

## 해양환경 변화로 인한 2018~2020년 동해 식물플랑크톤 크기 구조 변화

박경우, 오현주, 황재동, 문수연, 이민욱, 윤석현\*

국립수산과학원 기후변화연구과

## Changes in phytoplankton size structure in the East Sea 2018–2020 due to marine environment change

Kyung Woo Park, Hyun Ju Oh, Jae Dong Hwang, SuYeon Moon, Min Uk Lee and Seok HyunYoun\*

National Institute of Fisheries Science, NIFS, Busan 46083, Republic of Korea

### \*Corresponding author

Seok HyunYoun

Tel. 051-720-2233

E-mail. younsh@korea.kr

Received: 8 February 2022

First Revised: 22 February 2022

Second Revised: 25 February 2022

Third Revised: 28 February 2022

Revision accepted: 2 March 2022

**Abstract:** We conducted a field survey from 2018 to 2020 to analyze the spatial distribution of phytoplankton communities at 13 stations in the East Sea. The diatom *Chaetoceros curvisetus* appeared as the dominant species in winter, and small flagellates less than 20  $\mu\text{m}$  prevailed in all seasons except winter. The seasonal average range of the micro ( $>20 \mu\text{m}$ ), nano ( $20 \mu\text{m} \geq \text{Chl-}a > 3 \mu\text{m}$ ), and picophytoplankton ( $\leq 3 \mu\text{m}$ ) was 20.6–26.2%, 27.1–35.9%, and 40.8–49.0%, respectively. The composition ratio of nano and picophytoplankton was high at the surface mixed layer from spring to autumn when the water columns were strongly stratified. Especially, the stability of the water mass was increased when the summer surface water temperature was higher than that of the previous year. As a result, the nutrient inflow from the lower layer to the surface was reduced as the ocean stratification layer was strengthened. Therefore, the composition ratio of nano and picophytoplankton was the highest at 77.9% at the surface mixed layer. In conclusion, the structure of the phytoplankton community in the East Sea has been miniaturized, which is expected to form a complex microbial food web structure and lower the carbon transfer rate to the upper consumer stage.

**Keywords:** surface water temperature rises, Ocean stratification, Chl-*a* size fraction, phytoplankton miniaturized, phosphate restriction

## 서론

기후변화에 관한 정부간협의체(Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC)가 제출한 5차 보고서에 따르면 기후변화의 원인은 온실가스 배출량의 증가로 1750년 이후 계속해서 배출량이 증가해 왔으며 이는 경제 성장과 인

구 증가가 주된 원인으로 나타난다고 보고하였다(IPCC 2014). 이러한 기후변화로 인해 대기와 해양의 온도는 증가하고 있으며, 해양의 pH와 용존산소의 농도는 감소하고 있다(Sabine *et al.* 2004; Byrne *et al.* 2010). 해양의 수온 증가는 표층에서 가장 두드러지며, 전 지구적 규모에서 표층 수온은 1971년부터 2010년까지 10년당 0.11°C가 상승

하였다(IPCC 2014). 국내에서 지구온난화에 따른 해양환경의 변화는 주로 표층 수온이 보고되고 있으며 동해, 남해 및 서해안에서 뚜렷한 수온증가가 보고되어 있다(Min and Kim 2006; Yoon *et al.* 2007; Seong *et al.* 2010; Yoon *et al.* 2017). 동해의 해수면 온도는 수십 년 동안 급격히 증가하였으며, 최근 동해안의 표층 수온 상승률은  $0.041^{\circ}\text{C y}^{-1}$ 로 지구 평균  $0.005^{\circ}\text{C y}^{-1}$ 보다 상당히 빠르다고 보고하였다(Kim *et al.* 2001; Kang *et al.* 2003; Joo *et al.* 2014). 이러한 해수면의 지속적인 수온 상승은 해양 표·저층 간의 수온차를 더욱 크게 발생시켜 성층을 강화시키며, 이로 인하여 저층으로부터 표층으로 영양염 유입을 감소시키는 원인으로 작용할 수 있다. 해역에 따라 차이는 있지만 영양염 감소로 인하여 규조류의 점유율이 점차 감소하는데 반해 와편모조류의 점유율은 지속적으로 증가하는 경향을 보이며, 크기가 작은 초미소식물플랑크톤이 증가하는 등, 식물플랑크톤의 종조성 변화가 보고되었다(Kang and Choi 2002; Son *et al.* 2012). 동해에서는 1998~2001년과 2008~2011년 사이에 춘계 식물플랑크톤의 대변성의 지속 기간과 강도에 상당한 변화가 발생하였다고 보고하였으며(Lee *et al.* 2014), 춘계 식물플랑크톤 대변성 시기가 길어짐에 따라 Chlorophyll *a* (이하 Chl-*a*로 표기)의 농도가 다소 증가함을 보고하였다(Lee *et al.* 2014; Joo *et al.* 2014). 또한 울릉 분지에서의 작은 크기 식물플랑크톤 기여가 증가함에 따라 연간 1차 생산량이 감소했다고 보고되었다(Joo *et al.* 2017).

1차 생산자인 식물플랑크톤의 경우 크기가 작고 수명이 짧아 세대교체가 빠르며, 해양 환경변화에 따라 영역을 확장 또는 축소함으로써 빠르게 반응할 수 있어 이화학적 환경변수보다 더 민감한 환경지표가 된다(Hays *et al.* 2005). 따라서 식물플랑크톤 군집의 변화는 해양 생태계의 변동을 인지하는 지시자로서 활용할 수 있으며, 해양 생태계의 구조와 기능을 이해하기 위해서는 환경 요인과 관련하여 시·공간적인 식물플랑크톤 군집구조의 변화를 파악하는 것이 필요하다(Smayda 1978; Falkowski and Raven 1997; Yoder and Kennelly 2003; Wassmann *et al.* 2011; Arrigo and Dijken 2015). 그러나 동해 식물플랑크톤에 대한 연구를 살펴보면 연안 해역을 중심으로 식물플랑크톤의 군집 구조 및 크기 구조에 대한 연구가 이루어졌으며(Shim *et al.* 1995; Lee *et al.* 1998; Lee and Chang 2014; Shim *et al.* 2015; Yoon 2016), 동해 남부 연안 해역에서 냉수대 발생이 식

물플랑크톤 군집에 미치는 영향(Kim *et al.* 2014), 울릉 분지에서의 용승과 eddy에 의한 Chl-*a*의 변화(Yoo and Park 2009; Hyun *et al.* 2009), 춘계 울릉도·독도 주변해역에서의 강한 바람 및 용승에 의한 식물플랑크톤 및 생산력 변화(Baek and Kim 2018; Beak *et al.* 2018), 독도 연안에서의 식물플랑크톤의 계절적 변화(Lee *et al.* 2020) 등 연안 및 제한된 해역에서 조사가 이루어졌다. 이에 이번 조사에서는 동해 연안 및 연근해 해역에 대한 식물플랑크톤의 군집 조성 및 크기별 구성비를 확인하고 이에 영향을 미친 물리·화학적 환경요인과의 상관성 분석을 통하여 동해 연근해 해역의 부유생태계 특성을 파악하고자 한다.

## 재료 및 방법

### 1. 현장 조사 및 시료 채집

동해의 해양 환경 및 식물플랑크톤 분포 특성을 파악하기 위해서 국립수산과학원 해양조사선 탐구 3호(797 ton)를 활용하여 총 13개 정점에서 2018~2020년까지 계절별 조사를 수행하였다(Fig. 1). 수온과 염분의 수직분포는 보정된 SBE 9/11 CTD (Sea-Bird Electronics, Bellevue, WA, USA)을 이용하여 측정하였으며, CTD 자료는 하강시(down data) 자료를 사용하여 분석하였다. 영양염 분석과 식물플랑크톤 정량 및 Chl-*a* 분석을 위해 CTD/rosette

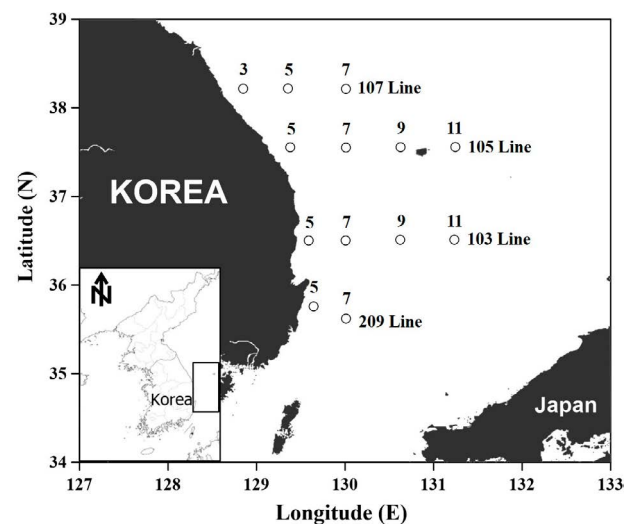


Fig. 1. Sampling stations in the East Sea from 2018 to 2020.

sampler에 부착시킨 니스킨 채수기(8 L PVC)를 이용하여 최대 7개의 표준 수심(0, 10, 20, 30, 50, 75 및 100 m)에서 채집하였다.

## 2. 영양염 분석

영양염 분석을 위하여 일정량의 해수(10 mL)를 membrane filter (0.45  $\mu\text{m}$  Disposable membrane filter unit, Advantec, Japan)에 여과한 후 염산(HCl, 10%)으로 세척된 conical tube (15 mL)에 담아 즉시 냉동 보관(-20°C)하였다. 분석 시료는 실온에서 해동한 후 영양염 자동분석기(Quattro, Seal Analytical, Norderstedt, Germany)를 이용하여 암모니아염(ammonia nitrogen;  $\text{NH}_4^+$ ), 아질산염(nitrite nitrogen;  $\text{NO}_2^-$ ), 질산염(nitrate nitrogen;  $\text{NO}_3^-$ ), 인산염(phosphate;  $\text{PO}_4^{3-}$ ) 및 규산염(silicate;  $\text{Si}(\text{OH})_4$ )을 분석하였다. 용존무기질소(Dissolved inorganic nitrogen; DIN)는 암모니아염, 아질산염 및 질산염의 합으로 계산되었다.

## 3. 식물플랑크톤 우점종

식물플랑크톤의 정량분석은 표준수심에서 채집한 시료를 현장에서 1 L 사각 용기(PE, bottle)에 넣고 Lugol 용액으로 고정(최종농도 1%)하였고, 실험실로 운반 후 2일간 정치시켜 1차 200 mL로 농축하였으며, 이후 메스실린더로 시료를 옮겨 담은 후 2일간 정치하여 최종부피 20 mL가 되도록 농축하였다. 농축시료는 Sedgwick-Rafter Chamber를 이용하여 광학현미경(Ni-U; Nikon, Japan) 100~1,000 $\times$  배율에서 종을 동정(Round and Grawfor 1990; Shim 1994; Tomas 1997) 및 계수하였다. 계수된 자료는 cells  $\text{L}^{-1}$ 로 환산하였고, 총 현존량의 5% 이상을 차지하는 종을 우점종으로 분류하였다.

## 4. Chl-*a* 크기별 분석

Chl-*a* 농도를 파악하기 위한 기본 방법 및 계산은 Parsons *et al.* (1984)의 방법에 의해 수행되었다. 식물플랑크톤 크기별(> 20  $\mu\text{m}$ : 소형(micro); 20  $\mu\text{m}$   $\geq$  Chl-*a* > 3  $\mu\text{m}$ : 미소(nano);  $\leq$  3  $\mu\text{m}$ : 초미소(pico)) Chl-*a* 농도를 측정하기 위하여, 20  $\mu\text{m}$  membrane filter (Polycarbonate Track Etched (PCTE) Membrane disk dim, 47 mm, GVS, USA), 3  $\mu\text{m}$  PC membrane filter (3  $\mu\text{m}$ , Polycarbonate membrane filter, 47

mm, Whatman, USA) 및 0.45  $\mu\text{m}$  membrane filter (47 mm, ADVMTEC, Japan)가 장착된 filter holder로 순차적으로 여과하여(0.5 L) 소형, 미소 및 초미소 크기의 Chl-*a* 값을 구하였으며, 총 Chl-*a*의 값은 이들 3개의 값을 합한 값을 사용하였다. 각 채집된 filter는 냉동(-80°C) 보관 후 실험실로 운반하여 90% 아세톤에 넣어 24시간 동안 냉암소에 보관하여 Chl-*a*를 추출하였고, 이후 입자 및 추출 여과지를 걸러내기 위하여 Syringe filter (0.45  $\mu\text{m}$ , PTFE, Adventec)로 여과하여 표준 Chl-*a* (Sigma, USA)로 보정된 형광광도계(Fluorometer; Turner Designs, 10-Au, San Jose, CA, USA)를 이용하여 측정하였다.

## 5. 자료 분석

동해 해역의 해수온도 변화에 대한 장기적인 경향을 확인하기 위해 국립수산과학원 한국해양센터(Korea Oceanographic Data Center; KODC)의 NIFS 연속해상관측자료(NIFS Serial oceanographic Observations; NSO)에서 얻은 수온 자료를 이용하였다.

해양 환경변화에 따른 성층 효과를 분석하기 위해 수심, 온도, 염분의 함수인 안정도(Knauss 2015)를 Eq. 1을 사용하여 계산하였다.

$$E = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \rho}{\partial p} \right) - \left( \frac{g}{C^2} \right) \quad (1)$$

여기서, E = 성층 안정도 ( $10^{-4} \text{ m}^{-1}$ ),  $\rho$  = 밀도 ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $p$  = 수심(m),  $g$  = 중력가속도 ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $C$  = 음속 ( $\text{m s}^{-1}$ ).

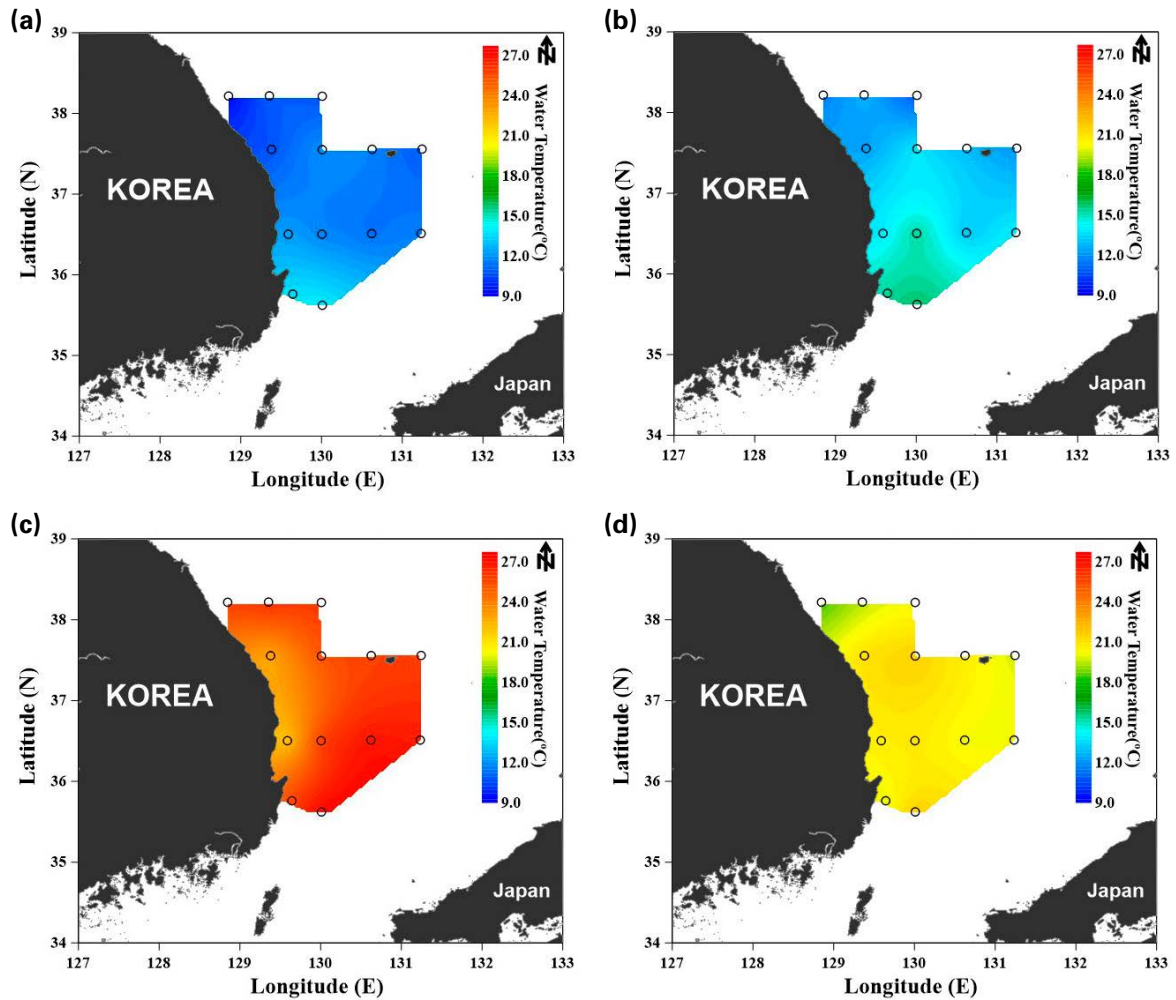
해수의 밀도는 Eq. 2 (Millero and Poisson 1981), 음속은 Eq. 3 (Wilson 1960)을 사용하여 계산하였다.

$$\rho(s, t, p) = \frac{\rho(s, t, 0)}{1 - \rho/K(s, t, p)} \quad (2)$$

$$C = 1449.14 + C(t) + C(p) + C(s) + C(s, t, p) \quad (3)$$

여기서,  $s$  = 염분,  $t$  = 수온( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\rho(0)$  = 표준평균해양수의 밀도,  $K$  = 할선체적탄성계수(secant bulk modulus).

동해에서 수집된 환경요인 및 식물플랑크톤 그룹 간의 통계적 상관성을 분석하기 위하여 R 통계 프로그램(ver. 4.0.3)을 활용하였다. R의 vegan 패키지의 decorana 함수를 이용해 생물 자료 분포를 확인한 결과 DCA1 축의 길이가 3 미만임에 따라 Redundancy Analysis (RDA) 분석을 실시하였다.



**Fig. 2.** Surface distribution of mean water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) in the East Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) autumn from 2018 to 2020.

## 결 과

### 1. 물리환경

2018~2020년 동해에서 측정된 표층 수온과 염분 분포를 Figs. 2, 3에 나타냈다. 계절에 따른 표층 평균 수온 범위는  $9.4\sim 27.2^{\circ}\text{C}$  ( $19.6\pm 6.0$ , 평균 $\pm$ 표준편차로 이하 동일 표기)로, 하계 평균  $25.5\pm 1.3^{\circ}\text{C}$ 로 가장 높았으며, 동계 평균  $11.6\pm 1.8^{\circ}\text{C}$ 로 가장 낮게 나타났다. 공간적으로는 북쪽해역에서 남쪽으로 갈수록 표층 수온은 증가하는 경향을 나타냈다. 표층 평균 염분 범위는  $31.9\sim 34.6$  ( $33.7\pm 0.8$ )으로 춘계 평균  $34.4\pm 0.1$ 으로 가장 높았으며, 하계 평균  $32.8\pm 0.4$ 으로 가장 낮게 나타나 수온과는 상반된 경향을 나타냈

다. 공간적으로는 동계와 춘계에는 북쪽해역에서 남쪽해역으로 갈수록 증가하는 경향을 보였지만, 하계에는 남쪽해역에서 북쪽으로 갈수록 증가하는 경향을 나타냈다.

수온의 수직 구조는 동계에 모든 정점에서 수직 혼합층을 나타냈고, 춘계와 추계에는 수심 50m 이내에 표층 혼합층이 나타나며 그 이심에서 수온약층이 약하게 나타났다. 반면 하계에는 수심 20~50m 이내에 수온 감소가 급격하게 나타나며 강한 수온약층이 발달하였다(Fig. 4).

### 2. 영양염 환경

동해 주요 용존무기영양염의 수심별 농도는 Table 1에 제시하였다. 연구 기간 중 DIN, 인산염 및 규산염의 평균

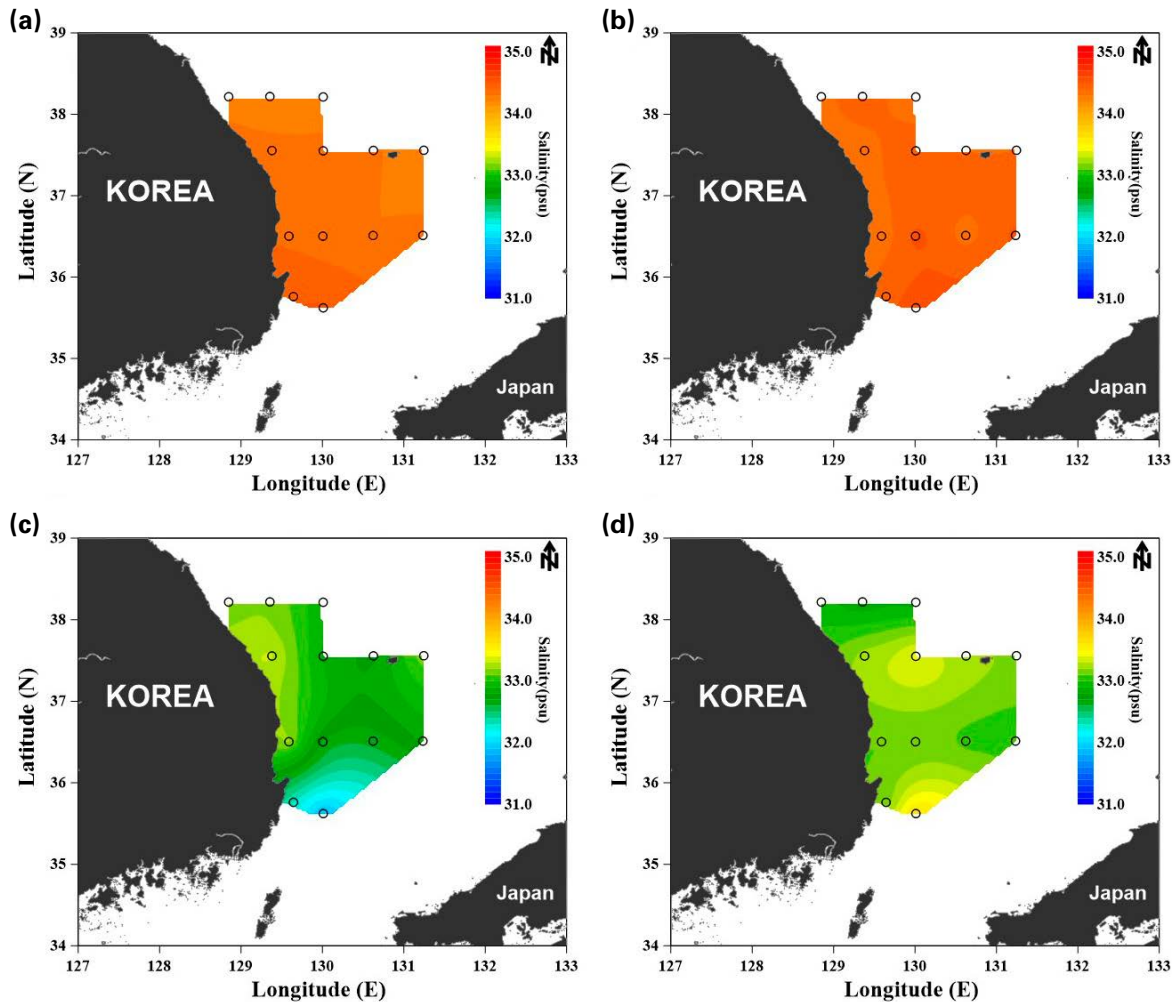


Fig. 3. Surface distribution of mean salinity in the East Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) autumn from 2018 to 2020.

농도의 범위는 각각 0.37~15.13  $\mu\text{M}$ , 0.02~1.03  $\mu\text{M}$  및 2.13~17.95  $\mu\text{M}$ 로 계절에 따라 표층~30m까지 영양염의 농도 범위는 크게 변화했다. 모든 영양염은 동계에 가장 높았으며, DIN은 하계에 가장 낮았고, 인산염과 규산염은 춘계에 가장 낮게 나타나고 있었다. 수직적으로는 수온약층이 형성되는 춘계 및 하계에 표층에서 저층으로 갈수록 농도가 증가하는 계절적 특성을 나타냈으며, 특히 동해 춘계 및 하계 표층~20m 수심에서 인산염의 농도는 0.1  $\mu\text{M}$  이하의 매우 낮은 농도를 나타냈다.

### 3. Chl-a 크기별 농도

각 해역별 Chl-a의 수심 평균 농도는 Table 2에 나타내었다. 연구 기간 중 Chl-a 수심별 평균 농도의 범위는 동해에

서 <math>0.1\sim 3.3\ \mu\text{g L}^{-1}</math>로 나타났었다. 계절에 따라서는 춘계에 가장 높게 나타났으며, 하계에 가장 낮은 농도를 나타내며 계절적 변화를 나타냈다. 수직적으로는 표층에서 유광층 사이에서 높게 나타나고 있었으며, 저층으로 갈수록 Chl-a는 감소하는 특성을 보였다.

식물플랑크톤 크기별 Chl-a 농도의 평균 농도 구성비는 전반적으로 연구 기간 중 20  $\mu\text{m}$  이하 크기의 미소와 초미소 식물플랑크톤 평균 구성비가 78.0%로 높은 비율을 나타내고 있었다. 세부적으로 동계에 소형, 미소 및 초미소 크기의 식물플랑크톤 평균 구성비는  $26.2\pm 9.5\%$ ,  $28.4\pm 5.0\%$  및  $45.4\pm 7.6\%$ , 춘계  $23.3\pm 7.6\%$ ,  $35.9\pm 4.8\%$  및  $40.8\pm 5.3\%$ , 하계  $20.6\pm 5.3\%$ ,  $33.5\pm 4.6\%$  및  $45.9\pm 6.1\%$ , 추계  $23.0\pm 5.7\%$ ,  $27.1\pm 4.7\%$  및  $49.9\pm 5.5\%$ 로 각각 나타났다.

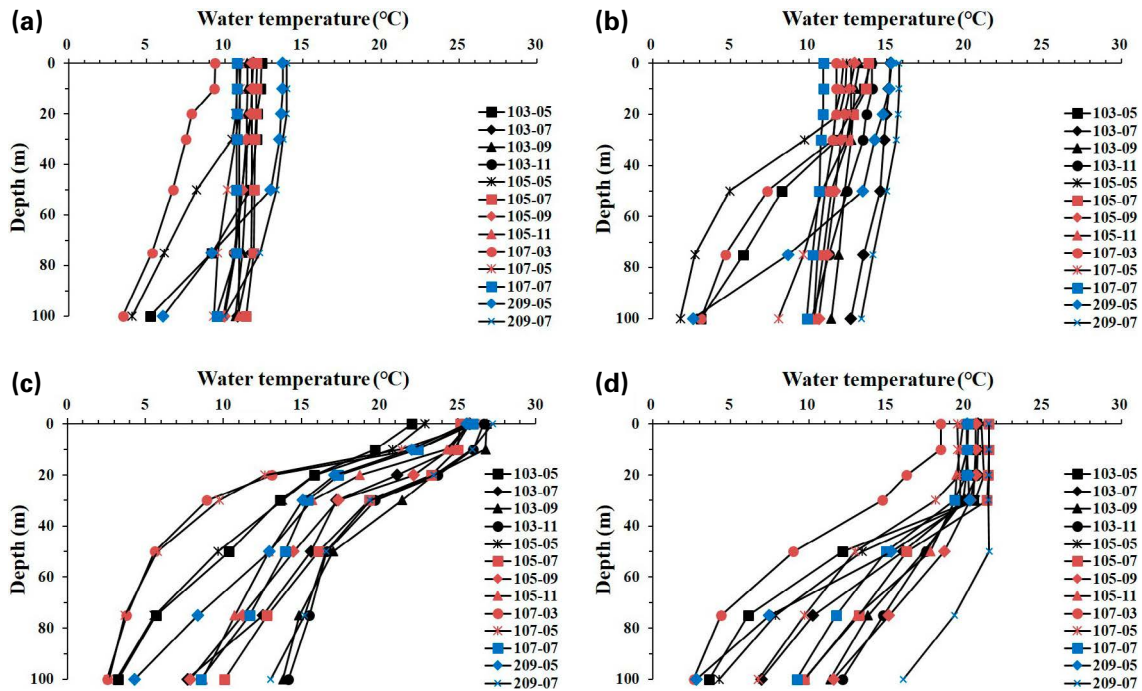


Fig. 4. Vertical distribution of mean water temperature in the East Sea in (a) winter, (b) spring (c) summer, and (d) autumn from 2018 to 2020. The sampling location of each line can be seen in Fig. 1.

#### 4. 우점종

조사 기간 중 동해 연근해 해역에서 식물플랑크톤은 총 8문 92속 304종이 출현하였다. 이 중 규조류가 176종으로 가장 높은 출현율을 나타냈고, 그 다음으로 와편모조류가 117종으로 높은 출현을 보였다. 계절에 따른 출현 종 수 및 우점종을 살펴보면 동계에는 7문 62속 151종이 출현하였으며, 규조류인 *Chaetoceros curvisetus*가 33.2%로 최우점종으로 출현하였고, 미동정 미소편모조류(flagellates < 20  $\mu\text{m}$ )가 31.5%로 높은 출현율을 나타내었다. 이외에도 *Chaetoceros* spp., *C. socialis*, *Lauderia borealis* 등의 다양한 규조류가 높은 출현율을 나타내었다. 춘계에는 7문 69속 166종이 출현하였으며, 미동정 미소편모조류가 식물플랑크톤 현존량의 79.6%, 은편모조류가 5.9%를 차지하였다. 이외에도 *Eucampia zodiacus*, *Pseudo-nitzschia* spp. 등 다양한 규조류가 높은 출현율을 나타냈다. 하계에는 8문 67속 211종으로 가장 많은 종이 출현하고 있었으며, 미동정 미소편모조류가 89.2%를 차지하고, 규조류인 *Chaetoceros* spp., *Cylindrotheca closterium*, *Pseudo-nitzschia* spp.와 와편모조류인 *Gymnodinium* spp., *Scrippsiella trochoidea* 등이 높은 출현율을 보였다. 추계에는 6문 74속 204종이 출현하였으

며, 미동정 미소편모조류가 65.5% 차지하였으며, 이외에는 *Chaetoceros* spp., *Pseudo-nitzschia* spp., *Guinardia striata*, *Dactyliosolen fragilissimus* 등 다양한 규조류가 높은 출현율을 나타냈다(Table 3).

#### 고 찰

기후변화에 관한 정부간 협의체(IPCC) 보고서에 따르면 위성 측정 기간 동안(1980~2017년) 해수면 온도는  $0.09^{\circ}\text{C decade}^{-1}$  비율로 전지구적으로 상승했다고 보고했다(IPCC 2019). 우리나라 연근해 해역에 대한 연간 표층 장기 수온 변동 연구(1968~2018년)에서도 동해  $1.43^{\circ}\text{C}$ , 서해  $1.23^{\circ}\text{C}$  및 남해  $1.03^{\circ}\text{C}$ 가 증가함을 보고하며 동해의 표층 수온 상승이 가장 큰 것으로 보고하였다(Han and Lee 2020). 이번 조사 지역에서의 표층 및 표층 혼합층(0~30 m) 수심에서의 하계 수온 변동을 확인하기 위하여 1995~2020년 사이의 수온 변동을 확인해 보았다. 동해 표층에서의 수온 변동률은 연간  $0.13^{\circ}\text{C}$ 로 26년 동안  $3.40^{\circ}\text{C}$ 가 증가하였으며, 표층 혼합층 내에서의 수온 변동률은 연간  $0.1^{\circ}\text{C}$ 로 26년 동안  $2.57^{\circ}\text{C}$ 가 증가하는 것으로 나타났다

**Table 1.** The average and standard deviation of dissolved inorganic nutrient concentrations at each depth in the East Sea from 2018 to 2020

Region	Season	Depth	DIN	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	Si(OH) <sub>4</sub>
		m		μM	
East Sea	Winter	0	6.58±1.00	0.40±0.05	8.21±1.01
		10	6.86±1.16	0.42±0.09	8.64±1.53
		20	6.75±1.10	0.40±0.06	8.33±1.04
		30	6.86±1.17	0.41±0.08	8.45±1.25
		50	7.70±1.62	0.46±0.12	9.06±1.87
		75	8.69±2.51	0.54±0.19	10.21±3.19
		100	10.36±3.50	0.66±0.28	12.02±4.68
	Spring	0	1.00±0.45	0.13±0.04	3.89±0.74
		10	1.80±0.46	0.14±0.03	4.02±0.82
		20	3.89±0.95	0.18±0.06	4.54±1.46
		30	6.29±2.38	0.25±0.16	5.50±2.79
		50	9.84±4.67	0.43±0.34	8.03±6.04
		75	12.40±5.42	0.59±0.40	10.49±7.65
		100	13.52±6.57	0.69±0.49	12.05±9.75
	Summer	0	1.00±0.18	0.03±0.01	3.69±1.15
		10	1.80±1.48	0.09±0.10	5.19±1.77
		20	3.89±3.60	0.24±0.24	8.16±4.35
		30	6.29±4.01	0.39±0.27	10.30±4.95
		50	9.84±2.98	0.64±0.19	13.27±3.76
		75	12.40±2.60	0.81±0.18	15.43±3.05
		100	13.52±4.21	0.88±0.28	16.14±5.99
	Autumn	0	1.96±0.81	0.14±0.04	2.90±0.82
		10	2.10±0.85	0.13±0.04	2.96±0.80
		20	2.23±0.90	0.25±0.06	3.38±1.43
30		3.07±1.81	0.21±0.11	4.47±2.33	
50		9.24±3.20	0.62±0.23	12.34±4.94	
75		12.97±2.22	0.90±0.19	16.80±3.61	
100		13.26±2.65	0.94±0.21	16.02±4.01	

\*DIN: dissolved inorganic nitrogen; PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>: phosphate; Si(OH)<sub>4</sub>: silicate

(Fig. 5). 이러한 표층 수온의 상승은 수괴의 안정도에 영향을 미치게 되며 이로 인한 성층 구조에 영향을 미칠 수 있다. 이에 성층 효과를 분석하기 위해 수심, 온도, 염분의 함수인 안정도 분석 결과 동해 하계의 경우 20 m 수심을 중심으로 10~30 m 수심에 성층이 형성된 것으로 나타났다. 과거(1995~2010년) 성층 형성 자료와 비교를 해보면 이번 조사에서 성층이 형성된 수심에서 안정도는 약 0.2~0.4 10<sup>-4</sup> m<sup>-1</sup> 정도 증가하는 것으로 나타나며, 성층은 과거에 비해 강화되었음을 확인할 수 있었다(Fig. 6). 울릉도와 독도해역에서 춘계 성층이 형성된 시기의 표층 영양염 농도

에 비해 강한 돌풍으로 수직 혼합이 이루어진 후 표층에서의 영양염 농도가 증가했으며 이로 인한 식물플랑크톤 대번성의 원인으로 작용함을 보고하였다(Beak *et al.* 2018). 또한 태풍 카트리나 이후 멕시코만의 영양염은 증가하였으며 식물플랑크톤의 대번성에 중요한 역할을 하였음을 보고하였다(Liu *et al.* 2009). 앞선 연구 결과들로 볼 때 성층이 강화된다는 것은 표층 내 영양염 공급이 제한될 수 있음을 유추해 볼 수 있다. 동해 하계의 표층 혼합층 내에 영양염 장기 변동을 살펴보면 아질산염+질산염, 인산염 및 규산염 모두 감소하는 경향으로 나타나(Fig. 7), 성층

**Table 2.** The average and standard deviation of Chl-*a* concentrations ( $\mu\text{g L}^{-1}$ ) and Chl-*a* size composition (%) at each depth in the East Sea from 2018 to 2020

Region	Season	Depth	Chl- <i>a</i>	Chl- <i>a</i> M	Chl- <i>a</i> N	Chl- <i>a</i> P
		m	$\mu\text{g L}^{-1}$	%		
East Sea	Winter	0	0.8±0.2	22.9±8.9	28.3±18.9	48.8±27.7
		10	0.8±0.3	24.6±11.7	25.1±13.2	50.3±24.8
		20	0.9±0.2	22.7±7.9	28.9±20.2	48.5±27.8
		30	0.7±0.2	24.3±11.4	24.5±12.4	51.2±23.5
		50	0.6±0.1	18.8±3.2	30.8±21.9	50.4±25.0
		75	0.3±0.1	21.6±16.8	28.0±5.8	50.4±22.3
		100	0.2±0.1	12.8±13.2	33.8±8.6	53.4±20.2
	Spring	0	1.7±0.2	22.8±13.3	38.8±16.1	38.5±29.4
		10	1.8±0.2	23.6±13.5	38.3±16.8	38.1±30.1
		20	1.6±0.3	24.3±14.2	38.3±14.9	37.4±28.8
		30	1.3±0.2	21.8±19.4	38.2±11.7	40.0±30.4
		50	0.6±0.1	22.1±18.8	32.9±4.9	45.0±23.7
		75	0.4±0.1	24.9±21.7	31.2±2.2	44.0±22.2
		100	0.2±0.1	23.2±19.3	33.9±7.8	42.9±16.1
	Summer	0	0.3±0.1	28.1±7.7	30.9±25.3	41.0±20.3
		10	0.5±0.2	22.0±11.4	29.6±20.1	48.4±27.9
		20	0.7±0.1	20.3±11.1	29.9±19.6	49.8±26.4
		30	0.7±0.2	18.4±7.5	31.9±21.3	49.7±19.7
		50	0.3±0.1	16.8±9.2	35.6±11.0	47.6±7.9
		75	0.1±0.1	18.7±6.4	34.4±5.7	46.9±5.1
		100	0.1±0.1	20.4±7.2	38.3±8.3	41.4±11.3
	Autumn	0	0.8±0.1	25.6±15.1	21.3±12.4	53.1±27.0
		10	0.9±0.2	24.5±12.0	24.5±16.5	51.0±27.1
		20	0.8±0.2	26.3±14.3	21.3±10.1	52.3±23.7
30		0.7±0.3	26.3±12.4	22.5±10.3	51.2±21.1	
50		0.2±0.1	19.2±4.1	29.2±3.2	51.6±6.6	
75		0.1±0.1	19.3±3.2	32.1±12.4	48.6±11.4	
100		0.1±0.1	19.7±6.5	39.0±19.9	41.2±15.7	

\*Chl-*a* M: Chl-*a* micro size ( $>20\ \mu\text{m}$ ); Chl-*a* N: Chl-*a* nano size ( $20\ \mu\text{m} \geq \text{Chl-}a > 3\ \mu\text{m}$ ); Chl-*a* P: Chl-*a* pico size ( $\leq 3\ \mu\text{m}$ )

강화로 인한 저층으로부터의 영양염 유입이 감소함을 알 수 있었고, 이는 식물플랑크톤 성장에 중요한 제한 요소로 작용할 수 있다(Dortch and Whitledge 1992; Justic *et al.* 1995; Wang *et al.* 2003).

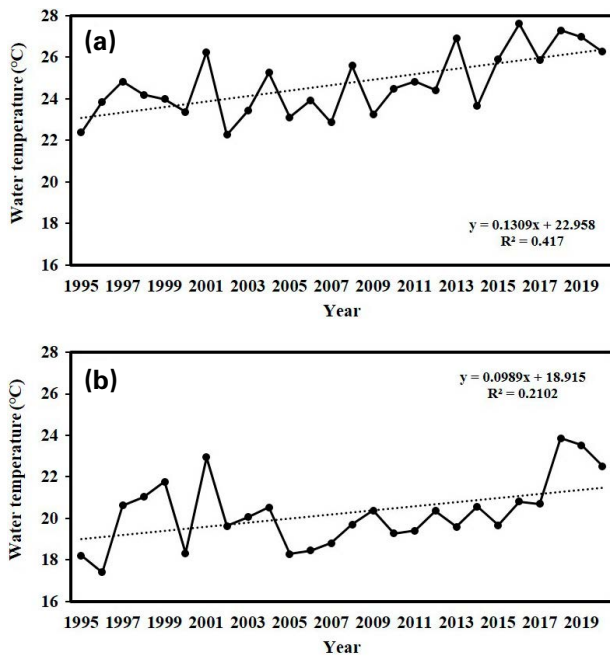
이번 조사에서 계절별 식물플랑크톤의 군집 조성을 살펴보면, 동계에는 규조류가 전체 현존량의 77.2% 차지하고 있었으며, 미동정 미소편모조류가 39.3%를 차지하며 규조류 중심의 군집 조성을 나타내었다. 이는 기존 동해 연안 및 연근해 해역에서 *Chaetoceros debilis*, *C. pseudocurvisetus*, *Eutreptiella gymnastica*, *Pseudo-nitzschia*

*delicatissima* 등 규조류가 높은 출현율을 나타낸 결과들과 일치하고 있었다(Lee and Chang 2014; Shim *et al.* 2015). 반면 춘계에는 미동정 미소편모조류가 79.6%를 차지하며 가장 높은 출현율을 나타내었고, 규조류는 12.3%로 출현율이 급격히 감소하였다. 또한 하계와 추계에서도 미동정 미소편모조류가 각각 89.2%, 65.5%로 높은 출현율을 나타내 계절에 따른 군집 조성의 변화를 확인할 수 없었다. 이는 과거 동해 식물플랑크톤의 계절별 군집 조성과는 상이한 결과이다. 기존 동해 계절별 식물플랑크톤 군집의 연구 결과를 살펴보면 춘계에는 *Bacteriastrium delicaulum*,



**Table 3.** Dominant phytoplankton species in the East Sea from 2018 to 2020

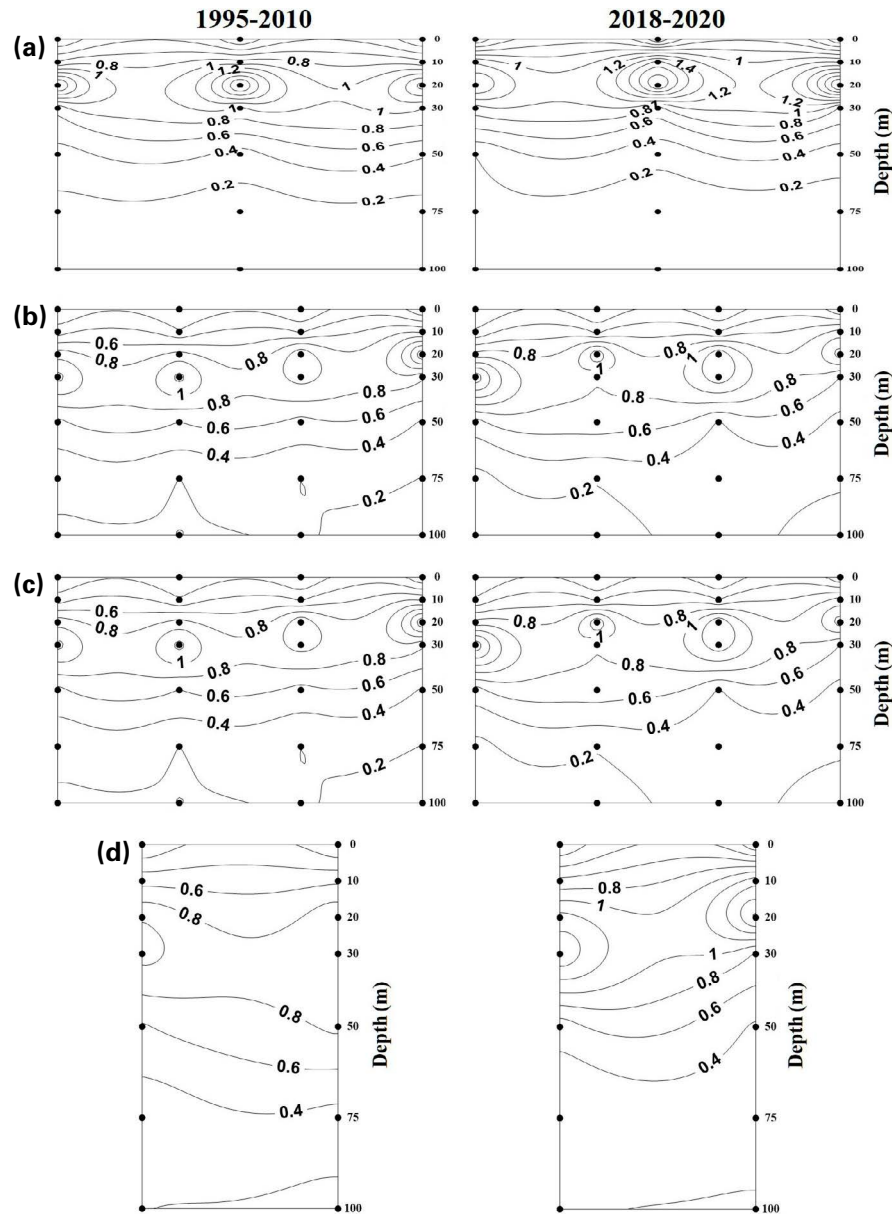
Winter	Spring	Summer	Autumn
<i>Chaetoceros curvisetus</i> (33.2%)	Flagellates (< 20 μm) (79.6%)	Flagellates (< 20 μm) (89.2%)	Flagellates (< 20 μm) (65.5%)
Flagellates (< 20 μm) (31.5%)	Cryptomonads (5.9%)		<i>Chaetoceros</i> spp. (6.9%)
<i>Chaetoceros</i> spp. (9.9%)	<i>Eucampia zodiacus</i> (5.0%)		<i>Pseudo-nitzschia</i> spp. (6.7%)
Cryptomonads (5.9%)			<i>Dactyliosolen fragillissimus</i> (5.3%)
<i>Lauderia borealis</i> (5.6%)			



**Fig. 5.** Temporal variation in annual mean water temperature in the East Sea from 1995 to 2020 in summer according to NSO data. (a) Surface water temperature and (b) surface mixed layer water temperature.

*Chaetoceros affinis*, *Leptocylindrus danicus* 등이 주요 우점종이었으며, 하계에는 *C. affinis*, *Skeletonema costatum*, *Pseudo-nitzschia pungens*, 추계에는 *C. danicus*, *C. socialis*, *Nitzschia* sp., *N. delicatissima* 등 전 계절에 걸쳐 규조류가 높은 출현율을 나타내고 있었다(Shim et al. 1995; Lee et al. 1998; Kim et al. 2014; Shim et al. 2015; Kwon et al. 2016). 반면 최근 독도 연안의 계절별 식물플랑크톤 군집 조성 결과에

서는 춘계와 하계 미동정 미소편모조류의 출현율이 높은 비율을 차지하고 있었다(Lee et al. 2020). 과거에 비해 동해 해역에서 미소종 출현율 증가는 영양염 감소에 따른 결과로 판단된다. Justic et al. (1995)은 N/P < 10.0, Si/N > 1.0이면 N에 의해, N/P > 22.0, Si/P > 22.0이면 P에 의해, Si/P < 10.0, Si/N < 1.0이면 Si에 의해 각각 식물플랑크톤 성장에 제한인자로 작용한다고 밝혔다. 또한 Wang et al. (2003)은 식물플랑크톤 성장 제한 요인으로 N/P < 8.0 일 때에는 N에 의해, N/P > 30.0 일 때에는 P가 제한 요인으로 작용함을 보고하였다. 이번 조사에서 N/P 비의 평균 범위는 13.9~28.4, Si/P 비의 평균 범위는 20.8~102.0, Si/N 비의 평균 범위는 1.3~3.2로 나타났으며, 하계 평균 N/P 비는 2.84, 평균 Si/P 비는 102.0으로 P가 제한 요인으로 작용한 것 외에는 다른 계절에서는 하나의 영양염 인자가 제한 요인으로 작용하지는 않았다. 그러나 Dortch and Whitlege (1992)의 연구에 따르면 DIN, 인산염 및 규산염 농도가 각각 1.0 μM, 0.2 μM 및 2.0 μM 이하 농도일 때 식물플랑크톤 성장이 현저하게 낮아지는 것으로 보고되었고, 인산염은 편모조류보다 규조류가 성장하는 데 중요한 제한 요소로 작용하며(Zhou et al. 2008), 질산염이 풍부함에도 불구하고 인이 부족하면 식물플랑크톤은 질산염을 이용하지 않으며 성장에 저해가 일어남을 보고하였다(Chen et al. 1999). 이번 조사에서도 영양염이 농도가 높았던 동계에는 상대적으로 규조류의 우점율이 높은 것으로 나타난 반면, 인산염 농도가 0.2 μM 이하로 낮았던 춘계, 하계 및 추계에는 미동정 미소편모조류가 높은 출현을 하는 것으로 나타났다. 따라서 식물플랑크톤 성장에 있어 각 영양염의 상대적 비가 성장에 중요한 인자로 작용하지만, 이번

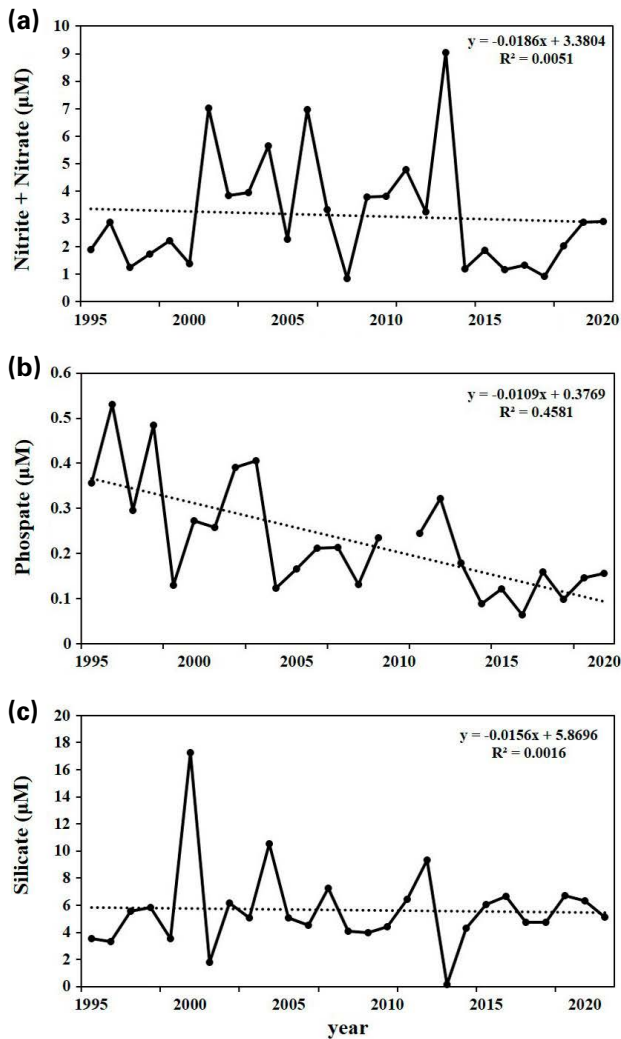


**Fig. 6.** Vertical distribution of mean stratification ( $10^{-4} \text{ m}^{-1}$ ) in the East Sea at the (a) 107 line, (b) 105 line, (c) 103 line, and (d) 209 line from 1995 to 2010 (left) and 2018 to 2020 (right) in summer.

조사에서는 상대적 구성비보다는 인산염 농도 자체가 식물플랑크톤이 성장하기에 매우 낮은 농도로 나타남에 따라 상대적으로 크기가 큰 규조류보다는 영양염 요구량이 낮은 미동정 미소편모조류가 높은 출현을 한 것으로 판단된다.

조사 기간 동안 동해 식물플랑크톤 크기별 평균 구성비는 소형 크기가 22.0%, 미소 크기가 31.2% 및 초미소 크

기가 46.8%로 나타났다. 이번 조사에서의 수치는 과거 동해 연안 해역에서 조사된 수치와는 다른 경향을 나타내고 있었다(Table 4). 선행 연구에 따르면 울진 및 축산, 그리고 울산 연안에서는 소형 크기의 식물플랑크톤의 구성비가 미소 및 초미소 크기의 식물플랑크톤 구성비를 합친 것보다 높거나 유사한 것으로 보고하였다(Choi *et al.* 2004; Kang *et al.* 2005; Kwon and Kang 2013). 반면 이번 조사에



**Fig. 7.** Temporal variation in surface mixed layer annual mean nutrients in the East Sea from 1995 to 2020 in summer according to NSO data. (a) Nitrite + nitrate, (b) phosphate, and (c) silicate.

서는 전 수층에 걸쳐 미소와 초미소 크기의 식물플랑크톤 구성비가 높게 나타나고 있었으며, 특히 영양염이 상대적으로 낮은 표층 혼합층에서 구성비는 증가하고 있었다. 이러한 영양염과 식물플랑크톤 크기구조의 상관성은 통계 분석에서 잘 나타나고 있었다. 환경 인자와 Chl-*a* 크기에 따른 redundancy analysis 결과, 수심이 깊어짐에 따라 영양염 농도는 증가하는 것으로 나타났다. 이는 성층이 형성되는 춘계, 하계 및 추계에 표층 혼합층에서 식물플랑크톤 성장에 따른 영양염 감소가 이루어지지만 저층으로부터 표층으로 영양염 유입은 제한됨에 따른 결과로 판단된다. 소형 크기의 식물플랑크톤은 동계에 영양염과 양

의 상관성을 나타냈지만, 다른 계절에서는 영양염과 특이적인 상관성은 보이지 않았다. 반면 미소 크기 식물플랑크톤은 추계를 제외한 전 계절에서 저층보다는 표층에서 높은 출현 경향을 나타내 표층 혼합층 내에서 미동정 미소 편모조류의 높은 출현을 결과를 반영하고 있었다. 미소 크기와 초미소 크기의 식물플랑크톤은 대체적으로 영양염과 음의 관계를 나타내고 있었고, 특히 인산염과 강한 음의 관계를 나타내고 있었다. 동해 해역을 대상으로 식물플랑크톤의 크기 분석 결과를 살펴보면 해역에 따라 담수 유입이 원활하여 영양염이 비교적 높은 곳에서는 소형 크기의 식물플랑크톤이 우세한 반면, 연근해 해역같이 영양염 공급이 낮은 곳에서는 미소 및 초미소 크기의 식물플랑크톤의 구성비가 높음을 보고하였다(Shim *et al.* 1991a, 1991b; Choi *et al.* 2004; Kang *et al.* 2005, 2006; Yoon 2016) (Table 4). 이번 조사에서도 미소 및 초미소 크기의 식물플랑크톤이 영양염과 강한 음의 관계를 나타내는 결과와 일치하고 있었다(Fig. 8). 또한 지중해 해역에서 위성자료 분석과 실제 관측을 통한 Chl-*a*의 크기별 분석 결과 2 µm 이하의 초미소식물플랑크톤은 계절에 따라 31~92%의 평균 기여율을 나타냈으며, 이는 낮은 질소와 인이 주요 요인으로 작용하였고(Magazzu and Decembrini 1995), Agawin *et al.* (2000)은 지중해 Blanes Bay에서 초미소식물플랑크톤의 Chl-*a* 농도의 하계 평균 기여율이 50% 이상으로 나타났으며, 이는 고수온과 영양염 결핍이 주된 원인으로 보고하였다. 지중해 중부 Tyrrhenian sea의 하계 및 동계와 지중해 동쪽 Levantine Basin 해역의 춘계 초미소식물플랑크톤 구성비의 평균 범위는 각각 44~90% 및 54~64%로 높은 구성비를 나타내었다(Zohary *et al.* 1998; Decembrini *et al.* 2009). Kwak *et al.* (2014)에 의한 Yamato Basin 및 Japan Basin의 하계 위성자료 분석 결과 초미소식물플랑크톤의 비율은 50% 이상으로 나타났다. 이외에도 많은 빈영양해역(e.g., Adriatic Sea, Algerian Basin, Atlantic meridional Transect, and South China Sea)에서 미소 및 초미소식물플랑크톤의 구성비는 60% 이상으로 보고되었다(Revelante and Gilmartin 1995; Marañón *et al.* 2001; Morán *et al.* 2001; Ning *et al.* 2005). 빈영양환경에서 식물플랑크톤은 세포 크기가 작을수록 단위 부피당 표면적이 넓어져 세포 표면을 통한 영양염 교환을 빠르게 할 수 있기 때문에 미소 및 초미소식물플랑크톤이 우점할 수 있는 것으로 판단된다(Raven 1998; Litchman *et al.* 2007; Longhurst 2010).

**Table 4.** Size fractionation of phytoplankton observed in the different coastal waters of Korea and global ocean areas

Area	Date	Relative ratio (%)			References
		Pico size	Nano size	Micro size	
East Sea	2018–2020/Seasonally	45.6	31.2	23.2	This study
Uljjin coast	2003–2004/04		33.9	66.1	Choi <i>et al.</i> 2004
Chuksan coast	2000–2002/Seasonally		58.4	41.6	Kang <i>et al.</i> 2005
Ulsan port and coast	2007–2009/Seasonally	22.4–38.2	58.2–74.5	3.9–81.2 (52.3)	Kwon and Kang 2013
Blanes Bay	1997/Summer	50 over			Agawin <i>et al.</i> 2000
Mediterranean Sea		31–92			Magazzu and Decembrini 1995
Tyrrhenian Sea (South)	2005/July 2005/December	44–81 76–90			Decembrini <i>et al.</i> 2009
Algerian Basin	1996/October	42–62	38–58		Morán <i>et al.</i> 2001
Adriatic Sea (North)	1986 and 1988/August, 1987/July			10–23	Revelante and Gilmartin 1995
Levantine Basin	1992/March	54.3–64.2			Zohary <i>et al.</i> 1998
Western Subarctic Pacific	2010/Jun/23–29	63			Kwak <i>et al.</i> 2014
Japan Basin	2010/July/5–11	56			
Yamato Basin	2010/July/18–20	56			
Ulleung Basin	2010/July/22–24	38			
Atlantic Meridional Transect (Oligotrophic)	1996/April, October 1997/April, October	80	16	4	Marañón <i>et al.</i> 2001
South China Sea	1998/Summer 1998/Winter	63 51	22 14	16 36	Ning <i>et al.</i> 2005

Values in parentheses indicate average values.

식물플랑크톤의 소형화는 부유생태계 내에서 생산성 감소를 야기할 수 있다 (Joo *et al.* 2006; Lee *et al.* 2017). Amundsen Sea에서 5  $\mu\text{m}$  이하의 식물플랑크톤의 우점율과 총 1차 생산량 사이에서 강한 음의 상관 관계를 확인하였으며 이는 상대적으로 작은 크기 식물플랑크톤의 낮은 탄소 흡수율 때문인 것으로 보고하였고 (Lee *et al.* 2017), Joo *et al.* (2016)는 Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)를 활용한 동해 해역의 1차 생산량 측정 결과 초미소식물플랑크톤이 증가함에 따라 연간 1차 생산량은 10년당 13% 감소함을 보고하였다. 또한, 중형동물플랑크톤 (<200  $\mu\text{m}$ , Copepod 등)은 초미소식물플랑크톤을 먹이원으로 직접 섭식하지 않으며 초미소식물플랑크톤을 섭식한 섬모충류를 섭식하는 것으로 알려져 있다 (Richardson 2008). 즉 동해 연근해 해역의 저차영양단계

는 전통적인 규조류 중심의 높은 1차 생산력을 가지는 먹이사슬 구조보다 복잡한 미생물 먹이망 구조를 형성하며 미소동물플랑크톤의 포식압에 조절 (Riegman *et al.* 1993) 될 것으로 판단되며, 이는 상위 소비자 단계로 전달되는 총 탄소량이 낮아져 전체적인 해양 생산성이 낮아질 것으로 예상된다.

## 적 요

동해 연근해 해역에서 식물플랑크톤 군집의 분포 특성을 파악하기 위해 2018년부터 2020년까지 계절적으로 13개 정점을 대상으로 조사를 실시하였다. 그 결과 동계에는 규조류인 *Chaetoceros curvisetus*가 최우점종으로 출현하고

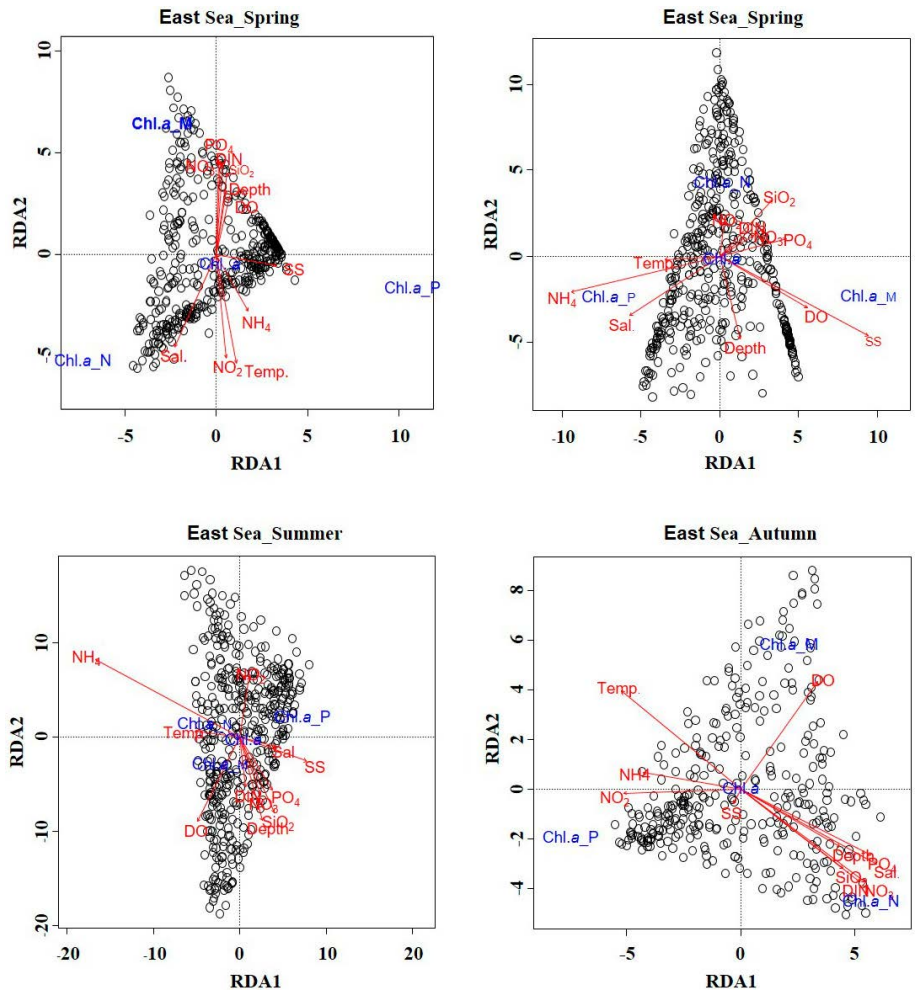


Fig. 8. Redundancy analysis (RDA) ordination plots showing the relationships between environmental and biological conditions in the East Sea.

있었으며, 동계를 제외한 전 계절에 미동정 미소편모조류가 우점하는 것으로 나타났다. 식물플랑크톤의 크기별 구성에서도 연간 계절별 평균 범위는 소형 20.6~26.2%, 미소 27.1~35.9%와 초미소 40.8~49.9%를 나타내었다. 성층이 형성되는 시기인 춘계, 하계 및 추계 표층 혼합층 내에서 미소와 초미소식물플랑크톤의 구성비가 높았다. 특히, 하계 표층 수온 상승이 예년에 비해 높아짐에 따라 수괴 안정도는 증가하고 있었으며 이로 인하여 성층이 강화됨에 따라 저층으로부터 표층으로의 영양염 유입이 감소하여 표층 혼합층 내 미소와 초미소식물플랑크톤의 구성비가 77.9%로 가장 높은 특징을 나타내었다. 동해 연근해 해역의 식물플랑크톤 군집의 크기 구조는 상당히 소형화가 진행되었으며, 이로 인하여 복잡한 미세먹이망 구조를 형

성하며 상위 소비자 단계로의 총 탄소량 전달을 낮춰 전체적인 생산력은 낮아질 것으로 판단된다.

## 사 사

본 논문을 세밀하게 검토해 주신 심사위원들께 깊이 감사드립니다. 본 연구사업은 국립수산물과학원 수산과학원 연구사업 ‘한국근해 해양변동 모니터링 및 생태계 특성연구’ (R2022055)의 지원으로 수행되었습니다. 현장자료 확보를 위해 수고하였던 정선해양조사 관련 연구원들과 탐구 3호 승조원들께 감사의 말씀을 드립니다.

## REFERENCES

- Agawin NSR, CM Duarte and S Agusti. 2000. Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production. *Limnol. Oceanogr.* 45:591–600.
- Arrigo KR and GLV Dijken. 2015. Continued increases in Arctic Ocean primary productivity. *Prog. Oceanogr.* 136:60–70.
- Baek SH and YB Kim. 2018. Influences of coastal upwelling and time lag on primary production in offshore waters of Ulleungdo-Dokdo during spring 2016. *Korean J. Environ. Biol.* 36:156–164.
- Baek SH, MJ Lee and YB Kim. 2018. Spring phytoplankton community response to an episodic windstorm event in oligotrophic waters offshore from the Ulleungdo and Dokdo islands, Korea. *J. Sea Res.* 132:1–14.
- Byrne RH, S Mecking, RA Feely and X Liu. 2010. Direct observations of basin-wide acidification of the North Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 37:L02601.
- Chen YL, H Lu, F Shiah, G Gong, K Liu and J Kanda. 1999. New production and f-ratio on the continental shelf of the East China Sea: comparisons between nitrate inputs from the subsurface Kuroshio Current and the Changjiang River. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 48:59–75.
- Choi HC, YS Kang and IS Jeon. 2004. Phytoplankton community in adjacent waters of Ulchin nuclear power plant. *Korean J. Environ. Biol.* 22:426–437.
- Decembrini F, C Caroppo and M Azzaro. 2009. Size structure and production of phytoplankton community and carbon pathways channeling in the southern Tyrrhenian Sea (western Mediterranean). *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.* 56:687–699.
- Dortch Q and TE Whitledge. 1992. Does nitrogen or silicon limit phytoplankton production in the Mississippi River plume and nearby regions? *Cont. Shelf Res.* 12:1293–1309.
- Falkowski PG and JA Raven. 1997. *Aquatic Photosynthesis*, 2nd ed. Princeton University Press. Princeton, NJ.
- Han IS and JS Lee. 2020. Change the annual amplitude of sea surface temperature due to climate change in a recent decade around the Korean Peninsula. *J. Korean Soc. Mar. Environ. Saf.* 26:233–241.
- Hays GC, JR Anthony and R Carol. 2005. Climate change and marine plankton. *Trends Ecol. Evol.* 20:337–344.
- Hyun JH, DS Kim, CW Shin, JG Noh, EJ Yang, JS Mok, SH Kim, HC Kim and SH Yoo. 2009. Enhanced phytoplankton and bacterioplankton production coupled to coastal upwelling and an anticyclonic eddy in the Ulleung Basin, East Sea. *Aquat. Microb. Ecol.* 54:45–54.
- IPCC. 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri RK and LA Meyer (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva.
- Joo HT, JW Park, S Son, JH Noh, JY Jeong, JH Kwak, S Saux-Picart, JH Choi, CK Kang and SH Lee. 2014. Long-term annual primary production in the Ulleung Basin as a biological hot spot in the East/Japan Sea. *J. Geophys. Res.-Oceans* 119:3002–3011.
- Joo HT, SH Son, JW Park, JJ Kang, JY Jeong, CI Lee, CK Kang and SH Lee. 2016. Long-term pattern of primary productivity in the East/Japan Sea based on ocean color data derived from MODIS-aqua. *Remote Sens.* 8:25.
- Joo HT, SH Son, JW Park, JJ Kang, JY Jeong, JI Kwon, CK Kang and SH Lee. 2017. Small phytoplankton contribution to the total primary production in the highly productive Ulleung Basin in the East/Japan Sea. *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.* 143:54–61.
- Justic D, NN Rabalais, RE Turner and Q Dortch. 1995. Changes in nutrient structure of river-dominated coastal water: Stoichiometric nutrient balance and its consequences. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 40:339–356.
- Kang DJ, S Park, YG Kim, K Kim and KR Kim. 2003. A moving-boundary box model (MBBM) for oceans in change: an application to the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.* 30:1299.
- Kang YS and JK Choi. 2002. Ecological characteristics of phytoplankton communities in the coastal waters of Gori, Wolseong, Uljin and Younggwang. II. Distributions of standing crops and environmental variables (1992–1996). *Algae* 16:85–111.
- Kang YS, HC Choi, JW Lim, IS Jeon and JH Seo. 2005. Dynamics of the phytoplankton community in the coastal waters of Chuksan harbor, East Sea. *Algae* 20:345–352.
- Kang YS, HC Choi, JH Noh, JK Choi and IS Jeon. 2006. Seasonal variation of phytoplankton community structure in northeastern coastal waters off the Korean Peninsula. *Algae* 21:83–90.
- Kim AR, SH Youn, MH Chung, SC Yoon and CH Moon. 2014. The influences of coastal upwelling on phytoplankton community in the southern part of East Sea, Korea. *J. Korean Soc. Oceanogr.* 16:287–301.
- Kim K, KR Kim, DH Min, Y Volkov, JH Yoon and M Takematsu. 2001. Warming and structural changes in the East (Japan) Sea: a clue to future changes in global oceans? *Geophys. Res. Lett.* 28:3293–3296.
- Knauss JA. 2015. *Introduction to Physical Oceanography* (2nd Edition). Waveland Press Inc. Long Grove, IL.
- Kwak JH, SH Lee, J Hwan, YS Suh, HJ Park, KI Chang, KR Kim and CK Kang. 2014. Summer primary productivity and phyto-

- plankton community composition driven by different hydrographic structures in the East/Japan Sea and the Western Subarctic Pacific. *J. Geophys. Res.-Oceans* 119:4505–4519.
- Kwon HK, SG Jeon and SJ Oh. 2016. Effects of dissolved organic nitrogen on the growth of dominant phytoplankton in the southwestern part of East Sea in the late summer. *Korean Soc. Mar. Environ. Saf.* 22:42–51.
- Kwon OY and JH Kang. 2013. Seasonal variation of physico-chemical factors and size-fractionated phytoplankton biomass at Ulsan seaport of East Sea in Korea. *J. Korea Acad.-Indust. Coop. Soc.* 14:6008–6014.
- Lee JB, MS Han and HS Yang. 1998. The ecosystem of the Southern Coastal Waters of the East Sea. I Phytoplankton community structure and primary productivity in September, 1994. *J. Korean Fish. Soc.* 31:45–55.
- Lee JY and M Chang. 2014. Size dependent analysis of phytoplankton community structure during low water temperature periods in the coastal waters of East Sea, Korea. *Korean J. Environ. Biol.* 32:168–175.
- Lee MJ, YB Kim, JH Kang, CH Park and SH Baek. 2020. Seasonal distribution of phytoplankton and environmental factors in the offshore waters of Dokdo: Comparison between 2018 and 2019. *Korean J. Environ. Biol.* 38:47–60.
- Lee SH, S Son, HU Dahms, JW Park, JH Lim, JH Noh, JI Kwon, H Joo, JY Jeong and CK Kang. 2014. Decadal changes of phytoplankton Chl-*a* in the East Sea/Sea of Japan. *Oceanology* 6:771–779.
- Lee SH, HT Joo, JH Lee, JH Lee, JJ Kang, HW Lee, DB Lee and CK Kang. 2017. Carbon uptake rates of phytoplankton in the Northern East/Japan Sea. *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.* 143:45–53.
- Litchman E, CA Klausmeier, OM Schofield and PG Falkowski. 2007. The role of functional traits and trade-offs in structuring phytoplankton communities: scaling from cellular to ecosystem level. *Ecol. Lett.* 10:1170–1181.
- Liu X, M Wang and W Shi. 2009. A study of a Hurricane Katrina-induced phytoplankton bloom using satellite observations and model simulations. *J. Geophys. Res.* 114:C03023.
- Longhurst A. 2010. *Ecological Geography of the Sea*. Academic Press. London.
- Magazzu G and F Decembrini. 1995. Primary production, biomass and abundance of phototrophic picoplankton in the Mediterranean Sea: a review. *Aquat. Microb. Ecol.* 9:97–104.
- Marañón E, PM Holligan, R Barciela, N González, B Mouriño, MJ Pazó and M Varela. 2001. Patterns of phytoplankton size structure and productivity in contrasting open-ocean environments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 216:43–56.
- Millero FJ and A Poisson. 1981. International one-atmosphere equation of state of seawater. *Deep-Sea Res. A* 28:625–629.
- Min HS and CH Kim. 2006. Interannual variability and long-term trend of coastal sea surface temperature in Korea. *Ocean Polar Res.* 28:415–423.
- Morán XAG, I Taupier-Letage, E Vázquez-Domínguez, S Ruiz, L Arin, P Raimbault and M Estrada. 2001. Physical-biological coupling in the Algerian Basin (SW Mediterranean): Influence of mesoscale instabilities on the biomass and production of phytoplankton and bacterioplankton. *Deep-Sea Res. Part I-Oceanogr. Res. Pap.* 48:405–437.
- Ning X, F Chai, H Xue, Y Cai, C Liu and J Shi. 2005. Physical-biological oceanographic coupling influencing phytoplankton and primary production in the South China Sea. *J. Geophys. Res.* 109:C10005.
- Parsons TR, Y Maita and CM Lalli. 1984. *A Manual of Biological and Chemical Methods for Seawater Analysis*. Pergamon Press. Oxford.
- Raven JR. 1998. The twelfth tansley lecture. Small is beautiful: the picophytoplankton. *Funct. Ecol.* 12:503–513.
- Revelante N and M Gilmartin. 1995. The relative increase of larger phytoplankton in a subsurface chlorophyll maximum of the northern Adriatic Sea. *J. Plankton Res.* 17:1535–1562.
- Richardson AJ. 2008. In hot water: Zooplankton and climate change. *ICES J. Mar. Sci.* 65:279–295.
- Riegman R, BR Kuipers, AAM Noordeloos and HJ Witte. 1993. Size-differential control of phytoplankton and the structure of plankton communities. *Neth. J. Sea Res.* 31:255–265.
- Round FE, RM Crawford and DG Mann. 1990. *The Diatoms*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Sabine CL, RA Feely, N Gruber, RM Key, K Lee, JL Bullister, R Wanninkhof, CS Wong, DWR Wallace, B Tilbrook, FJ Millero, TH Peng, A Kozyr, T Ono and AF Rios. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science* 305:367–371.
- Seong KT, JD Hwang, IS Han, WJ Go, YS Suh and JY Lee. 2010. Characteristic for long-term trends of temperature in the Korean Waters. *J. Korean Soc. Mar. Environ. Saf.* 16:353–360.
- Shim JH, HG Yeo and YK Shin. 1991a. Ecological effect of thermal effluent in the Korean coastal waters I. Significance of autotrophic nano and picoplankton in adjacent waters of Kori nuclear power plant. *J. Oceanol. Soc. Korea* 26:77–82.
- Shim JH, HG Yeo and JG Park. 1991b. Primary production system in the southern waters of the east Sea, Korea I. Biomass and productivity. *J. Oceanol. Soc. Korea* 27:91–100.
- Shim JH. 1994. *Flora and Fauna of Korea: vol. 34. Marine Phytoplankton*. Ministry of Education. Sejong, Korea.
- Shim JH, HG Yeo and JG Park. 1995. Primary production system in the Southern Waters of the East Sea, Korea. II. The structure of phytoplankton community. *J. Korean Soc. Mar. Environ. Saf.* 30:163–169.
- Shim JM, KY Kwon, SW Kim and BS Yoon. 2015. Seasonal

- change of phytoplankton dominant species based on water mass in the coastal areas of the East Sea. *J. Korean Soc. Mar. Environ. Saf.* 21:473–483.
- Smayda TJ. 1978. Biogeographical meaning indicators. pp. 225–229. In: *Phytoplankton Manual* (Sournia A, ed.). United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization. Paris.
- Son YB, JH Ryu, JH Noh, SJ Ju and SH Kim. 2012. Climatological variability of satellite-derived sea surface temperature and chlorophyll in the South Sea of Korea and East China Sea. *Ocean Polar Res.* 34:201–218.
- Tomas CR. 1997. *Identifying Marine Phytoplankton*. Academic Press Inc. Cambridge, MA. pp. 1–858.
- Wang BD, XL Wang and R Zhan. 2003. Nutrient conditions in the Yellow Sea and the East China Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 58:127–136.
- Wassmann P, CM Duarte, S Agusti and MK Sejr. 2011. Footprints of climate change in the Arctic marine ecosystem. *Glob. Change Biol.* 17:1235–1249.
- Wilson WD. 1960. Equation for the speed of sound in sea water. *J. Acoust. Soc. Am.* 32:1357.
- Yoder JA and MA Kennelly. 2003. Seasonal and ENSO variability in global ocean phytoplankton Chl-*a* derived from 4 years of SeaWiFS measurements. *Glob. Biogeochem. Cy.* 17:1112.
- Yoo SJ and JS Park. 2009. Why is the southwest the most productive region of the East Sea/Sea of Japan? *J. Mar. Syst.* 78:301–315.
- Yoon SC, SH Youn, MJ Shim and YY Yoon. 2017. Characteristics and variation trend of water mass in offshore of the east coast of Korea during last 10 years. *J. Korean Soc. Mar. Environ. Energy* 20:193–199.
- Yoon YH. 2016. Spatio-temporal Fluctuation of phytoplankton size fractionation in the Uljin marine ranching area (UMRA), East Sea of Korea. *Korean J. Environ. Biol.* 34:151–160.
- Yoon YY, SJ Jung and SC Yoon. 2007. Characteristics and long term variation trend of water mass in the coastal part of East Sea, Korea. *J. Korean Soc. Mar. Environ. Energy* 10:59–65.
- Zhou MJ, ZL Shen and RC Yu. 2008. Responses of a coastal phytoplankton community to increased nutrient input from the Changjiang (Changjiang) River. *Cont. Shelf Res.* 28:1483–1489.
- Zohary T, S Brenner, MD Krom, DL Angel, N Kress, WKW Li, A Neori and YZ Yacobi. 1998. Buildup of microbial biomass during deep winter mixing in a Mediterranean warm-core eddy. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 167:47–57.