

동해 감포해역 대륙붕 및 대륙사면 퇴적환경에서 탄소순환

한명우 · 이인호 · 심정희
인하대학교 해양학과

Sedimentary Carbon Cycle in the Continental Shelf and Continental Slope off Gampo, East Sea

MYUNG WOO HAN, IN HO LEE AND JEONG HEE SHIM
Department of Oceanography, Inha University, Incheon 402-751, Korea

동해안 감포 외해역 대륙붕 정점과 대륙사면 정점에서 퇴적층에 도래한 유기물의 보존도를 비교 파악하기 위해 퇴적물 시료를 얻었다. 공극수 영양염 및 총이산화탄소 농도는 모두 대륙사면 정점보다 대륙붕 정점에서 높았다. 반면, 공극수 황산염 농도는 대륙사면 정점보다 대륙붕 정점에서 퇴적깊이 증가에 따라 더 급격히 감소하였다. 퇴적물내 유기탄소 및 질소 함량은 대륙붕 정점에서 퇴적깊이 증가에 따라 더 급격히 감소하였으며, 함량 자체도 대륙사면 정점에 비하여 더 적었다. 이와 같은 공극수 용존화합물 농도자료 및 퇴적물내 유기물 함량자료는 대륙사면 정점보다 대륙붕 정점에서 유기물의 분해가 더 활발히 진행되고 있음을 시사한다. 따라서, 적어도 본 조사해역에서는 퇴적물내 유기물이 대륙붕 보다 대륙사면에서 더 효과적으로 보존되는 것으로 사료된다.

In order to determine if there is any physiographic preference for sedimentary organic matter preservation, two gravity cores were collected off Gampo, East Sea: one from continental shelf and the other from continental slope. Concentrations of porewater nutrients and total CO₂ were all higher in the continental shelf station, St. A, than the continental slope station, St. B. Meanwhile, concentrations of porewater sulfate decreased more rapidly at St. A than at St. B. Sedimentary organic carbon and nitrogen contents were lower and decreased more rapidly at St. A than at St. B. These data characters of porewater chemistry and sedimentary organic matter suggest that the organic matter is more actively decomposed at St. A than at St. B. At least over the study area, therefore, the sedimentary organic matter in the continental slope appears to be better preserved than that in the continental shelf.

서 론

해양에서 탄소순환은 해양생태환경의 핵심적인 물질순환 매체이다. 해양에서 탄소는 생산-저장-재공급(분해)으로 이어지는 생지화학적 순환체제 속에서 적절한 균형을 유지해왔다. 그러나, 대기중 이산화탄소 함량 증가와 산업활동의 급속한 발달로 인한 육상에서 해양으로 유입되는 영양염류의 증가로 해양에서 탄소순환이 변화될 가능성이 높으며, 이와 같은 변화를 중요한 현상으로 인식하기 시작했다(Holsser *et al.*, 1988; Christensen, 1989; Wang *et al.*, 1989). 일반적으로 대기중 이산화탄소가 증가하면 해양에서 기초생산이 증가할 가능성이 매우 크다고 여겨진다(Broecker, 1982; Walsh *et al.*, 1981). 또한, 비료 및 유기체제 사용량이 늘어난 결과 해양으로 영양염 공급이 증가하면서 해양에서 유기탄소 생산은 더욱 가속될 가능성도 높은 것으로 인식되고 있다(Vercoutere, *et al.*, 1987).

기초생산력 증가는 고형유기탄소 침강량 증가 및 퇴적물 유입량 증가로 이어진다. 따라서, 환경변화가 해양에서 탄소의 물질순환에 미친 영향은 기초생산량, 고형유기탄소 침강량, 그리고 퇴적물 유입량 등의 변화에서 파악될 수 있을 것이며, 이 세가지 현상의 양적인 변화를 동시에 파악하는 것은 매우 이상적인 방법이 될 수 있을 것이다. 그러나, 파악된 기초생산량 자료 및 고형유기탄소 침강량 자료를 환경변화가 초래한 탄소의 물질순환 변화라는 관점에서 해석하는 데는 어려움이 있다. 나타난 기초생산량 및 고형유기탄소 침강량 변화가 환경변화의 영향을 반영하는지의 여부를 판별하기에는 이들 자료가 계절변화의 영향을 크게 받기 때문이다. 기초생산력 및 고형유기탄소 침강량 변화가 계절변화가 아닌 환경변화에 기인한 것으로 판정하기 위해서는 전 계절에 대한 장기간에(수십년 단위) 걸친 방대한 자료축적을 필요로 한다. 한국 연근해역에서 이와 같은 자료는 확보되어 있지 못한 것이 현실이다. 이런 현실은 퇴적물로의 유기탄소 유입량 변화에 대해 관심을 갖게 한다. 그 이유는 퇴적물은 장기간의 기록을 확보하고 있기 때문이다. 그러나, 퇴적층에 도래한 유기탄소는 상당량 초기속성작용에 의해 분해되어 무기 용존 탄소를 재동(remobilization)되기 때문에(Aller

*본 연구는 1993년도 교육부 학술연구조성비(해양수산분야)의 지원에 의해 수행되었음.

and Mackin, 1984; Emerson *et al.*, 1985; Henrichs, 1992) 유기탄소 유입량 변화에 대한 해석상 문제가 있을 수 있다.

따라서, 본 논문에서는 환경변화에 따른 유기탄소 퇴적층 유입량의 증가 여부에 관한 문제는 논외로 하고, 일단 퇴적층에 유입된 유기탄소가 어느 정도로 분해/보존되는가 하는 점을 논의의 초점으로 하였다. 환경변화 요인들로 인한 퇴적층으로의 유기탄소 유입량 증가와 관련하여 현재까지 크게 두 부류의 견해가 있다. 한 부류는 증가된 유기탄소가 집중적으로 대륙붕 영역에서 침강 집적되고 있다고 주장하고(Broecker, 1982; Holsser *et al.*, 1988), 다른 한 부류는 대륙사면에 집중적으로 침강 집적된다는 주장이다(Walsh, 1991; Walsh *et al.*, 1985; Henrichs and Reeburgh, 1987). 이와 같은 주장들은 퇴적층내의 유기탄소가 어느 정도 분해/보존되는지를 정량적으로 파악하므로써 그 타당성을 점검할 수 있다. 동해는 대륙붕, 대륙사면, 대양저로 이어지는 일련의 해저지형이 연안역에서 멀리 떨어지지 않은 거리에서 잘 발달하고 있기 때문에 이와 같은 주장들을 점검하기에 이상적인 해역으로 판단된다. 본 논문에서는 동해 감포 부근 해역 대륙붕 정점 및 대륙사면 정점에서 얻어진 퇴적물 시료로부터 상기한 두 주장을 점검하였다. 본 조사해역은 양호한 연구조건에도 불구하고 탄소순환과 관련된 연구는 표층수의 일차생산력에 국한되어 수행되었을 뿐(Shim and Park, 1996), 고품 유기입자체 이송 및 퇴적물에서 유기탄소 분해 등에 관한 연구는 전무한 실정이다. 동해이긴 하지만 본 조사해역에서 멀리 떨어진 러시아 해역 Peter the Great Bay에서 퇴적층에 유기물 축적 및 분해에 관한 연구가 수행되었다(Hong *et al.*, 1996).

재료 및 방법

동해 감포 외해역에 위치한 대륙붕 정점 A 및 대륙사면 정점 B에서 중력코어를 이용하여 퇴적물을 시추하였다(Fig. 1). 정점 A 및 정점 B의 연장은 각각 48 cm와 71 cm이었다. 한국해양대학교 한바다호에 승선하여 동해 남부 해역에서 1993년 10월 11일-13일에 수행된 종합해양조사의 일부분으로 퇴적물 시추 현장작업이 수행되었다.

시추된 퇴적물은 냉장상태로 실험실로 운반 즉시 질소개스가 충전된 상자 안에서 절개 및 절단되었고, 5 cm 간격으로 절단된 퇴적물 시료들은 곧바로 공극수 추출기에 넣어졌으며, 질소개스 15 psi를 추출기에 가하여 각 퇴적물 시료들로부터 공극수를 추출하였다. 공극수 시료는 영양염, 황산염, 알칼리니티(Alkalinity) 등의 분석에 사용되었고, 공극수를 추출하고 남은 퇴적물 케이크는 유기탄소 및 질소 함량 분석에 사용되었다.

공극수에 용존된 규산염, 인산염, 암모니아 등의 영양염 분석은 Parsons *et al.*(1984)의 방법을 사용하였고, 알칼리니티와 황산염은 Grasshoff *et al.*(1983)의 방법을 사용하였다. 질산염과 아질산염은 시료부족으로 분석이 불가능 하였다. 공극수 시료의 pH는 Orion 338를 이용하여 측정하였다. 용존 총무기탄소는 alkalinity, pH 자료로부터 Skirrow(1975)의 계산법을 사용하여 결정하였다. 퇴적물 케이크는 Verardo *et al.*(1990)의 전처리 방법에 따라 무기탄소를 제거한 다음 Carlo Erba N-1500 CHN 분석기를 이용하여 유기탄소 및 질소 함량을 측정하였다.

결과 및 고찰

공극수 용존화학종 농도 및 퇴적물내 유기물 함량

정점 A와 정점 B의 공극수 자료는 퇴적물에 함유된 유기물의 분해를 잘 반영하고 있다(Table 1). 암모니아, 인산염, 그리고 규산염 농도가 두 정점에서 모두 깊이에 따라 증가하는 양상을 보이고 있다(Fig. 2). 이와 같은 농도분포 양상은 공극수 용존 총이산화탄소의 경우에도 마찬가지로 나타나고 있다(Fig. 3). 깊이에 따라 농도가 감소하는 황산염의 분포는 두 정점 모두 황산염 환원반응에 의해 유기물이 분해되고 있음을 시사하며, 정점 A에서는 거의 표층부터, 정점 B에서는 퇴적깊이 20 cm 근방에서부터 황산염 환원반응에 의한 유기물분해가 진행되는 것으로 사료된다(Fig. 3). 다만, 해수중 황산염의 농도가 일반적으로 27-28 mM의 범위 값을 갖는다는 점을 고려할 때, 표층부에서 28 mM을 상회하는 높은 값들은 분석상 오류가 게재된 값일 가능성이 있다(Table 1). 그러나, 동해 저층수와 공극수에 용존된 황산염 농도가 각각 31.87 mM 및 37.19 mM로 보고된 사실을 상기하면(Manheim *et al.*, 1974), 단순히 분석상 오류라고 간주할 수만은 없을지도 모른다. 다행히, 농도 28 mM을 상회하는 높은 값들을 제외시켜도 깊이 증가에 따른 황산염의 농도 감소 양상은 두 정점에서 동일하게 나타나며, 정점 B보다 정점 A에서 감소폭이 더 크게 나타나고 있다. 공극수 황산염의 퇴적깊이에 따른 농도변화 양상과 퇴적물 색깔의 깊이별 변화를 모두 고려할 때, 정점 A의 경우는 3 cm 이하에서 정점 B의 경우는 18 cm 이하에서 무산소환경이 각각 발달하는 것으로 사료된다. 이들 무산소환경으로 전환영역에서 퇴

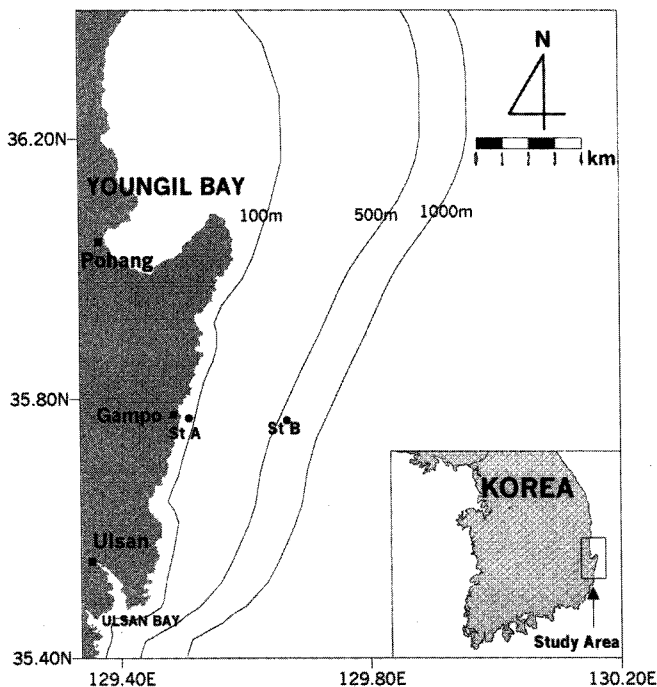


Fig. 1. Location map for the sediment core stations off Gampo, East Sea. St. A and St. B, lying along the 35.79°N latitude, represent continental shelf and continental slope, respectively. St. A locates at 35.79°N and 129.53°E with water depth 48 m, St. B locates at 35.79°N and 129.77°E with water depth 510 m.

Table 1. Data for the porewater chemistry and the sedimentary organic matter at St. A and St. B

Depth (cm)	SO ₄ (mM)	PO ₄ ³⁻ -P (μM)	SiO ₂ (μM)	NH ₄ (μM)	pH	Alk. (meq/L)	TCO ₂ (mM)	Org. C (%)	Org. N (%)
St A									
Bottom Water	30.21	7.23	325.7	368.83	8.12	1.43	0.83		
2.5	29.32	7.94	346.6	376.93	8.03	3.02	2.46	1.59	0.27
7.5	28.27	15.9	416.84	479.38	7.83	2.5	2.16	1.51	0.24
12.5	27.56	15.34	449.66	538.94	8.28	3.75	2.78	1.27	0.2
17.5	26.74	22.14	391.86	572.96	8.26	3.77	2.83	1.41	0.21
22.5	26.21	22.84	472.83	605.74	8.15	4.21	3.43	1.41	0.21
27.5	25.58	23.71	453.16	634.49	8.14	4.44	3.66	1.17	0.16
32.5	24.88	19.33	346.48	721.41	8.28	4.8	3.75	1.21	0.18
37.5	25.21	22.99	437.96	751.98	8.22	4.82	3.89	1.25	0.17
42.5	24.69	24.25	439.77	697.84	8.17	4.83	3.98	1.28	0.19
47.5	24.33	21.87	402.36	776.79	8.09	4.85	4.13	1.24	0.18
St B									
Bottom Water	32.54	6.41	231.46	221.73	7.84	1.18	0.91		
2.5	32.43	6.91	266.35	225.35	7.73	2.36	2.15	1.72	0.24
7.5	32.51	5.75	267.19	230.94	7.73	2.38	2.17	1.69	0.25
12.5	32.49	7.14	321.26	241.62	7.88	2.48	2.16	1.57	0.24
17.5	32.24	8.76	355.65	306.77	7.99	2.73	2.31	1.6	0.23
22.5	29.42	8.99	354.33	406.75	8.04			1.5	0.24
27.5	27.8	8.14	348.29	456.29	8.04	2.95	2.47	1.5	0.22
32.5	29.08	9.7	350.46	492.77	8.02	3.01	2.55	1.42	0.2
37.5	28.62	6.42	334.78	502.96	8.01	3.35	2.89	1.39	0.21
42.5	26.48	11.58	421.66	541.66	7.96			1.5	0.22
47.5	26.88	15.37	422.75	596.37	7.9	3.49	3.13	1.4	0.22
52.5	27.11	17.19	564.06	620.12	7.88	3.81	3.47	1.32	0.21
57.5	27.31	14.75	559.24	649.53	7.83	3.86	3.56	1.26	0.2
62.5	26.76	21.86	650.95	618.47	7.79	3.91	3.65	1.32	0.2
67.5	27.45	21.73	638.16	709.58	7.8	4.15	3.88	1.37	0.23

적물의 색깔은 옅은 갈색에서 검회색으로 변화하였으며, 공극수 황산염 농도는 급격히 감소하였다.

한편, 두 정점간에 공극수 자료를 비교해 보면 흥미로운 결과를

제공해준다. 연안에 위치한 대륙붕 정점 A의 공극수 영양염 자료는 외해에 위치한 대륙사면 정점 B의 자료에 비해 농도값이 전반적으로 높다(Fig. 2). 이것은 대륙붕 정점 A에서 유기물 분해가

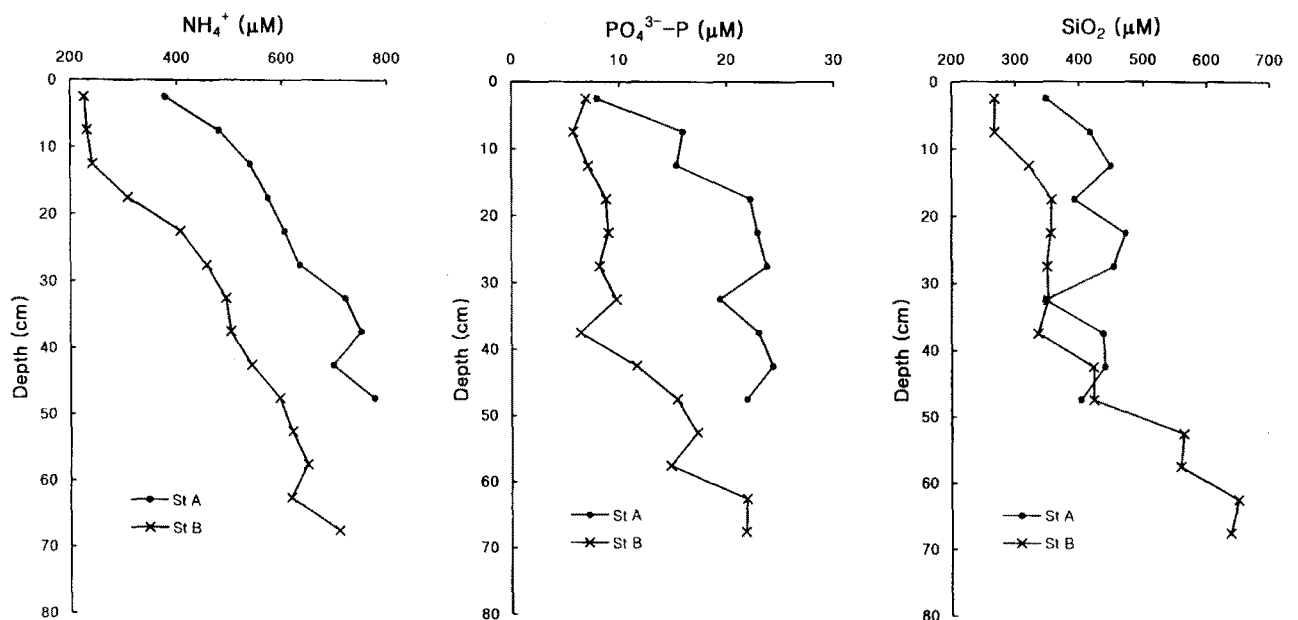


Fig. 2. Depth profiles of porewater ammonia, phosphate, and silica at St. A and St. B. Note the systematic enrichments of the nutrients at St. A. relative to St. B.

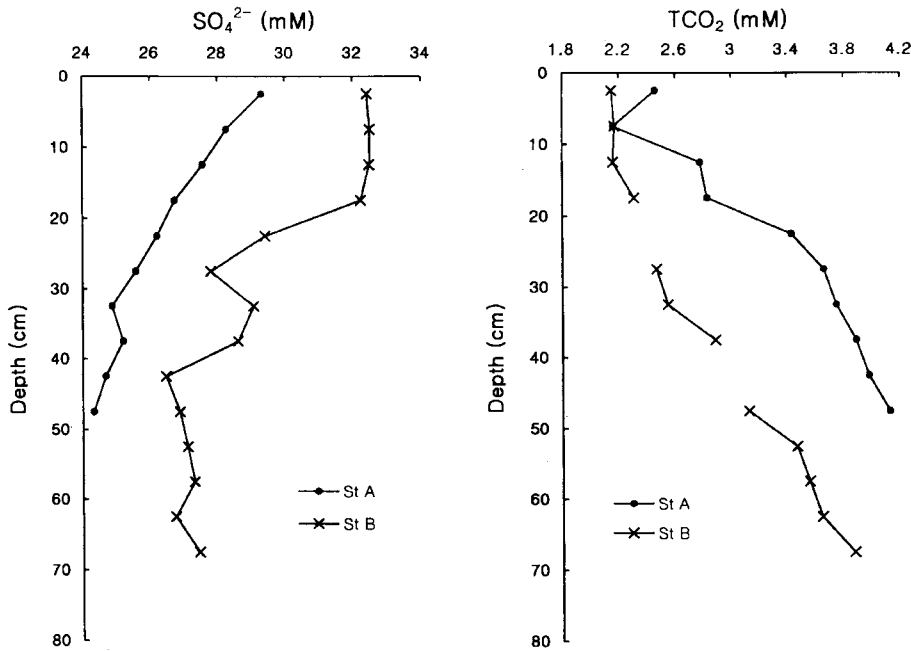


Fig. 3. Depth profiles of porewater sulfate and total CO₂ at St. A and St. B. Note the greater enrichment of total CO₂ at St. A than at St. B. Note also the more rapid decrease in sulfate at St. A than at St. B.

대륙사면 정점 B보다 더 활발하게 진행되고 있음을 반영하는 것으로 사료된다. 정점 A의 황산염 농도가 정점 B의 황산염 농도보다 낮게 분포하는 것도 정점 A에서 보다 활발한 유기물 분해가 진행됨을 반영하는 것으로 사료된다.

퇴적층내에 유기물 보존정도는 퇴적층내의 지화학적인 환경에 따라 크게 영향을 받으므로 대륙붕, 대륙사면 등 해저지형 구분에 따라 보존정도를 일반화하여 구분할 수는 없다. 그러나, 해저면으로 도달하는 유기물 공급정도는 대륙사면 보다는 연안에서 가까운 대륙붕에서 높다고 일반화 할 수 있을 것이다. 이와 같은 일반화에서 일보 후퇴하여, 본 조사지역 대륙붕 및 대륙사면 해저면에

도달하는 유기물 공급량이 두 정점에서 일정하다고 가정하면, 두 정점간 퇴적물내 유기물 함량자료는 곧바로 정점간 유기물 분해정도를 시사하게 된다. 이와 같은 전제 하에서 볼 때, 두 정점 퇴적물내 유기탄소 및 질소 함량 자료는 대륙사면 정점 B보다 대륙붕 정점 A에서 유기물 분해가 활발히 진행되는 것을 시사한다. 유기탄소 및 질소 함량이 정점 A에서 정점 B보다 모두 낮게 나타나기 때문이다(Fig. 4). 따라서, 두 정점 퇴적물내 유기물 함량분포는 공극수 영양염 및 황산염 농도분포와 일치하는 결과를 제공하고 있다. 결국, 공극수 용존 화학종 자료와 퇴적물내 유기물 함량 자료에 근거할 때, 정점 A는 정점 B에 비해 상대적으로 유기물

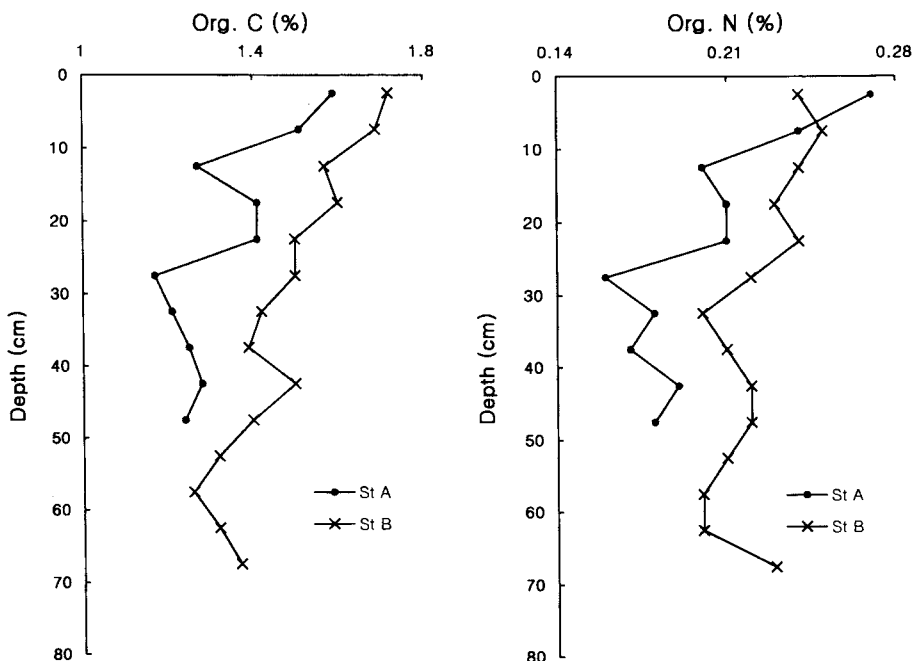


Fig. 4. Depth profiles of sedimentary organic carbon and nitrogen contents at St. A and St. B. Note the greater depletions of both organic carbon and nitrogen contents at St. A than at St. B.

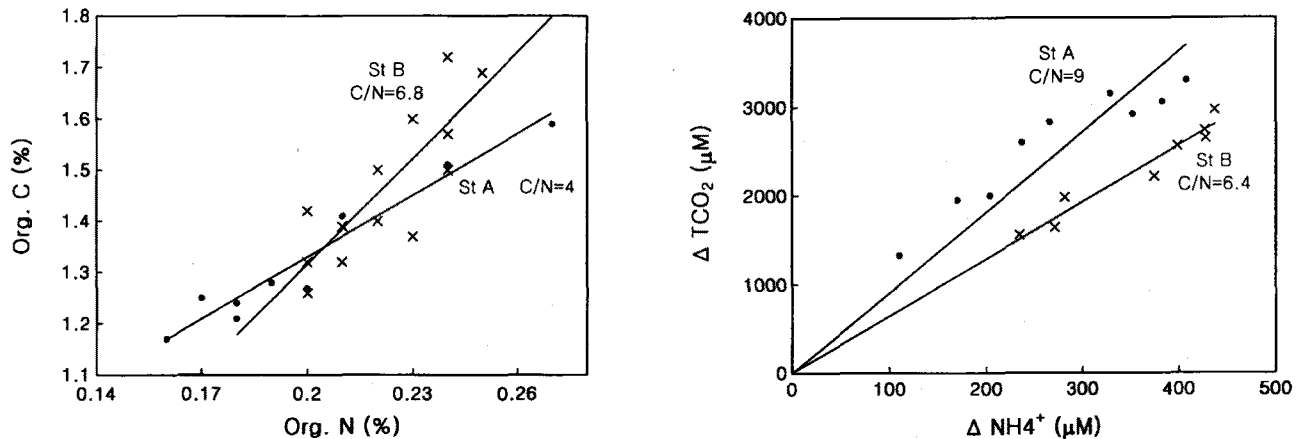


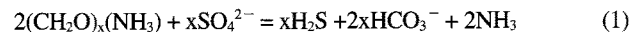
Fig. 5. C/N ratios derived from the correlation between the sedimentary organic carbon and the nitrogen contents (Fig. 5a on the left) and from the correlation between the increments of the porewater ammonia and total CO₂ (Fig. 5b on the right). For St. A, note that the sedimentary C/N ratio is lower than expected, and that the porewater C/N ratio is higher than expected. For St. B, note the consistent C/N ratios between the sedimentary and the porewater.

분해가 활발하여 유기물 보존이 상대적으로 덜 되는 것으로 사료된다. 따라서, 적어도 조사해역의 경우에는 대륙붕 보다는 대륙사면에 유기물이 더 효과적으로 집적되는 것으로 추정된다.

퇴적물 및 공극수의 C/N비값

퇴적층내 유기탄소 및 질소 함량으로부터 파악된 C/N비를 보면 정점 B에서는 6.9 정도로 전형적인 Redfield 비값에 근사한 값을 보이는 반면, 정점 A에서는 4.0 정도로 Redfield 비값보다 낮은 값을 보인다(Fig. 5a). 유기물 분해과정에서 유기물내 탄소-인산기단 및 탄소-아미노기단의 결합이 탄소-탄소간 결합보다 쉽게 끊어지기 때문에 유기물의 분해가 진행되면 될수록 퇴적물내 함유된 유기탄소와 질소함량으로부터 유도된 C/N비값은 점점 커지게 된다(Berner, 1977; Berner, 1981). 따라서, 대륙붕 정점 A에서 유기물 분해가 활발하다면 퇴적물의 C/N비값은 Redfield 비값을 상회하는 값을 가져야 할 것으로 예상되는데 오히려 4.0으로 Redfield 비값보다 적어 예상과 사뭇 다르다고 볼 수 있다. 한편, 유기물 분해결과 공극수에 용존 무기화합종으로 재동된 암모니아와 총이산화탄소 농도자료로부터 파악된 C/N비값을 보면 정점 B에서는 6.2 정도로(Fig. 5b) 퇴적물의 C/N비값과 근사한 값을 보인다. 그러나, 정점 A에서는 9.0 정도로 퇴적물의 C/N비값 4.0 보다 훨씬 높은 값을 보인다. 여기서, 공극수 자료로부터 C/N비값을 유도하기 위해 사용한 암모니아와 총이산화탄소 농도는 각각의 정점에서 황산염 환원에 의한 유기물분해가 진행된다고 판단되는 무산소환경 하의 자료들만을 사용하였다. 즉, 정점 A에서는 퇴적깊이 7.5 cm 이하의 공극수 자료만을, 정점 B에서는 퇴적깊이 22.5 cm 이하의 공극수 자료만을 각각 사용하였다. 이와 같이 자료를 사용한 이유는 유산소 표층부를 포함한 퇴적층 전체의 공극수 암모니아 자료로부터 C/N비값을 유도할 경우 유산소 표층부의 공극수 암모니아 자료가 유기물 분해결과 재동된 질소계열의 화학종들을 대표하지 못하기 때문이다. 다시 말해, 유산소 환경이 발달하는 퇴적 표층부에서는 유기물 분해결과 질소계열의 화학종들이 상당량 질산염으로 재동되기 때문이다. 무산소 퇴적환경에서 황산염 환원반응에 의해 유기물이 분해되고 암모니아와 총이산화탄소가 공극수로 각각 재동

되는 과정은 다음과 같은 화학식으로 요약될 수 있다:



식 (1)에서 반응식 왼쪽의 첫 번째 항은 분해를 받는 유기물을 나타내며, 이 유기물로부터 C/N비값은 $2x/2$ 로 x 가 된다. 이 비값을 "퇴적물 C/N비값"으로 약칭하기로 한다. 식 (1)에서 반응식 오른쪽의 HCO₃⁻는 용존 총이산화탄소를 대표한다. 따라서, 유기물 분해결과 증가된 공극수 ΔHCO₃⁻와 ΔNH₃의 비값은 C/N비값과 등가관계에 있으며, 이 비값 역시 ΔHCO₃⁻/ΔNH₃= $2x/2$ 로 역시 x 가 된다. 이 비값을 "공극수 C/N비값"으로 약칭하기로 한다. 공극수 C/N비값의 분자 및 분모 값은 각각 유기물 분해로 인해 실제로 증가한 용존 총이산화탄소 및 암모니아의 농도값이므로 이들 두 값의 상관관계 적용시 y 축 절편이 원점이 되는 회귀직선식을 적용하였으며, 이 직선식의 기울기값을 공극수 C/N비값으로 활용하였다.

대륙사면 정점 B에서는 공극수 C/N비값과 퇴적물 C/N비값이 잘 일치하고 있어, 깊이 증가에 따른 공극수 암모니아와 총이산화탄소의 농도증가가 퇴적물내 유기물의 분해결과를 그대로 반영하는 것으로 사료된다. 대륙사면에 위치한 정점 B가 정점 A에 비해 외해에 위치했다는 사실에 근거할 때 이것은 타당한 비값으로 사료된다. 정점 A에서 퇴적물 C/N비값이 낮고 공극수 C/N비값이 높은 것은 유기물 분해결과 공극수로 재동된 암모니아가 퇴적물내 점토광물등에 무기질소로 고정(fixed nitrogen) 되었을 가능성을 시사한다. 정점 A에서 활발한 유기물 분해결과 암모니아가 과량으로 공극수에 재동되면, 이 암모니아가 다시 퇴적물의 입자구조 내로 고정될 가능성이 매우 높다. 퇴적입자에 고정된 무기질소로 존재하는 양이 퇴적물내 질소 총량에 30%에 이른다는 보고는 이 가능성을 높게 해준다(Muller, 1977; Sayles and Mangelsdorf, 1977; Rosenfeld, 1981). 또한, 유기물 분해속도가 빠른 연안 퇴적물에서 점토광물 층리구조 사이사이에 존재하는 칼륨이온이 암모니아에 의해 교환되는 현상도 잘 알려져 있다(Rosenfeld, 1979; Boatman and Murray, 1982). 대륙붕 정점 A에서 활발한 유기물 분해에도 불구하고 퇴적물의 C/N비값이 낮게 나타난 것은 부분적으로 이와

같은 공극수 암모니아가 퇴적물내 고정되기 때문일 가능성을 시사한다.

정점 A와 정점 B의 퇴적층에 각각 도달하는 유기물이 동일한 성질이라면, 정점 A에서 유기물 분해로 공극수에 재동된 암모니아 중에서 퇴적입자에 고정된 부분은 Fig. 5b의 두 회귀직선의 x축에 (암모니아 축) 평행한 거리 차이와 등가관계를 갖게 될 것이다. Fig. 5b에서 암모니아 값이 큰 경우에 거리 차이가 더 크게 나는 것은 정점 A에서 퇴적깊이가 증가할수록 퇴적입자에 고정되는 암모니아 양이 증가함을 시사한다. 정점 B에서 공극수 C/N 비값과 퇴적물 C/N 비값이 유사한 결과는 퇴적입자에 암모니아가 고정되는 현상이 정점 B에서는 정점 A와는 달리 현저하지 않음을 시사한다. 아마도, 퇴적입자에 암모니아가 고정되기 위해서는 암모니아의 빠른 증가가 필요한 조건인 것으로 추정되며, 이와 같은 조건이 정점 A에서는 조성되었으나 정점 B에서는 조성되지 못한 것으로 추정된다. 암모니아의 퇴적입자 고정이 보고된 곳은 모두 유기물의 분해속도가 빨라 공극수중 영양염 농도가 매우 높은 지역이었던 사실은(Rosenfeld, 1979) 이와 같은 추정에 그 근거를 제공한다.

결 론

공극수 용존 화학종 농도분포 및 퇴적물내 유기물 함량분포 등은 대륙사면 정점 B보다 대륙붕 정점 A에서 유기물 분해가 활발히 진행되고 있음을 시사한다. 이것은 해양생산성 증가-고형입자체 이송량 증가-퇴적물에 유기물 축적량 증가로 이어지는 물질순환 체제에서 유기물 축적이 실제적으로 나타날 수 있는 영역이 적어도 동해 본 조사해역에서는 대륙붕보다 대륙사면일 가능성을 높게 해준다. 인류의 산업활동 증대로 나타난 퇴적물내 유기물 축적량 증가가 효과적으로 나타나는 곳이 대륙붕이나 대륙사면이나 하는 문제는 두 영역에서 좀 더 많은 조사가 지속적으로 수행될 때 그 해답이 가능할 것으로 판단한다.

사 사

본 논문에 대해 세심한 비판과 제언을 해주신 심사위원 서울대 이창복 교수님과 인하대 박용철 교수님께 감사드립니다. 퇴적물 시추작업을 도와주신 여러분들께 감사드리며, 한반다호 사용을 가능케 해주신 한국해양대 관계자 여러분과 선장님께도 감사를 표합니다.

참고문헌

- Aller, R.C. and J.E. Mackin, 1984. Preservation of reactive organic matter in marine sediments. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **70**: 260-266.
- Berner, R., 1977. Stoichiometric models for nutrient generation in anoxic sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **22**: 781-786.
- Berner, R., 1981. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton University Press, Princeton, 241pp.
- Boatman, C.D. and J.W. Murray, 1982. Modeling exchangeable NH_4^+ adsorption in marine sediments: Process and controls of adsorption. *Limnol. Oceanogr.*, **27**: 99-110.
- Broecker, W.C., 1982. Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 1689-1706.
- Christensen, J.P., 1989. Sulfate reduction and carbon oxidation rates in continental shelf sediments, an examination of offshore carbon transport. *Cont. Shelf Res.*, **9**: 223-246.
- Grasshoff, K., M. Ehrhardt and K. Kremling, 1983. *Methods of Seawater Analysis*. Verlag Chemie, Weinheim, 419 pp.
- Emerson, S., K. Fisher, C. Reimers and D. Heggie, 1985. Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. *Deep Sea Res.*, **32**: 1-21.
- Henrichs, S.M. and W.S. Reebergh, 1987. Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter: rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy, *Geomicrobiol. J.*, **5**: 191-237.
- Henrichs, S.M., 1992. Early diagenesis of organic matter in marine sediments: Progress and perplexity. *Marine Chemistry*, **39**: 119-149.
- Holsser, W.T., M. Schidlowski, F.T. Mackenzie and J.B. Maynar, 1988. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur. In: *Chemical Cycles in the Evolution of the Earth*, edited by Gregor, C.B., Wiley, New York, pp. 105-174.
- Hong, G.H., S.K. Park, C.S. Chung, S.H. Kim, A.V. Tkalin and T.S. Lishavskaya, 1996. Biogenic particulate matter accumulation in Peter the Great Bay, East Sea (Japan Sea). *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **31**: 134-143.
- Manheim, F.T., L.S. Waterman, C.C. Woo and F.L. Sayles, 1974. Interstitial water studies on small core samples, Leg 23 (Red Sea). In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., **23**: 955-967.
- Muller, P.J., 1977. C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**: 765-776.
- Parsons, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli, 1984. *A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis*. Pergamon Press, New York, 173 pp.
- Rosenfeld, J.K., 1979. Ammonium adsorption in nearshore anoxic sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **24**: 356-364.
- Rosenfeld, J.K. 1981. Nitrogen diagenesis in Long Island Sound sediments. *Am. J. Sci.*, **281**: 436-462.
- Sayles, F.L. and P.C. Mangelsdorf, Jr., 1977. The equilibration of clay minerals with seawater: exchange reactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**: 951-960.
- Shim, J.H. and J.G. Park, 1996. Primary production system in the Southern waters of the East Sea, Korea III. Vertical distribution of the phytoplankton in relation to Chlorophyll maximum layer. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **31**: 196-206.
- Skirrow, G., 1975. The dissolved gases-Carbon Dioxide. In: *Chemical Oceanography*, vol 2, edited by Riley, J.P. and G. Skirrow, Academic Press, New York, pp. 1-192.
- 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.
- Vercoutere, T.L., H.T. Mullins, K. McDougall and J.B. Thompson, 1987. Sedimentation across the central California oxygen

- minimum zone: An alternative coastal upwelling sequence. *J. Sed. Pet.*, **57**: 709–722.
- Walsh, J.J., G.T. Rowe, R.L. Iverson and C.P. McRoy, 1981. Biological export of shelf carbon is a sink of the global CO₂ cycle. *Nature*, **291**: 196–201.
- Walsh, J.J., E.T. Premuzic, J.S. Gaffney, G.T. Rowe, G. Harbottle, R.W. Stoenner, W.L. Balsam, R.R. Betzer and S.A. Macko, 1985. Organic storage of CO₂ on the continental slope off the mid-Atlantic bight, the southeastern Bering Sea, and Peru Coast. *Deep Sea Res.*, **32**: 853–883.
- Walsh, J.J., 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, **350**: 53–55.
- Wang, T., T. Kadlac and R. Lenahan, 1989. Persistence of fenthion in the aquatic environment. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.*, **42**: 389–394.
-
- 1999년 4월 8일 원고 접수
1999년 5월 13일 수정본 채택