

## Article

## 북동태평양 KODOS 해역의 유기탄소 및 걸보기산소량 특성

손주원<sup>1\*</sup> · 손승규<sup>1</sup> · 김경홍<sup>1</sup> · 김기현<sup>1</sup> · 박용철<sup>2</sup> · 김동화<sup>2</sup> · 김태하<sup>2</sup>

<sup>1</sup>한국해양연구원 해저환경 · 자원연구본부  
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호  
<sup>2</sup>인하대학교 이과대학 해양과학과  
(402-751) 인천광역시 남구 용현동 253

## Characteristics of Organic Carbon and Apparent Oxygen Utilization in the NE Pacific KODOS Area

Ju-Won Son<sup>1\*</sup>, Seung-Kyu Son<sup>1</sup>, Kyeong-Hong Kim<sup>1</sup>, Ki-Hyune Kim<sup>1</sup>,  
Yong-Chul Park<sup>2</sup>, Dong-Hwa Kim<sup>2</sup>, and Tae-Ha Kim<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Marine Geoenvironment and Resources Research Division, KORDI  
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

<sup>2</sup>Department of Oceanography, College of Natural Science  
Inha University, Incheon 402-751, Korea

**Abstract :** The samples for organic carbon analysis were collected between 5° and 17°N along 131.5°W in the northeast Pacific KODOS (Korea Deep Ocean Study) area. The mean concentration of total organic carbon (TOC) in the surface mixed layer (~50 m) was  $100.13 \pm 2.05 \mu\text{M-C}$ , while the mean concentration of TOC in the lower 500 m of the water column was  $50.19 \pm 4.23 \mu\text{M-C}$ . A strong linear regression between TOC and temperature ( $r^2 = 0.70$ ) showed that TOC distribution was controlled by physical process. Results from the linear regression between chlorophyll-*a* and TOC, and between chlorophyll-*a* and particulate organic carbon (POC), decreasing of dissolved organic carbon (DOC) in the surface layer caused by non-biological photo-oxidation process. Below the surface layer, biological production and consumption occurred. DOC accumulation dominated in the depth range of 30~50 m and DOC consumption occurred in the depth range of 50~200 m. TOC was inversely correlated with apparent oxygen utilization (AOU) and TOC/AOU molar ratios ranged from -0.077 to -0.21. These ratios indicated that TOC oxidation was responsible for 10.9~30.1% (mean 20.2%) of oxygen consumption in the NE Pacific KODOS area. In the euphotic zone, distributions of dissolved and particulate organic matter were controlled by photo-chemical, chemical, biological and physical processes.

**Key words :** 북동 적도 태평양(NE Equatorial Pacific), 총유기탄소(TOC), 걸보기산소량(AOU), 입자유기탄소(POC)

## 1. 서 론

태평양의 수층 환경연구는 범 지구기후변화 및 탄소순환 등과 관련하여 GLOBEC(Global Ocean Ecosystem

Dynamics), JGOFS(Joint Global Ocean Flux Study), TOGA(Tropical Ocean and Global Atmosphere), WOCE(World Ocean Circulation Experiment), WEPOCS(Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study) 등과 같은 국제적 연구의 대상이 되고 있으며(Lukas *et al.* 1991; Goyet and Peltzer 1994; Murray *et al.* 1992, 1995), 태평

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

양 적도 지역은 El Niño/La Niña 현상에 의한 표층수온변화(Kessler and McPhaden 1995; Wanninkhof *et al.* 1995) 및 그에 따른 유·무기화합물의 조성변화(Doval and Hansell 2000; Sheridan *et al.* 2002; Christian *et al.* 2002), 대기-해양간 이산화탄소의 flux 변동(Chavez *et al.* 1999; Inoue *et al.* 2001), 해양 생태계의 반응(Liu *et al.* 1996; McGowam *et al.* 1998) 등 환경변화의 영향을 직접적으로 받는 지역이다.

본 연구지역을 포함한 열대 적도 태평양 해역은 다양한 해류 순환형태를 보이며 그 결과 복잡한 물리·화학적 환경을 형성한다. 해류 체계는 4개의 주요한 해류로 구성되어 있는데, 서향류인 북적도해류(North Equatorial Current, NEC)와 남적도해류(South Equatorial Current, SEC) 그리고 동향류인 북적도반류(North Equatorial Counter Current, NECC)와 적도잠류(Equatorial Under Current, EUC)로 구성되어 있다(Pickard and Emery 1982). 북적도해류는 8°N~20°N, 남적도해류는 10°S~3°N 사이에서 흐르는 것으로 알려져 있다(Pickard and Emery 1982). 서향류인 북적도해류와 남적도해류 사이에 동향류인 북적도반류가 위치하며(Hansen and Swenson 1996) 계절 및 기후변동에 따라 남·북 방향으로 수백 km씩 이동하는 특징이 있다(Bitterman and Hansen 1989). 적도잠류는 2°S~2°N, 수심 100~300 m의 깊이에 존재하는 것으로 알려져 있다(Pickard and Emery 1982). 북적도해류와 북적도반류가 교차되는 해역에서는 발산(divergence)에 의한 용승(upwelling) 현상이 있으며, 북적도반류와 남적도해류가 교차되는 해역에서는 수렴(convergence)에 의한 침강(downwelling) 현상이 발생된다. 용승과 침강에 의한 물리적인 환경 변화는 결국 수층 환경 내 화학적 그리고 생물학적 변화를 일으키는 요인으로 작용하게 된다(Dandonneau 1995; Hyun *et al.* 1998).

대양에서 총유기탄소(TOC)의 기원은 생물학적 과정들을 통한 현장에서의 생산이 주를 이루며(Copin-Montegut and Avril 1993; Kirchman *et al.* 1993), 총유기탄소 농도는 다양한 생물학적·물리적 과정들에 의해 결정되는 유기물 분포를 판단하는데 유용하다(Doval and Hansell 2000). 총유기탄소 중 용존유기탄소(DOC)는 해양에서 가장 큰 유기탄소 pool로서 해양에서 탄소의 생지화학적 순환에 있어서 중심적인 역할을 한다(Amon and Benner 1994; Carlson *et al.* 1994). 용존유기탄소의 생성 기작은 플랑크톤 군집 구성에 의해 크게 영향을 받고(Carlson and Ducklow 1995), 수층 내 물리적인 수직 혼합 과정(Hansell and Waterhouse 1997)과 미생물의 작용(Kirchman 2000)에 의해 농도가 결정된다. 적도 태평양 지역에서 용존유기탄소의 분포는 대부분 물리적인 작용에 의해 결정되는 것으로 알려져 있다(Tanoue 1993; Peltzer and Hayward

1996; Hansell and Waterhouse 1997). 용존유기탄소는 생산력이 높은 계절에 해양의 유광층(euphotic layer)내에 축적되고(Williams 1995) 수직적인 혼합과정을 통해 무광층(aphotic layer)내로 탄소가 이동하게 되는데, 이러한 과정은 최소한 빈영양(oligotrophic) 지역에서 입자체 침강에 의한 이동보다 잠재적으로 중요한 것으로 알려져 있다(Copin-Montegut and Avril 1993; Carlson *et al.* 1994).

용존유기물(DOM)에 관한 중요한 점은 미생물들(micro-organisms)에 의한 이용도이다. 용존유기탄소 pool은 쉽게 분해되는 형태(highly labile), 중간 정도 분해되는 형태(semi-labile) 그리고 난분해 형태(refractory)로(Kirchman *et al.* 1993) 구분지을 수 있는데, 쉽게 분해되는 형태는 생물학적으로 이용 가능한 유기물들로 구성되어 있고(Carlson and Ducklow 1995) 교체 시간(turnover time)은 수시간~수일의 시간 크기를 갖는다. 중간 정도 분해되는 형태는 계절적인 시간 크기를 가지며, 주로 심층해양에서 나타나는 난분해 형태는 6000년의 주기(life time)를 갖는 것으로 알려져 있다(Williams and Druffel 1987). 이러한 형태의 유기물들은 표층 내에 존재하게 되고, 쉽게 그리고 중간정도 분해되는 형태의 농도는 생물학적 과정에 의한 현장 생산과 먹이망에서 이루어지는 소비 사이의 균형에 크게 의존한다(Doval *et al.* 1999).

한편 1970년대 초기 연구에서 용존유기탄소와 걸보기산소량(AOU) 사이에 상관 관계가 있음을(Ogura 1970; Craig 1971) 보여주는 반면, 다른 연구에서는 심층에서의 용존유기탄소가 생물학적으로 난분해성인(Barber 1968) 특징과 오래된 연령(Williams and Druffel 1987; Bauer *et al.* 1992) 그리고 상대적으로 일정한 수직분포(Martin and Fitzwater 1992) 등으로 심층 산소 소비에 충분히 기여하지 못한다고 하였다(Menzel 1970; Hansell *et al.* 1993). 하지만 최근 몇 년 동안 용존유기탄소와 걸보기산소량 사이의 상관 관계에 관한 연구가 다시 관심을 갖기 시작했고(Guo *et al.* 1994; Thomas *et al.* 1995; Peltzer and Hayward 1996; Doval and Hansell 2000), 심층에서 용존유기탄소의 보존적인 특성 또한 논의(Hansell and Carlson 1998)되고 있는 실정이나, 여전히 이러한 두 항목 사이에 나타나는 상관 관계가 아직까지는 명확하게 규명되고 있지는 않다.

본 연구에서는 기존에 연구 보고된 바가 없는 북동태평양 KODOS 해역에서의 총유기탄소 및 입자유기탄소의 농도 분포 특성과 그것의 결정 요인 그리고 용존산소 소비에 따른 유기물의 분해 정도를 알아보고, 걸보기산소량과 유기물과의 연관성 여부를 밝히고자 한다.

## 2. 재료 및 연구방법

연구해역은 북동태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대

(Clarion-Clipperton fracture zone) 사이의 중앙부에 위치한 지역으로 본 연구는 2003년 7월 131.5°W 선상, 5°~17°N 해역에서 수행되었으며(Fig. 1), 해수중의 물리화학적 특성 및 해수 시료 채취를 위해 CTD meter(Sea-Bird 911 Plus)를 부착시킨 Rossette system을 운용하였다. 해수 시료는 위도에 따라 총 13개 정점에서 표층부터 수심 1000 m까지 수심 별로 채수하였고, 수온, 염분 및 용존산소 농도는 CTD system으로부터 획득하였다. 용존산소는 CTD 자료를 보정하기 위해 일부 정점에서 Winkler-Sodium Azide 방법을 이용하여 현장에서 측정하였다(Parsons *et al.* 1984).

엽록소-*a* 농도는 2 L의 해수를 N<sub>2</sub> gas pressure 여과 장치를 이용하여 0.45 μm membrane filter(25 mm diameter, Whatman)로 거른 다음 90% acetone 용액에 담구어 24시간 동안 용출시킨 후 Turner 10-AU fluorometer(Turner Designs)로 현장에서 측정하였다. 또한 산처리 전과 후의 형광값으로 phaeo-pigments의 값을 보정해 주었다(Parsons *et al.* 1984).

총유기탄소(TOC) 농도는 HCO(high-temperature catalytic oxidation)/NDIR(non-dispersive infrared gas analysis)의 방법(Sugimura and Suzuki 1988)으로 TOC-5000A(Shimadzu)를 이용하여 측정하였다. 분석은 시료에 2 N HCl 처리 후 탈기시켜 무기탄소를 제거한 뒤 측정하는 NPOC(non-purgeable organic carbon) 방법으로 측정하였으며, carrier gas는 초순도 O<sub>2</sub> gas(CO, CO<sub>2</sub>, hydrocarbon 1 ppm 이하)를 사용하여 flow rate 120 ml/min., sparging flow rate 120 ml/min. 그리고 sparging time 5분의 조건으로 분석하였다. 배경시료에 대한 보정(손 2003)은 Milli-Q 초순수를 반복 측정하여 구하였으며, 21.19 μM-C의 값을 얻어 모든 측정값에서 이 값을 보정을 해 주었다.

입자유기탄소(POC) 농도는 500 ml의 해수를 low vacuum pressure 여과 장치를 이용하여 pre-combusted GF/F glass-fiber filter(25 mm diameter, Whatman)로 거른 후 냉동 보관하여 실험실로 옮겨 분석하였다. 무기탄소를 제거하기 위해 10 N HCl로 혼중(acid fuming) 후 건조한 다음 tin capsule에 담아서 CHNS analyzer(CE Instrument, EA1110)로 분석하였다. 표준물질로는 Sulfanilamide(Fisons Instruments)를 사용하였다.

측정 자료 분석을 위한 통계 처리는 SPSS version 10.0을 이용하여 회귀분석을 수행하였다.

### 3. 결과 및 토의

#### 수온 및 염분 분포 특성

연구지역을 포함한 열대 적도 태평양 지역은 무역풍(Trade Wind)에 의해 형성된 북적도해류와 남적도해류 그

리고 그 사이 무풍대(Doldrums) 지역에 흐르는 북적도반류 등 다양한 해류체계를 가지며 해류 사이에 발생하는 수렴과 발산에 의한 용승과 침강 그리고 국지적인 와류 현상 등 다양한 물리적 과정들이 존재하고 있다. 본 연구가 수행된 시기의 북동태평양 표층 해류는 5°~9°N 사이에 동향류인 북적도반류가 존재하였고, 9°~17°N 사이에는 서향류인 북적도해류가 흐르는 것으로 나타났으며, 북적도반류와 북적도해류가 교차하는 지점인 9°N에서 발산에 의한 용승 현상이 발생하였다(해양수산부 2004).

연구지역 내 위도에 따른 표층수 수온 분포는 다소의 차이를 보이며 평균 28.05°C를 나타냈다. 정점 N5~N14까지는 28°C 이상의 수온을 나타내다가 북쪽 지역인 N15~N17에서는 그 이하의 수온을 보였다. 최대 표층수 수온을 보인 정점은 N9로 28.98°C를, 최소 수온을 보인 정점은 N17로 25.95°C를 나타내 3°C 정도의 온도 차이를 보였다. 위도에 따라 표층수 수온 차이를 보이는 것은 북쪽 지역 정점으로 갈수록 계절수온약층의 약화로 인해(Fig. 3) 저층으로부터 낮은 수온을 함유한 수괴와의 혼합에 의한 것으로 판단된다. 수온의 수직 분포는 전형적인 대양에서의 분포와 유사한 결과를 보였다(Fig. 2). 수심 약 50 m까지는 온도 변화가 거의 없는 표면혼합층(surface mixed layer)이 형성되었고, 계절수온약층(seasonal thermocline)은 수심 50~150 m 사이에 존재하였다. 계절수온약층을 포함한 200 m 이내의 수심에서는 각 정점간 큰 변화폭을 보

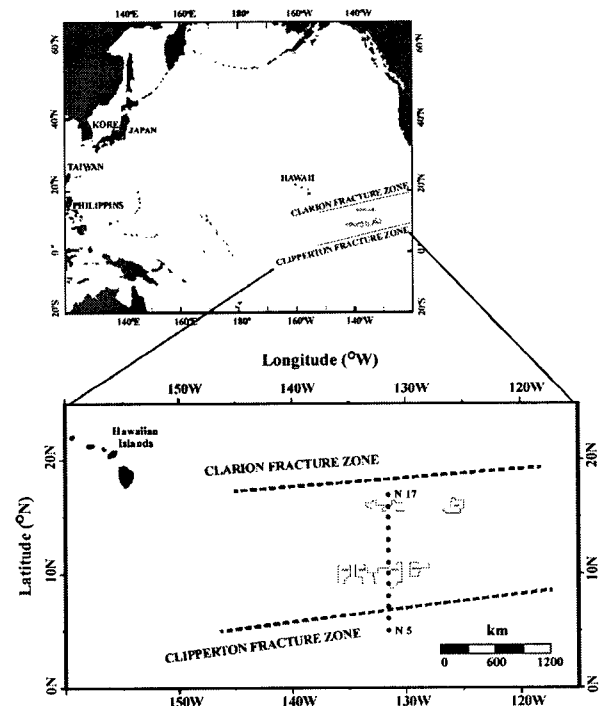


Fig. 1. Map showing sampling stations in the study area.

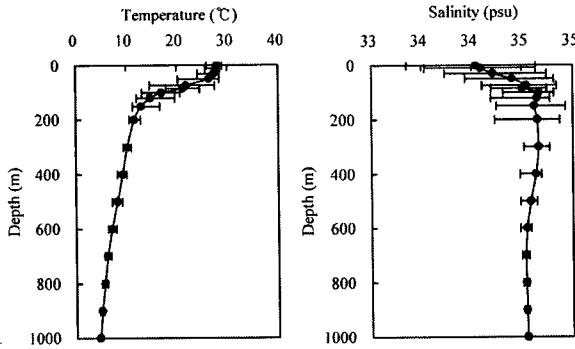


Fig. 2. Vertical profiles of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and salinity (psu) in the study area. Closed circles are mean values and error bar is the minimum and maximum value at that depth.

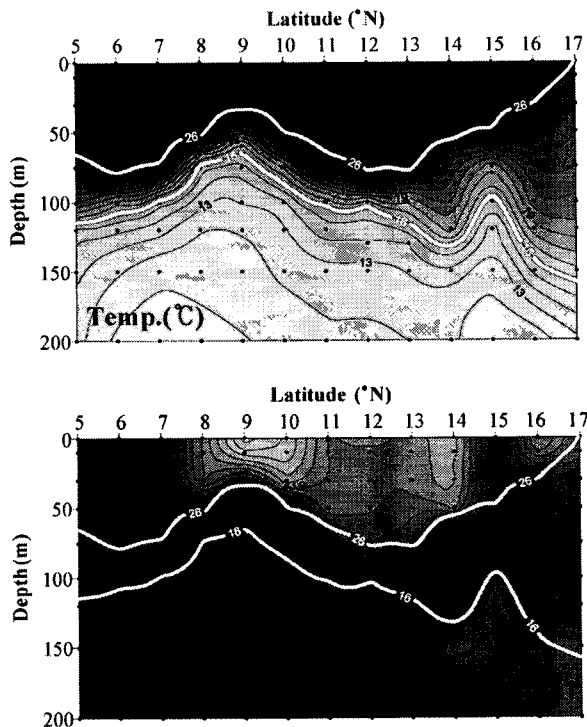


Fig. 3. Distributions of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and salinity (psu) in the upper 200 m of the study area. White line represents the seasonal thermocline thickness.

이다가 200 m 이하의 수심에서 작은 변화폭으로 일정하게 감소하는 경향을 보였다. 수온약층의 두께는 위도에 따라 차이를 보였는데 (Fig. 3), 정점 N5~N13까지는 약 50 m의 두께를 보이다가 북쪽 지역의 정점으로 갈수록 두께가 증가하여 N17에서는 150 m의 두께를 보였다. 수온의 수직단면 분포에서 특이한 사항으로 N14 정점에서 침강 현상, N15 정점에서는 용승 현상이 나타나고 있는데, 이

는 일시적인 와류(anticyclonic eddies)에 의한 영향으로 판단된다. 이러한 와류 현상에 대해 2003년 7월 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)에서 측정 한 열대 태평양 drifting buoys의 결과를 보면 ([http://www.aoml.noaa.gov/phod/graphics/dacdata/jul03\\_eqanal.html](http://www.aoml.noaa.gov/phod/graphics/dacdata/jul03_eqanal.html)) 본 연구가 수행된 지점에 시계방향의 와류가 존재하고 있어 이러한 판단을 뒷받침해 준다. 발산에 의한 용승 현상이 있는 정점 N9에서는 수온약층 상·하층부가 주변 정점들과 비교해 약 20 m 정도 상승해 있으며, 와류에 의한 국지적인 용승 현상이 있는 정점 N15에서는 수온약층 하층부만이 20 m 정도 상승해 있는 모습을 볼 수 있었다.

염분의 분포는 수온과는 달리 수심 600 m까지 위도에 따라 다양한 변화폭을 갖는 것으로 나타났는데 (Fig. 2), 이는 다양한 기원을 갖는 수괴가 존재함을 의미한다. 본 연구지역에 존재하는 수괴로는 남태평양·북태평양 아열대 해역에서 기원한 고염수, 남극중층수 (Antarctic Intermediate Water, AAIW), 북태평양 기원 중층수 그리고 태평양 심층수 (해양수산부 2004) 등이 있다. 수심 200 m까지의 수직단면 분포를 살펴보면 전반적으로 정점 N8~N14 표층수에서 다른 수층에 비해 낮은 염분을 나타내고 있었다 (Fig. 3). 이는 본 연구지역이 증발량보다는 강수량이 많은 지역 (Pickard and Emery 1982)으로 강수에 의한 염분 희석효과로 보여진다. 특히 정점 N9~N10 표층수에서는 33.6 psu 이하의 가장 낮은 염분을 나타내고 있었다. 용승 현상이 있는 정점 N15의 표층수는 주변에 비해 다소 높은 염분을 보였는데 이는 용승 작용에 의해 북태평양 기원 저염의 중층수 (Pickard and Emery 1982)가 북태평양 아열대 해역에서 기원한 고염수를 위로 올렸기 때문으로 판단된다. 아울러 용승 작용 결과 수심 70~120 m 사이에 존재하는 고염수가 정점 N15를 중심으로 분리되는 형태를 나타내며 주변 정점들과 수평적 염분전선을 형성하는 모습을 보였다 (해양수산부 2004).

#### 용존산소 및 엽록소-a 분포 특성

일반적으로 대양에서 용존산소의 수직 분포는 표면혼합층 내에서 대기의 산소와 평형을 이루며 같은 농도로 존재하고, 수면하(subsurface)에서 광합성 작용에 의한 생물학적 생산에 의해 용존산소의 증가를 보인다. 중층에서 나타나는 용존산소 최소층은 생물 호흡과 입자성 물질의 산화 등에 의한 결과이며, 심층에서는 용존산소 농도가 높은 냉수의 침강으로 인해 증가하는 경향을 갖는다 (Millero 1996). 본 연구지역에서의 용존산소 수직 분포는 위도에 따라 유사한 분포를 보이는 그룹으로 구분지을 수 있는데 group 1은 정점 N5~N7, group 2는 정점 N8~N10, group 3는 정점 N11~N13 그리고 group 4는 정점 N14~N17로 구분되었다 (Fig. 4). Group 1(N5~N7) 지역은 북적도반류

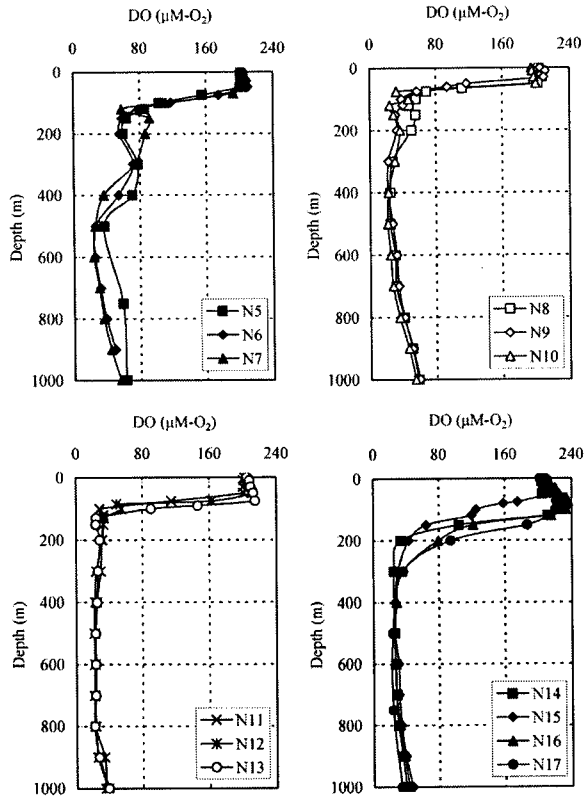


Fig. 4. Vertical profiles of DO ( $\mu\text{M-O}_2$ ) in the study area.

가 우세한 지역으로 표면혼합층 50 m까지 약  $200 \mu\text{M-O}_2$ 로 일정한 용존산소 농도를 보이다가 수심 150 m까지 일정하게 감소하는 분포를 보였다. 이후 400 m까지 용존산소 농도가 상·하층과 비교해 증가된 형태를 나타냈는데 이는 남태평양 아열대 해역에서 기원한 해수 유입에 의한 것으로 판단된다. 수심 500 m까지 감소하다 다시 증가하는 양상을 보였는데 높은 용존산소 농도를 함유한 남극중층수의 유입에 의한 것으로(해양수산부 2004) 생각된다. Group 2(N8~N10)는 북적도해류의 영향권에 속하는 지역으로 group 1에서 보인 수직 분포 형태와 유사하지만 약화된 모습을 보였다. 표면혼합층이 group 1에 비해 상대적으로 얇아졌는데(약 30 m) 용승 현상에 의한 것으로 판단되며(Fig. 5), 남태평양 아열대 해역 기원수의 영향에 의한 용존산소 증가는 group 1에 비해 100 m 정도 상승한 수심 약 200 m 부근에서 나타나고 있으나 농도 증가는 그리 크지 않았다. 수심 600 m 이상에서 용존산소 증가 양상은 남극중층수의 영향이 여실히 남아 있음을 보여주었다. Group 3(N11~N13)의 분포 특성은 표면혼합층이 group 2에 비해 깊어져(약 50 m) group 1과 유사한 깊이를 보였다. 수심 100 m 정도까지 일정하게 용존산소 농도가 감소하다 수심 800 m까지 group 1, 2에서 보였던 남태

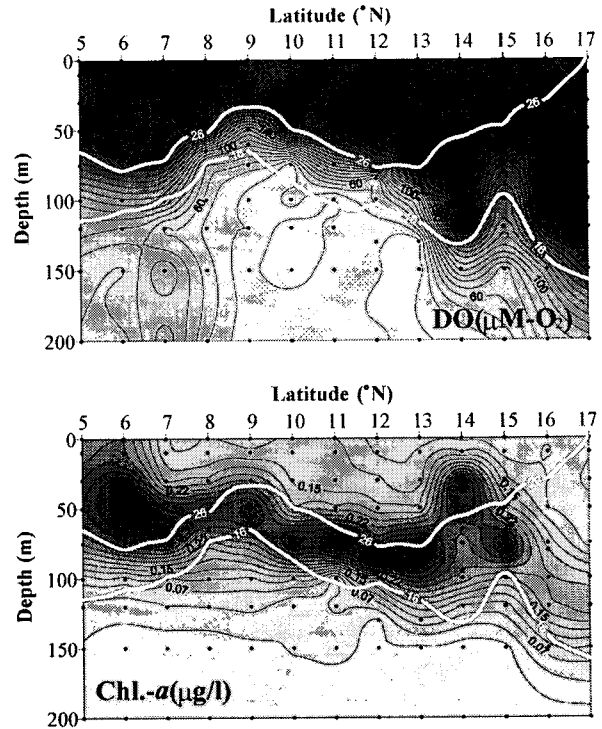


Fig. 5. Distributions of DO ( $\mu\text{M-O}_2$ ) and chlorophyll-*a* ( $\mu\text{g/l}$ ) in the upper 200 m of the study area. White line represents the seasonal thermocline thickness.

평양 아열대 해역 기원수의 영향을 반영하는 용존산소 증가 현상은 보이지 않고 약  $22 \mu\text{M-O}_2$ 로 일정한 농도를 나타내고 있다가 800 m 이하의 수심에서 다소 증가한 결과를 보였다. Group 4(N14~N17)는 다른 group들과 달리 극지적인 용승 현상이 있는 정점을 포함하고 있는데, 수심 300 m 이내에서 용승 현상이 있는 정점 N15에서의 수직 분포가 다른 정점들과 비교해 위로 상승해 있는 것을 볼 수 있었다(Fig. 4). Group 3에서 보였던 표면혼합층 내에서 수심 증가에 따라 용존산소 농도가 증가하는 현상이 보이고는 있지만 이는 광합성 작용에 의한 것이라기보다 용승 작용에 의해 높은 용존산소를 함유한 북태평양 아열대 기원수가 상층으로 이동된 결과로 생각된다. 표면혼합층 이하의 수심에서 나타나는 용존산소 농도의 감소 현상이 다른 group들과 달리 수심 200 m(N14, N15) 또는 300 m(N16, N17)까지 지속되고 있음을 알 수 있었다. 300 m 이하의 수심에서는 다른 group들과 유사한 분포를 보였다. 위도에 따른 용존산소의 수직단면 분포는 앞서 언급한 염분과 유사한 형태를 보이며 정점 N15를 경계로 용승작용에 의해 낮은 용존산소를 함유한 북태평양 기원 중층수가 높은 용존산소 농도를 함유한 북태평양 아열대 해역 기원수를 분리 시키는 형태를 보였다(Fig. 5).

대양에서의 식물플랑크톤 성장과 광합성은 영양염에 의

해 제한되고, 유광층 이내에서는 빛의 감소에 따라 생산성이 제한되는 것으로 알려져 왔다(Hayward 1987; Venrick 1987). 본 연구지역의 상층부 200 m 수심 내 엽록소-*a*의 농도는 0.01~0.48  $\mu\text{g/l}$ 의 범위를 갖고, 수온약층 이하의 수심에서 광 조건과 물리적 요인 그리고 농도 구배에 따른 확산을 통해 올라온 영양염에 의해 표면혼합층 바로 아래에 존재하는(Venrick et al. 1973) 엽록소 최대층(Subsurface Chlorophyll Maximum, SCM)이 수온약층을 따라 수심 약 40~120 m 사이에 나타났다(Fig. 5). 엽록소 최대층은 북쪽 정점으로 갈수록 깊어지면서 0.20~0.48  $\mu\text{g/l}$ 의 농도 범위로 분포하며 기존에 조사된 결과들과 유사한 범위를(Dickson and Wheeler 1993; 해양수산부 1998) 보였다. 한편 북적도반류 영역인 정점 N5~N6의 표면혼합층 내 엽록소-*a* 농도는 0.2  $\mu\text{g/l}$  이상으로 동일한 수심에서 북적도해류 영역인 다른 정점들에 비해 높은 값을 나타냈는데 북적도반류 표면혼합층 내 영양염 농도가 상대적으로 북적도해류보다 높을 것으로 예상된다. 한편 정점 N14의 30 m 수심에서는 0.3  $\mu\text{g/l}$  이상의 높은 엽록소-*a* 농도가 보였는데 정점 N15에서 나타나는 국지적인 용승 현상의 영향으로 판단되며 추후 보다 정확한 연구가 수행되어야 할 것으로 보인다.

#### 총유기탄소, 입자유기탄소 및 걸보기산소량 분포 특성

본 연구에서 측정된 해수 시료 내 유기탄소는 여과 과정을 거치지 않았으므로 용존유기탄소(DOC)가 아닌 총유기탄소(TOC)로 정의하는 바이다. 적도 태평양 혼합층 내 총유기탄소와 용존유기탄소 사이의 차이는 수  $\mu\text{M-C}$  정도로 여겨지며, 혼합층 이하의 수심에서는 무시할 만 하다(Peltzer and Hayward 1996). 또한 용존유기탄소를 직접적으로 측정하기 위해 시료 내 입자들을 제거해야 하는데 여과하는 과정에서 입자들의 파손(breakage) 등에 의해 실제보다 과도한 용존유기탄소 농도를 초래할(Hill and Wheeler 2002) 문제점도 있을 수 있다.

연구지역에서 총유기탄소의 수직 분포는 표층에서 높고 수심이 깊어질수록 감소하는 전형적인 대양에서의 분포와 일치하였다. 특히 수심 200 m 이내에서는 농도가 급격히 감소하는 형태를 보였는데 이는 박테리아나 원생생물들이 그들의 에너지 원으로 유기탄소를 이용하기(Hill and Wheeler 2002) 때문이다. 표면혼합층 내 평균 농도는  $100.13 \pm 2.05 \mu\text{M-C}$ 으로 표층수(수심 0 m)에서의 농도보다 10~30 m 수심에서의 농도가 높게 나타나는 특징을 보였다(Fig. 6). 북적도반류 해역인 정점 N5~N7에서 총유기탄소는 수심 120 m까지 평균 0.48  $\mu\text{M-C/m}$ 의 비율로 감소하다 120 m 이후 0.02  $\mu\text{M-C/m}$ 의 비율로 완만하게 감소하였고, 용승 지역인 정점 N8~N10에서는 수심 75 m까지 평균 0.68  $\mu\text{M-C/m}$ 의 비율로 북적도반류 해역보다 급

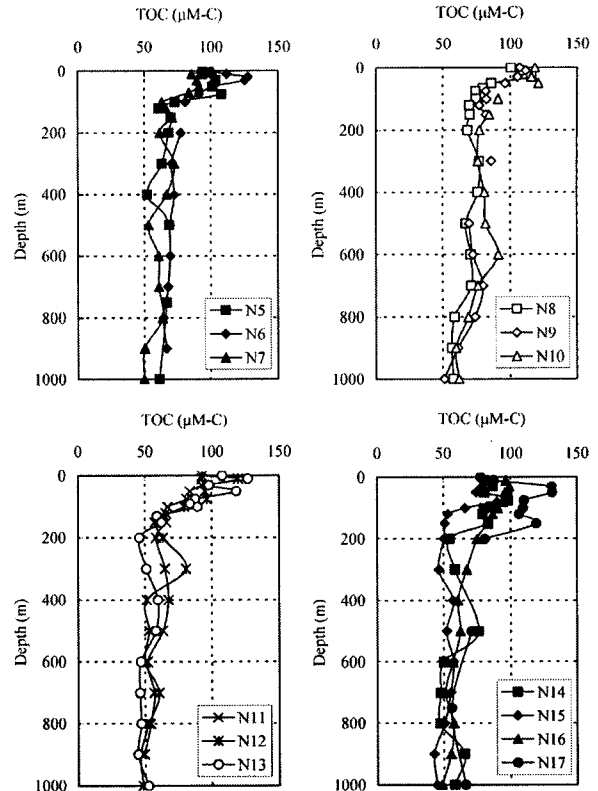


Fig. 6. Vertical profiles of TOC ( $\mu\text{M-C}$ ) in the study area.

하게 감소하였으며, 수심에 따른 총유기탄소 감소 비율이 낮게 나타나는 수심 또한 북적도반류 해역에 비해 표층으로 약 50 m 정도 올라갔다. 이후 1000 m 수심까지 0.03  $\mu\text{M-C/m}$ 의 비율로 감소하였다. 정점 N11~N13에서는 앞서 언급한 지역과는 다르게 수심 200 m까지 평균 0.3  $\mu\text{M-C/m}$ 의 비율로 감소하였으며, 이후 0.01  $\mu\text{M-C/m}$ 의 비율로 거의 일정하게 분포하고 있는 양상을 보였다. 와류에 의한 용승 현상을 포함한 정점 N14~N17에서는 복잡한 수층 구조를 반영하듯 다양한 수직분포 형태를 보여주었다. 정점 N17은 다른 정점들과 달리 100  $\mu\text{M-C}$  이상의 농도가 수심 200 m 이내에서 유지되고 있었고, 용승 현상이 있는 정점 N15에서는 주변 정점들과는 다르게 높은 비율로 감소하는 양상이 수심 150 m 정도까지 지속됐고 이후 완만하게 감소하는 특징을 보였다. 전 정점을 통해 비교적 높은 농도를 보이는 표층으로부터 수심 100 m 이내에서의 평균 총유기탄소 농도는  $94.56 \pm 7.89 \mu\text{M-C}$ 이며, 이후 농도의 감소 정도가 작은 500 m 이하 1000 m까지의 평균 농도는  $59.15 \pm 4.23 \mu\text{M-C}$ 으로 상층에 비해 37.4% 정도가 감소된 양상을 보였다. 수심 200 m까지의 총유기탄소의 수직단면 분포는 앞서 보였던 항목들처럼 물리적인 환경 특성에 따른 명확한 분포를 보여주지 않았지만(Fig. 7)

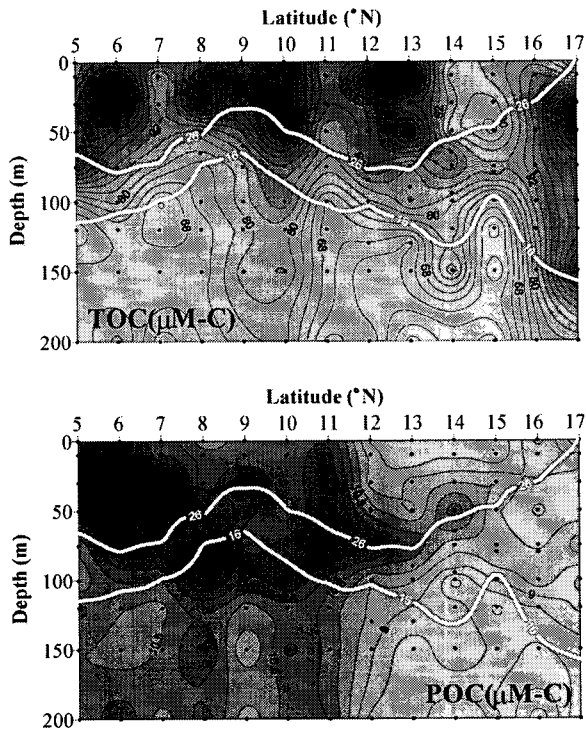


Fig. 7. Distributions of TOC ( $\mu\text{M-C}$ ) and POC ( $\mu\text{M-C}$ ) in the upper 200 m of the study area. White line represents the seasonal thermocline thickness.

전반적으로 표면혼합층에서 높고 수심이 깊어질수록 감소하는 모습을 보였으며, 정점 N15에서는 국지적 용승 현상에 의한 영향이 잘 나타나 있었다.

대양에서 총유기탄소 중 입자유기탄소가 차지하는 비율은 약 1~10% 정도이며, 입자유기물(particulate organic matter)의 약 50% 정도에 해당하는 것으로 알려져 있다. 입자유기탄소를 구성하는 물질로는 살아있는 또는 죽은 동·식물플랑크톤, 박테리아의 분해(degradation) 및 배출(exudation) 산물 그리고 marine snow라 불리는 macroscopic aggregates 등이며 이들의 대부분은 유광층 내 존재한다(Millero 1996). 본 연구지역 내 입자유기탄소의 농도 분포는 Figs. 7과 8에 나타났다. 전 정점을 통해 입자유기탄소가 총유기탄소 중에 차지하는 비율은 평균 13.6%(최소 6.62%, 최대 23.7%)로 일반적인 대양에서의 분포보다는 약간 높은 비율을 보였다. 각 정점에 따른 입자유기탄소의 수직 분포는 총유기탄소와 유사하게 수심 200 m 이내에서 높고 수심이 증가할수록 감소하는 양상을 보였다. 전 정점을 통해 수심 100 m 이내에서 입자유기탄소의 평균 농도는  $10.75 \pm 0.44 \mu\text{M-C}$ 이었고, 수심 500 m 이상 1000 m까지의 평균 농도는  $8.85 \pm 0.18 \mu\text{M-C}$ 으로 상층과 비교해 17.7% 정도 감소된 형태를 보였다. 수심 200 m 이내에서의 입자유기탄소 수직단면 분포는 앞서의 엽록소-a 분포(Fig. 5)와 유사한 양상을 보였는데, 북적도반류 해

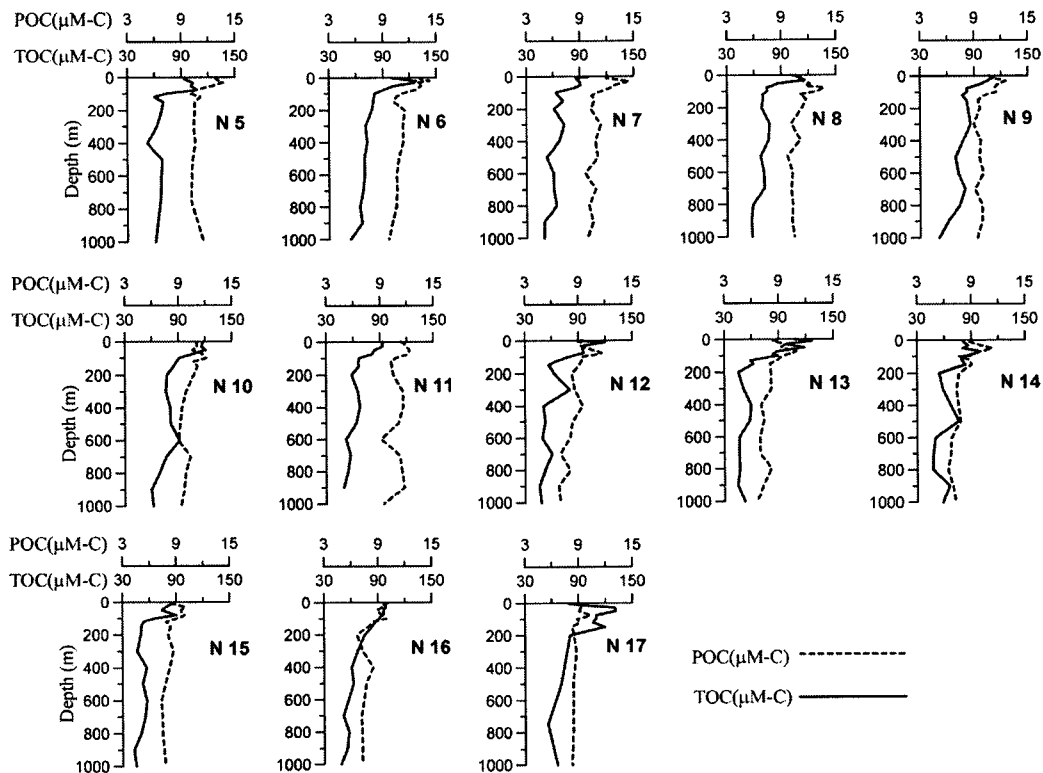


Fig. 8. Vertical profiles of POC ( $\mu\text{M-C}$ ) and TOC ( $\mu\text{M-C}$ ) in the study area.

역인 정점 N5~N7에서 다른 정점들에 비해 높은 입자유기탄소 분포를 보였다. 또한 수온약층을 따라 높은 농도 분포를 보였다. 하지만 총유기탄소와는 달리 용승 현상이 반영된 분포는 두드러지게 나타나지는 않았고, 정점 N11을 중심으로 남쪽지역이 북쪽 지역보다 다소 높은 농도를 보였다.

한편 결보기산소량은 현장 수온과 염분 값으로부터 계산되는 이론적인 용존산소 포화 농도( $[O_2]^*$ )와 현장에서 측정된 용존산소( $[O_2]_{meas}$ )로부터 얻어지는 값으로(Millero 1996) 다음의 식으로 표현된다.

$$AOU = [O_2]^* - [O_2]_{meas}$$

일반적으로 일반 대양 표층에서 결보기산소량은 용존산소가 과포화된 상태로 존재하므로 음의 값을 가질 수 있으며, 용승 현상이 있는 지역의 표층 내에서는 포화 농도의 약 20% 정도까지 낮아질 수 있다. 또한 결보기산소량의 농도가 커진다는 것은 수층 내 존재하는 용존산소가 그만큼 소비됨을 의미한다. 연구지역의 결보기산소량의 수직 분포에서 값이 증가하기 시작하는 수심은 용승 현상이 있는 정점 N9와 N15에서 다른 정점들에 비해 표층 부근으로 상승해 있었으며(Fig. 9), 총유기탄소와는 상반되

는 분포 형태로 수심 200 m 이하의 수심에서 완만하게 증가하는 경향을 보였다. 표층으로부터 수심 30 m까지 평균  $-3.09 \pm 0.93 \mu\text{M-O}_2$ 의 값을 보였으며, 500 m 이하의 수심에서는 평균  $275.14 \pm 4.14 \mu\text{M-O}_2$ 의 값을 나타냈다.

#### 수층 유기탄소 분포 결정 요인

연구지역 내 총유기탄소 및 입자유기탄소의 분포에 물리적인 과정이 영향을 미치는지 알아보기 위해 수온과의 상관 관계를 구하였고 그 결과를 Fig. 10에 제시하였다. 일반적으로 총유기탄소가 풍부한 표층과 상대적으로 빈약한 저층 사이의 혼합은 결과적으로 수온과의 강한 상관 관계를 갖는 것으로(Doval and Hansell 2000) 알려져 있다. 연구지역의 경우 수온과 총유기탄소 및 입자유기탄소와의 상관 관계는 다음과 같다.

$$\text{TOC } (\mu\text{M-C}) = 1.92 \times \text{Temperature } (^\circ\text{C}) + 46.62, \\ r^2 = 0.70, p < 0.001 (n=203)$$

$$\text{POC } (\mu\text{M-C}) = 0.096 \times \text{Temperature } (^\circ\text{C}) + 8.37, \\ r^2 = 0.26, p < 0.001 (n=210)$$

본 연구지역에서도 총유기탄소 및 입자유기탄소는 수온

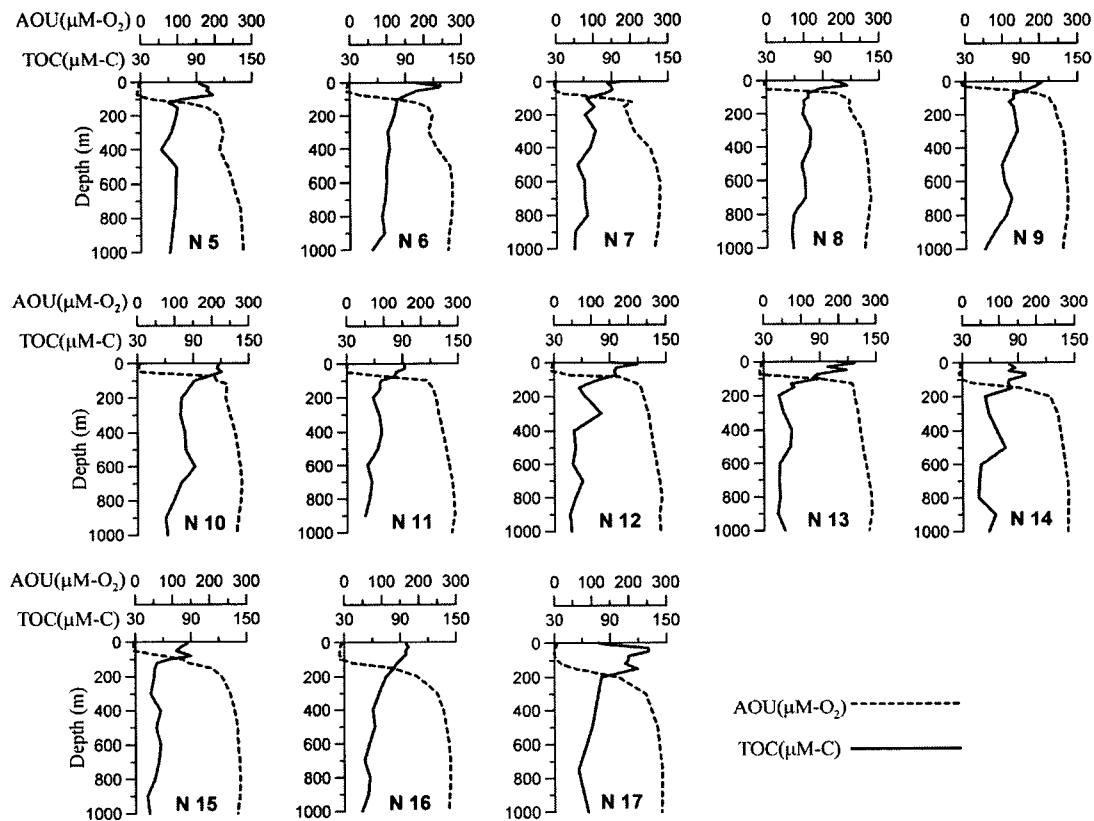


Fig. 9. Vertical profiles of AOU ( $\mu\text{M-O}_2$ ) and TOC ( $\mu\text{M-C}$ ) in the study area.



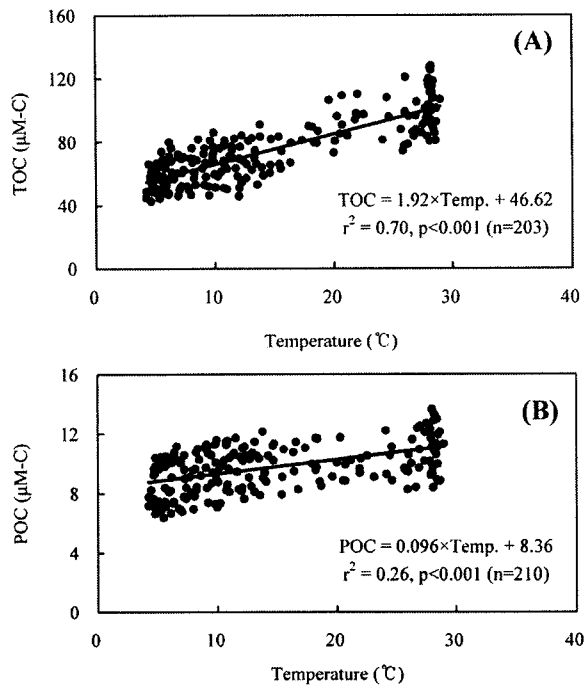


Fig. 10. The relationship between temperature ( $^{\circ}C$ ) and TOC ( $\mu M-C$ ) (A) and POC ( $\mu M-C$ ) (B) in the study area.

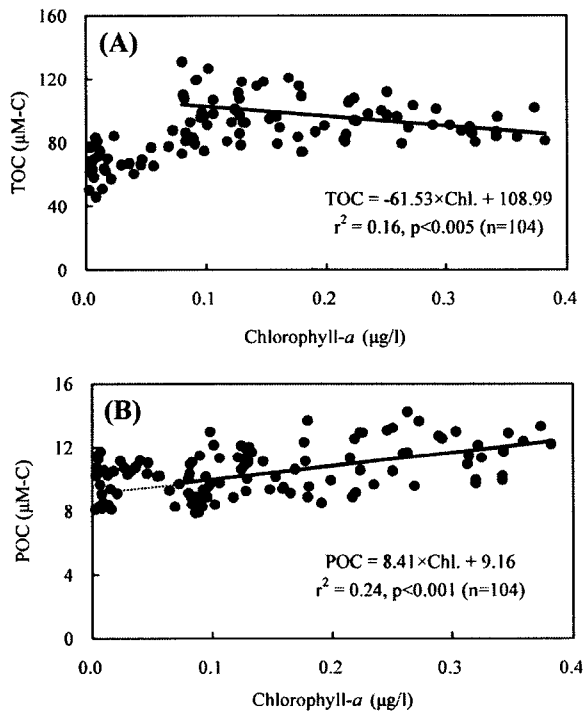


Fig. 11. The relationship between chlorophyll-*a* ( $\mu g/l$ ) and TOC ( $\mu M-C$ ) (A) and POC ( $\mu M-C$ ) (B) in the study area.

과 상관 관계를 보이는 것으로 나타났으며, 용존유기탄소와 입자유기탄소를 모두 포함하는 총유기탄소가 입자유기탄소의 경우보다 수온과 좋은 상관 관계를 나타냈다. 이는 본 연구지역에서 총유기탄소의 분포 특히 용존유기탄소의 분포가 물리적인 과정에 의한 영향을 받고 있음을 시사한다. 한편 대양에서 수층 내 용존 및 입자 유기물의 생성은 현장에서의 생물학적 생산에 의존한다. 본 연구지역에서의 일차생산자에 의한 광합성 작용이 유기물 형성과 어떠한 상관 관계가 있는 지 알아보려고 엽록소-*a* 농도와 총유기탄소 및 입자유기탄소 사이의 상관 관계를 알아보았다 (Fig. 11). 엽록소-*a*와 총유기탄소 및 입자유기탄소와의 상관 관계는 엽록소-*a* 농도  $0.06 \mu g/l$  이하인 부분과  $0.07 \mu g/l$  이상인 두 부분으로 구분됐다. 엽록소-*a* 농도  $0.06 \mu g/l$  이하는 대부분 수심 0 m 또는 10 m에서 측정된 값들이었다. 엽록소-*a* 농도  $0.07 \mu g/l$  이상에서 총유기탄소와 입자유기탄소와의 상관 관계식은 다음과 같다.

$$TOC (\mu M-C) = -61.53 \times Chlorophyll-a (\mu g/l) + 108.99, \\ r^2 = 0.16, p < 0.005 (n=104)$$

$$POC (\mu M-C) = 8.41 \times Chlorophyll-a (\mu g/l) + 9.16, \\ r^2 = 0.24, p < 0.001 (n=104)$$

총유기탄소와 입자유기탄소 모두 엽록소-*a*와 낮은 상관 계수 값을 보였지만 분명하게 상관 관계를 갖는다는 것을 알 수 있었고, 총유기탄소 보다는 입자유기탄소가 엽록소-*a*와 보다 좋은 상관 관계를 가졌다. 또한 총유기탄소는 엽록소-*a* 농도가 증가함에 따라 감소하는 경향을 보였으며, 반대로 입자유기탄소는 증가하는 관계를 보였다. 엽록소-*a* 농도  $0.06 \mu g/l$  이하인 부분에서는 총유기탄소와 상관 관계를 갖지 않는 것으로 나타난 반면, 입자유기탄소의 경우는 엽록소-*a* 농도  $0.07 \mu g/l$  이상에서 보인 상관 관계식과 연결된 형태를 보여줬다. 엽록소-*a*와 총유기탄소 중 입자유기탄소가 차지하는 비율과의 상관 관계를 구하였는데 (Fig. 12) 엽록소-*a* 농도  $0.07 \mu g/l$  이상에서의 관계식은 다음과 같다.

$$POC/TOC \text{ ratio} = 0.12 \times Chlorophyll-a (\mu g/l) + 0.09, \\ r^2 = 0.29, p < 0.001 (n=104)$$

엽록소-*a* 농도  $0.06 \mu g/l$  이하에서 POC/TOC ratio 분포는 엽록소-*a*와 상관 관계를 보이지 않고 상대적으로 높은 값을 보이다가 엽록소-*a* 농도가  $0.07 \mu g/l$  이상에서 양의 상관 관계를 갖는 것으로 나타났다.  $0.06 \mu g/l$  이하의 엽록소-*a* 농도가 분포하는 곳은 주로 표층수로 이곳에서 총유기탄소는 상대적으로 낮게 분포하고 (Fig. 11) 엽록소-*a*와 입자유기탄소는 양의 상관 관계가 있으므로, 엽록소-*a* 농도가 낮은 곳에서는 입자유기탄소 농도 또한 낮다는 것을

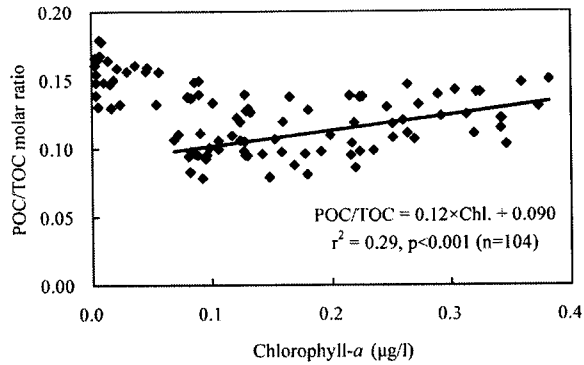


Fig. 12. The relationship between chlorophyll-*a* ( $\mu\text{g/l}$ ) and POC/TOC molar ratio in the study area.

알 수 있다. 결국 엽록소-*a* 농도  $0.06 \mu\text{g/l}$  이하에서 POC/TOC ratio가 상대적으로 크게 나타나는 것은 총유기탄소 중 용존유기탄소가 상대적으로 적다는 것을 의미한다. 표층수 내에서 용존유기탄소를 제거시키는 기작으로는 광산화 작용(Mopper *et al.* 1991; Amon and Benner 1996; Johannessen and Miller 2001)을 들 수 있다. 결국 본 연구 지역 내 엽록소-*a* 농도가  $0.06 \mu\text{g/l}$  이하로 낮게 존재하는 표층수 내에서 용존유기탄소는 비생물학적 과정인 광산화 작용 등에 의해 산화·분해되어 표층수 바로 아래의 수심에서 보다 상대적으로 낮게 존재하는 것으로 판단된다. 엽록소-*a* 농도가  $0.07 \mu\text{g/l}$  이상이 되는 지점은 엽록소 최대층(SCM)을 포함한 수심 30~200 m 사이의 수층으로 용존 및 입자유기물의 생성이 이루어지는 곳이기도 하다. 엽록소-*a* 농도에 대하여 POC/TOC ratio는 양의 상관 관계를 그리고 총유기탄소는 음의 상관 관계를 갖고 입자유기탄소는 엽록소-*a* 증가에 따라 꾸준히 증가하고 있으므로, 결국 엽록소-*a* 농도  $0.07 \mu\text{g/l}$  이상의 지역에서는 총유기탄소 중 용존유기탄소가 꾸준히 감소하고 있음을 알 수 있다. 수심 30 m 이하의 수층에서 이러한 용존유기탄소의 감소 원인으로는 박테리아나 원생동물 등에 의한 소비(Hill and Wheeler 2002)를 들 수 있으며, 엽록소-*a* 농도가 높을수록 이러한 생물학적 소비 작용이 왕성하게 일어나고 있음을 간접적으로 알 수 있다. 또한 엽록소-*a* 농도와 총유기탄소의 상관 관계에서 엽록소-*a* 농도가  $0.07\sim 0.10 \mu\text{g/l}$ 일 때 총유기탄소는 최대값을 보이다가 점차적으로 감소하고 있었다(Fig. 11). 이는 이 농도가 존재하는 수층 즉, 수심 30~50 m 사이에서는 용존유기탄소의 생물학적 소비보다는 생성이 우월하여 용존유기탄소가 축적되고 있음을 시사해 준다. 이러한 사실들로부터 본 연구지역에서 유기탄소의 분포를 결정짓는 요인으로 생물학적 과정에 의해 형성된 유기물이 물리적인 과정, 광화학적 과정 그리고 생물학적 과정을 통해 수층 내에서 농도 분포가 결정됨을 알 수 있었다.

Table 1. Linear regressions between TOC ( $\mu\text{M-C}$ ) and AOU ( $\mu\text{M-O}_2$ ) in the study area.

Station	Equation	$r^2$	p	n
N5	$\text{TOC} = -0.17 \times \text{AOU} + 102.88$	0.72	<0.005	11
N6	$\text{TOC} = -0.10 \times \text{AOU} + 94.54$	0.73	<0.005	11
N7	$\text{TOC} = -0.094 \times \text{AOU} + 83.71$	0.57	<0.005	13
N8	$\text{TOC} = -0.077 \times \text{AOU} + 87.42$	0.48	<0.005	15
N9	$\text{TOC} = -0.16 \times \text{AOU} + 114.97$	0.40	>0.005	12
N10	$\text{TOC} = -0.17 \times \text{AOU} + 119.61$	0.82	<0.001	14
N11	$\text{TOC} = -0.12 \times \text{AOU} + 90.48$	0.89	<0.001	14
N12	$\text{TOC} = -0.19 \times \text{AOU} + 108.65$	0.71	<0.001	13
N13	$\text{TOC} = -0.21 \times \text{AOU} + 108.65$	0.80	<0.001	13
N14	$\text{TOC} = -0.096 \times \text{AOU} + 102.97$	0.53	>0.005	11
N15	$\text{TOC} = -0.13 \times \text{AOU} + 85.69$	0.57	<0.005	13
N16	$\text{TOC} = -0.14 \times \text{AOU} + 95.78$	0.84	<0.001	11
N17	$\text{TOC} = -0.19 \times \text{AOU} + 117.87$	0.89	<0.001	9

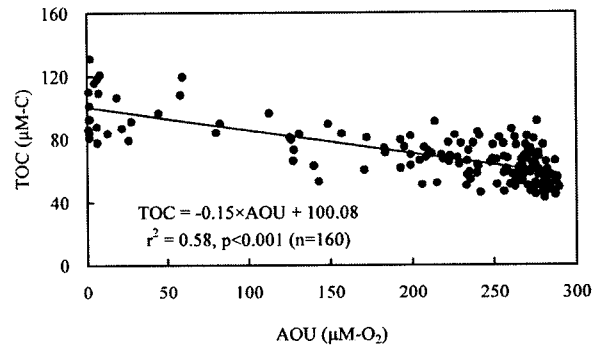


Fig. 13. The relationship between AOU ( $\mu\text{M-O}_2$ ) and TOC ( $\mu\text{M-C}$ ) in the study area. AOU data are accepted larger than 0.

#### 걸보기산소량과 총유기탄소 관계

각 정점에 따른 총유기탄소와 걸보기산소량 사이의 상관 관계는 Table 1과 같다. 상관 관계 분석에 사용된 자료는 용존산소가 과포화 되어 있는 표층수(AOU<0)를 제외하였다. 각 정점에 따른 TOC/AOU molar ratios는  $-0.077 \sim -0.21$ 의 범위를 가졌으며 이는 대양에서 갖는 값  $0 \sim -0.59$ (Doval and Hansell 2000) 범위 안에 포함되었다. 전 정점에 대한 걸보기산소량과 총유기탄소 사이의 상관 관계는 Fig. 13과 같고, 관계식은 다음과 같다.

$$\text{TOC } (\mu\text{M-C}) = -0.15 \times \text{AOU } (\mu\text{M-O}_2) + 100.08, \\ r^2 = 0.58, p < 0.001 (n=160)$$

일부 정점을 제외하고는(Table 1) 전체적으로 걸보기산소량과 총유기탄소 사이에 좋은 상관 관계를 보였는데 걸보기산소량과 총유기탄소 사이의 상관 관계에 관한 기준

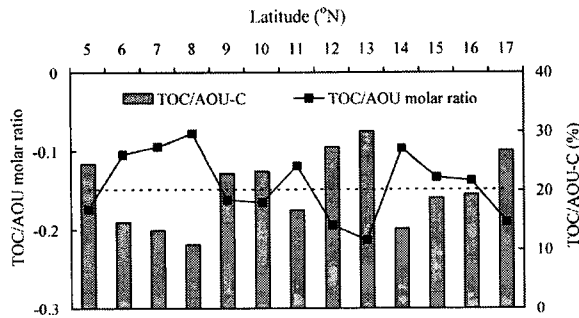


Fig. 14. The distribution of TOC/AOU molar ratio and TOC/AOU-C along 131.5°W in the study area. TOC/AOU-C is calculated with AOU in carbon equivalents using the Redfield ratio. Dashed line denotes the mean value of TOC/AOU-C.

의 연구는 주로 수심 500 m 이내에서 이루어 졌으나 (Hansell *et al.* 1993; Peltzer and Hayward 1996; Doval and Hansell 2000), 본 연구 결과 수심 1000 m까지도 걸보기산소량과 총유기탄소 사이에 상관 관계가 있음을 보여 주었다. 용승 현상과 국지적인 와류 현상의 영향을 받는 정점들(N9, N10, N14, N15)에서는 다른 정점들에 비해 낮은 상관계수 값을 갖는 것으로 나타나(Table 1) 이 지역의 수층 환경이 역동적임을 재차 확인하였다. 전체적으로 걸보기산소량이 증가함에 따라 총유기탄소는 감소하는 경향을 보였는데, TOC/AOU molar ratios의 크기가 의미하는 바는 절대값이 클수록 용존산소에 의한 유기물 산화가 크다는 것을 의미한다. 용존산소 소비에 대한 총유기탄소의 기여도는 Redfield stoichiometry( $-\Delta C/\Delta O_2 = 0.71$ , Anderson 1995)를 이용하여 걸보기산소량을 탄소 값으로 전환시킨 후 계산하였다. 본 연구가 수행된 지역에서 수심 1000 m까지 용존산소 소비에 대한 총유기탄소의 기여도는 10.9~30.1%의 범위를 가졌으며, 전 연구지역을 통해 평균 20.2%를 나타냈다(Fig. 14). 이는 수층환경에서 용존산소 소비 중 유기물분해에 이용되는 정도가 20%임을 지시해 준다. 물론 이러한 결과는 유·무광층 모두 고려한 것이어서 유광층과 무광층을 분리해서 보면 다른 결과 값을 얻을 수 있겠지만, 유광층 이상 무광층 내에서도 유기탄소 분해에 의한 용존산소 소모 현상 또한 발생할 수 있으므로 본 연구에서는 유·무광층 모두 고려하였다. 아울러 추후 유광층과 무광층을 분리하여 보다 세밀한 연구가 진행될 예정이다. 가장 높은 용존산소 소비를 보인 정점은 N13이었고, 가장 낮은 값을 보인 정점은 N8 이었다. 용승 현상이 있는 정점(N9, N15)의 바로 남쪽 정점(N8, N14)에서 유기물 분해에 의한 용존산소 소모가 작게 일어나는 특징을 보였는데, 이러한 사실은 본 연구에 국한된 것인지 아니면 대양에서의 일반적인 현상인지는 추후 연구가 요

구되는 부분이다. 위도에 따라 유기물에 의한 용존산소 소모는 지역적으로 변이를 보였지만 전반적으로 북적도반류 지역에서 낮고 북적도해류 지역에서 높은 성향을 보였다. 이는 북적도반류 해역과 북적도해류 해역이 서로 다른 생물학적·화학적 과정을 겪고 있다는 것을 의미한다.

앞으로 수행 되어져야 할 부분으로서 유광층 내에서 유기탄소의 생산량 및 걸보기산소량과의 관계, 수층 용존산소 소모에 대한 질산화과정 기여도, 유기물 광분해 효율 등을 통해 북동태평양 지역 수층 환경에 대한 이해를 높여야 할 것이다.

## 사 사

본 연구는 해양수산부 R&D 연구과제인 “심해저광물자원탐사사업”의 연구비 지원에 의하여 수행되었습니다. 본 논문의 세밀한 심사와 의견을 주신 양성렬 교수님과 정경호 박사님께 감사드립니다. 또한 현장 시료채취와 분석에 도움을 주신 이미연, 최선영, 박은미 님에게도 감사드리며 현장 연구수행에 도움을 주신 온누리호 선장님 이하 전 승조원 분들과 심해저자원연구센터 연구원 모두에게도 깊은 사의를 표합니다.

## 참고문헌

- 손주원, 박용철, 이효진. 2003. 한국 연안수에서 총유기탄소 및 화학적 산소요구량 분포특성. *한국해양학회지* 바다, 8(3), 317-326.
- 해양수산부. 1998. 심해저 광물자원개발 보고서(I). 918 p.
- 해양수산부. 2004. 심해저 광물자원개발 보고서(I). CRPM197-00-1582-5, 162-167 p.
- Amon, R.M.W. and R. Benner. 1994. Rapid cycling of high-molecular-weight dissolved organic matter in the ocean. *Nature*, 369, 549-552.
- Amon, R.M.W. and R. Benner. 1996. Photochemical and microbial consumption of dissolved organic carbon and dissolved oxygen in the Amazon River system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60(10), 1783-1792.
- Anderson, L.A. 1995. On the hydrogen and oxygen content of marine phytoplankton. *Deep-Sea Res. I*, 42(9), 1675-1680.
- Barber, R.T. 1968. Dissolved organic carbon from deep waters resist microbial oxidation. *Nature*, 220, 274-275.
- Bauer, J.E., P.M. Williams, and E.R.M. Druffel. 1992.  $^{14}C$  activity of dissolved organic carbon fractions in the north central Pacific and Sargasso Sea. *Nature*, 357, 667-670.
- Bitterman, D.S. and D.V. Hansen. 1989. Direct measurements of current shear in the tropical Pacific Ocean and its effect on drift buoy performance. *J. Atmos. Ocean*

- Technol.*, 6, 274-279.
- Carlson, C.A. and H.W. Ducklow. 1995. Dissolved organic in the upper ocean of the central equatorial Pacific Ocean, 1992: daily and finescale vertical variations. *Deep-Sea Res. II*, 42, 639-656.
- Carlson, C.A., H.W. Ducklow, and A.F. Michaels. 1994. Annual flux of dissolved organic carbon from the euphotic zone in the northwestern Sargasso Sea. *Nature*, 371, 405-408.
- Chavez, F.P., P.G. Strutton, G.E. Friederich, R.A. Feely, G.C. Feldman, D.G. Foley, and M.J. McPhaden. 1999. Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997-98 El Niño. *Science*, 286, 2126-2131.
- Christian, J.R., M.A. Verschell, R. Murtugudde, A.J. Busalacchi, and C.R. McClain. 2002. Biogeochemical modeling of the tropical Pacific Ocean. I: Seasonal and interannual variability. *Deep-Sea Res. II*, 49, 509-543.
- Copin-Montegut, C. and B. Avril. 1993. Vertical distribution and temporal variation of dissolved organic carbon in the north western Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res. I*, 40, 1963-1972.
- Craig, H. 1971. The deep metabolism: oxygen consumption in abyssal ocean water. *J. Geophys. Res.*, 76, 5078-5086.
- Dandonneau, Y. 1995. Sea-surface partial pressure of carbon dioxide in the eastern equatorial Pacific (August 1991 to October 1992), A multivariate analysis of physical and biological factors. *Deep-Sea Res. II*, 42, 349-364.
- Dickson, M.L. and P.A. Wheeler. 1993. Chlorophyll-*a* concentrations in the North Pacific: Does a latitudinal gradient exist?. *Limnol. Oceanogr.*, 38, 1813-1818.
- Doval, M.D. and D.A. Hansell. 2000. Organic carbon and apparent oxygen utilization in the western south and the central Indian Ocean. *Mar. Chem.*, 68, 249-264.
- Doval, M.D., F.F. Perez, and E. Berdalet. 1999. Dissolved and particulate organic carbon and nitrogen in the Northwestern Mediterranean. *Deep-Sea Res. II*, 46, 511-527.
- Goyet, C. and E.T. Peltzer. 1994. Comparison of August-September 1991 and 1979 surface partial pressure of CO<sub>2</sub> distribution in the equatorial Pacific Ocean near 150°W. *Mar. Chem.*, 45, 257-266.
- Guo, L., C.H. Coleman, Jr. and P.H. Santschi. 1994. The distribution of colloidal and dissolved organic carbon in the Gulf of Mexico. *Mar. Chem.*, 45, 105-119.
- Hansell, D.A. and C.A. Carlson. 1998. Deep ocean gradients in concentration of dissolved organic carbon. *Nature*, 395, 263-266.
- Hansell, D.A. and T.Y. Waterhouse. 1997. Controls on the distribution of organic carbon and nitrogen in the eastern Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. I*, 44, 843-857.
- Hansell, D.A., P.M. Williams, and B.B. Ward. 1993. Measurements of DOC and DON in the southern California Bight using oxidation by high temperature combustion. *Deep-Sea Res. I*, 40, 219-234.
- Hansen, D.V. and M.S. Swenson. 1996. Mixed layer circulation during EqPac and some thermochemical implications for the equatorial cold tongue. *Deep-Sea Res. II*, 43, 707-724.
- Hayward, T.L. 1987. The nutrient distribution and primary production in the central North Pacific. *Deep-Sea Res. II*, 34, 1593-1627.
- 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.
- Hyun, J.H., K.H. Kim, S.B. Chi, and J.W. Moon. 1998. Distribution ATP in the deep-sea sediment in the KODOS 97-2 area, northeast equatorial Pacific Ocean. *J. Kor. Soc. Oceanogr.*, *The Sea*, 3, 142-148.
- Inoue, H.Y., M. Ishii, H. Matsueda, S. Saito, M. Aoyama, T. Tokieda, T. Midorikawa, K. Nemoto, T. Kawano, I. Asanuma, K. Ando, T. Yano, and A. Murata. 2001. Distributions and variations in the partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface water (*p*CO<sub>2</sub><sup>w</sup>) of the central and western equatorial Pacific during the 1997/1998 El Niño event. *Mar. Chem.*, 76, 59-75.
- Johannessen, S.C. and W.L. Miller. 2001. Quantum yield for the photochemical production of dissolved inorganic carbon in seawater. *Mar. Chem.*, 76, 271-283.
- Kessler, W.S. and M.J. McPhaden. 1995. The 1991-1993 El Niño in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res. II*, 42, 295-333.
- Kirchman, D.L. 2000. Microbial ecology of the oceans. Wiley-Liss, Inc. 134 p.
- Kirchman, D.L., C. Lancelot, M. Fasham, L. Legendre, G. Radach, and M. Scott. 1993. Dissolved organic material in biogeochemical models of the ocean. p. 209-225. In: *Toward a model of ocean biogeochemical processes. Series I: Global environmental change*. 10. ed. by G.T. Evans and M.J.R. Fasham, Berlin.
- Liu, D., G.A. Fryxell, and I. Kaczmarek. 1996. El Niño (1992) in the equatorial Pacific: low biomass with a few dominating species in the microphytoplankton. *J. Plankton Res.*, 18, 1167-1184.
- Lukas, R., E. Firing, P. Hacker, P.L. Richardson, C.A. Collins, R.A. Fine, and R. Gammon. 1991. Observations of the Mindanao Current during the western equatorial Pacific Ocean circulation study. *J. Geophys. Res.*, 96, 7089-7104.

- Martin, J.H. and S.E. Fitzwater. 1992. Dissolved organic carbon in the Atlantic southern and Pacific Oceans. *Nature*, 356, 699-700.
- McGowan, J.A., D.R. Cayan, and L.M. Dorman. 1998. Climate-Ocean variability and ecosystem response in the northeast Pacific. *Science*, 281, 210-217.
- Menzel, D.W. 1970. The role in situ decomposition of organic matter on the concentration of non-conservative properties in the sea. *Deep-Sea Res.*, 17, 751-764.
- Millero, F.J. 1996. Chemical oceanography. 2nd ed. CRC Press. 220-222 p.
- Mopper, K., X. Zhou, R.J. Kieber, D.J. Kieber, R.J. Sikorski, and R.D. Jones. 1991. Photochemical degradation of dissolved organic carbon and its impact on the oceanic carbon cycle. *Nature*, 353, 60-62.
- Murray, J.W., E. Johnson, and C. Garside. 1995. A U.S. JGOFS process study in the equatorial Pacific (EqPac): Introduction. *Deep-Sea Res. II*, 42, 275-293.
- Murray, J.W., M.W. Leinen, R.A. Feely, J.R. Toggweiler, and R. Wanninkhof. 1992. EqPac: A process study in the Central Equatorial Pacific. *Oceanography*, 5, 134-142.
- Ogura, N. 1970. The relation between dissolved organic carbon and apparent oxygen utilization in the Western North Pacific. *Deep-Sea Res.*, 17, 221-231.
- Parsons, T.R., Y. Maita, and C.M. Lalli. 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press. 249 p.
- Peltzer, E.T. and N.A. Hayward. 1996. Spatial distribution and temporal variability of total organic carbon along 140°W in the equatorial Pacific Ocean in 1992. *Deep-Sea Res. II*, 43, 1155-1180.
- Pickard, G.L. and W.J. Emery. 1982. Descriptive physical oceanography. Pergamon Press. 45 p, 185 p, 190 p.
- Sheridan, C.C., C. Lee, S.G. Wakeham, and J.K.B. Bishop. 2002. Suspended particle organic composition and cycling in surface and midwaters of the equatorial Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. I*, 49, 1983-2008.
- Sugimura, Y. and Y. Suzuki. 1988. A high-temperature catalytic oxidation method for the determination of non-volatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of a liquid sample. *Mar. Chem.*, 24, 105-131.
- Tanoue, E. 1993. Distributional characteristics of DOC in the central equatorial Pacific. *J. Oceanogr.*, 49, 625-639.
- Thomas, C., G. Cauwet, and J.F. Minster. 1995. Dissolved organic carbon in the equatorial Atlantic Ocean. *Mar. Chem.*, 49, 155-169.
- Venrick, E.L. 1987. On fluorometric determination filter-retained pigments. *Limnol. Oceanogr.*, 32, 492-493.
- Venrick, E.L., J.A. McGowan, and A.W. Mantyla. 1973. Deep chlorophyll maxima in the oceanic Pacific. *Fish. Bull.*, 71, 41-52.
- Wanninkhof, R., R.A. Feely, D.K. Atwood, G. Berberian, D. Wilson, P.P. Murphy, and M.F. Lamb. 1995. Seasonal and lateral variations in carbon chemistry of surface water in the eastern equatorial Pacific during 1992. *Deep-Sea Res. II*, 42, 387-409.
- Williams, P.J.leB. 1995. Evidence for seasonal accumulation of carbon-rich dissolved organic material, its scale in comparison with changes in particulate materials and the consequential effect on net C/N assimilation ratios. *Mar. Chem.*, 51, 17-29.
- Williams, P.M. and E.R.M. Druffel. 1987. Radiocarbon in dissolved organic material in the central North Pacific Ocean. *Nature*, 330, 246-248.

---

Received Apr. 16, 2004

Accepted Jan. 12, 2005