### 2. 시료 채취 및 전처리

시료는 1989년 10월에 R/V Farnella호를 이용 박스코아(Box corer) 및 그래비티코아(Gravity corer)로 채취되었다. 박스코아로 채취된 퇴적물은 금속함량, POC(particulate organic carbon) 함량, 점토광물, 함유량 등의 분석을 위해 코아의 각 깊이에서 부시료(subsample)를 채취하고, 유리병에

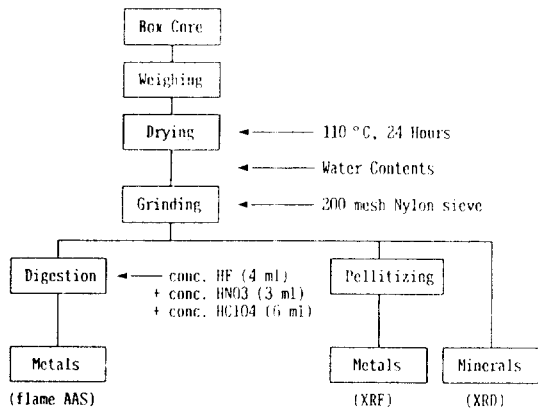


Fig. 2. Flow diagram for the sediment analysis.

담아 뚜껑을 parafilm으로 잘 봉한 후, 냉장·보관했다. 또한 박스코아에서 가로 25×45×2 cm의 퇴적물 slab을 만들어 색상을 관찰하고, 항 후 X-ray 촬영 등을 위해 냉장·보관했다.

### 3. 실험실 분석

퇴적물의 분석과정은 Fig. 2와 같다. 먼저 퇴적물을 110°C의 건조로(oven)에서 24시간 건조하고, 실온의 건조통(desiccator)에서 1시간 동안 식힌 후 평량(weighing)하여 함수량을 계산했다. 건조된 시료는 마노유발(agate mortar)에서 200 mesh 나일론체(nylon sieve)를 통과하도록 분쇄한 후 보관했다.

퇴적물 중 POC 함량은  $K_2Cr_2O_7$  및 ferrous ammonium sulfate를 이용한 역적정법으로 정량했다(Jackson, 1967).

퇴적물 중 금속 총량은 평량하기 전 퇴적물을 110°C에서 24시간 건조하고, 상온의 건조통에서 1시간 동안 식힌 후, 1.00 gr의 퇴적물을 teflon beaker에 평량하여 넣고, 여기에 conc. HF, HClO<sub>4</sub>, HNO<sub>3</sub>를 각각 4 ml, 3 ml, 6 ml씩 넣어 teflon 뚜껑을 덮은 후 175°C 이하에서 거의 마를때까지 반응시켰다. 여기에 다시 같은 양의 시약을 넣고 동일한 방법으로 반응시킨 후 0.1 N HNO<sub>3</sub>로 금속을 용출(elution)했다. 그런 후 용출액을 원심분리하여 상등액을 취해 IL-251 모델의 불꽃원자흡광분석기(flame atomic absorption spectrophotometer)로 측정하였다(Kitano and Fujiyoshi, 1980). 시료와 함께 BCSS-1 표준퇴적물을 분석하여 측정된 값의 정확도를 확인

Table 1. Location, water depth, depth of sediment color change, and degree of bioturbation in KODOS-89 sediments.

Core No.	7	8	11	15
Location (°N (°E)	10.7 153.7	10.7 152.5	10.0 153.7	9.3 152.5
Water depth (meter)	5,200	5,200	5,100	5,200
Color change depth (cm)	10	5	40	10
Degree of color change	No.	clear	medium	clear
Degree of bioturbation	low	low	intense	low

했다.

퇴적물의 평균입도를 구하기 위해 먼저 퇴적물을 64  $\mu$ m, 45  $\mu$ m, 25  $\mu$ m 표준체(standard sieve)로 물체질하고, 분리된 입자를 건조시켜 각 입도 부분의 양을 구했다. 분리된 퇴적물 중 25  $\mu$ m 이하의 퇴적물은 Sedigraph-5000 모델의 자동입도분석기를 이용해 입도를 분석하고, Fork and Ward(1957)의 방법으로 평균입도를 구했다.

smectite 함량은 1  $\mu$ m 이하의 퇴적물을 Stock's law에 따라 분리하여 slide glass 위에 바른 후, ethylene glycole 처리를 하여 Philips PW1710 모델의 X-선회절분석기(X-ray diffractometer)를 이용·분석하고(Brunton, 1955), Biscaye(1965)의 방법에 따라 각 점도광물 함량을 반정량했다.

퇴적물 중 미세망간단괴 함량을 추정하기 위해 분리된 퇴적물 중 64  $\mu$ m 이상의 조립 퇴적물에 포함된 미세망간단괴를 육안으로 관찰해 미세망간단괴의 밀집도를 4등급으로 나누었다. 퇴적물 중 미세망간단괴 함량은 먼저 Model KIT-500의 영상분석기(image analyser)를 이용해 퇴적물에 대한 미세망간단괴의 표면함량비를 구하고, 여기에 광학용등을 고려하여, 육안으로 관찰된 등급을 체적함량비로 환산했다. 64  $\mu$ m 이하의 퇴적물 중 미세망간단괴는 육안으로는 관찰되지 않기 때문에 함량비 산출에서 제외되었다.

## 결 과

퇴적물의 주상도(Fig. 3)에 나타난 바와 같이 정점

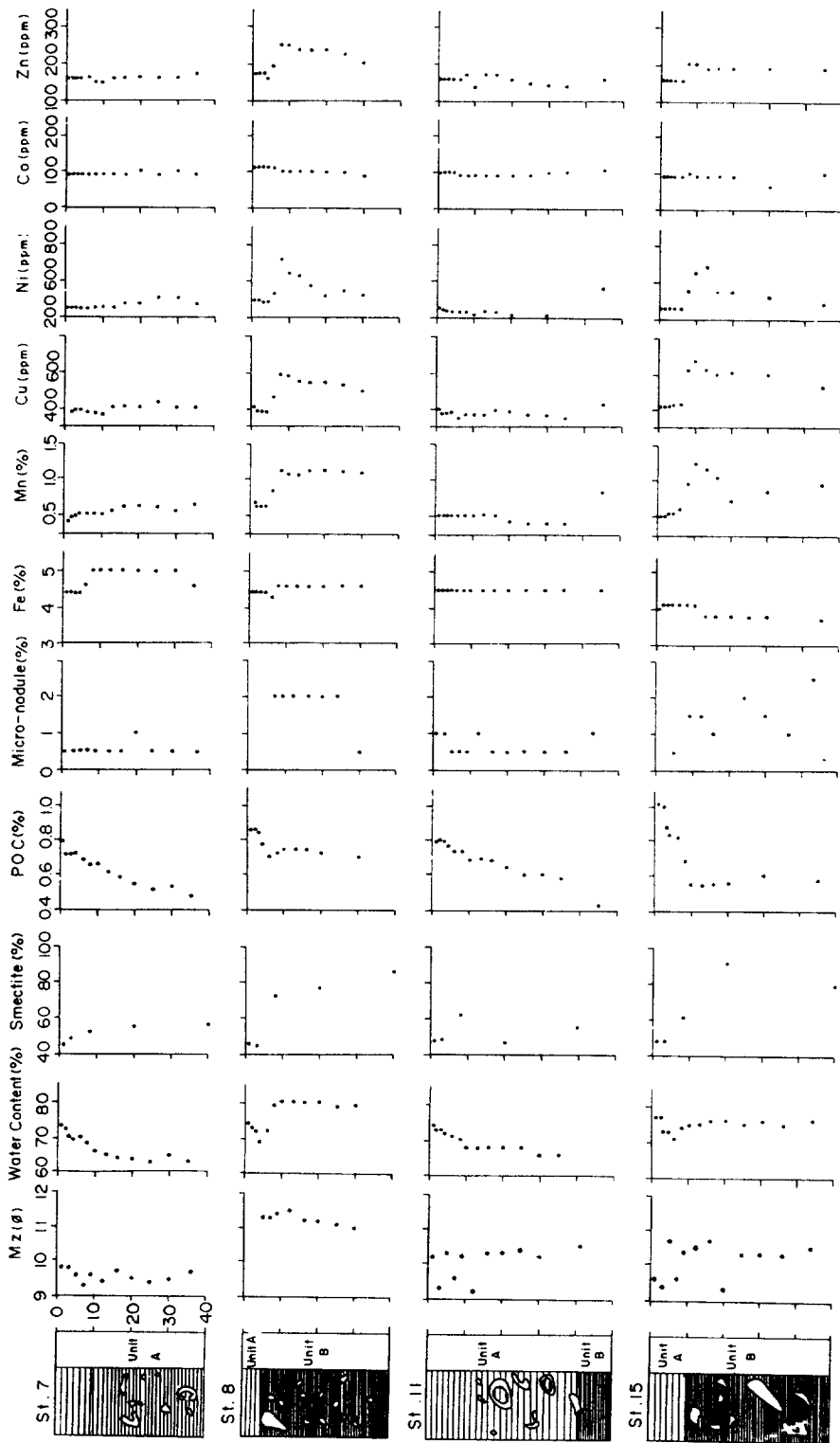


Fig. 3. Schematic diagram of columnar section and vertical distribution of smectite contents, water content, POC contents, micronodule density, and Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn contents of box core sediments in KODOS-89 area.

7에서는 약 10 cm 깊이에서 약한 색상변화가 나타나지만, 정점 8, 15에서는 각각 5 cm, 10 cm 깊이에서 뚜렷한 색상변화가 나타나며, 정점 11에서는 40 cm 깊이에서 색상변화가 나타난다(Table 1, Fig. 3). 전체적으로 퇴적물은 정점 7의 퇴적물과 정점 8, 11, 15의 상부에 나타나는 밝은 색상의 황색 퇴적물(이하 unit A), 그리고 8, 11, 15의 하부에 나타나는 어두운 색상의 갈색 퇴적물(이하 unit B)로 양분된다. unit B에 있어서 정점마다 색상 및 생물교란작용의 정도가 약간씩 다른데, 정점 8의 unit B가 정점 15의 unit B 보다는 좀 더 어두운 색상을 지니고, 생물교란작용의 흔적이 적다.

생물교란작용의 흔적은 정점 8, 15의 unit A에는 나타나 있지 않으나(Fig. 3), 그외의 퇴적층에는 직경 2-3cm의 원형, 타원형 또는 도우넛 형태의 흔적들이 산재되어 나타난다. 반면 정점 8의 unit B에서는 크기가 훨씬 작은 흔적들이 나타나고, 생물교란작용의 정도도 다른 정점에 비해 비교적 약하다.

평균입도는 전 정점에서 9-12 $\phi$ 이며, 깊이에 따른 입도의 큰 변화는 없다(Fig. 3). 그러나 전체적으로 정점 7의 입도는 정점 8, 11, 15의 입도에 비해 조립하다.

함수량은 정점 7, 11에서 깊이에 따라 전반적으로 감소한다(Fig. 3). 그런데 정점 8, 15의 unit A 중 함수량 또한 깊이에 따라 감소하지만, unit A, B의 경계면을 중심으로 unit B에서는 오히려 증가되었다.

smectite 함량은 모든 정점에서 깊이에 따라 증가하는 경향을 보이는데, 특히 unit A는 약 50% 내외의 함량을 보이는 반면 unit B는 80% 정도의 높은 함량을 보인다.

POC 함량은 모든 정점에서 깊이에 따라 감소한다(Fig. 3). 이러한 현상은 시간에 따른 유기물의 분해 및 제거, 즉 속성작용의 결과로 생각된다. 정점 8, 15의 POC 함량은 unit A에서는 점진적인 감소를 하지만 unit B에서는 그 함량이 낮고 특징적으로 일정한 값을 가진다.

미세망간단괴의 함량은 전체적으로 정점 7, 11에 비해 정점 8, 15에서 높다(Fig. 3). 특히 이 함량은 unit A에서 0.5 이하이지만, unit B에서는 약 2%의 높은 값을 보인다.

퇴적물 깊이에 따른 망간, 구리, 니켈의 함량 변화는 미세망간단괴의 함량 변화와 비슷하다. 정점

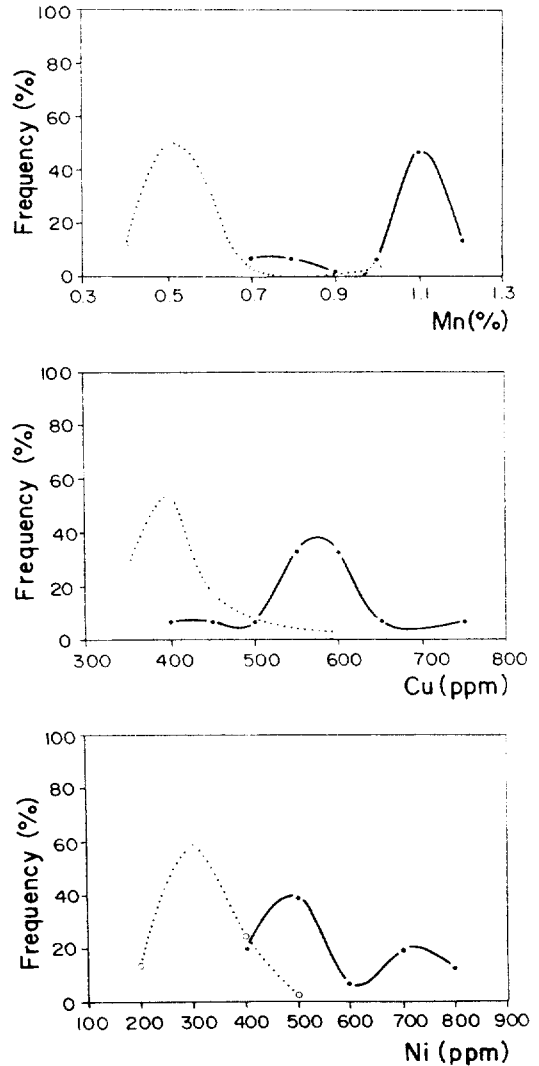


Fig. 4. Pair diagram of metal contents and its frequency for Mn, Cu, Ni of unit A and unit B in KODOS-89 area. Sample numbers are recalculated as 100 in each unit (dotted line: unit A, solid line: unit B).

8, 11, 15의 unit B에서는 unit A에 비해 금속함량이 높다(Fig. 3). Fig. 4는 unit A와 unit B의 전체 시료 갯수를 각각 100개로 했을 때, 망간, 구리, 니켈의 함량에 대한 시료의 돛수 분포도다. 망간은 unit A에서는 0.5%, unit B에서는 1.1%의 함량을 각 unit 퇴적물 중 금속의 평균함량이라고 했을 때, unit A에 비해 unit B의 망간 함량은 0.5 : 1.1%로 약 두배 높고, 구리는 400 : 600 ppm으로 약 200 ppm 높으며,

Table 2. Radiolarian composition at Core 11 in KO-DOS-89 area

Depth of sediment	Quat. fauna	Older fauna
0- 2 cm	80%	20%
6- 8 cm	75%	25%
18-22 cm	45%	55%
41-45 cm	2%	98%

Quat.: Quaternary

니켈 또한 300 : 500 ppm으로 약 200 ppm 높다(Fig. 4). 특이한 현상은 정점 8, 15에서 unit A, B 경계면의 퇴적물 중 망간, 구리 니켈의 함량이 특히 높다. 특히 니켈은 unit A 퇴적물 중 금속함량에 비해 경계면의 퇴적물 중 금속함량이 약 3배 높는데(Fig. 4), 이중 700 ppm에 나타나는 극대값은 unit A, B의 경계면에 나타나는 값이다. 아연의 함량도 망간, 구리, 니켈의 함량변화와 같이 unit A에 비해 unit B에서의 값이 높다(Fig. 3). 철과 코발트는 망간, 구리, 니켈, 아연과는 달리 깊이에 따른 변화가 적고,

일정한 수준의 변화도 보이지 않는다(Fig. 3).

현미경을 이용한 정점 11에서의 방산층 관찰 결과 3기와 4기의 방산층 화석이 전 코아 깊이에서 혼재되어 출현하긴 하지만 퇴적물의 깊이가 증가함에 따라 4기종의 출현빈도가 현저히 감소하고, 41-45 cm의 깊이에서는 2%의 낮은 빈도로 출현한다(Table 2). 전체적으로 unit A에 비해 unit B 퇴적물 중에는 4기의 방산층 화석이 적다.

## 토 의

북동 태평양의 규질연니 퇴적상을 보이는 표층 퇴적물 중 상부 밝은 색상의 황색 퇴적물(unit A)은 4기 퇴적물이고, 하부 어두운 색상의 갈색 퇴적물(unit B)은 좀더 연령이 오래된 3기 퇴적물로 알려져 있다(Piper *et al.*, 1987). 본 연구에서 방산층 화석을 조사한 결과도 유사하다(Table 2). 정점 8의 경우 unit A에서는 3기와 4기종이 혼재되어 출현

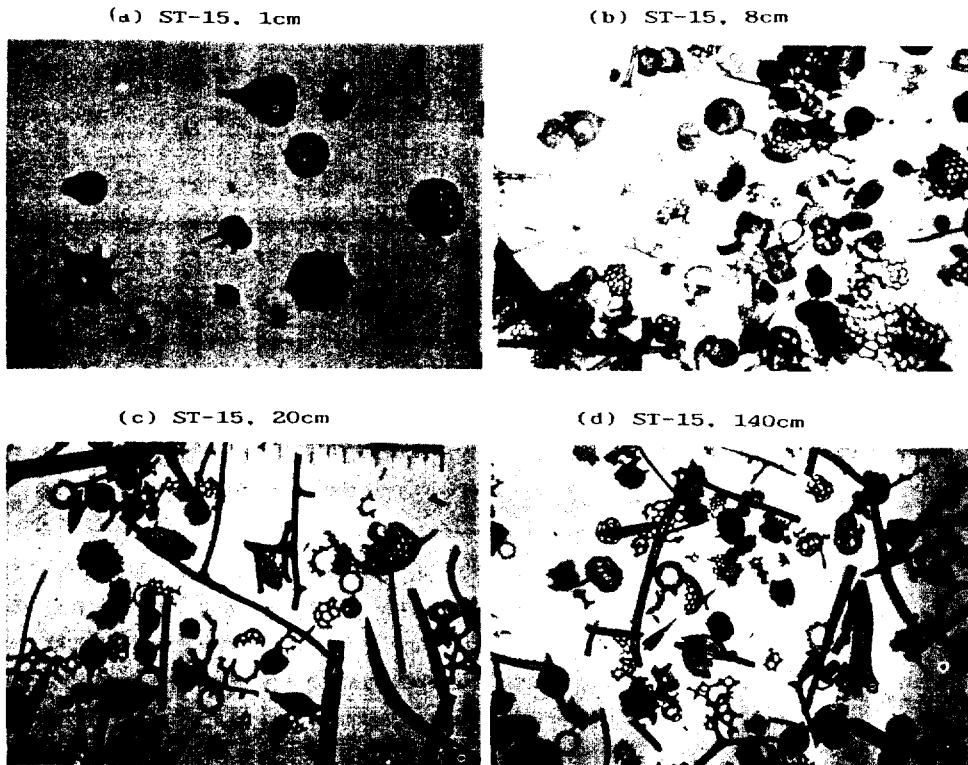


Fig. 5. Photographs of siliceous fossils at each core depth. Siliceous fossils in shallow depth are well preserved compared to that in deeper depth. All the samples are from St.15 in KODOS-89 area.

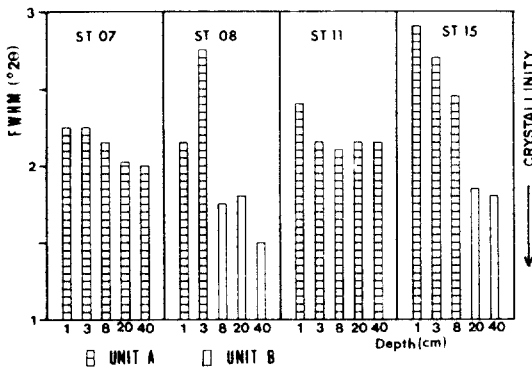


Fig. 6. Vertical distribution of FWHM (full width half maximum) value calculated from smectite peak in X-ray diffractogram. Sediments are sampled in KODOS-89 area.

하지만, unit B에서는 4기종이 전혀 출현하지 않는다 (KORDI, 1990). 따라서 unit A와 unit B를 각각 3기와 4기 퇴적물로 정의하긴 어렵지만 unit A에 비해 unit B가 더 오래된 퇴적물이라 할 수 있다.

smectite는 Fe가 풍부한 allumino-silicate 광물로서, 본 연구 지역의 smectite는 자생적으로 형성되었다(해양연구소, 1990). DOMES 지역의 smectite는 생물체의 용해에 기인한 Si, Al, 그리고 4,000 km 이상 떨어진 East Pacific Rise 기원의 Fe에 의해 형성된 저온성 화학결합물이고, 이들과 함께 출현하는 illite, chlorite, kaolinite는 바람에 의해 대륙으로부터 공급된 육성기원이다(Hein *et al.*, 1979). unit B에는 규질 파편 중 용해에 잘 견디는 spicule이나 spine이 unit A에 비해 많다(Fig. 5). 이는 unit B를 구성하는 방산충, diatom 등의 생체조직 중 비교적 용해에 약한 부위가 시간이 지남에 따라 녹아 없어지고, 반면 용해에 강한 생물체의 뼈대 등과 같은 부위는 남게 된 결과로 생각된다. 이와 같은 현상은 연구지역의 smectite가 생물체 기원의 Si로 형성되었으리라 생각되는 하나의 증거다(Hein *et al.*, 1979). 코아 깊이에 따른 smectite 증가량은 정점 7, 11에서는 미약하지만, 정점 8, 15에서는 색상 변화 깊이를 경계로 하여 함량이 급격히 증가해 unit B에서는 약 80%의 높은 smectite 함량을 보인다(Fig. 3). 또한 퇴적물 깊이에 따라서도 smectite의 함량 및 결정도가 달라진다. 즉 Fig. 6과 같이 diffractogram에서 peak의 결정도를 나타내는 FWHM

(full width half maximum) 값을 구해 보았을 때 unit B에서의 smectite 결정도가 unit A에서의 결정도보다 크다. 북대평양에서 smectite는 일정한 속도로 형성되는데(Hein *et al.*, 1979), 즉 시간이 지남에 따라 공극수 중에 풍부한 Si, Fe, Al, ion이 결합해 Fe rich allumino-silicate가 형성되어 간다. 따라서 연령이 오래되지 않은 unit A에서는 smectite가 형성되기에는 짧은 시간이라서 smectite의 결정도가 낮고 함량 또한 낮으리라 생각된다. 즉 정점 8, 15에서 나타나는 unit A, B간 smectite 함량과 결정도의 차이는 unit A와 unit B 퇴적물의 연령 차이 때문으로 생각된다.

DOMES A 지역의 POC 분포는 본 연구지역의 결과와 같이 깊이에 따라 그 함량이 감소하는데 이는 산화성 속성작용의 결과다(Piper, 1988). 그런데 상·하부 퇴적층의 연령차이가 크다면 각 퇴적층 중 POC 함량차이가 뚜렷할 것이다. Muller와 Mangini(1980)는 퇴적물 중 POC 함량의 수직분포에서 급격한 함량변화를 보이는 깊이가 방사성 동위원소 등의 결과를 볼 때 hiatus와 관계 있다고 한다. 즉 POC 함량이 급격한 변화를 보이는 원인은 상부 퇴적층과 하부 퇴적층의 큰 연령차이 때문이라고 한다. 유기물은 일반적으로 반응성이 큰 부분(labile fraction)과 반응성이 약한 부분(refractory fraction)으로 구성된다(Berner, 1980). 그런데 시간이 지남에 따라 반응성이 큰 유기물 부분은 쉽게 분해·제거되지만, 반응성이 약한 부분은 분해되지 않고 퇴적물 중에 남는다. unit A와 unit B의 퇴적물 중 POC 함량의 차이는 unit A에서는 유기물 함량이 퇴적물 깊이에 따라 즉 시간이 지남에 따라 점진적으로 감소하지만, unit A와 unit B 사이에 큰 시간 간격이 존재하여 그 시간 간격동안 반응성이 큰 대부분의 유기물이 제거되고 반응성이 약한 부분만이 남아 unit B에서는 낮고 일정한 함량을 보인다고 생각된다.

퇴적물의 함수량은 퇴적물, 퇴적물의 입도, 분급도, 퇴적물 입자의 형태, 퇴적물 입자의 극성, 퇴적후의 생물교란 정도, 시간에 따른 compaction 등 여러가지 요인에 의해 변화한다. 일반적으로 steady state에서는 깊이에 따라 함수량이 감소한다(Berner, 1980). 본 연구지역의 퇴적물 중 함수량은 특이하게도 unit A에서 깊이에 따라 감소하지만, unit B에서는

함수량이 오히려 증가된 경향을 보인다. unit A에서 함수량의 감소 현상은 퇴적물 깊이에 따른 compaction의 증가 때문으로 생각된다. 그러나 unit B에서 함수량의 증가 원인은 이들 퇴적물의 연령, 조성물질, 생물교란작용 등 compaction과는 다른 어떠한 요인에 기인했을 것이다. 생물교란작용을 심하게 받은 퇴적물은 그렇지 않은 퇴적물에 비해 함수량이 높다. 그러나 정점 7, 11의 하부층에는 생물교란의 흔적이 많음에도 불구하고 함수량은 점진적으로 감소한다. 또한 정점 8의 unit B 중 생물교란의 흔적은 정점 15의 unit B에서 더 심하지만, 오히려 함수량은 정점 15의 unit B에 비해 높다. 즉 본 연구지역의 퇴적물 중 함수량과 생물교란작용 간에는 특정한 상관관계가 보이지 않는다.

심해 퇴적물과 같이 평균입도가 9 $\phi$  이상에 이르는 세립한 퇴적물에서는 퇴적물 표면의 물리·화학적 특성, 입자의 형태 등이 함수량을 조절하는 중요한 요인이다(Berner, 1980). 세립질 퇴적물 중에는 판상의 점토광물이 많은데, 이들의 표면 중 같은 극성을 가진 입자의 가장자리는 서로 반발하고, 다른 극성을 가진 입자의 가장자리는 서로 잡아당겨 'house of card' 현상이 발생해 공극율이 커진다(Engelhardt and Gaida, 1963). 또한 spicule이나 spine 형태의 입자들이 퇴적물에 포함되어 있으면, 이들이 장작더미와 같은 상태로 쌓이고 이들에 의해 형성되는 성긴 조직에 의해 공극율이 커지리라 생각된다. 그런데 unit B에는 자생광물인 smectite가 많이 형성되고 있고(Fig. 3). 또한 정점 15에서 규질 파편 중 용해에 잘 견디는 spicule이나 spine이 unit A에 비해 많으며(Fig. 5), 이러한 현상은 정점 15 뿐만 아니라 모든 정점에서 관찰되는 공통적인 현상이다. 따라서 unit B의 함수량이 증가한 원인은 unit B에 smectite가 많은 결과 이들 점토광물간의 큰 전기적 반발력과, unit B에 많은 spicule이나 spine에 의해 형성된 성긴 조직(fabric) 때문으로 생각된다.

심해 퇴적물의 금속함량은 그들의 기원, 해수 중의 산소 또는 유기물과의 결합, 퇴적물 내에서의 침전·용해 및 이동 등에 따라 달라진다(Chester and Aston, 1976). 또한 일반적으로 퇴적물 중 금속함량은 입도의 규제를 강하게 받는데, 즉 입도가 조립해짐에 따라 철, 망간, 니켈, 구리 등의 금속함량이

감소한다. 그런데 심해 퇴적물은 연근해 지역의 퇴적물과는 달리 입도가 매우 세립하고, 입도변화가 작다. 정점 7의 입도는 10 $\phi$  내외로서 다른 정점의 퇴적물 입도에 비해 조립한다. 그러나 정점 7의 퇴적물 중 철, 망간, 구리 등의 함량이 다른 정점에 비해 크게 낮지 않다. 오히려 철의 경우는 다른 정점에 비해 약간 높은 경향을 보인다. 즉 연구지역의 퇴적물 중 금속함량은 입도와 상관관계를 보이지 않는다.

금속함량은 unit A, B에 있어서 그 차이가 현저하다. 이와같은 함량차이는 공급물질의 차이, 퇴적후 퇴적층 내에서의 화학적 작용 등 여러가지 요인에 기인할 수 있다. 이 지역 금속함량 차이의 원인은 unit A에 비해 unit B에 공급된 퇴적물 중 함량이 공급 당시부터 높기 때문일 수 있다. 그러나 3기와 4기에 있어서 태평양에 공급된 퇴적물의 조성이 크게 변하지는 않았다(Piper, 1988). 따라서 공급물질의 차이에 의한 금속함량 변화의 가능성은 배제되어야 한다.

Fig. 3에 나타난 바와 같이 unit B에서 금속함량이 증가한 지점에서는 미세망간단괴의 함량이 크다. 퇴적물 중 미세망간단괴의 조성은 망간단괴의 조성 과 큰 차이가 없다(Addy, 1978; Sugisaki *et al.*, 198). 퇴적물에 비해 금속함량이 높은 미세망간단괴가 퇴적물에 포함되어 있을 때 퇴적물 중 금속함량은 증가될 것이다. 특히 퇴적물 중 함량에 비해 미세망간단괴 중 함량이 10배 이상 큰 망간, 니켈, 구리 등은 증가 양상이 뚜렷할 것이다. 철의 경우 퇴적물 중 함량이 일반적으로 5% 정도로 망간단괴 중 철 함량과 큰 차이가 없다. 미세망간단괴의 조성이 연구지역 망간단괴의 평균 조성 과 비슷하다고 하면(망간; 26%, 철; 7%) 망간이 0.6% 증가할 때 철은 약 0.16% 증가한다. (정 등, 1990). 그런데 unit A와 비교한 unit B에서의 망간 증가량은 최대 약 0.6%이다(Fig. 4). 철 함량은 약 5%이므로 철함량 중 0.16% 증가량은 깊이에 따른 철 함량의 변화를 고려할 때(Fig. 3, Fig. 4) 적은 증가량이다. 따라서 미세망간단괴에 의한 철함량 변화는 퇴적물 중의 철함량 분포에는 반영되기 어려울 것이다.

정점 8, 15에서 unit A의 일정한 금속함량과 비교해 unit B에서 증가된 금속 함량을 계산하면 망간, 니켈, 구리, 아연이 각각 평균 0.6%, 200 ppm, 200



ppm, 100 ppm 이다(Fig. 4). 미세망간단괴의 Mn 함량을 30%로 했을 때 Mn : Ni : Cu : Zn 함량비는 30 : 1 : 1 : 0.5%이다.

많은 사람들이 미세 망간단괴의 조성에 관해 연구한 결과 이들 미세망간단괴의 성분은 다양한 변화를 보인다(Addy, 1978 ; Sugisaki *et al.*, 1978). Piper(1987)는 3기 퇴적물 중 생물교란작용의 흔적 주위에 미세망간단괴가 농집되어 있고, 이들의 성분과 상부의 속성기원 망간단괴의 금속함량비가 비슷하다고 보고했다. 미세망간단괴는 철-망간 산화물 형성의 초기단계로서, 일반적으로 망간단괴에 비해 낮은 Cu, Ni 함량을 가진다(Addy, 1978). 이 지역의 망간단괴 중 Mn : Ni : Cu : Zn의 함량비는 대략 30 : 1.8 : 1.2 : 0.3%인 점과 비교할 때(정 등, 1990), 위에서 계산된 함량비와 망간단괴 중 함량비는 대체로 일치한다.

unit A에 비해 unit B에 있어서 Mn 함량이 약 0.6% 증가된 퇴적물은 전체 퇴적물 중 62  $\mu\text{m}$  이상의 조립질 부분이 무게비로 9%이다. 62  $\mu\text{m}$  이상의 조립질 부분중 미세망간단괴의 면적 함량비는 건조된 시료를 영상분석기의 투시기를 이용 표면에 드러난 검은색의 미세망간단괴와 흰색 규질과편의 표면적 비로 구했고, 그 결과 약 2%로 나타났다. 따라서 62  $\mu\text{m}$  이상의 조립질 부분중 미세망간단괴의 체적 함량비는  $10^3 : 2^{32}$  즉 약 0.3%이다. 그런데 본 연구지역에서 62  $\mu\text{m}$  이상의 조립 퇴적물 비중은 측정 결과 약 0.13이고, 미세망간단괴 비중은 측정 결과 약 3.3 이므로, 62  $\mu\text{m}$  이상의 조립질 부분중 미세망간단괴의 무게 함량비는  $0.003 \times 3.3 / 0.13$  즉 8%이다. Mn 함량을 30% 정도라고 하면, 9%의 조립질 퇴적물(62  $\mu\text{m}$  이상)이 포함된 퇴적물에서 8% 미세망간단괴 포함에 따른 Mn 함량의 증가량은  $0.09 \times 0.08 \times 30$  즉 약 0.22% 정도이다. 그런데 실제 관찰한 증가량은 0.6%이다. 이와같은 방법으로 계산하면 니켈, 구리, 아연은 각각 72 ppm, 71 ppm, 36 ppm(관측치는 각각 200 ppm, 200 ppm, 100 ppm)이다. 전체적으로 미세망간단괴 포함에 따른 금속 증가량은 실제 관찰된 값에 비해 1/3 정도이다.

이러한 결과는 미세망간단괴 함량이 61  $\mu\text{m}$  이상의 퇴적물에 대해서만 계산되었고, 그 이하의 세립 퇴적물 중에도 존재하리라 생각되는 망간산화물에 대해서는 고려되지 않았기 때문에 위와같은 계산차

이가 나타나고(Hein *et al.*, 1979 ; Graybeal and Heath, 1984), unit B 퇴적물에 많이 나타나는 smectite 또한 위의 계산차이에 대한 하나의 요인으로 생각된다. 이러한 정량적 함량비 계산은 미세망간단괴의 성분분석과 reducible fraction의 추출에 의해 좀 더 명백해지리라 생각된다. 전반적으로 unit B에서 관찰되는 금속의 증가량은 미세망간단괴의 함량과 관계가 크다고 생각된다.

Piper(1988)는 DOMES A 지역에서 상부의 4기 층과 그 하부층에 나타나는 망간, 구리, 니켈 등의 reducible fraction의 차이에 관한 조사결과 상부 퇴적층에 좀 더 많은 reducible fraction이 있다고 보고했다. 그러나 Piper의 자료를 자세히 보면 대부분의 코아에서 하부의 3기 퇴적물 중 위 금속들의 reducible fraction 함량이 현저히 높은 사실이 관찰되는데, 이러한 사실에 대해 뚜렷한 설명이 없다. Tsunogai 등(1979)은 규질연년의 심해 퇴적물 중 금속함량이 표층 1-2m 이내에서 높고 그 이하에서는 낮은데, 이와같은 원인은 산소가 풍부한 표층의 퇴적물 내에서 속성작용의 결과 금속이 산화·침전되어 형성되었고, 또한 코아 퇴적물 중간에서 간간이 나타나는 높은 함량도 속성기원에 기인했다고 한다. 또한 Burdige와 Gieskes(1983)는 심해 퇴적물의 약 30 cm 깊이에 나타나는 퇴적물 중 높은 망간함량은 30 cm보다 더 깊은 곳의 퇴적물중 망간이 용해되어 확산·상승해 이 깊이에 침적되었기 때문이라고 그들의 steady-state를 가정한 3-Layer 모델을 이용·주장했다. 아마도 본 연구의 자료를 통해 볼 때 Piper의 자료에 나타나는 표층의 높은 금속함량 및 코아 깊은 곳에서 간간이 나타나는 높은 금속함량, 그리고 Burdige와 Gieskes의 모델에 나타나는 망간의 극대값은 미세망간단괴와 같은 금속산화물에 기인했으리라 추측된다.

미세망간단괴 함량이 높은 unit B에서는 함수량이 높고, 따라서 공극율이 크며 유기탄소의 감소양상이 관찰되지 않는다. 그런데 퇴적물 중 빈 공간은 미세망간단괴 형성을 촉진하고(Marchig and Gundlach, 1981 ; Stoffers *et al.*, 1984 ; Mukhopadhyay *et al.*, 1988), 유기물의 활발한 분해작용은 강한 환원력을 초래하여 망간단괴의 형성을 어렵게 한다. unit A에 비해 unit B에는 연대가 오래되었고, 대부분의 생물체 껍질이 용해되어 높은 공극율을 보

이거나, 유기탄소의 감소가 일어나지 않는 것으로 보아 분해가 거의 되지않는 반응성이 약한 유기물(refractory organic matter)이 주로 존재함을 알 수 있으며, 그 결과 속성작용이 약한 것으로 생각된다. 또한 연구지역 공극수 중 nitrate 농도가 깊이에 따라 감소하지 않는 현상을 볼 때, 미세망간단괴가 용해될 정도로 환원력이 강한 것으로는 보이지 않는다(해양연구소, 1990). 이러한 사실로 미루어 unit B에서 미세망간단괴가 형성·보존될 수 있는 여건은 unit A에 비해 좋다. 즉 unit A에 비해 unit B에 미세망간단괴의 함량이 높은 원인은 두 unit간 연대차이에 의한 unit B 중 높은 공극율, 낮은 유기물 함량 등과 관계된 것으로 생각된다.

## 결 론

KODOS-89 지역에서 채취된 퇴적물중 밝은 황색의 표층 퇴적물(unit A)과 그 하부의 어두운 갈색 퇴적물(unit B)은 함수량, POC, smectite, 금속 및 미세망간단괴의 함량에 있어서 뚜렷한 차이를 보인다. unit A에 비해 unit B 퇴적물중 smectite 함량, 함수량, 미세망간단괴 및 금속함량은 높고, 반면 POC 함량이 낮다.

이러한 smectite와 POC의 함량차이는 unit B에서는 unit A에 비해 상대적으로 자생 smectite의 형성시간이 길고, 유기물 분해가 장기간 이루어져 발생한 것으로 사료된다. 또한 unit B에서 함수량이 높은 원인은 unit B중 높은 smectite 함량에 따른 점토광물간 전기적 반발력과 더불어 난용성 spicule 또는 spine의 많은 잔존에 의한 성긴 조직으로 공극율이 커졌기 때문으로 생각된다.

unit B는 퇴적물중 금속함량이 높고 미세망간단괴의 함량 또한 높은데, 미세망간단괴가 퇴적물에 포함 되었을 때 예상되는 퇴적물중 금속총량의 증가량에 대한 계산결과를 볼 때 퇴적물중 금속 총량의 수직적 변화는 미세망간단괴의 함량변화에 의한 영향이 큰 것으로 보인다.

따라서 KOCOS-89지역 퇴적물중 연령이 다른 unit A와 unit B에 있어서 smectite 함량, 함수량, POC 및 금속함량등과 같은 지구화학적 특성 차이는 위의 결과들을 종합적으로 볼 때 속성작용의 지속 시간 차이에 기인한 것으로 사료된다.

## 감사의 글

본 연구는 1989년도 과학기술처의 연구비 지원에 의해 수행되었습니다. 본 연구를 위하여 아낌없는 협력을 베풀어 주신 R/V Farnella 호의 승무원 및 한국해양연구소 지질부 직원께 깊은 감사의 말씀을 드립니다. 또한 본 논문에 대하여 세심한 교정과 아낌없는 비판을 하여주신 김기현, 한병우 교수님과 다른 두 분의 심사위원께도 감사를 드립니다.

## 참고문헌

- 정희수, 정갑식, 이강용, 강정극, 정분영, 1990. KODOS-89 지역 망간단괴의 성인과 분포. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **25**: 189-204.
- 해양연구소, 1990. 실험적 광물자원 개발전략 연구(II). BSPG 00094-2/96-5.
- Addy, S.K., 1978. Distribution of Fe, Mn, Cu, Ni and Co in coexisting manganese nodules and micronodules. *Mar. Geol.*, **28**: M9-M17.
- Berner, R.A., 1980. Early diagenesis-A theoretical approach. Princeton University Press, 241pp.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**: 803-832.
- Brunton, G., 1955. Vapor pressure glycolation of oriented clay mineral. *Am. Mineralogist*, **40**: 124-126.
- Burdige, D.J. and J.M. Geiskes, 1983. A pore water/solid phase diagenetic model for manganese in marine sediments. *Am. J. Sci.*, **283**: 29-47.
- Chester, R. and S.R. Aston, 1976. The geochemistry of deep-sea sediment. In: *Chemical Oceanography*. Eds. by J.P. Riley and R. Chester. Academic Press, London, **6**: 281-390.
- Engelhardt, W.V. and K.H. Gaida, 1963. Concentration changes of pore solutions during the compaction of clay sediments. *J. Sed. Petrology*, **33**: 919-930.
- Fork, R.L. and W.C. Ward, 1957. Brazos river: a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sed. Petrology*, **27**: 3-27.
- Jackson, M.L., 1967. Soil chemical analysis. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, 485pp.
- Graybeal, A.L. and G.R. Heath, 1984. Remobilization of transition metals in surficial pelagic sediments from the eastern Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 965-975.
- Hein, J.R., H.W. Yeh and E. Alexander, 1979. Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodule belt of the north equatorial pacific. *Clay and Clay Mineral*, **27**: 185-194.
- Horn, D.R., B.M. Horn and M.N. Delach, 1973. Copper and nickel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to properties of the substrate. In: *The origin and distribution of manganese nodule*

- in the Pacific and prospects for the exploration*. Ed. by M. Morgenstein. Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, 71-76.
- Kitono, Y. and R. Fujiyoshi, 1980. Selective chemical leaching of cadmium, copper, manganese and iron in marine sediments. *Geochem. J.*, **14**: 113-122.
- Lyle, M., 1983. The brown-green color transition in marine sediments: a marker for the Fe(III)-Fe(II) redox boundary. *Limnol. Oceanogr.*, **28**: 1026-1033.
- Marchig, V. and H. Gundlach, 1981. Separation of iron from manganese and growth of manganese nodules as a consequence of diagenetic aging of radiolarians. *Mar. Geol.*, **40**: M35-M43.
- Mukhopadhyay, S., S. Dasgupta and S. Roy, 1988. Distribution and characteristics of micronodules in pelagic sediments from central Indian basin, Indian ocean, and their implications. *Mar. Mining*, **7**: 351-360.
- Muller, P.J. and A. Mangini, 1980. Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese nodule belt dated by Th (234) and Pa (231). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **51**: 94-114.
- Piper, D.Z., 1988. The metal oxide fraction of pelagic sediment in the equatorial north Pacific ocean: A source of metals in ferromanganese nodules. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **52**: 2127-2145.
- Piper, D.Z., P.D. Rude and S. Monteith, 1987. The chemistry and mineralogy of haloed burrows in pelagic sediment at DOMES site A: The equatorial north Pacific. *Mar. Geol.*, **74**: 41-55.
- Romankevich, E.A., 1984. Geochemistry of organic matter in the ocean. Springer-Verlag, 334pp.
- Stoffers, P., G.P. Glasby, T. Thijssen, P.C. Shrivastava and M. Melgucn, 1981. The geochemistry of coexisting manganese nodules, micronodules, sediments and pore waters from five areas in the equatorial and S.W. Pacific. *Chem. Erde.* **40**: 272-297.
- Sugisaki, R.M., K. Ohashi, K. Sugitani and K. Suzuki, 1987. Compositional variations in manganese micronodules: A possible indicator of sedimentary environments. *J. Geol.*, **95**: 433-454.
- Tsunogai, S., I. Yonemaru and M. Kusakabe, 1979. Post depositional migration of Cu, Zn, Ni, Co, Pb, and Ba in deep sea sediments. *Geochem. J.*, **13**: 239-252.
- Wilson, T.R.S., J. Thomson, S. Colley, D.J. Hydes and N.C. Higgs, 1985. Early organic diagenesis: The significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **49**: 811-822.

---

Received May 29, 1991

Accepted August 13, 1991