

## 남태평양의 영양염, 엽록소, 일차생산성 분포

김동선\* · 김동엽 · 심정희 · 송환석<sup>1</sup> · 강영철

\*한국해양연구원 극지연구본부

<sup>1</sup>부경대학교 해양학과

## The Distributions of Nutrients, Chlorophyll-*a*, and Primary Productivity in the South Pacific Ocean

DONGSEON KIM\*, DONG-YUP KIM, JUNGHEE SHIM,

Hwan-Seok SONG<sup>1</sup> AND YOUNG-CHUL KANG

\*Polar Research Laboratory, Korea Ocean Research and Development Institute Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

<sup>1</sup>Department of Oceanography, Pukyong National University, Pusan 608-737, Korea

2000년 2월에 남태평양에서 수심 200 m까지 수온, 염분, 용존산소, 영양염, 엽록소, 일차생산성의 수직분포를 조사하였다. 연구해역(남위 24°~41°, 서경 80°~168°)은 물리적으로 크게 두 해역으로 나누어진다. 서경 110°를 경계로 동쪽해역에서는 수심 200 m 이하의 중층수가 표층으로 활발히 융승하였고, 서쪽해역에서는 중층수의 융승이 거의 일어나지 않았다. 따라서 해수의 화학조성도 다르게 나타났다. 동쪽해역에서는 영양염 농도가 높은 중층수의 융승에 의해 표층 100 m에서 질산염+아질산염과 인산염 농도가 서쪽해역에 비해 상당히 높게 관측되었지만, 중층수의 융승에도 불구하고 규산염 농도는 오히려 서쪽해역보다 낮았다. 영양염 중에서 식물플랑크톤의 일차생산성에 영향을 미치는 주요 원소도 해역에 따라 달랐다. 동쪽해역에서는 규소에 의해 일차생산성이 가장 큰 영향을 받는 반면, 서쪽해역에서는 질소가 일차생산성에 가장 큰 영향을 미쳤다. 중층수의 융승에 의해 영양염 농도의 큰 차이에도 불구하고, 식물플랑크톤의 일차생산성은 두 해역이 서로 비슷한 값을 보였으며, 수심 200 m까지 합한 엽록소 총량은 오히려 동쪽해역에 비해 서쪽해역에서 2배 가량 높게 측정되었다.

The vertical distributions of temperature, salinity, dissolved oxygen, nutrients, chlorophyll, and primary production were investigated within the top 200 m water depth in the south Pacific Ocean in February, 2000. The study area (24°–41°S, 81°–168°W) can be hydrologically divided into two regions. Upwelling was actively occurring in the eastern region of the 110°S line, meanwhile it was not active in the western region. Accordingly, chemical properties in the surface waters were different between the two regions; nitrate+nitrite and phosphate concentrations were much higher in the eastern region than in the western region due to the active upwelling, but silicate concentration was higher in the western region. Among the nutrients, the major element influencing primary production was also different between the two regions; silicon would be a major element influencing primary production in the eastern region, but nitrogen may act as a major element for primary production in the western region. Primary production showed similar values in the two regions in spite of the large differences of nutrient concentrations in the surface waters, but the total chlorophyll integrated within the 200 m water depth was almost twice as much as in the western region than that in the eastern region.

### 서 론

화석연료의 사용과 산림파괴에 의해 매년 대기 중으로 방출된 이산화탄소의 30% 정도가 해양으로 흡수되는 것으로 추정된다 (IPCC, 1995). 해양은 대기 중 이산화탄소 농도를 조절하는 주요 탄소저장고(carbon reservoir)이며, 해양 표층에 서식하는 식물플랑크톤은 광합성을 통해 표층해수중의 이산화탄소를 유기탄소로

전환시켜 심층해양으로 침강함으로써 대기 이산화탄소 농도를 감소시킨다. 따라서, 식물플랑크톤의 일차생산성이 높은 해양에서는 상당량의 대기 이산화탄소가 해양으로 흡수되어 제거되기 때문에 해양-대기간 이산화탄소 교환 및 해양의 탄소순환을 이해하기 위해 많은 해양학 연구가 수행되었다(Chavez and Barber, 1987; Cullen *et al.*, 1992; Eppley and Renger, 1992; Mackey *et al.*, 1995; Dunne *et al.*, 1999).

중층수 또는 저층수의 융승(upwelling)에 의해 표층으로 공급된 새로운 영양염은 식물플랑크톤의 일차생산성을 향상시킬 뿐

\*Corresponding author: dkim@kordi.re.kr

아니라 입자상 유기탄소가 심층해양으로 침강하는데도 중요한 역할을 한다(Eppley and Peterson, 1979). 최근, 높은 영양염 농도에도 불구하고 낮은 생물 생체량을 보이는 해역에서 규산염이 식물 플랑크톤의 일차생산성을 결정하는 주요 요인으로 제시되었다. Bender and McPhaden(1990)은 1989년에 서경 135° 적도해역에서 규산염 농도 최저층(silicate minimum layer)을 발견하고, 이것을 규조류 대번성(diatom bloom)의 신호라고 설명하였다. Ku *et al.*(1995)은 표층에서 입자상 유기탄소의 저층으로의 침강은 저층에서 표층으로 새로운 규산염의 공급에 의해 조절된다고 주장하였다. Dugdale and Wilkerson(1998)은 동태평양 적도해역의 신생산(new production)은 규산염에 의해서 조절된다고 제시하였다. 따라서 표층해수에서 영양염의 수지(budget)를 정량적으로 정확히 측정하는 것이 해양-대기간 탄소순환을 이해하는데 매우 중요하다(Brzelinski and Nelson, 1995; Wong and Matear, 1999).

전세계 해양에서 규조류는 일차생산자로서 중요한 역할을 한다. 규조류는 영양염이 풍부하지 않은 따뜻한 표층해수에서는 많이 존재하지 않고 영양염 농도가 높은 투광대(euphotic zone)의 밑 부분에 많이 서식한다(Smetacek, 1985). 적도 태평양의 일차생산성이 낮은 해역(oligotrophic region)에서 일차생산량의 10% 정도가 규조류에 의해 생성된다(Blain *et al.*, 1997). 규조류의 일차생산성은 주로 표층해수로 공급되는 새로운 영양염의 양에 의해 조절되지만, 표층으로 새롭게 공급되는 영양염의 양을 정량적으로 정확히 측정하기는 매우 어렵다. 표층해수로의 영양염 공급은 주로 저층수의 용승에 의해 일어나지만, 때로는 마찰에 의한 난류(shear-induced turbulence)와 내부파동(internal wave)에 의해서도 가능하다(McGowan and Hayward, 1978).

상당한 양의 이산화탄소가 해양에서 대기로 방출되는 적도 태평양에서는 종합적인 해양학 연구가 많이 수행되었으며, 특히 엘리뇨에 의해 크게 영향을 받는 적도 태평양의 동쪽지역은 최근들어 많은 연구가 수행되었다(Eppley and Renger, 1992; Mackey *et al.*, 1995; Blain *et al.*, 1997; Dunne *et al.*, 1999). 하지만 남위 20°~50° 사이의 남태평양에서는 종합적인 해양학 연구가 거의 이루어지지 않았다. 본 연구 목적은 칠레에서 피지까지의 남태평양에서 관측된 수온, 염분, 용존산소, 영양염, 엽록소, 일차생산성의 수직분포를 이용하여 남태평양에서 식물플랑크톤의 일차생산성을 조절하는 주요 요인을 밝히는 것이다.

## 재료 및 방법

해수시료와 수온, 염분 자료는 2000년 2월 4일부터 3월 2일까지 남태평양에서 한국해양연구소 연구선 “온누리”에 승선하여 얻었다. 연구 해역은 칠레 서부(남위 40°44.3, 서경 81°03.8)에서 피지(남위 24°36.9, 서경 167°08.5)까지의 남태평양이며, 지금까지 종합적인 해양학 연구가 거의 이루어지지 않은 곳이다(Fig. 1). 조사 정점은 총 16점으로, 각 정점마다 SeaBird CTD를 이용하여 수온과 염분을 측정하였고, 니스킨(Niskin) 채수기를 이용하여 해수를 채집하였다. 해수채집 수심은 0, 10, 20, 40, 60, 80, 100, 125, 150, 175, 200, 400, 600, 800, 1000, 1250, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500 m이며, 본 논문에서는 수심 200 m 까지의 자료만 이용하였다. 영양염과 엽록소를 분석하기 위해 해수 1 l를 0.45 µm Whatman GF/F 여과지를 이용하여 필터한 후, 필터된 해수 30 ml를 영양염분석을 위해 냉동하였고, GF/F 여과지도 엽록소 분석을 위해 냉동하였다.

용존산소 농도는 CTD에 장착된 용존산소 측정기를 이용하여 측정한 후, 3개의 조사 정점에서 해수를 채취하여 Winkler의 역적정(Back titration) 방법을 이용하여 측정한 값으로 보정하였다. 영양염 농도(질산염+아질산염, 인산염, 규산염)는 자동이온분석기(LaChat, QuikChem)을 이용하여 측정하였다. 엽록소 농도는 90% 아세톤 10 ml로 24시간 동안 추출한 후에 Turner-designed fluorometer(10-006R)를 이용하여 측정하였다(Parsons *et al.*, 1984). Phaeopigment 농도는 추출된 아세톤에 1 N 염산을 넣고 1분 30초 후에 Turner-designed fluorometer로 측정하였다. 본 논문에서는 엽록소 농도에서 phaeopigment 농도를 뺀 보정된 엽록소(corrected chlorophyll) 값을 이용하였다. 일차생산성은 유광층내(표층광의 1%까지) 수심에서 시료를 취하여 4 µCi <sup>14</sup>C-NaHCO<sub>3</sub>를 주입한 다음 정오를 기준으로 3시간 동안 배양하여 측정하였다. 일차생산성 측정을 위한 해수시료는 표층광의 100, 49, 30, 15, 3.5, 1% 광투과 수심(Light penetration depth)에서 채수하였다. 시료 배양시에 광도를 채수 수심의 광도로 맞추기 위해 250 ml 폴리카보네이트 병을 천공된 나켈 스크린(nickel screen)으로 포장하였다. 배양은 선상에서 표층해수로 냉각한 배양기에서 행하였다. 일정 시간 배양 후 25 mm Whatman GF/F 여과지를 시료를 여과한 후, 여과지를 염산증기(HCl fumes)로 처리한 다음 건조시켜, 섬광액

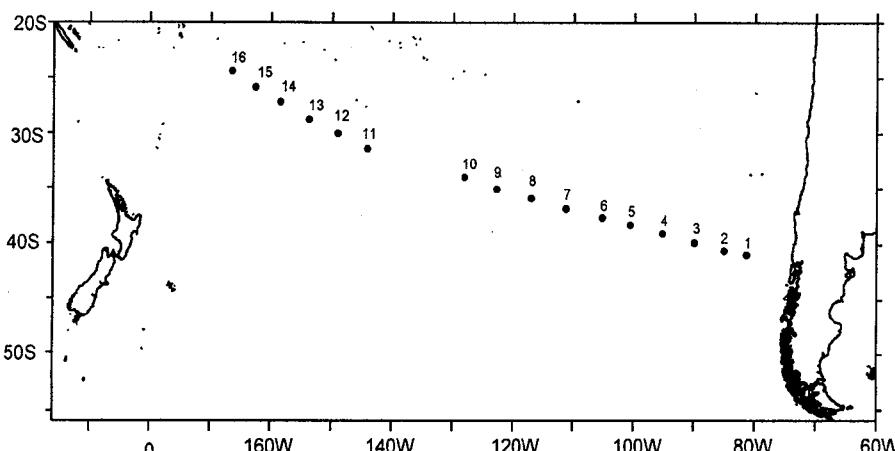


Fig. 1. Study area with station locations.

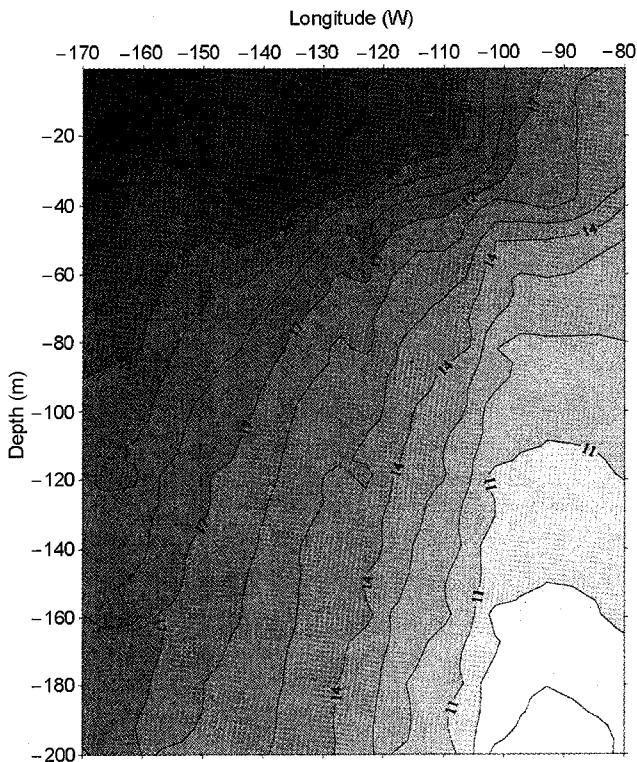


Fig. 2. Contour of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean.

(scintillation cocktail; Lumagel Safe) 10 ml를 가하여 섬광계수기 (scintillation counter; Wallac Model#1405)를 이용하여 탄소 방사능 값을 측정, Parsons *et al*(1984)에 따라  $^{14}\text{C}$ 의 흡수율을 구하였다.

## 결 과

표층수온은 경도에 따라 큰 변화를 보이는데(Fig. 2), 이것은 서경 80° 해역이 남위 40°에 위치한 반면 서경 170° 해역은 남위 23°에 위치해 있어서 위도가 다르기 때문이다. 수온분포에 있어서 가장 특징적인 것은 서경 100° 주위에 표층에서 수심 200 m까지 강한 수온전선(thermal front)이 존재하는 것이다. 서경 100° 동쪽, 수심 120~200 m에서  $10^{\circ}\text{C}$  내외의 차가운 해수가 둠(dome) 형태를 보이고 있는데, 이것은 이 해역에서 200 m 이하에 존재하는 중층수가 표층으로 융합하고 있음을 시사해 준다.

표층염분도 경도에 따라 큰 변화를 보여, 서경 80°~100°에서 34.0 psu로 저염분을 보이고 서경 140°~160°에서 35.5 psu로 고염분을 보인다(Fig. 3). 서경 140°~160°에서 고염분을 보이는 것은 이 해역이 강수량보다 증발량이 큰 것으로 알려진 위도 30° 주위에 위치하고 있기 때문이다. 이 해역을 중심으로 동쪽과 서쪽으로 갈수록 염분이 감소하는 것은 증발량에 비해 강수량이 점차적으로 증가하기 때문이다. 35.7 psu 이상의 고염의 해수가 서경 150°~170°, 수심 30~140 m 사이에서 관측되었다.

표층 해수밀도는 동쪽으로 갈수록 점차적으로 증가하는 경향을 보인다(Fig. 4). 대부분의 경우, 표층 20 m에서는 밀도가 유사하여 해수가 잘 섞이는 반면, 그 이하 수심에서는 뚜렷한 밀도차이를

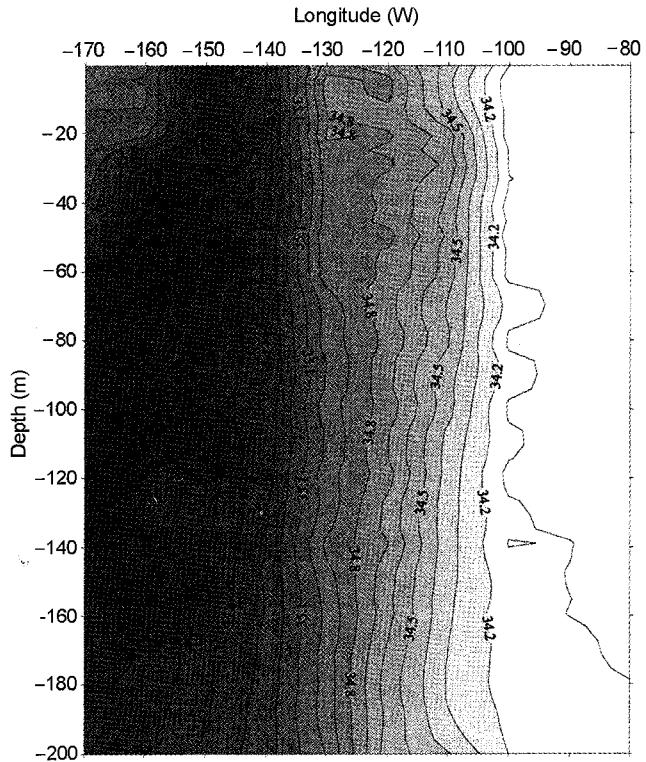


Fig. 3. Contour of salinity (psu) in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean.

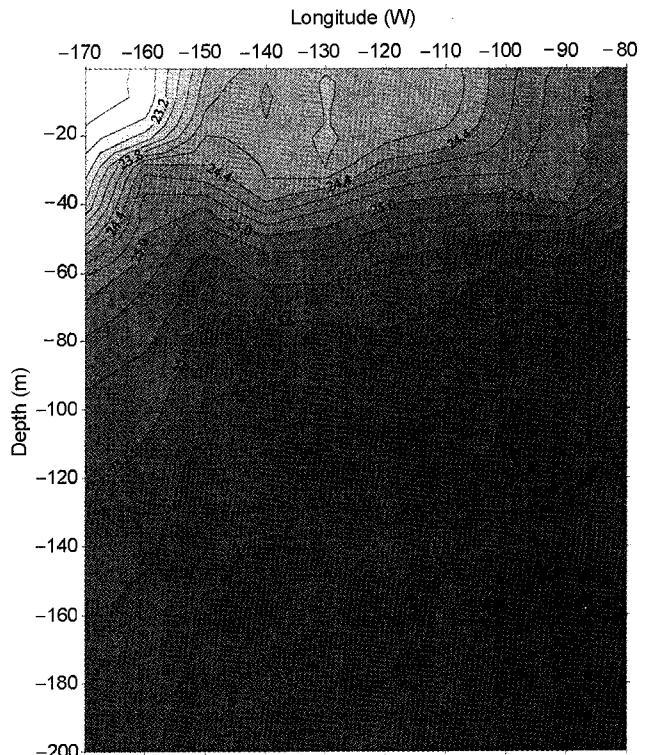


Fig. 4. Contour of density ( $\text{g cm}^{-3}$ ) in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean.

보여 해수가 잘 섞이지 않는 것으로 보인다. 혼합깊이(mixing depth)도 동쪽으로 갈수록 점차적으로 깊어진다. 전반적으로 표층에서

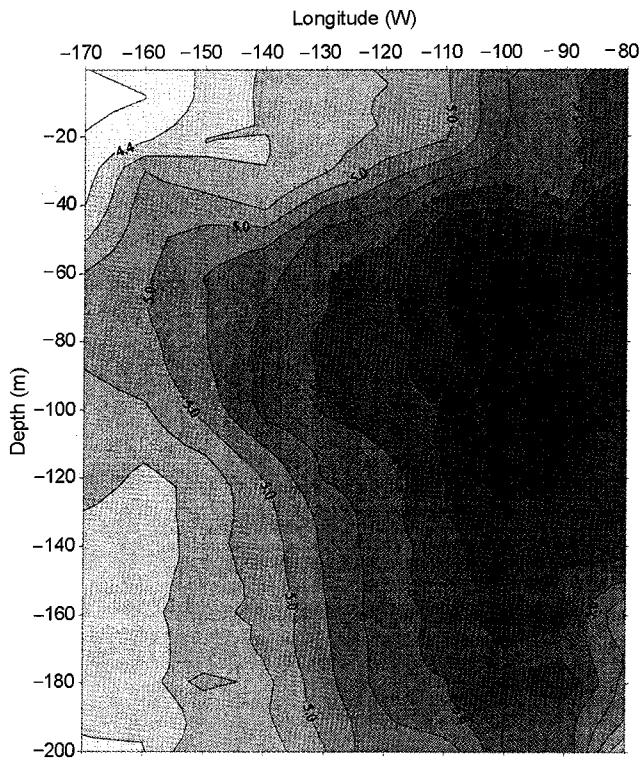


Fig. 5. Contour of dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean.

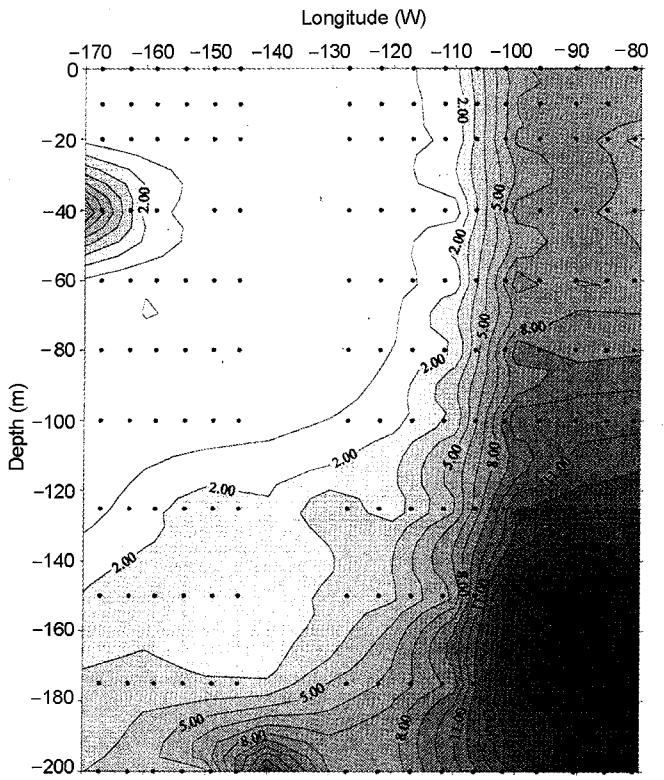


Fig. 6. Contour of nitrate+nitrite ( $\mu\text{M}$ ) in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean. Closed circles indicate sampling depths.

수심 60 m 까지는 밀도분포가 수온분포와 유사한 형태를 보여 밀도가 염분보다는 수온에 의해 결정되는 것으로 보인다. 경도  $80^{\circ}\sim100^{\circ}$ , 수심 100~200 m에서  $26.0 \text{ g cm}^{-3}$  이상의 고밀도 해수가 돔(dome) 형태를 보이고 있는데, 이것은 수온의 경우와 마찬가지로 저층수가 표층으로 용승하고 있음을 지시해 준다.

표층 용존산소 농도도 동쪽으로 갈수록 점차적으로 증가하는 경향을 보이는데(Fig. 5), 이것은 표층수온이 동쪽으로 갈수록 감소하여 표층해수의 산소 용해도가 증가하기 때문이다. 용존산소 분포에 있어서 가장 특징적인 것은 표층 용존산소 농도보다 높은 해수가 수심 40~120 m에서 동쪽에서 서쪽 방향으로 혀(tongue) 형태로 존재하는 것이다. 이것은 매우 추운 고위도 해역에서  $6.2 \text{ ml l}^{-1}$  이상의 높은 용존산소 농도를 보이는 표층해수가 침강하여 수심 60 m 내외 깊이에서 동밀도선(isohaline)을 따라 동쪽에서 서쪽으로 유입되고 있음을 시사해 준다. 이런 표층 바로 밑에서의 흐름은 경도  $80^{\circ}\sim170^{\circ}$  전 해역에서 관측되고 있다.

표층해수의 질산염+아질산염은 서경  $120^{\circ}$ 보다 서쪽해역에서  $1.0 \mu\text{M}$ 이하로 매우 낮은 농도를 보이는 반면, 동쪽으로 갈수록 점점 증가하여 서경  $80^{\circ}\sim100^{\circ}$  해역에서  $6.0 \mu\text{M}$  이상의 높은 농도를 보인다(Fig. 6). 전반적으로 질산염+아질산염 농도는 수심에 따라 증가하여, 서경  $90^{\circ}$  수심 175 m에서 최고농도,  $19.7 \mu\text{M}$ 을 보인다. 서경  $120^{\circ}\sim160^{\circ}$  해역에서는 수심 100 m까지 질산염+아질산염이  $1 \mu\text{M}$ 이하의 매우 낮은 농도를 보이고, 그 이하 수심에서 점차적으로 증가하여 수심 180 m 이하에서  $5.0 \mu\text{M}$  이상의 높은 농도를 보인다. 서경  $160^{\circ}\sim170^{\circ}$ , 수심 20~60 m에서  $2.0 \mu\text{M}$  이상의 높은 질산염+아질산염 농도를 갖는 해수가 혀(tongue)형태로 존재한

다. 서경  $110^{\circ}$ 를 경계로 동쪽해역에서 높은 질산염+아질산염 농도를 보이는 것은 이 해역에서 매우 높은 질산염+아질산염 농도를 갖는 중층수가 표층으로 용승하기 때문이다.

인산염 농도 분포는 질산염+아질산염 농도 분포와 매우 유사하다(Fig. 7). 이것은 해수 중에서 질소와 인의 생성(production)과 제거/removal) 기작이 유사하다는 것을 지시해 준다. 농도분포에 있어서 한가지 차이점은 질산염+아질산염 농도가 서경  $120^{\circ}\sim160^{\circ}$ , 수심 100 m까지  $1.0 \mu\text{M}$ 로 매우 낮은 반면, 인산염 농도는 이 해역에서  $0.1\sim0.3 \mu\text{M}$ 로, Redfield ratio를 고려할 때, 상대적으로 질산염+아질산염 농도에 비해 훨씬 높다.

규산염은 질산염+아질산염, 인산염과 같은 영양염류임에도 불구하고 이들과 다른 분포양상을 보인다(Fig. 8). 가장 큰 차이를 보이는 것은 서경  $80^{\circ}\sim110^{\circ}$ , 수심 0~120 m에서 질산염+아질산염과 인산염 농도는 다른 해역에서 관측된 값에 비해 매우 높은 반면, 규산염 농도는  $1.0 \mu\text{M}$ 이하로 오히려 다른 해역보다 낮다는 것이다. 이 해역의 수온과 밀도 분포에 의하면(Figs. 2와 4), 수심 200 m 이하에 존재하는 중층수가 표층으로 용승하고 있다. 일반적으로 수심 200 m 이하의 중층수에서는 식물플랑크톤에 의한 영양염 섭취보다는 생물체 분해에 의한 영양염 생성이 활발히 일어나기 때문에 표층수에 비하여 영양염 농도가 상당히 높다. 따라서, 이 해역 표층 100 m에서 질산염+아질산염과 인산염 농도가 다른 해역에 비해 월등히 높게 관측된 것이다. 하지만 중층수의 용승에 의한 계속적인 영양염의 공급에도 불구하고 표층 100 m에서 규산염 농도가 다른 해역에 비해서도 낮게 관측되었다. 이런 현상은

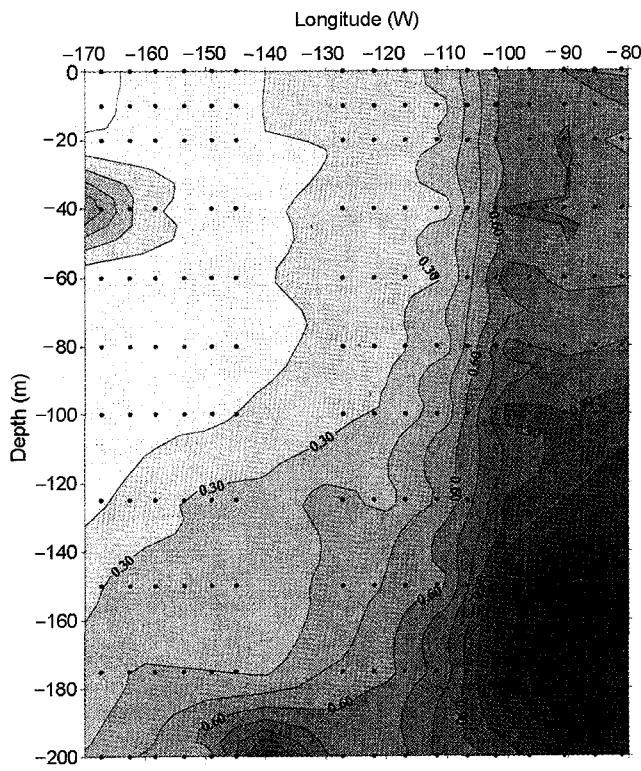


Fig. 7. Contour of phosphate ( $\mu\text{M}$ ) in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean. Closed circles indicate sampling depths.

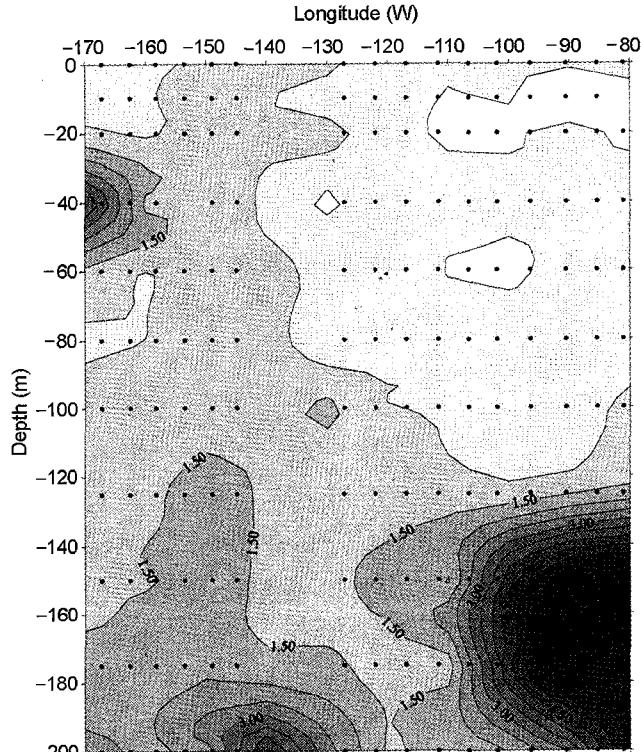


Fig. 8. Contour of silicate ( $\mu\text{M}$ ) in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean. Closed circles indicate sampling depths.

아마도 이 해역에 규조류(diatom)와 같은 규산염을 필수로 섭취하는 식물플랑크톤이 다른 해역에 비해 많이 존재하여 수심 100 m

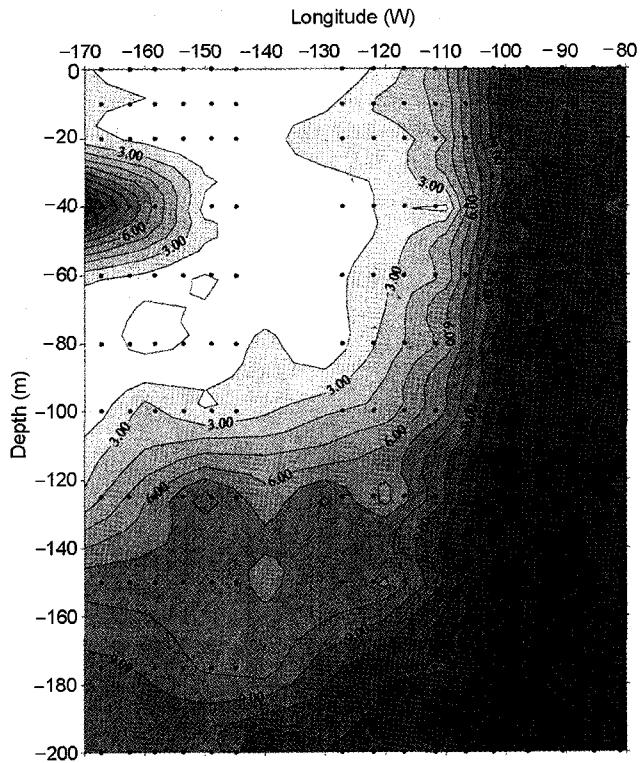


Fig. 9. Contour of N/P molar ratio in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean. Closed circles indicate sampling depths.

이하로부터 규산염이 계속적으로 공급되어도 규조류에 의해 대부분 섭취되기 때문에 규산염 농도가 다른 해역에 비해 낮게 관측된 것으로 설명될 수 있다.

일반적으로 잘 알려진 Redfield ratio에 의하면 해양의 식물플랑크톤의 N/P 몰 비율(molar ratio)은 16이다. 하지만 본 연구해역에서 N/P 몰 비율이 16에 비해 훨씬 작게 관측되었다(Fig. 9). 본 연구에서 암모니아는 측정하지 않았기 때문에 N/P 몰 비율은 계산할 때 암모니아 값은 포함하지 않았다. 특히, 서경  $120^\circ \sim 150^\circ$ , 표층 100 m에서는 N/P 몰 비율이 3 이하로 매우 낮다. 서경  $80^\circ \sim 110^\circ$ , 수심 140 m 이하에서는 N/P 몰 비율이 13 이상으로 Redfield-ratio에 근접한 값을 보인다. N/P 몰 비율은 해역에 따라 큰 차이를 보여, 용승해역에는 N/P 몰 비율이 높은 반면, 서쪽으로 갈수록 그 비율이 감소한다. 그리고 같은 해역에서도 수심이 깊어질수록 N/P 몰 비율이 증가한다. 이처럼 N/P 몰 비율이 해역에 따라 큰 차이를 보이는 것은 질소와 인이 식물플랑크톤에 의해 섭취되는 정도와 생물체 분해에 따른 질소와 인이 재생성되는 정도가 해역에 따라 다르기 때문이다. 일반적으로 질소 유기화합물보다 인 유기화합물의 분해가 빨리 일어나 표층해수에서 질소의 재생성보다 인의 재생성이 더 빠르게 일어난다. 수심 200 m 이하의 중층수에서는 생물체가 거이 완전히 분해될 수 있도록 오래 존재하기 때문에 질소가 재생성되는 정도가 인이 재생성되는 정도가 비슷하여 N/P 몰 비율이 Redfield ratio와 유사한 값을 보인다. 그러므로 중층수 용승에 의한 영양염 공급이 적은 서경  $110^\circ$  서쪽, 표층 해수에서는 인에 비해 질소의 재생성이 느려, N/P 몰 비율이 매우

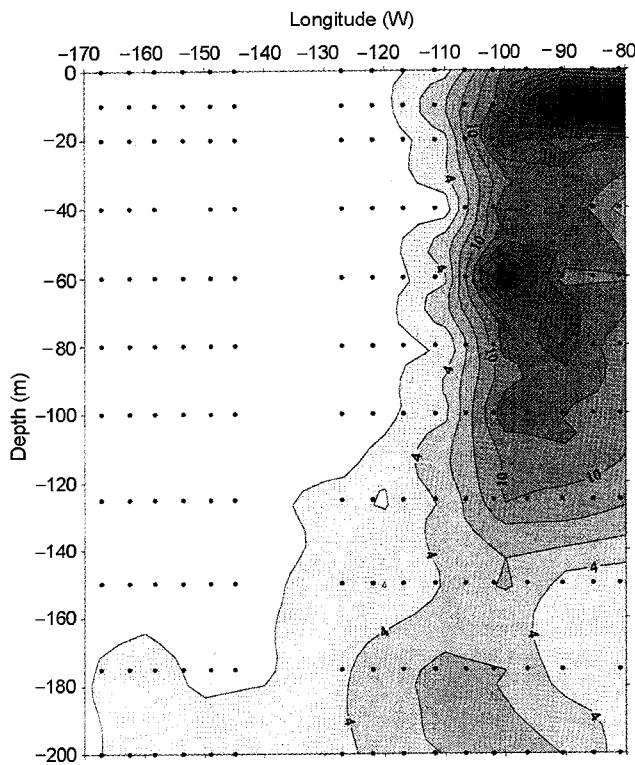


Fig. 10. Contour of N/Si molar ratio in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean. Closed circles indicate sampling depths.

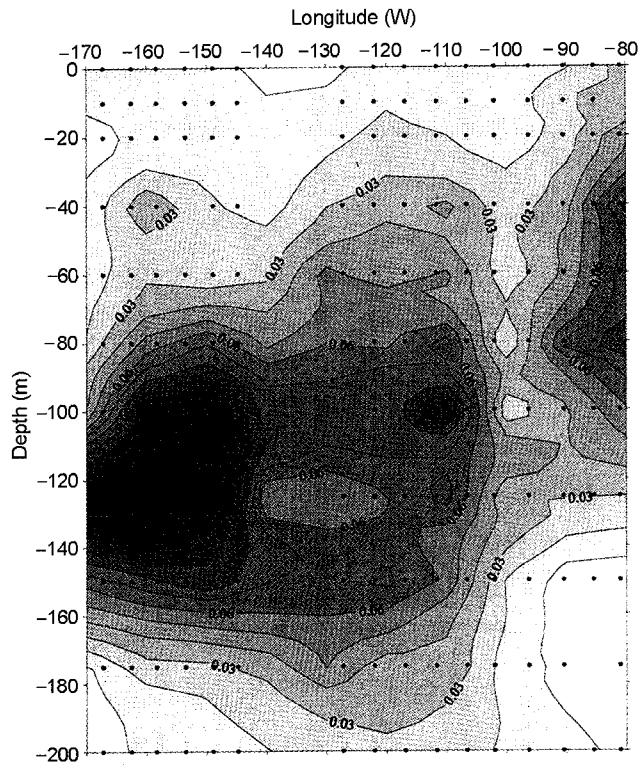


Fig. 11. Contour of chlorophyll ( $\text{mg m}^{-3}$ ) in the upper water column (0–200 m) of the south Pacific Ocean. Closed circles indicate sampling depths.

작은 반면, 용승해역에서는 N/P 몰 비율이 Redfield ratio와 유사한 값을 보인다.

본 연구해역에서 N/Si 몰 비율은 N/P 몰 비율과 마찬가지로 해역에 따라 큰 변화를 보인다(Fig. 10). 서경 120°를 경계로 서쪽해역에서는 N/Si 몰 비율이 1 이하이고, 동쪽해역에서는 2 이상으로, 서경 90°, 수심 10 m에서 최고 값 29를 보인다. 규조류에 의해 섭취되는 영양염의 N/Si 몰 비율은 대략 1 정도이다(Brzezinski, 1985). 따라서, 질소와 규소의 재생성이 주로 생물체의 분해에 의해 일어나고 이들이 공급되는 양이 충분하여 규조류에 의해 섭취되는 양보다 많다면, 해수의 N/Si 몰 비율이 1과 유사해야 한다. 그러므로 해수의 N/Si 몰 비율이 1보다 훨씬 높을 때는 규소가 질소에 비해 공급되는 양이 섭취되는 양보다 작다는 것을 의미하고, 1보다 작을 때는 질소가 규소에 비해 공급되는 양이 섭취되는 양보다 작다는 것을 의미한다. 중층수가 표층으로 용승하는 서경 80° ~ 110°, 표층 100 m에서는 N/Si 몰 비율이 10 ~ 28 정도로 매우 높은 반면, 중층수 용승이 거의 일어나지 않는 서경 130° ~ 170°, 표층 100 m에서는 N/Si 몰 비율이 1 이하로 상대적으로 매우 낮다. 그러므로 중층수 용승이 활발히 일어나는 해역에서는 규소가 질소에 비해 공급되는 양이 섭취되는 양보다 작다는 것을 지시해주는 반면, 중층수 용승이 거의 일어나지 않는 해역에서는 질소가 규소에 비해 공급되는 양이 섭취되는 양보다 작다는 것을 지시해 준다.

엽록소 농도는 서경 100°를 경계로 크게 다르게 분포하여, 동쪽해역에서는 엽록소 최고농도가 수심 40 ~ 80 m에서 보이는 반면, 서쪽해역에서는 최고농도가 수심 100 ~ 140 m에서 나타난다(Fig.

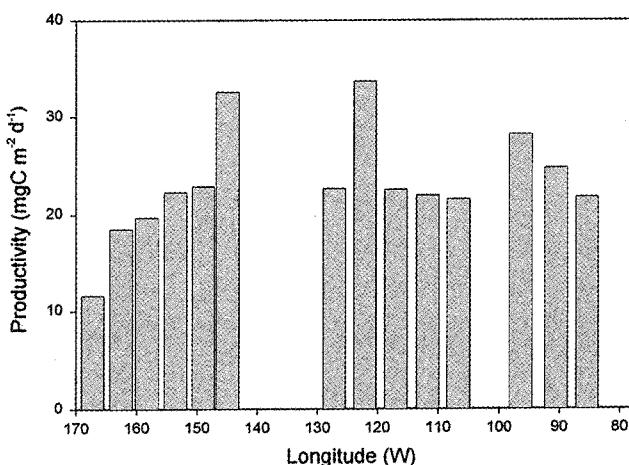
11). 엽록소 농도범위는  $0.01 \sim 0.16 \text{ mg m}^{-3}$ 으로 본 연구해역은 전 세계적으로 일차생산성이 매우 낮은 “oligotrophic region”에 속한다. 엽록소 최고농도는 동쪽해역에서  $0.091 \text{ mg m}^{-3}$ 이고 서쪽해역에서는  $0.16 \text{ mg m}^{-3}$ 로, 동쪽해역에 비해 서쪽해역이 비교적 높다. 서쪽해역에서 엽록소가 최고농도를 보이는 수심은 질산염+아질산염 농도가  $1.0 \mu\text{M}$  이상되는 수심과 일치한다. 이것으로 보아, 이 해역에서는 질산염+아질산염 농도가 엽록소 농도분포에 큰 영향을 미치는 것으로 보인다. 하지만 서경 80° ~ 110° 해역에서는 엽록소 최고농도를 보이는 수심이 질산염+아질산염 농도분포와 뚜렷한 경향을 보이지 않는다. 표층에서 수심 200 m까지 합한 엽록소 양을 보면(Table 1), 서경 153°에서  $13.13 \text{ mg m}^{-2}$ 으로 최고 값을 보이고 서경 85°에서  $6.27 \text{ mg m}^{-2}$ 으로 최저 값을 보인다. 전반적으로 수심 200 m까지 엽록소 총량이 서경 100°를 경계로 동쪽해역에 비해 서쪽해역이 2배 가까이 많다.

방사성 탄소동위원소를 이용하여 측정된 일차생산성은  $11.7 \sim 33.8 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  범위로 최고 값은 서경 122°에서, 최저 값은 서경 167°에서 보인다(Fig. 12, Table 1). 여기서 측정된 일차생산성은 매우 낮은 값을 보이고 있으며 적도 태평양에 비해 그 값이  $1/10$  이하로 작아(Barber and Chavez, 1991; Cullen et al., 1992; Mackey et al., 1995), 본 연구해역이 일차생산성이 매우 낮은 “oligothrophic region”임을 입증해 준다. 일차생산성 분포는 엽록소와 달리, 해역에 따라 뚜렷한 변화양상을 보이지 않는다. 이처럼 엽록소와 일차생산성 분포가 서로 잘 일치하지 않는 이유는 아직 확실히 설명할 수 없다. 하지만 일차생산성은 생물적 요인(생체량) 이외에

**Table 1.** 200 m-integrated chlorophyll- $\alpha$  and primary productivity measured by the  $^{14}\text{C}$  incubation method in the south Pacific.

Stations	Latitude (S)	Longitude (W)	Integrated Chl (mg m $^{-2}$ )	Productivity (mgC m $^{-2}$ d $^{-1}$ )
1	40°44.3'	81°03.8'	8.43	-*
2	40°09.5'	85°27.2'	6.27	21.8
3	39°23.7'	90°30.9'	6.18	24.9
4	38°36.9'	96°22.0'	3.59	28.3
5	37°59.6'	101°58.8'	4.26	-
6	37°12.1'	106°37.7'	8.00	21.7
7	36°29.7'	111°41.7'	12.6	22.1
8	35°43.5'	116°55.5'	10.2	22.6
9	35°00.0'	122°02.5'	8.70	33.8
10	34°12.0'	127°11.9'	10.1	20.8
11	31°30.5'	144°52.6'	7.11	32.7
12	30°14.8'	148°55.0'	11.8	22.9
13	28°51.6'	153°27.6'	13.1	22.3
14	27°22.0'	158°19.1'	12.4	19.7
15	25°57.0'	162°55.0'	10.1	18.6
16	24°36.9'	167°08.5'	7.41	11.7

\*not determined



**Fig. 12.** Primary production measured by the  $^{14}\text{C}$  method along longitude in the south Pacific Ocean.

물리적 요인(수온, 혼합깊이)과 화학적 요인(영양염, 철)에 의해서도 크게 영향을 받기 때문에 엽록소와 일차생산성 분포가 서로 잘 일치하지 않는 경우도 많으리라 사료된다.

## 토 의

본 연구해역(남위 24°~41°, 서경 80°~168°)은 물리적으로 크게 두 해역으로 나눌 수 있다. 서경 110°를 경계로 동쪽해역에서는 수심 200 m 이하의 중층수가 표층으로 활발히 용승하고 서쪽해역에서는 중층수의 용승이 거의 일어나지 않는다. 이에 따라 해수의 화학 조성도 다르게 나타났다. 동쪽해역에서는 영양염 농도가 높은 중층수의 용승에 의해 표층 100 m에서 질산염+아질산염과 인산염 농도가 서쪽해역에 비해 상당히 높게 관측되었다. 하지

만 계속적인 영양염 공급에도 불구하고 규산염 농도는 오히려 서쪽해역보다 낮게 관측되었다. 이것은 아마도 동쪽해역에 규조류와 같은 규산염을 필수로 섭취하는 규조류와 같은 식물플랑크톤이 많이 존재하여 표층에서 규산염이 고갈된 것으로 보인다. 이와 같은 사실은 해수의 N/Si 몰 비율에서도 찾아볼 수 있다. 일반적으로 규조류의 N/Si 몰 비율이 1이므로 (Brzezinski, 1985), 이 두 영양염이 해수 중에 충분히 존재한다면, 해수의 N/Si 몰 비율은 1에 가까운 값을 보여야 한다. 하지만, 동쪽해역에서는 N/Si 몰 비율이 10 이상으로 1 보다 훨씬 큰 값을 보인다(Fig. 10). 이렇게 해수의 N/Si 몰 비율이 1 보다 매우 큰 값을 보이는 것은 식물플랑크톤의 섭취에 의해 질소보다 규소가 부족하다는 것을 의미한다. 그러므로 이 해역에서 식물플랑크톤의 일차생산성은 질산염보다는 규산염에 의해 더 큰 영향을 받는 것으로 사료된다. 실제 수심 200 m까지 합한 엽록소의 총량분포를 보면(Fig. 11), 엽록소 총량이 질산염+아질산염과 인산염 농도가 매우 높은 동쪽해역보다 서쪽해역에서 높다. 그리고 탄소 방사성 동위원소를 이용하여 측정한 일차생산성 값은 동쪽해역과 서쪽해역에서 큰 차이를 보이지 않았다(Fig. 12). 결국, 서경 110°를 경계로 동쪽해역은 중층수의 용승에 의해 많은 질산염+아질산염과 인산염의 공급에도 불구하고 표층해수의 규산염 농도가 낮아 일차생산성과 생체량(biomass)이 서쪽해역보다 높지 않게 나타났다.

규산염 농도분포를 보면(Fig. 8), 서경 110°를 경계로 동쪽해역에서 표층 120 m까지는 규산염 농도가 1.0  $\mu\text{M}$ 이하로 매우 낮지만 그 이하 수심에서는 농도가 급격히 증가하여 수심 160 m에서 7.0  $\mu\text{M}$  이상의 최고농도를 보인다. 이것은 중층수의 용승에 의해 수심 120 m까지는 규산염이 충분히 공급되지만 그 위 표층에서는 규조류와 같은 식물플랑크톤이 많이 존재하여 공급되는 양보다 소비되는 양이 많아 규산염 농도가 낮아진 것으로 보인다. 일반적으로 영양염 농도가 높은 용승해역에서는 규조류와 같이 크기가 큰 식물플랑크톤이 주 종을 이루고 영양염 농도가 낮은 해역에서는 크기가 작은 미소조류(nanoplankton)가 주 종을 이룬다(Smetacek, 1985; Chavez *et al.*, 1990; Blain *et al.*, 1997; Wong and Matear, 1999). 그러므로 서경 110°를 경계로 동쪽해역에서는 규조류가 주 종을 이루고 서쪽해역에서는 미세조류가 주 종을 이루는 것으로 사료된다. 따라서 규조류가 주 종을 이루고 있는 동쪽해역에서는 중층수의 용승에 의해 영양염이 표층으로 계속 공급됨에도 불구하고 표층 해수에서 규조류의 섭취에 의해 규산염이 고갈되어 식물플랑크톤의 일차생산성이 제한받아 서쪽해역과 큰 차이를 보이지 않는 것으로 보인다.

해양에서 질산염, 아질산염, 암모니아, 인산염 등은 주로 유기물의 분해에 의해 재생산이 일어나고 규산염은 규산각질(siliceous skeleton)의 용해에 의해 재생산이 일어난다(Broecker and Peng, 1982). 일반적으로 규산각질의 용해속도보다 유기물의 분해속도가 더 빨라, 표층 해수에서 상당한 양의 유기물이 분해되어 질소와 인의 재생산이 일어나는 반면, 규산각질의 용해는 표층 해수에서 상대적으로 적게 일어나고 주로 1000 m 이하 깊은 수심에서 대부분 규산각질의 용해가 일어난다(Nelson *et al.*, 1991; Dugdale *et al.*, 1995). 그러므로 표층 해수에서 규조류의 재생산은 질소와 인에 비해 상대적으로 적게 일어나 규조류가 주 종을 이루고 있는 해역에서는 규조류 일차생산성을 제한하는 주요 요인으로 작용한다.

Dugdal *et al.* (1995)은 이와 같은 현상을 “silica pump”로 표현하고 높은 영양염 농도, 낮은 생체량(High Nutrient, Low Chlorophyll, HNLC)이 관측되는 해역에서 일어난다고 제시하였다. 또한, Ku *et al.*(1995)도 영양염이 풍부한 해역에서 새로운 규산염(new silicate) 공급이 식물플랑크톤의 일차생산성을 좌우한다고 주장하였다. 그러므로 중층수의 용승에 의해 영양염 농도가 풍부한 본 연구 해역의 서경 110°를 경계로 동쪽해역에서는 수심 120 m 이하로부터의 새로운 규산염 공급이 일차생산성을 결정하는 주요 요인으로 작용한다.

본 연구해역의 서경 110°를 경계로 동쪽해역은 식물플랑크톤의 일차생산성이 규소에 의해 주로 영향을 받는 반면, 서쪽해역에서는 질소가 일차생산성에 가장 큰 영향을 미치는 것으로 보인다. 서쪽해역은 서경 160°~170°, 수심 20~60 m에서 서쪽으로부터 영양염 농도가 높은 해역을 제외하고는 표층 100 m에서 질산염+아질산염 농도가 1.0 μM 이하로 매우 낮다. 해수의 N/P 몰 비율은 전반적으로 Redfield ratio인 16 보다도 훨씬 작은 6 이하의 값을 보여 해수 중에 인보다는 질소가 부족하다는 것을 지시해 준다. 그리고 해수의 N/Si 몰 비율도 규조류의 N/Si 몰 비율인 1 보다 작은 값을 보여, 규소에 비해 질소가 부족하다는 것을 지시해 준다. 또한, 엽록소가 최고농도를 보이는 수심이 질산염+아질산염 농도가 1.0 μM 이하에서 1.0 μM 이상으로 급격히 증가하는 수심과 일치한다. 이것은 질산염+아질산염 농도가 엽록소 농도분포에 큰 영향을 미친다는 것을 지시해 준다. 따라서, 이 해역에서는 식물플랑크톤의 일차생산성이 영양염 중에서 질소에 의해 가장 큰 영향을 받는 것으로 보인다. 이와 같은 사실은 태평양에서 중층수의 용승이 거의 일어나지 않은 oligotrophic mid-ocean gyres에서는 질소가 식물플랑크톤의 일차생산성을 결정하는 주요 요인이라는 기존의 연구결과와 잘 일치한다(Lewis *et al.*, 1986; Ku *et al.*, 1995; Mackey *et al.*, 1995).

## 결 론

남태평양의 표층 200 m에서 측정된 수온, 염분, 용존산소, 영양염, 엽록소, 일차생산성의 수직분포를 근거로, 다음과 같은 결론을 내릴 수 있다.

(1) 서경 110°를 경계로 동쪽해역은 수심 200 m 이하의 중층수가 표층으로 용승하여 규산염을 제외한 나머지 영양염이 풍부한 곳으로, 식물플랑크톤의 일차생산성은 영양염 중에서 규산염에 의해 가장 많은 영향을 받는다.

(2) 서경 110°를 경계로 서쪽해역은 중층수의 용승이 거의 일어나지 않아 표층 해수에서 영양염 농도가 매우 낮은 곳으로, 질소가 일차생산성에 가장 큰 영향을 미친다.

(3) 동쪽해역은 중층수의 용승에 의해 많은 영양염의 공급에도 불구하고 표층 해수에서 규산염이 고갈되어 일차생산성은 서쪽해역과 비슷하고 수심 200 m까지 합한 엽록소 총량은 오히려 서쪽해역보다 1/2배 가량으로 낮았다.

(4) 방사성 탄소동위원소를 이용하여 측정된 일차생산성은 적도 태평양에서 측정된 일차생산성의 10% 이하로 매우 낮은 값(11.7 ~ 33.8 mgC m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)을 보여, 연구지역인 남태평양이 일차생산성이 매우 낮은 “oligothrophic region”임을 보여준다.

## 감사의 글

시료 채집에 많은 도움을 주신 온누리호 선장님과 승무원들 여러분께 감사드립니다. 한달 동안 온누리호에서 같이 생활하면서 시료 채집을 비롯하여 많은 도움을 주신 한국해양연구소의 명철 수씨, 한국외국어대학교의 이강웅 박사님과 박주영씨에게도 심심한 감사를 드립니다. 그리고 본 논문을 세심히 읽어보시고 많은 조언을 해주신 양한섭 교수님과 문창호 교수님께도 심심한 감사를 드립니다.

## 참고문헌

- Barber, R.T. and F.P. Chavez, 1991. Regulation of primary productivity rate in the equatorial Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, **36**: 1803–1815.
- Bender, M.L. and M.J. McPhaden, 1990. Anomalous nutrient distribution in the equatorial Pacific in April 1988: evidence for rapid biological uptake. *Deep-Sea Res. I*, **37**: 1075–1084.
- Blain S., A. Leynaert, P. Treguer, M.-J. Chretiennot-Dinet, and M. Rodier, 1997. Biomass, growth rates and limitation of Equatorial Pacific diatoms. *Deep-Sea Res. I*, **44**: 1255–1275.
- Broecker, W.S. and T.-H. Peng, 1982. Tracers in the Sea. Eldigio Press, 690 pp.
- Brzezinski, M.A., 1985. The Si:C:N ratio in marine diatoms: Interspecific variability and the effect of some environmental variables. *J. Phycol.*, **21**: 347–357.
- Brzezinski, M.A. and D.M. Nelson, 1995. The annual silica cycle in the Sargasso Sea near Bermuda. *Deep-Sea Res. I*, **42**: 1215–1237.
- Chavez, F.P. and R.T. Barber, 1987. An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res. I*, **34**: 1229–1243.
- Chavez, F.P., K.R. Buck, and R.T. Barber, 1990. Phytoplankton taxa in relation to primary production in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res. I*, **37**: 1733–1752.
- Cullen, J.J., M.R. Lewis, C.O. Davis, and R.T. Barber, 1992. Photosynthetic characteristics and estimated growth rates indicate grazing is the proximate control of primary production in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, **97**: 639–654.
- Dugdale, R.C., F.P. Wilkerson, and H.J. Minas, 1995. The role of a silica pump in driving new production. *Deep-Sea Res. I*, **42**: 697–719.
- Dugdale, R.C. and F.P. Wilkerson, 1998. Silicate regulation of new production in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **391**: 270–273.
- Dunne, J.P., J.W. Murray, and A.K. Aufdenkampe, 1999. Silicon-nitrogen coupling in the equatorial Pacific upwelling. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**: 715–726.
- Eppley, R.W. and E.H. Renger, 1992. Nitrate utilization by plankton in the equatorial Pacific, March 1988 along 150°W. *J. Geophys. Res.*, **97**: 663–668.
- IPCC, 1995. Climate Change 1995. Cambridge Univ. Press, London, 572 pp.
- Ku, T.-L., S. Luo, M. Kusakabe, and J.K.B. Bishop, 1995. <sup>228</sup>Ra-derived nutrient budgets in the upper equatorial Pacific and the

- role of “new” silicate in limiting productivity. *Deep-Sea Res. II*, **42**: 479–497.
- Lewis, M.R., W.G. Harrison, N.S. Oakey, D. Herbert, and T. Platt, 1986. Vertical nitrate fluxes in the oligotrophic ocean. *Science*, **234**: 870–873.
- Mackey, D.J., J. Parslow, H.W. Higgins, F.B. Griffiths, and J.E. O’Sullivan, 1995. Plankton productivity and biomass in the western equatorial Pacific: Biological and physical controls. *Deep-Sea Res. II*, **42**: 499–533.
- McGowan, J.A. and T.L. Hayward, 1978. Mixing and oceanic productivity. *Deep-Sea Res.*, **22**: 491–502.
- Nelson, D.M., J.A. Ahern, and L.J. Herlihy, 1991. Cycling of biogenic silica within the upper water column of the Ross Sea. *Mar. Chem.*, **35**: 461–476.
- Parsons, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli, 1984. A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis. Pergamon Press, Oxford, 173 pp.
- Smetacek, V., 1985. Role of sinking in diatom life-history cycles: Ecological, evolutionary and geological significance. *Mar. Biol.*, **84**: 239–251.
- Wong, C.S. and R.J. Matear, 1999. Sporadic silicate limitation of phytoplankton productivity in the subarctic NE Pacific. *Deep-Sea Res. II*, **46**: 2539–2555.

---

2000년 8월 19일 원고접수

2000년 10월 20일 수정본 채택

담당편집위원: 나기환