

Article

북동태평양에서 형광 기법을 이용한 용존유기물의 기원 및 분포

손주원^{1,2*} · 손승규¹ · 주세종¹ · 김경홍¹ · 김웅서¹ · 박용철²

¹한국해양연구원 해양자원연구본부
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29
²인하대학교 자연과학대학 해양학과
(402-751) 인천광역시 남구 용현동 253

Sources and Distributions of Dissolved Organic Matter by Fluorescence Method in the Northeastern Pacific Ocean

Ju-Won Son^{1,2*}, Seung-Kyu Son¹, Se-Jong Ju¹, Kyeong-Hong Kim¹,
Woong-Seo Kim¹, and Yong-Chul Park²

¹Marine Resources Research Department, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

²Department of Oceanography, College of Natural Science
Inha University, Incheon 402-751, Korea

Abstract : This study was conducted to understand the source and behavior of organic matter using the fluorescent technique (excitation-emission matrix) as a part of environmental monitoring program in the Korea manganese nodule mining site in the Northeastern Pacific Ocean. Water samples were collected at 0°, 6°N, and 10.5°N along 131.5°W in August 2005. The concentration of total organic carbon (TOC) ranged from 58.01 to 171.93 $\mu\text{M-C}$. The vertical distribution of TOC was characterized as higher in the surface layer and decreased with depth. At 6°N, depth-integrated (from surface to 200 m depth) TOC was 337.1 gC/m², which was 1.4 times higher value than other stations. The exponential decay curve fit of vertical profile of TOC indicated that 59% of organic carbon produced by primary production in the surface layer could be decomposed by bacteria in the water column. Dissolved organic matter is generally classified into two distinctive groups based on their fluorescence characteristics using three-dimensional excitation/emission (Ex/Em) fluorescence mapping technique. One is known as biomacromolecule (BM; protein-like substance; showing max. at Ex 280/Em 330), mainly originated from biological metabolism. The other is geomacromolecule (GM; humic-like substance; showing max. at Ex 330/Em 430), mainly originated from microbial degradation processes. The concentration of BM and GM was from 0.42 to 7.29 TU (tryptophan unit) and from 0.06 to 1.81 QSU (quinine sulfate unit), respectively. The vertical distribution of BM was similar to that of TOC as high in the surface and decreased with depth. However, the vertical distribution of GM showed the reverse pattern of that of BM. From these results, it appeared that BM occupied a major part of TOC and was rapidly consumed by bacteria in the surface layer. GM was mainly transformed from BM by microbial processes and was a dominant component of TOC in the deep-sea layer.

Key words : TOC, FOM, KODES

*Corresponding author. E-mail : jwson@kordi.re.kr

1. 서 론

해양의 용존유기물(Dissolved Organic Matter)에 대한 조성 및 특성 그리고 기원에 대해 지금까지 여러 학자들에 의해 많은 연구가 수행되어 왔다(Coble *et al.* 2004). 이러한 연구를 통해 화학적 조성이 알려진 유기물은 탄화수소류, 지질, 아미노산, 당류, 탄수화물 등 총 용존유기물의 30% 정도이며, 나머지는 화학적으로 규명되지 않은 부분에 해당된다(Hansell and Carlson 2002). 한편 용존유기물은 생·화학적 분해 작용을 받았을 때 쉽게 분해되는 성질을 지닌 유기물과 분해되기 어려운 성질을 지닌 유기물로 구분되어지고 있다(Druffel *et al.* 1989a; Suzuki and Tanoue 1991; Williams and Druffel 1998). 생·화학적으로 쉽게 분해되는 유기물은 상대적으로 “신선한” 성질이 있고, 용존유기탄소(Dissolved Organic Carbon)의 상당한 부분을 차지하는 것으로 여겨지고 있다(Druffel *et al.* 1989a). 또한 해양의 상층 수 백 미터에서 풍부하게 존재하며 광화학적 산화 작용에 분해되기 어려운 특성을 가지고 있다(Suzuki and Tanoue 1991; Sharp *et al.* 1993; Williams *et al.* 1993). 반면에 생·화학적 작용에 분해되기 어려운 유기물은 humic-like substance와 같은 난분해성 유기물이 그것이다(Druffel *et al.* 1989a; Harvey *et al.* 1983; Malcolm 1990). 이러한 물질은 상대적으로 “오래된” 성질이 있으며, apparent ^{14}C 연대에 있어 3,000~4,000년, 심해인 경우 6,000년 이상의 연령을 갖는 것으로 알려져 있다(Druffel *et al.* 1989b; Williams and Druffel 1998). 이렇게 오래된 연령은 심해 용존유기물이 생물학적으로 난분해성 물질임을 시사하는 근거이기도 하다(Mopper and Schultz 1993). 한편 이러한 유기물은 광화학적 산화 작용에 쉽게 분해되는 특성을 가지고 있다(Suzuki and Tanoue 1991; Williams *et al.* 1993).

이러한 복잡한 특성을 갖는 용존유기물에 대해 형광(fluorescence) 기법은 비록 방향족(aromatic) 화합물, 다환성(polycyclic) 화합물 등과 같은 형광소를 갖지 않은 유기물 분석에 어려운 점이 있지만, 오랜 기간 동안 화학적 조성이 알려지지 않은 유기물 연구를 위한 방법으로 이용되어 왔다(Determann *et al.* 1998). 반복적인 emission scan 으로부터 얻은 형광 contouring, 즉 excitation-emission matrices(EEMs) 분석 기법은 유기혼합물에 존재하는 형광 유기물(Fluorescence Organic Matter)을 구분하는데 사용되었다(Lochmuller and Saavedra 1986; Leiner and Wolfbeis 1988). 특히 태평양과 같은 대양에서 형광 기법을 이용한 유기물 연구는 용존유기물의 순환을 설명하고, 용존유기탄소의 조성을 연구하는데 이용되어 왔다(Chen and Bada 1992; Hayase and Shinozuka 1995; Momzikoff *et al.* 1992). 해양 표층에서 많은 양의 형광유기물은 대부분 식

물플랑크톤에 의한 일차생산의 결과이며, 광산화(photo-oxidation) 작용은 형광유기물의 값을 감소시키는 요인으로 작용한다(Chen and Bada 1992; Kouassi and Zika 1990). EEMs 스펙트럼 연구에 의하면 해양 용존유기물은 생성 기원에 따라 2개의 형광 특성을 갖는 것으로 알려져 있다. 표층수에서 우점하는 단백질과 같은 생물기원물질 그리고 심층수에서 우점하는 humic acid와 같은 육상기원 물질이 그것이다(Coble *et al.* 1993; Mopper and Schultz 1993; Sierra *et al.* 1994). Park *et al.*(1994)은 해수 중 용존유기물이 용존자유 아미노산이나 당류 등과 같은 단분자 형태가 아니라 주로 거대 복합 유기물 상태로 존재하는 것으로 보고, 이를 그 특성에 따라 생거대물질(biomacromolecule; protein-like substance)과 지구거대물질(geomacromolecule; humic-like substance)로 구분하였다. 생거대물질은 표층 수괴에서 생물기원의 대사물질 및 단백질 화합물로 대체로 “신선한” 성향을 보이며, 유기 탄소 함량이 크고 생화학적 분해가 용이한 유기산, 당 단백질 등으로 구성되어 있다. 특히 생거대물질은 수온약층 부근에서 높고 저층으로 갈수록 감소하는데 이는 저층에서 미생물에 의한 분해와 축합 과정을 통하여 지구 거대물질로 전환되기 때문이고, 반면에 광화학적 산화에는 잘 견디는 특성이 있다(Park *et al.* 1994). 한편 지구 거대물질은 생화학적 분해 가능 성분이 제거된 후 남은 난분해성, 불활성 유기탄소 화합물로 “오래된” 성향을 갖고 있지만, 표층에서 자연광에 의한 산화가 용이하게 일어나며, 수온약층 이하로 갈수록 그 농도는 증가한다. 이는 입자유기물(Particulate Organic Matter) 및 생거대물질의 분해로부터 생성되기 때문이다(Park *et al.* 1995; 손과 박 1997).

연구 지역을 포함한 북동태평양 해역은 무역풍에 의해 다양한 표층해류 순환체계를 갖는 것으로 알려져 있다(Pickard and Emery 1982). 일반적으로 서향류인 북적도 해류(North Equatorial Current)와 남적도 해류(South Equatorial Current)는 각각 8°N~20°N 사이와 10°S~3°N 사이에 존재한다. 동향류인 북적도 반류(North Equatorial Counter Current)는 북적도 해류와 남적도 해류 사이에 위치하며 계절 및 기후변동에 따라 남·북 방향으로 이동하는 특징이 있고, 적도 잠류(Equatorial Under Current)는 2°S~2°N 사이 수심 100~300 m의 깊이에 존재하는 것으로 알려져 있다(Pickard and Emery 1982). 각각의 해류가 교차하는 지역에서는 수렴과 발산에 의한 용승(upwelling)과 침강(downwelling) 현상이 존재하여 다양한 물리적 환경 변화가 일어난다.

본 연구에서는 북동태평양 수층 내 존재하는 유기물에 대해 형광 기법을 이용하여 용존유기물의 특성을 알아보고, 수층 내 화학적 환경인자와의 상관관계를 통해 형광유

기물의 분포를 결정짓는 요인을 파악하고자 한다. 이렇게 얻어진 결과는 본 연구해역에서 유기물의 기원 및 거동을 이해하는데 중요한 정보를 제공할 것이다. 아울러 향후 지속적인 유기탄소량과 형광세기 사이의 비율 연구를 통해 형광유기물로부터 용존유기물의 양을 파악하는 정량적 분석도 가능할 것으로 본다.

2. 재료 및 연구방법

북동태평양 수층 유기물의 형광 특성 연구를 위한 시료는 2005년 8월 131.5°W 선상의 0°(정점 N0), 6°N(정점 N6) 그리고 10.5°N(정점 N10.5)에서 CTD meter(Sea-Bird 911 Plus)를 부착시킨 Rossette system을 이용하여 획득하

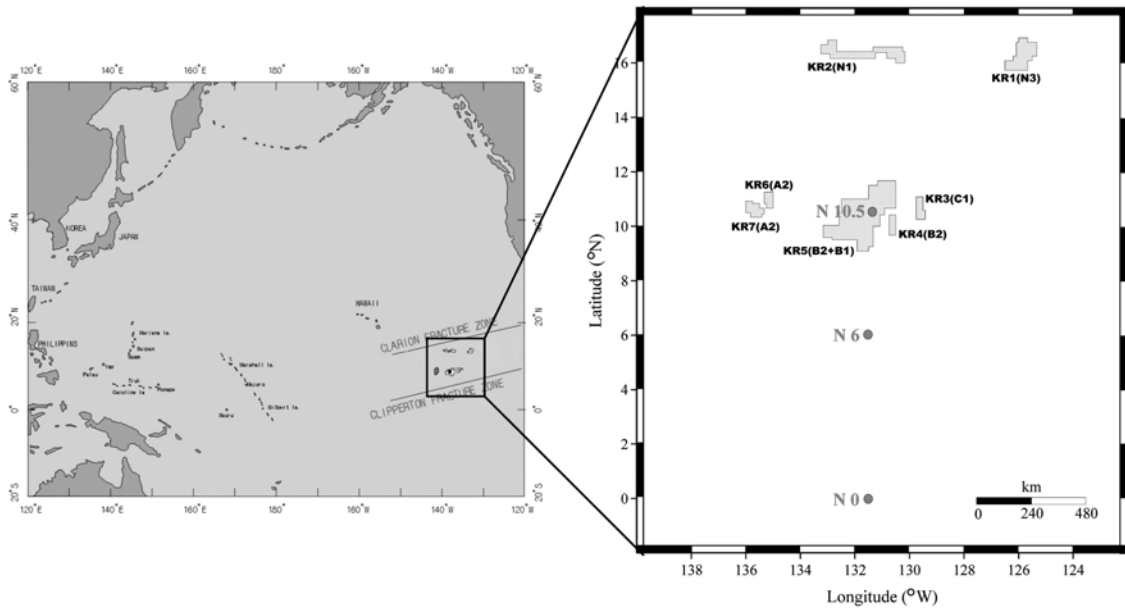


Fig. 1. Map of the study area with sampling stations. Study area is located between Clarion Fracture Zone and Clipperon Fracture Zone and gray-filled blocks are the Korea contract areas for manganese nodule exploration.

Table 1. Physico-chemical estimates of the sampling stations

St.	Depth (m)	Temp. (°C)	Salinity (psu)	DO ($\mu\text{M-O}_2$)	TOC ($\mu\text{M-C}$)	BM* (TU)	GM* (QSU)	Chl.-a ($\mu\text{g/l}$)
N0	0	26.73	34.77	199.11	123.42	1.80	0.28	0.150
	10	26.73	34.77	199.11	114.34	1.61	0.31	0.167
	30	24.24	34.88	181.25	125.14	5.60	0.61	0.282
	50	21.34	34.85	159.82	98.09	1.49	0.75	0.396
	75	17.92	34.97	141.96	90.04	1.91	1.00	0.226
	100	16.39	35.05	136.16	87.76	0.91	0.91	0.076
	120	15.44	34.96	136.16	85.85	0.91	0.98	0.031
	150	13.64	34.96	134.38	105.83	1.26	1.05	0.007
	200	13.29	34.96	124.55	79.80	1.67	1.12	0.004
	300	11.36	34.82	54.02	80.54	0.76	1.48	
	500	8.01	34.63	62.50	79.42	1.39	1.42	
	750	5.84	34.56	84.38	78.17	1.65	1.23	
	1500	2.77	34.62	100.45	63.18	0.91	1.36	
	2000	2.13	34.65	107.14	69.83	1.62	1.53	
	2500	1.70	34.67	116.52	64.62	1.26	1.45	
	3000	1.42	34.68	125.00	66.99	0.98	1.24	
3500	1.25	34.69	129.91	64.01	1.13	1.30		
4000	1.11	34.70	136.16	67.27	1.14	1.27		

Table 1. Continued

St.	Depth (m)	Temp. (°C)	Salinity (psu)	DO ($\mu\text{M-O}_2$)	TOC ($\mu\text{M-C}$)	BM* (TU)	GM* (QSU)	Chl.-a ($\mu\text{g/l}$)
N6	0	28.29	34.53	202.68	156.61	2.04	0.42	0.160
	10	28.29	34.53	202.68	150.33	1.46	0.18	0.162
	30	28.38	34.61	202.23	162.57	6.88	0.29	0.246
	50	28.09	34.69	202.23	143.06	2.12	0.11	0.256
	65	28.04	34.71	200.89	143.95	1.60	0.18	0.235
	75	27.99	34.74	198.21	171.93	7.29	0.57	0.212
	100	24.47	34.86	179.46	129.47	1.59	0.90	0.085
	120	18.59	34.75	150.89	159.31	1.47	1.34	0.077
	150	12.93	34.83	44.20	114.06	1.27	1.25	0.040
	200	12.01	34.79	40.63	121.42	1.34	1.21	0.004
	300	10.27	34.72	57.59	104.89	1.82	1.40	
	500	8.27	34.63	42.41	91.48	1.14	1.31	
	750	5.93	34.56	60.71	90.55	0.67	1.30	
	1000	4.66	34.57	68.30	85.29	0.65	1.38	
	1500	3.06	34.61	90.63	76.96	0.56	1.48	
	2000	2.14	34.64	102.68	76.86	0.79	1.52	
	2500	1.70	34.67	112.05	81.33	0.82	1.31	
	3000	1.47	34.68	118.30	72.77	1.58	1.55	
3500	1.24	34.69	128.57	70.76	1.25	1.22		
4000	1.10	34.70	135.27	78.07	1.08	1.06		
N10.5	0	28.08	34.17	213.39	142.32	1.96	0.06	0.065
	10	28.02	34.16	213.39	119.04	1.59	0.12	0.053
	30	27.92	34.19	213.39	136.82	3.75	0.01	0.066
	50	27.69	34.29	212.50	130.63	2.21	0.08	0.093
	75	26.85	34.67	211.61	100.98	2.48	0.98	0.158
	85	21.54	34.49	131.25	104.38	1.82	1.13	0.224
	100	16.56	34.45	155.36	88.64	0.82	1.29	0.119
	120	14.32	34.66	56.25	78.77	1.81	1.81	0.014
	150	12.63	34.76	39.73	76.49	1.13	1.74	0.014
	200	11.49	34.75	54.02	75.70	0.42	1.39	0.003
	300	10.53	34.72	48.21	76.96	1.44	1.69	
	500	8.91	34.63	37.95	74.44	1.81	1.49	
	750	6.15	34.54	42.41	71.97	1.44	1.27	
	1000	4.69	34.55	50.89	65.18	1.26	1.55	
	1500	3.05	34.60	79.02	58.01	0.79	1.57	
	2000	2.08	34.64	97.32	65.74	1.08	1.46	
	2500	1.69	34.67	108.93	63.31	1.00	1.59	
	3000	1.49	34.68	114.73	70.34	1.44	1.52	
3500	1.28	34.68	122.77	66.15	1.16	1.45		
4000	1.12	34.69	132.14	70.72	1.62	1.34		

BM*: Biomacromolecule, GM*: Geomacromolecule.

였다(Fig. 1). 해수 시료는 수심 0 m부터 4,000 m까지 수심 별로 채수 하였으며(Table 1), 수온, 염분, 용존산소 농도는 CTD system으로부터 획득하였다. 용존산소 농도는 Winkler-Sodium Azid 방법으로 CTD로부터 얻어진 자료를 보정하였다(Parsons *et al.* 1984). 또한 2 liter의 해수를

N_2 gas pressure 여과장치를 이용하여 $0.45 \mu\text{m}$ membrane filter(25 mm diameter)로 거른 다음 90% acetone 용액에 24시간 동안 용출시킨 후 Turner 10-AU fluorometer(Turner Designs)로 현장에서 엽록소-a 농도를 측정하였다. 아울러 산처리 전과 후의 형광값으로 phaeo-pigments 값을 보정

해 주었다(Parsons *et al.* 1984). 측정 자료 분석을 위한 통계 처리는 SPSS(version 13) 통계 프로그램을 이용하여 회귀분석 및 exponential decay curve fit 모형을 수행하였다.

총유기탄소(total organic carbon, TOC)

HTCO(high temperature catalytic oxidation)/NDIR(non-dispersive infrared gas analysis)의 방법으로 TOC-5000A (Shimadzu)의 자동 시료 투입장치를 이용하여 측정하였으며, carrier gas는 초순도 산소 가스(CO, CO₂, Hydrocarbon 1 ppm 이하)를 사용하였다. Milli-Q reagent water를 자외선으로 산화시킨 후 분석용 바탕 시료(blank)로 사용하였고, 검증곡선은 potassium hydrogen phthalate를 Milli-Q reagent water에 녹여 만든 표준용액을 사용하였다. 분석은 시료에 2 N HCl 처리 후 이산화탄소화시켜 무기탄소를 제거한 뒤 측정하는 NPOC(non-purgeable organic carbon) 방법을 사용하였으며, 분석 조건은 flow rate 150 ml/min., sparging flow rate 120 ml/min., sparging time 4 min.의 조건으로 하였다. 바탕 시료에 대한 보정은 Milli-Q 초순수를 반복 측정하여 획득한 22.32 $\mu\text{M-C}$ 값으로 시료 측정값에 대해 보정을 해 주었다(손 등 2005).

형광유기물(fluorescence organic matter, FOM) 추출 및 3차원 형광 분석

시료 1 liter를 multi-channel peristaltic pump(Master Flex)를 이용하여 15~20 ml/min.의 속도로 역상의 C-18 Sep-Pak cartridge(Waters Co.)에 통과시켜 형광유기물을 추출하였다. 이때 사용된 Sep-Pak cartridge는 활성화와 형광 바탕(background) 값을 최소화하기 위하여 methanol (Merck Co.) 약 100 ml로 전처리하였다. Sep-Pak cartridge에 흡착된 유기물은 각각 10 ml의 50% methanol과 100% methanol로 분리, 추출하여 spectrofluorophotometer(RF-5301PC, Shimadzu)로 excitation/emission(Ex/Em) 스펙트럼을 분석하였다. Ex 파장 범위는 260 nm에서 460 nm로 10 nm 간격으로, Em 파장 범위 260 nm에서 500 nm까지 반복 scan하였으며, slit width는 Ex과 Em 모두 5 nm를 사용하였다.

형광유기물의 형광 강도 측정

해수 내 형광유기물의 고유한 형광 강도 측정은 추출된 유기물의 3차원 형광 분석 결과에 따라 생거대물질과 지구거대물질로 구분하여 각각 Ex 280 nm/Em 330 nm, Ex 330 nm/Em 430 nm에서 path length 1 cm quartz cell을 이용하여 실온에서 측정하였다(Park *et al.* 1994). 표준 형광 강도의 계산은 생거대물질인 경우 Ex 280 nm/Em 330 nm에서 tryptophan(Sigma Co.) 1 ppb 형광 강도를

1 TU(tryptophan unit)로 계산하였으며, 지구거대물질은 Ex 330 nm/Em 430 nm에서 quinine sulfate(Fluka Co.) 1 ppb 형광 강도를 1 QSU(quinine sulfate unit)로 계산하였다. 생거대물질과 지구거대물질을 각각 TU와 QSU 단위로 구분하여 형광세기를 측정하는 것은 차후 유기물 형광 연구 자료의 표준화와 상대비교를 위한 것이다.

3. 결과 및 토의

연구해역의 수층 구조

용존유기물의 형광 특성 연구를 위한 해수 시료는 정점 N0, N6 그리고 N10.5에서 획득하였는데, 정점 N0는 남적도 해류, N6은 북적도 반류 그리고 N10.5은 북적도 해류 영향권에 있는 것으로 나타났다(Fig. 2). 조사 정점의 수심 0 m에서 수온 분포는 정점 N0에서 26.73°C, N6에서는 28.29°C 그리고 N10.5에서는 28.08°C로 가장 남쪽에 위치한 정점 N0에서 상대적으로 낮은 수온 분포를 보였다(Fig. 3A). 수심 0 m의 수온에서 $\pm 1^\circ\text{C}$ 이내로 정의되는 수층을 표층 혼합층(surface mixed layer, SML)(Hanawa and Hoshino 1988)이라 하는데 그 두께는 정점 N0에서

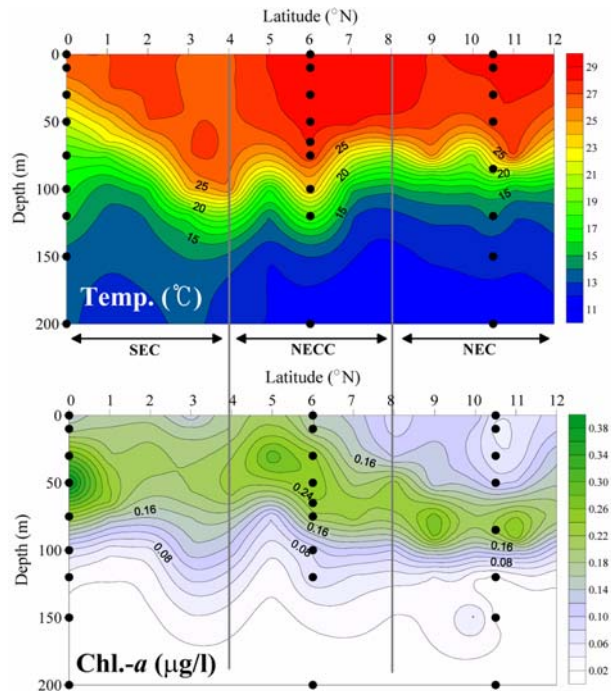


Fig. 2. Distributions of temperature and chlorophyll-*a* in the upper 200 m depth from 0° to 12°N in the Northeastern Pacific Ocean, August 2005 with water sampled stations and depth (closed dots) for this study. Contour figures are taken from MOMAF report (2006). (SEC : south equatorial current, NECC : north equatorial counter current, and NEC : north equatorial current).

10 m, N6에서는 75 m 그리고 N10.5에서는 50 m로 나타나 정점 N6에서 가장 두껍게 존재하는 것으로 나타났다. 표층 혼합층 이하에서 나타나는 계절적 수온약층(seasonal thermocline)의 출현 깊이 또한 표층 혼합층과 부합하여 유사한 결과를 보였다. 수심 200 m까지의 수괴 내에서 계절적 수온약층의 출현 깊이가 가장 얇게 위치한 정점은 N0이고, 가장 깊게 위치한 정점은 N6로 나타났으며, 정점

N10.5에서는 N0에서 보인 깊이와 N6에서 보인 깊이 사이에 위치하는 분포를 나타냈다. 영구적 수온약층(permanent thermocline)의 출현 깊이도 정점 별 차이를 보이다가 수심 2,000 m 이하에서는 세 정점 모두 유사한 수온 분포를 보였다(Fig. 3A). 한편 수심 0 m에서의 염분 분포는 정점 N0에서 34.77 psu, N6에서 34.53 psu 그리고 N10.5에서 34.17 psu로 북쪽으로 갈수록 감소하는 경향을 보였다(Fig. 3B). 표층 혼합층 이하에서는 세 정점 모두 수심이 증가할수록 염분 값이 증가하였는데 정점 N0의 수심 100 m에서 35.05 psu로 전 정점을 통해 가장 높은 염분 값을 나타냈다. 이후 수심 750 m까지 정점 별로 다소의 차이를 보이며 감소하다 4,000 m까지 서서히 증가하는 경향을 보였다. 수심 0 m에서 수온과 염분이 정점 별로 차이를 보이는 것은 상이한 표층해류 순환체계의 영향을 받

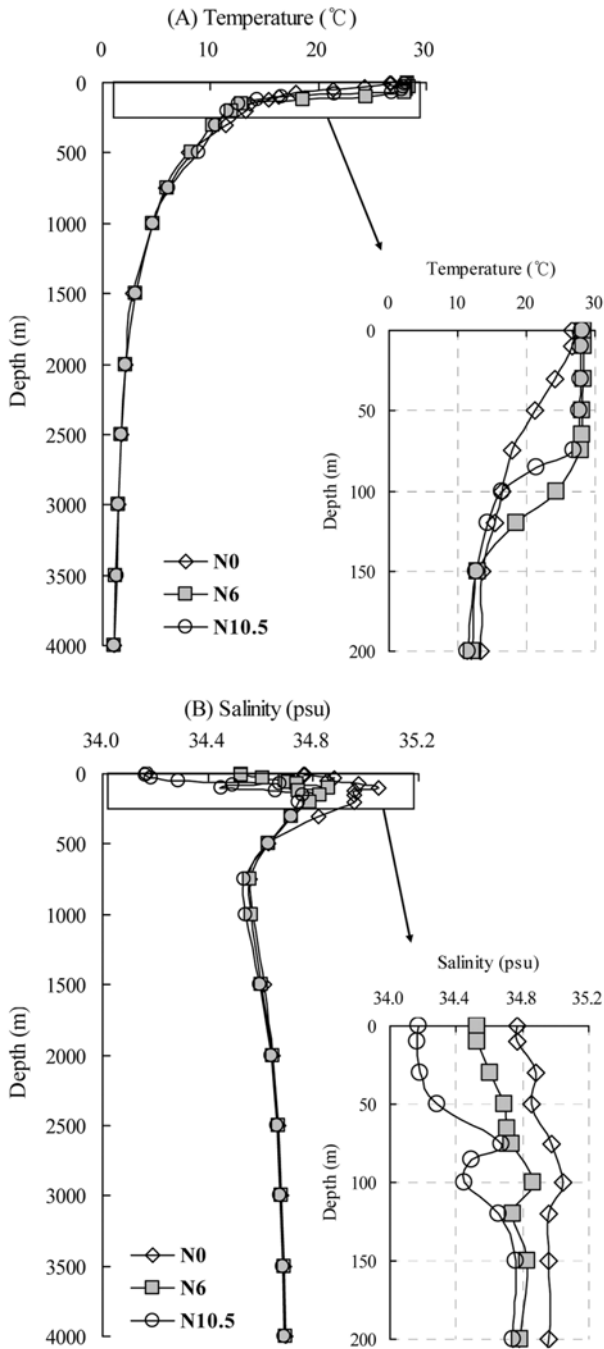


Fig. 3. Vertical profiles of (A) temperature and (B) salinity at the sampling stations.

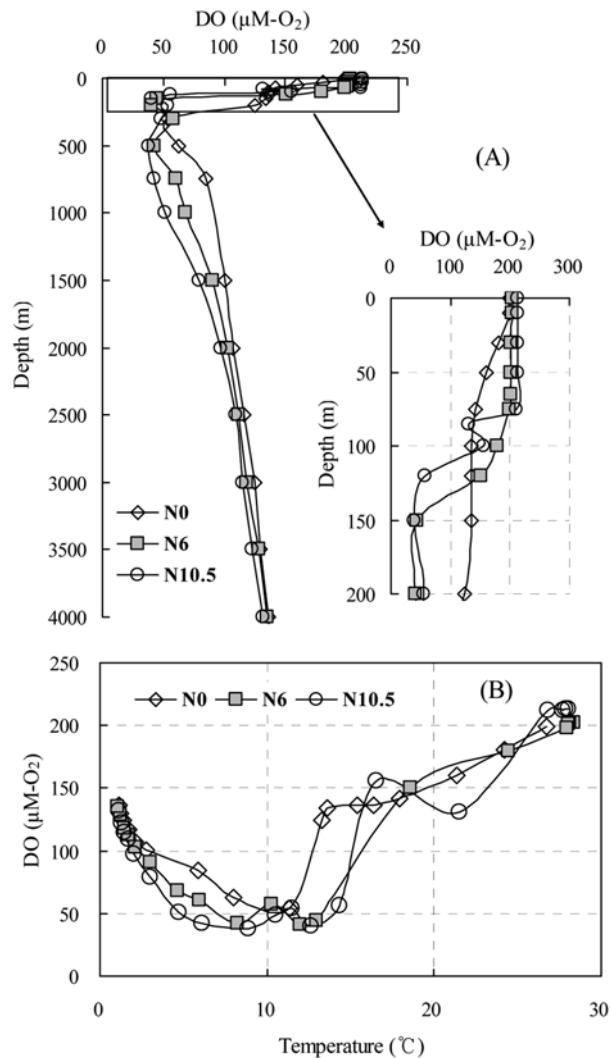


Fig. 4. Vertical profile of (A) dissolved oxygen (DO) and (B) the relationship between temperature and DO at the sampling stations.

고 있기 때문이고, 이러한 물리적 과정은 수층 내 생화학적 과정에도 영향을 줄 것으로 생각된다.

일반적으로 대양에서 용존산소 분포는 표층 혼합층 내에서 대기의 산소 농도와 균형을 이루며 포화 상태로 존재하고, 중층에서는 생물의 호흡과 입자유기물의 분해 등에 의한 결과로 용존산소 최소층(oxygen minimum layer, OML)이 나타나며, 이후 심층으로 갈수록 낮은 수온에 의한 용존산소 용해도 증가와 더불어 북부 대서양에서 시작되는 열염순환(thermohaline circulation) 결과 높은 용존산소를 함유한 수괴의 유입으로 증가하는 경향을 보인다(Millero 1996). 연구지역의 수심 0 m에서 용존산소 분포는 정점 N10.5에서 $213.39 \mu\text{M-O}_2$ 로 가장 높은 농도를 보였고, 수심이 증가할수록 전반적으로 감소하다 다시 증가하는 전형적인 대양에서의 수직 분포 특성을 보였다(Fig. 4A). 정점 별 용존산소의 수직 분포 특성은 수온과의 관계를 통하여 더욱 자세히 살펴졌다. 수심 0 m부터 용존산소 최소층까지 수온이 감소할수록 용존산소 농도가 감소하였고, 용존산소 최소층 이후 저층까지 용존산소 농도는 증가하는 경향을 보였다(Fig. 4B). 각 정점 별로 용존산소 최소층은 정점 N0에서는 수심 300 m에서, N6에서는 수심 200 m에서, 그리고 N10.5에서는 수심 500 m에서 나타났으며, 정점 N10.5에서 가장 낮은 농도를 보였다. 이후 용존산소 최소층을 지나 수심 4,000 m까지 지속적으로 증가하는 경향을 나타냈는데, 위도가 낮을수록 상대적으로 높은 용존산소 농도를 함유하고 있는 것으로 나타났다. 한편 수온과의 관계에서 용존산소 최소층까지 수온 감소에 따라 용존산소 농도가 일시적으로 증가(정점 N10.5의 16.56°C)하거나 일정하게 유지(정점 N0의 $13.64\sim 16.39^\circ\text{C}$) 되는 특징을 보였는데 이의 가장 큰 요인은 광합성 작용에 의한 산소의 생물학적 생산 결과에 따른 현상으로 볼 수 있다(Fig. 4B).

유기물 분포 특성

본 연구지역에서 총유기탄소로 대변되는 유기물의 수직 분포는 표층에서 높고 수심이 깊어질수록 감소하는 전형적인 대양에서의 유기물 수직 분포를 보였다(Fig. 5A). 특히 수심 200 m 이내에서 농도가 급격히 감소하는 양상을 보였는데 이는 주로 미생물에 의한 유기물의 소비 때문으로 여겨진다(Hill and Wheeler 2002). 정점 별로 표층 수괴(수심 0~200 m)에서의 유기물 양을 서로 비교해 보기 위해 총유기탄소 농도에 대해 depth integrated value (DIV)를 구하였다. 정점 N0에서 총유기탄소의 DIV는 235.7 gC/m^2 이었고, N6에서는 337.1 gC/m^2 그리고 N10.5에서는 236.6 gC/m^2 으로 남적도 해류 영향권인 정점 N0와 북적도 해류 영향권인 정점 N10.5에서는 비슷한 값을 보였다. 반면에 북적도 반류 영향권인 정점 N6에서는 다

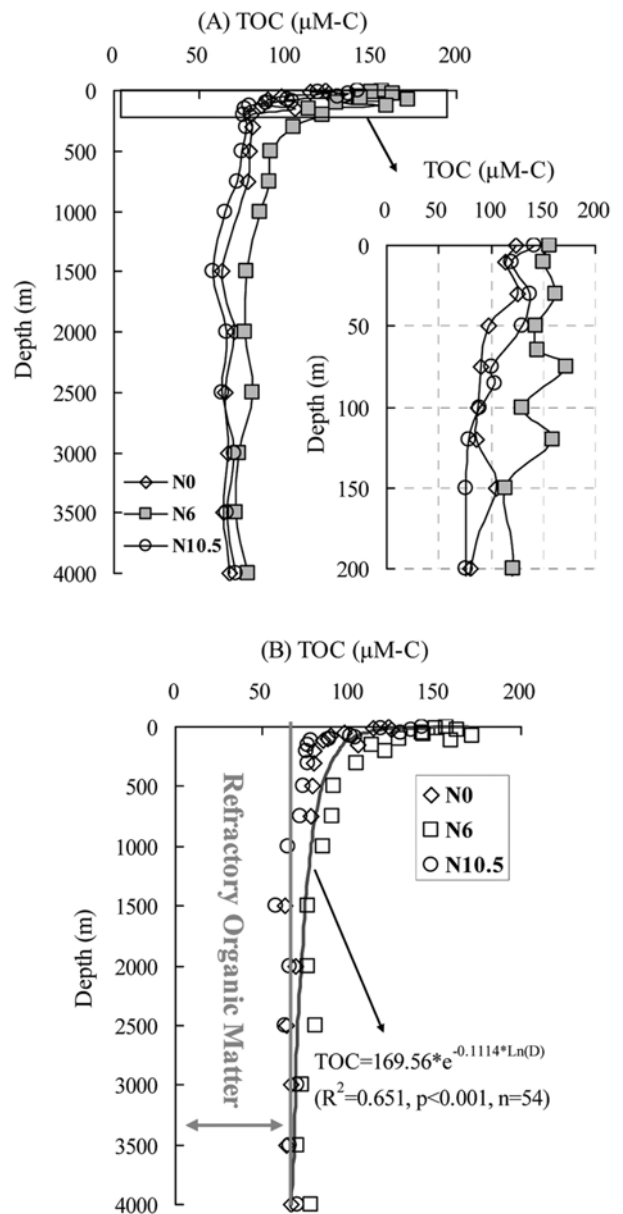


Fig. 5. Vertical profile of (A) total organic carbon (TOC) at the sampling stations and (B) the exponential decay curve (SPSS version 13) of TOC concentration with the indicator of refractory organic matter.

른 정점들과 비교해 약 1.4배 정도 높은 값을 보여 상대적으로 표층 수괴에 유기탄소량이 많은 것으로 나타났다. 동일 수심에서 파악된 엽록소-a의 DIV는 정점 N0에서 26.3 mg/m^2 이었고 N6에서는 24.8 mg/m^2 그리고 정점 N10.5에서는 13.2 mg/m^2 으로 북적도 해류 영향권에서 가장 낮은 값을 보였으며 남적도 해류나 북적도 반류 영향권에서는 유사한 값을 나타냈다. 표층에서 유기물에 대한 DIV의 높고 낮음은 유기물 축적 현상과 연관이 있는 것으로 이는

주로 수층 내의 생물학적 과정에 의한 유기물 생산과 미생물에 의한 유기물 소비의 상호 작용에 의해 결정된다고 제안되었다(손 등 2005). 결과적으로 유기물의 주 생산원인 일차 생산자가 정점 N0와 N6에서 모두 유사하게 높게 나타났지만 수층 유기물 양은 N6에서 N0보다 특히 높게 나타났다. 이러한 이유는 본 연구지역의 유광층에서 분석된 미생물 생체량을 지시하는 ATP(adenosine triphosphate) (Holm-Hansen and Booth 1966; 현 등 2002) 농도가 정점 N0에서 N6보다 약 27% 정도 높은 수치로 나타나 N0에서 미생물에 의한 유기물 분해가 N6에 비해 상대적으로 높았기 때문으로 여겨질 수 있다(Appendix 1).

표층에서 생물 생산에 의해 생성된 유기물은 저층으로 갈수록 생·화학적 작용을 통해 분해되어 그 농도가 감소한다. 이렇게 분해된 유기물량을 파악하기 위해 총유기탄소 수직 분포에 대해 exponential decay curve fit 모형을 적용하였다(Fig. 5B). Exponential decay 모형을 통해 얻어진 결과에 따라 심층에 우점하여 존재하는 난분해성 유기물의 농도를 농도 감소가 더 이상 나타나지 않는 수심인 3,000 m에서의 농도로 결정하였다. Exponential decay 모형으로부터 얻어진 관계식에서 표층 내 생물 생산에서 유래한 최초의 유기물 농도는 평균적으로 $169.56 \mu\text{M-C}$ 로 파악되었고, 수심 3,000 m에서 난분해성 형태로 존재하는 유기물 농도는 $69.50 \mu\text{M-C}$ 로 조사되었다. 결국 연구 지역의 표층에서 생산된 유기물 중 미생물 소비와 같

은 생물학적 분해 과정을 통해 소모된 유기물 농도는 $100.06 \mu\text{M-C}$ 로 표층 유기물의 약 59% 정도를 차지하였다. 이러한 소비율은 Anderson and Williams(1999)가 적도 태평양 지역을 대상으로 용존유기탄소의 일차원 모델을 통해 밝힌 유기물 감소율 56%와 아주 유사하게 나타났다.

정점 N6에서 수심에 따른 EEMs 방법으로 분석한 형광 유기물의 2차원 형광지문 및 3차원 형광강도 결과를 통해 수층 내 생거대물질(max. at Ex 280 nm/Em 330 nm)과 지구거대물질(max. at Ex 330 nm/Em 430 nm)의 특성과 분포 양상을 유기물 생성 기작에 따라 확인할 수 있었다(Fig. 6). 수심 0 m로부터 수심 75 m까지 주로 생거대물질이 우점적으로 존재하는 반면 지구거대물질은 매우 낮은 형태를 보이다가 수심 120 m 이하의 수심에서 그 존재 형태가 뚜렷하게 나타나기 시작하여 저층까지 지속적으로 그 형태를 유지하였다. 반면에 생거대물질은 수심 120 m부터 그 형태가 사라지기 시작함을 파악할 수 있었다. 수심 30 m와 75 m에서 보여준 생거대물질의 높은 형광강도는 생물 생산력과 연관된 것으로서 유광층 내에서 나타나는 엽록소 최대층(subsurface chlorophyll maximum, SCM; Fig. 2)이 형성된 수심대와 일치하는 결과가 이를 뒷받침해 준다. 추출된 형광유기물의 EEMs 분석에 의하여 구분된 생거대물질은 전 정점을 통해 0.42~7.29 TU의 농도 범위를 갖는 것으로 조사되었다(Fig. 7A). 전반적으

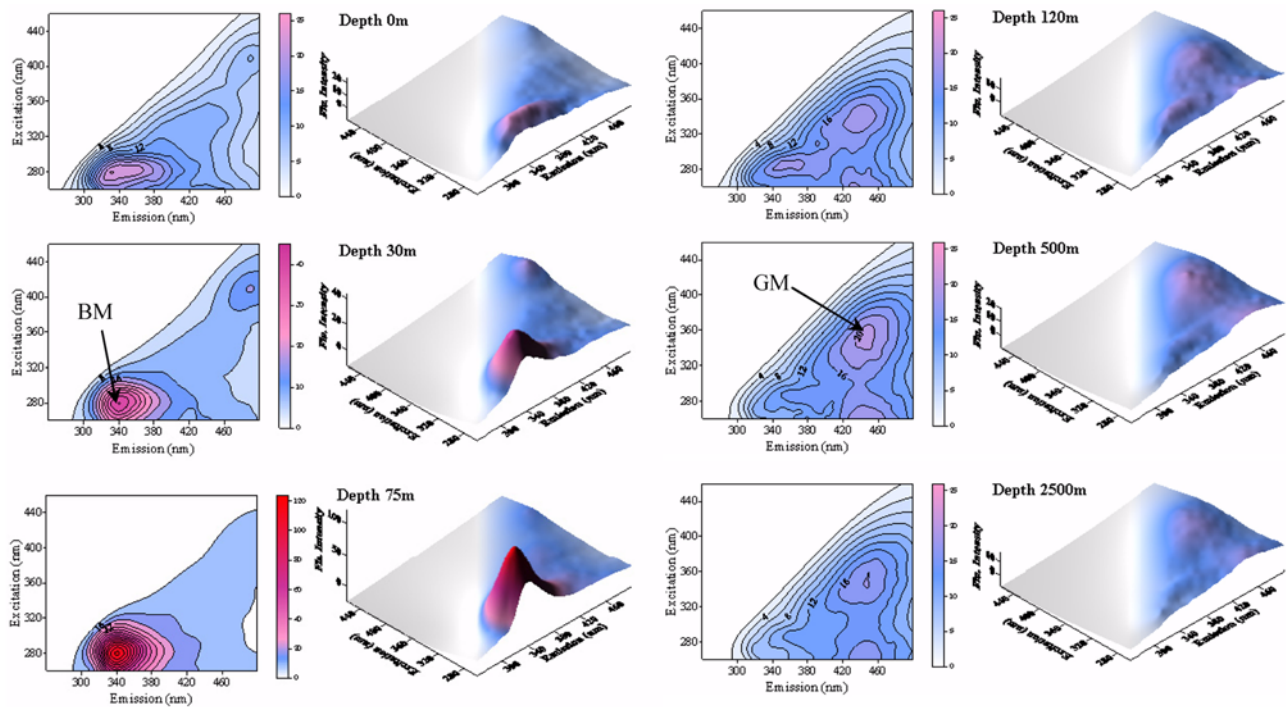


Fig. 6. Fluorescence fingerprint 2D maps and 3D contours of extracted organic compounds in the depth of 0 m, 30 m, 75 m, 120 m, 500 m, and 2,500 m at station N6 in the study area.

로 표층에서 높고 수심이 증가할수록 감소하는 양상을 보였는데, 이러한 분포 특성은 앞서 보여준 총유기탄소와 매우 유사하다. 이는 유광층을 포함한 표층에서 생물활동에 의한 유기물 생산 결과를 반영하는 것으로서 총유기탄소 중 생거대물질이 차지하는 비율이 높음을 간접적으로 시사해 준다. 특히 표층 이하의 수심에서 생거대물질 농도는 빠르게 감소하는데 결국 “신선한” 성향을 띄고 있는 생거대물질에 대해 미생물의 소비 활동이 빠르게 진행됨을 의미한다. 한편, 각 정점의 일부 수심(정점 N0의 30 m, N6의 30 m, 75 m, 그리고 정점 N10.5의 30 m)에서는 높은 농도의 생거대물질이 관측되었는데, 특이하게도 동일 정점의 수심에서 대체로 높은 입자유기탄소 농도와 일치하고 있음을 발견하였다(Appendix 1). 따라서 이러한 생거대물질의 높은 농도는 부분적으로 높은 농도의 입자유기물에 의한 영향인 것으로 판단된다. 생거대물질의 수층 별 농도 분포를 비교하기 위해 정점 별로 표층 혼합층(정점

N0: 0~10 m, 정점 N6: 0~75 m, 정점 N10.5: 0~50 m) 계절적 수온약층(정점 N0: 30~200 m, 정점 N6: 100~200 m, 정점 N10.5: 75~200 m), 유광층(수심 0~100 m), 그리고 심층(수심 3,000~4,000 m)에서 평균 농도를 살펴보았다(Fig. 8A). 전반적으로 표층 혼합층과 유광층 내에서 생거대물질은 높은 농도를 보였고, 계절적 수온약층과 심층에서는 상대적으로 낮은 농도를 보였다. 표층 혼합층에서 생거대물질의 평균 농도는 북적도 반류 영향권인 정점 N6에서 3.56 TU로 가장 높게 나타났으며, 유광층에서도 같은 분포를 보였다. 특이하게 남적도 해류 영향권인 정점 N0에서 계절적 수온약층 내 평균 생거대물질 농도가 상대적으로 다른 정점들에 비해 높아 이 정점에서는 표층 혼합층, 계절적 수온약층, 그리고 유광층 내에서의 평균 생거대물질 농도 값들이 정점 N6이나 N10.5와 다르게 서로 비슷하게 분포하였다. 이러한 분포는 정점 N0가 다른 정점들에 비해 표층(수심 0~200 m) 전반에 걸쳐 균일하게 높은 엽록소-*a* 농도를 보이고 있기 때문인데 이는 계절적 수온약층이 약하게 발달되어 있어서 하층으로부터의 영양염 공급에 의한 것으로 여겨진다(해양수산부 2006). 정점 N6과 N10.5에서 엽록소-*a*의 높은 농도는 상대적으로 강

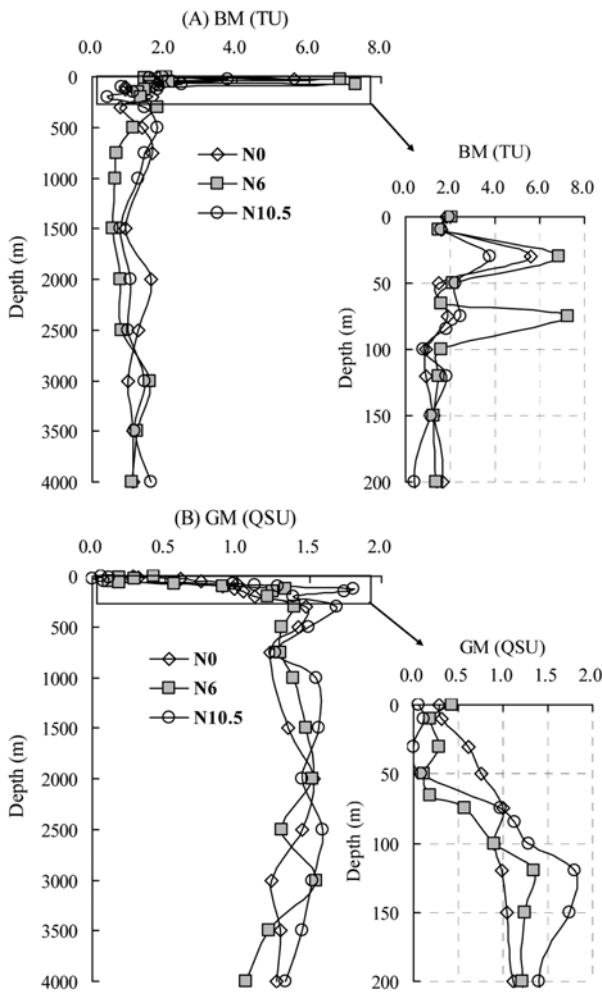


Fig. 7. Vertical profiles of (A) biomacromolecule (BM) and (B) geomacromolecule (GM) at the sampling stations.

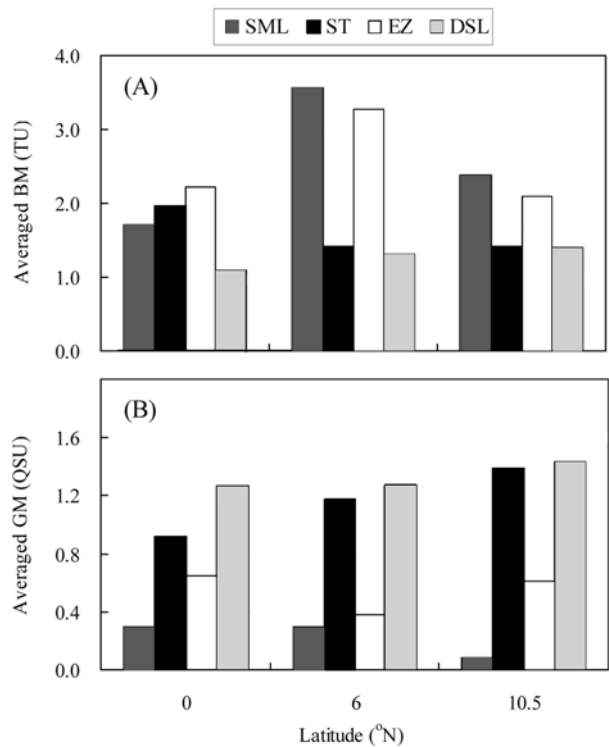


Fig. 8. Averaged values of (A) biomacromolecule (BM) and (B) geomacromolecule (GM) in the surface mixed layer (SML), seasonal thermocline (ST), euphotic zone (EZ), and deep-sea layer (DSL; 3,000 m~4,000 m depth range) at the sampling stations.

하게 발달되어 있는 계절적 수온약층의 상층부(정점 N6)나 중심부(정점 N10.5)에서 나타났다. 이는 복적도 반류와 복적도 해류가 교차하는 지점에서 발생하는 용승 작용에 의한 영양염 유입이 지역적으로 차이를 보이기 때문인 것으로 생각된다. 심층에서 생거대물질의 평균 농도는 유광층에 비해 정점 N0에서는 51.2%, N6에서는 60.3%, 그리고 N10.5에서는 32.8%가 감소된 것으로 나타났다. 이상의 결과에서 유광층 내에서 일차 생산자에 의해 새롭게 생성된 생거대물질은 각 정점마다 다른 농도 분포를 보였으며, 이러한 분포 특성은 수심 3,000 m 이하의 심층 유기물 분포에도 영향을 미치는 것으로 나타났다. 또한 계절적 수온약층 이하의 수층에서 빠르게 감소하는 특성을 갖는 것으로 파악됐다.

지구거대물질은 전 정점을 통해 0.06~1.81 QSU의 농도 범위를 갖는 것으로 나타났다(Fig. 7B). 지구거대물질의 수직 분포는 생거대물질이나 총유기탄소와 상반되는 분포로 표층에서 낮게 존재하다 계절적 수온약층을 지나면서 급격히 증가하여 그 수심 이하 수층에서는 대체적으로 일정한 농도 분포를 보였다. 지구거대물질의 평균 농도 분포는 전 정점을 통해 수심이 깊어질수록 평균 농도가 증가하는 경향을 볼 수 있었으며, 계절적 수온약층과 심층에서는 고위도로 갈수록 증가하는 양상을 나타냈다(Fig. 8B). 반면에 표층 혼합층을 포함한 유광층에서는 위도에 따른 경향이 보이지 않았는데 이는 지역적 광 조건 차이에 의한 것으로 판단된다. 심층(수심 3,000~4,000 m)에서 지구거대물질의 평균 농도는 표층 혼합층을 포함한 유광층에 비해 정점 N0에서는 197.2%, N6에서는 335.4%, 그리고 N10.5에서는 236.6%로 2배 이상의 증가 현상을 보였다. 아울러 앞서 유광층에서 가장 큰 생거대물질 감소율을 보인 정점 N6에서는 심층 내 지구거대물질의 증가율이 가장 높게 나타났다. 이러한 생거대물질과 지구거대물질의

농도 분포 특성을 통하여 본 연구지역과 같은 대양에서는 유기물 분포의 주된 결정인자가 생물활동임을 추측할 수 있다. 연구지역 내 생물활동은 표층 해류 순환으로부터 유입된 영양염 공급과 수온, 광 조건 같은 물리적 환경의 영향을 받아 결정되는 것으로 여겨진다. 결국 표층에서는 유기물이 일차생산자에 의해 생산된 후 미생물에 의한 분해와 같은 생·화학적 과정을 거쳐 난분해성 유기물로 변환되어 표층에서는 광분해되거나 심층에서는 보존되어 높게 존재하게 된다.

형광유기물 분포 결정 요인

연구지역 수층에서 형광유기물의 분포를 결정짓는 요인을 파악하고자 수온, 용존산소, 총유기탄소, 그리고 엽록소-*a*와의 상관관계를 살펴보았다(Table 2). 상관관계를 구하는 과정에서 형광유기물의 농도가 매우 높게 나타난 정점 N0의 30 m, N6의 30 m와 75 m, 그리고 N10.5의 30 m의 자료는 회귀분석 시 배제되었다. 회귀분석 결과 형광유기물 중 생거대물질은 수온, 총유기탄소, 엽록소-*a*와 연관성을 그리고 지구거대물질은 수온, 용존산소(수심 0 m부터 용존산소 최소층까지), 총유기탄소와 연관성을 가져 형광유기물의 생성 및 분포 특성이 어느 특정 인자에 의해 좌우되기 보다는 복합적인 영향을 받는 것으로 나타났다. 수온이 높은 표층에서는 광합성작용, 섭식활동, 미생물 분해과정 등 활발한 생물학적 과정이 일어나며 저층으로 갈수록 생물학적 과정이 최소화되고 수온은 낮아져 안정된 수괴를 형성하게 된다. 따라서 형광유기물 중 생거대물질은 수온과 양의 상관관계를 지구거대물질은 음의 상관관계를 갖게 되는데 수온과의 상관관계가 강할수록 물리적인 과정에 의한 영향을 받고 있음을 시사한다. 대양에서 주된 유기물 기원이 되는 일차생산은 결국 표층 내 유기물 농도를 증가시키는 결과를 가져오고 이는 생거대물질

Table 2. The results of linear regression analysis between fluorescence organic matter and temperature, dissolved oxygen (DO), total organic carbon (TOC), and Chlorophyll-*a* at the sampling stations

Equation	R ²	p	n
BM = 0.027 × Temperature + 1.029	0.35	< 0.001	54
GM = -0.040 × Temperature + 1.620	0.66	< 0.001	54
BM = 0.004 × DO _(0 m-OML*) + 1.003	0.27	< 0.005	28
GM = -0.007 × DO _(0 m-OML) + 1.931	0.76	< 0.001	28
BM = -0.001 × DO _(OML-4,000 m) + 1.252	0.01	> 0.5	26
GM = -0.001 × DO _(OML-4,000 m) + 1.436	0.67	> 0.5	26
BM = 0.008 × TOC + 0.583	0.31	< 0.001	54
GM = -0.014 × TOC + 2.405	0.60	< 0.001	54
BM = 1.722 × Chl- <i>a</i> + 1.465	0.32	< 0.01	25
GM = -3.450 × Chl- <i>a</i> + 1.148	0.28	> 0.01	25

*OML : oxygen minimum layer.

의 농도 증가로 이어지게 되는데 이러한 사실은 총유기탄소와 엽록소-*a*와의 양의 상관관계가 뒷받침해 준다(Table 2). 또한 주로 생거대물질로부터 생성되는 지구거대물질은 생성 기작 상 총유기탄소 농도가 감소할수록 증가하는 특성이 있는데 이는 결국 총유기탄소 농도가 낮게 존재하는 저층 유기물 중 지구거대물질이 차지하는 비중이 커지는 것을 의미하며 아울러 오랜 연령을 갖는 유기물로 구성됨을 암시한다(Anderson and Williams 1999; 손 등 2005). 한편 형광유기물과 용존산소가 유효한 상관관계를 갖는 수심대는 수심 0 m부터 용존산소 최소층까지로서 생거대물질은 양의 상관관계를 지구거대물질은 음의 상관관계를 갖는 것으로 나타났다(Table 2). 결정계수 값으로부터 생거대물질($R^2=0.27$, $p<0.005$) 보다는 지구거대물질($R^2=0.76$, $p<0.001$)이 용존산소와 좋은 상관관계를 보였다. 지구거대물질과 용존산소와의 높은 상관관계는 용존산소가 직접적으로 유기물을 산화시켜 생거대물질을 감소시키고 지구거대물질을 생성 하였다기 보다는 주로 유기물 분해에 일차적인 역할을 담당하는 미생물의 용존산소 소모로 인한 간접적인 관계에 따른 결과로 보는 것이 타당하다. 이러한 특성은 앞서 수온과의 상관관계에서 나타난 결과와 일치한다. 각 항목들에 대한 결정계수(R^2)는 전반적으로 생거대물질($R^2<0.4$) 보다는 지구거대물질($R^2>0.6$)이 높은 값을 보였다. 이는 생거대물질의 경우 유광층 내에서 광합성 작용에 의한 생산 및 미생물에 의한 소비가 복합적으로 일어난 결과로 볼 수 있다. 반면에 지구거대물질의 생성은 표층 혼합층 내에서는 광분해로 인해 감소하며, 표층 혼합층 이하의 수심에서는 주로 생거대물질이 미생물 분해과정을 거쳐 난분해성 물질로 전환되는 단순한 과정을 거치므로 상대적으로 높은 상관도를 보인다고 할 수 있다

(Table 2, Fig. 9). 지구거대물질의 또 다른 주요한 기원 중 하나는 육상의 하구역을 통해 해양으로 유입되는(손과 박 1997) 육상기원으로서 본 연구지역과 같은 대양의 경우 육상 유입 영향이 미비하여 육상기원 지구거대물질에 대한 영향은 무시하여도 될 거 같다.

표층에서 생성된 유기물 중 용존유기물이 차지하는 비율은 약 90~99% 정도가 되고 나머지 1~10% 정도만이 입자유기물로 존재하는데, 저층으로 침강하는 입자유기물이 수괴의 밀도와 유사한 값을 갖는 수심에서는 축적되는 효과가 나타난다(Millero 1996). 이 때 증가된 입자유기물에 대해 미생물의 유기물 분해 작용이 활발하게 일어나고 그로 인해 용존산소가 지속적으로 소모돼 결국 용존산소 최소층이 형성된다(Fig. 9). 이러한 현상은 본 연구지역을 대상으로 1998년에 수행한 연구에서도 용존산소 최소층에서 미생물 생체량 증가현상이 확인된 바 있다(해양수산부 1998). 결국 입자유기물에서 생성되는 지구거대물질의 양이 비록 입자유기물이 축적되는 용존산소 최소층에서는 상대적으로 증가 하겠지만 전반적으로 생거대물질로부터 생성되는 양에 비해 매우 적을 것으로 본다.

4. 결 론

북동태평양 해역에서 직접적인 탄소량 측정 방법과 형광기법을 이용하여 수층 내 존재하는 유기물의 기원과 분포 특성 그리고 그것의 결정 요인에 대해 살펴보았다. 전반적으로 총유기탄소량으로 대변되는 유기물 분포는 생물 활동이 왕성한 유광층을 포함한 표층에서 높고 수심이 증가할수록 감소하여 일정 농도를 유지하는 것으로 나타났다. 또한 표층 내에서도 해류 분포, 수온, 광 조건, 일차 생

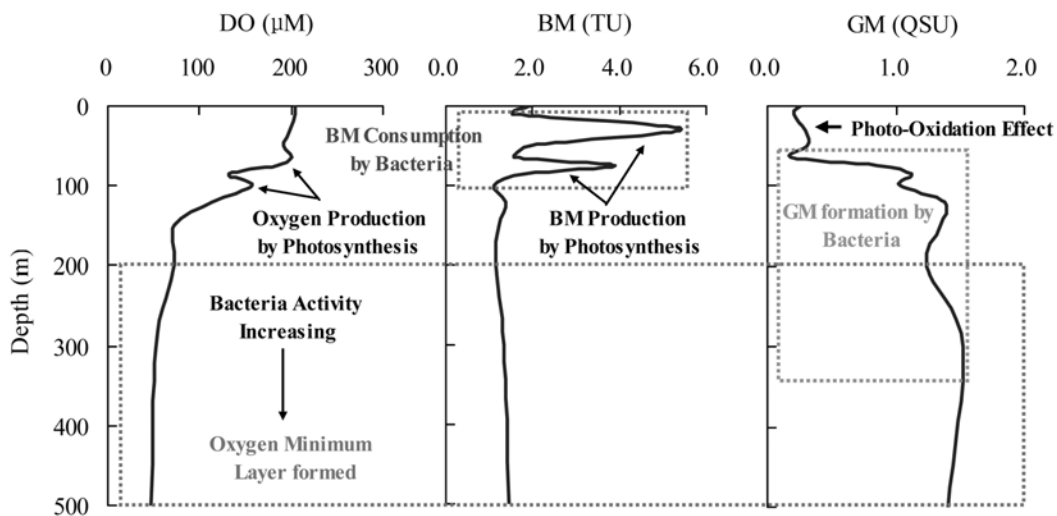


Fig. 9. Vertical profiles of mean dissolved oxygen (DO), biomacromolecule (BM), and geomacromolecule (GM) concentration at the sampling stations with predicted organic matter production and removal processes.

산자, 미생물 활성도 등에 따라 지역적 차이를 보였다. 수층 내 유기물은 그것이 지닌 고유한 형광소 특성에 따라 생거대물질과 지구거대물질로 구분할 수 있었으며, 생거대물질은 생물활동과 밀접한 연관성을 보여 표층에서 총 유기탄소량 중 상당 부분을 차지하는 것으로 나타났고, 미생물에 의해 빠르게 소비되는 특징을 보였다. 지구거대물질은 주로 생거대물질로부터 미생물 분해 과정을 통해 생성되며 심층에 우점하는 것으로 파악되었다.

사 사

본 연구는 해양수산부 R&D 연구과제인 “태평양 심해저 광물자원 개발(PM44003)”과 공공기술이사회 기본과제인 “북서태평양이 한반도 주변해(대한해협)에 미치는 영향연구(PP07401)”와 한국학술진흥재단의 “신진연구인력연구장려금지원사업(KRF-2005-908-C00056)”의 연구비 지원에 의해 수행되었다.

본 연구에 대하여 좋은 토의와 의견을 주신 두 분의 심사위원님께 감사드리며, 많은 도움을 주신 한국해양연구원 심해연구사업단 연구원 여러분과 온누리호 선장님을 비롯한 승무원 분들께도 감사 드립니다.

참고문헌

- 손승규, 박용철. 1997. 북동태평양(KODOS 해역)의 영양염 및 형광 유기물에 관한 환경특성 연구. *한국환경과학회지*, 6, 595-604.
- 손주원, 손승규, 김경홍, 김기현, 박용철, 김동화, 김태하. 2005. 북동태평양 KODOS 해역의 유기탄소 및 걸보기 산소량 특성. *Ocean and Polar Res.*, 27, 1-13.
- 현정호, 김경홍, 권개경, 이정현, 이홍금, 김상진, 김기현. 2002. 아데노신 3인산을 이용한 심해저 및 연안퇴적토의 총 미생물 생체량 측정. *Kor. J. Microbiol.*, 38, 119-126.
- 해양수산부. 1998. 심해저 광물자원탐사 보고서 제1권, p. 998-1000.
- 해양수산부. 2006. 심해저 광물자원개발 보고서 제1권, p. 100-172.
- Anderson, T.R. and P.J.le.B. Williams. 1999. A one-dimensional model of dissolved organic carbon cycling in the water column incorporating combined biological-photochemical decomposition. *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 337-349.
- Chen, R.F. and J.L. Bada. 1992. The fluorescence of dissolved organic matter in seawater. *Mar. Chem.*, 37, 191-221.
- Coble, P.G., C.A. Schultz, and K. Mopper. 1993. Fluorescence contouring analysis of DOC intercalibration experiment samples. *Mar. Chem.*, 41, 173-178.
- Coble, P.G., R.G. Zepp, and R.G. Zika. 2004. CDOM in the ocean: Characterization, distribution and transformation ocean sciences meeting, Honolulu, HI, 11-15 Feb. 2002. *Mar. Chem.*, 89, 3-327.
- Determann, S., J.M. Lobbes, R. Reuter, and J. Rullkotter. 1998. Ultraviolet fluorescence excitation and emission spectroscopy of marine algae and bacteria. *Mar. Chem.*, 62, 137-156.
- Druffel, E.R.M., P.M. Williams, and Y. Suzuki. 1989a. Concentrations and radiocarbon signatures of dissolved organic matter in the Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 16, 991-994.
- Druffel, E.R.M., P.M. Williams, K. Robertson, S. Griffin, A.J.T. Jull, D. Donahue, L. Toolin, and T.W. Linick. 1989b. Radiocarbon in dissolved organic and inorganic carbon from the Central North Pacific. *Radiocarbon*, 31, 523-532.
- Hanawa, K. and I. Hoshino. 1988. Temperature structure and mixed layer in the Kuroshio region over the Izu Ridge. *J. Mar. Res.*, 46, 683-700.
- Hansell, D.A. and C.A. Carlson. 2002. Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter. Academic Press, San Diego. p. 64-80.
- Harvey, G.R., D.A. Boran, L.A. Chesal, and J.M. Tokar. 1983. The structure of marine fulvic and humic acids. *Mar. Chem.*, 12, 119-132.
- Hayase, K. and N. Shinozuka. 1995. Vertical distribution of fluorescent organic matter along with AOU and nutrients in the equatorial Central Pacific. *Mar. Chem.*, 48, 283-290.
- Hill, J.K. and P.A. Wheeler. 2002. Organic carbon and nitrogen in the northern California current system: Comparison of offshore, river plume, and coastally upwelled waters. *Prog. Oceanogr.*, 53, 369-387.
- Holm-Hansen, O. and C.R. Booth. 1966. The measurement of adenosine triphosphate in the ocean and its ecological significance. *Limnol. Oceanogr.*, 11, 510-519.
- Kouassi, A.M. and R.G. Zika. 1990. Light induced alteration of the photophysical properties of dissolved organic matter in seawater. *Neth. J. Sea Res.*, 26, 25-32.
- Leiner, M.J.P. and O.S. Wolfbeis. 1988. Biochemical application of 3-dimensional fluorescence spectroscopy. p. 134-138. In: *Time-Resolved laser Spectroscopy in Biochemistry*. ed. by J.R. Lakowicz. *SPIE Proc.*, 909. Society for Photo-optical Instrumentation Engineers, Bellingham, Washington.
- Lochmuller, C.H. and S.S. Saavedra. 1986. Conformational changes in a soil fulvic acid measured by time-dependent fluorescence depolarization. *Anal. Chem.*, 58, 1978-1981.

- Malcolm, R.L. 1990. The uniqueness of humic substance in each of soil, stream and marine environments. *Anal. Chim. Acta.*, 232, 19-30.
- Millero, F.J. 1996. Chemical Oceanography. 2nd ed. CRC Press, p. 220-222, 346-347.
- Momzikoff, A., S. Dallot, and M.D. Pizay. 1992. Blue and yellow fluorescence of filtered seawater in a frontal zone. *Deep Sea Res.*, 39, 1481-1498.
- Mopper, K. and A.S. Schultz. 1993. Fluorescence as a possible tool for studying the nature and water column distribution of DOC compounds. *Mar. Chem.*, 41, 229-238.
- Parsons, T.R., Y. Maita, and C.M. Lalli. 1984. A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis. Pergamon Press, Oxford. 249 p.
- Park, Y.C., C.H. Yoon, and K.H. Chung. 1994. Amino acid composition and characteristic of dissolved organic compounds in the Yellow Sea. *J. Oceanol. Soc. Kor.*, 29, 171-182.
- Park, Y.C., S.K. Son, K.H. Chung, and K.H. Kim. 1995. Characteristics of fluorescent organic matter and amino acids composition in the East Sea. *J. Oceanol. Soc. Kor.*, 30, 341-354.
- Pickard, G.L. and W.J. Emery. 1982. Descriptive Physical Oceanography. Pergamon Press, Oxford. p. 45.
- Sharp, J.H., Y. Suzuki, and W.L. Munday. 1993. A comparison of dissolved organic carbon in Atlantic continental slope, coastal and estuarine waters by high temperature combustion and wet chemical oxidation. *Mar. Chem.*, 41, 253-259.
- Sierra, M.M.D., O.F.X. Donald, M. Lamotte, C. Belin, and M. Ewald. 1994. Fluorescence spectroscopy of coastal and marine waters. *Mar. Chem.*, 47, 127-144.
- Suzuki, Y. and E. Tanoue. 1991. Dissolved organic carbon enigma-implication for ocean margin. p. 18-23. In: *Ocean Margin Processes in Global Change. Dahlem Workshop.* ed. by R.F.C. Mantoura, J.M. Martin and R. Wollast. John Wiley & Sons, New York.
- Williams, P.M. and E.R.M. Druffel. 1998. Dissolved organic matter in the ocean: comments on a controversy. *Oceanography*, 1, 14-17.
- Williams, P.M., J.E. Bauer, K.J. Robertson, and D.M. Wolgast. 1993. Data report on DOC and DON measurements made at SIO, 1988-1991. *Mar. Chem.*, 41, 271-281.

Received Feb. 28, 2007

Accepted May 28, 2007

Appendix

Appendix 1. Adenosine triphosphate (ATP) and particulate organic carbon (POC) concentrations in the study area

St.	Depth (m)	ATP		POC ($\mu\text{M-C}$)
		(ng/l)	(mg/m ²)*	
N0	0	497.33		11.41
	10	934.67		12.11
	30	828.67	62.11	14.13
	50	979.67		10.85
	75	212.93		8.36
	100	133.23		7.43
N6	0	530.67		8.95
	10	580.33		8.04
	30	828.33	48.74	8.90
	50	619.67		7.61
	75	194.03		9.15
	100	161.93		6.67
N10.5	0	242.30		9.63
	10	249.37		9.36
	30	246.73	19.64	10.63
	50	157.60		8.14
	75	199.20		9.27
	100	98.43		7.41

(mg/m²)* : depth integrated value from 0 to 100 m depth.