

황해 덕적도 주변 해양 공극수의 환경특성

한명우 · 박용철*

부산대학교 해양과학과, * 인하대학교 해양학과
(1992년 6월 15일 접수)

Submarine Environmental Characteristics of Porewater around Deok-Jeok Island, Yellow Sea

Myung Woo Han and Yong Chul Park*

Department of Marine Science, Pusan National University, Pusan,
**Department of Oceanography, Inha University, Incheon, Korea*
(Manuscript received 15 June 1992)

Abstract

Distribution patterns of the chemical species, contained or dissolved in the sediments and porewater, were studied from the submarine environments around Deok-Jeok Island, Yellow Sea. The sediments in the study area are predominantly composed of medium to coarse sands, and consequently of very low organic carbon (0.003% - 0.26% dry weight sediments). As opposed to the strong enrichment of porewater with nutrients and heavy metals in the ordinarily muddy, organic-rich sediments, the porewater enrichment is not intense in this sandy, organic-poor sediments; porewater phosphate is enriched to the maximum of only seven (average two) times over that in the bottom water. Concentrations of the heavy metals dissolved in porewater show a bit greater enrichment than the nutrient: Zn shows the lowest enrichment (7 times that of the bottom water) and Mn the highest (450 times that of the bottom water). However, these enrichments of the chemical species in porewater are the natural consequences of decomposition of the organic matter in sediments, and still fall short in the magnitude of those in the muddy, organic-rich sediments.

Mining of the sands in the study area may pose a threat to the seawater quality as it causes a large scale porewater discharge to the bottom water. The additional supply of the nutrients by this discharge may develop an eutrophic state and, in consequence, an excessive nitrification of the water column. Since the residence times of the nutrients are much longer than those of the heavy metals, a long-term monitoring of the concentration changes in the porewater nutrients is very important to assess the potential deterioration of the seawater associated with the sand mining in the study area.

KEY WORDS: porewater, nutrients, heavy metals, sand mining, seawater quality

1. 서 론

한국 연안해역의 수질이 날로 악화되고 있는 것은

주지의 사실이다. 해양 수질오염의 원천으로는 육상
으로부터 유입되는 각종 생활하수와 산업폐수, 조밀
하고 노후한 양식시설 및 밀식에 기인하는 어장자체의

자가오염, 선박들에 의한 유류 유출등 다양하다. 이 중에서도 육상에서 해양으로 유입되는 생활하수나 산업폐수와 같은 점원(point source) 오염원의 경우에는 양적인 면에서나 지속성의 측면에서 다른 형태의 오염원에 비해 해양 수질오염에 미치는 영향이 지대하다. 따라서, 이와같은 점원 오염원을 제어하는 문제가 해양 수질을 보호하는데 중요한 관심사로 부각되어 왔고, 여전히 중대한 사안으로 인식되고 있다(Clark, 1986).

그러나 수심이 깊지 않은 연안해역 특히 황해와 같은 연안해역의 모습은 두께는 얇고 면적은 넓은 백지장과 같은 형태이기 때문에, 이와같은 해역에서는 퇴적층으로부터 저층수로 방출되는 저질에 의한 해수오염의 문제가 매우 중요하다고 사료된다. 특히, 수심이 낮고 조류가 강한 지역에서 과도한 양식활동까지 지속되어 온 해역에서는 저질에 의한 해양 수질오염을 심도있게 고려하여야 할 것이다. 그러나 불행히도 저질에 의한 해양 수질오염의 가능성은 이제까지 중요하게 고려되지 않았다.

최근에는 저질기원에 의한 해양 수질오염에 해당될 수 있는 또다른 활동이 대두되었다. 바다모래 채취작업이 바로 그것이다. 바다모래 채취는 작업지역이 연안이 아닌 외해역이라는 점에서 수질에 미치는 영향이 완화될 수 있을지 모르나 채취작업에 의해 직접 퇴적물을 교란시킨다는 점에서 공극수 방출에 의한 수질오염 가능성은 충분히 점검되어야 할 사안이다. 더군다나 공극수에는 해수에 비해 수 백내지 수 천배에 달하는 고농도의 중금속 및 영양염류들이 농축되어 있기 때문에(Price, 1976; Sayles, 1979; Martens and Klump, 1984), 공극수 방출에 의한 수질오염 가능성을 타진하는 것은 더욱 중요하며, 이를 위해서는 퇴적물내 공극수에 용존되어 있는 화학종들에 대한 농도과악이 반드시 선행되어야 한다.

조사해역의 지역적인 개관을 보면, 한반도와 중국 대륙에 의해 반폐쇄적으로 둘러싸인 황해는 이들 육상으로부터 풍부한 퇴적물을 공급받고 있으며(Milliman and Meade, 1983; Schubel et al., 1984), 강한 조류의 발달은 퇴적물의 분급이동을 야기시켜 연안에는 점토가 우세한 조간대를 형성시키고 외해에서는 사주(sand bank)를 발달시키고 있다(김 등, 1979; 최, 1991). 덕적도 주변해역은 바로 이런 사주가 잘 발달한 지역으로 수도권 도시건설에 필요한 바다모래가 채취

되고 있다. 경기만의 바깥해역에 해당되는 본 연구해역에 대한 해양환경 조사중에서(Kim et al., 1979; Chang et al., 1981; Lee et al., 1992) 특히 퇴적물내 공극수에 대한 환경조사는 수행되지 않았다. 기존의 해양환경 조사자료는 현실적인 필요성에 의해 육상에서 가까운 연안해역에서 얻어진 것이 대부분이었기 때문이다.

본 논문에서는 바다모래가 채취되고 있는 황해 덕적도 주변해역에서 퇴적물 및 공극수에 용존되어 있는 화학종들에 대한 농도분포 특성을 조사하였고, 모래 채취작업으로 방출될 공극수에 의한 해수 수질오염의 가능성을 이론적인 관점에서 검토하였다.

2. 재료 및 방법

경기도와 북부 충청남도 해안으로 경계를 이루는 경기만은 서해 중부권의 가장 큰 만을 형성하고 있다. 따라서, 인구와 산업이 밀집된 중부 수도권으로부터 발생하는 각종 생활하수와 산업오폐수들이 직접 경기만에 유입되어 만의 해양 수질에 큰 영향을 미치고 있다. 덕적도 주변해역은 경기만의 외역에 해당되므로 경인공단, 반월공단 및 아산공단 등의 산업폐수와 수도권 생활하수의 영향을 경기만 안쪽 연안해역 만큼 직접적으로 받지는 않는다고 볼 수 있다. 그러나 경기만은 세계적으로 조석변화가 가장 큰 수역중의 하나이고(승과 조, 1989; 김, 1990), 다수의 섬들이 산재하며, 대규모의 조간대가 발달한 복잡한 지형적 특성을 갖고 있는 해역이기 때문에 단순한 육지와와의 상거정도에 기준하여 수질의 양호도를 언급할 수는 없을 것이다.

본 논문의 자료는 덕적도를 중심으로 동쪽과 서쪽 해역의 총 20개 정점에서 1992년 1월 25일과 26일 양일간에 걸쳐 채취한 퇴적물과 표층공극수 시료로부터 얻어졌다(Fig. 1). 정점간 간격은 평균 약 4km 이고 정점의 수심은 3m - 30m 이었다. 퇴적물의 입도분석은 1phi 간격으로 수행되었으며 입도분석 범위는 -2phi (4mm) 에서 5phi (0.031mm) 이었다. 입도분석을 위한 퇴적물 시료는 4phi 표준체로 습식체질하여 사질부분을 니질부분과 분리하였다. 사질 부분은 건조된 상태에서 1phi 간격으로 쌓여진 체들을 통해 입도별로 분리, 정량되었다. 모래가 주요 구성원인 조사지역의 입도분포 특성을 고려하여 점토부분을 세분하는 피펫트

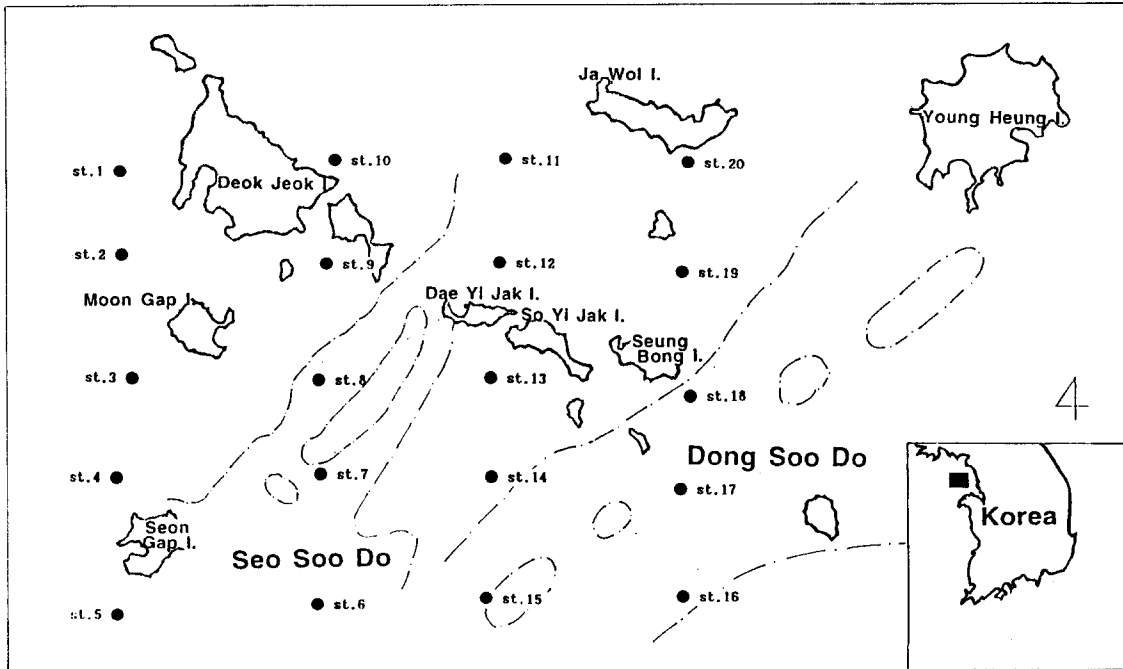


Fig. 1. Study area around Deok-Jeok Island, Yellow Sea. Note two channels, Seo-Soo-Do and Dong-Soo-Do, running northeastward across the area.

입도분석은 생략하였고 니질부분은 습식체질로 입도 분석하였다.

화학적 산소요구량(COD)은 과망간산 칼륨 산화법에 의거하여 공극수시료 25 - 50ml를 100ml로 희석하여 NaOH용액과 $KMnO_4$ 용액을 1시간동안 진탕혼합한 후에 KI 용액과 황산용액을 첨가하여 시료액 중에 있는 피산화성 물질을 산화시키고 남아있는 과잉의 과망간산 칼륨을 티오황산나트륨으로 역적정하여 화학적 산소요구량을 측정하였다.

인산염의 농도는 공극수시료 5ml를 취한 다음 ammonium molybdate, sulphuric acid, ascorbic acid, potassium antimonyl tartrate의 혼합용액을 공극수 시료에 넣어 발색시킨 후 파장 885 nm에서 분광광도계로 측정하였다 (Parsons et al., 1985).

중금속류 (Cr, As, Cd, Pb, Cu, Hg)의 농도측정은 공극수시료 50ml를 membrane filter (pore size 0.45 μ m)로 여과한 후 APDC (Ammonium pyrrolidine dithiocarbamate) 와 Acetone Nitrile 용액을 이용 추출하여, 유기용매를 증발시킨 후 잔유물을 2N 질산으로 digestion 시켜 5 ml 시료로 농축시킨 다음 유도결합 플라

즈마 질량 분석기 (VG ICP-Emission Spectrophotometer)로 측정하였다 (이, 1991).

퇴적물내 유기탄소및 총질소함량은 CNS (Carlo Erba NA-1500) 분석기로 Verardo et al. (1990)의 방법을 따라 측정되었다. 역질로 조성된 정점 16, 17, 18에서는 세립질 퇴적물 시료채취가 불가능하여 유기탄소및 총질소 함량 측정이 불가능하였다.

3. 결과 및 고찰

3.1. 퇴적물의 입도분포

조사지역 표층 퇴적물은 대부분 medium sand (1 - 2 phi)가 70% 이상 90%에 까지 이르는 단일 입도상의 퇴적상을 보여 주고 있다 (Fig. 2). 그러나 정점 8과 10에서는 예외적으로 니질 및 점토질 퇴적물이 우세하고, 정점 15에서는 coarse sand, very coarse sand, 자갈등의 조립질 퇴적물이 주요 구성원이며, 세 정점 16, 17, 18에서는 거의 모두 자갈로 구성되어 있다. 네개 정점 15, 16, 17, 18 자갈 퇴적물의 분포는 이 지역을 관통하고 있는 東水道의 영향때문인 것으로 사료되는데 (Fig. 1),

이것은 조류나 해류가 수도에 가하는 물리에너지에 의해 세립질 퇴적물은 방출되고 조립질 퇴적물만 남은 분급현상에 기인한다. 한편 동수도 북쪽 벽을 막 벗어난 정점 14에서는 입도조성이 급변하여 medium sand로 되어 있다 (Fig. 2). 이것은 조류의 역동이 수로 내에서 퇴적물 분산 분포에 특별히 강한 영향력을 발휘하고, 수로를 벗어난 지역에서는 그 영향력이 급감하는 것을 시사해 준다.

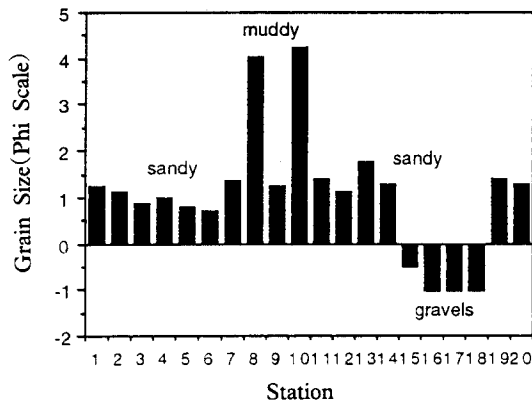


Fig. 2. Mean grain size distribution of the sediments from the stations.

조사정점들 중에서 가장 서쪽편에 위치한 다섯개의 정점 (1, 2, 3, 4, 5)은 모두 medium sand가 주종이나 남쪽 정점으로 (3, 4, 5) 내려오면서 西水道와 면하게 되어 coarse sand의 조성이 점차 증가하는 경향을 보이고 있다 (Fig. 2). 그러나, 동수도에서 발견할 수 있었던 것같이 조립질 모래의 조성은 많지 않다. 이것은 정점 4와 5에서 서수도가 동수도 만큼 잘 발달되어 있지 않고, 서수도가 이 두 정점 지역에 이르면 외해에 개방되는 형태를 보여주기 때문인 것으로 사료된다 (Fig. 1).

3.2. 퇴적물내 유기탄소 및 총질소함량

유기탄소 및 총질소함량의 퇴적물내 분포는 퇴적물의 입도와 반비례관계를 갖는다 (Berner, 1981). 즉, 입도가 조립질일수록 유기탄소 및 질소의 함량은 감소한다. 본 조사의 분석결과도 이와같은 관계를 보여주고 있다 (Table 1, Fig. 3). 니질과 점토질이 50% 이상을 차지하고 있는 정점 8과 10에서 유기탄소와

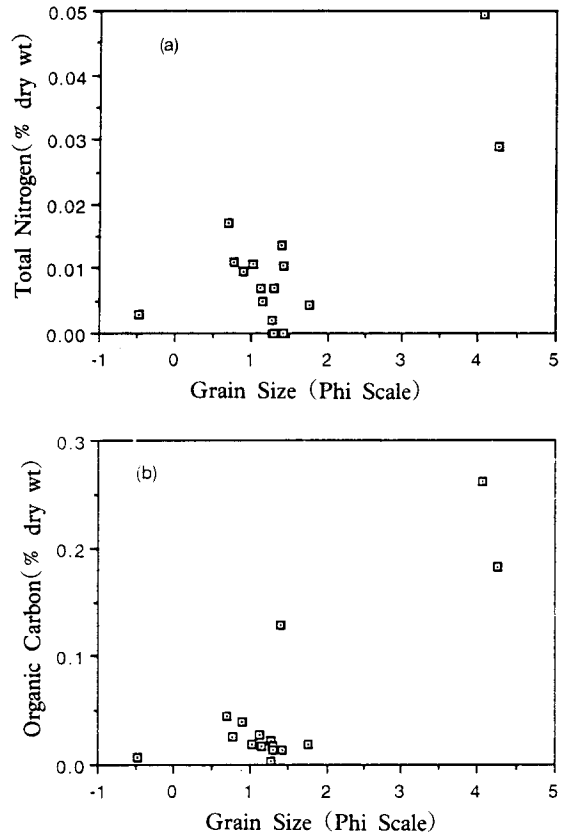


Fig. 3. Correlations between the mean grain size and the total nitrogen content (Fig. 3a) and the organic carbon content (Fig. 3b) in the sediments from the stations.

질소의 함량은 최대치를 (탄소 0.26%, 질소 0.05%) 보여주고, 사질퇴적물이 우세한 기타 정점들에서의 유기탄소와 질소의 함량은 각각 0.003 - 0.04% 와 0.0 - 0.01% 로 최소치를 보여 주고 있다 (Table 1, Fig. 4).

모래가 주종을 이루는 퇴적환경에서는 부유물질을 집적시키는 속도에 비해 퇴적물을 재동시키는 힘이 더 강하기 때문에 부유물질이 퇴적물에 상대적으로 덜 집적된다 (공 과 김, 1991). 사질퇴적물에 유기물의 함량이 적은 또 다른 이유는 사질퇴적물이 잘 알려진 非粘性 물질이라는 사실에 기인한다. 사질퇴적물의 표면적이 니질퇴적물의 표면적 보다 적기 때문에 약한 전기적 인력으로 粘性이 니질퇴적물 보다 약하다. 따

Table 1. Sediment and porewater chemistry data

| St. | Org.C (% dry wt) | Total N (% dry wt) | Phosph. (μM) | COD (ppm) | Cr (ppb) | Mn (ppb) | Co (ppb) | Ni (ppb) | Cu (ppb) | Zn (ppb) | Cd (ppb) | Pb (ppb) |
|-----------------|---------------------|-----------------------|------------------------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 1 | 0.0218 | 0.0000 | 5.59 | 2.88 | 22.49 | 7.22 | 1.36 | 30.46 | 128.75 | 121.05 | 10.09 | 67.57 |
| 2 | 0.0271 | 0.0069 | 0.59 | 3.26 | 23.38 | 4.82 | 0.73 | 21.21 | 73.81 | 71.09 | 14.35 | 33.30 |
| 3 | 0.0406 | 0.0095 | 0.96 | 2.84 | 22.71 | 6.64 | 0.82 | 29.25 | 115.69 | 90.24 | 9.35 | 38.31 |
| 4 | 0.0192 | 0.0108 | 0.78 | 2.47 | 22.40 | 4.76 | 0.98 | 19.01 | 66.46 | 95.93 | 9.10 | 41.38 |
| 5 | 0.0255 | 0.0110 | 0.78 | 3.20 | 38.58 | 12.70 | 1.70 | 26.14 | 107.00 | 101.15 | 9.27 | 42.98 |
| 6 | 0.0456 | 0.0171 | 3.56 | 1.80 | 19.16 | 6.15 | 0.52 | 11.96 | 46.66 | 82.34 | 6.09 | 19.40 |
| 7 | 0.1289 | 0.0136 | 0.78 | 2.07 | 29.06 | 11.97 | 2.42 | 21.95 | 77.21 | 107.90 | 3.78 | 31.75 |
| 8 | 0.2618 | 0.0493 | 4.48 | | 31.94 | 13.81 | 3.62 | 19.76 | 100.81 | 67.24 | 3.07 | 41.54 |
| 9 | 0.0029 | 0.0019 | 1.70 | 3.00 | 27.08 | 5.83 | 0.81 | 27.99 | 69.29 | 114.64 | 15.48 | 31.78 |
| 10 | 0.1819 | 0.0290 | 1.15 | 4.86 | 48.58 | 5.69 | 1.73 | 19.53 | 60.98 | 90.88 | 4.76 | 46.92 |
| 11 | 0.0140 | 0.0000 | 0.78 | 2.76 | 26.32 | 8.43 | 2.09 | 18.02 | 70.94 | 87.37 | 4.24 | 28.06 |
| 12 | 0.0165 | 0.0050 | 0.41 | 1.92 | 23.83 | 4.11 | 0.19 | 15.02 | 55.96 | 81.27 | 8.58 | 24.73 |
| 13 | 0.0183 | 0.0042 | 0.59 | 3.36 | 27.15 | 4.34 | 0.16 | 13.13 | 50.01 | 80.87 | 5.00 | 24.62 |
| 14 | 0.0145 | 0.0068 | 1.15 | 3.64 | 20.91 | 2.86 | 0.16 | 12.26 | 50.13 | 69.91 | 5.31 | 20.51 |
| 15 | 0.0071 | 0.0029 | 0.41 | 3.87 | 38.64 | 5.97 | 0.05 | 12.04 | 72.52 | 128.51 | 4.91 | 27.21 |
| 16 | | | 0.96 | 2.00 | | | | | | | | |
| 17 | | | 0.22 | 1.76 | | | | | | | | |
| 18 | | | 1.33 | 2.64 | | | | | | | | |
| 19 | 0.0135 | 0.0103 | 0.59 | 2.04 | 25.11 | 4.71 | 0.20 | 28.29 | 108.09 | 66.03 | 8.71 | 39.14 |
| 20 | 0.0167 | 0.0000 | | 3.41 | 28.19 | 3.58 | 0.15 | 11.56 | 44.94 | 65.32 | 5.10 | 23.87 |
| mean | 0.0503 | 0.0104 | 1.41 | 2.69 | 27.97 | 6.68 | 1.04 | 19.84 | 76.43 | 89.51 | 7.48 | 34.30 |
| bottom water | | | 0.80 | 1.73 | 0.18 | 0.015 | 0.008 | 0.50 | 0.92 | 14.35 | 0.09 | 0.80 |

라서 유기물이 사질퇴적물 표면에 적게 흡착된다 (Hunter, 1980 ; Kitano et al., 1980). 본 퇴적물 시료의 입도분포와 유기물 함량 분석결과는 이와같은 현상을 잘 반영하고있다 (Fig. 3과 Fig. 4).

분석된 질소함량의 경우는 유기질소의 함량이 아니고 무기질소의 함량과 유기질소의 함량을 포함한 총질소함량 자료이다. 퇴적물에 존재하는 무기질소의 형태로는 퇴적물내 점토광물 층리구조 사이에 결합된 질소화합물등을 고려할 수 있다 (Reimers and Suess, 1983). 그러나 총질소함량의 자료와 입도분석자료를 상관시킨 그림의 양상이 (Fig. 3a) 유기탄소의 양상과 (Fig. 3b) 매우 유사한 것으로 볼 때, 총질소함량중에서 무기질소가 차지하는 함량은 매우 적은 것으로 사료된다. 왜냐하면, 전반적으로 입도크기가 감소하면서

(즉, phi scale의 증가) 유기탄소의 함량이 증가한 양상과 매우 유사하게 (Fig. 3b), 입도크기가 감소하면서 총질소함량도 증가하는 양상을 보여주고 있다는 것은 (Fig. 3a) 총질소함량의 대부분이 유기질소일 때 가능하기 때문이다. 유기탄소함량과 총질소함량 상호간에 극명하게 나타난 정비례 관계는 총질소함량의 대부분이 유기질소임을 뒷받침한다 (Fig. 5). 실제로 모래가 주성분인 퇴적물에서 점토광물이 높은 농도로 분포할 수는 없고, 따라서 점토광물의 층리구조에 무기질소가 자리잡을 가능성도 적어진다.

3.3. 공극수내 인산염 농도

공극수내 영양염류의 농도는 퇴적물내 유기탄소와 질소함량에 의해 결정된다 (Froelich et al., 1979; Ber-

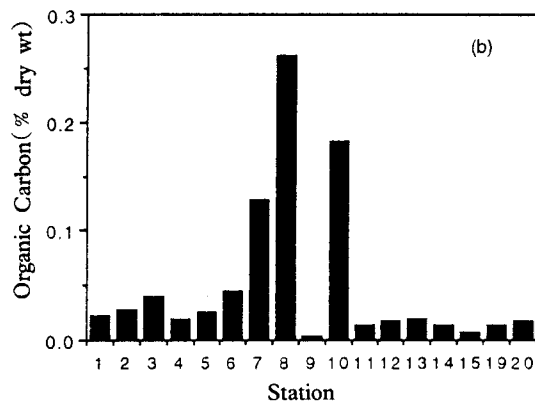
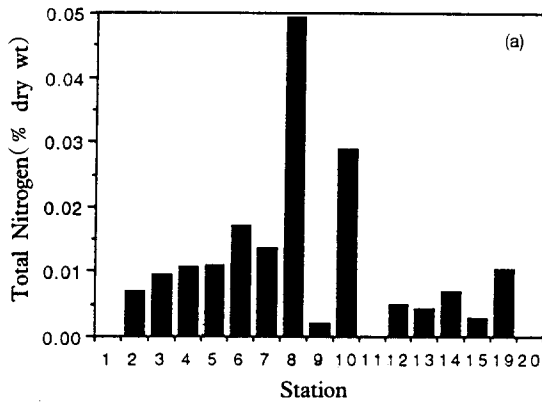


Fig. 4. The total nitrogen content (Fig. 4a) and the organic carbon content (Fig. 4b) in the sediments from the stations.

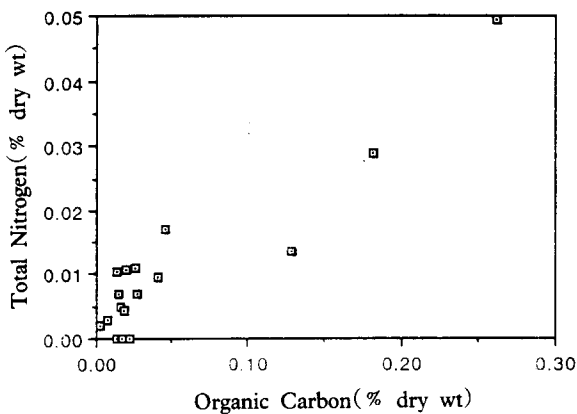


Fig. 5. Correlation between the contents of the total nitrogen and organic carbon in the sediments from the stations.

ner, 1977; Westrich and Berner, 1984). 퇴적물에 집적되는 유기물질은 집적후 분해되어 유기물질에 고체상으로 존재하던 각종 화학물질들을 (영양염, 중금속 등등) 액체상으로 퇴적물 내의 공극수로 내보낸다. 따라서 사질퇴적물과 같이 유기물함량이 적은 경우 유기물함량이 높은 지역에 비해 공극수내 용존 화학물질의 농도가 전반적으로 낮다 (Sholkovitz, 1973).

인산염은 정점 2, 7, 9를 제외한 모든 정점에서 $2\mu\text{M}$ 이하의 농도분포를 보이고 있다 (Fig. 6). 이와같은 농도는 같은 조사지역의 해수중 인산염 평균농도 $0.80\mu\text{M}$ 보다는 높은 값이다. 그러나 표층수에서 해양생산력이 활발하고 니질 및 점토질 퇴적물이 분포하는 보편적인 해양환경에서의 공극수중 인산염농도와 비교할 때 훨씬 낮은 값이다 (Henrichs and Farrington, 1984). 예를 들어 남극해역 중의 한 지역에서 공극수의 농도는 최대 $500\mu\text{M}$ 에 이른다 (Suess et al., 1982). 역시 니질 및 점토질 퇴적물이 분포하지만 표층수의 해양생산력은 앞에 남극해역보다 훨씬 적은 북동태평양의 hemipelagic한 환경의 공극수에서도 인산염의 농도는 최대 $40\mu\text{M}$ 에 이른다 (Han and Suess, 1989).

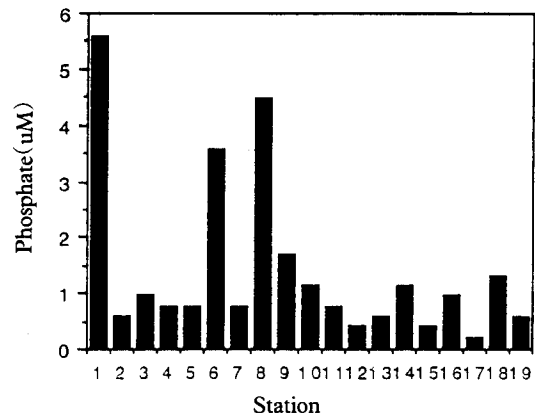


Fig. 6. Distribution of porewater phosphate in the stations.

이와같은 고농도의 인산염은 유기물 분해가 많이 진행된 퇴적층 수미터 이하의 공극수로부터 얻어진 값이다. 따라서 퇴적물 최상 표층부에서 채취된 본 조사의 공극수에 비하면 높은 값을 보이는 것은 당연하다. 그러함에도 불구하고 세 정점 2, 7, 9에 비해 나머지 정점들의 인산염 농도가 낮은 것은 분석상 un-

derestimation된 것을 의미한다고 추정되는데, 그 이유는 아마도 중금속 분석용으로 공극수 시료를 가끔적 많이 확보하면서, 채취기 상부에 퍼 올려진 저층수와 공극수의 혼합수를 인산염 분석시료로 사용했기 때문이다. 이와 같은 인산염 시료상의 문제점으로 인해 인산염의 농도가 세 정점들은 (2, 7, 9) 물론이며, 특히 나머지 정점들에서 상당량 희석되었을 것으로 사료된다. 따라서, 실제 공극수내 인산염의 농도는 세 정점의 (2, 7, 9) 값들에 필적하거나 그 이상일 것으로 사료된다.

그러나, 이와같은 공극수 시료확보의 제한으로 인한 인산염 농도자료의 제한성에도 불구하고 인산염 농도가 전반적으로 퇴적물내 C/N 값과 비례적인 상관관계를 보여 준다고 볼 수 있다 (Fig. 7a). 유기물분해가 일어나면 탄소에 비해 인이나 질소화합물이 상대적으로 빨리 분해된다. 따라서 높은 C/N 값은 유기물의 분해작용이 상대적으로 많이 진전되었음을 의미한다. 그러므로 Fig. 7a 에서 보는 바와 같이 C/N 값의 증가에 따라 인산염 농도도 전반적으로 증가하는 관계가 의미하는 바는 인산염 농도자료가 정점들간에 상대적인 농도비교의 차원에서는 여전히 유효하다는 것을 시사해준다.

한편, C/N 값과 유기탄소함량과의 관계는 전반적으로 정비례하는 경향을 보여 주고 있다 (Fig. 8). 이것은 매우 흥미로운 관계이다. 왜냐하면 유기물의 분해작용으로 질소계 화합물이 선호적으로 분해된 결과 C/N 값이 높아졌다 하더라도 C/N 값이 높아지기 까지 유기물의 분해작용은 어쨌든 지속되었을 것이므로 전체적인 유기탄소의 함량은 감소하여야 할 것이기 때문이다. 그럼에도 불구하고 C/N 값과 유기탄소 함량이 정비례한다는 것은 난분해성 유기탄소가 누적되어 분포하는 것임을 의미한다고 볼 수 있다. 난분해성 유기물이 (refractory organic matter) 다량 분포한다고 전제했을 때 인산염 농도와 유기탄소 함량의 반비례적인 상관관계가 (Fig. 7b) 설명될 수 있다.

3.4. 공극수내 COD 농도

공극수내 화학적 산소요구량은 1.5 - 5 ppm의 범주를 보여 주고 있다 (Fig. 9). 이것은 해수의 수질기준을 적용한다면 3급 이하의 저급수이다. 그러나, 이것은 어디까지나 해수의 수질기준을 적용했을 때에 해당되는 것이다. 공극수에는 해수에 비해 영양염류및 유기

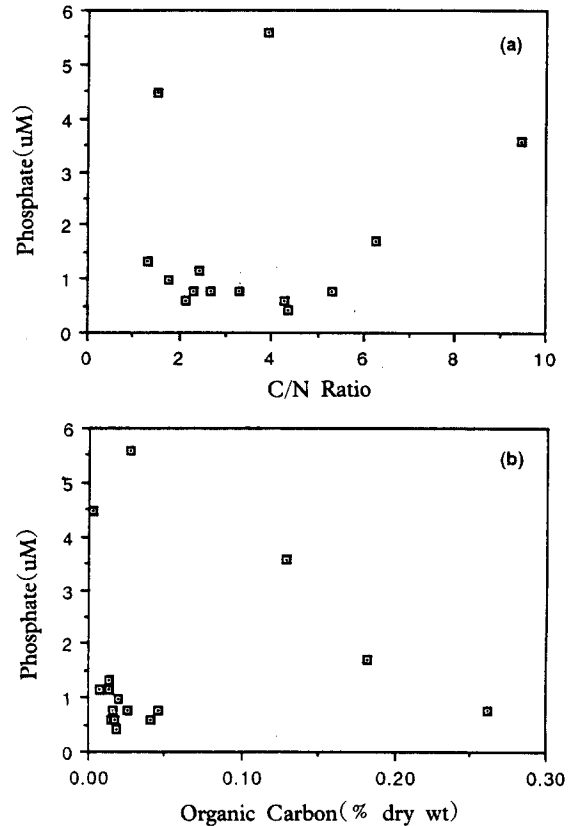


Fig. 7. Correlations between porewater phosphate and the C/N ratio (Fig. 7a) and the organic carbon content (Fig. 7b).

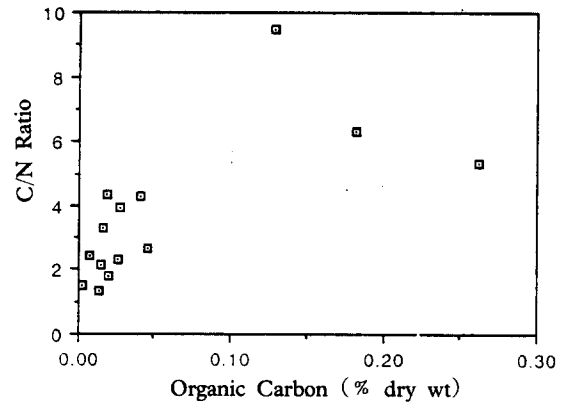


Fig. 8. Correlation between the C/N ratio and the organic carbon content.

물등이 훨씬 많이 용존되어 있으므로 공극수의 COD 값이 높은 것은 당연하다. 불행히도 공극수에 대한

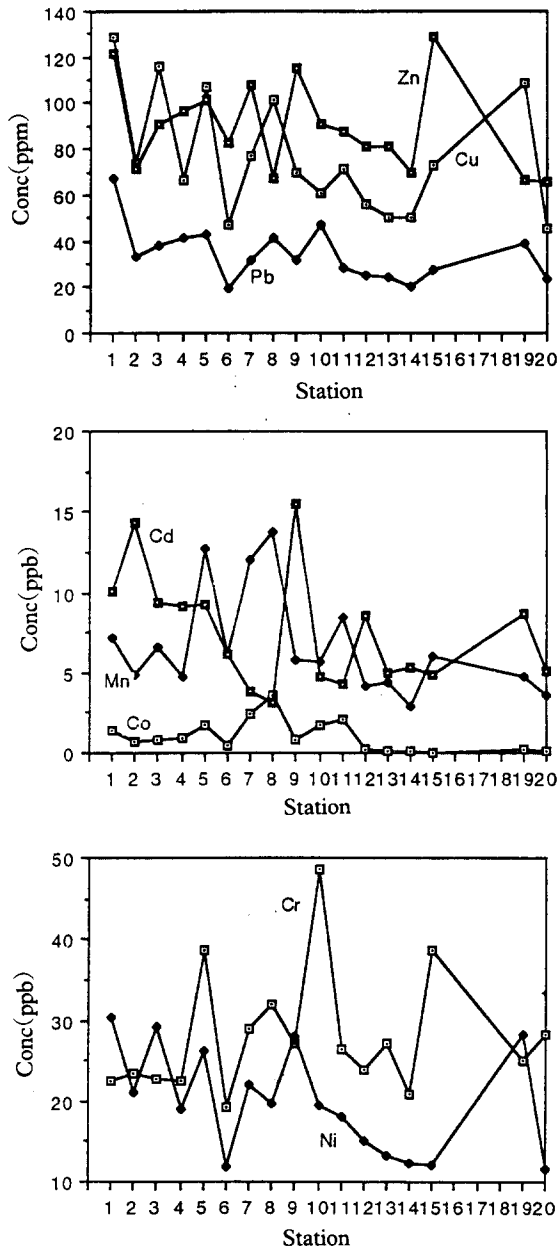


Fig. 11. Distributions of porewater heavy metals in the sediments from the stations.

농도가 가장 심한 감소를 보이고, 광합성이 일어나는 표층수층 (surface layer) 바로 아래에서 최대값을 보인다. 이것은 이 원소들이 생물적인 과정들에 관여하면서 신속하게 해수층에서 재동되는 것을 시사하며, 따라서 퇴적층 공극수에 이들 원소의 농도가 다른 원

소들의 농도에 비해 상대적으로 감소되어 나타난 것으로 사료된다. 결국 공극수내 농도는 금속원소 자체의 용존성, 재동성, 착화합물성 등의 복합적인 행태에 따라 결정될 것이다 (Wilson et al., 1985a; Wilson et al., 1985 b).

어쨌든, 본 조사해역 공극수에 존재하는 각종 중금속의 농도는 동일 지역 해수의 중금속 농도에 비해 최소 7배에서 (Zn의 경우) 최대 450배까지 (Mn의 경우) 높다. 이것은 공극수에 나타나는 화학물질의 농축도를 명백히 보여주는 결과이지만, 반드시 환경오염의 결과 때문이라고 속단할 수는 없다. 특히 주로 산화형태인 MnO_2 로 존재하던 망간이 퇴적물 내에서 Mn^{2+} 로 재동되어 공극수에 다량 용존되는 현상은 잘 알려져 있다 (Dymond et al, 1984 ; Bruland, 1983). 따라서 Mn의 경우 해수보다 공극수에 훨씬 많이 나타나는 것은 매우 자연적인 현상이다.

본 조사해역의 해수중 중금속의 농도는 수질기준치보다 매우 낮은 양호한 상태이다 (Table 1). 따라서 이와같이 낮은 중금속 농도를 갖고 있는 해수에 높은 중금속 농도의 공극수가 모래 채취작업으로 방출될 경우 해수 수질에 미치는 영향을 조사해 보아야할 필요가 생긴다. 물론, 본 조사 지역에서 수 년전부터 모래 채취작업이 수행되어 왔고, 따라서 공극수가 이미 방출되었던 지역이라는 사실을 고려해볼 때, 양호한 해수 수질자료는 공극수 방출로 인한 오염 가능성의 희박함을 시사한다고도 볼 수 있다. 퇴적물 교란으로 방출된 공극수로부터 중금속을 포함한 오염원이 해수중으로 유입되었다 하더라도, 영양염에 비해 쉽게 흡착되는 중금속의 경우 시간이 경과하면 퇴적물로 되돌아 갈 것으로 볼 수 있기 때문이다. 반면, 공극수에서 방출된 영양염은 추가적인 생물생산을 일으키는 영양물질로 작용하면서 궁극적으로 부영양화로 인한 수질악화를 초래할 수 있다. 그러므로 동시 다발적으로 한정된 지역에서 과도하게 채취작업이 수행된다고 할 때, 해수수질이 저급화한 상태로 유지되는 시간과 그 영역은 확대될 수 밖에 없을 것이다. 따라서, 적합한 채취작업 영역의 결정과 채취빈도가 오염도를 결정하는 중요한 인이 된다.

3.6. 바다모래 채취와 수질오염 가능성

공극수에 용존상태로 존재하는 화학물질들은 농도

차이에 의한 확산작용으로 저층수로 방출되기도 하고, 조류와 같은 외력이 해저면에 힘을 가해 나타나는 공극수의 대류작용 (advection) 으로 역시 화학물질들이 저층수로 방출되기도 한다. 공극수 화학물질 방출에 대한 이 두가지 기작은 모두 자연적인 현상이므로 모래채취와 관련된 수질환경 영향평가와는 직접적인 고려 대상에서 일단 제외시킬 수 있을 것이다. 문제는 모래 채취라는 퇴적물 교란작용으로 공극수에 존재하는 화학물질이 방출되면서 저층수와 혼합되는 현상에 의한 해수 수질오염 여부에 대한 평가일 것이다.

이 문제를 좀더 정량적으로 파악해 보면 아래와 같은 시도가 가능할 것이다. 모래 채취작업으로 발생하는 공극수로부터 해수에 유입되는 어느 한 원소에 대해서 다음과 같은 관계정립이 가능하다.

$$C_p V_p + C_a V_a > C_a V_a \quad (1)$$

C_p : 공극수내 어느 한 원소의 농도

C_a : 해수중 어느 한 원소의 농도

V_a : 모래채취지역의 해수 체적

V_p : 모래채취로 인한 공극수 방출량

균일 수심을 가정하고 채취작업지점으로부터 방사형으로 공극수내 한 원소가 해수중으로 확산된다고 가정하면, $V_a = d A$ 로 표현될 수 있는데 여기서 A는 수심이 균일한 해수층의 수직단면적이며 d는 작업지점 (오염발생지점)으로부터 수평거리에 해당된다.

관계식 (1)의 우변의 V_a 를 V_t 로 바꾸고 (V_t 는 모래채취 경계면을 초월하는 임의의 지역까지 이르는 넓은 해역의 체적을 의미하며 $V_t = d V_a$ 의 관계를 갖는다) 정리하면,

$$\frac{C_p V_p + C_a V_a}{C_a V_t} > p \quad (2)$$

여기서 p는 오염허용 지수로 정의될 것이다. 엄격한 수질기준이 적용되면 될 수록 p의 값은 작아질 것이다. d값이 커서 $V_t \gg V_a$ 되는 경우임에도 불구하고 p의 값이 1이상된다면 적어도 해당되는 그 원소에 대해서는 명백한 수질오염이 나타났다고 볼 수 있다. 이상에서 언급한 개념을 도식화하면 Fig. 12와 같은 결과를 얻을 수 있다.

Fig. 12에서 어느 원소 i에 대해 d와 V_p 와의 관계식

(직선 1) 아래 영역을 오염발생 영역으로 볼 수 있으며, p와 C_p (공극수중 원소 i의 농도)가 발생영역의 확대 여부를 결정한다. y축 절편이 $1/p$ 이므로 오염허용지수 p값이 작아지면 (즉, 오염관리가 엄격하면) y축 절편 값이 증가해서 오염발생영역이 확대됨을 알 수 있다. 아울러서 동일한 공극수 방출량에 대해 원소 j보다 높은 농도로 존재하는 원소 i의 경우가 오염발생 영역을 확대시킴을 알 수 있다.

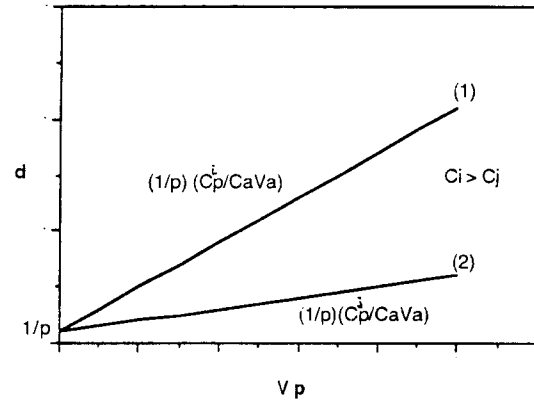


Fig. 12. A potential zone of polluted seawater by sand-mining activities as the functions of the volume of porewater discharged by the activities, the distance from the mining site, elemental concentrations of interest, and the permissible pollution factor p. The y axis, d, is the lateral distance from a pollution source, i.e., a sand-mining location. The x axis, V_p , is the volume of porewater discharged by sand-mining activities. The areas below the lines 1 and 2 represent the zones of polluted seawater with respect to the elements i and j, respectively.

이와같은 시도는 조석주기동안 해수의 완전한 혼합을 가정한 단순 box model을 기본 가정으로 하였다. 이와같은 시도에 의한 결과의 유용성은 모래 채취작업의 영역을 결정할 수 있는 근거개념을 제시해준다는 데 있다. C_p 와 C_a 를 알고 있으므로 오염허용지수 p와 오염 발생권역으로부터 안전확보 거리 d만 결정되면 모래채취로 인한 공극수 방출량 V_p 를 통제할 수 있다. 다시말해 모래채취 작업영역을 통제할 수 있는 것이다.

4. 결 론

본 조사지역 사질 퇴적물내 공극수의 인산염 및 중금속 농도는 점토질 퇴적물의 공극수의 경우보다 낮았다. 그러나 이 사실이 바다모래 채취로 인한 수질오염 가능성을 배제시키지는 못한다. 한정된 지역에서 동시다발적으로 과다하게 채취작업이 수행된다고 할 때 해수수질이 저급화한 상태로 유지되는 시간과 그 영역은 확대될 수 밖에 없을 것이기 때문이다. 따라서 적합한 채취작업 영역의 결정과 채취빈도가 해수 오염도를 결정하는 중요한 요인이 된다.

수질오염 가능성은 개개의 원소에 대해 적용되어야 한다는 당위성에서 볼 때 채동성이 큰 중금속 보다는 해수중 체류시간이 긴 영양염류의 공극수 방출이 수질오염과 관련하여 중요하게 다루어 져야 한다. 해수로 방출된 영양염류의 경우는 추가적인 해양생산성 증가와 이에 따른 수질의 부영양화를 초래할 수 있기 때문이다. 따라서 적어도 공극수내 영양염 농도분포에 관한 한 바다모래가 채취되고 있는 본 조사지역에서 장기적이고 계속적인 관측이 수질오염 관리를 위해 중요하다.

감사의 글

현장조사가 가능하게 해주신 인하대학교의 최중기 교수께 사의를 표한다. 유기탄소 함량과 질소총량을 분석을 위해 Carlo Erba CNS 분석기를 사용토록 해준 해양연구소의 홍기훈박사와 이준재 연구원에게 감사를 드리고, 중금속 분석을 도와준 기초과학센터 서울지소 최만식 연구원에게 감사를 드린다.

참고문헌

공영세, 김승우, 1991, 한국근해 퇴적물의 입도분포 특성, 한국해양학회지 26(1), 38-46.
 김승우, 박영수, 박수철, 조규장, 김철민, 1979, 경기만의 해양 지질학적 연구, 자원연구소 보고서, 41pp.
 김영택, 1990, 한강하구 및 경기만에서의 해양물리학적 특성, 인하대학교 석사 학위 논문, 61pp.
 송영호, 조철호, 1989, 경기만 일대의 조석 전선 조사 연구, 황해연구, 2, 51-61.

이광우, 1991, 해양관측자료의 신뢰도 향상을 위한 측정방법의 표준화와 표준물질의 제작연구, 한국과학재단 보고서 KOSEF 88-0616-03, 58 pp.
 최진혁, 1991, 한국 경기만에서 조류자료에 의한 경계면 전단속도 산출, 한국해양학회지, 26(4), 340-349.
 Balistroero, L.S. and J.W. Murray, 1983, Marine scavenging: trace metal adsorption by interfacial sediment from MANOP Site H, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 921-929.
 Berner, R.A., 1977, Stoichiometric models for nutrient regeneration in anoxic sediments, *Limn. Ocean.*, 22, 781-786.
 Berner, R.A., 1981, *Early Diagenesis*, Princeton Univ. Press, N.J. 241pp.
 Bruland, K.W., 1983, Trace elements in sea-water, *Chem. Ocean.*, 8, 157-220.
 Chang, S.K., C.B. Lee, B.C. Suk, T.M. Chung, H.R. Yoo, S.R. Kim, K.S. Lee, K.H. Paik, K.S. Bahk and J.H. Choi, 1981, Coastal marine environments (marine geology of the Bay of Gyunggi), Korea Ocean Research and Development Institute BSPE 00029-52-5, 226pp.
 Clark, R.B., 1986, *Marine Pollution*, Clarendon Press, Oxford, 214pp.
 Dymond, J., M. Lyle, B. Finney, D.Z. Piper, K. Murphy, R. Conard and N. Pisiias, 1984, Ferromanganese nodules from MANOP Sites H, S, and R - Control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 931-949.
 Froelich, P.N., G.P. Klinkhammer, M.L. Bender, N.A. Leudtke, G.R. Heath, D. Cullen, P.O. Dauphin, D. 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.
 Han, M. and E. Suess, 1989, Subduction-induced pore fluid venting and the formation of authigenic car-

- bonates along the Cascadia continental margin: implications for the global Ca-cycle, *Paleoeco. Paleocli. Paleocol.* 71, 97-118.
- Henrichs, S.M. and J.W. Farrington, 1984, Peru upwelling region sediments near 15 S, remineralization and accumulation of organic matter, *Limn. Ocean.*, 29, 1-19.
- Hunter, K.A., 1980, Microelectrophoretic properties of natural surface-active organic matter in coastal seawater, *Limn. Ocean.*, 25, 807-822.
- Jones, G.B. and M.B. Jordon, 1979, The distribution of organic material and trace metals in sediment from the river Liffey Estuary, Dublin, *Estuarine Coastal Mar. Sci.*, 8, 37-47.
- Kim, S.O., Y.S. Park, S.C. Park, K.J. Cho, C.M. Kim, K.S. Park and W.S. Kim, 1979, Marine geological study of Kyunggi Bay, west coast of Korea, *Korea Res. Ins. Geos. Min. Resources (KIGAM) Bull.*, 7, 41pp.
- Kitano, Y., M. Sakata and E. Matsumoto, 1980, Partition of heavy metals into mineral and organic fractions in a sediment core from Tokyo Bay, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1279-1285.
- Lee, C.B., H.S. Jung and K.S. Jeong, 1992, Distribution of some metallic elements in surface sediments of the southeastern Yellow Sea, *J. Oceanol. Soc. Korea*, 27, 55-65.
- Martens, C. and P. Klump, 1984, Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin 4: an organic carbon budget for sediments dominated by sulfate reduction and methanogenesis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1987-2004.
- Milliman, J.D. and R.H. Meade, 1983, World-wide delivery of river sediment to the oceans, *J. Geol.*, 91, 1-21.
- Parsons, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli, 1985, A manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis, Pergamon Press, 173pp.
- Price, N.B., 1976, Chemical diagenesis in sediments, *Chem. Ocean.*, 6, 1-58.
- Reimers, C. and E. Suess, 1983, The partitioning of organic carbon fluxes and sedimentary organic matter decomposition rates in the ocean, *Mar. Chem.*, 13, 141-168.
- Sayles, F.L., 1979, The composition and diagenesis of interstitial solutions- fluxes across the seawater - sediment interface in the Atlantic Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 527-545.
- Schubel, J.R., H. Shen and M. Park, 1984, A comparison of some characteristic sedimentation processes of estuaries entering the Yellow Sea, In: *Marine Geology and Physical Processes of the Yellow Sea*, eds. Park, Y.A., O.H. Pilkey and S.W. Kim, Seoul, 286-308.
- Sholkovitz, E., 1973, Interstitial water chemistry of the Santa Barbara Basin sediments, 37, 2043-2073.
- Sholkovitz, E.R., 1978, The flocculation of dissolved Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co and Cd during estuarine mixing, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 77-86.
- Suess, E., W. Balzer, K.F. Hesse, P.J. Muller, C.A. Ungerer and G. Wefer, 1982, Calcium carbonate hexahydrate from organic-rich sediments of the Antarctic shelf: precursors of glendonites, *Science*, 216, 1128-1131.
- Turekian, K.K., 1977, The fate of metals in the oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 1139-1144.
- Verardo, D.J., P.N. Froelich and A. McIntyre, 1990, Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyzer, *Deep Sea Res.*, 37, 157-165.
- Westrich, J. and R. Berner, 1984, The role of sedimentary organic matter in bacterial sulfate reduction: the G model tested, *Limn. Ocean.*, 29, 236-249.
- Wilson, T.R., J. Thomson, S. Colley, D. Hydes, N.C. Higgs and J. Sorensen, 1985a, Early organic diagenesis: the significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 811-822.
- Wilson, T.R., J. Thomson, D. Hydes, S. Colley, F. Culkin and J. Sorensen, 1985b, Oxidation fronts in pelagic sediments: diagenetic formation of metal-rich layers, *Science*, 232, 972-976.