Article

북동태평양 적도 Thermocline Ridge 해역에서 영양염(질소, 인, 규소)과
유기탄소(용존 및 입자)의 분포 특성 및 연간 변화

손주원* · 김경홍 · 김미진 · 손승규 · 지상범

한국해양연구원 심해·해저자원연구부
(425-600) 경기도 안산시 상록구 해안로 787

Distribution and Inter-annual Variation of Nutrients (N, P, Si) and
Organic Carbon (DOC, POC) in the Equatorial
Thermocline Ridge, Northeast Pacific

Ju-Won Son*, Kyeong-Hong Kim, Mi-Jin Kim, Seung-Kyu Son, and Sang-Bum Chi

Deep-sea & Marine Georesources Research Department, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : The distribution and inter-annual variation of nutrients (N, P, Si) and dissolved/particulate organic carbon were investigated in the equatorial thermocline ridge (7°~11.5°N, 131.5°W) of the northeast Pacific. From the Oceanic Nino Index and Multivariate ENSO Index provided by NOAA, normal condition was observed in July 2003 and August 2005 on the aspect of global climate/ocean change. However, La Niña and El Niño episodes occurred in July 2007 and August 2009, respectively. Thermocline ridge in the study area was located at 9°N in July 2003, 8°N in August 2005, 10°N in July 2007, and 10.5°N in August 2009 under the influence of global climate/ocean change and surface current system (North Equatorial Counter Current and North Equatorial Current) of the northeast Pacific. Maximum depth integrated values (DIV) of nutrients in the upper layer (0~100 m depth range) were shown in July 2007 (mean 21.12 gN/m², 4.27 gP/m², 33.72 gSi/m²) and higher variability of DIV in the equatorial thermocline ridge was observed at 10°N during the study periods. Also, maximum concentration of dissolved organic carbon (DOC) in the upper 50 m depth layer was observed in July 2007 (mean 107.48±14.58 μM), and particulate organic carbon (POC, mean 9.42±3.02 μM) was similar to that of DOC. Nutrient concentration in the surface layer increased with effect of upwelling phenomenon in the equatorial thermocline ridge and La Niña episode, which had formed in the central Pacific. This process also resulted in the increasing of organic carbon concentration (DOC and POC) in the surface layer. From these results, it is suggested that spatial and temporal variation of chemical and biological factors were generated by physical processes in the equatorial thermocline ridge.

Key words : nutrients, dissolved organic carbon, particulate organic carbon, thermocline ridge, northeast Pacific

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

1. 서 론

해양의 적도 지역은 지구적 탄소 순환 과정에서 2가지 중요한 역할을 하는데 연간 0.2~1 PgC의 이산화탄소를 대기 방출해 가장 큰 공급원으로 작용하고(Feely et al. 1997; Takahashi et al. 1997; Tans et al. 1990), 해양 내 신생산의 대부분을 차지한다(Chavez and Barber 1987). 한편 태평양 적도 지역은 크게 동부의 용승(cold-tongue/upwelling) 지역과 서부의 온수대(warm pool)로 구분되는 지역적 특성이 있다(Le Borgne et al. 2002; Picaut et al. 2001). 두 지역에 있어 수온약층과 영양염약층의 깊이는 용승 지역이 온수대보다 상대적으로 얇고, 표면 혼합층 내 영양염 농도는 온수대 지역이 낮다(Wang et al. 2006). 두 지역 모두 우세하게 나타나는 식물플랑크톤 군집은 극미소플랑크톤(picoplankton)이며, 총 식물플랑크톤 생체량의 25% 이하를 차지하는 규조류는 주로 용승 지역에서 발견된다(Blanchot et al. 2001; Mackey et al. 2002; Wang et al. 2006).

태평양 적도 해역의 중부와 동부 지역은 대부분 질산염 농도는 높으나 엽록소 농도가 낮은 HNLC(high-nitrate low-chlorophyll) 상태를 유지한다. 이러한 식물플랑크톤의 낮은 성장률은 철-제한(Chai et al. 1996; Martin 1990), 규산염-제한(Chai et al. 2002; Dugdale and Wilkerson 1998) 그리고 소형동물플랑크톤(microzooplankton)의 높은 포식압(Landry et al. 1997) 등에 의한 것으로 여겨지고 있다. 한편 동부 지역에서 영양염의 플럭스와 분포는 생물학적 과정과 함께 물리적 순환과의 상호작용에 의해 조절되는 것으로 알려졌으며(Loubere 2001), 이 지역으로의 영양염 공급은 대부분 남서 아남극 태평양(SW subantarctic Pacific)에 기원을 둔다(Toggweiler et al. 1991).

일반적으로 태평양 적도 해역의 용승 지역은 질산염 농도보다 규산염 농도가 낮은 상태로 존재하여 규조류 성장에 있어 잠재적인 제한 요인으로 작용하고, 식물플랑크톤 군집 조성은 규산염 농도에 반응해 광범위하게 변화할 수 있다(Dugdale et al. 1995; Ku et al. 1995; Dugdale and Wilkerson 1998). Fujii and Chai (2007)의 일차원 생태모델 결과에 따르면 tropical instability waves, Kelvin waves 그리고 La Niña와 같은 물리적인 작용에 의해 유광층 내 규산염 농도가 변화돼 결과적으로 탄소와 규소 플럭스에 큰 영향을 미치는 것으로 파악됐다.

북동태평양 적도 해역에서 서향류인 북적도 해류와 남적도 해류 사이에 존재하며 동향류 특성을 갖는 북적도 반류는 열대수렴대(intertropical convergence zone)에 의해 그 위치 및 크기가 결정되는 것으로 알려졌다(Wang et al. 2002). 북동 무역풍과 남동 무역풍이 수렴하는 적도 부근에서 발달하는 저기압대인 열대수렴대는 7월에서 10월

동안 북쪽(약 11°N)에 위치하는데, 동태평양 전역에 걸쳐 10°N 부근에서는 서로 반대 방향으로 흐르는 해류(북적도 반류와 북적도 해류)로 인해 표층수의 발산이 일어나 수온약층이 상승하는 thermocline ridge가 발달하게 된다(Kessler 2006). 반면에 11월에서 1월 동안은 남쪽(약 4°N)으로 남하하게 되며 강한 북동 무역풍이 동태평양 전반에 걸쳐 불게 된다. 열대수렴대의 중심부는 강우량이 300 cm/yr 이상인 것으로 알려졌다(Amador et al. 2006).

본 연구에서는 북동태평양 적도 thermocline ridge 해역에서 식물플랑크톤의 성장을 제한하는 영양염과 해양 내 탄소의 생지화학적 순환에 있어 중심적인 역할을 하는 용존 및 입자유기탄소의 분포 특성과 연간 변화 양상을 살펴보고자 한다. 아울러 계절 및 엘니뇨, 라니냐와 같은 기후/해양환경 변동에 따라 thermocline ridge 위치가 변하는 해역의 영양염과 유기탄소의 자연변화량을 파악하고 thermocline ridge 해역의 생태계 구조를 이해하는데 필요한 정보를 제공하고자 한다.

2. 재료 및 연구방법

본 연구를 위한 현장조사는 2003년 7월, 2005년 8월 그리고 2007년 7월에 131.5°W 선상 7°~10.5°N 사이에서 1° 간격으로 5개 정점을 선정하였고, 2009년 8월에 동일 경도상의 9.5°~11.5°N 사이에서 0.5° 간격으로 5개 정점을 선정하여 수행하였다(Fig. 1).

수온, 염분 그리고 용존 산소 자료 및 영양염과 유기탄소 연구를 위한 해수 시료는 CTD-Carousel system(Model 911 plus and Carousel-24, Sea-Bird Electronics Inc.)을 이용하여 획득하였다. 해수 시료는 엽록소 최대층을 포함한 표층(수심 0~200 m)을 대상으로 수심 별로 채수하였으며, 용존 산소는 Winkler-Sodium Azide 방법으로 현장에서 분석해 CTD 자료를 보정하였다(Parsons et al. 1984). 한편 표층에서 용존 산소 농도가 포화 농도로 존재한다는 가정하에(Ito and Follows 2005), 결보기산소소비량(AOU)은 현장에서 측정한 수온과 염분 값으로부터 계산된 용존 산소 포화 농도에서 CTD로 측정한 용존 산소 농도와의 차이로 구하였다(Broecker et al. 1985).

영양염 분석을 위한 해수 시료는 10% 염산(HCl)으로 처리된 플라스틱 병(HDPE 60 ml, Nalgene)에 담아 -20°C 이하에서 냉동 상태로 보관한 후 실험실로 옮겨 분석하였다. 분석은 영양염 자동분석기 Proxima(Alliance Ins.)를 이용하여 아질산염을 포함한 질산염, 인산염 그리고 규산염을 측정하였다. 영양염 농도 측정은 표준용액을 이용하여 구한 검량선($R^2 > 0.99$)으로 계산하였으며, 표준해수시료(CSK standard solution, Wako Pure Chemical Ind.)로 정확도를 검증하였다. 3회 이상 분석을 통해 얻은 질산염,

Fig. 1. Map of the study area with sampling stations. Study area is located between Clarion Fracture Zone and Clipperton Fracture Zone, and violet-lined block (KR5) is the Korea contract area for manganese nodule exploration (KOMO: Korea deep-sea environmental study long-term monitoring station)

인산염 그리고 규산염의 회수율은 98% 이상이었으며, 정밀도는 3% 정도였다. 영양염 자동분석기 Proxima의 검출 한계는 질산염 0.04 μM , 인산염 0.05 μM 그리고 규산염 0.1 μM 이다.

입자유기탄소(POC)는 500 ml 시료를 일차적으로 200 μm 크기의 체(mesh)로 여과한 후 저진공(low vacuum) 압력식 여과 장치를 이용하여 450°C에서 미리 태운 GF/F glass-fiber filter(25 mm diameter, Whatman)로 거른 후 냉동 보관하여 실험실로 옮겨 분석하였다. 시료 내 무기탄소를 제거하기 위해 10 N 염산(Merck Co.)으로 혼중(acid fuming) 처리 하였으며, 건조한 다음 주석 캡슐에 담아서 CHNS analyzer(EA1110, CE Ins.)로 분석하였다. 표준 물질로는 sulfanilamide(Fisons Ins.)를 사용하였다.

용존유기탄소(DOC)는 여과 과정을 거치지 않은 시료로부터 총유기탄소(TOC) 농도를 측정 한 후 입자유기탄소와의 차이로부터 계산하였다. 총유기탄소 분석은 HTOCO (high temperature catalytic oxidation)/NDIR(non dispersive infrared)의 방법으로 TOC-5000A(Shimadzu Ins.)의 자동 시료 투입장치를 이용하여 측정하였다. 분석은 시료에 2 N 염산(Sigma Co.) 처리 후 탈기 시켜 무기탄소를 제거한 뒤 측정하는 NPOC(non-purgeable organic carbon) 방법으로 측정하였다(Sugimura and Suzuki 1988). TOC-5000A 내 운반 기체는 초고순도 산소 가스(CO , CO_2 , Hydrocarbon<1 mg/kg)를 사용하여 가스 유속 120 ml/분, 탈기 유속 100 ml/분 그리고 탈기 시간 5분의 조건으로 분석하였다. 배경시료(blank) 농도는 Milli-Q 초순수를 받

복 측정해 구하였으며 시료 측정값에서 배경시료 농도를 보정해 주었다(손 등 2003).

엽록소-a는 2 l의 해수를 질소 가스 압력식 여과 장치를 이용하여 0.45 μm membrane filter(25 mm diameter, Whatman)로 거른 다음 90% 아세톤 용액에 담가 24시간 동안 용출시켰다. 분석은 hydrophobic PTFE syringe filter(0.20 μm pore size, Advantec)를 이용해 부유물을 제거한 뒤 Turner 10-AU Fluorometer(Turner Designs)로 현장에서 측정(파장 Ex. 450 nm/Em. 670 nm)하였다. 또한 산(3% HCl) 처리 전과 후의 값으로부터 phaeo-pigments를 보정해 주었다(Parsons et al. 1984). 한편 2007년의 엽록소-a 농도는 현장에서 10°와 10.5°N에서만 시료를 획득하고 분석한 관계로 CTD system의 형광(fluorescence) 값과 분석 농도와의 상관관계($\text{Chlorophyll-a} = 0.0697 \times \text{Fluorescence} + 0.0545$, $r^2 = 0.84$)로부터 CTD system의 형광 값을 보정하여 획득하였다.

3. 결과 및 토의

연구해역의 물리적 환경

NOAA에서 제공하는 열대 태평양 전역에서 분석된 Multivariate ENSO Index(MEI)와 적도 해역 Nino 3.4 지역(5°S~5°N, 120°~170°W)에서 관측된 Oceanic Nino Index(ONI)로부터 본 연구가 수행된 시기의 기후/해양환경 변화 측면을 살펴보면 2003년 7월은 중간세기(moderate)의 엘니뇨(Index=1.0~1.5)에서 평상시기(normal

Fig. 2. Multivariate ENSO index and Oceanic Nino Index from 2002 to 2009 year. El Niño and La Niña episodes based on a threshold of ± 0.5 index value. Four study periods (Jul. 2003, Aug. 2005, Jul. 2007, and Aug. 2009) are shown with green-arrow lines (accessed 26 May 2010 from www.cpc.noaa.gov)

condition, Index= $-0.5 \sim 0.5$)로 진입한 상태였고, 2005년 8월은 약한(weak) 엘니뇨(Index= $0.5 \sim 1.0$)에서 평상시기로 진입한 상태였다(Yumul et al. 2010). 또한 2007년 7월에는 중간세기의 엘니뇨에서 약한 라니냐(Index= $-0.5 \sim -1.0$)로 진입하는 시기였으며 이후 중간세기의 라니냐(Index= $-1.0 \sim -1.5$)가 나타났다. 2009년 8월은 약한 라니냐에서 약한 엘니뇨로 진입한 시기였고 이후에 강한 엘니뇨(Index >1.5) 현상이 수반된 특징이 있었다(Fig. 2).

연구 해역의 해수면(수심 0 m)에서 파악된 연간 평균 수온은 2003년 7월에 $28.55 \pm 0.27^\circ\text{C}$, 2005년 8월에 $28.24 \pm 0.27^\circ\text{C}$, 2007년 7월에 $26.84 \pm 0.52^\circ\text{C}$ 그리고 2009년 8월에 $28.77 \pm 0.15^\circ\text{C}$ 로 2007년에 가장 낮은 수온을 보였고 그 외 연도에서는 유사한 분포를 나타냈다(Fig. 3a). 표층에서의 수온 분포는 낮은 수온을 갖는 저층 수괴와의 혼합에 가장 큰 영향을 받는데 결국 thermocline ridge를 형성하는 용승 현상이 상대적으로 2007년에 강하게 나타

Fig. 3. Vertical distributions of inter-annual temperature (a) and salinity (b) with water sampled depth (filled dots) in the study area. From the distributions of temperature and salinity, thermocline ridge is formed at 9°N in 2003 year, 8°N in 2005 year, 10°N in 2007 year, and 10.5°N in 2009 year

났음을 지시해 줬다(손 등 2008). 이러한 현상은 태평양 적도 지역에서 발생한 라니냐의 영향으로 판단된다. 해수면의 수온에서 $\pm 1^\circ\text{C}$ 이내로 변하고(Hanawa and Hoshino 1988), 빈영양 환경 특성을 갖는 표면 혼합층은 2003년에 평균 46 m(29~67 m 범위), 2005년에 평균 61 m(51~71 m 범위), 2007년에 평균 30 m(10~59 m 범위) 그리고 2009년에는 평균 37 m(24~49 m 범위)의 두께로 해수면 수온 분포와 동일하게 2007년에 가장 얇게 분포하였다. 계절수온약층 출현 깊이 또한 표면 혼합층 두께 변화에 맞춰 분포하는 것으로 파악됐다(Fig. 3a).

한편 연구해역 해수면의 연간 평균 염분은 2003년 7월에 33.76 ± 0.41 psu, 2005년 8월에 34.00 ± 0.30 psu, 2007년 7월에 33.76 ± 0.45 psu 그리고 2009년 8월에 33.62 ± 0.22 psu로 상대적으로 2005년에 높았고 2007년에 낮았지만 전체적으로 34 psu 이하의 낮은 염분 값을 나타냈다

(Fig. 3b). 연구 기간 중 염분의 수직 분포는 전반적으로 수심 50 m를 경계로 상층에서 낮고 하층에서 높은 염분 값을 갖는 특징을 보였다. 이는 열대수렴대와 연관된 강우에 의한 염분 희석효과로 보여진다(Amador et al. 2006). 한편 2005년, 2007년 그리고 2009년 10°N 이상 고위도 해역의 수심 약 50~100 m 사이 수층에서는 주변보다 낮은 저염분 수괴가 존재하였는데 이는 북태평양 중층수(North Pacific Intermediate Water)에 의한 영향으로 판단된다(Pickard and Emery 1982).

연구 해역에서 수온의 수직 분포 및 열대수렴대와 연관된 저염분 분포로부터 판단되는 연간 thermocline ridge 형성 위치(북적도 반류와 북적도 해류의 경계 지점)는 2003년 7월에 9°N , 2005년 8월에 8°N , 2007년 7월에 10°N 그리고 2009년 8월에는 10.5°N 로 연간 변동성을 갖는 것으로 파악됐다. 아울러 thermocline ridge 해역의 용

Fig. 4. Vertical distributions of inter-annual chlorophyll-*a* (a) and apparent oxygen utilization (b) with water sampled depth (filled dots) in the study area. Chlorophyll-*a* data in 2007 year is estimated from CTD fluorescence data through correction with in-situ measured chlorophyll-*a* at 10° and 10.5°N . Blue (a) and red (b) contour dotted lines indicate the vertical distributions of temperature and salinity, respectively. Temperature is 2°C interval from 10 to 30°C , and salinity is 0.2 psu interval from 33.3 to 34.8 psu

Fig. 5. Vertical distributions of inter-annual nitrite+nitrate (a), phosphate (b), and silicate (c) with water sampled depth (filled dots) in the study area. Nutrient cline is well developed within the thermocline, and uplifted nutrients are shown in thermocline ridge

승 현상은 적도 지역에서 기후/해양환경 변화 중 라니냐 현상이 발생했을 때 상대적으로 북쪽에 위치하며 강하게 나타나는 결과를 보였다. 적도 해역과 thermocline ridge 해역 사이의 연계성과 그 메커니즘을 정확히 이해하기 위해서는 지속적인 연구가 요구된다.

엽록소-*a*와 걸보기산소소비량 분포

일반적으로 식물플랑크톤의 성장과 광합성은 영양염에 의해 제한되고, 유광층 이내에서는 빛의 감소에 따라 생산성이 제한되는 것으로 알려졌다(Hayward 1987). 또한 엽록소 최대층은 표층의 광 조건과 물리적 요인 그리고 농도 차이에 따른 확산을 통해 유입된 영양염에 의해 주로 표면 혼합층 바로 아래에 존재한다(Venrick et al. 1973). 연구 해역 표층(수심 0~200 m)에서 파악된 엽록소-*a*의 농도는 2003년 7월에 0.003~0.359 $\mu\text{g/l}$ 의 범위로 엽록소 최대층이 계절수온약층을 따라 수심 약 30~75 m 사이에 존재하며 연구 기간 동안 상대적으로 높은 농도를 갖는 것으로 파악됐다(Fig. 4a). 2005년 8월에는 0.003~0.271 $\mu\text{g/l}$ 의 범위를 나타냈는데, 엽록소 최대층의 존재 깊이는 2003년에 비해 좁아진 수심 약 50~75 m 사이에 분포하였고 농도 또한 낮았다. 2007년 7월 CTD system의 형광 값으로부터 획득한 엽록소-*a* 농도는 0.009~0.295 $\mu\text{g/l}$ 의 범위로 앞서 2003년에 비해 다소 낮아졌지만 2005년에 비해서는 전반적으로 증가하였다. 엽록소 최대층은 2003년

과 마찬가지로 계절수온약층을 따라 수심 약 30~75 m 사이에 존재하였고, 10°N의 수심 약 75 m에서 두 번째 엽록소 최대층이 관측됐다. 2009년 8월에는 0.003~0.313 $\mu\text{g/l}$ 의 범위를 보여 전반적으로 2003년에 비해 다소 감소한 결과를 나타냈고, 뚜렷한 엽록소 최대층 분포는 7°N과 10.5°N 수심 약 30~50 m에 한정된 모습을 보였다. 일반적으로 적도 해역은 용승 작용으로 인해 비교적 높은 엽록소-*a* 농도(>0.3 $\mu\text{g/l}$)가 나타나고 엽록소 최대층은 수심 50~100 m 사이에 존재하는 것으로 알려졌는데(Pennington et al. 2006), 본 연구를 통해 thermocline ridge 해역에서 분석된 엽록소-*a* 농도 또한 적도 해역과 비교할 만한 것으로 파악됐다. 한편 광합성 작용이 주로 발생하는 상층(upper layer, 수심 0~100 m)을 대상으로 수심에 따라 분석된 농도를 적분(depth integrated)해 엽록소-*a* 총량 분포를 살펴보았다(Fig. 6a). 연구 기간 동안 파악된 엽록소-*a*의 총량 분포는 11.36~22.04 mg/m^2 의 범위로 2003년에 평균 $19.30 \pm 2.87 \text{ mg/m}^2$ 으로 가장 높았고, 2009년에 평균 $13.82 \pm 1.96 \text{ mg/m}^2$ 으로 가장 낮았다. 2005년과 2007년의 엽록소-*a* 총량은 각각 평균 $15.50 \pm 2.44 \text{ mg/m}^2$ 과 $17.76 \pm 0.89 \text{ mg/m}^2$ 으로 2007년이 다소 높은 것으로 조사됐다. 표층 해류 순환 체계에 의한 엽록소-*a* 총량 분포는 전반적으로 북적도 반류 해역이 북적도 해류 해역보다 높은 것으로 파악됐다(Fig. 6a).

유기물 분해에 따른 재무기질화(remineralization) 과정

Fig. 6. Zonal distributions of inter-annual depth integrated values of chlorophyll-*a* (Chl-*a*) (a), nitrite+nitrate (DIN) (b), phosphate (DIP) (c), and silicate (DSi) (d) from 0 to 100 m depth range in the study area. Blue and violet opened arrows indicate the surface current system (NECC: North Equatorial Counter Current, NEC: North Equatorial Current)

그리고 수괴 추적자로 활용되는 보존성(preformed) 영양염 농도를 파악하는데 유용한 겔보기산소소비량은 표면 혼합층에서 용존 산소 농도가 대기와의 가스 교환에 의해 과포화된 상태로 존재할 경우 음의 값을 갖는 특성이 있다(Abell et al. 2005; Millero 2006). 연구 해역의 표면 혼합층에서 파악된 겔보기산소소비량은 2003년 7월(평균 $-5.18 \pm 2.08 \mu\text{M}$)의 경우 7°N 에서 수심 50 m까지 음의 값을 나타내다 9.5°N 로 갈수록 점차적으로 알아지는 특성을 보인 반면 2005년 8월(평균 $-6.20 \pm 2.93 \mu\text{M}$)에는 연구 해역 전반에 걸쳐 수심 50 m까지 음의 값이 나타났다(Fig. 4b). 2007년 7월(평균 $-16.12 \pm 0.56 \mu\text{M}$)에는 2003년과 유사한 형태로 7°N 에서 가장 깊게 음의 값을 보이다 점차적으로 알아져 9°N 이후에는 수심 30 m를 유지하였다. 2009년 8월(평균 $-10.71 \pm 2.11 \mu\text{M}$)에는 9.5°N 에서 가장 깊게 음의 값이 나타나다 북쪽으로 갈수록 점차적으로 알아지는(수심 10 m까지) 특성을 보였다. 전반적으로 2003년과 2005년에 표면 혼합층에서 유사한 겔보기산소소비량을 보인 반면 2007년과 2009년에는 상대적으로 2배 이상 감소된 값을 나타냈다. 이러한 결과는 광합성 작용에 의해 생성된 용존 산소의 영향 보다는 용승 작용에 의한 표면 혼합층의 출현 두께와 연관하여 수온 감소에 따른 대기로부터 산소 유입의 영향으로 판단된다. 연구 기간 동안 표면 혼합층 이하에서의 겔보기산소소비량은 계절수온약층을 지나면서 급격하게 증가하다 이후 완만하게 분포하는 특징을 나타냈다. 계절수온약층에서의 급격한 증가는 주로 미생물이 유기물을 분해하는데 용존 산소를 활발히 소모하기 때문이다(Millero 2006). 한편 앞서 염분 분포에서 북태평양 중층수의 영향이 나타난 수층(10°N 이상의 고위도, 수심 약 50~100 m 사이)에서는 겔보기산소소비량이 주변보다 상대적으로 낮게 존재하는 특징이 있었다.

영양염(질소, 인, 규소) 분포 및 특성

일반적으로 해양에서 질소계 영양염은 암모니아, 아질산염 그리고 질산염이지만 본 연구 해역이 포함된 북동태평양은 전반적으로 암모니아 농도가 낮게 존재해($<0.4 \mu\text{M}$, Jiang et al. 2003) 질소계 영양염 고려 시 아질산염을 포함한 질산염(이하 질산염*으로 명칭)만을 대상으로 분석하였다.

연구 해역의 질산염* 농도 분포는 표면 혼합층에서 연구 기간 동안 빈영양 환경의 특성을 갖는 낮은 농도($1 \mu\text{M}$ 이하)를 유지하다 계절수온약층에서 급격히 증가하였다(Fig. 5a). 이러한 증가 현상은 앞서의 겔보기산소소비량 분포 특성과 연관하여 유기물 분해로부터 재무기질화 과정을 겪는 것으로 여겨진다. 한편 thermocline ridge 형성 위치 및 용승 현상의 강·약에 따라 질산염* 농도 분포 형태는 다양한 모습을 나타냈다. 2003년 7월에는 9°N 을 중

심으로 좌우 대칭적인 분포를 보였지만, 2005년 8월에는 미약한 용승 현상 결과 뚜렷한 ridge 형태를 보여주지는 못했다. 2007년 7월에는 연구 기간 중 가장 해수면 가까이에서 질산염* 재무기질화 과정이 일어났으며, 2009년 8월에는 2007년과 비교해 다소 깊지만 다른 연도에 비해 해수면 가까이 상승한 결과를 나타냈다. 아울러 질산염* 수직 단면 분포에서도 북태평양 중층수의 유입 영향이 나타났는데 특히 2009년에는 $11^\circ \sim 11.5^\circ\text{N}$ 사이에서 중층수 유입에 따른 수괴 상승 효과가 관측됐다(Fig. 5a).

한편 생물활동이 활발히 일어나고 표층 해류 순환에 의한 환경 변화가 큰 상층을 대상으로 질산염* 총량을 파악하였다(Fig. 6b). 연구 기간 동안 상층에서 파악된 질산염* 총량은 $5.51 \sim 27.80 \text{ gN/m}^2$ 의 범위로 전반적으로 thermocline ridge가 형성된 지점이 주변보다 높았다. 연구 기간 중 높은 총량 분포를 나타낸 시기는 2007년 7월(평균 $21.12 \pm 8.48 \text{ gN/m}^2$)로 8°N 이후 북쪽 해역에서 급격히 증가한 양상을 나타냈다. 총량이 낮았던 시기는 2005년 8월(평균 $7.15 \pm 1.29 \text{ gN/m}^2$)로 연구 해역 전반에 걸쳐 비교적 일정한 총량을 유지하였다. 2003년 7월(평균 $12.82 \pm 5.87 \text{ gN/m}^2$)과 2009년 8월(평균 $18.00 \pm 5.21 \text{ gN/m}^2$)의 질산염* 총량 분포는 thermocline ridge 형성 위치에 따라 유사한 위도별 분포 형태를 나타냈다. 이러한 결과는 약한 또는 강한 용승 작용에 따른 상층으로의 질산염* 유입 정도에 의해 결정된 것으로 판단된다. 한편 표준편차를 평균으로 나눈 변동계수(coefficient of variation, %)로부터 연구 해역 내 위도에 따른 질산염* 총량 분포에서 가장 큰 변동성을 나타낸 연도는 2003년(45.8%)으로 파악됐으며 상대적으로 2005년(18.1%)에 작았다.

질산염과 재무기질화 과정이 유사한 인산염 농도 분포는 앞서의 질산염* 분포와 동일하게 표면 혼합층에서 낮은 농도($0.5 \mu\text{M}$ 이하)로 존재하다 계절수온약층을 지나면서 농도 증가 현상을 보였다(Fig. 5b). 또한 thermocline ridge 형성 위치와 용승 작용의 강·약에 따른 분포 형태도 질산염* 분포와 같은 양상이었다. 연구 기간 동안 조사된 인산염 총량은 $1.27 \sim 5.76 \text{ gP/m}^2$ 의 범위로 2007년 7월에 평균 $4.27 \pm 1.59 \text{ gP/m}^2$ 으로 가장 높은 총량을 보였다(Fig. 6c). 반대로 총량이 낮았던 시기는 2005년 8월로 평균 $2.12 \pm 0.21 \text{ gP/m}^2$ 이었다. Thermocline ridge 형성 위치에 따라 유사한 위도별 총량 분포 형태를 보인 2003년 7월과 2009년 8월은 각각 평균 $2.90 \pm 0.93 \text{ gP/m}^2$ 와 $2.96 \pm 1.07 \text{ gP/m}^2$ 으로 조사됐다. 한편 연구 해역 내 인산염 총량 분포에서 위도에 따라 큰 변동성을 나타낸 연도는 유사한 변동계수 값을 보인 2007년(37.2%)과 2009년(36.0%)으로 파악됐으며 2005년(변동계수 10.1%)에는 상대적으로 작았다.

규조류나 방상충 등의 생물에게 중요한 영양염으로 작

용하는 규산염은 주로 미생물에 의한 유기물 분해로부터 재무기질화 과정을 거치는 질산염이나 인산염과 달리 상대적으로 느리게 일어나는 화학적 용해(dissociation) 과정을 통해 재무기질화 되는 것으로 알려져 있다(Millero 2006). 연구 해역의 규산염 농도 분포는 표면 혼합층에서 2 μM 이하로 존재하다 계절수온약층을 지나면서, 비록 수심 증가에 따른 농도 증가 비율이 질산염*이나 인산염에 비해 약하지만, 증가하는 형태를 나타냈다(Fig. 5c). 아울러 thermocline ridge 형성 위치와 용승 작용의 강·약에 따라 규산염 총량 분포가 결정되었으며 북태평양 중층수의 영향도 반영된 모습을 나타냈다. 연구 기간 동안 조사된 규산염 총량은 7.82~44.54 gSi/m^2 의 범위로 가장 높은 총량을 보인 연도는 앞서의 질산염*이나 인산염 분포와 같이 2007년 7월(평균 $33.72 \pm 13.20 \text{ gSi/m}^2$)이었고 2009년 8월에도 평균 $33.52 \pm 11.07 \text{ gSi/m}^2$ 으로 2007년과 유사한 총량을 나타냈다(Fig. 6d). 총량이 낮았던 시기는 2005년 8월(평균 $9.19 \pm 1.23 \text{ gSi/m}^2$)로 파악됐으며, 2009년과 thermocline ridge 형성 위치에 따라 유사한 위도별 총량 분포를 보인 2003년 7월은 평균 $16.96 \pm 6.60 \text{ gSi/m}^2$ 이었다. 한편 위도별 규산염 총량 분포 가운데 연구 해역에서 큰 변동성을 보인 연도는 변동계수 값이 유사한 2003년(38.9%)과 2007년(39.1%)으로 파악됐으며 2005년(10.1%)에는 상대적으로 작았다.

Thermocline ridge 해역의 상층을 대상으로 영양염 총량을 살펴본 결과, thermocline ridge를 경계로 표층 해류 순환 체계에서 북적도 반류 해역보다 북적도 해류 해역이 약 1.4배 높은 것으로 파악됐다(Fig. 6). 기존 연구에 의하면 북적도 해류 지역은 강한 계절수온약층으로 인해 성층(stratification)이 잘 발달된 구조로 표층으로의 영양염 유입이 제한적인 것으로 알려졌다(Hyun and Yang 2005). 이러한 결과는 $5^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{N}$ (131.5°W)를 대상으로 연구한 것으로서 전반적인 북적도 해류 지역에 대한 특성이지만 용승 작용이 발생하는 thermocline ridge 해역에서는 북적도 해류 지역에서도 상당량의 영양염이 저층으로부터 유입되는 것으로 확인됐다. 한편 엽록소-a 총량은 전반적으로 북적도 반류 해역이 북적도 해류 해역보다 약 1.2배 높은 것으로 나타나 영양염 총량과 상반되는 결과를 나타냈다(Fig. 6a). 결과적으로 thermocline ridge 해역에서 영양염 총량 분포는 용승 현상의 강도에 의해 영향을 받는 양상을 보인 반면 엽록소-a 총량 분포는 표층 해류 순환 체계에 의해 구분되는 특징을 나타냈다. 동일한 위도에서 조사가 수행된 시기(2003년~2007년)에서는 전반적으로 영양염 총량 변화에 따라 엽록소-a 총량도 유사하게 변화하는 양상을 나타냈지만 7°N 의 경우 연구 시기 동안 낮은 영양염 총량에도 불구하고 비교적 높은 엽록소-a 총량을 보여 영양염 외에 다른 요인에 의해서도 엽록소-a 현존량이 유

Fig. 7. Molar ratio of $\text{N}^*:\text{P}$ (a) and $\text{Si}:\text{N}^*$ (b) in the study area. According to the N^* concentration of 20 μM , $\text{Si}:\text{N}^*$ molar ratio is classified into two groups (N^* : nitrite+nitrate). Concentrations less than 20 μM of N^* are mainly observed in the upper layer (0~100 m depth range)

지되는 것으로 파악됐다. 일차 생산에 영향을 주는 요인으로는 영양염과 광 조건 외에 철과 같은 미량금속이나 비타민 B_{12} 와 같은 유기물 또한 중요한 성분으로 알려져 있다(Millero 2006). 따라서 향후 연구에서는 이러한 성분들 및 동물플랑크톤의 포식압도 고려해 thermocline ridge 해역에서 일차 생산량 분포에 영향을 미치는 요인을 종합적으로 파악하고자 한다.

한편 식물플랑크톤이 유기물을 합성하면서 성장하기 위해서는 일정 비율(stoichiometric ratio)의 영양염이 필요한데 이 때 특정 영양염이 부족하면 성장에 제한을 받게 된다(Pavlidou and Georgopoulos 2001). 본 연구에서는 성장 제한요인을 파악하기 위해 영양염간 비율 계산 시 질소계 영양염 중 영향이 미미한 것으로 판단된 암모니아 농도는 고려하지 않았다. 연구 기간 동안 표층에서 분석된 $\text{N}^*:\text{P}$ ratio는 14.55로 기존에 대양에서 알려진 Redfield ratio(16)에 비해 낮은 값을 나타내 전반적으로 질소 제한 환경을 나타냈지만 그 차이는 크지 않았다(Fig. 7a). 반면에 $\text{Si}:\text{N}^*$ ratio는 질산염* 농도 20 μM 을 경계로 다른 양상을 보였는

데, 질산염* 농도 $20 \mu\text{M}$ 이하에서는 Si:N^* ratio가 0.61이었고 $20 \mu\text{M}$ 이상에서는 1.19로 파악됐다(Fig. 7b). 일반적으로 규조류가 성장하기 위해 필요로 하는 Si:N^* ratio는 1로 Si가 고갈되면 ratio는 1 이하가 된다(Levasseur and

Therriault 1987). Si:N^* ratio를 두 부분으로 구분짓는 질산염* 농도 $20 \mu\text{M}$ 은 주로 수심 100 m 이내의 상층에 분포하는 농도로서 thermocline ridge 상층 해역에서는 규소 또한 제한 요인으로 작용하는 결과를 나타냈다.

Fig. 8. Vertical profiles of inter-annual dissolved organic carbon (a) and particulate organic carbon (b) in the study area. Concentrations of dissolved and particulate organic carbon are relatively higher in the surface mixed layer and decrease with depth

용존 및 입자유기탄소 특성

본 연구에서 용존유기탄소 분석은 여과 과정을 거치지 않고 총유기탄소 측정 후 입자유기탄소와의 차이로부터 획득하는 방법을 채택하였다. 태평양 적도 해역에서 총유기탄소와 용존유기탄소 사이의 차이는 수 μM 정도로 여겨지지만(Peltzer and Hayward 1996), 용존유기탄소를 직접적으로 측정하기 위해서는 시료 내 입자들을 제거해야 하는 전처리 과정이 필요하다. 하지만 여과하는 과정에서 입자들의 파손(breakage) 등에 의해 실제보다 과도한 용존유기탄소 농도를 초래할 문제점이 있을 수 있어 각각 분석하는 방법을 채택하였다(Hill and Wheeler 2002).

연구 해역에서 분석된 연간 용존유기탄소의 수직 분포는 상층에서 높고 수심이 깊어질수록 감소하는 전형적인 대양에서의 분포를 나타냈다(Fig. 8a). 표층에서의 농도 감소는 박테리아나 원생생물들이 그들의 에너지 원으로 유기탄소를 이용하기 때문이다(Hill and Wheeler 2002). 비교적 높은 농도를 보이는 해수면으로부터 수심 50 m 이내에서의 용존유기탄소 평균 농도는 2003년 7월에 $93.76 \pm 12.19 \mu\text{M}$, 2005년 8월에 $90.72 \pm 8.49 \mu\text{M}$, 2007년 7월에 $107.48 \pm 14.58 \mu\text{M}$ 그리고 2009년 8월에 $85.40 \pm 20.76 \mu\text{M}$ 로 2007년에 가장 높은 평균 농도를 나타냈다. 2003년과 2005년은 유사한 농도를 보인 반면 2007년에는 2005년에 비해 약 18% 증가하였고, 2009년에는 2007년에 비해 약 20% 감소된 양상을 나타냈다. 한편 연구 해역의 수심 200 m에서 파악된 용존유기탄소의 평균 농도는 2003년에 $63.80 \pm 15.67 \mu\text{M}$, 2005년에 $55.70 \pm 7.81 \mu\text{M}$, 2007년에 $71.06 \pm 11.05 \mu\text{M}$ 그리고 2009년에 $54.24 \pm 8.68 \mu\text{M}$ 로 수심 50 m 이내에서 가장 높은 농도를 보인 2007년의 특성을 반영한 듯 수심 200 m에서의 용존유기탄소 농도도 2007년에 가장 높았다.

한편 대양에서 입자유기탄소가 차지하는 비율은 총유기탄소(용존유기탄소+입자유기탄소)의 1~10% 정도이며, 입자유기물(particulate organic matter)의 약 50% 정도에 해당하는 것으로 알려져 있다. 입자유기탄소를 구성하는 물질로는 살아있는 또는 죽은 동물/식물플랑크톤과 박테리아의 분해(degradation) 산물 및 배출(exudation) 물질 그리고 marine snow라 불리는 macroscopic aggregates 등이다(Millero 2006). 연구 해역 내 입자유기탄소의 농도 분포는 용존유기탄소와 동일한 양상으로 상층에서 높고 수심이 깊어질수록 감소하는 형태를 나타냈다(Fig. 8b). 해수면으로부터 수심 50 m 이내에서 입자유기탄소의 평균 농도는 2003년 7월에 $11.61 \pm 1.54 \mu\text{M}$, 2005년 8월에 $10.18 \pm 1.70 \mu\text{M}$, 2007년 7월에 $11.86 \pm 1.45 \mu\text{M}$ 그리고 2009년 8월에 $9.42 \pm 3.02 \mu\text{M}$ 로 2003년, 2005년 그리고 2007년에는 비교적 유사한 농도를 보인 반면 2009년에는 다소 감소한 특성을 나타냈다. 총유기탄소 중 입자유기탄

Fig. 9. Inter-annual exponential decay curve fit of dissolved organic carbon (DOC) concentration in the study area. Vertical profile of DOC obtained by exponential decay curve fit is highest in 2007 and lowest in 2009. Mismatch of DOC concentration between in-situ measurement and decay curve fit in the 0 m depth layer is considered as the photo-oxidation effect on DOC

소가 차지하는 비율은 2003년에 평균 12.9%(최소 7.6%, 최대 19.2%), 2005년에 평균 11.5%(최소 8.0%, 최대 16.7%), 2007년에 평균 11.0%(최소 7.7%, 최대 14.7%) 그리고 2009년은 평균 10.2%(최소 6.3%, 최대 16.8%)로 전반적으로 대양에서 알려진 분포보다는 약간 높은 비율을 보였다. 이는 생물학적 생산이 주로 일어나는 표층을 대상으로 입자유기탄소 분석이 수행되었기 때문인 것으로 판단된다.

상층에서 주로 생물 생산에 의해 생성된 유기물은 저층으로 갈수록 분해되어 그 농도가 감소하는데 분해된 유기물 양을 파악하기 위해 용존유기탄소의 수직 분포에 대해 exponential decay curve fit 모형을 적용하였다(Fig. 9). 모형 적용 시 생물학적 생산으로부터 유래한 초기 유기탄소 농도 결정은 광분해 효과에 의한 유기탄소량 감소(Moran and Zepp 2000), 생물 생산성 그리고 모형의 재현성을 고려해 수심 10 m에서의 농도로 결정하였다. 모형을 통해 획득한 관계식에서 초기 용존유기탄소 농도는 2003년 7월에 $102.32 \mu\text{M}$, 2005년 8월에 $98.90 \mu\text{M}$, 2007년 7월에 $126.29 \mu\text{M}$ 그리고 2009년 8월에 $92.51 \mu\text{M}$ 로 연구 기

간 동안 평균 $105.00 \pm 14.76 \mu\text{M}$ 로 계산되었다. 한편 수심 200 m에서 파악된 용존유기탄소 농도는 2003년에 $64.58 \mu\text{M}$, 2005년에 $57.94 \mu\text{M}$, 2007년에 $72.08 \mu\text{M}$ 그리고 2009년에 $56.43 \mu\text{M}$ 로 평균 $62.76 \pm 7.15 \mu\text{M}$ 이었다. 모형을 통해 수심 10 m와 200 m에서 획득한 용존유기탄소 농도는 시료 분석 농도와 유사한 결과를 나타냈다. 결국 연구 해역 상층에서 생산된 유기물 중 미생물 소비와 같은 생물학적 분해 과정을 통해 소모된 유기물 농도는 2003년에 $37.74 \mu\text{M}$, 2005년에 $40.96 \mu\text{M}$, 2007년에 $54.21 \mu\text{M}$ 그리고 2009년에 $36.08 \mu\text{M}$ 로 연구 기간 동안 평균 $42.25 \pm 8.23 \mu\text{M}$ 로 추정되었다. 이러한 농도는 평균적으로 상층 생산 유기물의 40%(2003년 36.9%, 2005년 41.4%, 2007년 42.9% 그리고 2009년 39.0%) 정도를 차지하는 것으로 Anderson and Williams (1999)가 적도 태평양 지역을 대상으로 용존유기탄소 일차원 모델을 통해 밝힌 유기물 감소율 56%에 비해 다소 낮지만 초기 유기탄소 농도 결정 수심을 감안한다면 비교할 만한 것으로 판단됐다.

4. 결 론

북동태평양 적도 해역에서 동향류인 북적도 반류와 서향류인 북적도 해류가 만나는 thermocline ridge를 중심으로 영양염(질소, 인, 규소), 용존 및 입자유기탄소의 분포와 그것의 연간 변화 양상을 살펴보았다. Thermocline ridge는 표층 해류 순환 체계 및 기후/해양환경 변화의 영향으로 연구 시기 동안 형성 위치가 변했는데 라니냐 현상이 발생한 시기에 북쪽(10°N 이상)에 위치하는 것으로 파악됐다. Thermocline ridge 해역 수심 100 m 이내의 상층에서 영양염 총량은 용승 현상의 강·약에 따라 자연적 변동성을 보였고 그에 따라 엽록소-*a* 총량 또한 유사한 양상을 나타냈으며 북적도 반류 해역에서 상대적으로 높은 엽록소-*a* 현존량을 가졌다. 연구 해역에서 식물플랑크톤 성장을 제한하는 영양염은 질소 성분으로 나타났지만 기존의 Redfield ratio와 큰 차이를 보이지는 않았다. 오히려 상층에서 규소가 상당히 결핍되어 있는 결과를 나타냈다. 용존 및 입자유기탄소량으로 대변되는 유기물은 상층에서 높고 수심이 증가할수록 감소하는데 영양염 농도 분포와 부합하여 2007년 7월에 높은 농도가 관측됐다. 이는 강한 용승 현상에 의해 저층으로부터 영양염이 상층으로 유입되고 이로부터 생물학적 과정을 통해 유기물 생산이 이뤄졌음을 지시해 준다. 한편 생물학적 과정을 통해 상층에서 생산된 유기물 중 미생물의 에너지원으로 소비된 유기물 양은 연구 해역 전반에 걸쳐 연간 40% 정도를 차지하는 것으로 추정되었고 나머지 60% 정도는 표층 이하로 이동하는 것으로 여겨졌다.

결국 thermocline ridge 해역에서의 용승 현상과 적도

해역에서 발생한 라니냐의 영향으로 표층 내 영양염이 증가하고 유기탄소량 또한 증가한 결과를 보여 물리적 변화가 수층 환경 내 화학적 그리고 생물학적 변화를 일으키는 요인으로 작용함을 알 수 있었다. 생물학적 과정이 활발하게 일어나는 thermocline ridge 해역에서 생태계 구조와 기능을 지속적으로 이해하기 위해서는 꾸준한 연구가 요구되는 바이다.

사 사

본 연구는 국토해양부 R&D 연구 과제인 “태평양 심해저 광물자원 개발(PM55654)” 사업과 “남서태평양 및 인도양 해양광물자원 개발(PM55882)” 사업의 지원을 받아 수행되었습니다. 논문의 심사를 맡아 좋은 의견을 제시해 주신 심사위원님들과 현장 연구 수행에 많은 도움을 주신 온누리호 선장님을 비롯한 승무원 분들께 감사드립니다.

참고문헌

- 손주원, 김경홍, 김미진, 손승규, 지상범, 황근춘, 박용철 (2008) 북동태평양 발산대해역($7^\circ \sim 10.5^\circ\text{N}$)의 무기영양염 분포와 재무기질화 비율. 한국해양학회지 「바다」 13(3): 178-189
- 손주원, 박용철, 이효진 (2003) 한국 연안수에서 총유기탄소 및 화학적 산소요구량분포 특성. 한국해양학회지 「바다」 8(3):317-326
- Abell J, Emerson S, Keil RG (2005) Using preformed nitrate to inter decadal changes in DOM remineralization in the subtropical North Pacific. Global Biogeochem Cycles 19:GB1008
- Amador JA, Alfaro EJ, Lizano OG, Magana VO (2006) Atmospheric forcing of the tropical Pacific: a review. Prog Oceanogr 69:101-142
- Anderson TR, Williams PJLeB (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
- Blanchot J, Andre JM, Navarette C, Neveux J, Radenac MH (2001) Picophytoplankton in the equatorial Pacific: vertical distributions in the warm pool and in the high nutrient low chlorophyll conditions. Deep-Sea Res I 48:297-314
- Broecker WS, Takahashi T, Takahashi T (1985) Sources and flow patterns of deep ocean waters as induced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentration. J Geophys Res 90:6925-6939
- Chai F, Dugdale RC, Peng TH, Wilkerson FP, Barber RT (2002) One-dimensional ecosystem model of the

- equatorial Pacific upwelling system. Part I: model development and silicon and nitrogen cycle. *Deep-Sea Res II* **49**:2713-2745
- Chavez FP, Barber RT (1987) An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res I* **34**:1229-1243
- Coale KH, Fitzwater SE, Gordon RM, Johnson KS, Barber RT (1996) Control of community growth and export production by upwelled iron in the equatorial Pacific Ocean. *Nature* **379**:621-624
- Dugdale RC, Wilkerson FP (1998) Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling. *Nature* **391**:270-273
- Dugdale RC, Wilkerson FP, Minas HJ (1995) The role of a silicate pump in driving new production. *Deep-Sea Res I* **42**:697-719
- Feely RA, Wanninkhof R, Goyet C, Archer DE, Takahashi T (1997) Variability of CO₂ distributions and sea-air fluxes in the central and eastern equatorial Pacific during the 1991-1994 El Nino. *Deep-Sea Res II* **44**:1851-1867
- Fujii M, Chai F (2007) Modeling carbon and silicon cycling in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res II* **54**:496-520
- Hanawa K, Hoshino I (1988) Temperature structure and mixed layer in the Kuroshio region over the Izu Ridge. *J Mar Res* **46**:683-700
- Hayward TL (1987) The nutrient distribution and primary production in the central North Pacific. *Deep-Sea Res II* **34**:1593-1627
- Hill JK, Wheeler PA (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 JH, Yang EJ (2005) Meso-scale spatial variation in bacterial abundance and production associated with surface convergence and divergence in the NE equatorial Pacific. *Aquat Microbiol Ecol* **41**:1-13
- Ito T, Follows MJ (2005) Preformed phosphate, soft tissue pump and atmospheric CO₂. *J Mar Res* **63**:813-839
- Jiang MS, Chai F, Dugdale RC, Wilkerson FP, Peng TH, Barber RT (2003) A nitrate and silicate budget in the equatorial Pacific Ocean: a couple physical-biological model study. *Deep-Sea Res II* **50**:2971-2996
- Kessler WS (2006) The circulation of the eastern tropical Pacific. *Prog Oceanogr* **69**:181-217
- Ku TL, Luo S, Kusakabe M, Bishop JKB (1995) 228Ra-derived nutrient budgets in the upper equatorial Pacific and the role of "new" silicate in limiting productivity. *Deep-Sea Res II* **42**:479-497
- Landry MR, Barber RT, Bidigare RR, Chai F, Coale KH, Dam HG, Lewis MR, Lindley ST, McCarthy JJ, Roman MR, Stoecker DK, Verity PG, White JR (1997) Iron and grazing constraints on primary production in the central equatorial Pacific-an EqPac synthesis. *Limnol Oceanogr* **42**:405-418
- Le Borgne R, Barber RT, Delcroix T, Inoue HY, Mackey DJ, Rodier M (2002) Pacific warm pool and divergence: temporal and zonal variations on the equator and their affection the biological pump. *Deep-Sea Res II* **49**:2471-2512
- Levasseur ME, Therriault JC (1987) Phytoplankton biomass and nutrient dynamics in a tidally induced upwelling: the role of the NO₃:SiOH₄ ratio. *Mar Ecol Prog Ser* **39**:87-97
- Loubere P (2001) Nutrient and oceanographic changes in the Eastern Equatorial Pacific from the last full Glacial to the Present. *Glo Planet Change* **29**:77-98
- Mackey DJ, Blanchot J, Higgins HW, Neveux J (2002) Phytoplankton abundances and community structure in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res II* **49**:2561-2582
- Martin JH (1990) Glacial-interglacial CO₂ change: the iron hypothesis. *Paleoceanography* **5**:1-13
- Millero FJ (2006) Chemical oceanography. CRC Press, 496 p
- Moran MA, Zepp RG (2000) UV radiation effects on microbes and microbial processes. In: Kirchman DL (ed) *Microbial Ecology of the Ocean*. Wiley-Liss, New York, pp 201-345
- Parsons TR, Maita Y, Lalli CM (1984) A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press, Oxford, 249 p
- Pavlidou A, Georgopoulos D (2001) Dissolved oxygen and nutrients in coastal waters impacted by the Strymon river plume, North Aegean Sea, Greece. *Global Nest* **3**(2):71-84
- Peltzer ET, Hayward NA (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
- Pennington JT, Mahoney KL, Kuwahara VS, Kolber DD, Calienes R, Chavez FP (2006) Primary production in the eastern tropical Pacific: a review. *Prog Oceanogr* **69**:285-317
- Picaut J, Ioualalen M, Delcroix T, Masia F, Murtugudde R, Vialard J (2001) The oceanic zone of convergence on the eastern edge of the Pacific warm pool: a synthesis of results and implications for El Nino-Southern Oscillation and biogeochemical phenomena. *J Geophys Res* **106**:2363-2386
- Pickard GL, Emery WJ (1982) Descriptive physical oceanography. Pergamon Press, 45 p

- Sugimura Y, Suzuki Y (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
- Takahashi T, Feely RA, Weiss RF, Wanninkhof RH, Chipman DW, Sutherland SC, Takahashi TT (1997) Global air-sea flux of CO₂-an estimate based on measurements of sea-air pCO₂ difference. In: proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 23 Dec 1997, pp 8298-8299
- Tans P, Fung I, Takahashi T (1990) Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. *Science* **247**: 1431-1438
- Toggweiler J, Dixon D, Broecker W (1991) The Peru upwelling and the ventilation of the South Pacific thermocline. *J Geophys Res* **96**:20467-20497
- Yumul GP, Dimalanta CB, Servando NT, Hilario FD (2010) The 2009-2010 El Niño southern oscillation in the context of climate uncertainty: the Philippine setting. *Philippine J Sci* **139**(1):119-126
- Venrick EL, McGowan JA, Mantyla AW (1973) Deep chlorophyll maxima in the oceanic Pacific. *Fish Bull* **71**:41-52
- Wang Q, Ruijin H, Zaklikowski A (2002) Variabilities of surface current in the tropical Pacific ocean. *J Ocean Univ Qingdao* **1**(2):130-134
- Wang X, Christian JR, Murtugudde R, Busalacchi AJ (2006) Spatial and temporal variability in new production in the equatorial Pacific during 1980-2003: physical and biogeochemical controls. *Deep-Sea Res II* **53**:677-697

Received Oct. 19, 2010

Revised Nov. 30, 2010

Accepted Feb. 28, 2011