

남극해 식물플랑크톤의 탄소섭취율 평가

Investigation of phytoplankton carbon uptake rate in the  
Antarctic Ocean



부산대학교 산학협력단

# 제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “남극해 탄소저감 최적기능 환경특성에 관한 연구” 과제의 위탁연구 “남극해 식물플랑크톤의 탄소섭취율 평가에 관한 연구” 과제의 보고서로 제출합니다.



(본과제) 총괄연구책임자	:	유 규 철
위탁연구기관명	:	부산대학교 산학협력단
위탁연구책임자	:	이 상 현
위탁참여연구원	:	강 재 중
“	:	안 소 현
“	:	조 나 은



# 요 약 문

## I. 제 목

- 남극해 식물플랑크톤의 탄소섭취율 평가

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

### ○ 목표

- 남극해 식물플랑크톤의 탄소섭취율을 정량적으로 평가하고, 이들의 변동을 조절하는 요인을 파악함으로써, 대기 이산화탄소 흡수원으로서의 생물생산의 역할 규명

### ○ 필요성

- 인간활동에 의한 온실기체 방출량의 상당부분을 해양이 흡수하고 있으며, 남극해는 온실기체 거동을 이해하는데 있어서 매우 적합한 연구 해역임
- 해양으로 흡수되는 많은 양의 이산화탄소는 해양생물의 일차생산에 이용되고 있으며, 생물활동이 정지된 후 해저면에 퇴적되어 저장됨으로써, 대기 이산화탄소 흡수 역할을 하게 됨.
- 해양기초생산자인 식물플랑크톤의 일차생산(탄소섭취율) 변동은 해양의 이산화탄소 제거능에 영향을 줄 수밖에 없음
- 따라서, 식물플랑크톤에 의해 흡수되는 정량적인 탄소섭취율 도출과 내보내기 생산 추정 및 이들의 변동을 조절하는 요인을 파악할 필요가 있음

## III. 연구개발의 내용 및 범위

- 입자태 유기탄소(Particulate Organic Carbon) 분포 파악
- 탄소동위원소 tracer를 이용한 남극해 식물플랑크톤의 탄소섭취율 파악
- 탄소섭취율 변동 조절 요인 이해
- $^{15}\text{N}$ 을 이용한 남극해 탄소제거율 추정
- 남극해 식물플랑크톤 군집구조 파악
- 남극해 식물플랑크톤 탄소섭취율의 계절적, 연간 변동성 이해

## IV. 연구개발결과

- 남극해 해역별 입자태 유기탄소 경향 및 특성 분석을 위한 해빙의 시공간별 분포도 파악
  - 선행연구를 통해 해빙과 개빙구역 구별 및 폴리냐 분포도 파악
  - 해빙의 분포와 폴리냐 분포도·규모에 따른 입자태 유기탄소의 경향성 차이 확인에 필요한 기존자료 검토
- 남극해 해역별 입자태 유기탄소 경향 및 특성 분석을 위한 물리-화학적 환경 파악 및 기

#### 존 자료 검토

- 수온과 염분 자료 분석을 통한 물리환경 조사 및 전반적인 수층구조 파악
- 시공간적인 광합성 유효 방사량(Photosynthetic active radiation) 분석
- 해역별 입자태 유기탄소 비교 분석을 위해 아문젠해 및 남극반도에서 물리-화학적 환경 분석
- 연구 해역에서 각 정점별 수심별 입자태 유기탄소의 농도 및 분포 경향성 분석
- 입자태 유기탄소의 주요한 생성 지역인 유광층에서의 농도 및 분포 경향성 파악
- 유광층 내에서 생성되어 저층으로 하강하는 입자태 유기탄소의 농도와 분포도 파악
- 유기탄소의 수심별 분포 패턴에 영향을 미치는 정성적인 특성 파악 후 문헌 자료를 토대로 그 기작 검토

#### V. 연구개발결과의 활용계획

- 식물플랑크톤 군집구조 자료를 데이터 베이스화 하여 향후 기후 변동에 따른 군집구조 변화와 이에 따른 탄소섭취율 변동 가능성 예측 가능
- 물리/화학적인 환경요인 자료를 바탕으로 향후 식물플랑크톤의 탄소섭취율 변동 가능성 예측 가능
- 생물생산이 뛰어난 식물플랑크톤의 광합성 기작을 연구하여 관련분야에 적용 가능
- 남극해에서 “Biological Pump”에 의해 대기에서 해양으로 유입되는 이산화탄소 양 추정
- 남극해 이산화탄소 흡수량 추정 산출로 남극해의 이산화탄소 조정 능력 평가



# S U M M A R Y

## I. Title

- Investigation of phytoplankton carbon uptake rate in the Antarctic Ocean

## II. Purpose and Necessity of R&D

### ○ Purpose

- Investigation of biological CO<sub>2</sub> uptake roles by estimating phytoplankton carbon uptake rate and determining major controlling factors in the Antarctic Ocean

### ○ Necessity

- A significant proportion of the greenhouse gases emitted by human activity are absorbed by the oceans, and the Antarctic Ocean is a very suitable study area for understanding the greenhouse gases
- Large amounts of carbon dioxide being absorbed into the ocean are used for primary production of marine organisms and are stored and deposited on the seabed, thereby contributing to the atmospheric absorption of carbon dioxide
- Variation of the primary production (carbon uptake rate) by phytoplankton as marine basic producers could affect ability of the ocean for absorbing carbon dioxide
- Therefore, it is necessary to identify quantitative carbon uptake rates that are absorbed by phytoplankton and to estimate export production and factors that control these fluctuations

## III. Contents and Extent of R&D

- Verifying spatial distribution of Particulate Organic Carbon
- Measuring carbon uptake rate of phytoplankton using a stable carbon isotope tracer
- Determining major factors controlling variations of the carbon uptake rate
- Estimation the export production in the Antarctic Ocean using <sup>15</sup>N
- Analyzing phytoplankton community structure in the Antarctic Ocean
- Understanding seasonal and interannual variations in the carbon uptake rate of phytoplankton in the Antarctic Ocean

## IV. R&D Results

- Identification of the spatial-temporal distribution of sea ice for the analysis of organic carbon trends and characteristics in the Antarctic Oceans
- Identification of the difference between sea ice and open sea, and the distribution of polynya by referring the previous studies
- Review the necessary previous study results to confirm the tendency difference of organic carbon depending on distribution and size of sea ice and polynya
- Identification of physico-chemical environment and review the existing data for analyzing trends and characteristics of organic carbon in the Antarctic Oceans
- Investigation of physical environment and analysis of water column structure by analyzing water temperature and salinity data
- Spatial and temporal photosynthetic active radiation analysis
- Physical-chemical environment analysis in the Amundsen Sea and the Antarctic Peninsula for comparative analysis of organic carbon by sea area
- Analysis of concentration and distribution for organic carbons in study areas
- Identification of concentration and distribution tendency in the euphotic zone, which is the main producing region of organic carbon
- Identification of the concentration and distribution of the organic carbon that is produced in the euphotic zone and descends to the lower layer
- Review of the mechanism based on literature data after understanding qualitative characterization that affects distribution pattern of organic carbon by water depth

#### V. Application Plans of R&D Results

- Understanding future potential effects of climate change on carbon uptake rate and community structure of phytoplankton based on field-obtained data
- Understanding changes in carbon uptake rate of phytoplankton based on physical and chemical controlling factors
- Potential applications in regarding to photosynthetic mechanisms of active phytoplankton
- Validating CO<sub>2</sub> input from atmosphere to ocean through biological pump in the Antarctic Ocean
- Validating Antarctic Ocean as an oceanic CO<sub>2</sub> sink by measuring CO<sub>2</sub> uptake rates in the study area

# 목 차

제 1 장 서론 .....	1
제 2 장 국내외 기술개발 현황 .....	4
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과 .....	5
제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도 .....	30
제 5 장 연구개발결과의 활용계획 .....	31
제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보 .....	32
제 7 장 참고문헌 .....	33



# 제 1 장 서론

전 지구적인 기후변화에 따라 해양이 이산화탄소로 대표되는 온실기체의 거동이나 지구변화에 있어서 어떠한 역할을 하는지에 대한 관심이 최근 고조되고 있다. 남극해는 대기와 해양 사이의 열교환, 심층수 생성, 생물학적 펌프로써 해양에서 아주 중요한 역할을 하는 지역이며 (Siegenthaler and Sarmiento, 1993), 전 대양 이산화탄소 흡수량의 약 20%를 차지할 정도로, 전 지구 탄소순환에 있어서 중요한 역할을 하고 있다 (Takahashi et al., 2009). 따라서, 이산화탄소 거동 및 저장 기작을 이해하기에 남극해는 매우 적합한 연구 해역이라고 할 수 있다.

해양으로 흡수되는 많은 양의 대기 이산화탄소는 해양생물의 일차생산에 이용되고 있으며, 생물활동이 정지된 후 해저면에 퇴적되어 저장됨으로써, 대기 이산화탄소 흡수 역할을 하게 되는 생물학적 펌프 역할을 하게 된다(그림 1). 따라서, 해양 기초생산자인 식물플랑크톤의 일차생산 (탄소섭취율) 변동은 남극해의 이산화탄소 제거 및 저장소로서의 기능에 영향을 줄 수밖에 없다. 이에 식물플랑크톤에 의해 흡수되는 정량적인 탄소 섭취율을 도출하고 심해로 유출되는 양의 파악과 이들의 변동을 조절하는 요인을 이해하는 것이 필요하다.

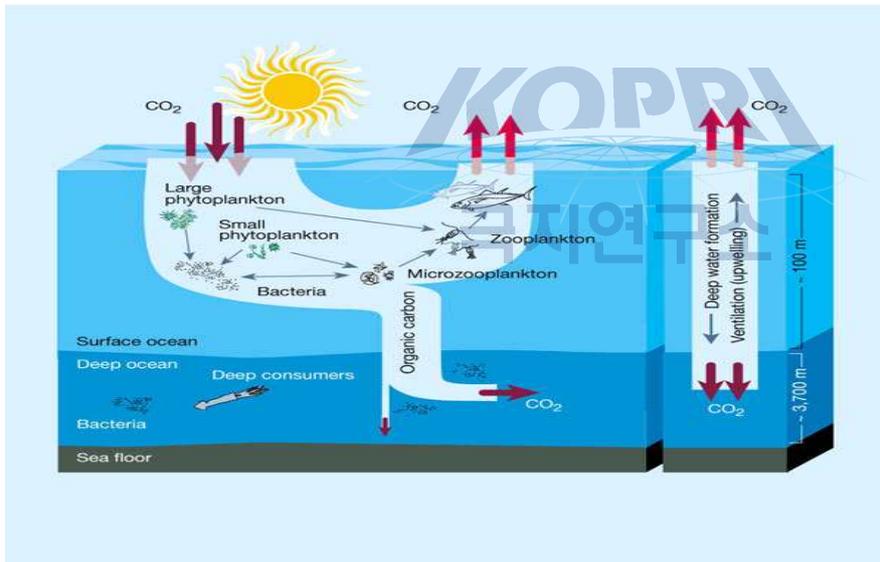


그림 1. 해양의 생물학적 펌프

식물플랑크톤의 탄소섭취율의 변동과 이를 조절하는 요인을 이해하기 위해서는 다양한 해양 환경요인들에 대한 이해가 우선적으로 필요하다. 일반적으로 식물플랑크톤의 생산은 빛, 온도 뿐만 아니라 질소와 인 같은 주요영양염의 농도, 그리고 철과 같은 미량 원소의 영향을 받게 되지만 (Harrison and Cota, 1991; Reay et al., 2001), 복잡한 해양환경요인들에 의해 결정되는 특성상 다양한 해양환경요인들을 이해하여 생물생산과의 관련성을 파악해 보는 접근이 필요할 것이다. 특히, 해빙 변동과 관련하여, 남극해의 해빙은 북극해와는 달리 평균 해빙 면적에서 주목할 만한 트렌드가 나타나지는 않지만, 해빙의 양과 분포는 최근 들어 큰 연간 변동성을 보이고 있다 (Cavaliere and Parkinson 2008) (그림 2). 특히 동남극해와 달리 서남극해의 빙상

(West Antarctic Ice Sheet: WAIS) 의 크기와 얼음의 두께는 계속 감소하는 추세이다 (Rignot et al., 2008). 이러한 해빙 변동은 해양생물들의 성장 및 분포, 생산성에도 변화를 가져오게 된다. 최근 연구에 따르면, 서남극 반도 (western Antarctic Peninsula: WAP)의 기후가 cold-dry polar-type에서 warm-humid sub-Antarctic-type의 기후로 바뀌고 있고, 이것이 서남극 반도 대륙붕 주변의 해양 생물 생산 변화와도 관련이 깊다고 보고되었다 (Montes-Hugo et al., 2009).

Sector	Sea Ice Extent 20-Year Trend		Sea Ice Extent 28-Year Trend		Sea Ice Area 20-Year Trend		Sea Ice Area 28-Year Trend	
	$10^3 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (R)	Percent Decade <sup>-1</sup>	$10^3 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (R)	Percent Decade <sup>-1</sup>	$10^3 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (R)	Percent Decade <sup>-1</sup>	$10^3 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (R)	Percent Decade <sup>-1</sup>
SH	10.95 ± 6.95 (1.58)	0.96 ± 0.61	11.5 ± 4.6 (2.50)	1.0 ± 0.4	10.4 ± 6.4 (1.63)	1.2 ± 0.7	10.0 ± 4.0 (2.50)	1.2 ± 0.5
Weddell	3.9 ± 9.20 (0.42)	0.92 ± 2.19	3.3 ± 5.6 (0.59)	0.8 ± 1.4	1.6 ± 7.4 (0.22)	1.0 ± 2.2	2.1 ± 4.5 (0.47)	0.6 ± 1.4
Indian	-0.52 ± 4.51 (0.12)	-0.28 ± 2.45	3.5 ± 2.6 (1.35)	1.9 ± 1.4	-1.3 ± 3.9 (0.33)	-9.4 ± 2.9	2.2 ± 2.3 (0.96)	1.7 ± 1.7
W. Pacific	3.30 ± 3.68 (0.90)	3.13 ± 3.14	1.6 ± 2.2 (0.73)	1.4 ± 1.9	4.7 ± 2.7 (1.74)	5.9 ± 3.3	2.4 ± 1.7 (1.41)	3.1 ± 2.1
Ross	17.60 ± 7.56 (2.33)	6.45 ± 2.77	11.4 ± 4.6 (2.48)	4.4 ± 1.7	14.4 ± 6.1 (2.36)	6.9 ± 2.9	8.9 ± 3.6 (2.47)	4.4 ± 1.8
Bellingshausen/ Amundsen	-13.29 ± 5.26 (2.53)	-9.18 ± 3.63	-8.3 ± 2.9 (2.86)	-5.4 ± 1.9	-9.0 ± 4.1 (2.20)	-8.8 ± 4.0	-5.6 ± 2.2 (2.55)	-5.2 ± 2.1

<sup>a</sup>Both are given as  $10^3 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  and as % decade<sup>-1</sup>. R is the ratio of the absolute value of the trend to its standard deviation. Assuming a null hypothesis of zero trend and 26 degrees of freedom, R values in bold indicate a statistical significance of 95%; values in italicized bold indicate a significance level of 99%.

그림 2. 남극해 각 지역에서의 해빙 면적의 연간 변화 트렌드; Cavalieri and Parkinson (2008)

식물플랑크톤은 크기와 종에 따라 탄소섭취율의 차이가 있기 때문에, 남극해 식물플랑크톤 탄소 섭취율에 주로 기여하는 주요종의 파악은 반드시 필요하다. 이는 향후 남극해 환경변화로 인하여 군집구조의 변화(크기 및 우점 종 변화)가 나타난다면 (그림 3), 탄소섭취율의 변동을 가져올 수 있고, 남극해의 전반적인 탄소 제거능에도 영향을 끼칠 수 밖에 없다.

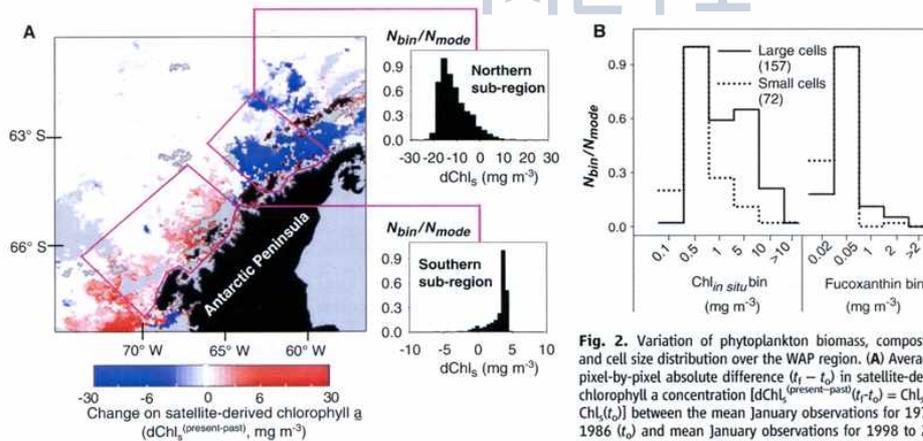


Fig. 2. Variation of phytoplankton biomass, composition, and cell size distribution over the WAP region. (A) Average of pixel-by-pixel absolute difference ( $t_1 - t_0$ ) in satellite-derived chlorophyll a concentration [ $d\text{Chl}_a^{\text{(present-past)}}(t_1 - t_0) = \text{Chl}_a(t_1) - \text{Chl}_a(t_0)$ ] between the mean January observations for 1978 to 1986 ( $t_0$ ) and mean January observations for 1998 to 2006 ( $t_1$ ). Positive (negative)  $d\text{Chl}_a$  corresponds to an increase (decrease) of  $\text{Chl}_a$  with respect to the 1970s. Negative (by a factor of  $\sim 2$ , northern sub-region, upper histogram) and positive (by a factor of  $\sim 1.5$ , southern sub-region, lower histogram) trends in  $\text{Chl}_a$  are evident in the satellite data.  $N_{\text{bin}}/N_{\text{mode}}$  is the relative frequency of observations per bin, normalized by the mode. Gray pixels indicate areas without data or without valid geophysical retrieval due to cloud and sea ice contamination; black pixels indicate land. (B) Histograms of contribution of diatoms (fucoxanthin marker) and phytoplankton communities dominated by large ( $\geq 20 \mu\text{m}$ ) versus small ( $< 20 \mu\text{m}$ ) cell diameter to total in situ chlorophyll a concentration ( $\text{Chl}_{\text{in situ}}$ ). Phytoplankton cell size spectra were computed from satellite imagery (1998 to 2006) (16), and phytoplankton pigments were measured over the northern and southern WAP subregions and during 1993 to 2006 Palmer-LTER cruises. Number of samples used to construct each histogram shown in parentheses. Montes-Hugo et al. (2009)

그림 3. 서남극 반도 지역에서 식물플랑크톤 생물량과 종 조성 (species composition) 크기의 변화

남극해는 해양환경의 변화가 최근 급변하는 지역으로, 식물플랑크톤의 탄소 섭취율 역시 계절적 및 연간 변동성이 매우 크고 그로 인하여 장기간의 자료 축적을 통해 변동성을 이해하는

것이 필요할 것이다. 장기간의 관측 자료와 위성자료를 상호 보완하게 되면 식물플랑크톤 생체량 및 탄소섭취율의 계절적, 연간 변동성 파악에 용이하고 이를 통하여 이산화탄소 저장고로서의 남극해의 기능 및 생물생산의 역할에 대한 이해 능력 증대가 기대된다.



## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

### 제 1 절 국외 기술, 산업동향

1. 전세계 주요 해역을 대상으로 하는 국제 프로그램인 GLOBEC (Global Ocean Ecosystem Dynamics)에서도 남극해역은 주 목표 해역의 하나임
2. 독일의 Alfred Wegener Institute of Polar and Marine Research는 남극 순환해류를 통과하는 해역에서 쇄빙연구선 Polarstern을 이용하여 표층 해양 생태계 기능 연구를 거의 매해 수행하고 있음
3. 일본은 극지연구소가 남극해 소화기지 앞에서 연구를 수행하며, 북극권에서는 일본해양과학기술기구(JAMSTEC)와 미라이호 등의 대형연구선을 동원한 캐나다, 미국과의 공동연구로 북극해빙의 변화에 따른 전 세계적인 기후 반응 연구를 수행하고 있음
4. 중국의 극지연구소는 2년 주기로 장성기지와 중산 기지 사이의 환남극 해역에서 종합 해양 생태계 조사를 수행하고 있으며, 북극해에서는 북극권 기후변화에 따른 아시아 지역의 기후 변화 연관성 연구를 수행하고 있음
5. 미국은 쇄빙연구선 Palmer호를 통해 남극생태계 연구가 진행중임
6. 영국은 남극연구소 (BAS), 쇄빙연구선 James Clark Ross 호를 이용한 남극해 결빙해역에서 연구를 수행하고 있음

### 제 2 절 국내 기술, 산업동향

1. 전세계 주요 해역을 대상으로 하는 국제 프로그램인 GLOBEC (Global Ocean Ecosystem Dynamics)에서도 남극해역은 주 목표 해역의 하나임
2. 독일의 Alfred Wegener Institute of Polar and Marine Research는 남극 순환해류를 통과하는 해역에서 쇄빙연구선 Polarstern을 이용하여 표층 해양 생태계 기능 연구를 거의 매해 수행하고 있음
3. 일본은 극지연구소가 남극해 소화기지 앞에서 연구를 수행하며, 북극권에서는 일본해양과학기술기구(JAMSTEC)와 미라이호 등의 대형연구선을 동원한 캐나다, 미국과의 공동연구로 북극해빙의 변화에 따른 전 세계적인 기후 반응 연구를 수행하고 있음
4. 중국의 극지연구소는 2년 주기로 장성기지와 중산 기지 사이의 환남극 해역에서 종합 해양 생태계 조사를 수행하고 있으며, 북극해에서는 북극권 기후변화에 따른 아시아 지역의 기후 변화 연관성 연구를 수행하고 있음
5. 미국은 쇄빙연구선 Palmer호를 통해 남극생태계 연구가 진행중임
6. 영국은 남극연구소 (BAS), 쇄빙연구선 James Clark Ross 호를 이용한 남극해 결빙해역에서 연구를 수행하고 있음

## 제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

### 제 1 절 재료 및 방법

#### 1. 입자성 유기 탄소 측정 (Particulate Organic Carbon; POC)

입자성 유기 탄소(POC)의 농도를 측정을 위해 Niskin sampler를 이용하여 해수 시료를 채취한다. 채취한 해수 시료는 25 mm (GF/F, Whatman) 필터지에 여과 후, 분석 전까지  $-80^{\circ}\text{C}$ 에 보관한다. 입자성 유기 탄소의 탄소량과 동위원소 양을 측정하기 위해 실험실에서 전 처리를 거친 후 알래스카 안정동위원소 실험실의 Finnigan Delta + XL mass spectrometer를 사용하여 결과 값을 얻는다.

#### 2. 식물플랑크톤 일차생산 및 신 생산 측정

현장에서  $^{13}\text{C}$ - $^{15}\text{N}$  dual isotope tracer를 이용한 방법으로 6개의 light depths (100%, 50%, 30%, 12%, 5%, 1%)에서 측정하였다. 각 정점의 light depth의 경우 Secchi disk를 이용하여 결정 하였으며, 각 깊이의 해수 시료는 Niskin sampler를 이용하여 채수하였다. 각 수심의 해수 시료는 Lee filter를 이용해 각각의 광도를 조절한 polycarbonate incubation bottle (1L)로 옮겨 탄소 및 질소 안정동위원소 시약을 첨가하였다. 시약 첨가 후 배의 갑판에서 차가운 해수가 계속적으로 흐르게 설계되어진 incubator 에 3~4시간 정도 자연광으로 배양한다. 배양이 끝난 시료는 25mm GF/F 필터에 여과한 후 분석 전까지 냉동보관 ( $-80^{\circ}\text{C}$ )한다 (Lee et al., 2013).

시료는 실험실로 가져와 carbonate를 제거하기 위해 산으로 약 24시간 처리한 후 Finnigan Delta+XL mass spectrometer를 통해 탄소 및 질소 동위원소를 측정하여 일차생산 및 신 생산 값을 계산 한다 (Hama et al., 1983; Dugdale and Georeing, 1967).

#### 3. 식물플랑크톤 체내 생화학 조성 분석

현장에서 Secchi disk를 이용하여 결정된 광수심 100, 30, 1%에서 각 해수 1L를 GF/F 에 필터해서  $-80^{\circ}\text{C}$ 에 냉동 보관한다. 각 필터지 샘플은 탄수화물, 단백질, 지질로 나누어 spectrophotometric analysis 방법을 이용하여 농도를 측정한다. 그 방법은 아래와 같다.

#### 가. 탄수화물 분석 (Dubios et al., 1956)

해수를 여과시킨 47mm GF/F 필터지를 잘게 잘라 13ml polypropylene tube에 넣은 후 1ml 의 3차 증류수를 넣고 15분간 sonification (초음파파쇄)를 실시해준다. 5% phenol을 1ml 첨가

후 40분 동안 실온에서 추출된 시료에 5ml의 황산을 기벽을 통해 천천히 주입하여 10분 동안 발색시킨다. 원심분리기를 이용하여 원심분리 후 상등액을 spectrophotometer를 이용하여 490nm 파장대로 측정한다 (그림 3.1).

#### 나. 단백질 분석 (Lowry et al., 1951)

47mm GF/F 필터를 잘게 잘라 12ml의 glass tube에 넣은 후 3차 증류수 1ml 넣고 15분간 sonification (초음파파쇄)를 실시한다. Alkaline Copper Solution 5ml 주입하여 10분 동안 추출된 시료에 50% Folin ciocalteu 0.2ml 주입한 후 1시간 30분 동안 발색시킨다. 다음으로 원심분리기를 이용하여 원심분리 후 상등액을 spectrophotometer를 이용하여 750nm 파장대로 농도를 측정한다.

#### 다. 지질 분석 (Bligh and Dyer, 1959; Marsh and Weinstein, 1966)

47mm GF/F 필터지를 잘게 잘라 20ml의 glass tube에 넣은 후 1ml chloroform과 2ml methanol 주입 후 15분간 sonification (초음파파쇄)한 다음에 1시간 동안 냉장고 방치한다. 상등액을 분취하여 다른 tube에 옮긴 후 filter paper만 남은 tube에 다시 1ml chloroform과 2ml methanol 을 주입한 후 15분간 sonification 후 상등액을 분취하여 분취된 tube에 함께 옮긴다. 여기에 4ml 3차 증류수 주입 후 원심분리하고 Methanol+3차 증류수 상태의 상등액을 제거하고 chloroform+Lipids (지질)만 남은 tube를 40°C에서 48시간 동안 Drying oven에 보관하여 chloroform을 증발시키면 지질만 남게된다. 여기에 2ml 의 황산을 주입 후 15분간 200°C 의 block heater로 즉시 수조에서 냉각하여 3ml 3차 증류수 첨가한다. 위 과정의 남은 시료를 spectrophotometer를 이용하여 360nm 파장대로 농도를 측정한다.

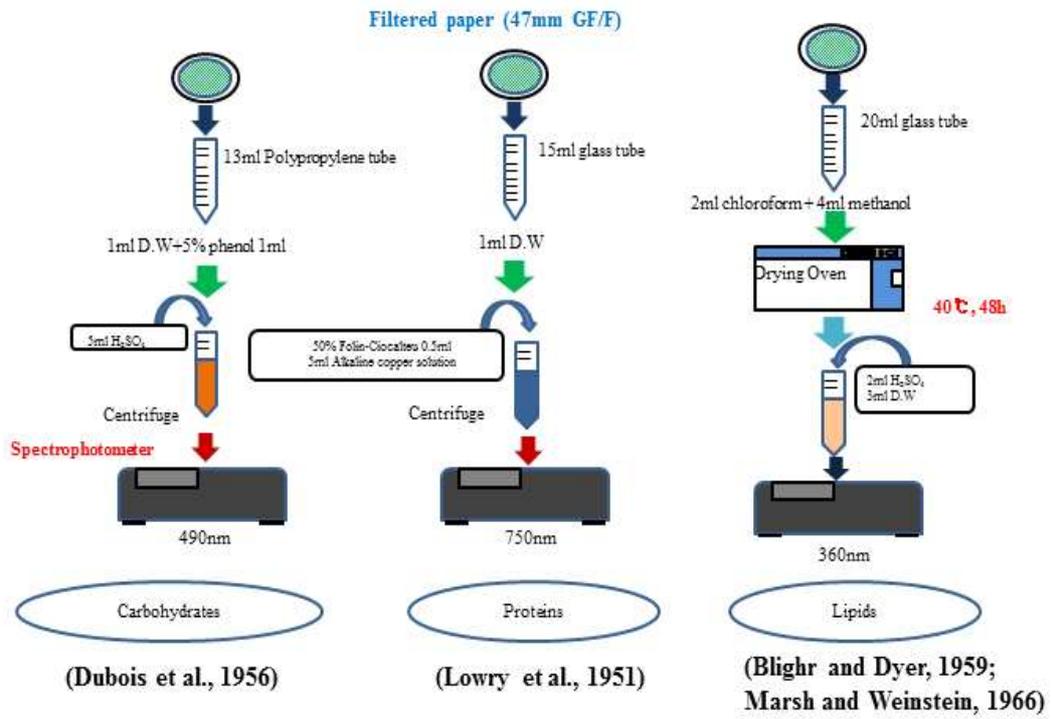


그림 4. 식물플랑크톤 체내 생화학 조성 분석 방법 모식도



## 제 2 절 결과

### 1. 로스 해에서의 입자태 유기 탄소 분포 파악 - Fabino et al., 1993; Smith and Nelson, 1985

Smith and Nelson (1985)의 1983년 1월과 2월동안 8개 정점에서 수행된 연구 결과에 따르면 로스 해에서의 입자태 유기 탄소는 92.5에서 737.5  $\mu\text{g/L}$ 의 값을 나타냈으며, 평균은 391.4  $\mu\text{g/L}$ 이었다 (표 1.1). 남극 대륙에 가까운 36번 정점에서부터 남극 대륙에서 떨어진 41번 정점까지 입자태 유기탄소의 양이 높게 나타나다가 42~43번 정점에서는 급격하게 감소하는 경향을 보였다 (그림 5, 표 1).

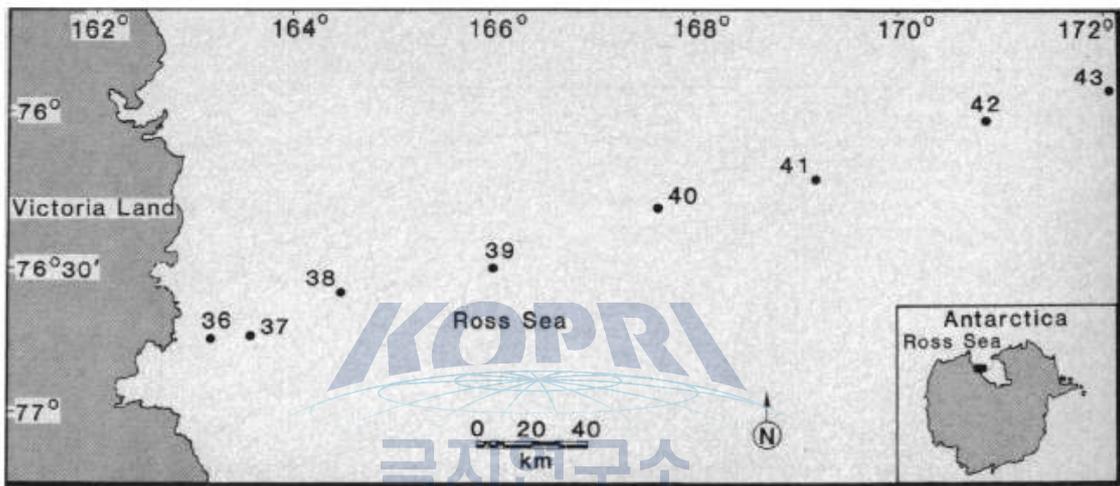


그림 5. 연구지역 (Smith and Nelson, 1985)

표 4. 정점별 입자태 유기탄소  
(Smith and Nelson, 1985)

정점	Surface particulate carbon ( $\mu\text{g/L}$ )
36	223.4
37	450.4
38	372.3
39	588.5
40	737.5
41	475.6
42	191.0
43	92.5
평균	391.4

Fabino et al. (1993)는 1989년 여름, 로스 해에서 입자태 유기 탄소의 분포에 관한 연구를 수행하였다. 총 10개의 정점에서 연구를 수행하였으며 (그림 6), 각 정점의 정보는 아래의 표 2와 같다. 일반적으로 남극 대륙에서 멀어질수록 각 수심들(Bottom 수심, 유광층 수심, 혼합층 수심)이 증가하는 경향을 보였다 (표 2).

표 2. 연구지역 정점 정보 (Fabino et al., 1993)

STATION	DATE	LAT.	LONG.	BOTTOM (m)	PHOTIC DEPTH (m)	Zmix (m)	TEMP. (C)	SALINITY (PSU)
2	25-Nov-89	61° 51.10 S	172° 26.76 E	3500	65	208	2.54	34.044
5	05-Dec-89	64° 53.19 S	161° 54.63 E	2550	20	44	-0.96	34.174
8	14-Dec-89	66° 19.11 S	174° 03.57 E	3257	50	60	-1.11	34.066
10	23-Dec-89	71° 13.55 S	179° 49.9 E	1500	50	51	-1.30	34.058
15	28-Dec-89	72° 20.73 S	179° 47.09 E	2150	66	57	-0.76	34.206
17	30-Dec-89	73° 13.51 S	179° 50.28 E	526	61	72	-0.55	34.240
19	01-Jan-90	74° 56.88 S	179° 49.08 E	440	39	47	-0.57	34.374
21	03-Jan-90	74° 59.08 S	174° 52.43 E	340	55	78	-0.25	34.332
23	05-Jan-90	74° 59.59 S	169° 59.84 E	335	15	12	1.30	33.932
25	07-Jan-90	74° 56.80 S	165° 14.79 E	875	14	14	-0.14	33.207

표 3. 정점별 입자태 유기탄소 (Fabino et al., 1993)

정점	평균 입자태 유기탄소 (µg/L)
2	102.5
5	428.9
8	196.0
10	118.7
15	101.0
17	115.1
19	161.8
21	101.9
23	498.2
25	445.0
평균	226.9

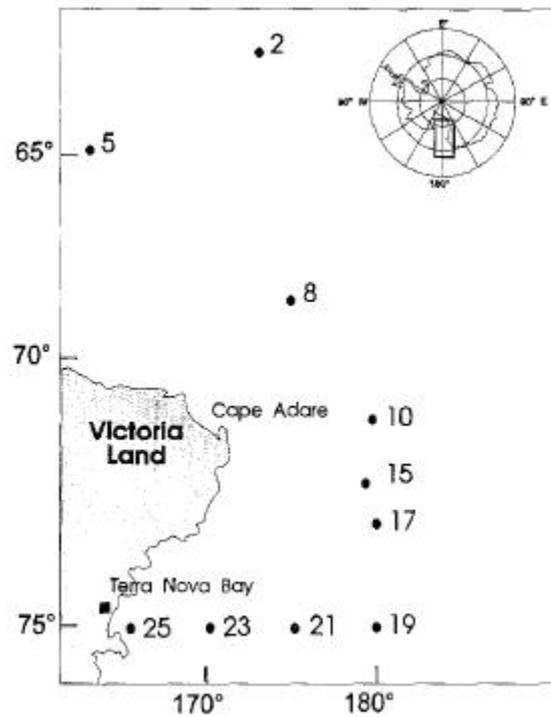


그림 6. 연구지역 (Fabino et al., 1993)

유광층 수심에서의 평균 입자태 유기 탄소의 농도는 101.0에서 498.2  $\mu\text{g/L}$ 의 범위를 보였으며, 평균 농도는 226.91  $\mu\text{g/L}$ 를 나타냈다. 남극 대륙으로부터 멀어질수록 입자태 유기탄소가 감소하는 경향을 보였으며, 5번 정점에서는 예외적으로 높은 유기탄소 농도가 나타났다 (표 3).

## 2. 로스 해에서의 식물플랑크톤 체내 생화학 조성 분포 - Fabino et al., 1993

Fabino et al. (1993)은 같은 연구기간 동안 로스 해에서 입자태 유기 탄소의 구성에 관한 연구를 수행하였다 (그림 6, 표 4). 이 입자태 유기 탄소는 탄수화물, 단백질, 지방으로 구분되며, 식물플랑크톤의 광합성 과정 중 체내로 합성되는 생화학 물질들이다. 이들의 체내 조성 물질의 양과 상대적인 비(ratio) 또한 탄소 거동을 파악함에 있어서 중요한 정보를 제공하기 때문에 그 연구의 중요성이 크다.

표 4. 정점별 입자태 유기 탄소 구성 (탄수화물, 단백질, 지방)  
(Fabino et al., 1993)

정점	탄수화물 ( $\mu\text{g/L}$ )	단백질 ( $\mu\text{g/L}$ )	지방 ( $\mu\text{g/L}$ )	
유광층 수심 (Photoc layer)	2	96.2	46.5	10.6
	5	164.8	249.2	43.1
	8	82.1	167.7	19.1
	10	88.0	46.0	6.9
	15	34.5	41.0	5.0
	17	37.8	70.9	9.6
	19	88.9	123.0	15.0
	21	43.1	86.2	14.5
	23	199.9	383.9	71.3
25	164.7	485.2	48.9	
평균	100.0	170.0	24.4	
비유광층 수심 (Aphotic layer)	2	50.1	22.9	12.9
	5	33.1	10.1	7.5
	8	38.3	12.5	5.1
	10	19.0	7.9	4.0
	15	16.0	9.4	4.6
	17	17.2	10.9	3.2
	19	14.8	10.2	3.3
	21	12.9	11.6	3.8
	23	175	18.3	4.9
25	21.8	23.1	4.1	
평균	39.8	13.7	5.3	

유광층 수심에서는 단백질이 평균 170.0  $\mu\text{g/L}$  로 가장 높은 함량을 나타냈고, 다음으로 탄수화물 164.7  $\mu\text{g/L}$ , 지방 24.4  $\mu\text{g/L}$  순으로 나타났다 (표 4). 그에 반해 비유광층 수심에서는 입자태 유기 탄소 구성이 탄수화물이 평균 39.8  $\mu\text{g/L}$ 로 가장 높은 함량을 나타냈고, 다음으로 단백질 13.7  $\mu\text{g/L}$ , 지방 5.3  $\mu\text{g/L}$  로 나타났다.

### 3. 로스 해에서의 탄소 수송 (Carbon export) - DiTullio et al., 2000

DiTullio et al. (2000) 는 남극 로스 해에서 *Phaeocystis antarctica* bloom에 의한 빠른 탄소 수송에 관한 연구 결과를 보고하였다. 이들은 연구기간동안 식물플랑크톤 bloom을 관측하였으며, bloom 중심 지역의 수심 통합 chlorophyll a의 농도는 400  $\text{mg m}^{-2}$ 로 바깥쪽의 chlorophyll a 농도의 약 4배정도 높은 값을 나타내었다 (그림 7. a). 로스 해에서 *P. antarctica*의 현존량을 나타내는 화학적 지시자인 DMS의 농도가 bloom이 일어난 해역에서 높게 나타났으며 (그림 7. d) (DiTullio and Smith, 1995), 이를 통해 연구기간동안의 bloom은 *P. antarctica*에 의한 것으로 사료된다.

수심 450-500에서 얻어진 *P. antarctica* 에 대한 photosystem II 의 photochemical quantum efficiency (variable/maximal fluorescence ( $F_v/F_m$ )) 는 0.20에서 0.25의 범위를 나타냈다 (그림 8). 이 값이 약간의 생리적 스트레스를 나타내지만, 표층의 값(0.3-0.4)과 유사한 값으로 저층의 *P. antarctica*의 광합성 능력이 표층의 *P. antarctica*에 비해 크게 떨어지지 않음을 의미한다. 즉 저층의 *P. antarctica* 가 표층 부근으로부터 빠르게 export 된다는 것이다. 실제 로스 해에서 bloom기간 동안 *P. antarctica* aggregates의 빠른 침강 속도(약 200m  $\text{day}^{-1}$  이상)가 측정 되었으며 (Asper and Smith, 1999), 이것은 이론적으로 *P. antarctica* 셀이 1-2일 만에 심해로 도달할 수 있음을 의미한다.

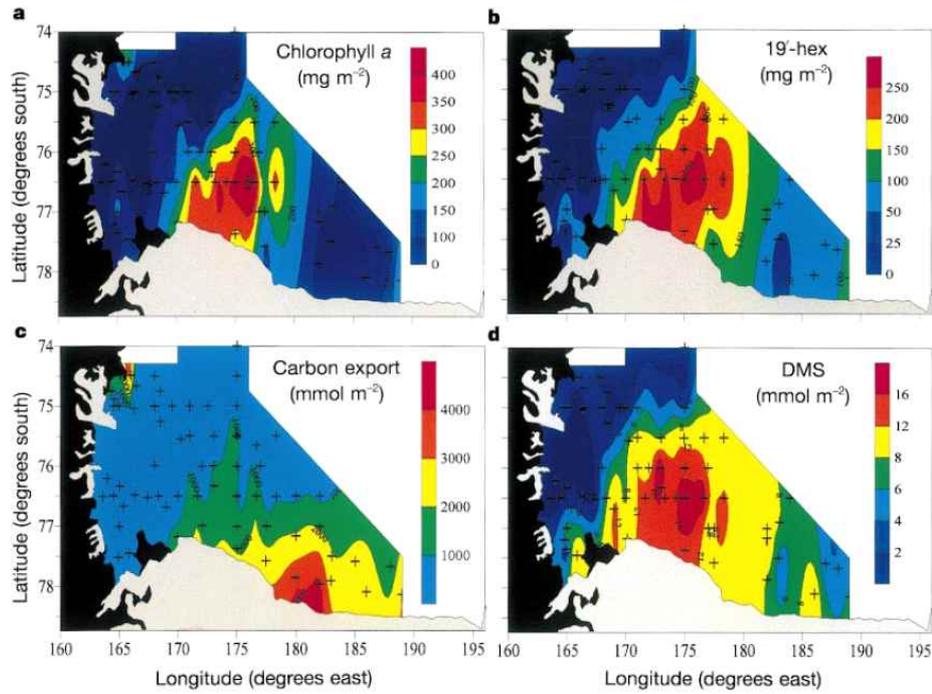


그림 7. 크루즈 기간 동안 (1996년 12월 18일부터 1997년 1월 8일) 측정된 수심 통합 값 (0-150m); (a) chlorophyll a, (b) 19'-hexanoyloxyfucoxanthin (19'-hex), (c) carbon export, (d) dimethylsulphide (DMS)

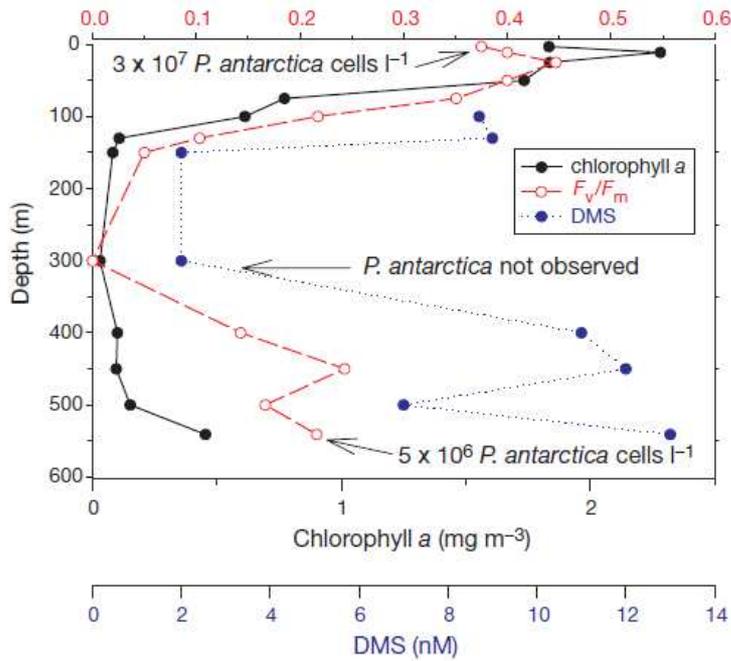


그림 8. Ross Ice Shelf (76.1°S, 174°W) 주변에서의 *P. antarctica* 셀 개수, chlorophyll a, DMS 농도,  $F_v/F_m$  의 수직 프로파일

로스 해에서 particulate dimethylsulphoniopropionate (DMSPp; DMS의 intracellular precursor) 농도는 표층으로부터 P. antarctica의 export의 지시자로 이용될 수 있다. 따라서 P. antarctica에 의한 탄소의 빠른 수송의 가장 확실한 증거는 표층 퇴적물에서 측정된 DMSPp이다. 실제 1998년 11월에 표층 퇴적물에서 높은 농도의 DMSPp 농도가 측정 되었으며, 이는 P. antarctica에 의한 carbon export가 있었음을 의미 한다 (그림 9).

Sedwick et al. (2000)는 계절에 따른 철 이용의 제한이 P. antarctica의 bloom을 종료시킨다고 보고하였으며, 이는 로스 해가 철 비옥화를 통해 보다 많은 양의 탄소를 저층으로 운반할 수 있음을 암시한다.



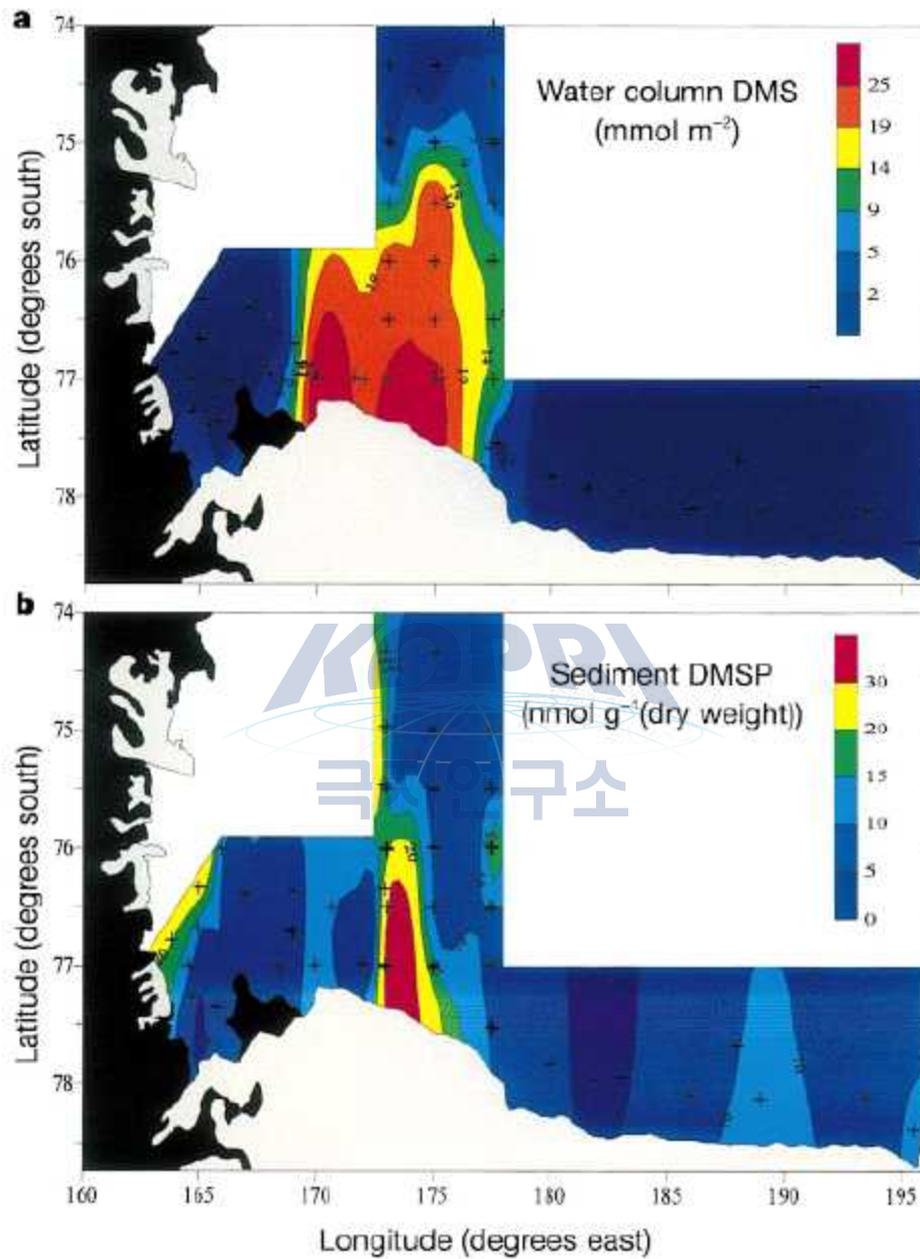


그림 9. 로스 해에서 초기 bloom 기간 동안 (1998년 11월) 측정된 (a) 수심 통합(0-150m) DMS 농도와 (b) 표층 퇴적물에서의 DMSP 농도의 공간적 분포

4. 로스 해에서의 일차생산성 및 탄소 저감 특성과 철의 영향 - Arrigo, 2003; Coale et al., 2003; Smith Jr et al., 2014

로스 해는 남극에서 생물량이 높다고 알려진 해역 중에 하나이며, 영양염의 농도도 드물게  $10 \mu\text{mol L}^{-1}$  이하로 감소되는 해역으로 남극해 탄소 순환에 중요한 역할이 있는 주요 이산화탄소 저감지이다. 특히 식물플랑크톤 bloom 시기에는 이산화탄소 저감이 충분히 발생하여 해양표층과 대기간의 양의 이산화탄소 변화도를 야기하므로 이산화탄소의 유입을 가능하게 한다. 최근, 시뮬레이션의 결과, 전체적인 남극해의 총 이산화탄소의 25% 이상을 저감 시킨다는 결과가 보고된 바 있다. 생산성의 경우, 년 간 일차생산성은 약  $83.4 \text{ Tg C } y^{-1}$  ( $= 0.82 \text{ g C } m^{-2} d^{-1}$ )에 달한다. 이러한 높은 일차생산량에도 불구하고 식물플랑크톤이 성장하는 기간 동안 영양염은 거의 고갈 되지 않는 것이 특징이고 이는 주로 철의 농도가 (특히 여름에) 제한적으로 작용하였기 때문이다.

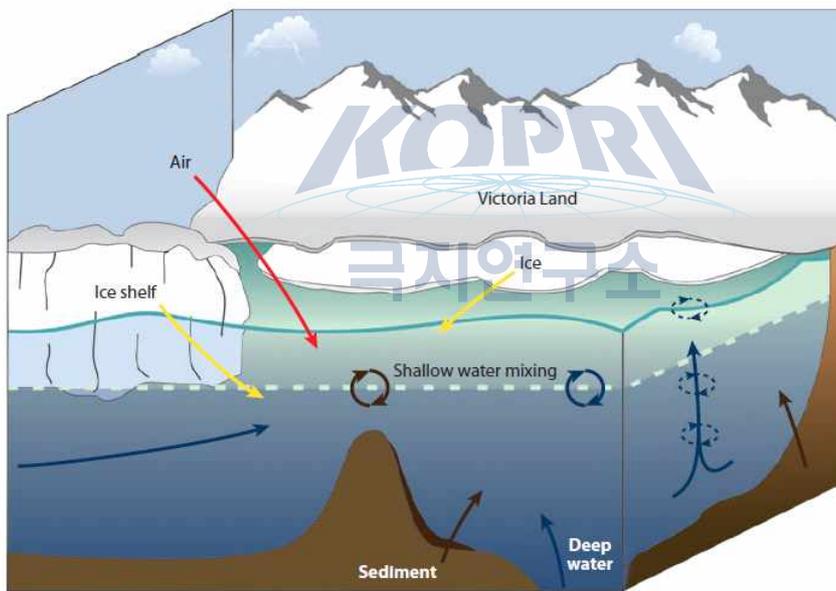


그림 10. 로스 해에서의 잠재적 철 소스의 모식도

그림 10에서 나타난 바와 같이 남극해에서 철의 유입원은 해저의 퇴적물, 해빙과 빙하, MCDW(Modified Circumpolar Deep Water)등 여러 가지 가 있지만, 철의 가용성이 식물플랑크톤의 성장을 낮추는 바는 공공연한 사실이다. 이러한 제약에도 불구하고 여러 현장조사와 위성자료를 토대로 일차생산성을 파악해본 결과, 로스해의 생산성은 매우 크다고 보고되고 있다. 이전연구에 따르면 전체적인 로스해의 일차생산량은 남극해의 총 년 간 일차 생산성의 1/3에 달했으며, 그 값은  $68.9 \text{ g C } m^{-2} y^{-1}$  ( $= 189 \text{ mg C } m^{-2} d^{-1}$ ). 또한, 남극해 중에 가장 생산성이 높은 로스해의 대륙붕에서는  $179 \text{ g C } m^{-2} y^{-1}$ 의 매우 높은 생산력이 보고된 바 있다. 표 5에 정리된 바와 같이, 영양염이 부족한 때에도 로스해의 일차생산량은 높게 나타났다.

표 5. 영양염 감소에 기반한 net community production 추정 값

Time period	Annual production (g C m <sup>-2</sup> )	Annual production (g C m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )
<b>Nitrogen</b>		
2001–2002	61.7	0.64
2003–2004	252	2.60
2004–2005	72.4	0.80
2005–2006 ( <i>n</i> = 12)	89.8	0.98
2005–2006 ( <i>n</i> = 58)	74.0	0.89
2010	58.8	0.71
<b>Silicon</b>		
2001–2002	35.0 (43.3%)	0.36
2003–2004	105 (58.5%)	1.08
2004–2005	27.9 (61.4%)	0.31
2005–2006 ( <i>n</i> = 12)	11.5 (87.2%)	0.13
2005–2006 ( <i>n</i> = 58)	27.9 (39.2%)	0.54
2010	14.0 (61.2%)	0.27

For silicon, numbers in parentheses are the percentage of production attributable to nondiatomaceous forms (largely *Phaeocystis antarctica*).

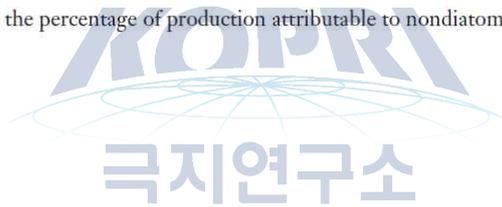


표 6. 로스 해 남서 해역의 수괴 특성

	Ross Sea Polynya	Terra Nova Bay Polynya	Eastern Shelf
Dominant phytoplankton	<i>P. Antarctica</i>	diatoms	diatoms
Peak of bloom	late December	late January	late December
Mixed layer depth	~50 m	20–30 m	<20 m
Wind stress	moderate	high	moderate
Prebloom Fe abundance	0.3–0.5 nM	0.5–0.7 nM	0.7–0.9 nM
Fe exhaustion	yes	yes	no
NO <sub>3</sub> exhaustion	no	no	yes
Zooplankton abundance	extremely low	moderate	high
Annual production	higher	high	highest

로스 해는 생산성이 높을 뿐만 아니라, 침강효율이 상대적으로 높아 그 의의가 더 크다. 이러한 기작에 대해서는 여전히 연구 중에 있으나 아마 유기물의 응집되어 이러한 결과를 야기했을 가능성이 크다고 알려져 있다.

앞서, 로스 해에서 일차생산성이 높지만, 철의 가용성이 제한적이라고 하였다. 남극해에서 특히 여름철에 고갈될 가능성이 높은 철은 식물플랑크톤의 성장에 영향을 준다고 알려져 있으며, 영양염의 농도도 조절하는 주요한 인자이다. 철의 농도가 식물플랑크톤의 성장을 증대시킬 수 있을 만큼 충분하다면, 표층의 영양염, 대표적으로 질산염의 농도는 2/3 정도까지 감소시킬 수 있을 정도로 그 영향력이 크다.

표 6에 정리된 바와 같이, 철의 농도가 높을 때 질산염이 고갈되는 현상이 야기될 수 있으며 이는 높은 일차 생산성을 유발할 수 있다.

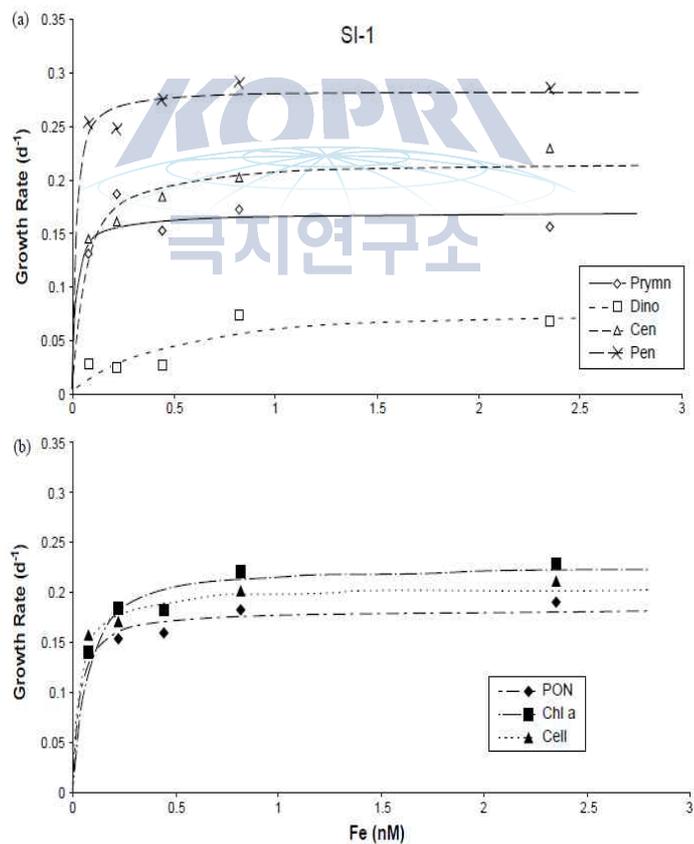


그림 11. 철 농도와 식물플랑크톤 종에 따른 성장률 사이의 관계

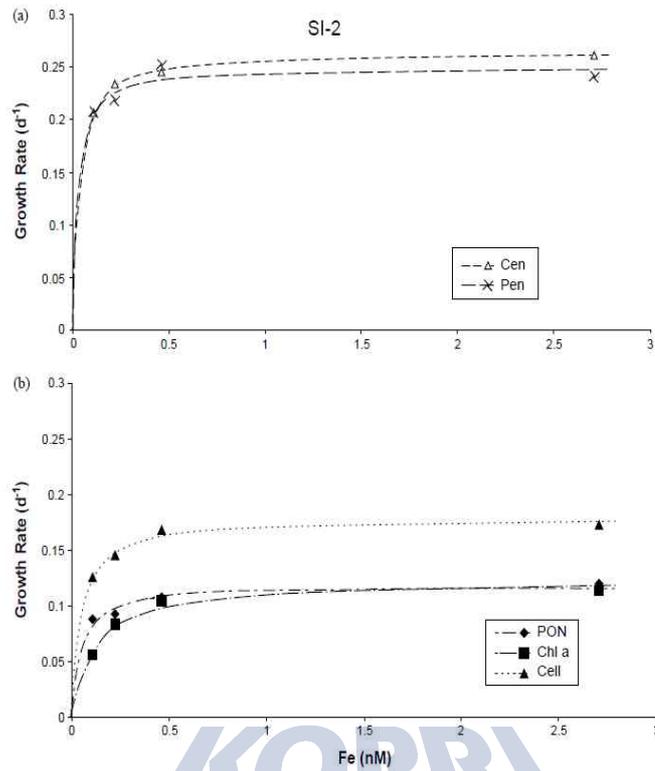


그림 12. 철 농도와 식물플랑크톤 종에 따른 성장률 사이의 관계

표 7. 철 농도와 식물플랑크톤 종에 따른 성장률 사이의 관계

	Species	Initial	Control	0.2 Fe	0.5 Fe	1.0 Fe	2.5 Fe	Zn	Fe+Zn
SI-1	Small pennates	0.217	4.932	5.8	9.74	14.3	10.9	4.65	13.89
	<i>Pseudonitzschia</i>	0.01	1.13	0.65	1.45	1.67	1.76	0.83	1.68
	<i>Nitzschia</i>	0.02	1.11	0.82	1.47	2.2	1.39	0.94	1.31
	<i>Chaetoceros</i>	0.07	0.95	1.65	2.71	2.7	3.54	1.07	4.01
SI-2	Small pennates	0.029	0.429	0.659	1.115	0.783	1.049	0.438	0.468
	<i>Pseudonitzschia</i>	0.016	0.661	0.718	1.311	0.497	1.195	0.411	0.455
	<i>Nitzschia</i>	0.023	0.292	0.614	1.509	0.43	0.908	0.302	0.284
	<i>Chaetoceros</i>	0.062	0.785	0.867	0.68	0.977	1.772	0.703	0.689
	<i>Rhizosolenia</i>	0.001	0.051	0.068	0.07	0.084	0.074	0.078	0.067
SII-3	Small pennates	2.23	7.34	8.91	12.1	25.0	22.4	6.04	16.5
	<i>Fragillariopsis</i>	0.239	0.802	0.872	1.71	1.99	2.47	0.35	2.66
	<i>Pseudonitzschia</i>	0.344	2.89	6.2	7.15	7.18	7.63	3.64	7.86
	<i>Nitzschia</i>	1.22	4.46	7.33	7.72	5.86	7.74	4.09	6.99
	<i>Phaeocystis</i>	0.196	0.435	1.11	9.79	13.5	11.0	1.07	10.2
	<i>Chaetoceros</i>	0.133	0.953	0.836	1.78	1.89	2.64	1.32	3.67
	<i>Thalassiosira</i>	0.026	0.058	0.05	0.098	0.097	0.118	0.036	0.087
SII-4	Small pennates	1.14	4.78	3.39	4.27	4.78	3.78	1.66	3.13
	<i>Fragillariopsis</i>	0.039	0.771	0.458	0.366	0.662	0.605	0.248	0.939
	<i>Pseudonitzschia</i>	0.011	0.289	0.338	0.571	0.636	0.644	0.055	0.913
	<i>Nitzschia</i>	0.011	0.036	0.031	0.046	0.053	0.055	0.012	0.062

그림 11과 그림 12 및 표 7에서도 철의 농도 증가에 따른 여러 종의 식물플랑크톤 및 생물량의 증가를 실험적으로 나타내고 있다. 이러한 결과들은 철의 유입량의 변동성은 일차생산을 포함하는, 전체적인 식물플랑크톤 군집에 극적인 영향을 미칠 수 있다는 사실을 뒷받침해준다.

5. 로스 해에서 미량원소(철, 망간)의 공간적 분포와 계절적 영향 - Sedwick et al., 2000

일반적으로 HNLC(high nitrate low chlorophyll) 해역에서 용존 상태의 철은 식물플랑크톤의 생산을 조절하는 주요 요소이다. 남극의 로스해의 경우, 여러 배양실험을 통해 용존 상태의 철이 식물플랑크톤의 성장률과 생산에 많은 영향을 끼치는 것으로 나타났다.

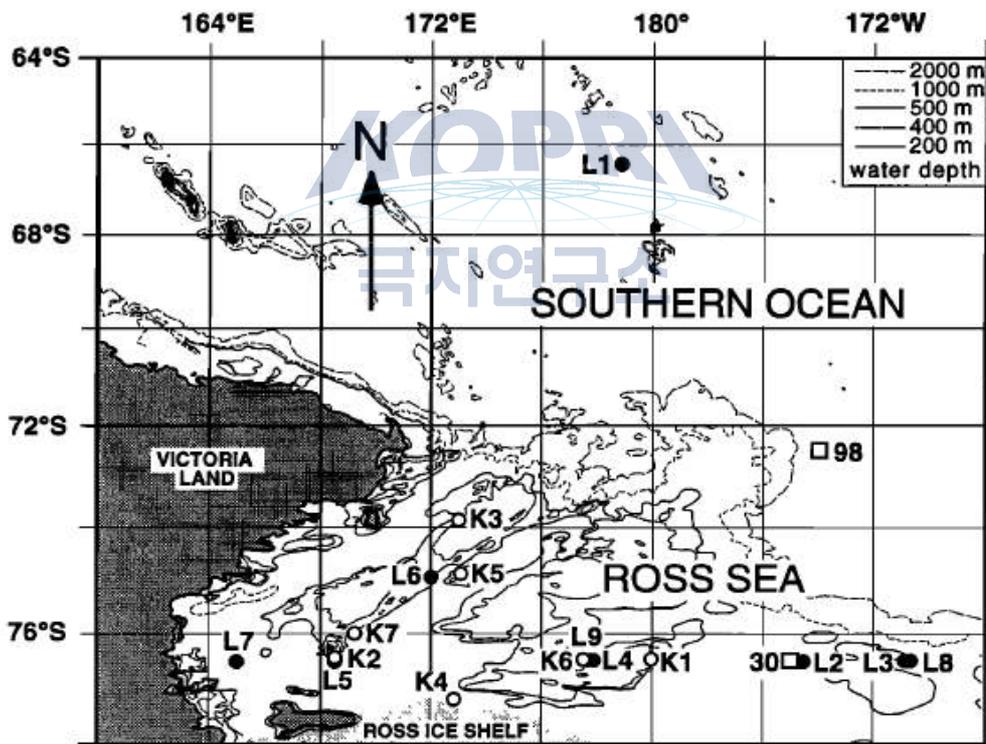


그림 13. 연구지역

본 연구에서는 남극 로스해에서 1994년 봄철, 1995년 여름철의 각 정점별 수괴의 철과 망간의 농도를 측정하고 식물플랑크톤의 성장과 생산에 trace metal이 어떠한 영향을 끼치는지 알기 위해 iron and mananese measurements를 수행하였다 (그림 13.). 1994년 봄철은 많은 해역이 해빙으로 둘러싸여 있으며 복잡한 수직적 분포가 나타났으며 비교적 높은 철의 농도(>0.5 nM)가 관측되었다. 대조적으로 1995년 여름철에는 해빙이 거의 존재하지 않고 상대적으로 부드러운 수직적 분포를 나타냈으며 특히 철의 농도(<0.5 nM)가 표층에서 낮게 나타났다. 배양 실험을 통해서 여름철 sea ice melting과 같은 현상으로 인해 철의 공급이 되지 않는 정점에서는 철이 제한요소로 작용하여 식물플랑크톤의 군집 성장이 제한적으로 일어나는 것을 확인할 수 있었다.

1994년 봄철의 DFe, TDFe, DMn의 농도의 범위는 0.45-3.8 nM (평균=1.0 nM), 0.66-7.12 nM(평균=2.7 nM), 0.08-0.83 nM(평균=0.48 nM)로 나타났으며, DFe, TDFe, DMn의 농도 모두 중위도의 연안과 유사하게 전반적으로 높은 값을 보였다 (그림 14). 주요 영양염의 평균 또한 높게 나타났다 (>18 uM 질산염, >1.4 uM 인산염, > 65 uM 규산염).

1995년 여름철 L3과 L5 정점을 제외한 나머지 정점은 해빙이 거의 존재하지 않았으며, 주요 영양염의 농도 또한 1994년에 비해 비교적 낮은 값을 보였지만 식물플랑크톤의 성장에 큰 영향을 미치지 않는 것으로 나타났다. TDFe, DMn의 농도는 0.27-9.17 nM(평균=2.31 nM), 0.03-0.79 nM(평균=0.39 nM)로 1994년과 큰 차이를 보이지 않았다. 하지만 DFe 농도의 경우, L3의 정점을 제외한 나머지 정점에서 0.09-0.57 nM(평균=0.23 nM)로 1994년에 비해 매우 낮은 농도를 보였다. 또한 대부분의 정점에서 수심이 증가함에 따라 철과 망간의 농도가 증가하는 것으로 나타났는데 이는 퇴적물로부터 기원된 철과 망간에 의한 것으로 사료된다.

일반적으로, 해수 중 용존 무기 철(DFe)는 식물플랑크톤의 성장뿐만 아니라 군집 구조에도 영향을 미친다고 알려져 있으며 그 영향력은 적어도 남극해에서는 발생한다. 본 연구에서도 배양 실험을 통해 이러한 철의 중요성을 알 수 있었다. 로스해에서 가장 높은 일차생산성이 관측된 시기는 철이 풍부한 시기인, 봄과 초여름이었다. 또한, 철의 농도에 따른 식물플랑크톤의 군집 구조를 살펴본 결과, 철이 풍부한 환경에서는 상대적으로 작은 종에 비해 규조류의 성장에 더 우호적으로 작용한다는 사실을 알 수 있었다. 요약하자면, 로스해에서는 식물플랑크톤은 낮은 (< 0.2 nM) 용존 무기 철(DFe)의 농도에 의해 그 성장이 제한되며 특히 여름철에 더 제한되었다.

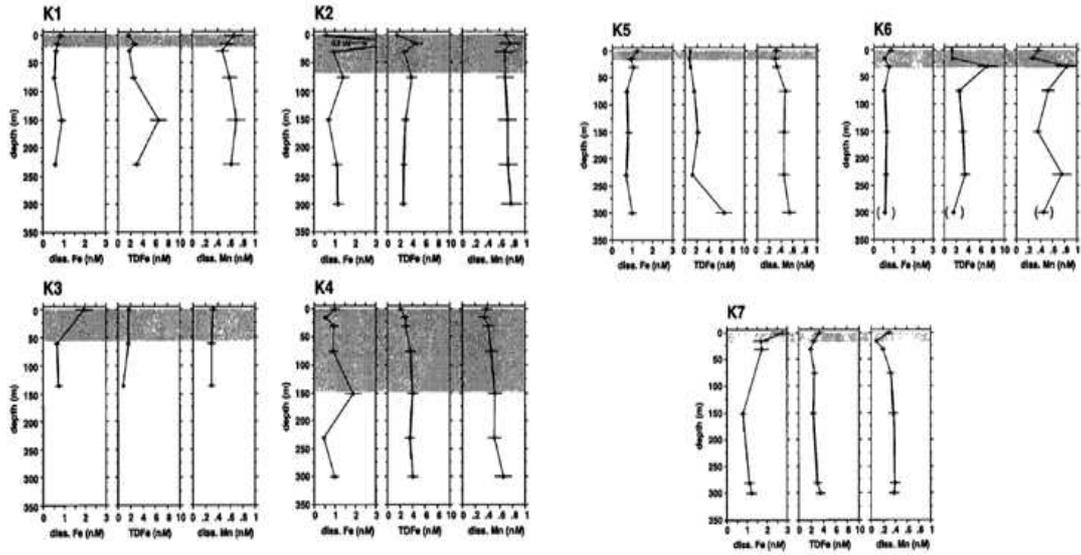


그림 14. 1994년 봄철 DFe (dissolved iron), TDFe (total dissolvable iron), DMn(dissolved manganese)의 수직적 분포

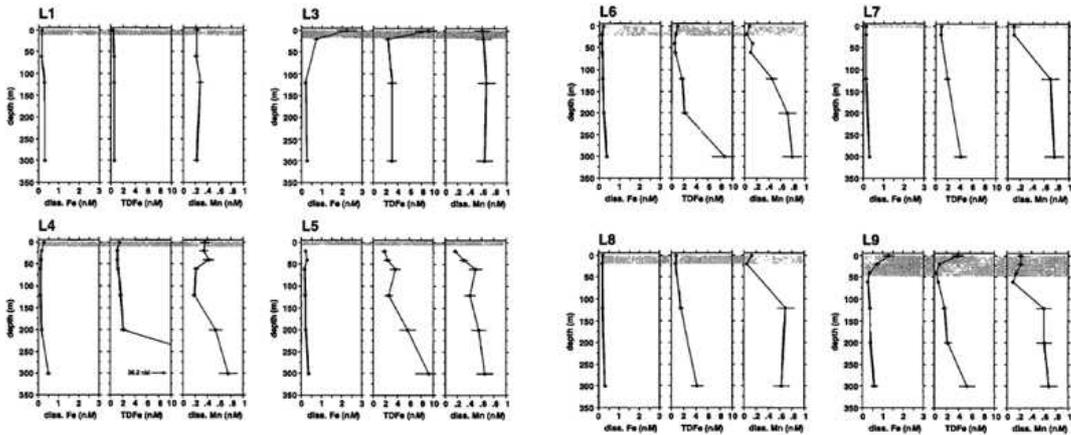


그림 15. 1995년 여름철 DFe (dissolved iron), TDFe (total dissolvable iron), DMn(dissolved manganese)의 수직적 분포

6. 로스해에서 미량 금속(철)의 농도와 식물플랑크톤의 성장과의 관계 - S.E. Fitzwater et al.

용존 미량 금속과 입자성 미량금속의 농도가 1990년 남극의 여름 동안에 두 개의 정선을 따라 측정되었다. 로스해의 남쪽 해역과 해안가에서의 총 Fe 농도는 북부 해역 보다 3.5배 높았다. 높은 철 농도를 보이는 해역은 일차생산성과 식물플랑크톤의 생물량이 높았으며 영양염이 상대적으로 낮은 해역과 일치하였다. 이것은 Fe가 로스해에서 식물플랑크톤 bloom의 위치를 조절하는 중요한 요소임을 보여준다. 입자성 Fe의 농도와 Mn과 Al의 농도는 로스해로의 철 공급의 두 가지 가능성을 알려준다. 하나는 대륙붕 퇴적물의 재 부유이며 해빙이 녹으며 그 속의 철이 방출되는 것이다.

로스해의 서부 연안은 남극해에서 식물플랑크톤 bloom이 가장 넓게 발생하는 해역으로 알려져 있다. 이러한 관점에서 1990년의 현장 조사 시기에서 결과들은 일반적이지 못했다. 남쪽 정선의 서쪽 끝자락에서는 해빙의 줄어드는 가장자리에서 diatom의 강한 bloom이 관측되었다. 이러한 bloom은 melt water의 lens에서 가장 활발했으며 주로 *Pseudonitzschia*의 세 개의 종으로 구성되어있었고 때때로 *Chaetoceros* 종의 높은 농도를 보였다. 다양한 식물플랑크톤으로 구성된 약한 bloom이 정선의 동부(Stn. 19)에서 관측되었다. *Pseudonitzschia* spp, centric diatom, *Phaeocystis antarctica*가 모두 수적으로 풍부했다. 엽록소 농도의 최댓값(8.19  $\mu\text{g/L}$ )이 meltwater lens에서 측정되었고 남쪽 정에서는 3.31  $\mu\text{g/L}$ 의 평균값을 보였다(그림 17. c). 북쪽 정선에 따라 관찰된 식물플랑크톤의 성장이 활발한 영역은 엽록소의 최대 농도가 2.42  $\mu\text{g/L}$ 인 연안 해역에서 발견되었다. 북쪽 정선에서의 평균 엽록소 농도는 남쪽 정선의 1/3(0.89  $\mu\text{g/L}$ )보다 작았다. 비록 수는 훨씬 작았지만 남쪽에서 우점 하였던 것과 같은 diatom들이 북쪽 정선에서 또한 우점 하였다.

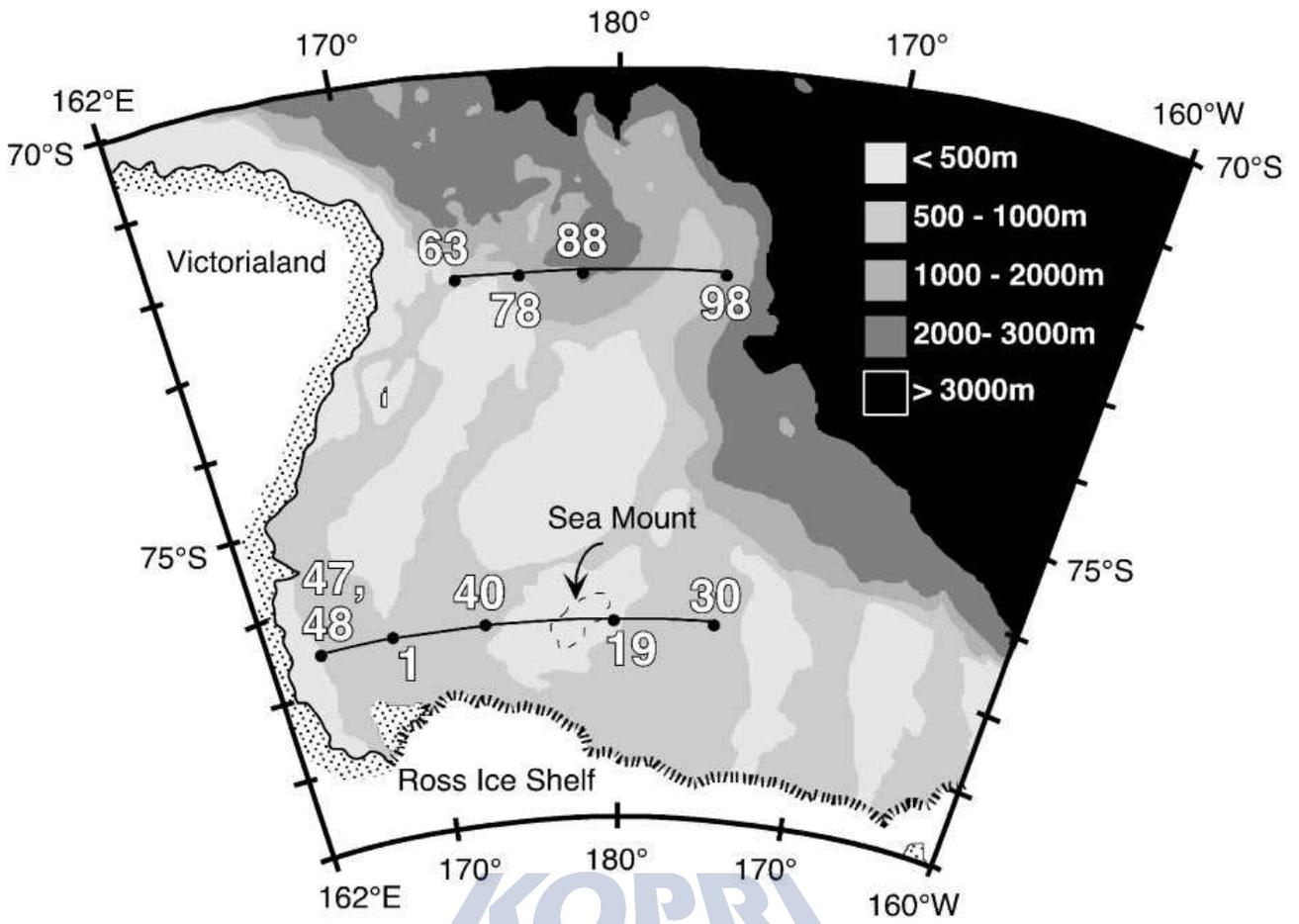


그림 16. 연구지역



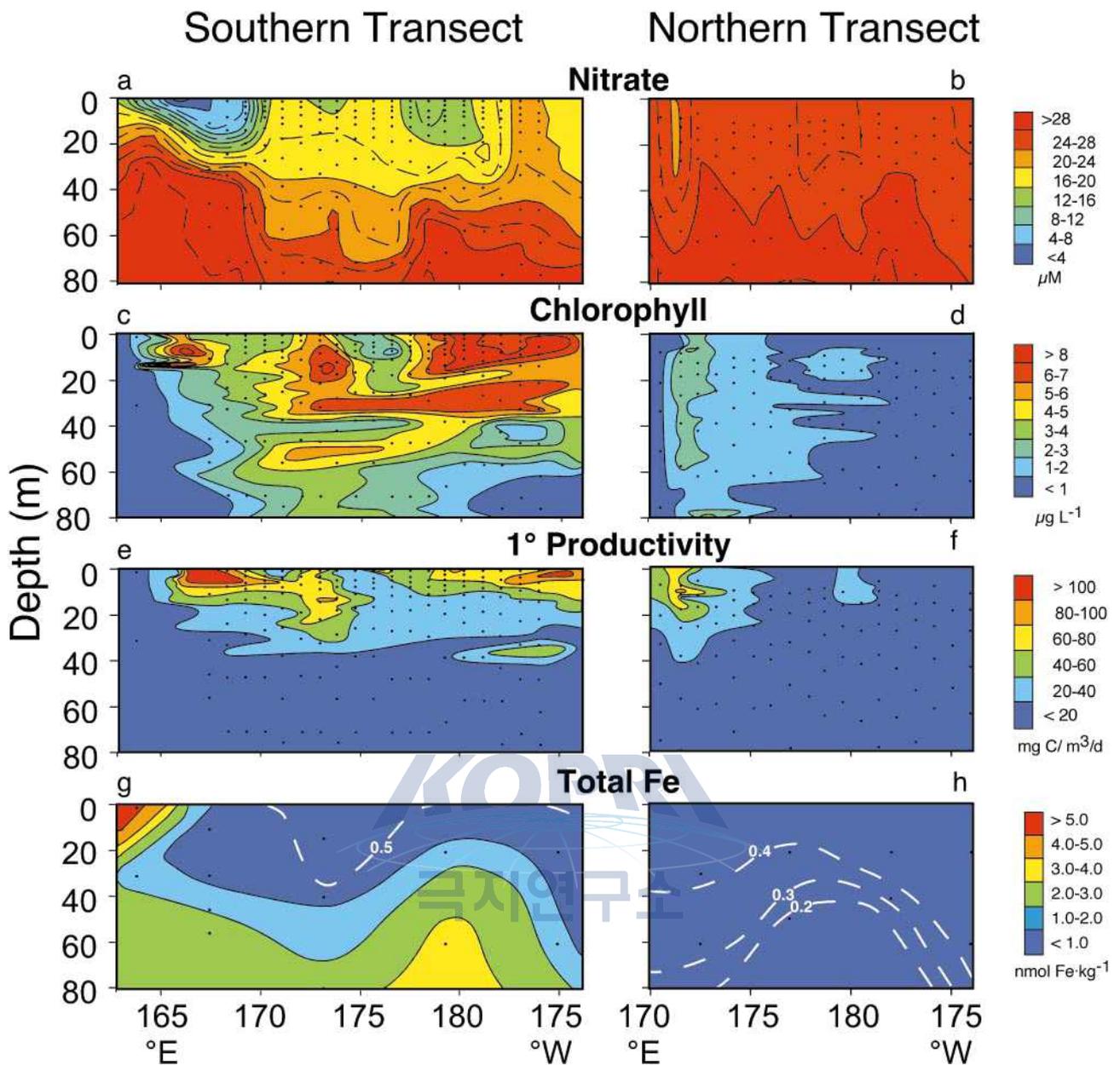


그림 18. 북쪽 정선과 남쪽 정선을 따라 존재하는 영양염, 엽록소, 1차 생산성, 총 Fe의 수직적 분포

7. 로스해에서의 식물플랑크톤의 철, 광량, 이산화탄소와의 상호 영향 - Feng et al. 2010

HNLC(High Nutrient Low Chlorophyll) 지역인 남극의 식물플랑크톤은 많은 환경적 요소에 의해 영향을 받는데, 대기 중의 이산화탄소의 농도가 높아짐에 따라 남극의 해양 생태계가 어떻게 반응하는지에 대한 관심이 증가하고 있다. 그리고 특히 남극 해양 식물플랑크톤에게 중요한 영향을 미치는 철의 농도에 따라

본 연구에서는 미량원소 철의 농도, 방사 조도, 이산화탄소 농도에 따라 식물플랑크톤의 생체량, 영양염 섭취율, 식물플랑크톤 군집 내 종 비율 등이 어떻게 변화하는지에 대해 연구하였다. 본 연구에서는 철을 인위적으로 첨가하였을 때에서 이산화탄소의 농도가 낮을 때와 높을 때, 철을 첨가하지 않은 대조군에서 이산화탄소의 농도가 낮을 때와 높을 때까지 총 4가지의 경우를 광량이 높을 때와 낮을 때로 구분하여 배양하였다. 초기 5일 동안의 배양기간을 T5라고 지칭하였고, 그 이후로 연속적 배양계 환경에서 13일간 배양을 더 진행하였다.

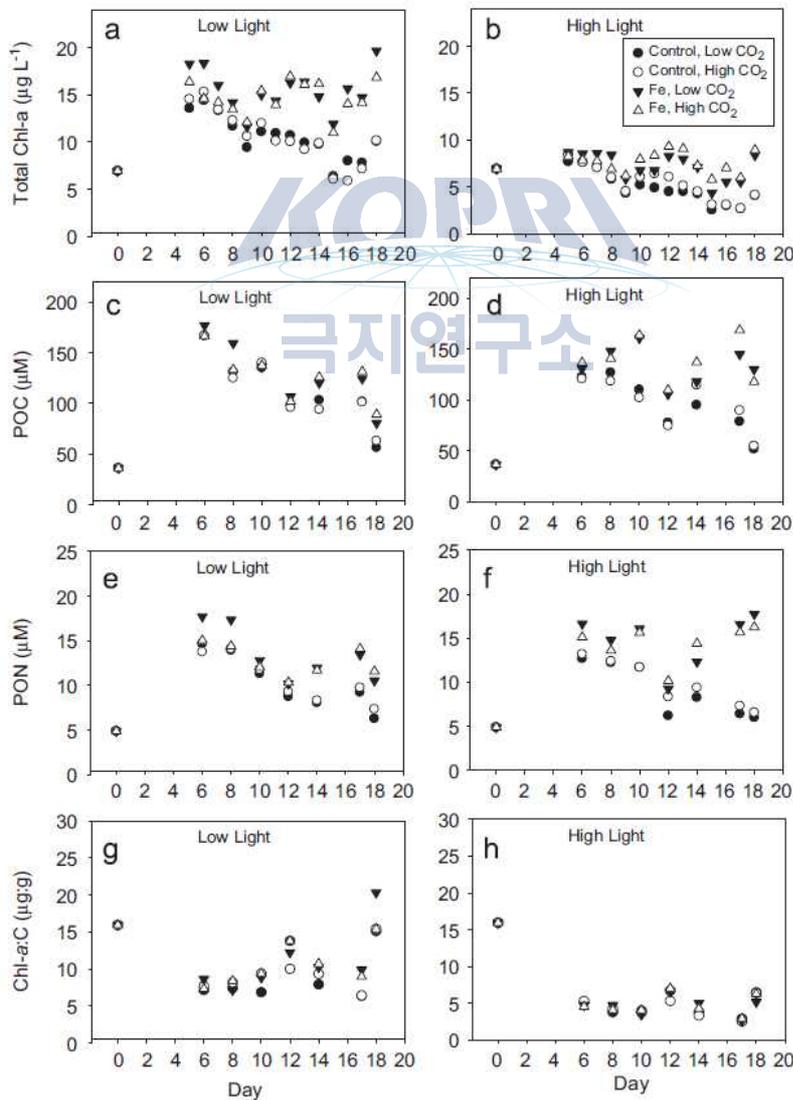


그림 18. 철의 농도, 방사조도, 이산화탄소의 농도에 따른 식물플랑크톤의 Chlorophyll-a, POC, PON, Chlorophyll-a:C

그림 18을 따르면 Chl-a 농도가 광량과 철의 농도에 따라 다르게 반응한 것을 알 수 있었다 (그림 18. a, b). 모든 pCO<sub>2</sub>와 철 실험에서 배양동안 평균적인 총 Chl-a 농도는 광량이 낮을 때 보다 높을 때 상당히 (50%) 낮았다. 두 광량 조건에서 모두 철을 추가하였을 때 Chl-a의 농도가 증가한 것을 볼 수 있었다. T18에서는 그 증감의 정도가 대조군에 비해 거의 2배정도 높게 나타났다 ( $p < 0.05$ ). 초기의 Chl-a 농도(T0)는  $6.9 \pm 0.2 \mu\text{g/L}$  이었다. 5일간의 배양 실험 이후에, 총 Chl-a 농도는 광량이 낮을 때는 상당히 증가한 반면, 광량이 높을 때는 크게 증가하지 않았다. 그리고 T5 이후로 초기에 비해 Chl-a의 농도의 감소를 볼 수 있다. 이는 희석에 의한 결과로 광량이 낮을 때는 광량이 높을 때에 비해 Chl-a의 농도가 천천히 감소하는 것을 볼 수 있었다.

POC 농도 또한 광량이 높을 때는 철의 농축에 크게 반응하였지만, 광량이 낮을 때는 철의 영향이 분명하게 관찰되지 않았다 (그림 18. c, d). 초기의 POC 농도는  $36.2 \pm 2.2 \mu\text{M}$  였고, 5일 동안의 배양 이후에는 농도가 상당히 증가하였다. 그리고 Chl-a의 결과와 마찬가지로 철을 추가한 경우에서 더 높은 POC 농도를 보였다. 희석이 시작된 후로 광량이 낮은 배양조건의 POC 농도는 6일 동안 모두 감소하였다. 그리고 그 후 5일 정도 철이 풍부한 배양조건의 POC 농도는 약간 높은 값으로 일정한 경향을 보였는데, 이는 희석되면서 제한되는 영양염과 생체량의 축적이 균형을 이루었다는 것을 지시한다. 광량이 높은 배양조건에서 철이 풍부한 경우를 살펴보면, 희석되는 환경에서도 POC의 농도가 높고 상대적으로 일정한 것을 볼 수 있다. PON의 경우도 POC와 유사한 것을 살펴볼 수 있는데, 이산화탄소의 농도가 변하는 것은 POC와 PON의 농도 변화에 분명한 영향을 가하지 않았다는 것을 확인하였다.

Chl-a:POC 비는 T0 이후로 모든 시점에서 높은 광량일 때보다 낮은 광량일 때 다소 높은 결과값을 보였다 (그림 18. g, h). 시료를 채취한 시점의 대부분에서 철과 이산화탄소의 이용가능성은 Chl-a:POC 비에 큰 영향을 미치지 않았다 ( $p > 0.05$ ). 마지막 날의 Chl-a:POC 비의 큰 증가는 Chl-a의 증가와 POC 농도의 감소 때문이다 (그림 18. a, c).

배양기간 동안 영양염의 농도 또한 다른 실험조건들에 반응하였는데, 특히 철의 농도에 따라 다른 결과를 보였다 (그림 19). 질산염, 인산염, 규산염 농도는 모두 초기 5일 동안의 배양 실험 후에 크게 감소하였지만, 이후의 배양기간 동안에는 훨씬 안정한 모습을 보였다. 연속적 배양계에서 다량 영양소는 제한조건이 아니라는 주장을 뒷받침하듯이 어느 거대 영양소도 배양 동안 결핍되지 않았다. 두 광량조건 모두에서 모든 영양염 농도는 T4-T18에서 대조군에서 보다 영양염이 농축된 조건에서 상당히 낮았다. 질산염과 인산염의 농도는 다른 방사조도 사이에서는 크게 다른 차이를 보이지 않았지만 (그림 19. a, b), 철과 이산화탄소의 농도가 같을 때, 규산염의 농도는 낮은 광량일 때 약간 더 낮은 결과값을 보였다 ( $p < 0.05$ ). 이 경향을 T4-T18까지 일정하게 유지되었다 (그림 19. c). Chl-a, POC, PON과 마찬가지로 영양염 농도는 다른 이산화탄소의 농도에는 크게 영향을 받지 않았다.

시료를 채집하였을 때, 철을 첨가하였을 때, 그리고 실험이 끝났을 때의 해수를 여과하여 총 용존 철의 농도를 측정하였다. 대조군에서는 초기와 마지막의 용존 철의 농도가 각각  $0.18 \pm 0.01 \text{ nM}$ ,  $0.15 \pm 0.01 \text{ nM}$  였고, 철 농축이 이루어진 실험에서는 초기와 마지막 용존 철의 농도가 각각  $1.08 \pm 0.01 \text{ nM}$ ,  $1.04 \pm 0.01 \text{ nM}$  이었다. 이를 비교해보았을 때, 대조군과 철 실험

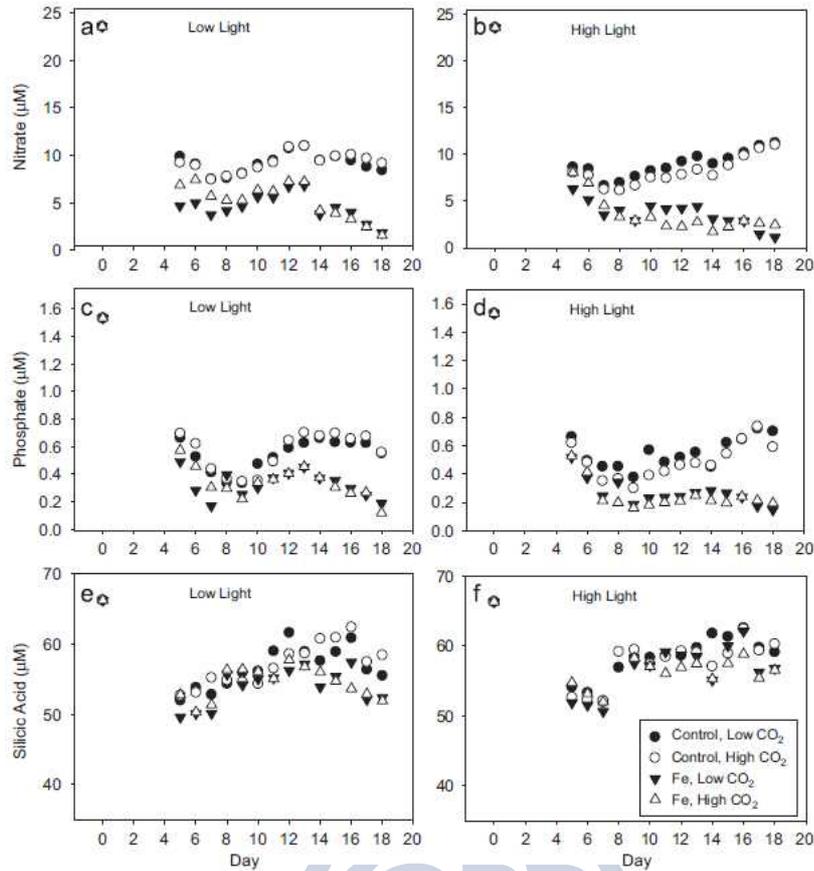


그림 19. 배양기간 동안 8가지 실험조건 하에서의 용존 영양염의 농도

혐균 모두 낮은 광량보다 높은 광량일 때의 용존 철의 농도가 낮았다. 그리고 앞서 언급했듯이 이산화탄소의 농도 차이 사이에서는 철 농도의 경향성이 분명하지 않았다.

광합성 색소 분석을 통해 배양 시 규조류 (fucoxanthin, (Fuco);  $965 \pm 38$  ng/L), 착편모조류, 특히 *P. antarctica* (19'-hexanolyox-yfucoxanthin, (Hex)  $439721$  ng/L)라는 두 가지 식물플랑크톤 그룹이 있다는 것을 알 수 있다 (그림 20). Fuco와 Hex의 변화들은 두 조류 그룹들의 상대적인 우점이 빛과 iron에 영향을 크게 받는다는 것을 알려준다. 색소 샘플들은 초기의 군집이 규조류에 의해 우점 된다는 것을 암시하며 (Fuco:Hex > 2) 이 결과는 현미경 관찰을 통해 뒷받침된다. Fuco의 농도는 모든 철, 이산화탄소 실험에서 낮은 광량 조건 보다 높은 광량 조건에서 상당히 낮았다 ( $p < 0.05$ ) (Fig. 4a). 두 광량 조건에서 Fuco의 농도는 철을 추가했을 때 상당히 높아졌으며 이것은 철이 추가된 후 규조류의 풍부도가 높아지는 것을 의미한다. 낮은 광량 조건에서 Hex의 높은 농도는 철 대조군, 실험군 모두에서 낮은 이산화탄소의 조건에서 발견할 수 있었다 (그림 20. b).

마지막 배양 시기에서의 Fuco:Hex의 비는 달라진 빛의 세기와 철의 농도에 의해 변화하였다 (그림 20. c). 두 빛의 세기 하에서의 높은 비율은 철을 추가한 두 실험에서 발견되었다. 분류군의 변화뿐만 아니라 배양 동안의 빛 적응은 조류의 보조 색소의 정도에 영향을 미칠 수 있지만, Fuco와 Hex 모두 이 과정에 의해 영향을 받았었다. 이것은 빛 적응의 변화에도 불구하고 Fuco:Hex 비가 여전히 군집 구성의 변화에 대한 의미있는 지표를 제공할 수 있다는 것

을 암시한다. 서로 다른 CO<sub>2</sub> 농도는 두 색소나 그들의 비율에 별 다른 영향을 미치지 않았다.

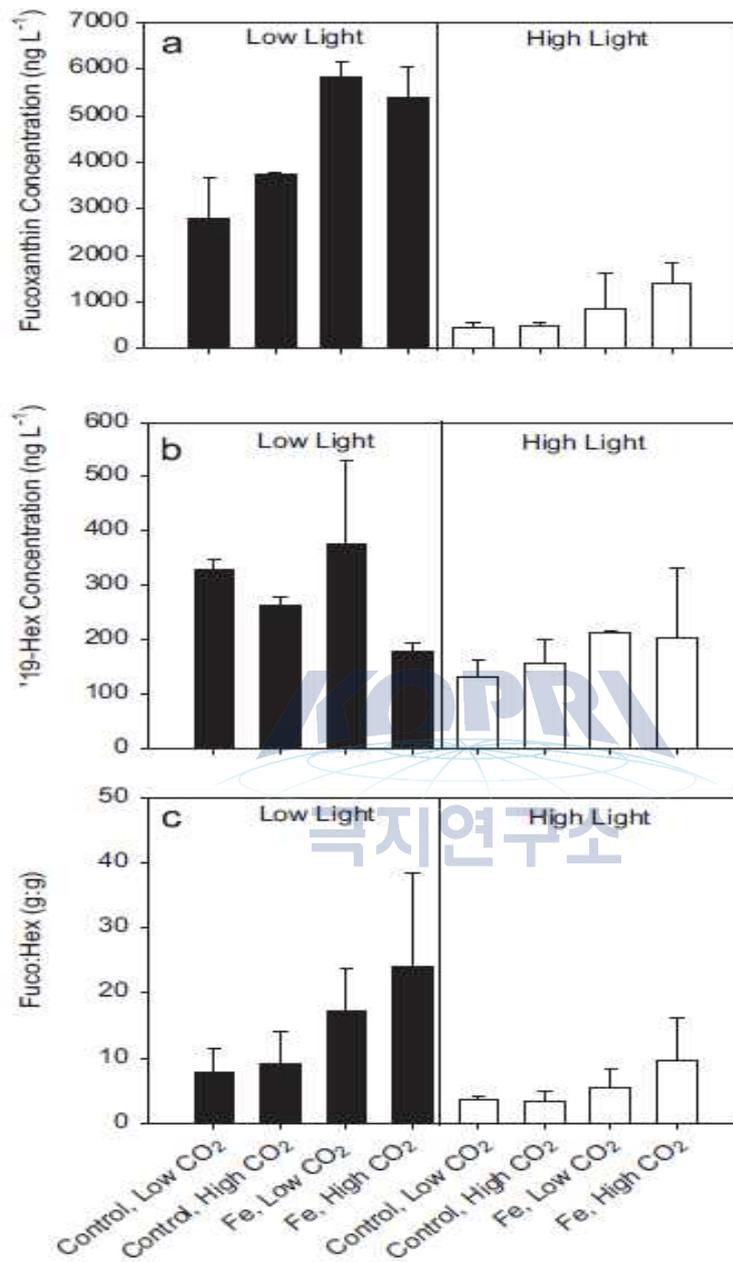


그림 20. 8가지 배양 조건 하에서 마지막 샘플 추출 시기의 식물플랑크톤 색소 농도 값

## 제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

성과목표	세부목표	달성 주요내용	달성도 (%)
남극해 입자태 유기탄소 분포 파악	남극 로스 해 입자태 유기탄소량 파악 및 탄소 저감 기작 파악	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 로스 해에서의 입자태 유기탄소량 파악</li> <li>- 로스 해에서 저층으로의 탄소 수송 기작 이해</li> </ul>	100
	수심별 입자태 유기탄소의 분포 패턴 파악 및 분포에 영향을 주는 주요 요인 파악	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 로스 해에서의 입자태 유기탄소의 구성과 수심에 따른 수직적 분포 패턴 파악</li> <li>- 로스 해에서 철이 일차생산 및 탄소 저감에 미치는 영향 파악</li> </ul>	100



## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

1. 식물플랑크톤 군집구조 자료를 데이터베이스화 하여 기후 변동에 따른 군집구조 변화가 탄소섭취율 변동에 미칠 영향 예측에 활용
2. 물리/화학적 환경요인 자료를 바탕으로 해양환경변화에 따른 식물플랑크톤의 탄소섭취율 변동 가능성 예측에 활용
3. 남극해에서의 식물플랑크톤 탄소섭취율의 장기 변동 자료로부터 향후 남극해의 이산화탄소 제거능 예측에 활용
4. 남극해에서 조사된 생물군집크기, 생물량, 탄소섭취율 등의 변화와 환경요소변화 사이의 원인 기작과 경로에 대한 이해로 향후 남극해에서 기후변화와 관련된 해양생태계 변동을 이해하는데 기초자료로 제공
5. 탄소섭취율이 뛰어난 식물플랑크톤의 광합성 기작을 연구하여 관련분야에 적용
6. 남극해 영양염류 및 미량금속 분포 변동 자료를 이용하여 일차생산자의 생산 활동 예측에 활용
7. 남극해에서 “Biological Pump”에 의해 대기에서 해양으로 유입되는 이산화탄소 양 추정
8. 남극해 생물펌프의 크기와 거동을 이해해하는 데 기초 자료로 제공
9. 남극해 이산화탄소 흡수량 추정 산출로 남극해의 이산화탄소 조정 능력 평가
10. Global ocean의 탄소순환에서의 남극해 역할 평가 가능: 전 세계 대양의 탄소순환 수지에 있어 남극해가 차지하는 역할을 (얼마나 많은 양의 탄소를 흡수하는지, 장단기 변동성은 어떠한지) 평가
11. 전 지구적인 기후변화 방향 예측과 변화 양상 이해를 위한 학술적인 근거 제공



## 제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

1.  $F_v/F_m$  : The photochemical quantum efficiency of photosystem II (variable/maximal Fluorescence)
  - pulse-amplitude modulated fluorometer 이용하여 측정 (DiTullio et al., 2000)
2. DMSpp : DMS의 intracellular precursor. 로스 해에서 *P. antarctica*의 export 지시자로 이용 (DiTullio et al., 2000)
  - cryogenic purge and trap gas chromatography 이용하여 DMS측정 (DiTullio et al., 1995)



## 제 7 장 참고문헌

- Arrigo, K. R., Worthen, D. L., Robinson, D. H. 2003. A coupled ocean ecosystem model of the Ross Sea: 2. Iron regulation of phytoplankton taxonomic variability and primary production. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C7).
- Asper, V. L., Smith, W. O., 1999. Particle fluxes during austral spring and summer in the southern Ross Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C3), 5345-5359.
- Bligh, E.G., Dyer, W.J., 1959. A rapid method of total lipid extraction and purification, *Canadian. J. Biochem. Physiol.* 37, 911 - 917.
- Coale, K. H., Wang, X., Tanner, S. J., Johnson, K. S. 2003. Phytoplankton growth and biological response to iron and zinc addition in the Ross Sea and Antarctic Circumpolar Current along 170 W. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(3), 635-653.
- DiTullio, G. R., Smith, W. O., 1995. Relationship between dimethylsulfide and phytoplankton pigment concentrations in the Ross Sea, Antarctica. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(6), 873-892.
- DiTullio, G. R., Grebmeier, J. M., Arrigo, K. R., Lizotte, M. P., Robinson, D. H., Leventer, A., ... & Dunbar, R. B. (2000). Rapid and early export of *Phaeocystis antarctica* blooms in the Ross Sea, Antarctica. *Nature*, 404(6778), 595-598.
- Dugdale, R. C., and Goering, J. J. 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnology and Oceanography*, 12. 196-206.
- Dubois, M., Gilles, K.A., Hamilton, J.K., Rebers, P.A., Smith, F., 1956. Colorimetric method for determination of sugars and related substances. *Anal. Chem.* 28, 350-356.
- Fabiano, M., Povero, P., Danovaro, R., 1993. Distribution and composition of particulate organic matter in the Ross Sea (Antarctica). *Polar Biology*, 13(8), 525-533.
- Feng, Y., Hare, C. E., Rose, J. M., Handy, S. M., DiTullio, G. R., Lee, P. A., Zhang, Y. 2010. Interactive effects of iron, irradiance and CO<sub>2</sub> on Ross Sea phytoplankton. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 57(3), 368-383.
- Fitzwater, S. E., Johnson, K. S., Gordon, R. M., Coale, K. H., Smith, W. O., 2000. Trace metal concentrations in the Ross Sea and their relationship with nutrients and

phytoplankton growth. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(15), 3159–3179.

Harrison, W. G., Cota, G. F., 1991. Primary production in polar waters: relation to nutrient availability. *Polar Research*, 10(1), 87–104.

Lowry, O.H., Rosebrough, N.J., Farr, A.L., Randall, R.J., 1951. Protein measurement with the folin phenol reagent. *J. Biol. Chem.* 193, 265 - 275.

Lee, S. H., M. S. Yun, B. K. Kim, H. Joo, S-H. Kang, C. K. Kang and T. E. Whitledge. 2013. Contribution of small phytoplankton to total primary production in the Chuckchi Sea. *Continental Shelf Research*, 68. 43–50.

Marsh, J.B., Weinstein, W.J., 1966. Simple charring method for determination of lipids. *J. Lipid Res.* 7, 574 - 576.

Montes-Hugo, M., Doney, S. C., Ducklow, H. W., Fraser, W., Martinson, D., Stammerjohn, S. E., Schofield, O., 2009. Recent changes in phytoplankton communities associated with rapid regional climate change along the western Antarctic Peninsula. *Science*, 323(5920), 1470–1473.

Parkinson, C. L., Cavalieri, D. J., 2008). Arctic sea ice variability and trends, 1979 - 2006. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C7).

Sedwick, P. N., DiTullio, G. R., Mackey, D. J., 2000. Iron and manganese in the Ross Sea, Antarctica: Seasonal iron limitation in Antarctic shelf waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C5), 11321–11336.

Reay, D. S., Priddle, J., Nedwell, D. B., Whitehouse, M. J., Ellis-Evans, J. C., Deubert, C., Connelly, D. P., 2001. Regulation by low temperature of phytoplankton growth and nutrient uptake in the Southern Ocean. *Marine Ecology Progress Series*, 219, 51–64.

Rignot, E., Bamber, J. L., Van Den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y., Van De Berg, W. J., Van Meijgaard, E., 2008. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature geoscience*, 1(2), 106–110.

Sedwick, P. N., DiTullio, G. R., Mackey, D. J., 2000. Iron and manganese in the Ross Sea,

Antarctica: Seasonal iron limitation in Antarctic shelf waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C5), 11321–11336.

Smith Jr, W. O., Ainley, D. G., Arrigo, K. R., Dinniman, M. S., 2014. The oceanography and ecology of the Ross Sea. *Annual review of marine science*, 6, 469–487.

Smith, W. O., Nelson, D. M., 1985. Phytoplankton bloom produced by a receding ice edge in the Ross Sea: spatial coherence with the density field. *Science*, 227(4683), 163–166.

Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Watson, A., 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea - air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8), 554–577.

T. Hama, T. Miyazaki, Y. Ogawa, T. Iwakuma, M. Takahashi, A. Otsuki and S. Ichimura. 1983. Measurement of photosynthetic production of a marine phytoplankton population using a stable <sup>13</sup>C Isotope. *Marine Biology*, 73. 31–36.





1. 이 보고서는 극지연구소 위탁과제 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 위탁연구과제로 수행한 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안됩니다.